

房総半島南部太平洋側浅海域における海溝斜面盆地群の構造： 2005・2007 房総南部浅海域高分解能反射法地震探査の成果

Structure of trench slope basins in shallow marine area off Pacific coast of the southern part of Boso peninsula, Japan: Result of high-resolution shallow marine seismic surveys of Bo2005 and Bo2007

山本修治¹・阿部信太郎²・佐藤比呂志³・古屋 裕⁴・荒井良祐⁵・津村紀子¹・伊藤谷生⁶

Shuji Yamamoto¹, Shintaro Abe², Hiroshi Sato³, Hiroshi Furuya⁴, Ryoyu Arai⁵, Noriko Tsumura¹ and Tanio Ito⁶

¹ 千葉大学大学院自然科学研究科, 現在 国際石油開発帝石株式会社 (Graduate Schools of Science and Technology, Chiba University; Now at INPEX Inc., shuji.yamamoto@inpex.co.jp)

² 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

³ 東京大学地震研究所 (Earthquake Research Institute, Tokyo University)

⁴ 千葉大学大学院理学研究科, 現在 伊藤忠石油開発株式会社 (Graduate Schools of Science, Chiba University; Now at Itochu Oil Exploration Co., Ltd)

⁵ 川崎地質株式会社 (Kawasaki Geological Engineering Co., Ltd.)

⁶ 帝京平成大学 (Teikyo Heisei University)

Abstract: We performed two high-resolution seismic surveys in shallow marine area off Pacific coast of the southern part of Boso peninsula, Japan in 2005 and 2007, to investigate distribution and structure of trench slope basins and to clarify their structural connection to onshore Plio-Pleistocene trench slope sediments. As a result, we discovered three slope basins named slope basin A, B and C, off Wadoura, Chikura, and Kamogawa, respectively. Northern boundary of slope basin A is a west-east trending fault which can be traced landward to onshore Ishido fault. Slope basin fills can be correlated with onshore trench slope sediment of Pleistocene Upper Toyofusa Group or younger sediments based on P-wave velocity stratigraphy established from onshore seismic and well data. From the interpretation results of present study and seismic survey off Tokyo bay coast, we produced geologic map in and around the southern part of Boso Peninsula, showing widespread distribution of offshore slope basin fills equivalent with or younger than onshore Chikura and Toyofusa Group. Sediment thickness distributions of slope basin A, B and C show north-south trending trends. These results suggest that the formations of trench slope basins off Pacific coast are controlled by north-south trending crustal movement which is remarkable in seismic section of 2005 survey as seabed warping structure. This north-south trending warping structure is considered as a new mechanism of short wavelength crustal movement affected on overriding plate in subduction zone.

キーワード: 海域反射法地震探査・房総半島・海溝陸側斜面堆積物

Keywords: marine seismic reflection survey, Boso Peninsula, trench slope sediment

1. はじめに

房総半島南部周辺は元禄地震をはじめとする歴史地震が繰り返し発生している地域である。本地域のテクトニクスを解明するうえで、海陸の地質情報の統合は防災上の観点からも今後ますます重要な意義をもつものと考えられる。房総半島南部には、鮮新世から更新世の海溝陸側斜面盆地堆積物である千倉層群や豊房層群が広く分布している。これらの地層は中新統から鮮新統の付加体の上に形成されたベンチを埋積し、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う上盤プレートの地質学的応答が記録されていると

いう点で注目すべきである。しかしながら、陸上の千倉層群・豊房層群についてはこれまでに数多くの研究がなされているものの、千倉層群・豊房層群相当層の海域における分布状況はこれまでのところ十分明らかにされていない。

このような状況の下、古屋ほか(2009)は房総半島南部の東京湾側館山沖において反射法地震探査を行い、高品質な記録を取得した。得られた記録に対して、陸上反射法地震探査(「房総2002」;佐藤ほか, 2003)および坑井データ(林ほか, 2004)により得られたP波区間速度による速度層序をもとに陸上地

質との対比を行った結果、千倉層群や豊房層群相当層と推定される地層が東京湾側に広く分布することが示された。

本研究では、房総半島南部の陸上の地層の太平洋側海域への分布と浅海域での地質構造を明らかにすることを目的として、概査的に鴨川市以南の外房沿岸の浅海域において2005年にGIガンを震源とする高分解能反射法地震探査を実施した。得られた地震探査記録の陸上地質との対比は古屋ほか(2009)と同様の手法を用いて実施した。その結果、太平洋側海域において豊房層群あるいはそれより新しい地層に相当する可能性がある三つの斜面盆地堆積物を見出した。この結果を受け、斜面盆地内部を精査することを目的とし、ウォーターガンを震源に用いた調査を2007年に追加実施した。本論では、上記2調査の結果を示すとともに、房総半島南部太平洋側で発見された斜面盆地の構造と陸上の地質構造との接続関係について報告する。

2. 地質概略

房総半島南部の地質図を第1図に示す。房総半島南部には、大局的には嶺岡帯(第1図のMn)から南に向かって概ね年代が若い地質体が順に分布する(斎藤, 1992)。嶺岡帯の北方では前弧海盆堆積物である三浦層群が発達する(第1図のMr(FB))。嶺岡帯の南限を規制する岩井一曾呂川断層^(注)(三縄ほか, 2002; Miyauchi *et al.*, 2006; 古屋, 2009)以南では、付加体である保田層群(下部中新統: 第1図のHt(AC))・三浦層群(中部中新統~下部鮮新統: 第1図のMr(AC)); 西岬層, 石堂層群; 小竹ほか, 1995)が分布する。岩井一曾呂川断層以南の一部の地域では、三浦層群相当の海溝陸側斜面盆地堆積物(第1図のMr(SF))が保田層群を覆って分布する(斎藤, 1992; 土屋, 2012MS; 千代延・山本, 2013)。保田層群と付加体の三浦層群の境界は北傾斜の逆断層である石堂断層(斎藤, 1992)であり、海溝陸側斜面盆地堆積物の千倉層群(第1図のCh)および豊房層群(第1図のTy_lおよびTy_u)は石堂断層以南に分布する。

第2図に千倉層群および豊房層群の層序表(小竹ほか(1995)をもとに作成)と後述する古屋ほか(2009)によるP波速度層序の関係図を示す。千倉層群と豊房層群の一部は、宇田断層以南と以北とで分布する地層がそれぞれ異なる(小竹ほか, 1995)。第3図に千倉層群および豊房層群の分布域の詳細な地質図を示す。千倉層群は鮮新世から前期更新世の地層であり、下位の三浦層群を不整合に覆い、一部断層関係で接する(中尾ほか, 1986; 小竹, 1988; 斎藤, 1992; 小竹ほか, 1995)。豊房層群は前期~中期更新

世の地層であり、南房総市千倉町北方から館山市にかけての低地帯で、下位の千倉層群や三浦層群を不整合に覆って分布する。豊房層群は火山灰層序により下位から加茂層, 神余層, 神余畑層, 東長田層, 滝川礫岩部層に区分され、全体として上方浅海化シーケンスを示す(小竹, 1988; 卜部, 1997)。このうち、東長田層および滝川礫岩部層の下限は不整合であり、豊房層群分布域において広域に追跡される(第3図; 小竹, 1988)。このため、本研究では東長田層および滝川礫岩部層の下限を境に、豊房層群を豊房層群(下部; Ty_l)と豊房層群(上部; Ty_u)に区分する。豊房層群(下部)は小竹ほか(1995)の加茂層, 神余層, 神余畑層を、豊房層群(上部)は東長田層および滝川礫岩部層をまとめていう。

豊房層群は、その分布域北部において、上郷断層と杳見断層によって東長田層と滝川礫岩部層が切られる。上郷断層と杳見断層はいずれも北傾斜の逆断層である(小竹, 1988)。豊房層群は大局的には西南西に約3度プランジした開いた向斜構造を呈する。

3. 海溝陸側斜面盆地堆積物のP波速度層序

房総半島南部の東京湾側では、2008年にエアガンを震源とした反射法地震探査が実施されている(第1図のBoso2008)。古屋ほか(2009)はBoso2008の記録の解釈を行うにあたり、房総半島中央を縦断する反射法地震探査「房総2002」(佐藤ほか, 2003)の再解析をした山本(2008MS)、および鴨川観測井(林ほか, 2004)から得られたP波区間速度情報をもとに房総半島南部の陸上に露出する地層とP波区間速度の関係を以下のように整理した(第2図)。

- ・豊房層群(上部): およそ1800 m/s
(下部): およそ2000 m/s
- ・千倉層群: 2000 m/s~2500 m/s
- ・三浦層群(付加体)・保田層群: 2500 m/s~3500 m/s

千倉層群と豊房層群は速度差があり、どちらも三浦層群(付加体)および保田層群より遅いため、このP波速度による速度層序は千倉層群および豊房層群を反射法地震探査断面上で認定するのに有効である。また、陸上の豊房層群中では、東長田層および滝川礫岩部層基底の広域不整合面を境に上下の地層の区間速度の差が認められることから、海域の反射法地震探査記録においても不整合面反射イベントの上下の区間速度差から陸上地質との層序対比を行うことが可能となる。

以上より、本研究でも古屋ほか(2009)の手法を踏襲し、反射法地震探査記録の解釈においてP波速度層序の観点から陸上地質との対比を試みる。

(注) 古屋ほか(2009)にならい、本論でも大塚(1949)が記載した岩井断層のプライオリティを尊重して「岩井一曾呂川断層」を使用する。

4. 浅海高分解能反射法地震探査

4.1 測線とデータ取得仕様

本探査の対象地域は鴨川市から野島崎にかけての沖合 15 km までの水深 200 m から 300 m の浅海域である (第 1 図)。

まず、浅海堆積物の存在および海底地形を把握するため、浅海域反射法地震探査『房総浅海 2005』(以下, Bo2005) を 2005 年に実施した。さらに, Bo2005 によって発見された斜面盆地堆積物の内部構造と陸側への広がりを明らかにするため、『房総浅海 2007』(以下, Bo2007) を 2007 年に追加で実施した。両探査の探査仕様を第 1 表に示す。

Bo2005 は、水深 200 m の等深線にほぼ並行な北東-南西方向の測線を設定した。測線長は約 40 km で、600 m のストリーマケーブルを曳航した。震源は震源エネルギーの透過性を確保するため GI ガンを用いた。

Bo2007 では北東-南西方向の測線 (Bo2007-1-1 および 1-2) を Bo2005 の約 3 km 陸側に平行に設定し、これらに直交する北西-南東方向の 5 測線 (Bo2007-2-1~2-5) を加えた合計 7 測線でデータ取得を行った。総測線長は約 71 km である。北西-南東方向の 5 測線は可能な限り陸側まで延伸するため、水深約 20 m の沿岸域まで接近させた。高分解能の記録を取得して斜面盆地内部の詳細な構造を明らかにするため、震源は高周波数成分に富むウォーターガンを使用した。ストリーマケーブルの長さは 30 m である。

Bo2005、および Bo2007 のデータ処理は標準的な CMP 重合法の概念に従い、(株)地球科学総合研究所製の地震探査処理ソフトウェア、Super-Xc® を用いて実施した。ただし、Bo2007 では、ストリーマケーブルが短く、速度解析に十分な精度が期待できないため、Bo2005 の交点における平均的な重合速度を用いて重合処理を行った。Bo2005 測線の深度変換は、速度解析によって得られた RMS 速度から Dix 変換によって計算した平均速度を用いて実施した。Bo2005 および Bo2007 のデータ処理の流れをそれぞれ第 4 図(a) と第 4 図(b) に示す。

4.2 データ処理結果

Bo2005 測線のデータ処理の結果得られたマイグレーション後時間断面図、およびマイグレーション後深度断面図をそれぞれ第 5 図(a)、第 5 図(b) に示す。Bo2005 測線のマイグレーション後時間断面図では、往復走時 2 秒までに比較的良好な S/N の反射記録が得られ、特に往復走時 1 秒までは多重反射の影響は残るものの、品質の高い記録が得られた。Bo2005 測線のマイグレーション後時間断面では、海底地形に波長が約 10 km、振幅約 0.1 秒で緩やかに波曲している様子が窺える (第 5 図)。やや海底面深度が深く、波曲のトラフ部にあたる千倉沖の SP750 か

ら 1370 と和田浦沖の SP1550 から 2500、および鴨川海底谷の北方の SP1 から 250 の 3 箇所において、海底面直下から往復走時 0.4 秒程度までの深度に連続性のよい反射面を呈する領域が認められた。これらの領域には、厚さ最大 0.2 秒程度の堆積物が発達している。一方、千倉沖と和田浦沖の間、千倉沖から野島崎沖の間は波曲のバルジ部にあたり、トラフ部に比べて連続的な反射波を呈する部分が薄くなっているか、または連続的な反射波が認められない。本論では和田浦沖に認められた比較的厚く堆積物が発達する領域を斜面盆地 A、千倉沖のそれを斜面盆地 B、鴨川海底谷北方のそれを斜面盆地 C と呼ぶ。Bo2005 測線における斜面盆地 A、B の幅はそれぞれ約 8 km、12.5 km である。斜面盆地 C の北限は明らかでないが、Bo2005 測線における斜面盆地 C の幅は少なくとも約 4 km である。

次に、Bo2007 の各測線の重合後断面図を Appendix 1 から 12 に示す。このうち、斜面盆地 A および B と交差する Bo2007-2-4、Bo2007-2-2 の南東側の拡大図をそれぞれ、第 6 図(a)、第 7 図(a) に示す。第 6 図(a)、および第 7 図(a) では、海底面多重反射の出現位置 (第 6 図(a)、第 7 図(a) の Seabed Multiple) より上位の時間深度において、斜面盆地堆積物の内部構造を高分解能で捉えることができた。ただし、Bo2007 の各測線は、陸側に向かって海底面深度が浅くなるにつれて海底面多重反射の繰り返しと海底地形の凹凸による回折波の影響が多く残る。また、海底面直下では、ウォーターガンの波形処理における偽像が発生するため、解釈の際に注意を要する。なお、データ収録仕様により往復走時 0.5 秒以深のデータが存在しない。このため、次に述べる斜面盆地内部のホライゾン解釈は Bo2007-2-4、Bo2007-2-2 の両測線で解釈ホライゾンを定義・追跡した後、Bo2005 にそれらのホライゾンを接続して追跡した。また、斜面盆地以深の解釈作業は Bo2005 測線に拠った。

5. 斜面堆積盆地堆積物の層序と地質構造

5.1 斜面盆地堆積物のホライゾン解釈とユニット区分

(1) 斜面盆地 A のホライゾン解釈とユニット区分 (Bo2007-2-4 測線)

斜面盆地堆積物のユニット区分を行うにあたり、はじめに、斜面盆地 A 内部の堆積物でターミネーションパターンに特徴のある 5 つのホライゾン (下位より A1, A2, A3, A4, A5 の各ホライゾン) を認定した (第 6 図(b))。A5 ホライゾンは海底面反射イベントである。これらをもとに、震探相 (反射イベント群の連続性、振幅、形態) の特徴から、斜面盆地 A の堆積物を以下に示す UnitA-1 から UnitA-4 までの 4 ユニットに区分した。

UnitA-1 : A1 ホライゾン (斜面盆地基底) から A2 ホライゾン

連続性が良く、振幅の強い互いに平行な反射イベント群からなる。UnitA-1の反射イベント群はアップディップ側で斜面盆地基底のA1ホライゾンにオンラップ(第6図(a)の赤矢印)し、A2ホライゾンにトランケートされる(第6図(a)の青矢印)。UnitA-1の反射イベント群は北西側でSP350付近の往復走時0.26秒から0.28秒付近で途切れる(第6図(a)の白抜き矢印の間)。

UnitA-2 : A2 ホライゾンから A3 ホライゾン

連続性が良く、互いに平行な反射イベント群からなる。堆積物は陸側へバックステップし、沖側に向かって薄くなる。UnitA-2内の反射イベント群はA2ホライゾンに対して低角にダウンラップし、A3ホライゾンに対してせん滅する(第6図(b)の青矢印)。UnitA-2の反射イベントは北西側でSP350付近の往復走時0.22秒から0.26秒付近で途切れる(第6図(a)の白抜き矢印の間)。

UnitA-3 : A3 ホライゾンから A4 ホライゾン

振幅と連続性の強弱が繰り返す反射イベント群からなる。全体としてアグラデーションを伴うプログラデーションを呈し、堆積体が南東の沖側へ前進する。(第6図(b)のUnitA-3内の点線)。内部反射イベント群はA3ホライゾンに対してダウンラップし(第6図(a)の赤矢印)、A4ホライゾンに対してトップラップする(第6図(a)の青矢印)。

UnitA-4 : A4 ホライゾンから A5 ホライゾン

連続性に乏しく、互いに平行な反射イベント群からなる。A4ホライゾンに平行か沖側ではややオンラップする(第6図(a)の赤矢印)。UnitA-4の反射イベントは、明瞭ではないが北西側でBo2007-2-4測線のSP350付近の海底面直下で途切れるように見える(第6図(a)の白抜き矢印の間)。

UnitA-1, UnitA-2の反射イベント群が途切れ、かつ、UnitA-4の反射イベントが途切れるように認められる第6図(a)の白抜き矢印間を断層と解釈した。

(2) 斜面盆地 B のホライゾン解釈とユニット区分 (Bo2007-2-2 測線)

次に、斜面盆地B内部についても、斜面盆地Aと同様の手法でターミネーションパターンに特徴のある5つのホライゾン(下位よりB1, B2, B3, B4, B5の各ホライゾン)を認定した(第7図(b))。B5ホライゾンは海底面反射イベントである。斜面盆地Aと同様に、震探相の特徴から斜面盆地Bの堆積物を以下に示すUnitB-1からUnitB-4までの4ユニットに区分した。

UnitB-1 : B1 ホライゾン (斜面盆地基底) から B2 ホライゾン

連続性が良く、振幅の強い互いに平行な反射イベント群からなる。UnitB-1の反射イベント群はアップ

ディップ側で斜面盆地基底のB1ホライゾンにオンラップ(第7図(a)の赤矢印)するか、B2ホライゾンにトランケートされる(第7図(a)の青矢印)。

UnitB-2 : B2 ホライゾンから B3 ホライゾン

連続性が良く、互いに平行な反射イベント群からなる。堆積物は陸側へバックステップし、沖側に向かってやや薄くなる。UnitB-2の内部反射イベント群はB2ホライゾンに対して低角にダウンラップし、B3ホライゾンに対してせん滅する(第7図(b)の青矢印)。

UnitB-3 : B3 ホライゾンから B4 ホライゾン

振幅と連続性の強弱が繰り返す反射イベント群からなる。全体としてプログラデーションが卓越し、堆積体が南東の沖側へ前進する。(第7図(b)のUnitB-3内の点線)。内部反射イベント群はBo2007-2-2測線のSP300付近でせん滅する。

UnitB-4 : B4 ホライゾンから B5 ホライゾン

連続性に乏しく、互いに平行な反射イベント群からなる。B4ホライゾンに平行か沖側ではややオンラップする(第7図(a)の赤矢印)。UnitB-4の反射イベントは、北西側でBo2007-2-2測線のSP400付近の海底面直下でせん滅する。

なお、斜面盆地Cは北東-南西方向のBo2005、およびBo2007-2-5において概ね互いに平行な反射イベント群からなり、その基底に斜面盆地堆積物の基底ホライゾンを追跡した。ただし、北西-南東方向に交差する測線がないために、ターミネーションパターンに特徴のあるホライゾンを認定できないこと、斜面盆地Aからのホライゾンの追跡ができないことから、内部のユニット区分は行うことができなかった。

(3) Bo2005 測線における斜面盆地 A, 斜面盆地 B のホライゾン解釈とユニット区分

次に、Bo2007-2-4、およびBo2007-2-2で定義した斜面盆地A、および斜面盆地BのホライゾンをBo2005測線上で追跡した。その解釈結果を第8図(a)、(b)に示す。

Bo2005測線では斜面盆地AのUnitA-1は北東側に向かって厚くなる(第8図(a))。一方、斜面盆地BのUnitB-1は正断層(第8図(b)下図の黒実線)により切れ、全体として盆地の中央部が厚くなっている。斜面盆地AのUnitA-2の堆積物は極めて薄く、Bo2005測線上での分布範囲は北部のみに限られる。斜面盆地BのUnitB-2も堆積物の厚さが薄いため明瞭ではないが、北東側でB3ホライゾンへ向かってトランケートまたはせん滅の様子が認められる(第8図(b)上図の青矢印)。斜面盆地AのUnitA-3の内部反射イベントは南西に向かってダウンラップしている(第8図(a)上図の赤矢印)。一方、斜面盆地BのUnitB-3の内部反射イベントは明瞭ではないが北東に向かってダウンラップしている(第8図(b)上図

の赤矢印). UnitA-4 および UnitB-4 はいずれも連続性が乏しく, 互いに平行な反射イベント群からなる. 堆積物は非常に薄く, 内部に明瞭なパターンは認められない.

(4) Bo2007-1-2 測線における斜面盆地 A, 斜面盆地 B のホライゾン解釈とユニット区分

続いて, Bo2007-1-2 測線においてもホライゾン解釈を行った. Bo2007-1-2 における, 斜面盆地 A および斜面盆地 B の周辺の拡大図を第 9 図(a), (b)に示す. Bo2007-1-2 と Bo2007-2-2, および Bo2007-2-4 との交点では斜面盆地堆積物が分布しないことから, 海底面反射イベント (A5 および B5), およびそれぞれの斜面盆地堆積物の基底を A1 および B1 とし, Bo2005 のターミネーションパターンに基づくホライゾン定義をもとに解釈を行った.

斜面盆地 A は Bo2007-1-2 測線では SP150 から SP960 の間に分布している (第 9 図(a)). 斜面盆地 A 下限の A1 ホライゾンは緩やかに北東傾斜した傾斜不整合面であり, 上位の堆積物が北東側に向かって厚くなる楔形の形状は Bo2005 測線とのそれと調和的である. ここでは, 斜面盆地 A の基底に A1 ホライゾンを, また, A2 ホライゾンを斜面盆地内のトランケーションイベント (第 9 図(a) 上図の水色矢印) に解釈した. A1 ホライゾンと A2 ホライゾン間の堆積物を UnitA-1, A2 ホライゾンと A5 ホライゾンの間の堆積物を UnitA-4 と解釈した. 斜面盆地堆積物の北限は SP150 の海底面直下に表れる反射面の不連続部と考えられる (第 9 図(a)の白抜き矢印間).

斜面盆地 B は Bo2007-1-2 測線では SP2180 から SP2800 の間に分布している (第 9 図(a)). ここでは, 斜面盆地 B の基底に B1 ホライゾンを, また, B2 ホライゾンを斜面盆地内のトランケーションイベント (第 9 図(b) 上図の水色矢印) に解釈した. B1 ホライゾンと B2 ホライゾン間の堆積物を UnitB-1, B2 ホライゾンと B5 ホライゾンの間の堆積物を UnitA-4 と解釈した. ただし, SP2630 から SP2800 までは, 海底面直下のウェーブレットの偽像が混在するため, B2 ホライゾンの追跡確度には不確実性がある.

5.2 斜面盆地堆積物のホライゾン対比

UnitA-1 と UnitB-1

斜面盆地 A の UnitA-1 と斜面盆地 B の UnitB-1 はいずれも連続性が良く, 振幅の強い互いに平行な反射イベント群から構成される. また, 斜面盆地 A と斜面盆地 B の基底をなす A1 ホライゾンと B1 ホライゾンは Bo2005 測線において直接接続される (第 5 図). さらに, UnitA-1 と UnitB-1 の上限をなす A2 ホライゾンと B2 ホライゾンは互いに下位のユニットの反射イベントをトランケートするという特徴が共通することから, UnitA-1 と UnitB-1 を同時代の堆積ユニットとして対比可能であると考えられる.

UnitA-2 と UnitB-2

斜面盆地 A の UnitA-2 と斜面盆地 B の UnitB-2 はいずれも連続性が良く, 互いに平行な反射イベント群から構成される. また, 両者は陸側へバックステップするという特徴も共通する. さらに, UnitA-2 と UnitB-2 の上限をなす A3 ホライゾンと B3 ホライゾンに向かって下位の地層がせん滅するという特徴も共通することから, UnitA-2 と UnitB-2 を同時代の堆積ユニットとして対比可能であると考えられる.

UnitA-3 と UnitB-3

斜面盆地 A の UnitA-3 と斜面盆地 B の UnitB-3 はいずれも振幅の強弱が繰り返す反射イベント群から構成され, 全体として沖側へ前進するパターンを示すという点で共通する. UnitA-3 はアグラデーショナルなプログラデーションである一方, UnitB-3 はプログラデーションが卓越するという点で違いが認められるが, UnitA-3 と UnitB-3 の上限をなす A4 ホライゾンと B4 ホライゾンがトップラップを示すという特徴も共通することから, UnitA-3 と UnitB-3 を同時代の堆積ユニットとして対比可能であると考えられる.

UnitA-4 と UnitB-4

斜面盆地 A の UnitA-4 と斜面盆地 B の UnitB-4 はいずれも振幅が弱く, 互いに並行で連続性の低い反射イベント群から構成される. さらに, UnitA-4 と UnitB-4 の上限をなす A5 ホライゾンと B5 ホライゾンは現在の海底面であるから, UnitA-4 と UnitB-4 を同時代の堆積ユニットとして対比可能であると考えられる.

5.3 斜面盆地および斜面盆地以深の構造

第 10 図(a)に斜面盆地 A および斜面盆地 B を鯨観するブロックダイアグラムを示す. また, 第 10 図(b)には斜面盆地 A の北東部の断層付近の拡大図を示す. 以下では, 斜面盆地 A, 斜面盆地 B, および斜面盆地以深の構造について述べる.

(1) 斜面盆地 A の構造 (斜面盆地 A 北縁断層)

斜面盆地 A は北東-南西方向の測線 (Bo2005 および, Bo2007-1-2) で見ると, いずれも北東に向かって厚くなる楔状の形態を示す. Bo2007-1-2 における斜面盆地 A 堆積物の厚さは最大でも 0.06 秒程度であり, Bo2005 測線上での厚さ (0.20 秒) に比べると, 陸側に向かって層厚を減じていることがわかる. なお, Bo2005 では, 現在の海底地形は堆積物の厚い北東側が高くなっている.

第 10 図(b)に Bo2005, Bo2007-1-1, Bo2007-1-2, および Bo2007-2-4 の深度断面図を組み合わせて作成した斜面盆地 A の北東部付近の拡大図を示す. Bo2005 では, 斜面盆地 A の北東端となる SP750 から 760 の間に海底地形の急変が観察され (第 8 図(a) 下図の fault scarp), その直下に斜面盆地堆積物の反射イベント群が途切れ, 下位ほど上方に大きく引き

ずられている（第8図(a)上図の白抜き矢印間）。同様に、Bo2007-2-4でも斜面盆地Aの北東端となるSP350に海底地形の急変が認められ、その直下で反射イベント群が途切れる様子を確認できる（第6図(a)）。これらの反射イベント群の途切れと海底地形の急変は、それぞれ断層とそれに付随する断層崖であると考えられる。本論では、斜面盆地Aの北縁をなす断層を斜面盆地A北縁断層と呼称する。Bo2005とBo2007-2-4から斜面盆地A北縁断層の走向傾斜を求めると、N89W50Nとなる。この走向を西方に延長すると、Bo2007-1-2のSP50での海底地形の急変部（第9図(a)下図のFault Scarp?の矢印）にはほぼ一致する。ただし、Bo2007-1-2では斜面盆地堆積物の反射イベントが途切れるSP150と海底地形の急変とは一致しておらず、約600m北東のSP50付近が海底地形の急変となっている。このことから、Bo2007-1-2では斜面盆地A北縁断層が分岐してSP150付近に副次断層を形成している可能性があるが断定はできない。

(2) 斜面盆地Bの構造

斜面盆地Bは北東-南西方向の断面(Bo2005および、Bo2007-1-2)で見るとほぼ対称で中央部が厚くなる盆状の形態を示し、沖側のBo2005ではやや南西側が厚くなる。堆積物の厚さは、Bo2007-1-2で最大0.06秒程度であり、Bo2005のそれが0.19秒程度であることから斜面盆地Aと同様、陸側へ大きく層厚を減じている。Bo2005ではUnitB-1が正断層群により切られる様子が認められるものの、より陸側に近いBo2007-1-2では同断層の発達は認められない（第8図(b)、第9図(b)）。

(3) 斜面盆地基底以深の構造

データ処理の過程で除去しきれなかった多重反射の影響を取り除くとともに、振幅の弱い深部での反射イベントを抽出するため、Bo2005測線の深度断面図を用いてマニュアルピックによるラインドロウイングを行った。第11図に斜面盆地基底面以深で抽出した反射イベント群をそれぞれ示す。第11図では、海底面多重反射あるいは層間多重反射による影響が残る一部の部分や鴨川海底谷に代表されるような海底地形の凹凸がある箇所(SP200-SP700)の深部を除き、深度3kmまで複雑に褶曲したイベント群やイベントの傾斜の急変が認められた。イベントの傾斜の急変部や斜交箇所では反射イベント群の連続性が認められない。褶曲したイベント群の中から、数条の傾斜方向の転換となるトレンドを認定して断層を推定した（第11図の赤破線）。

5.4 斜面盆地堆積物とそれ以深の区間速度分布

第12図に斜面盆地Aと斜面盆地B近傍において、Bo2005測線のデータ処理の速度解析結果から得られた区間速度構造を示す。また、第13図にBo2005測線の区間速度構造図をマイグレーション後時間断面

にオーバーレイした図を示す。斜面盆地A,Bの内部、および基底面以深の区間速度の値とP波速度層序(第2図;古屋ほか,2009)の関係は以下のようにまとめられる。

- ・斜面盆地A,B内部の区間速度はいずれも1700 m/sec~1800 m/sec程度の値を示し、豊房層群上部あるいはそれより遅い区間速度に対応する(第2図,第12図)。

- ・斜面盆地A,B内部に解釈したユニット単位での区間速度の変化は速度解析結果からは検出されない。

- ・斜面盆地Aの基底以深では概ね1800 m/sec以上の区間速度が得られ豊房層群下部の区間速度に対応するほか、一部では2000 m/secを越す区間速度の値が得られ、千倉層群の区間速度に対応する(第2図,第12図(a))。

- ・斜面盆地Bの基底以深では1800 m/sec~2000 m/secの区間速度の値が得られ、豊房層群下部から千倉層群の区間速度に対応する(第2図,第12図(b))

- ・往復走時1秒付近から2秒までの区間速度は三浦層群(付加体)から保田層群の区間速度(2500 m/sec~3500 m/sec)に対応する(第13図)。

5.5 Bo2005 測線深度断面図の解釈

これまでの解釈作業を踏まえて作成した、Bo2005の解釈地質断面図を第14図に示す。斜面盆地A,Bの内部の地層は、P波速度層序から豊房層群上部またはそれより新しい時代の地層に相当すると解釈した。なお、同様の区間速度をもち、Bo2005測線のSP1からSP250に発達する斜面盆地Cも豊房層群上部相当層またはそれより新しい時代の地層と解釈した(第13図,第14図)。斜面盆地Aの基底面直下では、比較的連続性が良いイベントが複雑に変形している様子が認められる(第8図(a)のSP1100からSP1350の往復走時0.25秒から0.50秒)。一方、斜面盆地Bの基底面直下では連続性の良いイベントは認められない(第8図(b)のB1ホライズン以深)。このように、斜面盆地内部とそれ以深とでは反射イベント群の構造に大きな差異が認められる。

陸上の千倉層群は南側ほど厚く、南北に層相の変化が認められ(小竹,1988;斎藤,1992)、豊房層群に比べて褶曲による変形を強く受けている。また、一部に乱堆積層が認められている(Yamamoto,2007)ことから、地震探査データ上で成層した連続的なイベントを呈さない可能性もある。これらの特徴は、第13図における区間速度で2000 m/sec~2500 m/secの領域と概ね一致するため、該当部分を千倉層群と解釈した。斜面盆地Aおよび斜面盆地Bの基底以深には、豊房層群下部に相当する区間速度も得られているが、豊房層群下部が斜面盆地基底以深に存在する可能性は否定できないものの、陸上における豊房層群上部と下部の地質構造上の差異は、反射法地震

探査記録における斜面盆地堆積物とそれ以深との地質構造上の差ほど顕著でないため、Bo2005 測線では明確な豊房層群下部を認定することはできなかった。また、陸上の千倉層群と三浦層群の境界は不整合として認識されるが、Bo2005 測線では千倉層群の基底を示唆する明瞭な不整合イベントを認めることはできない。この原因として、海底面多重反射や斜面盆地の層間多重反射などのノイズによるイメージングの低下が考えられる。ただし、千倉層群の下部ほど変形が激しく不整合面の認定が困難な場合があるとされる(川上・宍倉, 2006) ことも考慮に入れる必要がある。

斜面盆地基底面以深はラインドローイングの結果から場所によっては深度 3 km 程度まで明瞭な反射イベント群が認められ、イベント群が褶曲し、一部断層により切られている様子が確認できる(第 11 図)。このような褶曲したイベント群の特徴は、古屋ほか(2009)の三浦層群(付加体)や保田層群の特徴に類似している。斜面盆地基底面以深は Bo2007, および Bo2007 測線群から推定される海域と陸域との断層の接続から解釈した。詳細は次章で述べる。

6. 房総半島南部陸海域の地質構造の接続と海域地質分布

以下では、本研究および古屋ほか(2009)による東京湾側の地震探査記録解釈結果から現時点で推定される、房総半島南部の東京湾沿岸浅海域から太平洋沿岸浅海域までの地質構造の接続関係について述べる。次に、房総半島南部陸海域の地質構造の関係から、両浅海域に分布する豊房層群相当層もしくはそれより新しい時代の堆積物の分布について考察する。

6.1 陸上の主要断層の海域延長と斜面盆地以深の構造解釈

(1) 石堂断層

5.3(1)で述べたように、斜面盆地 A 北縁断層は海底崖を伴う、ほぼ東西走向の北傾斜の断層である。斜面盆地 A 北縁断層に付随する海底崖に相当すると考えられる等深線の変化は海上保安庁(1994)による海底地形図上に表れており、陸側に向かって走向を東西から西北西-東南東に変化させながら和田浦の北方 2 km まで続き、陸上の石堂断層東端に近接する。このことから、斜面盆地 A 北縁断層は陸上の石堂断層に接続すると解釈した。古屋ほか(2009)では、Boso2008Line1 の CDP2200 付近に陸上の保田層群と三浦層群の付加体の境界断層として石堂断層の延長を推定している。本研究においても、石堂断層は太平洋側において保田層群と三浦層群の付加体の境界断層として陸上から延長していることが推定された。

(2) 岩井-曾呂川断層

陸上の岩井-曾呂川断層は、内房から外房にかけて大局的には東西走向をなし、北側の嶺岡帯と南側の保田層群(付加体)の境界となる断層帯である。古屋ほか(2009)では、北に約 40 度傾斜する断層として Boso2008Line1 の CDP1500 付近に岩井-曾呂川断層の東京湾側の延長が推定されている。岩井-曾呂川断層は陸上において地形傾斜の急変点として認識されており(Miyauchi *et al.*, 2006)、太平洋側の岩井-曾呂川断層の東方延長には、鴨川海底谷が発達する。Bo2005 測線では、鴨川海底谷において断層を示す反射イベントのオフセットを認めることはできないが、暫定的に鴨川海底谷の南壁に岩井-曾呂川断層の東方海域延長を解釈した。

(3) Bo2005 測線深部解釈と保田層群・三浦層群境界

(1)で述べた陸上の石堂断層と斜面盆地 A 北縁断層の対比から、Bo2005 測線の千倉層群(もしくは豊房層群下部)分布域以深において褶曲-衝上断層構造を呈し、かつ区間速度が 2500 m/sec を超えるような領域を三浦層群(付加体)として解釈した。陸上の石堂断層以南の、三浦層群(付加体)の基盤の上に千倉層群、および豊房層群が発達する傾向は太平洋側浅海域でも同様と考えられる。ただし、太平洋側浅海域での三浦層群(付加体)と千倉層群の詳細な分布境界は本研究からは明らかではない。

保田層群の浅海域の分布は、反射法地震探査データにおいて特徴が明瞭でないものの陸上地質と同様に石堂断層と岩井-曾呂川断層の間に相当する、斜面盆地 A 北縁断層の深部延長より北側から鴨川海底谷南壁までに推定した(第 14 図, 第 15 図)。鴨川海底谷より北側では、反射イベントに富み、全体として向斜構造を呈する地質体が認められる(第 14 図の Slope Basin C の深部)。これは、陸上の三浦層群(前弧海盆堆積物)の東方延長に相当すると考えられる。なお、陸上の嶺岡帯構成岩類の海域延長の存在は本研究からは明らかでない。

6.2 豊房層群相当層およびそれより新しい地層の海陸分布

第 15 図(a)には本研究によって明らかとなった太平洋側の豊房層群上部もしくはそれより新しい時代の堆積物(斜面盆地 A, 斜面盆地 B, および斜面盆地 C)の分布と等時線図(第 15 図 Slope Basin A から C 分布域内部のコンター)を合わせて示す。斜面盆地 A の等時線図は南北のトレンドを持ち、東側に向かって堆積物が厚く発達する傾向が見られる。また、斜面盆地 B は堆積物の中心がほぼ南北の軸に沿い、南側ほど厚い堆積物が発達している。さらに、斜面盆地 C については、測線が Bo2005 と Bo2007-1-1 のみと疎ではあるものの、南北の軸に沿って堆積物が厚く発達する傾向が推定される。第 15 図(a)には、

古屋ほか(2009)による東京湾側での豊房層群相当層の分布も示している。なお、東京湾側の堆積物の厚さの分布は測線が疎であり詳細は明らかでないため、最大往復走時を示している。古屋ほか(2009)では、東京湾側に岩井一曾呂川断層、石堂断層、および杳見断層の延長を解釈し、これらの断層間の向斜部に豊房層群下部相当層の分布を示している。ここで注目されるのは、東京湾側、太平洋側いずれの浅海域においても、石堂断層以北にも豊房層群相当層が発達していることである。特に東京湾側の岩井一曾呂川断層と石堂断層の間では石堂断層の北方に分布する海溝陸側斜面盆地堆積物の三浦層群相当層が向斜構造を呈し、海域のBoso2008のLine1において、その上位を豊房層群が覆う(斎藤, 1992; 土屋, 2012MS)。同様に、東京湾側の豊房層群下部分布域は陸上の東西走向の断層の延長部間に形成された向斜部に豊房層群が発達するものと見られ、その下位には千倉層群が発達していると考えられる。

7. 斜面盆地形成史

7.1 房総半島南部東京湾側浅海域

第15図(b)には、Boso2008のLine2を通過する洲崎沖から千倉町までの東西断面図を示す。陸上の豊房層群下部と千倉層群との不整合面は古屋ほか(2009)による館山沖から洲崎沖の東京湾側浅海域の反射法地震探査断面においても追跡される。Boso2008 Line2上での豊房層群は、1800 m/s 後半から2000 m/s 程度の区間速度が卓越することから、豊房層群(下部)であると考えられる(古屋ほか, 2009)。このほか、Boso2008 Line1において解釈されている豊房層群相当層はほぼ全て豊房層群下部であると推定されており、東京湾側での豊房層群上部の分布は限定的であった可能性が高い。ただし、反射法地震探査の速度解析のもつ垂直分解能の限界から、東京側において豊房層群上部が発達する可能性も否定できない。卜部(1997)によれば、陸上の豊房層群上部相当層(卜部(1997)の東長田層、嵯峨志層、池之内層、滝川礫岩)の古流向は同相当層北部では北西～北東から南東～南西を、東部では北東から南西を示している(第15図(a)の青矢印)。このことから、古屋ほか(2009)による館山沖の豊房層群相当層は、陸上の豊房層群堆積時と堆積盆を同じくし、陸上の東北東～西南西から東西走向の断層や褶曲により規制された小規模な堆積盆に豊房層群が埋積したものと考えられる。

7.2 房総半島南部太平洋側浅海域

本研究によるBo2005測線、およびBo2007測線群で見出された斜面盆地A、Bの一部のユニットがいずれも南東側へ向かってプログラデーショナルしていることから、太平洋側浅海域に分布するこれらの地

層は、陸上の豊房層群上部堆積時とは異なる堆積盆に属したものと考えられる。なお、本調査の結果、太平洋側ではP波速度層序から豊房層群下部相当層は見出されなかったため、同時代の地層が欠如している可能性もある。第15図(a)から、斜面盆地Aの堆積物の層厚は北側を断層に規制され、等時線は断層の走向にほぼ直交する南北方向を向いて東側ほど厚くなるのがわかる。斜面盆地A北縁断層(陸上の石堂断層の太平洋沿岸浅海域延長部)は、UnitA-3堆積時まで活動していたと考えられるが、UnitA-4以降は同断層に明瞭な活動の痕跡は認められない(第8図(a))。UnitA-4から最近にかけては、Bo2005測線では断層の北東側ブロックが隆起に転じたように見えるが、これは同断層の東方に推定される南北性の隆起によるものと考えられる。斜面盆地Bの堆積物はやや南側に厚くなり、南北に軸をもつ東西にほぼ対称で南に開いた形状となっている。UnitB-1までは斜面盆地B基底に発達する正断層群によって斜面盆地Bの形成が開始されたものの、その後は正断層群の活動は認められない。同正断層群については、Bo2005測線において確認できるのみであり、Bo2007測線群では認められないことから、各正断層の走向・傾斜は今のところ決定できない。斜面盆地AとBの間は波曲のバルジ部に位置し、相対的に隆起している。

このように、斜面盆地AとBは全体として南北の軸をもつ波曲構造によって堆積場が形成されたことがわかる。斜面盆地Aや斜面盆地Bを形成した隆起-沈降運動は陸上の豊房層群とは異なる、南北軸の構造運動によって生じたものと考えられる。

本調査によって房総半島の外房沖浅海域において約10 kmの波長をもつ南北性の波曲構造が認められた。この南北軸をもつ波曲構造のトラフ部に相対的沈降域が形成され、豊房層群上部またはそれより新しい堆積物が充填していることが推定された。

8. まとめと今後の課題

房総半島南部太平洋側浅海域において、高分解能マルチチャンネル反射法地震探査を実施した。その結果、太平洋側の沖合に厚さ最大200 mの堆積物を充填する2つの斜面盆地(斜面盆地A, 斜面盆地B)を発見した。陸上地質との速度層序の対比から、斜面盆地充填堆積物は、陸上の豊房層群上部相当層と考えられる。斜面盆地A北縁断層は海底崖と堆積物の断層変形を伴う東西走向で北傾斜の逆断層であり、陸上の石堂断層に接続する。石堂断層の海域延長部は斜面盆地Aの発達初期には活動していたが、現在はその活動を停止し、浸食地形として海底崖が現れていると見られる。

本調査ならびに古屋ほか(2009)の結果、石堂断層の海域延長より北側にも豊房層群相当層が分布し、

房総半島南部の海域では広範囲に豊房層群相当層が発達していることが明らかとなった。このうち、陸上から東京湾側に分布する豊房層群相当層は東西性の逆断層により形成された向斜部に発達したものである。一方、本調査によって見出された斜面盆地 A, B の堆積物は南東側へのプログラデーションを示し、南北の沈降軸に沿って堆積物が厚く発達することから、陸上の豊房層群や東京湾側での豊房層群相当層とは異なる堆積盆に埋積したものと考えられる。

Bo2005 測線では、現在の海底地形に波長約 10 km の波曲構造が認められた。完新世以降の房総半島南部の地殻変動はフィリピン海プレートによる繰り返し地震による地震性隆起と地震間沈降の蓄積によって論じられてきた（例えば、宍倉，2003）。また、太平洋側の九十九里平野沖では従来から、鹿島一房総隆起帯の存在が知られている（貝塚，1974；宍倉，2001 など）。本研究により新たに認められた房総半島南部太平洋側浅海域における南北性の波曲構造は同海域に発達する斜面盆地群の形成に強く関与したと考えられ、沈みこみ帯の地殻変動の新しいメカニズムとして今後注目すべきものである。

なお、本調査海域では坑井やコアデータ等が存在しないため、現段階では反射記録を陸上地質層序と接続する際に各層の速度層序に頼らざるを得なかった。今後の課題として、斜面盆地充填堆積物の採取を行って陸上地質との対比をより確実なものし、陸上と海域の地質をシームレスにする高分解能地震探査をさらに進めることが求められる。また、斜面盆地 A 北縁断層の活動度をより詳細に評価するためには、詳細な海底地形調査を実施する必要がある。

謝辞 本論文は執筆者の一人である山本修治の千葉大学大学院自然科学研究科在籍中の修士論文の一部をまとめたものである。本研究を行うにあたり、千葉大学理学研究科の小竹信宏教授、伊藤 慎教授、吉田修二准教授には房総半島南部の地質について多くの御指導を頂いた。

浅海高分解能反射法データの取得は、川崎地質株式会社探査技術部の半場康弘氏の統括のもと実行された。ここに本データの取得にあたったクルーの皆様に感謝する。また、本探査は探査測線付近の各漁業組合をはじめ、地元のご理解とご支援によって初めて実施可能となったものであることを特に記して感謝の意を表する。

文 献

千代延俊・山本由弦（2013）南房総に分布する中部～上部中新統の石灰質ナンノ化石層序～付加体一被覆層システムの構造発達と関連して～，日本地質学会関東支部 第 1 回「房総・三浦地質研究サミット」講演要旨集，12-13。

- 古屋 裕・伊藤谷生・佐藤比呂志・平田 直・駒田希充・津村紀子・浅尾一巳・荒井良祐・半場康弘（2009）反射法地震探査による房総半島南西部内房沿岸の浅部地下構造，地震研彙報，Vol.84（2009），pp.307-329。
- 林 広樹・高橋雅紀・柳沢幸夫・山水史生・渡辺真人・堀内誠示・長谷川四郎・笠原敬司（2004）千葉県南部鴨川中深層観測井の坑井地質と地質年代，防災科学研究報告，65，97-118。
- 貝塚爽平（1974）関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動。垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」，99-118，ラティス。
- 海上保安庁（1994）大陸棚の海の基本図－海底地形図（6640）「相模湾南方」1:200,000。
- 川上俊介・宍倉正展（2006）館山地域の地質。地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），産業技術総合研究所地質調査センター，82p。
- 小竹信宏（1988）房総半島南端地域の海成上部新世界。地質学雑誌，94(3)，187-206。
- 小竹信宏・小山真人・亀尾浩司（1995）房総半島南端地域に分布する千倉・豊房層群（鮮新－更新統）の古地磁気および微化石層序。地質学雑誌，101(7)，515-531。
- 三縄岳大・伊藤谷生・宮内崇裕・河村智徳・浅尾一巳・須田茂幸・太田陽一・井川 猛（2002）反射法地震探査による房総半島嶺岡山地南部の地質構造の解明。日本地質学会第 109 年年会講演要旨，284。
- Miyauchi, T., Minawa, T., Ito, T., Kato, H., Kawamura, T., Ikawa, T. and Asao, K. (2006) Structurally controlled geomorphology on the southern Boso Peninsula, Central Japan: Investigation using seismic reflection profiling. *Quatern. Res.*, 45, 263-74.
- 中尾誠司・小竹信宏・新妻信明（1986）房総半島南部石堂地域の地質。静岡大地球科学研報，12，209-238。
- 大塚彌之助（1949）オブシクエント断層線崖の一例。大塚地理学会論文集，79-84。
- 斎藤実篤（1992）房総半島南部の新世界の層位学的研究。東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，92，1-37。
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・飯高 隆・蔵下英司・伊藤谷生・伊藤 潔・松村一男・渋谷拓郎（2003）大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成 14 年度）成果報告書。文部省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・防災科学技術研究所，1-87。
- 宍倉正展（2001）完新世最高位旧汀線高度分布からみた房総半島の地殻変動。活断層・古地震研究報告，No.1，273-285。

宍倉正展 (2003) 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル. 東京大学地震研究所彙報, 78, 245-254.

鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・遠藤 毅・奈須紀幸ほか (1995) 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質 (第二版) 説明書. 特殊地質図 (20), 地質調査所, 109p.

土屋 靖 (2012) MS, 房総半島南部富浦町周辺における上部中新統海溝斜面堆積層の構造. 千葉大学理学部地球科学科卒業論文.

ト部厚志 (1997) 房総半島南端更新統豊房層群の層序と堆積シーケンス. 地球科学, 51, 83-103.

山本修治 (2008) MS, 反射法地震探査によって明らかとなった房総半島ならびに周辺地域の浅部地殻構造と最近 100 万年間の地殻変動. 千葉大学大学院自然科学研究科修士論文.

Yamamoto, Y., Ogawa, Y., Uchino, T., Muraoka S. and Chiba, T. (2007) Large-scale chaotically mixed sedimentary body within the late Pliocene to Pleistocene Chikura Group, Central Japan. Island Arc, 16, 505-507.

(受付: 2013 年 8 月 20 日, 受理: 2013 年 10 月 15 日)

第 1 表. Bo2005 と Bo2007 のデータ取得仕様.

Table 1. Data acquisition parameter of Bo2005 and Bo2007 surveys.

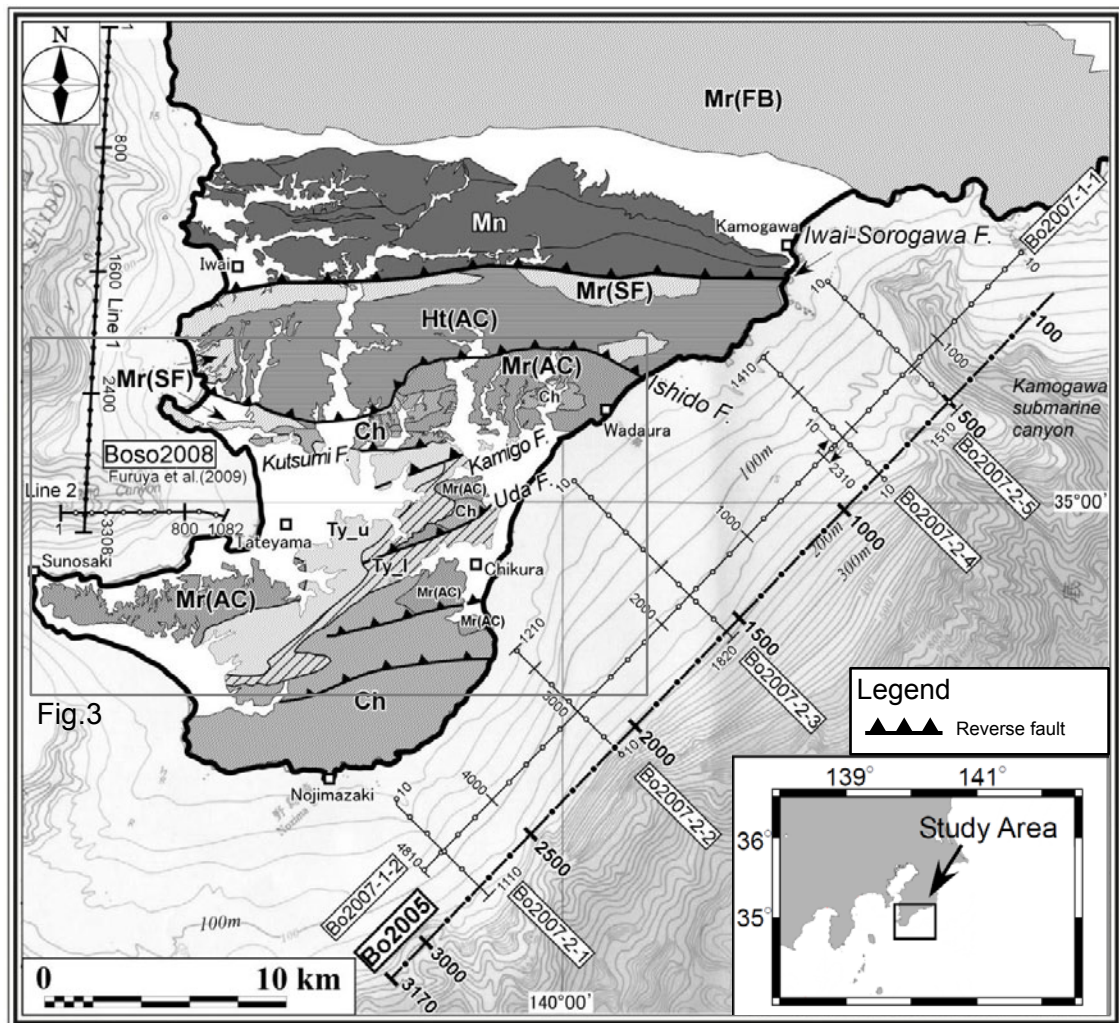
Survey Name	Bo2005	Bo2007
Length	ca. 40km	ca. 71km ※See below in detail
Source		
Source type	GI Gun	Water Gun
Gun Specifications	Volume Generator: 60 cu. in. Injector: 70 cu. in.	Volume: 15 cu. in. Pressure: 1911psi (130atm)
Gun Depth	5m	2m
Shots/SP	1	1
Shot interval	12.5m	5m
No. of Shots	3170点	14180 ※See below in detail
Receiver		
Group interval	12.5m	2.5m
Cable Depth	4-7m	1m
Recording system	Strata View RX®†	Strata View RX®†
Sampling rate	1msec	0.25msec
Recording length	3sec	0.5sec
No. of Channels	48ch.	12ch.
CMP interval	12.5m	5m
Total CMP	3220	14180 ※See below in detail

†Product of Geometrics Inc.

Units: cu. in.=cubic per inch/psi=pound-force per square inch

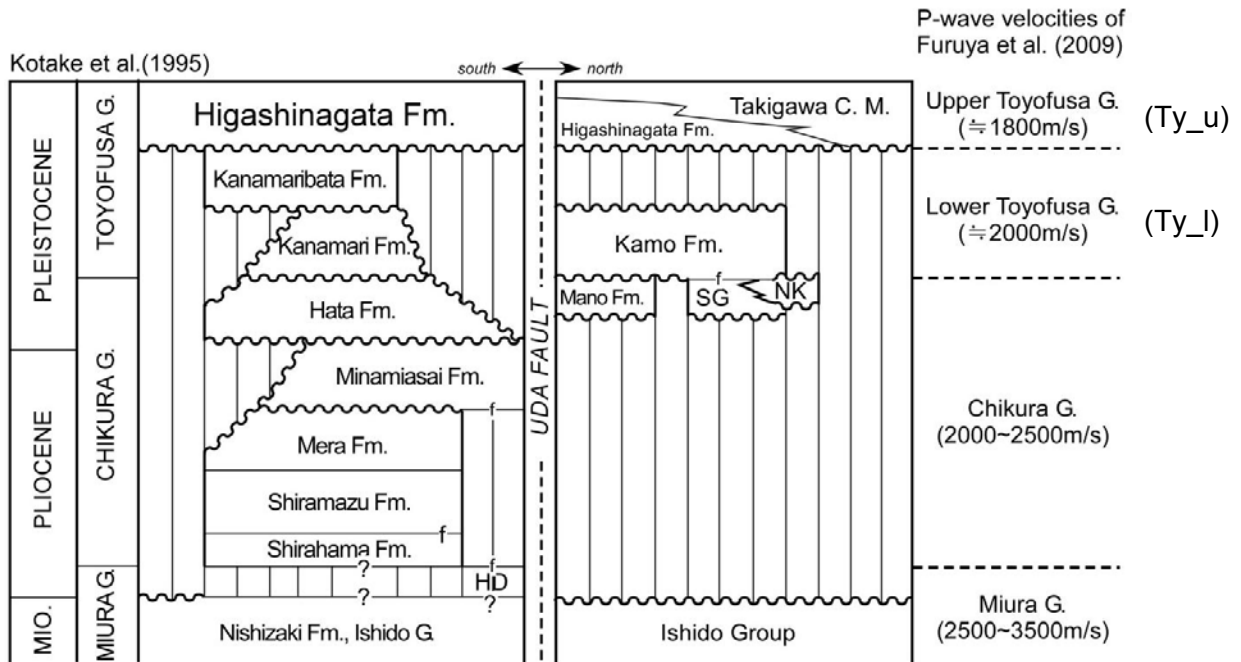
※Bo2007 Series

Line Name	Length	Total shots	Total CMP
Bo2007-1-1	11.55km	2310	2310
Bo2007-1-2	24.05km	4810	4810
Bo2007-2-1	5.55km	1110	1110
Bo2007-2-2	6.05km	1210	1210
Bo2007-2-3	9.05km	1820	1820
Bo2007-2-4	7.05km	1410	1410
Bo2007-2-5	7.55km	1510	1510



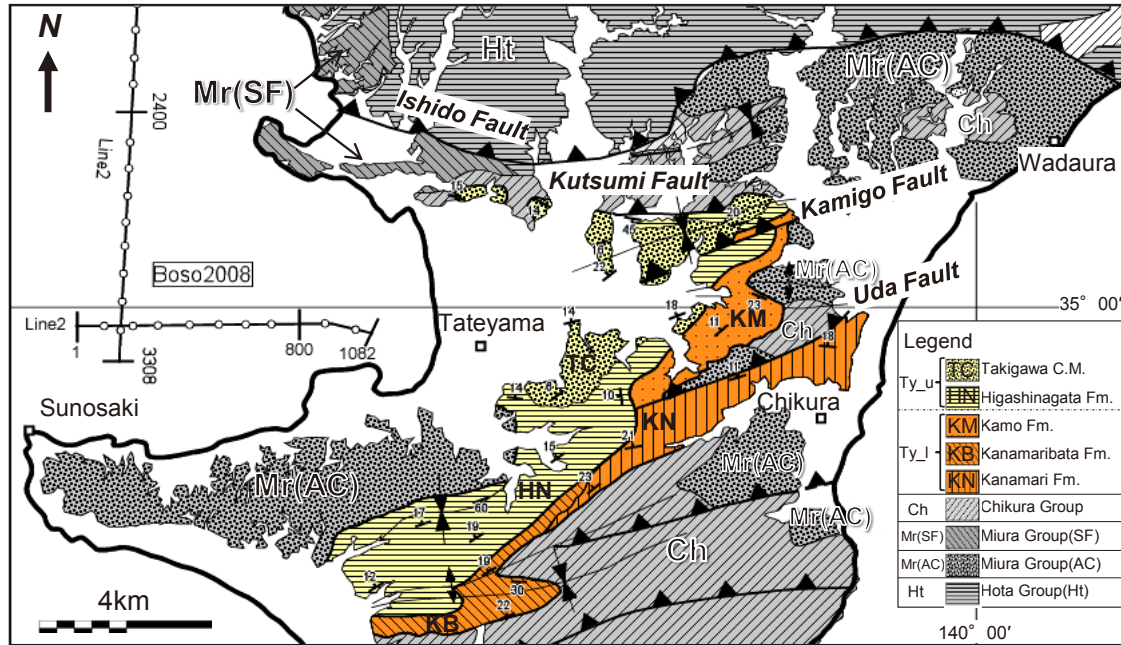
第1図. 房総半島南部の地質図。地質は中尾ほか（1986）・小竹（1988）・斎藤（1992）・小竹ほか（1995）・鈴木ほか（1995）をまとめた。海底地形は海上保安庁海底地形図「相模湾南方」（1994）による。海域における実直線は高分解能マルチチャンネル反射法地震探査調査測線を示す。発震点番号をBo2005、Bo2007の各測線に沿って、CMP番号をBo2008（古屋ほか、2009）測線に沿って示す。Bo2007-1-1の終点（SP2310）とBo2007-1-2の始点（SP10）を両測線が重複する付近の黒矢印で示す。詳細は本文参照。Mn：嶺岡帯構成岩類，Ht：保田層群，Mr（FB）：三浦層群（前弧海盆堆積物），Mr（SF）：三浦層群（海溝陸側斜面盆地堆積物），Mr（AC）：三浦層群（付加体堆積物），Ch：千倉層群，Ty_l：豊房層群（下部），Ty_u：豊房層群（上部），F：断層。

Fig. 1. Simplified geologic map of the southern part of the Boso Peninsula, compiled from Nakao *et al.* (1986), Kotake (1988), Saito (1992), Kotake *et al.* (1995) and Suzuki *et al.* (1995). Bathymetric map is after Japan Coast Guard (1994). Bold lines on bathymetry map show seismic survey lines. Shot point numbers are indicated along the Bo2005 and Bo2007, and CMP numbers are along Boso2008 lines. End point of Bo2007-1-1 (SP2310) and starting point of Bo2007-1-2 (SP10) are indicated by black arrows in the vicinity of overlap of both seismic lines. For details refer to the text. Mn: Mineoka Zone constituents, Ht: Hota Group, Mr (FB): Miura Group (Forearc Basin fill), Mr (SF): Miura Group (Trench Slope Basin Fill), Mr (AC): Miura Group (Accretionary Complex), Ch: Chikura Group, Ty_l: Toyofusa Group (lower), Ty_u: Toyofusa Group (upper), F: Fault.

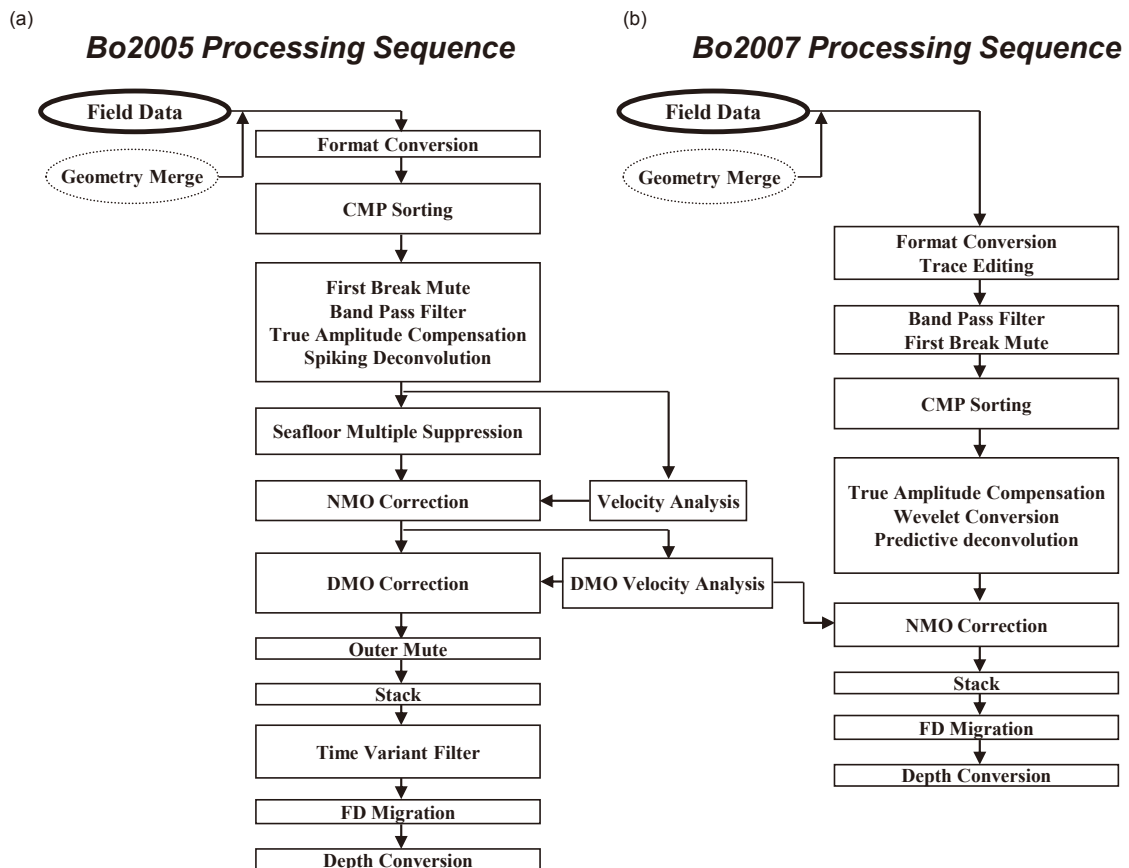


第2図. 房総半島南部の鮮新-更新統の層序図とP波速度層序図. 地質層序図は小竹ほか(1995)に, P波速度層序は古屋ほか(2009)による. 千倉層群と豊房層群の一部は, 宇田断層以南と以北とで分布する地層がそれぞれ異なる. 豊房層群(上部), および豊房層群(下部), 千倉層群下限の不整合面を境にP波区間速度の変化が認められる. G.: 層群, Fm.: 層, MIO.: 中新世, M.G.: 三浦層群, HD: 平館層, SG: 嵯峨志層, NK: 根方層, Takigawa C. M.: 滝川礫岩部層, f: 断層.

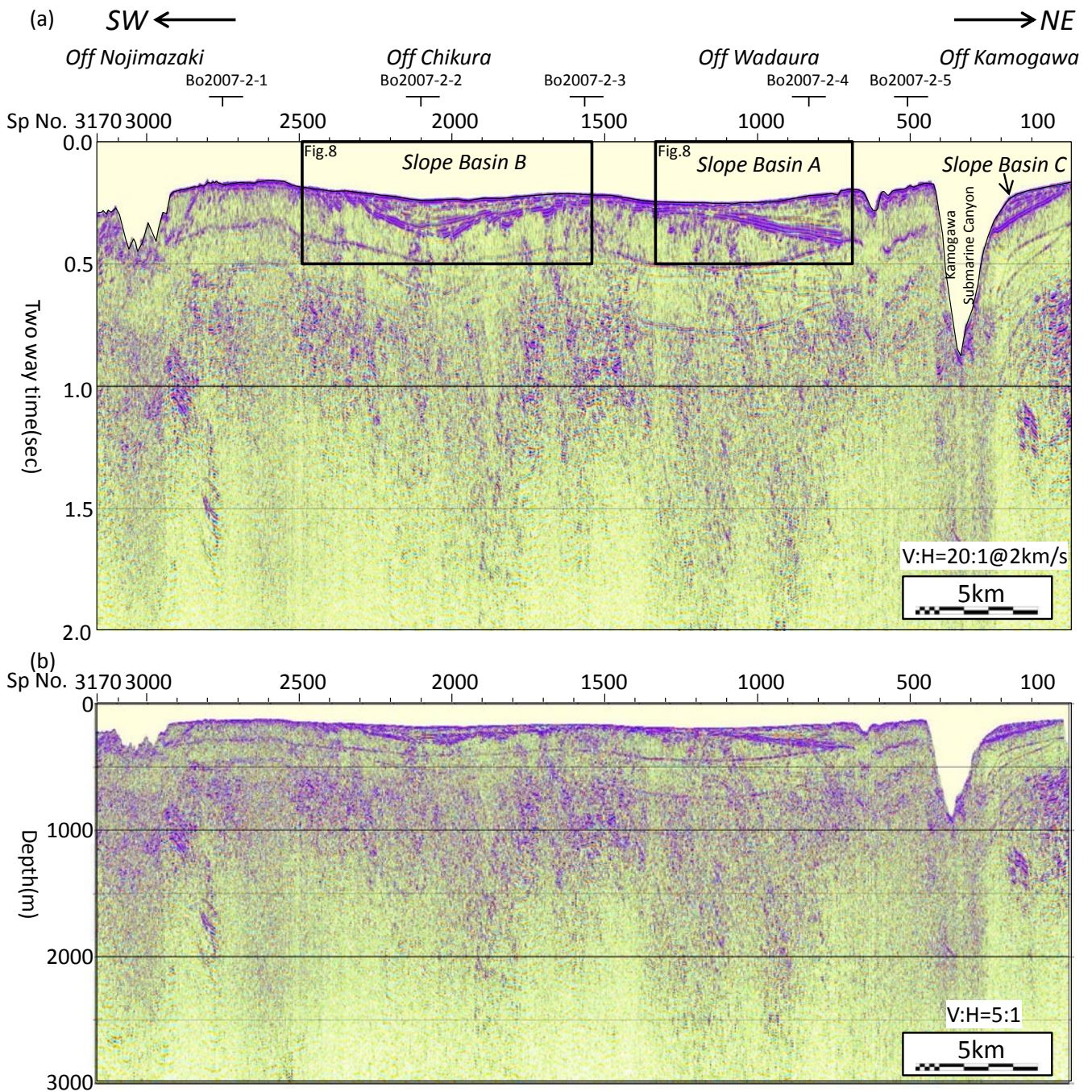
Fig. 2. Plio-Pleistocene stratigraphic chart of Southern part of Boso Peninsula, modified after Kotake *et al.* (1995) and P-wave velocities of Furuya *et al.* (2009). Distributions of formations of Chikura Group and some part of Toyofusa Group are different in the north and south of Uda fault. Changes of P-wave interval velocities are recognized at unconformities of bases of Toyofusa Group (upper:Ty_u), Toyofusa Group (lower:Ty_l) and Chikura Group, respectively. G.:Group, F.:Formation, MIO.:Miocene, M.G.:Miura Group, HD: Hedate Formation, SG: Sagashi Formation, NK: Nekata Formation, Takigawa C. M.:Takigawa Conglomerate Member, f: fault.



第3図. 豊房層群分布域周辺の詳細地質図. 地質図は小竹(1988)・斎藤(1992)をまとめた. CMP番号をBo2008(古屋ほか, 2009)測線に沿って示す.
 Fig. 3. Detailed geologic map around distribution area of Toyofusa Group compiled from Kotake (1988) and Saito (1992). CMP numbers are along Bo2008 lines.

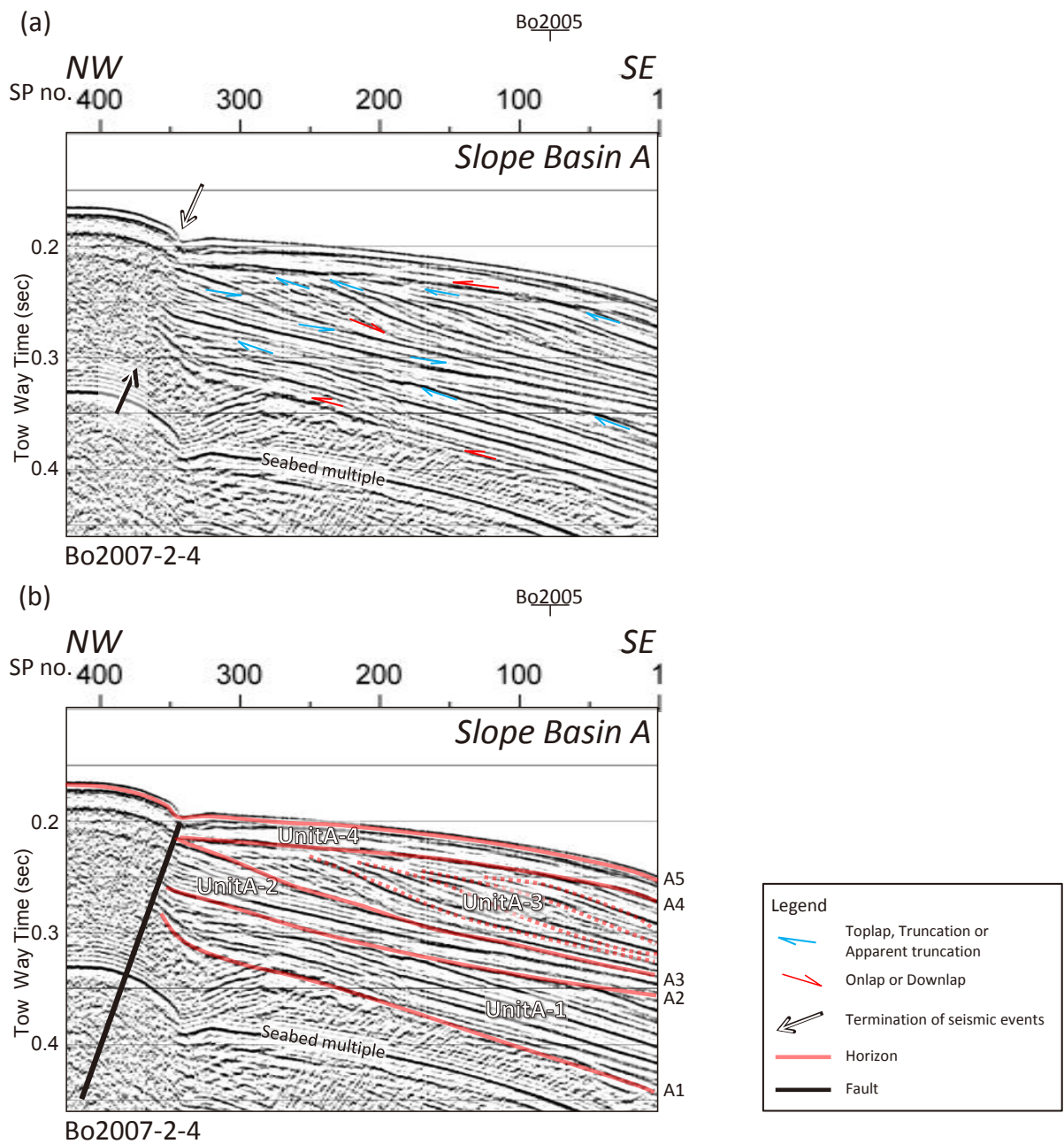


第4図. データ処理フロー (a) Bo2005. (b) Bo2007. Bo2007のNMO補正はBo2005の交点付近での速度解析から得られた平均的な重合速度を用いた.
 Fig. 4. Data processing sequence of Bo2005(a) and Bo2007(b). Averaged stacking velocity of intersection points with Bo2005 were utilized for NMO velocities of Bo2007.



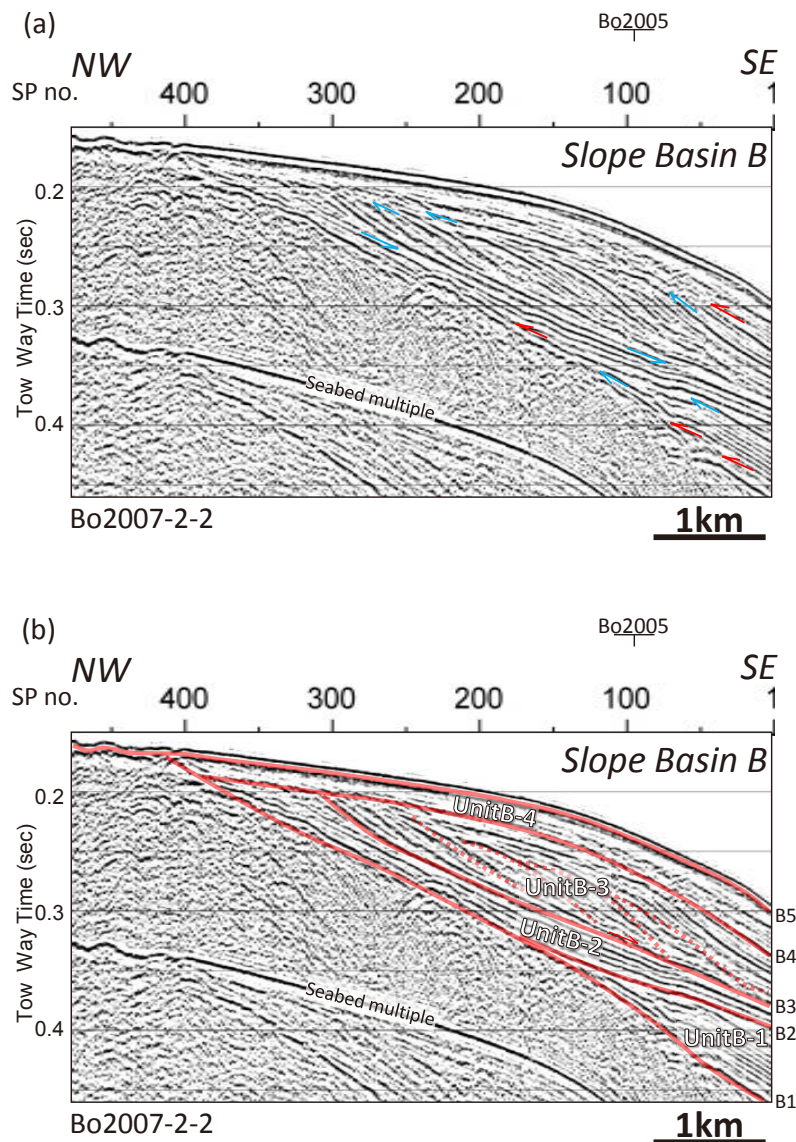
第 5 図. (a) Bo2005 マイグレーション後時間断面. SP 番号の上に Bo2007-2 の各測線との交点位置を示す. 黒枠は第 8 図での拡大位置を示す. (b) Bo2005 マイグレーション後深度断面. 縦横比は 5:1.

Fig. 5. Migrated seismic section of Bo2005. Seismic lines Bo2007-2-1 to Bo2007-2-5 are indicated at the intersection points with Seismic line Bo2005. Black rectangular corresponds to Fig.8. (b) Migrated depth section of (a). V:H=5:1.



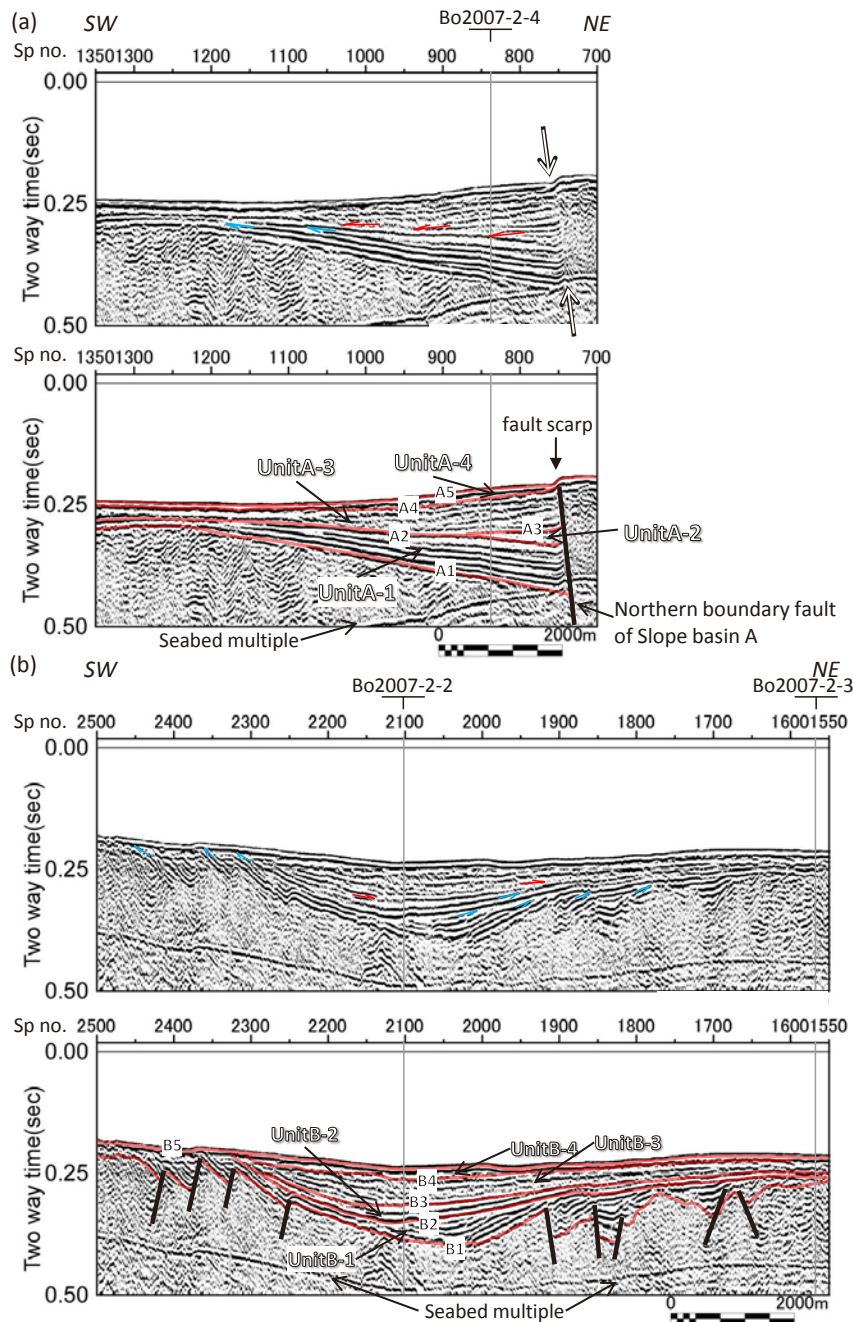
第6図. 斜面盆地 A を北西-南東方向に通過する Bo2007-2-4 測線の拡大図 (a) と斜面盆地 A 内部のホライズン・断層解釈結果 (b). 海底面多重反射の出現位置を (a), (b) の “Seabed multiple” として示す. (a) Bo2007-2-4 測線の重合処理後時間断面. 斜面盆地 A の反射イベントの北西側の端を图中的白抜き矢印で示す. 顕著なターミネーションパターンを赤・青矢印で示す. (b) ターミネーションパターン, および震探相の特徴から認定した A1 から A5 までのホライズン解釈を赤線で示した. また, A1 から A5 のホライズンによって画される斜面盆地内部のユニットを UnitA-1 から UnitA-4 として示す. また, 斜面盆地 A の北限を規定する斜面盆地 A 北縁断層の位置を黒実線で示す. 詳細は本文を参照.

Fig. 6. Detailed Seismic section of Bo2007-2-4 across Slope Basin A in northwest-southeast direction (a) and its result of horizon and fault interpretation (b). Seabed multiple event is indicated in (a) and (b) as “Seabed multiple”. (a) Stacked section of Bo2007-2-4. Open arrows in the section indicate northwest terminations of internal reflectors of Slope Basin A. Dominant termination patterns are shown in red and blue arrows. (b) Horizons of A1 to A5 are shown in black lines. Interpretation of each horizon is based on the termination pattern of seismic reflectors and characteristics of seismic facies. Seismic units of UnitA-1 to UnitA-5 are also shown in the section. Northern boundary fault of Slope Basin A is interpreted as black line. For details refer to the text.



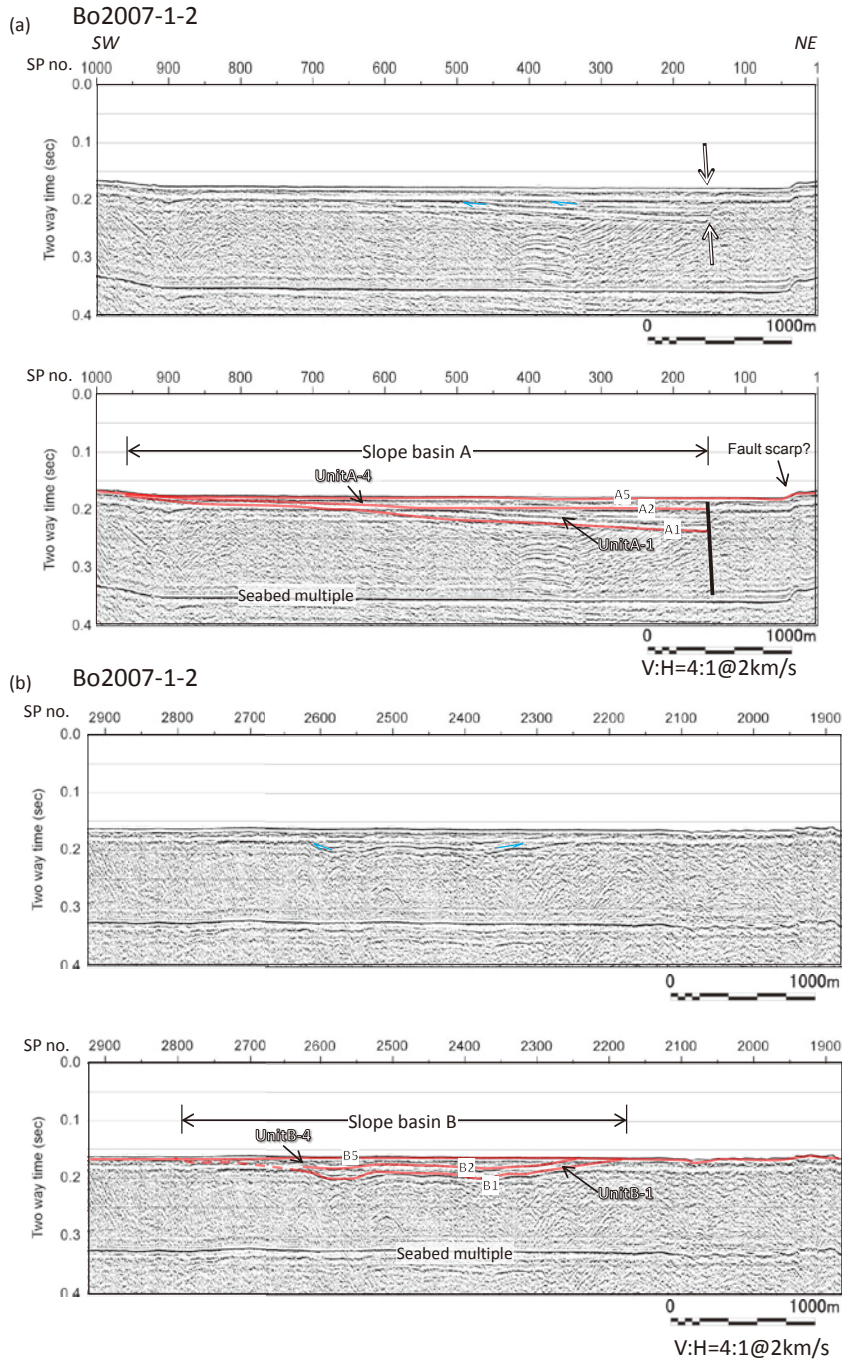
第7図. 斜面盆地 B を北西－南東方向に通過する Bo2007-2-2 測線の拡大図 (a) と斜面盆地 B 内部のホライゾン解釈結果 (b). 海底面多重反射の出現位置を (a), (b) の “Seabed multiple” として示す. (a) Bo2007-2-2 測線の重合処理後時間断面. 顕著なターミネーションパターンを赤・青矢印で示す. 凡例は第6図を参照. (b) ターミネーションパターン, および震探相の特徴から認定した B1 から B5 までのホライゾン解釈を赤線で示した. また, B1 から B5 のホライゾンによって画される斜面盆地内部のユニットを UnitB-1 から UnitB-4 として示す. 詳細は本文を参照.

Fig. 7. Detailed Seismic section of Bo2007-2-2 across Slope Basin B in northwest-southeast direction(a) and its result of horizon and fault interpretation(b). Seabed multiple event is indicated in (a) and (b) as “Seabed multiple”. (a) Stacked section of Bo2007-2-2. Dominant termination patterns are shown in red and blue arrows. See legend in Fig. 6. (b) Horizons of B1 to B5 are shown in black lines. Interpretation of each horizon is based on the termination pattern of seismic reflectors and characteristics of seismic facies. Seismic units of UnitB-1 to UnitB-5 are also shown in the section. For details refer to the text.



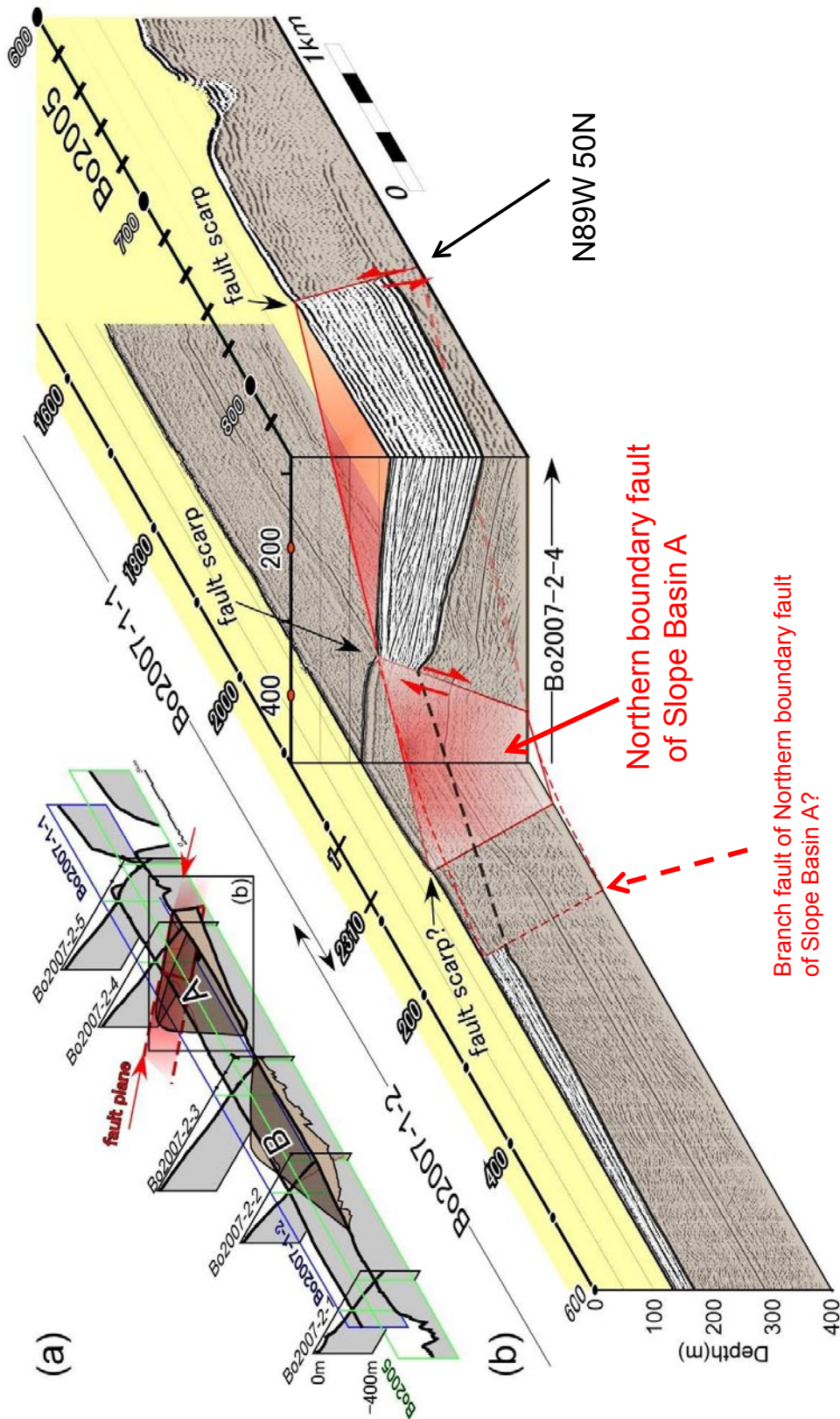
第 8 図. 斜面盆地 A, および斜面盆地 B を北東-南西方向に通過する Bo2005 測線の拡大図. 海底面多重反射の出現位置を (a), および (b) の下図中の “Seabed multiple” として示す. (a) 斜面盆地 A の拡大図 (上) およびホライゾン・断層解釈結果 (下). 斜面盆地 A の反射イベントの北東側の端を上図中の白抜き矢印で示す. 顕著なターミネーションパターンを赤・青矢印で示す. 凡例は第 6 図を参照. 下図には, Bo2007-2-4 との交点から追跡した A1 から A5 までのホライゾン解釈結果を赤実線で, 斜面盆地 A 北縁断層の位置を黒実線で示す. (b) 斜面盆地 B の南西-北東方向の拡大図 (上) およびホライゾン・断層解釈結果 (下). 上図には顕著なターミネーションパターンを赤・青矢印で示す. 凡例は第 6 図を参照. 下図には, Bo2007-2-2 との交点から追跡した B1 から B5 までのホライゾンを赤実線で示す. また, 斜面盆地 B 基底の正断層群を黒実線で示す. 詳細は本文を参照.

Fig. 8. Detailed seismic section of Bo2005 across Slope Basin A and Slope Basin B in southwest-northeast direction. Seabed multiple event is indicated lower figures in (a) and (b) as “Seabed multiple”. (a) Detailed seismic section of Slope Basin A (upper) and its result of key horizon and fault interpretation (lower). Open arrows in the upper section indicate northeast terminations of internal reflectors of Slope Basin A. Dominant termination patterns are shown in red and blue arrows. See legend in Fig. 6. Key horizon interpretation A1 to A5 from intersecting point with Bo2007-2-4 and location of northern boundary fault of Slope Basin A are indicated in the lower figure as red lines and a black line, respectively. (b) Detailed seismic section of Slope Basin B (upper) and its result of key horizon and fault interpretation (lower). Dominant termination patterns are shown in red and blue arrows in the upper figure. See legend in Fig. 6. Key horizon interpretation B1 to B5 from intersecting point with Bo2007-2-2 and normal faults cutting base of Slope Basin B (B1 horizon) are indicated in the lower figure as red lines and black lines, respectively. For details refer to the text.

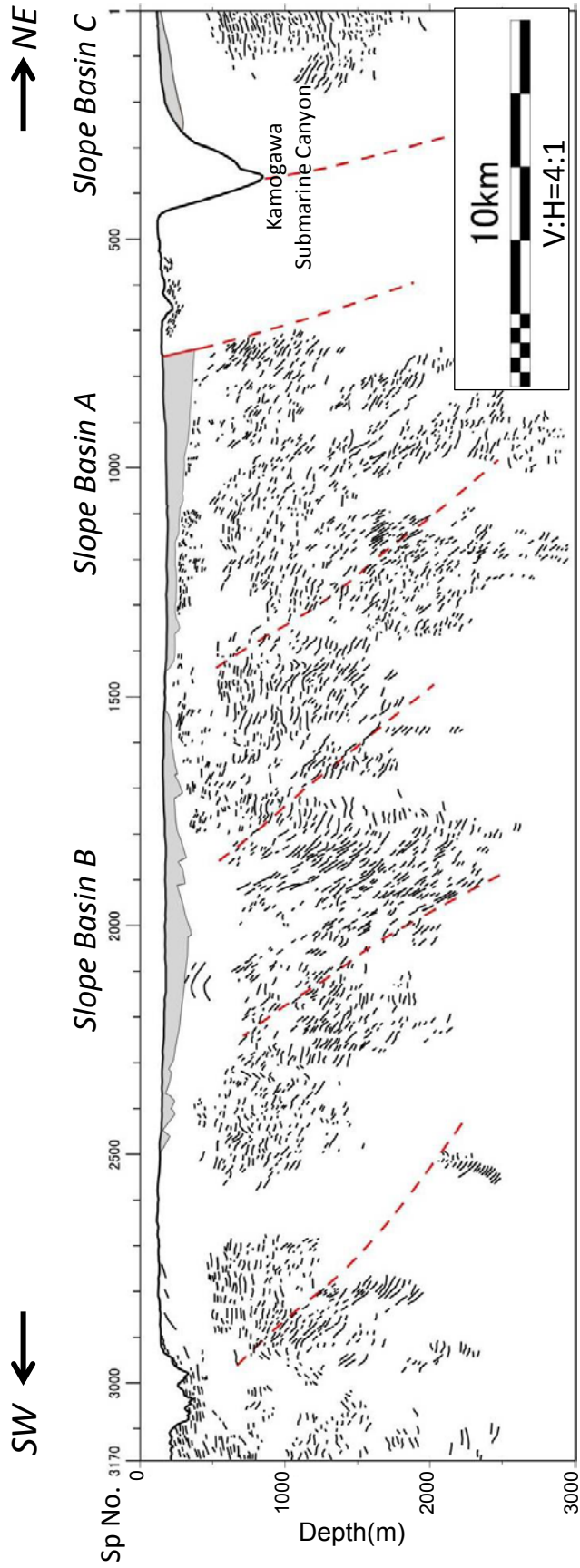


第9図. 斜面盆地 A, および斜面盆地 B を南西-北東方向に通過する Bo2007-1-2 測線の拡大図. 海底面多重反射の出現位置を (a), および (b) の下図中の“Seabed multiple”として示す. (a) 斜面盆地 A の拡大図 (上) およびホライゾン・断層解釈結果 (下). 斜面盆地 A の反射イベントの北東側の端を上図中の白抜き矢印で示す. 顕著なターミネーションパターンを赤・青矢印で示す. 凡例は第6図を参照. 下図には, Bo2005 でのターミネーションパターンに基づくホライゾン定義をもとに解釈を行った A1, A2, および A5 のホライゾン解釈結果を赤実線で, 斜面盆地 A 北縁断層の位置を黒実線で示す. (b) 斜面盆地 B の拡大図 (上) およびホライゾン・断層解釈結果 (下). 上図には顕著なターミネーションパターンを赤・青矢印で示す. 凡例は第6図を参照. 下図には, Bo2005 でのターミネーションパターンに基づくホライゾン定義をもとに解釈を行った B1, B2, および B5 のホライゾン解釈結果を赤実線で示す. 詳細は本文を参照.

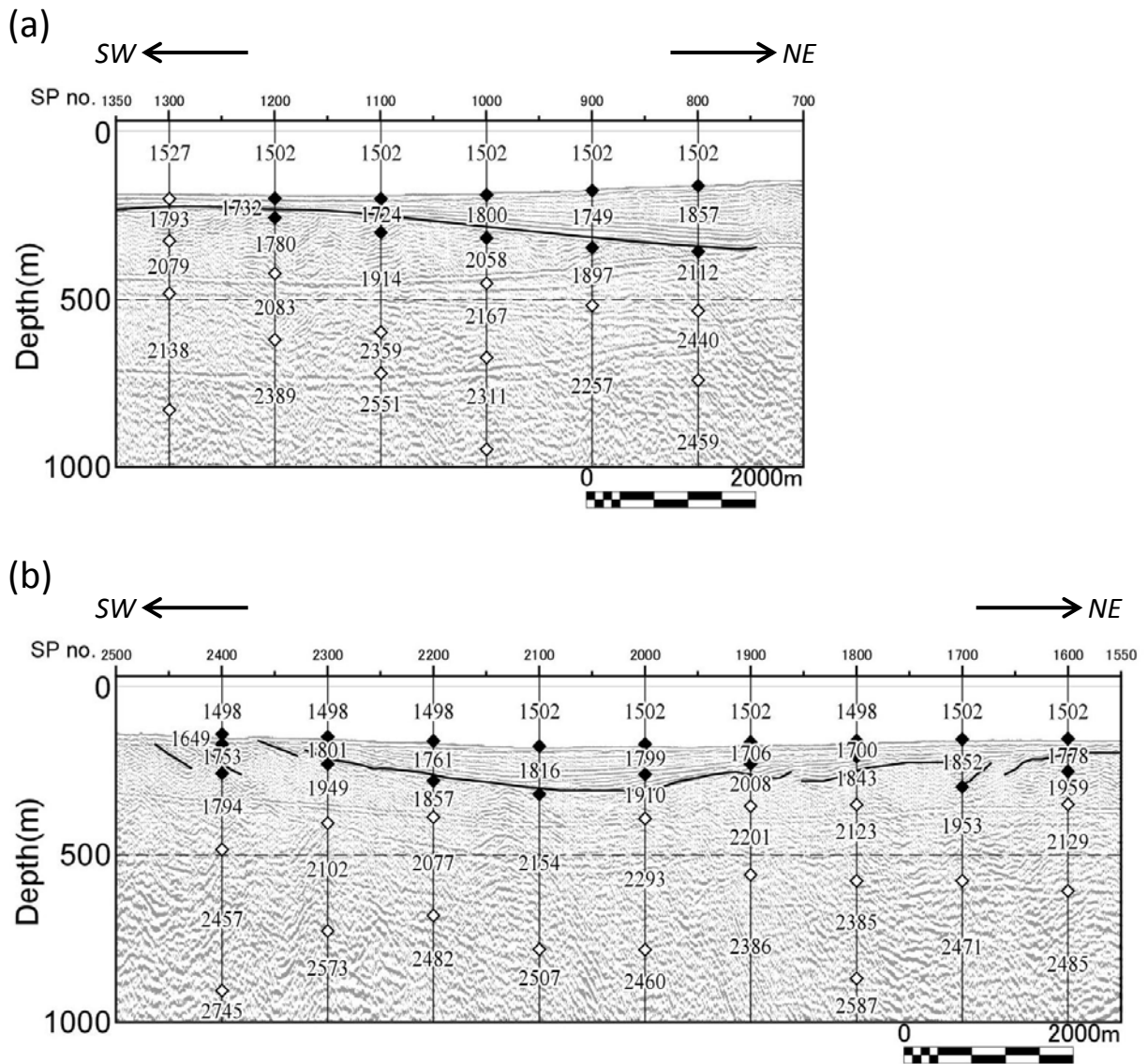
Fig. 9. Detailed Seismic section of Bo2007-1-2 across Slope Basin A and Slope Basin B in southwest-northeast direction. Seabed multiple event is indicated lower figures in (a) and (b) as “Seabed multiple”. (a) Detailed seismic section of Slope Basin A (upper) and its result of horizon and fault interpretation (lower). Black arrows in the upper section indicate northeast terminations of internal reflectors of Slope Basin A. Dominant termination patterns are shown in red and blue arrows. See legend in Fig. 6. Horizon interpretation A1, A2 and A5 estimated based on the definition of termination pattern in Bo2005 and location of northern boundary fault of Slope Basin A are indicated in the lower figure as red lines and black line, respectively. (b) Detailed seismic section of Slope Basin B (upper) and its result of horizon and fault interpretation (lower). Dominant termination patterns are shown in red and blue arrows in the upper figure. See legend in Fig. 6. Horizon interpretation B1, B2 and B5 estimated based on the definition of termination pattern in Bo2005 are indicated in the lower figure as red lines. For details refer to the text.



第10図. (a) 斜面盆地Aおよび斜面盆地Bのブロックダイアグラム. (b) 斜面盆地A北縁断層と付随する断層崖を示す斜面盆地A北端部の拡大図. Bo2005 および Bo2007-2-4 により解釈された斜面盆地A北縁断層を N89W50N の走向・傾斜をもつ断層面 (b) の赤色の多角形として示す. 測線沿いの番号は SP 番号を示す.
 Fig. 10. (a) Schematic block diagram of slope basin A and B. (b) A close-up view of northern part of slope basin A showing geometry of slope basin A northern boundary fault and its accompanying fault scarps. The northern boundary fault of Slope Basin A is indicated by N89W50N fault plane (red polygon in(b)). SP numbers are indicated along the seismic lines.

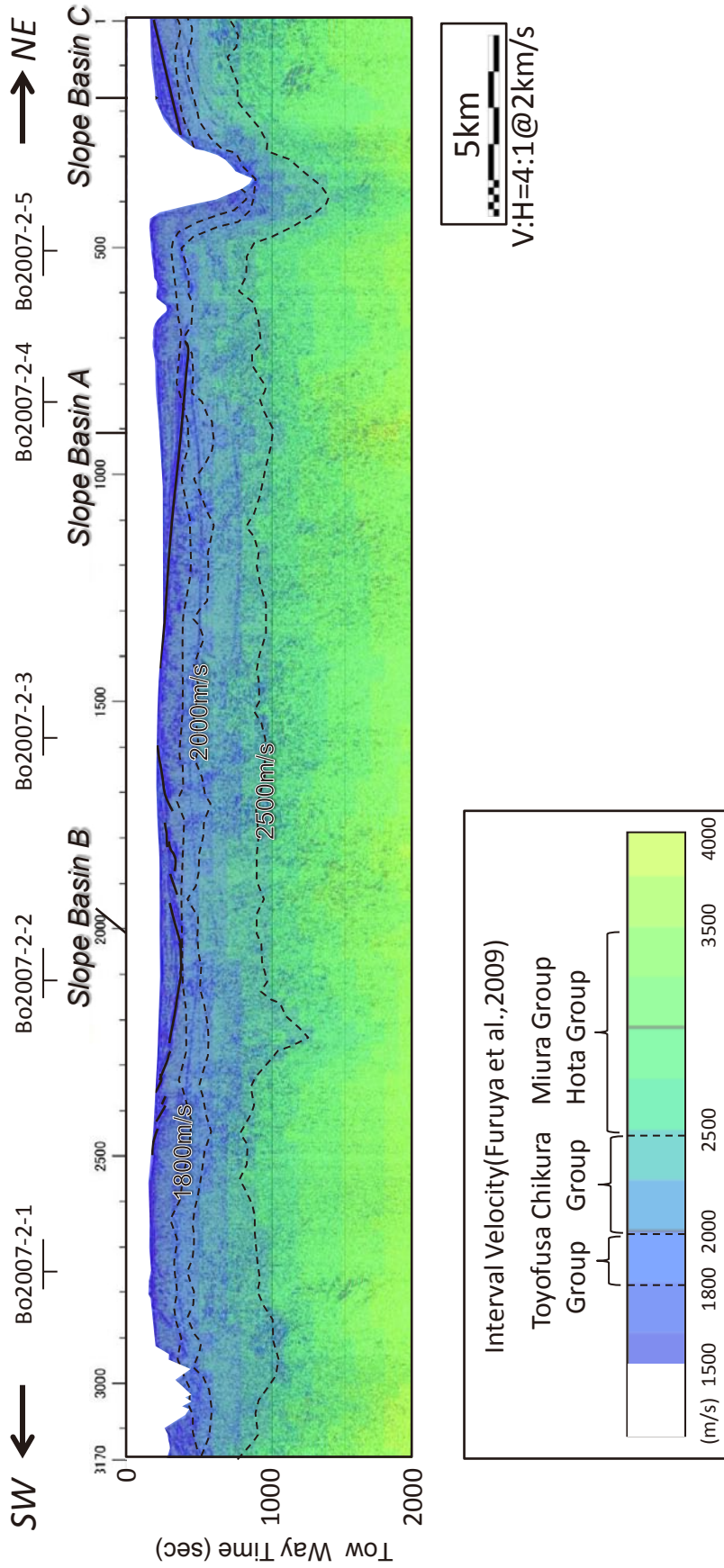


第 11 図. Bo2005 測線深度断面図 (第 5 図 (b)) のラインドローイングによるイベントの抽出結果. 斜面盆地 B, および斜面盆地 C 以深の顕著な反射イベントを抽出してラインドローイングを行った. 反射イベント群の境界部に赤破線に赤破線で断層を推定した. 灰色部分は斜面盆地堆積物を示す.
 Fig. 11. Event extraction by line drawing of Migrated depth section of Bo2005 (Fig. 5 (b)). Line drawing is performed by extracting subtle events below the bases of Slope Basin A, Slope Basin B and Slope Basin C. Faults are estimated as red broken lines at boundaries between characteristic reflective domains. Gray area correspond to slope basin fills.



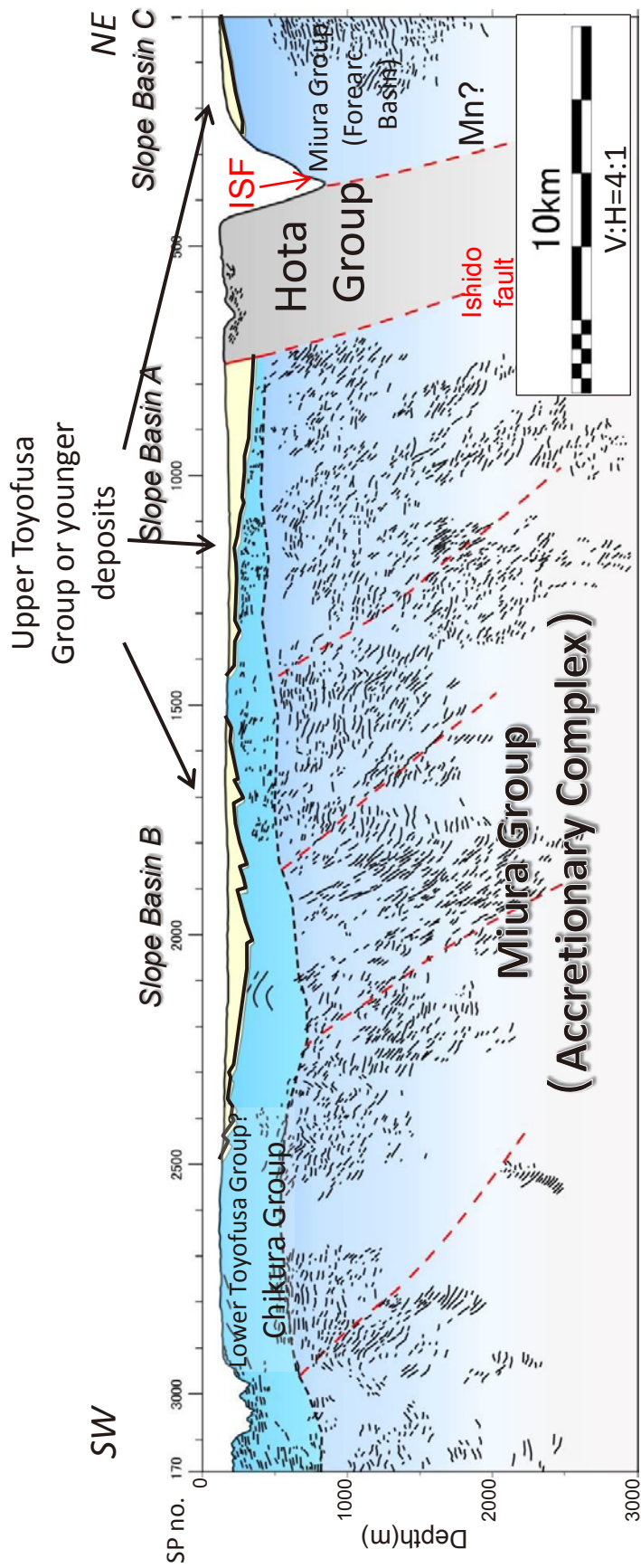
第 12 図. 斜面盆地内部と下位の地層の区間速度構造. (a) 斜面盆地 A, (b) 斜面盆地 B. 図中の黒線は斜面盆地堆積物の下限を示す. 図中の数字はデータ処理の速度解析によって得られた DMO 速度を Dix 変換して得られた P 波区間速度を示す (単位 m/sec). 斜面盆地堆積物の上下限に近い速度解析点を ◆ で, それ以外の速度解析点を ◇ で示す.

Fig. 12. Interval velocity of slope basin A (a) and slope basin B (b) and deeper part of them. Black lines indicate the bases of slope basin fill. Numbers in figures are P-wave interval velocities (m/sec) derived from Dix conversion of DMO velocity from velocity analysis in Bo2005 seismic data processing. Velocity analysis points near top and bottom of slope basin fills are indicated by black diamonds and other velocity analysis points are by white diamonds.



第 13 図. Bo2005 の区間速度構造図 (カラー表示). マイグレーション後時間断面に区間速度構造をカラーでオーバーレイしてある. 実線は斜面盆地 A, および B の基底を示す. 区間速度構造図上に古屋ほか (2009) の速度層序における豊房層群と千倉層群の速度境界 (2000 m/s), および千倉層群と三浦層群・保田層群の速度境界 (2500 m/s) を破線で示した.

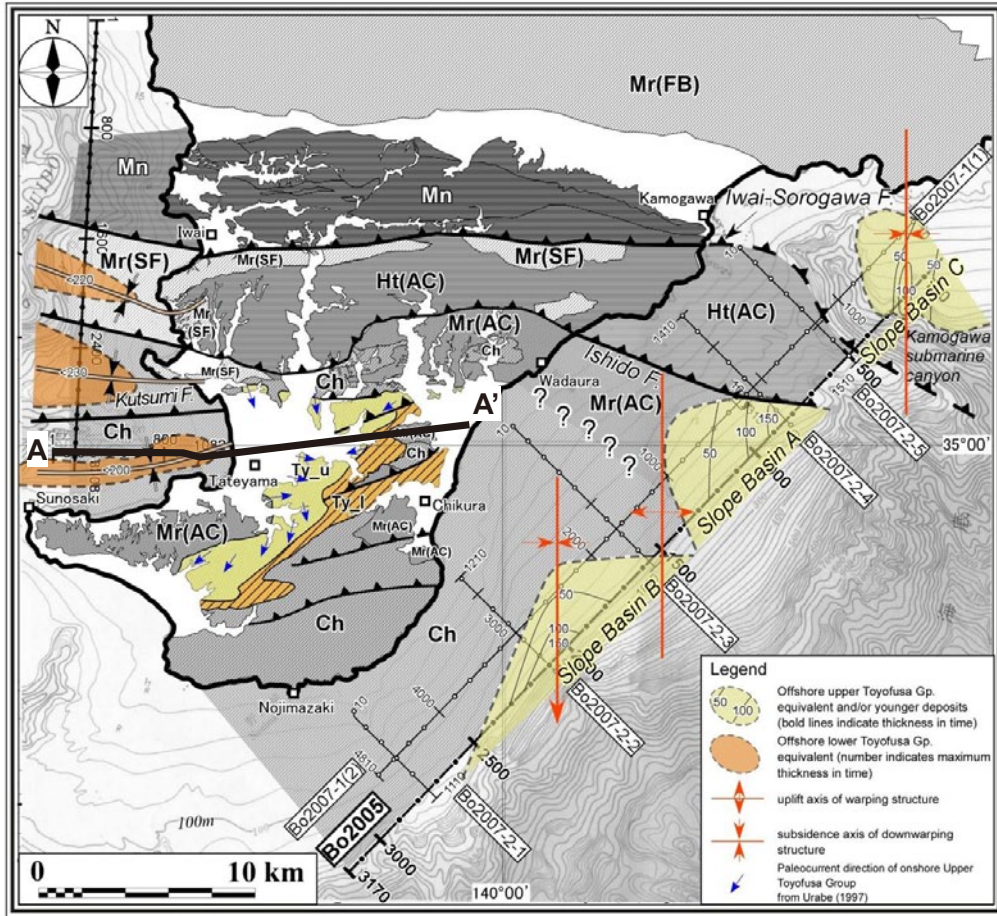
Fig. 13. Interval velocity structure of Bo2005 seismic section (Coloured display). Bold lines in the section indicate the bases of slope basin A, B and C. Boundary of interval velocity between Toyofusa Group and Chikura Group (2000 m/s) and Chikura Group and Miura/Hota Group (2500 m/s) are indicated by broken lines in the section.



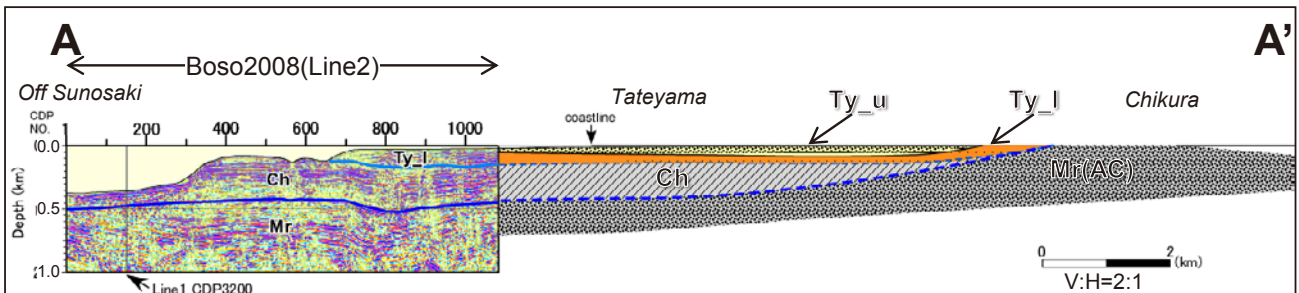
第14図. Bo2005 解釈深度断面図. 斜面盆地堆積物の下限を黒太線で示す. 第12図および第13図から推定した千倉層群の下限を黒破線で示す. 第11図(b)のラインドローイングの結果により解釈された推定断層を赤破線で示す. ISF: 岩井-曾呂川断層.

Fig. 14. Geologic interpretation of Bo2005 depth section. The bases of slope basin fills are indicated by thick black lines. Base Chikura Group estimated from Fig. 12 and Fig. 13 is shown in broken black line. Faults estimated from line drawing of Fig. 11 (b) are indicated by red broken lines. ISF: Iwai-Sorogawa Fault.

(a)

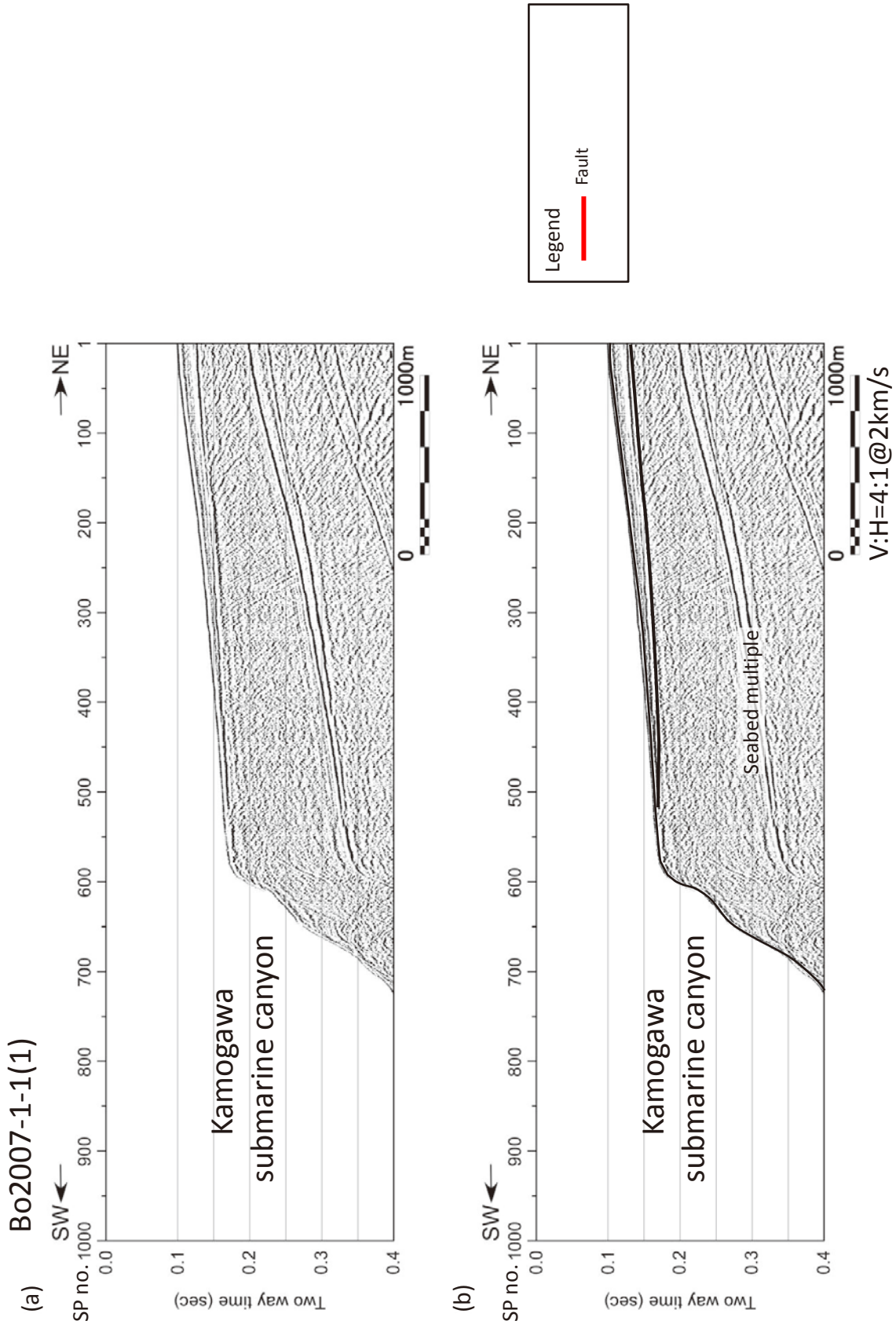


(b)

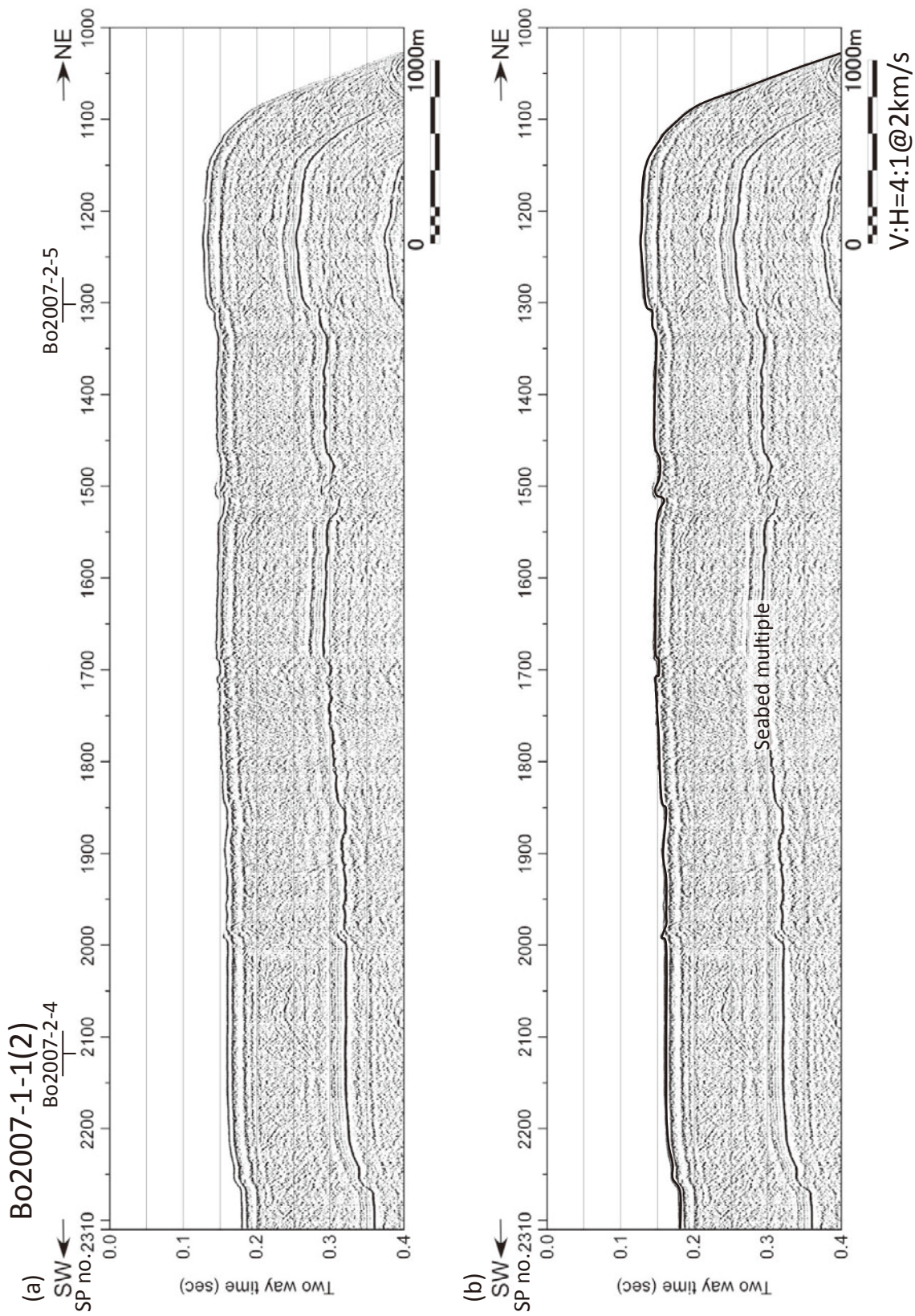


第 15 図. (a) 本研究および古屋ほか (2009) により明らかとなった房総半島南部陸海域の豊房層群相当層の分布. 斜面盆地 A, B, および C 内のコンターは等時線を示す. 青矢印はト部 (1997) による豊房層群上部の古流向の方向を示す. 略記は第 1 図に同じ. (b) Boso2008 の Line-2 から千倉町までの東西断面図 (断面線は (a) A-A'). 断面図は垂直方向に 2 倍強調してある.

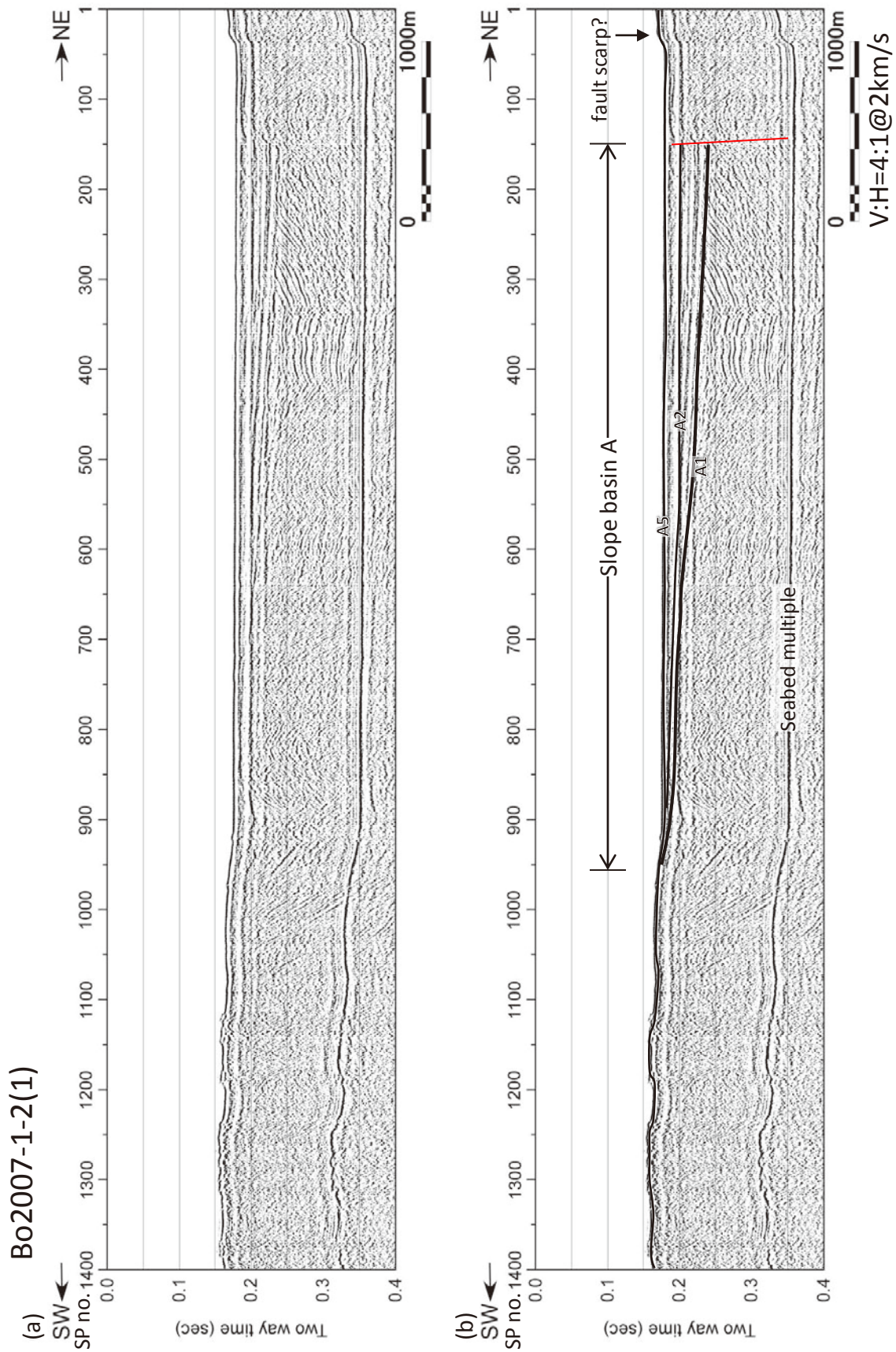
Fig. 15. (a) Off and onshore distribution of Toyofusa Group and its equivalent revealed by this study and from Furuya et al. (2009). Blue arrows indicate paleocurrent direction of onshore Upper Toyofusa Group from Urabe (1997). Abbreviation is same as Fig. 1. (b) Geologic cross section of A-A' in (a). Vertical exaggeration is 2.



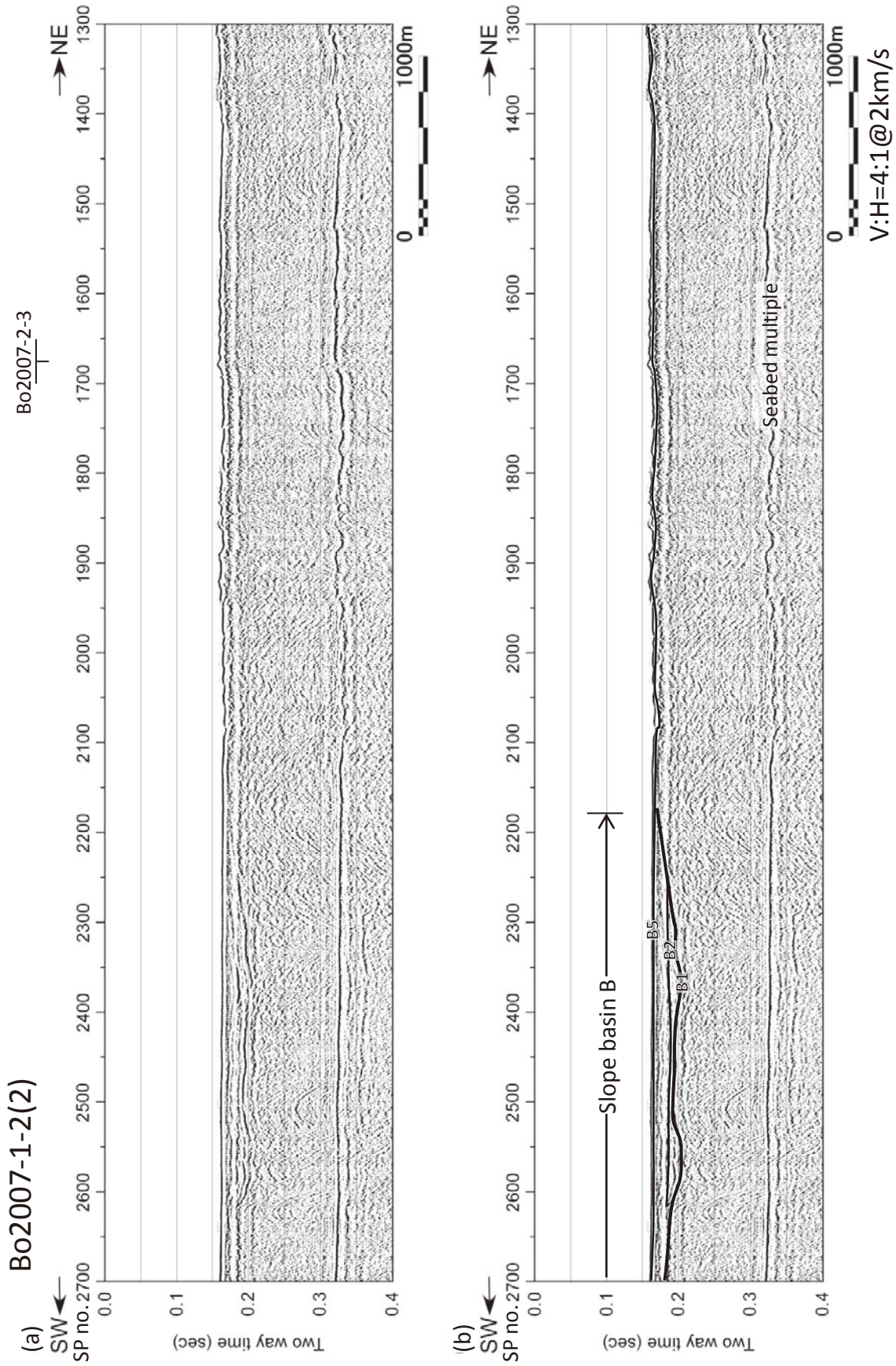
付図 1. Bo2007-1-1(1) 重合断面図 (a) 解釈断面 (b).
Appendix 1. Stack section of Bo2007-1-1(1)(a) and geologic interpretation (b).



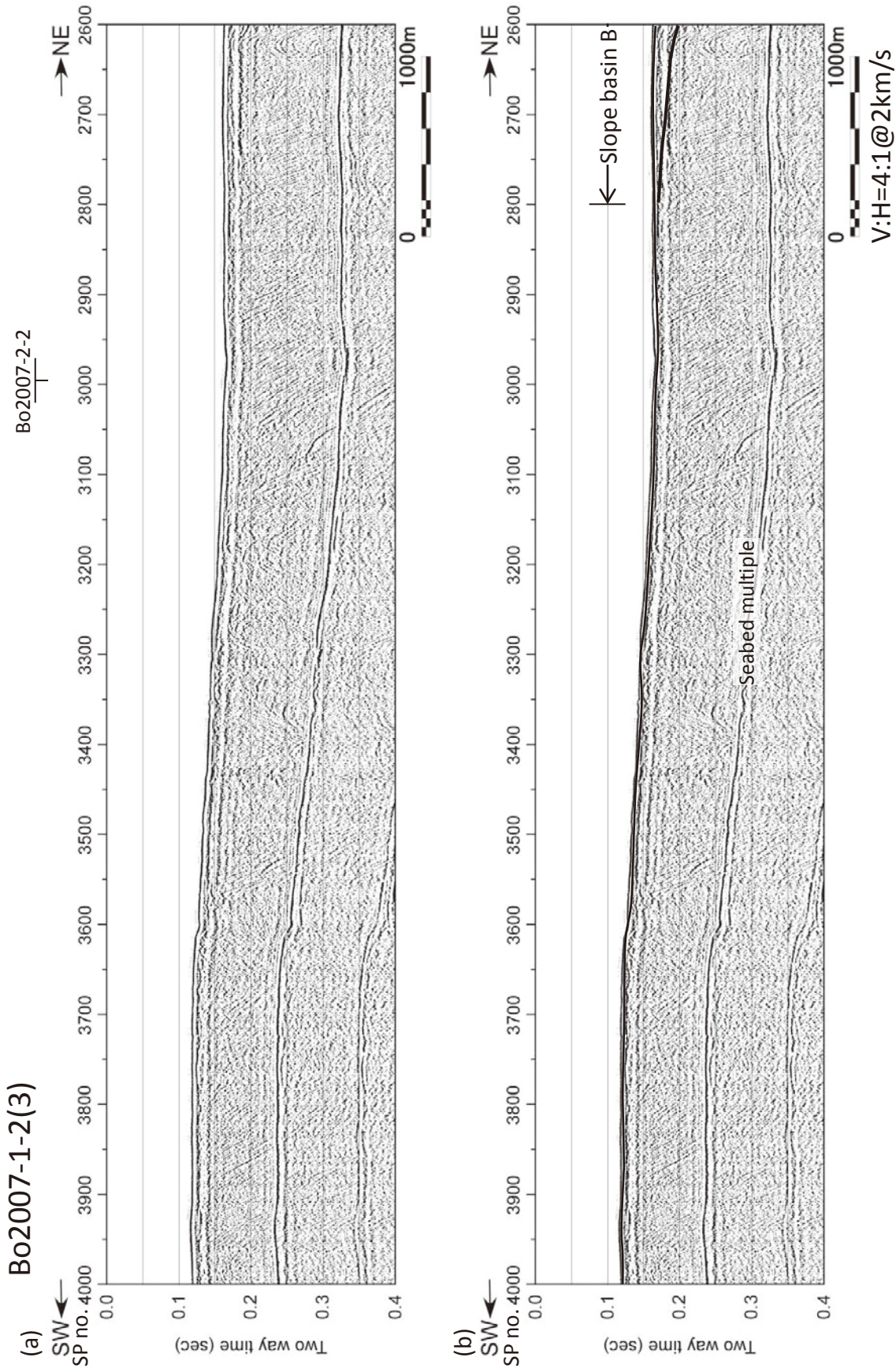
付図 2. Bo2007-1-1(2) 重合断面図 (a) 解釈断面 (b). 凡例は付図 1 を参照.
 Appendix 2. Stack section of Bo2007-1-1(2)(a) and geologic interpretation (b).



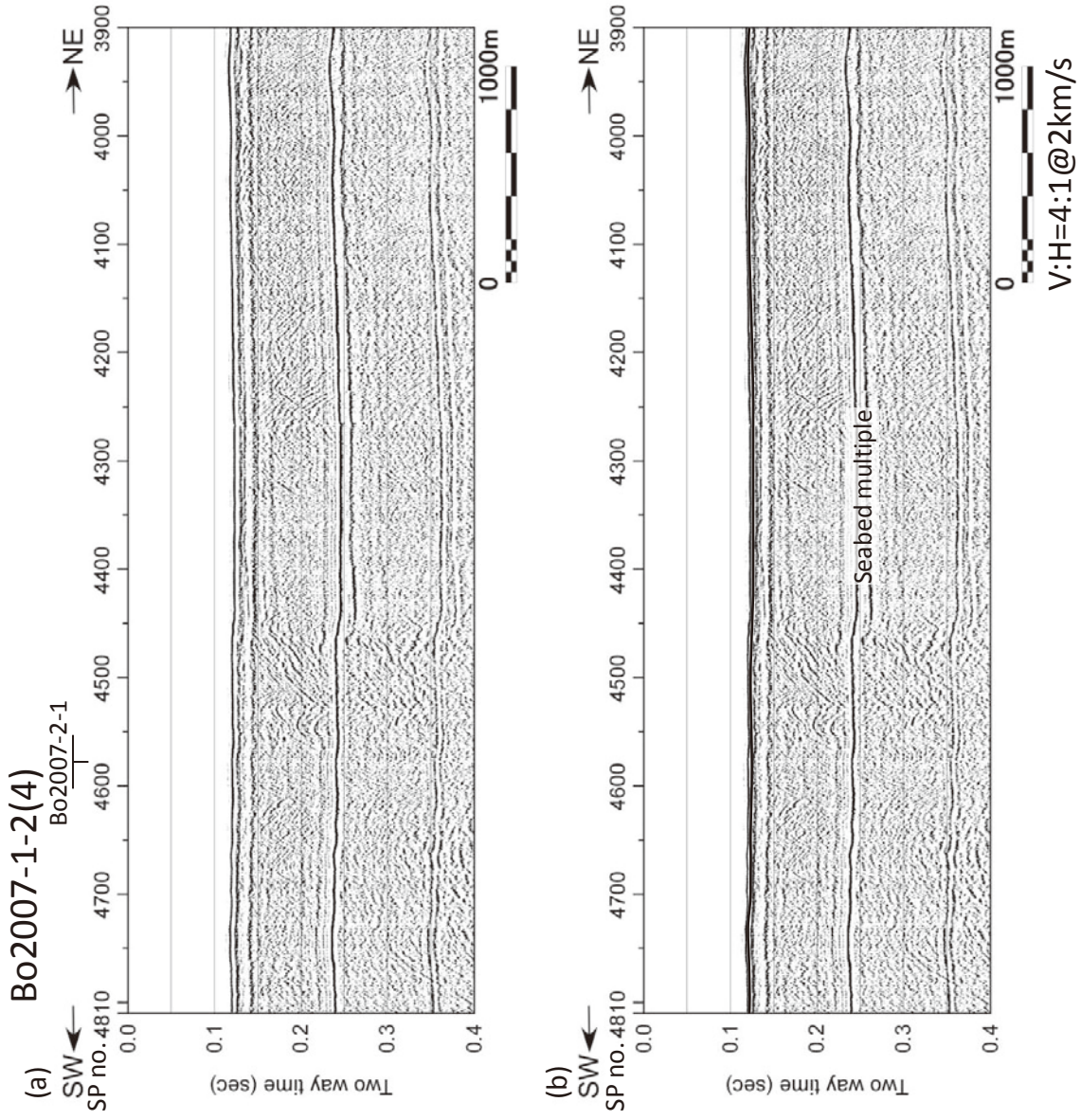
付図 3. Bo2007-1-2(1) 重合断面図 (a) 解釈断面 (b). 凡例は付図 1 を参照.
Appendix 3. Stack section of Bo2007-1-2(1)(a) and geologic interpretation (b).



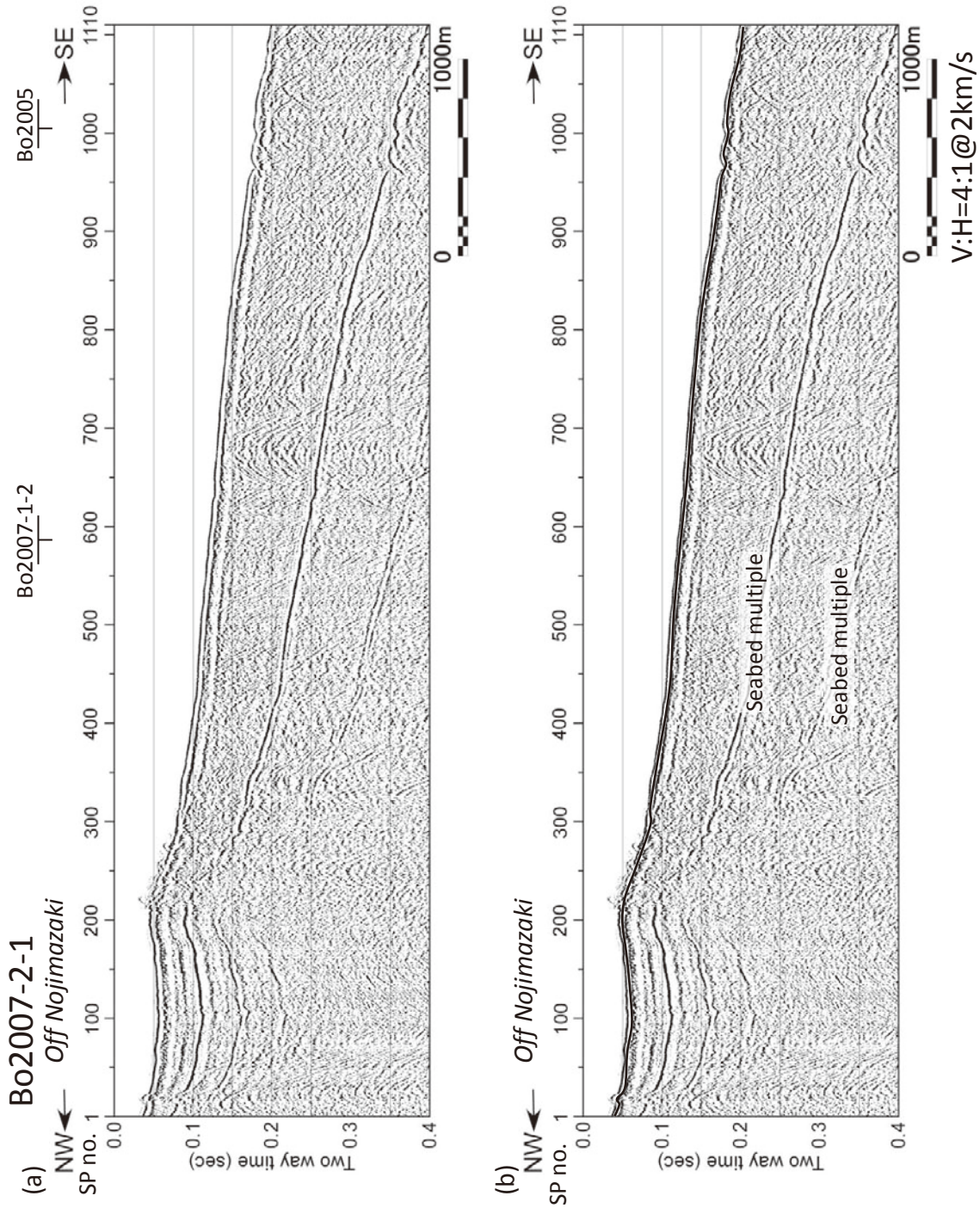
付図 4. Bo2007-1-2(2) 重合断面図 (a) 解釈断面 (b). 凡例は付図 1 を参照.
Appendix 4. Stack section of Bo2007-1-2(2)(a) and geologic interpretation (b).



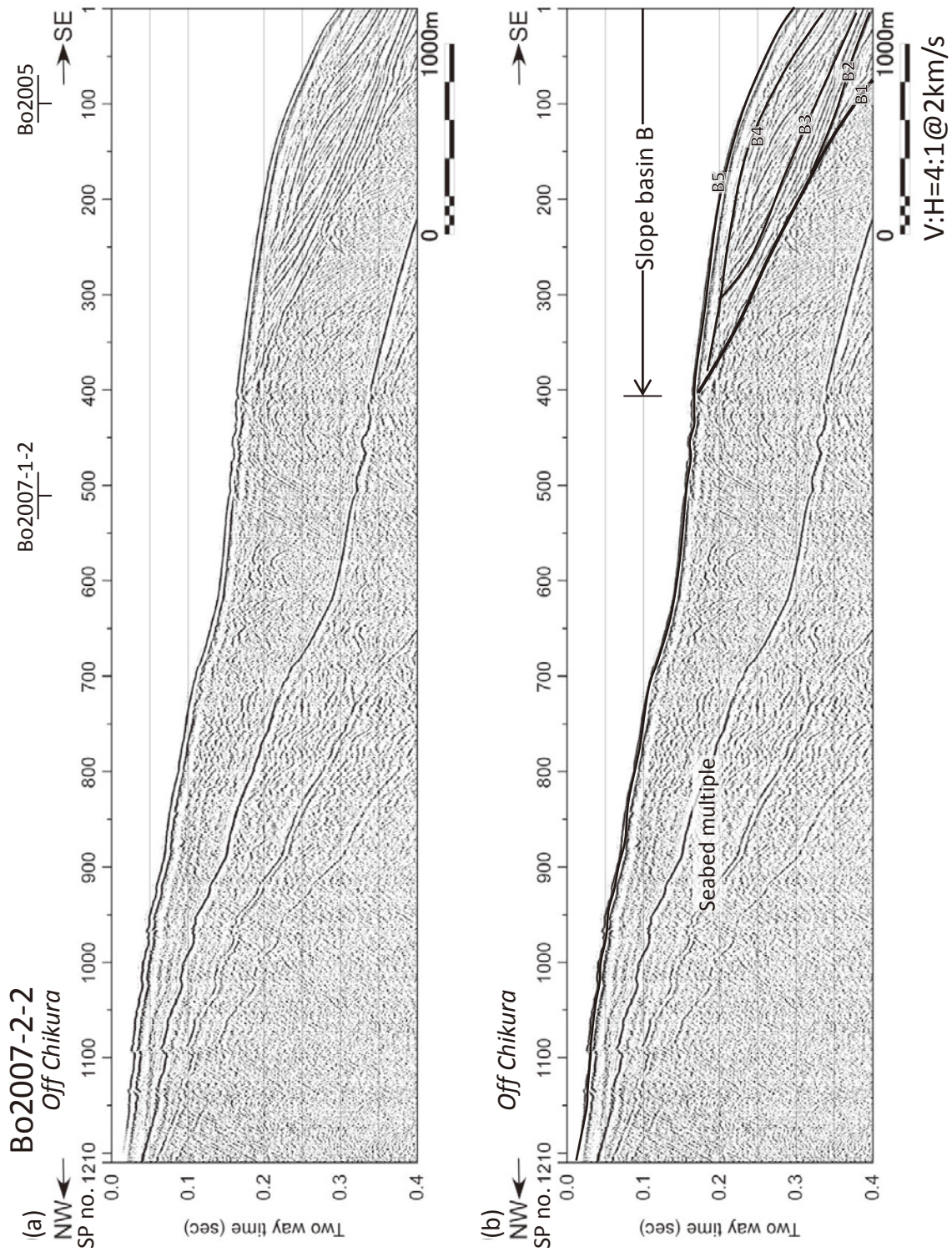
付図 5. Bo2007-1-2(3) 重合断面図 (a) 解釈断面 (b). 凡例は付図 1 を参照.
Appendix 5. Stack section of Bo2007-1-2(3)(a) and geologic interpretation (b).



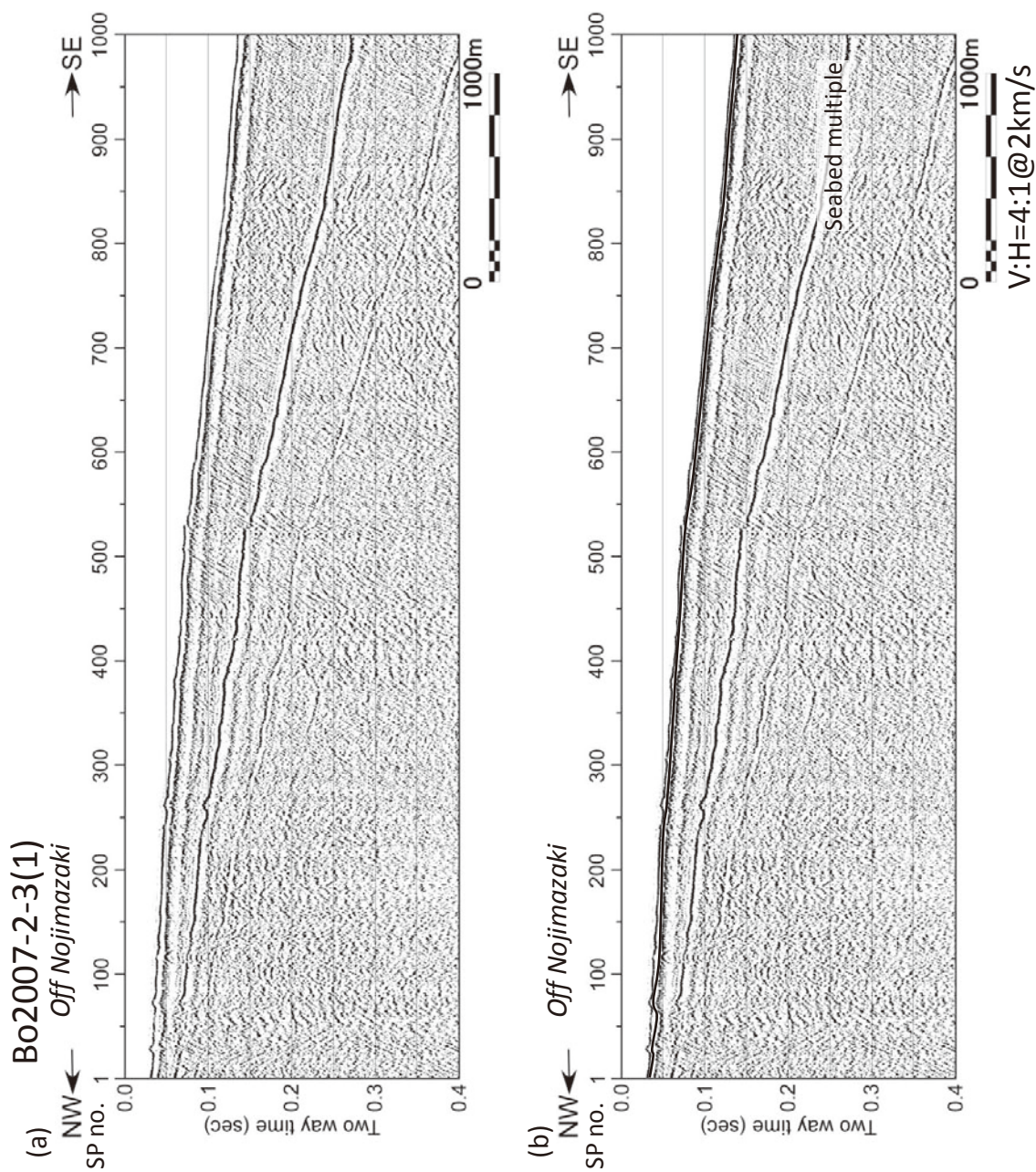
付図 6. Bo2007-1-2(4) 重合断面図 (a) 解釈断面図 (b). 凡例は付図 1 を参照。
Appendix 6. Stack section of Bo2007-1-2(4)(a) and geologic interpretation (b).



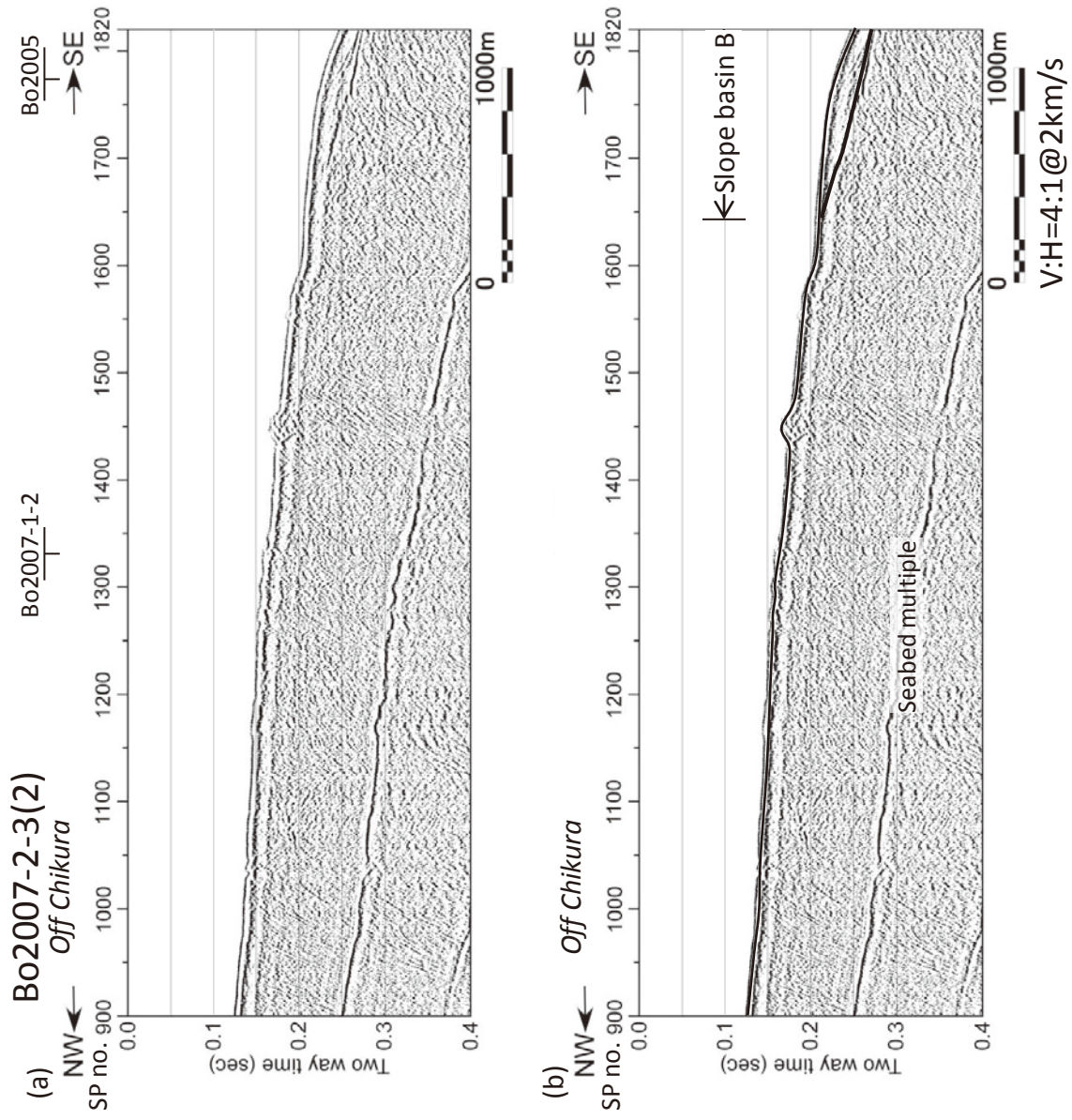
付図 7. Bo2007-2-1 重合断面図(a) 解釈断面(b). 凡例は付図 1 を参照.
 Appendix 7. Stack section of Bo2007-2-1(a) and geologic interpretation (b). Legend is same as Fig. 5.



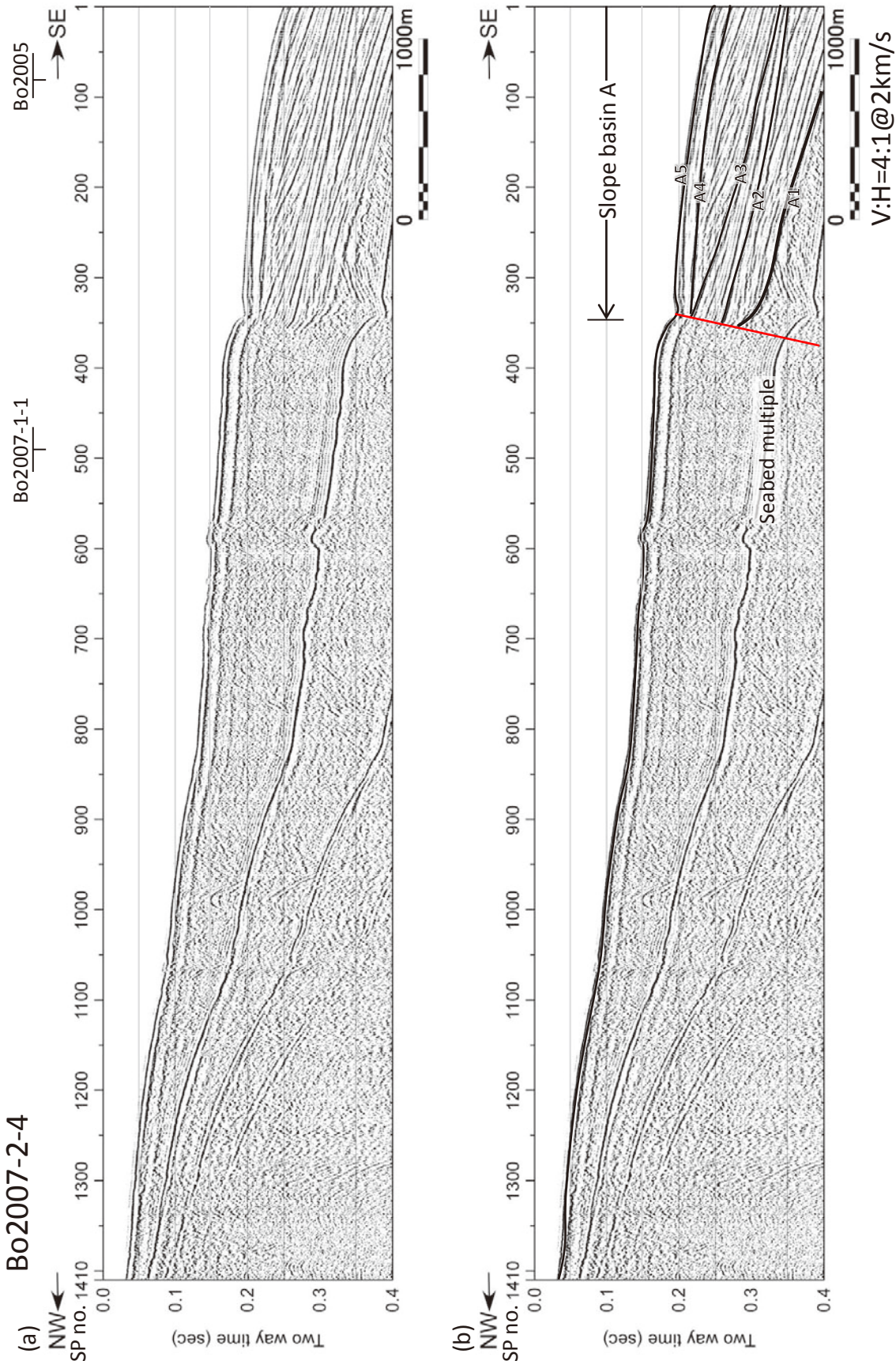
付図 8. Bo2007-2-2 重合断面図 (a) 解釈断面 (b). 凡例は付図 1 を参照.
Appendix 8. Stack section of Bo2007-2-2(a) and geologic interpretation (b).



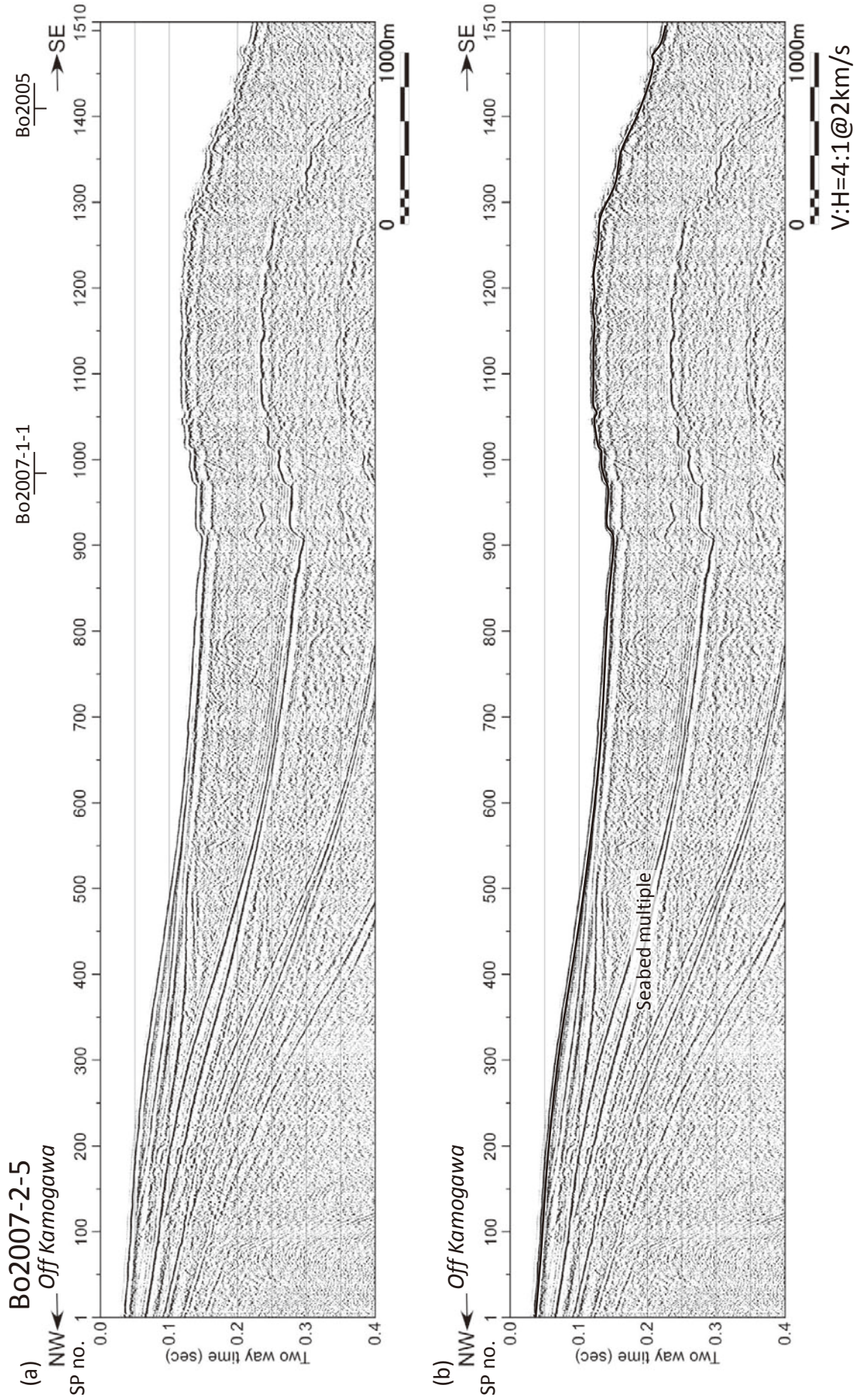
付図9. Bo2007-2-3(1) 重合断面図(a) 解釈断面(b). 凡例は付図1を参照.
Appendix 9. Stack section of Bo2007-2-3(1)(a) and geologic interpretation (b).



付図 10. Bo2007-2-3(2) 重合断面図(a) 解釈断面(b). 凡例は付図 1 を参照.
Appendix 10. Stack section of Bo2007-2-3(2)(a) and geologic interpretation (b).



付図 11. Bo2007-2-4 重合断面図 (a) 解釈断面 (b). 凡例は付図 1 を参照.
Appendix 11. Stack section of Bo2007-2-4(a) and geologic interpretation (b).



付図 12. Bo2007-2-5 重合断面図 (a) 解釈断面 (b). 凡例は付図 1 を参照.
 Appendix 12. Stack section of Bo2007-2-5(a) and geologic interpretation (b).