

房総半島東部沿岸における反射法音波探査結果概要

Preliminary results of the seismic reflection survey in the eastern coastal sea area of Boso Peninsula, Japan

古山精史朗^{1*}・佐藤智之¹

Seishiro Furuyama^{1*} and Tomoyuki Sato¹

Abstract: High resolution seismic reflection survey was conducted in the coastal sea area of the eastern Boso Peninsula to equip seamless geoinformations of land and sea. We obtained seismic sections, 630 km in total length with a boomer and multi-channel (24 channel with 3.125 m spacing) streamer. The survey area is subdivided into the Kujukuri area and the Kamogawa area based on topography and geological structures. In the Kujukuri area, two strata bounded by unconformity distribute. These strata show distinct stratification. The lower sequence has some synclines, anticlines and faults. A clear unconformity subdivides strata in the Kamogawa area into two sequences. This unconformity may be correlated to the unconformity in the Kujukuri area. The upper sequence shows developed stratification while the lower sequence has wrong penetration. Additionally, fault develops toward northwest in southern off of Emi area.

Keywords: seismic reflection survey, Quaternary, eastern coastal area of the Boso Peninsula

要旨

陸・海域地質情報のシームレス化のため、本研究では高分解能反射法音波探査により房総半島東部沿岸海域の地下地質構造を調査した。調査海域は北緯 34 度 50 分～35 度 45 分、東経 139 度 50 分～141 度 20 分の範囲で、総測線長は 630 km である。反射法音波探査では、音源として小型船に搭載した発振装置ブーマーを使用し、受波用にチャンネル数 24、チャンネル間隔 3.125 m のストリーマーカーケーブルを使用した。調査海域は地形及び地質構造の特徴に基づき、九十九里沖と鴨川沖の 2 地域に区分した。九十九里沖では海面下 50 msec ～ 150 msec の深度にチャンネルの発達した不整合面を確認できる。この不整合を境に九十九里沖の地層を大きく 2 層に区分し、上位から九十九里沖 A 層、九十九里沖 B 層とした。このうち九十九里沖 B 層は明瞭な成層構造を確認できる地層で、断層を伴う褶曲構造が発達する。鴨川沖の地層もまた、不整合を境に 2 層に区分でき、本研究では上位から鴨川沖 A 層、鴨川沖 B 層とした。鴨川沖に分布する不整合は九十九里沖に分布する不整合と

繋がる可能性が高い。上位の鴨川沖 A 層は明瞭な成層構造を確認できるが、下位の鴨川沖 B 層は音波の透過が悪く内部構造が不鮮明であった。さらに、江見南部沖において北西方向へ発達する断層を鴨川沖 B 層中に確認できた。

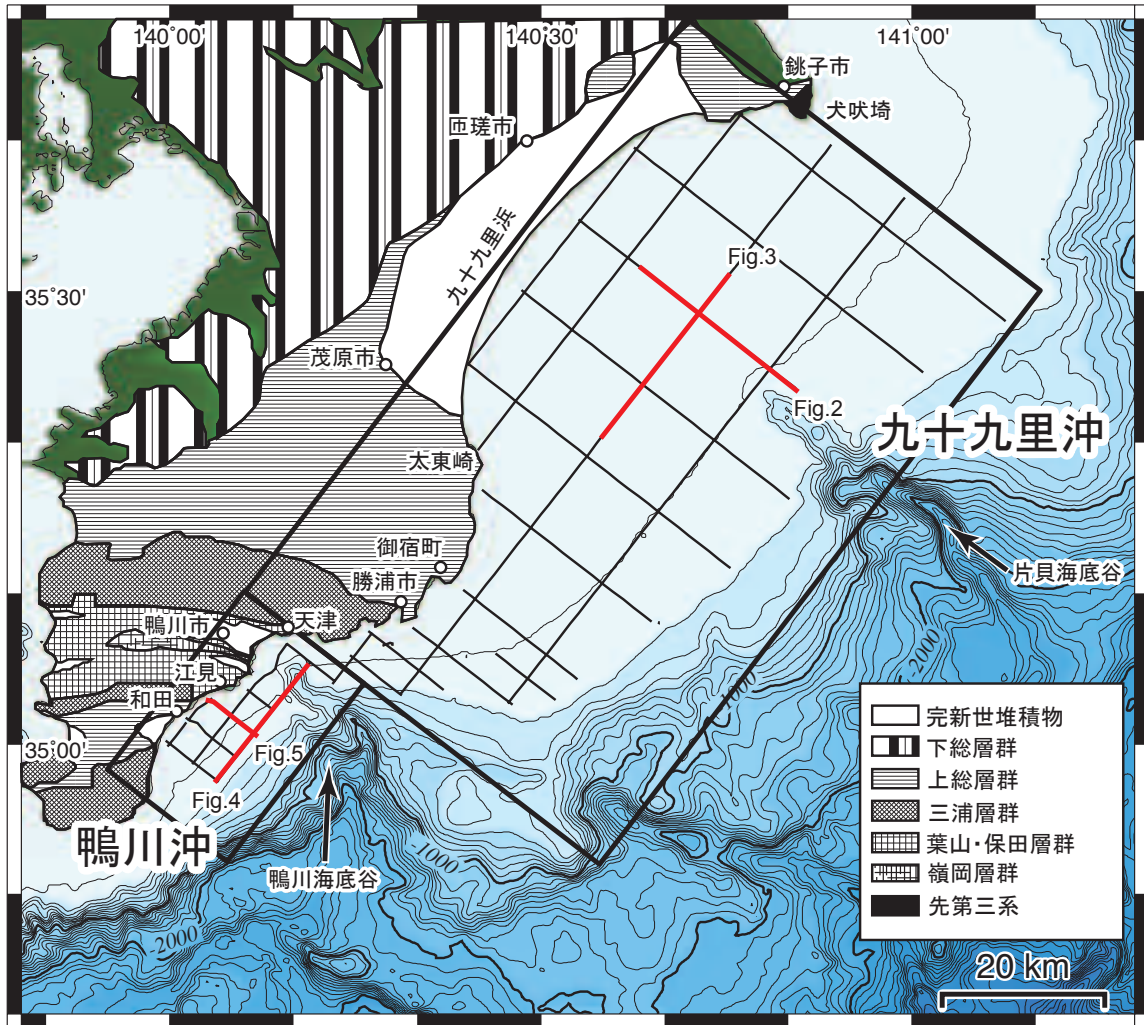
1. はじめに

産業技術総合研究所では陸域・海域地質図を作成してきたが、大型船の入ることのできない沿岸域はこれまで地質図上の空白域となっていた。そのため 2008 年度から沿岸域の地質構造調査が開始され、これまで石川県能登半島沿岸（井上・岡村，2010）、新潟県北部沿岸（井上ほか，2011）、福岡県北部沿岸（松本，2013）、北海道勇払平野沿岸（佐藤，2014a）、静岡県駿河湾沿岸（佐藤，2014b）と調査が行われてきた。この取り組みの一環として本年度は房総半島東部沿岸の調査を行った。

本研究の目的は小型船に搭載したブーマーを用いて反射法音波探査を行い、房総半島東部沿岸の地質情報を整備することである。また得られた地質情報

* Correspondence

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)



第 1 図 陸域の地質図と測線図。太線は反射断面図の位置を示す。陸域の地質図は鈴木ほか（1995）、徳橋ほか（2000）に基づき作成。

Fig. 1 Geological map on land (Suzuki et al., 1995 ; Tokuhashi et al., 2000) and survey lines. Broad lines represent the positions of the seismic sections.

を用いてより詳細な地史や活構造を明らかにすることを目的している。本報告では 2014 年 8 月 27 日～10 月 4 日に行った反射法音波探査の結果概要をまとめ、房総半島東部沿岸の地質層序とその特徴について述べる。

2. 地域概説

調査海域は北緯 34 度 50 分～35 度 45 分，東経 139 度 50 分～141 度 20 分の範囲である（第 1 図）。調査海域北側に位置する九十九里沖の陸棚は，最も広い場所で幅 40 km 程度である。陸棚縁の北緯 35 度 20 分，東経 140 度 50 分の位置から，南東方向へ片貝海底谷が発達する。この九十九里沖には作田川や栗山川などの 7 つの川が注いでいるが，碎屑物は九十九

里浜を囲む様に発達する銚子半島と太東崎から供給され，海岸線の前進に寄与している（宇多，1989）。太東崎沖から勝浦市南部沖にかけて陸棚は次第に狭くなる。この辺りには水深 100 m 以下に複数の根やモタレが分布し，起伏に富んだ海底地形となっている。鴨川沖では陸から南東方向に 5 km の地点から鴨川海底谷が発達している。鴨川沖の陸棚は最も広い場所でも幅 10 km 程度で，九十九里沖の陸棚に比べて狭い。地形や地質構造の特徴から，本報告では鴨川市天津付近を境に九十九里沖と鴨川沖に区分した（第 1 図）。

棚橋・本座（1983）は，本調査地域の大部分にあたる九十九里沖から勝浦南部沖についてエアガンとサブボトムプロファイラーにより反射法音波探査を行い，房総半島東方沖の地層を下位から C 層，B 層，A 層，H 層に層序区分した。これらのうち最も下位にある C

層は陸棚域で広く観察される不整合以下に認められる全ての地層・岩体とされている。この不整合は形態や上位・下位の堆積物の年代から房総半島に分布する黒滝不整合に対比されている。黒滝不整合は房総半島の上総層群基底に位置する不整合で、2.4～2 Maに四回の相対的海水準の低下・上昇に伴って形成された(伊藤ほか, 2013)。また大久保ほか(1990)が行った九十九里沖の音波探査結果においても明瞭な不整合が認められ、彼らもそれを黒滝不整合に対比している。陸棚域に広く発達するB層は細かな成層構造と褶曲が特徴で、その分布と採取した底質試料の岩相から房総半島の上部鮮新統-下部更新統の上総層群と対比されている。A層は調査海域に広く分布する100 msec未満の薄い被覆層で、深海平坦面と中部の陸棚斜面に分布する。A層は房総半島北部の下総層群と対比されている。最上部のH層はサブボトムプロファイラーで確認された透明度の高い堆積物から構成され、完新世のものとしてされている。木村(1976)は鴨川沖を含む相模湾及びその周辺海域についてエアガン、スパーカー、サブボトムプロファイラーにより反射法音波探査を行った。彼らは不整合面の追跡、採取した底質試料と周辺陸域に露出する地層との対比から地層を6つに層序区分した。これらのうち本研究の調査海域に分布するのは、下位からE層、D層、C層、B層である。音響基盤であるE層は、内部構造を全く確認できないE₂層と、ときとして層理を確認できるE₁層に細分されている。両者は陸域での不整合関係に基づいて区分されている。木村(1976)はE₂層を房総半島の保田・嶺岡層群と対比し、E₁層を三浦半島の葉山層群最上部の矢部凝灰質砂泥互層と対比している。D層、C層、B層はいずれも層理がよく認められる層で、それぞれの地層は不整合により境されている。D層、C層、B層はそれぞれ三浦層群、上総層群、相模一下総層群に対比されている。犬吠埼周辺は、奥田(1986)によって下位からM層、PI層、Q層、Q₁層、Q₃層、Q₄層に層序区分されている。それぞれの地層の年代について、M層は古第三系最上部～中新統、PI層は鮮新統上部、Q層は未分類更新統、Q₁層は更新統下部、Q₃層は更新統中上部、Q₄層は更新統上部であるとされている。しかしながら、犬吠埼周辺におけるそれぞれの地層の音響的層相や対比の根拠は不明である。

3. 調査方法

本研究で行った反射法音波探査では、発振装置としてブーマー(AAE社製CAT301)を用いた。出力は300 Jである。受波用のストリーマーケーブル(Geometrics社製)のチャンネル数は24、チャンネル間隔は3.125 mであり、発振間隔も3.125 mである。

デジタル信号として受波した信号はParallel Geoscience Corporation社製のSPWを用いて以下のように処理を行った。まず直達波のバンドパスフィルタリング、ゲイン補償、デコンボリューションを行った。その後NMO補正を行って重合し、再びデコンボリューションとバンドパスフィルタリング、ゲインの正規化を行った。処理後のデータはSEG-Y形式で出力した。バンドパスフィルタの通過周波数などはブーマーの出力や調査結果ごとのノイズレベルに合わせて適宜調整したが、50～1,300 Hzを基本とした。

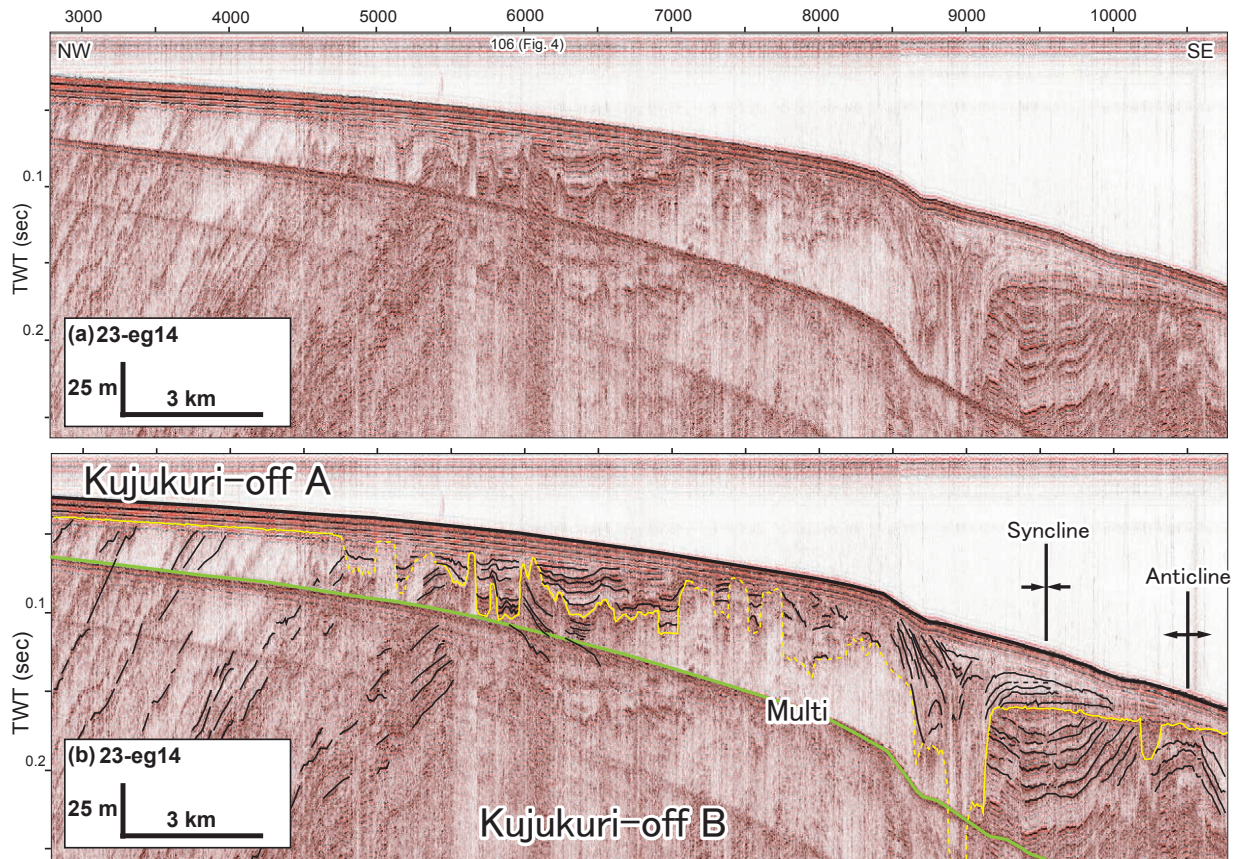
総測線長は630 kmである(第1図)。調査測線は概ね海岸と平行な方向と直交する方向とに設定した。測線名については以下のルールに従って命名した。まず、測線の方向ごとにグループを分けて、グループ内で西、あるいは北から順番で一桁～三桁の数字を与えた。さらに2014年度の沿岸域(EnGan)調査であることを示すeg14をハイフンで区切って数字末尾につけることで測線名とした。

各調査測線は調査工程、海況のために複数回に分けて観測を行った場合もあるが、その場合は重合後の共通反射点の位置を基準につなぎ合わせて一つのデータとし、一連の断面として扱った。そのため潮位や波浪条件が異なるために継ぎ目で深度方向のずれが生じる場合やノイズレベルが異なっている場合もある。

4. 観測結果

4.1. 九十九里沖の地質構造

九十九里沖は、広く平坦な陸棚が発達する海域である(第1図)。明瞭な不整合が九十九里沖全域に認められ、不整合面には複数のチャンネルが発達している(第2図、第3図)。測線23-eg14のSP(Shot Point、断面図上の数字で、横軸に相当する)5,000～10,500(第2図)や測線106-eg14のSP12,500～14,500、SP15,500～17,500、SP18,500～20,000に、下位の地層を削り込むチャンネルを確認できる(第3図)。



第 2 図 測線 23-eg14 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).
Fig. 2 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 23-eg14.

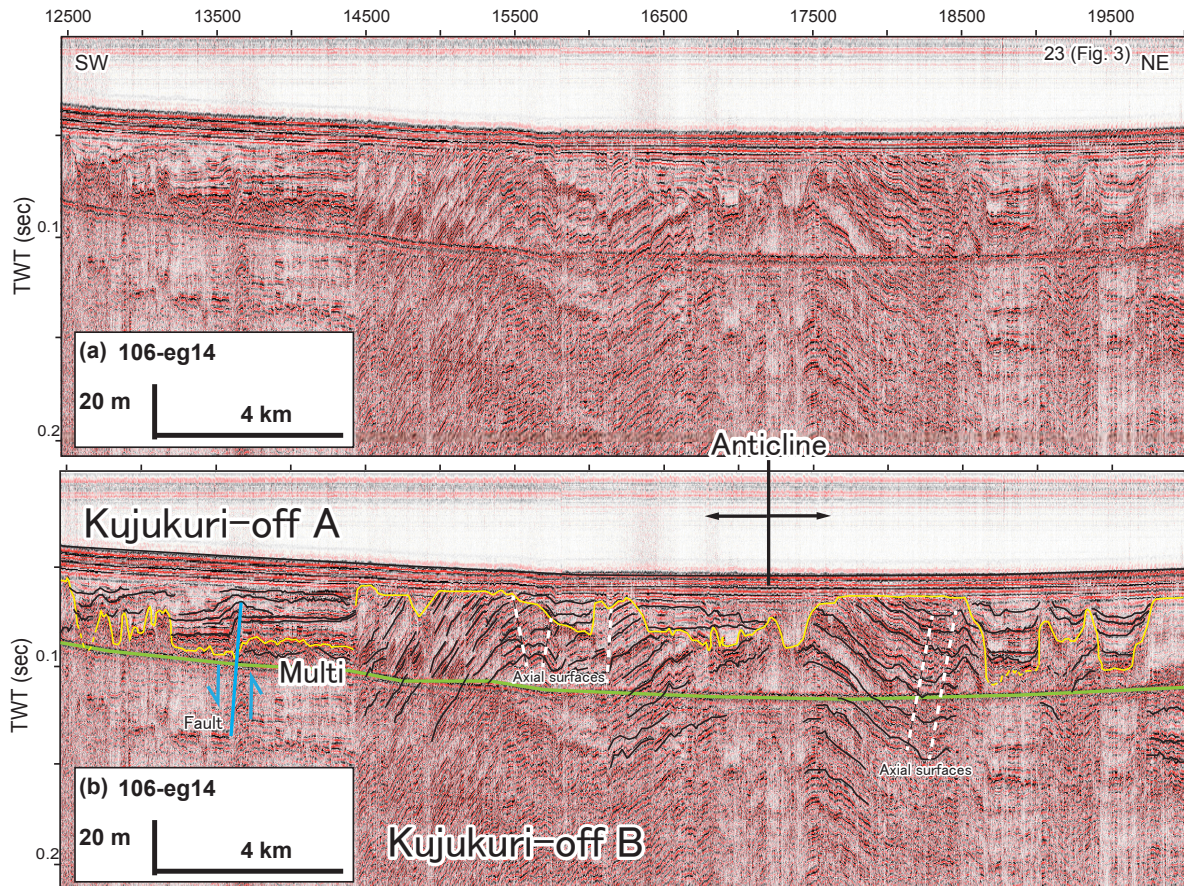
最も規模の大きなものは測線 23-eg14 の SP9,000 付近に存在する。九十九里沖に分布する地層は不整合を境に二層に分けることができ、本報告書では不整合より上位の地層を九十九里沖 A 層、下位の地層を九十九里沖 B 層と呼ぶ。

九十九里沖 B 層は成層構造の発達した地層である。堆積層の厚さは、下限を確認できないため正確な議論はできないが、100 msec 以上である。また褶曲構造により、多くの場所で地層が変形している。北西から南東に向かう測線 23-eg14 において（第 2 図）、SP3,000 ～ 5,500 付近では陸側への傾斜が認められるが、SP5,500 ～ 7,000 付近では沖側への傾斜が認められる。SP7,000 ～ 8,500 では音波の透過が悪く内部構造を確認できない。SP9,200 ～ 10,700 には褶曲構造が存在し、SP9,500 付近に向斜軸が、SP10,500 付近に背斜軸が認められる。SP9,500 付近の向斜構造の沈降量は 80 msec 以上である。SP10,500 付近の背斜構造では背斜頂部が削られている。この削薄のため詳細は不明だが、隆起量は 70 msec 以上である。測線 23-eg14 に直交する断面である測線 106-eg14 では、SP12,500 ～ 14,500 におい

て地層は概ね水平だが、SP14,500 ～ 20,000 付近にかけて褶曲している（第 3 図）。SP17,200 付近に背斜軸が認められる。この背斜構造は波長 12 km 以上の背斜で、隆起量 100 msec 以上である。また九十九里沖 B 層中にはいくつか断層が存在する（第 3 図）。例えば測線 106-eg14 では SP13,500 に垂直変位量 30 msec 程度の南西落ちの断層を確認できる。

九十九里沖 A 層も成層構造を呈しており、またほとんど変形していない（第 2 図、第 3 図）。この地層はチャンネル部分で下面に対してオンラップしている。九十九里沖 B 層に比べ堆積層は薄く、ほとんどの場所で 50 msec 以下である。九十九里沖 A 層が厚く堆積する場所は測線 23-eg14 の SP9,000 付近に認められる。ここには規模の大きなチャンネルが存在しており、堆積層は 100 msec に達する（第 2 図）。

九十九里沖に分布する不整合面に複数のチャンネルが発達することから、この不整合は浸食により形成されたと考えられる。このことから、九十九里沖 B 層が褶曲によって変形した後、海水準低下に伴う下刻作用が起きたと考えられる。その後海水準の上昇に伴い堆積物が供給され、九十九里沖 A 層が形成されたと考



第3図 測線 106-eg14 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).

Fig. 3 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 106-eg14.

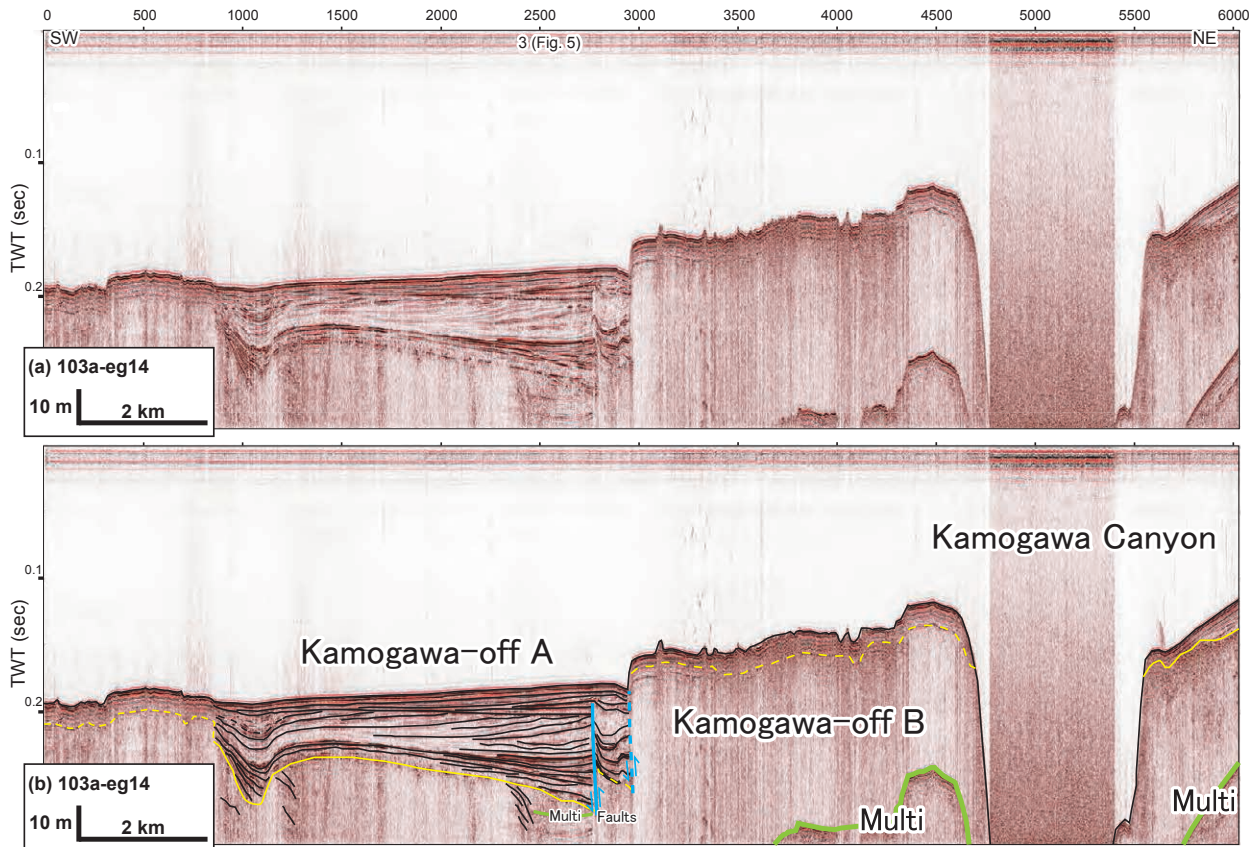
えられる。九十九里沖 B 層に観察される褶曲構造や断層の延長方向や規模については未だ全容を把握できていないため、それらに関連した地史の解明とともに今後の課題である。

房総半島東方の海底地質図を作成した棚橋・本座 (1983) は九十九里沖の地層を 4 つに区分し、下位から C 層, B 層, A 層, H 層と定義した。彼らは C 層と B 層を境する明瞭な不整合を九十九里沖で認めている。この不整合は棚橋・本座 (1983) や大久保ほか (1990) によって、2.4 ~ 2 Ma 頃に形成された黒滝不整合に対比されている。棚橋・本座 (1983) や大久保ほか (1990) が認めた不整合は九十九里沖の 1 ~ 2 sec 程度の位置に存在し、今回認めた九十九里沖 A 層と九十九里沖 B 層を境する不整合より下位に位置する。このことから九十九里沖 A 層と九十九里沖 B 層を境する不整合の形成は、2 Ma 以降に起きた海水準低下時と考えられる。また棚橋・本座 (1983) は褶曲構造が発達し、また細かく成層した地層を B 層と定義している。これは本調査で定義した九十九里沖 B 層が示す音響的層相とよく一致する。このことから

九十九里沖 B 層は棚橋・本座 (1983) の B 層と対比できると考えられる。この B 層は分布と底質試料の岩相から陸域の上総層群と対比されており、九十九里沖 B 層もまた上総層群と対比できる可能性がある。一方、九十九里沖 A 層は棚橋・本座 (1983) の定義する A 層, H 層と対比できる可能性があるが、彼らの記載する A 層及び H 層の分布や特徴と本研究で認めた九十九里沖 A 層の音響的層相は十分一致しない。彼らの記載する A 層は九十九里沖の深海平坦面と中部の陸棚斜面に分布しており、九十九里沖 A 層とは分布域が異なっている。また棚橋・本座 (1983) は、H 層をサブボトムプロファイラーにより認められた透明度の高い堆積物から構成されるとしている。この特徴は、成層構造を示す九十九里沖 A 層の音響的層相と一致しない。今後は正確な年代値を求め、さらに詳細な検討を行う必要がある。

4.2. 鴨川沖の地質構造

九十九里沖と比べ陸棚の狭い鴨川沖においても、不整合を確認できる (第 4 図, 第 5 図)。鴨川沖に分布



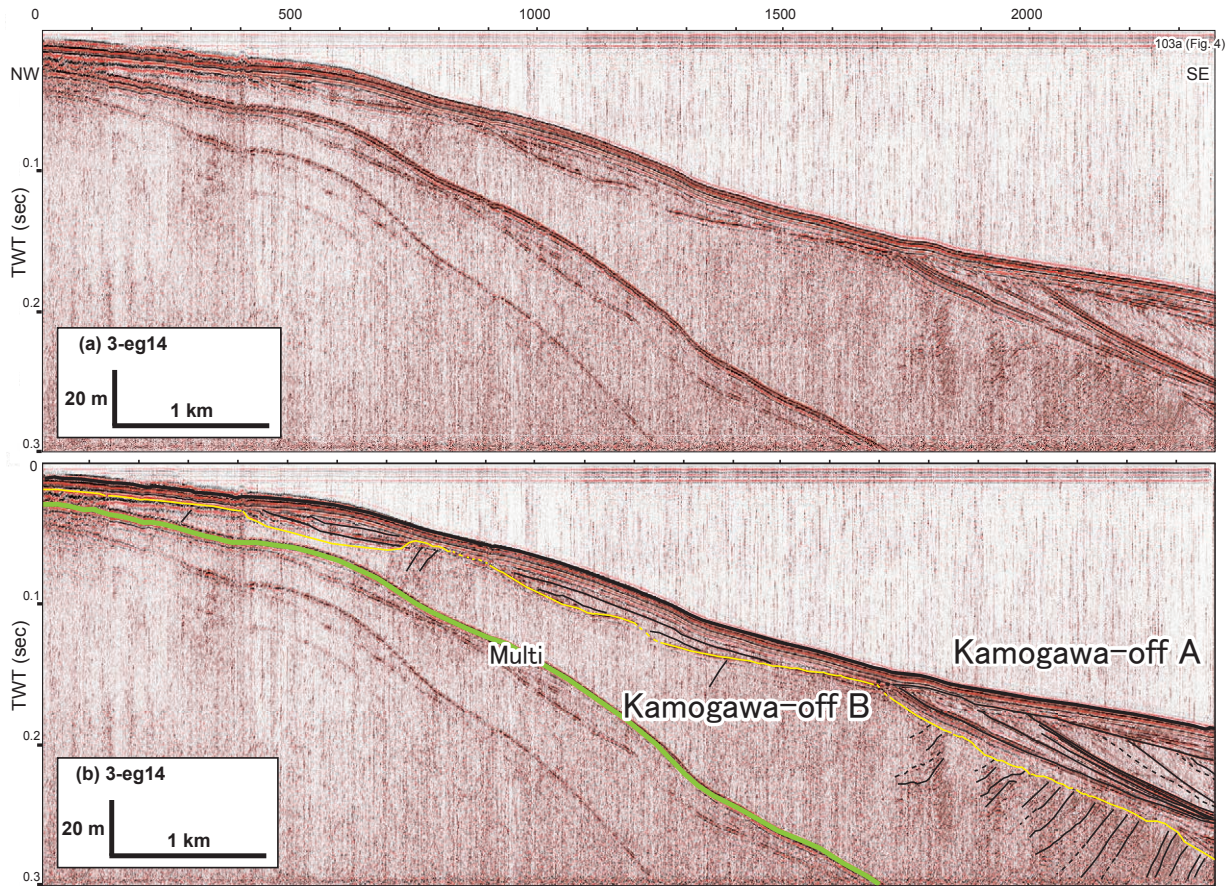
第 4 図 測線 103a-eg14 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).
 Fig. 4 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 103a-eg14.

する不整合面には、九十九里沖とは対照的にチャンネルがほとんど存在しない。この不整合は鴨川海底谷の北東側と南西側の両崖で追跡でき（第 4 図）、九十九里沖に発達する不整合と繋がると考えられる。また残響ノイズにより不整合の位置を十分に識別できない場所があり、例えば測線 103a-eg14 の SP0 ~ 1,000 や SP3,000 ~ 4,750 にそうした場所が認められる。本報告書では鴨川沖に分布する不整合を境に、その上位の地層を鴨川沖 A 層、下位の地層を鴨川沖 B 層と呼ぶ。

鴨川沖 B 層は音波の透過が悪く、ほとんどの場所で内部反射がはっきりしない（第 4 図、第 5 図）。しかしながら一部で成層構造が観察できる。北東から南西方向の測線 103a-eg14 では SP1,000 付近と SP2,500 付近に成層構造を確認できる（第 4 図）。北西-南東方向の測線 3-eg14 では SP2,000 ~ SP2,300 に発達した成層構造を確認できる（第 5 図）。この他に SP300, SP800, SP1,400 においてもわずかに成層構造を確認できる。また地層はいずれも陸側へ傾斜する。

鴨川沖 A 層は成層構造を示す地層である（第 4 図、第 5 図）。測線 103a-eg14 では SP1,000 ~ 3,000 で

鴨川沖 A 層が厚く堆積しており、堆積層は 80 msec 程度である（第 4 図）。ここでは北東から南西方向へのプログラデーションパターンを鴨川沖 A 層中部に確認できる。鴨川海底谷の北東側の崖にあたる SP5,500 ~ 6,000 でも成層構造を確認できる。103a-eg14 に直交する測線 3-eg14 の SP0 ~ 1,800 では、最大 20 msec 程度堆積する鴨川沖 A 層を確認できる。SP1,000 付近では下面に対してオンラップしている。SP1,800 ~ SP2,300 では比較的厚く堆積しており、鴨川沖 A 層中部が南東方向へのプログラデーションパターンを示している。これと測線 103a-eg14 の SP1,000 ~ 3,000 に認められるプログラデーションパターンの方向を考慮すると、鴨川沖 A 層を構成する碎屑物は北にある鴨川周辺から供給されたと考えられる。また江見南部沖にあたる測線 103a-eg14 の SP3,000 付近には、南西落ちの断層を確認できる（第 4 図）。この断層は北隣の測線 102-eg14 で確認できない。よってこの断層は北西へ向かって変位が減じており、103a-eg14 と 102a-eg14 の間にその北端があると考えられる。断層の南端や全容の確認は今後の課題である。



第5図 測線3-eg14の反射断面図(a)およびその解釈(b).
Fig. 5. Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 3-eg14.

鴨川沖に分布する不整合は鴨川海底谷の両崖で追跡でき(第4図), 九十九里沖に分布する不整合と繋がる可能性が高い. 九十九里沖と鴨川沖で認めた不整合が繋がるならば, 鴨川沖B層と九十九里沖B層が, 鴨川沖A層と九十九里沖A層が対比できる可能性があるが, 今回の調査ではその根拠を得られなかった.

鴨川沖を含む相模湾周辺海域の海洋地質図を作成した木村(1976)は, 鴨川沖の陸棚上に露出する地層を下位からE₂層, E₁層, D層, C層, B層と定義した. E₂層は内部構造を確認できない地層で, E₁層はときとして層理を確認できる地層である. E₂層とE₁層の音響的層相は本研究で定義した鴨川沖B層のものとよく一致することから, E₂層及びE₁層と鴨川沖B層は対比できると考えられる. しかし今回の調査では鴨川沖B層をさらに細分する特徴を確認できなかった. 木村(1976)はまた, E層の上位にはいずれも層理の発達したD層, C層, B層が重なっており, それらは不整合関係にあるとしている. しかしながら鴨川沖A層と鴨川沖B層を境する不整合以外に, 鴨川沖では不整合を確認できない. このように本研究で定義し

た層序と木村(1976)が定義した層序は一致しない. 正確な年代値に基づいた層序対比が今後必要である.

5. まとめ

房総半島東部沿岸にて反射法音波探査を行った結果, 各海域の地質構造について, 以下のような概要がつかめた.

九十九里沖で浸食により形成されたと考えられる不整合を認定し, 地層を二層に区分した. 上位の九十九里沖A層は成層構造の発達する地層である. 下位の九十九里沖B層もまた成層構造の発達する地層で, 棚橋・本座(1983)が定義するB層に対比できる可能性がある. この対比は, 九十九里沖B層が房総半島の上総層群と対比できる可能性を示唆している. 九十九里沖B層はまた, 褶曲構造が発達している. この褶曲構造の形態や規模については今後さらに詳細な検討が必要である.

鴨川沖においても不整合を認定し, 地層を二層に区分した. 上位の鴨川沖A層は成層構造の発達する地

層である。この鴨川沖 A 層に確認できるプログラデーションパターンは、砕屑物が鴨川周辺から供給されたことを示唆する。下位の鴨川沖 B 層は一部で成層構造を確認できるものの、大部分で内部構造を確認できない地層である。鴨川沖 A 層と鴨川沖 B 層を境する不整合は九十九里沖で認められた不整合と繋がる可能性が高い。また江見南部沖において南西落ちの断層を確認したが、その全容については今後の課題である。

なお、本調査で取得した結果はノイズを除去してより解釈しやすい反射断面を得るため、現在データの再処理を行っている。今後、再処理後の反射断面の解釈を進め、既存研究と照らし合わせながら、詳細を検討し海底地質図としてまとめる予定である。

謝辞

反射法音波探査は大和探査技術株式会社の方々に実施していただいた。株式会社トライアングルの調査船ヴェルニーⅢを利用し、船長ならびに関係者にご大変お世話になった。また、地元漁協や関係機関には調査にあたりさまざまな便宜を図っていただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文献

井上卓彦・岡村行信（2010）能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域地質図及び説明書。海陸シームレス地質情報集数値地質図 S-1，産業技術総合研究所地質調査総合センター。

井上卓彦・木村治夫・岡村行信（2011）新潟沿岸域 20 万分の 1 海底地質図及び説明書。海陸シームレス地質情報集数値地質図 S-2，産業技術総合研究所地質調査総合センター。

伊藤 慎・斎藤高浩・加瀬善洋・亀尾浩司・柴田健一郎（2013）房総半島更新統上総層群基底の黒滝不整合の実態解明。日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨，266。

木村政昭（1976）20 万分の 1 海底地質図「相模灘及付近」。海底地質図，no. 3，地質調査所。

松本 弾（2013）福岡沿岸域 20 万分の 1 海底地質図及び同説明書。海陸シームレス地質情報集数値地質図 S-3，産業技術総合研究所地質調査総合センター。

奥田義久（1986）20 万分の 1 海底地質図「鹿島灘」。海底地質図，no. 27，地質調査所。

大久保秀一・戸野聡・渡子直記（1990）房総半島沖堆積盆の形成機構。地質学論集，34，21-30。

佐藤智之（2014a）勇払平野沿岸域 20 万分の 1 海底地質図及び説明書。海陸シームレス地質情報集海陸シームレス地質図 S-4，産業技術総合研究所地質調査総合センター。

佐藤智之（2014b）駿河湾における反射法音波探査概要。平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，産業技術総合研究所地質総合センター速報，65，1-11。

鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・卜部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊池隆男・山 靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一（1995）10 万分の 1 特殊地質図及び説明書「東京湾とその周辺地域」（第 2 版）。特殊地質図，no. 20，地質調査所。

棚橋 学・本座栄一（1983）20 万分の 1 海底地質図「房総半島東方」。海底地質図，no. 24，地質調査所。

徳橋秀一・檀原 徹・岩野英樹（2000）房総半島安房層群上部の 8 凝灰岩のフィッシュントラック年代。地質学雑誌，106，560-573。

宇多高明（1989）九十九里海岸における過去 6,000 年間の海浜形成と近年の海浜変形との関係。地形，10，343-355。