

# 房総半島東方沿岸域 20 万分の 1 海底地質図説明書

## Explanatory notes of 1:200,000 Marine geological map along the coastal zone of eastern part of the Boso Peninsula

古山精史朗<sup>1\*</sup>・佐藤智之<sup>2</sup>・荒井晃作<sup>2</sup>  
Seishiro Furuyama<sup>1\*</sup>, Tomoyuki Sato<sup>2</sup> and Kohsaku Arai<sup>2</sup>

**Abstract:** “The 1:200,000 Marine geological map along the coastal zone of eastern part of the Boso Peninsula” was compiled based on the seismic profiles. Survey area was divided into the Kujukuri-oki area and the Kamogawa-oki area by the Kamogawa submarine-canyon based on the bathymetry and geology. Seismic units in the Kujukuri-oki area consist of the acoustic basement, the Lower to the Middle Pleistocene Kujukuri-oki Group, the Upper Pleistocene Katakai-oki Group, the lower part of the Holocene and the upper part of the Holocene in ascending order. Seismic units in the Kamogawa-oki area consists of the Paleogene to the lower Quaternary Kamogawa-oki Group, the middle to upper Quaternary Emi-oki Group and the Holocene in ascending order. The Kujukuri-oki anticline composed of the Kujukuri-oki Group extends from off Asahi city to Mbara city striking in NNE-SSW direction. The Kujukuri-oki Group dip to northwest or southeast on the limbs of this anticline. The Northern Kujukuri-oki Uplift Zone was identified as highs of the acoustic basements under the shallow seafloor from the southeastern offshore of Cape Inubo to the shelf edge of the northern part of the Kujukuri-oki area. The southwest part of the Northern Kujukuri-oki Uplift Zone corresponds to the Kujukuri-oki anticline. Numerous small normal faults striking in the N-S to NNE-SSW direction develop in the Kujukuri-oki Group, and these faults in ocean could be correlated to normal faults developed in the Kazusa Group in land. Additionally, the reverse fault that is extending part of the Ishido fault has the E-W strike in Kamogawa-oki area.

**Keywords:** marine geological map, high-resolution seismic reflection survey, coastal zone, eastern part of Boso Peninsula

### 要 旨

「房総半島東方沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」は北緯  $34^{\circ}56' \sim 35^{\circ}42'$ 、東経  $140^{\circ}01' \sim 141^{\circ}11'$  の主に陸棚上で行った反射法音波探査に基づいて作成した海底地質図である。本地質図では海底地形と地質に基づき、鴨川海底谷を境に対象海域を九十九里沖と鴨川沖に区分した。音響層相に基づき、九十九里沖では音響基盤を覆う堆積層を下位から下部～中部更新統の九十九里沖層群、上部更新統片貝沖層群、完新統下部、完新統上部に層序区分した。鴨川沖では下位から、古第三系～下部第四系の鴨川沖層群、上部更新統の江見沖層群、完新統に層序区分した。九十九里沖における地質構造として、旭市から茂原市の沖合にかけて、九十九里沖層群を変形させる背斜構造（九十九里沖背斜）がおよそ北北東～南南西に延びる。九十九里沖層群はこの背斜構造に従って概ね北西及び南東方向に傾斜する。犬吠崎の沖合から片貝海底谷以北では、基盤岩が

浅部まで隆起している（北部九十九里沖隆起帯）。また九十九里沖層群中には多数の小規模断層が発達する。この断層は南北または北北東～南南西に延びる正断層で、東落ちが卓越する。これらは上総層群に発達する正断層群に相当し、分布域が海域へ広がったものと考えられる。

### 1. はじめに

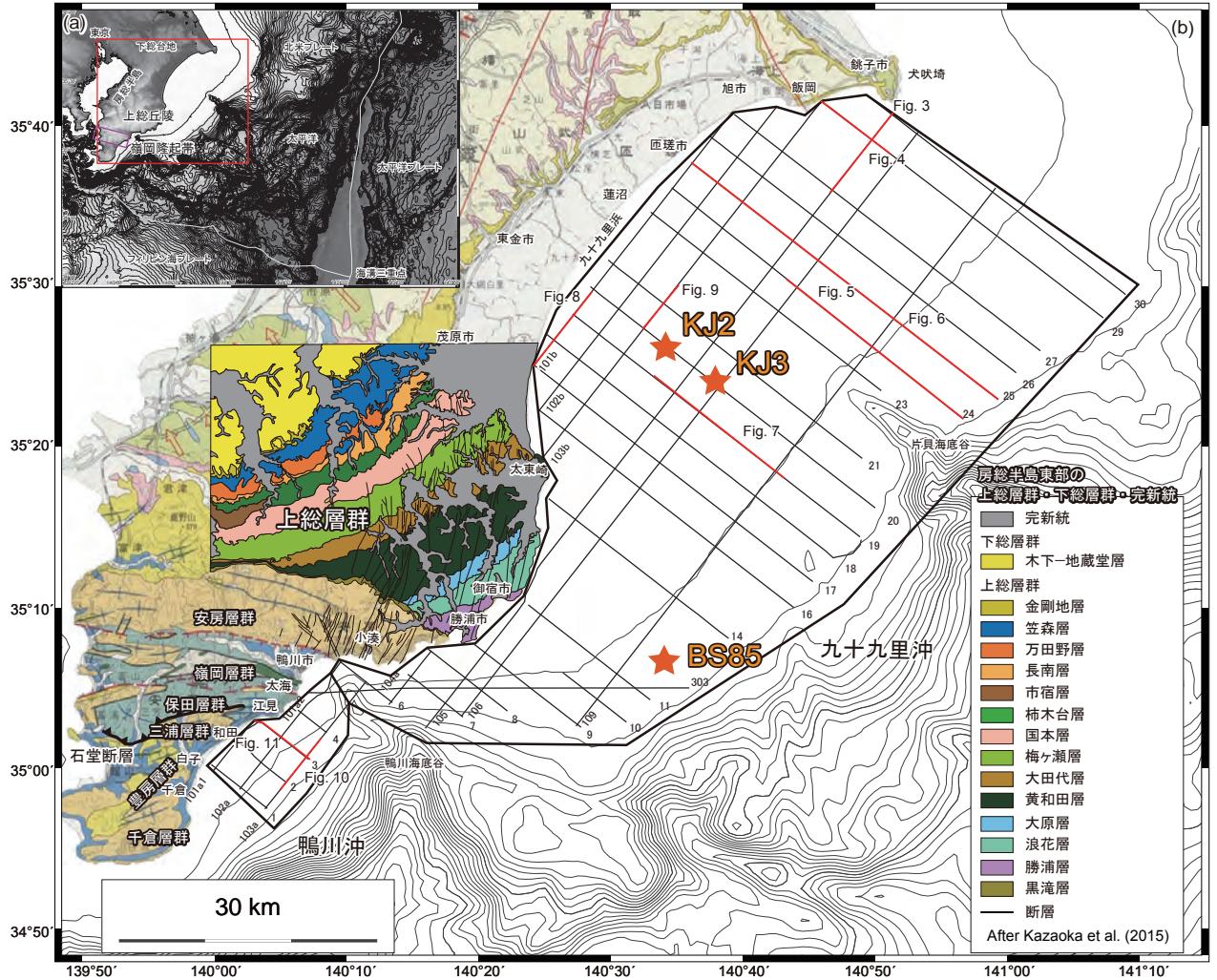
「房総半島東方沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」は、2014 年から 2015 年に実施した反射法音波探査と海底の地質試料採取の結果に基づいて作成した。対象海域は房総半島東方の北緯  $34^{\circ}56' \sim 35^{\circ}42'$ 、東経  $140^{\circ}01' \sim 141^{\circ}11'$  の陸棚上で（第 1a, b 図）、海底下 100 ～ 200 m 程度までの主に新第三系から第四系の層序と分布、それらの地質構造に関する情報を提供する。なお、地形原図は一般財団法人日本水路協会 JTOPO30 を使用した。

房総半島の東方沖ではフィリピン海プレート、太平

\*Correspondence

1 東京海洋大学 学術研究院 海洋資源エネルギー学部門 (Tokyo University of Marine Science and Technology, Department of Marine Resources and Energy)

2 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 (a) 関東地方周辺の地形とプレート配置(高橋, 2006を改変). 赤枠は本地質図の範囲を示す. (b) 陸域地質(杉山ほか, 1982; Kazaoka et al., 2015を改変)と反射法音波探査の測線図. 赤線は図示した断面の位置を示す. KJ2, KJ3, BS85は西田ほか (2016; 2019)による採泥点を示す. 陸域の石堂断層の位置は高橋 (2008a)に基づく.

Fig. 1 (a) Topographic map and plate boundaries around Kanto region (After Takahashi, 2006). Red rectangle represents the map area. (b) Geological map (After Sugiyama et al., 1982 and Kazaoka et al., 2015) on the land and seismic survey lines. KJ2, KJ3 and BS85 are sampling sites by Nishida et al. (2016; 2019). Red lines represent the locality of the figures. We refer to Takahashi (2008a) for the location of the Ishido fault on land.

洋プレート、北米プレートの3つのプレートが海溝三重点を形成している(第1a図).これらのプレート運動は房総半島の地質層序や地質構造の発達に大きく影響してきた. 房総半島の中南部は古第三紀~第四紀前期の付加体-被覆層システムで特徴づけられる(山本ほか, 2016). 房総半島南部の嶺岡隆起帯は嶺岡層群及び保田層群で構成され、前期中新世以降には外縁隆起帯を形成していた(高橋ほか, 2012). この嶺岡隆起帯北側の前弧海盆に、安房層群及び上総層群が堆積した(第1b図;高橋, 2008a). 嶺岡隆起帯の南側(海溝側)では、中新世から更新世にかけて海溝陸棚斜面に三浦層群、千倉層群及び豊房層群が堆積した(第1b図;高橋, 2008a). 中期~後期更新世には、第四紀後期

の氷河性海水準変動を反映して海進と海退を繰り返した下総層群が房総半島北部を埋積し、その後隆起して下総台地を形成した(須貝ほか, 2013).

こうした陸域で認められる地質層序区分や地質構造は海域まで連続する可能性が高い. 本図幅範囲の沖合では、これまで鹿島灘(奥田, 1986), 房総半島東方(棚橋・本座, 1983)及び相模灘及付近(木村, 1976)の海洋地質図が出版されている. これらは陸棚上から陸棚斜面までの比較的広域な範囲において、エアガンを音源とした反射法音波探査を行ない、海底下1km~1.5km程度の地質層序と地質構造を報告している. 地下浅部の地質構造については、海上保安庁水路部(1986, 2000)が陸に近い沿岸域でソノプローブとスパークーを音源

とした反射法音波探査が実施している。しかし陸棚全域の探査ではなかったため、陸上地質との連続性の解明には至っていない。そこで房総半島東部陸棚上全域における海底下 100 m ~ 200 m 程度の浅部地質構造を把握し、海陸の地質構造の連続性を明らかにすることを目指し、ブーマーを音源に用いた地質調査を実施した。この結果を基に、房総半島東方沿岸域の層序と構造運動、及びその形成年代に関する地質情報の整備を行った。なお本地質図は、地質調査総合センター速報 No.68 及び No.71 で概要を報告し（古山・佐藤, 2015 ; 2016），その後、データ等の追加及び考察を行い、海陸シームレス情報集として取りまとめたものである。

## 2. データ取得・解析方法

本地質図の基とするデータを取得するため、2014 年 8 月 27 日～10 月 4 日及び 2015 年 6 月 30 日～7 月 27 日にかけて、房総半島東部陸棚上において反射法音波探査を実施した（古山・佐藤, 2015 ; 2016）。

調査測線は概ね海岸と平行な北東～南西方向とその測線に直交する北西～南東方向に設定した（第 1b 図）。ただし沖積層の連続性を確認するため、一測線のみ鴨川海底谷から太東崎沖を通る東西測線を設定した（第 1b 図）。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、北西～南東方向の測線を西から連番で 1 ~ 30、北東～南西方向の測線を北から連番で 101 ~ 109、そして東西測線については 303 の番号を与えた。なお測線番号の末尾には eg14 または eg15 をハイフンで区切ってつけ、2014 年度または 2015 年度の沿岸域調査であることを示した。総測線長は約 1,110 km である（第 1b 図）。各調査測線は海況に応じて複数回に分けて探査を行った場合があり、その場合、重合後の共通反射点の位置を基準につなげ合わせた。こうした断面は潮位や波浪条件の違いに応じて、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。

本研究で行った反射法音波探査は、発振装置としてブーマー（AAE 社製 CAT301）を使用しており、出力 300 J、発振間隔 3.125 m である。また受波用のストリーマーケーブル（Geometrics 社製）は、チャネル数 24、チャネル間隔 3.125 m である。受波したデジタル信号は Parallel Geoscience 社製の処理ソフト SPW（Seismic Processing Workshop）を用いて以下のように処理を行った。まずバンドパスフィルタリング（100 ~ 2,000 Hz）を行い、続いて直達波や海底ノイズを除去するためミュートを行った。ゲイン補償、デコンボリューションを行った。その後速度解析と Normal Move Out 補正により海底面を揃えた後、断面を重合（重合数；12）した。重

合後、再びデコンボリューション、バンドパスフィルタリング及びゲインの正規化を行い、SEG-Y 形式で出力した。

## 3. 地形・地質

### 3.1 陸域の地形と地質

本海底地質図の対象海域が隣接する陸域の最も北側では、銚子半島が太平洋に突き出しており、その先端に犬吠崎がある。犬吠崎周辺にはペルム紀の花崗岩礫やフズリナ石灰岩礫を含んだ高神礫岩（高橋, 2008b）、ジュラ紀付加体である愛宕山ユニット（高橋, 1990）、白亜系銚子層群（滝沢, 2008）、下部中新統千人塚層及び夫婦ヶ鼻層（高橋ほか, 2003）と、様々な時代の地層が分布する。このうち愛宕山ユニットが銚子地域の基盤岩となっている。銚子市西部から旭市飯岡にかけて飯岡台地が位置しており、その太平洋側には屏風ヶ浦と呼ばれる断崖が北北東～南南西方向に 10 km 程度延びる。屏風ヶ浦には、犬吠層群（下部～中部更新統）、香取層（中部～上部更新統）、関東ローム層が露出する。このうち犬吠層群は、房総半島中部に分布する上総層群に対比される（藤岡・亀尾, 2004）。飯岡から茂原市にかけて北東～南西方向に延びる九十九里浜平野は弧状の海岸線をもっており、海岸線の長さ約 60 km、最大幅約 10 km の、国内最大規模の浜堤平野である。九十九里浜平野は、6,000 年前以降海浜に土砂が堆積し、形成・拡大されていった（森脇, 1979）。茂原市から鴨川市にわたる房総半島中部の上総丘陵は、安房層群（中部中新統～中部鮮新統）と上総層群（下部～中部更新統）で構成され、200 ~ 300 m 級の山地が連なっている。両層群はいずれも前弧海盆堆積物である。また安房層群及び上総層群中には南北性の正断層が多数発達する（Yamaji, 2000）。これらの断層は主に東落ちである。断層は国本層を含む上部上総層群まで続き、笠森層より上位ではほとんど認められない（石和田ほか, 1971；渡辺・檀原, 1996）。上総丘陵の南側には、完新統で構成される鴨川低地が東西に延びる。鴨川低地の北縁と南縁には断層が推定されており、それぞれ鴨川低地北縁断層、鴨川低地南縁断層と呼ばれる（活断層研究会編, 1991）。この断層帯は鴨川市から西へ延びており、それぞれ複数の小断層を伴う（活断層研究会編, 1991；地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004）。鴨川低地の南には、上部漸新統～下部中新統の嶺岡層群及び最上部漸新統～中部中新統の保田層群で構成される嶺岡隆起帯が山地を形成する。保田層群は南房総市富浦から南房総市和田にかけて延びる石堂断層により、上位層と接する（鈴木ほか, 1995；高橋, 2008a）。石堂断層以南には、中期中新世～中期鮮新世の海溝陸棚斜

面堆積物である三浦層群と、それらを覆う後期鮮新世以降の海溝陸棚斜面堆積物である千倉層群及び豊房層群が分布する（高橋、2008a）。豊房層群はさらに後期更新世の段丘堆積物または関東ローム層に覆われる（川上・宍倉、2006）。

### 3.2 海域の地形と地質

銚子から太東崎の沖合は、広い陸棚で特徴付けられる海域で、海岸から陸棚外縁まで最長40 km程度である。陸棚は南東に傾斜し、陸棚外縁の水深は200 m程度である。陸棚を全体的に見ると銚子から南西方向に、太東崎から北東方向に海底が緩やかに水深を増し、山武市蓮沼の前面で最も水深が深くなる。銚子～太東崎沖合の陸棚海底面は凹凸がなく、ほぼ平坦である。蓮沼の沖合では、陸棚外縁から南東方向に片貝海底谷が発達する。太東崎以南～鴨川市小湊の沖合にかけて、陸棚は約30 kmから約7 kmと次第に狭くなり、やがて鴨川海底谷によって下刻される。この範囲では、水深100 m以浅の海底地形は起伏に富む。一方水深100 m以深の海底面はほぼ平坦である。鴨川市の前面に位置する鴨川海底谷は、陸から南東方向に5 kmの地点から発達する。鴨川海底谷以南の陸棚上は、最も広い場所でも幅10 km程度となっている。鴨川沖の海底は江見沖以北でやや凹凸があるが、それより南ではほとんど凹凸が認められない。

房総半島東部陸棚上の地質については、地質調査所（現産業技術総合研究所 地質調査総合センター）や海上保安庁水路部（現海上保安庁 海洋情報部）による調査がこれまで行われ、音響的層相から層序区分がされている。犬吠崎周辺は、奥田（1986）によって下位から古第三系最上部～中新統であるM層、鮮新統上部であるP1層、未分類更新統とされるQ層、更新統下部とされるQ1層、更新統中上部であるQ3層に層序区分されている（第2図）。棚橋・本座（1983）は房総半島東方沖の海底下の地層を下位から、下部鮮新統より古い地層を一括したC層、上部鮮新統～下部更新統であるB層、上部更新統であるA層及び完新統のH層に層序区分した。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6つに層序区分した。そのうち本図幅範囲に分布するのは、下位から古第三系～下部中新統であるE<sub>2</sub>層、中部中新統～上部中新統であるD層、鮮新統～下部更新統であるC層及び中部～上部更新統であるB層である。海上保安庁水路部（2000）は九十九里沖の範囲において、ソノプローブとスパークーを音源として用いた反射法音波探査を行い、上部鮮新統以降の地層を下位からIV<sub>k</sub>層～I<sub>k</sub>層に層序区分した。海上保安庁水路部（1986）は太東崎沖の上部鮮新統以降の地層を下位からV<sub>T</sub>層～I<sub>T</sub>層に層序区分した（第2図）。

## 4. 海底音響層序

本説明書では、地形と地質の特徴から、鴨川海底谷を境に東側の九十九里沖と西側の鴨川沖に海域を分けた（第1b図）。九十九里沖では、内部反射面が明確でない地層を音響基盤と定義し、その上位の堆積層を九十九里沖層群、片貝沖層群、完新統下部及び完新統上部の4つに分けた（第2図）。音響基盤は犬吠崎の沖合で海底面付近まで現れているが、その上面深度は南北方向に増す（第3図）。音響基盤は犬吠崎の南東方沖（第3、4図）や九十九里沖北部の陸棚外縁周辺でも認められ（第5図）、陸棚外縁周辺の一部で海底に露出する（第6図）。また勝浦市沖の水深100 m以浅でも、地形の起伏の大きな海域で音響基盤が露出する。九十九里沖層群、片貝沖層群は完新統下部及び上部に覆われている。一方の鴨川沖では、堆積層を鴨川沖層群、江見沖層群及びそれらの地層を全体的に覆う完新統に区分した。

### 4.1 九十九里沖

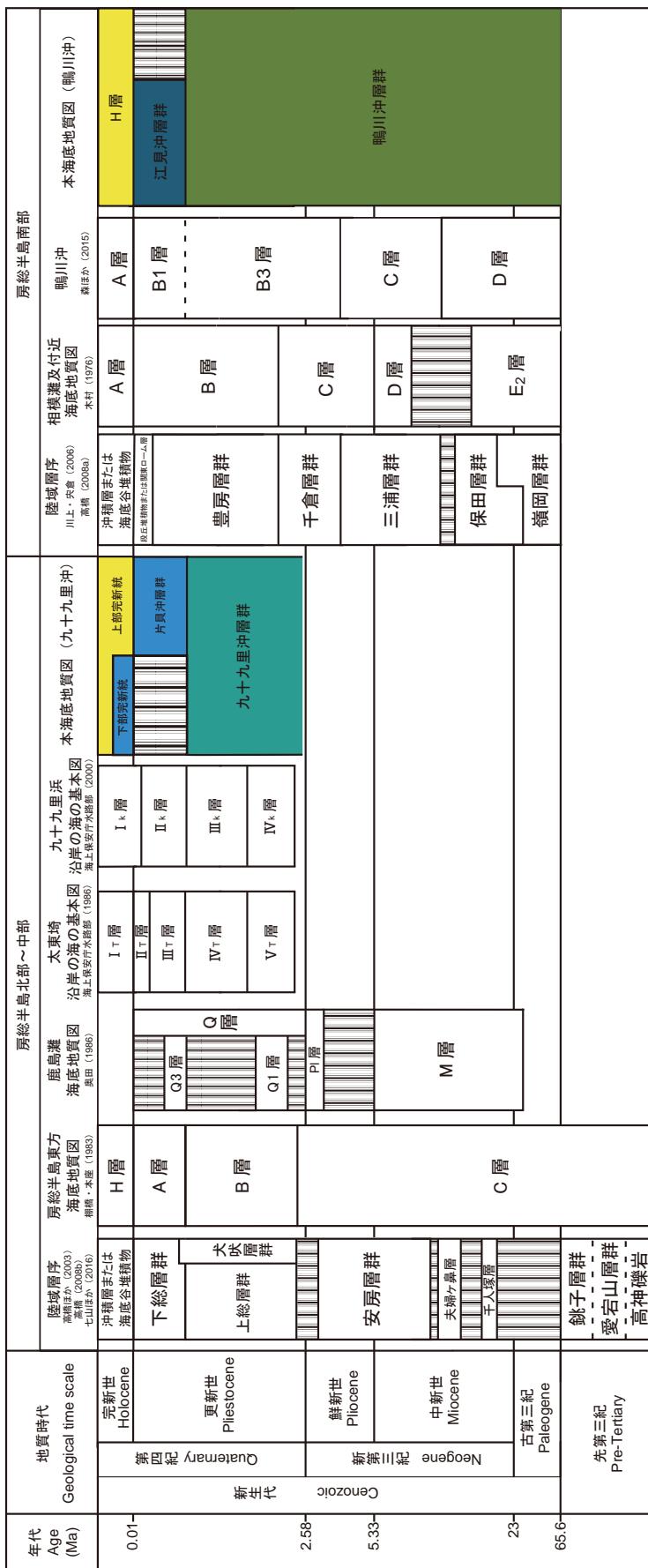
#### 4.1.1 九十九里沖層群

九十九里沖層群は九十九里沖のほぼ全域に分布する。本層群の下限は、九十九里沖北部で音響基盤を直接オーバーラップ不整合で覆っていることが確認できるが（第3、4図），それ以外の場所では不明瞭または確認できない。本層群上面は調査海域の陸棚上では広く浸食されており、片貝海底谷及び鴨川海底谷付近では片貝沖層群に、それ以外の多くの場所では完新統に覆われる。犬吠崎の南方沖、蓮沼の南方沖、及び水深100 m以深から陸棚外縁にかけて広く海底に露出する。太東崎以南では、浅い海域でも海底の凹部を除けば海底に露出する（第3、6、7、8図）。下限が不明かつ褶曲しているため本層群の層厚は不明だが、断面で確認できる範囲だけでも533 msec（音速を1,500 m/秒と仮定すると400 m）以上である。内部構造は、連続性の良い反射面が多数の小規模断層により筋状に切られることで特徴付けられる（第6、9図）。本層群では犬吠崎沖から南南西に延びる背斜構造が発達し、地層は概ねその背斜構造に従って傾斜している。その他にも小規模な褶曲が多数発達し、特に陸棚外縁周辺では変形が著しく、傾斜方向は単純では無い（第5、6図）。さらに、山武市蓮沼から茂原市にかけての沖合10 km程度の範囲で、成層した地層が白く抜ける散乱層を確認できる（第8図）。茂原市では茂原ガス田が存在することから（七山ほか、2016），ガスが海底面下に存在する可能性が考えられる。

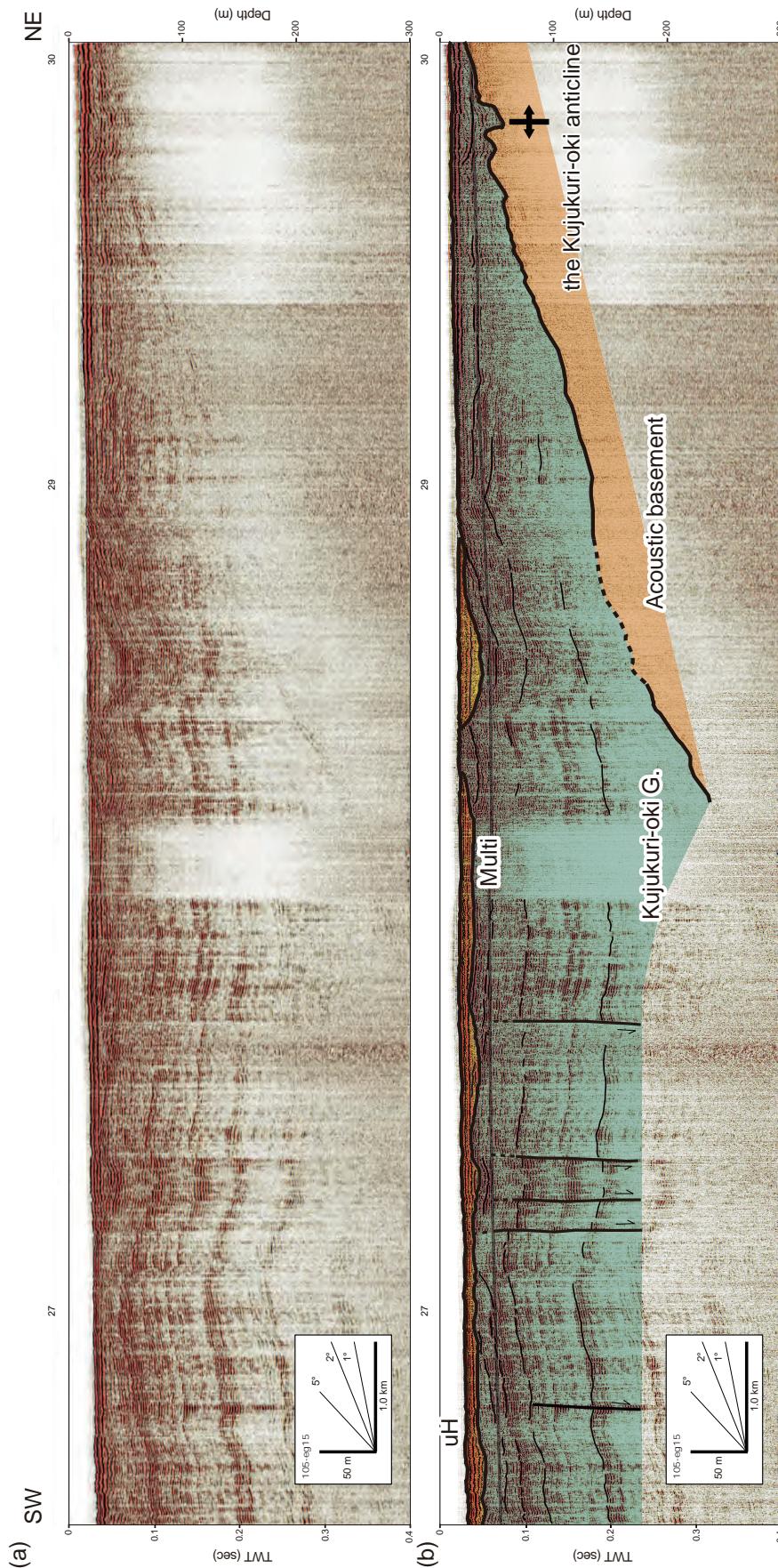
#### 4.1.2 片貝沖層群

片貝沖層群は九十九里沖の陸棚外縁付近から海側斜面に分布しており、九十九里沖層群を不整合で覆う（第

房総半島東方沿岸域 20万分の1海底地質図説明書

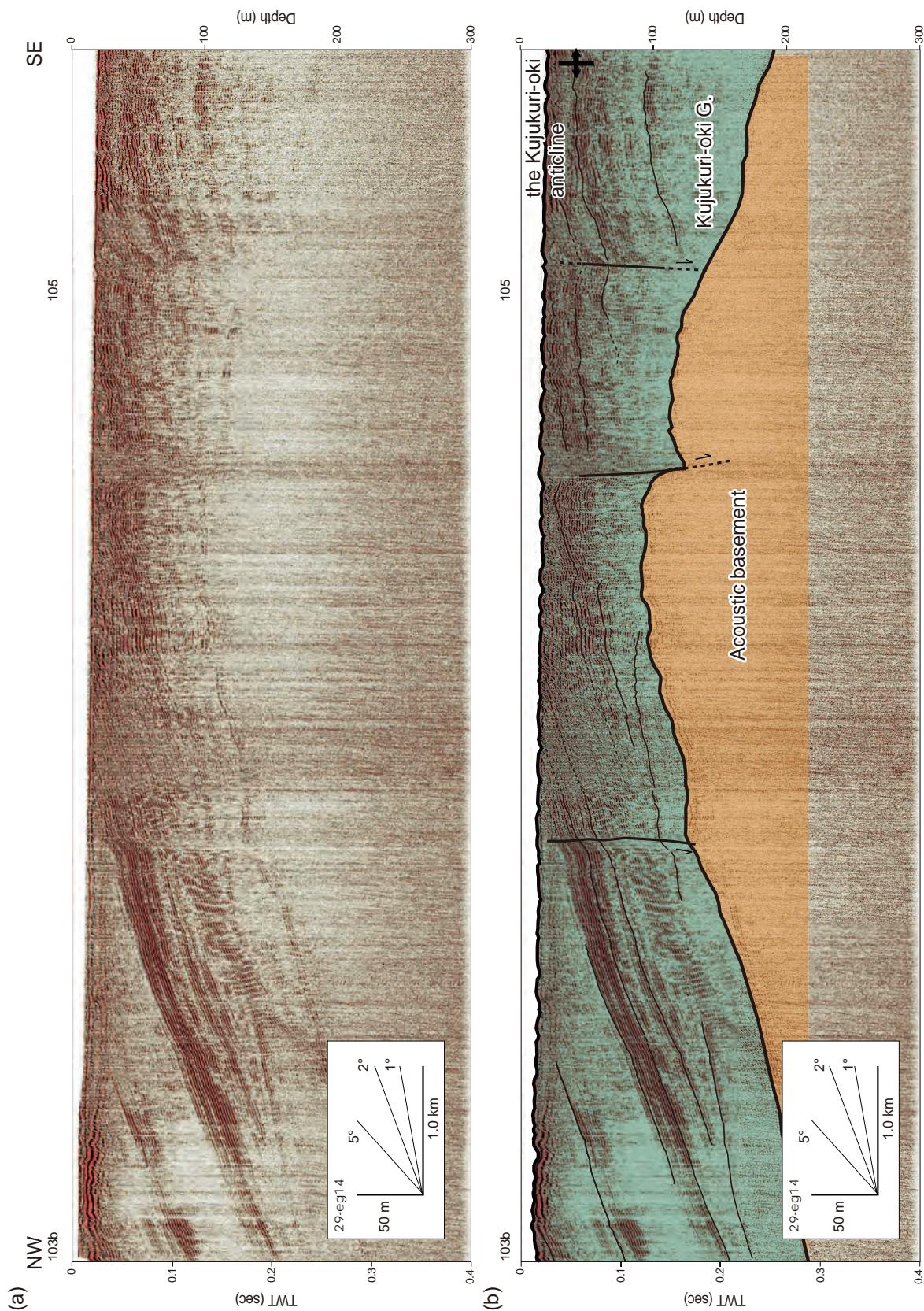


第2図 本地質図における音響層序と陸域及び周辺海域との層序対比。  
Fig. 2 Stratigraphic correlation in and around the map area.



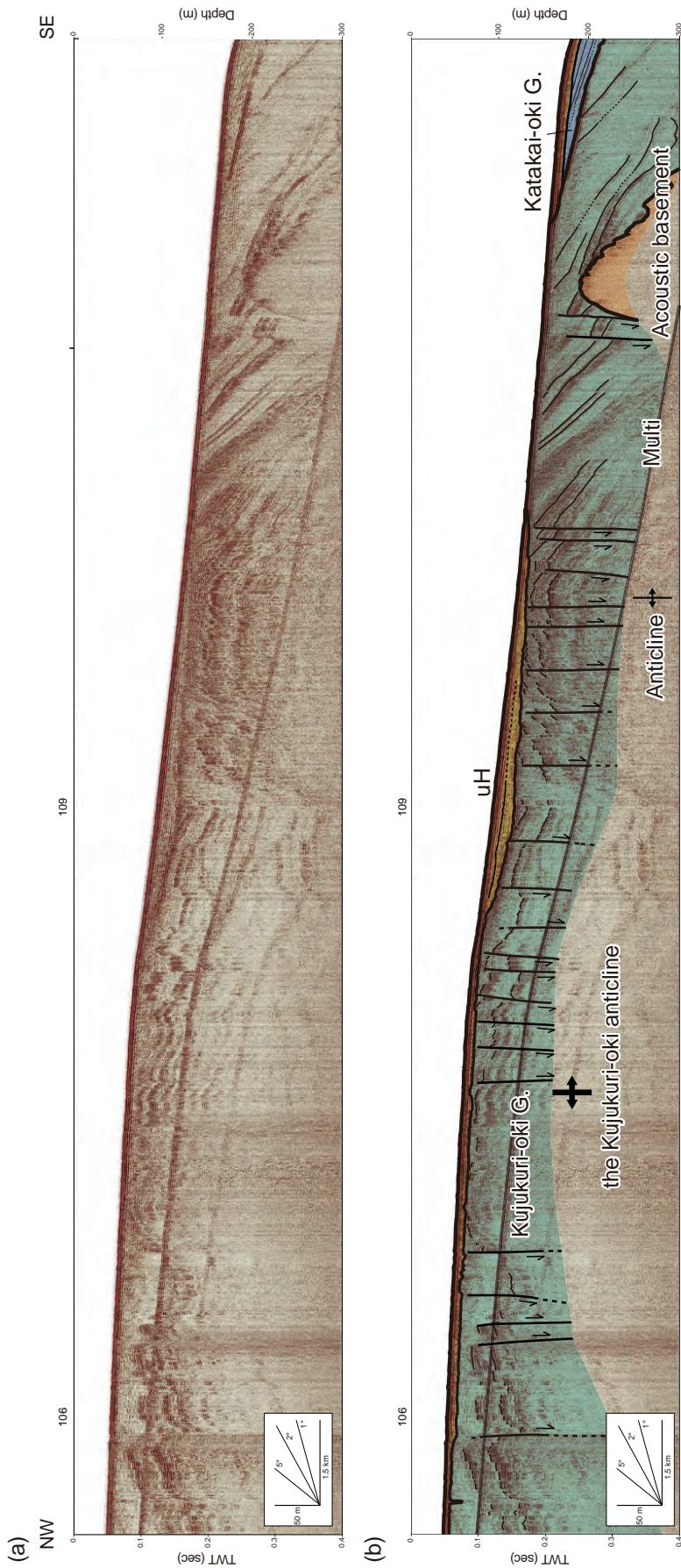
第3図 測線105-eg15の反射断面図(a)及びその解釈(b). 点線は推定部分を表す. 断面は時間断面で、深度は1,500m/秒で換算した. 測線の位置は第1図に示す.

Fig. 3 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 105-eg15. Faults represented by thick lines are posted on the geological map. Dashed lines represent inferred parts. The seismic reflections are time profiles and the depth of reflections is calculated as 1,500 m/sec. The location of this profile is represented in figure 1.



第4図 測線29-eg14 の反射断面図(a)及びその解釈(b). 点線は推定部分を表す. 断面は時間断面で, 深度は1,500 m/secで換算した.  
測線の位置は第1図に示す.

Fig. 4 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 29-eg14. Dashed lines represent inferred parts. The seismic reflections are time profiles and the depth of reflections is calculated as 1,500 m/sec. The location of this profile is represented in figure 1.

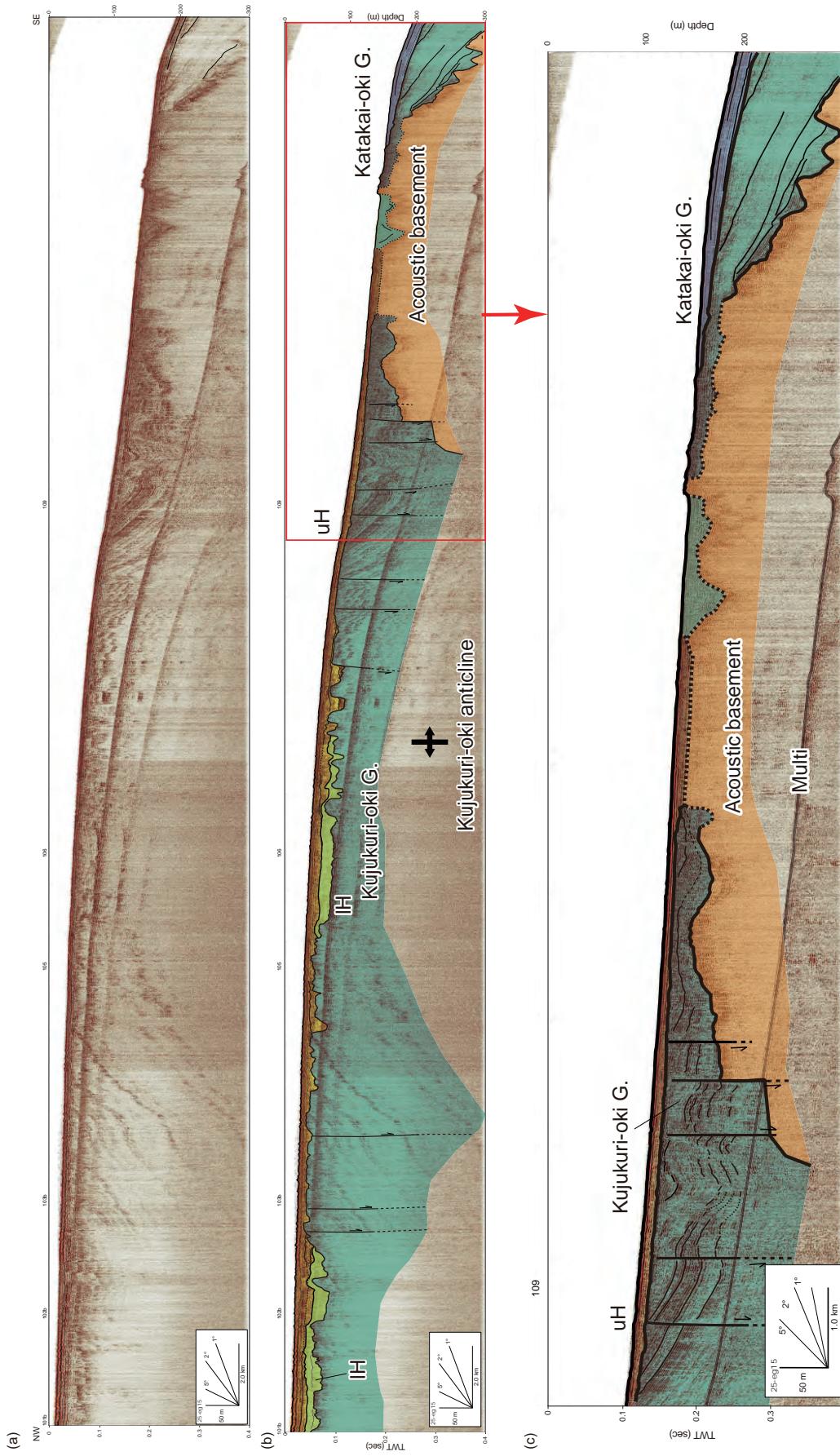


第5図 測線24-eg15の反射断面図(a)及びその解釈(b). 点線は推定部分を表す. 断面は時間断面で, 深度は1,500 m/秒で換算した. 測線の位置は第1図に示す.

Fig. 5 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 24-eg15. Dashed lines represent inferred parts.

The location of this profile is represented in figure 1.

房総半島東方沿岸域 20 万分の 1 海底地質図説明書



第 6 図 測線 25-eg15 の反射断面図 (a), 解釈 (b) 及び拡大図 (c). 点線は推定部分を表す. 断面は時間断面で, 深度は 1,500 m/秒で換算した. 測線の位置は第 1 図に示す.

Fig. 6 Seismic section (a), the interpretation (b) and enlarged view (c) of line 25-eg15. Dashed lines represent inferred parts. The seismic reflections are time profiles and the depth of reflections is calculated as 1,500 m/sec. The location of this profile is represented in figure 1.

5, 6 図). 本層群は片貝海底谷付近でもっとも厚く堆積しており、多重反射のためその下限を認められないが、100 msec (75 m) 以上である。本層群の内部反射面は、上位層へのトップラップパターン及び下位層へのダウナラップパターンで特徴付けられる(第 5 図)。

#### 4.1.3 完新統

九十九里沖に分布する完新統の内部には明瞭な不整合が認められ、その不整合を境に完新統下部と完新統上部に層序区分した。

##### 4.1.3.1 完新統下部

完新統下部は、旭市～匝瑳市の前面から九十九里沖中央部にかけての陸棚上に分布しており、九十九里沖層群上面に発達するチャネル内を埋積する地層である(第 6, 7 図)。本層群の基底面は浸食面となっており、層厚は最大 60 msec (45 m) である。本層群の内部反射面は、連続性の良い成層構造で特徴付けられ、基底面に対してオンラップパターンを示す(第 7 図)。本層群はほとんど変形を受けていない。

##### 4.1.3.2 完新統上部

完新統上部は九十九里沖に広く連続的に分布する最上位層で、下位層を不整合に覆う(第 6, 7 図)。内部反射面は、基本的に連続性がよく海底面とほぼ平行な反射面で特徴付けられる。水深 70 m 以浅の浅い海域では本層基底面に凹凸が認められるが(第 3, 6, 8 図)、水深 70 m ~ 190 m で本層基底面は平坦になる(第 5, 6, 7 図)。こうした平坦な場所では沖へとプログラデーションパターンを示す内部反射面を観察できる(第 5, 7 図)。本層は一般的には 50 msec (37.5 m) 以下の薄い堆積層であるが、旭市から匝瑳市前面など一部の場所では 60 msec (45 m) に達する。

### 4.2 鴨川沖

#### 4.2.1 鴨川沖層群

鴨川沖層群は、鴨川沖における最も下位の地層で、鴨川海底谷より南に分布する。本層群上面は強い反射を示す浸食面で特徴付けられる。本層群は鴨川市太海や南房総市白子の沖合で海底に露出する。鴨川市江見の沖合以北では内部構造を観察できない。江見の沖合以南では、一部で断層や褶曲を伴う連続的な内部反射面が認められる(第 10 図)。なお本層群の層厚は、下限を確認することはできないが、100 msec (75 m) 以上である。

#### 4.2.2 江見沖層群

江見沖層群は南房総市和田の東方沖で認められる地層で、下位の鴨川沖層群上面を不整合に覆う。本層群上面は浸食平坦面となっており、その内部には明瞭で

連続的な反射面が南へプログラデーションパターンを示す成層構造を確認できる(第 11 図)。また、本層群の北縁は陸棚外縁付近では下位の鴨川沖層群と逆断層で接するが(第 10 図)、この逆断層は陸側で不鮮明になる。西縁もまた断層によって鴨川沖層群と境される(第 10 図)。本層群の最大層厚は約 100 msec (75 m) である。

#### 4.2.3 完新統

完新統は鴨川沖に広く分布する最上位層で、下位層を不整合に覆う。内部反射面は、基本的に連続性がよく海底面とほぼ平行か、沖へとプログラデーションパターンを示す反射面で特徴付けられる(第 11 図)。本層の層厚は最も厚い場所で 30 msec (22 m) 程度で、沖へ向かうほど薄くなる。

## 5. 層序対比

ここでは本説明書の対象海域で報告されている既存の海底音響層序と層序対比を行なった。層序対比は九十九里沖と鴨川沖に分けて、それぞれ記載する(第 2 図)。

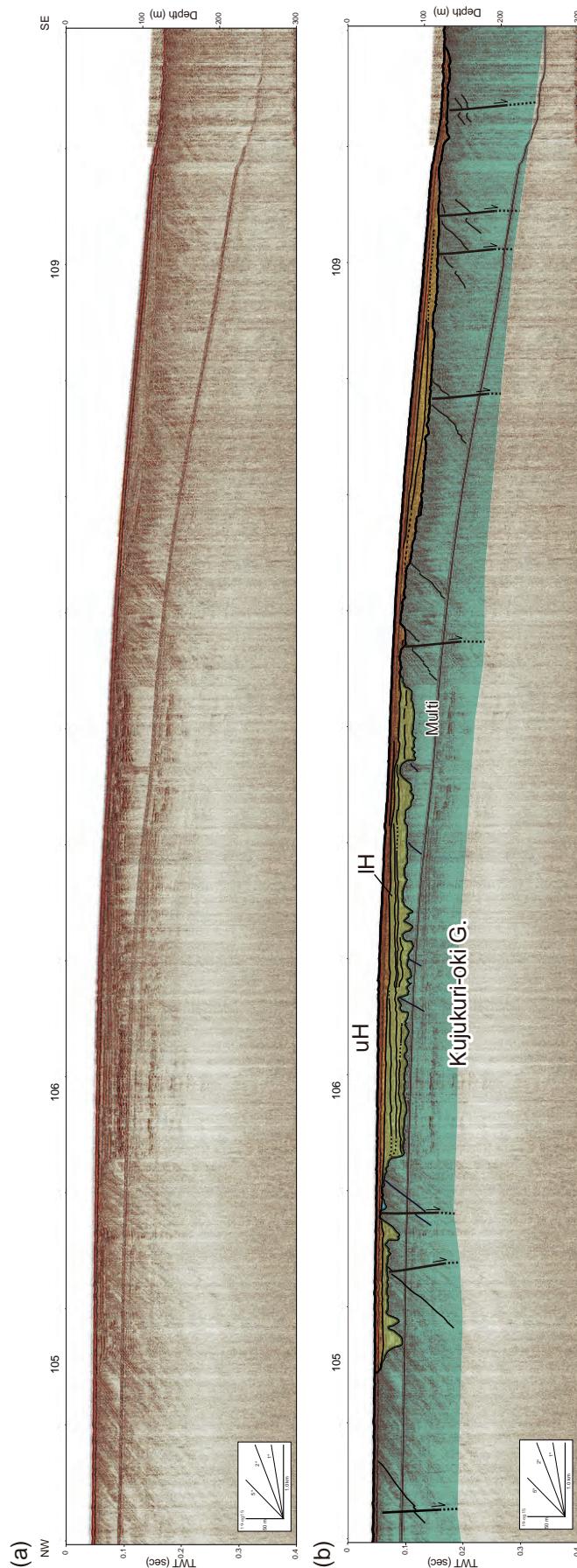
### 5.1 九十九里沖

犬吠崎周辺は、奥田(1986)によって下位から M 層、P1 層、Q 層、Q1 層、Q3 層に層序区分されているが、それぞれの地層の音響的層相や対比の根拠は未記載のため不明である。そこでそれぞれの地層の分布域に基づいて層序対比を行うと、犬吠崎の東方沖から九十九里沖にかけての水深 40 m ~ 130 m に分布する M 層は音響基盤、犬吠崎の南方沖に広く分布する P1 層、Q1 層及び Q 層は九十九里沖層群と、陸棚外縁付近に分布する Q3 層は片貝沖層群に対比できると考えられる。

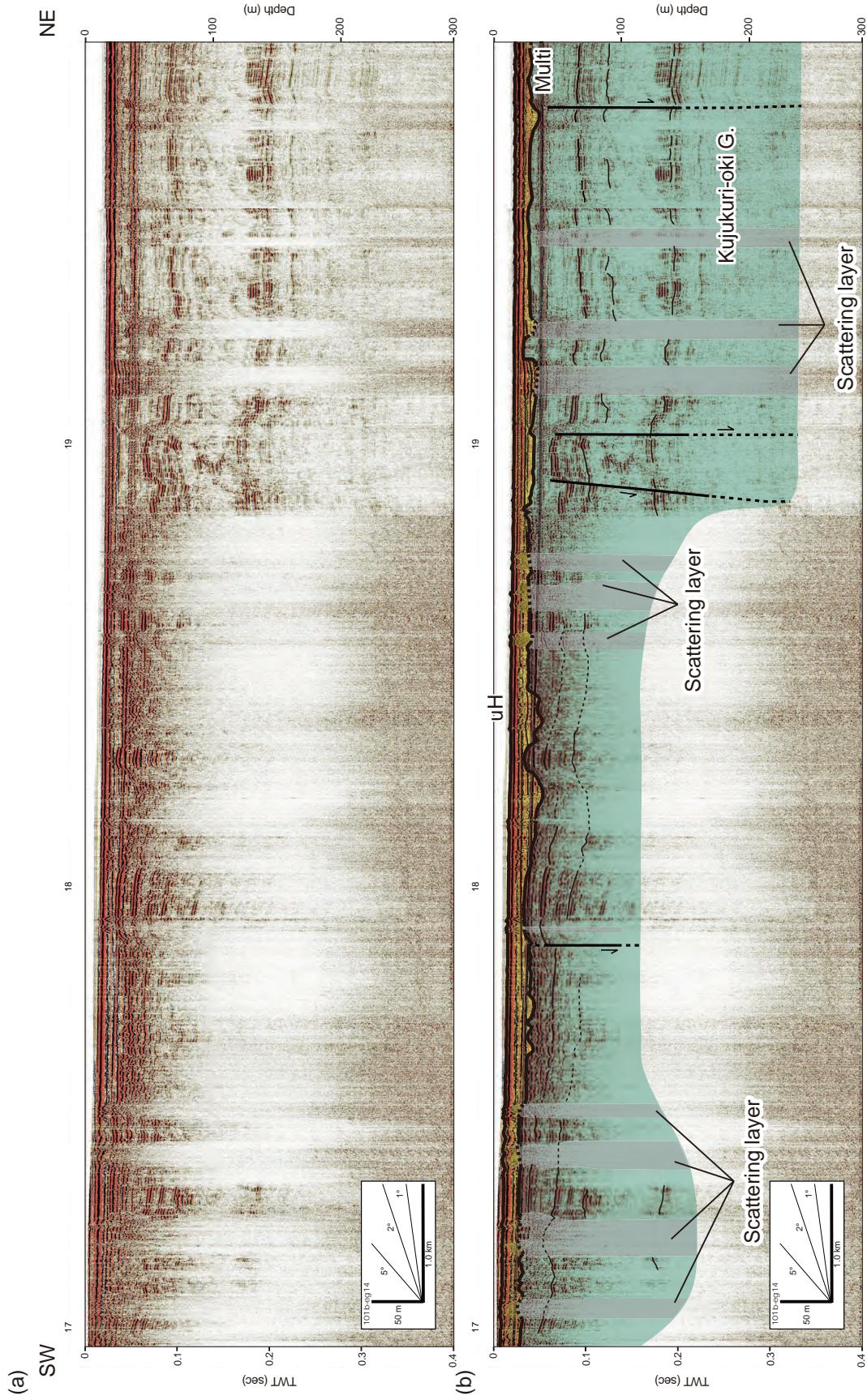
海上保安庁水路部(2000)は九十九里沖の北緯 35°41' ~ 35°26' 及び東経 140°21' ~ 40°49' の範囲において、ソノプローブとスパークーを音源として用いた反射法音波探査を行い、地層を下位から IV<sub>k</sub> 層 ~ I<sub>k</sub> 層に層序区分した。IV<sub>k</sub> 層及び III<sub>k</sub> 層は連続性の良い成層構造を示し、西北西及び北西に傾く層理面が発達している。このうち IV<sub>k</sub> 層には背斜構造が発達する。こうした IV<sub>k</sub> 層及び III<sub>k</sub> 層の特徴は九十九里沖層群の特徴とよく一致する。II<sub>k</sub> 層は成層構造を示しチャネルなどの底にへばりつくように分布する。I<sub>k</sub> 層は連続性の良い成層構造を示し、沿岸域や埋積谷に分布する。II<sub>k</sub> 層及び I<sub>k</sub> 層の反射パターン及び分布域は、本地質図の完新統下部及び完新統上部の特徴とそれぞれよく一致する。

棚橋・本座(1983)は房総半島東方沖(北緯 34°45' ~ 35°30', 東経 140°10' ~ 141°30')において、音源として

房総半島東方沿岸域 20 万分の 1 海底地質図説明書



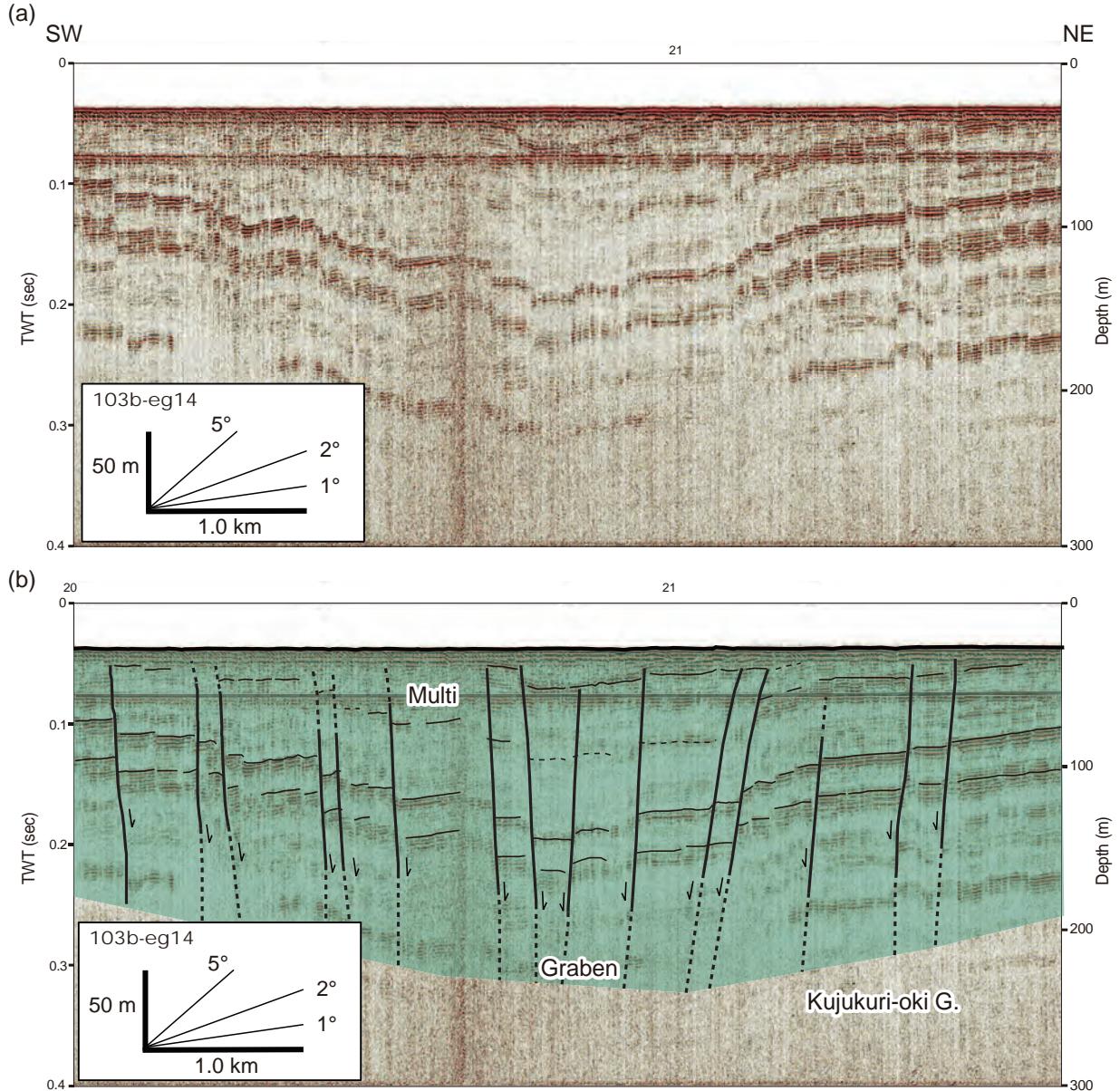
第7図 測線 19-eg15 の反射断面図 (a) 及びその解釈 (b). 点線は推定部分を表す. 断面は時間断面で,  
深度は 1,500 m/秒で換算した. 測線の位置は第 1 図に示す.  
Fig. 7 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 19-eg15. Dashed lines represent inferred parts.  
The seismic reflections are time profiles and the depth of reflections is calculated as 1,500 m/sec.  
The location of this profile is represented in figure 1.



第8図 測線101b-eg14の反射断面図 (a) とその解釈 (b). 灰色の部分は散乱層を示す. 点線は推定部分を表す. 断面は時間断面で, 深度は1,500 m/秒で換算した. 測線の位置は第1図に示す.

The seismic reflections are time profiles and the depth of reflections is calculated as 1,500 m/sec. Seismic section (a), the interpretation (b) of line 101b-eg14. Gray parts represent scattering layer. Dashed lines represent inferred parts. The seismic reflections are time profiles and the depth of reflections is calculated as 1,500 m/sec. The location of this profile is represented in figure 1.

Fig. 8



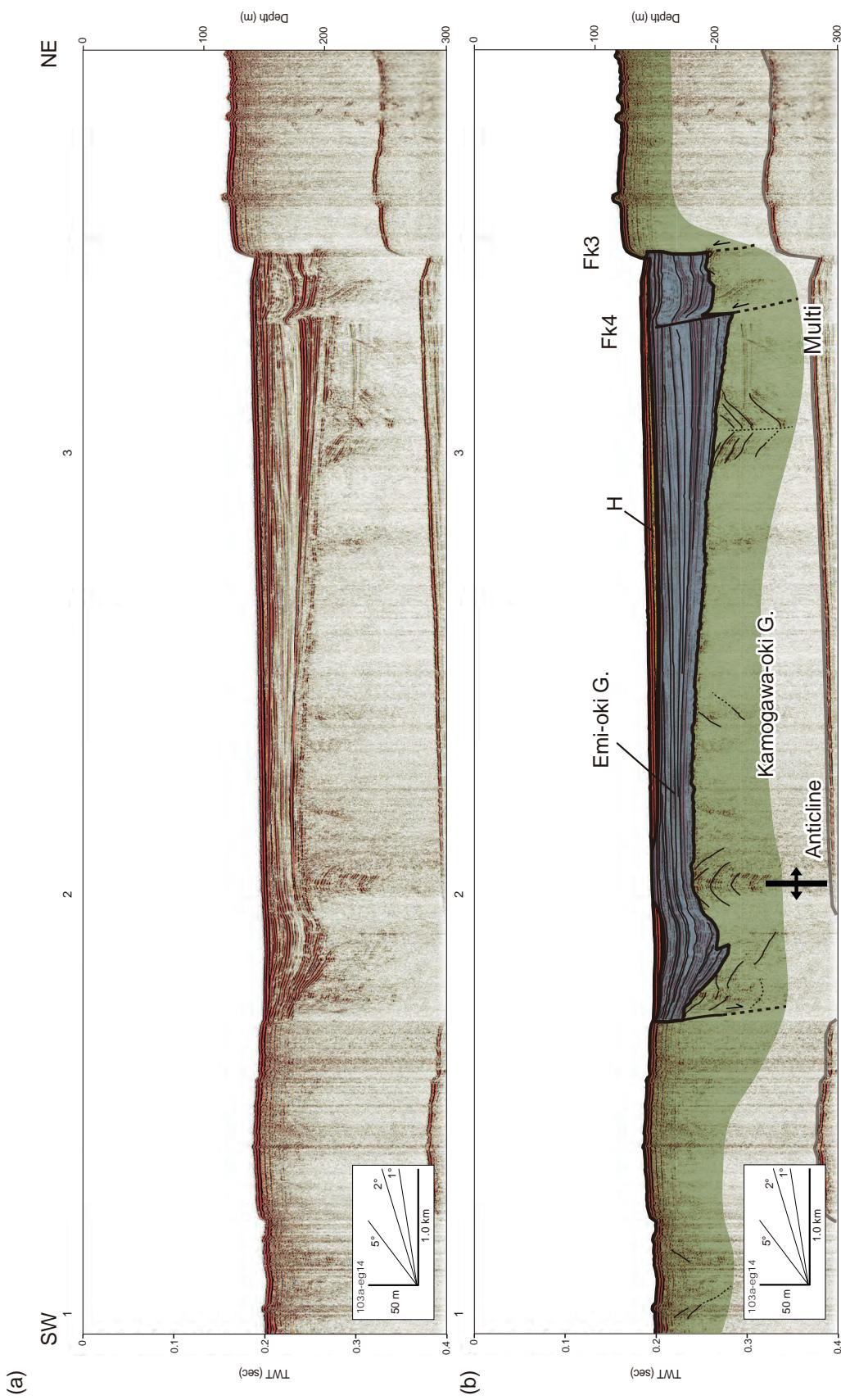
第9図 測線 103b-eg14 南側の反射断面図 (a) 及びその解釈 (b). 点線は推定部分を表す. 断面は時間断面で、深度は 1,500 m/秒で換算した. 測線の位置は第 1 図に示す.

Fig. 9 Seismic section (a) and the interpretation (b) about south part of line 103b-eg14. Dashed lines represent inferred parts. The seismic reflections are time profiles and the depth of reflections is calculated as 1,500 m/sec. The location of this profile is represented in figure 1.

エアガンを使用した反射法音波探査及びサブボトムプロファイラーによる調査を行った. そして海底下の地層を下位から C 層, B 層, A 層, H 層に層序区分した. C 層の音響的層相は明記されていないが、勝浦沖に分布する点は本地質図の音響基盤の分布と共通する. C 層を不整合に覆う B 層は、九十九里沖の陸棚上に広く分布し、褶曲構造を伴い連続性の良い成層構造を示す. さらに B 層から採取された底質試料の岩相は上総層群と対比されている. これらの特徴は九十九里沖層群と共通する. 上部更新統下総層群と対比されている A 層は、厚さ 100 msec 未満の反射面が不明瞭な地層である.

この音響的層相と陸棚斜面周辺に分布する点は片貝沖層群と共に通する. 最上位の H 層はサブボトムプロファイラーで確認されており、下位層を被覆する堆積層で陸棚上に分布する. この特徴は本地質図の完新統下部及び完新統上部と共に通する.

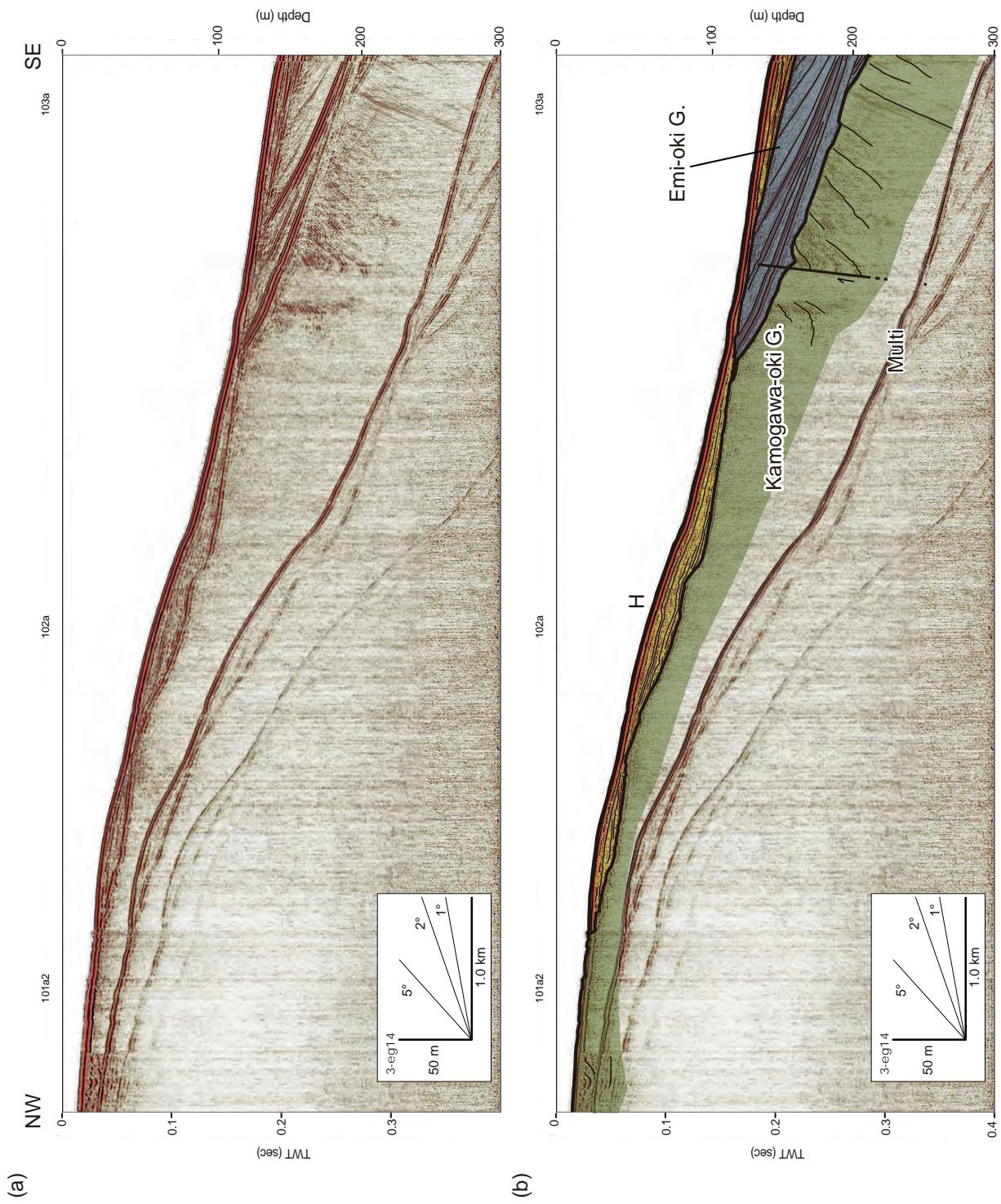
海上保安庁水路部 (1986) は太東崎沖の北緯  $35^{\circ}26'$  ~  $35^{\circ}11'$  及び東経  $140^{\circ}19'$  ~  $140^{\circ}46'$  の範囲において、ソノプローブとスパークーを音源として用いた反射法音波探査を行い、地層を下位から  $V_T$  層 ~  $I_T$  層に層序区分した.  $V_T$  層と  $IV_T$  層はいずれも頗著な層理を示し、断層が発達する地層とされている. これらの特徴



第10図 測線103a-eg14の反射断面図(a)及びその解釈(b). 点線は推定部分を表す. 断面は時間断面で、深度は1,500 m/秒で換算した. 測線の位置は第1図に示す. 逆断層であるFK3とFK4は森ほか(2015)を参照.

Fig. 10 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 103a-eg14. Dashed lines represent inferred parts. The seismic reflections are time profiles and the depth of reflections is calculated as 1,500 m/sec. The location of this profile is represented in figure 1. We refer to Mori *et al.* (2015) about the reverse faults of FK3 and FK4.

房総半島東方沿岸域 20 万分の 1 海底地質図説明書



第 11 図 測線 3-eg14 の反射断面図 (a) 及びその解釈 (b). 点線は推定部分を表す. 断面は時間断面で、深度は 1,500 m/秒で換算した. 測線の位置は第 1 図に示す.

Fig. 11 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 3-eg14. Dashed lines represent inferred parts. The seismic reflections are time profiles and the depth of reflections is calculated as 1,500 m/sec. The location of this profile is represented in figure 1.

は九十九里沖層群と共に通する。III<sub>T</sub>層は白く抜けた散乱パターンを示すが、一部で基底面に平行な反射面を観察できる音響的層相とされる。これらのことから本地質図では、完新統下部を III<sub>T</sub>層と層序対比した。II<sub>T</sub>層は埋積谷谷底を埋める地層とされており、この特徴もまた完新統下部と一致する。基底面と平行な反射面を示す最上位の I<sub>T</sub>層は、本地質図の完新統上部と対比できることと考えられる。

これらの層序対比結果と、海底で採取された岩石試料の石灰質ナンノプランクトンの年代解析結果（棚橋・本座, 1983；西田ほか, 2016, 2019）や陸域地質図等の層序年代（鈴木ほか, 1995；高橋ほか, 2003；小松原, 2019）から、九十九里沖における海底音響層序ユニットの地質時代を以下のように推定した。音響基盤に関して、犬吠崎沖海底面下に分布するものと九十九里沖北部陸棚外縁付近や勝浦市の沖合のものは必ずしも同じ地層とは言えないため、海域ごとに検討する。まず犬吠崎の沖合で認められる音響基盤は犬吠崎方向に向かって急激に浅くなっていることから、銚子市犬吠崎周辺の陸域に分布する中・古生界及び中新統（高橋ほか, 2003）と対比できると推定される。次に九十九里沖南部周辺の陸域では、勝浦市より南に中部中新統～中部鮮新統の安房層群が分布し（鈴木ほか, 1995），東西に延びる分布傾向が海陸で整合的であることから、この海域で認められる音響基盤は安房層群と対比できると推定される。九十九里沖北部陸棚外縁付近に関しては不明であるが、棚橋・本座（1983）は片貝海底谷大陸斜面の最上部から下部鮮新統及び中新統の石灰質ナンノプランクトン化石を含むシルト岩を採取している。これらのことから、本説明書では音響基盤は、中部鮮新統より古い地層と考える。

本地質図範囲の九十九里沖において最も広く分布する九十九里沖層群は、山武市蓮沼の沖合や太東崎～勝浦市の沖合で海底に露出する。西田ほか（2016）は、山武市蓮沼沖合の2地点（図1b；KJ2及びKJ3）から、九十九里沖層群中に含まれる石灰質ナンノプランクトンの年代解析結果を報告した。その結果、両地点には上総層群の黄和田層～大田代層に相当する地層が分布することを明らかにした。さらに西田ほか（2019）は、御宿沖合の1地点（図1b；BS85）に露出する九十九里沖層群から石灰質ナンノプランクトンの年代解析結果から、この地点に、陸域に分布する安房層群より新しく、上総層群の浪花層より古い地層が分布することを明らかにした。これらのことから、九十九里沖層群は陸域の上総層群に対比できるが、海域の一部は陸域よりも早く堆積が開始された可能性を示唆する。

九十九里沖の陸棚外縁に分布する片貝沖層群は、下部～中部更新統九十九里沖層群を不整合に覆い、完新

統上部に覆われる（第5図）。これらのことから年代値が得られていないが、片貝沖層群は上部更新統と推察される。

完新統下部及び完新統上部の堆積年代について、旭市矢指ヶ浦海水浴場で掘削された陸上ボーリングコア GS-QAS-3（小松原, 2019）を基に検討する。GS-QAS-3は調査測線 27-eg14 に近く、53.28 m と掘進長も十分なため、陸上地質との連続性の検討に適している。このコアにおいて冲積層の基底は 48.58 m で、完新統下部の基底深度（70 msec; 52.5 m）とよく一致し、陸棚おぼれ谷から下部外浜の堆積相へと変化した深度 25.60 m は完新統下部と完新統上部の境界（35 msec; 26.3 m）とよく一致する。また GS-QAS-3 についての炭素 14 年代法から、陸棚おぼれ谷堆積物から海浜堆積物へと変化した時期は 7,000 年前頃とわかっている。これらのことから、九十九里沖に分布する完新統下部は陸棚おぼれ谷堆積物で、最終氷期後の海水準上昇から 7,000 年前頃までに堆積したと考えられる。海上保安庁水路部（1986）は完新統下部相当層である II<sub>T</sub>層を上部更新統としていたが、この陸上ボーリングコアとの対比を優先し、完新統下部と変更した。ただし、海岸線から離れた個所や埋積谷谷底に上部更新統がわずかに存在する可能性は否定しきれない。最後に、完新統上部はその後の高海水準時の堆積物であると考えられる。

## 5.2 鴨川沖

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、音源としてエアガン及びスパークーを使用し、反射法音波探査及びサブボトムプロファイラーによる調査を実施し、不整合面及び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。これらのうち本地質図範囲に分布するのは、下位から E<sub>2</sub>層、D 層、C 層、B 層である。E<sub>2</sub>層は内部構造を全く確認できない地層とされる。D 層及び C 層はいずれも層理がよく認められる地層で、特に D 層は鴨川市江見以南の陸棚上に広く分布する。本説明書の鴨川沖層群の特徴は E<sub>2</sub>層、D 層、C 層の分布域及び音響的層相と一致する。陸棚外縁付近に分布し層理がよく認められる B 層の特徴は江見沖層群と共通する。

森ほか（2015）は房総半島南部陸域に発達する石堂断層の海域延長部をターゲットに、ブーマーを音源とした反射法音波探査による調査を行った。調査範囲は本説明書の範囲とよく一致する北緯 34°57' ~ 35°07'、東経 140°00' ~ 140°15' の海域で、測線間隔を密に設定し、解像度の高い調査を行なった。得られた反射断面の音響的層相と周辺陸域に露出する地層との対比に基づき、鴨川沖の地層を下位から D 層、C 層、B3 層、B1 層、A

層の 5 つに層序区分し、それぞれ保田層群及び葉山層群、三浦層群、上総層群、下総層群、海底谷堆積物に層序対比した。内部構造を確認できない D 層が江見以北で認められる点や、C 層に急傾斜を呈する褶曲が認められる点は鴨川沖層群と共通の特徴である。B1 層の沖に向かって傾斜する斜交層理は江見沖層群と共通の特徴である。

鴨川沖では年代を示す試料が得られていないため、陸域地質からそれぞれの地層の堆積時期を推定する。房総半島南部の陸域では、石堂断層以北から鴨川低地まで古第三系から下部新第三系が分布するのに対し、石堂断層以南では上部中新統より新しい地層が分布する（鈴木ほか, 1995; 高橋, 2008a）。本調査では、江見沖に位置する断層の南北で、鴨川沖層群の音響的層相に違いが認められたが（第 10 図）、連続的な断層及びその境界を認めることができなかった。そこで音響的層相と周辺の陸域地質を考慮し、鴨川沖層群は古第三系から下部第四系を含む地層と推察した。江見沖層群については、森ほか（2015）で上部更新統下総層群とされた B1 層に対比できることから、上部更新統と推察した。

## 6. 地質構造

九十九里沖と鴨川沖それぞれの地質構造の特徴について以下に解説する（第 12 図）。九十九里沖では、片貝海底谷以北に分布する北部九十九里沖隆起帯、旭市の沖合から茂原市沖の陸棚外縁付近にかけて発達する背斜構造（九十九里沖背斜）、九十九里沖層群中に発達する小規模正断層群について記載する。鴨川沖では、石堂断層の海域延長について先行研究に基づき記載する。

### 6.1 九十九里沖

九十九里沖層群は概ね北西に傾斜するが、犬吠崎沖から南南西に伸びる九十九里沖背斜より東側では概ね東に傾斜している（第 12 図）。背斜軸付近は浸食されており、正確な隆起量は不明である。北端では九十九里沖層群が薄くなり構造がわかりにくくなる（第 3 図）。

犬吠崎の南東沖合から片貝海底谷以北の陸棚外縁にかけて、音響基盤が海底面付近に達するか一部露出している（第 3, 4, 5, 6 図）。上面深度は南西に向かって深くなり、飯岡沖以南では本調査で得た反射断面で確認できない（第 3 図）。音響基盤の上面深度が浅く周囲に比べて全体的に隆起したと考えられることから、これを北部九十九里沖隆起帯とよぶ（第 12 図）。内部構造が不明なため音響基盤の変形についてはわからない。音響基盤が上に凸になっている箇所では、上位層

の九十九里沖層群が上面に対してオンラップし（第 4 図）、本隆起帯における音響基盤の形状と整合的な変形が九十九里沖層群には認められないことから（第 5, 6 図）、九十九里沖層群堆積前に構造運動が終了した可能性が高い。

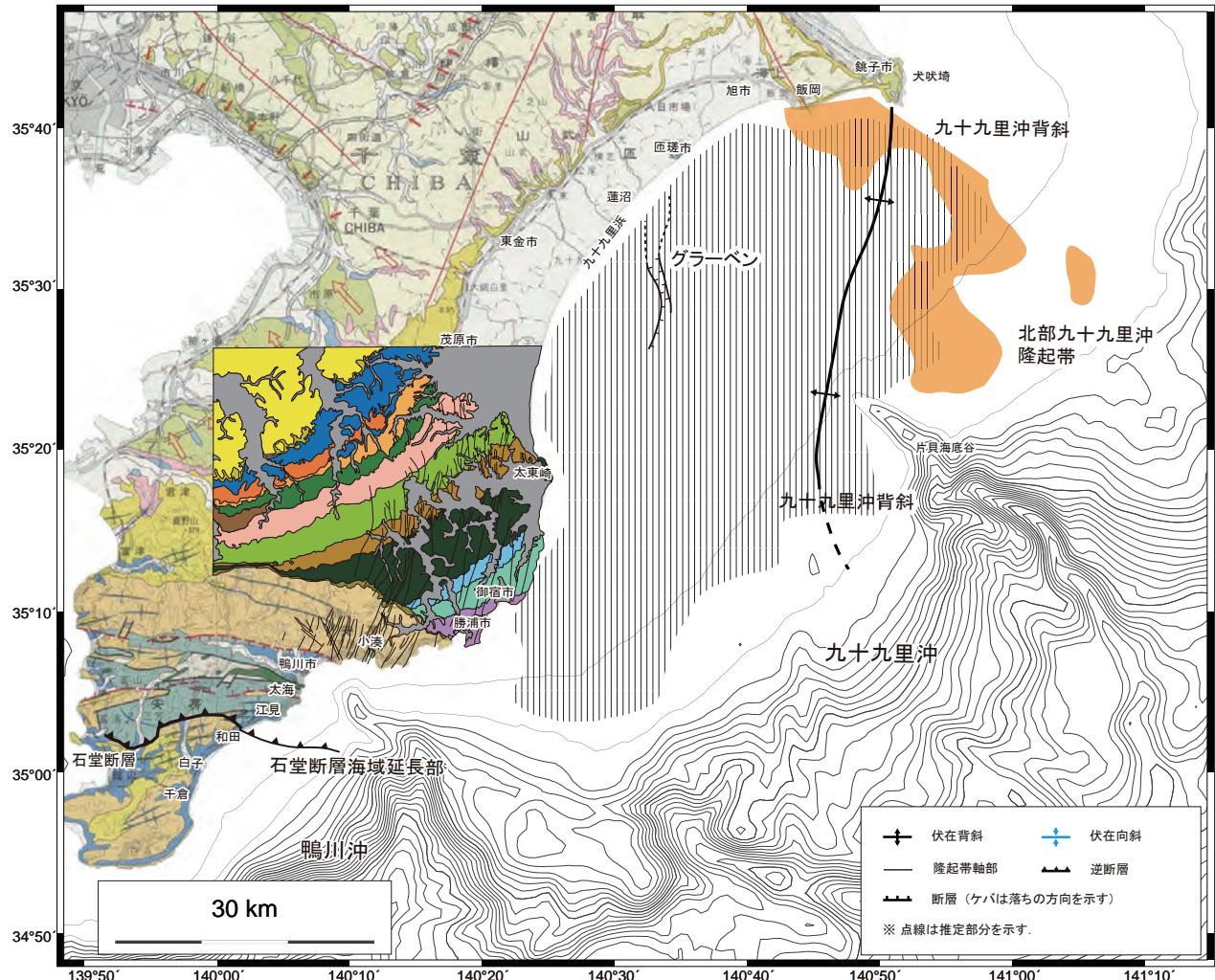
九十九里沖層群には垂直変位量が数十 msec にも満たない小規模な断層が多数認められる（第 5, 9 図）。この断層群は、南北または北北東–南南東に延びる正断層である。落ちの方向は主に東落ちだが、一部で西落ちとなっている場合もある。こうした断層の特徴は陸域の上総層群に発達する正断層群と一致しており（Yamaji, 2000），上総層群に発達する正断層群分布域が東方の海域へ広がっていると考えられる。これら海域における南北性の正断層群は、海上保安庁水路部（1986, 2000）でも認められている。蓮沼前面ではグーラベンが形成されており、グーラベンの全体的な規模は幅 6 km 程度、深さ 100 msec (75 m) 以上に達するものもある（第 10, 12 図）。このグーラベンを形成する西落ちの正断層は北緯 35°24'、東経 140°35' 以南で不明瞭になる。

### 6.2 鴨川沖

鴨川沖において山本ほか（2013）は、GI ガン及びウォーターガンを音源として使用した反射法音波探査を実施した。その結果、鴨川市江見～南房総市千倉の沖合で断層により規定された二つの陸棚斜面盆地を認めた。そのうち、江見沖に分布する斜面盆地 A の北縁を規定する断層（斜面盆地 A 北縁断層）を石堂断層の海域延長部と推定した。同海域においてより高解像度の調査を行なった森ほか（2015）は、斜面盆地 A 北縁断層（山本ほか, 2013）の周辺に石堂断層の海域延長部と考えられる Fk1 ～ Fk5 の各断層を鴨川市江見の沖合に認めている。これらのうち、Fk3 と Fk4 は本研究で取得した反射断面においても類似した形状や分布位置が確認されたが（第 10 図）、それらの断層の連続性は確認できなかった。そこで本説明書では、東西方向に延びる逆断層を石堂断層の海域延長部と推定した山本ほか（2013）及び森ほか（2015）を踏襲した。なお石堂断層の海域延長部の分布と位置について、地質図上では山本ほか（2013）を参照して記述した（第 12 図）。

### 6.3 地質構造発達史

房総半島東方沖の中北部新第三系以降の地質の発達に関して、以下の通りにまとめる。音響基盤の形成後、すなわち陸上の中部中新統～中部鮮新統安房層群の堆積後に、現在の犬吠崎の沖合から陸棚外縁にかけて隆起し、北北東–南南西に延びる隆起帯が形成される。前期～中期更新世になると陸上の上総層群に相当する



第12図 房総半島東部陸棚上の地質構造図 (杉山ほか, 1982; Kazaoka *et al.*, 2015を改変). オレンジの着色部は北部九十九里沖隆起帯を示し、縦線のハッチは九十九里沖層群中に発達する正断層群の分布域を示す。石堂断層海域延長部は山本ほか (2013) 及び森ほか (2015) を参照。

Fig. 12 Structural map in the eastern part of the Boso peninsula (After Sugiyama *et al.*, 1982 and Kazaoka *et al.*, 2015). An orange-painted area represents distribution of the North Kujukuri-oki Uplift Zone and a vertical-lined hatch represents distribution of normal faults in the Kujukuri-oki Group. We refer to Yamamoto *et al.* (2013) and Mori *et al.* (2015) about the extending part of the Ishido faults in off Emi area.

九十九里沖層群が形成される。また石灰質ナンノプランクトンの解析結果から（西田ほか, 2019），海域の九十九里沖層群の堆積は陸上の上総層群よりやや早く開始した可能性がある。九十九里沖層群の堆積後，変形を受けて北北東—南南西に延びる九十九里沖背斜が発達し，同じ走向を持つ多数の正断層が発達した。これらの正断層の方向や分布は，Yamaji (2000) で報告されている陸上の上総層群に発達する正断層のものと一致し，東西方向の引張応力場を示唆している。九十九里沖層群は変形後に平らに削剥を受けた。後期更新世になると片貝沖層群及び江見沖層群の堆積が開始したと考えられる。陸棚外縁周辺の片貝沖層群及び江見沖層群はプログラデーションパターンで特徴付けられる

海水準低下期の堆積物である。完新世の海水準上昇期には完新統下部が谷を埋積し，九十九里沖の比較的深い谷が形成された場所にのみ残った。高海水準期になると，九十九里沖では完新統上部が陸棚上に広く分布したと考えられる。鴨川沖では完新統を通じて大きな不整合は形成されずに陸棚上に広く堆積が進んだと考えられる。

## 7. まとめ

海底地形と反射法音波探査，採泥結果から，房総半島東方沖の地質構造は以下の通りである。地形と地質の特徴から，本海域は鴨川海底谷を境に東側の九十九

里沖と西側の鴨川沖に区分できる。九十九里沖の音響層序は下位から、音響基盤、下部～中部更新統の九十九里沖層群、上部更新統片貝沖層群、完新統下部及び完新統上部に区分される。鴨川沖の音響層序は下位から、古第三系～下部第四系の鴨川沖層群、上部更新統江見沖層群及び完新統に区分される。

九十九里沖において、犬吠崎の南方沖～陸棚外縁付近には九十九里沖北部隆起帯があり、音響基盤の分布深度が周囲に比べて浅い。旭市から茂原市の沖合にかけておおよそ北北東～南南西に延びる九十九里沖背斜が九十九里沖層群を変形させる。九十九里沖層群はこの背斜構造に従って概ね北西及び南東方向に傾斜する。また九十九里沖のほぼ全域にわたって正断層群が分布し、九十九里沖層群が変形を受けている。この正断層群は上総層群中に発達する正断層群に対比でき、海域まで分布域が広がったものと考えられる。鴨川沖では、石堂断層の海域延長と考えられる逆断層が鴨川市江見の沖合で東西方向に延びる。

**謝辞：**地質図作成のための反射法音波探査は、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を利用し、船長ならびに関係者に大変お世話になった。また千葉県漁業協同組合連合会及び関連する各漁業協同組合や、千葉県の関連機関にご理解、ご協力頂き調査を円滑に進めることができた。海上保安庁水路部の方にはたくさん情報提供をいただいた。産業技術総合研究所の井上卓彦氏には解釈についての議論していただき、宇都宮正志氏には上総層群について様々なご意見を頂いた。また、本稿は活断層・火山研究部門の岡村行信首席研究員の査読によって著しく改善された。ここに記して以上の方々に厚くお礼申しあげます。なお、調査は産業技術総合研究所の「沿岸域プロジェクト」の一環として実施したものである。

## 文 献

藤岡導明・亀尾浩司（2004）テフラ鍵層に基づく銚子地域の犬吠層群小浜層と房総半島の上総層群黄和田層、大田代層及び梅ヶ瀬層との対比。地質学雑誌, **110**, 480-496.

古山精史朗・佐藤智之（2015）房総半島東部沿岸における反射法音波探査結果概要。平成 26 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調査総合センター, no. 68, 1-8.

古山精史朗・佐藤智之（2016）房総半島東北部沿岸における反射法音波探査概要と地質構造。平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告、産業技術

- 総合研究所地質調査総合センター, no. 71, 1-11.  
 石和田靖章・三梨 昇・品田芳二郎・牧野登喜夫（1971）日本油田・ガス田図 10, 茂原(1:15,000). 地質調査所.  
 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）「鴨川低地断層帶の長期評価について」。主要活断層の長期評価, 30, 地震調査研究推進本部ホームページ [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/29\\_kamogawa-teichi.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/29_kamogawa-teichi.pdf). (2018 年 4 月 1 日閲覧)  
 海上保安庁水路部（1986）5 万分の 1 沿岸の海の基本図「太東埼」及び同報告書。海上保安庁水路部, 55p., 2 sheets.  
 海上保安庁水路部（2000）5 万分の 1 沿岸の海の基本図「九十九里浜」及び同報告書。海上保安庁水路部, 48p., 2 sheets.  
 活断層研究会編（1991）「新編日本の活断層－分布図と資料－」。東京大学出版, 437p.  
 川上俊介・宍倉正展（2006）館山地域の地質、第 2 章 地質概説。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総合センター, 3-8.  
 Kazaoka, O., Suganuma, Y., Okada, M., Kameo, K., Head, M.J., Yoshida, T., Sugaya, M., Kameyama, S., Ogitsu, I., Nirei, H., Aiba, N. and Kumai, H. (2015) Stratigraphy of the Kazusa Group, Boso Peninsula: An expanded and highly-resolved marine sedimentary record from the Lower and Middle Pleistocene of central Japan. *Quaternary International*, **383**, 116-135.  
 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.  
 小松原純子（2019）九十九里平野における沖積層の堆積環境変遷と沖積層基底の分布。海陸シームレス地質情報集「房総半島東部沿岸域」、海陸シームレス地質図 S-6, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.  
 森 宏・阿部信太郎・荒井良祐・伊藤谷生（2015）鴨川低地断層帶海域延長部における断層分布と活動性について。活断層・古地震研究報告, **15**, 109-141.  
 森脇 広（1979）九十九里平野の地形発達史。第四紀研究, **18**, 1-16.  
 七山 太（2016）茂原地域の地質、第 8 章 資源地質。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総合センター, 61-65.  
 西田尚央・味岡 拓・池原 研・中島 礼・宇都宮正志（2016）九十九里浜沖柱状採泥調査の概要。平成 27 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調査総合センター, no. 71, 13-23.  
 西田尚央・味岡 拓・池原 研・中島 礼・宇都宮正

- 志 (2019) 房総半島東方沖海底堆積物の分布と層序. 海陸シームレス地質情報集「房総半島東部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-6, 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.
- 須貝俊彦・松島(大上) 紘子・水野清秀 (2013) 過去40万年間の関東平野の地形発達史 - 地殻変動と氷河性海水準変動の関わりを中心に -. 地学雑誌, **122**, 921-948.
- 杉山雄一・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄 (1982) 50万分の1活構造図「東京」. 活構造図, no. 8, 地質調査所.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・卜部厚志・遠藤 穀・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・榆井 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東京湾とその周辺地域の地質説明書(第2版). 特殊地質図, 地質調査所, no. 20, 109p., 2 sheet.
- 高橋雅紀 (2006) フィリピン海プレートが支配する日本列島のテクトニクス. 地学雑誌, **115**, 116-123.
- 高橋雅紀(2008a)3.3.2 南房総地域. 日本地質誌3「関東地方」. 日本地質学会編, 朝倉書店, 東京, 175-187.
- 高橋雅紀 (2008b) 3.41 銚子地域, 日本地質誌3「関東地方」. 日本地質学会編, 朝倉書店, 東京, 193-196.
- 高橋雅紀・須藤 斎・大木淳一・柳沢幸夫 (2003) 千葉県銚子地域に分布する中新統の年代層序. 地質学雑誌, **109**, 345-360.
- 高橋直樹 (1990) 銚子半島先白亜系愛宕山層群の地質 - 岩相記載と形成過程に関する考察 -. 千葉県立中央博物館自然史研究報告, **1**, 1-13.
- 高橋直樹・荒井章司・新井田秀一 (2012) 房総半島嶺岡帶の地質及び構造発達史. 神奈川博調査研報(自然), **14**, 25-56.
- 滝沢文教 (2008) 日本地質誌3「関東地方」. 日本地質学会, 127-130.
- 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.
- 渡辺真人・檀原 徹 (1996) 房総半島上総層群のフィッショーン・トラック年代. 地質学雑誌, **102**, 545-556.
- Yamaji, A. (2000) The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary fore-arc sediments near the triple trench junction off central Japan. *Journal of Structural Geology*, **22**, 429-440.

- 山本修治・阿部信太郎・佐藤比呂志・古屋 裕・荒井良祐・津村紀子・伊藤谷生 (2013) 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. 活断層・古地震研究報告, **13**, 75-110.
- 山本由弦・千代延 俊・神谷奈々・濱田洋平・斎藤実篤 (2016) 付加型沈み込み帯浅部の地質構造: 房総半島南部付加体-被覆層システム. 地質学雑誌, **123**, 41-55.

(受付: 2017年10月18日; 受理 2018年4月17日)