三浦半島佐島に出現した三浦層群三崎層上部層(油壺部層)の大露頭における火山碎屑岩層序とデュープレックス群

Stratigraphy and duplexes in new outcrops of Aburatsubo Member of Upper Misaki Formation, Miura Group, Sajima, Miura Peninsula, Japan

Abstract

森 慎一* 小川勇二郎**

Shin'ichi Mori and Yujiro Ogawa***

2018年1月24日受付.

2019年6月25日受理.

* 平塚市諏訪町

Suwacho, Hiratsuka 254-0063, Japan

** つくばみらい市陽光台

Yokodai, Tsukubamirai 300-2358, Japan

Corresponding author: S. Mori,
morism@mve.biglobe.ne.jp

A series of outcrops, 250 m long and 20 – 40 m high, were exposed during construction of a factory at Sajima, Yokosuka City, Kanagawa Prefecture, central Japan. Before these outcrops were covered with concrete, we described the stratigraphy and structures in detail. The upper part of the Misaki Formation (Aburatsubo Member) of the Miura Group (roughly 3 – 5 Ma in age) dips gently northeastward and is 60 m thick. The sequence consists mainly of marine pyroclastic sediments, including mafic scoria, lithic fragments, tuffaceous sandstones, and felsic pumice – ash beds, which are centimeters to several meters thick. Several characteristic tephra layers are determined as key beds and numbered from Sj 1 to Sj 21, in stratigraphically ascending order, among which the tephra key bed Sj 20 is correlated with the previously known key bed So. Several thrust-duplex-like structures were recognized in parts of the outcrop, and we discuss here the formation processes of four representative duplex-like structures. One group of duplex structures developed along thrust faults that are orientated oblique to the bedding and are spatially associated with cataclasites. These duplex structures were tectonically induced and of late-stage origin. The other three duplex-like structures developed along the bedding surfaces and were associated with submarine landslides. These gravitationally induced structures are associated with smaller duplex-like structures and show slump-like folds. The directions of thrusting and submarine sliding are different from the modern attitude of depositional beds in the Aburatsubo Member, and suggest an original transport direction from NW to SE.

Keywords: Miura Group, Misaki Formation, Aburatsubo Member, Sajima, pyroclastic sediments, tephra key bed, duplex structure, slump deposits

はじめに

三浦半島中央部西海岸に近い神奈川県横須賀市佐島1丁目地先に、石川水産株式会社の工場建設に伴って一連の巨大な露頭が出現した(Figs. 1, 2). 筆者らは、この露頭がセメントで吹き付けられる直前の2017年1~3月に短期間観察する機会を得た. その結果、従来、当地周辺では記載されていない層序と構造、特に特徴的な数枚の火砕岩鍵層と、数か所でデュープレックス群(デュープレックス、およびラストスタックなどからなるデュープレックス状構造)を見出した. 本論では、それらの概要を図や写真とともに報告する. また断層面試料の薄片観察結果を記載し、そのテクトニクス上の意義を議論する. 今回の調査は、建設作業の合間を見て、アプローチ道路と5つの犬走り(catwalk)を中心に

行った. 岩石試料の採取は、露頭を破壊しない程度の最小限にとどめた.

今回調査した地域の火山碎屑物の多くは水中降下火砕物ないしその二次的堆積物と考えられ、火砕物の記載が重要であるため、記載にあたっては、一般に固結した岩石の場合に使われる凝灰岩などの代わりに、テフラ学の分野の火山灰、火山礫(類質岩片)、軽石、スコリアという用語を用いた. 粒径2 mm以上を軽石・スコリアとし、それ未満を火山灰(便宜上粒径2-1 mmを火山砂)とした.

なお、周辺の層序、特に三浦層群に含まれる火砕岩鍵層の特徴と分布および広域的対比は、従来から議論的であったが、今回、従来の見解とは異なる結果を得たので、その概略も報告する. 三浦半島の三浦層群全体の層序、構造、テクトニクスに関しての詳細は、現在検討中である.

Fig. 1. (a) Index maps of the study area. (b) Geological map of the study area based mainly on our field research during the 1970s and 1990s, with additional study in 2017. Traces of strata under the sea are indicated by a thin solid line and are adopted from Google Earth images from 2017. Due to a decrease in outcrop exposures after the 1990s, we suggest a plausible distribution of tephra key beds (shown by dotted lines) after Suzuki et al. (1995) and Eto et al. (1998). The location of the studied outcrops is indicated by a black star. The present-day exposures of the tephra key beds (So, Bs, Ok) are indicated by small open circles, and the CRIEPI (Central Research Institute of Electric Power Industry) borehole site is indicated by a double circle. (c) Geological cross-sections along lines A–B and C–D, as indicated in Fig. 1b.

層序と地質構造の概説

1. 三浦半島の新第三系の層序概説

三浦半島に分布する新第三系の三浦層群は中期中新世から鮮新世の地層で、三浦半島北部に西北西–東南東方向に2列並行する葉山層群により地表分布が分断され、北部、中部、南部に分かれて分布する(赤嶺ほか, 1956)。佐島地域は武山断層を南限とする葉山層群南列(江藤ほか, 1998)の南側にあたり、三浦半島南部北端部の三浦層群分布域である。

三浦半島南部では、三浦層群は層序的に下位から三崎層、初声層に二分され(三梨・矢崎, 1968; 蟹江ほか, 1991; 卜部, 1992; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998 など)、三崎層上部の火砕物に極めて富む部分は油壺火砕岩層(赤嶺ほか, 1956)と呼ばれる。油壺火砕岩層は、三浦半島南部に特徴的であるので、ここでは、三崎層上部層(油壺部層)と呼ぶ。三崎層と同時期の地層である三浦半島中・北部の逗子層は、シルト岩

を主体とし火砕物に乏しい点で、三崎層とは岩相上著しく異なる。

従来の研究によると、三浦半島の三浦層群には、供給源のやや遠い白色ゴマシオ状火山灰層や細粒火山灰層を挟み、Hk[東小路]、Ok[大楠山]、Mr[諸磯]、So[塩汲]などと呼ばれる数多くの火砕岩鍵層が知られている(三梨・矢崎, 1968; 堀内・斎藤, 1982; 堀内・谷口, 1985; 蟹江・服部, 1991; 蟹江ほか, 1991; 卜部, 1992; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998 など)。しかし、各火砕岩鍵層の厳密な対比については、研究者毎に異なっている。最も重要な点は、それらの火砕岩鍵層の対比について、三浦層群が北部・中部・南部に分かれて分布し、岩相も異なることから、大きく2つの見解に分かれていることである。1つは三浦層群全体(北部・中部・南部)にわたって同一な鍵層が分布するとする見解(三梨・矢崎, 1968; 卜部, 1992; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998)であり、他方は、三浦層群南部と中・北部とは堆積盆

Fig. 2. (a) Map of outcrops in the study area (artificial cliffs around Ishikawa Marine Products Factory at Saji-ma), with the tephra key beds (Sj 1 to Sj 21) also shown. Outcrops A to E are also indicated. (b) Photograph of outcrops C and D from the northwestern point shown in Fig. 2a. The place of each outcrop A to D is shown by gray small open circles in Fig. 2a.

地が異なるので火砕岩鍵層に同一のものはないとする見解(蟹江・服部, 1991; 蟹江ほか, 1991)である。その焦点は、北部の逗子層中にある鍵層 Hk, Ok が、中・南部の三崎層中に狭在するかどうかである。筆者らは、南部北端部の横須賀市佐島地域において、北部の鍵層 Ok を確認し、南部の鍵層 So が北部の鍵層 Hk に対比される可能性を示唆する。

鍵層 Hk は、層厚 2–3 m の中粒～粗粒のゴマシオ状火山灰層で、重鉱物として角閃石 70% 以上、直方輝石(斜方輝石) 20% 程度、および単斜輝石数 % を含む(堀内・斎藤, 1982; ト部, 1992)。ト部(1992)は、三浦・房総半島に分布する Hk を含む火砕岩鍵層の構成鉱物と火山ガラスの化学組成も求めた。鍵層 Hk からは、 3.7 ± 0.3 Ma のフィッシュントラック(FT)年代(Yoshida et al., 1984), 5.0 ± 0.5 Ma の FT 年代(房総半島清澄層; Kasuya, 1987), 5.2 ± 0.6 Ma の K-Ar 年代(岡田ほか, 1991)が求められている。蟹江ほか(1991)は、石灰質ナノ化石より、鍵層 Hk を挟むシルト岩を CN10b 亜帯と CN10c 亜帯の境界層準(4.4 Ma)に対比した。

三浦半島全域の三浦層群に関しては、上述した層序や古地

理の問題点のみならず、地質構造やテクトニクス上の意義についても研究者ごとに意見が異なっている。三浦半島南部地域のテクトニクスは、Ogawa and Horiuchi(1978), Hanamura and Ogawa(1993), 鈴木ほか(1995), 小川ほか(2003), Ogawa et al.(2008), Yamamoto et al.(2000, 2009)などに述べられており、三崎層の一部は付加体であるとされている。しかし、今回の調査地域の三崎層が付加体であるかどうかは未解決である。

2. 横須賀市佐島付近の層序と構造の概説

佐島地域には、下位より三浦層群の三崎層および初声層が西北西–東南東方向の褶曲構造をなして分布する。主として佐島地域南部には、より短い半波長の背斜・向斜構造をなして下位の三崎層下部層(江藤ほか(1998)では逗子層)が、北部には上位の三崎層上部層(油壺部層)と初声層が分布する(Fig. 1b)。長谷川ほか(2011)および近藤ほか(2012)は、電力中央研究所(CRIEPI)の敷地南西部(Fig. 1の二重丸印)でのボーリング調査より、地表から約 210 m 以深には、粘土岩を主とする葉山層群相当層(中下部中新統)が三崎層相当層の下位に存在すると考えた。そのことから、佐島の三浦層群は、付加体とされる葉山層群相当層の上位に不整合で載る堆積体であると解釈した。

本論では、横須賀市佐島地域の層序を区分するにあたり、以下の岩相上の特徴を根拠とした。

三崎層下部層：シルト岩層とスコリア層ないしスコリア質火山灰層の互層を主とし、火山礫層・軽石質火山灰層・白色火山灰層を挟む。シルト岩層が優勢である。スランプ堆積物が見られる。横須賀市佐島地域での層厚は約 100 m である。

三崎層上部層(油壺部層)：三崎層下部層と類似するが、火砕岩層が卓越する。泥質部は三崎層下部層のようなシルト岩ではなく、砂質シルト岩ないしシルト質砂岩で、比較的凝灰質であることが多い。層状であるが、単層の境界面は明瞭でないことがある。スランプ礫(大礫–巨礫)と考えられる礫状のシルト質砂岩を含むことがある。佐島地域での層厚は東部で約 100 m、西部の天神島で約 150 m である。

初声層：軽石、スコリア、火山礫を多量に含む、火砕質砂礫岩層を主体とする。斜交層理が卓越する。スコリアの色調は黒色、褐色、橙色など多様である。成層したシルト岩層・スコリア層・スコリア質火山灰層はほとんど含まない。佐島地域での層厚は約 70 m である。

(「初声」の読みについては、従来 'Hatsuse' と表記されることが多いが、現地では 'Hasse' であるので、ここでは、Soh et al.(1989)に従い、'Hasse' の読みを用いる。)

我々のこれまでの岩相と構造の調査によると、佐島地域の南部から西部にかけては三崎層下部層が広く分布する。一方、本露頭(本論で扱う工事露頭を本露頭と記す)を含む東部の地層は、①三崎層下部層のようなシルト岩層をほとんど含まないこと、②泥質部はやや凝灰質な砂質シルト岩～シルト質砂岩が卓越すること、③スコリア層、スコリア質火山灰層、軽石質火山灰層を頻繁に挟むこと、および④斜交層理を多く含む初声層とは岩相的に区別されることから、三崎層上部層(油壺部層)と判断した。三崎層下部層と三崎層上部層

(油壺部層)との境界は漸移的であり、地質図(Fig. 1b)の範囲では、便宜的に火砕岩鍵層 Bs より下位を三崎層下部層、その上位、本露頭に露出する鍵層 Sj 22 までを三崎層上部層(油壺部層)とした。

初声層は、本露頭の北部から北西部にかけての向斜軸部のみ分布する。本露頭の北方 250 m にも、石材「佐島石」を採掘した採石場跡に初声層の分布が知られる。その部分の初声層は、南西へ約 5 度傾斜しており、北東傾斜である本露頭との間に向斜軸が通る(Fig. 1b, c)。鍵層 Sj 22 より上位が初声層である。

なお、三崎層上部層(油壺部層)と初声層の礫質岩のあるものは、Stow et al.(1998, 2002)によると、土石流堆積物とされている。また、火砕岩鍵層の追跡からは、少なくとも三崎層上部層(油壺部層)は三崎層下部層と指交関係にあるが、詳細は検討中である。

構造的には、佐島地域の背斜・向斜構造は、東へ凸のノーズ構造を作って南方の横須賀市長井荒崎方面へ続いているように見える(三梨・矢崎, 1968; Ogawa and Horiuchi, 1978; 堀内・斎藤, 1982; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998)。

一般に、三崎層上部層(油壺部層)や初声層は構造的にそれほど複雑でないようにみえる。しかし、今回の調査では、後述するように、見かけ上、上盤の南東方への変位を示すスラストデュープレックス群の発達が認められた。また、本地域全体にわたって西北西-東南東走向の逆断層系が発達していることが分かり、複雑な変形を被っていることが明らかとなった。特に、天神島東部および観音鼻では、地層の引きずりなどを伴う逆断層の存在が確認された。また、Google Earth の画像からは海域においても明瞭な褶曲(背斜・向斜)構造が判読できた。それらは、陸上の背斜・向斜構造と繋がること、また、各構造要素(特に褶曲構造)の縁で直線状に切れ、ある場合には南西へ傾斜する逆断層で変位していたり、引きずられたりしているため、本地域の基本的な大構造は西北西-東南東の逆断層と、それに伴う褶曲構造によるものと考えた(Fig. 1)。詳細は現在検討中であるが、それらの点で、我々の示す地質図は、従来のものと大きく異なっている。

3. 横須賀市佐島付近の火砕岩鍵層の概説と年代論

Fig. 1b に示すように、今回記載する露頭は、江藤ほか(1998)により Ok(FT 年代 6.3 ± 0.4 Ma; Kasuya, 1987)とされる鍵層の見かけ上、上位約 200 m に位置する。江藤ほか(1998)によれば、鍵層 Ok は、天神島北方、横須賀市佐島 3 丁目(Fig. 1b の Loc. 5)に露出し、各層厚 10–50 cm ほどの 4 枚以上の中粒～粗粒のゴマシオ火山灰層からなり、下位より Ok 1–Ok 4 に細分される。Ok 3 の上位にある層厚数 cm の軽石スコリア凝灰岩(Ok sco)が特徴とされる。

今回、本露頭の北部に認められた厚さ約 4 m の白色粗粒火山灰層(Figs. 2, 3 の Sj 20)は、従来、三梨・矢崎(1968)では逗子層中の鍵層 Hk に、蟹江ほか(1991)では鍵層 So に、鈴木ほか(1995)では鍵層 Mo[森崎]に対比され、研究者ごとに見解が異なっている。なお、鈴木ほか(1995)は、鍵層 Hk が、本調査地域外北方の横須賀市芦名の初声層中に

狭在されるとしている。

このほか、本地域南方の三浦層群には、横須賀市長井や三浦市三崎町諸磯を代表的分布地として、上位より鍵層 So、鍵層 Mr、鍵層 Bs が知られている(三梨・矢崎, 1968; 江藤ほか, 1998; Yamamoto et al., 1999 など)。鍵層 So は、層厚 3.8 m(横須賀市長井荒崎)のゴマシオ火山灰層で、中下部に葉理が発達すること、上位に粗粒のスコリア凝灰岩が重なることなどの特徴がある(ト部, 1992; 江藤ほか, 1998)。鍵層 So の重鉱物組成は角閃石を 70% 以上含み、直方輝石 20% 程度、単斜輝石数 % とされる(堀内・斎藤, 1982; ト部, 1992)。鍵層 So からは、 5.1 ± 0.5 Ma の FT 年代(Yoshida et al., 1984)、 6.0 ± 1.0 Ma の K-Ar 年代(岡田ほか, 1991)が求められており、蟹江ほか(1991)は、石灰質ナノ化石より、鍵層 So を挟むシルト岩を CN10b 亜帯(4.9–4.4 Ma)に対比した。

鍵層 Mr は、層厚 1.1 m(横須賀市長井荒崎)の成層したシルト粒サイズの火山灰層ないしゴマシオ状火山灰層の細互層からなる(江藤ほか, 1998)。重鉱物組成は、直方輝石を主体とし、角閃石、単斜輝石を含有する(堀内・斎藤, 1982; 江藤ほか, 1998)。

鍵層 Bs は、層厚 70 cm(横須賀市長井荒崎)の細粒ないし微細粒砂サイズの葉理の発達したガラス質火山灰層からなり、平行葉理およびコンポリュート葉理に富む(江藤ほか, 1998)。重鉱物組成は、直方輝石を主体とし、次いで単斜輝石が多く、僅かに角閃石を含有する(堀内・斎藤, 1982)。鍵層 Bs の名は三浦市南下浦町にある「毘沙門」に由来するとされる(江藤ほか, 1998)が、三梨・矢崎(1968)の地質図で、毘沙門に分布する地層は Bs よりずっと下位の鍵層 Bm[毘沙門]である。よって Bs は「毘沙門」の略とは考えにくい、本論では三梨・矢崎(1968)に従い、鍵層 Mr 下位の鍵層を鍵層 Bs としておく。

記 載

本露頭は、延長 250 m、高さ 20–40 m の巨大なものであり、工場へのアプローチ道路に沿って、北から丘陵南西側斜面を通過して南側斜面を回り込む平均傾斜 45 度の法面である(Fig. 2)。本露頭北部の最上部には一部に三浦層群三崎層を不整合に覆って関東ローム層が分布し、箱根火山起源の TP(東京軽石)および OP(小原台軽石)が認められたことから、本露頭は約 10 万年前の小原台面(海成段丘)を削り込んだ露頭である。

本露頭を構成する三崎層上部層(油壺部層)は、やや凝灰質な砂質シルト岩ないしシルト質砂岩と火山性の水中降下堆積物の互層を主とし、走向 N50–60°W、傾斜 20–26°NE の構造を持ち、部分的に断層で小変位したり褶曲したりしているものの、多くは同斜構造で成層する。本露頭での層厚は 60 m である(Fig. 3)。なお、世界測地系(WGS84)の GPS 装置による計測によると、本アプローチ道路の入口は、35°13'31"N, 139°36'53"E である。以下に、特に火砕岩鍵層およびデュープレックス群を中心に記載する。

Fig. 3. Columnar sections of the study area showing the succession of strata in the series of outcrops around Ishikawa Marine Products Factory at Sajima. Sj 1 to Sj 22 are characteristic tephra key beds.

Fig. 4. Columnar sections of the Sajima to Akiya area, with photographs of characteristic tephra key beds: (a) Sj 21 at Sajima outcrop D; (b) and (c) Sj 20 (So) at Sajima outcrop D; (d) Bs at Akiya coast; and (e) Ok at Kannon-do.

1. 火砕岩鍵層の記載

1.1. 本露頭での火砕岩鍵層の記載 本露頭に見られる火砕岩のうち、特徴的な岩相・層厚等をもつものを鍵層として認定し、下位より Sj 1 から Sj 22 までの番号を付した (Fig. 3)。また、本露頭を含む横須賀市佐島周辺の層序および主要鍵層の記載と写真を Fig. 4 に示した。以下に、本露頭と、佐島周辺に分けて、主要な火砕岩鍵層を記載する。

最下部層準にある鍵層 Sj 1 は、アプローチ道路登りに向かって右側にある唯一の露頭 (Fig. 2 の Outcrop E; 以下露頭 E と記す) に見られる、層厚 20 cm の白色微細粒ガラス質火山灰層で、上部に火山豆石を含む。鍵層 Sj 14 は厚さ約

5 m の火砕質礫岩層で、最下部にゴマシオ状結晶質火山灰を、中部に成層した白色の細粒ガラス質火山灰を挟む。最上部にある鍵層 Sj 20 は露頭 D に見られる、厚さ 4 m に達するゴマシオ状結晶質火山灰層ないし細粒軽石層で、ガラス質の無斑晶質苦鉄質火山礫 (類質岩片) を 2 層準に含む。本層はいくつかのユニットに分けられ、中下部では平行葉理をなす細粒軽石層が、中上部では類質岩片 (火山礫) の存在が、上部では重鉱物が少なく優白質となることが、それぞれ特徴である (Fig. 4)。本層の重鉱物組成を顕微鏡下で観察した結果、角閃石が 70% と高く、次いで直方輝石が 20%、単斜輝石が 10% ほどである。鍵層 Sj 20 の上位には、粒径 1 cm 以

上の黒色無斑晶質スコリアと粒径最大 2 cm のガラス質苦鉄質火山礫を多量に含む、厚さ 5–10 cm 程度の薄層が 2 枚認められ、これを鍵層 Sj 21 とする (Figs. 3, 4a)。鍵層 Sj 21 の下部の薄層は基底に灰色の火山砂層を伴う。この黒色火山砂層直下には葉理を呈するガラス質火山灰層が認められる (その詳細については、「デュープレックス構造の記載」の項で述べる)。鍵層 Sj 20 の下位 1.3 m にある鍵層 Sj 19 も鍵層 Sj 21 と類似した火山礫層であり、下部に黒色火山灰層を伴う。このような鍵層 Sj 19–Sj 21 の組み合わせは、本露頭で最も特徴的な火砕岩鍵層となる。

本露頭周辺では、本露頭から西北西 650 m 離れた横須賀市佐島の丘 2 丁目北 (Fig. 1 の Loc. 8) と、横須賀市芦名の十二天神社脇 (Fig. 1 の Loc. 7) で、鍵層 Sj 20, Sj 21 のセットが観察された。

1.2. 横須賀市佐島付近での火砕岩鍵層の記載 横須賀市秋谷から横須賀市佐島観音鼻の海岸には、本露頭で認められる Sj 1 より下位の地層が分布し、その中に火砕岩鍵層として上位より Bs および Ok がある。また、前述のように、佐島南方の横須賀市長井荒崎には、上位より鍵層 So, Mr および Bs が知られている (江藤ほか, 1998)。以下に、上位より横須賀市長井荒崎の鍵層 So, 三浦市三崎町諸磯 (浜諸磯) の鍵層 Mr, 横須賀市秋谷海岸の鍵層 Bs, および横須賀市佐島の観音鼻北にある観音堂の鍵層 Ok を記載する。

横須賀市長井荒崎での鍵層 So は層厚 3–4 m ほどのゴマシオ状結晶質火山灰層ないし細粒軽石層であり、上部が優白色、下部が暗色で岩片を比較的多く含み、葉理が発達する。鍵層 So の 1–2 m 上位には岩片を多量に含んだ層厚 60 cm ほどのスコリア層が、鍵層 So の 2 m 下位には火山岩片からなる火山礫層が確認された。鍵層 So の鉱物組成については、角閃石が 70% と極めて高く、直方輝石が 20%, 単斜輝石が 10% ほどである。

模式地、三浦市三崎町諸磯での鍵層 Mr は、層厚 3 m ほどの成層した細粒のゴマシオ状ないし細粒の結晶質火山灰層である。最上位はチョコレート色の細粒火山灰層で、リップル構造を伴う。重鉱物組成は、直方輝石を主とし、角閃石、単斜輝石を含有する。

鍵層 Bs は、横須賀市秋谷漁港から秋谷海岸 (Fig. 1b の Locs. 1–3) に連続して露出する。本層は、鍵層 Sj 20 の下位約 90 m に位置し、葉理が発達し、リップル構造が顕著で、上部にコンポリュート構造を有する層厚 1.5 m の白色のガラス質細粒火山灰層である (Fig. 4)。鍵層 So と Mr がゴマシオ状結晶質火山灰層であるのに対して、鍵層 Bs は極めて細粒である。鍵層 Bs は横須賀市天神島北方の同市佐島 3 丁目 (Fig. 1 の Loc. 4) にも露出する。鍵層 Bs は佐島南方約 8 km に位置する三浦市三崎町諸磯にも分布する (三梨・矢崎, 1968; Yamamoto et al., 2000)。諸磯の Bs は、リップル構造およびコンポリュート構造が顕著な、層厚 3.5 m の白色細粒火山灰層で、秋谷漁港から秋谷海岸の鍵層 Bs に酷似する。珪長質火山灰層は風化に対して一般に弱く、波食台上の入り江となっていることが極めて多い。

本地域で最も有効な鍵層である Ok については、江藤ほか

(1998) が記載した天神島北方、横須賀市佐島 3 丁目の露頭 (Fig. 1b の Loc. 5) は現存しないが、背斜南翼の同層準に位置する観音鼻北の観音堂 (Fig. 1b の Loc. 6) で観察できる。ここでは、Ok sco を含む 6 枚以上の軽石群が見られる (Fig. 4)。この鍵層 Ok の軽石群は鍵層 So 等と比べて粒径 2–5 mm と粗い。Ok sco は江藤ほか (1998) の記載の通り、Ok 3 の上位に認められる。この観音鼻に露出する鍵層 Ok は、鍵層 Bs のさらに約 100 m 下位に位置する。

2. デュープレックス状構造の記載

本露頭での構造上の特徴は、所々で地層面に平行か低角の逆断層 (以下スラストとする) によって、同一地層が何度も重複していることである。その重複の下底面には明瞭な断層 (フロアースラスト) が確認できるが、最上面では断層 (レーフスラスト) が確認されず、侵食面で境されることが多い。そのいくつかはいわゆるデュープレックス構造であるが、単なるスラストスタック構造である場合もあり、総称としてデュープレックス状構造と記すことにする。そのような代表的箇所である、計 4 か所 (Fig. 2 の Outcrop A–D) の構造について、以下に A–D の露頭ごとに記載する (Figs. 5–11)。それらの成因やステージモデルは、議論の章で論じる。なお、正確な議論には、構造要素の定量的な測定と、それに基づくバランストセクションの復元が必要であるが、本露頭は、すでに完成された法面からなり、そこへのアクセスは限られたものであった上に、構造を斜めから観察し、スケッチを取り、写真撮影する以外なく、露頭を削って要素を精度よく抽出することは困難であった。それゆえ、断層の変位の向き、変位量、バランストセクション作成の構造要素の姿勢などは、半定量的に記さざるを得なかった。

2.1. 露頭 A 露頭 A には鍵層 Sj 4–17、地層面に平行な断層、および地層面と一般に斜交する低角なスラストが露出する。地層面に平行な断層は、露頭 A 西部に見られ、西方の露頭 B へと連なる。この断層により、露頭 A の鍵層 Sj 7 は 2 回繰り返している (Fig. 5a, b, c)。鍵層 Sj 7 の上部を占める大礫サイズのシルト質砂岩の円礫を含む乱雑な礫状岩も、断層の上下の鍵層 Sj 7 に含まれる。地層面と一般に斜交するスラストは、走向 N40°E、傾斜 10–20°NW で露頭 A 東部に連続して見られ、数ヶ所で分岐合流してスラストデュープレックスを構成する (Fig. 5)。スラストは地層面に平行な断層を切っており、スラストの上盤はどこでも見かけ上南東方へ数 cm から 10 cm 程度変位している。スラストは一部で地層面と平行になる。鍵層 Sj 7 は風化して黄土色を呈する細粒のスコリア層であるが、上記の断層およびスラスト部分ではそれが粉碎されて黒色となっている。この部分の薄片観察結果と成因の議論は、後に記す。

2.2. 露頭 B 露頭 B では、露頭 A から西方へ連続する地層面に平行な断層により、厚さ数 10 cm 程度の同一鍵層 Sj 7 が 2–4 回繰り返す。その数か所に、デュープレックス状構造が発達する (Fig. 6a)。Fig. 6 では、Sj 7 の繰り返しユニットに、見かけの下位より 7 ①から 7 ④までの記号を振った。この鍵層 Sj 7 を重複させる地層面に平行なスラストは、東方の露頭 A から露頭 B の北西方まで、40 m 以上の長さ

Fig. 5. Sketch and photographs of outcrop A: (a) Sketch of the easternmost part of the outcrop indicating the areas shown in Fig. 5c–e; (b) Photograph of the western part of the outcrop; (c–e) Photographs of the sections of the outcrop indicated in Fig. 5a. The bold lines denote reverse faults and sliding planes, and the dotted lines denote normal faults. Numbers indicate the tephra key beds. The location of the area shown in each photograph is provided in Fig. 2.

に亘り、数 10 cm 程度の厚さのすべての繰り返しユニット下底面にどこでも認められる。重要な観察事実は、以下の 4 点である。(1) 露頭 B の南東部およびさらに東方ではユニット①と②が、北西部ではユニット②③④がそれぞれ分布しており、一貫して続くのはユニット②だけであること。(2) 露頭 B の北西部では、Fig. 6a, 6c に示したようなホースが認められ、ユニット①と②は典型的なヒンターランドディッピングタイプの小規模なスラストデュープレックスをなすこと。また、(2) のデュープレックスのそれぞれのホースの間には、泥や砂の注入が認められること。(3) 露頭 B の南東部 (Fig. 6b および Fig. 6c の右側部分) において、ユニット②下底の断層が下方に凸の形態をとりユニット①の分布が途切れていること。さらにその上位でユニット④下底の断層が下方に凸の形態をとりユニット②の上位層を削り込んでいること。(4) 以上の構造は、最上部で侵食面により上位層に覆われること。

2.3. 露頭 C 露頭 C では、鍵層 Sj 7 の上位 11 m に位置するスコリア層 (鍵層 Sj 13c) の上位にヒンターランドディッピングタイプあるいはアンティフォーマルスタックタイプのスラストデュープレックス状の構造が発達する (Fig. 7)。この部分の底面は地層に平行な断層面である。各ホースには、場所によりベージュ色のシルト質砂岩の径数 cm ないし 10 cm 程度の円礫が乱雑に含まれており、円礫の周囲には玄武岩質スコリアが散在する。そのため地層面が不明瞭であるが、乱雑な礫状岩からなる同一地層が上方へ凸の形状を示すスラストでホースを作って何度も繰り返しているように観察される。ただし、明瞭なルーフスラストは、上位層との侵食面に切られて観察されない。

2.4. 露頭 D 露頭 D の最南部以外では、厚い鍵層 Sj 20 の直上にある黒色玄武岩質火山礫層 (鍵層 Sj 21) が、地層面にほぼ平行な断層に上下を挟まれた薄いレンズ状岩体をなし、場所により 10 回以上重複している (Figs. 8–11)。南部では

Fig. 6. Outcrop photographs and sketch of outcrop B. Numbers in the figure are those of tephra key beds, and the encircled numbers 1 to 4 denote slide units in the bed Sj 7. The dashed line indicates an erosional surface. (a) A hinterland-dipping duplex in the northwestern part of the outcrop. (b) Scoop-like listric faults in the southeastern part of the outcrop, cutting units 2 and 3 in this order from the left side. (c) Sketch of outcrop B indicating the locations of the areas shown in Fig. 6a–b. The location of the area shown in each photograph is also shown in Fig. 2. For a model of deformation stages, see Fig. 16.

Fig. 7. Photographs and sketch of the duplex-like structures in outcrop C, from the tephra key bed Sj 13c. The bold lines denote the traces of dislocation (fault) planes. (a) Photograph of the outcrop taken from the northwest, showing the location of Fig. 7b. (b) Duplex-like structure in the northeastern part of the outcrop. The imbricate thrusts that form the duplex-like structure are covered by an erosional surface. (c) Sketch of the outcrop, showing the location of Fig. 7b. Blocks and clasts of sandy siltstone in the duplex-like structures are framed in Fig. 7b and c.

繰り返しの数が少なく、最南部では繰り返しが無い。一方、最北部では10回以上も繰り返しが認められる。Fig. 8b 左下部での詳しい観察(Fig. 9)により、鍵層 Sj 21 の元来の層序は、下位から、葉理を示すガラス質火山灰層(Fig. 9 では、1a と示す；ラミネーション、葉理)、下底に玄武岩質火山砂

層を持つ同質火山礫層(同 za；ザブトン)、および下底に火山砂層を伴わない同質火山礫層(同 ba；バラバラ)の順であることが分かった。その繰り返しの部分では、最下部の1aは、鍵層 Sj 20 の最上部の粗粒火砕質砂岩部分とは断層で接し、1a の最上部は特に細粒の粘土質となっており水を含みやす

Fig. 8. Sketch and photographs of outcrop D. Duplicated beds of Sj 21 are variably developed in different parts of the outcrop, as shown. They are overlain by an erosional surface. (a) Schematic sketch of the outcrop showing the major fault planes (bold lines). D1 to D4 denote the first- to fourth-stage dislocations, respectively. (b) Overturned or recumbent folds in the central part of the outcrop. (c) Southernmost part of the outcrop close to the end of the repetition of Sj 21. (d) Northernmost part of the outcrop close to the beginning of the repetition of Sj 21. (e) Upright, open folds in the central part of the outcrop to the north of the recumbent folds including the D2 fault, which formed after the repetition of Sj 21. The location of the area in each photograph is shown in Fig. 8a.

い。そのために、雨後の露頭では、水を含んだ la の最上部層を容易に追跡することができる (Fig. 10)。露頭 D の la 下底部の断層を、見かけ下位より D1, D2 と命名する。D1, D2 は、露頭 D 全体で追跡することができる (Figs. 8–10)。D2 はさらに上方に分岐し、その上位に Sj 21 が重複する。D1–D2 および Sj 21 は、露頭 D の北部および南部で半波長 1 m 程度の開いた褶曲をなす。

一方、露頭 D の中央部 (Fig. 8b) では、以下の様な複雑な構造が見られる。露頭 D の中央部では、la 下底に平面的な断層面 D1 および D2 があり、D2 直上の Sj 21 は D2 から派生して褶曲する断層 D3、およびそれらを切るスラスト群 D4 により複数のスライス状の地層 (ホース) をなす。Sj 21 内部の層序に基づく上位判定 (Fig. 10a の矢印) より、断層面 D2 から分岐する断層面 D3 と Sj 21 部分が、ホース内で複雑な転倒褶曲ないし横臥褶曲をなすことが分かる。このスラストや、転倒ないし横臥褶曲の多くは、非対称で見かけ上南東方へ倒れ込んでいるが、一部には北西方へ向かうスラストや、北西方へ転倒した褶曲 (向斜状背斜) もある (Fig. 10

の星印)。褶曲を切る低角スラスト群 D4 は、ヒンターランドディッピングデュープレックスを形成していることが分かる (Fig. 10)。これらの要素の切断関係から、①地層に平行な断層 (D1–D2)、②分岐した D2 を曲げる褶曲 D3、および③地層面に斜交し褶曲を切る低角スラスト群 (D4) の順に形成されたことが分かる。転倒ないし横臥褶曲の背斜軸部には、ba の上位の粗粒火砕質砂岩が注入しているようにとりこまれている。また、Sj 21 の所々には、シルト質ないし変質した細粒火山灰由来の泥質物質が、不規則に入り込んでいることがある。これらの転倒ないし横臥褶曲を構成する za や ba (鍵層 Sj 21) の最上部は、全体の地層面に平行な平面状の侵食面を介して上位層と接している。

露頭 D 最北端部 (Fig. 8a のさらに北方) に発達する地層の重複はより複雑である (Fig. 11)。その最下部では、za が Sj 20 の最上部の粗粒火砕質砂岩に見かけ上西から入り込むように配置しており、その za の下底部の地層面に平行な断層は、Fig. 8a の Sj 21 下底部の D1 に追跡される。露頭 D 最北端部の下部では za が 4 回重複しているが、上部では、la

Fig. 9. (a) Reconstructed columnar section of the tephra key beds Sj 20 and Sj 21, overlain by an erosional surface. (b) Photograph of the repetition (three times) of Sj 21 composed of 'la' (nicknamed from 'lamination'), 'za' ('zabuton'), and 'ba' ('barabara'), in ascending order at the southern part of outcrop D. Slip planes (faults) between the repeated layers are shown as dislocations from D1 to D3 at the basal part of the bed 'la'. Coarse tuffaceous sandstone lies on top of 'la' in parts of the repetition of Sj 21.

Fig. 10. Sketch and photograph of the central part of outcrop D, with the area photographed shown in Fig. 8, showing overturned or recumbent folds with later thrusts. (a) Sketch of overturned or recumbent folds (D3) from Stage 3 and later thrusts (D4) of Stage 4 (for details of the stages, see Fig. 17 and text). The dotted lines denote bedding, and bold lines denote dislocation (fault) planes. Younging of beds is shown by small arrows. The black star indicates the north-westward overturned fold (a synformal anticline), determined from the younging direction. (b) Photograph of the northern part of the area shown in Fig. 10a. The single clayey layer composed of felsic fine ash ('la') is the fault horizon for the D1 and D2 displacement. The set of superstrata ('la', 'za' and 'ba') was further folded along with D2 faults into an overturned or recumbent fold during D3. They were then duplicated by low angle thrusts into hinterland-dipping duplex-like structures during D4. Coarse tuffaceous sandstone has been injected into antinodal hinges from just above the D2 fault. For discussion on the model of deformation stages, see Fig. 17 and text.

や za は見られず、数 cm–10 cm の厚さの ba がおよそ 4 回、場所によりそれ以上も重複している (Fig. 11). za 同士の間には、不明確ではあるものの、粒子の違いによる境界が見られ、そこが断層面 (D5) である。地層面に平行な断層が、ス

ラスト状、正断層状、平行平面状、あるいはアンティフォーマルスタック状に、周囲の地層面を切ることがある。ba が繰り返す部分ではそれ以外の部分よりも、ba の火山礫が堆積時より分離して点在しており、見かけ上位ほどその度合い

Fig. 11. The northernmost part of outcrop D, showing the bed 'za' is only duplicated in the lower part, while the bed 'ba' is only duplicated in the upper part. The area shown in the photograph is indicated in Fig. 2. The gray arrows indicate cobbles of silty sandstone.

が顕著になる。また、特に **ba** の部分に、大礫サイズの不規則な形態をもつシルト質砂岩の礫が、周囲を火山礫に囲まれて、乱雑に含まれることがある (Fig. 11)。

露頭 D で計測した褶曲軸面や断層面の走向傾斜 (代表的なものは $N30^{\circ}E, 50^{\circ}NW$) から、地層面に平行な断層や斜交するスラストの上盤の変位の向きは、地層が水平であった時、多くの場合南東であったと復元された。露頭 D 全体にわたって、断層が南部分に覆いかぶさるように配置している。また、中央部の転倒褶曲の多くは、非対称で南東方へ倒れこんでいる。こうした点から、露頭 D の構造要素は、基本的には南東フェルゲンツであるといえる。

3. 断層部分の薄片の観察

本露頭の調査時点ではすでに法面が完成していたため、露頭からの大規模な試料採集はできなかったが、薄片を作成できる程度の必要最少限のチップ試料を、以下の数か所から定方位で採取した。構造要素の方向性を知るために、想定され

Fig. 12. Photomicrographs of part of the fault from outcrop A (sample number 20170313-3). (a) Mosaic photomicrograph (plane-polarized light (PPL) with the sense of dislocation (top to SE) corresponding to the oriented rock and thin section specimens. Black parts of ca. 1 mm thick alternate with white parts. (b, c) Enlarged photomicrograph of the lower part of Fig. 12a (plane- and cross-polarized light (PPL) and (XPL), respectively). (d) Enlarged photomicrograph of the central part of Fig. 12c (cross-polarized light (XPL). Black scoria fragments have been pulverized to become scattered fine dark material in the sheared regions. Shear bands are shown by zones with arrows.

Fig. 13. Photomicrographs of the lowermost sliding plane at outcrop B (sample number 20170227-1). (a) Dotted line shows arrangement of grains along a plane. The sense of dislocation is top to SE (plane-polarized light (PPL)). (b, c) Enlarged photomicrographs of the central part of Fig. 13a (plane- and cross-polarized light. (PPL) and (XPL), respectively). Clay-mica minerals show a preferred orientation along the (001) plane.

る変位の向きに平行な面を観察できるように断層面に直交する薄片を作成した。それらは、露頭A–Dのうち、露頭Aの、地層に斜交するスラストが分岐してデュープレックスを作る箇所の、黒色物質が濃集している部分[試料番号20170313-3 (Fig. 5e)], および露頭Bと露頭Dの地層に平行な断層面の部分[それぞれ試料番号20170227-1 (Fig. 6)および20170227-2 (Fig. 8)]である。以下に、それから作成した薄片の偏光顕微鏡観察結果を記す。

露頭Aの断層部分(試料番号20170313-3)の薄片観察によると、透過光で黒色を呈する部分と無色の部分とが、断層面と平行に厚さ約1 mmの葉理状に繰り返している (Fig. 12a)。それらのうち無色の部分では、0.1 mmサイズの雲母粘土鉱物粒子の定向配列はそれほど明瞭ではなく、ランダムに近く、粒子の破壊の程度も弱い。一方、黒色を呈する部分では黒色スコリア片の部分的な粉碎によるカタクレーサイト化が見られる (Fig. 12b–d)、それにより露頭ではその部分が暗色となっている (Fig. 5d, eの断層部)。薄片の暗色部分では、粗粒な粒子は全体の約30%を占め、長軸短軸比の小さい短冊状あるいは等方的粒形状の、粒径0.5–1 mm程度の斜長石、輝石およびスコリア片からなり、それらを取り囲む基質は黒色の細粒粒子で占められる。黒色の細粒粒子は、元来のスコリア粒子が粉碎されたものと推定される。暗色部分内部では、粒子は周辺よりも細粒で、基質に比して粒子密度が高い。また、暗色部分内部には、ごく細粒の雲母粘土鉱物の(001)面が定向配列をしている (Fig. 12b–d)。以上の観察は、暗色部分が歪みの集中帯であることを示す。以下では、このような歪みの集中帯を、変形バンド (deformation band; Fossen et al., 2007) 中のシアバンド (shear band) と呼ぶ。

露頭Bのデュープレックス最下部の地層に平行な断層の試料 (Fig. 13, 試料番号20170227-1) では、断層面と平行

なシアバンド状の構造が見られ、そこでは径約0.1 mmの細粒の粒子の長軸が程度は弱い断層面と平行に定向配列し、しかも雲母粘土鉱物の(001)面も断層面に沿って配列する (Fig. 13c)。シアバンド内部では、粒子は周辺よりも細粒で、粒子密度が高い。露頭Bの薄片では、露頭Aの薄片で見られた黒色細粒物質は顕著に見られない。

露頭Dの基部、Sj 20とSj 21の境界付近の断層D1を含む試料を採取し、薄片を作成した (試料番号20170227-2)。本試料の薄片も、上記の露頭Bの薄片と類似の組織を有する。ただ、露頭で大規模な変位が想定されたD1主部は薄片外に欠落し、観察できていない。鍵層Sj 21の最下部の葉理部分 (1a) には、幅1 mm以下のシアバンドが肉眼でも数か所認められる。Fig. 14に示すように、薄片の内部に含まれるシアバンドも幅が1 mm以下であり、それによる変位も小さい。シアバンド内部では、粒子は周辺よりも細粒で、基質に比して粒子密度が高い。

今回、検討した3つの断層試料では、シアバンドの内部は、共通して粒径が約0.1 mmで、周辺の砂粒よりも細粒化している。また、粉碎作用と再配列のために、緻密な組織になっている。露頭Dの薄片では、露頭Aの薄片で見られた黒色細粒物質は顕著に見られない。

議 論

1. 火砕岩鍵層の対比

1.1. 鍵層Sj 20と鍵層Soの対比 今回記載した火砕岩鍵層のうち、鍵層Sj 20を鈴木ほか(1995)は鍵層Moに対比した。しかし、本来の鍵層Moがどのような特徴を有するかという記載は全くなされていない。蟹江ほか(1991)は小縮尺の地図ではあるが、佐島地域に鍵層Soを記述した。

筆者らは、以下の理由で鍵層Sj 20は鍵層Soに対比されると考える。鍵層Sj 20はゴマシオ状結晶質火山灰層ないし

Fig. 14. Photomicrographs of the lowermost slide plane with a shear band at outcrop D (sample number 20170227-2). (a) Mosaic of photomicrographs showing the fault zone as a shear band with single-sided arrows showing the sense of slip. The dislocation sense of the major slide plane D1 is shown at the top of the figure. (b, c) Enlarged photomicrographs of the shear band (plane- and cross-polarized light, (PPL) and (XPL), respectively) in which the finer grains show a preferred orientation.

細粒軽石層で、重鉱物組成で角閃石を70%含有すること、中下部には平行葉理をなす細粒軽石層が含まれること、中上部には類質岩片(火山礫)の存在が認められること、および上部では重鉱物が少なく優白質となることが特徴である(Fig. 4)。また、本鍵層は上位と下位に類質岩片を含む特徴的な火山礫層鍵層 Sj 19 および Sj 21 を伴っており、Sj 19–Sj 21 のセットで有効な鍵層となる(Fig. 4)。以上のように、鍵層 Sj 20 は、横須賀市長井荒崎(佐島南方)での鍵層 So と岩相、粒径、重鉱物組成が極めてよく類似する(堀内・斎藤, 1982; ト部, 1992; 江藤ほか, 1998; 本論)。また、鍵層 Sj 19 および Sj 21 は鍵層 So の2 m 下位の火山礫層および1–2 m 上位のスコリア層とそれぞれ類似する。したがって、鍵層 Sj 20 は鍵層 So に対比されるものと考えられる。鍵層 Sj 20 の下位約90 m に秋谷海岸のBsが存在することも、鍵層 Sj 20 を鍵層 So に対比することに調和的である。

1.2. 鍵層 So の層位 「記載」1.2. 項に記したように、横須賀市秋谷海岸には鍵層 Sj 20 (So) の下位約90 m に鍵層 Bs が分布する(Fig. 4)。蟹江ほか(1991)は、秋谷海岸の本鍵層を Mr に対比したが、「記載」1.2. 項に記したように、模式地の鍵層 Mr は、鍵層 Bs より粗粒でゴマシオ状の結晶質粗粒火山灰である。また、横須賀市佐島観音鼻北にある観音堂(Fig. 1b の Loc.6)には、鍵層 Bs の下位約100 m に鍵層 Ok が分布する(Fig. 4)。以上のことから、佐島地域の三崎層中には、上位より、火砕岩鍵層 So, Bs および Ok が認められることとなる(Fig. 15)。Fig. 1b には、鍵層 So, Bs, Ok の現存する露頭を白丸印で、またそれらの予想される分布を点線でそれぞれ示した。

ト部(1992)は、鍵層 So を Ok 層準より下位の三崎層の下部層準の鍵層として捉えた(Fig. 15)。蟹江ほか(1991)は、三浦半島の南部に属する三崎層と北部に属する逗子層とでは堆積盆が異なるので火砕岩鍵層に同一のものはないと考え、逗子層中に鍵層 Hk, Ok などが、三崎層中に鍵層 So, Bs などが狭在するとした。また、鍵層 So を鍵層 Ok より上位層準とした(Fig. 15)。したがって、筆者らの火砕岩鍵層の層序の見解は、蟹江ほか(1991)と類似するが、鍵層 Ok が南部の三崎層にも含まれる点で蟹江ほか(1991)とも異なる。

1.3. 鍵層 So と鍵層 Hk の対比 三浦半島中・北部に分布する逗子層には、火砕岩鍵層として Hk, Ok などが知られている。これらは、供給源のやや遠い白色ゴマシオ状火山灰層や細粒火山灰層を含んでいる。蟹江ほか(1991)は、上述のように鍵層 Hk, Ok が逗子層中のみに分布すると考えた。一方、江藤ほか(1998)と本論は、三崎層中に鍵層 Ok が分布することを示した。また筆者らは、以下に記す通り、調査地域の鍵層 Sj 20 (So) が逗子層中の鍵層 Hk に対比されると考える。

まず、本論で引用した鍵層 So と鍵層 Hk の年代値を比較すると、鍵層 So が4.4–6.0 Ma(誤差を含めて4.4–7.0 Ma)、鍵層 Hk が3.7–5.2 Ma(誤差を含めて3.4–5.8 Ma)であり(Table 1)、Yoshida et al. (1984)による鍵層 Hk の FT 年代の誤差範囲が他の年代値の誤差範囲と重ならないものの、極めて近い年代値を示している。

火砕岩鍵層の岩相は、鍵層 So, Hk とともに、最上部にスコリア層を伴う中粒–粗粒のゴマシオ状火山灰からなる。層厚は、鍵層 So が3–4 m、鍵層 Hk が2–3 m で、前者がやや厚い(ト部, 1992)。

鍵層 So の重鉱物組成については、堀内・斎藤(1982)では角閃石65–70%、直方輝石30%、単斜輝石5%程度、ト部(1992)では角閃石85%、直方輝石10%、単斜輝石5%程度である。こうした鍵層 So の重鉱物組成は、筆者らの鍵層 So の重鉱物組成(角閃石70%、直方輝石20%、単斜輝石10%)とも調和的である。一方、鍵層 Hk の重鉱物組成は角閃石65–90%、直方輝石10–30%、単斜輝石5%程度(ト部, 1992)であり、鍵層 So の組成と極めて類似している。

化学組成については、ト部(1992)に詳細な検討がある。それによると、火山ガラスの TiO₂–MgO ダイアグラム(ト部, 1992 の第14図)では、両鍵層はほとんど同一の範囲に

Mitsunashi & Yazaki (1968)	Kanie et al. (1991)		Urabe (1992), Suzuki et al. (1995)	This paper
	Northern part	Southern part		
Hk	Hk		Hk	So=Hk
Bg	Bg	So	Bg	
In	In		In	
				Bs
			Mo	
Ok	Ok		Ok	Ok
Kn	Kn			
So			So	
Mr			Mr	
Bs			Bs	

Fig. 15. Comparison of the configuration of representative tephra key beds proposed in this and previous studies. Our interpretation is based on lithological observations of the beds and surrounding layers, and on petrological data from Urabe (1992).

Table 1. Ages of representative tephra key beds of the Miura Group on Miura Peninsula.

tephra key bed	dating age	Locality	Reference
Hk	3.7±0.3 Ma, FT	Zushi City	Yoshida et al. (1984)
Hk (Ky21)	5.0±0.5 Ma, FT	Boso Pen.	Kasuya (1987)
Hk	5.2±0.6 Ma, K-Ar		Okada et al. (1991)
Hk	4.4 Ma, CN10b/10c	Zushi City	Kanie et al. (1991)
So	5.1±0.5 Ma, FT	North Oura, Matsuwa, Miura City	Yoshida et al. (1984)
So	6.0±1.0 Ma, K-Ar		Okada et al. (1991)
So	4.9–4.4 Ma, CN10b	Arasaki, Yokosuka City	Kanie et al. (1991)

FT : Fission Track age, CN : caclareous nannofossil biozone.

プロットされている。角閃石の化学組成(卜部, 1992 の第 10 図)でも両鍵層の差異は認められない。両鍵層で異なるのは重鉍物中の角閃石の量比であり、鍵層 So の方が鍵層 Hk に比べて角閃石含有率がやや高い(卜部, 1992 の第 9 図)。しかし、総合的にみると、鍵層 So と Hk とは極めてよく類似しているといえる。

前項で記述したように、三梨・矢崎(1968)、卜部(1992)、および鈴木ほか(1995)の見解と、蟹江ほか(1991)および筆者らの見解とでは、鍵層 Ok と鍵層 So、Bs との層位が逆である(Fig. 15)。これは、鍵層 Ok が主として三浦半島北部および中部に分布するのに対して、鍵層 So が南部に分布し、これまで、両者の層位関係が不明瞭であったことに起因している。本調査により、両者の中間地域である南部北端部に位置する佐島地域で、鍵層 So の下位約 190 m の層準に鍵層 Ok が確認できたことにより、Fig. 15 の層序となり、鍵層 So と Hk とは極めて近い層位にあると考えられる。もし、鍵層 So と鍵層 Hk とが同一の火砕岩であるとする、その他の三浦半島全域の火砕岩鍵層の対比について見直しが必要となる。今後、これらの問題を検討すべく、層単位での対比や化学分析などを含め、調査、解析を行っていく予定である。

2. デュープレックス状構造の成因とテクトニックな意義

2.1. デュープレックス状構造形成の形成プロセスと成因

本論文で記述し議論するデュープレックス状構造は、侵食面で切られることが多いので、侵食面形成以前のものが多いと考えられるが、一部は明らかに地層に斜交して全体の地層の堆積より後期に形成されたものもあるなど、複数の成因があると考えられる。以下に代表的な 4 露頭について、その形成プロセスと成因を議論する。

露頭 A 露頭 A では、鍵層 Sj 7 が地層面に平行な断層で繰り返して 2 枚になり、それを切断して、地層面と 25 度ほど斜交して見かけ上上盤を南東方へずらすスラストと、それに沿ったデュープレックス状の構造が形成されている。それゆえ、このスラストとデュープレックス状の構造の形成は、Sj 7 が地層にほぼ平行な断層で重複したより後のステージのできごととなる。薄片観察によると、地層に斜交してデュープレックス状構造を作る断層部分では、スコリア質火山礫が粉状に粉碎されているため、デュープレックス部分が黒色となっている(Fig. 12)。地層に斜交する断層による粒子の粉碎は、露頭 B と D での地層面に平行な断層部分には顕著に見られない。この粉碎の程度の違いは、地層に平行な断層が後述するように地すべり性の断層であるのに比べ、地層に斜交するスラストが、おそらくテクトニックな成因であること

によると思われる。ただし、どのステージでも上盤の変位の向きは南東である。

露頭 B 露頭 B では、地層面に平行な断層により、鍵層 Sj 7 が 2 または 4 回繰り返している。Fig. 6a のヒンターランドディッピングデュープレックスの形態より、地層面に平行な断層に沿って上盤が南東へ変位したものと解釈される。露頭 B の南東部およびその東方ではユニット③④の分布が、北西部およびその西方ではユニット①の分布がそれぞれ途切れることから、全体として地層面にほぼ平行な断層によって長大なホースを有する平たいヒンターランドディッピングデュープレックス状構造を作っていることが分かる (Fig. 6)。ユニット②および④下底の断層が幅約 25 m の露頭 B 全体に追跡されることから、地層面にほぼ平行な断層の変位の総距離は少なくとも 50 m と算定される。つまり、鍵層 Sj 7 を 3 回繰り返させた断層は、それぞれ地層面にほぼ平行に南東向きへ変位し、その一つ一つの断層の変位によって別々に作られた数 10 cm 程度の厚さのユニットごとに、独立した非常に薄く平たいホースが作られたと解釈される (Fig. 6c)。この露頭の南東部 (Fig. 6b, c の右側部分) において、ユニット②の下底面を画する断層が下方に凸を向けている。これは、ラテラルランプ (lateral ramp) の横断面のようにも見えるが、断層の変位は露頭面の走向方向とほぼ平行であるため、ユニット①をスプーンでえぐるように削り込む断層であると判断される。さらにその上位では、ユニット④がユニット②上部のシルト質岩を同様の形態で削り込んでいる。これらの削り込みは、見かけ上位の断層がより後期に活動したことを示唆する。また、これらの構造は最上部で侵食面により上位層に覆われるため、堆積直後に形成されたことが示唆される。

露頭 B の北西部 (Fig. 6a, c の左側部分) では、1 m オーダーの小規模な典型的なヒンターランドディッピングタイプのデュープレックスが観察される。そこでのユニットの追跡によると、重なり合うユニット①—④に発達するデュープレックスは、一度にまとめて形成されたのではなく、ユニットごとに、別々に形成されたと考えられる。もし、3 つのホースが重なり合ったのちに、デュープレックス状構造ができたとなると、各ホースにはすべてのユニットが含まれていてもいいはずであるが、各ホースは一つのユニットからのみ成り立っていると判断されるからである。

これらのことから、筆者らは以下のような形成過程を考えた。Fig. 16 は、必ずしもバランストセクションではないが、露頭 B の構造形成過程を模式的に示したものである。なお、このモデルでは、そのステージで変位する断層を破線で、それ以前に形成された断層を実線で表してある。

まず鍵層 Sj 7 の下底面における地層にほぼ平行な断層によって、ユニット①が変位した (Fig. 16, Stage 1)。その後、ユニット②が露頭 B の北西部でユニット①の上へのし上がるランプを作った過程で、3 つのユニットのうちでユニット①とした部分の 1 m オーダーの小規模なヒンターランドディッピングタイプのデュープレックスが形成された (Fig. 16, Stage 2-1)。そして、ユニット②が北西方から南東方へ

長距離移動した過程の後期に、露頭 B の南東部でユニット①を削り込んだ (Fig. 16, Stage 2-2)。また、ユニット②がユニット①のランプを乗り越える場所で、ユニット②からなる小規模なヒンターランドディッピングタイプのデュープレックスが形成された (Fig. 16, Stage 2-2)。そのうち露頭 B のさらに西方からユニット③を平行にずらす変位が生じた (Fig. 16, Stage 2-3)。露頭の南東部で見られる削り込みの状況からは、この露頭 B 全体にわたっての Sj 7 層が作る 3 つのユニットからなる薄くて長大なスライス状のホースからなるデュープレックス状構造は、南東部に見られるユニットごとの削り込みの切断関係から下位のユニット①が最初に、次いでユニット②、ユニット③、ユニット④の順序で、下位から上位へと形成された、いわゆるオーバーステップ状の地層の繰り返しであると解釈される。その過程で、露頭の北西部で見られる 1 m オーダーの小規模なヒンターランドディッピングタイプのデュープレックス状構造 (Fig. 6a) が、ユニット毎に形成されたと考えられる。この小規模なデュープレックス構造が同じランプの個所に形成されていることは、ユニット①から④へと続く一連の地層に平行なすべりの過程でその個所に歪が集中したことを示すとみられる。ついで、これらの構造 (Fig. 16, Stage 2-4) の最上部は、侵食され (Fig. 16, Stage 3)、上位層で覆われた (Fig. 16, Stage 4)。したがって上記の構造要素は、海底面直下で形成されたものと推測される。

露頭 C 露頭 C で、Sj 13c の直上に、地層面に平行で連続性のよい断層を介してデュープレックス状構造がみられる。本構造を構成する地層は、記載の項で述べたように、シルト質砂岩の大小の円礫を乱雑に含み、円礫の周囲に玄武岩質スコリアが散在する特徴をもつ。デュープレックス状構造はそれらをスラスト状にずらして発達し、上位を地層に平行な侵食面に境される (Fig. 6)。

露頭 C でのデュープレックスを構成する乱雑な礫岩の産状は、以下に示すように、液状化によるものと解釈される乱雑な礫岩に類似する。例えば、Hanamura and Ogawa (1993)、小川ほか (2003)、Yamamoto et al. (2009) が三浦半島南部の三浦市三崎町諸磯 (浜諸磯) の三浦層群三崎層上部の混在岩において、スラストスタックやデュープレックス状構造をなして重なり合う同一層の上部に、多くの場合、シルト岩円礫やスコリア礫が分離して砂粒子の基質に不規則な形態で囲まれる乱雑な礫岩が存在することを示した。こうした乱雑な礫岩の産状は、一般の地すべり性ないし土石流タイプの礫質堆積物の産状 (Stow et al., 1998) と異なり、基質が砂質ないし礫質であり、周辺への注入を伴うことも多く、地震時の液状化による現象として議論されている (小川ほか, 2003; Yamamoto et al., 2009; Ogawa, 2019)。

露頭 C では、乱雑な礫岩とスラストの切断関係から、液状化がデュープレックス状構造の形成より先行するが、この二つが、一連のものとして起きた可能性もある。また、以下に述べる露頭 D と併せて考えると、露頭 C のデュープレックス状構造は、海底面直下のある深さで生じた液状化層の地すべりによるスラストスタックである蓋然性が大である。

Fig. 16. Schematic model of the formation of slide bodies with duplex-like structures at outcrop B (Fig. 6). Bold dashed lines indicate faults that developed during the given stage, and bold lines indicate pre-existing faults that developed during the previous stages. During Stage 1, the basal part of Sj 7 underwent sliding to form unit 1. From Stages 2-1 to 2-4, hinterland-dipping type duplex structures formed within units 1-4. From Stages 2-1 to 2-4, the bedding-parallel fault scooped down and up in the southeastern part of outcrop B, causing mechanical erosion. During Stage 4, unit 4 was thrust over older layers to form overstep-type thrust stack structures at the northwestern part of outcrop B. The movement direction (vergence) and the horse of the duplex structures are thought to be perpendicular to the strike of unit 2 in the horizontal reference frame, almost toward the SE. This figure is a schematic model of the deformation stages rather than showing balanced sections.

露頭 D 観察事項より、露頭 D の構造形成には 5 つのステージが識別される。Fig. 17 はこのステージモデルを図示したもので、そのステージでの変形に関与する断層を破線で、その変形の産物として生じた断層を実線で、それぞれ示した。

ステージ 1 では、露頭基部の鍵層 Sj 21 の 1a 部分に、地層に平行な断層 D1 が生じ、鍵層 Sj 21 を長大なスライス状に変位させた。Sj 21 は元々 Sj 20 の上位に堆積した地層で

あるが、露頭観察から両者は断層 D1 で接するものと解釈される。また、薄片観察より、鍵層 Sj 21 の最下部の葉理部分 (1a) に、幅 1 mm 以下のシアバンドが数か所認められる事実も上記の解釈を支持する。また、露頭全域、特にその中央部で、鍵層 Sj 21 の各部分 (セット) の上部に Sj 20 上部の火砕質粗粒砂岩に類似する粗粒砂岩が含まれる。このことは、ステージ 1 の過程で、Sj 20 上部の粗粒砂の一部が流動状態で Sj 21 の最上部に二次的に配置されたことを示すのかもしれない。

Fig. 17. Schematic model of the development of slide planes (D1 to D4 formation) and later folding at outcrop D, not to scale. During Stage 1, the lowermost dislocation plane D1 formed as composite planes, and during Stage 2, D2 formed parallel to D1. During Stage 3, D3 proceeded forward to form moderately dipping folds and thrusts, particularly in the central part of the outcrop to form overturned or recumbent folds with a mostly southward vergence. During Stage 4, D4 formed and bifurcated to form a thrust-stack body. It was then finally eroded and overlain by younger strata during Stage 5.

れない (Fig. 17, Stage 1).

ステージ 2 では、鍵層 Sj 21 下底部付近に地層面にほぼ平行な断層面 D2 が生じ、複数のスライス状の Sj 21 (ホース) を前方 (南東方) へと変位させた (Fig. 17, Stage 2)。この鍵層 Sj 21 の重複は南東方へ続いていて、レンズ状の地層が断層を境にほぼ北西から南東へスラストアップしている (Fig. 8)。

ステージ 3 では、D2 によって変位した Sj 21 の見かけ上

位の部分が、D2 から新しいスラストによって分岐して、さらに主として南東フェルゲンツの転倒ないし横臥褶曲を作り側方に短縮した (D3 褶曲)。一部では、北西へのバックスラストや転倒褶曲も生じた。

D3 褶曲の軸部に沿って粗粒火砕質砂岩が注入していたり、部分的にシルト質ないし変質した細粒火山灰由来の泥質物質が不規則に入り込んでいたりする事実は、D3 褶曲形成時に鍵層 Sj 21 の最上部の粗粒砂が液状化あるいは流動化した

て褶曲の背斜部に注入したことを示唆する(Fig. 17, Stage 3).

ステージ4では、中央部で低角のスラスト群 D4 によって褶曲翼部が切られた。最北部のものはルーフスラスト状になっている。このことから、低角スラスト群 D4 は、ヒンターランドディッピングタイプのデュープレックスを構成するといえる(Fig. 10; Fig. 17, Stage 4)。このように、ステージ3から引き続く一連の過程で Fig. 10 に見られるような複雑な褶曲とスラストによる構造が形成された。特に、中央部の南北幅約 10 m の部分では、転倒ないし横臥褶曲と、褶曲翼部を切る低角スラスト群 D4 が複雑な形態を示す(Figs. 8b, 10)。

ステージ5では、さらに後方(北西方)で、今度は鍵層 Sj 21 の上部である ba 部分を何度も重複させる地層面に平行な断層群が生じた(Fig. 11)。鍵層 Sj 21 の最上部の厚さ数 cm の ba 部分が断層群 D5 を介してスライス状に何回も繰り返し、含まれる火山礫が堆積時より分離して点在している。また、その周辺には、不規則な大礫サイズのシルト質砂岩のブロックが点在し、砂や小礫サイズの火山礫がその境界に注入していることもある。この産状は、各層の厚さは薄いものの、露頭 C の項で記載および議論した乱雑な礫状岩の産状と類似する。これらの事実より、露頭 D 最北部で ba が断層でスライス状に重複した際に、液状化が起きていた蓋然性が高い。見かけ上位の ba ほど火山礫がより分離しているのは、後の時期ほど液状化を何度も受けているためではないかと解釈される(Fig. 17, Stage 5)。

褶曲軸面や断層面の代表的な走向傾斜から、地層面に平行にすべったスラストの向きや転倒褶曲のフェルゲンツは、地層が水平であった時に戻すと、多くの場合、おおよそ南東向きであったと求められた。ただ、場所により、逆の、北西向きの転倒褶曲やスラストもわずかではあるが認められる。これらは、局所的に形成された、地層の側方短縮時のいわゆるバックスラストや後方へ向かう褶曲であろう、と判断される。

露頭 D 全体を南北に見ると、デュープレックス状構造の南端先端部で、スラストの数が少なくなってきた。鍵層 Sj 21 部分が一枚の通常層へ移っている。また、D5 断層群で重複した鍵層 Sj 21 の全体部分の最上位が、全体の地層面に平行な平面状の侵食面を介して上位層と接している。これらのことは、上位層の堆積する以前に、露頭 D に見られるすべての変形構造が、液状化や流動化を伴いつつ海底地すべりによって生じたことを示唆する。また、その中央部分に側方の著しい短縮変形が集中し、南端先端部がその海底地すべり岩体の先端付近であったとみられ、ほぼ東または南東へ傾斜する海底斜面が示唆される。

Alsop et al. (2018) が記述した死海周辺の第四紀湖成堆積物中に見られるいわゆるスランプ性の地すべり堆積体の構造の成因の議論によると、前方へプロパゲイトするいわゆるピギーバックタイプのスラストスタックと、後方へプロパゲイトするオーバーステップタイプのものとは、後者では、後方のスラストが前方のスラストあるいはそれに伴う構造を切

ることなどにより、前者と区別され、地すべり性のスラストスタックの特徴であるという。今回の例は、上記のように、この成因の議論と符合することが多く、おそらく堆積面直下で形成されたオーバーステップタイプの海底地すべり岩体であると解釈される。

このように、本露頭全体を見ると、A 露頭での地層面に斜交するスラストによる変形を除くと、各露頭で記述した堆積から変形までのステージは、各露頭での構造が侵食面でおおわれていることから、それぞれの露頭ごとに形成されたものである。すなわち、主要な変形は堆積直後に、層序的に下位の部分から、上位へと形成されてきたといえる。

2.2. テクトニクな意義 佐島地域の大構造は、背斜・向斜の褶曲軸も大規模な断層も、ほぼ北西ないし西北西走向であるにもかかわらず、今回報告したデュープレックス状構造や地層に斜交するスラストなどは、海底地すべりによるものと解釈された。これらの構造のフェルゲンツは、この地域の地層の大構造の形成とは無関係に、現在の地層面の傾斜方向にほぼ直交し、南東向きを示す。それは、堆積当時の傾斜向きへの重力の作用が主たる営力と考えられ、ほぼ南東へ向かう海底斜面が示唆された。Kanamatsu et al. (1996) による古地磁気学的研究によると、三浦半島の現在の西北西-東南東走向の褶曲軸や断層などの主要な構造は、その後の約 30 度の時計回りの回転を受けているとされるので、それを用いて当時の実際の海底の傾斜向きを復元すると、ほぼ東向きとなるであろう。

したがって、本露頭にわたって観察されるデュープレックス状構造は、現在の褶曲構造を作る大構造が形成される以前、各地層の堆積直後であり、大構造の形成とはテクトニクスを異にする場で行われたものと推察される。三浦半島の南部の三浦層群には、三浦市海外町北方のデュープレックス、同三崎町諸磯(浜諸磯)のデュープレックス状構造などが知られている(Hanamura and Ogawa, 1993; Yamamoto et al., 2000, 2003, 2008; 小川ほか, 2003 など)。それらの中には、地層に平行なすべりによるものがあること、同一層が繰り返し同一層準内で重複していること、ある場合には参加する地層に液状化層と解釈される部分を含むことなどが知られており、さらに我々の最近の調査によると、それらの構造は、上位のルーフスラストを欠いて侵食面で覆われることもあることなど、今回の佐島の例と類似する要素が多い。さらに、液状化、乱雑な礫状岩、デュープレックス状構造、海底地すべり、地震による振動などのいくつかの現象が、それぞれ原因と結果の関係にあるとも考えられる。今回の佐島の露頭から得られた考察は、今後、類似の露頭での観察を通じて、さらに検討すべき課題であろう、それらを含めて三浦層群全域の堆積作用、直後の変形、大小構造などの成因、さらに広域のテクトニクス上の意義などに関しては、今後、多方面から再検討されるべきと考える。

おわりに

今回、幸運にも新鮮な大露頭を観察する機会を得た。三浦・房総半島は、海岸沿いには非常によい露頭が連続する

が、内陸部では、このような工事に伴う露頭の出現は稀で貴重である。今回の露頭はすでに法面が完成していたために、層序学のおよび構造地質学的研究に十分な試料を採集できなかったが、観察と発表の許可を与えてくださった地権者の石川水産株式会社、造成工事業者である株式会社キクシマ、および露頭の出現をお教えいただいた相原延光氏に感謝したい。薄片は、アメリカ合衆国ワシントン州の Spectrum Petrographics Inc. と山口大学の田村元識氏に作成していただいた。また、薄片観察と写真撮影に際して、筑波大学生命環境科学研究科の角替研究室にお世話になった。野外調査では、一部城西大学の谷口英嗣氏にお世話になった。Abstract は、アメリカ合衆国オハヨー州のマイアミ大学、Yildirim Dilek 氏に校閲をお願いした。また、2名の匿名査読者と編集委員の大藤 茂氏からは建設的なご意見をいただいた。記してこれらの方々に感謝する。

文 献

- 赤嶺秀雄・岩井四郎・小池 清・成瀬 洋・生越 忠・大森昌衛……渡部景隆, 1956, 三浦半島の三浦層群について。地球科学, **30**, 1–8. [Akamine, H., Iwai, S., Koike, K., Naruse, Y., Ogoose, S., Omori, M., Watanabe, K., 1956, Geology of the Miura Peninsula. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **30**, 1–8.]
- Alsop, G. I., Weinberger, R. and Marco, S., 2018, Distinguishing thrust sequences in gravity-driven fold and thrust belts. *J. Struct. Geol.*, **109**, 99–119.
- 江藤哲人・矢崎清貴・卜部厚志・磯部一洋, 1998, 横須賀地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図), 地質調査所, 128p. [Eto, T., Yazaki, K., Urabe, A. and Isobe, K., 1998, *Geology of the Yokosuka District. With the Geological Sheet Map at 1:50,000*. Geol. Surv. Japan, 128p.]
- Fossen, H., Schultz, R. A., Shipton, Z. K. and Mair, K., 2007, Deformation bands in sandstone: a review. *J. Geol. Soc. London*, **164**, 755–769.
- Hanamura, Y. and Ogawa, Y., 1993, Layer-parallel faults, duplexes, imbricate thrust and vein structures of the Miura Group: Key to understanding the Izu fore-arc sediment accretion to the Honshu forearc. *Isl. Arc*, **3**, 126–141.
- 長谷川琢磨・中田弘太郎・近藤浩文・五嶋慶一郎・富岡祐一・後藤和幸・柏谷公希, 2011, 水質・地下水年代を利用した地下水流動評価法の高度化—三浦半島西部沿岸を対象とした地下水流動・物質移行解析。電力中央研究所報告, N10017, 1–23. [Hasegawa, T., Nakata, K., Kondo, H., Goto, K., Tomioka, Y., Goto, K. and Kashiwatani, K., 2011, Integration of groundwater flow simulation using groundwater chemistry and groundwater age—Groundwater flow and solute transport simulation in West coastal area of Miura Peninsula. *Civil Eng. Res. Lab. Rep.*, N10017, 1–23.]
- 堀内一利・斎藤京子, 1982, 三浦半島南部, 三浦層群における凝灰岩鍵層の重鉱物組成。日大文理自然科学研究紀要(応用地学), **17**, 47–58. [Horiuchi, K. and Saito, K., 1982, Heavy mineral assemblages of tuff key beds in the Miura Group, southern Miura Peninsula, central Japan. *Proc. Inst. Nat. Sci., Nihon Univ. Sec. II*, **17**, 47–58.]
- 堀内一利・谷口英嗣, 1985, 三浦半島南部, 三浦層群中の凝灰岩鍵層の対比に関する基礎的研究。日大文理自然科学研究紀要(応用地学), **20**, 11–31. [Horiuchi, K. and Taniguchi, H., 1985, Study on the correlation of tuff key beds in the Miura Group, southern Miura Peninsula, central Japan. *Proc. Inst. Nat. Sci., Nihon Univ. Sec. II*, **20**, 11–31.]
- 蟹江康光・服部陸男, 1991, 三浦層群のクロノロジと古環境に関する諸問題—日本地質学会第97年討論会の紹介と最近の研究の動向—。地質雑, **97**, 849–864. [Kanie, Y. and Hattori, M., 1991, Report on the symposium on “Chronology and paleoenvironmental aspects of the Miura Group, central Japan” held at the 97th Annual Meeting of the Geological Society of Japan in 1990. *J. Geol. Soc. Japan*, **97**, 849–864.]
- 蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀, 1991, 三浦・房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナノ化石年代および対比。地質雑, **97**, 135–155. [Kanie, Y., Okada, H., Sasahara, Y. and Tanaka, H., 1991, Calcareous nannoplankton age and correlation of the Neogene Miura Group between the Miura and Boso Peninsulas, southern-central Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **97**, 135–155.]
- Kanamatsu, T., Herrero-Bervera, E., Taira, A., Saito, S., Ashi, J. and Furumoto, A. S., 1996, Magnetic fabric development in the Tertiary accretionary complex in the Boso and Miura Peninsulas of central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 471–474.
- Kasuya, M., 1987, Comparative study of Miocene fission track chronology and magneto-biochronology. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd Ser.*, **58**, 93–106.
- 近藤浩文・鈴木浩一・長谷川琢磨・五嶋慶一郎・吉村公孝・村元茂則, 2012, 高レベル放射性廃棄物等の処分地選定のための概要調査技術に係わる実証研究(その2), 電力中央研究所報告, N11038, 1–30. [Kondo, H., Suzuki, K., Hasegawa, T., Goto, K., Yoshimura, K. and Muramoto, S., 2012, Verification study on technology for preliminary investigation for HLW geological disposal (part 2)—Verification of surface geophysical prospecting through establishing site descriptive models—. *Civil Eng. Res. Lab. Rep.*, N11038, 1–30.]
- 三梨 昂・矢崎清貴, 1968, 三浦半島。日本油田・ガス田図, 6. 地質調査所。[Mitsunashi, T. and Yazaki, K., 1968, *Miura Peninsula, Oil and Gas Field Map of Japan*. Geol. Surv. Japan.]
- Ogawa, Y., 2019, Conceptual consideration and outcrop interpretation on early stage deformation of sand and mud in accretionary prisms for chaotic deposit formation. *Gondwana Res.*, <https://doi.org/10.1016/j.jr.2019.03.007>
- Ogawa, Y. and Horiuchi, K., 1978, Two types of accretionary fold belts in central Japan. *J. Phys. Earth*, **26**, Suppl., S321–S336.
- Ogawa, Y., Takami, Y. and Takazawa, S., 2008, Oblique subduction in island arc collision setting: Unique sedimentation, accretion and deformation processes in the Boso TTT-type triple junction area, NW Pacific. In Draut, A. E., Clift, P. D. and Scholl, D. W., eds., *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*, Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **436**, 155–170.
- 小川勇二郎・山本由弦・仁平麻奈美, 2003, 三浦半島南部の三浦層群三崎層の地質構造とテクトニクス。(海洋科学技術センター(JAMSTEC)見学を含む)。日本地質学会第110年学術大会(2003 静岡)見学旅行案内書, 143–162. [Ogawa, Y., Yamamoto, Y. and Nidaira, M., 2003, Geologic structure and tectonics of Misaki Formation, Miura Group, in the southern Miura Peninsula (include. visiting to JAMSTEC). *110th Annu. Meet. Geol. Soc. Japan, Excursion Guidebook*, 143–162.]
- 岡田尚武・斎藤和男・金子 満, 1991, 三浦層群の石灰質ナノプランクトンと凝灰岩鍵層のK-Ar年代。月刊地球, **13**, 20–23. [Okada, H., Saito, K. and Kaneko, M., 1991, K-Ar ages of calcareous nannoplanktons and tuff key beds of Miura Group. *Chikyu Monthly*, **13**, 20–23.]
- Soh, W., Taira, A., Ogawa, Y., Taniguchi, H., Pickering, K. T. and Stow, D. A. V., 1989, Submarine depositional processes for volcanoclastic sediments in the Mio-Pliocene Misaki Formation, Miura Group, central Japan. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, TERRAPUB, Tokyo, 619–630.
- Stow, D. A. V., Ogawa, Y., Lee, I. T. and Matsuzawa, K., 2002, Neogene contourites, Miura-Boso forearc basin, SE Japan. In Stow, D. A. V., Pudsey, C. J., Howe, J. A., Faugres, J.-C. and Viana, A. R., eds., *Deep-Water Contourite Systems*:

- Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*, Geol. Soc. London Mem., **22**, 409–419.
- Stow, D. A. V., Taira, A., Ogawa, Y., Soh, W., Taniguchi, H. and Pickering, K. T., 1998, Volcaniclastic sediments, processes interaction and depositional setting of the Mio-Pliocene Miura Group, SE Japan. *Sediment. Geol.*, **115**, 351–381.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤 毅……本座栄一, 1995, 東京湾とその周辺地域の地質(第2版). 特殊地質図, **20**, 地質調査所, 109p. [Suzuki, Y., Kodama, K., Mitsunashi, T., Oka, S., Urabe, A., Endo, T.,...Honza, E., 1995, *Geological Map of Tokyo Bay and Adjacent Areas and Explanatory Text*(2nd ed.). Miscellaneous Map Series, **20**, Geol. Surv. Japan, 109p.]
- ト部厚志, 1992, 三浦・房総半島の三浦層群における火砕鍵層対比重鉱物組成と化学組成による再検討. 地質雑, **98**, 415–434. [Urabe, A., 1992, Correlation of some pyroclastic key beds in the Mio-Pliocene Miura Group, Miura and Boso Peninsulas, central Japan—Reconsideration with additional data on heavy mineral comparison and chemical composition—. *J. Geol. Soc. Japan*, **98**, 415–434.]
- Yamamoto, Y., Nidaira, M., Ohta, Y. and Ogawa, Y., 2009, Formation of chaotic rock units during primary accretion processes: Examples from the Miura-Boso accretionary complex, central Japan. *Isl. Arc*, **18**, 496–512.
- Yamamoto, Y., Ohta, Y. and Ogawa, Y., 2000, Implication for the two-stage layer-parallel faults in the context of Izu forearc collision zone- Examples from the Miura accretionary prism, central Japan. *Tectonophysics*, **325**, 133–144.
- Yoshida, S., Shibuya, H., Torii, M. and Sasajima, S., 1984, Post-Miocene clockwise rotation of the Miura Peninsula and its adjacent area. *J. Geomagn. Geoelec.*, **36**, 579–584.

(著者プロフィール)

森 慎一 元平塚市博物館主任学芸員. 73 年 横浜国立大学教育学部地学科卒, 74 年から平塚市博物館建設準備室勤務, 76 年 平塚市博物館学芸員, 12 年 横浜国立大学論文博士(博士(学術))取得. 16 年退職. 現在に至る. 研究内容: 平塚市および丹沢山地を中心とする神奈川県一帯および伊豆半島から房総半島にかけての地質全般を研究してきた. 特に, 新第三系および第四紀の火山灰層の記載, 火山岩, 同質堆積岩の層序と構造. さらに災害科学の研究を行い, それらの普及活動などを行ってきた. 本研究では, 地質調査・火砕岩層序・火砕岩の記載と対比・編集委員会との対応を担当.

E-mail: morism@mve.biglobe.ne.jp

小川 勇二郎 筑波大学名誉教授. 68 年 東京大学理学部地学科卒, 73 年 東京大学理学系研究科博士課程修了(理学博士). 73 年 日本大学文理学部講師, 77 年 同助教授, 78 年 九州大学理学部助教授, 89 年 同教授, 92 年 筑波大学地球科学系教授, 2009 年 同定年退職. 現在に至る. 研究内容: 本邦および環太平洋地域, ヨーロッパのカレドニア造山帯などの野外地質, および世界の付加体, 海溝周辺の堆積・地質構造などを研究. 本研究では, 地質調査・層序および構造・デュプレックス状構造の記載と解釈・断層薄片などを担当.

E-mail: fyogawa45@yahoo.co.jp

(要 旨)

森 慎一・小川勇二郎, 2019, 三浦半島佐島に出現した三浦層群三崎層上部層(油壺部層)の大露頭における火山砕屑岩層序とデュプレックス群. 地質雑, **125**, 737–757. (Mori, S. and Ogawa, Y., 2019, Stratigraphy and duplexes in new outcrops of Aburatsubo Member of Upper Misaki Formation, Miura Group, Sajima, Miura Peninsula, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **125**, 737–757.)

神奈川県三浦半島中部に位置する横須賀市佐島で, 工事中に現れた延長 250 m, 高さ 20–40 m の大露頭の層序と構造を詳細に調査した. ここには, 層厚 60 m の三浦層群の三崎層油壺部層(約 5–3 Ma)の海成層中に苦鉄質および珪長質の火砕岩層が狭在し, 特徴的なテフラを鍵層として認定した(鍵層 Sj 1–21). このうちの鍵層 Sj 20 は三崎層中の代表的な鍵層 So に対比される. いくつかのデュプレックス状構造が認められ, 多くは地層面に平行な断層によるもので堆積後の早期に, 地層面に斜交するスラストに沿うものは後期に形成された. 早期のデュプレックス状構造は, 地すべりタイプのデュプレックス状構造と解釈され, 後期に形成された構造は, 小規模なデュプレックスやスランプ褶曲を伴う. これらの構造のフェルゲンツは地層の現在の傾斜向きと異なり, 地層の傾斜を水平に戻した際の海底地すべりの向きは, ほぼ南東向きであると考えられる.

科学論文では, 学説の検証可能性を保証することが重要です. そのため, 地質学雑誌掲載論文には, 重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります. 言うまでもないことですが, 見学や採取を行う場合, 各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい. 詳しくは, 以下のサイトをご覧ください.

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会