

富士川河口断層帯，星山丘陵周辺の1Ma以降のテクトニクス

狩野謙一¹・小田原 啓²・山本玄珠³・伊藤谷生¹

Tectonics of the Fujikawa-kako Fault Zone around the Hoshiyama Hills, central Japan, since 1Ma

KEN-ICHI KANO¹, KEI ODAWARA², GENJYU YAMAMOTO³ and TANIO ITO¹

Abstract We have examined the surface geology and tectonic landforms of the Hoshiyama Hills and its surrounding areas in the Fujikawa-kako Fault Zone (FKFZ), central Japan. The FKFZ is generally regarded as a collision zone between the Honshu Arc, mainly composed of the pre-Neogene accretionary and the Neogene collisional complexes of South Fossa Magna region, and the Neogene Izu-Bonin Volcanic Arc on the Philippine Sea Plate. This zone is believed to be the most active and dangerous area of Japan in association with violent earthquakes. One of the keys to understand the activities of this zone since the Pleistocene is to reveal the geologic structures of the Hills, as well as the characteristics of the Omiya and Iriyamase Faults along the northeastern and southeastern margin of this Hills, respectively. Our surface geological survey reveals that the upper Lower-lower Middle Pleistocene Ihara Group, main constituent of the basement of the Hoshiyama Hills, has complicated structures including several-hundreds meters scale steeply-dipping beds without distinctive preferred orientations. The structures also include chevron-shaped anticlines and flat synclines, suggesting that the E-W horizontal shortening due to fault-related foldings was the main cause of their formations. The flexure-landform associated with the Omiya Fault clearly suggests that the Fault, previously believed to be a high-angled normal fault dipping toward NE, is a reverse fault dipping toward SW. However, the landform around the Iriyamase Fault, also believed to be a NW dipping reverse fault, show no evidence of its existence. Finally, we have summarized the tectonic and volcanic events in and around the FKFZ since about 1 Ma. These results suggest that the Quaternary tectonics and seismic activities of the FKFZ should be necessary to re-evaluate based not only on the surface geological and landform data but also on the subsurface geological structures now being poorly known.

キーワード：富士川河口断層帯，更新世テクトニクス，駿河トラフ，星山丘陵，庵原層群，大宮断層，入山瀬断層，地質構造，変動地形

Key words: Fujikawa-kako Fault Zone, Pleistocene tectonics, Suruga Trough, Hoshiyama Hills, Ihara Group, Omiya Fault, Iriyamase Fault, geologic structure, tectonic landform

2019年3月31日受付. 2019年5月20日受理

Received: 31 March 2019 Accepted: 20 May 2019

¹静岡大学防災総合センター客員教授, 422-8529 静岡市駿河区大谷836

²神奈川県温泉地学研究所, 250-0031 神奈川県小田原市入生田586

³静岡県立富士宮東高等学校, 418-0022 静岡県富士宮市小泉1234

¹Guest Professor, Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University, 836, Ohya, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529, Japan

²Hot Spring Research Institute of Kanagawa Prefecture, 586, Iryuda, Odawara, Kanagawa, 250-0031, Japan

³Fujinomiya-Higashi High School, 1234, Koizumi, Fujinomiya, 418-0022, Shizuoka, Japan

Corresponding author: K. Kano, 4849kanoken@gmail.com

はじめに

西南日本の南東部に形成されつつある南海付加体とフィリピン海プレートの境界を構成する南海トラフとの境界は、北東方に向かって走向を南北方向に変えながら駿河トラフに連続し、富士川河口域に上陸するとされている(図1)(杉村, 1972; など)。また、富士川河口域から北方に約20kmの長さを持つ富士川河口断層帯(FKFZ)(活断層研究会・編, 1991; など)は、太平洋プレートの沈み込みによってフィリピン海プレート東縁部に形成された火山弧である伊豆・小笠原弧(以下、伊豆弧)の北端の伊豆地塊が、南部フォッサマグナ南部の新第三系からなる地塊を挟んで、主として先新第三系の付加体で構成される西南日本弧の東部に沈み込む駿河トラフの陸上延長部に連続する活断層帯であるとみなされている(山崎, 1984; など)。

プレート境界部に位置するとされるFKFZ周辺の地形・地質については、多数の先行研究がなされてきたが(後述)、その地下構造に関する情報は不足していた。そのような状況をふまえて、富士市入山瀬付近の富士山南西火山麓扇状地から星山丘陵を横断して富士宮市沼久保西方に至る浅部地殻構造探査(狩野ほか, 2013)が2012年4月に実施された。さらに星山丘陵東部において準3次元浅部高分解能地下構造探査が2015年3月に実施された(狩野ほか, 2016)。

我々は、この星山丘陵の地下構造探査に併せて、その解釈に資するために星山丘陵周辺において地形・地質についての先行研究の再検討を含めて、地表地質調査およびボーリングデータ等の資料調査を行ってきた(小田原ほか, 2016)。本論では、今回の地表地質調査結果を含めて星山丘陵周辺の地質構造と、その北東縁・南東縁を構成する活断層とみなされている安居山断層・大宮断層・入山瀬断層についての再検討結果を述べる。それらの中での重要な結果は、以下の三点である。①基盤を構成する更新統庵原層群は過度に変形した構造をもち、②従来高角正断層として扱われてきた大宮断層は逆断層と考えられ、③入山瀬断層についてはその存否を含めて再検討を必要とする。

それらの結果をふまえて本論の最後で、この地域周辺の前期更新世後期(1Ma)以降の造構事変(テクトニックイベント)および火山活動史をまとめる。反射法地震探査の結果と、今回の地表地質・地形データの再検討結果をふまえたFKFZ地域の浅部構造については続報で解説する。

星山丘陵周辺の地形・地質概説

今回の調査対象地域は、星山丘陵を中心として、その北隣の羽鮒丘陵、南隣の蒲原丘陵、それらの西方の庵原・天子(天守)山地および東隣の富士火山麓扇状地・南東

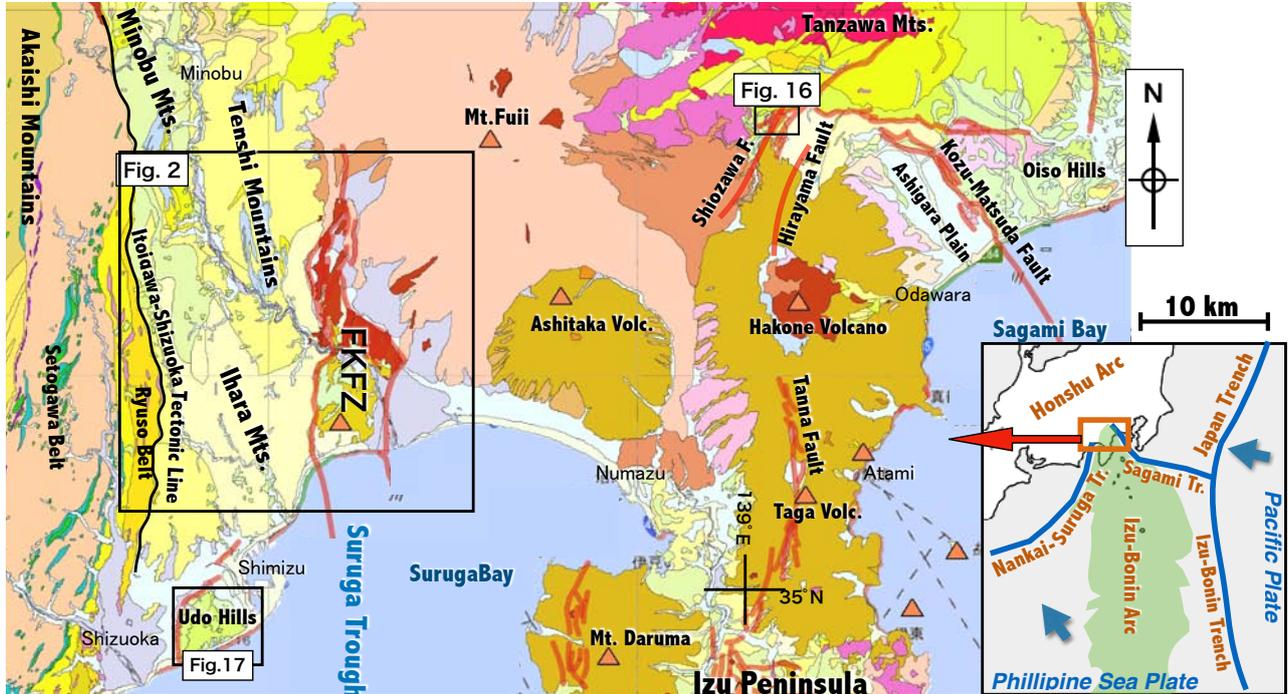


図1 南部フォッサマグナ南部、伊豆衝突帯周辺の地質概要と富士川河口断層帯(FKFZ)の位置。産業技術総合研究所地質調査総合センターのシームレスデジタル地質図(詳細版)を用いて作成。地質図凡例はカッコ内を参照(https://gbank.gsj.jp/seamless/shosai_legend_j1.html)、右図中の薄緑色部分はフィリピン海プレート内の水深3000m以浅の海域。

Fig. 1 Geological outline of the southern South Fossa Magna in the Izu collision zone and the location of the Fujikawa-kako Fault Zone (FKFZ), mainly based on the seamless digital geologic map provided by Geological Survey of Japan. The pale-green area in the inset figure corresponds to water depth less than 3000 m deep on the Philippine Sea Plate. The legend of this map is available from the following URL: https://gbank.gsj.jp/seamless/shosai_legend_j1.html

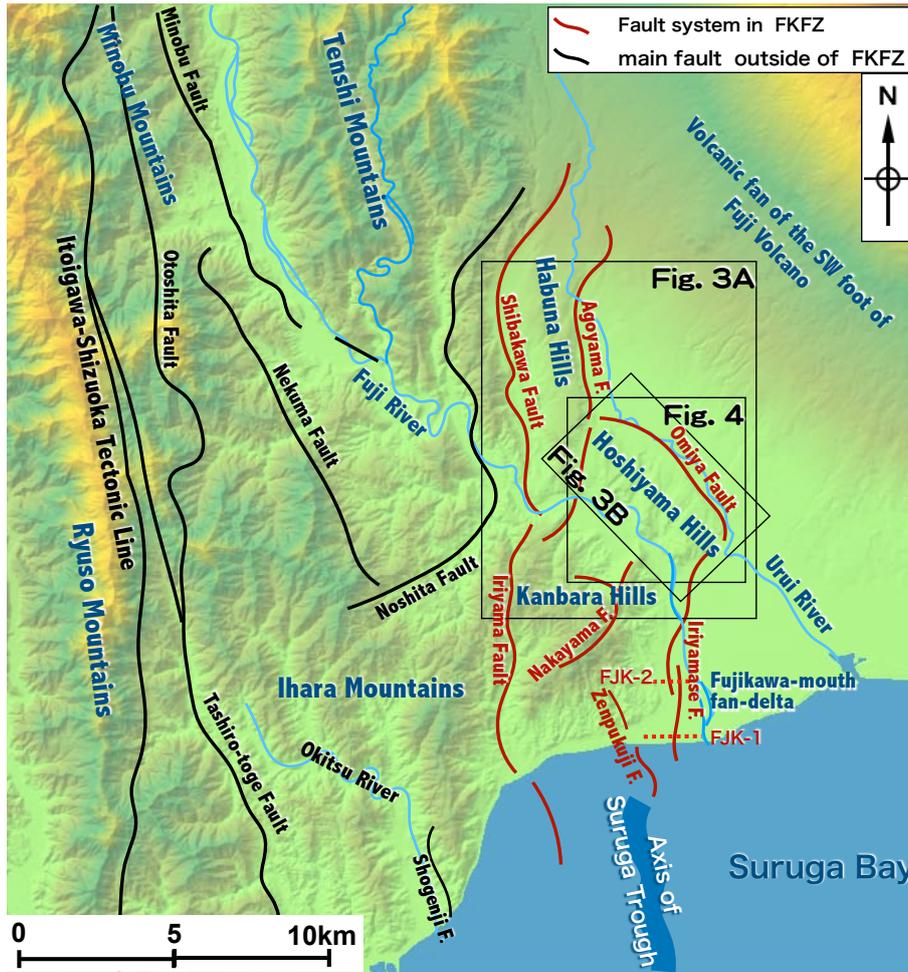


図2 南部フォッサマグナ南部の地形概要と富士川河口断層帯 (FKFZ) の位置. 杉山ほか (2010), 杉山・松田 (2014), 水本ほか (2016), 尾崎ほか (2016) にもとづき編図. 背景の地形陰影図は, 国土地理院50mメッシュ数値標高モデルを用いて SimpleDEMViewer で作成. FJK-1, FJK-2: 産業技術総合研究所による富士川河口反射法地震探査測線 (伊藤・山口, 2016).

Fig. 2 Topographic outline and the location of the Fujikawa-kako Fault Zone (FKFZ) in the southern South Fossa Magna, compiled from Sugiyama *et al.* (2010), Sugiyama & Matsuda (2014), Mizumoto *et al.* (2016) and Ozaki *et al.* (2016). The relief map is made from the 50m-mesh digital elevation model of the Geospatial Information Authority of Japan by SimpleDEMViewer. FJK-1 and -2: Seismic survey lines in the Fujikawa-mouth area by Geological Survey of Japan (Ito & Yamaguchi, 2016).

隣の富士川扇状地周辺である。以下ではこの地域の地形・地質の概要をまとめるが、既存の概説 (山崎, 2006; など) も参照されたい。対象地域周辺の地形の概要は、図2および図3Aに示されている。それらのうち、今回の調査の中心となる星山丘陵の地形鳥瞰図は図3Bに示し、地質の概要は図4にまとめた。なお、図3~4, 図12~15, 図17で使用する5m-メッシュのDEM (数値標高モデル) レーザー測量データ (LiDAR-DEM) は国土地理院によるもので、画像処理は片柳由明氏作成のMacintoshコンピュータ用フリーウェア SimpleDEMViewer (ver.5.8.9) を使用した。以下、LiDAR-DEMデータを用いた傾斜量図をLiDAR傾斜量図, 同鳥瞰図をLiDAR鳥瞰図, 同地形断面図をLiDAR地形断面図と呼ぶ。

FKFZの西縁は芝川断層と入山断層に限られ、それらより西側の富士川北方では500m前後の稜線からなる天子山地の南麓、富士川南方では浜石岳 (709m) を最高峰とする庵原山地の東麓と接している (図2)。両山地ともに、

富士川起源の礫から構成される礫岩層を主体としたトラフ充填堆積物である鮮新統 (杉山・下川, 1981; 柴・駿河湾団体研究グループ (以下, 駿河湾団研), 1986; など), または中新統最上部 (金栗・天野, 1996) の浜石岳層群によって構成されている。FKFZの東縁は、安居山断層, 大宮断層, 入山断層に限られ、それらより東側は南西に緩傾斜する富士山南西麓の火山麓扇状地からなる。

東流する富士川より北方、芝川断層と安居山断層にはさまれた地域が羽鮎丘陵で、丘陵の西側の富士火山南西麓、潤井川沿いに分布する火山麓扇状地堆積物および富士山起源の溶岩流と接している。この丘陵は東西幅2.5~2km, 南北長10km前後で、西方に数度程度緩傾斜した標高300~200m程度の緩やかな起伏を持つ台地である。台地表層の大部分は富士火山麓扇状地堆積物、一部は溶岩流で覆われている。丘陵南端部ではそれらの基盤となる下~中部更新統の庵原層群 (後述) が、丘陵面から比

高50m程度突出した山地（最高峰は標高321m）を作って露出している。

羽鮒丘陵の南東側の、西側を安居山断層の南方延長部（尾崎ほか（2016）では、入山断層から分岐する“水沼断層”の北方延長部）が通過する安居山-沼久保間の低地、北東側は大宮断層、東側を入山瀬断層、南西側を富士川で囲まれた北東-南西幅最大2.5km、北西-南東長約6kmの台地が、星山丘陵である。この台地から突出して岩本山（192m）、明星山（224m）、白尾山（238m）周辺に庵原層群が分布する。これらの突出部を囲む標高150~100m程度の平坦地もしくは緩やかな起伏をもつ地域の大部分は、富士火山麓扇状地堆積物に覆われている。丘陵中央を南北に走る星山放水路の低地を境として、その東側の丘陵上面（背面）は緩やかに北東側もしくは東側に傾斜している。それに対して、丘陵上面を浸食する小河川は南西方に流下し、富士川に合流する（図3B）。これらの小河川は富士川側からの谷頭浸食によって成長しており、最上流部は丘陵の北東縁には達していない。完新

世に入ってから、芝川や安居山-沼久保間の低地を通過して富士川谷に富士山起源の溶岩流が流入している。

富士川の南（右岸）側、西に入山断層で庵原山地と、東に入山瀬断層で富士川扇状地に接し、南側で駿河湾に面する金丸山（532m）を最高峰とする東西幅約6km、南北幅約9kmの地域が蒲原丘陵である。蒲原丘陵の富士川右岸側山地には富士火山麓扇状地堆積物・溶岩流は分布せず、大部分は庵原層群によって構成されている。蒲原丘陵は、羽鮒・星山丘陵に比較してはるかに開析されて平坦地が少なく、丘陵というよりは小谷が発達した山地地形を呈している（図2、3A）。

富士川河口断層帯の地形・地質研究史

以下では、FKFZ地域での地形・地質についての研究史をまとめる。これらの研究での地層名・断層名などは各著者により異なっているので、各著者に限定した名称を使用する場合には“”を付加する。また、見解の相違

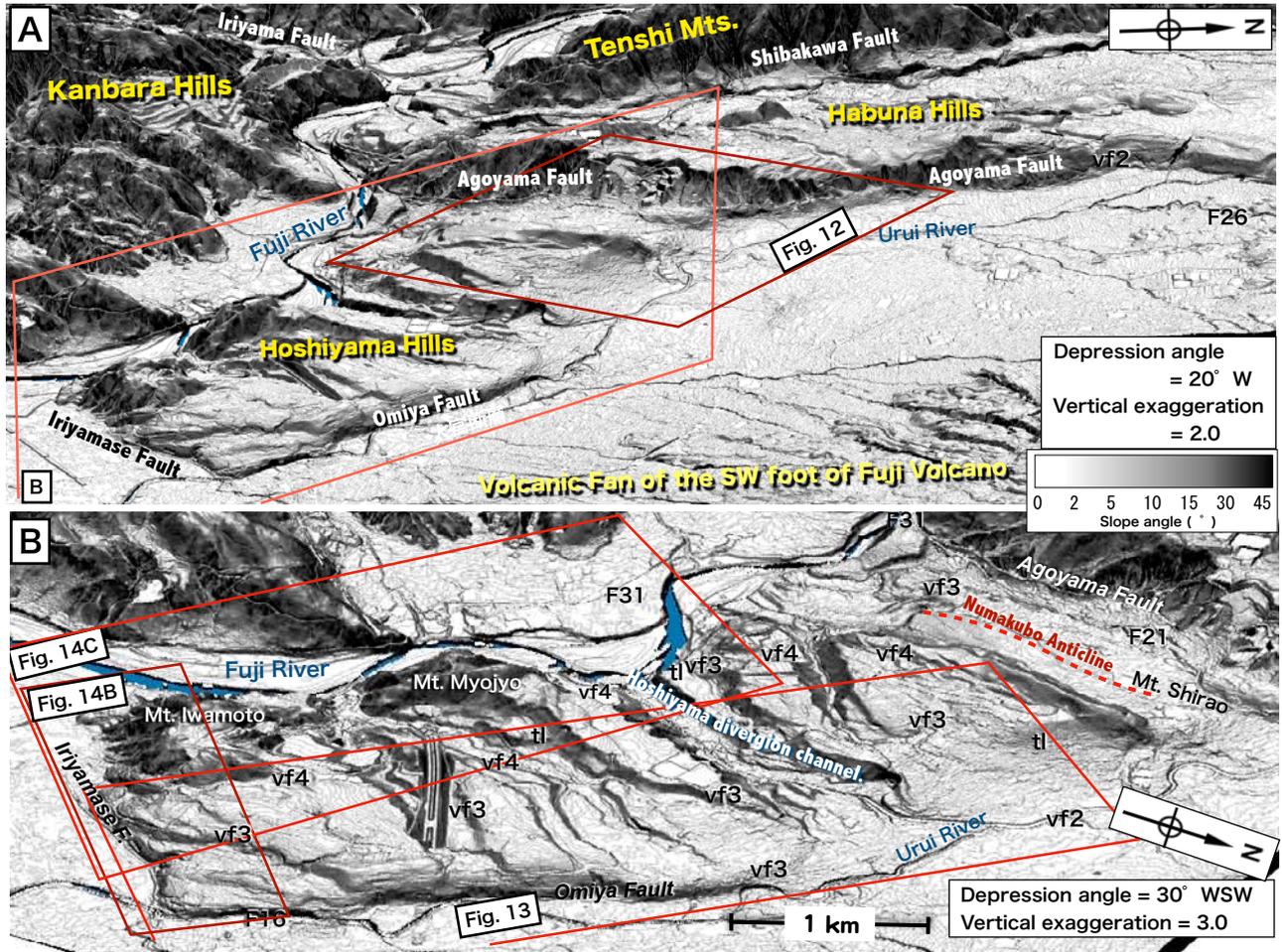


図3 富士川河口断層帯周辺 (A) および星山丘陵周辺 (B) の地形鳥瞰図と断層分布。地形鳥瞰図（傾斜量で表示）は、国土地理院数値標高モデル5mメッシュを用いてSimpleDEMViewerで作成（以下、LiDARに省略）。地形面上のアルファベット略称は、図4の凡例を参照。

Fig. 3 Bird's-eye views and distributions of main faults in and around the FKFZ (A) and the Hoshiyama Hills (B). These landform images, showing by slope-angle degrees, are made from the 5m-mesh digital elevation model of the Geospatial Information Authority of Japan by SimpleDEMViewer (hereafter, LiDAR). Abbreviations shown in B refer to those in the legend of Fig. 4.

が少なく、現在一般的に使用されており、本論でも採用した名称の場合には“”を付加しない。

富士川河口断層帯の認定

本調査地域を含む富士川下流～河口域の丘陵・山地部の地質を、鈴木(1888)、今野・大塚(1933)などの先駆的研究をふまえて最初にまとめたのは井上(1934)である。彼の地質図では、現在にほぼ継承されている地質区分がなされ、“蒲原礫岩層”、“岩淵集塊岩層”、“富士溶岩”などが提示されるとともに、これらを変位させる南北方向の高角断層群が図示されている。それらの断層群のうち、“KO線”、“MA線”がそれぞれ現在の入山断層北部、同南部の“KO線”の北方延長の推定断層部分が芝川断層の南半部、“FC線”の北部が安居山断層の南半部、同南東部が大宮断層の北半部、“ZE線”が善福寺断層に相当する。

その後、大塚(1938)は西部の新第三紀層(“浜石岳礫岩層”)と西側のより新期の地層(本論での庵原層群)との境界に“入山逆(衝上)断層”(井上(1934)の“MA線”と“KO線”にほぼ相当)を提示するとともに、さらにその東側に“善福寺断層”(“ZE線”)、“中山断層”(“NA線”)、“水沼断層”などの南北～北東-南西方向の高角断層を認定した。これらの断層群の断層露頭やその周囲の地層の変形状態から、フォッサマグナの最南部では新第三紀以降に東西方向の水平圧縮テクトニクスが機能したことを指摘した。

津屋(1940a, b)は、蒲原・星山・羽鮎丘陵に分布する“岩淵集塊岩層”(井上, 1934)を、“岩淵火山岩類”と富士山起源の集塊質泥流堆積物(“古富士泥流堆積物”)に分割した。そして、“古富士泥流堆積物”の分布高度が、羽鮎・星山丘陵上と富士山南西の火山麓扇状地との間で大きく異なることから、潤井川右岸側に“安居山断層”、“大宮断層”、その南側の潤井川から富士川にかけて“入山瀨断層”が存在することを指摘した。これらの断層の活動時期は、“古富士泥流堆積物”の流下後で、“新富士溶岩”の噴出前となる。

沢村(1955)の地質図では、“浜石岳層”のほかに、“蒲原礫層”、“岩淵安山岩層”、“鷺ノ田礫層”が第三系として区分され、その上に“古富士火山泥流”(KF)が重なるとしている。ここでは入山断層と、大宮断層に相当する推定断層は認識されているが、入山瀨断層は描かれていない。

松田(1961)は、富士川谷の新第三系の地質をまとめると、その最南部については西から東へ、浜石岳地区、鷺ノ田地区に分割し、前者に“浜石岳累層”、後者に“高位段丘層”が分布するとし、両者の境界を層序隔離3km以上を持つ“入山衝上”とした。また、富士川地域の第三系には、水平圧縮に起因する東フェルゲンツの衝上断層群が発達していることを指摘した。

これらに対して鈴木(1968)は、星山丘陵北東縁が円弧状の形態を有し、北東(富士山)側に低下していることから、“大宮断層”を富士火山の荷重沈下により形成された正断層と考えた。この“火山性陥没説”は受容されなかったが(山崎, 1979; など)、フィリピン・ター

火山外輪山との地形的類似から、最近になって再提案されている(中田ほか, 2016)。

プレート境界説

この地域のテクトニクスの考え方に大きな転機をもたらしたのが、杉村(1972)によるプレート境界論である。彼は、北西進するフィリピン海プレートの北端部を構成する伊豆弧が本州中部に衝突していることを提示し、衝突域にあたる駿河トラフから相模トラフを結ぶ境界を“田子の浦-酒匂川線”と呼んだ。駿河トラフから連続する“田子の浦”側が田子の浦西方の現在のFKFZに、相模トラフ側から連続する“酒匂川”側が国府津-松田-神縄断層帯にあたる(図1)。

この指摘を受けて、Matsuda(1978)により鮮新世における伊豆地塊の本州弧への衝突が提起された。また、山崎(1979)は、“田子の浦-酒匂川線”を構成する断層群は、プレート境界に形成された活断層であるとみなし、蒲原丘陵構成層の層序と編年から、FKFZ地域は前期更新世のトラフ底でプレートの沈み込みに伴って形成された付加体が、その後隆起して陸上に露出したものと解釈した。さらに、入山瀨断層を蒲原丘陵の東麓から富士川河口部まで延長し、活断層群は地下のプレート境界断層に連続する覆瓦スラスト群であり、中期更新世以降、その主たる活動が西側の断層から東側の断層に移行していることを指摘した。この考え方は山崎(1984)、Yamazaki(1992)に引き継がれ、富士川河口周辺の“活断層群”に焦点が当てられるようになった。

これらが後の“南部フォッサマグナ多重衝突説”(Amano, 1990; 金栗・天野, 1995; 青池, 1999; など)の議論の発端となっている。そして現在では、FKFZが位置する駿河トラフから富士川河口周辺は、沈み込み・付加から島弧・島弧衝突へと遷移している地帯とみなされている(山崎, 1984; など)。

富士川河口断層帯の性格

FKFZ地域は、“駿河湾(東海)地震説”(石橋, 1977)が提示されたことによって、テクトニックな観点とともに、地震リスク評価でも重要な活断層帯であるとみなされるようになった。この過程で、羽田野(1977)は、1854年の安政東海地震の際に富士川河口域に生じたとされる蒲原、松岡の“地震山”(大森, 1920)が、伏在する西傾斜の逆断層の地表表現であり、“大宮断層・入山瀨断層”やその南方延長の駿河トラフ西縁を構成する逆断層群は、全体として伊豆弧と本州弧の境をなす活動的な構造線であると考えた。

恒石・塩坂(1978)も、これら“地震山”の出現を駿河トラフから連続する断層の活動によるものとみなし、その陸上部分を“富士川断層”と命名した。さらに富士川河口域でのボーリング資料と、松岡付近の雁堤に生じた10mの“左横ずれ変位”、富士山麓での地形の横ずれや“新富士溶岩”に見られる断層条線を根拠として、“富士川断層”は北方では“入山瀨・大宮断層”に連続せずに、星山丘陵の東縁部を切断し富士火山麓扇状地内を北上して、富士山の西麓に達するとした(恒石・塩坂, 1981;)

恒石, 1984). また, “富士川断層”の主要な変位は左横ずれであり, その垂直平均変位速度は10m/千年, 左横ずれ平均変位速度は33m/千年であるとした。

これに対して, 山崎 (1979) は“古富士泥流”の細分・編年と富士川河口部の上部更新-完新統の変形などから, この地域の活断層の特徴をまとめ, 津屋 (1940a, b) の“大宮断層”を北部の逆断層と南部の正断層にわけて, “安居山断層”と“大宮断層”を再定義した。そして“大宮断層”は, 雁行する南北性の高角逆断層である“安居山断層”と“入山瀬断層”とをつなぐ高角の正断層であると解釈した。

“大宮断層”を挟んで星山丘陵上部と火山麓扇状地の地下に分布する約2万年前の“古富士泥流”(Mf-III)の分布高度差が80mであることから, “大宮断層”は平均垂直変位速度4m/千年のA級活断層であるとされた (Yamazaki, 1992; など)。また, “入山瀬断層”を富士川河口域から駿河トラフに延長している。さらに, 山崎 (1984) は“富士川断層” (恒石・塩坂, 1978, 1981; 恒石, 1984) を否定し, この地域の主要な活断層 (帯) は, 羽鮒・星山・蒲原丘陵と富士火山麓扇状地および富士川の三角州性扇状地を境する“安居山・大宮・入山瀬断層”と, その西側の羽鮒・蒲原丘陵と天子・庵原山地を限る“入山・芝川断層”であるとした (山崎, 1984)。このような過程を経て, 周辺より小規模な断層も含めて富士川河口断層帯の名称が一般的に使用されるようになった (活断層研究会・編, 1991)。

この間に駿河湾団研 (1981, 1982), 杉山・下川 (1982) によって庵原山地・蒲原丘陵の地質が, 柴ほか (1990b) によって羽鮒丘陵南部・星山・蒲原丘陵の地質が検討された。これらのうち杉山・下川 (1982) では, 入山断層は, 垂直隔離量3kmに達する第一級の断層であることを示した。駿河湾団研 (1981, 1982) を引き継いだ柴ほか (1990b), 柴 (1991) では, “入山断層”, “善福寺断層”, “中山断層”などを認めているが, “芝川断層”, “安居山断層”, “大宮断層”, “入山瀬断層”についての言及は無く, 図示されていない。なお, 駿河湾団研 (1982) での富士川左岸側の“入山断層”は, “水沼断層” (大塚, 1938) に相当する。また, “伊豆弧衝突”を否定した“駿河湾の形成史” (柴, 2017) では, 大規模海水準変動と高角断層に境された地塊の昇降運動が強調され, FKFZの役割についての具体的な記述はなされていない。

富士川河口断層帯の地震リスク評価

1990～2000年代にかけて, FKFZを構成する各断層の活動度, 最新活動時期などについては産業総合技術研究所地質調査総合センター (以下, GSJ) や静岡県などによるトレンチ, 群列ボーリング調査などによって検討されてきた (静岡県総務部地震対策課, 1996; 下川ほか, 1996a, b; Yamazaki *et al.*, 2002; 丸山・斉藤, 2007; など)。また, 地形判読に基づいて2.5万分の1地形図上に, 各断層の詳細なトレースが提示されるようになった (中田ほか, 2000, 2001)。このうち中田ほか (2001) を改訂した今泉ほか (2018) では, “富士川河口断層帯”の定義を変更せずに“富士川断層帯”に改名している。こ

の名称については, この断層帯が富士川中～上流域に存在する断層群 (図2内では野下断層, 根熊断層, 身延断層など) を含むような印象を与え, “富士川断層” (恒石・塩坂, 1978) と混同しやすい。そこで本論では, 従来にしたがい“富士川河口断層帯”の名称を用いる。

これらの研究を受けて地震調査研究推進本部 (1998, 2010) は, 以下の様にFKFZの活動に伴う地震リスク評価をまとめている。FKFZ全体としての平均変位速度は少なくとも7m/千年であり, その活動度は日本の活断層の中では最大級である。平均活動間隔は千数百年であったと考えられ, 最新活動期は千年以上前であった可能性が高い。FKFZの次の活動では, 地震時の変位量が7m程度またはそれ以上, M8程度の地震が想定され, 震源域は駿河湾内にまで及ぶ可能性が指摘されている。ただし, 駿河トラフの活動とは連動しないFKFZ単独での活動ではM7.2前後, その時期は今後数百年以内であると推定された。

しかしながら, これらの調査対象のほとんどは後期更新世の後期～完新世の表層部の堆積物であり, 震源断層に直結していく断層変位の実態は明らかになっていない。したがって, トレンチ調査などで得られた完新統の変形や斜面崩壊堆積物の存在が, 直近の震源断層の活動に起因したものであるという確証はない。上記の活動性は主として火山麓扇状地堆積物と溶岩流の分布高度差から判断した東列の安居山・大宮・入山瀬断層の活動性に基づいている。

これに対して, 山本ほか (2003) は, 庵原層群の上位に火山麓扇状地堆積物が埋積した凹地や無堆積であった高まりも存在した可能性があり, 少し離れたボーリングデータなどからの変位量の推定は信頼性が少ないとしている。さらに, これらの断層系の1万年より前の活動によってできた凹地にそって溶岩が流入した可能性があり, 溶岩自体を有為な変位量で変位させたと考えられる直接的な証拠が認められない, と述べている。

西列の芝川・入山断層のうち, 入山断層は地質学的には変位量の大きい断層である (松田, 1961; 杉山・下川, 1982)。しかしながら, 東列の断層群に比べると活動性は低く, その平均変位速度は約0.25m/千年, 芝川断層については約2m/千年の平均変位速度を持つとされている (地震調査研究推進本部, 2010)。

FKFZの北部を構成する芝川断層, 安居山断層については, 羽鮒丘陵の北端部付近まで延長しているとみなすのが一般的である (中田ほか, 2000; 地震調査研究推進本部, 2010; など)。これらの見解に対してLin *et al.* (2013) は, 芝川・安居山断層をさらに15km北北東方の御坂山地南縁部にまで延長させ, 延長部分をFKFZの“北部セグメント (Northern Segment)”と呼んだ。その結果, FKFZの総延長は約40kmに達し, 駿河トラフ底のプレート境界断層との連動がなくとも, 単独でM8規模の内陸地震を起こしうる断層 (帯) であり, その平均活動間隔は150～500年と推定している。しかしながら, 尾崎ほか (2016) の地質編纂図には, この“北部セグメント”は採用されていない。星山丘陵に関するLin *et al.* (2013) に対しての我々の見解は後述する。

GSJ海陸シームレス地質情報集「駿河湾北部沿岸域」

以上のような先行研究をふまえると、FKFZとその周辺は島弧衝突帯での特異なテクトニクスが進展している場所であり、防災上の観点を含めて非常に重要な地帯となる。それをふまえて、GSJによって標記のプロジェクトが実施され、その結果が2016年にまとめられている。同プロジェクトの過程で、富士火山南西部の地質（山元，2014）、富士火山地質図（高田ほか，2016）、FKFZ地域周辺での5万分の1地質図および同説明書の編纂（尾崎ほか，2016）、富士川河口域および蒲原地震山周辺での浅層反射法地震探査（伊藤・山口，2016）、ボーリング資料に基づく平野部の浅部地下構造（石原・水野，2016）などの成果が提示されている。

GSJによる結果と星山丘陵での本調査の結果との対応については、後述する。これらの中で、以下の本報告での星山丘陵周辺に関する記述は、尾崎ほか（2016）による地質編纂図とその説明書に負うところが大きい。

羽鮒・星山・蒲原丘陵周辺の構成層の層序と地質構造

概説

星山丘陵とその周辺の地質については、星山丘陵と共に、北西側の羽鮒丘陵南東端部、東側の富士火山南西部の火山麓扇状地、富士川をはさんでその南側の蒲原丘陵北部を構成する更新統およびそれらを被覆する完新統の理解が必要となる。これらの地層については、前述（p. 23）

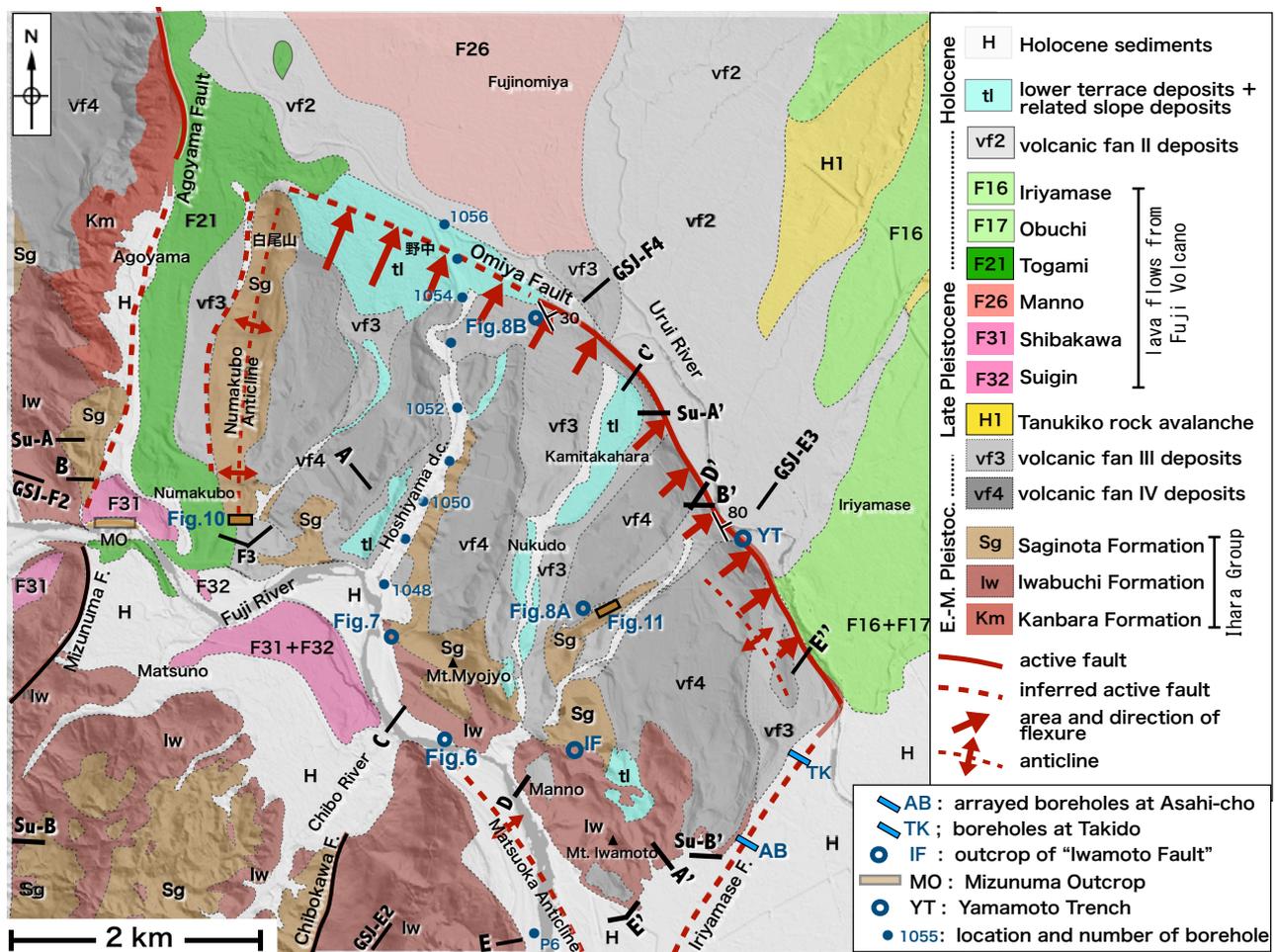


図4 星山丘陵とその周辺の地質図，および本文で紹介する地質情報の位置。尾崎ほか（2016）に基づき、今回の調査結果を加えて一部修正・簡略化（特に完新統分布域）して編集した図に、LIDAR陰影図を重ねた。大宮断層に沿う撓曲の範囲は、中田ほか（2000）による。ボーリング地点横の数字は、静岡県地震防災センター資料の整理番号。d. c. : 放水路。層理面の姿勢は、富士火山麓扇状地III堆積物（vf3）で得られたデータのみを示した。安居山断層の南方延長推定部分は津屋（1940a）、山崎（1979）、下川ほか（1996b）にしたがう。S-A-A'およびS-B-B'は柴ほか（1990b）、GSJ-E2-E3およびGSJ-F2-F3-F4は尾崎ほか（2016）による断面位置。

Fig. 4 Geologic map in and around the Hoshiyama Hills and the locations of outcrops referred in the text, compiled from Ozaki *et al.* (2016) and this study. The topographic relief is made from LIDAR data. Area of flexure along the Omiya Fault is based on Nakada *et al.*, (2000). Numbers on the borehole sites follow those in the report number of the Earthquake Disaster Prevention Center, Shizuoka Prefecture. d.c.: diversion channel. The bedding attitudes only shown for the volcanic fan deposits (vf). The estimated part of the Agoyama Fault is based on Tsuya (1940a), Yamazaki (1979) and Shimokawa *et al.* (1996b). Geologic profiles of S-A-A' and S-B-B' and those of GSJ-E2-E3 and GSJ-F2-F3-F4 are showing in Shiba *et al.*, 1990b) and in Ozaki *et al.* (2016), respectively.

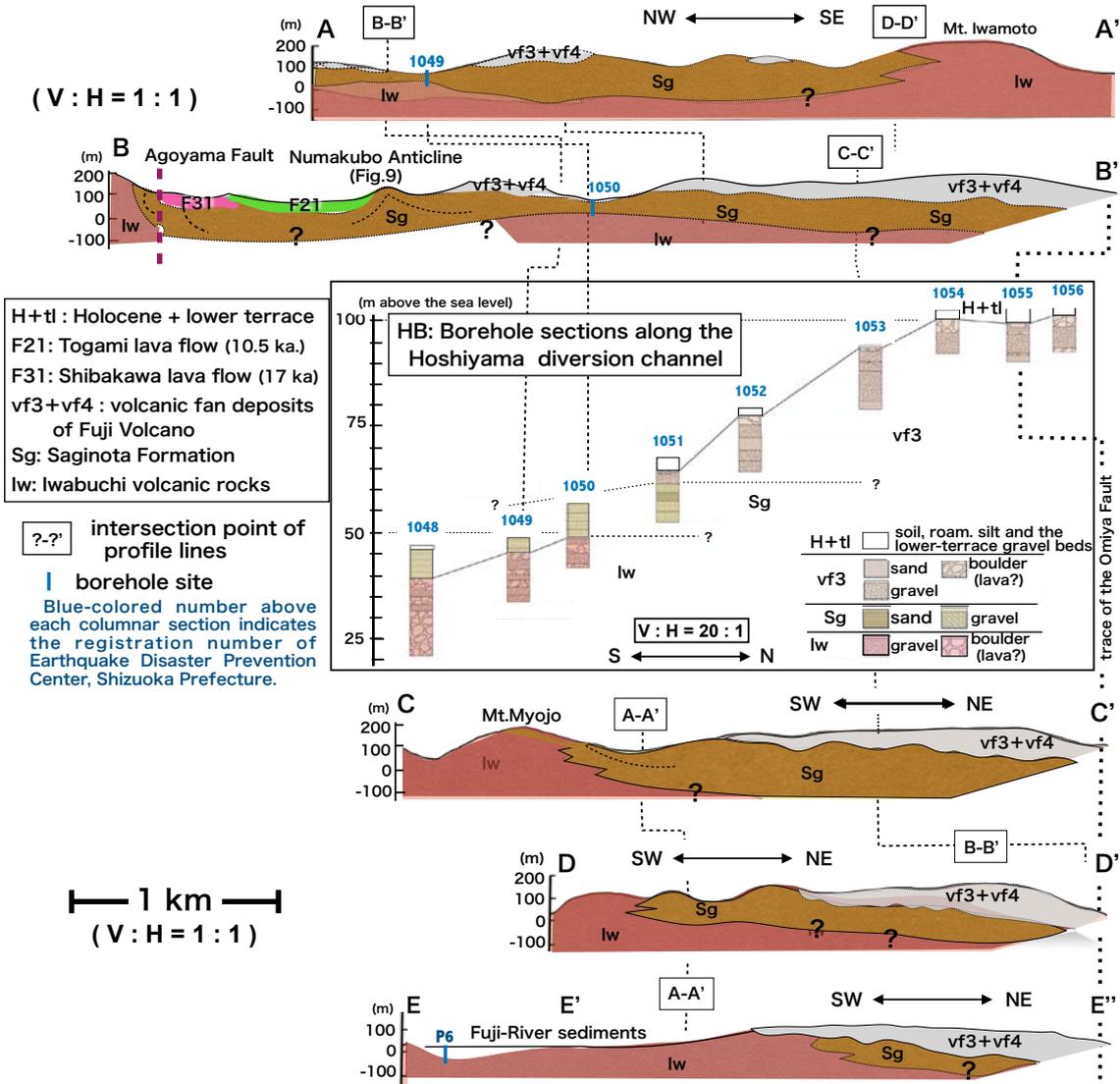


図5 星山丘陵の地質断面図（断面位置は図4参照）。HB：星山放水路沿いのボーリング柱状図。E'-E'部分 は、新新富士川橋建設調査資料を参考にした。

Fig. 5 Geologic profiles of the Hoshiyama Hills (line locations showing in Fig. 4): HB: Columnar sections of boreholes along the Hoshiyama diversion channel. The E'-E' profile is based on the survey reports for the construction of the new-new Fijikawa bridge.

したように井上 (1934) を初めとして様々に区分され、異なる名称が呈示されてきた。各研究者、各分布域ごとの地層区分・名称と層序対比については、尾崎ほか (2016) によってこれらの先行研究が詳細に紹介され、彼らの第3図にまとめられている。さらに尾崎ほか (2016) は、岩相および年代対比に基づいて、大塚 (1938) の“蒲原礫岩層”，“岩淵火山岩類”，“鷺ノ田礫層”の3区分を基本として、各区域に分布する地層を統括して、下位より下～中部更新統の蒲原層，岩淵火山岩類，鷺ノ田層に区分した。本論ではこの区分にしたがい、蒲原層，岩淵火山岩類，鷺ノ田層を一括して示す場合には、柴ほか (1990b)，柴 (1991) にしたがって庵原層群の名称を用いる。

上部更新統から一部は完新統に達する富士火山麓扇状地堆積物，上部更新統上部～完新統の富士山からの溶岩流が，庵原層群を不整合に被覆する。これらの上部更新

～完新統は，分布高度の異なるほぼ平坦もしくは開析が未発達な地形面を構成している (図3B)。

本論では，尾崎ほか (2016) に基づき，一部に今回の調査結果を加えて，星山丘陵の地質図 (図4) と地質断面図 (図5) を作成した。静岡県地震防災センターの取蔵資料によると，星山放水路に沿って十数本のボーリングが掘削されている。それらのうち，庵原層群および火山麓扇状地堆積物の地下分布を示す10～25m長の柱状図9本を図5内のHBに並べた。各地層の岩相・年代・対比などの詳細は，尾崎ほか (2016) とその引用文献を参照されたい。地層名とその略称も尾崎ほか (2016) にしたがって，それらが作る段丘化した地形面については，略称の後に“面”を付加する (たとえばvf面)。

星山丘陵構成層の層序

庵原層群

庵原層群は羽鮒・大宮・蒲原丘陵の基盤を構成する地層で、その下位には先第四系の浜石岳層群が広く分布している可能性がある。本層群は下位から蒲原層、岩淵火山岩類、鷺ノ田層に区別されている（尾崎ほか，2016）。

蒲原層

庵原層群の下部を構成する蒲原層は、星山丘陵から約5km以上南に離れた蒲原丘陵の南東部に広く分布するほか、図4北西縁部の羽鮒丘陵南部の小範囲に分布している。星山丘陵には同層の露出は認められない。蒲原丘陵では浜石岳層を不整合に覆い、岩淵火山岩類に不整合に覆われる（駿河湾団研，1981；杉山・下川，1982）。

本層は礫岩を主体とするトラフ底もしくは大陸棚～ファンデルタを埋積した地層で、砂岩・シルト岩層を挟む。礫岩は淘汰の良い中～大礫サイズの円礫を含む砂基質支持である。蒲原丘陵での本層の礫種は現富士川河床堆積物とほぼ同様で、赤石山地の瀬戸川帯や南部フォッサマグナの中新～鮮新統起源の礫がほとんどをしめるが、羽鮒丘陵南部の同層（“別所層”）の礫の起源は丹沢山地であると推定されている（柴ほか，1990b；柴，1991）。下位の浜石岳層、上位の岩淵火山岩類との層序関係、挟在する広域テフラ層、古地磁気データなどから、蒲原層の年代は1Ma以前を含む前期更新世後半以降とされている。

岩淵火山岩類

本層は伊豆弧の背弧側に位置する火山岩類で、蒲原丘陵、特にその南部の主体を構成し、富士川河床堆積物の被覆をはさんで星山丘陵の南東部、羽鮒丘陵南端部にも分布している（図4）。本層の下限は下位の蒲原礫岩層を覆い、丘陵南部での層厚は550m以上と見積もられている。

本層は主として安山岩－玄武岩質の溶岩、火砕岩（火山角礫岩、凝灰角礫岩）からなり、分布地区ごとに様々な名称が用いられ、安山岩類（層）として扱われることが多かった。本層の火山岩類は島弧性ソレライトとカルクアリカリ岩からなり、安山岩溶岩、火砕岩の噴出の後、デイサイトの溶岩ドームが形成され、最後に玄武岩岩脈が貫入している（山本・島津，1999）。蒲原丘陵では、その分布状況から、複数の溶岩ドーム状岩体、およびこれらから流出した火山岩類の複合体として解釈されている。駿河湾団研（1982）では本層は海底火山活動にはじまり、陸上火山に移行したとし、柴ほか（1990b）では本層の溶岩流は陸上での火山活動によるものとしている。蒲原丘陵では、本層の一部に砂岩、礫岩層をはさむ。

本層は、星山丘陵南東部では岩本山周辺から明星山南西麓にかけて分布し、上位の鷺ノ田層とともに火山麓扇状地堆積物層（vf）からなる地形背面から突出した硬岩残丘としての山地地形を形成している（図3B）。全体が層理不明瞭で不淘汰な火砕岩（凝灰角礫岩・火山角礫岩）を主体とし、不規則な節理が発達し、岩脈状の産状を示す部分もある。本層には通常の碎屑岩類はほとんど挟在されていないが、岩本山南西方の富士川左岸河床でのボーリング（非公開）で、深度10～30m（海拔10～10m）

以深で凝灰角礫岩の下位に泥岩層が確認されている。

明神山南方の富士川左岸側露頭（位置は図4）では、安山岩質のマグマ上昇に伴う組織が観察できる。ここでは南北幅約30mにわたって最大径2mに達する不淘汰の角～亜円礫が同質の基質中にほぼ垂直に配列しているが、層理面を示唆するような礫の面状配列は発達しない（図6A）。周囲の火山岩類の分布状態と合わせると、この露頭は溶岩ドーム内の火道の一部を構成していると考えられる。

地表では未露出であるが、本層の上面は星山放水路南部のHB1048～50ボーリング孔の標高40～50m（深度5～10m）以深の地下でも分布が確認され（図5）、次に述べる鷺ノ田層との上下関係から、星山丘陵の地下には広く本層が分布していると推定される。本層中の火山岩からのK-Ar年代および古地磁気データなどによって、火山岩類の噴出・固化年代は前期更新世の末から中期更新世の前期（～0.58Ma?）と推定されている。

鷺ノ田層

本層は浜石岳層群および蒲原層とほぼ同様な礫種からなる円礫層を主体とし、砂層、シルト層を挟む半固結状態の地層である。堆積相および産出化石から、浅海～潟、一部に湖沼性環境を含むを含むファンデルタ性堆積物が主体で、（柴ほか，1990b）。挟在する広域テフラ層および古地磁気データなどから、本層の堆積年代は中期更新世の前半と考えられる。星山丘陵南西端部（図10のMO地点）の本層（柴（1991）の“沼久保礫シルト部層”）の堆積シーケンスと海洋酸素同位体ステージ（MIS）との対比から、この部層の堆積年代は0.70～0.58Ma頃と推定されている（横山・柴，2013）。

蒲原丘陵での本層の層厚は150～250m程度であると見積もられている（杉山・下川，1982，柴ほか，1990b）。星山丘陵での本層は、“星山礫層”と呼ばれていた（恒石・塩坂，1981，柴ほか，1990b）。星山丘陵では後述す



図6 岩淵火山岩類の不淘汰火山角礫岩（位置は図4参照）。礫の長軸の大局的な垂直線状配列と、面状構造が発達していないことから、火道の一部と考えられる。

Fig. 6 A: Ill-sorted volcanic breccia of the Iwabuchi volcanic rocks, probably filled in a volcanic vent (this location showing in Fig. 4). Note the overall vertical linear arrangement of long axes of volcanic fragments without planar fabrics.

る富士火山麓扇状地堆積物 (vf4) に傾斜不整合で覆われるために、本層の上限は不明であるが、断面図 (図5) からは最大200m前後の層厚を持つと推定される。この推定は尾崎ほか (2016) の見積もり (500m以上) より薄い。

岩淵火山岩類と本層との露頭での上下関係に基づき、津屋 (1940b)、杉山・下川 (1982)、駿河湾団研 (1982) は、蒲原丘陵での両層の関係はアバット不整合あるいは傾斜不整合であるとした。一方、柴ほか (1990b) では、両層の指交関係が指摘されているほか、一部でアバット不整合の可能性も示された。星山丘陵では、近接した範囲に両層の分布高度が重複しており、アバット不整合もしくは指交関係を示唆しているが、岩淵火山岩類が鷺ノ田層に貫入している以下に述べるような露頭も認められ

る。

明星山南西側山腹斜面から富士川河床にかけては岩淵火山岩類が分布するが、明星山頂から北東側山麓斜面をへて星山放水路の左岸側の崖には鷺ノ田礫層が分布する。星山放水路の富士川合流部付近での両層の境界は標高40m前後にある (図5のHB1048~1050孔)。そこから約400m下流側の左岸側露頭 (図4のFig. 7地点) には両層の境界部付近が露出し、両層は数10cm規模で入り組んだ複雑な境界を作って混在している (図7A)。柴ほか (1990b) では、この露頭 (彼らのFig. 7, F地点) での両層は指交関係と解釈している。

この露頭での岩淵火山岩類の火山角礫岩は淘汰不良の角~亜角礫からなり、礫、基質ともに同質で固結し、水流による運搬・堆積作用を経ていない。また火山岩中に

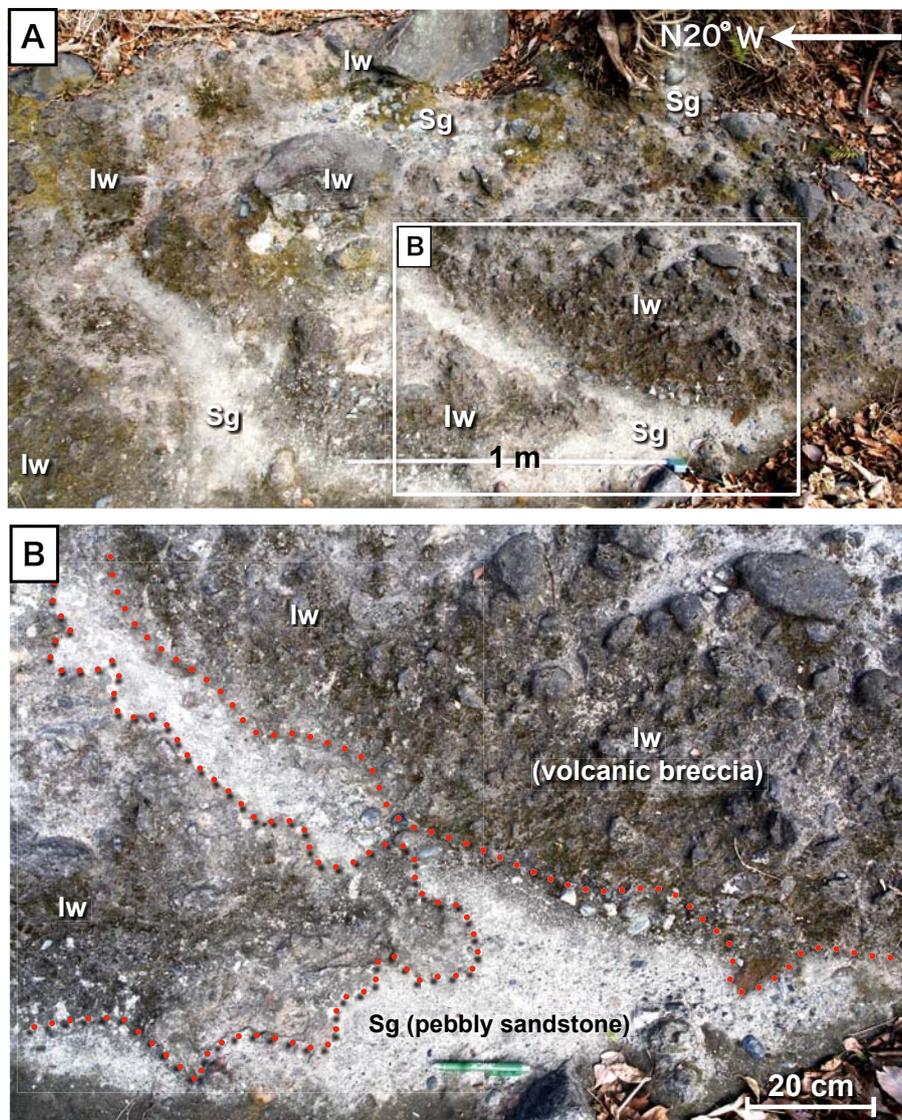


図7 岩淵火山岩類 (lw) の火山角礫岩と鷺ノ田層 (Sg) の固結した円礫岩~含礫砂岩との混在状況 (位置は図4参照)。A: 露頭の概要, B: Aの右下部の岩淵火山岩類の火山角礫岩と鷺ノ田層の含礫砂岩との境界部の接写。

Fig. 7 Irregular mixture of the volcanic breccia of the Iwabuchi volcanic rocks (lw), and the conglomerate and pebbly sandstone of the Saginota Formation (Sg) (this location showing in Fig. 4). A: Overview of the outcrop, B: Close-up view of the lower-right part of A, showing the boundary between the volcanic breccia of lw and the pebbly sandstone of Sg.

取り込まれた両者の境界は1~2cm以内の範囲で密着してペレライト状に漸移している(図7B)。鷺ノ田層の砂礫層は半固結状態であるのに対して、この露頭の鷺ノ田層は固結している。未露出区間を挟んで、この露頭の数m北方には岩淵火山岩類の火山角礫岩が、下位および上位1~2m以上の範囲にはほぼ水平な鷺ノ田層の砂礫層が分布している。このような産状から、岩淵火山岩類の火砕組織は、未固結礫層中にシル状に貫入し、水冷破碎して形成された可能性がある。したがって、この露頭での岩淵火山岩類と鷺ノ田層は、堆積過程で生じた指交関係ではなく、貫入関係であると判断される。

岩淵火山岩類と鷺ノ田層の年代が重複していることとをあわせると、両層の接触関係は複雑で、一部でアバット不整合を含む傾斜不整合、一部で指交関係や貫入関係とみなされる。すなわち、岩淵火山岩類の溶岩ドームが成長していく過程で、その側方で鷺ノ田層の堆積が進行していたと考えられる。

富士山南西部火山麓扇状地堆積物・完新統堆積物

富士山の南西火山麓を広く覆う後期更新世以降の火山麓扇状地堆積物は、従来、“古富士泥流堆積物”(津屋, 1940a)として一括されてきた。これらは安山岩~玄武岩質の角礫~亜円礫からなる不淘汰の基質支持の地層で、山元(2014)により“火山麓扇状地堆積物層”として細区分された。この地層は現在の火山麓ばかりでなく、羽鮒丘陵や星山丘陵の上面を広く覆っているが、蒲原丘陵には分布していない。さらに火山麓下部や富士川、潤井川の低地には富士川扇状地堆積物を含む完新統堆積物が分布する。火山麓扇状地には富士山からの溶岩流が流下し、一部は星山丘陵の低地部を通過して、富士川に達している。

火山麓扇状地堆積物のうち星山丘陵周辺では、下位からIV堆積物(vf4)、同III堆積物(vf3)および田貫湖岩屑流堆積物(H1)が分布するが、岩相からだけではvf4とvf3の区分は難しい(山元, 2014)とされている。星山丘陵南部の岩本山・明星山周辺では、岩淵・鷺ノ田層に“古富士泥流堆積物”がアバット不整合(Yamazaki(1992)のFig. 9, b-b'断面)を含む傾斜不整合で覆っている(図8A)。星山丘陵のvf4, vf3が作る地形面は、富士山側(北東側)に0~数度傾斜している(図3B)(中田, 2000;など)。vf4+vf3は星山丘陵の北方の火山麓扇状地内では、少なくとも深度500m前後の地下にまで広く分布しているものと推定されている。

火山麓扇状地IV堆積物(vf4)：本堆積物は星山丘陵の岩淵層、鷺ノ田層をアバット不整合を含む傾斜不整合で覆う(図8A)。羽鮒丘陵の上面の大部分は、この堆積物で覆われている。その層厚は50~80mで、上限年代は52ka以前と推定されている。本層上部は丘陵上部の標高150~200mの北東または東方に緩傾斜する背面(“高位段丘面”)を構成している。本堆積物が富士山側から供給されていることから、背面の北東傾斜は傾動による変動地形とみなされる。

火山麓扇状地III堆積物(vf3)：星山丘陵から約10km北方の白糸の滝が、本堆積物の代表的な露頭である。星

山丘陵の岩淵火山岩類・鷺ノ田層および前述したvf4で構成される“高位段丘面”を侵食した底地(“中位段丘面”)を構成する地層で、層厚数10m前後である。また星山丘陵に接する部分の潤井川低地の小範囲、および富士川左岸の比高70~50mの万野および岩本山南方にも小分布する。羽鮒丘陵には分布していない。その上限年代は、次に述べる田貫湖岩屑流堆積物との関係から20ka以前と推定される。

田貫湖岩屑流堆積物(H1)：北東方の田貫湖付近から20ka頃に生じた山体崩壊起源の岩石なだれ堆積物で、最大層厚は30m程度、前述のvf3を覆う。図4の北東部に分布し、星山丘陵に近接しては露出していない。

低位段丘堆積物(tl)：星山丘陵内では野中周辺、星山放

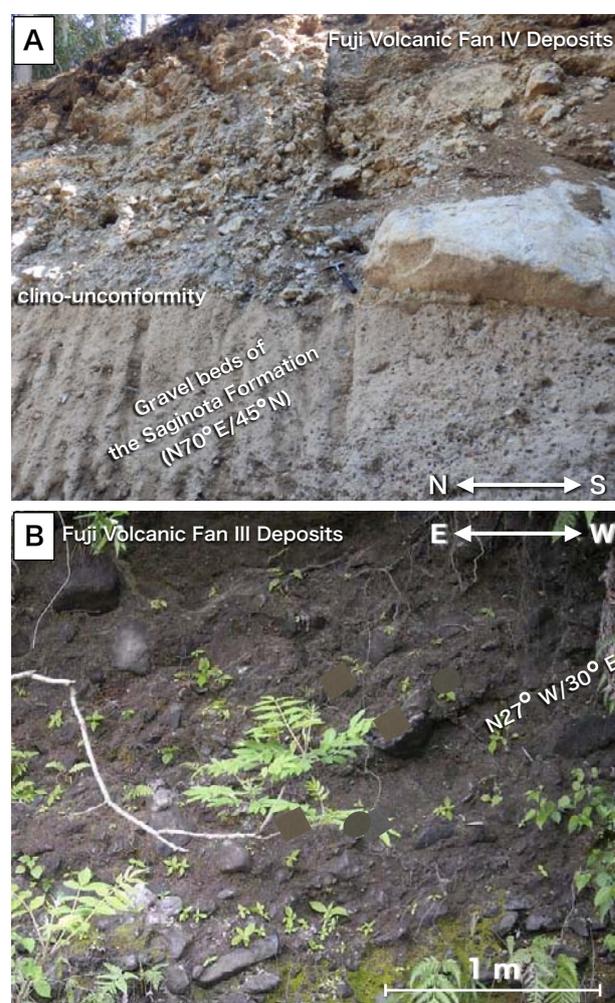


図8 富士火山麓扇状地堆積物の岩相と構造。A：鷺ノ田層の礫層と富士山火山麓扇状地堆積物IVとの傾斜不整合(位置は図4参照)。B：大宮断層の撓曲帯内の北東側に傾斜する火山麓扇状地III堆積物(vf3)(位置は図4, 13参照)。

Fig. 8 Lithofacies and structures of the Fuji volcanic fan deposits. A: Clino-unconformity between the gravel beds of the Saginota Formation and the volcanic fan IV deposits (vf4) (this location showing in Fig. 4). B: Northeastward-dipping volcanic fan III deposits (vf3) in the flexure zone of the Omiya Fault (this location showing in Figs. 4 and 13).

水路下流右岸側，上高原，貫戸周辺の低地などに分布する。野中周辺のd面は緩く北東側に傾動している（図3B，図11）。本堆積物の年代は，後期更新世の後期～完新世前期とみなされる。

火山麓扇状地II堆積物（vf2）：羽鮎丘陵および星山丘陵と隣接する富士火山南西麓の潤井川とその支流の低地に分布し，両丘陵内には認められていない。火砕物をC母材とするラハール堆積物からなり，最大層厚は潤井川沿いで30m程度である。¹⁴C年代データから，その堆積年代は4.8～2.3kaである。

完新統堆積物（H）：尾崎ほか（2016）による現河床堆積物（r），扇状地堆積物（f），最低位段丘堆積物（ta）などを一括した。これらのうち富士川が作る扇状地が，岩本山南西方を扇頂として南方に拡がり，河口域の三角州性扇状地に連続する。その西縁部は蒲原丘陵東縁と接し，東縁部は潤井川右岸に達する。

富士山溶岩流

富士山麓南西部に流出した溶岩流（“新富士溶岩”）は32層に区分されているが（高田ほか，2016），星山丘陵とその周辺には以下の6層が分布している（図4）。これらの溶岩流の分布・対比等については，山本ほか（2014）により問題点も指摘されているが，本稿では，尾崎ほか（2016）にしたがって，それらの概要を述べる。

水神溶岩流（F32）・芝川溶岩流（F31）：図3Aの西方の芝川断層が通過する芝川沿いの低地を流下して富士川低地に流入する玄武岩質アア溶岩で，塊状部には柱状節理が発達する。図3内では松野周辺の段丘をF31が構成し，その下位にF32が小露出している。年代は17ka前後とされている。

万野溶岩流（F26）：図3内では富士宮市街地周辺から潤井川にかけての平滑な地形面を構成する玄武岩質溶岩流からなる。図3の範囲外の潤井川低地のボーリングコアで，22～23mの層厚を持つことが確認されている。前述の火山麓扇状地堆積物（vf2）を覆い，12kaよりも古いとされている。

外神溶岩流（F21）：この溶岩流は，羽鮎丘陵東縁の潤井川低地を経て羽鮎丘陵と星山丘陵の間，安居山-沼久保間の低地を流下し，富士川に流入するアア溶岩で，安居山付近で30mの層厚を持つ。富士川流入部で水神（F32）・芝川溶岩流（F31）を覆っている。流出年代は10.5ka前後とされている。

大淵溶岩流（F17）および入山瀬溶岩流（F16）：これらは富士山南西麓の広範囲に分布する玄武岩質溶岩流で，下位のF17は10.3kaよりも古く，上位のF16は9.6kaよりも古い。星山丘陵近傍ではF16がvf2を覆って，入山瀬の南方の潤井川左岸に達し，それより南方では富士川の氾濫原・扇状地堆積物に覆われている。滝戸地区のボーリング群（TK）では，標高-10m前後に入山瀬溶岩の上面が確認されている（Yamazaki *et al.*, 2002）。

岩淵火山岩類・鷲ノ田層の地質構造

続報で述べる地下構造探査は，星山丘陵周辺の地下数100mまでの浅部構造を明らかにすることを目的として

いる。この深度までに分布すると考えられるのは庵原層群で，地表での露出状況とあわせると，下部の蒲原層は探査の限界深度前後またはそれ以深となるので，中～上部の岩淵火山岩類と鷲ノ田層の構造関係の理解が重要となる。

以下では，羽鮎・星山・蒲原の三丘陵の庵原層群の地質構造について，概説していく。このうち，三丘陵に共通して露出している鷲ノ田層は，層理面の姿勢が計測しやすいので，星山丘陵には露出していない蒲原層や，層理面の姿勢が計測しにくい岩淵火山岩類よりも構造の比較対象として適している。図9には，尾崎ほか（2016）の地質編纂図から読み取った層理面の姿勢を等積投影図にまとめた。星山丘陵のデータ（図9B）の一部には，今回の調査結果を加えてある。

以下では羽鮎丘陵南東縁および蒲原丘陵の庵原層群の地質構造については，先行研究にしたがって概説する。星山丘陵の庵原層群，特に鷲ノ田層については今回の調査結果をふまえてその地質構造を解説する。

羽鮎丘陵南部

羽鮎丘陵の大部分は，火山麓扇状地IV堆積物（vf4）で覆われているが，安居山断層の南方推定延長部の西側の丘陵南東縁部では，庵原層群の蒲原層・岩淵火山岩類・鷲ノ田層が分布している。ここでの庵原層群は，大局的には南北の走向を持ち，西または東に中～急傾斜している。これらのうち，データ数が十分とはいえないが，鷲ノ田層の姿勢は一定しておらず，中角度に傾斜する部分が多い（図9A）。庵原層群中には，半波長数100mの褶曲構造の存在が推定されているが，見解は一致していない（柴ほか，1990b；尾崎ほか，2016）。このうち安居山背斜（柴ほか，1990b）は，安居山付近を東北東-西南西方向で西にプランジする軸をもち，北翼は北北東-西南西走向で40～80°西傾斜，南翼は北西走向で30～50°西傾斜とされている。

星山丘陵

星山丘陵での岩淵火山岩類・鷲ノ田層の分布は，丘陵南部の岩本山・明星山・星山放水路の南部周辺と，西部の沼久保背斜（後述）周辺に限られているので，それ以外の地域では推定部分が多くなる。星山丘陵の断面図（図5）のうち，火山麓扇状地堆積物の分布域の地下での岩淵・鷲ノ田層の構造は不確実である。丘陵周辺での庵原層群中～上部について，図5と比較参照できる先行研究による地質断面図としては，柴ほか（1990b）のFig. 4，A-A'およびB-B'断面の東半部（断面位置は図5のSu-A-A'およびSu-B-B'），および尾崎ほか（2016）の第3図，F2-F3-F4断面とE2-E3断面（縦5倍誇張；断面位置は図5のGSJ-F2-F4およびGSJ-E2-E4）である。

図9Bにまとめた星山丘陵の鷲ノ田層の層理面の姿勢のうち，分布域の中心である岩本山・明星山・星山放水路周辺での姿勢は，尾崎ほか（2016）からの読み取りデータが大部分である。これら以外に，今回調査で得られたデータを加え，水沼露頭（後述）については東西幅約300mの狭い範囲で得られた柴ほか（1990b）のデータを読み取り，同じく後述する沼久保背斜露頭については小

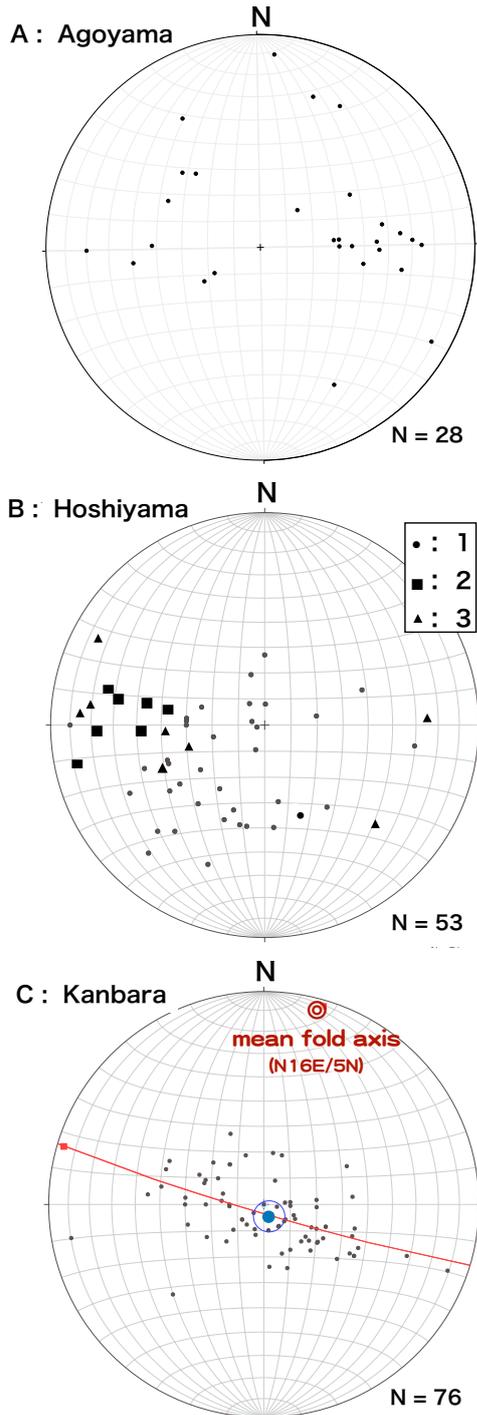


図9 鷺ノ田層の層理面の極の姿勢のステレオネット等積投影図(下半球使用)。A: 羽鮎丘陵南部(尾崎ほか, 2016), B: 星山丘陵, 1: 岩本山・明星山・星山放水路周辺(尾崎ほか(2016)+本研究), 2: 富士川北岸水沼露頭(柴ほか, 1990b), 3: 沼久保背斜露頭(小田原ほか, 2013), C: B: 蒲原丘陵, 赤曲線は最適大円, 青丸と青円は極の最大集中方向とその95%信頼範囲。

Fig. 9 Attitudes of poles of bedding planes of the Saginota Formation (lower-hemisphere projection on equal-area net). A: Data from the southern Agoyama Hills in Ozaki *et al.* (2016), B: Data from the Hoshiyama Hills, compiled from Shiba *et al.* (1990b), Odawara *et al.* (2013), Ozaki *et al.* (2015) and this study. C: Data from the Kanbara Hills in Ozaki *et al.* (2016).

田原ほか(2016)のデータを使用した。

図5のA-A', C-C', D-D', E-E'断面で示されているように, 岩淵火山岩類の露出域は相対的に高度が高く, 鷺ノ田層の分布域はそれよりも低く緩い盆状を呈している。この点は蒲原丘陵とほぼ同様である。星山丘陵では火山麓扇状地堆積物(vf3, vf4)に覆われているために, その分布域での岩淵・鷺ノ田両層の地質構造は, 露出する限りでの鷺ノ田層の姿勢からの類推となる。

鷺ノ田層の層理面の姿勢はばらついており, 点集中や大円集中パターンを描かない(図9B)。また, 中～急傾斜する場所も多い。このことは鷺ノ田層が露頭範囲を越えるスケールで, 明瞭な指向性を持たない複雑な変形をしていることを示唆する。全体として南北～北西-南東走向で東～北東傾斜を示すデータが多いことは, 北西-南東方向の星山丘陵の伸長方向, および南西部に岩淵・鷺ノ田層の分布が限られ, 南方の蒲原丘陵に両層が広く分布することと調和的ではある。

柴ほか(1990b)のA-A'断面では, 沼久保背斜の東翼の鷺ノ田層は東西2km以上にわたって40～20°程度東方に傾斜する同斜構造をとるように描かれているが, 断面位置周辺には鷺ノ田層は露出してない。尾崎ほかのF3-F4断面には鷺ノ田層中に褶曲構造が表現されているが, 北東-南西方向の断面は想定される南北～北北東-南南西方向の褶曲と斜交しており, かつ縦5倍誇張であるために形態を把握しにくい。この断面線南端部付近には鷺ノ田層が小露出するが, その北西側の大部分はvf3, vf4に覆われている。

以上のように星山丘陵の岩淵・鷺ノ田層の地質構造については, 露出状況が良好とはいえないために不明な点が多いが, 以下の4ヶ所において鷺ノ田層中に急傾斜した部分や山型(chevron type)の背斜構造が認められる。背斜に対して向斜の位置については, 後述する蒲原丘陵と同様に不明確である。

富士川左岸水沼露頭: 羽鮎丘陵南端部と星山丘陵南西縁部の境界付近の富士川左(北)岸沿いの約500mにわたって, その西端部に岩淵火山岩類が, 主要部に鷺ノ田層の“沼久保礫シルト部層”(柴, 1991)が連続的に露出し, 芝川溶岩流(F31)によって傾斜不整合に覆われている。この露頭の鷺ノ田層は横山・柴(2013)によって, 年代(p. 27)・堆積相・化石が詳しく検討されている。この露頭では, 南北走向で東方に向かって75～35°程度に緩傾斜化していく東傾斜・東上位の構造を呈している(柴ほか, 1990b; 横山・柴, 2013)。

柴ほか(1990b)は, この露頭を羽鮎丘陵側に含めているが, “安居山-水沼断層”の東側に位置しているために, 本論では星山丘陵側に含めた。この露頭の東方約1kmに位置し, 次に述べる沼久保背斜露頭の西翼部の鷺ノ田層は西に傾斜し, その間の低地に芝川溶岩流と外神溶岩流が分布している。したがって, これら溶岩流の下位の鷺ノ田層中に向斜が存在することが推定される。

沼久保背斜・沼久保断層: 富士宮市沼久保の採石場跡地(図4のNO地点: 現在は太陽光発電施設)には, 砂礫層を主体とする鷺ノ田層が東西幅約150m以上にわたっ

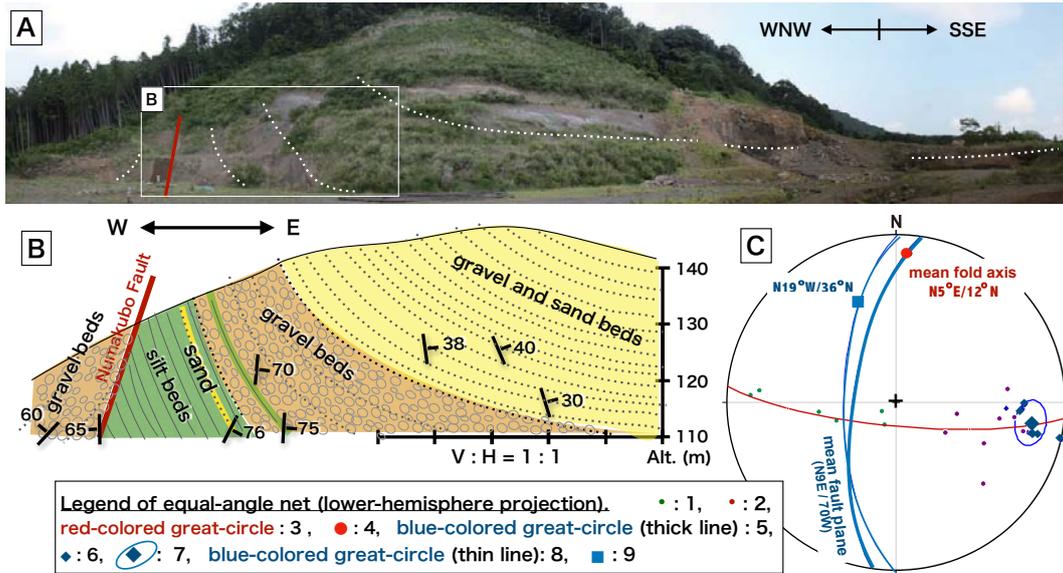


図10 鷺ノ田層中の沼久保背斜露頭（位置は図4参照）。A：露頭全景，B：背斜軸部周辺の露頭見取り図，C：背斜構成要素の姿勢のステレオネット等角投影図（〔凡例〕1：褶曲西翼の層理面の極，2：褶曲東翼の層理面の極，3：層理面の極の最適大円，4：平均褶曲軸，5：断層面の極，6：断層面の平均姿勢の極とその95%信頼範囲，7：褶曲軸面の平均姿勢を示す大円，8：条線を持つ断層面の姿勢，9：断層面上の条線の姿勢）。

Fig. 10 The Numakubo Anticline in the Saginota Formation (this location showing in Fig. 4). A: Overview of the outcrop, B: Geological sketch of the axial part of Numakubo Anticline, C: Attitudes of structural elements of the Numakubo Anticline, plotted on the lower hemisphere of equal-angle net ([Legend] 1: pole of bedding plane on the western limb, 2: pole of bedding plane on the eastern limb, 3: best-fit girdle of poles of bedding planes, 4: mean fold axis, 5: pole to fault plane, 6: mean attitude of poles of fault plane with 95% confidence cone (blue-colored small-circle), 7: mean attitude of axial plane of fold, 8: fault plane with striations, 9: direction of striations on fault plane).

て連続して露出している（図10A）。この露頭の西端から10m付近には、ほぼN-S走向で65°の西傾斜を示す断層が認められる（図10B）。断層近傍での地層の引きずりと断層面上の条線はレイク40°で北にプランジすることから、左横ずれ成分が逆断層成分よりもやや上回る断層である。断層の西（上盤）側の地層は西に急傾斜し、断層に接する部分では断層面とほぼ平行になる。断層の東（下盤）側では、東方に70°以上急傾斜していた地層は数10m離れると低角化し、露頭東端部では東または南に緩傾斜する。すなわち、この露頭の鷺ノ田礫層は冠部に向かって半波長100m以上の非対称な尖った山型背斜（尖頂背斜）を作り、断層はその褶曲の軸面に位置している。両翼の層理面の姿勢は大円分布パターンを示し、そこから求められた平均褶曲軸は北に約10°プランジしている（図10C）。

この露頭の背斜構造を沼久保背斜、断層を沼久保断層と呼ぶ（小田原ほか，2013）。なお“沼久保断層”の名称は、富士川に沿う芝川町から沼久保にかけてのNNW-SSE方向の断層に使用されていたが（駿河湾団研，1982），その続報（柴ほか，1990b；柴，1991）ではこの断層が継承されていないので、沼久保断層が再定義された。沼久保背斜に相当する尖頂背斜構造は、この北方約500mを通過する柴ほか（1990a）のS-A断面（断面位置は図5のS-A-A'）の西部に示されている。また、この背斜の冠部の表現と見なされる直線的な尾根が、北方の白尾山（232m）に連続しているが（図3B），この尾根沿いでは変動地形が不明瞭なことか

ら、後期更新世以降の活褶曲としての活動性は低いと判断される。

なお、沼久保背斜の西翼側に並走する推定断層（図4）については、安居山断層の項で記述する。

新東名貫戸地区法面：2015年10月の新東名高速道路、富士宮トンネル-明星山トンネル間の北西側の貫戸地区法面（上り車線側）補修工事に伴い東西幅約100m、高低差約10mの範囲で、鷺ノ田層が露出した（図11A, B）。この露頭の鷺ノ田層は南北走向で垂直に近く急傾斜（N-S, 80°E）した礫層を主体とし（図11C），砂・シルト層を挟む。地層の境界は複雑な指交関係を示している。図11Dの右半部では、礫層と砂層とが数m～10mスケールで入り混じって“スランプ”状に乱されている。このような“スランプ構造”が、水平堆積時から急傾斜化していく過程のどの段階で形成されたのかは不明である。詳しい観察・記載の機会が得られないうちに、この露頭は被覆されてしまった。

“松岡背斜”：柴ほか（1990b）によって認定された北北西にプランジする軸を持つ山型背斜で、星山丘陵と岩淵丘陵北東部の間の富士川河床底に沿って松岡付近に達する（位置は図4，図5のE-E'断面内）。彼らのB-B断面の東部に、尖頂背斜的な形態が示されている。岩淵火山岩類によって構成される軸部をささんで背斜の西翼、富士川右岸側に分布する鷺ノ田層は南北走向で西に60°傾斜し、左岸側の東翼では北西-南東走向で東に30～40°傾斜している。ただし、軸部を構成する岩淵火山岩類には層理面が発達していないので、軸部

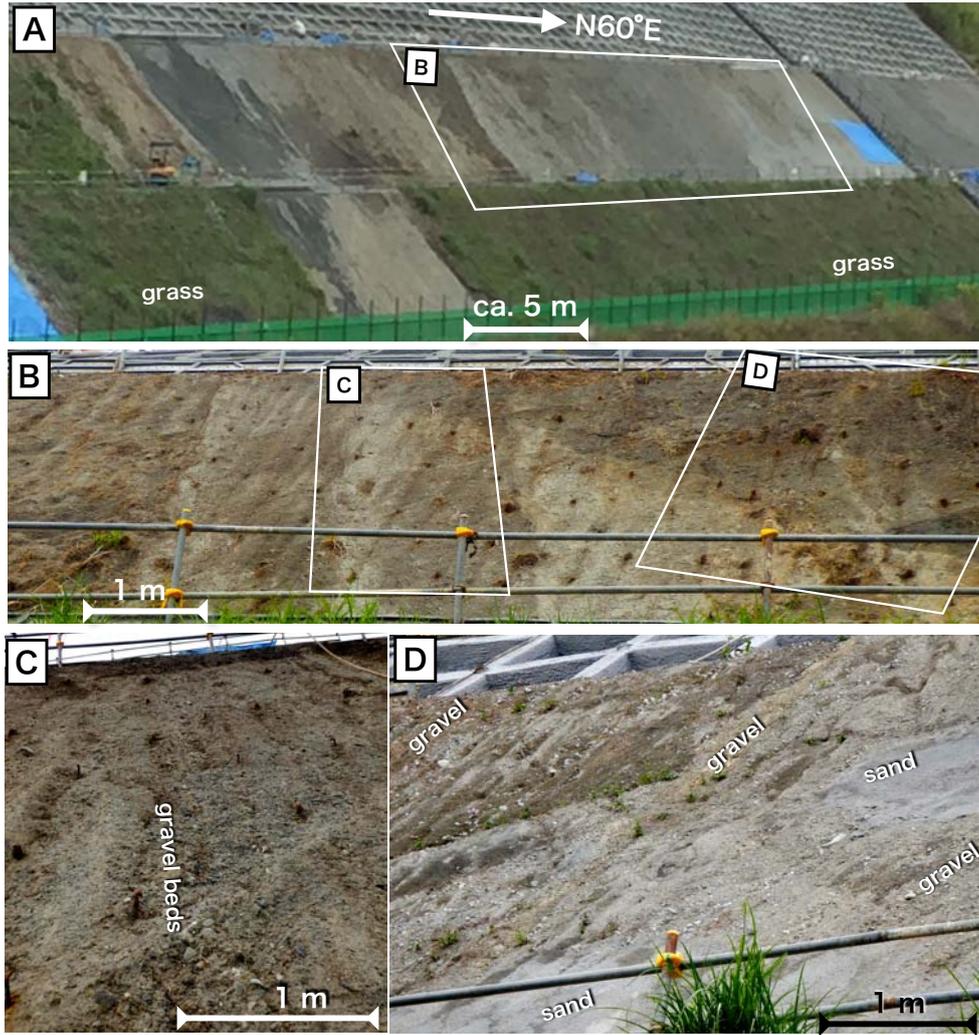


図11 新東名高速道路貫戸地区（位置は図4参照）の法面補修工事で露出した鷺ノ田層。急傾斜（N-S/80°E）した層理面と擾乱された地層（明色部は砂・礫層，暗色部はシルト層）に注意。A：露頭全景，B：露頭中央部，C：急傾斜した礫層，D：砂層と礫層との混在状態。

Fig. 11 Steeply-dipping and chaotically disturbed beds of the Saginota Formation exposed on the northern-side slope along the Shin-Tomei Highway at Nukudo (this location showing in Fig. 4). A: Overview of the outcrop. Lighter and darker parts are mainly composed of gravel-sand beds and silt beds, respectively. B: Central part of the outcrop, C: Close-up view of the steeply-dipping gravel beds, D: Irregular-mixture of sand and gravel beds.

付近で急傾斜しているか否かについては確認できない。

尾崎ほか（2016）のE2-E3断面では，星山丘陵側は柴ほか（1990b）と同様であるが，蒲原丘陵側の岩淵火山岩類と鷺ノ田層との境界を血流川断層としている。図5のE-E'間は断面線に沿った橋梁建設のための9本のボーリング孔の結果（非公開）に基づいているが，“松岡背斜”を支持もしくは否定する結果は得られていない。それらのうち富士川右岸側河川敷（孔口標高25.3m）からの深度53mのP6ボーリングでは，河川堆積物の下位の深度48m（標高-23m）以深から岩淵火山岩類に対比できる凝灰角礫岩が認められた。

蒲原丘陵

蒲原丘陵を構成する岩淵火山岩類，鷺ノ田層は，大局的にはほぼ水平な構造をとる。駿河湾団研（1982）およ

び柴ほか（1990b）の断面図によると，両層は全体としてはゆるやかな盆状構造をとり，その凹部に鷺ノ田層が，両側の背斜部に岩淵火山岩類が分布している。一方，杉山・下川（1982）のB断面，尾崎ほか（2016）のD断面では，丘陵北部の鷺ノ田層中に北東-南西～北北東-南南西方向の軸を持つ半波長800～1000m前後の開いた褶曲構造を描いている。

本丘陵の鷺ノ田層の層理面の大部分は40°以下の中～低角傾斜を示し，層理面の極は全体として大円分布を描く（図9C）。この方位統計解析から求められる平均褶曲軸の方位は北北東-南南西で，プランジはほとんどない。この結果は，杉山・下川（1982）の記述と調和的である。

杉山・下川（1982）は，岩淵火山岩類に貫入する岩脈および鷺ノ田層中の礫層の礫の破断面の方位解析を行っている。その結果，最大水平圧縮応力軸（ $\sigma_{H_{min}}$ ）の方位

は北西-南東~西北西-東南東，最小水平圧縮応力軸 ($\sigma_{H_{max}}$) の方位は北東-南西~北北東-南南西であった。

活断層の地形・地質学的評価

星山丘陵の西縁，北東縁，南東縁はFKFZのうち安居山断層，大宮断層，入山瀬断層によって限られている。安居山断層と入山瀬断層については，今回新たに付け加えられる地表地質データはないが，断層と直交するLiDAR傾斜量図と同地形断面図からその実態を考察した。大宮断層については，今回の地表地質調査およびLiDAR傾斜量図と同地形断面図の検討結果をふまえて，その実態を解説する。樹木に影響されないLiDAR画像には，空中写真よりも良好に斜面の形態が表現されている。あわせて，Lin *et al.* (2013) によって呈示された“岩本断層”については，否定的に言及する。なお，本論では後期更新世以降の比較的長期間（万年？単位）での活動史に注目し，完新世での地震リスク評価にかかわる活動性については簡単にまとめた。

安居山断層

安居山断層は北方の羽鮒丘陵と火山麓扇状地の西縁の潤井川低地との間の急崖下を走る西傾斜の高角逆断層として推定されている（図3A）。この急崖には小谷が刻み込み，谷頭浸食と斜面崩壊によって崖の傾斜角度は上流部ほど急な凹型斜面になり，最大45°以上に達する（図12A, B, 断面図1, 2）。急崖の上端と，丘陵南部の火山

麓扇状地IV堆積物 (vf4) によって構成される標高290m程度の平坦なvf4面の東縁との間で，小谷の発達程度を反映して屈曲した明瞭な遷急線（崖頂線）が作られている。この境界線と崖下の潤井川低地との比高は160m前後に達している。vf4面は西に2~3°程度傾斜しているが，この傾斜は山麓扇状地面の原傾斜にその後の傾動が加わっていると考えられる（山崎，1979）。

この急崖を挟んでのvf4面の対比から，安居山断層の最近8万年間の平均垂直変位速度は約5.1m/千年であると見積もられたが（Yamazaki, 1992；など），最近の年代資料に基づく約4m/千年となる（尾崎ほか，2016）。南部の青見地区でのトレンチおよび群列ボーリング調査によると，断層変位の最新イベントは2770 ± 30 ~ 2390 ± 40y.BPに生じている（丸山・斎藤，2007）。

この断層の南方延長部は，測線の西端部にあたる羽鮒丘陵と星山丘陵の間の，羽鮒丘陵上面 (vf4面) からの比高約100mの安居山-沼久保間の低地の地下に推定されている。尾崎ほか（2016）では，この部分を富士川右岸側の水沼断層の北方延長部としているが，丘陵上の平坦面 (vf4面) および崖面の地形的連続性が明瞭なので（図3A, 12A），本論では津屋（1940b），山崎（1979），下川ほか（1996a），今泉ほか（2018）などにしたが，安居山断層の延長部とみなす。

この推定断層部をはさんで，羽鮒丘陵側のvf4面の標高は290~260m程度で西傾斜している。それに対して，約1.5km東側の星山丘陵の西部，沼久保背斜の東翼側のvf4面は180~160m程度になり，ほぼ平坦ないしは東~

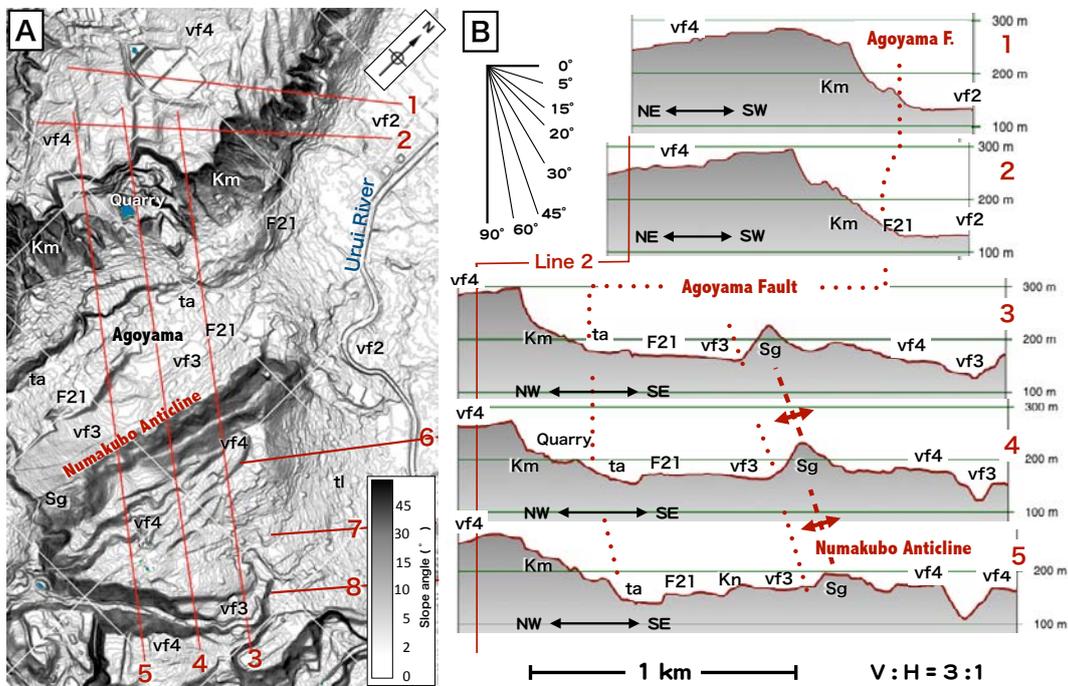


図12 安居山断層周辺のLiDAR傾斜量図 (A) と撓曲崖を横断する同地形断面図 (B)。A図では地形表現を明確化するために，断層の地表トレースの描画を省略。地形面（同構成層）の略称は，図4と同じ。断面図6~8は図13B参照。

Fig. 12 Slope gradation map (A) and topographic profiles (B) around the Agoyama Fault, made from LiDAR-DEM data. The fault traces are not shown in A to make clear the landform around the faults. Abbreviations on topographic surfaces are the same as those in Fig. 4. Profiles 6, 7 and 8 are showing in Fig. 13B.

北東側に緩傾斜している (図3B, 12Bの断面3~5)。この地形は、既に津屋 (1940b) の第3図に示されている。

この両丘陵間でのvf4面の対比が正しければ、その高度差約100m (またはそれ以上) およびvf4上面の傾斜方向の相違は、安居山断層の活動と関係している可能性が大きい。なお、安居山-沼久保間の低地には富士山側から10.5ka頃の外神溶岩流 (F21) が流入しているの、この時点では低地と羽鮎丘陵側の急崖は既に形成されている。また、この部分の安居山断層にとっては変動地形が不明瞭なため、完新世に入ってから活動性は低い (中田ほか, 2000; 尾崎ほか, 2016) と推定される。

安居山-沼久保間の低地の東縁と沼久保背斜の西翼が作る西傾斜の斜面との境界は、安居山断層と平行な直線

状の地形急変部を形成し、その西側に接する低地内のvf3面は、東に緩傾斜 (撓曲?) している (図4, 12Bの断面3~5)。今泉ほか (2018) にも推定されているように、この地形急変部に沿って、東側上昇成分を持つ活断層が存在している可能性がある。

大宮断層

“撓曲構造”の形態：星山丘陵の北東縁を画する“撓曲”状地形が、大宮断層の存在を示唆している (津屋, 1940a)。“撓曲”状地形を横断する図13Aの地形断面の位置は、潤井川左岸側の火山麓扇状地から、人工土地改変が進んだ箇所や新期の河川によって浸食されている部分をできるだけさけて、星山丘陵内部のvf4, vf3, tl面上を通過する

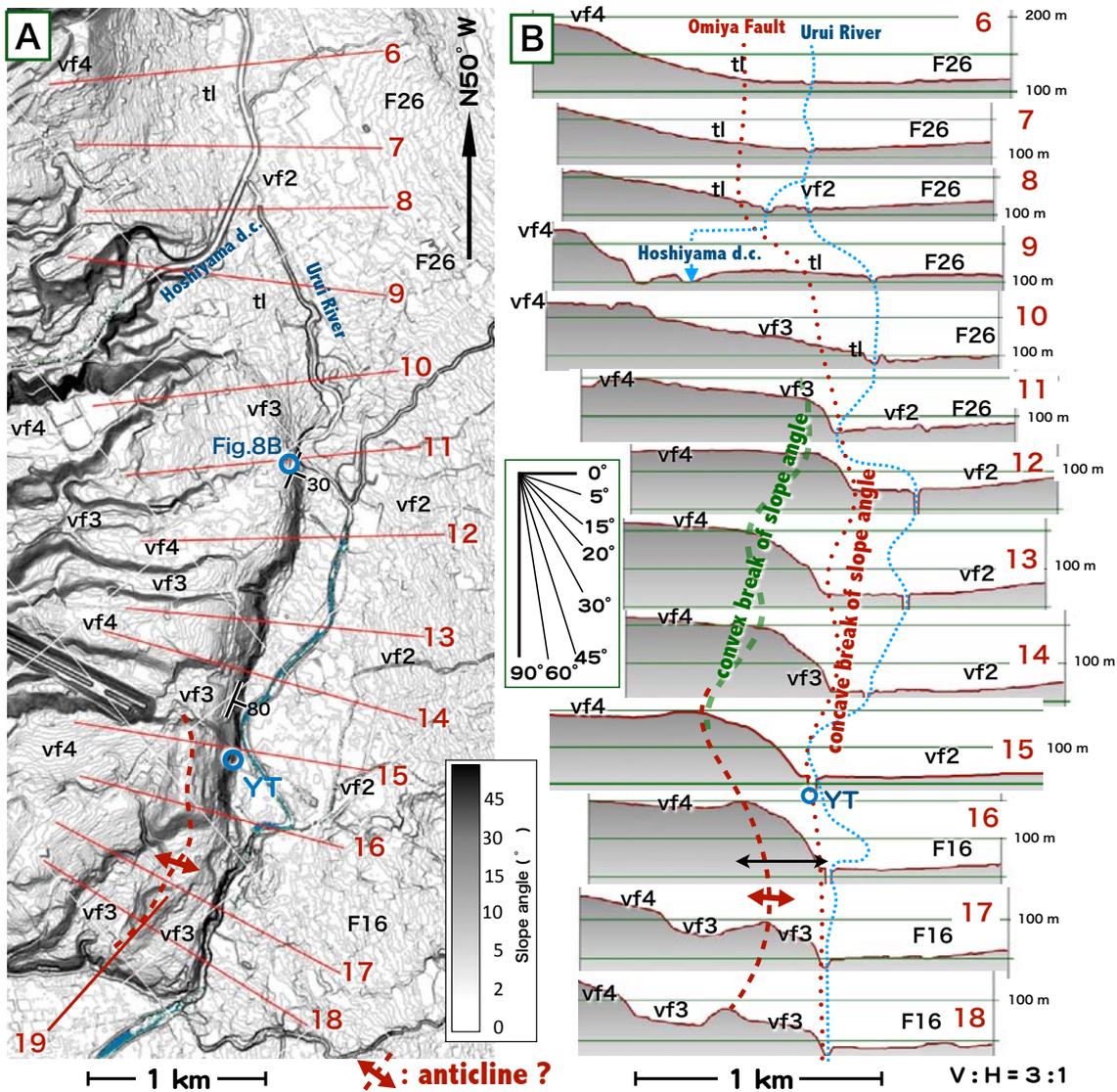


図13 大宮断層周辺のLiDAR傾斜量図 (A) と撓曲崖を横断する同地形断面図 (B)。A図では地形表現を明確化するために、大宮断層の地表トレースの描画を省略。YT: 山本トレンチの位置, d. c. : 放水路, 地形面 (同構成層) の略称は、図4と同じ。断面図19は図14B参照。

Fig. 13 Slope gradation map (A) and topographic profiles (B) around the Omiya Fault, made from LiDAR-DEM data. The fault trace is not shown in A to make clear the landform around the fault. YT: location of the Yamamoto Trench, d.c.: diversion channel. Abbreviations on topographic surfaces are the same as those in Fig. 4. Profile19 is showing in Fig. 14B.

ように選択した。

北西部の地形断面線6～10の区間では、北東方に緩傾斜する低位段丘面 (tl) 内の地下を大宮断層が通過すると推定されている (図4, 10) (中田ほか, 2000; 尾崎ほか, 2016; など)。尾崎ほか (2016) では、このtl面の変形を“活撓曲”としているが、この区間では“撓曲”を表現する上方に凸面を向いたtl面の撓み地形は不明瞭なので、“撓曲”よりは北東方への“傾動”とみなした。

断面線10の南方から、南東端の同13にかけて、潤井川右岸側の崖が顕著になる。その間の星山丘陵上面ではほぼ水平もしくは北東に緩傾斜していたvf4, vf3面は、崖下からの水平距離200～400m付近を遷急線として南西方から北東方に徐々に傾斜を増し、凸面を上に向けた“板付きカマボコ”の側面のような曲面を作りながら湾曲している。ここでは、安居山断層の急崖に特徴的な小谷による谷頭浸食はほとんど認められず、明瞭な遷急線は発達していない。崖下直前で崖面は最大45°前後の傾斜に達し、明瞭で直線的な遷緩線 (崖麓線) を作って潤井川沿いの低地と接する。なお崖最下部の急傾斜部は、斜面保護のための人工法面 (擁壁など) を含む。この崖下の遷緩線付近が大宮断層の地表トレースとされている (津屋, 1940a; 中田ほか, 2000; など)。この崖の最大比高は、断面線13～16の区間で約80mである。崖上のvf4, vf3は富士山麓起源であることから、遷急線の南西側で北東方に緩傾斜するvf4面, vf3面は、堆積時の南西方緩傾斜から逆傾動した変動地形とみなされる (山崎, 1979; など)。

断面線14の遷急線から連続して、同15の北西方から南東端の同18にかけて、崖から300m前後離れて崖と平行して幅200m前後、比高10～20m程度の背斜状の盛り上がり地形 (バルジ) がvf3面, vf4面上に形成されている (図3B, 12A)。この背斜状地形は中田ほか (2000), Lin *et al.* (2013), 今泉ほか (2018) などでも指摘されているが、尾崎ほか (2016) には図示されていない。

大宮断層に沿う“撓曲”状地形が明瞭な断面線11～18の区間では、凸型崖面を構成する火山麓扇状地堆積物 (vf) はほとんど露出してないが、vf3に属する堆積物の角礫の配列から、断面線6の南方で30°NE (図8B), 同9～10間で80°NEの傾斜角を持つ (小田原ほか, 2013)。以上のような潤井川の蛇行とは無関係な直線的な遷緩線を持つ崖の走向と、断面が示す崖の“板付きカマボコ”状の幾何学的形態 (図3B, 図12), および構成層 (vf3) の傾斜から、この“撓曲”状崖は典型的な変動地形としての撓曲 (以下, “” を削除) 構造の地形表現であるとみなした。したがって、“潤井川による側方浸食地形説” (恒石・塩坂, 1981) は受容できない。

この撓曲構造の評価と関連した大宮断層の上下変位量 (垂直隔離量) については、断面線6の北方、星山丘陵と羽射丘陵の間の低地では、富士山側から富士川方面に向かって外神溶岩流 (F21) が流れている。また星山放水路のHB1054～1056孔では、ほぼ同高度 (標高100m前後) にvf3?の上面が存在する (図5)。これらから、vf3堆積時を含め20ka以後に大宮断層の活動があったとしても、星山放水路以北では数10m規模の上下変位をもたら

すものではなかった。

vf4面, vf3面の撓曲が明瞭になる星山放水路以南では、vf3面 (Yamazaki (1992) ではMf-III面) を指標とすると、断面線10付近で40～50m, 同11～12間で80m, 同15付近で80mの上下変位量になる。vf3面の形成年代を20kaとすると、それ以降の平均変位速度は2～4m/千年と見積もられている (Yamazaki, 1992)。

一方、Lin *et al.* (1993) では、その上下変位量を彼らのFig. 3のA-A'断面で137m以上、同C-C'断面では94m以上と推定している。このうち前者は岩本山付近の岩淵火山岩類が作る上面と入山瀬溶岩流の上面 (F16面) を対比し、後者は鷺ノ田層中の沼久保背斜の冠部が作る尾根とvf2面とを対比している。星山丘陵側の変位基準は、いずれも火山麓扇状地堆積物vf4, vf3が作る地形背面から突出する残丘状の凸地なので、火山麓扇状地堆積物および溶岩流が作る北東方の地形面と対比するのは適当とはいえない。

正断層? : 明瞭な撓曲崖を成長させる大宮断層の上下変位としては、“火山性陥没説” (鈴木, 1968; 中田ほか, 2016) も含め、尾崎ほか (2016), 今泉ほか (2018) までは山崎 (1979) にしたがって“北東傾斜の高角正断層”とみなすのが優勢であったが、その根拠は明確に示されていない。実際、撓曲崖にそっては地表付近での正断層運動の指標となるような引張変形を示唆する線状凹地や小崖地形が複合した階段状地形は認められていない。また“板付きカマボコ”型斜面地形 (図13) も、引張変形では形成しがたい。

“大宮断層正断層説”の唯一の具体的証拠とされたのは、断面線15が通過する山本トレンチ (YT) で露出した高角北東傾斜の“正断層” (下川ほか, 1996a, Yamazaki *et al.*, 2002) である。この露頭では、“断層上盤側” (火山麓扇状地側) の砂礫層が断層面に向かって南西に15°程度傾斜し、急傾斜する断層面の近傍1～2m前後から“断層面”に平行に引きずり挙げられている。“断層面”が下方に向かって傾斜を減じているので、上盤側の砂礫層のantitheticな傾斜は、下方に向かって緩傾斜化するリストリック正断層によるrolloverであることを示唆する。この場合には、この“正断層”は震源断層にまで延長できるものではなく、地表近傍で生じた“円弧状地すべり”のりり面である可能性が大きい。また、変位が確認できるのは完新統の河川および斜面堆積物で、撓曲崖の本体を構成する“古富士泥石流”中での正断層変位は確認されていない。そして彼らの報告では、表層円弧状地すべりの可能性には全く言及されていない。

下川ほか (1996a, b) は、この“正断層”が3kaの斜面崩壊堆積物に覆われていることから、この崩壊は3ka頃の断層 (地震) 活動に起因しているとした。この時期の斜面崩壊イベントは存在したであろうが、この“正断層”の活動自体が、大宮断層の活動に起因する地震に伴なわれたとする確証はない。

以上から、“火山性陥没説” (鈴木, 1968; 中田ほか, 2016) を含めて、大宮断層を正断層とする積極的根拠は認められない。

逆断層? : Lin *et al.* (2013) のFig. 3には、大宮断層を

逆断層とみなした断面図が示されている。しかしながら、ここでも逆断層である理由が明示されていない。また断面が縦5倍以上に誇張されているため、断層傾斜角の読み取りが困難で、本文にも記述がない。

前述した“板付きカマボコ”状の上方に凸面を向けたなめらかな曲面を描く撓曲地形は、水平圧縮に起因する水平短縮を伴う褶曲作用が機能したことを示唆している。この特徴から、撓曲崖の地下には水平短縮をうながす逆(衝上?)断層が存在し、その南部の断面線15~18間の上盤側では、さらに小規模な背斜状の高まりを作るような逆向き衝上断層(back thrust)が形成されているか、flat-ramp-flat構造を持つ階段状の断層形態をとっている可能性がある。すなわち、撓曲崖とその周囲の斜面の幾何学的形態は、断層関連褶曲(fault-related fold)(狩野・村田, 1998: など)のうち、fault-bend foldまたはfault-propagation foldの前縁での地表表現であることを示し、大宮断層は断層面が地表まで到達していないblind thrustとみなすことができる。

最大比高・最大斜度の崖となる地形断面16において、崖の頂部と崖下の水平距離400mの区間(図8, 断面11の両矢印の範囲)で、現在の斜面長が水平堆積当時の長さ(距離)を保存しているとすると、断面から読み取った水平短縮量は約60mで、短縮率は約15%となる。この水平短縮量と撓曲崖の比高約80mが単一の断層の変位でなされたとすると、その断層面は北西に50°前後の傾斜となる。すなわち、大宮断層は南西方に中角度で傾斜する逆断層であると想定される。

以上の単純化された試算は、地表にのりあげた上盤側で作る遷緩線が前進(東~北東進)していないことを前提とし、潤井川による上盤側底部の浸食、すなわち遷緩線の後退が無視されている。したがって、この試算では水平短縮量を過小に、断層傾斜角を過大に見積もっている可能性があり、横ずれ変位が考慮されていないので、かなりの誤差が見込まれる。なお、類似した形態の撓曲構造は2014年長野県北部の地震に伴って形成されている(Appendix参照)。このような精度での撓曲崖の形態解析は、今後、断層の性格を検討するための一材料となろう。

入山瀬断層

入山瀬断層は津屋(1940a)によって、星山丘陵の南東部と富士川扇状地との関係から、以下のように提案された(原文は縦書き)。

入山瀬断層も亦実際の露出では確められないものであるが、地形的には星山丘陵の東南縁の急斜面を以て代表されるもので、南西から北東の方へ走り、その北東の延長は富士山麓上七集塊質泥流が地表に露出する地域と地表に全く露出しない地域との略境界に相当するものであります。即ち同断層線の北西側では集塊質泥流が地表に広く露出しているが、反封側では全く地表に露出せず、大淵村地内のボーリング地点で地下三百三十米内外の深さの所に在り、従って同断層線の南東側は反封側に封して相対的に低下してあるものと考へられます。

入山瀬断層は、星山丘陵の東端部から、丘陵の南東側

をとおり、富士市松岡付近から富士川沿いを南下し、蒲原丘陵の東側の富士川河口に達する伏在断層としてのトレースが推定されている(図2, 4)(山崎, 1979; 中田ほか, 2000; など)。本断層の北部、星山丘陵の南東側の部分では入山瀬断層は高角逆断層とされてきたが(山崎, 1979)、変動地形はほとんど認められず、その実態は明らかになっていない。

星山丘陵の東端部での入山瀬断層は、大宮断層から南東方に屈曲していく(図3B, 4, 14)。トレンチ調査の適地がない星山丘陵崖下では複数のボーリングで断層の存在が検討されたが、それを示唆するような数10m以内の狭い範囲内で、上部更新~完新統の上下変位は認められていない(Yamazaki *et al.*, 2002; 丸山・斎藤, 2007)。滝戸ボーリング群(TK)を挟んだ断面線19, 20のvf3面は“撓曲”状の曲面を作り、断面線21まで連続するようである(図14A, B)。

断面線22の北東約150mでの旭町群列ボーリング(AB)では、距離160mの範囲で6本の掘削がなされた。その結果、崖下に推定されていた断層トレースの北西側の比高4mの小崖は、浸食地形ないしは人工改変地形の可能性があるとみなされている(丸山・斎藤, 2007)。また、断層のトレースをはさんで“古富士泥流堆積物”が15°程度南東に傾斜していることが確認され、幅広い範囲(数100m?)の緩やかな撓曲帯が形成された可能性が提示された(丸山・斎藤, 2007)。だが、断層の位置までは特定できていない。掘削試料中の富士川扇状地・氾濫原堆積物に挟まれた斜面崩壊堆積物によって、複数の崩壊イベントの存在が指摘されているが(Yamazaki *et al.*, 2002; 丸山・斎藤, 2007)、斜面にそった場所での崩壊堆積物の存在が、付近での断層変位に起因できるものではない。

断面線21以南では崖面を小谷が刻み込み、崖下の遷緩線は屈曲している。さらに南西方の断面線23, 24では、岩本山南東側の比高150m前後の急崖となるが、ここには鷲ノ田層や火山麓扇状地堆積物よりは堅固な岩淵火山岩類が露出している。すなわち、この範囲での崖の形態は大宮断層の撓曲崖とは異なり、断面線23, 24での崖下は推定されている断層トレースから250m以上南東方に位置している。

断面線24の南側の急崖は、岩本山の南麓、富士川扇状地の扇頂部にあたる富士川左岸側の岩淵火山岩類が作る急崖に連続している。この急崖の下部、河床(標高約30m)からの比高60~40mには万野および実相寺西方の平坦地が形成されている(図14C)。この二つの平坦地は“中位段丘面”に相当する高度に位置し、火山麓扇状地III堆積物(vf3)が構成する面に対比されている(尾崎ほか, 2016)。この二つの平坦面は現在は分断されてはいるが、南方に緩やかに低下する上面の高度変化から、形成当時は連続していたとみなされる。

この対比が正しければ、このvf3面は星山放水路の低地、および/または、それより北西方の貫戸から明星山-岩本山の間の低地を流下し、当時の富士川河床を埋積した土石流・泥流による堆積段丘の残存物である。このvf3の堆積年代は、最終氷期末期の最寒冷期(LGM)にあたる21ka頃またはそれ以前とされている(p. 29)。し

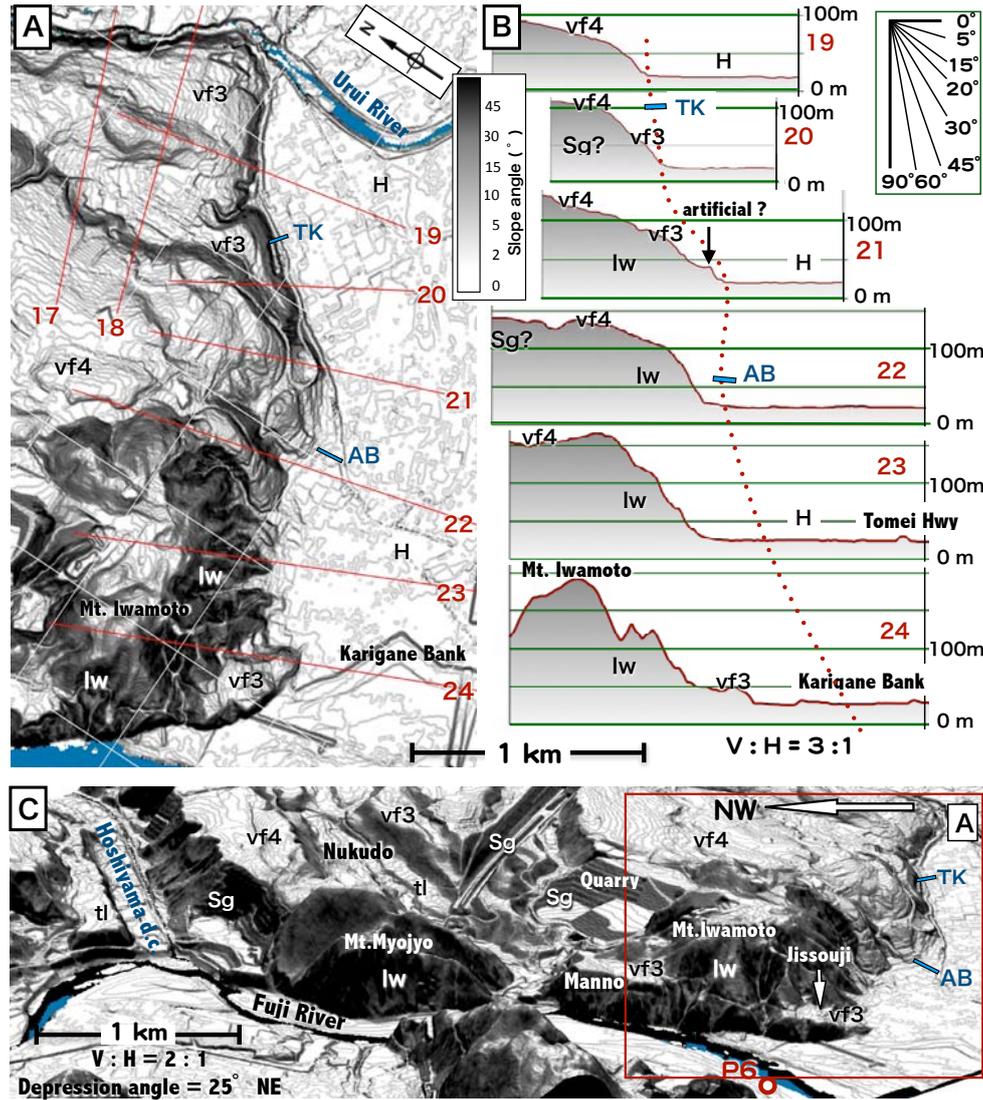


図14 入山瀬断層周辺のLiDAR傾斜量図(A)と断層トレースを横断する同地形断面図(B), および同地形鳥瞰図(C). A, C図では地形表現を明確化するために, 入山瀬断層の地表トレースの描画を省略. 地形面(同構成層)の略称は, 図4と同じ. 断面図17, 18は, 図13Bを参照. TK: 滝戸ボーリング群(Yamazaki *et al.*, 2002)の位置, AB: 旭町群列ボーリング(丸山・斉藤, 2007)の位置.

Fig. 14 Slope gradation map (A), topographic profiles (B), and bird's-eye view (C) around the Iriyase Fault, made from LiDAR-DEM data. The fault trace is not shown in A and C to make clear the landform around the fault trace. Profiles 17 and 18 are showing in Fig. 13B. TK and AB: Locations of the boreholes at Takido (Yamazaki *et al.*, 2002) and Asahi-cho (Maruyama & Saito, 2007), respectively. Abbreviations on topographic surfaces are the same as those in Fig. 4.

たがって, 富士川左岸沿いの最大斜度 45° 以上に達する急崖は, vf3面の形成以前に存在していたことになる. すなわち, 岩本山南麓の急崖と同様に, 星山丘陵南東端の南半部(断面線22以南)の急崖は, 東流していた当時の富士川による浸食崖であり, 現在に近い崖の形態はvf3堆積時には既に形成されていた. 断面線21以北についても, 撓曲崖とする積極的な理由はなく, 浸食崖の可能性が高い. 前述したように, 大宮断層に伴う撓曲構造は, vf3堆積以後に成長している.

安政東海地震での入山瀬断層の活動を示唆する歴史記録として明確で顕著な地変は, 地震後に富士川右岸側での洪水が希になり, 左岸側に集中するようになり, 地震の半年後を含めての3年間(1855~1857年)には計6回の

大規模な洪水が, 左岸側に流入していることである(松本, 2014). 星山丘陵南端部から約1km南方に離れて形成されたとされる“松岡地震山”(大森, 1920; 羽田野, 1977; 恒石・塩坂, 1981)については, それに相当する地形的高まりは特定されておらず, “蒲原地震山”と同様な検証(石原・水野, 2016; 伊藤・山口, 2016; 松浦ほか, 2018; 田中ほか, 2018)が必要である. 恒石・塩坂(1981)の“富士川断層”による“雁堤東端部の変形”については, 確実な歴史資料が見出されておらず, トレンチ調査では断層を確認されなかった(下川ほか, 1996a). 仮に堤体の破壊があったとしても, 断層運動によるものではなく, 強震動ないしはその後の洪水に起因した決壊かもしれない.

津屋 (1940a) の指摘から現在に至るまでに、星山丘陵にその部分については、高角逆断層としての入山瀬断層の存在を示す地質学的・地形学的な情報は得られていない。田中ほか (2018) が指摘するように、そのトレースの位置ばかりでなく、断層の存在自体を含めて、さらに検討が必要である。

松岡以南では、入山瀬断層は南北方向で西側上昇の逆断層センスを持つ活断層で、約1500年の間隔で活動し、蒲原丘陵を隆起させている (Yamazaki, 2002; 地震調査推進本部地震調査委員会, 2010; など)。蒲原丘陵から富士川河口・駿河湾沿岸部にかけての断層の位置や性格については、大淵溶岩流 (F17) の分布高度の変化 (山崎, 1979; 恒石・塩坂, 1981) や反射法地震探査 (Kaji *et al.*, 2008; 伊藤・山口, 2016), ボーリング (石原・水野, 2016) などによって検討されている。これらの成果については、問題点を含めて尾崎ほか (2016) で詳しく紹介されているので、本論では省略する。

“岩本断層”

Lin *et al.* (2013) は、貫戸周辺を含む岩本山の西方の南北方向の低地沿いに入山瀬断層から分岐した活断層として、星山丘陵を横断する“岩本断層”の存在を指摘した。その証拠として、岩本山の北北西約600m地点 (図4のIw地点) で、鷺ノ田層のシルト層と礫層とが接するN26°W/75°SWの姿勢を持つ“逆断層露頭”を報告している。この“岩本断層”に沿っては、変動地形の存在は確認されていない。尾崎ほか (2016) は、鷺ノ田層の断層露頭のみでは、富士火山麓堆積物を切断する後期更新世以降の“断層変位”を確認できないとし、“岩本断層”を活断層として扱うことに疑義を呈している。

今回の我々の観察では、この露頭での東側 (“上盤側”) の砂礫層と西側 (“下盤側”) のシルト層との境界は50~75°東に傾斜する不規則な曲面を呈しており、西傾斜の“逆断層”とした報告と矛盾している。小田原ほか (2016) では、この露頭は“下盤側”のシルト層を削り込んで形成されたチャンネル壁を“上盤側”の砂礫層が埋積した、鷺ノ田層内での高角アバット不整合面であると解釈している。本報でもこの見解にしたがって、“岩本断層”については以後言及しない。

星山丘陵周辺の地質構造形成過程

以上に述べてきた地表地質・地形データに基づいて、以下では富士川河口断層帯 (FKFZ) とその周辺での中~後期更新世以降のテクトニクスをまとめていく。図15に、FKFZの構成層と関連する地層・火山活動が年代的に重複する地域の地質情報をまとめた。なお、各地層の堆積年代、火山活動、造構事変の上下限の年代については、厳密には確定されていない。完新世に入ってからFKFZ周辺の断層活動・地震リスク評価については様々な指摘があるが、詳細は尾崎ほか (2016) などを参照されたい。

図15のなかで、最左列 (南西側) はFKFZから南西方に約60~70km離れ、南海トラフからのフィリピン海プ

レート^①の沈み込みの影響を直接受け、伊豆弧衝突の影響が軽微であるとみなされる牧ノ原台地・小笠丘陵から御前崎にいたる地域で、現在の南海トラフ底からは30~40kmの距離がある。ここには庵原層群とほぼ同時代の小笠層群と、その下位の掛川層群およびその上位の牧ノ原段丘構成層が分布している。その右列の有度丘陵 (日本平) は、FKFZから南西方に約25~30km、駿河トラフ底からはおよそ20km離れた伊豆弧背弧側の沈み込み・衝突遷移域に位置し (図1), 中期更新世後期から後期更新世前期にかけての地層が分布している。

FKFZ列については、前述してきた地質過程を模式的にまとめた。富士火山はその南東方25km以内の位置にあるが、“新富士火山”形成以前の“古富士・古御岳”火山については、テクトニクスの議論にかかわる情報がほとんど無い。したがって、富士火山南西麓 (Mt. Fuji SW foot) の列では、火山麓扇状地堆積物 (vf) の堆積以前の山麓斜面形成期 (形成過程は不明) のみを表記した。

FKFZから約20km東方、富士火山南東方の愛鷹火山 (ASTK) (図1) の火山活動は、FKFZ中の庵原層群の変形時期に生じている。愛鷹火山の南方、FKFZからは30~40km南東方の伊豆半島北部には、同時代の大型複成火山が活動している。愛鷹火山の東側、伊豆半島の北側の箱根火山の活動は、FKFZの形成時期と重複している。最左列 (東北東側) の足柄地域はFKFZから約40km隔てた伊豆弧衝突帯の北東端部に位置し、庵原層群と同時代層の足柄層群塩沢層・生土層が堆積・変形をしている。

岩淵火山岩類・鷺ノ田層の堆積・変形 (前期更新世後期~後期更新世前期)

羽鮒・星山・蒲原丘陵の基盤を構成する庵原層群下部の蒲原層は、赤石山地の隆起が活発化し山地の周囲に大量の礫を供給し始める前期更新世の後期の1Ma頃 (松島, 1995; 狩野, 2002; など) から、トラフ底もしくは大陸棚に堆積を開始した地層である。その上位の岩淵火山岩類の火山活動は、伊豆弧北部の背弧側での複成火山群の一つとみなされる。前期更新世の末期から中期更新世の前期にかけては、岩淵火山岩類の上位に位置する鷺ノ田層を構成するファンデルタ性の地層が堆積していく。複数の溶岩ドームを作りながら上昇してくる岩淵火山岩類と鷺ノ田層は一部指向関係、一部貫入関係で接する (p. 29)。

前期更新世後半から中期更新世の前半 (1.0~0.55Ma?) 頃の噴出・堆積年代を持つ岩淵・鷺ノ田の両層は広範囲で強く変形し、特に羽鮒丘陵と星山丘陵では半波長数100mもしくはそれ以上の規模の中~急傾斜した構造が形成されてくる。庵原層群の堆積が終了し、変形を開始してから、削剝が終了する期間については、中期更新世後半 (0.5Ma頃) 以降から後期更新世の前半 (vf4堆積以前) までの間としか限定できない。

鷺ノ田層中での顕著な構造は、尖った軸部を持つ沼久保背斜 (図11) である。沼久保背斜の西翼は、その軸面に見られる断層 (沼久保断層) とほぼ平行である。このことは西翼側が層面^②にそってせり上がってきたことを示唆する。背斜部に対して向斜部は緩やかで、軸部

の位置は特定できない。このような褶曲の形態から、褶曲様式は層面迂りによって水平短縮を伴う断層関連褶曲 (fault-related fold) (Suppe, 1983; 狩野・村田, 1998; など) であったと推定される (p. 37)。層理面の姿勢は明瞭な指向性を示さないが、褶曲の軸方向が南北～西北西～東南東に近いことから、おおよそ東西方向の水平圧縮であったと推定される。鷲ノ田層の礫の破断からも、同方向の水平圧縮が推定されている (p. 33)。

変形に伴って上昇し削剥されていく過程で、羽鮎丘陵の南部、および星山丘陵南部の明星山・岩本山周辺や沼久保背斜の冠部を作る岩淵・鷲ノ田層は、浸食を免れて残丘状に保存され、両丘陵は平坦化していく。星山丘陵と蒲原丘陵の境界付近には“松岡背斜”が形成されているが (p. 32-33)、現在の富士川はこの部分を下刻して南流している。すなわち、富士川の古河道 (“古富士川”) は褶曲形成以前の中期更新世には既に現在に近い位置に

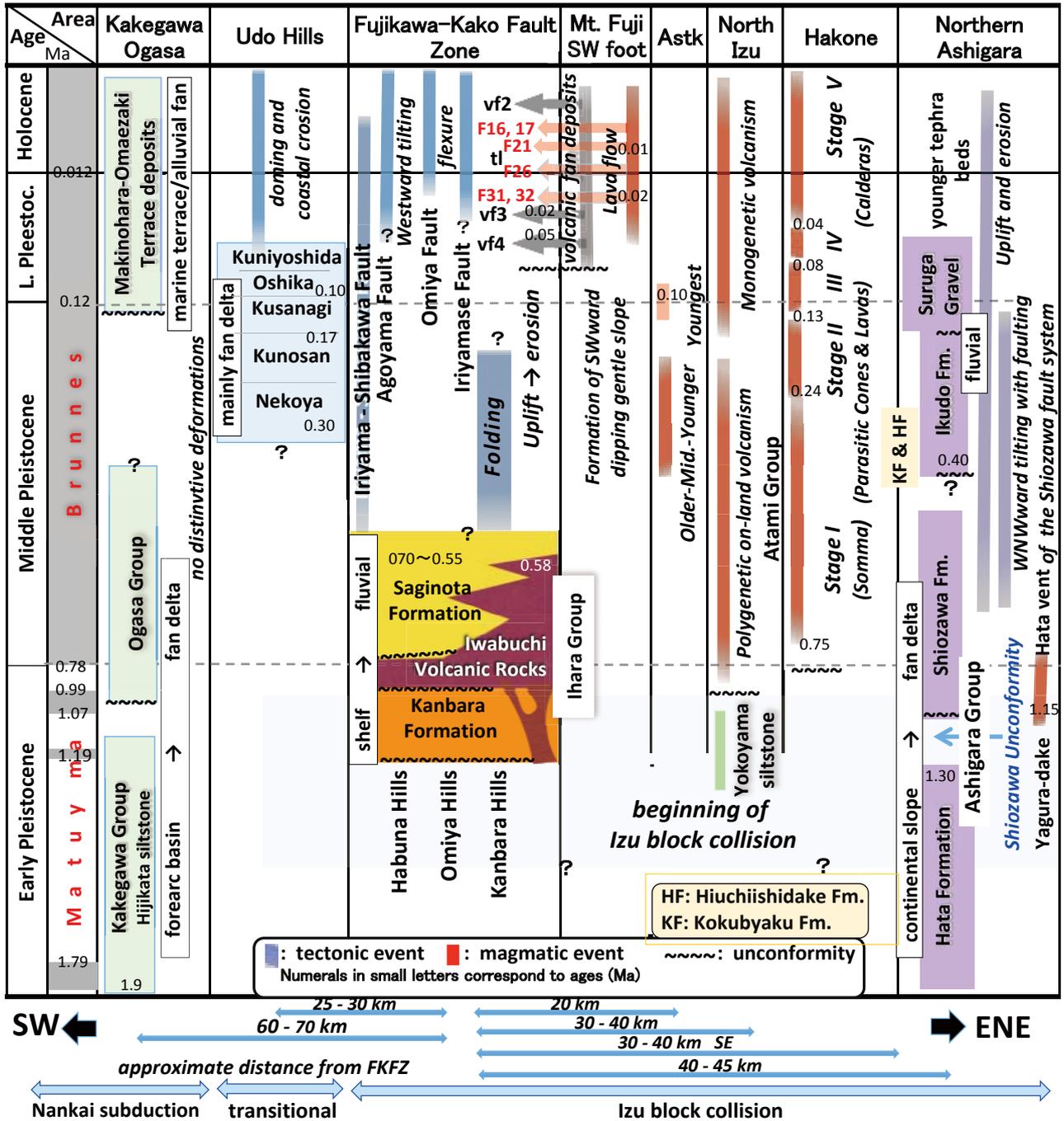


図 15 伊豆弧衝突帯周辺の更新統の層序・構造・造構事変および火山活動の時空関係を示す模式図。本図作成のためのデータソースは、本文中の引用文献を参照。ASTK: 愛鷹火山
 Fig. 15 Schematic figure showing the time-space relationships of the stratigraphy, geologic structures, and tectonic and volcanic events of the Pleistocene strata in and around the Izu collision zone. Data sources of this figure are found in the text. ASTK: Ashitaka Volcano

あり，先行性の急流河川として形成途中の“松岡背斜”を穿掘し，その後の星山・蒲原丘陵の隆起時にも継続して穿掘し，両丘陵を分断させたと推定される。

庵原層群と同時代層の堆積・変形

FKFZでは庵原層群の変形・削剥が中期更新世に進行しているが，この周囲にはこれと同時期の地層が堆積・変形をし，火山活動が生じている（図15）。

足柄地域：FKFZの反対側，伊豆弧衝突帯の前弧側の北東端部に分布する足柄層群は（位置は図1），津屋（1942）を初めとして様々な研究がなされてきたが，現在では丹沢山地と伊豆地塊との間に形成されたトラフを充填する堆積物とみなされている（Huchon & Kitazato, 1984；天野ほか，1986；Imanaga, 1999；など）。この足柄層群の上部の畑層（HH + HO）は，傾斜不整合（塩沢不整合：S.U.）で最上部を構成する1～0.6MaMa前後の塩沢層（SI + Sm + S1）に覆われる（狩野ほか，1988）。この時代の不整合は足柄地域の南東方の大磯丘陵から南関東にかけての広範囲に形成されている（Ito *et al.*, 1989）。

塩沢層の主体は，上昇を開始した丹沢山地起源の礫から構成されるファンデルタ性の礫岩層からなり，庵原層

群とほぼ同時代の地層である。それを覆う生土層（IF）は箱根“古期外輪山”～カルデラ期（後述するステージI後期～ステージIIの火山岩類）の活動による溶岩・テフラ層（黒白層（KF）・火打石岳層（HF））（津久井ほか，2006）と指交する河成礫層である。その上位の駿河礫層（SG）は，カルデラ内火山が活動した頃（ステージIII）の河成礫層である。

以上の畑層から駿河礫層までの地層の分布・構造を重視した足柄山地西部の地質図・断面図を，狩野ほか（1988）から編図した（図16）。この地域の地質構造の詳細は狩野ほか（1988），広域テクトニクスにかかわる議論についてはIto *et al.*（1989）を参照されたい。

塩沢層と生土層およびそれと指交する黒白層・火打石岳層，それらに重なる駿河礫層は，塩沢不整合の形成以降，西北西への傾動によって，堆積盆が西方に移動している過程で急傾斜化が進行し，東側に不整合を形成していった。その過程は，特に図16のZ-Z'断面に示されている。この運動は，塩沢層の層理面とほぼ平行な北北東-南南西方向で，左横ずれ成分を持つ塩沢断層系の活動を伴っている。より東側に分布する塩沢層下部の傾斜は60°程度であるが，上部（西側）に向かって傾斜を増

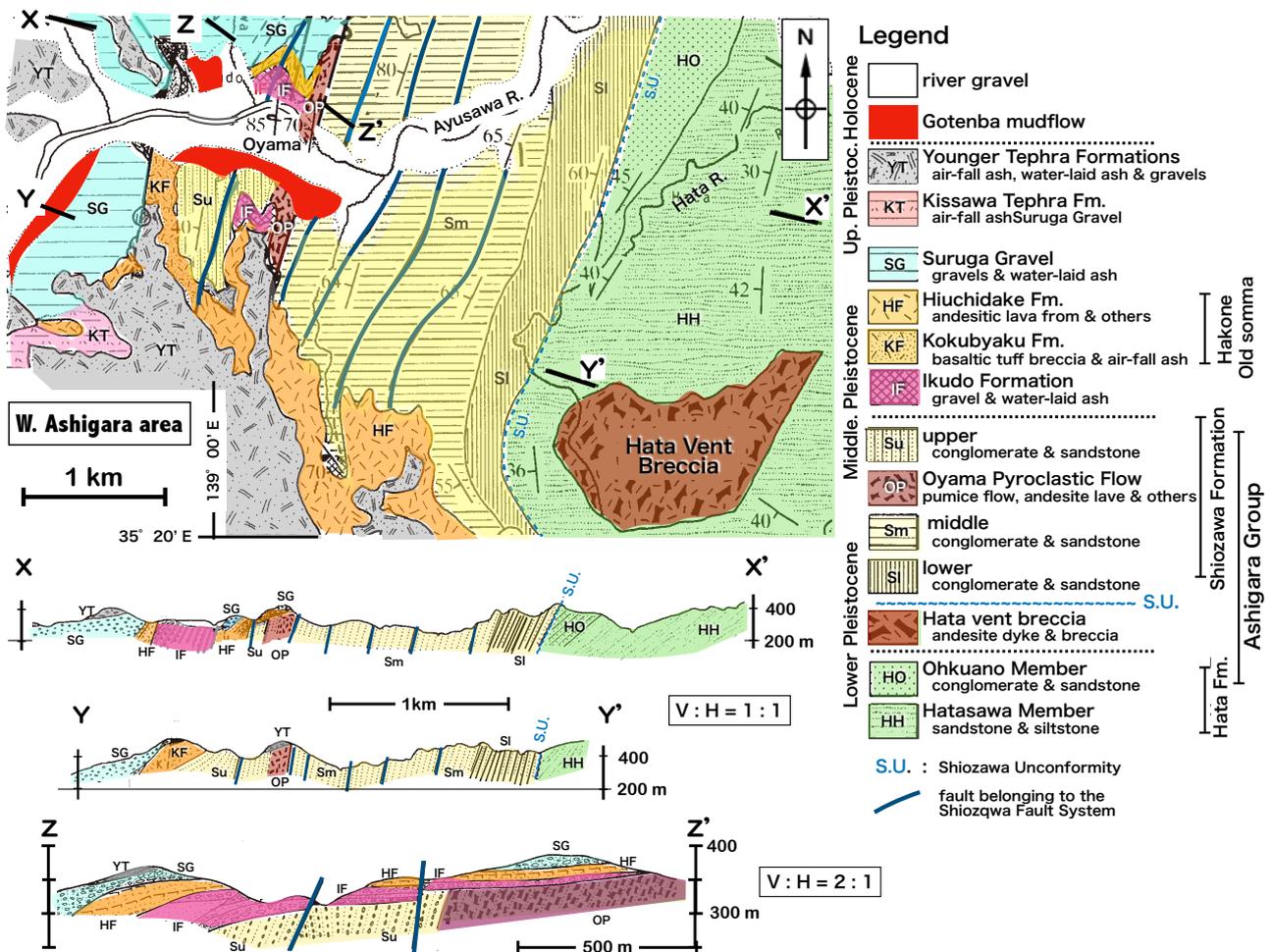


図16 足柄地域西部の地質図と地質断面図。狩野ほか（1988）に基づいて編図。
Fig. 16 Geologic map and profiles of the western Ashigara area, modified from Kano *et al.* (1988).

し、同層上部では一部逆転して東傾斜80°程度になる。さらに上位の生土層・黒白層・火打石岳層に入ると緩傾斜化していくが、駿河礫層の一部は50°程度まで傾斜している。塩沢層下部から駿河礫層までの逆転層を挟む西方傾動地帯の幅は約3km、畑層上部の高傾斜部を加えれば、それ以上に達している(図16, 断面X-X', Y-Y')。前期更新世後期～中期更新世の期間に生じたこの傾動運動は、伊豆弧衝突を示す顕著な事象として認識されている(Ito *et al.*, 1989; 小田原ほか, 2011; など)。

有度丘陵：有度丘陵(位置は図1)は、南東縁を駿河湾、東縁を清水湾、北～北西縁を巴川低地、西縁を静岡平野で囲まれた、南北および東西に約6kmの幅を持つ有度山(307m)を最高峰とする丘陵地である。この丘陵は、FKFZ内の星山丘陵からは南南西方約30kmに位置している。この丘陵の地質の概要を表現した、杉山・下川(1982)の地質図にLiDAR-DEMデータを重ねた地質鳥瞰図を図17Aに示した。

この丘陵を構成する更新統については多くの研究がなされてきたが、層序と地質構造の概要は土(1960)によってまとめられた。古期の最下部を構成する根古屋層(NI + Nm + Nu)の下限年代は、庵原層群の堆積が終了している0.3Ma以前で、その上位には久能山層(Kn)、草薙泥層(Kg)、小鹿礫層(Os)・国吉田礫層(Ky)の順に、全体としてはファンデルタ性の地層が比較的整然と重なっている(近藤, 1985)。久能山層上部(Nu: 近藤(1985)の村松礫シルト部層)からは0.176MaのU-Th年代値が得られ(Kitamura *et al.*, 2005)、小鹿礫層中には0.1Ma頃の広域テフラ、On-Pm1が挟まれている(北里・新井, 1986)。

地層は全体として北にプランジしたゆるやかな“ドーム”状の曲隆を示し、南半部は駿河湾による海食で急崖が形成されている(図17)。これを西方から北北西-南南東方向の断面(図17B)で見ると、久能山礫層、小鹿礫層の層理面と平行な平坦面(土(1960)の日本平面)が約5～6度の傾斜で北方(陸側)に傾動している(図17B)。なおこれらの地層は堆積時には南方(海側)に緩傾斜していたと考えられるので、実際の傾動角度はさらに大きくなる。柴ほか(1990a), 柴(1991, 2016)は、この曲隆構造を“南北方向の軸を持つ複背斜”としているが、ドームの長軸は背斜軸に相当するので、以下では“半ドーム状構造”と呼ぶ。

根古屋層の下限は未露出だが、同層から国吉田層までの堆積期は、庵原層群が急傾斜化を伴う変形をしていた頃である。有度丘陵の構成層の半ドーム状構造を形成以前の堆積時に戻すと、後期更新世の初期までは地層はほとんど変形していなかったことになる。半ドーム状構造の形成開始は0.1Ma頃以降になるので、有度丘陵の最高部の有度山周辺は北部の巴川低地帯に対して約3m/千年の速度で上昇している。このような局地的なドーム状隆起は、FKFZ周辺でも、有度丘陵の西方でも確認されていない。以上から、およそ20km離れたFKFZ地域と有度丘陵との間で、中～後期更新世の期間には異なるテクトニクスが進行していたことになる。

なお、有度丘陵の半ドーム状隆起の原因については、いくつかの見解が提示されているが、本論では議論しない。

牧ノ原台地・小笠山丘陵：有度丘陵から南西方には、東から西に向かって日本平面と同時代の0.1Ma前後に形成

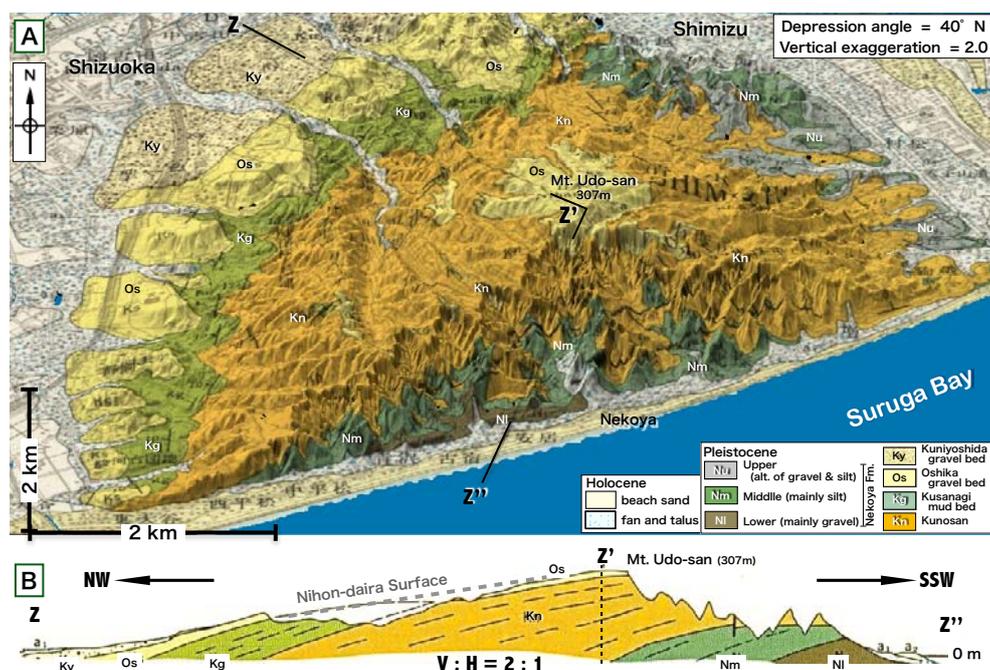


図17 杉山・下川(1982)の地質図とLiDAR-DEMデータを重ねさせた有度丘陵の地質鳥瞰図(A)と断面図(B)。

Fig. 17 Bird's-eye geological view of the Udo Hills, made from the geologic map by Sugiyama & Shimokawa (1982) and the LiDAR-DEM data (A), and the geologic profile (B).

された牧ノ原・磐田原・三方原台地（または丘陵）などの高位段丘面が不連続に分布している。これらの地形面の形成・上昇は、海水準変動と関係させた高度分布の解析から、緩やかな曲隆の結果であるとされている（土，1984；鎮西，2006）。これらには有度丘陵で特徴的な、陸側に傾く変形は生じていない。

牧ノ原台地から西方に連続する小笠山丘陵には、鮮新～下部更新統の前弧海盆堆積物である掛川層群（上限年代は1.60Ma?）が広く分布し、その上を軽微な不整合で中期更新世の赤石山地起源の礫層を主体とするファンデルタ性の小笠層群（1.00～0.40Ma?）が覆っている（石田ほか，1980；武藤，1985；杉山ほか，1988）。すなわち、小笠層群と庵原層群はほぼ同時代層で、赤石山地の上昇により前者は“古大井川”から、後者は“古富士川”から供給された大量の礫からなるファンデルタ性の地層であることも共通している。掛川・小笠層群は全体として南西方に緩傾斜し、最大30°程度の傾斜角を持つ部分があるが、顕著な変形構造は発達していない。これらは前述した牧野原台地の構成層に不整合で覆われている。

愛鷹・箱根・伊豆北部の火山活動

伊豆地塊の衝突が本格化する1Ma頃には伊豆弧北端部で火成活動が活発化してくる。庵原層群・岩淵火山岩類は、この時期の火山活動である。足柄層群塩沢層の下位に位置する畑層中には、1.33～0.89Ma前後に小規模ではあるが矢倉岳の石英閃緑岩体が貫入し、角閃石安山岩を主体とする畑道角礫岩が形成されている（Imanaga, 1999）。塩沢層の中部と上部の境界に挟まれる層厚約30mの小山火砕岩層（OP）（小田原ほか，2011）は、畑道角礫岩の地表噴出物とみなされている（図16）。庵原層群や足柄層群の堆積・変形が進行している期間には、伊豆弧北端部の複成火山群が活発に活動している。

愛鷹火山：愛鷹火山は、FKFZの東方約20km、箱根火山の西方約20kmおよび足柄地域の北東方約25kmに位置している（図1）。この火山は、岩淵火山岩類の活動が終了し庵原層群の変形が進行していく期間と重なる0.4～0.1Ma頃に活動している。火山活動は4期に分けられ、それらのうち旧期，中期，新期の玄武岩質の活動が主体で、最新期の活動は少量で、デイサイト質になる（由井・藤井，1989）。

伊豆半島北部：2Ma頃には大部分が陸化していた伊豆半島北部では、達磨山（位置は図1）や天城・棚場・多賀火山などに代表される玄武岩～デイサイト質の大型の複成陸上火山群（熱海層群）が、0.8～0.2Maの期間に形成されている（小山，2010a；など）。それらのうち、半島最北部では南から北に宇佐見（0.9～0.4Ma）・多賀（0.7～0.3Ma）（位置は図1参照）・湯河原（0.4～0.2Ma）の三火山が配列し、さらに北方の箱根火山に連続する（小山，2010a）。これらのうち、丹那断層の西側に発達する火山については、岩脈の方位などから南北～北北西～南南東方向の圧縮応力場で活動したと推定されている（小山，2010a；など）。複成火山群の活動後の0.15Ma頃からは、伊豆半島北東部、丹那断層の東側で北西～南東方向の東伊豆単成火山群が活動している（小山，2010b；な

ど）。

箱根火山：岩淵火山岩類の後期の活動と鷺ノ田層の堆積末期にあたる中期更新世の初期頃には、足柄地域南方の箱根火山（位置は図1）が活動を開始する。箱根火山の形成史は平田（1999）、津久井ほか（2006）、長井・高橋（2008）、萬年（2014）などでまとめられているが、以下では萬年（2014）のステージ区分にしたがう。

第1ステージ（～0.24Ma）には、現在の外輪山の主要部（“古期外輪山”）を構成する玄武岩～安山岩質の成層火山群が形成されている。第2ステージ（0.24～0.13Ma）には、中央部にカルデラの形成を伴う軽石流が噴出し、外輪山の一部で玄武岩～デイサイト質の単成火山群が形成されている。第3ステージ（0.13～0.08Ma）にはカルデラ内で溶岩流および溶岩ドームが、第4ステージ（0.08～0.04Ma）には軽石（流）の噴出に伴って新期カルデラが形成され、第5ステージ（0.04Ma～現在）の噴火活動に移行する。

この過程で足柄層群塩沢層・生土層の堆積・変形期間にあたる第1ステージの後期から第2ステージにかけては、平行岩脈群や単成火山群の方向から北東～南西方向の引張場が作用し、第3ステージ以降は足柄地域東部から箱根火山の中央部を縦断し、伊豆半島北部に達する南北方向で左横ずれ成分が卓越した平山～丹那断層系（図1）によるプリアパート運動が、マグマ上昇を促したとされている（小山，1993；長井・高橋，2008）。

中期更新世における伊豆弧衝突帯での造構運動・火山活動の関係

FKFZ内には庵原層群堆積後から富士山麓扇状地堆積物が堆積するまでの期間の地層が分布していないために、庵原層群の変形過程を明らかにすることはできない。また露出が断片的なために、地質構造の全貌が明らかになっていないとはいえない。だが、それらを三丘陵に共通して露出する鷺ノ田層の構造をまとめると、露頭規模を越えたスケールで中～高角傾斜部と尖頂背斜を伴う複雑な構造を持つことが明らかになった。特に変形は星山・羽耐丘陵で激しいが、蒲原丘陵でも波長1km前後の褶曲が認められる。一方、東方の足柄地域の足柄層群上部層は、急傾斜した幅3km程度の撓曲帯を構成している（p. 41-42）。

これらから、伊豆衝突帯北端部の東西両側の地表近傍では、同時代層がタイプは異なるが数100m以上のスケールで過度に進行した変形構造を有していることになる。この変形状態は、プレート沈み込みに伴って形成される付加体の内部構造とも異なっている。庵原層群や足柄層群中には付加体浅部に特有な地質図規模での低角覆瓦ラスト構造は発達していない。したがって、庵原層群と足柄層群の変形は島弧～島弧衝突帯の浅部での特異なテクトニクスを反映したものと見なされる。

衝突域と沈み込み域との遷移帯に位置する有度丘陵では、根古屋層より下位の地層は露出していないが、根古屋層から小鹿層の堆積期間（0.3～0.1Ma頃）内には大きな造構事変は生じていない。それに対して0.1Ma以降に陸側への傾斜を含むドーム状構造が形成されている。さらに南西方の小笠山丘陵地域の小笠層群は庵原層群の堆

積年代と重複するが、その下位の掛川層群を含めて顕著な褶曲構造は発達していない。

したがって、有度丘陵から西方に向かうにつれて、伊豆弧衝突の影響が急激に減少していく。0.1Ma以降は有度丘陵の変形が顕著である。ただし、陸域で観察できる地帯は西方に向かって沈み込み境界の南海トラフ底から離れ、西部の三方原台地では約80kmの距離になる。

この伊豆弧衝突帯での造構事変は、火山活動と密接に係わっていると考えられる。庵原層群岩淵火山岩類の活動の一部は、鷲ノ田層を作るファンデルタ中に複数の溶岩ドームを成長させている。同じくファンデルタ性の足柄層群塩沢層の堆積中には、下位の畑層中に矢倉岳岩体が貫入し、畑道角礫岩が形成されている。庵原層群の堆積後にその東方には愛鷹火山が形成されはじめ、庵原層群と塩沢層・生土層の変形期には愛鷹火山、箱根火山、伊豆半島北部の大型複成火山群が成長していく。

これら火山群の山体の伸長方向や岩脈の方位からは、前期中新世の後期(1Ma~)から現在までは北西-南東~南北の圧縮、北東-南西~東西の引張応力場が想定される。塩沢断層系の活動を伴う塩沢層=生土層の撓曲変形は、この応力場と調和的である。ところが、庵原層群の変形からは東西に近い圧縮応力場であったと思われる。フィリピン海プレートの進行方向とかかわる地域応力場の時空変化の解明が、衝突域周辺の中期更新世以降のテクトニクスを明らかにする上で重要となる。

FKFZ東縁断層群の活動と、羽鮒・星山・蒲原丘陵の急速隆起

前述(p.24)したように、FKFZの西縁を限る芝川・入山断層は、浜石岳層と庵原層群の境界断層として地質学的変位量は大きい。しかしながら、後期更新世以降の活動性は、東縁の安居山・大宮・入山瀬断層に比べると活発とはいえない。

富士山火山麓と連続していた“先羽鮒・先星山丘陵”の南向き緩斜面上に火山麓扇状地IV堆積物(vf4)が流入し、褶曲形成後の岩淵・鷲ノ田層を傾斜不整合に覆う。安居山断層に沿う断層(線)崖と大宮断層に伴う撓曲崖を比べると、前者の比高が後者に比べて約2倍で、前者には小谷が発達し開析が進行した凹型斜面が形成されているが、後者は斜面下部を除いてほとんど解析されていない凸型斜面である(図3A, 12, 13)。同じ潤井川左岸にそう崖で、このような斜面形態の相違が生じているのは、前者の起源が後者に比べて古いか、より活発に隆起したか、それらの相乗効果によるかを示唆している。羽鮒丘陵の隆起開始時期は、vf4の堆積後の50ka頃以降としか限定できないが、vf3面が認められないことから、隆起の開始はvf3の流下以前だった可能性がある。

羽鮒丘陵南部と星山丘陵のvf4面の約100mの高度差、および安居山-沼久保間の低地への10.5ka頃の外神溶岩流(F21)の流入から判断すると、安居山断層による羽鮒・星山丘陵の分断はF21以前に生じたものと推定できる。ただし、安居山断層中~北部の潤井川低地沿いに比べると、両丘陵間の安居山断層には明瞭な変動地形は認められず、完新世に入ってから活動は活発とは言えない。

い。

大宮断層の撓曲崖が成長し、星山丘陵が顕在化するのには、20ka以前のvf3面形成以降である。断層の変位量が大きいのは南東部で、撓曲崖の比高は最大80mに達する。前述(p.36)したように、星山丘陵と火山麓扇状地地下での地層の対比に基づいた2万年前以降の平均垂直変位速度は4~2m/千年と見積もられ、南東側ほど速くなる(Yamazaki, 1992)。なお、vf3, vf4は富士山側起源であることから、撓曲崖遷急線の南西側で北東方に緩傾斜するvf4, vf3面は堆積時の南西緩傾斜から傾動した変動地形とみなされる(山崎, 1979; など)。星山放水路以北での同断層の変位は、低位段丘堆積面(d面)に北東方への傾動変形をもたらしている。

撓曲崖の走向と上下変位からは、大宮断層が逆断層であるとすると北東-南西方向の短縮成分を持つことになる。一方、北西進するフィリピン海プレートの運動から想定される本地域周辺の後期更新世における広域応力場は、北西-南東圧縮である。この点を重視すれば、大宮断層の変位には左横ずれ成分が卓越することになる。実際には安居山・大宮断層を含めたFKFZ内の各断層に沿って左横ずれを示唆する変動地形は知られていない。“大宮断層正断層説”と“逆断層説”との関連も含めて、今まで考慮されていなかった横ずれ成分および地域応力場の評価が今後の重要な検討課題の一つである。

FKFZ東縁部での後期更新世以降の隆起・沈降・浸食・埋積速度

FKFZの活動に伴って、その両縁の二つの断層群の間にはさまれる蒲原・星山・羽鮒の各丘陵では完新世に入ってから隆起が顕著である。庵原層群の分布状態と地形の開析度から、丘陵地帯の上昇は南側の蒲原丘陵で最も大きかった。蒲原丘陵南東端の岩淵段丘においては、完新世のテフラの分布高度(深度)と年代の関係から、8000年前以降には2~3m/千年の速度で蒲原丘陵が隆起してきたと推定されている(山崎, 1984)。それに対してFKFZの東側の富士山火山麓扇状地、富士川扇状地、浮島ヶ原からなる低地帯は8万年前以降、少なくとも2m/千年以上の速度で一貫して沈降を続けていることが、ボーリング資料に基づいて推定されている(山崎, 1984)。この隆起・沈降地域の境界となると推定されるのが、入山瀬断層である。

前述(p.33)したように、現在の富士川扇状地の扇頂部にあたる岩本山西方の富士川河川敷からのP6ボーリングでは、砂礫層に覆われた深度48m(標高-23m)以深から岩淵火山岩類が出現し、その左岸側の比高約50mの高所には岩淵火山岩類を覆うvf3で構成される段丘面が存在する。すなわち、vf3堆積当時(およそ21ka以前)の富士川河床から100m前後下刻され、後氷期海進にもなって堆積域に転じて、最大48m前後の谷埋めを行ったことになる。したがって、この付近での古富士川の下刻・埋積速度は、少なくとも見積もっても5m/千年以上となる。この浸食・埋積速度は、星山・蒲原丘陵で想定されている上昇速度に対応するオーダーまたはそれ以上となる。

まとめ

富士川河口断層帯 (FKFZ) は, 本州弧と伊豆弧との衝突域の北西縁部に位置している. その東部を構成する星山丘陵とその周辺の地形・地質を検討し, 丘陵西縁, 北東縁・南東縁を限る安居山断層・大宮断層・入山瀬断層周辺での前期更新世の末期, 1Ma以降のテクトニクスを考察した. その結果は, 以下のようにまとめられる.

1. 星山丘陵を構成する下~中部更新統の庵原層群のうち, その中位の岩淵安山岩層および上位の鷲ノ田層は, アバット不整合を含む傾斜不整合, および指交・貫入関係である. 鷲ノ田層の一部は中~高角に傾斜し, 層面迂り・水平短縮を示唆する山型~尖頂背斜を伴う指向性の不明瞭な複雑な地質構造を呈している. この構造は, 羽鮒丘陵南縁部の同層の持つ構造と類似し, 南側で接する蒲原丘陵内の同層の中~低角な構造よりも強く変形している. 三丘陵の鷲ノ田層の地質構造からは, 中期更新世には東-西~西北西-南南東方向の水平圧縮場であったと推定される.
2. 羽鮒丘陵南縁部および星山丘陵の鷲ノ田層で明らかになった複雑な地質構造の主要な形成時期は中期更新世であり, 富士火山麓扇状地堆積物が流下する後期更新世前半までの期間に削剥されている. 伊豆弧衝突帯北東部の足柄地域でも, この時期に大きく変形している. それらの堆積・変形期間内には周辺の箱根火山, 愛鷹火山, 伊豆半島北部で大型複成火山群が形成されている. 造構運動と火山活動とを関連させた, この時期のテクトニクスの解明が重要となる.
3. 庵原層群の変形後に富士火山南西麓には緩傾斜した火山麓扇状地が成長し, その南西部に位置していた羽鮒丘陵・星山丘陵に富士山側から堆積物が流入した. 羽鮒丘陵は, 安居山断層の活動を伴って西側に傾動しながら隆起する. それに対して星山丘陵と南方の蒲原丘陵は, 大宮断層・入山瀬断層の活動を伴って, 東~北東側に傾動・隆起する. 両丘陵の間を流れていた“古富士川”は急激に穿掘を開始して, 最終氷期の末期には両丘陵を分断し, その後の海進にともない現在の富士川扇状地を成長させた.
4. 星山丘陵の北東縁の“板付きカマボコ”型の撓曲構造は, およそ2万年前以降の大宮断層の活動に伴って形成された. 撓曲崖面の形態と構成層の傾斜から, この撓曲は従来指摘されていた高角正断層運動によるものではなく, 水平短縮を伴う逆断層運動に起因している. 南東縁の入山瀬断層の撓曲構造は大宮断層に比べて不明瞭であり, 撓曲の範囲と断層の位置は特定できない. 丘陵南縁部の急崖は, 撓曲によるものではなく, “古富士川”による浸食崖である. 両断層の運動による地震リスクについては再検討していく必要がある.

星山丘陵を構成する地層の露出は限られ, 地表部での地質・地形学的調査から得られる情報は限定的である. 付加体基盤からなる島弧と火山弧との直交衝突が進行し, 巨大地震の発生が想定されている本地域の特異なテクトニクスを理解するためには, 浅部・深部の地下構造の理解が必要不可欠である. このための手法の一つが, 続報

で述べる反射法地震探査である.

謝辞

続報で述べる反射法地震探査を含めた“富士川河口断層帯地下構造解析プロジェクト”は, 静岡大学防災総合センターと, 伊藤が探査当時所属していた帝京平成大学との連携の中で進められた. 小田原による調査の一部は, 防災総合センター主催の「ふじのくに防災フェロー養成講座」の修了研修の一環として実施している. 星山放水路のボーリング資料の閲覧では静岡県地震防災センター, 新々富士川橋 (仮称) での地下地質情報については静岡県富士土木事務所, 新東名高速道路の法面観察では (株) NEXCO 中日本高速, 沼久保採石場跡地の調査では沼久保区長の佐野文明氏と地権者の方々のお世話になった. 地質調査とその結果については杉山雄一 (GSJ), 水野清秀 (GSJ), 尾崎正紀 (GSJ), 柴 正博 (東海大社会教育センター), 佐藤比呂志 (東京大学地震研究所), 石山達也 (東京大学地震研究所) の各氏からご助言を受けた. これらの方々 (所属は, 調査当時) と, 各組織に感謝する.

文献

- Amano K. (1991), Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in Central Japan. *Modern Geology*, **15**, 315–329.
- 天野一男, 高橋治之, 立川孝志, 横山賢治, 横田千秋, 菊地 純 (1986), 足柄層群の地質—伊豆微小大陸の衝突テクトニクス—. 北村 信教授記念論文集, 7–29.
- 青池 寛 (1999), 伊豆衝突帯の構造発達. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然), **9**, 113–151.
- 鎮西清高 (2006), 5-1. 有度山—渥美半島の台地・丘陵. 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄 (編), 日本の地形 5 中部, 東京大学出版会, 229–237.
- 羽田野誠一 (1977), 大宮・入山瀬断層と蒲原地震山の読図と判読. 地図, **15**, 40–41.
- 平田由紀子 (1999), 箱根火山の形成史. 神奈川県博物館研究報告 (自然科学), **9**, 153–178.
- Huchon, P. & Kitazato, H. (1984), Collision of the Izu Block with central Japan during the Quaternary and geologic evolution of the Ashigara area. *Tectonophysics*, **110**, 201–210.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 (2018), 活断層詳細デジタルマップ新編. 東京大学出版会, 154p.
- Imanaga, I. (1999), Stratigraphy and tectonics of the Ashigara Group in the Izu collision zone, central Japan. *Bulletin of the Kanagawa Prefectural Museum, Natural Science*, **28**, 73–106.
- 今野円蔵・大塚弥之助 (1933), 静岡県由比川富士川間の地質. 地質学雑誌, **40**, 408–411.
- 井上春雄 (1934), 富士川下流々域の地質概観. 地学雑

- 誌, 46, 18-34.
- 石橋克彦 (1977), 東海地方に予想される大地震の再検討—駿河湾地震の可能性—. 地震予知連絡会報, 17, 126-132.
- 石田志朗・牧野内 猛・西村 昭・竹村恵二・檀原 徹・西山幸治・林田 明 (1980) 掛川地域の中部更新統. 第四紀研究, 19, 133-147.
- 石原武志・水野清秀 (2016), 駿河湾北部沿岸域における平野地下の浅部地質構造. 海陸シームレス地質情報集, 駿河湾北部沿岸域, 海陸シームレス地質図S-5, 1-24.
- 伊藤 忍・山口和雄・入谷良平 (2014), 富士川河口地域における反射法地震探査. 地質調査総合センター速報, 65, 59-64.
- 伊藤 忍・山口和雄 (2016), 富士川河口地域における反射法地震探査. 海陸シームレス地質情報集, 「駿河湾北部沿岸域」, 海陸シームレス地質図S-5, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. 1-10
- Ito, T., Kano, K., Uesugi Y., Kosaka, K. and Chiba, T. (1989), Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. *Tectonophysics*, 160, 305-326.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1998), 富士川河口断層帯の調査結果と評価について. <http://jishin.go.jp/main/chousa/fujikawa/>
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2010), 富士川河口断層帯の長期評価 (一部改訂). http://jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/43_fujikawa.pdf
- Kaji, T., Nemoto, K., Yamazaki, H., Shono, S. & Matsuda, T. (2008), Geological structure of the continental shelf in the northern part of Suruga Bay. *Journal of the School of Marine Science and Technology, Tokai University*, 6, 1-14.
- 金栗 聡・天野一男 (1995), 南部フォッサマグナ富士川谷南東部に分布する富士川層群の地質とナンノ化石層序. 地質学雑誌, 101, 162-178.
- 狩野謙一 (2002), 伊豆弧衝突にともなう西南日本弧の地殻構造改変. 地震研究所彙報, 77, 231-248.
- 狩野謙一・伊藤谷生・小田原啓・池田安隆・山北 聡・武田哲也・阿部信太郎・加藤 潔・佐藤 剛・小森次郎・藤原 明・阿部 進・松浦芳樹 (2013), 富士川河口断層帯～糸魚川～静岡構造線横断地下構造探査 (2012FIST) 報告—その2: 浅部構造—. 日本地質学会第120年学術大会講演要旨, 126.
- 狩野謙一・伊藤谷生・渡辺俊樹・小田原 啓・山本玄珠・藤原 明・阿部 進 (2016), 富士川河口断層帯における2014年度浅部高分解能地下構造探査の結果報告. 日本地質学会第123年学術大会講演要旨, 134.
- 狩野謙一・村田明広 (1998), 構造地質学. 朝倉書店, 300p.
- 狩野謙一・染野 誠・上杉 陽・伊藤谷生 (1988), 足柄地域北西部における中期更新世以降の断層活動—“プレート力学境界” 表層部での変形過程の例—. 静岡大学地球科学研究報告, 14, 57-83.
- 活断層研究会・編 (1991), 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 206-209.
- Kitamura, A., Omura, A., Tominaga, E., Kameo, K. & Nara, M. (2005), U-Series ages from the Middle Pleistocene Kunosan Formation in the Udo Hills, Shizuoka, central Japan. *Quaternary Research*, 44, 177-182.
- 北里 洋・新井房夫 (1986), 有度丘陵, 小鹿層に挟在するOn-Pm1テフラ. 静岡大学地球科学研究報告, 6, 45-59.
- 近藤康生 (1985), 静岡県有度丘陵の上部更新統の層序. 地質学雑誌, 91, 121-140.
- 小山真人 (1993), 伊豆半島の火山とテクトニクス. 科学, 63, 312-321
- 小山真人 (1994), 伊豆・小笠原火山弧北端部における現在および第四紀後期のテクトニクス. 地学雑誌, 103, 576-590.
- 小山真人 (2010a), 伊豆の大地の物語. 静岡新聞社, 303p.
- 小山真人 (2010b), 火山がつくった天城の風景—伊豆東部火山群 (南西部) のジオマップ—. 静岡新聞社, 変形A2判.
- Lin A., Iida K. & Tanaka H. (2013), On-land active thrust faults of the Nankai-Suruga subduction zone: The Fujikawa-kako Fault Zone, central Japan. *Tectonophysics*, 601, 1-19.
- 萬年一剛 (2014), 箱根火山群, 強羅付近の後カルデラ地質発達史. 地質学雑誌, 120, 117-136.
- 丸山 正・齋藤 勝 (2007), 富士川河口断層帯の古地震調査. 活断層・古地震研究報告, 7, 129-155.
- 松浦律子, 田中 圭, 中田 高, 田力正好, 松田時彦 (2018), 蒲原地震山の成因について (速報). 歴史地震, 33, 1-13.
- 松田時彦 (1961), 富士川谷新第三系の地質. 地質学雑誌, 67, 79-96.
- Matsuda T. (1978), Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Journal of Physics of Earth*, 26, 409-421.
- 松本繁樹 (2014), 静岡の川—急流・暴れ川の大井川・安倍川・天竜川・富士川—. 静岡新聞社, 331p.
- 松島信幸 (1995), 伊那谷の造地形史—伊那谷の活断層と第四紀地質—. 飯田市美術博物館調査報告書, 3, 145p.
- 水本匡起・後藤秀昭・中田 高・松田時彦・田力正好・松浦律子 (2016), 山梨県南部身延断層に沿う断層変位地形の発見とその意義 (速報). 活断層研究, 44, 9-21.
- 武藤鉄司 (1985), 掛川地域の更新統から発見された化石海底チャンネル. 地質学雑誌, 91, 439-452.
- 長井雅史・高橋正樹 (2008), 箱根火山の地質と形成史. 神奈川県博物館研究報告 (自然), 13, 25-42.

- 中田 高・後藤秀昭・渡辺満久 (2016), 富士川河口断層帯の再検討—フィリピン・タール火山外輪山との比較. 日本地理学会発表要旨集, **89**, 279.
- 中田 高・今泉俊文・編 (2002), 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 68p.
- 中田 高・東郷正美・池田安隆・今泉俊文・宇根 寛 (2000), 1:25,000都市圏活断層図「富士宮」, 国土地理院, 技術資料番号, D1, No. 375.
- 小田原 啓・林 広樹・井崎雄介・染野 誠・伊藤谷生 (2011), 伊豆地塊北端部, 伊豆衝突帯の地質構造. 地質学雑誌, **117**, 補遺, 135–152.
- 小田原 啓・狩野謙一・伊藤谷生 (2013), 富士川河口断層帯～糸魚川～静岡構造線横断地下構造探査 (2012FIST) 報告—その3 沼久保断層ならびに大宮断層による撓曲構造—. 日本地質学会第120年学術大会講演要旨, 286.
- 小田原 啓・山本玄珠・狩野謙一・伊藤谷生・渡辺俊樹・藤原 明・阿部 進 (2016), 富士川河口断層帯, 星山丘陵周辺の地質構造 (予察). 日本地質学会第123年学術大会講演要旨, 264.
- 大森房吉 (1920), 本邦大地震概表. 震災予防調査会報告, **88**, 乙, 1–71.
- 大塚弥之助 (1938), 静岡県庵原郡東部の地質構造. 地震研究所彙報, **16**, 415–450.
- 尾崎正紀・水野清秀・佐藤 智 (2016), 5万分の1 富士川河口断層帯及び周辺地域地質編纂図説明書 海陸シームレス地質情報集, 駿河湾北部沿岸域, 海陸シームレス地質図S-5, 1–57.
- 沢村孝之助 (1955), 7万5千分の1地質図幅「沼津」, 及び同説明書. 地質調査所, 49p.
- 柴 正博 (1991), 南部フォッサマグナ地域南西部の地質構造—静岡県清水市および庵原郡地域の地質. 地団研専報, **40**, 98p + 5図版・4付図.
- 柴 正博 (2017), 駿河湾の形成: 島弧の大規模隆起と海水準上昇. 東海大学出版部, 407p.
- 柴 正博・阿部勇治・福田美和・横山謙二・堀内伸太郎・石川裕一・矢部英生・井上雅博・駿河湾団体研究グループ (1992), 静岡県富士宮市沼久保の富士川河床に分布する礫シルト層 (更新統) の層相と化石について. 自然環境科学研究, **B**, 21–32.
- 柴 正博・根元謙次・駿河湾団体研究グループ・有度丘陵沖調査グループ (1990a), 駿河湾西部, 有度丘陵および沖合の地質構造. 東海大学紀要海洋学部, **30**, 47–65.
- 柴 正博・大久保正寿・笠原 茂・山本玄珠・小林 滋・駿河湾団体研究グループ (1990b), 静岡県富士川下流域の更新統, 庵原層群の層序と構造. 地球科学, **44**, 205–223.
- 柴 正博・駿河湾団体研究グループ (1986), 静岡県清水市北部, 興津川流域の地質. 地球科学, **40**, 147–165.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介 (1996a), 平成7年度活断層調査研究報告No. 27 富士川断層系のトレンチ掘削等による活動履歴調査. 地質調査所研究資料集, **251**, 49p.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介 (1996b), 富士川断層系の活動履歴及び活動性調査. 平成7年度活断層研究調査概要報告書, 工業技術院地質調査所, 地質調査所研究資料集, **259**, 73–80.
- 静岡県総務部地震対策課 (1996), 平成7年度静岡県地域活断層調査業務報告書, 284p.
- 杉村 新 (1972), 日本付近におけるプレートの境界. 科学, **42**, 192–202.
- 杉山雄一・寒川 旭・下川浩一・水野清秀 (1988), 御前崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 153p.
- 杉山雄一・下川浩一 (1982), 静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系. 地質調査所月報, **33**, 293–32.
- 杉山雄一・下川浩一・坂本 亮・秦 光男 (1982), 静岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 82p.
- 杉山雄一・松田時彦 (2014), 南部地域の地質. 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総合センター, 134p.
- Suppe, J. (1983), Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, **283**, 684–721.
- 駿河湾団体研究グループ (1981), 静岡県浜石岳周辺の地質. 地球科学, **35**, 145–158.
- 駿河湾団体研究グループ (1982), 静岡県庵原地域の地質層序と地質構造. 地団研専報, **24**, 157–167.
- 鈴木隆介 (1968), 火山体の荷重沈下. 火山, 第2集, **13**, 95–108.
- 鈴木 敏 (1888) 20万分の1地質図幅「富士」及び同説明書. 地質調査所, 93p.
- 高田 亮・山元孝広・石塚吉浩・中野 俊 (2016) 富士火山地質図 (第2版) 及び解説書. 特殊地質図, **12**, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 田中 圭・中田 高・松浦律子・松田時彦 (2018), 古地図・空中写真の解析による安政東海地震前後の富士川下流域の地形変化と蒲原地震山. 地学雑誌, **127**, 305–323.
- 土 隆一 (1960), 有度丘陵の地質構造ならびに地史. 地質学雑誌, **66**, 251–262.
- 土 隆一 (1984), 駿河湾周辺の新第三系・第四系の構造とネオテクトニクス. 第四紀研究, **23**, 155–164.
- 津久井雅志・山崎 優・松井智之・小山田浩子・上杉陽・林 広樹・柳沢幸夫・笠原敬司 (2006), 伊豆弧北端の火山岩類と地殻構造—山北南大深度観測井の箱根火山, 先箱根火山岩類から—. 地質調査研究報告, **57**, 197–215.
- 恒石幸正 (1984), “東海地震”に関連する特A級活断層. 第四紀研究, **23**, 145–150.
- 恒石幸正・塩坂邦雄 (1978), 安政東海地震 (1854) を起こした断層. 地質予知連絡会会報, **20**, 158–161.
- 恒石幸正・塩坂邦雄 (1981), 富士川断層と東海地震. 応用地質, **31**, 52–66.
- 津屋弘達 (1940a), 富士火山の地質學的並びに岩石学的研究. 地学雑誌, **52**, 347–361.

津屋弘達 (1940b), 富士火山の地質學的並びに岩石学的研究(Ⅲ)-3. 富士山の南西麓, 大宮町周辺の地質. 地震研究所彙報, **18**, 419-445.

津屋弘達 (1942), 足柄層に就いて. 地震研究所彙報, **20**, 316-321.

山本玄珠・島津光夫 (1999), 南部フォッサマグナ南西部の浜石岳層群・庵原層群の火山岩の岩石化学. 地球科学, **53**, 91-109.

山本玄珠・北垣俊明・興水達司・篠ヶ瀬卓二・松田泰治 (2003), 富士山南麓・西麓の新富士火山の溶岩の分布と記載岩石学的研究. 地球科学, **57**, 221-242.

山本玄珠・北垣俊明・斎藤朗三 (2014), 富士火山地質図第2版 (Ver. 1) の水神溶岩, 芝川溶岩に関する一考察. 静岡地学, **110**, 17-30.

山元孝弘 (2014), 富士火山南西部の地質. 地質調査総合センター研究資料集, **606**, 1-27.

山崎晴雄 (1979), プレート境界部の活断層—駿河湾北岸内陸地域を例にして—. 月刊地球, **1**, 570-576.

山崎晴雄 (1984), 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, **23**, 129-136.

Yamazaki H. (1992), Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **43**, 603-657.

山崎晴雄 (2006), 2-3 (1) 富士川下流の低地と丘陵—陸上に姿を現したプレート沈み込み境界の地形. 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄 (編), 日本の地形 5 中部, 東京大学出版会, 70-77.

Yamazaki H., Shimokawa K., Mizuno K. & Tanaka T. (2002), Off-fault paleoseismology in Japan with special reference to the Fujikawa-kako fault zone, central Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **37**, 1-14.

横山謙二・柴 正博 (2013), 静岡県富士宮市沼久保に分布する中部更新統沼久保礫シルト部層の堆積シーケンス. 東海自然誌 (静岡県自然史研究報告), **6**, 1-17.

由井将雄・藤井敏嗣 (1989), 愛鷹火山の地質. 地震研究所彙報, **64**, 347-389.

Appendix 撓曲形成の“モダンアナログ”：2014年長野県北部の地震に伴う撓曲構造

2014年11月22日に発生した長野県北部の地震(別称：神城断層地震)(Mw6.2)に伴って, 白馬村北部の塩島城山の南方から松川左岸の堤防道路にかけての総延長300mの区間(廣内ほか, 2015の第3図)で, 北北東-南南西方向の明瞭な撓曲変形が生じた(図18)(廣内ほか, 2015, 2018; 勝部ほか, 2517; など). 撓曲の最大比高は約90cm, 左横ずれ約30cm, 撓曲帯の水平幅は2~3mで, 下部に向かって緩やかに傾斜を増し撓曲底部で最大で30°程度となり, 明瞭な遷緩線を作る. この変位では断層面は地表に到達していない.

この撓曲の幾何学的形態は, 大宮断層の撓曲崖と類似している. その規模は大宮断層の100分の1程度であるが, 撓曲形成の“モダンアナログ”あるいは“スケールモデル”とみることができる.

撓曲の北部を撮影した図18Aの手前側の低下部(右側)は潤井川の低地帯に, 上昇部(左側)の水田耕作土地帯は星山丘陵に相当する. 撓曲の南部(写真の後方)は村道および建設会社作業場内で, それぞれ5cm厚程度のアスファルトで覆われている. 撓曲地形の表層部の構成物は異なるが, 地形表現は類似しているため, 構成物の相違は撓曲地形の形成に大きな影響を与えていない. 星山丘陵の撓曲帯を構成する火山麓扇状地堆積物の物性は, スケール効果を考慮すると, 水田耕作土により近いと推定される.

耕作土表面はなめらかに湾曲し, 引張による開口割れ目や斜面崩壊などの変形を伴わない(図18A). より脆性的なアスファルト舗装面は破断されて断片化しているが, 短縮を示唆する断片相互の積み重なりや伸張を示唆する開口部は発達していない(図18B, C). したがって, 撓曲帯内での斜面に沿った長さは, 変状前の水平時の長さ

を保存しているものと考えられる. 撓曲の形成に伴って水平短縮が発生している点でも, 大宮断層と同様である.

この撓曲は, 神城断層の通過位置として認定されていない場所(澤ほか, 1999)に, 一回の地震断層変位で形成されている. それに対して, 大宮断層の撓曲構造は断層の累積変位によって成長している.

この地震の余震分布によると, 震源断層は東傾斜60°前後の逆断層であると推定される(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014). また反射法地震探査での傾斜角は60°程度(川島ほか, 2015), 地中レーダーでは55°前後(木村・谷口, 2015)となる. 本論と同様に地表での垂直変位と水平短縮量の比からは, 図18B地点で45~49°の断層の傾斜角が見積もられている(勝部, 2017).

文献

廣内大助・松多信尚・杉戸信彦・熊原康博・石黒聡士・金田平太郎・後藤秀昭・楳原京子・中田 高・鈴木康弘・渡辺満久・澤 祥・宮内崇裕・2014年神城断層地震変動地形調査グループ (2015), 糸魚川-静岡構造線北部に出現した2014年長野県北部の地震(神城断層地震)の地表地震断層. 活断層研究, **43**, 149-162.

廣内大助・澤 祥・石村大輔・岡田真介・楳原京子・後藤秀昭・杉戸信彦・鈴木康弘・松多信尚 (2018), 都市圏活断層図「白馬岳・大町(一部改訂版)」, 国土地理院技術資料 D1-No. 765.

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2014), 2014年11月22日長野県北部の地震の評価. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/14dec_nagano/index.htm

勝部重矢・近藤久雄・谷口 薫・加瀬祐子 (2017), 2014年長野県北部の地震 (Mw6.2) に伴う地表地震断層の分布と変位量. 地質学雑誌, **123**, 1-21.
 川島裕貴・山内泰知・佐護浩一・近藤久雄 (2015), 白馬村北部の神城断層周辺における反射法地震探査. 物理探査学会第132回学術講演会講演論文集, 233-236.

木村治夫・谷口 薫 (2015), 2014年長野県北部の地震 (Mw = 6.2) の地表地震断層における地中レーダ探査—糸魚川—静岡構造線活断層系神城断層北部の極浅部断層形状—. 活断層研究, **43**, 119-132.
 澤 祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆・松多信尚 (1999), 都市圏活断層図「白馬岳」, 国土地理院技術資料 D1-No. 368.

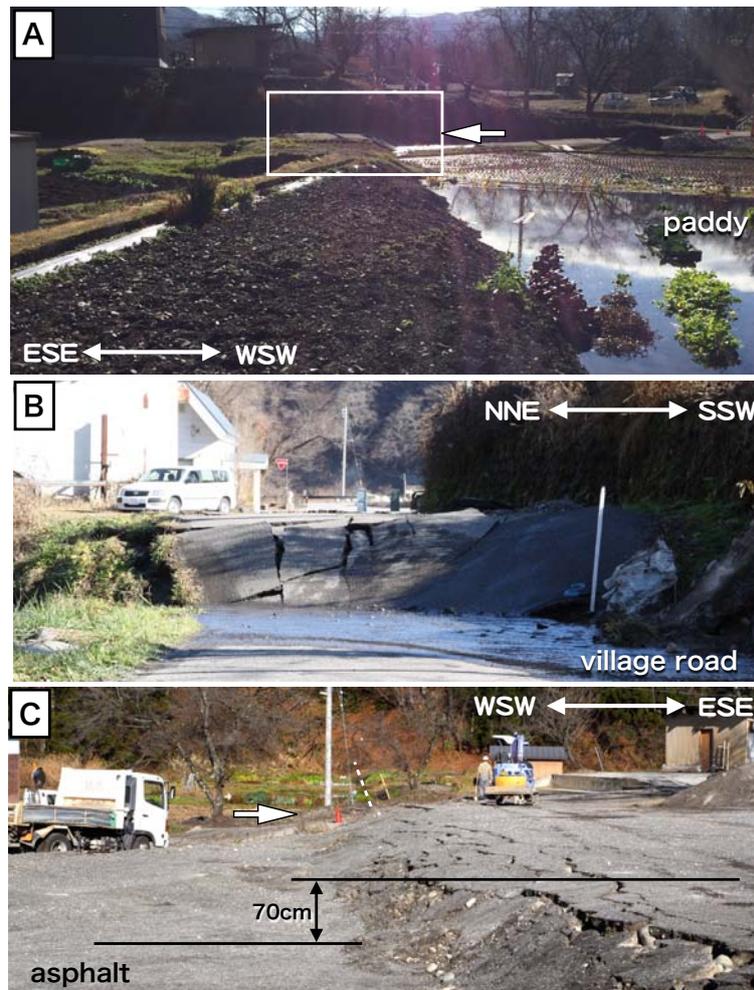


図18 [Appendix] 2014年11月22日の長野県北部の地震 (Mw6.2) に伴って長野県白馬村市塩島城山南方 (N36°42' 30.6", E137°52' 39.7") に形成された撓曲地形 (同年11月27日, 狩野撮影). A: 水田の変状, 手前左側は水田耕作土, 右側の水面との境界が撓曲帯下部, 後方の白枠内はBで示される村道の変状で, 白矢印は撮影方向, 撓曲はその後方の作業所敷地内に連続する. B: 村道アスファルト路面の変状, 右側白棒 (標尺) は1m長. C: 作業所内のアスファルト面の変状, 後方の白破線は撓曲の連続で, Aの部分から反対側から遠望, 白矢印はBの位置.

Fig. 18 [Appendix] Flexure scarp at Shiojima-Jyoyama, Hakuba Village (N36°42' 30.6", E137°52' 39.7"), appeared by the surface faulting associated with the Nagano-ken Hokubu Earthquake (Mw6.2) at 22nd November, 2014 (photos taken by Kano at 27th Nov., 2014). A: Deformed rice-paddy. White frame and arrow indicating the location of B and the viewing direction, respectively. B: Destroyed village road paved with asphalt. White bar on the right is 1 m in length. C: Deformed ground surface paved with asphalt. White dotted-line and arrow indicating the location of flexure scarp shown in A and B, respectively.

