

## 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

### Explanatory notes of 1:50,000 compiled geological map of the Fujikawa-kako Fault Zone and its surrounding area

尾崎正紀<sup>1</sup>・水野清秀<sup>1</sup>・佐藤智之<sup>1</sup>

Masanori Ozaki<sup>1</sup>, Kiyohide Mizuno<sup>1</sup> and Tomoyuki Sato<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門

(AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

**Abstract:** The 1:50,000 compiled geological map of the Fujikawa-kako Fault Zone and its surrounding area was created for seamless integration of land and sea geoinformation using information on the existing geology and active faults in addition to the results of research on the Iriyamase Fault that was carried out as part of the Geological Survey of Japan (GSJ), AIST project “Geology and Active Fault Study of the Coastal Area.” This map is intended to be a diagram of basic information to be utilized in future research and disaster prevention. Therefore, it will be revised on the basis of the findings of future research.

The district includes the northern end of Suruga Bay, Kanbara Hills, Hoshiyama Hills, Habuna Hills, Fujikawa alluvial fan, Ukishimagahara (lowland), the southwest foot of Mt. Fuji, Tenshi Mountains, and Ihara Mountains. The area is occupied by Upper Miocene to Pliocene syn-collisional, trough-filling deep-marine sedimentary and volcanic rocks (the Fujikawa Group) with Pliocene intrusive rocks, Lower to Middle Pleistocene alluvial fan to shallow submarine fan deposits (the Kanbara Formation and Saginota Formation) in the foredeeps along the collision zone, Quaternary volcanoes in the volcanic arc of the Izu–Bonin Arc (Lower to Middle Pleistocene Iwabuchi Volcanic Rocks, Middle to Upper Pleistocene Ashitaka Volcano, and Upper Pleistocene to Holocene Fuji Volcano), and Upper Pleistocene to Holocene fluvial to shallow marine sediments. The Fujikawa-kako Fault Zone, composed of the Iriyamase, Iriyama, Omiya, Agoyama, and Shibakawa Faults, is located near the subduction boundary between the Eurasian Plate and Philippine Sea Plate and is characterized by mainly N–S trending reverse faults and folds under the E–W compression.

The older Fuji mudflows and lava flows from the Fuji Volcano (Tsuya, 1968) have been good reference surfaces to study the activities of the Fujikawa-kako Fault Zone. However, based on the latest research results on the new stratigraphy of the products of Fuji Volcano at its southwestern foot (Yamamoto, 2014), the older Fuji mudflows are divided into volcanic fan IV deposits and volcanic III fan deposits, which were abandoned during Marine Isotope Stage (MIS) 4 and MIS 2, respectively. Furthermore, the stratigraphy and ages of some lava flows that have been deformed by active faults have been corrected. From a review of existing studies based on the previous understanding, reconsidering some of the settings of the reference planes and the average displacement velocity were found to be necessary. In addition, a re-examination of the geological structure of the Lower to Middle Pleistocene succession was carried out to understand the relation of the succession with the fault zone. The main findings are summarized below.

(1) The continuity and configuration of the Iriyamase Fault in the coastal area were clarified from the results of an onshore shallow seismic reflection survey (Ito and Yamaguchi, 2016), boring surveys (Ishihara and Mizuno, 2016), and an offshore seismic reflection survey (Sato and Arai, 2016) of the GSJ project. In addition, there is a possibility that two parallel or en echelon faults have developed near the Kanbara Jishinyama (earthquake mound; Omori, 1920).

(2) The average activity rate of the Iriyamase Fault was estimated to be  $7 \text{ m}/10^3 \text{ years}$  (Yamazaki, 1979), on the basis of the difference in altitude between the Suijin Lava Flow on the hanging-wall side and the Obuchi Lava Flow under the Fujikawa-kako alluvial fan on the footwall side. However, the two lava flows are considered to represent different flows (Yamamoto, 2014). In addition, Yamazaki (1979) estimated the displacement of the Iriyamase Fault from an elevation distribution map of lava flows under the alluvial fan produced by Murashita (1977). However, this distribution indicates the shape of the foot of Mt. Fuji during the Last Glacial Age and not the surface of contemporaneous

lava flows. Furthermore, accurate estimation of the depth of the lava flows is not possible, because of the lack of data for the depth contour of lava flows in the 2-km-wide footwall side zone (from the Matsuoka to Gokanjima districts) along the Iriyamase Fault. Therefore, to estimate the exact average displacement rate of the Iriyamase Fault, carrying out a new investigation will be necessary.

(3) It is clear that some bars that formed at the highest sea level stage of the Jomon Transgression have been buried under Ukishimagahara (Hatano *et al.*, 1979; Matsubara, 1989). However, there is not enough data to demonstrate whether the Ukishimagahara area has been tilting to the west. On the contrary, the Fujikawa alluvial fan area has been relatively uplifted with respect to the Ukishimagahara area on the base of the height distribution of the basal topography of alluvium (Kaji *et al.*, 2008; Sato and Arai, 2016). There is a need to clarify the real state of crustal movements in detail in both areas.

(4) Along with the Iriyamase Fault, conventional estimations of the average displacement rate of the Omiya and Agoyama faults on the basis of lava flows and old Fuji mudflow deposits also require review. However, the re-examination indicated that there is little need to modify the existing estimates.

(5) The Shibakawa and Iriyama faults form a continuous geological unit; however, the two faults are not contiguous in terms of fault activity. Instead, the N-S trending Gendai Fault (Otsuka, 1938), which is an active fault, has developed in the areas where both faults are connected.

(6) The geological structure of the Lower to Middle Pleistocene succession (the Kanbara Formation, Iwabuchi Volcanic Rocks, and Saginota Formation) in the Kanbara, Hoshiyama, and Habuna Hills, is characterized by NNE–SSW-trending reverse faults and folds, E–W-trending reverse fault and convex-to-the-east and -west bends. The structures had been formed by the Middle Pleistocene, and do not coincide with the deformation caused by the activities of the Fujikawa Fault Zone.

**Keywords:** 1:50,000, geological map, Fujikawa-kako Fault Zone, Iriyamase Fault, Iriyamase Fault, Iriyama Fault, Omiya Fault, Agoyama Fault, Shibakawa Fault, Kanbara Formation, Iwabuchi Volcanic Rocks, Saginota Formation, Suruga Bay, Shizuoka, active fault, active volcano, Mt. Fuji

## 要 旨

本地質編纂図は、既存の地質図情報と活断層調査の成果に、産総研の「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトの成果を加えて作成した、富士川河口断層帯及び周辺地域の5万分の1海陸シームレス地質情報集である。本図は、研究及び減災に活用される国土の基盤情報図となりうることを目的としており、今後の研究成果に基づき、編集部分と確認部分の識別や断層などの確度や位置正確度の表現方法なども含め、改訂していく予定である。

富士川河口断層帯は駿河湾北縁部に位置し、入山瀬断層、大宮断層、安居山断層、入山断層、芝川断層などからなる。また、断層帯及び周辺地域の地質構造は、駿河トラフの北側延長部に位置し、概ね南北方向の断層と褶曲で特徴づけられる。

本地域には、上部中新統～鮮新統のトラフ充填堆積物（富士川層群）、鮮新統の貫入岩類（佐野川岩体）、下部～中部更新統の前縁盆地粗粒堆積物（蒲原層及び鷺ノ田層）、第四系火山噴出物（岩淵火山岩類、愛鷹火山、及び富士火山）、上部更新統～完新統の河川～浅海成堆積物が分布する。

最新の富士火山の層序・年代に基づく既存の活動性推定の見直し、下部～中部更新統の地質構造と富士川

河口断層帯との関係、富士川扇状地～浮島ヶ原の地下地質と地殻変動との関係を整理した結果、以下のことが明らかとなった。

入山瀬断層は、本プロジェクトで実施した陸域沿岸域の反射法地震探査（伊藤・山口，2016）及びボーリング調査（石原・水野，2016）と、沿岸海域の反射法音波探査（佐藤・荒井，2016）の成果に基づき、沿岸域における連続性が詳細に明らかとなった。また、蒲原地震山付近に断層が発達する可能性があることが分かった。

入山瀬断層の平均上下変位速度推定の基準となっていた、水神溶岩流と富士川扇状地下の大淵溶岩流は異なる溶岩流である可能性が高く、松岡地区のコアに認められる溶岩流や泥流堆積物も、従来考えられていた層位とは異なる可能性が高い。このため、入山瀬断層の平均上下変位速度の推定に関しては、再検討及び新たな調査が望まれる。

浮島ヶ原地域は沈降しているものの、一様に西側への傾動運動が起こっていることを示す確実なデータはないと判断される。一方、富士川扇状地は、陸棚における沖積層（あるいは完新統）基底面変化に基づくと、浮島ヶ原と比較し相対的に隆起している可能性もある。沈降と富士川河口断層帯の活動との関係を明らかにするためにも、両地域の地殻変動の実態を明らかに

する必要がある。

これまで溶岩流や古富士泥流堆積物を基準として求められた大宮断層及び安居山断層の平均変位速度は、新たな富士火山の層序・年代に基づく、一部見直しの必要もあるが、従来の見積りを大きく変更するものではない。

芝川断層及び入山断層は断層としては連続するものの、活断層として連続して発達する可能性は低い。代わりに、両断層が屈曲しながら接合する富士川沿いに活断層である月代断層が発達する。

蒲原、星山及び羽鮒丘陵に分布する下部～中部更新統に発達する地質構造は、北北東-南南西方向の逆断層及び褶曲、東西方向の逆断層及び東及び西に凸の屈曲構造の発達で特徴づけられる。これらは、富士川河口断層帯の活動による変形とは異なる古い地質構造と考えられる。

## 1. はじめに

本地質編纂図は、駿河湾北部沿岸域における「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトの一環として作成された、富士川河口断層帯及び周辺地域における5万分の1地質情報図である。

富士川河口断層帯は、富士川下流域及び周辺地域に発達する南北方向の活断層群で、入山断層、大宮断層、安居山断層、入山断層、芝川断層に区分され、全体の長さは26km以上とされる(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010など)。本断層帯は、フィリピン海プレートによるユーラシアプレートへの沈み込み境界の陸側延長部で、西南日本弧と伊豆小笠原弧の衝突境界にあたる。また、富士川河口断層帯の将来の地震発生は、駿河トラフで発生する海溝型地震と連動して同時に活動し、海溝型地震と合わせてマグニチュード8程度の地震が発生する可能性があると考えられる(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010)。このため、本断層帯は重要な活断層群として多くの調査・研究が行われてきたが、西南日本弧と海洋島弧の衝突帯としての富士川河口断層帯の性状や海溝型地震との具体的な連動性、相模トラフへ至るプレート境界の位置や性状など、その実態は把握されているとは言えない。特に、入山断層に関しては、大きな変位・活動性が報告されているにもかかわらず、変動地形学的な変形が認められず、1854年の安政東海地震時の活動評価も確定されているとは言えず、その実態は明らかになっていない。

以上の現状を踏まえ、本図は今後の調査・研究や減災施策に具体的に活用される基盤的な地質情報図となるよう、既存の調査・研究の成果に、入山断層に関する本プロジェクトの成果を加えて作成した。本説明書では、整理した地質・活断層の概要を記したが、加えて、最新の5万分の1富士火山地質図(第2版)(高

田ほか, 2016)で実施された溶岩流と古富士泥流の層序・年代の見直しに伴う本断層帯の活動性評価への影響、下部～中部更新統の地質構造と活構造との関係、富士川扇状地～浮島ヶ原の地下地質と地殻変動の関係について検討を行い、幾つか課題も提示した。

本地質図は、1920年代から約100年にも及ぶ調査・研究の集積であり、地質情報のデータベースといった性格を持つが、決して完成されたものではない。この地質図を通して、問題点や課題が具体化され、活発な議論に基づき調査・研究が進み、より正確な情報が国民にもたらされ減災につながることを期待している。このため、本地質図は、広範に利活用可能な空間情報としても整備・公開を行うと共に、今後の調査・研究の成果に基づき、編集部分と確認部分の識別や断層の精度や位置正確度の表現方法などの検討も含め、改訂していく予定である。

## 2. 地形

以下、富士川河口断層帯及び周辺地域の地形について、その概要を述べる(第1図)。本地域には、富士宮市南西部、富士市西部、静岡市清水区東部が含まれる。

**駿河トラフ北部沿岸海域** 駿河湾は、伊豆一小笠原弧が西南日本弧に衝突する境界に形成された、南北ないし北北東-南南西に延びる、奥行が約60km、湾口(石廊崎-御前崎間)幅が約56kmの湾である。本地域には、その北端沿岸海域の一部が含まれる。駿河湾はフィリピン海プレートのユーラシアプレート下への沈み込み境界に位置し、駿河トラフと呼ばれる。水深は湾口付近で2,000m以上に達し、駿河湾の北側ほど浅くなるが、北端沿岸域の陸棚は幅1～2kmと極めて狭く、陸棚斜面は南方へ急傾斜し、海岸から約6～7kmの沖合で水深1,000mに達する。本地域の海域のうち中東部、富士川扇状地の前面海域には斜面型ファンデルタが発達する(Soh *et al.*, 1995)。一方、西部の庵原山地～蒲原丘陵の南方沖は、やや複雑な大陸斜面からなり、全体としてトラフに向かってやや急な東傾斜を示す(岡村ほか, 1999など)。

**天子山地及び庵原山地** 天子山地は芝川断層と富士川中流域の間に位置する南北に延びる山地で、天子ヶ岳(標高1,330m)など、標高200～1,300mの山稜が連なる。天子山地は天守山地とも呼ばれる。庵原山地は、東側は入山断層、西側は竜爪山地、北側は富士川、南側は静岡平野で境される。本地域内では浜石岳(707m)など標高200～700mの山稜が連なる。両山地には分布する富士川層群(3.1参照)の岩相と主に南北方向の地質構造に規制された河川、稜線が発達する。

**富士山麓及び愛鷹山麓** 本地域の北東部は富士火山の南西山麓が占め、東端部には愛鷹火山の山麓西端部がみられる。本地域内の富士山麓は本地域北東端の標

高 2,000m を超える部分から概ね南西方へ標高を低下させ、天子山地、星山丘陵、羽鮒丘陵、富士川扇状地、浮島ヶ原に達する。星山丘陵、羽鮒丘陵の東側には、潤井川に沿って、北端の馬見塚北端で標高約 300m、南端の入山瀬で標高 50 ~ 60m の概ね北北西-南南東方向に延びた潤井川低地が発達する。愛鷹山の山麓は南端で浮島ヶ原に接して、浮島ヶ原の地下に埋没する。

**蒲原、星山及び羽鮒丘陵** 富士川河口断層帯によって境された丘陵群で、これらの丘陵地には、下部~中部更新統の蒲原層、岩淵火山岩類及び鷺ノ田層が基盤として分布する(3.3 参照)。また、星山丘陵及び羽鮒丘陵では、更に富士火山星山期(上部更新統)の火山麓扇状地Ⅳ堆積物(酸素同位体ステージ(以降、MIS と略記)4)と火山麓扇状地Ⅲ堆積物(MIS2)が不整合で覆っている(3.4 参照)。

蒲原丘陵は、西側は入山断層、東側は入山瀬断層、北側は富士川、南側は駿河湾で境される南北 8km、東西 6km ほどの丘陵地である。蒲原丘陵中央を北北東-南南西方向へ延びる中山断層及び血流川断層(4.7 参照)を境に蒲原丘陵北西部は岩淵火山岩類を覆う鷺ノ田層が広く分布し、標高は 150 ~ 500m と南東部に比べ全体として低く、わずかに定高性もある。また、蒲原丘陵北部の標高 150 ~ 220m ほどの地域は松野低地(杉山・下川, 1982)とも呼ばれ、逆断層である平清水断層と血流川断層に囲まれている。一方、蒲原丘陵南東部は、標高 500m を超える山も多く、岩淵火山岩類が広く分布し、金丸山、大丸山、雨乞山などのデイサイトの溶岩ドームからなる山も分布する。また、蒲原層が広く分布する蒲原丘陵南西部は、標高 130m から 370m の緩やかな丘陵地が広がる。

羽鮒丘陵は、南北約 14km、東西 1.5 ~ 2km の細長い丘陵地で、天子山地との境界付近には芝川断層が、富士山南西山麓(潤井川低地)の境界には安居山断層が発達する。中北部には、広く火山麓扇状地Ⅳ堆積物の離水面や浸食面(Yamazaki (1992) の Mf-I や Mf-I' 面に相当)が残っている。羽鮒丘陵上の火山麓扇状地Ⅳ堆積物の離水面は 280 ~ 340m と変化し、また、潤井川低地沿いの富士山南西山麓との比高は約 150 ~ 160m を示し、丘陵状頂部がつくる平坦面は西方へ傾斜する。羽鮒丘陵の南部は、火山麓扇状地Ⅳ堆積物に覆われず、標高約 310m で蒲原層、岩淵火山岩類、鷺ノ田層が露出する。羽鮒丘陵と星山丘陵との間には幅 750m ~ 1,100m の谷が形成されて、芝川沿いの低地と共に富士火山の溶岩流が富士川へ流れ出ている。

星山丘陵は、北東側を潤井川沿いに発達する大宮断層、富士川河口扇状地との境界にあたる東側を入山瀬断層、南側を富士川に境される北東-南西 2.5 ~ 3km、北西-南東 5 ~ 5.5km 幅の丘陵地である。大宮断層沿いの北東縁を除くと、標高 150 ~ 200m に火山麓扇状地Ⅳ堆積物の離水面(Yamazaki(1992)の Mf-I 面に相当)がみられ、全体として南南東から南東へ緩やかに低下

するが、大宮断層沿いのみは北東へ傾いている。星山丘陵中央部の火山麓扇状地Ⅳ堆積物の離水面と大宮断層を挟んだ潤井川低地との比高は約 70 ~ 90m で、南東側でやや大きくなる。また、丘陵内には火山麓扇状地Ⅳ堆積物を削って南北~北東-南西方向の幅 200 ~ 300m の谷が形成され、火山麓扇状地Ⅳ堆積物の浸食面や低位段丘堆積物以降の地層が分布する。丘陵南部の標高 200m 前後の丘陵地では、主に岩淵火山岩類が分布し、富士川河床との比高は 140 ~ 150m に達する。

**富士川扇状地** 本扇状地は、星山-蒲原丘陵間の出口である標高 20 数 m の富士市松岡付近を扇頂として、6 ~ 7km 先の田子の浦~吹上ノ浜海岸に至る扇状地である。扇状地は南南東方向に平均傾斜約 4/1000 で扇状に広がっており、ほぼ富士川から供給された堆積物で形成され、潤井川からの堆積物の供給は僅かである。富士川扇状地から後述の浮島ヶ原の西部の範囲は岳南平野とも呼ばれる。江戸時代に富士市松岡の雁堤が造られる以前は、現在の富士川扇状地の西側を流れる富士川は支流の一つで、本流は松岡から富士駅との北側を通り田子の浦湾方面へと流れ出ている(高橋, 1990 など)。また、当時の本流南側には支流が多く発達し、支流に挟まれた地域は島の地名で呼ばれ、水戸島、森島、五貫島、川成島、鮫島などの地名が現在も残っている。

**浮島ヶ原** 浮島ヶ原は、駿河湾沿いの海岸砂礫州(砂嘴)と富士山及び愛鷹山の山麓扇状地の間にある、南北約 1 ~ 3km、東西 15 ~ 16km の標高 10m 以下の海岸低地(潟湖~低湿地)である。海岸砂礫州は幅 200m ~ 1km、標高 10 ~ 20m で発達し、砂丘も認められる。これらの海岸砂礫州は田子の浦と呼ばれるが、田子の浦港から狩野川河口までは千本松原とも呼ばれる。

浮島ヶ原は全体としては西側へ傾動しているとされ、西側では、埋没した古い海岸砂礫州の上位に、より新しい海岸砂礫州が分布しているとされる(羽田野ほか, 1979; 松原, 1989 など)。浮島ヶ原は、江戸時代初期までは多くの沼が点在していたため浮島沼と呼ばれ、その周辺には浮島ヶ原と呼ばれる低湿地帯が発達していた。現在では、治水事業により、主に水田として活用されている。

### 3. 地質

富士川河口断層帯及び周辺地域に分布する地層・岩体の概要を以下に述べる(第2図)。

なお、本報告の地質時代区分は Gradstein *et al.* (2012) に基づいており、例えば新第三紀と第四紀の境界の年代は従来の 1.8Ma 頃でなく 2.6Ma 頃に置いている。この変更により、地質年代区分が修正される地層・岩体に関しては、特に説明を行わずに新たな地質年代区分で示している。また、既存文献における地名が、その後の自治体の合併等に伴い変更されたものに関して

は、最新の行政区分名に変更して記述している(例えば、由比町入山→静岡市清水区由比入山など)。また、字等の地名がなくなっている場合でも、記載上、重要な地名については使用し、地質図にも地名を加えた。

### 3.1 富士川層群(中部中新統～上部鮮新統)

本地質図内の富士川層群(松田, 1961)については、庵原山地南部に分布するものは主に杉山・下川(1982)と柴(1991)に、庵原山地中・北部については主に金栗・天野(1995)に、天子山地については角田ほか(1990)、矢島・加藤(1980)、加藤(1955)、工藤(1959)に加え未公表の内部資料に、蒲原丘陵南東部に点在するものに関しては主に恒石ほか(1981)に基づいて地質図を編纂した。ほかに、沢村(1955)、山崎ほか(1981)、大塚(1938)、柴・駿河湾団体研究グループ(1986)を参照し、一部、走向傾斜を活用した。

断層及び褶曲に関しては、特定の既存文献のものをそのまま示すのではなく、複数既存文献の走向傾斜、ルートマップ等などを検討し、位置を決めると共に、不確かな地質構造は削除、あるいは推定とした。走向傾斜は複数の文献から転載したが、近接する地点の同様な傾向の走向傾斜が地質図上で重複する場合は、適宜、省略した。なお、庵原山地の興津川、小河内川沿いの小河内層に多くの南北方向の複褶曲の発達する地域があるが、地質図では比較的大きな構造の褶曲構造のみを示しているため、その示した褶曲構造と走向傾斜とが一致しない地域がある。

以下、本地域の富士川層群の概要を示すが、層序区分は、層(Formation)区分を基本とし、松田(1961)及び天野・伊藤(1990)による富士川層群の層区分のまとめ方を参考に、しもべ層、身延層(万沢層)、室野層、浜石岳層、小河内層、中河内層、城山層に区分した。なお、地質図では層を、更に部層に相当する岩相で細分しているが、多くの文献で異なる多くの部層名が定義され混乱しているため、部層名は使用しなかった。また、富士川層群に発達する主な地質構造については、4.8で記述する。

#### 3.1.1 しもべ層(Ssmc, Sa, Sm)

**定義・分布** 松田・水野(1955)及び松田(1958)により定義されたもので、富士川層群下部を占める。主に本地域では北西端の西乗川上流と稲子川中流沿いの富士宮市上稲子に分布する。

**模式地** 松田・水野(1955)及び松田(1958)に基づく、身延町の下部、常葉、上之平、波高島付近が、しもべ層の各部層の模式地となっている。

**層序関係** 西八代層群を整合で覆う(松田, 1958)。

**層厚** 1,900m(松田, 1958)。本地域では分布が限られ、下限が不明であるが、数100m以上。

**岩相** 本地域内では、主体となる岩相から、砂岩泥岩及び礫岩層(Ssmc)、安山岩火砕岩層(Sa)、泥岩層(Sm)に区別される。

Ssmcは、細礫岩を含む砂岩泥岩互層を主体として、火砕岩の再堆積物である火砕質の砂岩・礫岩を挟む。本地域北西端(天子湖の北方)に分布するSsmcは、上之平互層(松田, 1958)あるいは戸樋之沢砂岩泥岩礫岩互層部層(杉山・松田, 2014)と呼ばれる。

Saは、安山岩の火山角礫岩、凝灰角礫岩及び凝灰岩からなり、本地域北西端に狭小に分布し、小内船火砕岩部層(大塚, 1955)に対比される(杉山・松田, 2014など)。

Smは富士宮市上稲子の稲子川沿い(稲子川背斜南側の軸部)に分布する泥岩主体層である。松田(1961)では西八代層群の勝坂泥岩部層に対比される可能性が高いとされたが、角田ほか(1990)は浮遊性有孔虫化石帯N9～N14、及びN7～N14を報告し、しもべ層に対比している。本地質図でも、この泥岩層はN14が上限で、青池(1999)の示した富士川層群の下限より上位を示しているため、現状として、しもべ層に含めた。

**年代** 本田(1982)はしもべ層下部をCN5aと、天野・伊藤(1990)は松田(私信)に基づき本層の下限を浮遊性有孔虫化石帯N14、上限を石灰質ナンノ化石帯CN7aとしている。一方、Amano(1991)は、伊藤(1990MS)から石灰質ナンノ化石帯をCN5からCN6下半としている。また、青池(1999)は、*Cyclicargolithus floridanus*の連続産出の上限が西八代層群和平層最上部にあること、しもべ層と同時異相の関係にある原層中のN14/N13境界(尾田ほか, 1987)の存在から、富士川層群の下限を11.9Ma(CN5の中位あたり)としている。ほかに、千地・紺田(1978)は、本層の大部分はN17の一部からN18に相当するとしている。

本地質図では、以上の結果に基づき、しもべ層の堆積年代をCN5中位からCN7の下限付近の堆積物として扱う。

#### 3.1.2 身延層(万沢層)(Mc, Msmc, Msm, Mms, Ma)

**定義・分布** 松田(1958)が、身延町の波木井、上八木沢、下八木沢、丸滝、波木井などに分布する八木沢泥岩層、丸滝礫岩層、波木井互層で構成されると定義したものである。本地域では天子ヶ岳周辺に分布する富士川層群が身延層に相当する。稲子川流域や天子湖付近に分布する上稲子層(加藤, 1955)も身延層に対比されるため、天野・伊藤(1990)及び角田ほか(1990)と同様に身延層として扱う。更に、佐野川岩体を挟んでその南西方の南部町万沢付近に分布する万沢層(松田, 1961)に関しても、身延層との連続性を示すため、本地質図では身延層の一部として示す。

**模式地** 本層の部層として定義された模式地は、富士川沿いの身延町の波木井、上八木沢、下八木沢、丸滝、波木井付近である(松田, 1958)ため、これらの地域を身延層の模式地とする。

**層序関係** しもべ層を整合に覆う。

**層厚** 天子ヶ岳の南側富士宮市上稲子付近で約

2,000m, 南部町万沢周辺で2,500m以上(下限不明)。

**岩相** 本地域の身延層は、礫岩層(Mc), 砂岩, 泥岩及び礫岩の互層(Msmc), 砂岩泥岩互層(Msm), 泥岩優勢砂岩泥岩互層(Mms), 安山岩溶岩及び火砕岩(Ma)に区分される。Mc, Msmc, Msmは概ね同時異相関係にある。また, Msmの一部(天子ヶ岳周辺に分布するもの)とMms(万沢層町屋泥岩砂岩部層)も概ね同時異相の関係にあり, Mc, Msmc, Msmの一部を整合で覆い, Maに覆われる。

本地域北西端の天子ヶ岳周辺に分布するMcは、礫岩主体層からなり, 砂岩, 泥岩, 火砕岩の薄層を挟む。Mcは丸滝礫岩層(松田, 1958)や丸滝礫岩部層(杉山・松田, 2014)に一致する。

Msmcは、地域毎に量比は変化するものの、礫岩を含む砂岩優勢砂岩泥岩互層, 砂岩, 泥岩優勢砂岩泥岩互層, 泥岩, 礫岩(細～小礫岩主体)からなり, 安山岩火砕岩を挟む。本地質図北西端の内船背斜付近のものは小室沢砂岩泥岩互層部層(杉山・松田, 2014)に、稲子川背斜周辺のものの上稲子層(加藤, 1955)の一部に、南部町万沢と十島付近のものは万沢層十島互層(松田, 1961)に一致する。なお, 柴(1987), 角田ほか(1990), 天野・伊藤(1990)は、野下断層の西側の上稲子層(加藤, 1955)の一部を、また, 金栗・天野(1995)は南部町万沢と十島付近の十島互層を丸滝礫岩部層に対比しているが、岩相的には丸滝礫岩部層に対比できるような礫岩卓越層ではないと判断し、本地質図ではMsmcで示している。

Msmは、砂岩泥岩互層からなり、礫岩や火砕岩の挟みは少ない。上稲子層の最上部及び天子ヶ岳層(加藤, 1955)の一部に相当する。なお、未公表内部資料も含め、既存文献では明確に境界を示すことができるデータはなく、地質図では推定境界として示している。Msmは、南部町万沢南部に分布する万沢層万沢互層(松田, 1961), 万沢層万沢砂岩泥岩互層部層(杉山・松田, 2014)に一致する。

Mmsは主に泥岩優勢砂岩泥岩互層からなり、Msmの上位を覆うが、一部両者は同時異相の関係にある。天子ヶ岳周辺のMmsは波木井互層(松田, 1958; 角田ほか, 1990)に、南部町万沢北西部のMmsは、町屋互層(松田, 1961)や町屋泥岩砂岩互層部層(杉山・松田, 2014)に一致する。

Maは、天子ヶ岳及びその周辺の尾根沿い分布する輝石安山岩溶岩及び火砕岩からなる。入山向斜北端の軸部にあたる天子ヶ岳及びその周辺の尾根において、緩やかな傾斜となっている下位のMsmを整合的に覆う(加藤, 1955)。加藤(1955)では天子ヶ岳溶岩流と呼ばれ、角田ほか(1990)では飯富累層(富士川団体研究グループ, 1976)に対比されている。また、松田(1961)では相又層の寄畑火砕岩とされるが、杉山・松田(2014)は相又層を身延断層以西の富士川谷中帯に分布するものに限定し、本層は身延層の最上部部層と位置づけ、

相又層最上部の篠井山火砕岩部層に対比している。

**年代** Amano(1991)は、Mcにあたる丸滝礫岩の石灰質ナンノ化石帯年代をCN7-8に限定している。また、身延層として示した万沢層に関しては、斎藤ほか(1989)はN12を、石垣(1988)は万沢砂岩泥岩互層部層(本報告のMsm)中～上部からN15, 杉山・松田(2014)は万沢砂岩泥岩互層最上部～町屋泥岩砂岩互層部層(本報告のMms)及び富士凝灰岩部層(本地質図外に分布)からN16-N17の浮遊性有孔虫化石帯を報告している。また、秋元ほか(1990)は、十島互層(本報告のMsmc)からN15, 万沢互層(本報告のMsm)の中部からN16, 万沢互層上部からN17a, 町屋互層(本報告のMms)上部からN17bの浮遊性有孔虫化石帯を報告している。

以上の浮遊性有孔虫化石帯から、身延層(万沢層)の堆積年代はN15～N17と推定される。

### 3.1.3 室野層(Mu)

**定義・分布** 金栗・天野(1995)による。駿河湾団体研究グループ(1981)の室野亜累層、柴・駿河湾団体研究グループ(1986)の室野累層、柴(1991)の薩埵峠累層室野火砕岩層にほぼ一致する。静岡市清水区由比入山の福沢から、由比阿僧、由比西山寺にかけて分布する。

**模式地** 静岡市由比東山寺(室野)の南方(駿河湾団体研究グループ, 1981)。

**層序関係** 柴(1991)は小河内泥岩層(本報告の小河内層)の下位、または同時異相としている。また、金栗・天野(1995)は浜石岳層の下位に位置づけている。

全体として、室野層は、入山断層から西側0.5～1.3kmに向斜軸を有する浜石岳層の東翼部に分布することから、室野層は浜石岳層の下位に位置づけられる。しかし、室野層の主な分布域である由比阿僧付近では、波長の短い南北方向の褶曲構造や同方向の断層が推定され(杉山・下川, 1982)、室野層と浜石岳層との層序関係は必ずしも明確とは言えない。また、後述のように、室野層の浮遊性有孔虫化石からは鮮新世の堆積年代を示す可能性もある。

**層厚** 下限不明と共に正確な地質構造が不明であるが、600m以上(駿河湾団体研究グループ, 1981; 柴・駿河湾団体研究グループ, 1986), 200m以上(柴, 1991; 金栗・天野, 1995)と見積もられている。

**岩相** 主に玄武岩火砕岩(主に火山角礫岩からなり、凝灰角礫岩を挟む)からなり、同質の溶岩、砂岩泥岩互層、火山円礫岩を挟む(柴, 1991; 金栗・天野, 1995など)。

**年代** 駿河湾団体研究グループ(1981)は、本報告の室野層である浜石岳累層室野亜累層から、N19以降に相当する浮遊性有孔虫化石を報告している。このため、本層の堆積年代は、後期中新世末、あるいは鮮新世の可能性もある。

### 3.1.4 浜石岳層(Hc, Hsm, Hs, Hm, Had)

**分布・定義** 天野・伊藤(1990)の浜石岳層による。

松田(1961)の命名した浜石岳累層のうち、貫ヶ岳付近以外の浜石岳累層を指す。柴(1991)の陣場山礫岩砂岩部層、桜野礫岩層、芝川礫岩層にほぼ相当する。

本層は、南北約27km、東西1.5～3kmで、天子山地～庵原山地の東縁沿いに分布する。なお、庵原山地南部(清水区由比東倉沢～由比今宿)の南北方向の背斜軸部に分布する泥岩層(Hm)は小河内層に対比することも可能である(茨木, 1981; Ibaraki, 1989)が、本層に含めた。また、天野・伊藤(1990)では、庵原山地東縁部に分布する浜石岳層を下部、中部、上部に区分しているが、本地質図は天子山地東側に分布するものも本層に含めているため、この区分は使用していない。

**模式地** 金栗・天野(1995)は、下部、中部、上部に分けて模式地を示している。それに基づくと、本層としての模式地は、浜石岳西側の川沿い(清水区小河内南東部)から清水区宍原～富士宮市瓜島間の稲瀬川沿いの地域となる。

**層序関係** 本層は、東側を芝川断層～入山断層に切られ蒲原層、岩淵安山岩類、鷲ノ田層と接する。天子山地では、本層は西側が野下断層に切られ、しもべ層及び身延層と接する。庵原山地では、南北方向の稲瀬川背斜や小河内向斜・複背斜を伴いながら小河内層と同時異相関係、一部、断層関係で接する(岩部ほか, 1989; 天野・伊藤, 1990; 金栗・天野, 1995など)。また、富士宮市内房付近では、本層の上位に中河内層が整合的に分布する。なお、富士宮市内房の稲瀬川の本層の安山岩～デイサイト火砕岩(Had)と中河内層基底部の安山岩火砕岩(Na)は同じ層準の火砕岩層である可能性が高い。

**層厚** 金栗・天野(1995)は、庵原山地の本層を全体として3,800m以上と推定。庵原山地東縁の入山断層沿いの本層には、北へプランジする南北方向の槍野向斜が発達する。この向斜により、本層は北側ほど上位の地層が分布する。このため、天子山地の東縁部に分布する浜石岳層を加えると、更に層厚は大きくなる可能性が高い。

**岩相** 主に礫岩(Hc)からなり、浜石岳周辺では砂岩主体層(Hs)、砂岩泥岩互層(Hsm)、泥岩層(Hm)を、富士宮市内房の稲瀬川では安山岩～デイサイト火砕岩(Had)を挟む。なお、礫岩(Hc)は、礫種として、堆積岩主体のもの、多くの安山岩溶岩及び火砕岩の礫を含むものがあり、金栗・天野(1995)の地質図では区分されているが、本地質図では一括した。

**年代** 本地域の浜石岳層に関して、庵原山地南部の清水区由比東山寺の室野で浮遊性有孔虫化石帯N21が報告されている(茨木, 1981; Ibaraki, 1989)。また、庵原山地の浜石岳層中部から石灰質ナンノ化石帯でCN9が報告されている(岩部ほか, 1989)。なお、茨木(1981), Ibaraki(1989)の富士宮市内房瓜島のデータについては、本地質図では、同時異相の小河内層の泥岩主体砂岩泥岩互層としているため小河内層で示す。一

方、天子山地南部の稲子川沿いの本層の2地点からは、N17b-N18及びN21が報告されている(茨木, 1995)。

以上、浜石岳層の堆積年代は、後期中新世後半～鮮新世頃と推定される。

### 3.1.5 小河内層(kms, kc, ksm)

**定義・分布** 名称は今野・大塚(1933)の小河内頁岩層、大塚(1938)の小河内泥岩層によるが、名称・分布は松田(1961)の小河内累層に基づき、定義は金栗・天野(1995)による。杉山・下川(1982)の小河内累層、柴(1991)の薩埵峠累層小河内泥岩層、天野・伊藤(1990)の小河内層に一致する。

**模式地** 清水区但沼付近、興津川河床(金栗・天野, 1995)。

**層序関係** 小河内複背斜付近では高角の閉じた褶曲帯が認められ、全体として背斜を構成し、西側の浜石岳層と同時異相、一部断層で接する。分布域の西側は中河内層に概ね整合で覆われるが、一部指交関係にある。

**層厚** 900m以上(下限不明)(柴, 1991)、但沼付近で最大2,000m(金栗・天野, 1995)とされている。下限不明に加え、本層には逆転層を伴う波長の短い複褶曲が広範囲で発達しており(杉山・下川, 1982; 柴, 1991など)、層厚の推定は難しい。

**岩相** 主に泥岩優勢の砂岩泥岩互層(部分的に泥岩)(kms)からなり、本層の上部である清水区宍原付近で礫岩層(kc)、砂岩優勢の砂岩泥岩互層(ksm)を伴う。

**年代** 清水区但沼町と清水区由比東倉沢(ボーリング試料)の本層からはN18、富士宮市内房瓜島からはN19の浮遊性有孔虫化石帯が得られている(茨木, 1981; Ibaraki, 1989)。なお、茨木(1981), Ibaraki(1989)は瓜島のサンプルを浜石岳層と扱っている、としているが、本地質図では、同時異相の小河内層の泥岩主体砂岩泥岩互層としているため、本層のデータとした。また、小河内層下部からはN17及びCN9、小河内層中部からはN18-19及びCN10-11の浮遊性有孔虫化石帯及び石灰質ナンノ化石帯が得られている(岩部ほか, 1989)。更に、NN11の石灰質ナンノ化石帯が得られている(金栗・天野, 1995)。

以上、小河内層の堆積年代は、後期中新世後半～前期鮮新世頃と推定される。

### 3.1.6 中河内層(Na, Ns, Nc)

**定義・分布** 名称は柴・駿河湾団体研究グループ(1986)の中河内累層、定義は金栗・天野(1995)の中河内累層による。松田(1961)の高根山火砕岩、高瀬互層、貫ヶ岳礫岩に相当。柴・駿河湾団体研究グループ(1986)の中河内累層の中一色層及び神沢原層、柴(1991)の中河内累層中一色火砕岩層、貫ヶ岳礫岩層の一部に一致する。

**模式地** 静岡市清水区長又から高瀬にかけての興津川沿い(金栗・天野, 1995)。

**層序関係** 基底部付近の安山岩火砕岩(Na)の下限と

して、小河内層及び浜石岳層の上位に整合的に分布する。

**層厚** 模式地付近で 1,100m、清水区宍原の西方で最大 2,000m とされる(金栗・天野, 1995)。

**岩相** 本地域内では、主に火砕岩の砕屑物を多く含む礫岩層(Nc)、砂岩層(Ns)からなり、基底部に安山岩火砕岩(凝灰角礫岩～火山角礫岩)(Na)を伴う。Naは、松田(1961)の高根山火砕岩、柴(1991)の中一色火砕岩層の一部に相当し、天野・伊藤(1990)及び金栗・天野(1995)の高根山火砕岩部層に一致する。

**年代** 本層中からは、CN10aより下位、NN12下半部より下位に相当する石灰質ナンノ化石帯(金栗・天野, 1995)、中河内層の下部に相当する清見寺層群(大塚, 1944)からN19の浮遊性有孔虫化石帯(茨木, 1981; Ibaraki, 1989)が得られている。

以上のデータから、中河内層の堆積年代は、後期中新世末～前期鮮新世頃と推定される。

### 3.1.7 城山層(Sy)

**定義・分布** 今野・大塚(1933)による。井上(1934)の城山層、大塚(1938)の城山砂岩層、野島(1960)及び富永(1960)の城山凝灰岩層に一致する。蒲原丘陵の南東部(静岡市清水区蒲原の城山:蒲原城址付近)に南北に狭小に分布する。

**模式地** 清水区蒲原の城山(蒲原城址付近)。

**層序関係** 城山安山岩(本地質図の岩淵火山岩類のデイサイト(Id))の貫入に伴って捕獲され上昇し、本層分布の東側は逆断層で蒲原礫層(本報告の蒲原層)と接する(大塚, 1938; 大塚・猪俣, 1938)とされたが、西側の蒲原層とは不整合関係で接すると考えられている(恒石ほか, 1981; 駿河湾団体研究グループ, 1982)。城山層の走向は北北東～南南西、傾斜は40～89°西及び30～80°東(逆転)(大塚, 1938; 恒石ほか, 1981)に対して、城山層周辺の蒲原層の走向傾斜は南北走向、30～80°東傾斜のため、城山層と斜交するのは確かである。しかし、城山は神沢背斜東翼の端に位置し、両層の不整合面は地下深部にあると推定されるため、直接不整合面が見えているのではなく、デイサイトの貫入に伴い上昇した蒲原層との不整合面を含むブロック化した城山層を見ている可能性が高い。

**層厚** 150m以上(上限及び下限不明)。柴(1991)によると60m以上(下限不明)。

**岩相** 海成の細礫を伴う凝灰質粗粒～中粒砂岩、細粒砂岩を含む泥岩からなる。上位にあたる東縁部には泥岩が分布し、砂岩層を覆う。粗粒～中粒砂岩には多くの貝化石片が含まれる。

**年代** 本層からは後期中新世末～前期鮮新世頃を示す浮遊性有孔虫化石帯N18～19が得られている(土・茨木, 1981)。また、軟体動物化石群(大塚, 1938; 駿河湾団体研究グループ, 1982)が産出し、前期鮮新世に位置づけられている(駿河湾団体研究グループ, 1982)。

### 3.2 佐野川岩体(Sn, Sba)

本地域の南部町の十島～佐野(佐野川流域及び天子湖周辺)、南北約10km東西約3kmの範囲に北北西～南南東方向の岩脈群が集中して分布する。佐野川はんれい岩～閃緑岩岩体と呼ばれ、はんれい岩～閃緑岩～石英閃緑岩体と、それを貫く北北西～南南東の方向が卓越する玄武岩～安山岩岩脈類に区分されていた(Yajima, 1970; 矢島・加藤, 1980)が、木村・金(2005)は、はんれい岩は安山岩～玄武岩岩脈のゼノリスで、それらは微閃緑岩、花崗閃緑はん岩、閃緑ひん岩からなるとしている。

本地質図は、矢島・加藤(1980)に基づき「はんれい岩及び閃緑岩」と「玄武岩～安山岩岩脈」で区分するが、木村・金(2005)に従うと、それぞれ捕獲岩である「微閃緑岩、細粒花崗閃緑岩、細粒閃緑岩及びはんれい岩(Sh)」と、貫入岩である「玄武岩及び安山岩岩脈(Sba)」に解釈される。

岩脈群の貫入時期は、はんれい岩からは $4.3\pm 0.5$ Ma、微閃緑岩からは $18.0\pm 4.4$ MaのK-Ar年代が報告されている(木村・金, 2005)こと、上部中新統の富士川層群身延層に貫入していることから、鮮新世と推定される。

### 3.3 蒲原層、岩淵火山岩類及び鷺ノ田層(下部更新統上部～中部更新統下部)

蒲原丘陵に分布する下部～中部更新統の地質図作成にあたっては、主に杉山・下川(1982)、大塚(1938)、静岡県総務部地震対策課(1996)のほか、恒石ほか(1981)、柴ほか(1990)、柴(1991)、及び野外調査の成果を加え編纂を行った。また、羽鮒丘陵～天子山地に分布するものについては、主に山崎ほか(1981)、山崎(1989)、柴ほか(1990)、柴(1991)に、野外調査の成果を加え編纂した。

見解の異なる地質構造に関しては、既存文献で野外地質調査のルートマップがある場合、地質図との整合性を確認し、問題があれば再解釈を行い、確実な断層と褶曲構造のみを示した。走向傾斜については、1次データとしてそのまま活用したが、同様の走向傾斜が同じ地点で重複する場合は、適宜、省略した。

以上の編纂から、本報告では、蒲原丘陵、星山丘陵及び羽鮒丘陵に分布する下部～中部更新統を、下位より、蒲原層、岩淵火山岩類、鷺ノ田層に区分した(第2・3図)。この区分は、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、国際層序ガイド(Salvador ed., 1994)に基づき、層(Formation)の纏まりのない部層名のみを地層・岩体を地層区分の基本単位である層に変更した。

なお、層を基本単位とする区分は、駿河湾団体研究グループ(1982)や柴(1991)などでも行われている(第3図)。例えば、柴(1991)では、本地域の下部～中部更新統を蒲原累層と岩淵累層に2区分し、鷺ノ田礫層



を岩淵累層の部層として扱い、かつ鷺ノ田礫層のうち蒲原丘陵北部の鷺ノ田礫層を泉水砂礫層及び南野砂礫層と命名し、従来の岩淵安山岩類の一部に位置づけて、他の鷺ノ田礫層と区別している。しかし、後述のように、鷺ノ田礫層（本報告の鷺ノ田層）と岩淵安山岩類（本報告の岩淵火山岩類）とは部分不整合の関係にあり、火山灰層序から柴(1991)の泉水砂礫層及び南野砂礫層は他の鷺ノ田礫層と同じ地層である。このため、柴(1991)の2層区分は採用しなかった。

以下、層序区分・年代の基本となっている火山灰層の記述後に、蒲原層、岩淵火山岩類、鷺ノ田層の概要を述べる。なお、蒲原丘陵に発達する主な断層や褶曲については、4.7でまとめて記述する。

### 3.3.1 火山灰層

蒲原層、岩淵火山岩類、鷺ノ田層には、主な火山灰層として、下位より、蒲原層の最上部に泉水火山灰層、岩淵火山岩類の最上部に大晦日火山灰層、鷺ノ田層の下部に桑木穴火山灰層、沼久保火山灰層及び足ヶ久保火山灰層が挟まれる(第4図)。これらの火山灰層と房総半島において対比される可能性が高いテフラの諸性質は第1表のとおりである。なお、各火山灰層の模式地は、地質図に各火山灰層の分布を示す赤線上に赤丸で示した。

#### (1) 泉水火山灰層(Sz)(水野ほか, 1993)

模式地は富士市北松野(旧字泉水)で、蒲原層の最上部に挟まれる。房総半島の国本層中のKu6C火山灰層に対比される可能性が高い(水野ほか, 1993)。Ku6C火山灰層は、猪牟田アズキテフラ(Ss-Az)(約0.85Ma)に対比される(町田・新井, 2003)。

#### (2) 大晦日火山灰層(Oz)(水野ほか, 1992)

模式地は富士宮市内房(旧字大晦日)の芭蕉天神宮の東方500mの富士市北松野で、鷺ノ田層直下の岩淵火山岩類(安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩(Iw)の火山角礫岩)に挟まれる。房総半島の国本層中のKu5A火山灰層(Ku5A)(約0.8Ma)に対比される可能性が高い(水野ほか, 1992)。なお、Ku5A試料には高屈折率の火山ガラスが含まれており、大晦日火山灰層と若干異なる。この火山ガラスは異物混入なのか、別の降灰ユニットなのかは明らかでないが、火山ガラスの化学分析値にも違いが現れている(第1表)。

#### (3) 桑木穴火山灰層(Ka)(水野ほか, 1992)

模式地は富士市南松野桑木穴の中山断層沿いで、鷺ノ田礫層の基底部に挟まれる。房総半島長南層のCh2火山灰層に対比される(水野ほか, 1993)。Ch2火山灰層は、誓願寺梅テフラ(Se-Tg)に対比される。

#### (4) 沼久保火山灰層(Nk)(水野ほか, 1992)

模式地は富士宮市沼久保の富士川沿いで、鷺ノ田層の下部に挟まれ、柴ほか(1992)のA4火山灰層に相当する。広域テフラとの対比は不明である。

#### (5) 足ヶ久保火山灰層(Ak)(水野ほか, 1992)

模式地は富士市南松野足ヶ久保で、鷺ノ田層中部付

近に挟まれる。富士宮市沼久保の富士川河床では、柴ほか(1992)のA8火山灰層に相当する。房総半島に分布する笠森層のKs18火山灰層(水野ほか, 1992)あるいはKs10火山灰層(町田ほか, 1980)に対比されると考えられる。足ヶ久保火山灰層が桑木穴火山灰層の少し上位に位置することから、Ch2の少し上位に位置するKs18火山灰層への対比が有力である。Ks18火山灰層は、樋脇テフラ(Hwk)(0.57~0.58Ma)やMIS15層準に対比されている(町田・新井, 2003)。

### 3.3.2 蒲原層(Kn)

**定義・分布** 蒲原層は、蒲原丘陵南東部(静岡市清水区の蒲原、由比、由比東山寺、由比入山など)、蒲原丘陵西縁部(富士宮市内房大晦日付近)、羽鮒丘陵南部(富士宮市の羽鮒、安居山、西山)に分布し、礫岩主体層からなる。

今野・大塚(1933)の蒲原礫層、井上(1934)及び大塚(1938)の蒲原礫岩層、杉山・下川(1982)の蒲原礫岩層、山崎(1989)の別所礫層、柴ほか(1990)の古田礫層及び別所礫層(柴, 1991)、駿河湾団体研究グループ(1982)の蒲原累層を含む(第3図)。本報告では、これらの礫岩層を一括して蒲原層と呼ぶ。なお、津屋(1940)は、羽鮒丘陵、星山丘陵に分布する下部~中部更新統を蒲原丘陵北部の礫層とともに別所礫層と呼んだが、岩淵火山岩類を挟んで、下位の蒲原層と上位の鷺ノ田層に区分される(第3図)。

**模式地** 静岡市清水区蒲原の蒲原駅北東の崖(柴ほか, 1990)。

**層序関係** 蒲原層は、入山断層のほぼ全域と芝川断層南端の古田で富士川層群浜石岳層と接するが、入山断層沿いの由比東山寺の室野付近では浜石岳層を不整合に覆う(Kimura, 1966; 駿河湾団体研究グループ, 1981; 杉山・下川, 1982)。また、清水区蒲原の城山でも富士川層群城山層を不整合で覆うとされている(恒石ほか, 1981)。後述のように、岩淵火山岩類の安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩(Iw)に一部不整合で覆われ、蒲原丘陵南部ではデイサイト岩体及び安山岩岩脈に貫入される。なお、地質図では、蒲原層に貫入する岩脈は省略した。

**層厚** 下限が不明であるが、蒲原丘陵南部の神沢背斜の東側で層厚600m以上(杉山・下川, 1982)、羽鮒丘陵南東部では層厚1,200m以上と推定される。

**岩相** 蒲原層は、主に淘汰の良い中礫サイズ(わずかに大礫サイズを含む)からなる砂基質支持の礫岩層で、砂岩層やシルト岩層を挟む。全体としては礫岩主体層であるが、蒲原丘陵西縁部から羽鮒丘陵に分布する本層上部には、厚さ50m前後のシルト主体層が認められる(第4図)。礫は主に円礫からなり、礫種は現在の富士川の河川礫や鷺ノ田層と同様、西側の瀬戸川層群~富士川層群及び付随する火成岩由来の、塩基性深成岩、中性火山岩、砂岩、凝灰岩などからなる。鷺ノ田層と比較し、淘汰、固結度が良い。蒲原丘陵南東

部の本層には、岩淵火山岩類に伴う安山岩質の岩脈が多く、主に北東-南西方向に貫入する(杉山・下川, 1982 など)。

**地質構造** 蒲原丘陵南東部では、清水区蒲原神沢付近より東側は、南北~北西-南東走向で10~30°東~北東傾斜を、西側は北東-南西走向10~30°北西傾斜を示し、その間には北へ緩くプランジする南北方向の背斜が認められ(杉山・下川, 1982), 神沢背斜と呼ばれる(駿河湾団体研究グループ, 1982)。この背斜は更に南方海域へ連続する(4.7.2 参照)。蒲原丘陵南東部の蒲原層の礫は東西~西北西-東南東走向に破断されている(大塚, 1938; Kimura, 1966; 杉山・下川, 1982)が、地質構造との関係は不明である。一方、蒲原丘陵南東部の清水区蒲原の善福寺付近の岩淵火山岩類と接する善福寺断層(4.7.1 参照)沿いの蒲原層は60~80°東傾斜で、一部逆転層も認められる。蒲原丘陵南西端の入山断層の東側の由比川沿いの蒲原層も、急傾斜となり、一部東側上位の西傾斜の逆転層も認められるが、それら蒲原層の走向と入山断層の走向は一部斜交する。

羽鮎丘陵南東部の安居山付近の本層は、北西-南東走向、30~60°南西傾斜を示す。また、羽鮎丘陵南端の古田の芝川断層~入山断層の東側に分布するものは、南北走向、80~50°東傾斜を示し、断層に近いほど急傾斜になる。安居山-古田間の蒲原層と岩淵火山岩類の分布と走向傾斜からは向斜構造の発達が推定される。しかし、岩淵火山岩類と鷲ノ田層の分布と走向傾斜からは背斜構造が発達しているように見え、蒲原層と鷲ノ田層で異なる地質構造が推定される。このため、地質図では、それぞれ推定伏在向斜と推定背斜の重複で示したが、断層が存在する可能性もある。

**年代** 蒲原層と浜石岳層は断層及び不整合の関係が認められること、後述のように本層最上部には泉水火山灰層が挟まれること(第4図(B)参照)、前期更新世末から中期更新世初頭の年代に位置づけられる岩淵火山岩類に覆われること、羽鮎丘陵や蒲原丘陵南部の蒲原層では正帯磁も認められハラミヨ正磁極亜期を含んでいる可能性がある(水野ほか, 1993)ことから、蒲原層は約1Maより古い時代も含まれる前期更新世後半の堆積物と推定される。

### 3.3.3 岩淵火山岩類 (Iw, Id, Im)

**定義・分布** 蒲原丘陵、羽鮎丘陵及び星山丘陵に分布する火山岩類は、名称として岩淵安山岩類など「安山岩」が使用されてきたが、山本・島津(1999)に基づく、安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩(Iw)、デイサイト(Id)、玄武岩(Im)に区分されるため、本報告では全体を「層」相当の区分単位として岩淵火山岩類と呼称した(第3図)。なお、地質図では分布を省略したが、蒲原丘陵南部に分布する蒲原層中に貫入する玄武岩質及びデイサイト質の岩脈も本火山岩類に含まれる。

安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩(Iw)は堆積層を挟む

溶岩及び火砕岩からなり、蒲原丘陵、羽鮎丘陵及び星山丘陵に広範囲に分布する。なお、山崎ほか(1981)では、星山丘陵の岩本山公園付近に分布する無斑晶質安山岩溶岩を岩本山安山岩として岩淵安山岩層には含めていないが、本報告では安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩に含めた。デイサイト(Id)は、蒲原丘陵の南部から東部の紫山、蒲原城跡(城山)、大丸山、金丸山、雨乞山に分布する溶岩ドームである。5万分の1高分解能空中磁気図(大熊ほか, 2016b)でも、そのドーム状の形状が読み取れる。城山及び紫山のものは角閃石安山岩(大塚, 1938)や普通角閃石安山岩(杉山・下川, 1982)、紫山、大丸山、金丸山、雨乞山のものは複輝石角閃石安山岩、城山のものには含黒雲母角閃石斑岩(柴ほか, 1990)などと呼ばれていたが、山本・島津(1999)の化学分析結果に基づき、デイサイトと呼称する。玄武岩(Im)は、羽鮎丘陵中西部(富士宮市西山の標高261mの森山付近)にのみ分布する。

岩淵火山岩類は、今野・大塚(1933)の金丸安山岩體、大塚(1938)の岩淵安山岩體、津屋(1940)の岩淵火山群噴出物、沢村(1955)と柴(1991)の岩淵安山岩層、杉山・下川(1982)、山崎(1989)及び杉山ほか(2010)の岩淵安山岩類にほぼ一致する。

なお、杉山・下川(1982)は、蒲原丘陵北部の松野低地(平清水断層北側の南松野平清水、富士見町など)に分布するシルト及び砂礫層、柴(1991)は南松野砂礫層(上記の杉山・下川(1982)の松野低地の砂礫層と同じ地層)と蒲原丘陵北西端の泉水に分布する泉水砂礫層を岩淵安山岩類(本報告の安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩(Iw))に含めていたが、3.3.4で述べるように、本報告では鷲ノ田層に位置づけている。

**層序関係** 安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩(Iw)は、蒲原丘陵では蒲原層(本報告の蒲原層)とは全体的に漸移的であるとされ(杉山・下川, 1982; 駿河湾団体研究グループ, 1982)、泉水や古田では指交関係にあるとされる(柴, 1991)。蒲原層最上部の泉水火山灰層とIw上部の大晦日火山灰層との間で時間間隙がほとんどないことから、両層は整合的な関係であると推定される。一方、蒲原丘陵南部では蒲原層の背斜構造と、蒲原層とIwの地層境界面とは大きく斜交しており、両者の関係は不整合と推定される。また、Iwは、蒲原丘陵西縁では入山断層に、羽鮎丘陵南西縁で芝川断層に切られ、浜石岳層と断層関係で接する。更に、蒲原丘陵~星山丘陵の東沿いでは、Iwは入山断層に切られ、富士川河口扇状地の堆積物と接する。

一方、デイサイト(Id)及びデイサイト岩脈は、Iw及び蒲原層に貫入している。羽鮎丘陵中部の西端に分布する森山の玄武岩(Im)に関しては、蒲原層及び鷲ノ田層との関係は不明であるが、後述のように年代は鷲ノ田層の年代にほぼ一致する。

**模式地** 蒲原丘陵東部の富士市岩淵(旧岩淵)(杉山・下川, 1982)。

層厚 550m 以上(山本・島津, 1999)。ただし、溶岩以外に火砕岩やそれらに伴う堆積岩の挟みで走向傾斜も得られているが、幾つかの火山体から構成され、堆積後の火山活動による変形も想定され、測定された走向傾斜が正確な地質構造を反映しているとは限らないため、正確な層厚の見積もりは難しい。デイサイトは、現在認められる地形から判断すると、高さ 120 ~ 160m 程度のドーム状の形態を呈する。

**岩相** 安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩(Iw)は、塊状溶岩やハイアロクラスタイトとして産する暗黒色~赤褐色のかんらん石-普通輝石玄武岩や、塊状溶岩や凝灰角礫岩として産する暗黒色~赤褐色のシソ輝石-普通輝石安山岩、及び角閃石含有りシソ輝石-普通輝石安山岩からなる(山本・島津, 1999)。また、それらの縁辺相として同質溶岩の角礫を含むエピクラスティックな堆積物である砂礫層及びシルト層を伴う。下部はハイアロクラスタイト及び水中堆積の凝灰岩を含むが、上部は酸化して赤色化した陸上の溶岩とされる(山本・島津, 1999)。ただし、安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩(Iw)は幾つかの火山体で構成され、火山活動もある程度の時間的な幅があると推定されるが、正確な地質構造は不明で、複数のMISを経験している可能性もあるため、全域の上部と下部との層序関係において、このような環境の違いが認められるかどうかは判断できない。ほかに、Iwには、幅数10mのかんらん石-普通輝石玄武岩からなる岩脈が貫入している(山本・島津, 1999)。

デイサイト(Id)は、灰白色の角閃石含有シソ輝石-普通角閃石デイサイトからなり、はんれい岩のゼノリスを含む(山本・島津, 1999)。蒲原丘陵南東部の蒲原層には、同質の幅3~10mの岩脈も認められる(杉山・下川, 1982; 山本・島津, 1999)。

森山の玄武岩(Im)は、上記のIwに貫入する玄武岩岩脈と同質とされる(山本・島津, 1999)。また、蒲原丘陵南西部に分布する蒲原層中には同質の幅3~10m程度の玄武岩の岩脈が認められ、かんらん石-普通輝石玄武岩の岩脈からなる(山本・島津, 1999)。

**年代** 嵐山に分布する安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩(Iw)からは、K-Ar年代1.13Maが得られている(海野・大木, 1989)。ただし、嵐山は空中磁気図(大熊ほか, 2016b)では正磁極を示しており、K-Ar年代1.13Maの年代から主に期待される逆磁極とは一致しない。石塚・及川(2008)は、善福寺付近の玄武岩質溶岩から約1.1~1.0MaのK-Ar年代を報告している(杉山ほか, 2010)。また、蒲原丘陵西縁部の安山岩-玄武岩類の最上部には、房総半島の国本層中の国本5Aテフラ(Ku5A)(約0.81Ma)に対比される大晦日火山灰(水野ほか, 1992)が挟まれ(3.3.1参照)、蒲原丘陵の西縁部と南東部~南部の古地磁気は逆帯磁を示す(第4図)。これに対して、羽鮒丘陵の沼久保や星山丘陵の明星山付近に分布する安山岩-玄武岩類の最上部は正磁極を

示す。以上のことから、Iwの年代は、蒲原丘陵の西縁部と南東部~南部に分布するものは前期更新世末であるが、蒲原丘陵北部、羽鮒丘陵、星山丘陵のものは前期更新世末から中期更新世初頭に及ぶと考えられる。

デイサイト(Id)からは、大丸山で $0.83 \pm 0.07\text{Ma}$ 、紫山で $0.88 \pm 0.06\text{Ma}$ のK-Ar年代が得られている(海野・大木, 1989)。また、石塚・及川(2008)も大丸山のデイサイト質溶岩ドームから約 $0.88\text{Ma}$ のK-Ar年代を報告している(杉山ほか, 2010)。大熊ほか(2016b)の5万分の1空中磁気図を見ると、紫山、大丸山、蒲原城跡に分布するデイサイトは逆帯磁、金丸山の岩淵デイサイトは正帯磁が読み取れる。大丸山及び紫山の岩淵デイサイトは何れも逆帯磁を示し、得られた前期更新世末のK-Ar年代値と整合的である(第2図)。一方、金丸山の岩淵デイサイトは正帯磁が推定されることから、その形成年代は中期更新世初頭に及ぶ可能性がある。

森山に分布する玄武岩(Im)からはK-Ar年代 $0.61 \pm 0.07\text{Ma}$ (海野・大木, 1989)、約 $0.58\text{Ma}$ (石塚・及川, 2008)が得られ、安山岩-玄武岩類やデイサイトと比較すると若く、鷺ノ田層と同時代の年代を示す。

**地質構造** 岩淵安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩(Iw)に挟まれる砕屑岩層の走向傾斜に基づく、かなり変形していると推定される。しかし、空中磁気図(大熊ほか, 2016b)からも、安山岩-玄武岩類は幾つかの火山体から構成されていると推定され、更にデイサイトの貫入による変形も存在すると考えられることから、これらの走向傾斜が単純に噴出後の地殻変動による変形を正確に反映しているか分からない。

### 3.3.4 鷺ノ田層(Sg)

**定義・分布** 鷺ノ田層は、岩淵火山岩類を覆って、蒲原丘陵、星山丘陵、羽鮒丘陵に分布するシルト層を挟む砂礫層である。今野・大塚(1933)、大塚(1938)が命名・定義した部層を、層(Formation)に繰り上げ、鷺ノ田層としたものである(第3図)。

鷺ノ田層は、蒲原丘陵では、富士市の北松野及び南松野のほぼ全域から静岡市清水区由比入山北部(大城、福沢、舟場、香木穴)に分布し、また雨乞山周辺(富士市木島と南松野の境界付近)にも分布する。南松野の南部から由比入山の北部のものは、標高270~480mの頂部を有する丘陵地に分布する。また、本礫層の基底は、入山断層(4.4参照)と中山断層(4.7参照)沿いを除いて、その間は概ね標高200~250mで、南北ないし北北東-南南西方向に緩やかな舟底状の分布形態を示す。南松野の北部(平清水、富士見町など)の平清水断層と血流川断層に囲まれた松野低地の分布域の標高は150~220mほどで、他の分布地域に比べ低い。一方、血流川断層東側の雨乞山西側の山稜に分布するものは標高310~350mの狭い平坦地に分布しているが、さらに東側の富士市木島の室野付近では標高190~230m付近に分布する。

星山丘陵の中・北部では、標高 230m 前後の白尾山、明星山を構成する丘陵地の基盤として広く分布する。羽鮒丘陵では、南部の富士宮市の羽鮒、沼久保などに分布する。

本層は、井上 (1933, 1934) の久保山礫層に一致する。また、杉山・下川 (1982) 及び柴 (1991) の鷲ノ田礫層にもほぼ一致するが、両報告で岩淵安山岩類あるいは岩淵累層に含めていた一部の砂礫層も、本報告では鷲ノ田層に位置づけている。すなわち、杉山・下川 (1982) では、蒲原丘陵北部の平清水断層北側の松野低地 (南松野の平清水、富士見町など) に分布するシルト及び砂礫層は岩淵安山岩類 (本報告の岩淵火山岩類の安山岩 - 玄武岩溶岩及び火砕岩類 (Iw)) に含められ、鷲ノ田層 (本報告の鷲ノ田層) とは区別された。同様に、柴 (1991) の南松野砂礫層 (上記、松野低地における杉山・下川 (1982) と同じ砂礫層) も他の鷲ノ田層とは区別された。しかし、3.3.1 の火山灰層序で述べた足ヶ久保火山灰層 (Ak) の分布から、松野低地の鷲ノ田層は、ほかの地域の鷲ノ田層と同層準の地層であるため、両層とも鷲ノ田層に含めた。

また、柴 (1991) は、泉水地区において岩淵安山岩類に挟まれている砂礫層を泉水砂礫層と命名して鷲ノ田層とは区別したが、4.7.7 で述べるように泉水地区に発達する 2 つの南北方向の逆断層の発達により、泉水砂礫層は岩淵火山岩類中に分布しているように見えていたと判断し、この泉水砂礫層も鷲ノ田層に含めた。

**模式地** 富士市 (旧富士川町) 南松野の鷲ノ田付近 (大塚, 1938)。

**層序関係** 第 4 図 (B) に示すように、鷲ノ田層と岩淵火山岩類の境界はブリュンヌ正磁極期 - 松山逆磁極期境界 (0.78Ma 頃) 付近にあるが、地域によって境界が異なる。蒲原丘陵の一部 (木島)、羽鮒丘陵、星山丘陵では岩淵火山岩類の最上部はブリュンヌ正磁極期に属し、岩相的にも一部漸移的な関係が推定されるが、蒲原丘陵西縁部や南東部～南部の岩淵火山岩類は松山逆磁極期に属する。このことから、鷲ノ田層と岩淵火山岩類とは、部分不整合の関係にあると推定される。なお、蒲原丘陵の中央部では中山断層、血流川断層、平清水断層の逆断層に切れ、岩淵火山岩類と接する。羽鮒丘陵南部の本層は、南北に延びる背斜構造が推定されるような分布を示し、岩淵火山岩類をアバットするように覆っている。

**層厚** 蒲原丘陵では上限が不明であるが、全体としては 150 ~ 250m で、鷲ノ田付近で最も厚く 250m、雨乞山周辺山稜付近で数 10 ~ 50m 以上である。星山丘陵及び羽鮒丘陵では、富士山麓の堆積物である火山麓扇状地 IV 堆積物に不整合で覆われ上限が不明であるが、それぞれ 500m 以上、300m 以上と見積もることができる。

**岩相** 全体としては礫主体層で砂層及びシルト層を挟む。ただし、中山断層北西側の南松野の足ヶ久保地

区などや、平清水断層北側の平清水周辺 (松野低地) の鷲ノ田層基底部には、最大層厚数 10m の湖成～内湾環境と推定されるシルト主体層が広く分布する。また、羽鮒丘陵南端の沼久保でも、砂礫層中にシルト層が多く挟まれる。

礫層の礫径は中～大礫の円礫を主体とし、巨礫の円礫もしばしば認められる。礫層の基質は砂からなり、固結度は低く、蒲原丘陵の鷲ノ田層分布域には崩壊地形もよく認められる。

**地質構造** 蒲原丘陵の鷲ノ田層は、南北～北東-南西方向の入山断層のほか、北北東-南南西方向の中山断層、血流川断層や、西北西-東南東方向の平清水断層などの逆断層に切られている。雨乞山北の室野においても、南北方向の東落ちの断層が推定される。また、北北東-南南西方向で両翼の傾斜が 10 ~ 30° 程度の褶曲構造が認められ、入山断層や中山断層沿いではドレイプ向斜も認められる。

なお、平清水断層と血流川断層で境された松野低地に分布する鷲ノ田層の走向傾斜は、西傾斜のものが多く、西側上位の地層が分布しているように見える。しかし、足ヶ久保火山灰層 (Ak) が広範囲に認められることから、他の蒲原丘陵の鷲ノ田層と同様に、北北東-南南西方向の褶曲や変位量の比較的小さな断層が低地内にも発達し、同層準の鷲ノ田層が繰り返して出現し、下位の岩淵火山岩類も部分的に露出していると推定される。

星山丘陵の本層の地質構造に関しては、富士山の火山麓扇状地堆積物や溶岩流に覆われており詳細は不明であるが、蒲原丘陵と同様に、4.3.3 で述べる水沼断層や沼久保背斜以外にも、北西-南東～南北方向の断層や褶曲が発達している可能性が高い。

**化石** 富士市南松野の足ヶ久保に分布する鷲ノ田層基底部のシルト層からは、暖温帯植物化石が産出する (今野・大塚, 1933; 大塚, 1938; 黒田, 1990)。

富士市南松野の平清水付近に分布する鷲ノ田層からは、海棲軟体動物化石、ウニ (久保田, 1978)、花粉化石 (久保田, 1980) や魚類化石 (横山ほか, 2013a, b) の産出が報告されている。また、同地域からは、*Stegodon orientalis* Owen の臼歯が産出する (土, 1961)。

富士宮市沼久保の富士川左岸河床 (沼久保火山灰層と足ヶ久保火山灰層の間の層準) からは、軟体動物化石 (柴ほか, 1992)、植物化石 (柴ほか, 1992; 山崎ほか, 1992)、シカ属 (*Cervus*) の骨化石 (柴ほか, 1992; 阿部ほか, 2001; 柴ほか, 2003) の産出が報告されている。

何れの化石も、鷲ノ田層下部に挟まれる足ヶ久保火山灰層や古地磁気層序から中期更新世前半に位置づけられる。また、植物化石からは、寒暖の繰り返しが認められている (山崎ほか, 1992) ことから、鷲ノ田層は酸素同位体ステージのいくつかの層準を跨いでいる可能性が高い。

**堆積環境** 堆積物や化石から、鷲ノ田層の堆積環境

は、扇状地～扇状地三角州、一部湖～内湾環境と推定されている(久保田, 1980; 柴, 1991; 横山ほか, 2013a, b; 横山・柴, 2013)。

年代 鷺ノ田層の下部に挟まれる足ヶ久保火山灰層が房総半島笠森層のKs18火山灰層(約60万年前)に対比される可能性が高いこと(3.3.1参照), 直下の岩淵火山岩類の最上部に上位に向かって逆磁極から正磁極への変化が認められること, 鷺ノ田層の産出植物化石からメタセコイア等の前期更新世以前の時代を示す植物化石が含まれていないことから, 鷺ノ田層の堆積年代は中期更新世前半と推定される(水野ほか, 1992, 1993)。

同様に, 横山・柴(2013)は, 沼久保礫シルト層の堆積シーケンスを検討し, 松山逆磁極期ーブリュンヌ正磁極期境界以降で, かつ沼久保礫シルト層上部層及び南松野砂礫層(何れも本報告の鷺ノ田層下部)に挟まれる足ヶ久保火山灰層が樋脇テフラ(Hwk)(0.57～0.58Ma)に対比される可能性が高く(水野ほか, 1992), MIS15層準に対比されている(町田・新井, 2003)ことから, 沼久保礫シルト層の堆積時期をMIS16～MIS15層準であると推定している。

### 3.4 愛鷹火山 (A1, A2, Avf)

愛鷹火山は, 由井・藤井(1989)の層序区分に基づき編纂を行った。

由井・藤井(1989)によると, 愛鷹火山の活動は旧期, 中期, 新期, 最新期の4つのステージに区分され, 噴出物は下部層(0.40～0.25Ma), 中部層(0.25～0.17Ma), 上部層(0.15～0.13Ma), 最上部層(0.10Ma)に区分される。下部層は, 全層厚400m以上で, 下位より, 主に凝灰角礫岩からなる下部層Ⅰ, 玄武岩溶岩を主体とする下部層Ⅱ, パイプ状の岩体である下部層Ⅲからなり, 山体の中心部から北西方向に広く分布する。中部層は, 総噴出量の約5割を占め, 塊状の凝灰角礫岩からなる中部層Ⅰ, 垂角礫層主体の火山麓扇状地堆積物からなる中部層Ⅱに区分され, 山体の南部から南東部に厚く分布する。上部層は, 玄武岩溶岩を主体とする上部層Ⅰと安山岩～デイサイト溶岩を主体とする上部層Ⅱに区分され, 山頂部から山体南東部にかけて広く分布する。最上部層は袴腰岳及び黒岳の溶岩円頂丘, 及び袴腰岳から噴出した火砕流堆積物からなる。

上記のうち, 本地域には, 赤淵川支流沿いに認められる下部層Ⅱ(下部溶岩流)(A1), 山体全体を占める中部層Ⅰ(中部凝灰角礫岩)(A2), 及び中部層Ⅰの再堆積物で広範囲に中部層Ⅰを覆う中部層Ⅱ(火山麓扇状地堆積物)(Avf)が分布する。

### 3.5 富士火山

本地質図の北東部を占める富士火山の溶岩流・火山麓扇状地堆積物の地質図は高田ほか(2016)の5万分の1富士火山地質図(ver.2)に基づく。なお, 高田ほか

(2016)では, 多くの凡例で溶岩流が細分されているが, 本図では溶岩流のうち水神溶岩流(F32)と芝川溶岩流(F31)以外は, 複数の溶岩流を同色でまとめ, 細分は同色領域内の境界(界線)と記号で表示した。また, この富士火山地質図で示された低位段丘堆積物, 火山麓扇状地堆積物, 緩斜面堆積物及び沖積層に関しては, 本地質図での区分方法で表示した。

本地域を含め, 富士火山の区分は, 従来, 津屋(1968)や町田(1977)などに基づいた古富士火山と新富士火山の二分が主体であったが, 高田ほか(2016)は山元ほか(2007)及び山元(2014)に基づき, 星山期(100～17ka), 富士宮期(17～0.8ka), 須走期(<0.7ka)に区分している。新富士旧期溶岩流が富士宮期溶岩流に, 新富士新期溶岩流が須走期溶岩流に対応する。また, 山元(2014)は, 古富士泥流堆積物を火山麓扇状地Ⅳ堆積物と火山麓扇状地Ⅲ堆積物に区分し, 火山灰層層との関係などから, それぞれの離水時期をMIS4(約6万年前頃)とMIS2(約2万年前頃)層準に位置づけている。同様に, 富士川河口断層帯の変位量推定の基準となっていた溶岩流も, 層序や年代に幾つか修正が加えられている。

以下では, 富士火山南西部の調査・研究成果をまとめた山元ほか(2005), 山元ほか(2007), 及び山元(2014)と, 富士火山全体を地質図としてまとめた高田ほか(2016)に基づき, 富士川河口断層帯に関係する火山麓扇状地堆積物及び溶岩流のみ概要(岩石学的な記載も省略)を記述した。また, 地質図の凡例, 第2図及び以下の見出しに添えた溶岩流の年代(暦年)は, 高田ほか(2016)の第1表に基づく。富士火山の溶岩流は, 高田ほか(2016)に従い「○溶岩流」を使用するが, 文献引用での名称では, 文献の呼称に従い多くは「○溶岩」をそのまま使っている。

なお, 富士火山体の地下には, 先富士火山群と呼ばれる小御岳火山及び先小御岳火山の存在が知られており, それぞれ160～100ka, 270～160ka(下限不明)の年代が推定されている(Yoshimoto *et al.*, 2010など)(第2図)。更に, それらの下位には周辺の地質との関係から, 主に鮮新世以降の古駿河トラフ充填堆積物及び火山岩が広く分布しているとされる(柴ほか, 1991; 松田, 2007; 天野ほか, 2007)。一方, 潤井川低地や富士川扇状地の地下には, 蒲原層, 岩淵火山岩類, 鷺ノ田層のほか, それ以降の火山岩や堆積岩が分布していると推定されるが, これらの地層・岩体の分布を示すデータは得られていない。

#### 3.5.1 星山期火山噴出物

羽鮒丘陵や大宮丘陵などに, (1)火山麓扇状地Ⅳ堆積物及び火山麓扇状地Ⅲ堆積物, (2)滝戸溶岩流, (3)未区分星山期噴出物, (4)田貫湖岩層なだれ堆積物が分布する(高田ほか, 2016)。

(1)火山麓扇状地Ⅳ堆積物(vf4)及び火山麓扇状地Ⅲ堆積物(vf3)

火山麓扇状地Ⅳ堆積物及び火山麓扇状地Ⅲ堆積物(山元, 2014)は、町田(1977)が津屋(1940, 1968, 1971)の古富士泥流をテフラ層序によって新旧二分した区分に対応する。また、山元ほか(2007)の星山-a火山麓扇状地堆積物及び星山-b火山麓扇状地堆積物に一致する。

火山麓扇状地Ⅳ堆積物は、星山丘陵及び羽鮎丘陵において、蒲原層、岩淵火山岩類、鷲ノ田層を傾斜不整合で覆う。星山丘陵頂部の南東に傾動した標高150～200mの平坦面、羽鮎丘陵頂部の南西に傾動した標高200～350mの平坦面を構成し(山元ほか, 2007)、本堆積物の上位には層厚3～4mの土壌化した風成層が重なる(山元, 2014)。羽鮎・星山丘陵での層厚は50～80mであるが、本堆積物の多くは丘陵の北東側の富士火山麓の地下に伏在している(山元ほか, 2007)。例えば、富士宮市の青木D-1コア(孔口標高148.17m; 下川ほか, 1996c)では、星山期の火山麓扇状地堆積物が深度550mまで連続して分布するとされる(山元ほか, 2007)。なお、深度461m以深、特に479m～550mのものは、異質礫としてチャート、砂岩、安山岩、礫岩などの円礫が多く認められており、古富士泥流堆積物(本報告の火山麓扇状地Ⅲ・Ⅳ堆積物)の基底は深度550m付近の孔底に近い層準にある可能性が高いとされる(下川ほか, 1996b)。

火山麓扇状地Ⅲ堆積物は、星山丘陵東縁において、大宮断層による南西隆起の変位を受けており、沈降側の本堆積物は主に富士宮市街地の潤井川沿いに分布する。また、本堆積物は、富士宮市の白糸の滝から狩宿間の芝川沿いでは、田貫湖岩屑なだれ堆積物の下位に露出する(山元ほか, 2007)。

山元ほか(2007)に基づく、両堆積物は岩相だけから区別することは難しく、何れも粗粒～中粒砂の基質を持つ基質支持の塊状礫岩、粗粒～中粒砂の基質を持つ岩片支持の塊状礫岩、連続性の悪い平行層理を持つ中礫混じりの極粗粒～中粒砂岩、平行葉理を持つ粗粒～細粒砂岩の互層からなり、碎屑物は良く固結している。また、塊状礫岩の単層厚は最大3m前後で、礫の最大粒径は2m前後である。構成礫種は、長径が1～2mmの斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩が卓越している。これら星山期の火山麓扇状地堆積物には、滝戸溶岩流などの溶岩流も挟まれているが、その量はごく僅かで、青木D-1コア(下川ほか, 1996c)では、深度250～550m間はすべてが火山麓扇状地堆積物からなり、富士宮市が掘削した山宮観測井でも深度75～190mの星山期火山麓扇状地堆積物中に溶岩流は2枚挟まれているだけである(山元, 2014)。

山元(2014)は、Yamazaki(1992)による古富士泥流のMf-I'面、Mf-I面、Mf-II面、Mf-III面と両火山麓扇状地堆積物との関係を以下のように示している。Mf-I'面とMf-I面が、概ね火山麓扇状地Ⅳ堆積物の離水面に相当する。ただし、羽鮎丘陵のMf-I'面

とMf-I面は地形的に滑らかに連続しており、標高の違いは断層運動による変形量の違いと解釈される。また、星山丘陵のMf-I'面は基盤の別所礫層(本報告の鷲ノ田層)に刻まれた侵食面である。一方、火山麓扇状地Ⅲ堆積物はMf-II面とMf-III面を構成する地層で、星山丘陵の火山麓扇状地Ⅳ堆積物がつくる平坦面を刻んだ谷を埋めて分布し、標高70～160mの2段の地形面を作る。第二東名高速道の法面工事現場の大露頭での観察では、Mf-II面とMf-III面は一続きの火山麓扇状地Ⅲ堆積物(vf3)の上に刻まれている。

火山麓扇状地Ⅳ堆積物の年代は、本堆積物の直上の風成層中から箱根東京テフラを挟み(Yamazaki, 1992)、その年代は52ka(中村ほか, 1992)であることから、本堆積物の離水年代もその直前のMIS4層準とされる(山元, 2014)。また、火山麓扇状地Ⅲ堆積物の年代は、富士宮市街地の潤井川沿いに露出する本堆積物の未炭化樹幹化石による<sup>14</sup>C年代(津屋, 1971; 福原・和田, 1997)、富士宮市天母山のGSJ-FJM-2コアの田貫湖岩屑なだれ堆積物基底(深度104.4m)直下の本堆積物の<sup>14</sup>C年代(山元ほか, 2005)から、MIS3からMIS2層準に形成された<sup>14</sup>C年代と推定される(山元, 2014)。

### (2) 滝戸溶岩流(H3)

下川ほか(1996c)が富士市滝戸で確認した層厚2m前後の玄武岩の塊状の溶岩流を、山本ほか(2002)が滝戸溶岩と呼んだもので、滝戸でのみ分布が確認されている。本溶岩流は、火山麓扇状地Ⅲ堆積物に整合に挟まれる(山元, 2014)。

### (3) 未区分星山期噴出物(H2)

本噴出物は、本地域では、浮島ヶ原北縁部の富士山南麓下端の赤淵川及び滝川沿いに僅かに分布するもので、高田ほか(2016)でも命名されていない。津屋(1968, 1971)の古富士溶岩及び角礫層(OLF)に相当し、後述の富士宮期溶岩流である曾比奈溶岩流(F15)及び大淵溶岩流(F17)に覆われる。

### (4) 田貫湖岩屑なだれ堆積物(H1)(年代:20ka)

田貫湖岩屑なだれ堆積物は、山元ほか(2007)によって新称されたもので、富士宮市の田貫湖周辺(本地質図外)から模式地の富士宮市狩宿の芝川右岸にかけての標高400～650mの丘陵や、その南方の富士宮市西川の芝川沿いの標高200m前後の丘陵、富士山南西山麓の富士宮市の山宮(天母山)、村山(元村山)～大岩、小泉の標高100～550mの地域に分布する(高田ほか, 2016)。本堆積物は山体崩壊起源の岩屑なだれ堆積物と考えられている(宮地ほか, 2001)。富士山南西山麓(富士宮市山宮の天母山周辺)のGSJ-FJM-1コアでは深度150m付近、GSJ-FJM-2コアでは深度100m付近で本堆積物が確認され、狩宿の芝川右岸では火山麓扇状地Ⅲ堆積物を整合に覆うとされる(山元ほか, 2007)。

層厚は、田貫湖付近で厚く、最大層厚50m前後(山元ほか, 2007)。堆積物は無層理で無淘汰の玄武岩角礫からなり、本堆積物の底面は平らで、下位の火山

麓扇状地Ⅲ堆積物の層理面と平行である(山元ほか, 2007). 本堆積物の堆積時期は, GSJ-FJM-2 コアの田貫湖岩層なだれ堆積物基底(深度 104.4m)直下の火山麓扇状地Ⅲ堆積物中の木片の<sup>14</sup>C年代から, ほぼ 20ka と推定されている(山元ほか, 2005).

### 3.5.2 富士宮期

本地質図内には, 高田ほか(2016)に基づく, 32に区分された富士宮期の溶岩流が分布するが, ここでは, そのうち富士川河口断層帯に関連した, (1)水神溶岩流, (2)芝川溶岩流, (3)万野溶岩流, (4)猫沢, 精進川及び狩宿溶岩流, (5)青見溶岩流, (6)外神溶岩流, (7)曾比奈, 入山瀬及び大淵溶岩流についてのみ, 山元ほか(2007), 山元(2014)及び高田ほか(2016)に基づき概要を記述する.

富士宮期の溶岩流は, 主に山麓に露出する溶岩流である津屋(1968, 1971)の旧期噴出物に相当する. この時期の溶岩流は玄武岩質のアア及びパホイホイ溶岩で, 東山麓を除くほぼ全域に流下し, ほとんどの溶岩流は鬼界-アカホヤテフラを挟む黒色土壌層(富士黒土層)に覆われている(町田, 1964, 1977; 宮地, 1988).

#### (1) 水神溶岩流(F32)(年代: 17ka)

水神溶岩流(山元ほか, 2007)は, 富士市水神から富士川沿いの蓬莱橋及び富士市中野台付近にかけて分布する玄武岩溶岩流である. なお, 定義は異なるが, 水神溶岩の名称は小川(1986)で既に使用され, 山本(2003)で再定義され詳細に記載が行われている.

水神に分布する本溶岩流は, 津屋(1968, 1971)では大淵溶岩流(SSW1)に対比されていた. また, その火山地質図では, 富士山南西山麓から富士市厚原に向かって扇状に流れ下った大淵溶岩流は, 潤井川西方の沖積層下に没したのち, 西方の富士川沿いの水神で地表に現れるように描かれている. これに対し, 山元ほか(2007)は, 水神の溶岩流と同じパホイホイ溶岩が富士川沿いの蓬莱橋及び富士市中野台付近にかけて芝川溶岩流の下位に点々と露出すること, 全岩化学組成も水神の溶岩流と大淵溶岩流とは一致しないことから, 水神地区の溶岩流を大淵溶岩流とは区別した. 小川(1986)も, 大宮溶岩(本報告の万野溶岩流(F26))と水神溶岩流を対比し, 富士川から流れ出た溶岩流としている.

一方, 山本ほか(2003)は, 岩質と下位の地層との関係などから, 大淵溶岩を原田から花川戸に分布する大淵溶岩花川戸タイプ, 大淵地区に広く分布する大淵溶岩大淵タイプ, 水神に孤立して分布する大淵溶岩水神タイプに区分し, 水神の溶岩流を大淵溶岩に含めている. ただし, 下川ほか(1996c)の水神東方の松岡 No.3 コアの深度 127mにおいて, 富士川扇状地の堆積物下に古富士泥流が分布していることなどから, 大淵溶岩水神タイプは大淵溶岩大淵タイプと連続していない可能性が高いとした. 更に, 山本(2013)でも, 化学分析

値の $Al_2O_3$ ,  $FeO^*/MgO$  値,  $Rb/Y$  比が大淵タイプに類似するとしているが, 各タイプの溶岩同士の関係は独立しており, 水神タイプと大淵タイプは連続しておらず, 水神タイプは局地的な可能性が高いとしている.

その後, 山本ほか(2014)は, 高田ほか(2016)に先駆けて公開された富士火山地質図第2版(Ver.1)(高田ほか, 2014)において, 中野台に分布する溶岩流が水神溶岩流と芝川溶岩流に区分されたことに対し, 中野台の両溶岩は山本ほか(2003)の記載する芝川溶岩流 I (Sw1)(津屋, 1968, 1971)にあたり, 名称を異にする溶岩には細分できないとしている. また, 蓬莱橋の水神溶岩流は, 津屋(1968)では北山(外神)溶岩流 II (SW5)に, 小川(1986)及び山本(2004)では大宮溶岩(本報告の万野溶岩流(F26))にあたり, 山本ほか(2014)では化学組成などからも, 高田ほか(2014)の示す蓬莱橋の水神溶岩は大宮溶岩にあたるとしている.

本報告では, 水神溶岩流と大淵溶岩流とは年代が大きく異なる可能性が高いこと, 狭い谷を埋めるのとは異なり, 富士山の南南西山麓から流れ出た溶岩流が, 富士市松岡付近を扇頂として南東へ広がる扇状地及び当時の富士川本流を横断して, 水神まで達し, かつ削剥されずに残るのは難しいと考えられることから, 山元ほか(2007)に従い, 水神溶岩流と大淵溶岩流を異なる溶岩流として扱う.

山元ほか(2007)に基づく, 水神溶岩流の層厚は, 2~6m以上で, 大型の斜長石斑晶に富む斜方輝石単斜輝石かんらん石玄武岩からなる. また, 富士市中野台の富士川左岸では, 層厚 1m 前後の河川堆積物を挟んで芝川溶岩に覆われる. シート状のパホイホイ溶岩が卓越し, 部分的にアア・クリンカーを下にひく場合がある.

一方, 山本(2003)は水神の富士川河床では最大層厚を 16m とし, 3枚の溶岩流が観察されるとしている. また, 基底部は厚さ 3m 以上で, 0.5~1.5m の砂質シルト層とその下位の巨~中礫主体の礫層からなるとしている. この砂礫層を山本・北垣(2002)は, 富士川橋砂礫層と呼んでいる. また, 水神溶岩流及び砂礫層共に, 北からの流動及び供給が推定されている(山本, 2003).

水神の富士川右岸の本溶岩流直下の砂層に含まれる炭化木からは $\delta^{13}C$ 補正を行った<sup>14</sup>C年代(以降<sup>14</sup>C補正年代と略記)14,180±70yBPが得られ(山元ほか, 2005), 暦年は1,500cal BC頃(17ka頃)とされる(山元ほか, 2007). ほかに, 本溶岩流直下の堆積物中の炭化木から未補正の<sup>14</sup>C年代13,760±300yBP(山崎, 1979)及び13,900±60yBP(坂本・中村, 1993), <sup>14</sup>C補正年代13,400±150yBP(福原・和田, 1997)が得られている. 本報告では山元ほか(2007)に基づき, 水神溶岩流の年代を 17ka 頃とする.

#### (2) 芝川溶岩流(F31)(年代: 17ka)

芝川溶岩流は, 富士宮市内野付近から下流の芝川沿

い、及び富士川沿いの富士宮市瀬戸島から富士市中野台に分布する溶岩流である。山元ほか(2007)によって、津屋(1968, 1971)の芝川溶岩流 I (SW1) と横手沢溶岩流 I (SW15) を合わせて、芝川溶岩流として再定義されたものである。芝川沿いの富士宮市精進川付近では、津屋(1968, 1971)の芝川(精進川)溶岩流 I (SW2)のうち、芝川断層の西側(上盤側)が本溶岩流に対比されており、断層を挟んで狩宿溶岩流(F25)と接する(高田ほか, 2016)。

芝川溶岩流は、河川堆積物を覆い、外神溶岩流(F21)及び精進川溶岩流(F24)に覆われる(山元, 2014)。これに対し、山本ほか(2002)は、芝川溶岩 I (本報告の芝川溶岩流)は、富士宮市沼久保の蓬莱橋付近で北山溶岩 II (本報告の外神溶岩流(F21))を覆うとしている。山元(2014)は、この山本ほか(2002)の溶岩流の層序に対し、蓬莱橋上流 250m の富士川左岸では、外神溶岩流が侵食された芝川溶岩流の崖にアバットしており、その層序関係は津屋(1968, 1971)と同様に、芝川溶岩流の方が下位であると否定している。

本溶岩流は、富士川と芝川合流点で最も厚く、約 70m の層厚を持つ。大型の斜長石斑晶に富む斜方輝石単斜輝石かんらん石玄武岩で、一枚の厚いアア溶岩からなり、下面には常にアア・クリンカー層をひいている。塊状部は柱状節理の発達がよく、その断面が富士川と芝川沿いで好露頭となっている。

本溶岩流直下の土壌の<sup>14</sup>C補正年代は 14,000±50yBP、暦年は 15,000 cal yBP 頃とされる(山元ほか, 2007)、また、富士宮市芝川大鹿窪<sup>おおしかくぼ</sup>では間に厚さ 2～4cm の褐色土壌を挟んで、10,000cal BC 前後と推定されている厚さ 7cm の村山降下スコリア堆積物(町田(1964)の村山ラピリ層を山元(2014)が改称)に覆われている(山元, 2014)。

### (3) 万野溶岩流(F26)(年代: >ca. 12ka)

万野溶岩流は、富士宮市山宮から浅間神社周辺の市街地にかけての平滑な山麓斜面をつくる玄武岩溶岩流で、津屋(1968, 1971)の富士宮溶岩流(SSW2)と万野溶岩流(SSW3)に相当する。名称を統一するため、山元ほか(2007)によって再定義されたものである。

山元ほか(2007)に基づく、浅間神社湧玉池脇の露頭で、間に 8cm の褐色土壌層を挟んで厚さ 7cm の村山降下スコリア堆積物(10,000cal BC 前後; 山元, 2014)に覆われる。層厚は 5m 以上(下限不明)で、大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩からなり、良く発泡したパホイホイ溶岩の多数のシートの重なりからなる。なお、下川ほか(1996c)の潤井川低地の青木 D-1 コア中では、万野風穴溶岩(本報告の万野溶岩流)の層厚は 22～23m と示されている。

万野溶岩流は、村山降下スコリア堆積物に覆われることから、ca.12ka より古いと考えられている(高田ほか, 2016)。

### (4) 狩宿溶岩流(F25)、精進川溶岩流(F24)及び猫沢溶

### 岩流(F23)

狩宿溶岩流は、富士宮市上井出から精進川にかけての芝川沿いに分布する玄武岩溶岩流で、津屋(1968, 1971)の白糸溶岩流 II (SW13) と白糸(上井出)溶岩流 III (SW14) に相当する。白糸の名称の重複を避けるため、山元ほか(2007)によって狩宿溶岩流として再定義されたものである。浸食された火山麓扇状地 III 堆積物と田貫湖岩屑なだれ堆積物を覆う(山元ほか, 2007)。層厚は 12m 程度で、狩宿の芝川沿いでは、厚さ 3m 以下の薄いアア溶岩が複数枚重なり、溶岩デルタをなしている(山元ほか, 2007)。

精進川溶岩流は、富士宮市の上精進川から北原に伸びる丘陵に分布する玄武岩溶岩流で、津屋(1968, 1971)の芝川(精進川)溶岩流 II (SW2) に一致する玄武岩溶岩流である(山元ほか, 2007)。名称は津屋(1968, 1971)に基づく。山元ほか(2007)に基づく、層厚は 4m 以上(下限不明)で、精進川周辺の丘陵では、間に土壌を挟むことなく、最大層厚 12cm の村山降下スコリア堆積物に覆われる。また、下位層との関係は、露頭では確認できなかったが、地形から芝川溶岩流及び狩宿溶岩流を覆うとされている。猫沢溶岩流とは、露頭では確認できていないが、ほぼ同じ層準にあると考えられている。丘陵上には、発泡したシート状のパホイホイ溶岩が分布する。これに対し、丘陵西縁の県道沿いではアア溶岩が分布する。

猫沢溶岩流は、富士宮市(旧芝川町)猫沢から西山にかけての丘陵に分布する 10m 程度の層厚(下限不明)が推定される玄武岩溶岩流で、津屋(1968, 1971)の芝川(猫沢)溶岩流 III (SW3) に相当する(山元ほか, 2007)。山元ほか(2007)に基づく、大鹿窪では、間に土壌を挟むことなく、最大層厚 8cm の村山降下スコリア堆積物に覆われる。また、下位層との関係は、露頭では確認できなかったが、地形から芝川溶岩流を覆うものと判断される。全体にアア溶岩からなる。

白糸溶岩流(14ka)を狩宿溶岩流が覆い、何れの溶岩流も既述の 10,000cal BC 前後と推定されている村山降下スコリア堆積物(山元, 2014)に覆われていることから、これら溶岩流の年代は ca.12～14ka と推定されている(高田ほか, 2016)。

### (5) 青見溶岩流(F22)(年代: 10.5ka～ca.12ka)

青見溶岩流は、富士宮市中大里の青見周辺の羽鮒丘陵東縁斜面の狭い範囲に分布する玄武岩溶岩流である。津屋(1968, 1971)では富士宮溶岩流(SSW2)(本報告の万野溶岩流)の一部とされていたが、岩質がやや異なるので、山元ほか(2007)によって万野溶岩流とは区別され、新称された。本溶岩流は、西側隆起の安居山断層によって変形を受け、東方へ傾いている(山元ほか, 2007)。また、東傾斜の構造から、外神溶岩流に覆われると判断されているが、万野溶岩流との関係は確認できていない(山元, 2014)。層厚は 3m 以上(下限不明)で、良く発泡したパホイホイ溶岩の多数のシー



トからなり、表面には縄状のしわやプレッシャー・リッジが普遍的に認められる(山元ほか, 2007)。

青見溶岩流の年代は、外神溶岩流(10.5ka)に覆われると判断され(山元, 2014)、村山降下スコリア堆積物に覆われない(山元ほか, 2007)ことから、10.5ka～ca.12kaとされる(高田ほか, 2016)。

#### (6) 外神溶岩流(F21)(年代:10.5ka)

外神溶岩流は富士宮市外神周辺の山麓斜面に分布する玄武岩溶岩流で、津屋(1968, 1971)の北山(外神)溶岩流Ⅱ(SW5)に相当する。本溶岩流の先端部は、潤井川を挟んで、安居山断層と大宮断層の間、羽鮒丘陵と星山丘陵の間の南北の低地帯を通り、富士川にまで達している(山元ほか, 2007)。層厚は、富士宮市安居山で約30m(山元ほか, 2007)、GSJ-FJM-2コアで本溶岩流相当層は2.5m(山元, 2014)が確認されている。本溶岩流は厚いアア溶岩からなり、表層部は厚さ数mのアア・クリンカーで覆われている(山元ほか, 2007)。また、富士宮市外神周辺では、間に30cmの褐色土壌層を挟んで、層厚28cmの大沢降下スコリア堆積物に覆われる(山元ほか, 2007)。

上下関係は露頭では確認できていないが、地形から万野溶岩流を覆い、鞍骨沢溶岩流に覆われると判断されている(山元, 2014)。富士山の南西山麓中腹のGSJ-FJM-2コアでは、馬見塚溶岩流の相当層が、本溶岩流相当層を覆っている(山元, 2014)。また、富士宮市沼久保の富士川左岸の露頭では、崖錐や土石流堆積物を挟んで、本溶岩流は水神溶岩流と芝川溶岩流を覆っている(山元, 2014)。

富士宮市沼久保の、本溶岩流基底部のアア・クリンカーに含まれる炭化木から、 $^{14}\text{C}$ 補正年代 $9,260\pm 60\text{yBP}$ が得られている(山元ほか, 2005)。その暦年は8,500cal BC頃である(山元ほか, 2007)。

#### (7) 曾比奈溶岩流(F15)(年代:10.3ka)、入山瀬溶岩流(F16)(年代:>9.6ka)及び大淵溶岩流(F17)(年代:>10.3ka)

曾比奈溶岩流、入山瀬溶岩流及び大淵溶岩流は、それぞれ津屋(1968, 1971)の曾比奈溶岩流Ⅰ(SSW4)、入山瀬溶岩流(SSW9)及び大淵溶岩流(SSW1)にあたる玄武岩溶岩流で、富士山の南西山麓に広く分布する。

大淵溶岩流を覆う曾比奈溶岩流中の炭化木からは $^{14}\text{C}$ 補正年代 $9,030\pm 40\text{yBP}$ が得られている(山元ほか, 2005)、また、入山瀬溶岩流は、大淵溶岩流を覆い、 $^{14}\text{C}$ 補正年代 $8,670\pm 40\text{yBP}$ (山元ほか, 2005; 試料は津屋(1968, 1971)の元山溶岩流Ⅰ(SSW12))が得られている元村山溶岩流に覆われる(高田ほか, 2016)。以上の関係から、曾比奈溶岩流、入山瀬溶岩流及び大淵溶岩流の暦年は、それぞれ10.3ka、>9.6ka、>10.3kaと推定されている(高田ほか, 2016)。

これら溶岩流の分布する南側の富士川扇状地では、ボーリング資料から富士火山溶岩層(本報告の溶岩流と同じ)が扇状地南端まで分布し、標高-140mまで分布するとされている(村下, 1977, 1982)。しかし、同

じ溶岩流が富士川扇状地の南端や西縁の水神まで達していたかは不明である(4.1.3及び4.6参照)。

#### 3.5.3 須走期

本地域には多くの須走期の溶岩流が分布するが、分布の先端は富士山の山麓の中腹までで、直接、富士川河口断層帯による変位を受けているものはない。このため、以下は、須走期の火山麓扇状地Ⅱ堆積物のみ記述する。

##### 火山麓扇状地Ⅱ堆積物(年代:4.8～2.3ka)

火山麓扇状地Ⅱ堆積物は、富士山の西～南西山麓の潤井川低地の大宮断層、安居山断層、芝川断層の東側の低地に分布する(山元, 2014; 高田ほか, 2016)。須走-b期後半から須走-c期の火砕物を母材とするラハール堆積物からなり、岩塚・町田(1962)の上井出扇状地砂礫層、田島ほか(2006)の上井出扇状地堆積物に相当する(山元, 2014)。

山元(2014)に基づく、層厚は富士山南西山麓の富士宮の潤井川沿いで最も厚く、30m前後とされる。岩相は、中粒～細粒砂の基質を持つ岩片支持の塊状の巨礫～大礫や連続性の悪い平行層理を持つ中礫混じりの粗粒～中粒砂を主体とし、中粒～細粒砂の基質を持つ基質支持の塊状巨礫～大礫を稀に伴う。砕屑物は未固結からやや固結し、塊状礫の単層厚は最大2m前後で、礫の最大粒径は1m前後である。また、本堆積物がつくる扇状地面の離水時期は複数あるとされる。

富士宮市の青木D-1コアでは、本堆積物基底から得られた $^{14}\text{C}$ 年代から2,800cal BC頃、最上部から300cal BC頃が得られ(下川ほか, 1996c)、他地点の本堆積物中から得られた $^{14}\text{C}$ 年代からも全てこの年代値間におさまっている(山元ほか, 2005; 田島ほか, 2006)。これらの年代から、富士山南西山麓の本堆積物の形成は、須走-b期の火砕流噴火直後から始まり、須走-c期の玄武岩質降下スコリア堆積物群の最後の爆発的山頂噴火まで続いたと推定されている(山元, 2014)。

#### 3.6 上部更新統(段丘堆積物)～沖積層(上部更新統最上部～完新統)

地質図では表層の地形及び地質学的特徴から、上部更新統である段丘堆積物を中位段丘堆積物及び中位段丘相当緩斜面堆積物(tm)、低位段丘堆積物及び低位段丘相当緩斜面堆積物(tl)に、沖積層を浜堤、砂嘴、砂州、及び砂丘堆積物(b)、現河床堆積物(人工河川敷を含む)(r)、小規模扇状地(沖積錐)堆積物(c)、扇状地堆積物(f)、後背湿地堆積物(m)、谷底平野堆積物(v)、最低位(完新世)段丘堆積物(ta)に区分した。また、上部更新統最上部～完新統として崩積及び地すべり堆積物(cl)を区分した。なお、中位段丘段丘堆積物は、離水した形成時期が明確な段丘はほとんどなく、後期更新世の後期に含まれる可能性がある。また、低位段丘堆積物は、2段ないし、3段の段丘面を持つ。

以下は、富士川扇状地及び浮島ヶ原の地下に分布す

る地層の概要について記述する。

### 3.6.1 富士川扇状地

富士川扇状地には、富士火山の火山噴出物及び火山麓扇状地堆積物を覆って、シルトを挟む砂礫層主体層（総称として富士川扇状地堆積物と呼ぶ）が広く分布する（池田，1964；村下，1977, 1982；羽田野ほか，1979；石原・水野，2016）。

村下（1982）は、ボーリング資料に基づき、浮島ヶ原西端を含む富士川扇状地地下の堆積物を、上位より、A層（扇状地堆積物及び海成層）、B層（富士火山溶岩層）、C層（火山灰質泥層）、D層（古富士泥流堆積物）、E層（愛鷹火山噴出物）、F層（鷲ノ田礫層<sup>?)</sup>に区分している。このうち、C層は富士川扇状地の中部に分布するのみで、他の地域はB層がD層を覆う。B層の上限標高は南西側へ低下しており、富士川扇状地の南端（富士宮市川成島付近）では、-140mに達するとされるが、それ以西（富士川沿いの水神を除く富士市の松岡から、宮市、五貫島地域など）では、溶岩流がほとんど認められないため等高線は描かれていない。そのためか、村下（1982）の第16図の断面図では、富士川扇状地西縁部にあたる富士川の直下の断面図ではA層をほとんど欠き、F層が地表近くまで分布するように描かれているが、4.1で述べるように、富士川直下にも村下（1982）のA層相当層は厚く分布する。

また、富士川扇状地直下の富士火山溶岩層（B層）上限の等高線図（第5図C参照）から、A層は富士川扇状地南端では140m以上の厚さになり、全体として南西側ほどA層の層厚は大きくなっている。4.6で述べるように、このB層上限の等高線図は、愛鷹山と星山丘陵の間の南南西方へ低下する富士山麓の地形と連続的に、同様な勾配（約30/1,000）かつ同方向に扇状に傾斜する形状を示している。このことから、この等高線図は、最終氷期最盛期の現在より海水準が約-120m低下（例えば、Siddall *et al.*, 2003）していた頃の富士火山の山麓地形そのものを示していると考えられる。また、北側の富士山麓に広く分布する約1万年前に噴出した富士宮期溶岩流の曾比奈溶岩流（F15）や大淵溶岩流（F17）がB層として富士川扇状地地下にも分布するが、これらの溶岩流が標高-140m付近までに達しているかどうかは不明である。その一方で、上記の標高-140m付近の前面の陸棚における音響基盤面（=沖積層基底面）は標高-105mと推定され（Kaji *et al.*, 2008；第5図C参照）、佐藤・荒井（2016）も同様な結果を得ている（地質断面図A参照）。また、4.1.2（2）で述べるように、富士川扇状地南西端に位置する富士川河口の両岸で実施されたボーリング調査（産業技術総合研究所，2015, 2016）によると、村下（1977, 1982）のB層上限の-140m等高線のすぐ西側に位置する左岸のGS-FGB-1コアでは深度約145～150.7mに溶岩流が認められ、村下（1977）の等高線と合う深さに溶岩流が分布しているものの、深度107～108mの<sup>14</sup>C補正年代は

11,450±40yBP及び12,820±40yBPが得られており（産業技術総合研究所，2016）、その層準はKaji *et al.*（2008）及び佐藤・荒井（2016）の完新統基底面の標高に近い。

以上のことから、村下（1982）のB層上限の等高線図は富士火山の山麓地形を反映したもので、その上位に分布するA層は沖積層より古い時代の堆積物を含む可能性が高く、B層も約1万年前に流出した大淵溶岩流などではない可能性が高い（この解釈を反映させた地質断面図B参照）。また、溶岩流がほとんど認められない富士川扇状地西部（松岡～五貫島地域）は、富士山南西麓の端にあたるが、そこは最終氷期当時の富士川から供給された堆積物のため、富士山南西麓からの溶岩流や火山麓扇状地堆積物は十分には堆積できなかったと考えられる。

### 3.6.2 浮島ヶ原付近

本地質図に含まれる浮島ヶ原西部には、富士火山や愛鷹火山の溶岩流や火山麓扇状地堆積物を覆って、主に海成の砂礫層、内湾の泥層、ラグーン～後背湿地のシルト・粘土層・炭質層からなる沖積層が分布する（加藤ほか，1960；池田，1964；村下，1977, 1982；羽田野ほか，1979；加藤ほか，1981；松原，1984, 1989, 2000；藤原ほか，2006, 2007, 2008；小松原ほか，2007）。

沖積層の上部（縄文海進高頂期以降）は、上記の研究に基づくと、本地域を含む浮島ヶ原の西部は基本的にはバリアー、内湾～バリアー、ラグーンシステムが発達する。また、バリアーの砂礫州と、内湾・ラグーン・後背湿地の泥質層との境界は北方の愛鷹火山体及び富士火山体方向に向かって深くなり、標高-20～-30m付近まで連続する（例えば、松原（1989）の第7図のUB-UB'、UC-UC'、UD-UD'断面）。

松原（1989）は、埋没砂礫州を、その背後に堆積している泥炭層基底の<sup>14</sup>C年代及び火山灰層に基づき、6,000～5,000年前に閉塞したものを砂礫州Ⅰ、5,000～4,000年前に閉塞したものを砂礫州Ⅱ、現在の砂礫州を砂礫州Ⅲに区別している（砂礫州ⅠとⅡの位置は第5図C参照）。

藤原ほか（2008）は、富士市川尻東付近のF-7、F-8コアについて詳細に環境解析を行い、下部は泥層及び砂層主体の内湾堆積物、上部は粘土層と泥炭（質）層の互層を主とするラグーン及び湿地堆積物からなることを明らかにしている。また、内湾からラグーンへの変化の時期をF-7で深度22.79～21.82m（標高-18.01～-17.04m）の潮間帯堆積物から5,300～5,200cal yBC頃、F-8で深度21.10～19.34mの潮間帯堆積物から5,400～5,200cal yBC頃としている。

沖積層の基盤は、浮島ヶ原下では愛鷹火山噴出物、富士川扇状地地下では富士火山溶岩流と考えられている（池田，1964；村下，1977, 1982）が、沖積層下部についてのデータは多くない。池田（1964）の図-11の柏原付近を通る断面では、標高-160m付近で愛鷹火山噴出

物を基盤として、下位より、シルト・砂混じり火山礫・水成礫、砂礫、砂、粘土の互層、海成砂層が分布するとされる。

村下(1977, 1982)による愛鷹山火山噴出物の表面と、富士溶岩層の上限の分布変化を第5図Cに示す。浮島ヶ原下の沖積層の基盤は愛鷹山火山噴出物、富士川扇状地下の沖積層の基盤は富士火山溶岩層からなるとされている。また、両者の深度にはギャップがあり、数10m以上、浮島ヶ原下の沖積層の基底が深く描かれている。

### 3.7 沿岸海域の地質

本地質図内の海域の音響層序は、火山岩及び火砕岩類(音響基盤)、渥美沖層群、賀茂沖層群、焼津沖層群、富士川沖層群、及び表層を覆う完新統に区分される(佐藤・荒井, 2016)。以下、佐藤・荒井(2016)に基づき、それらの概要を示す。

音響基盤(Bs)は、本地域に分布するものは、賀茂沖層群及び富士川沖層群に不整合に覆われ、鮮新世以前の火山岩などに對比される。

渥美沖層群(Ai)は、駿河トラフ西縁及び有度丘陵南方沖の隆起部に分布する鮮新統～中部更新統で、明瞭な成層構造を示す。上面は広く追跡できる不整合で、下限は不明である。厚さは100msec(75m)を超える。

賀茂沖層群(K)は、田子の浦沖以東の駿河湾東部に分布する、明瞭な成層構造を示す中部～上部更新統である。浮島ヶ原沖では、水深450m程度の地形勾配変換点以浅にて海底に露出する。内部に広域に追跡できる不整合が少なくとも2層準で確認され、各層がオンラップパターンとプログラデーションパターンを示し、一連の海進と海退に伴って形成された地層である。

焼津沖層群(Y)は、蒲原丘陵沖以西の駿河湾西部に分布する明瞭な成層構造を示す下部更新統で、沖側へのプログラデーションパターンを示し、海退時に形成された堆積層とされる。

富士川沖層群(Fj)は、富士川河口沖周辺を中心に駿河トラフ底を埋積するように分布する中部～上部更新統である。富士川海底扇状地構成層とされ、成層構造を示すものの、他層群に比べて内部反射が弱い。本層の分布する富士川河口沖では砂礫層からなる富士川海底扇状地が発達している(佐藤, 1962; 大塚, 1980; Soh *et al.*, 1995)ため、音波の透過性がやや悪いと考えられる。

完新統(H)は、海岸付近の水深およそ120m以浅に分布し、賀茂沖層群、焼津沖層群、富士川沖層群を被覆している。神沢海脚沿いの神沢隆起帯(滝野ほか, 1997)の周辺では完新統が分布せず、下位層が露出している。

## 4 富士川河口断層帯及び周辺地域の地質構造

以下に、富士川河口断層帯の(1)入山瀬断層、(2)大

宮断層、(3)安居山断層、(4)入山断層、(5)芝川断層と共に、(6)富士川扇状地～浮島ヶ原における地殻変動、(7)蒲原丘陵及び沿岸域に発達する地質構造、(8)天子山地～庵原山地の主な地質構造について概要を述べる。

本地質図で使用する活構造を含む地質構造の区分及び記号は、JIS A 204:2012(地質図-記号、色、模様、用語及び凡例表示)に従った。このJISでは、地層・岩体の境界、断層、褶曲などの地質学的表示には3つの表示体系が準備されているが、本地質図は「存在確実度」と「位置正確度」を定義して表示する体系を選択して作成した。第2表には、この体系による活構造の凡例を示す。

「存在確実度」とは、存在が「確実」なものと「不確実」なものに二分される。本地質図の活構造の「確実」とは、数十万年前以降に繰り返し活動し変位を与えている活断層あるいは活撓曲としての存在が、調査・研究によって確かめられているものと定義する。また、「不確実」とは、変動地形学的特徴、ボーリグ調査、露頭調査、反射法地震探査等により、活断層の存在が疑われるが、数十万年前以降に繰り返し活動し変位を与えている確実な調査データがないものと定義する。なお、一般的に活断層の確からしさは、地形・地質などから活動の明確な証拠が確認されており、活断層であることが確実なものを確実度I、活動の証拠がやや間接的または断片的で、活断層であることが推定されるものの、その信頼度がやや劣るものを確実度II、活断層である可能性はあるが、活動の証拠に乏しく、河川の浸食などの他の原因で生じた疑いがあるものを確実度IIIとして区分されている(活断層研究会編, 1991)。本地質図の「確実」と「不確実」は、それぞれ、概ね「確実度I」と「確実度II」に相当すると考えられる。

また、「位置精度」は、地質図上で示すその境界が、限定した範囲内(信頼区間)に位置するか否かで定義され、「位置正確」、「位置ほぼ正確」、「位置推定」、「位置伏在」に区分される。本地質図の活断層と活撓曲の表示は、「位置正確」、「位置ほぼ正確」、「位置推定」の信頼区間を、それぞれ100m未満、100m以上250m未満、250m以上500m未満と定義して使用するが、「位置伏在」に関しては使用しなかった(第2表)。また、活構造以外の断層や褶曲や地層・岩体の境界の位置精度に関しては、「位置正確」、「位置ほぼ正確」、「位置推定」の信頼区間を、それぞれ200m未満、200m以上500m未満、500m以上1,000m未満と定義して使用している。

### 4.1 入山瀬断層

#### 4.1.1 定義と位置

入山瀬断層は星山丘陵の南東端を通り、北東に延びる断層として津屋(1940)が命名したものであるが、その南方延長として山崎(1979)が富士川河口にまで延ば

したものである。入山瀬断層は、星山丘陵南東縁から蒲原丘陵東縁にかけて延びる南北～北北東－南南西方向の活断層で、富士市の入山瀬、岩本、松岡、水神、幸町、静岡市清水区の蒲原東、蒲原を通り、吹上ノ浜南方の陸棚に達する。長さは、9km以上となる。更に、南方へは駿河湾底の現在のプレート境界に発達する断層に雁行ないし連続すると考えられるが、急傾斜の大陸棚斜面での音波探査の困難もあり、その連続性についてはよく分からない。なお、蒲原丘陵南部沿岸海域において入山瀬断層と平行あるいは雁行して発達する活断層（善福寺断層及び蒲原沖断層）については、4.7で記述する。

一方、Lin *et al.* (2013) は、入山瀬断層について、水神付近から岩本山の西沿いの星山丘陵中の南北の谷に向かって分岐断層が存在するとし、この断層を岩本断層と呼んでいる。岩本山の西沿い露頭では走向傾斜N26°W,75°SWの断層が確認されているものの、3.3.4で述べたように、星山丘陵の鷲ノ田層は現在の富士川河口断層帯による変形とは異なる断層運動による変形を強く被っているため、鷲ノ田層の断層露頭のみでは、現在の活断層の変形を見ているか否かは判断できない。このため、本報告の火山麓扇状地Ⅳ及びⅢ堆積物やそれ以降の変形の確認が重要であるが、既存の地形・地質情報からは、岩本断層を活断層として推定することは難しいため、本地質図では岩本断層を活断層としては扱っていない。

#### 4.1.2 変位と活動

以下、(1)吹上ノ浜沖、(2)吹上ノ浜～富士川河口、(3)静岡市清水区蒲原～富士市中之郷（富士川浄水場周辺）、(4)富士市水神～松岡、(5)富士市岩本（滝戸・旭町）に分けて、既存の調査・研究の概要を示す。入山瀬断層は、後述のように多くの調査が実施されているものの、活動性の評価に必要な正確な基本的なデータが十分には得られていないのが現状である。

##### (1) 吹上ノ浜沖（地質断面図A参照）

吹上ノ浜沖の海上音波探査は、海上保安庁水路部(1978)、静岡県総務部地震対策課(1996)、佐藤・荒井(2016)によって実施され、特に入山瀬断層の海域への延長に関しては静岡県総務部地震対策課(1996)と佐藤・荒井(2016)で検討が行われている。ただし、入山瀬断層海域への延長部に関しては、地質図に示すように、静岡県総務部地震対策課(1996)ではB測線とC-D測線、佐藤・荒井(2016)では704-eg13、705-eg13及び401-eg13測線において確認されているが、それ以南の測線では地形勾配が大きいため断層の認定はできていない。一方、中田ほか(2009)は、海上保安庁の音響測深データから作成した詳細な海底地形図から海底活断層の認定を試み、本海域を含む湾奥の大陸斜面上には南北方向の撓曲状の変形が認められ、安政東海地震の際に出現した「蒲原地震山」や入山瀬断層に向かって海底活断層が分岐し、最近の主な活動が分岐断層に

移った可能性を報告している。

なお、地質断面図AのA1-A2間は、佐藤・荒井(2016)の測線704-eg13断面、A2-A3間は同401-eg13測線東側の海上音波探査断面に基づき作成した。また、入山断層及び善福寺断層～神沢背斜などの海域延長部については、それぞれ4.4及び4.7で記述した。

静岡県総務部地震対策課(1996)及び佐藤・荒井(2016)は、何れも富士川河口西端の南方に北西－南東方向の西側隆起の逆断層を認めており、静岡県総務部地震対策課(1996)は入山瀬断層の延長部と判断し、佐藤・荒井(2016)は富士川沖断層Aと呼んでいる。佐藤・荒井(2016)によると、富士川沖断層Aは、海岸から約500m沖合の地点(測線704-eg13)において、完新統基底面に往復走時で10msec(7.5m)の変位が認められている。マルチビーム音響測深で得られた海底地形図(荒井・佐藤, 2014)では、この断層の隆起側に南北に延びるリッジが、断層に伴う隆起地形である可能性があるため、リッジ東縁に沿って断層が延びると解釈されている。

一方、静岡県総務部地震対策課(1996)及び佐藤・荒井(2016)は、何れも上記断層の0.5～1km西方にも断層を推定しているが、両者で解釈が異なっている。静岡県総務部地震対策課(1996)では東側隆起の逆断層が推定されているのに対して、佐藤・荒井(2016)では海岸から約500m沖合の測線704-eg13において完新統基底面を西側上がりに10msec(7.5m)変位させていることに着目し、西側隆起の逆断層と解釈し、富士川沖断層Bと呼んでいる。断層の延びの方向は、調査の反射断面のみでは不明であるが、概ね南北に延びると推測されている。

静岡県総務部地震対策課(1996)は、上記のように2つの断層のうち、東側の断層を、やや湾曲させ下川ほか(1996c)が示した入山瀬断層の延長位置とされる吹上ノ浜中央(清水区蒲原、新蒲原駅から東北東へ約1km)(後述の(2)参照)へ連続させた。そして、西側のものは派生断層と考えた。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010)の入山瀬断層の海域延長部の評価も、この静岡県総務部地震対策課(1996)の解釈に基づいている。これに対し、本地質図は、佐藤・荒井(2016)の解釈に基づき、西側の富士川沖断層Bを後述(2)の吹上ノ浜の反射法地震探査(FJK1)(伊藤・山口, 2016)によって推定された東から2つめの最も変位量が大いと考えられる吹上ノ浜中央の断層(下川ほか(1996c)が推定した断層位置と同じ)に連続させた。また、富士川沖断層Aは、その北方海岸の下川ほか(1996c)や伊藤・山口(2016)の反射法地震探査結果からは、富士川沖断層Aの変位に相当するような変形は認められないため、静岡県総務部地震対策課(1996)の解釈のように吹上ノ浜中央の断層に収束する可能性はあるものの、北方へは変位を減して消滅する富士川沖断層Bと雁行する断層とした。

4.7で述べるように、善福寺断層の南側延長部である善福寺沖断層は、佐藤・荒井(2016)が認めた4つの断層の中で最も変位量が大きく、測線705-eg13において西側隆起の撓曲として完新統基底面の変位量50msec(37.5m)に達するが、その2km北方の善福寺断層の中位段丘面には変位は認められない。一方、善福寺沖断層の東側に分布する富士川沖断層A、Bは、完新統基底面から求められる変位量は善福寺沖断層と比較すると小さい。以上のことから、駿河湾のプレート境界の北方延長部の陸棚には入山瀬断層を含め、幾つかの断層が並行ないし雁行して発達している可能性が高い。

(2) 吹上ノ浜(蒲原海岸東側)～富士川河口(地質断面図B参照)

吹上ノ浜～富士川河口区間では、下川ほか(1996a, c)及び伊藤・山口(2016)によって、反射法地震探査が実施されている。また、富士川河口の右岸(静岡市清水区蒲原吹上ノ浜東端)と左岸(富士市五貫島の南西端)において、産業技術総合研究所(2015, 2016)によるボーリング調査が実施されている。

地質断面図Bのうち、吹上ノ浜付近の断面は、伊藤・山口(2016)及び産業技術総合研究所(2015, 2016)に基づき作成している。また、地質断面図BのB3-B4間の田子の浦沿いは、村下(1977, 1982)と石原・水野(2016)に基づいて描いているが、溶岩流や古富士泥流堆積物とされていたものは、富士火山の星山期(3.5参照)のものとして推定している(4.6参照)。

下川ほか(1996a, c)は、吹上ノ浜(蒲原海岸)において東西方向に反射法地震探査(GSJ-A)を実施し、新蒲原駅の東約1km付近において東落ちの断層と考えられる反射面の不連続を認め、入山瀬断層に対応する変形の可能性を示した。

伊藤・山口(2016)も、下川ほか(1996a, c)と同じ測線に加え、更に西方の善福寺断層を横断する蒲原海岸沿いの静岡県総務部地震対策課(1996)の蒲原海岸測線と重複する地域において、反射法地震探査(FJK1)を実施し、下川ほか(1996a, c)と同じ測線の約450mの区間に4本の西に傾斜した成層構造のずれを認めた。伊藤・山口(2016)は、下川ほか(1996c)が入山瀬断層である可能性が高いと指摘している断層と位置や特徴がよく一致していることから、入山瀬断層はこの地域の地表では西に傾斜した複数の断層に分岐して、少なくとも450m以上の幅にわたって広く分布するとした。また、その傾斜が地下深部に進むにつれて徐々にゆるやかに変化していく様子が見られることから、地表で分岐している入山瀬断層は、地下深部では少数の断層に収斂している可能性が高いと考えた。

本地質図では、伊藤・山口(2016)により吹上ノ浜で推定されている4つの断層のうち、成層構造の変形(西翼が急な向斜状の撓曲変形)がもっとも著しい東から2つめの断層を主断層として、4.1.2(1)で記述したように、その南方に分布する富士川沖断層B(佐藤・荒井、

2016)に連続させた。また、ほかの3つの断層は、主断層とした2つめの断層に付随する断層と解釈し、地質図及び断面図では省略した。

産業技術総合研究所(2015)は、富士川河口の右岸(静岡市清水区蒲原吹上ノ浜東端)においてGS-SKB-1(掘削深度180m, 孔高標高約5m)、左岸(富士市五貫島の南西端)においてGS-FGB-1(掘削深度161m, 孔高標高約4m)のボーリング調査を実施している(位置は地質図参照)。また、産業技術総合研究所(2016)では、更にGS-SKB-1コアを掘削深度350mまで掘り進め、GS-SKB-1コアとGS-FGB-1コアの上部において<sup>14</sup>C年代を求めている(第6図)。GS-SKB-1コアは上述の吹上ノ浜中央の入山瀬断層の東約0.75km、GS-FGB-1コアは東約3kmに、また、GS-SKB-1コアは下川ほか(1996a, c)及び伊藤・山口(2016)の反射法地震探査測線上に位置する。

GS-SKB-1コアは、深度6.6m以浅は埋土、深度6.6～352.1mまでは富士川扇状地砂礫層に区分され、村下(1982)のA層(3.6.2参照)に相当するとされている(産業技術総合研究所, 2016)。富士川扇状地砂礫層は、全体に灰～暗灰色を呈し、深度320m以深は砂～シルトの薄層を挟む砂礫、深度94.7～320.0mは玉石混り砂礫、深度94.7m以浅は10～20m間隔で厚い砂や粘土を挟む全体に上方細粒化する玉石混り砂礫から礫混り粗粒砂を主体とする堆積物が認められている。また、深度94.7m以浅に挟まれる砂～粘土は、有機物(木片・葉・根・炭化物)や生痕化石を含むとともに、色調から汽水成層と判断されている。これらの層相から、掘削地は、扇状地として砂礫が供給される富士川の河口部において、相対的な海水準の上昇に伴い、扇状地と後背湿地またはエスチュアリー堆積環境が繰り返されつつ、海進が進んできたものと解釈されている。

GS-SKB-1コアと伊藤・山口(2016)の反射法地震探査断面との関係を見ると、水平な反射面は標高-200m付近までは認められるが、コア周辺には特に地層の変形を示す反射面のずれや変形は認められない。

GS-FGB-1コアは、深度160mまでは富士川扇状地砂礫層に区分され、深度145.0～150.7mに富士火山噴出物の安山岩～玄武岩溶岩が挟まれる(地質断面図B参照)。富士川扇状地砂礫層はGS-SKB-1コアと同様に、玉石を含む砂礫を主体としており、所々に厚い砂や粘土が挟まれ、全体としては汽水成層と判断され、扇状地として砂礫が供給される富士川の河口部において、相対的な海水準の上昇に伴い後背湿地またはエスチュアリー堆積環境が繰り返されつつ、海進が進んできたものと考えられている(産業技術総合研究所, 2015)。深度145m付近の安山岩～玄武岩溶岩の年代は不明であるが、富士火山噴出物のこの溶岩は、岩相や出現深度から村下(1982)によるB層に相当し、掘削地及び周辺の地下に広く分布するものと考えられている(産業技術総合研究所, 2015)。しかし、3.6.1で

記述するように、B層は富士火山の山麓に分布する溶岩流であるが、必ずしも同時代の富士火山の溶岩流が分布しているとは言えない。また、GS-SKB-1 コアは約深度約 100m まで、GS-FGB-1 コアは深度約 110m までの  $^{14}\text{C}$  年代が測定され、完新世/更新世境界(約 1.2 万年前)はコア中の深度 100 ~ 110m 付近(標高 -95 ~ -105m 付近)の層準にあたるのが推定される(第 6 図)。富士川河口の GS-SKB-1 と GS-FGB-1 地点の前面陸棚の最終氷期最盛期の音響基盤上面(浸食面=沖積層基底面)は標高 -90 ~ -105m 付近と見積もられており(Kaji *et al.*, 2008), 両コアの年代から求められる深さとよく一致する。このため、GS-SKB-1 及び GS-FGB-1 コアの標高 -100 ~ -110 m 以深は、沖積層より古い時代の堆積物である可能性が高い。

また、吹上ノ浜付近の入山瀬断層の上盤側(西側)の完新統の層厚や年代の詳細についてはデータがないが、入山瀬断層の西約 1.3km, 善福寺断層のすぐ東側の KS-2 コアの標高 -35 m 層準からは約 1 万年前の  $^{14}\text{C}$  年代が得られている(4.7.1 (2) 参照; 恒石ほか, 1981)。第 6 図から GS-SKB-1 コアの約 1 万年前の堆積物の標高を約 -90m (深度約 95m) とし、恒石ほか(1981)が主張しているように蒲原海岸では善福寺断層が完新世以降活動していないと仮定すると、入山瀬断層を挟んだ GS-SKB-1 コアと KS-2 コア間の約 1 万年前頃の堆積物の分布の標高差は約 55m と推定される(断面図 B 参照)。更に、7,000 年前前後と推定される縄文海進高頂期以降の堆積物の厚さは、GS-SKB-1 コアでは 40 ~ 50 m ほど、GS-FGB-1 コアでは 20 m 前後が推定され、入山瀬断層下盤側の沈降や西方への傾動が読み取れる。何れにしても、富士川河口の両コアは、入山瀬断層の活動性把握のための重要なコアであり、今後、両コア下部の年代測定や海水準変動を考慮した沈降水量などの詳細な解析結果が期待される。

以上の調査・研究のほかに、GS-SKB-1 コアの東側約 500m の富士川河口東沿いの砂州において、蒲原礫岩が露出するとして、富士川断層(本報告の入山瀬断層)の位置をそのすぐ東に延長させた報告がある(恒石, 1995)。露頭の確認はできなかったが、もし蒲原礫岩が露出するのであれば、その地の西側に東側隆起の断層が発達することになるが、GS-SKB-1 コアと GS-FGB-1 コアとの関係や、伊藤・山口(2016)の反射法地震探査データからはそのような断層は推定できない。

### (3) 静岡市清水区蒲原~富士市中之郷(富士川浄水場周辺)(地質断面図 C 参照)

本地区は、安政東海地震(1854 年 12 月 23 日)の際に生じたとされる蒲原地震山(大森, 1920; 羽田野, 1977; 位置は地質図参照)が分布する地域で、伊藤・山口(2016)による反射法地震探査と石原・水野(2016)のボーリング調査が実施されている。また、入山瀬断層の位置推定の参考になるものとして、富士市(1986)と加藤ほか(1981)によるボーリング資料のほか、未

公表資料であるが富士川に架かる東海道新幹線富士川橋梁のボーリング資料がある(恒石, 1995; 下川, 1996b)。地質断面図 C のうち、本地区の断面は、上記の成果に基づき作成している。

伊藤・山口(2016)は、蒲原地震山の北端を横断するように反射法地震探査(FJK2 測線)を実施し、CMP1120 及び CMP1240 付近の 2ヶ所の水平成層構造のずれ(高角西傾斜の断層と推定)を認めた。この 2ヶ所は、蒲原地震山の東縁及び西縁の位置にあたる。

石原・水野(2016)は、蒲原地震山のすぐ北側でボーリング調査(GS-FJG-1)(深度 50 ~ 100m: 孔高標高 14.68m)を実施している。GS-FJG-1 コアは、深度 75.23m (標高約 -60m) を境に二分される。上部は  $\phi 10 \sim 80\text{mm}$  程度の中~大礫主体(最大 100 ~ 150mm)の砂礫層からなり、上部基底部の深度 75.2 ~ 71.0m には径 20cm を超え、最大径約 60cm の安山岩~玄武岩質溶岩礫が含まれる。一方、下部は粘土分を含む  $\phi 5 \sim 40\text{mm}$  程度の中礫が主体で、深度 89.20 ~ 89.10m 付近の植物片からは、 $> 53,910 \text{ yBP}$  (スケールアウト)の  $^{14}\text{C}$  年代が得られている。礫種は下部及び上部ともに、砂岩・チャート・頁岩・安山岩・玄武岩・凝灰岩・閃緑岩などからなり、亜円礫から円礫が多いが亜角礫も少量含まれている。なお、GS-FJG-1 コアの下部の砂礫層は、年代値及び鷲ノ田層は周辺に分布しないことから、上部更新統(LP)と推定している(地質断面図 C 参照)。

また、GS-FJG-1 コアの北北西約 300m の No.87 コア(富士市, 1986)では、深度約 60m (標高約 -43m) までは砂礫層、それ以下は下部更新統の岩淵安山岩層(本報告の岩淵火山岩類)が認められ、そこから更に約 500m 西方には岩淵安山岩層が地表に露出する蒲原丘陵が存在する。また、GS-FJG-1 の南東約 500m の蒲原観測井(深度 120m)(加藤ほか, 1981)では、深度 60m (標高約 -47m) までは砂礫層(沖積層)、深度 60 ~ 120m 間に火山砂礫層(岩淵安山岩層に対比)が分布する(石原・水野(2016)の第 14 図を参照)。

前述(2)の富士川河口の GS-FGB-1 コアでは深度 151 ~ 145m (標高約 147 ~ 141m) に分布する安山岩~玄武岩溶岩より上位に、GS-FJG-1 コアの北北東約 3km の富士市松岡のボーリング(後述(4)の松岡 No.3 コア)(下川ほか, 1996b, c)では深度 127m (標高約 -101m) 以深に分布する古富士泥流堆積物より上位に、砂礫層が分布する。これに対し、本地区の GS-FJG-1 コアでは深度 71 m 付近(標高約 -56m)、近接する No.87 コアでは深度約 60m (標高約 -43m)、蒲原観測井では深度 60m (標高約 -47m) において砂礫層の基底が認められ、富士川河口や松岡地区に比べ浅い。以上のことから、石原・水野(2016)は、GS-FJG-1 は断層の上盤側に位置する可能性が示唆されるとし、伊藤・山口(2016)が推定した 2つの断層のうち、東側のものは蒲原観測井のすぐ東沿いに通ることから GS-FJG-1 コアの東側に

想定される断層を蒲原観測井のすぐ東側に通過すると考えた。本報告でも、石原・水野(2016)に従う。なお、この断層のすぐ北方にあたる東海道新幹線橋梁の西端～中央間のボーリング資料をみると、古富士泥流堆積物上限の標高にほとんど変化がない(恒石, 1995; 下川, 1996b: 地質図では、未公表資料のためにボーリングの位置は表示していない)ことから、この断層は、少なくとも大きな変位を伴って北に延びていないと推定した。ただし、伊藤・山口(2016)のFJK2測線のマイグレーション深度断面を見ると、東側のものは推定された断層を挟んで反射面の特徴が大きく異なっているものの、断層による具体的な変位はよく分からない。このため、GS-FJG-1コアの東側に想定される断層が本地質図で示した位置より東側に存在する可能性はある。

一方、GS-FJG-1コアは、古富士泥流堆積物あるいは岩淵火山岩類と考えられる火山岩礫を主体とする地層が認められないことから、GS-FJG-1地点はNo.87及び蒲原観測井地点よりも相対的に沈降域にあり、複数の断層に挟まれた地域と推定される。このため、GS-FJG-1地点とNo.87地点の間に断層を通した(地質断面図C参照)。また、No.87コアは、砂礫層の下位、標高-50m以深に岩淵安山岩類(本報告の岩淵火山岩類)が分布するが、そのすぐ北側の東海道新幹線富士川橋梁西端付近の未公表のボーリング資料(恒石, 1995; 下川, 1996b)では、砂礫層の基底は標高-130～-140mで、それ以深に古富士泥流堆積物の分布が認められている。このため、GS-FJG-1とNo.87の間に引いた断層は、No.87コアと東海道新幹線富士川橋梁西端の間を通し北に延ばした。なお、この断層の南方延長は伊藤・山口(2016)が報告した蒲原地震山西縁の断層にあたるが、伊藤・山口(2016)の反射法地震探査断面を見る限り、確実に西上がりの断層であるかはいえないため、現状としては存在不確実な断層として示した。GS-FJG-1コアとNo.87コアに認められる程度の砂礫層基底面の変化は、断層による変位のほかに、砂礫層の基盤の浸食による起伏も考えられるが、北方の東海道新幹線富士川橋梁西端付近のボーリング資料からも断層の連続が推定されることから、断層と考えた。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010)は、地震山と入山瀬断層の活動との関係を示す証拠が認められないこと、それ以北の内陸部では地震時の地殻変動などは知られていないことなどから、1854年の安政東海地震については、地形、地質の証拠から認められる富士川河口断層帯の最新活動とはしないとしている。しかし、前述のように、伊藤・山口(2016)及び石原・水野(2016)などの成果から、蒲原地震山付近には断層が存在する可能性があることから、富士川河口断層帯の最新活動と蒲原地震山との関連に関しては、より詳細な検討が望まれる。

#### (4) 富士市水神～松岡(地質断面図D参照)

本地域では、水神社及びその西側河川敷に分布する水神溶岩流(山本, 2003; 山元ほか, 2007)の分布高度を基準として、入山瀬断層の位置及び変位量の調査・研究が行われてきた(山崎, 1979; 山崎ほか, 1981; 恒石・塩坂, 1981; 下川ほか, 1996c; Yamazaki *et al.*, 2002)。以下、本地域での調査・研究の概要を示すが、本地区を中心とした入山瀬断層の変位量及び活動性の推定に関する現地点での問題点については、まとめて4.1.3で記述した。

山崎(1979)、山崎ほか(1981)は、水神付近の河川敷に海拔高度15mで分布する溶岩直下の木片から<sup>14</sup>C年代13,760±300yBP(年代未補正)が求められたこと、断層の東方の富士市街地の深度100m付近に分布する埋没溶岩(村下, 1977)が大淵溶岩に対比され、推定年代も水神付近の溶岩流とほぼ同じであること、富士市街地の深井戸ボーリングの溶岩の一部が水神付近の溶岩に対比される可能性が高いことから、水神付近の溶岩と富士市街地の地下100m付近に分布する埋没溶岩が同一である可能性が強いと推定した。そして、この仮定に基づいた変位量約100mと上述の噴出年代約13,800年前から、入山瀬断層の平均上下変位速度を約7m/10<sup>3</sup>年と推定した。

恒石・塩坂(1981)は、1615年から1681年にかけて築堤された松岡の雁堤(地質図参照)に、1854年の安政東海地震の際に変形を受けたと推定される10m程度の左横ずれ変位が同堤の東端(後述の松岡No.3と護所神社B-1の間)に認められるとして、松岡地区の入山瀬断層(恒石・塩坂(1981)は富士川断層と呼んでいる)をそこに通した。また、その北方延長は星山丘陵内の東部に延ばし、4.7.1で後述する善福寺断層の北方延長を切る南北方向の断層と推定している。

下川ほか(1996b, c)は、恒石・塩坂(1981)が推定した入山瀬断層の通過位置、及び事前に実施した電気探査の結果に基づき、富士市松岡の雁堤東端付近でボーリング調査及びトレンチ調査を実施した。そのうち松岡No.3(孔口標高約26m、掘進深度151m)のボーリング調査では、深度127m(標高約-101m)まで河川成砂礫層が分布し、その下位に古富士泥流堆積物が分布することが確認されている。また、その東約200mにおいて実施された雁堤東端の既存ボーリング調査(護所神社B-1)でも深度120m(標高約-100m)に古富士泥流堆積物が分布していることを示した。以上のことから、下川ほか(1996c)は、松岡No.3と護所神社B-1のコア間で古富士泥流堆積物の上限に標高差がないこと、雁堤西端の水神社では地表下数mに古富士泥流堆積物より古い地層が分布することから、入山瀬断層は上記の恒石・塩坂(1981)で推定された位置ではなく、松岡No.3と水神社との間を通過する可能性が高いと考えた。

なお、山本(2013)は、上述の下川ほか(1996c)の水神とその東方の松岡No.3との間の古富士泥流堆積物

を基準とした入山瀬断層の上下変位量の推定に関して、少し離れたボーリング間で、元々複雑に浸食された庵原層群の上位を覆う古富士泥流堆積物を基準にした断層の上下変位量の推定は難しいとしている。

本地質図における水神～松岡地区の入山瀬断層の位置は、以下の理由から、富士川に架かる東海道本線橋梁の中央付近と水神社のすぐ東側に通した。

富士川を横断する東海道本線橋梁沿いの未公表ボーリング資料から、橋梁の中央付近を境に、西側では岩淵安山岩類（本報告の岩淵火山岩類）が標高数 m より下位に分布するのに対して、東側では標高 -150m まで砂礫層が分布しているため、西側隆起約 150m の変位を伴う断層が推定されている（恒石，1995；下川ほか，1996b）。このため、本地質図においても東海道本線橋梁の中央付近に入山瀬断層を通し、(3) で述べた No.87 コアと東海道新幹線橋梁西端との間を通る断層と連続させた。

また、松岡の雁堤で実施された浅層反射法地震探査 GSJ-B と GSJ-B' 測線によると、何れも深度 100～200m 付近に比較的良好に連続する反射面が認められ明瞭な断層は認められないとされる（下川ほか，1996a；測線位置は地質図参照）。GSJ-B 測線は前述の水神社と護所神社の間の測線で、その間には断層と解釈される反射面の食い違いは認められないことから、東海道本線橋梁の中央付近からの入山瀬断層の北方への延長は、大きく東方へ変化して松岡 No.3 や護所神社 B-1 地点の南側に断層が通過する可能性がある。しかし、GSJ-B 測線の西端西側の水神社には水神溶岩流が地表に分布するのに対して、松岡 No.3 及び護所神社 B-1 コアには厚い砂礫層が分布することから、その間には地層の大きな食い違いが推定される。水神社付近の溶岩流の分布は沖積層の基盤の残丘の可能性はないとはいえないが、現状の解釈としては、GSJ-B 測線西端である水神社の東沿いに断層を通した。また、GSJ-B 測線の約 400m 北に位置する GSJ-B' 測線においても、その西部（測線の距離程 390m 付近）には西側隆起の断層の可能性のある反射面の食い違いと変形が認められている（下川ほか，1996a）。このため、水神社の東沿いの断層は、GSJ-B' 測線西部に延ばした。

なお、地質断面図 D に示すように地下地質の層序区分に関しては、下川ほか（1996b, c）と一部解釈を異にしている。4.1.3 で述べるように、地質断面図 D のこれらの堆積物は、近接する星山丘陵東部に分布する富士火山星山期の火山麓扇状地堆積物や溶岩流に関連が深いと考え、護所神社 B-1 の標高約 -50m 付近の溶岩流は富士宮期、松岡 No.3 の標高 -120m 以下に分布する溶岩流は星山期の溶岩流に対比した。

#### (5) 富士市岩本（滝戸・旭町）

入山瀬断層の北東部は、星山丘陵南東側斜面と富士川扇状地の境界付近（富士市岩本）を通るとされ（山崎ほか，1981；中田ほか，2000；中田・今泉編，2002

など）、それらの断層の推定位置に基づき、下川ほか（1999）、Yamazaki *et al.*（2002）、産業技術総合研究所（2007）及び丸山・齋藤（2007）が活断層調査を実施している。また、恒石・塩坂（1978）は、入山瀬断層北東端で断層露頭の記述を行っている。なお、産業技術総合研究所（2007）と丸山・齋藤（2007）は同じ内容であるため、以降の引用では、産業技術総合研究所（2007）のみを示す。

下川ほか（1999）は、富士市岩本の滝戸地区において、入山瀬断層の通過が推定される地点においてボーリング調査（3孔：滝戸 A と仮称）を実施し、断層活動に伴うと考えられる崖錐堆積物を検出するとともに、その連続性を確認し、カワゴ平軽石（3.1～3.2ka；嶋田，2000）堆積直後とその後に各 1 回、計 2 回の活動を推定している。

Yamazaki *et al.*（2002）は、富士市滝戸の断層崖下に形成された崖錐堆積物などを対象としたボーリング調査（3孔で深度各 40m：滝戸 B と仮称）を実施し、上部に分布する 5 層の細粒堆積物と崖錐堆積物の繰り返しを認め、細粒堆積物中の腐植物の <sup>14</sup>C 年代測定に基づき、崖錐堆積時期を 6.0～5.5ka、4.6～4.3ka、4.0～3.8ka、ca.3ka、1.5ka と求めた。また、崖錐堆積物の堆積過程を断層活動と関連したものと仮定し、他地域の断層活動履歴調査結果との対比を行い、富士川河口断層帯の活動時期を 6ka、4.5ka、3ka、1.5ka と推定している。

産業技術総合研究所（2007）は、中田ほか（2000）や中田・今泉編（2002）が推定した入山瀬断層の位置にあたる富士市岩本旭町の、星山丘陵南東基部に沿って認められる北東-南西に延びる狭い平坦面と沖積面が接する比高 4m ほどの低崖を挟んで、群列ボーリング（約 120m 間で 6 孔：旭町群列ボーリング）及び年代測定を実施している。そして、古富士泥流（恐らく、本報告の火山麓扇状地 IV 堆積物）及びそれを覆う完新世氾濫原堆積物に累積的な変位を与える断層は分布しない可能性が高く、断層が測線の更に南東側を通る可能性や、幅広い撓曲帯である可能性があるとしている。

以上の調査のほか、恒石・塩坂（1978）は、大宮断層との境界付近である入山瀬発電所放水路西側の壁に入山瀬溶岩（津屋，1968；本報告の入山瀬溶岩流と同じ）を切る断層露頭（走向傾斜 N30° E，90°，条線のプランジは 10° S）を認め、断層を境に入山瀬溶岩は西側が 20～30m 高くなっていると報告している。

以上のように、星山丘陵南東縁に近接する位置に入山瀬断層が通る可能性は高いものの、幅広い撓曲帯の可能性もあることから、本地質図では、この地区の入山瀬断層の位置精度は「ほぼ正確」として表現している。

#### 4.1.3 水神～松岡地区を中心とした入山瀬断層の変位量推定の問題点

上述のように、山崎（1979）及び山崎ほか（1981）では、水神の溶岩流と星山丘陵東方の富士山麓から富士川扇



状地下に向かって分布する大淵(旧大淵)溶岩流が対比され、入山瀬断層の平均変位速度推定の基準として上下の変位量が推定されていたが、現状では以下のような問題がある。

(1) 3.5.2(1)で述べたように、山元ほか(2007)に基づく、水神溶岩流(F32)は西方の羽鮒丘陵と星山丘陵の間を通り、沼久保付近から富士川に沿って水神付近に流れ出たもので、その年代は17kaと推定される。一方、富士山南西山麓から富士川扇状地の地下にかけて広範囲に分布する曾比奈溶岩流(F15)、大淵溶岩流(F17)は約10kaの年代が推定されている(山元ほか, 2007)。大淵溶岩流の年代的下限は限定できていないが、曾比奈溶岩流との関係から、大きな年代的間隔があるとは思えない。以上のことから、水神溶岩流(F32)と大淵溶岩流の年代は大きく異なる可能性が高い。

(2) 山崎(1979)は、村下(1977)を引用し、水神の溶岩流と富士市街地下の大淵(旧大淵)溶岩流との間には約100mの標高差があるとして、それを入山瀬断層の変位基準としていた。しかし、村下(1977)の富士火山溶岩層の上限等高線図は、富士川扇状地西部(入山瀬断層東縁沿いの松岡から五貫島に至る地域)では富士火山溶岩層(本報告の溶岩流)が分布しないため等高線は描かれていない。このため、水神と富士川扇状地下の溶岩流が同一溶岩であったとしても、入山瀬断層による変位量を正確に推定できるデータとは言えない。特に、村下(1977)の等高線図で富士火山溶岩層が欠如する松岡地区は富士川扇状地の扇頂として古富士川の本流が存在し、溶岩や“古富士泥流”が削剥された、あるいは、これらが堆積しない地域であった可能性が高い。このため、狭い谷地形内での溶岩流の堆積とは異なり、富士川扇状地北方の富士山南西山麓から当時の富士川を横断して、入山瀬断層の上盤側の水神に至るとは考え難い。(1)のように水神の溶岩流は西方の富士川から流れ出て、入山瀬断層上盤側にのみ残り、下盤側に分布した溶岩流は削剥されたと考えた方が理解しやすい(以下の(4)も参照)。

(3) 3.6.1で述べたように、村下(1977)が示す富士川扇状地下の富士溶岩層上限(村下(1982)のB層)の等高線図は、富士川扇状地南端では標高-140mに達する。また、富士川扇状地北側の富士山南西山麓下部の傾斜と村下(1977)が示す扇状地下の溶岩層上限の勾配は何れも3~4/100で扇状に南西方向に低下しており、地形面としての連続性が高い。このため、この等高線図は最終氷期の富士山南西山麓の形状そのものを示している可能性が高い。すなわち、現在の富士山麓と同様に、上位に分布する溶岩流は同じ時代の溶岩流が分布しているとは限らないため、富士溶岩層上限は同時期面の溶岩の分布を示しているとは確実には言えない。

(4) 4.1.2(4)で述べたように、下川ほか(1996b)によると、松岡No.3コアでは深度127~146.25m(標高約-101~-120m)に古富士泥流堆積物、深度146.25~

151m(下限不明;標高約-120~125m)に古富士溶岩が分布するとされている。また、護所神社B-1コアでは深度120m(標高約-100m)(下限不明)より深部に古富士泥流堆積物が、その上位の砂礫層中の深度72.5~75m(標高約-47.5m~-50m)に入山瀬溶岩と明記された溶岩流が挟まれている。村下(1982)は、ボーリング資料から、富士川扇状地中・東部において、広域的にB層(富士火山溶岩層)の下位にC層(火山灰質泥層)及びD層(古富士泥流堆積物)が分布する層序関係を示している(3.6.1参照)が、上記の松岡地区の層序関係とは一致しない。一方、松岡地区から1~2km北方の入山瀬断層のすぐ北西側に位置する星山丘陵では、岩淵火山岩類及び鷺ノ田層を覆って、それぞれ離水面の時代がMIS4とMIS2とされる星山期の火山麓扇状地IV堆積物及び火山麓扇状地III堆積物、更に山麓扇状地III堆積物に挟まれる滝戸溶岩流が分布する(3.5.1参照)。星山丘陵での層序と、これらの地層の入山瀬断層による東側低下の変形を想定すると、松岡No.3及び護所神社B-1コアで認められる標高-100m前後より深部の古富士泥流堆積物は星山期の火山麓扇状地IV・III堆積物の可能性が高い。また、松岡No.3コアで認められた古富士泥流堆積物中の溶岩流は滝戸溶岩流など星山期の溶岩流に、護所神社B-1コアの砂礫層に挟まれる溶岩流(深度72.5~75m)は富士山南西山麓の入山瀬溶岩流などの約1万年前頃の富士宮期溶岩流に対比される可能性が高い。

以上のように、入山瀬断層の変位量や平均変位速度は、水神溶岩流と大淵溶岩流との関係や、水神溶岩流と松岡地区コアに認められる古富士泥流堆積物及び溶岩流との関係からは、正確に求めることはできないと判断される。今後、断層周辺の沖積層などの正確な堆積年代の把握を基本として、また、4.6.3で述べるように、現在、認められている入山瀬断層沿いだけでなく、変位を分散させている断層の存在の可能性も考慮し、富士川扇状地~浮島ヶ原全体の変動を含めた総合的な再検討が望まれる。

#### 4.1.4 基盤地質との関係

上記のように、入山瀬断層の位置は、入山瀬から吹上ノ浜へ直線的に繋がるといよりは、蒲原丘陵及び星山丘陵東縁と富士川扇状地の地形境界の形状に沿うように延びており、他の富士川河口断層帯に属する断層と同様に、入山瀬断層も地形境界を形成している可能性がある。

また、入山瀬断層西側の蒲原丘陵に分布する中部更新統の鷺ノ田層には、同方向の褶曲構造と共に北北東-南南西方向で東隆起の逆断層である中山断層や血流川断層(4.7参照)、更に、それに直交する平清水断層が発達している。これらの断層は活断層とは認められていないが、蒲原丘陵の南方海域では入山瀬断層の海域延長部(富士川沖断層A, B)と入山断層との間にも善福寺沖断層、蒲原沖断層など完新統に変位を与えて

いる活断層が認められている(4.7参照)ため、これまで活断層と認識されていない蒲原丘陵内の断層についても、その可能性の検討は今後とも必要と考えられる。

## 4.2 大宮断層

### 4.2.1 定義と位置

大宮断層は、星山丘陵と富士山南西山麓の潤井川低地の境界に発達する北西-南東方向の長さ約6kmの活断層である。山崎(1979)が、津屋(1940)の大宮断層及びそれを改名した津屋(1971)の潤井川断層のうち、北側の羽鮒丘陵東縁沿いの部分を除いた星山丘陵北東縁沿いの断層を、大宮断層と再定義したものである。富士宮市入山瀬から山本、黒田に至る大宮断層では、星山丘陵と潤井川低地との地形境界が明確であるが、その北西側延長部にあたる富士宮市野中付近では、大宮断層の延長部を挟んで低位段丘堆積物が北北東へ傾斜する地形が認められるものの、断層による食い違いは明瞭ではないため、本地質図では活撓曲として示した。また、大宮断層の南東端は入山瀬断層と接するが、実態はよく分からない。なお、白尾山北側に大宮断層と雁行する北西-南東方向の短い存在不確実な活断層は、4.3で述べる安居山断層に含めた(第1図)。

### 4.2.2 変位と活動(地質断面図E・F参照)

大宮断層の活動によって、富士火山星山期の火山麓扇状地IV堆積物及び火山麓扇状地III堆積物が隆起し星山丘陵が形成され、火山麓扇状地IV堆積物は概ね北東方向へ1~3°程度傾斜している。山崎(1979)及びYamazaki(1992)は、南西側隆起の活断層であるが、上記のように、大宮断層に向かって古富士泥流堆積物(本報告の火山麓扇状地IV・III堆積物)が傾動していることから、大宮断層を東傾斜の正断層と推定した。その後、下川ほか(1996c)は、富士宮市山本の断層崖基部付近のトレンチ調査において東落ちの正断層、トレンチ地点の極浅層反射法地震探査からトレンチの正断層に対応する反射面の不連続を確認している。

以上に基づき、地質断面図E・Fに示すように、本図では大宮断層を正断層として描いている。なお、大宮断層北東側(潤井川低地)の火山麓扇状地II堆積物(vf2)(山元, 2014)の層厚に関しては、山本地区では、地質断面図Eに示すように、下川ほか(1996a)の極浅層反射法地震探査(GSJ-C)の解釈に基づき25~35mとした。また、下川ほか(1996a)では、その下位の地層を泥流堆積物としているが、周辺地質から、約1万年前の大淵溶岩流(F17)や入山瀬溶岩流(F16)などが分布する可能性が高いことから、富士宮期の溶岩流(F)が直下に分布するように描いている。一方、地質断面図Fの潤井川低地の火山麓扇状地II堆積物の厚さは、福原・和田(1997)に基づき概ね10m以下とした。

#### (1) 富士宮市山本

大宮断層崖基部付近の山本(石の宮)では、トレンチ調査(山本)(下川ほか, 1996b, c)と極浅層反射法

地震探査(GSJ-C)(下川ほか, 1996a, c)が実施されている。トレンチ調査では崩壊堆積物によって不整合に覆われた地層を切る東落ちの正断層が確認され、極浅層反射法地震探査で、その断層に対応する反射面の不連続を確認したとしている。下川ほか(1996a)の極浅層反射法地震探査(GSJ-C)によると、主断層は星山丘陵北東縁の斜面末端部を通り、潤井川低地側に枝分かれした正断層が発達すると解釈されている。また、下川ほか(1996c)は、崩壊堆積物直下の地層の下部層と上部層の変形度の違いから2回の活動を推定した。そして、下部層、上部層、崩壊堆積物について、それぞれ<sup>14</sup>C年代から暦年10,580~11,630cal yBP, 3,170~3,350cal yBP, 2,890cal yBPを求め、2回の活動は、新期のものが約3千年前、旧期のものが約1万年前~3,400年前の間と推定している。

#### (2) 全域

山崎(1979)は星山丘陵~羽鮒丘陵の地形分類図を作成し、火山灰層序に基づき泥流面(本地質図の火山麓扇状地IV堆積物及び火山麓扇状地III堆積物)を、I'・I・II・III・IV面に区分した。そして、大宮断層を挟んで両側に分布するIII面とIV面を変位基準として、黒田でIII面が80m、IV面が50m、野中でIII面が40~50m、山本でIV面が80mの上下変位量が認められるとした。そして、III面を1.8万年前、IV面を1.2~1.5万年と推定し、黒田と野中のIII面の対比からそれぞれ4.4m/10<sup>3</sup>年、2.2~2.7m/10<sup>3</sup>年、山本と黒田のIV面の対比からそれぞれ5.3~6.7m/10<sup>3</sup>年、3.3~4.2/10<sup>3</sup>年の平均上下変位速度を求めた。

その後、Yamazaki(1992)は、山崎(1979)のIII面とIV面を、それぞれMf-III面とMf-IV面と呼称し、Mf-III面を20,000yBPとして、黒田の80m、野中の40~50mのMf-III面の比高から、大宮断層の過去2万年間の平均上下変位速度を2~4m/10<sup>3</sup>年と見積もった。

ただし、大宮断層を挟んで星山丘陵では、ある時期の離水面が地形面として残るが、潤井川低地側では、古泥流堆積物は離水せず連続して分布することも、削剥されることもありうる。このため、III面及びIV面構成層の分布上面を比較する限り、大きな差がないとは考えられるものの、厳密には正確な変位量の推定は難しい。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010)では、上記の山崎(1979)の平均変位速度を最小値として扱っているが、潤井川低地で構成層が連続しているとすると過小となるが、削剥されたとされると過大になってしまう。

#### 4.2.3 基盤岩の地質構造との関係

星山丘陵には、星山期の火山麓扇状地IV堆積物(一部溶岩を挟む)と火山麓扇状地III堆積物の基盤として、岩淵火山岩類及び鷺ノ田層が分布する。岩淵火山岩類及び鷺ノ田層は、概ね北西-南東走向で10~70°北東傾斜を示すが、西傾斜も認められ、褶曲及び断層による変形が推定される(3.3.3及び地質断面図F参照)。

山崎(1979)は、別所礫層(本報告の鷲ノ田層)は30°~60°北東へ傾斜し丘陵の傾動と一致しているとして、大宮断層は富士山成立前から形成されていたとしている。しかし、星山丘陵の岩淵火山岩類及び鷲ノ田層には、現在の大宮断層の活動から推定される星山丘陵全体の北東方向への傾動とは異なる、南北方向や北西-南東方向の褶曲構造が発達していると考えられる。

狩野ほか(2013a, b)及び伊藤ほか(2014)は、大宮断層を横断する富士市入山瀬付近から富士宮市沼久保の東西約7kmの区間の高分解能反射法地震探査の結果から、星山丘陵の中央直下350mあたりまでに約20°西に傾斜する逆断層を示唆する速度構造の逆転を認め、この両側の速度2,500m/sec層を仮の変位基準として、約250mの垂直隔離を推定している。また、この傾斜をそのまま上方に延長すると星山丘陵上面に達するが、そこには変動地形は存在しない。そこで、断層を地表に向かって低角化させると大宮断層付近の撓曲状地形の底部に達することから、大宮断層は衝上断層、星山丘陵東部はナップ、撓曲状地形はその先端部に形成された断層関連褶曲の地表表現である可能性が高いと解釈している。しかし、上記は、柴ほか(1990)に基づき、岩淵火山岩層と星山礫層(本報告の岩淵火山岩類と鷲ノ田層)が、東西断面では東に一樣に傾斜する構造を持つことを前提にして大宮断層との関係が推定されているが、上記で述べたように異なる地質構造が発達する。例えば、伊藤ほか(2014)の図3で認められる逆断層を示唆する速度構造の逆転部分は、地表部では鷲ノ田層に背斜・向斜の変形が推定される部分に一致する可能性がある。このことから、反射法地震探査で推定される地質構造は、現在の地表で認められる大宮断層による変形と一致するとは限らない可能性も含めた解釈も必要と考えられる。

### あごやま 4.3 安居山断層

#### 4.3.1 定義と位置

安居山断層は、富士宮市の大中里から青木、馬見塚にかけて南北方向に延びる、羽鮒丘陵の東縁を限る西側隆起の断層である。

安居山断層は元来、山崎(1979)が、津屋(1940)の大宮断層北部の逆断層部分を津屋(1940)の安居山断層と連続させ、安居山断層と呼んで再定義したものである。山崎ほか(1981)では、安居山断層は富士宮市沼久保(水沼)から同市上条の大石寺<sup>たいせきじ</sup>付近まで連続する約10kmの断層とされた。また、活断層研究会編(1991)でも全長11kmとされる。しかし、山崎(1979)の定義した安居山断層の南部(津屋(1940)の安居山断層)は、活断層の可能性を示す連続した変動地形学的な特徴は認められない。このため、本地質図では、山崎(1979)の定義した安居山断層の北部、すなわち津屋(1940)の大宮断層北部のみを安居山断層として示した。なお、山崎(1979)が定義した安居山断層の南部(富士宮市安居山

及び沼久保~富士市北松野に至る断層)は、活断層名として定着している安居山断層と区別するため、水沼断層(大塚, 1938)と呼称して4.3.3で記述した。また、本地質図の安居山断層は、安居山地区を通らないが、安居山断層の名称をそのまま使用する。

安居山断層の北方延長としては、変動地形学的特徴から不連続ながら安居山断層と雁行する南北走向の東側低下の断層が、富士宮市の北山や上条付近まで至ると推定されている(活断層研究会編, 1991; 中田ほか, 2000; 中田・今泉編, 2002; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010など)。また、中田ほか(2000)及び中田・今泉編(2002)は、安居山断層の南方延長を大中里付近で雁行させて星山丘陵の北西端白尾山の北側から東側を通り、上記の沼久保に分布する芝川溶岩流の中位付近、更に富士川を横断して蒲原丘陵北端に至ると推定している。しかし、現地では、存在不確実な活断層として連続させるに足る十分な地質学的及び変動地形学的データはないと判断し、表示していない。ただし、沼久保の富士川沿いで東西に約700mに渡って分布する芝川溶岩流(F31)の中位あたりに、溶岩流の移動方向とは直交する南北方向の地形変換が認められるため、この部分のみ、長さ1.5kmの推定活断層を通して。

安居山断層露頭は直接確認されていないが、羽鮒丘陵北部の地形面(火山麓扇状地IV堆積物の離水面など)が西へ傾動していることから、安居山断層は逆断層と考えられている(山崎, 1979; Yamazaki, 1992など)。

#### 4.3.2 変位と活動

地質断面図Hのうち、安居山断層沿い付近の地質断面図は、主に産業技術総合研究所(2007)に基づいて作成した。なお、安居山断層について、下川ほか(1998)は、富士宮市中大里北部の青見の反射法地震探査(青見北)等から、羽鮒丘陵東斜面沿いから低地にかけて3つ反射面の不連続を確認し、西傾斜の3つの逆断層が存在する可能性が高いとしている。一方、産業技術総合研究所(2007)は、安居山断層は地層に明瞭な食い違いを与える断層ではなく、むしろ西側隆起の幅広い撓曲崖を形成していると結論づけている。また、高田ほか(2016)は、青木では青見溶岩流は断層に挟まれていると解釈し、青木南では安居山断層は丘陵東縁の斜面の青見溶岩流分布域の上面に断層を置き、丘陵と山麓の地形境界ではなく、丘陵地の東側斜面に断層を描いている。このように、具体的な主断層の位置や変形像については異なる解釈がなされているが、本地質図では高田ほか(2016)に従い、安居山断層を丘陵地の東側斜面に描いている。また地質断面図Hでは、その断層とともに別の伏在する断層を丘陵東斜面下端に置いているが、確かなものとは言えない。

#### (1) 富士宮市中大里南部(地質断面図G参照)

山崎ほか(1981)は、星山丘陵と羽鮒丘陵間の低地の北端、大中里の南部から安居山に至る断面(山崎ほか

(1981)の図10の断面b-b'から、津屋(1968)の北山溶岩流Ⅱ(SW5)に、大宮断層(本地質図の安居山断層)による80mの上下変位を認めている。そして、北山溶岩流Ⅱ(SW5)の年代を1万数千年前として、平均上下変位速度を $5 \sim 6\text{m}/10^3$ 年と求めている。なお、山崎ほか(1981)の地形分類図に示されるSW5の溶岩流の分布と山崎ほか(1981)の断面b-b'で示されるそれとは一致せず詳細は不明であるが、本地質図の溶岩流区分に基づくと、山崎ほか(1981)の断面b-b'の位置には外神溶岩流(F21)と火山麓扇状地Ⅲ堆積物(vf3)が分布し、山崎ほか(1981)の推定した変位量80mは、白尾山南東の火山麓扇状地Ⅲ堆積物の頂部と潤井川沿いの外神溶岩流の比高を示している。外神溶岩流の分布のみから判断すると、同溶岩流の比高は約50mと見積もることができる(地質断面図G参照)。

Yamazaki(1992)は、青見付近の安居山断層西方の羽鮒丘陵の古富士泥流堆積物と、潤井川周辺低地のボーリング資料の古富士泥流堆積物の下限に、410m以上の分布標高の差があったとした。そして、町田ほか(1975)に基づき、古富士泥流堆積物は8万年前以降に形成されたと仮定し、安居山断層の平均上下変位速度を $5.1\text{m}/10^3$ 年と求めている。また、安居山断層を挟んで約1万年前と推定される万野風穴溶岩流(SSW3)の上下変位量を50mと推定している。なお、この古富士泥流堆積物と万野風穴溶岩流は、それぞれ本報告の火山麓扇状地Ⅳ堆積物(vf4)(MIS4層準:5~6万年前頃)と万野溶岩流(F26)(1.2万年前頃よりやや古い)にあたり、それらの年代に基づくと安居山断層の平均上下変位速度は約 $4\text{m}/10^3$ 年となる。

## (2) 富士宮市青木

下川ほか(1996c)は、安居山断層の沈降側(東側)と推定される富士宮市青木で深度550mのボーリング調査(青木D-1:孔口標高148.17m)を実施し、深度31~77m間に、下位より万野風穴溶岩(本報告の万野溶岩流(F26))、外神溶岩、御園溶岩の新富士溶岩を検出している。また、深度550mの孔底でも古富士泥流の基底に達しないことから、羽鮒丘陵側の同泥流堆積物基底面との比高から、断層の落差を700m以上と報告している。なお、3.5.1(1)で述べたように、青木D-1コアの深度479m以深には玄武岩礫とは異なるチャートなどの礫が含まれており、古富士泥流堆積物(本報告の火山麓扇状地Ⅲ・Ⅳ堆積物)の基底は深度550mの孔底に近い層準にある可能性が高いとされる(下川ほか、1996b)。更に、青木D-1コアの深度31~77mの溶岩流のうち、最下位の厚さ22~23mの万野風穴溶岩( $^{14}\text{C}$ 年代から歴年約13,340cal yBPと推定)と安居山断層崖近傍沿いの斜面(標高約170m)に分布する万野風穴溶岩との比高75mから、約 $6\text{m}/10^3$ 年の平均上下変位速度が求められている(下川ほか、1996c)。

なお、断層崖近傍の地表に露出する万野風穴溶岩は、山元ほか(2007)では万野溶岩流とは異なる青見溶岩流

(F22)に位置づけられている。また、青見溶岩流は外神溶岩流より下位に位置づけられているが、青見溶岩流と万野溶岩流との層位学的関係は不明とされている(山元ほか、2007)。ただし、青木D-1コアでは万野溶岩流の直上に外神溶岩流の分布が推定されている(下川ほか、1996c)ため、山元ほか(2007)の層序や年代に基づいても、下川ほか(1996c)の推定した値は大きく変わらない可能性が高い。

下川ほか(1996c)では報告はされていないが、下川ほか(1996a)において、青木D-1コアの直近を東西に延びる浅層反射法地震探査が実施されており、後述の下川ほか(1998)の探査結果と同様、3条の西側傾斜の逆断層が推定される反射面の不連続が認められている。

## (3) 富士宮市中大里(青見北)(地質断面図H参照)

下川ほか(1998)は、下川ほか(1996c)の調査地域付近において3本の群列ボーリング(青見北)(東側からNo.1(深度100m)、No.2(60m)、No.3(22m))を実施している。No.1及びNo.2は潤井川低地に、No.3は羽鮒丘陵東側山麓下端の小崖地形基部の平坦面に位置する。No.1及びNo.2コアからは、下位より、万野風穴溶岩(本報告の万野溶岩流(F26))、北山外神溶岩(同、外神溶岩流(F21))、北山御園溶岩(同、馬見塚溶岩流(F20))が、No.3コアからは地表直下に万野風穴溶岩のみが検出されている。No.1及びNo.2コアで確認された北山御園溶岩の上面と、No.3コアが位置する平坦面を基準に、No.1とNo.2間に認められる北山御園溶岩の上面の比高が9m、No.2の北山御園溶岩の上面とNo.3の平坦地間との比高を53mとして、北山御園溶岩上面の上下変位量を62mと見積もっている。そして、北山御園溶岩の年代を約1万年前と仮定して、平均上下変位速度を約 $6\text{m}/10^3$ 年と求めている。また、群列ボーリング沿いの東西反射法地震探査断面(青見北)も実施され、ボーリング調査の結果と整合的な西側傾斜の逆断層が推定される3条の反射面の食い違いを認めている。

なお、上述(2)の下川ほか(1996c)と同様に、斜面の万野風穴溶岩は青見溶岩流に区分され、北山御園溶岩や万野風穴溶岩の上面が大きく削剥されている可能性もあるが、下川ほか(1998)で推定された変位量は大きくは変更されないと考えられる。

## (4) 富士宮市中大里(青見南)(地質断面図H参照)

産業技術総合研究所(2007)は、トレンチ調査(青見南)から、約11,300~9,200年前の青見溶岩流噴出後、約9,100~8,000年前、約3,000~2,500年前、約2,500年前以降の、少なくとも3回の撓曲構造の成長を示唆する断層活動を推定している。ただし、トレンチ掘削範囲での地表付近の変形は幅広い撓曲構造の一部のため、トレンチ壁面で認定された断層活動の回数や間隔は、安居山断層の実際の活動回数や間隔を過小評価している可能性が高いとしている。また、産業技

術総合研究所(2007)は、青見南の群列ボーリング調査(青見南)及び既存ボーリング資料から、厚さ20m前後の完新世の河川堆積物・斜面堆積物(本報告の火山麓扇状地Ⅱ堆積物)の下位にある完新世溶岩流(本報告の富士宮期溶岩流)上面の変化を求め、完新世溶岩流上面の比高を58mと見積もっている。そして、完新世溶岩流上面を構成する青見溶岩流によって焼かれたとみられる炭化した土壌の<sup>14</sup>C補正年代9,830±40yBP(9,305～9,255cal BC)と青見溶岩流を覆って分布する腐植質シルト・粘土の<sup>14</sup>C補正年代8,230±40yBP(7,330～7,170cal BC)から、完新世溶岩流上面の形成年代を9,830±40yBPより後で、8,230±40yBPより前と考え、安居山断層による平均上下変位速度を5.1～6.3m/10<sup>3</sup>年と見積もっている。ただし、完新世の河川堆積物・斜面堆積物(本報告の火山麓扇状地Ⅱ堆積物)の東側の富士山南西山麓に分布する万野溶岩流の分布との関係から、この完新世溶岩流上面は、火山麓扇状地Ⅱ堆積物によって削り込まれている可能性もある(地質断面図H参照)。また、ボーリング調査で確認された羽鮒丘陵沿い(H18Ao-1～3BN間)の青見溶岩流も標高125.8m付近までしか確認されておらず、上述の完新世溶岩流上面を同時基準面として推定した比高58mは、やや過大になっている可能性がある。

#### 4.3.3 基盤岩の地質構造との関係

**水沼断層** 水沼断層は、富士宮市安居山及び沼久保(羽鮒丘陵の東縁沿い)から富士市北松野(蒲原丘陵北西端)に至る、長さ5km以上の南北方向の西側隆起の高角逆断層である。命名は大塚(1938)で、津屋(1940)の安居山断層、山崎(1979)が活断層として定義した安居山断層の南部にあたる。

水沼断層の北部は、羽鮒丘陵西縁沿い(富士宮市安居山地区)で芝川溶岩流(F31)あるいは外神溶岩流(F21)と蒲原層・岩淵火山岩類・鷺ノ田層との境界付近(最低位(完新世)段丘堆積物相当層(ta)の分布域)を通る。現状では、活断層である北側の安居山断層との関係は不明である。大塚(1938)は、沼久保において、この断層を不整合で覆う沼久保富士溶岩(本報告の芝川溶岩流(F31))は約5°東へ傾き、水沼断層によって撓曲しているとしている。しかし、外神溶岩流と同様、水沼断層が芝川溶岩流などを変形させているとは明確には言えず、連続した変動地形学的特徴も顕著でないため、中田ほか(2000)及び中田・今泉編(2002)と同様に、本報告も水沼断層自体を活断層とは判断していない。

富士川以南の水沼断層南部は、岩淵火山岩類が作る丘陵地と外神溶岩流を覆う扇状地との境界付近を通り、岩淵火山岩類中に連続するが、変動地形学的な特徴は認められない。静岡県総務部地震対策課(1996)は、安居山断層の南方延長部の活断層調査として、富士市北松野(旧富士川町北松野)の旧山田地区の水沼断層について比抵抗映像法探査(測線長75m)とボーリン

グ調査1孔を、旧西野地区において比抵抗映像法探査(測線長75m)とボーリング調査5孔を実施しているが、何れも活断層としての変位は認められていない。なお、旧西野地区では断層が認められないため、地質図では、杉山・下川(1982)及び柴(1991)と同様、背斜構造とした。

**沼久保背斜** 沼久保背斜は、富士宮市沼久保東部の採石場跡で鷺ノ田層中にみられるほぼ南北方向の背斜に対して、小田原ほか(2013)が命名したものである。この露頭を見る限りでは、西側が急傾斜の非対称な背斜(撓曲)の発達が認められ、伏在した西側落ちの断層による変形が推定される。地質図では、沼久保背斜をそのまま北へ延ばし、存在不確実の背斜として白尾山へ連続させている。この背斜によって白尾山を含む南北方向の高まりが形成されていると予想されるが、露頭に乏しく確認は出来ていない。

なお、小田原ほか(2013)は、軸部に向かって尖った半波長100m以上の尖頂背斜軸面に南北走向で65°西傾斜の断層が形成されているとして、この断層を沼久保断層と命名している。本地質図では、この断層は背斜軸面に発達しているのではなく、沼久保背斜西翼部の鷺ノ田層内の層面すべり断層と解釈している。小田原ほか(2013)は、条線の方から沼久保断層の左横ずれ成分と逆断層成分の比率をおよそ1:1としている。また、未固結のガウジが発達しないことや、変動地形が不明瞭であることから、後期更新世以降の活動性は低いと推定している。

#### 4.4 入山断層

##### 4.4.1 定義と位置

入山断層の命名は今野・大塚(1933)の入山衝上であるが、位置は大塚(1938)で示され、井上(1933, 1934)でも同様な断層は示されていた。本断層は静岡市清水区由比屋原から由比入山、富士宮市内房大晦日、富士市北松野の北部(泉水)から富士川に至る南北方向の長さ約12kmの55～90°西傾斜の逆断層である(今野・大塚, 1933; 井上, 1934; 大塚, 1938; 杉山・下川, 1982; 柴, 1991など)。入山断層を挟んで、富士川層群室野層及び浜石岳層と、下部～中部更新統(蒲原層、岩淵火山岩類、鷺ノ田層)が接し、さらに富士川以北にも連続して発達するが、富士川以北の断層は芝川断層と呼ばれる(4.5参照)。また、後述するように、由比屋原から南南東方の海域へ連続すると考えられている。

入山断層は富士市北松野から富士川を挟んで、方向を北東～南西に変えて富士宮市羽鮒の芝川断層に連続しているが、富士市北松野の泉水から富士川沿いの静甲に至る入山断層は活断層としての変動地形学的な特徴は特に認められず、北松野北部の富士川沿い(養鶏場)に分布する芝川溶岩流を横断する入山断層にも変位は確認できない。このように泉水以北の入山断層は、

活断層と確認できるデータはないため、地質図では活断層としては示していない。

また、杉山・下川 (1982) は、入山断層を北から左雁行配列したセグメントⅠ～Ⅲに区分している。そのうち、セグメントⅠとⅡは大晦日付近で左雁行し、セグメントⅡの北端は大晦日付近で消滅している。しかし、セグメントⅡの北端部の断層東沿いの蒲原層は垂直に近い傾きを示し、その変形は北方の(泉水)の逆転層へと連続している。これに対して、この直立層帯の西側のセグメントⅠとⅡの雁行部分の蒲原層は25～55°東傾斜と傾斜が緩くなっている。このような蒲原層の変形から、地質図では、セグメントⅡの北端は杉山・下川 (1982) の示す位置では止めず、北の泉水のセグメントⅠに連続させ、セグメントⅠ南端の西へ張り出す部分は分岐断層として示した。

#### 4.4.2 変位と活動

入山断層の活断層調査としては、杉山・下川 (1982)、下川ほか (1996c)、静岡県総務部地震対策課 (1996)、下川ほか (1999) の報告がある。なお、大塚 (1938) は、露頭に沿った浜石岳層の変形から、入山断層は主に上下変位からなるが、左横ずれ成分を持っていると推定している。

##### (1) 由比～蒲原海岸沖

静岡県総務部地震対策課 (1996) は、静岡市清水区の由比・蒲原沖での海上音波探査 (A～D 測線) を実施し、入山断層の南方海域の延長を、海上保安庁水路部 (1978) が推定断層として示した、蒲原神沢から連続して発達する神沢背斜 (4.7.2 参照) の西沿いに、約5km延びていると推定している。

これに対して、佐藤・荒井 (2016) では、静岡県総務部地震対策課 (1996) の入山断層延長部にあたる401及び402測線に西端部において海上音波探査を実施したが、入山断層の延長部と考えられる明瞭な変形は確認できなかった。

本地質図では、入山断層の海域への延長は、概ね海上保安庁水路部 (1978) 及び静岡県総務部地震対策課 (1996) の示す位置に延長させたが、佐藤・荒井 (2016) の結果も踏まえ、存在不確実な活断層とした。なお、入山断層の海域への延長に関しては、既存の音波探査データでは確認が難しい由比寺尾～西倉沢の海岸線に近い南方へ延びている可能性もあると考えられ、更なる調査が必要と考えられる。

##### (2) 由比海岸 (静岡市清水区由比及び由比町屋原) (地質断面図B参照)。

静岡県総務部地震対策課 (1996) は、静岡市清水区由比一由比北田間で浅層反射法地震探査 (由比海岸) 及び同探査測線上でのボーリング調査4孔を実施し、入山断層沿いでは縄文海進以降の地層に変位が認められないとして、約1万年前以降、活動していないと推定している。このため、地質断面図Bでは、静岡県総務部地震対策課 (1996) に従い、入山断層直上の完新統 (H)

には変位を与えていない断層として示している。

一方、下川ほか (1999) は、由比川河口付近の完新世段丘調査からは、完新世段丘のうち、最低位面は少なくとも2,000年前以降に、低位面は少なくとも1,720年前以前に形成されたと報告している。

##### (3) 静岡市清水区由比～由比入山

杉山・下川 (1982) は、静岡市清水区由比入山の福沢 (Loc.9) と富士市北松野の芭蕉天満宮の東 (Loc.6) の断層露頭において、少なくとも2万年前以降と推定される河成礫層を変位させているとし、それぞれ、平均上下変位速度を0.25m/10<sup>3</sup>年以上と推定している。

また、静岡県総務部地震対策課 (1996) は、静岡市由比東山寺 (室野) において、入山断層と低位段丘堆積物の関係を把握する目的で、比抵抗映像法探査、ボーリング調査2孔、トレンチ調査 (極小規模) を実施している。そして、ボーリング調査結果とその東北東方75mの東西に流れる桜野沢川沿いの露頭の蒲原礫層上面との比高から、低位段丘堆積物の基底に最大8mの変位がある可能性を示した。しかし、これらの調査結果からは、入山断層が低位段丘堆積物を切っているかどうか、また、調査地域ではより低い段丘堆積物も分布するため、桜野沢川沿いの露頭の蒲原礫層を不整合で覆う地層の基底と、ボーリング調査2孔の低位段丘面構成層の基底が確実に対比されるかは不明である (静岡県総務部地震対策課 (1996) の図3-2-24及び図3-2-27 (3) 参照)。

なお、静岡県総務部地震対策課 (1996) は、静岡市由比阿僧においても、入山断層と低位段丘堆積物の関係を把握する目的で、比抵抗映像法探査、ボーリング調査1孔、トレンチ調査 (極小規模) を実施したが、活断層の評価に繋がる成果は得られなかった。

##### (4) 富士市 (旧富士川町) 北松野 (泉水) (地質断面図E参照)

静岡県総務部地震対策課 (1996) は、泉水付近の廻り沢川沿いで入山断層の露頭を確認し、そのすぐ北側の断層を覆う崖錐堆積物上で崖錐堆積物の基底面の比高を把握することを目的としてボーリング調査2孔 (SZ-1,2) を実施している。その結果、1孔の深度6.2m付近で断層を確認している (断層面の傾斜50°W)。しかし、断層両側の基盤岩 (崖錐堆積物基底面) の標高は、西側の浜石岳層群の方が東側の蒲原礫層よりも約2m低く、入山断層の変位方向とは一致しないため、断層は崖錐堆積物に変位を与えていないと判断された。また、崖錐堆積物の上位には大沢スコリアの可能性のあるスコリアが含まれる層厚約1mのローム層が分布するため、少なくとも3,000年前以降、入山断層は活動していないとされた。

#### 4.4.3 基盤構造との関係

前述のように入山断層は、断層としては後述の芝川断層に連続しているが、富士川を挟んで発達する東へ屈曲の形状が影響しているためか、近接する地域に

月代断層(4.5.3参照)が発達するものの、活断層として入山断層と芝川断層は連続していないと判断される。また、南北方向の月代断層南方の泉水付近では、入山断層のすこし東側に、岩淵火山岩類と鷲ノ田層を変位させる、南北方向で、それぞれ西側及び東側隆起の短い逆断層が存在しており(4.7.7参照)、入山断層北部付近では、かなり複雑な変形が進んでいると考えられる。

入山断層の活動時期は、蒲原層が富士川層群浜石岳層を不整合で覆う露頭が本断層沿いで認められること(3.3.1参照)から、蒲原層堆積時の前期更新世後半以降と推定される。また、入山断層の上下変位量は少なくとも数kmに及ぶ可能性が高く、北へブランチする槍野向斜と入山断層との関係から北側ほど変位が大きくなっている可能性が高い。

## 4.5 芝川断層

### 4.5.1 定義と位置

芝川断層は、富士宮市羽鮒から北北西-南南東方向に延びて上柚野に至り、上柚野から方向を北北東-南南西方向に変え狩宿に至る、長さ13km以上の活断層である(山崎, 1979)。断層としては、南方の入山断層とは一連の断層のため、異なる名称である必要はないが、活断層としては富士川を境に南側は入山断層、北側は芝川断層と呼ばれている。

また、芝川中流域では、芝川断層以外にも、多くの南北方向の活断層が推定されている(中田ほか, 2000; 中田・今泉編, 2002; Lin *et al.*, 2013)。例えば、Lin *et al.* (2013)は、芝川断層中央の東側及び芝川断層北部の西側に活断層が存在するとして、それぞれ窪断層及び左折断層と新称している。窪断層の存在を示す露頭は、富士宮市大鹿窪(旧芝川町)の窪の完新統を変位させる北東側隆起の逆断層で、大沢スコリアの上位の腐植土層が切られている(田中ほか, 2003; 山崎ほか, 2003)。田中ほか(2003)は、腐植土層の<sup>14</sup>C補正年代1,550±50yBPから、この断層は約1,500年前以降に少なくとも一度活動したとされる。ただ、Lin *et al.* (2013)の窪断層のうち、その中・南部に関しては、現状では岩淵火山岩類と鷲ノ田層がつくる組織地形や古い地質構造との関係や区別が不明である。また、左折断層に関しては、半野で分岐させているが、そのうち西側は田貫湖岩層なだれ堆積物の直下に分布する野下断層(4.8.1参照)の延長部あるいは身延層の礫岩層と細礫岩を多く含む砂岩泥岩互層の境界がつくる組織地形が想定される。更に、東側の分岐は田貫湖岩層なだれ堆積物と基盤断層である芝川断層の分布境界にもあたるが、それら組織地形と活断層としての変位との関係が確認されていない。このように、現状では、活断層と古い断層が作る組織地形や溶岩流堆積時の撓みや溶岩流壁面との区別、活断層としての連続性の確認が必ずしも十分とはいえず、本地質図では活断層として

は示していない。

### 4.5.2 変位と活動

#### (1) 富士宮市羽鮒～大久保地区

山崎(1979)は、羽鮒付近で、芝川溶岩流I(SW I)(津屋, 1968)(本報告の芝川溶岩流(F31))に約20m、泥流I面(本報告の火山麓扇状地IV堆積物の離水面)に約50mの上下変位量を認め、それぞれ形成年代を12,000年～15,000年前、5万年前と推定し、それぞれ1.3～1.7m/10<sup>3</sup>年、1m/10<sup>3</sup>年の平均上下変位速度を求めている。ただし、提示された地形分類図と地質断面図では、断層の変位基準とした溶岩流と泥流がつくる基準面が断層を挟んでどのように分布しているのか、詳細には確認できない。

同様に、Yamazaki(1992)は、芝川断層の北部では、およそ1万年前の富士山の溶岩流SW-3に、西側隆起30～40mの変位量が認められるとして、平均上下変位速度は南部よりも大きく3～4m/10<sup>3</sup>年と推定している。溶岩流SW-3は、津屋(1968)の芝川(猫沢)溶岩流III、本報告の猫沢溶岩流(F25)と芝川溶岩流(F31)に相当する。ただし、断層変位基準とした溶岩流と泥流が断層を挟んでどのように分布しているのか詳細には示されていないため、上記に関しては確認・評価ができない。

静岡県総務部地震対策課(1996)は、富士宮市大久保においてボーリング調査とトレンチ調査を、羽鮒において比抵抗映像法探査、ボーリング調査、トレンチ調査を行っている。

大久保のトレンチ調査では、断層の活動時に生じたと推定される崩積土が富士黒土層を覆い、その崩積土が上位の黒ボク土に覆われることから、約7,500年～4,800年前の間に1回の断層活動が確認されている。トレンチ内に連続する地層が認められないため、確実なものとは求められないが、トレンチ南壁で巨礫がほぼ段丘堆積物上面に連続して認められており、この巨礫の比高から断層活動による上下変位量は約5mと推測されている。また、平均上下変位速度は、段丘堆積物の上面に約10mの比高が認められることから、段丘堆積物の堆積年代を約1万年前として、約1m/10<sup>3</sup>年が求められている。

羽鮒のトレンチ調査では、芝川断層の活動について、約2万年前以降、13,500～18,500年前、8,200～10,000年前、5,300～7,600年前、2,900～4,500年前(約3,000前と推測)の4回の活動と、約3,000～4,000年の活動間隔が推定された。更に、ボーリング調査で確認された始良丹沢火山灰(AT)(堆積年代:約2.2～2.5万年前)の断層を挟んだ標高差が約50mであることから、約50m/2.2～2.5万年=約2.0～2.3m/10<sup>3</sup>年とされた。なお、ATの年代は、青木ほか(2008)によると約29kaと、調査当時に比べ古くなっているため、上記で求められた平均上下変位速度は小さくなる。

## (2) 富士宮市羽行

産業技術総合研究所(2007)は、中田ほか(2000)が富士宮市羽行の中段段丘相当層の泥石流堆積面(本地質図では、火山麓扇状地IV堆積物を削る低位段丘堆積物相当層)を変位させている東向き段丘崖あるいは撓曲崖とした地点においてトレンチ調査を実施したが、明瞭な地層の変形は認められなかった。なお、中田ほか(2000)が段丘崖あるいは撓曲崖とした位置は、本地質図では鷺ノ田層中に推定した南北方向の向斜軸部付近にあたる。この向斜は火山麓扇状地IV堆積物に変形を及ぼしているかは不明で、鷺ノ田層の分布も限られているため、地質図では存在不確実な伏在向斜としている。

## (3) 富士宮市下柚野

田中ほか(2003)は、富士宮市下柚野において認められる小扇状地表面上の比高0.6mと2mの東落ちの直線的な2つの低崖直上でトレンチ調査を行っている。そのうち、一つのトレンチから、腐植土層直下の砂層までを切る北北西-南南東走向、西北西隆起の高角逆断層が確認され、上下変位量約0.6mが求められている(山崎ほか, 2003)。また、その腐植土層からは、 $660 \pm 70$ yBPの $^{14}\text{C}$ 補正年代が得られている(山崎ほか, 2003)。

ほかに、下柚野北部の上柚野の延命寺付近で、芝川断層を横断する浅層反射法地震探査(GSJ-E)が実施されたが、特に成果は得られていない(下川ほか, 1996a)。

## (4) 富士宮市精進川

芝川断層沿いに分布する芝川溶岩流(F31)(年代17ka)(3.5.2(2)参照)の上面は、芝川沿いの上流(北側)へと単調に現河床との比高が小さくなり、精進川の大倉で比高がほとんど無くなる。しかし、そのすぐ北側の大倉川沿いの芝川断層の西側(上盤側)に分布する芝川溶岩流上面は再び河床に対して約70mの比高を持つようになることから、この比高は芝川断層による累積変位と推定されている(山元ほか, 2007)。また、この芝川溶岩流は芝川断層を境に狩宿溶岩流(F25)(年代: 1.4~1.2ka)と接するとされる。山元ほか(2007)とは異なり、この断層の両側で、津屋(1968, 1971)の芝川(精進川)溶岩流II(SW2)、あるいは山本ほか(2003)の芝川溶岩IIが分布するという報告もあるが、同じ溶岩流だとしても大きな変位は存在する。このため、断層露頭は確認されていないものの、本地質図では存在確実な活断層とした。

### 4.5.3 芝川断層に付随する活断層

月代断層 大塚(1938)は、富士宮市羽鰯南端の富士川沿い(富士宮市羽鰯の月代地区)で、沼久保富士溶岩(本報告の芝川溶岩流(F31))が断層によって東側が20m前後高められていることを確認し、月代断層と命名した。大塚(1938)では、その南方延長ははっきりしないとされたが、南方延長にあたる富原橋の南側、リ

バー富士ゴルフ場北の谷沿い(地質図のG-1地点)において、低位段丘堆積物と考えられる地層を切る断層が確認される(第7図)。断層面の走向傾斜は $\text{N}4^{\circ}\text{W}$ ,  $60^{\circ}\text{E}$ で、断層の東側(写真右手側)に分布する浜石岳層(礫岩層(Hc))がシルト層を挟む礫層(tl)にのし上げる逆断層である。断層による上下変位量は、2m以上と推定される。なお、この断層露頭は、静岡県総務部地震対策課(1996)においても確認されており、派生断層と考えられる断層が、段丘堆積物に2.5~3mの変位を与えていると記されている。また、月代断層の北方には標高110~160mの火山麓扇状地IV堆積物からなる台地が発達する(高田ほか, 2016)が、断層延長部を境に東側の台地が芝川溶岩流の変位と同様に西側に対して20m前後標高が高くなっている。

以上のように、月代断層は、南北に連続する芝川溶岩流を変位させる南北方向の東側隆起の逆断層であると考えられる。月代断層は、同断層北側延長域で掘削された羽鰯トレンチ(静岡県総務部地震対策課, 1996)で認められた東側隆起を示す逆断層と同様に、副次的な断層と推定される。なお、本地質図では月代断層の南方を入山断層に収束させているが、入山断層との関係は不明である。更に南方の泉水地区には、活断層とは認識できていないが、入山断層北部の東側近傍に月代断層と同様の短い南北方向の断層が少なくとも2つ認められる(4.7.7参照)。

### 4.5.4 基盤構造との関係

芝川断層を挟んで、断層の西側には富士川層群浜石岳層の礫岩層(Hc)、東側には前期更新世後半~中期更新世前半の地層・岩体である蒲原層、岩淵火山岩類及び鷺ノ田層が分布している。大久保より北側の芝川断層の東側は広く富士火山の噴出物や火山麓扇状地堆積物に覆われているが、重力異常(大熊ほか, 2016a)からは蒲原丘陵から連続したトレンドが認められ、蒲原丘陵と同様に前期~中期更新世の堆積物が厚く分布している可能性が高い。

羽鰯~安居山間の蒲原層と鷺ノ田層との地質構造を比較すると、蒲原層の方がより変形が著しい。また、例えば、羽鰯丘陵南部の蒲原層と鷺ノ田層を比較すると、岩淵火山岩類を挟んで蒲原層(別所層)は向斜構造が発達するように分布しているのに対し、鷺ノ田層は背斜構造を形成しているような構造を示し、両者の地質構造は大きく食い違っているように見える。これらのことから、芝川断層は、入山断層と同様、鷺ノ田層の堆積前から活動していた可能性が高い。

## 4.6 富士川扇状地~浮島ヶ原及び周辺地域の地殻変動

富士川扇状地~浮島ヶ原地域の地殻変動に関連した調査・研究としては、羽鳥(1976)、羽田野ほか(1979)、山崎ほか(1981)、国土地理院(1983)、加藤ほか(1981)、石橋(1984)、松島(1984)、松原(1984, 1989)、米倉ほか(1985)が行われている。また、浮島ヶ原では、ポー



リング調査による完新統上部の層相、微化石、 $^{14}\text{C}$ 年代に基づく堆積環境変化と富士川河口断層帯の活動による地震性沈降との関係が考察されている(下川ほか, 1999; 藤原ほか, 2006, 2007, 2008; 小松原ほか, 2007)。更に、蒲原丘陵東縁の完新世段丘に関しては、山崎ほか(1981), Yamazaki(1992), 石原・水野(2016)の報告がある。また、富士川扇状地～浮島ヶ原沖大陸棚の最終氷期基底面や地質構造に関する研究が, Kaji *et al.* (2008) によって行われている。

以下に、主な地殻変動と地震イベントに関する調査・研究の概要を記述し、最後に本地域における地殻変動推定の問題点をまとめた。

#### 4.6.1 地殻変動

##### (1) 浮島ヶ原

羽田野ほか(1979)は、浮島ヶ原の旧沼津バイパス(現在は本線)の一部である富士市吉原から沼津市松長に至る測線のボーリングデータから地質断面図を作成し、泥質堆積物の下位に分布する厚い砂礫層を縄文海進高頂期頃に形成された埋没礫州として、その上面深度が沼津市街地西方(浮島ヶ原東部)で $0\text{m}\pm$ 、吉原駅東方(浮島ヶ原西端部)で $-20\text{m}\pm$ と西方へ傾動沈降していることを明らかにした(第5図A)。そして、縄文海進高頂期以降(6,000年前以降を想定)の平均沈降速度は、浮島ヶ原西部の柏原付近では約 $1.5\text{mm}/\text{年}$ 、吉原付近で約 $4\text{mm}/\text{年}$ に達すると推定した。なお、羽田野ほか(1979)の地質断面図は、国土地理院(1983)の図-9において、より詳細に層相が示された地質断面として描かれている。

石橋(1984)は、1854年安政東海地震の際には、奥駿河湾東岸のうち、浮島ヶ原東端の狩野川河口左岸の我入道で $3\sim 6\text{cm}$ 沈降が記録されている(東京大学地震研究所編, 1977)が、富士川河口西側の駿河湾西岸では隆起が記録されている(羽島, 1976; 石橋, 1984)ことから、富士川河口を境に東側が沈降、西側が隆起していると考えた。

米倉ほか(1985)は、富士市増川の浮島ヶ原においてボーリング調査M83(深度45m, 孔口標高4.2m)を実施し、珪藻化石分析、 $^{14}\text{C}$ 年代、テフラ層序などから、潟湖が汽水性から淡水性の堆積環境へ変化すると推定される約5,500年前の深度15.5m(標高-11.3m)を境に、堆積速度が変化するとした。そして、その頃を縄文海進による海成層の上限として、当時の海面高度が現在と差がないと仮定して、約 $2.0\text{m}/10^3$ 年の平均沈降速度を求めている(第5図A,C)。

松原(1984)は、浮島ヶ原から狩野川下流域にかけて、縄文海進高頂期頃以降に形成された砂州列を3列認識し、浮島ヶ原西部では古い砂州の上に新しい砂州が累重的に形成される傾向があるのに対して、浮島ヶ原中央部から狩野川下流域にかけては新しい砂州は古い砂州の海側に並列的に形成されていることを明らかにしている。

更に、松原(1989)は、ボーリングデータ、 $^{14}\text{C}$ 年代、有孔虫化石分析などにより、浮島ヶ原の砂州をI, II, IIIに区分している。砂州Iは最も内陸側に位置し8,000年前に形成され始め、7,000～6,000年前には閉塞、砂州IIは砂州I閉鎖以降にその海側に形成されたもので、5,000～4,000年前に閉鎖されたと推定されている。また、砂州IIIは、現在の海岸砂州である遺跡から判断して、およそ2,000年前には完成されたとしている。これら砂州には、浮島ヶ原東部では南北に並列的に、西部では上下に累重的に分布し、I, IIは沖積層面に埋没する特徴が認められるとしている。そして、この要因は北西への傾動によるとしている。また、松原(1989)は、浮島ヶ原東部(沼津市松原付近)に対する西部(富士市柏原付近)の相対沈降速度を、砂州I及び砂州II背後の泥炭層の基底を基準面として、それぞれ $^{14}\text{C}$ 年代測定から6,000～5,000年前、及び5,000～4,000年前の同時堆積面と認識し、砂州Iの背後で $0.23\sim 0.28\text{cm}/\text{年}$ 、砂州IIの背後で $0.1\sim 0.13\text{cm}/\text{年}$ を求めている。第5図Cに、松原(2000)に基づく、松原(1989)の砂州I, IIの内陸側の位置を示す。

藤原ほか(2008)は、藤原ほか(2006)のF-7について、貝化石、貝形虫化石、化学組成分析、 $^{14}\text{C}$ 年代測定を加え、内湾からラグーンへ変化した時期を潮間帯堆積物出現の標高(掘削深度 $-22.79\sim -21.82\text{m}$ 、標高 $-18.01\sim -17.04\text{m}$ )から5,300～5,200yBC頃と求めた。また、その潮間帯堆積物の標高を当時の海面高度として、 $2.5\sim 2.3\text{m}/10^3$ 年の平均沈降速度を推定し(第6図C)、羽田野ほか(1979)による埋没砂礫州の深度から求めた値と整合的であるとしている。

##### (2) 富士川扇状地

富士川扇状地の西端、蒲原丘陵東縁には複数の完新世段丘が分布しており、現在の河床から $20\sim 25\text{m}$ の比高を持つ段丘礫層を覆う腐植質層から $^{14}\text{C}$ 未補正年代 $4,050\pm 120\text{yBP}$ (山崎ほか, 1981)が得られている。また、段丘面構成層のボーリング調査(孔口標高 $28.77\text{m}$ )から $4,430\pm 120\sim 8,090\pm 380\text{yBP}$ (Yamazaki, 1992)、宮町の露頭の段丘面構成層の腐植質泥層から $3,130\pm 30\text{yBP}$ (標高約36m)及び $5,760\pm 30\text{yBP}$ (標高約31m)(石原・水野, 2016)の $^{14}\text{C}$ 補正年代が得られている。

なお、羽田野(1979)は、この地域の段丘面の形成年代を約6,000年前の縄文海進高頂期(沼期)と推定している。

##### (3) 田子の浦～富士川河口沿岸海域

Kaji *et al.* (2008)は、詳細な海底地形データと音波探査断面から、駿河湾奥部(富士川河口周辺から田子の浦沖)の大陸棚から大陸棚斜面にかけての音響基盤(最終氷期の浸食平坦面)の標高変化を求めている。それによると、①富士川河口のすぐ西側の沖合(第5図CのK,L)では標高 $-90\text{m}$ 、②富士川河口から東側約 $3.5\sim 4\text{km}$ 先の鮫島地区沖まで(第5図CのH～J)は標高 $-105\text{m}$ 、③更に鮫島から田子の浦湾の東約 $10\text{km}$ (第

5 図 C の A ~ G) では標高 -125m ~ -115m と、東側ほど低くなる変化を求めている。Kaji *et al.* (2008) は、この変化は最終氷期以降の構造運動を示しており、富士川河口以西で隆起しており、富士川河口断層帯の構造と調和的であるとしている。①と②の差 15m は、西側隆起の富士川沖断層 A (佐藤・荒井, 2016) から期待される地殻変動と整合的であるが、②と③の差 20m に関しては不明である。

また、佐藤・荒井 (2016) も、地質断面図 A に示すように、富士川沖断層 B ~ 善福寺沖断層間は完新統 (いわゆる沖積層) の基底を標高 -60 ~ -80m としており、Kaji *et al.* (2008) と同様の結果を得ている。

なお、Kaji *et al.* (2008) は、大陸棚の幅 (海岸からの大陸棚斜面までの距離) の変化も求めている。それに基づくと、幅は 0.5 ~ 1km と変化するものの、田子の浦の鮫島以東の田子の浦港付近 (第 5 図の G と F の間) を境に、以西に比べ大陸棚の幅が小さくなることから、大陸棚の幅の広い地域は隆起域、狭い地域は沈降域に対応していると解釈されている。しかし、大陸棚の幅は富士川扇状地による堆積物の供給量の影響が大きいと考えられるため、直接、隆起・沈降に結びつくかについては、更に検討する必要があると考えられる。

#### 4.6.2 地震イベント

後述のように、下川ほか (1999)、藤原ほか (2007, 2014)、小松原ほか (2007) によって地震イベントの調査・研究が実施されている。

下川ほか (1999) は、詳細なデータは示していないが、浮島ヶ原の 3 地点でボーリング調査 (No.5,6,7: 位置は地質図参照) を実施し、標高 -2.5m 付近に約 1,500 年前の大淵スコリア層、標高約 -7m にカワゴ平軽石層 (3.1 ~ 3.2ka; 嶋田, 2000) を検出し、それぞれ上位に 1 層準ずつ、沼地から内湾へと急激に環境が変化すると推定される腐植土層から青灰色シルト層へ明瞭に変化する層準を認めた。下川ほか (1999) は、この変化は地震イベントによる地盤の急激な沈降によるものとして、最新活動時期は、<sup>14</sup>C 年代測定結果から、暦年 1,560cal yBP と 1,670cal yBP の間と推定している。

藤原ほか (2007) は、浮島ヶ原において過去 1,500 年間の地層に認められる泥炭 (質) 層と泥層との繰り返しを 6 回確認し、その形成プロセスを湿地における急激な水位上昇と、その後の緩やかな水位低下と推定し、富士川河口断層帯における地震活動と関連づけている。藤原ほか (2014) でも、100 ~ 300 年毎に地震が起こり、平均 1 ~ 2m の沈降が生じていると推定している。

小松原ほか (2007) は、浮島ヶ原で東西約 6km の 14 ヶ所ハンドコアラーによる調査を実施している。そして、地下 5m までの層序を観察し、水位上昇イベントを示す粘土層が少なくとも 2 層準あることを確認している。堆積年代は、それぞれ 400 ~ 44cal AD, 760 ~ 1,020cal AD で、富士川河口断層帯の最新イベントと対応する可能性があるとしている。また、鍵層とし

ての大淵スコリアの堆積年代を、400 ~ 440cal AD と求めている。

#### 4.6.3 浮島ヶ原～富士川扇状地における地殻変動推定の問題点

上述のように、浮島ヶ原では、羽田野ほか (1979) 及び山崎 (1979) 以降、富士川河口断層帯の活動や駿河湾内まで破壊が及ぶ海溝型地震の際には、富士川河口断層帯を境に東側の浮島ヶ原から富士川河口断層帯 (入山瀬断層) へ向かって沈降量が大きくなる地殻変動があるという前提で、調査・研究が進められてきた。しかし、後述のように、羽田野ほか (1979) による埋没礫州、山崎 (1979) の溶岩流の分布による地殻変動量の推定は、そのような傾動を示す確実なデータとは言えない。

#### (1) 浮島ヶ原の埋没砂礫州から求められる西への傾動運動について

第 5 図に示すように、松原 (1984) の海成砂礫州上面等高線は、浮島ヶ原東部では現在の海岸線に概ね並行であるが、南北に差があり、北側ほど緩やかに深くなり、標高 -15 ~ -20m に達する。ただし、浮島ヶ原西端部では、等高線は海岸線と斜交し、松原 (2000) の砂州 I と砂州 II の内陸縁の位置も浮島ヶ原西端部では海側へ延びている (第 5 図 C 参照)。

一方、羽田野ほか (1979) は、旧沼津バイパスに沿ったボーリング資料に基づき、埋没砂礫州と推定される礫層の上面深度から、地質断面図を描き、その上面深度の変化に基づき浮島ヶ原の上下変動量を求めている。このうち、特に沈降量が大きいとされる浮島ヶ原西端の吉原付近では、羽田野ほか (1979) の地質断面線は海岸線から離れ北方の内陸側に位置する。このため、羽田野ほか (1979) の吉原付近における沈降速度 (平均上下変位速度) は、松原 (1984) の等高線の南北方向の変化、すなわち北側へ低下する埋没砂礫州上面のデータが強調されている可能性が高い。

また、松原 (2000) の砂州 I と砂州 II の内陸縁の位置のトレンドが示すように、吉原地区付近では砂州は現在の海岸線より海側にあり、吉原の地下には埋没砂礫州が存在しない可能性もある。このことを示すように、池田 (1964)、羽田野ほか (1979)、松原 (1984, 1989)、石原・水野 (2016) によると、吉原西側や鮫島付近において、吉原の東側地域に分布する埋没した砂礫州に連続するような砂礫層は認められない。また、藤原ほか (2007) は、その第 4 図において、浮島工業団地付近の UK-2 に認められた埋没砂礫州 (上面標高約 -11m) とその西北西の吉原付近の F6 (上面標高約 -21m) を対比しているが、両者は明らかに層相が異なり、確実に同一の砂礫州を対比しているのか分からない。更に、石原・水野 (2016) の第 13 図 G-G' 断面でも、上面の標高が -5 ~ 0m で厚さ 30m ほどの厚い礫層はあるが、その下位に西側傾動で期待される吉原地区より深い標高を示す厚い埋没砂礫州に対比されるような砂礫層は認められない。

以上のように、浮島ヶ原において、縄文海進高頂期頃以降の砂礫層が埋没していることは明らかであるが、羽田野ほか(1979)が埋没砂礫層の上面として吉原地区で求めた沈降量は確かなデータとは言えない。また、浮島ヶ原において正確な平均沈降速度が推定されたポイントも限られており、現状では、浮島ヶ原において東西方向において広域的に西方への傾動運動が起こっているとは確実に言えるデータがない。前述のように、浮島ヶ原では、沖積層の詳細なボーリング調査によって地震によって引き起こされたと推定されるイベントを把握する研究が行われているが、それらのイベントが何を示すのかを推定するためにも、後述の富士川扇状地地域も含め、浮島ヶ原の沈降の実態を明らかにする必要がある。

## (2) 富士川扇状地下の溶岩流の分布と地殻変動について

富士川扇状地全体の地殻変動については、4.1.2で述べた入山瀬断層沿いのボーリング資料以外に、確かな具体的な調査・研究成果はない。

例えば、村下(1977)による富士川扇状地下の富士火山溶岩層(村下(1982)のB層)の上面の等高線(第5図C)を見ると、全体に南西方向へ低下しており、一見、入山瀬断層などによる西方への傾動を示しているようにも見えるが、3.6.1や4.1.3で述べたように、この富士火山溶岩層の上面の形状は、地殻変動の影響を受けているものの、最終氷期の富士火山麓斜面の形状を示していると考えられる。また、沖積層は、地殻変動の影響は受けるものの、縄文海進による約120mにも達する海水準の急激な上昇のため、最終氷期に形成された地形を埋めるような分布形態を示す。このため、西側への傾動などの地殻変動がなくても、海面上昇により完新統(あるいは沖積層)が上記の富士火山麓面を覆うと、沖積層基底面は西方へ深く、層厚も西側ほど厚くなってしまふ。したがって、富士川扇状地地域の地殻変動量を正確に求めるためには、村下(1977)の富士火山溶岩層のこのような等高線ではなく、直接、溶岩層上限を覆う堆積物の年代と海水準変動との関係や、扇状地地下の基盤岩類と入山瀬断層西側に分布する地層・岩体との対比から求める必要がある。

一方、Kaji *et al.* (2008)による富士川扇状地～浮島ヶ原の沿岸の大陸棚における音響基盤面(最終氷期に形成された浸食面=沖積層基底面)の標高(第5図C)をみると、村下(1977)の溶岩層の上限標高-140mとされる田子の浦西部の沖合(H～I付近)では、標高-105mであり、海域側の最終氷期に形成された浸食面の方が溶岩層の上限標高より浅い。更に、西方の富士川河口西側の沖合(K～L)では、標高-90mとより浅くなる。佐藤・荒井(2016)も、Kaji *et al.* (2008)よりやや陸側の沿岸域の海上音波探査を実施し、富士川河口付近の完新統(いわゆる沖積層)基底面を、Kaji *et al.* (2008)のK-Lの範囲内では標高約-70m、G-Jでは-110～-130m

とし(地質断面図A参照)、同様な断面を描いている。Kaji *et al.* (2008)及び佐藤・荒井(2016)に基づく、村下(1977, 1982)の溶岩層上限より上位の砂礫層中には、最終氷期の侵食面を覆った縄文海進期の堆積物だけではなく、最終氷期に形成されていた規模の大きな扇状地やそれ以前の古い堆積物が含まれている可能性が高い。

また、産業技術総合研究所(2016)は、入山瀬断層の東側に位置する富士川河口の右岸GS-SKB-1コアと左岸GS-FGB-1コアにおいて、<sup>14</sup>C年代の測定を実施している。それに基づく、縄文海進高頂期(約7,000年前)以降の堆積物の厚さは、GS-SKB-1コアでは40～50mほど、GS-FGB-1コアでは20m前後と推定され、入山瀬断層の東側(下盤側)の沈降及び両コア間での西方への傾動が読み取れる(4.1.2(2)参照;第6図)。しかし、両コアのデータを見る限り、断層に伴う沈降は限定的で富士川扇状地全体が沈降しているようには思えない。

以上のように、現状では、富士川扇状地地域において、浮島ヶ原から入山瀬断層に向かって西方へ傾動していることを示す確かなデータはない。富士川扇状地では、最終氷期の扇状地が形成されているため、相対的に浮島ヶ原より沖積基底面が浅くなっている可能性もあるが、幅広い撓曲帯や入山瀬断層以外の断層が存在し、相対的には富士川扇状地の方が浮島ヶ原より隆起している可能性もあると考えられる。今後、富士川扇状地全体として、どのような地殻変動が起こっているかを明らかにする必要がある。

## 4.7 蒲原丘陵及びその沿岸域に発達する地質構造

以下、入山瀬断層及び入山断層に挟まれた、蒲原丘陵及びその南方陸棚に発達する主な地質構造について記述する。これらの地質構造と同様なものは、露出が限定されているが、羽鮒及び星山丘陵に分布する蒲原層、岩淵火山岩類、鷲ノ田層にも発達していると考えられる。

これら地域の地質構造は、(1)北北東-南南西方向の逆断層(中山断層、血流川断層)及び同方向の褶曲構造(神沢背斜など)と、(2)東西方向の逆断層である平清水断層、及び富士川沿いの野下断層、入山～芝川断層、水沼断層などの変形で代表される東ないし西への凸状の変形を示す屈曲構造に二分される(第2図)。(1)は、細かく見ると、杉山・下川(1982)の報告のように、蒲原層に貫入する岩淵火山岩類の北東-南西方向の岩脈や、蒲原丘陵南部に分布する蒲原層中の東北東-西南西走向、60～80°南傾斜の礫破断など、いくつか応力場の変遷も考えられるが、全体としては南北方向の入山～芝川断層などと同様に、概ね西北西-東南東方向の圧縮応力場で形成された地質構造である。(2)は、恐らく地域的な南北圧縮応力場を反映して形成された地質構造で、富士川沿いの屈曲構造が前者の

断層群を変形させているが、富士川河口断層帯による変形とは異なると考えられることから、鷲ノ田層堆積後の中期更新世後半頃に形成されたと推定される。詳細な古地磁気データは提示されていないが、蒲原、星山、羽鮒丘陵地域では、鷲ノ田礫層（本報告の鷲ノ田層）の下部と上部で偏角に変化が認められ、 $30 \sim 60^\circ$  反時計回りの回転運動があったと推定されており（下川ほか、1993）、(2)の地質構造と地域的な回転運動との関連性は検討すべき課題と考えられる。また、富士川沿いの屈曲の東端には入山瀬断層と大宮断層が発達しており、富士川河口断層帯の中で、唯一正断層と推定されている大宮断層の存在理由との関連も検討が望まれる。

#### 4.7.1 善福寺断層及び善福寺沖断層

善福寺断層は、今野・大塚(1933)及び大塚(1938)によって、静岡県清水区善福寺付近において確認された、蒲原層と岩淵火山岩類を境する西側隆起の南北方向に延びる逆断層である。善福寺断層は蒲原海岸沖へと連続し（静岡県総務部地震対策課、1996；佐藤・荒井、2016）、全体として長さは3.5km以上に及ぶ。後述のように、海域延長部は活断層としての変位が認められ、善福寺沖断層と呼ばれる（佐藤・荒井、2016）。更に南方へは駿河トラフ内の沈み込み境界に連続する可能性が高い（佐藤・荒井、2016）。北方への延長部に関しては、杉山・下川(1982)では善福寺集落の北西数100mで消滅するとされる。また、恒石・塩坂(1981)は、善福寺から分岐断層が北北東へ延びるとしている（地質図では存在不確実な断層として表示）。

##### (1) 善福寺付近（地質断面図C参照）

善福寺付近では、断層西側の蒲原層が $70 \sim 90^\circ$  東傾斜を示す逆断層である（大塚、1938；杉山・下川、1982；柴、1991；静岡県総務部地震対策課、1996など）。蒲原層と岩淵火山岩類を基準とすると、見かけ上の上下変位量は善福寺付近で200～300m以上と推定される。北方へ変位が小さくなり、後述のように、南方の蒲原海岸や海域で大きくなる可能性が高い。横ずれ成分については不明である。また、恒石ほか(1981)は善福寺断層の通過位置の段丘面東側が下がっているとして、変位地形の可能性が高いとしているが、静岡県総務部地震対策課(1996)は善福寺付近に分布する中位段丘堆積物の段丘面（標高80～90m）を変位させていないと判断している。本報告も、静岡県総務部地震対策課(1996)と同様、変位を与えていないと判断している。

##### (2) 蒲原海岸（地質断面図B参照）

恒石ほか(1981)は、蒲原海岸の善福寺断層延長部で実施されていた旧建設省中部地方建設局静岡河川工事事務所による善福寺断層を挟んだKS-1コア（孔高標高約6～7m、孔底標高約-18m）とKS-2コア（孔高標高6～7m、孔底標高-100m）を検討し、沖積層の上部と最上部の柱状図及び電気検層の結果に食い違いがないことから、善福寺断層による沖積層の変位は認めら

れないとしている。なお、KS-2コア下限の標高-100mまで、砂層、礫混じり砂層、シルト層からなり、岩淵火山岩類と考えられる層相は認められていない。また、標高-33mと-36mの腐植混じり粘土～シルトから、それぞれ $9,610 \pm 269$ yBP、 $10,610 \pm 330$ yBPの $^{14}\text{C}$ 未補正年代が得られている。

静岡県総務部地震対策課(1996)は、善福寺断層延長部を横断する蒲原海岸沿い（清水区蒲原～蒲原新田）で浅層反射法地震探査を実施し、反射面の乱れる部分に110～150mほど離れた2条の東側隆起の断層を推定し、両断層とも沖積層の基底に高度差が認められないとした。また、その報告において、沖積層下（概ね標高約-40m以下）の明瞭で水平な反射面が推定される区間を岩淵火山岩類、その下位の不明瞭な反射波構造が検出される区間を蒲原礫層と推定して、蒲原海岸の推定断面図（図3-2-43）を描いている。しかし、明瞭に成層する反射面は岩淵火山岩類とは考えにくく、上記のように、蒲原海岸のKS-2コアでも、コア下限の標高-100m付近まで岩淵火山岩類と考えられる層相は認められていない。また、本地域の5万分の1空中磁気図（大熊ほか、2016b）からも、火山岩は近接して分布するものの、蒲原海岸沿い直下には火山岩類は分布していない解釈が可能である。このため、善福寺断層付近の地質断面図Bは、明瞭で水平な反射面が推定される区間を鷲ノ田層以降の後期更新世の堆積物、下位の不明瞭な反射が検出される区間をその基盤の岩淵火山岩類として解釈して描いている。

伊藤・山口(2016)も、静岡県総務部地震対策課(1996)と同じ位置で、反射法地震探査（FJK1測線）を実施している。そして、同様の反射面の食い違いを認め、善福寺断層付近では反射面の傾向から地層が撓曲状を呈していると、静岡県総務部地震対策課(1996)と同様の解釈を行っている。なお、静岡県総務部地震対策課(1996)と伊藤・山口(2016)の2条の反射面の食い違いは近接しているが、地質図では、反射面の傾斜がより変化している東側を主断層として海陸に連続させている。

##### (3) 蒲原海岸沖（地質断面図A参照）

静岡県総務部地震対策課(1996)は蒲原海岸沖の海上音波探査を実施し、C-D測線では断層として、B測線においては撓曲として、善福寺断層の南方延長部を認めているが、それ以南には連続しないと推定している。

佐藤・荒井(2016)も、静岡県総務部地震対策課(1996)と同様に海上音波探査を実施し、704及び705測線において善福寺断層の南方延長部に断層を認め、善福寺沖断層と命名している。善福寺沖断層は西側隆起の撓曲として認められ、完新統基底面の変位量は50msec(37.5m)に達し、海岸に近づくと撓みが緩やかになる。この善福寺沖断層の変位量は、その東方の富士川河口沖で認められた、富士川沖断層A及びB(4.1.2(1)参照)や後述の蒲原沖断層よりも大きい。また、海底地形に

も、善福寺沖断層による上下変位の影響が認められ、本断層の東側（下盤側）では陸棚外縁が陸側へ1km程後退している。更に善福寺沖断層は約2km南方のプレート境界西縁に発達する急崖の北方延長部に連続する可能性が高いとされる。

本地質図では、佐藤・荒井(2016)に従い、海域部分の蒲原沖断層のみを活断層として表示した。また、地質断面図Aの蒲原海岸沖付近は佐藤・荒井(2016)の704測線に基づき作成した。

#### 4.7.2 神沢背斜（地質断面図A, B 参照）

蒲原丘陵南西部、静岡市清水区蒲原神沢付近の蒲原層に発達する南北方向の背斜（大塚, 1938; 杉山・下川, 1982）で、命名は駿河湾団体研究グループ(1982)による。北にブランチした背斜軸を持ち、東翼では概ね北西-南東走向で10~40°北東傾斜、西翼では概ね北東-南西走向で10~30°北西に傾斜する。陸域において、本背斜が活構造であるかどうかは不明である。

神沢背斜は、南方海域の神沢海脚に発達する背斜構造に連続することが、静岡県総務部地震対策課(1996)、滝野ほか(1997)、佐藤・荒井(2016)による海上音波探査から確認されている。滝野ほか(1997)は、特に神沢隆起帯と呼んでいる。陸棚堆積物はこの音響基盤の隆起帯に沿うように撓曲し、沖積層（あるいは完新統）より下位の地層が露出する（滝野ほか, 1997; 佐藤・荒井, 2016）。滝野ほか(1997)は、撓曲の変位量は下位ほど大きく、変位に累積が認められることから、神沢隆起帯と周辺の撓曲とは密接な関係を示すとした。ただし、神沢隆起帯の西側の撓曲は、入山断層東側（下盤側）の変形を見ている可能性や、神沢隆起帯の東側に西隆起の別の逆断層が随伴している可能性がある（佐藤・荒井, 2016）。

#### 4.7.3 蒲原沖断層（地質断面図A 参照）

滝野ほか(1997)は、神沢背斜と善福寺断層のほぼ中間には、20m以上の落差が認められる、東側隆起の北北西-南南東方向の断層を確認し、蒲原断層と仮称している。佐藤・荒井(2016)でも、704及び705測線において、完新統基底面を25msec(18.75m)程変位させる北東-南西方向に延びる断層が確認されている。長さ1.5km以上の南東傾斜の逆断層で、蒲原沖断層と呼ばれている。また、静岡県総務部地震対策課(1996)では、蒲原沖断層は南北方向の向斜軸として示されている。

本地質図では、佐藤・荒井(2016)の呼称に従い、蒲原沖断層の名称で示している。蒲原丘陵南部の陸域では、この断層の連続は確認できていない。

#### 4.7.4 中山断層（地質断面図D 参照）

中山断層は大塚(1938)によって命名された、富士市南松野の中山から静岡市清水区由比入山の舟場に発達する長さ3.5km以上の断層で、断層を境に鷺ノ田層と岩淵火山岩類が接する。北北東-南南西走向で40~90°東傾斜、南東側隆起を示す逆断層で、断層に

沿って鷺ノ田層には非対称な向斜が発達している（大塚, 1938; 杉山・下川, 1982; 静岡県総務部地震対策課, 1996）。なお、駿河湾団体研究グループ(1982)や柴(1991)では、桑木穴の東方の標高450m付近の沢で、走向傾斜N40°E, 70°Wの断層面を確認し、中山断層を正断層と扱っているが、本地質図では、上記文献に従い逆断層として扱う。

中山断層は活断層研究会編(1991)では、確実度I(～II)、活動度Cの活断層とされるが、本断層は中山付近の古期崖錐堆積物（本報告の中位段丘堆積物及び相当緩斜面堆積物）に変位を与えていないとされる（静岡県総務部地震対策課, 1996）。変位量は、上盤側に鷺ノ田層が分布しないため不明であるが、大丸山西側（標高約450m）や金丸山西側（標高約570m）のやや定高性のある丘陵地に鷺ノ田層が分布していたと仮定すると、それぞれ約100m、約220mの上下変位量が推定される。

#### 4.7.5 平清水断層

平清水断層は、杉山・下川(1982)及び駿河湾団体研究グループ(1982)で、蒲原丘陵の北部、嵐山の北側の松野低地（杉山・下川, 1982）の南縁に発達する東西方向の長さ約2kmの正断層と定義・命名されたものであるが、下記の理由により、本地質図では逆断層で示した。

この松野低地に分布するシルトを挟む砂礫層は、大塚(1938)、沢村(1955)、久保田(1972)によって、蒲原丘陵の他の地域に分布する岩淵安山岩類を覆う鷺ノ田礫層に対比されていた。これに対し、杉山・下川(1982)は、平清水断層の北側に分布する砂礫層は岩淵安山岩類に挟まれる地層であると考え、露頭における平清水断層の断層面（走向傾斜N86°E, 46°S）から、平清水断層を南傾斜の正断層と考えた。同様に、駿河湾団体研究グループ(1982)でも、南落ちの正断層とされた。しかし、3.3.1で述べたように、火山灰層の対比に基づくと、松野低地の地層も他の地域の鷺ノ田層下部と同じ層準であるため、平清水断層は南側隆起の逆断層であると判断される。平清水断層の上下変位量は足ヶ久保～池野間で20～60m、平清水付近では中山断層の影響も考慮に入れる必要があるが、150m以上の上下変位量が推定される。

なお、平清水断層は東端で後述の松野低地東縁の血流川断層と接するが、両者の関係は不明である。松野低地は南縁と東縁に、それぞれ平清水断層と血流川断層が発達しており、松野低地は、大塚(1938)が指摘したように構造性盆地と考えられる。本断層の形成時期は中部更新統鷺ノ田層の堆積以降と考えられるが、活断層の可能性を示すような変動地形的な特徴は認められない。

#### 4.7.6 血流川断層

血流川断層（新称）は、蒲原丘陵北部の松野低地の東縁、血流川の東側に発達する北北東-南南西方向の

長さ 1.5km 以上の東側隆起の逆断層である。雨乞山の西方 (第 4 図: 地点 13) にて, 走向傾斜  $N20^{\circ} E, 36^{\circ} E$  の断層露頭が確認でき, 直近の鷲ノ田層は逆転層 ( $N14^{\circ} E, 80^{\circ} E$ ) となっている。流血川断層の北方延長は完新統堆積物に覆われてははっきりしないが, 明星山のすぐ西側の富士川が大きく流路を東西から南北方向に変える部分へ延びる可能性がある。血流川断層の東約 400m の山頂部に分布する鷲ノ田層に対比した砂礫層を基準とすると, 約 180m 以上の東側隆起の上下変位量が推定される。平清水断層との接合関係は不明である。なお, 血流川断層の約 0.5 ~ 1km 東方の富士市木島の室野地区にも, 同方向の西側隆起の長さ 1km 以上の推定断層が認められ, 血流川断層とこの断層の間, 及びこの断層の東側に鷲ノ田層が分断されて分布する。

#### 4.7.7 泉水地区の断層

富士宮市北松野の泉水の北と南東で, 2 つの断層を露頭調査で確認できた。泉水北のものは, 走向傾斜  $N28^{\circ} W, 75^{\circ} E$ , 幅 20cm の破碎帯を伴う東側隆起の逆断層で, 鷲ノ田層と岩淵火山岩類 (火山角礫層) が接する。また, 泉水南東のものは, 走向傾斜  $N36^{\circ} W, 84^{\circ} W$  の西側隆起の逆断層で, 岩淵火山岩類の安山岩礫まじりの火山砂層 (火砕流の二次堆積物?) と, 鷲ノ田層の薄いシルト層と礫層の互層が接する。何れの断層も活断層である証拠は得られていない。

なお, 泉水地区には, 杉山・下川 (1982) により泉水断層と命名された入山断層も切る北西-南東方向の断層が発達していると推定されていたが, 今回, この存在は確認できなかった。

#### 4.8 天子山地及び庵原山地に発達する地質構造

芝川断層~入山断層以西の天子山地及び庵原山地に分布する富士川層群の地質構造は, (1) 中期中新世後半から後期中新世前半に形成された東北東-西南西方向の褶曲構造, (2) 主に後期中新世後半~鮮新世にかけて形成された南北方向の褶曲構造, (3) 前期~中期更新世以降に形成された南北方向の逆断層群に大別される。(1) 及び (2) は, それぞれ, 松田 (1958) の東西性褶曲及び南北性褶曲にあたる。

東北東-西南西方向の褶曲構造は, 富士川層群下部 (しもべ層~身延層など) の堆積時, 中期中新世末 (12Ma 頃) から後期中新世末の富士川層群下部の堆積時に形成された褶曲構造で, 周辺地域では, しもべ向斜 (松田, 1958) や常葉背斜 (松田・水野, 1955) などで代表される。非対称な褶曲が多く, 閉じた背斜の軸部では同方向の逆断層が認められる。本地質図内では, 天子ヶ岳西方において, しもべ層及び身延層に内船背斜 (富士川団体研究グループ, 1976) や長者ヶ岳向斜 (角田ほか, 1990) が発達する。

南北方向の褶曲構造は, 富士川層群上部 (本地域では浜石岳層, 小河内層, 中河内層など) の堆積時以降,

後期中新世後半から鮮新世にかけて形成された南北~北北西-南南東方向の褶曲構造で, 周辺地域では身延町の曙向斜 (松田, 1958) で代表される。本地質図内では, 天子山地の稲子川背斜 (柴, 1987) 及び入山向斜 (角田ほか, 1990), 南部町万沢の富士川沿いに発達する万沢向斜 (松田, 1961), 庵原山地の槍野向斜及び稲瀬川背斜 (以上, 駿河湾団体研究グループ, 1981), 興津川下流域~小河内川の小河内背斜 (杉山・下川, 1982; 本地質図では小河内背斜を小河内複背斜と呼称) 及び小河内向斜 (新称) などの発達が認められる。

なお, 小河内向斜は小河内複背斜の数 100m ~ 1km ほど東側を, 浜石岳西から承元寺町付近まで認められる長さ 5.5km ほどの南北方向の向斜構造である。複背斜に接する西翼の傾斜が急で, 周辺地域の褶曲構造と同様に北に緩やかにプランジする特徴を持つ。駿河湾団体研究グループ (1981) の薩埵峠向斜の北側部分にあたるが, 薩埵峠のある南側部分と本向斜は異なる向斜と考えられるため, 別称とした。また, 金栗・天野 (1995) では, 本小河内向斜の北端部を立花向斜と命名しているが, 小河内複背斜との関連性や分布域を考え, 本地質図では小河内向斜と呼称する。

南北方向 (北東-南西~北西-南東) の逆断層群の主な活動時期は前期更新世以降と考えられ, 一部は活断層としても活動していると考えられている。本地質図内では, 入山断層及び芝川断層 (4.4 及び 4.5 参照) のほか, 下記の断層が認められる。杉山・松田 (2014) で指摘されているように, 南北方向の断層群は富士川河口断層帯と同様の性質を持ち, 一部は活断層として活動しているため, これまで活断層と認識されていない断層に関しても, その可能性の検討が必要な断層である。

南北方向の褶曲群は南北方向の逆断層群と関連性が高いように見えるが, 曙断層 (大塚, 1955) と曙向斜の関係など, 規模の大きな本褶曲構造は南北方向の逆断層群に切られていることが多い。例えば, 入山断層西側に発達する南北方向の槍野向斜は, 後述の野下断層により切られ, 芝川断層沿いの浜石岳層では, 同向斜の東翼のみが芝川断層と野下断層に挟まれて分布していると推定される。また, 入山向斜や稲子川背斜も野下断層に切られている。ただし, 池ノ山向斜は, 根熊断層に伴うドレイブ向斜と推定される。

なお, 興津川下流域西岸から, その支流である小河内川の西岸に小河内累層と清見寺累層 (本報告の中小河内層) 間の断層として推定された但沼断層 (杉山・下川, 1982) については, 柴 (1991), 金栗・天野 (1995) などに従い, 両層は漸移あるいは一部緩やかな削剥を伴うが基本的には整合関係であると判断し, 本地質図では断層として描かなかった。

以下, 南北方向の逆断層についてのみ, 個別に概要を示す。

#### 4.8.1 <sup>のした</sup>野下断層

命名は沢村(1955)の野下衝上による。富士宮市の半野から、上稲子、下稲子、内房相沼、内房野下に至る長さ18km以上の西側隆起の逆断層である。ただし、北東端部の半野付近の断層位置に関しては、確認できる十分なデータがないため、本地質図では位置推定として示している。また、半野付近は田貫湖岩屑なだれ堆積物や溶岩流に覆われているが、概ね芝川溶岩流と田貫湖岩屑なだれ堆積物、芝川溶岩流と半野溶岩流の境界付近に延長が推定される。本断層は、芝川断層～入山断層北端では、それら断層の1.5km～2.5km西側を並走して発達するが、内房相沼付近の断層南端で走向を東西に変化させると共に2つの断層に分岐する。

野下断層を挟んで東側には浜石岳層～中河内層(上部中新統上部～鮮新統)が、西側にはしもべ層～身延層(中部中新統最上部～上部中新統)が分布し、断層の両側に変位量推定の基準面となる地層がないため正確に見積もることはできないが、浜石岳層の厚さを考えると最低数kmに及ぶ西側隆起の変位が推定される。松田(1961)では、その変位量を上稲子付近で最大層位差4.5～5.5kmと見積もっている。主な活動時期は、浜石岳層の堆積以降(前期鮮新世以降)と推定される。

なお、狩野ほか(2013a)、伊藤ほか(2013)、伊藤ほか(2014)は、大宮断層、芝川断層、野下断層、根熊断層を含む地域を東西に横断する、富士川河口断層帯～糸魚川～静岡構造線横断地下構造探査を実施している。この研究では、卓越反射イベントの連結性と連結度を強調させるため、Multi-Dip Reflection Surface法処理後の反射法断面をスケルトン化し、その上にトモグラフィによる速度構造をオーバーレイした図(ただし、深部に達する孔井データがないため同一速度が概ね同一時間面に対応していると仮定)に基づいて、大局的な構造の解釈が行われている。そして、その成果として、野下断層を、後述の熊根断層と共に西傾斜の正断層と推定している。また、地表では野下断層上盤側に富士川層群最上部の浜石岳層、下盤側に庵原層群(本報告の蒲原層、岩淵火山岩類、鷲ノ田層)が分布することから、正断層から逆断層への転換が起こり、その反転量は正断層による変位量を上まわるものではないとしている。しかし、上述のように、野下断層の上盤側はしもべ層～身延層、下盤側は浜石岳層が分し、その層位関係から変位量は少なくとも数kmに及ぶ。このため、本報告では、野下断層は、正断層が逆断層に反転したものではなく、最初から芝川-入山断層に匹敵する逆断層として発達したと判断している。

#### 4.8.2 <sup>みのぶ</sup>身延断層

身延断層は、身延町飯富から南部町富士坂下に至る長さ約24km以上の南北～北西-南東方向の断層で、断層名は松田(1958, 1961)の身延衝上による。西傾斜40～50°の逆断層で、4km以上の変位量が推定されている(杉山・松田, 2014)。身延断層には、左横ずれ方

向の谷の屈折や西上がりの変位地形が認められることから、活断層とされている(水本ほか, 2013; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)が、そのうち本地域には、活断層としての身延断層の南東端(南部町井手～十島)が含まれる。本地域及び周辺地域の南北方向の逆断層群は、何れも富士川層群を明確に切る断層に沿って発達するが、井手～十島地域に分布するしもべ層及び身延層は北西-南東方向の向斜構造の北東側翼部にあたり、北北西-南南東走向、30～80°西南西傾斜を示し、西北西-東南東方向の活断層の推定位置とは斜交し、富士川層群の既存データからは断層としての存在は確認できない。このため、井手～十島間の身延断層は、現状の地質図では、存在不確実、位置推定の活断層として表示している。

#### 4.8.3 <sup>かぞ</sup>根熊断層

断層名は松田(1961)の根熊衝上による。南部町の楮根町屋から富士小久保、万沢大城、万沢中沢、更に静岡市清水区宍原に至る長さ約12kmの北北西-南南東方向の西側傾斜の断層で、本地域にはその南東端が認められる。宍原で野下断層と接するが、両者の関係は不明である。

西傾斜35～50°の断層で、断層の東側には万沢層(本報告の身延層)、西側には浜石岳層(本報告の中河内層)及び相又層徳間互層部層(万沢層と同時代)が分布し、断層の西側に層序学的に上位の地層が分布することから、見かけ上、正断層である。しかし、断層東側の地層が直立するほど顕著に変形し、断層面に厚い破碎帯を伴うなど、この地域の顕著な逆断層と同様の性状を持っていることから、断層の西側が東側に対してずり上がった逆断層であるとされる(杉山・松田, 2014)。これに対し、4.8.1で述べたように、狩野ほか(2013a)、伊藤ほか(2013)、伊藤ほか(2014)は、根熊断層は地下構造探査より西傾斜の正断層で、上盤側(断層西側)の地層が下盤側の地層より新しいことと整合的であるとしている。

杉山・松田(2014)で示された地質図を見る限り、根熊断層の下盤側(東側)には断層沿いには東側上位の逆転層が認められ、断層に平行に発達する池ノ山向斜は根熊断層によるドレイブ向斜のように見え、正断層による変形のようにみえない。偶然、根熊断層の東側で、逆断層の下盤側変形に見える構造と並行な正断層が発達している可能性はあるものの、この地域の万沢層(本報告の身延層)を基盤として大量の礫岩を含む浜石岳層(本報告の中河内層)が厚く堆積した南北方向の向斜部(トラフ凹地)を切る西側隆起の逆断層が発達した場合であれば、トラフの規模と変位量との関係で、逆断層変位であっても上盤側に下位の地層が分布することは可能である。地下構造探査では、深部に達する杭井データがないため、同一速度が概ね同一時間面に対応していると仮定しており、正断層とする解釈が正しいかの判断は現状では難しいため、本地質

図では杉山・松田(2014)に従い、その変形の特徴から本断層を逆断層として扱っている。

#### 4.8.4 西乗川断層

断層名は、杉山・松田(2014)による。杉山・松田(2014)によると、本地域北西端の西乗川沿いなどに発達する、長さ3.5km以上の北北西-南南東方向の西側隆起の高角断層である。また、西乗川断層によって、東北東-西南西方向の内船背斜は、見かけ上、左ずれ1km余りの変位が認められている(本地質図地域外)。本断層の北方は厚い礫岩層中に、南方は佐野川岩体に至り、それぞれ延長部は不明である。

#### 4.8.5 承元寺断層

承元寺断層は、杉山・下川(1982)によって再定義された、静岡市清水区承元寺町付近から同区小河内坂本に推定された浜石岳層と小河内層の境界をなす、南北方向の断層である。本地質図では、このうち、北部の小河内坂本の北東-南西方向の部分と、承元寺町以南の北北西-南南東方向の部分のみを断層として示した。

承元寺断層は元来、この2条のうち南側の断層に対して黒田ほか(1963)が断層名をつけたものであるが、本報告でもこの長さ3kmほどの断層のみを承元寺断層と呼ぶ。杉山・下川(1982)では承元寺町以南の承元寺断層は西側隆起の逆断層とされるが、黒田ほか(1963)の地質断面図では高角東傾斜の断層で描かれ、断層西側には逆転層を伴う西上位の急傾斜層が認められ、浜石岳層と小河内層とは同時異相の関係にあることから、東側隆起の高角逆断層の可能性もある。以上のように、承元寺断層は、断層の存在は明確であるが、その性状については不明な点が多いため、地質図では存在確実な断層のみの凡例で示した。

## 5. まとめ

以下に、本地質図の編纂によって得られた成果と課題を、まとめとして示す。

(1) 入山瀬断層は、本プロジェクトで実施した陸域沿岸域の反射法地震探査(伊藤・山口, 2016)及びボーリング調査(石原・水野, 2016)と、沿岸海域の海上音波探査(佐藤・荒井, 2016)の成果に基づき、海陸での連続性がより詳細に明らかとなった。また、蒲原地震山付近に、断層が発達している可能性があることが明らかとなった。

(2) 入山瀬断層の平均上下変位速度  $7\text{m}/10^3\text{年}$ (山崎, 1979)は、上盤側の水神溶岩流と下盤側の富士川扇状地下の大淵溶岩流を対比し、村下(1977)による富士川扇状地下の溶岩流の標高分布から見積もられた入山瀬断層を挟んだ両溶岩流の比高に基づいている。しかし、水神溶岩流は富士川沿いから南東へ流れ出た1.7万年前の年代を示す溶岩流、大淵溶岩流は富士山南南山麓から南西へ流れ出た約1万年前の溶岩流である可能

性が高い(山元ほか, 2007; 山元, 2014)。また、村下(1977)の富士川扇状地下の富士火山溶岩層の分布は最終氷期に形成されていた富士火山麓の形状を示しており、全体を同じ時代の溶岩流が覆っているかは不明である。更に、入山瀬断層の東側幅約2kmの松岡から五貫島に至る地域のボーリング資料には溶岩流がほとんど認められないため、村下(1977)の図でも等高線は描かれておらず、水神付近で想定される溶岩流上限の分布深度は正確には推定できるものではない。以上のように、現状では、水神地区における入山瀬断層の活動性評価は曖昧な点が多く、見直しが必要である。

(3) 浮島ヶ原から富士川扇状地にかけての地域は、入山瀬断層へ向かって西方へ傾動する地殻変動が存在すると考えられてきたが、一様に西側への傾動運動が起こっていることを示す確実なデータはない。浮島ヶ原は沈降して砂礫州が埋没していることは明らかであるが、羽田野ほか(1979)による縄文海進高頂期以降の埋没砂礫州の上面深度から求められた上下変動のうち、浮島ヶ原西端吉原地区のものは、埋没砂礫州に認められる南北方向の変化が強調、あるいは埋没砂礫州上面の認定自体が間違っている可能性が高く、そこから求めた羽田野ほか(1979)の沈降量は確かなものとは言えない。また、富士川扇状地の沖積層(あるいは完新統)基底面は、むしろ浮島ヶ原のそれより相対的に浅く(Kaji *et al.*, 2008; 佐藤・荒井, 2016)、沖積層下に最終氷期の扇状地の存在、あるいは富士川扇状地に幅広い撓曲帯や入山瀬断層以外の断層が伏在している可能性が考えられる。

(4) 最新の富士火山の層序・年代(山元, 2014; 高田ほか, 2016など)に基づくと、溶岩流や古富士泥流堆積物を基準として求められた大宮断層や安居山断層の平均上下変位速度の推定については、一部、見直しが必要なものがあるものの、結果として従来の見積もりを大きく変更する必要はない。

(5) 富士川沿いで東に凸に屈曲しながら接合する芝川断層及び入山瀬断層は断層としては連続するものの、活断層として連続する可能性は低い。代わりに、その屈曲部分には、両断層を繋げるように、長さ2km以上、東側隆起の月代断層(大塚, 1938)が活断層として発達する。

(6) 蒲原丘陵、星山丘陵、羽鮒丘陵に分布する下部~中部更新統は、火山灰及び古地磁気層序に基づき、蒲原層、岩淵火山岩類、鷺ノ田層に区分される。それらに発達する地質構造は、東西圧縮を反映した北北東-南南西方向の逆断層及び褶曲構造と、南北圧縮を反映した東西方向の逆断層及び蒲原丘陵と星山丘陵~羽鮒丘陵の間に認められる東に凸の屈曲構造で特徴づけられ、富士川河口断層帯による変形とは異なる。このため、特に、深部構造の解釈にあたっては、富士川河口断層帯による変形と、それ以前の古い地殻変動による変形とを区別する必要がある。



謝辞：蒲原層，岩淵火山岩類，鷺ノ田層の層序は，山崎ほか(1992)で報告された山崎晴雄博士，下川浩一博士との研究成果の元となった未公表データを基礎としている。杉山雄一博士には，丁寧な査読をして頂き，本稿は大きく改善された。また，山元孝広博士には富士火山について，貴重な情報，助言を頂いた。以上の方々に感謝いたします。

## 文 献

- 阿部勇治・柴 正博・宮沢市郎(2001)庵原層群から産出したカズサジカの枝角化石。海・人・自然：東海大学博物館研究報告，no.3，63-75。
- 秋元和實・尾田太良・田中裕一郎(1990)万沢累層の地質年代と古水深。地震研究所彙報，**65**，521-529。
- Amano, K. (1991) Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in Central Japan. *Modern Geology*, **15**, 315-329.
- 天野一男・伊藤健二(1990)南部フォッサマグナの形成—堆積物からみた島弧の衝突付加テクトニクス—。地質学論集：堆積盆地と褶曲構造—形成機構とその実験的研究—，no.34，45-56。
- 天野一男・松原典孝・田切美智雄(2007)富士山の基盤：丹沢山地の地質—衝突付加した古海洋性島弧—。富士火山，山梨県環境科学研究所，59-68。
- 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(自然科学)：伊豆・小笠原弧の研究—伊豆・小笠原弧のテクトニクスと火成活動—，no.9，111-151。
- 青木かおり・入野智久・大場忠道(2008)鹿島沖海底コアMD01-2421の後期更新世テフラ層序。第四紀研究，**47**，391-407。
- 荒井晃作・佐藤智之(2014)駿河湾静岡市及び富士市沖合の地形調査。地質調査総合センター速報：平成25年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，no.65，29-33。
- 千地万造・紺田 功(1978)富岡層群および西八代層群。静岡層群の浮遊性有孔虫による生層序—カブラン階についての考察—。日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集)，73-92。
- 富士川団体研究グループ(1976)富士川上流域における新第三系の地質構造について。地質学論集：東西日本境界領域の地質，no.13，329-348。
- 富士市(1986)富士市の自然：富士市域自然調査報告書。富士市，1013p。
- 藤原 治・小松原純子・沢井祐紀(2006)静岡県浮島ヶ原の湿地堆積物に見られる層相変化と南海トラフ周辺の地震との関係(速報)。活断層・古地震研究報告，no.6，89-106。
- 藤原 治・沢井祐紀・守田益宗・小松原純子・阿部恒平(2007)静岡県中部浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降。活断層・古地震研究報告，no.7，91-118。
- 藤原 治・入月俊明・三瓶良和・春木あゆみ・友塚彰・阿部恒平(2008)駿河湾北岸浮島ヶ原の完新世における環境変化。活断層・古地震研究報告，no.8，163-185。
- 藤原 治・藤野滋弘・小松原純子・守田益宗・行谷佑一(2014)浮島ヶ原(富士市)での掘削調査による富士川河口断層帯の活動履歴の再検討(C21-10)。日本地震学会講演予稿集秋季大会2014，81-81。
- 福原達雄・和田秀樹(1997)静岡大学<sup>14</sup>C年代データ集1。静岡大学地球科学研究報告，no.24，15-26。
- Gradstein, F. M., Ogg, J.G., Schmitz M.D. and Ogg, G. M., ed. (2012) *The Geologic Time Scale 2012 (volume 1 & 2)*, Elsevier, Boston, USA, 435 & 710p.
- 羽田野誠一(1977)大宮・入山瀬断層と蒲原地震山の図と判読。地図，**15**，40-41。
- 羽田野誠一・津沢正晴・松島義章(1979)駿河湾北岸の完新世垂直変動と測地的上下変動。地震予知連絡会会報，**21**，101-106。
- 羽鳥徳太郎(1976)安政地震(1854年12月23日)における東海地方の津波・地殻変動の記録—明治25年静岡県下26ヵ町村役場の地震報告から—。地震研究所彙報，**51**，13-28。
- 本田信幸(1982)本邦太平洋側の上部新生界，石灰質ナンノ化石層序。日本地質学会第89年学術大会講演要旨，178-178。
- 茨木雅子(1981)浮遊性有孔虫による南部フォッサマグナ新第三系の地質年代。地質学雑誌，**87**，47-49。
- Ibaraki, M. (1989) Geologic ages of the Neogene Sequences of South Fossa Magna Based on Planktonic Foraminifera. *Reports of the Faculty of Science, Shizuoka University*, **23**, 85-99.
- 茨木雅子(1995)7. 天子山地の地質年代および水の涵養。芝川町芝川流域の水環境調査委員会編，芝川町芝川流域の水環境：芝川町地域開発環境配慮指針策定事業報告，67-71。
- 池田俊雄(1964)東海道における沖積層の研究。東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，no.60，1-85。
- 井上春雄(1933)富士川下流々域の地形。大塚地理学会論文集Ⅱ上，256-284。
- 井上春雄(1934)富士川下流々域の地質外観。地学雑誌，**46**，18-34。
- 石橋克彦(1984)駿河湾地域の地震時地殻上下変動。第四紀研究，**23**，105-110。
- 石垣武久(1988)富士川層群万沢累層の有孔虫化石群集。日本地質学会第95年学術大会講演要旨，155-155。
- 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,産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 石塚 治・及川輝樹(2008)伊豆半島及び周辺地域の火成活動史(ポスターセッション).日本火山学会講演予稿集2008,114-114.
- 伊藤健二(1990MS)富士川層群の層序学的研究.茨城大学修士論文.
- 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.
- 伊藤谷生・狩野謙一・池田安隆・津村紀子・藤原 明・武田哲也・阿部信太郎・岩崎貴哉・佐藤比呂志・加藤 潔・佐藤 剛・小森次郎・渡辺俊樹・阿部 進・山北 聡・小田原 啓・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1:深部構造—(R15-O-10).日本地質学会第120年学術大会講演要旨,125-125.
- 伊藤谷生(研究代表者)・狩野謙一・小森次郎・阿部信太郎・池田安隆・山北 聡・岩崎貴哉・佐藤比呂志・武田哲也・渡辺俊樹(2014)自然・制御震源統合探査による伊豆弧北西縁衝突—沈み込み漸移帯南端の地殻構造解明.科学研究費助成事業,基盤研究(A),23244098,研究成果報告書(平成26年6月25日現在).[https://kaken.nii.ac.jp/pdf/2013/seika/CFZ19\\_3/32511/23244098seika.pdf](https://kaken.nii.ac.jp/pdf/2013/seika/CFZ19_3/32511/23244098seika.pdf)
- 岩部良子・根本江位子・天野一男・尾田太良・岡田尚武(1989)富士川層群小河内層・浜石岳層の微化石年代.日本地質学会第96年学術大会講演要旨,196-196.
- 岩塚守公・町田 洋(1962)富士山大沢の発達—火山の谷の発達と侵蝕機構についての基礎的研究—.地学雑誌,71,143-158.
- 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の一部改訂について(平成22年10月20日公表).[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10oct\\_fujikawa](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10oct_fujikawa)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015)身延断層の長期評価(平成27年4月24日公表).[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr\\_chi\\_kanto/ka\\_16.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_16.pdf)
- Kaji, T., Nemoto, K., Yamazaki, H., Shono, S. and 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.
- 海上保安庁水路部(1978)5万分の1海底地形図「駿河湾北部」.沿岸の海の基本図,第6362号5.
- 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・池田安隆・伊藤谷生・野崎謙納・山北 聡・武田哲也・阿部信太郎・岩崎貴哉・加藤 潔・佐藤 剛・佐藤比呂志・渡辺俊樹・藤原 明・阿部 進・小田原 啓・松浦芳樹(2013a)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1)—富士川河口断層帯浅部構造—(SCG68-P05)(ポスターセッション).日本地球惑星科学連合大会予稿集(DVD),2013,SCG68-P05.
- 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(2013b)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—(R15-O-11)(演旨).日本地質学会第120年学術大会講演要旨,126-126.
- 加藤智雄(1955)天子山塊の地質.地学しずはた, no.7, 10-11.
- 加藤芳郎・近藤鳴雄・松井 建・岩佐 案(1960)原町浮島ヶ原の地質と土壌.大塚弥之助助教授記念論文集,133-161.
- 加藤 完・池田喜代治・東野徳夫・垣見俊弘・井野盛夫(1981)東海地方東部地域の地震予知に関する地下水観測システム—観測井および観測機器について—.地調月報,32,45-55.
- 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,437p.
- Kimura, T. (1966) Tectonic Movements in the Southern Fossa Magna, Central Japan, analyzed by the minor structures in its southwestern area. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 37, 63-85. (日本地質学地理学輯報)
- 木村卓哉・金 容義(2005)山梨県南部町佐野川地域の深成岩類(演旨).日本鉱物学会,日本岩石鉱物鉱床学会学術講演会講演要旨集2005,204-204.
- 久保田孝一(1972)鷺ノ田礫層の堆積過程に関する考察.日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要(応用地学), no.7, 13-19.
- 久保田孝一(1978)鷺ノ田礫層からの海棲無脊椎動物化石の産出.地球科学,32,257-258.
- 久保田孝一(1980)鷺ノ田礫層の堆積構造と古気候について.日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要(応用地学), no.15, 11-18.
- 工藤周一(1959)天子山脈北部毛無山付近の地質.地学しずはた, no.19, 17-21.
- 黒田和男・白井慶治・吉川恵也(1963)国鉄新幹線由比ざい道の地質とその応用地質学的解釈.応用地質,4,150-155.
- 黒田啓介(1990)静岡県庵原郡富士川町から産出する植

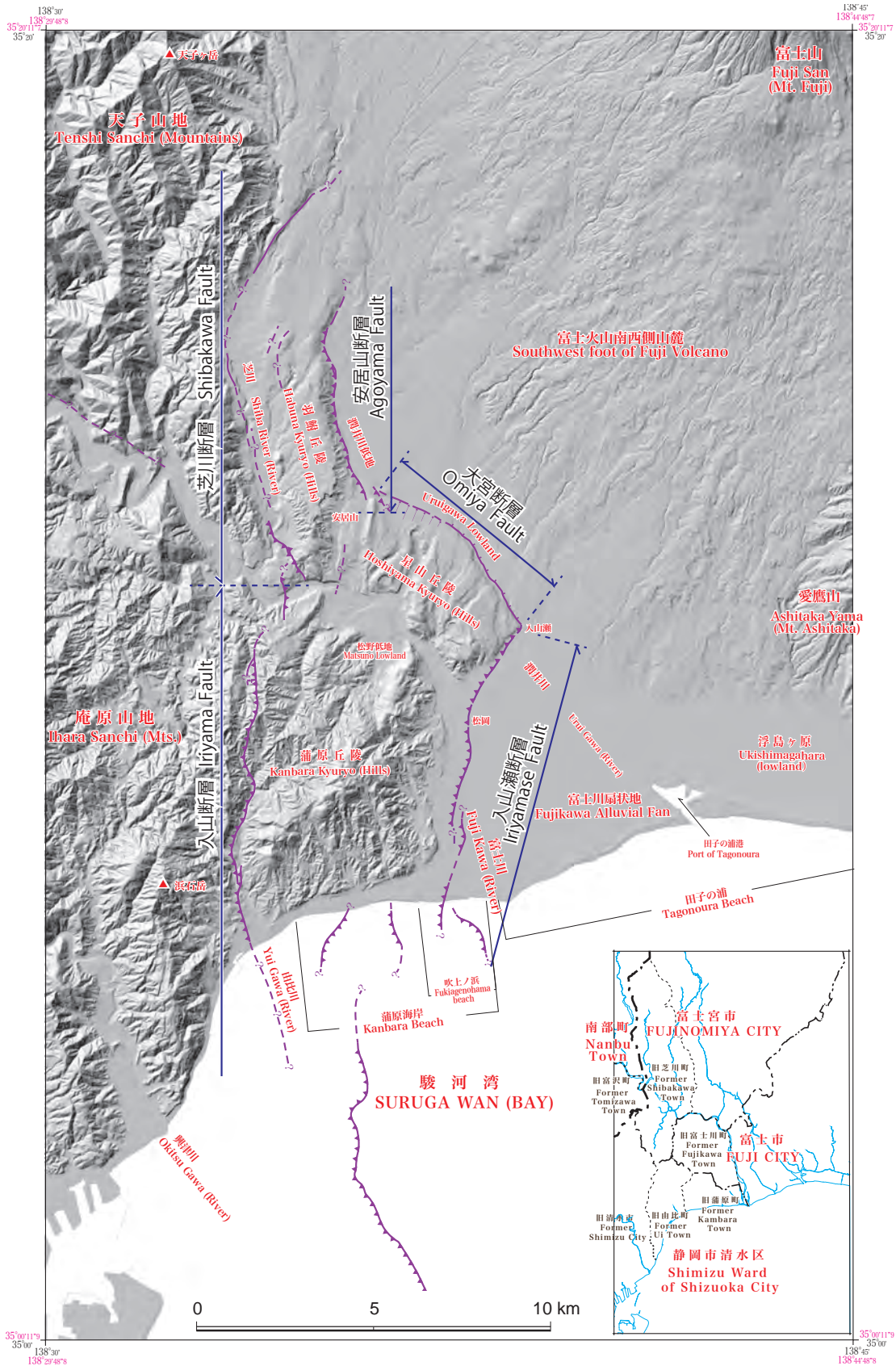
- 物遺体. 名古屋地学, no.52, 5-8.
- 国土地理院(1983)南関東・東海地域広域変動地形調査, 1:400,000. 国土地理院技術資料D・1-No.243, 1 sheet.
- 小松原純子・宍倉正展・岡村行信(2007)静岡県浮島ヶ原低地の水位上昇履歴と富士川河口断層帯の活動. 活断層・古地震研究報告, no.71, 19-128.
- 今野圓藏・大塚彌之助(1933)静岡県由比川富士川間の地質(演旨). 地質学雑誌, **40**, 408-411.
- Lin, A., Iida, K. and Tanaka, H. (2013) On-land active thrust faults of the Nankai-Suruga subduction zone: The Fujikawa-kako Fault Zone, central Japan. *Tectonophysics*, **601**, 1-19.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Plio-Pleistocene Stack of 57 Globally Distributed Benthic Corals. *Paleoceanography*, **20**, PA1003.
- 町田 洋(1964) Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史—第四紀末期について(その1)及び(その2)—. 地学雑誌, **73**, 293-308, 337-350.
- 町田 洋(1977) 火山灰は語る. 蒼樹書房, 東京, 324p.
- 町田 洋・新井房夫(2003) 新版 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 町田 洋・松島義章・今永 勇(1975) 富士山東麓駿河小山付近の第四系—とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について—. 第四紀研究, **14**, 77-89.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫(1980) 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年—テフラによる一つの試み—. 第四紀研究, **19**, 233-261.
- 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, no.7, 129-155, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 松原彰子(1984) 駿河湾奥部沖積平野の地形発達史. 地理学評論, Ser. A, **57**, 37-56.
- 松原彰子(1989) 完新世における砂州地形の発達過程—駿河湾沿岸低地を例として—. 地理学評論, Ser. A, **62**, 160-183.
- 松原彰子(2000) 日本における完新世の砂州地形発達. 地理学評論 Ser. A, **73**, 409-434.
- 松田時彦(1958) 富士川地域北部第三系の褶曲形成史. 地質学雑誌, **64**, 325-345.
- 松田時彦(1961) 富士川谷新第三系の地質. 地質学雑誌, **67**, 79-96.
- 松田時彦(2007) 富士山の基盤の地質と地史. 富士火山, 山梨県環境科学研究所, 45-57.
- 松田時彦・水野篤行(1955) 富士川上流地域の西八代層群の層序. 地質学雑誌, **61**, 258-273.
- 松島義章(1984) 完新世段丘からみた相模湾・駿河湾沿岸地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, **23**, 165-174.
- 宮地直道(1988) 新富士火山の活動史. 地質学雑誌, **94**, 433-452.
- 宮地直道・遠藤邦彦・富樫茂子・田島靖久・小森次郎・橘川貴史・千葉達朗・鶴川元雄(2001) 富士山広見観測井のボーリングコアの層序と岩石化学的特徴. 防災科学技術研究所研究報告, no.61, 31-4.
- 水本匡起・田力正好・松浦律子・松田時彦・後藤秀昭・中田 高・堤 浩之(2013) 富士川沿いの活断層「身延断層」の断層変位地形. 日本地震学会 2013年度秋季大会, P2-27.
- 水野清秀・納谷友規(2011) 広域テフラ対比と海成層層準の認定に基づく関東平野中央部のボーリングコアの対比. 平成22年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no.56, 121-132.
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・奥村晃史・百原 新・福田美和(1992) 静岡県蒲原丘陵付近に分布する古期第四系の年代と堆積場の変化(演旨). 日本第四紀学会講演要旨集 22, 84-85.
- 水野清秀・下川浩一・山崎晴雄・杉山雄一(1993) 伊豆北縁部プレート境界付近に分布する古期第四系の層序と対比(演旨). 日本第四紀学会講演要旨集 **23**, 76-77.
- 村下敏夫(1977) 静岡県富士市における地下水の塩水化. 工業用水, no.225, 30-42.
- 村下敏夫(1982) 本邦における地下水の塩水化. 地質調査所月報, **33**, 479-530.
- 中村俊夫・岡 重文・坂本 亨(1992) 東京軽石流堆積物中の炭化木片の加速器質量分析計による放射性炭素年代. 地質学雑誌, **98**, 905-908.
- 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, DVD-ROM2枚・付図1葉・60p.
- 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D・1-No.375.
- 中田 高・渡辺満久・鈴木康弘・徳山 一・隈元 崇・後藤秀昭・加藤幸弘・西沢あずさ・泉 紀明・伊藤弘志・渡辺奈保子・植木俊明(2009) 詳細海底地形図に基づく相模湾・駿河湾の海底活断層の陸域への連続性の検討(J232-P002)(ポスターセッション). 日本地球惑星科学連合大会予稿集(CD-ROM), 2009, J232-P002.
- 野島宏二(1960) 静岡県庵原郡蒲原町北方の地質. 地学しずはた, no.21, 11-14.
- 尾田太良・秋元和実・浅井寿光(1987) 南部フォッサマグナ飯富地域の西八代・静川両層群の浮遊性有孔虫による地質年代. 化石, **43**, 8-14.
- 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— (R15-P-7). 日本地質学会第120年学術大会講演要旨, 286-286.
- 小川賢之助 (1986) 富士市域の地質及び地形. 富士市都市整備部みどりの課編, 富士市の自然—富士市域自然調査報告書一, 富士市, 3-592.
- 岡村行信・湯浅真人・倉本真一・石原丈実・上嶋正人・駒沢正夫 (1999) 駿河湾海底地質図および説明書. 20万分の1海洋地質図, no.52, 44p, 4 sheets, 地質調査所.
- 大熊茂雄・駒澤正夫・石原丈実・上嶋正人・尾崎正紀・水野清秀・佐藤智之 (2016a) 5万分の1富士川河口断層帯及び周辺地域地質—重力図. 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.
- 大熊茂雄・中塚 正・山谷祐介・尾崎正紀・水野清秀・佐藤智之 (2016b) 5万分の1富士川河口断層帯南部地質—空中磁気図. 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.
- 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.
- 大塚謙一 (1980) 駿河湾における研究船淡青丸のKT-77-7およびKT-78-19次航海で採取されたピストンコア試料について. 静岡大学地球科学研究報告, **5**, 23-30.
- 大塚彌之助 (1938) 静岡県蒲原郡東部の地質構造. 地震研究所彙報, **16**, 415-451.
- 大塚彌之助 (1944) 静岡県庵原郡雨河内村附近の地質構造. 地震研究所彙報, **21**, 394-413.
- 大塚彌之助 (1955) 静川層群について (附第三紀地殻運動の一考察). 地震研究所彙報, **33**, 449-469.
- 大塚彌之助・猪俣眞三郎 (1938) 静岡縣蒲原町城山角閃石安山岩体内の斑晶の配列方位とその解釋. 地質学雑誌, **45**, 808-811.
- 斎藤常正・諏訪光正・二階堂 崇 (1989) 富士川谷万沢累層および静川層群の浮遊性有孔虫化石層序. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, 210-210.
- 産業技術総合研究所 (2007) 富士川河口断層帯の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, No.H18-433p.
- 産業技術総合研究所 (2015) 平成26年度「海域地質環境調査確証技術開発」成果報告書. 352p. [http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\\_and\\_gas/nuclear/rw/library/2014/26fy\\_kaiiki.pdf](http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2014/26fy_kaiiki.pdf)
- 産業技術総合研究所 (2016) 平成27年度「海域地質環境調査確証技術開発」成果報告書. 374p. [http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity\\_and\\_gas/nuclear/rw/library/2015/27fy\\_kaiiki-1.pdf](http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2015/27fy_kaiiki-1.pdf) 及び同\_kaiiki-2.pdf
- Salvador, A., ed. (1994) International Stratigraphic Guide: A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure, Second Edition. Trondheim (Norway), International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, p.214.
- 坂本 亨・中村俊夫 (1993) 富士火山, 大淵溶岩に関連した加速器質量分析計  $^{14}\text{C}$  年代. 富山県地学地理学研究論集, **10**, 55-58.
- 佐藤任引 (1962) 駿河湾口のコア資料について. 地学雑誌, **68**, 609-617.
- 佐藤智之・荒井晃作 (2016) 20万分の1駿河湾北部沿岸域海底地質図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集, 「駿河湾北部沿岸域」, 数値地質図 S-5, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 沢村孝之助 (1955) 7万5千分の1地質図幅「沼津」及び説明書. 地質図幅, 1:75,000, 1 sheet, 地質調査所.
- 柴 正博 (1987) 富士川谷の層序と構造. 構造地質: 構造地質研究会誌, no.32, 19-35.
- 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, no.40, 98p.
- 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.
- 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 (1990) 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・佐瀬和義・角田史雄・志知龍一・田中鉄司 (1991) 富士山の基盤. 地団研専報: フォッサマグナの隆起過程, no.38, 1-10.
- 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, **5**, 21-32, 平岡環境科学研究所.
- 柴正博・石田太郎・宮沢市郎・阿部勇治 (2003) 庵原層群沼久保礫シルト層から発見されたシカ化石. 日本地質学会第110年学術大会講演要旨, 147-147.
- Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I. and Smeed, D. A. (2003) Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, **423**, 853-858.
- 嶋田 繁 (2000) 伊豆半島, 天城カワゴ平火山の噴火と縄文時代後～晩期の古環境. 第四紀研究, **39**, 151-164.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・奥村晃史 (1993) 蒲原丘陵及び大磯丘陵の前・中期更新統の古地磁気記録. 日本第四紀学会講演要旨集 **23**, 78-79.

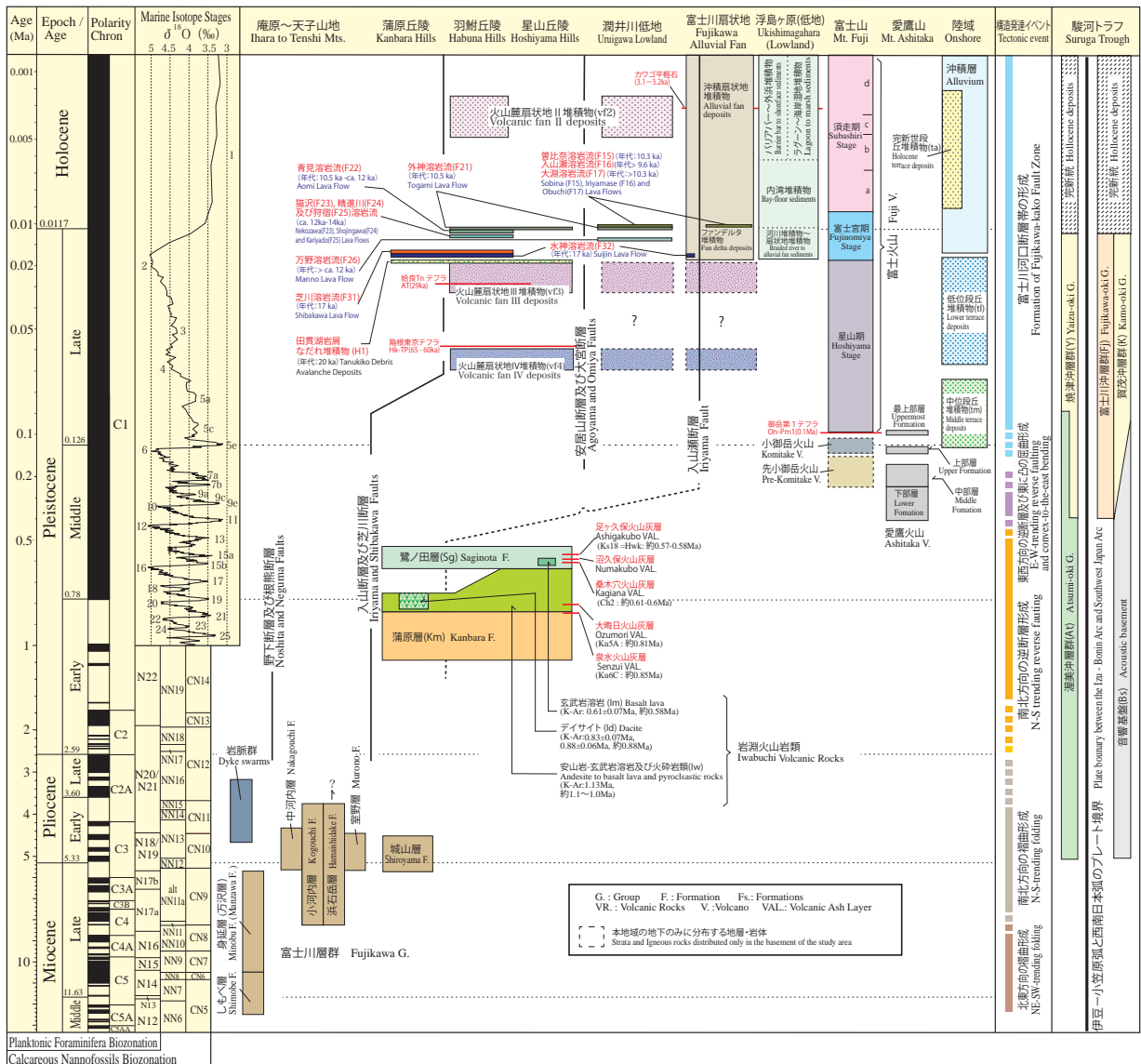
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介 (1996a) 平成7年度活断層調査研究報告 No.26 富士川断層系の物理探査等による活動性調査. 地質調査所研究資料集, no.250, 105p.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介 (1996b) 平成7年度活断層調査研究報告 No.27 富士川断層系のトレンチ掘削等による活動履歴調査. 地質調査所研究資料集, no.251, 49p.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介 (1996c) 富士川断層系の活動履歴及び活動性調査. 平成7年度活断層研究調査概要報告書, 工業技術院地質調査所, 地質調査所研究資料集, no.259, 73-80.
- 下川浩一・荻谷愛彦・山崎晴雄 (1998) 富士川河口断層帯・安居山断層の補備調査. 地質調査所速報・活断層・古地震研究調査概要報告書 (平成9年度), EQ/98/1, 27-35.
- 下川浩一・山崎晴雄・田中竹延 (1999) 富士川河口断層帯の活動履歴調査 (C36)(演旨). 日本地震学会講演予稿集秋季大会, 1999, 108-108.
- 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. (<http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Shizuokafm.htm>)
- Soh, W., Tanaka, T. and Taira, A. (1995) Geomorphology and sedimentary processes of a modern slope-type fan delta (Fujikawa fan delta), Suruga Trough, Japan. *Sedimentary Geology*, **98**, 79-95.
- 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), 134p., 1 sheet, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 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**, 293-320.
- 杉山雄一・水野清秀・狩野謙一・村松 武・松田時彦・石塚 治・及川輝樹・高田 亮・荒井晃作・岡村行信・実松健造・高橋正明・尾山洋一・駒沢正夫 (2010) 20万分の1地質図幅「静岡及び御前崎」(第2版). 1 sheet, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 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: 島弧変動, no.24, 157-167.
- 田島靖久・宮地直道・井上公夫 (2006) 新富士火山の噴火活動に伴う上井出扇状地の発達史. 第四紀研究, **45**, 287-301.
- 高田 亮・山元孝広・石塚吉浩・中野 俊 (2014) 富士火山地質図 第2版 (Ver.1). 地質調査総合センター研究資料集, no.592, 7p., 1 sheet, 1 CD-ROM, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 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, no.12, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 高橋 彌 (1990) 富士川雁堤と徳川幕府初期の治世への影響. 土木史研究, **10**, 25-32.
- 滝野義幸・石井 良・依田美行・根元謙次 (1997) 由比沖～蒲原沖大陸棚上の基礎隆起帯とその構造地質学的意義. 東海大学紀要海洋学部, no.43, 143-156.
- Tamura, I., Yamazaki, H. and Mizuno, K. (2008) Characteristics for recognition of Pliocene and early Pleistocene marker tephra in central Japan. *Quaternary International*, **178**, 85-99.
- 田中秀人・林 愛明・丸山 正 (2003) 富士川河口断層帯芝川断層の完新世における活動性 (J027-P010) (ポスターセッション)(演旨). 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM), 2003, J027-P010.
- 東京大学地震研究所編 (1977) 安政元年11月4日東海沖地震に関する静岡県調査報告. 明治26年調査. 20p., 図11葉.
- 富永省平 (1960) 静岡県庵原郡岩淵群火山の地質. 地学しずはた, no.22, 2-7.
- 土 隆一 (1961) 東海地方の第四紀地史. 榎山次郎教授記念論文集, 31-44.
- 土 隆一・茨木雅子 (1981) 南部フォッサマグナ地域新第三系の浮遊性有孔虫による対比と編年. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, 119-119.
- 恒石幸正 (1995) 「富士川活断層」を用いた「東海大地震の予知」. 静岡地学, no.72, 1-8.
- 恒石幸正・塩坂邦雄 (1978) 安政東海地震 (1954) を起こした断層. 地震予知連絡会会報, **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, **22**, 52-66.
- 恒石幸正・塩坂邦雄・高木照正 (1981) 富士川断層に関する追加データ (2) - 善福寺断層と蒲原海岸の地下地質構造 -. 地震予知連絡会会報, **25**, 230-236.
- 角田史雄・柴 正博・鈴木好一 (1990) 南部フォッサマグナ地域の浅層地殻の変形過程 - 特に, 新生代末における富士川谷の非対称背斜の形成過程 -. 地質学論集: 堆積盆地と褶曲構造 - 形成機構とその実験的研究 -, no.34, 171-186.
- 津屋弘達 (1940) 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 (1968) 1:50,000 富士火山地質図及び富士火山の地質 (英文概説). 特殊地質図, no.12, p.38, 2 sheet, 地質調査所.
- 津屋弘達 (1971) 富士山の地形・地質. 富士山: 富士山総合学術調査報告. 富士急行, 127p.
- 海野 進・大木光一 (1989) 南部フォッサマグナ岩渕火山群の岩石学. 日本地質学会第96年学術大会講

- 演要旨, 533-533.
- Yajima, T. (1970) The Sanogawa Gabbro-Diorite Complex. *Science Reports of the Saitama University, Series B (Biology and Earth Sciences)*, **5**, 199-230.
- 矢島敏彦・加藤尚裕 (1980) 南部フォッサマグナ地域, 天子山地南西部の南北性岩脈群について. 埼玉大学紀要数学・自然科学, **29**, 35-49.
- 山本玄珠 (2003) 富士川河床に見られる富士山溶岩について. 静岡地学, no.88, 29-35.
- 山本玄珠 (2004) 富士川町の新富士火山の芝川溶岩について: おぐるまの里・めぐまの里の溶岩. 静岡地学, no.89, 1-4.
- 山本玄珠 (2013) I 富士宮地域の富士火山について (溶岩を中心に). 富士宮市環境経済部環境森林課編, 富士宮市の自然—第四次富士宮市域自然調査研究報告書一, 富士宮市, 2-45.
- 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 (2002) 富士山の溶岩図鑑 Ver.1.1(CD). 富士山自然誌研究会.
- 山本玄珠・篠ヶ瀬卓二・輿水達司・北垣俊明 (2002) 富士山南西麓の古富士火山の溶岩について. 地球科学, **56**, 191-196.
- 山本玄珠・北垣俊明・輿水達司・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, no.110, 17-30.
- 山元孝広 (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, no.606, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊 (2005) 放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年. 火山, **50**, 53-70.
- 山元孝広・石塚吉浩・高田 亮 (2007) 富士火山南西山麓の地表及び地下地質: 噴出物の新層序と化学組成変化. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編, 富士火山, 山梨県環境科学研究所, 97-118.
- 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**, 571-576.
- 山崎晴雄 (1989) 富士山南西麓地域に分布する別所礫層に関する新知見. 日本第四紀学会講演要旨集 **19**, 80-81.
- 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・坂本 亨・秦 光男・倉沢 一・垣見俊弘・羽田野誠一・町田 洋・大八木規夫 (1981) 駿河湾北岸における活断層の地質学的研究. 東海地域の地震予知に関する総合研究報告書, 科学技術庁研究調整局, 177-207.
- 山崎晴雄・衣笠善博・奥村晃史・下川浩一・水野清秀・佃 栄吉 (1992) 高レベル放射性廃棄物処分施設安全性評価のための地質環境の長期安定性に関する研究. 原子力平和利用に関する研究成果報告書 (平成3年度版), 第十集, 25-1 ~ 25-6, 通商産業省工業技術院研究調整官.
- Yamazaki, H., Shimokawa, K., Mizuno, K. and 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: Special Issue in Honor of Professor Takao Kikuchi*, no.37, 1-14.
- 山崎晴雄・下川浩一・水野清秀・林 愛明 (2003) 富士川河口断層帯とその周辺. 日本地質学会第110年学術大会見学旅行案内書, 107-122.
- 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), no.6, 1-17.
- 横山謙二・宮澤市郎・柴 正博・佐々木彰央 (2013a) 静岡県富士市南松野に分布する中部更新統庵原層群岩淵層から産したコノシロ亜科の魚類化石. 地球科学, **67**, 37-41.
- 横山謙二・柴 正博・小泉勇貴・宮澤市郎 (2013b) 静岡県富士市南松野に分布する中部更新統庵原層群岩淵層から産したニシン科とカタクチイワシ科の魚類化石. 東海自然誌 (静岡県自然史研究報告), no.6, 19-25.
- 米倉伸之・池田安隆・鹿島 薫・松原彰子 (1985) 駿河湾周辺の海岸低地における沖積層掘削調査. 阪口 豊編: 最終氷期以降の自然環境の変動 (昭和58・59年度東京大学特定研究経費成果報告書: 文部省科学研究費), 35-80.
- Yoshimoto, M., Fujii, T., Kaneko, T., Yasuda, A., Nakada, S. and Matsumoto, A. (2010) Evolution of Mount Fuji, Japan: Inference from drilling into the subaerial oldest volcano, pre-Komitake. *Island Arc*, **19**, 470-488.
- 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.

(受付: 2016年4月28日; 受理: 2016年6月29日)

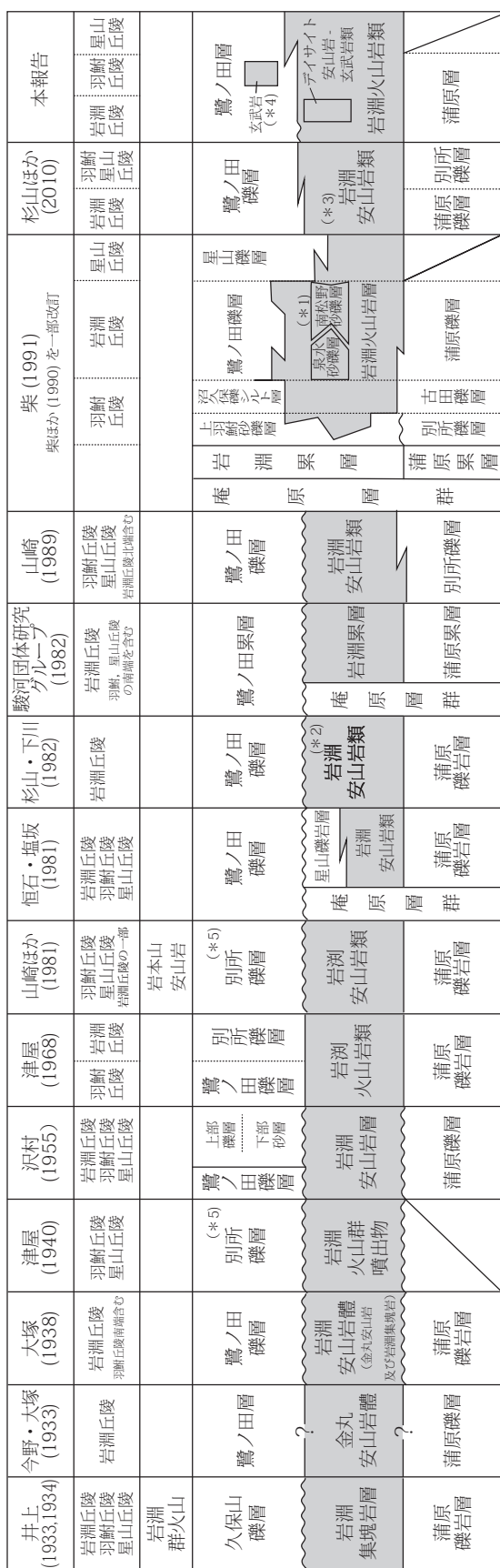


第1図 富士川河口断層帯及び周辺地域の地形。  
 地形陰影図は国土地理院の5m DEM（標高）を使用し作成。活断層の凡例は地質図を参照。  
 Fig.1 Topographic features of the Fujikawa-kako Fault Zone and its surrounding area.  
 Shaded relief map was created using the 5 m DEM by the Geospatial Information Authority of Japan.  
 For legend of active faults, refer to the geological map.



第2図 富士川河口断層帯及び周辺地域の層序とテクトニクス。  
 地質時代は Gradstein *et al.* (2012), 海洋酸素同位体ステージ (MIS) は Lisiecki and Raymo (2005) に基づく。  
 年代については本文を参照。  
 Fig.2 Stratigraphy and tectonics in the Fujikawa-kako Fault Zone and its surrounding area.  
 Geological time is based on Gradstein *et al.* (2012). Marine isotope stages are based on Lisiecki and Raymo (2005).  
 See text for age discussion.



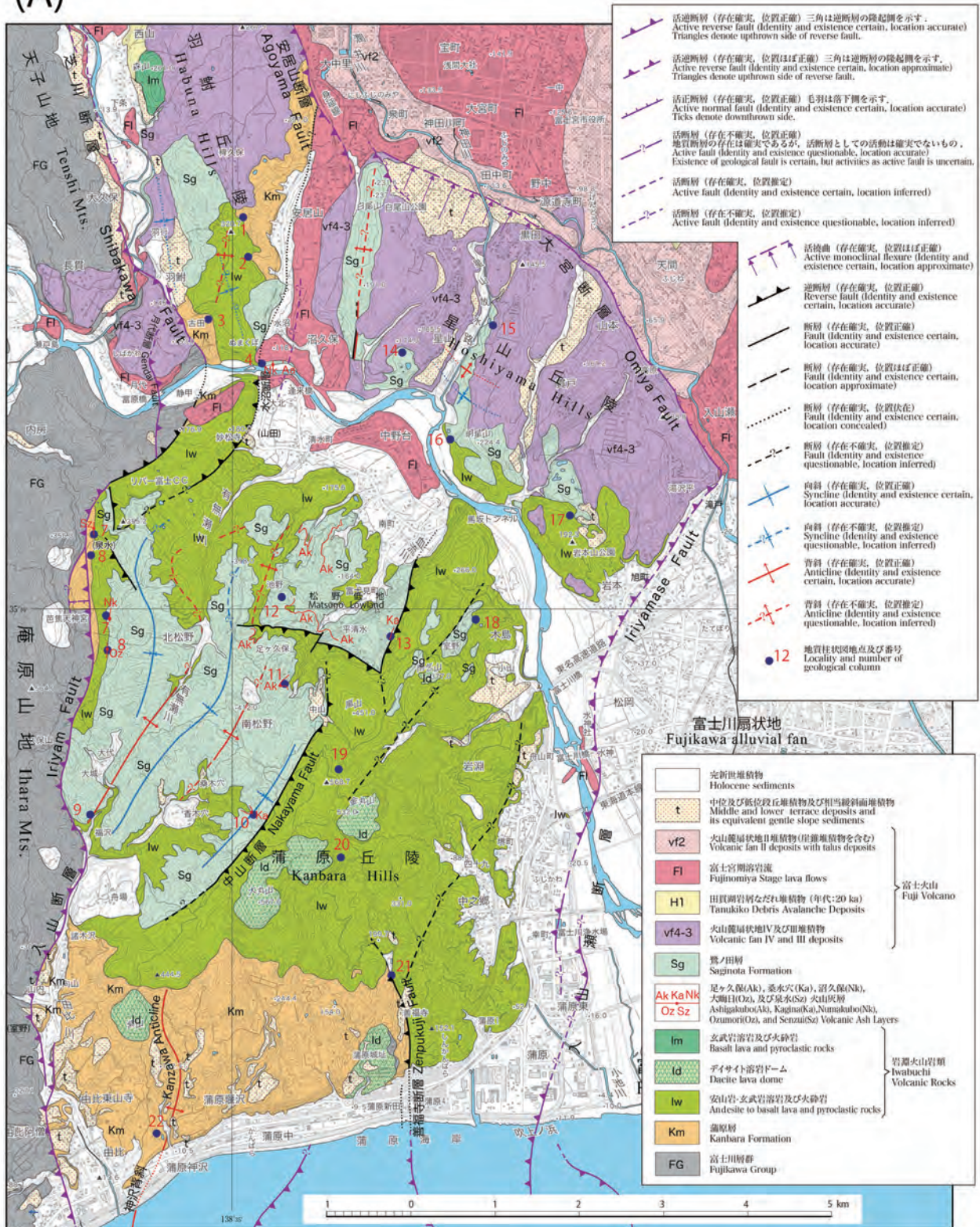


整合関係 ———— 不整合関係 ~~~~~ 指交関係 ————

\*1 柴 (1991) の南松野砂礫層は岩淵火山岩層に含まれているが、大塚 (1938)、沢村 (1955) では鷺ノ田礫層に位置づけられている。  
 \*2 杉山・下川 (1982) では、岩淵丘陵北部 (南松野北部) に分布する砂礫層 (柴 (1991) の南松野砂礫層に一致) を岩淵安山岩類に含まれている。  
 \*3 杉山ほか (2010) は、杉山・下川 (1982) と同じ層序区分であるが、岩淵丘陵北部 (南松野北部) に分布する砂礫層は岩淵安山岩類ではなく、鷺ノ田礫層に位置づけられている。  
 \*4 本報告では、鷺ノ田層と同時異相の森山の玄武岩を岩淵火山岩類に含める。  
 \*5 津屋 (1940) 及び山崎ほか (1981) の別所礫層は、本報告の蒲原層と鷺ノ田層の両層を含む。  
 蒲原: Kanbara, 岩淵 (岩淵): Iwabuchi, 久保山: Kuboyama, 鷺ノ田: Saginota, 別所: Bessho, 星山: Hoshiyama, 金丸: Kanemaru

第3図 蒲原層, 岩淵火山岩類及び鷺ノ田層の層序区分の変遷.  
 Fig. 3 Changes of stratigraphic division of the Kanbara Formation, Iwabuchi Volcanic Rocks, and Saginota Formation.

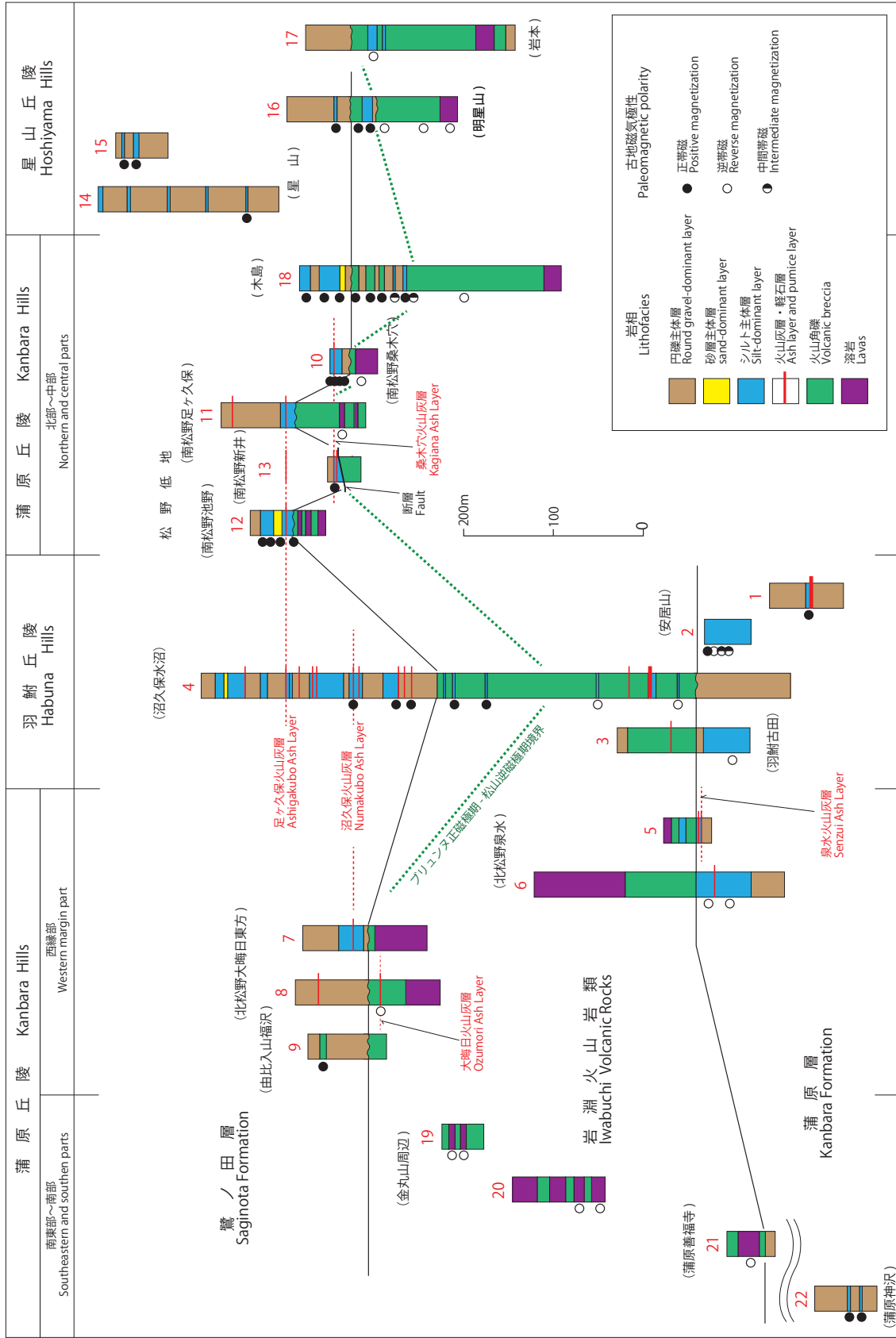
(A)



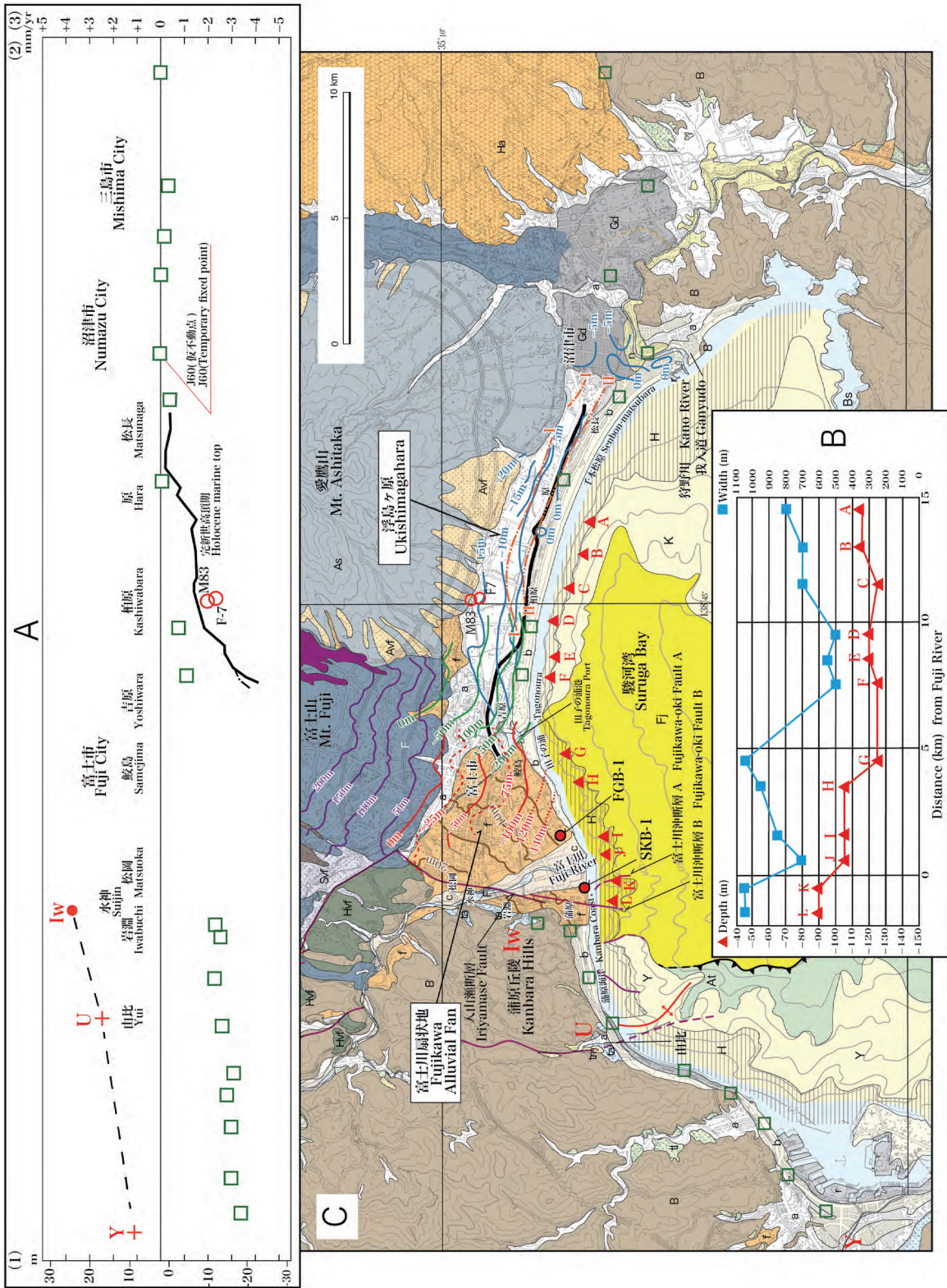
第4図 蒲原層、岩淵火山岩類及び鷺ノ田層の地質図 (A), 地質柱状図及び火山灰層の対比 (B). 山崎ほか (1992) に追加・修正。位置は (A) 参照。

Fig.4. (A) Geological map, (B) geological columns and correlation of volcanic ash layers in the Kanbara Formation, Iwabuchi Volcanic Rocks, and Saginota Formation. Added to and modified from Yamazaki *et al.*(1992). For locality, see Fig. 4(A).

(B)



第4図 続き  
Fig.4 Continued

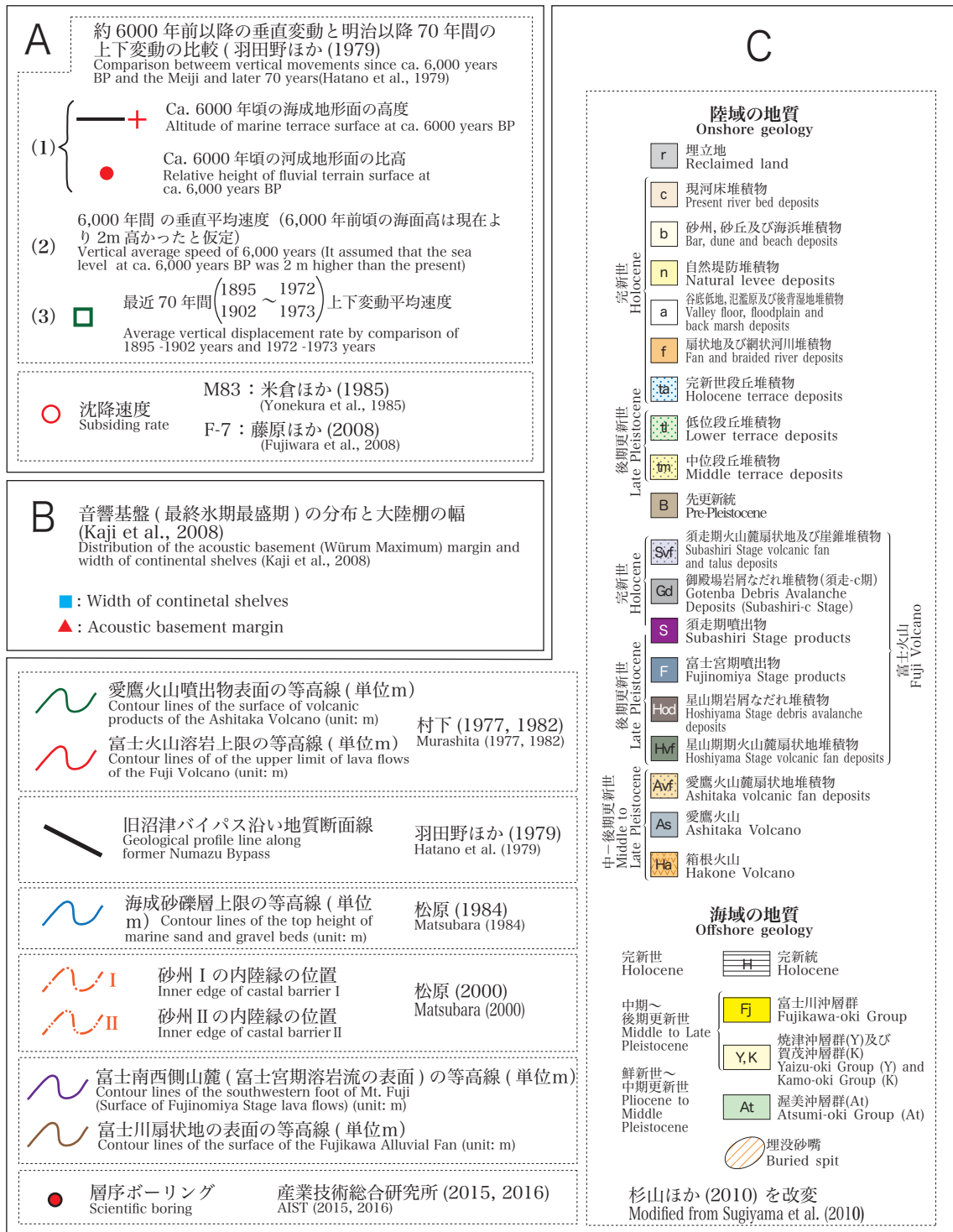


第 5 図 駿河湾北岸における地殻変動データ

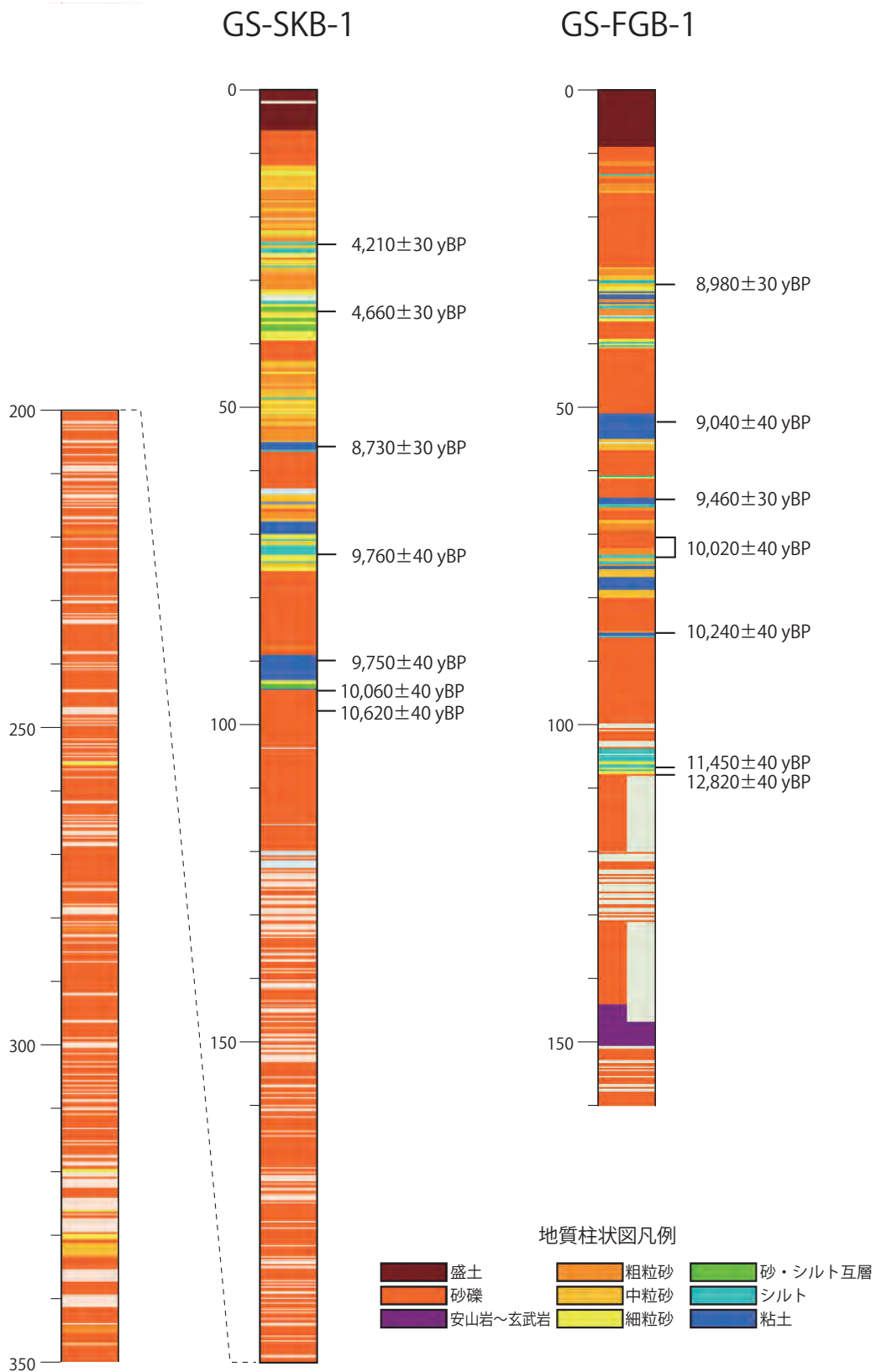
村下 (1977), 羽田野ほか (1979), 松原 (1984, 2000), 及び Kaji *et al.* (2008) に基づき作成。

Fig.5 Data of the crustal movement along the northern coast of Suruga Bay.

Modified from Murashita (1977), Hatano *et al.* (1979), Matsubara (1984, 2000), and Kaji *et al.* (2008).



第5図 続き  
Fig.5 Continued



第6図 富士川河口ボーリング GS-SKB-1(右岸)及び GS-FGB-1(左岸)の地質柱状図と  $^{14}\text{C}$  年代。  
 産業技術総合研究所(2016)の図3-3-3-1, 図3-3-3-2, 表3-3-3-6に基づき作成。位置は地質図及び第5図を参照。  
 Fig.6 Geological columns and  $^{14}\text{C}$  ages of Cores GS-SKB-1(right bank) and GS-FGB-1(left bank) at the Fuji River mouth.  
 It was created based on Fig.3-3-3-1, Fig. 3-3-3-2 and Table 3-3-3-6 of the National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (2016). For localities, refer to the geological map and Fig. 5.



第7図 月代断層の露頭。

地点 (G-1) は地質図に示す。矢印は断層の位置を示す。メジャーは長さ約 1m.

Hc: 浜石岳層 (礫岩層), tl: 低位段丘堆積物 (g: 礫層, s: シルト層)

Fig.7 Outcrop of the Gendai Fault

See G-1 in the geological map for the location.

The arrows indicate the position of the fault. Measure, for scale, is approximately 1 m long.

Hc: Conglomerate beds of the Hamaishidake Formation, tl: Lower terrace deposits (c: gravel layer, s: silt layer).

第1表 蒲原層, 岩淵火山岩類(安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩)及び鷹ノ田層に挟まれる主な火山灰層と、  
房総半島上総層群中の対比候補火山灰層の重鉱物組成, 屈折率及び火山ガラス化学組成一覧。

Table 1 List showing heavy mineral composition, refractive index, and chemical composition of glass for major volcanic ash layers of the Kanbara Formation, Iwabuchi Volcanic Rocks (andesite to basalt lava and pyroclastic rocks) and Saginota Formation, and their correlative candidate volcanic ash layers of the Kazusa Group in the Boso Peninsula.

火山灰層 Volcanic Ash Layer	地点 Locality	層厚 (cm) Thickness	重鉱物組成 <sup>a)</sup> Heavy Mineral Composition	屈折率 Refractive Index		ガラス主成分 <sup>b)</sup> Major Elements of Glass (wt%)										ガラス微量成分 <sup>b)</sup> Trace Elements of Glass (ppm)							
				ガラスGlass (n)	斜方輝石 Opx(γ)	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ba	La	Sc	Sr	V	Y			
[ 足ケ久保 Ashigakubo(Ak) Kst10 <sup>d)</sup> Kst18 <sup>d)</sup>	足ケ久保 Ashigakubo 房総半島 Boso Peninsula	8 15	Am>Opx-Cpx Am.Opx-Cpx	1.498-1.501 1.498-1.501	1.704-1.711 1.703-1.710	0.20 0.20	11.70 12.35	1.24 1.21	0.06 0.06	0.18 0.17	1.23 1.43	3.43 3.68	2.80 3.59	0.04 0.05	518 504	21 21	4 3	93 106	6 7	21 21			
[ 沼久保 Numakubo(Nk)	沼久保 Numakubo	4	Am>Opx-Cpx	1.499-1.502 1.499-1.503	1.704-1.714 1.705-1.722	0.21 0.20	12.14 13.35	1.25 1.26	0.06 0.06	0.19 0.24	1.27 2.03	3.67 3.71	3.31 3.12	0.04 0.13	546 496	23 22	4 3	92 154	6 6	22 20			
[ 桑木六 Kagiana(Ka) Ch2 <sup>d)</sup>	桑木六 Kagiana 房総半島 Boso Peninsula	8 25	Am.Opx.Cpx>Bi B>Am>Opx.Cpx	1.499-1.501 1.500-1.501	1.699-1.707 1.700-1.707	0.19 0.18	12.39 12.95	1.09 1.18	0.09 0.09	0.16 0.15	1.04 1.22	3.82 3.41	3.48 3.16	0.03 0.04	742 750	26 30	2 2	141 176	4 4	16 17			
[ 大瀬日 Ozumori(Oz) Ku5A <sup>d)</sup>	大瀬日 Ozumori 房総半島 Boso Peninsula	15 70	Cpx>Opx>Am Cpx>Opx>Am	1.500-1.511 1.499-1.535	1.700-1.710 1.699-1.710	0.40 0.46	14.33 14.74	2.01 2.27	0.07 0.08	0.35 0.43	1.60 2.17	3.78 3.83	4.47 4.06	0.07 0.11	841 834	37 33	6 7	188 247	19 24	32 30			
[ 泉水 Senzui(Sz) Ku6C <sup>d)</sup>	泉水 Senzui 房総半島 Boso Peninsula	40 10	Cpx>Opx>Am Cpx>Opx>Am	1.511-1.545 1.512-1.546	1.701-1.715 1.703-1.711	0.53 0.52	14.55 14.15	3.04 2.95	0.09 0.09	0.53 0.44	1.95 1.87	3.83 3.92	4.15 4.17	0.11 0.11	846 870	38 31	10 8	242 223	22 13	33 32			

<sup>d)</sup> 分析データは主に水野・納谷(2011)に基づく。 Data are mainly based on Mizuno and Naya (2011).

<sup>a)</sup> Am:角閃石(Amphibole), Opx:斜方輝石(Orthopyroxene), Cpx:単斜輝石(Clinopyroxene), Bi:黒雲母(Biotite).

<sup>b)</sup> ICP発光分析法による(Tamura et al., 2008). 分析者:三鷹テクノロジー株式会社。

Method: Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry (Tamura et al., 2008), analysed by Mitsubishi Materials Techno Co. Ltd.

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>Tは総Fe量をFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>として計算したものの、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>T means total Fe calculated as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.



第2表 活構造区分。  
 JIS A 204:2012 (地質図 - 記号, 色, 模様, 用語及び凡例表示) の地質学的属性の記号に基づく。  
 Table 2 Classification of the active structure.  
 According to representation of the geological attributes of JIS A 204:2012 (Geological map - Symbols, colors, patterns, terms, and presentation of legend).

種別	存在確実度		位置正確度		記号				補足説明
	区分	定義	区分	定義(信頼区間)	活断層	活逆断層	活正断層	活撓曲	
活断層 活撓曲	確実	活断層, 活撓曲としての存在が, 調査で確かめられているもの。	正確	主活断層及び活撓曲の傾斜変換の位置が, 地質図で表示された位置から100m未満に存在。					
			ほぼ正確	主活断層及び活撓曲の傾斜変換の位置が, 地質図で表示された位置から100m以上, 250m未満に存在。					
			推定	主活断層及び活撓曲の傾斜変換の位置が, 地質図で表示された位置から250m以上, 500m未満に存在。					
	伏在		伏在	信頼区間を問わない。					表層部において完新世の地層・岩体に覆われたり, 土地変等によって変動地形学的特徴などが認められない場合に使用が規定される凡例ではあるが, 本地質図では伏在は使用せず, 位置正確, 位置ほぼ正確, 位置推定で表現している。
			正確	主活断層及び活撓曲の傾斜変換の位置が, 地質図で表示された位置から100m未満に存在。					断層や地層・岩体の変形は確実に存在するものの, 活断層として活動しているか不確かな場合に使用する。
			ほぼ正確	主活断層及び活撓曲の傾斜変換の位置が, 地質図で表示された位置から100m以上, 250m未満に存在。					
	不確実	各種活断層調査により, 活断層としての存在が疑われるが, 確かなデータがないもの。	推定	主活断層及び活撓曲の傾斜変換の位置が, 地質図で表示された位置から250m以上, 500m未満に存在。					存在不確実なもののうち, 断層の存在や地層・岩体の変形の特徴がデータのないものは, 変動地形学的特徴等から求められる位置を評価できないため, 位置正確度は一律推定としている。
			伏在	信頼区間を問わない。					

本地質図で使用した区分

