

駿河湾北部沿岸域における平野地下の浅部地質構造

Shallow geological structure in the coastal area of the northern Suruga Bay, Japan

石原武志¹・水野清秀²
Takeshi Ishihara¹ and Kiyohide Mizuno²

1 産業技術総合研究所 再生可能エネルギー研究センター
(AIST, Renewable Energy Research Center)

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

Abstract: We investigated the Quaternary deposits underlying the plains in the coastal area of the northern Suruga Bay, Japan, based on analysis of drill cores (GS-MMB-1, GS-FJG-1) and columnar sections. In the Shimizu Lowland, uplifting in the coastal area is suggested by the top elevation of marine deposit and base elevation of the Holocene deposit. In the northern Miho Peninsula, spit developed between the Kofun Period and the Middle Ages. In the Fujigawa-kako area, it is suggested that the GS-FJG-1 core site is located relatively subsiding area between active faults or echelon faults. The depth of the Younger Fuji Volcano Older lava, one of the base of the Holocene, declined rapidly from NE to SW.

Keywords: coastal plain, drilling survey, subsurface geology, active fault, Suruga Bay

要 旨

駿河湾奥部の沿岸平野の地下に分布する第四系の地質構造について、2 か所のボーリング調査 (GS-MMB-1, GS-FJG-1) と既存ボーリング柱状図資料の収集・解析によって検討した。静清地域の清水低地では、海成層の上限高度や完新統基盤の高度分布から、沿岸部が隆起傾向にある可能性が示された。三保半島北部では完新統が約 65m の層厚で堆積し、砂嘴が古墳時代以降中世にかけての頃に半島北部まで発達したことが明らかとなった。富士川河口部のボーリング調査地点は、相対的な沈降域に位置し、複数の断層に挟まれた地域あるいは、雁行する断層の間にあることが示唆された。また、完新統基盤の新富士旧期溶岩層が北東から南西にかけて急激に深くなる傾向が認められた。

1. はじめに

駿河湾北部沿岸域はフィリピン海プレートの東縁に位置し、沈み込み境界が駿河湾から富士川沿いへ南北に延びている。南北に伸びる駿河トラフとその陸側延長と考えられている富士川河口断層帯 (地震調査研究推進本部, 2010 ; 静岡県総務部地震対策課, 1996 ; 中田ほか, 2009) は極めて活動度の高い活断層であり、これまでに駿河湾北部沿岸平野で様々な地形地質調査

が行われ、断層運動との関連性について検討されてきた。

静清平野の南側に位置する有度丘陵は、約 30 万年前以降に内陸 (北西) 側への傾動を伴う隆起運動により形成された (土, 1960 ; 近藤, 1985 ; 杉山・下川, 1990)。また、清水の沿岸部では、海成層の上限高度の検討に基づき、完新世における隆起傾向が推定されている (羽田野ほか, 1979 ; 松島, 1984 ; 小林・北村, 2012)。一方、松原 (1989) は、清水低地内陸部の海成層上限高度が沿岸部よりも低下する傾向にあることから、完新世における沿岸部の隆起と内陸部の沈降という地殻変動様式を推定している。また、有度丘陵の北縁沿いに、南東側が相対的に隆起する活断層や撓曲の存在が推定されている (第 1 図 ; 中田・今泉, 2002 ; 上市ほか, 2003)。しかし、静清平野の地下地質構造については、地層の年代に基づいた詳細な検討が十分になされておらず、静清平野における第四紀の長期的な地殻変動については不明な点が残されている。

富士川下流域に分布する富士川河口断層帯は、南北 26km 以上の活断層帯である (活断層研究会, 1991)。主に断層の西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層からなる (静岡県総務部地震対策課, 1996 ; 地震調査研究推進本部, 2010)。富士川河口部の活断層については、断層両側に分布する古富士泥流や新富士溶岩などの後期更新世以降の地層や地形面の食い違いが

ら、上下方向の平均変位速度が最大 7m/ 千年と推定されている（山崎，1979；活断層研究会，1991；静岡県総務部地震対策課，1996；下川ほか，1996）。さらに、これまでに地形調査・トレンチ調査・ボーリング調査・反射法探査が実施され、断層の位置・形状や最新活動時期・平均活動間隔がある程度明らかになってきている（山崎，1979；山崎ほか，1981；Yamazaki，1992；静岡県総務部地震対策課，1996；下川ほか，1996；産業技術総合研究所，2007 など）。しかし、富士川の扇状地礫層が厚く分布する富士川河口部では、断層近傍での調査の数が少なく、断層の活動履歴を検討するうえで重要な地下地質構造の解析が不十分である。

本研究では、特に資料の少ない三保砂嘴と富士川河口低地にてボーリング調査を行うとともに、平野内の既存ボーリング柱状図資料を収集・解析して平野域の浅部地下地質構造について検討した。なお、本論は、地質調査総合センター速報 No.65 で概要を報告し（石原ほか，2014），その後得られたデータの追加及び考察を行い、海陸シームレス情報集として取りまとめたものである。

2. 駿河湾北部沿岸平野の地形・地質概要

静岡・清水地域（静岡地域；第 1 図，第 2 図）は北部を中新統の堆積岩類からなる静岡層群と貫入岩体からなる竜爪層群，及び鮮新統の堆積岩類からなる浜石岳層群，西部を始新統—中新統の堆積岩類からなる瀬戸川層群が形成する山地に限られる。南部には中—上部更新統からなる有度丘陵が孤立して分布する。平野には安倍川のほか、巴川や大谷川などの中小河川が流れている。静岡地域は安倍川・大谷川沿いの静岡低地と巴川沿いの清水低地に大別される。静岡低地は安倍川沿いの扇状地と、河口部を砂礫洲に閉塞された大谷川沿いの後背湿地からなる。清水低地は巴川沿いに細長く伸びる氾濫原で、巴川河口付近では砂州が 3 列発達している（松原，1989，1997，1998）。有度丘陵の北縁から北西縁には後期更新世の段丘面が複数分布しており、その前面には小規模な扇状地が広がっている。丘陵東縁の小扇状地は縄文時代の遺跡が集中していることから（第 2 図），完新世に段丘化していたと考えられる。また、有度丘陵の東方から延びる三保半島は安倍川から運搬された堆積物や有度丘陵から沿岸流で運ばれた堆積物で形成された複合砂嘴である。

安倍川扇状地では砂礫層が卓越し、その層厚は静岡市街中心部で 120m に達する（門村，1966；土・高橋，1972）。河口部では、砂礫層の間に泥層を挟むようになる。一方、大谷川沿いの低湿地はかつてのラグーンや沼沢地が陸化した地域で、表層部に泥層が卓越している（門村，1966）。清水低地の表層部は巴川下流部で砂州を構成する砂礫層、上流部では氾濫原を構成する泥層である。その下位には、完新世の

海進期に巴川沿いに侵入した内湾の砂泥層が分布する。この砂泥層は巴川上流部まで認められ、貝化石を含む（加藤，1999）。砂泥層の下位には粘土混じりの砂礫層が認められる。この砂礫層は完新統の基盤であり、その最上部に AT 火山灰を挟み、砂礫層最上部の木片から $30,700 \pm 600$ BP の ^{14}C 年代値が得られている（松原，1985）。このほかに、北部の山地を構成する新第三系の基盤岩や、有度丘陵を構成する中—上部更新統泥層などが完新統の基盤として分布する（松原，1997，1998）。三保半島は有度丘陵を構成する中部更新統の根古屋層を完新統が覆うとされる（関東農政局，1966；依田ほか，1998，2000）が、年代学的根拠は示されていない。

富士川河口部の平野は、西部に下部更新統の堆積岩及び火山岩からなる蒲原丘陵、北西部に上部更新統の古富士泥流堆積物からなる星山丘陵に接し、北東部は富士火山の火山麓扇状地に限られる。浮島ヶ原の北東部には愛鷹火山の火山麓扇状地が分布する。平野の西側には富士川が流れているほか、潤井川、和田川、沼川などの中小河川が富士山麓や愛鷹山麓から南流している。本地域は和田川を境にして、西側が富士川や潤井川の扇状地であり、東側は浮島ヶ原の低湿地となっている。また、海岸線にほぼ平行して砂礫洲がのびている。富士川右岸の蒲原丘陵東縁には複数の段丘面が認められる。山崎ほか（1981）は岩淵での段丘礫層を覆う腐植質層から $4,050 \pm 120$ BP，また Yamazaki（1992）はボーリング調査によって段丘面構成層から $4,430 \pm 120 \sim 8,090 \pm 380$ BP の ^{14}C 年代値を報告している。著者らは宮町の露頭（第 3 図の fj-01 地点）の段丘面構成層の腐植質泥層から $3,130 \pm 30$ BP（標高約 36m）及び $5,760 \pm 30$ BP（標高約 31m）の年代値を得た（第 1 表）。

富士川と潤井川の扇状地の地下には砂礫層が厚く分布し、その層厚は河口部で 100m 以上に及ぶ。これに対し、扇端の和田川沿いでは、砂礫層の間に砂層や泥層が挟まるようになる。富士川河口部に接する富士山南西麓には、新富士火山の旧期溶岩層が分布する（第 1 図）。旧期溶岩層は約 17,000 ～ 8,000 年前にかけて噴出した（宮地，2007）溶岩層の総称で、富士火山南西麓には大淵溶岩、曾比奈溶岩、入山瀬溶岩などが分布し（津屋，1968）、富士川扇状地の地下に埋没している（村下，1977；山崎，1981；Yamazaki，1992）。埋没溶岩層は、富士川河床付近から和田川付近まで広く分布し、深度は北東から南西に向かって急激に深くなる（村下，1977）。一方、富士川左岸の水神社では、河床部に溶岩層が露出している（山崎，1981）。この溶岩は旧期溶岩最下層の大淵溶岩と解釈されてきたが、近年の研究により大淵溶岩とは異なるタイプの溶岩と考えられるようになり、水神溶岩と名付けられている（山本ほか，2003；山元，2007）。水神溶岩直下の木片からは、約 14,000 BP（約 17,000 cal BP）の ^{14}C 年代値が得られている（山崎，1981；山元ほか，

2005). 旧期溶岩層の下位には上部更新統の古富士泥流堆積物などを構成する火山砂礫層が認められる(下川ほか, 1996). 一方, 富士川右岸の岩淵では溶岩層や火山砂礫層は分布せず, 深度数十 m に下部更新統の岩淵安山岩層が認められ, 扇状地砂礫層に覆われている(恒石・塩坂, 1981; 富士市, 1986). 岩淵安山岩層は, 西部の蒲原丘陵において露出している(柴, 1994).

浮島ヶ原西部はかつてのラグーンが陸化した低湿地で, 海岸線にほぼ平行した砂礫洲によって海から隔てられている. 浮島ヶ原の地下には, 完新世の海進で約 9,000 年前から 7,000 年前にかけて堆積した海成の砂礫層や泥層を覆って, 約 6,000 年前以降に堆積した有機質の泥層や泥炭層が分布する(松原, 1984, 1989). 海成層の下位には, 中-上部更新統の愛鷹火山由来の堆積物と考えられる火山砂礫層や凝灰角礫岩層が分布する(池田; 1964; 村下, 1977; 山崎ほか, 1986).

3. ボーリング調査

ボーリング調査は, 以下の 2 地点で行った.

①三保砂嘴に位置する東海大学社会教育センターの敷地内, GS-MMB-1 (緯度: 35° 00' 54.4"N, 経度: 138° 31' 24.6"E, 標高 +1.40m, 掘削長 70m, コア長 70m, コア径 86mm).

②富士川河口低地に位置する富士川浄水場の敷地内, GS-FJK-1 (緯度: 35° 08' 4.6"N, 経度: 138° 37' 21.5"E, 標高 +14.68m, 掘削長 100m, そのうち上部 50m はノンコア, コア長 50m, コア径深度 50 ~ 75.23m まで 86mm, 75.23 ~ 100.0m まで 66mm).

ボーリング掘削工事は中央開発株式会社に依頼した. ボーリング地点の詳細位置を第 1 図に, また地質柱状図を第 4 図に示す. 各コアは室内で半裁し, 層相記載, 写真撮影, 分析試料の採取を行った. 2 本のコアから 10 点の木片と貝化石, カニの爪を採取し, 前処理も含めて株式会社加速器分析研究所に依頼して放射性炭素年代値を測定した. 年代値の暦年校正プログラムは OxCal4.2 (Ramsey, 2003) を, 校正データは IntCal13 及び Marine13 (Reimer et al., 2013) を用いた. 海洋リザーバ効果は不明のため, 海洋の平均値 ($\Delta R=0$) を用いた. 本報告では, 校正年代値を cal BP, 未校正年代値を BP で表記する.

(1) GS-MMB-1 コア (第 4 図, 第 5 図 a ~ e)

岩相の特徴から GS-MMB-1 コアの層相を 4 つのユニットに区分した.

ユニット 1 (深度 70.00 ~ 64.42m): 礫混じり粗砂-細礫層から構成される (第 5 図 e). 本ユニットから年代値は得られていないものの, 後述するユニット 3 から 11,500 ~ 11,350 cal BP の放射性炭素年代値が得られたことを考慮すると, 本ユニットは最終氷期の堆積物の

可能性がある.

ユニット 2 (深度 64.42 ~ 58.14m): 貝殻をわずかに含む礫混じり粗砂層からなり, 基底部にはシルトと細砂の互層が認められる (第 5 図 d). 本ユニットの上部には貝殻片が認められることと, 上位のユニット 3 から得られた年代値を考慮すると, 本ユニットは河口付近で堆積した後氷期の海進初期の堆積物であると考えられる.

ユニット 3 (深度 58.14 ~ 26.10m): 生痕や貝殻片を含む砂質シルト-シルト質細砂層で構成される (第 5 図 c). 深度 50.50m 以浅は上方粗粒化する. 上部のシルト質細砂層中には, 淘汰の良い細砂層 (層厚 5 ~ 10cm) が繰り返して挟在する (第 5 図 b). 深度 50.50 ~ 37.50m に含まれる貝化石は主に *Pecten albicans* (イタヤガイ) で, ほか *Tonna luteostoma* (ヤツシロガイ) や *Paphia* sp. (スダレガイ類), *Glossaulax vesicalis* (ヒメツメタ) が見られる. 深度 50.50m 以深では, *Haustator cingulifera* (ヒメキリガイダマシ) が産出する. また, 深度 43.22m に *Carcinoplax longimanus* (エンコウガニ) の破片が見られる. 貝化石より, 約 11,500 ~ 1,350 cal BP の放射性炭素年代値が得られている (第 1 表). 以上のことから, 本ユニットは外洋的環境で堆積した完新世の海成堆積物であると考えられる. また, 岩相の変化からみて, 深度約 50.50m を境に上方浅海化する傾向にあると考えられる.

ユニット 4 (深度 26.10 ~ 1.50m): 砂礫層と礫混じり粗砂層からなる (第 5 図 a). 本ユニットは三保半島を構成する堆積物と解釈される. 深度 6.05m に含まれる木片からは 570 ~ 543 cal BP の放射性炭素年代値が得られた. ユニット 3 の年代値も考慮すると, 三保砂嘴北部は少なくとも 1,350 cal BP 頃 (古墳時代) にはまだ海域で, 中世頃までに砂嘴が発達したと考えられる.

(2) GS-FJK-1 コア (第 4 図, 第 5 図 f ~ h)

GS-FJK-1 コアの深度 50 ~ 100m の層相は, ほぼ全て砂礫層からなり, コア欠の深度 0 ~ 50m も既存ボーリング資料から砂礫層と推定される. 50m 以深の砂礫層については, 深度 75.23m を境に上下二分される. 下部の砂礫層は, 粘土分を含む $\phi 5 \sim 40$ mm 程度の中礫が主体である (第 5 図 h). 深度 89.10 ~ 89.20m 付近から採取した植物片からは, >53,910 BP の放射性炭素年代値を得た (第 1 表). 一方, 上部の砂礫層は $\phi 10 \sim 80$ mm 程度の中-大礫主体で, 礫は最大 100 ~ 150mm のものもみられる (第 5 図 f). 礫種はどの層準においても, 砂岩, チャート, 頁岩, 安山岩, 玄武岩, 凝灰岩, 閃緑岩など多種類からなり, 垂円礫から円礫が多いが垂角礫も少量含まれている. 深度 75.2 ~ 71.0m 付近には径 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 (第 5 図 g). これらの溶岩礫には長石の粗粒斑晶を含むものと全体的に細粒で均質のものが認められる.

4. ボーリング柱状図資料解析とその結果

駿河湾奥部の沿岸平野部から得られている既存のボーリング柱状図資料を収集し、地下地質について検討した。柱状図資料の収集に当たっては静岡県から柱状図資料の収集と利用の許可を得て、孔数のべ9,200点以上の柱状図資料の提供を受けた。また、建築士会富士支部が発行している『富士地区建築地盤調査資料』に収録されている柱状図資料415点も収集した。このほか、静岡市、富士市、国土地盤情報検索サイト「Kunijiban」(土木研究所, 2013), 「静岡県統合基盤地理情報システム」からも若干数の柱状図を入手した。また、富士市(1986)、国土地理院(1978, 1981)、松原(1997)、松島(1999)、下川(1996)、静岡商工会議所(1967)、依田(1998)に記載されている柱状図も集約した。紙媒体の柱状図類は、掘削地点(緯度・経度)、孔口標高、柱状図の記載内容などに不備が無いものを抽出し、XML形式で電子化を行った。土質標本試料のあるボーリング資料については、一部で貝殻片の放射性炭素年代測定を行った(試料smz01, smz02; 第1表)。年代値の測定方法については、オールコアから採取した試料と同様である。

本研究では、ボーリング柱状図解析システム(木村, 2011)を用いて、設定した断面線に沿って幅100～200mの範囲に含まれるボーリング柱状図を直交方向に投影し、地質断面図を作成した(第6～9図, 第11～13図)。また、清水低地については完新統の基盤高度分布図を作成した(第10図)。駿河湾北部沿岸平野では完新統が厚く堆積し、更新統の基盤深度まで達している資料が少ないことから、完新統の基盤構造の解析を主に行った。静清地域の完新統基盤は、新第三系の基盤岩や中・上部更新統の堆積物からなる(松原, 1997)。完新統の堆積物は、静清地域の巴川沿いと安倍川沿い、三保半島で層相が異なる。巴川沿いの完新統は、下位から礫混じり砂泥層、貝殻混じり泥層、腐植物を含むシルト混じり砂礫層、腐植物を含む泥層または砂礫層が累重する(松原, 1989)。安倍川沿いの完新統はほとんど砂礫層からなり、砂層や泥層が薄く挟在している。三保半島の完新統は、貝殻混じりの砂層、貝殻混じりのシルト質層、砂礫層が累重する。完新統の標準貫入試験の値(N値)は、砂礫層で概ね50以上を示し、砂層は10～50とばらつきが大きい。貝殻混じりの海成泥層－砂泥層のN値は5～20程度で、泥層でも10～15を示すことが多い。深度の深い所に分布する泥層や砂泥層では20を超えることもある。中・上部更新統の泥層は巴川下流部で20～50を示す一方、巴川上流部では10～20程度であり、完新統との区別が困難な場合もある。富士川河口部～浮島ヶ原では、新富士旧期溶岩層や火山砂礫層、下部更新統の岩淵安山岩層などが完新統の基盤を構成している。浮島ヶ原の完新統は、下位より海成砂礫層と海成泥層、泥炭

または腐植質泥層と河成砂礫層で構成される(松原, 1989)。富士川河口部の完新統はほぼ砂礫層からなる。

ボーリング資料では貝殻を含む記述のある資料を海成層と判断できるものの、それ以外は岩相から海成層と非海成層を区別することや、溶岩層や火山砂礫層を分類することは困難である。本報告では、完新統の堆積物は完新統に、溶岩層は新富士旧期溶岩層と一括する。また、火山砂礫層についても、古富士泥流堆積物と愛鷹火山の堆積物を識別することが難しいため、両者を区別せず火山砂礫層と記載する。完新統基盤の認定は、GS-MMB-1, GS-FJK-1に加え既存研究のボーリング試料(松原, 1997; 松島, 1999; 依田ほか, 1999; Kobayashi and Kitamura, 2013; 産業技術総合研究所, 2015)を標準試料として、これらの試料間の対比をもとに行った。なお、本報告の完新統については、厳密には最上部更新統も含んでいる可能性がある。また、完新統基盤面は同時代面を必ずしも表していない。

(1) 静清平野の浅層地下地質(第6図～第10図)

A-A'断面(第6図)は、孤立丘陵(秋葉神社)から入江岡、船越を経て有度丘陵に至る北東－南西断面である。秋葉神社から入江岡にかけては砂州に位置する。船越は有度丘陵から流れる小河川の扇状地である。現在の巴川流路の南西側に沿って幅1km程度の谷地形が認められ、完新統が厚く堆積している。これは、巴川沿いに東西方向に延びる埋没谷(松原, 1997)と考えられる。後述するB-B'断面と比較すると、巴川右岸部の完新統の基底は標高-35m付近と考えられる。埋没谷の北側と南側では、標高約-5mより下位にN値30～50の礫層、砂層、泥層が分布し、完新統の基盤を構成している。この基盤高度は測線の両側(丘陵側)ほど高くなる。これらの基盤を構成する地層は、有度丘陵を構成する中・上部更新統とされる(松原, 1997)。試料smz02では、基盤と考えられる標高-7.10mの泥層から採取された貝殻から約44,000 cal BPの放射性炭素年代値が得られ(第1表)、松原(1997)の解釈とも整合的である。完新統は、標高0m付近より下位で貝殻混じりの泥層～砂泥層が卓越する。N値は砂泥層で10～30、泥層でも5～20を示し、完新統としては高い値を示している。標高0m以上には、N値が5～30程度の砂層－礫層が累重する。試料smz01では、貝殻混じりの砂層・泥層の上限高度が標高約5.5mに達しており、標高3.5mの礫層中の貝殻から約7,700 cal BPの放射性炭素年代値が得られた(第1表)。清水低地の海岸部では海成層の上限高度が5mを超え、完新世における隆起傾向が推定されている(羽田野ほか, 1979; 松島, 1984)。試料smz01の解析結果もこれを支持している。

B-B'断面(第7図)は、清水低地から折戸湾、三保半島を東西に結んだ断面である。第7図では、海側へ

北北東－南南西方向に延びる 408-eg13 測線(佐藤ほか, 2016)についても, スケールを揃えて掲載した. 清水低地の地下断面は, 巴川の埋没谷の縦断面にほぼ相当し, 標高 -40 ~ -30m に完新統基盤が分布する. 完新統の基盤は, N 値 50 以上を示す礫層と, N 値 15 ~ 30 程度を示す砂層・泥層である. 上流側の長崎遺跡付近では基盤をなす砂礫層の最上部に AT 火山灰(約 29 ~ 30ka; 町田, 2011)を挟む(松原, 1985)折戸湾の完新統基盤は, N 値 25 以上の砂質泥層からなり, 標高 -35 ~ -40m 以下に分布する.

三保半島で掘削したコア GS-MMB-1 では完新統基盤深度がさらに深くなり, 標高 -64m に達する. さらに海側へ延長すると, 408-eg13 測線で標高 -65m 付近から東へ傾き下がる反射面に連続する. 完新統は, N 値 5 ~ 15 程度を示す貝殻混じり泥層～砂泥層からなる. この地層は標高 -5 ~ 0 m 付近まで分布し, その上位に砂州を構成する礫混じりの砂層が累重する. site3 では, 標高約 -3.5 ~ -19m の範囲の内湾砂泥層から約 11,000 ~ 4,000 cal BP の ^{14}C 年代値が得られている (Kitamura and Kobayashi, 2014)

C-C' 断面(第 8 図)は, 三保砂嘴を北東－南西に縦断する断面である. 完新統は大きく分けて下位より泥層～砂質泥層, 砂礫層, 砂層で構成される. 三保砂嘴北部と南部の泥層～砂質泥層は N 値 10 ~ 30 程度を示す. 三保砂嘴中央部に位置する三保 -e (依田ほか, 1998) では, 貝殻混じり砂泥層が最も深く分布する (-58 ~ -74m) 依田ほか (1998) は, 三保半島沖の海底地形の音波断面との対比に基づき, 三保 -e の貝殻混じり砂泥層を LGM 以後の海水準上昇期の堆積物と解釈した. GS-MMB-1 のユニット 2 は, 三保 -e の標高約 -60 ~ -70m の貝殻混じり砂泥層に対比されると考えられる. 三保半島における完新統基盤は半島中央部へ向かって深くなる傾向がみられる. 山口ほか (2014) による GS-MMB-1 地点近傍を通る反射法探査断面では, 完新統の基底を示す反射面が, 東西方向の測線ではほとんど水平であるのに対して, 南北測線ではごく緩く南に傾斜していることが推定され, ボーリング資料に基づく完新統基盤の中央部への傾斜と整合的である. 泥層～砂泥層を覆う N 値 50 以上の砂礫層は, 三保半島全域に厚く堆積し砂嘴の主構成層となっている. この砂礫層の堆積した時期は, 三保半島中央部においては古墳時代の遺跡(第 2 図)よりも古いことは確かである. 一方, 北部の砂礫層は古墳時代以降も堆積が続き, 少なくとも中世まで形成が続いたと考えられる. 最上部の砂層は三保半島南部にのみ認められる. この砂層は三保半島南部に発達する砂丘の堆積物と考えられる.

D-D' 断面(第 9 図)は, 静岡市池ヶ谷から谷津山を横断し, 大谷川放水路に合流して高松に至る北北西－南南東の断面である. 池ヶ谷から大谷川放水路に至

るまでは安倍川扇状地の扇端部, 大谷川放水路から南東部は低湿地と砂礫洲に位置する. D-D' 断面では全体的に層相の変化が激しく, 礫層と砂質泥層の互層が主体である. 池ヶ谷付近では標高 -10 ~ -15m に貝化石混じりの泥層が認められる(加藤, 1993). この泥層は, 完新世の海進期に巴川沿いに拡大した内湾の堆積物である(加藤, 1993). 松原 (1998) は谷津山北西麓の標高 -3m 付近の腐植質泥層から $6,180 \pm 80$ BP の ^{14}C 年代値を得ている. また, 高松付近の低湿地では, 標高 0.3 ~ 1.5m の泥層中に約 7,300 年前(約 6,300 BP)に噴出した K-Ah 火山灰(町田・新井, 2003)が挟まっている (Kitamura *et al.*, 2013).

D-D' 断面で見られる砂礫層の N 値は概ね 50 以上を示す. 泥層については値のばらつきが大きいものの, 標高 -10m 以浅及び池ヶ谷の標高 -10 ~ -15m の海成泥層は N 値 5 ~ 10 程度であり, 標高 -20m 以下に分布する泥層は N 値 20 以上を示す傾向にある. しかし, K-Ah 以前の年代値が得られておらず, 完新統と更新統の境界を引くのは困難であるため, D-D' 断面では完新統の基底面を示していない.

巴川埋没谷に沿った完新統基盤高度は, 清水低地の内陸部から沿岸部までほとんど高度が変わらず(第 7 図, 第 10 図), 折戸湾から三保半島沖までは下流へ高度を減じている. 松原 (1989) は, 海成層の上限高度が同じく内陸部へ向かって低くなる傾向を見出し, 清水低地の沿岸部の隆起と, 内陸部の沈降という地殻変動様式を推定している. また, 小林・北村 (2012) は清水低地沿岸部でのボーリング調査結果から, 沿岸部が過去 8,800 年間に約 20m 隆起したことを示した. 以上を踏まえると, 巴川埋没谷の形状は, 完新世の地殻変動を反映している可能性がある. 有度丘陵北縁部の推定活断層との関係も含め, 清水低地の地下地質構造をさらに詳細に検討する必要がある.

(2) 富士川河口部－浮島ヶ原の浅層地下地質(第 11 図～13 図)

E-E' 断面(第 11 図)は, 富士市松岡から市役所北側を経て江尾に至る西北西－東南東の断面である. 和田川より西側は富士川と潤井川の扇状地, 和田川より東側は浮島ヶ原の後背湿地, 赤淵川から須津川の間は扇状地に位置する. 完新統と新富士旧期溶岩層の境界は, 東名高速の付近では標高約 -31 ~ -47m に認められる. 富士火山麓扇状地に近い潤井川と和田川の間では, 完新統基底は標高 -6 ~ -20m と浅い. 入山線断層の伏在する西方へ向かって, 旧期溶岩層の分布深度が急激に深くなっている様子が認められる. 和田川よりも東側では旧期溶岩層が認められず, その下位の火山砂礫層(古富士泥流及び愛鷹火山の堆積物)を完新統が直接覆う. 火山砂礫層の上限は標高 -35 ~ -42m に位置する.

完新統の層相は地形に対応して変化が著しい。富士川と潤井川の扇状地では砂礫が卓越するが、市役所から和田川にかけての扇状地末端部では砂や泥を挟むようになる。浮島ヶ原の後背湿地では、下位より砂礫、砂泥、砂礫、泥炭が累重する。U3の標高 -20m 付近の砂泥層は貝殻片を含み、約 7,300 年前の ^{14}C 年代値が得られているほか、K-Ah テフラが確認されている（第 3 図；松原，1984）。赤淵川－須津川の扇状地では、全体的に砂礫が卓越している。

F-F' 断面（第 12 図）は、愛鷹火山麓の富士市富士岡から赤淵川に沿って田子の浦に至る北北東－南南西断面である。第 12 図では海岸から沖へ延びる 312-eg13 測線（佐藤ほか，2016）を、スケールを揃えて掲載した。富士岡以北は愛鷹火山麓扇状地、以南は浮島ヶ原の後背湿地である。現在の海岸沿いには砂礫洲が発達する。本断面では、火山砂礫層が地下に厚く分布し、完新統の基盤を構成している。完新統と火山砂礫層の境界深度は北部から南部へ向かって深くなり、沼川の南側では標高約 -51 ～ -79m に位置する。完新統基底面を海側へ延長すると、312-eg13 測線の標高 -110 ～ -115m に見られる反射面に連続する。この反射面より上部の地層は完新統に対比できる可能性がある。

完新統は、下位より砂礫層、砂泥層、砂礫層及び砂層、有機質泥層が累重する。No.4 ボーリング（羽田野ほか，1979）では、標高 -23.6 ～ -25.6m の砂泥層及びその上位の砂礫層で貝化石を含み、砂礫層中の -25.8m の貝化石から 7030 ± 195 yBP の ^{14}C 年代値を得ている。標高 -21.5 ～ -23.6m の砂礫層は埋没砂礫洲の堆積物と考えられている（藤原ほか，2007）。最上部の有機質泥層はラグーン・湿地の堆積物である（藤原ほか，2007）。

G-G' 断面（第 13 図）は、富士市今泉から吉原本町、田子の浦港を経て鮫島に至る北北東－南南西断面である。北側約 1km は富士火山麓扇状地、それ以南は富士川・潤井川の扇状地、鮫島は現海岸を縁取る砂礫洲に位置する。本断面では、新富士旧期溶岩が連続的に分布し、南へ向かって急激に深度が深くなる。新富士旧期溶岩の上限高度は、富士火山麓扇状地と富士川扇状地の境界付近では標高 0m であったものが、鮫島では標高 -115m に達する。新富士旧期溶岩の上面（完新統基底面）の平均勾配は 32.8/1,000 であり、沖積層としては極めて急勾配である。完新統は砂礫層と砂層・泥層の互層からなり、層相変化が著しい。

なお、資料の少ない GS-FJG-1 付近では断面図を作成していないが、既存ボーリングと反射法探査測線をもとに若干の考察を行う。GS-FJG-1 掘削地点から約 3 km 北東の富士市松岡で行った深度 150m のボーリング調査（松岡；第 3 図）では、GS-FJG-1 コアと同様に、厚い砂礫層が地表から深度 127m 付近まで分布してお

り、その下に古富士泥流堆積物が認められている（下川ほか，1996）。一方、松岡から約 700m 南西の水神社（第 3 図）とその南側では、新富士旧期溶岩層が富士川河床に露出する（山崎ほか，1981）ことから、入山瀬断層は松岡と水神社の間を通過すると考えられている（下川ほか，1996）。GS-FJG-1 掘削地点から約 3km 南東の富士市五貫島で掘削された深度 161m のボーリング調査（GS-FGB-1；第 3 図）では、深度 145 ～ 151m に安山岩－玄武岩溶岩が分布する（産業技術総合研究所，2015）。この溶岩は亀裂がほとんど発達しない塊状溶岩であり、分布深度から新富士旧期溶岩層と解釈されている（産業技術総合研究所，2015）。入山瀬断層の下盤側に位置する松岡や GS-FGB-1 の地点は、完新統が 100m 以上の厚さで堆積していると考えられる。

GS-FJG-1 の近傍では、約 300m 北北西にあるボーリング資料 No.87（第 14 図）の深度約 60m（標高約 -43m）から下部更新統の岩淵安山岩層が認められ（富士市，1986）、そこから約 500m 西の地点では岩淵安山岩層が露出している。他方、GS-FGJ-1 コアから約 500m 南東の富士川右岸に設置された蒲原観測井（第 14 図）では、深度 60m（標高約 -47m）まで砂礫層、60 ～ 120m 間に火山砂礫層が分布する（加藤ほか，1981）。加藤ほか（1981）は、この火山砂礫層を岩淵安山岩層と解釈している。したがって GS-FJG-1 近傍では、完新統の基盤が標高 -45m 付近にあると考えられ、断層の上盤側に位置する可能性が示唆される。

伊藤・山口（2016）によって GS-FJG-1 地点のすぐ南で実施されている反射法探査測線（FJK2；第 14 図）では、2 本の断層が推定されている。第 14 図は FJK2 上に GS-FJG-1、No.87、蒲原観測井を投影して並べたもので、東側の断層は蒲原観測井付近を通過すると考えられる。GS-FJG-1 近傍のボーリング資料と反射測線結果に基づけば、GS-FJG-1 地点は、厳密には複数の断層に挟まれた変形帯の途中に位置し、採取された礫層は変形を受けている可能性が考えられる。ただ、コア観察では、明瞭な変形構造を確認することができなかった。また、GS-FJG-1 コア（標高 -35 ～ -85m）には、古富士泥流堆積物あるいは岩淵火山岩層と考えられる火山岩礫を主体とする地層は認められないことから、これらの層準はさらに深部にありと推定される。つまり、GS-FJG-1 地点は、No.87 地点や蒲原観測井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あるいは、雁行する断層の間にあると推定した。

浮島ヶ原では、地下に分布する海成砂礫層の上面高度の変化から、西側への傾動が示唆されている（羽田野ほか，1979）。また、藤原ほか（2007，2008）は浮島ヶ原のボーリング調査結果から、浮島ヶ原で過去に急激な水位上昇が起こったことを示し、地震沈降との関連性を示唆した。富士川河口部では、新富士旧期溶岩層の分布深度が北東から南西方向へ急激に深くなる傾向にある（第 13 図）。浮島ヶ原の地殻変動傾向を考

慮すると、旧期溶岩層も西側へ傾動している可能性がある。しかし旧期溶岩層は層厚や上面の起伏が激しいことや、複数の溶岩を区別していないこと、入山瀬断層近傍の資料が少ないことなどから、溶岩層の詳細な地下構造を検討することは困難であった。今後さらにボーリング調査と反射法探査などを組み合わせた精度の高い地質構造調査が望まれる。

謝辞：本研究を遂行するに当たり、静岡県危機管理部危機情報課の坂坂孝司氏からはボーリング資料を提供していただいた。東海大学社会教育センターの柴 正博博士をはじめとする関係者の方々には、ボーリング用地の借用を許可いただくとともに、地下地質に関する未公表資料等をご提供いただいた。静岡県企業局及び同東部事務所の方々には、ボーリング調査用地の借用など便宜をはかっていただいた。静岡県教育委員会教育総務課、静岡市教育委員会教育施設課、富士市建設部施設建築課の方々には、土質標本試料をご提供いただいた。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の中島 礼博士には貝化石の同定を、また千葉県立中央博物館の加藤久佳博士にはカニ化石の同定をしていただいた。同部門の田辺 晋博士にはコアの堆積相解釈について、小松原 琢博士には地下地質の解釈についてそれぞれご教示をいただいた。同部門の山口和雄博士及び伊藤 忍博士には反射法探査の記録について、佐藤智之博士には反射法音波探査の記録についてそれぞれご教示いただいた。産業技術総合研究所地質標本館の下川浩一博士には既存文献や溶岩に関するご教示をいただいた。これらの方々には深く感謝申し上げる。

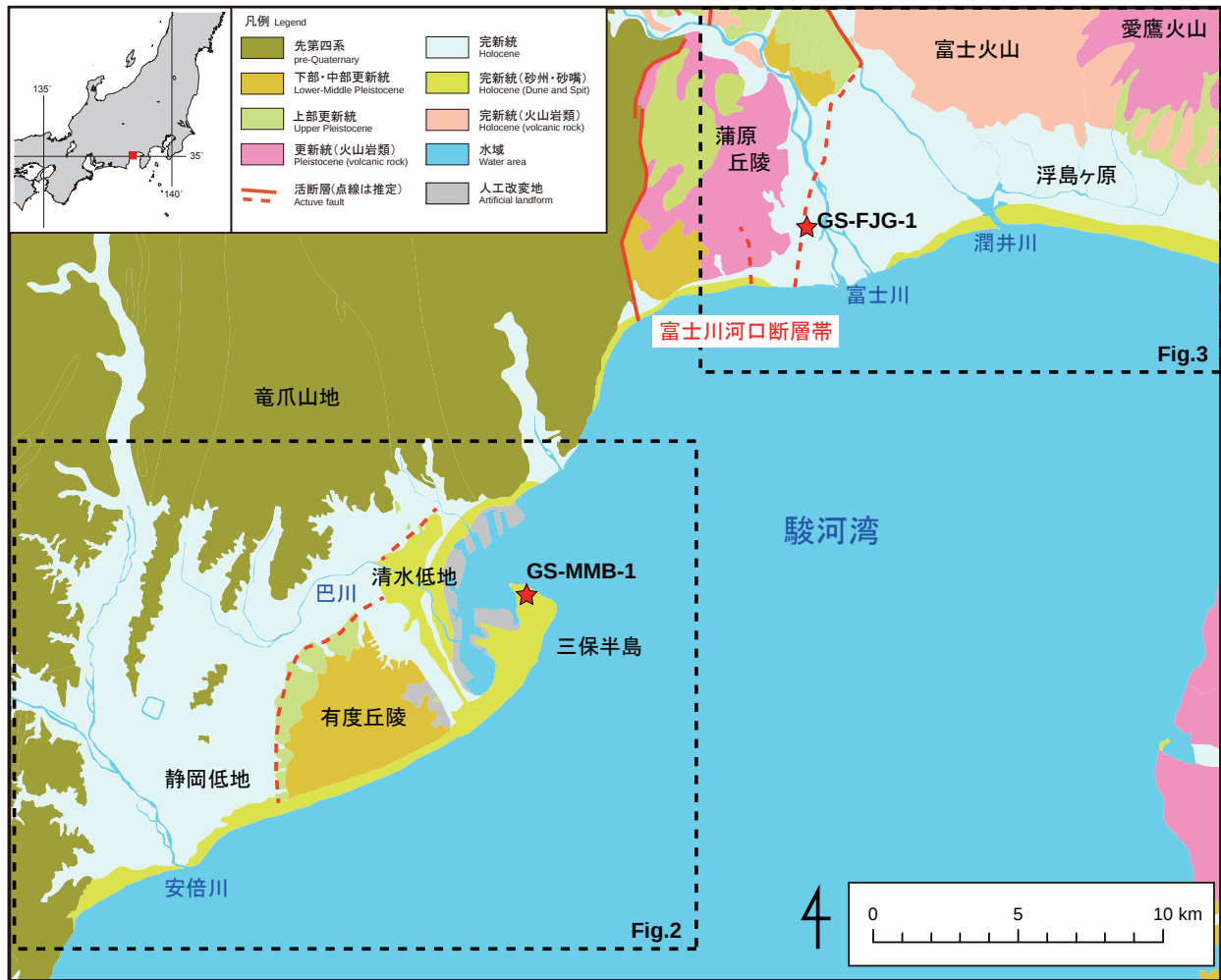
文 献

- Bronk Ramsey Christopher (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon*, **51**, 337-360
- 土木研究所 (2013) 国土地盤情報検索サイト「KuniJiban」
<http://www.kunijiban.pwri.go.jp/>
(参照日：2013 年 6 月 22 日)。
- 富士市 (1986) 富士市の自然：富士市域自然調査報告書。富士市，1,013p。
- 藤原 治・澤井祐紀・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。
- 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運動。地震予知連絡会会報，**21**，101-105。
- 池田俊雄 (1964) 東海道における沖積層の発達。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。
- 石原武志・水野清秀・本郷美佐緒・細矢卓志 (2014) 駿河湾北部の沿岸域における平野地下の第四系地質調査。平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，産業技術総合研究所地質調査総合センター速報，no.65，65-76。
- 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。
- 地震調査研究推進本部 (2010) 富士川河口断層帯の長期評価の一部改訂について http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10oct_fujikawa
- 門村 浩 (1966) 静岡地域の軟弱地盤とそれに基因する災害の予測 (1)。地学雑誌，**75**，226-248。
- 上市 誠・林 愛明・丸山 正 (2003) 有度丘陵の活断層の第四紀後期における活動性。活断層研究，**23**，45-52。
- 関東農政局計画部資源課 (1966) 農業用地下水対策予備調査 (三保地区)。関東農政局計画部資源課，242p。
- 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。
- 加藤芳朗 (1993) 静岡県・池ヶ谷遺跡をめぐる地形・地質的背景。静岡県埋蔵文化財調査研究所調査報告書 第 46 集「池ヶ谷遺跡 II」(自然科学編)，39-48。
- 加藤芳朗 (1999) 巴川低地の地学的検討。静岡・清水平野の埋没古環境情報：考古学的調査と自然科学分析資料・建設省地質調査資料から見た古環境の様相。静岡県埋蔵文化財調査研究所，13-25。
- 活断層研究会 (1991) [新編] 日本の活断層 — 分布図と資料。東京大学出版会，437p。
- 木村克己 (2011) ボーリングデータ処理システムの公開。産業技術総合研究所 TODAY，11，no.1，19。
- Kitamura A. and Kobayashi K. (2014) Geologic evidence for prehistoric tsunamis and coseismic uplift during the AD 1854 Ansei-Tokai earthquake in Holocene sediments on the Shimizu Plain, central Japan. *Holocene*, **24**, 814-827。
- Kitamura A., Fujiwara O., Shinohara K., Akaike S., Masuda T., Ogura K., Urano Y., Kobayashi K., Tamaki C. and Mori H. (2013) Identifying possible tsunami deposits on the Shizuoka Plain, Japan and their correlation with earthquake activity over the past 4000 years. *Holocene*, **23**, 1684-1698。
- 小林小夏・北村晃寿 (2012) 静岡県清水平野の津波堆

- 積物. 日本地球惑星科学連合 2012 年大会予稿集, MIS25-16.
- 国土地理院 (1978) 土地条件調査報告書 (富士地区), 73p.
- 国土地理院 (1981) 土地条件調査報告書 (静岡地区), 129p.
- 近藤康生 (1985) 静岡県有度丘陵の上部更新統の層序. 地質学雑誌, **91**, 121-140.
- 町田 洋 (2011) 日本列島と周辺地域のテフラを基礎とした第四紀環境変化: 回顧と展望. 第四紀研究, **50**, 1-19.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス, 東京大学出版会, 360p.
- 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, **57**, 37-56.
- 松原彰子 (1985) 静岡・清水平野の地形と地質. 日本第四紀学会講演要旨集, **15**, 60-61.
- 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, **62**, 160-183.
- 松原彰子 (1997) 静岡県清水低地の完新世における古環境変遷. 湘南国際女子短期大学紀要, no.4, 11-25.
- 松原彰子 (1998) 駿河湾沿岸静清低地における古地理の変遷. 慶應義塾大学日吉紀要 社会科学, no.9, 1-19.
- 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.
- 松島義章 (1999) 清水低地の海成沖積層から産出した貝化石. 静岡・清水平野の埋没古環境情報: 考古学的調査と自然科学分析資料・建設省地質調査資料から見た古環境の様相. 静岡県埋蔵文化財調査研究所, 33-46.
- 宮地直道 (2007) 過去 1 万 1000 年間の富士火山の噴火史と噴出率, 噴火規模の推移. 富士火山, 山梨県環境科学研究所, 79-95.
- 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, **225**, 30-42.
- 中田 高・今泉俊文 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- 中田 高・渡辺満久・鈴木康弘・徳山英一・隈元 崇・後藤秀昭・加藤幸弘・西澤あずさ・泉 紀明・伊藤弘志・渡邊奈保子・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. 日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集, J232-P002.
- 岡村行信・湯浅真人・倉本真一 (1998) 駿河湾海底地質図. 地質調査所.
- Reimer Paula J., Bard Edouard, Bayliss Alex, Beck J. Warren, Blackwell Paul G., Bronk Ramsey Christopher, Buck Caitlin E., Cheng Hai, Edwards R. Lawrence, Friedrich Michael, Grootes Pieter M., Guilderson Thomas P., Hafliadason Hafliði, Hajdas Irka, Hatté Christine, Heaton Timothy J., Hoffmann Dirk L., Hogg Alan G., Hughen Konrad A., Kaiser K. Felix, Kromer Bernd, Manning Sturt W., Niu Mu, Reimer Ron W., Richards David A., Scott E. Marian, Southon John R., Staff Richard A., Turney Christian S. M., van der Plicht Johannes (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.
- 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.H18-4, 33p.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース (2012 年 7 月 3 日版). 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 産業技術総合研究所 (2015) 海域地質環境調査確証技術開発平成 26 年度成果報告書, 352p.
- 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」, 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.
- 柴 正博 (1994) 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.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介 (1996) 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.
- 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.
- 静岡商工会議所 (1967) 静岡・清水地域の地質—地質図説明書— 1:25000. 静岡商工会議所, 180p.
- 杉山雄一・下川浩一 (1990) 清水地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 103p.
- 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「静岡及び御前崎」(第 2 版). 20 万分の 1 地質図, 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・坂本 亨・秦 光男 (1982) 静岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 82p.
- 土 隆一 (1960) 有度山の地質構造ならびに地史. 地

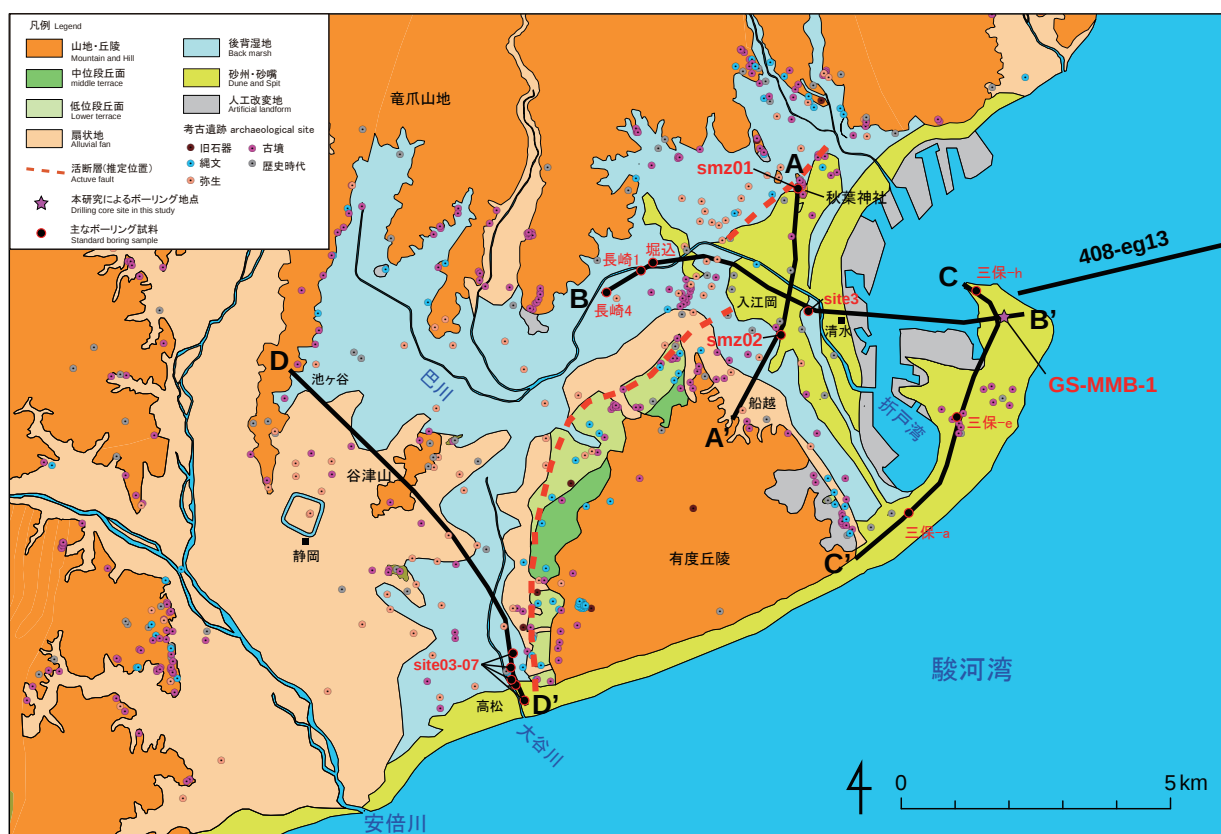
- 質学雑誌, **66**, 251-262.
- 土 隆一・高橋 豊 (1972) 東海地方の沖積海岸平野とその形成過程. 地質学論集, no.7, 27-37.
- 恒石幸正・塩坂邦雄 (1981) 富士川断層と東海地震. 応用地質, **22**, 52-66.
- 津屋弘達 (1968) 富士火山地質図 (5 万分の 1). 地質調査所.
- 山崎晴雄 (1979) プレート境界部の活断層－駿河湾北岸内陸地域を例にして－. 月刊地球, **1**, 570-576.
- Yamazaki, H. (1992) Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu peninsula, central Japan. *Bull. Geol. Surv. 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・水野清秀・衣笠善博 (1986) ボーリングによる地質構造調査. 科学技術振興調整費「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究」研究成果報告書, 科学技術庁研究調整局, 94-102.
- 山口和雄・伊藤 忍・入谷良平 (2014) 静岡市三保半島における浅部地下構造調査. 平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 65, 49-57.
- 山本玄珠・北垣敏明・奥水達司・篠ヶ瀬卓二 (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特徴. 地球科学, **57**, 221-242.
- 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. 富士火山, 山梨県環境科学研究所, 97-118.
- 依田美行・石井 良・中西のぶ江・田中政仁・根元謙次 (1998) 三保砂嘴沖大陸棚の堆積構造からみた三保砂嘴の形成過程. 東海大学紀要海洋学部, no.45, 101-119.
- 依田美行・黒石 修・根元謙次 (2000) 堆積シーケンスからみた三保砂嘴及び半島沖大陸棚の形成. 海洋調査技術, **12**, 31-47.

(受付: 2015 年 1 月 14 日; 受理: 2015 年 11 月 24 日)



第 1 図 駿河湾奥部の地質図。地質図は産業技術総合研究所地質調査総合センター（編）（2012）を簡略化。新第三系以前の地質を先第四系に，下部・中部更新統，上部更新統の地質を非火山性と火山性の凡例にそれぞれ統合した。活断層の位置は静岡県（1996），中田・今泉（2002），杉山ほか（2010）をもとに描いた。

Fig. 1 Geologic map of the Northern Suruga Bay region.
Geologic map is simplified after Geological Survey of Japan, AIST (ed.) (2012). Location of active faults are after Shizuoka Pref. (1996), Nakada and Imaizumi (2002), and Sugiyama *et al.* (2010).



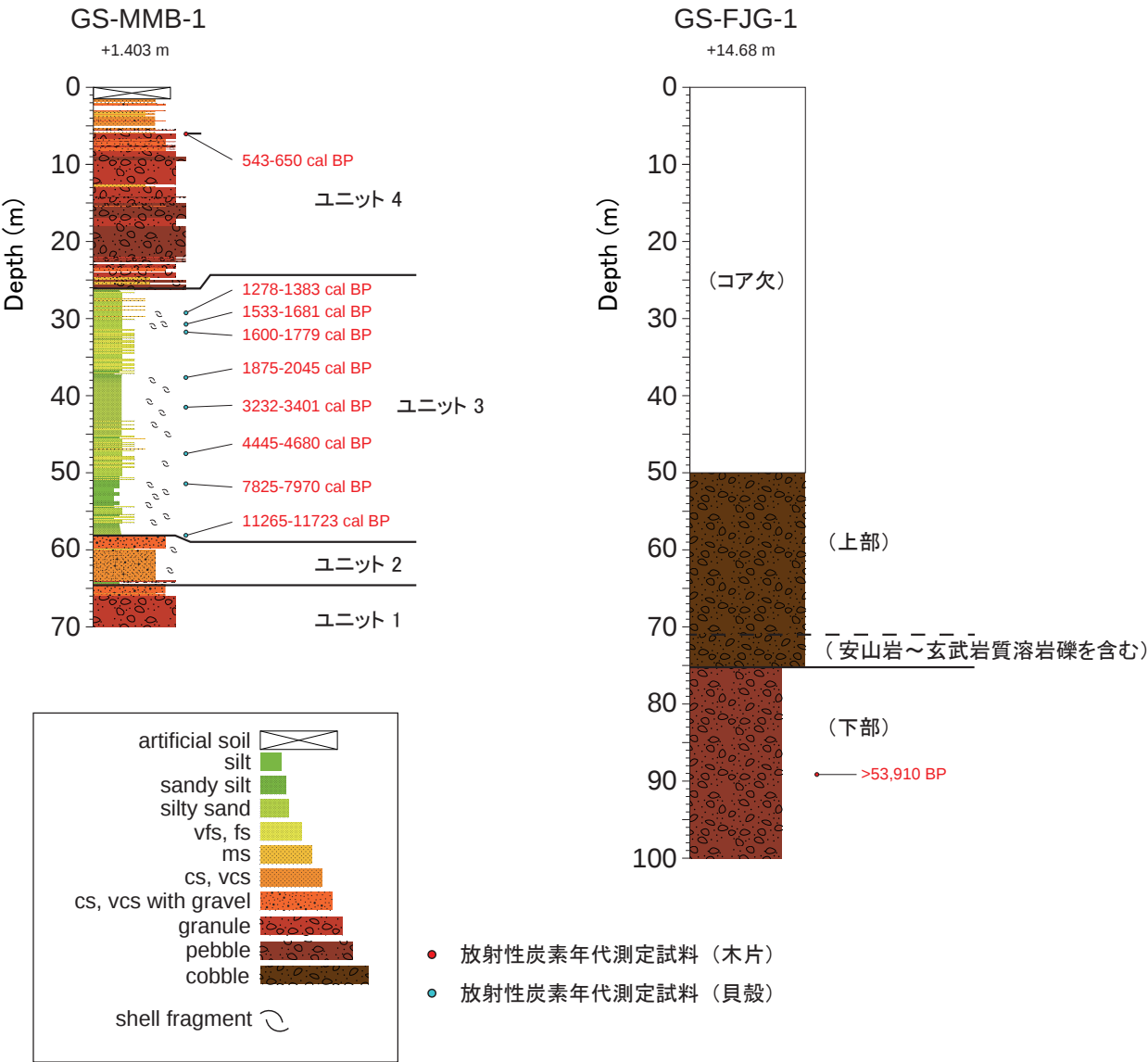
第2図 静清地域の地形とボーリング地点，資料収集地点，地質断面図（第6図～第9図）の位置。
三保-a, e, h: 依田ほか（1998），堀込・長崎1，長崎4: 松島（1999），site3: Kitamura and Kobayashi（2014），
site03-07: Kitamura *et al.*（2013）。

Fig. 2 Location map of drilling sites, existing columnar sections, and geologic cross sections in the Seishin area.

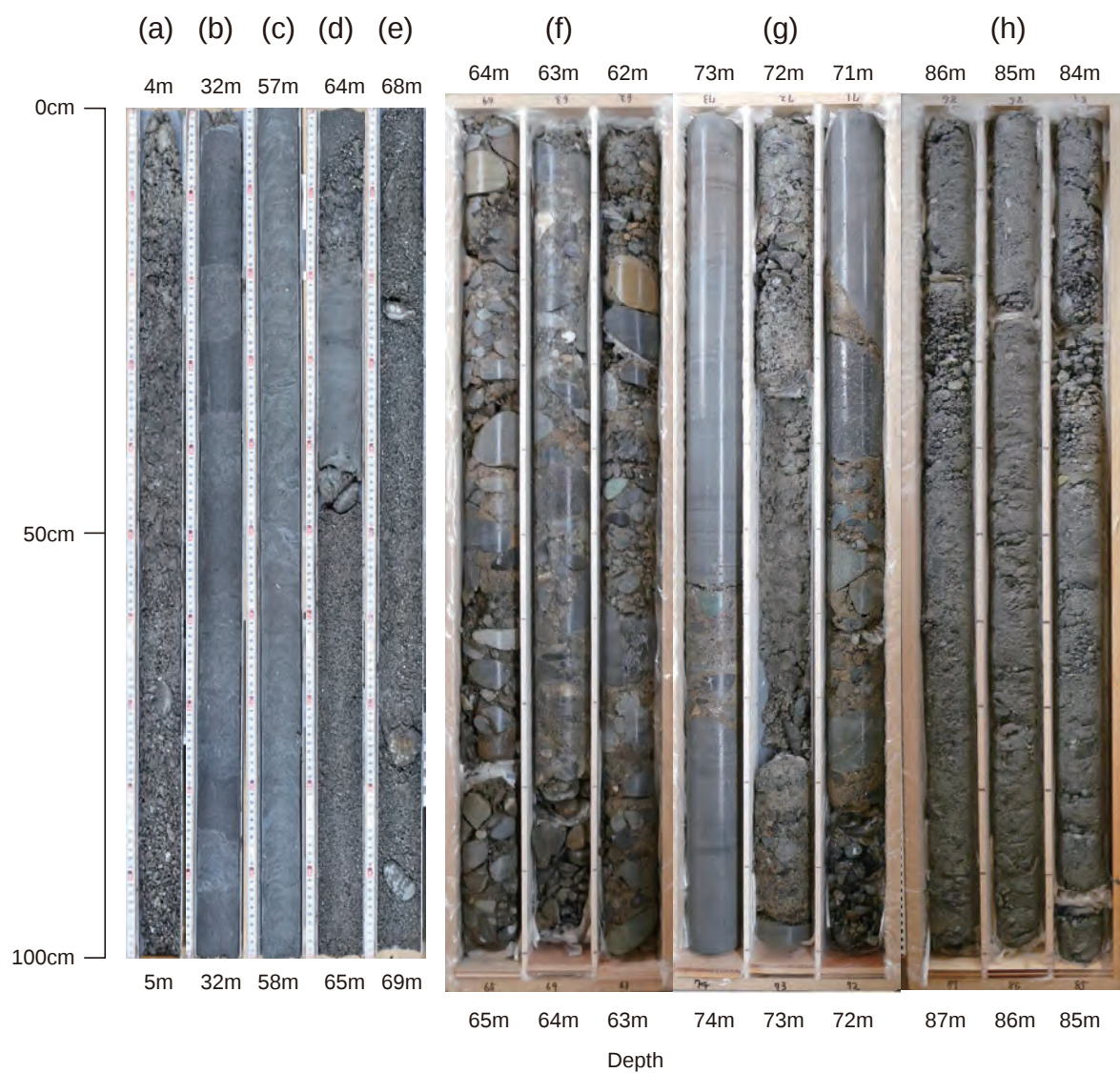


第3図 富士川河口部から浮島ヶ原のボーリング地点、資料収集地点、地質断面図（第11図～第13図）の位置。
GS-FGB-1：産業技術総合研究所（2015），松岡：下川ほか（1997），U3・M83：松原（1984），
No.4：羽田野ほか（1979），UK-3・UK-4・F-5，F-7：藤原ほか（2007）。

Fig. 3 Location map of drilling sites, existing columnar sections, and geologic cross sections in the region of Fujikawa River and Ukishimagahara lowland.

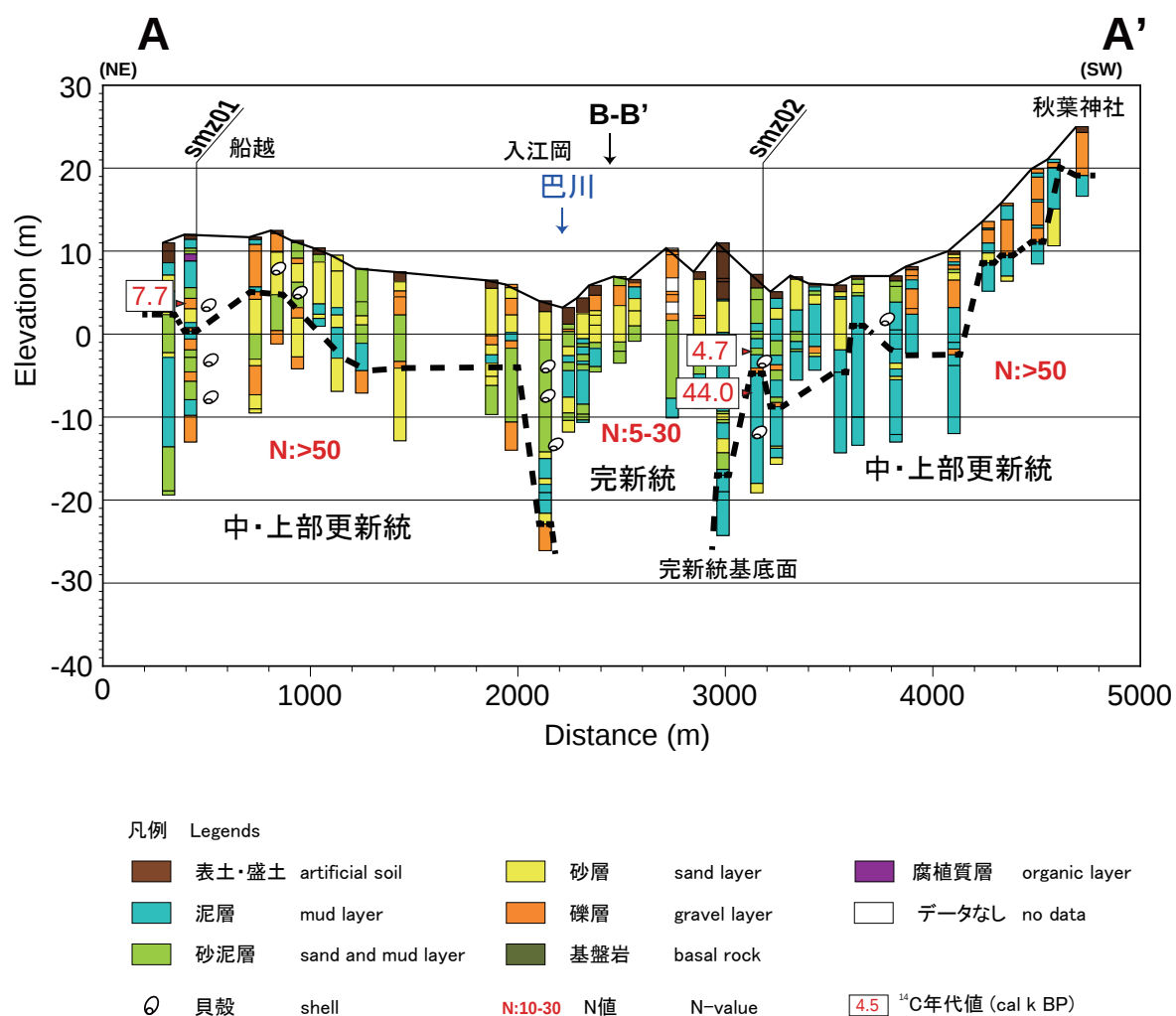


第4図 GS-MMB-1 と GS-FJG-1 の地質柱状図.
Fig.4 Geologic columnar sections of the cores GS-MMB-1 and GS-FJG-1.



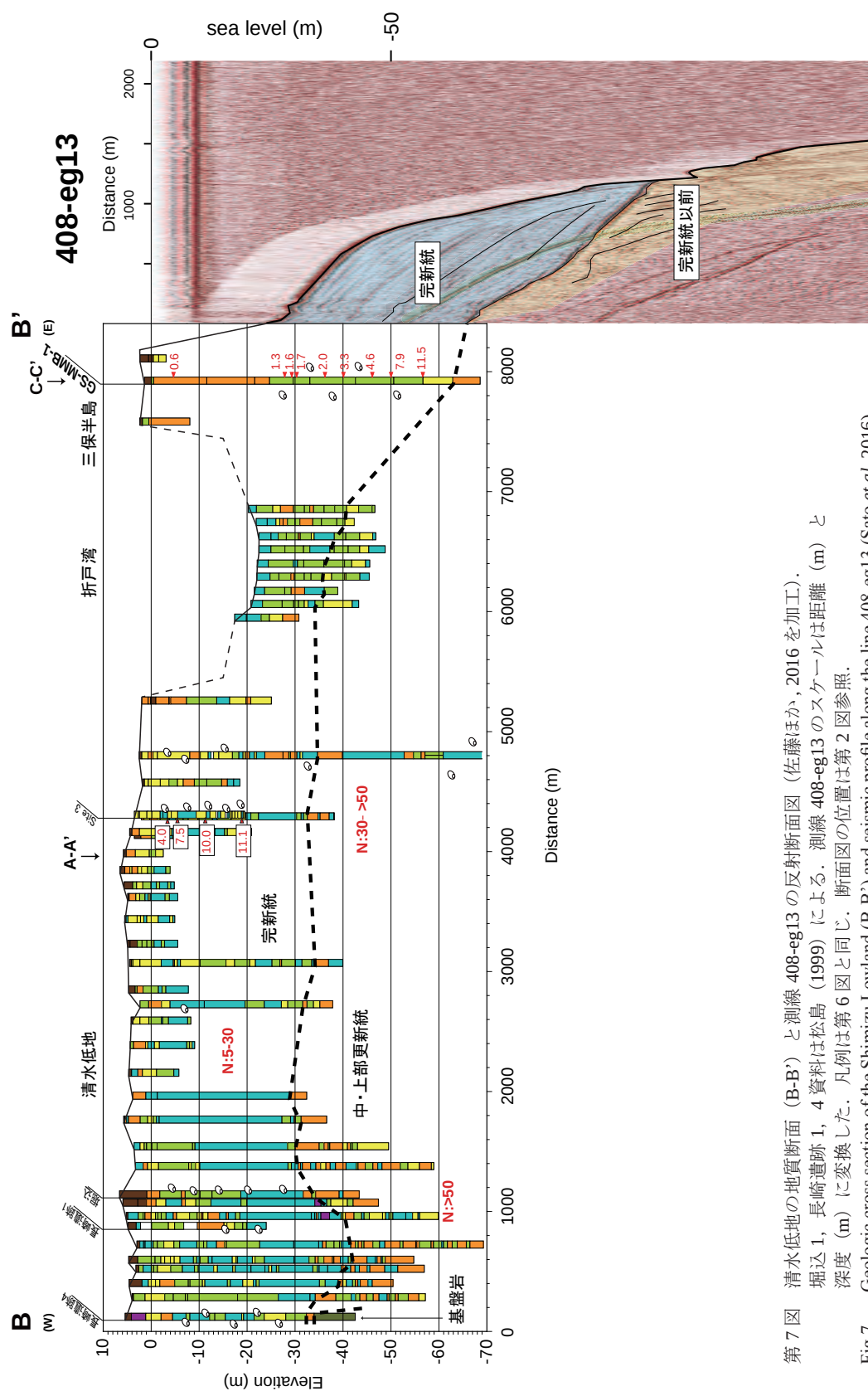
第5図 GS-MMB-1 (a～e) と GS-FJG-1 (f～h) のコア写真.

Fig.5 Photographs showing the GS-MMB-1 (a-e) and GS-FJG-1 (f-h) cores.



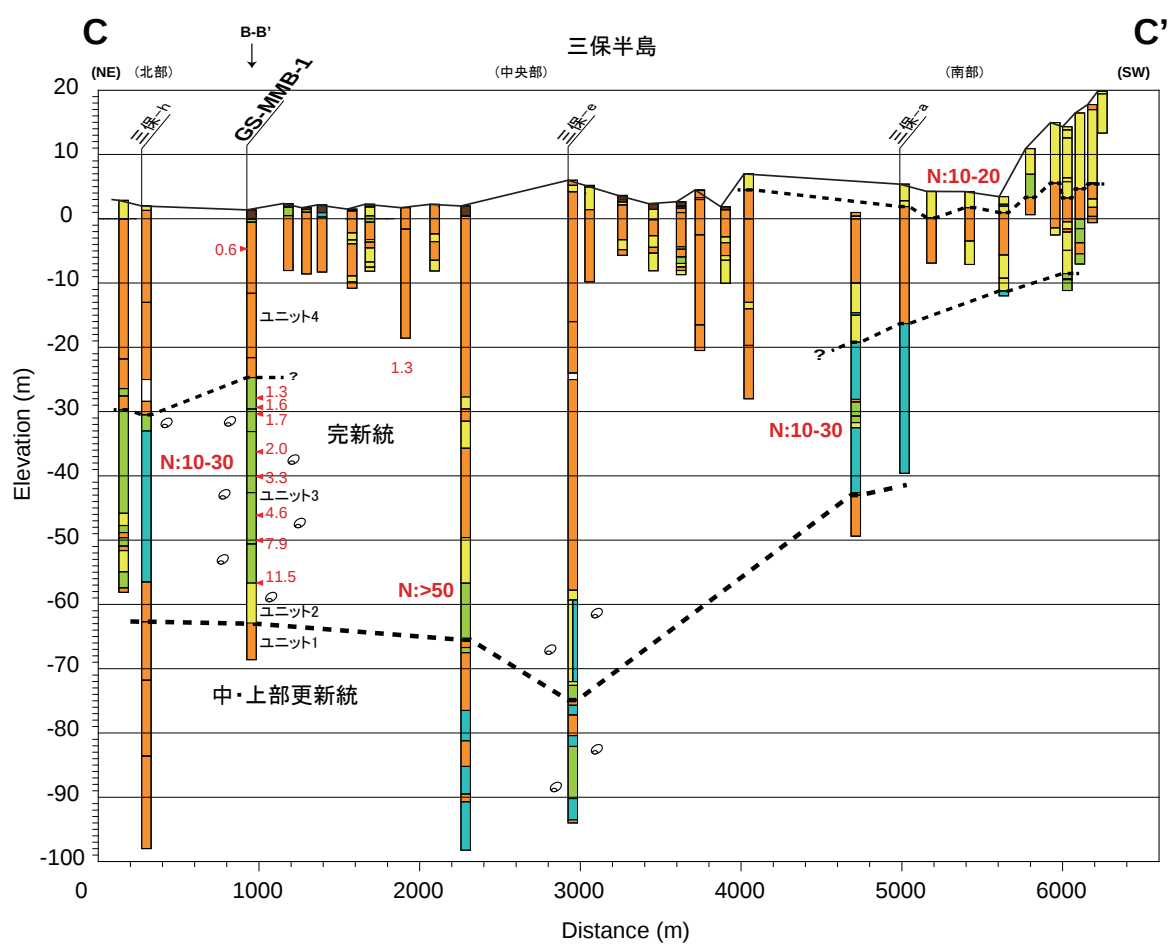
第6図 清水低地の地質断面 (A-A')。断面図の位置は第2図参照。

Fig.6 Geologic cross section of the Shimizu Lowland (A-A'). Location of the section is shown in Fig. 2



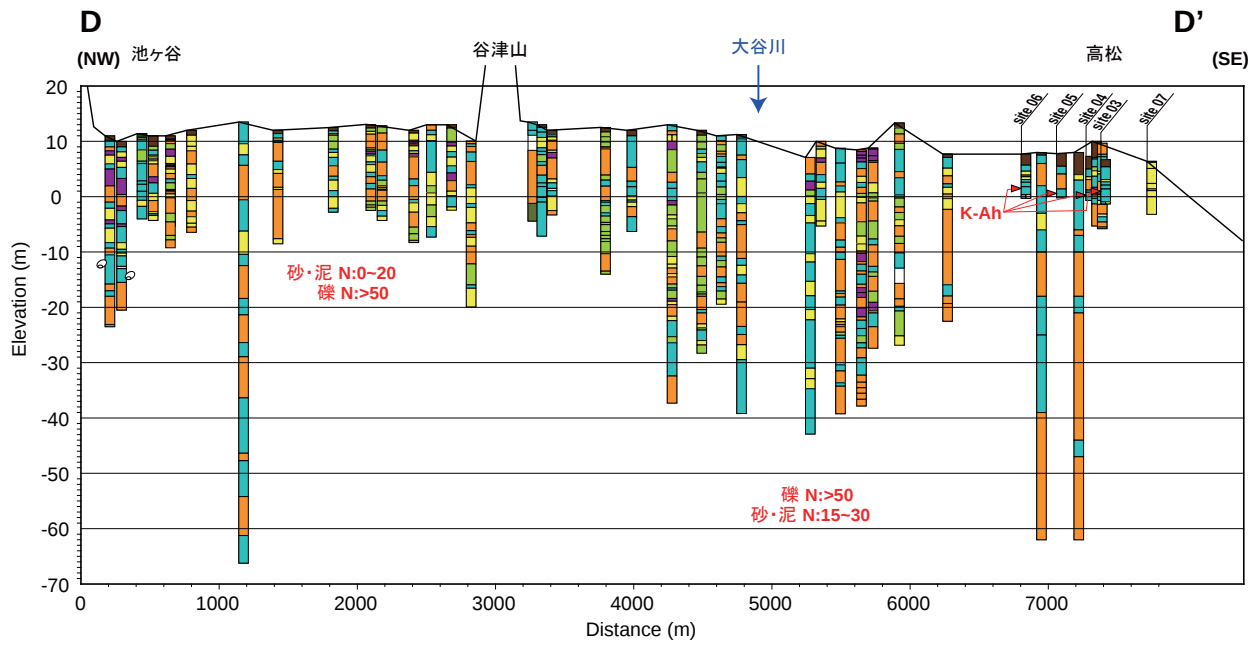
第7図 清水低地の地質断面 (B-B') と測線 408-eg13 の反射断面図 (佐藤ほか, 2016 を加工)。
堀込1, 長崎遺跡1, 4 資料は松島 (1999) による。測線 408-eg13 のスケールは距離 (m) と
深度 (m) に変換した。凡例は第6図と同じ。断面図の位置は第2図参照。

Fig.7 Geologic cross section of the Shimizu Lowland (B-B') and seismic profile along the line 408-eg13 (Sato *et al.*, 2016).
Legends are shown in Fig. 6. Location of the section is shown in Fig. 2.



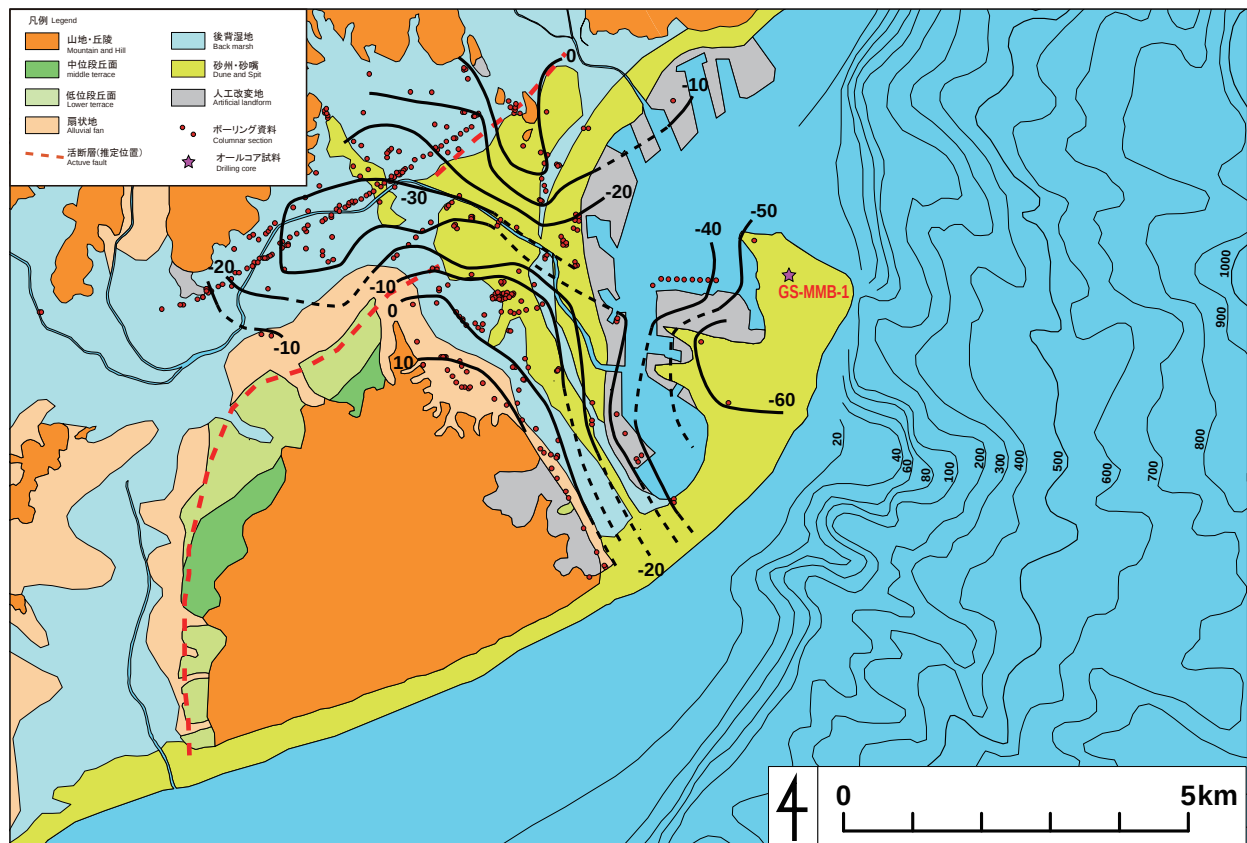
第 8 図 三保砂嘴の地質断面 (C-C')。三保-a, e, h の資料は依田ほか (1998) による。凡例は第 6 図と同じ。断面図の位置は第 2 図参照。

Fig.8 Geologic cross section of the Miho Spit (C-C'). Legends are shown in Fig.6. Location of the section is shown in Fig. 2.



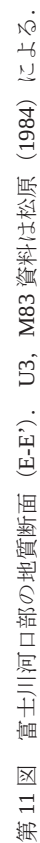
第 9 図 静岡低地の地質断面 (D-D')。 site3 ～ 7 の資料は Kitamura *et al.* (2013) による。凡例は第 6 図と同じ。断面図の位置は第 2 図参照。

Fig.9 Geologic cross section of the Shizuoka Lowland (D-D'). Legends are shown in Fig. 6. Location of the section is shown in Fig.2.



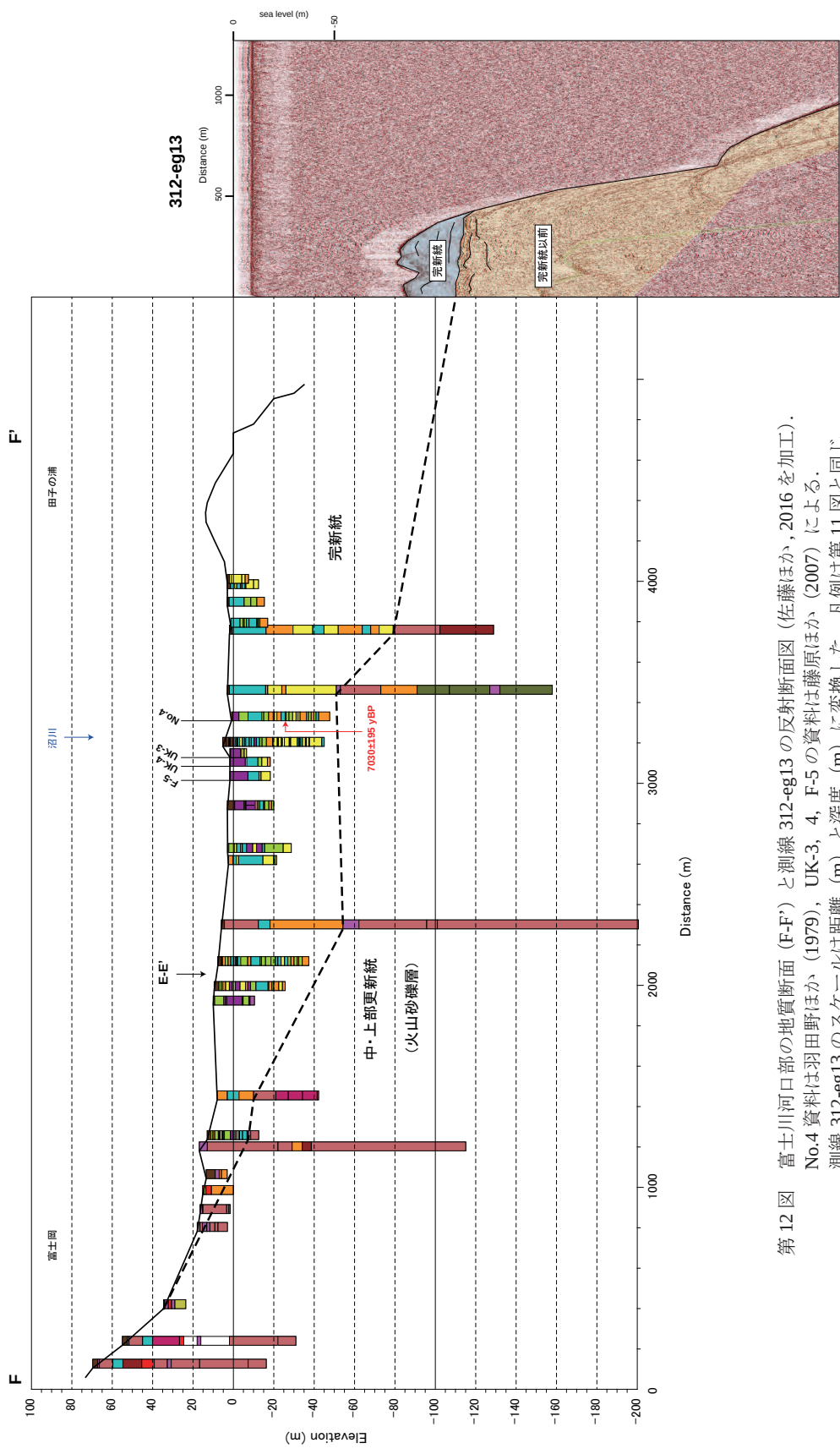
第 10 図 清水低地の完新統基盤高度分布図。標高線は 10m 間隔。駿河湾の等高線は現在の海底地形を表す。海底地形は岡村ほか（1998）による。

Fig.10 Basal topographic map of the Holocene in the Shimizu Lowland. Contours are at 10m intervals. Contours in the Suruga Bay show present bathymetry based on Okamura *et al.*(1998).



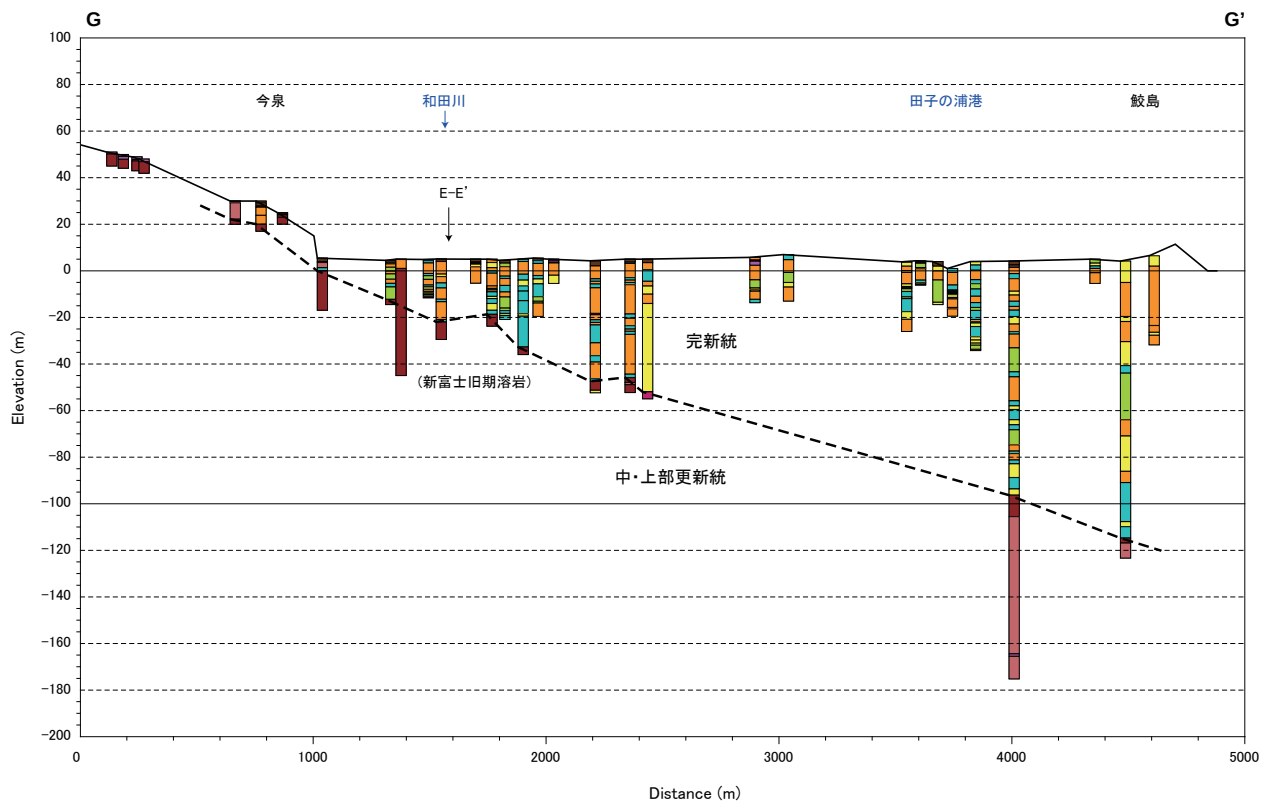
断面図の位置は第3図参照.

Fig.11 Geologic cross section of the Fujigawa-kako area (E-E'). Location of the section is shown in Fig. 3.

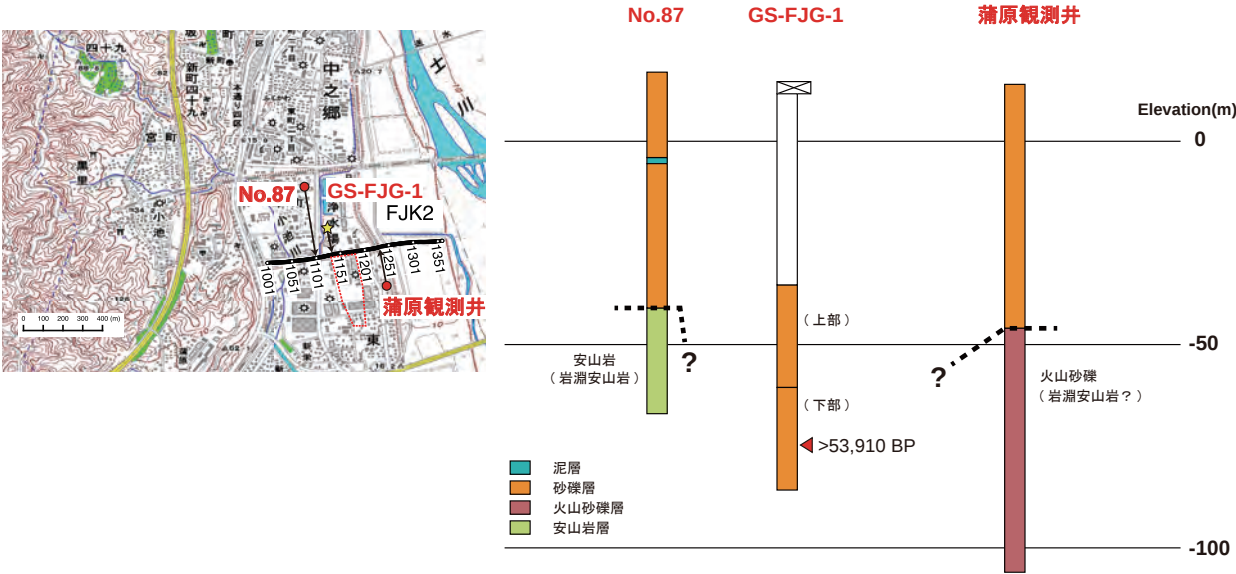


第 12 図 富士川河口部の地質断面 (F-F') と測線 312-eg13 の反射断面図 (佐藤ほか, 2016 を加工).
No.4 資料は羽田野ほか (1979), UK-3, 4, F-5 の資料は藤原ほか (2007) による.
測線 312-eg13 のスケールは距離 (m) と深度 (m) に変換した. 凡例は第 11 図と同じ.
断面図の位置は第 3 図参照.

Fig.12 Geologic cross section of the Fujigawa-kako area (F-F'). Legends are shown in Fig.11.
Location of the section is shown in Fig. 3.



第 13 図 富士川河口部の地質断面 (G-G')。凡例は第 11 図と同じ。断面図の位置は第 3 図参照。
 Fig.13 Geologic cross section of the Fujigawa-kako area (G-G'). Legends are shown in Fig.11.
 Location of the section is shown in Fig. 3.



第 14 図 FJK2 測線に沿った GS-FJG-1 近傍の断面. 地図は伊藤・山口 (2016) に加筆.
Fig.14 Geologic cross section near GS-FJG-1 site along the FJK2 line. Location map is added after Ito and Yamaguchi (2016).

第 1 表 放射性炭素年代測定結果. 放射性炭素年代値の測定は株式会社加速器分析研究所による.
貝殻試料については $\Delta R=0$ と仮定.

Table 1 Results of radiocarbon age determination.

Lab code	Core	Depth (m)	Elevation (m)	Material	Measured 14C age (y BP)	$\delta^{13}C$ (‰)	Conventional 14C age (y BP)	Calibrated Age (1 σ) (cal BP)	Calibrated Age (2 σ) (cal BP)
IAAA-132194*	GS-MMB-1	6.05	-4.60	wood	650 $\pm$ 20	-27.91 $\pm$ 0.31	600 $\pm$ 20	552-563 590-640	543-570 582-650
IAAA-132195*	GS-MMB-1	29.27	-27.87	crab	1330 $\pm$ 20	3.00 $\pm$ 0.26	1790 $\pm$ 20	1295-1349	1278-1383
IAAA-132196*	GS-MMB-1	30.73	-29.33	shell	1610 $\pm$ 20	1.32 $\pm$ 0.29	2040 $\pm$ 20	1550-1634	1533-1681
IAAA-132197*	GS-MMB-1	31.75	-30.35	shell	1650 $\pm$ 20	2.87 $\pm$ 0.28	2110 $\pm$ 20	1631-1725	1600-1779
IAAA-133718*	GS-MMB-1	37.65	-36.25	shell	1950 $\pm$ 20	-0.72 $\pm$ 0.30	2340 $\pm$ 20	1911-1996	1875-2045
IAAA-133719*	GS-MMB-1	41.50	-40.10	shell	2980 $\pm$ 20	3.77 $\pm$ 0.29	3450 $\pm$ 30	3275-3280 3293-3372	3232-3401
IAAA-133720*	GS-MMB-1	47.52	-46.12	shell	3960 $\pm$ 30	2.50 $\pm$ 0.25	4410 $\pm$ 30	4508-4610	4445-4680
IAAA-133721*	GS-MMB-1	51.43	-50.03	shell	7000 $\pm$ 30	2.25 $\pm$ 0.27	7440 $\pm$ 30	7864-7939	7825-7970
IAAA-133722*	GS-MMB-1	58.12	-56.72	shell	9980 $\pm$ 40	0.56 $\pm$ 0.38	10400 $\pm$ 40	11325-11591	11265-11723
IAAA-134159*	GS-FJG-1	89.15	-74.45	wood	>53,910	-26.74 $\pm$ 0.77	>53,911		
IAAA-133725*	smz01	8.30	3.70	shell	6860 $\pm$ 30	0.20 $\pm$ 0.28	7270 $\pm$ 30	7677-7765	7649-7814
IAAA-133726*	smz02	9.30	-2.10	shell	4060 $\pm$ 30	2.98 $\pm$ 0.27	4520 $\pm$ 30	4685-4795	4615-4811
IAAA-133727*	smz02	14.30	-7.10	shell	40260 $\pm$ 590	2.50 $\pm$ 0.31	40700 $\pm$ 590	43351-44418	42957-45002
IAAA-134161	fj-01U**		36	peat	3130 $\pm$ 30	-21.02 $\pm$ 0.55	3200 $\pm$ 30	3395-3446	3368-3460
IAAA-134162	fj-01L**		31	peat	5760 $\pm$ 30	-17.67 $\pm$ 0.54	5880 $\pm$ 30	6731-6671	6645-6752 6765-6775

* 石原ほか (2014)

** fj-01U, fj-01Lは露頭から試料を採取した.