

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

Geological investigation of the Quaternary deposits underlying the plains in the coastal area of the northern Suruga Bay, Japan

石原武志^{1,2}・水野清秀^{1*}・本郷美佐緒³・細矢卓志⁴

Takeshi Ishihara^{1,2}, Kiyohide Mizuno^{1*}, Misao Hongo³ and Takashi Hosoya⁴

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, top elevation of marine deposit and base elevation of the Latest Pleistocene-Holocene incised valley fills suggested uplifting in the coastal area. In the northern Miho Peninsula, spit developed between the Kofun Period and the Middle Ages. Near the GS-FJG-1 core in the Fujigawa-kako Lowland, gravel of incised valley fill deposited over 100 m thickness, suggesting that the active fault runs on the west of the GS-FJG-1 core site.

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。清水低地では、海成層の上限高度や沖積層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。三保半島北部では沖積層が約 65m の層厚で堆積し、砂嘴が北部まで発達したのは古墳時代以降中世にかけてのころであることが明らかとなった。富士川河口低地ではボーリング調査地点から東部にかけて、沖積層の砂礫層が 100 m 以上の厚さで堆積しており、断層がボーリング地点のやや西側を通過する可能性が示唆された。

1. はじめに

この研究は、駿河湾沿岸域を対象とした「沿岸域の地質・活断層調査」のうちの「陸域の地質調査」の一

部として実施されたものである。調査地域は、清水低地、三保半島、及び富士川河口低地である。

清水低地の南側には有度丘陵があり、丘陵を構成する中・上部更新統は全体として内陸（北西）側へ傾斜している（土，1960；近藤，1985；杉山・下川，1990）。丘陵構成層は主に安倍川の扇状地性デルタ堆積物であることから、内陸側へ傾く構造は約 30 万年前以降の地殻変動により形成されたと考えられる（杉山・下川，1990）。清水低地の沿岸部では、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。しかし、清水低地や三保半島の沖積層基盤を構成する地層の年代や地質構造については詳細な検討がなされておらず、有度丘陵を含めた清水低地全体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

* Correspondence

¹ 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, Institute of Geology and Geoinformation）

² 現所属：再生可能エネルギー研究センター（AIST, Renewable Energy Research Center）

³ 有限会社アルプス調査所（Alps Technical Research Laboratory Co. Ltd.）

⁴ 中央開発株式会社（Chuo Kaihatsu Corporation）

いる。

富士川下流域には、富士川河口断層帯と呼ばれる南北 26 km 以上に延びる活断層帯が分布する（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り、南方海域への延長も推定されている（静岡県総務部地震対策課，1996；中田ほか，2009；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期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から、上下方向の平均変位速度が最大 7 m / 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、資料の少ない三保半島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



第 1 図 駿河湾奥部の地質図とボーリング掘削地点，土質サンプル地点，地質断面図の位置（第 4～9 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，下部・中部更新統，上部更新統の地質をそれぞれ一つの凡例に統合した。活断層の位置は静岡県（1996），中田・今泉（2002），杉山ほか（2010）より引用。
 Fig. 1 Geologic map of the Northern Suruga Bay, locality of cores and boring samples, and lines of geologic sections. Geologic map is simplified after Geological Survey of Japan, AIST (ed.) (2012). Locality of active faults are after Shizuoka Pref. (1996), Nakada and Imaizumi (2002), and Sugiyama et al. (2010).

ボーリング柱状図資料を収集・解析して平野域の地下地質構造について検討した。調査結果の概略を以下に示す。

2. 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。

①三保半島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+1.40 m，掘削長70 m，コア長70 m）。

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+14.68 m，掘削長100 m，そのうち上部50 mはノンコア，コア長50 m）。

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2図に示す。採取されたボーリングコアに対して層相記載を行ったほか、コアから得られた木片や貝化石の放射性炭素年代値を測定した。また、GS-MMB-1 コアについては花粉分析も行った。なお、

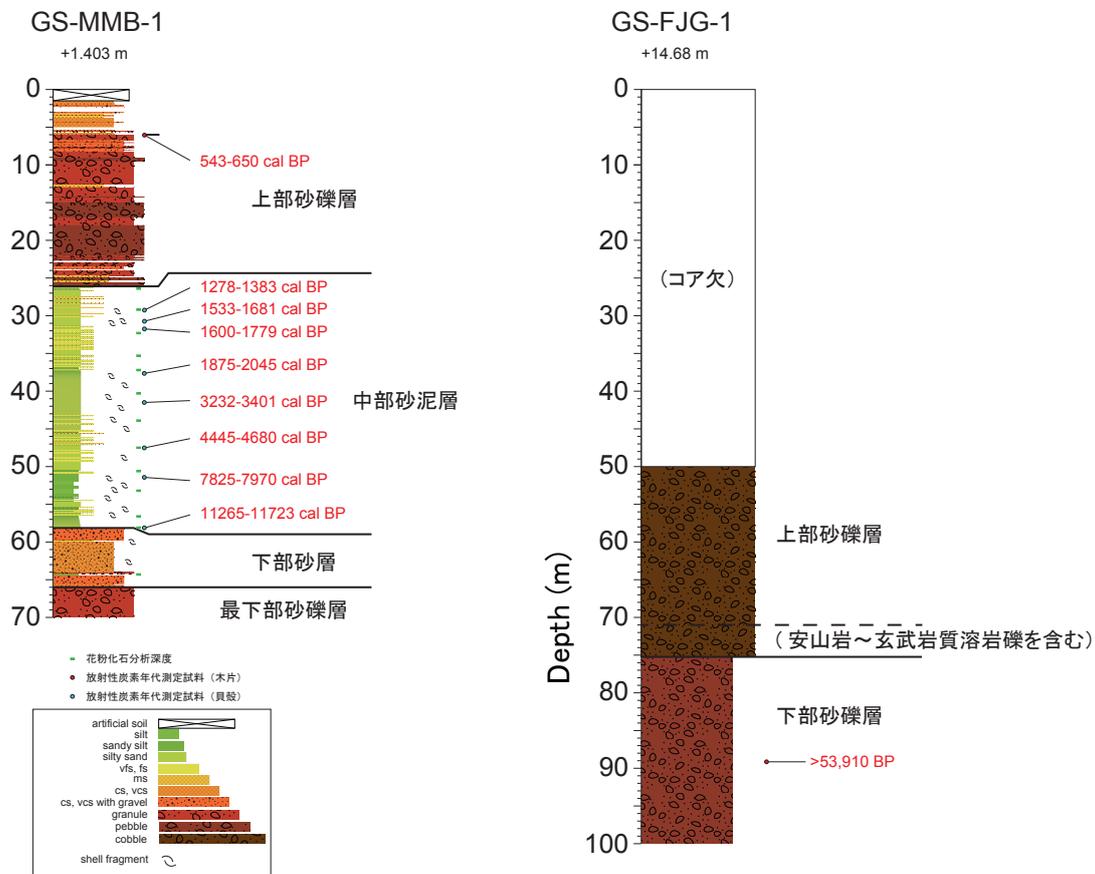
放射性炭素年代値については、較正年代値を cal BP，未較正年代値を BP で表記する。

(1) GS-MMB-1 コア

GS-MMB-1 コアの層相は、深度70.00～64.42 m(標高-68.60～-63.02 m)の最下部砂礫層、深度64.42 m～58.14 m(標高-63.02～-56.74 m)の下部砂層、深度58.14～26.10 m(標高-56.74～-24.70 m)の中部砂泥層、深度26.10～1.50 m(標高-24.70～-0.10 m)の上部砂礫層に大別される(第2図)。

最下部砂礫層は、礫混じり粗砂～細礫層から構成される。本層から年代値は得られていないものの、後述する中部砂泥層から完新世の放射性炭素年代値が得られたことを考慮すると、最下部砂礫層は最終氷期の堆積物の可能性がある。

下部砂層は、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。本層上部に貝殻片が認められること及び本層の花粉化石群集が後述するように中部砂泥層下部と類似した比較的温暖な植生を示すことから、本層については後氷期の海進初期の堆積物であると考えられる。



第2図 GS-MMB-1 と GS-FJK-1 の地質柱状図。
Fig. 2 Geologic columnar sections of the GS-MMB-1 and GS-FJK-1 cores.

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.
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 ± 20	-27.91 ± 0.31	600 ± 20	552-563 590-640	543-570 582-650
IAAA-132195	GS-MMB-1	29.27	-27.87	crab	1330 ± 20	3.00 ± 0.26	1790 ± 20	1295-1349	1278-1383
IAAA-132196	GS-MMB-1	30.73	-29.33	shell	1610 ± 20	1.32 ± 0.29	2040 ± 20	1550-1634	1533-1681
IAAA-132197	GS-MMB-1	31.75	-30.35	shell	1650 ± 20	2.87 ± 0.28	2110 ± 20	1631-1725	1600-1779
IAAA-133718	GS-MMB-1	37.65	-36.25	shell	1950 ± 20	-0.72 ± 0.30	2340 ± 20	1911-1996	1875-2045
IAAA-133719	GS-MMB-1	41.50	-40.10	shell	2980 ± 20	3.77 ± 0.29	3450 ± 30	3275-3280 3293-3372	3232-3401
IAAA-133720	GS-MMB-1	47.52	-46.12	shell	3960 ± 30	2.50 ± 0.25	4410 ± 30	4508-4610	4445-4680
IAAA-133721	GS-MMB-1	51.43	-50.03	shell	7000 ± 30	2.25 ± 0.27	7440 ± 30	7864-7939	7825-7970
IAAA-133722	GS-MMB-1	58.12	-56.72	shell	9980 ± 40	0.56 ± 0.38	10400 ± 40	11325-11591	11265-11723
IAAA-134159	GS-FJG-1	89.15	-74.45	wood	>53,910	-26.74 ± 0.77	>53,911		
IAAA-133725	smz01	8.30	3.70	shell	6860 ± 30	0.20 ± 0.28	7270 ± 30	7677-7765	7649-7814
IAAA-133726	smz02	9.30	-2.10	shell	4060 ± 30	2.98 ± 0.27	4520 ± 30	4685-4795	4615-4811
IAAA-133727	smz02	14.30	-7.10	shell	40260 ± 590	2.50 ± 0.31	40700 ± 590	43351-44418	42957-45002

中部砂泥層は、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、全体的に上方粗粒化する。上部のシルト質細砂層中には、淘汰の良い細砂が 5～10 cm の層厚で挟在する。深度約 50.50～37.50 m に含まれる貝殻は主に *Pecten albicans* (イタヤガイ) で、ほかに *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。深度約 50.50 m 以深では、*Haustator cingulifera* (ヒメキリガイダマシ) が産出する。また、深度 43.22 m に *Carcinoplax longimanus* (エンコウガニ) の破片が見られる。これらの貝殻より、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、中部砂泥層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、岩相や堆積速度の変化からみて、深度約 50.50 m を境に上方浅海化する傾向にあると考えられる。

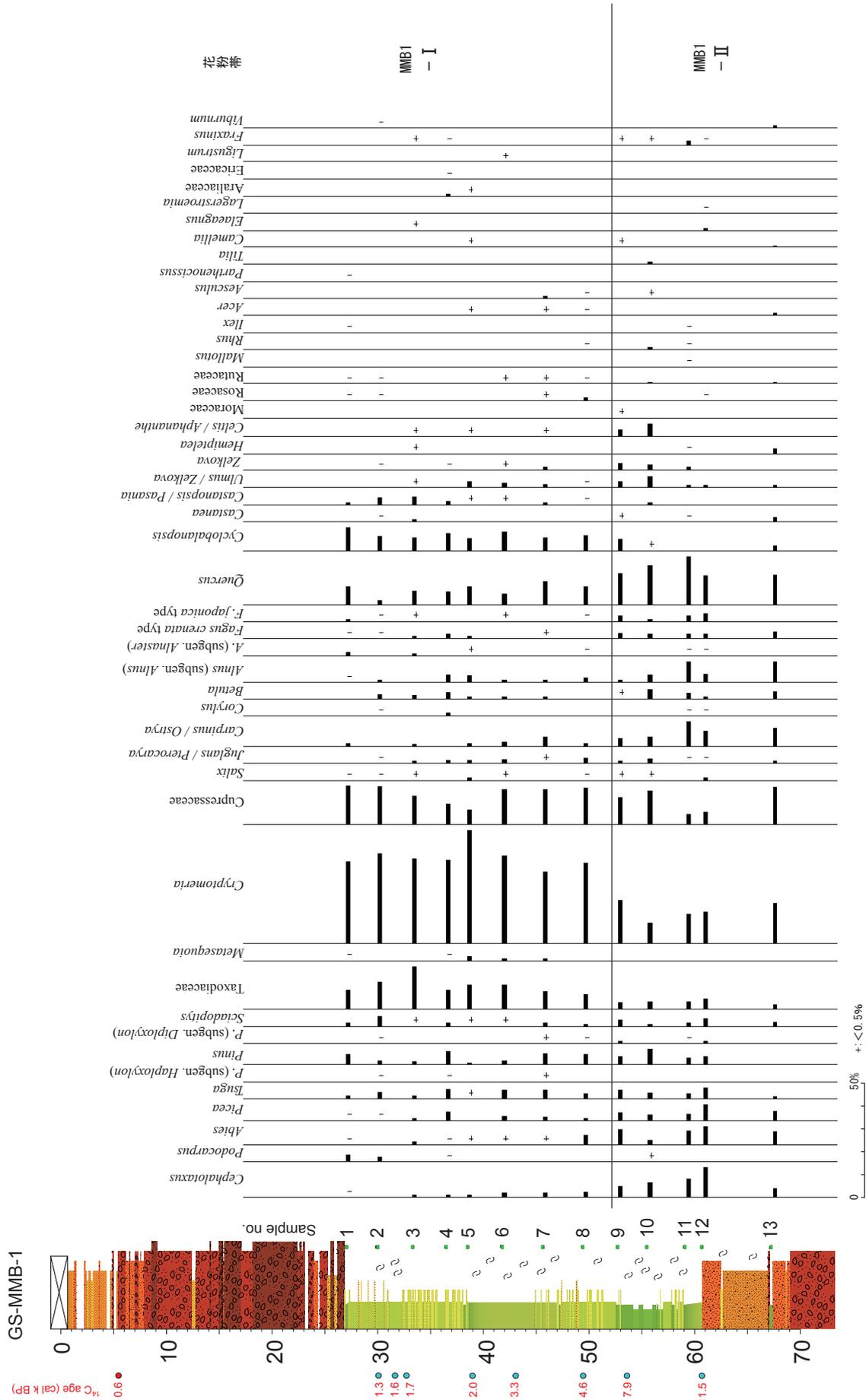
上部砂礫層は、砂礫層と礫混じり粗砂層からなる。本層は三保半島を構成する砂嘴堆積物と解釈される。深度 6.00 m に含まれる木片からは約 600 cal BP の放射性炭素年代値が得られた。中部砂泥層の年代値も考慮すると、三保半島北部は少なくとも古墳時代にはまだ海域のまま、中世頃に砂嘴が発達したと考えられる。

花粉分析は、下部砂礫層の下部 1 試料と中部砂泥層中の 12 試料で実施した (第 3 図)。花粉化石からは、深度約 50 m 付近を境に 2 つの花粉群集帯 (下位より MMB- II および MMB- I) に区分することができる。下位の MMB- II 帯は、*Quercus* (コナラ属コナラ亜属) が優勢で、*Cryptomeria* (スギ属) がこれに次ぐ。*Cephalotaxus* (イヌガヤ属) は、上位の帯と比較して

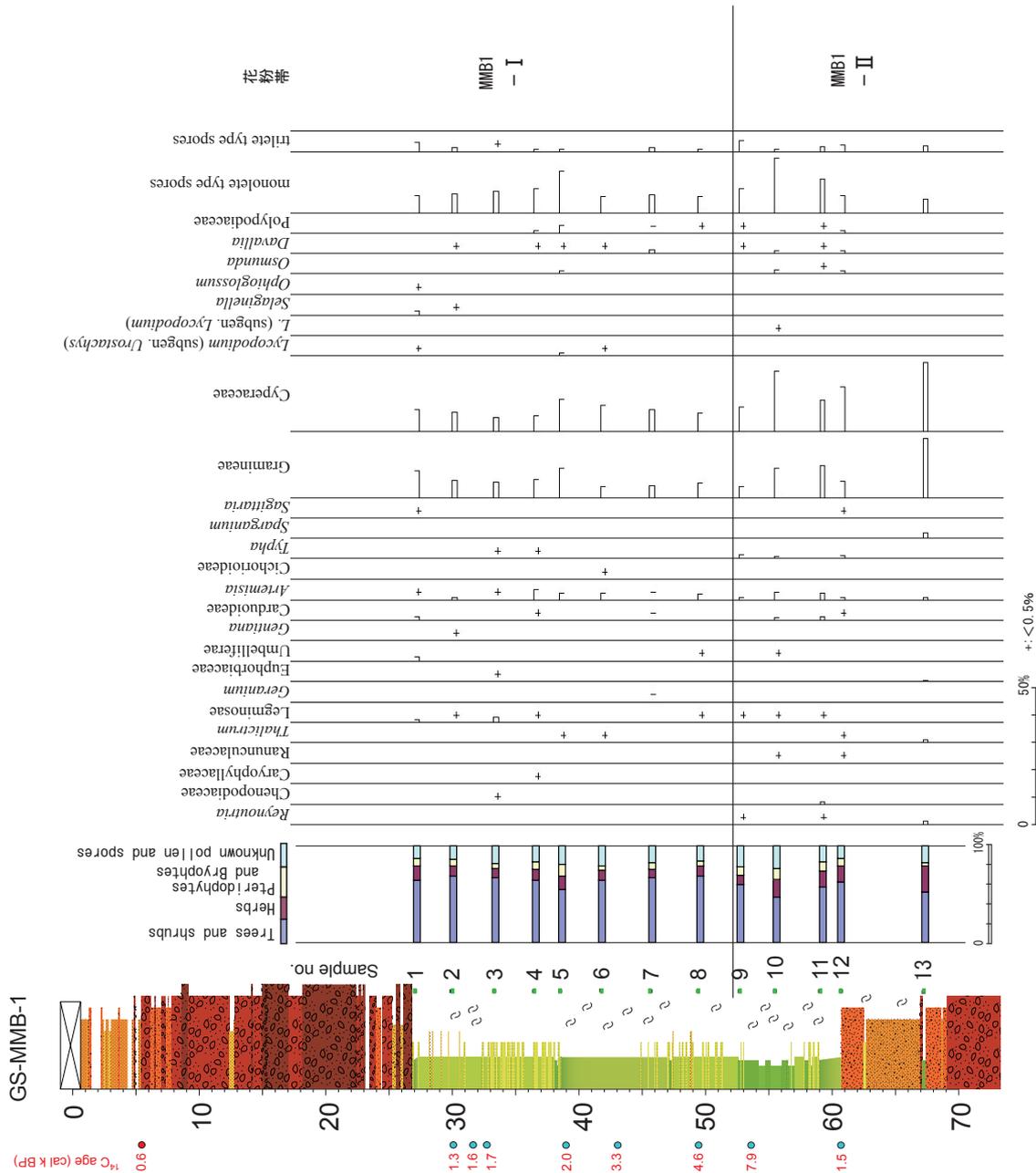
産出率が高い。また *Abies* (モミ属), *Fagus* (ブナ属), *Carpinus/Ostrya* (クマシデ属/アサダ属), *Betula* (カバノキ属) および *Alnus* (ハンノキ属) も上位の帯と比較して産出率がやや高い。一方、上位の MMB- I 帯では、*Cryptomeria* が高率を占め、*Taxodiaceae* (スギ科), *Cupressaceae* (ヒノキ科) がこれに次ぐ。*Quercus* および *Cyclobalanopsis* (コナラ属アカガシ亜属) を 10% 程度伴う。*Castanopsis/Pasania* (シイノキ属/マテバシイ属) が低率ながら層位的に連続して産出する。一方、*Fagus*, *Carpinus/Ostrya*, *Betula*, *Alnus*, *Juglans/Pterocarya* (クルミ属/サワグルミ属), *Ulmus/Zelkova* (ニレ属/ケヤキ属) は極めて低率である。このような花粉構成から、MMB- II 帯の古植生は暖温帯上部から冷温帯下部にかけて優先する中間温帯林であり、MMB- I 帯はスギ属を主とした温帯針葉樹林 (中間温帯林) であったと考えられる。後者は前者と比較して温暖・湿潤になったと推定される。両花粉帯の境界の年代はおおよそ 7,000～5,000 年前と推定される。

なお、駿河湾東部の海底コアの沖積層の花粉分析結果 (楡井, 1988) と比較すると、当地域の花粉群集では *Cyclobalanopsis* の出現率が全体的に少ないように見受けられる。しかし、浮島ヶ原における沖積層の花粉分析結果では、当地域の花粉群集と同様に *Cryptomeria* の優勢な群集が得られている (松原, 1992; 藤原, 2007)。これらを考慮すると、*Cyclobalanopsis* の出現率が全体的に少ないように見受けられる理由は、調査地の近傍および後背地にスギ属を主体とした林が成立していたためであると推定される。

また、このボーリングコアには、中期更新世以降日本には自生していないと考えられている



第3図 GS-MMB-1の花粉分析ダイアグラム。(木本植物)
Fig. 3 Pollen diagrams of the GS-MMB-1 core. (trees and shrub)



第 3 図 (続き) 草本植物, 孢子化石
Fig. 3 (continuation. herbs and spores)

Matasequoia (メタセコイア属) 花粉が少量ではあるが含まれている。これは周辺域に分布する前期更新世以前の地層からの誘導化石として堆積した可能性が高い。

中部砂泥層は完新世の堆積物であるが、やや締まっているのが特徴である。GS-MMB コア近隣の既存ボーリング資料では、同深度の砂泥層の N 値が 10-30 台を示す。後述するように、清水低地・三保半島の沖積層の海成堆積物は、N 値が 5-15 程度を示すことが多く、やや固結している特徴がみられる。

(2) GS-FJG-1 コア

GS-FJG-1 コアの層相は、ほぼ全て砂礫層からなる

(第 2 図) が、深度 75.23 m (標高 -60.55 m) を境に上下二分される。下部の砂礫層は、粘土分を含む ϕ 5 ~ 40 mm 程度の中礫が主体である。深度 89.10-89.20 m (標高 -74.5 ~ -74.4 m) 付近の砂礫層中から植物片が採取され、>53,910 BP の放射性炭素年代値を得た。一方、上部の砂礫層は ϕ 10 ~ 80 mm 程度の中~大礫主体で、最大 100 ~ 150 mm のものもみられる。特に下位に比べて粒径が急激に大きくなる深度 75.2 m ~ 71.0 m (標高 -60.5 ~ -56.3 m) 付近には径 20cm を超える安山岩 ~ 玄武岩質溶岩礫が含まれ (最大径約 60 cm)、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。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、亜円礫から円礫が多いが亜角礫も少量含まれている。

3. ボーリング資料解析とその結果

駿河湾奥部の沿岸平野部の既存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、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点も集約した。このほか、静岡市、富士市、国土情報検索サイト「Kunijiban」(土木研究所, 2013)、「静岡県統合基盤地理情報システム」(静岡県)から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あるものを除いて選別し、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。

本研究では清水低地・三保半島において、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4～6図)。資料の少ない富士川河口低地では断面図を作成していないが、GS-FJG-1コア付近の地下構造について付近のボーリング資料、既存研究を踏まえて考察した。なお、本報告では、最終水期極相期までに堆積した沖積層基底礫層およびそれ以前の地層の上面を、便宜上沖積層基底面として解釈した。

(1) 清水低地及び三保半島(第4～6図)

清水低地の地下地質については、土・高橋(1972)、門村(1966)、松原(1989, 1997, 1998)などの研究がある。それらによれば、清水低地の地下には沖積層の基盤として、有度丘陵から連続する中・上部更新統のほか、低地北部では山地を構成する新第三系の基盤岩も分布している。沖積層の基盤高度は有度丘陵北東麓～東麓部と、清水低地北東部の孤立した丘陵群の周辺で高く、その間に巴川の埋没谷が東西方向に延

びている(松原, 1997, 1998)。また、有度丘陵の北縁および孤立丘陵群付近では、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(中田・今泉, 2002; 上市ほか, 2003)が、清水低地地下への連続性については明らかにされていない。

清水低地では、2地点(smz01, 02; 第1図)において土質標本試料中の貝殻の放射性炭素年代測定を行った。smz01, 02を通るA-A'断面を第4図に、A-A'断面にほぼ直交し、巴川の埋没谷に沿ったB-B'断面を第5図に示す。

A-A'断面では、巴川右岸部に幅1km程度の谷地形が認められ、沖積層が厚く堆積している。後述するB-B'断面と比較すると、巴川右岸部の沖積層の最深部は標高-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、沖積層の基盤を構成している。この基盤高度は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・上部更新統堆積物とされる(松原, 1997)。smz02では、標高-7mの泥層中の貝殻から約44,000 cal BPの放射性炭素年代値が得られ、松原(1997)の解釈とも整合的である。沖積層は、標高0m付近から以深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、海成沖積層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。smz01では、海成層上限高度が標高約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。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)ことを踏まえると、smz01付近も完新世に隆起した可能性がある。

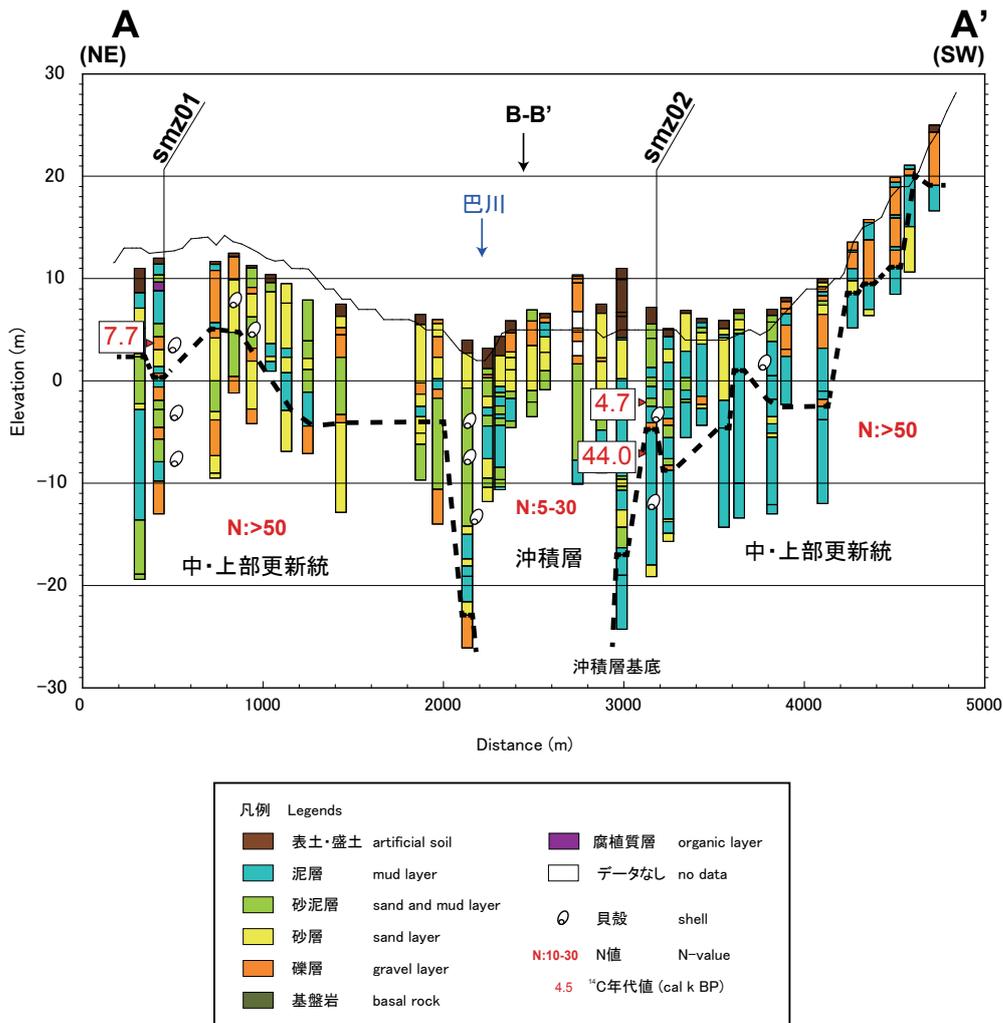
B-B'断面は、清水低地から折戸湾、三保半島を東西に結んだ断面である(第5図)。清水低地の地下断面は、巴川の埋没谷の縦断面にほぼ相当する。B-B'断面の清水低地側では、沖積層基盤の高度が標高約-40～-25mに分布する。沖積層の基盤を構成するのは、N値30～50程度の礫層、砂層、泥層および固結した基盤岩である。内陸部の長崎遺跡(松島, 1999)付近の基盤を構成する礫層は、最上部にAT火山灰(約28-29 ka; 青木ほか, 2008)を挟む(松原, 1985)ことから、中・上部更新統と解釈される。沖積層は、

N 値 5-15 程度を示す貝殻混じり泥層～砂泥層が標高 -5 ~ 0 m 付近まで分布し、その上位に礫混じりの砂層が累重する。清水低地の沖積層基盤高度は、沿岸部から内陸部へ向かって低くなる傾向がみられ、沖積層の層厚も長崎遺跡付近で最大（約 45 m）となる（松島, 1999）。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 20 m 隆起したことを示した。以上を踏まえると、埋没谷に沿った沖積層基盤高度の上流側への逆傾斜は、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。

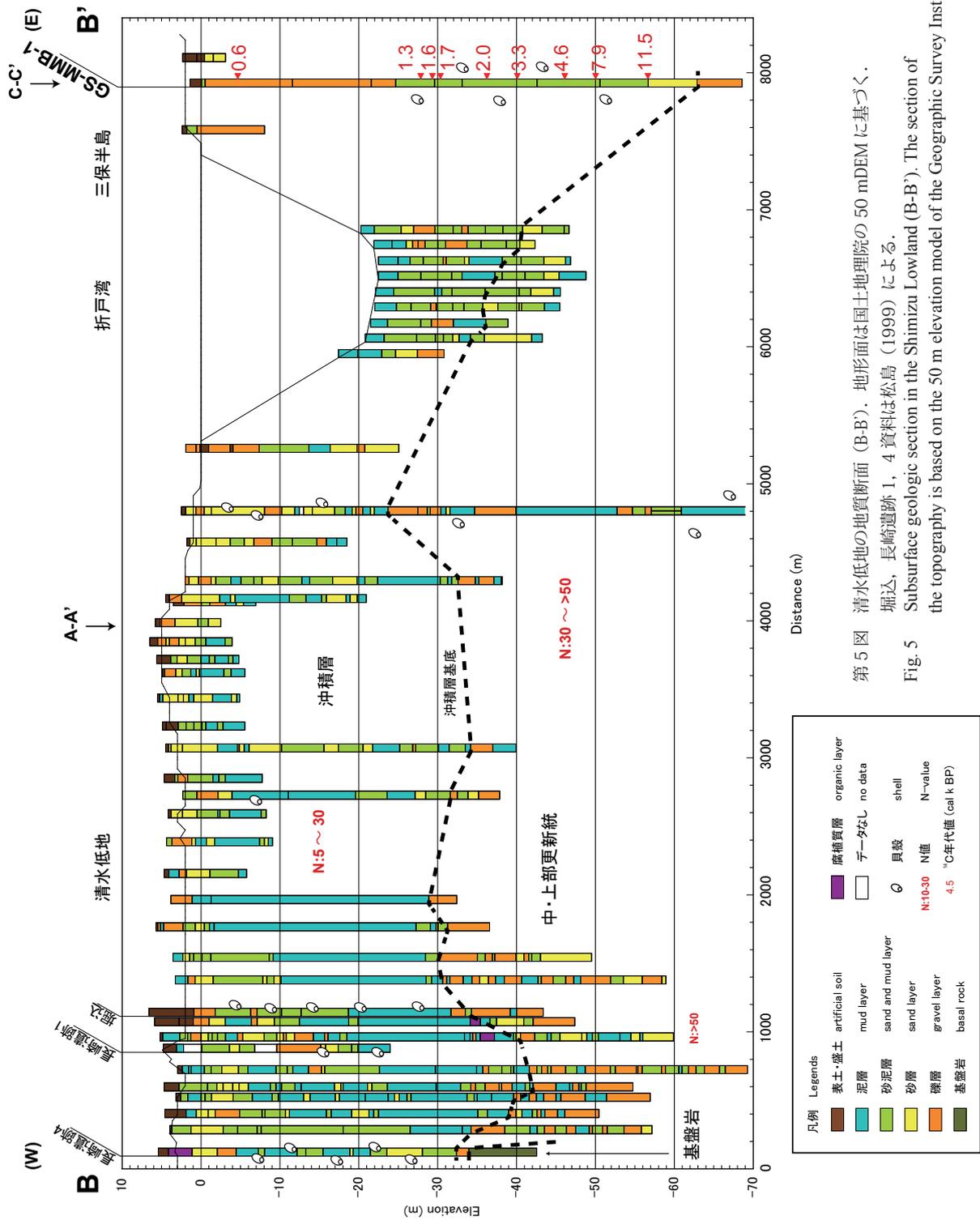
三保半島の地下地質については、ボーリング試料と

三保半島沖の海底地形の音響探査結果との対比に基づく検討がなされている（関東農政局, 1966；依田ほか, 1998, 2000）。それらによると、三保半島の基盤を構成するのは有度丘陵を構成する中部更新統の根古屋層であり、沖積層は三保半島中央部で最も厚く、層厚約 80 m に達する。しかし、これらの研究では年代学的根拠が示されていなかった。本報告では、GS-MMB-1 コアの解析結果に基づき、三保半島を南北に縦断する C-C' 断面を作成した（第 6 図）。

沖積層は下位より泥層～砂泥層、砂礫層、砂層で構成される。三保半島北部と南部の泥層～砂泥層は N 値 10 ~ 30 程度を示し、互いに対比される。三保半島中央部では海成砂泥層の分布が最も深く、N 値も 50 以上を示している。この砂泥層を沖積層と仮定すると、三保半島の中央部に沖積層基底の谷地形が認められ、巴川の埋没谷の延長部にあたる可能性が考えられる。山口ほか（2014）による GS-MMB-1 地点近傍を



第 4 図 清水低地の地質断面 (A-A')。地形面は国土地理院の 50 mDEM に基づく。
 Fig. 4 Subsurface geologic section in the Shimizu Lowland (A-A'). The section of the topography is based on the 50 m elevation model of the Geographic Survey Institute.



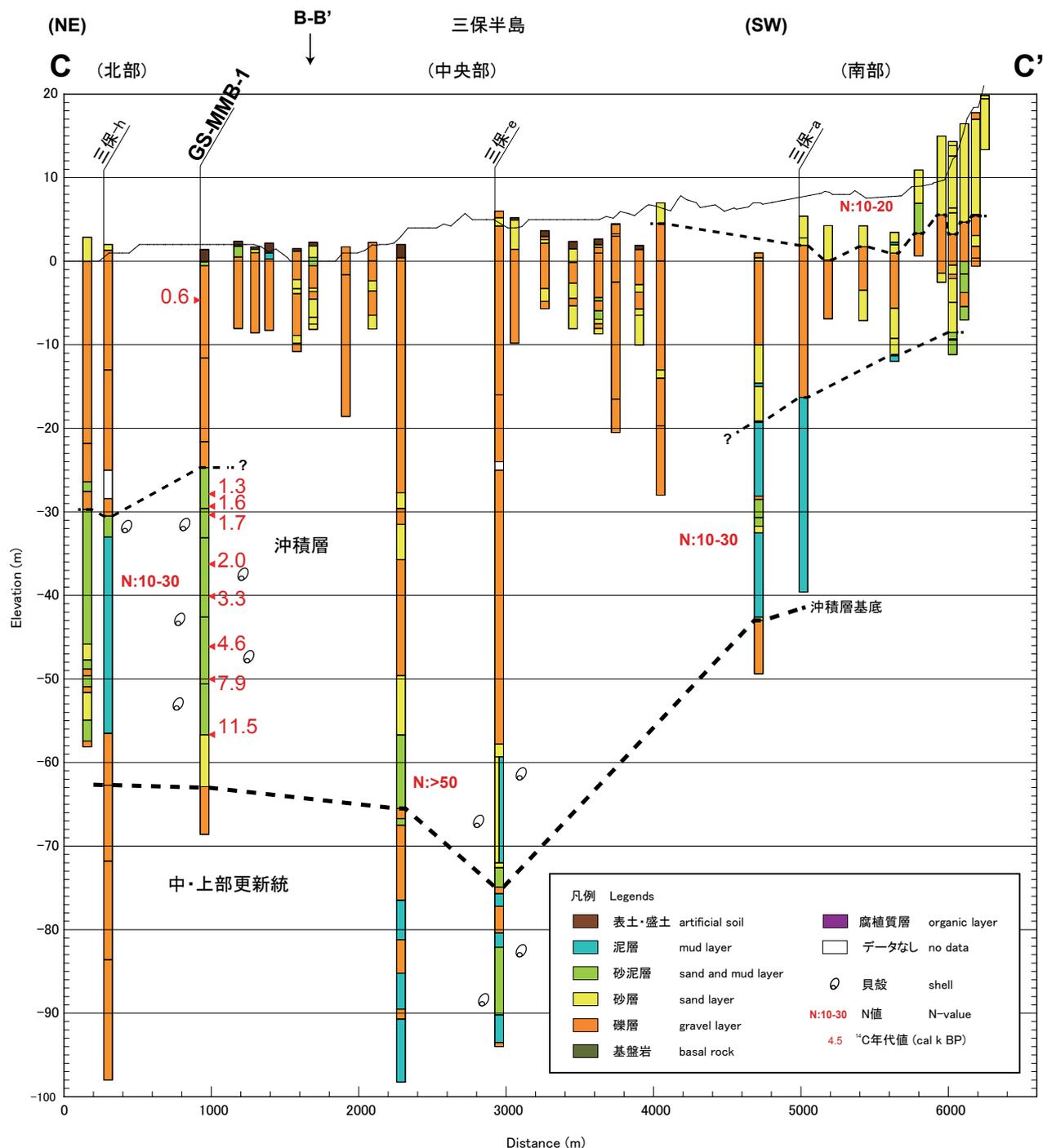
第5図 清水低地の地質断面 (B-B')。地形面は国土地理院の50 mDEMに基づく。
 堀込, 長崎遺跡 1, 4 資料は松島 (1999) による。
 Fig.5 Subsurface geologic section in the Shimizu Lowland (B-B'). The section of the topography is based on the 50 m elevation model of the Geographic Survey Institute.

通る反射法探査断面では、沖積層の基底層準の反射面が、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推定を支持している。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を構成している。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。

(2) 富士川河口低地

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(下川ほか, 1996;



第 6 図 三保半島の地質断面(C-C')。地形面は国土地理院の 50 mDEM に基づく。三保 -a, e, h 資料は依田ほか(1998)による。
 Fig. 6 Subsurface geologic section in the Shimizu Lowland (C-C'). The section of the topography is based on the 50 m elevation model of the Geographic Survey Institute.

第 1 図) では、GS-FJG-1 コアと同様に、厚い砂礫層が深度 127 m 付近まで分布しており、さらに以深には、古富士泥流堆積物が認められている。一方、松岡から約 700 m 南西の水神社(第 1 図)からその南では、基底部分で約 14,000 BP の放射性炭素年代値が得られている新期富士溶岩が富士川河床に露出し(山崎ほか, 1981), 地表数 m 下には古富士泥流堆積物よりも古い地層が分布することから、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)。松岡ボーリング地点よりも下流側の GS-FJG-1 コアでは、深度 100 m まで古富士泥流堆積物と考えられる火山礫や火山灰主体の地層は見つかっておらず、おそらくその層準まで掘削が及んでいないものと推定される。下部砂礫層中の木片は >53,910 BP の値を示しているが、古い試料が再堆積した可能性が高い。このような状況から判断して、GS-FJG-1 掘削地点付近は松岡ボー

リング地点と同様に古富士泥流堆積物よりも新しい砂礫層が 100m 以上の厚さで堆積しており、断層の下盤側（沈降側）の可能性が高いと考えられる。一方、GS-FJG-1 地点の約 300 m 北北西のボーリング資料では、深度約 60 m から基盤岩の岩淵火山岩類が認められ（富士市，1986）、約 500 m 西では岩淵火山岩類が露出している。断層が存在するとすると、この基盤岩分布地域と GS-FJG-1 地点の間を通過する可能性が考えられる。今後、反射法探査結果と比較しながら検討したい。

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、板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いたとともに、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氏にはカニ化石の同定をしていただいた。産業技術総合研究所地質情報研究部門の田中裕一郎博士には石灰質ナンノ化石の分析をお願いした。同部門の田辺 晋博士にはコアの堆積相解釈についてご教示をいただいた。同部門の山口和雄氏及び伊藤 忍博士には反射法探査の記録等について、地質標本館の下川浩一氏には既存文献や溶岩に関するご教示をそれぞれいただいた。これらの方々には深く感謝申し上げる。

文献

青木かおり・入野智久・大場忠道（2008）鹿島沖海底コア MD01-2421 の後記更新世テフラ層序。第四紀研究，47，391-407
 土木研究所（2013）国土地盤情報検索サイト「Kuni-Jiban」<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，1013p。
 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，7，91-118。
 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。地震予知連会報，21，101-105。
 地震調査研究推進本部（2010）富士川河口断層帯の評価（一部改訂）。http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10oct_fujikawa/index.htm
 門村 浩（1966）静清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。
 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。
 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。
 近藤康夫（1985）静岡県有度丘陵の上部更新統の層序。地質雑，91，121-140。
 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（1992）静岡県浮島ヶ原・雌鹿塚遺跡における自然環境と人間活動の変遷。第四紀研究，31，221-227。
 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，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.
- 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.
- 楡井 尊 (1988) 駿河湾東部、伊豆半島宇久須沖より得られたコア試料の化石花粉群集. 平岡環境科学研究所報告, 1, 39-47.
- 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, 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.
- 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, 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・駒澤正夫 (2010) 20 万分の 1 地質図幅「静岡及び御前崎」(第 2 版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 土 隆一 (1960) 有度山の地質構造ならびに地史. 地質雑, 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.
- 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.
- 依田美行・石井 良・中西のぶ江・田中政仁・根元謙次 (1998) 三保半島沖大陸棚の堆積構造からみた三保半島の形成過程. 東海大学紀要海洋学部, 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半島及び半島沖大陸棚の形成. 海洋調査技術, 12, 31-47.