

千葉県富里市 GS-TM-1 コアにみられる更新統下総層群 木下層の堆積相と物性

Sedimentary facies and physical properties of the Pleistocene Kioroshi Formation in the GS-TM-1 core, Tomisato, Chiba Prefecture

中澤 努^{1*}・坂田健太郎¹・中里裕臣²

Tsutomu Nakazawa^{1*}, Kentaro Sakata¹ and Hiroomi Nakazato²

Abstract: The Pleistocene Kioroshi Formation includes soft muddy incised-valley fills with potential risk of amplifying earthquake motion. A drilling survey has been conducted at Tomisato, Chiba Prefecture for better understanding sedimentary facies and physical properties of the Kioroshi Formation. The correlation of the Tomisato borehole with other two borehole logs in the northern Chiba area reveals that the incised-valley fills of the Kioroshi Formation exhibit elongated distribution with the E-W trend in this area and larger grain-sizes and higher S-wave velocities in the eastern bay-mouth side compared with those in the western inner bay side. A thorough understanding of the lateral change in the sedimentary facies of the incised-valley fills of the Kioroshi Formation is essential for the estimation of the potential disaster risk.

Keywords: Kioroshi Formation, Pleistocene, sedimentary facies, S-wave velocity, Tomisato

要旨

関東平野に分布する更新統下総層群木下層は古東京湾の堆積物として知られるが、下部には軟弱な谷埋め泥層を伴うことがある。木下層の谷埋め堆積物の層相と物性を知るために、千葉県富里市七栄においてボーリング調査を実施した。また、これまでに検討した印西や成田のコアとの層相の比較を行った。その結果、木下層下部は千葉県北部地域では谷埋め状に東西に細長く分布し、下流側（湾口側）の東部ほど層厚が大きい。全体として砂が卓越する層準が多くなり、内陸側（西部）と比較してS波速度が大きくなること明らかになった。このように木下層谷埋め堆積物は側方への層相・層厚変化が著しく、地盤リスクを評価するにはそれらを適切に把握することが必要である。

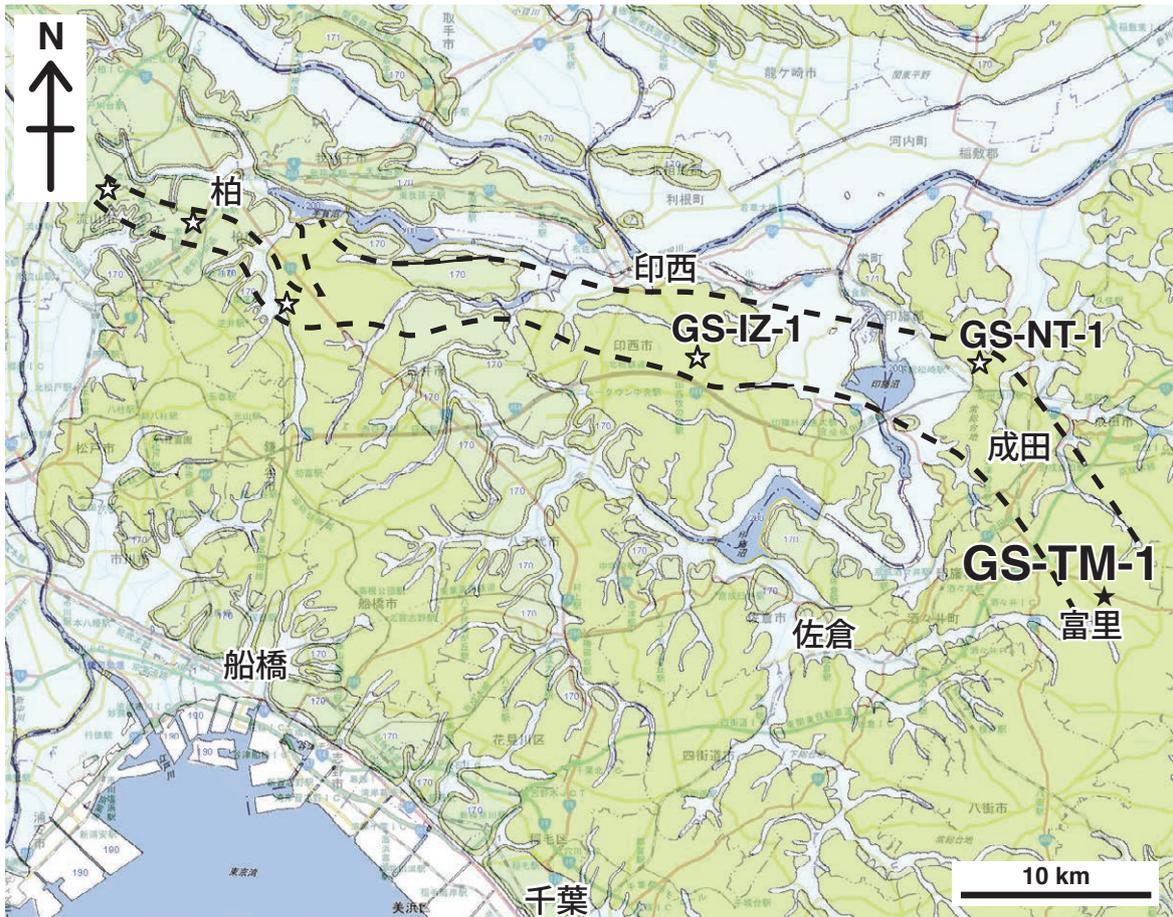
1. はじめに

更新統下総層群木下層は、最終間氷期（MIS 5.5）に現在の関東地方の平野部に広がった古東京湾の堆積物として知られるが（岡崎・増田, 1992）、一方で局所的に沖積層に似た軟弱な谷埋め泥層を伴うことから、台地の地盤リスクとしての認識も必要である（中澤ほか, 2006, 2015）。しかしながら木下層の谷埋め堆積物は地表に露出することが少ないため、その分布形態や層相変化についてはほとんど分かっていない。筆者らは千葉県北部地域を対象に木下層の谷埋め堆積物のボーリング調査を実施し、流山から柏、印西、成田へと東に分布を追跡してきたが、今回、そのさらに東に位置する千葉県富里市において新たに木下層を対象としたボーリング調査を実施した（第1図）。本報告では、今回掘削採取した富里 GS-TM-1 コアにみられる木下層の層相及びテフラを記載するとともに、前年度までに調査した印西や成田のコア試料との比較

* 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, Research Institute of Geology and Geoinformation）

² 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究部門（NARO, Institute for Rural Engineering）



第 1 図 ボーリング調査地点。

ベースマップには 20 万分の 1 日本シームレス地質図（産総研地質調査総合センター編，2015）を使用。凡例の説明：170 及び 171（緑色），更新統；1（薄水色），完新統；190（白）は埋立層。破線は埋没谷のおよその分布を示す。黒星印は今回のボーリング地点。白星印は既調査ボーリング地点。

Fig. 1 Locations of drill sites.

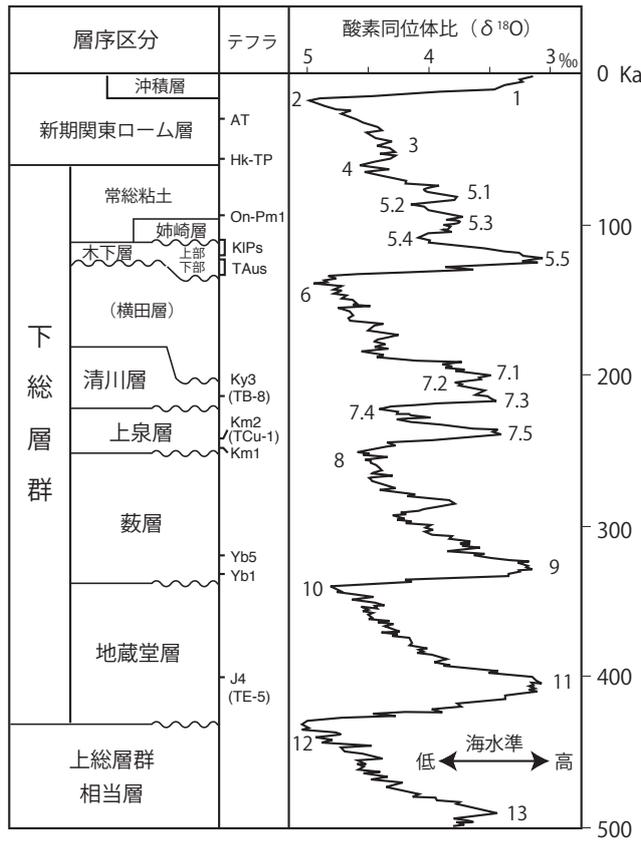
Base map taken from Seamless Digital Geological Map of Japan 1:200,000 (Geological Survey of Japan, AIST ed., 2015). Legend 170 and 171 (green): Pleistocene, Legend 1 (light blue): Holocene, Legend 190 (white): reclaimed land, Broken lines: paleo-incised valley, Black star mark: drill site of this study, White star mark: drill sites in the previous study.

により，木下層の層相変化と物性変化について考察する。

2. 地質概説

調査地域の千葉県北部には更新統下総層群が広く分布する。下総層群は，中 - 後期更新世の海水準変動を反映した 1 回の海進・海退に相当する堆積サイクルを 1 累層として捉え，下位より地蔵堂層，藪層，上泉層，清川層，横田層，木下層，姉崎層，および常総粘土に区分されている（第 2 図；徳橋・遠藤，1984）。下総層群の形成年代は MIS 12 ~ 5.3 とされる（中里・佐藤，2001）。このうち，今回の調査対象である木下層は，最終間氷期である MIS 5.5 に形成された地層で，

これに相当する地層は関東平野に広く分布が知られている。木下層は，谷埋め状に局所的に分布する下部とそれとは対照的に広域に分布する上部に分けられる（中澤・遠藤，2002；中澤・田辺，2011）。下部は開析谷システムで形成されたと考えられ，内湾成の泥層を主体とし，基底付近には河川成の砂層または砂礫層を伴う（中澤ほか，2006）。上部はバリアシステムで形成されたと考えられ（岡崎・増田，1992），側方への層相変化が著しく，関東平野中央部では主に砂泥細互層からなるものの，千葉から鹿島・行方地域にかけては砂層が卓越する。また，成田・印西地域には潮汐デルタの堆積物が知られ（岡崎・増田，1992；Okazaki and Masuda, 1995；Nishikawa and Ito, 2000），その構成層として“木下貝層”（印西市教育委員会，



GS-TM-1 ボーリング (第3図)

富里市七栄 (富里中央公園)
 35°43'46.2"N, 140°20'42.6"E
 孔口標高: T.P.+39.93 m
 掘進長: 65.4 m

掘削地点は、千葉県地質環境インフォメーションバンク (2016) に収録されている土質ボーリング柱状図を参考に、本地域の木下層の谷埋め堆積物のおよその分布域 (第1図) を推定したうえで決定した。また、同様に土質ボーリング柱状図を参考に掘進長を決定した。本地域では木下層谷埋め堆積物の基底は標高 -20 m 付近に想定されたため、深度約 65 m まで掘進した。コア試料の掘削採取には、内管に VU75 規格の塩化ビニール管を挿入した 116 mm 径のトリプルチューブサンプラーを使用した。採取したコア試料は実験室に運搬し、塩化ビニール管にスリットを入れた後、ワイヤーを用いて半割し、半割面の詳細な観察により地層を記載した。

またコアの半割面に容積 7 cc のプラスチックキューブを 20 cm ごとに 1 つずつ押し込んで、含水率測定及び粒度分析用の堆積物試料を分取した。含水率は、キューブの試料を 50 °C にセットした乾燥器を用いて 0.01 g 単位で重量の変化がみられなくなるまで乾燥し、乾燥前と乾燥後の重量を比較することにより算出した。また重量測定後のキューブの試料を用いて粒度分析を行った。粒度分析は堀場製作所製レーザー回折 / 散乱式粒子径分布測定装置 LA-960 を用いた。キューブから測定用に分取した試料を水に入れ、超音波洗浄機を用いて 3 分間分散させた後、全量を測定装置に投入し、さらに測定装置内においても超音波処理により分散させた。粒子径分布測定は、レーザー光 (650 nm) 及び LED 光 (405 nm) の透過率をそれぞれ 80 ~ 90 %, 70 ~ 90 % に調整し、試料及び媒質 (水) の屈折率をそれぞれ 1.650 (実数部 1.650, 虚数部 0.000i), 1.333 とし、循環速度 5 で実施した。本研究では粒子径分布測定結果からメジアン径を算出し図示した。また、挟在するテフラについては、層相の記載をするとともに、火山ガラス及び斜方輝石が含まれる場合はそれらの屈折率測定を行った。屈折率測定は古澤地質調査事務所社製温度変化型屈折率測定装置 MAIOT (古澤, 1995) を使用し、1 試料につき 20 粒以上の測定を行った。

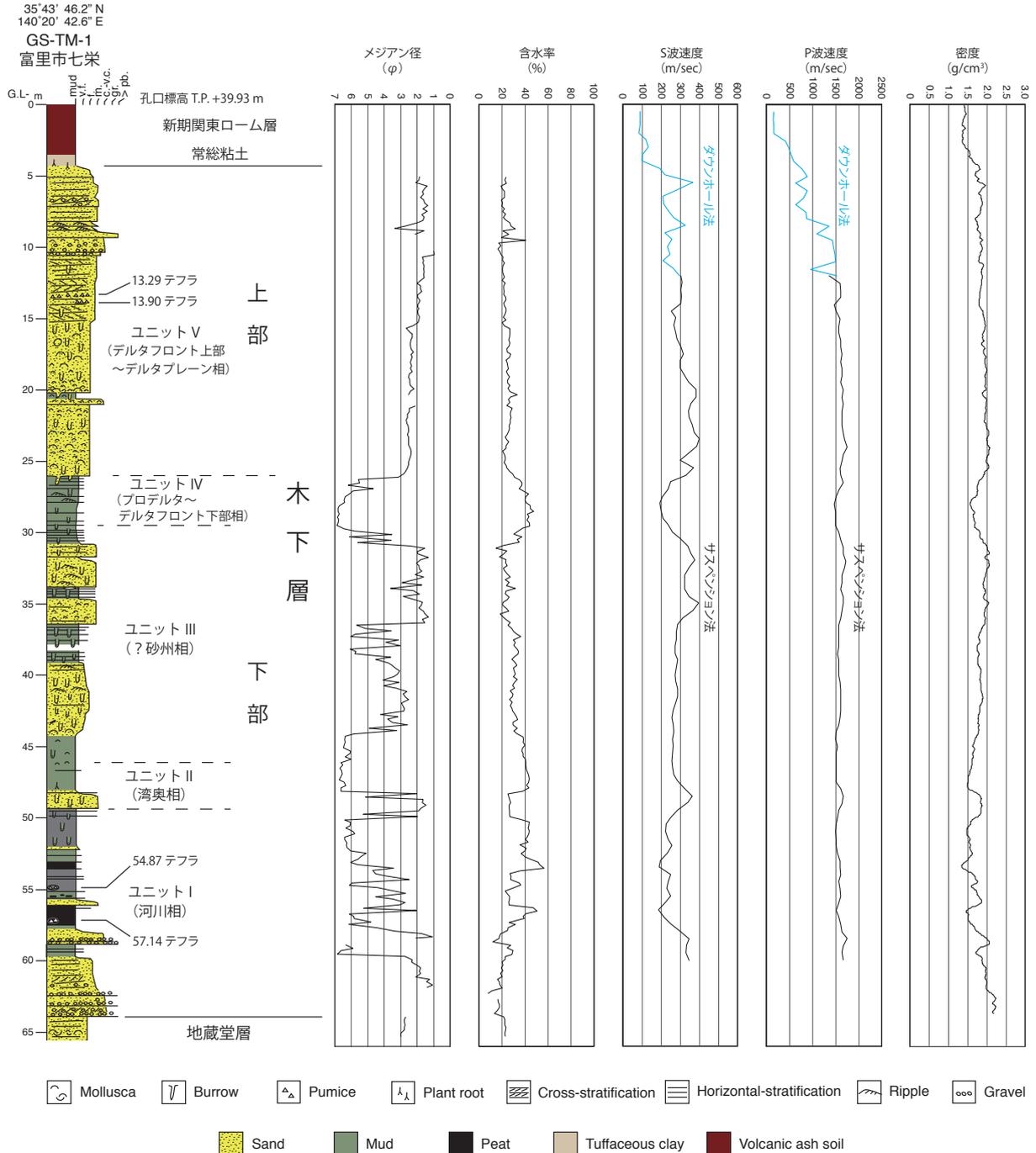
第2図 更新統下総層群の層序概要。
 中澤・田辺 (2011) を一部改変。
 海洋酸素同位体比カーブは Lisiecki and Raymo (2005) に基づく。
 海洋酸素同位体ステージと下総層群の対比は中里・佐藤 (2001) に基づく。

Fig. 2 Stratigraphic summary of the Pleistocene Shimosa Group.
 Modified from Nakazawa and Tanabe (2011).
 Marine isotope curve is adapted from Lisiecki and Raymo (2005).
 Correlation between formations and MIS is based on Nakazato and Sato (2001).

2012; 岡崎ほか, 2016) と呼ばれる貝化石密集層が知られる。成田・印西付近にみられる潮汐三角州はバリアの切れ目に相当する潮流口からラグーン側に発達した上げ潮デルタと考えられている (岡崎・増田, 1992)。

3. 調査手法

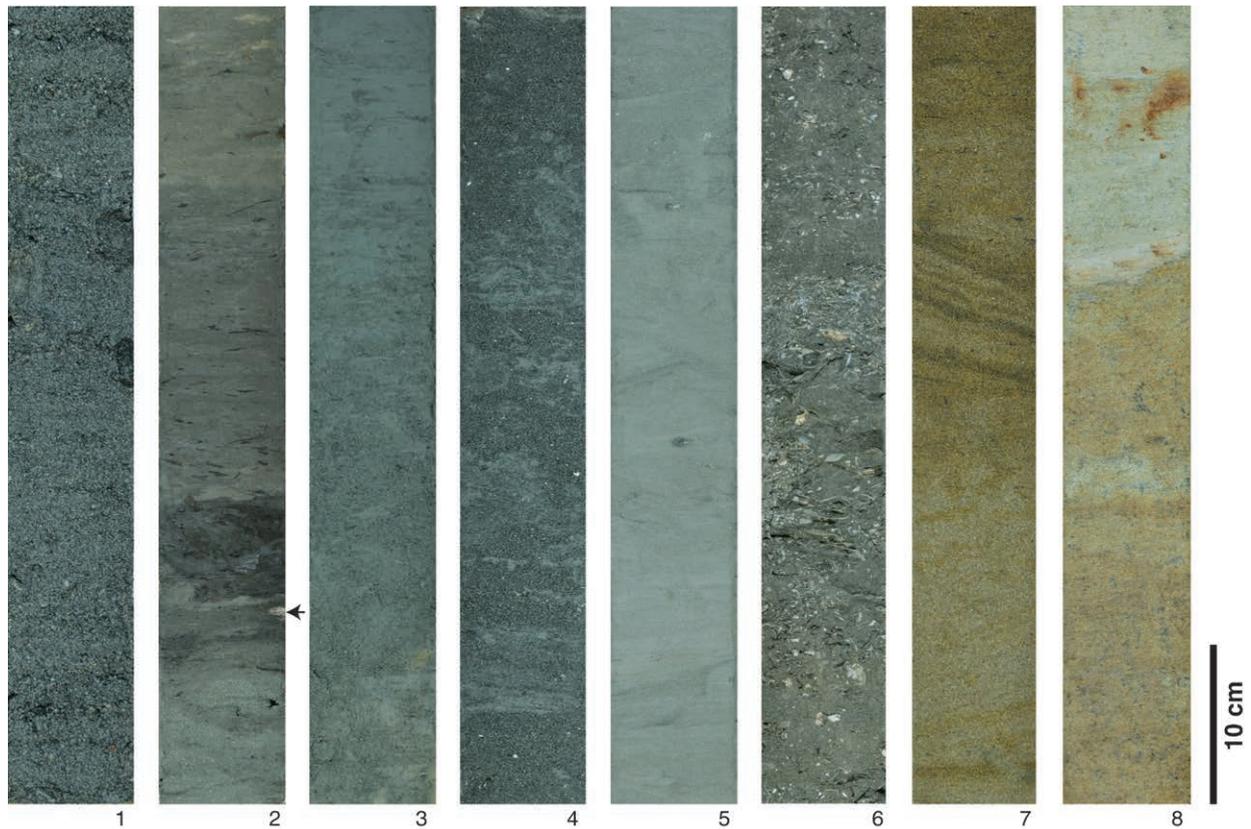
ボーリング調査は富里市七栄の富里中央公園内で実施した (第1図)。掘削地点の詳細な位置情報は以下のとおりである。



第 3 図 GS-TM-1 (富里) コアの層相と検層結果.
Fig. 3 Borehole log of GS-TM-1 (Tomisato).

掘削作業終了後には、掘削孔を用いて PS 検層及び密度検層、キャリパー検層を実施した。PS 検層は地盤工学会 (案) JGS1122 に基づき、孔内水位より深い部分についてはサスペンション法、孔内水位より浅い部分についてはダウンホール法により実施した。測定ピッチは 0.5 m とした。サスペンション法では応用地質株式会社製 PSLog-170 システムを使用し、ダウンホール法では孔内受信機に同社製 Model-3315

型を使用した。密度検層及びキャリパー検層は応用地質株式会社ジオロガー 3030 システムを使用し、測定ピッチは 0.05 m とした。測定されたガンマ線の計数率 (CPS) に、あらかじめ作成した較正曲線とキャリパー検層で得られた孔径による補正を行い、各深度の密度を求めた。



第4図 木下層のコア写真。

1. ユニット I (河川相), 斜交層理が発達する礫混じり砂層, GS-TM-1 コア, 深度 62.9 ~ 63.4 m
2. ユニット I (河川相), 腐植質泥層, 矢印はテフラ (54.87 m), GS-TM-1 コア, 深度 54.5 ~ 55.0 m.
3. ユニット II (湾奥相), 上方に細粒化する生物擾乱の著しい泥質砂層, GS-TM-1 コア, 深度 48.0 ~ 48.5 m
4. ユニット III (?砂州相), 薄い泥層を挟む砂層, GS-TM-1 コア, 深度 32.0 ~ 32.5 m
5. ユニット IV (プロデルタ相), 生物擾乱の著しい砂質泥層, GS-TM-1 コア, 深度 28.1 ~ 28.6 m
6. ユニット V (デルタフロント上部相), 貝化石を多く含む砂層, GS-TM-1 コア, 深度 23.0 ~ 23.5 m
7. ユニット VI (デルタフロント上部相), ヘリンボーン斜交層理が発達する砂層, GS-TM-1 コア, 深度 12.1 ~ 12.6 m
8. ユニット VI (デルタプレーンから陸成相), 植物根化石を含み弱く平行層理の発達する砂層の上位に凝灰質泥層 (常総粘土) が累重する, GS-TM-1 コア, 深度 4.1 ~ 4.6 m

Fig. 4 Core photographs of the Kioroshi Formation.

1. Unit I (fluvial facies), cross-stratified gravelly sand, GS-TM-1 core, depth 62.9–63.4 m.
2. Unit I (fluvial facies), peaty mud intercalating tephra (54.87 m; arrowed), GS-TM-1 core, depth 54.5–55.0 m.
3. Unit II (inner bay facies), upward-fining bioturbated muddy sand, GS-TM-1 core, depth 48.0–48.5 m.
4. Unit III (?sand bar facies), sand intercalating thin mud layers, GS-TM-1 core, depth 32.0–32.5 m.
5. Unit IV (prodelta facies), bioturbated sandy mud, GS-TM-1 core, depth 28.1–28.6 m.
6. Unit V (upper delta front facies), mollusk-bearing sand, GS-TM-1 core, depth 23.0–23.5 m.
7. Unit VI (upper delta front facies), herringbone cross-stratified sand, GS-TM-1 core, depth 12.1–12.6 m.
8. Unit VI (delta plain to terrestrial facies), facies transition from horizontal-stratified sand to tuffaceous mud containing rhizolith, GS-TM-1 core, depth 4.1–4.6 m.

4. 記載

4.1 地蔵堂層

GS-TM-1 (富里) : 深度 65.40 (孔底) ~ 63.90 m
 層相: 本層は GS-TM-1 (富里) コアでは孔底付近に 1.5 m 程度観察されるのみである (第 3 図)。ここで観察される本層は弱く平行層理あるいは低角の斜交層理の発達した分級のよい細粒砂からなる。64.90 ~ 64.70 m には大型個体を含む貝化石片が密集して産出する。

対比: 現在のところ本コアの本層から対比の根拠は得られていない。しかしながら, GS-NT-1 (成田) コアで標高 -20 m 付近に地蔵堂層とその上位の藪層の境界が確認され, 藪層基底には Yb1 テフラが見いだされていること (中澤ほか, 2015), そして当地域は全体に西側にゆるく傾斜する地質構造を呈すること (中里・佐藤, 2001) からすると, 本コアのこの深度の海成砂層は地蔵堂層に相当すると考えられる。

4.2 木下層

ユニット I (河川相) 第 3 図及び第 4 図の 1, 2

GS-TM-1 (富里) : 深度 63.90 ~ 約 49.5 m

記載 : 本ユニットは、下部は礫混じりの砂層、中部は砂層、上部は腐植質の泥層からなり、全体として上方に顕著に細粒化することを特徴とする。下位層との境界は侵食面と考えられる明瞭な層相境界である。下部の礫混じり砂層は、斜交層理が発達する、分級の悪い粗粒~極粗粒砂からなり、径 3 ~ 5 mm 程度 (最大径 25 mm) の垂円~垂角礫を含む。中部の砂層は主に細~中粒砂からなり、全体に上方に細粒化する。斜交層理やリップルが観察されるほか、一部にはコンボリユート葉理も認められる。上部の泥層は材化石 (木片) を多く含み、塊状あるいは弱く葉理が発達する泥層からなり、一部は極細~細粒砂層との細互層となる。黒褐色の腐植層を含む。本ユニットの上部は上位層準から穿孔されたと思われる巣穴化石が認められる。

堆積環境 : 斜交層理の発達する礫混じり砂層から腐植質泥層へと上方に顕著に細粒化することから河川システムで形成されたと考えられる。網状河川か蛇行河川かの判断は難しいが、少なくとも中-上部は砂層と腐植質の泥層が主体であることから、蛇行河川システムで形成されたと考えられる。

弾性波速度・密度・含水率 : S 波速度は下部の粗粒堆積物は 300 ~ 350 m/sec, 上部の腐植質泥層では 180 ~ 250 m/sec と上方に低い値へと大きく変化する。P 波速度も同様に 1500 ~ 1700 m/sec の範囲で上方に低い値へと変化する。密度は下部の粗粒堆積物で 1.8 ~ 2.2 g/cm³ であるが、上部の腐植質泥層では 1.5 g/cm³ 程度と、全体に上方に値が小さくなる。含水率は下部の礫混じり砂層で概ね 20 % 以下と低い、上部の泥層は 20 % 以上を示し、特に腐植層で高く、60 % 近くに達する層準もみうけられる。全体として含水率は上方へ大きくなる傾向が認められる。

ユニット II (湾奥相) 第 3 図及び第 4 図の 3

GS-TM-1 (富里) : 深度約 49.5 ~ 約 46 m

記載 : 本ユニットは、下部は植物片を含む砂層あるいは砂泥細互層からなり、上方に細粒化して、上部は塊状あるいは弱く葉理の発達する泥層に変化する。下位ユニットとの境界は漸移的である。上部の泥層には小型の貝化石が散在する。全体に生物擾乱が著しい。

堆積環境 : 河川システムの上位に累重し、全体に生物

擾乱が著しく、上方に細粒化することから、水深が増大していく海進湾奥環境で形成されたと考えられる。

弾性波速度・密度・含水率 : S 波速度は下部の砂層で 350 m/sec に達するが、上部の泥層では 250 ~ 270 m/sec へと値が次第に小さくなる。P 波速度は下部の砂層で幾分高いが全体として概ね 1,500 ~ 1,600 m/sec の範囲内にある。密度は下部の砂層で 1.8 ~ 2.0 g/cm³ に達するが、上部の砂層では 1.5 g/cm³ 程度まで値が小さくなる。含水率は、下部の砂層で 20 ~ 30 % とやや低いが、上部の泥層では 40 % 前後を示す。

ユニット III (?砂州相) 第 3 図及び第 4 図の 4

GS-TM-1 (富里) : 深度約 46 ~ 約 29 m

記載 : 本ユニットは、最下部は塊状あるいは弱く葉理が発達する泥層からなるが、主部は細粒~中粒砂層あるいは砂泥細互層からなり、全体として上方に粗粒化することを特徴とする。下位ユニットとの境界は漸移的である。砂層にはしばしばリップルが観察される。全体に貝化石が散在し、生物擾乱が著しい。下位及び上位のユニットとの境界は漸移的である。

堆積環境 : 本ユニットの堆積環境を推定するのは難しいが、本ユニットは、海進時の湾奥環境で形成されたと考えられるユニット II の上位に累重する砂主体のユニットであり、さらに上位には後述する内湾泥層 (デルタ底置面~前置面下部相) を主体とするユニット IV が重なることから、海が侵入した開析谷の湾口寄りに形成された砂州の可能性がある。その場合、上位のユニット IV 形成時にはこの砂州は放棄されたことになる。

弾性波速度・密度・含水率 : S 波速度は、下部は概ね 250 ~ 300 m/sec で、この範囲で上方にやや高くなる傾向が認められる。上部は 300 ~ 400 m/sec を示し、砂層で高く泥層で低い傾向が認められる。P 波速度は 1,500 ~ 1,700 m/sec の範囲にあり、上部の砂層ほど高い値を示す。密度は本ユニット最下部で 1.5 g/cm³ であるが、上部では概ね 2.0 g/cm³ と上方へ次第に値が大きくなる。含水率は、最下部の泥層は 30 ~ 40 % であるが、上位に低くなり、上部の砂層では 20 ~ 30 % 程度となる。

ユニット IV (プロデルタ～デルタフロント下部相) 第 3 図及び第 4 図の 5

GS-TM-1 (富里) : 深度約 29 ~ 26.0 m

記載 : 生物擾乱の著しい、やや砂質の泥層からなる。下位ユニットとの境界は漸移的である。リップルが発達する数 cm 以下の厚さの極細粒砂層を頻りに挟むが、生物擾乱を受けて塊状を呈する部分も多い。砂層は上部ほど挟在が多く、全体として上方に粗粒化する。全体に貝化石が散在する。

堆積環境 : 泥層を主体とし、上方に粗粒化することから、内湾環境に前進するデルタの底置面 (プロデルタ) からデルタフロント下部において形成されたものと考えられる。

弾性波速度・密度・含水率 : S 波は 190 ~ 240 m/sec と下位あるいは上位のユニットと対照的な低い値を示す。上方に幾分値が高くなる。P 波速度は 1500 m/sec 程度の値を示す。密度は 1.5 ~ 1.8 g/cm³ 程度の値である。含水率は、概ね 40 % 前後の高い値を示し、上方に幾分低くなる傾向が認められる。

ユニット V (デルタフロント上部～デルタプレーン相) 第 3 図及び第 4 図の 6, 7, 8

GS-TM-1 (富里) : 深度 26.0 ~ 4.27 m

記載 : 本ユニットは、下部は貝化石を多く含む砂層、上部は斜交層理の発達した砂層からなる。最上部は平行層理の発達する、やや泥質の砂層からなる。下位ユニットとの境界は比較的明瞭な層相境界からなる。下部の貝化石を含む砂層は、比較的分級の悪い、生物擾乱を受けた細粒砂を主体とする。含まれる貝化石は多くは小さく破片化したものであるが、10 ~ 20 cm 程度の厚さで大型の個体が多く産出する層準が 30 ~ 100 cm 程度ごとに挟在する。貝化石のほかカシパンウニの化石も多くみうけられる。上部は斜交層理やリップルが発達した、比較的分級のよい細粒～粗粒砂層からなる。一部にはフォアセット葉理の傾きに 2 つの対称方向がみられるヘリンボーン斜交層理が観察される。溶解した貝化石跡がまれにみうけられる。全体に 10 ~ 数 10 cm の厚さで上方に幾分細粒化するセットの累重からなり、リップルはそのうちの細粒部にみられることが多い。本ユニット最上部は褐色の平行あるいは低角斜交層理が発達する細粒～中粒砂層からなり、上位の常総粘土の直下はやや泥質で、植物根化石も多くみうけられる。

堆積環境 : 斜交層理やリップルが発達し、一部にはヘリンボーン斜交層理が観察されることから、潮汐流の影響を受けた関係で形成されたことが考えられる。この地域には露頭調査によりバリアシステムの潮汐デルタ (上げ潮デルタ) が発達したことが知られており (岡崎・増田, 1992), 本ユニットはその一部と考えられる。本ユニットは下位の上方粗粒化するプロデルタ～デルタフロント下部相に累重するユニットであり、また上位に植物根化石を伴い陸成の常総粘土に漸移することから、潮汐デルタのデルタフロント上部からデルタプレーンに相当する環境で形成されたと考えられる。

弾性波速度・密度・含水率 : S 波速度はばらつきが大きい、下部で概ね 300 ~ 400 m/sec、上部で 200 ~ 300 m/sec と、上方に次第に値が小さくなる。P 波速度は変化は小さいが、1,500 ~ 1,700 m/sec の範囲でやはり上方に値が小さくなる傾向が認められる。地下水面より上位 (深度約 12 m 以浅) のダウンホール法での測定結果では 1,500 から 500 m/sec 程度まで上方に値が大きく変化する。密度は下部で 2.0 g/cm³、上部で 1.7 ~ 1.8 g/cm³ と、上方に次第に値が小さくなり、最上部では 1.5 g/cm³ 程度まで低下する。含水率は概ね 20 ~ 30 % を示し、上部で若干低くなる傾向が認められる。

4.3 常総粘土及び新期関東ローム層

木下層の上位には常総粘土及び新期関東ローム層が累重する (第 3 図)。本コア試料では常総粘土は、木下層の砂層の上位に比較的明瞭な境界をもって累重する、にぶい黄色を呈するやや砂質の凝灰質粘土からなる。植物根化石を多く含む。また新期関東ローム層は、褐色の火山灰質土からなり、下位の常総粘土から漸移する。

4.4 テフラ

TM-1-13.29 テフラ (深度 13.29 ~ 13.30 m) 第 1 表

記載 : 粗粒砂～極粗粒砂サイズの粘土化した黄橙色のパミスからなる。層厚は約 1 cm。基底部は褐色を帯びる。重鉱物は斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱、黒雲母、普通角閃石を含む。このうち斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.704 ~ 1.715 (1.707, 1.713, 括弧内はモード値、以下同じ) を示す。

対比 : 本テフラは木下層の上部 (ユニット V) に挟在

第 1 表 テフラの記載岩石学的特徴.

Table 1 Petrologic properties of intercalated tephra layers in GS-TM-1 core.

コア名	深度	岩相	粒径	重鉱物	opx屈折率 (γ)	gl屈折率 (n)	gl形状	対比候補
GS-TM-1	13.29-13.30 m	黄橙色パミス, 粘土化	c-vc	opx, cpx, mt, bi, ho	1.700, 1.704-1.715 (1.707, 1.713)	—	—	KIP series
GS-TM-1	13.90-13.91 m	黄白色パミス, 粘土化	c	opx, cpx, mt	1.706-1.711 (1.709), 1.719-1.721	—	—	KIP series
GS-TM-1	54.87-54.88 m	白色パミス (巣穴化石中)	m	opx > cpx, mt	1.710-1.715, 1.727-1.730 (1.729-1.730)	1.501-1.502 (1.502)	多孔	TAu series
GS-TM-1	57.14-57.15 m	白~黄白色パミス (巣穴化石中)	f-c	opx, cpx > mt	1.707-1.712 (1.710-1.711)	1.523-1.524 (1.524)	多孔	TAu series

f: 細粒砂サイズ, m: 中粒砂サイズ, c: 粗粒砂サイズ, vc: 極粗粒砂サイズ, opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, ho: 普通角閃石, bi: 黒雲母, mt: 磁鉄鉱, gl: 火山ガラス

するが, 木下層上部相当層のテフラとして KIP テフラ群が知られる. KIP テフラ群は性質が似ているものが多く, 斜方輝石の屈折率は概ね 1.705 ~ 1.713 の範囲にあるものが多い (町田・新井, 2003). 本テフラの斜方輝石の屈折率はその範囲内にあり, KIP テフラ群に属するテフラであることに矛盾はない.

TM-1-13.90 テフラ (深度 13.90 ~ 13.91 m) 第 1 表

記載: 粗粒砂サイズの粘土化した黄白色パミスからなる. 分析試料を採取した層は層厚約 1 cm であるが, その上位約 10 cm にわたり同様のパミスが散在 (一部層状) する. 重鉱物は斜方輝石, 単斜輝石, 磁鉄鉱を含む. このうち斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.706 ~ 1.711 (1.709), 1.719 ~ 1.721 を示す.

対比: 本テフラも木下層の上部 (ユニット V) に挟在し, 斜方輝石の屈折率のモード値 (1.709) から判断すると KIP テフラ群の一つであると推定される. ただし屈折率 1.719 ~ 1.721 を示す斜方輝石は KIP テフラ群には知られていない. 再堆積したものが混入した可能性があるが, 起源は不明である.

TM-1-54.87 テフラ (深度 54.87 ~ 54.88 m) 第 4 図の 2, 第 1 表

記載: 腐植質泥層中の巣穴化石 (コア半断面において径 1 cm 程度) を埋める, 中粒砂サイズの白色パミスからなる. 重鉱物は斜方輝石を多く含むほか, 単斜輝石や磁鉄鉱もみうけられる. 斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.710 ~ 1.715, 1.727 ~ 1.730 (1.729 ~ 1.730) であり, 1.730 に達する高い値を示す斜方輝石を含むことが特徴である. 一方, 火山ガラス (パミス) の屈折率 (n) は 1.501 ~ 1.502 (1.502) と低い値を示す.

対比: 本テフラは木下層の下部 (最下位のユニット D) に挟在するが, 木更津地域では木下層下部の上部に大磯丘陵の TAU-12 に対比される (杉原ほか, 1978) Ko1 テフラが挟在することから (徳橋・遠藤,

1984), 木下層下部に挟在するテフラの候補として TAU テフラ群が挙げられる. 既知の TAU テフラ群のなかで斜方輝石が 1.730 前後の高い屈折率を示すのは TAU-7 と TAU-10 である (町田ほか, 1974). これらとの対比は, 今後化学分析を実施し, さらに検討していきたい.

TM-1-57.14 テフラ (深度 57.14 ~ 57.15 m) 第 1 表

記載: 腐植層中の巣穴化石 (コア半断面において径 2 ~ 3 cm) を埋める, 細粒~粗粒砂サイズの白~黄白色パミスからなる. 重鉱物は斜方輝石や単斜輝石を多く含むほか, 磁鉄鉱もみうけられる. このうち斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.707 ~ 1.712 (1.710 ~ 1.711) である. 火山ガラス (パミス) の屈折率 (n) は 1.523 ~ 1.524 (1.524) である.

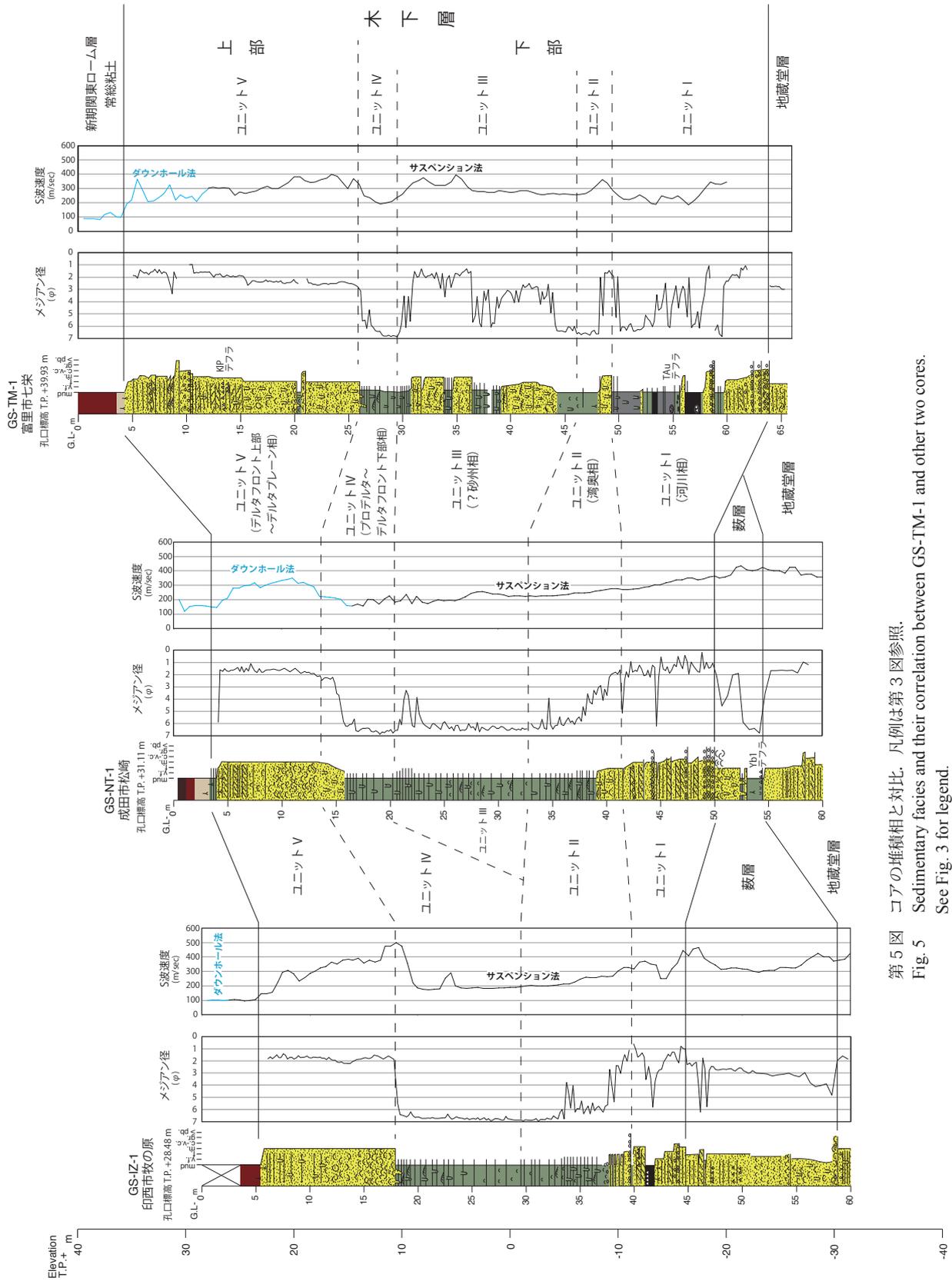
対比: 本テフラも木下層の下部 (ユニット D) に挟在し, 対比候補として TAU テフラ群が挙げられるが, 斜方輝石の屈折率が 1.710 前後を示すテフラは複数のあるため, 対比候補を限定することは現段階では難しい.

4.5 印西 GS-IZ-1 及び成田 GS-NT-1 コアの粒度分析結果

印西 GS-IZ-1 及び成田 GS-NT-1 コアの柱状図および PS 検層, 密度検層結果については既に中澤ほか (2014) で報告したが, 今回新たに両コアの粒度分析を実施した. 第 5 図には各柱状図とともに粒度変化 (メジアン径) を示した. これをもとに以下に各コアの粒度変化の特徴を述べる.

印西 GS-IZ-1 コアでは, 深度約 45 ~ 40 m はシルト層を挟みながらも粗粒砂~中粒砂を主体とする. また, 深度約 40 ~ 30 m は中粒砂からシルトへと全体に上方に細粒化する. 一方, 深度約 30 ~ 18 m ではシルトサイズの範囲で上方に粗粒化する. 深度 13 m 以浅は中粒砂からなる.

成田 GS-NT-1 コアでは, 深度約 50 ~ 41 m は主に



第5図 コアの堆積相と対比. 凡例は第3図参照.
 Fig. 5 Sedimentary facies and their correlation between GS-TM-1 and other two cores.
 See Fig. 3 for legend.

粗粒～中粒砂からなる。また、深度約 41～32 m は中粒砂からシルトへと全体に上方に細粒化する。一方、深度約 32～20 m はシルトから極細粒砂へと上方に粗粒化する。深度約 20～13 m では再びシルトへと大きく変化するが、この深度内では細粒砂へと上方に粗粒化する。深度約 13 m 以浅は主に中粒砂からなる。

5. 考察

ここでは今回検討した富里 GS-TM-1 コアと前年度に検討した成田 GS-NT-1 及び印西 GS-IZ-1 コア（中澤ほか、2015）の比較により、木下層の堆積相の層相変化について議論する。第 5 図にこれら 3 本のコアの柱状図を示す。なお、成田と印西のコアについては前年度以降に粒度分析を行ったため、第 5 図にはその粒度分析結果（メジアン径）も図示した。これら粒度分析結果及び今回の富里 GS-TM-1 コアの追加により、成田 GS-NT-1 及び印西 GS-IZ-1 コアについては中澤ほか(2015)からユニット区分を一部修正している。

富里 GS-TM-1 コアでは、バリアシステムの上げ潮デルタ主部と解釈されるユニット V より下位、すなわち、ユニット I からユニット IV までが開析谷埋積層である木下層下部に相当すると考えられる（第 3、5 図）。この木下層下部は、成田及び印西では基底部の河川相を除いてほとんどが泥層で構成されるが、富里では砂層が多いことが明らかになった。これは砂層から上方細粒化し泥層に至るユニット II（湾奥相）と、全体として幾分上方に粗粒化する泥層からなるユニット IV（プロデルタ～デルタフロント下部）との間に、砂層が卓越するユニット III が挟在することによる。ユニット III は、下位のユニット II が上方細粒化するのに対し、上方粗粒化に反転し、砂層が卓越するようになることが特徴である。一方、他の 2 本のコアの粒度分析結果をみると、富里 GS-TM-1 に近い成田 GS-NT-1 コアでも類似の粒度変化が認められるようである。すなわち成田 GS-NT-1 コアの木下層下部はほとんどが泥層ではあるものの、深度 32～20 m については上方に粗粒化し、特に深度 23～20 m では砂層の挟みがかかなり多くなる。また、その上位は泥層に変化する。このような粒度変化から成田 GS-NT-1 コアの深度約 32～20 m は、富里 GS-TM-1 コアのユニット III と類似のプロセスにより形成されたと考えられる。また、このユニット III は、成田 GS-

NT-1 コアと比較して、東に位置し、堆積当時、より湾口に近かったと考えられる富里 GS-TM-1 コアのほうが粒度が大きい。このことから、ユニット III は第 4 章で述べたように、開析谷に海が侵入することによって形成された内湾の湾口寄りの地域に発達した砂州である可能性が高いと考えられる。

今回、富里の調査により、木下層下部も層相変化が著しいことが明らかになった。木下層下部は現在の内陸部では S 波速度が 150～200 m/sec 程度の軟弱な泥層が卓越し（例えば第 5 図の印西 GS-IZ-1 コア）、台地の下の軟弱泥層として都市地盤リスクとなりうる指摘した（中澤ほか、2015）。また、この開析谷埋積層の層厚は、柏付近で約 20 m（中澤・田辺、2011；中澤ほか、2014）、印西で約 25 m、成田で約 35 m、富里で約 40 m となり、当時の谷の下流側（湾口側）に相当する東側ほど層厚が大きくなることが示された。しかし東側ほど砂が卓越するため、S 波速度は高くなる傾向が認められる。すなわち、富里では泥層で一部 200 m/sec を下回る層準があるものの、多くは 250～350 m/sec を示す。木下層の開析谷埋積層については層厚だけでなく、このような層相の変化とその分布を把握することが重要である。

6. まとめ

千葉県北部に分布する木下層の谷埋め堆積物の層相と物性を知るために、富里市七栄においてボーリング調査を実施した。また、これまでに検討した印西や成田のコアとの層相の比較を行った。その結果、木下層下部は千葉県北部地域では谷埋め状に東西に細長く分布し、下流側（湾口側）の東部ほど層厚が大きいが、全体として砂が卓越する層準が多くなり、内陸側（西部）と比較して S 波速度が大きくなることが明らかになった。木下層の谷埋め堆積物は軟弱な泥層からなることが多く、地盤リスクとなりうるが、層相・層厚変化が著しく、それらを適切に把握することが重要である。

謝辞

産総研地質情報研究部門の七山 太氏には堆積物の粒度分析についてご教示をいただくとともに、機器の使用に関してご配慮いただいた。ボーリング調査に際

しては富里市都市整備部に用地等に関して多大な便宜をはかっていただいた。現地のボーリング作業は大洋地下調査株式会社によって実施された。以上、記して深く感謝いたします。

文献

- 千葉県地質環境インフォメーションバンク (2016) ちば情報マップ (地質柱状図). <https://www.pref.chiba.lg.jp/suiho/chishitsu.html>, 2016.3.31 閲覧.
- 古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率測定及び形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. 地質学雑誌, 101, 123-133.
- 印西市教育委員会 (2012) 木下貝層—印西の貝化石図集— (第4版). 印西市教育委員会, 93p.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (1974) 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, 83, 22-58.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (2001) 下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動. 第四紀研究, 40, 251-257.
- 中澤 努・遠藤秀典 (2002) 大宮地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 41p.
- 中澤 努・田辺 晋 (2011) 野田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 72p.
- 中澤 努・中島 礼・植木岳雪・田辺 晋・大嶋秀明・堀内誠示 (2006) 大宮台地の地下に分布する更新統下総層群木下層のシーケンス層序学的研究. 地質学雑誌, 112, 349-368.
- 中澤 努・長 郁夫・納谷友規・小松原純子・宮地良典 (2014) 首都圏の基準ボーリング調査及び常時微動観測. 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 66, 207-228.
- 中澤 努・坂田健太郎・中里裕臣 (2015) 成田・印西における更新統下総層群木下層の堆積相と物性: GS-NT-1 及び GS-IZ-1 ボーリング調査概要. 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 68, 39-51.
- Nishikawa, T. and Ito, M. (2000) Late Pleistocene barrier-island development reconstructed from genetic classification and timing of erosional surfaces. *Sedimentary Geology*, 137, 25-42.
- 岡崎浩子・増田富士雄 (1992) 古東京湾地域の堆積システム. 地質学雑誌, 98, 235-258.
- 岡崎浩子・中里裕臣・黒住耐二 (2016) 氷期・間氷期変動と古東京湾—木下貝層 (千葉県)—. 地学雑誌, 125, N1-N11.
- Okazaki, H. and Masuda, F. (1995) Sequence stratigraphy of the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay: barrier islands and associated tidal delta and inlet. *Special Publications of International Association of Sedimentologists*, 24, 275-288.
- 産総研地質調査総合センター編 (2015) 20万分の1日本シームレス地質図 2015年5月29日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋 (1978) 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー. 地質学雑誌, 84, 583-600.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136p.