

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

Sedimentary facies and physical properties of the Pleistocene Kioroshi Formation, Shimosa Group in the Narita-Inzai area, Chiba Prefecture: Preliminary report on GS-NT-1 and GS-IZ-1 boreholes

中澤 努^{1*}・坂田健太郎¹・中里裕臣²

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

Abstract: Drilling surveys have been conducted at Narita (GS-NT-1) and Inzai (GS-IZ-1) for better understanding the depositional process and physical properties of soft muddy sediments in the Kioroshi Formation beneath the Shimosa Upland, northern part of Chiba Prefecture, Japan. The Kioroshi Formation, which was formed at MIS 5.5, consists of the lower upward-fining part and the upper upward-coarsening part. The lower upward-fining succession represents transgression in an incised valley due to the sea-level rise at the early stage of MIS 5.5. The overlying upward-coarsening succession indicates progradation of a flood tidal delta in the bay environment. The muddy bay deposits in the Kioroshi Formation show approximately 200 m/sec in S-wave velocity. Generally sand beds represent a rather high S-wave velocity compared with muddy sediments. In the shallow part, however, sandy mud has a lower velocity rather than that of finer mud.

Keywords: Kioroshi Formation, Chiba, MIS 5.5, sedimentary facies, S-wave velocity

要旨

千葉県北部に分布する木下層の泥層の堆積プロセス及び物性を明らかにする目的で、千葉県成田市（GS-NT-1）および印西市（GS-IZ-1）でボーリング調査を実施した。木下層は下部の上方細粒化サクセションと上部の上方粗粒化サクセションからなる。下部の上方細粒化サクセションは MIS 5.5 前期の海水準上昇に伴い、開析谷に海が侵入していったことを示す。一方、上部の上方粗粒化サクセションは湾口部から湾内に前進した上げ潮デルタと考えられる。木下層の泥質堆積物の S 波速度はおよそ 200 m/sec である。一般に砂層は泥層に比べて高い S 波速度を示すが、浅層では砂質泥層が泥層よりも低い値を示す。

1. はじめに

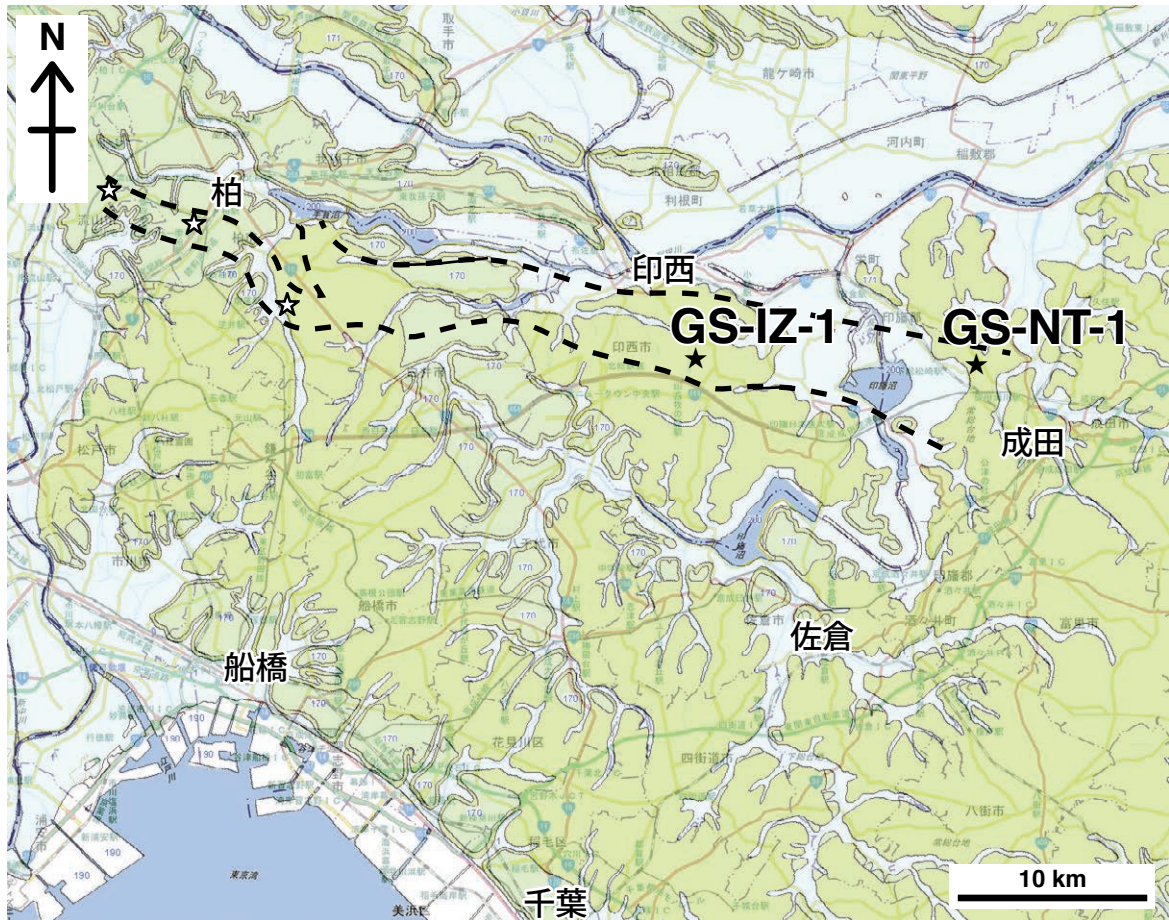
一般に都市平野部では、沖積低地は地盤が悪く、

台地は地盤がよいところという認識が広く浸透しているが、関東平野では台地の地下にも沖積層に似た軟弱な泥層が谷埋め状に分布することが知られている（中澤・遠藤, 2002；中澤ほか, 2006；中澤・田辺, 2011）。これらの地層は、更新統下総層群木下層に対比されているが（中澤ほか, 2006）、台地の地下にこのような軟弱な泥層が分布することは都市地盤の盲点といえる。本研究の調査地域である千葉県北部では、柏市付近において、ボーリング調査により同様の谷埋め堆積物の報告がある（中澤・田辺, 2011；中澤ほか, 2014）。一方、その東側延長に相当する印西・成田地域では、これまで下総台地研究グループ（1984）や岡崎・増田（1992）などにより、野外調査に基づき谷埋め堆積物を含む木下層の層序及び堆積相が報告されているが、この地域の台地の比高は小さく、木下層の下半部は地表に露出していないため、野外調査では谷埋め堆積物の全容を知ることはできなかった。本研究では、成田・印西地域において木下層の全層準を貫

* 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 農研機構農村工学研究所 (Naro, National 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（産業技術総合研究所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。★は今回のボーリング地点，☆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.

Legend 170 and 171 (green): Pleistocene, Legend 1 (light blue): Holocene, Legend 190 (white): reclaimed land,

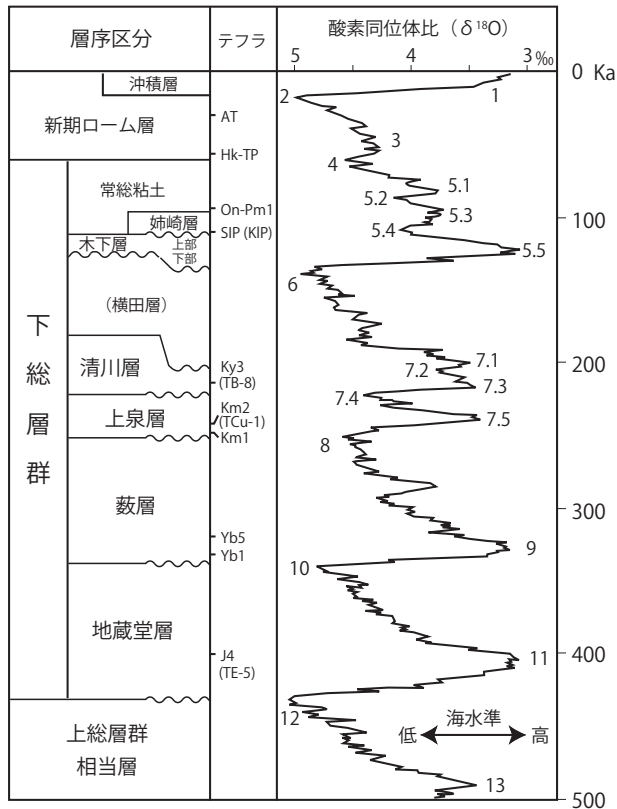
Broken lines: paleo-incised valley, ★ : drill sites of this study, ☆ : drill sites in the previous study.

くボーリングを実施し，コア観察を行った（第 1 図）。また掘削孔を用いて PS 検層及び密度検層を実施した。コア試料の詳細な解析は今後実施する予定であるが，本稿ではボーリング調査により現時点で明らかになった木下層の堆積相及び物性の概要を報告する。

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することが知られている。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，泥層を主体とし，基底付近には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・印西地域には潮汐三角



第2図 更新統下総層群の層序概要
 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.
 Marine isotope curve is adapted from Lisiecki and Raymo (2005).
 Correlation between formations and MIS is based on Nakazato and Sato (2001).

州（上げ潮三角州）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, 2012）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ものと考えられている（岡崎・増田, 1992）。

3. ボーリング調査仕様

ボーリング調査は成田市八生の八生公民館敷地内及び印西市牧の原の牧の原公園敷地内で実施した（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。

GS-NT-1 ボーリング（第3図）

成田市八生（八生公民館）
 35°48'29.19"N, 140°17'30.6"E
 孔口標高：T.P.+31.11 m

GS-IZ-1 ボーリング（第4図）

印西市牧の原（牧の原公園）
 35°48'43.53"N, 140°10'17.47"E
 孔口標高：T.P.+28.48 m

掘削地点は、千葉県地質インフォメーションバンク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、掘進長は 60 m とした。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。貝化石が密集する層準あるいは硬質の層準はワイヤーでは半割できないため、コアカッターを用いて半割し、同様に半割面の観察を行った。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。測定ピッチは基本的に 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校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。

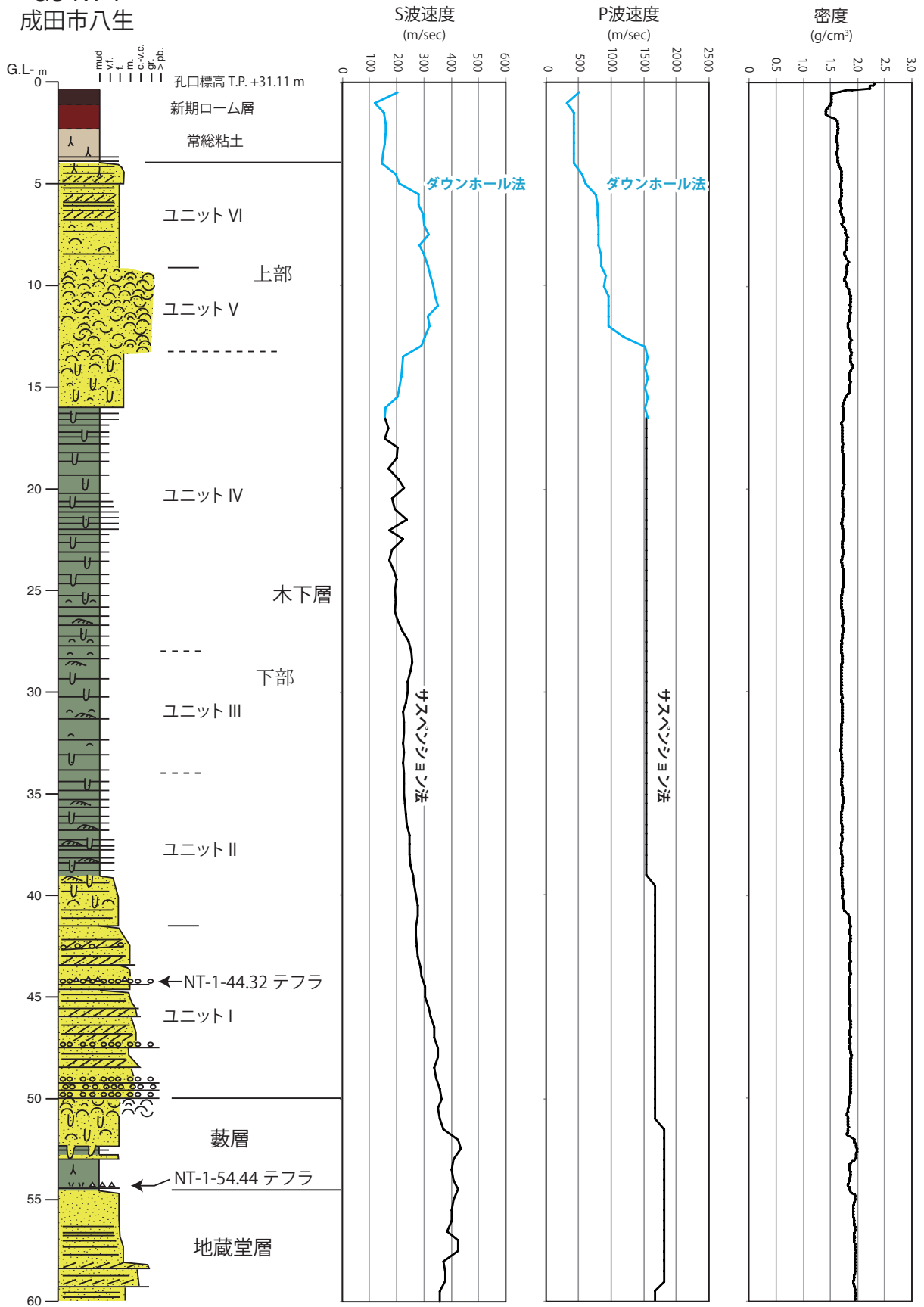
4. 記載

4.1 地藏堂層

GS-NT-1（成田）：深度 60.00（孔底）～ 54.60 m
 GS-IZ-1（印西）：深度 60.00（孔底）～ 58.79 m

35°48' 29.19" N
140°17' 30.6" E

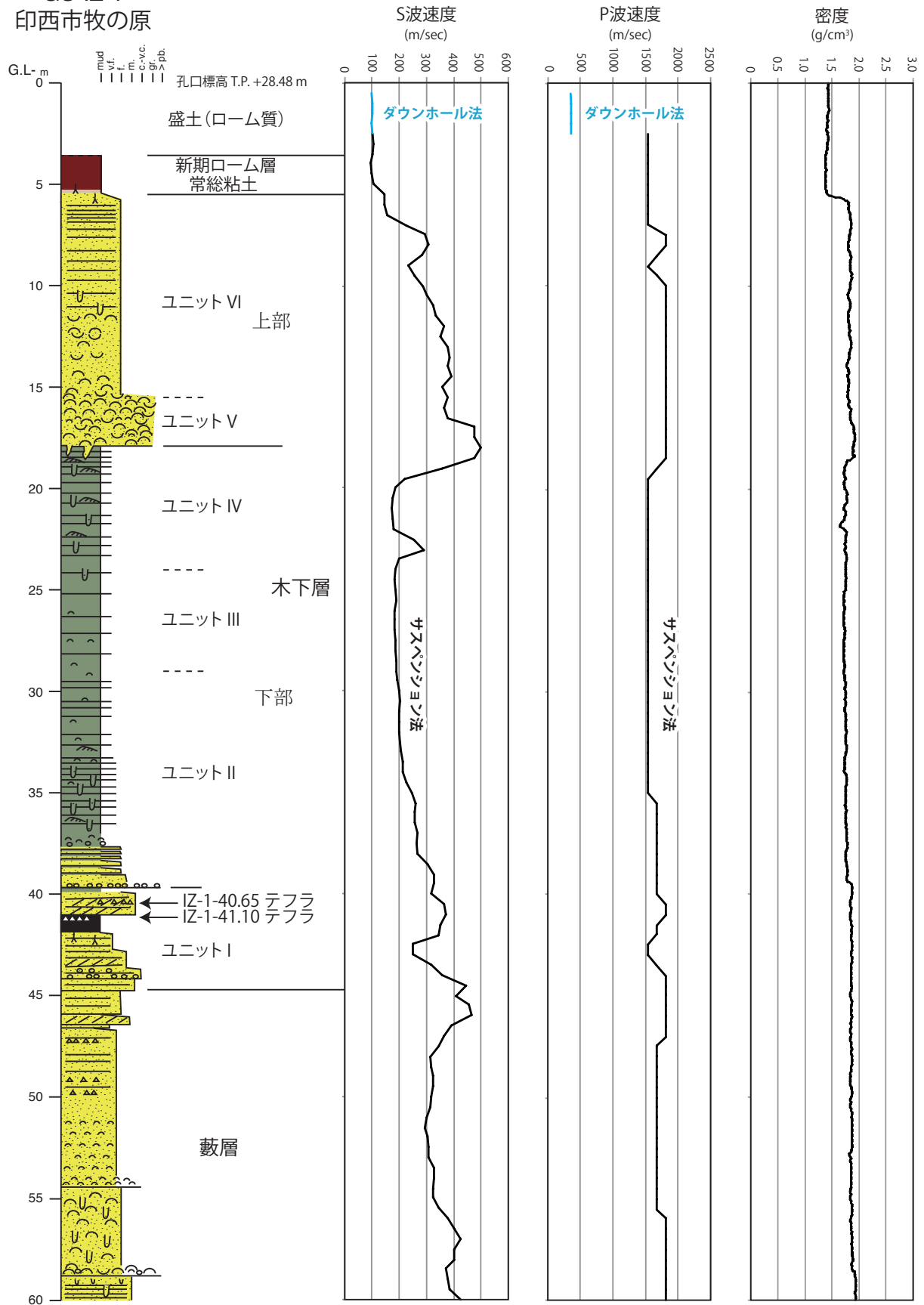
GS-NT-1
成田市八生



第 3 図 GS-NT-1 (成田) コアの層相と検層結果.
Fig. 3 Borehole log of GS-NT-1 (Narita).

35°48' 43.53" N
140°10' 17.47" E

GS-IZ-1
印西市牧の原



第4図 GS-IZ-1 (印西) コアの層相と検層結果.
Fig. 4 Borehole log of GS-IZ-1 (Inzai).

層相：本層は今回採取したコアでは孔底付近に 1～5 m 程度観察されるのみである。成田では、孔底付近に小礫を含む斜交層理中粒～粗粒砂層が認められ、その上位には、暗色の重鉱物濃集ラミナを含む、分級の良い平行層理細粒～中粒砂層が観察される。印西では最上部の平行層理砂層が観察されるのみである。

物性：S波速度は 400 m/sec, P波速度は 1,700～1,800 m/sec, 密度は 1.9 g/cm³ 程度を示す。

4.2 藪層

GS-NT-1 (成田)：深度 54.60～50.00 m

GS-IZ-1 (印西)：深度 58.79～44.75 m

層相：最下部は植物根痕を含む腐植質の泥層からなる。下位の地蔵堂層最上部の砂層から漸移し、漸移部分は凝灰質である。基底付近には後述するテフラ (NT-1-54.44 テフラ; Yb1 テフラに対比) を挟在する。泥層の上部は明瞭な層相境界を介して泥質砂層が累重する。泥質砂層は貝化石を含み、生物擾乱が著しい。なお、印西では最下部の泥層は欠如し、泥質砂層が下位の地蔵堂層最上部の砂層を直接覆う。泥質砂層の上位は貝化石密集層を介して分級の良い極細粒～細粒砂層が累重する。この砂層の下部には貝化石がラミナに沿って産する。

物性：S波速度は 300～400 m/sec で大きな変化はない。P波速度は 1,700～1,800 m/sec, 密度は 1.8～1.9 g/cm³ 程度である。

4.3 木下層

ユニット I (河川相)

GS-NT-1 (成田)：深度 50.00～41.55 m

GS-IZ-1 (印西)：深度 44.75～37.66 m

記載：主に斜交層理を呈する分級の悪い砂層からなる (第 3 図, 第 4 図, 第 5 図の 1)。細粒～粗粒砂を主体とし、径 30 mm 以下の礫を含む。10～50 cm ごとに上方に細粒化するセットがみられる。セット内では、基底は礫混じりの中粒～粗粒砂からなり、上方に細粒砂へと細粒化することが多い。また本ユニット全体としても、下部ほど粒径が大きく、礫を多く含み、全体として上方に細粒化する。上部では植物片・植物根が多くみられるとともに、上方細粒化セットの上位に、砂層から漸移する層厚 7～100 cm の泥層がみられる。泥層は一部腐植質となっている。GS-IZ-1 (印西) では腐植層に後述するテフラ (IZ-1-44.32 テフラ)

を挟在する (第 5 図の 2)。

堆積環境：分級の悪い礫混じりの斜交層理砂層からなること、腐植層を挟むことから河川及びその周辺での堆積が考えられる。網状河川・蛇行河川の区分は難しいが、少なくとも上部は腐植層を挟み氾濫原が形成されたことが推測できることから蛇行河川として形成された可能性が高い。

物性：S波速度は、ばらつきが大きい 250～450 m/sec と比較的大きく、基底付近ほど大きく、上方に速度が小さくなる傾向が認められる。P波速度及び密度はそれぞれ 1,500～1,800 m/sec, 1.8～1.9 g/cm³ 程度で変化は少ない。

ユニット II (湾奥相)

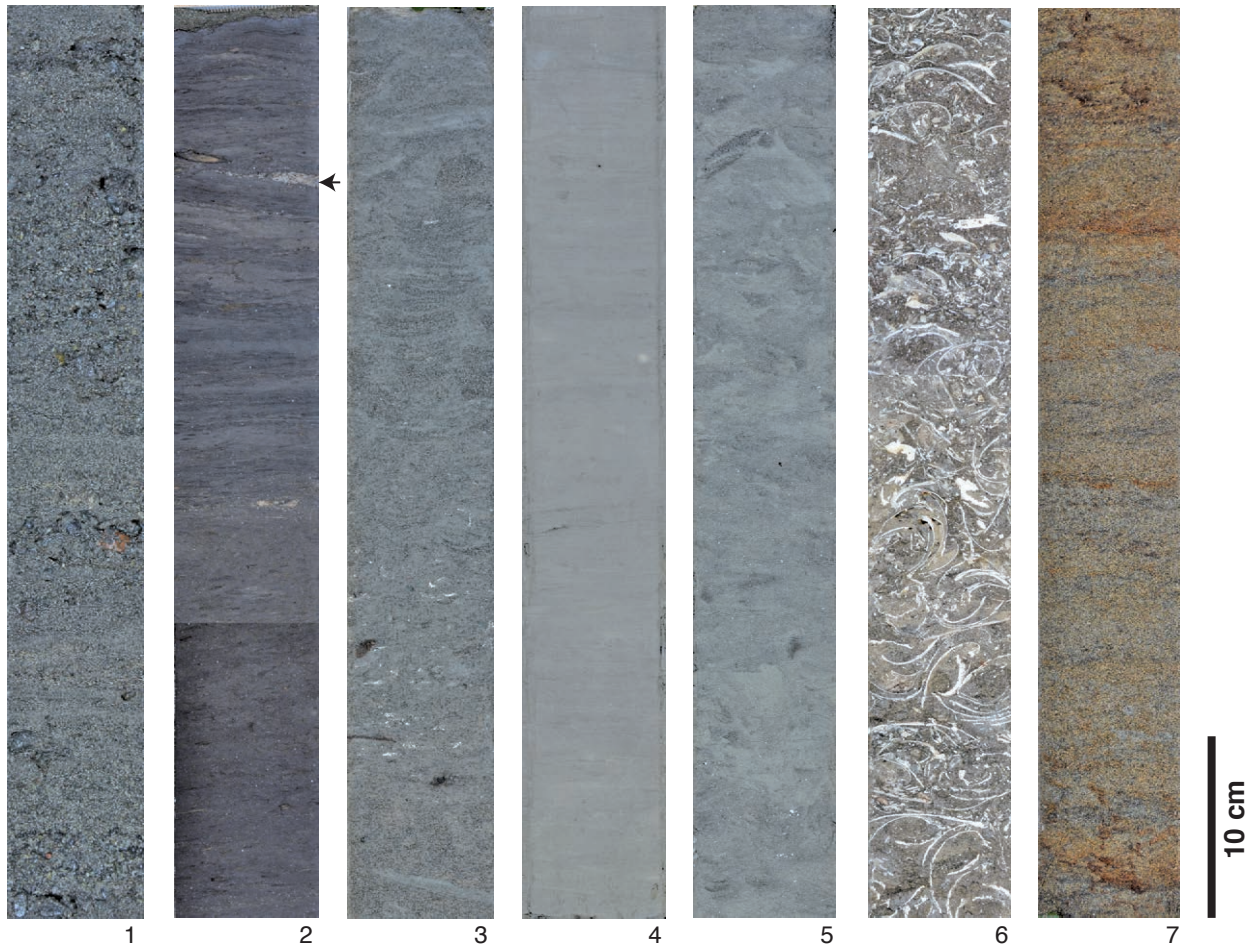
GS-NT-1 (成田)：深度 41.55～約 34 m

GS-IZ-1 (印西)：深度 37.66～約 29 m

記載：砂泥細互層からなり、ユニット全体として上方に顕著に細粒化することを特徴とする (第 3 図, 第 4 図)。基底付近は貝殻片や礫を含む砂からなる。その上位には 1～10 mm ごとに繰り返す砂勝ちの砂泥細互層がみられるが、全体に強く生物擾乱を受け、泥質砂層あるいは砂質泥層となっていることも多い (第 5 図の 3)。生物擾乱の弱い部分には砂層にしばしばリップルが観察される。巢穴化石が極めて多く見受けられ、また 3 mm 以下の薄殻の貝殻片が散在する。砂泥細互層はユニット上部に向け泥勝ちとなり、ユニット最上部では泥層に極細粒の薄層が挟まる程度となる。上位ユニットとは漸移関係にあり、明瞭な層相境界は認められない。

堆積環境：貝殻片を含み、生物擾乱が著しい泥質堆積物からなり、内湾相と考えられる。ユニット全体として上方に細粒化することから、海水準上昇期に湾が内陸に侵入するとともに水深が徐々に大きくなり、より低エネルギー環境へと変化したことが考えられる。

物性：S波速度は 200～270 m/sec 程度で、上方に向け速度は低下する。P波速度は最下部は 1,700 m/sec 程度で、泥質が強くなる層準で 1,500 m/sec 程度にまで速度が低下する。密度は 1.7～1.8 g/cm³ とユニット内では変化は少ないが、下位ユニットに比較すると明瞭に小さい値を示しており、その境界は本ユニットの基底にほぼ相当する。



第5図 木下層のコア写真.

1. ユニット I (河川相), GS-NT-1 コア, 深度 49.1 ~ 49.6 m.
2. ユニット I (河川相), GS-IZ-1 コア, 深度 41.0 ~ 41.5 m. 矢印はテフラ.
3. ユニット II (湾奥相), GS-NT-1 コア, 深度 40.0 ~ 40.5 m.
4. ユニット III (湾中央相), GS-IZ-1 コア, 深度 25.5 ~ 26.0 m.
5. ユニット IV (デルタ前置面下部相), GS-NT-1 コア, 深度 16.0 ~ 16.5 m.
6. ユニット V (デルタ前置面上部相), GS-NT-1 コア, 深度 11.4 ~ 11.9 m.
7. ユニット VI (デルタ頂置面相あるいはラグーン縁辺相), GS-NT-1 コア, 深度 5.5 ~ 6.0 m.

Fig. 5 Core photographs of the Kioroshi Formation.

1. Unit I (fluvial facies), GS-NT-1 core, depth 49.1 ~ 49.6 m.
2. Unit I (fluvial facies), GS-IZ-1 core, depth 41.0 ~ 41.5 m. Arrow indicates IZ-1-41.10 tephra.
3. Unit II (inner bay facies), GS-NT-1 core, depth 40.0 ~ 40.5 m.
4. Unit III (central bay facies), GS-IZ-1 core, depth 25.5 ~ 26.0 m.
5. Unit IV (lower delta front facies), GS-NT-1 core, depth 16.0 ~ 16.5 m.
6. Unit V (upper delta front facies), GS-NT-1 core, depth 11.4 ~ 11.9 m.
7. Unit VI (delta plain or marginal lagoon facies), GS-NT-1 core, depth 5.5~6.0 m.

ユニット III (湾中央相)

GS-NT-1 (成田)：深度約 34 ~ 約 27 m

GS-IZ-1 (印西)：深度約 29 ~ 約 24 m

記載：泥層を主体とし、1 ~ 5 mm 厚の極細粒砂の薄層をしばしば挟むが、下位および上位ユニットと比較し、砂層の挟みは明らかに少ない(第3図, 第4図, 第5図の4)。薄殻の貝殻片が散在する。全体に生物擾乱を受け、巣穴化石がしばしば見受けられるが、下位のユニット II に比較して生物擾乱の程度はかなり

低い。

解釈：貝殻片を含む泥層を主体とすることから内湾の堆積物と考えられるが、下位及び上位のユニットと比較して、より細粒であることから水深が大きく堆積物の流入も少ない湾中央相と考えられる。

物性：S 波速度は 180 ~ 200 m/sec で、上位に向け低下していく。P 波速度は 1,500 m/sec でほぼ一定、密度は 1.7 g/cm³ でほぼ一定であるが、GS-IZ-1 (印西) では、最上部で幾分低下する。

ユニット IV (デルタ前置面下部相)

GS-NT-1 (成田) : 深度約 27 ~ 約 13 m

GS-IZ-1 (印西) : 深度約 24 ~ 17.92 m

記載 : 砂泥細互層からなり, ユニット全体として上方に顕著に粗粒化することを特徴とする (第 3 図, 第 4 図). 砂泥細互層は 3 ~ 70 mm ほどの極細粒 ~ 細粒砂と泥の互層からなるが, 生物擾乱が著しく, 泥質砂層あるいは砂質泥層となっていることも多い (第 5 図の 5). 本ユニット下部は泥勝ちであるが, 上部は砂分が多くなり, 砂勝ち砂泥細互層あるいは泥質砂層からなることが多い. 巣穴化石が多く見受けられるほか, 貝殻片が散在する. 特に上部ほど大型の貝殻片が含まれる. 生物擾乱が弱い部分には砂層にカレントリップルが観察される. 成田では本ユニット中の深度 15.78 m 以深は暗灰色を呈するが, それより浅い層準は酸化し黄褐色を呈し, 両者の色調の境界は明瞭である.

堆積環境 : 貝化石を含む砂泥互層が全体として上方に顕著に粗粒化することから, デルタが前進することによる浅海化を示していると考えられる. 成田と印西を比較すると, より東に位置し, 堆積当時, より外洋側に位置していたと考えられる成田ほど粗粒であることから, 湾口から湾奥側へ前進する上げ潮デルタの可能性が高い. 本ユニットは岡崎・増田 (1992) の潮汐三角州プロデルタから前置面下部の堆積相に相当すると考えられる.

物性 : S 波速度は 160 ~ 220 m/sec で, 本ユニット下部から中部に向け低下し, 中部から上部にかけては上方に速度が大きくなる. 本ユニットでは S 波速度は必ずしも堆積物の粒度変化と相関しないようである. P 波速度は 1,500 m/sec 程度でほぼ一定, 密度は 1.7 ~ 1.8 g/cm³ で, 上方に値が幾分大きくなる傾向が認められる.

ユニット V (デルタ前置面上部相)

GS-NT-1 (成田) : 深度 13.25 ~ 9.1 m

GS-IZ-1 (印西) : 深度 17.92 ~ 15.5 m

記載 : 貝を密集して産し, マトリックス部分は細粒砂で構成される (第 3 図, 第 4 図, 第 5 図の 6). 貝化石はバカガイが多く, 上部ではカシパンウニも多産する. 貝化石密集層ではセメンテーションにより, 弱く固結した部分も認められる. 成田では下位のデルタ前置面下部相から漸移し, 下位ユニットと本ユニットと

あわせて全体として上方粗粒化を示す. 一方, 印西では下位のデルタ前置面下部相に明瞭な層相境界を介して累重する. 境界には本ユニットから下位ユニットに向け巣穴化石が発達しているのが観察される. 印西では本ユニット中の深度 16.88 m 以深は暗灰色を呈するが, それより浅い層準は酸化し黄褐色を呈し, 両者の色調の境界は明瞭である.

堆積環境 : 成田では下位のデルタ前置面下部相から漸移し, 全体として上方粗粒化を示すことから, 下位ユニットと本ユニットとをあわせて全体でデルタ前置層と考えることができる. 一方で, 印西では本ユニットと下位ユニットとの間は明瞭な層相境界で介している. これは他地域で報告される, 木下層下部上部を分けるラビンメント面に相当すると考えられるが, 成田ではデルタの形成が連続的である一方で, 印西では途中に後述するバリアシステムの基底のラビンメント面に相当する浸食イベントがあったようである. 本ユニットは, 岡崎・増田 (1992) の潮汐三角州前置面上部の堆積相に相当すると考えられる.

物性 : S 波速度は成田で 250 ~ 350 m/sec, 印西で 350 ~ 500 m/sec であり, 印西のほうが大きい, 前者はダウンホール法, 後者はサスペンション法により測定されているため差が生じた可能性がある. しかしながら印西では, “木下貝層”のセメンテーションが進み, 過去には石材にも使用されたとの報告があり (印西市教育委員会, 2012; 七山・中島, 2015). このようなセメンテーションの違いが S 波速度に表れた可能性もある. 密度は 1.8 ~ 1.9 g/cm³ である.

ユニット VI (デルタ頂置面相あるいはラグーン縁辺相)

GS-NT-1 (成田) : 深度 9.1 ~ 4.1 m

GS-IZ-1 (印西) : 深度 15.5 ~ 5.5 m

記載 : 弱く平行葉理が発達した, 比較的分級の良い細粒砂からなる (第 3 図, 第 4 図, 第 5 図の 7). 下部では貝化石やカシパンウニの化石を多く含む. 上部ではそれらは少なくなるが, 一部に溶解した痕跡が見受けられる. 全体に弱く生物擾乱が認められる. 印西の最上部約 1 m, 成田の最上部約 3 m は, 褐鉄鉱質の褐色ラミナあるいは砂鉄質の暗色のラミナが明瞭となり, 植物根痕も認められるようになる. それらは上位にローム層へと漸移する. また, 成田では最上部約 1 m の砂層にセット厚 5 ~ 10 cm の小規模なフォアセット

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-NT-1 and GS-IZ-1 cores.

コア名	深度	岩相	粒径	試料採取深度	重鉱物	opx屈折率(γ)	ho屈折率(n_2)	gl屈折率(n)	gl形状	対比候補
GS-NT-1	44.29-44.32 m	褐灰色パミス	c-vc	44.30-44.32 m	opx, mg > cpx	1.702-1.711 (1.709)				
GS-NT-1	54.35-54.37 m	黄白色細粒火山灰	silt	54.35-54.37 m	opx, ho, bi	1.707-1.709, 1.728-1.733(1.731)	1.687-1.695(1.693)	1.498-1.499(1.498)	多孔>中間	APms, Yb1
GS-NT-1	54.37-54.44 m	黄褐色パミス	f-m	54.40-54.42 m	opx, ho, bi	1.728-1.732(1.729-1.730)	1.688-1.693(1.690)	1.497-1.500(1.498)	多孔	APms, Yb1
GS-IZ-1	40.62-40.65 m	白色パミス	m-c	40.63-40.64 m	opx, mg > cpx > (ho)	1.705-1.712				
GS-IZ-1	41.09-41.10 m	浅黄色パミス	m-c	41.09-41.10 m	opx, mg	1.710-1.713 (1.712)		1.525-1.527 (1.526)	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, mg: 磁鉄鉱

ト葉理がしばしば認められる。

堆積環境：本ユニットは分級のよい砂からなり、上部には重鉱物ラミナ（一部褐鉄鉱化）が観察されることから砂浜の汀線付近の堆積物と考えられる。本ユニットは木下層最上部ユニットに相当することから、広域の堆積システムを考慮すれば岡崎・増田（1992）の三角州頂置面の堆積相あるいはバリアシステムの内湾側に相当すると考えられるが、どちらに相当するか現段階では判別は難しい。岡崎・増田（1992）は“木下貝層”の上位には、泥層を挟在する中粒～粗粒砂層からなる三角州頂置面相が累重するとしているが、本ユニットは分級のよい平行層理砂層を主体とすることから岡崎・増田（1992）の頂置面相とはやや異なる。
物性：S波速度は150～380 m/secで、成田・印西ともに上方に速度が小さくなる。密度は1.7～1.9 g/cm³で、同様に上方に値が小さくなる傾向が認められる。

4.4 常総粘土及び新期ローム層

木下層の上位に分布する常総粘土は灰黄色あるいはオリブ黄色の凝灰質粘土からなる。基底の境界では木下層最上部の砂層から本粘土へ漸移する。常総粘土には植物根痕を多く含むほか、リモナイト質とみられる赤褐色の薄層がしばしば認められる。常総粘土の上位には褐色の火山灰土からなる新期ローム層が累重する。新期ローム層も常総粘土から漸移する。

4.5 テフラ

NT-1-54.44 テフラ（深度 54.44～54.35 m）

記載：GS-NT-1 コア（成田）の木下層の下位の堆積サイクルの基底部に挟在する（第3図）。本テフラは下部（層厚7 cm）と上部（層厚2 cm）に分けられる。下部は細粒～中粒砂サイズの黄褐色のパミスと重鉱物からなる。重鉱物は斜方輝石、普通角閃石、黒雲母を含む。上部は黄白色のガラス質細粒火山灰からなる。重鉱物は下部と同様に斜方輝石、普通角閃石、黒雲母を含む。斜方輝石の屈折率(γ)は、下部は1.728

～1.732(1.729～1.730;括弧内はモード,以下同じ)、上部は1.707～1.709及び1.728～1.733(1.731)。普通角閃石の屈折率(n_2)は、下部は1.688～1.693(1.690)、上部は1.687～1.695(1.693)。また、火山ガラスの屈折率(n)は1.497～1.500(1.498)、1.498～1.499(1.498)である(第1表)。

対比：本テフラの重鉱物・火山ガラスの屈折率は上部と下部でほぼ同じ値を示す。斜方輝石の屈折率のモードは1.729～1.731、また普通角閃石のモードは1.690～1.693と、両者とも特徴的に高い値を示す。ガラスの屈折率のモードは1.498である。このような屈折率特性を持つテフラは、房総半島の下総層群では地蔵堂層中部のJ4テフラ(徳橋・遠藤, 1984; TE-5aテフラ:町田・新井, 2003)、藪層下部のYb1テフラ(徳橋・遠藤, 1984)が知られ、これらは中部山岳を給源とするAPmテフラ群に対比されている(鈴木ほか, 1997; 中里, 1999; 町田・新井, 2003)。APmテフラ群はそれぞれ屈折率が類似することから区別が難しいが、J4(TE-5a)は少なくとも関東平野中央部以遠では細粒ガラス質テフラからなり(中澤・中里, 2005)、本テフラと層相が異なること、そして本テフラは堆積サイクルの下部に挟在することを考慮すると、藪層のYb1に対比されることが考えられる。なおYb1は、成田市及びその周辺地域では、成田市豊住、横芝光町から報告がある(中里ほか, 2004; 中里・佐藤, 2008)

NT-1-44.32 テフラ（深度 44.32～44.29 m）

記載：粗粒～極粗粒砂サイズの褐灰色パミスからなる。木下層最下部のユニットIの砂層に挟まれる(第3図)。重鉱物は斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱を含む。斜方輝石の屈折率(γ)は1.702～1.711(1.709)である(第1表)。

対比：本テフラは木下層の最下部のユニットIに挟在するが、木下層下部には木更津地域でTAu-12テフラの挟在が知られることから(杉原ほか, 1978)、本テフラも大磯丘陵から報告されているTAuテフラ群にいずれかに対比される可能性がある。しかしながら

TAu テフラ群からは、本テフラと同様の斜方輝石の屈折率特性を持つテフラは TAU-2, TAU-7 が知られており（町田ほか, 1974）, また TAU テフラ群以外にもよくみられる値であることから、現データでの同定は難しい。

IZ-1-41.10 テフラ（深度 41.10 ～ 41.09 m）

記載：中粒～粗粒砂サイズの浅黄色パミスからなる。木下層最下部のユニット I の腐植質泥層に挟まれる（第 4 図）。重鉱物は斜方輝石と磁鉄鉱がみられる。斜方輝石の屈折率（ γ ）は 1.710 ～ 1.713（1.712）, ガラスの屈折率（ n ）は 1.525 ～ 1.527（1.526）である（第 1 表）。

対比：木下層の最下部のユニット I に挟在することから大磯丘陵から報告されている TAU テフラ群に対比される可能性が高いが、TAU テフラ群からは、本テフラと同様の斜方輝石の屈折率特性を持つテフラが複数知られている（町田ほか, 1974）。すなわち TAU-1, TAU-2, TAU-3, TAU-9 であるが、これらのいずれかに対比される可能性が高い。

IZ-1-40.65 テフラ（深度 40.65 ～ 40.62 m）

記載：中粒～粗粒砂サイズの灰白色パミスからなる。GS-IZ-1 コアの木下層最下部のユニット I の砂層に挟まれる（第 4 図）。重鉱物は斜方輝石, 単斜輝石, 磁鉄鉱と極少量の普通角閃石を含む。斜方輝石の屈折率（ γ ）は 1.705 ～ 1.712 である（第 1 表）。

対比：木下層の最下部のユニット I に挟在することから大磯丘陵から報告されている TAU テフラ群にいずれかに対比される可能性があるが、TAU テフラ群からは、本テフラと同様の斜方輝石の屈折率特性を持つテフラは TAU-2, TAU-7 が知られており（町田ほか, 1974）, また TAU テフラ群以外にもよくみられる値であることから、現データでの同定は難しい。斜方輝石の屈折率特性は GS-NT-1 コア（成田）の NT-1-44.32 テフラに類似する。

5. 考察

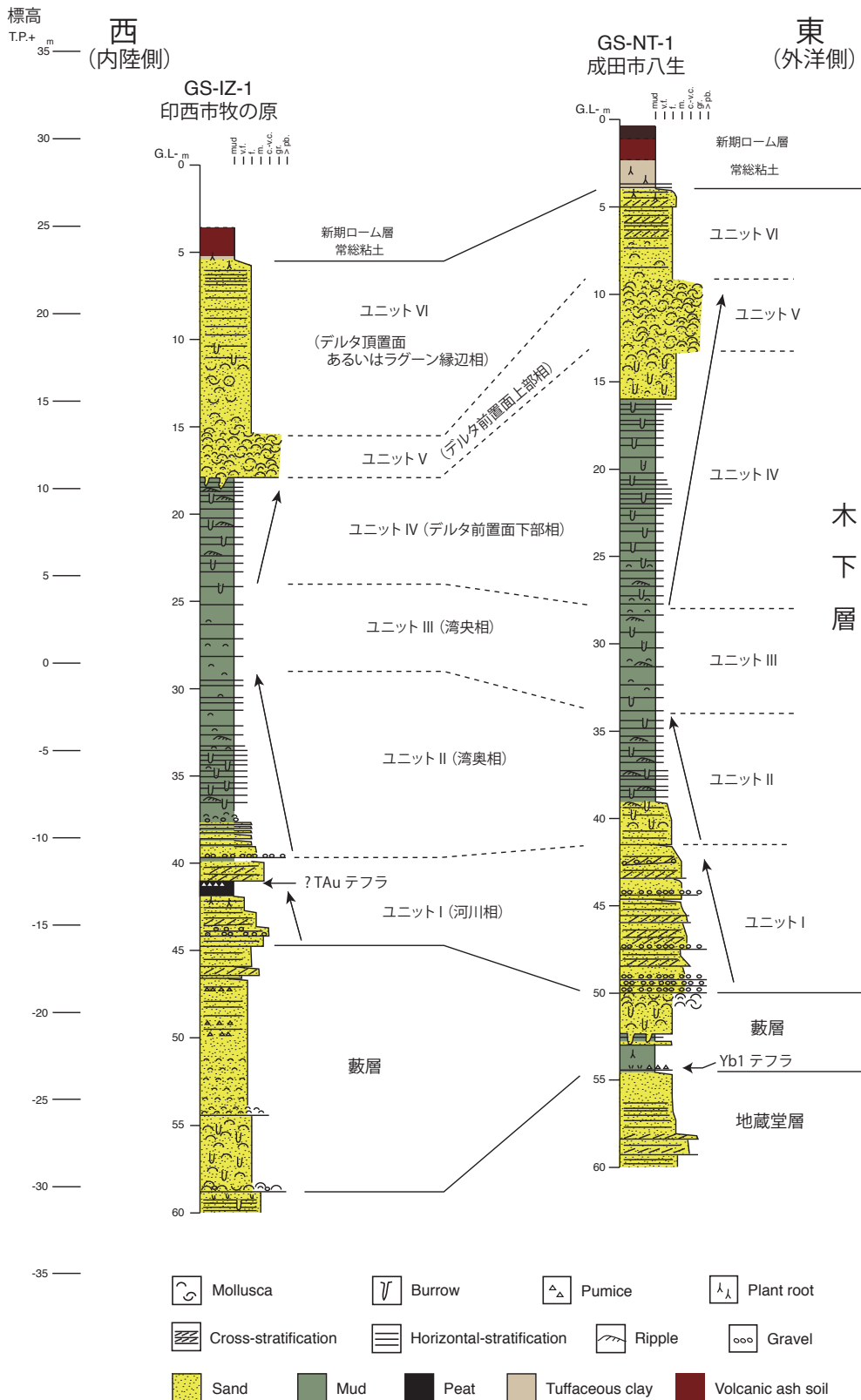
5.1 堆積相の変化

千葉県北部の木下層下部は柏付近で泥層を主体とした谷埋め堆積物であることが報告されているが（中澤・田辺, 2011；中澤ほか, 2014）, 成田・印西地域においても泥層を主体した堆積物であることが明らかとなった。また木下層基底は GS-NT-1（成田）で深

度 50.0 m（標高 -18.89 m）, GS-IZ-1（印西）で深度 44.75 m（標高 -16.27 m）とみられる。基底の標高は柏付近（標高 -15 ～ -20 m）とほぼ同じであるが、泥質層の層厚は成田, 印西ともに 20 m に達し、柏付近（約 15 m；中澤ほか, 2014）に比較して厚いという特徴がある。

成田・印西地域の木下層下部は泥層を主体としながらも堆積物粒度に変化がみられる。木下層下部の下半部に相当するユニット I（河川相）からユニット II（湾奥相）, ユニット III（湾央相）にかけては、全体として上方に顕著に細粒化する（第 6 図）。これは海水準の上昇によりこの地域が河川から内湾域へと環境が変化し、さらに内湾環境で水深が増大したことによると考えられる。ユニット III（湾央相）の分布標高を成田と印西で比較すると、湾奥側（西側）の印西のほうが幾分高いものの分布標高はほぼ同じことから、この 2 地点間の木下層堆積後の構造運動による相対的な位置関係の変化は小さいとみられる。一方、木下層下部の上半部は下半部から一転して上方に顕著に粗粒化する。砂層の挟みの少ない泥層（ユニット III：湾央相）から砂層の挟みが徐々に多くなり（ユニット IV：デルタ前置面下部相）, 貝殻密集層（ユニット V：デルタ前置面上部相）へと至る、一連の上方粗粒化サクセッションが認められる（第 6 図）。上方粗粒化サクセッションは印西と比較して成田のほうが厚く、全体として成田のほうがより粗粒な傾向が認められることから（第 6 図）, デルタは成田から印西方向へ前進した可能性が高い。岡崎・増田（1992）はこの地域に潮汐三角州のラグーン側に相当する上げ潮三角州が発達したことを報告しているが、本調査の上方粗粒化サクセッションは、この上げ潮三角州に相当すると考えられる。貝殻密集層（ユニット V）の上位のユニット VI については前述のように潮汐三角州頂置層あるいはラグーン縁辺の堆積物の可能性があるが、周辺地域の堆積相分布を含め検討する必要があるが、現段階では特定は難しい。

今後はコア試料の粒度分析をすすめる予定である。また、今回の調査では、木下層中に時代決定に有効なテフラを見いだすことはできなかったが、MIS 5.5 は花粉群集に特徴的な変化がみられることが知られ（Igarashi and Oba, 2006；五十嵐, 2009）, それを基にそれぞれの層準が MIS 5.5 のどの時期であるか推定することができる（中澤ほか, 2006）。本調査のコア



第 6 図 コアの堆積相と対比

Fig. 6 Sedimentary facies and their correlation between GS-NT-1 and GS-IZ-1 cores.

についても花粉分析をすすめ、各ユニットの形成時期の特定を行う予定である。

5.2 S 波速度の変化

木下層の S 波速度は、砂層で大きく、泥層で小さい傾向が認められ、S 波速度は粒径に大きく影響されていることがわかる。特に、砂層は多くの層準で 300

m/sec を超えるのに対し、下部の泥層の S 波速度は 200 m/sec 前後と更新統の地層としてはかなり低く、台地面からかなりの深度 (20 ~ 40 m) がありながらも工学的基盤とはなりえないことに注意が必要である (第 3 図, 第 4 図)。また一方で、泥層の中でみると、必ずしも堆積物の粒度変化が S 波速度と相関しないことも指摘できる。すなわち、泥層下部 (ユニット II) から中部 (ユニット III) までは堆積物の細粒化と同調するように S 波速度も低下していくが、その上位のユニット III からユニット IV にかけては、堆積物は粗粒化しているにもかかわらず S 波速度はさらに低下していく傾向が認められる (第 3 図, 第 4 図)。地表に近い、より若い時代の地層では、砂分の少ない泥層よりも砂分がある程度含まれる泥層のほうが S 波速度は低くなるようである。今後、コア試料の粒度分析及び含水率測定をすすめ、さらに検討していきたい。

6. まとめ

千葉県北部に分布する木下層の堆積相と物性を明らかにするため、成田及び印西においてボーリング調査を実施した。コアにみられる木下層は 6 ユニットに分けられる。このうちユニット I (河川相) からユニット II (湾奥相), ユニット III (湾央相) にかけては、全体として上方に顕著に細粒化する。その上位には、ユニット III (湾央相) からユニット IV (デルタ前置面下部相), ユニット V (デルタ前置面上部相) へ至る、一連の上方粗粒化サクセッションが認められる。上方粗粒化サクセッションは印西と比較して成田のほうが厚く、全体としてより粗粒な傾向が認められることから、デルタは成田から印西方向に前進した上げ潮デルタであった可能性が高い。木下層の S 波速度は、砂層で大きく、泥層で小さい傾向が認められるが、地表に近い層準では砂分の少ない泥層よりも砂分がある程度含まれる泥層のほうが S 波速度は低くなる傾向が認められる。

謝辞

今回のボーリング調査に際して、印西市都市整備課、成田市教育委員会には用地等に関して多大な便宜をはかっていただきました。記して深く感謝いたします。

文献

- 五十嵐八枝子 (2009) 北西太平洋・鹿島沖コア MD01-2421 の MIS 6 以降の花粉尘録：陸域資料との対比。地質学雑誌, 115, 357-366.
- Igarashi, Y. and Oba, T. (2006) Fluctuations in the East Asian monsoon over the last 144 ka in the northwest Pacific based on a high-resolution pollen analysis of IMAGES core MD01-2421. Quaternary Science Reviews, 25, 1447-1459.
- 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. Paleoclimatology, 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.
- 七山 太・中島 礼 (2015) 地域の石材としての木下貝層。GSJ 地質ニュース, 4, 67-68.
- 中里裕臣 (1999) EPMA 分析及び岩石記載的性質に基づく房総半島中部更新統テフラの対比。千葉県立中央博物館自然誌研究報告, 5, 73-83.
- 中里裕臣・岡田 誠・岡崎浩子・龍野敏晃 (2004) 千葉県北部、成田コアにおける下総層群の層序。日本第四紀学会講演要旨集, 34, 59-60.
- 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.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (2008) 千葉県北東部における下総層群指標テフラ Yb1。日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, 76.
- 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・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・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・中里裕臣 (2005) 関東平野中央部に分布する更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー. 地質学雑誌, 111, 87-93.
- 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.
- 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.
- 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.
- 下総台地研究グループ (1984) 千葉県手賀沼周辺地域における木下層基底の形態と層相の関係. 地球科学, 38, 226-234.
- 産業技術総合研究所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.
- 鈴木毅彦・杉原重夫・町田 洋 (1997) 第 6 回第四紀学会テフラ研究委員会野外集会八ヶ岳—房総野外巡検案内書, 59p.
- 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.