

北海道当別町ビトエ地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-HTH-1) の層序

Stratigraphy of the latest Pleistocene to Holocene sediment core GS-HTH-1 in the Ishikari coastal plain, Bitoe, Tobetsu, Hokkaido, Japan

ABSTRACT

川上 源太郎*・仁科 健二*

木村 克己**・嵯峨山 積***

KAWAKAMI Gentaro*, NISHINA Kenji*

KIMURA Katsumi**, SAGAYAMA Tsumoru***

受付：2023年12月27日

受理：2024年2月29日

* 地域地質部 地質防災グループ

** 公益財団法人 深田地質研究所

*** NPO 法人 北海道総合地質学研究センター

Corresponding Author KAWAKAMI Gentaro

kawakami-gentaro@hro.or.jp

Sedimentary core GS-HTH-1 (45.5m long) was extracted from Bitoe, Tobetsu (43°10' 33.19"N, 141°25' 43.97"E), located approximately 2 km south of the paleo-Ishikari River valley, which formed during the last glacial age. This study presents the stratigraphy, depositional ages, and sediment properties of the core, encompassing magnetic susceptibility, density, grain size, and water content. The core was classified into four stratigraphic units based on sedimentary facies, AMS radiocarbon ages, and previously reported diatom assemblages. The sedimentary units in GS-HTH-1 comprise gravelly river deposits (Unit 1; 45.5-32.25 m depth), meandering river deposits (Unit 3; 32.25-20.1 m), bay-head delta front and inner-bay deposits (Unit 4; 20.1-4.3 m), and fluvial (delta plain) deposits (Unit 5; 4.3-1.5 m), in ascending order. AMS ¹⁴C ages and stratigraphic correlation with adjacent sediment cores indicate that Units 3 to 5 constitute deposits from a late Pleistocene to Holocene incised valley system, while Unit 1 forms the foundation of the valley fills.

Keywords: stratigraphy, latest Pleistocene to Holocene incised-valley fills, Ishikari coastal plain, Bitoe, Tobetsu, Hokkaido

はじめに

地方独立行政法人 北海道立総合研究機構（以下、道総研）と国立研究開発法人 産業技術総合研究所（以下、産総研）は、石狩平野沖積層の層序と堆積環境ならびにその三次元的な広がりを明らかにするため、平成20年度から平成22年度までの3年間、共同研究「石狩低地の浅層地下地質・構造の解明に関する研究」を行った。共同研究により平成20年度に当別町川下で採取したGS-HTB-1、GS-HTB-2コア、平成21年度に同町太美で採取したGS-HTF-1コア、および平成22年度に石狩市親船で採取したGS-HIS-1コアの詳細は既に報告した^{1), 2), 3)}。しかし平成22年度に当別町ビトエで採取した沖積層ボーリングコアGS-HTH-1（掘削地点は図1参照）については、珪藻の分析結果を簡易的な柱状図、および同位体分別補正C14年代値と共に公表したのみで⁴⁾、層相の記載や各種分析データ（帯磁率、密度、粒度組成、含水比）、および暦年更正C14年代値は未公表となっていたことから、ここに報告する。

調査地点の概要

沖積層ボーリングコアGS-HTH-1の掘削は、平成22年12月から平成23年1月の間に石狩川右岸に位置する当別町ビトエ地区で実施した（図1）。掘削は中央開発株式会社に依頼した。掘削孔の緯度・経度（世界測地系）および孔口標高は、北緯43°10'33.19"、東経141°25'43.97"、T.P. 4.37 mである。石狩平野の地盤ボーリングデータベース⁵⁾によれば、この付近では沖積層の基底礫層上面が標高-30 m付近にあると想定され、北東へ2 kmほど離れた太美地区において基底礫層上面が標高-45 mにあるのと比較して有意に浅い（図1C）。同データベースによれば、ビトエ地区から南の札幌市内のモエレ沼にかけて沖積層の基底礫層上面標高が浅くなっており、ビトエ付近はこの南北に伸びる高まりの北側末端に位置すると推定される（図1C）。

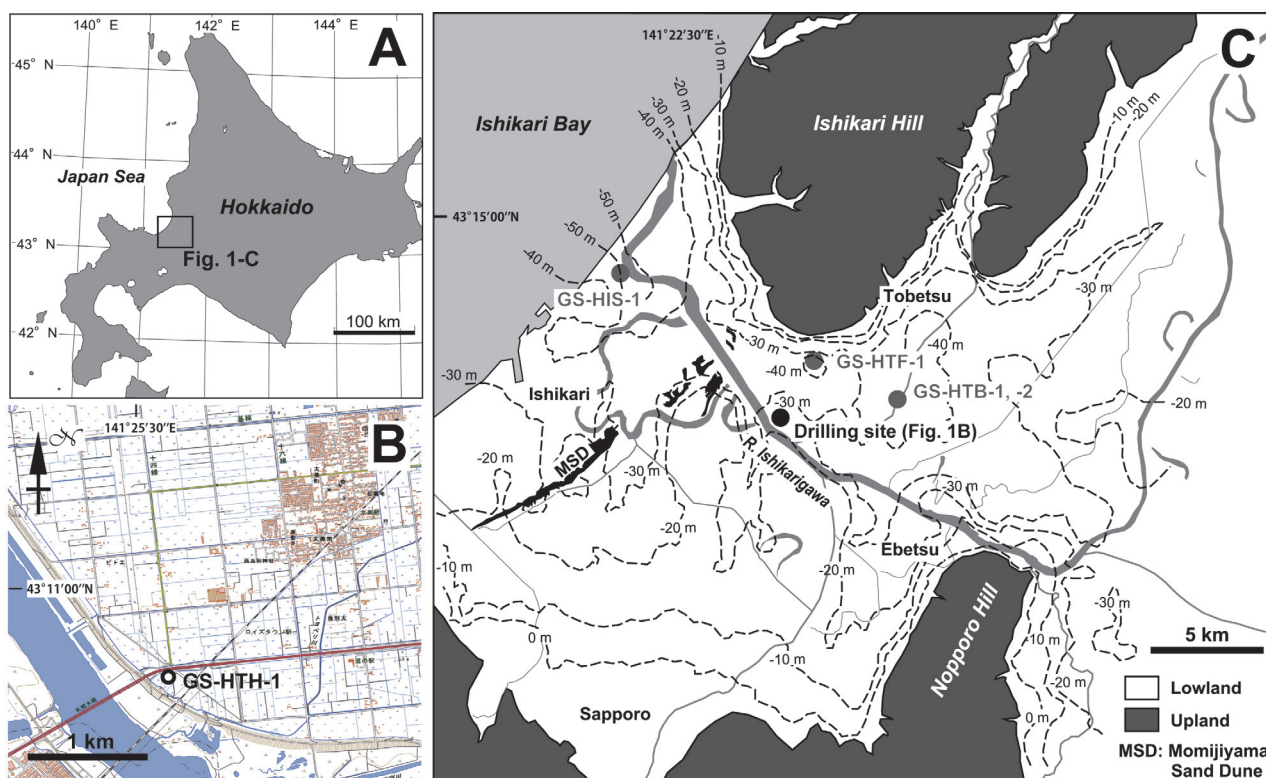


図1 GS-HTH-1 コアの掘削地点位置図。第1図Cのコンター（細い破線）は石狩平野における基底礫層上面深度（標高）の等値線⁵⁾。第1図Bの地形図は国土地理院が公開する電子国土を用いた。
 Fig.1 Drilling site location of the GS-HTH-1 core. Thin broken contour lines in Fig. 1-C represent the basal topography of the Alluvium in the Ishikari coastal plain⁵⁾. The topographic map in Fig. 1-B is derived from 'Denshi Kokudo' by the Geospatial Information Authority of Japan.

研究手法

1) 掘削方法

GS-HTH-1 コアは全長 45.5 m で（図2）、深度 34.0 m までは打ちこみサンプラー（外径 86 mm, 内径 70 mm）により長さ 1 m 単位のオールコアで採取し、深度 34.0 m 以深は打ち込みまたはロータリー式で掘削した。ただし深度 21.0 ~ 22.0 m の主に砂層からなる区間のみ、径 116 mm のダブルコアチューブで採取している。循環泥水はベントナイト泥水を使用した。深度 33.0 m まではコア採取率がほぼ 100% であったが、それ以深では砂礫層のためコアの一部が落下し、再打ちこみにより試料を採取している。なお表層から深度 1.5 m までが盛土/人工改変土である。

2) コアの解析手法

コアの解析手法と手順は既存の研究^{1), 2), 3)}に準じている。採取したコアは、コアパックおよび塩ビ管に封入した状態のまま、産総研所有の Geotek 社製 Multi-Sensor Core Logger (MSCL) を用いて帯磁率および透過ガンマ線強度を測定した（深度 21.0 ~ 22.0 m および深度 32.0 m 以深は未計測）。MSCL による測定後にコアを道総研に移し、半裁して記載、剥ぎ取り標本の作製、深度 10 cm ごとに分取した試料を用いた粒度組成・含水比の分析、植物片・貝化石を用いた¹⁴C

年代測定を行った。

帯磁率：MSCL を用い 1 cm 間隔で連続計測した。ループセンサーは径 125 mm である。測定した値をコア径およびループセンサーの内径に応じて補正し、補正帯磁率を求めた。

密度：MSCL のガンマ線源は ¹³⁷Cs (370Bq)、計測条件は測定間隔 1 cm、測定時間 10 秒である。測定した透過ガンマ線強度を、測定日ごとの 1 cm, 2 cm, 3 cm 厚のアルミ板（密度 2.71 g/cm³）の測定値をもとに密度換算し、文献⁶⁾に準じてガンマ線換算密度を求めた。なお透過ガンマ線強度に認められる 1 m ごとの規則的な値の増加は、コアの継ぎ目によるものである。

粒度分析：人工改変土と、砂礫を主体とする深度 32.0 m 以深を除く、深度 1.5 ~ 32.0 m の堆積物を対象に、深度（層厚）10 cm の区間ごとにその中から層厚 5 ~ 10 mm に相当する堆積物を分取して粒度分析を行った。採取したおよそ 0.2 g（泥質）~ 6.0 g（砂質）の堆積物試料は、酢酸（20 vol%）により炭酸塩を、さらに過酸化水素水（6%）により有機物を除去した後、超音波分散させて分析に供した。なお礫分を含む試料は -1φ（2.0 mm）のふるいをかけ、これを通過したものをを用いている。分析は、道総研エネルギー・環境・地質研究所が所有するレーザー回折式粒度分析装置（coulter 社製 LS230）を使用した。なおサブミクロンオーダーの測

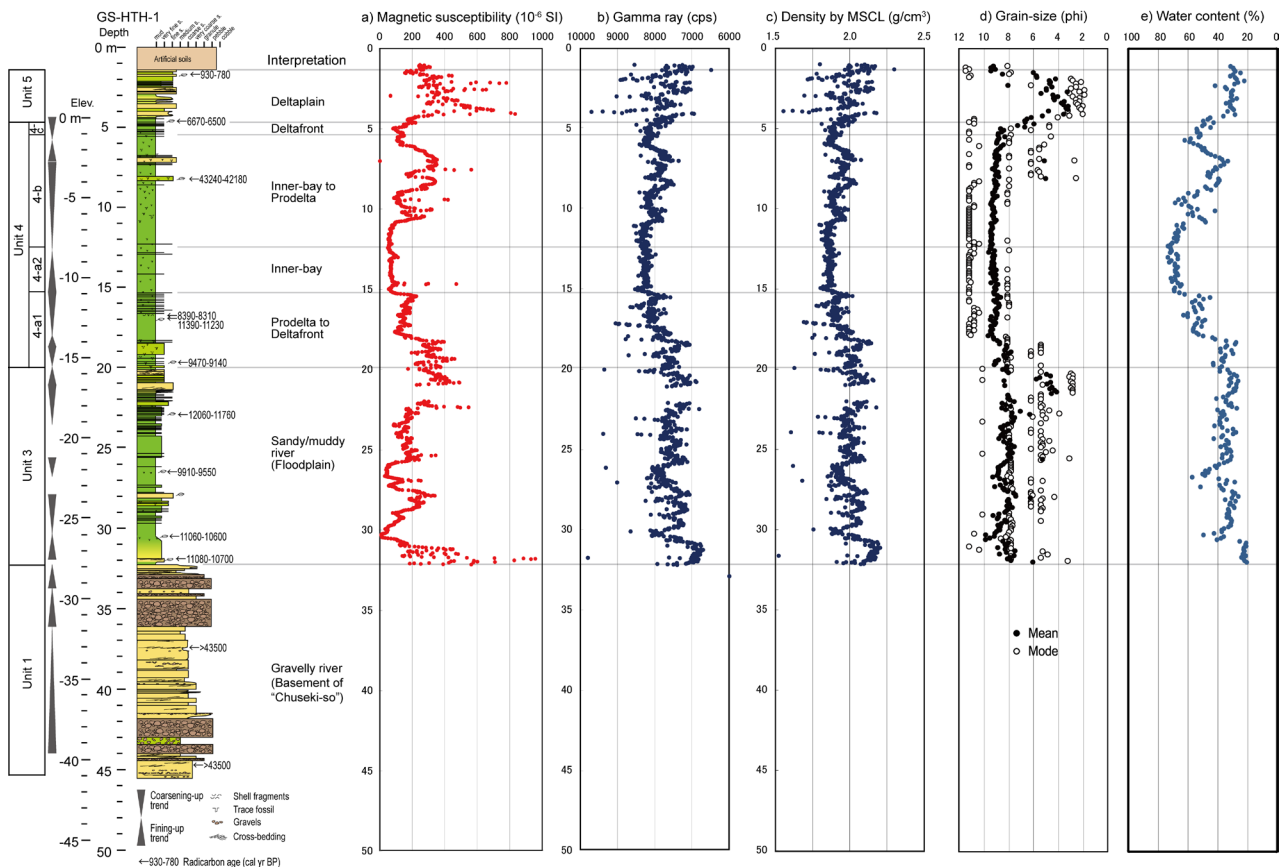


図2 GS-HTH-1 コアの柱状図および堆積物物性(補正帯磁率, 透過ガンマ線強度, ガンマ線換算密度, 平均粒径および第1モード, 含水比).
 Fig. 2 Sedimentary column of the GS-HTH-1 core and sediment properties (calibrated magnetic susceptibility, attenuated gamma ray intensity (raw data), density derived from attenuated gamma ray intensity, mean grain-size, primary mode of grain-size, and water content).

定は偏光の散乱理論(ミュール散乱理論)により算出し, 光学条件は屈折率実数部を1.45, 虚数部を0.01としている. 得られた粒度組成からモーメント法によって平均粒径および最頻径値(第1モード)を求めた. なお, 最頻径値はモード径を含む粒径階の平均値とした.

含水比: 含水比は, 半裁直後のコアから深度(層厚)10 cmの区間ごとに試料を分取し, 採取直後の湿潤重量および105°Cで16時間置いた後の乾燥重量を計測して求めた.

¹⁴C年代測定: 年代測定に用いた試料は, 深度16.88 mの1試料が貝殻片, 深度44.5 mの1試料が炭化木片, 残りの9試料は植物片である(表1). AMS¹⁴C年代測定および暦年較正は, (株)地球科学研究所に依頼した. 較正曲線は植物片でIntcal09を, 貝殻片ではMarine09を用いた⁷⁾. なお貝試料の較正ではΔR=0, 海洋効果100%としている.

層序区分と層相, 年代値

GS-HTH-1 コアは, 深度32.25 mまで砂・粘土を主体とするのに対し, それ以深は砂礫層から構成される. 層相は大きく異なるが, 両者の間に浸食や不連続を示唆するような境界は認められない. しかし得られた¹⁴C年代値(詳細は後述)

をふまえると, 深度32.25 m以浅の堆積物が11,000 cal BP以降の年代を示しており沖積層に相当する. 一方, 下位の砂礫層は4万年より古い¹⁴C年代値を示し, またその分布標高は沖積谷軸部の沖積層基底礫層と比べて有意に高い. すなわち近傍の太美地区のGS-HTF-1の基底礫層上面標高(-43 m)と比較すると, 15 mほど浅い標高-28 mに砂礫層の上面が位置している. 太美地区の標高-28~-43 mにおける堆積物は砂泥質の河川堆積物であり, GS-HTH-1 コアの砂礫層と同一の堆積システムにより形成されたとは考えにくい. したがって, GS-HTH-1 コアの砂礫層は沖積層基底礫層より古い堆積物と推定される.

ここでは既存の石狩平野の沖積層コアの層序区分^{1) 2) 3)}との対比を考慮し, 深度32.25 m以深の砂礫層をユニット1とし, 砂礫層の上位をユニット3~5に3分する. 既存コアで確認されている沖積層基底礫層にあたるユニット2^{1) 2) 3)}は, GS-HTH-1 コアでは欠如しているものとみなす. なおユニット4はa1, a2, b, cの4つのサブユニットに細分する(図2).

1) ユニット1 [深度45.5 m ~ 32.25 m]

記載: 本ユニットは細粒~極粗粒砂層, 含礫粗粒砂層と, 細

第1表 AMS ¹⁴C年代の測定結果.

Table 1 Result of AMS ¹⁴C dating.

Sample No.	Depth (m)	Elevation (m)	Material	Measured ¹⁴ C age (yr BP)	δ ¹³ C (‰)	Conventional ¹⁴ C age (yr BP)	2σ calibrated age range(s) (cal BP)	Lab. No.
HTH-1	1.74	2.63	plant material	960±30	-27.1	930±30	930-780	Beta-338993
HTH-2	4.62	-0.25	plant material	5850±30	-28.5	5790±30	6670-6500	Beta-338994
HTH-3	8.25	-3.88	plant material	38340±400	-27.7	38300±400	43240-42180	Beta-338995
HTH-4	16.88	-12.51	shell fragments	7490±30	-0.5	7890±30	8390-8310	Beta-338996
HTH-5	16.98	-12.61	plant material	9910±40	-26.2	9890±40	11350-11230 11390-11380	Beta-338997
HTH-6	19.16	-14.79	plant material	8380±50	-28.1	8330±50	9170-9140 9470-9250	Beta-338998
HTH-7	22.98	-18.61	plant material	10230±40	-26.8	10200±40	12060-11760	Beta-338999
HTH-8	26.48	-22.11	plant material	8800±50	-27.9	8750±50	9910-9550	Beta-339000
HTH-9	30.40	-26.03	plant material	9530±40	-28.2	9480±40	10620-10600 10790-10650 11000-10970 11060-11030	Beta-339001
HTH-10	31.97	-27.60	plant material	9560±40	-26.6	9530±40	10880-10700 11080-10930	Beta-339002
HTH-11	37.30	-32.93	charred material	NA	-24.6	>43500		Beta-339003
HTH-12	44.55	-40.18	wood	NA	-28.2	>43500		Beta-339004

礫～径 1 cm 程度（最大 3 cm）までの中礫からなる礫層から構成される（図 2, 図 3A, B）。なお礫層が連続する深度 36.2 ～ 32.9 m および深度 44.0 ～ 41.9 m の区間は、掘削時のコアの落下・再打ち込みに伴う乱れによって、本来の層相を保持していない可能性がある。

礫は亜円～亜角礫を主体としており、円磨度は高くない。礫層には基質を欠くものもあるが、総じて中粒～粗粒砂基質をもつ。その他、深度 43.6 ～ 43.0 m には泥質基質に富む含礫砂層が挟在する。深度 44.0 ～ 36.2 m 区間は、礫層とその上位の砂層から構成される厚さ 7 m の明瞭な上方細粒化サクセッションを示す。

砂層は淘汰が悪いものの泥質基質に乏しいクリーンな中粒～粗粒砂を主体とし、重鉱物が農集した黒色葉理がときおり認められる。傾斜する細粒砂層や極粗粒砂層を挟在することから、全体に斜交成層していると考えられる（図 3B）。泥質基質に富む細粒砂層やシルト層が水平に挟在する。

深度 44.55 m および 37.3 m の砂層に含まれていた炭化木片の ¹⁴C 年代は、いずれも 43,500 yr BP より古いとの結果であった。

解釈：本ユニットの砂層は斜交成層し、掃流によって形成されたものである。炭化木片がわずかに伴われるが貝化石は認められないこと、全体として淘汰が悪く礫の大部分が亜円礫であること、また泥質な細粒砂層やシルト層を伴うことから浅海環境で堆積した可能性は小さく、砂礫質の河川環境で堆積したものと考えられる。上方細粒化サクセッションは最上部に氾濫原粘土を伴わないことから、網状河川を充填した砂州や礫洲の堆積物^{8),9)}と解釈される。

2) ユニット 3 [深度 32.25 ～ 20.1 m]

記載：本ユニット最下部の深度 32.25 ～ 30.9 m は、やや固結した火山灰質の細粒砂～砂質シルトからなり、上方細粒化を示す。砂質シルトはさらに上位の泥層に漸移し、深度 30 m 付近まで泥層が連続する。その上位は粘土～シルト層と極細粒砂～細粒砂層からなる葉理互層（数 mm ～ 1 cm 程度の厚さで葉理状に成層するもの）～細互層（1 cm ～ 5 cm 程度の厚さで互層するもの）を主体とし（図 3C, D）、深度 27 ～ 26 m 付近に 1 m 程度の厚さの粘土層を伴っている（図 2）。葉理互層～細互層をなす砂層の多くは下面がやや不明瞭で泥層から漸移するが、上面は明瞭な境界を介して泥層に覆われる逆級化構造を示すものが多い。細互層をなす砂層にはリップル斜交葉理が発達する場合がある。深度 30.0 ～ 28.0 m, 23.5 ～ 21.0 m に厚さ 2 m 程度の上方粗粒化サクセッションが認められ、粘土層や葉理互層の上位に砂が優勢な細互層、数 10 cm の厚さの砂層が順に累重している（図 2）。これら上方粗粒化サクセッションをなす葉理互層～細互層には、部分的に生物擾乱が見られる。さらに、本ユニットの最上部には、1 m ほどの厚さの上方細粒化サクセッションが認められる。

既報⁴⁾では、GS-HTH-1 コアから産出する珪藻化石を基に珪藻帯区分がされている。本ユニットは、そのうち II a ～ II b に相当し、淡水生で付着性の *Fragilaria capcina* var. *vaucheriae* (Kütz) Lange-Bertalot, 淡水生の *Aulacoseira ambigua* (Grun.) Simonsen, *A. granulata* (Her.) Simonsen, *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müll., *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr.などを産する⁴⁾。

本ユニットの 4 層準に含まれていた植物片から ¹⁴C 年代値を得た。年代値は、下底付近の深度 32 m 付近で

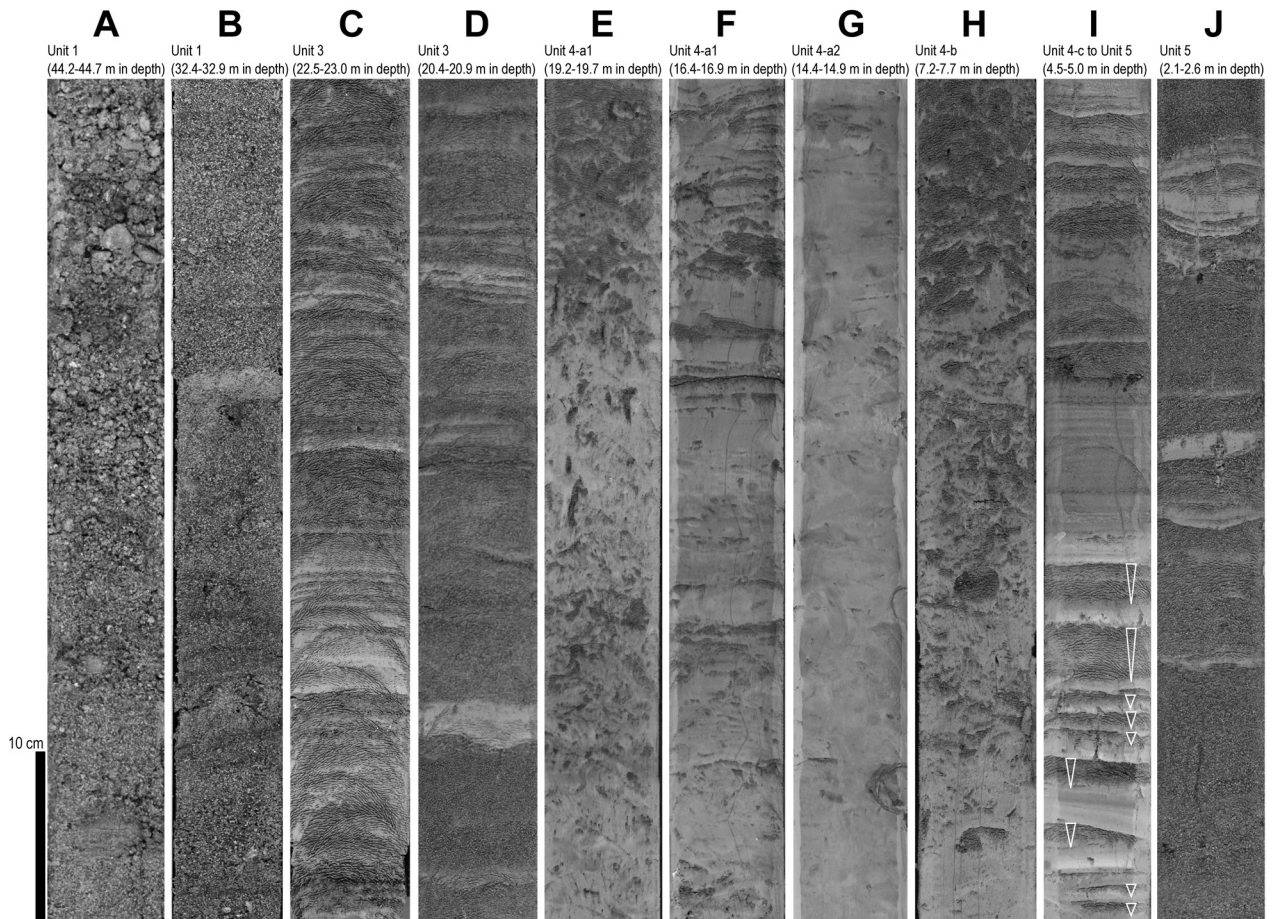


図3 GS-HTH-1 コアの層序ユニットの代表的写真. A: ユニット1の砂礫層. B: ユニット1の斜交層理中粒～粗粒砂層. C: ユニット3の極細粒～細粒砂層とシルト層の葉理互層. D: ユニット3の斜交葉理細粒砂層と泥層. E: ユニット4のサブユニット4-a1に見られる強く生物擾乱を受けた粘土層～泥質極細粒砂層. F: サブユニット4-a1上部の弱く生物擾乱を受けた粘土層と、粘土層とレンズ状の細粒砂層の葉理互層. G: サブユニット4-a2の粘土層. H: サブユニット4-bの強く生物擾乱を受けた粘土層と泥質細粒砂層. 上方粗粒化を示す. I: サブユニット4-c上部の逆級化砂層(中抜け矢印)と粘土層からなる有律互層. J: ユニット5の斜交成層する細粒～中粒砂層と挟在する泥層.

Fig. 3 Representative photographs of stratigraphic units in the GS-HTH-1 core. A: Sand and gravel beds in Unit 1. B: Cross-bedded medium- to coarse-grained sand beds in Unit 1. C: Thinly stratified fine- to medium-grained sand beds and silt beds in Unit 3. D: Cross-laminated fine-grained sand beds and silt beds. E: Intensely burrowed clayey mud and muddy sands in Subunit 4-a1 (Unit 4). F: Weakly bioturbated clayey muds with thin bedded lenticular sand beds in Subunit 4-a1. G: Clayey muds in Subunit 4-a2. H: Intensely burrowed mud and muddy sand in Subunit 4-b. I: Rhythmic alternations of inversely-graded sand beds (open arrows) and laminated muds in Subunit 4-c, overlain by thinly stratified sand and silt beds of Unit 5. J: Cross-stratified medium-grained sand beds and intercalated thin silt beds.

11,080-10,700 cal BP, ユニット下部の深度 30.4 m で 11,060-10,600 cal BP, ユニット中部の深度 26.5 m で 9,910-9,550 cal BP, ユニット上部の深度 23 m 付近で 12,060-11,760 cal BP であった. ユニット下部から中部までの3試料は順に若くなっているが, ユニット上部の植物片から得た年代値は下位の年代と逆転する古いものであった.

解釈: 本ユニットは汽水生および海生の貝化石を産出せず, 珪藻化石は淡水生種が優勢である⁴⁾ことから, 淡水環境で堆積したものである. 全体にシルト層や極細粒砂層などの細粒堆積物に富み, 砂層は逆級化構造を示すのが特徴的である. このような層相は, 日本列島の多くの河川において豪雨

時の短期間の洪水にともない氾濫原上に形成される洪水堆積物¹⁰⁾の特徴と一致する. 上方粗粒化サクセッションは, 主河道の移動やクレバススプレイの前進^{11), 12)}により形成されたと解釈できる. このように本ユニットは蛇行河川の氾濫原堆積物を主体とする.

3) ユニット4 [深度 20.1 ~ 4.3m]

記載: 本ユニットは生物擾乱を受けた粘土層と砂層～泥質砂層からなり, ユニット3の生物擾乱を受けていない砂質シルト層を整合的に覆う. 比較的砂層に富み2回の上方向粗粒化を示す下部(サブユニット4-a1), 粘土層を主体とし, 全体として上方向粗粒化を示す中部(4-a2), 下部が粘土層主体, 上部が泥質砂層主体で上方向粗粒化を示し, 最上部で粘土層に

覆われる上部(4-b), 下部が粘土層で上部の砂泥細互層へ上方粗粒化する最上部(4-c)に4分した(図2の左端参照).

サブユニット4-a1 (深度20.1~15.3 m) 下底付近の深度20.1~19.7 mは生物擾乱により斑状を呈するシルト・粘土からなり, その上位には砂に充填された巣穴状生痕が認められる粘土層が深度19.3 mまで累重する(図3E). さらに深度18.1 mまでは, 生物擾乱により斑状を呈する泥質極細粒砂層が累重して, 上方粗粒化の傾向を示す. その上位は深度17.0 mまで粘土層, 深度15.3 mまでは厚さ1 cm以下の細粒砂層をレンズ状にはさむ粘土優勢の葉理互層が累重して上方粗粒化の傾向を示す(図3F). なお深度16.9 mに, 腹足類のものと思われる保存状態の悪い長径1 cmほどの貝殻片が認められたことから, 年代測定に供した.

既報⁴⁾によれば, 下部(深度19.3 m以深の試料)は下位のユニット3と同様に淡水生珪藻種が優勢だが, 深度18.5 mから採取した試料では海生種の割合が20%となり, サブユニットの上部では最大50%近くを占める(珪藻帯Ⅲ⁴⁾に相当). 珪藻種としては, 海生種の *Paralia sulcata* (Ehr.) Cleve, *Thalassionema nitzschioides* (Grun.) Mereschkowsky, 海〜汽水生種の *Diploneis smithii* (Bréb) Cleve, *Nitzschia granulata* Grun. などが産出している.

深度19.2 mの植物片から9,470-9,140 cal BP, 深度17 mの植物片から11,390-11,230 cal BP, 深度16.9 mの貝化石から8,390-8,310 cal BPの¹⁴C年代値を得た.

サブユニット4-a2 (深度15.3~12.5 m) 本サブユニットは粘土層を主体とし(図3G), 生物擾乱により断片化した厚さ数mmの極細粒砂層や, 砂に充填された径数mmの楕円形の巣穴状生痕がわずかに認められる. 最上部付近(深度12.9 m)には, 厚さ2 cmの細粒砂層が挟まれる. 粒度分析や含水比の結果に基づけば, 粘土層は上方に細粒化する傾向を示している.

産出する珪藻化石は, 下位のサブユニット4-a1から引き続き海生種が優勢で, 本ユニットでは海生種のみで60%を超え, 汽水性種も合わせると70%を超える試料も認められる⁴⁾.

本サブユニットからは年代値は得られていない.

サブユニット4-b (深度12.5~5.2 m) 粘土層を主体とするが, 深度10.7 mおよび10.4 mには細粒砂に充填されるやや大型の巣穴状生痕(長径5 cm超)が認められる. 深度8.8 m付近から上位では生物擾乱による斑状の砂が点在する粘土層が累重し, 深度7.3~6.6 mには斑状の粘土が点在する泥質砂が累重して(図3H), 全体として上方粗粒化を示す. その上位では上方細粒化して生物擾乱を受けた粘土層となり, さらにサブユニット最上部にかけて上方粗粒化して, 断片化した厚さ1 cm程度以下の極細粒砂層を挟むようになる.

産出する珪藻は, 下位のサブユニット4-a2から引き続き海生種が優勢であるが, 最上部ではその割合は20%程度以下となる⁴⁾.

本サブユニット上部(深度8.2 m)に含まれる植物片の¹⁴C年代値は43,420-42,180 cal BPであった.

サブユニット4-c (深度5.2~4.7 m) 本ユニットはフレイザー層理〜波状層理¹⁴⁾を示す細粒砂層と泥層の有律細互層からなり(第3図I), 全体として上方粗粒化サクセッションを示す. 砂層はしばしば下位の粘土層から漸移し, シルトを経て上面付近で細粒砂となる逆級化構造を示す. その上面は極めて明瞭で, 上位は泥層に覆われる. 本サブユニットは下位のサブユニットと比較すると生物擾乱が弱く, 貝化石などは産出しない.

珪藻化石は, 海生種と汽水性種合わせて20%程度を占める⁴⁾.

解釈: ユニット4から産出する珪藻化石は基底部と最上部を除くと海生種に富んでおり, 内湾指標種群の代表種である *Paralia sulcata* が多産する⁴⁾. また最上部のサブユニット4-cを除くと全体に生物擾乱が発達しており, 塩水〜汽水環境で堆積したものと考えられる. 以下, サブユニットごとに堆積システムを解釈する.

サブユニット4-a1は2回の上方粗粒化サクセッションを示し, 下位の蛇行河川環境(ユニット3)から内湾環境へ移行する過程で湾奥に湾頭デルタが形成され¹³⁾, この湾頭デルタの前進に伴ってプロデルタ〜デルタフロントに堆積した堆積物である.¹⁴C年代はサブユニット下部で9,470-9,140 cal BP, 上部で8,390-8,310 cal BPであり, アジア各地で報告されている9,000~8,500年前の急激な海水準の上昇¹⁵⁾に対応する. サブユニット4-a2の上方細粒化サクセッションは, 湾頭デルタが溺れて内湾底となったことを示す. サブユニット4-bは緩やかな上方粗粒化サクセッションを示し, 上部は全体に砂質となって生物擾乱が発達することから, 海水準上昇速度の減衰〜停滞期(高頂期)に内湾底から再び湾頭デルタのプロデルタ環境に移行したことを示す. サブユニット4-cの有律細互層はフレイザー層理〜波状層理¹⁴⁾を示す. 同様の層相は川下地区および太美地区の沖積層の同層準に認められ, 湾頭デルタの分流チャンネルにおいて潮汐の作用下で堆積した可能性が示唆されている^{2), 3)}.

4) ユニット5 [深度4.7~1.5 m]

記載: 最下部は泥層優勢の細互層であるが, 深度4.2 m以浅は砂優勢の細互層および砂層からなる. 砂層の厚さは5~40 cm, 泥層は多くが1 cm以下である. 厚い砂層には細粒砂と中粒砂からなる斜交葉理が認められ, レンズ状の薄い泥層を伴う部分もある. 砂層は下面より上面の方がシャープで, 逆級化構造を示すものが認められる. 深度2.2~2.4 m, 3.1~3.5 mには根痕が認められるが, その他の生痕化石は

認められない。

既報⁴⁾によれば、珪藻化石は *A. ambigua* や *S. ulna* など淡水生種が優勢で 90% 近くを占め、珪藻帯IVに相当する。

基底に近い深度 4.6 m の砂層中の植物片は 6,670-6,500 cal BP、上面に近い深度 1.7 m の砂層中の植物片は 930-780 cal BP の ¹⁴C 年代値を示した。

解釈：泥層には生痕化石が見られず、産出する珪藻化石は淡水生種が卓越する。砂層に発達する斜交層理は掃流により堆積したことを示しており、砂泥質の河川環境の堆積物と考えられる。逆級化構造を示す砂層は、氾濫原上に形成される洪水堆積物¹⁰⁾の特徴である。基底の 6,670-6,500 cal BP の年代値は、縄文海進高頂期の形成を示す。下位ユニットの堆積環境ならびに掘削地点の現在の堆積環境を考慮すると、本ユニットは湾頭デルタのデルタプレーン～石狩川の氾濫原で形成された堆積物と解釈される。

帯磁率、密度、粒度組成、および含水比

1) 帯磁率 (図 2-a)

帯磁率の値は粒度と概ね相関し、泥質堆積物で低く砂質堆積物で高い値を示す。このため帯磁率の深度プロファイルは、各ユニットに発達する上方粗粒化や上方細粒化のサクセッションとよく対応する。粘土層を見ると、ユニット 3 で 30 (単位 10⁶SI) を下回り、ユニット 4 の 4-a2～4-b 下部で 50 程度である。また極細粒砂層と泥層の葉理互層は 100～200、生物擾乱を受けた砂質粘土で 100～300、砂層では 300～400 であった。

2) 密度 (図 2-b, c)

深度 1 cm ごとのガンマ線透過線量から換算して求めた堆積物密度も粒度と概ね相関しており、泥質堆積物で低く砂質堆積物で高い。最も密度の値が小さいのはサブユニット 4-b の粘土層で 1.8 g/cm³ である。一方、泥質砂層～砂層は 2.0～2.1 g/cm³ で、ユニット 3 基底の泥質砂～砂層が最も高く 2.2 g/cm³ を示した。

3) 粒度分析 (図 2-d)

堆積物の平均粒径および最頻径 (第 1 モード) は、ユニット 4 の粘土層がユニット 3 の粘土層と比べてより粒径が小さいことを示す。ユニット 3～4 には粗粒な砂層は挟在せず、モード径では細粒砂～シルトを示す。ユニット 5 の砂層は細粒～中粒砂のモード径を示した。

4) 含水比 (図 2-e)

含水比の値は粒度と概ね対応し、泥質堆積物で高く砂質堆積物で低い値を示す。ユニット 3 では深度 27 m 付近の粘土層が 50% を超えるものの、総じて泥層・砂層とも 30～40% であった。ユニット 4 のサブユニット 4-a1 では含水比が上位へ高くなり、さらにサブユニット 4-a2 と 4-b の境界で 70% を超える。サブユニット 4-b 内では上位へ含水比が

下がり 40% を下回った後、サブユニット 4-c にかけて 60% まで上昇する。そこからユニット 5 にかけて含水比は 30% まで減少する。このような含水比の垂直プロファイルに認められる変動は、上方粗粒化や上方細粒化のサクセッションと良く対応する。

既存ボーリング資料との対比

GS-HTH-1 地点 (ビトエ地区) の層序と、北方に 2 km 離れた GS-HTF-1 地点 (太美地区) および東方に 5 km 離れた GS-HTB-1, 2 地点 (川下地区) の層序^{2), 3)} との対比について簡単に述べる。

ビトエ地区は石狩沖積谷の谷軸⁵⁾ から南に反れており、GS-HTH-1 コアのユニット 1 の砂礫層上面標高を GS-HTF-1 および GS-HTB-1, 2 コアの沖積層基底礫層上面標高と比較すると、GS-HTH-1 コア:-28 m に対し、GS-HTF-1 コア:-45 m、GS-HTB-1, 2 コア:-39 m で明らかに浅い。GS-HTH-1 コアのユニット 1 と同標高 (標高 -28～-41 m) の区間は、GS-HTF-1 コア GS-HTB-1, 2 コアともに砂泥質の蛇行河川堆積物 (両コアのユニット 3) となっており、ユニット 1 の礫質河川とは堆積システムが異なる。またユニット 1 の砂礫層に含まれる炭化木片の 4 万年を超える年代値もふまえると、同ユニットは沖積層より古い時代の地層である。なお GS-HTH-1 コア掘削地点は埋没段丘 Bt3¹⁶⁾ 上に位置する¹⁷⁾ との見解がある。

3 本のコアにおける蛇行河川堆積物 (それぞれのユニット 3) の層相を比べると、GS-HTF-1 コアで最も砂層が発達し、次いで GS-HTB-1, 2 コア、GS-HTH-1 コアの順で砂層の発達が悪くなり、泥層主体となっている。また GS-HTH-1 コアの砂層は細粒で薄いものが多い。ユニット 3 の上面標高はいずれのコアでも -15 m 付近に位置する。

ビトエ地区で蛇行河川環境が溺れてプロデルタ～内湾環境 (ユニット 4) となるのは、太美地区および川下地区と同じく 9000 年前頃である。当時のバリアーである紅葉山砂丘の湾口に位置した太美地区、湾口から南へそれたビトエ地区、湾奥に位置する川下地区それぞれで層相や層序に異なる部分があるものの、いずれも基本的には生物擾乱が発達する砂泥層からなり、泥質堆積物に富む。その上面標高は GS-HTB-1, 2 コアが -3 m、GS-HTH-1 コアが 0 m、GS-HTF-1 コアが +1.5 m で、高海水準期に湾奥から湾口にかけて河川による埋積が進んだことを反映する¹⁸⁾。

最上部のユニット 5 (デルタプレーン堆積物) は、GS-HTF-1、GS-HTB-1, 2 コアと比較して砂質堆積物に富み泥層に乏しい。また GS-HTF-1、GS-HTB-1, 2 コアには縄文海進高頂期に形成が始まった泥炭層が認められるが、GS-HTH-1 コアでは泥炭層を欠く。GS-HTH-1 コアの掘削地点は地表付近が人工改変されているが、人工改変土の直下

から 930-780 cal BP の若い ^{14}C 年代値を得ていることから、元々泥炭層を欠いていたか泥炭層が形成されていたとしても薄かったものと推定される。

まとめ

1. 北海道当別町ピトエ (43° 10' 33.19"N, 141° 25' 43.97"E, 孔口標高 4.37 m) において掘削した沖積層ボーリングコア GS-HTH-1 は、下位より礫質河川堆積物 (ユニット 1: 深度 45.5 ~ 32.25 m), 蛇行河川堆積物 (ユニット 3: 深度 32.25 ~ 20.1 m), 内湾~湾頭デルタのデルタフロント堆積物 (ユニット 4: 深度 20.1 ~ 4.3 m), 河川堆積物 (デルタプレーン堆積物) (ユニット 5: 深度 4.3 ~ 1.5 m) に区分される。
2. ^{14}C 年代, および近隣の沖積層ボーリングコアとの層序対比により, ユニット 1 は沖積層の基盤をなす埋没段丘堆積物などで, ユニット 3 からユニット 5 が更新世末~完新世の沖積谷埋積堆積物である。
3. 帯磁率, 密度, 粒度組成, および含水比の層序プロフィールを合わせて示した。

謝辞

ボーリング掘削にあたって, 地権者に多大なるご協力を頂いた。掘削業務は中央開発(株)に委託した。MSCLの使用に際しては, 産総研地質調査総合センターの池原 研氏にご協力頂いた。掘削地点の選定にあたっては, 当所の大津 直氏, 廣瀬 亘氏にご助言を頂いた。以上の方々に記して感謝申し上げます。

引用文献

- 1) 川上源太郎・船引彩子・嵯峨山 積・中島 礼・仁科健二・廣瀬 亘・大津 直・磯前陽介・木村克己 (2012a) 北海道石狩平野, 石狩市親船地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-HIS-1) の層序学的及び堆積学的解析。地質調査研究報告, 63, 129-146.
- 2) 川上源太郎・小松原純子・嵯峨山 積・仁科健二・木村克己・廣瀬 亘・大津 直 (2012b) 北海道当別町川下地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-HTB-1, GS-HTB-2) の層序および堆積学的解析。地質学雑誌, 118, 191-206.
- 3) 川上源太郎・嵯峨山 積・仁科健二・中島 礼・廣瀬 亘・大津 直・木村克己 (2012c) 北海道当別町太美地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-HTF-1) の層序学的及び堆積学的解析。地質調査研究報告, 63, 21-34.
- 4) 嵯峨山 積・川上源太郎・仁科健二・大津 直・廣瀬 亘・木村克己 (2015) 北海道石狩平野における沖積層ボーリングコアの珪藻群集。北海道地質研究所報告, no. 87, 21-81.
- 5) 廣瀬 亘・川上源太郎・大津 直・木村克己 (2011) 地盤ボーリングデータベースを用いた石狩低地沖積層開析谷地形の解析。日本地球惑星科学連合大会予稿集, HQR022-P01.
- 6) 山口正秋・水野清秀・納谷友規・本郷美紗緒・中里裕臣・中澤努 (2009) 関東平野中央部, 埼玉県菖蒲町で掘削された 350m ボーリングコア (GS-SB-1) の層相と堆積物物性。地質調査研究報告, 60, 147-197.
- 7) Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. SM., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon, 51, 1111-1150.
- 8) Ramos, A., Sopenña, A. and Perez-Arlucea, M. (1986) Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the Northwest Iberian Ranges (Central Spain). J. Sedim. Petrol., 56, 862-875.
- 9) Nemeč, W. (1992) Depositional controls on plant growth and peat accumulation in a braidplain delta environment: Helvetiafjellet Formation (Barremian-Aptian), Svalbard. In: Controls on the Distribution and Quality of Cretaceous Coals (Ed. by P. J. McCabe and J. T. Parrish), pp. 209-226. Spec. Publ. Geol. Soc. America., 267.
- 10) 伊勢屋ふじこ (1982) 茨城県, 桜川における逆グレーディングをした洪水堆積物の成因。地理学評論, 55, 597-613.
- 11) Collinson, J. D. (1996) Alluvial sediments. In Reading, H. G., ed. Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy, Blackwell Science, Oxford, 37-82.
- 12) Bridge, J. (2006) Fluvial facies models: recent developments. In Posamentier, H. W. and Walker, R. G. eds., Facies models revisited (SEPM Special publication no. 84), 85-170.
- 13) Boyd, R., Dalrymple, R. W. and Zaitlin, B. (2006) Estuarine and incised-valley facies models. In Posamentier, H. W. and Walker, R. G. eds., Facies models revisited, SEPM Special publication no. 84, 171-235.
- 14) Reineck, H. E. and Singh, I. B. (1980) Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag, New York, 551p.
- 15) Hori, K. and Saito, Y. (2007) An early Holocene sea-level jump and delta initiation. Geophys. Res. Lett., 34, doi:10.1029/2007GL031029.
- 16) 松下勝秀 (1979) 石狩海岸平野における埋没地形と上部更新統~完新統について。第四紀研究, 18, 69-78.
- 17) 嵯峨山 積・井島行夫・岡村 聡・宿田浩司 (2021) 北海道札幌市中沼町のボーリングコアの層序と石狩平野の埋没地形の検討。地球科学, 75, 3-17.

- 18) 石井祐次 (2017) 石狩低地における湾頭デルタの前進とデルタプレインの発達. 地理学評論, 90, 105-124.

要 旨

古石狩川の沖積谷から南に 2 km の位置にある北海道当別町ビトエ (43° 10' 33.19"N, 141° 25' 43.97"E, 孔口標高 4.37 m) において掘削した沖積層ボーリングコア GS-HTH-1 の層序および堆積年代とともに, 堆積物の帯磁率, 密度, 粒度, 含水率などの諸特性を示す. コアは, 堆積相, AMS 放射性炭素年代, 既報の珪藻化石群集に基づき, 下位より礫質河川堆積物 (ユニット 1: 深度 45.5 ~ 32.25 m), 蛇行河川堆積物 (ユニット 3: 深度 32.25 ~ 20.1 m), 内湾~湾頭デルタのデルタフロント堆積物 (ユニット 4: 深度 20.1 ~ 4.3 m), 河川堆積物 (デルタプレーン堆積物) (ユニット 5: 深度 4.3 ~ 1.5 m) に区分される. 得られた AMS¹⁴C 年代, および近隣の沖積層ボーリングコアとの層序対比に基づけば, ユニット 1 は沖積層の基盤で, ユニット 3 からユニット 5 が更新世末~完新世の沖積谷埋積堆積物である.