

北海道石狩低地帯南部の苫小牧市勇払で掘削された 深度65m井の孔内地質

Geology of borehole in depth of 65 m drilled in the Yufutsu of Tomakomai,
southern part of the Ishikari lowland, Hokkaido, Japan

嵯峨山 積・亀山 聖二*・佐々木 宏志*・荒川 忠宏**

Tsumoru Sagayama, Seiji Kameyama*, Hiroshi Sasaki* and Tadahiro Arakawa**

Abstract

Alluvium deposited after the Maximum Würm glacial stage, about 18,000 yrsBP, consists of unconsolidated gravel, sand, mud and peat et al. This formation is characterized by being shaken sensitively by the earthquake and being easily polluted by noxious water or oil supplied from human life. It clarifies geologic research of the alluvium gives valuable data to countermeasure of those social problems.

The Yufutsu plain, survey area, is located in southern part of the Ishikari lowland, and has unique geologic history, because of existing a lot of sand ridges in land and submerged topography off the mouth of Atsuma river.

Twenty four geologic samples for diatom analysis are collected from formation of the borehole in depth of 65m drilled in the Yufutsu of Tomakomai. Geology of the borehole intercalates three pumice fall beds, the "Tarumae-b pumice fall" erupted in AD 1667 in 2.5-1.7m depth, "Tarumae-c pumice fall" erupted nearly 3,000 yrsBP in 4.2-3.8m depth, and "Eniwa-a pumice fall" erupted nearly 17,000 yrsBP in 53.15-52.7m depth. It is inferred that humic soil in 41.05-40.8m depth of the borehole deposited in nearly 10,000 yrsBP, age of boundary between the Pleistocene and the Holocene. The depth of the soil is almost same as the Holocene basement in the other borehole, the Atsuma area, of the Yufutsu plain investigated by Momose et al. (1979). Meanwhile the depths of those two basements in the Yufutsu and the Atsuma areas are the shallowest as compared with three other areas in Hokkaido, Ishikari coastal plain, Hakodate bay and Kushiro coastal area. It suggests that the difference of depth of the Holocene basement means effect caused by vertical movement in alluvial ground.

キーワード; 孔内地質, 勇払, 石狩低地帯

Key words; geology of borehole, Yufutsu, Ishikari lowland

I はじめに

北海道の石狩市から苫小牧市にかけては、地質構造的にも重要な石狩低地帯(長尾, 1941)が発達する。同低地帯には、最終氷期最寒冷期以後に堆積した沖積層が標高25m以下の平坦面をなし、鮮新統や更新統などを不整合に覆って分布する。また、石狩市、札幌市、千歳市、苫小牧市などを有し、道内で最大の人口密集域を形成している。一方、沖積層は未固結な砂や泥、泥炭などからなる軟弱な地盤であり、地震や地盤沈下に対し敏感に反応しやすく、大きな被害をもたらすことになる。また、生活排水などにより汚染され易い特徴をもつ。このため、沖積層の層厚や地質特性などを明らかにすることは、上記の問題に対し有効な資料の提供を可能にすると考えられる。

我が国の沖積層の研究は、1923年の関東大震災における地盤調査から始まり、1960年代から1970年代には地盤沈下問題などで大きな進展が見られた。一方、本

道においては札幌市周辺で最も地下地質の解明が進んでおり(小山内ほか, 1974; Igarashi, 1975; 松下, 1979; 大丸, 1989; ニッ川ほか, 1994; 磯部ほか, 1999など)、最近では岡(2003)や嵯峨山(2004)により石狩低地帯・天塩平野や釧路平野の沖積層について検討されている。しかし、未だ不十分であり、貝化石、花粉や珪藻の分析、古地磁気や放射性年代、堆積相解析などによる沖積層の詳細な研究が北海道全域で必要と考える。特に、苫小牧市東方に広がる勇払原野は、砂堤列と厚真川河口沖の沈水地形の存在(茂木, 1964)から、特異な形成史を有していると考えられ、海水準の変化と地盤変動の関係など、今後の詳細な研究が期待される。

今回、苫小牧市勇払で道々苫小牧環状線の道路工事に伴う地質調査ボーリング(深度65m)の孔内地質を検討する機会を得たことから、本文では孔内地質などの概要を報告し、今後の珪藻分析や貝化石分析などによる地下地質解明の端緒としたい。

* 株式会社タナカコンサルタント

** 苫小牧市博物館



第1図 苫小牧市勇払の65m掘削井の位置
国土地理院発行の5万分の1地形図「苫小牧」
(1981)を使用。
Fig. 1 Location of 65m drillhole in the Yufutsu of
Tomakomai city.

II 掘削位置および周辺地質

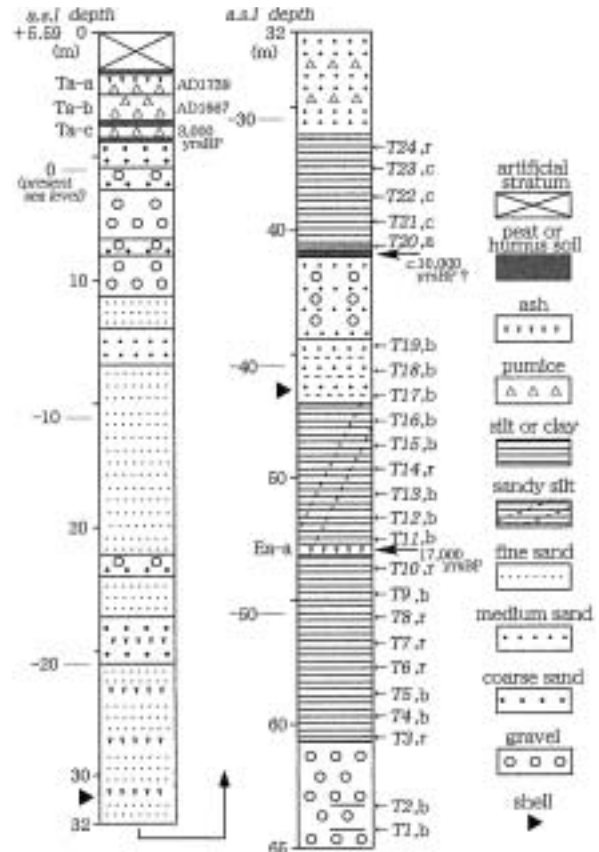
掘削の位置は、苫小牧市の沼の端と勇払をむすぶ一般道781号と第一幹線排水路(明野川)が交差する付近(第1図)で、海岸線から3,130m程度内陸である。そこでの地盤標高は5.59mで、掘削作業は平成16年7~10月に行われた。周辺の丘陵地には、約41,000年前に噴出した支笏火砕流堆積物(許ほか, 2001)が分布し、低地には沖積層が厚く堆積している。苫小牧地域の沖積層は、古くは金森(1967)により沼の端層とされ、最近では荒川(1997)により貝化石の研究が行われている。本地域は、後期更新世~完新世に恵庭岳や樽前山から噴出した軽石や火山灰の降灰域に相当する(北海道火山灰命名委員会, 1972)ことから、沖積層中にはこれらの火山灰層が挟在する。また、9~数十列の砂堤が勇払付近から北西~西方に扇状に発達し(茂木, 1964; Moriwaki, 1982)、本掘削井はその東端部に位置する。

平成15年度には、室蘭土木現業所により本井の南、300m付近で深度20~67mの計7本のボーリング調査が行われ、中村・亀山(2004)により恵庭a火山灰層の存在が報告されている。

III 掘削井の地質層序および試料層準

孔内地質は、以下の通りである。

下位から深度65~60.75mは砂礫、同64.45~64.15mおよび63.4~63.15mに粘土・シルトからなる細粒部を挟在する。同60.75~53.15mはシルト、同53.15~52.7mは灰色の火山灰、同52.7~47mは砂質シルトからなる。同47~44.4mはシルト質砂、同44.4~41.05mは礫まじり砂、同41.05~40.8mは腐植土である。同40.8~36.1mはシルト、同36.1~32mは軽石まじり火山灰質砂、同32~25.5mは火山灰質細砂、同25.5~23.7mは



第2図 ボーリングの孔内地質および地質試料の層準
a : 豊富, c : 普通, r : 稀, b : 無産出, a.s.l. :
海水準。

Fig. 2 Geologic column of the drillhole and horizon of geologic sample.
a : abundant, c : common, r : rare, b : barren.
a.s.l. : above sea level.

火山灰質粗砂、同23.7~22mは細砂、同22~21.1mは礫まじり粗砂、同21.1~13.5mは細砂からなる。その上位は、同13.5~12mは中砂、同12~10.7mは細砂、同10.7~9mは砂礫、同9~8.3mは礫まじり粗砂、同8.3~6.3mは砂礫、同6.3~5.5mは礫まじり粗砂、同5.5~4.3mは粗砂、同4.3~4.2mは腐植土、同4.2~3.8mは腐植土まじり火山灰、同3.8~3.6mは腐植土、同3.6~2.5mは軽石、同2.5~1.7mは軽石まじり火山灰、同1.7~1.6mは腐植土、同1.6~0mは盛り土である(第2図)。特に、深度36.1~32mには支笏火山噴出物起源の円磨された軽石礫が多く、同32~23.7mの火山灰質砂にも同様の軽石が含まれ、全体を通して支笏火砕流堆積物は存在しない。また、貝化石は、深度31.0~30.7mでマガキ(*Crassostrea gigas* Thunberg)、同46.5mでエゾヌノメアサリ(*Callithaca adamsi* Reeve)が産出した。

珪藻分析用の地質試料は、細粒碎屑物を対象に24個を採取し(第1表)、嵯峨山(2003)の方法で処理を行った。産出頻度は、深度36.75~40.75mの試料T24~T20からは比較的良好に産するものの、それ以下で

は無産出の試料が多く、T14, T10, T8~T6, T3の各試料では珪藻がわずかに認められた（第2図，第1表）。

IV 考察

層準および肉眼鑑定から、深度2.5~1.7mの軽石まじり火山灰は樽前b火山灰層（1667年噴出）、上下を腐植土に挟まれた深度4.2~3.8mの火山灰は樽前c火山灰層（約3,000年前噴出）に、それぞれ相当すると考えられる。より下位の樽前d火山灰層（8,000~9,000年前噴出）については、孔内では確認出来なかった。更に下位の深度53.15~52.7mの火山灰は、中村・亀山（2004）が本井から約300m南のボーリング孔（第1図）で恵庭a火山灰層とした深度52~51.8mの火山灰とほぼ同層準であり、同火山灰層に相当すると考える。なお、恵庭a火山灰層の噴出年代は13,000~14,000年前（曾屋・佐藤，1980）とされていたが、最近、加藤（1994）は17,000年前と報告している。

これら火山灰層の噴出年代から、最深部の深度65~60.75m（標高-59.41~-55.16m）の砂礫は最終氷期最寒冷期に堆積した沖積層の基底礫（BG層）の可能性がある。また、深度41.05~40.8mの腐植土は、更新-完新世境界に相当する約10,000年前の低海水準期に陸化した当時の堆積物と推定可能である。同腐植土の上面（=完新統基底面）の標高は-35.21mで、これは本掘削井から約10.5km南東の、百瀬ほか（1979）が厚真川河口付近で報告した完新統基底部の標高-35.48mとほぼ一致する。約10,000年前には一時的な海水準の低下があり（湊，1966；Gohara，1976など）、この様な完新統基底に前後する泥炭（腐植）層は、ヤングドリラス期（約11,000~10,300年前）に形成されたと考えられ（井関，1983など）、濃尾平野西部（古川，1972）や関東平野中川低地南部（遠藤ほか，1995）など、道外の各地で確認されている。

湊ほか（1972）は、軟弱地盤地質系統、すなわち沖積層の層厚は安平川河口付近で最も厚く40m内外、大部分は10~30mとしている。また、長岡（1992MS）は、最終氷期最盛期以降の堆積物である沖積層基底の標高は現在の安平川河口付近で-30m以深としており、今回のボーリングの結果と比較すると、両者の見解はいくらか浅めに沖積層の基底を考えている。山口ほか（1963）では、苫小牧地域（勇払原野）の支笏火山噴出物の上限が地表下15~30mに存在し、それより上位が後氷期の堆積物としており、比較的浅めの深度をなす。また、広田ほか（1996）によれば、勇払原野の完新統は海岸線に沿った地質断面（IV~IV'）で約50mの最大層厚をなし、上・中部更新統に直接累重するとしているものの、上記完新統の下半部には最上部更新統が含まれている可能性が考えられる。海上保安庁水

路部（1982）は、音波探査により主ウルム氷期の最大海退期以後の堆積層（沖積層）の基底図を作成しており、勇払沖では標高-50m、厚真沖では標高-30mの等深線が描かれている。さらに、汀線付近での最深域は鶴川河口沖で標高-55mをなす。今回の結果との比較では、上記の値は全体的に浅く、特に厚真沖では完新統の基底とほぼ同じ値を示す。音響的層序区分では、沖積層に対比させたI_r層は地質時代を現世としており、上記の堆積層は完新統の可能性が考えられる。

次に、完新統基底の標高について、道内各地域との比較を行う。池田ほか（1995）によれば、勇払平野の完新統基底は安平川河口付近で標高-35m以深と最も深く、今回の深度65m井の位置では標高-20mの等深線が引かれ、著者らが推定した標高-35.21mより約15m浅く考えられている。松下（1979）によれば、石狩低地帯北端に位置する石狩海岸平野では標高-37m付近に2枚の泥炭層が挟在し、この内、上位の泥炭層の¹⁴C年代は10,590±440y.B.P.である。このため、本泥炭は更新-完新統の境界に位置すると解釈でき、その標高は今回の結果より約2m程度深い。また、函館湾では、窪内ほか（1988）および嵯峨山ほか（2000）のボーリング試料の検討から、完新統基底の標高は約-38mである。さらに、釧路臨海域では、同基底の最深部の標高は-50m以深と推定されており（嵯峨山，2004）、これらの結果と比較すると、苫小牧周辺の完新統基底（標高-35.2~-35.5m）は最も浅い値を示す。低地下には埋積された谷や段丘などの存在が予想され、得られた値が地域内の最深の完新統基底を示すか明らか

第1表 地質試料一覧
Table 1 List of geologic sample.

Sample	Depth (m)	Lithology	Frequency of diatom
T24	36.75	clay	rare
T23	37.75	clay	common
T22	38.75	clay with pumice	common
T21	39.75	clay	common
T20	40.75	peaty clay	abundant
T19	44.75	silty f. sand	barren
T18	45.75	silty f. sand	barren
T17	46.75	silty f. sand	barren
T16	47.75	silt	barren
T15	48.75	silt	barren
T14	49.75	silt	rare
T13	50.75	silt	barren
T12	51.75	silt	barren
T11	52.5	clay	barren
T10	53.75	clay	rare
T9	54.75	clay	barren
T8	55.75	silt	rare
T7	56.75	clay	rare
T6	57.75	clay	rare
T5	58.75	clay	barren
T4	59.75	clay	barren
T3	60.6	clay	Rare
T2	63.25	clay	barren
T1	64.2	clay	barren

かではないものの, これらの結果が地質的にどのような意味を有するのか, 今後の検討課題である。

深度13.5mから同5.5mの粗粒堆積物中には礫が卓越している。これらは硬質泥岩やチャートなどからなる円礫が特徴的で, 日高系の堆積岩から由来したと推定される。赤松(2003)は, 古勇払湾の環境変遷を検討し, 砂礫州は沼の端から勇払にかけ広がり, それらの砂礫は現在と同様に南東方向から沿岸流により運ばれ堆積したとしている。今回のボーリング柱状図からは, 深度13.5m付近の地質年代は明らかでないものの, 深度41m付近の約10,000年前と深度4mの約3,000年前を考慮すると, 4,000年前に前後する値が得られそうである。

V おわりに

本文のまとめは, 以下の通りである。

1) 苫小牧市勇払で掘削された深度65mの孔内地質から, 珪藻分析用に24地質試料を採取した。2) 孔内地質では, 深度2.5~1.7mに樽前b火山灰層(1667年噴出), 深度4.2~3.8mに樽前c火山灰層(約3,000年前噴出), 深度53.15~52.7mに恵庭a火山灰層(17,000年前降灰)が挟在する。3) 深度41.05~40.8mの腐植土は厚真川河口付近の完新統基底(標高-35.48m)とほぼ同じ標高をなし, 更新-完新統境界の可能性がある。4) 石狩海岸平野, 函館湾, 釧路臨海域との比較では, 苫小牧周辺の完新統基底(標高-35.2~-35.5m)が最も浅い値を示す。5) 深度13.5~5.5mには日高系の堆積岩から由来したと思われる礫が含まれ, 堆積開始は4,000年前に前後すると推定される。

謝辞

北海道室蘭土木現業所には, 本掘削井に関する公表を理解していただいた。文献入手に際し, 北海道大学大学院の小野有五教授と株式会社レアックスの長岡大輔氏にお世話になりました。愛媛大学沿岸環境科学研究センターの井内美郎教授が主宰する沖積層研究グループの皆様からは, 多くの教をいただいている。著者の一人, 荒川は貝化石について赤松守雄博士(北海道開拓記念館)に日頃からご指導いただいている。記して感謝いたします。

文 献

- 赤松守雄(2003): 北海道の自然史。北方新書, 282p.
- 荒川忠宏(1997): 完新世自然貝殻層から産出する貝類群集の特性とその意義—苫小牧・室蘭を例として—。苫小牧市博物館研究報告, 7, 1-11.
- 大丸裕武(1989): 完新世における豊平川扇状地とその下流氾濫源の形成過程。地理学評論, 62, 589-603.
- 遠藤邦彦・牧野内猛・坪田邦治・岩尾雄四郎(1995): 沖積層の形成過程。土と基礎, 43, 8-12.
- 二ツ川健二・池田晃一・加藤 誠(1994): 2.5万分の1札幌表層地盤図(2m深図)および同説明書。北海道土質コンサルタント株式会社, 26p.
- 古川博恭(1972): 濃尾平野の沖積層—濃尾平野の研究その1—。歌代 勤編: 日本の海岸平野, 地質学論集, 7, 37-59.
- Gohara, Y. (1976): Climatic fluctuations and sea level changing during the Latest Pleistocene and Early Holocene. *Pacific Geology*, 11, 87-93.
- 広田知保・和田信彦・小原常弘・村山泰司・深見浩司・丸谷 薫(1996): 北海道の地下水資源「石狩低地帯主部」。地下資源調査所調査研究報告, 27, 91p.
- 許 成基・山崎 誠・佐高裕之・中川昌巳・秋山泰祐・平野令緒(2001): 支笏火山噴出層年代の再検討。地球科学, 55, 145-156.
- 北海道火山灰命名委員会(1972): 北海道の火山灰分布図(60万分の1)。
- Igarashi, Y. (1975): Palynological study of subsurface geology of the coastal plain along the Ishikari Bay, Hokkaido, Japan. *The Quaternary Research*, 14, 33-55.
- 池田国昭・羽坂俊一・村瀬 正(1995): 北海道勇払平野の完新統分布と地形発達。地質調査所月報, 46, 283-300.
- 磯部一洋・羽坂俊一・下川浩一・七山 太(1999): 札幌付近における浅層地質類型図と液状化跡の存否。地質調査所月報, 50, 83-90.
- 井関弘太郎(1983): 沖積平野。東京大学出版会, 145p.
- 海上保安庁水路部(1982): 5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「苫小牧東部」, 43p.
- 金森定敏(1967): 苫小牧周辺の地質と地史。苫小牧郷土文化研究会, 郷土の研究, 2, 174-196.
- 加藤茂弘(1994): 恵庭a降下軽石層の降下年代とその降下前後の古気候。地理学評論, 67, 45-54.
- 窪内 篤・二ツ川健二・工藤康雅(1988): 函館港における粘土地盤の強度特性と地史。土質工学会北海道支部技術報告集, 28, 105-114.
- 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, 69-73.
- 湊 正雄(1966): 日本列島の最後の陸橋。地球科学, 85・86, 2-11.
- 湊 正雄・藤原嘉樹・熊野純男(1972): 北海道の海岸平野における軟弱地盤の深度。歌代 勤編: 日本の海岸平野, 地質学論集, 7, 1-11.
- 茂木昭夫(1964): 北海道勇払原野沖海底の沈水地形。第四紀研究, 3, 141-152.
- 百瀬 浩・岩田研二・用田明甫・近藤 務・根田潤一・石井次郎(1979): 北海道勇払郡厚真付近の地質および土質の特徴(その1)。土質工学会北海道支部技術報告集, 19, 119-128.
- Moriwaki, H. (1982): Geomorphic development of Holocene coastal plains in Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, 17, 1-42.
- 長尾 巧(1941): 札幌-苫小牧低地帯(石狩低地帯)。矢部教授還暦記念論文集, 2, 677-694.

- 長岡大輔（1992MS）：完新世における勇払原野の珪藻遺骸群集からみた発達史．平成3年度北海道大学大学院環境科学研究科修士論文，52p.
- 中村有吾・亀山聖二（2004）：北海道苫小牧市ボーリングコア中に発見された恵庭aテフラ．日本地理学会発表要旨集，65，226.
- 岡 孝雄（2003）：北海道石狩低地帯および天塩平野の沖積層層序区分と問題点．日本地質学会第110年学術大会講演要旨（静岡），45.
- 小山内熙・松下勝秀・山口久之助（1974）：北海道地盤地質図No.1「札幌」．北海道立地下資源調査所.
- 嵯峨山積（2003）：北海道北部地域の遠別層・声問層と勇知層の地層境界の地質年代－ルベシュベ川と上ヌカナン川ルート－．地質雑，109，310-323.
- 嵯峨山積（2004）：北海道東部釧路平野の沖積層（星が浦層）．日本地質学会第111年学術大会講演要旨（千葉），37.
- 嵯峨山積・内田康人・大澤賢人・菅 和哉・濱田誠一・村山泰司・仁科健二（2000）：北海道沿岸域の地質・底質環境－2－西南北海道海域．北海道立地質研究所調査研究報告，29，74p.
- 曾屋龍典・佐藤博之（1980）：千歳地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，92p.
- 山口久之助・二間瀬冽・小原常弘・国府谷盛明・早川福利（1963）：北海道水理地質図幅説明書第13号「苫小牧・室蘭」．北海道立地下資源調査所，51p.