

# 総合地質

## General Geology

Vol. 7 No. 1

### 報告・資料

2022年通常総会特別講演「石狩低地帯の縄文時代：珪藻・花粉・考古のはなし」：嵯峨山 積・星野フサ・工藤義衛

Jomon period in the Ishikari depression: diatom fossil, pollen fossil and archaeology - Special lecture meeting in 2022 - : Tsumoru Sagayama, Fusa Hoshino and Tomoe Kudo . . . . . 1-11

最近の北海道およびその周辺の地震活動 (2018年1月1日 ~ 2023年5月31日)：高波鐵夫

Recent seismic activity in and around Hokkaido, Japan - January 1, 2018 - May 31, 2023: Tetsuo Takanami . . . . . 13-25

### 論説

北広島市街地北部付近の第四紀の地質と花粉層序：岡 孝雄・星野フサ・松井 昭・関根達夫・米道 博  
The geology and pollen stratigraphy of Quaternary formations in the northern part of Kitahirosima urban area and its eastern adjacent area, central Hokkaido: Takao Oka, Fusa Hoshino, Akira Matsui, Tatsuo Sekine, Hiroshi Yonemichi . . . . . 27-54

論文紹介 . . . . . 55-60

追悼 . . . . . 61-62

特定非営利活動法人 北海道総合地質学研究センター Hokkaido Research Center of Geology

理事長：宮下純夫 President: Sumio Miyashita

副理事長：中川 充 Vice President: Mitsuru Nakagawa

総合地質 General Geology

編集委員会 Editorial Committee

委員長：宮下純夫 Chief Editor: Sumio Miyashita

副委員長：岡 孝雄 Editor: Takao Oka

委員：君波和雄 Editor: Kazuo Kiminami

委員：松田義章 Editor: Yoshiaki Matsuda

委員：岡村 聡 Editor: Satoshi Okamura

委員：田近 淳 Editor: Jun Tajika

## 2022年通常総会特別講演 「石狩低地帯の縄文時代：珪藻・花粉・考古のはなし」

嵯峨山 積<sup>1)2)</sup>・星野フサ<sup>1)3)</sup>・工藤義衛<sup>4)</sup>

Jomon period in the Ishikari depression: diatom fossil, pollen fossil and  
archaeology  
- Special lecture meeting in 2022

*Tsumoru Sagayama<sup>1) 2)</sup>, Fusa Hoshino<sup>1) 3)</sup> and Tomoe Kudo<sup>4)</sup>*

2023年6月29日受付

2023年10月5日受理

1) 北海道総合地質学研究センター

連絡先：〒069-0834 江別市文京台東町18番地の12

Hokkaido Research Center of Geology, c/o Sagayama, Ebetsu 069-0834, Japan

2) アースサイエンス株式会社 〒001-0039 札幌市北区北39条西3丁目2-1

Earth Science Co. Ltd., Sapporo, 001-0039, Japan

3) 北海道大学総合博物館：ボランティア 〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目

Hokkaido University Museum (volunteer), Kita 10, Nishi 8, Sapporo, 060-0810, Japan

4) いしかり砂丘の風資料館 〒061-3372 石狩市弁天町30-4

Ishikari Local Museum, Bentencho 30-4, Ishikari, 061-3372, Japan

Corresponding author: T. Sagayama: tsaga@hrcg.jp

**Keywords:** Jomon period, Ishikari depression, diatom fossil, pollen fossil, archaeology

### はじめに

2021年、北海道南部から東北部の縄文遺跡群がユネスコの文化遺産に登録された。2022年5月15日の北海総合地質学研究センター通常総会特別講演会で、12,000年から2,500年前の縄文時代の石狩低地帯をテーマに、微化石解析による当時の自然条件を復元、その中での人々の暮らしを報告した。

当日は講演要旨を準備せず、文章としての記録は残すことはできなかった。このため、改めて内容を「総合地質」に投稿することにし、以下の3つの発表内容をまとめたものである。

「花粉化石からみた縄文時代の始まりからの環境変遷の解析」星野 フサ

「縄文海進と石狩平野の形成：珪藻化石からのアプローチ」嵯峨山 積

「ヒトの環境適応の視点から見た石狩低地帯」工藤義衛

## 花粉化石からみた縄文時代の始まりからの 環境変遷の解析

Investigation of the environment change from the  
early Jomon period by pollen analysis

星野 フサ

### 1. はじめに

縄文時代が現在より温暖な気候であったことは、花粉分析に出現したコナラ亜属（ミズナラ）の量によって解析が可能である。

東野幌と厚真の2地点で花粉分析を行い、東野幌湿原コアでは6,000年以降について（星野ほか，2021），また厚真川河口部のAZK-101コアでは1万年前ころの花粉・孢子組成図を作り（星野ほか，2015），縄文時代が現在より温暖であったことが判明した。

### 2. ボーリング結果の概要

両ボーリングの掘削位置を第1図に示す。

東野幌湿原コア；野幌丘陵東方の北緯43°4′9.6″，東経141°33′50.28″の地点で、トーマス型ボーラーにより手掘りで長さ10.2mまで採取，地盤標高は8.8mである。地質は深度10.2～7.4mは青灰色粘土，同7.4～7.1mは泥炭質粘土，同7.1～0mは泥炭である。深度7mのAMSの<sup>14</sup>C年代値は5917±46cal BP（星野ほか，2021）である。試料番号は最上位を1041とし，最下位の1407まで順次採取した。

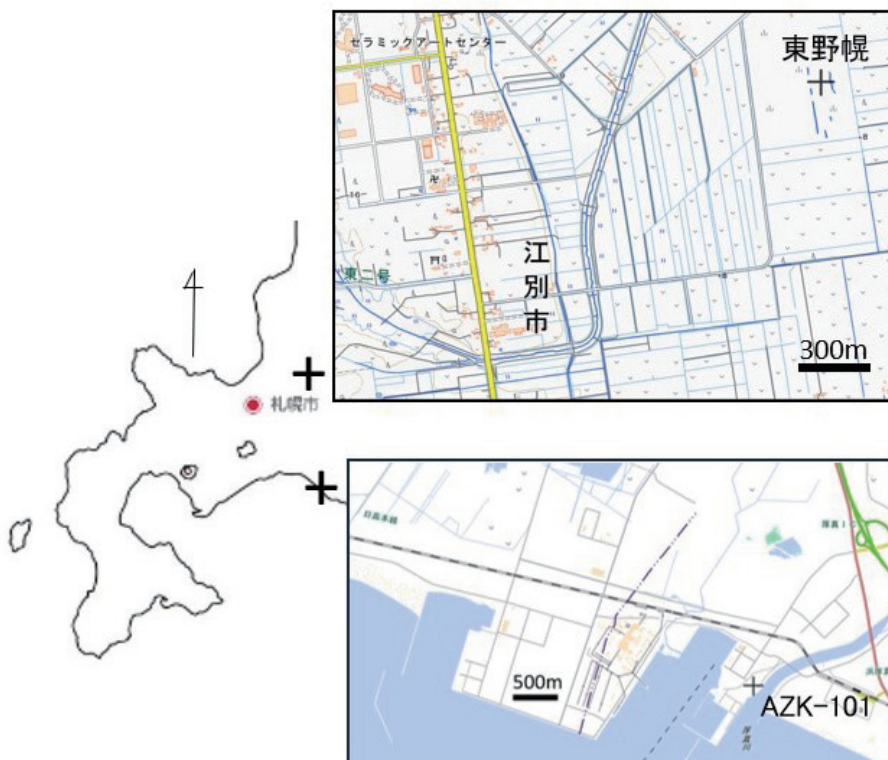
AZK-101コア；ボーリング深度は57mで，掘削位置は厚真町の厚真川河口部で，地盤標高5.18mである。コアのほとんどが砂，シルト，泥で最下部の一部に泥炭質粘土を含む。試料番号は採取した深度を示す（岡ほか，2015）。

### 3. 分析方法

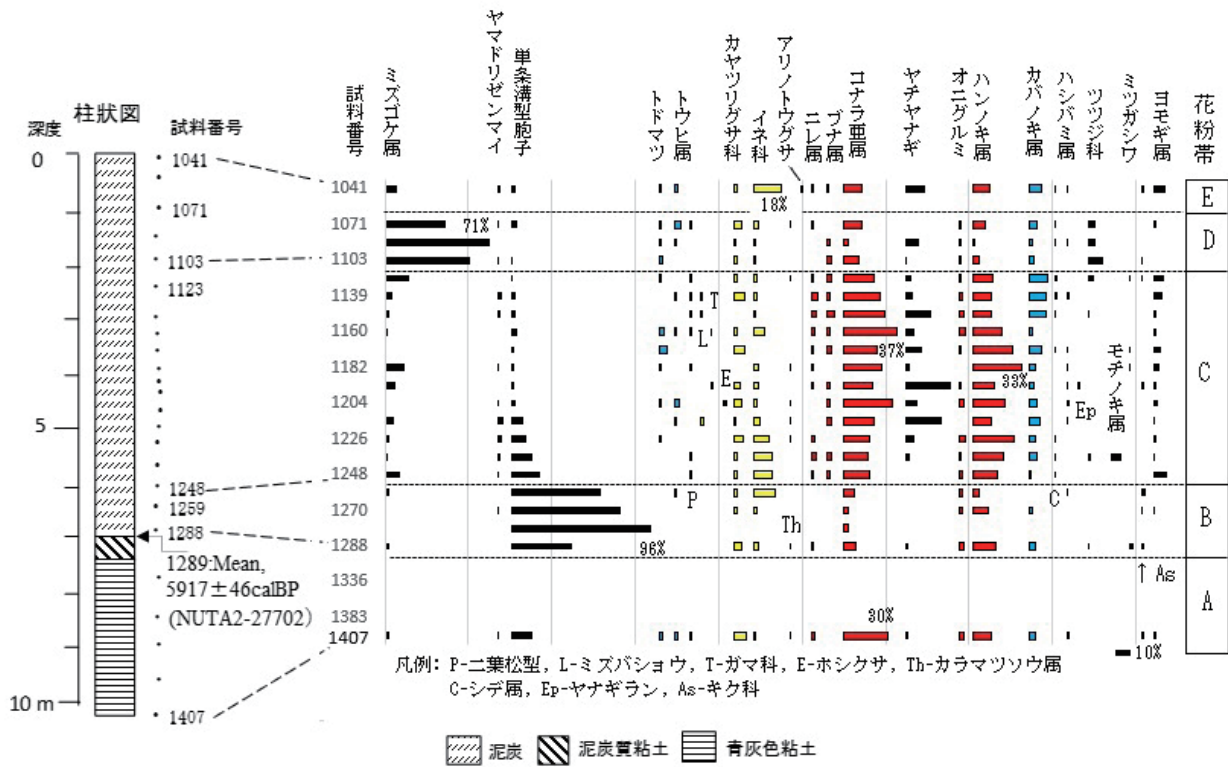
約2ccの試料に10% KOH処理後網通過，傾斜法，塩酸を加え底に沈んだ珪酸分除去，アセトリシス処理，塩化亜鉛飽和溶液，超音波洗浄器，グリセリン・ジェリーにて封入後，アキシオコープ顕微鏡千倍下で同定した。プレパラート中の花粉と孢子で100個になるまで数え（星野，1990），米倉（2012）の植物の系統進化を考慮した順に表示した。

### 4. 結果

東野幌湿原コア；25試料を分析し，花粉帯を下位よりA～Eの5帯に区分した（第2図）。A帯はコナラ亜属（ミズナラ）が30%，ハンノキ属は13%である。B帯はコナラ亜属とハンノキ属が似た出現状況を示し，単条溝孢子が96%に達する部分も存在する。C帯はコナラ亜属とハンノキ属が安定的な増加傾向を示し，コナラ亜属は深度3.5m付近の試料番号1160で37%，ハンノキ属は深度4.5m付近の試料番号1182で33%と，いずれも最大値を示す。D帯はミズゴケ属が71%で繁栄していたことを示唆する。E帯はコナラ亜属とヤチヤナ



第1図 両調査地点と拡大図（コア採取地点を+印で示す）地図は地理院地図（電子国土 Web）を使用した。



第2図 東野幌湿原における花粉・孢子組成図 (星野ほか, 2021, 2023)

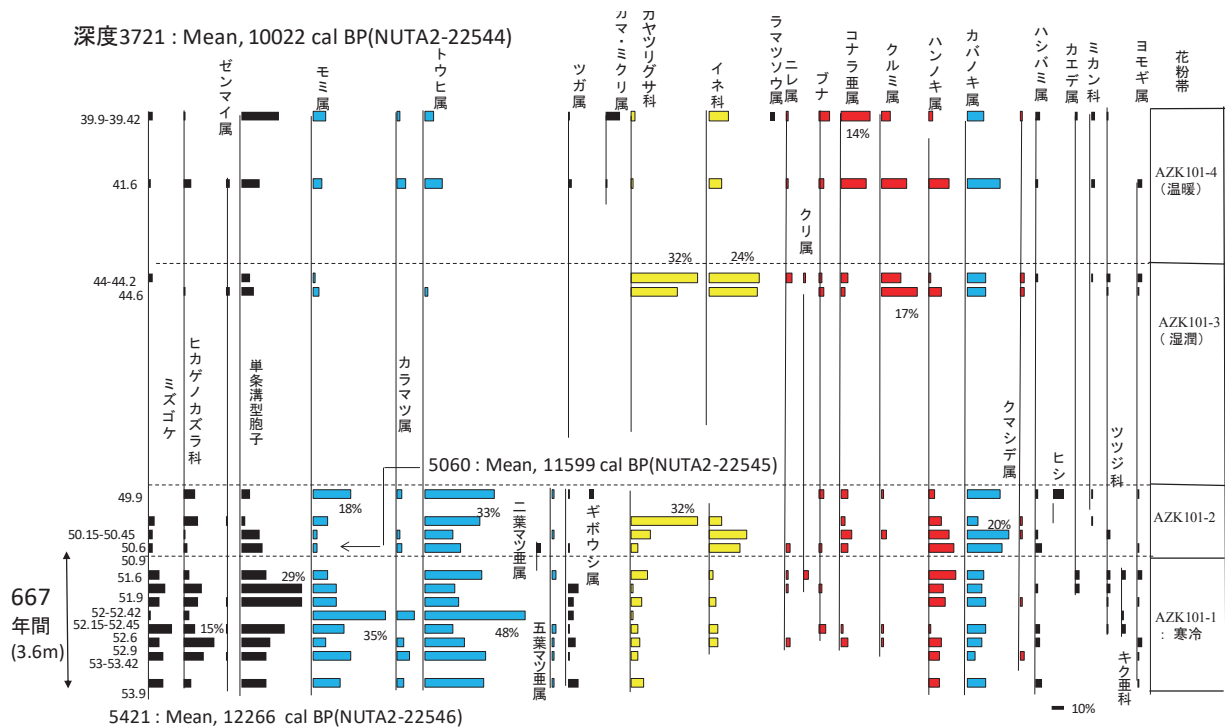
ギが13%, ハンノキ属が11%だが、イネ科は急増し18%を示した。

AZK-101 コア: 深度36.9 ~ 56.93 mの区間で計63試料を分析した(第3図)。花粉帯はAZK101-1 ~ AZK101-4の4帯に区別される(星野ほか, 2015)。

AZK101-1帯はトウヒ属が48%, モミ属にグイマツ

と少量のハイマツを伴う。AZK101-2帯はトウヒ属が深度49.9 mで33%を示し、カヤツリグサ科は深度50.15 ~ 50.45 mで32%だがコナラ亜属は少量産出する。

AZK101-3帯は深度44.6 mでクルミ属が17%出現し、カバノキ属を伴う。AZK101-4帯は深度39.9 ~ 39.42 mでコナラ亜属が14%出現する。



第3図 AZK101 コアにおける花粉・孢子組成図 (星野ほか, 2015)

## 5. 考察

東野幌と厚真 (AZK-101) の 2 地点で花粉分析を行い、描かれた花粉・孢子組成図の赤色表示をした植物は温暖な気候由来、青色グラフ表示の植物は寒冷気候由来、黄色表示の植物は草原由来を示す。このように花粉分析により温暖化と寒冷化の存在を推定でき、その時期を AMS<sup>14</sup>C 年代測定によって確定することができた。さらに厚真での陸地沈降量 / 年と東野幌コアの隆起量 / 年を推定可能となった。

東野幌湿原；A 帯はコナラ亜属とハンノキ属の出現率から判断してほとんど平坦な湿性でないやや乾性の盛り上がりがあった地形であった。B 帯では湿性ではなく、乾燥地が増加していた。C 帯からは落葉広葉樹が増加し、平坦な低地は少しずつ乾性化しながら豊富な落葉広葉樹林が発達していったと思われる。E 帯ではその後の明渠排水の影響などにより湿地がやや乾性地化したと考えられる。深度 7m 付近での AMS<sup>14</sup>C 年代測定値 5,917 ± 46 cal BP (NUTA2-27702) で植生の激変がありコナラ亜属とハンノキ属の増加へと変化し、AZK-101 コアでは得られなかった縄文時代の 6,000 年前以降の植生変遷が明らかとなった。東野幌湿原では珪藻分析は行われていないが A 帯の温暖期の海が退いた後の裸地に羊歯類の進出 (B 帯) の後、温暖化が進みイネ科とハンノキ属からなる低層湿原が拡大し徐々に温暖化が進んだが (C 帯)、やがてこの地域には高層湿原が出現した (D 帯)。堆積物の厚さと AMS<sup>14</sup>C 年代測定の結果から、1.2 mm/ 年の堆積速度で海は陸地に代わっていった。

AZK-101 コア；AZK101-1 帯は寒冷気候を、AZK101-3 帯は冷涼で湿潤な気候を示す。気候が変わったと思われる層準で AMS<sup>14</sup>C 年代測定を行った。深度 54.21 m で 12,266 cal BP (NUTA2-22546) ~ 深度 50.60 m で 11,599 cal BP (NUTA2-22545) までの期間は AZK-101-1 で示される様に寒冷気候下 (ヤンガードリヤス期) で、その後、陸地は縄文海進の到来で海域に変わったと考える。

AZK-101 コアは沖積世が始まる直前の 12,266 cal BP ころにエゾマツやアカエゾマツなどの針葉樹林が拡大を開始し約 700 年間寒冷な気候が存在した。その後、気候は温暖化し現在より温暖な気候が続いた。この地域で年間 4.36 mm の割合で地盤沈降が 1 万年間続いた。

この石狩低地帯南部での 1 万年間は、北側の東野幌湿原でゆったりとした 1.2 mm/ 年の上昇、南側の厚真 AZK101 では 4.36 mm/ 年の迅速な沈降をしていた。

## 謝辞

厚真 AZK101 コアは岡 孝雄・米道 博・関根達夫・若松幹男の各氏ほかの石狩沖積低地研究会の皆様、1997 年 8 月 31 日の東野幌コアは (有) 内外企業の平林 寛、加藤和子、遠藤龍畝、小山 勇、生方正俊、及川政江、村上龍子、宮崎 守の各氏、AMS<sup>14</sup>C 年代測定は名古屋大学宇宙地球環境研究所の中村俊夫名誉教授、北大総合博物館資料部研究員の春木雅寛氏と北海道総合地質学研究所センターの嵯峨山 積氏の助言とご指導で本稿は作成可能となりました。ここに記して深謝します。

## 引用文献

- 星野フサ, 1990, 花粉化石は何個数えればよいか? . 春日井昭教授退官記念論文集, 93-96.
- 星野フサ・春木雅寛・南 雅代・北川浩之・中村俊夫, 2023, 北海道石狩地方の 10 万年以降の古植生その推移. 名古屋大学年代測定研究, 7, 15-31.
- 星野フサ・春木雅寛・南 雅代・中村俊夫, 2021, AMS<sup>14</sup>C 年代測定に基づく北海道石狩低地帯の花粉分析データからの古植生と推移相. 名古屋大学年代測定研究, 5, 12-22.
- 星野フサ・岡 孝雄・近藤 務・中村俊夫・関根達夫・米道 博・山崎芳樹・乾 哲也・奈良智法・安井賢, 2015, 北海道厚真川流域の沖積層の地質学的研究—AZK-101 孔コアおよび ATP-2・ATP-3 コアの AMS<sup>14</sup>C 年代測定結果, 花粉・珪藻分析結果による考察—. 日本地質学会北海道支部平成 27 年度例会講演要旨集, 10-11.
- 岡 孝雄・安井賢・近藤 務・星野フサ・中村俊夫・関根達夫・米道 博・山崎芳樹・乾 哲也・奈良智法・宿田浩司; 若松幹男・日下 哉, 2015, 北海道厚真川流域のボーリングによる 60m 長コア (AZK-101 孔) とトーマス型サンプラーによる 13m 長泥炭コア (ATP-1 ~ 3) の地質解析の概要及び珪藻分析結果—厚真川流域の沖積層研究 2014 年度 (その 1) —. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書 (XXVI), 67-72.
- 米倉浩司, 2012, 日本維管束植物目録. 邑田仁監修, 北隆館. 379p

縄文海進と石狩平野の形成：珪藻化石からのアプローチ  
 Jomon transgression and formation of Ishikari  
 plain: approach by diatom fossil

嵯峨山 積

1. はじめに

縄文時代は旧石器時代の後に続き、その開始は16,000年前あるいは12,000年前とされる。草創期、早期、前期、中期、後期および晩期に区分され、地質時代では更新世最末期から完新世に、地層区分としては沖積層あるいは沖積層上部に相当する。この時代は温暖化が進んだ時期で、氷解により海面が急速に上昇し、海岸線は内陸深くまで移動したことが報告されている（松島，2006など）。これらの現象は縄文海進と呼ばれ、約6,000年前（暦年代では約7,000年前）には海面は最も高くなり（高頂期）、石狩平野では標高3 m程度とされている（赤松，1969）。

本文では、石狩平野のボーリングコアの珪藻分析や火山灰分析などにより明らかになった縄文海進による汽水湖（古石狩湖：嵯峨山ほか，2010）の広がりや、平野の形成過程について述べる。なお、石狩平野は野幌丘陵を境に西側を石狩低地、東側を長沼低地に細分し記述した。

2. ボーリングコアの珪藻分析

珪藻は藻の一種の単細胞生物（植物）で、大きさは0.10～0.01 mm 前後である。殻は珪酸質であることから、死後、地中に埋もれても分解せず化石として残り、粘土やシルトなどの細粒堆積物中に多く含まれている。塩分の違いにより生息種が異なるという特徴があり、大きく

淡水生種、淡～汽水生種、汽水生種、汽～海生種、海生種に区分される。海生種や汽水生種などの産出状況から縄文海進の変遷が推定できる。

建物や橋などの建設に伴うボーリングコアの珪藻分析や火山灰分析、放射性炭素年代測定などを行い、堆積環境や形成年代を明らかにした。火山灰分析では、約11.3万年前に降灰した洞爺火山灰（町田ほか，1987）、約4.1万年前に噴出した支笏軽石流堆積物（再堆積物）が層準認定の鍵層となる。

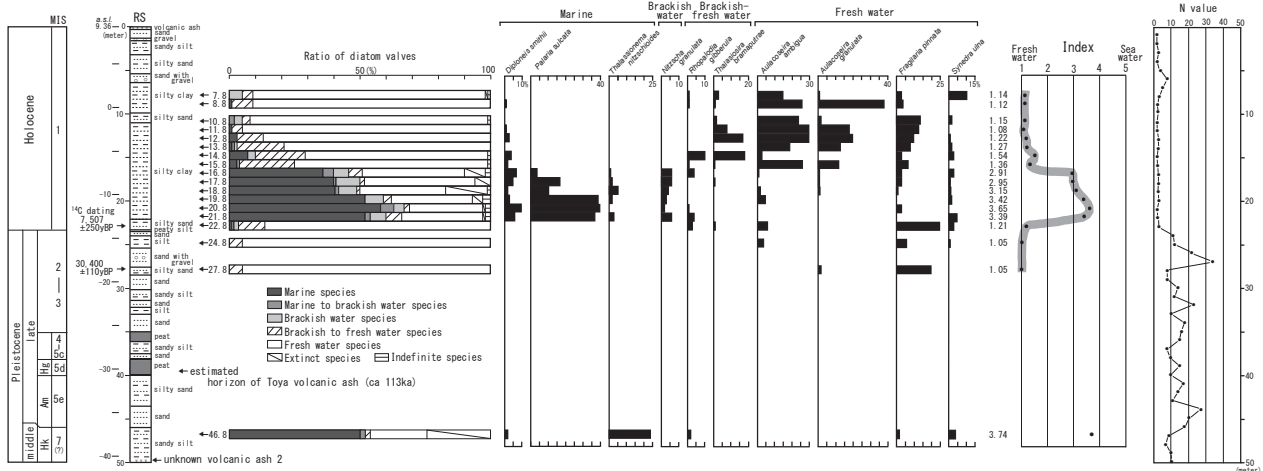
沖積層の細粒部を対象に珪藻分析を行った結果、下位から上位に向かって海生種や海～汽水生種の数が増え、ある層準で最大になった後に減少するという傾向が多くボーリングで認められる（嵯峨山ほか，2013など）。

3. 縄文時代の汽水湖

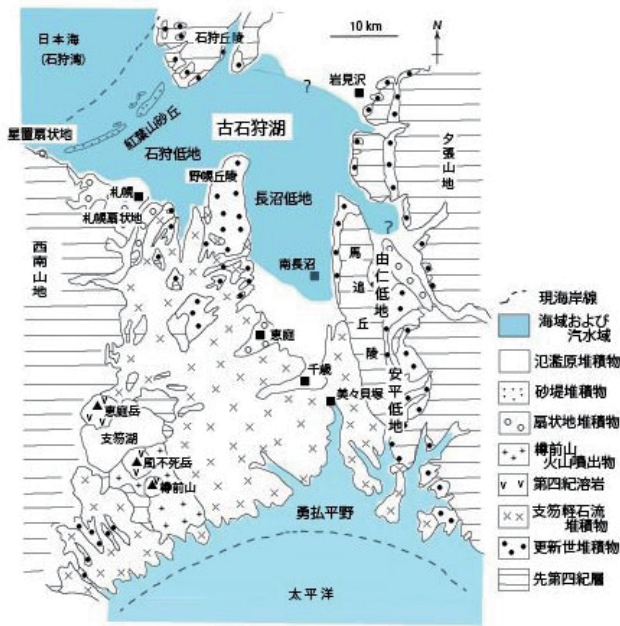
石狩市から苫小牧市にかけての低地は「石狩低地帯」と称され、平坦地が広がる。日本海側と太平洋側の分水嶺は千歳市市街の南東方で、そこには支笏軽石流堆積物が分布し、最も低い所でも標高は約10 mである。縄文海進高頂期の海面高（約3 m）を考慮すると、この付近は陸域として存在し、石狩低地帯の全域が海水に覆われることはなかったと考える。

海生種や海～汽水生種の数が増減は、縄文海進の進行とともに流入する海水量の増減を反映していると筆者は考える。すなわち、海水の増加により汽水湖の塩分濃度が高くなり、その後の海退により淡水化していく過程を反映していると考え（嵯峨山，2019）。

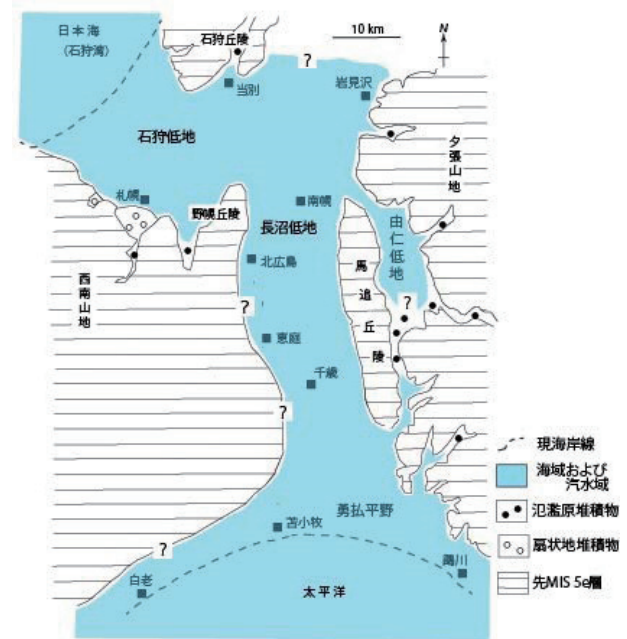
石狩平野の沖積層ボーリングの多くからは縄文海進による海生種や海～汽水生種が多産する。この中で、長沼低地の南長沼市街西方250 mに位置する南長沼ボーリ



第4図 南長沼ボーリングの珪藻分析（嵯峨山ほか，2013）



第5図 約6千年前(縄文海進高頂期)の石狩低地帯(嵯峨山, 2022)。第4図の南長沼ボーリングの位置は南長沼市街の西方250mである。



第6図 12.5万年前(MIS 5e期)の石狩低地帯(嵯峨山, 2022)

ング(嵯峨山ほか, 2013)が最も内陸に位置する(第4図; 嵯峨山ほか, 2013)。すなわち, この地点まで当時の汽水湖が広がっていたと考えられ, 古石狩湖は東西約40 km, 南北約30 kmに達し, 面積は琵琶湖の約1.3倍, サロマ湖の約5.6倍と推定される。なお, 同湖については本報告の工藤論文で古石狩湾と称している。本名称は貝塚ほか(1985)によるもので, 赤松(1996, 2003)も用いている。その当時は, 縄文海進高頂期の内陸への水域範囲は野幌丘陵の西方に存在し, 現在よりも狭い範囲で認識していたことから, 古石狩湾と命名したと考えられる。現在は野幌丘陵東方の長沼低地奥まで広がっており, 湾と称するよりも湖とした方が妥当と思われる。

太平洋側からの海水侵入の影響は, 最も内陸では美々川上流の美々貝塚(千歳市)で認められる。

以上から, 縄文海進高頂期の海～汽水域は第5図の様に推定される。

#### 4. 下末吉海進と縄文海進

海洋酸素同位体ステージ(Marine Oxygen Isotope Stage, MIS)に基づく海面変化曲線によれば, 縄文海進と同様な海面変化を示すのは約12.5万年前を高頂期とする最終間氷期の下末吉海進である。最高海面高は標高7 m前後で, この時期は縄文海進より温暖な気候であったと推定される。当時の堆積物は, 野幌丘陵ではもみじ台層, 太平洋側では厚真層とされている。石狩平野下で

は, 約11.3万年前降灰の洞爺火山灰の直下に比較的平坦な面が確認され, 下末吉海進で形成されたもみじ台層相当層の地形面と考えられる(嵯峨山ほか, 2017)。同面の一部は, 松下(1979)により明らかにされた埋没地形の堆積原面と標高が一致する。

最高海面高から判断して, この当時の石狩低地帯は海水や汽水に覆われ, 太平洋と日本海がつながった海峡になっていたと考えられる(第6図)。

石狩低地は, もみじ台層相当層の堆積後, 海面低下が徐々に進み, 約2万年前の最終氷期極盛期には海面は標高-100 m前後となり, この間に砂礫などが堆積していったと考えられる。その後, 縄文海進により沖積層が堆積し, 沖積平野を形成したと推定される。

#### 5. おわりに

現在の石狩低地帯は, 多くの人々の生活の場である。その地下地質の解明は地下水や温泉水の開発と保全, 地下空間の利用, 構造物基礎の確認, 地震防災対策などにとって重要である。今後も平野地質の研究が行われ, 多くの知見が得られることを切望するものである。

本文の要約は以下の通りである。

最近の高海面期, すなわち現在よりも高い海面期は約12.5万年前(MIS 5e)と約6千年前(MIS 1)である。この高海面期における2つの地層(もみじ台層相当層と沖積層)は, 平坦な地形を形成した。

縄文時代の海水は, 石狩平野では日本海側から内陸

に流入し、高頂期には汽水湖（古石狩湖）が南長沼まで広がった。勇払平野では太平洋側から海水が押し寄せ、影響は美々貝塚にまで達した。約 12.5 万年前の最高海面は約 6 千年前のものより高く、石狩低地帯は海峡になっていた。

### 謝辞

石狩平野の地下地質研究を行う過程で、多くの方々にお世話になりました。

特に、佐藤公則氏、赤松周平氏および宿田浩司氏はボーリング情報、井島行夫氏と藤原与志樹氏は火山灰分析による貴重なデータを提供していただきました。

記して感謝申し上げます。

### 引用文献

- 赤松守雄, 1969, 北海道における貝塚の生物群集—特に縄文海進に関連して—. 地球科学, 23, 107-117.
- 赤松守雄, 1996, 後氷期の海進. 札幌市教育委員会編, さっぽろ文庫 77 地形と地質, 183-192.
- 赤松守雄, 2003, 北海道の自然史. 北方新書, 282p.
- 貝塚爽平・成瀬 洋・太田陽子, 1985, 日本の平野と海岸. 日本の自然 4, 岩波書店, 226p.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史, 1987, 北日本を広くおお洞爺火山灰. 第四紀研究, 26, 129-145.
- 松島義章, 2006, 貝が語る縄文海進—南関東+2℃の世界—. 有隣堂, 219p.
- 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.
- 嵯峨山 積, 2019, 完新世海面変動と珪藻分析による塩分指数の関係: 沖積層ボーリングの例. 総合地質, 3, 1-9.
- 嵯峨山 積, 2022, 石狩低地帯の成り立ち: 地形と地質. 北海道自然保護協会, 北海道の自然, 60, 3-10.
- 嵯峨山 積・藤原与志樹・井島行夫・岡村 聡・山田悟郎・外崎徳二, 2013, 北海道石狩平野の沖積層層序と特徴的な 2 層準の対比. 北海道地質研究所報告, 85, 1-11.
- 嵯峨山 積・井島行夫・藤原与志樹・岡村 聡・山田悟郎・宿田浩司・赤松周平, 2017, 北海道石狩平野の沖積層の基底と MIS 5e 期堆積物の堆積面. 地球科学, 71, 43-61.
- 嵯峨山 積・外崎徳二・近藤 務・岡村 聡・佐藤公則, 2010, 北海道石狩平野の上部更新統～完新統の層序と古環境. 地質雑, 116, 13-26.

## ヒトの環境適応の視点から見た石狩低地帯

### Ishikari depression examined by human's environmental adaptation

工藤 義衛

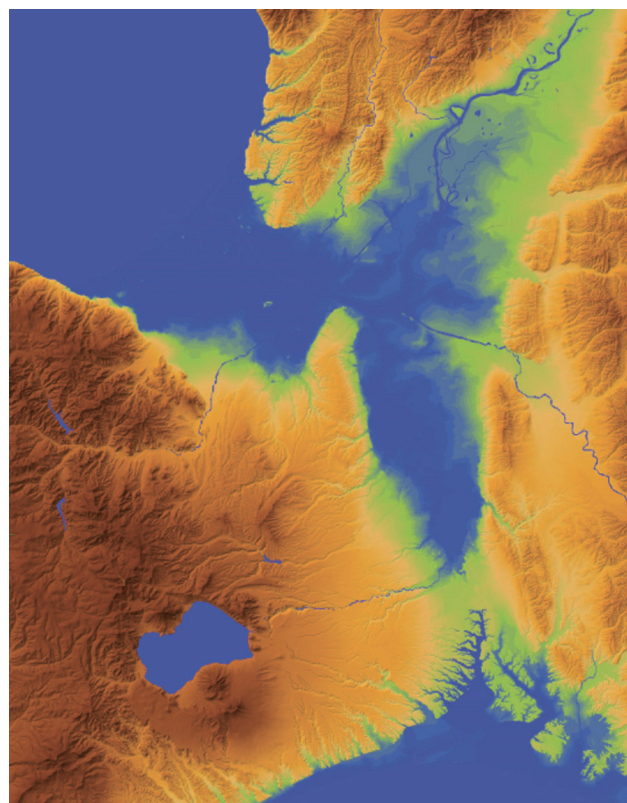
#### 1. はじめに

ここで取り上げる「石狩低地帯」の地理的範囲は「滝川（石狩平野西部）から札幌、苫小牧（勇払平野）に連なる低地帯」としている。この範囲に所在する市町村は、滝川市、砂川市、美唄市、岩見沢市、江別市、札幌市、石狩市、北広島市、恵庭市、千歳市、苫小牧市、新十津川町、浦臼町、月形町、当別町、長沼町、由仁町、栗山町、新篠津村の 11 市 7 町 1 村である。全道では 12,290 ケ所の遺跡が発見されており、石狩低地帯ではそのうちの約 16%にあたる 2,033 ケ所が確認されている。

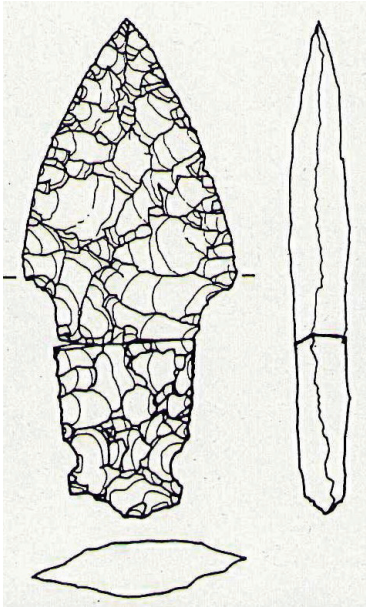
#### 2. 縄文海進期の石狩低地帯

1) 縄文海進期の石狩低地帯 石狩低地帯でヒトが本格的に活動を始める最終氷期以降に起こった最も大きな環境変化は「縄文海進」である。

縄文海進はおよそ 6 千年前をピークとして起こった地球規模の温暖化とそれに伴う海進、つまり海水面の上昇現象のことで、北海道では海水面が 4～5 m 上昇したと推測されている。そのため縄文海進の最盛期には石狩低



第 7 図 6,000 年前の石狩低地帯 (いしかり砂丘の風資料館制作)



第8図 石銚(石狩市上花畔1遺跡)

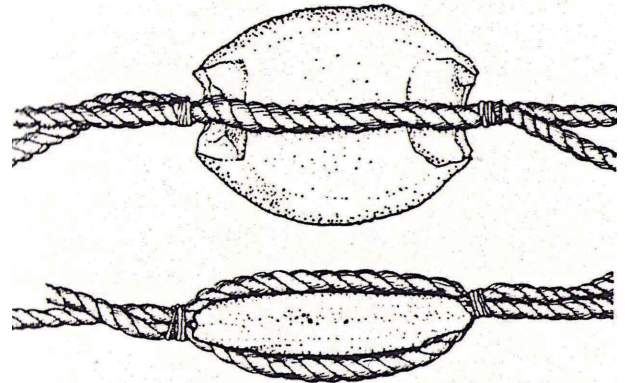
地帯の大部分は海になっており、これを筆者は古石狩湾と呼ぶ。古石狩湾は江別から幌向あたりまで広がっていたのではないかと推測されている(第7図)。

この時期の石狩低地内では、苫小牧市と千歳市で貝塚が発見されている。

苫小牧市植苗貝塚は、縄文海進のピークを過ぎた頃である約5,600年前の遺跡であるが、現在の海岸線から約17km内陸に位置している。これらの貝塚で共通にみられるのはヤマトシジミ、アサリ、マガキなどの貝類である。ヤマトシジミは河口近くの淡水と海水が混じる汽水域に生息する二枚貝で、当時この付近には砂州が発達し、現在の藻琴湖や風連湖のような風景が広がっていたと考えられる。

魚類はニシン、スズキ、メナダ、フグなどの魚類が多く見られる。同時期の貝塚と比べてみると太平洋に面した白老町虎杖浜2遺跡の貝塚ではブリ、マダイ、フグの骨が発見されている。ブリは同時期の青森県三内丸山遺跡でも発見されており、陸奥湾から太平洋側にかけてブリ漁が行われていたと推測されている。興味深いのは、これらの貝塚ではサケ類の骨があまり見られない点である。同時期の釧路市東釧路貝塚ではサケ類の骨が発見されており、北海道近海にサケがいたことは間違いない。石狩低地帯内でのサケ類の漁労については、今後のさらなる研究を待ちたい。

2) 古石狩湾の漁業 苫小牧市美沢4遺跡で発見されたスズキは1メートルクラスの大型であった。植苗貝塚で発見されたスズキの骨にはシカなどの骨を使ったヤスのような道具で突いた跡があり、銚(もり)やヤスを使った漁がおこなわれていたと考えられている。また、この



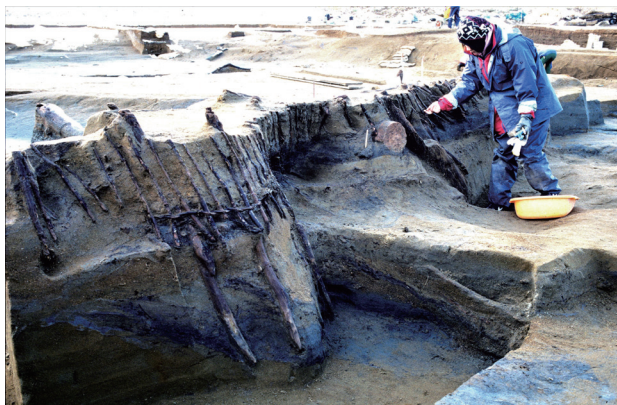
第9図 上:縄文海進期の石鍾(石狩市高岡F遺跡)下:石鍾の取り付け方(松岡ほか, 1977)

時期の遺跡からは石銚(いしもり)と呼ばれる石鏃より大型の槍先のような石器が多く発見されており、この石銚がスズキなどの魚を突く道具だったのではないかと推測されている(第8図)。

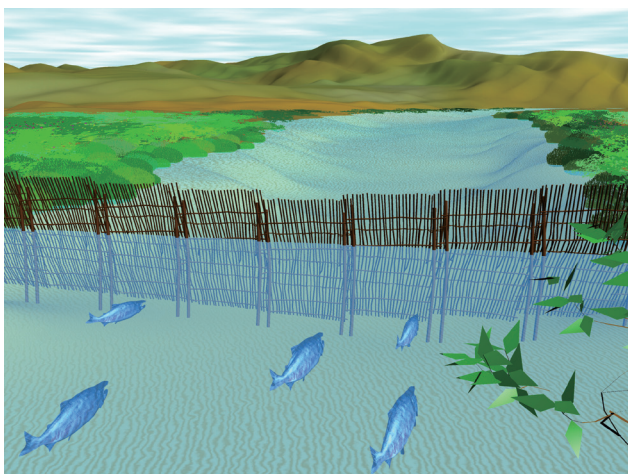
もうひとつ、縄文海進期に特徴的に見られる石器に、大きな石鍾(せきすい)がある(第9図)。石鍾は文字通り石の鍾(おもり)で、多くは平たい石に打ち欠きをつくって縄が外れないようになっているのが特徴の石器である。石鍾は、縄文海進期より前の縄文時代早期から見られるが、それらの重量が100グラム前後であるのに対し、縄文海進期では重さ500グラム以上もある大型のものが発見される遺跡がある。これらの遺跡では大量に出土することから比較的大型の網の下につける鍾として用いられたのではないかと考えられている。ブリやスズキは群れを成して回遊する魚であり、こうした魚を対象とする定置網漁があったのかもしれない。いずれにせよ、縄文海進により石狩低地帯で生活していた人類は、それまで漁労を行っていた池や湖に比べ、より広く深い水域、つまり海が身近になり、その環境への適応を迫られた。大型の網を使った定置網漁があったとすれば、それは縄文海進という環境の変化に対して縄文人がとった適応のひとつと見ることができよう。

### 3. 湿地への適応

1) 湿地の形成とサケ漁 縄文海進後に起きた環境変化は、相対的な寒冷化による海岸線の後退とそれに伴う湿地の拡大、つまり「石狩低地帯」の誕生である。内陸



第10図 サケ捕獲遺構の調査状況(石狩市紅葉山49号遺跡)



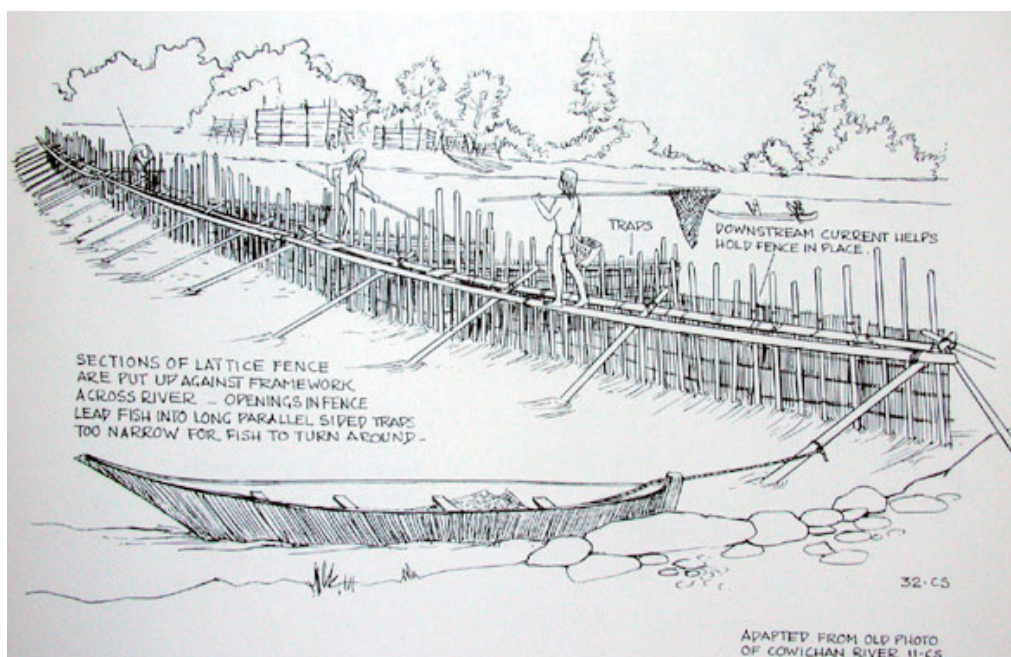
第11図 サケ捕獲遺構の復元図(いしかり砂丘の風資料館制作)

に大きく入り込んでいた海は、陸となりその大部分は湿地となった。また、湿地の拡大とともに石狩川も流れを伸ばし、無数の支流を抱える北海道最長の大河が生まれた。石狩川に流れ込む川の上流部はサケの産卵床となり、石狩低地帯は莫大な量のサケを生み出すことになった。

2) サケ漁の開始と発展 ヒトはこうした環境の変化に対応し、石狩川の支流でサケ漁を始めた。石狩市紅葉山49号遺跡は約3,500年前の発寒川で行われたサケ漁の代表的な遺跡で、縄文時代の川跡から杭を打って作ったサケの捕獲遺構と多数の木製品が発見された(第10図, 第11図)。紅葉山49号遺跡で発見されたサケ捕獲遺構は、サケが秋になると産卵のために川を上ってくる習性を利用して、川の中でサケを誘導して捕獲する仕掛けである(第11図)。このような仕掛けはカムチャツカや北米などでも発見されており、世界的にも標準的な漁法と言えるであろう(第12図)。

紅葉山49号遺跡のサケ捕獲遺構は、川の中に杭を打ち込んで杭列をつくり、これに木やヤマブドウのつるを組み合わせたスノコのようなものを取り付けたものだ(第13図)。川をさかのぼってきたサケは川の中のスノコに行く手を遮られ、溜まっていくのでそこを捕獲する。杭はほとんどが川辺に生えているヤナギかヤチダモが使われていた。川でのサケ漁にこうした樹種を用いるのも一種の環境適応と言えるだろう。

石狩低地帯では、このほか江別市江別太遺跡、石狩市紅葉山52号遺跡、札幌市K482遺跡、札幌市K39遺跡(サクシュコトニ川遺跡)でサケ捕獲遺構が発見されている。時期は縄文時代から続縄文時代、擦文時代、中



第12図 北米先住民のサケ捕獲遺構(スチュアート, 1987)



第13図 「石狩より千歳まで川筋見取略図」(部分・にかほ市象潟郷土資料館所蔵)

世にまで及んでいる。これらはアイヌ民族のテシ、ウライと呼ばれるものと同じもので、江戸時代から明治初期の記録にも残されている。

図13は、1866年の千歳川流域の「イサリフト」(現在の恵庭市漁太付近)を描いた部分である。川の中に細い縦線が描かれ、「ウライ」と書いてある。ウライもテシも川の中に仕切りを設けて魚の行動を阻害・誘導して捕獲する仕掛けで、石狩市紅葉山49号遺跡で発見された仕掛けも同じ原理に基づくものである。おそらくこのような仕掛けを使ってサケを捕獲する風景は、縄文時代

以来石狩低地帯の至る所で見られたものであろう。

3) サケの加工場遺跡 捕獲遺跡のほか、サケの加工を行っていたと考えられる遺跡も発見されている。江別市対雁2遺跡は石狩川の氾濫原(河川敷)に位置する遺跡で約2,900年前から約1,300年にわたって使用されていた。ここには住居や墓は無く、そのかわり多数の焚火跡とサケ類を中心とする魚骨やシカなどの獣骨が発見された。サケを干し、時には火を焚いて乾燥を促すような作業をしていた作業場だったと考えられる(第14図)。

遺跡は何層もの細かい砂や泥に覆われており、春の雪解けや秋の台風などによる浸水に何度も襲われる不安定な場所だった。それでもこの場所が長期間にわたって作業場として使われ続けたのは、サケ漁や丸木舟を使った移動、輸送にメリットが多かったからではないかと考えられる。対雁2遺跡付近は、千歳川、夕張川、豊平川が石狩川と合流していた場所で、それぞれの川で獲ったサケをここに運んでまとめて処理する加工センターだったのかもしれない。

類似の遺跡としては江別市の旧豊平川河畔遺跡や札幌市K435遺跡、H508遺跡(丘珠縄文遺跡)がある。3,500年前の石狩市紅葉山49号遺跡にみられるように、石狩低地帯では湿地が形成されていた。そして、サケが遡上するようになってからは、その捕獲が行われていたであろう。近世以降に石狩低地帯が干鮭や塩引鮭などのサケ製品の一大産地となったことを考えると、莫大な量のサケを生み出した石狩低地帯の環境と、それを利用したヒトの営みは歴史的にも重要な意味を持つ。

4) 弥生の小海退と遺跡 石狩低地帯に影響を及ぼした気候変動は、縄文海進とその後の温暖化だけではない。約3,000年前から2,000年前にかけて寒冷化が起こり、



第14図 サケ加工場模型(いしかり砂丘の風資料館)

海水面が現在より2メートル程度低下した「弥生の小海退」と呼ばれる現象である。

対雁2遺跡やH 508遺跡などのサケの加工場遺跡はこの時代の遺跡で、いずれも標高が低く、海水面の低下に伴って乾燥化し新たに陸となった場所に遺跡が形成されている。寒冷化に伴う海水面の低下により、川はそれまでのヒトの活動域からより低く、遠くなっていった。加工場は遠くなった川を追いかけてより低い場所に造られたのである。川の近くに加工場が立地することは、原材料であるサケや加工品の輸送にかかる様々なメリットをもたらしていたであろう。当時のヒトにとって、川や湿地はとても大事な場所、環境であり、また石狩低地帯にいたヒトは環境の変化に敏感であった。

#### 4. 続縄文時代以降の環境適応

海水面の低下期に低地に形成された遺跡は、海水面の上昇とともに土砂に埋もれて所在が分からなくなる半面、破壊を免れて保存されるという一種のパラドックスがある。現在発見されているサケの加工場とみられる遺跡が、弥生の小海退の時期に集中しているのはそのためである。

既に示したように近世から明治初期の絵画などで、石狩川流域の河川で行われていたサケ漁の様子を描いたものはいくつもあり、これからすると明治初期まで縄文時代とそれほど変わらぬ漁法によりサケが捕獲されていた(石橋, 2022)。

しかし、その時期の遺跡はほとんど発見されていない。これは明治以降の開拓により河川近傍は開墾されて農地になることが多く、加工場跡があったとしても、ほとんどが既に失われていたからだと考えられる。明治以降のヒトの環境に対するスタンスが「適応」から「改変」へと変わったことを反映しているとも言えるだろう。

#### 5. まとめ

石狩低地帯における縄文海進以降のヒトの環境適応に

ついて考古学の面から概観した。考古学からは、海進とその後の陸地化(湿地化)といった変化に対して主に漁労活動での適応が顕著に見られた。河川でのサケ類に対する漁法は北米やカムチャツカで行われているものと共通するもので、人類の普遍的な環境適応のひとつと位置づけられる可能性がある。

#### 引用文献

- 石橋孝夫, 2022, 明治初期千歳市でスケッチされた「鮭漁」とは、どのような方法によるものか?—明治初期のテシ・ウライを考える—。いしかり砂丘の風資料館研究紀要, 12, 1-13.
- 松岡達郎・中田清彦・横山英介, 1977, 礫石錘考—礫石錘から網漁具を再現するひとつの試みとして—。考古学研究会, 考古学研究, 24, 73-82.
- 羽賀憲二, 1975, 札幌市, 琴似川流域にあった竪穴住居跡群—明治中頃に作られた竪穴分布図について—。北海道考古学, 11, 91-96.
- H. スチュアート, 1987, 海と川のインディアン—自然とわざとくらし—。木村アヤ子・木村英明訳, 雄山閣, 161p.

#### おわりに

縄文時代と石狩低地帯を取り上げ、身近な地域と縄文遺跡群への関心も高く、会場24名、オンライン2名で、多くの方々の参加があった。本報告が縄文時代の研究に少しでも役に立てば筆者らの幸甚である。査読は北海道総合地質学研究センターの宮坂省吾会員により行われました。同センターの会員各位より特別講演会開催にご協力いただきました。記して感謝申し上げます。



# 北海道とその周辺における最近の地震活動 2018年1月1日～2023年5月31日

高波 鐵夫<sup>1), 2)</sup>

Recent Seismic Activity in and around Hokkaido, Japan  
January 1, 2018 - May 31, 2023

*Tetsuo Takanami*<sup>1), 2)</sup>

2023年6月30日受付  
2023年9月21日受理

- 1) 北海道総合地質学研究中心  
Hokkaido Research Center of Geology (HRCG)  
2) カーネギー研究所・地球惑星研究室  
Earth and Planets Laboratory/Carnegie Inst. for Science

Corresponding author: takanami69@gmail.com

**Keywords:** recent seismic activity, synchronous seismic activity,  
WCMT analysis, geographic distribution of NIED CMT solutions

## 要旨

2018年9月6日に、北海道胆振地方中東部で発生した逆断層型地震の胆振東部地震 (M6.7) が発生し、震源域にある厚真町で震度7を観測した。その内陸被害地震からすでに5年が経過したが、その長期に亘る北海道とその周辺の地震活動の調査報告は少ない。その期間に発生した地震の時空間分布と発震機構を調査することによって、現在巨大津波地震が想定されている千島孤南西端や青森県東方沖のほか、根室はるか沖の千島海溝付近、知床半島沖、北海道北部、日高山脈南部、択捉島付近などで顕著な地震が発生していたのが知れた。それらの統合的考察から、海溝沿いとスラブ深部との地震活動の因果関係や、十勝沖～根室沖の非DC解と青森県東方沖の純粋なDC解との発震機構の地域差が示唆された。

## はじめに

2018年9月6日に、北海道胆振地方中東部の厚真町とむかわ町の境界付近で、逆断層型地震の胆振東部地震 (M6.7) が発生し、北海道で初となる震度7を厚真町で観測した。その被害地震からすでに5年が経過し、その余震活動は次第に衰えつつあるが、依然として北海道とその周辺では地震が活発に発生している (高波, 2020; 2022)。

Fig.1 に、地震観測網が整備された1997年10月1日から現在の2023年5月31日までに、北海道とその周辺で発生した、深さ200 km以浅、M4.0以上の地震の震央分布を示した。この図から、2003年9月26日十勝沖地震 M8.0 が発生した千島・日本海溝沿い、日本海東縁地震帯、オホーツク海、サハリン海峡などの海域のほか、1968年9月6日の胆振東部地震 M6.7 が発生した

胆振地方中東部、北海道北西部浅発地震帯、火山フロント、北海道下に沈み込んだ深発地震帯 (スラブ)、千島海溝外側のアウトターイズなど広範な地域で地震が多く発生したのが知れる。地震に伴って発生した地震波エネルギーの積算分布を図示した Fig. 2 からは、2003年十勝沖地震 M8.0 の地震の規模が際立って大きかったのが理解できる。多方、震度7を観測した2018年胆振東部地震は、その十勝地震の余勢もなくなった静穏期に発生したのが知れる。

しかし、それらの震源域での地震が少なくなった現在も、千島海溝と日本海溝の会合部や十勝沖などで続発した M6 程度の地震、北海道下に沈み込んだスラブ内の地震、北海道北部の中川町周辺の震度5強の内陸被害地震など、いろいろ場所で地震が活発に発生している。

一方、根室沖～釧路・十勝境界領域やえりも岬南方沖

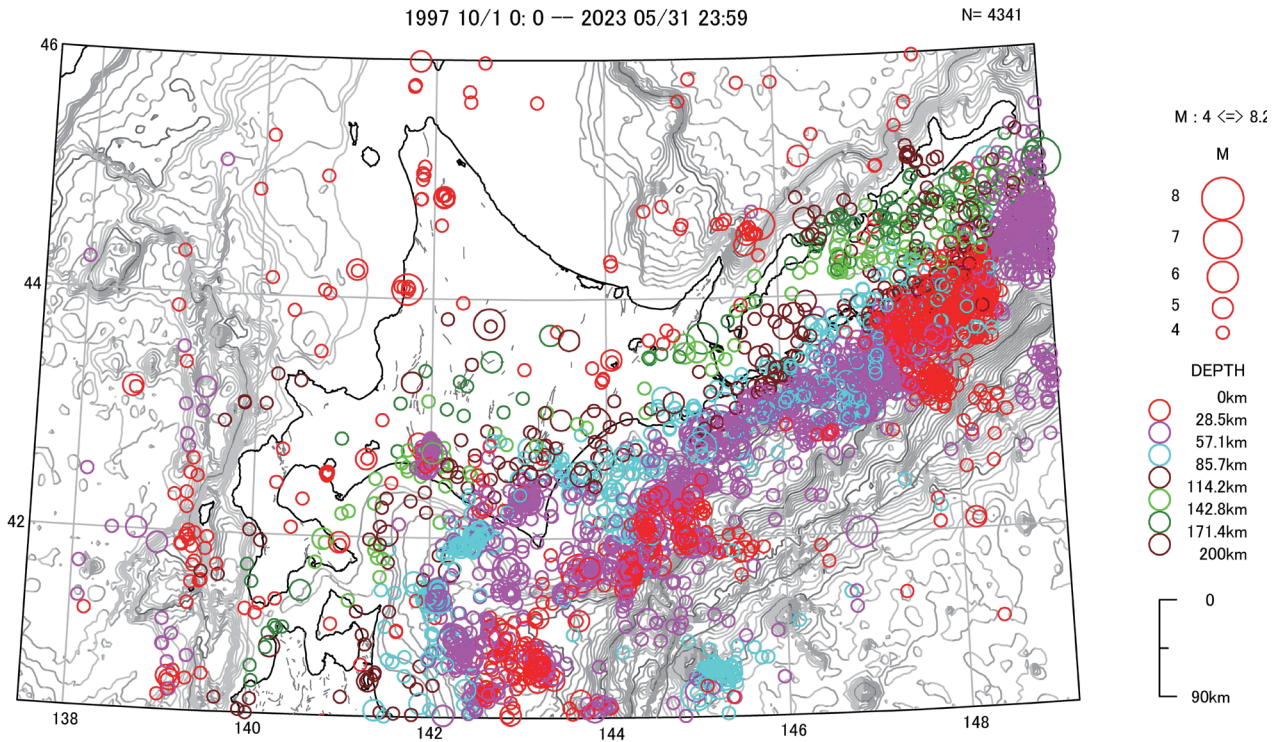


Fig.1. Epicentral map of earthquakes over M4 occurred in and around Hokkaido, Japan.

Period: October 1, 1997 - May 31, 2023. Depth: 0 - 200 km. As shown in the explanation on the right, the size of the circles corresponds to the magnitude of the earthquake, and the different colors indicate the depth classification. Thick solid lines on the seafloor are drawn every 2000 m depth.

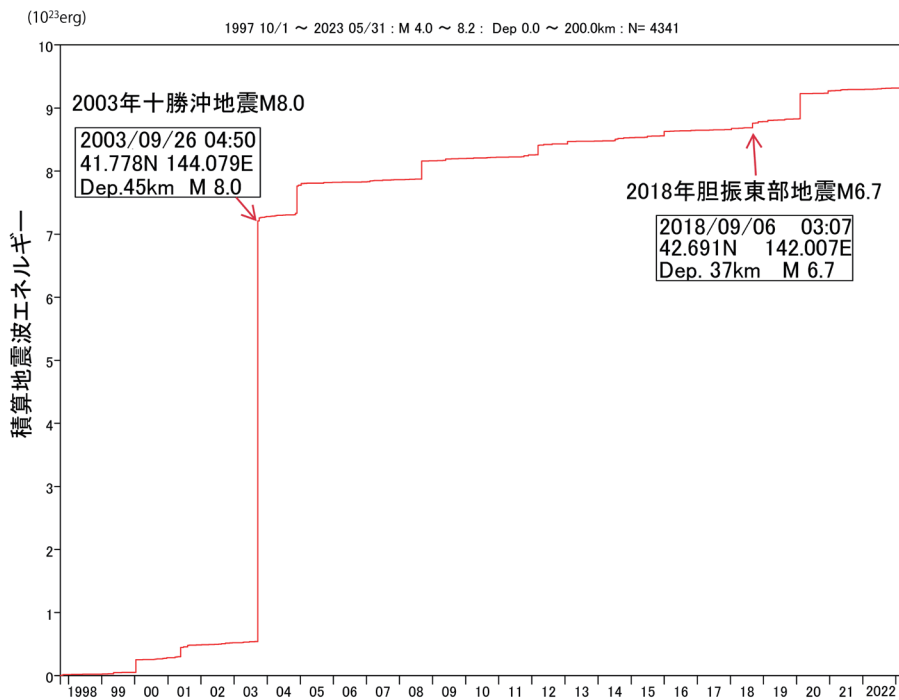


Fig.2. Cumulative distribution of seismic wave energy released by the earthquake plotted in Figure 1.

Source parameters for two big damaging earthquakes (2003 Tokachi-oki earthquake and 2018 Iぶり-tobu earthquake) are indicated by balloons.

に、地震活動の低い地震空白域が存在している。とくに 1894 年以来、M8 を超える大きな地震が発生していない 根室海域では地震発生ポテンシャルが高くなっていると

考えられている。

地震調査研究推進本部・地震調査委員会 (2017) は、当海域の海溝型地震について、プレート間巨大地震が、

今後30年以内に発生する確率は70%程度、今後50年以内の発生確率は、90%程度以上、規模はM7.8～8.5程度と推定した。さらに、2003年十勝沖地震は境界領域(十勝沖から根室沖)を破壊しなかったことから、次の根室沖のプレート間巨大地震の際、この領域まで破壊され、1952年の十勝沖地震のような規模になる可能性を指摘した。また津波堆積物の解析から、境界領域を越えて複数の領域が連動することにより、平均発生間隔が約340～380年の超巨大地震(Mw8.8程度)になる可能性も無視できないと警告している。

ここでは、北海道とその周辺で発生した地震の時空間分布から最近の地震活動を紹介する。

### 地震概況

この章では、気象庁命名の「震央地名・震度観測点名」に沿って、2018年1月1日～2023年5月31日に北海道内で震度3以上を観測した地震を分類し、個々の地震の発生時、深さ、規模をリストアップした(Table 1 - Table 6)。ここで「震度」に注目したのは、内陸の浅い地震は、Mが小さくても大きな揺れを観測し、局所的な被害を被る場合があるからである。

また、北海道内で発生する地震は、過去の複雑なテクトニクスを反映しているのが散見される。東北地方の地震活動パターンが北方に延長していると考えられている、渡島半島の地殻内地震の深さは、ほぼ15 km以浅であるのはよく知られている。さらに、北海道北部から空知地方に南北に伸びた北海道西縁地震帯も浅い地震活動が顕著である(例えば、高波鐵夫, 2018)。一方、北海道の背骨をなす日高山脈周辺の地震はより深部で発生している。2018年9月6日胆振東部地震の本震の深さは37 kmと深く、その震源域では15 km以浅の地震は皆無である。このような多様な地震分布と地震波速度構造との関係については、すでに高波(2010)によるレビューがある。

ここでは、最近北海道とその周辺で発生した地震に注視し、上述の地域ごとで観測した震度3以上の地震の震源パラメータを以下に列挙する。さらに各「震央地名」で観測した震度3以上の地震数を1ヶ月毎にカウントして、Table 1-6に示した。これによって、北海道とその周辺で発生した地震のうち、道内のいずれかで震度3以上の揺れを感じた地震の震央分布がより容易に理解できよう。震度から見た、最も地震活動が高かった年も胆振東部地震が発生した2018年であった。

#### 1. 胆振地方中東部

2018年9月6日に深さ37 kmでM6.7の「平成30

年北海道胆振東部地震」が発生し、厚真町で最大震度7を観測し、北海道の広い範囲で被害を被った。気象庁ホームページ及び札幌管区気象台ホームページによれば、それ以降から9月30日までに、震度1以上の地震が276回(最大震度5弱が1回、最大震度4が16回、最大震度3が33回、最大震度2が75回、最大震度1が151回)が示すように、北海道では観測史上最大の地震となった。10月から12月までの期間には、震度1以上を観測する地震は35回(そのうち、最大震度5弱が1回、最大震度4が4回、最大震度3が2回、最大震度2が6回、最大震度1が22回)など余震が発生した。

そこで、ここでは同月に震度3以上の地震を続けて観測した場合、それらの発生年月日、深さ、M(マグニチュード)を一括りにしてリストアップした。

本震が発生した翌月の2018年10月には、10月1日深さ35 kmM4.7、10月5日深さ31 kmM5.2、10月6日深さ35 kmM4.1、10月8日深さ32 kmM4.3、10月9日深さ32 kmM4.3、10月12日深さ23 kmM4.6、10月18日33 km M4.1、11月14日深さ32 km M4.7、12月9日深さ29 kmM4.0、そして12月21日深さ32 kmM3.5など震度3以上の地震が多く観測された。2019年では、2月21日深33 kmM5.8、2月23日深さ30 kmM3.9、5月31日深さ36 kmM4.1、7月30日深さ28 kmM4.2、12月16日深さ31 kmM4.4が示すように余震が減り、2020年では2月12日深さ41 kmM4.2の地震が1回だけとなった。2020年3月以降は震度3以上の余震は全く観測されていない。なお、2021年1月27日に発生した深さ128 kmM5.4の地震は、胆振東部地震の震源域直下にあるスラブ内地震であり、胆振東部地震の余勢が収まってから発生した。

#### 2. 宗谷海峡

2022年7月2日深さ324 kmM5.9の深発地震が発生した。

#### 3. 宗谷地方北部

2019年12月12日深さ7 kmM4.2、2022年6月20日深さ10 kmM4.4、8月4日深さ7 kmM4.1、8月4日深さ8 kmM3.5などの地震が発生した。

#### 4. 留萌地方中北部

2018年6月20日深さ11 kmM4.1の地震が発生した。

#### 5. 上川地方北部

2019年10月15日深さM3.3、2021年2月6日深さ2 kmM3.9、2022年8月11日深さ2 kmM5.2、8月11日深さ5 kmM5.4、8月11日深さ6 kmM3.9、8月11日深さ6 kmM4.6、8月11日深さ7 kmM3.3、8月12日深さ2 kmM4.4、8月16日深さ0 km、2023年1月

Table 1. 震度3以上の地震(2018年)

震央地名(2018年)	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
択捉島南東沖												
国後島付近										1	1	
北海道東方沖												
根室半島東方沖				2								
根室半島南東沖				1					1			
網走地方												
釧路沖					1							
釧路地方中南部												
十勝地方中部												
十勝地方南部												1
十勝沖												
浦河沖	1											
日高地方東部							1					
日高地方中部												
日高地方西部									1			
内浦湾					1							
胆振地方中東部									51	7	1	2
青森県東方沖	1						1		1		1	
留萌地方中北部						1						
渡島地方北部												
空知地方中部												
宗谷海峡												
宗谷地方北部												
上川地方北部												
後志地方西部												
渡島地方北部												
渡島地方西部												
サハリン西方沖												

Table 2. 震度3以上の地震(2019年)

震央地名(2019年)	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
択捉島南東沖												
国後島付近												1
北海道東方沖				1	1							
根室半島東方沖												
根室半島南東沖				1								
網走地方					2							
釧路沖												
釧路地方中南部												
十勝地方中部						1						
十勝地方南部											1	
十勝沖							1					
浦河沖							1					
日高地方東部												
日高地方中部								1				1
日高地方西部												
内浦湾	1				1							
胆振地方中東部	1											
青森県東方沖		1						1			2	
留萌地方中北部												
渡島地方北部									1			
空知地方中部												
宗谷海峡												
宗谷地方北部												
上川地方北部									1			
後志地方西部												
渡島地方北部												
渡島地方西部												
サハリン西方沖												

Table 3. 震度3以上の地震(2020年)

震央地名(2019年)	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
択捉島南東沖												
国後島付近												
北海道東方沖											1	
根室半島東方沖												
根室半島南東沖			1		1		1					1
網走地方												
釧路沖				1							1	
釧路地方中南部												
十勝地方中部							1					
十勝地方南部				1								
十勝沖												
浦河沖												
日高地方東部												
日高地方中部												
日高地方西部												
内浦湾												
胆振地方中東部		2			1		1					1
青森県東方沖								1	1			1
留萌地方中北部												
渡島地方北部												1
空知地方中部												
宗谷海峡												
宗谷地方北部												1
上川地方北部											1	
後志地方西部												
渡島地方北部												1
渡島地方西部												
サハリン西方沖												

Table 4. 震度3以上の地震(2021年)

震央地名(2021年)	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
択捉島南東沖												
国後島付近												1
北海道東方沖			1	1								
根室半島東方沖												
根室半島南東沖		1										
網走地方				2								
釧路沖												
釧路地方中南部												
十勝地方中部						1						
十勝地方南部											1	
十勝沖							1					
浦河沖							1					
日高地方東部												
日高地方中部							1					1
日高地方西部												
内浦湾	1				1							
胆振地方中東部	1											
青森県東方沖		1						1			2	
留萌地方中北部												
渡島地方北部												
空知地方中部							1					
宗谷海峡												
宗谷地方北部												
上川地方北部		1										
後志地方西部												
渡島地方北部												
渡島地方西部												
サハリン西方沖												

17日深さ0 kmM4.5などの地震が発生した。

#### 6. 空知地方中部

2021年5月10日深さ5 kmM3.3の地震が発生した。

#### 7. 網走地方

2021年4月5日深さ0 kmM3.5, 4月5日深さ0 kmM3.0, 2022年9月27日深さ12 kmM3.4などの地震が発生した。

#### 8. 択捉島南東沖

2020年2月13日深さ155 kmM7.2などの地震が発生した。

#### 9. 国後島付近

2018年10月26日深さ20 kmM5.5, 11月5日深さ20 kmM6.3, 2021年12月21日深さ96 kmM5.0などの地震が発生した。

#### 10. 北海道東方沖

2019年11月23日深さ34 kmM5.4, 2021年2月

Table 5. 震度3以上の地震(2022年)

震央地名(2022年)	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
択捉島南東沖												
国後島付近												
北海道東方沖								1			1	
根室半島東方沖												
根室半島南東沖												
網走地方									1			
釧路沖											1	
釧路地方中南部												
十勝地方中部												
十勝地方南部									1			
十勝沖		1		1						1		
浦河沖		1				1						
日高地方東部			1		1		1					
日高地方中部												
日高地方西部						1						
内浦湾												
胆振地方中東部												
青森県東方沖					1				1			
留萌地方中北部												
渡島地方北部												
空知地方中部												
宗谷海峡							1					
宗谷地方北部						1		3				
上川地方北部								7				
後志地方西部											1	1
渡島地方北部												
渡島地方西部												
サハリン西方沖												

Table 6. 震度3以上の地震(2023年)

震央地名(2023年)	1月	2月	3月	4月	5月
択捉島南東沖					
国後島付近					
北海道東方沖					
根室半島東方沖					
根室半島南東沖					
網走地方					
釧路沖		1	1		
釧路地方中南部					
十勝地方中部		1			
十勝地方南部					
十勝沖					
浦河沖					
日高地方東部			1		1
日高地方中部					
日高地方西部					
内浦湾					
胆振地方中東部					
青森県東方沖			1		1
留萌地方中北部		1			
渡島地方北部					
空知地方中部					
宗谷海峡					
宗谷地方北部					
上川地方北部	1				
後志地方西部					
渡島地方北部					

20日深さ68 kmM5.0, 3月3日深さ0 kmM5.9, 2022年8月7日深さ0 kmM6.0, 11月6日深さ52 kmM5.4などの地震が発生した。

11. 根室半島南東沖

2018年4月14日深さ53 kmM5.4, 4月24日深さ87 kmM5.4, 9月9日深さ46 kmM4.4, 2019年3月2日深さ51 kmM6.2, 5月5日に深さ52 kmM5.3, 7月4日深さ49 kmM4.3, 2020年1月12日深さ48 kmM4.8, 1月28日深さ96 kmM5.5, 9月2日深さ44 kmM4.8, 2021年2月22日深さ50 kmM4.3などの地震が発生した。

12. 釧路沖

2018年5月18日深さ47 kmM5.8, 2019年4月15日深さ43 kmM5.1, 11月28日深さ49 kmM4.7, 2020年1月15日深さ91 kmM4.8, 5月12日深さ46 kmM4.3, 5月13日深さ75 kmM4.0, 12月16日深さ66 kmM5.0, 2022年11月20日深さ57 kmM4.8, 2023年2月25日深さ63 kmM6.0, 3月7日深さ20 kmM5.0などの地震が発生した。

13. 釧路地方中南部

2020年2月20日深さ5 kmM4.6の地震が発生した。

14. 釧路地方北部

2019年4月25日深さ2 kmM2.3の地震が発生した。

15. 十勝沖

2019年3月28日深さ78 kmM4.6, 2020年5月31日深さ94 kmM5.6, 2021年5月16日深さ8 kmM6.1,

2022年2月13日深さ61 kmM4.6, 4月24日深さ25 kmM5.4, 10月10日深さ42 kmM4.8などの地震が発生した。

16. 十勝地方北部

2018年5月30日深さ0 kmM2.9の地震が発生した。

17. 十勝地方中部

2019年7月14日深さ107 kmM4.0, 2021年5月3日深さ79 kmM4.2, 2023年2月20日深さ118 kmM4.9などの地震が発生した。

18. 十勝地方南部

2018年12月30日深さ51 kmM5.3, 2019年4月28日深さ102 kmM5.6, 2020年9月1日深さ50 kmM3.6, 2021年10月10日深さ51 kmM4.7, 2022年9月24日深さ106 kmM4.2などの地震が発生した。

19. 浦河沖

2018年1月14日深さ41 kmM4.7, 2020年3月28日深さ70 kmM5.0, 2021年5月29日深さ63 kmM4.9, 2022年2月17日深さ57 kmM5.0, 6月10日67 km深さM4.9などの地震が発生した。

20. 青森県東方沖

2018年1月24日深さ34 kmM6.3, 7月2日深さ64 kmM4.9, 9月11日深さ47 kmM5.0, 11月28日深さ11 kmM5.7, 2019年8月29日に深さ21 kmM6.1, 9月7日深さ64 kmM5.0, 12月19日深さ50 kmM5.5, 2020年4月24日深さ65 kmM5.2, 11月6日深さ17 kmM5.7, 12月21日深さ43 kmM6.5, 2021年2月

26日深さ 65 kmM4.5, 7月26日深さ 52 kmM5.2, 10月18日深さ 61 kmM4.6, 10月19日深さ 38kmM5.4, 2022年5月23日深さ 24 kmM5.6, 2022年9月13日深さ 54 kmM5.1, 2023年3月28日深さ 28 kmM6.2, 5月6日深さ 56 kmM5.7などの地震が発生した。

#### 21. 日高地方東部

2018年7月16日深さ M4.9, 2022年3月27日深さ 60 kmM5.1, 5月22日深さ 43kmM4.7, 7月5日深さ 53 kmM4.9, 2023年3月11日深さ 4 kmM4.8, 5月11日深さ 55 kmM5.5などの地震が発生した。

#### 22. 日高地方中部

2021年5月14日深さ 20kmM4.6, 2021年12月21日深さ 39 kmM4.8などの地震が発生した。

#### 23. 日高地方西部

2018年9月30日深さ 37 kmM4.9, 2022年6月1日深さ 102 kmM4.3の地震が発生した。

#### 24. 内浦湾

2018年5月5日深さ 12 kmM3.1, 2021年1月27日深さ 8 kmM2.7, 4月16日深さ 18 kmM4.4などの地震が発生した。

#### 25. 後志地方西部

2022年11月24日深さ 9 kmM3.1, 12月15日深さ 13 kmM4.3などの地震が発生した。

#### 26. 渡島地方北部

2019年12月22日深さ 10 kmM4.2の地震が発生した。

#### 27. 渡島地方西部

2023年4月28日深さ 8 kmM2.9の地震が発生した。

#### 28. オホーツク海南部

2018年11月2日深さ 487 kmM6.1の深発地震が発生した。

#### 29. サハリン西方沖

2020年12月1日深さ 619 kmM6.7の深発地震が発生した。

以上のリストから, 最近の約4年半において, 北海道とその周辺のいずれかで, 震度3以上の地震の総数が175となった。

### 主たる地震活動

前章では, 震度3以上を観測した地震について, 震央地名・震度観測点名ごとに地震の発生時・深さ・規模をリストアップした。

ここでは, M5以上の地震の時空間分布に基づいて, 北海道とその周辺の主たる地震活動を紹介します。

#### 1. 地震の震央分布図

2018年1月1日から2023年5月31日の期間, 北海道とその周辺で発生したM5以上の地震の震央分布をFig.3の丸印で示す。さらにM6.0以上の大きな地震の震源パラメータは吹き出しに記載した。

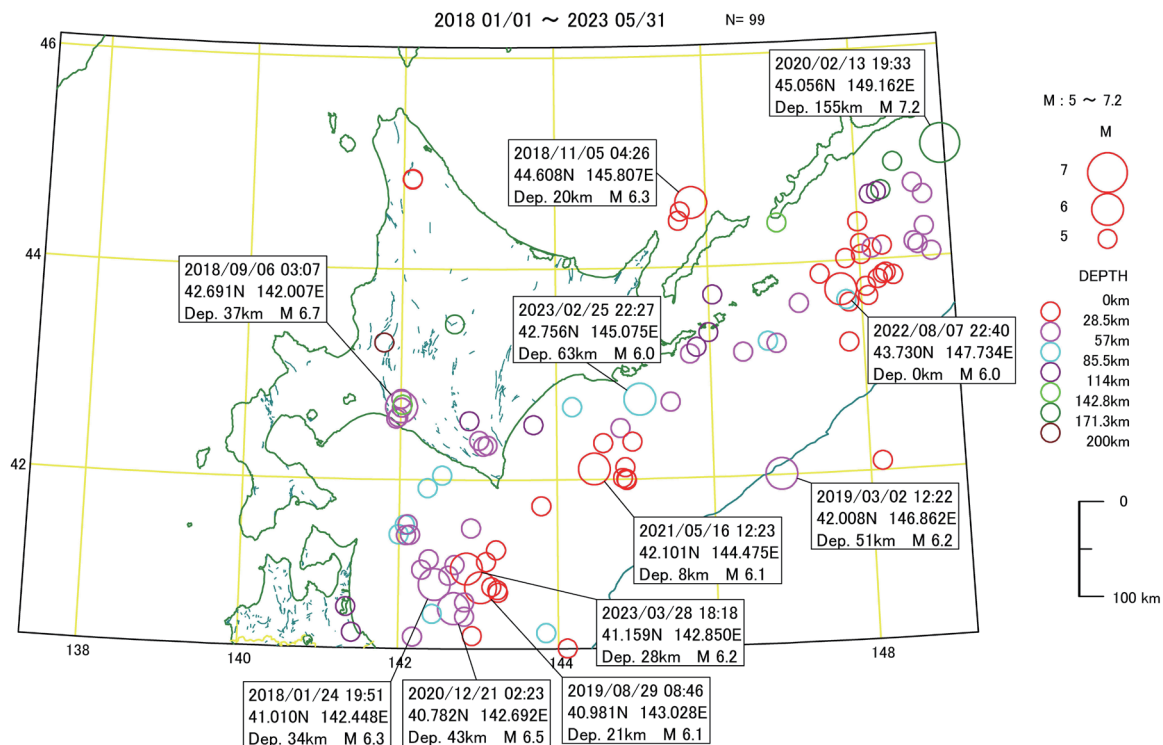


Fig.3. Epicentral map of earthquakes over M5 occurred in and around Hokkaido, Japan.

Period: January 1, 2018 ~ May 31, 2023. Source parameters for earthquakes over M6 are indicated by balloons. Other explanations are the same as in Fig. 1.

この図からは、北海道の地震観測史上最も大きな震度7を観測した胆振地方中東部のほか、青森県東方沖、浦河沖、釧路沖、北海道東方沖の太平洋沿岸で比較的高い地震活動が知れる。これらの海域での地震は、北海道下に沈み込む太平洋プレートの運動と直接関係したものであり、巨大地震の想定震源域内にある。また根室半島東方沖と網走沖南部の海溝直下ではたいへん稀な、M6を超える地震が発生した。前者は、2018年胆振東部地震発生2カ月後の2018年11月5日に発生した地震が、知床半島先端沖で発生した深さ20 km M6.3の地震であり、後者は、2019年3月2日に根室半島沖の海溝直下付近で発生した深さ51 km M6.2の地震である。さらにこの地震から4年後の2023年2月25日には、この震源から太平洋プレートの運動方向に約160 km離れた場所で、深さ63 km M6.0の地震が発生した。これらの地震は共にスラブ上部の地震である。

ここで、地震の規模に対応した地震断層の大きさを、長さとの比が2:1程度の長方形でイメージすると、マグニチュード(M)6クラスの地震では、長さ10-15

km程度、M7クラスでは30-50 km程度が大体の目安になる。

以上の主たる地震は、全て海域で発生した地震であった。内陸では、M6を超える地震は2018年北海道胆振東部地震だけである。

しかし、前章で紹介したように、北海道北部では、2022年8月11日の深さ2 km M5.2と、8月11日の深さ5 km M5.4の地震の前後で、多くの浅発地震が発生し、大きな危害を被った。また十勝地方南部の日高山脈南部では、2018年12月30日の深さ50.6 km M5.3、2019年4月28日の深さ101.7 km M5.6、2022年3月27日に深さ53.1 km M5.1、2023年5月11日の深さ54.9 km M5.5などの顕著な地震が続発した。さらに択捉島付近では、M7を超えた深発地震のほか、M5を超えた深発地震が国後島付近、根室地方中部、十勝沖、日高地方北部、空知地方南部、青森県東部などのスラブ内で発生した。

以上から推して、現在の北海道とその周辺の地震活動は、比較的活発な状態にあると言えよう。

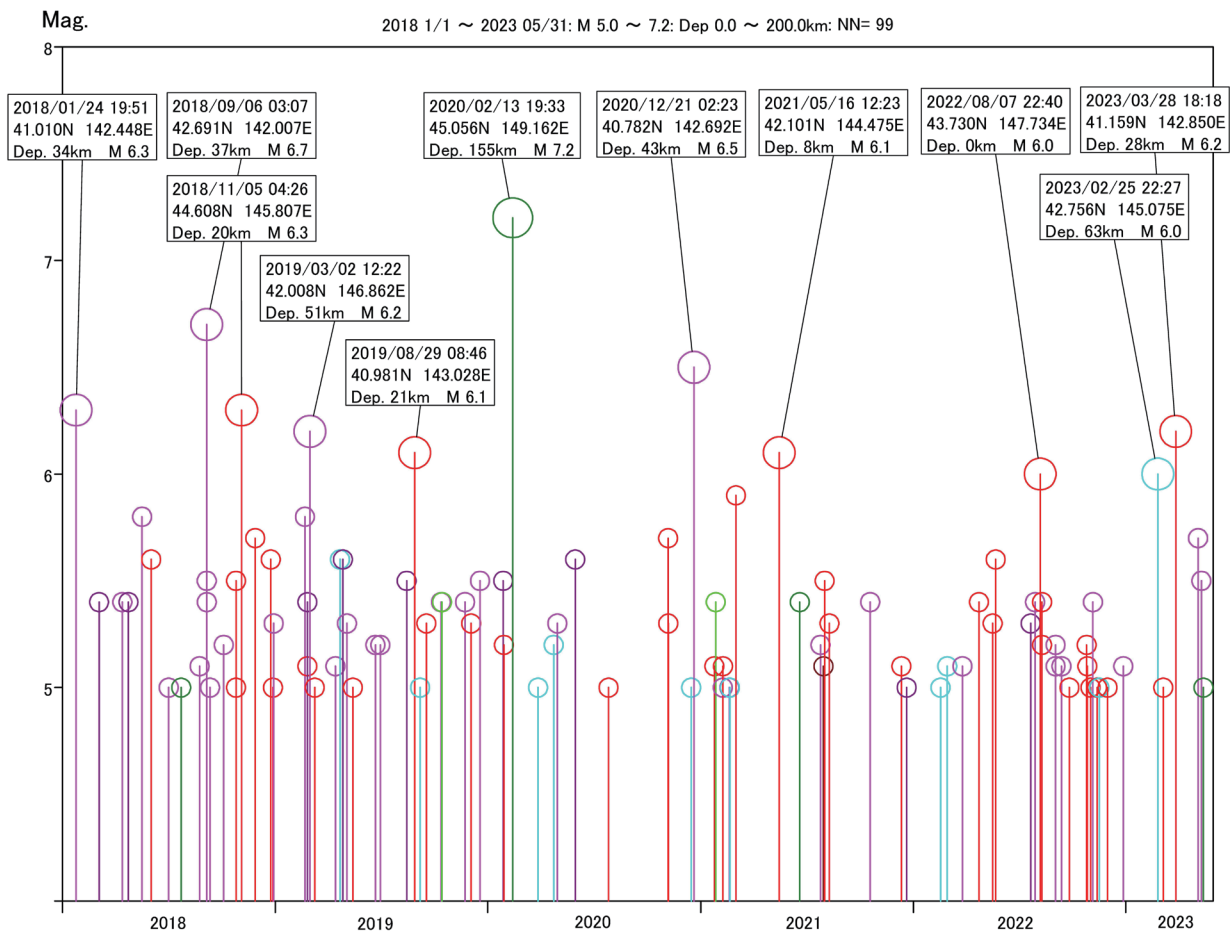


Fig.4. M-T diagram showing the time (T) and magnitude (M) of the earthquakes plotted in Figure 3 simultaneously. The circles and colors in the figure are the same as those in Figure 3. The source parameters of earthquakes over M6.0 are indicated in the balloons.

しかし、以前から根室半島南東沖から十勝沖の海溝沿いは、地震の少ない空白域が存在し、強いプレート間カップリングを示唆した。これらの地震の時空間分布の特色については、以下で詳述する。

## 2. 地震の M-T 図

まず、Fig.3 に示された地震の M-T 図を Fig.4 に示す。M-T 図は、発生した地震の発生時間とマグニチュードを同時に表示したものである。図中の丸や色の違いは Fig.3 の説明と同じである。また M6.0 以上の地震の震源パラメータは吹き出しに記載してある。

この M-T 図から、2018 年～2019 年の前半期には M6 以上の地震が多く発生し、震度 7 を観測した 2018 年 9 月 6 日の胆振東部地震 M6.7 もその活動期で発生したのが知れる。この胆振東部地震の直後に (2 ヶ月後)、知床半島先端沖で深さ 20 km M6.3 の地震が発生した。この地震の震源は火山フロント近傍にあり、屢々 M4.0 程度の地震が発生していたが、今回の M6.0 を超える地震は、北海道における地震観測史上で初めてである。これらの 2 つの大きな地震がシンクロナイズしただけでなく、ともに海溝軸からほぼ 250 km の距離にある。さらに、その約 4 カ月後の 2019 年 3 月 2 日に、根室半島はるか沖の南千島海溝下で、深さ 51 km M6.2 の地震が発生した。つづいて、この地震から約 48.4 カ月後の 2023 年 2 月 25 日に、厚岸沖で深さ 63 km M6.0 の地震が発生した。

これらの活発な地震活動は、2020 年 2 月 13 日に択捉島沖で発生した深さ 155 km M7.2 の深発地震を境に、ほぼ休止状態となった。その大きな深発地震の前後で、2019 年 4 月 28 日から 2020 年 5 月 31 日の 399 日間に、4 つの M5 前後の深発地震 (深さ 93 km-103 km) が、ほぼ等間隔 (約 133 日) に根室半島から青森県下に連なる海洋プレートのスラブ内で続発した (Fig.5)。これらの深発地震の震源の深さが等しいこと、そして海溝軸から等距離 (約 250 km) にあった点を考慮すると、北海道下に沈み込んだスラブ内の応力状態が広範囲で同等であったことを暗示させた。それらの地震発生系列の時空間パターンを明示するために、Fig.5 ではマグニチュードの下限を M5.5 と 0.5 大きくし、図中 (a) に震央分布を、(b) に震源の深さ・時間分布を図示した。千島孤南西端の浅い地震とすでに沈み込んだスラブ内での深発地震とが相補的に活動し、北海道とその周辺の広範な地震学的関係性が示唆された。

つぎに、北海道とその周辺の地震が放出した地震波エネルギーの時間変化を紹介する。

## 3. 放出地震波エネルギー

2018 年 1 月 1 日から 2023 年 5 月 31 日の期間に発

生した M5 以上の地震の震央分布を Fig.6 に示し、M6 以上の震源パラメータは、今までと同様に吹き出しに記載した。地震に伴って放出された地震波エネルギーは、気象庁の地震マグニチュードから算出する経験式に基づいて計算されたものである。

すでに指摘されたことであるが、地震波エネルギーの放出分布からも知れるように、2018 年 1 月 24 日青森県東方沖、2018 年 9 月 6 日胆振地方中東部、2018 年 11 月 5 日知床半島沖、2019 年 3 月 2 日根室半島はるか東方沖の海溝付近、そして 2019 年 8 月 29 日青森県東方沖などで発生した地震などが当該地域の地震活動に大きく寄与していた。その後ほぼ 480 日間の静穏期を経て、2020 年 12 月 21 日の青森県東方沖で M6 クラスの地震が復活したが、その静穏期前期で、択捉島沖で 2020 年 2 月 13 日深さ 155 km M7.2 の深発地震が発生し、その前後で、ほぼ 100 km の深さで M5.5 程度の 4 つのスラブ内の地震活動がシンクロナイズしたのは既に述べた。

つぎにこれらの主たる地震の断層運動を決める発震機構について紹介する。

## 発震機構

ここでは、上記の主たる地震大きな地震の断層パターンを知るために、防災科学技術研究所 (NIED) の F-net サイトからセントロイド・モーメント・テンソル (CMT) 解を入手した。これらの発震機構解は観測された長周期表面波を最も良く説明できる地震の位置と時刻、規模 (モーメント・マグニチュード)、および発震機構を同時に決定する自動解析法により推定されたものである。さらに、2019 年 03 月 02 日の根室半島はるか東方沖の千島海溝直下地震 M6.2 については、P 波と S 波の間に生じる小さな長周期 W-phase (Kanamori, 1993) のインバージョン解析に基づく WCMT 解も計算して、NIED の CMT 解と比較した。WCMT 解は、まだあまり馴染まれていないが、長周期実体波の W-phase に基づいた推定のため、いちばん早く断層の動きや、ずれ方向、大きさなど多くの情報を同時に知ることができる。例えば、リアルタイムで使っていたなら 2011 年東日本大震災を起こした地震発生後、7 分で M9.1 と地震の大きさを計算できていたとの報告がある (金森博雄, 2013)。

### 1. CMT による発震機構解

まず、F-net の長周期表面波から推定したセントロイド・モーメント・テンソル (CMT) 解を Fig.7 の海底地形図上のビーチボールで示した。ビーチボールは、地震の際に発生したすべりのタイプ (横ずれ、正断層、逆断

層, またはその組み合わせ) を示す図記号である. また, 2次元の震源機構円は, 地震の発生場所である震源を囲む球の下半分に, 断層の向きとすべりを投影したものである. ビーチボールの有色部は震源の膨張域を, 白色部

が圧縮域を示している. CMT 解にはしばしば完全な四象限を示さず, 推定断層面と若干のずれが生じることがある (例えば, 川勝, 1991). Fig.7には純粋なダブル・カップル (DC) 成分以外の CLVD(Knopoff and Randall,

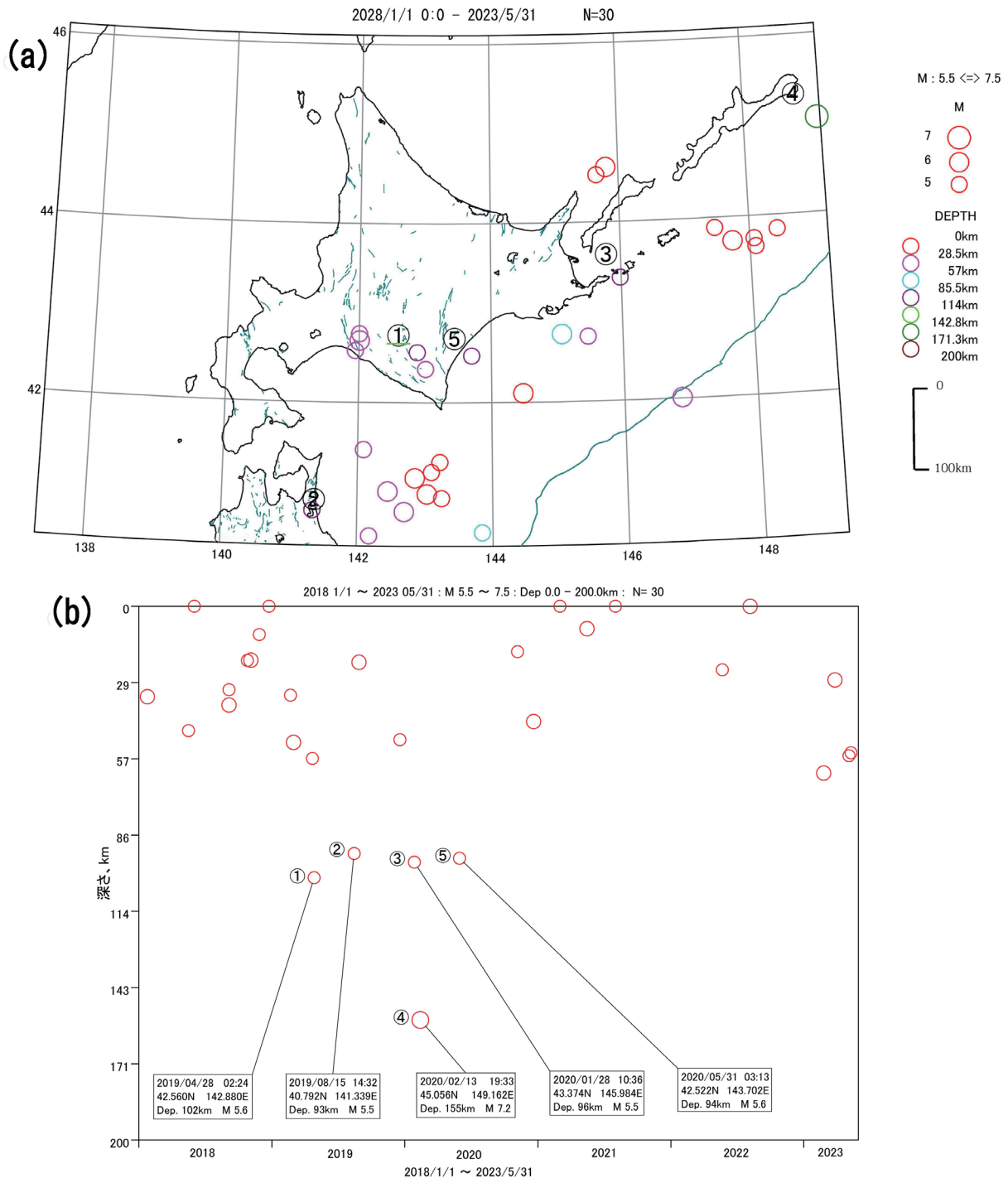


Fig.5. Four clustered deep earthquakes of about M5.5 that occurred at depths of about 100 km. (a) Epicentral map of earthquakes that occurred between January 2, 2018, and May 31, 2023. The numbers in the circles indicate the order of occurrence of the earthquakes in the deep slab; 1, 2, 4, and 5 earthquakes were very similar in depth and magnitude and occurred within a short period of time. 3 is an earthquake at a deeper depth off the coast of Etorofu Island. The difference in depth and magnitude is explained by the difference in size and color of the circles on the right side of the figure. (b) D-T diagram showing the time (T) and depth (D) of the earthquakes plotted on map in (a) simultaneously. The source parameters of earthquakes that are numbered are indicated in the balloons.

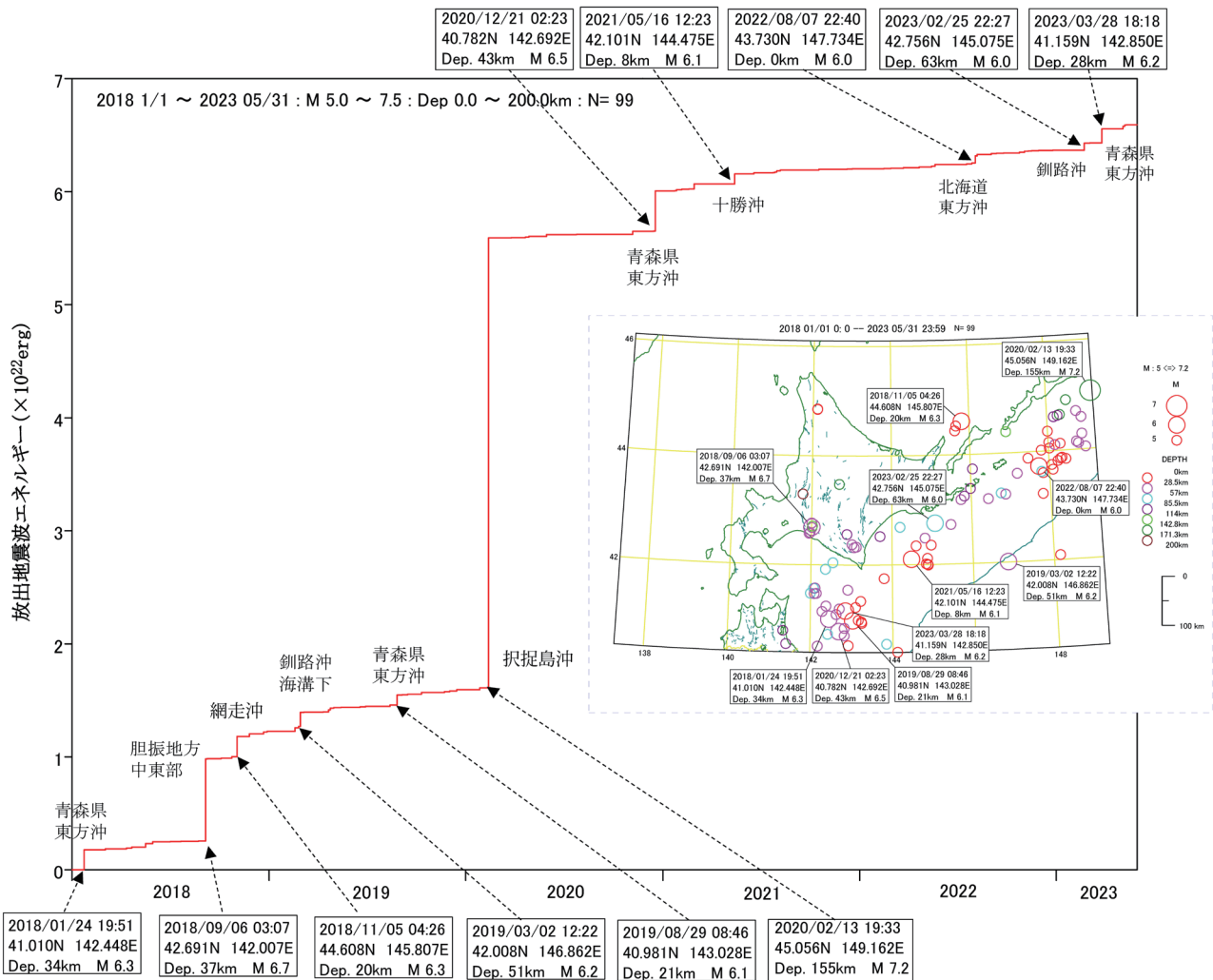


Fig.6. Cumulative distribution of seismic wave energy released by the earthquake plotted in Figure 3 (inserted epicentral map). Source parameters for 11 earthquakes over M6 are indicated by balloons.

1970) 成分を含んだ非 DC 解が混在している。とくに十勝～根室側の沖合では非 DC 成分が重合した CMT 解が多い。はるか沖合の海溝付近で沈み込んだ海洋プレートで発生した、2019 年 3 月 2 日の根室沖地震の発震機構解は非 DC の右横ずれ正断層を示した。また知床半島先端付近の浅い地震の発震機構解からも、CLVD が重合した非 DC の発震機構解を示した。一方、青森県東方沖の低角逆断層地震と択捉島沖の深発地震の発震機構解は純粋な DC 解を示した。以上から、近隣の地震と雖も、十勝沖～根室沖の千島孤南西端の地震発震機構と日本海溝側の青森県東方沖の地震発震機構の違いから、その地域的な差異が反映しているように見てとれる。しかし、長周期地震観測点の偏った配置などに影響されている可能性も否定できない。

2. W-phase による発震機構解

ここでは、W-phase の発震機構解のケース・スタディとして、2019 年 3 月 2 日根室半島はるか沖の海溝直下付近で発生した地震に適用した。W-phase は、防災科学

研究所 (NIED) の F-net と米国の IRIS 観測網に観測された長周期地震波形をダウンロードし、適当な前処理を行いながら抽出した。その抽出した W-phase に Kanamori and Rivera(2008) や Duputel, Rivera, Kanamori, and Hayes (2012) のインバージョン法に倣って、発震機構 (WCMT) 解を計算し、Fig.8 に示した。

この WCMT 解は、すでに F-net の表面波から計算された CMT 解とほぼ同様の、右横ずれ正断層を示す発震機構解を示した。

まとめ

北海道胆振地方中東部で、2018 年 9 月 6 日に M6.7 の胆振東部地震が発生し、すでに 5 年が経過した。その期間に亘る北海道とその周辺の地震活動を調査した。

現在、想定されている巨大津波地震の海域のほか、根室はるか沖の千島海溝直下、知床半島先端で M6 を超える浅い地震が発生した。さらに、北海道北部から空知地

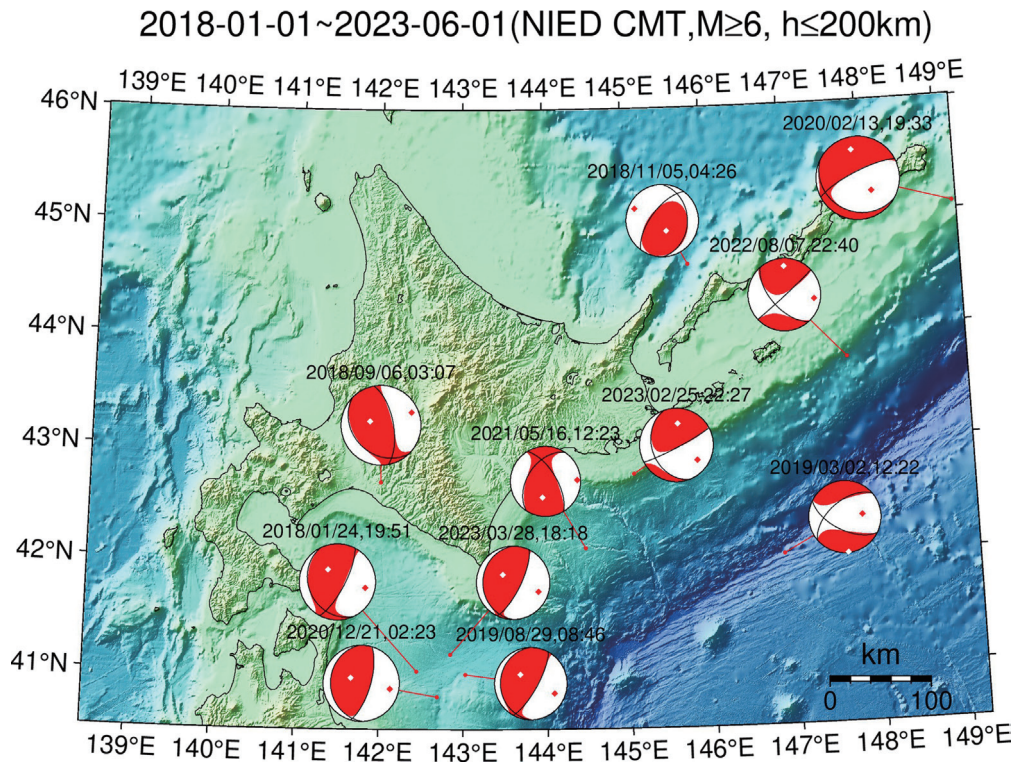


Fig.7. Map showing focal mechanisms for earthquakes over  $M6$  and depth  $< 200$ km in the CMT F-net catalog, 2018/01/01-2023/05/31. The earthquakes are shown in lower-hemisphere projection. The colored area of beach-ball corresponds to pushing and the white area to pulling forces. The two solid lines are the lower hemisphere projection of the best nodal planes.

### Nemuro-oki\_20190302\_regional

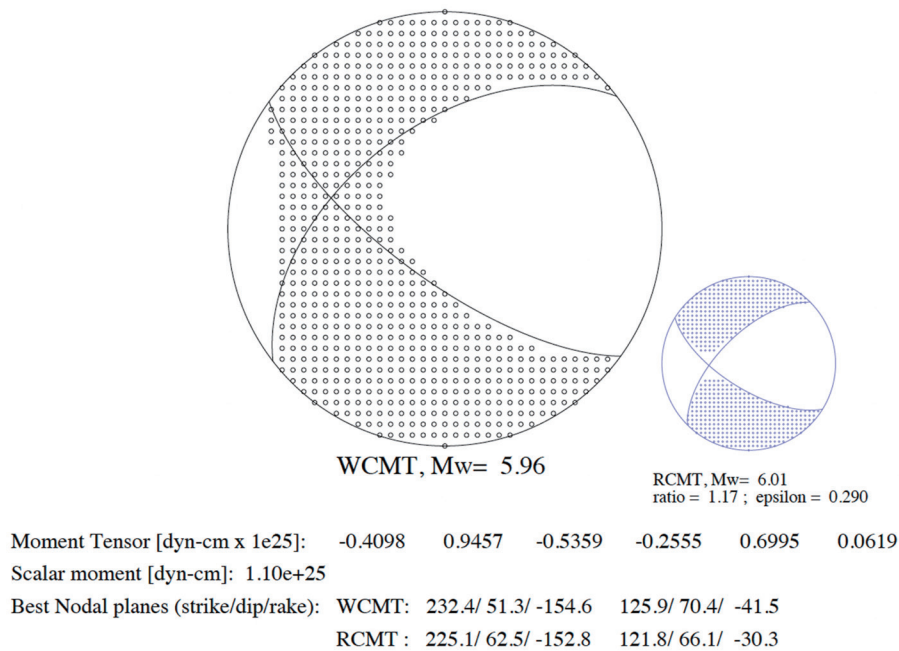


Fig.8. W-Phase inversion result for the 2019 Nemuro-oki earthquake obtained by the method of Kanamori and Rivera (2008) using waveforms of F-net and IRIS-net. The earthquakes are shown in lower-hemisphere projection. The dot pattern area of beach-ball corresponds to pushing and the white area to pulling forces. The two solid lines are the lower hemisphere projection of the best nodal planes. RCMT : a "reference" solution the Preliminary Determination of Epicenters, or PDE (NEIC, 1970; Sipkin and others, 2000) , ratio: Scalar moment (RCMT)/Scalar moment(WCMT), epsilon: Parameter measuring the difference between the two beach balls (RCMT and WCMT).

方に伸びた北海道西縁地震帯での浅発地震のほか，日高山脈周辺やスラブ内でのやや深発～深発地震が頻発したことから推して，最近の北海道とその周辺は，活発な地震活動期にあったと言える。

また，海溝沿いの地震活動とスラブ深部の地震活動とで相補的關係性が示唆された。地震の断層運動を表現した CMT 解の地理的分布に注目すると，青森県東方沖では純粋な DC 解が，十勝沖～根室沖の地震では非 DC が優勢であるのが示唆され，地震断層運動の地理的違いが示唆された。さらに根室半島はるか沖の海溝で沈み込む海洋プレート内で発生した比較的大きな地震の WCMT 解からは，非 CD 成分を重畳した右横ずれ正断層を示し，地震メカニズムの多様性が示唆された。

ところで，W-phase は表面波より早く伝播するために，表面波に基づく CMT 解よりも早く地震断層の大きさや運動が推定できる。早急にこの解析ツールが，地震の自動監視システムに組み込まれることが望まれる。

**謝辞：**本調査を行うにあたり，NIED の F-net と米国の IRSI-net の長周期地震波形を使用した。また，地震の情報については，気象庁の地震カタログを，長周期表面波の CMT 解については，NIED の F-net カタログを利用した。作図は，Seis-PC (石川・中村，1997) と The Generic Mapping Tools (Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998) に拠った。地震カタログの入手に際しては，気象研究所の露木貴裕氏，札幌管区気象台の家常昌洋氏と吉岡央晋氏から，W-phase による WCMT 計算に際しては，Caltec の金森博雄氏，Institut de Physique du Globe de Strasbourg の Luis Rivera 氏と Zacharie Duputel 氏，気象庁地震火山部の田中美穂氏等から，各種アプリの利用に際しては，研究仲間の伊藤 潔氏と稲谷栄紀氏から多大な支援を受けた。また，匿名者からのコメントは校正に大いに役立った。ここに記して深謝します。

#### 引用文献

- Duputel, Z, L. Rivera, H. Kanamori, G. Hayes, 2012, W-phase fast source inversion for moderate to large earthquakes (1990 - 2010). *Geophysical Journal International*, **189-2**, 1125-1147. doi: 10.1111/j.1365-246X. 2012.05419.x
- 石川有三・中村浩二，1997，SEIS-PC for Windows95. 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, P.78.
- Kanamori, H., 1993, W phase. *Geophys. Res. Lett.*, **20**(16), 1691-1694.
- Kanamori, H., and L. Rivera, 2008, Source inversion of W phase: speeding tsunami warning. *Geophysical Journal International*, **175**, 222-238, doi: 10.1111/j.1365-246X. 2012.05419.x
- 金森博雄，2013，巨大地震の科学と防災. 朝日選書 912, 215pp. ISBN978-4-02-263012-4.
- Knopoff, L. and M. J. Randall, 1970, The compensated linear-vector dipole: a possible mechanism for deep earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4957-4963.
- 川勝 均，1991，地震の大きさと多様性 -Moment tensor inversion を中心として-, 地震 2, **58**, 265-277.
- Sipkin, S.A., Person, W.J., and Presgrave, B.W., 2000, Earthquake bulletins and catalogs at the USGS National Earthquake Information Center: *IRIS Newsletter*, **2000**, no. 1, 2-4.
- 高波鐵夫，2010，地震波速度構造，北海道の地殻構造，北海道地方，日本地方地質誌，第 8 巻，日本地質学会編，共立出版，374-383.
- 高波鐵夫，2019，最近の北海道における地震活動，地下からのサイン測ろうかい会報，No. 5, 46-49.
- 高波鐵夫，2020，北海道日高地方の内陸地震と南千島海溝沿いプレート間大地震との関連性. *JpGU-AGU Joint Meeting 2020, SSS13-P05, Virtual Meeting*, 12-16 .
- 高波鐵夫，2022，最近の北海道およびその周辺の地震活動 (2018-2021)，日本地震学会 2022 年度秋季大会，S22-14.
- Wessel, P and W. H. F. Smith, 1998, New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, **79** (47), pp.579.

**Abstract**

On September 6, 2018, the Iburi Tobu earthquake (M6.7), a reverse fault earthquake, occurred in the central-eastern part of the Iburi region of Hokkaido, Japan, with an intensity of 7 observed in Atsuma Town, located in the source region. Five years have already passed since that inland damaging earthquake, but there have been few reports on seismic activity in and around Hokkaido over that long period of time. By investigating the space-time distribution and earthquake mechanism of the earthquakes occurred during that period, we learned that significant earthquakes occurred not only at the southwestern tip of the Kurile Islands and off the east coast of Aomori Prefecture, where a giant tsunami earthquake is currently assumed, but also near the Kurile Islands Trench far off Nemuro, off Shiretoko Peninsula, northern Hokkaido, southern Hidaka Mountains, and near the island of Etorofu. The integrated study suggests a causal relationship between seismic activity along the trench and the deep slab, and a regional difference in earthquake mechanism between the non-DC solution off Tokachi-oki to off Nemuro and the pure DC solution off the east coast of Aomori Prefecture.



# 北広島市街地北部付近の第四紀の地質と花粉層序

岡 孝雄<sup>1)</sup>・星野フサ<sup>2)</sup>・松井 昭<sup>3)</sup>・関根達夫<sup>4)</sup>・米道 博<sup>5)</sup>

The geology and pollen stratigraphy of Quaternary formations in the northern part of Kitahirosima urban area and its eastern adjacent area, central Hokkaido

*Takao Oka<sup>1)</sup>, Fusa Hoshino<sup>2)</sup>, Akira Matsui<sup>3)</sup>, Tatsuo Sekine<sup>4)</sup>, Hiroshi Yonemichi<sup>5)</sup>*

2023年8月4日受付

2023年12月15日受理

1) 株式会社北海道技術コンサルタント, 065-0043 札幌市東区苗穂町 4-2-8

Hokkaido Gijyutsu Consultant Co. Ltd., Naebo-chyo 4-2-8, Higashi-ku, Sapporo 065-0043, Japan.

2) 北海道大学総合博物館 (植物ボランティア) 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目

Hokkaido University Museum, Sapporo, 060-0810, Japan

3) 石狩沖積低地研究会 〒062-0931 札幌市豊平区平岸 1 条 9 丁目ハイツ平岸 1-103

Society for study of Alluvial plain in the Isikari depression, Heights-Hiragishi 1-103, 1-jo 9-chome, Hiragishi, Toyohira-ku, Sapporo, 062-0931, Japan

5) 北海道道路エンジニアリング株式会社 〒003-0013 札幌市白石区中央 3 条 2 丁目 1-40

Hokkaido Doro Engineering Co. Ltd., 1-40, Sapporo, 003-0013, Japan

Corresponding author: T. Oka, oka@dogi.co.jp

**Keywords:** Nopporo Hills, Toya Ash, Pollen analysis, Kitahirosima City, Kitanaganuma Formation, Otoebetsugawa Formation

## はじめに

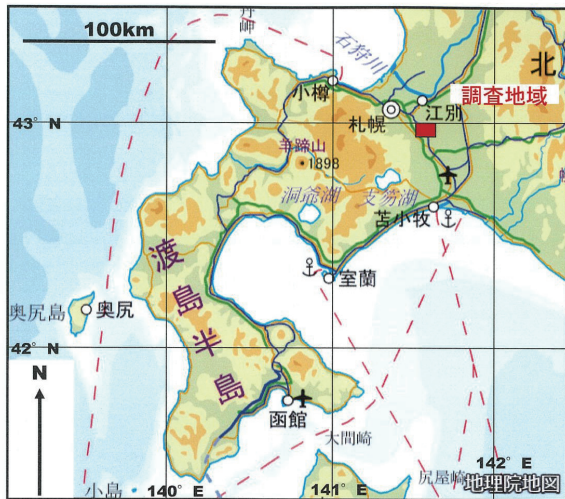
著者らの所属する石狩沖積低地研究会では、2020年10月以降、北広島市のボールパーク (エスコンフィールド北海道) 付近およびその東側低地 (長沼町西縁) で行われたボーリングの地質試料 (地盤ボーリングのコア、水井戸ボーリングのカッティングス) を研究し、北広島市の地質の検討を行ってきた。その結果を報告する。研究を進めるにあたっては、コア・カッティングス観察、露頭調査 (古い地表踏査を含む) およびボーリング記録 (N 値表示・電気検層図を含む柱状図) による地質

## 要旨

中央北海道の北広島市街北部および長沼町西端部において6つの地盤調査孔コアおよび掘削水井戸1井のカッティングスの観察を行った。これらのコアから試料を採取し、花粉分析と火山灰分析 (1試料) を実施し、野幌丘陵の南東部およびその東側隣接地域 (長沼低地の北西部) において地表から深度 150 m までの地下断面を描いた。上記の両地域の第四紀地質は上位へ向かって、下野幌層、音江別川層、厚真層、北長沼層、支笏火山噴出物、および沖積層より構成される。これらのうち、北長沼層は厚さ 15 m 土の、顕著な湿原堆積物で、厚真層には整合関係で重なっている。その地層の地質年代は、その地層の最下部に洞爺火山灰 (年代 110 ka) がはさまれることと支笏火山噴出物 (46 ka) が上位に重なるという事実から、110 ka 頃から 46 ka (MIS 5d ~ MIS 3) である。

解析、火山灰分析および花粉分析を行い、総合的に解析し考察を行った。

研究を進めるにあたり、地質試料の検討の機会を与えられた越前屋試錐工業株式会社の牧野良基社長ほか関係従業員の方々、株式会社長沼アイス・北広島市役所など地元の関係者にご便宜とご配慮をいただいた。石狩沖積低地研究会の近藤 務・若松幹男の両氏にはご指導・激励をいただいた。さらに、北海道大学総合博物館研究員春木雅寛氏には花粉分析結果について、北海道教育大学札幌校鈴木明彦教授には貝化石について、井島行夫氏 (北広島市在住) には火山灰についての鑑定をいただいた。



第1図 調査地域の位置. 国土地理院地図—電子国土 Web に加筆.

記して、これらの方々に感謝を申しあげます。

## 北広島市街地とその周辺の地形・地質概要

### 1. 地形概要

報告地域付近は野幌 (のっぼろ) 丘陵の東南部とその東側の沖積低地 (長沼低地の一部) に該当する。

丘陵部分は同丘陵中軸部の狭義の丘陵部とその東縁部の台地部に分けられる。丘陵部は標高 90 ~ 115m で、東へ向かって傾斜して台地部に移行する。台地部は北から広島第二工業団地—共栄町—北広島駅付近—新富町を結ぶ範囲であり、台地面の標高は 25 m 前後から 30 m 弱で東へゆるく傾いており、東縁は比高 15 m 弱の段丘崖を成し、その東側に沖積低地がひろがる。

東側沖積低地は、蛇行する千歳川とそれに合流する旧夕張川の氾濫原で、標高は 6 m ~ 10 m 弱である。千歳川には野幌丘陵側から裏の沢川、輪厚川、音江別川・島松川などが合流するが、周囲にファンデルタ状の地形を形成しており砂質堆積物が卓越する。

### 2. 地質概要

当該地域の地質については、今までに数多くの調査研究が行われてきた。ここではそれらの内容を吟味して地質概要としてまとめ、問題点も指摘する。野幌丘陵南部は、丘陵中軸部を南北方向に野幌背斜の軸が走っており、背斜軸部には前期更新世の地層 (裏の沢層) が分布し、東へ向かって順次上位の中期更新世の地層群 (下野幌層・音江別川層) が分布する。一方、東側の沖積低地 (長沼低地) では、上位より沖積層とその下位の後期更新世の地層群 (上位より支笏火山噴出物、北長沼層、厚真 (あつま) 層) が分布し、さらに下位には中期更新世の地層群が存在する。以上をまとめると、報告地域の地質は前

～中期更新世地層群および後期更新世～完新世地層群に大きく二分できる。

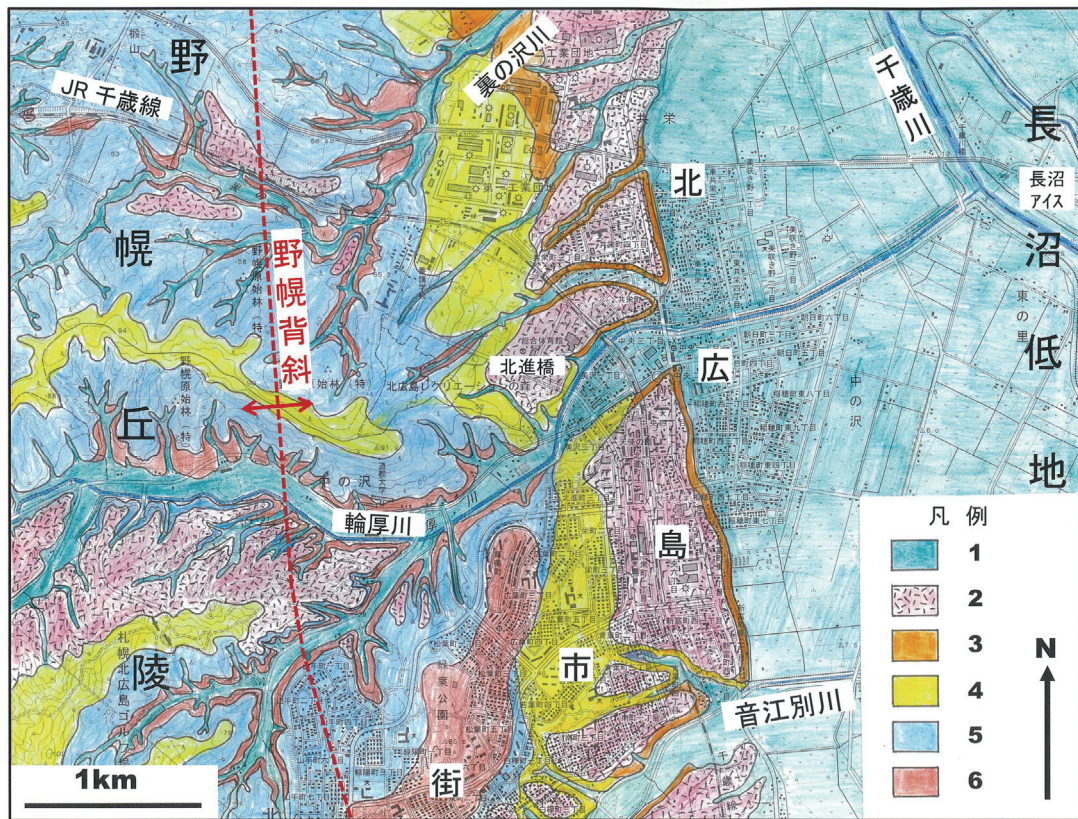
### (1) 前～中期更新世地層群

#### i) 裏の沢層

北川ほか (1976) および北川ほか (1979) は、北広島市北東部の裏の沢川中～上流域に分布する地層中に不整合を見だし、下位の軟質の凝灰質細粒砂岩シルト岩互層に裏の沢層と命名した。奥水ほか (1988) は野幌丘陵北部の裏の沢層上部の軽石層 (瑞穂池浮石質砂礫層) の軽石中のジルコンの FT 年代を測定し、 $1.46 \pm 0.23$  Ma (前期更新世) の年代を報告している。圓谷ほか (2016)、加瀬ほか (2018) および圓谷ほか (2018) は裏の沢川中流北側の土取場において、北川ほかの斜交不整合関係の 2 層について、堆積相および貝・有孔虫・石灰質ナノ化石などについて調査・研究を行い、下位の裏の沢層 (層厚 35 m+) については、斜交葉理 (トラフ型またはプラナー型) が発達し、軽石を大量に含む中～極粗粒砂および細礫で構成され、貝化石を含み、全体としてサンドリッジ (潮汐砂堆) 堆積物とした。なお、高橋ほか (1980) および岡 (1977) では新第三紀層として取り扱われていた。

#### ii) 下野幌層

北川ほか (1976) により、野幌丘陵中部の丘陵西縁から西側台地 (札幌市厚別区、同 清田区および北広島市の境界部) の野津幌川中～上流域および小野津幌川上流域に分布する泥主体の地層について命名された地層である。松下 (1971) の下野幌縞状粘土層、岡 (1977) および高橋ほか (1980) の野幌層下部に相当する。外崎ほか (1981) および木村ほか (1983) は音江別川流域にも本層 (全層厚が約 60 m) の分布を認め、後者は 13 層準の古地磁気測定により一つの間帯磁をのぞき正帯磁主体となることからブリュンヌ正帯磁期とみなしている。そして、本層の年代をブリュンヌ正帯磁期の初頭とし、前期更新世末ないしは中期更新世初頭とみなした。しかし、後述するように、石狩低地帯の他の地域との地層対比から、より新しくなる可能性が考えられる。地層全体の中での産出層準は明瞭に示されないが、巻貝 15 種・二枚貝 26 種と寒流系の貝化石群が報告されている。それは西南北海道瀬棚層の貝化石群に類似し、*Limopsis tokaiensis*、*Chlamys daishkaensis* などの絶滅種を含むとされる (外崎ほか, 1981)。なお、前述の i) に関連して、圓谷ほか (2016) などは上位の下野幌層 (8 m+) については海進ラグ堆積物に始まる沖合堆積物 (シルト層) とし、裏の沢層と下野幌層の関係は整合的とし、含まれる軽石礫の FT および U-Pb 年代の検



第2図 北広島市街付近の地質概略図。1：沖積層および現河川氾濫原堆積物，2：支笏火山噴出物（広島砂礫層を含む），3：北長沼層，4：音江別川層，5：下野幌層，6：裏の沢層

討および含まれる貝化石絶滅種の存在，石灰質ナンノ化石の検討から，少なくともこの「下野幌層」最下部と裏の沢層部分は前期更新世とみなしている。

iii) 音江別川層

外崎ほか (1981)，赤松ほか (1981) および木村ほか (1983) により，野幌丘陵南東部の音江別川中流域を模式地として命名された地層（層厚 24 m）で，下位の下野幌層に不整合関係で谷埋め状に重なる。基底には厚さ 2 m± の安山岩礫を含む礫層がともなわれ，下半部がシルト～細粒砂で含貝化石（暖流系の種が 25 % 弱を占める），上半部は礫・砂互層または泥炭をはさむシルトとされる。花粉分析結果では上半部では針葉樹の *Picea・Abies* が豊富で寒冷傾向が示されている。裏の沢層と下野幌層が 10° 内外で傾斜しているのに対し，音江別川層はほとんど傾斜していないとされるが（外崎ほか，1981），後述するように，東側の低地の地下へ追跡が可能で，実際には 23/1,000 程度の傾斜が存在する。

(2) 後期更新世～完新世地層群

i) 厚真層

本層は，馬追団体研究会 (1983) が石狩低地帯南東部の厚真川下流域を中心に分布する後～中期更新世の 2 つの海進期堆積物のうち新期のもの（最終間氷期堆積物）について命名したものである。厚真町美里（みさと）

の厚真川東川台地の露頭を模式地としているが，層厚は 3 m+ と極めて薄く，その実態は明確ではない。岡ほか (2014, 2015, 2016) は，厚真川下流域において，地盤ボーリングコア解析・柱状図の対比から海水準下 65 m までの地下地質を明らかにし，沖積層下にその実態をとらえた。それによれば，層厚 15 m 程度の海成泥質相（海棲種の珪藻化石に富む）を主体とし，上位の砂礫相（河川成）主体の本郷層へ漸移する。岡 (2007) は石狩低地帯中～南部の中軸を占める長沼低地の全体について，水井戸ボーリング・地盤ボーリングデータにより断面解析を行い，本郷層（最終氷期前半）の下位に厚真層の存在を認め，北広島市街付近まで追跡している。

ii) 北長沼層

馬追丘陵北部の長沼市街東方の砂利採取場を模式地として，赤松・鈴木 (1992) により命名された地層である。その後，能條ほか (2008) は同砂利採取場を詳しく調査し，火山灰分析（火山灰層砂粒分析・火山ガラス主要組成分析）および花粉分析を行った。それらによれば，層厚が 10～15 m で，主に泥炭～泥炭質粘土と泥（粘土～シルト）の互層で，多くの火山灰層（降下火山灰層とその再堆積物）を挟むが，中～下部については 9 試料（上位から sp-1 から 9）が分析され，そのうち sp-1 および 2 が Mpfa-1 の再堆積物，sp-3 が Mpfa-3，sp-4 が

Aso-4, sp-6 が Toya (Aafa-2), sp-7 が Kc-Hb (Aafa-3), sp-9 が Aafa-4 に対比されている。ただし, sp-5 および 8 は従来報告のない降下火山灰 (na1, na2) である。花粉分析結果からは, 比較的温暖→涼涼・湿潤→寒冷 (寒冷の極相期を含む) →寒冷のゆるみの気候変化が明らかにされた。下位の山根川層 (層厚約 6 m), 上位の茂世丑層 (約 2 m; Spfa1 の火山灰を含む) とは共に不整合関係であり, 含まれる降下火山灰層 (Kc-Hb・Toya・Aso-4) の年代などから最終氷期前半と見なされる。

野幌丘陵南東部の本層は, 外崎ほか (1981) および木村ほか (1983) により小野幌層 (層厚 15 m; 粘土・砂層および安山岩礫層) と呼ばれた (地質図上では丘陵面を広くおおむね描かれている)。しかし, これらの報告では小野幌層についての詳しい説明はない。このように分布する地層は, 支笏火山噴出物以降の風成層である火山灰質ローム層しかない。本報告では野幌丘陵東縁の台地部分 (東側低地からの比高 15 m 弱) を構成する段丘堆積物の一部とみなしている。成田ほか (1983) では“野幌粘土”を産出する地層 (厚さ 5 m 以下) として, 小野幌層として扱われているが, C<sup>14</sup> 年代測定で下位の支笏火山噴出物と類似の測定値が示されていることや, 分布については外崎ほか (1981) などと同様な問題があり, 著者らとしては, 小野幌層との関係は今後さらに究明したいと考えている。石狩低地帯南東部では, 本層相当層は本郷層と呼ばれ (馬追団体研究会, 1983), 近藤ほか (1988) の SZ V + VI に対比が可能である。岡 (2007) は長沼低地の全体について, 水戸ボーリング・地盤ボーリングデータにより断面解析を行い, 本郷層 (最終氷期前半) の存在を認め, 北広島市街付近まで追跡している。

### iii) 支笏火山噴出物

支笏火山噴出物についての最新の整理は中川ほか (2018) および産総研地質調査総合センターの大規模噴火データベース (産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2023.3 更新) により行われている。それらによれば, 支笏カルデラ形成については, フェーズ 1 (ユニット A), 同 2 (同 B), 同 3 (同 C), 同 4 (同 D・E) および同 5 (同 F) に区分されている。そして, 遠隔地の噴出物についてはフェーズ 2 (ユニット B) のプリニー式噴火による噴出物が降下軽石層 Spfa-1 で, フェーズ 3 (ユニット C) および同 4 (同 D・E) がカルデラ形成の大規模火砕流によるもの (Spfl と一括されてきた) とされている。本報告での支笏火山噴出物はそのような降下軽石堆積物 Spfa-1 と火砕流堆積物 Spfl から構成さ

れる。噴出年代は中川ほか (2018) に従い, 46ka とみなす。

### iv) 沖積層

日本地質学会地質基準委員会 (2001) によれば, 2 万年前頃の最終氷期の最寒冷期 (最大海面低下) から温暖で海水準の高い現在までの海水準上昇期に堆積した堆積物のことであり, 報告地域では東側低地 (長沼低地の一部) および野幌丘陵内の河川にそって分布する。本地域は石狩川支流の千歳川水系に該当するため, 形成された谷地形の底面の高さが石狩川河口域のそれより高いため, 海面上昇による埋積の開始が遅く, 本地域の沖積層は厳密には沖積層上部層である。層厚は最大 20 m。

### v) その他

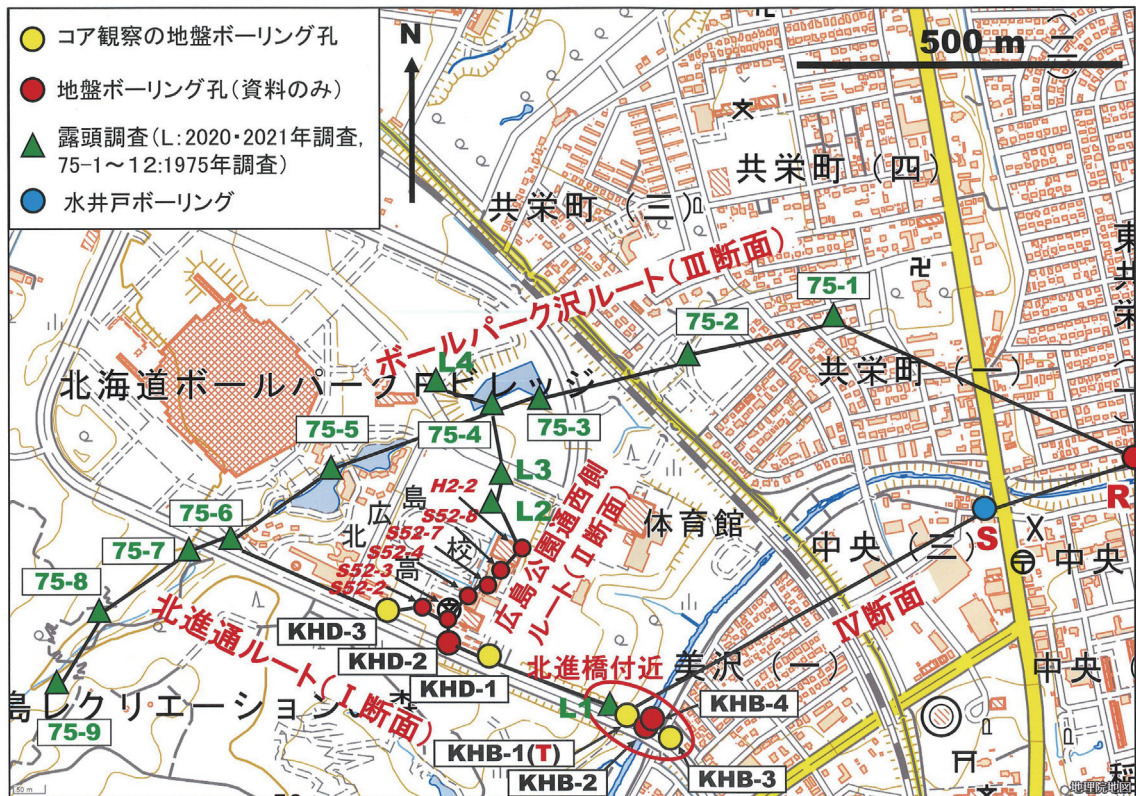
支笏火山噴出物の下位および上位に火山灰質ローム層が, さらに支笏火山噴出物の再堆積相として, 広島砂礫層が存在する。

## 地表面踏査およびボーリングコアの試・資料による地質解析

報告地域の全体に関わる地層毎の説明は前述の地質概要で行った。ここでは地表面踏査およびボーリングコアの地質解析結果について, 調査箇所 (北進橋付近, 長沼アイス) および解析ルート (進通ルート, 広島公園通西側ルートおよびボールパーク沢-輪厚川ルート) 毎に, 柱状対比図や断面図 (柱状対比・断面図) にもとづき述べる。最初に記載的な説明を行い, 次に構成地質のまとめを行う。これらの調査箇所及び解析ルートは第 3 図などに示すように相互に部分的に重複しており, 関連付けてとらえる必要がある。なお, 露頭条件の限界とボーリング資料の深度不足から, 地質の累重関係の確認が不十分な場合 (例えば丘陵地域における音江別川層と下野幌層との関係) もある。

### 1. 北進橋付近の露頭調査と地盤ボーリングコア解析

北進橋 (輪厚川) 付近では橋幅の拡張工事に伴う 4 孔の地盤ボーリング (南東へ向かって KHB-1・2・3 孔, KHB-2 孔の北東側に KHB-4 孔) が実施され (第 3 図, 第 5 図 a), そのうち KHB-1 および KHB-3 孔についてコア観察および後述のように花粉分析を行った (第 4 図)。さらに KHB-1 孔の孔口レベルより上位については北西側に崖露頭および道路切土部 (L1) があり観察が可能となっている。嵯峨山ほか (2016) により検討された NH 孔 (北進町 3 丁目調査孔) が類似の層序を示すことから, それとの対比結果も示す。なお, ①~⑤などの区分は第 4 図に表示した。



第3図 ボールパーク付近の地形図とボーリング孔および露頭の位置。国土地理院地図-電子国土 Web-に加筆。

(1) 道路切土および河崖露頭 (L1)

道路切土トップを基準 (0 m) として下方へ向かって記載する (第4図 L1; 第5図 b~e)。

- ① 0 ~ 3 m : 含軽石火山灰
- ② 3 ~ 4.7 m : 含礫砂質泥
- ③ 4.7 ~ 8 m : 細~中粒砂 (葉理顕著、部分的に礫まじり)
- ④ 8 ~ 11.5 m : 砂礫 (葉理顕著、礫は円~垂円の細~中礫サイズでまれに大礫を含む)
- ⑤ 見かけ上①と③の中間に斜面をおおう表土 (砂質腐植土) が認められる。

(2) KHB-1 孔

位置 : 北緯 42°59'7.66", 東経 141°33'26.0", 孔口標高 : 17.217 m, 掘進長 : 20.35 m,

- ① 深度 0 ~ 0.1 m : 表土 (砂質腐植土)
- ② 0.1 ~ 2.9 m : 火山ガラス質極細~細粒砂 (N 値 2 以下, 下部はやや泥質)
- ③ 2.9 ~ 4.35 m : 含安山岩垂角~円礫の中~粗粒砂 (N 値 25 ~ 40 程度, 部分的に砂質泥状)
- ④ 4.35 ~ 5.3 m : 粘土~シルト (N 値 30 程度)
- ⑤ 5.3 ~ 6.6 m : 円~垂円細~中礫まじり粗粒砂 (N 値 25 ~ 35 程度)
- ⑥ 6.6 ~ 7.3 m : 砂質泥および極細~細粒砂 (最上部の砂質泥中にサンドパイプ帯)
- ⑦ 7.3 ~ 14.5 m : 粘土~粘土質シルト (N 値 20 前後~

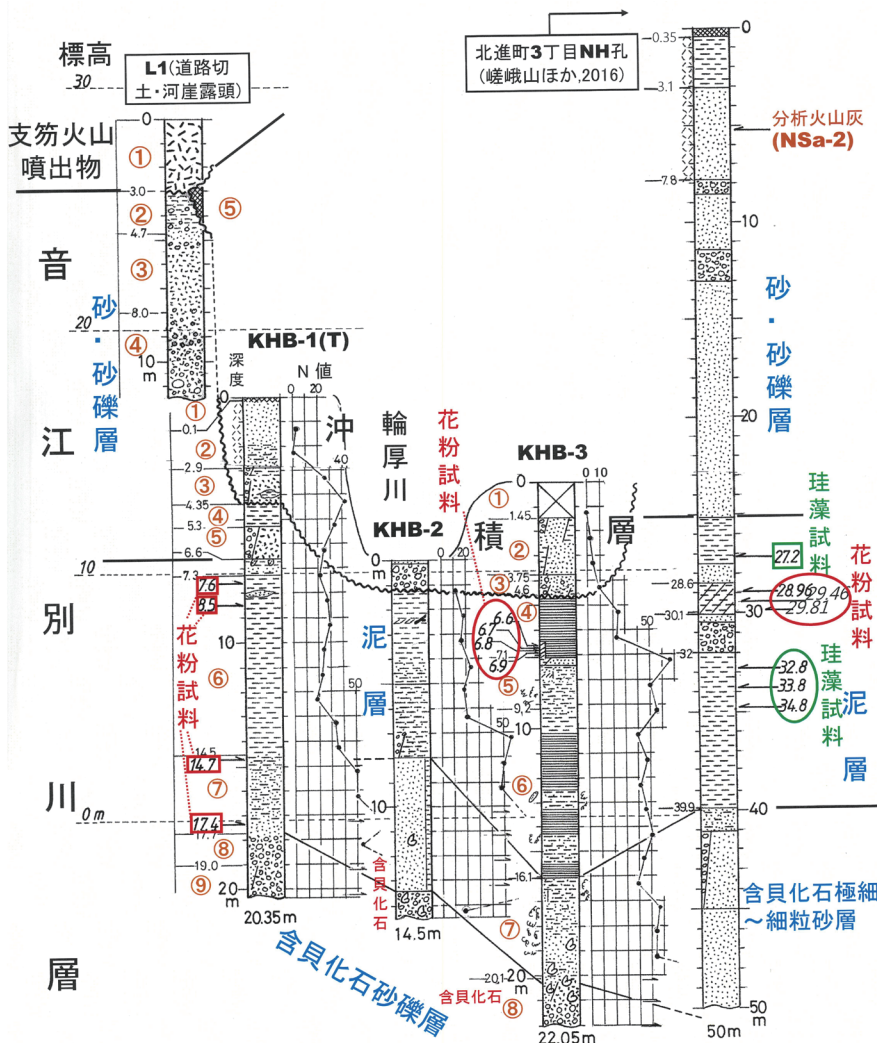
30 前後, かなり均質)

- ⑧ 14.5 ~ 17.7 m : シルト~シルト質極細粒砂 (N 値 50 ~ 50 あまり)
- ⑨ 17.7 ~ 19 m : 極細~中粒砂 (下半部は礫まじり)
- ⑩ 19 ~ 20.35 m : 砂礫 (N 値は 75 以上, 礫は円~垂円の細~中礫サイズで礫種は安山岩・新第三系軟質泥岩・先新第三系硬質泥岩など)

(3) KHB-3 孔

位置 : 北緯 42°59'6.8", 東経 141°33'28.4", 孔口標高 : 13.572 m, 掘進長 22.05 m,

- ① 深度 0 ~ 1.45 m : 盛土 (礫まじり砂質泥)
- ② 1.45 ~ 3.75 m : 泥まじり極細~細粒砂 (N 値 2 ~ 4, 部分的に礫まじり)
- ③ 3.75 ~ 4.6 m : 極細~中粒砂 (N 値 10 程度)
- ④ 4.6 ~ 7.1 m : 薄板状粘土質シルト~シルト質極細粒砂 (N 値 25 程度, 部分的に細~中粒砂はさむ, 最下部は暗灰色粘土質シルト)
- ⑤ 7.1 ~ 9.2 m : 砂質シルト~シルト質極細粒砂 (N 値 50 ~ 55 前後, 7.1 ~ 7.4 m 付近中粒砂, 7.4 ~ 7.9 m 間平行葉理顕著, 7.9 m 付近に泥炭質薄層多くはさむ, 8.5 ~ 9 m 付近生物攪乱)
- ⑥ 9.2 ~ 16.1 m : 薄板状粘土~シルト質粘土 (N 値 40 ~ 50, 所々砂質シルトで生物攪乱)
- ⑦ 16.1 ~ 20.1 m : 砂質シルト~極細粒砂 (N 値 55 程度,



第4図 北進橋付近の音江別川層に關連する地盤ボーリング孔および露頭の柱状図対比図。比較検討のために嵯峨山ほか(2016)の北進3丁目井NH孔の柱状図も示す。番号①～⑧はコア鑑定の調査孔の地層区分で、本文中で説明に対応。凡例は第7図に従う。

イズの軽石集積で支笏降下軽石 Spfa-1 である。

以上に述べた地層以外の主要部分は更新統の地層と見なされる。第4図のように地層の細分および対比が可能である。すなわち、層厚は50m+で、下位より含貝化石砂礫層、含貝化石極細～細粒砂層、泥層および砂・砂礫層であり、この層序全体について、嵯峨山ほか(2016)のNH孔の音江別川層に対比が可能である。

含貝化石砂礫層はKHB-4孔(KHB-2孔北東側に隣接)で5m+の層厚が確認でき、先第三系堆積岩類、新第三系火山岩・

部分的に生物攪乱、18.8・19.7m付近で含貝化石を確認) ⑧ 20.1～22.05m: 極細～粗粒砂(N値50回打撃で5～12cm貫入、下半部に垂円～円の細～中礫含む、全体に貝殻片を含む)

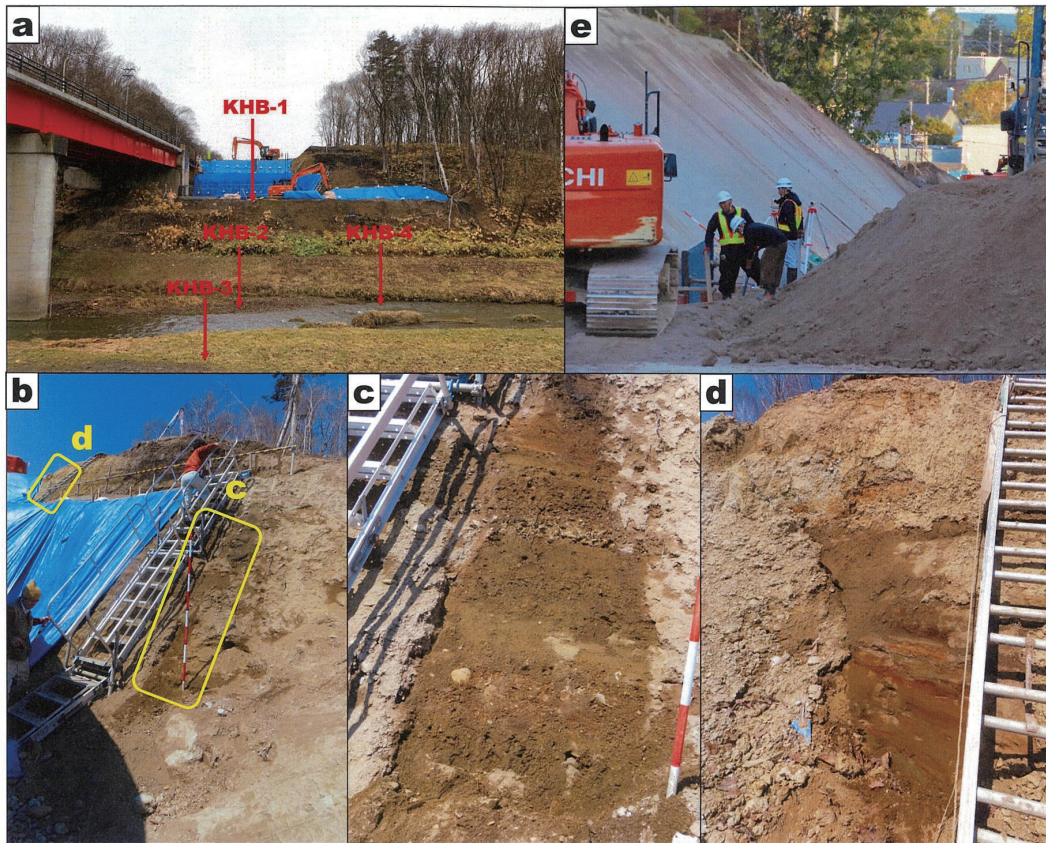
(4) 層序のまとめ(北進町3丁目NH孔を含む)

KHB-1孔の深度4.35m以浅、同2孔の1.2m以浅、同3孔の4.6m以浅の部分が沖積層(河川氾濫原堆積物)である。地形条件も含めて考慮すると、KHB-2孔の該当部は河道堆積物で、同1,3孔については、現河床から比高数mで段丘化しており、最低位段丘堆積物と見なされる。なお、NH孔の深度0～0.35mの有機質シルトは現世のいわゆる表土(土壌)で、同様に、北進橋西端露頭(工所用切土)の腐植土層は斜面をおおう表土(腐植土)である。

NH孔の0.35～3.1mの火山灰質粘土は同様な地形・地質状況(丘陵緩斜面)にあるボールパーク付近の状況を参考にすると、ローム層と思われる。北進橋西端露頭の含軽石火山灰は、アッシュフロー様で明らかに支笏火砕流堆積物 Spfl、その下部30cmは粗粒～細礫サ

泥岩などの垂円～円礫を含む細～中粒砂で、貝殻片を含むのが特徴である(第6図)。含貝化石極細～細粒砂層は層厚が2.7～10m+で、部分的に泥質または泥まじりであり、ところにより貝化石を含み、生物攪乱をこうむる。泥層はNH孔の深度25.2～39.9m間に確認でき、KHB-3孔では薄板状層理の顕著な粘土～砂質シルトで、部分的に砂質となり、生物攪乱を受け、サンドパイプ(巣穴)が含まれることがある。N値は20～50前後で固結が進んでいる。その上部では厚さ1.5m程の有機物まじりまたは有機質泥層との細互層部が認められ、砂礫を含むこともある。砂・砂礫層はNH孔の深度3.1～25.15m(厚さ22m+)に確認できる。この孔では堆積相の詳細は不明であるが、最上部の3.1～7.8mは火山灰質砂で、その粗粒火山灰(NsSa-2)中の火山ガラスについて、屈折率測定が行われている(嵯峨山ほか,2016)。北進橋西端露頭では斜交葉理が顕著な砂・砂礫である。

2. 北進ルート(北広島高校南東縁～北進橋間)の地



第5図 北進橋北西端の河崖露頭L1(切土)。a:北進橋調査ボーリング箇所(北西へ向かって撮影), b:露頭全容, c:露頭下部(砂礫部), d:露頭上部(上へ葉理ある細～中粒砂, 含礫砂質泥), e:橋西側の切土露頭(支笏火山噴出物Spfl)。bの下端はテラス状を成し, KHB-1孔の孔口レベルに該当。



第6図 北進橋KHB-4孔コア(柱状図示さず)の深度13.5 m付近の砂礫と含貝化石。貝化石は北海道教育大学鈴木明彦教授によれば浅海に棲む寒流系のマルフミガイ類(*Cyclocardia sp.*)

### 盤ボーリングコア解析

本ルートは、台地上を西北西-東南東方向に通過し、西端でボールパーク沢、東端で輪厚川に至る。北広島高校南東縁の地盤ボーリング孔KHD-1～3、同高校関連の地盤ボーリング孔(S52-2, 3孔)および露頭(L1)があり(第3図)、これらの柱状図を結んで、断面図を作成した(第7図; I断面)。KHD-1およびKHD-3孔についてコア観察を行い、後述のようにKHD-1孔につ

いて花粉分析を行った。これら2孔の記載を行い、その後ルート全体の層序をまとめる。なお、①～⑥などの区分は第7図に表示した。

#### (1) KHD-1 孔

位置：北緯 42°59'10.5"，東経 141°33'16.4"，孔口標高：37.688 m，掘進長 19.34 m。

- ① 0～0.55 m：盛土(捨てコンクリートを含む腐植土)
- ② 0.55～2.6 m：火山灰質細～粗粒砂(N値15, 火山ガラス・軽石・黒色砂混在でゴマ塩状)
- ③ 2.6～12.3 m：淡灰色極細～細粒火山灰(N値20前後～40前後, 最上部が部分的にサーモンピンク色; Spfl)
- ④ 12.3～13.4 m：軽石まじり極細～中粒火山灰(軽石径1～5 mm程度; Spfa-1)
- ⑤ 13.4～15.85 m：砂質シルト～シルト質極細粒砂(N値50前後, 14.4 m付近に泥炭薄層はさみ・上下位に有機物含む)
- ⑥ 15.85～19.34 m：砂・砂礫主体(N値50+, 17.65～18 m泥炭を不規則に含む)

#### (2) KHD-3 孔

位置：北緯 42°59'13.1"，東経 141°33'9.4"，孔口標高：41.948 m，掘進長 16.33 m。

- ① 0～0.7 m：盛土

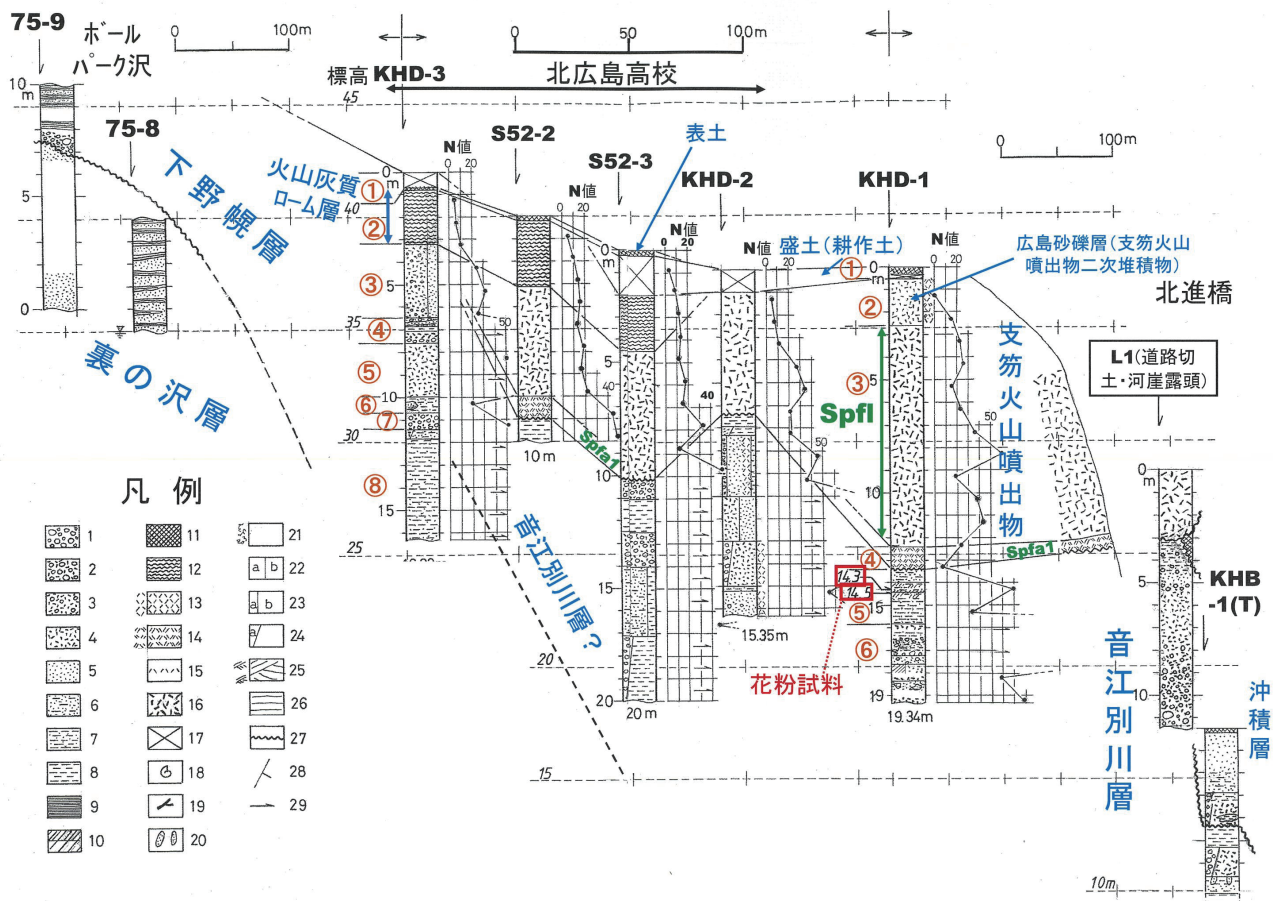
- ② 0.7～3.2 m:火山灰質シルト～極細粒砂(N値5～6, 暗褐色～肌色で火山灰質ローム, 0.7～0.8m は旧表土で? 礫まじり)
- ③ 3.2～6.46 m:中～極粗粒砂(N値10～30, 火山ガラス1/2, わずかに礫まじり)
- ④ 6.46～7.6 m:中～極粗粒砂と砂礫の互層(N値50+)
- ⑤ 7.6～10 m:粗～極粗粒砂(N値50～50+, 砂は非火山灰主体)
- ⑥ 10～10.7 m:砂質シルト(N値19)
- ⑦ 10.7～11.44 m:砂礫(N値50あまり, 礫は径0.5～1 cm 前後・円～亜円, 礫種は先新第三系岩主体)
- ⑧ 11.44～16.33 m:シルト～シルト質極細粒砂(N値50+, 所々極細～細粒砂はさむ)

(3) 層序のまとめ

上位より表土, 火山灰質ローム層, 支笏火山噴出物, 中～前期更新世堆積物であり, 輪厚川沿いでは沖積層が

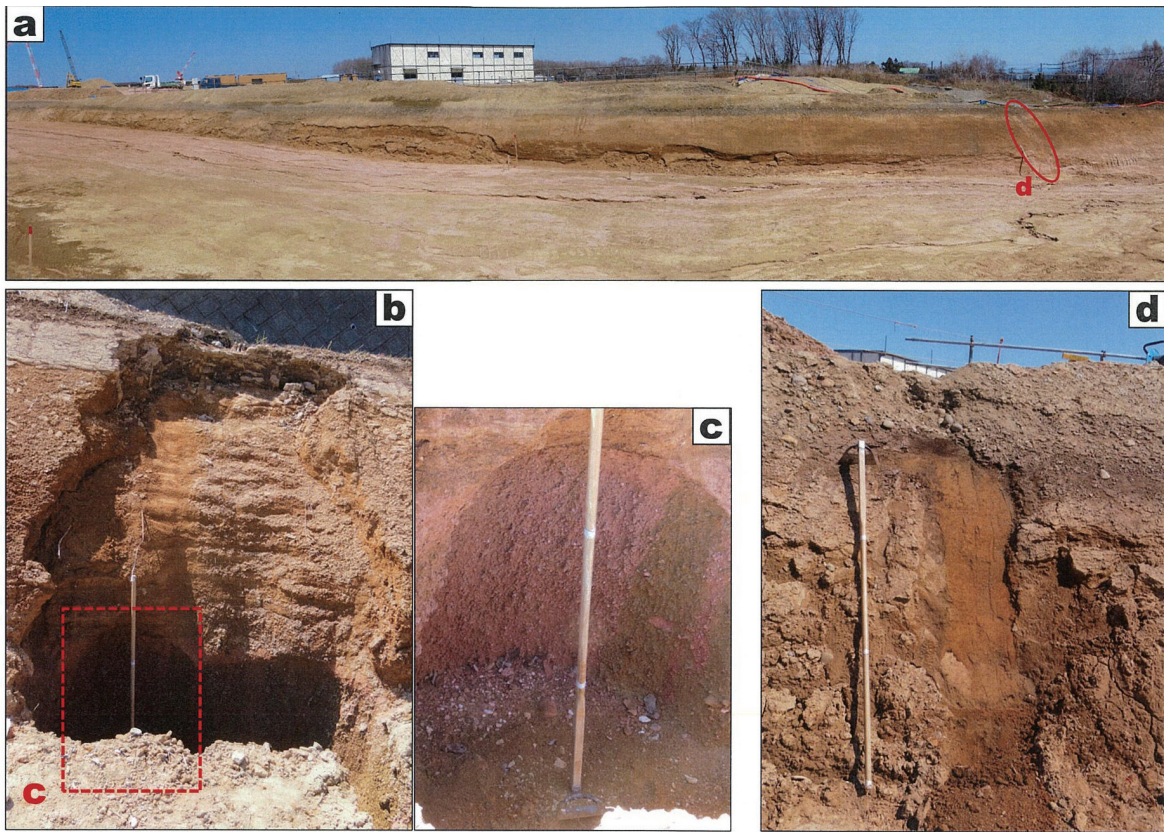
存在する。

火山灰質ローム層は厚さ2～3 mで丘陵全体を広く覆うと推察されるが, 地質概略図(第2図)では表示を省略している。支笏火山噴出物はルート南東端の輪厚川寄りの部分で最大12 mの厚さが確認できるが, 北西へ向かって丘陵斜面を上がると5 m前後となり, KHD-3孔では消失する。アッシュフロー状の火砕流(Spfl)が主体であるが, 最下部に厚さ最大1 mの降下軽石層(Spfa1)が確認できる。上部2 m程度が火山灰質細～粗粒砂(火山ガラス・軽石・黒色砂混在でゴマ塩状)となることもあるが(KHD-1孔), これは火砕流堆積物(Spfl)の二次堆積物で広島砂礫層(長尾ほか, 1959)とみなされる。音江別川層は断面右端の北進橋付近で層厚50 m+で, 下位より含貝化石砂礫層, 含貝化石極細～細粒砂層, 泥層および砂・砂礫層に区分できる。その北西側のKHD-1～KHD-3間(5孔)には明確な鍵層



第7図 北進ルートでの地盤ボーリング調査孔の柱状対比・断面図 (I断面)。①～⑧はコア鑑定調査孔の地層区分で本文に対応。1: 礫相, 2: 砂礫, 3: 礫まじり粗～極粗粒砂, 4: 粗～極粗粒砂, 5: 極細～中粒砂, 6: 泥質極細～細粒砂, 7: 砂質泥(粘土～シルト), 8: 泥(粘土～シルト), 9: 薄板状泥(泥・極細粒砂互層), 10: 泥炭および泥炭質(有機質), 11: 腐植土または腐植土質泥炭, 12: ローム, 13: 細粒火山灰および火山灰質, 14: 軽石質火山灰および軽石質, 15: 火山灰薄層, 16: 火砕流, 17: 盛土または耕作土, 18: 貝化石, 19: 材化石, 20: サンドパイプ, 21: 生物かく乱, 22: a・b互層, 23: b優勢a・b互層, 24: aまじり, 25: 斜交葉理, 26: 平行葉理(層理), 27: 明瞭な不整合, 28: 地層の走向・傾斜, 29: N値50以上。

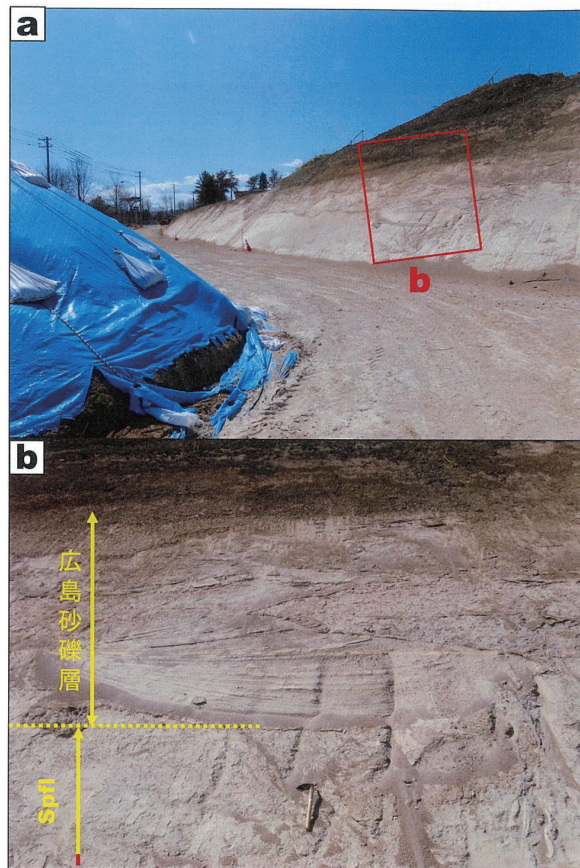




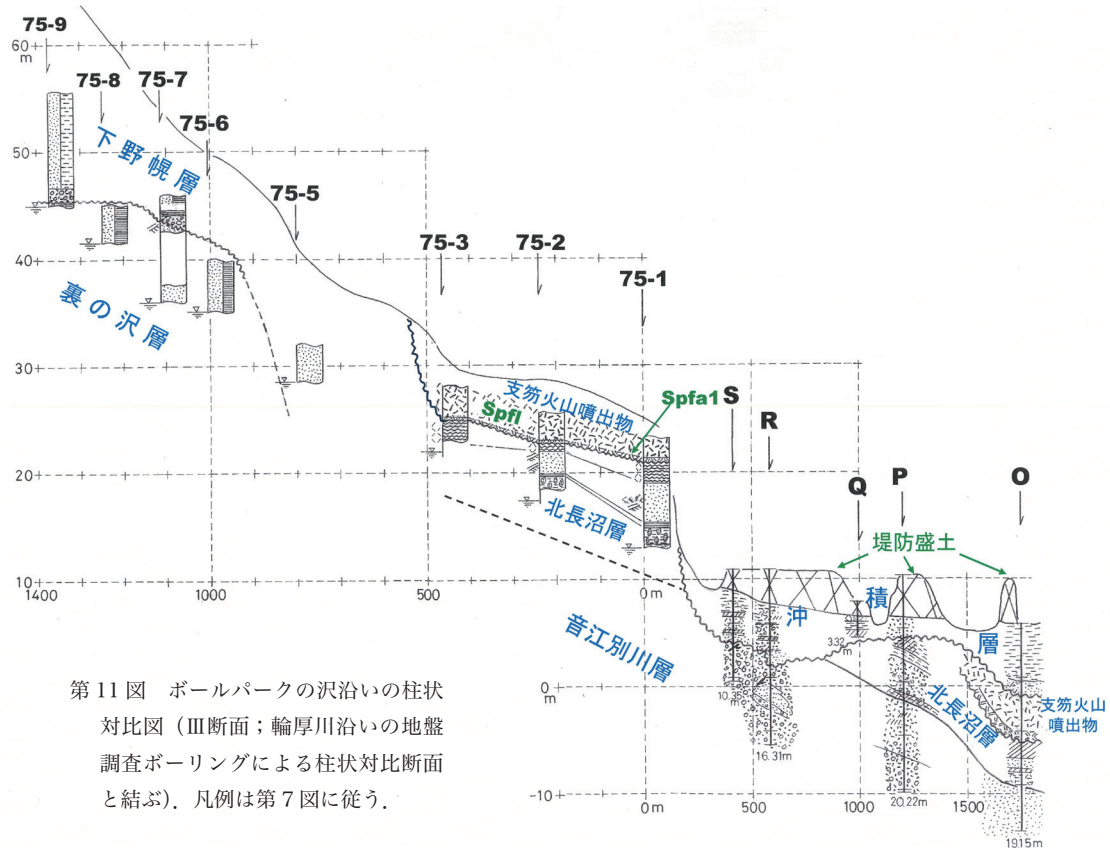
第9図 ボールパーク中央通り東側入口付近の露頭調査写真集. a: 建設中の通りと北東側切土,  
b・c: 南西側切土の調査地点 (第3・7図L2), d: 写真aのd地点 (第3・7図L3).

流部では、台地斜面上端から下位へ15～20 mの部分の地層が観察でき、厚さ1 m前後の砂礫層を境にして、それを含み上位の地層（厚さ9 m+；砂泥細互層主体）が下野幌層、下位の地層（薄板状泥・極細粒砂互層、ときに斜交葉理の極細砂）が裏の沢層である。75-6地点では境界部の砂礫層はチャンネル状に下位層を削り込んでいる。75-9地点では東南東方向へ12°の傾斜が確認できた。ボールパーク沢下流（台地；75-1～3地点）では支笏火山噴出物の下位に段丘構成層（厚さ約4 m+）として上から火山灰質ローム層（厚さ0.7～2 m；淡黄褐色～褐色砂質泥）、斜交葉理細～中粒砂（3 m前後）、生物攪乱砂質泥（2 m+）の層序が確認できる。75-1地点近傍の別露頭ではローム層の基底に腐植土薄層を伴うことがある。この段丘構成層を北長沼層に相当するとみなした。

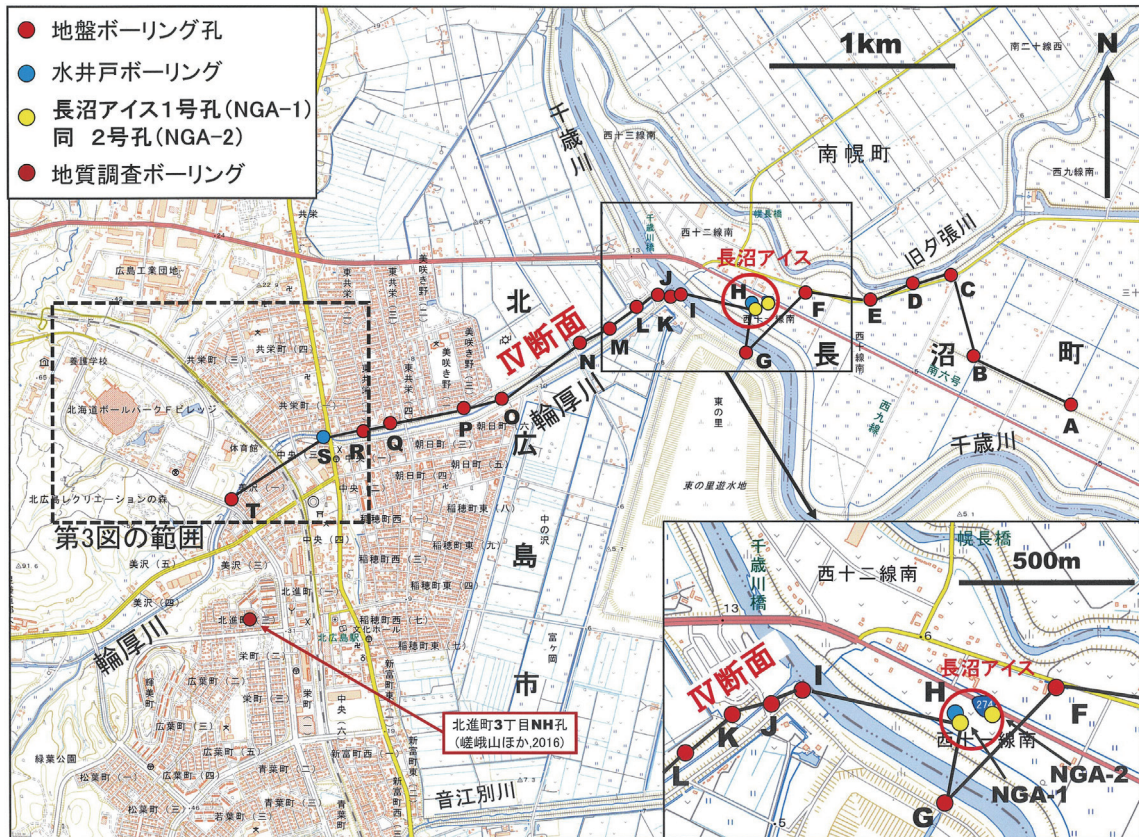
西側丘陵～台地との比較検討のために、低地側のIV断面の一部（S～Oの柱状図；第12図）との対比を行った。その結果は、低地側の沖積層下に出現する地層群のうち、支笏火山噴出物は明らかに西側台地（75-1～3地点）に追跡が可能である。低地側の北長沼層は台地構成層に連続すると見なした。音江別川層は西側丘陵の75-3～75-5間に分布すると思われるが確認はできてい



第10図 ボールパークアムピシャス通り（北広島市総合体育館北西側）の切土露頭写真. a: 露頭全景, b: 写真aのb地点の部分拡大写真（支笏火山噴出物 Spfl の上位に広島砂礫層が重なる）.



第11図 ボールパークの沢沿いの柱状対比図(Ⅲ断面；輪厚川沿いの地盤調査ボーリングによる柱状対比断面と結ぶ)。凡例は第7図に従う。



第12図 長沼町西縁部から北広島市街にかけての地形図と地盤調査ボーリング孔・水井戸の位置。国土地理院地図－電子国土Web－に加筆。右下に長沼アイス付近の拡大図を示す。

ない。なお、厚真層については存在自体が認められない。

#### 4. 長沼町西縁におけるボーリング試・資料の解析

長沼町西縁（三十区西十一線南の長沼アイス；第12図拡大図において行われたボーリング（地盤調査ボーリング2孔および水井戸）のコアおよび水井戸のコアおよびカッティングス試料と関連資料（柱状図・電気検層図）を収集し、観察・解析を行った（第13図）。これらの結果を、各孔井地質として説明し、最後に長沼アイス箇所における地表～深度151 m間の層序をまとめる。なお、①～⑩などの区分は第13図に表示した。

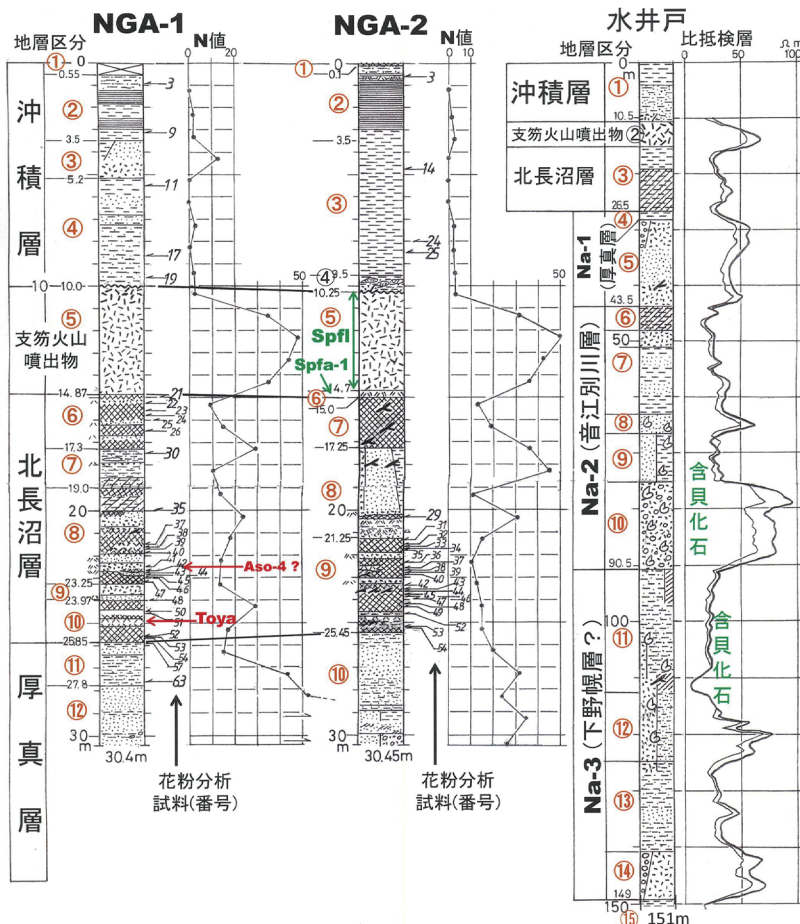
##### (1) 地盤調査長沼アイス1号孔 (NGA-1)

位置：北緯 42°59'43.005"，東経 141°35'29.451"，孔口標高：6.018 m，掘進長：30.4 m。

- ① 深度 0.0 ～ 0.55 m：農耕攪乱土または盛土（砂まじり泥，上部 10 cm は草根を含む土壌）
- ② 0.55 ～ 3.5 m：シルト～粘土（N 値 0 ～ 3，過半は薄板状層理明瞭）
- ③ 3.5 ～ 5.2 m：極細～粗粒砂（N 値 13，上半部は泥まじり極細～中粒，下半部は細～粗粒）
- ④ 5.2 ～ 10.0 m：砂質シルト～粘土（N 値 0 ～ 2 前後，上部は粘土，中～下部は砂質シルト～シルト質極細粒砂，

6 ～ 7.2 m 間に細～中粒砂はさむ）

- ⑤ 10.0 ～ 14.87 m：中～粗粒ガラス質火山灰・軽石（N 値 35 ～ 50 弱，最上部で岩片を含み N 値が 3 以下）
- ⑥ 14.87 ～ 17.3 m：黒褐色腐植質泥炭（N 値 10 ～ 15，材化石を処々に含む，15.45 m 付近・16.2 m 付近・16.7 m 付近に降下火山灰の可能性のある火山ガラス質砂がはさまれる）
- ⑦ 17.3 ～ 19.0 m：砂質泥（N 値 10，18.57 m 以下黒灰色腐植質）
- ⑧ 19.0 ～ 23.25 m：黒褐色腐植土質泥炭（N 値 13 ～ 24）。19.5 ～ 20 m 付近は有機質砂質泥，20.15 ～ 20.7 m 付近は細～粗粒火山灰でスコリア・火山ガラス半々，21 m と 21.5 ～ 21.7 m 付近に細～中粒火山灰をはさむ。22.95 ～ 22.6 m は火山灰質中～極粗粒砂（N 値 14，火山ガラス・軽石主体で異質岩の砂粒含，22.55 m 付近には第14図に示すようにキラキラ光る火山ガラスを特徴的に含む火山灰をはさむ。22.6 ～ 23.25 m では木片多く含む。
- ⑨ 23.25 ～ 23.97 m：火山灰（N 値 13，上部は中～粗粒で軽石様のスコリア質，中～下部は極細～中粒でガラス質）
- ⑩ 23.97 ～ 25.85 m：黒褐色腐植土質泥炭（N 値 20 弱



第13図 長沼アイス（長沼町西縁部）の地盤調査孔および水井戸のボーリング柱状図集。①～⑩はコア鑑定調査孔の地層区分で本文に対応。

～30, 24.4 m 付近と 24.65～25.3 m にシルト～細粒サイズの白褐色火山灰はさむ。後者を第 14 図に示すが、その一部を火山灰分析試料とした。

⑪ 25.85～27.8 m：砂質泥（N 値 15～50 弱）

⑫ 27.8 m～：極細～細粒砂（N 値 50 以上，所により砂質泥をはさむ）

（2）地盤調査長沼アイス 2 号孔（NGA-2）の孔井地質位置：北緯 42°59'45.566"，東経 141°35'31.900"，孔口標高：6.075 m，掘進長：30.45 m。

① 深度 0.0～0.1 m：表土（草根含む暗褐色土）

② 0.1～3.5 m：薄板状泥～砂質泥（N 値 0～1, 0.1～0.5 m 白褐色・風化，0.65～0.70 m 中～粗粒火山灰）

③ 3.5～9.5 m：シルト～シルト質粘土（N 値 0～3）

④ 9.5～10.25 m：軽石質砂を含む泥～砂質泥

⑤ 10.25～14.7 m：軽石・火山ガラス質火山灰（N 値 30～50，塊状で明らかに Spfl）

⑥ 14.7～15.0 m：粗～極粗粒軽石（Spfa-1）

⑦ 15.0～17.25 m：黒褐色腐植質泥炭（N 値 13～19，木片多く含む）

⑧ 17.25～21.25 m：泥まじり極細～細粒砂（部分的に粗粒砂含む，18 m 付近木片含，20 m 付近で腐植土と互層状）

⑨ 21.25～25.45 m：黒褐色腐植質泥炭（N 値 11～15，22 m 付近・22.55 m 付近・23.2 m 付近・24.7～25 m 付近にシルト～粗粒サイズの火山灰・火山灰質砂はさむ，23.5～23.7 m 付近に木片多し）

⑩ 25.45～30.45 m：極細～細粒砂（N 値 20～35，部分的に泥まじり・砂泥互層，下部で腐植土はさみ，砂はガラス・軽石質火山灰）

（3）長沼アイス水井戸（掘進長：151m）

井戸位置は NGA-1・NGA-2 孔付近。ボーリング会社から提供されたボーリング柱状図（付：電気検層記録－比抵抗－）をもとに，別途提供の深度 5 m 毎のカッティングス試料の肉眼（ルーペを含む）による観察結果から地質区分・判定を見直した。

① 深度 0.0～10.5 m：泥（下半部は泥まじり砂）

② 10.5～15 m：軽石質火山灰

③ 15～26.5 m：泥炭～泥炭質砂質泥

④ 26.5～28 m：泥

⑤ 28～43.5 m：中～極粗粒砂（30 m 付近礫まじり，40 m 付近泥炭・材含む）

⑥ 43.5～48 m：泥炭～炭質泥

⑦ 48～63 m：泥～泥質細粒砂（50m 付近粗～極粗粒砂）

⑧ 63～66.5 m：含貝殻片泥質極細粒砂（カキ貝ほとんどでカキ礁の可能性）

⑨ 66.5～75.5 m：泥・砂互層（含貝殻片）

⑩ 75.5～90.5 m：含貝殻片粗粒砂～砂礫（貝化石豊富）

⑪ 90.5～112.5 m：砂質泥～泥（貝殻片含む，上部・最下部は泥炭との互層ときに・材片含む）

⑫ 112.5～124.5 m：粗粒砂～砂礫と砂質泥との互層（中～上部貝殻片含む）

⑬ 124.5～140.5 m：砂質泥～泥（125 m 付近で粗～極粗粒砂含み一部有機質泥，140m 付近で茎など植物片含む，所により木片含む）

⑭ 140.5～149 m：含礫粗～極粗粒砂（貝殻片確認できず）

⑮ 149～151 m：泥（暗灰色粘土）

（4）長沼町西縁での地表～深度 151 m 間の層序のまとめ

以上の地盤調査孔および水井戸のボーリングの結果から，上位より，沖積層，支笏火山噴出物および本郷層（北長沼層）の層序が明らかである。さらに，本郷層の下位には，主として水井戸ボーリングの結果から，含貝化石の海進的環境と泥炭質部の存在の海退的環境の変化を考慮して，下位へ向かって NA-1 層（NA は長沼アイスの略），NA-2 層および NA-3 層が識別できる。これらの地層の野幌丘陵を含む周辺地域への対比については考察で検討する。NGA-1 孔および NGA-2 孔の沖積層，本郷層および NA-1 層の最上部については花粉分析用の試料を採取した。

沖積層：NGA-1 孔の深度 0～10.0 m，NGA-2 孔の 0～10.25 m および水井戸の 0～10.5 m で，層厚は 10 m 程度。泥（粘土～砂質シルト）主体，N 値 3 以下で，いわゆる軟弱地盤である。

支笏火山噴出物：NGA-1 孔の深度 10.0～14.87 m，NGA-2 孔の 10.25～15.0 m 間および水井戸の 10.5～15 m 間で，層厚は 5 m 弱。中～粗粒の淡褐色～白褐色の軽石質火山灰で N 値 30～50，その主体は無層理で支笏軽石流（Spfl）である。NGA-2 孔では最下部 30 cm が粗～極粗粒軽石であるが，これは支笏降下軽石 1（Spfa1）とみなされる。

北長沼層：NGA-1 孔の深度 14.87～25.85 m，NGA-2 孔の 15.0～25.45 m 間および水井戸の 15～26.5 m 間で，層厚は 11 m 程度。黒褐色腐植質泥炭主体で明らかに陸成である。降下火山灰層または火山灰質砂層を頻繁にはさむ。NGA-1 孔の深度 25 m 付近の白色細粒火山灰（第 14 図）について，洞爺火山灰の可能性が考えられ，井島行夫氏（北広島市在住）に鑑定依頼の結果それが裏付けられたことから火山灰分析（試料：NGA1R03-T1）を行った。

NA-1層: NGA-1孔の25.85 m以下, NGA-2孔の25.45 m以下および水井戸の26.5~43.5 m間(層厚17 m)。極細~極粗粒砂が主体であるが, 最上部では砂質泥状となる。近傍の60 m長の地盤調査ボーリングでは部分的に含貝化石が認められており, 浅海成の可能性が示唆される。

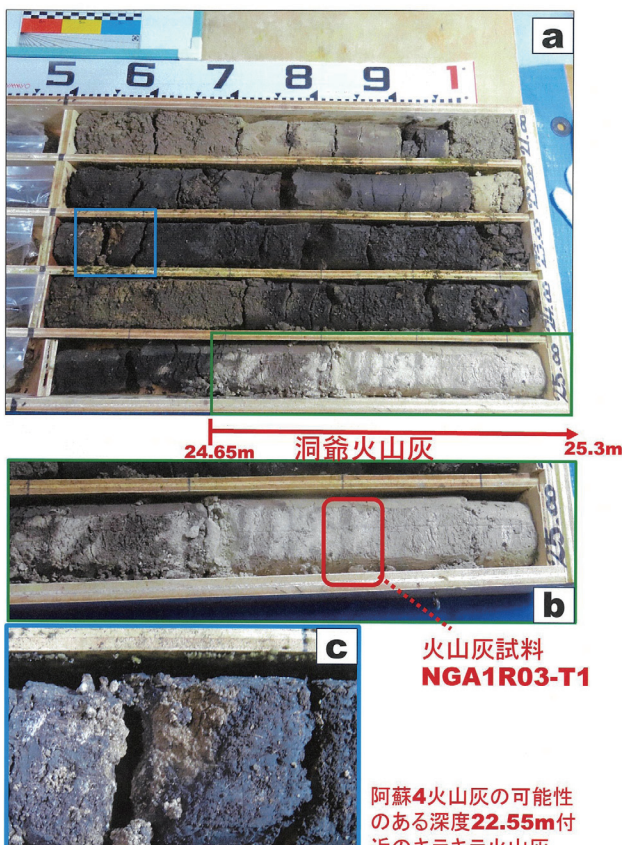
NA-2層: 水井戸の深度43.5~90.5 m間(層厚47 m)。含貝殻片粗粒砂~砂礫層(層厚15 m; 貝化石豊富で比抵抗検層曲線で突出した山型パターンを示す)からなる下部, 泥・砂(極細~細粒)層(下半部で含貝化石)の主部および泥炭~炭質泥層(層厚4.5 m)の最上部に区分でき, 海進-海退を示す。

NA-3層: 水井戸の深度90.5~149 m間(層厚58.5 m)。最下部の砂礫層(層厚8.5 m)および主部の泥~砂質泥層(112.5~124.5 m付近粗粒砂との互層, 所々で泥炭~炭質泥をはさみ, 含貝化石)からなる。

長沼アイス1号孔の深度24.65~25.3 mの白褐色火山灰から25 m付近の部分について試料(NGA1R03-T1)を採取し(第14図), 分析を行った。火山灰分析は, 粒子組成分析(顕微鏡観察), 火山ガラス屈折率測定, 火山ガラス主成分分析であり, 株式会社古澤地質(愛知県岡崎市)へ依頼した。分析手法は, 古澤(1995, 2003)および古澤ほか(2018)の方法に従う。

火山灰の分析結果の概要を第1表に示す。粒子組成については, 総計300粒子のうち火山ガラスが92%を占め, 重鉱物, 岩片は含まれず, 軽鉱物は長石と石英である。火山ガラスはバブルウォール型が65%を占める。火山ガラスの屈折率測定結果の詳細を第15図に示す。屈折率は1.4949~1.4979である。火山ガラス(15粒)の主成分分析結果を第2表に示す。

火山灰分析



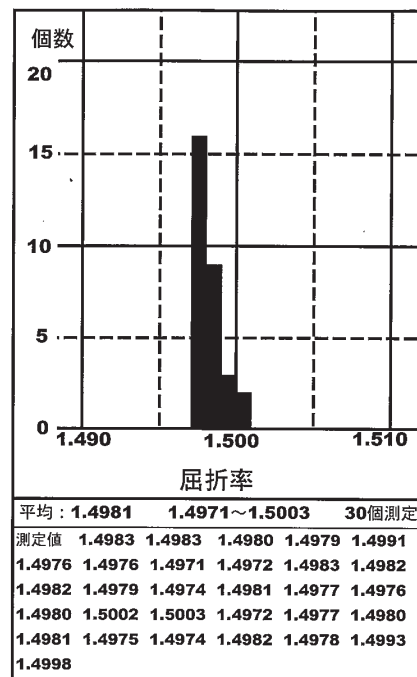
第14図 NGA-1孔の深度20~25 m間コアの写真。a: 1 m区切りコア5個の下部0.5 m部分(主体は黒褐色腐植質泥炭), b: 洞爺火山灰の可能性があり火山灰試料を採取(aの緑枠部分), c: 深度22.55 m付近の阿蘇4火山灰 Aso-4の可能性のある火山灰(aの青枠部分)。

花粉分析

北進橋付近のKHB-1・KHB-3孔コア(音江別川層), 北進通KHD-1孔コアおよび長沼アイスNGA-1・NGA-2孔コアについて花粉分析を行った。分析方法は以下のとおりである。

約2 ccの試料に10% KOHを加え24時間放置後, 目開き150メッシュの網を通過させ, 傾斜法にて細粒分を除去し, 塩酸処理により珪酸を除去し, 塩化亜鉛飽和溶液を加え超音波洗浄器にて分散させ, 最後にグリセリン・ジェリーにてスライドグラスに封入した。同

火山ガラス(H27SGP-T1)



第15図 火山ガラスの屈折率測定結果とヒストグラム。

第1表 火山灰分析結果の総括表

試料名	Volcanic Glass			Light Mineral	Heavy Mineral					Rock	Total	備考	火山ガラスの屈折率	テフラ名
	Bw	Pm	O	Fl・Qu	Opx	Cpx	Gho	Ol	Opq					
NGAIR3-T1	184	91	10	15	0	0	0	0	0	0	300		1.4949-1.4979	Toya

Bw:バブルウォールタイプ Fl・Qu:長石・石英  
 Pm:バミスタ型 Opx:斜方輝石 Cpx:単斜輝石 Gho:緑色普通角閃石  
 O:低発泡タイプ Opq:不透明鉱物 Rock:岩片・風化粒

定はアキシオコープ光学顕微鏡千倍下で行った。プレパラート中の花粉と胞子で100個になるまで数え(星野, 1994), 米倉ほか(2012)の植物の系統進化を考慮した順に表示した。

1. 北進橋付近のKHB-1およびKHB-3孔コア(音江別川層)の花粉分析結果

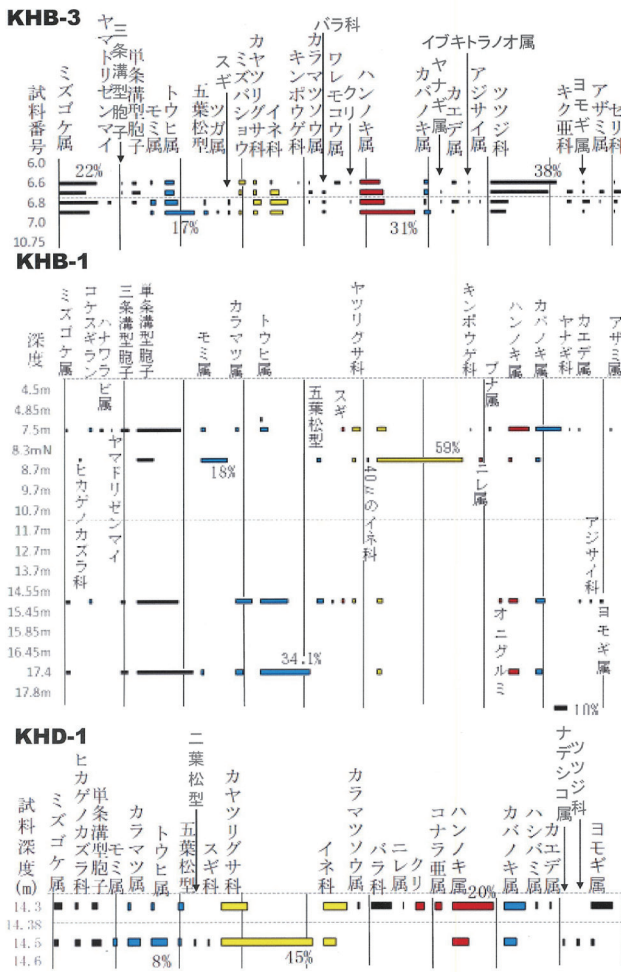
KHB-1孔とKHB-3孔は北進橋関係のボーリング孔であり, 第3表に示すように花粉分析で花粉・胞子個体を100個または, それに準ずる個数を検出できた試料は, KHB-1孔コアで下位より試料番号(深度m表示)17.4, 14.7, 8.5および7.5の4試料である。KHB-3孔コアで同じく, 6.9, 6.8, 6.7および6.6の4試料である。北

第2表 NGA1R3-T1の火山ガラス主成分化学分析結果(15粒の平均値)。FeOは全Fe量をFeOとして算定。

成分	分析表示	標準偏差	9成分100%換算	標準偏差
SiO <sub>2</sub>	74.94	0.35	78.28	0.15
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.06	0.07	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.08	0.11	12.62	0.09
FeO	0.88	0.07	0.92	0.07
MnO	0.09	0.07	0.10	0.08
MgO	0.04	0.02	0.04	0.02
CaO	0.39	0.03	0.41	0.03
Na <sub>2</sub> O	4.39	0.07	4.58	0.08
K <sub>2</sub> O	2.85	0.09	2.98	0.09
Total	95.72		100.00	

進橋付近の柱状対比図(第4図)に示すように, 層準的にはKHB-1孔コアの4試料の上位にKHB-3孔コアの4試料が位置するように見なされる。そのように判断してこれらの試料を一括して花粉組成図をとりまとめた(第16図中・上段)。

KHB-1コアの4試料(深度17.4 m, 14.7 m, 8.5 m, 7.5 m)についてはシダ植物が一般に40%程度を占める。17.4 m, 14.7 mについては針葉樹(トウヒ属を主体)が35%程度含まれ, カラマツ・五葉松型を伴うことなどから寒冷な気候が示される。8.5 mではイネ科が60%を占め草原状態が示されるが, 針葉樹(モミ属主体)が20%を占め, やや寒冷である。これに対して7.5 mでは針葉樹は10%程度と少ないが, 落葉広葉樹(ハンノキ属・カバノキ属)が30%を占め, やや温暖な傾向が示される。KHB-3コアの4試料(深度6.9 m, 6.8 m, 6.7 m, 6.6 m)は薄い層厚部に集中しており, 全体としては類似の組成である。すなわち, ミズゴケが15~25%程度を占め, ツツジ科が10~40%程度を占め, 高層湿原的な植生が想定できる。6.9 mではトウヒ属を主体とした針葉樹が20%を占めやや寒冷であるが, ハンノキ属が30%を占めるのも注目される。なお, 第4図に示す北進町3丁目NH孔の深度29.46 m, 29.81 m, 28.96 mの花粉分析の結果は29.81 m, 29.46 m, 28.96 mで針葉樹のトウヒ属が多く, 29.81 mおよび29.46 mではカラマツ属も多い(嵯峨山ほか, 2016)。KHB-3コアの4試料と同様に寒冷傾向が示されることから, これらは互いほぼ同じ層準に位置しているように思



第16図 北進橋付近のKHB-1・KHB-3コアおよび北進通KDH-1コアの花粉組成図。

第3表 北進橋付近の KHB-1・KHB-3 コアおよび北進通 KHD-1 コアの花粉分析結果一覧表

試料番号 (深度, m)	ミズゴケ	ヒカゲノカズラ科	コケスギラン	ハナワラビ属	ヤマドリゼンマイ	三条溝型胞子	単条溝型胞子	モミ属	カラマツ属	トウヒ属	五葉マツ型	二葉マツ型	ツガ属	マツ科	スギ科	ミズバショウ	カヤツリグサ科	イネ科	キンポウゲ科	カラマツソウ属	バラ科	ワレモコウ属	ニレ属	クリ	ブナ属	オニグルミ	コナラ亜属	ハンノキ属	カバノキ属	ヤチヤナギ属	カシバミ属	カエデ属	イブキトラノオ属	アジサイ科	ナデシコ属	ツツジ科	キク亜属	ヨモギ属	アザミ属	セリ科	数えた花粉・胞子の総数			
<b>KHB-3</b>																																												
6.5							1			1																																		2
6.6	22					1	3	1		5						3	1	1	1	1		3						11	2			3	1			38			1		1	100		
6.7	16					1	5			5						1	1	5		2	2							13	2	1			1			33	4	1	3	4	100			
6.8	23				2		3	3		7	1				1		4	10		1	2			1				14	1	1		4	1	1		10	3	4	1	2	100			
6.9	18							2		17	2		1		1	1	2	7		2		2						31	4			1	1			9		1		1	100			
6.0, 7.0, 10.0, 10.75, 10.95, 11.5, 11.75, 11.95, 12.75, 12.95, 13.5, 13.75, 13.95, 14.5, 14.75, 15.75, 15.95, 16.95, 17.75, 18.95(m) の試料も検鏡したが、花粉検出はなく0で表示省略。																																												
<b>KHB-1</b>																																												
4.85							1																																				1	
4.9										1																																	1	
7.5	2		2	2	1	6	30		2	2	5				2		5	6	1						1		13	17	1		1								1		100			
8.5		2					12	18			2					2	60					1						1	2													100		
8.7							1																																			1		
10.5																													1														1	
11.5										1																																	1	
13.7							1																																				1	
13.9							2																																				2	
14.55							1																																				1	
14.7	2		1			2	15		6	10	2			1	1	1	2										1	3	3		1	1						1				53		
15.85	1						1																																				2	
17.4	3					4	32	1	4	28							2												5	3												82		
4.5, 4.7, 4.9, 7.7, 8.3N, 9.5, 9.7, 10.7, 11.7, 12.5, 12.7, 13.3N, 15.45, 15.65, 16.3N, 16.45, 16.65, 17.6, 17.8, 18.3N(m) の試料も検鏡したが、花粉検出はなく0で表示省略。																																												
<b>KHD-1</b>																																												
	5	2					3		1	1	2						13	11		1	10		1	4			3	20	10		1	1							11		100			
14.38	1																2																									6		
14.5	3	3					5	2	6	8	1	1		1		45	6											8	6					1		2	2				100			
14.6, 14.8, 15, 15.3, 17.7, 17.8, 18.4, 18.6, 18.7, 18.9(m) の試料も検鏡したが、花粉検出はなく0で表示省略。																																												

われる。

### 2. 北進通 KHD-1 孔コアの花粉分析結果

KHD-1 コアの 2 試料 (深度 14.5 m, 14.3 m) の組成は第 3 表および第 16 図下段に示すように、草本のカヤツリグサ科およびイネ科を 25 ~ 50 % 程度含み、落葉広葉樹 (ハンノキ属, カバノキ属) を 15 ~ 30 % ともなう。14.5 m では針葉樹 (カラマツ属, トウヒ属など) が 20 % 程度含まれ、寒冷傾向を示すが、14.3 m では針葉樹は極めて少なく落葉広葉樹が多くなっている。花粉分析部分は層準的には第 7 図に示すように音江別川層に位置づけられる。

### 3. 長沼アイス NGA-1 および NGA-2 孔コアの花粉分析結果

2 つのコアの花粉分析結果は第 4 表に一括して示す。

#### (1) NGA-1 孔コア

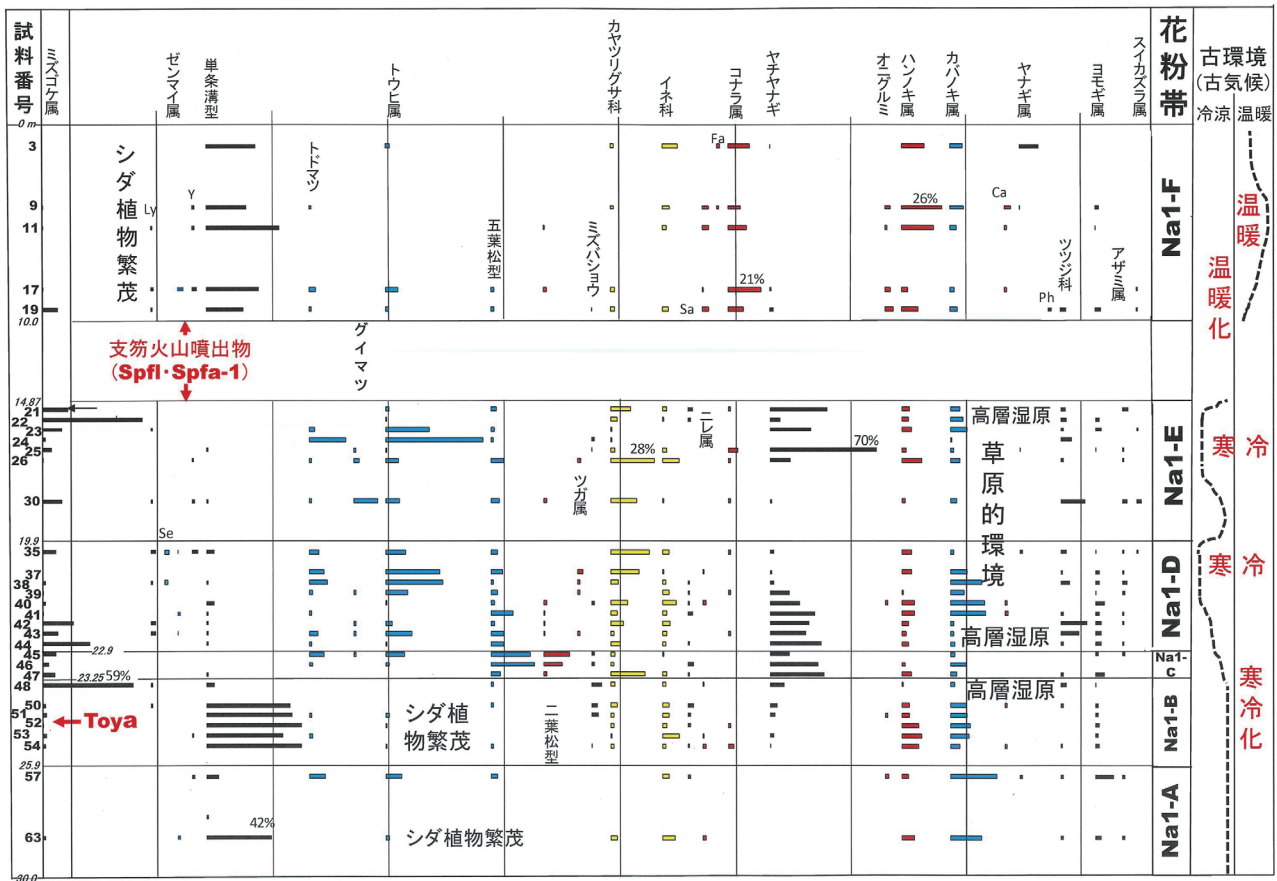
分析結果は第 17 図に示すように下位より、Na1-A ~ Na1-F の 6 花粉帯に区分でき、Na1-A 帯は厚真層最上部、Na1-B 帯 ~ Na1-E 帯は北長沼層 (腐植質泥炭主体)、Na1-F 帯は沖積層である。各帯の特徴は以下のとおりである。なお、深度 10.0 ~ 14.87 m 間は支笏火山噴出物であり、分析対象としない。

Na1-A 帯: 深度 25.9 m 以下で、落葉広葉樹のカバノキ属が多く、No.63 (深度 27.60 m) では単条溝型胞子 (シダ類) が高率 (42 %) で出現し、No.57 (25.90 m) では針葉樹 (トドマツ・トウヒ属) を伴う。

Na1-B 帯: 深度 23.25 ~ 25.9 m で、25 m 付近に洞爺火山灰 (Toya) をはさむ。全体として単条溝型胞子 (シダ類) が高率 (50 ~ 60 %) で、落葉広葉樹のハンノキ属・カバノキ属をそれぞれ 10 % 程度ともなう。No.48 (24.0 m) ではミズゴケが 60 % を占め、ヤチヤナギ・ミズバショウ・ツツジなどが伴われ、高層湿原的環境が示される。

Na1-C 帯: 深度 22.9 ~ 23.25 m (No.45 ~ 47) で、短い期間を示す。ヤチヤナギが 10 ~ 35 % 程度を占める。No.45 および No.46 では針葉樹の五葉マツ型 (キタゴヨウ) および二葉マツ型 (アカマツ・クロマツ) がそれぞれ 20 % 前後を占める。No.45 ではその他、トドマツ・トウヒ属も伴い、針葉樹の割合が 50 % に達し、やや寒冷な傾向を示す。

Na1-D 帯: 深度 19.9 ~ 22.9 m (No.35, No.37 ~ 44) で、No.39 ~ 44 では Na1-C 帯に続き、ヤチヤナギが多く 15 ~ 30 % 前後を占めるが、No.35・37・38 ではほぼ消失し、代わってカヤツリグサ科が 20 % 前後を占め、草原状態の出現が示唆される。この移行期にはカバノキ属が 10 ~ 20 % 前後を占めている。針葉樹の



第 17 図 長沼アイス NGA-1 コアの花粉組成図

トドマツ・トウヒ属・五葉マツ型 (キタゴヨウ) が上位へ向かって次第に多くなり, 最大 50 % を占める (No.37・No.38). No.35 および No.38 ではわずかではあるが高山帯の示相種とされるコケスギランを含むことから, 寒冷な気候が示される.

Na1-E 帯: 深度 14.87 ~ 19.9 m (No.21 ~ 26, No.30) で, No.30 を除きヤチヤナギが一般に 30 % 前後で, ときに 70 % を占め (No.25), No.26 ではカヤツリグサ科・イネ科合わせて 40 % を占める. 針葉樹は No.30 で 30 %, No.26 で 20 % あまり, No.24 で 90 % 弱, No.23 で 30 % あまりを占める. 特に No.30 ではカラマツ属 (現在サハリンに自生のグイマツ) が 15 %, No.24 ではトウヒ属が 60 % 以上を占め, 寒冷な気候が示される.

Na1-F 帯: 深度 0 ~ 10 m (No.3, 9, 11, 17, 19). シダ類 (単条溝型主体) が 25 ~ 50 %, 針葉樹は極めて少なく, 落葉広葉樹のコナラ亜属, ハンノキ属およびカバノキ属などが 35 ~ 55 % を占め, 全体として温暖な気候が示される.

(2) NGA-2 孔コア

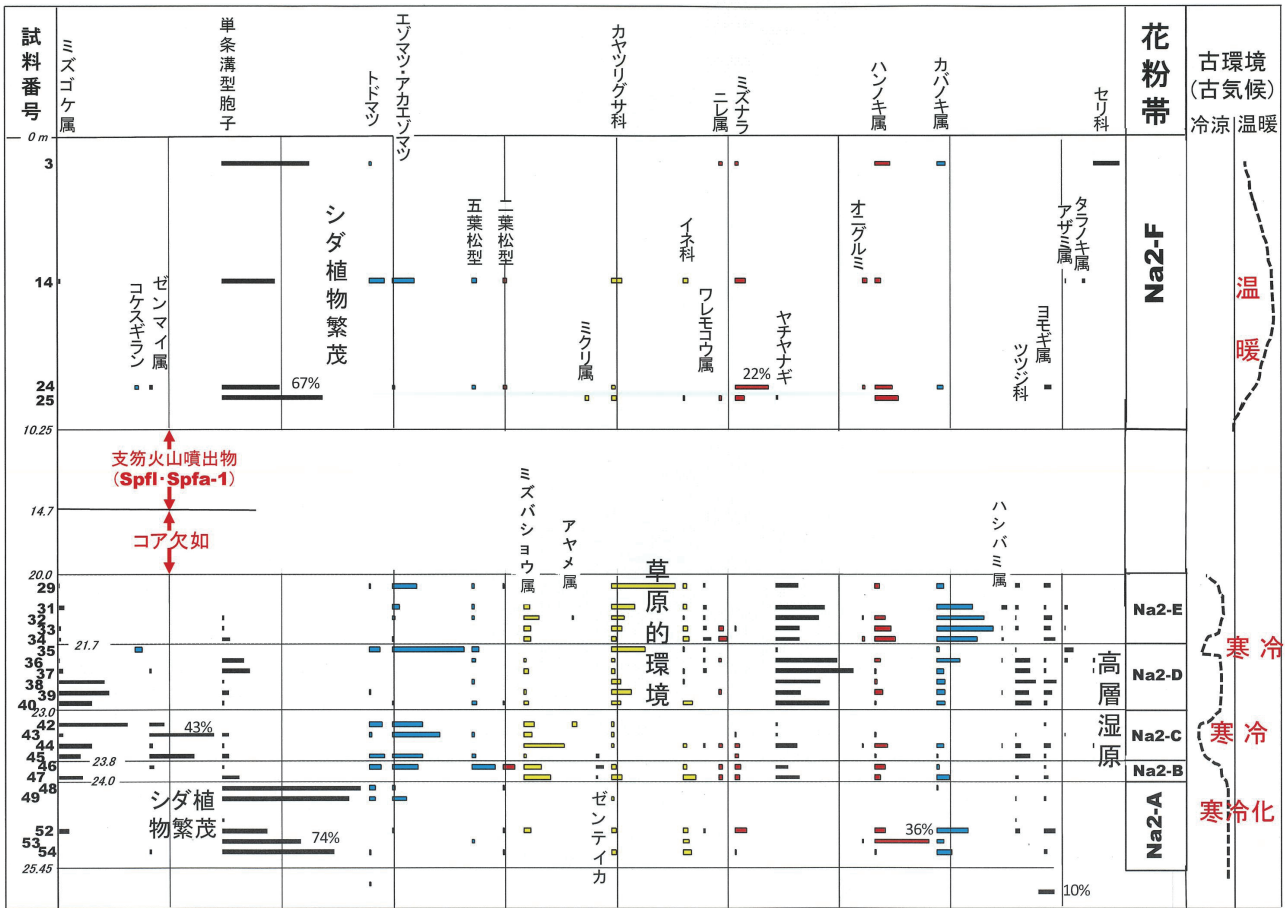
分析結果は第 18 図に示すように, 下位より Na2-A ~ Na2-F の 6 花粉帯に区分でき, Na2-A ~ Na2-E 帯は北長沼層 (腐植質泥炭主体), Na2-F 帯は沖積層である.

各帯の特徴は以下のとおりである. なお, 深度 14.7 ~ 20.0 m 間は北長沼層であるが, 観察の際にコアが欠如しており, 試料採取ができなかった. 10.25 ~ 14.7 m 間は支笏火山噴出物である.

Na2-A 帯: 深度 24.0 ~ 25.45 m (No.48・49, No.52 ~ 54) で, シダ類 (単条溝型) が高率 (30 ~ 90 %) である. No.53, No.54 および No.56 では落葉広葉樹 (ハンノキ属, カバノキ属, ミズナラ) を伴うが, それらの上位の No.48 および No.49 では針葉樹 (トドマツ・エゾマツ・アカエゾマツ) を若干含み, 寒冷化の傾向が示される.

Na2-B 帯: 深度 23.8 ~ 24.0 m (No.46, No.47) である. No.47 ではミズゴケ, シダ類 (単条溝型), ミズバショウ属, カヤツリグサ科+イネ科, ヤチヤナギ, ハンノキ属+カバノキ属が, それぞれ 10 ~ 15 % 程度占めており, 高層湿原的環境が示され, 針葉樹は認められない. これに対して, No.46 ではミズゴケは認められないが, 針葉樹が 50 % 程度占めており, そのうち五葉マツ型 (キタゴヨウ) + 二葉マツ型 (アカマツ・クロマツ) が 30 % あまりを占める.

Na2-C 帯: 深度 23.0 ~ 23.8 m (No.42 ~ 45) で, ミズゴケが No.43 では少ないが, 上位へ 15 % から 46 % まで増加し, 高層湿原化の傾向が顕著となる.



第 18 図 長沼アイス NGA-2 コアの花粉組成図

No.42・45 でゼンマイ属が 40 % 前後を占め、No.44 ではミズバショウが 30 % 弱・ヤチヤナギが 15 % 程度を占め、湿原的環境が示唆される。なお No.42・43 では針葉樹（トドマツ・エゾマツ・アカエゾマツ）が 35 % 前後占め、寒冷傾向である。

Na2-D 帯: 深度 21.7 ~ 23.0 m (No.35 ~ 40) である。No.38 ~ 40 で下位の Na2-C 帯に続きミズゴケが 20 ~ 35 %, No.36 ~ 40 でヤチヤナギが 20 ~ 50 % 程度と比較的高率となっている。そのほか、No.36 ~ 40 でツツジ科が 10 % 程度含まれ、少なくとも No.38 ~ 40 では高層湿原の状況が展開したと見なされる。これに対して、最上部の No.35 ではミズゴケなどは含まれず、針葉樹（トウヒ属のエゾマツ・アカエゾマツなど）が 60 % を占め、コケスギランなどをわずかに含んでおり、寒冷な気候を示す。

Na2-E 帯: 深度 20.0 ~ 21.7 m (No.29, No.31 ~ 34) である。No.31 ~ 34 では、カバノキ属、ヤチヤナギ、ハンノキ属が合わせて 65 % 程度を占める、針葉樹はほとんど含まれず、やや温暖な気候を示す。一方、最上部の No.29 はカヤツリグサ科が 40 % あまりで、トウヒ属（エゾマツ・アカエゾマツ）など針葉樹が 20 %、

ヤチヤナギが 15 % で、やや寒冷化の傾向を示す。

Na2-F 帯: 深度 0 ~ 10.25 m (No.3, 14, 24, 29) で、シダ類（単条溝型主体）が 35 ~ 65 % 程度と高率で、針葉樹は極めて少なく、落葉広葉樹のハンノキ属などをともなう。

(3) 両孔コアの花粉帯の対比と古環境・古気候の変遷

「地表踏査およびボーリングコアの試・資料による地質解析」の 4 で明らかにした孔井地質も考慮して、対比を行うと第 19 図のようになる。すなわち、NGA-1 孔の下位より Na1-A 帯は厚真層最上部に相当し、NGA-2 孔では対応する花粉帯は分析可能試料がなく、該当花粉帯は未確認である。Na1-B 帯 + Na1-C 帯（北長沼層下部）は Na2-A 帯 + Na2-B 帯 + Na2-C 帯に対応する。Na1-D 帯（北長沼層中部）は Na2-D + Na2-E 帯に対応する。Na1-E 帯（北長沼層上部）は NGA-2 孔ではコアが欠如し、対応する花粉帯を確認できない。Na1-F 帯（沖積層）は Na2-F 帯に対応する。これらを古環境・古気候的に整理すると次のようになる。

Na1-A 帯（厚真層最上部）: シダ類（単条溝型孢子）・落葉広葉樹（カバノキ属）が多く冷涼な気候で、トドマツ・トウヒ属をともなうこともあり、寒冷化の傾向も同



徴付けられる高層湿原状態となり、ヤチヤナギが一般に30%前後で、ときに70%を占めることもあるが、カヤツリグサ科・イネ科合わせて40%を占め、草原状態も出現した。針葉樹が60~90%弱、カラマツ属(グイマツ)が15%を占めることがあり、全体として寒冷的な気候が示される。

Na1-F帯またはNa2-F帯(沖積層):主としてラグーン環境を示す泥質試料であることから、周辺の陸域の植生を反映しているとみなされる。シダ類(単条溝型主体)が25~65%,針葉樹は極めて少なく、落葉広葉樹(コナラ亜属・ハンノキ属・カバノキ属など)が35~55%を占め、全体として温暖な気候が示される。

洞爺火山灰については、広域テフラとして古くは町田ほか(1987)により、東北地方北部から北海道にかけての54地点での観察・試料分析から、共通する特徴は、i)主に細粒の火山ガラスから成る薄層(10cm内外、最大50cmの層厚)、ii)最終間氷期の海進最盛期に続く海退の途上に降下堆積、iii)火山ガラスの低い屈折率、iv)火山ガラスの化学組成について主成分でTi・Mgが少なく微量成分のLa・Ceが低濃度であること、v)わずかに含まれる斜方輝石が高い屈折率を示す。これらが同定の重要な基準となるとしている。今回分析した火山灰層試料(NGA1R3-T1)は、i, ii, iii, iv(Ti・Mgが少ない)の指標が町田ほか(1987)の洞爺火山灰と一致する。

町田ほか(1987)により測定された54地点の洞爺火山灰火山ガラス屈折率は、大部分が1.494~1.498に

考 察

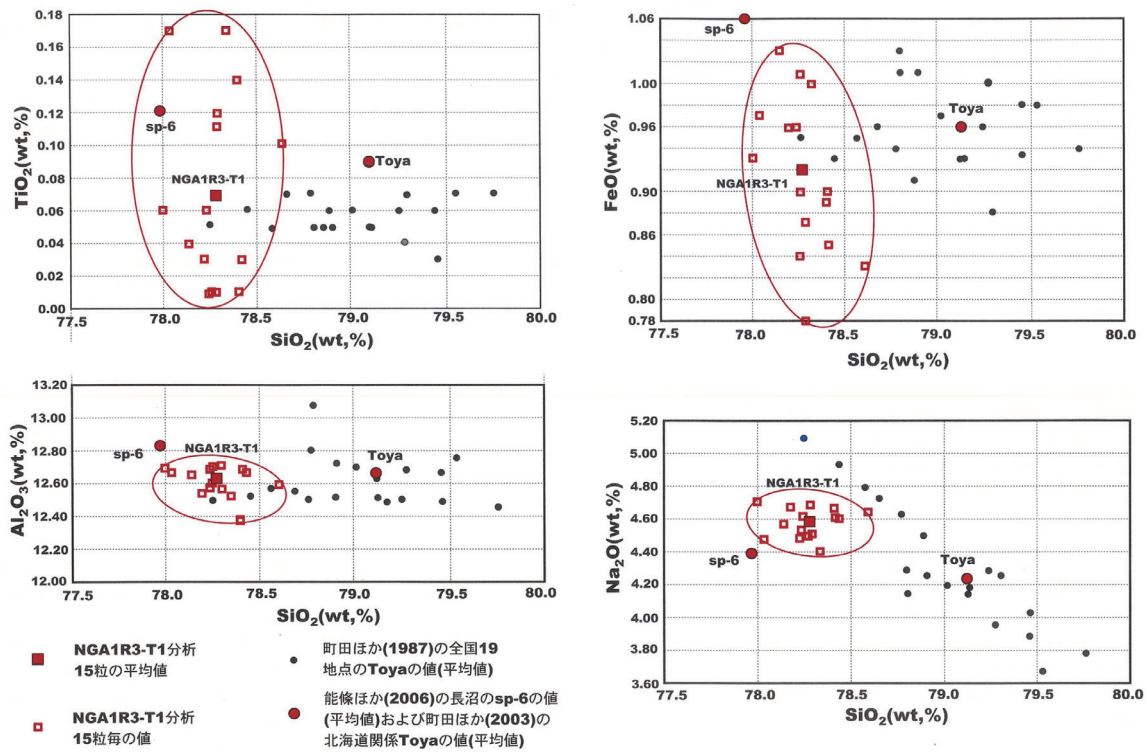
1. 洞爺火山灰の同定

深度	NGA-1	NGA-2	深度
0m	<b>Na1-F</b> シダ類(単条溝型主体)が多く針葉樹は極めて少なく、その他コナラ亜属、ハンノキ属およびカバノキ属など。	<b>Na2-F</b> シダ類が高率で、針葉樹は極めて少なく、落葉広葉樹のハンノキ属などをともなう。	0m
10.0			10.25

支笏火山噴出物



第19図 NGA-1とNGA-1の花粉帯の対比。



第 20 図 NGA1R3-T1 の火山ガラス主成分分析結果のハーカー図 (SiO<sub>2</sub> と TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、FeO および Na<sub>2</sub>O との関係)。既存の洞爺火山灰 (Toya) の同様の分析結果も表示 (第 5 表に対応)

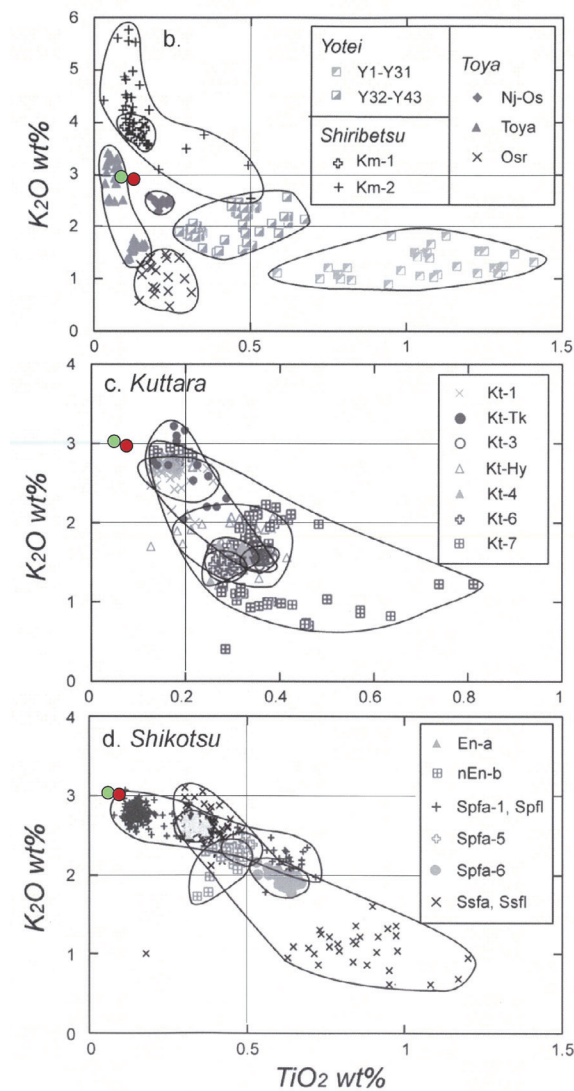
地域	採取地/試料名	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Total	測定個数
洞爺カルデラ周辺	1b	79.24	0.06	12.50	0.96	0.08	0.03	0.37	2.48	4.28	100.00	10
	1c	79.31	0.04	12.49	0.88	0.11	0.03	0.37	2.52	4.25	100.00	19
	1f	78.77	0.05	12.49	0.94	0.09	0.04	0.39	2.60	4.63	100.00	28
	1g	79.47	0.03	12.49	0.98	0.10	0.04	0.41	2.45	4.03	100.00	32
	1h	78.88	0.05	12.53	0.91	0.09	0.04	0.38	2.63	4.49	100.01	16
	1j	78.79	0.07	13.07	1.03	0.09	0.04	0.41	2.36	4.15	100.00	20
渡島半島	2a	79.76	0.07	12.45	0.94	0.10	0.04	0.38	2.48	3.78	100.00	27
	2h	78.25	0.05	12.48	0.95	0.11	0.05	0.38	2.65	5.08	100.00	23
	2i	79.54	0.07	12.75	0.98	0.11	0.04	0.40	2.45	3.66	100.00	27
北海道中東部	3a	78.90	0.06	12.73	1.01	0.10	0.04	0.40	2.52	4.24	100.00	27
	3g	79.02	0.06	12.70	0.97	0.09	0.05	0.40	2.52	4.19	100.00	29
	3h	79.29	0.07	12.69	1.00	0.11	0.05	0.40	2.44	3.95	100.00	28
	3k	78.81	0.05	12.80	1.01	0.11	0.04	0.39	2.50	4.29	100.00	32
	3n	79.45	0.06	12.66	0.93	0.12	0.04	0.40	2.47	3.87	100.00	21
東北地方太平洋側	4f	78.57	0.05	12.56	0.95	0.11	0.05	0.38	2.54	4.79	100.00	23
	4i	79.11	0.05	12.63	0.93	0.13	0.04	0.38	2.58	4.15	100.00	12
東北地方日本海側	5a	78.66	0.07	12.54	0.96	0.10	0.05	0.42	2.47	4.73	100.00	37
	5j	79.12	0.05	12.51	0.93	0.09	0.05	0.42	2.64	4.19	100.00	24
	5k	78.44	0.06	12.52	0.93	0.10	0.04	0.39	2.59	4.93	100.00	24
長沼 (能條ほか, 2006)	sp-6	77.98	0.12	12.83	1.06	0.11	0.04	0.50	2.96	4.39	100.00	10
	Toya※	79.11	0.09	12.64	0.96	0.10	0.20	0.40	2.51	4.22	100.00	
	sp-4	71.70	0.50	15.29	1.73	0.13	0.41	1.15	4.70	4.39	100.00	10
	Aso-4※	72.52	0.46	15.07	1.65	0.11	0.45	1.32	3.92	4.53	100.00	
本研究	NGA1R03-T1	78.28	0.07	12.62	0.92	0.1	0.04	0.41	2.98	4.58	100.00	15

FeOはTotal Feとして算定

第 5 表 洞爺火山灰の従来の火山ガラスの主成分分析結果一覧 (平均値)。主に町田ほか (1987) に掲載で、能條ほか (2006) に掲載分も示す。町田ほか (1987) に掲載の分析表示から 9 成分計 100% 換算で算定しなおしたものを表示し、採取地の具体名は省略した。※は町田ほか (2003) に掲載の北海道内の洞爺火山灰の分析結果全部の平均値。

入る。本試料(NGA1R3-T1)の屈折率は 1.4949 ~ 1.4979 であり、町田ほか (1987) により測定された洞爺火山灰火山ガラスの範囲に含まれる。近隣の地域においても、最近、洞爺火山灰層の存在が確認されているが、木村ほか (2014) は長沼町南長沼での 180 m ボーリング孔の深度 23.00 ~ 23.05 m の v-64 テフラについては 1,4934

~ 1,4969 であるとしている。嵯峨山ほか (2018) は札幌市北東部米里地域でのボーリング孔 TU-1 の 24.53 ~ 24.56 m 間、TU-2 孔の 19 ~ 18.89 m 間の火山灰試料の火山ガラスの屈折率について、それぞれ 1.496 ~ 1.499、1.495 ~ 1.499 の測定結果を得ている。



第21図 中川ほか (2018) の支笏-洞爺火山地域の種々のテフラ (降下火山灰・火砕流) の火山ガラスの主成分分析の  $\text{TiO}_2$  と  $\text{K}_2\text{O}$  の関係図中に本試料 (NGA1R03-T1) および能條ほか (2006) に掲載の長沼地域の Toya (洞爺火山灰) の関係点をプロットする。その図の中に本報告火山灰試料 (NGA1R03-T1; 赤丸) および能條ほか (2006) に掲載の長沼地域の Toya (洞爺火山灰; 黄緑丸) の関係点をプロットする。

NGA1R3-T1 の火山ガラス 15 粒の主成分組成をハーカー図 (第 20 図) に示した。町田ほか (1987) は、北日本各地 19 地点の洞爺火山灰の火山ガラスの主成分組成 (それぞれの地点毎に 10 ~ 37 個のガラス粒の分析結果の平均値) を示している。その 9 成分計 100% に計算し直した結果を第 5 表として示す。さらに、この表には能條ほか (2008) に掲載の長沼地域の Toya (洞爺火山灰) および Aso-4 の同様な分析結果も付加し、能條ほかが町田ほか (2003) に掲載の北海道内の Toya および Aso-4 の分析結果全部の平均値を算定した結果も表示した。第 20 図から明らかなように NGA1R3-T1

の値は、Toya に同定された火山灰試料 (長沼の sp-6 を含む) の値の分布範囲に明らかに含まれる。なお、中川ほか (2018) は洞爺火山灰の噴出源を含む支笏-洞爺火山地域の羊蹄・尻別・洞爺火山、クッタラ火山および支笏火山 (支笏カルデラ・恵庭岳) の種々のテフラ (降下火山灰・火砕流) の火山ガラスの  $\text{TiO}_2$  と  $\text{K}_2\text{O}$  の関係を示している。その図中に本報告火山灰試料 (NGA1R03-T1) および能條ほか (2006) の長沼地域の Toya (洞爺火山灰) のデータをプロットする (第 21 図)。この図から明らかなように、NGA1R03-T1 は、洞爺火山灰 (Toya) にほぼ一致する。

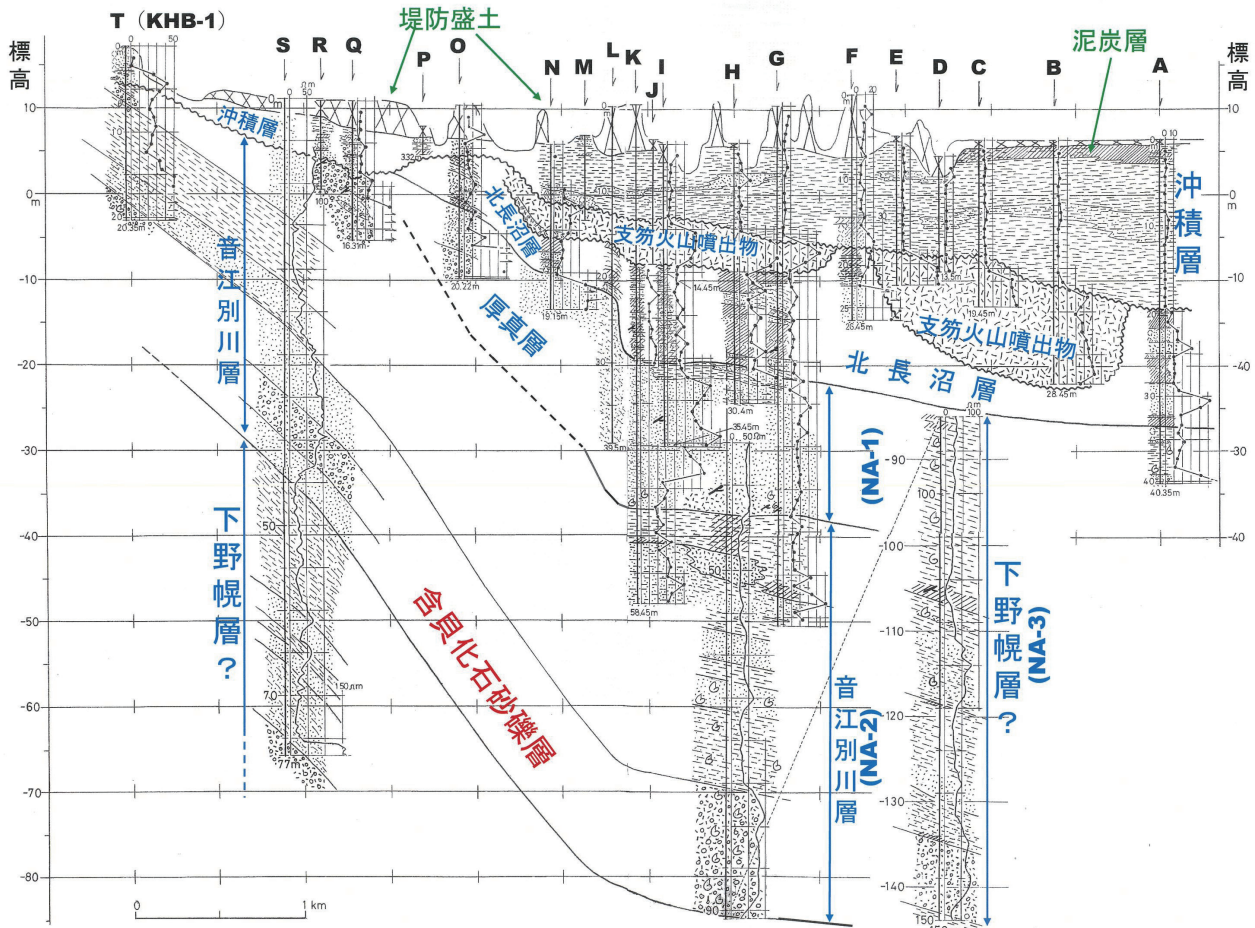
以上から、長沼アイス 1 号孔 (NGA-1) の火山灰試料 NGA1R3-T1 は、洞爺火山灰に同定できる。なお、同火山灰の年代については、東宮ほか (2020) が様々な方法と多くの測定結果を総合的に検討し、 $109 \pm ca. 3$  ka とするのが妥当としており、ここではそれに従い 11 万年前頃と見なした。

## 2. その他の火山灰について

支笏火山噴出物とした火砕流堆積物とその下位の降下軽石堆積物は、広域的な追跡および上下関係などから、Spfl と Spfa1 であると考えられる。この年代については、産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2022) の「大規模噴火データベース」および中川ほか (2018) に従い、46 ka とみなす。

北長沼層 (本郷層) 中には、Toya (洞爺火山灰) 以外にも、降下火山灰層または火山灰質砂層を頻繁にはさむ。長沼アイス 1 号孔 (NGA-1) ではまず深度 15.45 m 付近、16.2 m 付近、16.7 m 付近に降下火山灰の可能性のある火山ガラス質砂がはさまれる。20.15 ~ 20.7 m 付近では細~粗粒火山灰 (スコリア・火山ガラス半々)、21 m・21.5 ~ 21.7 m 付近では細~中粒火山灰を含む。22.95 ~ 22.6 m は火山灰質中~極粗粒砂 (火山ガラス・軽石主体で異質岩の砂粒含、22.55 m 付近キラキラ火山ガラス特徴の火山灰)、23.25 ~ 23.95 m も火山灰 (上部は中~粗粒で軽石様のスコリア質、中~下部は極細~中粒でガラス質) をはさむ。さらに、24.4 m 付近および 24.65 ~ 25.3 m にシルト~細粒サイズ白褐色火山灰がはさまれ、後者については Toya に同定できた。

能條ほか (2008) は長沼市街東方の砂利取場の北長沼層 (層厚 10 ~ 15 m, 主に泥炭~泥炭質粘土と泥の互層で、多くの降下火山灰層とその再堆積物を挟む) について、火山灰分析 (火山灰層砂粒分析および火山ガラス主成分化学分析) を行った。それらによれば、中



第22図 長沼東縁部から北広島市街北部にかけてのボーリング柱状図対比による断面。

～下部の9試料（上位から sp-1 から 9）が分析され、そのうち sp-1 および 2 が Mpfa-1 の再堆積物、sp-3 が Mpfa-3、sp-4 が Aso-4、sp-6 が Toya (Aafa-2)、sp-7 が Kc-Hb (Aafa-3)、sp-9 が Aafa-4 に対比されている。さらに、木村ほか (2014) は南長沼 (長沼低地) で掘削された 180 m ボーリング孔の深度 9.03m ~ 24.8 m 間 が北長沼層であり、同様に多くの火山灰が挟まれる、火山灰分析 (全鉍物組成・重鉍物組成・火山ガラス形態分類・屈折率測定) から、深度 8.75 ~ 8.82 m の火山灰が Kt-1 (クッタラ第1)、深度 23.00 ~ 23.05 m の火山灰を Toya に同定している。これらを参考にすると、長沼アイス 1号・2号孔においても同様にこれらの降下火山灰層またはその再堆積物がはさまれているであろう。なお、Toya の上位の深度 22.55 m 付近のキラキラ光る火山ガラスを特徴とする火山灰 (第14図) は Aso-4 (町田ほか, 1982) の可能性が極めて高い。町田ほか (1985) によれば、Aso-4 火山灰の形態上の特徴として薄手のパブル型ガラス片に富むが、風化が進むとガラス片の厚い泡の接合部のみが残り、Y字状のガラス片になっている。これが、電球 (ホヤ) が粉々に割れた際のガラス片のよう、キラキラ状を示すと思われる。

### 3. 野幌丘陵南東部と長沼低地北西部の第四紀後半の層序の対比

野幌丘陵南東部 (北広島市街北部) のボーリングなどにより明らかになった層序と長沼低地北西部に位置する長沼アイスにおけるボーリング調査結果から明らかになった層序 (地表~深度 151 m) の対比により断面図 (第22図) を描いた。長沼アイスの東南東 2.5 km 地点から入手できた地盤ボーリング孔群 (ボーリング長 13.5 ~ 61 m) を結んで長沼アイスに至る。さらに、長沼アイスから西南西方向へ輪厚川に沿って地盤ボーリング孔群 (ボーリング長 3.32 ~ 58.5 m) を結んで道道付近の古い水井戸 (ボーリング長 77 m で、北海道立地下資源調査所, 1969 の恵庭 16 「田中食堂」) を経由し、北進橋の地盤ボーリング孔群に到達する。なお、本断面図で利用した水井戸を除く、地盤ボーリング孔 (東から A ~ T) の大部分は国土交通省などの運営・管理する国土地盤情報検索サイト KuniJiban よりダウンロードし、長沼アイスの地盤ボーリング 2 孔 (NGB-1, 2) および同水井戸は H として一括している。

第22図から明らかなように、上位より沖積層、支笏

火山噴出物 (Spfl・Spfa-1), 北長沼層 (本郷層) である。これらは相互に不整合関係である。

支笏火山噴出物は、下位の北長沼層が削り込まれて生じた浸食地形を埋めるように堆積し、西へ (野幌丘陵方向へ) 次第に上昇し、丘陵に接近すると沖積層下で一旦消失する (第 22 図)。断面北側 (背後) の台地では、第 7 図、第 8 図および第 11 図に示すように、より高い位置に分布している。底面の標高は、長沼アイスの東南東約 1.2 km (B 地点) では -22.5 m, 長沼アイス (H 地点) で -9 m, 長沼アイスの約 0.9 km 地点 (N 地点) で -5 m, 北側台地では東縁で +20 m 程度であるが、さらに西南西へ向かい、北広島高校の西端で +31 m となる。

北長沼層は層厚が 15 m± であるが、支笏火山噴出物堆積以前の期間における浸食により 4 m に減ずることもある。底面標高は長沼アイス東南東 1.8 km (A 地点) では -27.3 m, 長沼アイス付近で -20 m, 長沼アイスの西方約 500 m の千歳川西舎側で急上昇し -11.5 m となり、さらに南西へ約 900 m 進むと -1.5 m となり (O 地点)、断面北側の野幌丘陵東縁台地 (段丘) では、その下限は定かではないが、標高 +10 ~ 15 m で、支笏火山噴出物下で段丘堆積物となっているように見える。長沼アイス (H 地点) 付近では、水井戸と周囲の G・I ~ L 地点の地盤ボーリングの対比部分の読み取りから、北長沼層の下位に NA-1 層 (層厚 17 m), NA-2 層 (47 m), NA-3 層 (58.5 m+) が認められる。

NA-1 層は上位の北長沼層へ整合関係で移行することおよび下部を主体に含貝化石であることから、石狩低地帯東南部の厚真層に対比できる。厚真層は最終間氷期堆積物 (MIS 5e) であるけれども、野幌丘陵に接近すると本層は分布が途切れており、同丘陵南東部において本層相当層は分布しない。このことの原因は、野幌丘陵が活褶曲により上昇し、その東翼側にあたる長沼低地側に傾動する地殻変動が進行したことが関与している可能性が考えられる。

NA-2 層は下部の含貝殻片粗粒砂~砂礫層 (層厚 15 m; 貝化石豊富)、主部の泥・砂 (極細~細粒) 層 (下半部で含貝化石) および最上部の泥炭~炭質泥層 (層厚 4.5 m) に区分でき、上位へ海進-海退を示す。下部は含貝化石で海成の砂礫層であり、水井戸の比抵抗検層曲線において突出したパターンにより特徴付けられる。このような突出パターン部は野幌丘陵方向へ向かって道道付近の古い水井戸 (S 地点; ボーリング長 77 m) の中部付近 (砂・砂礫層) に追跡可能であり、さらに輪厚川沿いに追跡すると北進橋の地盤ボーリング孔群の最下部

に出現の含貝化石砂礫層になる。北進橋付近ではこの砂礫層から支笏火山噴出物直下までの部分は音江別川層と見なせるので、NA-2 層は音江別川層と見なすことが可能となる。NA-2 層 (音江別川層) の下限は長沼アイスでは標高 -84.5 m, 道道付近の古い水井戸で -32.5 m である。北進橋付近では、音江別川層の下限は直接とらえることはできないが、この特徴的な含貝化石砂礫層の厚さ (17 m 程度) を考慮すると、-18 m 付近となる。ここに示される地層勾配は明らかに北長沼層のそれより大きくなっている。

野幌丘陵ではこの音江別層の下位層は下野幌層である。野幌丘陵南東部の下野幌層は外崎ほか (1981) および木村ほか (1983) では層厚約 60 m としており、これは長沼アイスでの NA-3 層の層厚 (58.5 m) とほぼ同じである。長沼アイスの NA-3 層は最下部の砂礫層 (層厚 8.5 m) および主部の泥~砂質泥層 (112.5 ~ 124.5 m 付近粗粒砂との互層、所々で泥炭~炭質泥をはさみ、含貝化石) より構成される。不確かなことが多いが、上位の音江別川層との層序関係、岩相的類似性などから下野幌層に対比可能なものと考えられる。

#### 4. 長沼町西縁でのボーリング結果を長沼低地の断面解析 (岡, 2007) の中でとらえる

岡 (2007) および木村ほか (2014) は、長沼低地の全体について地盤調査・水井戸ボーリングデータによる断面解析により地下地質の解明を試みた。特に、岡の解析結果について、長沼町西縁 (長沼アイス) でのボーリング結果をあてはめてとらえなおす。岡 (2007) が東西方向の E-E' 断面 (標高 5 m 前後 ~ -120 m 付近) に示したように、長沼低地の層序を上位より沖積層、支笏火山噴出物、本郷層、厚真層、早来 (はやきた) 層に区分した。この層序を長沼アイスの層序と比較すると、次のようになる。すなわち、夕張太付近の水井戸 E3 の深度 80 ~ 94 m 間の砂礫層は含貝化石であることと比抵抗検層曲線の突出パターンの特徴などから長沼アイス水井戸の NA-1 層 (音江別川層) の下部の含貝殻片粗粒砂~砂礫層 (層厚 15 m) に対比が可能である。さらに、E3 の深度 35 m 付近の 5 m 程度の厚さの泥炭質層は長沼アイス水井戸の NA-1 層最上部の泥炭~炭質泥層 (層厚 4.5 m) に対比が可能である。このような対比を行うと、岡 (2007) の E-E' 断面では、その厚真層の下半部は音江別川層に属し、新しく設定した厚真層は層厚が半減することになる。さらに、音江別川層=早来層とした場合、それらの地層の下限も上昇することになる。さらに音江別川層の下位に下野幌層が設定できる。この

ように、長沼低地帯全域にわたって、厚真層および音江別川層（早来層）は設定し直す必要がある。

## 5. 花粉分析結果と汎世界的な気候変動との関連

北広島市街北部（KHB-1・3孔およびKHD-1孔）での音江別川層の花粉分析結果については、北進町3丁目のNH孔（嵯峨山ほか、2016）の分析結果も含めて、一般に針葉樹の構成割合が大きく、寒冷～やや寒冷な気候が支配的であったことが想定される。木村ほか（1983）は模式地である音江別川の音江別川層について、層厚は最大25mで程度、下位より基底礫層（層厚2m）、泥～細粒砂層、中粒砂層、砂・礫互層または泥炭はさむ泥層と重なり、泥炭を含む泥層中の下半5層準試料の花粉組成は落葉広葉樹主体の *Ulmus*（ニレ属）－*Juglans*（クルミ属）帯、これに対して上半6層準の試料は針葉樹主体の *Picea*（トウヒ属）－*Abies*（モミ属）帯であり、恐らくトウヒ属のアカエゾマツ・エゾマツおよびモミ属のトドマツが多く、同様に寒冷な気候を示すとしている。

長沼町西縁（NGB-1・2孔）での花粉分析は、厚真層最上部～北長沼層および沖積層について行った。厚真層最上部～北長沼層については、長沼アイス1号孔（NGB-1）の花粉分帯が基本となる。同2号孔（NGB-2）ではコアや適当な試料がないため空白部があるが、北長沼層の下半部についてはより細かい分帯が可能となっている。両孔の花粉分帯を対比すると、第19図に示すようになり、やや温暖な時期との繰り返しがある。「花粉分析」3で述べたように長沼アイス1号（NGA-1）孔の洞爺火山灰はNa1-B帯中にはさまれ、その年代は11万年前頃（MIS 5d）である。Na1-E帯（北長沼層）の上位には支笏火山噴出物（46 ka）があり、これらはほぼ11.5万年前頃～4.6万年前（約7万年間；MIS 5d～MIS 3）の植生・古気候変遷を示していることになる。

能條ほか（2008）は、馬追丘陵北部の砂利採取場の北長沼層について花粉分析を行い、下位より花粉帯NagA-5帯（最下部；冷温帯性広葉樹のほとんどが姿を消すがハンノキ属が繁栄し、トウヒ・モミ属など亜寒帯針葉樹林が出現）、NagA-6帯（下部；冷温帯性広葉樹の中でハンノキ属が衰退し、A-5帯に続き亜寒帯針葉樹林が次第に増加）、NagA-7帯（上部；冷温帯性広葉樹が全体として衰退し、寒帯針葉樹林が優勢でカラマツ属が出現）、NagA-8帯（最上部；寒帯針葉樹林が優勢であるがカラマツ属は消失）に区分した。さらに、火山灰分析により洞爺火山灰（Toya；11万年前）および阿蘇4火山灰（Aso-4；約9万年前）がNagA-6帯Cの最上部にはさまれることを明らかにした。その上位のNagA-7帯a

～cで、トウヒ属を高率で含むとともに寒冷指標のカラマツ属（グイマツ）・コケスギランをとめない、明らかに寒冷であることが示されている。この寒冷部分は洞爺火山灰との関係では長沼アイスのNa1-D帯（Na2-D帯最上部）に相当し、約9万年前頃の寒冷期（MIS 5b）に相当するであろう。さらに、Na1-E帯上部の寒冷期は5～7万年前頃の寒冷期（MIS 4）に相当するとみなされる。

## まとめ

① 北広島市街北部および長沼町西縁（長沼アイス）のボーリングコア・カッティングスの観察・花粉分析・火山灰分析を行った。その結果、野幌丘陵からその東側の低地の地質は下位より裏の沢層、下野幌層、音江別川層、厚真層、北長沼層、支笏火山噴出物および沖積層に区分されることが明らかになった。

② 北長沼層は、主に長沼低地に分布する層厚15m±の湿原堆積物であり、下位の厚真層とは整合関係で、最下部に洞爺火山灰をはさみ、上位を支笏火山噴出物に限られる。この事実から、その年代は11万年前頃～4.6万年前（約6.5万年間；MIS 5d～MIS 3）の最終間氷期末～最終氷期中期と考えられる。北広島市街付近では丘陵東縁の台地部において、支笏火山噴出物下に存在する。

③ 厚真層は、層厚15m弱の浅海成の地層で、最終間氷期（MIS 5e）の堆積物である。野幌丘陵に接近すると本層は分布が途切れており、同丘陵南東部において本層相当層は分布しない。

④ 北広島市街北進橋付近の地盤調査孔のコア解析・ボーリング資料の検討および露頭調査から明らかになった層厚50m+の地層（下位より含貝化石層、含貝化石極細～細粒砂層、泥層、砂・砂礫層で構成）は北進町3丁目NH孔（嵯峨山ほか、2016）を経て、音江別川中流域の音江別川層（層厚24m）に対比できることが明らかになった。さらに、水井戸を含む地盤ボーリング柱状図の対比から、音江別川層は含貝化石砂礫層（比抵抗検層曲線で突出パターンを示す）を鍵層とし、上位の厚真層・北長沼層との関係から、長沼アイス水井戸の深度43.5～90.5m間（層厚47m）の部分に対比できる。

⑤ 下野幌層は、野幌丘陵中部の丘陵西縁から西側台地帯（札幌市厚別区・清田区および北広島市の境界部）の野津幌川中～上流域および小野津幌川上流域に分布する泥主体の地層（層厚約60m）である。本調査では、ボールパーク沢において下位の裏の沢層（前期更新世）に不整合関係で重なる地層としてとらえられる。長沼アイス

水井戸の深度90.5～149 m間の層厚58.5 mの地層(最下部の砂礫層および主部の泥～砂質泥層)は上位の音江別川層などとの関係から下野幌層に対比できる可能性があるが、その確認は今後の課題である。

⑥ 長沼アイス1号(NGA-1)孔の深度25 m付近の火山灰試料(NGA1R03-T1)は、粒子組成分析(検鏡)および火山ガラスの屈折率測定・主成分分析から洞爺火山灰(Toya; 11万年前頃)に同定される。

⑦ 長沼アイス1号(NGB-1)・2号(NGB-2)孔の厚真層最上部～北長沼層について花粉分析を実施し、下位よりNa1-A帯[厚真層最上部]→Na1-B帯+Na1-C帯(Na2-A帯+Na2-B帯+Na2-C帯)[北長沼層下部]→Na1-D帯(Na2-D帯+Na2-E帯)[北長沼層中部]→Na1-E帯[北長沼層上部]と分帯される。Na1-B帯中にはさまれる洞爺火山灰(11万年前頃)およびNa1-E帯の上位の支笏火山噴出物(46 ka)の存在から、これらはほぼ11.5万年前頃～4.6万年前(約7万年間; MIS 5d～MIS 3)の植生・古気候変遷を示していることになる。

#### 引用文献

- 赤松守雄・鈴木明彦, 1992, 石狩低地帯周辺丘陵の鮮新一下部更新統の層序と古環境. 北海道開拓記念館研究年報, no.20, 1-37.
- 赤松守雄・山田悟郎・北川芳男・矢野牧夫, 1981, 野幌丘陵の地質と古生物の変遷. 北海道開拓記念館研究報告, no.6, 17-24.
- 圓谷昂史・栗原憲一・畠 誠・加瀬善洋・大津 直・林 圭一・廣瀬 亘・鈴木明彦・添田雄二・能條 歩, 2016, 北海道北広島市西の里から産出した貝化石(速報). 北海道博物館研究紀要, no.1, 25-38.
- 圓谷昂史・添田雄二・栗原憲一・加瀬善洋・鈴木明彦・能條 歩・畠 誠・林 圭一・廣瀬 亘・大津 直, 2018, 北海道北広島市西の里で認められた第四系の地質年代. 北海道博物館研究紀要, no.3, 143-161.
- 古澤 明, 1995, 火山ガラスの屈折率測定・形態分類とその統計的な解析. 地質雑, **101**, 123-133.
- 古澤 明, 2003, 洞爺火山灰降下以降の岩手火山のテフラの識別. 地質雑, **109**, 1-19.
- 古澤 明・大木公彦・宮脇理一郎, 2018, 火山ガラスの主成分および微量元素組成による鹿児島市永田川河口部で掘削されたボーリングコアに挟まれる火砕流堆積物の識別. 地質雑, **124**, 435 - 447.
- 北海道立地下資源調査所, 1969, 石狩低地帯の深井戸検層図集. 地下資源調査所報告, 39, 1-79.
- 加瀬善洋・林 圭一・圓谷昂史・添田雄二・栗原憲一・畠 誠・廣瀬 亘・大津 直, 2018, 北海道北広島市西の里で認められたサンドリッジ堆積物の堆積相・古流向とその意義. 北海道博物館研究紀要, 3, 133-141.
- 木村方一・外崎徳二・赤松守雄・北川芳男・吉田充夫・亀井節夫, 1983, 北海道石狩平野・野幌丘陵からの前期-中期更新世哺乳動物化石群の発見. 地球科学, **37**, 162-177.
- 木村克己・下川浩一・康 義英・檀原 徹, 2014, 北海道長沼町南長沼で掘削された180m ボーリングコアのテフラ分析. 地質調査総合センター研究資料集, No.590, 12P (付: 付属資料1).
- 北川芳男・赤松守雄・山田悟郎・矢野牧夫・三野紀雄, 1979, 野幌丘陵の地質-特に西部地域を中心として-. 北海道開拓記念館調査報告, no.17, 3-12.
- 北川芳男・矢野牧夫・中田幹雄・三野紀雄・赤松守雄・山田悟郎・中村 斉・森田知忠・松下勝秀, 1976, いわゆる“野幌層”について. 地下資源調査所報告, No.48, 129-137.
- 近藤 務・五十嵐八枝子・嵯峨山 積, 1988, 北海道静川台地の中～上部更新統-特に最終間氷期中の寒冷期および相対的海水準変化の検討-. 地質雑, **94**, 343-359.
- 興水達司・赤松守雄・北川芳男, 1988, 北海道野幌丘陵の鮮新-更新統裏の沢層のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, **94**, 461-463.
- 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, 336 P.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史, 1987, 北日本を広くおおむ洞爺火山灰. 第四紀研究, **26**, 129-145.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢, 1985, 阿蘇4火山灰-分布の広域性と後期更新世指標層としての意義-. 火山第2集, **30**, 49-70.
- 松下勝秀, 1971, 5万分の1地質図幅「江別」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 26 P.
- 長尾捨一・小山内 熙・石山昭三, 1959, 5万分の1地質図幅「恵庭」および同説明書. 北海道開発庁, 31P.
- 成田英吉・岡部賢二・石田正夫・池田国昭・丸茂克美・高田忠彦・桶屋光雄・尾形修一・根本隆文・佐川 昭・久保和也・村瀬 正・山口昇一・羽坂俊一・宮崎純一・矢島淳吉・太田英順・谷津良太郎・渡辺真治・木村 亨・熊谷なな子, 1983, 北海道せつ器粘土鉱床開

- 発に関する研究—その1 野幌地区—. 地質調査所月報, 34, 105-137.
- 中川光弘・宮坂瑞穂・三浦大助・上澤真平, 2018, 南西北海道, 石狩低地帯におけるテフラ層序学: 支笏—洞爺火山地域の噴火履歴. 地質雑, 124, 473-489.
- 日本地質学会地質基準委員会, 2001, 地質基準. 共立出版, 180 P.
- 能條 歩・金川和人・星野フサ・岩見沢団体研究グループ, 2008, 北海道中央部石狩低地帯東縁長沼地域の中～上部更新統層序と古環境. 地球科学, 62, 307～323.
- 星野フサ, 1994, わく法による現存植生と表層堆積花粉の関連性について—石狩平野西部月ヶ湖南西岸の場合—. 日本花粉学会会誌, 40, 25-37.
- 岡 孝雄, 1977, 札幌市東部“厚別低地帯”の地下地質. 地下資源調査所報告, no.49, 49-69.
- 岡 孝雄, 2007, 石狩低地帯中部, 長沼低地の地下地質と第四紀末テクトニクス—上部更新—完新統の層序・層相・構造—. 北海道立地質研究所報告, no.8, 6-148.
- 岡 孝雄・近藤 務・中村俊夫・星野フサ・安井 賢・井島行夫・関根達夫・米道 博・宿田浩司・山崎芳樹・乾 哲也・奈良智法, 2014, 北海道厚真川下流域の後期更新世～完新世の古環境変遷. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, no.25, 111-124.
- 岡 孝雄・中村俊夫・近藤 務・星野フサ・安井 賢・関根達夫・米道 博・山崎芳樹・前田寿嗣・乾 哲也・奈良智法, 2016, 北海道厚真川下流域の上部更新統～完新統のボーリングコア (AZK-103・AZK-112 孔) とピートサンプラーコア (HAP-1・AKP-1 孔) の地質解析および AMS14C 年代測定について. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, no.27, 61-66.
- 岡 孝雄・安井 賢・近藤 務・星野フサ・中村俊夫・関根達夫・米道 博・山崎芳樹, 2015, 北海道厚真川流域のボーリングによる 60 m 長コア (AZK-101 孔) とトーマス型サンプラーによる 13 m 長泥炭コア (ATP-1-3) の地質解析の概要及び珪藻分析結果—厚真川流域の沖積層研究 2014 年度 (その1) —. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, no.26, 67-72.
- 嵯峨山 積・井島行夫・藤原与志樹・岡村 聡・山田悟郎, 2016, 北海道野幌丘陵と近隣低地の中～上部更新統ボーリングコアの層序. 地球科学, 70, 5-19.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2022 (2023.3 更新), 大規模噴火データベース「支笏カルデラ」. <https://gbank.gsj.jp/volcano/ledb/>.
- 高橋功二・岡 孝雄・嵯峨山 積・山岸宏光, 1980, 北海道地盤地質図「野幌」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 37 P.
- 東宮昭彦・宮城磯治, 2020, 洞爺噴火の年代値. 火山, 65, 13-18.
- 外崎徳二・赤松守雄・木村方一・吉田充夫・高木俊男・渡部真人・飯沢豊子, 1981, 北海道野幌丘陵から発見された中期更新世の不整合について. 地球科学, 35, 91-93.
- 馬追団体研究会, 1983, 北海道中央部馬追丘陵南東の中・上部更新統—2つの海進について地球科学, 37, 8-21.
- 米倉浩司・邑田 仁, 2012, 日本維管束植物目録. 北隆館, 379 P.

## Abstract

We have observed six bore cores for foundation investigation and cuttings of one drilling water well in the northern part of Kitahirosima urban area and western end of Naganuma Town, central Hokkaido. Additionally, we have collected samples from the cores and performed pollen analysis and volcanic ash analysis (one sample) and drawn the underground section from surface to 150 meters in depth, in the southeastern area of Nopporo Hills and its eastern adjacent area (north western part of Naganuma Lowland). The Quaternary geology of both areas above-referenced are composed of the Shimonoporo Formation, Otoebetsugawa Fm., Atsuma Fm., Kitanaganuma Fm., Shikotsu volcanic ejecta and Chyuseki Fm. in ascending order. Of these, the Kitanaganuma Formation is characterized by marsh sediments, 15± meters in thickness, lies on the Atsuma Formation with conformity. We concluded that the age of the Kitanaganuma Fm. is from about 110 ka to 46 ka (from MIS 5d to MIS 3 ) on the basis of the age of the Toya Ash (110ka in age) which is put in the lower most part of the formation and is overlaid by the Shikotsu volcanic ejecta (46 ka ).



## 論文紹介

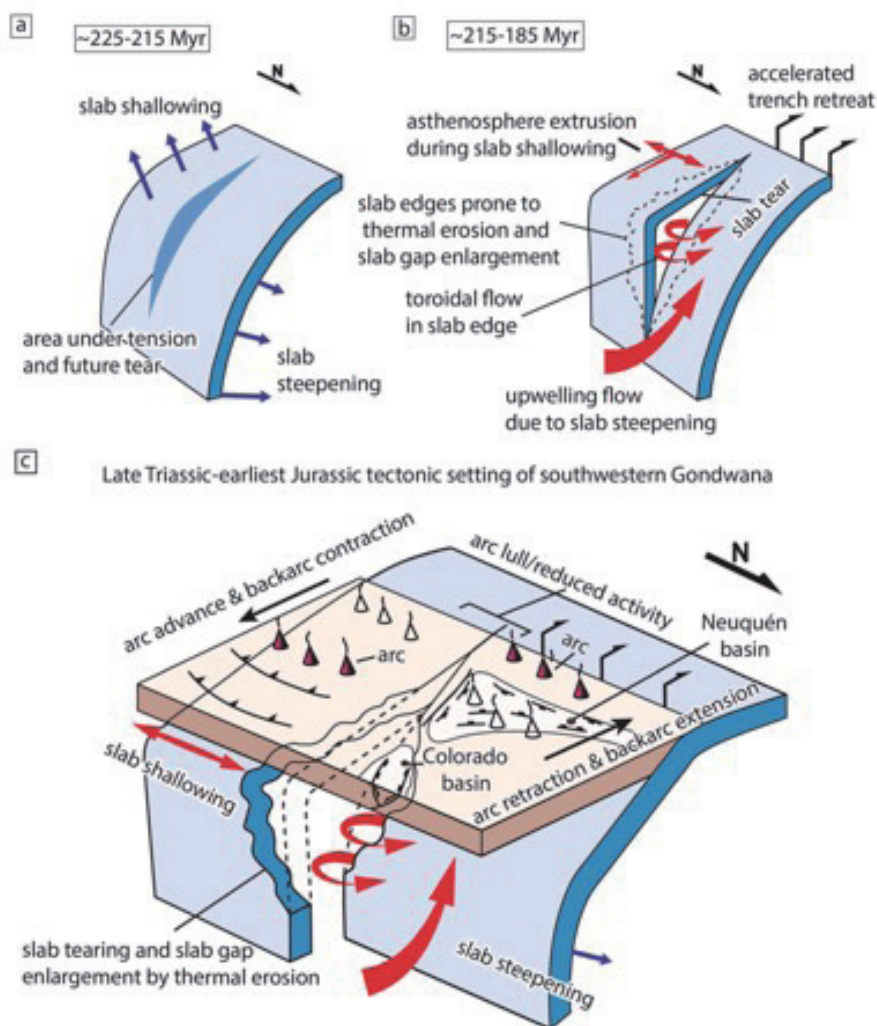
A glance at interesting papers

Gianni, G.M., Navarrete, C. and Spagnotto, S., 2019, Surface and mantle records reveal an ancient slab tear beneath Gondwana. *Scientific Rep.*, 9, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-56335-9>.

垂直的なスラブ切断は、現世の収束環境において、沈み込みやマントルダイナミクスに重要な影響を与えると広く報告されてきた。しかしながら、海洋プレートが沈み込んでしまい、地質的な記録が限定されている過去の収束縁において、類似の影響を評価することは、難しい課題として残っている。本研究において、我々は、過去の沈み込み形態を保存している下部マントル構造と上の

プレートの地質的記録とを対比し、南西 Gondwana 下の前期中生代の大規模な切断イベントである深部スラブ断裂を示す。この目的のために、我々は、年代・地質データを P 波トモグラフィーおよびプレート復元と統合する。後期トリアス紀-前期ジュラ紀のスラブ切断の発達は、次の i-iv を支持する：(i) 下部マントルにおけるスラブギャップ、(ii) 火成活動における時空分布の相違、(iii) 火成活動の休止、(iv) Neuquén 盆および Colorado 盆におけるプレート内展張と火成活動。この発見は、沈み込み帯を形成する基本的プロセスの過去の事例の認定といった意味をもつだけでなく、スラブセグメントが逆方向の回転をすることによって、その間にプレートの裂け目ができ、スラブ断裂を引き起こすメカニズムをまた示している。

(君波和雄)

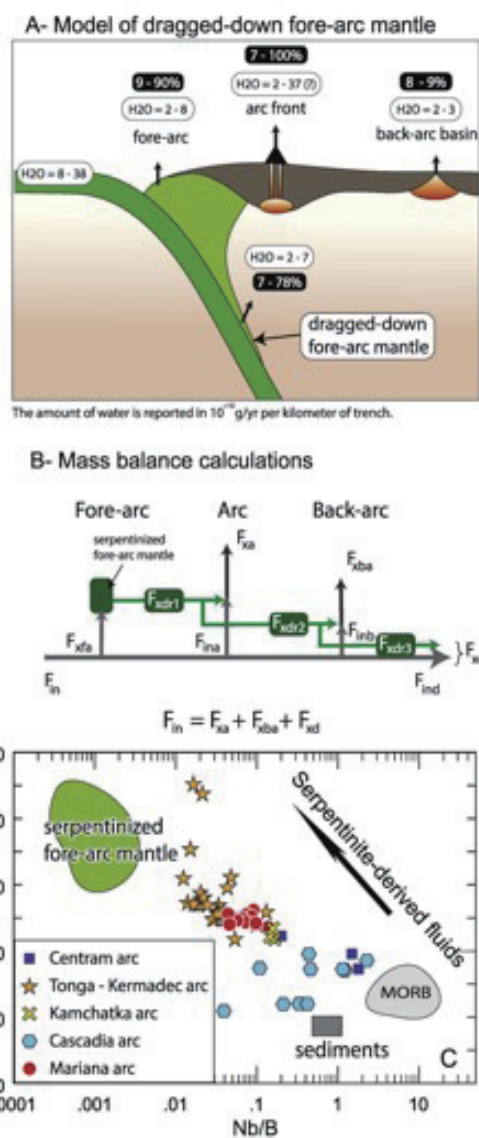


**Figure 4.** A conceptual model for slab-tearing beneath the southwestern Gondwana margin. (a) Slab-tearing in Late Triassic-earliest Jurassic resulted from synchronous development of slab shallowing in the south and slab steepening in the north inducing tensional stresses in a narrow zone ultimately leading to a slab gap. (b) Expected geodynamic response to the slab-tearing event and expected mantle flow patterns. (c) Late Triassic-Early Jurassic tectonic setting of southwestern Gondwana showing the contrasting tectonomagmatic evolution to the north and south of the inferred slab-tear.

Ribeiro, J.M. and Lee, C.-T., 2017, An imbalance in the deep water cycle at subduction zones: The potential importance of the fore-arc mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 479, 298–309.

スラブの脱水深度は、沈み込むスラブの温度状態に支配されると考えられる：冷たいスラブは、主に弧前縁下で脱水し、暖かなスラブは主に前弧下で脱水する。冷たい沈み込み帯の溶岩は、沈み込むスラブから放出された水に富む流体と広域的に作用すると予測される。そして、熱い沈み込み帯の溶岩に比べて、より高い含水量と上昇したスラブ流体の属性（すなわち、高い Ba/Th, H<sub>2</sub>O/Ce, Rb/Th, etc.）をもつ。しかしながら、弧の溶岩は、スラブの熱的状态に関係なく、類似したスラブ流体の特徴を示しており、沈み込み帯における揮発性物質 (volatile) の循環がより複雑であることを示唆している。本論では、蛇紋岩化した前弧マントルが沈み込み帯の流体貯留場として重要かどうか、そしてそれが沈み込むスラブによって引きずられ、弧のマグマの生成に貢献するのか、といったことを検討する。単純なマスバランスと流体の循環ダイナミクスを用いて、我々は、火山弧の下で放出された水の流出量を説明するために、引きずり込まれた前弧マントルが十分な水（海溝で注入された水のおよそ 7–78%）を供給しうること示す。それ故、弧のマグマによって補足された水がすべてスラブから直接的にもたらされた訳ではなく、かなり多くの水が引きずり込まれた前弧蛇紋岩の脱水を経由した間接的なスラブ由来であることを我々は提案する。前弧蛇紋岩の脱水は、それが一般的であるなら、弧マグマの似通った地球化学的特徴（すなわち、スラブ流体の属性）を説明する方法になり得るだろう。

(君波和雄)



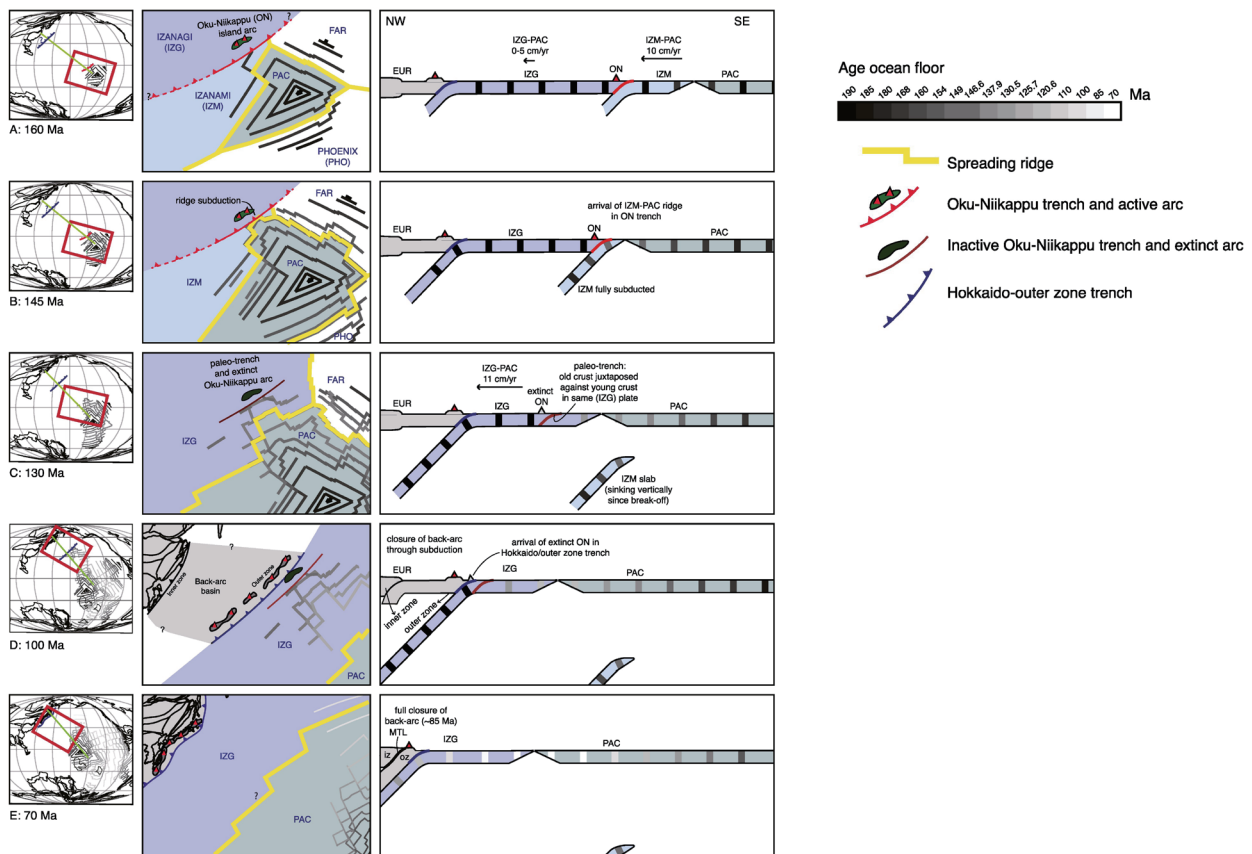
**Fig. 1.** Figures illustrating the potential role of the fore-arc mantle in the petrogenesis of arc magmas. A) Sketch showing the water budget of a typical subduction zone, with a dragged-down fore-arc mantle. The numbers represent the amount of water released from the downgoing plate for all the subduction zones investigated here (see Fig. 8 for details). The white numbers within a black oval represent the various water fluxes relative to the water influxes injected at the trenches (in %) as in Table 1 (i.e., for the fore-arc,  $F_{xdr1}/F_{in}$ ; for the arc,  $F_{xdr2}/F_{in}$ ; for the back-arc,  $F_{xdr3}/F_{in}$ ; for the water returned to the lower mantle  $F_{xd}/F_{in}$ ). B) Sketch summarizing our mass balance calculations, as detailed in Eq. (1) and Eq. (5). Notations can be found in Table 2. C) Nb/B vs  $\delta^{11}\text{B}$  diagram of Scambelluri and Tonarini (2012) used to decipher the contribution of the fore-arc serpentinites in arc lavas. Composition of the arc lavas are filtered for primitive composition (i.e.,  $\text{SiO}_2 \leq 56$  wt%,  $\text{MgO} \geq 5$  wt%) whenever possible. We used the dataset of Ishikawa and Tera (1999) for the Marianas, Leeman et al. (2004) for Cascadia, Ishikawa et al. (2001) for Kamchatka, Leeman et al. (2017) for Tonga-Kermadec, Tonarini et al. (2007) for Central America (Centram), and Marschall et al. (2017) for the mid-ocean ridge basalts (MORB) using an averaged Nb content of  $6.3 \pm 9.6$  ppm (Jenner and O'Neill, 2012).

Boschman, L.M., van Hinsbergen, D.J.J. and Spakman, W., 2021, Reconstructing Jurassic-Cretaceous intra-oceanic subduction evolution in the Northwestern Panthalassa Ocean Using Ocean Plate Stratigraphy From Hokkaido, Japan. *Tectonics*, 40, e2019TC005673. doi. org/10.1029/ 2019TC005673.

パンサラッサ海のプレート復元は、活動的な縁辺に囲まれた発散プレートの単純なシステムを描く。さらに、地質・地震トモグラフィの記録は、海洋内沈み込みが存在したことを示す。我々は、本論で先白亜紀の海洋中の奥新冠島弧（北海道に露出する残存島弧）のプレートテクトニック復元を行う。奥新冠島弧は、ジュラ紀の沈み込み帯でつくられ、イザナギプレートと本論で提案する‘イザナミ’プレートを分けていた。海洋環境中で活動を停止したと以前に考えられていた奥新冠島弧は、さらに伸張し、バレミアンのチャートに覆われた。活動を停止した弧は、100 Maに北海道に付加するまで4,500

万年の間パンサラッサ海洋底に残った。この事実は、奥新冠島弧の元々の位置が大陸縁から離れており、以前に認められていた Telkhinia スラブ上にあったことを示唆している。拡大方向の約30°の変化があった。パンサラッサプレートの再編成と弧の活動停止とが一致していること、および弧の活動停止とそれに続く弧の展張がイザナミ-太平洋海嶺の沈み込みに続くイザナギプレートと太平洋プレート間の連続した拡大によってすっきりと説明されることを我々は示した。我々の復元は、奥新冠コンプレックスと同じ付加コンプレックスに属する日本の外帯が前期-中期白亜紀の間背弧海盆によって内帯から分離されていたことを示す。本研究は、とくに地震トモグラフィと海の地球物理学データとが結びつけられたとき、失われた海洋プレートと過去の大陸縁のプレート復元における付加造山の重要性を示している。

(君波和雄)



**Figure 8.** Reconstruction of Izanami, Izanagi, and Pacific plate motion, Oku-Niikappu subduction (a) and extinction (b), and accretion of the Oku-Niikappu remnant arc in the outer zone trench separated from the northeast Asian continental margin by a ~2,500 km wide back-arc (c). The orientation and length of the Oku-Niikappu subduction zone are speculative. Panels on the left are in the mantle reference frame of Torsvik et al. (2019), except for 160 Ma for which there is no mantle reference available, and in which the Pacific Plate is stationary compared to its 150 Ma position. Our reconstruction assumes an Izanami-Izanagi subduction rate of 7.5 cm/yr (within the permitted range of 5–10 cm/yr, see Figure 7) and extrapolates the relative post-145 Ma Izanagi-Pacific motion direction for earlier times, assuming that the orientation of Pacific-Izanagi motion did not change during ridge subduction.

Wu, J.T.-J., Wu, J., Alexandrov, I., Lapen, T., Lee, H.-Y. and Ivin, V., 2022, Continental growth during migrating arc magmatism and terrane accretion at Sikhote-Alin (Russian Far East) and adjacent northeast Asia. *Lithos*, 432–433, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106891>.

大陸への実質的な付加、もしくは大陸成長は、地球の歴史を通じて最終的に我々の環境を形作るプロセスである。過去の造山の研究は、プレートに駆動された弧火成活動と収束縁に沿う物質の付加によって大陸成長が促進されることを示している。しかし、その詳細は、過去の造山の地質的な複雑さによって十分に解明されていない。特に、火成弧の役割と成長する付加縁の貢献は、未解明である。本研究は、北緯 42°–52° の北東アジア大陸縁 1500 km に沿う十分に研究されていない長命の火成弧を研究対象とする。限定された公表データを補完するために、我々は、シホテアリンの火成岩の新たな提示す

る。我々は、これらのデータを総合し、シホテアリンにおける 4 つの火成活動イベントを明らかにした：1) 134–120 Ma S-type, 2) 110–100 Ma I-type, 3) 95–52 Ma highly-evolved I-type, 4) <46 Ma I-type. そこで、我々は、東北アジア付近の我々の新たなデータおよび公表されたデータ (n>600) と地質から、ジュラ紀から新生代における火成弧の海溝方向への 1500 km におよぶ移動を明らかにした。若く、成長する大陸縁は、以下の化学組成をもつ弧火成活動によって改変された：1) 1.3–1.4 % の堆積物 (スラブ由来) とミックスされたマントル・ウェッジに由来する生成物, 2) マグマの分別によるシリカの富化. マグマ組成は、地殻の付加と海溝方向に移動する弧火成活動を含む収束縁の大陸成長が、初生マントル起源のミキシングから出発し、地殻の分化がそれに続くことを本論で示す。

(君波和雄)

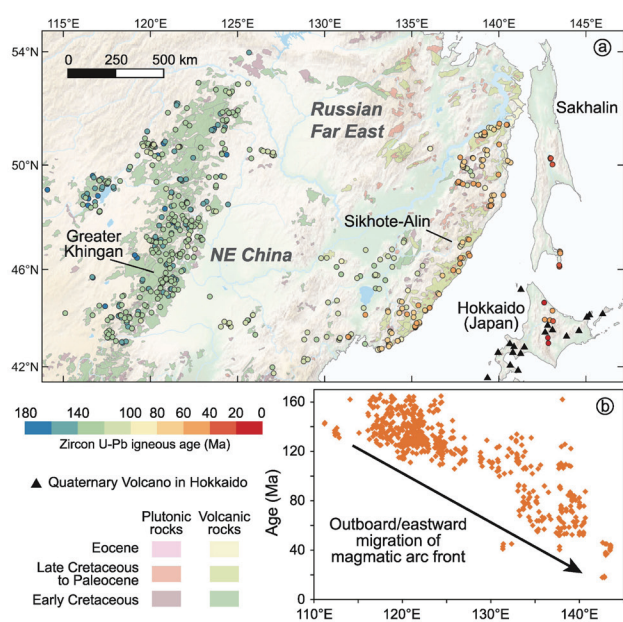


Fig. 12. 160 to 0 Ma outboard/eastward migration of 42°N to 54°N NE Asia magmatism. (a) Igneous rock distribution with U-Pb zircon age constraints in Sikhote-Alin, Sakhalin, Hokkaido (Table A. 3), and NE China (Gou et al., 2019 and references therein). (b) Present longitude vs. age of igneous rocks. The NE Asia igneous magmatic activity reveals a general eastward migration across a ~1700 km wide area from ~115°E to 143°E since 160 Ma. We exclude an average ~200 km eastward translation of the south Sakhalin and Hokkaido samples resulting from the Japan Sea opening, and consider a 160 Ma to present ~1500 km outboard/eastward migration of 42°N to 54°N NE Asia magmatism.

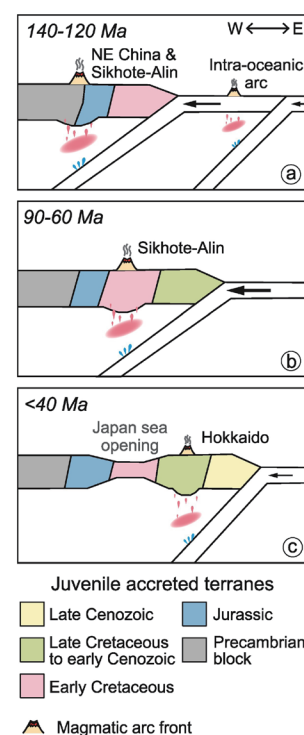


Fig. 13. Continental arc evolution of the 42°N to 52°N NE Asian margin from the Early Cretaceous to the present based on the result from this study. (a) Early Cretaceous (140 to 120 Ma): arc front moved from NE China into Jurassic accretionary belt in Sikhote-Alin (b) Late Cretaceous to early Cenozoic (90 to 60 Ma): arc front moved into early Cretaceous accreted terranes in Sikhote-Alin (c) Late Cenozoic (<25 Ma): the arc front moved entirely into the late Cretaceous to Cenozoic accretionary units in Hokkaido, after the Japan Sea opening.

A.C.-s. Cheong, M.-J. Jung, H.J. Jo, J. Kim, S. Lee and Y.-J. Jeong, 2023, Lithospheric thinning and ignition of a Cordilleran magmatic flare-up: Geochemical and O–Hf isotopic constraints from Cretaceous plutons in southern Korea. *Geosci. Front.*, 14, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101492>.

北東アジアの大陸縁は、古太平洋プレートの長期間の沈み込みによるマグマ生成物を含む。コルディレラ弧に認められるように、北東アジア大陸縁における火成活動の発達は、大きなパルスによって特徴付けられる。本研究は、新たなおよび公表された南部韓半島の深成岩類の年代・地球化学的データおよびO–Hf同位体データを用いて、白亜紀の火成活動 flare-up の初期段階を明らかにする。水平沈み込みによる長期間（～50 m.y.）の火成活動休止と Honam 剪断帯の発達の後、白亜紀 flare-up が京畿地塊の内陸側および沃川帯でモンゾナイト、花崗閃緑岩、花こう岩の貫入で始まった。以前の flare-up 時に形成されたジュラ紀の花こう岩類と比べると、沃川帯の Eopyeong 地域に産出するアルビアン（～111 Ma）モンゾナイトは、ジルコンが高い  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  ( $-7.5 \pm 1.3$ ) 値と  $\delta^{18}\text{O}$  ( $7.78\% \pm 0.25\%$ ) 値を、より低い全岩の La/Yb と Sr/Y をもつ。同時代の京畿地塊の多量の花崗閃緑岩と花こう岩は、Sr/Y がより小さくて範囲が狭く、La/Yb が小さく、先カンブリア紀基盤岩よりもジルコンの  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  値 (ca.  $-30$ ) がより大きい。これらの化学的・同位体的特徴は、前期白亜紀のリソスフェアが薄く、構造および火成作用によって厚くなったキール（以前の沈み込みでメタゾマを受けた）の剥離（delamination）

に由来したことを示す。剥離の結果生じた upwelling が flare-up の重要な切っ掛けとなった。アルビアン深成岩の火成作用同時的なジルコン、およびそれらの原生代初期とジュラ紀の遺存ジルコンの O–Hf 同位体レンジはこの脱クラトン化イベント時のマグマ生成にリソスフェアマントルと地殻底部を含んでいたことを示している。それ故、弧火成活動は海溝側に移動し、後期白亜紀に最高潮に達し、地殻の浅部に定置した広範な花崗岩質岩を生じた。Seoraksan-Woraksan- Sokrisan 国立公園に広く分布する後期白亜紀前期（94–85 Ma）花こう岩類は、非常に珪長質で、顕著な Eu 異常をもった水平なコンドライト規格化希土類元素パターンを示す。これらの花こう岩類中のマグマ同時的なジルコンは、それら母岩の地球化学とよく似ている。剥離に関連した地殻原岩の若返りは、花崗岩質岩のジルコンの  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  ( $-6$  から  $-20$ ) によって示され、それは先カンブリア紀基盤の値よりも一貫して大きい。ジルコンの O–Hf 同位体組成におけるコアからリムにかけての変化は、地殻同化の典型的シーケンスとマグマ溜まりへの新たな供給を反映している。

（君波和雄）

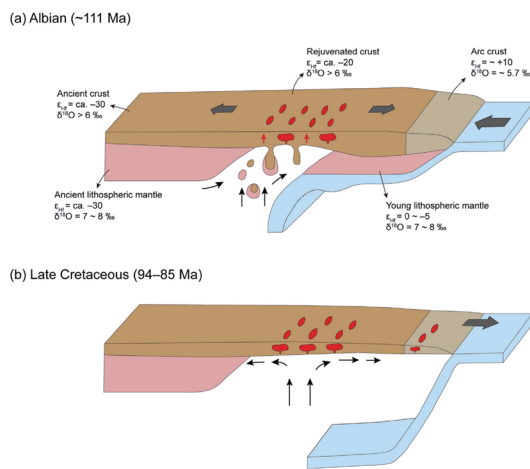


Fig. 12. Schematic cartoons illustrating the Cretaceous tectonomagmatic evolution of the Korean Peninsula, with oxygen and hafnium isotopic compositions of mantle and crustal reservoirs. (a) Collapse of the orogenically and magmatically overthickened lithosphere in combination with asthenosphere upwelling facilitated the melting of reformed lithospheric mantle and rejuvenated the crustal basement to produce the Eopyeong and Ganghwa-Seokmodo-Hyeongseongan plutons, respectively. (b) Further melting of the rejuvenated crust produced early Late Cretaceous granites in the eastern Gyeonggi Massif and the central Okcheon Belt. The Gyeonggang granitoids were generated through the reworking of young arc crust represented by the ~250 Ma Yeongdeok adakite. Plate configuration modified after Wu et al. (2019). No scale.

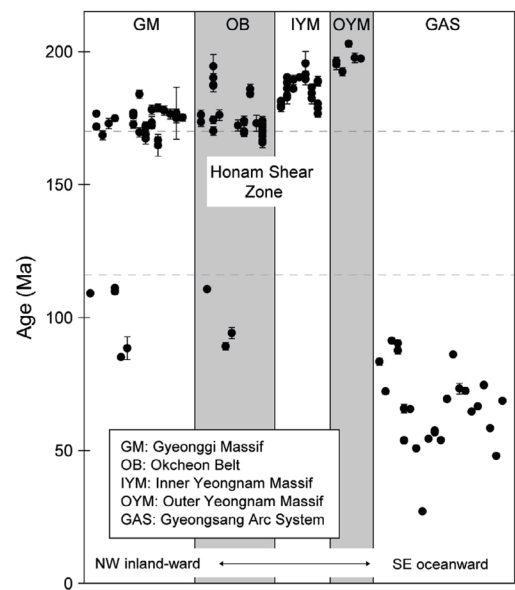


Fig. 9. Compilation of ion microprobe zircon ages for Jurassic and Cretaceous-Paleogene plutons in the southern Korean Peninsula. Dashed lines represent the approximate development and reactivation ages of the Honam Shear Zone.

Lee, T.-H., Park, K.-H. and Yi, K., 2018, SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from the Early Cretaceous Nakdong Formation, South East Korea: Timing of initiation of the Gyeongsang Basin and its provenance. *Island Arc*, <https://doi.org/10.1111/iar.12258>.

前期白亜紀慶尚盆の最下部 Nakdong 層の堆積年代を決定するために、ジルコンの SHRIMP U-Pb 年代を測定した。Nakdong 層の碎屑性ジルコンの U-Pb は、始生代から白亜紀の広い年代レンジをもつが、堆積盆の位置によった顕著な年代分布の違いを示す。南部 Nakdong 層の供給源は、主に周辺の嶺南地塊であり、同地塊は古原生代の変成岩やトリアス紀-ジュラ紀の深成岩類からなる。一方、中央と北側の Nakdong 層は、嶺南地塊の貢献と共に、北西側にある沃川変成帯からの多くの堆積物の供給を記録している。碎屑性ジルコンの最も若い年代集団に基づく、Nakdong 層の最大堆積年代は、約 127 Ma と推定される。127 Ma における堆積開始は、東アジアにおける圧縮から展張への構造環境の転換と一致する。これは多分イザナギプレートの移動方向が斜め沈み込みに変化したことによるのだろう

(君波和雄)

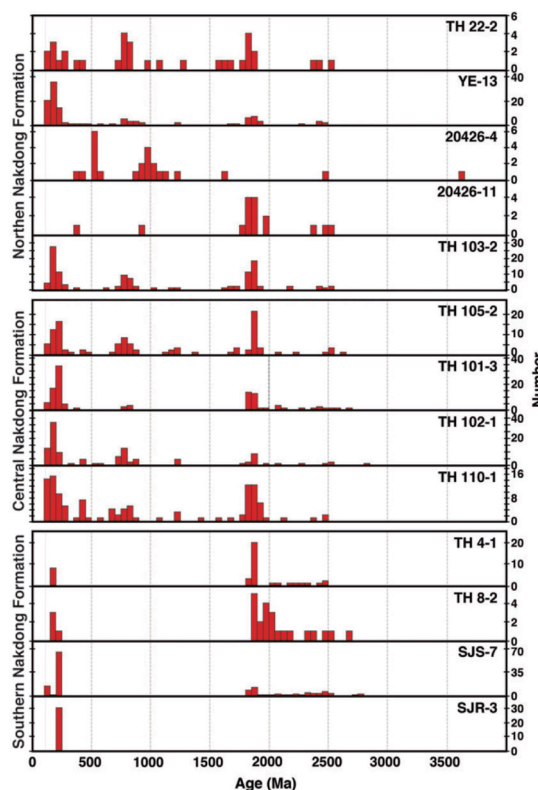


FIGURE 6 Age distribution diagrams for the northern, central, and southern Nakdong Formation

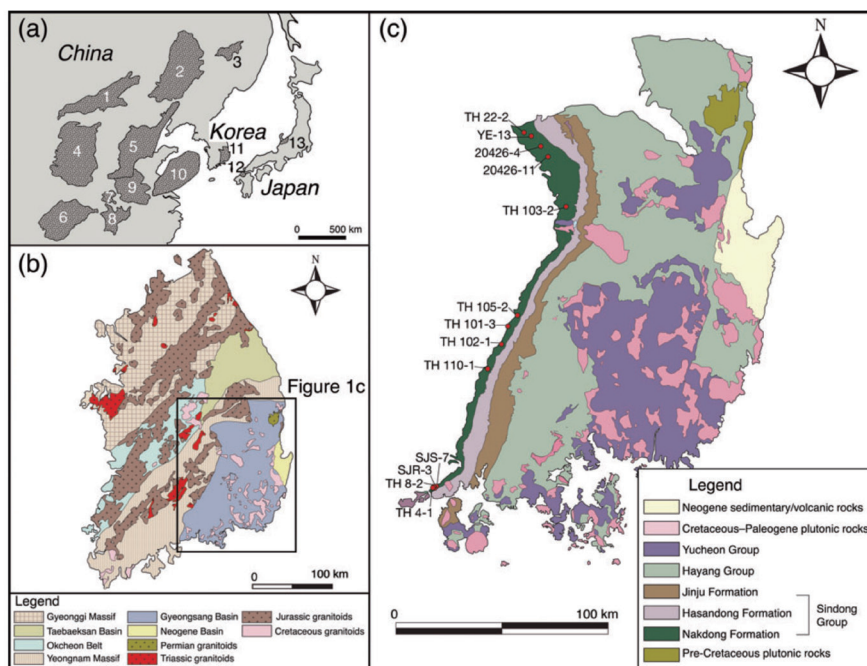


FIGURE 1 Geological maps of the study area. (a) Distribution of Cretaceous non-marine basins in East Asia, modified after Okada (2000). (b) Simplified geology of the southern Korean Peninsula modified after S. Kim et al. (2006). (c) The Gyeongsang Basin showing sample locations, modified after Ryu, Choi, and Wee (2006). 1, Erlian Basin; 2, Songliao Basin; 3, Sanjiang Basin; 4, Ordos Basin; 5, Bohai Basin; 6, Sichuan Basin; 7, Nanyang Basin; 8, Jiangnan Basin; 9, Hefei Basin; 10, Subei Yellow Sea Basin; 11, Gyeongsang Basin; 12, Kanmon Basin; 13, Tetori Basin

## 古澤 仁氏を偲んで

木村方一

小生の研究生活は、学生の古澤仁君と共にスタートした。今私が追悼文を書かねばならないとは、何とも辛いことだ。北海道教育大学札幌校地学教室に助手で採用された私は、石工室の片隅に、年季の入った両袖机とバネの抜けた回転椅子を与えられ、住み心地悪く座っていた3日目ぐらいに、1人の学生が飛び込んできて、「先生は化石の研究者と聞きました。僕は化石に興味があるので、よろしく願いいたします」と名乗ってきたのだ。

化石研究をしたと言うほど化石論文は無かったが、古澤君と一緒に発掘と研究をするチャンスはその年の夏から始まった。1977年9月、地質調査所山口昇一さん発見の歌登町でのデスモスチルス発掘である。2年生の彼と1年生3名を車に乗せて、歌登へと向かった。この年は頭から前半身を発掘し、後半身は翌年に持ち越された。1978年は7月の歌登の発掘に続いて、9月には深川市で大型化石の発見があり、通報を受けた北海道開拓記念館の北川芳男部長から発掘の協力を求められた。北大の秋山雅彦先生がリードする北海道野尻会のメンバーと一緒に発掘と地質調査を進めた。発掘した化石は長い下顎骨を持つヒゲクジラであり、古澤仁君が卒論教材として研究することになった。教育大学札幌校に運び、彼はクリーニングを開始した。クジラ化石研究者は日本国内には存在せず、邦文の論文は無かった。もっぱら英文、時にはフランス語の文献の判読も求められた。古澤君には、英文論文の読み込みを頑張って貰った。そして、2人はクジラ骨格の観察をするために津軽海峡を渡った。国立科学博物館の資料室・東京水産大学の展示室・日本鯨類研究所の展示室などで写真撮影と計測で情報を記録し化石と比較したのだ。その結果、深川標本はセミクジラ科のバレヌラ属で、種は不明と「深川産クジラ化石・発掘調査報告書」の中で報告した。

深川の地質調査2日目合宿中に、滝川市の空知川河床で化石発見(1980)が伝えられた。8月16日、調査団は深川からの帰途、滝川の露頭を観察したが、ダムの放水で水位が上がり十分な観察にはならなかった。水位低下を待つて8月23日土嚢を積んで発掘を試みた。木村は学生の本州地質巡検が予定されていて、発掘は古澤仁君と、北海道開拓記念館の赤松守雄氏が指揮することになった。発掘した標本は滝川市の郷土資料館で、急遽組織された高齢者事業団のメンバーと地元小中高等学校の先生等でクリーニングを開始した。

古澤君は札幌市内の小学校の教員になっていたの、土曜日は木村・日曜日は古澤が滝川に通ってクリーニングをチェックした。長い肋骨から、又もクジラかと推測したが、クリーニングが進行すると、鯨とは全く異なる肩甲骨や上腕骨の「形」が現れたのだ。

古澤君はこれを大カイギュウであると判断し、記者会見で発表した。ニュースは全国に広がり、国立科学博物館の

研究者某氏が「見せて欲しい」と申し出てきた。そして、帰り際、あの化石はどうするの？(科博に任せませんか)と言わんばかりだった。私は直ぐに回答した。「古澤にやらせますから、ご心配なく」と。そして古澤君に言った。

「この化石を世に報告するまで頑張ってくれ」と。その為には研究できる体制作りが必要だった。滝川市の綱淵教育長に相談した。教育長の決断は早かった。古澤君を滝川市立高校に異動させて、研究に専念する体制を立ち上げたのだ。小学校担任クラスの児童たちは寂しかったようだが、仕方がなかった。彼はフカガワクジラからタキカワカイギュウへとテーマを転換して研究に取り組んだ。もはや国内での研究では解決しない。アメリカ西海岸で発見されている海牛標本の観察と比較が求められた。彼は英会話の習得に努力し、私は、アメリカへ研修派遣することを教育長



に提案した。3ヶ月の滞在費用が準備され、彼は自力で4ヶ月間大学や博物館の標本を観察記録して帰国した。その間、多くの研究者の信用を得て、カリフォルニア大学バークレイ校が所蔵する歯を持つカイギュウ (*Dusisiren jordani*) の1体分の原標本を借り出した。滝川市高齢者事業団の力でレプリカを作って、滝川美術自然史館に展示したのだ。彼の行動力には驚かされた。

彼はタキカワカイギュウを新種のカイギュウ (*Hydeodamalis spissus*) として世界に発表終えた。論文の英文化では北海道大学の秋山先生の研究室に通いご指導を受けたようである。彼は再度、子供と接する学校を希望した。私は道教育委員会に勤務する高校時代の先輩に相談して、研究と教育の両立しやすい高等学校に職場を求めた。沼田町で化石発見が始まっていたので、北空知管内を期待したが空きはなく、旭川市内の高校に配属され、彼は日曜日にはオートバイで沼田へ通った。沼田町の村上教育長が沼田町に研究室を立ち上げ、1992年4月彼を迎え入れた。古澤君は沼田町教育委員会・自然史研究室・初代学芸員として町をリードすることになった。幌新太刀別川はタカハシホタテの産地だが、脊椎動物の化石発見が続いた。古澤君は1993年に「北海道沼田町産海生哺乳類化石群の年代と古環境」を共著で学会に報告した。化石発見はその後も続いたが、1998年4月に札幌市の博物館建設構想の立案のために、彼を札幌市に輩出すことになった。

研究者が定着すると化石が待っていたかのように発見されるものだ。札幌市内では豊平川の簾舞地域で、貝化石の発見は知られていたが、これまで脊椎動物化石の発見はなかった。しかし、2001年夏、地元の小学生親子によって肋骨が発見されたのだ。2003年になって、父親が中学生時代の担任山形由史氏を通じて木村が鑑定を求められ、現地で古澤君の鑑定で紛れもなくカイギュウの肋骨や胸骨であった。古澤君は「札幌市大型動物化石総合調査団」を組織した。その研究で産出層は約800万年前の砥山層中部であり、世界最古の大カイギュウ (*Hydrodamalis* 属) に分類して「サッポロカイギュウ」と呼ぶことにした。この発見ニュースが2008年に次の発見を呼んだ。上流の小金湯温泉前の河原で大型化石が発見され、古澤君の博物館活動センターに持ち込まれた。化石は地中に倒立するように立っていて、全身の発掘には3年間要した。古澤君は体長14mにもなるセミクジラ科のもので、約900万年前であると。2023年6月に開かれた山形市での化石研究会の総会で報告した。

彼の手元には、月形産の大型ヒゲクジラのクリーニングが進行中である。厚田村古潭産の化石は歯クジラのアルビレオニ科と分類して、一島啓人氏と共同研究中である。これらの化石を学会報告準備中に力尽きたのは、何とも残念でならない。多くの業績を残してくれたが、まだまだ期待されるものは多かったのに。残念だ！！

合掌

(北海道教育大学名誉教授)

## 編集後記

ここに総合地質第7巻をお届けします。今年度は5件の投稿があり、バラエティに富んだ巻となりました。査読者・校閲者による建設的かつ丁寧な査読・校閲は、それぞれの論文を改善する上で大いに役立ちました。査読・校閲者は、宮坂省吾、川上源太郎、川村信人、君波和雄、宮下純夫（敬称略）の諸氏です。ここに記して深く感謝申し上げます。また、君波委員長を引き継いで、3年間編集・割り付け作業をおこなってきましたが、新しい編集委員を迎えて、次の世代へ引き継ぐ準備もおこなっていきたいと念願しています。来年度の第8巻への投稿受付は6月～7月頃を予定しています。次号も多彩な原稿が多く集まることを期待しています。

今年度は新型コロナ感染もようやく落ち着き、社会的活動が全面的に復活しました。地球温暖化による熱波や干ばつ、洪水のニュースが絶えませんでした。2023年は記録的高温となったようです。一方、ロシアのウクライナ侵略やパレスチナ問題など、世界も日本も揺れ動いていますが、HRCGの活動は変わりなく発展することを願っています。

編集委員長 宮下純夫

発行者 NPO 法人 北海道総合地質学研究センター (HRCG)  
札幌市南区真駒内上町5丁目5番6号  
URL: <https://www.hrcg.jp/>  
E-mail: [office@hrcg.jp](mailto:office@hrcg.jp), 電話 080-5830-2016  
印刷 (株) 三誠社 札幌市中央区北8条西18丁目2-10



## **HOKKAIDO RESEARCH CENTER OF GEOLOGY**

E-Mail: [office@hrcg.jp](mailto:office@hrcg.jp) Phone: 080-5830-2016 URL: <https://www.hrcg.jp>

特定非営利活動法人 北海道総合地質学研究センター 主事務所：

005-0012 札幌市南区真駒内上町5丁目5番6号 連絡事務所：

069-0813 江別市野幌町 58 番地の7