

# 総合地質

## General Geology

Vol. 3 No. 1

### 論説

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・・・・・・・・・・・・・・・・ 1-9  
 嵯峨山 積  
 Relationship between Holocene sea level change and salinity index obtained by diatom analysis, in the uppermost  
 Pleistocene to Holocene deposits・・ 1-9  
*Tsumoru Sagayama*

### 総説

北海道-サハリンの始新世火成活動は海嶺沈み込みに 起因するか?・・・・・・・・・・・・・・・・ 10-30  
 君波和雄・池田保夫  
 Was the Eocene magmatism in Hokkaido-Sakhalin caused by ridge subduction?・・・・・・・・・・・・・・・・ 10-30  
*Kazuo Kiminami and Yasuo Ikeda*

### 報告・資料

豊平川沿いの新第三系層序,藻岩山の形成史 および小金湯産カイギュウ化石・・・・・・・・ 31-55  
 岡 孝雄・古沢 仁・岡村 聡・青柳大介・重野聖之  
 Neogene stratigraphy of the area along Toyohira River in Sapporo, volcanic activity of Mt. Moiwayama, and  
 chronostratigraphic implications for the occurrence of fossil Sirenia in Kogane-yu site・・・・・・・・ 31-55  
*Takao Oka, Hitoshi Furusawa, Satoshi Okamura, Daisuke Aoyagi, and Kiyoyuki Shigeno*

### 自由投稿

札幌の失われた川を尋ねて・・ 56-59  
 宮坂 省吾

### 論文紹介

・・ 60-63

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：前田仁一郎 President: Jinichiro Maeda

副理事長：嵯峨山 積 Vice President: Tsumoru Sagayama

総合地質 General Geology

編集委員会 Editorial Committee

委員長：君波和雄 Chief Editor: Kazuo Kiminami

委員：松田義章 Editor: Yoshiaki Matsuda

委員：宮下純夫 Editor: Sumio Miyashita

委員：岡 孝雄 Editor: Takao Oka

委員：岡村 聡 Editor: Satoshi Okamura

委員：柳下文夫 Editor: Fumio Yagishita



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<sup>1)</sup>

嵯峨山 積<sup>2) 3)†</sup>

Relationship between Holocene sea level change and salinity index  
obtained by diatom analysis, in the uppermost Pleistocene to  
Holocene deposits<sup>1)</sup>

Tsumoru Sagayama<sup>2) 3)†</sup>

(要旨)

塩分指数は生息域の違いに基づく珪藻群集組成を数値化したもので、海生種が多産するほど値は5に近く(高塩分濃度)、逆に淡水生種が多いほど1に近く(低塩分濃度)なる。沖積層の塩分指数について、最大値となる(MSS)層準と塩分指数が一時的に減少する(TDS)層準が完新世海面変動とどの様な関係にあるのか、石狩平野(IS, TK, H16B-3, GS-HTB, RS)、猿払川中流域(UH-SRN-1)、斜里平野(Pt1)および濃尾平野(GS-KZ-1)のボーリング資料を用いて検討した。MSS層準は縄文海進高頂期(約6,900 cal BP)に、TDS層準はそれ以前の小海面低下期にそれぞれ相当し、8.2 ka イベントに相当する可能性がある。

2019年5月6日受付

2019年8月2日受理

<sup>1)</sup> 日本応用地質学会北海道支部・北海道応用地質研究会平成30年度研究発表会(札幌)で発表

<sup>2)</sup> 北海道総合地質学研究センター  
Hokkaido Research Center of Geology,  
連絡先: 069-0834 江別市文京台東町18-12  
Address: 18-12, Bunkyo-dai-higashi, Ebetsu  
069-0834, Japan

<sup>3)</sup> 酪農学園大学  
Rakuno Gakuen University

† Corresponding author: tsaga @hrcg.jp

**Keywords:** Holocene sea level, salinity index, diatom analysis, uppermost Pleistocene to Holocene deposits

はじめに

沖積層は最終氷期極相期から現在までの間に堆積した地層で、沿岸域では氷河性海面変動による海進や海退の影響を受け、沖積平野を形成している。最も新しく未固結の地層であることから軟弱な地盤で、地震の揺れに弱く、しばしば液状化現象を起こす。また、豊富な地質情

報を有しており、沖積層の堆積過程や古環境の変遷を明らかにすることは、古い地層の研究への応用と共に、将来の気候変動や環境変化の予測にも貢献することになる。

我が国の第四紀海面変動曲線では、最終氷期極相期に標高-100 m前後であった海面が徐々

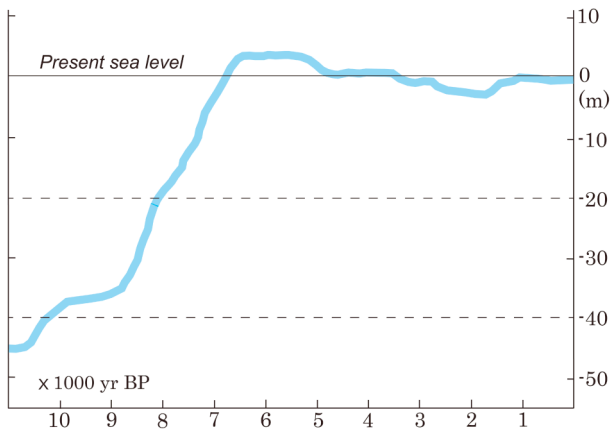


Fig. 1. Holocene sea level curve by Endo and Kosugi (1990).

に上昇し、約 6,900 cal BP には現在より 2~3 m 高くなり（高頂期）、その後の縄文中期の小海退（太田ほか, 1982）や弥生の小海退（有明海研究グループ, 1965）を経て現在の海面に至ったとされている（Fig. 1；遠藤・小杉, 1990 など）。特に、約 2 万年前からの海面上昇は縄文海進とよばれ、高頂期の高海面は北海道の石狩平野でも標高 3 m 土として報告されている（赤松, 1972）。その当時の海水は広く内陸域まで流入し、石狩川や夕張川などの河川水との混合により生じた汽水域（古石狩湖）は、紅葉山砂丘から馬追丘陵西方の南長沼にまで広がっていたとされる（嵯峨山ほか, 2018b）。

沖積層研究の有効な手段の一つとして珪藻分析がある。藻の一種である珪藻は、0.01~0.1 mm 程度の大きさで、海や川など水のあるところで光合成を行いながら生息している。塩分濃度の違いにより生息種が異なることから、粘土やシルトなどの細粒堆積物から多産する遺骸を海生種、海生~汽水生種、汽水生種、汽~淡水生種および淡水生種に区分した割合や優勢種などを検討することより当時の堆積環境を推定することができる（小泉, 1976）。このため、有明海研究グループ（1965）や長谷川（1966）などで古くから沖積層研究に用いられている。

北海道における沖積層の堆積環境解明のための珪藻分析は、藻琴湖周辺（Sato et al., 1977）やクッチャロ湖畔（関谷・熊野, 1982）、常呂平野・サロベツ原野（Sakaguchi et al., 1985）をはじめ、多くの地域で行われている。筆者は 2000 年初頭より珪藻分析に基づく沖積層の層序検討や堆積環境解明を行い、群集組成から求

めた塩分指数（Salinity index）を用いて考察している（嵯峨山, 2006；嵯峨山ほか, 2008, 2010, 2013, 2014, 2015, 2018a）。中でも、嵯峨山ほか（2013）や嵯峨山（2018a）は石狩平野の沖積層について、塩分指数が最大となる（MSS : Maximum stage of salinity）層準は縄文海進の高頂期に、これより数 m 下位にある塩分指数値が小さくなる（TDS : Temporary decrease of salinity）層準は一時的な海面低下期に相当するとし、水平方向に対比が可能としている。

今回、上記見解を更に検証するために、猿払川流域の沖積層ボーリングの結果（嵯峨山ほか, 2018a）やその他の論文を用いて、完新世海面変動と MSS や TDS の関係について検討した。なお、本文では縄文海進高頂期の年代を 6,900 cal BP とし、放射性炭素（以下、 $^{14}\text{C}$ ）年代値の暦年未補正については、コンピュータソフト Calib 6.0（Stuiver and Reimer, 1993）と暦年代データセット Intcal 09（Reimer et al., 2009）を用いて較正暦年代値（cal BP）を求めた。

## 塩分指数

塩分指数は生息域の違いに基づく珪藻群集組成を数値化したもので、以下の方法で求められる。地質試料から産する珪藻殻を鑑定し、得られた海生種の殻数に 5、海~汽水生種の殻数に 4、汽水生種の殻数に 3、汽水~淡水生種の殻数に 2、淡水生種の殻数に 1 をそれぞれ乗じ、これらの合計値を分子とする。分母は鑑定した合計の殻数から不明種の殻数を引いた値で、前者を後者で除すことにより求められる。すなわち、塩分指数は海生種が多いほど 5 に近く、塩分濃度が高かった（相対的に海水量が多かった）ことを示し、逆に淡水生種が多いほど 1 に近く、塩分濃度が低かった（相対的に海水量が少なかった）ことになる。なお、嵯峨山（2018b）は塩分指数と塩分濃度の関係について、汽水（0.5~30 ‰）に対応する塩分指数は 1.94~3.84 で、外れ値を除外すると 1.19~3.91 であるとしている。

## ボーリングコアの概要

検討に用いた沖積層ボーリングコアは石狩平野（5 本）、猿払川中流域（1 本）、斜里平野（1 本）、濃尾平野（1 本）の計 8 本である。石

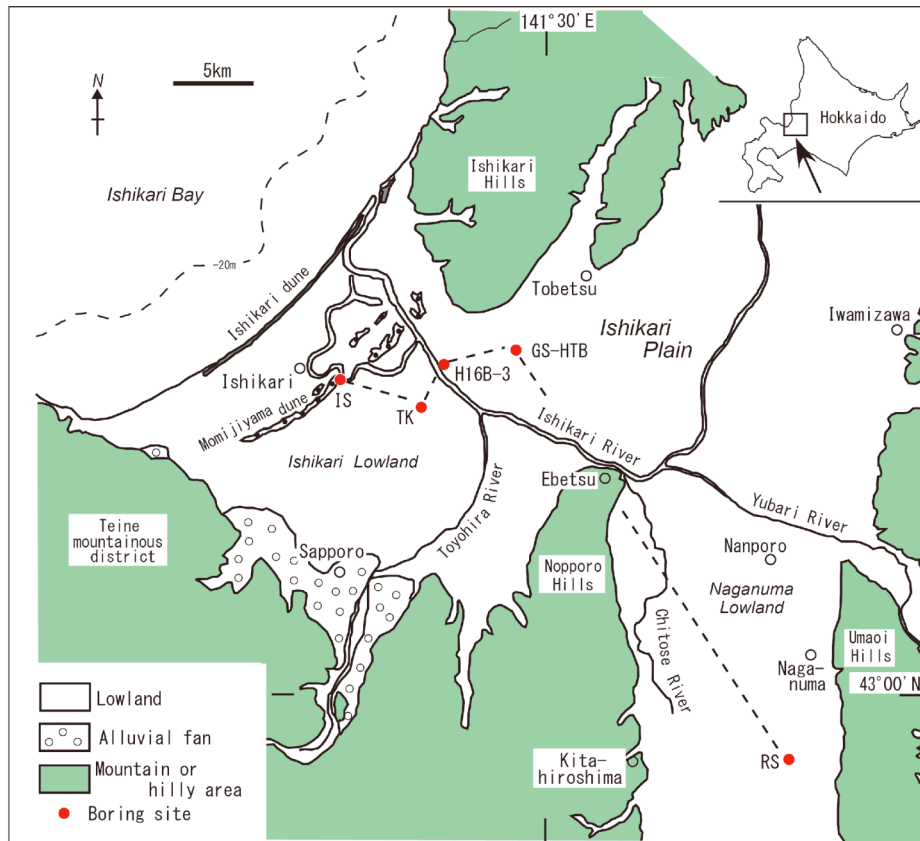


Fig. 2. Locations of the uppermost Pleistocene to Holocene drilling cores in the Ishikari Plain.

狩平野におけるボーリングコアの掘削位置を Fig. 2 に示す。

石狩翔陽高等学校コア (IS: 嵯峨山ほか, 2013) 掘削深度は 60.31 m で, 現海岸線より約 5.5 km 内陸の石狩市花川東に位置し, 地盤標高は 2.79 m である。

拓北コア (TK: 嵯峨山ほか, 2013) 掘削深度は 36 m で, 現海岸線より約 11.25 km 内陸の札幌市北区拓北に位置し, 地盤標高は 6 m である。

札幌大橋右岸コア (H16B-3: 嵯峨山ほか, 2010) 掘削深度は 40 m で, 現海岸線より約 9.5 km 内陸の当別町当別太に位置し, 地盤標高は 4.21 m である。

当別町川下コア (GS-HTB: 川上ほか, 2012) 掘削深度は 55 m で, 現海岸線より約 15 km 内陸の当別町川下に位置し, 地盤標高は 5.75 m である。

六号水コア (RS: 嵯峨山ほか, 2013) 掘削深度は 50 m で, 現海岸線より約 41 km 内陸の長沼町南長沼市街西方に位置し, 地盤標高は 9.39 m である。

中湿原コア (UH-SRN-1: 嵯峨山ほか, 2018a)

猿払村の猿払川流域で掘削され, 深度は 33 m で, 現海岸線より約 10 km 内陸の猿払川の中流域に位置し, 地盤標高は 11.8 m である。

斜里平野の沖積層コア (Pt1: 児平, 1996) 斜里町の涛釣沼西方で掘削され, 深度は 19.8 m で, 現海岸線より約 1 km 内陸に位置し, 地盤標高は 3.67 m である。

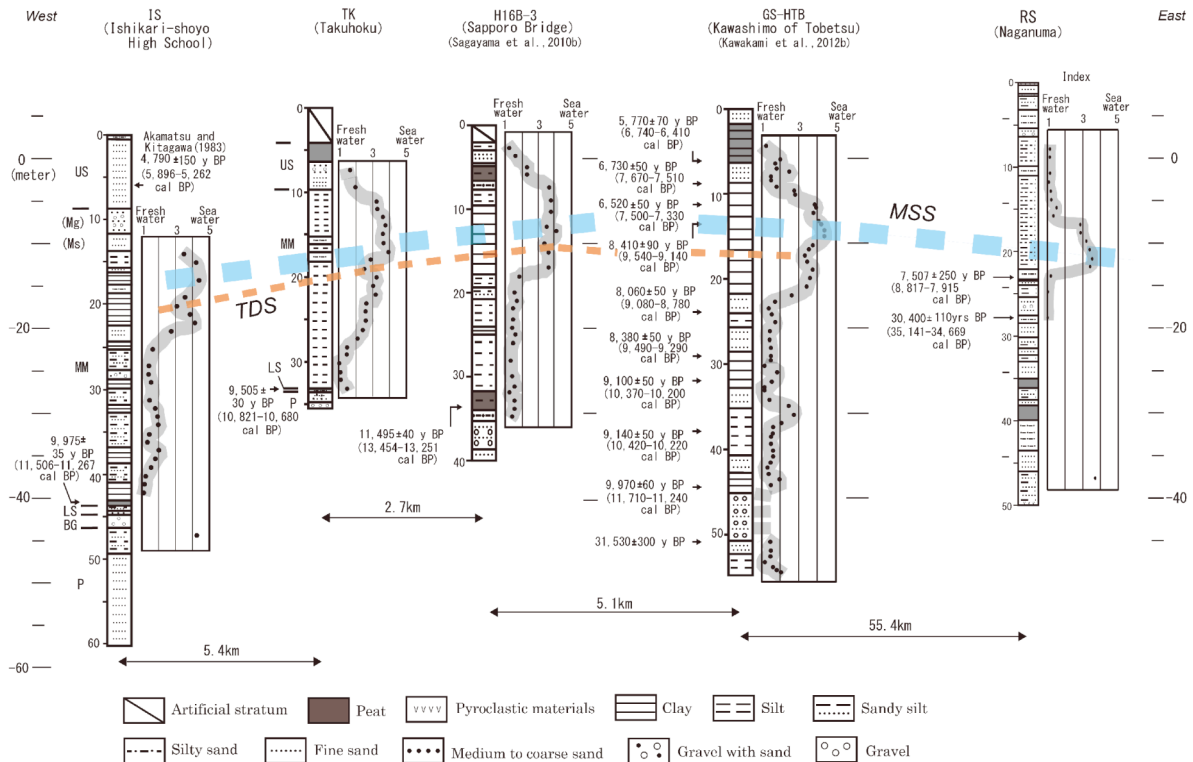
濃尾平野の海津コア (GS-KZ-1: 山口ほか, 2003) 掘削深度は 601 m で, 現海岸線より約 21.25 km 内陸の長良川右岸に位置し, 地盤標高は 1.9 m である。

## 考 察

### 1. 最大塩分指数 (MSS) について

嵯峨山ほか (2013) による石狩平野の IS から RS までの沖積層ボーリングを Fig. 3 に示す。塩分指数値が最大となるところが MSS 層準で, その数 m 下位の塩分指数が一時的に小さくなるところが TDS 層準である。

GS-HTB では多くの  $^{14}\text{C}$  年代測定がなされており, MSS 層準では 9,540-9,140 cal BP (8,410 ± 90 yr BP) の値が示されている (川上ほか, 2012)。一方, より下位の 2 つの  $^{14}\text{C}$  年代測定



**Fig. 3.** Stratigraphies for drilling cores in the Ishikari Plain (Sagayama et al., 2013) with salinity indexes and radiometric ages. Locations of sections are shown in Fig. 2. Blue broken line: maximum stage of salinity (MSS), and red broken line: temporary decrease of salinity (TDS).

値 (Fig. 3; 9,080–8,780 cal BP および 9,490–9,290 cal BP) はいずれも上記より若い値であることから、MSS 層準の測定用試料は下位層からの再堆積物である可能性が高い。RS では MSS 層準の約 2 m 下位の <sup>14</sup>C 年代値は 8,817–7,915 cal BP (7,507±250 yr BP) で、「MSS 層準は約 7,000 cal BP の高頂期」との考えと矛盾しない。

猿払川中流域の中湿原コアでは、深度 14.30 m (標高 -2.50 m) で塩分指数が 3.80 で最大 (MSS) となる (Fig. 4)。本層準では <sup>14</sup>C 年代測定は行われていないものの、約 1.22 m 下位 (深度 15.54~15.50 m) の <sup>14</sup>C 年代測定値は 8,310–8,160 cal BP (7,381±24 yr BP) である。同じく、MSS 層準の約 4.78 m 上位 (深度 9.54~9.50 m, 標高 2.26~-2.40 m) では 6,300–6,220 cal BP (5,467±34 yr BP) で、これらの値を用いて単純比例計算すると MSS 層準は約 7,840 cal BP (約 7,000 yr BP) となり、縄文海進高頂期の 6,900 cal BP に近い値を示す。

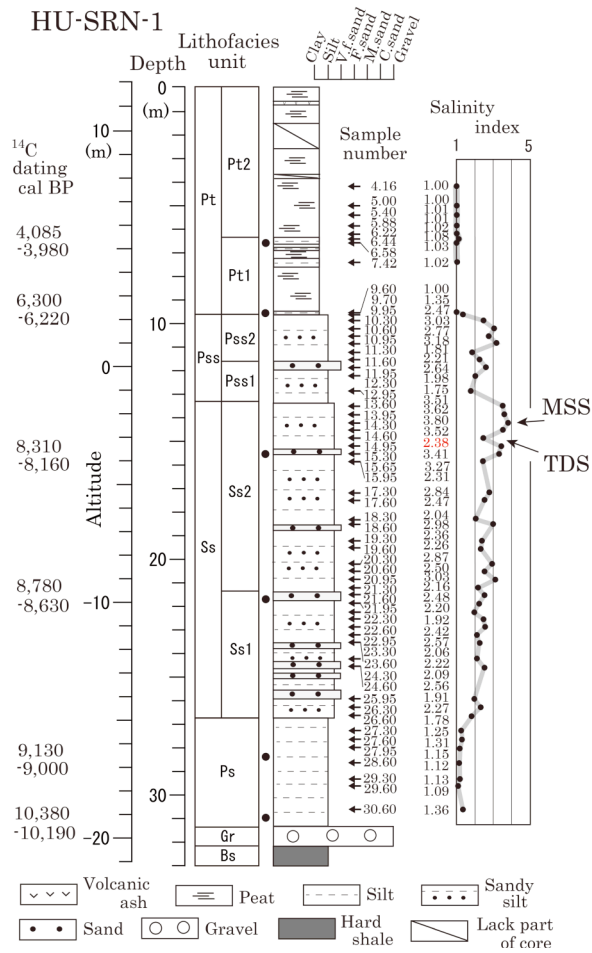
斜里平野の沖積層コアでは、標高 -6.8 m 付近で海生種 + 汽水生種の割合が最大となり (Fig.5), MSS 層準に相当すると考えられる。本層準の直下と直上の <sup>14</sup>C 年代測定値はそれぞ

れ 8,162–7,930 cal BP\* (7,180±60 yr BP) と 6,799–6,674 cal BP\* (5,930±24 yr BP) である。これらを用いて単純比例計算すると MSS 層準は約 7,304 cal BP (約 6,470 yr BP) となり、本コアにおいても 6,900 cal BP に近い値が得られる。

濃尾平野の海津コアでは、深度 28.9 m に 7,280 cal BP 降灰 (福沢, 1995) の鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah) が挟在する (山口ほか, 2003)。珪藻分析の結果は、沖積層の堆積ユニット LS (深度 46.9~31 m) の上部付近から海生種や汽水生種が徐々に増え、より上位の堆積ユニット MM (深度 31~20 m) では海生種が多産し (Fig. 6), 深度 30~20m では海生種がほぼ 100% となる。このため、具体的にどの層準が MSS に相当するか明瞭ではないものの、珪藻ダイヤグラムの変化状況から判断して、K-Ah 挟在層準よりいくらか上位に MSS 層準があると推定される。以上から、MSS 層準の年代は K-Ah の 7,280 cal BP より若干若い値と推定され、縄文海進高頂期という考えを支持する。

以上から、MSS 層準は高頂期 (約 6,000 yr BP; 約 6,900 cal BP\*) に相当すると考えられる。

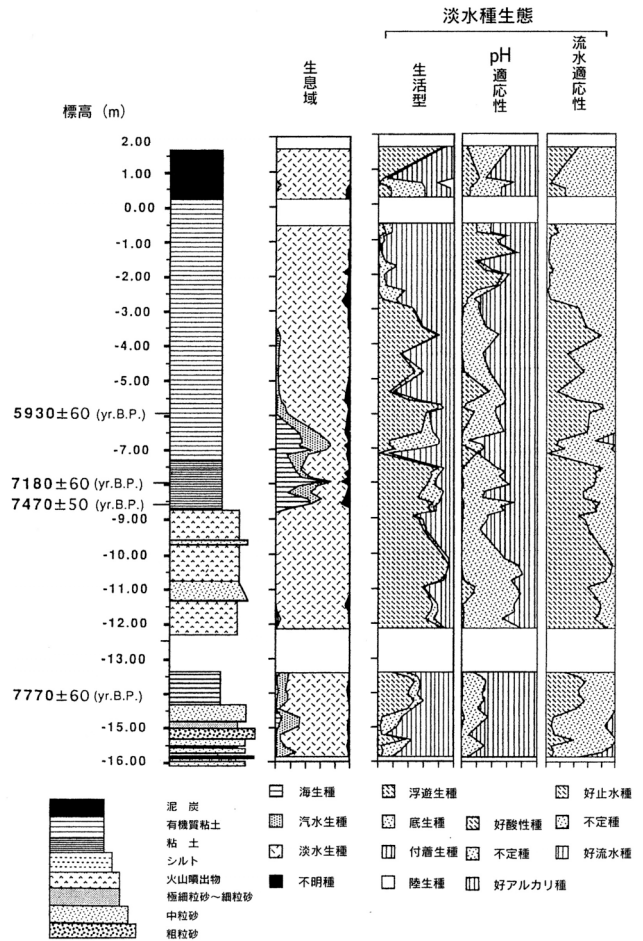
\*本較正暦年代値は筆者によるものである。



**Fig. 4.** Geologic column with radiometric ages and sampling horizons, and salinity index of UH-SRN-1 in the Sarufutsu River valley (Sagayama et al., 2018a). MSS: Maximum stage of salinity, and TDS: Temporary decrease of salinity.

## 2. 一時的塩分指数減少 (TDS) について

石狩平野の沖積層ボーリングでは、塩分指数値の最大 (MSS) 層準の下位数 m に一時的に塩分指数が小さくなる (TDS) 層準が存在する (Fig. 3)。一方、猿払村の中湿原コアでは、MSS 層準は塩分指数が 3.80 の深度 14.30 m で、その下位 0.65 m (深度 14.95 m) では一時的に同指数 (2.38) が小さくなる層準が存在する (Fig. 4)。すなわち、石狩平野と猿払村の塩分指数の変化傾向は極めて似ており、上記の中湿原コアの一時的に値が小さくなる層準は TDS に相当すると考えられる。中湿原コアの TDS 層準 (深度 14.95 m) の約 0.57 m 下位 (深度 15.54~15.50 m; 標高 -3.74~-3.70 m) の <sup>14</sup>C 年代測定値が 8,310-8,160 cal BP であることから、同層準の地質年代は約 8,310 cal BP と高頂期の約 6,900 cal BP の間に位置する。



**Fig. 5.** Geologic column with radiometric ages and results of diatom analysis of Pt1 in the Shari Plain (Kodaira, 1996).

高頂期直前の海面低下については、北海道でもいくつかの報告がなされている。岩崎・宇田川 (1965) は石狩市 (旧厚田村) の古潭川河口付近の水深 1m の海底から縄文早期 (約 1 万 2,000-7,000 年前) の東釧路 II 式土器が出土するとし、このことから大嶋 (1974) は約 7,000 年前 (7,840 cal BP\*) の相対的の海面が現在より 5m 以上低かったと推定している。また、米村ほか (1967) は網走湖において女満別川河口の北西方 1.1 km の水深 1.35~1.8m の湖底に縄文早期中葉頃の遺跡の存在を報告し、7,000 yr BP における湖面は現在より 1.5 m 以上低かったとしている。なお、嵯峨山ほか (2013) では同年代は「<sup>14</sup>C 年代測定により」としているが、これは誤りで、測定は行われていない。高木ほか (1990) は、石狩平野では縄文海進高頂期以前の約 7,000~6,800 年前に海面の停滞期があり、泥炭薄層を形成したと述べている。

一方、上記の年代よりやや古い海面低下が存

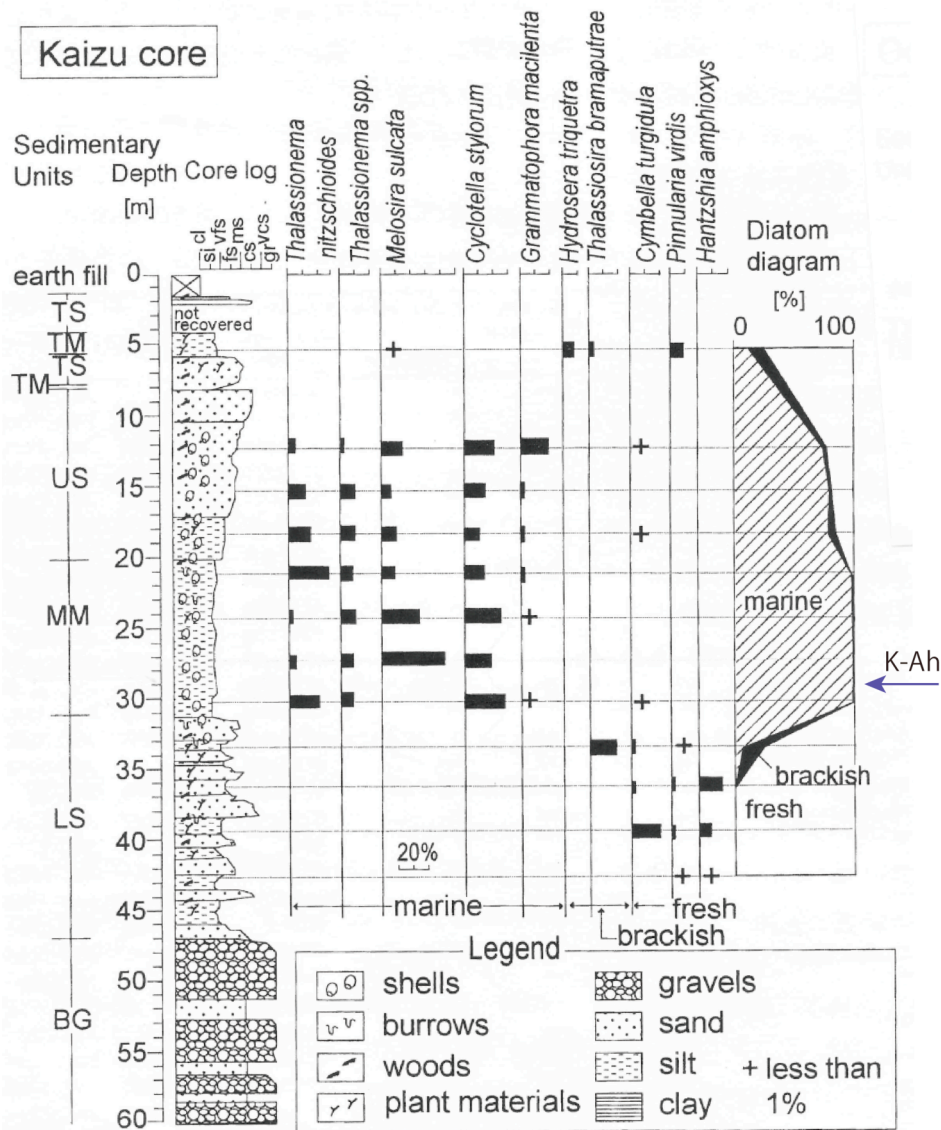


Fig. 6. Geologic column and results of diatom analysis of GS-KZ-1 in the Nobi Plain (Yamaguchi et al., 2003).

在する。Dansgaard et al. (1993) や Thomas et al. (2007) などは、グリーンランドの氷床コアの解析から 8.2 ka における急激な気温低下 (8.2 ka イベント) と一時的な海面低下を報告している。フェイガン (2008) によれば、世界規模の「ミニ氷河時代」が紀元前 6,200 年頃 (8,150 cal BP\*) から約 400 年間続いたとしており、Koizumi (2008) は西太平洋や日本近海での海底堆積物の珪藻分析により 8.2ka イベントを明らかにしている。Igarashi et al. (2011) は北海道の十勝沖や剣淵盆地での花粉分析により同イベントを報告している。

酒井ほか (2011) は、北海道北部のサロベツ原野の沖積層は 7,400 yr BP (約 8,200 cal BP\*) 以降に淡水環境に変化し、6,200 yr BP 前後 (7,100 cal BP\*) には再び海水環境となって高

頂期に達したと述べており、上記の淡水環境に変化した時期は 8.2 ka イベントに対応する可能性がある。更に道外では、大磯丘陵南西部 (遠藤ほか, 1979) や夷隅川下流域 (関本・遠藤, 1989) の約 7,600 yr BP (8,400 cal BP\*) を境とした不整合や、川崎市の沖積層コア (中井・大石, 1988) における 8,000 年 BP 頃の海面の短期的急上昇も 8.2ka イベントに関係している可能性がある。

縄文海進高頂期以前には TDS と 8.2 イベントの海面低下が存在し、両者は同一の可能性もある。我が国の完新世海面変動曲線 (Fig. 1) では、これらの海面低下は示されておらず、今後も多くの事例を用いて同海面低下の詳細を検討する必要がある。

## 結 論

1) 石狩平野の沖積層の珪藻分析から求められた塩分指数について、最大値となる (MSS) 層準と塩分指数が一時的に減少する (TDS) 層準が完新世海面変動とどのような関係にあるのかを検討した。2) 用いたボーリング資料は石狩平野の 5 本 (IS, TK, H16B-3, GS-HTB, RS) と猿払川中流域 (UH-SRN-1), 斜里平野 (Pt1), 濃尾平野 (GS-KZ-1) である。3)  $^{14}\text{C}$  年代測定値や火山灰との関係から, MSS 層準は縄文海進高頂期 (約 6,900 cal BP) に相当し, それ以前には TDS 層準と 8.2 ka イベント (ミニ氷河時代) の小海面低下期が存在し, 両者は同一の可能性がある。

## 謝 辞

北海道大学名誉教授の小泉 格博士には, 1982 年に大阪大学豊中キャンパスにおいて珪藻分析を初歩から指導していただいた。北方圏古環境研究室の五十嵐八枝子博士より文献を提供していただいた。本論文の査読は「総合地質」編集委員長の君波和雄博士により行われ, Abstract をはじめ有意義なご指摘をいただいた。珪藻分析は北海道大学北方生物圏フィールド科学センター植物園の施設を利用させていただいており, 園長の富士田裕子教授をはじめ職員の皆様にお世話になっている。北海道総合地質学センターの会員各位より, 日頃から研究内容について討論いただいている。記して感謝申し上げます。

## 文 献

赤松守雄, 1972, 石狩川河口付近の自然貝殻層。地質雑, **78**, 275-276。  
 有明海研究グループ, 1965, 有明・不知火海域の第四系—とくに有明軟弱粘土について—。地団研専報, **11**, 86p。  
 Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. and Bond, G., 1993, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**, 218-220.

遠藤邦彦・小杉正人, 1990, 海水準変動と古環境。広島大学総合地誌研究所研究叢書 20「モンスーンアジアの環境変遷」, 93-103。  
 遠藤邦彦・関本勝久・辻 誠一郎, 1979, 大磯丘陵南西部, 中村川流域の完新世の層序と古環境。日本大学文理学部自然科学研究所紀要, **14**, 9-30。  
 フェイガン, B., 2008, 古代文明と気候変動: 人類の運命を変えた二万年史。東郷えりか訳, 河出文庫, 397p。  
 福沢仁之, 1995, 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物。第四紀研究, **34**, 135-149。  
 長谷川康雄, 1966, 関東平野の前期縄文時代における沖積土の微古生物学的研究—化石珪藻について その I—。資源科学研究所彙報, **67**, 73-83。  
 Igarashi, Y., Yamamoto, M. and Ikehara, K., 2011, Climate and vegetation in Hokkaido, northern Japan, since the LGM: Pollen records from core GH02-1030 off Tokachi in the northwestern Pacific. *Jour. Asian Earth Sci.*, **40**, 1102-1110。  
 岩崎隆人・宇田川 洋, 1965, 厚田郡厚田村古譚出土の土器。釧路の古代文化, **8**, 10-12。  
 川上源太郎・小松原純子・嵯峨山 積・仁科健二・木村克己・廣瀬 亘・大津 直, 2012, 北海道当別町川下地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-HTB-1, GS-HTB-2) の層序学および堆積学的解析。地質雑, **118**, 191-206。  
 児平英司, 1996, 完新世における斜里地域の古環境復元。斜里博物館研究報告, **17**, 1-16。  
 小泉 格, 1976, 珪藻。浅野 清編, 微古生物学下巻, 朝倉書店, 138-221。  
 Koizumi, I., 2008, Diatom-derived SSTs (Td' ratio) indicate warm seas off Japan during the middle Holocene (8.2-3.3 kyr BP). *Mar. Micropaleontol.* **69**, 263-281。  
 中井信行・大石昭二, 1988, 完新世の海水準・気候変動の地球化学的手法による研究。名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, **I**, 16-21。  
 大嶋和雄, 1974, 釧路平原の沖積世地盤変動について。昭和 48 年度文部省科学研究費自然災害特別研究(1)802029 (研究代表者 酒井

- 良男), 1973 年 6 月 17 日根室半島沖地震調査報告 Part 1, 1-9.
- 太田陽子・松島義章・森脇 広, 1982, 日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題—Atlas of Holocene sea-level study in Japan を資料として—. 第四紀研究, **21**, 133-143.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E., 2009, IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, 1111-50.
- 嵯峨山 積, 2006, 北海道東部の釧路臨海低地下の沖積層. 地質学論集, **59**, 73-81.
- 嵯峨山 積, 2018a, 珪藻分析における塩分指数の意義: 北海道の沖積層を例として. 日本応用地質学会北海道支部・北海道応用地質研究会平成 30 年度研究発表会講演予稿集, **38**, 5-8.
- 嵯峨山 積, 2018b, 汽水湖の塩分濃度と湖底堆積物の珪藻遺骸群集から求めた塩分指数の関係. *Diatom* (日本珪藻学会誌), **34**, 1-7.
- 嵯峨山 積・荒川 忠宏・亀山 聖二・佐々木宏志, 2008, 北海道勇払低地の沖積層(最上部更新統~完新統)の層序と古環境. 地球科学, **62**, 387-401.
- 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・川上源太郎・仁科健二・大津 直・廣瀬 亘・木村克己, 2015, 北海道石狩平野における沖積層ボーリングコアの珪藻群集. 北海道地質研究所報告, **87**, 21-81.
- 嵯峨山 積・近藤玲介・重野聖之・横田彰宏・宮入陽介・百原 新・富士田裕子・矢野梓水・横山祐典, 2018a, 北海道北部猿払村の沖積層コアの珪藻分析と塩分指数の検討. 地球科学, **72**, 1-10.
- 嵯峨山 積・佐藤 明・井島行夫・岡村 聡, 2018b, 北海道札幌市東区のボーリングコアにおける上部更新統~完新統の堆積環境と層序. 総合地質, **2**, 1-11.
- 嵯峨山 積・重野聖之・内田康人・七山 太・安藤寿男, 2014, 北海道東部厚岸湾岸の沖積層コアと厚岸湖底表層堆積物の珪藻分析—堆積環境・塩分指数・電気伝導度の検討—. 地球科学, **68**, 99-108.
- 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.
- Sakaguchi, Y., Kashima, K. and Matsubara, A., 1985, Holocene marine deposits in Hokkaido and their sedimentary environments. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, **17**, 1-17.
- 酒井利彰・井岡聖一・石島洋二・五十嵐敏文, 2011, サロベツ原野における沖積層地質解析. 応用地質, **52**, 2-13.
- Sato, H., Ihira, M., Matsuda, I. and Kumano, S., 1977, Diatom assemblages and sedimentary environments during mid- to late- Holocene at the Mokoto site along the Okhotsk Sea in Hokkaido, Japan. *Diatom*, **13**, 193-199.
- 関本勝久・遠藤邦彦, 1989, 千葉県夷隅川下流域における完新統と底生有孔虫群集に基づく古環境. 日本大学文理学部自然科学研究所紀要, **24**, 65-79.
- 関谷公範・熊野 茂, 1982, 北海道クッチャロ湖畔の珪藻遺骸. 知床博物館研究報告, **4**, 61-72.
- Stuiver, M. and Reimer, P. J., 1993, Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. In Stuiver, M., Long, A. and Kra, R. S., eds., Calibration 1993., *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- 高木俊男・赤松守雄・高橋輝明, 1990, 北部石狩低地帯の完新世自然貝殻層と古環境. 北海道開拓記念館研究年報, **18**, 1-17.
- Thomas, E.R., Wolf, E.W., Mulvaney, R., Steffensen, J.P., Johnsen, S.J., Arrowsmith, C., White, J.W.C., Vaughn, B. and Popp, T., 2007, The 8.2 ka event from Greenland ice cores.

*Quat. Sci. Rev.*, **26**, 70–81.

山口正秋・須貝俊彦・藤原 治・大森博雄・鎌  
滝孝信・杉山雄一, 2003, 濃尾平野ボーリ  
ングコア解析にもとづく完新統の堆積過程.

第四紀研究, **42**, 335–346.

米村哲英・松下 亘・安部三郎, 1967, 網走湖  
底遺跡—調査報告書—. 北海道発掘シリー  
ズ, **4**, 北海道出版企画センター, 59p.

## Abstract

Salinity index obtained from diatom analysis for the latest Pleistocene to Holocene deposits indicates relative salinity levels of water in which diatoms were living, and is assigned from 5 (composed of marine diatoms) to 1 (composed of freshwater diatoms). Diatom analyses have revealed the maximum stage of salinity (MMS) and temporary decrease of salinity (TDS) followed by MMS for the Ishikari Plain (IS, TK, H16B-3, GS-HTB and RS), Sarufutsu River valley (UH-SRN-1), Shari Plain (Pt1) and Nobi Plain (GS-KZ-1). MMS is assigned to the highest sea level of the Holocene transgression, ca 6,900 cal BP, and a preceding small regression event (TDS). TDS is placed chronologically under MMS, and having possibility to be equal to the 8.2 ka event revealed by ice-core record of Greenland. Salinity index provides a useful tool to global correlation of the Holocene deposits.



### 《総説》

## 北海道-サハリンの始新世火成活動は海嶺沈み込みに起因するか？

君波和雄<sup>1)†</sup>・池田保夫<sup>2)</sup>

## Was the Eocene magmatism in Hokkaido-Sakhalin caused by ridge subduction?

Kazuo Kiminami<sup>1)†</sup> and Yasuo Ikeda<sup>2)</sup>

### (要旨)

北海道からサハリンへと続く始新世深成岩類の造構場は、現在も未解決である。我々は、始新世深成岩類がイザナギ-太平洋海嶺の沈み込みによって形成されたことを提案する。北海道北部からサハリンの始新世深成岩類は、アムールプレートの縁辺に形成された付加体に貫入している。深成岩の年代と周辺の付加体の年代との差は小さく、深成岩類が前弧域に貫入したことを示唆する。これらの深成岩類は、北に若くなる年代トレンドを示す(70 km/my)。この事実は、アムールプレート縁辺の古海溝に沿って熱源(イザナギ-太平洋海嶺)が北方に移動したことを示唆する。北海道南部(日高変成帯)の始新世深成岩類は、オホーツクブロック縁辺の付加体中に貫入した。この地域の深成岩類が北海道北部-サハリンの年代トレンドから外れるのは、形成場が違った為と考えられる。本論では、さらに環オホーツク海地域の後期白亜紀-古第三紀発達史のなかでの海嶺沈み込みの役割を検討する。

2019年5月27日受付

2017年8月7日受理

<sup>1)</sup> 北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology,  
連絡先: 753-0851 山口市黒川 807-3  
Address: 807-3, Kurokawa, Yamaguchi  
753-0851, Japan

<sup>2)</sup> 連絡先: 252-0206 相模原市中央区淵野辺  
1-6-1-729

Address: 1-6-1-729, Fuchinobe, Chuo-ku,  
Sagamihara 252-0206, Japan

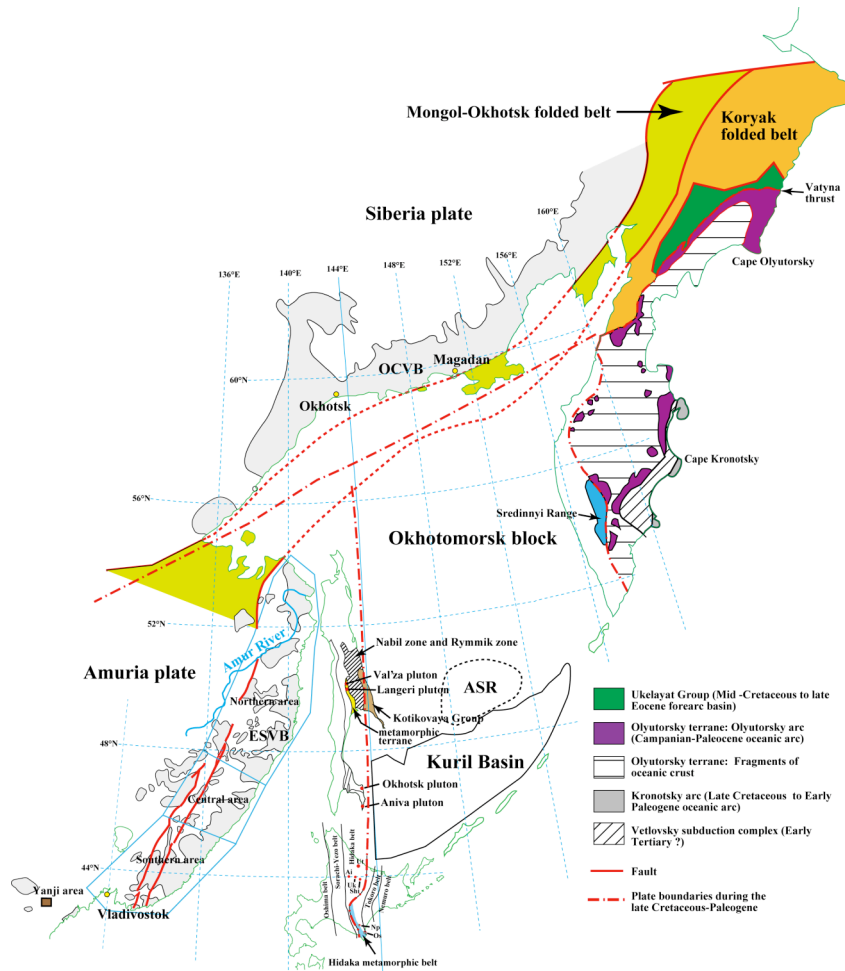
<sup>†</sup> Corresponding author: kimi@c-able.ne.jp

**Keywords:** Eocene, Hidaka, Hokkaido,  
ridge subduction, Sakhaline, Sikhote-Alin

### はじめに

北海道の日高帯やサハリン中南部に始新世や中新世の深成岩類が分布することが以前から知られており (Fig. 1), 北海道におけるこれらの分布域に関しては, 前田 (1986) により

“日高火成活動帯”と名付けられた。北海道におけるこの火成活動帯の始新世火成活動の造構場については, 通常火成弧とする見解 (Komatsu et al., 1983; 小松ほか, 1986) と活動的海嶺の沈み込みに起因する前弧域の火成



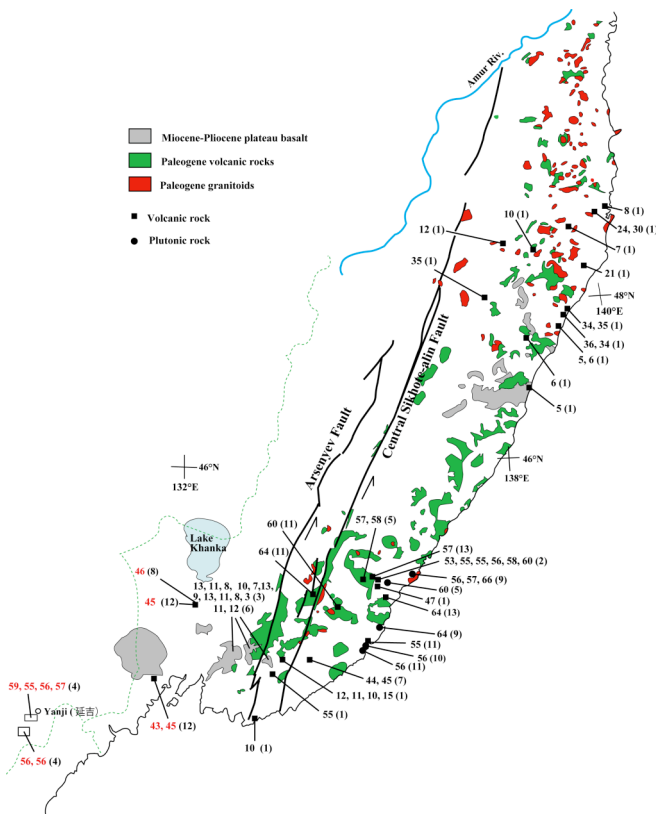
**Fig. 1.** Distribution of the Eocene granitoids in Hokkaido and Sakhalin, and simplified geotectonic divisions of circum-Okhotsk Sea regions (compiled from Kiminami et al., 1986; Hourigan, 2009; Tikhomirov et al., 2011; Jahan et al., 2015; Pospelov et al., 2016; Glorie et al., 2017; Zhao et al., 2017). Names of plutons: Os=Oshirabetsu, Np=Nupinai, Shi=Shirataki, Ai=Aibetsu, Uk=Ukishima, and Ut=Uttsu. ESVB=East Sikhote-Alin volcanic belt, OCVB=Okhotsk-Chukotka volcanic belt, ASR=Academy of Sciences Rise.

活動とする見解(前田, 1989; Maeda, and Kagami, 1996; 君波, 1989; Toyoshima, 1991)が示されてきた。しかし, 始新世深成岩類の造構場は, いまだ未解決である。最近, これらの深成岩類の年代が高精度で決定されたことにより (Kemp et al., 2007; Jahan et al., 2014; Liao et al., 2018; Alexandrov et al., 2018; Zhao et al., 2018, 2019), より精密な議論が可能になってきた。

本論では, 東シホテアリン火山帯(East Sikhote-Alin Volcanic Belt=ESVB)やオホーツク-チュコト火山帯(Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt=OCVB), カムチャッカの最近の研究成果を踏まえ, 北海道とサハリンの始新世深成岩類の位置づけ, その造構場を議論する。始新世深成岩類が定置した場をここでは“北海道-サハリン火成活動帯”と呼ぶ。

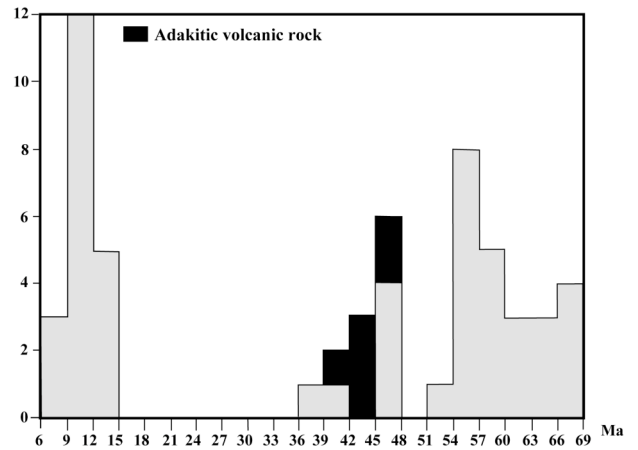
## 東シホテアリン火山帯

東シホテアリン火山帯(ESVB)は, 南のウラジオストクから北のアムール川河口付近まで総延長 1,400 km に達する白亜紀-中新世の火山帯である (Fig. 1)。同火山帯には, 白亜紀-暁新世の深成岩と火山岩が広く分布する。本論では説明の便宜上, ESVB を南部, 中部および北部に区分する (Fig. 1)。後期白亜紀から暁新世にかけては, 石英安山岩や流紋岩質凝灰岩, イグニンプライトが ESVB 全域にわたり広く分布する (例えば, Alenicheva and Sakhno, 2008; Grebennikov and Popov, 2014; Grebennikov et al., 2016; Martynov et al., 2017)。これらの岩石は, 共に産出する花こう岩類とともに海洋プレートの沈み込みに起因して形成されたと考えられている (Jhan et al., 2015)。また, Martynov et



**Fig. 2.** Distribution of Paleogene granitoids and Paleogene - Miocene volcanic rocks in East Sikhote-Alin (Compiled from Jahn et al., 2015 and Grebennikov et al., 2016). Numbers indicate radiometric ages. Red numbers show adakitic volcanic rocks. Data sources are given in parentheses. 1: Okamura et al. (1998), 2: Grebennikov and Maksimov (2006), 3: Chashchin et al. (2007), 4: Guo et al. (2007), 5: Alenicheva and Sakhno (2008), 6: Nechaev et al. (2009), 7: Chekryzhov et al. (2010), 8: Chashchin et al. (2011), 9: Jahn et al. (2015), 10: Tang et al. (2016), 11: Tsutsumi et al. (2016), 12: Wu et al. (2017), and 13: Zhao et al. (20017).

al. (2017)によれば、シホテアリンのマーストリヒチアン-ダニアン期の安山岩は、典型的な沈み込みタイプであり、アダカイトを含まない。Martynov and Khanchuk (2013)は、東シホテアリンの始新世-漸新世-前期中新世の玄武岩がスラブの破断によるアセノスフェアの上昇によって大陸下のリソスフェアが溶融して形成されたとした。Grebennikov and Popov (2014)は、東シホテアリンの火山岩類が S-type や A-type の特徴を示し、古第三紀火山活動の最終段階で A-type の鉄ガラス質イグニンプライト (ferroan hyaloignimbrite) が産出するとしている。シホテアリンの花こう岩類の地球化学的検討を行



**Fig. 3.** Frequency diagram of compiled radiometric ages for Paleogene-Miocene igneous rocks in the southern Area of ESVB (Data sources: Okamura et al., 1998; Grebennikov and Maksimov, 2006; Alenicheva and Sakhno, 2008; Chekryzhov et al., 2010; Chashchin et al., 2011; Jahn et al., 2015; Tang et al., 2016; Tsutsumi et al., 2016; Martynov et al., 2017; Wu et al., 2017; Zhao et al., 2017).

った Grebennikov et al. (2016)は、沈み込むスラブの分離 (breakoff) とそれに起因するアセノスフェアの上昇によって暁新世-始新世 (60-45 Ma) の A-type 花崗岩やアルカリ超塩基性岩、鉄かんらん石流紋岩などが形成されたとしている。

東シホテアリン南部の火成岩の地球化学的・年代学的研究は、比較的多い (Fig. 2)。<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年代やジルコンを用いた U-Pb 年代が多く報告されており、それらの年代精度は高いと推定される。東シホテアリン火山帯南部の火成岩の年代頻度分布 (Fig. 3) では、51-48 Ma および 36-15 Ma の年代が欠如しており、この時期における火成活動の休止を示唆している。また、48-39 Ma にアダカイトが特徴的に産出する (Fig. 3)。48-45 Ma の 4 試料は、非アダカイトに塗色されているが、これらは地球化学的な検討が行われていない試料である。Wu et al. (2017)は、東シホテアリン南部の古第三紀アダカイトの産出が 46-39 Ma であるとしている。Chashchin et al. (2011)は、東シホテアリン南部のアダカイトがスラブウィンドーの形成とアセノスフェアの上昇に由来するとしている。Wu et al. (2017)はこれらのアダカイトが当時沈み込んでいた太平洋プレートのロールバックにより、大陸下の下部地殻もしくはマントルが

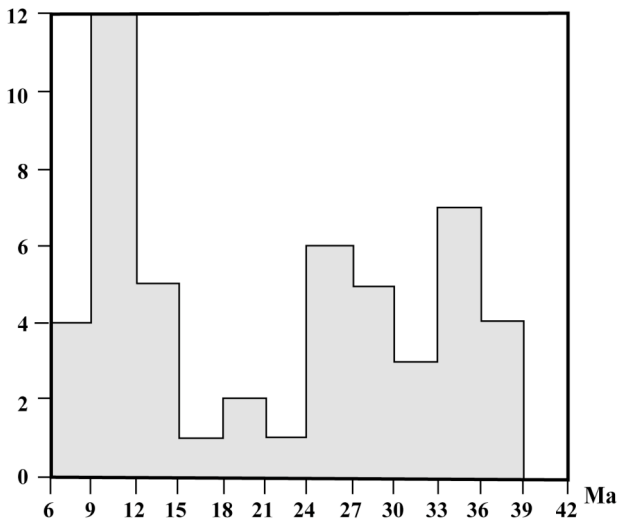


Fig. 4. Frequency diagram of compiled radiometric ages for Paleogene-Miocene basalt and basaltic andesite in the northern Area of ESVB (Data sources: Okamura et al., 1998; Sato et al., 2003).

溶融して形成されたと推定している。また、Martynov et al. (2017)はこの時期のアダカイトの形成をスラブの分離に伴うスラブウィンドーの形成とアセノスフェアの上昇に起因するエクロジャイト化した玄武岩の溶融によると推定している。

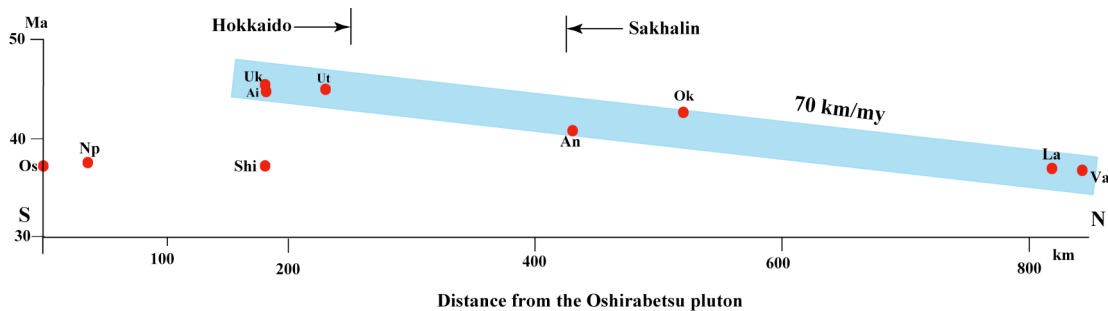
Chashchin et al. (2011)と Wu et al. (2017)により報告された東シホテアリン南部のアダカイト分布域 (Fig. 2) から約 200 km 南西方の延吉 (Yanji) 地域 (Fig. 1) でも Guo et al. (2007)や Li et al. (2007)によってアダカイト様の安山岩が報告されている。これらの安山岩の  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  年代は、59–55 Ma (6 地点, 平均: 56.3 Ma; 暁新世末-始新世初期) である。Guo et al. (2007) は、延吉周辺のアダカイト様安山岩の成因をスラブのロールバックに起因するアセノスフェアの上昇によって、沈み込みで汚染したリソスフェアマンテルが溶融して形成されたと推定している。

ESVB 中部の研究は、ほとんど見あたらない。ESVB 北部では Okamura et al. (1998)や Sato et al. (2003)による玄武岩と玄武岩質安山岩を対象とした全岩 K-Ar 年代の報告がある。北部の火山岩の年代頻度分布 (Fig. 4) は、39 Ma よりも古い年代および 24–15 Ma の火山岩が欠如もしくは乏しいことを示している。Tatsumi et al. (2000)および Sato et al. (2003)は、25–20 Ma に火成活動の休止期があり、この休止期をはさんで、

火成活動が沈み込みタイプからプレート内タイプに変化したとしている。また、この休止期が日本海の主要な拡大期と同期していることを指摘している。玄武岩の地球化学と同位体を検討した Okamura et al. (2005)は、北部の火成活動を 55–24 Ma の沈み込みタイプ、23–15 Ma の日本海拡大に起因するアセノスフェアの上昇と沈み込みの影響をうけた火成活動、15 Ma 以降の日本海拡大後のアルカリ玄武岩の活動に区分した。

### オホーツク-チュコト火山帯

オホーツク海に面したシベリアプレート南縁部からベリング海峡西側のチュコト半島にいたる地域には、総延長 3,000 km に達する白亜紀のオホーツク-チュコト火山帯 (OCVB) (例えば、Hourigan and Akinin, 2004; Tikhomirov et al., 2006) が分布する (Fig. 1)。OCVB のオホーツクセグメントでは、後期白亜紀の沈み込みタイプの火山岩の上に 80–74 Ma のプレート内玄武岩 (Mygdykit 層) の組成を示す台地玄武岩 (plateau basalt) が重なり、これが火成活動の終焉になる (Hourigan and Akinin, 2004; Akinin et al., 2014)。OCVB の火成活動の終焉は、オホーツクブロックのシベリアプレートへの衝突に起因すると考えられていた (例えば、木村, 1985; Parfenov and Natal'in, 1986; Şengör and Natal'in, 1996; Maruyama et al., 1989, 1997)。しかし、Hourigan and Akinin (2004)は、OCVB が強い変形を受けておらず、水平に近い地質構造を保持していること、最終段階のプレート内玄武岩の形成場が展張と考えられることから、火成活動の終焉をオホーツクブロックの衝突で説明する見解を否定している。カムチャッカ北部の Vatyina スラスト (Fig. 1) は、後期白亜紀-暁新世のオリュートルスキー (Olyutorsky) 島弧と海洋地殻がシベリアプレート (カムチャッカ西部) に衝突して形成された縫合線とされている (Hourigan et al., 2009)。Akinin and Miller (2011)は、OCVB 最上部のプレート内玄武岩の位置づけをオホーツク海北縁部のプレート境界が沈み込みからトランスフォームに転換したためとしている。また、Akinin et al. (2014)は、プレート内玄武岩の形成をスラブウィンドーもしくは走向移動断層に沿う局



Names of plutons: Os=Oshirabetsu, Np=Nupinai, Shi=Shirataki, Ai=Aibetsu, Uk=Ukishima, Ut=Uttsu, An=Aniva, Ok=Okhotsk, La=Langeri, Va=Val' za

**Fig. 5.** Plot of available radiometric ages versus distance (km) from the Oshirabetsu (Os) pluton projected onto a meridian for the Paleogene plutons in Hokkaido and Sakhalin with indication of migration rate (Data sources: Kemp et al., 2007; Jahn et al., 2017; Liao et al., 2018; Zhao et al., 2018, 2019). Data in Sakhalin are average values. Analytical errors of ages for plutons in Hokkaido are very small, so we do not show error bars.

所的な展張場に起因する火成活動と推定した。

## 日高-サハリン火成活動帯の位置づけ

### 1. 深成岩体の年代とその空間的变化

始新世の日高火成活動帯を狩勝峠付近を境にして南部と北側に分ける。日高火成活動帯の南部や北部に始新世深成岩類が存在することは、古くから知られていた(河野・植田, 1967; Shibata, 1968; 柴田・石原, 1981)。これらの始新世花こう岩については、島弧火成活動の産物とする見解(例えば, Komatsu et al., 1983; 小松, 1985; 小松ほか, 1989)と、活動的海嶺の沈み込みに起因するとする見解(前田, 1989; 君波, 1989; Toyoshima, 1991)とがある。ここでは最近の知見を踏まえながら、この時期の火成活動が海嶺の沈み込みに由来する可能性を吟味する。

最近、日高-サハリン火成活動帯の始新世深成岩(Fig. 1)に関して、ジルコンのU-Pb年代がいくつか報告され、同火成活動帯の各地における活動時期が明瞭になってきた。日高火成活動帯南部では、Kemp et al. (2007)により、ヌピナイ花こう岩体から37.5 MaのジルコンU-Pb年代が報告されている。また、小島ほか(2015)は、音調津地域のかんらん石はんれい岩、ノーライト-閃緑岩および花崗閃緑岩から37.2 MaのジルコンU-Pb年代を報告している。高橋ほか(2018)は、日高変成帯の片麻岩中のジルコンのU-Pb年代を検討し、再結晶リムから39.6 Maの年代を報告している。この事実は、深成岩を形成した熱イベントがca. 40 Maにさかのぼることを示唆している。同帯北部では、Jhan

et al. (2014)が<sup>うっつ</sup>嶺岳岩体から45.0 Ma、浮島岩体から44.8 Ma、愛別岩体から45.7 Ma、白滝岩体から37.0 MaのジルコンU-Pb年代を報告している。

日高-サハリン火成活動帯に属するサハリンの始新世深成岩の分布(Fig. 1)は、南からアニワ(Aniva)深成岩体、オホーツク(Okhotsk)深成岩体、ランゲリ(Langeri)深成岩体となる。

アニワ深成岩体は、サハリン南東端のアニワ半島に分布し、トニノ-アニワ(Tonin-Aniva)付加体のUtesna層(アプチアン-セノマニアン)に貫入するS-typeの花こう岩である(Glorie et al., 2017)。Liao et al. (2018)によると、アニワ深成岩体のジルコンU-Pb年代は、40.7 Ma(9地点の平均値)である。

アニワ深成岩体の北側に位置し、オホーツク海に面して分布するオホーツク深成岩体は、カンパニアン-前期始新世のOzersk付加体のKedrovka層(前期白亜紀)とChaika層(カンパニアン-暁新世)に貫入するA-type, I/S-typeの花こう閃緑岩・石英閃緑岩である(Liao et al., 2018)。Chaika層には流紋岩や石英安山岩の脈岩が多数貫入する(Glorie et al., 2017)。オホーツク深成岩体のジルコンU-Pb年代は、43.0 Ma(7地点の平均値)、流紋岩2地点と石英安山岩1地点から測定されたU-Pb年代は、それぞれ42.9, 42.7, 44.4 Maであった(Liao et al., 2018)。

サハリン中部に分布するランゲリ深成岩体は、南側のランゲリ深成岩とそこから10 kmほど北側に位置するVal'za深成岩からなる(Fig. 1)。両深成岩とも複数の岩体から構成され、多くがS-typeの特徴を示す(Zhao et al., 2019)。

ランゲリ岩体は、原岩堆積年代が後期白亜紀- 暁新世の Verhnelangeri 変成コンプレックスの泥質片岩や雲母-石英岩に貫入する (Glorie, 2017). 両深成岩の周辺には多くの脈岩が存在する. ランゲリ深成岩のジルコン U-Pb 年代は、37.0 Ma (4 地点の平均, Zhao et al., 2018, 2019), Val'za 深成岩のジルコン U-Pb 年代は、36.7 Ma (6 地点の平均, Zhao et al., 2018, 2019) である.

日高火成活動帯北部からランゲリ深成岩体にかけての年代は、北側に向かって大局的に若くなり (Fig. 5), その変化トレンドは、およそ 70 km/my である. 日高火成活動帯南部の深成岩と北部の白滝岩体がこのトレンドからはずれ、年代が若い. 火成弧に沿った方向の年代の定向変化は、アラスカ半島の Sanak-Baranof 深成岩帯でよく知られており、海嶺-海溝-海溝三重点の移動で説明されている (Farris et al., 2006). イザナギ-太平洋海嶺 (Seton et al., 2015) もしくはクラ (Kula) -レザレクション (Resurrection) 海嶺 (Madsen et al., 2006) の沈み込みによって、前弧域の海溝近傍に形成されたとされる暁新世の Sanak-Baranof 深成岩帯の一部をなすコーディアク島のコーディアクバソリスは、西から東に向かって若くなり、その変化トレンドは、およそ 130 km/my である (Farris et al., 2006). コーディアク島における変化トレンドの方が大きい、三重点の移動速度は、同一の海嶺であっても海嶺と海溝との成す角度によって違ってくる.

## 2. 北海道-サハリンの2つの沈み込み帯と縫合線

Kiminami and Kontani (1983)は、北海道の白亜紀地質体が2つの弧海溝系で形成されたことを指摘した. 一つは西側のアムールプレート縁辺の弧海溝系であり、北海道におけるその構成要素は前弧海盆堆積物の蝦夷層群や付加体の日高層累群である. もう一つの弧海溝系は、オホーツクブロックの縁辺に形成され、その構成要素は前弧海盆堆積物の根室層群と佐呂間層群、付加体の湧別層群と仁頃層群である. なお、本論ではオホーツクブロックをオホーツク海、カムチャッカ西部 (スレディニー地域を含む)、北海道からサハリンに抜ける縫合線の東側 (Fig. 1) と規定する. 日高帯北部の付加体は、

大局的に東側に向かって若くなることから (カンパニアンから始新世)、西向きの沈み込みにより形成されたと考えられる (君波ほか, 1986). 田近 (1989) は、日高帯北部を北北西-南南東の断層で接する A-E (西から東) の5つの帯に区分した. 始新世の深成岩類は、最も広い分布域をもつ E 帯に分布し、陸源砕屑物の堆積場で噴出・貫入した MORB を特徴的に含む (宮下, 1989). E 帯の東側には常呂帯の湧別層群や仁頃層群が分布する. 湧別層群は大局的に東上位の地層から構成され、東側の仁頃層群の方が湧別層群よりも早期に付加している、東向きの沈み込みにより形成されたと推定される (Kiminami and Kontani, 1983; 紺谷ほか, 1986; 田近, 1988).

日高変成帯は、東に向かって変成度が低下しており、東側に分布する中の川層群に漸移する (紺谷, 1978; 小山内, 1985; Komatsu et al., 1989). Kontani and Kiminami (1980)および紺谷ほか (1986) は、中の川層群の砂岩組成が常呂帯の湧別群や佐呂間層群に類似することから、中の川層群と湧別層群が対比されるとした. Nanayama et al. (1993)は、中の川層群の砂岩組成がオホーツクブロック縁辺の組成とアムールプレート縁辺の組成の両方の特徴を併せもつことを明らかにし、2つの海溝系の会合部に堆積した可能性を示した. 七山ほか (1993) は、湧別層群、佐呂間層群、根室層群および中の川層群の砂岩に含まれるクロムスピネルの組成を検討し、中の川層群のクロムスピネルが湧別層群や佐呂間層群、根室層群のクロムスピネルと組成的に類似することを示した. 七山 (1992) は、中の川層群中のタービダイトにおいて、南南東→北北西の卓越した軸流とともに、東→西や南東→北西の側方流を認めている. また、七山・君波 (1989) は、中の川層群を構成するタービダイトが基本的に東上位であることを指摘している. 山崎ほか (2018) は、中の川層群広尾コンプレックス中の火山岩礫が始新統浦幌層群別保層に含まれる 65-61 Ma (K-Ar 年代) の花こう岩礫 (小笠原ほか, 1998) と化学組成が類似することから、両者が同一の供給源に由来する可能性を指摘した. 長浜ほか (1980) は、堆積構造から浦幌層群別保層が北や東から供給されたと推定している. Geodekyan et al.

(1977) は、千島海盆の北側の科学アカデミー海台からドレッジされた火成岩類 (閃緑岩, 花こう閃緑岩, 花こう岩, 石英安山岩など) から 95–75 Ma の K-Ar 年代を報告している. また, Emel'yanova et al. (2006) は, 科学アカデミー海台からドレッジされた火山岩 (流紋岩, 石英安山岩, 安山岩) から 57–46 Ma の K-Ar 年代を報告している. 科学アカデミー海台は, 中の川層群中の火山岩礫や浦幌層群別保層中の花こう岩礫の給源として有力な候補である. 小松ほか (1989) は, 日高変成帯の形成初期 (ステージ 0) に原岩堆積層の構造的厚化があり, 「この構造的厚化は, 東西の島弧-海溝系が接近し, 東系の付加体が西系付加体にのし上げることによっている, と考えるのが最も合理的のよう」に思われる」と指摘している. この場合の「東系の付加体」は, オホーツクブロック縁辺の付加体を指していると思われ, 具体的には中の川層群であろう. これらから, 北海道におけるアムールプレートとオホーツクブロックとの縫合線は, 北部では日高帯と常呂帯との境界を通り, 南部ではこれが日高変成帯主帯の西縁に連続することを提案する. これに従えば, 日高火成活動帯北部の始新世深成岩類はアムール側の, 日高変成帯の始新世深成岩類はオホーツク側の構成要素ということになる.

サハリン中部のランゲリ岩体を含む変成岩地域とサハリン東部の Kotikovaya 層群 (後期白亜紀-始新世) との間には, 西側の Nabil 帯と東側の Rymmik 帯からなる付加体が分布する (Fig. 1). Zhabrev (2011) による放散虫化石の検討に基づけば, この付加体中の海溝充填タービダイトの年代は, 東側に若くなる (アプチアン-アルビアンからセノマニアンもしくはチューロニアン). この事実は, この付加体が西向きの沈み込みによって形成されたことを示唆する. 一方, サハリン東部に分布する Kotikovaya 層群 (Tosy et al., 2005) は, 最下部層 (Uchir 層) が火山砕屑岩や砂岩・泥岩からなり, イノセラムスを含む. 佐々・西田 (1937) は, 本層群の下部から *Inoceramus schmidti* を報告している. Tosy et al. (2005) は, 放散虫化石や花粉化石, 植物化石などから, Kotikovaya 層群の年代をマーストリヒチアンから始新世としている. *Inoceramus schmidti* は, 北海道東部の根室層群

最下部の火山角礫岩を主とするノッカマップ層や佐呂間層群下部からも報告されている (榊原・田中, 1986; 長谷川・三谷, 1959). 根室層群の堆積年代は, カンパニアン (松本, 1970; Okada et al., 1987) から始新世 (Okada et al., 1987) とされる. Kotikovaya 層群は, 岩相や年代が根室層群に類似しており, 根室層群と同様に前弧海盆の堆積物と推定される. これらから, Kotikovaya 層群の西側の Nabil 帯と Rymmik 帯はアムール側の, Kotikovaya 層群はオホーツク側の構成要素と考えられる. ランゲリ岩体は, Nabil 帯の西側の変成岩コンプレックス中に含まれるので (Fig. 1), アムールプレートの縁辺に貫入したとするのが適切であろう.

Zharov (2005) は, 地質構造や放散虫年代から, アニワ岩体やオホーツク岩体を含むサハリン南部の付加体が西向きの沈み込み帯で形成されたとしている. Zhabrev (2011) は, Kotikovaya 層群が島弧の断片を伴うとしており, Zharov (2005) は, この古島弧を常呂帯の北方延長と考え, 西に移動してアムールプレートに衝突したとしている.

以上から, サハリンにおけるアムールプレートとオホーツクブロックとの縫合線は, サハリン東部の Kotikovaya 層群の西縁を通り, アニワ岩体があるアニワ半島の東側のオホーツク海西縁部に抜けると推定される (Fig. 1).

### 3. 深成岩の年代と被貫入岩との年代差

日高火成活動帯南部の始新世深成岩類は, 付加した中の川層群の深部に定置したと推定される. 中の川層群からは, 暁新世の放散虫化石 (七山・雁澤, 1997) とともに, 砕屑性ジルコンの最も若いグループのピーク年代として ca. 57 Ma (Nanayama et al., 2017) が得られている. この事実は, 南部の始新世深成岩類の形成に関与した熱イベントが付加して間もない (17 my 以下) 中の川層群中で起こったことを示唆する.

日高火成活動帯北部の鬱岳岩体は, 砂岩および泥岩からなる日高累層群瑠椽層を貫いている. 瑠椽層は, 放散虫化石から始新世 (56–33.9 Ma) に堆積したと推定されている (君波ほか, 1990). すなわち, 鬱岳岩体は, 堆積してから 11 my 以内の極めて若い付加体を貫いて定置したと考えられる. また, 瑠椽層は, 陸源砕屑物

が堆積する海溝近傍で噴出・貫入した MORB を含み、始新世には海溝に極めて近い位置に活動的海嶺が存在したことを示唆する (宮下, 1989; 君波ほか, 1999; 宮下・君波, 1999). 瑠椽層分布域の南方に位置するトムラウシ緑色岩体も MORB 組成を示し、砕屑岩の堆積場で噴出・貫入している (Miyashita and Katsushima, 1986; 今中・宮下, 1999). トムラウシ岩体の周辺からは、始新世の放散虫化石が報告されている (君波ほか, 1990). こういった事実から、Kiminami et al. (1994)は、始新世における海嶺-海溝-海溝三重点の北海道通過を推定した. Miyashita and Yoshida (1994)や宮下ほか (1997)によっても付加体に貫入した MORB の存在から海嶺-海溝-海溝三重点の北海道通過が議論されている. 極めて若い付加体を貫く日高火成活動帯北部の始新世深成岩類と海溝近傍で噴出・貫入した一連の MORB とは、相互に近接して産出することから、それらが定置した地質的背景は、同一の熱イベントに起因する可能性が考えられる.

サハリンのオホーツク岩体もカンパニアン-暁新世の Chaika 層に貫入することから、貫入年代と被貫入岩の堆積年代との差が小さい. Zhao et al. (2018)は、ランゲリ深成岩が貫入する泥質片岩中の砕屑性ジルコンの U-Pb 年代を検討し、51 Ma の最も若いピーク年代を報告している. ランゲリ深成岩の年代が 37 Ma なので、その差は 14 my である. この事実は、ランゲリ深成岩が極めて若い付加体中に貫入したことを示している.

#### 4. 始新世の日高-サハリン火成活動帯は、海嶺衝突の産物か？

日高-サハリン火成活動帯の始新世深成岩体の定置年代は、被貫入付加体の堆積年代と非常に近接しており、その年代差は 10 数 my 以下である. 現世火山フロントと海溝との距離は、中位 50 %が 275-180 km の範囲に入る (Syracuse and Abers, 2006). 若い付加体は、海溝の近くに分布するため、新第三紀の付加体 (23 Ma 以降)の多くは、大陸斜面の下に分布している (Plafker et al., 1994; von Huene et al., 1996; Fuis, 1998; Fuis et al., 2008; Ito et al., 2009). すなわち、非常に若い付加体を貫く火成岩は、通常の

火成弧の構成物ではなく、前弧域での海溝近傍火成活動の産物である可能性が高い. 活動的海嶺の沈み込みによって火成弧の活動が停止し、前弧域の火成活動に移行することがチリ南部やウッドラーク盆の現世海嶺沈み込み場や北米西岸の新生代の海嶺沈み込み場で知られている (例えば, Cross and Pilger, 1982; Forsythe et al., 1986; Cande and Leslie, 1986; Taylor and Exon, 1987; Madsen et al., 2006). これらから、日高-サハリン火成活動帯の深成岩類は、前弧域に貫入したと考えられる. 深成岩類の年代は、それぞれの地域で年代幅が非常に小さく、極めて短期間の活動であったことを示唆しており、何らかの熱パルスが原因と考えられる. さらに、日高火成活動帯北部からサハリン中部にかけて明瞭に若くなるトレンドを示す. これは熱源が北方に移動していったことを示しているのだろう.

Whittaker et al. (2007)や Seton et al. (2012, 2015), Müller et al. (2016)による古太平洋のプレート復元に基けば、イザナギ (もしくはファラロン) -太平洋海嶺が古第三紀初期に北西太平洋の縁辺に沈み込んだとされる. Seton et al. (2015)は、イザナギ-太平洋海嶺が 55 Ma から 43 Ma にかけて東アジアの下に沈み込み、その結果として、スラブの分離が起こり、60 Ma 以前に南西方向であった太平洋下のマンテル流が 50 Ma 以後に北北東方向に変化したと地質学的な証拠から推定した. 沈み込んだ活動的海嶺は、地下での温度上昇のため、海嶺としての形態を保持できず、スラブウィンドーを形成する (例えば, Thorkelson, 1996; Breitsprecher et al., 2003; Groome and Thorkelson, 2009). スラブウィンドーの形成に伴って、アダカイトや MORB, アルカリ玄武岩の活動が前弧域で起こると考えられている (Thorkelen, 1996; Breitsprecher and Thorkelen, 2009; Thorkelen et al., 2011).

日高-サハリン火成活動帯の花こう岩類は、多くが S-type である (大和田・小山内, 1989; Jhan et al., 2014; Liao, 2018; Zhao et al., 2019). Zhao et al. (2019)は、これらの S-type 花こう岩が、付加した堆積岩の溶融によって形成された可能性を指摘しており、付加体を溶融するための熱源が必要になる. Ayuso et al. (2009)は、Sanak-Baranof 深成岩帯の暁新世花崗岩類が活

動的海嶺の沈み込みによって形成されたスラブウィンドーから上昇した苦鉄質マグマが付加体底面にアンダープレATINGし、付加堆積岩を溶融してできた可能性を花崗岩類の地球化学や同位体の検討から推定した。海嶺沈み込みにもなう苦鉄質マグマのアンダープレATINGの重要性は、Harris et al. (1996)やScharman et al. (2012)によっても強調されている。日高火成活動帯南部では37.2 MaのMORB組成のはんれい岩(小島ほか, 2015)とともにS-typeの花こう岩質岩が産出する。このはんれい岩は、海嶺沈み込みによって形成されたスラブウィンドーにおいてアンダープレATINGしたMORBマグマに由来するのであろう。ESVB南部に産出するアダカイトは、スラブウィンドーのスラブエッジが溶融して、もしくはスラブウィンドーの上の厚い地殻の下部が溶融して(Chashchin et al., 2011; Wu et al., 2017)形成されたのだろう。

宮下ほか(1990)は、地質構造の特徴から日高帯北部において中新世以前に左ずれの運動があったことを指摘している。Lagabriele et al. (2000)やScharman et al. (2012)は、海嶺の沈み込みによって前弧域に走向移動断層が形成されることを指摘している。宮下ほか(1990)によって指摘された左ずれ運動は、海嶺の沈み込みに起因する可能性がある。

Zhao et al. (2019)は、北海道-サハリン南部の始新世花こう岩類の形成をクラ-太平洋海嶺のアムールプレート下への沈み込みによる走向移動断層とプリアパート盆の形成に求めたが、Zhao et al. (2018)では、オホーツクブロックとアムールプレートの衝突に起因すると推定している。そして、それらの周辺の付加体の年代も考慮し、その衝突年代を49-38 Maとしている。しかし、北海道中央部では、この年代の主要部で石狩層群や幌内層の前弧海盆堆積物(Ito et al., 2014)が堆積しており、衝突を示唆する地質学的証拠は見いだせない。また、Okamura et al. (1998, 2005)によれば、サハリン南西部に分布する後期始新世-前期漸新世のドレイイト(38.7 Maおよび30.7 Ma; Arakai Formation)は、その化学組成が沈み込みに由来することを示しており、前期漸新世までアムールプレート下で沈み込みが継続していたことを示唆する。これ

らから始新世におけるオホーツクブロックとアムールプレートとの衝突は、なかったと推定される。

以上に述べたとおり、北海道とサハリンの始新世深成岩類は、活動的な海嶺がアムールプレートおよびオホーツクブロックの下に沈み込むことによって形成されたと考えられる。海嶺沈み込みを示唆する地質現象とそれらの解釈を整理すると以下のようになる: 1) 始新世深成岩類と貫入されている付加体との年代差が非常に小さく、始新世深成岩類は前弧域での火成活動と考えられる, 2) 日高-サハリン火成活動帯の始新世深成岩類の年代は、北に向かって若くなる傾向にあり、熱源の北方移動が推定される, 3) ESVBの南部において、51-48 Maに弧火成活動の休止(もしくは衰退)が、48-39 Maにアダカイトの産出が認められ、スラブウィンドーの存在を示唆する, 4) ESVB北部において39 Maより古い年代が欠如するのは、スラブウィンドーが北方に移動したことを示す可能性があるが、年代データが玄武岩質岩に限定されているので、年代欠如に不確実性が残る, 5) 海溝近傍の陸源砕屑物堆積場で噴出したと推定される始新世のMORBが深成岩類の近くの付加体中に分布し、海溝の近くに活動的海嶺が存在したことを示唆する, 6) 日高火成活動帯南部に認められる始新世のMORB組成のはんれい岩(小島ほか, 2015)は、海嶺沈み込みに由来するMORBマグマのアンダープレATINGに由来する可能性がある, 7) 古太平洋のプレート復元は、暁新世-始新世にイザナギ-太平洋海嶺が北西太平洋縁から沈み込んだことを示している。

日高火成活動帯南部(日高変成帯)の始新世深成岩類と同北部の白滝岩体の年代は、北に若くなる全体的トレンドから外れる。前述したように、日高変成帯の始新世花こう岩やMORB組成のはんれい岩は、アムール側の構成員ではなく、オホーツク側の構成員であったと考えられる。アムールプレートの縁辺に形成された付加体に貫入している日高火成活動帯北部からサハリンにかけての始新世花こう岩類が示す年代トレンドから日高火成活動帯南部の深成岩類の年代が外れる理由は、貫入した場が異なっていたためと考えられる。白滝花こう岩の年

代は日高火成活動帯南部の深成岩類とほぼ同じ年代を示す。白滝花こう岩もオホーツクブロックの縁辺で貫入した可能性があるが、前述したように、縫合線は、紋別の東側に位置し、日高変成帯主体の西縁に続くと考えられ、白滝花こう岩は、アムール側に位置する可能性が高い。しかし、若い火山岩類が被覆する北部においては縫合線の位置の設定が難しく、白滝花こう岩が縫合線の東西どちら側に位置するのか不明である。

### 白亜紀末から古第三紀の発達史

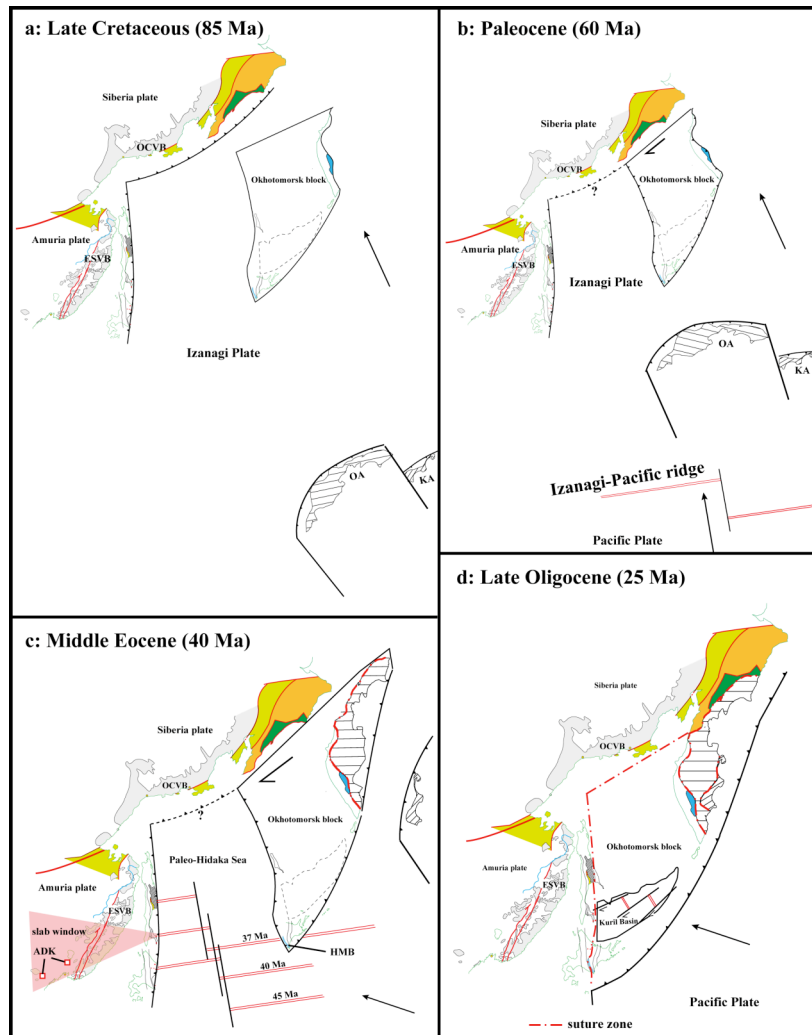
日高-サハリン火成活動帯を北西太平洋地域の発達史の中で位置づけるために、環オホーツク地域の後期白亜紀-古第三紀の発達史を考察する。ここでポイントとなるのは、ESVB や OCVB の発達史、カムチャッカの形成過程などである。白亜紀末には、火成弧としてのESVB や OCVB が活動的であり、北海道からサハリン、さらにオホーツク海北縁へと続く海溝にイザナギプレートが沈み込んでいたことを示している (Fig. 1a)。Kiminami and Kontani (1983) が指摘したように、この時期にはオホーツクブロックの西縁に形成された弧海溝系が“古日高海”を挟んで東側に存在し (Fig. 6a)、付加体である湧別層群-中の川層層群や仁頃層群、前弧海盆堆積物である佐呂間層群、島弧火成岩 (Ikeda and Goto, 2018) を含む前弧海盆堆積物 (Kiminami, 1983) である根室層群とサハリン東部に分布する Kotikovaya 層群 (Tosy et al., 2005) などがここで形成された。

Hourigan and Akinin (2004) や Akinin et al. (2014) によれば、通常の火成弧としての OCVB の活動は、ca. 80 Ma に終了し、80-74 Ma にプレート内玄武岩の活動に移行した。Akinin and Miller (2011) は、OCVB におけるこの変化をオホーツク海北縁部のプレート境界が沈み込みタイプからトランスフォームタイプに転換したためとし、Akinin et al. (2014) は、プレート内玄武岩の活動をスラブウィンドーの形成によるとした。すなわち、オホーツク海北縁部の収束境界は、ca. 80 Ma に沈み込み境界からトランスフォーム境界に転換し、それに伴いスラブが分離して、スラブウィンドーが形成されたと考えられる。北海道東部の根室層群最下部のノッ

カムマップ層からは、カンパニアン中・上部を示すナンノ化石 (Okada et al., 1987) が報告されており、同層群の堆積は、ca. 80 Ma に開始されたと考えられる。オホーツクブロックが ca. 80 Ma にシベリアプレートに接合し、収束境界がオホーツクブロックの南側にジャンプして千島弧の沈み込み帯が新たに形成されたのだろう。

カムチャッカでは古地磁気の研究が多く行われている。Pechersky et al. (1997) は、東カムチャッカに分布する後期白亜紀-前期暁新世の古島弧火山岩 (Hourigan et al., 2009 の地質図に従えば、オリュトルスキー古島弧) の古地磁気を検討し、上位に向かって古緯度が 30° から 53° に変化すること、30°-70° 時計回りに回転したことを明らかにした。そして、この古島弧が北上し、中期始新世にカムチャッカ西部に衝突したと推定した。Harbert et al. (2009) は、カムチャッカ東部のクロノツキー古島弧 (後期白亜紀-前期古第三紀; Fig. 1) の後期白亜紀火山岩の古地磁気を検討し、その古緯度が約 30° であることを明らかにするとともに、この検討結果が過去の多くの古地磁気の研究結果と調和的であることを指摘している。そして、この古島弧がおよそ 40 Ma にカムチャッカに接合したと推定した。カムチャッカの古地磁気研究を総括した Shapiro and Solov'ev (2009) は、カムチャッカの各地質体の北方移動の歴史をまとめ、トランスフォーム断層に切断された古島弧が始新世から中新世にかけて次々とカムチャッカからコリャクに衝突したとしている。Konstantinovskaya (2011) は、カムチャッカ各地の層序・年代および地質構造解析などから、カムチャッカ東部の Ozernoy-Valagina (Olutorsky) 島弧が前期始新世に北側のシベリアプレートに衝突したとしている。Domeier et al. (2017) は、トモグラフィや古地磁気、地質に基づき、オリュトルスキー古島弧と常呂古島弧からなる弧海溝系とクロノツキー古島弧からなる弧海溝系の移動経路と古第三紀におけるこれらの大陸への衝突を示した。

約 80 Ma にシベリアプレートに接合したオホーツクブロックは、その北側がトランスフォーム断層に転化し、スラブが分離した。北側のスラブを切り離されたオホーツクブロックは、



**Fig. 6.** Paleogeographic reconstructions of circum-Okhotsk Sea regions from the Late Cretaceous to Late Oligocene. OA= Olyutorsky paleoarc, KA= Kronotsky paleoarc, ADK= adakitic volcanic rock, and HMB= Hidaka metamorphic belt. See text for details.

北北西向き of イザナギプレートに押され、西側に移動する。スラブが切り離され、アンカーがなくなったことにより、移動しやすくなったのであろう。西向きの移動をしたことにより、オホーツクブロックの西側に沈み込み帯が形成され (Fig. 6b), 常呂海山や湧別層群の付加が進行した。

47 Ma になると、太平洋プレートの移動方向が北北西向きから西北西向きに変化する (Torsvik et al., 2017)。シベリアに接合したオホーツクブロックは、西北西向きの太平洋プレートの動きに押されて、さらに西側に移動する。オホーツクブロックとアムールプレートとの間にあった“古日高海”は次第に縮小する。北上してきたイザナギ-太平洋海嶺 (Seton et al., 2015) は、アムールプレート縁辺およびオホーツクブロック縁辺の海溝に沈み込む (Fig. 6c)。アムール

プレート縁辺では北側に若くなる一連の海溝近傍火成活動が生じ、日高-サハリン火成活動帯の始新世深成岩類が定置した。海溝の西側にスラブウィンドウが形成されたことにより、シホテアリン南部では 51-48 Ma に弧火成活動が停止し、スラブウィンドウの縁のスラブ溶融、もしくは下部地殻の溶融により 48-39 Ma のアダカイトを形成した (Fig. 6c)。シホテアリンの主要断層である中央シホテアリン断層 (左ずれの走向移動断層; Fig. 2) は、古第三紀の火山岩を切断しており (Liu et al., 2017), シホテアリン南部の古第三紀火成岩類が北海道やサハリンに対して現在と同じ位置関係にあったかどうかは不明である。

日高変成帯における 37 Ma の火成活動 (MORB マグマのアンダープレーティングと付加体の溶融) は、オホーツクブロックの縁辺

で進行した (Fig. 6c). 片桐ほか (2016) は、北海道東部の浦幌層群天寧層中の凝灰岩に含まれるジルコンから 39 Ma の U-Pb 年代を報告した。天寧層は、仁頃層群起源の粗粒砕屑物から構成され、前弧域の活発な上昇・削剥を示唆している。海嶺の沈み込みに伴って前弧域が大きく上昇することは、現世の海嶺沈み込み場で知られている (Cande and Leslie, 1986; Taylor and Fox, 1987; Nelson and Forsythe, 1989; Groome and Thorkelson, 2009). チリ海嶺の沈み込みを経験したタイタオ半島の南側では、海嶺の沈み込みによって前弧域が 2 km 以上上昇し、中新世と鮮新世との間に不整合を形成している (Cande and Leslie, 1986). タイタオ半島の東側でアパタイトのフィッシュ・トラック年代を検討した Haschke et al. (2006) は、熱いプレートとスラブウィンドーの沈み込みによって、上盤プレートが短縮し、前弧-弧域が 3-4 km 上昇したと推定した。また、ソロモン諸島沖の海嶺沈み込み場では、2.3-2.8 km の前弧域の上昇が見積もられている (Taylor and Exon, 1987). 39 Ma 頃の仁頃層群の上昇・削剥は、海嶺の沈み込みに起因する前弧域の上昇の可能性がある。高橋ほか (2018) は、日高変成帯の片麻岩中のジルコン再結晶リムの最も若い粒子群のピーク年代を  $39.6 \pm 0.9$  Ma としている。この事実は、日高変成帯を形成した熱イベントの年代が ca. 40 Ma であったことを示唆しており、前弧域の上昇とほぼ一致している。

川上ほか (2002) は、北海道中央部の前期漸新世紅葉山層中の流紋岩質凝灰岩から、黒雲母やザクロ石を含むホルンフェルスや結晶片岩の岩片を多量に見いだした。ザクロ石の化学組成は、緑色片岩相-角閃岩相の変成度を示す。川上ほか (2002) は、これらの変成岩類の供給源として、日高変成帯の低変成度部の可能性を指摘している。川上ほか (2008) は、空知-エゾ帯南部の始新統-中新統の層序と地質構造を検討し、始新世のニセウ層 (熊谷ほか, 1995) が前期中新世以前に日高帯から空知-エゾ帯にナップとして移動し、変形したことを示した。在田ほか (2001) は、襟裳岬の西側に分布する後期漸新世の襟裳層 (栗田・楠, 1997) 中の花こう岩礫の K-Ar 年代から、漸新世に日高変成帯の急激な上昇があったことを示した。これら

の事実は、漸新世の日高帯が圧縮場にあったことを示唆する。また、Takano et al. (2013) は、北海道南部の夕張地域やその南方延長で漸新世中頃の顕著な不整合を指摘している。北海道東部では、前期漸新世音別層群の堆積後に広く不整合が認められ、一部の地域ではこの期間に中間質の火山活動 (二又安山岩類) があった (松井・雁沢, 1987)。馬淵 (1962) は、音別層群堆積後に褶曲・断層運動があったことを指摘している。この様に、北海道では漸新世中頃の造構運動が広い地域で確認されている。前述したように、シホテアリン北部では ca. 25 Ma までアムールプレート下で沈み込みが進行していたと推定される。以上の事実から、漸新世のある時期にオホーツクブロックとアムールプレートとが衝突した可能性が高いと考えられる (Fig. 6d)。

オホーツク海の形成史は、掘削試料などの具体的データがないこともあり、不明な点が多い。オホーツク海の南縁を構成する千島海盆の形成に関しても十分に明らかになっていない。木村・玉木 (1985) は、オホーツクブロックが時計回りに回転することにより、扇形をした千島海盆の要をピボットとして、背弧側が後退して 30-20 Ma に同海盆が開いたと推定した。前田 (1989) や君波 (1989), Maeda (1990) は、千島海盆の西縁を画し、南北に延びた走向移動断層を想定して、この断層が 16-15 Ma もしくは 30 Ma に右ずれの運動をしたことにより、前弧域が海溝側に移動し、扇を開くように千島海盆が拡大したと推定した。小松ほか (1990) は、前田 (1989) や君波 (1989) と同様の見解をとっている。前田や君波の見解を採用した場合、千島海盆の西縁を画する断層に沿って 400 km 以上 (同海盆の西縁の幅) の右ずれが必要となる。この走向移動断層の北方延長は、OCVB を切ることになるが、OCVB にそれを示唆するオフセットは認められない。千島海盆の拡大時期に関しては、音響探査やドレッジ試料、地温勾配などのデータに基づいて議論されている。Verzhbitsky and Kononov (2006) は、千島海盆の熱流量からその年代を 36 Ma と見積もった。Karp et al. (2006) や Prokudin (2015) は、音響探査に基づく同海盆の層序から、形成時期を後期漸新世もしくは漸新世末と推定した。Terekhov et

al. (2008)は、千島海盆の北側斜面からドレッジされた試料に基づき、千島海盆が後期漸新世-前期中新世の下位の堆積層と後期中新世-鮮新世の上位の堆積層から構成されることを明らかにした。これらから、同海盆は後期漸新世に形成されたと推定される。一方、Baranov et al. (2002)は、択捉島とウルップの間の北側およびブッソール海峡の北側の千島海盆中に北西-南東方向の音響基盤の高まりを認め、これらを拡大軸と推定した。そして、32-15 Ma にこの拡大軸によって千島弧と平行な方向に拡大し、千島海盆が形成されたと主張した。Baranov et al. (2002)は、拡大のメカニズムとして、千島海盆の北縁、南縁および中央部の島弧方向の右ずれ断層に伴うプルアパート盆を提案している (Fig. 6d)。国後島の東部のトーナル岩-花崗閃緑岩から 31 Ma のジルコン U-Pb 年代が報告されており (Grave et al., 2016)、この花崗岩質岩は、千島海盆の拡大に起因して形成されたのかもしれない。

謝辞: 岡村 聡氏および佐藤佳子氏にはシホテアリンの地質に関してご教示いただくとともに、文献を送っていただいた。Viacheslav V. Akinin 氏, Igor Alexandrov 氏, Elena A. Konstantinovskaya 氏, Yurii A. Martynov 氏, B. Natal'in 氏, V.G. Prokudin 氏, P.L. Tikhomirov 氏, 臼杵 直氏, Pan Zhao 氏には文献を送っていただいた。査読者の岡村 聡氏および編集委員の宮下純夫氏には貴重なコメントをいただき、本稿は大幅に改善された。これらの方々記して感謝する。

## 引用文献

Akinin, V.V., Layer, P., Benowitz, J. and Ntaflos, Th., 2014, Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: An example from the Ola Plateau (Okhotsk Segment). *ICAM VI proceed.*, 171-193.

Akinin, V.V. and Miller, E., 2011, Evolution of calc alkaline magmas of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt. *Petrology*, **19**, 237-277.

Alenicheva, A.A. and Sakhno, V.G., 2008, The U-Pb dating of extrusive-intrusive complexes

in ore districts in the southern part of the Eastern Sikhote-Alin Volcanic Belt (Russia). *Doklady Earth Sci.*, **419**, 217-221.

Alexandrov, I.A., Liao, J.-P., Jahn, B.-M., Golozoubou, V.V., Ivin, V.V. and Stepnova, YU.A., 2018, Eocene granitoids of the Okhotsk granodiorite complex (South Sakhalin). *Doklady Earth Sci.*, **483**, 1499-1503.

在田一則・雁沢好博・板谷徹丸, 2001, 日高山脈のテクトニクスと上昇過程—熱放射年代学からの検討. *地震彙報*, **76**, 93-104.

Ayuso, R.B., Haeussler, P.J., Bradley, D.C., Farris, D.W., Foley, N.K. and Wandless, G.A., 2009, The role of ridge subduction in determining the geochemistry and Nd-Sr-Pb isotopic evolution of the Kodiak batholith in southern Alaska. *Tectonophys.*, **464**, 137-163.

Baranov, B., Wong, H.K., Dozorova, K., Karp, B., Lüdmann, T., Karnaukh, V., 2002, Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data. *Island Arc*, **11**, 206-219.

Breitsprecher, K. and Thorkelson, D.J., 2009, Neogene kinematic history of Nazca-Antarctic-Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, **464**, 10-20.

Breitsprecher, K., Thorkelson, D.J., Groome, W.G. and Dostal, J., 2003, Geochemical confirmation of the Kula-Farallon slab window beneath the Pacific Northwest in Eocene time. *Geology*, **31**, 351-354.

Cande, S.C. and Leslie, R.B., 1986, Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Jour. Geophys. Res.*, **91**, 471-496.

Chashchin, A.A., Martynov, Yu.A., Rasskazov, S.V., Maksimov, S.O., Brandt, I.S. and Saranina, E.V., 2007, Isotopic and geochemical characteristics of the Late Miocene subalkali and alkali basalts of the southern part of the Russian Far East and the role of continental lithosphere in their genesis. *Petrology*, **15**, 575-598.

Chashchin, A.A., Nechaev, V.P., Nechaeva, E.V. and Blokhin, M.G., 2011, Discovery of Eocene

- Adakites in Primor'e. *Doklady Earth Sci.*, **438**, 744-749.
- Chekryzhov, I.YU., Popov, V.K., Panichev, A.N., Seredin, V.V. and E. V. Smirnova, E.V., 2010, New data on the stratigraphy, volcanism, and zeolite mineralization of the Cenozoic Vanchinskaya depression in Primorye. *Russian Jour. Pacific Geol.*, **4**, 314-330.
- Cross, T. A. and Pilger, R.H., 1982, Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 545-562.
- Domeier, M., Shephard, G., Jakob, J., Gaina, C., Doubrovine, P.V. and Torsvik, T.H., 2017, Intraoceanic subduction spanned the Pacific in the Late Cretaceous-Paleocene. *Science advances*, **3**, eaao2303, DOI: 10.1126/sciadv.aao2303.
- Emel'yanova, T.A., Lelikov, E.P. and S'edin, V.T., 2006, Geochemical features of the Okhotsk Sea Cenozoic volcanism. *Geo-Mar. Lett.*, **26**, 275-286.
- Farris, D.W., Haeussler, P., Friedman, R., Paterson, S.R., Saltus, R.W. and Ayuso, R., 2006, Emplacement of the Kodiak batholith and slab-window migration. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **118**, 1360-1376.
- Forsythe, R.D., Nelson, E.P., Carr, M.J., Kaeding, M.E., Herve', M., Mpodozis, C.M., Soffia, M.J., and Harambour, S., 1986, Pliocene near trench magmatism in southern Chile: A possible manifestation of ridge collision. *Geology*, **14**, 23-27.
- Fuis, G.S., 1998, West margin of North America—a synthesis of recent seismic transects. *Tectonophys.*, **288**, 265-292.
- Fuis, G.S., Moore, T.E., Plafker, G., Brocher, T.M., Fisher, M.A., Mooney, W.D., Nokleberg, W.J., Page, R.A., Beaudoin, B.C., Christensen, N.I., Levander, A.R., Lutter, E.J., Saltus, R.W. and Ruppert, N.A., 2008, Trans-Alaska crustal transect and continental evolution involving subduction underplating and synchronous foreland thrusting. *Geology*, **36**, 267-270.
- Geodekyan, A.A., Udintsev, G.B., Baranov, B.V., Beresnev, A.F., Burk, C., Bogatikov, O.A., Gabov, V.V., Gnibidenko, G.S., Dmitriyev, Yu.I., Zonenshayn, L.P., Kurentsova, N.A., Raznitsin, Yu.N., Rudnik, G.B. and Sushchev-skaya, N.M., 1977, Solid rocks of the floor of the central part of the Sea of Okhotsk. *Internat. Geol. Rev.*, **19**, 817-834.
- Glorie, S., Alexandrov, I., Nixon, A., Jepson, G., Gillespie, J. and Jahn, B.-M., 2017, Thermal and exhumation history of Sakhalin Island (Russia) constrained by apatite U-Pb and fission track thermochronology. *Jour. Asian Earth Sci.*, **143**, 326-342.
- Grave, J.D., Zhimulev, F.I., Glorie, S., Kuznetsov, G.V., Evans, N. Vanhaecke, F. and McInnes, B., 2016, Late Palaeogene emplacement and late Neogene-Quaternary exhumation of the Kuril island-arc root (Kunashir island) constrained by multi-method thermochronometry. *Geosci. Frontiers*, **7**, 211-220.
- Grebennikov, A.V., Khanchuk, A.I., Gonevchuk, V.G. and Kovalenko, S.V., 2016, Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications. *Lithos*, **261**, 250-261.
- Grebennikov, A.V. and Maksimov, S.O., 2006, Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinskaya volcanic depression in Primorye, Russia. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **101**, 69-88.
- Grebennikov, A.V. and Popov, V.K., 2014, Petrogeochemical aspects of the Late Cretaceous and Paleogene ignimbrite volcanism of East Sikhote-Alin. *Russian Jour. Pacific Geol.*, **8**, 38-55.
- Groome, W.G. and Thorkelson, D.J., 2009, The three-dimensional thermo-mechanical signature of ridge subduction and slab window migration. *Tectonophys.*, **464**, 70-83.
- Guo, F., Nakakura, E., Fan, W., Kobayashi, K. and Li, C., 2007, Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing, Yanji Area, NE China. *Jour. Petrol.*, **48**, 661-692.
- Haschke, M., Sobel, E.R., Blisniuk, P., Strecker,

- M.R. and Warkus, F., 2006, Continental response to active ridge subduction. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L15315, doi:10.1029/2006GL025972.
- Harbert, W., Tsukanov, N.V., Alexeiev, D.V., Gaedicke, C., Freitag, R., Baranov, B.V., S. G. Skolotnev, S.G., W. Kramer, W. and Seifert, W., 2009, Paleomagnetism of the Cretaceous rocks from Cape Kronotskiy, East Kamchatka and reconstruction of terrane trajectories in the NE Pacific area. *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, **4**, 313–327.
- Harris, N.R., Sisson, V.B., Wright, J.E., Pavlis, T.L., 1996, Evidence for Eocene mafic underplating during fore-arc intrusive activity, eastern Chugach Mountains, Alaska. *Geology*, **24**, 263–266.
- 長谷川 潔・三谷勝利, 1959, 5万分の1地質図幅「根室北部」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 27p.
- Hourigan, J.K. and Akinin, V.V., 2004, Tectonic and chronostratigraphic implications of new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and geochemistry of the Arman and Malan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia. *GSA Bull.*, **116**, 637–654.
- Hourigan, J.K., Brandon, M.T., Soloviev, A.V., KirMasov, A.B., Garver, J.I., Stevenson, J. and Reiners, P.W., 2009. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East. *Amer. Jour. Sci.*, **309**, 333–396.
- Ikeda, Y. and Goto, M., 2018, Late Cretaceous to early Paleogene forearc magmatism and subduction initiation in the Paleo-Kuril arc-trench system, eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Geodyn.*, **122**, 41–53.
- 今中理華子・宮下純夫, 1999, 海嶺玄武岩と未固結堆積物の相互反応—日高帯トムラウシ緑色岩体における例—. 地質学論集, 52号, 125–137.
- Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., et al., 2009, Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. *Tectonophys.* **472**, 124–134.
- Itoh, Y., Takano, O., Kusumoto, S. and Tamaki, M., 2014, Mechanism of long-standing Cenozoic basinformation in central Hokkaido: an integrated basin study on an oblique convergent margin. *Prog. Earth Planet. Sci.*, <http://www.progearthplanet.com/content/1/1/6>.
- Jahn, B.-M., Usuki, M., Usuki, T. and Chung, S.-L., 2014, Generation of Cenozoic granitoids in Hokkaido (Japan): Constraints from Zircon geochronology, Sr–Nd–Hf isotopic and geochemical analyses, and implications for crustal growth. *Amer. Jour. Sci.*, **314**, 704–750.
- Jahn, B.-M., Valui, G., Kruk, N., Gonevchuk, V., Usuki, M. and Wu, J.T.J., 2015, Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution. *Jour. Asian Earth Sci.*, **111**, 872–918.
- Karp, B.Ya., Karnaukh, V.N., Baranov, B.V. and Dozorova, K.A., 2006, Seismic stratigraphy and sedimentary processes on the Kurile Basin northern slope (Okhotsk Sea). *Marine Geol.*, **228**, 1–14.
- 片桐貴浩・成瀬 元・平田岳史・服部健太郎, 2016, 北海道東部に分布する浦幌層群に含まれる細粒凝灰岩層のU–Pb年代. 地質雑, **122**, 495–503.
- 川上源太郎・石丸 聡・田近 淳・大津 直・佐藤 創・阿部友幸・菅野正人・長坂晶子, 2008, 日高衝突帯前縁, 厚別川上流域の始新統ニセウ層および中部中新統の岩相と両者の関係 (予報). 地球科学, **62**, 17–28.
- 川上源太郎・川村信人・在田一則, 2002, 漸新統紅葉山層の流紋岩質凝灰岩中に見いだされた変成岩片そその意義: 北海道中央部の古第三紀テクトニクスに関連して. 地質雑, **108**, 235–248.
- 河野義礼・植田良夫, 1967, 本邦火成岩のK–Ar dating (4)—花こう岩類, 総括—. 岩鉱, **57**, 177–187.
- Kemp, A.I.S., Shimura, T., Hawkesworth, C.J., 2007, Linking granulites, silicic magmatism, and crustal growth in arcs: Ion microprobe

- (zircon) U-Pb ages from the Hidaka metamorphic belt, Japan. *Geology*, **35**, 807-810.
- 君波和雄, 1989, 北海道周辺のテクトニクスに関するいくつかの新提案. 月刊地球, **11**, 309-315.
- Kiminami, K., 1983, Sedimentary history of the late Cretaceous-Paleogene Nemuro Group, Hokkaido, Japan: A forearc basin of the Paleo-Kuril arc-trench system. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **89**, 607-624.
- 君波和雄・川端清司・宮下純夫, 1990, 日高累層群中からの古第三紀放射虫化石の発見とその意義, 特に海嶺の沈み込みについて. 地質雑, **996**, 323-326.
- Kiminami, K. and Kontani, Y., 1983, Mesozoic arc-trench systems in Hokkaido, Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds, *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*. Terra Sci. Publ., Tokyo, 107-122.
- Kiminami, K., Miyashita, S. and Kawabata, K., 1994, Ridge collision and in-situ greenstones in accretionary complexes: An example from the Late Cretaceous Ryukyu Islands and southwest Japan margin. *Island Arc*, **3**, 103-111.
- 君波和雄・宮下純夫・木村 学・田近 淳・岩田圭示・酒井 彰・吉田昭彦・加藤幸弘・渡辺 寧・江崎洋一・紺谷吉弘・勝島尚美, 1986, 日高帯の中生界—日高累層群. 地団研専報, 31号, 137-155.
- 木村 学, 1985, 白亜紀北海道の沈み込み様式. 科学, **55**, 24-31.
- 木村 学・玉木賢策, 1985, 千島弧と千島海盆—上盤プレートの回転, 後退と背弧海盆の拡大—. 地学雑誌, **94**, 1-15.
- 小島 萌・Kemp, A.I.S.・大橋美由希・志村俊昭, 2015, 日高変成帯の形成テクトニクス(2): 二度の火成活動. 日本地質学会第122年学術大会講演要旨, 65.
- 小松正幸, 1985, 北海道中軸部の構造帯—その構成, 性格および造構運動—. 地質学論集, 25号, 137-155.
- 小松正幸・宮下純夫・在田一則, 1986, 日高変成帯の構成. 地団研専報, 31号, 189-203.
- Komatsu, M., Miyashita, S., Maeda, J., Osanai, Y. and Toyoshima, T., 1983, Disclosing of a deepest section of continental-type crust up-thrust as the final event of collision of arcs in Hokkaido, North Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, TERRAPUB, Tokyo, 149-165.
- 小松正幸・小山内康人・豊島剛志, 1989, 日高変成帯の温度-圧力-変形史. 月刊地球, **11**, 239-244.
- Komatsu, M., Osanai, Y., Toyoshima, T. and Miyashita, S., 1989, Evolution of the Hidaka metamorphic belt, northern Japan. In Cliff, J.S. and Yardley, B.W.D., eds., *Evolution of Metamorphic Belts*, Geol. Soc. Spec. Publ., **43**, 487-493.
- 小松正幸・榊原正幸・福沢仁之・豊島剛志, 1990, 千島海盆の拡大と日高変成帯の構造運動. 月刊地球, **12**, 501-506.
- Konstantinovskaya, E., 2011, Early Eocene arc-continent collision in Kamchatka, Russia: Structural evolution and geodynamic model. In Brown, D. and Ryan, P.D., eds., *Arc-Continent Collision*, Springer-Verlag, Berlin, 247-277.
- 紺谷吉弘, 1978, 日高帯南東部の日高累層群について—その1, 層序と構造—. 地質雑, **84**, 1-14.
- Kontani, Y. and Kiminami, K., 1980, Petrological study of the sandstone in the Pre-Cretaceous Yubetsu Group, north-eastern Hidaka Belt, Hokkaido, Japan. *Earth Sci. (Chikyū-Kagaku)*, **34**, 307-319.
- 紺谷吉弘・君波和雄・田近 淳・間庭 賢, 1986, 常呂帯・根室帯の白亜紀堆積岩類. 地団研専報, no.31, 157-161.
- 熊谷琢磨・紀藤典夫・雁沢好博, 1995, 北海道中軸部ニセウ層から産出した始新世放射虫化石とフィッション・トラック年代. 地質雑, **101**, 965-969.
- 栗田裕司・楠 香織, 1997, 北海道中央部, 襟裳層の渦鞭毛藻化石年代(後期漸新世)とその意義. 地質雑, **103**, 1179-1182.
- Lagabrielle, Y., Guivel, C., Maury, R.C., Bourgois, J., Fourcade, S. and Martin, H., 2000, Magmatic-tectonic effects of high thermal

- regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics*, **326**, 255-268.
- Li, C.W., Guo, F., Fan, W.M. and Gao, X.F., 2007, Ar - Ar geochronology of Late Mesozoic volcanic rocks from the Yanji area, NE China and tectonic implications. *Sci. China Ser. D: Earth Sci.*, **50**, 505-518.
- Liao, J.-P., Jahn, B.-M., Alexandrov, I., Chung, S.-L., Zhao, P., Ivin, V. and Usuki, T., 2018, Petrogenesis of Mid-Eocene granites in South Sakhalin, Russian Far East: Juvenile crustal growth and comparison with granitic magmatism in Hokkaido and Sikhote-Alin. *Jour. Asian Earth Sci.*, **167**, 103-129.
- Liu, K., Zhang, J., Wilde, S.A., Liu, S., Guo, F., Kasatkin, S.A., Golozoubov, V.V., Ge, M., Wang, M. and Wang, J., 2017, U-Pb Dating and Lu-Hf Isotopes of Detrital Zircons From the Southern Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Tectonic Implications for the Early Cretaceous Evolution of the Northwest Pacific Margin. *Tectonics*, **36**, 2555-2598.
- 馬淵精一, 1962, 釧路炭田古第三系に関する堆積並びに造構発達の史的考察. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, **56**, 1-42.
- Madsen, J.L., Thorkelson, D.J., Friedman, R.M. and Marshall, D.D., 2006, Cenozoic to recent plate configurations in the Pacific Basin: Ridge subduction and slab window magmatism in western North America. *Geosphere*, **2**, 11-34.
- 前田仁一郎, 1986, 日高火成活動帯の形成と千島海盆の拡大およびユーラシア・北米プレートの衝突. 地団研専報, 31号, 459-473.
- 前田仁一郎, 1989, 日高火成活動帯の形成—海嶺の沈み込みによる上盤プレート内の古海嶺の復活. 月刊地球, **11**, 265-270.
- Maeda J. and Kagami, H., 1996, Interaction of a spreading ridge and an accretionary prism: Implications from MORB magmatism in the Hidaka magmatic zone, Hokkaido, Japan. *Geology*, **24**, 31-43.
- Martynov, Yu.A. and Khanchuk, A.I., 2013, Cenozoic volcanism of the eastern Sikhote Alin: Petrological studies and outlooks. *Petrology*, **21**, 85-99.
- Martynov Yu.A., Khanchuk, A.I., Grebennikov, A.V., Chashchin, A.A. and Popov, V.K., 2017, Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data. *Gondwana Res.*, **47**, 358-371.
- Maruyama, S., Isozaki, Y., Kimura, G. and Terabayashi, M., 1997, Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. *Island Arc*, **6**, 121-142.
- Maruyama, S., Liou, J.G. and Seno, T., 1989, Mesozoic and Cenozoic evolution of Asia. In Ben-Avraham, Z., ed., *The Evolution of the Pacific Ocean Margins*, Oxford Monogr. Geol. Geophys. No. 8, 75-99.
- 松井 愈・雁沢好博, 1987, 東部北海道の漸新-中新統・川上層群: 足寄動物群の産出層と地質時代. 松井 愈教授祈念論文集. 137-143.
- 松本達郎, 1970, 中生界の地質年代. 科学, **40**, 248-255.
- 宮下純夫, 1989, 日高帯の緑色岩帯の形成場とテクトニクス. 月刊地球, **11**, 336-344.
- 宮下純夫・新井孝志・長橋 徹, 1997, 日高帯の緑色岩の意義: 海嶺の多重衝突帯. 地質学論集, **47**, 307-323.
- Miyashita, S. and Katushima, T., 1986, The Tomuraushi greenstone complex: contemporaneous occurrence of abyssal tholeiite and terrigenous sediments. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **93**, 535-557.
- 宮下純夫・君波和雄, 1999, 日高帯北部瑠椽層中の緑色岩の岩石学. 地質学論集, 52号, 113-124.
- 宮下純夫・渡辺 寧・田近 淳・君波和雄・木村 学, 1990, 日高帯の大構造—左横ずれ・右横ずれ変動帯. 月刊地球, **12**, 515-520.
- Miyashita, S. and Yoshida, A., 1994, Geology and petrology of the Shimokawa ophiolite (Hokkaido, Japan): ophiolite possibly generated near R-T-T triple junction. In Ishiwatari, A. et al., eds., *Circum-Pacific Ophiolites*, Proc. 29th

- IGC Ophiolite Symposium, Part D, VSP Publ., Netherlands. 163-182.
- Müller, R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, A.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J. and Cannon, J., 2016, Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **44**, 107-138.
- 長浜晴夫・照井一明・長沼幸男・佐藤松男, 1980, 斜層理・礫からみた浦幌層群の供給源. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, 200.
- 七山 太, 1992, 北海道中軸部, 日高帯・中の川層群において認められる3帯のpetroprovinceとその意義. 地質学論集, 38号, 27-42.
- 七山 太・雁澤好博, 1997, 日高帯中の中の川層群北部ユニットの堆積層序, 堆積環境および堆積年代. 地質学論集, 47号, 279-293.
- Nanayama, F., Kanamatsu, T. and Fujiwara, Y., 1993, Sedimentary petrology and paleotectonic analysis of the arc-arc junction: the Paleocene Nakanogawa Group in the Hidaka Belt, central Hokkaido, Japan., *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **105**, 53-69.
- 七山 太・君波和雄, 1989, 北海道中軸帯“中の川層群”の堆積場・形成場. 月刊地球, **11**, 328-335.
- 七山 太・中川 充・加藤孝幸, 1993, 北海道東部, 最上部白亜系へ古第三系暁新世の碎屑性クロムスピネル. 地質雑, **99**, 629-642.
- Nanayama, F., Takahashi, Y., Yamasaki, T., Nakagawa, M., Iwao, H., Danhara, T. and Hirata, T., 2017, U-Pb zircon ages of the Nakanogawa Group in the Hidaka Belt, northern Japan: Implications for its provenance and the protolith of the Hidaka metamorphic rocks. *Island Arc*, <https://doi.org/10.1111/iar.12234>.
- Nelson, E.P. and Forsythe, R.D., 1989, Ridge collision at convergent margins: implications for Archean and post-Archean crustal growth. *Tectonophys.*, **161**, 307-315.
- 小笠原正継・柴田 賢・内海 茂, 1998, 北海道釧路地域の始新統浦幌層群別保層中の花崗岩質岩礫のK-Ar年代と岩石学的特徴. 地質雑, **104**, 516-524.
- Okada H., Yamada, M., Matsuoka H., Murota, T. and Isobe, T., 1987, Calcareous nannofossils and biostratigraphy of the Upper Cretaceous and lower Paleogene Nemuro Group, eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **93**, 329-348.
- Okamura, S., Arculus, R.J. and Martynov, Yu.A., 2005, Cenozoic magmatism of the north-eastern Eurasian margin: The role of lithosphere versus asthenosphere. *Jour. Petrol.*, **46**, 221-253.
- Okamura, S., Martynov, Y.A., Furuyama, K. and Nagao, K., 1998, K-Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: constraints on the tectono-magmatism associated with the Japan Sea opening. *Island Arc*, **7**, 271-282.
- 大和田正明・小山内康人, 1989, 日高変成帯における花崗岩類の成因. 月刊地球, **11**, 252-257.
- 小山内康人, 1985, 静内川上流域における日高変成帯主帯変成岩類の地質と変成分帯. 地質雑, **91**, 259-278.
- Parfenov, L.M. and Natal'in, B.A., 1986, Mesozoic tectonic evolution of northeastern Asia. *Tectonophys.*, **127**, 291-304.
- Pechersky, D.M., Shapiro, M.N. and Sharonova, Z.V., 1997, Palaeomagnetic study of the eastern Kamchatka Cretaceous-Palaeocene island arc: new evidence concerning palaeosubduction zone absolute motion. *Geophys. Jour. Int.*, **130**, 606-622.
- Plafker, G., Moore, J.C. and Winkler, G.R., 1994, Geology of the southern Alaska margin. *The Geology of North America Vol. G-1, The Geology of Alaska*. Geol. Soc. Amer., 389-449.
- Pospelov, I., Petrov, O., Shokalsky, S., Li, T.D. and Dong, S.W., 2016, New tectonic map of northern-central-eastern Asia: Position and evolution of Mesozoic sedimentary basins. *Global Geol.*, **19**, 261-276.
- 榊原正幸・田中啓策, 1986, 常呂帯佐呂間層群から発見されたイノセラムス. 地球科学,

- 40, 205–206.
- 佐々保雄・西田彰一, 1937, 南樺太東北部沿岸地域の地質に就いて. *地質雑*, **44**, 1053–1086.
- Sato, K., Tatsumi, Y. and Prikhodko, V., 2003, Cenozoic volcanism in northern Sikhote Alin, Far East Russia, and its implication for the opening of the Japan Sea. *Frontier Res. Earth Evolut.*, **1**, 349–356.
- Scharman, M.R., Pavlis, T.L. and Ruppert, N., 2012, Crustal stabilization through the processes of ridge subduction: Examples from the Chugach metamorphic complex, southern Alaska. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **329–330**, 122–132.
- Şengör, A.M.C. and Natal'in, B.A., 1996, Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In Yin, A. and Harrison, T.M., eds, *The Tectonic Evolution of Asia*, Cambridge Univ. Press, New York, 486–640.
- Seton, M., Flament, N., Whittaker, J., Müller, R.D., Gurnis, M. and Bower, D.J., 2015, Ridge subduction sparked reorganization of the Pacific plate–mantle system 60–50 million years ago. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 1732–1740.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Flament, N., Gurnis, M., Maus, S. and Chandler, M., 2012, Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Sci. Rev.*, **113**, 212–270.
- Shapiro, M.N. and Solov'ev, A.V., 2009, Formation of the Olyutorsky–Kamchatka foldbelt: a kinematic model. *Russian Geol. Geophys.*, **50**, 668–3681.
- Shibata, K., 1968, K–Ar age determinations on granitic and metamorphic rocks in Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, **227**, 1–73.
- 柴田 賢・石原舜三, 1981, 北海道日高帯の花崗岩類の K–Ar 年代. 日本地質学会第 88 年 学術大会講演要旨, 342.
- Syracuse, E.M. and Abers, G.A., 2006, Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7**, Q05017, doi:10.1029/2005GC001045.
- 田近 淳, 1988, 北海道東部, 常呂帯の上部白 亜系湧別層群の層序と構造—海溝付加体モデルの適用—. *地質雑*, **94**, 817–836.
- 田近 淳, 1989, 日高帯北部の白亜紀「付加体」. *月刊地球*, **11**, 323–327.
- 高橋 浩・志村俊昭・加藤聡美, 2018, 日高変成帯南部の深成変成岩類. *地質雑*, **124**, 399–411.
- Takano, O., Itoh, Y. and Kusumoto, S., 2013, Variation in forearc basin configuration and basin-filling depositional systems as a function of trench slope break development and strike-slip movement: examples from the Cenozoic Ishikari–Sanriku–Oki and Tokai–Oki–Kumano–Nada forearc basins, Japan. In Itoh, Y. ed. *Mechanism of sedimentary basin formation: multidisciplinary approach on active plate margins*. InTech, Rijeka, <http://dx.doi.org/10.5772/56751>.
- Tang, J., Xu, W., Niu, Y., Wang, F., Ge, W., Sorokin, A.A. and Chekrtzhov, I.Y., 2016, Geochronology and geochemistry of Late Cretaceous–Paleocene granitoids in the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Petrogenesis and implications for the oblique subduction of the paleo-Pacific plate. *Lithos*, **266–267**, 202–212.
- Tatsumi, Y., Sato, K. and Sano, T., 2000, Transition from arc to intraplate magmatism associated with backarc rifting: evolution of the Sikhote Alin volcanism. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1587–1590.
- Taylor, B. and Exon, N.F., 1987, An investigation of ridge subduction in the Woodlark–Solomons region: Introduction and overview. In Taylor, B. and Exon, N.F., eds, *Marine Geology, Geophysics, and Geochemistry of the Woodlark Basin – Solomon Islands*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, **7**, 1–24.
- Terekhov, E.P., Tsoy, I.B., Vashchenkova, N.G., Mozherovskii, A.V. and Gorovaya, M.T., 2008, Sedimentation settings and evolution history of the Kuril Basin (Sea of Okhotsk) in the Cenozoic. *Oceanology*, **48**, 609–617.
- Thorkelson, D.J., 1996, Subduction of diverging plates and the principles of slab window

- formation. *Tectonophys.*, **255**, 47-63.
- Thorkelson, D.J., Madsen, J.K. and Sluggett, C.L., 2011, Mantle flow through the Northern Cordilleran slab window revealed by volcanic geochemistry. *Geology*, **39**, 267-270.
- Tikhomirov, P.L., Akinin, V.V., Ispolatov, V.O., Alexander, P., Cherepanova, I.Yu. and Zagoskin, V.V., 2006, The Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt: Age of its northern part according to new Ar-Ar and U-Pb geochronological data. *Stratigr. Geol. Correl.*, **14**, 524-537.
- Torsvik, T.H., Doubrovine, P.V., Steinberger, B., Gaina, C., Spakman, W. and Domeier, M., 2017, Pacific plate motion change caused the Hawaiian-Emperor Bend. *Nature Commun.*, DOI: 10.1038/ncomms15660.
- Tosy, I.B., Terekhov, E.P., Shastinat, V.V., Gorovaya, M.T. and Mozherovskii, A.V., 2005, Age of the Kotikovaya Group in the Terpeniya Peninsula (Eastern Sakhalin). *Stratigr. Geol. Correl.*, **13**, 632-643.
- Toyoshima, T., 1991, Tectonic evolution of the Hidaka metamorphic belt and its implication in the Late Cretaceous-middle Tertiary tectonics of Hokkaido, Japan. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E*, **8**, 1-107.
- Verzhbitsky, E.V. and Kononov, M.V., 2006, Geodynamic evolution of the lithosphere of the sea of Okhotsk region from geophysical data. *Physcs Solid Earth*, **42**, 490-501.
- von Huene, R., Pecher, L.A. and Gutscher, M.-A., 1996, Development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge. *Tectonics*, **15**, 19-33.
- Whittaker, J.M., Müller R.D., Leitchenkov, G., Stagg, H., Sdrolias, M., Gaina, C. and Goncharov, A., 2007, Major Australian-Antarctic plate reorganization at Hawaiian-Emperor bend time. *Science*, **318**, 83-86.
- Wu, J.T.-J., Jahn, B.-M., Nechaev, V., Chashchin, A., Popov, V., Yokoyama, K., Tsutsumi, Y., 2017, Geochemical characteristics and petrogenesis of adakites in the Sikhote-Alin area, Russian Far East. *Jour. Asian Earth Sci.*, **145**, 512-529.
- 山崎 徹・七山 太・高橋 浩・山下康平, 2018, 20 万分の1 地質図幅「広尾」及び関連地域に産する火成岩源岩石の全岩化学組成. 地質調査研究報告, **69**, 47-79.
- Zhao, P., Alexandrov, I., Jahn, B.-M. and Ivin, V., 2018, Timing of Okhotsk Sea Plate collision with Eurasia Plate: Zircon U-Pb age constraints from the Sakhalin Island, Russian Far East. *Jour. Geophys. Res.*, **123**, 8279-8293.
- Zhao, P., Alexandrov, I., Jahn, B.-M., Liao, J.-P. and Ivin, V., 2019, Late Eocene granites in the Central Sakhalin Island (Russian Far East) and its implication for evolution of the Sakhalin-Hokkaido orogenic belt. *Lithos*, **324-325**, 684-698.
- Zhao, P., Jahn, B.-M. and Xu, B., 2017, Elemental and Sr-Nd isotopic geochemistry of Cretaceous to Early Paleogene granites and volcanic rocks in the Sikhote-Alin Orogenic Belt (Russian Far East): implications for the regional tectonic evolution. *Jour. Asian Earth Sci.*, **146**, 383-401.
- Zharov, A.E., 2005, Soth Sakhalin tectonics and geodynamics: A model for the Cretaceous-Paleogene accretion of the East Asian continental margin. *Russian Jour. Earth Sci.*, **7**, ES5002, doi:10.2205/2005ES000190.
- Zyabrev, S.V., 2011, Stratigraphy and structure of the central East Sakhalin accretionary wedge (eastern Russia). *Russian Jour. Pacific Geol.*, **5**, 313-225.

## Abstract

The geotectonic setting of Eocene plutons in Hokkaido and Sakhalin remains poorly constrained. Here, we propose that the plutons are a geological manifestation of subduction of the Izanagi–Pacific ridge beneath the Amurian plate and the Okhotsk block. The Eocene plutons in northern Hokkaido and Sakhalin were emplaced in accretionary complexes formed at the eastern margin of the Amurian Plate. The differences in age of the plutons and the surrounding accretionary complexes are very small (under ten and several million years), suggesting that the Eocene emplacement of the plutons was a consequence of forearc magmatism. The Eocene accretionary complex in northern Hokkaido includes many MORB-type greenstones that were extruded on and intruded into unconsolidated terrigenous clastic sediments, implying the presence of active spreading ridge close to the trench. Our compilation of ages clearly reveals that the plutons from northern Hokkaido and Sakhalin show a northward-younging trend (70 km/my). This evidence suggests a northward migration of a heat source along the eastern margin of the Amurian Plate. The heat source is presumed to be subducted Izanagi–Pacific ridge. A magmatic hiatus at 51–48 Ma and extrusion of adakitic volcanic rocks at 46–39 Ma in the southern area of the East Shikhoté–Alin volcanic belt could be resulted from slab window caused by the subduction of the Izanagi–Pacific ridge. Because the plutons in southern Hokkaido were emplaced in an accretionary complex formed at the western margin of the Okhotsk Block but not the eastern margin of the Amurian plate, they deviate from the younging trend shown by the plutons in northern Hokkaido and Sakhalin. Additionally, we examine the geodynamic development of the circum-Okhotsk Sea regions from the Late Cretaceous to the Late Oligocene in order to shed light on the role of Eocene ridge-subduction in the history.



《巡検案内》

豊平川沿いの新第三系層序, 藻岩山の形成史  
および小金湯産カイギュウ化石

岡 孝雄<sup>1)†</sup> 古沢 仁<sup>2)</sup> 岡村 聡<sup>3)</sup> 青柳大介<sup>4)</sup> 重野聖之<sup>5)</sup>

Neogene stratigraphy of the area along Toyohira River in Sapporo,  
volcanic activity of Mt. Moiwayama, and chronostratigraphic  
implications for the occurrence of fossil Sirenia in Kogane-yu site

Takao Oka<sup>1)†</sup>, Hitoshi Furusawa<sup>2)</sup>, Satoshi Okamura<sup>3)</sup>, Daisuke Aoyagi<sup>4)</sup>,  
and Kiyoyuki Shigeno<sup>5)</sup>

(概要)

2019年8月14日受付

2019年8月31日受理

- <sup>1)</sup> 株式会社北海道技術コンサルタント  
Hokkaido Gijyutsu Consultant Co. Ltd, 4-chyome,  
Naebo-cho, Higashi-ku, Sapporo, 060-0043, Japan.
- <sup>2)</sup> 札幌市博物館活動センター  
Sapporo Museum Activity Center, 5-jo 15-chyome,  
Hiragishi, Toyohira-ku, Sapporo, 062-0935, Japan.
- <sup>3)</sup> 北海道土質試験協同組合  
Hokkaido Soil Research Co. Associa., 1-jo  
8-chyome, Kitagou, Shiroishi-ku, Sapporo003-0831,  
Japan.
- <sup>4)</sup> 札幌市立北野小学校  
Sapporo Kitano Elementary School, 10-jo2-chyome,  
Kitano, Kiyota-ku, Sapporo, 004-0863, Japan.
- <sup>5)</sup> 明治コンサルタント株式会社  
Meiji Consultant Co. Lt., S7W1, Chuou-ku,  
Sapporo 064-0807, Japan.

† Corresponding author: oka@dogi.co.jp

**Keywords:** Sapporo, Toyohira River, Moiwayama-  
volcano, Neogene system, hyaloclastite, Order Sirenia

札幌市南区小金湯の豊平川河床で2001年に小学生により発見された海生哺乳類化石はカイギュウであることが分り、札幌市では同市博物館活動センターを中心に「大型動物化石総合調査検討委員会」を組織して、北海道教育大学や北海道立地質研究所などの協力の下に市民参加と公開を基本に復元・同定および産出層準の堆積環境解析と関連する新第三系層序の調査・研究を進めてきた。本コースではその成果を基に新第三系の層序(15 Ma~2.5 Ma)および火山岩類などを豊平川沿いに観察する。一方、札幌付近では1990年代中頃以降、温泉ボーリングが盛んとなり、1995年阪神大震災後は地震防災面で地震動と直下型地震の発生(活断層の潜在)の可能性が検討され、地震・微動アレイ探査や温泉・水井戸ボーリング資料の対比などにより地下構造解明が取り組まれてきた。本コースに現れる地層群は札幌市街下の深層地盤を形作り、間接的には温泉開発や地震問題を考える上でも重要である。

## はじめに

本報告は2007年日本地質学会第114年学術大会（札幌）での見学旅行案内書のAコース「札幌・豊平川沿いの新第三系層序・火山岩類とカイギュウ化石」の原稿に基づくものである。当該原稿が諸事情と著者らの努力不足により見学旅行案内書（地質学雑誌第113巻補遺）への掲載に至らなかったため、10数年を経た現時点において、見直し・補完を行い公表するものである。取りまとめは執筆筆頭者の岡が他の共著者の同意を得て行った。

内容的には日本地質学会会員である専門家向けのレベルで執筆したものであり、調査・研究史を盛り込み、藻岩山火山およびサッポロカイギュウ化石についての学術的意義を詳しく説明している。そのため、案内書としては煩雑で、難しい側面もあるが、一般向けの案内書の基礎資料として活用されることを願っている。

本報告は、豊平川上流の小金湯地域でのカイギュウ化石の発見に関連した「札幌市大型動物化石総合調査報告書—サッポロカイギュウとその時代の解明—」のうちの、著者らが分担執筆した内容に主に基づいている。層序全般・地質分布については主に岡および重野が、藻岩山火山については同じく岡村および青柳が、サッポロカイギュウについては同じく古沢が執筆を行った。

取りまとめにあたり、札幌市市民文化局文化局、札幌市博物館活動センター、北海道教育大学札幌校理科教育分野、旧北海道立地質研究所（現北海道立総合研究機構環境・地質研究本部地質研究所）、明治コンサルタント株式会社の関係各位にご協力とご便宜を頂いた。さらに、明治コンサルタント株式会社の小坂橋重一氏には、五輪大橋（Stop 1）の地質について議論を頂いた。記して、感謝の意を表します。

## 見学コース

1. 使用地形図 1:25,000「札幌」・「石山」・「定山溪」。
2. 見学コース（マイカーまたはレンタカー利用）  
8:30 地下鉄真駒内駅出発→藻岩山山頂→五輪大橋→石山緑地公園→小金湯→百松沢→定

山溪温泉→17:45真駒内駅

## 3. 見学地点

- Stop 1（藻岩山山頂）：石狩低地帯・札幌扇状地の展望と地下構造の解説，藻岩山溶岩。  
 Stop 2（五輪大橋）：西野層下部火砕流，火山性土石流堆積物，火山角礫岩。  
 Stop 3（石山緑地公園）：支笏火砕流堆積物・熔結凝灰岩，硬石山石英安山岩。  
 Stop 4（小金湯）：砥山層泥岩，サッポロカイギュウ産出地，安山岩岩脈。  
 Stop 5（百松沢）：ハイアロクラスタイト，火山性土石流堆積物，石英斑岩。  
 Stop 6（定山溪温泉）：石英斑岩，火山性温泉。

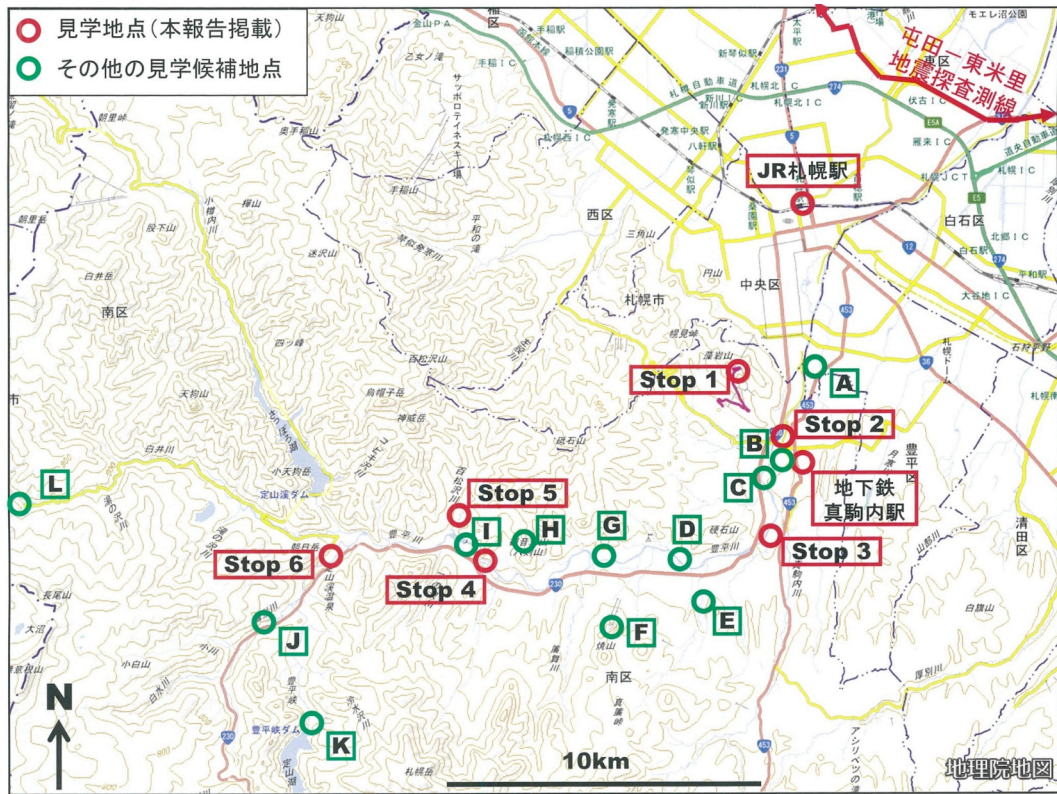
## 4. その他の見学候補地点

豊平川上流の見学コースにはその他の見学候補地点が多数存在しており、参考のために第1図に示したが、本報告ではその一部を補足的に紹介する。

[その他の見学候補地点] A：精進河畔公園オソウシの滝（西野層，平岸段丘），B：真駒内公園（河岸段丘群），C：藻南公園（西野層），D：十五島公園（硬石山デイサイト，砥山層硬質頁岩），E：オカバルシ川下流（支笏火砕流堆積物と下位の河川堆積物），F：焼山環状貫入岩体群，G：砥山ダム下流（簾舞安山岩体），H：八剣山（安山岩貫入岩体），I：砥山ダム下～小金湯温泉（砥山層，クジラ化石産出），J：薄別橋下流（先第三系薄別層），K：豊平峡ダムサイト（ハイアロクラスタイト），L：豊羽鉦山（鉦山跡地）。

## 札幌付近の地史概要

中期中新世前期にはユーラシアプレートが北米プレートに南西～南南西方向から斜めに衝突し、同時に伸張テクトニクスが働き日本海の拡大・千島海盆の形成が行われた（木村，2002）。神居古潭帯をはさんで西側に沈降する海盆（石狩—天塩トラフ）が，東側には上昇山脈と横ずれ断層盆地群が存在し（宮坂ほか，1986），これらの全体（北海道中軸部）が両プレートの境界衝突帯となっている。その後，後期中新世を中心に全体としてこの衝突帯における変動は規模が小さくなったが，北部では中央凹地帯の形成が進み，南部では太平洋プレートの斜め沈み込みに誘発された千島弧外帯の



第1図. 見学コース・地点 (国土地理院電子地図から引用した図に加筆). [見学地点] Stop 1: 藻岩山山頂, Stop 2: 五輪大橋下流, Stop 3: 石山緑地公園, Stop 4: 小金湯 (カイギュウ化石産出地), Stop 5: 百松沢, Stop 6: 定山溪温泉. [その他の見学候補地点] A: 精進河畔公園オソウシの滝 (西野層, 平岸段丘), B: 真駒内公園 (河岸段丘群), C: 藻南公園 (西野層), D: 十五島公園 (硬石山デイサイト, 砥山層硬質頁岩), E: オカパルシ川下流 (支笏火砕流堆積物と下位の河川堆積物), F: 焼山環状貫入岩体群, G: 砥山ダム下流 (簾舞安山岩体), H: 八剣山 (安山岩貫入岩体), I: 砥山ダム下~小金湯温泉 (砥山層, クジラ化石産出), J: 薄別橋下流 (先第三系薄別層), K: 豊平峡ダムサイト (ハイアロクラスタイト), L: 豊羽鉾山 (鉾山跡地).

西進運動により圧縮テクトニクスが活発化し、日高山脈や十勝平野など西へ凸の弧状形態の山脈・盆地群の形成が進んだ(木村, 2002; 岡, 1999). 鮮新世末頃からはユーラシア・北米両プレート間の圧縮テクトニクスがサハリンー北海道西部・沖合ー東北・新潟方面で活発化し、このゾーンは“日本海東縁変動帯”と呼ばれている(第2図).

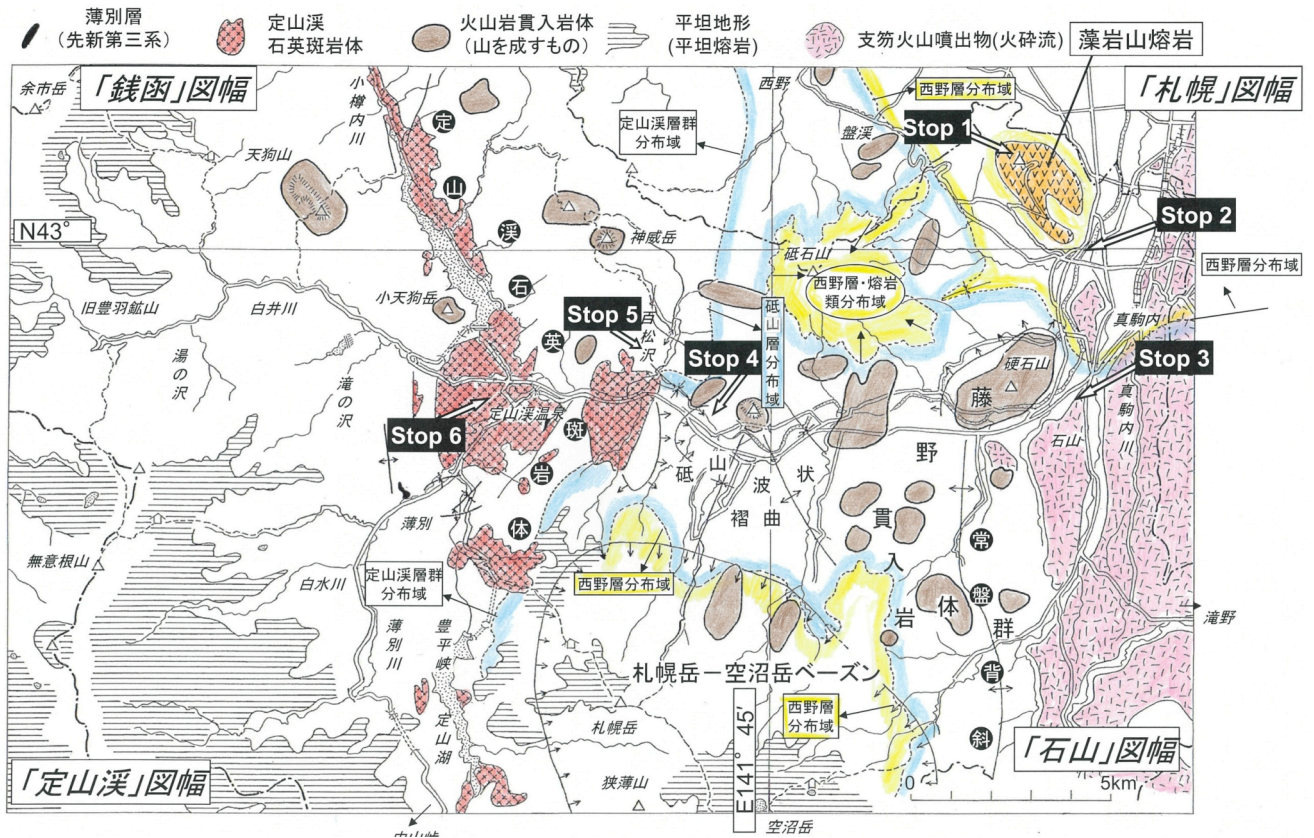
西南北海道北部山地北東部から石狩低地帯北西部に位置する札幌市とその周辺地域は、上記の日本海東縁変動帯の中に位置付けられ、鮮新世中頃以降は東西圧縮のテクトニクス場に置かれている. 特に、そのテクトニクスの影響は石狩低地帯に色濃く現われ、そこでは南北方向に丘陵・台地群が形成され、低地下には地表では直接に確認できない褶曲群が存在し、多くの活構造が伴われている. 一方、札幌南西の山地は後期新生代の地層群・火山岩類が分布するいわゆる“グリーンタフエリア”で、中期中新

世の前期(第3図a; 1500万年前の古地理図)では古地理的に石狩トラフの西側の海域で、札幌南西縁(定山溪西部)は積丹半島基部の島の一部を構成していた. その島は火成・火山活動を経ながら徐々に拡大を続け(第3図b; 800万年前の古地理図), 南西の山地域は鮮新世末頃の“平坦溶岩”(藻岩山溶岩を含む)の活動後、完全に陸域(火山性山地)化した(第3図c; 250万年前の古地理図). 日本海東縁での圧縮テクトニクスの活発化とほぼ同時に、堆積域が縮小し、現在の石狩低地帯地域に移動した. 石狩低地帯は石狩トラフが千島弧外帯の西進運動による圧縮テクトニクスにより陸域化すると同時にその西側に縮小・移動した海域を起源とし、後期中新世に始まりがある.

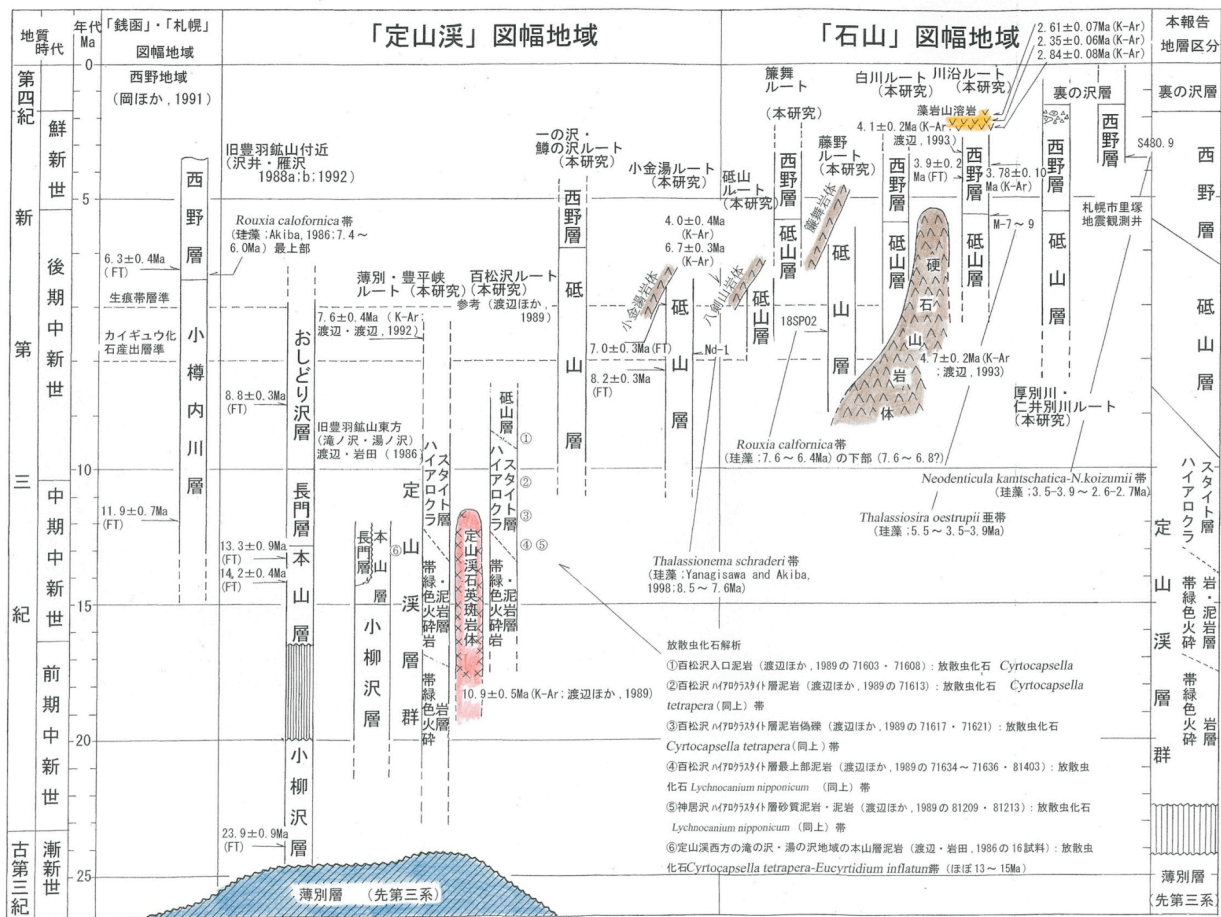
### 豊平川中～上流域の地質について の調査・研究史

この地域の地質は通商産業省資源エネルギー





第4図. 豊平川上流域の地質概略図 (札幌市博物館活動センター編, 2007 原図).



第5図. 札幌西南山地とその周辺地域の第三系層序と対比 (札幌市博物館活動センター編, 2007 原図).

系を下位より小樽内川層(硬質頁岩;層厚800 m +), 西野層(火山性礫岩・角礫凝灰岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩主体で最下部珪藻質泥岩; 300 m+)を区分し, 珪藻化石解析(西野層最下部: Akiba, 1986の*Rouxia californica*帯: 7.4~6.0 Ma)とFT年代測定(小樽内川層下部軽石凝灰岩:  $11.9 \pm 0.7$  Ma, 西野層下部軽石凝灰岩:  $6.3 \pm 0.4$  Ma)から, 小樽内川層が中期中新世中頃~後期中新中頃, 西野層が後期中新中頃~鮮新世前半と見なしている。

## 2. 地質図幅「定山溪」地域

5万分の1地質図幅の「定山溪」(土居, 1953)では, 先第三系薄別層を顕著な不整合で覆う新第三系を下位より定山溪層群(白水川層, 白井川層・同時異相で豊羽層, 湯の沢層, 百松沢層, 滝の沢層群(一の沢層, 板割沢層)および天狗岳集塊岩層(神威岳集塊岩層・豊平峡集塊岩層)が区分されている。

沢井ほか(1988a, b)および沢井ほか(1992)は旧豊羽鉦山付近の新第三系について, 同鉦山関係の多くの成果の上に野外調査を行い, 下位より小柳沢層, 本山層, 長門層, おしどり沢層, 三本股層, 大江山層および新期安山岩類を区分している。放射年代から,  $23.9 \pm 0.9$  Ma (FT年代)の小柳沢層は古第三紀漸新世末~前期中新世初頭,  $14.2 \pm 0.4$  Ma・ $13.3 \pm 0.9$  Ma (FT年代)の本山層および $8.8 \pm 0.3$  Ma (FT年代)のおしどり沢層はほぼ中~後期中新世, 2~3Ma前後のK-ArまたはFT年代が示される三本股層以上の新期火山岩類は鮮新世中~後期の時代に位置付けている。

渡辺ほか(1986)は豊羽鉦山東方地域(滝の沢・湯の沢)の新第三系について, 下位より小柳沢層, 本山層, 長門層(本山層上部と同時異相関係)の区分を行い, 本山層中部には含まれる泥岩の16試料について放散虫化石解析を実施し, ほぼ15~13 Maを示す*Cyrtocapsella tetrapera*-*Eucyrtidium inflatum*帯を認め本山層が中期中新世中頃(12~15 Ma)としている。この結果は沢井ほか(1992)の結果とほぼ一致している。

渡辺ほか(1992)は豊平峡付近の“豊平峡集塊岩層”について,  $7.6 \pm 0.4$  MaのK-Ar年代(後期中新世後半)を報告している。この年代は定山溪層群の上位の砥山層上部の年代である。

渡辺ほか(1989)は百松沢について, 野外調査(ルート調査)に基づく放散虫化石解析から検討している。百松沢および豊平川河床沿いの小金湯ルート(砥山ダム湖南岸~八剣山下)の新第三系は, カイギュウ発掘関連で調査・研究が行われており, 見学地各説で説明する。

## 3. 地質図幅「石山」地域

地質図幅の「石山」(土居ほか, 1956)では, 新第三系は下位より漁川層(漁川砂岩頁岩部層・金山沢頁岩部層・万計沢玄武岩・ラルマナイ川凝灰岩部層・三股川変朽安山岩・湯の沢凝灰質砂岩部層・鞍馬越変朽安山岩), 一の沢層(藤の沢砂岩頁岩部層・簾舞頁岩部層), 板割沢層(八号沢砂岩頁岩部層・板割沢硬質頁岩部層), 石山層(清滝砂岩部層・八垂別集塊岩部層)および溶岩類(砥石山溶岩・島松山溶岩・厚別川溶岩・白旗山溶岩・焼山溶岩・空沼岳溶岩など)が区分されている。

川沿付近(藻岩山~藻南公園), 藤野付近(十五島公園~白川橋), 砥山付近(八剣山下~観音沢口)などについてはカイギュウ発掘関連で層序・微化石解析・放射年代測定が行われており, 見学地各説で説明する。

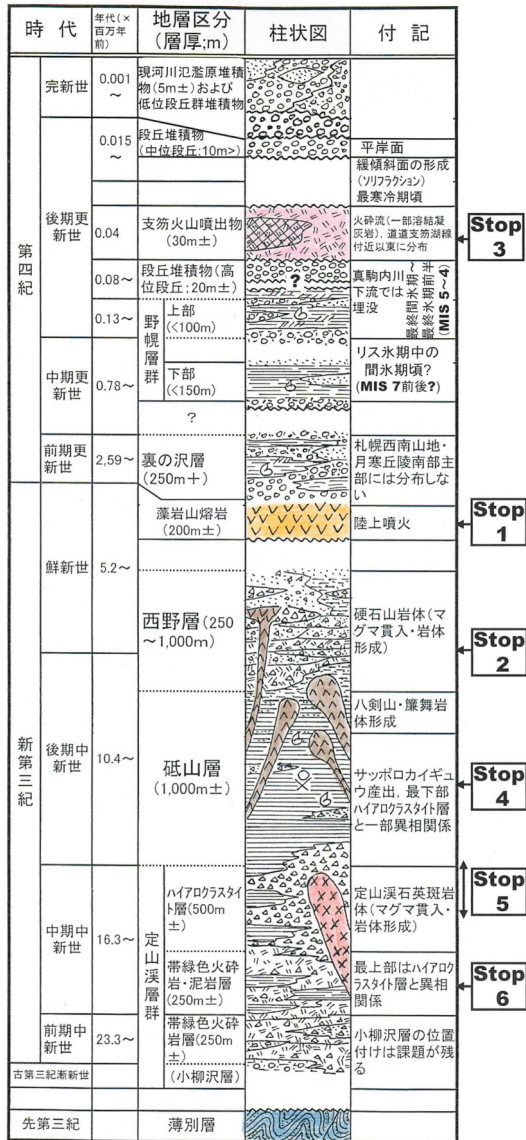
## 豊平川上流域とその周辺の地質概要

### 1. 層序

カイギュウ化石の産出に関連して調査・研究を行った豊平川上流域(南区定山溪温泉付近~豊平区中の島)および月寒丘陵南部の地質概略分布と層序は第4, 5図のように取りまとめられる。さらに模式的柱状図は第6図のようにまとめられ, 見学地点の位置(層準)も示した。特に, 新第三系については下位より定山溪層群, 砥山層および西野層が区分される。

定山溪層群(土居, 1953)は従来の地層区分(名称)・対比にさまざまな混乱があり, カイギュウ化石関連調査では暫定措置として構成累層の取り扱いには調査地域のみでの岩相区分に基づくとし, 固有名は付けず下位より「帯緑色火砕岩層」, 「帯緑色火砕岩泥岩層」, 「ハイアロクラスタイト層」を区分している。

砥山層は岡(1991)が西区西野地域で小樽内川層としたもので, 通商産業省資源エネルギー庁(1974)の「砥山層群」にほぼ相当する。カイギュウ化石関連調査では岩相を詳細に検討



第6図. 豊平川上流域および月寒丘陵南部の模式柱状図(札幌市博物館活動センター編, 2007 原図).

した結果, 累層に細分できないとの判断で層群扱いは行っていない。

西野層は小山内ほか(1956)で鮮新世の火山岩・噴出物主体の地層に対して適用された地層で, 土居ほか(1956)で石山層が使用された以外はこの名称の使用が定着し, 取り扱いについて大きな混乱はない。

## 2. 地質構造

地質構造は豊平川上流域・真駒内川流域の地質概略図(第4図), 各調査ルート・地域毎の地質調査・解析図に褶曲軸, 貫入岩体および走向・傾斜などとして表した。

### 1) 札幌西南山地主部

大小様々な火山岩(火成岩)貫入岩体と波状

褶曲構造により特徴付けられ, 定山溪石英斑岩体とその周辺の不規則褶曲, 砥山波状褶曲, 藤野貫入岩体群および札幌岳-空沼岳ベースンが区分できる。

定山溪石英斑岩体とその周辺の不規則褶曲構造: 岩体自体の詳細な構造は不明なことが多く, 地表部では見かけ上, 南北に延びた形態の複数の岩体に分かれる。本岩体は周囲の地層に明らかに変形を与え断層関係を取ることから, 半固結または高粘性状態でのマグマ貫入が示唆される。薄別・豊平峡地域では本岩体と先第三系(薄別層)の間に分布する定山溪層群が20°±以下の傾斜で東西に近い軸をもった波状褶曲を局部的に示し, 先第三系岩体周辺では走向は南北方向となる。豊平峡付近では同層群ハイアロクラスタ層が大局的に東~南東傾斜(15°前後)を示す。北東側の神居沢ではハイアロクラスタ層が北東-南西の軸をもった背斜構造を成す。百松橋を中心とした岩体の周辺では東側(百松沢入口・鱒の沢)で周囲の砥山層に半ドーム状構造をもたらしている。岩体北東側(百松橋)では北西-南東軸の褶曲があり, 岩体に接近すると地層傾斜が90°近くになる。

砥山波状褶曲構造: 豊平川沿いの小金湯カイギュウ化石産出地から砥山発電所付近までの地域と盤の沢川流域・簾舞川中・下流域の範囲内では砥山層が北西-南東~北北西-南南東の軸方向で, 地層傾斜15°以下の褶曲構造を成す。西から小金湯・八剣山・簾舞・観音沢岩体があり, それらの貫入の影響で, 近接部では地層の走向が岩体延長方向に一致し, 急立するようになる。なお, 簾舞川下流域とその東側の藤野貫入岩体群(野の沢溶岩)とその周辺については, 八束ほか(2008)が火山岩類の主成分分析・岩石記載, 堆積岩類(板割沢層-砥山層の一部-および西野層)の珪藻分析を行っている。藤野貫入岩体群: 硬石山岩体, 簾舞岩体, 野々沢川上流貫入岩体群(4岩体), 常盤西岩体および常盤東岩体よりなる。この岩体群分布域は岩体個々の周辺を砥山層が取り巻き, 同層は貫入の影響で乱れる。この分布域は全体としては南から延びる常盤背斜の範囲内である。硬石山岩体の周辺の砥山層は半ドーム状構造を取る。



第7図. 藻岩山山頂から北東へ向かって豊平川および石狩平野を眺める。

札幌岳—空沼岳ベースン：報告地域外の恵庭市西縁部（旧光竜鉱山周辺）の道道支笏湖線以西では砥山層相当層の西側に西野層が分布し、空沼岳山頂域に向けて西傾斜の構造を取る。さらに、簾舞川上流域や真駒内川上流域（湯の沢）では砥山層の上位に西～南西傾斜で西野層が分布する。札幌岳西側での西野層相当層の分布状況は不明であるが、豊平峡付近では定山溪層群ハイアロクラスタイト層が東傾斜で札幌岳山頂部に向かって沈み込んでいる。一方、札幌岳北側の鱒の沢上流では砥山層の上位に、札幌岳に向かって西野層が南へ10°±の傾斜で分布する。このように、札幌岳—空沼岳地域は山頂域を構成するいわゆる“平坦熔岩”の下位に西野層がベースン状の構造を取って分布する。

## 2) 札幌西南山地東縁～野幌丘陵南部

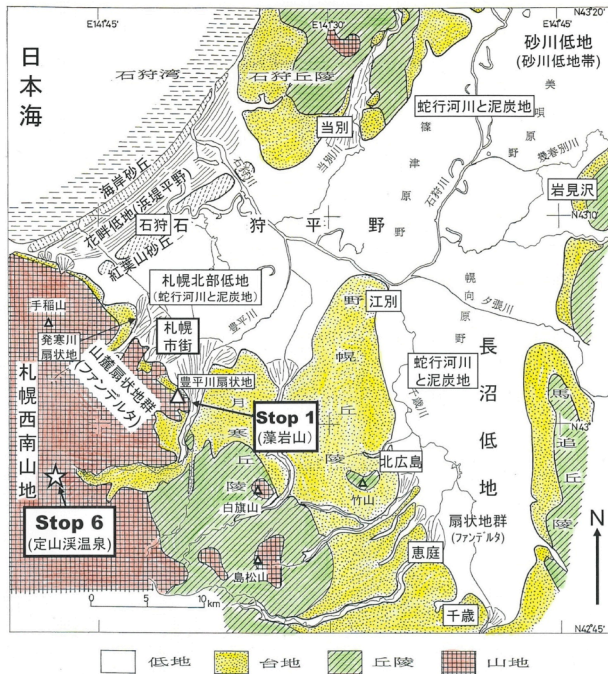
支笏火山噴出物（火砕流）に広く覆われ、詳細は定かではないが、露頭情報に温泉・水井戸ボーリングなどの情報を加えて判断すると、新第三系・第四系の長大な褶曲帯（南北の軸方向）となっている。西から常盤背斜、月寒背斜、大曲—輪厚向斜部および野幌背斜より構成され、そのうち常盤・月寒背斜は以下のとおりである。

常盤背斜：本背斜はその軸が調査地域外（恵庭市内）の支笏湖北東岸山地（イチャンコッペ山南西側）から始まり北へ向かって漁川・ラルマナイ川を横切り、札幌市内に入り真駒内川湯の沢入口付近を通過し藤野東部まで続く、延長30 kmあまりの長大な背斜で、一部に完晶質岩の貫入を受けている（長谷川ほか、1987）。

月寒背斜：地形的には月寒丘陵北部が該当し、野幌層群上部に対応する段丘面が活褶曲を成す。札幌市の地下構造調査（地震探査「豊平川測線」）において豊平川北岸の東苗穂付近でも潜在背斜が確認され（岡、2005）、真駒内南方から豊平川北岸へ追跡できる。具体的には豊平区中ノ島付近では、百景園水井戸（ボーリング深度175 m）で深度0～11.5 mの段丘堆積物（平岸面）以下が西野層（砂質泥岩・砂岩）で材木沢層は分布しない。そのような地質状況は地表地質調査結果でも明らかで、西傾斜35°程度の西野層を観察できる（岡ほか、1991）。西岡の月寒SK-2（ボーリング深度1,903 m）では深度463 m、同SK-1（1,609 m）では520 mに西野層（当別層）下限が確認され、深部で北東上りの2～3の逆断層の存在が報告されている（土田、1961a, b；岡ほか、1992）。

藻岩山山頂（標高536.8 m）の展望台に立ち北を眺めると、人口197万人（2019年7月1日推計）を擁する札幌の市街地が目に入る（第7図）。市街の東寄りを北に向かって流れるのが豊平川で、「エジプトはナイルのたまもの」に準えれば「札幌は豊平川のたまもの」と言うことができる。市街中心部は豊平川の運んだ礫・砂より成る扇状地（札幌扇状地）の上に存在し、6月頃まで雪が残る札幌西南山地からは豊平川を通じて豊富で良質な水が市民にもたらされ、その一部は扇状地堆積物に入り地下水を涵養している。

ここから展望できる石狩低地帯中～北部とその周辺の地形は、大局的に、低地・台地・丘陵・山地に分けてとらえることができる（第8図）。このうち低地は石狩川水系の沖積低地であり、石狩川水系の砂川低地（帯）、千歳川水系の長沼低地および石狩川下流域の石狩平野（狭義）に分けることができる。低地帯周辺には台地・丘陵群として、石狩・馬追・野幌・月寒丘陵が存在し、それらの主体は名称とは別に、基本的には海水準変動を反映した台地域である。さらに、月寒丘陵南部と千歳付近は支笏火山起源の火砕流台地が開析を受けた地形を成す。石狩平野は山麓扇状地群（豊平川・発寒川などの扇状地群）、札幌北部低地（縄文海進のラグーン域で泥炭地と蛇行河川が特徴）、石狩海岸低地（内陸から紅葉山砂丘—縄文海進時は



第8図. 石狩低地帯中・北部の地形区分 (札幌市博物館活動センター編, 2007 原図) .

砂州一、花畔低地一浜堤平野一および海岸砂丘) で構成されている。

石狩平野の広く平坦な様子を見ると地下構造も単調なもののように思われがちだが、地質構造的には西から、石狩湾岸褶曲部、札幌東部一当別沈降部、野幌一金沢背斜部、長沼沈降部に分かれている (岡, 1997) . このうち特に、札幌東部一当別沈降部は顕著な低重力域を成し、数100万年前以降の地殻変動 (ネオテクトニクス) が活発で、第四系が最大1,500 mの厚さで堆積している。1995年の阪神大震災以来、札幌付近でも内陸活断層による直下型地震の危険性と堆積平野の地震動 (強震動・長周期地震動) が問題となり、札幌市は国の地震関係基礎調査交付金を受けて反射法地震探査などの地下構造調査を実施した。これと並行するように北海道立地質研究所では地下水・温泉開発や石油探査のボーリング記録 (柱状図) を結んで断面解析を実施している (岡, 2005) . 第9図に札幌市による札幌北部 (北区屯田から白石区東米里まで) の地震探査結果を示す。これで明らかかなように、当別層 (後期中新世末～鮮新世中頃) と材木沢層 (鮮新世末～前期更新世) の間には一部整合一一部斜交不整合関係が明瞭であり、日本海東縁での東西圧縮が300万年前頃以降に活発化したことを反映しているものと

見なされる (岡, 2005) .

## 藻岩山の火山形成史

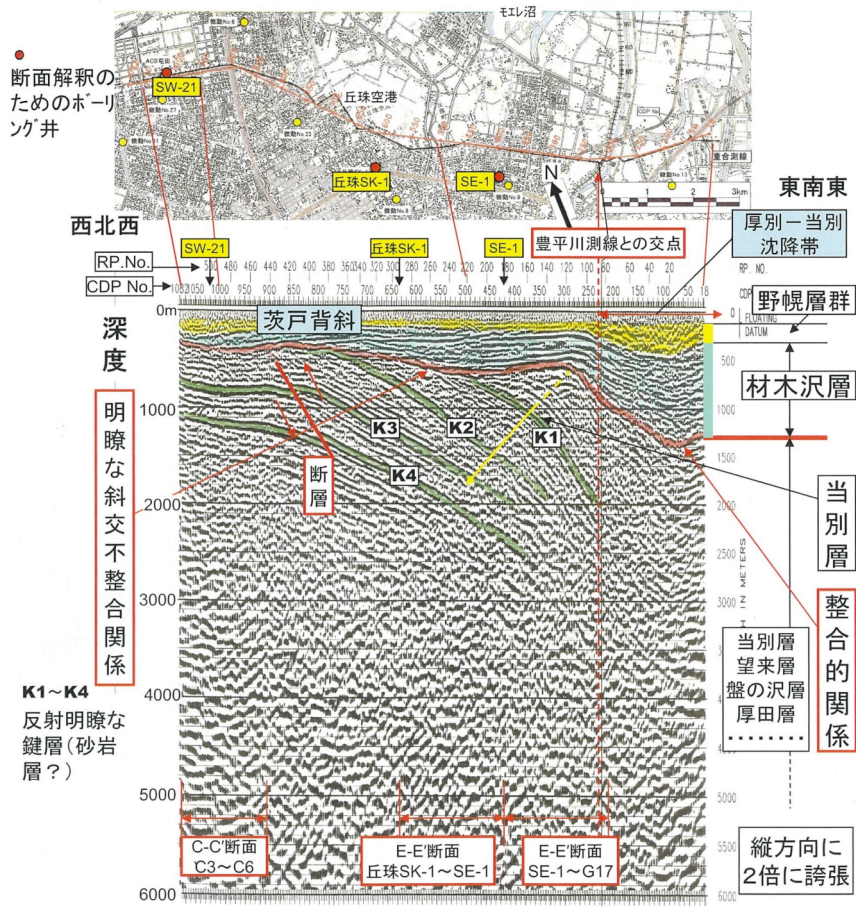
### 1. 層序

藻岩山は、山頂から南東方向に延びる音叉状の溶岩流地形が保存され、その間には浅い谷地形を示す山麓緩斜面を形成している。藻岩山の地質層序は、下位より西野層、軍艦岬溶岩、藻岩山溶岩、山麓緩斜面堆積物に区分される (第10図; 札幌市博物館活動センター編, 2007; 青柳ほか, 2007; 青柳・岡村, 2008) .

西野層: 藻岩山の基底部を構成し、角閃石デイサイト質の塊状溶岩、ハイアロクラスタイト、安山岩質軽石凝灰岩および泥岩からなる。角閃石デイサイト質火山岩類は主として北側の藻岩山溶岩の下位に分布する。これらは柱状節理一板状節理の発達した塊状溶岩で、その一部は貫入岩の可能性もある。北東側斜面では、礫径が最大30 cmに達するハイアロクラスタイトの産状を示す。藻岩山スキー場入り口 (藻岩下) の採石場跡は柱状節理の顕著な溶岩一貫入岩を主体とする角閃石デイサイトからなり、 $4.1 \pm 0.2$  MaのK-Ar年代値が報告されている (渡辺, 1993b) . さらに、五輪大橋付近 (Go-3~4) の火山角礫岩中のデイサイト礫からは $3.78 \pm 0.10$  MaのK-Ar年代値が測定された (青柳ほか, 2007) . 軽石質凝灰岩は北の沢周辺と豊平川河床で認められ、安山岩質の淘汰の悪い火砕流堆積物とみられる。同様の軽石凝灰岩と泥岩の小露頭が、南側の溶岩流を構成する藻岩山溶岩末端部、および藻岩山山頂の北側斜面で確認される。

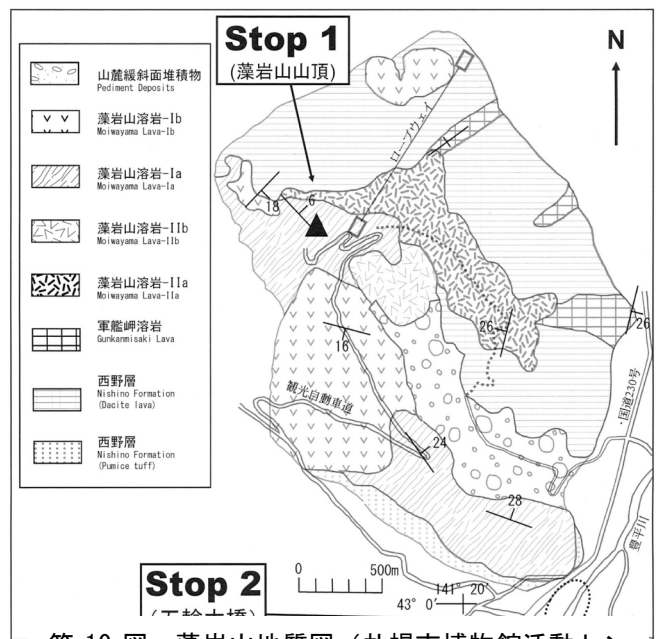
軍艦岬溶岩: 輝石安山岩質溶岩一貫入岩からなり、斜方輝石、単斜輝石斑晶とともに融食形の石英斑晶が目立つ。藻岩山の北尾根突端部にあたる軍艦岬周辺に分布し、柱状節理の発達する塊状溶岩一貫入岩類からなる。同様の輝石安山岩質貫入岩は藻岩山北東山麓 (東本願寺北海御廟付近) にも分布し、 $N65^{\circ}E$ 方向に貫入した数 m幅の岩脈が認められる。軍艦岬の輝石安山岩から $2.84 \pm 0.08$  MaのK-Ar年代値が得られている (札幌市博物館活動センター編, 2007) .

藻岩山溶岩: 藻岩山山体の主部を構成し、溶岩流としての火山地形を比較的残している。柱状節理と板状節理の発達した塊状溶岩を主体



第9図. 札幌市による反射法地震探査 (パイブロサイズ法) 「屯田～東米里測線」の地質解釈 (札幌市, 2004 原図; 岡, 2006 より改編) .

とするが、山頂部と南尾根部の一部は貫入岩の可能性もある。本層は、地形および岩石記載的特徴をもとに、下位より藻岩山溶岩II (Mo-II) と藻岩山溶岩I (Mo-I) に区分される。藻岩山溶岩II (Mo-II) は音叉状に延びる北側尾根から山頂付近にかけて分布し、柱状節理、板状節理の発達した単斜輝石—かんらん石—斜方輝石安山岩質溶岩からなる。本溶岩は、北側尾根を構成するMo-IIaと山頂付近の舌状地形を示すMo-IIbに細分される。藻岩山溶岩I (Mo-I) は音叉状の南側尾根から山頂に分布し、単斜輝石—斜方輝石—かんらん石安山岩質溶岩からなり、融食形の石英斑晶を顕著に含むものがある。Mo-IはさらにMo-IaとMo-Ibに区分され、前者は山頂から南側尾根の末端部まで広がる溶岩流を構成する。Mo-Ibは南側尾根の中腹と山頂の西側および北北東の山麓 (札幌平和塔) に分布する。南側尾根中腹のMo-Ibは北西—南東方向の尾根に沿って塊状火山岩が露出しており、同方向の割れ目噴火によって形成された可能性がある。山頂の西側と北北東山麓に分布する



第10図. 藻岩山地質図 (札幌市博物館活動センター編, 2007 原図) .

Mo-Ibは小規模な貫入岩—溶岩ドームとみられる。いずれも柱状節理や板状節理の発達した塊状火山岩からなるが、南側尾根の観光道路沿いや西側斜面では、スコリア質火山放出物が認め

第1表. 藻岩山溶岩の化学組成 (主成分および微量元素の蛍光X線分析)  
— 札幌市博物館活動センター編 (2007) —.

	Mo-Ia		Mo-Ib		Mo-IIa		Mo-IIb		Gunkanmisaki L		Nishino Fm (dacite)			Nishino Fm (andesite)	
	060601-011	060708-006	060601-019	060708-003	060723-006	MO-3	061021-004	061021-005	060912-gunkan	061009-005	060610-004	060610-007	060912-04A	060912-04B	060912-05B
SiO <sub>2</sub> (wt%)	54.70	55.38	56.86	55.48	56.12	57.31	58.36	57.08	58.87	60.92	62.59	63.83	63.10	60.75	59.47
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.78	0.77	0.79	0.77	0.77	0.75	0.79	0.66	0.62	0.60	0.60	0.58	0.69	0.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.81	17.87	16.22	16.44	16.95	16.86	16.84	17.17	17.69	17.04	16.66	16.73	16.74	16.53	16.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.20	8.75	8.11	8.43	8.45	8.34	7.93	8.62	7.86	7.07	6.84	5.70	6.26	7.27	7.26
MnO	0.16	0.16	0.16	0.15	0.17	0.16	0.17	0.16	0.15	0.15	0.12	0.11	0.13	0.13	0.16
MgO	5.34	4.99	5.69	6.48	5.03	4.44	3.50	4.04	3.48	2.68	1.89	1.74	1.98	2.72	3.33
CaO	8.24	7.85	7.99	8.22	8.16	7.44	7.33	7.39	6.74	6.00	5.54	5.29	5.85	6.22	6.86
Na <sub>2</sub> O	2.83	2.90	2.97	2.85	2.93	2.92	3.00	2.91	3.11	3.41	3.08	3.24	3.19	2.86	2.94
K <sub>2</sub> O	0.70	0.74	0.87	0.79	1.11	1.19	1.32	1.17	0.96	1.12	1.46	1.61	1.64	1.60	1.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.10	0.11	0.10	0.17	0.17	0.16	0.17	0.12	0.14	0.16	0.16	0.16	0.14	0.14
total	99.89	99.52	99.74	99.74	99.86	99.59	99.36	99.50	99.65	99.16	98.94	99.01	99.61	98.92	99.00
V (ppm)	208.8	196.2	191.3	203.2	196.5	198.5	184.9	202.2	155.4	118.9	117.7	109.5	112.6	201.4	197.2
Cr	82.5	71.2	237.8	278.4	130.5	120.5	63.5	95	20.2	4.1	2.6	0	4.6	7.5	7.8
Co	64.4	49.4	57.9	63.1	58.7	56.7	48.2	52.6	47.2	38.9	44.9	32.4	42.6	45.4	49.8
Ni	27.1	36.4	74.7	87.5	46.6	37.7	55.3	31.8	8.2	3.4	1.2	2.4	0.6	2.3	8.1
Cu	70	77.5	57.7	45.4	45	42.5	44.3	43.1	24.2	20	19.7	12.8	16.3	30	33.7
Zn	70.7	64.9	66.4	70.1	77.6	80.2	87.3	84	69.6	75.5	80.9	64.2	82.3	97.8	106.6
Rb	18.1	20.4	23	20	26.5	29	30.7	29.1	25.7	29.7	36.2	36.3	53.9	41.3	35.9
Sr	255.8	258.9	229.3	226.8	397.5	374.5	371.2	373	265.6	271	299.6	313.1	315	308.8	336.7
Ba	256.7	281	325.1	291.2	429.1	453.8	496.4	478.3	346.6	377	402.4	448.1	420.9	682.7	386.3
Y	21.3	17.8	21.7	20.7	21.1	22.8	23.7	23.4	23.1	22.5	23	19.6	24.4	22.5	27.6
Zr	73.9	69.2	85.7	79.4	89.6	92.1	97.5	93	87	96.6	103.5	104.4	101.3	102.2	97.2
Nb	1.6	2.5	4.3	4	7	7.6	7.5	8.4	2.8	5.6	7.1	7	8.6	7.4	6.6

られる。藻岩山溶岩のK-Ar年代値については、Mo-Ibから $2.61 \pm 0.07$  Ma, Mo-IIaから $2.35 \pm 0.06$  Maが得られている (札幌市博物館活動センター編, 2007)。

山麓緩斜面堆積物：音叉状に分布する二つの藻岩山溶岩流の間には南東方向に延びる細長い大きな谷地形が存在し、藻岩山スキー場として利用される緩斜面をとまなう。この緩斜面は「藻岩下」とも呼ばれ、斜面下手が住宅地になっているが、国道230号の載る豊平川沿いの現河川氾濫原面からとらえると比高25 m前後の地形面 (段丘面) である。この地形面に相当するものは、藻岩山北東山麓・南西山麓にも認められ、さらに南の川沿～南沢地域では支笏火砕流堆積物に覆われることからその堆積 (4万年前頃) 以前に形成された可能性が高い。この緩斜面堆積物の一部は国道230号から藻岩下の住宅地に上がる道路沿いの段差部で露出しており、藻岩山溶岩に由来する巨礫～大礫とシルトを主体とする基質支持の堆積層からなることが観察できる。大礫サイズの安山岩礫は平板状の角礫からなり、弱いインプリケーション構造を示す。地形面としては最終氷期の最寒冷期以前に形成された扇状地成のもので、その後の寒冷気候下でのソリフラクションなどの作用で緩斜面化が進行したものと思われる。

## 2. 岩石学的特徴

西野層は角閃石斑晶を特徴とする含石英普通輝石・紫蘇輝石・角閃石デイサイトである。SiO<sub>2</sub> 含有量は62～64 %である。軍艦岬溶岩は、含石英角閃石・普通輝石・紫蘇輝石安山岩からなり、しばしば融食形の石英を含み、SiO<sub>2</sub> 含有量は59～61 %である。Mo-II は普通輝石・紫蘇輝石・かんらん石安山岩からなり、SiO<sub>2</sub> 含有量は54～58 %である。Mo-I は含石英普通輝石・紫蘇輝石・かんらん石安山岩で融食形の石英を特徴的に含み、SiO<sub>2</sub> 含有量は54～57 %である。

第1表に示すように、藻岩山を構成する火山岩の化学組成は、カルクアルカリ岩系列に属する低アルカリ火山岩であるが、藻岩山溶岩に注目すると、同一SiO<sub>2</sub> 量で比較すると、K, P, Fe, Zr, Sr, Nb, V, Rb, Ba において、Mo-I よりもMo-IIの方が富む組成トレンドを示す。さらにMo-Iは、Mg, Cr, Niに乏しいMo-Iaと、高含有のMo-Ib (Cr～280 ppm, Ni～88 ppm)に区分される。藻岩山溶岩の中で未分化な試料について構成鉱物の化学組成分析を行った。かんらん石斑晶の組成について、Mo-IIはFo 81.91-74.8, Mo-IaはFo 78.8-68.0, Mo-IbはFo 85.5-70.8を示す。一方、かんらん石斑晶中のスピネル包有物のCr/(Cr+Al)値は、Mo-IIが0.46-0.51, Mo-Iaが0.21-0.51, Mo-Ibが0.54-0.68を示す。輝石組成は、Mo-Ibを除く各種溶岩は、

いずれも斑晶・石基とも紫蘇輝石と普通輝石組成を示す。一方、Mo-1b の斑晶・石基は、ともに紫蘇輝石と普通輝石組成であるが、かんらん石斑晶と共生する場合は、En成分に富む古銅輝石 (Wo 3.2-2.7, En 79.2-70.7, Fs 26.1-18.1) と透輝石～サーライト (Wo 46.2-45.9, En 45.0-44.8, Fs 9.1-9.0) 組成を示す。斜長石組成は、Mo-IIの斜長石斑晶はAn 80.8-48.2 の組成を示し、かんらん石斑晶と共生する斜長石斑晶でCaに富む傾向がある。石基はAn 59.2-38.1 で石基のほうがCaに乏しい傾向を示す。ただし、かんらん石斑晶と共生する斜長石斑晶でCaに富む傾向があり、一部の石基組成は斑晶組成よりCaに富む (~An 93.9)。Mo-Ia 火山岩の斑晶斜長石はコアがAn 63.8-46.5 なのに対し、リムは81.9-32.0の広い組成幅を示し、特に塵状包有物が見られる結晶の場合、その周縁部が融食形を示しその最外殻部はAn 80前後のCaに富む組成を特徴とする逆累帯構造が顕著である。石基組成は、An 72.6-50.1を示し、斑晶斜長石のコアよりもCaに富む傾向がある。Mo-Ib 火山岩は、斜長石斑晶がAn 55-43とCaに乏しく狭い組成範囲を示すのに対し、石基の斜長石はAn 84.3-62.6とCaに富む組成を示し、両者が非平衡であることが示唆される。

以上の全岩・鉱物の化学組成の特徴から、Mo-Ia, Mo-IbおよびMo-IIはそれぞれ異なるマグマの結晶作用によって形成されたと考えられる。中でもMo-IaとMo-Ibを比較すると、Mo-IbはよりCrに富む(枯渴した) マントルかんらん岩を起源物質とし、そのマグマはかんらん石+単斜輝石+斜方輝石をliquidus phaseとし、斜長石は晶出していない可能性がある。

### 3. 噴火史

藻岩山火山の噴火史は各岩相の特徴から以下のように整理される。山体の基盤をなす西野層はデイサイト質溶岩・貫入岩、軽石凝灰岩、泥岩からなり、デイサイトの一部はハイアロクラタイトの産状を示すので、海底下の定置環境であったことを示唆する。ただし、藻岩山下付近の採石場跡周辺や山頂の北斜面に見られる柱状節理の発達した塊状火山岩にみられるように、貫入岩から溶岩流の産状を示す地域が認められ、藻岩山の山体の基部の一部は陸域での噴出環境であったと考えられる。したがって、

当時の火山活動は藻岩山山頂部を中心に陸に顔を出した海洋島の周辺を浅海域が取りまくような環境であったと推定される。この活動時期は、4.1~3.8 MaのK-Ar年代値から鮮新世前期と考えられる。

その後活動した軍艦岬溶岩は柱状節理や板状節理の発達した塊状火山岩からなる、溶岩一貫入岩の産状を示す。本火山岩は、藻岩山の東側に広がる西野層中に東西-北東-南西方向の割れ目に沿って貫入し、陸域で溶岩を流出した噴出環境を示唆する。この活動時期は、2.8 MaのK-Ar年代値から、鮮新世中期に生じたと考えられる。藻岩山山体の主部を構成するMo-I, Mo-IIはいずれも山頂付近から流出した溶岩流の火山地形を残していることから、この時期には現在に近い山体が成長し、山頂部付近を噴火口にした中心噴火型の複成火山が形成されたと考えられる。このうち山頂部から国道230号線付近まで広がるMo-Iaは、溶岩流の基底直径が約2.8 km、層厚が最大200mに達し、火山体の高さに対し底径が大きい盾状火山の形態を示す。この規模は、地球上の玄武岩質盾状火山の分類(Whitford-Stark, 1975)のうちのScutulom-typeの領域にあたる。また、最末期のMo-Ibの活動は南側尾根に沿う北西-南東方向の割れ目噴火によって生じ、塊状溶岩とともにスコリアを含む火山放出物の産状を示すことから、ストロンボリ式噴火が生じた可能性がある。藻岩山溶岩を生じた時期は2.6~2.4 MaのK-Ar年代値から、軍艦岬溶岩の噴出から間もない第四紀初頭と考えられる。

## サッポロカイギュウの意義

### 1. 発見の経緯

カイギュウ化石の発見は、2001年の夏、“玄能石”を採取する目的で現地を訪れていた、札幌市南区在住の棚橋愛子さん(当時小学校6年生)による。愛さんは河床から見慣れない物が露出している事に気づき、父親の邦雄氏にそのことを報告した。邦雄氏は現地から骨片を数点採取し、その試料を中学時代の同窓会の際に理科教師であった恩師に紹介した。恩師の山形由史氏からその鑑定が北海道教育大学教授(現名誉教授)の木村方一氏に依頼され、カイギュウ目の化石と同定された。これを契機に、札幌



第11図. サッポロカイギュウ化石の産出状況.

市による緊急発掘が2003年8月に実施され、札幌市まちづくり計画に関連する「大型動物化石総合調査」の実施に至った(札幌市博物館活動センター編, 2007)。まさに人の連携が貴重な化石を流出から救い、大発見をもたらした好例である。

## 2. 産 状

発見された動物化石はカイギュウ目の化石と同定されたが、その理由は次の通りである。カイギュウ目は海生ほ乳類では唯一の草食動物で、比較的大きな体を水中に沈めて水底から生える海草(藻)類を食べる。そのためには浮力とのバランスをとる太く重たい骨格が必要とされる。特にその特徴は全体に膨隆し、幼児期を除いては海綿質組織をほとんどもたない緻密質のみの肋骨に見ることができる。これら

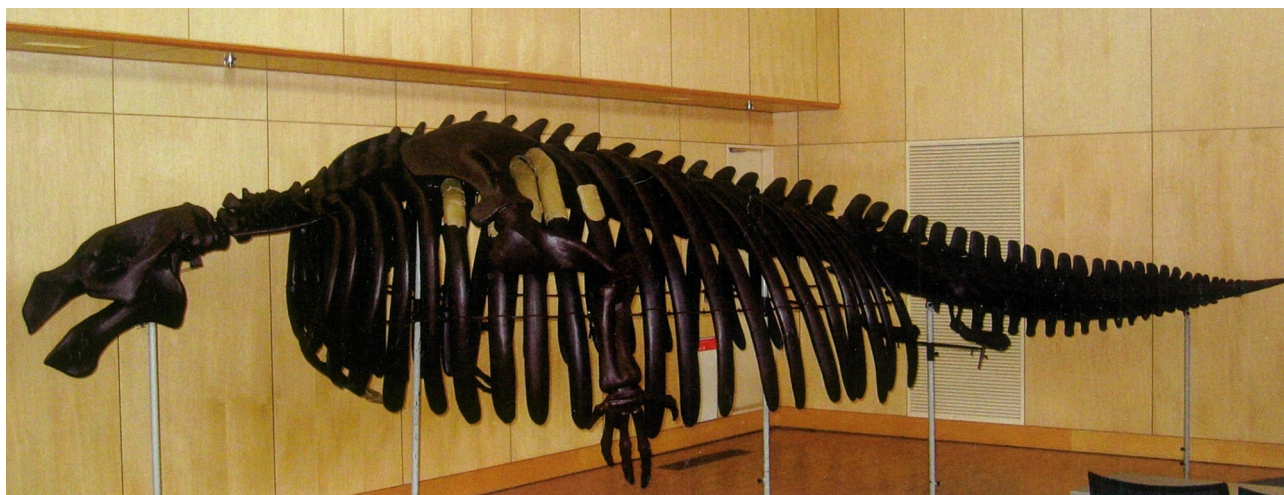
骨肥厚化あるいは骨硬化の特徴はカイギュウ目の標徴である。当該標本はいずれもこの属性を示すことから、カイギュウ目と同定された。本標本(以後、サッポロカイギュウ札幌第1標本と呼ぶ)は連続する肋骨4点、それに背側で関節する胸椎横突起3点および腹側で関節する胸骨1点が産出し、そのうち、肋骨はいずれも後内側を上にして産出した(第11図)。さらに、前位の肋骨の上に後位の肋骨の近位部が重なり、胸椎の左横突起はいずれも後面を見せていることから、本標本は仰向けというより、むしろ左を下にした状態で海底に埋没した可能性が高い。

サッポロカイギュウ札幌第1標本(第12図)のほかに、これまで2005年と2006年にそれぞれ2点、合計で5点のカイギュウ化石が発見されている。第1標本をのぞく4標本はいずれも第1標本が産出した地点より上流に位置する砥山ダム下の川原から転石として採取されており、明らかにこれとは別個体の標本であるが、4標本がそれぞれ別個体であるかどうかは不明である。

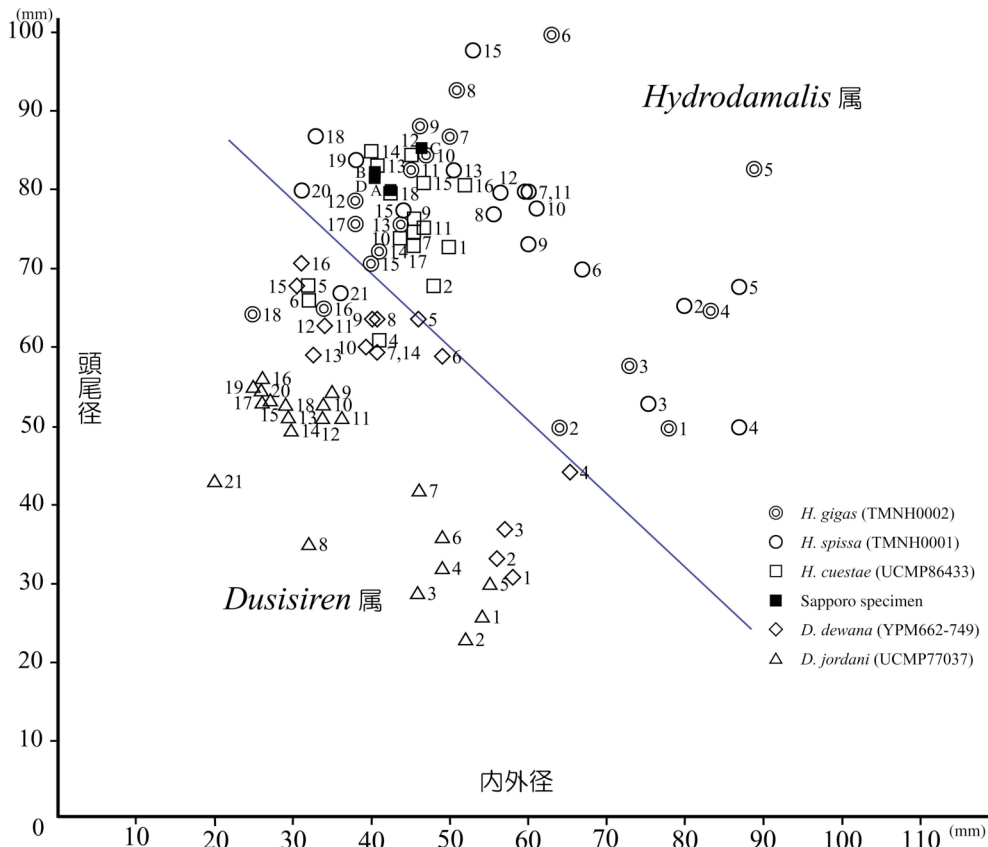
2004年以降に札幌市によって実施された「大型動物化石総合調査」によって、カイギュウ類以外に鯨類化石6標本、魚類化石1標本が発見されている。

## 3. 分 類

カイギュウ目は前期始新世から現在までに4科が確認される。このうちProrastomidae科とProtosirenidae科は陸上を歩いた可能性のある四肢を有し、始新世の終わりまでに姿を消してい



第12図. サッポロカイギュウ (*Hydrodamalis*属) 復元骨格(札幌市博物館活動センター編, 2007より引用)。



第 13 図. ヒドロダマリス亜科の 2 属における肋骨サイズ (内外径・頭尾径) の分布. 札幌市博物館活動センター編 (2007) より引用.

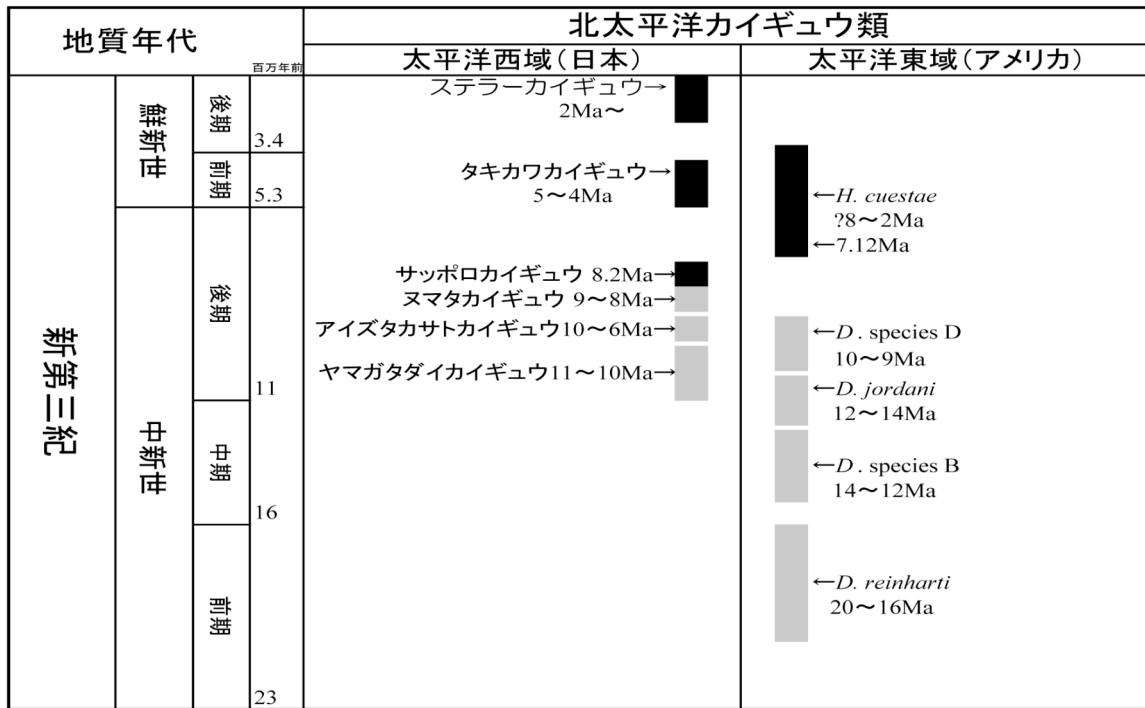
る. 残りの 2 科は現生するマナティー 3 種を含む Trichechidae 科とジュゴン 1 種を含む Dugongidae 科である. 特に Dugongidae 科は, 中新世以降爆発的に進化多様化し, 世界中に分布した. このうち Hydrodamalinae 亜科が後に寒冷な環境に適応し, 体長 4~5m の *Dusisiren* 属から体長 7m を超える *Hydrodamalis* 属へ大型化したと考えられている. 機能歯の有無 (*Dusisiren* 属は機能歯を有する) で両属を区別できるが, 本標本は頭蓋骨が産出しなかったため体軀の大きさから同定することとした. 第 13 図は Hydrodamalinae 亜科の各種における肋骨中位部の断面径の値を示したものである. これによると, 長軸の径 (頭尾径) が 70 mm を超える *Dusisiren* 属の標本はほとんどみられない. 一方, サッポロカイギュウ (第 12 図) の大きさは, いずれも 80 mm をこえることから, *Hydrodamalis* 属の範疇に入ることが確認された.

#### 4. 産出年代とカイギュウの系統

サッポロカイギュウは札幌市内から確認された初めての脊椎動物化石で, 産出年代は岡ほか(1991)を参考にして, 後期中新世と推定され

た. その後の「大型動物化石総合調査」によって, 札幌第 1 標本産出層準直下の火山灰層について 8.2 ± 0.3 Ma の FT 年代値が得られ, その層準付近で採取の各種微化石試料の解析年代もその値を支持する.

これまで日本から産出した *Dusisiren* 属の標本はヤマガタダイカイギュウ *D. dewana*, アイズタカサトカイギュウ *D. takasatensis*, ヌマタカイギュウ *D. sp.* の 3 標本であり, それぞれは珪藻化石により産出年代が検討されている. *D. dewana* は珪藻化石帯 *Denticulopsis dimorpha* Zone (9.16~9.9 Ma) よりも下位から産出することから 10~11 Ma, *D. takasatensis* は産出層準 (塩坪層上部・後期中新世) から 8 ± 2 Ma がそれぞれ推定され (丸山ほか, 2005 ; Kobayashi et al., 1995), *D. sp.* (沼田標本) は化石を包含する砂岩から *Thalassionema schraderi* Zone (7.6~8.6 Ma) と解析されている (古沢, 1996). 札幌第 1 標本を包含する砂岩から採取された珪藻化石群は沼田標本と同じ *T. schraderi* Zone を示しており, 極めて限られた狭い期間に *Dusisiren* 属から *Hydrodamalis* 属への移行が起こったこと



第14図. 北太平洋カイギュウ類の産出年代と系統 (札幌市博物館活動センター編, 2007より引用).

を示している。したがって、第1標本の産出年代(約8 Ma)がその移行期と考えても大きな違いはないことから、北太平洋の西側である日本周辺においては、*Dusisiren*属から*Hydrodamalis*属への劇的な変化が8 Maに起こったことが結論付けられる(第14図)。

一方、他地域における*Hydrodamalinae*亜科各属の産出年代を調査した結果、これまで更新世以前のカイギュウ類化石が産出している地域は北アメリカ以外になく、これらの標本の産出年代は中新世のMessinian期(7.246~5.333 Ma)をこえていない。したがって、Tortonian期(11.63~7.246 Ma)から産出しているサッポロカイギュウ札幌第1標本はこれまでに確認された*Hydrodamalis*属標本の中では最も古い産出記録となることが判明した。

### 見学地点各説

#### 1. Stop 1: 札幌市南区藻岩山山頂 (第10図)

[地形図] 1/2.5万「札幌」

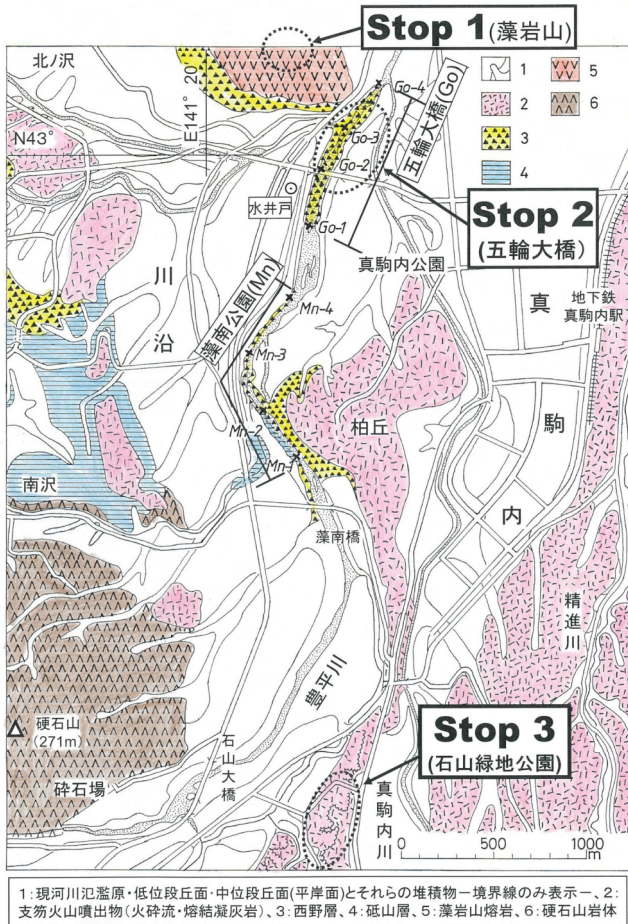
[位置] 北緯43°1'20"・東経141°19'20" (藻岩山頂展望台)。地下鉄大通りまたはススキノ駅より市電・ロープウェイの便あり、その他、山頂まで観光自動車道路(有料)がある。

[解説] 前述したように、山頂の展望台からは札幌市内の眺望が広がり、さらに遠くには恵

庭岳など周辺の山々を眺めることができる。藻岩山溶岩は、山頂部から南東方向に二つの稜線を作って流れ下り、その間には藻岩山スキー場のある浅い谷が広がり山麓緩斜面堆積物が堆積する(第15図)。山頂を作る溶岩は、南側尾根を構成する藻岩山溶岩I (Mo-I)で、柱状一板状節理が発達し、斑晶鉱物は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、かんらん石のほか、融食形の石英を含む安山岩である。本溶岩は観光道路が載る尾根に沿って点々と露出し、その末端は国道230号にまで達する長い溶岩流で、山頂付近が噴出源であったと考えられる。一方、北側尾根にかけて分布する溶岩は藻岩山溶岩II (Mo-II)である。これらの活動時期は、2.6~2.4 Maで、この時に現在の藻岩山の原形が作られた。



第15図. 藻岩山全景(南東の南区駒岡付近より眺める)。



第 16 図. 川沿・真駒内付近の地質概略・案内図 (札幌市博物館活動センター編, 2007 原図)。

二つの稜線を作る Mo-I と Mo-II は、地形的な特徴とともに、化学組成によって明瞭に区別される (第 1 表)。Mo-I と Mo-II はともに SiO<sub>2</sub> 含有量 54~58% の玄武岩質安山岩〜安山岩組成を示し、Mo-II の場合、Mo-IIb の方が Mo-IIa よりもより SiO<sub>2</sub> に富む安山岩組成にプロットされる。同一 SiO<sub>2</sub> 含有量で比較すると、Mo-I と Mo-II はインコンパティブル元素において異なる組成トレンドを示し、前者の方が K, P, Fe, Zr, Sr, Nb, V, Rb, Ba に乏しい傾向がある。Mo-I はさらに、Mg, Cr, Ni が異常に高い Mo-Ib と低い Mo-Ia に区別され、両者が一連の結晶作用では形成されないことを示す。

2. Stop 2 : 五輪大橋下流

[地形図] 1/2.5 万「石山」・「札幌」

[位置] 北緯 42° 59' 57"・東経 141° 20' 24"。地下鉄真駒内駅から北西へ 2 km あまりの距離を歩く (真駒内公園に隣接)。

[解説] 五輪大橋は文字どおり 1972 年の冬季オリンピックに向けて建設された橋である。本観察地点を含む川沿ルート (藻南公園〜五輪大

橋下流) は 2.5 km の長さがあり、周辺を含めた地質状況は第 16 図に示すように、大まかに豊平川の東側が最終氷期前半の支筋火山噴出物 (火砕流) の分布域であるのに対して、西側は新第三紀の堆積岩類 (砥山層・西野層) および火山岩類 (硬石山岩体・藻岩山熔岩) の分布域である。柏丘と真駒内公園をはさむようにその北端で豊平川と真駒内川が合流し、流域には現河川氾濫原と河岸段丘 (低位段丘面・中位段丘面〜平岸面) とそれらの堆積物が分布する。本大橋の南西側の段丘面上に水井戸 (ボーリング深度 200 m) が存在し (岡, 2005)、深度 0~12 m : 礫 (段丘堆積物)、~124 m : 火山性砂礫岩・凝灰角礫岩類 (西野層)、124 m 以下 : 泥岩〜砂質泥岩 (砥山層) で、西野層については川沿ルートで約 150 m の層厚部が 5~10° 南東傾斜で分布する。

五輪大橋付近 (Go) では、橋の上流の Go-1 地点から橋の下流 80 m までは含角礫 (デイサイト質) 点状の火砕流堆積物で、橋上流では泥岩礫〜ブロックを含むこともある。その上位には泥岩〜火山灰質細粒砂岩のブロックを乱堆積状に含む部分、火山性土石流堆積物 3~4 ユニットが重なり、北の沢川合流部 (Go-3 地点) 付近から真駒内川との合流部付近 Go-4 地点までは火山角礫岩が続く。火山角礫岩の一部は、角閃石デイサイトののにセピローを含むハイアロクラスタイトの産状を示す。藻南公園付近 (Mn ; 第 1 図 C 地点) では公園中心部露頭 (Mn-1 地点) で塊状砂質泥岩とその上に重なる凝灰角礫岩相 (含火山角礫火砕流堆積物) が認められ、前者が砥山層である。Mn-1 の対岸には高さ約 50m の崖があり、崖の中段までは火砕流堆積物で、上段は土石流状の火山性砂礫岩 (フローユニット) の集積体で層理が認められ、ときに斜交葉理の発達する部分もある。この上段の部分はより下流の Mn-3~Mn-4 間でも低位段丘堆積物下に露出し、ときに炭化木を含む火山灰質砂質泥岩をはさむ。なお、Mn-2 地点は落差約 5 m の滝を成し、砥山層泥岩と西野層の境界部付近の断面を観察できる。

嵯峨山 (2006) および札幌市博物館活動センター編 (2007) は、藻南公園付近の Mn-1・2 地点の砥山層泥岩 (3 試料) の珪藻化石が *Thalassiosira oestrupii* 亜帯 (5.5~3.5-3.9 Ma) に



第17図. 石山緑地公園の支笏火砕流堆積物断面.

相当するのに対して、五輪大橋付近のGo-2・Go-3間の西野層に含まれる泥岩ブロックの2試料は*Rouxia californica*帯 (7.6~6.4 Ma) の下部と判断している。層位学的上位の西野層に含まれる泥岩ブロックが古い年代を示すことは、ブロックが下位の砥山層から取り込まれたことを示唆する。放射年代については、五輪大橋の泥岩ブロック層準の上位の火山角礫岩層と火砕流堆積物についてそれぞれ $3.78 \pm 0.10$  Ma (K-Ar),  $3.9 \pm 0.2$  Ma (FT年代) が報告されており (札幌市博物館活動センター編, 2007), 上記の考えを裏付けている。以上から川沿ルート西野層はほぼ鮮新世前半と見なされる。なお、上述の泥岩ブロックについて、下位の砥山層そのものの露出ではないかという指摘があったが、五輪大橋南側の水井戸資料 (五輪橋内科) から、深度150m付近まで西野層に該当する火山碎屑岩類 (火山角礫岩を含む) の存在が確認できており、両層の境界面は地下深くに存在すると見なしている。

### 3. Stop 3: 石山緑地公園

[地形図] 1/2.5万「石山」

[位置] 北緯 $42^{\circ}58'2''$ ・東経 $141^{\circ}20'25''$ 。支笏湖へ向かう国道453号の石山東2丁目の西側、定山溪へ向かう国道230号石山大橋の700 m東方で、JR札幌駅・地下鉄真駒内駅よりバスの便がある。

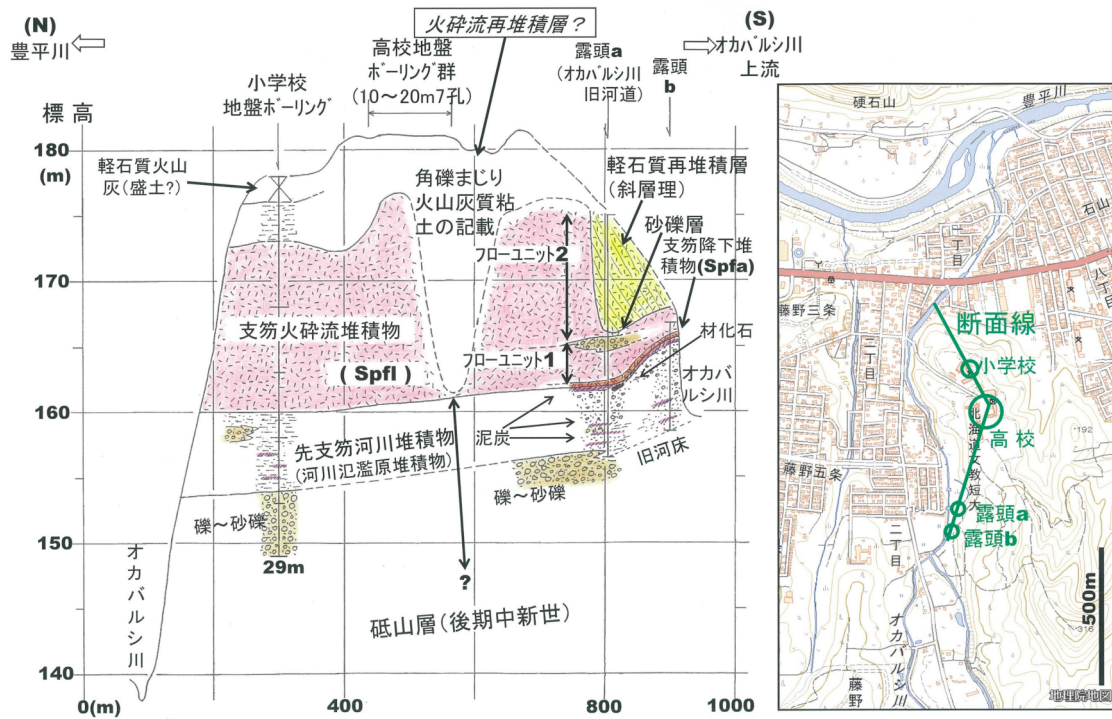
[解説] この付近では支笏火砕流 (軽石流) 堆積物が厚く堆積しており (第16図), 石山の名称は文字どおりの「採石場所」に由来する。ここでの採石は、豊平川の東~南岸での“札幌軟石” (溶結凝灰岩), 北岸での“札幌硬石” (石

英安山岩体) の採掘のことで、それらは明治時代初期に始まっている。軟石採掘の跡地が公園として整備されたものが石山緑地公園である (第17図)。

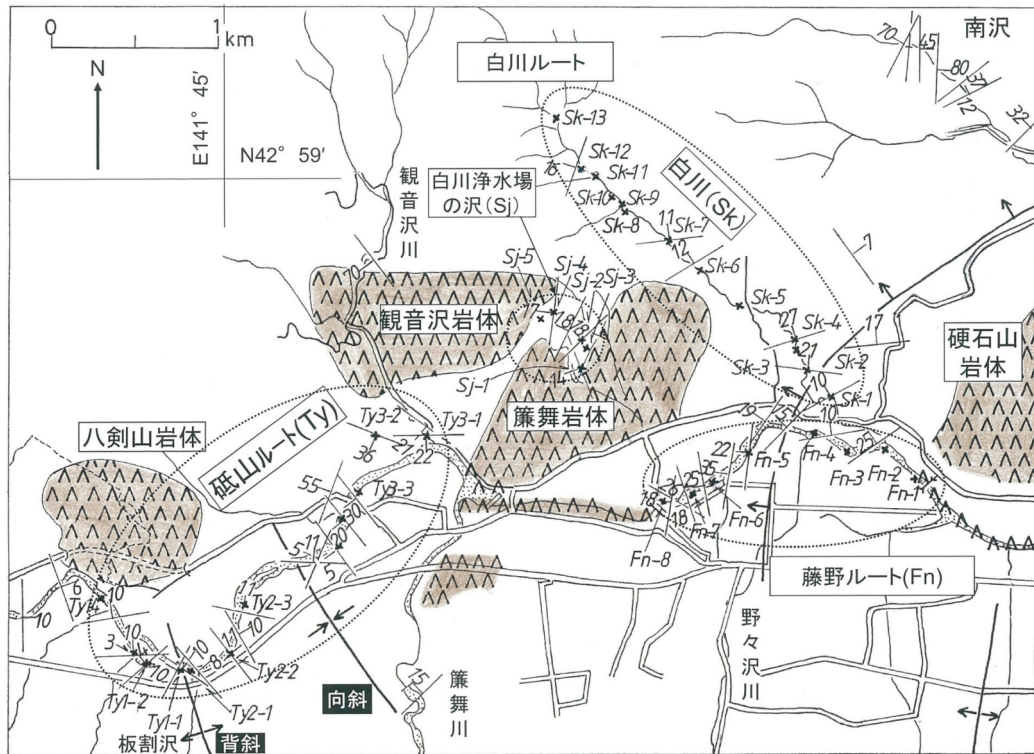
4万年前に石狩低地帯の南西側で火山活動が活発化し、同低地帯の中・南部を埋め尽くす大火砕流が発生した。そのため、札幌西南山地東縁~月寒丘陵一帯は台地化し、豊平川は石山付近でせき止められ一時的に上流が湖になった。火砕流発生以前に豊平川は、真駒内地域 (現真駒内川沿い) を流れていたことが火砕流下の古河川堆積物から明らかで、このため豊平川に流路変更が起きたと推測される。第16図に示すように、現在の豊平川は柏丘の西側の硬質の地層である新第三系分布域にあえて流路を求めている。これについては、硬石山など山地際は火砕流が急激に薄くなり、溶結部 (溶結凝灰岩) が発達せず火砕流全体が軟質状態で、堰止め湖のあふれた水の流路として適していたことが考えられる。なお、この古河川堆積物については、藤野地域のオカバルシ川下流部において古くからその存在が知られていたが (札幌市教育委員会編, 1996; 第1図E地点), 2016年に石狩沖積低地研究会により詳しい調査研究が行なわれ (第18図), 花粉分析の結果、トウヒ属を主体とした亜寒帯針葉樹林 (エゾマツ, アカエゾマツを主とし, トドマツ・ハンノキをまじえミズゴケが多い植生) で、最終氷期中頃の冷涼な気候が示されている (関根ほか, 2017)。

公園南部には公園のシンボルとも言える“石の広場”があり、軟石採掘跡地を利用した野外ステージが整えられ (南に隣接して“彫刻広場”), ここでは火砕流の断面 (高さ約20 m) があり、中段以下が溶結凝灰岩となっている様子 (第17図) と軽石が引き延ばされた溶結凝灰岩断面が観察できる。現在では札幌軟石の採掘は減少し、石山南方の常盤地区で1社のみが行っている。対岸西側に存在するのが硬石山で、地質的には石英安山岩 (デイサイト) の大きな岩体 (地下深くに火の玉状に広がった岩株とされるもの) で、その東半部は長年の採石により、山体の胴体がえぐり取られたような状態になっている。

硬石山岩体の西側に隣接して十五島公園がある (第19図; 第1図D地点)。十五島公園か



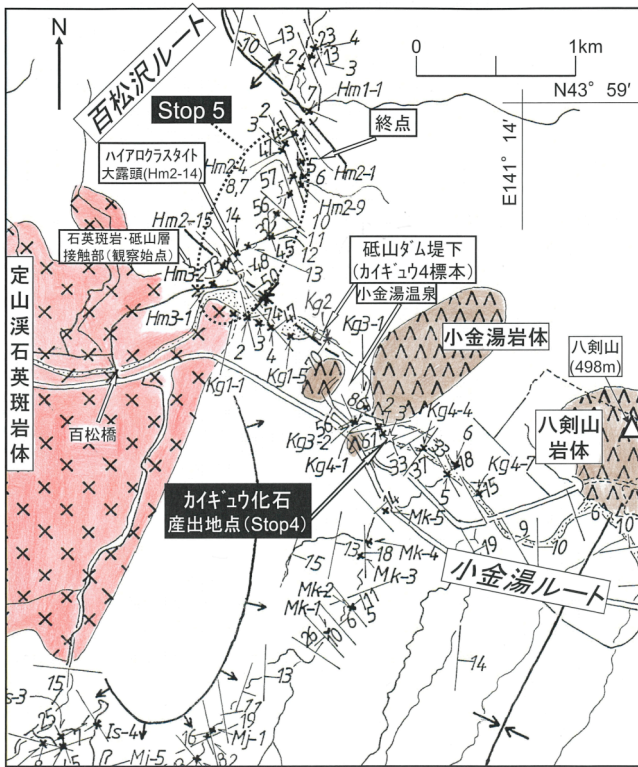
第 18 図. 支笏火砕流堆積物下の河川堆積物(オカバルシ川). 右の位置図は国土地理院電子地図から引用.



第 19 図. 藤野・砥山地域の地質構造・案内図 (札幌市博物館活動センター編, 2007 原図).

ら白川浄水場付近の豊平川河床の約2 km間のルートが藤野ルート (Fn; 十五島公園~白川橋) である. ルート東端および西端に火山岩体 (硬石山岩体・簾舞岩体) があり, その間に特に硬石山岩体 (貫入) の影響で形成された半ドーム状構造を占めて砥山層が分布する. 同公園の河

床露頭では同岩体と砥石層泥岩の接触部がある. 地層傾斜は北北西~西15~25°程度で硬石山岩体寄りでは北北西であるが, 離れるに従い北西, 西へ変化する. 塊状の泥~砂質泥岩を主体とし層厚が540 mであり, 中部に含まれるノジュール1試料の珪藻化石分析ではRouxia



第 20 図. 小金湯・百松沢付近の地質構造・案内図 (札幌市博物館活動センター編, 2007 原図) .

californica帯 (7.6~6.4 Ma) が検出されている (札幌市博物館活動センター編, 2007) .

藤野付近 (十五島公園~白川橋) および白川流域については, カイクウ化石発掘関連調査で豊平川白川浄水場付近河床の砥山層中部に含まれるノジュールから *Rouxia carifornica* 帯下部 (7.6~6.8? Ma) の珪藻化石が報告されている. さらに, この付近では少なくとも砥山層の生痕帯 (7 Ma) 付近までは明らかに硬石山岩体の貫入の熱的影響を受けており, 同岩体については渡辺 (1993a) により  $4.7 \pm 0.2$  Ma (K-Ar) の放射年代が報告されている. この年代は鮮新世前半であり, 砥山層の上位の西野層中の火山噴出物・火山噴出岩類と年代が類似しており, この岩体がこれらの噴出源なる可能性も考えられる.

#### 4. Stop 4 : 小金湯 (カイクウ化石産出地)

〔地形図〕 1/2.5万「定山溪」

〔位置〕 北緯  $42^{\circ} 57' 53''$ ・東経  $141^{\circ} 13' 24''$ . 国道230号沿い・小金湯温泉より南東へ500 mで, JR札幌駅・地下鉄真駒内駅よりバスの便がある.

〔解説〕 小金湯の名称は豊平川河床で砥山層の割れ目から流出する鉱泉に由来し, ここには入浴・宿泊施設 (ホテル) が2軒営業を行って

いる. これらのホテルの下流500 mにカイクウ化石産地があり, 同産地を含む砥山ダム湖南岸~八剣山下のルートが小金湯ルートである (第20図) .

砥山ダム湖南岸 (Kg 1) では約200 mの層厚の泥岩主体層 (所々火山性タービダイト砂岩薄層をはさむ泥~砂質泥岩で下半部は細かい板状層理が顕著でフローユニット最大5 mの厚さの水中軽石流の酸性火砕岩を頻繁にはさむ) が分布し, 西側では石英斑岩体に断層関係で接している. ダム堤下河床露頭 (Kg 2) では南西上位の粗粒タービダイト (海底チャンネル堆積物) を含む25 mの急立層が露出する. ここは, 向斜軸をはさんでダム湖南岸部の反対翼側にあたる. このような急立の向斜構造 (北西-南東の軸方向) は百松沢口に続く. 小金湯温泉付近では小金湯岩体 (安山岩) とその西側に近接して小岩体があり, その間の部分, すなわち同温泉裏の豊平川河床 (Kg 3 ; 第1図I地点) にはほぼ南北の走向方向で, 急立・変形層 (厚さ60 m) が存在する. なお, この地点では2008年にクジラ化石が発見され, 札幌市博物館活動センターにより2012年から5年をかけて発掘が行なわれた結果, ほぼ全身の骨格であることが明らかになった (古沢, 2009, 2010, 2017) . そのため, 2018年秋には産出層準の年代などの決定のための調査が行なわれた.

小金湯岩体の下流にはカイクウ化石産出地点・砥山栄橋を經由して八剣山下まで続く一連の河床露頭 (Kg 4) が存在する. 同岩体付近では貫入の影響で地層の傾斜は南南東 $60^{\circ}$ 傾斜であり, 下流へ離れるに従い傾斜方向は南東、東北東へと変化し, 傾斜角も $35^{\circ} \pm$ ,  $17^{\circ} \pm$ ,  $10 \sim 5^{\circ}$ へと次第に緩くなり全体として300 m弱の層厚である. 基点 (小金湯岩体との接点 ; Kg 4-1) 層準より90 m上位のカイクウ化石産出層準までは火山性タービダイト砂岩 (スコリア・軽石まじり)・火山灰薄層を所々にはさむ泥岩主体で, ほぼ中部には厚さ10 mのスランブ褶曲層を伴っている (Kg4-2地点) . カイクウ化石産出層準 (Kg 4-3地点) はスコリアまじりのタービダイト砂岩 (中~粗粒) で直上に貝化石散点・生物じょう乱砂質泥岩をともなう. 同層準より170 m上位 (Kg 4-6地点) に泥岩偽礫・ブロックを含む土石流状の火山性角礫岩層



第 21 図. 定山溪層群ハイアロクラスタイト層 (百松沢).

(厚さ2 m前後) がはさまれ、この間は下位に類似する泥岩であり、極めて石灰質団塊に富み、所々で貝化石散点状に含む。火山性角礫岩層より上位は30 mほどの層厚部が観察できるが、砂質泥岩～泥質極細粒岩主体で、所により泥岩・砂岩互層で、砂岩は黒灰色スコリア質となっており、鍵層となる生痕帯が火山性角礫岩層の10数 m上位 (Kg 4-7地点) に存在する。なお、カイギュウ化石産出層準について $8.2 \pm 0.3$  Ma、生痕帯について $7.0 \pm 0.3$  MaのFT年代がそれぞれ報告されており (札幌市博物館活動センター編, 2007), ほぼ後期中新世にあたる。

砥山付近 (八剣山下～観音沢口では砥山層上部 (7 Ma頃) が八剣山岩体 (第1図 H地点) により貫入を受けている。同岩体については $6.7 \pm 0.3$  Ma (K-Ar) の放射年代がカイギュウ化石発掘関連調査で測定された (札幌市博物館活動センター編, 2007)。

### 5. Stop 5 : 百松沢

[地形図] 1/2.5万「定山溪」

[位置] 北緯 $42^{\circ}58'24''$ ・東経 $141^{\circ}12'36''$ . 国道230号沿い砥山ダム (湖) 北側. 百松橋より、林道1 kmを徒歩で沢入口に至る。

[解説] 百松沢は北海道大学などの地学巡検地として古くから知られたところである。しかし、その地域の新第三系層序・構造については従来、必ずしも詳細に把握されていなかった。カイギュウ化石関連調査では百松沢ルートとして、沢入口から1 km上流付近までは主として林道沿いの露頭を、それより上流2.3 kmの沢二

又の間については百松沢川河床を調査した (第20図; 札幌市博物館活動センター編, 2007)。

沢入口は石英斑岩体の北東端に位置し、それに接近するように北西-南東の軸をもった向斜構造があり、百松沢と神威岳に向かう沢の二又付近にはほぼ同方向の背斜構造がある (第20図)。沢入口付近では石英斑岩体に断層関係で接して砥山層砂質泥岩 (頁岩, 所により凝灰角礫岩-水中火砕流-がはさまれる) が $50^{\circ}$ 以上の北東傾斜・厚さ100 m程度で存在する (向斜南西翼Hm 3)。向斜軸部では断層関係で $65^{\circ}$ 以上の南西傾斜の北東翼へ転換するが、北東翼側では断層に近づくと地層 (砂質泥岩) は直立から逆転するようになる。軸部北東翼側の砂質泥岩の厚さは50 mで、その下位には安山岩質ハイアロクラスタイトが大露頭 (高さ約40 m×幅約60 m; Hm 2-13~14; 第21図) を成して存在する。この大露頭に始まり上流の背斜軸部まで厚さ650 mの地層のほぼ連続的な露出がある (Hm 2)。背斜軸部 (Hm 1-1~2およびHm 2-1~3) に厚さ130 m+の帯緑色火砕岩層 (水中火砕流の軽石凝灰岩・凝灰角礫岩で5~7のフローユニットの集積で一部にデイサイト質火山角礫岩・熔岩がはさまれる) が存在し、その上位には沢入口向斜軸部の大露頭以下の厚さ約400 m (Hm 2-5~12) のハイアロクラスタイト層が存在する。ハイアロクラスタイト層の最下部150 mあまり (Hm 2-5~8) は板状砂質泥岩 (頁岩) で、まれに厚さ数 mの軽石凝灰岩 (水中軽石流) をはさむが、大半は上記の帯緑色酸性火砕岩層とは同時異相の可能性がある。背斜北東翼側では砂岩・泥岩互層および砂岩 (厚さ10 mあまり) で、砂岩は火山岩質のタービダイト砂岩である。同層の主部は火山性礫岩 (海底土石流の集積体) が主体で火山角礫岩 (噴出岩相) を伴い、所によりタービダイト砂岩の集積層やタービダイト砂岩・泥岩互層などをはさんでいる。なお、主部の下部のタービダイト砂岩の集積層の直上には厚さ10 m程度の石英斑岩角礫層があり、石英斑岩体とハイアロクラスタイト層の関係を知る手がかりとなる。最上部 (厚さ100 m) は上述の安山岩質ハイアロクラスタイト (単一噴出相) である。背斜北東翼側は帯緑色酸性火砕岩層に始まりハイアロクラスタイト層へ続く290 m+の河床露頭 (Hm 1) が続く。



駒内より約20 km) .

〔解説〕定山溪温泉はその名の由来である修験僧「美泉定山」が1867年（慶応2年）に仮小屋の天然浴場を開いたのが始まりで、明治維新となり開拓使の許可・支援を得て、その基礎が築かれた。泉質は含ホウ酸食塩泉で、最高泉温は90℃近くになる。定山溪温泉付近は豊平川に薄別川、白井川、小樽内川が合流し谷幅が拓がることから、河岸段丘の発達が良好で、主に高位・中位・低位の3段の段丘面が認められる（第22図）。最も広い面は国道など主要幹線道路と温泉街の主要部分が載る中位面で平岸面に対比でき、河床面からの比高は25 m程である。なお、温泉街一帯は周囲の山（朝日岳・夕日岳など）、河岸段丘の崖および河床などすべて、後期中新世初頭頃に形成された石英斑岩体で構成されている。

定山溪大橋から月見橋付近まで豊平川の河床には変質した石英斑岩が一面に露出している（第23図）。温泉水は岩体の割れ目より湧出しており、現在60箇所弱の泉源があり、湧き出たものを泉源毎にタンクにためて使用している。大橋下の吊橋（高山橋）や月見橋の上などから、これらのタンクや配管などを眺めることができる。

定山溪温泉付近の地層分布・地質構造の概要はカイギュウ化石関連調査では薄別・豊平峡ルートとしてまとめられている（第22図；札幌市博物館活動センター編，2007）。まず、薄別川においては薄別橋の直ぐ下流のルート長250 m間（第1図 J地点）で先第三系薄別層（硬質の黒～黒灰色砂岩・泥岩互層；第24図）が分布する。この付近では同層を核とする背斜構造（ほぼ南北の軸方向）が、下流の定山溪温泉市街付近には石英斑岩体（貫入岩体）があり、薄別層分布域と同岩体の間に定山溪層群が分布する。この間1.4 kmのルート調査の結果によれば、まず薄別層に斜交不整合関係で重なる帯緑色火砕岩層（凝灰角礫岩・火山角礫岩・火山性砂礫岩、層理30°前後東傾斜）が層厚250 m+で存在する。次に下流の豊平川との分岐点の銚子口付近では局地的な向斜構造（軸方向は西南西－東北東で20°以下の傾斜の層理）があり、帯緑色火砕岩泥岩層（凝灰質泥岩と水中火砕流の軽石



第23図. 月見橋から下流を眺める（温泉は石英斑岩体亀裂より湧出）。

凝灰岩の互層）が層厚80 m+で帯緑色火砕岩層の上位を占めて分布する（Cg）。豊平峡ダムにつながる部分が豊平川の本流である。豊平川沿いでは合流点付近から定山溪自然の村入口付近までの間で、緑色火砕岩泥岩層がほぼ東西の軸をもった波状褶曲を繰り返して分布する。川の東西両岸では段丘・扇状地性面から山地斜面に変わる付近より山地側ではハイアロクラスタイト層に移行する。この地層は、合流点付近の豊平峡温泉東側の夕日沢林道沿い（Yz）や自然の村から豊平峡ダムサイトの間（Hk）で観察される。大・巨礫を主体とした安山岩質火山角礫岩で、多数の噴出相単元（フローユニット）の集積体である。一部に亜角～亜円礫を含む土石流状堆積相も含まれている。豊平峡ダムサイト付近（Hk-1地点；第1図 K地点）では河床からの比高300 mあまりの崖のほぼ全体が本層で



第24図. 薄別層の硬質黒～黒灰色砂岩・泥岩互層（薄別川薄別橋下流）。

構成されている様子 (15°程度の東傾斜) が遠望でき、全層厚は350 m+になる。Yzでの観察では最下部付近では酸性火砕岩層 (軽石流)・硬質頁岩層をはさむことがあり、所によりデイサイト質火山角礫岩となり石英斑岩体との密接な関連を伺わせる露頭もある。なお、本ルート内では豊平峡温泉で温泉ボーリング (ボーリング深度1,001 m) が実施されており、その結果では深度0~15 m付近: 段丘礫層, 15~295 m付近: 定山溪層群帯緑色火砕岩泥岩層 (195 m付近より浅部は灰色頁岩・凝灰質細粒砂岩互層でときに軽石・火山角礫まじり, それ以下は帯緑色凝灰質泥~砂質泥岩, 最下部20 m程度は灰白色細粒凝灰岩), 295 m付近以下: 薄別層 (795 m付近まで黒灰色硬質泥岩・凝灰質硬質砂岩互層, それ以下は灰白色・一部帯緑色の凝灰質硬質極細~細粒砂岩で黄鉄鉱粒含) である。

土居 (1953) では帯緑色火砕岩層が“白水川層”, 帯緑色火砕岩泥岩層が“白井川層”, ハイアロクラスタイト層が“天狗岳集塊岩層”に対比されている。模式地の白水川層および白井川層が薄別川沿いの両層に確実に対比できるかどうか確証がないことから、ここでは両地層名を使用せず定山溪層群のみを使用している。渡辺ほか (1992) はハイアロクラスタイト層に該当する“豊平峡集塊岩層”について、定山湖南西の豊平峡大橋から国道への登り道 (林道) 沿いで採取したデイサイト試料で $7.6 \pm 0.4$  MaのK-Ar年代を報告している。この年代は後期中新世後半を示し、定山溪層群の上位の砥山層上部の年代であり、このような年代を示す部分が定山溪層群ハイアロクラスタイト層に該当するかどうか問題がある。

## おわりに

以上、札幌の奥座敷とも言える豊平川上流域の地質について主に紹介したが、そこでは後期新生代の地層・火山噴出物が分布し、多くの火成岩体に貫かれている。当該地域については、過去、地質図幅調査を初めとしてさまざまな地質調査が進められてきたが、火砕岩・火山性堆積岩と非火山性堆積岩の相互関係が正確に把握されず、それに岩石の変質の問題がからみ、適切な地質図の作成はいまだ途上といった段階にある。ともあれ、カイギュウ化石関連調査

では、札幌の生い立ちを明らかにするためには、まず時間軸を打ち立てることが重要との立場で調査研究を進めてきた。その結果、札幌のシンボルである藻岩山の成立 (250万年前頃) を含めて、豊平川沿いに札幌1,500万年の地史がほぼ解明でき、紹介できることになった次第である。

## 引用文献

- Akiba, F., 1986, Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. *Init. Rept. Deep Sea Drill. Proj.*, **87**, 393-481.
- 青柳大介・岡村聡・重野聖之, 2007, 北海道西部, 藻岩山の火山岩層序と岩石学的特徴. 日本地質学会114年学術大会講演要旨集, 164 (O-207) .
- 青柳大介・岡村聡, 2008, 北海道西部, 新第三紀藻岩山火山のマグマ混合過程. 2008年日本火山学会講演予稿集, 94 (P02) .
- 土居繁雄, 1956, 5万分の1地質図幅「定山溪」および同説明書. 北海道開発庁, 88p.
- 土居繁雄・小山内熙, 1956, 5万分の1地質図幅「石山」および同説明書. 北海道地下資源調査所, 54p.
- 長谷川潔・小山内熙, 1978, 国富-定山溪地域の地質と鉱床-地質構造発達史を中心として-. 地下資源調査所調査研究報告no.5, 37p.
- 長谷川潔・庄谷幸夫・岡孝雄・黒沢邦彦, 1987, 支笏21湖北方地域の地質と鉱床 (鉱物資源開発調査報告, 第4報). 地下資源調査所報告, no.58, 23-29.
- 古沢仁, 1996, 北海道・沼田町の上部中新統から発見された新たな海牛類化石. 化石, **60**, 1-11.
- 古沢仁, 2009, 骨を見る目~クジラ化石発見の第一歩. 札幌市博物館活動センター情報誌ミュージレター, No.36.
- 古沢仁, 2010, クジラ発掘初冬の陣. 緊急報告!!! 思わぬ展開, 大きな成果!. 札幌市博物館活動センター情報誌ミュージレター, No.43.
- 古沢仁, 2017, さっぽろのクジラはすごい!!!

- 札幌市博物館活動センター情報誌ミュージズ  
レター, No.67.
- 石田正夫・曾屋龍典・須田芳朗, 1980, 20万分  
の1地質図「札幌」.地質調査所.
- 木村 学, 2002, プレート収束帯のテクトニク  
ス学. 東京大学出版会, 271p.
- Kobayashi, S., Horikawa, H. and Miyazaki, S.,  
1995, A new species of sirenina (Mammalia;  
Hydrodamalinae) from the Shiotsubo  
Formation in Takasato, Aizu, Fukushima  
Prefecture, Japan. *Jour. Vert. Paleo.*, **15**,  
815-829.
- 丸山俊明・山口真紀・大竹左右一, 2005, ヤマ  
ガタダイカイギュウの珪藻化石年代. 日本  
古生物学会第154回例会予稿集個人講演15,  
34.
- 宮坂省吾・保柳康一・渡辺 寧・松井 愈, 1986,  
礫岩組成から見た中央北海道の後期新生代  
山地形成史. 地団研専報, **31**, 285-294.
- 中世古幸次郎・菅野耕三, 1973, 日本新第三紀  
の化石放散虫分帯. 地質学論集, no.8, 23-33.
- 岡 孝雄, 1997, 北海道とその周辺海域のネオ  
テクトニクスに関する諸問題一付, 札幌付  
近での活断層の存在と地震発生についての  
考察一. 加藤誠教授退官記念論文集,  
427-449.
- 岡 孝雄, 1999, 北海道付近のネオテクトニク  
ス像一特にネオテクトニクスの地域区分と  
特徴一. 月刊地球, 21, 549-556.
- 岡孝雄, 2005, 流体資源ボーリングデータによ  
る札幌市中心部とその北西地域の地下地質  
構造の解明一付, 札幌市などによる6地震  
探査断面の地質解釈一. 北海道立地質研究  
所報告, no.76, 1-54.
- 岡孝雄・秋田藤夫・菅和哉・高見雅三, 1992,  
江別市の地質と温泉資源. 106p.
- 岡孝雄・輿水達司・高橋功二・秋葉文雄, 1991, 札  
幌市街下と西野地域の小樽内川層および西  
野層の時代と対比. 地質雑, **97**, 25-38.
- 小山内熙・杉本良也・北川芳男, 1956, 5万分  
の1地質図幅「札幌」および同説明書. 北海  
道地下資源調査所, 64p.
- 嵯峨山積, 2006, 札幌市南区の藻南公園と五輪  
大橋に分布する新第三紀泥岩の年代. 北海  
道立地質研究所報告, no.77, 11-15.
- 札幌市, 2004, 平成15年度地震関係基礎調査交  
付金, 石狩平野北部地下構造調査成果報告  
書. 198p.
- 札幌市教育委員会編, 1996, さっぽろ文庫77,  
地形と地質. 北海道新聞社, 316P.
- 札幌市博物館活動センター編, 2007, 札幌市大  
型動物化石総合調査報告書一サッポロカイ  
ギュウと札幌地史の解明一. 156p.
- 沢井長雄・雁沢好博, 1988a, 札幌市豊羽鉦山  
周辺の新第三系酸性凝灰岩のフィッショ  
ン・トラック年代. 鉦山地質, **38**, 517-525.
- 沢井長雄・雁沢好博, 1988b, 札幌市豊羽鉦山  
周辺のデイサイト質軽石凝灰岩のフィッシ  
ョン・トラック年代と豊羽鉦床の生成時期.  
鉦山地質, **94**, 785-788.
- 沢井長雄・雁沢好博, 1992, 西南北海道豊羽鉦  
山周辺の小柳沢層のフィッション・トラッ  
ク年代. 地質雑, **98**, 267-270.
- 関根達夫・中村俊夫・星野フサ・前田寿嗣・岡  
孝雄・近藤務・米道博・山崎芳樹・赤松周  
平・若松幹男, 2017, AMS14C年代測定及  
び花粉分析に基づく札幌市豊平川流域の支  
笏火砕流噴出前の古環境の考察. 名古屋大  
学年代測定研究, **1**, 92-97.
- 杉本良也, 1953, 5万分の1地質図幅「銭函」お  
よび同説明書. 北海道開発庁, 52p.
- 土田定次郎, 1961a, 石狩平野中部における新  
第三系の地質構造(その1). 石油技術協会  
誌, **26**, 20-28.
- 土田定次郎, 1961b, 石狩平野中部における新  
第三系の地質構造(その2). 石油技術協会  
誌, **26**, 51-56.
- 通商産業省資源エネルギー庁, 1974, 昭和48年  
度広域調査報告書, 定山溪地域. 47p.
- 渡辺寧, 1993a, 岩脈・火口配列に基づく西南  
北海道北部の新生代後期の応力場. 地質雑,  
**99**, 105-116.
- 渡辺寧, 1993b, 西南北海道北部の火山列ーニ  
セコー羊蹄火山列はなぜ曲がったのか?ー.  
石井次郎教授追悼論文集, 147-154.
- 渡辺寧・岩田圭示, 1986, 北海道南西部豊羽鉦  
山周辺の中新世層序. 地質雑, **43**, 7-15.
- 渡辺寧・岩田圭示・羽坂俊一, 1989, 西南北海  
道定山溪地域の中新統と地質構造. 地球科  
学, **43**, 7-15.

- 渡辺寧・渡辺真人, 1992, K-Ar年代および珪藻化石群集に基づく西南北海道北部の火山碎屑岩類の層序と年代. *地球科学*, **46**, 143-152.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998, Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of cord numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 395-414.
- 八束翔・田嶋祐一・嵯峨山積・岡村聡, 2009, 札幌市南部, 藤野一簾舞地域の新第三紀火山岩類と珪藻化石層序. *北海道立地質研究所報告*, no.80, 7-13.
- Whitford-Stark, J. L., 1975, Shield volcanoes, In Fielder, G. and Wilson, L., eds., *Volcanoes of the Earth, Moon, and Mars*, St. Martins Press, New York, 66-74.



# 自由投稿



## 総合地質 3 巻 1 号

Published by Hokkaido Research Center of Geology

### 札幌の失われた川を尋ねて

宮坂 省吾<sup>1)</sup>

2019年6月3日受付

<sup>1)</sup> 北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology

連絡先：札幌市東区中沼町29番地283

Nakanuma-cho 29-283, Higashi-ku, Sapporo City, Hokkaido 004-0064, Japan,

miyasaka@hrcg.jp

#### はじめに

「札幌の失われた川」についての拙文は最初に北海道自然保護協会の会誌「北海道の自然」第55号(2017年2月)、次いで「水の都札幌」に関する拙文が『総合地質』創刊号(2017年12月)に掲載された。

それらが地質学会会長(元)・秋山雅彦さんの目にとまり、同氏の支援により2019年1~2月の札幌市中央図書館でのパネル展、次いで4~6月の北海道大学総合博物館での「地質の日」記念展示が実現した。

そもそも「札幌の失われた川」を調べてみようと思いついたのは、在田さんを実行委員長とする2011年「地質の日」記念展示「豊平川と私たち」準備の時だ。アイヌ語地名や古地図を含めて、札幌の川に関する諸資料・諸説の整理が必ずしも十

分ではないことを感じたのだ。

そこで、アイヌ語地名に関する金字塔『札幌のアイヌ地名を尋ねて』(山田秀三1965)を熟読し、札幌の河川変遷史を理解しようと試みた。それが、「失われた川を尋ねる」旅の第一歩だった。

#### 1. 「水の都札幌」展示の経緯とイベントの概要

2018年4月に秋山さんから、「水の都札幌」をテーマに講演とパネル展示をやらないかと打診された。その頃「札幌の地名のわかる本」の分担執筆を脱稿し、肩の荷は半分ほど下りていたので喜んで引き受けた。

札幌市中央図書館でのパネル展示は、サイエンス・コンソーシアム札幌主催「失われた川を尋ねて『水の都』札幌」と題して実施された(2019年1月

10日~2月12日)。入場人数は4800人余りとカウントされ、筆者は予想外の観客数に驚愕した。

これを見た秋山さんから北海道大学などで公開展示を依頼したらどうかとの進言を頂き、在田さんに相談したところ、「地質の日」記念行事の一環として北海道大学総合博物館で展示(4月27日~6月16日)を行うことになった(図1)。

その一連の行事、土曜市民セミナー『『水の都』札幌—コトニ川を尋ねて—』は博物館「地の交流」ホールを埋め尽くす聴衆が集まり、北大の考古学者・人類学者も聴いて下さった。また、市民地質巡検「街中ジオ散歩 in Sapporo 『コトニ川を歩く』』は定員を超えた参加者と札幌にしては暑い市内を北大から植物園を歩き、さらに大通

西8丁目「鯨の森」と呼ばれた春楡林まで“消え去った川”を案内した。

途中の川の畔にアイヌ・コタンがあったことは、昨年暮れに歴史学者の論文に公表されている。そこも、札幌市中央図書館での展示の際に見つけたチセ（アイヌの家屋）の古写真とともに紹介した。



図1. 2019年「地質の日」記念展示のポスター（北大総合博物館 谷地中大介係長製作）。

以上のイベントは、筆者にとっては望外の盛況であった。講演や説明はしどろもどろであったが、タイトルに興味をもった方々は懸命に聞いて下さったのではないと思う。その出発点に『総合地質』創刊号に拙文の掲載を許された君波和雄編集長ほかの皆さまのお計らいがあったことに、あらためて深謝するものである。

## 2. 明治時代に残っていた川の名

札幌の川名は、17世紀中頃以降に和人の探検家あるいは旅行者が聞き書きした、アイヌ語地名が知られている。

明治時代の中頃に函館懸令および北海道庁長官の命令により全道を8年ほどかけて調査し、アイヌ語地名が集大成された（『北海道蝦夷語地名解』（永田方正 1891）。山田秀三は、この書を「不朽の名著」と評したが、それは永田が「凡そ一万」のアイヌ語地名を網羅したからだ。永田は、旧記の誤謬を訂正したほか、聞き取りの注意書きを丁寧に記している。しかし、この書は位置情報を欠き、後に

山田（1965）が「アイヌ語の名の場所の見当がつかないので、まるで未知の国の話のようだ」と記すことになった。

ところが、山田は挫折しなかった。アイヌ語地名のほとんどが地形に因んで付けられていることに着目し、「土曜と日曜の散策に」地図とカメラを携えて、それらしい場所を求めて歩いた。そして全道各地の同系地名と照合して意味を再検討していった。こうして「メモ、資料としての羅列」を一冊の本として楡書房が出版したのは1965（昭和40）年、いまから54年前の夏である。この本は、ほんとうに「煩雑で、読みづらい」が随所に圧倒的な示唆が含まれている。（この段落内の「」は著者による）

## 3. 失われた川を尋ねる旅

その後、札幌の河川は都市化の拡大とともに自然の姿をほとんど失ってしまった。このよ

うな時代には、山田（1965）の煩雑な記述を整理することに加え、わずかに残った川の痕跡を確認し、古地図と古写真を含めた資料を創ることが必要ではないかと、筆者は考えた。

山田は1992年の夏に逝去、92歳であった。その後、1997年にアイヌ語地名研究会が発足し、翌年から会誌が発行されている。その巻頭で榊原文が豊平川についてユニークな主張を展開し、山田を超える展開が始まっていた。

古地図と古写真を収集して川跡を地形学的に観察すると、山田の世界の一步先にある重層的な風景が浮かんでくる。それは数百年という時間スケールでの川・豊平川扇状地と石狩湿原の変遷に迫るものである。

### 3-1. 札幌の失われた川

それは開拓使の札幌本府建設によって消え去った川の検討からも、明らかに理解される。

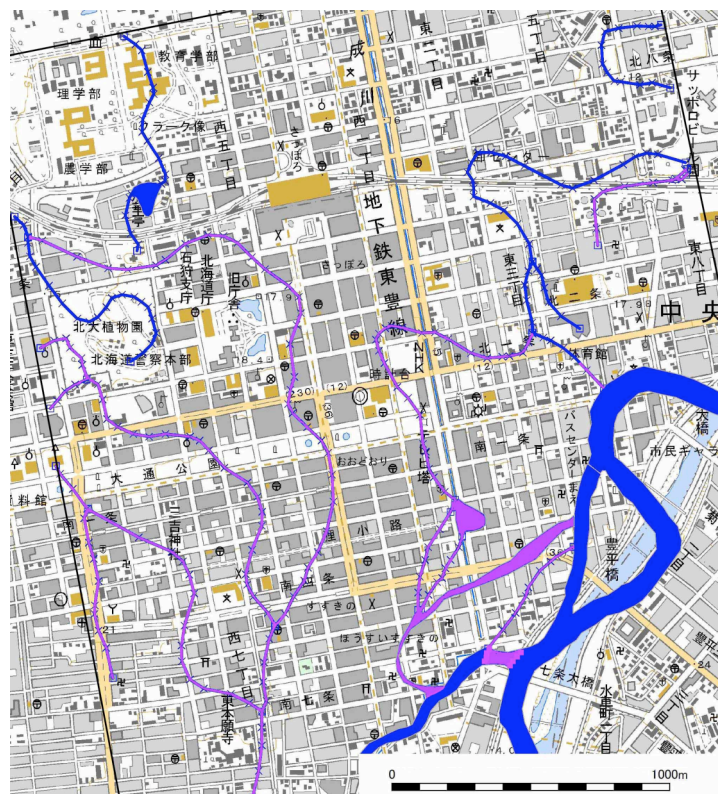


図2. 1872（明治5）年頃の古河川。紫塗色は明治29年版5万分の1地形図では描かれなかった“消えた川”。（『明治4年及5年札幌市街之図』の川筋を「国土地理院「2万5千分1 ウォッチーズ」」に描いた（関根達夫氏提供）。

図2の古河川は1897(明治30)年発刊『札幌沿革史』に付された古地図に記された川筋を最近の2万5千分の1地形図に被せたものである。

現在の札幌中心街は開拓使の本府にほぼ相当するが、20年ほどの期間にすべての川が消え去ったことが分かる(図2の紫線)。アイヌ語を伝承した人たちは本府から遠ざけられ、アイヌ語収集の和人たちは消えた川に注目することもなかっただろう。

地図資料は開拓使時代の1枚のみであるが、『札幌沿革史』には市街での川筋の案内が付されている。現在、それらの川の復元は十分では無いように思われ、さらなる収集が望まれる。

### 3-2. 失われた川の例

ほかにもそのような例がある。それは、円山村などに開拓に入った和人によってヨコシベツ(あるいはヨコチベツ)と呼ばれた川で、円山川あるいは界川の旧名であった。

山田は引用しなかったが、『札幌沿革史』にはヨコシベツ川(いつも獲物を狙う川)は藻岩山から流れだし、豊平川扇状地の西縁を北流した川と記していた。

筆者は、山鼻から流れてくる川は“ほとんど消えてしまった”ため、支流に当たる円山川や界川のみをヨコシベツ川と呼んだかもしれないと考えている。歴史学者・高倉新一郎も山田にそのことを伝えたと言う。

放っておくと、このようにして古くからの川と、その名は忘れられていく。

ところが上流の山鼻の人たちは、大正時代、この川を「溪流 伏見川」と呼んでいたらしい。その名からすると、清流で速い流れだったのではないだろうか。これがヨコシベツの本

流が残っていたことを示す、僅か一行の文章であった。しかし、ほかにはない貴重な記述であると思う。

その60年余り後、ヨコシベツ川は涸れていたが、1981(昭和56)年札幌大洪水の時に川跡やメムなどの埋立地で床上浸水等が発生して大騒ぎになったと言う。ヨコシベツ川は断たれておらず、はるか上流の藻岩下地区にあった扇頂域から伏流水がつながっていて、ところどころで噴き出したのだ。「失われた川」の怨念は恐ろしい、と語った人がいる。

### 3-3. 絵図や地形図による情報の整理

札幌の河川は、1750年頃『飛騨屋久兵衛石狩山伐木図』に始めて詳細に記載された。100年ほど後になって、川名と川筋の記載が松浦武二郎によって全道にわたってなされた。これらの川筋と5万分の1地形図などの照合は山田が完了させた。平成の時代にアイヌ語地名研究会によった方々は、各地について詳らかにしている。

しかし、それはアイヌ語地名に示される単一の時間断面の

地名情報で、地名を定めた地形情報の変遷は別のアプローチが必要だろう。もちろん山田を含めたアイヌ語地名研究者は河川争奪による豊平川の流路変更や、その後に消え去った河川について見解を述べ、多くの示唆を与えている。

しかし、筆者は地質学者の眼を使って江戸時代以来の絵図や地形図をチェックし、川筋や湿原・河川の様子を復元してみたいと思っている。特に、扇状地や湿原については注意深い検討が要求されるだろう。

### 3-4. 古河川復元の例

図3は200年ほど前の札幌の河川を描いたものである。図の中央部が扇状地で、その西端をヨコシベツ川が流れている。

ここで、中央部には川筋が見当たらないことに注意して貰いたい。そこは古い扇状地なので河川は無く川跡が残っているだけだとも言える。

しかし、ヨコシベツ川は前述したように大正時代には清流だったし、「原サッポロ川」と付した青波線で示した川は、明治時代には融雪時には流れる水無川だったらしい。そうする

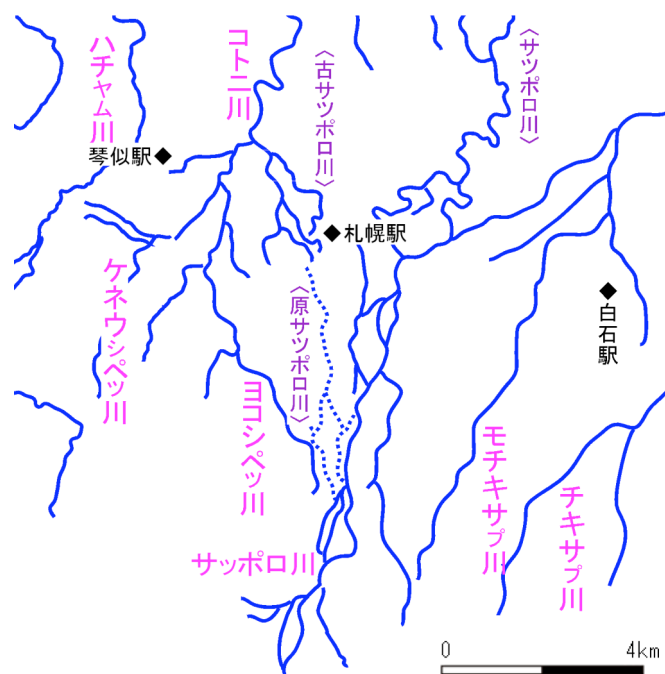


図3. 西暦1800年頃を想定した古河川図(2019年5月私案).

と、図3は西暦1800年を想定した河川図だから、原サッポロ川は「波線ではなくて」実線で示さなければ間違いだと言うことになる。

仕事は、始まったばかりである。このような古河川図を必要なイベントに合わせて作成したいと考えている。

### おわりに

今から150年前に始まった札幌の開拓は、アイヌの人たちの生活を奪ったうえ、川も無くしてしまった。山田秀三のアイヌ

語地名を尋ねる仕事は、失われた自然の復元の旅でもあった。

その思いに触れてみようと資料や写真を集めてみると、その風景と成り立ちが見えたような気もする。

勘違いは多いかもしれないが、山田秀三の教えに従い、「判らなかった事」をちゃんと説明し、「写真を撮り、地図に書き入れ」、一冊の本にしたいと準備を進めているところである。みなさまのご指導やご協力を、心よりお願いします。

### <参考文献>

- 永田方正, 1892, 北海道蝦夷語地名解. (復刻1972国書刊行会), 498頁.
- 山田秀三, 1965, 札幌のアイヌ地名を尋ねて. 楡書房, 176頁.
- 山田秀三, 1984, 北海道の地名. 北海道新聞社, 586頁.
- 札幌史学会, 1897, 札幌沿革史. (復刻1979北海道出版企画センター), 256頁.



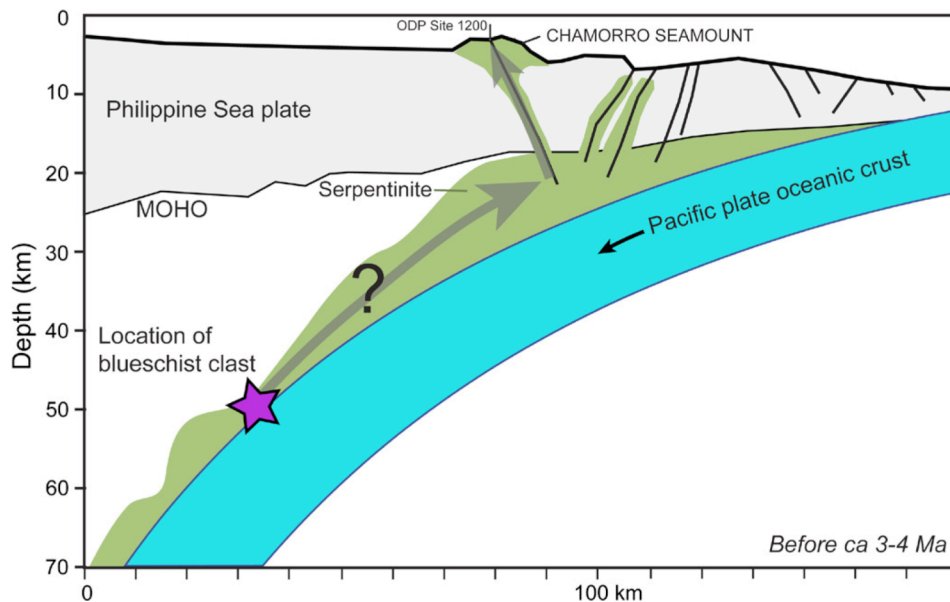
論文紹介

A glance at interesting paper(s)

Tamblyn, R., Zack, T., Schmitt, A.K., Hand, M., Kelsey, D., Morrissey, L., Pabst, S. and Savov, I.P., 2019, Blueschist from the Mariana forearc records long-lived residence of material in the subduction channel. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **519**, 171–181.

約50 Maから現在にいたるまで、西太平洋プレートはフィリピン海プレートの下に沈み込み、海洋性の伊豆-ボニン-マリアナ (IBM)沈み込みシステムを形成してきた。蛇紋岩-泥火山は、沈み込み帯の生成物が表面に運搬されつつある場である。南Chamorro海山は、大きな蛇紋岩泥“火山”であり、DSDPのLeg 195で掘削された。蛇紋岩泥に包有された一部蛇紋岩化したハルツバージャイトからおもに構成される。さらに、小さな(1 mm–1 cm)のblueschistが少数ながら見いだされている。Blueschist礫中のジルコンとルチルのU-Pb年代は、それぞれ、51.1 ± 1.2 Maおよび47.5 ± 2.0 Maを示す。これらの年

代は、高圧累進変成作用を示す。Blueschist礫の鉱物の平衡関係は、その鉱物組み合わせが~1.6 GPa, 590°Cで形成されたことを示す。この鉱物組み合わせは、深さ~50 kmの沈み込みチャンネル中で形成され、その後上昇し、深さ~27 km付近で南Chamorro海山システムに組み込まれたと推定される。我々は、南Chamorro海山で噴出した物質が以前に考えられていたよりもマリアナ沈み込みシステム中のずっと深部を経験していることを提案する。圧力-温度から見積もられる見かけの熱勾配(~370°C/GPa)は、典型的な沈み込みチャンネルの計算モデルと世界のほかのblueschistから見積もられている熱勾配よりも少し大きい。Blueschistの年代は、それが伊豆-ボニン-マリアナ弧の初期段階で形成されたことを示しており、西太平洋プレート沈み込みの初期段階における温度上昇期を記録している。これは、西太平洋スラブが東にロールバックする収束帯において、安定した前弧中でblueschistが長期にわたり存在したことを示す。マリアナblueschistは、沈み込み生成物が地表(海底)に現れる以前に長期間にわたり沈み込みチャンネル中に滞留できることを示している。



**Fig. 10.** Schematic model for formation and exhumation of the blueschist chip. Structure of subduction zone after Fryer et al. (1999), Oakley et al. (2008) and Pabst et al. (2012). Schematic serpentinisation after Ruh et al. (2015). Blueschist clast indicated as purple star. The mechanism of exhumation of the blueschist clast from ca. 50 km ca. 49 Ma ago to the shallow region under the forearc before the last 3 Ma is unknown.

(君波和雄)

Kim, S.W., Kwon, S., Park, S.-I., Lee, C., Cho, D.-L., Lee, H.-J., Ko, K. and Kim, S.J., 2016, SHRIMP U-Pb dating and geochemistry of the Cretaceous plutonic rocks in the Korean Peninsula: A new tectonic model of the Cretaceous Korean Peninsula. *Lithos*, **262**, 88–106.

韓半島の白亜紀造構火成作用を白亜紀深成岩類の地球化学・年代学およびN-S, NE-SW方向の断層に境された非海成火山-堆積性の堆積盆の分布に基づいて検討した。韓半島の中央から南部に分布する21個の白亜紀深成岩について、ジルコンのSHRIMP U-Pb年代と全岩地球化学組成を検討した。既存のデータも考慮し、4つの深成岩グループが識別された：グループ I (ca. 119–106) 北部から中央部地域、グループ II (ca. 99–87 Ma) 南部地域の中央、Group III (ca. 85–82 Ma) 中央から南部地域、Group IV (76–67 Ma) 最南部地域。これらの結果は、韓半島における白亜紀火成活動が海溝方向に若くなるトレンドを示している。グループ I, II およびIIIの深成岩は、リフトに関連したA-type花こう岩質岩をともなったhigh-KカルクアルカリI-typeの火成岩からなる。それに対して、

グループIVの岩石は、high-KカルクアルカリI-typeの深成岩からなり、A-typeの岩石を伴わない。全タイプの地球化学的特徴は、LREEsに富み、Nb, Ta, Tiに対して負の異常を示し、通常の弧の火成活動であることを示唆する。4つの年代グループの白亜紀深成岩類の時空分布に基づき、白亜紀韓半島の新たな造構モデル提示する：1) ca. 160–120 Maににおける韓半島全体での火成活動の休止、2) 北部および中央部韓半島におけるI-typeとA-type花こう岩の貫入 (ca. 120–100 MaのGroup I 深成岩) は、水平沈み込みから通常の沈み込みへと変化したイザナギプレートのロールバックに由来する下部大陸地殻の部分熔融に起因する。韓半島における非海成の慶尚リフト盆の形成と日本列島のアダカイト火成作用は、マントルウェッジへの熱いアセノスフェアの上昇と注入を伴ったイザナギプレートの高角化を引き起こしたスラブのロールバックを支持する。3) 低角 (100–85 Ma, グループIII) から高角 (85–65 Ma, グループIV) の沈み込み変化は、南部韓半島において、通常の弧火成活動の移動を引き起こした。韓半島の造構火成作用は、南中国や日本とは異なった独特の発展スタイルであった。

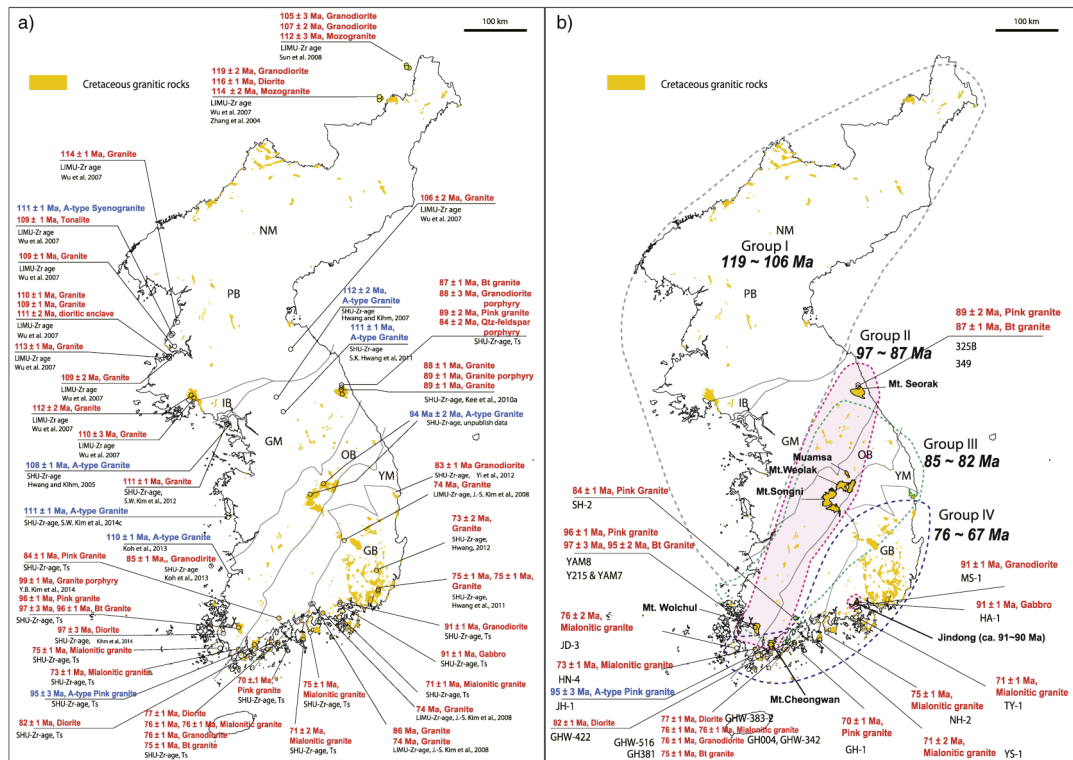


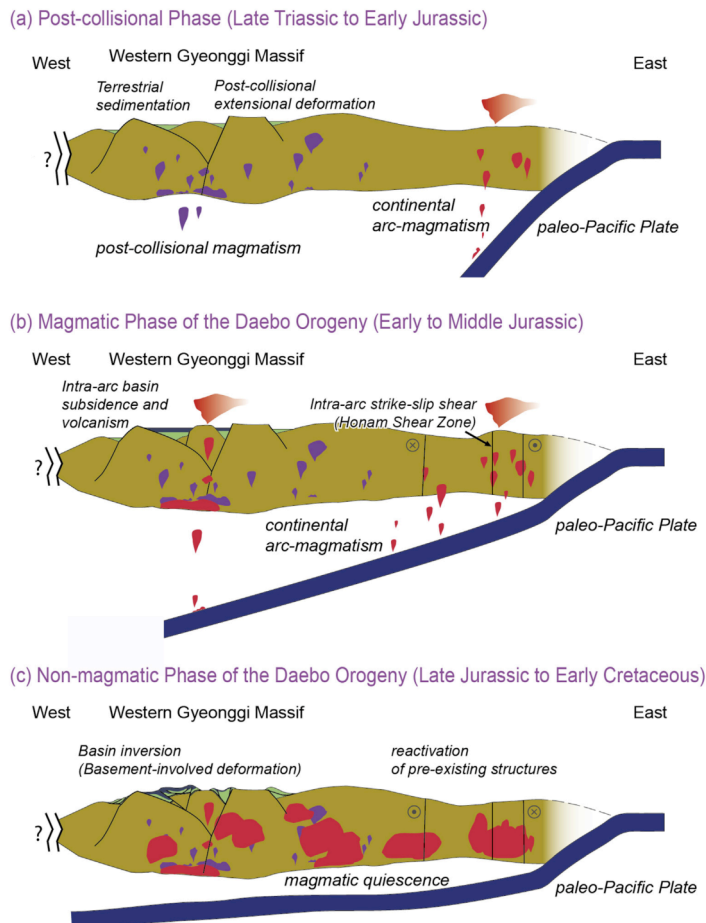
Fig. 7. Cretaceous plutonic rocks in the Korean Peninsula showing (a) ages compiled from the previously published and present SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb and zircon age data, and (b) four age groups (Groups I, II, III, and IV) by the age compilation. SHU-Zr age, SHRIMP U-Pb zircon age, LIMU-Zr age and LA-ICPMS U-Pb zircon age are described.

(君波和雄)

Park, S.-I., Noh, J., Cheong, H.J., Kwon, S. and Song, Y., 2019, Inversion of two-phase extensional basin systems during subduction of the Paleo-Pacific Plate in the SW Korean Peninsula: Implication for the Mesozoic “Laramide-style” orogeny along East Asian continental margin. *Geosci. Front.*, **10**, 909–925.

沈み込みの間、大陸縁は展張性の堆積盆のインバージョンとともに短縮を経験する。本論で我々は、2つのフェーズの展張盆システムのインバージョンに関する造構シナリオを検討する。そこでは、前期-中期ジュラ紀の弧内火山-堆積Oseosan火山コンプレックスが後期トリアス紀-前期ジュラ紀の後衝突シーケンス (Chungnam Basin) の上に発達する。このbasinの短縮は、おもに短縮性の断層と褶曲を引き起こした。基盤の全体的な短縮は、低角の衝上断層と共に広域的な高角の逆断層によって賄われた。これらの構造は、基盤を覆う岩石に保存

されている衝上断層・逆断層と調和している。このことは、それらの構造の空間的・時間的な発展が堆積盆の初期形態と以前からの引き継ぎの構造に依存していることを示す。基盤とそれを覆う堆積層の境界部に沿って観察される移動方向の変化は、特徴的な構造であり、堆積盆のインバージョン期における造構運動の連続的な発展を反映している。基盤の断層の伝搬は、上に重なる堆積層の短縮を増進した。我々は、既報の年代データとともに、積み重なったスラストシート中の変質したカリ長石の<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar年代と断層ガウジ中のK-Arイライト年代から、後期ジュラ紀-前期白亜紀 (ca. 158–110 Ma) インバージョンのtimingを制約する。このDaebo造山の“非火成フェーズ” (火成活動の休止期) は、韓半島の火成活動休止期と同時的である。我々は、東アジアの大陸縁に沿う基盤を巻き込んだ“Laramide-style”の造山イベントの発展に対して、古太平洋プレートの水平もしくは低角沈み込みの役割を提案する。



**Figure 15.** Schematic cartoons showing tectonic styles of the Daebo Orogeny in the southern Korean Peninsula (modified from Park et al., 2018). (a) Late Triassic–Early Jurassic post-collisional basin formation; (b) Early–Middle Jurassic magmatic phase manifested by arc magmatism, intra-arc strike-slip shear, and local basin subsidence and volcanism; (c) Late Jurassic–Early Cretaceous non-magmatic phase attested by reactivation of inherited pre-existing structures, basement-involved contractional deformation, and heterogeneous crustal thickening.

(君波和雄)

Wu, J.T.-J. and Jonny Wu, J., 2019, Izanagi-Pacific ridge subduction revealed by a 56 to 46 Ma magmatic gap along the northeast Asian margin. *Geology*, **20**, <https://doi.org/10.1130/G46778.1>

白亜紀もしくは初期新生代における太平洋-イザナギ拡大海嶺と北東アジア大陸縁との交叉のtimingと空間的な配置が最近議論されている。本論で我々は、新たにコンパイルした900個に達する北東アジア縁の白亜紀-中新世火成岩の放射性同位体の値と年代を海嶺沈み込みと関連づけて検討した。この検討は、日本からロシア極東のシホテアリン間の1500 kmに達するユーラシア大陸縁においてほぼ同時的な56-46 Maの火成活動の休止があったことを明らかにした。この火成活動の休止は、二つの明瞭な火成活動フェーズによって挟まれている：1) 白亜紀-暁新世 (56 Ma以前) の火成活動で、比較的低い  $\epsilon_{Nd(t)}$  (-15から+2), 高い  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  (initial ratioが0.704-0.714), 比較的高いマグマの供給 (~1090 km<sup>2</sup>/my), 2) 後期始新世から中新世 (46 Ma以降) の火成活動で、比較的高い  $\epsilon_{Nd(t)}$  (-2から+10), 低い  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  (initial ratioが0.702-0.707), 低いマグマの供給 (390 km<sup>2</sup>/my)。56-46 Maの火成活動休止は、北東アジアのほかの地質学的な出来事とリンクしており、ユーラシア大陸縁における重要な地質学的影響と53-47 Maの太平洋プレートの

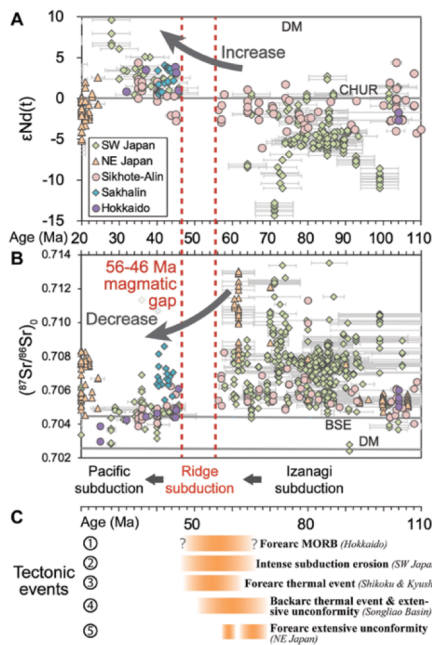


Fig. 2

再編成をもたらしたと推定される北東アジアにおける初期新生代の海嶺-海溝の低角交叉の時期を制約する。

< 訳者コメント: 奄美大島・徳之島, 東北北部, 北海道, サハリン南部などには, 新生代初期の forearc magmatismが確認されるが, 少なくとも九州から中部地域には, それが認められない. Slab windowが形成されることにより, forearc magmatismが生じると考えられている (例えば, Groome and Thorkelson, 2009, *Tectonophysics*, **464**, 70-83). これが事実とすれば, 九州から中部地域に活動的の海嶺が沈み込んだとする見解に慎重にならざるを得ない. Burkett and Billen (2009, *JGR*, **114**, doi:10.1029/2009JB006402)は, 海溝に平行な活動的の海嶺が接近してくると, スラブが breakoffし, 活動的の海嶺が廃棄され, 結果的に活動的の海嶺の沈み込みが起こらないとしている. 中新世のBaja Californiaでは, この現象が起こったとされている (Lomize and Luchitskaya, 2012, *Geotectonics*, **46**, 53-76). イザナギスラブが中国大陸下でbreakoffし, スラブの引っ張り力が低下してイザナギ-太平洋海嶺が拡大を停止した可能性の検証が必要と考えられる. >

Figure 2. (A,B) Nd and Sr isotopic composition across time for felsic to intermediate igneous rocks of 110–20 Ma ages along the northeast Asian margin between 30°N and 46°N. Increase in  $\epsilon_{Nd(t)}$  and decrease in  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  (initial ratio) after the 56–46 Ma magmatic gap (red area) indicates a more depleted mantle component after 46 Ma. DM—depleted mantle; CHUR—chondritic unfractionated reservoir; BSE—bulk silica earth. (C) Early Cenozoic tectonic events 1–5 (circled numbers) possibly related to ridge subduction along the northeast Asian margin. Location of events 1–5 is shown in Figure 3A. MORB—mid-oceanic ridge basalt. References: event 1—Maeda and Kagami (1996), Nanayama et al. (2019); event 2—Raimbourg et al. (2014); event 3—Agar et al. (1989), MacKenzie et al. (1990), Hara and Kimura (2008), Mukoyoshi et al. (2009); event 4—Song et al. (2014); Song et al. (2018), Wang et al. (2013); event 5—Ando (2003).

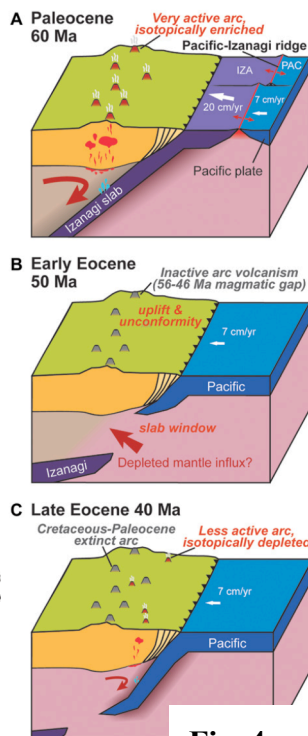


Fig. 4

Figure 4. Tectonic evolution of Sikhote-Alin (Russian Far East) to Japan during the Izanagi-Pacific ridge-trench intersection in the early Cenozoic based on this study. PAC—Izanagi plate. (A) Mid-Cretaceous to Paleocene arc magmatism was characterized by more-enriched isotopic signatures and relatively high (1090 km<sup>2</sup>/m.y.) magmatic areal addition rates during the fast 20 cm/yr Izanagi-Eurasia subduction compared to the period after 46 Ma. (B) Izanagi-Pacific ridge-trench intersection produced a 56–46 Ma magmatic gap and a slab window. Influx of asthenosphere into the mantle wedge through the slab window arguably led to relatively depleted isotopic signatures in arc magmatism after 46 Ma. (C) After 46 Ma, a less-developed igneous arc formed that was characterized by more-depleted isotopic signatures and relatively lower (390 km<sup>2</sup>/m.y.) magmatic area addition rates during the slower ~7 cm/yr Pacific subduction compared to the mid-Cretaceous to Paleocene period.

(君波和雄)



## 総合地質 (General Geology)

### I. 目的と理念

総合地質(General Geology)は、特定非営利活動法人「北海道総合地質学研究センター」が発行する電子ジャーナルであり、同センターの会員および同センター編集委員会が承諾した非会員による地質学とその関連分野の研究成果を公表し、同センターに所属する会員ばかりではなく、広く地球科学に興味をもつ広範な人達に新たな情報と議論の場を提供する。また、これをもって地質学と関連科学の発展および研究者の育成に寄与することを目的とする。本ジャーナルは、層位学、古生物学、岩石学、テクトニクス、鉱物学、鉱床学、応用地質学、地学教育、地学史、およびそれらの関連領域をカバーする。

### II. 「総合地質」の投稿・編集・出版規則

#### 1. 編集委員会

編集委員会には正副の編集委員長をおく。編集委員長は理事の中から、副編集委員長は会員の中から理事会で選出される。編集委員長と副編集委員長は、正副理事長と協議のもと、専門分野などを考慮して、編集委員の人選を行い、直近の理事会に報告する。

#### 2. 発行時期と回数

年1回10月発行を基本とするが、原稿の集まり状況により複数回の発行もあり得る。原稿受付の締め切りは、10月発行については5月末とする。なお、発行がこれに依らない場合には、ホームページに締め切り期日をその都度掲載する。

#### 3. 投稿資格

北海道総合地質学研究センターの会員とともに、同センターの編集委員会が執筆を依頼した非会員、および同センター編集委員会が承諾した非会員が投稿資格を有する。なお、投稿を希望する非会員は、その旨、編集委員会に連絡する。

#### 4. 「総合地質」の内容

<論文・報告：1名以上の査読者による査読をへて編集委員会が掲載の可否を決定する>

- 1) 論説：研究論文としての体裁と内容を備えた報告記事
- 2) 総説：特定の分野に関する総括・解説
- 3) アイデア：ある課題に対する着想や問題提起、提案を簡潔に記述した論説。内容的に十分にサイエンティフィックであることを要する。本文（タイトルや和英要旨、キャプション、文献リストを除く）の文字数を8,000字以内とする。
- 4) ノート：技術・手法の紹介
- 5) 報告・資料：データや地質、産状などに関する議論を含まない報告記事
- 6) 討論：上記の報告・解説・紹介記事に対する学術的な討論

<自由投稿欄：編集委員会による体裁のチェックをへて掲載>

提言やアイデア、回想、評伝などの自由投稿文。

<論文紹介・書評>

#### 5. 投稿原稿の提出

- a. 提出先：[journaledit@hrcg.jp](mailto:journaledit@hrcg.jp)
- b. 随時受け付ける。
- c. 本文と図表類を以下の7と8に従って、投稿カードとともに提出する。提出方法は、基本的に電子メールの添付ファイルとする。添付ファイルの場合、全ファイルの容量が30 MBを超えるときには、30 MB以下の複数のメ

ールに分割して提出する。ファイル転送サービス（例えば、宅ふぁいる便など）を利用して提出することもできるが、その場合には予め編集委員会に連絡する。

## 6. 投稿原稿の審査・査読と採否

### <論文・報告>

- a. 編集委員会は、受け付けた原稿を審査・査読し、掲載の可否を速やかに決める。
- b. 編集委員会は、査読を編集委員以外の同センター会員もしくは外部の第三者に依頼することがある。
- c. 編集委員会は、投稿原稿に対して著者に修正を求めることがある。
- d. 著者は査読結果を受け取ってから 1ヶ月以内に修正原稿を提出する。

### <自由投稿欄および論文紹介・書評>

- a. 編集委員会が掲載にふさわしいと判断したものについて受理する。
- b. 表現および体裁について修正を求めることがある。

## 7. 原稿のスタイルと構成

### <論文・報告>

- a. 本文（日本語要旨、文献リスト、図表のキャプションを含む）は、日本語もしくは英語とし、電子ファイル（ワード）で提出する。文字サイズは12ポイント、行間はシングルスペースとする。
- b. 句読点は、それぞれ全角の（ ． ）と（ ， ）を用いる。ローマ字と数字は、半角文字とする。
- c. 原稿にはすべて英語の表題と著者名のローマ字書きを添える。
- d. 論説、総説およびアイデアには、400字以内の日本語要旨をつける。ノート、報告・資料および討論に関しては、内容に応じて日本語要旨をつけることができる。なお、日本語要旨とともに、英語要旨の掲載を希望する場合には、要旨の長さを300語以内とする。
- e. 英語原稿の場合には、日本語のタイトルと著者名、および日本語要旨を不要とする。
- f. 論説、総説およびアイデアには、英語のKeywords (6件以内) をつける。
- g. 論説（日本語原稿）の構成の一例  
和文タイトル、英文タイトル、著者名、ローマ字の著者名、所属(和文と英文)、Corresponding author のメールアドレス、日本語要旨、Keywords、はじめに、地質、概説、結果、考察、まとめ、謝辞、文献、キャプション（日本語もしくは英語）、（英文要旨）
- h. 見出しの階層  
記号無し→1. →1). → a.
- i. 文献リストは、基本的に地質学雑誌の文献リストに従うが、和文論文の著者名のローマ字書き、雑誌等の英字表記は不要。
- j. 体裁の統一および割り付けのために、編集委員会で原稿に手を加えることがある。

### <自由投稿欄>

- a. 本文は基本的に<論文・報告>に従う。英語の表題と著者名のローマ字書きは不要。
- b. 図表とそれらの説明および文献リストは、<論文・報告>に従う。

### <論文紹介・書評>

- a. 本文は基本的に<論文・報告>に従う。英語の表題と著者名のローマ字書きは不要。

## 8. 図表

- a. 図は、図ごとに別ファイルを作成し、通し番号をつけて、画像ファイル（jpg, tif, pngなど）で提出する。
- b. 表は、電子ファイル（エクセルもしくは画像ファイル）で提出する。

## 9. 著作権について

「総合地質」に掲載された論説・解説・資料・紹介記事の著作権は、著者にある。

10. 掲載された論説・解説・資料・紹介記事の商業的利用に関して

「総合地質」に掲載された諸記事もしくはその一部の商業的な利用に関しては、編集委員会に利用申請をおこなう。編集委員会は、著者の意向を確認し、利用の可否と利用条件を利用申請者に伝える。

11. 投稿・編集・出版規則は、必要に応じて理事会の承認のもとに、適宜改定される。

12. 本規則は、2019年3月7日から施行する。



## **HOKKAIDO RESEARCH CENTER OF GEOLOGY**

Yamanote 2-3-5-24, Nishi-ku, Sapporo, Hokkaido 063-0002, Japan

E-mail: [office@hrcg.jp](mailto:office@hrcg.jp) Phone: 080-5830-2016 URL: <http://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**

063-0002 北海道札幌市西区山の手 2-3-5-28

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