



《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。

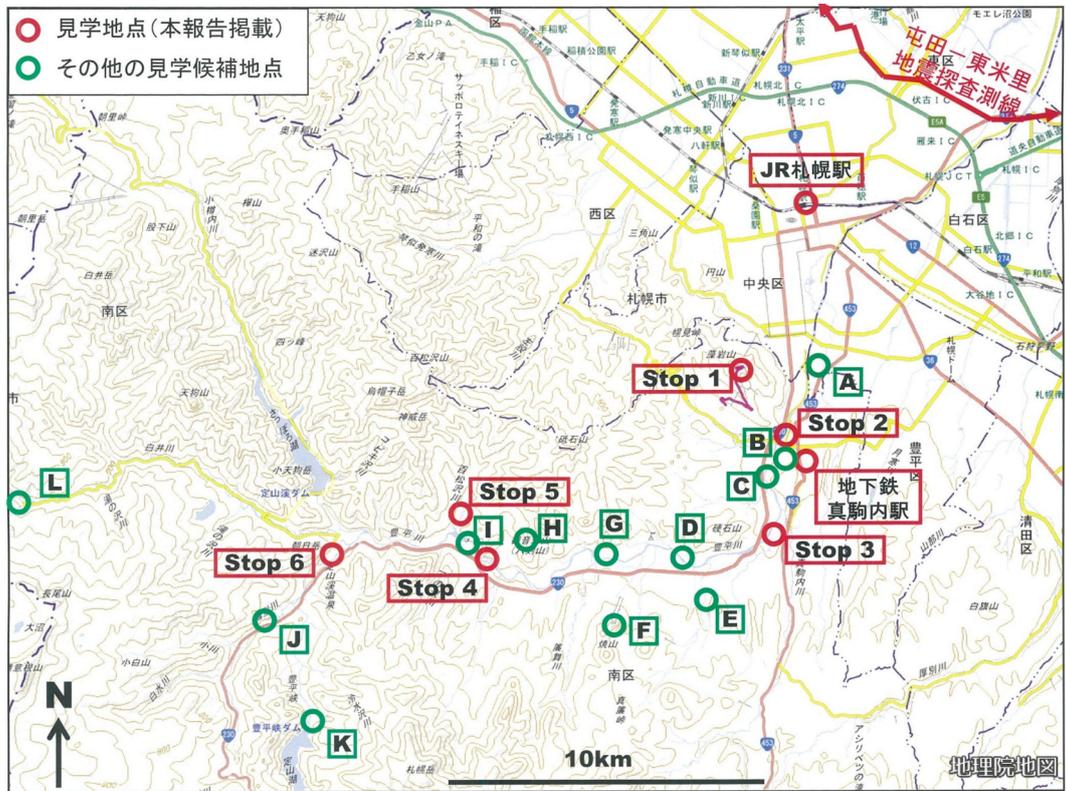
## 4. その他の見学候補地点

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ナー北海道西部・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).

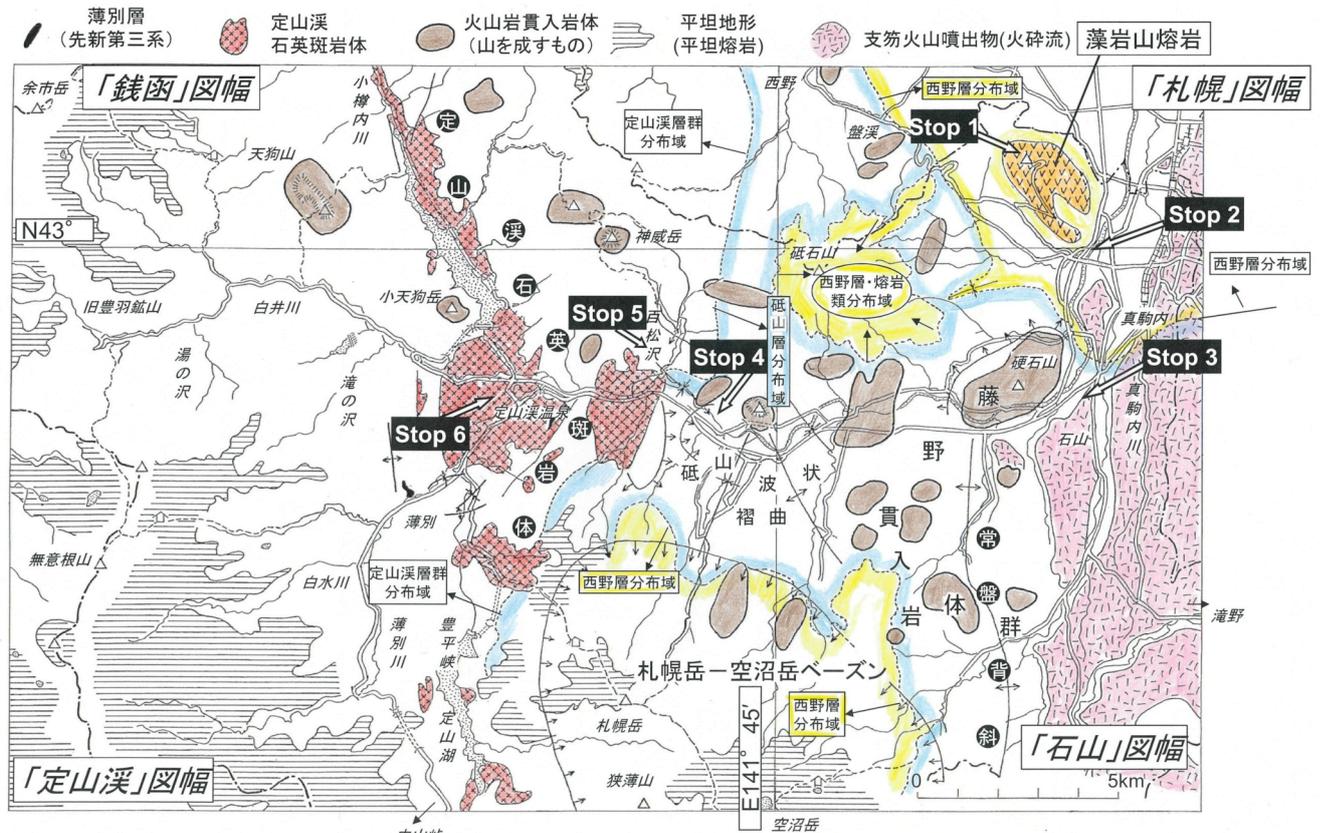
西南北海道北部山地北東部から石狩低地帯北西部に位置する札幌市とその周辺地域は、上記の日本海東縁変動帯の中に位置付けられ、鮮新世中頃以降は東西圧縮のテクトニクス場に置かれている. 特に、そのテクトニクスの影響は石狩低地帯に色濃く現われ、そこでは南北方向に丘陵・台地群が形成され、低地下には地表では直接に確認できない褶曲群が存在し、多くの活構造が伴われている. 一方、札幌南西の山地は後期新生代の地層群・火山岩類が分布するいわゆる“グリーンタフエリア”で、中期中新

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.

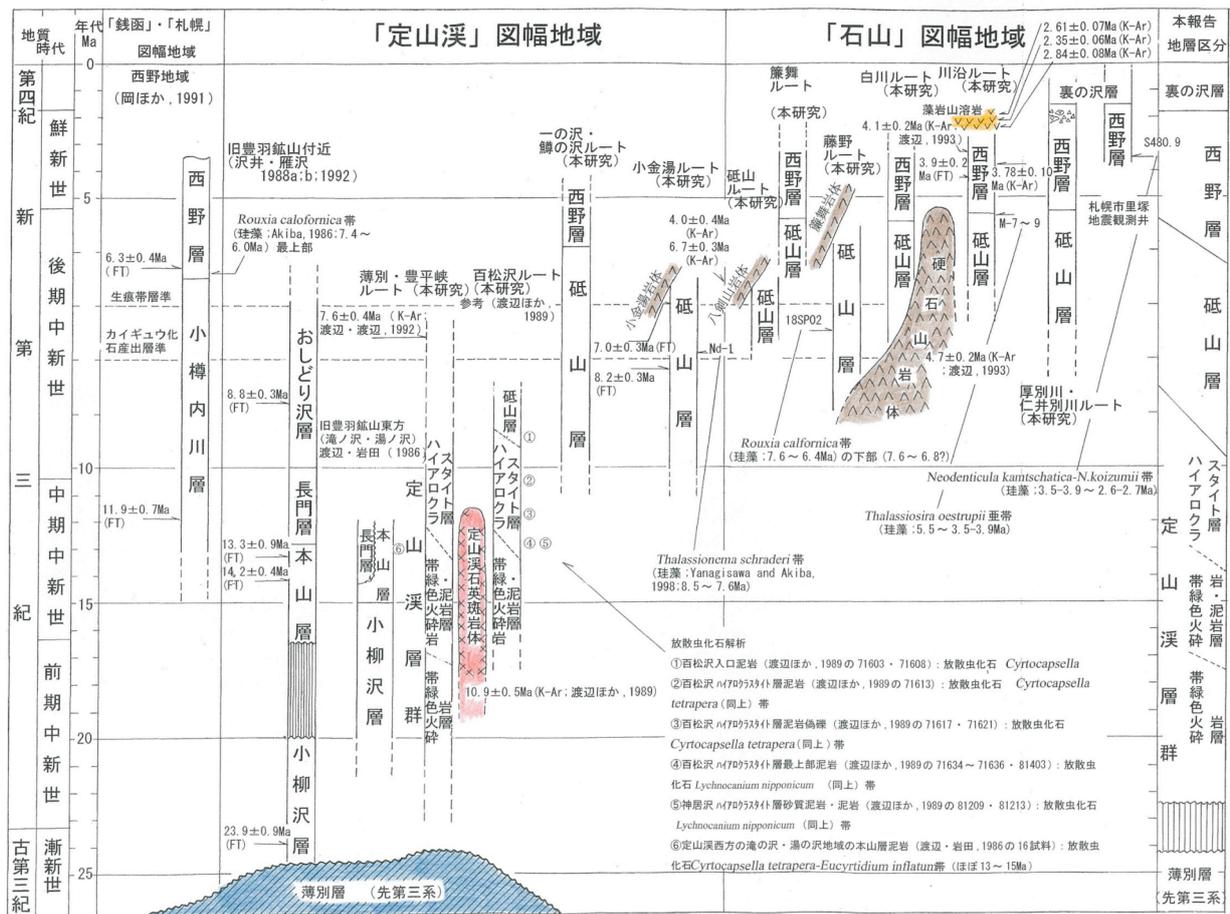
### 豊平川中~上流域の地質について の調査・研究史

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) .



注) FT: フィッション・トラック法年代  
 札幌市博物館活動センター編

第5図. 札幌西南山地とその周辺地域の新第三系層序と対比 (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。

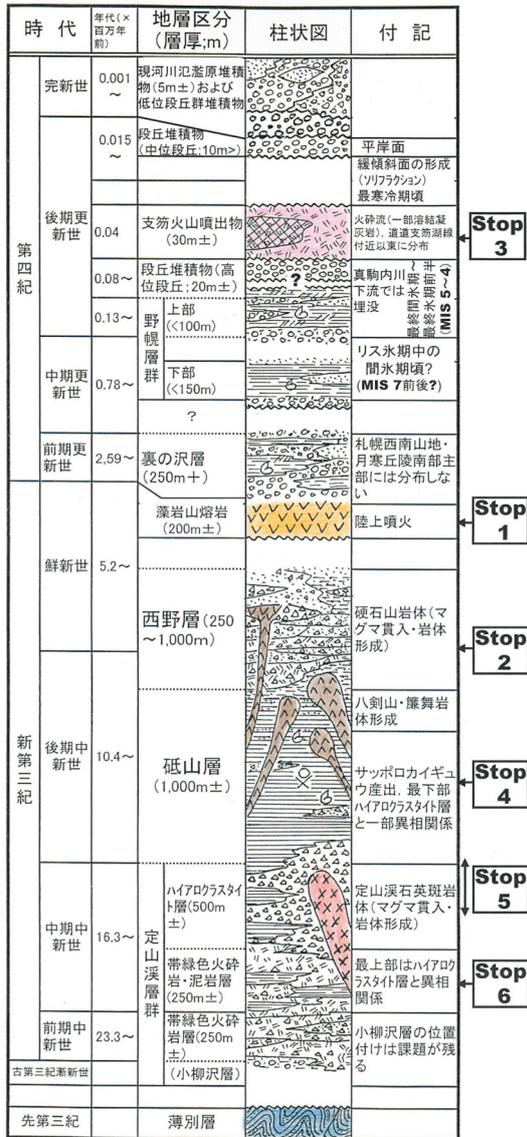
## 豊平川上流域とその周辺の地質概要

### 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イト層が大局的に東~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イト層が北東-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

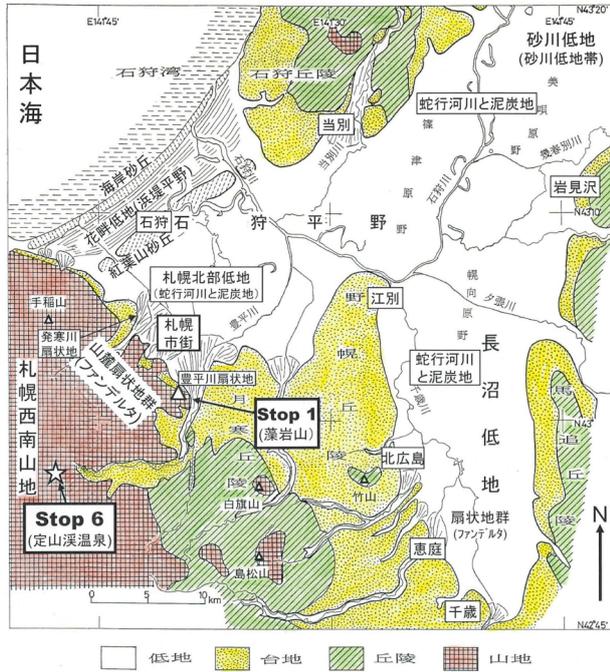
支笏火山噴出物（火砕流）に広く覆われ、詳細は定かではないが、露頭情報に温泉・水井戸ボーリングなどの情報を加えて判断すると、新第三系・第四系の長大な褶曲帯（南北の軸方向）となっている。西から常盤背斜、月寒背斜、大曲—輪厚向斜部および野幌背斜より構成され、そのうち常盤・月寒背斜は以下のとおりである。

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

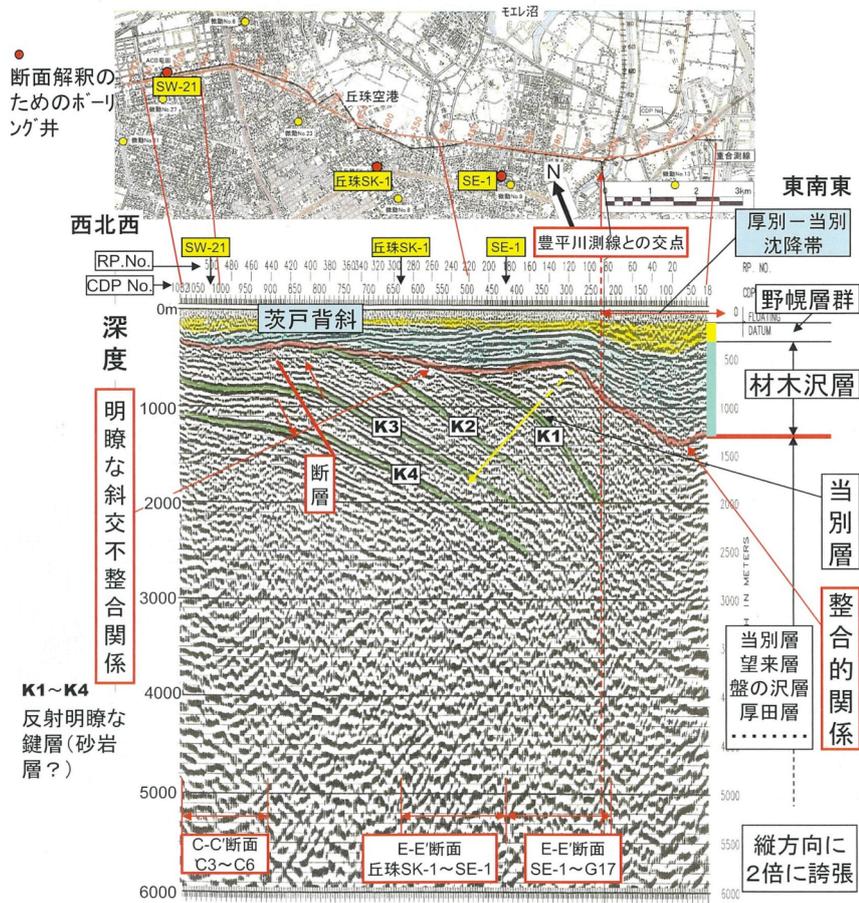
### 1. 層序

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。

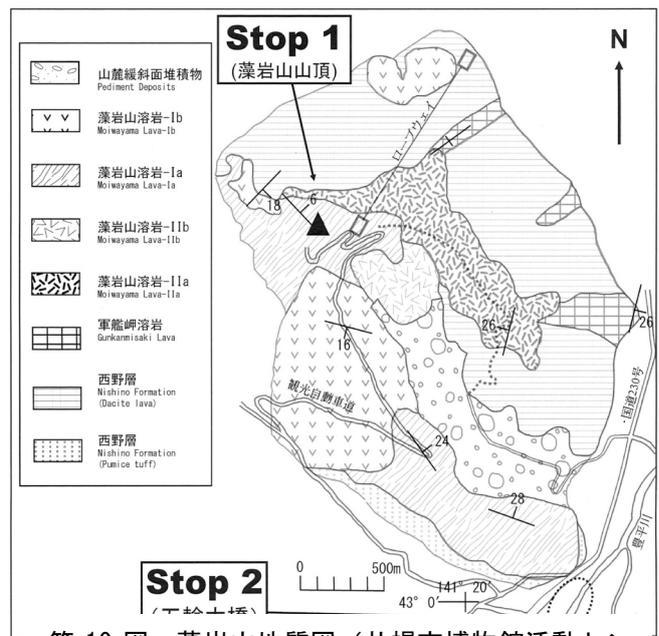
軍艦岬溶岩: 輝石安山岩質溶岩一貫入岩からなり、斜方輝石、単斜輝石斑晶とともに融食形の石英斑晶が目立つ。藻岩山の北尾根突端部にあたる軍艦岬周辺に分布し、柱状節理の発達する塊状溶岩一貫入岩類からなる。同様の輝石安山岩質貫入岩は藻岩山北東山麓(東本願寺北海御廟付近)にも分布し、 $N65^{\circ}E$ 方向に貫入した数 m幅の岩脈が認められる。軍艦岬の輝石安山岩から $2.84 \pm 0.08$  MaのK-Ar年代値が得られている(札幌市博物館活動センター編, 2007)。

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はある。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±0.07 Ma, Mo-IIaから2.35±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。

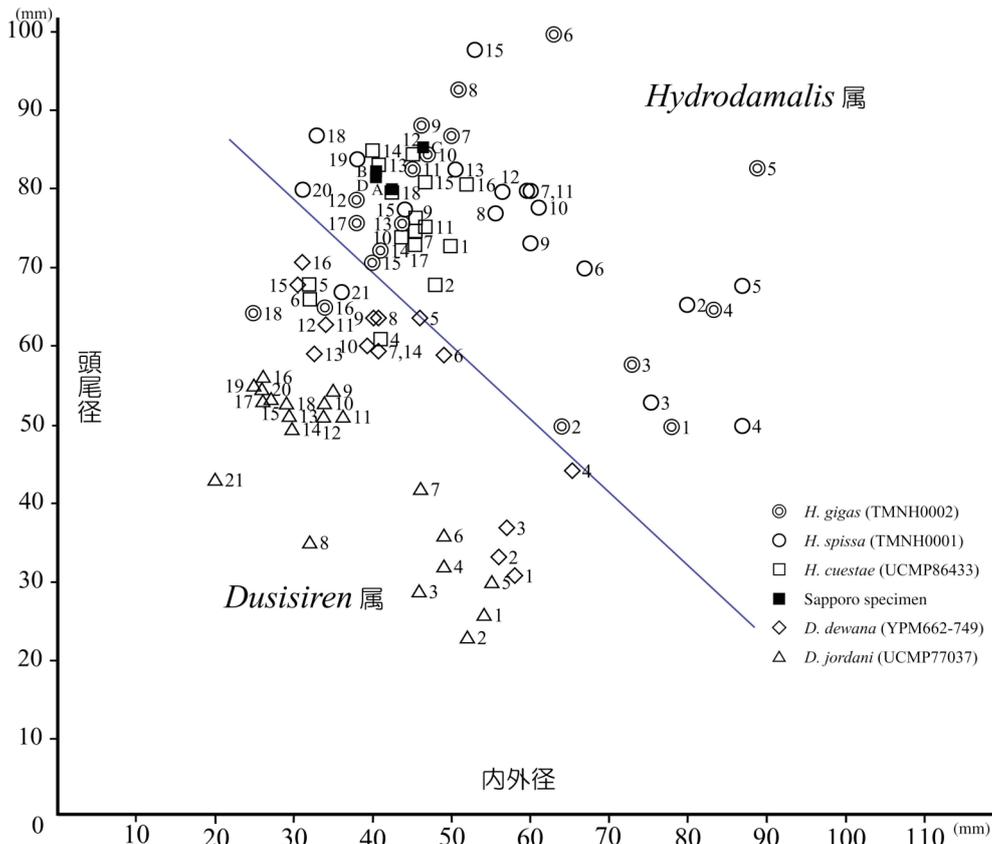
2004年以降に札幌市によって実施された「大型動物化石総合調査」によって、カイギュウ類以外に鯨類化石6標本、魚類化石1標本が発見されている。

## 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.

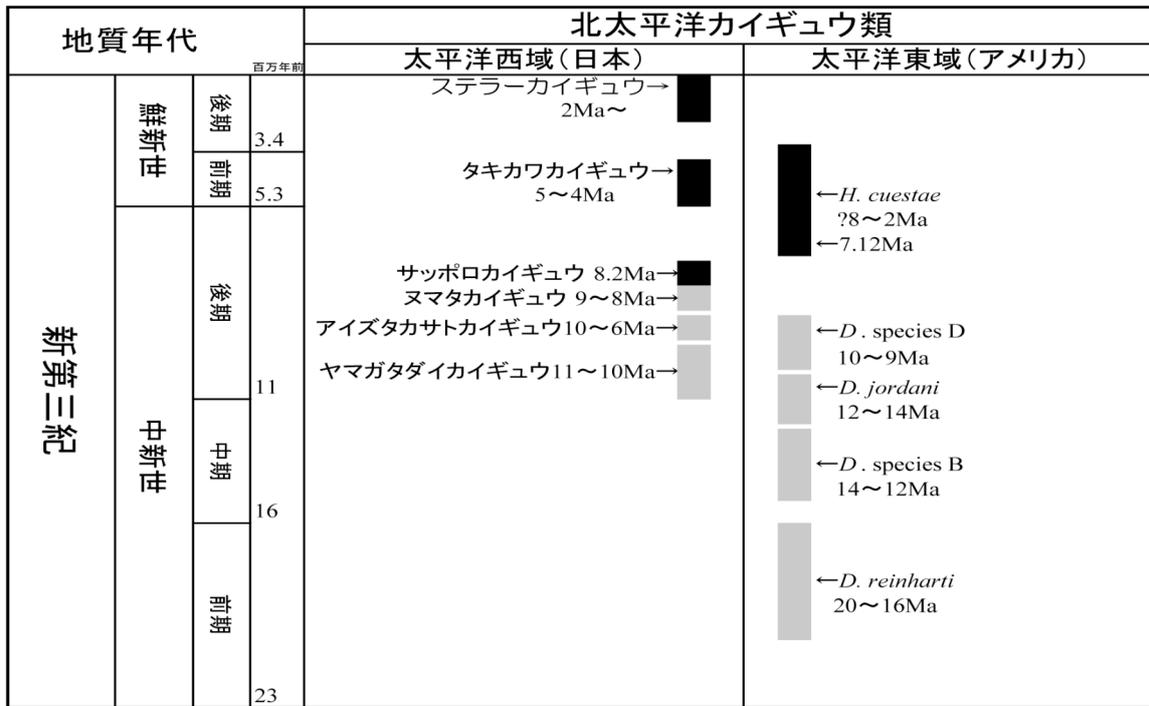
る. 残りの 2 科は現生するマナティー 3 種を含む Trichechidae 科とジュゴン 1 種を含む Dugongidae 科である. 特に Dugongidae 科は, 中新世以降爆発的に進化多様化し, 世界中に分布した. このうち Hydrodamalinae 亜科が後に寒冷な環境に適応し, 体長 4~5m の *Dusisiren* 属から体長 7m を超える *Hydrodamalis* 属へ大型化したと考えられている. 機能歯の有無 (*Dusisiren* 属は機能歯を有する) で両属を区別できるが, 本標本は頭蓋骨が産出しなかったため体軀の大きさから同定することとした. 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

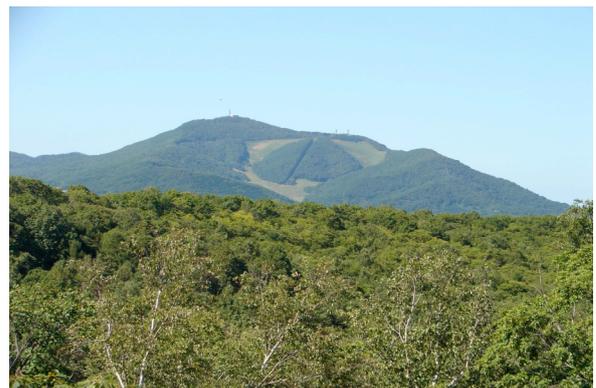
#### 1. Stop 1: 札幌市南区藻岩山山頂 (第10図)

[地形図] 1/2.5万「札幌」

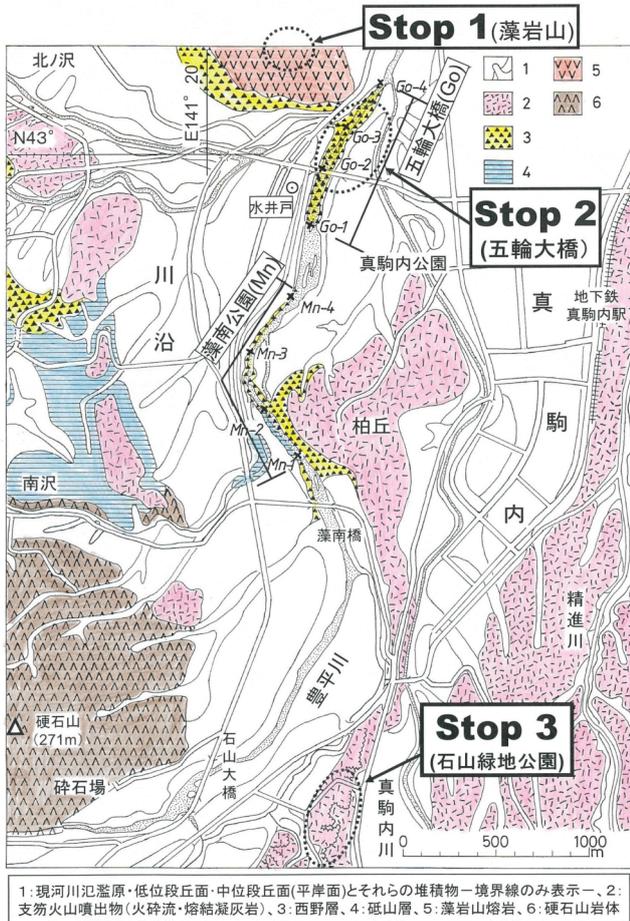
[位置] 北緯43°1'20"・東経141°19'20" (藻岩山頂展望台)。地下鉄大通りまたはススキノ駅より市電・ロープウェイの便あり、その他、山頂まで観光自動車道路(有料)がある。

[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。

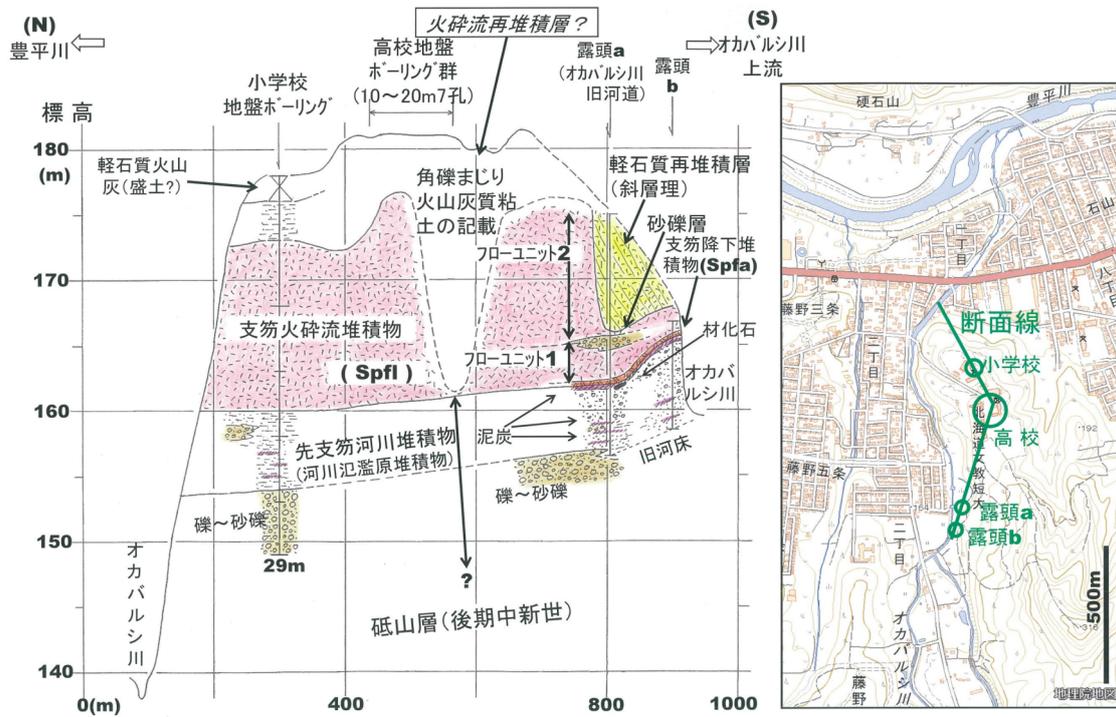
[解説] この付近では支笏火砕流 (軽石流) 堆積物が厚く堆積しており (第16図), 石山の名称は文字どおりの「採石場所」に由来する。ここでの採石は、豊平川の東~南岸での“札幌軟石” (溶結凝灰岩), 北岸での“札幌硬石” (石

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)。

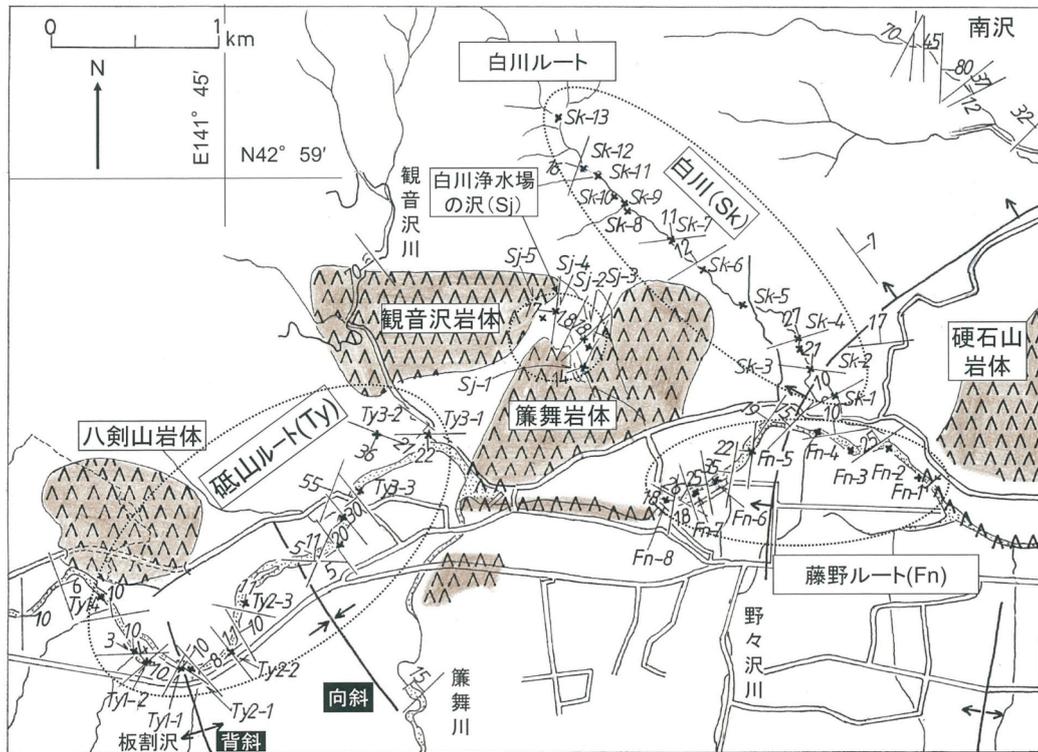
4万年前に石狩低地帯の南西側で火山活動が活発化し、同低地帯の中・南部を埋め尽くす大火砕流が発生した。そのため、札幌西南山地東縁~月寒丘陵一帯は台地化し、豊平川は石山付近でせき止められ一時的に上流が湖になった。火砕流発生以前に豊平川は、真駒内地域 (現真駒内川沿い) を流れていたことが火砕流下の古河川堆積物から明らかで、このため豊平川に流路変更が起きたと推測される。第16図に示すように、現在の豊平川は柏丘の西側の硬質の地層である新第三系分布域にあえて流路を求めている。これについては、硬石山など山地際は火砕流が急激に薄くなり、溶結部 (溶結凝灰岩) が発達せず火砕流全体が軟質状態で、堰止め湖のあふ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



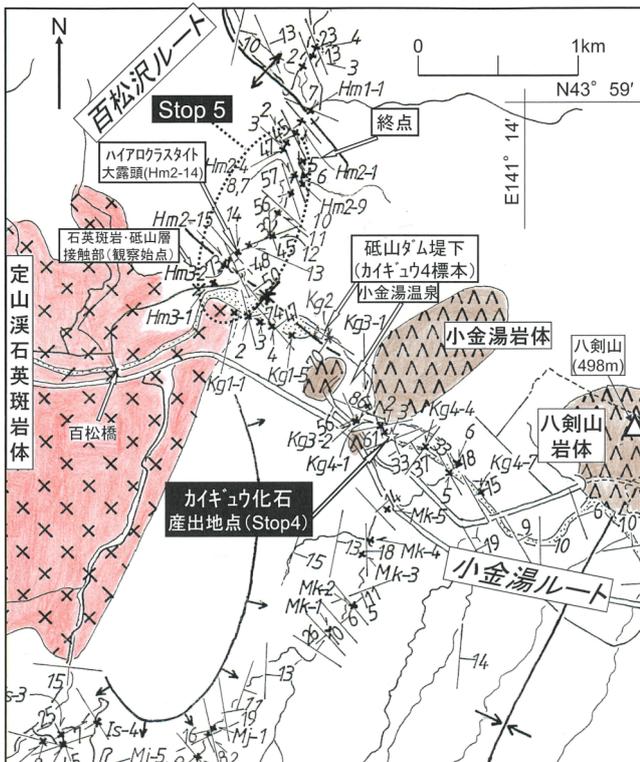
第 18 図. 支笏火砕流堆積物下の河川堆積物 (オカバルシ川). 右の位置図は国土地理院電子地図から引用.



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 $35^{\circ} \pm$ ,  $17^{\circ} \pm$ ,  $10^{\circ} \sim 5^{\circ}$ 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

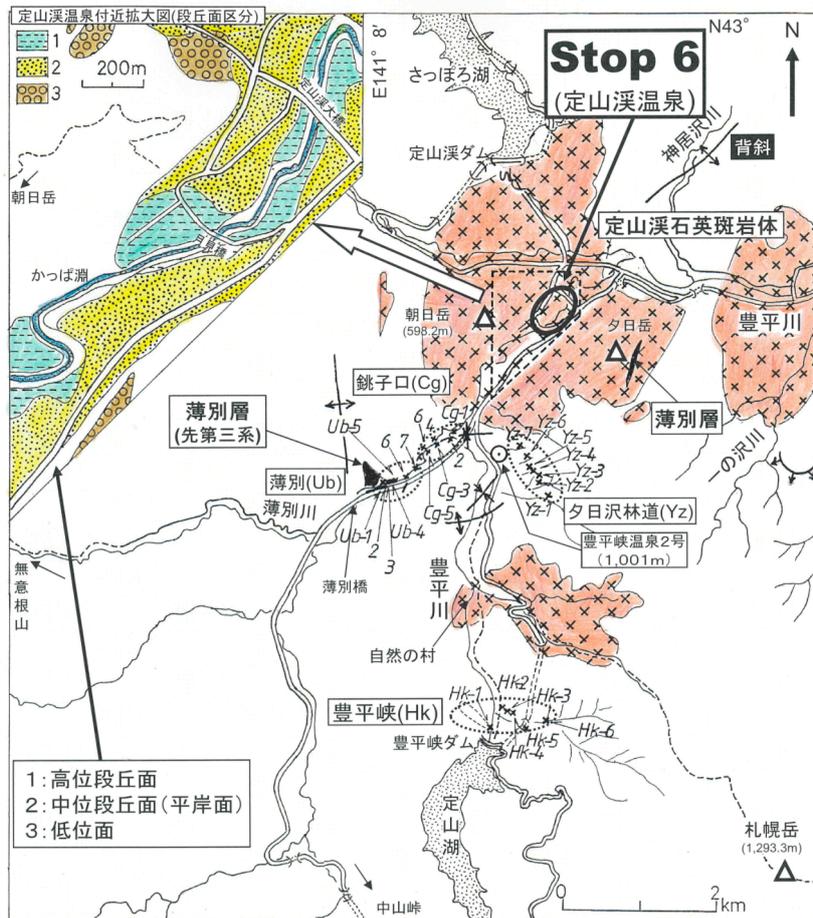
[地形図] 1/2.5万「定山溪」

[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。



第 22 図. 定山溪温泉付近の地質構造・案内図 (札幌市博物館活動センター編, 2007 原図) .

渡辺ほか (1989) は上述のような褶曲構造・層序の把握とは異なる結果を示している. すなわち, 褶曲構造については沢入口付近の向斜構造の軸位置をハイアロクラスタイト大露頭の北東側にあるとし, 上流側の背斜構造は認めず百松沢川に沿う軸 (北東-南西) を有した向斜構造があるとした. 層序については, 沢入口付近の“向斜構造”を構成する泥岩層 (本報告の向斜軸部両翼) と本報告ハイアロクラスタイト層の最上部・主部を合わせたものについて“本山層”, 沢上流の“向斜構造”を構成する本報告のハイアロクラスタイト部層下部・帯緑色酸性火砕岩層 (背斜北東翼側を含めて) について“百松沢層”とした. 「定山溪」地質図幅では本ルートに関わる地層として定山溪層群“湯の沢層”・“百松沢層”, “天狗岳集塊岩層”が分布するとされた. 累層相互の断層関係や背斜軸の設定に問題があるが, ルート全体をほぼ定山溪層群としたことを尊重する.

渡辺ほか (1989) は, 本報告のハイアロクラスタイト層最下部の板状砂質泥岩層からの放

散虫化石 3 試料および同じく北東翼側の同部層基底からの 1 試料が *Lychnocanium nipponicum* 帯 (中世古・菅野, 1973) に該当し, 中期中新世後半~後期中新世前半と見なしている. 同部層主部火山性礫岩中の泥岩偽礫・ブロックのからの 3 試料が *Cyrtocapsella tetrapera* 帯 (中世古・菅野, 1973 ; 11.34~12.26 Ma に消滅) で中期中新世とした. さらに, 百松沢入口の砥山層最下部砂質泥岩からの 2 試料が *Cyrtocapsella tetrapera* 帯としている. 今回の層序にあてはめると, 古い化石帯がより上位の層準から産出するという結果が示される. ハイアロクラスタイト層主部火山性礫岩中泥岩偽礫・ブロックの 3 試料については泥岩偽礫・ブロックが下位層からの取り込みということで解釈可能である.

#### 6. Stop 6 : 札幌市南区定山溪温泉

[地形図] 1/2.5万「定山溪」

[位置] 北緯42°58'6"・東経141°10' (定山溪大橋). 国道230号線の定山溪温泉市街でJR札幌駅・地下鉄真駒内駅よりバスの便がある (真

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ュン・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.