# Ⅱ サッポロカイギュウ化石を取り巻く地質 (豊平川上流域、月寒丘陵南部)

#### 1 地質概要とサッポロカイギュウの産出層準

サッポロ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(南区定山渓温泉 付近~豊平区中の島)および月寒丘陵南部に分布 する地層の層序は図II-1-1のように取りまとめら れる。下位より、先第三系(薄別層)、新第三系お よび第四系で構成される。新第三系は、定山渓層 群(一部古第三系)砥山層および西野層よりなり、 第四系は裏の沢層,野幌層群(下部・上部)、支笏 火山噴出物および後期更新世末~完新世地層群 (段丘堆積層群・崖錐堆積物・現河川氾濫原堆積 物)よりなる。

定山渓層群(土居, 1953の地質図幅「定山渓」) は従来の地層区分(名称)・対比にさまざまな混乱 があり、今回の百松沢~定山渓温泉付近の調査だ けではその混乱を整理できなかった。そのため、 本報告では構成累層の取り扱いは調査地域のみで の岩相区分に基づくこととし、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」に区分した。 なお、従来の定山渓層群の一部には FT 年代測定

(23.9±0.9Ma)により、古第三紀漸新世最末期から前期中新世初期に位置づけられる地層(小柳沢層)が報告されており(沢井・鴈澤, 1992)、当該層を定山渓層群に含めるべきかどうかについて問題があるが、ここでは便宜的措置として定山渓層群に含めて取り扱った。

砥山層はサッポロカイギュウ化石の包含層で あり、岡ほか(1991)が西区西野地域で小樽内川 層としたもので、定山渓地域広域調査報告(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。今回岩相を詳細に検討した結果、 累層に細分できないと判断し、層群扱いは行わな かった。なお、「小樽内川層」については地質図幅 「銭函」(杉本、1953)により提唱された地層名で あるが、模式地の小樽内川地域では火山岩類・火 山砕屑岩類を主体としており、ほとんど泥岩より 構成される豊平川流域の「小樽内川層」にその名 称を適用するのは妥当ではないと判断した。

調査関連事項(調査地域・地点,試料採取箇所など)および地質概略については図Ⅱ-1-2に示す。

民	<b>并代</b>	年代(× 百万年 前)	1 (	也層区分 層厚;m)	柱状図	付 記			
第四紀	完新世	0.001	現河	川氾濫原堆積物 (5m土) ・山麓緩斜面堆積 物(<15m)					
	後期更 新世	0.015	段(	丘堆積物群 各5~10m)		中位段丘(平岸段丘 および低位段丘			
		0.04	支须	伤火山噴出物 (30m+)		最終水期最寒冷期 火砕流(一部溶結凝 灰岩),道道支笏湖(			
		0.08~	段日	(50mm上) 丘堆積物(高 6.100mm上)		付近以東に分布 豊平川沿い,真駒内 川下流では埋没			
		0.13~	野	上部 (<100m)	0000 0 0 0 0 0	最終間氷期			
	中期更 新世	0.78~	<b>州層群</b>	下部 (<150m)	5-5-5-50 5-5-5-50 8-6-5-50	リス氷期中の間氷期 進積物?			
	前期更 新世	1.78~	裏( (25	? の沢層 50m+)	0/00 0/ + 0 - 0 - 0 - 0 - 0 - 0 - 0 - 0 - 0 - 0	札幌西南山地・ 月寒丘陵南部 部には分布しな			
		E		輸着山熔岩 (200m±)		陸上噴火			
	鮮新世	5.2~	西~1	野層(250 ,000m)		硬石山岩体(マ グマ貫入・岩体 形成)			
	後期中新世	10,4~				八剣山 · 簾舞岩 体形成			
新第三紀			(	砥山層 1,000m±)		サッポロカイギニ ウ産出、最下部 ハイアロクラスタイト層 と一部異相関係			
	中期中	16.3~	定	ハイアロクラスタイ ト層(500m 土)		定山渓石英斑 体(マグマ賞入 岩体形成)			
	491 JEL		山渓層	帯緑色火砕 岩・泥岩層 (250m±)		最上部はハイアロ ラスタイト層と異相 関係			
	前期中 新世	23.3~	群	帯緑色火砕 岩層(250m 土)		小柳沢層の位置			
古第3	三紀漸新世			(小柳沢層)		ବ			
先	第三紀		1.1	薄別層	AU ANC				

図 II-1-1 サッポロカイギュウ化石産出関連の 層序



図Ⅱ-1-2 サッポロカイギュウ化石調査関連地域(豊平川上流域・真駒内川流域)の地質・地質構造 概略図、定山渓西部地域については詳細省略する。

## 2 堆積岩層序・地質構造と火成岩の特徴

ここではまず、サッポロカイギュウ化石の産出 層準(地史的位置)を解明するための基本となる、 豊平川上流域(豊平区中の島~定山渓温泉付近、 真駒内川上流域)および月寒丘陵南部の堆積岩類 の層序学的調査の結果を明らかにする(①)。次に、 同化石の生息時の堆積環境と前後の古地理変遷解 明の基礎となる堆積物の特徴を明らかにし(②)、 堆積岩に関連する火山岩についての岩石学的調査 の結果を報告する(③)。調査は2005・2006年度 に札幌市よりの受託研究として北海道立地質研究 所が行い、①は岡 孝雄、②は高清水康博、③は 垣原康之がそれぞれ主体となって担当している。

### 2-1 堆積岩層序(地層区分・対比)と地質構造

ここでは層序学調査の結果を調査ルート毎に 明らかにするが、ルート調査の結果はルート柱状 図としてまとめた。各ルート柱状図は図 II-2-16・ 17・20 に示すように、豊平川河床沿い・北岸側、 同南岸側(真駒内川上流域を含む)および月寒丘 陵南部に分けて集約した。なお、末尾で地質構造 を集約的に述べ、まとめを行う。



図Ⅱ-2-1 定山渓温泉とその周辺地域の地質概略



図Ⅱ-2-2 薄別層の硬質泥岩・細粒砂岩互層 (Ub-1付近)

(1) 薄別・豊平峡ルート(薄別川・豊平川分岐 点付近)

地層分布・地質構造の概要は図Ⅱ-2-1にまとめ た。薄別川においては薄別橋の直ぐ下流、ルート 長 250m 間で先第三系薄別層(硬質の黒〜黒灰色 砂岩・泥岩互層)が分布する(図Ⅱ-2-2)。この付 近では同層を核とする背斜構造(ほぼ南北方向の 軸)があるが、下流の定山渓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 岩体の間に定山渓層群が分布する。この間 1.4km のルート調査の結果(図Ⅱ-2-16Ub)では、まず薄 別層に斜交不整合関係でかさ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 250m+で存在するのが観 察できる。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凝灰 岩の互層)が層厚 80m+で帯緑色火砕岩層の上位 を占めて分布する (Cg, 図Ⅱ-2-3・16)。帯緑色火 砕岩泥岩層は豊平川沿いでは合流点付近から定山 渓自然の村入口付近までほぼ東西の軸方向の波状 褶曲を繰り返して分布するが、川の東西両岸では 段丘・扇状地性面から山地斜面に変換する付近よ り山地側ではハイアロクラスタイト層に移行して いる。この地層は合流点付近の豊平峡温泉東側の タ日沢林道沿い (Yz) や自然の村から豊平峡ダム サイトの間(Hk)で観察を行ったが、大・巨礫を 主体とした安山岩質火山角礫岩であるが、成因的 には多数の噴出相単元(フローユニット)の集積 体であり、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(図Ⅱ-2-16)。豊平峡ダムサ イト付近(Hk-1 地点)では河床からの比高差 300m あまりの崖のほぼ全体が本層で構成されている様 子(15°程度の東傾斜)が遠望でき(図Ⅱ-2-4)、 全層厚は 350m+になると推察した。上記林道で の観察では、最下部付近では火砕岩層(軽石流)・ 硬質頁岩層を夾むことがある。さらに、所により デイサイト質火山角礫岩となっており、石英斑岩 体との密接な関連を伺わせる露頭も存在している。 なお、本ルート内では豊平峡温泉で温泉ボーリン グ「豊平峡温泉2号(ボーリング深度 1,001m)」 が実施されているが、その10m深度刻み毎のカッ ティングスを著者が観察した結果では深度 0~ 15m 付近:段丘礫層、15~295m 付近:定山渓層 群帯緑色火砕岩泥岩層(195m 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 角礫まじりの、それ以下は帯緑色凝灰質泥~砂質 泥岩,最下部 20m 程度は灰白色細粒凝灰岩)、295m 付近以下:薄別層(795m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)であり、定山渓層群最下部の帯緑色火砕岩層 は欠如していることが明らかである。

「定山渓」地質図幅(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"に対比されているが、ここでは模式地 の白水川層および白井川層が薄別川沿いの両層と されたものに確実に対比できるかどうか確証がな いことから、両地層名の使用は行わず、定山渓層 群のみを使用している。渡辺・渡辺(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±0.4Ma の K-Ar 年代を報告している。こ の測定値が確かだとした場合、この年代は後期中 新世後半を示しており、定山渓層群の上位の砥山 層上部の年代であり、このような年代を示す部分 が定山渓層群ハイアロクラスタイト層に該当する かどうか問題があり、今後さらに検討すべき課題 である。



図Ⅱ-2-3 定山渓層群帯緑色火砕岩・泥岩層 (豊平川 Cg-1 上流側)



図Ⅱ-2-4 定山渓層群ハイアロクラスタイト層 (豊平峡ダムサイト, **Hk-1**付近を眺める)



図Ⅱ-2-5 小金湯 (サッポロカイギュウ化石産出地)・百松沢付近の地質概略図

### (2) 神居沢ルート

百松橋付近および定山渓市街付近は石英斑岩体 が分布するが、両岩体間の東西 1.5~2km 幅の部 分(神居沢一帯~小樽内川・豊平川合流点付近) ではハイアロクラスタイト層が東~東南東傾斜 25°前後で分布し、全層厚は 200m+である(図 II -2-1、図 II-2-5・16Km)。岩相的には安山岩質の火 山角礫岩が主体で多数の噴出相単元(フローユニ ット)の集積体で、一部に玄武岩質の岩脈・溶岩 状の部分もある。さらに、一部で葉理のある粗~ 極粗粒砂岩(スコリア・火山岩質)・頁岩をはさむ ことがある。沢口から 1.5km あまり上流部では北 東-南西方向の軸の小背斜が存在するが、この軸 部付近で頁岩が分布する。なお、百松橋付近を中 心とした石英斑岩体との境界部では石英斑岩の角 礫岩相の存在が確認できる。

渡辺ほか(1989)は背斜軸部付近の砂岩および 泥岩(頁岩)から放散虫化石2試料(81209・81213) を採取し、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。「定山渓」地質図幅では このハイアロクラスタイト層は"天狗岳集塊岩層" とし、泥岩層を"百松沢層"として扱っており、 渡辺ほか(1989)は両者を合わせて"本山層"と して取り扱っている。

#### (3) 百松沢ルート

沢入口から 1km 上流付近までは主として林道 沿いの露頭を調査し、それより上流 2.3km の二又 までの間については百松沢川河床に沿って調査を 行った。沢入口には百松橋付近を中心とした石英 斑岩体の北東端が存在し、それに接近するように 北西-南東の軸方向の向斜構造が存在し、百松沢 と神威岳に向かう沢の二又付近にほぼ同方向の背 斜構造がある(図Ⅱ-2-5)。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°以上の北東傾斜で、厚さ 100m 程度で 存在する(向斜南西翼,図II-2-5・16Hm3、図II-2-6)。 向斜軸部では断層関係で 65°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 50m であり、 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40m×幅約60m)を成して存在する (図Ⅱ-2-7)。この大露頭に始まり上流の背斜軸部

まで厚さ 650m の地層のほぼ連続的な露出があり、 その調査・観察結果を柱状図にまとめると図Ⅱ -2-16Hm2のようになる。背斜軸部(図Ⅱ-2-9)に 厚さ 130m+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・溶岩がは 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 400m 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 150m あまりは板状砂質泥岩(頁岩)であ り、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10mあまり)で、火山 岩質砂岩のタービダイトである。同層の主部(図 Ⅱ-2-8)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 砂岩の集積層や砂岩・泥岩互層などをはさんでい る。なお、主部の下部砂岩の集積層の直上には厚 さ10m 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 100m)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火砕岩層に始まりハイアロク ラスタイト層へ続く 290m+の河床露頭(図Ⅱ -2-5·16Hm1) が続く。

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置 いていること、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。さらに、層序については、沢入口付 近の"向斜構造"を構成する石英斑岩体に隣接す 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・ 帯緑色火砕岩層(背斜北東翼側を含めて)につい て"百松沢層"としていることに問題がある。「定 山渓」地質図幅では本ルートに関わる地層として 定山渓層群"湯の沢層"・"百松沢層"および"天 狗岳集塊岩層"が分布するとしたが、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 全体をほぼ定山渓層群としたことを尊重する。な お、渡辺ほかの"百松沢層"は同図幅の"湯の沢 層"にほぼ該当する。

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放散虫化石 3 試料(71634・71635・71636)、同じく北東翼側の 同部層基底からの1 試料(81403)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泥岩偽礫・ブロックから の3試料 (71613・71617・71621) が Cyrtocapsella tetrapera 帯(中世古・菅野, 1973; 11.34~12.26Ma に消滅)で中期中新世とし、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(71603・ 71608) が Cyrtocapsella tetrapera 帯としている。 本報告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矛盾した結果が示 される。ハイアロクラスタイト層主部火山性礫岩 中の泥岩偽礫・ブロックの3試料の場合について 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が、砥山層最下部砂質 泥岩の2試料の場合は今のところ解決を見い出せ ない。



図Ⅱ-2-6 石英斑岩体に断層関係で接する砥山層 (Hm3-1)



図Ⅱ-2-7 定山渓層群ハイアロクラスタイト (百松沢-Hm2-14-)



図Ⅱ-2-8 定山渓層群ハイアロクラスタイト層火 山性礫岩(百松沢-Hm2-9-)



図Ⅱ-2-9 定山渓層群帯緑色火砕岩層 (百松沢-Hm1-1-)

(4) 小金湯ルート(砥山ダム湖南岸~八剣山下)

砥山ダム湖南岸 (図Ⅱ-2-5・16Kg1) では約 200m 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。下半部は細かい板 状層理が顕著でフローユニット最大 5m の厚さの 水中軽石流の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(図Ⅱ-2-5・16Kg2)では粗粒ター ビダイト(海底チャンネル堆積物)を含む 25mの 急立層が露出するが、それは南西上位であり、ダ ム湖南岸部とは向斜軸部をはさみ、反対翼側にあ たることが明らかになった。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 いている。砥山ダム湖南岸の泥岩主体層、すなわ ち向斜南西翼側のそれは百松沢入口の北東翼側の 砥山層最下部砂質泥岩に対応しており、砥山ダム 湖南岸の泥岩主体層の下に定山渓層群ハイアロク ラスタイト層が続くことがほぼ解明できた。

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(図Ⅱ-2-5・16Kg3) では、ほぼ南北の走向方向で、急立・変形層(厚 さ 60m)が存在するが、主に粗粒な火山砕屑岩と その上位の泥岩・砂岩より構成されている。砂岩 の級化の方向などから砥山ダム付近の向斜の南西 翼に続くと判断できる。

小金湯岩体の下流にはカイギュウ化石産出地 点・砥山栄橋を経由して八剣山下まで続く一連の 河床露頭(図Ⅱ-2-5・16Kg4)が存在して。同岩体 付近では貫入の影響で地層は南南東に 60° 傾斜 するが、下流へ離れるに従い傾斜方向は南東、東 北東へと変化し、傾斜も 35°±、17°±、10~5° へと次第に緩くなり、全体として 300m 弱の層厚 である。基点(小金湯岩体との接点;Kg4-1)層 準より 90m 上位のカイギュ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 10m の厚さでスランプ褶曲層を伴って いる(Kg4-2 地点)。カイギュウ化石産出層準

(Kg4-3 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・生物かく 乱砂質泥岩をともなうが、同層準より 170m 上位

(Kg4-6 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(厚さ 2m 前後)がはさま れ、この間は下位に類似する泥岩であるが、石灰 質ノジュールに富み、所々で貝化石を散点状に含 むのが特徴である。火山性角礫岩層より上位は 30m ほどの層厚部が観察できるが、砂質泥岩~泥 質極細粒砂岩主体で、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いる場合が多く、 Ⅲ章の「生痕化石」で報告される生痕帯が火山性 角礫岩層の10数m上位(Kg4-7地点)に存在す る。なお、鱒の沢川下流(図Ⅱ-2-5・16Mk)の125m +の層厚部は Kg4 のカイギュウ化石含有層準の 前後に対比できる。

「定山渓」地質図幅では概ね本ルートの大部分 を滝の沢層群"一の沢層"として取り扱っている が、火山性角礫岩層とその上位の砂質泥岩〜泥質 極細粒砂岩主体部は、以下のルートで述べるよう に砥山層の区分と対比の上で鍵層としての意味を もつ。なお、本ルートについては本章の「年代測 定の結果(IIの3)」で報告されているように、カ イギュウ化石産出層準について 8.2±0.3Ma、生痕 帯について 7.0±0.3Ma の FT 年代がそれぞれ報告 されており、ほぼ後期中新世にあたると見なされ る。 (5) 砥山ルート(八剣山下〜観音沢口)

本コースは全長 3km 程で、ほぼ北西-南東の軸 方向の背斜・向斜が並列した波状褶曲構造(一般 に 10°前後の傾斜)を取り砥山層が分布し、下流 の向斜北東翼は 30°前後の傾斜となっている(図 II-2-10)。ルート柱状図の作成上、背斜南西翼

(**Ty-1**, 板割沢合流部付近)、背斜北東翼(**Ty-2**, 同),向斜東翼(**Ty-3**, 砥山発電所付近)に分けて 説明する(図Ⅱ-2-16)。

Ty-1:80m の層厚で、泥岩~砂質泥岩および泥岩 優勢の砂岩・泥岩互層から成り、下部約40m は泥 岩優勢砂岩・泥岩互層で、砂岩はスコリア・火山 岩片主体で植物片を含むことで特徴づけられる。

**Ty-2**:135mの層厚で下部約30mは**Ty-1**と同様な 泥岩優勢砂岩・泥岩互層である。中〜上部は塊状 の泥〜砂質泥岩で、厚さ数10cmの極細粒砂岩を はさむ。

Ty-3:220mの層厚で、豊平川河床で観察可能な上部80mの層厚部は泥岩主体で、上半部は厚さ数 cm ~10 数 cm の極細粒砂岩を互層状にはさみ、含生痕・貝化石 (Yoldia 稚貝など)層が認められ、その下半部はノジュールを含む塊状泥岩である。北岸道路沿い・観音沢口付近で観察できる、より下位の部分は板状泥岩(泥岩・砂質泥岩互層)主体である。

以上で明らかなように,層厚 40m 程度の泥岩優 勢砂岩・泥岩互層(砂岩はスコリア・火山岩片主 体)部を鍵層として相互の対比が可能である。な お,この鍵層は小金湯ルート Kg4 最上部の火山性 角礫岩層とその上位の砂質泥岩~泥質極細粒砂岩 主体部に続く。

本ルートの砥山層は5万分の1地質図幅「石山」 (土居・小山内,1956)・「定山渓」ではほぼ滝の 沢層群"板割沢層"として取り扱われているが、 鍵層の砂岩・泥岩互層部の下位の部分は"一の沢 層"として扱われ、"簾舞頁岩"と呼ばれてきた。

# (6) 藤野ルート(十五島公園~白川橋)

+五島公園から白川浄水場付近の豊平川河床の 約2kmのルートである(Fn)。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が見られ砥山層が分布する (図Ⅱ-2-10)。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。塊状の泥岩~砂質泥 岩を主体とし、層厚は540mである(図II-2-16Fn)。 まれに、薄いタービダイト性の細粒砂岩をはさむ が、簾舞岩体に近接する最上部層厚30mあまりの 砂岩・泥岩互層(砂岩はスコリア・火山岩片に富 む)部は岩相的特徴から小金湯・砥山ルートで鍵 層としたものに対比できる可能性がある。東端・ 西端の火山岩体に近づくにつれ、小断層が発達し、 固結度が高くなり硬質頁岩化する。特に、十五島 公園付近では400m以上に渡って小断層が発達す る部分が広がり、地層の破壊が進んでいる。十五 島公園の吊り橋下90m上流では硬石山岩体と砥 石層泥岩の接触部があり、泥岩は熱変成を受けて 白灰色化している。石灰質ノジュールを所々で多 く含むことがある。

本ルートは「石山」地質図幅では大部分が滝の 沢層群"一の沢層(簾舞頁岩)"として扱われてい る。中部に含まれるノジュール1試料の珪藻化石 分析(Ⅲの8)では *Rouxia californica*帯(7.6~6.4Ma) が検出されている。

(7) 白川ルート

白川本流については 1979 年に金属鉱物資源調 査の一環で報告者の一人岡が調査を行い、柱状図

を作成している(図Ⅱ-2-10・16Sk)。カイギュウ関 連調査では、その西側の白川浄水場の沢(図Ⅱ -2-16Sk) およびその北東側の市ゴミ処分埋め立て 地の沢を調査した。これらの地域は硬石山岩体の 北西側に位置し、同岩体を中心としたドーム状構 造に組み込まれ地層は西~北西へ 20°前後の傾 斜が一般的である。砥山層泥岩主体層の上位にデ イサイト質火山角礫岩・火山性礫岩層が重なり、 後者は西野層と見なされる。簾舞岩体が豊平川付 近より北へ延びるが、周囲の泥岩主体層とは断層 関係というより、シート状に噛み合うような貫入 関係にある。白川浄水場の沢(図Ⅱ-2-10·16Sj) では簾舞岩体と観音沢岩体との間には林道沿いに 250m+の層厚部の露頭が続くが、板状層理の発達 した砂質泥岩~泥質極細粒砂岩であり、砥山層最 上部に該当する。

本ルートの砥山層は「石山」地質図幅ではほぼ 滝の沢層群"板割沢層"として取り扱われている。 西野層は白川本流のものは、"簾舞溶岩・簾舞沢溶 岩"として取り扱われているが、市ゴミ処分埋め 立て地の沢(白川下流東側)奥のものは"石山層 (八垂別集塊岩部層)"となっており、取り扱いが 混乱している。



図Ⅱ-2-10 砥山・白川付近の地質調査図



図Ⅱ-2-11 川沿・石山付近の地質調査図

## (8) 川沿ルート(藻南公園~五輪大橋下流)

本ルートは豊平川沿いの藻南公園の藻南橋付近 から五輪大橋下流(豊平川と真駒内川の合流部) まで2.5kmの長さがある。本ルートとその周辺の 地質状況は図II-2-11に示すように、大まかに豊平 川の東側が第四紀後期更新世後半の支笏火山噴出 物(火砕流)の分布域であるのに対して、その西 側は新第三紀の堆積岩類(砥山層・西野層)およ び火山岩類(硬石山貫入岩体・藻岩山溶岩)の分 布域である。中央部の真駒内柏丘と真駒内公園主 要部をはさむように豊平川と真駒内川が北流し、 図北端で合流し、それらの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-) の堆積物が分布する。五輪大橋の南西側の段丘面 上には五輪橋内科病院水井戸(ボーリング深度 200m)が存在する(岡,2005)。同水井戸の記録 によれば、深度0~12m:礫(段丘堆積物)、12~ 124m:火山性砂礫岩・凝灰角礫岩類(西野層)、 124m 以下:泥岩~砂質泥岩(砥山層)であり、 このボーリング結果を参考にすると、西野層につ いては藻南公園から五輪大橋下流まで約150mの 層厚部が南東 5~10°程度の傾斜で下流上位の構 造で分布すると判断できる(図Ⅱ-2-16Mn・Go)。

藻南公園付近(Mn)では公園中心部河床露頭 (Mn-1 地点)で塊状砂質泥岩とその上に重なる 凝灰角礫岩(含火山角礫火砕流堆積物)が認めら れ、前者が砥山層であり、Mn-1 西側の南の沢川 曲り部(南の沢橋下流)で河床に広く露出してい る。Mn-1の対岸には高さ約 50m の崖があり(図 Ⅱ-2-12)、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する が、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 8m の滝を成し(図Ⅱ -2-13)、砥山層泥岩と西野層の境界部付近の断面 を観察できるが、泥岩層はかなり乱され、局部的 な屈曲や破砕を受けている。

五輪大橋付近(Go)では、橋上流 Go-1 地点から橋下(下流側) Go-2 地点の下流 80m までは含角礫(デイサイト質)点在の火砕流堆積物で(図Ⅱ-2-14)、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(図Ⅱ-2-15)、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。

嵯峨山(2006) および本報告のⅢの8「珪藻化 石」では藻南公園付近のMn-1・2地点の砥山層泥 岩(M-7~9の3試料)は、Neodenticula kamtschatica 帯(6.4~3.5-3.9Ma)のThalassiosira oestrupii 亜帯 (5.5~3.5-3.9Ma)に相当するのに対して、五輪大 橋付近のGo-2・Go-3間の泥岩ブロックの2試料

(G-1、3 試料)は、Rouxia californica 帯(7.6~ 6.4Ma)の下部と判断されている。この結果は化 石帯が上下逆転であることを示すが、この原因は 火山爆発などによる下位の砥山層からの取り込み と考える。なお、IIの3「年代測定の結果」に示 されるように、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±0.10Ma(K-Ar法)、3.9±0.2Ma(FT法) の放射年代が報告されており、上記の考えを裏付 けている。以上から、本コースの西野層はほぼ鮮 新世前半と見なされる。

![](_page_10_Picture_4.jpeg)

図Ⅱ-2-12 西野層最下部の火砕流堆積物・火山性 礫岩(藻南公園 Mn-1 地点対岸崖)

![](_page_10_Picture_6.jpeg)

図Ⅱ-2-13 砥山層・西野層境界部(藻南公園下流 の滝地点-Mn-2-)

![](_page_10_Picture_8.jpeg)

図Ⅱ-2-14 西野層下部火砕流堆積物(五輪大橋下 Go-2 地点付近)

![](_page_10_Picture_10.jpeg)

図Ⅱ-2-15 西野層下部火山性土石流堆積物(五輪 大橋下流 Go-2~Go-3 問)

![](_page_11_Figure_0.jpeg)

19

図Ⅱ-2-16 豊平川河床沿い・同北岸側のルート柱状対比図

### (9) 一の沢・鱒の沢ルート

図Ⅱ-2-5 に示すように、一の沢の下流は定山渓 石英斑岩体の分布域であるが、その奥には泥岩主 体層が分布する。鱒の沢では、下流より泥岩主体 層のうちのカイギュウ化石産出層準に始まり、当 初は東~北東傾斜で約 150m の層厚部を下位へた どるが(小金湯ルートで紹介の Mk)、沢の二又手 前から波状のうねりを繰り返し、2km ほど上流へ 行くと Mj-1 地点付近より南~南西傾斜となり、 奥へたどるにつれ上位へ向かうようになる(図Ⅱ -2-17Mj)。150~200m 上位の"不動の滝"地点 (Mj-6) は火山角礫岩・火山性礫岩(土石流堆積 物) 層が 30m+の厚さではさまれている。不動の 滝より上位の Mj-7~9 間では火山灰質の泥混じり 砂岩(極細〜粗粒)が 200m+続くのを確認した が、その上位層(溶岩類?)との関係は確認でき ていない。火山角礫岩・火山性礫岩層は、一の沢 - 鱒の沢峠越え林道(Ic)沿いにおいても存在が 確認できるが、簾舞川沿いでは欠如している。本 報告では火山角礫岩・火山性礫岩層から上位を西 野層と見なした。なお、地質構造的には一の沢下 流の石英斑岩体から突き出すように半ドーム構造

#### (10) 簾舞川ルート

が設定される(図Ⅱ-2-5)。

八剣山付近から簾舞川中流(みすまい霊園)付 近を中軸として緩い背斜構造が、簾舞川の入り口 付近には同方向の軸の向斜構造が認められる(図 Ⅱ-1-2)。これらの褶曲構造の東側には簾舞-焼山 貫入岩体(藤野貫入岩体群)が存在する。簾舞川 中~上流・支流西御料川の二又部(兜岩付近)で は1970年代末の岡の調査によると、一の沢・鱒の 沢とほぼ同様に南西傾斜で泥岩主体層、砂質岩層 (一部に火山性礫岩などがはさまれる)の層厚 300m あまりの重なり認められ、さらにこの上位 に溶岩が存在する。柱状図は図Ⅱ-2-17に示すよう に西御料川下流(Mm1)、簾舞川中流(Mm2)お よび同上流 (Mm3) として取りまとめた。一の沢・ 鱒の沢ルートとの比較で砂質岩層以上を西野層と 見なしたが、火山角礫岩・火山性礫岩層は欠如し ているようである。西御料川一帯には最上部の溶 岩に関連したと思われる貫入岩体群が存在し、突 出した地形(山)を形成している。なお、東側の 焼山南方台地もこのような砂質岩層の分布域であ る。

## (11) 湯の沢(真駒内川上流)ルート

図Ⅱ-2-18 に示すように真駒内川上流地域では 国道453号(支笏湖線)沿いに南から延びる背斜 構造(常盤背斜)が存在する。その西翼部につい ては1970年代に岡が調査を行っているが、その結 果を図Ⅱ-2-17に湯ノ沢(Ys1)、湯ノ沢支流(Ys2) および万計沢(Bk)の柱状図として示す。これで 明らかなように、層厚800m+のYs1を中心にし て簾舞川ルートに類似の層序が認められる。

#### (12) 厚別川上流ルート

湯ノ沢ルートの常盤背斜の東翼側(図Ⅱ-2-18) については厚別川上流部からその東側支流にかけ て、厚さ 750m+の層厚部 (Ai) が観察でき、そ の主部(Aj-1~8 地点)は板状の灰~暗灰色の硬 質頁岩であるが、東側支流の Ai-9~10 地点では最 上部として泥岩と細~中粒級化砂岩の互層部(約 100m) が認められる (図Ⅱ-2-17)。このルートの 東側、滝野のアシリベツの滝上流では温泉ボーリ ング(滝野ファーム)が試みられたことがあり、 その結果では深度 0~22m 現河川氾濫原堆積物 (火山岩・火山ガラス質砂~砂礫)、22~202m: 西野層(火山ガラス質泥質極細~粗粒砂岩主体で、 ときに同質砂質泥岩・軽石質凝灰岩はさむ)、202 ~1,500m 砥山層 (818m 以浅は砂質泥岩主体で 700m 付近以下がときに砂岩との互層、818m 以深 は灰~黒灰色硬質頁岩)であり、700m付近~818m の砂岩との互層部が厚別川上流ルートの最上部に 対応している(図Ⅱ-2-17)。

#### (13) 仁井別川・厚別川ルート

本ルート周辺は月寒丘陵南部であるが、この地 域は支笏火山噴出物に広くおおわれており、それ より下位の地層はいくつかの地形的高まり(島松 山・白旗山・焼山など)とそれらの東〜北東側斜 面(山麓)に顔を出している。下位より中期中新 世末から鮮新世の砥山層・西野層、鮮新世末〜前 期更新世の裏の沢層および中〜後期更新世野幌層 群より構成される。図Ⅱ-2-18・19に示すように、 地質構造的には札幌西南山地の東縁(国道453号 西側)に支笏湖北方から北へ延びる常盤背斜(両 翼の地層傾斜20°前後)が、焼山の北西側に月寒 背斜が存在する。この地域の主部は東〜北東傾斜 (10〜15°)の単斜構造をなし、東へ寄るほど緩 傾斜となり、より新しい地層が分布している。こ の地域の砥山層の主要部分については前述の(11) 湯の沢ルートおよび(12)厚別川上流ルートで紹 介した。砥山層最上部から西野層を経て裏の沢層 までの層序については厚別川中流~仁井別川上流 域(本ルート)に、ゴルフ場開発・土砂採取など で比較的大きな露頭が出現し、詳しい観察が可能 であり、過去の調査結果(1980年頃および1990 年;岡,1994MS)を含めてまとめると図Ⅱ -2-20Tk・Aa・Nbのようになる。

滝野の公園入口付近(Tk)では 1980 年頃の調 査で厚別川河床と道路沿いの露頭で層厚 200m あ まりの観察が可能であったが、下半部は軟質の頁 岩(泥岩)を主体とし、ときに細粒砂岩との互層 であるが、上部は泥岩~砂質泥岩と山性砕屑岩(角 礫凝灰岩、凝灰角礫岩、軽石凝灰岩およびスコリ ア・軽石質砂岩)の不規則な互層である。岡

(1994MS)では下半部を砥山層に位置付けたが、 今回は断面解析(図Ⅱ-2-19)のボーリング井(滝 野ファーム)の坑井地質との対比から、全体が西 野層(下部)であるとした。

島松山の北東側の仁井別川(Nb)では 1980 年 頃及び 1990 年の調査と今回の調査から、層厚 450m あまりの柱状図が作成できた。その下半部 は西野層最上部で、葉理の発達したスコリア・軽 石質極細粒~中粒砂岩(ときに生物擾乱作用をこ うむる)を主とし、ときに火山角礫岩・溶岩およ び泥岩をはさむ。セントラルゴルフ場南側に大露 頭(土砂採取場跡)があり,西野層最上部に火山 角礫岩・溶岩など鉱化変質をともなう噴出相の介 在を確認できた(Nb-3)。この噴出相とその下位 の部分の堆積物の特徴からは沿岸~河口域の比較 的浅い環境が示されている(後述の「堆積物の特 徴と推定される堆積環境」)。上半部は裏の沢層下 部で、ルート内に存在する2つの水井戸(北広島 霊園および後楽園2号)のボーリング記録(比抵 抗検層記録・地質柱状図)を含めて検討し、その 層相のほぼ全容を明らかにした。地表露頭では、 主に安山岩円礫よりなる火山岩質礫~砂礫(中~ 大礫主でときに巨礫含む)が観察できるが、ボー リング記録では泥岩(一部細粒砂岩との互層、一 部で亜炭はさむ)と砂岩(ときに砂礫)主体であ る。

厚別川沿い有明のセントラルゴルフ場北側の土 砂・火山灰採取露頭では 1980 年頃及び 1990 年の 調査から、層厚 100m の柱状図が作成されている。 仁井別川(Nb)の Nb-3~5 の露頭にほぼ相当する 部分が観察でき、噴出相も認められる。 月寒丘陵南部から北広島市街南東にかけての部 分について、温泉井・水井戸のボーリング柱状図 に基づき東西断面図を描いた(図Ⅱ-2-19)。それ によれば、竹山(北広島市街付近)で背斜構造(野 幌背斜)が存在し、その軸部での温泉ボーリング

(竹山高原温泉2号;1,300m)では以下のような 坑井地質が明らかである(岡,1992MS;岡ほか, 1993)。深度5~54m:亜炭を含む泥質岩、54~
122.65m:貝化石を多産する砂~砂礫、122.65~
328m:極細~細粒砂岩(ときにやや泥質で貝化石 含む)、328~383m:火山角礫岩(石英安山岩質?、 最大径80cm確認)、383~465m:極細~細粒砂岩
(最上部は砂質泥岩)、465~1,135m:主に粗粒砂 岩~砂礫岩(砂・礫の岩種は硬質泥岩・チャート・ 珪岩・緑色岩など、ときに泥質岩と互層)、1,135~
1,205~1,300m:上記の砂岩~砂礫岩と 互層)、1,205~1,300m:上記の砂岩~砂礫岩主体 で砂質泥岩との互層である。

この坑井地質のうち、深度 465m 以下の厚い粗 粒砂岩~砂礫岩部は夕張山地など東方の先第三系 岩起源の岩種の礫・砂で構成され、馬追丘陵や恵 庭・千歳市街方面の地下で確認される追分層の海 底扇状地堆積物と見なされるが、西側 4km の輪厚 温泉井ではそのような岩相は深度 1,000m 付近で 100m 程の厚さで確認できるに過ぎない。一方、 122.65~465m 間は仁井別川柱状(Nb)の下半部

(西野層最上部)に類似する岩相で、328~383m 間の火山角礫岩相は Nb・Aa の噴出相に該当する と判断できる。122.65m 以浅については今までは 野幌層群と見なしたが、周囲の露頭での観察など から、裏の沢層の可能性も検討する必要がある。

「石山」地質図幅によれば、本ルートの滝野 (Tk)では西野層が鮮新世石山層清滝砂岩部層、 仁井別川(Nb)では西野層が島松山溶岩と洪積世 野幌層、裏の沢層が野幌層として扱われている。 本報告のⅢの8「珪藻化石」では、仁井別川(Nb) では Nb-2 地点の西野層最上部から Rouxia californica帯(7.6~6.4Ma)の下部(7.6~6.8Ma?) が報告されているが、西野層内の層準的位置から 判断して、この結果にはリワークの可能性を考え る必要がある。一方、里塚地震観測井(ボーリン グ深度 500m;図Ⅱ-2-18STD・20)については、深 度 140m 以下が砂質岩(細粒)主体の西野層最上 部だが、深度 480.9m の試料からは Neodenticula kamtschatica – N. koizumii帯(3.5-3.9~2.6-2.7Ma) が検出されており、妥当な結果である。

![](_page_14_Figure_0.jpeg)

## 図Ⅱ-2-17 豊平川南岸側のルート柱状対比図

![](_page_15_Figure_0.jpeg)

図Ⅱ-2-18 月寒丘陵南部・野幌丘陵南部の地質調査・解析図

![](_page_16_Figure_0.jpeg)

図Ⅱ-2-19 月寒丘陵南部から北広島市街南部にかけての地質断面図

![](_page_17_Figure_0.jpeg)

図Ⅱ-2-20 月寒丘陵南部の地表ルート・ボーリング柱状図

## (14) 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(図II-1-2)、各調査ルート・地域毎の地質 調査・解析図(図II-2-1・5・10・11・18)に褶曲 軸、貫入岩体および地層走向・傾斜(層理)など として表したが、札幌西南山地主部と同山地東縁 から野幌丘陵南部にかけての地域で様子が大きく 異なる。

## [札幌西南山地主部]

大小様々な火山岩(火成岩)貫入岩体とかなり 不規則な波状褶曲構造により特徴付けられる。定 山渓石英斑岩体とその周辺の不規則褶曲構造、砥 山波状褶曲構造、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。

定山渓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いが、 地表部では見かけ上、南北に延びた形態の複数の 岩体に分かれている。明らかに、本岩体は周囲の 地層に変形を与えたり、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。定山渓温泉街を中心とした岩体の周辺では、 薄別・豊平峡地域では先第三系(薄別層)分布域 との間で定山渓層群が東西に近い軸方向で 20° ±以下の傾斜で緩い波状褶曲を局部的に示す。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 の軸方向で背斜構造を成す。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 周囲の地層(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 の軸方向の向斜・背斜の繰り返しがあり、岩体に 接近すると地層傾斜が直立に近くなる。

砥山波状褶曲構造:豊平川沿いの小金湯カイギ ユ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が、豊平川沿 いには西から小金湯岩体、八剣山岩体、簾舞岩体 および観音沢岩体などがあり、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。

**藤野貫入岩体群**:大きな岩体より、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である。この岩体群分 布域は岩体個々の周辺を砥山層が取り巻いており、 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 石山岩体はその西~北西側では半ドーム状構造を 取る。

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(長谷川ほか, 1987)。さらに、簾舞川上流域や真駒内川上流域(湯 の沢)では、(10)・(11)で述べたように砥山層の 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渓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(9) で述べたように、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、札幌岳ー空沼岳地域は、山頂域を構成 するいわゆる"平坦溶岩"の下位に西野層がベー スン状の構造を取って分布している。

#### [札幌西南山地東縁~野幌丘陵南部]

支笏火山噴出物(火砕流)に広くおおわれ、詳細は定かではないが、(13)で述べたように露頭情報に、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域(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 30km あまりの長大な背斜であり、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して いる。札幌市による石狩平野北部地下構造調査(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ていること(岡, 2005)から、東苗穂付近から真駒内南方まで追跡 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 175m)では深度 0~ 11.5m の段丘堆積物(平岸面)以下が西野層(砂 質泥岩・砂岩)であり、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 1,903m)では深度 463m,同 SK-1(1,609m)では 520m に西野層(当別層)下限が確認され、深部 で北東上がりの 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)。

大曲-輪厚向斜部: 札幌東部から当別にかけて の地域の低地下とその周辺台地・丘陵地域には月 寒・太美・俊別および野幌・金沢の両背斜系列が 知られているが、それらの軸部の間は顕著な低重 力域・沈降部(厚別沈降帯または札幌東部-当別 沈降部)で、第四系が最大 1,500m 程度の厚さで 堆積し、新しい地殻変動(ネオテクトニクス)が 活発なことを伺わせる。そのような沈降部の南方 延長部が本向斜部である。基本的には常盤背斜の 東翼と野幌背斜の西翼が本向斜部の翼を構成する が、両背斜軸間は 20km に達し、軸部の幅が広く 向斜軸の位置は特定し難いが、野幌背斜軸寄りで ある。

野幌背斜:野幌丘陵については、石油資源調査 関係で村岡ほか(1953)および土田(1961a;b;c) が、最近の活断層調査関係で大津ほか(2002)の 反射法地震探査結果などが、地表踏査結果として は岡ほか(1992)などが、水井戸ボーリング資料 の断面解析として高橋ほか(1980)などがあり、 一つの背斜構造(野幌背斜)を成すことが明らか である。その軸は石狩大橋付近から南へ野幌駅付 近を通過し、文京台東方付近から野幌森林公園内 の中央線に沿って走り、国道 274 号付近で南南東 に曲り、裏の沢川を越えるとほぼ南北方向に走り 竹山南東の音江別川を通過し、島松川付近で消滅 する。東西両翼の地層傾斜は裏の沢層で10°前後 であることが地表地質調査結果から明らかで、野 幌層群下部・上部も断面解析から 5°前後の地層 傾斜が明らかになる。東西両翼側へ段丘面の傾動 現象が見られ、活褶曲を成している。

#### (15) まとめ

層序・編年的なまとめはIV章で行うが、地層分 布をまとめると、図Ⅱ-1-2に示すように、一の沢 - 百松橋付近から西~北西側には定山渓層群が主 として分布し、その中核として定山渓石英斑岩体 が存在する。その東側には主に砥山層が波状褶曲 を成して分布し、大小様々の火山岩体により貫か れている。空沼岳-札幌岳付近では山頂部の平坦 溶岩を取り囲むように西野層が分布する。さらに、 藻南公園-藻岩山南側(北の沢)-盤渓-西野を 結ぶゾーンより北東側には西野層が分布し、その 南の砥石山付近にも分布がある。国道453号付近 より東側では支笏火山噴出物が広く分布するが、 その下位の新第三系については、概ね滝野すずら ん丘陵公園-焼山を結ぶゾーンの東側が西野層の 分布域となっている。

## 2-2 堆積物の特徴と推定される堆積環境

#### (1) 砥山ダム上流 (ダム湖南岸)

塊状シルト岩を主体とし、まれに砂層を挟在する(図Ⅱ-2-21-a)。シルト岩中にはノジュールが良く発達する(図Ⅱ-2-21-b)。その他の明瞭な堆積構造は観察されない。半深海底(~海底斜面?)の堆積物であると考えられる。

#### (2) 砥山ダム下河床

砥山ダムの下流の河床は礫岩・砂岩・シルト岩 からなる。このルートで観察される礫岩・砂岩は 級化構造を持つこと、浅海の堆積物の特徴が見ら れないことや含有化石の情報などから、堆積物重 力流によって形成されたものであると考えられる。 砂岩泥岩互層は数~10数 cmの厚さを持ち、露頭 規模で連続するが、側方へ厚さを変化させる(図 II-2-22-a)。粗粒な礫岩(図 II-2-22-b)や砂岩層 は数 10cm の厚さを持ち、地層は下に凸のレンズ 状の形状をしている(図 II-2-22-c, d)。これらの 地層は半深海底(~海底斜面?)に発達した海底 チャネル充填物とそれに付随する自然堤防の堆積 物であると考えられる。

#### (3) 砥山ダム下流~小金湯温泉河床

主に塊状シルト岩からなり(図Ⅱ-2-23-a)、火山 砕屑物からなる砂層を挟在する(図Ⅱ-2-23-b)。 その他の明瞭な堆積構造は観察されない。半深海 底(~海底斜面?)の堆積物であると考えられる。

#### (4) 小金湯温泉の裏の河床(小金湯岩体の上流)

主に粗粒な火山砕屑岩からなり(図Ⅱ-2-24-a, b)、 小金湯の駐車場裏の露頭では、地層が大きく変形 している(図Ⅱ-2-24-a, c)。上位にシルト岩や砂岩 が連続的に堆積していることから、半深海底(~ 海底斜面?)に堆積した現地性の火山砕屑物であ ると考えられる。

#### (5) 小金湯岩体~カイギュウ化石産出地点

このルートはカイギュウ化石の産出地点である (図 II -2-25-a)。この塊状シルト岩層にはスランプ 構造が見られることから堆積当時は海底斜面であ ったと考えられる。また、シルト岩層中には稀に 砂岩層を挟在する(図 II -2-25-c)。この砂岩層には、 混濁流堆積物に特徴的な級化構造やブーマシーケ ンスが見られることから(図 II -2-25-d)、乱泥流 によるものであると考えられる。

#### (6) カイギュウ化石産出地点~砥山栄橋

主に塊状シルト岩からなる。火山砕屑物からな る砂層を挟在する。途中で火山砕屑物の巨礫を含 むイベント層がみられ、その上位の泥岩は生痕化 石が良く発達する(図Ⅱ-2-26a-c)。塊状シルト岩 からなることや、上下の堆積物の特徴から、海底 斜面の堆積物であると考えられる。

#### (7) 砥山栄橋~砥山発電所

主に塊状シルト岩・砂岩泥岩互層からなる(図 Ⅱ-2-27-a, c, d)。このルートでは、2つの向斜と1 つの背斜がみられる(図Ⅱ-2-27-a)。塊状シルト岩 層には貝化石が産出する(図Ⅱ-2-27-b)。板割沢 と豊平川の合流部付近と石山橋の上流付近では、 比較的粗粒な砂層が卓越する砂岩泥岩互層からな る(図Ⅱ-2-27-d)が、その他のルートのほとんど は塊状シルト岩である。砂岩層は級化構造を示 し、側方へ良く連続し(図Ⅱ-2-27-c)層厚の変化 が少ない。これらは半深海~海底斜面の堆積物で あると考えられる。

#### (8) 白井川~十五島公園

主に塊状シルト岩からなる。ノジュールが良く 発達する(図Ⅱ-2-28a-c)。十五島公園付近では硬 質シルト岩からなり、小断層が発達し、破砕され ている。半深海~海底斜面の堆積物であると考え られる。

#### (9) 北広島市仁井別の土取場

この露頭の下部〜中部は砂質シルト岩・砂岩を 主体し、上部は火山砕屑物からなる(図II-2-29, 図II-2-30)。この火山砕屑物は下位の堆積岩を大 きく浸食して累重する。砂質シルト岩・砂岩は生 痕化石がよく発達し、リップル葉理がみられる(図 II-2-31-a)。主に東への古流向を示す。この露頭の 中部には大型のトラフ型斜交層理が発達する砂岩 からなる層準があり(図II-2-29の中部)、その上 位には生物擾乱や生痕化石のよく見られるシルト 岩・シルト質砂岩が重なる(図II-2-31-b)。これ らの堆積物は西から東へ前進する砂堆の一部であ る可能性がある。

![](_page_21_Picture_0.jpeg)

図Ⅱ-2-21 砥山ダム上流(ダム湖南岸)露頭写真。a)塊状シルト岩(サイコロ状の亀裂が観察できる)、 b)塊状シルト岩中に見られる大きなノジュールの様子(図Ⅱ-2-5・16のKg1-4)。

![](_page_21_Figure_2.jpeg)

図Ⅱ-2-22 砥山ダム下(図Ⅱ-2-5・16のKg2-1)、河床の露頭写真。a)砂岩泥岩互層(自然堤防堆積物)、 b)中~大礫岩層(インブリケーションが発達)、c・d)砂岩泥岩互層に累重する礫岩層(礫岩層は下 に凸の浸食面を持つことから海底チャネル堆積物・砂岩泥岩互層はチャネル側方に発達した自然堤 防堆積物)。

![](_page_22_Picture_0.jpeg)

図Ⅱ-2-23 砥山ダム下流~小金湯温泉河床露頭写真。a)塊状シルト岩(サイコロ状の亀裂観察)、b) 塊状シルト岩にはさまれる砂岩層

![](_page_22_Picture_2.jpeg)

図Ⅱ-2-24 小金湯温泉裏の河床露頭写真(図Ⅱ-2-5・16の Kg2-1~2)。a)砂岩泥岩互層が大きく変形、 b)火山砕屑物からなる礫岩、c)泥岩礫を含む変形した地層

![](_page_23_Picture_0.jpeg)

図Ⅱ-2-25 小金湯カイギュウ化石産出地点付近の露頭写真(図Ⅱ-2-5・16のKg4-3)。a)カイギュウ化 石産出地点の塊状シルト岩、b)シルト岩層に見られるのスランプ構造、c)塊状シルト岩層中の砂岩 層、d)砂岩層に見られるブーマシーケンス。

![](_page_23_Picture_2.jpeg)

図Ⅱ-2-26 カイギュウ化石産出地点~砥山栄橋間の河床露頭写真(図Ⅱ-2-5・16のKg4-3~7)。a)塊状 シルト岩層、b)火山砕屑物の巨礫を含む礫岩層、c)塊状シルト岩層中に多い生痕化石。

![](_page_24_Picture_0.jpeg)

図 II -2-27 砥山栄橋~砥山発電所間の河床露頭写真。a)豊平川と板割沢の合流部の上流で見られる背 斜構造、b) 塊状シルト岩層中に見られる貝化石、c)合流部下流の泥岩優勢砂岩泥岩互層、d)砥山発 電所付近(橋上流)の砂岩泥岩互層。

![](_page_24_Picture_2.jpeg)

図Ⅱ-2-28 十五島公園とその上流の河床露頭写真(図Ⅱ-2-10のFn-1~2間)。a)公園上流の塊状泥岩、 b) 公園河床に見られる塊状シルト岩(小断層が多く発達し破砕されている)、c)同 塊状シルト岩。

![](_page_25_Picture_0.jpeg)

図Ⅱ-2-29 北広島市仁井別川沿い土取場跡露頭の北西側部分写真。右側が東。露頭中部にトラフ型斜 交層理の発達した部分がある(図Ⅱ-2-18・20のNb-3)。

![](_page_25_Picture_2.jpeg)

図Ⅱ-2-30 北広島市仁井別川沿い土取場跡露頭の北北西側部分写真。右側が東。大きな浸食面を境に して火山砕屑物が累重する(図Ⅱ-2-18・20のNb-3)。

![](_page_25_Picture_4.jpeg)

図Ⅱ-2-31 北広島市仁井別川沿い土取場跡露頭部分写真。a)砂岩中に発達したリップルラミナ(露頭下部)、b)シルト質砂岩中に発達した生物擾乱の様子(露頭中部)。

![](_page_26_Figure_0.jpeg)

図Ⅱ-2-32 豊平川流域に分布する火成岩体

## 2-3 豊平川沿い(百松沢~藻岩下)の火成岩の分 布とその特徴

### (1) 概 説

調査地域には主に塊状泥岩や砂岩泥岩互層から なる堆積岩が分布し、藻南公園付近から下流には 安山岩質火山砕屑物が分布している。これら地層 のうち前者が砥山層、後者が西野層である。さら に、砥山層を貫く火成岩として、豊平川上流から 下流へ、百松沢岩体、小金湯岩体、八剣山岩体、 簾舞岩体、硬石山岩体が分布する。この他、藻岩 山には西野層下部に属する安山岩類とそれをおお う安山岩類が分布する。これらの火成岩について 野外調査・検鏡観察・全岩分析を行った結果を説 明する。なお藻岩山関係については II の4「藻岩山 における火山形成史」で詳しく報告されるので、 ここでは主として全岩分析結果を参考的に示す。

### (2) 豊平川に分布する火成岩類

豊平川沿いには数多くの火成岩岩体が分布する (図 II -2-32)。これらは豊平川沿いに分布する砥 山層や西野層などの正常堆積物中に挟在される火 山砕屑岩層とそれら堆積岩類を貫く貫入岩類に大 きく大別される。

#### i)火山砕屑岩層(西野層)

西野層は札幌市南区藻南公園付近の豊平川河床 および対岸(図Ⅱ-2-11・17のMn-1・2、図Ⅱ-2-33・ 34)の崖に露出する。この他、下流の五輪大橋周 辺の豊平川河床にも分布する。本層は砥山層(小 樽内川層)の上位に累重する安山岩質火山砕屑物 を多量に含む地層である(岡ほか,1991)。砥山 層との関係は整合漸移である。藻南公園沿いの豊 平川河床では、下位より

- ①塊状灰白色(珪藻質)泥岩
- ②チャネル充填火山性土石流堆積物
- ③軽石を基質とする水中火砕流堆積物~二次堆積 火山砕屑物

が累重する。①は灰色~淡灰色を示す塊状珪藻質 泥岩である。ラミナが観察されることがあるがそ の方向は一定せず、地層全体の構造は不明である。 ②は火山性土石流堆積物から構成される。礫の多 くは安山岩質であり、ジグソー角礫の形態をもつ ブロックが頻繁に含まれる。この土石流堆積物中 には下位の珪藻質泥岩の礫が頻繁に含まれる。① と②の間には明らかな浸食作用が確認されるが、 いわゆる不整合ではなく海底チャネル充填堆積物 と考えられる(図Ⅱ-2-35)。③は安山岩質軽石凝 灰角礫岩~同質軽石凝灰岩から構成され(図 Ⅱ-2-36)、主に豊平川右岸側の急崖を構成している。基本的に基質支持構造を有し、複数回の(水中)軽石流堆積物が累重していると考えられる。 ②と③の間には浸食面などの時間間隙は認められず、連続的に堆積したものと判断される。②の土 石流堆積物中に含まれる泥岩ブロックからは Nodenticula kamtschatica帯[7Bb](Yanagisawa and Akiba, 1998)を示す珪藻化石が産出している(嵯 峨山, 2006)。なお、札幌市西区西野に分布する 西野層から6.3±0.4MaのFT年代が報告されている (岡, 1991ほか)。

![](_page_27_Picture_1.jpeg)

図Ⅱ-2-33 藻南公園付近の豊平川河床

![](_page_27_Picture_3.jpeg)

図Ⅱ-2-34 藻南公園対岸の崖

![](_page_27_Picture_5.jpeg)

図Ⅱ-2-35 海底チャネル充填堆積物

![](_page_27_Picture_7.jpeg)

図Ⅱ-2-36 安山岩質軽石凝灰角礫岩~同質軽石 凝灰岩

### ii) 貫入岩類

豊平川沿いには、数多くの貫入岩体が分布する。 本報告では、これらを上流に分布するものから、 ①百松沢岩体:黒雲母含有角閃石石英斑岩 ②小金湯岩体:複輝石安山岩 ③八剣山岩体:複輝石安山岩 ④簾舞岩体:角閃石含有複輝石安山岩 ⑤硬石山岩体:石英角閃石デイサイト の5岩体に区分した(表II-2-1)。 ①百松沢岩体(図II-2-5・16のHm-3ルート)

**産状**: 砥山ダム上流の百松沢と豊平川の合流部で 砥山層中の泥岩および砂岩泥岩互層中に貫入して いる。接触部に近い砥山層は直立している。 **岩質**: 石英斑晶を多量に含む黒雲母含有角閃石石 英斑岩. 石基組織はオーソフィリック組織を示す。 石英斑晶は自形(β石英)・融食形の両者が含ま れる。角閃石は自形で緑色を帯びた褐色を呈する。 黒雲母斑晶を含むことが、後述する他の岩体には ない大きな特徴である。斜方輝石の多くは粘土化 変質を受けており、また斑晶は炭酸塩鉱物に置換 されている場合も多い。

噴出・貫入時期: 砥山層の泥岩中に貫入しており、 砥山層堆積時以降に貫入したと考えられる。本岩 体は岩質などの特徴から定山渓地域に広く分布す る定山渓石英斑岩類に関連した岩体であると判断 される(渡辺ほか, 1989)。なお定山渓層群ハイ アロクラスタイト層の泥岩中には、百松沢岩体と 同質の礫が含まれることから、定山渓石英斑岩の 一部は地表へ噴出していたものと考えられる(地 学団体研究会札幌支部編, 1978)。なお定山渓石 英斑岩類からは8.5Ma(FT年代;五十嵐ほか, 1978)、 10.9Ma(K-Ar年代;渡辺ほか, 1989)が報告され ている。

## ②小金湯岩体 (図Ⅱ-2-5)

**産状**:札幌市小金湯に分布する岩脈および貫入岩体. 砥山層中の泥岩および砂岩泥岩互層中に貫入している(図Ⅱ-2-37)。複数回の貫入過程があったと見られるが、それぞれの貫入順序等を区別することはできていない。岩体周囲の堆積岩の構造が変化しており、ラコリス状に貫入したものとみられる。また札幌市アイヌ文化交流センター裏の豊平川河床の岩脈と砥山層泥岩との接触部(図

Ⅱ-2-5・16の**Kg2-2**附近)には、貫入面に沿って堆 積岩と火山岩が混在する幅15cm以下のペペライ

ト様層が発達する。しかし、基質全体が炭酸塩鉱 物により置換されているため、確実にペペライト であるとは言い切れない。

**岩質**: 複輝石安山岩。石基組織はインターサータ ル組織。気泡が頻繁に認められる。

変質:やや変質を受けており、斜方輝石は全て粘 土化変質を受けている。気泡は炭酸塩鉱物と石英 に充填されていることが多く、石基のガラスや斑 晶の一部が炭酸塩鉱物に置換されている。

貫入時期:小金湯のカイギュウ化石発見地点の砥 山層中の酸性凝灰岩から約8.2Ma(本報告書Ⅱの 3)の年代値が得られている。この付近の砥山層中 に貫入していることから8.2Ma以降の活動と考え られる。

#### ③八剣山岩体(図Ⅱ-2-5·10)

産状:山腹部では柱状節理が発達する塊状貫入岩体である(図Ⅱ-2-38)。砥山層との関係は確認されなかったが、分布から判断すると貫入関係にあると判断される。八剣山頂上部にはWNW-ESE方向に延びる岩脈が露出する。

岩質:山腹部は複輝石安山岩で石基組織はインタ ーサータル組織である。気泡は認められない。頂 上部の岩脈は石英角閃石輝石デイサイトとされて おり(渡辺,1993b)、山腹部とは岩質が異なる。 変質:弱い変質作用を受けており、斜方輝石は一 部が粘土化変質している。

**貫入時期**:小金湯から東に約1kmに分布する砥山 層(約8.2Maのサッポロカイギュウ化石産出層準 の210m上位;図II-2-16)中に貫入していることか ら、約7Ma以降の活動と推定される。頂上部の岩 脈から4Ma(K-Ar法)の年代値が報告されている (渡辺, 1993b)。

④簾舞岩体(図Ⅱ-2-16のFn-3ルート,図Ⅱ-2-10)
 産状:岩体中央部ではみごとな柱状節理が顕著に
 発達する塊状岩体である(図Ⅱ-2-39)。白川橋付

近では簾舞岩体と砥山層の砂岩泥岩互層との接触 境界が観察される(図II-2-40)。この付近では簾 舞岩体は砥山層中にわずかに斜交して迸入してい る。また接触部では簾舞岩体の一部が破砕(水冷 破?)を受けている。このほか、ペペライト様の 砕屑岩脈が岩体内部に観察される(図II-2-41・42)。 **岩質:**角閃石含有単斜輝石斜方輝石安山岩.石基 組織はオーソフィリック組織。気泡は認められな い。角閃石斑晶は薄片に1つ見いだされる頻度で 含まれる。これら角閃石は褐色角閃石であり、周 縁部に薄いオパサイト縁を伴う。

変質:斜方輝石は一部が粘土化変質を受けている。 白川から採取した試料中には炭酸塩鉱物が認めら れる。

**貫入時期**:小金湯から約5km東の砥山層(約8.2Ma のサッポロカイギュウ化石産出層準の約300m上 位(図Ⅱ-2-16))中に貫入していることから、約 7 Ma以降の貫入と考えられる。

⑤硬石山岩体(図Ⅱ-2-10·11)

**産状**:柱状節理が発達する大規模な塊状岩体であ る(図Ⅱ-2-43)。砥山層の塊状泥岩中にN45°E19° NWの接触面をもって貫入している産状が十五島 公園の豊平川河床(図Ⅱ-2-10・16のFn-1ルート) において観察される。周囲の泥岩は貫入岩による 弱い熱変成を受け固結度が高く、岩体に近いほど 小断層が多くなる傾向がある。硬石山は径約 1.5kmの塊状のストック(もしくは噴出相を伴う 溶岩ドーム)と思われる。下流の藻南公園付近に 分布する西野層との関係は現時点では不明である。 岩質:岩体の大部分は単斜輝石含有石英角閃石斜 方輝石安山岩から構成される。石基組織はオーソ フィリック組織。部分的に気泡が確認される。す べての石英斑晶は融食形を呈する。角閃石は褐色 を示す酸化角閃石であり、強い多色性を示す。ま たオパサイト縁が顕著に発達しており、全て置換 されたものも多い。単斜輝石はほとんど認めるこ とができず、斜方輝石や角閃石の包有物としての み確認される。一方、十五島公園の貫入境界周辺 では石英単斜輝石含有角閃石斜方輝石安山岩.石 基組織はオーソフィリック組織。気泡は認められ ない。融食形石英斑晶を含む。角閃石斑晶および 斜方輝石斑晶を主体として、少量の単斜輝石斑晶 および石英斑晶を含む。角閃石のオパサイト縁は ほとんど認められない。なお斜方輝石は粘土化変 質を受けている。さらに斑晶や石基を置換して炭 酸塩鉱物が成長している場合がある。

**貫入時期**: 砥山層中に貫入し、貫入の影響を受け た泥岩中の石灰質ノジュール中に珪藻化石の *Rouxia californica*帯(7.6~6.4Ma)が検出されてお り(本報告書Ⅲの8)、7.6Ma以降の貫入と考えら れる。また上位の西野層との関係は不明である。 渡辺(1993a)は岩体内の採石場から4.7MaのK-Ar 年代を報告している。

![](_page_29_Picture_1.jpeg)

図Ⅱ-2-37 小金湯岩体(アイヌ文化交流センター裏)

![](_page_29_Picture_3.jpeg)

図Ⅱ-2-38 八剣山岩体の柱状節理(図Ⅱ-2-10の **Ty-1-4**)

![](_page_29_Picture_5.jpeg)

図Ⅱ-2-39 簾舞岩体の柱状節理(御料橋)

![](_page_29_Picture_7.jpeg)

図Ⅱ-2-40 簾舞岩体と砥山層の接触境界(図Ⅱ -2-10のFn-8)

![](_page_29_Picture_9.jpeg)

図Ⅱ-2-41 ペペライト様の砕屑岩脈

![](_page_29_Picture_11.jpeg)

図Ⅱ-2-43 硬石山岩体

![](_page_30_Figure_0.jpeg)

図Ⅱ-2-42 白川橋付近で観察される簾舞岩体と砥山層との境界 部(左側取水堰が上流)

### (3) 火山活動についての検討

#### i) 火山活動の時期

カイギュウ化石発掘地点に挟在する酸性凝灰岩 (砥山層)から8.2MaのFT年代値が得られている (本報告書 II の3)。砥山層は塊状泥岩を主体とし、 局所的に砂岩泥岩互層が発達する。これら砂岩泥 岩互層中の砂岩は安山岩質凝灰質砂岩であり、斜 長石や火山岩片を主体とし、石英など陸源性堆積 物が含まれない。このことは、砥山層堆積時には 既に安山岩質火山活動が開始していたことを意味 する。

砥山層中に小金湯岩体、八剣山岩体、簾舞岩体 が貫入している。このうち簾舞岩体の貫入境界面 付近にはペペライトが観察されていることから、 簾舞岩体は周辺の砥山層泥岩が含水未固結時に貫 入したと判断できる。K-Ar年代の測定の結果、八 剣山岩体から6.7Maの年代値が得られており、こ れら岩体の貫入年代が岩体周辺の泥岩の層準の年 代約7 Ma(約8.2Maのサッポロカイギュウ化石産 出層準の約300m上位) ~西野層の堆積開始 (6.3Ma;岡, 1991ほか)の間であることを支持 する。

硬石山岩体(角閃石安山岩)は十五島公園沿い の豊平川河床において砥山層中に貫入している様 子が観察される。あくまでも相対的な議論となる が、その両者の接触部では簾舞岩体に見られたよ うなペペライトなどの構造は確認されないことか ら、硬石山岩体は砥山層がある程度、脱水・固結 した後に貫入したと判断できる。十五島公園から 得られた硬石山岩体の年代値は7.9Maであったが、 これについてはⅡの3で述べるような測定試料としての問題があったことから採用できないと考える。渡辺(1993a)は岩体内の採石場から4.7Maの K-Ar年代を報告している。

西野層下部は珪藻質泥岩と角閃石安山岩の火山 砕屑物が累重する。これら火山砕屑物の多くは角 閃石斑晶を特徴的に含む安山岩である。藻南公園 沿いの豊平川河床では、これら火山砕屑物が下位 の塊状泥岩を削り込みチャネルを充填後、複数の フローユニットの水中軽石流堆積物が堆積してい る。火山性土石流堆積物下位の珪藻質泥岩の珪藻 年代はThalassiosira oestrupii亜帯(5.5~3.9-3.5Ma) であり(嵯峨山, 2006;本報告書Ⅲの8)、西野層 下部の堆積年代はこの時期に相当すると判断され る。

## ii) 全岩化学分析結果と岩石学的特徴

本調査地域に分布する火成岩について、主成分 元素および微量成分元素の分析を行った(表Ⅱ -2-1)。分析機器は北海道教育大学札幌校の蛍光X 線分析装置(Panalytical社)である。

#### ①全岩化学分析

調査地域に分布する火山岩・貫入岩類は、一部に デイサイトの組成範囲に入る試料もあるが、基本 的に安山岩組成を有する。しかも藻岩山玄武岩質 安山岩がSiO<sub>2</sub>=55~57wt%であることをのぞくと、 そのほとんどがSiO<sub>2</sub>=58~64wt%の酸性安山岩で ある。なお活動時代が大きく異なる(10.9Ma)と される百松沢岩体(定山渓石英斑岩)は SiO<sub>2</sub>=70.06wt%である。

Miyashiro (FeO\*/MgO-SiO<sub>2</sub>) 図に分析値をプロ

ットすると一部、ソレアイト系列領域にはみ出す ものの、ほとんどがカルクアルカリ系列にプロッ トされる(図II-2-44・45)。またMORB規格化図 (図II-46)にプロットすると左肩上がりの島弧火 山岩に特徴的なパターンを示す。今回の分析値か らは、豊平川沿いに分布する火成岩は島弧マグマ 起源と判断される。

## ②西野層と硬石山岩体について

西野層を構成する岩石および硬石山岩体はいず れも石英(含有)輝石角閃石安山岩であり、微量 元素を含めて全ての元素において類似した組成を 示す。両者の起源となるマグマには何らかの関連 があることが推察される。

### (岡 孝雄・高清水康博・垣原康之)

表Ⅱ-2-1 豊平川流域(百松沢~藻岩山)に分布する各火成岩体の全岩化学分析値

(単位:%)

試料	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K20	P205	Cr	Ni	Rb	Sr	Ва	Y	Zr	Nb
もいわ1	55.61	0.80	17.94	8.71	0.15	5.02	8.43	2.88	0.66	0.10	71.2	22.4	16.3	251.7	248.1	20.5	68.5	4.1
もいわ3	55.95	0.79	16.55	8.60	0.16	6.59	8.25	2.90	0.77	0.11	280.1	94.8	19.1	227.5	289.5	19.3	80.9	4.0
もいわ採	62.63	0.61	17.16	6.86	0.13	1.91	6.03	3.07	1.42	0.16	5.7	2.0	44.1	312.8	383.4	22.8	94.2	9.6
五輪1	59.76	0.74	16.78	7.54	0.16	3.42	7.01	2.89	1.48	0.14	12.3	11.5	34.6	339.9	385.9	27.1	95.0	8.2
五輪2	63.15	0.62	17.31	5.91	0.16	2.33	5.99	3.16	1.40	0.14	2.8	4.3	33.8	312.0	412.5	22.2	98.3	7.8
百1	63.07	0.53	16.46	6.42	0.07	2.90	5.92	2.76	1.71	0.08	16.4	1.8	38.3	199.7	316.5	21.4	87.1	4.7
百3	70.06	0.36	14.37	4.05	0.16	1.25	3.23	3.24	2.78	0.08	4.9	n.d.	64.2	161.7	913.5	17.4	98.5	6.7
KG-3	58.57	0.62	16.54	7.99	0.15	2.83	7.19	2.73	1.38	0.12	13.2	5.0	30.7	316.9	349.4	20.8	88.9	6.6
KG-5	63.33	0.62	15.92	6.66	0.09	2.67	5.89	3.02	1.75	0.12	12.7	3.1	37.4	278,8	393.8	25.7	111.9	10.4
KG-7	63.26	50.9	15.89	6.87	0.10	2.82	4.44	3.11	1.99	0.11	8.5	2.5	51.9	267.4	432.8	23.2	105.0	7.1
KG-8	61.41	0.65	16.16	7.78	0.16	2.94	6.46	3.00	1.56	0.12	6.8	8.8	36.6	314.2	406.2	24.5	95.2	6.8
KG-10	59.54	0.69	16.66	8.61	0.17	3.26	7.20	2.66	1.46	0.11	10.6	2.6	35.1	321.1	358.2	21.6	85.7	6.3
18-4	60.18	0.72	16.60	8.23	0.21	3.06	6.47	3.01	1.48	0.14	7.2	3.5	38.3	323.0	353.1	24.5	92,7	8.9
18-3	64.43	0.56	15.77	6.60	0.09	2.38	4.59	3.68	2.09	0.11	7.3	1,4	58.7	256.0	450.6	24.1	113.3	7.3
八剣山旧	60.61	0.72	17.03	7.92	0.15	3.24	6.55	3.04	1.33	0.14	8.8	4.0	31.2	319.5	365.7	24.1	97.0	7.5

![](_page_31_Figure_7.jpeg)

図Ⅱ-2-44 豊平川流域に分布する各火成岩体のFeO\*/MgO-SiO2図

![](_page_32_Figure_0.jpeg)

図Ⅱ-2-45 豊平川流域に分布する各火成岩体のFeO\*/MgO-SiO2図

![](_page_32_Figure_2.jpeg)