



日高山脈博物館紀要

日高山脈研究

Bulletin of the Hidaka Mountains Museum

Hidaka Mountains Researches



Vol. 1
2018. 4.

目次

原著論文

日高町滝の沢の蝦夷層群下部～中部層準の層序と岩相

鳴島 勤・川村信人・今津太郎 1-19

総説

日高町岩内岳かんらん岩体を通る東西地質断面

加藤孝幸 21-30

報告

雪虫はどこへ行くのか

～北海道富良野市で観察したトドノネオオワタムシの秋の旅～

石黒 誠 31-34

CONTENTS

Article

Tsutomu Narushima, Makoto Kawamura and Taro Imazu

Stratigraphy and lithology of the lower and middle horizons of the Yezo Group in the Takinosawa district, Hidaka-cho, central Hokkaido

1-19

Review

Takayuki Katoh

A geological east-west cross section through the Iwanai-dake peridotite mass in Hidaka town based on the tectogenesis of ultramaic masses, Hokkaido

21-30

Report

Makoto Ishiguro

Where are the "Yukimushi" going? :Autumn journey of *Prociophilus oriens* observed in Furano City, Hokkaido

31-34

表紙の写真：日高町の地質を構成する山々（岩内岳，雁皮山，シキシヤナイ岳，糠平山、幌尻岳）

Cover: The mountains constituting the geology of Hidaka Town (Mt. Iwanai-dake, Gampi-yama, Shikishanai-dake, Nukabira-yama and Poroshiri-dake)

原著論文

日高町滝の沢の蝦夷層群下部～中部層準の層序と岩相

Stratigraphy and lithology of the lower and middle horizons of the Yezo Group in the Takinosawa district, Hidaka-cho, central Hokkaido

鳴島 勤¹・川村信人^{2*}・今津太郎^{2**}Tsutomu Narushima¹, Makoto Kawamura^{2*} and Taro Imazu^{2**}

Article

2017年3月10日 受付, 2017年3月28日 受理

要旨

空知-エゾ帯の蝦夷東帯に属する日高町滝の沢下流部には、白亜紀前弧海盆堆積体である蝦夷層群下部層準～中部層準の地層が露出している。両層準の境界部には特徴的な礫岩層が存在し、“滝の沢礫岩”と呼ばれる。滝の沢礫岩はかつて“中部蝦夷層群”と“下部蝦夷層群”の不整合関係を示すものとされたが、横方向に連続性の悪い重力流堆積物であり、不整合や“層群境界”となり得るようなものではない。蝦夷東帯南部地域では中部層準基底相が低温高压変成付加体を不整合におおっており、短期間存在した前弧リッジの形成を示している。その少なくとも陸上部（岩清水古陸）は、日高地域までは連続していなかった。また、滝の沢礫岩および周辺の砂岩中の碎屑物供給は、古期付加体+珪長質深成岩と準同時性火山からもたらされたもので、混合供給源を示している。

Abstract

In the Hidaka district situated in the Eastern Yezo Zone of the Sorachi-Yezo Belt, the lower and middle horizons of the Yezo Group which is the Cretaceous forearc deposits distribute along the lower stream of Takinosawa, Hidaka-cho. Characteristic conglomerate beds, Takinosawa Conglomerate, exist at the boundary part of the horizons. This conglomerate had been once regarded as showing the unconformable relationship between the “Lower Yezo Group” and “Middle Yezo Group”. But the conglomerate is sediment-gravity flow deposits with poor lateral continuity, and does not indicate an unconformity, nor even a “group-level” boundary. In the southern part of the Eastern Yezo Zone, basal facies of the middle horizon unconformably overlies high-P/T metamorphosed accretionary complex, which shows the formation of a short-lived forearc ridge. At least a part above sea-level of the ridge (Iwashimizu Paleoland) has not extended to the Hidaka district. Clastic supply of the Takinosawa Conglomerate and surrounding sandstone has a mixed provenance of older Jurassic accretionary complex, felsic plutons and penecontemporaneous arc volcanics.

キーワード： 蝦夷層群, 岩相層序, 滝の沢礫岩, 前弧テクトニクス, 碎屑物供給

Keywords: Yezo Group, lithostratigraphy, Takinosawa Conglomerate, forearc tectonics, clastic supply

1: 株式会社アリヤス設計コンサルタント, 北海道札幌市西区二十四軒1条4丁目2番35号 アリコンビル2階
Ariyas Planning Consultants, Co., Ltd., AriconBldg2F 4-2-35, Nijuyonken, 1-jo, Nishi-ku, Sapporo, Hokkaido 063-0801, Japan
2: 北海道大学大学院理学研究院自然史科学専攻, 北海道札幌市北区北10条西8丁目
Department of Natural History Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, Kita-10 Nishi-8 Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan
* 現在: 札幌市清田区真栄5条1丁目5-12
* Present address: 1-5-12, Shin-ei, 5-jo, Kiyota-ku, Sapporo 004-0835, Japan
** 現在: 北海道旅客鉄道株式会社, 北海道札幌市中央区北11条西15丁目1-1
** Present address: Hokkaido Railway Company, 1-1, Kita-11 Nishi-15, Chuo-ku, Sapporo, Hokkaido 060-8644, Japan

* Corresponding author E-mail address: mak_kawa@nifty.com

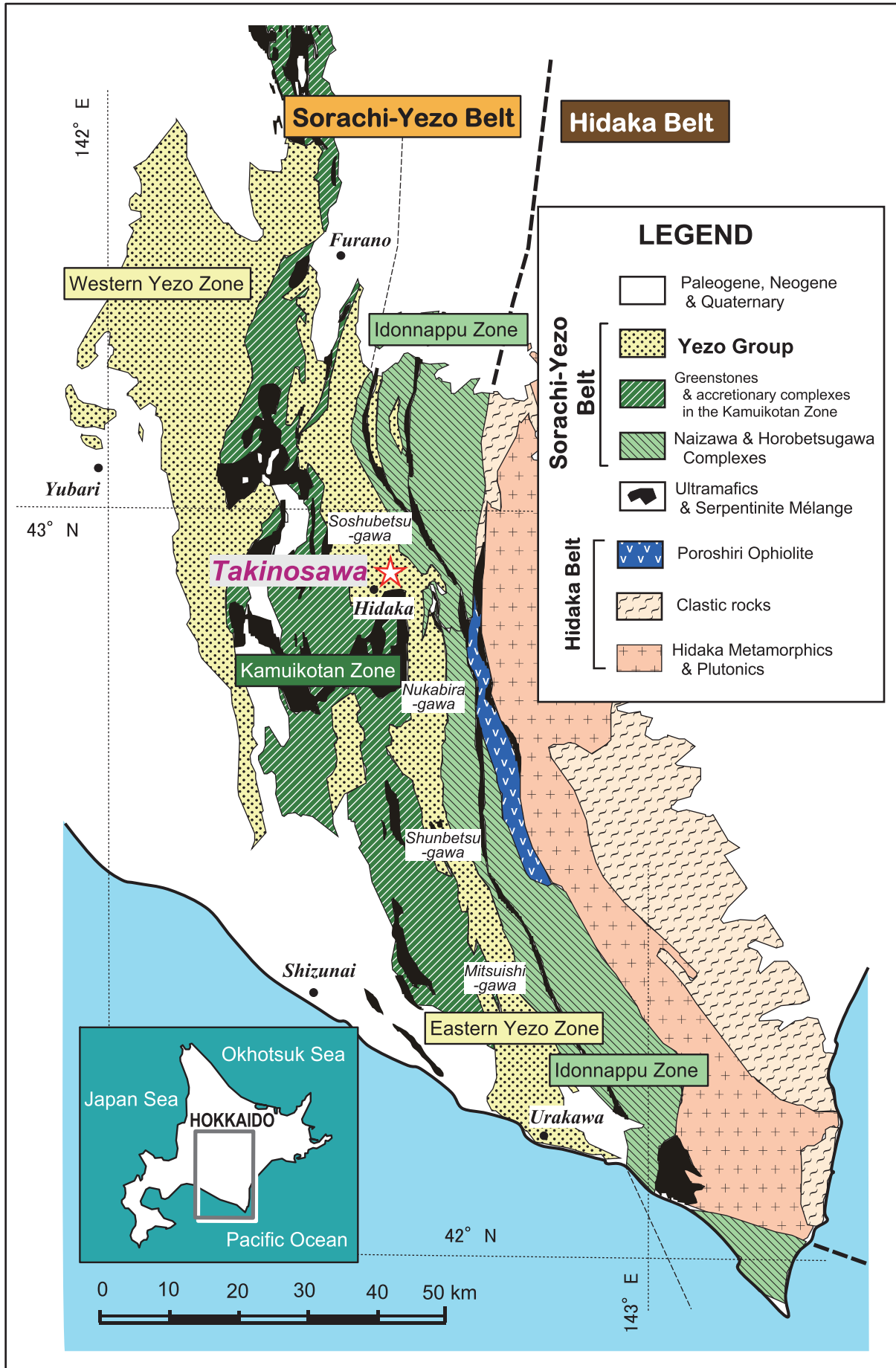


図1. 中央北海道南部地域の地質インデックス. 赤い星印は滝の沢の位置を示す.

Fig. 1. Index map for the southern part of central Hokkaido. Red star mark: location of Takinosawa.


はじめに

北海道中軸部に分布する蝦夷層群 (Yezo Group) (松本, 1951) は, 白亜紀島弧-海溝系で形成された前弧海盆堆積体とされている (岡田, 1979). 蝦夷層群は従来 “蝦夷累層群 (Yezo Supergroup)” と呼ばれ (Okada, 1983), 伝統的に三つあるいは四つの層群, 下部蝦夷層群・中部蝦夷層群・上部蝦夷層群 (・函淵層群) からなるとされてきた (松本, 1951). 本論文では, この “*部蝦夷層群” という層序区分を使用せず, 前二者に対して “蝦夷層群下部層準 (lower horizon)” ・ “蝦夷層群中部層準 (middle horizon)” の呼称を使用する. これらは, 累層-層群といった規定された層序区分を意味せず, 単に暫定的な呼称である. この層序的問題については, 考察の項で詳しく述べる. なお, “層準” という語は, ある狭い範囲の地層のレベルや境界面を通常指すが, ここではそのような意味ではなく, 地層の大まかな層位的上下範囲を示す語として使用する.

蝦夷層群中部層準には, 従来からいくつかの地域で不整合現象が報告されており, そのテクトニックイベント

に対して “中蝦夷地変” (猪間, 1969) という名称が用いられている. しかし, 高嶋・鈴木ほか (1997) および高嶋・西 (1999) により, この不整合やそれを指示する “基底礫岩” が, オリストストローム体あるいは土石流堆積物の内部現象を誤認したものである可能性が指摘された. このような背景から, 蝦夷層群中部層準の下部に見られる層位的現象, 例えば小山内・松下 (1960) などにより記載された北海道南部地域のいくつかの “不整合露頭” を広域的に検証する必要性が生じた. その結果, 空知-エゾ帯南部の静内-三石地域では, 浅海成～陸成基底相を持つ明瞭な不整合関係が再確認されている (川村ほか, 1999; Ueda et al., 2002). この不整合関係は, 下位地質体が低温高压型変成作用を受けた変成付加体であるという意味で, テクトニックに重要な意味を持つ. しかし平取町以北～蝦夷西帯～道北地域では, 高嶋・西 (1999) が指摘したように, 蝦夷層群中部層準下底に不整合関係は認められない. 日高町滝の沢は, この層位現象が典型的に観察でき, 蝦夷層群下部層準～中部層準の層序学的問題点を理解できる重要な場所である.

Former supergroup division	Division in this study	Soya-Otoineppu District	Ashibetsu-Yubari District	Hidaka-Urakawa District			
				Soshubetsugawa-Hidaka	Shizunaigawa-Shunbetsugawa	Urakawa	
Yezo Supergroup	Hakobuchi Group	Hakobuchi Formation	Hakobuchi Formation	Pankeushappu-gawa Fm.	no distribution	Horobetsu Formation	
		Upper Yezo Group	Osoushinai Fm. Omagari Fm. Nishichirashinai Fm.	Kashima Formation		Horonaizawa Formation	Chinomi-gawa Fm. Urakawa Formation
	Middle Yezo Group	Yezo Group	Saku Formation	Saku Formation	Soshubetsugawa Formation	Niikappugawa Formation	Efue Formation
			Sakugawa Fm. Sakkotandake Fm. Shirataki Fm.	Hikagenosawa Formation			Shunbetsugawa Formation
			Moehoro Formation	Mantayama Fm.		Kamiabukasanbesawa Formation	Becchari Formation Tsukenai Fm.
			serpentinite sandstone Kamiji Formation	olistostrome Shuparogawa Formation			
	Lower Yezo Group	lower horizon	Pechikunnai Formation	Soashibetsugawa Fm.	Chiroro Formation	Nitarachi Formation	Nitarachi Formation
	Sorachi Group			Shirikishimanaigawa Fm.			

 : Beds of late Albian felsic tuff and tuffaceous coarse clastics as a key bed.


 : unconformity.

図 2. 蝦夷層群の層序区分. 川村・安藤 (2010) を改変. オリジナルデータは, 川口 (1990), 伊庭ほか (2005), Yoshida et al. (2010), 瀧ほか (2011), Takashima et al.(2004), 高橋・鈴木 (1986), 酒井・蟹江 (1986) および独自データによる. Fig. 2. Stratigraphic divisions of the Yezo Group. Modified from Kawamura and Ando (2010). Data from Kawaguchi (1990), Iba et al. (2005), Yoshida et al. (2010), Taki et al. (2011), Takashima et al.(2004), Takahashi and Suzuki (1986), Sakai and Kanie (1986) and original data.

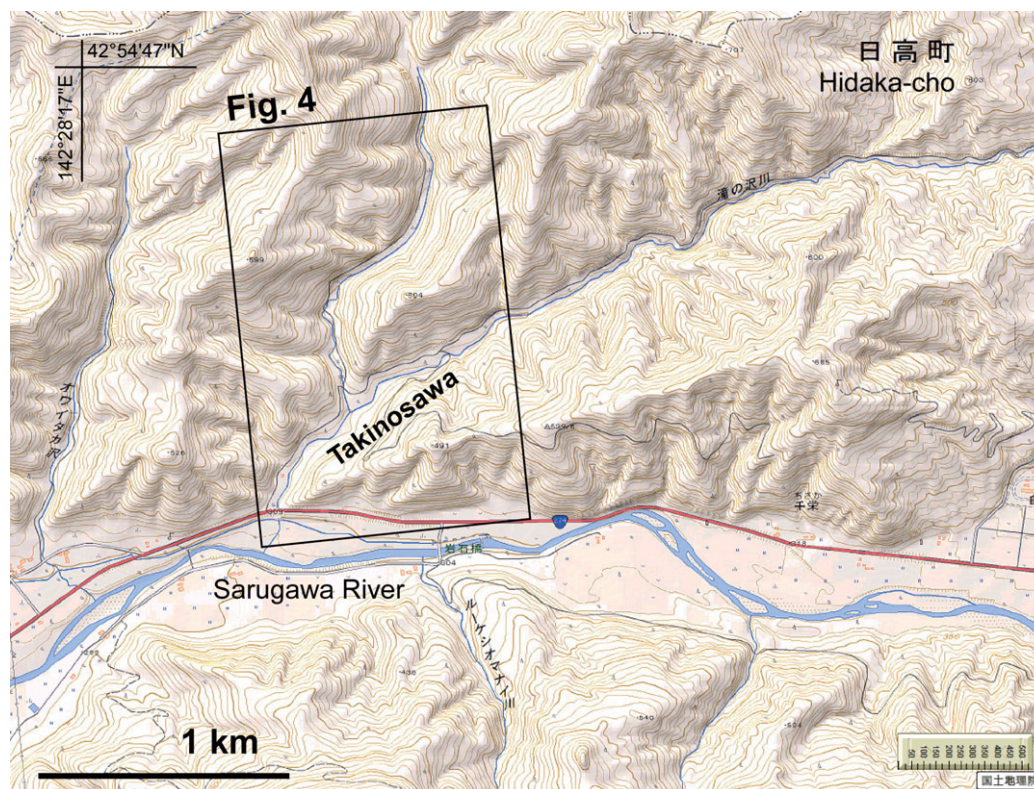


図 3. 滝の沢の位置図. 地形図は、国土地理院地図（電子国土 Web）による。
 Fig. 3. Locality map of Takinosawa. Map image from GSI (Geospatial Information Authority of Japan) Maps web page.

地質概説

北海道南部地域の空知－エゾ帯（Sorachi-Yezo Belt；君波ほか，1986）は西から、蝦夷西帯・神居古潭帯・蝦夷東帯・イドンナップ帯の4帯（Zone）に暫定的に細分される（川村ほか，1999；植田，2007）（Fig. 1）。蝦夷西帯・東帯は、白亜紀前弧海盆堆積体蝦夷層群の分布する地帯，神居古潭帯・イドンナップ帯は白亜紀付加体の分布する地帯である。神居古潭帯は特に、低温高压変成岩と蛇紋岩体で特徴づけられる。

滝の沢を含む双珠別川～日高地域は蝦夷東帯の北部にあたり，最下部に空知層群，その上位に蝦夷層群下部層準から函淵層相当層にわたる地層が露出する（酒匂・小山内，1962；高橋・鈴木，1986）。これらの地層は，大局的に見ると西上位の単斜構造で累重している。蝦夷層群の西側には神居古潭帯の付加体（ハッタオマナイ層・ニセウ層など）と蛇紋岩類が，東側にはイドンナップ帯の付加体・緑色岩類が，それぞれ分布する。蝦夷層群は下位から，双珠別川層・幌内沢層・パンケウシャップ川層（川村ほか，2008）に区分される（Fig. 2）。後二者がそれぞれ高橋・鈴木（1986）の“上部蝦夷層群”および“函淵層群”に相当する。

滝の沢の蝦夷層群下部～中部層準の層序

日高町滝の沢（Fig. 3）は日高町千栄西方で沙流川に合流する。下流部から北支流にかけて，蝦夷層群下部層準～中部層準の双珠別川層が分布する。これらは，高橋・鈴木（1986）に示されるように，断層や褶曲による層序の欠如や重複なしに，ほぼ一連の分布を示す（Fig. 4）。地層の走向はNW～WNWで，北東傾斜北東上位の単斜構造を示す。地層の傾斜は30°～70°とやや変化が大きい。沙流川と滝の沢合流点付近から下流の吊り橋付近までの沙流川河床にかけて，双珠別川層の下位に“上部空知層群”千呂露層に相当する泥岩／珪長質凝灰岩／凝灰質細粒砂岩互層が露出している。両層の直接の関係は露出欠如により明らかではないが，滝の沢では蝦夷層群下部層準のほぼ最下部からの連続層序が露出していることになる。下部層準の全層厚は685 m，中部層準は，その下部のみであるが505 mの層序を把握した（Fig. 5）。以下に，それらの概要を層序的下位から記述する。

下部層準

・厚層タービダイト砂岩 下部層準の下部に特徴的な，いわゆる“富間（とみとい）砂岩型”の地層で，Takashima et al. (2004)のシューパロ川層礼振峰（れふれっぷ）砂岩部層に相当する。滝の沢ルートでは露出があまり良くない

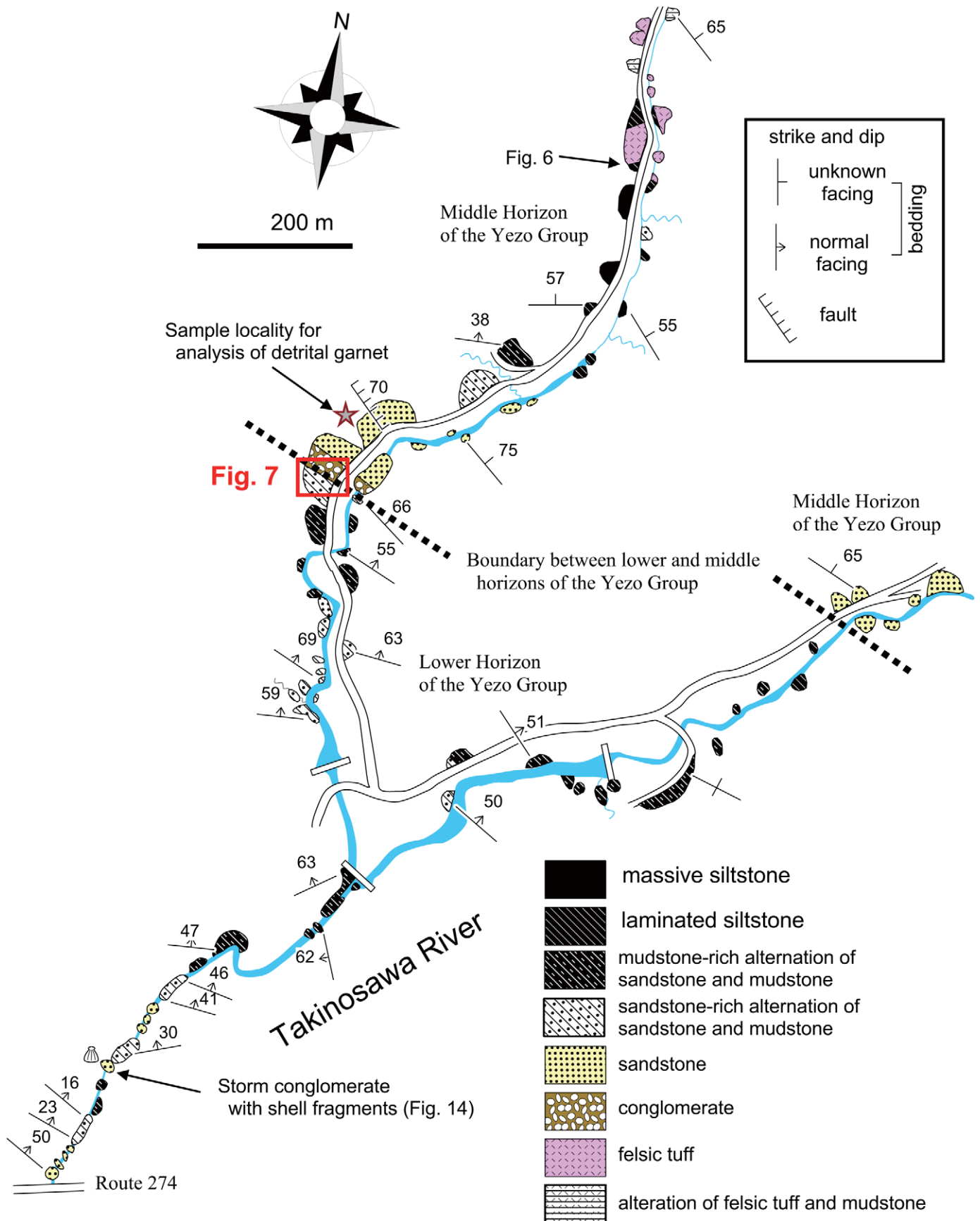


図 4. 滝の沢下流部のルートマップ。

Fig. 4. Geologic route map of the lower stream of Takinosawa.

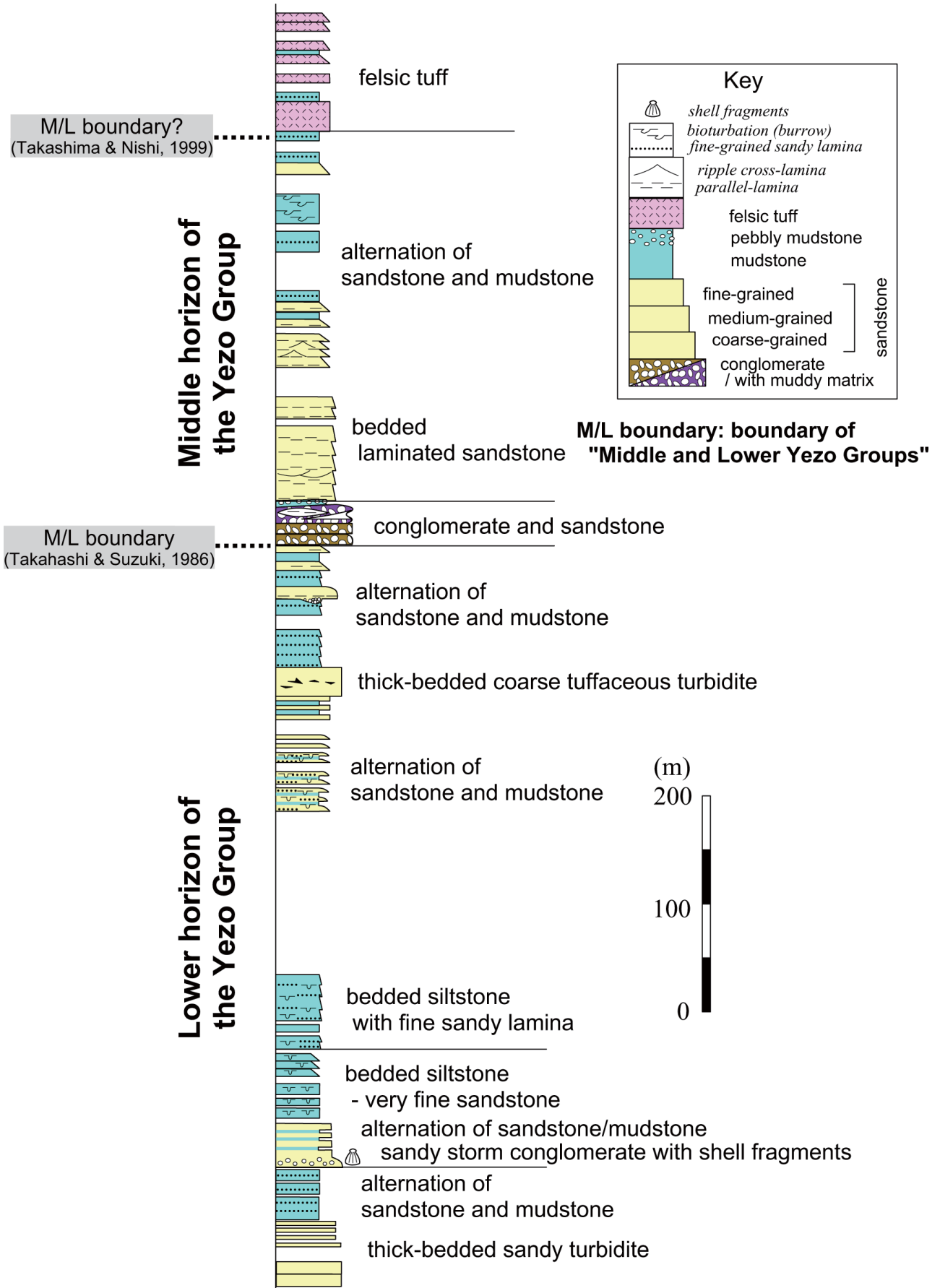


図 5. 滝の沢下流部の地質柱状図.
Fig. 5. Geologic column of the lower stream of Takinosawa.



図6. 蝦夷層群中部層準の珪長質凝灰岩. Ft: 厚層塊状珪長質凝灰岩層. Ms: 葉理シルト岩. 点線は珪長質凝灰岩層の下底. 弱い浸食構造を示す. 位置は図4参照.

Fig. 6. Felsic tuff in middle horizon of the Yezo Group. Ft: thick massive coarse-grained felsic tuff bed. Ms: laminated mudstone and siltstone. Dashed line: basal plane of the felsic tuff bed showing weak erosional surface. For the location, see Fig. 4.

が、走向延長上の沙流川河床（岩石橋取水口付近）に良好な露出がある。単層厚数十 cm ～ 1 m 程度で、さまざまなソールマークを示す。級化構造を示さず、ほぼ塊状である。薄い泥岩層を挟む。

- ・生物擾乱泥岩 淘汰の悪いシルト岩からなり、細粒砂質ラミナをはさむ。掘り跡（burrow）タイプの生痕を多量に含む部分がある。
- ・砂岩泥岩互層 砂岩層は単層厚最大 30 cm 程度。フルートキャストなどのソールマークを示す部分があり、典型的なタービダイト互層である。厚さ数 m の特徴的な黒雲母含有凝灰質粗粒砂岩層を 1 枚はさむ。

中部層準

- ・礫岩主体ユニット（滝の沢礫岩） 滝の沢北支流に模式的に露出する。従来、“中部蝦夷層群”の基底礫岩とみなされてきた岩相である。これについては、次章で詳しく記載する。横方向の連続性に乏しく、滝の沢本流には露出しない（Fig. 4）。
- ・中粒葉理砂岩 葉理の発達した淡緑灰色砂岩からなり、葉理面に大量の炭化植物破片を含むことが特徴的である。

同様の岩相の砂岩は蝦夷層群中部層準の下部に各地で認められており、“板状砂岩”と呼ばれる場合がある。

- ・珪長質凝灰岩 粗粒塊状で下底面は浸食面を持ち（Fig. 6）、水中火砕流堆積物あるいは高密度重力流堆積物と判断される。いわゆる“丸山層相当層”であり、蝦夷層群中のアルビアン後期の広域的な鍵層となっている岩相である（例えば；Takashima et al., 2004）。

滝の沢礫岩

滝の沢北支流の林道沿いの双殊別川層中に、シルト岩／砂岩互層の上に礫岩を主体とするユニットが載る露頭が観察される（Fig. 7）。その概略は川村ほか（1999）で記載されており、高嶋・西（1999）にやや詳しい層序学的記載がある。これを“滝の沢礫岩”と呼ぶ（Fig. 8）。蝦夷層群中部層準の基底部（“中部蝦夷層群下部層”；高橋・鈴木，1986）に相当する。滝の沢礫岩の下位のシルト岩／砂岩互層中の砂岩層には、波状～低角斜交葉理構造を示すものがある。

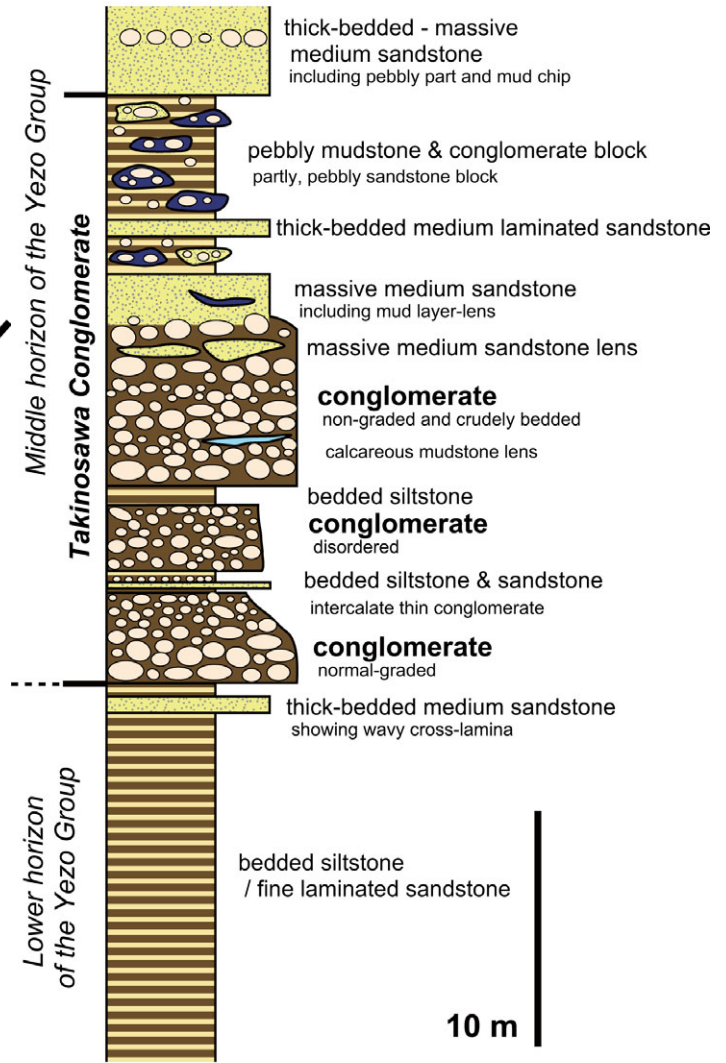


図 8. 滝の沢礫岩の柱状図. 川村ほか (1999), 川村 (2010a) を基に作成.
 Fig. 8. Columnar section of the Takinosawa Conglomerate. Modified after Kawamura et al. (1999) and Kawamura (2010a).

図 7. 滝の沢礫岩の露頭パノラマ. Cg : 滝の沢礫岩. MS : 泥岩細粒砂岩互層. Ss : 厚層葉理砂岩層. 位置は図 4 参照.
 Fig. 7. Panoramic photo of the outcrop of the Takinosawa Conglomerate. Cg: Takinosawa Conglomerate. MS: alternation of mudstone and fine sandstone. Ss: thick laminated sandstone. For the locality, see Fig. 4.

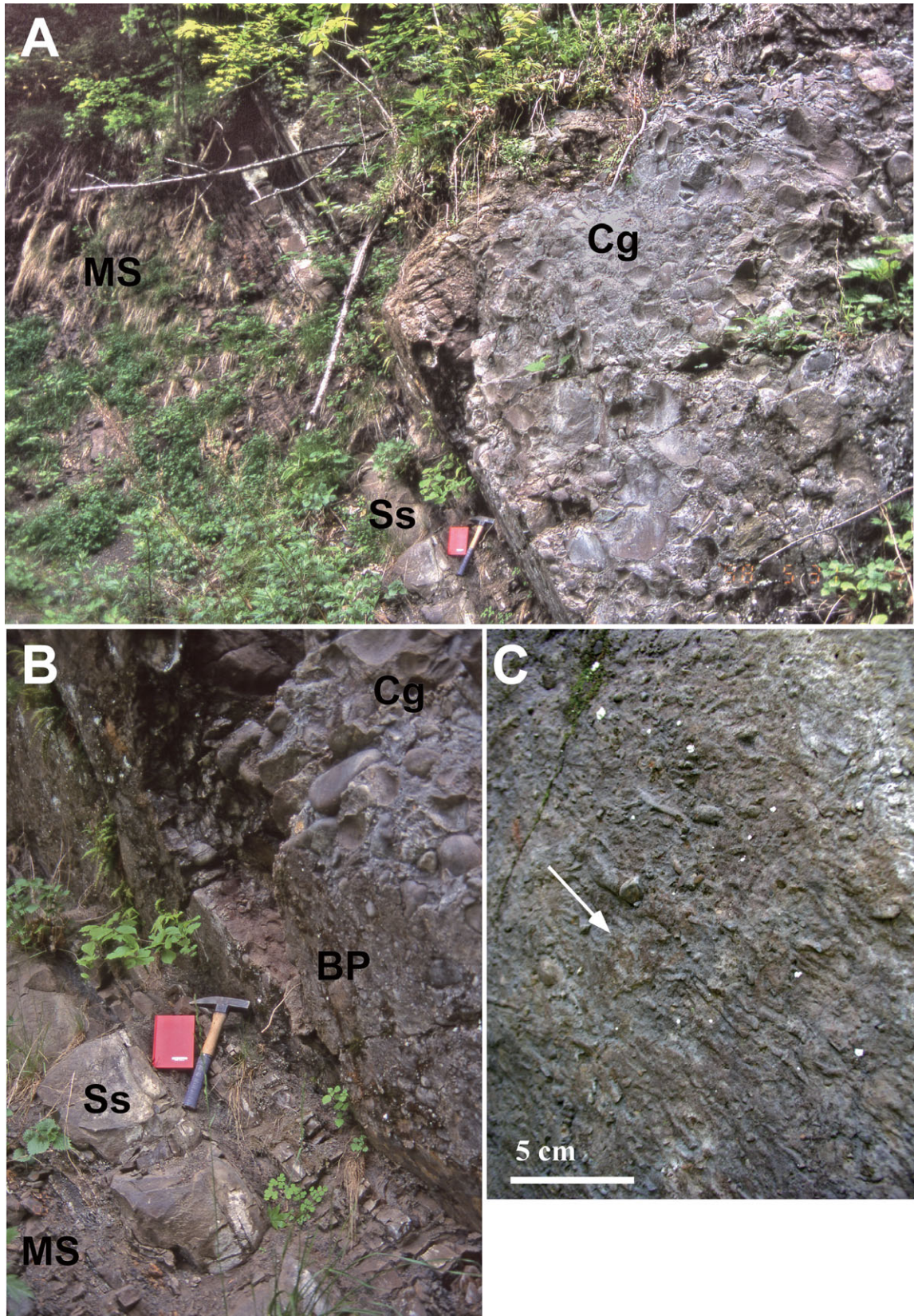


図 9. 滝の沢礫岩の露頭写真. A: 滝の沢礫岩 (Cg) と下位の泥岩砂岩互層 (MS) との累重関係. B: 滝の沢礫岩の下底面. Ss: 厚層葉理砂岩層. A, B のスケールは長さ約 35 cm のハンマー. C: グループキャスト (ツールマーク) を示す滝の沢礫岩層の下底面. 位置は図7参照. キャストの端部に小礫が位置することに注意. 矢印はそれにより推定される流向. Fig. 9. Outcrop photos of the Takinosawa Conglomerate. A: Takinosawa Conglomerate (Cg) and underlying alternation of mudstone and mudstone (MS). B: close-up view of the basal plane (BP) of the Takinosawa Conglomerate. Ss: thick laminated sandstone bed. Scale for A and B: a hammer ca. 35 cm in length. C: groove cast (tool marks) on the basal plane of the Takinosawa Conglomerate. Note small pebbles at the end of the cast. White arrow: inferred flow direction.



図 10. 滝の沢礫岩の典型的岩相を示す露頭面。スケールは長辺約 8 cm。

Fig. 10. Outcrop surface showing typical appearance of the Takinosawa Conglomerate. Scale: ca. 8 cm at the long side.

滝の沢礫岩は 3 枚の礫岩層を含む礫岩主体ユニットで (Fig. 8), 下位から, 級化礫岩層・砂岩礫岩薄層を挟む成層シルト岩層・無構造礫岩層・成層シルト岩層・弱成層礫岩層・含礫泥岩/礫岩混合相からなり, 上位に厚層理中粒砂岩層が重なる (川村ほか, 1999; 川村, 2010a)。ユニットの全層厚は 25 m である。下位の蝦夷層群下部層準 (“下部蝦夷層群”; 高橋・鈴木, 1986) との境界はほぼ平面的で, 大きな侵食構造は認められない (Fig. 9-A,B)。礫岩層の基底部には, 小規模なグループキャスト (ツールマーク) が見られる (Fig. 9-C)。キャストとその末端にある礫の位置関係から, 流向は礫岩下底面に向かって左上⇒右下と判断され, 層理面を水平に戻すと西北西方向からの供給を示すと考えられる。礫径は最大 20 cm, 礫形は円～垂円礫で淘汰は比較的良好 (Figs. 10,11)。基質は淘汰の良い中粒砂で, 礫の多くは接触しているが, 一部に基質支持構造を示すところもある (Fig. 11)。

礫岩中に含まれる礫種 (Fig. 11) は, 発泡玄武岩 (Fig. 12-A)・カンラン石?玄武岩 (Fig. 12-B)・単斜輝石安山岩 (Fig. 12-C)・普通角閃石デイサイト (Fig. 12-D)・石英斑岩 (Fig. 12-E) 溶結凝灰岩～流紋岩 (Fig. 12-F)・珪質泥岩～珪長質凝灰岩・石英閃緑岩 (Fig. 12-G)・含貝殻石灰質シルト岩～砂岩・ウーイド石灰岩 (Fig. 12-H)・石英

長石質砂岩 (Fig. 12-I)・灰色チャート・赤色チャートなどである。チャートには変形した放射虫殻が含まれる (Fig. 12-J)。石灰質シルト岩～砂岩の礫には, 外型が不定型で基質との境界が不明瞭な同時礫の形態を示すものがある (Fig. 11)。

滝の沢礫岩は, 礫質タービダイトあるいは礫質デブリフロー堆積物などの重力流堆積物と考えられる (川村ほか, 1999)。滝の沢礫岩の側方連続性は悪く, 滝の沢本流では蝦夷層群下部層準の上に礫岩相を欠いて蝦夷層群中部層準の厚層理葉理砂岩層が直接載っていると考えられる (Fig. 4)。このことから, 両層準は整合関係にあると考えられる。なお, 高嶋・西 (1999) は, 礫岩層の上下の泥岩から, *Grobigerinelloides ferreolensis* 群集に属する浮遊性有孔虫化石の産出を報告しており, その時代をアプチアン/アルビアン境界付近とみなしている。

蝦夷層群中部層準砂岩中の碎屑性ザクロ石

採取サンプル: 滝の沢礫岩の上位に露出する厚層理中粒砂岩層 (Fig. 4)。

検討手法: 採取した砂岩サンプルをジョークラッシャーを用いて破碎し, メッシュによる篩い分けを行い

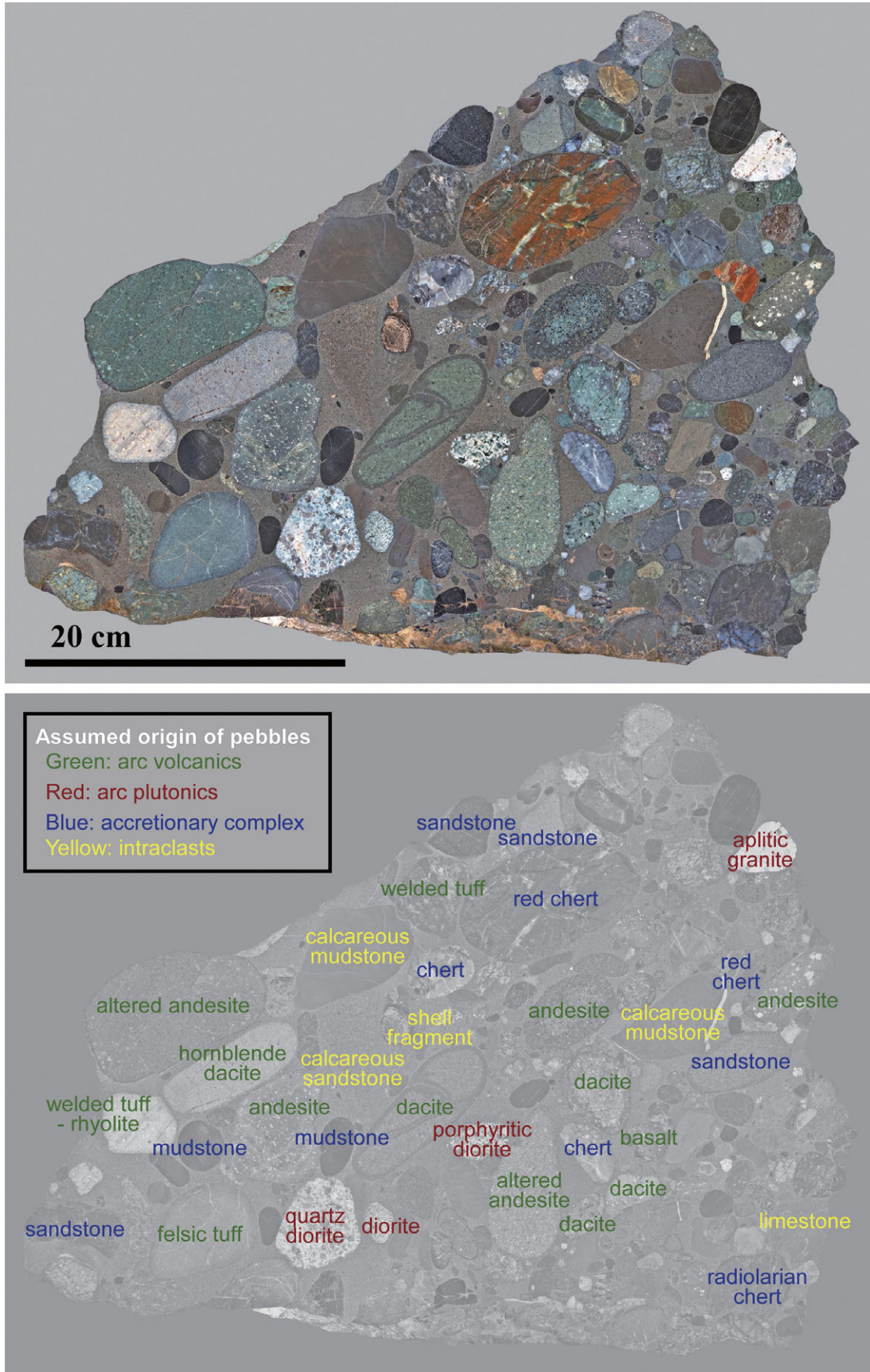


図 11. 滝の沢礫岩の切断研磨標本。北海道大学総合博物館所蔵標本 (S-00001)。川村信人ほか採集。
Fig. 11. Cut and polished specimen of the Takinosawa Conglomerate. The specimen (S-00001) is stored in the Hokkaido University Museum, collected by M. Kawamura et al.

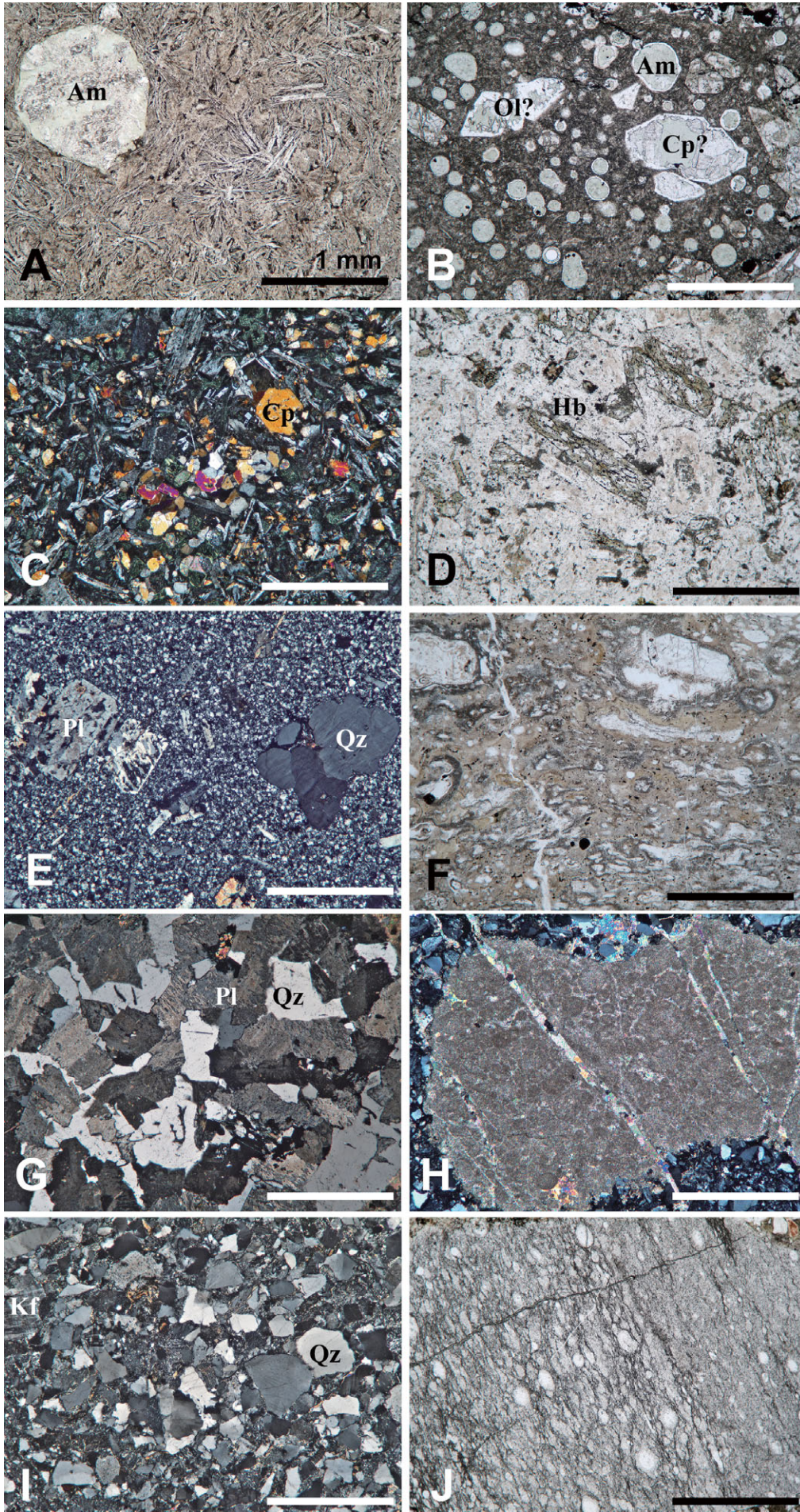


図 12. 滝の沢礫岩中の礫の顕微鏡写真. A: 玄武岩, B: カンラン石?玄武岩, C: 単斜輝石安山岩, D: 普通角閃石デイサイト, E: 石英斑岩, F: 流紋岩, G: 石英閃緑岩, H: ウーイド石灰岩, I: 石英質砂岩, J: 圧力溶解劈開を生じた変形放散虫チャート.

Am: 発泡痕, Ol: カンラン石?仮像, Hb: 普通角閃石仮像, Cp: 単斜輝石, Cp?: 単斜輝石?仮像, Qz: 石英, Pl: 斜長石, Kf: アルカリ長石.

A, B, D, F, J: 開放ポラライザー. C, E, G, H, I: 直交ポラライザー. スケールはすべて 1 mm.

Fig. 12. Photomicrographs of the pebbles in the Takinosawa Conglomerate. A: basalt, B: olivine basalt, C: clinopyroxene andesite, D: hornblende dacite, E: quartz porphyry, F: rhyolite, G: quartz diorite, H: ooid limestone, I: quartzose sandstone, J: deformed radiolarian chert with pressure solution cleavage.

Am: amygdule, Ol: olivine? (pseudomorph), Hb: hornblende (pseudomorph), Cp: clinopyroxene, Cp?: clinopyroxene? (pseudomorph), Qz: quartz, Pl: plagioclase, Kf: alkali feldspar.

A, B, D, F, J: open polarizers. C, E, G, H, I: crossed polarizers. Scales: all 1 mm.

#150-250 の粒度の粉末試料を作成した。この試料から、重液（テトラブromoエタン：2.9 g/cm³）により重鉱物を分離した。鉱物化学組成分析は、北海道大学共同利用施設エネルギー分散・波長分散蛍光 X 線分析研究室に設置されている EPMA（JEOL JXA-8900R）を用い、粉末試料から作成した薄片内のザクロ石粒子に含まれる 11 元素（Si, Ti, Al, Cr, Ni, Fe, Mn, Ca, Na, K）の含有量を測定した。分析条件は、加速電圧 15 kV, 電流値 20 nA, ビーム径 0 μm である。得られたデータは ZAF 法により補正している。

碎屑性ザクロ石の組成： パイロープ成分に富むアルマンディン、アルマンディン、スペサルティン成分に富むアルマンディンを主体とする。これを Pyp - (Alm+Sps) - (Gro+And) 三角図 (Fig. 13A) で見ると、分析値の多くが Pyp - (Alm+Sps) 辺に沿った分布を示し、少量が (Gro+And) 成分に富んだ領域にプロットされる。パイロ

ープ成分の最大値は 43 mol% である。このような特徴は渡島帯砂岩中の碎屑性ザクロ石の特徴（川村ほか，2000）とよく似ているが、渡島帯砂岩には (Gro+And) 成分に富んだものは見られない。これをパイロープ mol% の頻度分布グラフ (Fig. 13B) で見ると、20 - 24% にピークを持つブロードな分布を示し、32 - 36% のところに弱いサブピークを持つ。この特徴は、渡島帯砂岩のそれとよく一致するが、渡島帯砂岩の最頻ピーク (0 - 4%) は滝の沢の蝦夷層群中部層準砂岩には見られない。

蝦夷層群下部層準中の含貝殻片礫岩

滝の沢に分布する双珠別川層の最下部、厚層理タービダイト砂岩のすぐ上の層準 (Figs. 4,5) に、特徴的な含貝殻片礫岩層が露出している (Fig. 14)。厚さは約 30 cm。

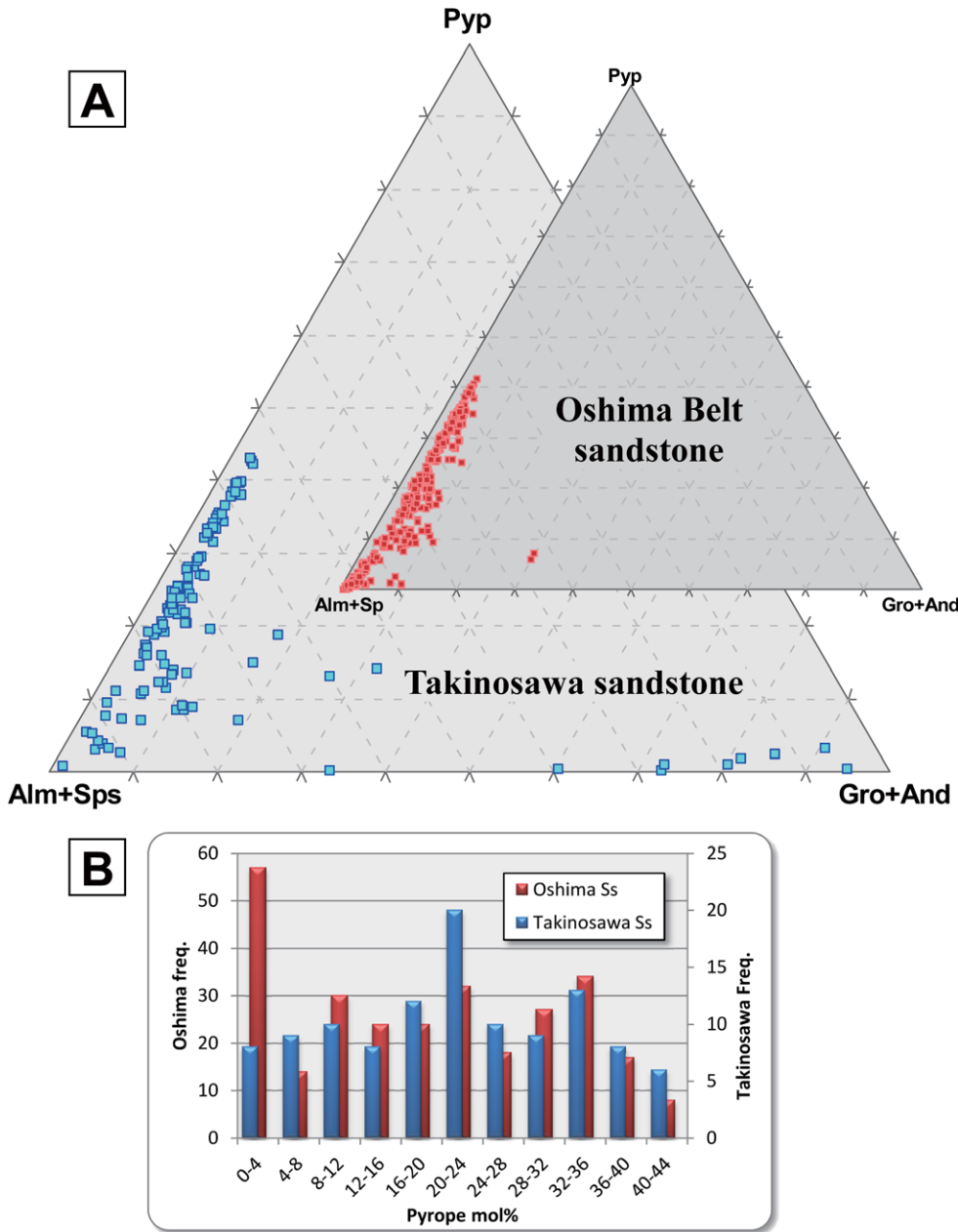


図 13. 滝の沢蝦夷層群中部層準砂岩中の碎屑性ザクロ石の化学組成. A : Pyp - (Alm+Sps) - (Gro+And) 三成分図. Pyp : パイロープ, Alm : アルマンディン, Sps : スペサルティン, Gro : グロシュラー, And : アンドラダイト. B : パイロープ mol% の頻度分布図. 渡島帯砂岩のデータは川村ほか (2000) による. Fig. 13. Chemical composition of detrital garnets in the sandstone of middle horizon of the Yezo Group at Takinosawa. A : Pyp - (Alm+Sps) - (Gro+And) ternary plots. Pyp: pyrope, Alm: almandine, Sps: spessartine, Gro: grossular, And: andradite. B: frequency histogram for pyrope mol% of the garnets in the Takinosawa sandstone. Data for the Oshima Belt sandstone after Kawamura et al. (2000).

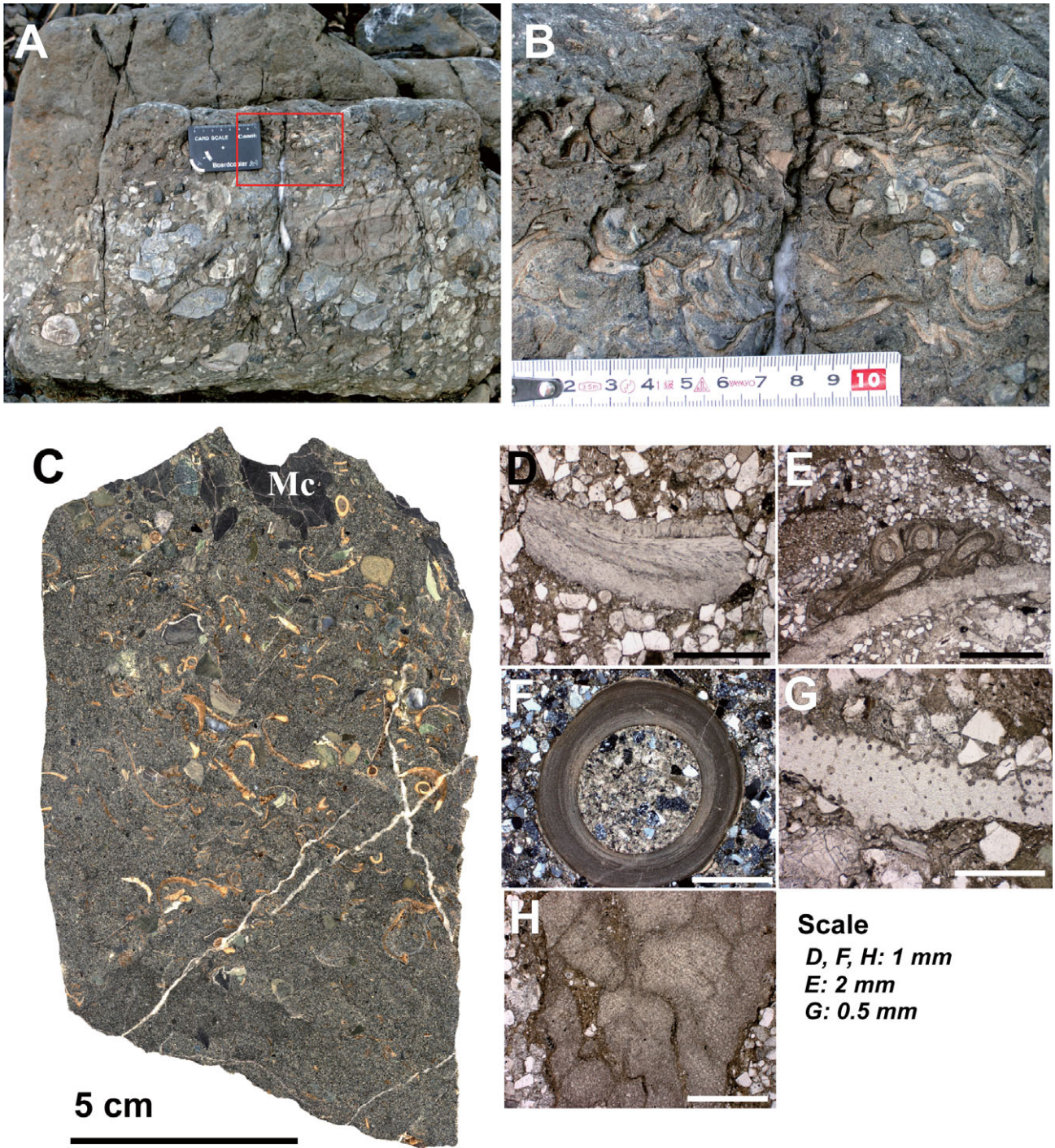


図 14. 蝦夷層群下部層準に挟在する含貝殻片礫岩層。A: 礫岩単層。スケールは長辺約 8 cm。露頭位置は図 4 参照。赤四角は B の撮影位置。B: 単層上部の貝殻密集部。スケールの単位は cm。C: 貝殻密集部の切断研磨標本。Mc: 泥クラスト。D-H: 生砕物の顕微鏡写真。D: トリゴニア類の貝殻片。E: トリゴニア類の貝殻片の外表面に付着したゴカイ類の石灰質棲管。F: ゴカイ類の石灰質棲管。G: (未同定)。H: ストロマトポロイド? (未同定)。D,E,G,H: 開放ポラライザー。F: 直交ポラライザー。

Fig. 14. Outcrop and specimen of the conglomerate with shell fragments in the lower horizon of the Yezo Group. A: whole view of the conglomerate bed. Scale is ca. 8 cm at the long side. For locality, see Fig. 4. Red square shows a position of B. B: shelly upper part of the conglomerate bed. Scale in cm. C: cut and polished specimen of the shelly part. Mc: mud clasts. D - H: photomicrographs of bioclasts. D: trigoniid shell fragment. E: calcareous tubes of polychaetes attached on outer surface of a trigoniid shell. F: calcareous tube of polychaetes. G: (*unidentified*). H: stromatoporoid? (*unidentified*). D,E,G,H: open polarizers. F: crossed polarizers.

礫岩層の下位は黒色泥岩，上位は中粒砂岩と泥岩の互層である。礫は石灰質泥岩を主体とし，灰色～黒色チャート・珪長質凝灰岩などの円礫～亜角礫を含み，不淘汰である (Fig. 14-A)。礫径は礫層中央部でもっとも大きく，礫層下底部で逆級化，礫層全体としては正級化構造を示し (Fig. 14-A)，上部の中粒砂岩に漸移する。下底部付近では礫のインブリケーション状構造が認められる (Fig. 14-A)。貝殻片は礫層上部に濃集している (Fig. 14-B,C)。また，単層上部に不定型の黒色泥クラストを含む (Fig. 14-C)。基質は円磨度・淘汰度のあまり良くない砂岩で，粒子間に炭酸塩セメントが発達する。

単層内は未分化であり明瞭な成層構造や葉理を示さず，高密度混濁流堆積物あるいはデブリフロー堆積物と考えられる。貝殻片を含むこのような堆積物の起源として，ストームに起因する可能性が想定できるだろう。例えば Mahar (1989) はスピッツベルゲンの下部ジュラ系の浅海成層の中から，厚さ 1 m 以下の特徴的な不淘汰礫岩層を報告し，その起源を“mega-storm turbidite”であるとしている。伊庭ほか (2005) は道北中川地域の蝦夷層群下部層準の最下部から *Orbitolina* 石灰岩礫を含む礫質重力流堆積物を報告している。本地域の礫岩からはいまのところ *Orbitolina* は発見されておらず，中川地域の礫岩は貝殻片を直接に含まないなど，いくつか相違する点があるが，両者は層準や堆積機構が類似しており関連性が想起される。

含まれる貝殻片はトリゴニア類とカキ類で，両者ともに離弁しており，殻の向きもランダムである (Fig. 14-B,C)。顕微鏡下では，トリゴニア殻の外表面に付着したゴカイ類の石灰質棲管が多数認められる (Fig. 14-E)。そのほか各種の石灰質生碎物が認められる (Fig. 14-D,F,G,H) が，現在のところ未同定である。

考 察

1. 蝦夷層群下部・中部層準の層序

松本 (1951) は，それまでの“菊石層群”を蝦夷層群 (Yezo Group) と改称し，それをさらに下部蝦夷層群・中部蝦夷層群・上部蝦夷層群に区分した。中部蝦夷層群の下底は“1種の不整合面”と表現され，広域的な層群境界を構成するものとされた。松本 (1951) は，蝦夷層群とその下位カテゴリーの“*部蝦夷層群”との階層関係を明示してはいないが，事実上前者を“累層群”，後者を“層群”とみなした書き方となっている。Okada (1983) はこの点を整理し，蝦夷層群を蝦夷累層群 (Yezo Supergroup) とした。なお，“累層群”は現在の『地層命名の指針 (日

本地質学会 <http://www.geosociety.jp/name/content0001.html>)』にしたがうと“超層群”となる。

しかし，『地層命名の指針』にもある通り，地層の命名は「層あるいは累層 (formation) を基本単位とする」ものであり，累層カテゴリーがその内部に存在しない層群は，いわば“裸名 (nomina nuda)”に相当すると考えられる。中川地域や夕張地域あるいは浦河地域のように，累層区分が明快になされた上で層群に統合されている地域もあるが，それ以外の特に蝦夷東帯に属する地域では，累層区分がなされないままに，その一般的な岩相から“*部蝦夷層群”と大まかに区分されているだけの地域もある。その代表的なものが，高橋・鈴木 (1986) による日高地域の層序区分であろう。また，累層区分が行われていても，他地域の累層名を当てはめたに過ぎないと思われる地域もある。

滝の沢下流部の層序と“*部蝦夷層群”スキームとの対応関係には，二つの考え方がある。既に述べたように，高橋・鈴木 (1986) では，下位を不整合におおる礫岩などの粗粒碎屑岩層 (≡滝の沢礫岩) をもって中部蝦夷層群の基底 (M/L 境界; Fig. 5) とし，その下位を下部蝦夷層群としている。これに対して，高嶋・西 (1999) は，この岩相境界は不整合ではないとして，M/L 境界は夕張地域と同様にこの層序的上位の珪長質凝灰岩層 (丸山層相当層) の下底にあるとしている (Fig. 5)。また彼らは，滝の沢礫岩の上位下位層準の時代をアプチアン/アルビアン境界付近とし，滝の沢礫岩が“蝦夷層群下部”のメンバーであるとも述べている。これらの考え方のどちらが適切かは，研究の目的や手法にもよるので一長一短があり，どちらとも言えない。しかし少なくとも，このような層序に対して“中部蝦夷層群”と“下部蝦夷層群”の層群境界を導入することは不可能であろう。本論文では，高橋・鈴木 (1986) の区分を踏襲しているが，層群区分は採用せず，暫定的な“層準”の表現を使用している。

“蝦夷累層群”を三つの層群に区分するやり方は，蝦夷層群研究の初期には意味のあるものであり，現在も一定の利便性を持っているが，累層区分を基本とする観点からは弊害がきわめて大きく『地層命名の指針』にも合致しない点があるため，先取権はあるが用いるべきではない。これまでの蝦夷層群の層序的研究の中で，“*部蝦夷層群”というある意味で慣習的な層序区分が実体以上の層序的特徴・意義を付与されていたことはいなめない。

このような現状に対しては，例えば，本山ほか (1991) や Takashima et al. (2004) による夕張地域蝦夷層群などのオーソドックスな累層区分が良い指針となっている。これらは，彼らが意図したかどうかにかかわらず，上記の

ような状況に対するアンチテーゼとなっている。すなわち、累層区分が暫定的・未着手の地域については早急に層序学的再検討を行ない、従来の先入観にとらわれず累層・部層区分を新たに行っていく必要がある（川村ほか，2008）。その過程には、特に珪長質凝灰岩層による鍵層対比が大きな役割を果たし、ジルコン U-Pb 年代による時代決定が大きな武器となっていくだろう。それによって蝦夷層群の層序に関する見方が大きく変わっていく可能性がある。Fig. 2 のような層序対比試案は、単に通過点に過ぎない。例えば、Fig. 2 で鍵層として図示した丸山層およびその相当層の珪長質凝灰岩層（後期アルビアン；Takashima et al., 2004）の層準は、累層区分に対して斜交しているように見える。もしそれが事実であれば、従来の累層区分は同時間面に対してかなりの程度斜交している（diachronous）ことになる。しかし露出の離れた各地域の珪長質凝灰岩層の対比は多かれ少なかれ“人為的”なものとならざるを得ない。化石年代データだけでなく、絶対年代データの蓄積がそれを解決する手段となる。

川村ほか（2008）は、浦河地域を除く蝦夷東帯に分布する蝦夷層群の層序区分試案を示したが、“双珠別川-日高地区”では、蝦夷層群の下部層準と中部層準は“双珠別川層”に一括されている。蝦夷東帯の他地域において、これらの層準がその岩相的特徴からいくつかの累層に区分されている場合がある（例えば；酒匂・小山内，1962）が、別の地域の層序や名称を単に援用していると考えられる場合もある。日高地域の蝦夷層群下部・中部層準の累層

区分についてはこれからの課題であるが、“双珠別川層”はあくまでも暫定的区分であり、Takashima et al. (2004) の夕張地域での区分を参考にすれば、新たに複数の累層・部層に区分できる可能性がある。しかしその基礎となる層序学的・年代学的データは、まだ不足している。

いずれにせよ、蝦夷層群下部層準～中部層準の下部が堆積したアプチアンからアルビアンにかけて約 25 myrs というかなり大きな年代幅の中で、蝦夷層群という地質体は時間的・空間的に多様なヒストリーを辿っている。それを“下部蝦夷層群・中部蝦夷層群”という伝統的な層序ステレオタイプの中に閉じ込めてしまっは、『エゾ前弧海盆のテクトニクス』の実態は見えてこないだろう。

2. エゾ前弧海盆のテクトニクス

蝦夷東帯の南部地域、春別川および三石川地域では、蝦夷層群中部層準（春別川層）の陸成～浅海成粗粒基底相が、下位の岩清水コンプレックスの変成付加ユニットや蝦夷層群下部層準を不整合に覆っている（川村ほか，1999；Ueda et al., 2002）。このことは、アルビアン前期（110 Ma 前後）に、エゾ前弧海盆内に変成付加体が上昇し狭い陸域（岩清水古陸）を短期間形成していたことを明瞭に示している（Fig. 15）。このような前弧海盆内の隆起帯は“前弧リッジ（forearc ridge）”と呼ばれる（Pavlis and Bruhn, 1983）。前弧リッジが低温高压変成岩体を伴って上昇陸化した現世の実例としては、エーゲ海の Hellenic Arc から報告された例がある（Marsellos et al., 2010）。岩清水古陸のケースでは、その上昇速度は 0.1 cm/y 程度で

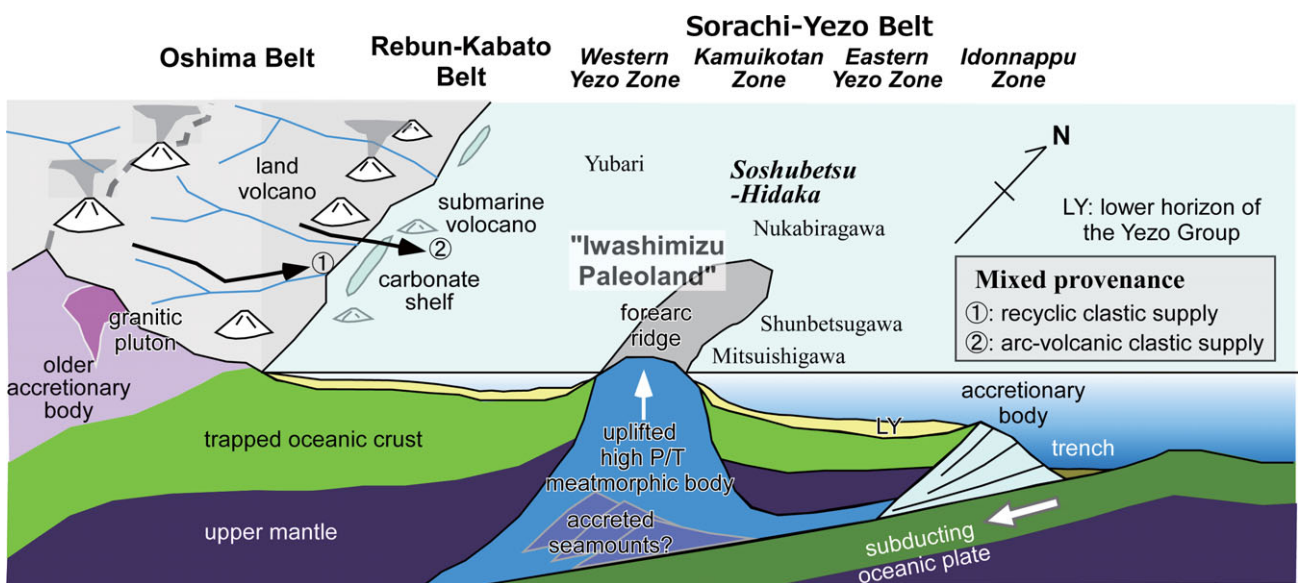


図 15. アルビアン（約 110 Ma）のエゾ海盆のテクトニクス・古地理模式図。川村ほか（1999），川村（2010b）を基に本論文のデータを加味して作成。

Fig. 15. Tectonic and paleogeographical scheme for the Yezo Basin in Albian time (ca. 110 Ma). Based on and modified after Kawamura et al. (1999), Kawamura (2010b) with the data of this study.

あったと考えられ (Ueda et al., 2002), 衝突山脈に匹敵するオーダーの変動量を示す。

一方, 蝦夷東帯の北部地域にあたる滝の沢-双珠別川地域では, 蝦夷層群中部層準基底に相当する部分に不整合は観察されず, 下位の蝦夷層群下部層準との間に礫質重力流堆積物, あるいはそれらの崩壊堆積体を挟んで基本的に整合的な関係にある。このことは, 前弧リッジの少なくとも陸上部 (岩清水古陸) が春別川地域以南に限定されていることを示しており, その北方には海域が存在したものと考えられる (Fig. 15)。なお, 川村ほか (1999) によって報告された額平川地域の蝦夷層群中部層準と下部層準の不整合関係は, 海進ラグ堆積物と解釈される含貝殻破片礫質岩と下位の海成層との接触関係であり, 狭義のテクトニックな不整合関係を示すものかどうか疑わしい。

岩清水古陸が, 渡島帯～礼文-樺戸帯の陸域から完全に分離した島だったのか, それとも陸域に接続した半島の一部であったのかは, まだ分かっていない。前弧海盆内での相対的位置もまったく不明である。なお, この時期の夕張地域は, 岩清水古陸北方の沿岸部に相当するものと考えられる。

滝の沢礫岩が堆積した時代 (アプチアン後期～アルビアン) の近辺には, ①蛇紋岩砂岩・礫岩 (吉田ほか, 2003; Yoshida et al., 2010), ②大規模なオリストストローム (峠 (きりぎし) 山オリストストローム; Takashima et al., 2004), ③低温高压変成付加体を不整合におおむね蝦夷層群中部層準 (川村ほか, 1999; Ueda et al., 2002) といった, “非定常的” な堆積層序現象が集中している (Fig. 2)。このことは, この時期になんらかのテクトニックな不安定性 (instability) が存在していたことを示す。この点については, 新井田・紀藤 (1986) の『およそ 110～100 Ma 頃, 前弧海盆は蛇紋岩メランジュの上昇・進入によって局所的に隆起・破壊され』という記述は極めて先進的なものである。しかし, その要因が “蛇紋岩メランジュの上昇” なのかについては, 議論が必要であろう。今後その要因の解明が期待される。

3. 碎屑物供給

高嶋・鈴木ほか (1997) は, 滝の沢礫岩と同層準にありその崩壊堆積物と考えられる双珠別川のオリストストローム (双珠別スランプ体; 川村ほか, 1999) 中の礫岩ブロックに含まれるチャート礫の放散虫・コノドント年代 (三畳紀中期～ジュラ紀後期) や岩質から, それらが渡島帯をはじめとする西方のジュラ紀付加体から供給されたものと考えた。我々の検討でも, 滝の沢礫岩から,

珪長質深成岩・片理 (圧力溶解劈開) を生じたチャート・石英に富んだ石英長石質砂岩などの碎屑粒子が見出されており (Fig. 12-G,I,J), これらはジュラ紀付加体である渡島帯の構成岩相 (川村ほか, 2000) との強い類似性を持っている。また珪長質凝灰岩礫は円礫であり (Fig. 11), 礫岩堆積時には固結していたと考えられ, 同様に古期付加体起源の可能性もある。

一方, 再結晶のほとんど見られない玄武岩・安山岩・珪長質火山岩などの碎屑粒子は, 堆積場近傍の準同時的な火山作用に由来したと考えられる。その第一候補は空知-エゾ帯の西方に隣接する礼文-樺戸帯である。しかし, 礼文-樺戸帯には, 溶結凝灰岩～流紋岩のような珪長質陸上火山岩や花崗岩類などの珪長質火成岩は分布しない (永田ほか, 1986; 池田・小松, 1986; 近藤, 1991) ので, それらはさらに西方の渡島帯に由来する可能性が高い。ただし現在の渡島帯では, 花崗岩類は広範囲に分布しているが, 珪長質火山岩などの島弧上部構造は浸食により失われている (unroofing)。また, 滝の沢礫岩中に石灰質泥岩やウーイド石灰岩の (準) 同時礫を含むことは, 礫岩の堆積域の西方, おそらく火山弧の前面に, 温暖な炭酸塩浅海堆積場が存在していたことを強く示唆している (Fig. 15)。

中部層準砂岩中の碎屑性ザクロ石のパイロープ成分に富んだアルマンディン (パイロープ成分 30 mol% 以上) は, グラニュライト相程度の変成を受けた砂泥質片麻岩起源であると考えられる (例えば; 寺岡, 2003; Krippner et al., 2014 など)。日本列島では先白亜紀あるいは先ジュラ紀の砂泥質グラニュライトの分布は非常に限られており, 特に東北日本にはその分布がない。したがって, このようなザクロ石粒子の供給源として, 広範囲に高度変成を受けた先カンブリア紀アジア大陸東縁部 (=南北中国地塊) 基盤岩 (竹内, 2000 など), およびそこから碎屑物供給を受けたジュラ紀渡島帯砂岩 (川村ほか, 2000) からのリサイクルが挙げられる。中部層準砂岩と渡島帯砂岩のパイロープ mol% の頻度分布は, 0-4% の最頻ピークを除くと非常によく似ている (Fig. 13)。ジュラ紀中期から白亜紀アルビアンまでの約 80 myrs の間に碎屑物供給がほとんど変化しなかったとは考えにくいので, この類似性は中部層準砂岩への西方からの碎屑物供給が, アジア大陸東縁部からの直接供給ではなく, 渡島帯砂岩のリサイクルであった可能性が高いことを示唆する。ただし, 渡島帯砂岩に見られる 0-4% 最頻ピークがなぜ中部層準砂岩に見られないのかは説明できない。

以上のことから, 蝦夷層群中部層準の碎屑物供給は, 西方に存在する古期付加体と珪長質深成岩からの供給お

よび準同時性火山性供給という混合供給源 (mixed provenance) を示していることになる (Fig. 15). しかし, その詳細はまだ明らかにはなっていない. また, 岩清水古陸の構成岩体である低温高压変成岩体や, その周縁部に存在した緑色岩を主体とする前弧海洋性基盤 (空知層群) および蝦夷層群下部層準砂岩からの供給があったかどうかも現時点で不明である.

謝辞 下部層準の含貝殻片礫岩中の化石・生砕物については, 伊庭靖弘博士 (北海道大学理学院自然史科学専攻) にご教示いただいた. 記して謝意を表する.

引用文献

- 伊庭靖弘・瀧 修一・吉田孝紀・疋田吉識, 2005, 北海道北部中川地域の下部蝦夷層群最下部から大型有孔虫 *Orbitolina* を含む石灰岩礫の発見とその意義. 地質学雑誌, **111**, 67-63.
- 池田 泉・小松正幸, 1986, 礼文島の前期白亜紀火山岩類. 地団研専報, no.31, 51-62.
- 猪間明俊, 1969, 中蝦夷地変と中部蝦夷層群の堆積 (上). 石油技術協会誌, **34** : 11-17.
- Maher, H.D. Jr., 1989, A storm-related origin for the Jurassic Brentskardhaugen Bed of Spitsbergen, Norway. *Polar Research*, **7**, 67-77.
- Marsellos, A.E., Kidd, W.S. and Garver, J.I., 2010, Extension and Exhumation of the HP/LT Rocks in the Hellenic Forearc Ridge. *Amer. Jour. Sci.*, **310**, 1-36.
- 松本達郎, 1951, 蝦夷層群と関門層群. 地質学雑誌, **57**, 95-98.
- 本山 功・藤原 治・海保邦夫・室田 隆, 1991, 北海道大夕張地域の白亜系の層序と石灰質微化石年代. 地質学雑誌, **97**, 507-527.
- 永田 勝・紀藤典夫・新井田清信, 1986, 樺戸山地の中生界—隈根尻層群の年代と白亜紀火成弧としての性格. 地団研専報, no.31, 63-79.
- 新井田清信・紀藤典夫, 1986, 北海道における白亜紀島弧—海溝系—その地質構成と造構史—. 地団研専報, no.31, 379-402.
- 川口通世, 1990, 宗谷—音威子府地域, 空知層群・蝦夷累層群. 加藤 誠・勝井義雄・北川芳男・松井 愈(編), 日本の地質『北海道地方』, 共立出版, 21-23.
- 川村信人, 2010a, 富良野—新冠—浦河地域の蝦夷層群. 日本地質学会(編集), 日本地方地質誌『北海道』, 76-81.
- 川村信人, 2010b, 地質体の形成モデル, ジュラ紀～前期白亜紀. 日本地質学会(編集), 日本地方地質誌『北海道』, 519-522.
- 川村信人・安藤寿男, 2010, 空知—エゾ帯の蝦夷層群, はじめに. 日本地質学会(編集), 日本地方地質誌『北海道』, 64-66.
- 川村信人・植田勇人・鳴島 勤, 1999, 前弧海盆堆積物中の不整合とスランプ体 —中部蝦夷層群基底部の層位的現象—. 地質学論集, no.52, 37-52.
- 川村信人・安田直樹・渡辺暉夫・Mark Fanning・寺田 剛, 2000, 渡島帯ジュラ紀石英長石質砂岩の組成と供給地質体. 地質学論集, no.57, 63-72.
- 川村信人・吉田孝紀・植田勇人, 2008, 白亜系蝦夷層群の層序区分と広域的対比について. 日本地質学会第115年学術大会(秋田)講演要旨, 195.
- 君波和雄・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫, 1986, 北海道中生界の構造区分と層序. 地団研専報, no.31, 1-15.
- 近藤浩文, 1991, 北海道樺戸山地隈根尻層群の層序と地質構造. 地質学雑誌, **97**, 357-376.
- Krippner, A., Meinhold, G., Morton, A. C., and von Eynatten, H., 2014, Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. *Sedimentary Geology*, **306**, 36-52.
- 岡田博有, 1979, 北海道の地質とプレートテクトニクス. 月刊地球, **1**, 869-877.
- Okada, H., 1983, Mesozoic arc-trench systems in Hokkaido, Japan. In: Hashimoto, M. and Ueda, S. (eds.), *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, Terra Pub., Tokyo, 107-122.
- 小山内 熙・松下勝秀, 1960, 日高山脈西縁の白亜系, II—右左府, 額平川, 新冠川・宿主別川, イドナナップ川, アブカサンベ川, 高見, 三石・梟舞川地域の白亜系の層序. 地下資源調査所報告, **24**, 19-37.
- Pavlis, T.L. and Bruhn, R.L., 1983, Deep-seated flow as a mechanism for the uplift of broad forearc ridges and its role in the exposure of high P/T metamorphic terranes. *Tectonics*, **2**, 473-497.
- 酒井 彰・蟹江康光, 1986, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)「西舎地域の地質」. 地質調査所, 92p.
- 酒匂純俊・小山内 熙, 1962, 5万分の1地質図幅および同説明書「千呂露」. 北海道立地下資源調査所, 46p.
- 高橋功二・鈴木 守, 1986, 5万分の1地質図幅および同説明書「日高」. 北海道立地下資源調査所, 44p.
- 高嶋礼詩・西 弘嗣, 1999, 中蝦夷地変の再検討と北海道の白亜紀テクトニクス. 地質学雑誌, **105**, 711-728.

- 高嶋礼詩・鈴木紀毅・小池敏夫・斎藤常正, 1997, 北海道双珠別地域における下部・中部蝦夷層群境界の不整合の検討とその地史的意義—中蝦夷地変の再検討—. 地質雑, **103**, 489-492.
- Takashima, R., Kawabe, F., Nishi, H., Moriya, K., Wani, R. and Ando, H., 2004, Geology and stratigraphy of forearc basin sediments in Hokkaido, Japan: Cretaceous environmental events on the Northwest Pacific margin. *Cretaceous Research*, **25**, 365-390.
- 竹内 誠, 2000, 砕屑粒子の化学組成からのメッセージ : 砕屑性ザクロ石の化学組成に基づく後背地解析と東アジアの地殻変動. 地質学論集, no.57, 183-194.
- 瀧 修一・伊庭靖弘・疋田吉識・吉田孝紀, 2011, 北海道北部, 天塩中川地域の知良志内川上流域における白亜系層序. *Journal of the Faculty of Science, Shinshu University*, **43**, 1-42.
- 寺岡易司, 2003, 西南日本の古生代—第三紀砂岩中の砕屑性ザクロ石. 地質調査研究報告, **54**, 171-192.
- 植田勇人, 2007, 海山沈み込みに伴う前弧域の発達過程と固体物質循環. 地質学雑誌, **113**, 補遺, 137-152.
- Ueda, H., Kawamura, M. and Yoshida, K., 2002, Blueschist-bearing fluvial conglomerate and unconformity in the Cretaceous forearc sequence, south central Hokkaido, northern Japan: Rapid exhumation of high-P/T metamorphosed accretionary complex. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **108**, 133-152.
- Yoshida, K., Iba, Y., Taki, S., Sugawara, M., Tsugane, T. and Hikida, Y., 2010, Deposition of serpentine-bearing conglomerate and its implications for Early Cretaceous tectonics in northern Japan. *Sedimentary Geology*, **232**, 1-14.
- 吉田孝紀・瀧 修一・伊庭靖弘・菅原 勝・疋田吉識, 2003, 下部蝦夷層群から含蛇紋岩礫岩の発見とその意義. 地質学雑誌, **109**, 336-344.

総説

日高町岩内岳かんらん岩体を通る東西地質断面



A geological east-west cross section through the Iwanai-dake peridotite mass in Hidaka town based on the tectogenesis of ultramafic masses, Hokkaido

加藤孝幸^{1*}

Takayuki Katoh^{1*}

Review

2017年3月15日 受付, 2017年4月12日 受理

要旨

日高町の岩内岳かんらん岩体を通る東西地質断面を超苦鉄質岩（蛇紋岩）の分布・構造・原岩・変成作用・テクトニックブロックなどを中心に検討した。これによると、岩内岳周辺の超苦鉄質岩体が東方からの移動距離数10kmという大規模なナップテクトニクスを受けているとは考えにくい。神居古潭構造帯の西方に分布する紅葉山の蛇紋岩海山列をもたらした超苦鉄質岩が中新世初期の滝の上層堆積盆に上昇している。このことは、北海道中軸帯西側に神居古潭構造帯と同様の島弧火成活動を受けて部分溶融の進んだ超苦鉄質岩が広く伏在していることを示す。古第三紀の東北日本弧とオホーツク古陸の衝突に伴って、東北日本弧側がオホーツク古陸に沈み込んだと考えられており（第1次のナップテクトニクス）、中新世中期以降に千島弧の衝突・日高山脈の上昇という第2次のナップテクトニクスを受けて、日高山脈西側の超苦鉄質岩が上昇するまでは、超苦鉄質岩は東北日本弧とオホーツク古陸の間に挟み込まれる形で、東傾斜の分布を示していた可能性が高い。

Abstract

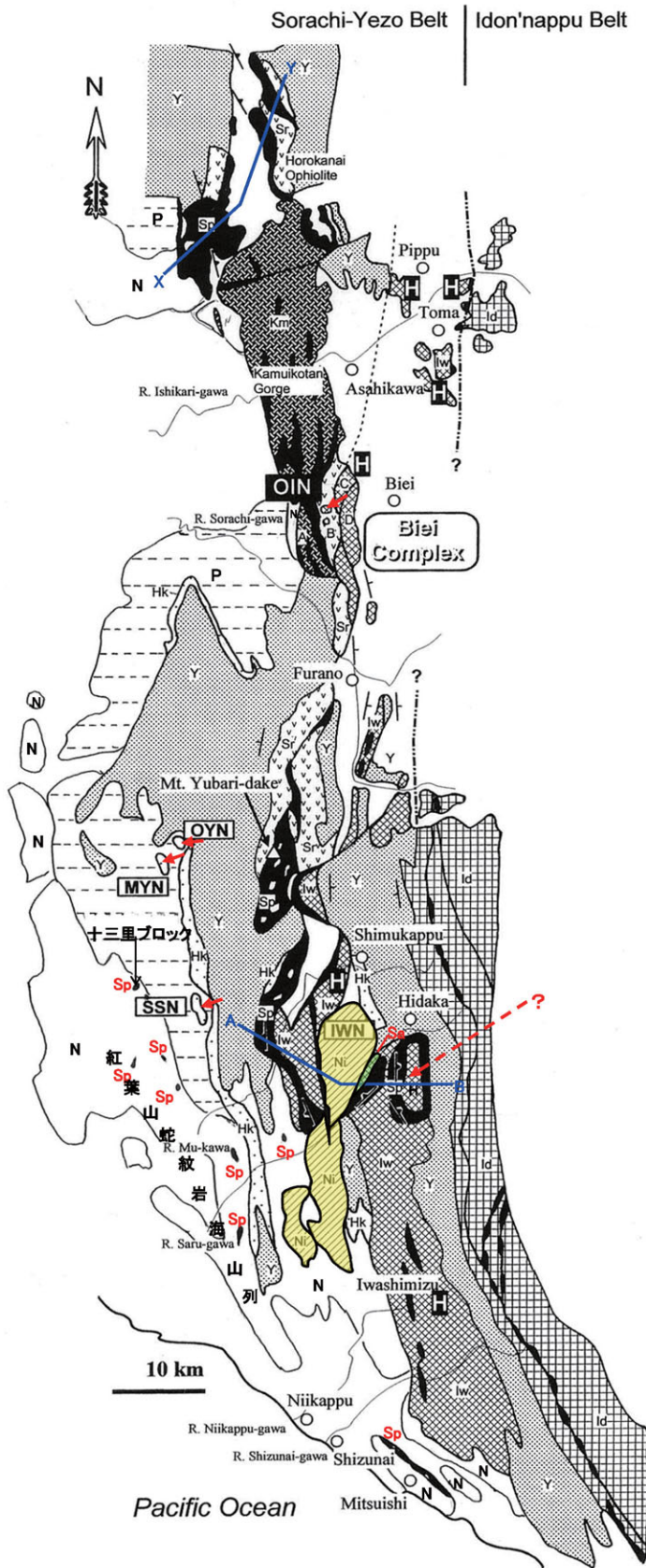
A geological east-west cross section was made through the Iwanai-dake peridotite mass based on another idea differed from the Iwanai-nappe theory. Ultramafic masses of the Momijiyama serpentinite seamounds raw, the Kamuikotan tectonic belt, and the Hidaka western serpentinite belt are originally composed of a sheet of depleted upper mantle caused by island arc magmatism. The first nappe tectonics age of Oligocene, the ultramafic sheet dipped toward east between the north-east Japan arc and the Okhotsk paleo land. After middle Miocene age, the second nappe tectonics was caused by the Kuril arc collision and the rising of the Hidaka metamorphic belt. By this second event, some parts of the ultramafic sheet with high pressure type tectonic blocks around the Sorachi-Yezo belt were uplifted toward the surface.

キーワード: 岩内ナップ, 岩内岳かんらん岩体, 蛇紋岩, 神居古潭構造帯, 紅葉山蛇紋岩海山列

Keywords: Iwanai-nappe, Iwanai-dake peridotite, serpentinite, Kamuikotan tectonic belt, Momijiyama serpentinite seamounds raw

1: アースサイエンス株式会社, 北海道札幌市北区北39条西3丁目2-1
Earth Science Co., Ltd., 2-1, Nishi-3, Kita-39, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 001-0039, Japan

* Corresponding author E-mail address: ta-katoh@kf6.so-net.ne.jp
日本地質学会北海道支部平成28年度例会（個人講演会）にて一部発表（加藤, 2016a）



LEGEND

A: Unit A of Biei Complex
 B: Unit B of Biei Complex
 C: Unit C of Biei Complex
 D: Unit D of Biei Complex

Sp: serpentinite (↖ : cryptic layering)

N : Neogene Formation
 P : Paleogene Formation except Ni and Sa
 Ni: Niseu Formation (Eocene)
 Sa: Sarugawa Formation (Eocene)

Hk: Hakobuchi Group (Campanian - Paleocene)
 Y: Yezo Supergroup except Hakobuchi Group
 Sr: Sorachi Group (Upper Jurassic - Lower Cretaceous)
 Iw: Iwashimizu Complex
 Km: Kamuikotan Metamorphics
 Id: Iton'napu Belt (Cretaceous - Paleocene)

H: high-P/T metamorphics within Iwashimizu Complex

OIN: Oichan Nappe
 OYN: Oyubari Nappe
 MYN: Maruyama Nappe
 SSN: Sanushupe Nappe
 IWN: Iwanai Nappe

— : Facing

図 1. 空知-エゾ帯周辺の概略地質図。川村ほか (1998) を修正・加筆。
 Fig. 1. A brief geological map around Sorachi-Yezo Belt. Slightly modified Kawamura et al, (1998).

はじめに

北海道中軸帯では、神居古潭構造帯に種々の程度に蛇紋岩化あるいはメラング化した超苦鉄質岩体が分布する (図 1)。また、東側には小規模な蛇紋岩体がイドンナッ

プ帯分布域に構造線をつくって分布する (日高西縁蛇紋岩帯: 新井田・加藤, 1978)。また、西側でも夕張紅葉山から三石にかけて、中新統滝の上層 (やその相当層) 分布域に小規模な蛇紋岩体が点々と分布する (根本ほか, 1942; 加藤ほか, 2003)。加藤・合地 (2008) はこれらの

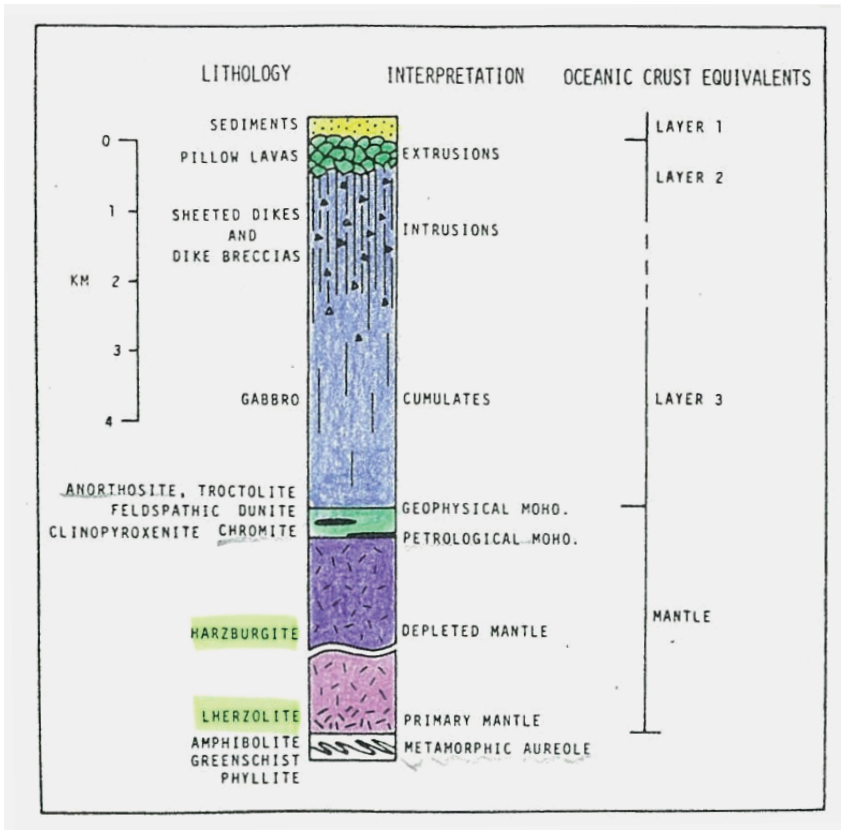


図 2. Bay of Island オフィオライト (ニューファウンドランド) のマントル-海洋地殻層序. Williams and Stevens(1974) : Coleman(1977) から. Fig. 2. Interpretation of the Bay of Islands ophiolite as oceanic crust and mantle. Various thickness estimated from geologic mapping (After Williams and Stevens, 1974: Coleman, 1977).

蛇紋岩体が滝の上層堆積盆中に上昇した蛇紋岩海山と考え、紅葉山蛇紋岩海山列と呼んだ。

これらの超苦鉄質岩の構造、原岩、メランジュ化の程度、変成作用、テクトニックブロックなどに注目して、北海道中軸帯西側の岩内岳かんらん岩体を通る東西地質断面を検討する。

断面図作成の制約条件

地質断面図を画くにあたって、以下の点を考慮した。

1. 超苦鉄質岩の分布・構造・原岩・変成作用

鶴川-沙流川-糠平地域を通る東西断面において、マントル由来の超苦鉄質岩体は、西側から東へ向って、以下のように配列する。

①紅葉山蛇紋岩海山列 (片状化するが原岩は H=ハルツバージャイト主体で、神居古潭構造帯の超苦鉄質岩と同様に、島弧火成活動を受けて部分溶融の進んだかんらん岩を原岩とする)、②鶴川岩体の蛇紋岩メランジュ (H)、③同塊状蛇紋岩体 (東傾斜: H)、④ニセウ川沿いの小規模岩体~占冠の赤岩岩体 (HL=ハルツバージャイト主体だが、レルゾライトを伴う)、⑤沙流川岩体 (H=西傾斜、岩内岳かんらん岩体を含む)、⑥糠平岩体 [HL: 高角東傾斜、高圧鉱物を含む雁皮山コンプレックス (川村ほか, 2001) を取り囲む。青色片岩相の変成岩 (リーベッカイト石英片岩や“幸太郎石”)、蛇紋岩源高温型ロジン岩などのテ

クトニックブロックを含む。糠平岩体は神居古潭構造帯の南部東側の HL タイプ超苦鉄岩体群の南北配列の北端に位置し、南へ向かって新冠ダム・岩清水・ペラリ山・三石の各岩体がミ型雁行状に配列する。これらにはかんらん石単斜輝岩で代表される W=ウェールライトシリーズの岩脈が多いという共通点もある。], ⑦日高西縁蛇紋岩帯の小岩体群 (HL)。なお、さらに東側には日高変成帯のかんらん岩 (L) が分布する。

蛇紋岩化作用については、以下のとおりである。上述の各超苦鉄質岩は大部分が低温・低圧型の蛇紋岩化作用 (約 300℃以下) を受けて、リザルダイト・クリソタイルが生成している。ただし、東側の糠平岩体の一部には高温・高圧側で安定なアンチゴライトが出現する。現在のところ、このアンチゴライト蛇紋岩が岩体の一部を構成するのか、テクトニックブロックであるのか不確かである。

2. H シリーズと HL シリーズの関係

オフィオライト層序では、一般に最上部のマントルの部分溶融がもっとも進んでおり (ハルツバージャイト: H)、その下位に部分溶融の程度が低い部分 (レルゾライト: L) が分布する (例えば, Coleman, 1977: 図 2) この関係は神居古潭構造帯周辺の超苦鉄質岩についても言える。すなわち、H よりも HL の岩体がより深部から上昇していると考えられる。なお、H と L は Research Group of Peridotite Intrusion(1967), HL は新井田・加藤 (1978) によって示された H と L の中間的な原岩タイプである。典型的なレ

表 1. 北海道中軸帯のナップ (クリッペ) の最短移動距離.

Table. 1. The minimum distances from heimat of some nappes (clippes) in the axial zone of Hokkaido.

ナップ(クリッペ)名 〔地域〕	ナップ(クリッペ)を構成する 地質体	形成時期	クリッペから ハイマートまでの 最短距離(km)	備考
	下盤の地質体			
オイチャンナップ 〔1/5万「美瑛」〕	空知層群+蝦夷層群+蛇紋岩	古第三紀以降	東方3km	・川村ほか(1998)が提唱. ・幌加内オフィオライトの角閃岩 に相当するユニットB上に衝上.
	ユニットB			
大夕張クリッペ 〔1/5万「大夕張」〕	上部蝦夷層群	漸新世末～ 中新世前期	東方3km	・長尾ほか(1954)「大夕張図幅」 ・形成時期は宮坂(1987)
	函淵層群			
丸山クリッペ 〔1/5万「大夕張」〕	上部蝦夷層群+函淵層群	漸新世末～ 中新世前期	東方3.5km	・長尾ほか(1954)「大夕張図幅」 ・形成時期は宮坂(1987)
	石狩層群+幌内層※			
サヌシベクリッペ 〔1/5万「紅葉山」〕	上部蝦夷層群+函淵層群	漸新世末～ 中新世前期	東方2km	・高橋ほか(2002)「紅葉山図幅」 ・形成時期は宮坂(1987)
	幌内層※			
岩内ナップ 〔1/5万「岩知志」〕	ニセウ層+沙流川層+ 雁皮山コンプレックス+ 沙流川～糠平蛇紋岩体	漸新世	北東80km	・Jolivet and Cadet(1984)が提唱. ・ニセウ層のハイマートとされる日 高帯ユャンベツ層分布域(熊谷ほ か,1995)を想定した場合.
	岩清水コンプレックス (川村ほか, 1998)			

※: 幌内層の堆積は始新世後期(海保, 1984)

ルゾライト主体の超苦鉄質岩 (L) は断面図の範囲の地表には分布しない (日高変成帯には分布). ここでは, HL は H の下位に存在していたものが上昇して, 地表に出現したものとする.

もちろん, 上部マントルの部分溶融の程度が水平方向に異なる可能性も十分に考えられるので, 上述は 1 次近似的な大局観である.

3. 大規模ナップ説をとらずに説明する

地質断面作成には大規模ナップ説を採用していない. 「岩内ナップ」は半ば常識化している感があるので, 以下その理由を詳述する.

岩内ナップ説: 岩内ナップ説 (Jolivet and Cadet, 1984) は, 岩内ナップの基底をなす超苦鉄質岩 (岩内岳を含む沙流川岩体+東側の糠平岩体) が上位に沙流川層とニセウ層を載せて東方からナップテクトニクスによって運ばれたとする考えである. 彼等は「岩内ナップ」のハイマートを東方約 15km に分布するイドンナップ帯と考えた.

新井田 (1987) は, 神居古潭構造帯を, 大局的に反転背斜構造をもち, また, 2 種類のメランジュ状付加体が蛇紋岩とともに, 南西バージェンスをもつ多重ナップ構造を形成する地帯であると考えた. ここで沙流川超苦鉄質

岩体周辺では Jolivet and Cadet (1984) が示したような 1 つのナップではなく, 糠平岩体を基底とするナップ (ここではこれを沙流川ナップと呼んでいる) が鷓川ナップ (岩内岳を含む沙流川岩体～鷓川岩体を基底とする) の上に衝上する 2 階建ての二重ナップ構造をとっていると考えた. これは, 加藤 (1978) や新井田・加藤 (1978) が示した, 岩内岳周辺の超苦鉄質岩体が西側の H シリーズの岩体 (西側ユニット: 岩内岳かんらん岩体を含む) と東側の HL シリーズの岩体 (東側ユニット) に区別され, 東側が西側に衝上しているとした見解を反映している. 加藤・中川 (1986) は両岩体を明確に区別するため, 西側ユニットを沙流川岩体, 東側ユニットを糠平岩体と呼んだ.

熊谷ほか (1995) はニセウ層の泥岩から始新世の放射虫化石を, また凝灰岩から 52.4 ± 2.4 Ma のフィッシュントラック年代を報告し, 日高帯東部に分布するユャンベツ層や瑠椽層るろちと類似していると考え, ニセウ層が日高帯からのクリッペであることを強く示唆した.

中川 (1996) は「岩内ナップ」を構成する超苦鉄質岩・沙流川層・ニセウ層の年代論やハイマートをそれぞれ個別に考察し, 総合した. それによるとニセウ層のハイマートとして日高帯の可能性が考えられたので, ユャンベツ

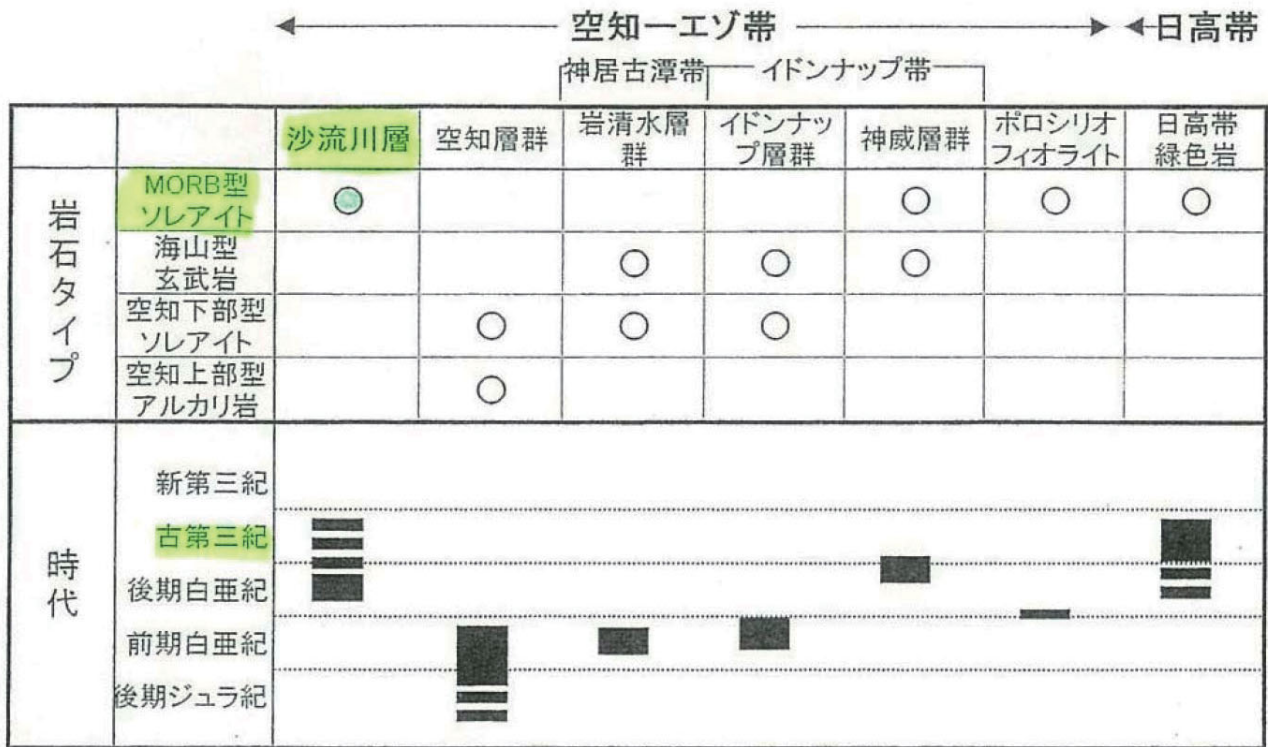


図3. 空知一エゾ帯～日高帯の玄武岩の岩石タイプと年代. 加藤ほか (2000) による.
 Fig. 3. The rock types and geologic age of basalts from Sorachi-Yezo Belt to Hidaka Belt. after Katoh et al. (2000).

層をハイマートと考えると、ニセウ層は「岩内ナップ」によって少なくとも 80km 運ばれたことになる。また、ナップ形成の時期は漸新世以降、中新世初期の滝の上層堆積以前に限られることが指摘された。

さらに、その後、岩内ナップ説は伊藤 (2000) の反射法地震探査に基づく断面図に反映され、香東ほか (2002) のニセウ層－沙流川層の研究に取り入れられ、川上ほか (2007) のニセウ層と周囲の地層との関係の前提となるなど、半ば定説化した感がある。

岩内ナップ説で説明困難な事実：

1) ナップテクトニクスの規模

筆者らが発見したオイチャンナップ (川村ほか, 1998) を含めて、大立目 (1951) 以来認識されてきた西 (南西) バージェンスのナップテクトニクスは明らかに存在する。ただし、神居古潭構造帯周辺のクリッペのハイマートは「岩内ナップ」を除けば、最短の移動距離数 km で説明可能である (表 1)。ところが「岩内ナップ」も類似のテクトニクスを受けて類似の時期に形成されたクリッペであるらしいにも関わらず、他のクリッペと比べて異常に長距離の移動を考えざるを得ず不自然である。

2) ニセウ層は「岩内ナップ」の下位にも分布する

ニセウ層ほかを載せている低角西傾斜の超苦鉄質岩体 (沙流川岩体) の分布域より南側にもニセウ層は分布する。この南側のニセウ層の下位にはさらに超苦鉄質岩が存在

するという事実は認められていない。ニセウ層も小規模なナップテクトニクスを受けているものの (川上ほか, 2007) 超苦鉄質岩体を横切って南北に分布しており、ニセウ層は当初から現在の分布の近傍にあったとみるのが自然である。

3) ハイマートの存在と分布

• 超苦鉄質岩

「岩内ナップ」をつくる超苦鉄質岩 (H+HL) のハイマートを東方に捜すと、イドンナップ帯分布域の日高西緑蛇紋岩帯 (HL) あるいは日高変成帯のかんらん岩 (L) が一応の候補にあげられる。これらの超苦鉄質岩の原岩タイプを無視できないが、さらに日高変成帯やこれに伴う日高西緑蛇紋岩帯の上昇が中期中新世以降と考えられるので、これらの超苦鉄質岩をハイマートと考えた場合は、「岩内ナップ」の形成も中期中新世以降にならざるを得ない。また、日高山脈の東方には少なくとも地表にハイマート候補は存在しない。

• 沙流川層

沙流川層は沸石相の弱変成作用を受けた変形をほとんど受けていない、玄武岩質枕状溶岩主体の地層で、少量の砂泥質岩、珪質泥岩や赤色泥岩を挟在する。香東ほか (2002) は枕状溶岩に挟在する泥岩から始新世の放散虫化石を報告した。

沙流川層の枕状溶岩主体の玄武岩は中央海嶺玄武岩

(MORB) タイプで、日高帯の緑色岩の一部と年代的、岩石化学的に一致する(加藤ほか, 2000: 図3)。したがって、日高帯の緑色岩の一部を沙流川層のハイマートと考えることも可能である。

• ニセウ層

ニセウ層は砂岩・泥岩主体で、少量の凝灰岩や緑色岩を伴う。変形の進んだ部分とそうでない部分がある。先述したように、熊谷ほか(1995)はニセウ層を日高帯東部に分布するユアンベツ層や^{るろち}溜椽層と類似していると考えたので、これらがニセウ層のハイマートの候補となる。

4) 沙流川層・ニセウ層の形成場所

それでは、沙流川層やニセウ層を大規模なナップテクトニクスで日高帯から運ばなくてはならないのであろうか？ 今のところ、必ずしもそう考えねばならない理由はない。沙流川層の MORB タイプの玄武岩を生産する海嶺が日高帯側にあったか、西側にあったかの問題で、始新世には両者を含む範囲に海嶺の火山活動があったと考えることもできる。ニセウ層についても同様であり、日高帯側にも広がる堆積盆があったか、それぞれ独立する類似の堆積場があったかなど、今後の研究を待ちたい。

5) 超苦鉄質岩体のテクトニックブロック

• 雁皮山コンプレックス

雁皮山コンプレックスは糠平超苦鉄質岩体の巨大なテクトニックブロックであり、砂泥質岩主体の白亜紀中期付加体で、あられ石の生成する高圧変成作用を受けている(川村ほか, 2001)。植田(2006)は神居古潭構造帯の高圧変成岩類を3時期に区別し、イドンナップ帯の3時期の高圧変成岩類と比較した。ここでは雁皮山コンプレックスをイドンナップ帯の奥新冠コンプレックスに対比できるとした。雁皮山コンプレックスの一部が神居古潭構造帯東部の深部に伏在している可能性も考えられる。

すなわち、白亜紀前期の付加体である岩清水コンプレックスの下位に付加した白亜紀中期の雁皮山コンプレックスを糠平岩体が上昇させたということで説明できる。

• 高温型ロジン岩

糠平超苦鉄質岩体には日高ヒスイ(クロムを含む透輝石)を含む蛇紋岩源の高温型ロジン岩が捕獲されている。これには珪灰石が含まれる(東ほか, 2014)。

珪灰石を含むロジン岩は神居古潭帯南部東側に分布する HL シリーズ超苦鉄質岩体のうち、新冠岩体からも見出されている(Katoh and Niida, 1983)。ロジン岩は蛇紋岩化作用に伴って移動する Ca が濃集する交代作用で

生成する。H シリーズより深部にあった HL シリーズの超苦鉄質岩が高温で蛇紋岩化作用を受けてロジン岩化したものと考えられる。この点からも、神居古潭構造帯南部東側の超苦鉄質岩体群のうち、糠平岩体のみをナップテクトニクスの対象とするのは不自然である。

• “幸太郎石” など

いわゆる幸太郎石は糠平超苦鉄質岩体のテクトニックブロックと考えられる。高圧変成作用を受けて、リーベック閃石やエジリンが生成した特殊な礫岩である(東ほか, 2016)。糠平岩体にはほかにクロムスピネルを含む砂岩を原岩とするリーベック閃石-石英片岩などの捕獲岩も知られている(荒井, 1978)。神居古潭構造帯の深部には先に述べたように種々の時期の高圧変成岩が分布しており、糠平岩体が深部から上昇して、これらの高圧変成岩を捕獲したというのが考えやすい。

6) ナップの形成時期

「岩内ナップ」の形成時期は、中川(1996)も指摘しているが、ニセウ層(や沙流川層)が始新世の堆積で、それ以降、沙流川超苦鉄質岩体が中新世初期の滝の上層に被覆されるので、それ以前となる。すなわち、漸新世の一度のナップテクトニクスによって形成されたと考えざるを得ない。

この場合、超苦鉄質岩のハイマート候補は上述のように、少なくとも中期中新世以降でないと上昇しないのであるから、先に述べた候補は消滅し、ハイマートは少なくとも現在の地表には出現していないと考えざるを得ない。

北海道中軸帯におけるナップの形成時期については、幌内地変(下河原, 1963)と呼ばれる漸新世末~中新世前期のイベントが知られている(第1次のナップテクトニクス)。これは東北日本弧の東向き沈み込みによると考えられる(宮坂, 1987)。その後、第2次のナップテクトニクスが千島弧の西進・日高山脈の形成に伴うものとして起こったと考えられる。この開始時期は中新世中期(13.5Ma~: 宮坂, 1987)ないし、中新世後期(11Ma~: 木村, 1981)とされる。川上ほか(2007)はニセウ層が中部中新統の受乞層へ衝上することを明らかにしている。

我々は北海道中軸帯の超苦鉄質岩体とその周囲の地質に現れている構造を、この2回のナップテクトニクスの複合した結果として見ているのであろう。

地質断面図

以上の考え方に基づいて、鶴川岩体-沙流川岩体(岩内岳かんらん岩体)-糠平岩体までの地質断面概念図を作

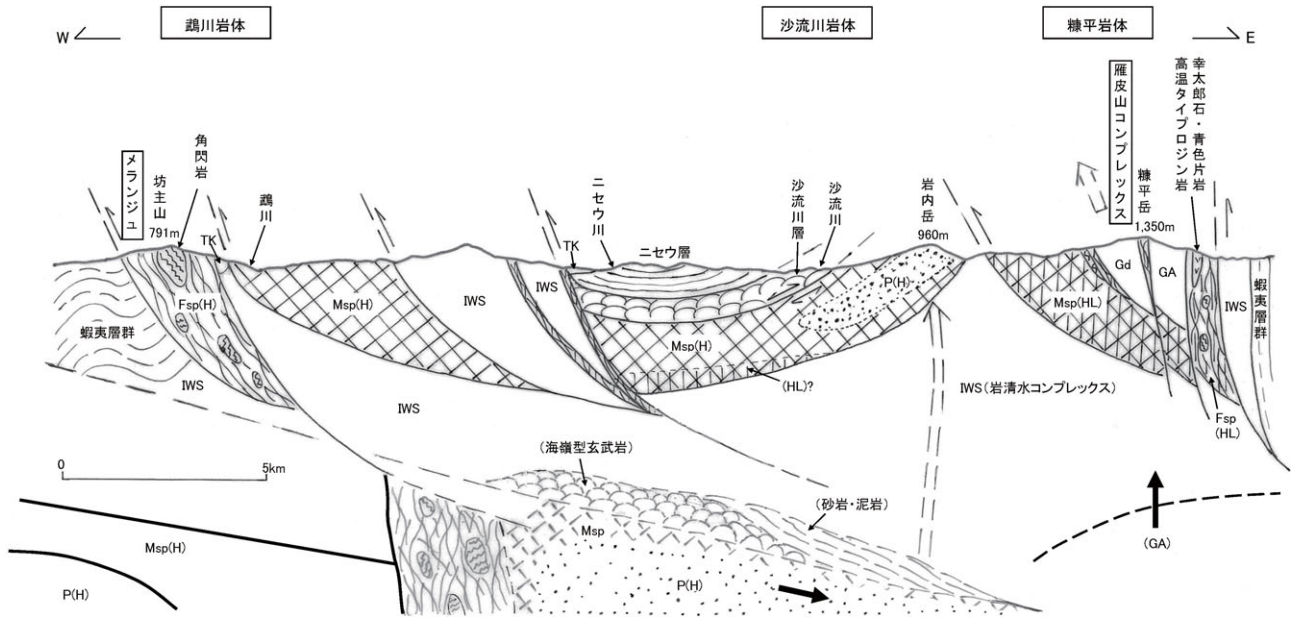


図 4. 鵜川～沙流川～糠平超苦鉄質岩体(蛇紋岩体)を含む東西地質断面の概念図。P: かんらん岩, Msp: 塊状蛇紋岩卓越, Fsp: 葉片状蛇紋岩卓越, H: ハルツバージャイト > ダナイト, HL: ハルツバージャイト > レルゾライト・ダナイト, GA: 雁皮山コンプレックス (付加体: 砂泥質岩主体), IWS: 岩清水コンプレックス (付加体: 緑色岩, チャート, 石灰岩, 砂泥質岩), TK: 滝の上層 (中新世)。漸新世や中新世のナップテクトニクスを受けているが, 初生的な西 (南西) 側からの沈み込みを反映している可能性を示す。

Fig. 4. A schematic east-west cross section through the Mukawa~Sarugawa~Nukabira ultramafic masses. P: peridotite, Msp: massive serpentinite, Fsp: foliated serpentinite, H: mainly harzburgite, HL: mainly harzburgite > hercynite, GA: Ganpiyama complex, IWS: Iwashimizu complex, TK: Takinoue formation

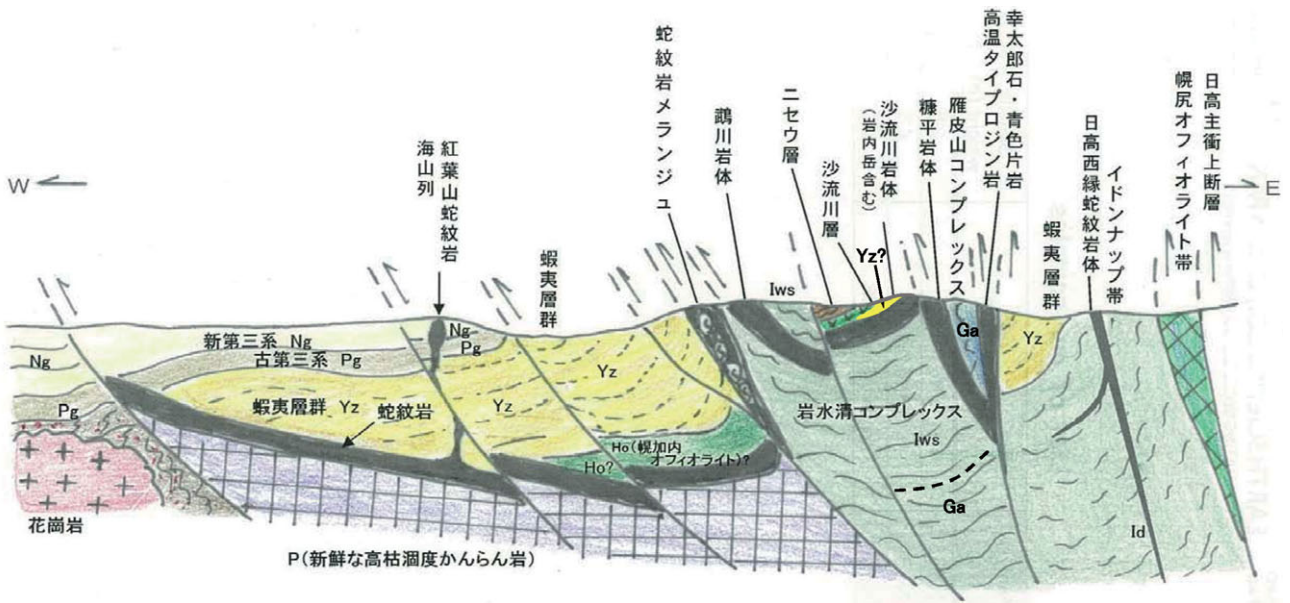


図 5. 北海道中軸帯西部の東西地質断面概念図。

Fig. 5. A schematic east-west cross section of the western part of the axial zone of Hokkaido.

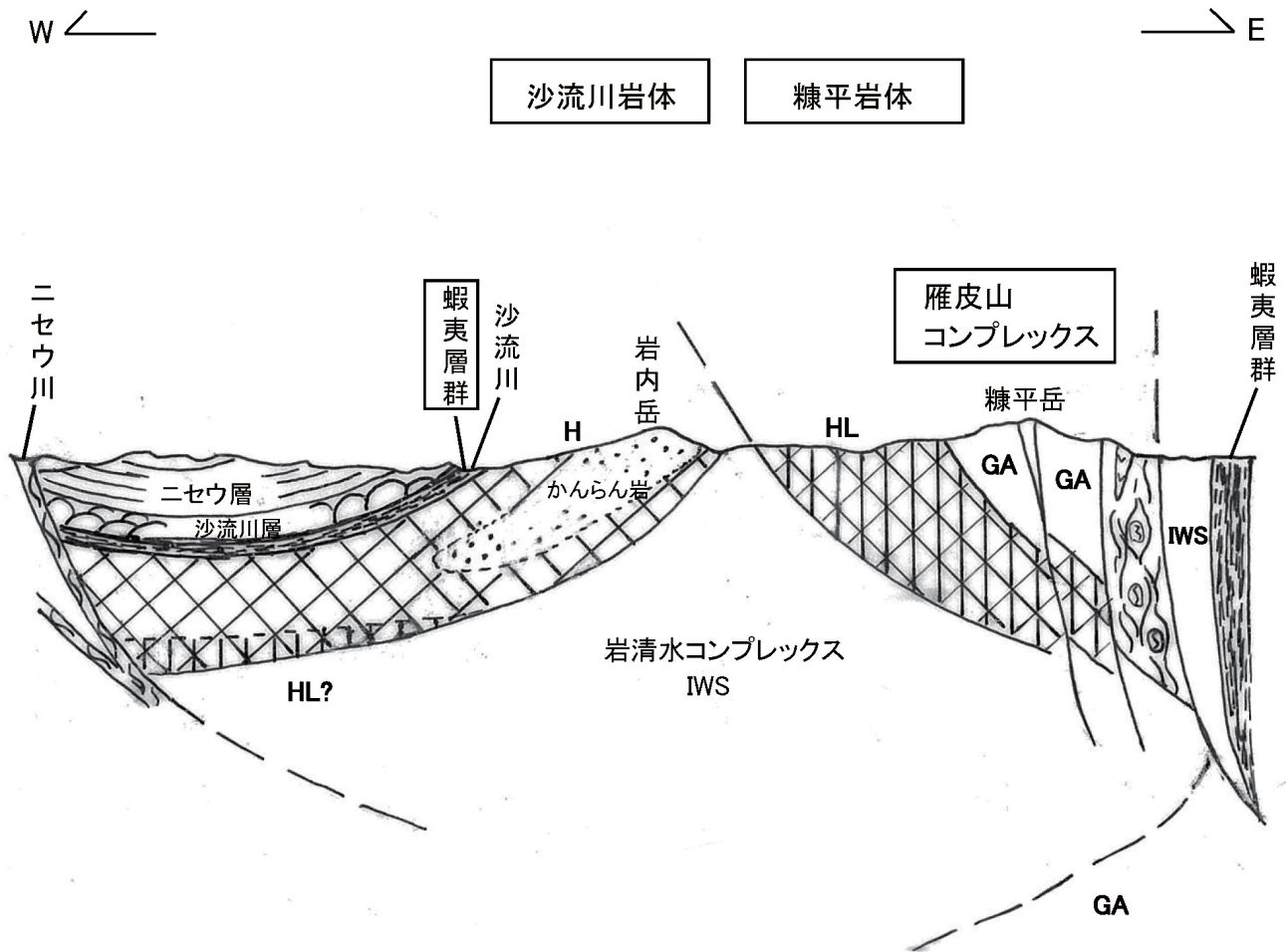


図 6. 沙流川沿い新日東の(蝦夷層群?) 泥岩 / 蛇紋岩テクトニックコンタクトを含む断面.

Fig. 6. A cross section of the mudstone (Yezo group?) - serpentinite (Sarugawa ultramafic mass) tectonic contact at Shin-nitto along the Sarugawa River.

成した(図 4)。また、さらに拵げて苫小牧東部-日高主衝上断層間の地質断面概念図を作成した(図 5)。

古第三紀の東北日本弧とオホーツク古陸の衝突に伴って東北日本弧側がオホーツク古陸側に沈み込んだと考えられている(Miyashiro, 1977, 宮坂, 1987 など)。また、人工地震探査に基づく地震波速度構造の解釈から、現在もこのような構造の反映が認められる(Iwasaki et al., 2004)。

中新世中期以降に千島弧の衝突・日高山脈の上昇という第 2 次のナップテクトニクスを受けて日高山脈西側の超苦鉄質岩が上昇するまで、超苦鉄質岩は東北日本弧とオホーツク古陸の間に挟み込まれる形で、東傾斜の分布を示していた可能性が高い。

課題

筆者は最近まで沙流川沿い新日東の、蛇紋岩とのテクトニックコンタクト(加藤, 2016b)に見られる黒色泥岩を沙流川層中の泥岩と考えて説明してきた(加藤, 1978 ;

植田ほか, 1994 など)。この泥岩に挟まれる凝灰質砂岩のジルコンのフィッシュトラック年代として $90.8 \pm 9.6 \text{Ma}$ が得られており、また、近傍の泥岩の放射年代として白亜紀後期のチューロニアン~コニアシアン年代が得られている(加藤ほか, 2000)。一方、香東ほか(2002)は沙流川層上部の枕状溶岩に挟まれる赤色泥岩の放射年代が始新世を示すことを明らかにした。そこで、香東ほか(2002)は、沙流川層の堆積年代を白亜紀後期~始新世の長期間にわたるとせざるを得なかった。このテクトニックコンタクトの周辺露頭は枕状溶岩を含まず、すべて泥岩(+微量の凝灰質砂岩)であり、蝦夷層群の可能性もある(植田勇人氏 私信)。これが蝦夷層群であって、沙流川層と別物であることが確定すれば(図 6)、以下の可能性が高くなる。

- 1) 沙流川層の活動年代を示すデータは始新世のみとなる。
- 2) 蝦夷層群分布域は始新世になると、その一部が分断され、海嶺の火山活動の場となり、また、二セウ層の

堆積の場となった。沙流川層の枕状溶岩はその流走方向からみて南西側から供給されたい。

- 3) 沙流川層・ニセウ層の分布域は現在の分布域よりやや西側を西縁として、蝦夷層群分布域の東方に広がっていたが、糠平超苦鉄質岩体より東方では上昇量が大きいので、すでに剝削されている可能性が高い。

いずれにしても、空知-エゾ帯とその周辺の古第三紀以降のテクトニクスについては、未解決の問題が多い。また、新しい物理探査データとの整合性も含めて、今後の検討課題としたい。

謝辞 東 豊土氏はじめ、日高町教育委員会の皆様には本紀要への投稿の励ましをいただいた。引用させていただいた文献の著者の多くには、長年の議論を通じて問題の理解を深めさせていただいている。アースサイエンス(株)の後藤淳子氏には原稿の作成・清書を手伝っていただいた。これらの諸氏に厚く感謝します。

引用文献

- 荒井章司, 1978, 北海道岩内岳付近のカムイコタン変成岩中の碎屑性クロムスピネルについて. 地質雑, **84**, 481-484.
- 東 豊土・加藤孝幸・斉藤晃生・和田恵治・佐々木克久, 2014, 日高ヒスイを含む蛇紋岩源高温型ロジン岩の岩石学的特徴. 日本地質学会第121年学術大会講演要旨, 267.
- 東 豊土・加藤孝幸・和田恵治・斉藤晃生・佐々木克久, 2016, 幸太郎石-高圧変成作用を受けた蛇紋岩関連オリストストローム. 日本地質学会第123年学術大会講演要旨, 202.
- Coleman, R. G., 1977, *Ophiolites*. Springer-Verlag, Berlin, 229p.
- 伊藤谷生, 2000, 日高衝突帯-前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造. 石油技術協会誌, **65**, 103-109.
- Iwasaki, T., Adachi, K., Moriya, T., Miyamachi, H., Matsu-shima, T., Miyashita, K., Takeda, T., Taira, T., Yamada, T. and Ohtake, K., 2004, Upper and middle crustal deformation of an arc-arc collision across Hokkaido, Japan, inferred from seismic refraction / wind-angle reflection experiments. *Tectonophysics*, **388**, 59-73.
- Jolivet, L. and Cadet, J. P., 1984, The Iwanai nappe in the Kamuikotan Tectonic Belt, Southern Hokkaido, *Japan. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, IV, **21**, 293-304.
- 海保邦夫, 1984, 北海道中央部夕張地域の第三系の層序. 地質雑, **90**, 815-829.
- 加藤孝幸, 1978, 神居古潭帯の沙流川超塩基性岩体について. 地球科学, **32**, 273-279.
- 加藤孝幸, 2016a, 超苦鉄質岩からみた北海道中軸帯の東西断面. 日本地質学会北海道支部平成28年度例会, 演旨, 12-13.
- 加藤孝幸, 2016b, 沙流川(新日東). 石井正之ほか編「北海道自然, 探検ジオサイト107の旅」, 296-298, 北海道大学出版会.
- 加藤孝幸・合地信生, 2008, 中央北海道における古第三紀~中新世初期の「特異地質体」と北東向き沈みこみ, 日本地質学会第115年学術大会要旨, 229.
- 加藤孝幸・中川 充, 1986, 神居古潭構造帯超苦鉄質岩類の由来. 地団研専報, **31**, 119-135.
- Katoh, T. and Niida, K., 1983, Rodingites from the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, IV, **20**, 151-169.
- 加藤孝幸・新井田清信・高橋功二, 2003, 下部中新統, 滝の上層中の“蛇紋岩”. 日本地質学会第110年学術大会要旨, 66.
- 加藤孝幸・植田勇人・雁澤好博・木崎健治・川村信人・小野昌子・中川 充, 2000, 空知-エゾ帯, 日高町周辺の地質構成とテクトニクス-沙流川層緑色岩を中心として. 日本地質学会第107年学術大会要旨, 262.
- 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, 2007, 日高衝突帯前縁の始新統ニセウ層と中部中新統の関係. 日本地質学会第114年学術大会要旨, 80.
- 川村信人・中川 充・加藤孝幸・戸田英明・金 秀俊・吉田孝紀・山本和広・寺田 剛・永田秀尚・国分英彦・榎原正幸・大津 直・神居古潭帯団体研究グループ, 1998, 空知-エゾ帯の中生代変成付加コンプレックス-美瑛コンプレックスとオイチャン・ナップの提唱. 地球科学, **52**, 433-452.
- 川村信人・植田勇人・中川 充・加藤孝幸・日高収束帯研究グループ, 2001, 空知-エゾ帯の未分離日高累層群から高圧変成鉱物の発見, 地質雑, **107**, 237-240.
- 香東卓郎・伊藤谷生・相田吉昭, 2002, 北海道, 日高前縁褶曲・衝上断層帯, 沙流川層より産出した始新世放散虫化石. 地質雑, **108**, 474-477.
- 木村 学, 1981, 千島弧南西端付近のテクトニクスと構造応力場. 地質雑, **87**, 757-768.
- 熊谷琢磨・紀藤紀夫・雁澤好博, 1995, 北海道中軸帯ニセウ層から産出した始新世放散虫化石とフィッショントラック年代. 地質雑, **101**, 965-969.

- 宮坂省吾, 1987, 衝突帯における山地形成—日高山脈の上昇史. 松井 愈教授記念論文集, 195-202.
- Miyashiro, A., 1977, Subduction-zone ophiolites and island-arc ophiolites. In Saxena, S. K. and Bhattacharji, S. (eds.), *Energetics of geological processes*, 188-213, Springer-Verlag, New York.
- 長尾捨一・小山内 熙・酒匂純俊, 1954, 5 万分の 1 地質図幅「大夕張」および同説明書. 北海道開発庁, 121p.
- 中川 充, 1996, 20 万分の 1 「夕張岳」地質図幅内の緑色岩の区分とナップ構造. 総合研究 (A) 「付加体形成における緑色岩の意義」研究報告, No.1, 41-50.
- 根本忠寛・三本杉巳代治・水口文作, 1942, 10 万分の 1 地質図幅「登川」および同説明書. 北海道工業試験場報告, **5**, 31p.
- 新井田清信, 1987, 神居古潭構造帯の構成. 松井 愈教授記念論文集, 203-214.
- 新井田清信・加藤孝幸, 1978, 北海道中軸帯の超苦鉄質岩類. 地団研専報, **21**, 61-82.
- 大立目謙一郎, 1951, 石狩炭田の地質構造—特に押し被せ構造についての研究. 北海道地質要報, **18**, 1-30.
- Research Group of Peridotite Intrusion, 1967, Ultrabasic rocks in Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **73**, 543-553.
- 下河原寿男, 1963, 夕張炭田の形成とその地質構造の発展. 石炭地質研究, 第 5 集, 北海道炭礦技術会地質部会, 244.
- 高橋功二・谷口久能・渡辺 順・石丸 聡, 2002, 5 万分の 1 地質図幅「紅葉山」および同説明書. 北海道立地質研究所, 117p.
- 植田勇人, 2006, 日高衝突帯前縁部における白亜紀付加体の地質構造. 地質雑, **112**, 699-717.
- 植田勇人・川村信人・加藤孝幸・中川 充, 1994, イドンナップ帯および神居古潭帯南部の付加体地質とナップ説. 日本地質学会第 101 年学術大会, 見学旅行案内書, 161-175.
- Williams, H., Stevens, R. K., 1974, The ancient continental margin of eastern North America. In Burk, C. A. and Drake, C. L. (eds). *The Geology of Continental Margins*. Berlin-Heidelberg-New York, Springer, 781-796.

報告

雪虫はどこへ行くのか ～北海道富良野市で観察したトドノネオオワタムシの秋の旅～

Where are the "Yukimushi" going? :Autumn journey of *Prociphilus oriens* observed in Furano City, Hokkaido



石黒 誠^{1*}
Makoto Ishiguro^{1*}

Report

2017年2月15日 受付, 2017年2月27日 受理

要旨

秋, 北海道で見られる「雪虫」は人々にとって大変馴染み深い虫だ。群れ飛んで、いつの間にか姿を消す雪虫たちは、いったいどこから来てどこへ行くのか。冬を越すためのトドマツからヤチダモへの季節移動と、その観察方法を紹介する。

Abstract

"Yukimushi" seen in Hokkaido is the insect which is very familiar for people in autumn. "Yukimushi" comes from wherever, and where do they go to? I introduce movement from a *Abies sachalinensis* to *Fraxinus mandshurica* var. *japonica* and an observation method.

キーワード: 雪虫, ヤチダモ, トドマツ

Keywords: *Prociphilus oriens*, *Abies sachalinensis*, *Fraxinus mandshurica* var. *japonica*

はじめに

10月の北海道。広葉樹の葉は黄色や紅色に染まっては散っていく。やがて来る寒い季節に備えてストーブを整備したり、車のタイヤをスタッドレスにいつ交換しようかと気にする季節だ。

そんな秋のある日、フワフワと雪虫が舞うのを目にする。この虫はトドノネオオワタムシ *Prociphilus oriens* (Fig.1) といってアブラムシの仲間属に属し体長は3～4mmほど。この時期に虫網を振ってみるとトドノネオオワタムシよりも小さかったり、形態がどこか違うアブラムシの仲間が網に入る。季節移動のため、おそらく複数種のアブラムシが同時に飛翔していると思われるが詳しくは分からない。ここでは、秋に季節移動するトドノネ

オオワタムシの有翅虫を「雪虫」と呼んで、その観察方法を紹介する。

雪虫はどこから来てどこへ行くのか

雪虫は風がなく暖かな夕暮れに数多く飛ぶ。夕日を浴びてゆっくりと飛ぶ様子は、雪がフワリフワリと降るのに似ている。雪虫は体から分泌した白いロウ物質の綿毛で覆われているので、まさに白い雪粒が秋空に舞っているように見える。

雪虫が飛ぶとテレビのニュースや天気予報で紹介される。気象条件によって、飛翔する個体数が多い年は、通勤や通学の途中で服にまとわりついて迷惑がっている通行人のインタビューもよく見る。

1: 写真家, 北海道富良野市山部西町4-18

Freelance Photographer, 4-18, Yamabe-nishimachi, Furano, Hokkaido 079-1566, Japan

* Corresponding author E-mail address: ishiguro@mizunara.net

年によっては 12 月に雪虫を見ることもあるが、これは例外だろう。普通は 10 月も終わるころに雪虫の姿は見なくなる。あんなにたくさんいた虫たちはどこへ行くのか。

ヤチダモを目指す

雪虫たちはヤチダモ (Fig.2) という広葉樹を目指して飛んでいる。

ヤチダモは大きくなると 30m にもなり、幹が比較的真っすぐに伸びる姿も多く見る。小葉が 7～11 枚一緒になった奇数羽状複葉と呼ばれる形の葉 (Fig.3) をつけ、葉全体では 30～40cm くらいの大きさがある。雪虫が飛ぶころには黄色く色づいて、散り始めている葉もある。

森の中では湿ったところに多い木だが、公園に植えられたり、江別市や石狩市などの平野の畑のわきに並んでいるのも見る。私のすむ富良野市では市街地の民家の庭に見られるし、小学校の校庭にもある。街路樹として他の種類の木と一緒に並んでいることもある。

雪虫は触覚に匂いを感じる器官があって、ヤチダモ特有の匂いを探しながら、そちらへ近寄っていく。少しの風で吹き飛ばされ、方向も定まらないような飛び方をし

てるが、ちゃんと意思を持って移動している。

街中を歩いたり道路を車で走っていると、雪虫の密度の濃いところとそうでないところがあるのに気付く。濃いあたりには大抵ヤチダモが生えている。また、初夏の花として観賞用に植えられたライラックにも間違っやって来る。ライラックはヤチダモと同じモクセイ科に属するので匂いが似ているのだろうか。ただし、ライラックに到着した雪虫はそこで命を子孫に繋ぐことはできず、死滅すると考えられている。

雪虫の集まるヤチダモ

雪虫の飛ぶ頃にヤチダモを発見できたら幹をよく見る。ヤチダモに到着した雪虫たちが、デコボコした樹皮のすき間に入り込むように何匹もくっついている (Fig.4)。並んで生えているヤチダモでも、雪虫の多く集まる木もあれば、そうでない木もある。何か好みがあるようだが調べられてはいない。大人気の木は、幹の一部がびっしりと雪虫で覆い尽くされていることもある。

このときの雪虫は、羽のある黒っぽい小さな虫に見える。ここにたどり着くまでに、草や幹にこすれて白い綿



Fig.1 「雪虫」と呼ばれるトドノネオオワタムシの秋の有翅虫



Fig.2 ヤチダモ全景

毛はずいぶん取れてしまうのだろう。

雪虫の産む子虫の観察

ここからさらにルーペを使って、雪虫たちが幹にくっついている辺りをよく覗く。すると、オレンジ色や緑色の 1mm にも満たない小さな虫が歩いていることがある。これらは雪虫から産まれた子どもたちで、オレンジ色がメス (Fig.5)、緑色がオス (Fig.6) だ。幹の表面にいてもあるが、幹にくっついている雪虫をそっと小枝などでよけると、その下に隠れていることの方が経験的に多い。

この時、幹にしがみついている雪虫たちは、実はほとんどがもう死んでいる。オスとメスの子を数匹産み終えて、お腹がぺちゃんこになったまま、我が子を守るかのように幹にしがみついたままになっているのだ。

雪虫たちは自分の子をお腹に抱えてヤチダモを目指して移動している。ヤチダモにたどり着くと間もなく子を産み、息絶える。卵ではなく、虫そのものを産むが、これはアブラムシの仲間の特徴だ。



Fig.3 黄葉するヤチダモの葉

子虫の交尾と産卵

雪虫から産まれたオスとメスの虫には、翅も無ければアブラムシ特有のストローのような口もない。何も食べずに 4 回脱皮したのちに交尾してオスは死ぬ。メスはお腹のなかにたった一個の卵を抱えていて交尾後、卵を樹皮のすき間に産みつけて短い一生を終える。

10 月も終わる頃、ヤチダモの樹皮のすき間を覗くと、お菓子のゼリービーンズのような形をしたオレンジ色の卵が見つかる (Fig.7)。もちろん 1mm にも満たない大きさだ。樹皮の表面に見つからないときは、小枝やピンセットで少し浮いた樹皮のかけらをそっと剥がしてやると、その陰にたくさん産みつけられていることがある。この卵の状態で寒い冬を越す。

春から秋の生態

翌春 4 月。卵からふ化した虫は、ヤチダモの幹を登って枝先の芽にたどりつき樹液を吸う。そこで子を産み、その子に翅が出来て 6 月にトドマツに飛翔して移動する。夏の間、トドマツの根で蟻と共生し、地中で何世代も繰



Fig.4 ヤチダモの幹に集まる雪虫

り返して増えていく。そして再び巡って来る秋、トドマツの根から地上へ這い出て、ヤチダモ目指して飛翔する。

夏のトドマツでの地中生活を観察するのは、アリの巣を探したり、地面を掘ったりと大変な労力が必要だ。

一方、秋に飛ぶ雪虫は普通に目にするし、その行き先のヤチダモを探すのはそれほど難しくない。無数の雪虫がヤチダモにたどり着いて、子を産み、息絶えている様子を発見できたなら、小さな虫が命をつなぐ不思議な光景に息をのむことだろう。

参考文献

- 石黒 誠, 2013, 月刊たくさんのふしぎ雪虫, 福音館書店, 40p.
 石川 統, 2000, アブラムシの生物学, 東京大学出版会, 344p.
 河野広道, 1976, 森の昆虫記 1-雪虫篇-, 北海道出版企画センター, 171p.



Fig.6 オスの虫は緑色



Fig.5 メスの虫はオレンジ色



Fig.7 越冬する卵

日高山脈博物館紀要「日高山脈研究」(英名: Bulletin of the Hidaka Mountains Museum "Hidaka Mountains Researches")は、日高山脈博物館が発行する、電子媒体のオープンアクセス研究紀要です。

日高山脈およびその周辺地域には、多くの自然が残されています。そのような自然は多岐にわたり、それぞれの分野で学術的研究や調査、自然資源の活用の理論や実践なども盛んです。

これらの成果は、学術雑誌などメジャーな媒体によって数多く示されていますが、それら以外にも、多くの研究調査の成果や自然資源の活用理論や実践手法が存在しています。

しかしながら、それらの成果は、公にはならず埋もれてしまっている現状があると思います。

この博物館紀要は、そうした研究調査の成果や自然資源の活用理論・実践手法を共有する場として、創刊したものです。日高山脈及びその周辺地域における自然を解明し、その自然の研究調査や自然資源の活用理論・実践手法の記録を残し、記録された成果を広く公表することで、学術の発展および一般市民による研究活動や普及活動等に供することが目的ですので、さまざまな原稿を掲載したいと考えています。

この博物館紀要には、どなたでもご投稿いただけます。皆さんの日々の成果を、ぜひご投稿いただきたく存じます。

日高山脈博物館紀要「日高山脈研究」 第1号
Bulletin of the Hidaka Mountains Museum
"Hidaka Mountains Researches" Vol.1

発行

2018 (平成 30) 年 4 月

編集・発行者

日高山脈博物館

〒055-2301 北海道沙流郡日高町本町東 1 丁目 297-12

01457-6-9033

<http://www.town.hidaka.hokkaido.jp/site/hmc/>