



Title	北海道夕張-芦別地域に分布する空知層群・蝦夷層群の層序と堆積環境
Author(s)	高嶋, 礼詩; Takashima, Reishi; 吉田, 武義 他
Citation	地質學雜誌, 107(6), 359-378
Issue Date	2001-06-15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/17249
Type	journal article
File Information	c107-6.pdf



北海道夕張-芦別地域に分布する空知層群・蝦夷層群の層序と堆積環境

Stratigraphy and sedimentary environments of the Sorachi and Yezo Groups in the Yubari-Ashibetsu area, Hokkaido, Japan

Abstract

高嶋礼詩* 吉田武義**
西 弘嗣***

Reishi Takashima*, Takeyoshi Yoshida**
and Hiroshi Nishi***

2000年7月3日受付.
2001年4月27日受理.

* 九州大学大学院比較社会文化学府地球変動講座
(日本学術振興会特別研究員)

Graduate School of Social and Cultural
Studies, Kyushu University, Ropponmatsu,
Fukuoka, 810-8560, Japan (JSPS Research
Fellow)

** 東北大学大学院理学研究科地球物質科学科

Institute of Mineralogy, Petrology and
Economic Geology, Graduate School of
Science, Tohoku University, Sendai, 980-8578,
Japan

*** 九州大学大学院比較社会文化学府地球変動講座

Graduate School of Social and Cultural
Studies, Kyushu University, Ropponmatsu,
Fukuoka, 810-8560, Japan

The Upper Mesozoic Sorachi and Yezo Groups are widely distributed in the Yubari-Ashibetsu region, located in the axial zone of central Hokkaido, the northernmost island of Japan. The Sorachi Group in this area consists mainly of volcanic rocks and volcanoclastic turbiditic rocks, and is divided into the Gokurakudaira, Ashibetsugawa, Nakatengu and Shirikishimanaigawa Formations in ascending order. The Gokurakudaira Formation constitutes mostly picrites, accompanied by intercalation of dacitic-andesitic volcanoclastic rocks and arkosic terrigenous turbiditic sandstones derived from the East Asian Continent. The Ashibetsugawa Formation is composed of medium-bedded red mudstone with several andesitic volcanic sandstone beds. The other two formations are characterized by andesitic volcanoclastic rocks. The rocks of the Nakatengu Formation are thick breccia beds and very thin-bedded mudstones, while those of the Shirikishimanaigawa Formation are thick- to medium- bedded sandstones, mudstones and tuff. The Yezo Group conformably overlying the Sorachi Group comprises alternating beds of terrigenous turbiditic sandstone and hemipelagic mudstone, presumably resulted from the erosion of the uplifted Jurassic accretionary prisms (Oshima Belt) located in southwestern Hokkaido. The two stratigraphic marker units of olistostrome unit containing "Orbitolina Limestone" blocks (the Upper Aptian Kirigishiyama Olistostrome Member) and felsic tuffaceous unit (the Upper Albian Maruyama Formation), are recognized in the Yezo Group. Based on the biostratigraphic study using radiolarians and planktonic foraminifers, the Sorachi Group and the lower part of the Yezo Group range in age from Tithonian to early Albian. Many previous works have been considered that the Sorachi Group consisted of basaltic rocks and cherts. However, we found intercalation of thick sedimentary sequence composed of arkosic sandstones within the basaltic rocks in the investigated area. This suggest that the basaltic eruptions, in part, occurred in an adjacent area close to the Asian continent. Moreover, some volcanoclastic rocks of the Sorachi Group also contain many ooids including angular andesite fragments. The occurrence of these rocks also indicates shallow marine environment on the volcanic mound.

Key words : Jurassic, Cretaceous, Sorachi Group, Yezo Group, picrite, Hokkaido, Japan

はじめに

北海道中軸部の上部ジュラ-白亜系は西より礼文-樺戸帯, 空知-蝦夷帯, 日高帯に区分される (Fig. 1). このうち礼文-樺戸帯は島弧火山列, 日高帯は西側への沈み込みに伴う付加体と位置づけられており, それらの間に位置し, 空知-蝦夷帯を

構成する蝦夷層群は前弧海盆堆積物にあたるというのが共通の見解となっている (岡田, 1979; 木村, 1985; 紀藤ほか, 1986; 新井田・紀藤, 1986 ほか多数). 一方, 蝦夷層群の下位にある空知層群は, ジュラ紀末期から白亜紀前期にかけての玄武岩・火山砕屑岩類を主体としチャート・珪質泥岩を伴うこと, 最下部の玄武岩の組成が MORB に近いことから, 海

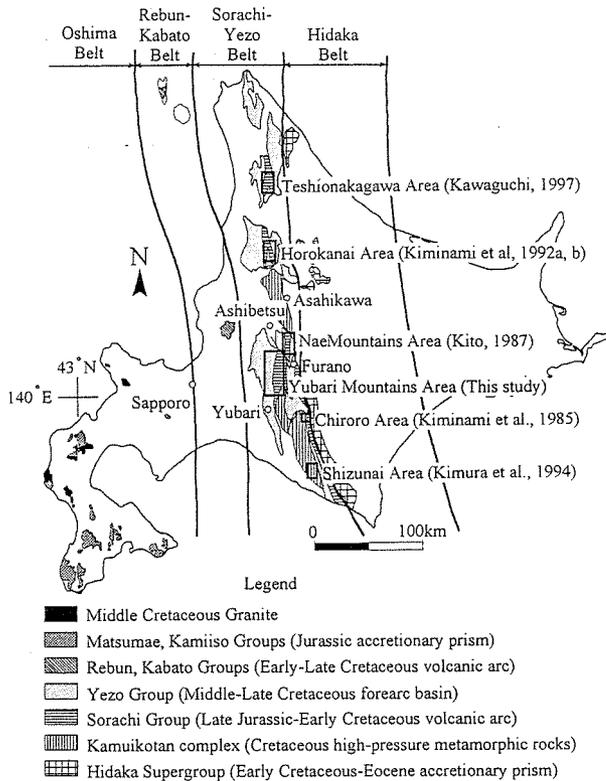


Fig. 1. Index and Geological map of the study area. Geological map showing the distribution of the Mesozoic formations in the western and central zones of Hokkaido (modified from Kito et al., 1986; Nanayama, 1997). Bold square shows the previous studied area of the Sorachi Group.

洋地殻とそれを覆う遠洋性の堆積物がトラップされた地質体と考えられてきた(君波ほか, 1985; 君波, 1986b; 新井田・紀藤, 1986 ほか多数)。その後, 空知層群の層序や火成岩類の化学組成が再検討された結果, 現在では, 付加した海台とする説(Kimura et al., 1994; 長橋, 1996; 長橋・宮下, 1997)や島弧火山列とする説(高嶋ほか, 1997c; 高嶋・吉田, 1999)なども提示され, その位置づけは未だ定まっていない。

また, 蝦夷層群については従来の地質学的・古生物学的研究に加えて, 硫黄含有率や炭素同位体を用いた古環境の変遷に関する研究も行われ, 膨大なデータの蓄積がみられる(平野ほか, 1991; Hasegawa and Saito, 1993 ほか多数)。一方, 空知層群の岩相および化石層位学的研究は, 近年では Kiminami et al. (1985), 紀藤 (1987), 川口 (1997) による検討があるだけで, その層序や構造発達史が十分に明らかにされているとはいえない。このような現状をふまえ, 本論では空知・蝦夷両層群の層序を確立するとともに, 空知層群の堆積環境を明らかにする目的で, 空知層群から蝦夷層群に至る地層が最も連続的かつ幅広く露出する夕張から芦別に至る地域において, 地質学的・堆積学的研究を行った。

地質概説

夕張山地のジュラ-白亜系は脊梁部で弓状に延びる逆断層を境に東翼と西翼に分けられる (Fig. 2)。西翼は西側上位で

傾斜は垂直から 30° E の逆転同斜構造を示し, 東翼は東側上位の 40° E 前後を示すことから, 大局的には西フェルゲンツの大きな背斜構造をなす。空知層群と蝦夷層群はこの背斜の東西両翼に分布し, 本調査地域は夕張山地西麓の背斜西翼部に位置する。本地域の空知層群および蝦夷層群下部はほぼ $N 10 \sim 20^{\circ}$ E の走向を示し, 垂直もしくは 70° 以上で東側に傾斜した, 西側上位の逆転同斜構造を示す (Fig. 2)。ただし, シューパロ川上流にある南北性の断層の東側に分布する地層群だけは, $20 \sim 30^{\circ}$ で西側に傾斜し, 逆転構造もみられない。

本地域に分布する空知層群は Matumoto (1942, 1943) により Ot から Oz 層の 7 累層, 橋本 (1953) では芦別岳輝緑凝灰岩層などの 9 累層, Kito (1995) では 3 累層に区分され, 各研究者間で岩相層序区分が異なる (Fig. 3)。本論では, 空知層群を玄武岩からなる極楽平層, 赤色泥岩を主体とする芦別川層, 安山岩角礫岩・礫質砂岩の中天狗層, 安山岩質の火山性砂岩泥岩主体の尻岸馬内川層の 4 層に区分するのが最も適当であると見なした (Figs. 3, 4)。ただし, 極楽平層の玄武岩類は, 調査地域の南部で, 安山岩～デイサイト質火山砕屑岩類およびアルコース質砕屑岩類からなる地層を挟在するため, これらを鉢盛山凝灰岩部層, 心配沢砂岩部層として区別した (Figs. 3, 4)。また, 空知層群分布域には複数の玄武岩～安山岩貫入岩も認められる。

一方, 蝦夷層群の大部分は, 非火山性のタービダイト砂岩, 泥岩を主体とする単調な岩相からなり, 下部にのみ石灰岩ブロックを含むオリストストローム層と珪長質凝灰質砂岩層の 2 つの特徴的な堆積物を挟在する (Fig. 4)。このうち, 前者のシューパロ川層のオリストストローム層は, 調査地域でも南北方向に広く追跡できることから, 新たに岨山オリストストローム部層と命名し, 対比における鍵層とした。また, 蝦夷層群下部に関しては, 本山ほか (1991) が夕張地域で模式層序を確立し, 富問層, シューパロ川層, 丸山層の 3 層に区分し, その後もこの区分が踏襲されてきた (川辺ほか, 1996; 高嶋ほか, 1997b)。しかし, 調査地域北部では富問層とシューパロ川層の境界が明瞭でないため, 両層を一括してシューパロ川層と命名し, 再区分した (Fig. 3)。従来の層序区分とのもう一つの違いは, 空知層群と蝦夷層群の境界を, 従来よりも下位の層準におき, これまで空知層群最上部とされてきた惣芦別川泥岩部層を蝦夷層群に含めた点である。これらについては地質各説と考察で議論する。

地質各説

1. 空知層群

(1) 極楽平層 (新称) Gokurakudaira Formation

命名・模式地: 惣芦別川北支流上流の極楽平付近。橋本 (1953) の芦別岳輝緑凝灰岩層 (Sr 2), 主夕張川珪質岩層 (Sr 3), 25 線沢砂岩層 (Sr 4), 主夕張川珪質輝緑凝灰岩層 (Sr 5), Matumoto (1942-43) の Ou 層に相当する (Fig. 3)。

分布: 本層は調査地域のほぼ東半分を占め, シューパロ川上流から尻岸馬内川上流域にかけて南北に広く分布する。

層厚: 下限不明。700 m 以上。

岩相: 本層はピクライトないしピクライト質玄武岩の枕状溶

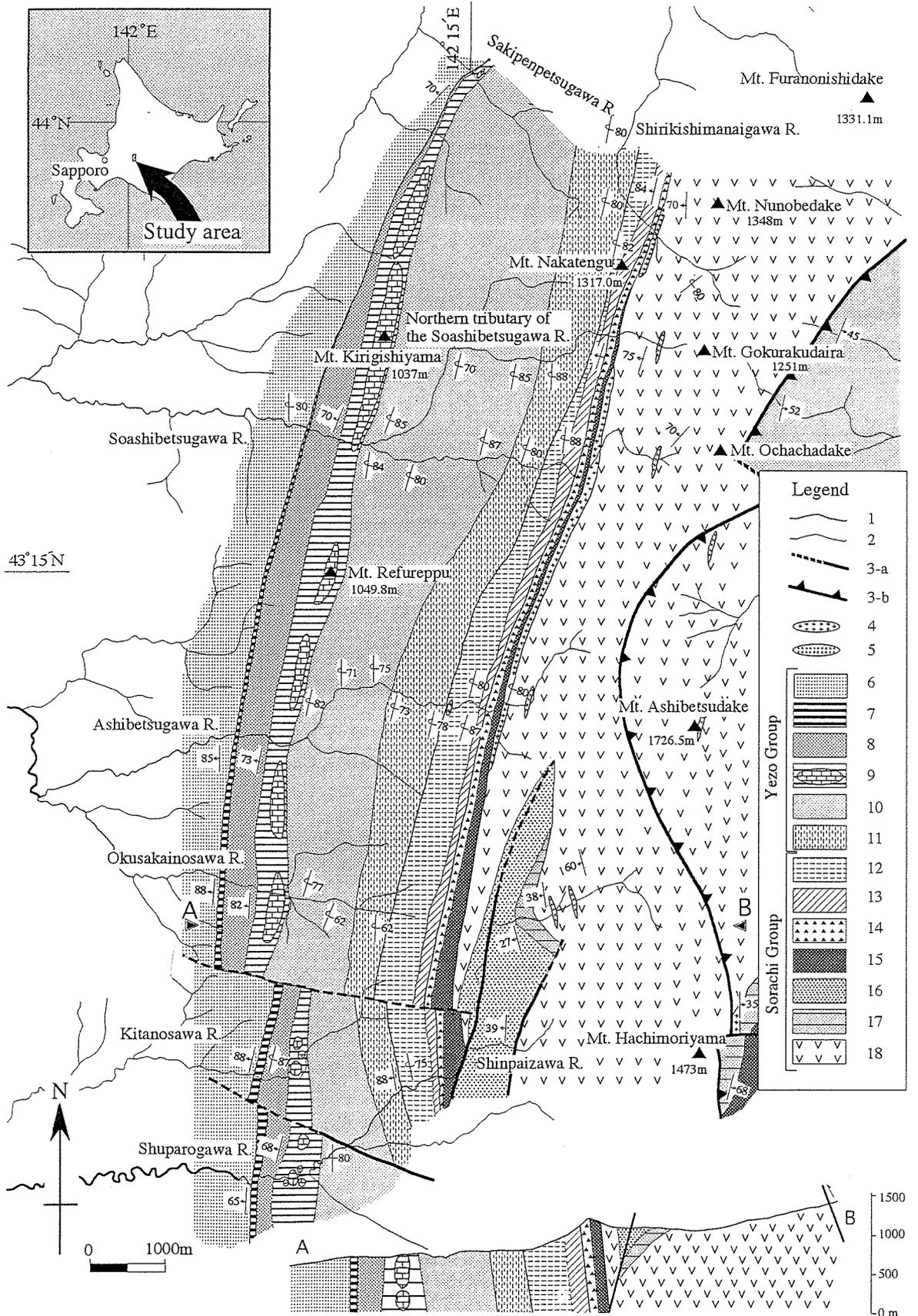


Fig. 2. Geological map and structural profile section of the study area. Strata in this region generally exhibits a vertically inclined, homoclinal sequence striking in a north-south direction and bearing a westerly younging trend. 1 : formation boundary, 2 : member boundary, 3 : fault (a : normal or strike-slip fault ; b : Yubaridake Reverse Fault), 4 : microdiorite sill, 5 : dolerite dike, 6 : Hikagenosawa Formation, 7 : Maruyama Formation, 8-11, Shuparogawa Formation (8 : Okusakainosawa Sandstone and Mudstone Member ; 9 : Kirigishiyama Olistostrome Member ; 10 : Refureppu Sandstone Member ; 11 : Soashibetsugawa Mudstone Member), 12-13, Shirikishimanaigawa Formation (12 : Nunobedake Sandstone Member ; 13 : Ochachadake Mudstone Member), 14 : Nakatengu Formation, 15 : Ashibetsugawa Formation, 16-18, Gokurakudaira Formation (16 : Shinpaizawa Sandstone Member ; 17 : Hachimoriyama Tuff Member).

約2mで、タイプAあるいはBのハイアロクラスタイトに移化する。

北部の惣芦別川北支流に分布する礫岩層 (Fig. 5 のルート 3) は、淘汰の悪い亜角～亜円礫からなり、礫種は暗緑～黄緑色のピクライト溶岩あるいはピクライト質ハイアロクラスタイトからなるが、上下の火山岩との関係は観察されない。この礫岩は礫支持で礫間は玄武岩質粗粒砂からなる基質やカルサイトで充填されている。礫径は大礫以下のものが多いが、ときおり巨礫大の亜角礫を含む。この礫岩層は自破砕性の角礫岩とは異なり亜円礫の割合が多く、水流による淘汰作用を受けていることが示唆される。

一方、南部にのみ分布する淡緑色泥岩 (Fig. 5 のルート 9) は、単層の厚さが一般に1～2cmと薄いが、まれに30cmに達することもある。この層は平行葉理が発達し、タイプCのハイアロクラスタイトと互層することが多く、ごくまれに生痕も観察される。この岩相は橋本 (1953) の芦別川珪質岩層に相当する可能性がある。

本層の玄武岩類は、北部では枕状溶岩を主体とするが、南ではハイアロクラスタイトが卓越している。さらに、ハイアロクラスタイトの岩相も北では無層理で角礫が多いタイプAおよびBが卓越するが、南では基質が優勢で葉理の発達するタイプCが多いという特徴が認められる。このような特徴は、本層堆積時には北部にピークをもつ海底火山体があり、南に向かってその崩壊物や砕屑物を供給したことを示す (Fig. 4)。

岩石記載：枕状溶岩はすべてピクライトないしピクライト質玄武岩で、新井田・紀藤 (1999) によって報告されたものとほぼ等しい。斑晶は直径0.1～0.5mmのカンラン石を主とし、直径0.1mm以下のスピネルの微斑晶をわずかに伴う。カンラン石斑晶はモード組成で20～60%を占め、すべて自形を呈し、多くは蛇紋石化している。スピネルは暗褐色を呈し、カンラン石に包有されるものが多い。石基は直径0.1mm以下の単斜輝石、斜長石を主とし、カンラン石、リュウコクシンを伴う。単斜輝石はしばしば樹枝状を呈し、斜長石は長柱状でほとんどが絹雲母と曹長石に変質している。ハイアロクラスタイトもピクライトないしピクライト質玄武岩で、基質部分は急冷した褐色のガラス片からなる。ガラス片はbubble-wall型を呈し、気孔やカンラン石骸晶をしばしば含む。角礫は顕微鏡下の観察からも枕状溶岩と同質のものである。

1) 鉢盛山凝灰岩部層 (新称) Hachimoriyama Tuff Member

命名・模式地：スーパーパロ川上流地域。橋本 (1953) の主夕張珪質岩層 (Sr 3) に相当する (Fig. 3)。

分布：本地域南部のスーパーパロ川上流地域に南北方向に分布する (Fig. 5 のルート 9)。北方ほど層厚が薄くなり、芦別川より北側には分布しない (Figs. 2, 5)。また、スーパーパロ川上流の心配沢以南では断層により欠如している。

層厚：スーパーパロ川上流で150m。

関係：スーパーパロ川上流で下位にある極楽平層の玄武岩質ハイアロクラスタイトを鉢盛山凝灰岩部層の基底部をなす土石

流堆積物が整合に覆っている。しかし、全体としてみると本部層は調査地域の南部で厚く、北へ薄くなり尖滅する (Figs. 2, 4)。

岩相：本部層は淡緑色を呈する珪質の凝灰質泥岩を主とし、下部にはデイサイトおよび安山岩質火山砕屑物からなる青緑色礫質砂岩～角礫岩層、上部には安山岩質の青緑色結晶質凝灰岩層を主とするユニットを挟む (Fig. 6-A, B)。

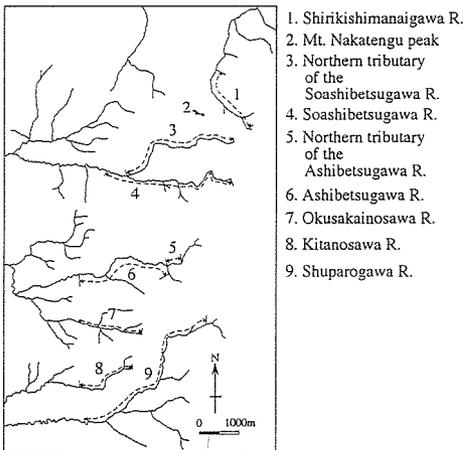
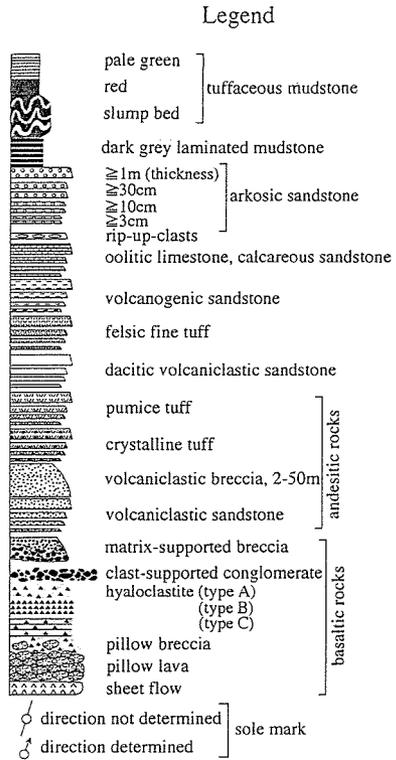
本部層の基底部はピクライト礫を主とする基質支持の緑色角礫岩層からなり、下位にあるタイプBのハイアロクラスタイト層に累重する (Fig. 6-C)。この角礫岩層は中礫サイズ、ときに数10cmに達するピクライトの角礫やブロックを多く含むが、ピクライトの細粒～中粒砂岩からなる基質支持で、単層最上部では礫をほとんど含まなくなる。まれに長径1～2mに達する堆積岩のブロックもみられ、単層の大部分は塊状無層理の水中土石流堆積物である。堆積岩ブロックはそれぞれ、ピクライト粒子からなる緑色砂岩、安山岩片を主とする暗緑色砂岩、赤色泥岩、赤色泥岩と暗緑色砂岩の互層から構成されている (Fig. 6-C)。この土石流堆積物の上位には、本部層の主体をなす凝灰質泥岩が整合に重なる。なお、この水中土石流堆積物の直上にある凝灰質泥岩中には、安山岩片に富む暗緑色礫質砂岩～砂岩層がまれに挟まれる。この砂岩層は厚さ10cm前後で、級化構造の発達するタービダイト層である (Fig. 6-C)。

本部層の主体をなす珪質の凝灰質泥岩層は淡緑色、ときに青緑色を呈し、緻密、堅硬で20～30cmの厚さで成層する。この泥岩層は、ときおり厚さ数10cm～1mの白色珪長質細粒凝灰岩層、数cmの赤色泥岩薄層を伴うことがあり、本部層の中部では生痕化石が数多く認められる (Fig. 6-A, B)。

本部層の下部には礫質砂岩および角礫質砂岩層が卓越するユニットがある (Fig. 6-A, B)。これらは青緑色を呈し、ユニット下部はデイサイト質、上部は安山岩質の火山砕屑物からなり、単層の厚さが数cmから最も厚いもので4mに達する。単層の大部分は塊状無層理で、直径2mm以下のほぼ自形の結晶および火山岩片からなる。火山岩片にはときおり1～5cmに達するものもある。異質岩片として、長径5～10cmの凝灰質泥岩偽礫が散点的に見られる。単層の最上部には、級化構造および平行葉理が認められ、タービダイト層である。この礫質砂岩・角礫岩層は上方薄層化サイクルを示し、単層の厚さは最下部では1～4m、最上部では10～30cmと薄くなり、凝灰質泥岩からなるユニットに移化する。この礫質砂岩ユニットの最上部では、厚さ10cm以下の石灰質砂岩層も数層みられる。

最上部に挟在する安山岩質結晶質凝灰岩層は、青緑色を呈し級化構造が顕著に発達する。下部では厚さ30cm前後の単層が多いが、上位へと薄層化し、最上部では数cm～10cm前後になる。

岩石記載：本部層の凝灰質泥岩は、鏡下では2タイプに分けられる。一つは、多量のbubble-wall型の火山ガラスが認められ、黒雲母、斜長石の結晶を伴い、珪長質な凝灰岩を起源とするもので、もう一つは、放散虫化石を多産し、火山ガラス、斜長石、黒雲母の破片をわずかに伴う細粒の泥質岩であ



る。前者は生痕化石を多く含むが、後者は生痕がほとんど認められないので、野外で比較的容易に区別できる。

本層の基底に挟在する暗緑色の礫質砂岩層 (Fig. 6-C; 土石流堆積物中のブロックとその2 m 上位に挟まる礫質砂岩・砂岩層) は、淘汰が悪く、ほとんどが直径0.5~1 mm の火山岩片からなる。火山岩片は安山岩を主とし、まれに極楽平層主部と同質のピクライト片をしばしば含む。安山岩片は無斑晶質で、長径0.2 mm 以下の斜長石、単斜輝石を主とし、ガラスや不透明鉱物を伴い、インターサータルないしインターグラニューラー組織を示す。

その上位の角礫岩・礫質砂岩ユニットは、下部がデイサイト質、上部が安山岩質で、組成の異なる火山砕屑岩からなる (Fig. 6-A, B)。デイサイト質火山砕屑岩は、淘汰が悪く、構成粒子は直径0.2~2 mm の自形の斜長石、石英を主とし、単斜

輝石、不透明鉱物、繊維状軽石、火山岩片を伴う。火山岩片の多くは斜長石、単斜輝石、石英を斑晶とし、石基はガラス、石英、斜長石、不透明鉱物からなる。斑晶石英は全て融食形を呈し、波動消光を示さない。一方、安山岩質火山砕屑岩層では斑晶・石基ともに石英は見られない。この砕屑岩層は、淘汰が悪く、構成粒子は、直径が0.2~2 mm で、火山岩片、自形の斜長石、単斜輝石を主とし、繊維状軽石、不透明鉱物を伴う。火山岩片では、斑晶モードが5~15%に達し、長径1 mm 以下の斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなる。斑晶斜長石はしばしば集斑状を呈する。石基は長径0.2 mm 以下の斜長石とガラスを主とし、不透明鉱物、単斜輝石を伴い、インターサータル組織を示す。斜長石の多くは曹長石化している。本ユニットの最上部に挟まれる石灰質砂岩層は、直径0.5 mm 以下の石灰質岩片を主とし、斜長石片、安山岩片を散点的に含む。石灰質岩片の中にはまれにウーイドが含まれる。本ユニットの砕屑岩類は、いずれも極楽平層と同質のピクライト片をわずかに含む。

本部層上部に挟在する結晶質凝灰岩層は、長径0.2~1 mm の斜長石、角閃石、単斜輝石の自形結晶を主とし、直径2 mm 以下の安山岩片をわずかに伴う。安山岩片は長径1 mm 以下の斜長石、角閃石、単斜輝石を斑晶とし、石基はごく細粒な斜長石、ガラスなどからなり、インターサータル組織を示す。

2) 心配沢砂岩部層 (新称) Shinpaizawa Sandstone Member

命名・模式地: シューパロ川上流地域。Matumoto (1942, 1943) の Ot 層, または橋本 (1953) の 25 線沢砂岩層 (Sr 4) に相当する (Fig. 3)。

分布: 本部層も鉢盛山凝灰岩部層と同じく、調査地域南部のシューパロ川上流地域に南北方向に分布する。北方で薄くなり尖滅し、芦別川より北側には分布しない (Figs. 2, 5)。また、シューパロ川上流の心配沢より南では衝上断層により欠如している。

層厚: 断層により上限が欠如しているが、120 m 以上。

関係: シューパロ川上流域で下位の鉢盛山泥岩部層を整合に覆うが (Fig. 6)、鉢盛山部層と同様に北に向かって尖滅する。

岩相: 本部層は青灰色の細~中粒砂岩と暗灰色の泥岩の互層からなる。下位との境界部付近は露出が乏しいが、一部の露頭で鉢盛山凝灰岩部層の淡緑色泥岩から暗灰色泥岩に漸移する様子が観察される。また、下位の鉢盛山凝灰岩部層との構造的な違いはまったく見られない。一方本部層の上限は、断層で芦別川層と接している。

本部層の砂岩層は、明瞭な Bouma sequence の発達するタービダイト層で、下底面にしばしばフルートキャストやクレセントキャストが認められ、その古流向はほぼ南から北への向きを示している。この部層では2回の上層厚化サイクルが認められ、1つのサイクル内で厚さ平均20~30 cm であった砂岩層が、最上部では最大2 m 以上に達するようになる。泥岩の挟みは少なく、最も厚い泥岩層でも10 cm 未満である。泥岩には炭質物、木片を多く含むが、微化石はほとんど含まない。

岩石記載: 砂岩は、淘汰の良い長石質アレナイトで、構成粒

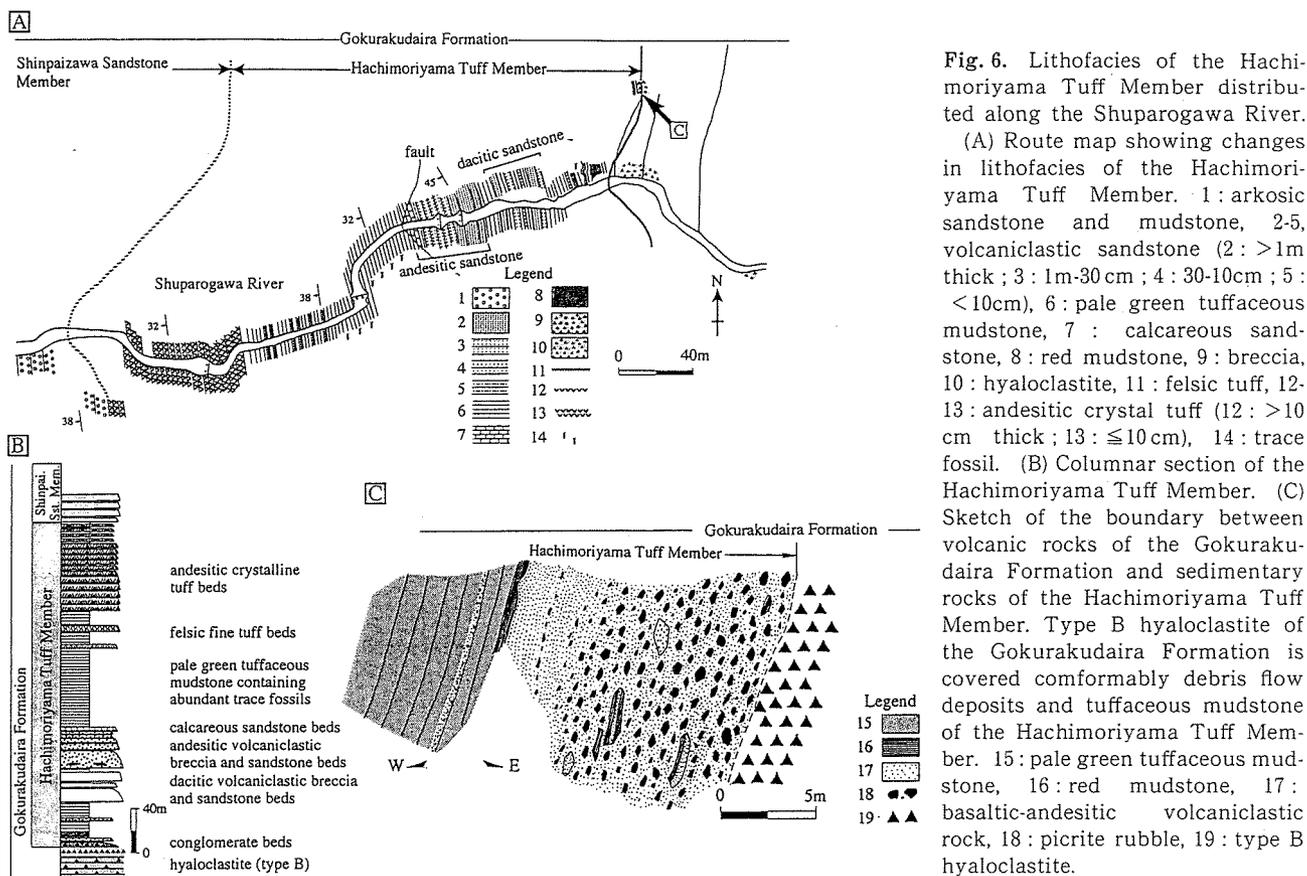


Fig. 6. Lithofacies of the Hachimoriyama Tuff Member distributed along the Shuparogawa River.

(A) Route map showing changes in lithofacies of the Hachimoriyama Tuff Member. 1: arkosic sandstone and mudstone, 2-5, volcaniclastic sandstone (2: >1m thick; 3: 1m-30cm; 4: 30-10cm; 5: <10cm), 6: pale green tuffaceous mudstone, 7: calcareous sandstone, 8: red mudstone, 9: breccia, 10: hyaloclastite, 11: felsic tuff, 12-13: andesitic crystal tuff (12: >10cm thick; 13: ≤10cm), 14: trace fossil. (B) Columnar section of the Hachimoriyama Tuff Member. (C) Sketch of the boundary between volcanic rocks of the Gokurakudaira Formation and sedimentary rocks of the Hachimoriyama Tuff Member. Type B hyaloclastite of the Gokurakudaira Formation is covered conformably debris flow deposits and tuffaceous mudstone of the Hachimoriyama Tuff Member. 15: pale green tuffaceous mudstone, 16: red mudstone, 17: basaltic-andesitic volcaniclastic rock, 18: picrite rubble, 19: type B hyaloclastite.

子には円磨された石英が最も多く、長石、火成岩片、黒雲母、炭質物、白雲母、ジルコンを伴う。石英は大部分が波動消光を示すが、一部に融食形を呈し、波動消光を示さないものや、多結晶石英も認められる。このように砂岩層の組成は鉢盛山凝灰岩部層とは、著しく異なる。岩片はほとんどが流紋岩、花崗岩質岩、スフェルライトで、ごくまれに白雲母石英片岩やホルンフェルスなどが認められ、大陸地殻由来の砂岩に類似する。

(2) 芦別川層 (新称) Ashibetsugawa Formation

模式地: 芦別川上流地域。Matumoto (1942, 1943) の Ov 層, 橋本 (1953) の芦別川赤色チャート層 (Sr 6) に相当する (Fig. 3).

分布: シューパロ川上流から尻岸馬内川上流にかけて南西から北東に細長く分布する。

層厚: シューパロ川で 170m, 惣芦別川北支流では 30m. 芦別川, 惣芦別川, 尻岸馬内川では微閃緑岩シルが貫入しているため正確な層厚は不明である。

関係: 下位の極楽平層との関係は、南部のシューパロ川と心配沢との合流点付近と北部の惣芦別川北支流の 2カ所で観察される。南部では極楽平層のタイプ B のピクライト質ハイアロクラスタイト上に、赤色泥岩、暗緑色砂岩、ピクライト質ハイアロクラスタイト (タイプ B) の順に累重し、最終的に赤色泥岩を主とする岩相に移化する (Fig. 7-A)。この暗緑色砂岩は、緻密、堅硬であるのに対し、ピクライト質ハイアロクラスタイト層は軟質で風化に弱いため、野外で容易に区別

できる。一方、北部ではピクライト質ハイアロクラスタイトを赤色泥岩が直接覆い、漸移部は認められない (Fig. 7-B)。また、本層は南部で厚く、暗緑色砂岩層を挟むが、北部では薄く泥岩のみから構成される。

岩相: 本層は赤色泥岩を主とし、南部では安山岩質火山碎屑物からなる暗緑色砂岩層を伴う。この砂岩層は南部ほど厚く粗粒であるが、北に向かって尖滅し、惣芦別川北支流より北では、本層は赤色泥岩のみからなる (Fig. 5 のルート 1, 3)。

本層の赤色泥岩はやや珪質で平行葉理が発達し、生痕はほとんど観察されない。まれに数 mm~1 cm の青緑色から暗青色の珪質泥岩の薄層を挟在する。南部に発達する砂岩層は、粗粒で、暗緑~暗灰色を呈し、級化構造の発達するタービダイト層である。単層の厚さは一般に 10cm 前後のものが多いが、シューパロ川ではまれに 1m に達するものもある。また、シューパロ川には、厚さ 60m に達するスランプ層が認められる。これは、スランプ褶曲した泥岩優勢の暗緑色砂岩と赤色泥岩の互層からなる。スランプ褶曲には軸面劈開が認められず、未固結時の変形を示唆する。

岩石記載: 本層の暗緑色砂岩層は淘汰が悪く、下~中部と上部でその構成粒子の組成が異なる。

下部から中部の砂岩層の構成粒子は、直径 0.2~2mm で、まれに 1~3cm の垂円礫を含む。安山岩片を主体とし、ピクライト片、繊維状軽石、単斜輝石、斜長石、石英、海緑石、不透明鉱物を伴う。安山岩は無斑晶質で、長径 0.2mm 以下の長柱状斜長石の粒間を、より細粒な単斜輝石、不透明鉱物、

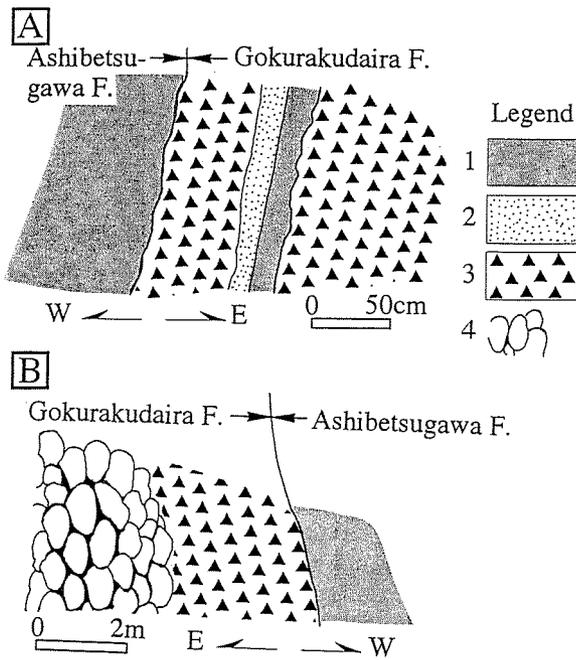


Fig. 7. Sketches of the boundary between the Gokurakudaira Formation and the Hachimoriyama Mudstone Member in the southern area, along the Shuparogawa River (A), and in the northern area along the northern tributary of the Soashibetsugawa River (B). In the both areas, the type B hyaloclastites of the Gokurakudaira Formation are covered conformably by the red mudstones. 1: red mudstone, 2: andesitic volcaniclastic rock, 3: hyaloclastite (picrite), 4: pillow lava (picrite).

ガラスが埋めた、インターグラニューラー～インターサータル組織を呈する。ピクライト片は極楽平層のものとはほぼ等しく、その量は、本層の上位ほど少なくなる。鏡下で観察される石英は融食形を呈し、波動消光を示さない。単斜輝石、斜長石はほぼ自形である。

上部の砂岩層の構成粒子は直径 0.5 mm 以下で、斜長石、融食形石英を主とし、繊維状軽石、安山岩片、不透明鉱物を伴う。安山岩片中の斑晶は斜長石を主とし、融食形石英を伴う。石基は長径 0.1 mm 以下の針状斜長石とその粒間を埋めるガラス、極細粒不透明鉱物からなり、インターサータル組織を示す。

(3) 中天狗層 (新称) Nakatengu Formation

模式地: 芦別川上流地域。本層は Matumoto (1942, 1943) の Ow 層、橋本 (1953) の芦別川輝緑凝灰岩、チャート、硬砂岩互層 (Sr7) に相当する (Fig. 3)。

分布: シューパロ川上流から尻岸馬内川上流にかけて南西から北東に細長く分布する。

層厚: シューパロ川で 100 m, 芦別川で 220 m, 惣芦別川で 180 m, 惣芦別川北支流で 170 m, 尻岸馬内川では 80 m の厚さをもつ。

関係: 下位の芦別川層との関係は尻岸馬内川、惣芦別川北支流、芦別川、シューパロ川など惣芦別川以外のすべてのルートで観察され、惣芦別川より南側では、基底層にある玄武岩

角礫岩層が、芦別川層の赤色泥岩を整合に覆うが、惣芦別川より北では、この角礫岩層が尖滅し、上位にある安山岩の角礫岩層が赤色泥岩層に直接累重する。

岩相: 本層は安山岩質火山碎屑物からなる青緑色角礫岩、礫質砂岩層を主とし、中央部から南部の基底層にのみ暗緑色～暗褐色玄武岩角礫岩層を伴う。この基底層の玄武岩角礫岩は、中央部の芦別川南支流 (Fig. 5 のルート 6) で最も厚く、南北に薄化・尖滅するレンズ状の分布をもつ。芦別川では、基底層は数 10 枚の角礫岩層からなり、顕著な上方細粒化・薄層化シーケンスを示す。角礫岩層の単層の厚さは数 10 cm ~ 5 m で、明瞭な級化構造の発達する重力流堆積物である。礫岩は、粗粒砂からなる基質支持で、単層の下部に大礫～中礫サイズの亜角～亜円礫が密集し、礫種は主に暗緑～暗褐色を呈する玄武岩が多く、ときにドレライトも認められる。一方、南部ではこの基底の角礫岩層は、厚さ約 5 m の 1 枚の礫質砂岩層となり、含まれる最大礫径も細礫サイズにまで減少する (Fig. 5 のルート 9)。

本層の主体をなす青緑色角礫岩、礫質砂岩層は、単層の厚さが 5 ~ 15 m のものが卓越するが、最も厚いものでは 50 m に達する。これら角礫岩・礫質砂岩層に関しても、単層の数やその厚さが中央部の芦別川において最大で (Fig. 5 のルート 6)、南北へと大きく減少する。これらは一般に塊状無層理で、細礫サイズの安山岩角礫および長径 2 mm 以下の斜長石、単斜輝石の自形結晶片、直径 3 cm 以下の軽石片からなり、基質は少ない。それ以外の岩片としては、直径 2 ~ 10 cm の楕円形の赤色および淡緑色泥岩偽礫が散在する。単層最上部には平行葉理や級化構造がみられ、泥岩層に漸移し、高密度重力流堆積物と類似する。また、本層は約 10 cm 以下の厚さの赤色・淡緑色泥岩層を頻りに挟むが、その泥岩層を削り込んで、上位の角礫岩・礫質砂岩層が堆積している。赤色泥岩層は基底層に多く、それ以外は淡緑色泥岩を主とする。なお、本層直下には微閃緑岩シル (後述の惣芦別川岩体) が貫入している (Fig. 2)。

岩石記載: 本層の基底にある玄武岩角礫岩層には、玄武岩岩片、玄武岩質ハイアロクラスタイト岩片が最も多く、次いでドレライト岩片、繊維状軽石、単斜輝石、ピクライト片が認められる。このうち、ハイアロクラスタイト、玄武岩岩片がほぼ 70% を占める。ハイアロクラスタイトは急冷した bubble-wall 型の褐色ガラス片からなり、ガラス片には気泡やカンラン石の骸晶を含むものも認められる。玄武岩は無斑晶質で、直径 0.5 mm 以下の単斜輝石、斜長石、不透明鉱物からなり、インターサータルないしインターグラニューラー組織を示すが、ピクライトは極楽平層のものとはほぼ等しい。単斜輝石はしばしば樹枝状を呈する。ドレライトはオフィティック組織を示し、直径 1 ~ 5 mm の単斜輝石、不透明鉱物の大きな結晶中に多数の短冊状の斜長石、まれに自形のカンラン石も包有されている。上記のカンラン石は全て蛇紋石化、斜長石は全て曹長石化している。

一方、本層の主体をなす青緑色礫質砂岩は、淘汰が悪く、構成粒子は安山岩片が最も多く、次いで斜長石、繊維状軽石、単斜輝石を伴う。結晶粒子はほとんど自形で、破碎や磨耗を

受けていない。安山岩片の斑晶量は10~30%に達し、斑晶は主に斜長石からなり、単斜輝石、角閃石、不透明鉱物をわずかに伴う。斑晶斜長石は長径2mm以下で、しばしば集斑状を呈する。石基は長径0.2mm以下の斜長石、ガラス、不透明鉱物を主とし、角閃石をわずかに伴い、インターサタル組織を示す。石基に石英は認められない。

(4) 尻岸馬内川層 (新称) Shirikishimanaigawa Formation

模式地: 尻岸馬内川上流地域。橋本 (1953) の奈江川チャート層 (Sr8), Matumoto (1942, 1943) の Ox 及び Oy 層に相当する (Fig. 3)。

分布: シューパロ川上流から尻岸馬内川上流にかけて南西から北東に分布する。

層厚: シューパロ川で410m, 芦別川で330m, 惣芦別川で500m, 惣芦別川北支流で260m, 尻岸馬内川で410m。

関係: 下位の中天狗層を整合に覆う。

岩相: 本層は珪質の凝灰質泥岩と安山岩質火山砕屑物からなる砂岩を主とし、下位より泥岩を主体とする御茶々岳泥岩部層、砂岩の卓越する布部岳砂岩部層の2部層に区分される。

下位の御茶々岳泥岩部層は中央部の惣芦別川で最も厚く、南北に薄化する。一方、上位の布部岳砂岩部層は、逆に中央部の惣芦別川で最も薄く、南北に厚くなる (Figs. 4, 5)。

1) 御茶々岳泥岩部層 (新称) Ochachadake Mudstone Member

模式地: 惣芦別川上流地域。橋本 (1953) の奈江川チャート層 (Sr8) 下部, Matumoto (1942, 1943) の Ox 層下部に相当する (Fig. 3)。

分布: シューパロ川上流から尻岸馬内川上流にかけて南西から北東に細長く分布する。

層厚: シューパロ川, 芦別川で90m, 惣芦別川で140m, 惣芦別川北支流, 尻岸馬内川で70m。

関係: 下位の中天狗層の礫質砂岩層を本部層の凝灰質泥岩が整合に覆う。

岩相: 本部層は珪質で淡緑~青緑色を呈する凝灰質泥岩を主とし、基底部にウーイドからなる石灰質タービダイト層、中~上部では珪長質細粒凝灰岩層をそれぞれ挟む。

本部層の主体をなす凝灰質泥岩は、緻密、堅硬で、10~30cmの厚さで成層し、放散虫化石を多く含む。本部層下部の泥岩には平行葉理が発達するのに対して、中~上部の泥岩には生痕化石が多産する。

本部層基底部には、灰白色を呈する石灰質砂岩層が頻りに挟在する。これらは数cmから最大2.7mの厚さを持ち、Bouma sequenceが発達するタービダイト層である。北部の惣芦別川北支流では、挟まれる石灰質タービダイト層の数、単層の厚さが最大となるが、これ以外のルートではその数も減少し、厚さも薄くなる (Fig. 8)。これらのタービダイト層の構成粒子はウーイドが大部分を占め、生物遺骸、火山岩片を伴うが、下位に挟まれる単層は火山岩片を多量に含み、その含有量は全体の20~30%に達するのに対して、上位のものは火山岩片に乏しく5%未満しかない。これらの火山岩片は角礫~亜角礫からなり、北部の惣芦別川北支流でその直径

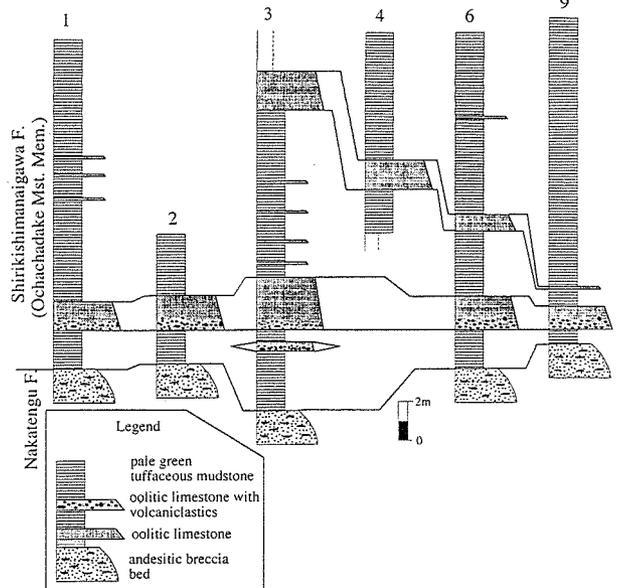


Fig. 8. Lateral changes of the thickness of oolitic turbidite beds intercalated in the basal part of the Ochachadake Mudstone Member. The number of beds and thickness of each bed of oolitic turbidites attain the maximum along the northern tributary of the Soashibetsugawa River (route 3), thin out both north and southward (route 1 or 9). The numbers of the figure show the locations of each section in Fig. 5.

が1~1.5cmと最も大きく、南北方向に向かって細粒化する。火山岩片には赤色の安山岩も多く見られる。

珪長質細粒凝灰岩は灰白色を呈し、緻密、堅硬で、本地域内では層厚、挟在数に関して顕著な変化は認められない。単層の厚さは30cm~2mと厚く、シューパロ川, 芦別川, 惣芦別川で観察される。

岩石記載: 鏡下でも、本部層の泥岩には放散虫化石、生痕化石、ガラス・火山岩片がしばしば観察され、まれにウーイドを含む。また、泥岩に発達する葉理構造は0.1mm以下の大きさの斜長石、単斜輝石、安山岩片などの粒子の集合体(ユニットA)からなり、それらが級化構造を示し(ユニットB)、細粒の泥質部(ユニットC)へと移行している。本部層の中~上部の泥岩ではユニットAの部分が欠如していることが多く、ユニットB, Cの部分が大半を占める。なお、ユニットCには生痕が発達している。

石灰質タービダイトの構成粒子は直径2mm以下で、ウーイドを主体とし、生物遺骸、火山岩片、火山岩起源の結晶片、海緑石を伴う。火山岩片は安山岩が大部分を占め、デイサイトをまれに伴う。安山岩片は斑状単斜輝石角閃石安山岩で、斑晶モードは10~40%に達する。斑晶は主に長径1mm以下で、斜長石を主とし、単斜輝石、不透明鉱物、角閃石を伴う。石基は長径0.1mm以下の斜長石、ガラス、不透明鉱物からなり、インターサタル組織を呈する。無斑晶質で完晶質のデイサイトは長径0.2mm前後の斜長石と石英からなり、角閃石を伴う。また、これらの火山岩から分離したと考えられる斜長石、単斜輝石の結晶片がウーイドの隙間に散在して

いる。ウーイド以外の石灰質岩片には、二枚貝の破片、底生有孔虫、コケムシ、サンゴ、石灰藻、ウニ、スポンジなどが認められる。これらは、火山岩の破片とともにしばしばウーイドの核をなす。ウーイドは、直径0.5 mm~2 mmで、円形~楕円形をなし、同心円状の構造が発達する。ほとんどのウーイド粒子が破壊や摩滅を受けておらず、含まれる火山岩片が全て角礫である。

珪長質細粒凝灰岩は bubble-wall 型のガラスを主とし、黒雲母や斜長石の結晶を伴う。粒径は0.5 mm以下で、淘汰がきわめて良い。

2) 布部岳砂岩部層 (新称) Nunobedake Sandstone Member

模式地：芦別川上流地域。橋本 (1953) の奈江川チャート層 (Sr8) 上部, Matumoto (1942, 1943) の Ox 層上部と Oy 層を合わせたものに相当する (Fig. 3)。

分布：シュエパロ川上流から尻岸馬内川上流にかけて南西から北東に分布する。

層厚：シュエパロ川で 320 m, 芦別川で 240 m, 惣芦別川で 290 m, 惣芦別川北支流で 150 m, 尻岸馬内川で 240 m。

関係：下位の御茶々岳泥岩部層を整合に覆う。

岩相：砂岩優勢の安山岩質の火山性砂岩、凝灰質泥岩互層を主とし、下部には安山岩質凝灰岩層、上部には石灰質砂岩層を挟在する。また、南部でのみ本部層中部にアルコース質砂岩層が挟在する。

本部層の主体をなす砂岩層は、青緑色から灰色を呈し、主に中粒~粗粒の安山岩質火山砕屑物から構成される。単層の厚さは10~30 cmのものが多い。これらは級化構造や底痕の認められるタービダイト層で、フルートキャストは北北西から南南東への古流向を示す (Fig. 5)。凝灰質泥岩層は淡緑~青緑色を呈し、珪質で平行葉理が発達する。尻岸馬内川では、本部層上部の泥岩からアンモナイト化石の *Silesites* sp. の産出が報告されている (前田ほか, 1998)。

下部に挟まれる安山岩質凝灰岩層は塊状で淡緑色を呈する。この層は多孔質で軟質のため風化に弱く、野外では互層する凝灰質泥岩と容易に区別することができる。中央部の惣芦別川では、挟まれる凝灰岩層の数や単層の層さがともに最大となり、特に単層の厚さは30 cmから3 mに達する。しかし、南北に向かって挟在される単層の数、厚さは次第に減少している。この層には、基底部にときおり泥岩の偽礫を含む。

また、本部層中部ではアルコース質砂岩と暗灰色泥岩の互層からなるユニットが挟まれる (Fig. 5 のルート 6, 9)。このユニットの厚さは10~70 mで、南部のシュエパロ川および芦別川にのみ分布する。ただし、芦別川ルートでは暗灰色泥岩のみで砂岩層は挟まれない。砂岩単層は30 cm~1 mの厚さで、青灰色を呈し、炭質物が多く含まれる。これらは級化構造や底痕が観察されるタービダイト層である。泥岩層は暗灰色を呈し、数 cm 前後と薄く、砂岩層同様炭質物を多く含む。このユニットの岩相は、心配沢砂岩部層と類似する。

本部層の上部を構成する石灰質砂岩層は、惣芦別川北支流で最も薄く、南北両方向に厚くなる。これらは Bouma sequence の認められるタービダイトで、灰白色を呈し、厚さ

は30 cm~1 mのものが多い。長径1~10 cmの凝灰質泥岩、砂岩偽礫も多く含み、クラストファブリックから求めた古流向は北東から南西方向を示す (Fig. 5)。

岩石記載：本部層の主体を成す灰色~青緑色砂岩は中粒ないし粗粒で、淘汰が悪い。構成粒子は斜長石が最も多く、モード組成で40%以上を占める。次いで火山岩片、角閃石、不透明鉱物の自形結晶が多く、単斜輝石、石英を伴う。火山岩片は全て斑状安山岩で、斑晶は長径0.5 mm以下の斜長石、角閃石を主とし、単斜輝石、石英を伴う。石基は長径0.1 mm以下の短冊状の斜長石、不透明鉱物、ガラスからなり、インターサタル組織を示すが、石英は認められない。石英片は全て融食形を呈し、波動消光を示さず、火山岩起源である。砂岩中に含まれる結晶片は自形を保ったものが多い。

本部層基底部に挟在する安山岩質凝灰岩は直径0.5 mm以下の粒子から構成され、bubble-wall型ガラス、気孔に富む軽石片が大部分を占め、単斜輝石、斜長石結晶を伴う。構成粒子の淘汰は悪い。

南部にのみ挟在する青灰色砂岩層は、細粒で淘汰の良い長石質アレナイトで、円磨された石英が最も多く40~60%を占める。次いで火成岩片、長石、炭質物が多く認められ、不透明鉱物、ジルコンを伴う。火成岩片は流紋岩、花崗岩質岩などの珪長質岩である。石英はほとんどが波動消光を示し、極まれに白雲母片岩の岩片が認められる。これらは上記の火山性の砂岩とは異なり、心配沢砂岩部層の砂岩同様、大陸地殻から供給された砂岩に特徴的な組成を示す。

石灰質砂岩層は極粗粒で、淘汰が悪い。構成粒子は泥岩偽礫、石灰質岩片が最も多く、角閃石、単斜輝石、安山岩片、斜長石、石英、不透明鉱物を伴う。結晶粒子はほとんど自形を保っている。安山岩片は長径0.5~1 mmの斜長石、角閃石、単斜輝石、石英を斑晶とし、直径0.2 mm以下の不透明鉱物、斜長石、ガラスの石基からなる。泥岩偽礫には粗粒で単斜輝石、斜長石結晶片に富むものと、細粒で放射虫化石に富むものの2種類が認められる。石灰質岩片は底生有孔虫、浮遊性有孔虫などの生物遺骸からなり、まれにウーイドを含む。

2. 蝦夷層群

(1) シュエパロ川層 (再定義) Shuparogawa Formation
模式地：シュエパロ川上流地域。橋本 (1953) の空知層群奈江川珪質頁岩層 (Sr9) と下部蝦夷層群 (Ly1~2) を合わせたもの、Matumoto (1942, 1943) の Oz~If 層を合わせたもの、高嶋ほか (1997b) の空知層群最上部および蝦夷層群富間層、シュエパロ川層を合わせたものに相当する (Fig. 3)。

分布：シュエパロ川上流から尻岸馬内川上流にかけて南西から北東に分布する。

層厚：シュエパロ川で 1930 m, 北の沢で 1440 m 以上、奥境の沢で 2000 m 以上、芦別川で 2750 m, 惣芦別川で 3100 m, 惣芦別川北支流で 3580 m, 尻岸馬内川で 330 m 以上。

関係：尻岸馬内川層を整合に覆う。

岩相：本層は主にタービダイト砂岩、泥岩からなり、従来の空知層群最上部および蝦夷層群下部を合わせたものに相当する。従来の定義によると、空知層群は緑色岩・珪質岩を主体とし、蝦夷層群はフリッシュ型の堆積物からなる地層として

区分されている。また、蝦夷層群の下部では砂岩泥岩互層の比率によって、累層の区分がなされていた。調査地域では、空知・蝦夷両層群の境界は泥岩優勢の砂岩泥岩互層と砂岩優勢の互層の間に置かれていたが、1) 砂岩泥岩互層の比率は側方に変化する場合が多いこと、2) 岩相・碎屑岩組成から判断すると火山性砂岩優勢の布部岳砂岩部層とその上位に重なる暗灰色泥岩主体の地層（惣芦別川泥岩部層：後述）の間に明瞭な違いがあることから、暗灰色泥岩主体の地層の基底部に両者の境界を定義するほうが適当であると判断した。また、蝦夷層群の下部に関しても、砂岩の比率で細かく定義されていた従来の累層をまとめて1つの累層とし、従来の累層を部層として再定義した。

1) 惣芦別川泥岩部層（新称）Soashibetsugawa Mudstone Member

模式地：惣芦別川。本層は Matumoto (1942, 1943) の Oz 層、橋本 (1953) の奈江川珪質頁岩層に相当する (Fig. 3)。

分布：スーパーパロ川上流から尻岸馬内川上流にかけて南北に分布する。

層厚：スーパーパロ川で 460 m、北の沢で 230 m 以上、奥境の沢で 350 m 以上、芦別川で 940 m、惣芦別川で 490 m、惣芦別川北支流で 640 m。

関係：尻岸馬内川層を整合に覆う。

岩相：やや珪質で葉理の発達する暗灰色泥岩を主体とし、白色の珪長質細粒凝灰岩層を頻りに挟在する。北部の惣芦別川、惣芦別川北支流 (Fig. 9 のルート 3, 4) では厚さ 3 cm 以下の灰色砂岩薄層を頻りに挟むようになる。砂岩層は極細粒～細粒で、底面にフルートキャストが認められるタービダイト層からなる。フルートキャストから求めた古流向は、惣芦別川より南の地域では北から南、惣芦別川より北の地域では南から北への流向を示す (Fig. 9)。泥岩中に挟まれる白色の珪長質細粒凝灰岩層は 10～30 cm の厚さのものが多く、まれに 1～7 m に達する。

岩石記載：本部層の砂岩層は、細粒ないし極細粒の淘汰の良い長石質アレナイトで、円磨された石英が最も多く、約 60% を占める。その多くは波動消光を示す。次いで長石、流紋岩岩片が多く、放射虫化石を含むチャート、炭質物、黒雲母、ジルコンを伴う。本層下部の泥岩は放射虫化石に富むが、上部の泥岩では放射虫化石がまれにしか観察されない。また、本層最上部の泥岩から浮遊性有孔虫化石が産出し始めるようになる。

2) 礼振峰砂岩部層（新称）Refureppu Sandstone Member

模式地：惣芦別川。本層は Matumoto (1942, 1943) の Ia, Ib 層、橋本 (1953) の富問砂岩層と島の下頁岩層の下部を合わせたもの、本山ほか (1991) および高嶋ほか (1997 b) の富問層とスーパーパロ川層の下部を合わせたものに相当する (Fig. 3)。

分布：スーパーパロ川上流から惣芦別川北支流にかけて南北に分布する。

層厚：スーパーパロ川で 740 m、北の沢で 600 m、奥境の沢で 1070 m、芦別川で 1300 m、惣芦別川で 1830 m、惣芦別川北支流で 2130 m。

関係：惣芦別川層を整合に覆う。連続する砂岩優勢のタービダ

イト砂岩泥岩互層の始まりをもって本部層の基底と定義する。
岩相：本部層は本山ほか (1991) により、互層の砂岩/泥岩の比率が明瞭に異なる 2 つの累層（富問層とスーパーパロ川層）に区分されてきた。しかし、本調査地域の北部ではそのような岩相の変化が認められず、両累層の区分が困難であるため、本論では両累層を一括し、礼振峰砂岩部層とした。

本部層は、主に砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなる。砂岩は青灰色を呈し、単層の厚さは 15～30 cm、ときに 1 m を越えるのに対して、泥岩は暗灰色を呈し、最も厚いものでも 10 cm 以下である。砂岩の底面にはしばしばフルートキャスト、クレセントキャストが認められるタービダイト層である。砂岩には、級化構造が一般的で、しばしば平行葉理がみられる。また、本層の砂岩は炭質物を多く含み、それらが葉理をなすことが多い。南部のスーパーパロ川 (Fig. 9 のルート 9)、北の沢の本部層基底 (Fig. 9 のルート 8)、惣芦別川 (Fig. 9 のルート 4) に分布する本部層の中部には、30～100 m の厚さに達するスランプ層を挟在する。

さらに、本部層は本地域中央部を境に層厚が大きく異なる。惣芦別川以北 (Fig. 9 のルート 3, 4) ではそれより南の地域と比べて約 1.5 倍の層厚をもつ。古流向に関しても、芦別川以南では南から北への軸流が卓越するのに対して、惣芦別川以北では南西から北東への側方流となる (Fig. 9)。

岩石記載：砂岩は淘汰の良い中粒～細粒の石質アレナイトで、構成粒子は円磨度が高く、長石、石英、岩片、炭質物からなる。岩片の多くは放射虫化石を伴うチャートで、その他に花崗岩質岩、流紋岩、安山岩、砂岩等が認められる。石英はほとんどが波動消光を示す。

3) 岨山オリストストローム部層（新称）Kirigishiyama Olistostrome Member

命名・模式地：スーパーパロ川。本層は Matumoto (1942, 1943) の Ic 層、橋本 (1953) の島の下頁岩層中部、本山ほか (1991) および高嶋ほか (1997 b) のスーパーパロ川層中部に相当する (Fig. 3)。

分布：スーパーパロ川上流から惣芦別川にかけて南北に分布。

層厚：スーパーパロ川で 540 m、北の沢で 230 m、奥境の沢で 180 m、芦別川で 30 m、惣芦別川で 90 m。

岩相：本層はオルビトリナ石灰岩を含む大規模なオリストストローム層からなる。石灰岩ブロックの大きさは北部が最大で、約 3 km にわたって南北方向に板状に分布する (Fig. 2)。中央部では石灰岩は断続的に分布するようになり、さらに南部では砂岩泥岩互層ブロック、塊状砂岩ブロックと直径 10～50 m の大きさの石灰岩ブロックが泥質岩基質中に散在する産状を示す (Figs. 2, 4)。

これとは逆に、石灰岩を含む海底地送り堆積物の厚さは、惣芦別川～惣芦別川大支流で最も薄く、南に向かって厚くなるとともに、砂岩泥岩互層ブロックを多量に含むようになる。最南部のスーパーパロ川において、地送り堆積物の厚さは 380 m と最大となるが、スーパーパロ川以南で再び薄層化し、88 班沢以南で尖滅する (高嶋ほか, 1997 b)。

岩石記載：石灰岩オリストリスからは、大型有孔虫の *Orbitolina*、造礁性のサンゴ、コケムシ、厚歯二枚貝、ネリネ

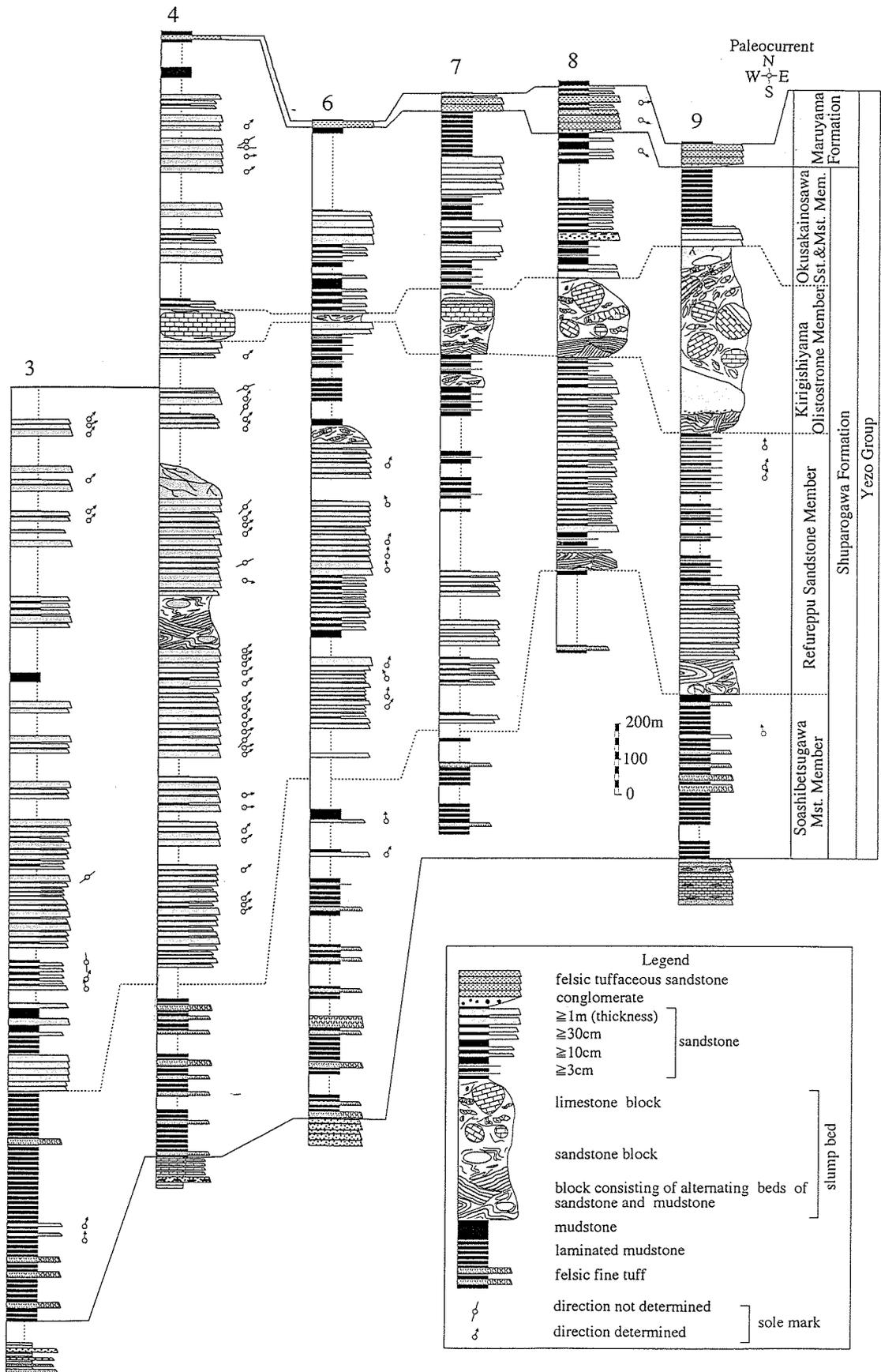


Fig. 9. Columnar sections of the Yezo Group observed along six selected traverses in the study area. The numbers of the columnar sections correspond to those in Fig. 5.

ア類などの巻き貝の密集層などが報告されている(橋本, 1936; 吉田・神戸, 1955; 佐野, 1995; Sano, 1995 など)。

4) 奥境の沢砂岩泥岩部層(新称) Okusakainosawa Mudstone Member

命名・模式地: 奥境の沢。本層は Matumoto (1942, 1943) の Id, Ie, If 層, 橋本 (1953) の島の下頁岩層上部, 本山ほか (1991) および高嶋ほか (1997b) のシューパロ川層上部に相当する (Fig. 3)。

分布: シューパロ川上流から惣芦別川にかけて南北に分布する。

層厚: シューパロ川で 230 m, 北の沢で 410 m, 奥境の沢で 500 m, 芦別川で 520 m, 惣芦別川で 760 m。

関係: 岨山オリストストローム部層を整合に覆う。

岩相: 砂岩優勢の砂岩泥岩互層を主体とし, 葉理の発達する泥岩を伴う。北部では, 砂岩優勢のタービダイト砂岩泥岩互層を主体とする。惣芦別川の砂岩層は 2~4 m に達する厚い単層が多く認められ, 泥岩層をほとんど挟まない。しかし, 本部層の砂岩層は南に向かって急激に薄化, 尖滅し, 南部のシューパロ川では葉理の発達する泥岩層が主体となり, 砂岩層をほとんど挟まない。本層の砂岩中には多量の炭質物が含まれる。また, 砂岩層の底面にはしばしばフルートキャストや, クレセントキャストが認められ, それらが示す古流向は西南西から東北東への側方流が卓越する (Fig. 9)。

岩石記載: 砂岩は淘汰の良い中粒の石質アレナイトで, 構成粒子は円磨度が高く, 炭質物, 長石を主体とし, 岩片, 石英を多く伴う。岩片の多くは放射虫化石を含むチャートで, 流紋岩, 砂岩, 頁岩, 花崗岩も含む。本部層でも石英はほとんどが波動消光を示す。

(2) 丸山層 Maruyama Formation

命名・模式地: 本山ほか (1991)。模式地はシューパロ川。

分布: シューパロ川上流から惣芦別川北支流にかけて南北に分布する。

層厚: シューパロ川で 60 m, 北の沢で 120 m, 奥境の沢で 40 m, 芦別川で 10 m, 惣芦別川で 4 m。

関係: 奥境の沢層を整合に覆う。

岩相: 本層は灰白色の珪長質凝灰質砂岩層を主体とする。本層は周囲の泥岩より際立って緻密で堅硬なため, 多くの地域で滝を形成する。また, 単層内で, 黒雲母が褐色の葉理を形成し, 特徴的な縞模様を呈するため, 従来から鍵層として用いられてきた(本山ほか, 1991; 高嶋ほか, 1997a, 1997b; 高嶋・西, 1999)。凝灰質砂岩層は個々の単層の厚さが 30 cm ~ 1 m のタービダイトで, 泥岩層をほとんど挟まない。本層は南部の北の沢で最も厚く (Fig. 9 のルート 8), 南北へ薄化する傾向を示す。本層が最も厚い北の沢およびシューパロ川の本層基底には水中土流堆積物を伴っており(高嶋ほか, 1997b), 北の沢では上方薄層化シーケンスが 2 サイクル認められる (Fig. 9)。

岩石記載: 本層の凝灰質砂岩は粗粒で淘汰が悪い。構成粒子は, 長径 2 mm 以下で, Y 字型の火山ガラスが最も多く, 斜長石, 黒雲母, 石英, 角閃石を伴う。石英はしばしば融食形を呈する。

3. 貫入岩類

空知層群の分布地域には, 玄武岩質~珪長質の半深成岩類のシルが貫入している (Fig. 2)。このうち, 玄武岩質~安山岩質の貫入岩類は蝦夷層群の分布地域には認められない。

(1) ドレライトシル

ドレライトシルは, 調査地域全域の極楽平層中に多数貫入している。ほとんどは, 南北に細長く分布し, 幅は約 1~5 m, まれに 10 m に達する。これらは黄緑~暗緑色を呈し, ときおり流理構造が発達している。しばしば極楽平層の枕状溶岩やハイアロクラスタイトに貫入しているが, フィーダーダイクとして認識できるような構造は, 今回の調査では認められなかった。鏡下では単斜輝石, 斜長石, 不透明鉱物を主とし, カンラン石, クロムスピネルを伴う。直径 1~2 mm 前後の大きな単斜輝石の自形結晶中に, より小さい長柱状の斜長石が包有され, オフィティック組織を呈する。単斜輝石にはしばしば砂時計構造が認められる。カンラン石は全て自形をなすが, 蛇紋石化している。斜長石は大部分が曹長石化し, 一部が絹雲母化している。不透明鉱物は斜長石と比べて極細粒で粒状, クロムスピネルは赤褐色で, 自形粒状を呈する。

(2) 微閃緑岩シル

微閃緑岩シルは極楽平層最上部から芦別川層にかけての地層群と尻岸馬内川層布部岳砂岩部層の中の 2 層準に貫入している。

1) 惣芦別川岩体

本岩体は調査地域の北部~中央部の尻岸馬内川から芦別川にかけて南北約 9 km にわたって, 地層とほぼ平行に細長く分布している。厚さは惣芦別川で最も厚く 110 m に達し, 尻岸馬内川で 40 m, 芦別川で 80 m と南北に向かって薄くなる。本岩体は灰色で, 急冷縁を除く岩体内部は直径 1~2 mm 前後の粒度からなる斜長石の結晶が肉眼でも観察される。上位の芦別川層の赤色泥岩および下位の極楽平層の緑色岩類とは急冷縁をもって接し, 境界付近の岩体縁辺部は細粒で, しばしば気孔を有する。また, この縁辺部には流理構造や貫入面と直行する節理が発達する。鏡下では斜長石を主とし, 角閃石, 単斜輝石, 不透明鉱物, 石英, 燐灰石を伴う。針状ないし長柱状の斜長石が網目状に散在し, その粒間を他形の角閃石, 石英, 粒状の単斜輝石, 不透明鉱物が埋め, インターグラニューラー組織を呈する。斜長石は一部曹長石および絹雲母化しており, 角閃石の一部は緑泥石化している。Girard et al. (1991) によると, 本岩体の化学組成は北上山地の白亜紀深成岩類と同様のカルクアルカリ岩である。

2) 芦別川小岩体群

この岩体群は, 芦別川, 惣芦別川に分布する尻岸馬内川層の布部岳砂岩部層の凝灰質泥岩と灰色砂岩互層からなる地層中に, 層理面とほぼ平行に貫入している。厚さ 20 cm 以下の小岩体が 4~5 層準で確認されたほか, 1.2 m の厚さをもつ岩体も認められた。これらは灰色を呈し, 急冷縁を除く岩体内部は 1~2 mm の粒径をもつ。鏡下では斜長石を主とし, 角閃石, 石英を伴う。斜長石は長柱状, 石英は一部融食形をなし, それらの隙間を半自形~他形の角閃石, 粒状の不透明鉱物が埋め, わずかに粒状の単斜輝石を伴う。

微化石年代

1. 空知・蝦夷層群の地質年代

本地域に分布する空知層群は、多くの放散虫化石、まれにアンモナイト化石を産する。放散虫化石は、芦別川層や尻岸馬内川層の赤色泥岩、淡緑色泥岩、黒色泥岩から産出するが、その群集はテチス地域や西南日本のような標準化石帯を設定している示準種があまり含まれないため、各階の境界すべてを正確に認定することはできなかった。しかし、本研究では放散虫に関しては以下の4つの示準面を認識することができ、各々の地層群の地質時代を決定することができた(Fig. 10)。

鉢盛山凝灰岩部層中部には、*Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak) の進化的初出現、尻岸馬内川層芦別川泥岩部層上部には、“*Cecrops*” *septemporatus* (Parona) の進化的初出現がそれぞれ認められる。前者は、*Pseudodictyomitra carpatica* 帯の下限に相当し、ジュラ紀 Tithonian 後期に対比され、後者は“*Cecrops*” *septemporatus* 帯の下限に相当し (Matsuoka, 1995)、Valanginian 後期に対比される。また、尻岸馬内川層の尻岸馬内川砂岩部層では、*Suna hybnum* (Foreman) の初出現、*Williriedellum peterschmittae* Schaaf の最終出現も認められる。Schaaf (1981) によると、これらの示準面はいずれも Barremian の後期におかれている。この尻岸馬内川砂岩部層の最上部からは、アンモナイト化石 *Silesites* sp. も産出している。この化石の示す地質時代も後期 Barremian で (前田ほか, 1998)、放散虫化石が示す年代と矛盾しない。

一方、本地域では蝦夷層群の最下部にあたる惣芦別川泥岩部層の最上部から、浮遊性有孔虫化石が産出し始める。この群集には *Hedbergella trocoidea* (Gandlfi), *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Schackoia cabri* (Sigal) などテチス地域において報告されている示準種も含む (Caron, 1985)。これらのうち *H. trocoidea*, *S. cabri* は後期 Aptian から前期 Albian に生存する種である (Caron, 1985; BouDagher-Fadel et al., 1997)。また、その上位に累重する礼振峰砂岩部層は *Blowiella* (= *Globigerinelloides*) *duboisii* (Chevalier), *Gorbachikella* (= “*Globigerina*”) *kugleri* (Bolli), “*Biglobigerinella*” (= *Globigerinelloides*) *barri* (Bolli, Loeblich and Tappan) などを含み、群集の組み合わせから後期 Aptian であると考えられる (高嶋ほか, 1997b)。岨山オリストストローム部層は浮遊性有孔虫化石を産出しないので直接に地質時代を決めることはできないが、その上位にある奥境の沢砂岩部層には *Ticinella* 属 (*roberti*, *primula*) の初出現面がみられ、この層準に Aptian/Albian 境界を置くことができる。以上のことから、惣芦別川泥岩部層と礼振峰砂岩部層は後期 Aptian、岨山オリストストローム部層は最後期 Aptian、奥境の沢砂岩部層と丸山層は前期 Albian の地層であると考えられる (高嶋ほか, 1997b)。

考 察

1. 空知層群の堆積場

(1) 夕張山地の空知層群下部 (極楽平層) の堆積場

近年、空知層群の層序に関しては、富良野北部の奈江山地、幌加内、天塩中川、千呂露の各地域において研究が行われてきた (石塚, 1980; Kiminami et al., 1985; 紀藤, 1987; Girard et al., 1991; 川口, 1997 など)。これらの研究結果に共通するのは、空知層群下部を構成する緑色岩は一樣に無斑晶質のソレアイトで、枕状溶岩が卓越し、碎屑岩類を挟まないという点にある。そしてこのような特徴は空知層群のテクトニックセッティングを決める上での重要な論拠の1つとされてきた。しかしながら本研究の結果、夕張山地西翼の空知層群下部を構成する緑色岩類には、上記の各地域に分布するものとは大きく異なる特徴が認められた。まず1つは、緑色岩のほとんど全てがカンラン石斑晶を多量に含むピクライトであるという点である。このピクライトは同地域の惣芦別川ルート上流において既に報告されているが (新井田・紀藤, 1999)、本研究によって夕張山地西翼の空知層群下部の緑色岩が全てピクライトであり、層厚 700 m 以上、走向方向 (南北) に少なくとも 10 km におよぶ膨大なボリュームで噴出していたことが明らかとなった。さらに、この地域の緑色岩は、ハイアロクラスタイトが多く認められ、海底火山体を成していたことも、他地域ではみられない重要な特徴である。そして、最も大きな違いは、安山岩、デイサイト質の碎屑物 (砂岩・角礫岩) からなる地層 (鉢盛山凝灰岩部層) や陸源碎屑物からなる地層 (心配沢砂岩部層) が同時異相関係で挟まれることである (Figs. 4, 11)。鉢盛山凝灰岩部層は約 150 m と厚く、各単層の厚さも最大で 4 m に達する。特にその下部は、粗粒・角礫質で淘汰が悪く、供給地から近い場所で堆積したと考えられる。これらの火山碎屑岩中にはウーイドを含むものが認められることから、供給源となっていた火山体の一部は海面上あるいは海面近くにまで達していたことが明らかである。一方、心配沢砂岩部層の砂岩は円磨された石英と長石が大部分を占めるアルコース質の長石質アレナイトで、岩片の量が 20% 以下と少なく、明瞭に鉢盛山凝灰岩部層の火山性碎屑岩類と区別できる (Figs. 12-A, B)。含まれる岩片は流紋岩や花崗岩が多く、それ以外にもホルンフェルスや白雲母石英片岩などがわずかに認められ、大陸地殻由来であると考えられる。これらの事実は、空知層群下部の堆積環境が、深海底で玄武岩のみが噴出していたとする従来の考えとは大きく異なる。

本地域の空知層群下部にみられるような、安山岩・デイサイト質火山碎屑岩と大陸地殻由来のアルコース質碎屑岩類は、空知-蝦夷帯西方の渡島帯にも認められる。渡島帯東縁部 (礼文-樺戸帯との境界付近) の戸井地域には、安山岩質の火山岩片を多量に含む砂岩層が報告され (川村ほか, 1997)、鉢盛山凝灰岩部層に対比できる。川村ほか (1997) は、戸井地域のこの火山性砂岩の存在とその単斜輝石の組成から堆積時に火山性島弧が近傍に存在したと考えた。ただし、この地域の火山碎屑岩層は大陸地殻由来の石英長石質の砂岩層に挟まれる。一方、心配沢砂岩部層の砂岩組成は、この渡島帯の石英長石質砂岩と類似する (Fig. 12-A)。この渡島帯の砂岩は、組成判別図、岩片組成、全岩化学組成などからみると、「陸弧・開析島弧 (君波ほか, 1992b)」のものと同様 (川村ほか

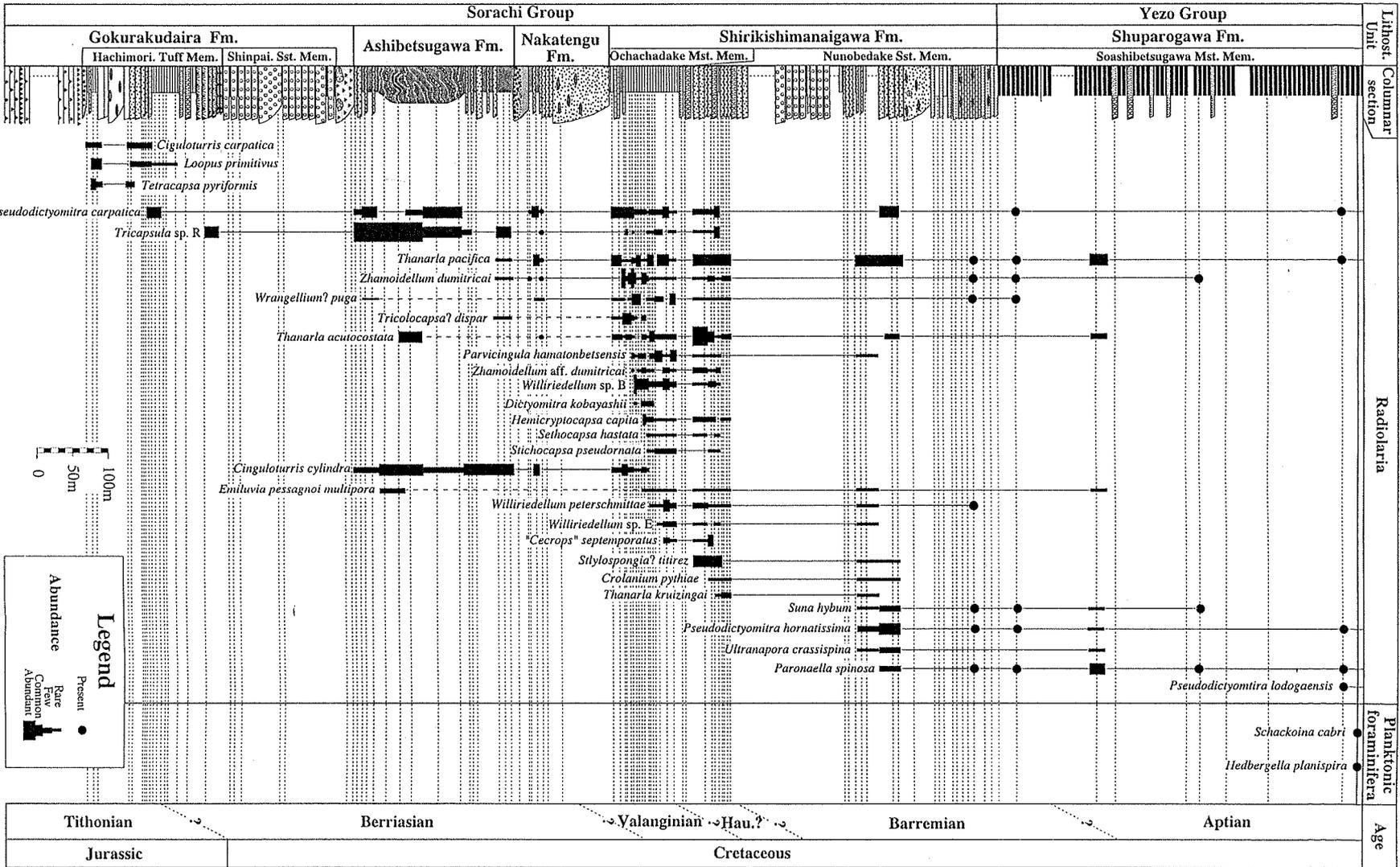


Fig. 10. Stratigraphic distribution of selected radiolarian and planktonic foraminiferal species in the Shuparogawa section.

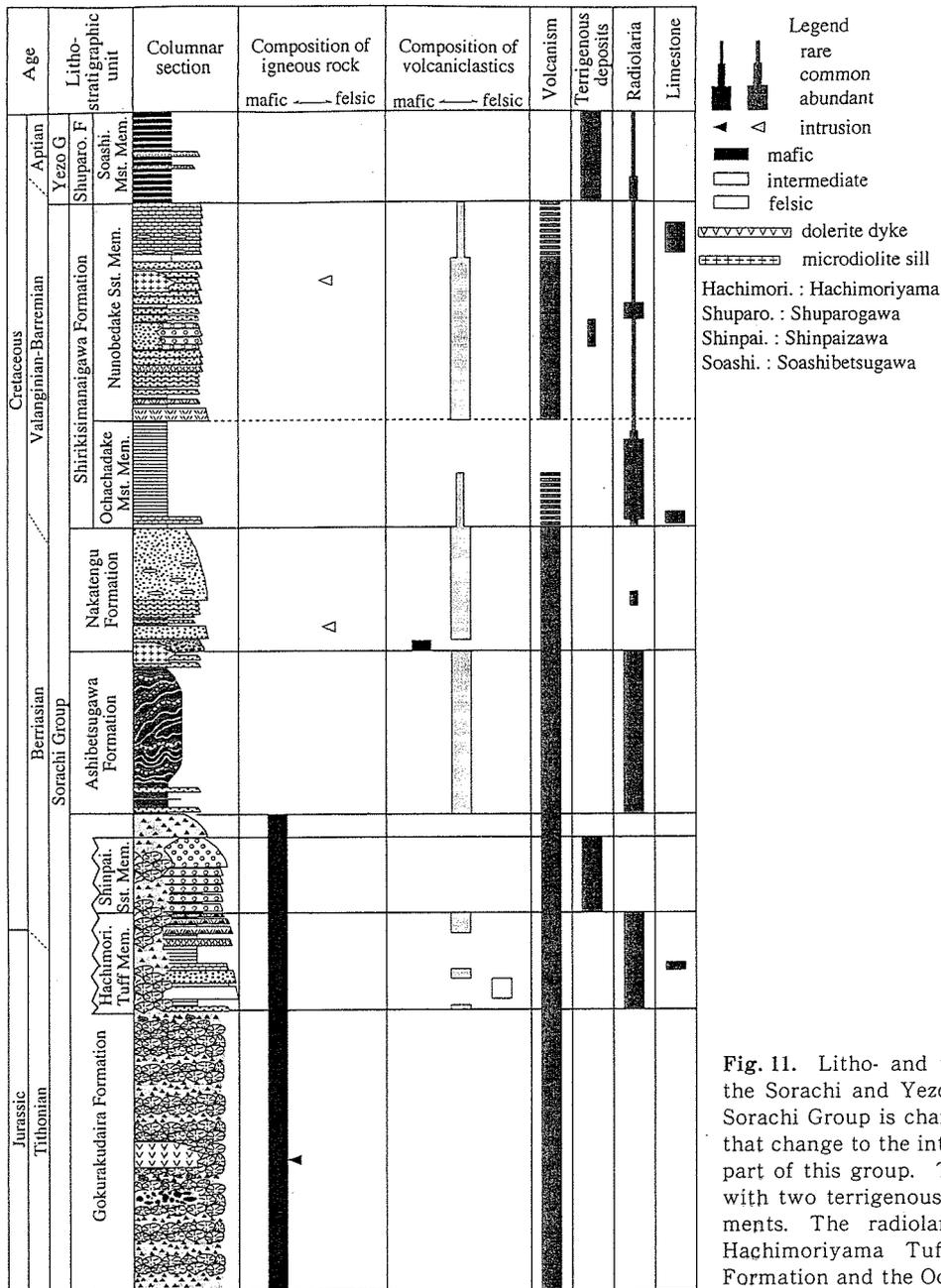


Fig. 11. Litho- and volcanostratigraphic summary of the Sorachi and Yezo Groups. The lower part of the Sorachi Group is characterized by the mafic volcanism that change to the intermediate volcanism in the upper part of this group. The Sorachi Group is interbedded with two terrigenous strata and three calcareous sediments. The radiolarian fossil is abundant in the Hachimoriyama Tuff Member, the Ashibetsugawa Formation and the Ochachadake Mudstone Member.

か、1995, 1997), 碎屑性ジルコンの Shrimp 年代から、北東アジア大陸の古期変成基盤から供給されたと考えられている(川村ほか, 1994)。このように、空知層群下部の碎屑岩類と渡島帯の碎屑岩とは類似点が多く、地質時代もジュラ紀後期から白亜紀前期とほぼ同じことから、両者ともアジア大陸東縁部に起源をもつ一連の堆積物と考えることが可能である。従って、鉢盛山凝灰岩部層や心配沢砂岩部層を挟む空知層群下部のピクライトは、アジア大陸の近傍で形成されたと考えられる。

(2) 空知層群の“チャート”の堆積環境

空知層群の堆積場に関して、もう一つ重要な点は“チャート”および珪質泥岩が玄武岩層に累重してみられることである。この玄武岩からチャートに至る層序は、空知層群が海洋地殻の一部を形成していたとする根拠となっている。しか

し、本地域に分布し“チャート”と記述されている珪質岩は、西南日本外帯の秩父帯や四万十帯で見られるような、深海で堆積した“放散虫チャート”とは異なる。一般に、深海堆積物を示唆するようなチャートは、もし含むのであれば、玄武岩質の岩石に由来する岩片や粒子が予想される。ところが、空知層群下部で見られる珪質岩は、流紋岩質ないし安山岩質の火山碎屑岩や凝灰岩と互層し、また鏡下でも、細粒な安山岩質・流紋岩質の火山岩片や軽石・火山ガラスの破片を多く含む。放散虫化石が多産する“珪質泥岩”も、鏡下では同様の組成をもつ細粒の火山ガラスを起源とする粒子が多く含まれる。これらの特徴から、夕張地域の珪質岩は、珪質火山碎屑岩に由来する細粒な火山物質やその再堆積物と、放散虫などのプランクトン遺骸が混合したものと見える。このような岩相は、海洋性島弧の背弧海盆や前弧海盆など、火山弧近

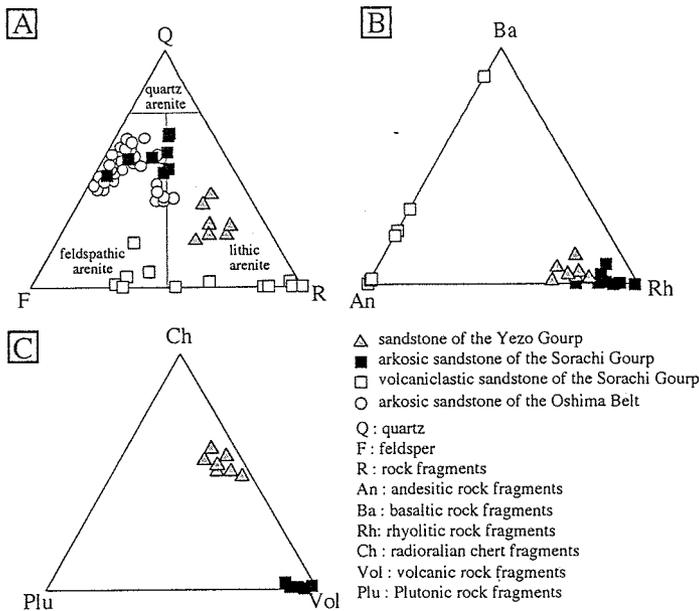


Fig. 12. Compositional variations of the sandstones of the Sorachi and Yezo Groups and Jurassic sandstones of the Oshima belt. (A) Q-F-R plots of sandstone compositions from the Jurassic arkosic sandstones in the Oshima Belt (open circle); arkosic sandstones (solid square) and volcaniclastic sandstones (open square) of the Sorachi Group, and sandstones of the Yezo Group (gray triangle). The arkosic sandstones of the Sorachi Group are similar in composition to that of Oshima Belt of Tajika et al. (1984) and Kawamura et al. (1995). (B) Ba-An-Rh plots of lithic fragment compositions of sandstones of the Sorachi and Yezo Groups. The volcaniclastic sandstones of the Sorachi Group consist of andesitic and basaltic fragments, and are distinguished easily from others. (C) Ch-Pl-Vol plots of compositions of lithic fragment. In this figure, the arkosic sandstones of the Sorachi Group and sandstones of the Yezo Group are plotted. The chert fragments are abundant in the sandstones of the Yezo Group by abundance of chert fragments.

傍のリフト盆の深海相と類似している (例えば Parson et al., 1994; Clift, 1995; Stratford et al., 1996).

また、珪質岩を主体とする地層には、1) 厚さ約 45m の陸源堆積物のユニット (暗灰色泥岩とアルコース質砂岩の互層, シューパロ川ルート, 布部岳砂岩部層中部), 2) 炭質物, 碎屑性の石英や長石粒子 (芦別川ルート, 布部岳砂岩部層中部), 3) アンモナイト化石 (尻岸馬内川ルート, 布部岳砂岩部層の“チャート”, 前田ほか, 1998) など, 海溝の外側で放散虫が集積するような CCD 以深の環境にはみられない堆積物や化石も認められる。一方, 空知層群には, 鉢盛山凝灰岩部層の上部 (Tithonian), 御茶々岳泥岩部層の基底部 (Upper Berriasian~Valanginian), 布部岳砂岩部層の上部 (Lower Aptian) の 3 層準でウーイドを含む石灰質タービダイト層が認められる (Fig. 11)。このうち, 御茶々岳泥岩部層のタービダイト層は, ほとんどがウーイドから構成され, 安山岩・デイサイト質の火山岩片を伴う。ウーイドはふつう 2m 以浅, 少なくとも 10~15m 以浅の浅海で形成されるので (Milliman, 1974), 海底火山体が海面上あるいは海面近くまで成長していたことを示している。以上のことから, 空知層群の堆積場が全層準を通して, 比較的深い海盆底から浅海までの幅広い環境を有する起伏に富んだ地形を呈していたことが明らかである。

2. 空知層群と蝦夷層群の境界のテクトニックな意義

(1) 空知層群と蝦夷層群の境界問題

空知層群は, 灰白色砂岩と黒色頁岩を主体とする蝦夷層群に対して, チャート・火山岩・火山碎屑岩を主体とする地層群の総称として命名された (Matumoto, 1942, 1943; 佐々ほか, 1944; 橋本, 1953, 1955 ほか多数)。その後, 長尾 (1961) によって, 多くの地域で空知層群/蝦夷層群境界付近に礫岩層が挟まれることが報告され, 先蝦夷地変と呼ばれる大規模な構造運動により, 両層の間に不整合が生じたとされた。しかし, 夕張山地と奈江山地で岩相および微化石の検討が進むにつれて, 1) 両層群は珪質泥岩から泥岩へと整合的に漸移し

ている, 2) いずれの地域でも境界を挟んで大きな地質構造上の違いは認められない, 3) 微化石群集からみても, 地質年代に関して大きなギャップはみられない, などが明らかとなり, 両層群の間には大きな時間間隙はなく, その関係は整合一連であると考えられるようになった (紀藤, 1987; 三次・平野, 1997; 高嶋ほか, 1997b)。これらの研究では, 空知層群と蝦夷層群の境界は, “チャート層” を挟む暗灰色泥岩を主体とする地層 (物芦別川泥岩部層) と上位の灰白色砂岩・暗灰色泥岩の互層を主とする地層 (礼振峰砂岩部層) の間に置かれている。しかし, 空知層群として区分された暗灰色泥岩主体の地層にも, 灰白色砂岩の薄層がしばしば挟まれ, 両層の間には大きな岩相の違いは認められない。

一方, 北海道南部の千露呂地域や北部の幌加内・天塩中川地域では, 両層の境界は緑色の砂岩・頁岩主体の地層から灰白色の砂岩・黒色頁岩からなる地層へ変わる層準に置かれている (君波ほか, 1992a; 川口, 1997)。同じような岩相の変化は, 夕張山地や奈江山地でもみられ, 前述の空知/蝦夷層群境界とされた層準よりも数 100 から数 10m 下位に認められる。この君波らによる岩相区分の方がその変化を顕著に認めることができ, 北海道中軸帯全域にも適用できる。君波 (1986a) は, 緑色泥岩と黒色頁岩の化学組成の検討から, 前者が continental island arc 起源であるのに対して, 後者は active continental margin 起源と, 後背地の性格が大きく異なることを示した。そこで本研究でも, 緑色の碎屑岩主体の地層から, 暗灰色泥岩と灰白色砂岩主体の地層に移り変わる層準, すなわち, 尻岸馬内川層布部岳砂岩部層とシューパロ川層物芦別川泥岩部層の境界を, 本調査地域の空知層群と蝦夷層群の境界とした。

(2) 砂岩の組成からみた空知層群/蝦夷層群境界での変化
空知層群の大部分の砂岩は, 自形の斜長石と安山岩片を主とする火山碎屑岩に由来するもので, 碎屑性の石英粒子をほとんど含まない (Fig. 12-A)。ただし, 心配沢砂岩部層と布部岳砂岩部層の 2 つの層準にだけ, 大陸地殻を構成する古期岩

類を起源とするアルコース質砂岩層が挟在する (Figs. 4, 11). この砂岩は、円磨された碎屑性の石英・長石が大部分を占める長石質アレナイトで、岩片は少ない (Fig. 12-A). 岩片には流紋岩や花崗岩が多く、チャートはみられない. この両者の堆積物は QFL の組成図などからも明瞭に区別できる (Fig. 12-A, B).

一方、蝦夷層群下部の砂岩は石質アレナイトからなり、その組成も空知層群や渡島帯の砂岩とは異なる (Fig. 12-A). 蝦夷層群の砂岩は、岩片量が 40~60% と多く、そのうちチャートが 30~40% を占める (Fig. 12-C). このチャート岩片から、三畳紀中期 Anisian, ジュラ紀中期 Bathonian, ジュラ紀後期 Oxfordian~Kimmeridgian を示す放射虫化石が産出する (高嶋ほか, 1997a). このほか、花崗岩質の岩石、火山岩、泥岩、石灰岩など、多様な岩片が含まれる. この砂岩の供給地としては、渡島帯の岩石が挙げられている (田中・角, 1975 ほか多数). 空知-蝦夷帯の西側にある渡島帯には、ジュラ紀付加体の堆積物とそれに貫入した花崗岩類が露出する. 付加体の堆積物には、二畳紀~ジュラ紀のチャート、石炭紀~三畳紀の石灰岩、緑色岩など、様々な岩相からなるブロックが含まれ (川村ほか, 1995), 陸源碎屑岩の年代はジュラ紀中~後期を示す (Ishiga and Ishiyama, 1987). また、花崗岩類は 130~90Ma の年代を示す (土谷ほか, 1986). 蝦夷層群の砂岩の岩片組成が渡島帯を構成する岩石ときわめてよく一致していること、蝦夷層群のチャート岩片と渡島帯のチャートの地質年代が一致すること (高嶋ほか, 1997a), 蝦夷層群中にも渡島帯と同様に酸性火山活動を示す流紋岩質の凝灰岩がしばしば挟まれること (高嶋ほか, 1997b; 高嶋・西, 1999) などからも、渡島帯が蝦夷層群の後背地であることが支持される.

空知層群と蝦夷層群の間にみられる砂岩組成の急激な変化は、両層群の境界付近においてアジア大陸東縁で大きな変化が生じたことを示唆する. ジュラ紀末期から白亜紀前期の空知層群の堆積盆地には、盆地内で噴出した火山岩とそれより西方のアジア大陸の古期変成岩基盤の両者から碎屑物が供給されていた. ところが、蝦夷層群が堆積し始めた白亜紀前期の中頃 (120 Ma) には、その後背地が渡島帯のジュラ紀付加体と花崗岩類へと変化した. すなわち、120 Ma 前後の時期に、空知-蝦夷帯で島弧火山活動が終息し前弧地域へと移り変わるとともに、アジア大陸の東縁部が隆起しジュラ紀付加体 (渡島帯) が急速に露出した. 新たな島弧の火山活動はこの隆起した渡島帯とそれに隣接する礼文-樺戸帯で始まった. このため、砂岩層の主要な後背地は、アジア大陸の古期変成岩からより海溝側にあるジュラ紀付加体の堆積物へと変化した. このように、120 Ma (Barremian/Aptian 境界付近) では、アジア大陸東縁部において火山活動と隆起運動に大きな変化があったと考えられる.

謝 辞

本研究を行うにあたり、東北大学の斎藤常正名誉教授、永広昌之助教授には終始ご指導を賜った. 九州大学の酒井治孝教授、島根大学の木村純一助教授、福井県立博物館の佐野晋

一氏、愛知教育大学の星 博幸博士には有益なご助言、ご討論をいただいた. 東北大学の井龍康文助教授には石灰岩、鈴木紀毅博士には放射虫化石を同定していただいた. 愛知教育大の三宅 明助教授、東北大学の佐々木洋明技官には薄片作成にあたり便宜を図っていただいた. 三笠市峨眉山荘の小林和男・信子御夫妻および寮生諸氏、三笠市立博物館の職員、関係者の方々、芦別市星の降る里百年記念館の長谷山隆博氏、東京大学北海道演習林の高橋郁雄氏、宮本義憲氏、富良野市佐藤下宿の方々には現地での調査・研究および宿泊に関してお世話いただいた. 三笠市の松田昇市氏、苫小牧市の松田幸一氏、芦別山岳会の山岡圭司氏、京都雪襪クラブの高嶋航氏には岩壁登攀に際して多大なる援助を賜った. 宮下純夫氏、ならびに紀藤典夫氏には査読に際し、貴重なご助言をいただいた. 以上の方々に深く感謝申し上げる.

文 献

- BouDagher-Fadel, M. K., Banner, F. T., Whittaker, J. E., Simmons, M. D. and Taylor, H., 1997, *The early evolutionary history of planktonic foraminifera*, London, Chapman & Hall, 269 p.
- Caron, M., 1985, Cretaceous planktonic foraminifera. In Bolli, H. M., Saunders, J. B. and Perch-Nielsen, K., eds., *Plankton stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, 17-86.
- Cliff, D. P., 1995, Volcaniclastic sedimentation and volcanism during the rifting of Western Pacific backarc basins. In Taylor, B. and Natland, J., eds., *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*, 67-96.
- Girard, M., Jolivet, L., Nakagawa, M., Aguirre, L. and Niida, K., 1991, Acidic volcanic products in lower Cretaceous deposits of the Sorachi-Yezo Belt, Hokkaido, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 97, 1-14.
- 橋本 亘, 1936, 石狩国空知郡富良野盆地西部山地の地質. 地質雑, 43, 493-530.
- 橋本 亘, 1953, 5 万分の 1 地質図幅「山部」および説明書. 北海道開発庁, 82 p.
- 橋本 亘, 1955, 5 万分の 1 地質図幅「下富良野」および説明書. 北海道開発庁, 71 p.
- Hasegawa, T. and Saito, T., 1993, Global synchronicity of a positive carbon isotope excursion at the Cenomanian/Turonian boundary: validation by calcareous microfossil biostratigraphy of the Yezo Group, Hokkaido, Japan. *The Island Arc*, 2, 181-191.
- 平野弘道・中山英二・花野郷史, 1991, 白亜紀 Cenomanian/Turonian 期境界に認められる海洋無酸素事変-北海道蝦夷層群の例一. 早大理工学研報, no. 131, 52-59.
- Ishiga, H. and Ishiyama, D., 1987, Jurassic accretionary complex in Kaminokuni Terrane, Southwestern Hokkaido, Japan. *Jour. Soc. Mining Geol. Japan*, 37, 381-394.
- 石塚英男, 1980, 北海道, 神居古潭構造帯に分布する幌加内オフィオライトの地質. 地質雑, 86, 119-134.
- 川辺文久・平野弘道・高木 恭, 1996, 北海道北大夕張地域白亜系の大型化石層序. 地質雑, 102, 440-459.
- 川口通世, 1997, 北海道北部, 鬼刺川周辺の下部白亜系. 川村信人・岡 孝雄・近藤 務編. 加藤 誠教授退官記念論文集, 121-134.
- 川村信人・大津 直・寺田 剛・安田直樹, 1995, 渡島帯付加体の内部構造. 日本地質学会第 101 年学術大会見学旅行案内書, 175-195.
- 川村信人・小澤 聡・亀山聖二・岩田圭示, 1997, 渡島帯の上磯・戸井コンプレックス. 川村信人・岡 孝雄・近藤 務編. 加藤 誠教授退官記念論文集, 121-134.
- 川村信人・渡辺暉夫・Mark Fanning・安田直樹・寺田 剛・吉田孝紀, 1994, 渡島帯ジュラ紀砂岩中の碎屑性ジルコンの原生代 SHRIMP 年代. 日本地質学会大 101 年学術大会 (札幌) 講演要旨, 124.
- 君波和雄, 1986a, 空知層群から下部蝦夷層群への転換について.

- Jour. Res. Gr. Clas. Sed. Japan*, no. 4, 1-7.
- 君波和雄, 1986 b, 北海道およびオホーツク海周辺域の白亜紀テクトニクス. 地団研専報, no. 31, 403-418.
- 君波和雄・紀藤典夫・田近 淳, 1985, 北海道の中生界・層序・年代とその意義. 地球科学, 39, 1-17.
- 君波和雄・小松正幸・川端清司, 1992 a, 上別市犬牛別川地域の空知層群および下部蝦夷層群の碎屑岩組成とその意義. 地質学論集, no. 38, 1-11.
- Kiminami, K., Kontani, Y. and Miyashita, S., 1985, Lower Cretaceous strata covering the abyssal tholeiite (the Hidaka Western Greenstone Belt) in the Chiroro area, Central Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 91, 27-42.
- 君波和雄・公文富士夫・西村年晴・志岐常正, 1992 b, 火成弧に由来する砂岩の化学組成. 地質学論集, no. 38, 361-372.
- 木村 学, 1985, 白亜紀北海道の沈込み様式. 科学, 55, 24-31.
- Kimura, G., Sakakibara, M. and Okamura, M., 1994, Plumes in central Panthalassa? Deductions from accreted oceanic fragments in Japan. *Tectonics*, 13, 905-916.
- 紀藤典夫, 1987, 北海道神居古潭帯における緑色岩と碎屑性堆積岩との関係. 地質雑, 93, 21-35.
- Kito, N., 1995, Upper Jurassic to Lower Cretaceous Stratigraphy of Hokkaido, Japan. *Memoires de Geologie* (Lausanne), no. 23, 923-935.
- 紀藤典夫・君波和雄・新井田清信・蟹江康光・渡辺暉夫・川口通世, 1986, 空知層群と蝦夷層群 - 北海道中軸帯の後期中生代オフィオライトと前弧海盆堆積物. 地団研専報, no. 31, 81-96.
- 前田晴良・高嶋礼詩・斎藤 良, 1998, 北海道空知層群 - 蝦夷層群下部から産出した白亜紀前期アンモナイト. 日本古生物学会 1998 年々会講演予稿集, 81.
- Matumoto, T., 1942, Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Part I. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., Ser. D*, 1, 129-280.
- Matumoto, T., 1943, Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Part II. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., Ser. D*, 2, 98-237.
- Matsuoka, A., 1995, Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific. *The Island Arc*, 4, 140-153.
- 三次徳二・平野弘道, 1997, 北海道中軸部下部蝦夷層群の白亜紀放射虫化石. 地質雑, 103, 113-125.
- Milliman, J. D., 1974 ed, *Marine Carbonates*. Springer, Berlin, 375 p.
- 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. 地質雑, 97, 507-527.
- 長橋 徹, 1996, 空知層群緑色岩の岩石学. 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, 35-39.
- 長橋 徹・宮下純夫, 1997, 空知層群下部緑色岩類の起源. 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. 2, 117-124.
- 長尾捨一, 1961, 北海道中生界における先エゾ地変の規模とその意義. 北海道立地下資源調査所報告, 25, 116-121.
- 七山 太, 1997, 蝦夷海盆における碎屑性クロムスピネルの出現と神居古潭超苦鉄質岩類の進入時期. 地質雑, 103, 97-112.
- 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 - その地質構成と構造史一. 地団研専報, no. 31, 379-402.
- 新井田清信・紀藤典夫, 1999, 北海道中央部, 空知層群下部層最上部のピクライト. 地質学論集, no. 52, 77-82.
- 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.
- Parson, L. M., Rothwell, R. G. and MacLeod, C. J., 1994, Tectonics and sedimentation in the Lau Basin (Southwest Pacific). In Hawkins, J., Parson, L., Allan, J. et al. eds., *Proc. ODP, Sci. Results*, 135, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 9-21.
- 佐野晋一, 1995, 北海道中央部下部蝦夷層群の "Orbitolina 石灰岩" の堆積モデル. 月刊地球, 17, 602-607.
- Sano, S., 1995, Litho- and biofacies of Early Cretaceous rudist-bearing carbonate sediments in northeastern Japan. *Sediment. Geol.*, 99, 179-189.
- 佐々保雄・湊 正雄・北大昭和 17 年度 2 年目学生, 1944, 石狩炭田北部の一断面. 地質雑, 51, 61-65.
- Schaaf, A., 1981, Late Early Cretaceous Radiolaria from Deep Sea Drilling Project Leg 62. In Thiede, J., et al. eds., *Initial Reports of the DSDP*, 62, 419-470.
- Stratford, J. M. C. and Aitchison, J. C., 1996, Devonian intra-oceanic arc rift sedimentation-facies development in the Gamilaroi terrane, New England orogen, eastern Australia. *Sediment. Geol.*, 101, 173-192.
- 田近 淳・岩田圭示・黒沢邦彦, 1984, 西南北海道・島牧村太平山周辺の中生界. 地球科学, 38, 397-407.
- 高嶋礼詩・鈴木紀毅・小池敏夫・斎藤常正, 1997 a, 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再検討とその地史的意義 - 中蝦夷地変の再検討一. 地質雑, 103, 489-492.
- 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. 地質雑, 105, 711-728.
- 高嶋礼詩・西 弘嗣・斎藤常正・長谷川 卓, 1997 b, 北海道シューパロ川流域に分布する白亜系の地質と浮遊性有孔虫化石層序. 地質雑, 103, 543-563.
- 高嶋礼詩・吉田武義, 1999, 北海道夕張山に分布する空知層群の地質と岩石学的特徴. 日本地質学会 106 年学術大会要旨, 158.
- 高嶋礼詩・吉田武義・鈴木紀毅, 1997 c, 北海道空知層群を構成するジュラ紀末期 - 白亜紀前期の島弧火山岩類. 地球惑星科学関連学会講演予稿集, 620.
- 田中啓策・角 靖夫, 1975, 北海道北部佐久-音威子府地域白亜系の古流向. 地調月報, 26, 161-176.
- 土谷信高・三木 順・西川純一・橋元正彦, 1986, 西南北海道の白亜紀深成岩類 - 白亜紀沈み込みに伴う大陸縁辺部タイプ火成活動一. 地団研専報, no. 31, 33-50.
- 吉田 尚・神戸信和, 1955, 5 万分の 1 地質図幅「幾春別岳」および同説明書. 北海道開発庁, 31 p.

(要 旨)

高嶋礼詩・吉田武義・西 弘嗣, 2001, 北海道夕張-芦別地域に分布する空知層群・蝦夷層群の層序と堆積環境. 地質雑, 107, 359-378. (Takashima R., Yoshida T., and Nishi H., 2001, Stratigraphy and sedimentary environments of the Sorachi and Yezo Groups in the Yubari-Ashibetsu area, Hokkaido, Japan *Jour. Geol. Soc. Japan*, 107, 359-378.)

北海道の夕張-芦別地域に分布する最上部ジュラ系～下部白亜紀の空知層群は, ピクライトおよび安山岩質からデイサイト質の火山碎屑岩類を主体とし, 大陸地殻起源のアルコース質砂岩を伴う. これに整合に累重する白亜系蝦夷層群は, 陸源の砂岩・泥岩からなり, 石灰岩ブロックを含むオリストストロームと珪長質凝灰質砂岩層の 2 つの特徴的な堆積物を挟在する.

空知層群下部は, 従来, 無斑晶質の玄武岩が卓越するとされてきたが, 本地域では全てピクライトで, それに安山岩質とデイサイト質の火山碎屑岩, アルコース質砂岩を挟在する. また, 空知層群は深海底の堆積物とされていたが, ウーライト石灰岩を伴うことから堆積場の一部は浅海域であったことが示唆される.