

中蝦夷地変の再検討と北海道の白亜紀テクトニクス

Re-evaluation of the intra-Yezo disturbance and the Cretaceous tectonics in Hokkaido, Japan

Abstract

高嶋礼詩* 西 弘嗣**

Reishi Takashima and Hiroshi Nishi***

1999年1月18日受付.

1999年5月10日受理.

* 東北大学大学院理学研究科地圏環境科学科 (日本学術振興会特別研究員).

Institute of Geology and Paleontology,
Graduate School of Science, Tohoku
University, Sendai 980-8578, Japan (Research
Fellow of the Japan Society for the
Promotion of Science)

** 九州大学大学院比較社会文化研究科.

Graduate School of Social and Cultural
Studies, Kyushu University, Ropponmatsu,
Fukuoka 810-8656, Japan

Many previous works on the Central Hokkaido support a tectonic model that exposure of Kamuikotan metamorphic belt occurred in the middle Cretaceous, and that the Yezo sedimentary basin was divided into the western and eastern terranes by the movement. The recognition of this event named as "the intra-Yezo disturbance" is based mainly on the existence of unconformity where basal conglomerates of "the Middle Yezo Group" (the middle part of Yezo Group) overlies alternating beds and limestones of "the Lower Yezo Group" (the lower part of Yezo Group).

On the basis of lithology, sedimentary facies and microfossil biostratigraphy in both basal conglomerate beds and the underlying strata, conglomerates and breccias distributed in the Soeushinai and Oyubari-Ashibetsu areas of the western terrane of the Yezo Group are recognized as debris flow deposits associated with felsic tuff beds which are correlated with the late Albian Maruyama Formation, the middle part of the Yezo Group. In the western Kanayama, southern Kanayama, Soshubetsu, Hidaka and Idonnappu areas of the eastern terrane, basal conglomerates reported by the previous workers are olistostromes or redeposited conglomerates which belong to the lower part of the Yezo Group and are assigned to the late Aptian. Hence, conglomerate beds in previous works can be classified into the Aptian olistostromes and the late Albian debris flow deposits associated with tuff beds. These two deposits are distributed widely in both eastern and western terranes of the Yezo Group. These observations suggest that conglomerates assignable to "the intra-Yezo disturbance" are not typical basal conglomerates, and the uplifted model of Kamuikotan ridge needs to be revised. Instead, the extensive distributions of olistostromes and tuff beds in the Central Hokkaido indicate two mid-Cretaceous tectonic events which are huge submarine sliding in the late Aptian, and the following large-scale felsic volcanism in the late Albian.

Key words: Hokkaido, Yezo Group, intra-Yezo disturbance, unconformity, basal conglomerate, olistostrome, felsic volcanism

はじめに

北海道中軸部に分布する蝦夷層群は白亜紀における前弧海盆の堆積物とされ、下部・中部・上部に区分されている。このうち中部層と上部層は整合関係で累重するのに対し、下部層と中部層は不整合関係にあるとされ、この不整合を形成した変動は中蝦夷地変と呼ばれた(橋本, 1954; 猪間, 1969 など)。中蝦夷地変は中部層の基底礫岩層の地理的な分布と下位層との関係から、後期アルビアンに起こった神居古潭帯の上昇運動の結果によると考えられている(君波ほか, 1978 年

ど)。この構造運動によって南北方向に細長い隆起帯が形成され、蝦夷層群の堆積盆地は東西に二分された。この隆起帯の上にオルビトリナを含む石灰岩礁が堆積し、また蝦夷層群中部以降の地層もこの隆起帯の上にアバットする形で堆積したため、不整合が形成されたと解釈されている(猪間, 1969; 新井田・紀藤, 1986 など)。したがって、この基底礫岩層がこの地変の存在を示す重要な証拠とされてきた。

しかし、蝦夷層群の堆積学的な研究や微化石を用いた化石層序の検討が進められるにつれ、神居古潭帯の西側に位置する大夕張地域では不整合の存在に関して疑問点が指摘される

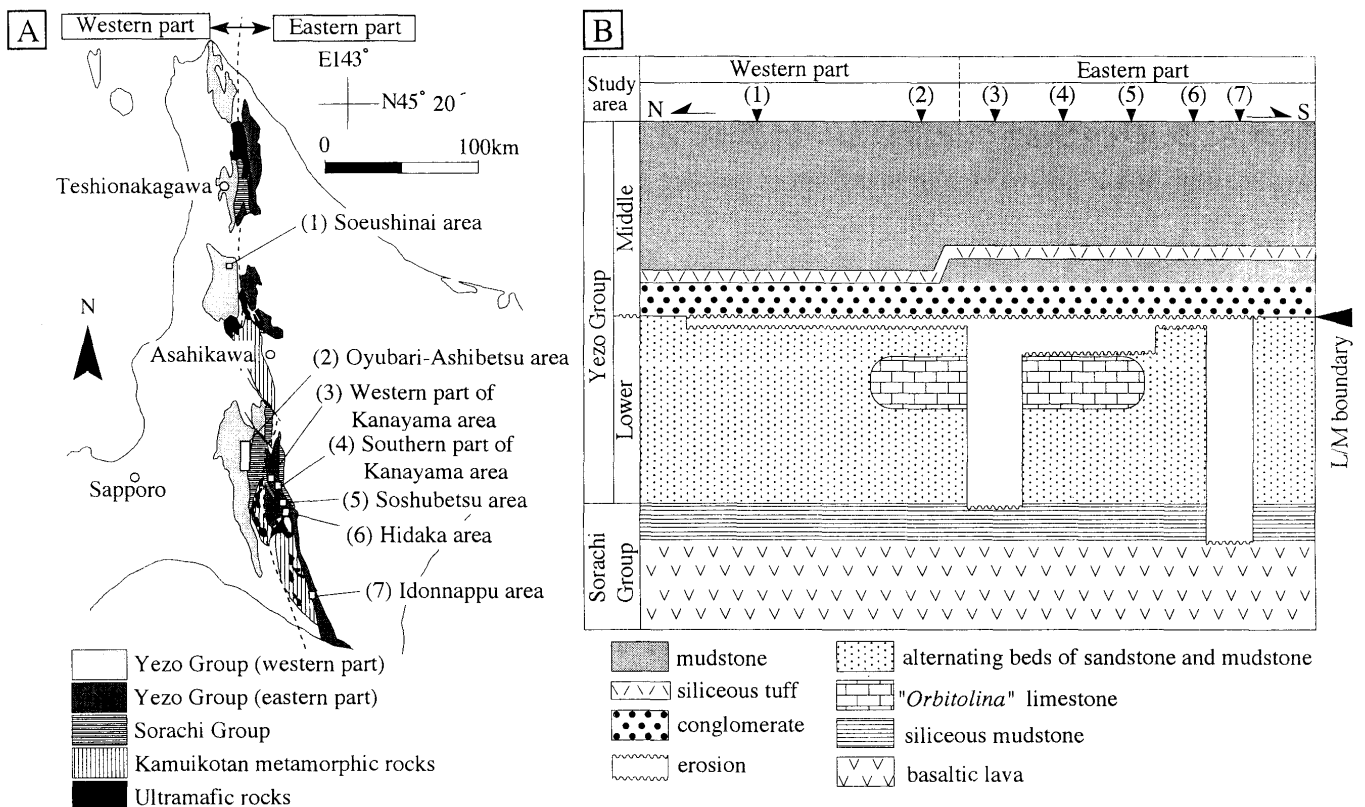


Fig. 1. (A) Index and geological map of the study area. The distribution of Mesozoic rocks in the Central Hokkaido, Japan are modified from Kito et al. (1986) and Nanayama (1997). (B) Time-space diagram of "the Lower and Middle Yezo Groups" (lower and middle parts of Yezo Group) in the Central Hokkaido, showing stratigraphic gaps and depositional lithostratigraphic units. This figure was summarized based on the published works concerning "the intra-Yezo disturbance" event. "The Lower Yezo Group" is eroded largely in the eastern part and smaller in the western part. Particularly, "the Middle Yezo Group" overlies directly the Sorachi Group in the Kanayama and Idonnappu areas.

ようになった(大島ほか, 1988; 本山ほか, 1991; 川辺ほか, 1996; 三次・平野, 1997; 高嶋ほか, 1997b). さらに, 高嶋ほか(1997a)は中蝦夷地変による不整合が最もよく観察される場所としてあげられていた神居古潭帯東側の双珠別地域において, 蝦夷層群下部から中部の層序および微化石を検討した結果, 従来蝦夷層群中部の“基底礫岩”とされてきた地層は蝦夷層群下部のオリストストローム中に含まれる礫岩オリストリスであること, “基底礫岩”に含まれる礫の微化石年代からその起源は下位の空知層群よりもはるかに古いジュラ紀付加体の堆積物と考えられることを明らかにした. また, 神居古潭帯を挟む東西両地域の蝦夷層群で, オルビトリナ石灰岩を含むオリストストロームと土石流堆積物を伴う珪長質凝灰質砂岩層の2つの特徴的な堆積物が認められることから, 下部層から中部層が堆積した時期(後期アプチアンから前期アルビアン)には, 蝦夷層群の堆積盆地はまだ東西に分離しておらず, 神居古潭帯の隆起そのものが存在しなかった可能性も指摘した.

しかしながら, 高嶋ほか(1997a)によって再検討されたのは大夕張, 双珠別の2地域のみであり, 中蝦夷地変の根拠とされた“基底礫岩”は北海道中軸部の各地から報告されている. したがって, 後期アルビアンに神居古潭帯の隆起帯が存在したかどうかを議論するためには, その他の地域で報告さ

れている蝦夷層群中部の“基底礫岩”の産状および地質年代も検討する必要がある. また, それらの地域に分布する“基底礫岩”およびオルビトリナ石灰岩の産状に関する記述もほとんどが1970年以前のものであり, 堆積相や微化石による時代間隙の有無, 堆積深度などの観点からの再検討も必要である. そこで, 著者らはこれまでに報告されている北海道中軸部各地に分布する蝦夷層群中部の“基底礫岩”の産状を詳細に記述し, この地変がもつ地史的意義を再検討し, 白亜紀における北海道のテクトニクスに関しても併せて考察した.

不整合があるとされた地域の再検討

蝦夷層群は北海道中軸部に細長く分布し, 全層厚が数1,000 mに達する陸源砕屑物から構成される. 本層群はほぼ南北の走向をもち, 同じ方向の褶曲軸をもつ複背斜構造で特徴づけられる. また, 最も大きな背斜の軸部に神居古潭帯変成岩もしくは超塩基性岩が断層によって挟み込まれており, これにより蝦夷層群の分布が東列と西列に分断されている(Fig. 1-A). 微化石および大型化石によると蝦夷層群の年代は, アプチアンからマーストリヒチアンにおよぶ. 岩相はタービダイト砂岩および泥岩を主とするが, 2つの特徴的な岩相を挟在しているので, これらを鍵層として利用すること

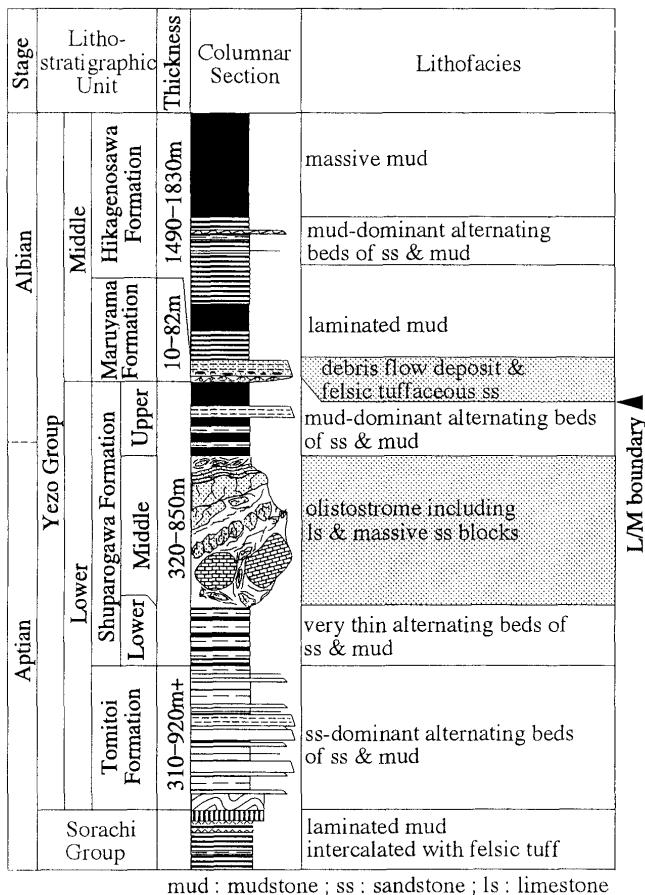


Fig. 2. Generalized stratigraphic succession of the lower and middle parts of the Yezo Group in the Oyubari area (modified from Takashima et al., 1997 b). "The intra-Yezo disturbance" event have been considered to occur at the boundary between the lower and middle parts of the Yezo Group (L/M boundary) in the previous works. Two key beds shaded, olistostrome of the Shuparogawa Formation and felsic tuffaceous sediment (the Maruyama Formation), are distributed widely in the Central Hokkaido from north to south.

ができる。一つは、蝦夷層群下部に挟在しオルビトリナ石灰岩の岩塊を含むオリストストローム（大夕張地域のシューパロ川層中部層）、もう一つは蝦夷層群中部の最下部にある白色珪長質凝灰質砂岩層（大夕張地域の丸山層）である（Fig. 2; 高嶋ほか, 1997 a, b）。前者のオリストストロームは、夕張山地を中心に南北約 50 km にわたって追跡することができ、大型有孔虫やサンゴ、厚歯二枚貝など浅海性の生物群集からなる礁性石灰岩（Sano, 1995; 佐野, 1995）のオリストリスを含む。凝灰質砂岩層は北海道中軸部のほぼ全域に追跡可能であり、基底部に土石流堆積物を伴うことがある（高嶋ほか, 1997 b）。土石流堆積物は、大夕張地域のシューパロ川・北の沢と芦別地域の白面沢、添牛内地域の早雲内川で厚いが、その他の地域では欠如することが多い。蝦夷層群は、大夕張地域においてこの丸山層の凝灰質砂岩層または土石流堆積物の基底をもって下部と中部に区分されており（本山ほか, 1991; 高嶋ほか, 1997 b）、本論においてもこの定義を踏襲する。

蝦夷層群の下部から中部の基底部にかけては大型化石の産

出が乏しいため、この 2 つの鍵層を用いて対比が行われてきた（猪間, 1969; 君波ほか, 1978 など）。北海道中軸部に分布する空知層群から蝦夷層群下部の岩相層序と中蝦夷地変による地層の欠如の見積もりを、従来の報告に基づいてまとめると、添牛内・大夕張・芦別・日高地域では基底礫岩が発達するものの下位層の欠如はそれほど大きくない（Fig. 1-B; 橋本ほか, 1965; 吉田・神戸, 1955; 小山内・松下, 1960, 1961; 小島ほか, 1973; 高橋・鈴木, 1986）。これに対して、金山南部・双珠別地域では地層の削剥量は大きく、蝦夷層群中部の“基底礫岩”が蝦夷層群下部に挟在するオルビトリナ石灰岩を直接覆っている（小山内ほか, 1958; 小山内・松下, 1959）。また金山西部・イドンナップ地域では蝦夷層群下部が欠如し、蝦夷層群中部が空知層群に直接累重している（小山内ほか, 1958; 小山内・松下, 1960, 1961; 鈴木ほか, 1961）。本論では、Fig. 1-B で示されるような地層の欠如が存在するのか、この礫岩層を蝦夷層群中部の“基底礫岩”とみなしうるのかどうかを検討するため、これらの 7 つの地域で、ルートマップおよび柱状図を作成し、礫岩層の岩相や堆積相、地質年代、層序学的な位置などを再検討した。

1. 西列の蝦夷層群

1) 添牛内地域

北海道北部の添牛内地域での蝦夷層群下部/中部境界を示す“基底礫岩”を含む地層群は、早雲内川中流域の早雲内の滝周辺において最もよく観察され（Fig. 3-A）、岩相・堆積相に基づいて SU 1 から SU 4 の 4 つの層序単位（ユニット）に区分できる（Fig. 4）。SU 1 ユニットは橋本ほか（1965）の“下部蝦夷層群”上部の砂岩頁岩薄互層部層（Ly 6）に、SU 2～4 のユニットは“中部蝦夷層群”滝見橋層の基底砂岩礫岩部層（My 1）に相当する。

SU 1 ユニット：本ユニットは泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなる。砂岩層は青灰色極細粒ないし細粒で級化構造が発達するタービダイトからなる。このユニットは明瞭な上方厚層化サイクルを少なくとも 3 回繰り返す、1 サイクル中の砂岩の厚さは下部で 2～5 cm、上部では 30～50 cm に達する。ユニット最上部では砂岩層が優勢となり泥岩をほとんど挟在しなくなる。泥岩はやや砂質で暗緑灰色を呈し、まれに底生・浮遊性有孔虫化石を含む。

SU 2 ユニット：本ユニットは橋本ほか（1965）により“中部蝦夷層群の基底礫岩”とされていた地層であり、SU 1 との境界では、下位の砂岩層を約 30 cm 削り込んでいる（Fig. 4-C）。このユニットは多量の泥岩偽礫を含む灰白色の凝灰質中粒～粗粒砂岩からなる。泥岩偽礫は暗灰色を呈し、大礫以下の大きさを主体とするが、ときに径 40 cm に達するものもある。泥岩偽礫はクラストファブリックが発達しており、ユニットの最下部に密集し、ユニットの下部から上部に向かってその量が急速に減少し、最上部では凝灰質中粒砂を主体とする岩相に移化する。同時に偽礫の形状も下部から上部に角礫状から楕円状へと変化する。

SU 3 ユニット：このユニットは灰白色～青白色の珪長質凝灰質砂岩からなる。単層の厚さはユニット下部で 1～1.5 m、上部では 10～15 cm と上方ほど薄層化し、下部では泥岩層を

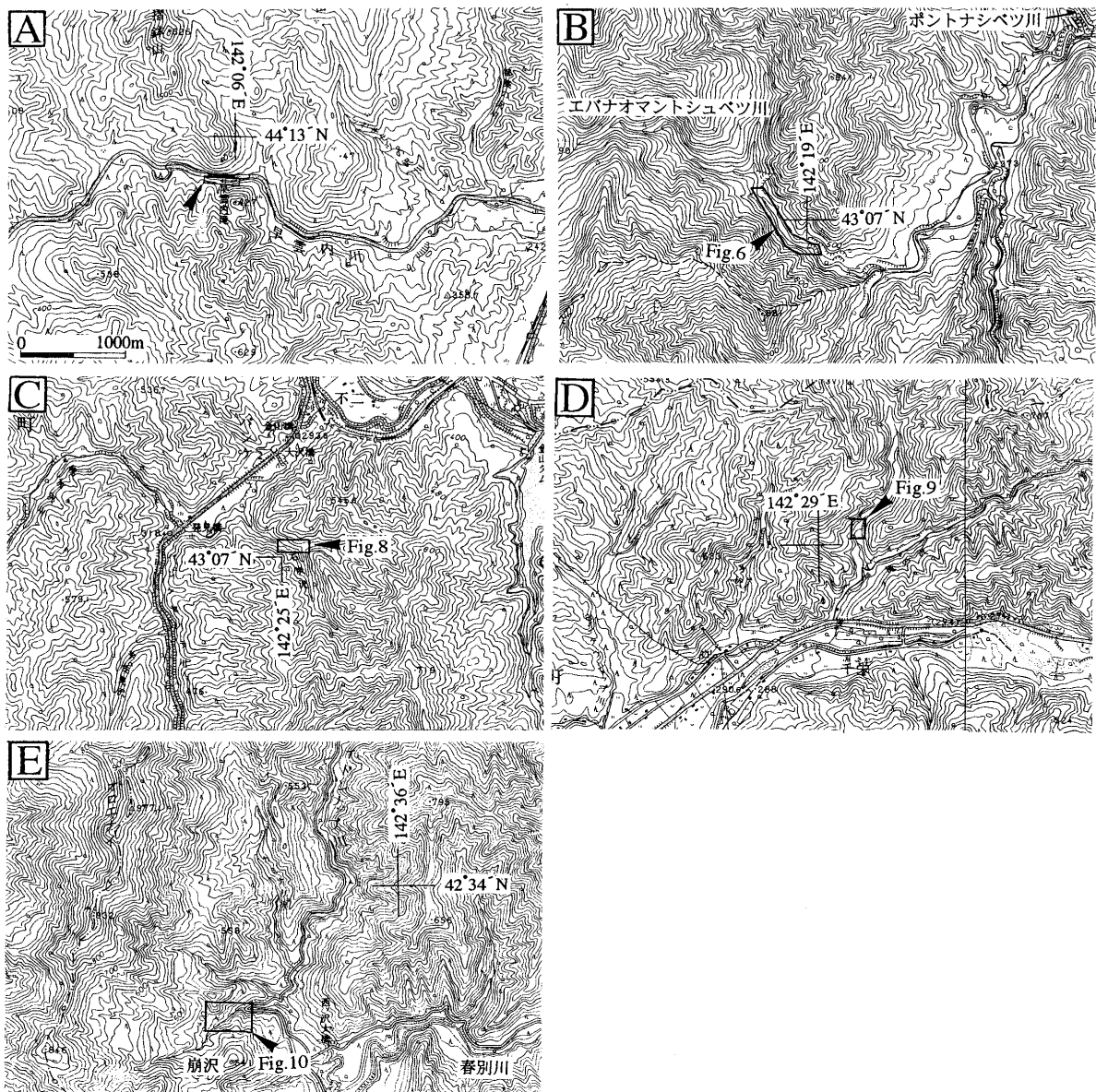


Fig. 3. Maps showing the localities of five studied areas. (A) Sounnaigawa River section (base map after 1 : 50,000-scale topographic map sheet “Soeushinai” published by the Geographical Survey Institute of Japan). (B) Ebanaomantoshubetsugawa River section (base map after 1 : 50,000-scale topographic map sheet “Ishikarikanayama”). (C) Sekkainosawa River section (base map after 1 : 50,000-scale topographic map sheet “Ishikarikanayama”). (D) Takinosawa River section (base map after two 1 : 50,000-scale topographic map sheets of Japan, Quadrangle “Hidaka” to the west and “Chisaka” to the east). (E) Kuzuresawa River section (base map after 1 : 50,000-scale topographic map sheet “Idonnappudake”).

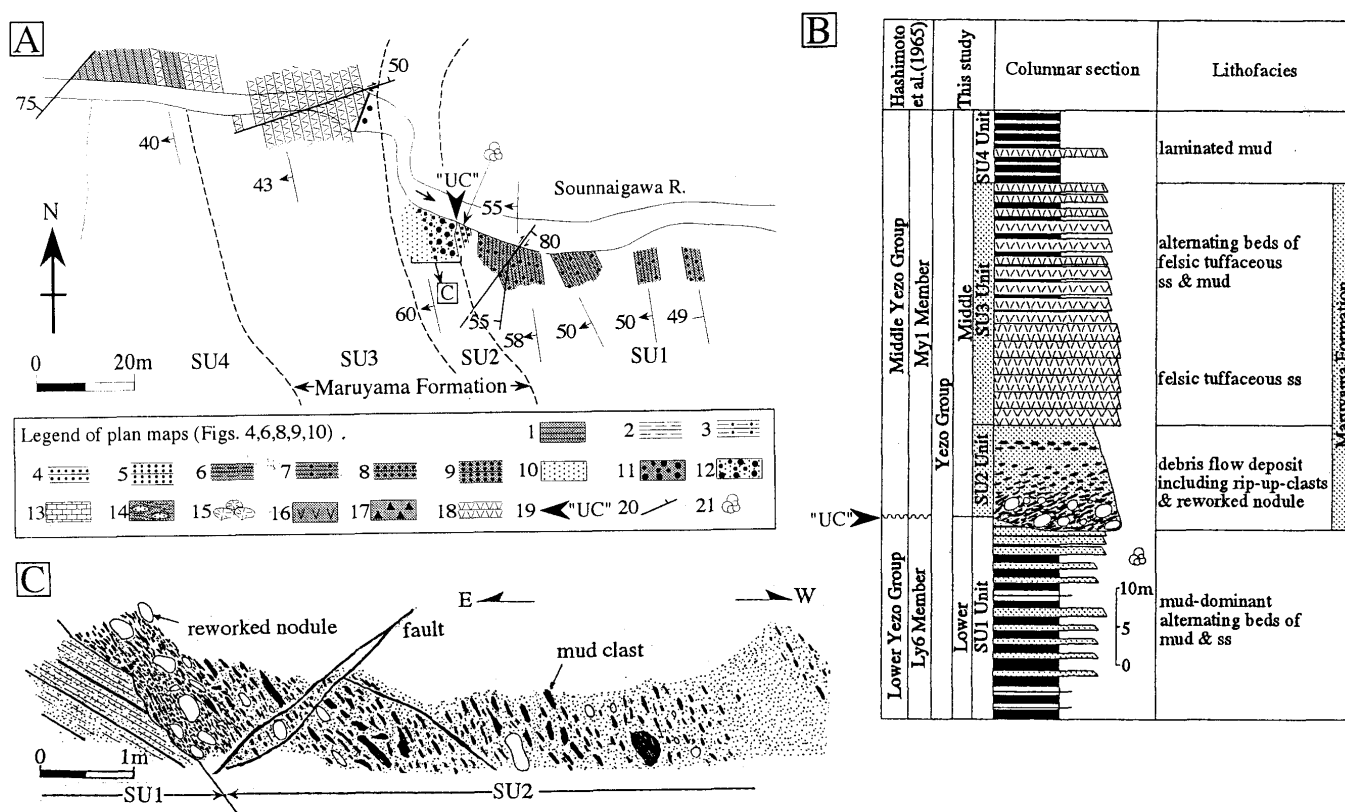
ほとんど挟在しないが、上部では砂岩層と泥岩層の厚さが約 4 : 1 の比をもつ互層になる。凝灰質砂岩の各単層は、基底部に暗灰色ないし青緑色の泥岩偽礫をしばしば含み、級化構造や平行葉理が発達する典型的なタービタイト層である。

SU4 ユニット：主に葉理の発達する暗灰色泥岩からなり、まれに SU3 で観察されたものと同様の珪長質凝灰質砂岩の薄層を挟在する。泥岩には多量の放散虫化石が含まれるが、浮遊性有孔虫・底生有孔虫化石はほとんど産出しない。

“基底礫岩”の検討

橋本ほか (1965) は、本地域の礫岩層が下位にある成層した板状シルト岩を層理面 6 m の間で約 15 cm の深さまで削り込んで堆積し、下位層を起源とする亜角礫を礫岩層中に含

んでいることから、この礫岩層を中部蝦夷層群の“基底礫岩”であるとみなした。しかし、“基底礫岩”とされてきた SU2 ユニットの堆積学的特徴はマッドクラスト礫岩ときわめて類似する。前島ほか (1992) によると、マッドクラスト礫岩の下部に発達する角礫状の泥岩偽礫は、重力流による底質の泥質堆積物のほぎ取りによって形成され、上部の円礫状の泥岩偽礫はスランプなどの堆積物崩壊時に形成された泥質の破断塊を起源とする。これらの特徴は、SU2 ユニットの礫岩においても観察することができるので、このユニットは陸化によって生じた不整合の“基底礫岩”ではなく、堆積物重力流に起因する礫質堆積物であると結論される。また、SU2 ユニットの基質および SU3 の岩相はいずれも凝灰質砂岩から



構成されており、北海道中央部の大夕張地域の丸山層に相当するとみなされる。大夕張地域でも丸山層の堆積時には、後背地で活発な珪長質の火山活動が起こり、最下部に土石流堆積物が確認されている（高嶋ほか，1997b）。本地域のSU2ユニットおよびSU3ユニットも大規模な火山活動に伴って引き起こされた土石流堆積物の可能性が高い。

SU1ユニットの最上部から産する浮遊性有孔虫化石は *Globigerinelloides aptiense* Longoria, *G. ferreolensis* (Moullade), *G. barri* (Bolli, Loeblich and Tappan) などとなり、大夕張地域の高嶋ほか（1997b）の *G. ferreolensis* Zone から *Ticinella primula* Zone（最後期アプリアンから中期アルビアン）の群集に類似する。このことから、SU1ユニットは大夕張地域のシュエパロ川層の上部に対比され、蝦

夷層群下部に属する。したがって、添牛内地域のSU2およびSU3は大夕張地域の蝦夷層群中部の丸山層、SU4はその上位にある日陰の沢層に対比できるであろう。なお、本論文の有孔虫化石帯の地質年代は Bralower et al. (1997) に基づく。

添牛内地域のL/M境界付近の地層からは、最近西田ほか（1996, 1997）により、大型化石の報告がなされている。本論文のSU1ユニットに相当する彼らのLyc部層からは *Hysterocheras orbigny* (Spath), *Hysterocheras* sp. (Juvenile), *Tetragonites* aff. *kitchini* (Krenkel), *Pseudhelicoceras* sp., *Marshallites* sp., *Desmoceras latidorsatum* (Michelin), *Puzosia* cf. *mayorianum* (d'Orbigny), *Actinoceramus* cf. *concentricus* (Parkinson) などが産出し、一方、SU2ユニッ

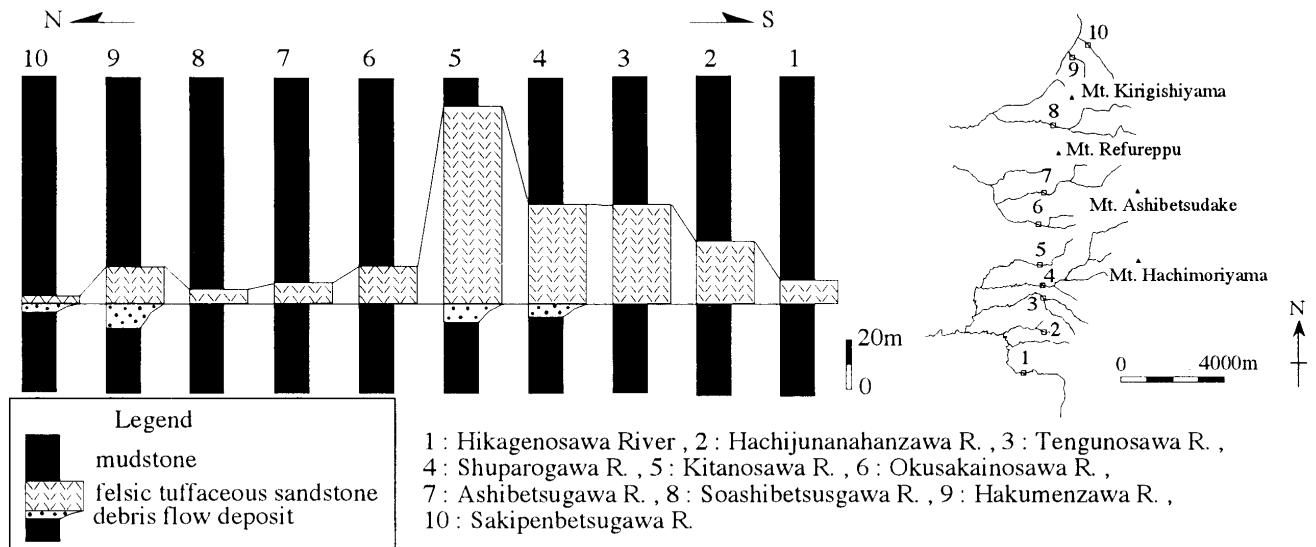


Fig. 5. Stratigraphic sections to show thickness changes in correlation of the Maruyama Formation from the Oyubari-Ashibetsu area. The felsic tuffaceous sandstone which constitutes the upper part of the Maruyama Formation is traceable in all this area. On the other hand, the debris flow deposit which constitutes the lower part of the Maruyama Formation is locally interbedded as a result of original lenticular deposition.

トより上位の地層に相当する My 1 部層からは *Mortoniceras devonense* Spath, *Pseudhelicoceras* sp., *Neophlycticeras* aff. *blancheti* (Pictet & Campiche), *Tetragonites* aff. *kitchini* (Krenkel) などが産出している。これらはいずれも後期アルビアンに対比され、浮遊性有孔虫化石による結果と矛盾しない。

2) 大夕張-芦別地域

大夕張地域では Matsumoto (1942-43) と吉田・神戸 (1955), 芦別地域では橋本 (1936, 1953, 1955) によって、蝦夷層群下部/中部境界を示すとされる“基底礫岩”の報告がなされている。しかし、大島ほか (1988) は大夕張地域において、これまで不整合を示す“基底礫岩”とされていた礫岩層がスランプ堆積物であることを指摘し、構造上の重要な意味をもたないことを最初に述べた。高嶋ほか (1997b) もこの礫岩層を土石流堆積物と考え、基底礫岩とはみなせないことを報告するとともに、この土石流堆積物とその直上にのる珪質凝灰岩層をあわせて丸山層と定義した。

本研究の調査によれば、丸山層は大夕張から芦別全域にわたって追跡される (Fig. 5)。また、基底部の土石流堆積物は、大夕張地域の北の沢と芦別地域の白面沢でそれぞれ 8 m および 10 m と厚く、その他の地域ではこれより薄いか欠如している。したがって、芦別地域で確認されていた“基底礫岩層”も大夕張地域と同じく土石流堆積物であると考えられる。

さらに底生有孔虫化石によると、この礫岩層の上下の泥岩層の堆積深度は大陸斜面上部より深く、両者の間で水深に大きな変化がないこと (本山ほか, 1991), アンモナイトおよび放散虫・浮遊性有孔虫化石による検討結果から上下の地層で時間的な間隙が見いだせないこと (川辺ほか, 1996; 三次・平野, 1997; 高嶋ほか, 1997b) などが明らかにされ、大夕張地域における不整合の存在は否定されている。

今回、芦別地域の芦別川支流奥境の沢においてもオリストストロームの上下から浮遊性有孔虫化石が産出した。シューパロ川層上部のオリストストロームの下位に位置する泥質岩からは *Globigerinelloides aptiense*, オリストストロームと丸山層の間にある泥岩からは *Favusella washitensis* (Carsey), *Ticinella bejaouensis* Sigal, *T. primula* Luterbacher, *T. roberti* (Gandolfi), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow) を産する。とくに、後者の群集は高嶋ほか (1997b) の *Ticinella primula* Zone の群集と考えられ、前期アルビアンを示す。この化石帯は大夕張地域ではシューパロ川層の最上部を占めるので、岩相による対比と一致する。一方、*G. aptiense* は *G. ferrolensis*-*T. primula* Zone まで産出するが、*Ticinella* 属を含まないことから *G. ferrolensis* Zone の可能性が高い。以上のことから、大夕張-芦別地域では高嶋ほか (1997b) で明らかにしたように、オリストストロームより下位がアプチアン、それより上位がアルビアンであると考えられる。

なお、本地域の蝦夷層群下部/中部境界付近からは、高嶋ほか (1997b), 川辺ほか (1996), Matsumoto et al. (1998) によって浮遊性有孔虫化石および大型化石の産出が報告されている。浮遊性有孔虫化石によると、シューパロ川層最上部から丸山層直上の日陰の沢層最下部にかけては *Biticinella breggiensis* 帯に含まれ、後期アルビアンに対比される。大型化石は、シューパロ川層最上部から *Mortoniceras* cf. *inflatum* Sowerby, *M. cf. geometricum* Spath, 日陰の沢層下部から *M. rostratum* (Sowerby) がそれぞれ産出しており、いずれも後期アルビアンに対比され、浮遊性有孔虫化石の結果と矛盾しない。

2. 東列の蝦夷層群

1) 金山西部地域

小山内ほか (1958) によると、本地域では蝦夷層群下部が

欠如し、蝦夷層群中部の中川層が空知層群の主夕張層を不整合に覆っているとされていた。これら両層の関係は、エバナオマントシュベツ川においてよく観察される (Fig. 3-B)。調査ルートで白亜系は岩相の特徴から以下の3つのユニットに区分できる (Fig. 6-A, B)。

EB1 ユニット：泥岩優勢のタービダイト砂岩と泥岩の互層からなり、小山内ほか (1958) の空知層群主夕張層のエバナ砂岩頁岩互層部層下部に相当する。砂岩単層は青灰色を呈し、厚さは10~30 cm である。

EB2 ユニット：このユニットは地滑り堆積物からなり、小山内ほか (1958) のエバナ砂岩泥岩互層部層の上部と蝦夷層群中川層のトナシベツ砂岩部層を合わせたものに相当する。基底部は細~中礫サイズのチャートや砂岩の円礫を含む中粒の塊状砂岩からなるが、上方に向かって次第に細粒化し、含礫泥岩へと移行する。この含礫泥岩の上位は径数 cm ~数十 m の塊状砂岩や砂岩泥岩互層の岩塊を泥質岩の基質中に含む大規模なスランプ堆積物へ漸移する。岩塊には角礫化した産状を示すもの (Type 1; Fig. 7-A) と砂岩が流動化し、基質の泥質岩と混在して境界が不明瞭なもの (Type 3; Fig. 7-C) があるが、角礫部と流動部が混合して中間的な特徴を示す岩塊も存在する (Type 2; Fig. 7-B)。Type 1 および Type 3 の産状は塊状砂岩の岩塊に多く認められ、Type 2 は砂岩泥岩互層からなる岩塊に多い傾向がある。また、互層の岩塊にはスランプ褶曲が多くみられる。これらの産状は、スランプが異なる固結度をもつ地層を巻き込みながら堆積したことを示している。一方、スランプの基質を構成する泥質岩は暗灰色を呈し、劈開は認められない。基質中にも細~中礫サイズの円礫が散在し、含礫泥岩となる部分もある。また、Fig. 7-B の露頭からは厚歯二枚貝などの化石を含む石灰質砂岩の岩塊もみつけた。この岩塊は直径15 cm で、チャートや珪質泥岩の垂円礫を多く含んでいる。本ユニットの上部は塊状無層理の厚い砂岩層からなる。砂岩層は砂岩角礫を含む泥質岩を挟在するが、全体として上方細粒化を示し、粗粒ないし中粒砂岩から平行葉理の発達する極細粒砂岩ないし砂質泥岩へと移行する。

EB3 ユニット：砂岩優勢のタービダイト砂岩泥岩互層から構成され、小山内ほか (1958) の中川層ペンケシュル砂岩頁岩部層に相当する。砂岩単層は青灰色を呈し、厚さは数 cm ~10 cm である。

“基底礫岩”の検討

本地域では、EB2 ユニットの中部に円礫を多く含む層準があり (Figs. 6, 7-B)、この部分が蝦夷層群中部の“基底礫岩”であり、これより下位が空知層群とみなされてきた (小山内ほか, 1958)。しかしながら、我々の調査では、この礫岩は泥岩の基質の部分が大きく、円礫の淘汰が悪く、礫の並びやインプリケーションが認められない。礫種はチャートや珪質泥岩、砂岩、凝灰岩、泥岩、流紋岩、花崗岩など多様で、サイズは中礫以下のものが多い。また、礫岩の中にも前述の Type 2 の産状を示す砂岩泥岩互層ブロックが含まれ、その上下にも同様に砂岩や砂泥互層の岩塊を含む地層が分布している。これらの産状を考慮すると、EB2 ユニット全体が地滑

り堆積物であり、“基底礫岩”とされた岩相も海底地滑り堆積物に伴う含礫泥岩相であると解釈される。

本地域の泥岩からは微化石が得られなかったが、EB1 ユニットの暗灰色泥岩とタービダイト砂岩の組み合わせは、空知層群よりも蝦夷層群下部に特徴的に認められることが多い。また、EB2 ユニットからは浅海性の化石を含む岩塊が産出していることから、EB2 ユニットは大夕張地域などでみられる蝦夷層群下部のシューパロ川層中部のオリストストローム層に対比することができよう。本ルートではEB3 ユニットより上位の地層が断層で欠如しているが、ポントナシベツ川など隣接するルートではEB2 ユニットの上位には丸山層に相当する珪長質凝灰質砂岩層が累重し (小山内ほか, 1958)、大夕張における層位関係と共通点が認められる。

2) 金山南部地域

本地域では、蝦夷層群下部の富良野層のオルビトリナ石灰岩を蝦夷層群中部の中川層が不整合で覆うと考えられていた (小山内ほか, 1958)。この不整合上の“基底礫岩”は石灰の沢ルート (Fig. 3-C) で最もよく観察され、本研究においても同じルートで層序の再検討を行った。このルートに分布する地層は3つの岩相ユニットに区分できる (Fig. 8-A, B)。

SK1 ユニット：方解石脈の発達する緑色岩からなるが、露出が乏しいため地質構造の詳細は不明である。

SK2 ユニット：SK1 との関係は露出不良のため不明である。このユニットは、オルビトリナ石灰岩の岩塊を含むオリストストロームからなる。ユニットの下部は主に塊状砂岩と、砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなる岩塊の集合体から構成される。砂岩泥岩互層の岩塊は泥質岩基質をほとんど挟在せずにブロックどうしが互いに楔状に接しており、それぞれの岩塊の示す走向傾斜もお互いに異なっている。一方、上部では泥質の基質の部分が大きく、直径数 m ~数十 m の石灰岩や塊状砂岩の岩塊が含まれている。塊状砂岩の岩塊は、細礫を散点的に含む礫質砂岩となっている。

SK3 ユニット：本ユニットは葉理の発達する暗灰色泥岩から構成され、ごくまれに級化構造の認められる砂岩薄層を挟在する。

“基底礫岩”の検討

小山内ほか (1958) は、本地域の中蝦夷地変を示唆する不整合面をオルビトリナ石灰岩とそれに重なる礫質砂岩層の間に置いている。しかしながら、我々の調査の結果、SK2 のユニット全体がオリストストロームからなり、オルビトリナ石灰岩および礫質砂岩自身もこの地層中に含まれるオリストリスであることがわかった。また、不整合面とみなされた境界は石灰岩と砂岩の両岩塊の境界である。したがって、SK2 ユニットは大夕張地域のシューパロ川層中部のオリストストロームに対比することができ、小山内ほか (1958) により蝦夷層群中部の“基底礫岩”とされた地層は金山西部地域と同様に蝦夷層群下部に属すると考えられる (Fig. 8)。

3) 双珠別地域

小山内・松下 (1959) によると、本地域は中蝦夷地変による不整合が模式的に露出する場所とされ、“中部蝦夷層群の基底礫岩”が、“下部蝦夷層群”中のオルビトリナ石灰岩を直

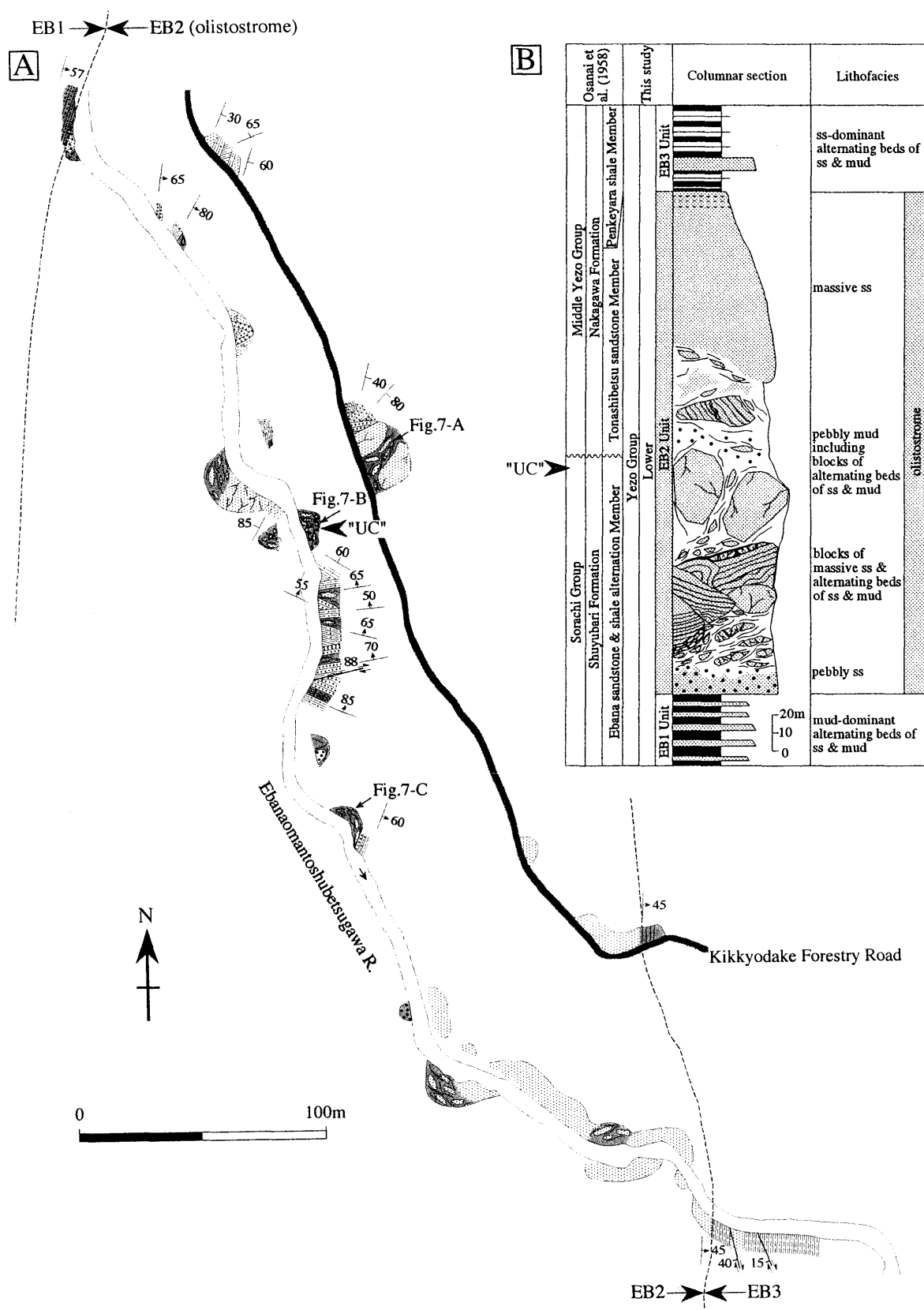


Fig. 6. Western Kanayama area. (A) Field map showing the distribution of outcrops and boundaries of lithological units along the Ebanaomantoshubetsugawa River in the interval of "the intra-Yezo disturbance" event proposed by Osanai et al. (1958). (B) Columnar section of the studied area. The boundary between the "Sorachi Group" and "Middle Yezo Group", assigned to "the intra-Yezo disturbance" event proposed by Osanai et al. (1958), corresponds to the horizon between pebbly mudstone and sandstone blocks in the middle part of EB2 Unit (olistostrome). The EB2 Unit is correlated with the olistostrome of the Shuparogawa Formation in the Oyubari area, belonging to the lower parts of the Yezo Group.

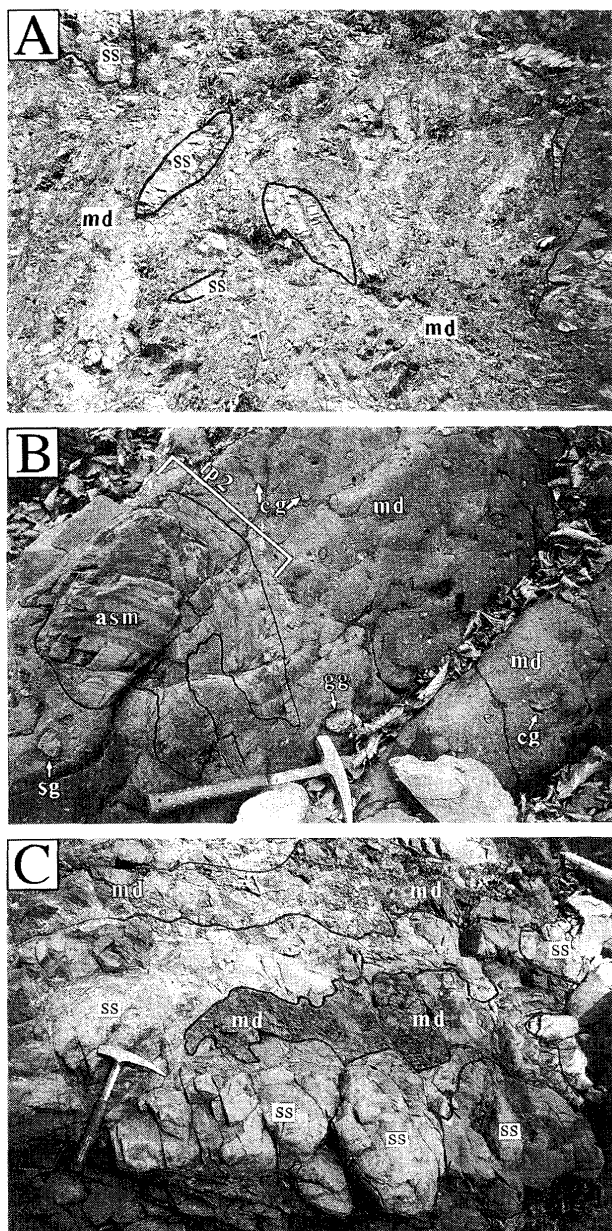


Fig. 7. Photographs show the selected outcrops of broken beds. (A) angular-shaped sandstone blocks (Type 1). The boundaries between blocks and matrix are sharp contact. (B) broken beds of Type 2 displaying intermediate characters between Types 1 and 3. (C) Soft-deformed sandstone bodies where the boundaries between sandstone and mudstone of slump matrix are not distinct (Type 3). md: muddy matrix, cg: chert, sg: shale, gg: granite, asm: block of alternating beds of sandstone and mudstone, ss: blocks of sandstone, tp2: Type 2 slump structure.

接覆うと考えられてきた。高嶋ほか (1997a) が指摘したように、彼らが示した不整合は、石灰岩のオリストリスが分布している層準と礫岩オリストリスが帯状に分布している層準のほぼ境界線上に位置している。したがって、産状およびオリストリスの分布などを考慮すると、“基底礫岩”とされた礫岩層は岩塊の一部であり、不整合面とされた境界は岩塊と基質をなす泥質岩との境界であることがわかる。また、礫岩層の

上位の泥質岩中には砂岩のブロックが含まれる。しかしながら、今回の調査によってオリストストロームの西側にある泥岩を主体とする Sa ユニット (高嶋ほか, 1997a) に関しては、葉理の発達する泥岩が卓越するものの、直径数十 cm ～数 m の砂岩泥岩互層や塊状砂岩、およびごくまれに直径 10 cm の石灰岩からなる岩塊を含み、スランプ褶曲も観察される。このことから、オリストストローム (Sb ユニット) は高嶋ほか (1997a) の指摘よりも分布範囲が広いことが推定される。

4) 日高地域

本地域では小山内・松下 (1960, 1961) や小島ほか (1973) により蝦夷層群下部/中部境界を示す“基底礫岩”の存在が報告されており、その関係は沙流川支流の滝の沢左股林道において最もよく観察される (Fig. 3-D)。調査地域における蝦夷層群は次に述べる 2 つのユニットに区分できる (Fig. 9-A, B)。
HD1 ユニット: 小山内・松下 (1960, 1961) の“下部蝦夷層群”双珠別川層、小島ほか (1973) の“下部蝦夷層群”L3 層に相当する。このユニットは、泥岩優勢の砂岩泥岩互層を主体とするが、最上部では砂岩優勢の互層となる。砂岩層は青灰色～緑灰色を呈し、級化構造や流痕などが認められ、タービダイトの特徴をもつ。単層は一般に 1～7 cm の厚さであるが、最上部では 30～50 cm に達する。下底面には南西から北東への古流向を示すフルートキャストがしばしば認められる。泥岩は暗灰色を呈し、膠着質や石灰質の底生有孔虫や浮遊性有孔虫を産する。

HD2 ユニット: 小山内・松下 (1960, 1961) の“中部蝦夷層群”額平川層および小島ほか (1973) の“中部蝦夷層群”M1 層に相当する。このユニットは礫岩および砂岩と泥岩の互層からなり、全体として顕著な上方細粒化を示す。礫岩層はユニットの下部に 2 層認められ、下位では厚さが 4 m、上位では 7 m に達する。礫岩層は基質が粗粒砂岩からなり、単層の下部にのみ中～大礫サイズの円礫が密集し、まれに巨礫も含まれる。礫種は玄武岩が最も多く、安山岩や珪質泥岩、砂岩、花崗岩、閃緑岩、赤色チャート、石灰質ノジュール、泥岩偽礫も認められ、とくに花崗岩の大礫が比較的多く含まれるのが特徴である。また、下位の礫岩層にはトリゴニアの化石密集層を含む砂岩ブロック (直径約 70 cm) やアンモナイト化石を含むノジュール礫 (前田ほか, 1998) が含まれている。各々の礫岩層では級化構造が発達し、上部では平行葉理の発達する中～細粒砂岩層へと移行する (Fig. 9-C)。しかしながら、下位層 (HD1 ユニット) との境界に明瞭な浸食面はみられない。このほか、基底部にはインプリケーションやバウンスキャスト、フルートキャストが認められ、西から東への古流向を示す。この礫岩層の上位には 2 層の含礫泥岩層が認められる。これらは単層の厚さが 1～2 m であり、灰色の泥岩とその中に散在する中礫サイズの円礫から構成され、径 70 cm の礫岩ブロックも含む。礫の組成は下位の礫岩層と同じである。このユニットの上部を構成している砂岩層は、単層が約 30 cm～1 m と厚く、最大で 40 m に達する。これらの砂岩層には級化構造が発達しており、フルートキャスト等も認められることからタービダイトと考えられる。

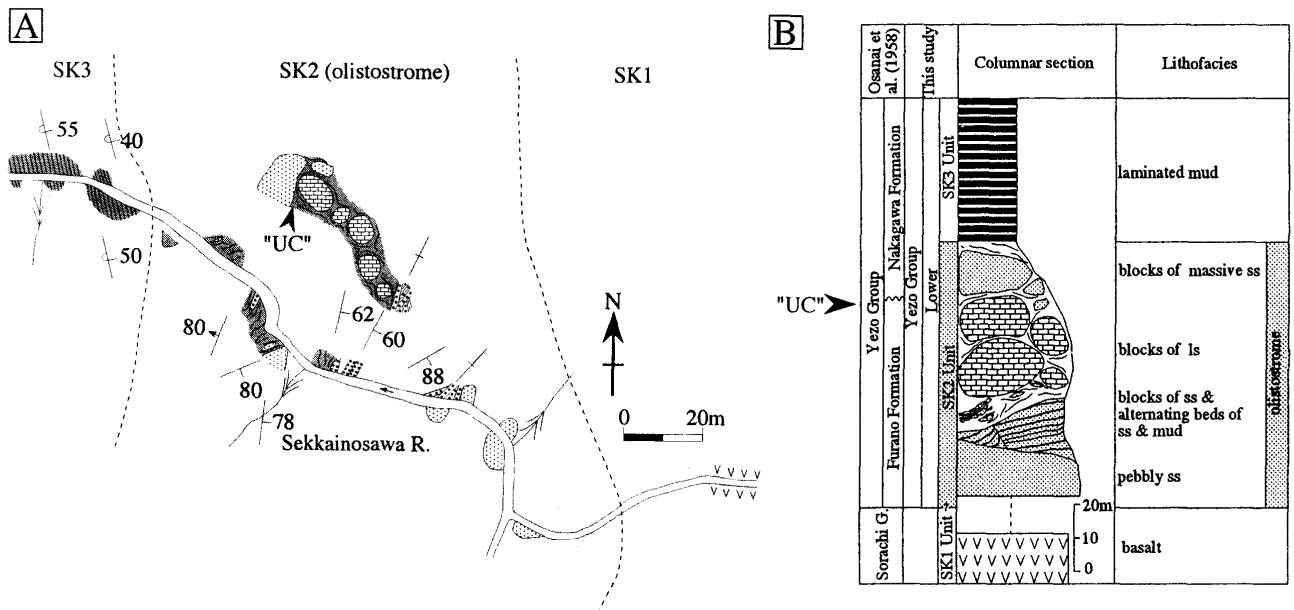


Fig. 8. Southern Kanayama area. (A) Field map showing the distribution of outcrops and boundaries of lithological units along the Sekkainosawa River in the interval of "the intra-Yezo disturbance" event proposed by Osanae et al. (1958). (B) Columnar section of the studied area. The unconformity defined by Osanae et al. (1958) probably coincides with the level of the upper part of SK 2 Unit, close to the top of limestone olistoliths. The SK 2 Unit is composed of olistostrome including large sandstone and limestone blocks, assignable to the lower part of the Yezo Group.

一方、本ユニットの泥岩層は暗灰色を呈し、厚さは10cm以下と薄い。炭質物を多量に含み、浮遊性有孔虫化石を産するが、底生有孔虫化石はほとんど産しない。

“基底礫岩”の検討

本地域では、HD2の下部の礫岩層が不整合上の“基底礫岩”と認定され、その下底部に蝦夷層群の下部/中部境界が設定されていた(小山内・松下, 1960; 小島ほか, 1973)。しかしながら、礫岩層の下底面に流痕が観察されることはあっても、下位の地層を削削している浸食面はみられないこと、全体として単層の下部から上部に向かって礫の粒径が小さくなり、その含有量が徐々に減少することなどから、これらの礫岩層は堆積物重力流によって運搬・堆積した再堆積礫岩と考えられる。

一方、HD2ユニットの礫岩層の最下部にはトリゴニア化石の密集層を含む砂岩ブロックが含まれているので、大夕張地域のスーパーロ川層中部のオリストストロームに対比できるかもしれない。ただし、この鍵層を特徴づける石灰岩の岩塊は現在のところみつからない。本調査では、大夕張地域の丸山層に対比できる珪長質凝灰岩を見いだせなかったが、小山内・松下(1960)や高橋・鈴木(1986)によるとHD2ユニットに相当する礫岩・砂岩層の約200m上位にチャート状凝灰岩と呼ばれる凝灰岩層が累重する。この凝灰岩層が丸山層に相当すると考えられるので、このことからHD2ユニットは蝦夷層群下部のスーパーロ川層中部のオリストストロームおよびその上位に累重する砂岩泥岩互層(スーパーロ川層上部)に対比できると考えられる。また、本地域では礫岩層を挟む上下の泥質岩から浮遊性有孔虫化石が産出し

た。礫岩層の直下にある泥岩層の群集は*Globigerinelloides barri*, *G. aptiense*を、上位の泥岩の群集は*Globigerinelloides ferreolensis*, *G. blowi* (Bolli), *Hedbergella planispira* (Tappan)を含み、いずれも*G. ferreolensis* Zoneの群集とみなせる。大夕張地域では、この群集はスーパーロ川層のオリストストロームの直下もしくは直上の泥質岩から産するので、前述の岩相による対比の結果と調和的である。以上のことから、本地域のHD2ユニットの礫岩層は不整合上の“基底礫岩”ではなく、スーパーロ川層中部のオリストストロームとほぼ同時期に形成された再堆積性の礫岩であり、蝦夷層群下部と判断される。

ただし、小島ほか(1973)では本地域の南の沙流川において、HD1ユニットより下位のL2層から*Douvilleiceras* aff. *mammillatum* var. *paraecox* (Casey)の産出を報告し、前期アルビアンに対比しており、浮遊性有孔虫化石に基づく時代観とは非調和である。

5) イドンナップ地域

イドンナップ地域では、イドンナップ川支流の崩沢ルートで蝦夷層群中部と空知層群(あるいは日高層群)の緑色岩との不整合関係が報告され、蝦夷層群下部が欠如しているとみなされてきた(小山内・松下, 1960, 1961; 鈴木ほか, 1961)。このルートで両者の堆積学的な関係を再検討した(Fig. 3-E)。このルートに露出する地層は、以下の3つのユニットに区分できる(Fig. 10-A, B)。

KZ1ユニット:主に玄武岩質の枕状溶岩や塊状溶岩からなり、ハイアロクラスタイトを伴う。枕状溶岩は直径約20cm~1mのピローロブからなり、それらが密に積み重なる

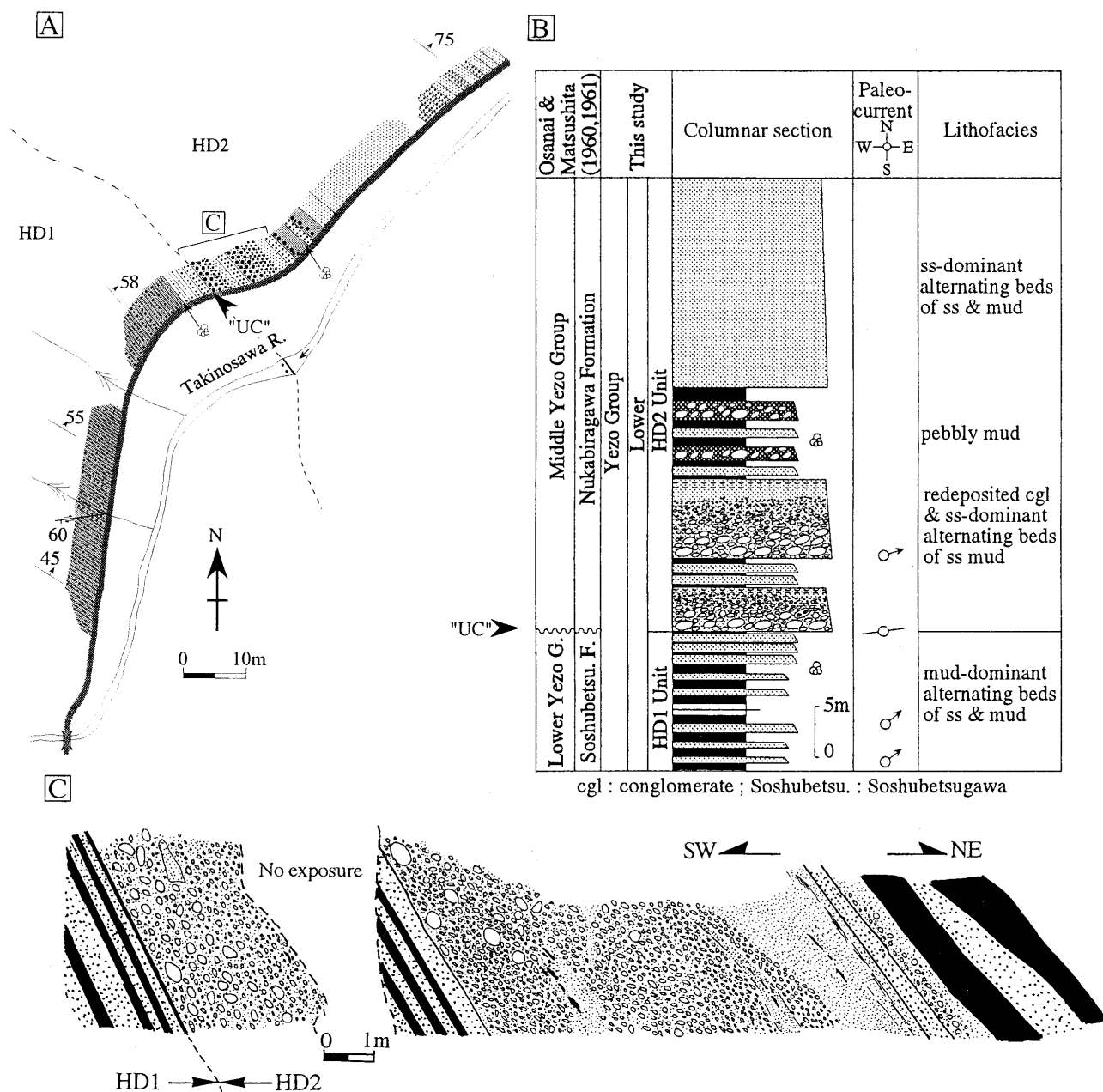


Fig. 9. Hidaka area. (A) Field map showing the distribution of outcrops and boundaries of lithological units along the Takinosawa River. (B) Columnar section of the studied area. The horizon of "the intra-Yezo disturbance" event drawn by Osanai and Matsushita (1960, 1961) coincides with the level at the base of HD2 Unit. The planktonic foraminiferal data suggest that the HD2 unit is correlated with the olistostrome in the Shuparogawa Formation, the Oyubari area. (C) Detailed sketch of two conglomerate beds (HD2 Unit) exposed along the Takinosawa River. The conglomerates consist of abundant basaltic rocks in pebble-cobble size, associated with andesite, granite, sedimentary rocks of siliceous mudstone, chert, sandstone and mud clasts. These beds are characterized by distinct graded bedding from pebble-cobble conglomerate to medium-grained sandstone. The basal parts of conglomerate contain commonly granite boulders and rarely a molluscan shell-bearing sandstone block.

close-packed pillow の形態をなしている。

KZ2 ユニット：このユニットの下部は礫質砂岩層を主体とし、最下部に礫の密集する部分を伴う。中～上部では礫の量が急減し、灰白色の塊状無層理の細粒砂岩となり、細～中礫サイズの円礫が散在的に含まれる程度になる。また、最下部に数 cm の厚さの暗灰色泥岩層を挟在する。最下部の礫岩は、粗粒～細粒砂岩の基質の部分が多く、明瞭な級化構造を示して礫質砂岩層へと漸移する (Fig. 10-C)。礫種は最下部

では、玄武岩やチャート、珪質泥岩、暗灰色の泥岩の偽礫が主体であり、ときおり浅海性の二枚貝や巻貝の破片、炭質片も含む。中～上部ではチャートや珪質泥岩の礫が主体となる。細～中礫サイズの円礫がほとんどであるが、最下部にのみ直径 1 m に達する白色砂岩の巨礫や下位層に由来すると考えられる角礫状の玄武岩礫を伴う。円礫にはインブリケーションが認められる。礫質砂岩層は顕微鏡下では円磨された長石類を主体としており、石英や珪長質火山岩片、海緑石を

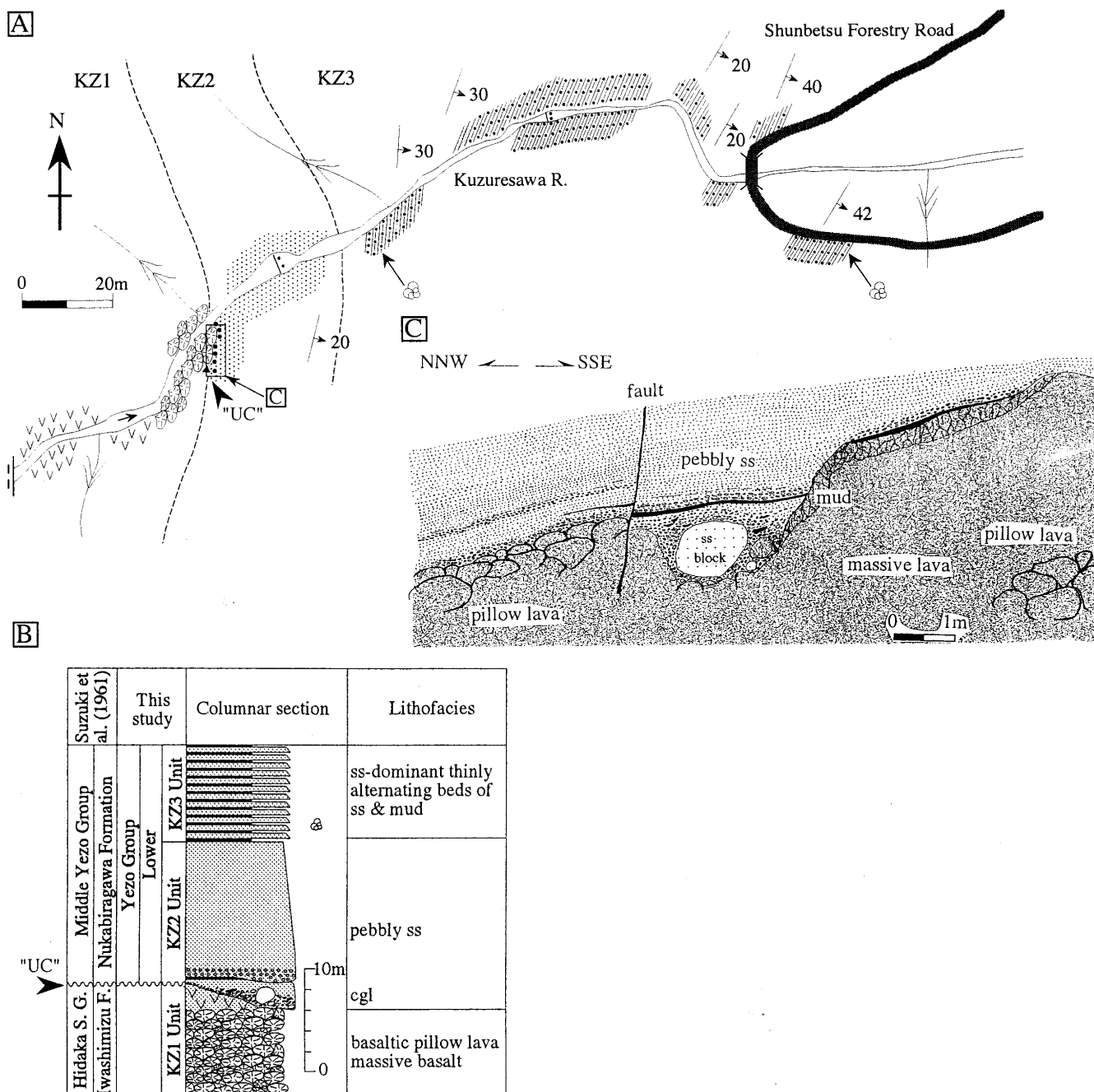


Fig. 10. Idonnappu area. (A) Field map showing the distribution of outcrops and boundaries of lithological units along the Kuzuresawa River. (B) Columnar section of the studied area. The unconformable contact between the Hidaka Supergroup and the Middle Yezo Group in Suzuki et al. (1961), recognized as “the intra-Yezo disturbance” event, had been placed at the base of KZ2 Unit in our work. The KZ2 and KZ3 Units, however, are inferred to be correlated with olistostrome of the Shuparogawa Formation, the lower part of Yezo Group. (C) Detailed sketch of the boundary between the KZ1 and KZ2 Units exposed along the Kuzuresawa River. The basaltic lavas consisting of pillow and massive lavas of the Hidaka Supergroup are unconformably overlain by conglomerate and pebbly sandstone of the Yezo Group.

伴うが、玄武岩質の火山岩片はほとんど含まれない。

KZ3 ユニット：灰白色の細粒タービダイト砂岩と暗灰色泥岩の薄互層から構成され、泥岩部分には平面型の生痕化石を多産する。また、浮遊性有孔虫化石や膠着質底生有孔虫化石、放散虫化石を多産し、石灰質底生有孔虫化石をごくわずかに伴う。

“基底礫岩”の検討

3つのユニットのうち、KZ1ユニットは、小山内・松下(1960, 1961)の空知層群輝緑凝灰岩層および鈴木ほか(1961)の日高累層群石清水層に、KZ2ユニットは小山内・松下(1961)および鈴木ほか(1961)の“中部蝦夷層群”額平川層に相当し、不整合の“基底礫岩”と認定されてきた。本調査の結果から、この礫岩層の堆積相および岩相の特徴を

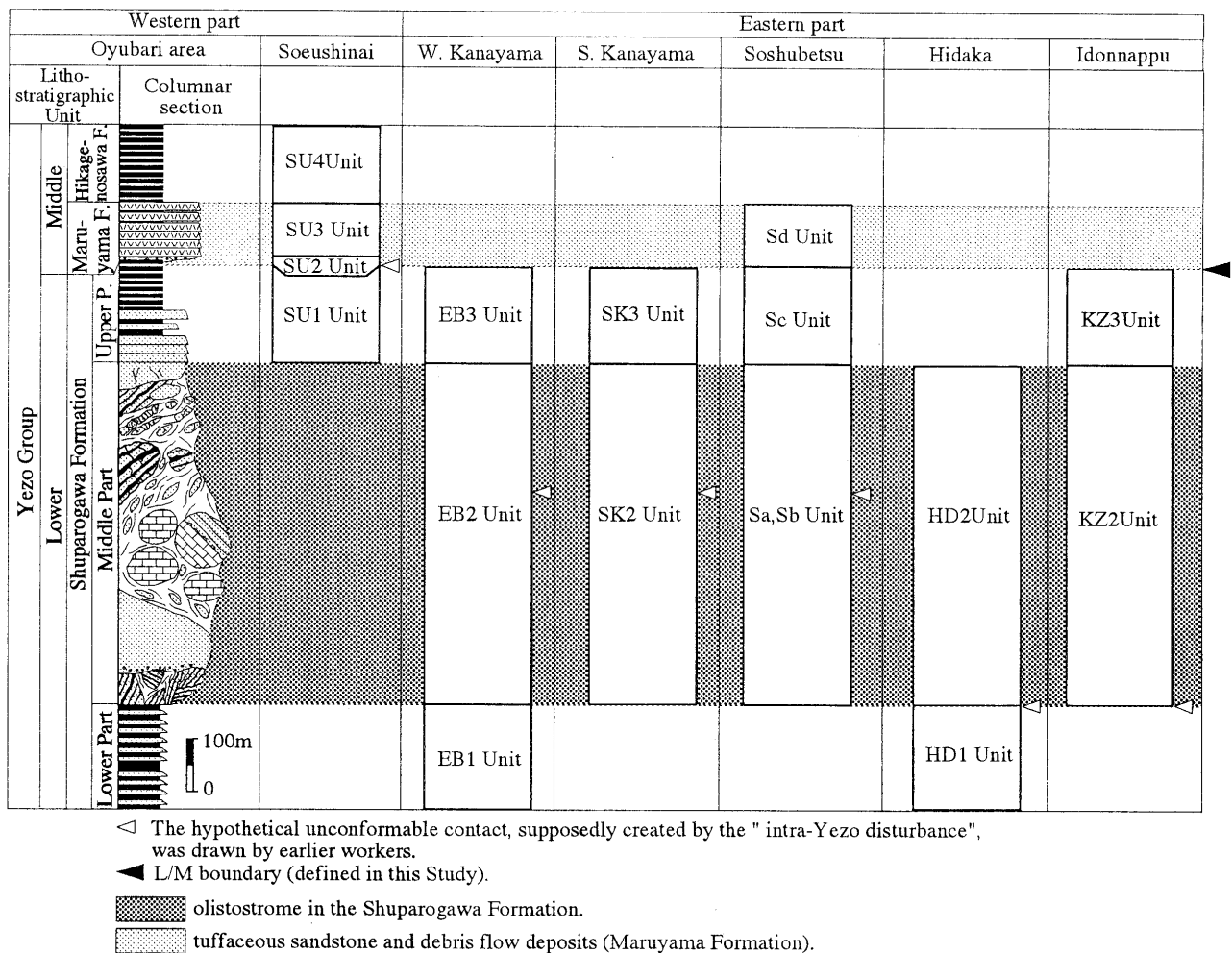


Fig. 11. Correlation of lithostratigraphic units in the Oyubari area and other six areas. In the eastern part, the unconformity levels reported as "the intra-Yezo disturbance" event coincided with the middle part of the Shuparogawa Formation, the lower part of the Yezo Group, in the W. Kanayama, S. Kanayama and Soshubetsu areas, while their levels in the Hidaka and Idonnappu areas correspond to the base of the Shuparogawa Formation. In the western part, the unconformable boundaries drawn by the previous workers are identical with our result concerning the lower/middle boundary of the Yezo Group in the Oyubari and Soeushinai areas. The rocks at the basal part of the Maruyama Formation consist of debris flow deposits, and not basal conglomerates.

以下のようにまとめることができる。

1) 堆積相からみると、最下部の礫岩層は全体として級化構造が顕著な重力流堆積物である。2) “基底礫岩”とされた礫岩層の礫はほとんどが中礫サイズ以下の円礫からなり、礫種も下位層の緑色岩だけでなく、砂岩やチャート、珪質泥岩、泥岩偽礫など雑多なものから構成されている。また、基質には下位の緑色岩起源の岩片がほとんど含まれない。これは一度堆積した礫層が重力流となり、下位にあった緑色岩を削り込みながら再堆積したことを示唆しており、堆積相の観察とも調和的である。3) この礫岩層は、直下にある玄武岩質枕状溶岩やハイアロクラスタイトの地形的な隙間を埋めるように堆積している。また、下位の緑色岩には碎屑岩を捕獲した構造、または碎屑岩と混在したような産状もみられない。

これらのことから、礫岩層はすでに噴出固結していた緑色岩を埋積しながら堆積したと考えられ、礫岩層を含む礫質砂岩層 (KZ2 ユニット) と空知層群の緑色岩 (KZ1 ユニット) とが不整合関係であることは疑いない。しかしながら、本地域では砂岩泥岩薄互層 (KZ3 ユニット) の約 200 m 上位に、

大夕張地域の蝦夷層群中部の丸山層に対比される数層の厚い白色珪質凝灰岩層を挟する頁岩層が報告されている (小山内・松下, 1960; 鈴木ほか 1961)。したがって、この KZ2 ユニットの礫岩層は、蝦夷層群中部ではなく蝦夷層群下部に属すると推定される。また、KZ3 ユニットの基底部の泥質岩から産出する浮遊性有孔虫化石群集は、*Globigerinelloides blowi*, *G. barri*, *Hedbergella planispira* などから構成され、後期アプチアンの地質年代を示す。このことから KZ2 および KZ3 ユニットは、ともに蝦夷層群下部であると結論される。一方、礫岩層直上の泥質岩は浮遊性有孔虫化石、放散虫化石が残査の半分近くを占め、膠着質底生有孔虫化石が残り占める。このように浮遊性微化石を多産することは、この礫岩層が大陸斜面以深の環境で形成されたことを示唆する。現在のところ、KZ2 ユニットからは石灰岩の礫や岩塊は見つかっていないが、最下部に浅海性二枚貝の破片を含むことから、日高地域の HD2 ユニットと同様に、シューパロ川層中部のオリストストロームとはほぼ同時期に形成され、海底において基盤にアバットして再堆積した礫岩と考えられる。

考 察

1. 各地域における不整合の再検討

本研究では不整合を定義している7地域の礫岩層に関して、層序学的な位置、下位層との時間間隙の有無、堆積相などを検討した。その結果、以下のことが明らかとなった (Fig. 11)。

1) 蝦夷層群下部/中部境界 (以後 L/M 境界と略す) を示す丸山層の珪長質凝灰質砂岩層に伴われる礫岩層は、西列の添牛内・大夕張地域にのみ存在する。しかしながら、岩相や堆積相からこれらの礫岩層は、火山活動に起因して生じた土石流堆積物やタービダイトなどの重力流堆積物とみなされ、“基底礫岩”ではない。

2) これに対して、東列の北部3地域 (金山西部、金山南部、双珠別地域) では L/M 境界とされていた礫岩層はオリストリスであり、“基底礫岩”ではない。さらに、このオリストリスを含む地層は大夕張地域のシューパロ川層中部のオリストストロームに対比され、層序学的には蝦夷層群下部に位置づけられる。一方、南部2地域 (日高、イドンナップ地域) には、オリストストロームが分布しないが、岩相層序および微化石群集を考慮すると、L/M 境界とされていた礫岩層は蝦夷層群中部ではなく、蝦夷層群下部に対比される。この2地域では前述のオリストストロームが土石流などの重力流堆積物へと移化していると考えられる。したがって、東列地域の礫岩層もシューパロ川層中部のオリストストロームもしくはその相当層であり、蝦夷層群下部に属するとみなされる。すなわち、東列に分布する“中部蝦夷層群の基底礫岩層”とされた地層は、シューパロ川層の堆積時に斜面崩壊によってオリストストローム・土石流として蝦夷海盆に運搬・再堆積したものととらえることができる。

3) 従来の報告では、L/M 境界の“基底礫岩”を構成する礫は、岩質の類似する空知層群や蝦夷層群下部を起源とし、下位層が削剥された証拠とされてきた。しかしながら、蝦夷層群東列の双珠別地域では、“基底礫岩”とされた地層に含まれる珪質泥岩礫から産出する放散虫化石の示す地質年代は、三畳紀アニシアン、ジュラ紀バジョーシアン、オックスフォードイアンないしキンメリッジアンといずれも空知層群の堆積岩の地質年代よりも古くなっている (高嶋ほか, 1997a)。また、東列の日高、双珠別地域に分布する礫岩層には花崗岩礫や流紋岩礫が多く含まれている。珪長質火山岩・深成岩体は渡島帯などジュラ紀付加体が分布する地域に数多く産出し、その放射年代も 130~100 Ma (パレミアン~アルビアン) 前後を示しているが、これらの岩石は空知層群の分布する地域にはみつかっていない。したがって、これらの礫の起源は空知層群ではなく、渡島帯など蝦夷層群より西側に分布するジュラ紀付加体である可能性が高い。

2. 蝦夷層群下部/中部境界で時間的間隙はあるか

一般に不整合の認定には時間間隙の有無が議論されるが、従来の研究では蝦夷層群下部~中部の基底部にかけは、大型化石の産出が極めて乏しいため、化石層序に基づく検討は十分とはいえなかった。猪間 (1969) によってなされた中蝦

夷地変の総括においても、各地から散在的に産出した大型化石の示す地質年代を用いて、不整合が後期アルビアンのごく短い時期に生じたことを議論しているだけである。しかしすでに述べたように、最近の成果によると西列の蝦夷層群では L/M 境界には時間間隙がほとんど存在していない (川辺ほか, 1996; 三次・平野, 1997; 高嶋ほか, 1997b)。たとえば、大夕張地域の浮遊性有孔虫化石に関しては、シューパロ川層最上部と丸山層の泥岩はいずれも *Biticinella breggiensis* 帯 (後期アルビアン, 3 m.y.: 102~105 Ma) の中にあり、化石帯の欠如は認められない (高嶋ほか, 1997b)。また、底生有孔虫化石の群集から求めた古水深からもシューパロ川層と丸山層の間には上昇・沈降といった構造運動は考えられず、それに伴う無堆積や削剥による地層の大きな欠如はないものと判断される (本山ほか, 1991)。したがって、L/M 境界では大きな時間間隙はないものと結論される。

3. アルビアンに隆起帯は存在したか

従来の考えでは“中蝦夷地変”は蝦夷層群の L/M 境界の不整合によって想定された白亜紀中期の構造運動で、蛇紋岩メランジェの上昇に伴う神居古潭帯の隆起による変動とみなされていた (新井田・紀藤, 1986 など)。そしてこの構造運動によって、蝦夷海盆は東西に分断され、隆起帯の一部は陸化し、浅海域ではオルビトリナ石灰岩が形成された (Fig. 12-A)。したがって、中蝦夷地変は神居古潭帯の上昇時期を限定するだけでなく、前弧域における蛇紋岩海山列の形成機構、あるいは環太平洋最北部に位置する大規模な石灰岩体の形成といった問題にも関与する重要な造構運動であると指摘されていた。

この隆起帯の存在を示す証拠として不整合のほかにあげられているのが、蛇紋岩礫および砕屑性クロムスピネルの産出である (橋本, 1936; 飯島, 1961; Okada, 1965; 松本・岡田, 1973; 永田ほか, 1987; 七山, 1997)。蛇紋岩礫に関しては報告が少なく、西列に位置する蝦夷層群から産出することが知られている。この礫を含む地層の地質時代は松本・岡田 (1973) では後期チューロニアン、永田ほか (1987) では後期アルビアンから初期セノマニアンと異なっている。また、これらの礫は花崗岩・流紋岩・ホルンフェルス・石英斑岩など、渡島帯起源と考えられる礫とともに産出する (松本・岡田, 1973)。

これに対して、砕屑性クロムスピネルは蝦夷層群と函渚層群のほとんど全ての層準から産出する。七山 (1997) は、中軸帯各地の蝦夷層群の砕屑性クロムスピネルの化学組成を検討し、蝦夷層群の下部~中部と函渚層群とはその組成が異なることを明らかにした。蝦夷層群の下部~中部ではクロムスピネルの組成は神居古潭帯の北部岩体に対応し、その供給源は神居古潭超苦鉄質岩類に求められる。函渚層群に関しては、クロムスピネルの組成は、神居古潭帯の最南部に位置する岩体の組成に類似するとしながらも、中頓別地域と大夕張・穂別地域では組成的な差が全く認められないこと、函渚層群の砕屑物の供給は西方から行われていたことから、ユーラシア大陸にその起源を求めている。

一方、君波ほか (1992) によると、砂岩のモードと化学組

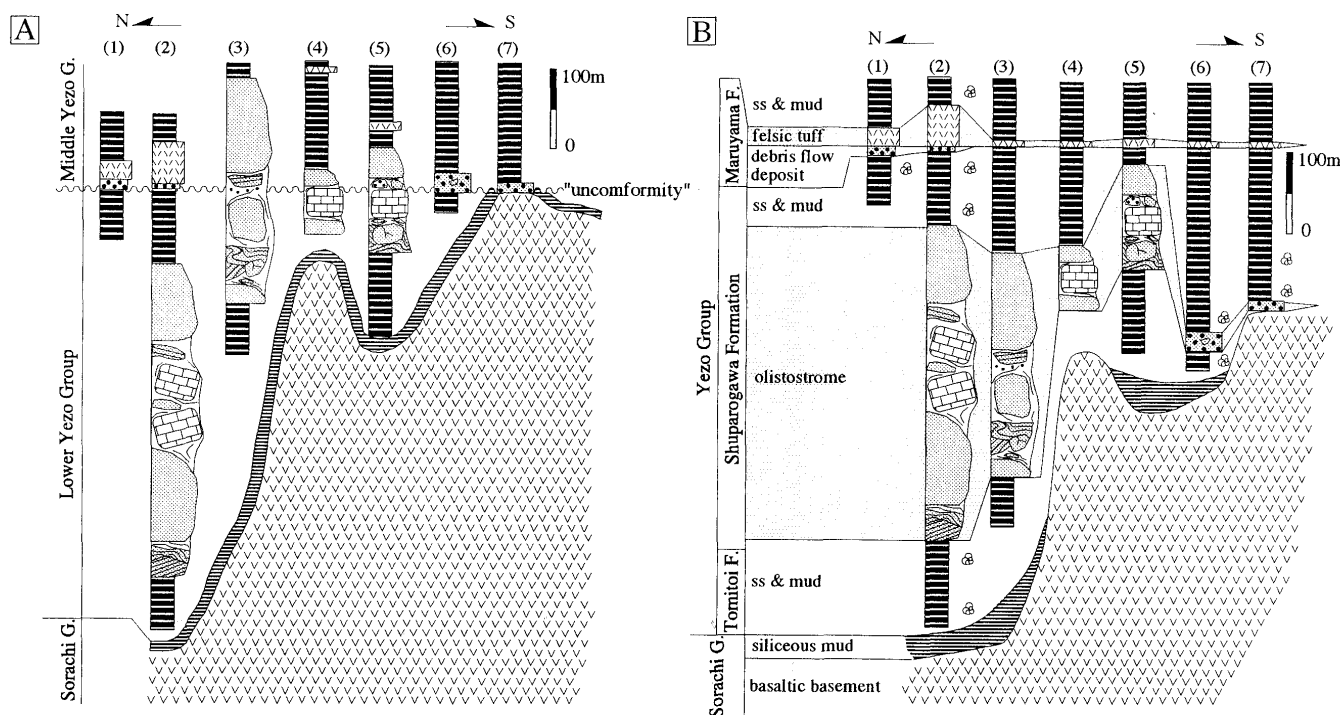


Fig. 12. Lithostratigraphic correlation of seven investigated areas from the lower to middle parts of the Yezo Group. In the previous works (A), the unconformity was placed at the boundary between "the Lower and Middle Yezo Groups", dated at the late Albian. The olistostrome in the Shuparogawa Formation or debris flow deposits in the Maruyama Formation are recognized as basal conglomerates. Based on our results (B), the olistostromes and felsic tuff beds are useful for correlation of the Yezo Group. The ages of olistostromes and tuff beds are the late Aptian and the late Albian, respectively. The relatively higher topographic basement consisting of basaltic lava existed in the southern area. However, the paleobathymetry of this basement did not attain to shallow water depth during Aptian-Albian ages. The olistostromes and tuff beds display the southward thinning.

成から推定される蝦夷層群下部の後背地の特徴は渡島帯の地質学的特徴と類似する。また、蝦夷層群下部～中部の古流向は、南からの軸流と西側からの側方流が多く、函淵層群と同様に西方から碎屑物が供給されていたことを示している(田中・角, 1975, 1981)。これらの事実は西列の蝦夷層群に含まれる蛇紋岩礫が東側の神居古潭帯の隆起帯から供給されたとする推定と必ずしも一致しない。本研究では中蝦夷地変による広域的な不整合が存在しないことを示したが、この事実に加えて、1) 最近の我々の調査によれば、蝦夷層群下部のシュエパロ川層中部のオリストストロームおよびそれに含まれる石灰岩オリストリスは惣芦別-大夕張地域で厚く南北に向かって尖滅し(吉田・神戸, 1955; 高嶋ほか, 1997b)、南側では礫質なタービダイトへと移化すること、2) 礫岩オリストリスの礫組成は花崗岩や珪長質な火山岩を含み渡島帯起源であること、3) 蝦夷層群のオリストストロームや珪長質凝灰質砂岩層が神居古潭帯を横切って連続することなども、神居古潭帯が堆積盆地を規制するような隆起帯として機能していなかったことを示唆している(Fig. 12-B)。しかしながら、蝦夷層群下部～中部の碎屑性クロムスピネルは函淵層群と同様に西側に存在したユーラシア大陸から供給されたと考えられることもできるが、蛇紋岩礫は供給源からそれほど遠くに運ばれたとは思われない。現在の渡島半島地域には大規模な超苦鉄岩類の存在は知られていないので、堆積盆地の一部に小規模ながら神居古潭帯の隆起が存在したのかもしれない。野外に

おいては蝦夷層群堆積中に貫入したことを示唆する蛇紋岩や超苦鉄岩類の岩体はみつからないが、七山(1997)が指摘したように現在の伊豆-マリアナ前弧地域のような蛇紋岩の噴出があった可能性も考えられる。

4. 中蝦夷事変とはどんなイベントなのか

1) 中蝦夷地変を示す白亜系イベント堆積物

蝦夷層群には蝦夷層群下部にオリストストローム、蝦夷層群中部に珪長質凝灰質砂岩層(丸山層)が挟在しており、中軸帯の広い範囲において追跡される。本論の結果から神居古潭帯の隆起とそれに伴う不整合の形成という構造運動は疑問視されるが、上述した2つの特徴的な堆積物は蝦夷層群堆積時におけるイベント堆積物として認識することができる。

a. オリストストロームの形成

蝦夷層群下部に挟在するオリストストロームは、北は西列の富良野-大夕張地域に、南では東列の山部-金山-双珠別に分布し、南北約50 kmにわたり追跡することができる。オリストストロームは、大夕張地域のシュエパロ川で約400 mと最も厚く(高嶋ほか, 1997b)、南北にむかって徐々に薄くなり、最南部のイドンナップ地域や日高地域では土石流堆積物などの重力流堆積物へと移化する。オリストストロームの最大の特徴は、塊状砂岩・砂岩泥岩互層・礫岩などの岩塊とともに礫性石灰岩のオリストリスを含むことである。石灰岩の岩体は惣芦別地域において最大規模であり、長径数100 mのスラブ状の形態をもつが、南北に遠ざかるにつれ直径数m

程度のブロック状となる。この石灰岩岩体は、西列の蝦夷層群では1列しか露出しないが、東列では褶曲により同じ層準のものが2~3回繰り返して出現する。岩体の中から地質年代を決定するのに有効な微化石は産出しないが、大型有孔虫である *Orbitolina lenticularis* (Blumenbach) の形態群 (form group) II の化石を含んでいるため (Matsumaru, 1971), 後期アプチアンに形成されたと考えられる。これに対して、オリストストロームの形成はこの層を挟んだ上下の地層から産出する微化石年代に基づく後期アプチアンと推定されるので、アプチアンに形成された石灰岩礁がその末期ないしアルビアン初期に崩壊・再堆積したと考えることができる (高嶋ほか, 1997b)。

この石灰岩の滑落してきた方向を露頭では明らかにできなかった。しかしながら、上述のような石灰岩の分布や産状、およびこの時期の堆積盆地の中には海面近くまで到達するような隆起帯が存在した可能性が低いことから、蝦夷層群の堆積盆地より西側、すなわちユーラシア大陸縁辺に形成された石灰岩礁が崩壊し、海盆中に再堆積したと考えるのが適切である。なぜこの時期に大陸縁辺地域が崩壊したのかについては、プレート運動の変化、地震・火山活動など複数の原因が考えられるが、現在のところ特定はできない。その成因については今後明らかにしていく予定である。

b. 大規模な珪長質火山砕屑物 (丸山層) の堆積

この堆積物も東列・西列の蝦夷層群に観察され、北海道中軸部のほぼ全域に分布する。本層の厚さは大夕張地域の北の沢で最大であり、82 m に達するが (Fig. 5), その他の地域では数 cm~数十 m と地域によって厚さが著しく異なる。この堆積物は最下部の土石流堆積物とその上位に重なる珪長質凝灰質砂岩層の組み合わせからなり、単層の厚さは前者が 10 m 未満、後者が数 m 以下である。その地質年代は浮遊性有孔虫化石によると後期アルビアンを示す。

丸山層の堆積物は、蝦夷層群に挟在する火山性堆積物の中でも最大の層厚と分布範囲をもち、大規模な火山活動に由来することを示唆する。微化石による年代も渡島帯に分布する花崗岩の放射年代 (130~100 Ma; バレミアンからアルビアン) と整合的である。したがって、アルビアン当時の活動的大陸縁辺地域であり、同時に蝦夷層群の堆積物の後背地でもある渡島帯において、大規模な珪長質火山活動が生じ、前弧海盆である堆積盆地に大量の火山砕屑物を供給したものと考えられる。

2) 中蝦夷地変の再定義

従来の考えでは、いわゆる“中蝦夷地変”のテクトニックなイベント堆積物は“中部蝦夷層群の基底礫岩層”だけであった。しかしながら、本研究の結果によると、そのとき形成されたイベント堆積物 (かつての“基底礫岩”) には2種類あり、1つはオリストストロームで、もう一つは珪長質の火山活動に起因する堆積物である。このことから、“中蝦夷地変”には2つの段階があることになり、それぞれ中蝦夷地変 I (後期アプチアン)、中蝦夷地変 II (後期アルビアン) と再定義することができる。この2つのイベントは地質年代と堆積物の特徴から明確に識別することができる。したがって、

蝦夷層群の L/M 境界は岩相や地質年代を考慮すると中蝦夷地変 II のイベントが開始する層準と一致することになる。

ま と め

北海道中軸部各地の蝦夷層群下部/中部境界 (L/M 境界) を画する不整合上の“基底礫岩”の産状を再検討した結果、以下のことが明らかとなった。

1. 西列に分布する蝦夷層群 (添牛内地域、大夕張地域) では、L/M 境界に礫岩層が存在するが、珪長質凝灰質砂岩に伴われる土石流堆積物であり、L/M 境界を挟んで上下の地層に大きな時間間隙はない。

2. 東列の3地域 (金山西部、金山南東部、双珠別) の“基底礫岩”は、オリストストロームに含まれる岩塊であり、ほかの2地域 (日高、イドンナップ) ではオリストストロームから移化した礫質タービダイトであり、L/M 境界の“基底礫岩”ではない。また、これらの地層は層序学的には蝦夷層群下部に位置づけられる。

3. 上記のことから中蝦夷地変を示すとされていた不整合は存在せず、L/M 境界において地層は大きな欠如なしに堆積している。したがって、蝦夷層群下部の堆積時に神居古潭帯が大規模に隆起し、その後沈降したとする構造運動は前期/後期白亜紀の境界付近では存在しなかった可能性が高い。しかし、蛇紋岩礫の存在から蝦夷層群堆積盆地に蛇紋岩の小規模な隆起帯または貫入が存在した可能性は現在のところ否定できない。

4. 隆起・沈降によって不整合を形成した中蝦夷地変は存在しなかったが、蝦夷層群の下部~中部にかけてはテクトニックな事件を示唆する堆積物が2層準 (オリストストローム、珪長質凝灰質砂岩層) に存在する。したがって、中蝦夷地変は、この2つの変動に代表される事件として再定義できる。最初のイベント (中蝦夷地変 I) は後期アプチアンに生じたオリストストロームを堆積した変動であるが、その原因は現在のところ明確ではない。第二のイベント (中蝦夷地変 II) は後期アルビアンの大規模な珪長質火山活動であり、この境界は従来の蝦夷層群下部/中部境界に一致している。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、東北大学理学部地圏環境科学科の斎藤常正教授、東北大学理学部地球物質科学科の吉田武義助教授、福井県立博物館の佐野晋一氏には終始ご指導ご助言を賜った。九州大学比較社会文化研究科の酒井治孝教授には有益なご助言を賜った。地質調査所地質部層序構造研究室の兼子尚知氏、琉球大学理学部の本山 功博士、ジオプランニングの初貝隆行氏、東北大学大学院理学研究科の鈴木雄太郎氏には現地にて御議論いただいた。現地調査では、新冠町判官館森林公園の谷岡司郎氏、深谷平男氏、三笠市峨眉山荘の小林和男・信子ご夫妻、および寮生諸氏、富良野市佐藤下宿の皆様には物心ともに多大なる援助を賜った。調査費用には高嶋礼詩の文部省科学研究費補助金 (特別研究員奨励費、受付番号 1844) および片山奨学金の一部を使用した。記して深く感謝の意を表する次第である。

文 献

- Bralower, T. J., Fullagar, P. D., Paull, C. K., Dwyer, G. S. and Leckie, R. M., 1997, Mid-Cretaceous strontium-isotope stratigraphy of deep-sea sections. *GSA Bulletin*, **109**, 1421-1442.
- 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, 1954, 北海道中生界の堆積と変形, 石油技協誌, **19**, 101.
- 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.
- 橋本 亘・長尾捨一・菅野三郎, 1965, 5 万分の 1 地質図幅「添牛内」および説明書. 北海道開発庁, 92 p.
- 飯島 東, 1961, 神居古潭帯の変成時期と浮き上がり (予報). 地質雑, **67**, 417.
- 猪間明俊, 1969, 中蝦夷地変と中部蝦夷層群の堆積 (上), (下). 石油技協誌, **34**, 11-17; 21-25.
- 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, 空知層群と蝦夷累層群—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.
- 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規模化石層序. 地質雑, **102**, 440-459.
- 君波和雄・小松正幸・川端清司, 1992, 士別市犬牛別川地域の空知層群および下部蝦夷層群の砕屑岩組成とその意義. 地質学論集, no. 38, 1-11.
- 君波和雄・高橋功二・間庭 賢, 1978, 北海道の白亜系—エゾ層群と根室層群—. 地団研専報, no. 21, 111-126.
- 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 年々会議演稿集, 81.
- 前島 渉・田中 淳・Coombs, D.S.・Landis, C.A.・波田重熙・吉倉 紳一・鈴木盛久, 1992, マッドクラスト礫岩—ニュージーランド南島ケープルス帯トリアス—ジュラ系中の例—. 地球科学, **46**, 105-112.
- Matsumaru, K., 1971, Certain larger foraminifera from Japan. *Jour. Saitama Univ. Fac. Educ.*, **20**, 149-159.
- Matsumoto, T., 1942-43, Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Parts I-III. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., Ser. D*, **1**, 129-280, **2**, 98-237.
- Matsumoto, T., Kawabe, F. and Kawashita, Y., 1998, Two ammonite species of *Mortoniceras* from the Yubari Mountains (Hokkaido) and their geological implications. *Paleontological Res.*, **2**, 170-182.
- 松本達郎・岡田博有, 1973, エゾ地向斜の佐久層について. 九大理研報 (地質), **11**, 275-309.
- 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.
- 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.
- 永田秀尚・紀藤典夫・中川 充, 1987, 蝦夷累層群中に見出された蛇紋岩礫—神居古潭構造帯の蛇紋岩の進入時期についての新資料—. 地球科学, **41**, 57-60.
- 七山 太, 1997, 蝦夷海盆における砕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—その地質構成と造構史—. 地団研専報, no. 31, 379-402.
- 西田民雄・松本達郎・川下由太郎・江頭直子・鮎沢 潤・生地幸生, 1997, 北海道添牛内地区における白亜系蝦夷層群中部の生層序—特に白亜系下部・上部推移部について—補遺—. 佐賀大文化教育学研究論文集, **1**, 237-279.
- 西田民雄・松本達郎・横井活城・川下由太郎・久間裕子・江頭直子・鮎沢 潤・米谷盛壽郎・生地幸生・八尾 昭, 1996, 北海道添牛内地区における白亜系蝦夷層群中部の生層序—特に白亜系下部・上部推移部について—. 佐賀大文化教育学研究論文集, **44**, 65-149.
- 小島郁生・前原俊春・津田博三, 1973, 北海道日高町周辺の白亜系. 国立科博専報, no. 6, 131-145.
- Okada, H., 1965, Sedimentology of the Cretaceous Mikasa Formation. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D. Geol.*, **16**, 81-111.
- 小山内熙・松下勝秀, 1959, 日高山脈西縁の白亜系, I—双珠別・千露呂・シビチャリ地域の白亜系層序. 北海道立地下資源調査所報告, **21**, 17-28.
- 小山内熙・松下勝秀, 1960, 日高山脈西縁の白亜系, II—右左府, 糠平川, 新冠川, 宿主別川, イドンナップ川, アブカサンベ沢, 高見, 三石, 梶舞川地域の白亜系層序. 北海道立地下資源調査所報告, **24**, 19-37.
- 小山内熙・松下勝秀, 1961, 日高山脈西縁の白亜系, III—堆積相の考察—地質構造—総括. 北海道立地下資源調査所報告, **25**, 79-107.
- 小山内熙・長尾捨一・三谷勝利・長谷川潔・橋本 亘, 1958, 5 万分の 1 地質図幅「石狩金山」および同説明書. 北海道開発庁, 80 p.
- 大島逸夫・前田晴良・岡村 眞, 1988, 北海道シューバロ川上流地域の下部白亜系層序. 日本地質学会第 95 年学術大会演旨, 174.
- 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.
- 鈴木 守・小山内熙・松井公平・渡辺 順, 1961, 5 万分の 1 地質図幅「イドンナップ岳」および同説明書. 北海道開発庁, 64 p.
- 高橋功二・鈴木 守, 1986, 5 万分の 1 地質図幅「日高」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 44 p.
- 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・中部蝦夷層群境界不整合の再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.
- 高嶋礼詩・西 弘嗣・斎藤常正・長谷川卓, 1997 b, 北海道シューバ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.
- 田中啓策・角 靖夫, 1975, 北海道佐久—音威子府地域白亜系の古流系. 地調月報, **26**, 161-176.
- 田中啓策・角 靖夫, 1981, 北海道中軸部白亜系の古流系. 地調月報, **32**, 65-127.
- 吉田 尚・神戸信和, 1955, 5 万分の 1 地質図幅「幾春別岳」および説明書. 北海道開発庁, 31+7 p.

(要 旨)

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. (Takashima, R. and Nishi, H., 1999, Re-evaluation of the intra-Yezo disturbance and the Cretaceous tectonics in Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japn*, 105, 711-728.)

白亜系蝦夷層群の下部と中部の境界 (L/M 境界) は不整合をもって定義され, この不整合を形成した変動は中蝦夷地変と呼ばれている. 中蝦夷地変の時期や特徴を明らかにするため, 北海道中軸部に沿った添牛内, 大夕張-芦別, 金山西部, 金山南部, 双珠別, 日高およびイドンナップの7地域でL/M境界の“基底礫岩層”の岩相・堆積相・地質年代を再検討した. その結果, “中部蝦夷層群の基底礫岩層”とされていた岩相は, 西列に関しては蝦夷層群中部の丸山層最下部の土石流堆積物に対比され, 東列に関しては蝦夷層群下部シューパロ川層中部のオリストストローム層に相当し, いずれも基底礫岩とはいえない. したがって, 従来の中蝦夷地変において想定された不整合を形成する隆起帯は, 中期白亜紀には存在しなかった可能性が高い. しかしながら, 蝦夷層群の下部～中部にかけてはテクトニックな事件を示唆する堆積物が2層準 (オリストストローム, 珪長質凝灰質砂岩層) に存在し, 中蝦夷地変にかわる事件として注目される.