



Title	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
Author(s)	高嶋, 礼詩; Takashima, Reishi; 西, 弘嗣 他
Citation	地質学雑誌, 103(6), 543-564
Issue Date	1997-06-15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/17247
Type	journal article
File Information	地質学雑誌103-6.pdf



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

Geology and planktonic foraminiferal biostratigraphy of Cretaceous strata distributed along the Shuparo River, Hokkaido, Japan

Abstract

高嶋礼詩* 西 弘嗣*
斎藤常正* 長谷川卓**

Reishi Takashima*, Hiroshi Nishi*,
Tsunemasa Saito*
and Takashi Hasegawa**

1996年7月8日受付.
1997年1月27日受理.

* 東北大学大学院理学研究科地圏環境科学科,
Institute of Geology and Paleontology,
Graduate School of Science, Tohoku
University, Sendai 980-77, Japan

** 金沢大学理学部地球科学科,
Department of Earth Sciences, Faculty of
Science, Kanazawa University, Kakuma,
Kanazawa 920-11, Japan

A continuous sequence of the lower and middle parts of the Cretaceous Yezo Group is exposed in the northern part of the Oyubari area, central Hokkaido. This group, striking in a north-south direction, consists chiefly of turbidite and interbedded hemipelagic mudstone sequences and intercalates a prominent olistostrome unit in its lower part.

The lower and middle parts of the Yezo Group in the studied area comprise the following five formations in ascending order: the Tomitai Formation (sandstone-dominant alternating beds of sandstone and mudstone), the Shuparogawa Formation (thinly alternating beds of sandstone and mudstone, including *Orbitolina-Praeaprotina* limestone olistolith in its middle part), the Maruyama Formation (debris flow deposits and tuffaceous sandstone), the Hikagenosawa Formation (laminated mudstone and massive mudstone), and the Takinosawa Formation (mudstone-dominant alternating beds of mudstone and sandstone).

These formations yield the following planktonic foraminiferal species which are useful for interregional correlation: *Globigerinelloides duboisi*, *Hedbergella gorbachikae*, *Ticinella primula*, *Biticinella breggiensis*, *Rotalipora subticinensis*, *Rotalipora brotzeni*, *Rotalipora cushmani*, and *Helvetoglobotruncana helvetica*. Based on the stratigraphic distribution of these age-diagnostic species, the Tomitai Formation and the middle part of the Shuparogawa Formation are correlated with the late Aptian Stage, the upper part of the Shuparogawa Formation and the lower part of the Hikagenosawa Formation with the Albian Stage, the middle part of the Hikagenosawa Formation and the lowermost part of the Takinosawa Formation with the Cenomanian Stage, and the lower part of the Takinosawa Formation with the Turonian Stage.

Key words: Hokkaido, Yezo Group, Early Cretaceous, planktonic foraminifera, biostratigraphy, olistostrome, "Orbitolina-Praeaprotina limestone"

はじめに

北海道中央部の大夕張地域に分布する白亜系蝦夷層群はアンモナイト・イノセラムスなどの大型化石を多産し、これらを用いた層序学的研究が数多く行われている。大型化石を用いた生層序学的な研究は Matsumoto (1942-43) に始まる。その後、平野を中心とする早稲田大学の研究グループがこの地域の研究を継続的に行い、主として“中部蝦夷層群”から“上部蝦夷層群”を対象に層序・化石群集・地質時代・地質構造などを数多くの論文にまとめている (Hirano et al., 1977; Hirano, 1986; 平野ほか, 1980, 1981; 土田・平野, 1995; 川辺ほか, 1996 など)。一方、蝦夷層群を対象とする微

化石を用いた研究は Takayanagi (1960) によって開始された。この研究は有孔虫化石の種の記載を中心とするものであるが、大夕張を含む北海道全域にわたる膨大な量の化石群集を取り扱っている。その後、Maiya and Takayanagi (1977) が北海道における浮遊性および底生有孔虫化石の生層序区分を総括し、浮遊性で7帯、底生で6帯の化石帯を設定した。残念ながら、この研究では各々の地域における化石種の層序分布、産出した種のリストなどが示されていないので、大夕張地域の群集構成や種の分布などを詳細に知ることはできない。その後、化石の産出報告はあるものの (紀藤, 1987; Kaiho, 1991)、微化石を用いた組織的な研究は長い間行われなかったが、近年、本山ほか (1991) が大夕張地域の岩相層

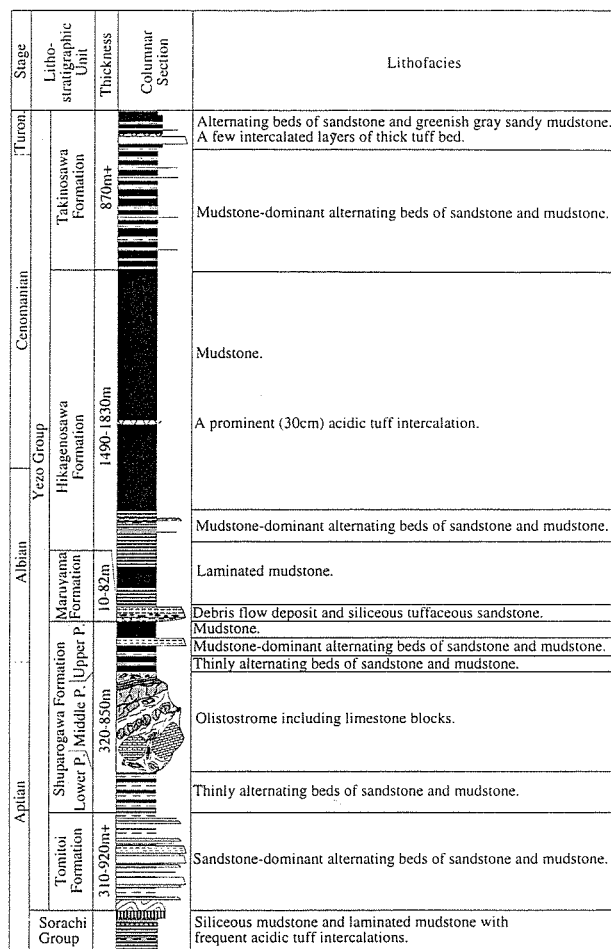


Fig. 1. Stratigraphic outline of the study area.

序を再検討するとともに、石灰質微化石を用いて地質時代の検討を試みた。この研究では化石帯を設定する段階には至っていないが、本地域に分布する“中部蝦夷層群”から“上部蝦夷層群”にわたり、ほぼ連続的に浮遊性有孔虫・ナノ化石の産出の報告がなされている。

また、大夕張地域のセノマニアンとチューロニアンの境界(C/T境界)にOAEと呼ばれる海洋無酸素事象の記録が残されていることを平野ほか(1991)が報告している。彼らは白金沢ルートおよび日陰ノ沢林道ルートの2か所で、イノセラムス化石の産出と硫黄の含有率のピークを用いてC/T境界を認定し、その上下の岩相・生物擾乱・生痕の有無なども検討し、古環境の変化を考察している。Hasegawa and Saito (1993) および Hasegawa (1995) は白金沢および北海道北西部の達布地域でC/T境界の層準をより詳細に設定するため、浮遊性有孔虫化石の示準面と炭素同位体比のスパイクを用いた研究を行っている。また、この時期の底生有孔虫の群集変化も Kaiho and Hasegawa (1994) によって明らかにされている。彼らはセノマニアン期最末期の20万年から50万年の間に溶存酸素量が減少し、それが底生有孔虫の絶滅を引き起こしたと結論した。松本ほか(1994)では大型化石と微化石の両者を用いて、当地域南方の穂別地域の穂別ダムおよびペンケワッカタンネナイ沢におけるルートに関して

C/T境界の設定を試みた。これらにより本地域におけるセノマニアン・チューロニアンの境界の設定および古環境の変遷に関する研究は著しく進展した。

これに対して、本地域に分布する“下部蝦夷層群”に関する層序学的な情報はこれまでほとんど得られていない。本山ほか(1991)でも、“下部蝦夷層群”に相当するシューパロ川層および富問層からは石灰質微化石の報告はわずかに1層準のみである。加えて、本地域では大型化石の産出が極めて乏しく、大型化石層序の組織的な研究もほとんど行われていない。近年、空知層群とともに“下部蝦夷層群”に対して放散虫化石を用いた地質年代の検討がなされているが(紀藤, 1987; Taketani and Kanie, 1992; 三次ほか, 1995)、まだ十分な精度には至っていない。また、蝦夷層群の下部にはアプチアンを示す大型有孔虫であるオルビトリナ化石を含む石灰岩が含まれていることが古くから知られている(Yabe and Hanzawa, 1926; 橋本, 1936など)。この石灰岩の産状・分布・含有化石群などについては橋本(1936)、吉田・神戸(1955)、Matsumaru (1971)、Okada (1983)、佐野(1995)などによって明らかにされている。石灰岩と周囲もしくは上下の地層との層序学的な関係については整合関係とするものより、再移動堆積物またはオリストリスであるとする見解のほうで最近では支持されつつある(松本・岡田, 1968; Okada, 1983; 新井田・紀藤, 1986; 大島ほか, 1988; 佐野, 1995)。この石灰岩がオリストリスであるとする、オルビトリナ化石の示す地質年代が必ずしも蝦夷層群の下部が堆積した年代を示すとは限らないことになる。正確な地質年代は石灰岩の上下位の堆積岩中から産出する化石群によって決定される必要があり、この意味からも微化石による蝦夷層群下部の地質年代の再検討が必要とされる。

本研究では、これまで明らかにされていない蝦夷層群の下部から中部にかけての層序および地質年代の詳細を微化石を用いて明らかにすることを主題に行った。その結果、岩相やオルビトリナ石灰岩の産状などに関して幾つかの新知見を得ることができ、さらに調査地域のほぼ全層準からかなり連続的に微化石を抽出することに成功し、アプチアンからチューロニアンに至る各階の境界を定めることができた。また、これらの地質年代から蝦夷層群の下部に関する新知見が得られたのでここに報告する。

地質概説

調査地域の模式柱状図、地質図・断面図、各個柱状図、研究者別層序対照図を Figs. 1-4 に示す。

本調査地域には空知層群およびその上位に重なる蝦夷層群がほぼ南北の走向をもって分布している(Fig. 2)。本地域の空知層群は緑色岩、砂岩、チャートおよび珪質泥岩からなり、最上部では酸性凝灰岩を頻りに挟む。蝦夷層群は泥岩およびタービダイト砂岩泥岩互層からなり、下部には石灰岩などのブロックを含む大規模なオリストストロームや珪質の白色凝灰質砂岩を挟んでいる(Fig. 1)。この凝灰質砂岩は岩相の単調な蝦夷層群の中では非常に良い鍵層となり、本地域ばかりでなく中軸帯のほぼ全域で追跡することができる。また、本

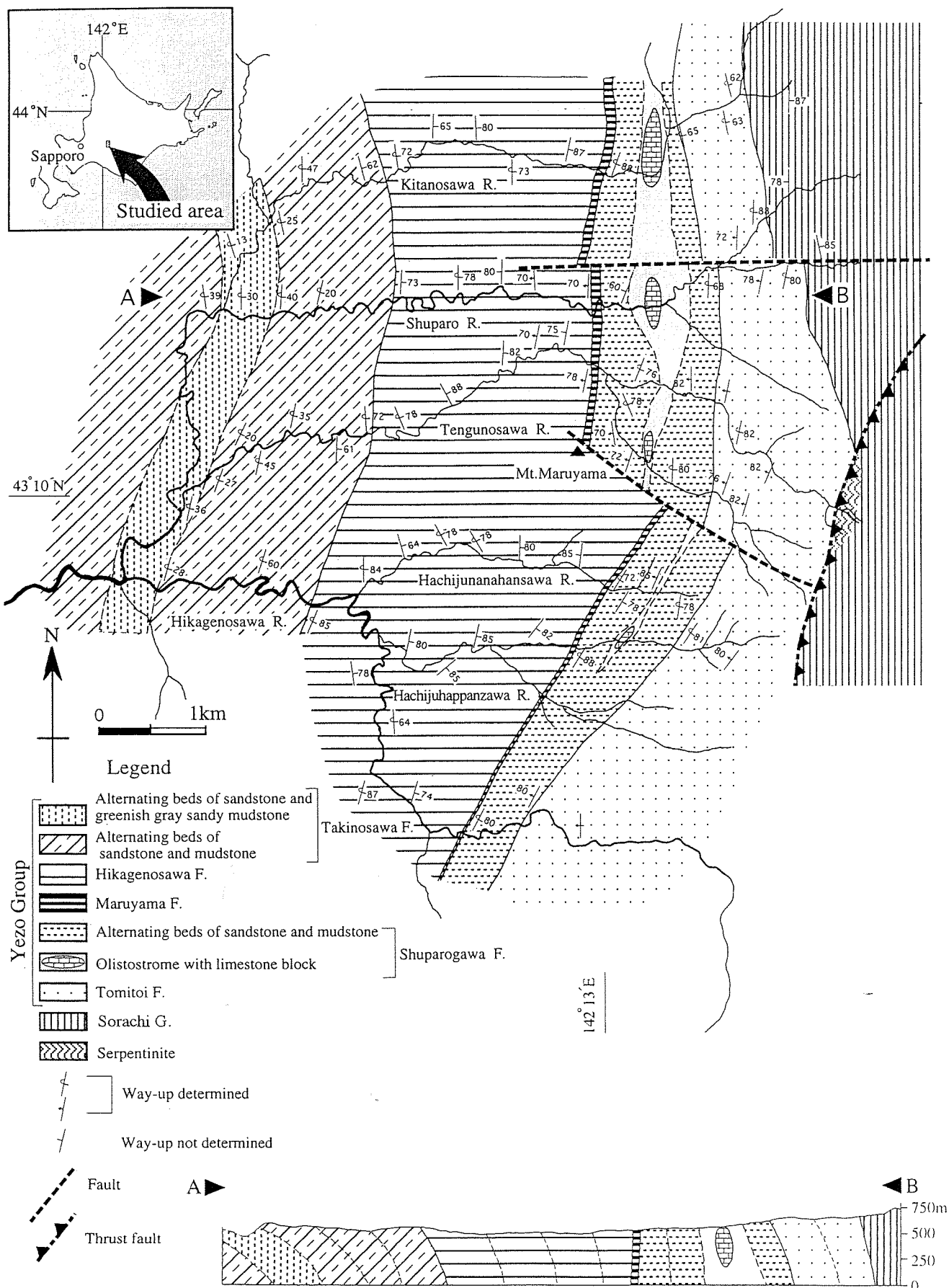
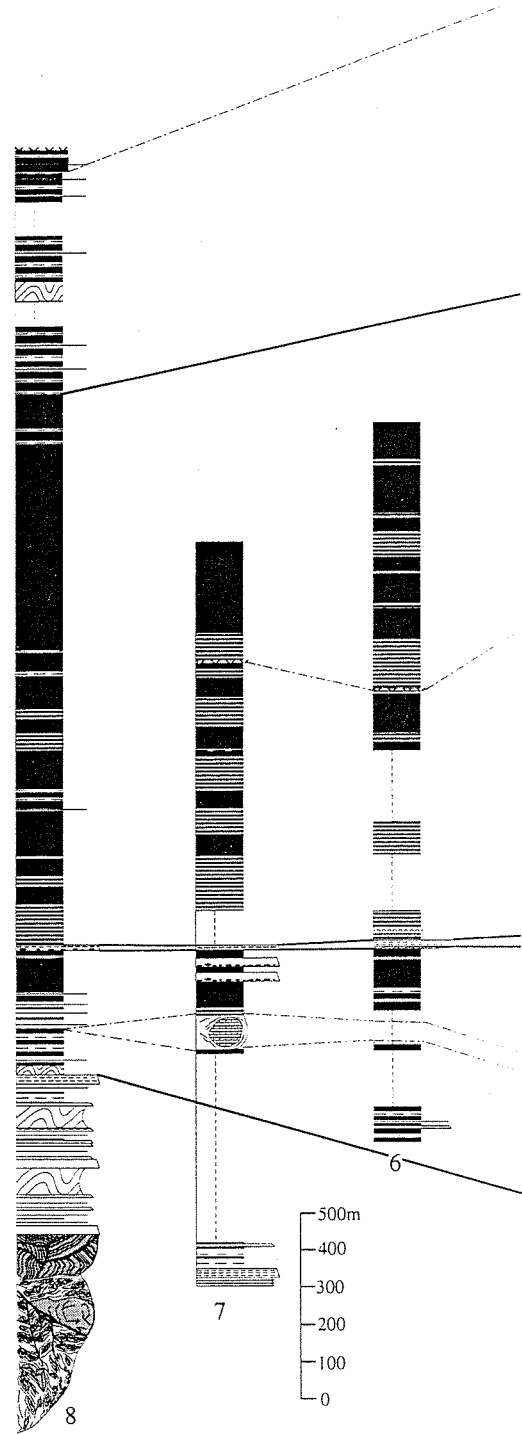
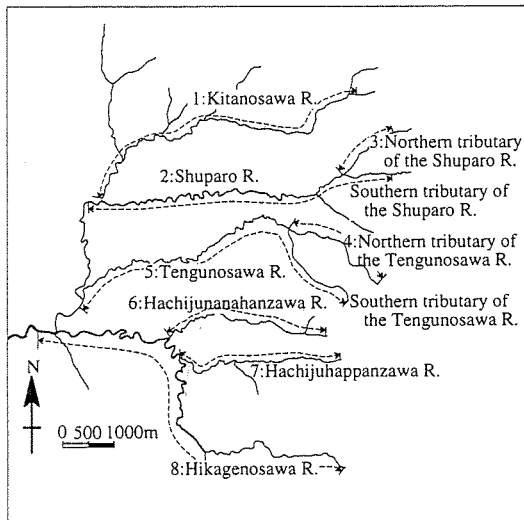
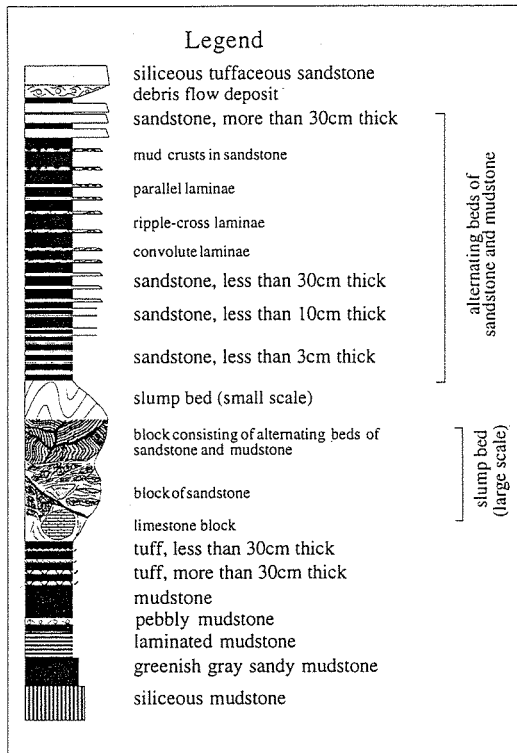


Fig. 2. Geological map and structural profile section of the study area.



調査地域に分布する蝦夷層群には全層準にわたってしばしばスランプ層が観察される。一般に本地域の蝦夷層群は全体として北方ほど砂岩層を挟在し、個々の砂岩単層は厚くなる傾向がある。

本山ほか(1991)は大夕張地域の構造を南北に走る夕張岳衝上断層と鹿島断層によって、東から西へと、①衝上地塊よりなる地域、②逆転同斜構造を示す地域、③波状褶曲構造を特徴とする地域の3つの構造単元に区分した。本調査地域は

本山ほか(1991)の調査地の北方に位置し、逆転同斜構造を示す地域に含まれるが、本調査地域の東端に位置する天狗ノ沢北支流上流では、断層を境に東側に蛇紋岩が分布しており、本山ほか(1991)による構造区分のうち衝上地塊よりなる地域に相当すると考えられる。

シュエパロ川と北ノ沢では空知層群から蝦夷層群の中部までが、それより南側では空知層群の一部が欠如して蝦夷層群の下部から中部までが分布している。全体的に走向はほぼ南

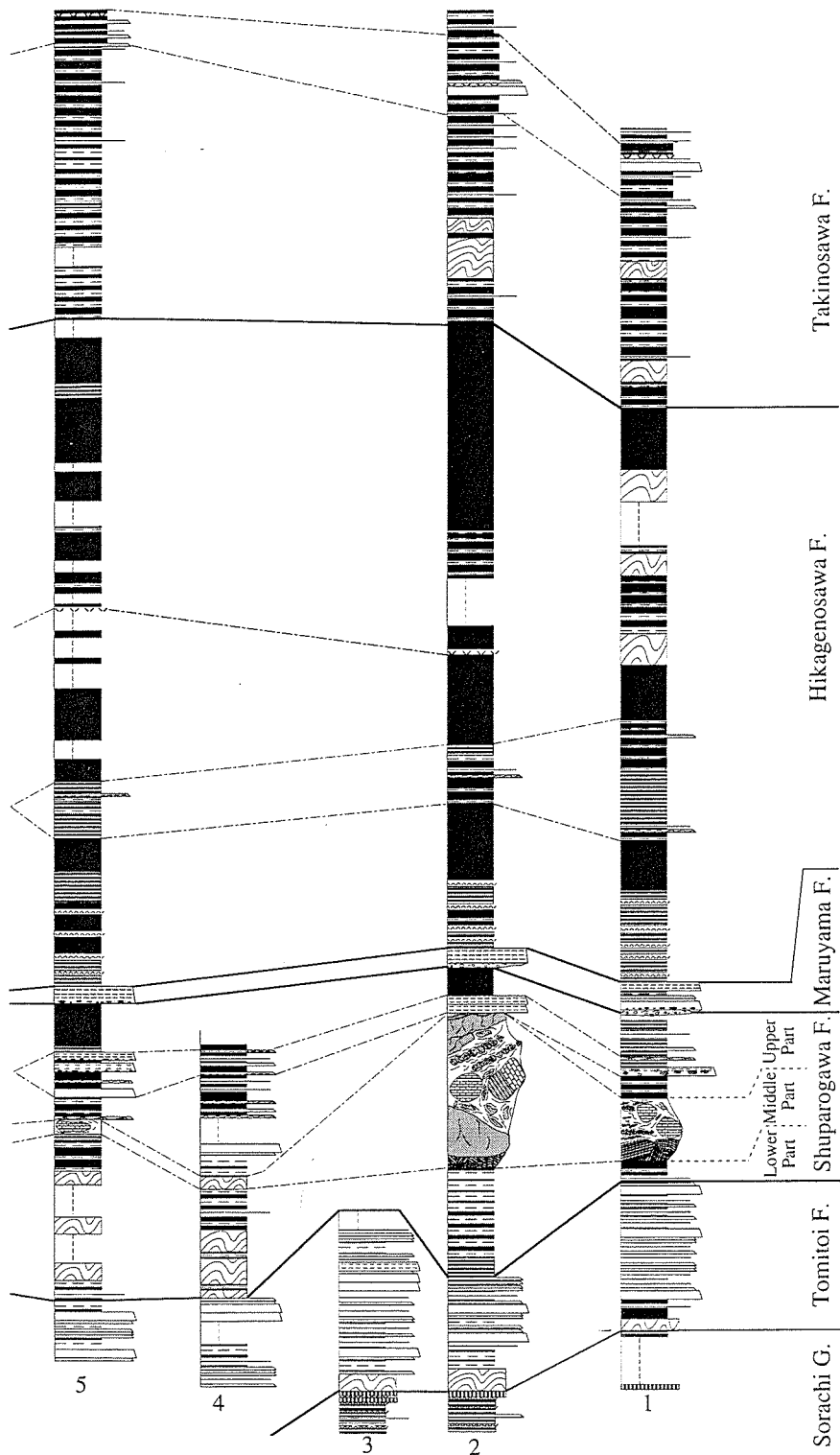


Fig. 3. Columnar sections of the Cretaceous strata observed along eight selected traverses in the study area.

北で、西側ほど上位の地層が露出している。傾斜は東部においてはほぼ垂直であるが、西部では地層は逆転し、西に向かって徐々に緩傾斜となり、本調査地域の西端では逆転 20~30°E になっている。

地質各説

1. 空知層群 (Sorachi Group)

(命名) 佐々保雄ほか (1944).

(分布) 本調査地域東縁の北ノ沢上流, シューパロ川北支流, シューパロ川南支流において南北に分布し, 天狗ノ沢よ

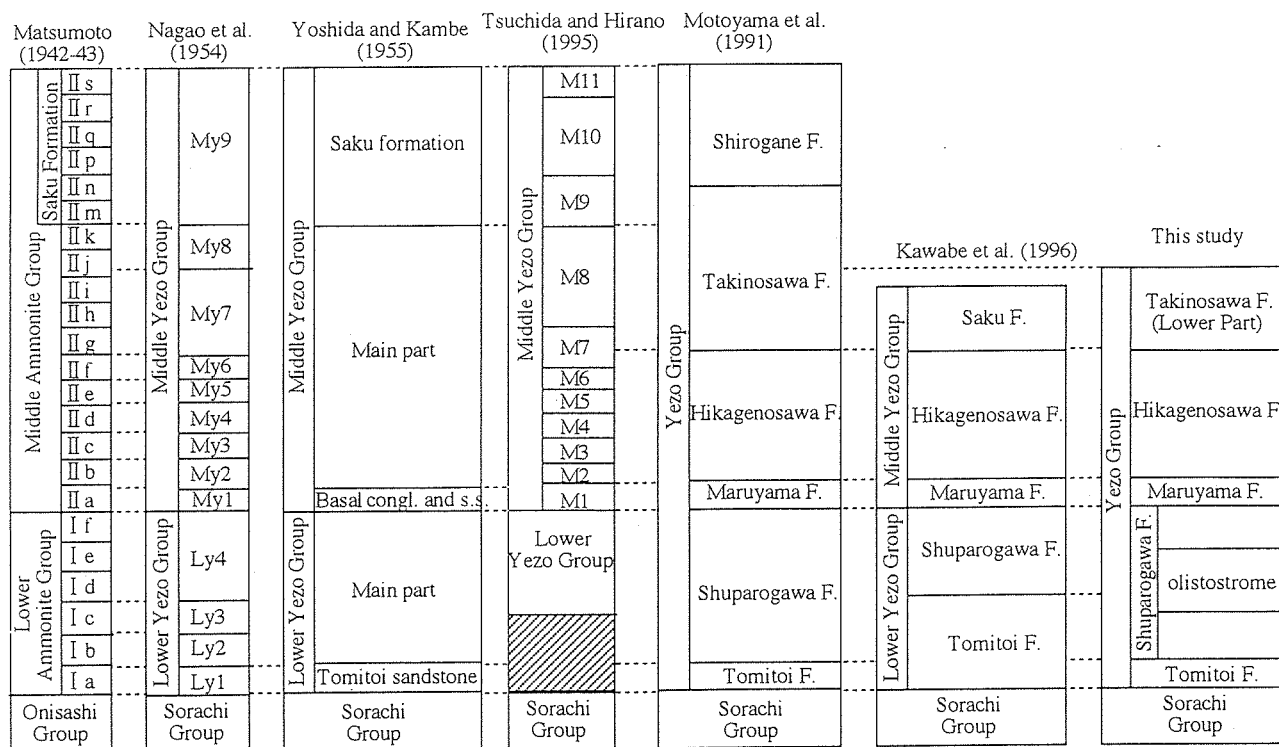


Fig. 4. Comparison of lithostratigraphic subdivisions proposed by several different workers in the Oyubari area.

り南側では衝上断層による欠如や露出不良のため観察されない (Figs. 2, 3).

(層厚) 下限不明, 100 m 以上.

(岩相・特徴) 本研究では空知層群の最上部を確認したのみである. 本層群最上部は主に葉理の発達する暗灰色泥岩よりなり, やや珪質である. 厚さ 1 mm~5 cm の白色珪質凝灰岩の薄層および 5 cm 以下の細粒~中粒のタービダイト砂岩薄層をしばしば挟む.

2. 蝦夷層群 (Yezo Group)

本地域に分布する蝦夷層群の岩相区分に関しては, 地層にアルファベットや番号をつけて累層を区分する方法と, 地層命名規約に従い地名を地層名とする場合がある (Fig. 4). 前者は Matsumoto (1942-1943) によって最初に行われ, 近年では土田・平野 (1995) がこの区分を踏襲している. 後者は長尾ほか (1954) や本山ほか (1991) によって行われている (Fig. 4). 本地域の蝦夷層群は本山ほか (1991) が指摘するように泥岩を主体とし, そこに様々な厚さの砂岩層が挟在されるという岩相変化の少ない地層であるので, 土田・平野 (1995) などが行っている岩相区分は簡便で有効である側面もあるが, 逆に細分化しすぎて他地域の地層群との対比が複雑になること, 番号と岩相が直接的に結びつきにくいなどの問題を生じやすい. 本論では, 野外調査の結果からも本山ほか (1991) が行った岩相区分が最も適当であり, 広域の岩相対比にも極めて有効であると判断されるので, この区分を用いた.

また, 蝦夷層群は松本 (1951) 以降, 下部蝦夷層群, 中部蝦夷層群, 上部蝦夷層群に区分されてきたが, 本研究では本

山ほか (1991) の区分に従い, これらを一括した地層に対して蝦夷層群の名称を用いる. 従来の下部蝦夷層群, 中部蝦夷層群, 上部蝦夷層群に対しては, 蝦夷層群下部, 蝦夷層群中部, 蝦夷層群上部と表記し, 引用の関係で下部, 中部, 上部蝦夷層群の名称を用いる場合は, 本山ほか (1991) 同様 “ ” を付した.

大夕張地域の蝦夷層群は本山ほか (1991) によると, 下位より富問層・シューパロ川層・丸山層・日陰ノ沢層・滝ノ沢層・白金層・鹿島層の 7 累層に区分されている. 本調査範囲には富問層から滝ノ沢層下部までの 5 つの累層が分布している (Figs. 2, 4). 従来の “下部蝦夷層群” と “中部蝦夷層群” の境界は丸山層の基底部に置かれているので, 本調査では “下部蝦夷層群” から “中部蝦夷層群” の下部までを調査対象としていることになる.

2-1. 富問層 (Tomitoi Formation)

(命名) 本地域に分布する蝦夷層群最下部の砂岩優勢の砂岩泥岩互層を主体とする地層に対して, 長尾ほか (1954), 吉田・神戸 (1955) は富問砂岩層の名称を用いた. その後, 本山ほか (1991) により富問層と改められた. 本層は川辺ほか (1996) の富問砂岩相当層の一部に相当する.

(模式地) 富良野市尻岸馬内川と空知川の合流点付近.

(分布) 北ノ沢から日陰ノ沢にかけて本地域東部で南北に分布する. ただし 87 班沢では露出不良のため, 本層は観察されない. 本層の基底は北ノ沢, シューパロ川南支流, シューパロ川北支流において観察され, 特にシューパロ川南支流では本層が最もよく露出している. 天狗ノ沢以南では本層の基底は観察されない (Figs. 2, 3).

(層厚) 北ノ沢で 420 m, シューパロ川北支流で 310 m, シューパロ川南支流で 500 m. 天狗ノ沢以南では下限不明. 日陰ノ沢では 920 m 以上.

(関係) 多くの地域で空知層群は, 珪質頁岩および珪質凝灰岩を挟むことで蝦夷層群と区別されている. 空知層群と蝦夷層群の層序関係に関しては, 多くの研究者が構造的な差異がみられないこと, 顕著な浸食構造が観察されないこと, 砂岩層の岩相が両層群で類似していることなどを挙げ (紀藤, 1987; 本山ほか, 1991; 川辺ほか, 1996), 整合関係にあることを指摘している. しかし, 本調査の結果, 北ノ沢およびシューパーロ川北支流・南支流の 3 地点でいずれも両層群の間に 20~80 m の厚さからなるスランプ層が存在することが明らかとなった (Fig. 5) ので, このスランプ層の基底部から上位を蝦夷層群富問層とし, 蝦夷層群の最下部と定義した. このスランプ層には灰白色の砂岩や砂岩泥岩互層の岩塊を含むが, 珪質頁岩や珪質凝灰岩などの明らかに空知層群由来の岩塊は含まれていないので, “下部蝦夷層群” の地層のみがスランプ層を形成していると判断した. 君波ほか (1992) は幌加内地域の犬牛別川流域で同様に両層群の間にスランプ層の存在を報告している. そこでは, スランプ層中の砂岩は “下部蝦夷層群” 起源の灰白色を呈した砂岩であるのに対して, 頁岩は両層群の要素が混在したものであることを指摘し, 空知層群と “下部蝦夷層群” は整合関係にあると述べている.

(岩相) 本層は主に砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなり, 基底部ではスランプ層を挟在する.

本層基底部のスランプ層は北ノ沢およびシューパーロ川では 20~80 m の厚さからなる. スランプ層は塊状砂岩のブロックや砂岩泥岩互層の岩塊を泥質岩のマトリックス中に混在して含んでいる. 北ノ沢およびシューパーロ川北支流における空知層群・富問層の境界付近のルートマップを Fig. 5 に示す. スランプ層中の塊状砂岩は数 cm~2 m まで様々な厚さで, 岩塊状の産状を示すことが多いが, 砂岩泥岩互層は約 5~10 cm 程度の厚さで成層するものが多く, スランプ褶曲を形成している. また, 塊状砂岩中には直径 15 cm 程度の炭質物, 細粒砂岩・チャートの円~垂円礫を伴うこともある. このスランプ層には珪質頁岩や珪質凝灰岩などの明らかに空知層群由来の岩塊は含まれていない.

このスランプ層の上位は砂岩優勢の砂岩泥岩互層よりなり, 泥岩をほとんど挟まない部分もある (Figs. 3, 5). 砂岩は細粒~中粒で, 新鮮なものは青灰色を呈する. 砂岩単層の厚さは 15~30 cm, とくに 1 m を越えるのに対して, 泥岩は最も厚いものでも 10 cm 以下である. 砂岩層はまれに炭質物から構成される平行葉理を伴うものもあるが, 大部分は内部構造がみられず, 最上部が泥岩へと移化する級化構造をもつタービダイト層である. 砂岩層の底面にはしばしば流痕が観察されるが, 生痕はまれである. シューパロ川南支流の富問層中部のフルートキャストから古流向を求めると, 南から北への方向を示す. 本層は中部付近に厚い砂岩層を挟む傾向があるが, 全体として明瞭な堆積サイクルはみられない.

日陰ノ沢に分布する富問層中には他の沢に比べてスランプ層が厚く分布している. ここでは下限が不明であるが, 空知

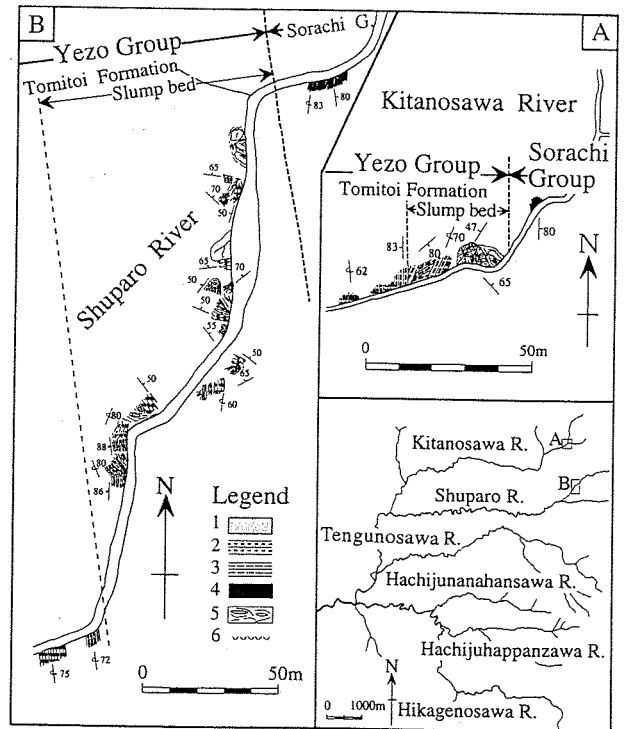


Fig. 5. Plan maps showing changes in lithofacies across the boundary between the Sorachi and Yezo Groups along the Kitanosawa (A) and Shuparo Rivers (B). Legend: 1: massive sandstone, 2: sandstone-rich alternating beds of sandstone and mudstone (ss ≥ 5 cm), 3: sandstone-rich alternating beds of sandstone and mudstone (ss < 5 cm), 4: laminated mudstone, 5: broken and fluidized chaotic deposits, 6: fine grained tuff.

層群との境界をなす最下部のスランプ層は少なくとも 500 m 以上の厚さをもつ. このスランプ層の下部は, 複雑に褶曲・流動化した泥岩優勢な砂岩泥岩互層と, 著しくブロック化・角礫化した砂岩層が泥質基質中に含まれる産状を示す. 砂岩は一般に 2~20 cm 程度までの厚さが多く, 内部に堆積構造はほとんどみられない. これに対して, 本スランプ層上部は砂岩泥岩互層からなる岩塊の集合体から構成される. 各岩塊の互層にはスランプ褶曲が頻繁に観察される (Fig. 3). ここでは下部とは違い, 砂岩岩塊がブロック状に泥質基質に含まれているような産状はまれであり, また砂岩優勢の互層が多く層理もよく保存されている. この砂岩には平行葉理がよく発達し, 底面にはまれに生痕も認められる.

2-2. シューパロ川層 (Shuparogawa Formation)

(命名) 本山ほか (1991) は富問層の砂岩優勢な砂岩泥岩互層が泥岩優勢の互層に移化する層準をもって本層の下限とし, 中部にオルビトリナ石灰岩を伴う泥岩主体の地層に対して, 本層を提唱した. 本研究もこの定義に従う. 本層は川辺ほか (1996) の “富問砂岩相当層” の上部とシューパーロ川層を合わせたものに相当する.

(模式地) シューパロ川上流.

(分布) 北ノ沢から日陰ノ沢にかけてほぼ南北に分布するが, 調査地域北部の方が南部より広く露出している (Fig.

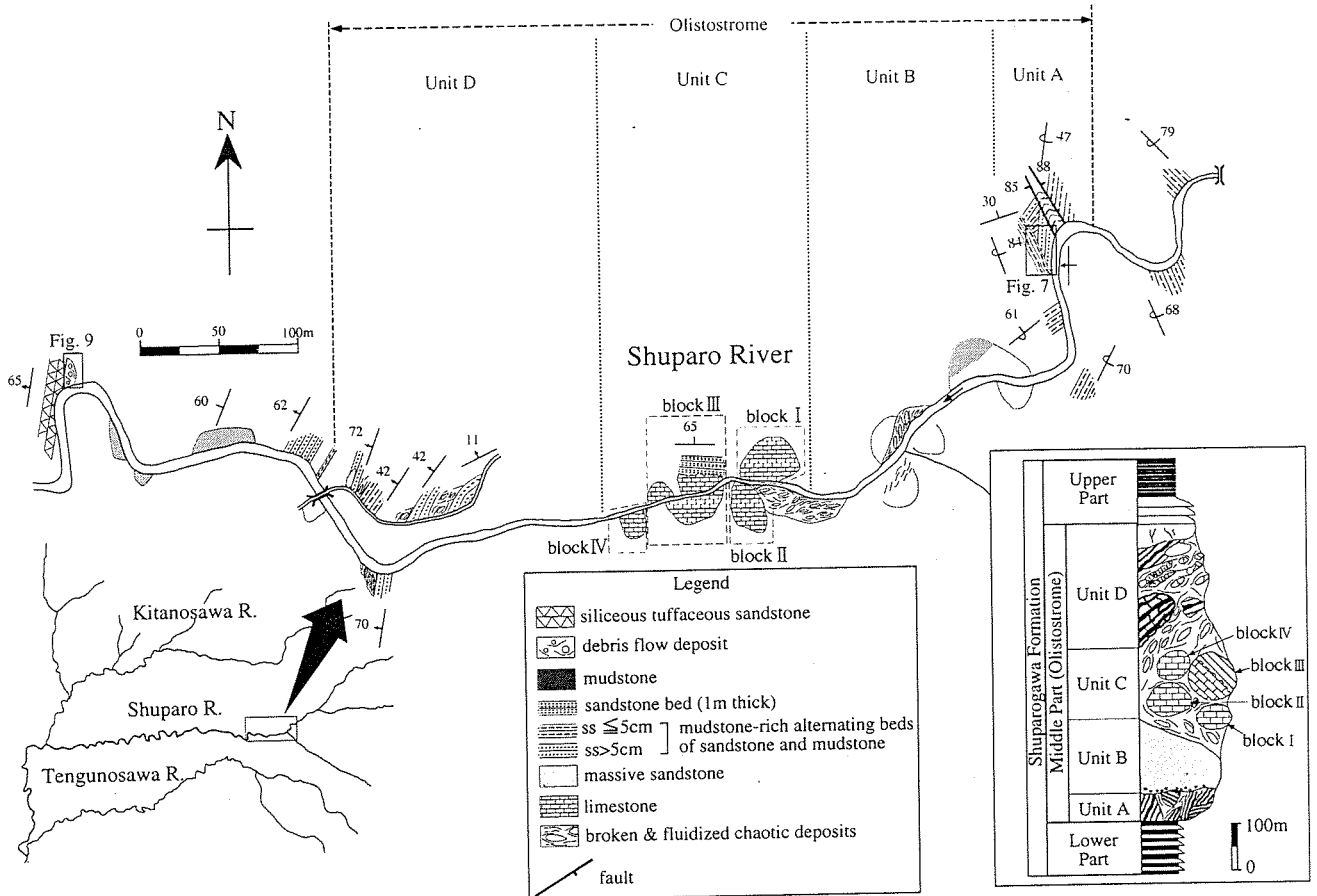


Fig. 6. Plan map along the Shuparo River, showing a typical section of the olistostrome bed including limestone olistoliths of the Shuparogawa Formation.

2).

(層厚) 北ノ沢で 470 m, シューパロ川で 850 m, 天狗ノ沢北支流で 780 m, 天狗ノ沢南支流で 810 m, 88 班沢・87 班沢では不明。日陰ノ沢で 320 m。

(関係) 富問層を整合に覆う。

(岩相) 本層は下部・中部・上部の 3 つの岩相にさらに細分することができる (Figs. 1, 3)。

(1) 下部: 下部は 1~5 cm の青灰色タービダイト砂岩薄層および 2~10 cm の暗灰色泥岩からなる等量あるいは泥岩優勢薄互層を主体とする。下位の富問層とは砂岩単層の厚さが急減することから明瞭に識別することができる。この互層はシューパロ川では、上位になるほど砂岩優勢互層へと移化する明瞭な上方厚層化サイクルを示す。この砂岩泥岩互層にはフルートキャストが認められ、南南西から北北東への古流向を示す。この互層がスランプ層を形成している部分にも認められ、天狗ノ沢では観察される限りこの互層部全体がスランプ褶曲帯を形成している (Fig. 3)。

(2) 中部: 本層の最大の特徴はその中部に石灰岩を含む大規模なオリストストローム層を挟在していることである。この地滑り堆積体に含まれる石灰岩はシューパロ川地域で最もよく観察することができ、このほか北ノ沢、天狗ノ沢南支流、88 班沢にも露出し急峻な崖を形成しているが、天狗ノ沢北支

流、87 班沢、日陰ノ沢では露出しない (Fig. 3)。また、調査地域では南ほどオリストストローム層は薄くなる傾向がある。シューパロ川に分布するオリストストローム層は最も厚く、その層序を詳細に検討できるので、本論ではこの地域を模式地とし、岩相・層序の検討を行った。シューパロ川ではオリストストローム層を構成している中部を岩相からさらに A~D までの 4 つのユニットに区分することができる (Fig. 6)。

ユニット A は様々な走向傾斜を示す砂岩泥岩互層ブロックと泥質岩の基質からなる (Fig. 7)。砂岩泥岩互層は砂岩単層が 5 cm 以下の厚さで成層する泥質タービダイトであることが多く、一部に 10~30 cm の砂岩優勢互層ブロックがみられる。

ユニット B は北東-南西方向に分布する青灰色塊状砂岩および泥質岩よりなる。砂岩層は塊状無層理で明瞭なスランプ構造は観察されないが、その分布の方向と周囲の岩相との関係から一つの大きな地滑り岩体であると判断した。この塊状砂岩層の基底部には細礫大のチャートの角礫を多く含む粗粒部が観察され、塊状無層理の細粒部へと漸移し、最終的には泥質岩へ漸移している。葉理などは全く観察されない。

ユニット C は石灰岩ブロックと砂岩ブロックおよびそれを含む泥質岩基質より構成されている。泥質岩基質中には砂

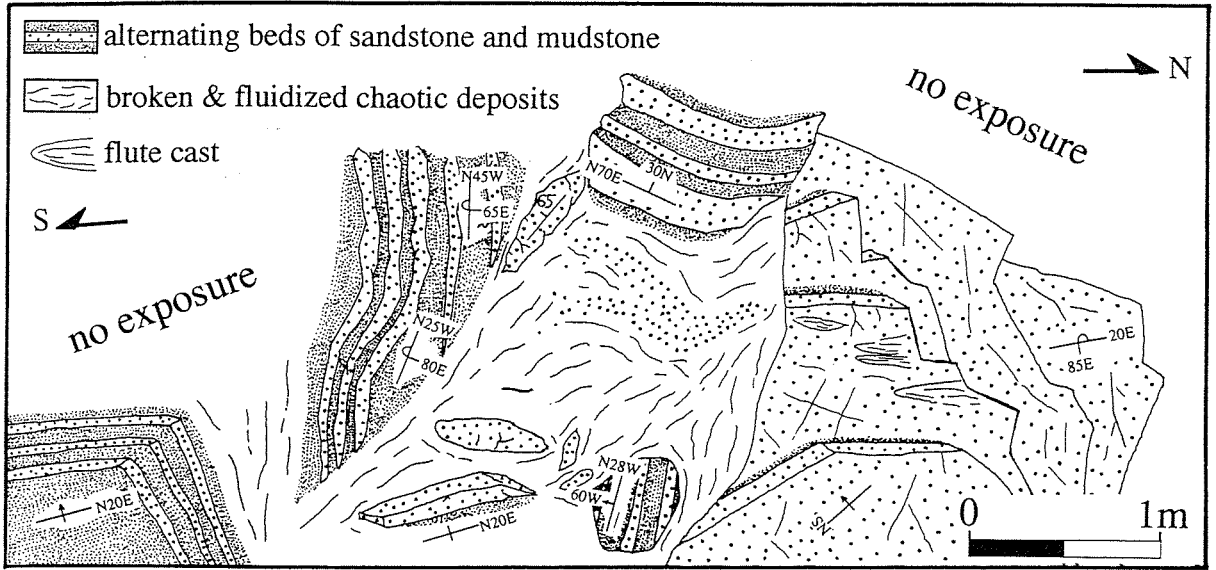


Fig. 7. Sketch of an outcrop showing the basal bed of olistostrome in the Shuparogawa Formation exposed along the Shuparo River. Refer Fig. 6 for the location of the outcrop.

質の葉理が認められ、葉理の走向傾斜は石灰岩ブロック周辺を除きオリストストローム層の上下位の正常層の走向傾斜と調和的である。石灰岩ブロックおよび砂岩ブロックはこの泥質岩基質と明瞭な境界面をもって接しており、泥質岩中の葉理は個々のブロックとの境界面に沿って褶曲し、せん滅している。石灰岩ブロックの産状に関しては後に詳しく記述する。

ユニット D は様々な走向傾斜の砂岩泥岩および塊状砂岩のブロックからなる。この砂岩岩塊は数 10 cm から 10 m 程度のもので様々な大きさでブロック状になり、泥質の基質中に含まれている。

(3) 上部: 本研究ではオリストストローム層の上位に重なる泥岩優勢の互層および泥岩層を総括して、シューパロ川層上部として区分した (Fig. 3)。オリストストローム層の直上には、厚さ 30 cm~1 m の淡褐色タービダイト砂岩と厚さ 20~50 cm の暗灰色泥岩からなる互層が重なる。砂岩層には炭質物が多量に含まれ、平行葉理やコンポリュート葉理が観察される。互層中にはスランプ構造は観察されず、下位の地滑り堆積物と容易に識別することができる。この互層でもクレセントキャストが砂岩層底面に観察され、北西から南東への古流向を示し、シューパロ川層下部の古流向とは大きく斜交する。しかしこの古流向はオリストストローム層および丸山層が南ほど薄くなるのと調和的である。

さらに、この上位に塊状もしくは葉理を伴う暗灰色泥岩が累重する。87 班沢では最上部の泥岩中に厚さ約 1 m 前後の含礫泥岩層を挟在する。含まれる円礫は中礫大 (直径 2 cm 以下) の泥岩および細粒砂岩からなる。

石灰岩ブロックについて

シューパロ川において本層に含まれる石灰岩ブロックは、ブロック I~IV までの 4 つのブロックとして認識することができる (Fig. 6)。また、このブロックを岩相からみると、成

層した非石灰質青灰色砂岩 (岩相 A) とそれを覆う石灰質礫岩-砂岩 (岩相 B) に区分することができる (Fig. 8)。岩相 A は厚さおよそ 1 m の層理をもつ非石灰質の中粒ないし細粒砂岩層からなり、葉理などの堆積構造やオルビトリナなどの化石は認められない。また、この岩石を酸に浸してもほとんど反応しない。本地域では厚さ 2 cm の凝灰岩層が 1 層挟まれているのが観察される。これに対して、岩相 B は岩相 A の非石灰質砂岩層を凹凸な削剥面をもって累重している (Fig. 8)。この石灰質礫岩は主にサンゴ、厚歯二枚貝の破片およびオルビトリナなどからなり、中礫大以下のチャート、珪質頁岩の円礫を伴う。この石灰質礫岩は上位に向かって細粒化し、オルビトリナを多量に含む石灰質砂岩へと移化する。オルビトリナは下底面とほぼ平行に配列し、破片化している個体は少ない。このオルビトリナに富む層準のさらに上位ではオルビトリナ化石は徐々に減少し、最上部では数 cm の直径からなる楕円形の断面をもつ筒状の生痕が頻繁に観察される (Fig. 8)。ここでは、生痕以外をほとんど含まない石灰質砂岩となる。この砂岩は岩相 A の砂岩とは異なり、石灰質粒子が多量含まれており、酸に浸すとよく反応するので、岩相 A の砂岩とは容易に識別することができる。

シューパロ川ではブロック I~IV までの 4 つのブロックが上流から下流にかけて順次に観察されるが、各ブロックにおける石灰質堆積物の堆積相および化石相の特徴は次のようにまとめられる。ブロック I はオルビトリナに富む石灰質砂岩から生痕に富む石灰質砂岩に至るまでの部分からなる。ブロック II およびブロック IV は生痕に富む石灰質砂岩の部分からなる。

ブロック III は Fig. 8 に示した層序関係がすべて観察される。このブロックで測定される走向はほぼ東西を示し、本地域の一般的な走行方向とは直交している。また、このブロックに含まれる中礫大の暗灰色珪質頁岩礫には放散虫化石が含

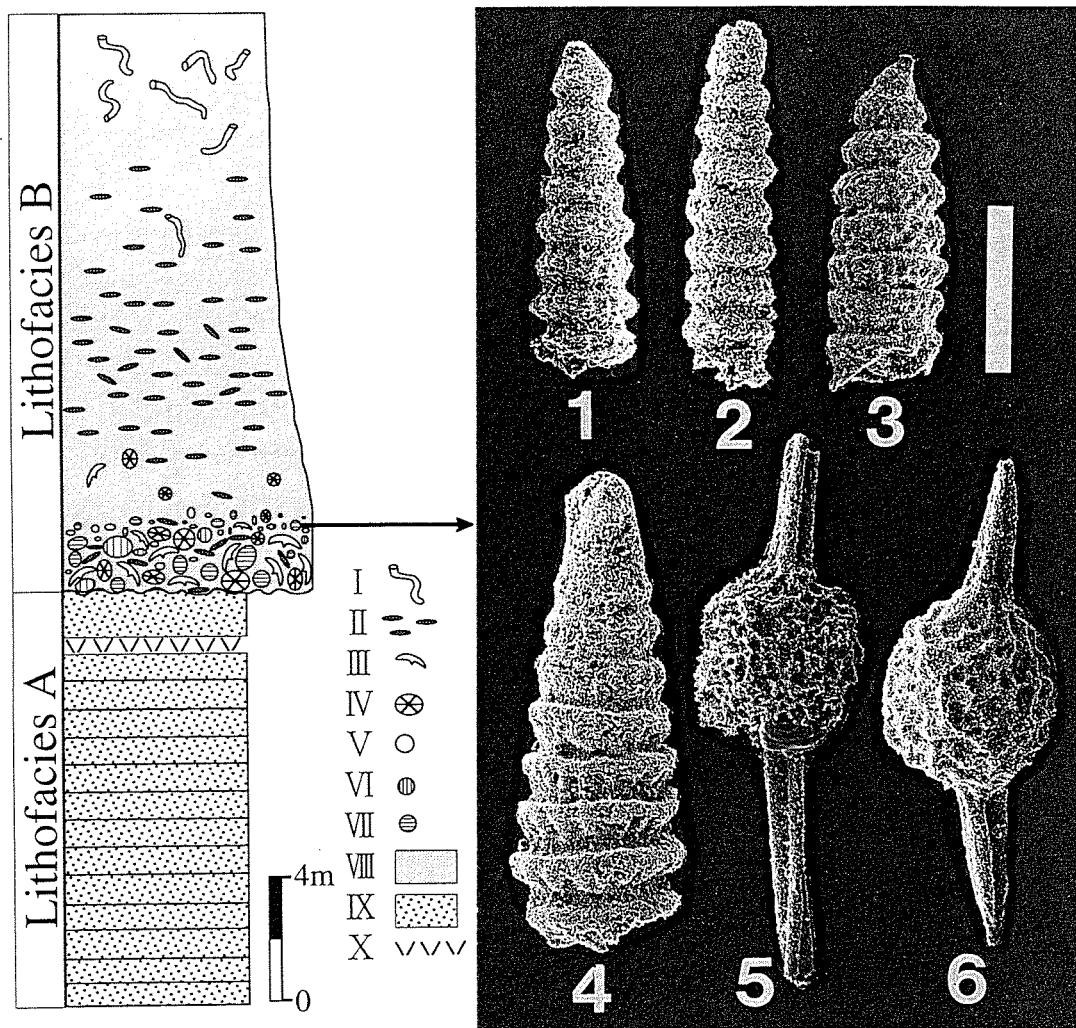


Fig. 8. Lithologic sequence of the sandstone-limestone olistolith observed along the Shuparo River and selected radiolarian fossils recovered from a siliceous shale pebble. I : trace fossils, II : *Orbitolina*, III : rudists, IV : coral, V : calcareous pebble, VI : chert pebble, VII : siliceous shale pebble, VIII : fine to medium-grained calcareous sandstone, IX : non-calcareous medium-grained sandstone, X : acidic tuff, photos 1-2 : *Triassocampe*? sp., 3 : *Triassocampe* cf. *myterocorys* Sugiyama, 4 : *Triassocampe* *coronata* Bragin, 5 : *Pseudostylosphaera* cf. *compacta* (Nakaseko and Nishimura), 6 : *Pseudostylosphaera* *japonica* (Nakaseko and Nishimura). scale bar = 100µm.

まれ、今回、この礫から以下の放散虫化石を抽出した。すなわち、*Triassocampe*? spp., *Triassocampe* cf. *myterocorys* Sugiyama, *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko and Nishimura), *Triassocampe coronata* Bragin, *Pseudostylosphaera* cf. *compacta* (Nakaseko and Nishimura) などである。この群集は Sugiyama (1992) の Tc (*Triassocampe coronata*) 群集に属すると考えられ三疊紀アニシアンを示す。

石灰岩のブロックはシューパロ川以外では、北ノ沢・天狗ノ沢南支流、88班沢で観察できる (Figs. 2, 3)。北ノ沢に露出する石灰岩はオルビトリナ・厚歯二枚貝・サンゴを多産するが、天狗ノ沢南支流や88班沢では大部分がオルビトリナのみで、まれにしかサンゴを伴わない。いずれの石灰岩も中粒～粗粒砂を多量に含み、中礫から細礫大のチャート、珪質頁岩の円礫～亜円礫を伴う。

本調査ではこの石灰岩に関して、①上下にスランプ層の存

在を確認することができること、②石灰岩中の走向・傾斜は周囲の岩相と著しく斜交すること、③4つのブロックに分割されており、それらは整合的に累重していないことなど、従来から指摘された特徴を詳細に再確認することができた。また、周囲の砂岩泥岩互層には深海性のタービダイト層に伴う這いまわり痕などの生痕化石はよく観察されるが、石灰岩ブロック中でみられる層理面に斜交するようなチューブ状の生痕はみられない。また、ブロックIIでは周囲の泥質岩と石灰岩の接触関係を観察できる露頭がある (Fig. 6)。ここでは石灰岩と基質の泥質岩は明瞭な境界面をもって接しており、両者の間には漸移関係やすべり面はみられない。以上の観察結果から松本・岡田 (1968) が最初に指摘したように、石灰岩ブロックはオリストリスとしてシューパロ川層の堆積場に運ばれたものであると結論することができる。

2-3. 丸山層 (Maruyama Formation)

(命名) 従来の“中部蝦夷層群”の基底を示す砂岩層に対し

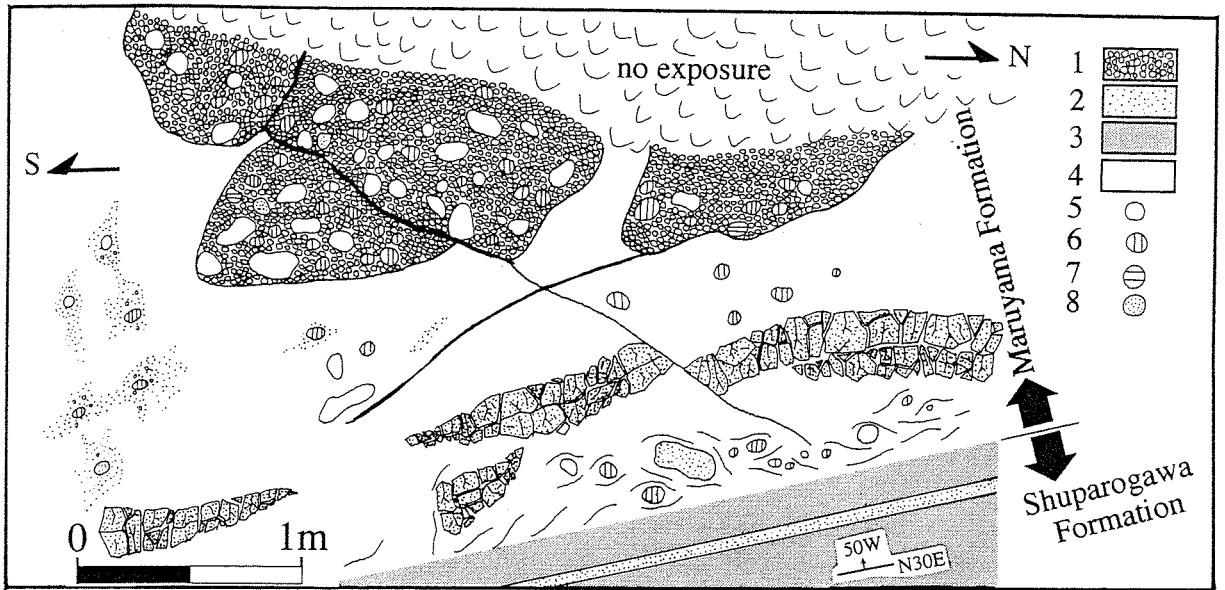


Fig. 9. Sketch of the debris flow deposit of the Maruyama Formation exposed along the Shuparo River. 1 : coarse-grained sandstone and granule, 2 : fine to medium-grained sandstone, 3 : laminated mudstone, 4 : sandy mudstone, 5-8 : pebble to boulder, 5 : calcareous nodule, 6 : chert, 7 : siliceous shale, 8 : sandstone. Refer Fig. 6 for the location of the outcrop.

て、本山ほか (1991) により命名された。

(模式地) シューパロ川上流。

(分布) 北ノ沢から日陰ノ沢にかけてのすべての沢に露出する。特徴的な岩相のため、鍵層となる。

(層厚) 北ノ沢では約 82 m, シューパロ川・天狗ノ沢では約 40 m, 87 班沢では 25 m, 88 班沢は露出不良のため不明, 日陰ノ沢では約 10 m と、南へ向かって薄くなる (Fig. 2)。

(関係) 下位のシューパロ川層を整合に覆う。

(岩相) 本層は従来の研究でも鍵層として使用されている重要な地層で、“中部蝦夷層群”の基底を示す砂岩層として大々張全域に広く追跡できる。淡褐色～乳白色珪質凝灰質砂岩層を主体とする。北ノ沢・シューパロ川・87 班沢など本層が厚い地域では、その基底部に厚さ 4～10 m の土石流堆積物 (debris flow deposit) が発達する。シューパロ川の土石流堆積物は基質が砂質泥岩ないし極細粒砂岩からなり、礫や 1 m をこえる礫岩および砂岩のブロックを多数含んでいる (Fig. 9)。礫は円～亜角礫で大きいものでは直径 30 cm に達する。礫種は石灰質ノジュールが最も多く、次いで珪質泥岩・チャート・凝灰質砂岩なども認められる。北ノ沢ルートでは直径約 8 cm のサンゴ礫、直径 2～3 cm のオルビトリナを含む石灰岩礫が数個認められる。これらの石灰岩礫はシューパロ川層中に含まれるオルビトリナ石灰岩と同一起源のものと考えられる。土石流堆積物の厚さは 87 班沢で 2 m 15 cm, シューパロ川で 4 m, 北ノ沢で 5 m となっている。

土石流堆積物の上位には淡褐色～乳白色の珪質凝灰質砂岩が累重する (Fig. 3)。珪質凝灰質砂岩層は単層が数 cm～1 m の厚さで、多量の黒雲母を含み、平行葉理がよく発達する。泥岩の偽礫を基底部にしばしば伴う。北ノ沢では土石流堆積物の直上に単層の厚さが数 cm～3 m の青灰色粗粒砂岩泥岩互層が層厚にして 50 m 挟在され、その上位に珪質凝灰質砂

岩層が累重する。

丸山層では上述したようにその基底部は土石流堆積物からなり、全体として上方薄層化・細粒化の傾向を示しているので、チャンネル堆積物の可能性が高い。地層の厚さから判断すると、主要なチャンネルは北ノ沢付近に存在したものと考えられる。また、丸山層は上下の地層と比べて著しく堅硬なため、その分布が地形に反映されており、日陰ノ沢層との境界付近ではかなり急峻な滝を形成していることが多い。

2-4. 日陰ノ沢層 (Hikagenosawa Formation)

(命名) 本山ほか (1991)。

(模式地) 日陰ノ沢。

(分布) 北ノ沢から日陰ノ沢にかけて、本調査地域の中央部を南北に長く分布する。

(層厚) 北ノ沢で 1,580 m, シューパロ川で 1,700 m, 天狗ノ沢で 1,830 m, 日陰ノ沢で 1,490 m。

(関係) 丸山層を整合に覆う。

(岩相) 本層の下部は葉理の発達する暗灰色泥岩を主体とし、厚さ 5 mm～1 cm のタービダイト砂岩薄層が頻りに挟まれる。基底から約 100 m 上位までは、厚さ 1～5 mm の白色凝灰岩薄層を頻りに挟在するのが本層の特徴である (Fig. 3)。調査地域では本層下部の岩相は南北でやや異なり、北方の北ノ沢・シューパロ川・天狗ノ沢ルートでは本層の基底より約 500 m 上位の層準にタービダイト砂岩を頻りに挟む約 70～80 m の厚さの砂岩泥岩薄互層帯が観察される (Fig. 3)。この互層帯は下部では 5 mm～3 cm の淡褐色砂岩と 3～6 cm の暗灰色泥岩の互層、上部は 5～20 cm の淡褐色砂岩と 10～20 cm の暗灰色泥岩との互層からなる。互層帯上部の砂岩単層は炭質物を多量に含み、コンボリュート葉理や平行葉理が発達する。シューパロ川では、これらの堆積構造がよく発達する砂岩層に火山性起源であると考えられる緑灰色の岩片が

多量に含まれ、砂岩層全体が緑灰色を呈することがある。

本層中部は葉理の発達する暗灰色泥岩を主体とし、ときおり塊状の暗灰色泥岩を伴う。また、本層中部には黒雲母を多量に含む厚さ 40~50 cm に達する灰白色凝灰岩層が挟在する。この凝灰岩は下部の塊状部と上部の平行葉理部からなり、その基底部から 13 cm 下位には泥岩を介して厚さ 1~5 mm の白色凝灰岩を 2 層伴う。これら 3 層の凝灰岩層は一つのユニットとして、シューパロ川・天狗ノ沢・87 班沢・88 班沢と、追跡することができ、鍵層として使用することができる。

日陰ノ沢層の上部は塊状の泥岩を主体とし、ときおり葉理の発達する泥岩を伴う。しかしながら、北ノ沢では岩相が異なり、タービダイト砂岩薄層を頻りに挟むのに加えて、スランプ層を伴う。本層は石灰質団塊を多く含み、大型化石を多産する(川辺ほか, 1996 など)。また、石灰質微化石も多産する(本山ほか, 1991)。

2-5. 滝ノ沢層 (Takinosawa Formation)

(命名) 本山ほか (1991)。

(模式地) 白金川。

(分布) 本調査地域西部を南北に細長く分布。

(層厚) 本山ほか (1991) によると約 2,000 m

(関係) 日陰ノ沢層を整合に覆う。

(岩相) 本層はタービダイト砂岩と泥岩の互層よりなる。本研究地域では本層下部しか分布していないので下部の岩相のみを記載する。本層基底は厚さ 1~5 cm の青灰色タービダイト砂岩と厚さ 10~15 cm の暗灰色泥岩の互層からなるが、上方では砂岩層は厚くなり、最大 10 cm 前後になる。砂岩の大部分は細粒砂岩で堆積構造はほとんど観察されないが、底面に生痕や流痕を伴うことがある。日陰ノ沢ルートでは東西方向の古流向を示すグループキャストがみられる。

本層下部には互層の泥岩部分が砂質かつ緑灰色になる層準がある (Figs. 1, 3)。この緑灰色泥質岩には 1 m 前後の厚さの白色凝灰岩が数層挟まれ、全体として 1 つのユニットをなす。この凝灰岩ユニットは北ノ沢・シューパロ川・天狗ノ沢・日陰ノ沢でそれぞれ観察できるが、凝灰岩の厚さ、その挟在数は各ルートにより異なっている。この特徴的な層準は本山ほか (1991) によって既に指摘され、鍵層として使用されている。この鍵層は本調査地域においても広く追跡できるので、大夕張全域で認識できるものと考えられる。

微化石年代

1. 産出化石について

本調査では微化石を用いて地層の地質年代を決定するために、空知層群および蝦夷層群下部の富問層・シューパロ川層については北ノ沢、シューパロ川北支流、シューパロ川南支流、天狗ノ沢南支流、88 班沢の各ルートで、丸山層以上の蝦夷層群中部については天狗ノ沢を中心として合計 88 地点から試料採取を行った。

空知層群および蝦夷層群下部の試料は 1 試料あたり乾燥重量 500 g を硫酸ナトリウム・ナフサ法およびボロン法を用いて処理し、化石の産出したものについてはさらに 2~5 kg の

試料を追加処理した。蝦夷層群中部の試料は乾燥重量 250 g を同様に硫酸ナトリウム・ナフサ法を用いて処理し、それでも有孔虫の分離が困難な場合はボロン法を併用した。有孔虫は 74 μm (200 メッシュ) 以上の個体をすべて抽出した。

浮遊性有孔虫は 88 試料中 43 試料から産出し (Fig. 10)、12 属 53 種を同定することができた。空知層群の試料からは現在まで有孔虫化石の産出は認められない。また、蝦夷層群の下部では化石の産出が悪く、富問層からはシューパロ川北支流の 1 試料、シューパロ川層は 7 試料から浮遊性有孔虫がわずかに産出する。これに対して、日陰ノ沢層より上位からはほぼ連続して浮遊性有孔虫を産出する。各試料採取ルートにおける浮遊性有孔虫化石の層序的分布を Fig. 11 に、またそれらを総合したものを Fig. 12 に示した。

2. 浮遊性有孔虫化石帯区分

浮遊性有孔虫化石の層序的分布に基づき、本地域の蝦夷層群を下記の 10 の化石帯に区分することができた。本論では層序および時代決定が主題であるので化石帯の定義のみを記載し、共存する特徴種の記載など古生物学的な部分は別稿にゆずるが、年代決定に用いた主な浮遊性有孔虫化石の写真を Plate 1 に示した。最下部の群集は個体の産出状況があまりよくないので、一部は群集化石帯として認識したが、それ以外の群集は示準種の出現・消滅を用いて定義した。

① “*Globigerina*” *kugleri* 群集化石帯: *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *Hedbergella planispira* (Tappan) が比較的多く産出し、*Globigerinelloides duboisi* (Chevalier), *Hedbergella go-rbachikae* Longoria, “*Globigerina*” *kugleri* Bolli, *Hedbergella luterbacheri* Longoria を伴う。極めて小型で形態が類似した個体のみから構成されている群集である。最下部の SPR001 では前者 3 種が多産する。

② *Globigerinelloides ferreolensis* 群集化石帯: TG060 のみにしか観察されないが、明らかに上下の群集とは異なっている。*Globigerinelloides* 属を主体とし、*Globigerinelloides barri* (Bolli, Loeblich and Tappan), *Globigerinelloides ferreolensis* (Moullade), *Globigerinelloides aptiense* Longoria からなる。このほか、“*Globigerina*” *kugleri* も産出する。上限は *Ticinella* 属, *Favusella* 属の初産出層準で限られる。

③ *Ticinella primula* 帯: *Ticinella primula* Luterbacher, *Ticinella roberti* (Gandolfi) など *Ticinella* 属および *Favusella* 属 (*F. washitensis* (Carsey)) の初産出から、*Biticinella* 属 (*Biticinella breggiensis* (Gandolfi)) の初産出までの層序区間。

④ *Biticinella breggiensis* 帯: *Biticinella breggiensis* の初産出から *Rotalipora* 属 (*Rotalipora subticinensis* (Gandolfi)) の初産出までの層序区間。

⑤ *Favusella washitensis* 帯: *Rotalipora subticinensis* の初産出から *Rotalipora appenninica* (Renz) もしくは *Praeglobotruncana* 属 (*Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi)) の初産出までの層序区間。

⑥ *Rotalipora appenninica* 帯: *Rotalipora appenninica*

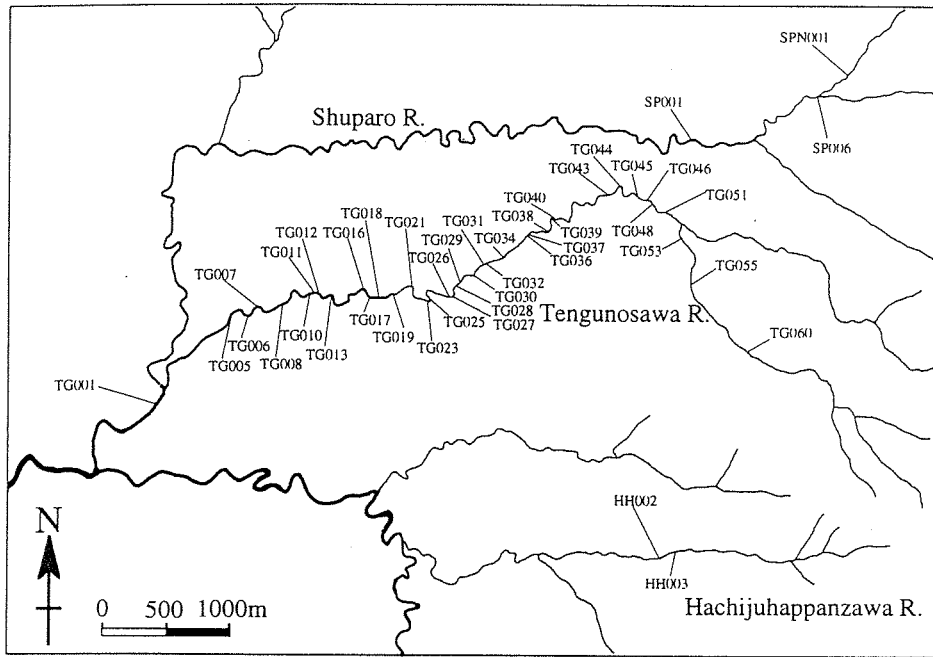


Fig. 10. Location map of sediment samples used for planktonic foraminiferal studies.

の初産出から *Rotalipora brotzeni* (Sigal) の初産出までの層序区間。

⑦ *Rotalipora brotzeni* 帯: *Rotalipora brotzeni* の初産出から *Whiteinella baltica* Douglas and Rankin の初産出までの層序区間。

⑧ *Praeglobotruncana stephani* 帯: *Whiteinella* 属の初産出から *Rotalipora* 属の消滅までの層序区間。

⑨ *Whiteinella baltica* 帯: *Rotalipora* 属の消滅から *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) の初産出までの層序区間。

⑩ *Helvetoglobotruncana helvetica* 帯: *H. helvetica* の初産出から消滅までの層序区間。

3. 対比および年代論

白亜紀の浮遊性有孔虫化石層序区分については、現在 Caron (1985) と Sliter (1989) の研究が代表的なものとして挙げられる。このうち Sliter (1989) は薄片を用いて種の同定を行い、それぞれの化石帯に KS を付した 1 から 31 までの番号帯を提唱しているのが特徴である。Caron (1985) と Sliter (1989) の結果を比較すると、アルビアン後期より上位 (*Ticinella primula* 帯または KS 13 より上位) では同じ示準種を用いて化石帯を定義しているが、それより下位からオセロビアンまでの層準は、Caron (1985) では 9 帯、Sliter (1989) では 13 帯に区分されている。また、近年公表された中生代の年代層序区分でも、アルビアン以前の化石帯区分に再び変更が加えられている (Bralower et al., 1995)。したがって、アルビアンより上位の化石帯区分は各研究者の間で対比上の問題はほとんど生じないが、それより下位ではどの区分を用いるかは注意を要する。

また、これらの化石帯区分はテチス地域や熱帯地域の群集を基礎にして設定されている。しかし、浮遊性有孔虫化石は水温による影響を強く受けるので、温帯もしくは極域に分

布する群集は熱帯・亜熱帯のものと大きく異なることが知られており、また、同一種であっても緯度によってはその出現・消滅層準が食い違うこともよく知られている。調査地域を含む北海道中部は古緯度からは中緯度地域にあり、産出する群集すべてがテチス地理区に含まれるような群集であったかどうかは疑問が残る。しかし、白亜紀の標準化石帯の示準種の多くが調査地域でも産出するので、化石帯の対比や地層の地質時代を検討するには大きな問題はないと考える。

本地域からは今までのところ *Globigerinelloides algeriana* Cushman and Ten Dam などのアプチアンの幾つかの示準種の産出がみられない。しかし、富問層中部の SP 001 から *G. duboisi*、シューパーロ川層上部の SP 006 では *H. gorbachikae* の初産出、TG 060 では *G. ferreolensis* および *G. barri* の産出がみられるので、これらの種を用いて Caron (1985) らの浮遊性有孔虫化石帯と対比することが可能である。Caron (1985) の化石帯では、*H. gorbachikae* は *Globigerinelloides algeriana* 帯から *Rotalipora ticinensis* 帯 (アプチアン上部からアルビアン上部)、Sliter (1989) の化石帯では *H. gorbachikae* は KS 9 から KS 15 (アプチアン上部からアルビアン上部) にかけて出現する。また、*G. duboisi* は Sliter (1989) に生存期間が示されているが、KS 5 から KS 9 (アプチアン) にわたる。*Globigerinelloides* 属のうち *G. barri* は KS 9 から KS 10 (アプチアン上部) まで、*G. ferreolensis* は KS 7 から KS 11 にかけて (アプチアンからアルビアン下部)、Caron (1985) では *G. ferreolensis* は *Leupoldina cabri* 帯から *Ticinella bejaouensis* 帯下部 (アプチアン) まで産出が知られている。しかし、"*Globigerina*" *kugleri* の産出期間は両者の研究には示されていない。以上のことから考えると、最下部の "*Globigerina*" *kugleri* 帯から *Globigerinelloides ferreolensis* 帯までは Caron (1985) の *Globigerinelloides algeriana* 帯から *Ticinella bejaouensis*

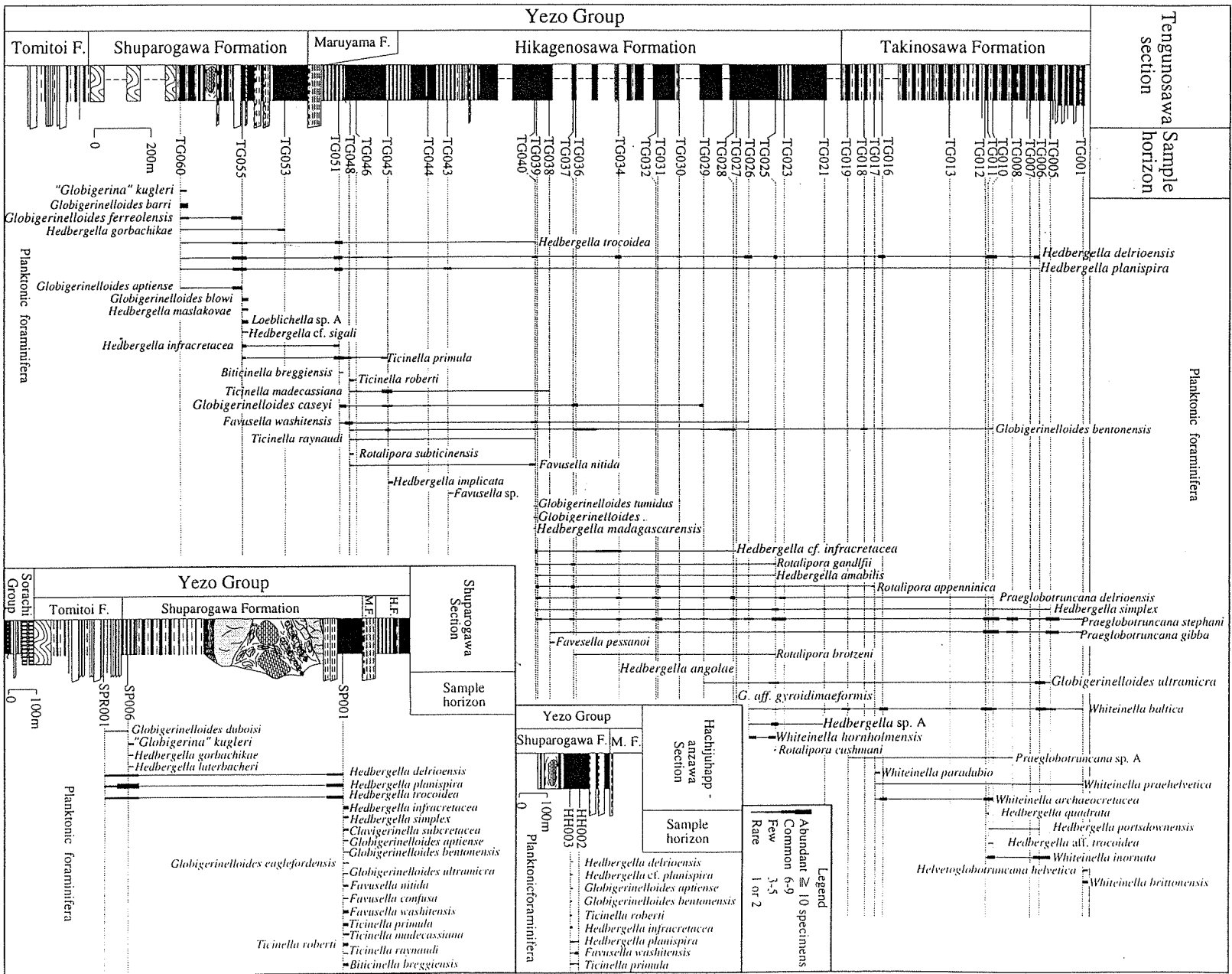


Fig. 11. Stratigraphic distribution of selected planktonic foraminiferal species in the Tengunosawa, Shuparogawa and Hachijunappanzawa sections.

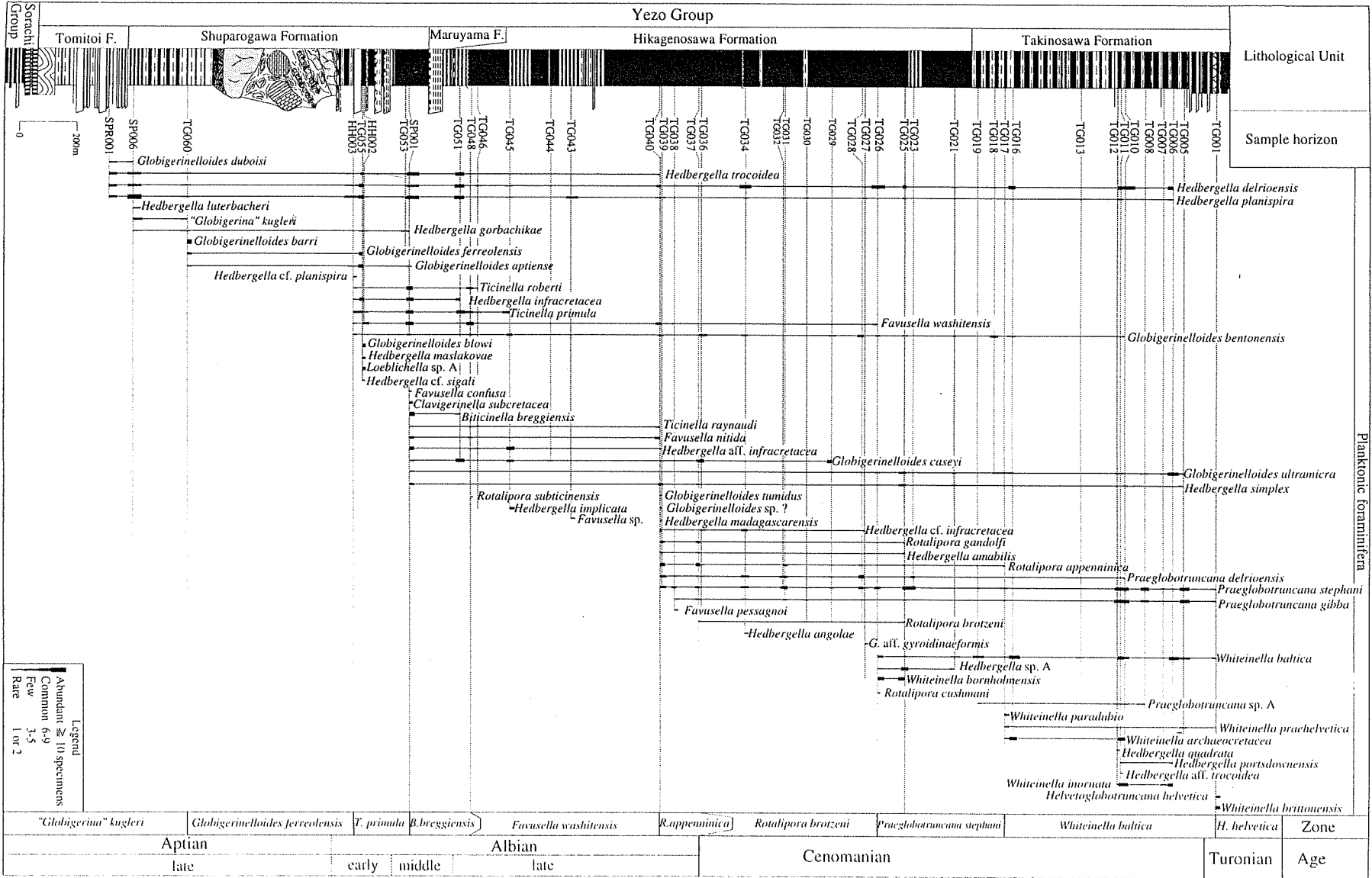


Fig. 12. Composite geological columnar section and stratigraphic distribution of selected planktonic foraminiferal species in the Cretaceous sequence of the northern Oymybari area.

		Caron(1985)	Sliter(1989)	
Late Cretaceous	Maastricht.	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	<i>Abathomphalus mayaroensis</i> (KS31)	
		<i>Gansserina gansseri</i>	<i>Gansserina gansseri</i> (KS30)	
		<i>Globotruncana aegyptiaca</i>	<i>Globotruncana aegyptiaca</i> (KS29)	
		<i>Globotruncanella havanensis</i>	<i>Globotruncanella havanensis</i> (KS28)	
	Campanian	<i>Globotruncanita calcarata</i>	<i>Globotruncanita calcarata</i> (KS27)	
		<i>Globotruncana ventricosa</i>	<i>Globotruncana ventricosa</i> (KS26)	
		<i>Globotruncanita elevata</i>	<i>Globotruncanita elevata</i> (KS25)	
	Santonian	<i>Dicarinella asymetrica</i>	<i>Dicarinella asymetrica</i> (KS24)	
	Coniacian	<i>Dicarinella concavata</i>	<i>Dicarinella concavata</i> (KS23)	
		<i>Dicarinella primitiva</i>	<i>Marginotruncana sigali</i> (KS22)	This study
	Turonian	<i>H. helvetica</i> / <i>M. sigali</i>	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i> (KS21)	<i>Helveto. helvetica</i>
		<i>W. archaeocretacea</i>	<i>W. archaeocretacea</i> (KS20)	<i>Whiteinella baltica</i>
Cenomanian	<i>Rotalipora cushmani</i>	<i>R. cushmani</i> (KS19) / <i>D. algeriana</i> (KS19b) / <i>R. greenhornensis</i> (KS19a)	<i>Prae. stephani</i>	
	<i>Rotalipora reicheli</i>	<i>Rotalipora reicheli</i> (KS18)	<i>Rotalipora brotzeni</i>	
	<i>Rotalipora brotzeni</i>	<i>Rotalipora brotzeni</i> (KS17)		
		<i>Rotalipora appenninica</i>	<i>Rotalipora appenninica</i> (KS16)	<i>Rotalipora appenninica</i>
Early Cretaceous	Albian	<i>Rotalipora appenninica</i>	<i>Rotalipora appenninica</i> (KS16)	
		<i>Rotalipora ticinensis</i>	<i>Rotalipora ticinensis</i> (KS15)	
		<i>Rotalipora subticinensis</i>	<i>B. bregg.</i> (KS14) / <i>R. subticinensis</i> (KS14b)	<i>Favusella washitensis</i>
		<i>Biticinella breggiensis</i>	<i>T. praeticinensis</i> (KS14a)	<i>Biticinella breggiensis</i>
	Aptian	<i>Ticinella primula</i>	<i>Ticinella primula</i> (KS13)	<i>Ticinella primula</i>
		<i>Ticinella bejaouaensis</i>	<i>Hedbergella planispira</i> (KS12) / <i>Ticinella bejaouaensis</i> (KS11)	<i>G. ferreolensis</i>
		<i>Hedbergella gorbachikae</i>	<i>Hedbergella gorbachikae</i> (KS10)	"Globigerina" <i>kugleri</i>
		<i>Globigerinelloides algerianus</i>	<i>Globigerinelloides algerianus</i> (KS9) / <i>G. ferreolensis</i> (KS8)	
		<i>Schackoina cabri</i>	<i>Leupoldina cabri</i> (KS7)	
		<i>Globigerinelloides blowi</i>	<i>Globigerinelloides blowi</i> (KS6) / <i>Globigerinelloides duboisi</i> (KS5)	
	Barremian	<i>Hedbergella sigali</i>	<i>Hedbergella similis</i> (KS4) / <i>Hedbergella sigali</i> (KS3)	
		<i>Globuligerina hoterivica</i>	<i>Globuligerina hoterivica</i> (KS2)	
Hauterivian		<i>Globuligerina</i> spp.(KS1)		

Fig. 13. Planktonic foraminiferal zonation in the northern Oyubari area, correlating with those of Caron (1985) and Sliter (1989).

帯, Sliter (1989) では KS5~KS11 帯に相当するものと考えられる (Fig. 13).

Ticinella primula 帯から *Rotalipora appenninica* 帯にかけては Caron (1985) や Sliter (1989) の使用している示準面と共通するものが多いので, 比較的容易に対比できる. 本地域の *Ticinella primula* 帯, *Biticinella breggiensis* 帯, *Favusella washitensis* 帯, *Rotalipora appenninica* 帯の各々は Caron (1985) では *Ticinella primula* 帯, *Biticinella breggiensis* 帯, *Rotalipora subticinensis* 帯と *Rotalipora ticinensis* 帯を合わせた層序区間, *Rotalipora appenninica* 帯にそれぞれ対比され, また, Sliter (1989) の KS13, KS14a, KS14b と KS15 をあわせた層序区間, KS16 に相当する (Fig. 13).

Whiteinella 属 (*Whiteinella baltica*) は Caron (1985) では *Rotalipora cushmani* 帯の下部, Sliter (1989) では KS19a より出現し, 両者ともほぼ同層準におかれている. したがって, *Rotalipora brotzeni* 帯は Caron (1985) の *Rotalipora brotzeni* 帯から *Rotalipora cushmani* 帯の下部を合わせた層序区間, また, Sliter (1989) の KS17 から KS19a の下部を合わせた層序区間に対比される. しかし, 本地域の蝦夷層群から *Rotalipora cushmani* (Morrow) は一層準にしか見いだされていないが, Hasegawa and Saito (1993) および Hasegawa (1995) によると, 本地域の南側に分布する白金川ルートではほぼ連続的に産出する. また, セノマニアン上部の示準種である *Rotalipora reicheli* Mornod も報告されている (Hasegawa and Saito, 1993). したがって, 本論で設

定した *Rotalipora brotzeni* 帯は将来的に再区分される可能性が高い。

Praeglobotruncana stephani 帯は、*Whiteinella* 属の出現から *Rotalipora* 属の消滅までと定義されており、Caron (1985) の *Rotalipora cushmani* 帯上部、または Sliter (1989) の KS 19 a の上部および KS 19 b に対比される。

これより上位の *Whiteinella baltica* 帯は定義上 Caron (1985) の *Whiteinella archaeocretacea* 帯もしくは Sliter (1989) の KS 20 に対比できる。同様に *Helvetoglobotruncana helvetica* 帯は Caron (1985) の同帯もしくは Sliter (1989) の KS 21 に対比できる。本論の *Whiteinella baltica* 帯と Caron (1985) の *Whiteinella archaeocretacea* 帯は上下の示準面と同じ定義を用いているが、*Whiteinella archaeocretacea* よりも *Whiteinella baltica* が連続的にかつ豊富に産出するので、本研究では *Whiteinella baltica* を化石帯の名前として使用した。

Caron (1985) や Sliter (1989) などの標準化石帯との対比の結果、本研究で設定された各化石帯の地質年代は "*Globigerina*" *kugleri* 帯と *Globigerinelloides ferreolensis* 帯はアプチアン後期～アルビアン前期、*Ticinella primula* 帯はアルビアン前期～後期、*Biticinella breggiensis* 帯は後期アルビアン前期、*Favusella washitensis* 帯が後期アルビアン中期、*Rotalipora appenninica* 帯が後期アルビアン後期、*Rotalipora brotzeni* 帯がセノマニアン前期～後期、*Praeglobotruncana stephani* 帯がセノマニアンの後期、*Whiteinella baltica* 帯がセノマニアンの最後期からチューロニアンの前期、*Helvetoglobotruncana helvetica* 帯がチューロニアンの中期を示すことが明らかとなった。以上の結果に基づくと、富問層中部からシューパロ川層上部にかけてはアプチアンの後期、シューパロ川層上部はアルビアン前期、日陰ノ沢層はアルビアン中期からセノマニアン中期、滝ノ沢層下部はセノマニアンの後期からチューロニアンにおよぶ。

考 察

1. 各階の境界について

本研究により、アプチアン/アルビアン境界はシューパロ川層上部に、アルビアン/セノマニアン境界は日陰ノ沢層の中部に、セノマニアン/チューロニアン境界は滝ノ沢層の下部に位置するものと考えられる (Fig. 12)。

浮遊性有孔虫化石によるアプチアン/アルビアン (Ap/Al) 境界の認定は Caron (1985) では *Ticinella bejaouensis* 帯、Sliter (1989) では KS 11 帯の中におかれている。Caron (1985) によると、*Ticinella roberti* (Gandolfi) は Ap/Al 境界付近より産出することが示されているが、この種は必ずしも境界に初産出がおかれるわけではないという指摘もある (Leckie, 1984)。本地域では、*T. roberti* と *T. primula* は HH 003 の試料中から同時に出現する。*T. primula* はアルビアン最下部から出現することが知られているので、本研究では Ap/Al 境界は HH 003 よりやや下位の層準にあることまでしか指摘することができない。

アルビアン/セノマニアン境界 (Al/C 境界) は浮遊性有孔虫では *R. brotzeni* の初産出をもって定義されている (Caron, 1985; Sliter, 1989; Bralower et al., 1995)。この定義を用いると、Al/C 境界は日陰ノ沢層の基底から約 890m ほど上位におくことができる (Fig. 12)。また、*Ticinella* 属もこの層準より約 130 m 下位で消滅し、Caron (1985) や Sliter (1989) とも矛盾しない。しかしながら、川辺ほか (1996) によると、Al/C 境界は日陰ノ沢層の Mb 部層の上部 (基底部より約 200~300 m 上位) におかれ、この層準は本研究の TG 045 の付近に相当し、約 500 m の食い違いを生じている。川辺ほか (1996) は *Inoceramus tenuis* や *Desmoceras kossmati* などの産出を根拠として Al/C 境界を決定しているが、セノマニアンの基底を特定するアンモナイトは得られていないことを報告している。本地域の浮遊性有孔虫化石層序の結果、*Ticinella* 属の絶滅や *Praeglobotruncana* 属の出現などもテーチスなどの標準層序と比べてほとんど矛盾しない。したがって、古地理学的な影響による出現面の遅れなどは考えられず、共存する種の生存期間もテーチス地域とほぼ同じであると考えてよい。ただし、*Favusella washitensis* は本地域ではテーチス地域よりもはやく消滅する。今後、Al/C 境界に関しては大型化石の古地理学な問題を含めて微化石と大型化石の両者から研究を進める必要がある。

セノマニアン/チューロニアン (C/T) 境界に関しては既に述べたように Hasegawa and Saito (1993)、Hasegawa (1995) によって本地域の南に位置する白金川で詳しい研究がなされている。これらの研究によると、セノマニアン/チューロニアン境界は放散虫砂岩 (OY-c: Hasegawa, 1995) と名付けられた滝ノ沢層下部の砂岩泥岩の薄互層を挟む細粒砂岩の基底部におかれている。この地層の下位は黄鉄鉱を多く含む黒色泥岩層からなる。また、境界部付近では 1 m 前後の厚さの凝灰岩層が数層挟まれてくる。

岩相から対比すると、本地域では C/T 境界を TG 005 の直上付近の層準におくことができる。ここでも砂岩層に加えて厚い凝灰岩層の存在を確認することができる。この層準の約 110 m 上位より *H. helvetica* の初産出も確認され、Hasegawa and Saito (1993) の結果とも矛盾しない。また、川辺ほか (1996) によるとこの厚い凝灰岩層の上位約 90 m からチューロニアン基底を示す *Inoceramus aff. saxonicus* Petrascheck が産出しており、大型化石の結果とも調和的である。

2. “下部蝦夷層群”の地質時代について

本地域に分布する下部蝦夷層群の地質時代を論じる上で重要なのはオルビトリナ石灰岩の存在である。大型有孔虫のオルビトリナを多産する石灰岩は日高山脈北西部と夕張山地北部の東西 2 列の地域に分布する。このうち、本調査地域は西列の分布地域に含まれている。この西列は本地域の 88 班沢から富良野地域の滝里南に至る南北約 30 km 以上にわたって断続的に分布している。各石灰岩体の大きさは様々で、長径が数 10 m から数 100 m のものまであり、厚さも最大 40 m に達する (橋本, 1953; 吉田・神戸, 1955; 佐野, 1995 など)。この石灰岩には有孔虫以外に石灰藻・サンゴ・二枚貝・巻貝・コケ虫など多数の化石の産出が報告がされている。オル

ピトリナに関しては *Orbitolina lenticularis* (Blumenbach), *O. discoidea-conoidea* var. *ezoensis* (Yabe and Hanzawa), *O. japonica* (Yabe and Hanzawa)などを産出し、アプチアン期を示すとされている (Yabe and Hanzawa, 1926; Matsumaru, 1971). また、佐野 (1995) および Sano (1995) は各地域に分布するオルビトリナ石灰岩を12の岩相に区分し、堆積時の古環境を考察した。この石灰岩の堆積環境は縁辺部に厚歯二枚貝 *Praeaprotina* の生息する高まりと背後にラグーンをもった陸棚型のサンゴ礁 (narrow-rimmed shelf) として復元されている。

また、佐野 (1995) によると各ルートにおける岩相は次のように記載されている。本調査地域の最北部にある北ノ沢ルートでは生物礁本体を構成する岩相が確認されており、*Praeaprotina* wackestone と coralgall wackestone が主体をなし、Algal laminite/Oncolite, *Nipponophycus?* -rudist wackestone を伴っている。これに対して、これより南のシューパロ川ルートや天狗ノ沢・88班沢ルートではオルビトリナ化石を主体とする岩相のみからなる。天狗ノ沢・88班沢では *Orbitolina* packstone/grainstone の岩相を主体とする岩塊から構成されるのに対して、シューパロ川ではオルビトリナを含む石灰質砂岩と非石灰質な塊状砂岩からなり、石灰岩のみからなる岩相はみられない。ここでは、大礫程度の大きさの生物片を多量に含む bioclastic wackestone と石灰質ではない砂岩が厚さ10 cm程度で互層する部分があること、チャート、頁岩、石英粒子などの多量の陸源碎屑物が石灰岩に含まれていることから、石灰岩が堆積していた陸棚の沖合いの堆積物であると推定されている (佐野, 1995; Sano, 1995)。

これらのオルビトリナ石灰岩が再移動堆積物であるという見解は松本・岡田 (1968) によって最初に示された。本研究ではその産状・岩相・野外観察の結果からこれらの石灰岩塊がオリストリスとして地滑り堆積物中に取り込まれたものであると結論したが、石灰岩を含む地滑り堆積物中からは時代決定に有効な微化石を見いだすことができなかった。しかし、地滑り層の上位の地層からはアルビアン前期、下位からはアプチアン後期の有孔虫化石が産出しているので、この地滑り層はアプチアンの最後期～アルビアン最初期に堆積したものと考えて間違いのないものと思われる。

一方、Matsumaru (1971) は本地域のオルビトリナ化石は後期アプチアンの前期からアルビアンの前期にかけての地質時代を示すと考えている。三陸海岸の宮古層群でも同様なオルビトリナ砂岩層が露出しているが、その化石種の構成も大夕張地域のものと同様であり、ここでも上部～最上部アプチアンに対比されている (花井ほか, 1968)。これらのことは石灰岩の形成と地滑り層に含まれる深海性のタービダイト層とは元来同時異相関係にあったことを示している。したがって、佐野 (1995) が指摘しているような陸棚型の炭酸塩岩の堆積体が後期アプチアンに存在し、より沖合いには蝦夷層群下部の深海性のタービダイト層が堆積していた。この炭酸塩岩堆積体がアプチアン最後期ないしアルビアンの最初期に生じた海底地滑りによって崩落し、タービダイト層を巻き込み

ながら深海相の堆積物中に集積したと考えられる。新井田・紀藤 (1986) はオリストストロームに含まれるオルビトリナ石灰岩の堆積場を神居古潭帯に形成された隆起帯に求めた。しかし、本地域のオリストストローム層直上の古流向が南東向きであること、丸山層の酸性凝灰質砂岩層に伴われる土石流堆積物にもオルビトリナ石灰岩の亜円礫が含まれること、石灰岩に含まれる珪質泥岩礫から三畳紀中期を示す放散虫化石が産出することから、高嶋ほか (1997) の指摘するように、このオリストストロームはアジア大陸の西縁に存在した石灰岩礁が崩壊したものである可能性が高い。今後はプレート運動の変化、火山活動、隆起帯の崩壊など、この崩壊を引き起こした原因を特定することが重要である。

3. 放散虫化石年代との食い違いについて

本研究では空知層群から浮遊性有孔虫化石の産出は認められなかったが、本地域の北方にある富良野地域では放散虫化石によって地質年代の検討が行われている (中世古ほか, 1979; 岡田ほか, 1982; 紀藤ほか, 1986; 紀藤, 1987; Okada et al., 1991; Taketani and Kanie, 1992)。しかしながら、これらの研究は奈英川の同一地点から試料採取を行っているにもかかわらず、空知層群最上部の年代に関してはそれぞれの見解が異なっている。たとえば、紀藤 (1987) では空知層群最上部より産出する群集は "*Cecrops*" *septemporatus* 帯に属し、バランギニアン後期～パレミアン前期を示すとされている。また、蝦夷層群下部の群集は *Archaeodictyomitra lacrimula* 帯に属し、パレミアン後期を示すとされている。これに対して、Okada et al. (1991) では最上部の酸性凝灰岩から *Acaeniotyle umbilicata* 帯の群集、それより15 m下位の粘土岩からは *Dibolachras tythopora* から *Crolanium pythiae* 帯の群集を報告し、前者をオーテリビアンからパレミアン、後者をアルビアンとしている。さらに、Taketani and Kanie (1992) は富間砂岩層および空知層群の最上部の群集は *Dibolachras tythopora* 帯に属し、オーテリビアン後期と推定している (Fig. 14)。

いずれの結果にしても、本研究によって示された地質年代とは異なる。ここで問題となるのが空知層群の最上部の岩相に関してである。調査地域を含むシューパロ川ルートでは、空知層群の上部は蝦夷層群と同様に砂岩泥岩の互層を主体とし、数百 m の厚さで成層している。蝦夷層群下部との違いはときおり珪質な泥岩を挟在することにある。この岩相の違いは蝦夷層群下部が CCD より浅い堆積物であるのに対して、空知層群は CCD 付近からそれ以深の深度で堆積した差によるものと考えられ、堆積過程や堆積盆地そのものには大きな変化はなかったものと推定される。また、富良野地域では富間層のすぐ下位に緑色岩が露出しているのに対して、シューパロ川の調査地域では緑色岩や赤色頁岩が出現するのはかなり下位の層準になる。したがって、本調査地域ではほとんど連続的に空知層群の地層が残されているのに対して、富良野地域では空知層群の上部の部分が削剝、あるいは断層により欠如している可能性が高い。このことが各地域の空知層群最上部の地質年代に食い違いを生じた原因と考えられる。現在、シューパロ川ルートから連続的に試料を採集し、浮遊性

Lithostratigraphic Unit		Radiolaria				Planktonic foraminifera
		Okada et al., (1982)	Kito (1987)	Okada et al., (1991)	Taketani & Kanie (1992)	This study
Yezo Group lower part	Shuparogawa Formation				Aptian	m. Albian e. Albian ?
	Tomitoi Formation				Barremian	l. Aptian
Sorachi Group uppermost part		Valanginian	l. Valanginian - e. Barremian	Albian	l. Hauterivian	

e. : early ; m. : middle ; l. : late

Fig. 14. Comparison of geological ages proposed by earlier workers for the lower Yezo Group and uppermost Sorachi Group.

有孔虫化石とともに放射虫化石層序を検討中であり、幾つかの新知見を得ているが、それらに関しては別稿で報告する予定である。

ま と め

1. 本調査地域は北海道中央部の大夕張地域北方に位置し、下位より空知層群、蝦夷層群富問層、シューパロ川層、丸山層、日陰ノ沢層、滝ノ沢層が連続して露出する。
2. 本地域の蝦夷層群基底はスランプ層をもって始まり、本層群下部のシューパロ川層中部にはオルビトリナ石灰岩を伴う大規模なオリストストロームを挟在する。
3. 空知層群から蝦夷層群中部の滝ノ沢層にかけて泥岩試料を採取し、産出した浮遊性有孔虫化石に基づき年代対比を行った。その結果、富問層中部からシューパロ川層上部にかけてはアプチアン後期、シューパロ川層上部はアルビアン前期、日陰ノ沢層はアルビアン中期からセノマニアン中期で、アルビアンとセノマニアンの境界は日陰ノ沢層中部に位置づけられる。そして、滝ノ沢層下部はセノマニアン後期からチューロニアンに対比された。
4. 本研究によって示された蝦夷層群下部の年代は放射虫化石によって従来示された年代と大きく異なる。
5. 浮遊性有孔虫化石の年代に従うとシューパロ川層のオルビトリナを含む石灰岩塊と周囲のスランプ層はほぼ同時異相関係にあり、アルビアンの最初期に地滑りを生じて浅海相と深海相が混在したものと考えられる。

謝 辞

山形大学理学部地球環境学教室の山野井徹教授には電子顕微鏡撮影に際して便宜を図っていただいた。福井県立博物館

の佐野晋一氏には折に触れ有益なご助言ご討論をいただいた。東北大学大学院理学研究科の鈴木紀毅氏には放射虫化石を同定していただいた。早稲田大学教育学部地学教室の学生諸氏とは現地でご討論をいただいた。入林許可に際して夕張営林署には便宜を図っていただいた。峨眉山荘の小林和男・信子御夫妻および三笠市立博物館の職員、関係者の方々には現地での調査・研究および宿泊に関して便宜を図っていただいた。以上の方々に深く感謝申し上げる。

文 献

Bralower, T. J., Leckie, R. M., Sliter, W. V., and Thierstein, H. R., 1995, An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M.-P. and Hardenbol, J., eds., *Geochronology. Time scales and global stratigraphic correlation*. SEPM Special Publication, no. 54, 65-79.

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.

花井哲郎・小島郁生・速水 格, 1968, 白亜系宮古層群概報. 国立科博専報, no. 1, 20-28.

Hasegawa, H., 1995, Correlation of the Cenomanian/Turonian boundary between Japan and Western Interior of the United States. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 101, 2-12.

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.

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.

Hirano, H., 1986, Cenomanian and Turonian biostratigraphy of the off-shore facies of the northern Pacific—an example of the Oyubari area, central Hokkaido, Japan—. *Bull. Sci. Engi-*

- neer. Res. Lab., Waseda Univ., no. 113, 6-20.
- 平野弘道・安藤寿男・平川正人・森田利仁・石川 亨, 1980, 北海道大夕張地域南部の化石層序学的研究, 第1部, 岩相層序と地質構造. 早稲田大教育学術研究—生物学・地学篇, no. 29, 37-46.
- 平野弘道・安藤寿男・平川正人・森田利仁・石川 亨, 1981, 北海道大夕張地域南部の化石層序学的研究, 第2部, 化石層序. 早稲田大教育学術研究—生物学・地学篇, no. 30, 33-45.
- Hirano, H., Matsumoto, T. and Tanabe, K., 1977, Mid-Cretaceous stratigraphy of the Oyubari area, central Hokkaido. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, no. 21, 1-10.
- 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—北海道蝦夷累層群の例—。早稲田大理工研報, no. 131, 52-59.
- Kaiho, K., 1991, Campanian intermediate water benthic foraminifera from central Hokkaido, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 163, 828-851.
- Kaiho, K. and Hasegawa, T., 1994, End-Cenomanian benthic foraminiferal extinctions and oceanic dysoxic events in the northwestern Pacific Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 111, 29-43.
- 川辺文久・平野弘道・高木 恭, 1996, 北海道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碎屑岩組成とその意義. 地質学論集, no. 38, 1-11.
- 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の関係. 地質雑, 93, 21-35.
- 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.
- Leckie, R. M., 1984, Mid-Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy off Central Morocco, Deep Sea Drilling Project Leg 79, Sites 545 and 547. *Initial Reports Deep Sea Drilling Project*, 79, 579-620.
- Maiya, S. and Takayanagi, Y., 1977, Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of Hokkaido, Japan. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, no. 21, 41-51.
- 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 II-III. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ.*, Ser. D, 1, 129-280, 2, 98-237.
- 松本達郎, 1951, 蝦夷層群と関門層群. 地質雑, 57, 95-98.
- 松本達郎・野田雅之・蟹江康光・吉川幸叙・利光誠一・米谷盛壽郎・花方 聡, 1994, 北海道穂別地域におけるセノマニアン・チュロニアン推移部の層序. 穂別博研報, no. 10, 1-25.
- 松本達郎・岡田博有, 1968, 北海道富良野地区白亜系についての新知見. 地質雑, 74, 94.
- 三次徳二・柏崎秀徳・平野弘道, 1995, 北海道白亜系下部蝦夷層群の放散虫化石. 日本地質学会第102年学術大会要旨, 85.
- 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」および説明書. 北海道開発庁, 121 p.
- 中世古幸次郎・西村明子・菅野耕三, 1979, 四万十帯の放散虫化石の研究. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 2, 1-49.
- 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. 地団研専報, no. 31, 379-402.
- Okada, H., 1983, Collision orogenesis and sedimentation in Hokkaido, Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific Regions*. Terra Sci. Pub., Tokyo, 91-105.
- 岡田博有・畠中厚夫・中世古幸次郎, 1982, 模式地空知層群(北海道)の時代について. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 5, 353-357.
- Okada, H., Tarduno, J. A., Nakaseko, K., Nishimura, A. and Sliter, W. V., 1991, Reexamination of the age of the uppermost sequence of the Sorachi Group in its type area, Hokkaido, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D*, 27, 1-13.
- 大島逸夫・前田晴良・岡村 真, 1988, 北海道シューパ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1断面. 地質雑, 51, 61-64.
- 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.
- Sliter, W. V., 1989, Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section. *Jour. Foram. Res.*, 19, 1-19.
- Sugiyama, K., 1992, Lower and Middle Triassic radiolarians from Mt. Kinkazan, Gifu Prefecture, central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 167, 1180-1223.
- 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.
- Takayanagi, Y., 1960, Cretaceous foraminifera from Hokkaido, Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rept., 2nd Ser.*, 32, 1-154.
- Taketani, Y. and Kanie, Y., 1992, Radiolarian age of the Lower Yezo Group and the upper part of the Sorachi Group in Japan. In Ishizaki, K. and Saito, T., eds., *Centenary of Japanese Micropaleontology*. Terra Sci. Pub., Tokyo, 365-373.
- 土田 聡・平野弘道, 1995, 北海道大夕張地方白亜系蝦夷累層群の地質学的研究. 早稲田大教育学術研究—生物学・地学編, no. 43, 1-14.
- Yabe, H. and Hanzawa, S., 1926, Geological age of *Orbitolina* bearing rocks of Japan. *Sci. Rept., Tohoku Imp. Univ., Ser. 2*, 9, 13-20.
- 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 p.

(要 旨)

高嶋礼詩・西 弘嗣・斎藤常正・長谷川卓, 1997, 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. (Takashima, R., Nishi, H., Saito T. and Hasegawa, T., 1997, Geology and planktonic foraminiferal biostratigraphy of Cretaceous strata distributed along the Shuparo River, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 103, 543-563.)

北海道大夕張地域北部には下位よりジュラ-白亜系の空知層群, 蝦夷層群富問層, シューパロ川層, 丸山層, 日陰ノ沢層, 滝ノ沢層が連続して露出している. 蝦夷層群基底はスランプ層をもって始まり, シューパロ川層中部にはオルビトリナ石灰岩を伴う大規模なオリストストローム, 丸山層基底には海底土石流堆積物が挟在する. 上記の地層から国際対比に有効な浮遊性有孔虫化石種をいくつか得ることができた. これらの化石により, 富問層中部からシューパロ川層上部にかけてがアプチアン上部, シューパロ川層上部から日陰ノ沢層下部にかけてがアルビアン, 日陰ノ沢層中部から滝ノ沢層下部にかけてがセノマニアン, 滝ノ沢層下部がチューロニアンにそれぞれ対比された.

本研究の浮遊性有孔虫化石層序によって示された蝦夷層群下部の年代は放散虫によって従来示されている年代とは大きく異なる.

Explanation of Plate

Plate I. Cretaceous planktonic foraminifers from the lower to middle part of the Yezo Group, Hokkaido.

1. "*Globigerina*" *kugleri* Bolli
Dorsal (a), side (b) and umbilical (c) views, from Loc. TG 060, along the Tengunosawa River.
2. *Globigerinelloides barri* (Bolli, Loeblich and Tappan)
Dorsal (a), side (b) and umbilical (c) views, from Loc. TG 060, along the Tengunosawa River.
3. *Hedbergella gorbachikae* Longoria
Dorsal (a), side (b) and umbilical (c) views, from Loc. TG 060, along the Tengunosawa River.
4. *Ticinella primula* Luterbacher
Dorsal (a), side (b) and umbilical (c) views, from Loc. SP 001, along the Shuparo River.
5. *Globigerinelloides ferreolensis* (Moullade)
Dorsal (a), side (b) and umbilical (c) views, from Loc. TG 055, along the Tengunosawa River.
6. *Ticinella roberti* (Gandolfi)
Dorsal (a), side (b) and umbilical (c) views, from Loc. SP 001, along the Shuparo River.
7. *Biticinella breggiensis* (Gandolfi)
Dorsal (a), side (b) and umbilical (c) views, from Loc. SP 001, along the Shuparo River.
8. *Rotalipora subticinensis* (Gandolfi)
Dorsal (a), side (b) and umbilical (c) views, from Loc. TG 048, along the Tengunosawa River.
9. *Rotalipora appenninica* (Renz)
Dorsal (a), side (b) and umbilical (c) views, from Loc. TG 040, along the Tengunosawa River.
10. *Rotalipora brotzeni* (Sigal)
Dorsal (a), side (b) and umbilical (c) views, from Loc. TG 025, along the Tengunosawa River.
11. *Rotalipora cushmani* (Morrow)
Dorsal (a), side (b) and umbilical (c) views, from Loc. TG 025, along the Tengunosawa River.
12. *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi)
Dorsal (a), side (b) and umbilical (c) views, from Loc. TG 025, along the Tengunosawa River.

Scale bars : 100 μ m ; A : 9-11, B : 2-4, 6-8, 12, C : 1, D : 5.

