北海道北西部の羽幌岳礫岩部層・逆川砂岩部層から産出した白亜紀軟体動物化石とその地質学的意義

Cretaceous molluscs obtained from the Haborodake Conglomerate and Sakasagawa Sandstone Members in northwestern Hokkaido, and its geologic significance

Abstract

利光誠一* 保柳康一**

Seiichi Toshimitsu*
and Koichi Hoyanagi**

1996年9月20日受付.

1997年3月24日受理.

* 地質調査所地質標本館.

Geological Museum, Geological Survey of
Japan, 1-1-3 Higashi, Tsukuba 305, Japan

** 信州大学理学部地質科学教室.

Department of Geology, Faculty of Science,
Shinshu University, 3-1-1 Asahi, Matsumoto
390, Japan

The Haborodake Conglomerate Member and the overlying Sakasagawa Sandstone Member, distributed in northwestern Hokkaido, had been lithologically correlated with the Miocene Kotambetsu Formation. These two members are in fault contact with the surrounding Cretaceous Upper and Middle Yezo Groups along the Sakasagawa, a branch of the River Haboro. The Haborodake Conglomerate Member along the small branch of the upper stream of the River Haboro, however, conformably overlies thick mudstone of the Middle Yezo Group. Moreover, the two members yield some Cretaceous ammonoid and bivalve fossils. Judging from these fossils, it is possible that the Haborodake Conglomerate Member is correlated with the upper Cenomanian to the lower Turonian, and the Sakasagawa Sandstone Member with the middle to upper Turonian. In other words, both members should be correlated with the upper part of the Middle Yezo Group.

The Haborodake Conglomerate Member is comparable to the conglomerate member of the lower to middle Cenomanian Tenkaritoge Formation of the Middle Yezo Group distributed in the Shumarinai area, in modal composition and roundness of gravels and other sedimentary features. In these two conglomerate members, normal and reverse grading and a-dip type imbrication of gravels and small channeling structures are observed frequently. These sedimentary structures suggest that these two conglomerate members were formed by turbidity currents in channels. Some channel-feeding and -filling conglomerates are found in the "offshore facies" of the Middle Yezo Group during Cenomanian to Turonian age. The timing of deposition of these conglomerates may coincide with some of the global lowstand sea-level epochs during Cenomanian to Turonian.

Key words: Haborodake Conglomerate Member, Sakasagawa Sandstone Member, Kotambetsu Formation, Tenkaritoge Formation, Middle Yezo Group, Cenomanian, Turonian, lowstand sea-level epoch

はじめに

北海道北西部の羽幌-幌加内地域 (Fig. 1) には主にジュラ紀~白亜紀の空知層群とエゾ累層群, それらを不整合に覆う第三系が分布する (Fig. 2). 羽幌東方の羽幌岳周辺地域には厚い礫岩層と板状砂岩層からなる地層が露出しており, それぞれ羽幌岳礫岩部層, 逆川砂岩部層と呼ばれている (橋本ほか, 1965). この両部層は, これまで時代決定に有効な化石を産出しないため, 岩相上の類似から白亜系の周囲に広く分布する新第三系中新統古丹別層に対比されている (橋本ほか, 1965). 羽幌川支流の逆川上流の逆川砂岩部層の一部が白亜系であることが明らかにされているが (利光, 1985), そのほ

かに大きな修正はなされておらず, 依然として両部層は新第三系古丹別層相当層として解釈されている (地質調査所, 1992 など).

最近筆者らは橋本ほか (1965) による羽幌岳礫岩部層および逆川砂岩部層と古丹別層との岩相の対比に疑問を抱き, 羽幌岳礫岩部層および逆川砂岩部層両層の模式地域周辺でその周囲の白亜系との関係を調査したところ, 岩相および産出化石からこの両部層は新第三系古丹別層ではなく, 白亜系エゾ累層群に対比できることが明らかとなった. そこで本論では, 羽幌岳礫岩部層および逆川砂岩部層から産出した軟体動物化石に基づく年代対比と, 羽幌岳礫岩部層堆積の意義について考察した. なお, 本報告で議論する地層名およびそれら

に付せられた記号は原則として橋本ほか (1965) に従う。しかし、古丹別層相当とされた羽幌岳礫岩部層 (橋本ほか, 1965 の Ktcg) およびその上位の泥岩 (彼らの石油泥岩層の相当層: Ktm), そして逆川砂岩部層 (彼らの Kts) に関しては混乱をさけ、古丹別層と区別するため新たに各々 Hbc, Hbm, Sks の記号を付した。

地質の概要

白亜系エゾ累層群とその一部であることが明らかとなった羽幌岳礫岩部層 (Hbc), “石油泥岩層相当層” (Hbm), 逆川砂岩部層 (Sks) および新第三系古丹別層の分布を Fig. 2

Fig. 1. Index map showing the area studied (shaded).

に示す。羽幌-幌加内地域の天塩山系に分布する白亜系エゾ累層群は断層や褶曲による繰り返しがみられるが大局的には東から西へ下部エゾ層群, 中部エゾ層群, 上部エゾ層群が分布し, アプチアンからカンパニアンへと順次若くなる。調査地域の北側に位置する築別地域では函淵層群が, 上部エゾ層群を不整合に覆って分布する。これらの白亜系を囲むように第三系が分布する。一般に, 第三系は調査地域の東部で白亜系と断層で接し, 西部では白亜系を不整合に覆う。調査地域内の第三系は主として, 後期暁新世末~前期始新世の羽幌層, 後期始新世の三毛別層下部, 前期中新世の三毛別層上部 (栗田ほか, 1992; 栗田・小布施, 1994), 中期中新世の築別層および古丹別層, 後期中新世のチェボツナイ層, そして中新世末~鮮新世の遠別層からなる (Fig. 3)。また雨竜川支流の相雲内川, 三十線沢流域には蛇紋岩類や優白岩の貫入岩体が露出している (橋本ほか, 1965)。

羽幌岳礫岩部層・逆川砂岩部層の岩相およびエゾ累層群との関係

橋本ほか (1965) により命名された羽幌岳礫岩部層 (Ktcg) および逆川砂岩部層 (Kts) の分布地は調査地域 (Fig. 2) における白亜系エゾ累層群分布地域のほぼ中央に位置する。これら両部層の周囲に分布するエゾ累層群は砂岩や泥岩を主体とし, 厚い礫岩層の発達する層準は見あたらない。エゾ累層群の泥岩からはアンモナイトやイノセラムスなど時代の指標となるような化石が産する。橋本ほか (1965) によれば, 逆川上流では羽幌岳礫岩部層 (Ktcg)・逆川砂岩部層 (Kts) とその周囲に分布するエゾ累層群は断層で接するとされ, 羽幌岳礫岩部層 (Ktcg) と逆川砂岩部層 (Kts) は整合で接すると考えられている。我々の調査でもこの関係は確認された。特

Fig. 2. Geological outline of the Haboro - Horokanai area (modified from Yamaguchi and Matsuno, 1963, and Hashimoto et al., 1965). A and B: Tertiary (A: Kotambetsu Formation, B: others), C-G: Cretaceous (C: laminated mudstone (Hbm), D: Sakasagawa Sandstone Member (Sks), E: Haboro-dake Conglomerate Member (Hbc), F: My4 of the Tenkaritoge Formation, G: Lower (Ly), Middle (My) and Upper (Uy) Yezo Groups), H: leucocrate, I: serpentinite, J: fault

T E R T I A R Y	PLIOCENE		Embetsu Formation	
	MIOCENE	Chepotsunai Formation		
		Kotambetsu Formation		
		Chikubetsu Formation		
		Upper part of Sankebetsu Formation		
	OLIGOCENE			
	EOCENE	Lower part of Sankebetsu Formation		
		Haboro Formation		
	PALEOCENE			
	C R E T A C E O U S	MAASTRICHT. CAMPANIAN	Hakobuchi Group	Pankezawa Formation
SANTONIAN CONIACIAN		Upper Yezo Group	Haborogawa Formation	
TURONIAN		Middle	Shirochi Fm (=Saku Fm)	Sakasagawa Ss Mb (Sks)
CENOMANIAN		Yezo Group	Tenkaritoge Formation	My5 My4 (My4cg, My4al)
			Takimbashi Formation	My3 My2 My1
ALBIAN APTIAN		Lower Yezo Group		
- BARREMIAN		Sorachi Group		

~~~~~ : hiatus

Fig. 3. Cretaceous to Tertiary stratigraphic outline of the Haboro - Horokanai area (modified from Yamaguchi and Matsuno, 1963; Hashimoto et al., 1965; Toshimitsu, 1985; Hoyanagi, 1987; Miyata et al., 1990; Kurita and Obuse, 1994)

に、羽幌岳礫岩部層 (Hbc) と逆川砂岩部層 (Sks) の整合関係は逆川上流 (Figs. 2, 4, 5 の Sk ルート) の loc. ⑧付近で観察できる。逆川上流では羽幌岳礫岩部層の層厚は 200 m 以上に達する。比較的偏平な円礫からなり、礫径は 2~30 cm で、10~13 cm ほどのものが多い (Figs. 6, 7 A)。Loc. ⑦における最大礫径 10 個の平均 (D/10) は 24.2 cm である。礫岩の基質は少なく、粗粒砂岩からなる。礫種は砂岩、泥岩などの堆積岩類が多く、花崗岩、石英斑岩、安山岩、流紋岩などの酸性岩類も含まれる (Fig. 8)。また、ごくまれに数 m ほどの砂岩優勢な砂岩泥岩互層をブロック状に含むこともある。堆積構造として礫の長軸が地層面に対して傾斜する覆瓦構造 (a-dip type imbrication) が顕著である。このことは、この礫岩がタービダイトに付随する再堆積礫岩 (Walker, 1975) であることを示している。さらに、礫岩層の底面が下位を削り込む小チャネル構造も多く観察されることから、この礫岩はチャネル充填型のタービダイト礫岩であると考えられる。この上位の逆川砂岩部層は厚さ 300 m 程度で (橋本ほか, 1965)、細~中粒砂岩の厚層および 20~30 cm 厚の細粒砂岩

と砂質泥岩の互層とからなる。この砂岩泥岩互層中にまれに貝殻片が含まれる。さらに上部にあたる loc. ⑥ではこの互層中の細粒砂岩層にハンモック状の葉理が観察される (Fig. 7 B)。厚層砂岩層は堆積構造を欠き、塊状にみえることが多い。しかし単層下底面には洗い掘構造と思われる凹凸の底痕があったり、級化構造、平行葉理、トラフ型斜交葉理などの見られることもある。

一方、羽幌川上流の支流 (Figs. 2, 4, 5 の Ha ルート) では、中部エゾ層群の厚い塊状泥岩 (橋本ほか, 1965 の My 5) の上に羽幌岳礫岩部層 (Hbc) が累重する。両者の境界の露頭は見いだすことはできなかったが、地質構造には大きな変化はない (Fig. 4)。この塊状泥岩 (My 5) の上部には直径数~10 cm の円礫から構成される礫岩層や含礫泥岩層などが時折挟まれる。一方、上位の羽幌岳礫岩部層の最下部は葉理の発達した細粒砂岩で、その上位の礫岩には礫径 2~3 cm から礫径 8~10 cm へと逆級化がみられる (Figs. 4, 5 の loc. ②)。したがって、このルートにおいては中部エゾ層群の厚い泥岩 (My 5) から羽幌岳礫岩部層 (Hbc) へと漸移的に移行していて、両者は整合関係にあると考えられる。このルートでみられる礫岩部層は厚さ 100 m ほどで、一般に礫径 10 cm 程度、最大 30 cm の偏平な円礫が多く、一部に超円礫も認められ、覆瓦構造も観察される (Figs. 6, 7 D)。礫種は砂岩、泥岩などの堆積岩類が多く、チャートのほか安山岩、流紋岩、石英斑岩などの酸性岩類も含まれる (Fig. 8)。まれに礫岩中に厚さ数 10 cm ほどの泥質岩のレンズ状の挟みがみられる。羽幌岳礫岩部層の上位に層厚 40 m 以上の葉理の発達した泥岩 (Hbm) が整合に重なる (Figs. 4, 5)。この泥岩中にはごくまれに貝殻片が含まれることがある。

なお、Hbm の泥岩層からは以下に述べるようにアンモナイトの破片以外詳しい年代を示す化石の産出もなく、他の部層、例えば逆川砂岩部層などとの関係は不明である。

羽幌岳礫岩部層・逆川砂岩部層および 周辺の地層からの産出化石

従来、逆川砂岩部層に著しく破片化した貝殻片がまれに見つかるとは知られていたが (橋本ほか, 1965)、鑑定にたえるものは報告されていない。その後、逆川砂岩部層の一部に白亜紀の化石が含まれることが指摘されている (利光, 1985)。一方、羽幌岳礫岩部層に含まれる石灰質ノジュール礫からは白亜紀の化石が産しているが (橋本ほか, 1965)、礫岩部層そのものの年代を示すものについてはやはり報告が無かった。筆者らの調査では逆川上流の逆川砂岩部層中の 3 地点 (Figs. 4, 5 の locs. ⑥, ⑧, ⑨)、羽幌川上流 (Ha ルート) の羽幌岳礫岩部層から由来した転石 (loc. ④) 中の基質部と羽幌岳礫岩部層の上位の泥岩 (Hbm) 中の 1 地点 (loc. ①) から化石を得ることができた。

以下に産出化石と採集地点および産出層準を示す (Fig. 5)。主な標本については Fig. 9 に図示する。

羽幌岳礫岩部層 (Hbc) および上位の泥岩部層 (Hbm)

loc. ① (葉理泥岩 : Hbm) :

Ammonoidea gen. et sp. indet. (破片, ごく一部

Fig. 4. Index map and route maps along the small branch of the upper stream of the River Haboro (Ha), the Sakasagawa (Sk), and the Shumarinai-gawa (Sh). Hbm: laminated mudstone, Hbc: Haborodake Conglomerate Member, Sks: Sakasagawa Sandstone Member. Refer Hashimoto et al. (1965) for My 3, My 4, My 5 and Uy 3.

だが縫合線が明瞭)

loc. ④ (羽幌岳礫岩部層 (Hbc) 由来の転石):

Apiotrigonia (A.) cf. *mikasaensis* Tashiro

逆川砂岩部層 (Sks)

loc. ⑥ (利光, 1985 の RH1301b と同一地点):

Scaphites sp.

Inoceramus teshioensis Nagao et Matsumoto

Myrtea ezoensis (Nagao)

loc. ⑧: *Desmoceratidae* gen. et sp. indet.

Inoceramus cf. *costatus* Nagao et Matsumoto

loc. ⑨: *Inoceramus* sp.

中部エゾ層群泥岩層 (My 5)

loc. ③: *Birostrina* cf. *nipponica* (Nagao et Matsumoto)

loc. ⑤: *Inoceramus* sp.

松本ほか (1991), 利光ほか (1995) の化石帯に基づけば, loc. ③は *Birostrina nipponica* 帯 (上部セノマニアン下部), loc. ⑧は *Inoceramus costatus* 帯 (中部チュロニアン下部) に対比されると考えられ, そして loc. ⑥は *Inoceramus teshioensis* 帯 (上部チュロニアン) に対比される. したがって, My 5 の塊状泥岩はセノマニアン上部, 逆川砂岩部層はチュロニアン中部~上部に対比でき, 逆川砂岩部層の下位に位置する羽幌岳礫岩部層はセノマニアン最上部からチュロニ

Fig. 5. Columnar sections of the Middle Yezo Group exposed along the upper stream of the River Haboro (Ha), the Sakasa-gawa (Sk), and the Shumarinai-gawa (Sh). ●: locality of fossil, ▲: locality of rock sample.

アン下部に対比できると考えられる。また、*Apiotrigonia* (*A.*) *mikasaensis* はチュロニアンを指示する種であり(田代・松田, 1983), loc. ④からの比較種の産出は上記の対比を支持する。産出化石に基づく年代対比および砂岩泥岩互層を主とする岩相上の類似から逆川砂岩部層は北海道北部の天塩中川地域を模式地とする佐久層(松本, 1942)に相当する。すなわち、逆川砂岩部層(Sks)およびその下位の羽幌岳礫岩部層(Hbc)は中部エゾ層群に含まれる。Hbmの泥岩部層からはアンモナイトの断片が産するのみで、詳細な時代は不明である。しかし、この泥岩部層(Hbm)が羽幌岳礫岩部層(Hbc)の直上の地層であること、同じく羽幌岳礫岩部層

(Hbc)の直上の逆川砂岩部層(Sks)が中部エゾ層群に含まれることから、この泥岩部層(Hbm)も中部エゾ層群に含まれる可能性が強いと考えられる。

中部エゾ層群天狩峠層の礫岩部層の岩相と産出化石

中部エゾ層群のなかで羽幌岳礫岩部層に比較できる岩相としては、調査地域西部の朱鞠内川などに分布する天狩峠層(橋本ほか, 1965)の礫岩部層が考えられる(Fig. 2)。朱鞠内川(Shルート)の天狩峠層は主として層厚130m以上の礫岩部層、厚層砂岩層を主とする層厚350m以上の砂岩部層からなる。本報告ではこの天狩峠層の礫岩部層にMy4cg、砂

Fig. 6. Frequency distribution of roundness grades. Sh: Tenkaritoge Formation at the loc. ⑬ along the Shumarinai-gawa, Sk: Haborodake Conglomerate Member at the loc. ⑦ along the Sakasa-gawa, Ha: Haborodake Conglomerate Member at the loc. ② along the upper stream of the River Haboro. A: angular, SA: subangular, SR: subrounded, R: rounded, WR: well rounded.

岩部層に My 4 al の記号を付した。My 4 cg は橋本ほか (1965) の My 4 a に、My 4 al は同じく My 4 b および My 4 c に相当する。

天狩峠層の礫岩部層は層厚数 10 cm～数 m の礫岩～礫質砂岩層からなり、下位層を剝する小チャネル構造が顕著である (Fig. 7C)。礫は一般に、直径 2～25 cm、最大 70 cm のやや偏平な円礫が多く一部に超円礫も認められ (Fig. 6)、Loc. ⑬における最大礫径 10 個の平均 (D/10) は 27.7 cm である。礫種は砂岩、泥岩およびチャートなどの堆積岩が多く、花崗岩、石英斑岩、安山岩、玄武岩などの火成岩もみられる (Fig. 8)。堆積構造として上述の小チャネル構造のほか、正逆の級化構造や覆瓦構造 (a-dip type imbrication) も観察され、この礫岩はチャネル充填型のタービダイト礫岩と考えられる。

砂岩部層中には厚さ 10～20 m の泥岩優勢の砂岩泥岩互層や数 m 厚の礫岩～礫質砂岩が挟まれる。これらの互層中の砂岩単層中には級化層理や平行葉理、礫岩および礫質砂岩中には小チャネル構造や級化層理などがみられる。また、loc. ⑩ (Fig. 4) の近くで泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなる小規模なスランプ構造も観察された。

朱鞠内川流域 (Figs. 4, 5 の Sh ルート) の天狩峠層からの産出化石は以下のとおりである。

loc. ⑩: *Inoceramus cf. pennatulus* Pergament

Birostrina nipponica (Nagao et Matsumoto)

loc. ⑪: *Birostrina cf. nipponica* (Nagao et Matsumoto)

loc. ⑫: *Birostrina cf. nipponica* (Nagao et Matsumoto)

上記の地点はいずれも天狩峠層の砂岩部層 (My 4 al) 中のものであり、*Inoceramus pennatulus* 帯あるいは *Birostrina nipponica* 帯 (セノマニアン中部から上部の下部) に対比できよう。朱鞠内川、砂金沢、三十線沢、相雲内川流域の天狩峠層の下位の泥岩部層 (橋本ほか、1965 の滝見橋層の My 3 部層) からいくつかのアンモナイト化石が報告されており (Inoma, 1980; Matsumoto and Inoma, 1975, 1991; Matsumoto and Yokoi, 1987 など)、セノマニアン最下部の *Desmoceras kossmati*-*Graysonites adkinsi* 帯に対比されている (Matsumoto and Inoma, 1991)。したがって、朱鞠内川においてこの砂岩部層 (My 4 al) の下位に位置する礫岩部

層 (My 4 cg) はセノマニアン下部から中部に対比される可能性が高い。

中部エゾ層群における礫岩層堆積の意義について

上述したように羽幌岳礫岩部層 (Hbc)、逆川砂岩部層 (Sks) は白亜紀中期の地層であることが明らかとなった。両部層はこれまで岩相上の類似性から新第三紀中新世の古丹別層に対比されていたが (橋本ほか, 1965)、調査の結果、岩相上も古丹別層とは多くの相違点をもつことが明らかとなった。すなわち、古丹別層の礫岩には亜角礫から亜円礫が最も多いのに対し (Hoyanagi, 1987)、羽幌岳礫岩部層では円礫から亜円礫が多く含まれる (Fig. 6)。また、礫種に関しては古丹別層には砂岩、泥岩などの堆積岩類が多く、羽幌岳礫岩部層と類似するが、古丹別層にはホルンフェルスが多く含まれる (保柳・大上, 1986) のに対し、羽幌岳礫岩部層にはまったく含まれない。さらに後者には安山岩類が多く含まれる (Fig. 8) ことも古丹別層の礫種とは異なる。古丹別層にわずかに見られる石灰岩礫は羽幌岳礫岩部層ではみられなかった。また、橋本ほか (1965) で羽幌岳礫岩部層が古丹別層相当層とされる根拠となった花崗岩礫は中部エゾ層群天狩峠層礫岩部層 (My 4 cg) 中にもみられ、羽幌岳礫岩部層を古丹別層に対比する判断の根拠にはならない。さらに羽幌岳礫岩部層は基質の固結度がかなり高く、比較的軟らかい古丹別層礫岩とは見かけ上、大いに異なる。また、後者では直径 1 m を越えるような堆積岩類 (砂岩、泥岩など) の岩塊が比較的多くみられる層準があるが、前者ではごくまれに含まれる程度である。

したがって、礫種や礫の円磨度や基質の固結度などの観点から羽幌岳礫岩部層は、橋本ほか (1965) 以来対比されてきた古丹別層よりは、むしろ中部エゾ層群の天狩峠層礫岩部層と類似点をもつ。古丹別層の礫岩は、その礫種が東方に位置する日高帯北部を構成する地質体を色濃く反映していることから、中期中新世における堆積盆東方の北海道中軸部の急激な隆起を示すものと考えられている (保柳・大上, 1986 など)。さらに古丹別層堆積盆の形成は日本海拡大とも関連するとともに、西方からの砕屑物の供給は考えられていない (Hoyanagi, 1989)。一方、今回検討した羽幌岳礫岩部層や天狩峠層礫岩部層の礫種組成は、酸性から塩基性の火山岩類を含み島弧ないし陸弧火成活動を示すものと考えられる。このことは、これらの礫岩層の所属するエゾ累層群が日本海形成以前の西側への沈み込みに伴う前弧海盆堆積物であることに起因すると考えられる (君波, 1990 など)。

前項で述べたように天狩峠層礫岩部層はセノマニアン下部から中部に対比される可能性が高い (Fig. 5)。北海道の白亜系の中で、天狩峠層礫岩部層の堆積したセノマニアン前期から中期にかけての層序は、近接する古丹別・添牛内国道沿いのルート (松本・岡田, 1973) や北海道中央部の大夕張地域 (本山ほか, 1991; 川辺ほか, 1996)・芦別地域 (松本・岡田, 1973) でみられる。これらの地域ではアルビアンからセノマニアンにかけて泥岩の非常に卓越する岩相が発達するが、セノマニアン前期から中期にかけての地層は上・下位に比べ泥

Fig. 7. Photos of the outcrops.

A, D: Haborodake Conglomerate Member. Outcrop (A) at the loc. ⑦, along the Sakasa-gawa, and outcrop (D) at the loc. ②, along the small branch of the upper stream of the River Haboro (Ha route). Scale is one meter measure, bending at the half point in D. B: Hummocky cross stratified sandstone, in the Sakasagawa Sandstone Member at the loc. ⑥, along the Sakasa-gawa. C: Conglomerate member of the Tenkaritoge Formation, at the loc. ⑬, along the Shumarinai-gawa. Scale bar is 1 m.

岩中における砂岩層の挟みがやや多くなる。特に、古丹別・添牛内国道ルートでは天狩峠層の礫岩部層 (My 4 cg)・砂岩部層 (My 4 al) の延長として厚さ約 60 m の斜交成層砂岩層 (一部細礫・小礫を含む) とその上位に厚さ約 40 m の砂岩頁岩互層が分布し、これらはセノマニアン下部に対比されている (松本・岡田, 1973)。また、北海道北部の小平地域では粘土質泥岩からシルト質泥岩へと変わり (棚部ほか, 1977), セノマニアン前期に周辺地域で広域的な粗粒化現象がみられる。

一方、羽幌岳礫岩部層はセノマニアン上部からチュロニアン下部に対比されと考えられる (Fig. 5)。逆川砂岩部層はチュロニアン中部～上部に対比され、佐久層に相当する。佐久層の模式地である天塩中川地域ではチュロニアンの下部～中部付近からチュロニアン上部にわたり、層厚 400～450 m 程の砂岩泥岩互層が発達し、下位より II d 1 (砂岩泥岩互層相), II d 2 (泥岩相), II d 3 (砂岩泥岩互層相) の 3 つに区分されている (松本・岡田, 1973 など)。この佐久層の砂岩層にはハンモック状斜交層理をもつものも報告されている (道北地方地学懇話会, 1995, p. 122)。羽幌岳礫岩部層は時代的には上記の II d 1 の砂岩泥岩互層相およびそれより下位の泥岩相に対比される。II d 1 の最下部にはスランプ層が挟まれる。一方、羽幌岳礫岩部層の分布地に隣接する古丹別・添牛内国

Fig. 8. Modal compositions (% in number) of conglomerates in the Haborodake Conglomerate Member and the Tenkaritoge Formation. See Fig. 6 for symbols Sh, Ha and Sk. Ms: mudstone, Ss: sandstone, Ch: chert, Gr: granite, Qp: quartz porphyry, AD: andesite and dacite, Ly: rhyolite.

道沿いルートではセノマニアン上部からチュロニアン中部は薄いタービダイト砂岩を少し挟む泥岩が発達する。また、沖合い相と考えられる北海道中央部の大夕張地域ではセノマニアン上部からチュロニアン下部にかけてタービダイト砂岩相が卓越し、砂岩泥岩互層のスランプ層も多数認められる (本山ほか, 1991)。そして、チュロニアン中部から上部ではスランプ層の発達が著しい。天塩中川地域の II d 3 (チュロニアン中部～上部) にもスランピングや礫質タービダイトによ

Fig. 9. Molluscan fossils obtained from the Middle Yezo Group in the area studied.

A : Right lateral view of *Inoceramus* cf. *pennatulus* Pergament, from the loc. ⑩ along the Shumarinai-gawa. B, C : Right valve (B) and left valve (C) of *Birostrina nipponica* (Nagao et Matsumoto), from the loc. ⑩. D : Right valve of *Apiotrigonia* (A.) cf. *mikasaensis* Tashiro, from the loc. ④ along the upper stream of the River Haboro. E : Left valve of *Inoceramus* cf. *costatus* Nagao et Matsumoto, from the loc. ⑧ along the Sakasa-gawa. F : Right valve of *Inoceramus teshioensis* Nagao et Matsumoto, from the loc. ⑥ along the Sakasa-gawa. G : Fragment of *Scaphites* sp., from the Loc. ⑥.

り埋積された幅 100 m 前後のチャンネルが認められる (松本・岡田, 1973). 北海道の他地域の白亜系沖合い相ではこの当時砂岩泥岩互層 (タービダイト相) からなる佐久層相当層が比較的広く観察される (例えば, 羽幌, 小平, 大夕張地域など: Tanaka, 1963 など).

天狩峠層礫岩部層からは化石を得ていないので化石相から堆積環境の考察はできない. 羽幌岳礫岩部層の基質からは転石ながら浅海相の三笠砂岩層から知られている *Apiotrigonia* (A.) *mikasaensis* に比較されるものが産出している. 羽幌川支流の中二股川上流の佐久層相当層 (利光, 1985 の白地層: チュロニアン中期～後期) は砂岩泥岩互層 (タービダイト相) よりなる. 逆川上流では逆川砂岩部層の上部 (チュロニアン後期) にハンモック状層理のみられる部分のあることが明らかとなり, チュロニアン後期には羽幌周辺の地域はストームの影響を受ける浅海に近い堆積環境下になったものと思われる. 天塩中川地域の佐久層には上述のようにハンモック状層理の見られる部分もあり, さらに II d 3 (チュロニアン中期～後期) 中のチャンネル埋積層 (礫質タービダイト) 中の基質には “*Ostrea*” などが含まれていたりすることから (松本・岡田, 1973), 天塩中川地域も似たような浅海に近い環境下にあったと考えられる.

以上, 述べてきたように羽幌-幌加内地域の中部エゾ層群をみると, 礫岩層の発達する層準为天狩峠層礫岩部層 (セノマニアン前期～中期) と今回時代の明らかになった羽幌岳礫岩部層 (セノマニアン最後期～チュロニアン前期) の 2 層準にあることがわかる. そしてこれらの礫岩層はいずれもチャ

ネル充填型のタービダイト礫岩だと考えられる. チャンネル充填型タービダイトシステムなどの海底扇状地堆積物は, 相対的海水準変動の低下にともなう陸棚域での堆積空間の減少によって海盆底へ粗粒堆積物がもたらされることによって形成されると考えられている (Posamentier and Vail, 1988). したがって, この 2 つの時期に羽幌-幌加内地域で相対的海水準の低下が起こったと推定できる. 相対的海水準変動は地域的な構造運動とユースタシーとの和によって形成されている (Posamentier et al., 1988). そこで, Haq のユースタシー曲線 (あるいは Haq 曲線: Haq et al., 1987 など) と比較するとこの 2 つの時期にユースタシーの低下が記載されているので, この 2 層準の礫岩層が汎世界的な海水準の低下に呼応したものである可能性が指摘できる. また逆川砂岩部層上部 (チュロニアン後期) でも浅海化していることが明らかになったが, これも Haq 曲線の低海水準の時期に相当している.

中部エゾ層群の浅海相の三笠層 (セノマニアン～チュロニアン) について当時の前弧海盆の堆積物に相対的海水準変動が記録されていることが明らかにされ, その変動の中に Haq 曲線との類似性のある部分があることがすでに指摘されている (安藤, 1990 など). 一方, エゾ累層群の堆積した前弧海盆は白亜紀を通じた島弧-海溝系の付加作用に関係して徐々に浅海化してきたという解釈もなされている (岡村・木村, 1989 など).

羽幌-幌加内地域において白亜紀中期の天狩峠層礫岩部層および羽幌岳礫岩部層の地質学的・堆積学的な意義を考察す

るにあたり、Haq 曲線が正しいかどうかについては議論がある (Miall, 1991 など) こと、本調査地域の前弧海盆における地域的な構造運動について未検討であることなどの問題があり、今後これらの点も考慮しながら検討していく必要がある。

ま と め

橋本ほか (1965) 以来、中新世中期古丹別層相当層とされていた北海道北西部羽幌岳周辺の羽幌岳礫岩部層 (Ktcg)・その上位の泥岩部層 (彼らの石油沢泥岩部層相当層: Ktm) および逆川砂岩部層 (Kts) の対比について再検討した結果、以下のことが明らかとなった。なお、混乱を避けるため、本論では上記の各部層について新たに Hbc, Hbm, Sks という記号を付した。

1. 羽幌川支流逆川上流において逆川砂岩部層 (Sks) は羽幌岳礫岩部層 (Hbc) の上に整合に重なる。一方、羽幌川上流では中部エゾ層群の塊状泥岩 (橋本ほか, 1965 の My5) の上位に羽幌岳礫岩部層 (Hbc) が整合に重なり、さらにその上位に泥岩層 (Hbm) が整合にのる。しかし、この泥岩層 (Hbm) と他の部層、例えば逆川砂岩部層 (Sks) などとの関係は不明である。

2. 産出した化石から羽幌岳礫岩部層 (Hbc) はセノマニアン上部からチュロニアン下部に、逆川砂岩部層 (Sks) は中部チュロニアンおよび上部チュロニアンに対比される可能性が強い。したがって、逆川砂岩部層 (Sks) は天塩中川地域を模式地とする佐久層に相当すると考えられる。

3. 上記 1. および 2. の結果、羽幌岳礫岩部層 (Hbc) とその上位の泥岩部層 (Hbm) および逆川砂岩部層 (Sks) は中部エゾ層群に所属し、古丹別層には対比できない。

4. 羽幌岳礫岩部層 (Hbc) は礫の組成、円磨度、基質の固結度および伴う砂岩層の性状などの点で中部エゾ層群中の天狩峠層礫岩部層 (My4cg) (セノマニアン下部～中部) によく似ている。

5. 中部エゾ層群における天狩峠層礫岩部層 (My4cg) や羽幌岳礫岩部層 (Hbc) の堆積時期は、その年代対比に基づけば、世界的な低海水準の時期に相当すると考えられる。しかし、これらの礫岩層の地質学的・堆積学的意義については、エゾ層群堆積盆をとりまく当時のテクトニクスとの関係を考慮しながら、検討していく必要がある。

謝 辞

本研究を行うにあたり羽幌営林署・幌加内営林署の方々および羽幌町篠島 正氏御一家 (現、いわき市在住) には野外調査に際して、種々の御便宜をいただいた。これらの方々に深く感謝いたします。

文 献

安藤寿男, 1990, 上部白亜系中部エゾ層群三笠層の浅海堆積相分布と前進性シーケンス. 地質雑, 96, 453-469.
地質調査所, 1992, 100 万分の 1 日本地質図 (第 3 版). 地質調査所.
Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-

1167.
橋本 亘・長尾捨一・菅野三郎, 1965, 5 万分の 1 地質図幅「添牛内」および同説明書 (旭川-第 35 号), 北海道開発庁, 92 p.
道北地方地学懇話会, 1995 編, 地質あんない 道北の自然を歩く. 北海道大学図書刊行会, 269 p.
Hoyanagi, K., 1987, Channel-fill conglomerates in the Middle Miocene Kotambetsu Formation, northern Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4*, 22, no. 2, 277-296.
Hoyanagi, K., 1989, Coarse-grained turbidite caused from the Miocene collision event in the central Hokkaido, Japan. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary facies in the active plate margin*. Terrapub, Tokyo, 689-709.
保柳康一・大上拓男, 1986, 海底チャネルによるタービダイトと関連粗粒岩の形成—中央北海道・中部中新統古丹別層—. 地質雑, 92, 855-870.
Inoma, A., 1980, Mid-Cretaceous ammonites from the Shumarinai-Soeushinai area, Hokkaido. Part II. *Prof. Saburo Kanno Memorial Vol.*, Tsukuba, 167-183, pls. 21-22.
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.
君波和雄, 1990, 白亜紀～古第三紀の初頭の島弧-海溝系. 加藤誠・勝井義雄・北川芳男・松井 愈編「日本の地質 1 北海道地方」. 共立出版, 東京, 235-236.
栗田裕司・一ノ関鉄郎・平松 力, 1992, 北海道羽幌地域の三毛別層と羽幌層の地質年代. 地質雑, 98, 259-266.
栗田裕司・小布施明子, 1994, 北海道北部, 羽幌層の古第三紀渦鞭毛藻化石・花粉化石とその地質年代および堆積環境. 地質雑, 100, 292-301.
松本達郎, 1942, 北海道・樺太中軸部白亜系の層序学的分類に就いて. 地質雑, 49, 92-111.
Matsumoto, T. and Inoma, A., 1975, Mid-Cretaceous ammonites from the Shumarinai-Soeushinai area, Hokkaido. Part I. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. ser. D, Geol.*, 23, no. 2, 263-293.
Matsumoto, T. and Inoma, A., 1991, The mid-Cretaceous ammonites of the family Kossmaticeratidae from Japan. Part III. Descriptions of the species from the Shumarinai-Soeushinai area of Hokkaido. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, no. 33, 103-122.
松本達郎・野田雅之・米谷盛寿郎, 1991, 北海道白亜系セノマニアン・チュロニアン両階のアンモナイト・イノセラムス・有孔虫による統合層序を目指して. 地質雑, 100, 378-398.
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, no. 2, 275-309.
Matsumoto, T. and Yokoi, K., 1987, Tiny ammonite *Worthoceras* from Hokkaido. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 146, 42-48.
Miall, A.D., 1991, Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Jour. Sediment. Petrol.*, 61, 497-505.
宮田雄一郎・加藤幸弘・利光誠一, 1990, 羽幌-旭川地域. 加藤誠・勝井義雄・北川芳男・松井 愈編「日本の地質 1 北海道地方」. 共立出版, 東京, 20-22.
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.
岡村 眞・木村 学, 1989, 四万十帯と北海道中軸帯. 月刊地球, 11, 345-349.
Posamentier, H.W. and Vail, P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tracts models. In Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C., eds., *Sea-level changes—an integrated approach*. Spec. Publ. SEPM, no. 42, 125-154.
Posamentier, H.W., Jervey, M.T. and Vail, P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework. In Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C., eds., *Sea-level changes—an integrated approach*. Spec. Publ. SEPM, no. 42, 109-124.
棚部一成・平野弘道・松本達郎・宮田雄一郎, 1977, 北海道小平地域

- の上部白亜系層序. 九大理研報 (地質), **12**, 181-202.
 Tanaka, K., 1963, A study on the Cretaceous sedimentation in Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 197, 1-122.
 田代正之・松田智子, 1983, 本邦白亜紀三角貝の生息環境と層序. 化石, no. 34, 19-32.
 利光誠一, 1985, 北海道羽幌川上流地域白亜系の生層序と堆積相. 地質雑, **91**, 599-618.
 利光誠一・松本達郎・野田雅之・西田民雄・米谷盛壽郎, 1995, 本邦上部白亜系の大型化石-微化石層序および古地磁気層序の統合に向けて. 地質雑, **101**, 19-29.
 Walker, R.G., 1975, Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **86**, 737-748.
 山口昇一・松野久也, 1963, 5 万分の 1 地質図幅「三溪」および同説明書 (旭川-第 34 号), 地質調査所, 50 p.

(要 旨)

利光誠一・保柳康一, 1997, 北海道北西部の羽幌岳礫岩部層・逆川砂岩部層から産出した白亜紀軟体動物化石とその地質学的意義. 地質雑, **103**, 839-848. (Toshimitsu, S. and Hoyanagi, K., 1997, Cretaceous molluscs obtained from the Haborodake Conglomerate and Sakasagawa Sandstone Members in northwestern Hokkaido, and its geologic significance. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **103**, 839-848.)

従来中新世古丹別層相当層とされていた北海道北西部の羽幌岳礫岩部層・逆川砂岩部層はアンモナイト, 二枚貝などを産し, 白亜系中部エゾ層群の上部 (セノマニアン上部~チュロニアン) に対比すべきことが明らかになった. さらに礫種, 円磨度, 堆積構造など岩相上も古丹別層よりもむしろ中部エゾ層群中の礫岩と類似する. 羽幌岳礫岩部層はチャンネル充填型のタービダイト礫岩と考えられる. 中部エゾ層群の“沖合い相”にみられるこれらのチャンネル充填型の礫岩の堆積時期はセノマニアンからチュロニアンの世界規模の海水準の低下に呼応したものである可能性が指摘できる. しかし, 当時のエゾ累層群堆積盆周辺の地殻変動なども考慮してさらに詳しい検討が必要である.