北海道中頓別地域における上部白亜系～暁新統函淵層群の岩相層序と大型化石層序

Upper Cretaceous to Paleocene Hakobuchi Group, Nakatonbetsu area, northern Hokkaido
—lithostratigraphy and megafossil biostratigraphy—

Abstract

安藤寿男* 友杉貴茂*
金久保 勉**

Hisao Ando*, Takashige Tomosugi*
and Tsutomu Kanakubo**

2000年6月2日受付.

2000年11月4日受理.

* 茨城大学理学部地球生命環境科学科
Department of Environmental Sciences,
Faculty of Science, Ibaraki University, Mito
310-8512, Japan

** パスキン工業(株)
Paskin Kogyo Ltd, Utsunomiya, Japan

The uppermost part of the Yezo Supergroup in the Nakatonbetsu area, northern Hokkaido witnesses to the lithostratigraphy and megafossil biostratigraphy from the lower Campanian to Paleocene. It is subdivided into the Kotobuki Formation of the Upper Yezo Group (offshore siltstone), the Kamikoma (siltstone intercalated with fine sandstone layers), Heitarozawa (sandy siltstone), Oku-utsunai (fine sandstone) and Utsunaigawa (sandy siltstone) Formations of the Hakobuchi Group in ascending order. The Hakobuchi Group is dominated by offshore sandy siltstone, in contrast with the Ashibetsu, Oyubari and Hobetsu areas in central Hokkaido representing the westerly marginal shallow-marine sandy facies of the Yezo forearc basin along the Northwestern Pacific rim. The shallowest facies is represented by HCS sandstone of the lower parts of the Heitarozawa and Oku-utsunai Formations formed on storm-dominated lower shoreface. In terms of newly collected ammonites and inoceramids, we can establish three inoceramid zones with the geologic age as follows; Kotobuki and lower part of Kamikoma Formations: *Sphenoceras schmidtii* Zone (lower Campanian), upper Kamikoma Formation: *Inoceramus shikotanensis* Zone (lowest Maastrichtian), uppermost Kamikoma to lower Heitarozawa Formations: *Sphenoceras hetonaianus* Zone (upper part of lower Maastrichtian), upper Heitarozawa Formation: an unnamed ammonite zone above the inoceramid extinction horizon (upper Maastrichtian). A sharp erosional surface between the Heitarozawa and Oku-utsunai Formations is thought to be an unconformable sequence boundary. The surface itself was represented by ravinement surface and covered by transgressive lags containing *Glycymeris* shell beds of shallow-marine storm origin. The Oku-utsunai and Utsunaigawa Formations show a transgressive facies succession, consisting of the lag deposits, HCS sandstone, bioturbated silty sandstone and sandy siltstone. This facies succession and the previous micropaleontological control suggest that the strata of the uppermost Maastrichtian to Danian including the K/T boundary seem to have been eroded away.

Key words : Upper Cretaceous, K/T boundary, Nakatonbetsu area, megafossil biostratigraphy, sequence boundary, Hakobuchi Group, Yezo Supergroup

はじめに

函淵層群は、蝦夷超層群 (= 累層群: 日本地質学会地層命名の指針, 2000) 最上部に位置する主にカンパニアン階下部～マストリヒシアン階、一部暁新統におよぶ地層である。古日本弧東縁の前弧海盆であった蝦夷堆積盆の最末期における堆積記録でもある。泥質沖合海成相の多い蝦夷超層群の中で

も浅海～河川相に富み、相対的海水準変動を反映した時間的・水平的堆積相変化を追跡することができる(安藤, 1993など)。

北海道北部の中頓別地域の函淵層群は、松本ほか(1980, 1981)によってカンパニアン下部～マストリヒシアンのアンモナイト、イノセラムス化石層序が詳述され、北海道上部白亜系の重要な化石産地として知られていた。その後、

Fig. 1. Study sections and routes of the Nakatonbetsu area. Numbers refer to the location of correlated columnar sections shown in Fig. 4. The inset map shows the study area in northern Hokkaido.

Yasuda (1986) は函淵層群上部から暁新世の有孔虫化石を報告し、従来カンパニアン-マストリヒシアンと考えられていた函淵層群が古第三系下部にまで及ぶことが判明し、K/T境界が中頓別地域の函淵層群に存在する可能性が高くなった。最近では、中頓別地域の函淵層群最上部からマストリヒシアン後期および暁新世後期の石灰質ナノ化石が見いだされた(岡田ほか, 1998)。一方、鈴木ほか(1997)は、函淵層群の模式地である北海道中央部大夕張ダムの函淵層群最上部で、組成の異なる2つの暁新世後期の渦鞭毛藻類化石群を見だし、暁新統上部の堆積サイクルが2つあることを指摘している。また、栗田ほか(1992)、栗田・小布施(1994)は渦鞭毛藻化石と花粉化石から、北海道羽幌地域の羽幌層の時代

が後期暁新世後期～前期始新世前期であるとし、古第三系下部の時空分布を総合して宇津内川層、羽幌層と順次に堆積したと推察している。さらに、サハリンでの同時代層の古地磁気層序や大型化石層序の研究も進展しつつあり(前田・重田, 1998; Kodama et al., 2000 など)、下位層に比べて研究の遅れていた、函淵層群の層序や堆積史の実態が明らかになりつつある。

したがって、中頓別地域は、蝦夷超層群の化石層序や、蝦夷堆積盆の地史復元、白亜紀型化石軟体動物の進化、そしてK/T境界付近の年代論にとって大変に重要な地域である。本研究では、茂宇津内川とシューマロ川の間の主要河川・林道を踏査し(Fig. 1)、層相とその分布や累重様式をもとに、

Fig. 3. Geological map and cross section of the Nakatonbetsu area, northern Hokkaido.

Fig. 4. Correlated geological columnar sections of the Nakatonbetsu area. Refer to Fig. 1 for route names and numbers. Columns are arranged in clockwise direction from the southwest end of the study area.

海道蝦夷超層群の砂岩に含まれるクロムスピネル粒子の存在から、神威古潭帯の超苦鉄質岩類（本地域では蛇紋岩）の進入時期やテクトニクスについて論じているが、その中で宇津内川中流の函淵層群を扱っている。

地 質 概 説

北海道中軸部の空知-蝦夷帯には、上部ジュラ系から下部白亜系の空知層群と、下部～上部白亜系の蝦夷超層群（Okada, 1983）が南北に広く分布する。蝦夷超層群は神居古潭帯の蛇紋岩や空知層群分布域を軸部とする大きな南北性の複背斜構造をなし、東西両翼の外側ほど上位の地層群が露出する傾向にある。本研究の対象である北海道北部の頓別川流域もその代表的な地域で、複背斜の東翼側に相当する。背斜軸部は天塩山地北縁のイソサヌプリ山-知駒内岳の山脈部に相当し、神威古潭帯の構成岩類である蛇紋岩帯と一部空知層群が分布する。東側の北見山地北縁部にも空知層群や蛇紋岩帯が所々に露出する。両山塊に挟まれた頓別川水系の低地帯には、主に第三系と第四系の地層が分布しており、その下

位に上部白亜系が露出する。本研究では、頓別川左岸から合流する茂宇津内川、宇津内川、平太郎沢川、知駒内川、掬水川、シューマロネツ川水系にかけての東西約 10 km、南北約 15 km の範囲を調査した（Fig. 1）。

蝦夷超層群は、古くより下部、中部、上部蝦夷層群、函淵層群という 4 層群区分が、研究の歴史的背景を尊重して使われてきた（Matsumoto, 1953 など）。最近では、いずれも整合一連の地層群であることが認識されるようになって、下部～上部蝦夷層群を一括したり（本山ほか, 1991）、亜層群に格下げしたりする研究者があらわれている。しかし、“蝦夷層群”、函淵層群の 2 層群区分に簡略化しているだけのことが多いように思われる。整合一連という意味では函淵層群も蝦夷超層群の一員であり、したがって、函淵層群も含めた蝦夷堆積盆全域に適用できる総合的な層序区分の再定義が必要な段階にきている。

特に、南西側の天塩中川および遠別地域が蝦夷堆積盆西縁浅海相を代表するのに対し、中頓別地域の函淵層群には東側の沖合い相が発達しており、函淵層群と上部蝦夷層群境界付

近の層相変化や層位関係の実態を明らかにできる地域である。しかし、今回報告するような高解像度での層相変化が西縁相では明らかにされておらず、両地域間の精細な対比は現段階ではできない。したがって、小論では従来の4層群区分を踏襲しておくことにする。

中頓別地域の蝦夷超層群は上部蝦夷層群と函淵層群からなり、全体として南北性の一般走向を持つ。頓別川水系の低地帯とその東側に分布する上部蝦夷層群は、主に塊状で単調な暗灰色シルト岩（泥岩）からなる。上部蝦夷層群に整合で重なる函淵層群は、頓別川低地の西側に、南北性の軸を持つ開いた向斜あるいは盆状構造（宇津内ベースン）をなして分布する（Fig. 3）。天塩中川地域や芦別～穂別地域の函淵層群と比べて粗粒砂岩、礫岩などがはるかに少なく、シルト岩、または砂質シルト岩を主体とし、層厚もかなり大きくなっている。

蝦夷超層群は神居古潭帯の蛇紋岩や空知層群とは断層関係で接するが、上述の向斜構造の中には南北にのびる断層やより小規模な褶曲もある。特に調査地域北部では、蛇紋岩に近い部分や宇津内ベースン東翼の頓別川寄りでは南北性の小褶曲を繰り返している。また、砂岩卓越層の分布のずれから北東-南西もしくは北西-南東性の胴切り断層も推定される。な

お、ベースン構造の中心には、道央の幌内層群上部～紅葉山層に対比される上部始新統～漸新統の宇津内層が楕円状に分布する。

岩 相 層 序

調査地域の蝦夷超層群は岩相、特にシルト岩・砂岩の割合、そしてシルト岩の卓越する部分では砂岩の挟在頻度・シルト岩の砂質度に注目して、5累層に区分できる（Fig. 2）。従来の研究では層序区分がいずれもそれぞれ異なっているので、本論では地名を地層名称とした層序区分である Yasuda (1986) を修正再定義して用いる。後述するように、上部蝦夷層群と函淵層群とは整合一連で、岩相の違いが天塩中川地域や石狩炭田～穂別地域に比べて小さい。本報告では松本ほか (1980, 1981) に従って、砂岩をほとんど含まない泥岩層の上部蝦夷層群から、比較的明瞭に砂岩の挟在頻度が大きくなった層準、特に厚い砂岩が出現する層準より上位を函淵層群とみなす。さらに、松本ほか (1980, 1981)、利光ほか (1995)、Toshimitsu (1999) を参考にしながら、今回新たに採集したアンモナイト、イノセラムスによる化石層序の成果を考慮して、層序・地質構造解釈を行った。

計49ルートでの地質柱状の対比から、南北約15km・東

西約 10 km の層相分布を追うことができる (Figs. 3, 4). なお, 茂宇津内川は露出が連続しないため層序の確立や対比が難しいことから, 地質柱状を Fig. 4 には示していない. 上部蝦夷層群の層厚は少なくとも約 550 m 以上, 函淵層群は約 2,600 m 前後と見積もられるので, 蝦夷超層群の全層厚は約 3,150 m を越える.

1. 上部蝦夷層群 寿 層

<命名> 小山内ほか (1963) が今西 (1955MS) を引用

<模式地> 平太郎沢下流部

<分布> 主に中頓別地域の東縁部に分布し, 頓別川本流沿い, 宇津内川および平太郎沢の最下流部, 木挽沢下流, 知駒内川および土方の沢の下流に露出する. 頓別川沿いでは完新統に覆われ分布は断片的である. また, シューマロ川上流にもわずかに分布する. 全体として露出が悪いため, 連続的な地質柱状は知駒内川で得られたにすぎない (Fig. 4, 柱状 13, 15).

<層厚> 寿層の下部は頓別川東岸側に露出するが調査対象外のため, 全体の層厚は不明. 確認した限りで少なくとも約 550 m 以上.

<岩相> 砂岩薄層をほとんど含まない単調な塊状暗灰色シルト岩を主体とし, 白色凝灰岩層薄層をまれに挟んでいる.

<化石> 石灰質団球をしばしば含む層準がまれにあり, その中にはアンモナイト, イノセラムス *Sphenoceras schmidtii*, 大型笠貝 (*Gigantocapulus transformis*, *Gigantocapulus giganteus*) などの大型軟体動物化石が含まれる. また, 母岩中からも化石を多産する層準がある. 木挽沢合流部に近い頓別川左岸 (loc. 4201) からは上記に加え, *Canadoceras kossmati* を得た.

<堆積環境> アンモナイトのような遊泳性軟体動物化石を含む単調なシルト岩相から, 外側陸棚以深の沖合いの堆積環境と推定される. なお, 堆積環境区分は斎藤 (1989) に従う.

<従前の研究との比較> 著者らは, 松本ほか (1980, 1981) が A 層とした砂岩, 砂質シルト岩を含まない部分を寿層とみなすのが適当と考え, Yasuda (1986), 松下ほか (1967) に示された寿層の上部は, 砂岩の挟在が頻繁で砂質シルト岩部も多いことから, 函淵層群上駒層とみなした.

2. 函淵層群

1) 上駒層

<命名> 小山内ほか (1963)

<模式地> 平太郎沢下流

<分布> 宇津内ベースン両翼部から知駒背斜, 掬水向斜両翼にかけて, 蝦夷超層群の中でもっとも広く分布する. 平太郎沢下流部, 宇津内川下流部および上流部, 木挽沢, 知駒内川, シューマロ川によく露出する. ただし, 岩質が上位の平太郎沢層以上に比べ軟らかいため, 特に本層下部の連続断面は少ない.

<層厚> 約 1,000 m 程度.

<岩相> 主に, 塊状でまれに葉理の見られる, 暗灰~帯青灰色のシルト岩や砂質シルト岩からなり, まれに厚さ 10 m 以内の極細粒~細粒砂岩や数 cm 以下の白色凝灰岩を挟む. 知駒内川下流では厚さ約 3 m の灰白色凝灰質砂岩があるが

連続性は確認できない. 挟在する砂岩には, 海緑石や炭質物の粒子, あるいは中礫サイズの暗灰色泥岩偽礫の葉理が含まれるものがある. 砂質シルト岩では生物擾乱を受けていることが多く, 塊状あるいはむら雲状である. 石灰質団球を産し, その中からまれに化石を (イノセラムス, アンモナイト, 単体サンゴ等) 産する. また, 母岩中からも化石を産することがある.

<化石> 本層下部の特徴種は *Shenoceras schmidtii*, *S. orientalis*, *Anomia* sp., *Canadoceras kossmati* があげられる. 上部からは *Inoceramus shikotanensis*, *Sphenoceras hetonaianus* を産する. ポッピラ沢林道 (Fig. 4, 柱状 44, 45) では, 母岩中から *S. schmidtii* を多産する部分を確認した.

<堆積環境> 岩相が寿層に類似するため, 主に外側陸棚あるいはそれ以深の沖合い環境で堆積したと推定されるが, より砂質で生物擾乱に富むことから, より浅海側とみなされる. 挟在する厚い砂岩からは, 一部で泥岩礫葉理を観察したのみで, 堆積場や堆積営力を判断できる証拠は今のところない.

<関係および従前の研究との比較> 寿層とは砂岩の挟在が多くなり, 砂質シルト岩が発達する点で区別される. 累層境界は明瞭な厚い塊状細粒砂岩が出現する層準として, 3 か所 (知駒内川, 木挽沢, 土方の沢) で確認した. 松本ほか (1980, 1981) では本層を B, C 層に二分していたが, 上下の岩相変化はわずかで, 両者の境界をはっきり定義できる連続性のよい岩相境界は見あたらなかったため, 今回は累層としては一括した. ただし, 知駒内川以南では本層はやや砂質で, 上部ほど砂質シルト岩や細粒砂岩層の頻度・層厚が大きくなっており, 場所によって厚さ 20 m を越える塊状細粒砂岩層が数層確認できる (Fig. 4, 柱状 14).

知駒内川が頓別川に合流する上駒南方の旧 JR 天北線切り割り (現国道 275 号の法面; 猪木, 1959 の第 4 図参照) では, 本層中部に侵食基底のある層厚約 14 m を越える厚い礫支持垂円礫礫岩と, 塊状の細粒~中粒砂岩が数層見られた. 礫は古期岩類 (砂岩, 暗灰色泥岩, チャート, 中性~酸性火山岩類など) を主体とするが, 蝦夷超層群由来の暗灰色シルト岩や灰色砂岩の巨礫サイズ (>直径約 1 m) ブロック (同時礫) も含んでいる. 礫岩上位のシルト岩にはスランプ構造が厚さ 10 数 m にわたって認められる. これらはおそらくそれぞれ, チャネル性の重力流堆積物や海底地滑り堆積物と思われる. 礫岩層を挟んで上下でシルト岩の岩質がシルト質から砂質に変化するが, 浅海化を示す明瞭な証拠はない. いずれにせよ, 礫岩は局所的で連続性も確認できないことから, 猪木 (1959) のように函淵層群の基底礫岩とみなすのは適当でない.

なお, Yasuda (1986) がチュピタウシナイ川, シューマロ川の上駒層下限とみなした礫岩 (Fig. 4, 柱状 14) は, 本論では, 上下の岩相分布から上駒層上部の下限に位置づけるべきものと解釈した.

猪木ほか (1959) は知駒内川上流に上部蝦夷層群 (U_5) の分布を示しているが, 松本ほか (1980, 1981) に指摘されているように, 岩相と産出大型化石を考慮すると本層下部に相

当すると考えられる。

2) 平太郎沢層

<命名> 小山内ほか (1963)

<模式地> 平太郎沢中流部

<分布> 宇津内ベースンに沿ってリング状に分布する。西翼部では南北性の2条の断層によって2回の繰り返しがあり、幅広くなっている。南部の掬水向斜の軸部にも北北西-南南東走向で分布する。また、土方の沢上流部にも小分布が推測される。下位層に比べ岩質が硬いため調査地域の蝦夷超層群の中で最も露出がよく、岩相変化を追跡することができる。

<層厚> 500~1,000 m で平太郎沢より南部ほど厚い。

<岩相> 主に塊状の青灰色砂質シルト岩、一部暗灰色シルト岩からなり、砂質シルト岩は大部分が生物擾乱を受けている。しばしば、極細粒~細粒の厚さ数 m、場合によって数 10 m に及ぶ砂岩を含む。また層厚数 cm~数 10 cm の灰色凝灰岩も挟む。砂岩層には中礫サイズ以下の暗灰色泥岩偽礫や古期岩類円礫あるいは海緑石粒子をしばしば含む。

本層下部には数か所 (例えば、シューマロ川、宇津内川南支流上流、照陽林道: Fig. 4 の柱状 1, 27, 41) で、ハンモック状斜交層理 (HCS) の見られる細粒砂岩が数~10 数 m 以内で発達する。そこでは、砂質シルト岩からシルト質極細粒砂岩を経て極細粒砂岩へとわずかに上方粗粒化するユニットが認められる。また、宇津内ベースン西翼部の本層上部はシルト岩が卓越する。

<化石> 石灰質団球をしばしば含み、その中には時々アンモナイト、イノセラムス化石が産出し、また母岩中からも産する。母岩中からイノセラムス類 (*Inoceramus shikotanensis*, *Sphenoceras hetonaiensis*, "*Inoceramus*" (?) *kusiroensis*) やアンモナイトなどの化石 (巻き貝、単体サンゴ等も含む) を多産する部分もある。*Gaudryceras hamanakense* はまれに砂質シルト岩の母岩中に単体で見いだせる。下位層に比べ化石の頻度が高く、それも下半部に多い。最上部からはまれである。

宇津内川上流 (loc. 3109) と掬水川上流 (locs. 0802, 0803) の本層上部で、*Tenuipteria awajiensis* が密集する石灰質団球を得た。前者では同一団球に *Neophylloceras hetonaiense*, *Anagaudryceras matsumotoi* を伴っており、後者では別の団球から両種が産している。

最近、岡田ほか (1998) は掬水川上流から後期マストリヒシアン期の化石群集を発見している。

<堆積環境> 岩相が寿層よりも砂質で生物擾乱に富むシルト岩が卓越することから、堆積環境は主に内側陸棚で、一部は外側陸棚の浅海側に及ぶものとみなされる。しかし、数層準に HCS 砂岩が発達するので、層準や場所によっては下部外浜環境で形成されたと推定される。

<関係> 上駒層から漸移するが、上駒層に比べ粗粒である。宇津内ベースンおよび掬水向斜の西翼側セクションでは基底に厚さ 40 m (最大 80 m) を越える厚い細粒砂岩があり、比較的良好に連続するが、東翼側にはこれほど厚い砂岩は認められず、数~10 m 前後の砂岩が出現する層準を本層の基底

とみなした。

3) 奥宇津内層 (新称)

<命名> Yasuda (1986) は函淵層群の最上位層に対し宇津内川層と命名したが、岩相的には上下の差異が大きく二分できる。つまり、下部は砂岩が卓越するため差別浸食地形が発達し、本地域の岩相的鍵層としてよく追跡できる。一方、上部は砂質シルト岩からなり、平太郎沢層と似ている。したがって、本論では下部を独立した累層として、奥宇津内層と命名する。

<模式地> 宇津内ベースン東翼部の宇津内川中流

<分布> 宇津内ベースン構造に支配されて縦長楕円形のリング状に露出する。ベースン北西縁部には、南北性断層による繰り返しによって南北性の分布があるがその西縁は宇津内断層で切られている。また、掬水向斜北部の軸部にもわずかに露出するが、その北限も宇津内断層によって断たれている。

<層厚> 220~320 m

<岩相> 主に緑灰色~灰色の極細粒~細粒砂岩および極細粒シルト質砂岩からなり、青灰~灰色の砂質シルト岩も伴う。また層厚数 cm から数 10 cm 前後の凝灰岩 (灰色、緑灰色、青灰色等) も挟む。宇津内川上流では層厚 3.5 m の細粒白色凝灰岩を確認した。砂岩は一般に塊状で、シルト質砂岩は生物擾乱を強く受けている。石灰質団球は、砂質シルト岩にまれにあるが、その中に化石を含むことはほとんどない。極まれに母岩中に小型二枚貝化石 (*Acila* sp. や同定不能な数種)、あるいは小型腕足類を含む。

基底には赤褐色、緑色、灰色等の円~亜円中礫からなる礫質砂岩があり、一部は礫岩となっている。砂岩中には、浅海生二枚貝 *Glycymeris* sp. を主とし腕足類などをわずかに伴う、厚さ数 10 cm の化石密集層 (宇津内川中流: loc. 3304, 宇津内川南支流: locs. 2707, 2708) が含まれる。また、2 か所 (掬水川: loc. 0803, 中広沢: loc. 2001) で *Glycymeris* 密集層ブロックの転石を見いだした。特に loc. 2708 では厚さ 1.5 m 以下の礫岩上に、厚さ約 8 m の癒着 HCS 砂岩が累重しその上方ほどやや生物擾乱が発達するようになって、上位には塊状になった生物擾乱細粒砂岩に漸移している (Fig. 8)。癒着 HCS 砂岩の下部にも葉理状の薄いレンズ状化石層が含まれる。

宇津内川南支流 (Fig. 4, 柱状 28) では最上部に分級の悪い厚層の中~粗粒砂岩が厚さ 40 m 前後含まれており、薄い円~亜円中礫礫岩部や暗灰色シルト岩の同時礫層も挟在する。中粗粒砂岩部の基底面は比較的明瞭で、シルト質極細粒砂岩にのっている。この岩相は他では認められずこの砂岩層の分だけ本層が厚くなっている。また十二の沢支流ルート (柱状 29) には、本層の中部付近に厚さ 3 m 前後の雑色性の円~亜円中礫礫岩が確認できたが、他のルートでは見つからない。

<化石>

基底部の化石密集層中に含まれるものとして *Glycymeris* sp., 小型腕足類などがある。松本ほか (1981) は宇津内川中流の枝沢 (Fig. 5, loc. K300) から *Glycymeris* (*Glycymerita*)

aff. *japonica* Tashiro の産出を報告している。極細粒砂岩中に稀に散在的に小型二枚貝 (*Acila* sp. など) を含むが、保存が悪く同定は難しい。

最近、岡田ほか (1998) は掬水川支流の上流における本層下部の極細粒砂岩から後期暁新世のナノ化石を見いだしている。

＜堆積環境＞ 浸食基底面の顕著な基底礫岩は円礫が卓越し、直上の中粒～細粒砂岩には内側陸棚から下部外浜に生息していたとみなされる二枚貝 *Glycymeris* (後述) が密集しており、HCS も発達することから、本層基底から下部は下部外浜で形成されたものと考えたい。中上部は塊状で生物擾乱が著しく、砂岩の粒度もシルト質極細粒砂であることから、下部外浜から内側陸棚にかけての環境が想定される。

＜関係＞

平太郎沢層との境界は上述の3か所 (Fig. 5, locs. 3304, 2707, 2708) で確認できる。基底礫岩下面の起伏のある明瞭な浸食面を介して岩相が急激に粗粒岩へと変化し、その上位に上方細粒化を示す海進性堆積相層序が認められることから、不整合関係とみなせる。この浸食面はシーケンス層序学的に重要なので項を改めて詳述する。

平太郎沢中流では上記の化石密集層を含め奥宇津内層に相当する地層群が確認できなかったことから、松本ほか (1980, 1981) で示された E 層は平太郎沢層 (松本ほかの D 層) とみなされる。

4) 宇津内川層

＜命名＞ Yasuda (1986)

＜模式地＞ 宇津内ベースンの東翼の宇津内川中流

＜分布＞ 宇津内ベースンに沿ってリング状に分布し、宇津内川中流によく露出する。また、宇津内ベースン西翼に相当する調査地域北西縁には、断層によって繰り返されて茂宇津内川上流に南北性の小分布がある。

＜層厚＞ 上位の宇津内層との不整合で削剥されているが、確認できる限りで約 350～620 m。

＜岩相＞ 奥宇津内層から漸移し、主に灰色～帯青灰色の砂質シルト岩からなり、一部帯青暗灰色のシルト岩となる。また、層厚数 cm から数 m の緑灰～灰色極細粒～中粒砂岩もしくはシルト質砂岩を挟むこともあるが極まれである。本層の砂質シルト岩は、平行葉理や層理の見られる部分もあるが、大半は塊状で生物擾乱を受けている。石灰質団球はほとんど含まれない。また、層厚数 cm から数 10 cm の凝灰岩を挟むが、追跡可能な凝灰岩は見当たらない。

奥宇津内林道 (宇津内川と一の沢の間の山稜中腹) では本層の中部に、層厚約 20 m の分級の悪い粗粒～中粒砂岩が見られる。その上部には、緑色泥で埋められた分岐を伴う直径 1 cm 弱の垂直～水平性管状生痕の密集層がある。また最上部には細礫サイズのパミスを多量に含む 20 cm 以下の中礫礫岩が 3 枚含まれる。

＜化石＞ 大型化石はまれである。数か所の砂質シルト岩中から殻長 1 cm 未満の微小な二枚貝、巻貝、腕足類、ウニ (*Cidaris* 類) の棘、魚鱗等をわずかに産するにすぎない。

Yasuda (1986) は、熊の沢の本層から浮遊性有孔虫

(*Subbotina triloculinoides*)、底生有孔虫群集 (*Cyclammina* sp. *A-Praeulimina angulata*) の産出からダニアンに及ぶことを示唆した (Fig. 7)。岡田ほか (1998) は同じく熊の沢で暁新世後期のナノ化石を見いだした。

＜堆積環境＞ 塊状で生物擾乱が著しい砂質シルト岩が卓越することから、内側陸棚から外側陸棚の浅海側で堆積したものであろう。

＜関係＞ 松本ほか (1981) の E 層上部と Yasuda (1986) の宇津内川層上部に相当する。

3. 宇津内層

＜命名＞ 今西 (1953)

＜模式地＞ 宇津内川中流

＜分布＞ 宇津内ベースンの中心に分布し、宇津内川中流によく露出する。

＜層厚＞ 田中 (1960) によれば 350 m

＜岩相＞ 今西 (1953)、Imanishi (1961)、田中 (1960) に詳細な層序記載があり、上中下に 3 部層区分されている。下部は層厚約 150 m の灰色～青灰色シルト岩および灰色砂質シルト岩で、やや層理 (弱いラミナ) の見られる部分と生物擾乱を受けた部分が見られる以外はほぼ塊状である。シルト岩および砂質シルト岩は、白亜系のそれと比べて固結度が弱くもろい。またそれらは、風化した際に白色化し、白亜系のシルト質岩と見分けることは容易になる。石灰質団球を含むが、その中から化石が産することは極まれである。

中部は暗緑色塊状細粒砂岩で部分的にシルト岩や砂質シルト岩を伴う。層厚は約 160 m。この砂岩中には、海緑石と思われる緑色粒が多く含まれる。上部は細粒砂岩と灰色～青灰色泥岩が互層し薄い炭層を挟む。

＜化石＞ 宇津内川では、砂質シルト岩中に層厚 10～20 cm の貝化石密集層 (loc. 3310) が見られるが、宇津内川南支流では密集層は見られず貝化石は散在した状態であった。田中 (1960) によれば *Portlandia ovata*, *Acila picturata*, *Venericardia ezoensis* などが列挙されている。

＜堆積環境＞ 浅海生二枚貝密集層を含む塊状の砂岩は内側陸棚の浅海、単調なシルト岩は外側陸棚以深の沖合、そして、薄い炭層を含む上部は河川の堆積環境が推定され、函淵層群以下に比べ多様な環境で堆積したことは明らかである。しかし、露出が不十分で精確な層序柱状を作れないので、詳細な環境推定は難しい。

＜時代と対比＞ 岩相の類似性や貝化石 (田中, 1960)、有孔虫化石 (Asano, 1953) の組成から幌内層群に対比された。その後、Kaiho (1984) は浮遊性・底生有孔虫から本層の下部を上部始新統～下部漸新統とみなし、幌内層群上部から紅葉山層に対比されるものとした。

地 質 構 造

頓別川西岸の白亜系は大きく見て、南北性の褶曲構造とそれを南北に切る比較的大きな断層で特徴づけられる (Fig. 3)。これは田中 (1960) が「宇津内褶曲区」と呼んだもの、およびその南方延長部に相当する。そして、西端は、神居古潭帯構成岩石である蛇紋岩と空知層群との境界をなす宇津内

断層に区切られている。

調査地域北半部は、宇津内川中流の2つの主要支流が分岐する地点付近を中心とした、南北に走る向斜軸をもった盆状構造、「宇津内ベースン」(田中, 1960)に支配されている。これは傾斜が30~50°の開いた比較的単純な褶曲構造で、中心に向かって順次新しい地層が露出する。したがって、平太郎沢層、奥宇津内層、宇津内川層はリング状に、そして中心に宇津内層が縦長楕円状に分布する。また上駒層についても盆状構造を取り巻くように分布するが、西縁は宇津内断層(田中, 1960)やそれに随伴する平行な2条の南北性断層(西三又断層、東三又断層:新称)に切られている。断層面は確認できないが、宇津内川本流の河床で破碎部を確認できる。この2断層によって平太郎沢層と上駒層は3回の繰り返しがあり、そして西帯と中帯の2帯の分布域では東帯より急傾斜となる。特に中帯では中規模な背斜向斜が1組(波長500m前後)あって宇津内ベースンに比べ閉じている。また、宇津内ベースンの軸部にやや斜交して中宇津内断層(新称)が走り、上述の2条の南北性断層と同様に相対的に西側が落ちたセンスをもつ(Fig. 3)。

宇津内ベースンの東翼側には上駒層が広く分布するが、これは北北西-南南東~北北東-南南西に走る軸をもった小褶曲の繰り返しによると思われる。ただし、宇津内川下流部は露出が悪い上、上駒層は泥質岩相が卓越し鍵層になる岩相がないため、褶曲軸の連続性はよく追跡できない。ポピラ沢では波長数10mの小褶曲の繰り返しを確認できる。

調査域南部は、掬水川上流部に北北西-南南東の軸をもった、比較的単純な向斜構造で(掬水向斜:新称)特徴づけられるが、その北西縁は宇津内断層で裁断されている。

一方、宇津内ベースンと掬水向斜の間の地域(知駒内川流域)は、宇津内ベースンの南翼部に相当し、上述の南北性断層の延長部によってブロック化しているが、調査域で最も下位層の寿層が分布し周囲より下位の地層が広く分布するため、背斜構造(知駒背斜:新称)をなしていると解釈できる。ただし軸の伸びは北西-南東方向に変化している。そして、頓別川沿いに予想される断層によって切られ、右岸側には連続しない。

これらの南北性の構造に加え、砂岩が卓越する平太郎沢層や奥宇津内層が示す峰状の浸食地形の分布から、南北性構造を切る胴切り断層もいくつか確認できる。例えば宇津内ベースン南西部では北東-南西方向の2条の推定断層に左横ずれのセンスが読みとれる。また平太郎沢下流部の谷線は北西-南東性の右横ずれ断層を反映したものと解釈した。

大型化石層序

中頓別地域の蝦夷超層群からは、カンパニアンからマストリヒシアン的大型動物化石を少なからず産する。その化石産地番号をFig. 5に、主要軟体動物化石の産地をFig. 6に示した。軟体動物フォーナの構成はTables 1, 2に示したように、アンモナイト、イノセラムスが卓越し、そのほかの二枚貝、大型笠貝、巻貝を伴う。上部蝦夷層群および函淵層群奥

宇津内層、宇津内川層からは数か所で化石を産したに過ぎないが、函淵層群上駒層、平太郎沢層では産出頻度が高い。ただし、平太郎沢層の最上部では頻度が減少する。また、平太郎沢層より上位からはアンモナイト、イノセラムスがまったく産出しなかった。したがって、函淵層群奥宇津内層および宇津内川層を大型化石から直接年代推定することは不可能である。

一部のセクションでは産出頻度が比較的高く化石層序を検討することが可能であるが、それでも化石分帯をするまでには至らない。そこで、地質柱状対比図(Fig. 4)上における産出層準を総合した、主要化石のレンジチャートを作成した(Fig. 7)。この図は上駒層-平太郎沢層の境界を基準として、各セクションの地質柱状における産出層準をそのまま層厚補正をしないで各種ごとに一本の柱状に投影したものである。本調査では対比に有効な凝灰岩鍵層を見いだしていないので、セクションによる層厚の違いを正確に評価することは難しい。したがって、各種のレンジはある程度誤差を含んだものであり、特に離れたセクションにおける近接層準の上下は、場合によって逆転する可能性もあろう。それでも、これまでの化石層序学的研究に比べ調査ルート数・産出量が多いので、より精度の高い大型化石(アンモナイト、イノセラムス)層序の議論ができる。

1. 化石の産出状況

上部蝦夷層群寿層の化石は産出頻度や産出層準が少ないため、イノセラムス類は*Sphenoceras schmidtii*、大型笠貝の*Gigantocapulus transformis*、そしてアンモナイトの*Canadoceras kossmati*の、わずか3種で特徴づけられる単調なフォーナからなる。上駒層になると、*G. transformis*のかわりに二枚貝のナミマガシワ(*Anomia* sp.)が産出するが下部に限られる。上駒層下部は引き続きアンモナイトに乏しいが、中部になると*Phyllocpacchyceras ezoense*、*Tetragonites popetensis*が産するようになり、これらは平太郎沢層最下部まで続く。一層準ずつであるが*Anagaudryceras yokoyamai*や*Desmophyllites diphylloides*も得られた。上駒層上部は*Inoceramus shikotanensis*が産出するようになる。Fig. 7では*S. schmidtii*と共産するよう示されているが、これは異なるセクションであるので、同一露頭で随伴関係を確認したわけではない。

平太郎沢層下半部は、函淵層群のアンモナイトの産する部分の中ではアンモナイトが最も多様で、全体として10数種に達する。また、イノセラムス類の頻度も高い。*I. shikotanensis*のレンジは平太郎沢層を3分した時の下部にまでおよぶが、上駒層最上部から*I. shikotanensis*のレンジ上限までは*Sphenoceras hetonaianus*のレンジとオーバーラップし、しばしば同一露頭でも共産する。つまり、*I. shikotanensis*と*S. hetonaianus*のレンジのそれぞれ、上半部・下半部が重なっている。*S. hetonaianus*は平太郎沢層中部まで比較的頻繁に産するが、そのレンジは“*Inoceramus*”*kusiroensis*とほとんど重なる。したがって、この3種は同一層準で産することがある。アンモナイトとしては*Gaudryceras hamanakense*、*Anagaudryceras matsumotoi*が

Fig. 6. Distribution of major index fossils in this study and the previous works (underlined) by Matsumoto et al. (1979, 1980, 1981) and Toshimitsu (1999). Abbreviations of ammonites are shown in Table 1.

川沿い (Fig. 4, 柱状 31, 33) でも最上部までアンモナイトが産出している。そのため、平太郎沢層最上部での化石の産出頻度減少が見かけ上強調されているので注意が必要である。

2. 函淵層群の地質時代

大型化石による時代対比には、ヨーロッパの標準セクションとの比較が必要であるが、北西太平洋の白亜紀後期のアンモナイト、イノセラムスフォーナは古生物地理学的に地域性が強いいため直接的な対比が難しい。そのため、松本達郎が中心となって長年にわたって蓄積した研究 (松本・平野, 1985; 松本ほか, 1985; 利光ほか, 1995 など) や、近年サハリンの

蝦夷超層群相当層を研究している、前田・重田 (1998) や Shigeta et al. (1999) などが参考になる。

1) カンパニアン階下部

上部蝦夷層群寿層、函淵層群上駒層の下部からは、下部カンパニアンを代表する指標化石 (松本ほか, 1985; 利光ほか, 1995 など) の *Sphenoceramus schmidtii* がよく産出し、宇津内向斜の東西両翼と南部に広く分布する (Fig. 6)。*Inoceramus shikotanensis* の初出層準より下位はほぼ *S. schmidtii* 帯とみなすことができる。そして、共産する化石から *Gigantocapulus transformis* を共産する下部亜帯と

Table 1. List of ammonite fossils from the Hakobuchi Group in the Nakatonbetsu area. Refer to Fig. 5 for localities. Abbreviations (ab.) are used in Fig. 6.

species	ab.	Kotobuki F.	Kamikoma Fm.	Heitarozawa Fm.
<i>Neophylloceras heltonaiense</i> Matsumoto	<i>Nh</i>			0306, 3109, 4804, 4807, 4808
<i>Neophylloceras nera</i> (Forbes)	<i>Nn</i>			0201, 3301, 4104, 4805, 4810
<i>Neophylloceras cf. nera</i> (Forbes)		0201		
<i>Neophylloceras surya</i> (Forbes)	<i>Ns</i>			
<i>Neophylloceras</i> sp.				0307, 3108
			0106, 1103	0801, 3107, 3108, 4104, 4807, 4813
<i>Phyllopacchyras ezoense</i> (Yokoyama)	<i>Pe</i>		0301, 1103, 4801	0110, 0112
<i>Gaudryceras hamanakense</i> Matsumoto and Yoshida	<i>Gh</i>			0201, 0305, 0401, 2704, 2705, 2801, 2803, 2804, 3201, 3306
<i>Gaudryceras cf. hamanakense</i> Matsumoto and Yoshida		2202		2502
<i>Gaudryceras kayei</i> (Forbes)	<i>Gk</i>			0201, 0801
<i>Gaudryceras</i> sp.		1103		0306, 0801, 0902, 2804, 3105, 3301, 4806
				4104, 0902
<i>Gaudryceras</i> n. sp.	<i>Gn</i>			
<i>Anagaudryceras yokoyamai</i> (Yabe)	<i>Ay</i>	1103		
<i>Anagaudryceras matsumotoi</i> Morozumi	<i>Am</i>			0201, 0501, 0502, 0602, 0701, 0801, 1002, 3103
<i>Zelandites varuna</i> (Forbes)	<i>Zv</i>			0602, 0801, 3104
<i>Zelandites</i> sp.		0102		
				0109, 0110
<i>Tetragonites popetensis</i> (Yabe)	<i>Tp</i>	0104b, 1103		4807, 4810
<i>Tetragonites terminus</i> Shigeta	<i>Tr</i>			4808
<i>Tetragonites cf. terminus</i> Shigeta				
<i>Tetragonites</i> sp.		1103		
<i>Pseudophyllites indura</i> (Forbes)	<i>Pi</i>			0201, 0307, 2704, 3108, 4813
<i>Damesites heltonaiense</i> Matsumoto	<i>Dh</i>			4804
<i>Damesites</i> sp.				
		1103, 4801		
<i>Pachydiscus flexuosus</i> Matsumoto	<i>Pf</i>			2703, 3102, 3106, 3107, 3303
<i>Pachydiscus subcompressus</i> Matsumoto	<i>Ps</i>			3002
<i>Pachydiscus</i> sp.				0901, 4811
		0104b, 1001, 1702		
<i>Canadoceras kossmati</i> Matsumoto	<i>Ck</i>	4201		0104b, 0104c, 0105, 0108, 0503, 0504, 1001a, 1102, 1103, 4201
<i>Canadoceras cf. mysticum</i> Matsumoto	<i>Cm</i>			0204
<i>Canadoceras</i> sp.		4201		0113, 1103, 3602
<i>Baculites</i> sp.				0104b, 1103
				0109, 2702, 3001, 4810, 4813

Table 2. List of inoceramid and other fossils from the Hakobuchi Group in the Nakatonbetsu area.

species	Kotobuki F.	Kamikoma Fm.	Heitarozawa Fm.	Oku-Usunai F.	Usunai Fm.
<i>Sphenoceramus schmidti</i> (Michaeli)	1504, 1501	0101, 0102, 0103, 0104a, 0110, 0112, 0504, 1101, 1104, 1502, 1503, 1602, 1702, 2706, 4106, 4201, 4401, 4404, 4406, 4504, 4505, 4806, 4807, 4808, 4809, 4810, 4811, 4813			
<i>Sphenoceramus orientalis</i> (Sokolow)		4502			
<i>Inoceramus shikotanensis</i> Nagao and Matsumoto		0303, 3601, 3603, 3604, 3605, 4103	0111, 3101, 4104, 4803		
<i>Inoceramus cf. shikotanensis</i> Nagao and Matsumoto			4102, 4104, 4805, 4806		
<i>Inoceramus cf. balticus</i> Boehm		0302, 1001d			
<i>"Inoceramus" kusiroensis</i> Nagao and Matsumoto			2801, 3001, 3101, 3701, 4104, 4406, 4802, 4803, 4805, 4806, 4807, 4808, 4810, 4813		
<i>Mytiloides tombeisensis</i> Toshimitsu			4104		
<i>Sphenoceramus heltonaiensis</i> (Matsumoto)		0303, 0304	0109, 0801, 0202, 0401, 1701, 2503, 3101, 3102, 3103, 3104, 3201, 3301, 3103, 3102, 3701, 4104, 4105, 4406, 4802, 4805, 4806, 4807, 4808, 4809, 4810, 4811, 4813		
<i>Sphenoceramus cf. heltonaiensis</i> (Matsumoto)			1002, 1005		
<i>Teniplectera awajiensis</i> (Matsumoto)			0802, 0803, 3109		
<i>Acila</i> sp.		4301, 4509	0201, 1004, 2704, 3104, 3110, 3201, 4105	2806, 3305	2807, 2808
<i>Portlandia hakobutensis</i> Nagao			1004, 2502, 2807, 3110		3308
<i>Portlandia forata</i> Ichikawa and Maeda			3110		3307
<i>Portlandia curestireta</i> Ichikawa and Maeda		0306			
<i>Portlandia</i> sp.	1504		1002		
<i>Mytilus</i> sp.			0114, 3104		
<i>Nanonavis elongata</i> (Nagao and Ohtsuka)			0701		
<i>Nanonavis</i> sp.	1504		0114, 0201, 0203, 1004, 2704, 3104, 3110, 3201, 4104, 4105		
<i>Glycymeris</i> sp.			3302	2001, 2707, 2708, 3304	
<i>Propeamussium</i> sp.		4402			
<i>Anomia</i> sp.		0103, 0110, 1503, 1602, 4401, 4508, 4510, 4901			
<i>Mytila</i> sp.		2701	3701		3310
<i>Venericardia ezoensis</i> Takeda					3310
<i>Periplomya</i> sp.		0505	1003, 4806		
<i>Globularia</i> sp.			0201, 0602, 0801, 2704, 3104, 3107, 3109, 4807, 4813		
<i>Pseudogaleoides</i> sp.			4812		
<i>Giantocapulus transformis</i> (Dundo)	1501, 1504, 4201				
<i>Giantocapulus giganteus</i> (Schmidt)	4201				
<i>Giantocapulus problematicus</i> (Nagao and Ohtsuka)			1007, 2402		
<i>Dentalium</i> sp.			3104		
<i>"Cidaris" sp.</i>		0306, 3602, 4511	0502, 0602, 0801, 0901, 2705, 3104, 3106, 3107, 3201, 3301, 3303, 4808		

Anomia sp. の上部亜帯に二分することも可能である。上部亜帯からは下部カンパニアン階の上部(利光ほか, 1995)を特徴づける *Canadoceras kossmati* が産する。したがって、寿層は下部カンパニアン下部, 上駒層下部は下部カンパニアン上部とみなされる。

ただし, 最近 Kodama et al. (2000) はサハリンのナイバ川地域の古地磁気層序の結果から, *S. schmidt* 帯が逆磁極帯を含みこれが逆磁極クロン C32r に対比されるとしており, 本帯をカンパニアン上部に対比している。Fig. 7 に示されているように *S. schmidt* 帯はかなり厚いので, カンパニアン上部を含むことは同意できるが, 下限がどこまでおおよかは検討の余地がある。そこで, 本論では従来の化石層序区分に従っておく。

2) カンパニアン階上部

カンパニアン階上部を特徴づける化石としては, *Inoceramus* cf. *balticus* とみなされるイノセラムスが二か所(知駒内川上流: loc. 1001, 中ノ沢: loc. 0302)で得られたのみである。Loc. 1001 は断層による擾乱で他セクションとの対比が難しいが, 0302 では *S. schmidt* と *I. shikotanensis* の産出層準の間の上駒層中部に産する。つまり, 知駒内川以南の地域にかなり薄いながらもカンパニアン上部の *Inoceramus balticus* 帯が存在することが予想される。しかし, 北部地域では確認できていない。また, 天塩中川, 遠別地域の函淵層群で報告されている, 上部カンパニアン階の下部を指示する *Metaplacentoceras subtilistriatum* などのアンモナイト(Matsumoto, 1984 a) や *Mytiloides shimanukii* やその類似種は産出してない。したがって, 少なくともカンパニアン中上部にかなりの層序の欠如があるかもしれない。

3) マストリヒシアン階

函淵層群上駒層上部から平太郎沢中部にかけては, 利光ほか(1995)によりそれぞれマストリヒシアン階下部, 同階下部~同階上部の下部を指示するとされたイノセラムス, *Inoceramus shikotanensis* と *Sphenoceras hetonaiianus* の産出で特徴づけられる。*I. shikotanensis* は, 松本(1980, 1981)では笠貝 *Gigantocapulus problematicus* とともに産する上駒層上部(C層)の特徴種とされているが, 本研究では平太郎沢層下部でも産出することを確認している。*G. problematicus* の方は平太郎沢層の中部と下部でそれぞれ1層準ずつ単独での産出を確認したに過ぎない。

I. shikotanensis の初出から *S. hetonaiianus* の初出で定義される *I. shikotanensis* 帯と, *S. hetonaiianus* のレンジ(初出~終出:最後の産出層準)で定義される *S. hetonaiianus* 帯が設定できる。*I. shikotanensis* 帯の化石はまれで, *Phyllopacchyceras ezoense* を1層準で得たに過ぎない。*S. hetonaiianus* 帯を特徴づけるアンモナイトとして *Gaudryceras hamanakense*, *Pachydiscus flexuosus* があげられるが, 両種とも本帯より上位にも産する。*S. schmidt* 帯から続き本帯下部で消滅するものとして, *Phyllopacchyceras ezoense*, *Tetragonites popetensis* がある。*S. hetonaiianus* 帯上部に限られるアンモナイトには *Neophylloceras nera*, *Neophylloceras hetonaiense*, *Tetragonites terminus* がある。

そして, 本帯中部に出現し上位の化石帯に続くものとして *Anagaudryceras matsumotoi*, *Zelandites varuna*, *Pseudophyllites indura* がある。*Neophylloceras*, *Gaudryceras*, *Tetragonites* などは一般に長命の種が多いので, 今後産出記録を蓄積することでこれらのレンジは広がる可能性は高い。

平太郎沢層中部でイノセラムス類は消滅し, アンモナイト数種と *Tenuipteria awajiensis* で特徴づけられるフォーナが本層最上部まで続く。これは本地域の函淵層群で最も上位(新期)のもので, その構成要素として *Neophylloceras surya*, *G. hamanakense*, *Gaudryceras kayei*, *A. matsumotoi*, *Z. varuna*, *P. indura*, そして *P. flexuosus* があげられる。Fig. 7 では *P. flexuosus* が *S. hetonaiianus* 帯で消滅するよう示されているが, 宇津内川沿いの平太郎沢層は層全体の層厚が薄いため, 最上部(Fig. 4, 柱状 31, 33, locs. 3106, 3107, 3303)はこの「無イノセラムス帯」に位置づけられる。*P. flexuosus* と *G. hamanakense* は利光ほか(1995)でマストリヒシアン上部の特徴種として重視されたアンモナイトであるが, 両種のレンジは *I. shikotanensis* 帯から「無イノセラムス帯」にまでおよび, これまでの報告より長いと思われる。掬水川最上流で得られた *Gaudryceras* の破片個体は, 他のマストリヒシアンの *Gaudryceras* とは細肋がかなり粗い点で新種(重田康成氏私信, 2000年2月)とみなされるので, *Gaudryceras* n. sp. と表記した(Pl. 1-11)。

記載分類学的な検討が課題となっている *Tenuipteria awajiensis* は, 利光ほか(1995)では化石帯が設定されているが, 本研究では産出層準に限られていることから分帯は難しい。利光ほか(1995)は「本種のレンジが古第三紀まで及ぶ可能性」を指摘しているが, 平太郎沢層より上位の層準からは得られないことから, この可能性はないと考える。なお, 今回得られた *Tenuipteria awajiensis* の標本はいずれも保存が不十分で殻頂内側の形態が観察できず, 現段階では属の帰属は確実でない。

イノセラムス絶滅後のアンモナイト群は, 日本ではこれまで淡路島の和泉層群や道東の根室層群で知られている(Morozumi, 1985; Matsumoto and Yoshida, 1979; Matsumoto et al., 1979; Matsumoto, 1984 a, 1985; 松本ほか, 1985; 成瀬ほか, 2000)が, 本研究のような連続的なセクションでの研究ではない。したがって, 中頓別地域の函淵層群は日本におけるマストリヒシアン上部の大型化石層序の参照セクションになりうる。

最近, サハリンのマカロフとナイバ地域からはマストリヒシアンの化石群として, 下位より, 1) *S. hetonaiianus*-*Gaudryceras tombetsense*-*P. indura*, 2) *G. hamanakense*-*P. flexuosus*, 3) *P. flexuosus*-*Gaudryceras* sp., 4) *P. subcompressus*-*Z. varuna* 化石群の存在が報告されている(前田・重田, 1998)。1)については *S. hetonaiianus* 帯の化石群に相当すると思われる。ただし, 本研究では *G. tombetsense* を *G. hamanakense* のシノニムと考えている。中頓別地域におけるイノセラムス絶滅後のアンモナイト群は産出頻度が低いため, 2)~4)のように異なる化石群に識別することは今のところ難しいが, *G. hamanakense* のレンジ上限で上

Fig. 7. Compiled inoceramid and ammonoid successions of the Hakobuchi Group in the Nakatonbetu area. Numbers are referred to fossil localities shown in Figs. 4-6.

下に2分することは可能かもしれない。特に *Z. varuna* は *G. hamanakense* のレンジ上限よりやや上位まで続いているので、*Z. varuna* が最後のアンモナイト群の一員である可能性は高い。しかし、宇津内川上流 (loc. 3002) では *P. subcompressus* とみなせる破片標本を得たが、地質構造を見るとこれは必ずしも *P. flexuosus* より上位層準とはいえないので、両種のレンジはオーバーラップすると考えられる。

前田・重田 (1998), Kodama et al. (2000) はサハリンでの古地磁気層序・大型化石層序の比較から、4) の産する層準のみをマストリヒシアン上部とみなしている。したがって、利光ほか (1995) などマストリヒシアン上部とされた化石帯の一部は、マストリヒシアン下部の上部に位置づけられる可能性がある (例えば、成瀬ほか, 2000)。岡田ほか (1998) は掬水川支流の上流の平太郎沢層上限に近い層準 (Fig. 4, OK 01) において、マストリヒシアン後期の石灰質ナンノ化石を見いだしており、平太郎沢層最上部がマストリヒシアン上部におよぶことは確実であろう。以上を総合して、*I. shikotanensis* 帯の上駒層上部から平太郎沢層下半部がマストリヒシアン下部、*S. hetonaianus* 帯の平太郎沢層上半部はマストリヒシアン上部と推定する。今後、マストリヒシアン上部の年代層序を論じるにはさらに精度の高い化石産出層序データが必要なことを指摘しておきたい。

考 察

1. 函淵層群の層相と堆積環境

中頓別地域の函淵層群は、模式地 (夕張市大夕張ダム) のある道央地域と比べると、粗粒砂岩・礫岩がはるかに少なく、シルト岩・砂質シルト岩・シルト質細粒砂岩がかなり優勢で、また層厚もかなり大きいことが、従来より指摘されている (松本ほか, 1980, 1981)。今回はこの一般的傾向を広域にわたる詳細な柱状対比図で実証し、高精度の層相分布を明らかにした (Fig. 4)。

本地域の函淵層群は非海成層が全く含まれておらず、浅海成砂岩層の量や厚さも少なく、外側陸棚以深の単調なシルト岩相が卓越する。それでも上部蝦夷層群に比べ砂質シルト岩や細粒砂岩層の挟在が頻繁で、全体としては明らかに砂質でより浅海成のものである。砂岩はほとんどが細粒で中粒以上はわずかである。一般に塊状で、シャープな浸食下底面を示すことが少なく、生物擾乱によって堆積構造が乱されていることが多い。生痕属を同定できる生痕は少ない。特に砂質シルト岩やシルト質極細粒砂岩では生物擾乱度が高い。平太郎沢層や奥宇津内層には、ハンモック状斜交層理 (HCS) の発達する厚さ2mを越える極細～細粒砂岩や、HCSを示す不規則なレンズ状部が見られる。

平太郎沢層基底にある砂岩の下部20～40m弱には初生的な堆積構造がよく保存されている。例えば、宇津内川上流の平太郎沢層 (Fig. 4の柱状31) では砂岩ユニット基底の層理面が顕著で平行層理がよく発達し、HCSも一部で確認できる。暗灰色泥岩の同時角礫の密集層や直径数10cmを越える泥岩ブロックも認められる。泥岩片細礫の葉理にはイノセラムス (ここでは *Inoceramus shikotanensis*, "*Inoceramus*"

kusiroensis) やその殻片を伴うことがある。また、奥宇津内層最下部にも、ラグ状の化石密集層やHCS葉理化石層を含む癒着HCS細粒砂岩層が厚さ8mにわたって発達し、上方に生物擾乱度が増加するのが確認できる (Fig. 4の柱状27, 28; Fig. 8)。

これらのHCSの卓越する部分は、上下の層相を考慮すると、下部外浜で堆積されたものと考えられる (斎藤, 1989)。つまり、中頓別地域の函淵層群は上部外浜以浅の顕著な斜交層理の発達する海浜相をほとんど含まず、次項で述べる海進残留堆積物を除き、最も浅海の堆積相でもHCS砂岩で代表される。

中頓別地域の函淵層群に含まれる砂岩に、典型的なバウマ・シーケンスを示すタービダイト砂岩は見あたらないが、厚いシルト岩中にはシート状の砂岩が時々挟在している。これらが乱泥流起源なのか、それともストーム起源なのかは今のところ断定できない。

函淵層群には古流向を示す堆積構造に乏しく、碎屑物供給方向を古流向から考察することは困難である。しかし、他地域の函淵層群と同様に砂岩が酸性凝灰質であることから、西方後背地の火山弧から火山碎屑物がもたらされたものと考えたい (安藤, 1990a; 七山, 1997 など)。

2. 奥宇津内層基底の浸食面のシーケンス層序学的意義

宇津内川南支流の中流部には平太郎沢層と奥宇津内層の浸食性境界がよく観察できる露頭がある (Fig. 8)。下位の平太郎沢層の暗灰色シルト岩 (a) 上に、不規則な起伏のある明瞭な浸食面 (b) を挟んで厚さ数10cm～1.5mの基質支持礫岩～礫質砂岩 (c) がのる。亜円～円の中礫サイズのチャート、暗灰色安山岩、黄白色石英斑岩が多いが、基底部付近には暗灰色シルト岩、緑泥石化した暗緑灰色の凝灰質シルト岩の同時礫が密集する部分がある。基質は比較的分級の良い中粒砂で一部粗粒砂である。礫岩上部は二枚貝殻 (主に *Glycymeris*) が密集して石灰質コキナイト砂岩となっている。礫サイズと同様、礫岩の厚さは大きく変化し膨縮する。次に、やや平坦な浸食面 (d) 上に斜交層理や平行層理の発達する層厚数10cm程度の粗粒～中粒砂岩 (e) が続く。この砂岩の下部10数cmは泥岩同時礫を含む化石密集層となっており、粗粒砂で充填された直径数mm～2cmの水平・垂直性掘穴生痕が発達する。直接 (e) が平太郎沢層にのる部分もある。

その上位は漸移的に厚さ8mのHCS細粒砂岩が連続し、その下部6mは癒着構造が発達し (f), (g), さらにその下部3m (f) は貝殻密集葉理が散在する。HCS砂岩の上部2mは生物擾乱が顕著になり、さらに上位でHCS砂岩と生物擾乱砂岩との互層、そして全体が生物擾乱を受けた極細粒砂岩へと細粒化する。

この奥宇津内層基底部10mの堆積相変化に注目すると、上方への細粒化傾向明瞭で、HCSのような波浪の堆積構造から内側陸棚の生物擾乱構造が卓越するようになる。堆積環境として、外側陸棚相 (a) から上部外浜相 (c), (e) に一旦海退し、その後下部外浜相 (f), (g), 内側陸棚相、外側陸棚相へと海進していく累重様式が読みとれる。

Fig. 8. Photo and sketch of the erosional surface (unconformable sequence boundary) between the Heitaro and Oku-utsunai Formations along the forestry road in the south branch of the Utsunai River (loc. 2708).

次に、露頭全体で観察した、平太郎沢層の層理・浸食面の構造・HCSの層理・礫岩と砂岩の右方向（Fig. 8上）への側方変異などを考慮すると、左方向から浸食面上に礫岩がステップ状にオンラップしながら堆積したように見える。つまり、左の浅いチャンネルを礫岩が埋積して海底が平坦になった後に中～粗粒砂岩が堆積するが、右側方では同時期に礫岩が堆積し、順次礫岩が右方向に前進していったように見える。言い換えると、礫岩は一枚に見えても一度に堆積したのではなく、同時期に堆積した砂岩と礫岩の堆積場が順次移動することによって通時的（diachronous：安藤，1990b）に形成された可能性が高いと解釈される。

密集層中の化石は保存が悪く種の同定は困難であるが、*Glycymeris* sp. が大半を占めており、それ以外の二枚貝と小型腕足類がそれぞれ2～3種あることを確認したにとどまっている。*Glycymeris* 属は北海道の白亜系では中部蝦夷層群三笠層や上部蝦夷層群に確認されており、浅海生の浅所潜没種であることがわかっている。特に三笠層ではHCS砂岩中で密集層をなしており、波浪卓越型の下部外浜～内側陸棚に生息していたと思われる（安藤，1990a；安藤・小玉，1998）。奥宇津内層でもコキナイトをなすほど密集したり、HCS葉理をなしていることから、化石はストーム波浪によって吹き分け（winnowing：安藤・近藤，1999参照）あるいは洗掘（reworking）されたものであろう。

以上を総合すると、奥宇津内層基底の浸食面は、平太郎沢層堆積後に相対海水準が低下した際に侵食もしくは無堆積を被ってきた不整合面であり、堆積シーケンス境界と解釈される。そして、その後の海進時に外浜波浪侵食（shoreface wave erosion）を受けてコキナイト質の粗粒堆積物が形成されたと考えられる。奥宇津内層の基底礫岩は海進性の礫岩であり、海進残留堆積物（transgressive lag deposits：

Walker and Plint, 1992）である。礫岩のオンラップ構造は海進時の波浪浸食面であるラビンメント面（ravinement surface：Nummedal and Swift, 1987）の形成過程を反映したものであろう。ここでは低海水準期の堆積物とみなされるものが残されていないので、シーケンス境界とラビンメント面が一致していることになる（Nummedal and Swift, 1987；安藤，1990b；Walker and Plint, 1992）。

3. 中頓別地域の函淵層群の堆積シーケンス

模式地である北海道中央部の函淵層群は堆積相の垂直変化が顕著で、堆積シーケンスの認定が容易である。例えば、芦別地域については安藤（1993）、Ando（1997）、大夕張、穂別地域についてはそれぞれ安藤（1999）が、シーケンス層序解析を行っている。芦別地域、大夕張地域では大きく見て、2層の第2次オーダーシーケンスと第3オーダーシーケンスが数層認められている。穂別地域では10を越える第3オーダーシーケンスが確認されている。これに対し、中頓別地域は、より沖合の細粒堆積相が卓越するため堆積相変化に乏しく、鍵となる地層境界面も追跡しにくいから、堆積シーケンスの認定は難しい。ここでは堆積相層序の傾向と上述のシーケンス境界の存在から大局的なシーケンス層序を推定することにする。

上述の奥宇津内層基底のシーケンス境界の存在から、その上下にそれぞれ異なる堆積シーケンスの存在が確定できる。上位のシーケンスについては、奥宇津内層に上方細粒化の堆積相層序が発達することから、本層が海進期堆積体に、そして、均質な細粒岩相が連続する宇津内川層は高海水準期堆積体と解釈される。つまり両層は1つの堆積シーケンスとみなすことが可能である（Fig. 7, DS3）。一方、上述のシーケンス境界の下位に別のシーケンス境界を推定するとすれば、上駒層基底と平太郎沢層基底が候補となる。特に平太郎沢層基

底部には HCS の発達する細粒砂岩があって、その基底が比較的明瞭な岩相境界を示し、浸食性の海退面 (Hunt and Tucker, 1992; Posamentier et al., 1992) の可能性がある。上駒層と平太郎沢層中に堆積相層序の明瞭な傾向性は特に認められないが、現在の所、それぞれ異なる堆積シーケンスを構成するものと推定したい (Fig. 7, DS1, DS2)。全体として函淵層群は 3 つの堆積シーケンスから構成され、地質時代を考慮すると第 3 オーダーシーケンスと解釈できる。さらにそれぞれは複数の高周波シーケンスから構成されている可能性があるが、細粒堆積相が卓越するため追跡が困難である。

4. K/T 境界の層序的位置

平太郎沢層最上部は、*Zelandites varuna* を代表とする数種のアンモナイトで特徴づけられる化石群が産出し、マストリヒシアン上部に達しているものと予想される。これは最近、岡田ほか (1998) が掬水川上流の平太郎沢層最上部 (Fig. 4, OK01) からマストリヒシアン後期のナノ化石を見いだしたことで矛盾しない。しかし、平太郎沢層上限にはアンモナイト絶滅後の地層は確認できず、奥宇津内層基底のシーケンス境界によって少なからず侵食を受けており、この境界面に大きな堆積間隙が想定される。とりわけ、本地域北部の宇津内川の平太郎沢層上限からは *P. flexuosus* を産するのに対し、南部の掬水川上流ではその上位のアンモナイト群 (例えば *Zelandites varuna*, *Gaudryceras* sp.) が産することから、北部の侵食量が大きいことが予想される。

一方、奥宇津内層以上で年代を示す化石は微化石に限られている。Yasuda (1986) は宇津内川層上部の 2 層準 (宇津内川支流熊の沢上流: Fig. 4, KM03, 05) から暁新世の浮遊性有孔虫 *Subbotina trilocolinoides* を報告している。岡田ほか (1998) は同じく熊の沢の宇津内川層下部の 2 層準から後期暁新世前期の石灰質ナノ化石を見いだした (Fig. 4, OK04, OK05)。さらに岡田ほか (1998) は上述の OK01 より上位層準の奥宇津内層下部とみなされる層準 (OK02, 03: 掬水川支流上流) から、OK04, 05 と同じナノ化石を得ている。したがって、奥宇津内層、宇津内川層のいずれも暁新統上部の下部とみなすことができる。奥宇津内層から宇津内川層の堆積相層序は連続的で、全体として上方に細粒化する海進性堆積物であることから、両層は一連の相対海水準上昇期に形成されたシーケンスと考えられる。Haq et al. (1988) のユースタシー曲線を参照すると、海水準変動の振幅が大きい暁新世後期のサイクル (TA2.1) で形成された可能性が指摘できる。そうすると、奥宇津内層と平太郎沢層の堆積間隙はマストリヒシアン最後期から暁新世前期と推定できる。Gradstein et al. (1995), Berggren et al. (1995) に従えば、少なくとも 6~7 Ma 前後以上の堆積間隙となる。つまり、マストリヒシアン最上部からダニアンは侵食されてしまった可能性が高い。言い換えれば、これまで北海道の函淵層群の中で最も K/T 境界の存在が有力だった中頓別地域で K/T 境界を見ることはできないということである。

ま と め

1. 中頓別地域の蝦夷超層群では、上部蝦夷層群寿層 (層厚約 550 m)、函淵層群 (約 2,600 m) 上駒層、平太郎沢層、奥宇津内層、宇津内川層の計 5 層が識別できる。そして、灰色シルト岩を主体とする古第三系宇津内層 (層厚約 350 m) が宇津内川層を不整合に覆う。

2. 蝦夷超層群の岩相は、沖合成暗灰色シルト岩 (寿層)、層厚数 m 以下の細粒砂岩層が時々含まれるシルト岩 (上駒層)、ハンモック状斜交層理 (HCS) 細粒砂岩層を含む砂質シルト岩 (平太郎沢層)、基底に顕著な浸食面と礫岩・浅海生二枚貝 (*Glycymeris*) 密集層を伴う極細~細粒砂岩 (奥宇津内層)、そして砂質シルト岩の宇津内川層で代表される。奥宇津内層は山稜地形に現れており、基底の化石密集層も特徴的であるため、本地域の良い鍵層として追跡できる。

3. 他地域の函淵層群に比べ、中頓別地域の函淵層群は、細粒の堆積物 (シルト岩や砂質シルト岩) の沖合相が卓越し、非海成層は見られない。しかし、浅海成砂岩も少なからず含まれており、特に平太郎沢層、奥宇津内層には、下部外浜のストーム波浪で形成される HCS が確認できる。

4. 中頓別地域北部の地質構造は、南北に軸を持つ宇津内層を中心とした開いた宇津内ベースンと、それを切る北北西-南南東走向の中宇津内断層で特徴づけられる。南部地域では、それぞれ北西-南東、北北西-南南東の軸を持つ知駒背斜、掬水向斜で特徴づけられる。宇津内ベースン中心部と、掬水向斜軸部に上位層が分布する。

5. 上部蝦夷層群寿層、函淵層群上駒層下部からは下部カンパニアンの *Sphenoceras shcmidti* 帯を代表する化石群 (例えば *Canadoceras kossmati*) を産出する。上部カンパニアンを代表する化石は上駒層中部の 2 か所で *Inoceramus* cf. *balticus* が得られたに過ぎない。上駒層上部は *Inoceramus shikotanensis* 帯とみなされマストリヒシアン下部、上駒層最上部から平太郎沢層下部は *Sphenoceras hetonaiianus* 帯でマストリヒシアン下部の上部に位置づけられる。平太郎沢層中上部はイノセラムスが消滅し、アンモナイト数種と *Tenuipteria awajiensis* で特徴づけられ、マストリヒシアン上部に達している。

6. 平太郎沢層上限にマストリヒシアン最上部は確認できず、奥宇津内層基底のシーケンス境界によって侵食されている。堆積相変化と奥宇津内層・宇津内川層からこれまで報告された暁新世の微化石記録から、平太郎沢層と奥宇津内層の間にマストリヒシアン最上部~ダニアンが欠如していると考えられ、K/T 境界は存在しない可能性が高い。

謝辞: 小論をまとめるに当たり、アンモナイトの同定には国立科学博物館重田康成博士の全面的な協力を賜り、種々の議論をしていただいた。また、地質調査所地質部の利光誠一博士にも助言をいただいた。ナノ化石については、北海道大学理学系研究科岡田尚武教授、久万田 敦氏、有孔虫は高知大学理学部安田尚登教授からご教示いただいた。

早稲田大学教育学部地球科学専修三次徳二博士には現地での情報収集に当たって協力いただいた。中頓別町教育委員会

からは、野外調査期間中の宿舎を御紹介していただき、中頓別町寿公園職員の方々、桑原政雄、妙子夫妻には宿舎でお世話をいただき御厚意を賜った。調査にあたって、宗谷森林管理署の浜頓別事務所（旧浜頓別営林署）および中頓別森林管理センター（旧中頓別営林署）から入林の許可をいただいた。中頓別町役場、浜頓別町役場、稚内土木現業所歌登出張所、北海道開発局稚内開発建設部浜頓別道路総合事業所渋田貢司所長にも現地の有用な情報をいただいた。本研究の一部は、文部省科学研究費（基盤 C、課題番号 07640619, 10640446、代表者：安藤寿男）によった。以上の方々、機関に感謝の意を表したい。

文 献

- 安藤寿男, 1990 a, 上部白亜系中部蝦夷層群三笠層の層序と浅海堆積相. 地質雑, **96**, 279-295.
- 安藤寿男, 1990 b, 堆積シーケンスとその境界の認定と意義. 地質雑, **99**, 247-262.
- 安藤寿男, 1993, 北海道白亜系函淵層群の堆積相と堆積シーケンス—空知背斜地域. 堆積学研報, no. 38, 45-52.
- Ando, H., 1997, Aparent stacking patterns of depositional sequences in the Upper Cretaceous shallow-marine to fluvial successions, Northeast Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 48, 43-59.
- 安藤寿男, 1999, 浅海〜河川成砂岩相の堆積シーケンスから見た白亜紀蝦夷海盆の堆積史. 日本地質学会第 105 年学術大会 (名古屋) 演旨, O-296.
- 安藤寿男・小玉武史, 1998, 白亜紀セノマニアン-チューロニアンの浅海生二枚貝フォーナの変遷-奔別川セクションの中部蝦夷層群三笠層. 三笠市立博紀要, no. 2, 1-15.
- 安藤寿男・近藤康生, 1999, 化石密集層の形成様式と堆積シーケンス—化石密集層は堆積シーケンス内でどのように分布するのか—. 地質学論集, no. 54, 7-28.
- Asano, K., 1953, Oligocene foraminifera from Utsunai, Tonbetsu-mura, north Hokkaido. *Short Papers, Inst. Geol. Paleont. Tohoku Univ.*, no. 5, 23-46.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III and Aubry, M. P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P. and Hardenbol, J., eds., *Geochronology time scales and global correlation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., no. 54, 129-212.
- Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., Hardenbol, J., Van Veen, P., Thierry, J. and Huang, Z., 1995, A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P. and Hardenbol, J., eds., *Geochronology time scales and global correlation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., no. 54, 95-126.
- Hag, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. 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*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., no. 42, 71-108.
- Hunt, D. and Tucker, M. E., 1992, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sediment. Geol.*, **81**, 1-9.
- 猪木幸男, 1959, 5 万分の 1 地質図幅および説明書「敏音知」. 地質調査所, 41 p.
- 今西 茂, 1953, 宇津内層群について. 北海道地質要報, no. 2, 39-46.
- Imanishi, S., 1961, Cenozoic geology of the northern half of the median depression zone of Hokkaido, especially of the Nayoro basin and the Tonbetsu lowland. Part 1. *Kumamoto Jour. Sci., Ser. B-I*, **4**, 106-129.
- Iwata, K., Watanabe, Y. and Tajika, J., 1992, Radiolarian biostratigraphic study of the Hakobuchi Group in the Nakatonbetsu area, north Hokkaido. *Rep. Geol. Surv. Hokkaido*, no. 63, 1-21.
- Jimbo, K., 1894, Beitrage zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. *Geol. Palaeont. Abhandl., N. F.*, **2**, 149-194.
- Kaiho, K., 1984, Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan. Parts 1, 2. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 2 (Geol.)*, **54**, 95-139; **55**, 1-74.
- 栗田裕二・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.
- 栗田裕二・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.
- Kodama, K., Maeda, H., Shigeta, Y., Kase, T. and Takeuchi, T., 2000, Magnetostratigraphy of Upper Cretaceous strata in South Sakhalin, Russian Far East. *Cret. Res.*, **21**, 469-478.
- 前田晴良・重田康成, 1998, ロシア共和国サハリン州マカロフ地域の上部白亜系の大化石層序. 日本地質学会第 105 年学術大会 (松本) 演旨, 567.
- Matsumoto, T., ed., 1953, *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan Soc. Prom. Sci., Tokyo, 324 p.
- Matsumoto, T., 1984 a, Some ammonites from the Campanian (Upper Cretaceous) of northern Hokkaido. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, no. 27, 1-92.
- Matsumoto, T., 1984 b, 1985, Some gaudryceratid ammonites from the Campanian and Maastrichtian of Hokkaido Parts I, II. *Sci. Rep. Yokosuka City Mus.*, no. 32, 1-10, no. 33, 19-36.
- 松本達郎・平野弘道, 1985, 西欧模式白亜系の研究の現状. 地質学論集, no. 26, 3-28.
- 松本達郎・木下浩二・猪間明俊・城戸秀夫・西島 進・加藤精一郎, 1980, 北海道頓別川流域上部白亜系の層序. 九大理研報 (地質), **13**, 265-275.
- Matsumoto, T., Kanie, Y. and Yoshida, S., 1979, Notes on *Pachydiscus* from Hokkaido. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D., Geol.*, **24**, 47-73.
- 松本達郎・米谷盛壽郎・井上洋子・野田雅之・海保邦夫, 1981, 北海道頓別川流域上部白亜系におけるメガミクロ化石層序の対応. 石油技誌, **46**, 301-313.
- Matsumoto, T. and Morozumi, Y., 1980, Late Cretaceous ammonites from the Izumi Mountains, Southwest Japan. *Bull. Osaka City Mus.*, no. 33, 1-31.
- 松本達郎・小畠郁生・平野弘道, 1985, 日本の白亜系の大化石による分帯と西欧模式地との対比. 地質学論集, no. 26, 29-42.
- Matsumoto, T. and Yoshida, S., 1979, A new gaudryceratid ammonite from the eastern Hokkaido. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 114, 65-76.
- 松下勝秀・小山内 熙・石山昭三・中村耕二, 1967, 5 万分の 1 地質図幅および説明書「浜頓別」. 北海道開発庁, 41 p.
- Morozumi, Y., 1985, Late Cretaceous (Campanian and Maastrichtian) ammonites from Awaji Island, Southwest Japan. *Bull. Osaka City Mus.*, no. 39, 1-58.
- 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.
- 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威古潭超苦鉄岩類の進入時期. 地質雑, **103**, 97-112.
- 成瀬 元・前田晴良・重田康成, 2000, 北海道東部根室層群から新たに産出した後期白亜紀軟体動物化石と K/T 境界の層準について. 地質雑, **106**, 161-164.
- 日本地質学会地層命名の指針, 2000, 日本地質学会 News, **3**, 3.
- Nummedal, D. and Swift, D. J. P., 1987, Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous example. In Nummedal, D., Pilkey, O. H. and Howard, J. D., eds., *Sea-level fluctuation and coastal evolution*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., no. 41, 241-260.

- 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. Publ., Tokyo, 91-105.
- 岡田尚武・久万田 敦・諏訪 健・栗田裕司・重田康成, 1998, 蝦夷累層群上位層からの石灰質ナノ化石群集 (予報). 日本古生物学会 1998 年々会 (小田原) 講演予稿集, 13.
- 小山内 熙・三谷勝利・石山昭三・松下勝秀, 1963, 5 万分の 1 地質図幅および説明書「中頓別」. 北海道開発庁, 58 p.
- Posamentier, H., Allen, G.P., James, D.P. and Tesson, M., 1992, Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **76**, 1687-1709.
- 斎藤文紀, 1989, 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地質, **98**, 350-365.
- Shigeta, Y., Maeda, H., Uemura, K. and Solov'yov, A.V., 1999, Stratigraphy of the Upper Cretaceous System in the Kril'on Peninsula, South Sakhalin, Russia. *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C*, **25**, 1-27.
- 鈴木弘明・栗田裕司・保柳康一・安藤寿男・牧野彰人, 1997, 北海道夕張地域での海成晩新統の発見. 日本地質学会第 104 年学術大会 (福岡) 演旨, 62.
- Tanaka, K., 1963: A study on the Cretaceous sedimentation in Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 197, 122 p.
- 田中啓策, 1960, 5 万分の 1 地質図幅および説明書「上猿払」. 地質調査所, 65 p.
- 田中啓策・角 靖夫, 1981, 北海道中軸帯の古流系. 地調月報, **32**, 65-127.
- Toshimitsu, S., 1999, A new Maastrichtian (Cretaceous) inoceramid bivalve from Japan. *International Symposium Shallow Tethys (ST)* **5**, 1-5.
- 利光誠一・松本達郎・野田雅之・西田民雄・米谷盛壽郎, 1995, 本邦上部白亜系的大型化石-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. and Plint, A.G., 1992, Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies models: response to sea-level change*, Geol. Assoc. Can., Waterloo, Ontario, 219-238.
- Yasuda, N., 1986, Cretaceous and Paleocene foraminifera from northern Hokkaido, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 2 (Geol.)*, **57**, 1-101.

(要 旨)

安藤寿男・友杉貴茂・金久保 勉, 2001, 北海道中頓別地域の上部白亜系～晩新統函淵層群の岩相層序と大型化石層序. 地質雑, **107**, 142-162. (Ando, H., Tomosugi, T. and Kanakubo, T., 2001, Upper Cretaceous to Paleocene Hakobuchi Group, Nakatonbetsu area, northern Hokkaido—lithostratigraphy and megafossil biostratigraphy—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **107**, 142-162.)

中頓別地域の蝦夷超層群上部は上部蝦夷層群寿層, 函淵層群上駒層・平太郎沢層・奥宇津内層・宇津内川層に区分できる. 他地域に比べ細粒の沖合相が卓越し, 非海成層は見られないが, 下部外浜のストーム成浅海成砂岩も少なからず含まれる. 上駒層下部以下は下部カンパニアン *Sphenoceras schmidt* 帯, 上駒層上部は *Inoceras shikotanensis* 帯で下部マストリヒシアン, 上駒層最上部から平太郎沢層下部は *Sphenoceras hetonaianus* 帯で下部マストリヒシアンの上部に位置づけられる. 平太郎沢層中上部はイノセラムスが消滅し, アンモナイト数種と *Tenuipteria awajiensis* で特徴づけられ, マストリヒシアン上部に達している. マストリヒシアン最上部は奥宇津内層基底のシーケンス境界によって侵食され確認できない. 堆積相変化と宇津内川層からの晩新世微化石記録から, 両層間にマストリヒシアン最上部～ダニアンが欠如しており, K/T 境界は存在しない可能性が高い.

Explanation of Plates

Plate I Ammonite fossils from the Hakobuchi Group in the Nakatonbetsu area. All are in natural size except for 3, 17 and 18 (x2). Numbers prefixed by UMUT are registered numbers of the University Museum, University of Tokyo.

1-3 : *Neophylloceras nera* (Forbes), 1, 2 : lateral and ventral views, loc. 0201, Shumaro River, UMUTMM27922, 3 : lateral view, x2, loc. 3301, Utsunai River, UMUTMM27923 ; 4-7 : *Phyllopachyceras ezoense* (Yokoyama), 4, 5 : lateral and ventral views, loc. 0112, Shumaro River, UMUTMM27924, 6, 7 : lateral and ventral views of a deformed and imperfect specimen, loc. 1103, Shirikomanai River, UMUTMM27925 ; 8-10 : *Gaudryceras hamanakense* Matsumoto, 8 : lateral view, loc. 3201, Utsunai River, UMUTMM27926, 9, 10 : lateral and dorsal views, loc. 0201, Shumaro River, UMUTMM27927 ; 11 : *Gaudryceras* n. sp., fragmentary specimen, loc. 0902, upper stream of Kikusui River, UMUTMM27928 ; 12-14 : *Anagaudryceras matsumotoi* Morozumi, loc. 0201, Shumaro River, 12 : lateral view, UMUTMM27929, 13, 14 : lateral and ventral views, UMUTMM27930 ; 15, 16 : *Anagaudryceras yokoyamai* (Yabe), lateral and ventral views, loc. 1103, Shirikomanai River, UMUTMM27931 ; 17, 18 : *Canadoceras kossmati* Matsumoto, lateral and ventral views, loc. 1103, Shirikomanai River, UMUTMM27932 ; 19-21 : *Zelandites varuna* (Forbes), 19 : lateral view, loc. 0602, Kikusui River, UMUTMM27933, 20, 21 : lateral and ventral views, loc. 0801, Kikusui River, UMUTMM27934.

Plate II Ammonite and inoceramid fossils from the Hakobuchi Group in the Nakatonbetsu area. All are in natural size except for 5, 6 (x1/2).

1-5 : *Pachydiscus flexuosus* Matsumoto, upper stream of Utsunai River, 1-4 : loc. 3102, 1, 2 : lateral and ventral views, UMUTMM27935, 3, 4 : lateral and ventral views, UMUTMM27936, 5 : lateral view of large specimen (x1/2), loc. 3106, UMUTMM27937 ; 6, *Canadoceras kossmati* Matsumoto (x1/2), loc. 0113, Shumaro River, floated calcareous concretion from river bed, UMUTMM27938 ; 7 : *Mytiloides tombetsensis* Toshimitsu, loc. 4104, Shoyo forestry road along the lower stream of Utsunai River, UMUTMM27939 ; 8 : *Sphenocerasmus schmidtii* (Michael), loc. 4509, Poppirazawa River, UMUTMM27940 ; 9, 10 : *Sphenocerasmus hetonaianus* Matsumoto, 9 : loc. 3103, upper stream of Utsunai River, UMUTMM27941, 10 : articulated valves, loc. 4104, Shoyo forestry road, UMUTMM27942 ; 11, 12 : "*Inoceramus*" *kusiroensis* Nagao and Matsumoto, Heitarozawa River, 11 : articulated valves, loc. 4806 ; UMUTMM27943, 12 : loc. 4807, UMUTMM27944.