

第6班

蝦夷累層群と古第三紀挾炭層

Cretaceous Yezo Supergroup and Paleogene Coal-bearing Ishikari Group

安藤寿男・長谷川 卓・佐野晋一

Hisao Ando, Takashi Hasegawa and Shin-ichi Sano

見学コース

見学対象

蝦夷累層群 中部蝦夷層群～函淵層群（中～後期白亜紀前弧海盆堆積物）

蝦夷累層群の軟体動物化石群集（アンモナイト、二枚貝etc.）・微化石群集

石狩層群（古第三紀前弧海盆堆積物，挟炭層）

第1日目 北海道大学地質鉱物学教室前集合（8:30）

STOP 1 桂沢ダムサイトー幾春別背斜東翼の三笠層と上部蝦夷層群（案内者：安藤）

STOP 2 桂沢ダム下の公園ー三笠層のストーム砂岩と巨大アンモナイト（安藤）

STOP 3 奔別川セクションー幾春別背斜西翼の中部蝦夷層群三笠層（安藤）

STOP 4 三笠市立博物館ー白亜紀大型アンモナイトコレクション（佐野）

三笠泊

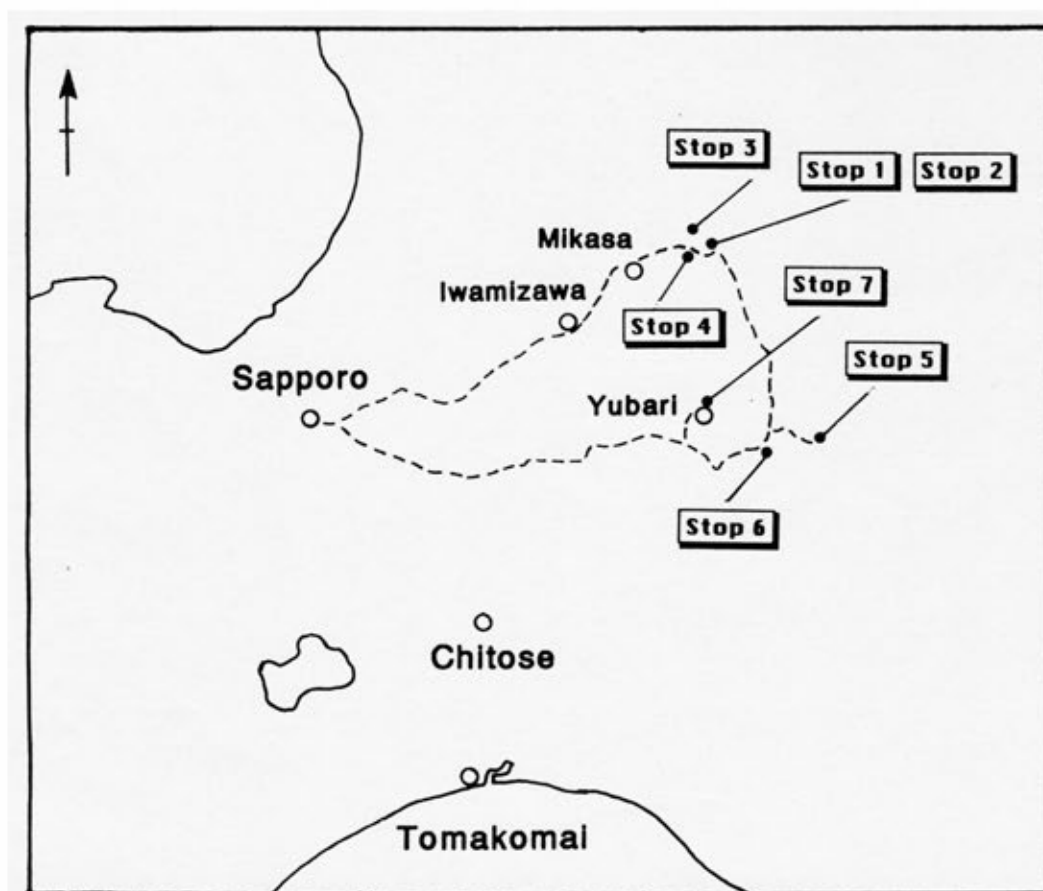
第2日目

STOP 5 白金沢ー中部蝦夷層群滝の沢層の沖合い相とC/T（セノマニアンーチューロニアン）境界の海洋無酸素事変（長谷川）

STOP 6 シューパロダムサイトー函淵層群と石狩層群の不整合（安藤）

STOP 7 夕張歴史村 石炭博物館ー石狩層群の石炭層と炭鉱（佐野）

札幌駅解散（16:30）



蝦夷累層群と古第三紀挾炭層

安藤寿男*・長谷川 卓**・佐野晋一***

はじめに

北海道の中軸部の地質は古くより古典的造山論の枠組みから一つの典型的造山運動サイクルの産物と見なされてきた (Hunahashi, 1957 など)。1970年代後半に入って、プレートテクトニクスが適用されると、北海道は白亜紀から古第三紀にあった2つの島弧-海溝系が、新第三紀に会合 (衝突付加) した動的境界域と考えられるようになった (例えば Okada, 1983; 君波ほか, 1986; 新井田・紀藤, 1986)。これに伴って、従来地向斜性堆積物とされてきた (例えば Matsumoto, 1943; Okada, 1974) 白亜系蝦夷累層群 (Okada, 1983) は、ユーラシアプレート東縁の前弧海盆 (蝦夷海盆) に堆積したものと位置づけられるようになった。また、古第三系石狩層群もこの海盆最末期の埋積物と見なされている。

蝦夷累層群は、保存の良いアンモナイトや二枚貝 (特にイノセラムスやトリゴニア類) を多産するため古生物学的研究が多い。内容も分類学的記載から、系統進化、機能形態、古生態、タフオノミー (化石形成論) など多岐にわたっている。特にアンモナイトは世界的に見ても、保存・多様性などの条件に恵まれた研究対象である。植物化石についても、陸成層を含む函瀬層群だけではなく、沖合い海成層に含まれるノジュールから良質の研究材料が得られており、各種の研究がなされている。化石層序学的にも、アンモナイトやイノセラムスによる大型化石層序と、放散虫・有孔虫・石灰質ナンブプランクトンなどの微化石による微化石層序とが統合され詳しい分帯が確立されている (松本ほか, 1991 など)。したがって環太平洋地域の上部白亜系模式地域の一つともなっている。蝦夷累層群は白亜紀中期～後期の地史や生物進化を記録した地層として大いに注目されている。

一方、堆積学的にも、堆積相、堆積岩石学、古流系、シーケンス層序など様々な角度から研究されている (Tanaka, 1963, 1970; 田中・角, 1981; Fujii, 1958; Okada, 1965; Matsumoto & Okada, 1971; 松本・岡田, 1973; 安藤, 1990a-c, 1993)。最近では化学地質学的手法も用いられ、特に世界中のセノマニアン-チューロニアン境界 (C/T境界) に認められている海洋無酸素事変 (OAE: oceanic anoxic event) の証拠が、蝦夷累層群からも見いだされている (平野ほか, 1991; Hasegawa and Saito, 1993)。

石狩層群は挾炭層として戦前から1960年代にかけて、石炭地質学者によって詳細な地質学的研究がなされてきた (例えば大立目, 1950; 下河原, 1963)。現在でも岩相・層序や地史はその当時の成果が規範とされており、その後の研究は、Kaiho (1984a, b), 海保 (1984c) を除けば、蝦夷累層群に比べ少ない。

巡検では蝦夷累層群と石狩層群について、堆積相、化石相、化石層序、シーケンス層序の視点から見学する。特に次

の2つに焦点を当てる。第一に中部蝦夷累層群三笠層や函瀬層群のような浅海成相の堆積相・堆積シーケンスである。第二に沖合い相の中部蝦夷累層群のC/T境界付近から見いだされたOAEの証拠である。

北海道の地質構成と空知-蝦夷帯

今回の見学地は北海道中軸部を構成する空知-蝦夷帯に属する (新井田・紀藤, 1986; 君波ほか, 1986 など; 図1, 2)。空知-蝦夷帯はその中軸部に“神居古潭構造帯”と呼ばれる蛇紋岩や神居古潭変成岩類 (高压低温型) の露出地域があり、その東西両側に上部ジュラ系～新第三系の堆積岩が分布する。

上部ジュラ系～白亜系は下位より空知層群、蝦夷累層群の2つの対照的な地層から構成されている。上部ジュラ系～下部白亜系の空知層群は主として緑色岩、珪質岩からなり、陸源砕屑物に乏しい大洋底起源の地層である。下部～上部白亜系の蝦夷累層群は泥岩・砂岩を主体とする、最大全層厚 8,000 m を越える非常に厚い陸源性の砕屑物である。両層群の関係は、特に造構場の復元の上で重要であるため、古くより注目されてきたが、多くは不整合、一部で整合とされてきた。しかし、最近になって、多くは整合であることが指摘されている (紀藤, 1987 など)。

この10年で北海道に関する様々な造構モデルが提示されてきたが、少なくとも2つの島弧-海溝系システムが会合した点では共通している。空知-蝦夷帯は、ユーラシアプレート東縁において海洋プレートが西向きに沈み込んでできた“古日本弧”に属する地質帯である。空知層群から蝦夷累層群への変化は、後期ジュラ紀から前期白亜紀の海洋底堆積盆が、前期白亜紀に古日本弧に接近して、前弧海盆となった過程を示している。

古第三系は始新統上部の石狩層群と始新統上部～漸進統の幌内層群からなる。石狩層群は陸成相に浅海成が互層する数回の海進海退周期の堆積物であり、日本有数の挾炭層である。幌内層群は大きく2回の海進による沖合い海成相が卓越する。古第三系は局地化した前弧海盆の埋積過程を示している。

夕張山地周辺の地質

見学地域は空知-蝦夷帯中央部の夕張山地西麓に位置する。山地中央部の夕張岳山頂周辺からその南方にかけて神居古潭構造帯の蛇紋岩メランジュがあり (Nakagawa & Toda, 1987), 東西両側に空知層群、蝦夷累層群が分布する。これらの地層群は被覆する第三系を含め、大局的には山地中央部を軸とし軸面が西に転倒した大きな背斜状構造 (antiform) あるいは複背斜構造 (anticlinolium) を作っている (図2)。いずれの地層群も急傾し、一部では直立または逆転している。この複背斜構造の西翼部に位置する石狩炭田の中北部では、南北性の軸を持ち北にブランチする空知背斜と、その南方延

* 茨城大学理学部地球科学教室

** 東北大学理学部地圏環境科学教室

*** 三笠市立博物館

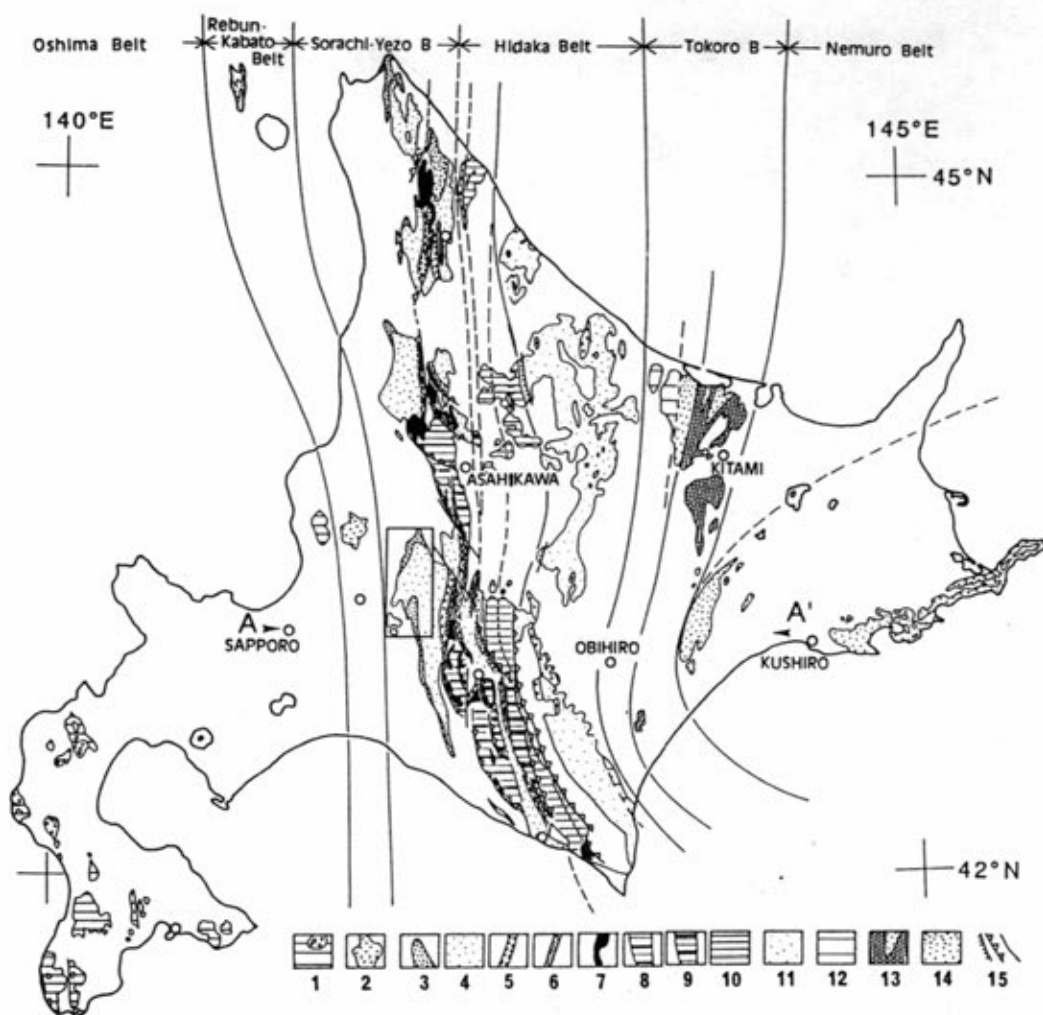


図1 北海道の中生界の地質帯と構造区分。新井田・紀藤(1986)を改変。1: 松前・上磯層群, 2: 隈根尻・礼文層群, 3: 函淵層群, 4: 下部・中部・上部蝦夷層群, 5, 6: 下部・上部空知層群, 7: 蛇紋岩・かんらん岩, 8, 9: 下部白亜系メランジュ複合体 I, II, 10: 中部白亜系メランジュ複合体, 11: フリッシュ, 12: 付加複合体, 13: 仁頃・佐呂間層群, 14: 根室層群, 15: 断層。四角形は図5の範囲。A-A': 図2の断面線。

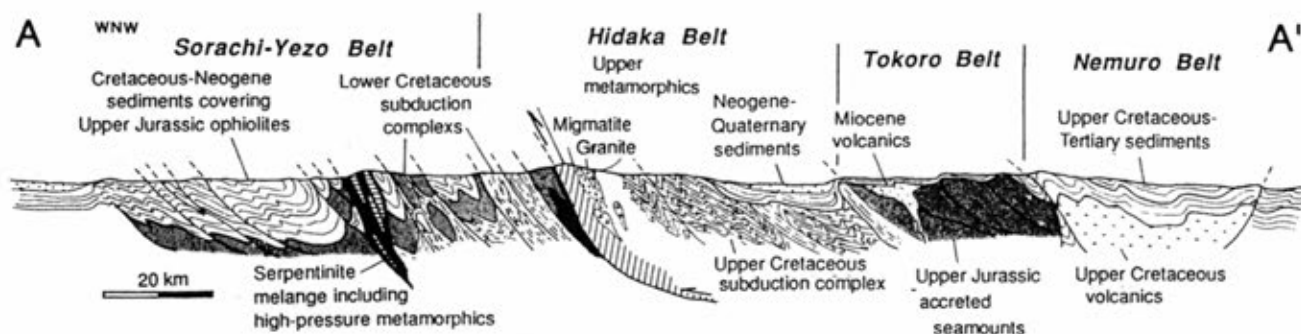


図2 北海道の概念的な東西性地質断面。断面線の位置は図1参照。Kimura (1986)を改変。

長である幾春別背斜, 万字・鳩ノ巣ドームに支配されて, 蝦夷層群, 石狩層群, 幌内層群, 新第三系(中新統~鮮新統)の地層群が分布する(図3, 4)。順次西に向かって上位になるように分布している。また, 大夕張地域では西部にクリッペヤナップ構造がある。

石狩層群が分布する夕張山地北西部から西部は, B. S. Lymanが1877年に初めて良質な石炭層を発見して以来, 石狩

炭田として数多くの炭鉱があった。しかし, エネルギー革命による石炭需要の激減とともに, 昭和30年代後半以降炭鉱は相次いで閉山した。遂に1992年, 石狩炭田における地下抗式の炭鉱はすべて操業を停止した。現在も採掘されているのは, コストの安い露天掘式の小さな炭鉱だけである。

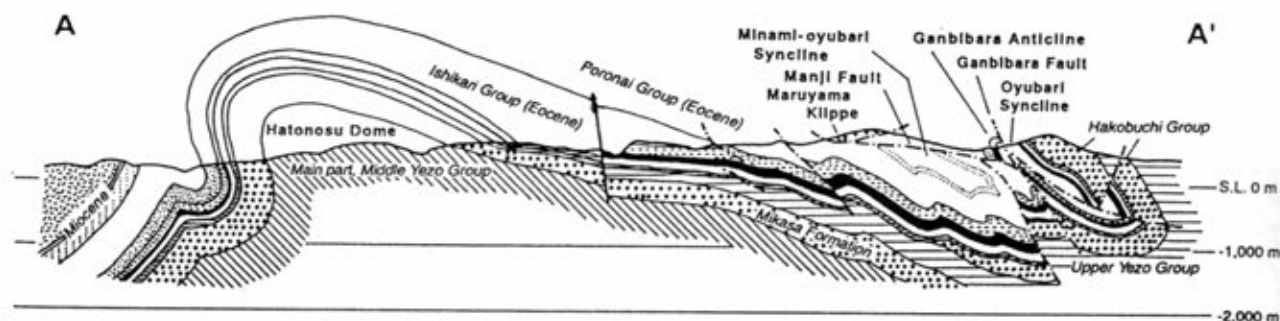


図3 夕張一大夕張地域の地質断面。下河原(1967)を改変。断面線的位置は図4を参照。

白亜系—古第三系層序

芦別から夕張地域にかけての石狩炭田地方の模式的層序について記載する(図5)。

空知層群

上部と下部に分けられる(紀藤, 1987)。下部は層厚 500 m を越え、MORB (mid-oceanic ridge basalt) タイプの玄武岩を主体とし赤色チャートを伴う。上部は最大層厚 1,000 m で、緑色チャート、酸性凝灰岩、珪質頁岩を主体とし、中性から酸性の火山砕屑岩を伴う(Girard *et al.*, 1991)。低 K_2O タイプのアルカリ玄武岩質枕状溶岩やドレイトシートも上部には挟在する(新井田・紀藤, 1986)。下部の年代は確定していないが、上部から抽出された放散虫から後期ジュラ紀チトニアンから初期白亜紀パラングニアン〜パレミアンとされている(紀藤, 1987など)。空知層群は多くの場合下部蝦夷層群に整合で覆われている。

蝦夷累層群

Yabe (1909, 1926) によって4分され、松本(1951)以降、下部・中部・上部蝦夷層群、函瀬層群と呼ばれていたが、最近では一括して蝦夷累層群と呼ばれている(Okada, 1983)。本山ほか(1991)では函瀬層群以外の3つの層群を一括して蝦夷層群と扱っている。ここではOkada (1983)の層序区分を採用する。

蝦夷累層群では、アンモナイトやイノセラムス類といった大型化石による化石層序と、放散虫・有孔虫・石灰質ナノプランクトンを代表とする微化石層序を総合した化石分帯が確立されている(表1, 利光ほか, 投稿中)。時代は白亜紀前期のパレミアンから白亜紀末期のマストリヒシアンにおよんでいる。

1. 下部蝦夷層群: 空知層群を整合に覆い(紀藤, 1987)、泥質〜砂質タービダイトや沖合い性泥岩で特徴づけられ、局所的に石灰岩部層を含む。下部層は富岡砂岩層(橋本, 1955)と呼ばれ、砂質タービダイトが卓越する。下限は最近抽出された放散虫化石からオーテリビアン〜パレミアン(紀藤, 1987)、上限は *Pseudohaploceras*, *Parahoplites colossus*, *Douvilleiceras*, *Oxytropidoceras* などのアンモナイトの産出から中部アルビアンと考えられている(Matsumoto, 1977, 1984)。本層群の層厚は大夕張地域で最大 1,300 m に達する。

“オルビトリナ石灰岩”として知られるレンズ状の石灰岩体は、本層群中上部の泥岩中に見い出される(後述)。この石灰岩からは大型有孔虫の *Orbitolina* や厚歯二枚貝、ネリ

ネアという独特の巻貝などを産する。この石灰岩は周囲の泥岩相とは堆積相や岩相がまったく異なることから、海底地溝りなどによる異地性のものである可能性が高い(Okada, 1974; 新井田・紀藤, 1986)。

2. 中部蝦夷層群: 暗灰色から青灰色の沖合い成泥岩からなり、場合によって泥質タービダイト相を含む。全層厚は2,000から3,000 m に及ぶ。よく保存されたアンモナイトやイノセラムスが様々なサイズの石灰質ノジュールから産出する。時代的には中期アルビアンから中期チューロニアンを示す。ただし上限は場所によって後期チューロニアンまで及ぶことがある。

下半部はいわゆる「主部」と呼ばれ、基底の数〜40 m の白色酸性凝灰岩から始まる(Matsumoto, 1942-43 の IIa; 長尾ほか, 1954 の奥の沢珪質砂岩; 本山ほか, 1991 の丸山層)。そこではスランプ起源の礫質泥岩も含まれ、その礫は空知層群や下部蝦夷層群に由来する(橋本, 1955; 吉田・神戸, 1955)。主部の泥岩(本山ほか, 1991 の日陰の沢層)から産する *Mortoniceras* や *Desmoceras* などのアンモナイト、および浮遊性有孔虫の *Favusella washitensis* の産出(本山ほか, 1991)により、その時代は後期アルビアンとみなされる。

上半部は西方の後背地より供給された砂質砕屑物を含む層相変化に富んでいる。三笠層(厚さ 300〜700 m)は蝦夷海盆の西縁相を代表しており、浅海から海浜成の砂岩、礫岩、シルト岩を主体とし、三角貝、タマキガイ、カキなどの浅海生〜汽水生二枚貝が多産する。

三笠層と同時異相の滝の沢層および白金層(本山ほか, 1991) (いわゆる佐久層相当層: 松本・岡田, 1973) は三笠層より東側に分布する。沖合い相の泥岩を主体とし、しばしば砂岩薄層を挟在し砂岩泥岩互層を呈する。それらは薄層理タービダイトあるいは、ストームシート砂岩層とみなされる。厚さは三笠層の倍以上であることが多い。アンモナイトやイノセラムスに富み、上部セノマニアンから上部チューロニアンの化石層序分帯が可能である。浮遊性有孔虫では世界的な帯区分に用いられる示準種が非常に良く産出する(Hasegawa and Saito, 1993; 図10)。例えば *Praeglobotruncana gibba*, *Rotalipora greenhornensis*, *Marginotruncana schneegansi* および *Marginotruncana pseudolinneiana* の各初出現時間面や、*R. greenhornensis* および *Rotalipora cushmani* の同時消滅時間面が確認されている。

Tanaka (1963), 田中・角 (1981) の古流系解析によれば、芦別—大夕張地域は南北性の軸流と西方からの側方流で特徴

表1 日本におけるセノマニアン-マストリヒシアン期の化石分帯 (利光ほか, 投稿中)

STAGE	Ammonite Zone		Inoceramid Zone or Inoceramid species associated with ammonites	Foraminiferal Zone		Radiolarian Zone		Calcareous nanofossil Zone	Paleogeographic acclivity
	Substage	Desmocerataceae	Selected associate	Planktonic	Benthic	Hokkaido	SW Japan		
Lower Paleocene									
MAASTRICHTIAN	Upper	Pachydiscus (P.) flexuosus	Gaudryceras hamanakaense	"I." awajensis	Subbotina trifoluloides	Fræbüllina angulata-Cyclammina Assemblage-zone			
	Lower	P. (Neo-desmocerat) kobayashii	Gaudryceras izumiense	Sphenoceras heterotaxius	Rugoglobigerina Assemblage-zone	Spirroplectammina graybowii-Silicosigmoilina futabaensis			
CAMPANIAN	Upper	Pachydiscus (P.) awajensis	Praviloceras sigmoidale	I. (E.) aff. bellicus	Globotruncana arca	Marginalina sp. A - Silicosigmoilina futabaensis			
	Lower	Anapachydiscus naumanni	Metaplicentoceras subtilistriatum - Nopilitoceras monjo	Mytiloides shimanuii	Concurrent-range-zone	Orbiculiforma quadrata			
SANTONIAN	Upper	Eupachydiscus harada	Plesiotaxites kawasakii	I. (Platyceras) japonicus	Rosita formata - Marginotruncana pseudolineata	Silicosigmoilina futabaensis - S. esensis			
	Lower	Anapachydiscus sutneri	Taxanites collignoni	I. (P.) chioensis	Dicarinella concavata	Concurrent-range-zone			
CORTAIAN	Upper	Rossmaticeras theobaldianum	Paratexanites orientalis	I. (Cremoceras) mihoensis	Dicarinella concavata	Silicosigmoilina esensis - Rzehakina epigona			
	Lower	Eupachydiscus karamasatoshi	Forresteria (F.) allouardi	I. uwajimensis	Marginalina marginata	Concurrent-range-zone			
TURGONIAN	Upper	Damesites almanus - Pongoboryceras satoi	Subprionocyclus neptuni	I. (I.) tenuistriatus - Mytiloides incertus	Helvetoglobotruncana helvetica	Textularia hikagezawensis - Silicosigmoilina esensis			
	Middle	Rossmaticeras flexuosum - Mesopuzosia pacifica	Romaniceras deverianum	Inoceramus (I.) hobetsensis - Mytiloides terakaki	Interval-zone	Euxyninus spinosus			
CENOMANIAN	Upper	Pachydiscus karamasatoshi - Puzosia orientalis	Pseudospidoceras flexuosum	M. subhercynicus - M. mytiloides - M. aff. colombianus - M. sackensis	Whiteinella archaocretacea	Molocryptocanium barbuli			
	Middle	Wollastonia compressa - Marshallites compressa - Marshallites oikostaphanoides	Calycoceras (Newboldiceras) asiaticum	Birostrina nipponica	Partial-range-zone	Archaeodictyonina vulgaris			
Albian	Upper	Desmocerat (P.) dawsoni shikokuense	Mortoniceras (Cantabrigites) aff. simplex	I. (S.I.) anglicus - Birostrina subulcata	Textularia evoluta - Triticina primula	Archaeodictyonina vulgaris			
	Lower	Desmocerat (P.) dawsoni shikokuense	Mortoniceras (Cantabrigites) aff. simplex	I. (S.I.) anglicus - Birostrina subulcata	Textularia evoluta - Triticina primula	Archaeodictyonina vulgaris			

づけられる。

3. 上部蝦夷層群： 厚さ 400~1,200 m の沖合い成泥岩からなり、上下限ともかなり明瞭な岩相変化をもって漸移する。まれに砂岩薄層、白色凝灰岩薄層を挟在する。単調で均質な泥質岩からなるため細分は難しい。しかし、泥の粒径、ノジュールや化石の含有量から、周期的変化が認められている。豊富なアンモナイト、イノセラムス化石群はコニアシア

ンからカンパニアンを示す。浮遊性有孔虫および石灰質ナンノプランクトンからもこれらをほぼ支持する結果が得られている (長谷川・利光, 1993)。場所によって芦別地域のように火山性砂質タービダイトや礫岩が厚く (250 m) 発達することがある (清水ほか, 1953)。

4. 函淵層群： 上部蝦夷層群に急激な岩相変化をもって整合に累重する、浅海〜河川成の砂質シルト岩・砂岩・礫岩を

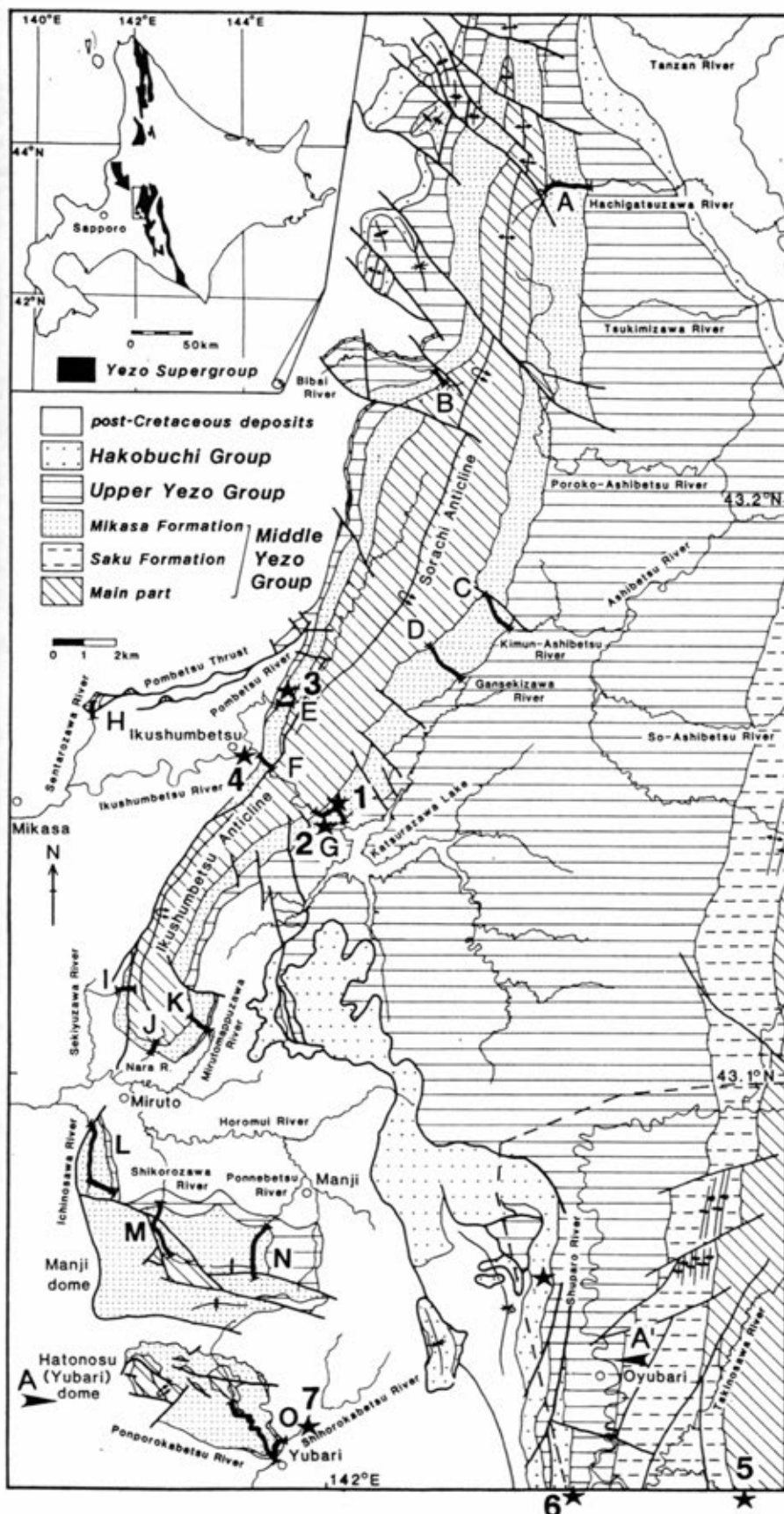


図4 空知-蝦夷帯西縁の石狩炭田地域における蝦夷累層群の地質図と見学地点。A-A': 図3の断面線位置。安藤(1990a)を改変。

主体とする地層群で、石狩層群に不整合で覆われる。空知-蝦夷帯の中央部西縁や北部に分布する。石狩炭田地域では空知背斜北部と大夕張-穂別地域に別れて分布する(図4)。本層群の厚さは模式地の大夕張函淵溪谷で450 m、南方の穂別地域では900 mを越える。空知背斜地域ではHk₁, Hk₂, Hk₃に3層区分されており(清水ほか, 1953; 安藤, 1993)、大夕張地域でもその層序区分が適用できる。

函淵層群には厚い酸性凝灰岩を下位の層群よりも多く含んでいるので、西方後背地の酸性火山活動の影響があったことを示している。本層群は一般に海生軟体動物化石に乏しいが、南部の穂別地域では河川成層が薄く浅海成層が卓越するため化石が多い。本層群からは上部カンパニアンから下部マストリヒシアンのアモンナイト、イノセラムスを産出する。

石狩層群

全層厚2,400 mの、砂岩と泥岩の互層からなる主に淡水成の地層群で、一部に汽水~海成相を含む。3垂層群9累層からなる。数多くの石炭層を挟在し、豊富な植物化石群が産する。蝦夷累層群と傾斜不整合関係にあるが、場所によって函淵層群や上部あるいは中部蝦夷層群を覆う。また分布する層準も地域によって異なる。三笠地域では上部垂層群の幾層別層が、夕張地域では下部垂層群の登川層、夕張層が露出する。いずれも挾炭層であるが植物化石の組成はそれぞれ異なる。時代的には始新世中期から後期と見なされる(Kaiho, 1984a, b.; 海保, 1984c)。

幌内層群

沖合い成の塊状シルト岩を主体とする上部始新統の幌内層と、海成の砂岩・礫岩・凝灰質シルト岩からなる下部漸新統の紅葉山層がある。幌内層は三笠~夕張地域広く厚く分布し、紅葉山層は南部の穂別地域に限られる。幌内層は幌内動物群と呼ばれる豊富な軟体動物化石や有孔虫化石を産する。両層は石狩層群堆積後の2回の海進による堆積物である。

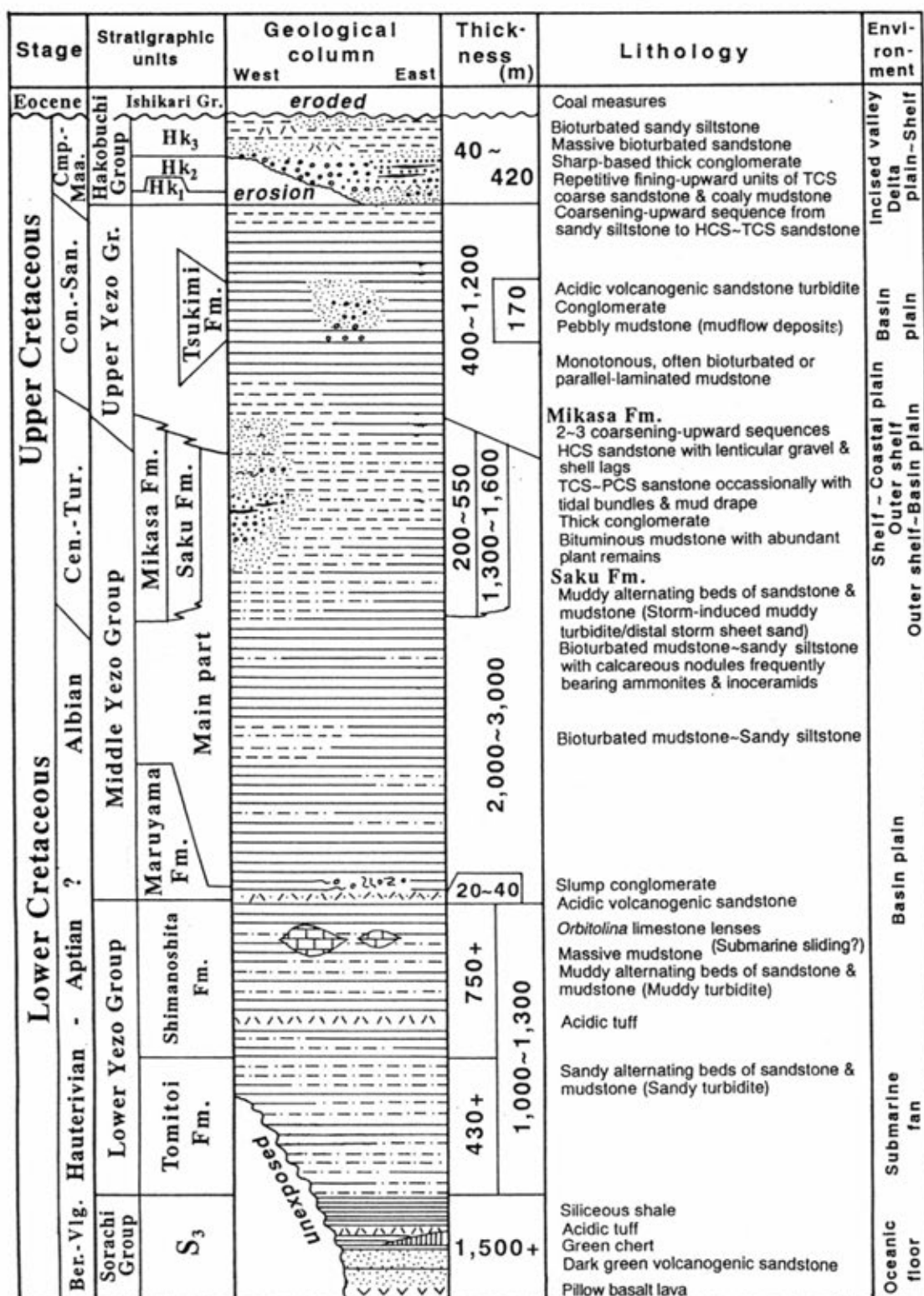


図5 石狩炭田地域の蝦夷累層群の層序

蝦夷海盆西縁相の三笠層

蝦夷累層群は一般的に泥岩や泥質タービダイトのような沖合い成堆積物が卓越する。しかし、中部蝦夷累層群三笠層で代表されるような蝦夷海盆の西縁に堆積した浅海～河川相も見られる(図6, 7)。沖合い相に比べ層相変化が著しいので、シーケンス層序解析や古地理復元に適している(Obata &

Futakami, 1977; Futakami, 1986a, b; 安藤, 1990a, b)。

堆積相の変化と堆積環境

最上部アルビアン～チューロニアン三笠層は空知背斜、幾春別背斜、万字ドーム、鳩ノ巣ドームに沿って分布する(図4)。背斜の西翼側やドームの西側では、2～3つの浅海～海浜成の砂岩体(それぞれ厚さ100 m 以内)から構成

され、その厚さは 450 m 以内である。一方、東翼側になると、それぞれの砂岩体はより細粒化し薄くなる傾向がある。ところが逆に沖合いの泥岩が厚くなるため、三笠層全体の厚さは大きくなる。(700 m 程度)。このような東西性の層相変化は、西側に供給山地があったことを指示し、西方に浅海化する陸棚断面を反映したものである(図8)。

三笠層にはハンモック状斜交層理(HCS: hummocky cross-stratification)を示す細粒砂岩が多いことから、三角州の前面にストーム波浪の卓越する開いた外洋性海岸が広がっていたことが示唆される。北北東-南南西方向のフォーセット層理をもった厚層斜交層理中粒～粗粒砂岩は、上部外浜の沿岸州とトラフの堆積物とみなされる。またカキのコロニーや潮汐堆積物が見られることは、潮汐低地や潟湖のような閉塞された潮汐流卓越型環境が発達していたことを示す。厚い礫岩の存在は粗粒堆積物をもたらす礫質河川の流入を示している。植物片に富んだ黒色泥岩は、三角州頂置面に後背湿地があったことを指示する。

三笠層の中には明らかにタービダイト性の砂岩泥岩互層

があり、特に東側(芦別、大夕張、穂別地域)に多い。また、泥質タービダイトは石狩炭田地域の東部に分布する佐久層相当層の主要な堆積相であり、三笠層のストーム砂岩層の同時異相と考えられる。こうした互層の少なくとも一部はストーム起源タービダイトあるいはストームシート砂岩層の可能性はある。

さらに東側の夕張山地の東麓(たとえば日高町: Obata & Futakami, 1977)の同一時代層は、佐久層相当層より細粒で沖合い成泥岩が卓越する。

相対的海水準

三笠層は大きく2つまたは3つの上方粗粒化(浅海化)シーケンスからなる。それぞれのシーケンスには、さらに小規模なシーケンス(パラシーケンス parasequence: van Wagoner, 1988)がある。後期アルビアンから後期チューロニアンにかけての地域的な相対的海水準変動は、堆積速度が一定で層厚が時間に比例すると仮定すれば、三笠層の層相分布から予察的に推定することができる。

図9の層序断面は、第1・2シーケンスは幾春別地域、

第3シーケンスは万字地域で見られる。東西10数 km にわたる一般的な堆積相変化である。古水深曲線は分布の東と西で垂直的な堆積相変化からそれぞれ推定できる。第1シーケンス最下部のタービダイト相の上位には、厚さ 220 m を越す内側陸棚～海岸相が発達する。これは海盆の沈降を伴う高堆積速度を意味しており、堆積基準面に対する相対的海水準は大きな速度で上昇したことを示唆する。最大ストーム波浪限界が 80 m と仮定すると、相対的海水準は少なくとも 140 m 上昇したことになる。

初期セノマニアンの大きな相対的海水準下降の後、後期チューロニアンにいたるまで、長期にわたって上昇したことが予想される。後期セノマニアンから中期チューロニアンの間の小規模な振動は Haq *et al.* (1988) の曲線とよく似ている。これは三笠層の堆積作用がグローバルなユースタシーを反映していた可能性を暗示する。

軟体動物化石相と堆積相

アルビアン以降の蝦夷累層群は多くの層準で豊富な軟体動物化石を産し、堆積相－化石相の相関を見いだすこと

Facies	Lithology	Environments	Column
1	Bioturbated claystone~siltstone	outer shelf to basin plain	
2	Bioturbated sandy siltstone	outer shelf	
3	Bioturbated silty sandstone	inner shelf	
4	Interbedded hummocky cross-stratified sandstone & bioturbated sandy siltstone	inner shelf	
5	Amalgamated hummocky cross-stratified sandstone	lower shoreface	
6 a	Cross-stratified, thick, coarse- to medium-grained sandstone	upper shoreface to foreshore backshore, sandy tidal flat	
6 b	Large-scale cross-stratified, conglomeratic coarse-grained sandstone	upper shoreface to foreshore (nearshore bars & troughs)	
6 c	Poorly-sorted, coarse- to medium-grained sandstone	outer shelf	
7	Thick conglomerate	foreshore to fluvial channel	
8 a	Thickly-interbedded sandstone & mudstone	outer shelf to basin plain (turbidite)	
8 b	Medium-interbedded sandstone & mudstone	outer shelf to basin plain (distal turbidite)	
8 c	Interbedded thick sandstone & thin carbonaceous black mudstone	lagoon near river mouth	
9	Black, poorly-sorted, sandy siltstone	tidal flat / lagoon	
10	Black, red to green, plant remains-rich mudstone	marsh / swamp	

図6 中部蝦夷層群三笠層の堆積相

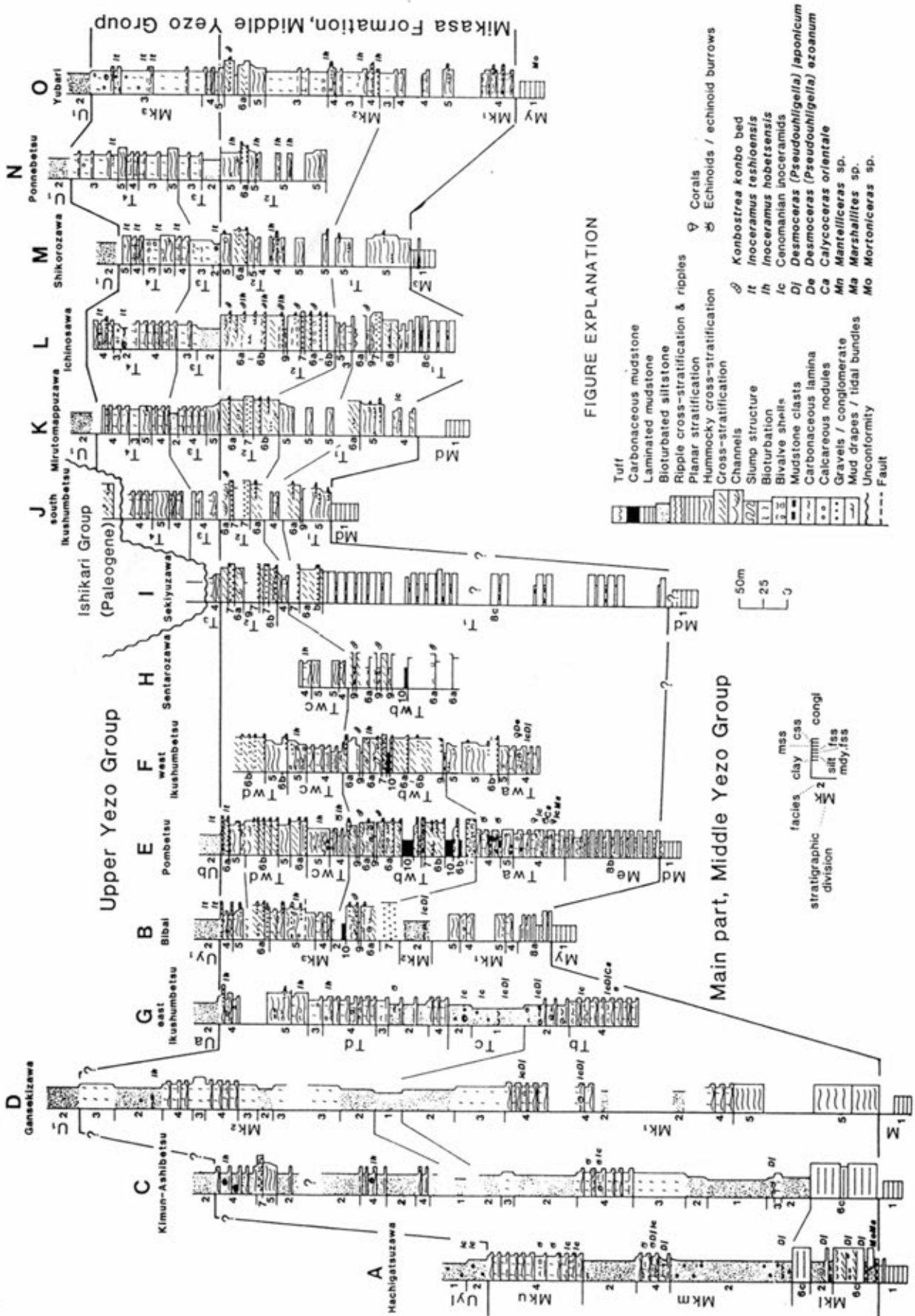


図7 中部蝦夷層群三笠層の対比地質柱状図 (安藤, 1990a)

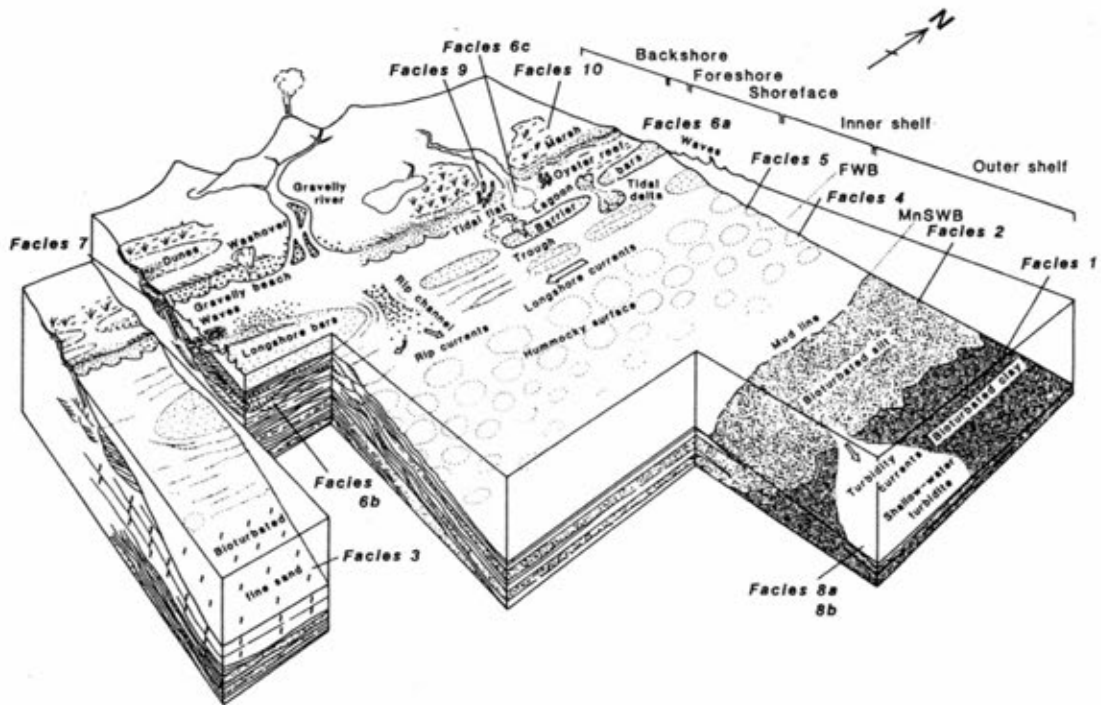


図8 三笠層における概念的堆積環境復元 (安藤, 1990a). MnSWB: 平均ストーム波浪限界深度, FWB: 平穏時波浪限界深度.

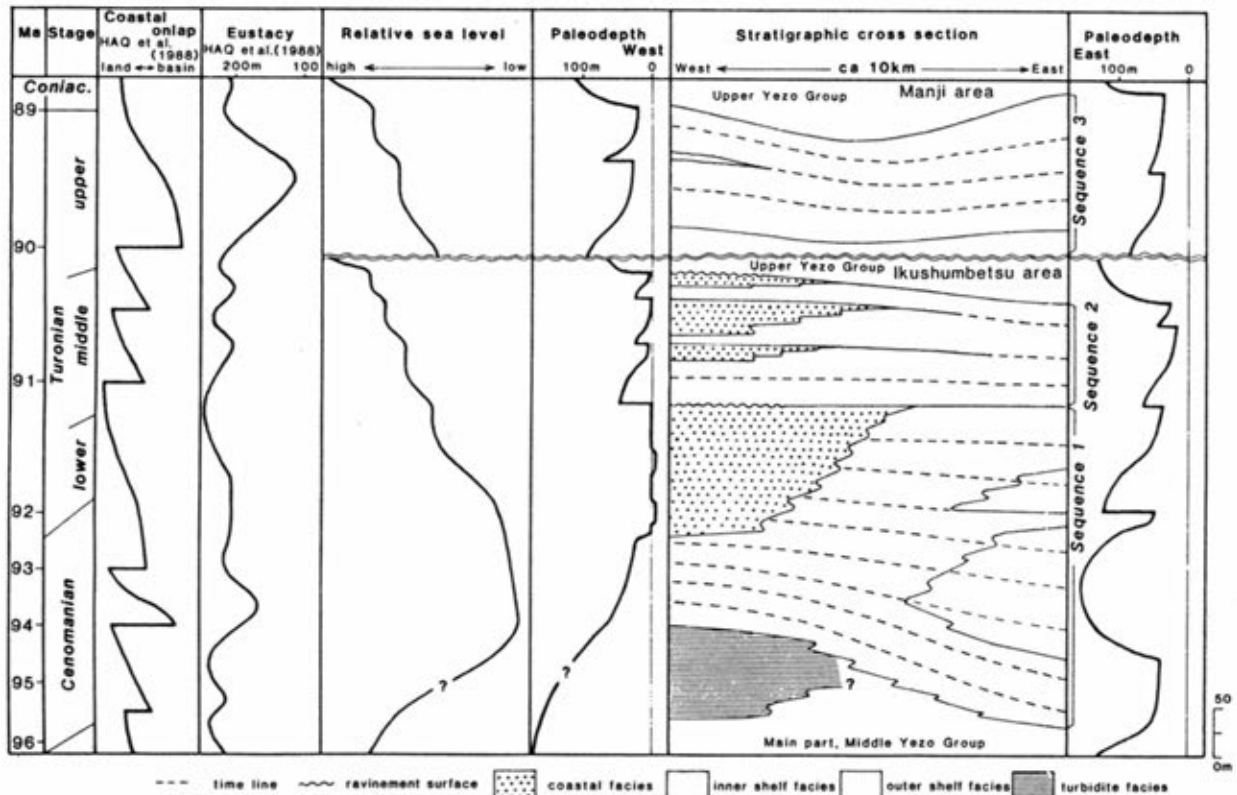


図9 三笠層の堆積相分布から推定した、後期アルビアン～後期チューロニアン期の蝦夷海盆中央部西縁における相対的海水準変動 (安藤, 1990b). 破線はおおよその時間線.

ができる。つまり、種構成や化石の産状は堆積相によって側方変化する。この現象は特にチューロニアンで実証されてい

る (Tanabe *et al.*, 1978; Tanabe, 1979; 二上ほか, 1980; 松本ほか, 1981; 二上, 1982; 二上・宮田, 1983)。

チューロニアンの蝦夷累層群は大きく3つの堆積相一化石相に分けることができる。すなわち、沿岸（西部）相、中間相、沖合い（東部）相である。

東側の沖合い相は単調なシルト岩相中のもので、大型化石はむしろ稀でアンモナイトが卓越する。アンモナイトは表面がなめらかな装飾の弱い種群（平滑弱装飾型）、たとえば *Phylloceras*, *Desmoceras*, *Tetragonites* 類、で代表される。中間相は、佐久層（松本・岡田, 1973）あるいはその相当層の、細粒砂岩薄層をしばしば挟む厚い泥岩相で代表される。アンモナイトの種多様度は大きく、多様な形態の異常巻型（*Scaphites*, *Nostoceras*, *Diplomoceras*, *Baculites*類）や平滑弱装飾型（*Neophylloceras*, *Desmoceras*, *Tetragonites*, *Gaudryceras*）あるいは強装飾型（特にチューロニアンの場合、*Romaniceras*, *Collignoniceras woollgari*, *Subprionocyclus neptuni* など）があげられる。イノセラムス類も産出頻度が高い。

沿岸相は三笠層で代表される。三笠層のHCS砂岩中には、カキ、三角貝（*Pterotrigonia*, *Apiotrigonia*, *Yaadia*）, *Glycymeris*, *Aphrodina* などの浅海生二枚貝や巻貝が多産する。レンズ状の化石密集層を構成していることが多い。これはストームシート砂層がもたらされる下部外浜から内側陸棚で、移動集積した厚殻の離弁二枚貝がHCSシーケンス（Dott & Bourgeois, 1982）下底にラグ（lag）として、あるいはH（ハンモック斜交層理）部の葉理として堆積したものである。Mb（生物擾乱）部中には、散在的に合併の二枚貝が見られる。これはストーム後の静穏期にrecolonizeした種と考えられる。しかし、生活位置を残したものはまれである。HとMb部では化石の産状ばかりでなく種構成もいくらか異なる。これはHCSシーケンスの堆積機構を反映したものとみなされる。

アンモナイトはHCS砂岩のH部やMb部に時々含まれる。それらのほとんどが強装飾型類である（チューロニアンの場合、*Subprionocyclus minimus*, *S. neptuni*, *Lymaniceras planulatum*, *Subprionotropis muramotoi*, *Prionocyclus* のような *Collignoniceras*類）。*Mezopuzosia*, *Pachydesmoceras* のような巨大なアンモナイトもまれに産する。アンモナイトの多様度は中間相に比べ小さいが、種構成は時代によって変化する。

化石の産状や保存は、化石生物の生息場の分布や死後運搬・浮遊に支配される。アンモナイトの殻形態・産状・分布と堆積相との相関は、生息域の多様性と生活様式を反映したものであろう。つまり強装飾型は平滑弱装飾型よりも相対的に沿岸側に生息域を求めたことが推測される。

セノマニアン-チューロニアン境界の 海洋無酸素事変

白亜紀中頃のセノマニアン/チューロニアン（C/T）境界付近では、世界的な規模で海洋に貧酸素水塊が広がり、世界各地に短期間に大量の有機炭素が埋積したと考えられている。海洋生物の大量絶滅を引き起こした海洋無酸素事変（OAE: oceanic anoxic event）と呼ばれるこのイベントは、化石燃料の燃焼によって有機炭素の無機化が急速に進む現在の地球の状況と、いわば逆プロセスである。したがってOAEが当時の地球環境に及ぼした影響を知ることは、進化古生物学および燃料資源的観点からのみならず、現在および将来の地球環境の変化を予測することにもつながる。

これまでC/T境界のOAEは汎世界的イベントと考えられているが、北西太平洋域は研究上の空白域となっていた。C/T

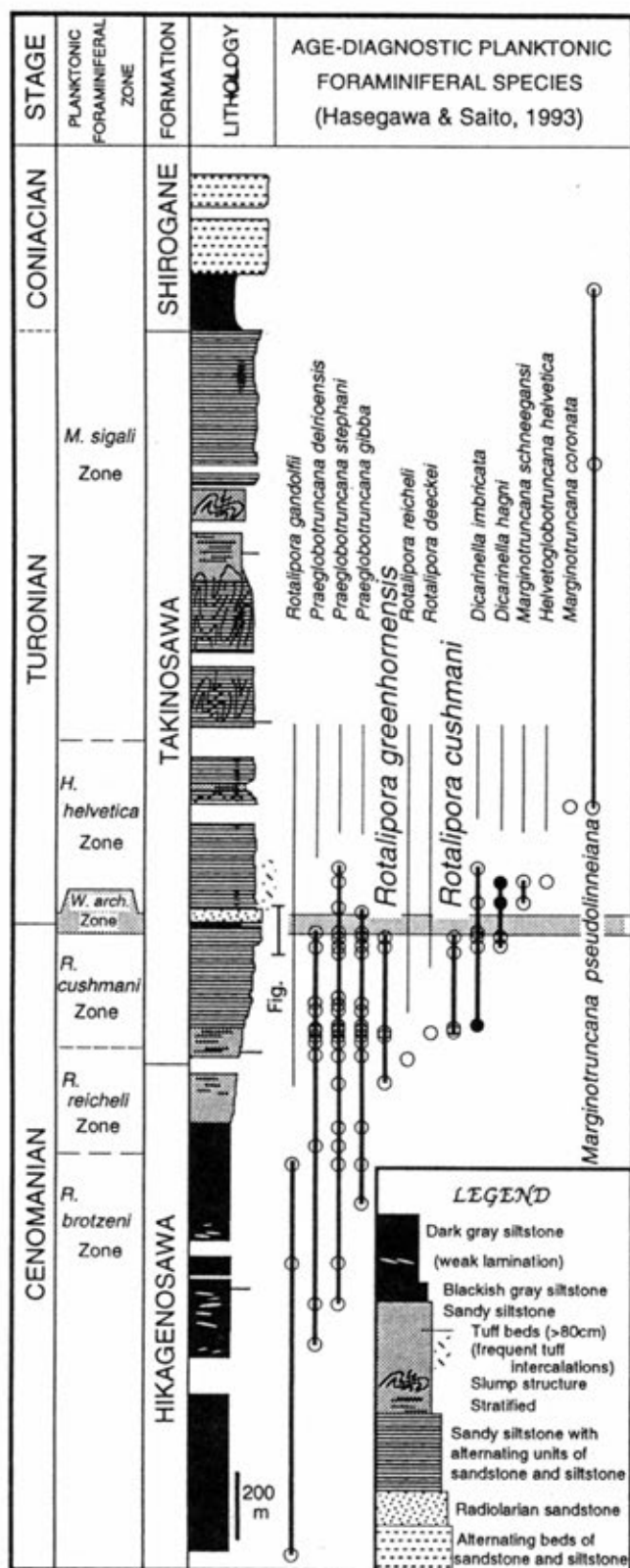


図10 タ張市大タ張沢白金沢ルートの浮遊性有孔虫の層位的産出範囲（Hasegawa and Saito, 1993）。

境界のOAEの全体像を把握するため、蝦夷累層群は研究対象として世界的にも注目されている。それには詳細な国際的対比を行うことが大前提となる。Hasegawa and Saito (1993)は連続的に年代示標種を産する浮遊性有孔虫およびアンモナイト(松本ほか, 1991; Hirano, 1993)によってC/T境界付近の詳細な生層序を確立した(図10)。

C/T境界では大量の有機炭素(^{12}C に富む)の埋積が生じ、 ^{13}C が相対的に多くなり、大気・海洋系に存在するすべての炭素の同位体比が正方向にシフトしたと考えられている。その記録はヨーロッパおよび北米など(Arthur *et al.*, 1988; Jenkyns *et al.*, 1994 など)世界各地の堆積岩中の炭酸塩(+2‰)および有機炭素(>+2‰)に、炭素同位体比スパイクとして記録されている。Hasegawa and Saito (1993)は大夕張地域白金沢ルートおよび達布地域小平葦川一金尻沢ルートにおいて、蝦夷累層群中の有機炭素分析を行い同様のスパイクを確認した。両地域ともこのスパイクは世界各地の記録と同様、浮遊性有孔虫の *W. archaeocretacea* 帯内に検出されることから、C/T境界付近の炭素同位体比スパイクに対比される。

この同位体スパイクの確認は2つの点で重要である。一つは層序学的重要性である。C/T境界付近では古地磁気層序学的手法は使えないが、汎世界的現象を記録した炭素同位体比スパイクは汎世界的同時面を与える化学的鍵層として有効である。もう一つは大気 CO_2 のモニターとしての重要性である。蝦夷累層群の堆積物中の有機炭素は大部分が陸上の植物起源であり、その層位変化曲線は大気の CO_2 の炭素同位体比を反映している。

以上のような詳細な対比手段を得た上で、C/T境界付近の堆積場の酸素環境が、岩相および生痕相の観察、底生有孔虫群集解析、バイオマーカー(生物指標有機化合物)分析、含有有機炭素量分析、硫黄同位体比分析などによって研究され

ている。これらの結果はいずれも、C/T境界付近の蝦夷海盆が貧酸素環境下にあったことを示している。この貧酸素現象がヨーロッパや北米などこれまで報告されている地域と異なることは、貧酸素の程度が弱かったこと、および開始時期はほぼ一致するもののチューロニアン中期まで貧酸素状態が継続したことである。

テチス海型石灰岩一下部蝦夷層群の “オルビトリナ石灰岩”

下部蝦夷層群のいわゆるフリッシュ相には“オルビトリナ(*Orbitolina*)石灰岩”と呼ばれる一連の石灰質堆積物が含まれる。ここからは、岩手県陸中海岸の宮古層群などとともに、テチス海の熱帯～亜熱帯礫性環境を特徴づけるウルゴン相(Urgonian facies)要素の化石を産することで注目される。しかしながら、産出化石の幾つかの記載を除けば石灰岩相自体はほとんど研究されていない。そこで現在までに得られた知見を簡単に紹介しておきたい。

オルビトリナ石灰岩は、主として夕張山地北部(シュエパロ川上流部から滝里南)と日高山地北部(双珠別から金山ダム南岸)の東西2列の地域に分布する。石灰岩は南北30 km以上にわたる断続的な分布を示し、各ブロックは数10 m～数100 mの長さがあり、厚さは最大40 mに達する。石灰岩と周囲の砕屑岩との関係は、露頭条件が悪いため、ほとんどの場所で観察できない。

石灰岩の年代は大型有孔虫の *Orbitolina lenticularis* の形態群(form group) II (Hofker, 1963)の産出から後期アプチアンと考えられている(Matsumaru, 1971)。これは上下の砕屑岩から報告されている放散虫やアンモナイトの年代と層序的には矛盾しない。なお *Orbitolina* の分類は近年大きく変更され

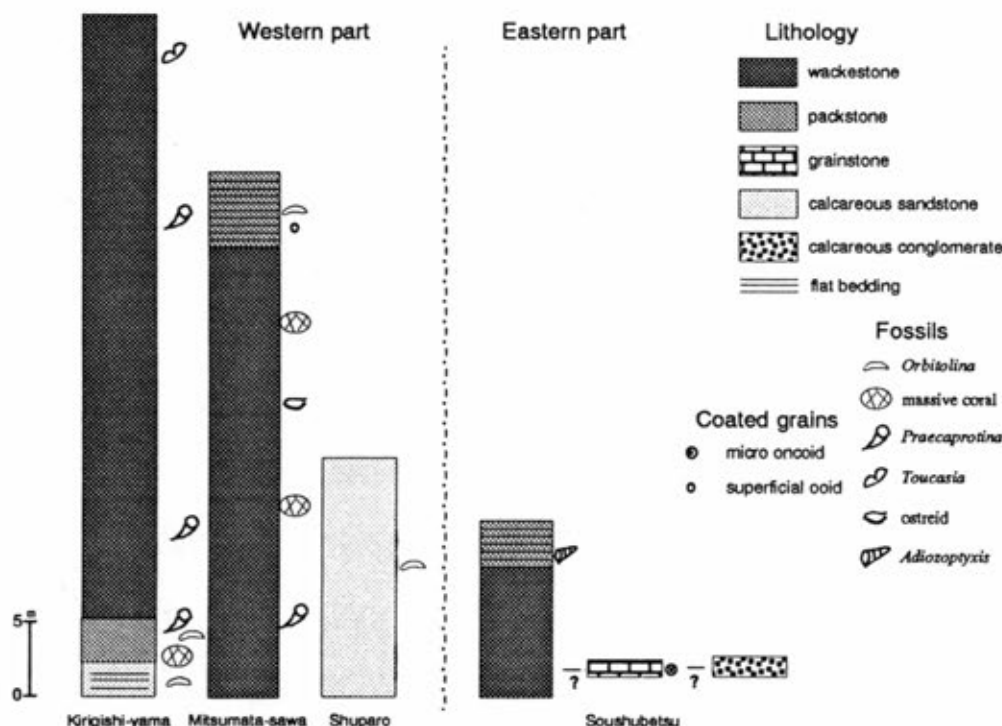


図11 “オルビトリナ石灰岩”の代表的な分布地における岩相と特徴的な化石・被覆粒子の産出関係。左から西列の惣芦別川上流嵯山、芦別川上流三又沢林道、シュエパロ川本流、東列の双珠別林道の模式的な柱状を示す。wackestoneから石灰質礫岩までの多様な岩相が存在するが、各分布地間の岩相の対比は困難である。Sano (1994MS)を一部改変。

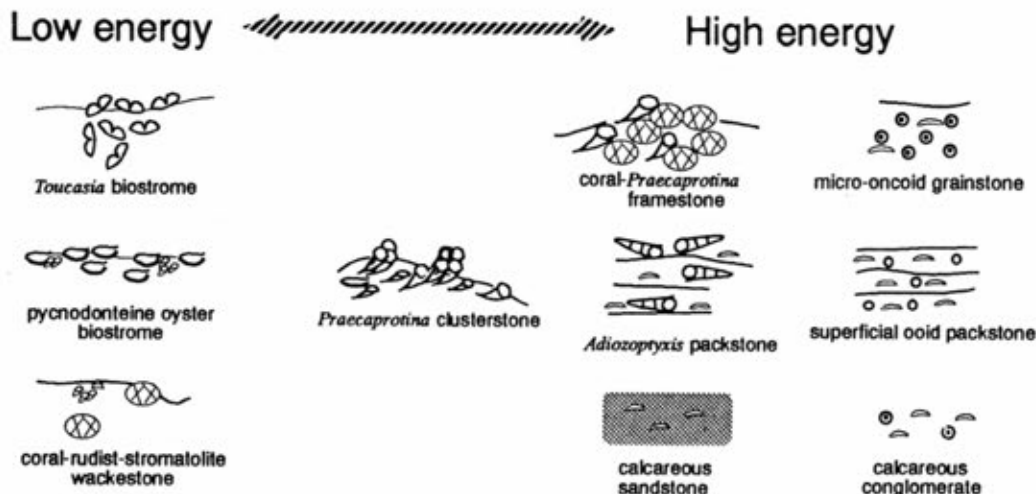


図12 “オルビトリナ石灰岩”中に認められる多様な岩相。岩相に対応して産出化石の違いが認められ、元来の石灰質岩体は低エネルギーから高エネルギーまでの多様な堆積環境で形成されたものと推定される。

てきており（例えばSchroeder and Neumann, 1985），下部蝦夷層群産の *Orbitolina* についても見直しが必要と考えられるがここではMatsumaru (1971) に従う。

石灰岩からは、石灰藻、有孔虫、サンゴ、二枚貝、巻貝、コケムシなど多数の化石が知られている。この中で、*O. lenticularis* (Yabe and Hanzawa, 1926; Matsumaru, 1971), 厚歯二枚貝の *Praeaprotina yaegashii*, *Toucasia carinata orientalis* (Yabe and Nagao, 1926; Nagao, 1933) と大型巻貝ネリネア類の *Adiozoptyxis hidakaensis* (Fukada, 1953; Kase, 1984) が記載されている。他には *Miliolidae* 科に属する有孔虫、10種以上にのぼると思われる造礁性サンゴ類、*Nipponophycus ramosus*, *Petrophyton miyakoense*, *Pycnoporidium lobatum*, *Marinella* などの *Solenoporacea* 科の紅藻 (Yabe and Toyama, 1928) があげられる。これらの化石は Mesogean key reference taxa (Masse, 1992) として、下部白亜系の炭酸塩岩プラットフォームを特徴づけるものと考えられている。

図11は代表的な分布地における、石灰岩の岩相と特徴的な化石、被覆粒子 (coated grain) の産出関係を示したものである。micro-oncoids や superficial ooids といった被覆粒子は暖かい浅海の環境を指示する (Nelson, 1988)。有効な鍵層が存在しない上、断続的に分布するために、石灰岩ブロック間の岩相対比や側方変化の追跡は困難である。岩相としては wackestone (生物片に富んだものとはほぼ完全な化石を含むものがある)、packstone, grainstone, 石灰質砂岩、石灰質礫岩が存在する。全体として石灰泥に富んだ岩相が卓越するが、チャートや珪質頁岩の岩片、石英などの不溶性残渣も相当量含んでいる。

Toucasia やカキの密集層は wackestone の不溶性残渣の少ない部分に、*Adiozoptyxis* や *Orbitolina* の密集層は層理の発達した packstone や石灰質砂岩の部分に、micro-oncoids や superficial ooids は層理の発達した packstone や grainstone の部分に産する。また *Toucasia* と *Praeaprotina* とはほとんど共産しない。このように産出化石と岩相の間にはある程度の対応関係があり、これは堆積環境とそれに伴う生物構成の違いを反映しているものと考えられる (図12)。

下部蝦夷層群のオルビトリナ石灰岩体は異地性の可能性が高いと考えられている (Okada, 1983; 新井田・紀藤, 1986)。しかし、バイオストロームや保存の良い化石を含む wackestone のような低エネルギーの岩相と、波浪に抵抗するような sand shoal を作りうる被覆粒子に富んだ岩相を考慮すると、元来は sand shoal rimmed shelf か、浅海域における炭酸塩岩堆 (mound) を形成していた可能性がある。いずれにせよ、この石灰岩は当時の北西太平洋地域における礁性石灰岩の数少ない例として、白亜紀の古海洋や古気候を考えていく上で重要な情報を与える。

見学地点の説明

STOP 1 桂沢ダムサイトー幾春別背斜東翼の三笠層と上部蝦夷層群の堆積相

中部蝦夷層群三笠層の模式とされているセクションである (松本, 1951)。桂沢ダム下流側の幾春別川右岸の道道沿いにあり、1 km 弱にわたって覆道上に連続する。三笠層とそれに整合な上部蝦夷層群が、北東走向の南東傾斜 30~40° で露出する (図13)。

三笠層 松野ほか (1964) に従って次の4部層区分する (安藤, 1990a)。

Ta: 中部蝦夷層群主部から漸移する砂質シルト岩であるが、露出は河床に限られる。松本ほか (1991) によれば、下部セノマニアン *Desmoceras kossmati-Graysonites adkinsi* Zone が設定されている (表1)。

Tb: 下部はHCS砂岩・砂質シルト岩互層 (内側陸棚)、上部は砂質シルト岩 (内側~外側陸棚) からなる。下部には三角貝、*Inoceramus* などの二枚貝、巻貝、ウニ、そしてアンモナイトが沢山含まれ、有名な化石産地となっている。

Tbの上部 (中部セノマニアン) は沖合い生の合併二枚貝を散在的に含む。また、圧密でつぶれたアンモナイト (*Calycoceras (Newboldiceras) orientale* や *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum* など) も少なくない。松本ほか (1991) は上部~中部セノマニアンの3つのアンモナイト・イノ

セラムス帯を認めている: *Mantelliceras japonicum*-*Inoceramus tenuis* 帯, *Cunningtoniceras takahashii*-*Inoceramus reduncus* 帯, *C. (N.) orientale*-*Birostrina tamurai* 帯.

Tc: 上部セノマニアン本部層は塊状暗灰色シルト岩からなり、幾春別背斜東翼の三笠層では最も沖合い成の堆積相(外側陸棚)を示す。松本ほか(1991)によれば、下部は *Eucalycoceras pentagonum*, *Calycoceras (C.) aff. naviculare*, *Inoceramus ginterensis* で、上部は *Euomphaloceras septemseriatum*, *Pseudocalycoceras dentonense*, *Sciponoceras kossmati*, *Inoceramus pictus* の化石群で特徴づけられる。

Td: 下部は砂岩薄層をしばしば挟む生物擾乱砂質シルト岩(外側から内側陸棚)からなる。中部から上部は主にHCS砂岩・シルト岩互層(内側陸棚)からなるが、中部には癒着HCS砂岩(下部外浜)が厚く発達する。この癒着HCS砂岩相は幾春別背斜東翼の三笠層では最も砂質で浅海相を示す。対岸にある採石場ではこの部分を稼行対象としている。下部は化石が稀であるが、松野ほか(1964)は下部チューロニアンの指示化石である *Inoceramus cf. labiatus* を見だしている。Td中上部からは中部チューロニアンの *Inoceramus hobetsensis* が普遍的に産する。

上部蝦夷層群 単調な暗灰色塊状シルト岩(外側陸棚)からなる。三笠層からの変化は整合的ではあるがかなり急激である。後期チューロニアンの急速な海進を指示しているものとみなされる。下部層(松野ほか, 1964のUa層, Matsumoto, 1965のIIIa層, Futakami, 1986a, bのU1層)は石灰質ノジュールを多く含み、上部チューロニアンの *Inoceramus teshioensis* や *Subprionocyclus neptuni* で代表される豊富なアンモナイトを産出する(Futakami, 1986a, 1990; Matsumoto, 1984; 松本ほか, 1991)。

STOP 2 桂沢ダム下の公園—三笠層のストーム砂岩と巨大アンモナイト

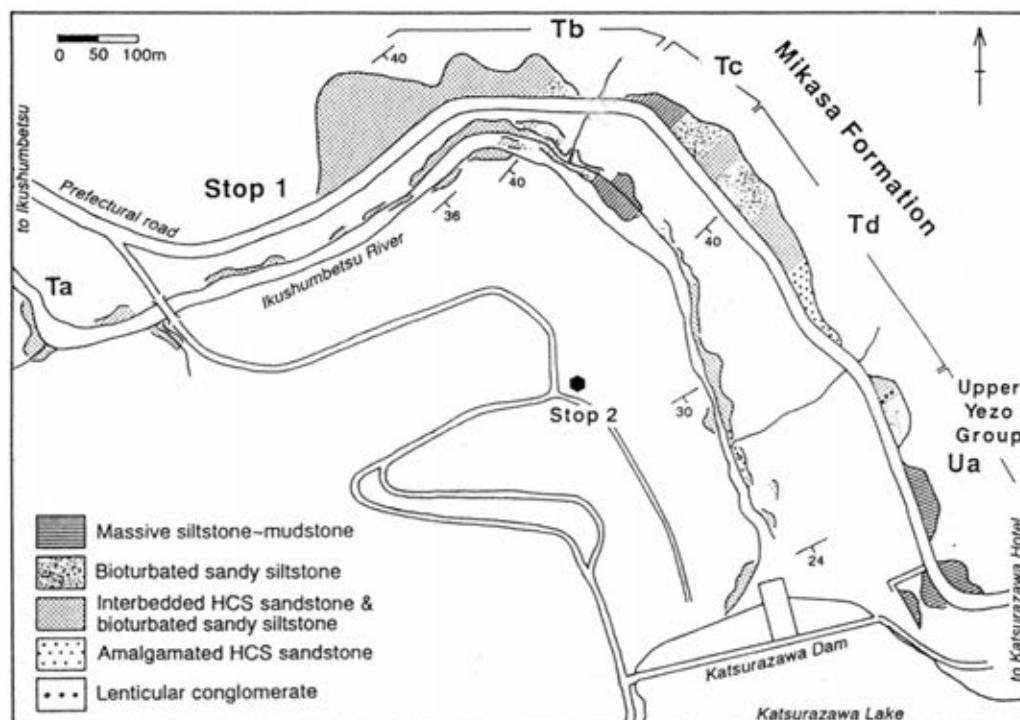


図13 幾春別背斜東翼幾春別川沿い地質ルートマップ (STOPS 1, 2)。

Stop 1の反対側にあつて数多くの砂岩や礫岩のブロックが庭石として並べられている。これらはすべて山側にある採石場から得られた、三笠層(Stop 1のTd)のストーム成癒着HCS砂岩あるいは礫質砂岩である。一見塊状であるが、よく見るとHCSなどの堆積構造や、二枚貝化石密集層や巨大アンモナイトの産状が観察できる。厚い殻の二枚貝は *Yaadia ainuana* や *Apiotrigonia mikasaensis* のような三角貝, *Glycymeris hokkaidoensis*, *Meekia hokkaidoana*, *Aphrodina pseudoplana* などが代表的である。巨大アンモナイトは *Pachydesmoceras* あるいは *Mesopuzosia* とみなされる。また巨大な *Inoceramus hobetsensis* もあり、合併で表面に小さな付着性のカキがついているのが見られる。

STOP 3 奔別川セクション—幾春別背斜西翼の中部蝦夷層群三笠層

奔別川セクションは幾春別背斜西翼に位置し、中部蝦夷層群の“主部”と三笠層、上部蝦夷層群がよく露出する(Matsumoto, 1965; 安藤, 1987)。いずれも北北東走向で西に急傾(60~80°)する(図14)。

中部蝦夷層群三笠層 河床に連続的に露出し、観察できない部分は全層厚450mのうちたった40mにすぎない(図16)。松野ほか(1964)が中部蝦夷層群主部の最上部に位置づけたMeを含めてMe, Twa, Twb, Twc, Twdの5部層に細分できる(安藤, 1987)。ここでは幾春別背斜西翼の典型的な層序や層相が観察できる。Me-Twa-TwbとTwc-Twdの2つの上方粗粒化シーケンスから構成される。

なお、神居橋付近に高さ70mのアーチ式ダムの建設が予定されている。

Me: 三笠層は、厚さ100mの、リズム的中層理砂岩泥岩互層(タービダイト)で始まる。砂岩底面に *Helminthopsis*, *Palaeodictyon*, *Nereites* といった沖合い深海相に特徴的な生痕が見られる(Tanaka, 1971)。最上部の7m

は、スランプの顕著な泥質な砂岩泥岩互層(10m)に続く、砂岩の卓越した互層である。Twaとの境界部は河床礫でおおわれ、わずかに数mにわたって露出がない。最上部の互層は、中~下部のタービダイト互層とはやや異なり、HCS互層に似ている。どちらにしても、典型的なタービダイト互層からHCS互層への漸移部として重要である。

中部蝦夷層群主部の外側陸棚/海盆底泥岩から、タービダイト互層(Me)→内側陸棚HCS砂岩泥岩互層(Twa)への変化は、後期アルビアンから初期セノマニアン海水

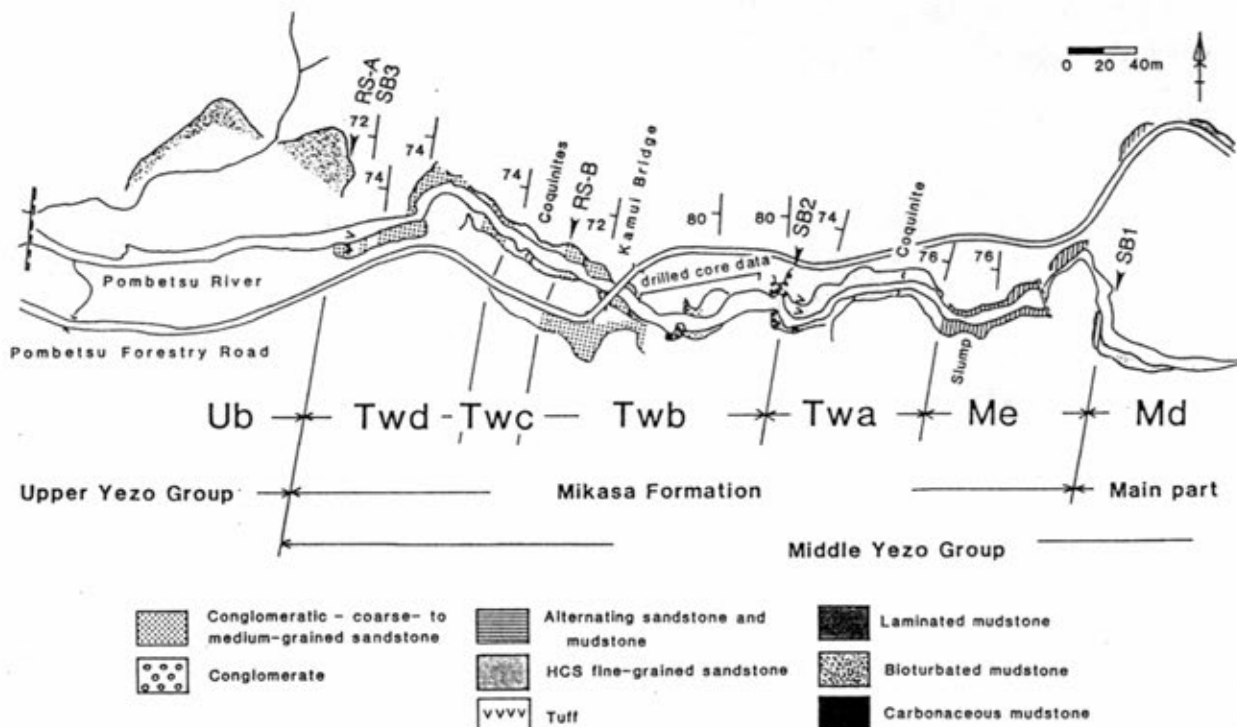


図14 奔別川セクションの中部蝦夷層群三笠層の地質ルートマップ (STOP 3) . 安藤 (1987) を改変. RS: ラビメント面 (ravinement surface) .

準下降,あるいは海盆の構造的な上昇を示唆している。

Twa: 塊状の極細粒～細粒砂岩からなる厚さ90 mの部層である。しかし、河床の磨かれた面にはハンモック状斜交層理、癒着面、ウェーブ・リップル、脱水構造、生痕 (*Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Planolites*, *Schaubcylindrichnus* など) などの堆積構造が見られる。シャープな下底面をもったレンズ状貝殻密集層が下部に含まれ、*Pterotrigrionia brevicula*,

Aphrodina pseudoplana, *Thetis japonica* などが多産する。葉理状の薄い化石層もしばしば含まれる。HCSシーケンスのMb部からもいくらか組成の異なる二枚貝, 巻貝, 単体サンゴなどが産する。

Twb: 上部外浜から三角州面の堆積物で, 主に塊状～トラフ型斜交層理中～粗粒砂岩からなる。場所によって後背湿地や氾濫原の含植物片黒色泥岩や, カキの化石を伴う潟湖の砂

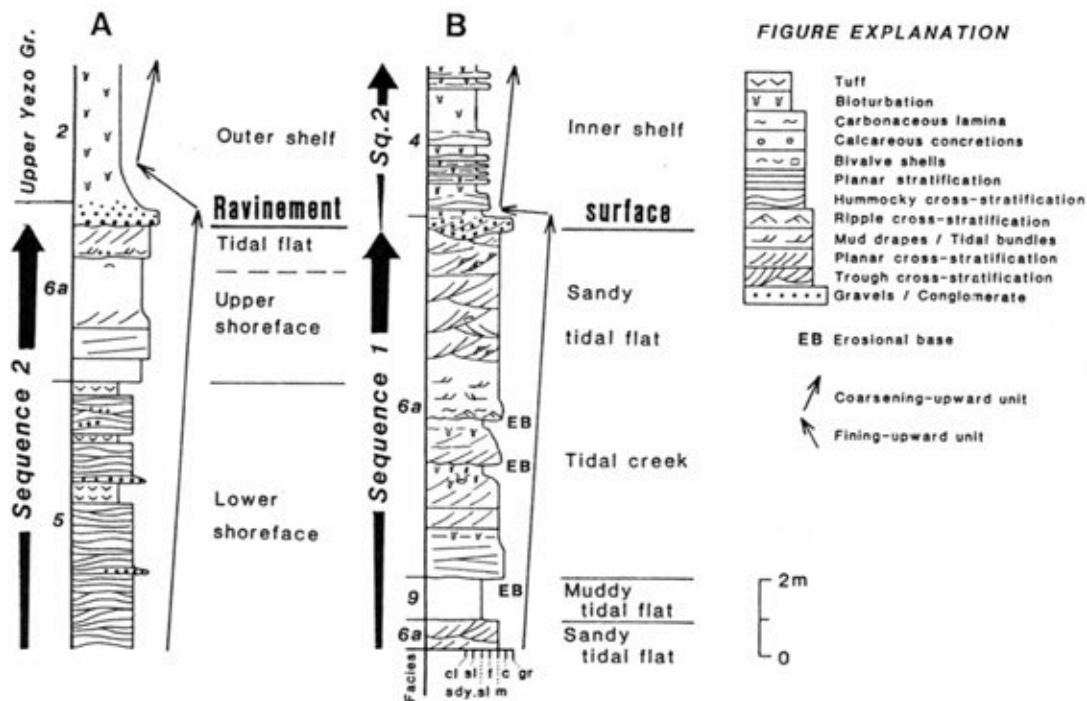


図15 奔別川セクションの三笠層に見られる2つのラビメント面 (図14のRS-A, B; STOP 3) . 安藤 (1990b)

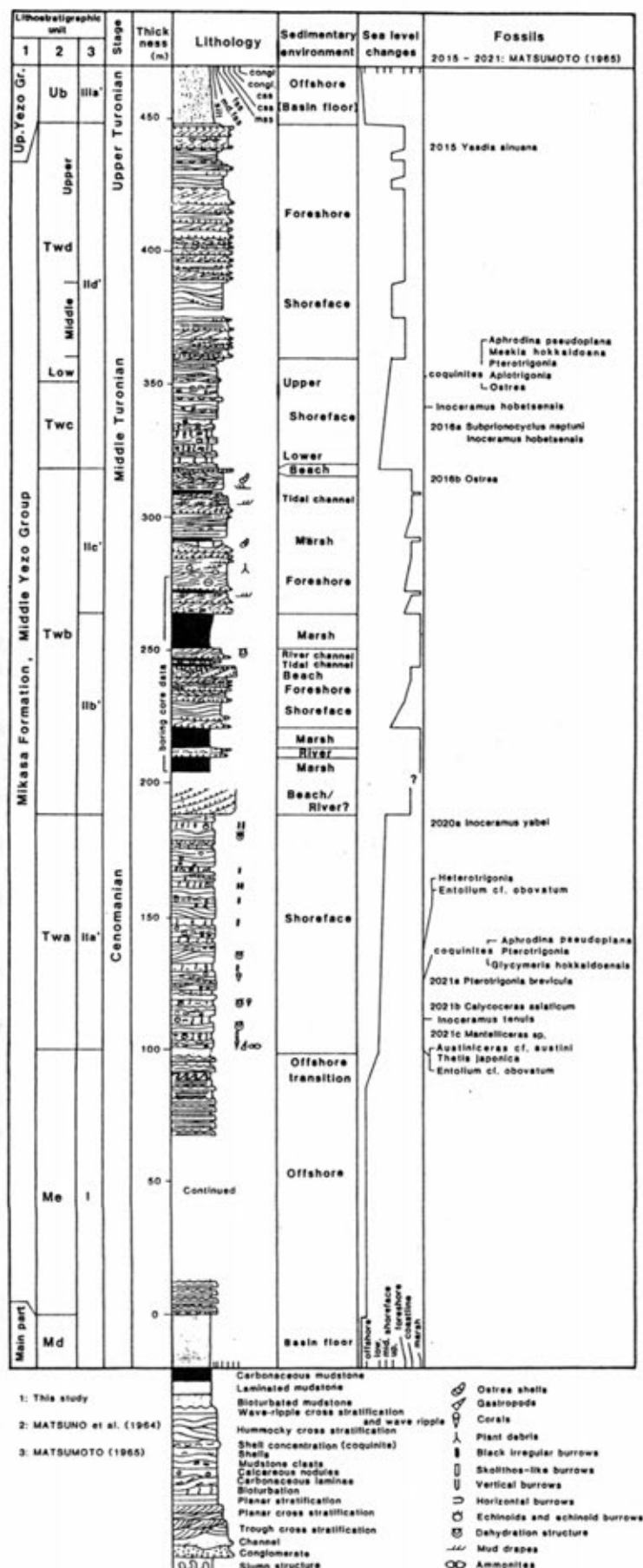


図16 奔別川セクションの中部蝦夷層群三笠層の総合地質柱状図 (STOP 3). 安藤 (1987).

質シルト岩、河道チャネルの斜交層理砂岩などを含む。

下限は斜交層理を示す厚さ 8 m の中～大礫礫岩が、Twaを侵食性境界をもっておおう。これはおそらく後期セノマニアンから前期チューロニアンにかけての海退と海水準下降による下方侵食谷を埋積したものであろう。

最上部には潮汐バンドルや潮汐チャネルを伴う中型斜交層理砂岩がある (図15)。その砂岩はシャープな下底の厚さ 40~60 cm の中礫礫岩におおわれている。下位の堆積相が潮汐低地相、上位のTwc最下部が内側陸棚相であることを考慮すると、この礫岩は、中期チューロニアンの海進初期に、外浜での波浪によって形成された侵食面 (ラビンメント面: ravinement surface, Demarest & Kraft, 1987) とみなされる (図15)。

Twc: 岩相上Twaに似ている。下部では内側陸棚のHCS砂岩・泥岩互層から、上部は下部外浜の癒着HCS砂岩からなる。日本における後期チューロニアンの代表的な指標化石である *Inoceramus hobetsensis* が頻繁に散在する。数枚のレンズ状貝殻密集層が上部に含まれ、二枚貝が多産する。

Twd: 潟湖相や湿地相が欠如しているが、岩相上はTwbに似ている。最上部の数10 cm の礫岩がシャープな境界をもって、潮汐バンドルを示す斜交層理砂岩の上にのる。これはTwb-Twc境界と同じくラビンメント面である (図16)。礫岩の上位は外側陸棚の砂質シルト岩、シルト岩が続く。最上部の潮汐バンドルを示す砂岩からは後期チューロニアンを指示する *Inoceramus teshioensis* が得られた。

上部蝦夷層群 石灰質ノジュールを多く含み、一部砂質なシルト岩からなり、凝灰岩薄層や海緑石砂岩を挟む。上限は石狩層群に不整合で覆われるため、全層厚 120 m 程度が観察されるにすぎない。他地域で見られる上部蝦夷層群中～上部や函淵層群は欠如している。大半は上部チューロニアンであるが、最上部は *Inoceramus uwajimensis*, *Baculites cf. yokoyamai* などが産出することからコニアシアンと確定できる。ここでは上部チューロニアンのアンモナイト群集が多産し、その組成から上中下の3つに区分できる。下部の群集は棒状アンモナイト, *Sciponoceras intermedium* が多く, *Collignoniceras*, *Scaphites*, *Tetragonite* 類などを伴う。中部の群集は下部のものと組成が似ているが, *Collignoniceras* 類を含まない。上部のものは "*Lymaniceras*" *planulatum*, *Prionocyclus aberrans*, *P. cobbani* のような *Collignoniceras* 類が多く *Anagadryceras limatum* や *Damesites ainuanus* などを随伴する (二上ほか, 1980)。

STOP 4 三笠市立博物館一白亜紀大型アンモナイト

コレクション

この博物館は、昭和54 (1979) 年に三笠市の自

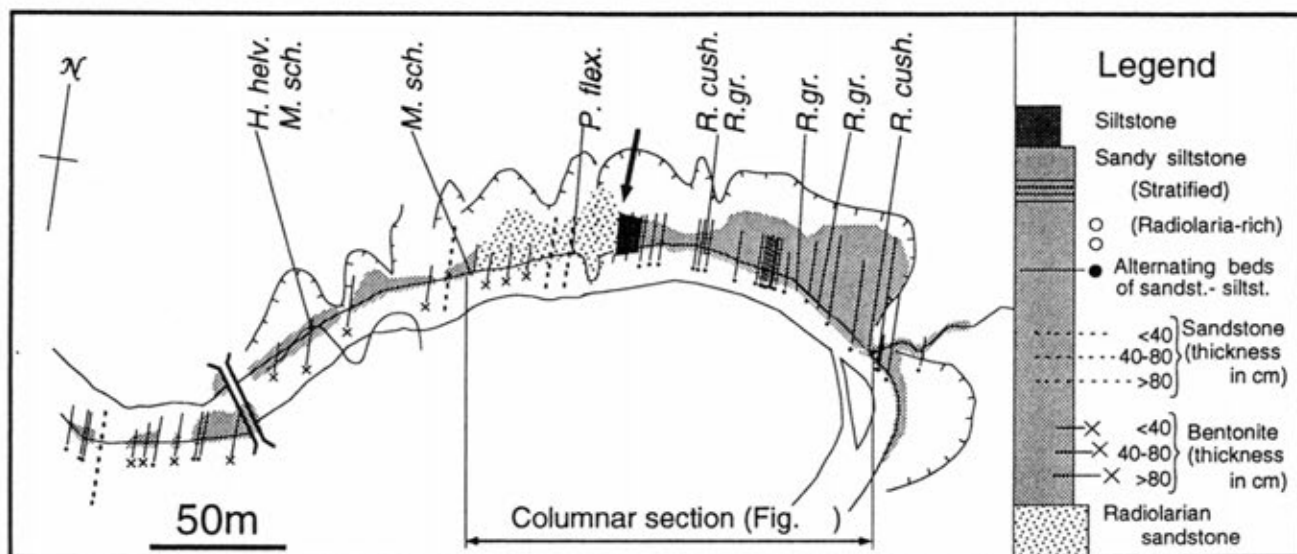
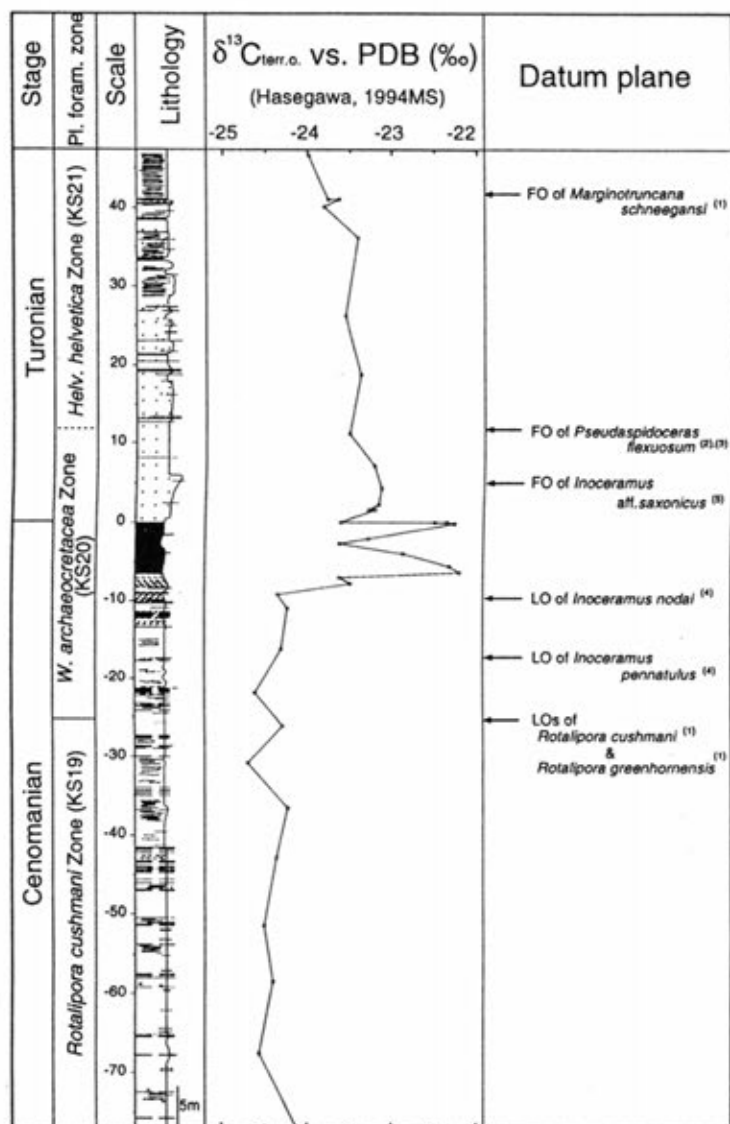


図17 タ張市大タ張白金沢のセノマニアン/チューロニアン (C/T) 境界付近のルートマップと主要な示準化石産出地点(STOP 5). 太い矢印がC/T境界. *R. gr.*: *Rotalipora greenhornensis*, *R. cush.*: *Rotalipora cushmani*, *M. sch.*: *Marginotruncana schneegansi*, *H. helv.*: *Helvetoglobotruncana helvetica*, *P. flex.*: *Pseudoaspidoceras flexuosum*. *P. flex.*の産出報告はHirano (1993)による.



然と歴史を展示する目的で開館した。特に「化石の博物館」として有名である。化石産地のすぐそばにあるという立地に恵まれ、熱心な地元の収集家に支えられて、三笠市周辺や北海道一帯の蝦夷累層群から産したアンモナイトなどの化石が充実している。

直径数10cmもの大型アンモナイトや異常巻きアンモナイトのコレクションは世界随一とも言える。その他にも、20種を超える模式標本をはじめ、保存の良いアンモナイトが多数展示され、アンモナイトの系統や形態についての学習の場を提供している。比較対象として、現生や化石のオウムガイに関連した展示もある。二枚貝、巻貝、棘皮動物などの化石もあるが、特に示準化石として重要なイノセラムスについては1コーナーが設けてある。また、国の天然記念物エゾミカサリユウなど、海生爬虫類や翼竜の化石も展示されている。

STOP 5 白金沢—中部蝦夷群層の沢層の沖合い相と

C/T境界の海洋無酸素事変(OAE)

大タ張地域のシュエバ湖東方に位置する白金沢沿いには、セノマニアンからチューロニアンにかけての地層が良好に露出する(図17)。C/T境

図18 タ張市大タ張白金沢のセノマニアン/チューロニアン (C/T) 境界付近の炭素同位体比の層位変化と化石年代面。炭素同位体比曲線ならびに浮遊性有孔虫帯はHasegawa (1994MS)による。年代面は(1)Hasegawa and Saito (1993), (2)Hirano (1993), (3) 松本ほか(1991), (4)西田ほか(1994), (5)平野(私信)による。

界が含まれるのは滝の沢層の下部である。滝の沢層は全体として暗灰色シルト岩を主体とした地層で、厚さ2~10cmのタービダイト性の砂岩と泥岩の互層が作る互層ユニット（厚さ0.5~3 m程度）をしばしば挟み、不明瞭な葉理を伴う。C/T境界付近には特徴的な岩相が見られる。それをここでは下位からユニット1, 2および3に区分する。

ユニット1 貧酸素環境を示唆する特定の生痕が密集した、厚さ10cm以下の不連続な層をしばしば伴う。浮遊性有孔虫の *Rotalipora cushmani* と *R. greenhornensis* の消滅面直上にあたる。

2ステップの底生有孔虫におけるC/T境界の絶滅のうち最初の絶滅がこのユニットに含まれる。相対的に最も貧酸素環境下にあったのはこのユニット最上部である（Kaiho and Hasegawa, in press）。また、炭素同位体比の正のエクスカッションがこのユニット最上部から始まる。

ユニット2 黄鉄鉱を含み、特徴的に赤褐色の風化面を呈する黒灰色泥岩。砂岩の挟みが特徴的に少なく、最も沖合い相と考えられる。滝の沢林道沿いの露頭では *Paleodictyon* などの深海性の生痕が見られる。炭素同位体比の正のエクスカッションの大部分はこのユニットに含まれ、一つの明瞭なブレイクによって2つのピークに分けられる（図18）。また、ユニット2中において底生有孔虫の2度目の漸移的な絶滅が確認される。

ユニット3 0.175 mm 以上（80メッシュのふるい）の砂粒子の大部分が放散

虫（特に *Spumellaria*）によって占められる緑灰色泥質砂岩~砂質泥岩。上部は漸移的に上述の滝の沢層の一般的な相に変化する。このユニットとその上位約 200 m の層位範囲には特徴的に厚さ 40 cm 以上の白色ペントナイト層を頻繁に挟む。このペントナイト層密集部は北海道の蝦夷累層群堆積盆全体を通じて広く追跡できる（例えば松本・岡田, 1973）。底生有孔虫からはユニット2の絶滅終了後の、相対的に最も強い貧酸素環境相当部がユニット3の基底付近に確認される（Kaiho and Hasegawa, in press）。

底生有孔虫や岩相および生痕相などから示唆される貧酸素環境層準はユニット1に始まり、ユニット3よりもさらに上位の滝の沢層中下部（チューロニアン中部）まで続く。しかし、これらの貧酸素環境下においても砂質有孔虫は生き延びており、当時の酸素環境はヨーロッパや北米などで典型的に見られるOAEのような無酸素あるいは強度の貧酸素環境ではなかったといえる。バイオマーカーの分析からもこのことが示唆されている。貧酸素環境の終了は、グローバルな海水準低下の時期(Haq et al., 1987)に一致する。

STOP 6 シューパロダムサイトー函淵層群と石狩層群の不整合

シューパロダムサイト付近は函淵溪谷と呼ばれ、蝦夷累

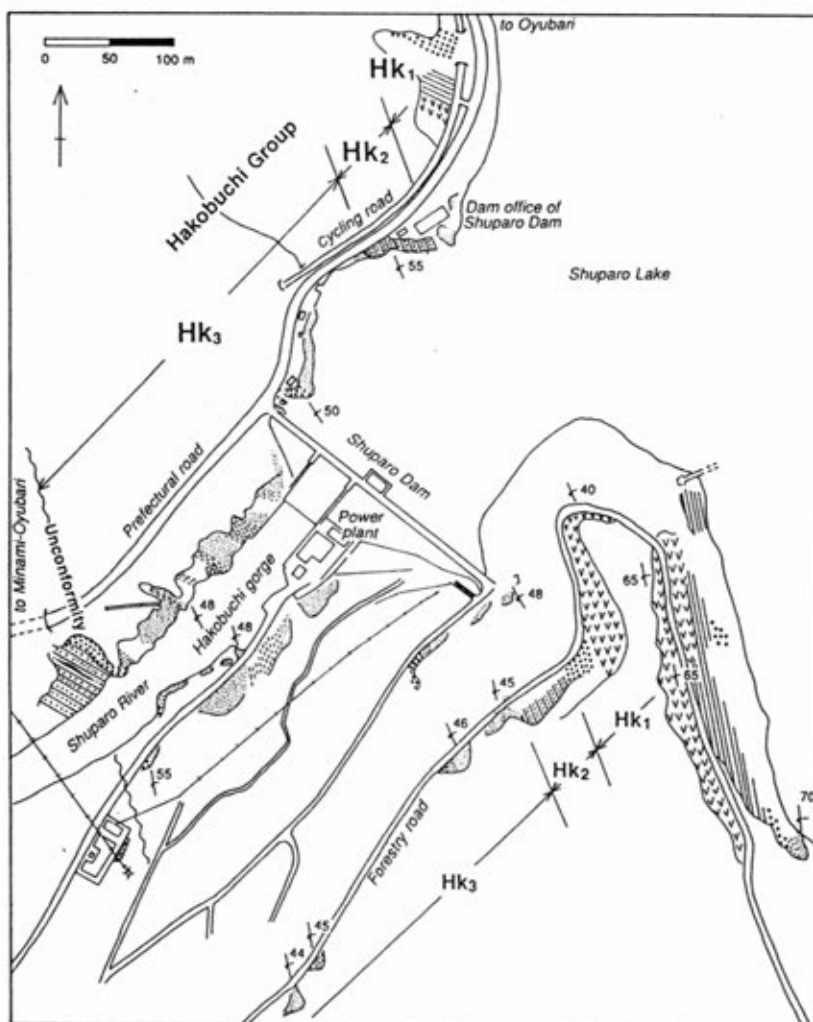


図19 シューパロ川シューパロダム周辺の地質ルートマップ (STOP 6)

層群最上部の函淵層群の模式地である（長尾ほか, 1954）。北-北北西走向で東に逆転急傾斜（45~60°）し（図19）、下流側には含炭層の石狩層群登川層が不整合をはさんで連続する。

函淵層群 上部蝦夷累層群の暗灰色泥岩との境界は河谷侵食のため露出しないが、下部層（Hk₁）にはHCS砂岩→トラフ型斜交層理砂岩に上方粗粒化するユニットが見られる。一旦厚さ5mの黒色泥岩を挟んで、30mの厚い白色細粒凝灰岩が続く。いずれも浅海成で全体として上方浅海化傾向が読みとれる。

中部（Hk₂）は厚層斜交層理粗粒砂岩→黒色炭質泥岩に上方細粒化する、数m単位のユニットが6つ以上繰り返す。これらは蛇行河川成のものとみなされ、ダムサイト上流側のシューパロ湖岸に見られる。植物化石を多量に含む。

上部（Hk₃）は厚さ200mに達する塊状細粒砂岩を主体とし、ダムサイトの下流側に全面露出する。生物擾乱を受けた部分が少なくないが、一部にHCSやリップル斜交葉理が見られる層準がある。砂質シルト岩→HCS砂岩・シルト岩互層→塊状砂岩と上方に粗粒化するユニットが数回繰り返すパラシーケンスセットを構成している。Hk₃最上部の砂岩（サヌシュベ砂岩：大立目, 1951）は中~粗粒で、海緑石に富むた

め緑色を呈している。Hk₂からは大型化石は稀であるが、岩相から内側陸棚～下部外浜の環境が想定される。

Hk₂最下部に、チャート、砂岩、泥岩の中礫からなる礫岩があるが、これはHk₂にシャープな境界をもつてのっており、この礫岩が河川氾濫源から下部外浜環境への海進期の堆積物を代表している。礫岩底面の境界は、外浜での波浪侵食によってできたラビンメント面とみなされる。

石狩層群登川層 函淵層群と始新統登川層は、両者の砂岩の岩質が互によく似ているため、その不整合面を認定するのは時として容易でない。また両者の走向傾斜は調和的で、露頭レベルでは平行不整合である。しかし、シューパロダム下流右岸では明瞭な侵食面が認められる。両者の時間間隔は約3,000万年である。

登川層は厚層～成層砂岩と泥岩、炭層とが周期的に繰り返す互層で、最下位に基底礫岩は見られない。河川成の氾濫源～河道チャネルの堆積物と見なされる。

STOP 7 夕張 石炭の歴史村 石炭博物館

夕張のモニュメント「石炭の歴史村」内に昭和55(1980)年に開設した博物館である。夕張付近の地質、石炭の生成から利用まで、そして採掘法の変遷について、豊富な資料に基づいた展示がある。日本各地の石炭の試料、石炭のもととなった植物化石やそれらの生息時を復元したジオラマなどの展示もある。

博物館のシンボルである立坑ケージを地下に下りたところにある水平坑道は、模擬鉱（一部は旧北海道炭鉱汽船株式会社により天竜鉱として実際に採掘されていた）として公開されており、炭鉱の採掘の様子を実地で体験できる。ここでは切り羽、ドラムカッターなどの採掘用機械、炭鉱の保安設備などを、稼働していた状態で見学することができる。

模擬鉱の地上出口脇には「夕張層24尺層」と呼ばれ道の天然記念物にも指定された、石狩層群夕張層の炭層の露頭がある。凝灰岩や頁岩を挟んで、上から6尺層、8尺層、10尺層の、3枚の炭層が見られる。出口となっている斜坑はこの炭層に沿って掘られている。

引用文献

- 安藤寿男, 1987, 北海道中央部の中部蝦夷層群三笠層に見られる浅海成堆積物—ハンモック状斜交層理に注目して。早稲田大教育学位研究—生物学・地学編, no.36, 21-32.
- 安藤寿男, 1990a, 上部白亜系中部蝦夷層群三笠層の層序と浅海堆積相。地質学雑誌, 96, 279-295.
- 安藤寿男, 1990b, 上部白亜系中部蝦夷層群三笠層の堆積相分布と前進性シーケンス。地質学雑誌, 96, 453-469.
- 安藤寿男, 1990c, 堆積シーケンスとその境界の認定と意義。地学雑誌, 99, 247-261.
- 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。堆積学研究会報, no.38, 45-52.
- Arthur, M. A., Dean, W. E. and Pratt, L. M., 1988, Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. *Nature*, 335, 714-717.
- Demarest, II, J. M. and Kraft, J. C., 1987, Stratigraphic record of Quaternary sea levels: Implications for more ancient strata. 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, 223-239.
- Dott, R. H., Jr. and Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 663-680.
- Fujii, K., 1958, Petrography of the Cretaceous sandstone of Hokkaido, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, Ser. D, 6, 129-152.
- Fukada, A., 1953, A new species of *Nerinea* from central Hokkaido. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, [4], 8, 211-216.
- 二上政夫, 1982, 北海道島の集地地域の白亜系とくにアンモナイト群集の特性。地質学雑誌, 88, 101-120.
- Futakami, M., 1986a, b, Stratigraphy and paleontology of the Cretaceous in the Ishikari Province, Central Hokkaido. Part I. Stratigraphy of the southern areas. Part II. Stratigraphy of the northern areas. *Bull. Natn. Sci. Mus.*, Ser. C, 12, 7-34, 91-120.
- Futakami, M., 1990, Turonian collignoniceratid ammonites from Hokkaido, Japan -Stratigraphy and paleontology of the Cretaceous in the Ishikari Province, central Hokkaido, Part 3. *Jour. Kawamura Gakuen Woman's Univ.*, 1, 235-280.
- 二上政夫・宮田雄一郎, 1983, 北海道中西部上部チューロニアン・アンモナイトの群集特性—コリンニョニセラス亜科の系統解釈に関する基礎的研究—。地質学雑誌, 89, 31-40.
- 二上政夫・棚部一成・小島郁生, 1980, 北海道奔別地域白亜系上部チューロニアンのメガ化石群集の特性。 *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, 2, 1-13.
- Girard, M., Jolivet, L., Nakagawa, M., Aguire, L. and Niida, K., 1991, Acidic volcanic products in lower Cretaceous deposits of the Sorachi-Yezo Belt, Hokkaido, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 97, 1-14.
- 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.
- 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.
- 長谷川 卓・利光誠一, 1993, 穂別町安住地域における *Inoceramus* (*Platyceramus*) *japonicus* および浮遊性微化石の産出層位関係。穂別町立博研報, 9号, 21-28.
- 橋本 互, 1955, 5万分の1地質図幅「下富良野」および説明書。北海道開発庁, 71p.
- Hirano, H., 1993, Phyletic evolution of desmocertine ammonoids through the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event. In House, M. R., ed., *The Ammonoidea: Environment, Ecology and Evolutionary Change*. Syst. Assoc. Spec. Vol., Clarendon Press, Oxford, no. 47, 267-284.
- 平野弘道・中山英二・花野郷史, 1991, 白亜紀Cenomanian/Turonian期境界に認められる海洋無酸素事変—北海道蝦夷層群の例。早稲田大学理工学研究所報告, no. 131, 52-59.
- Hirano, H., Tanabe, K., Ando, H. and Futakami, M., 1992, Cretaceous forearc basin of central Hokkaido: lithofacies and biofacies characteristics. In Adachi, M. and Suzuki, K. eds., 29th IGC Field Trip Guidebook. Vol. 1: *Paleozoic and Mesozoic Terranes: Basement of the Japanese Island Arcs*. Nagoya Univ., pp. 45-80.
- Hofker, 1963, Studies on the genus *Orbitolina* (Foraminifera). *Leides Geol. Med.*, 29, 181-254.
- Hunahashi, M., 1957, Alpine orogenic movement in Hokkaido,

- Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, [4], 9, 415-464.
- Jenkyns, H. C., Gale, A. S. and Corfield, R. M., 1994, Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geol. Mag.*, **131**, 1-34.
- Kaiho, K., 1984a, Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan, Part 1, lithostratigraphy including description of new species. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, [2], **54**, 95-139.
- Kaiho, K., 1984b, Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan, Part 2, correlation of the Paleogene System in Hokkaido and systematic paleontology. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, [2], **55**, 1-75.
- 海保邦夫, 1984c, 北海道中央部夕張地域の第三系の層序. 地質雑, **90**, 815-829.
- Kaiho, K. and Hasegawa, T., *in press*, End-Cenomanian benthic foraminiferal extinctions and oceanic dysoxic events in the northwestern Pacific Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*
- Kase, T., 1984, Early Cretaceous marine and brackish-water gastropoda from Japan. *Nat. Sci. Mus.*, 199p.
- 君波和雄・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫, 1986, 北海道中生界の構造区分と層序. 地団研専報, no.31, 1-15.
- 君波和雄・小松正幸・川端清司, 1992, 士別市犬牛別川地域の空知層群および下部蝦夷層群の砕屑岩組成とその意義. 地質学論集, no. 38, 1-12.
- Kiminami, K., Niida, K., Ando, H., Kito, N., Iwata, K., Miyashita, S., Tajika, Kimura, G., 1986, Oblique subduction and collision: forearc tectonics of the Kuril arc. *Geology*, **14**, 404-407.
- 紀藤典夫, 1987, 北海道神居古潭帯における緑色岩と砕屑性堆積岩の関係. 地質学雑誌, **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.
- Masse, J.P., 1992, The Lower Cretaceous Mesogean benthic ecosystems: paleoecologic aspects and paleobiogeographic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **91**, 331-345.
- Matsumaru, K., 1971, Certain larger foraminifera from Japan. *Jour. Saitama Univ. Fac. Educ.*, **20**, 149-159.
- Matsumoto, T., 1942-43, Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Parts I-III. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ.*, Ser. D, **1**, 129-280, **2**, 98-237.
- 松本達郎, 1951, 蝦夷層群と関門層群. 地質学雑誌, **57**, 95-98.
- Matsumoto, T., 1965, A monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido, Part I. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, Ser. D, **9**, 55-93.
- Matsumoto, T., 1977, Zonal correlation of the Upper Cretaceous in Japan. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Paps.*, no. 21, 63-74.
- Matsumoto, T., 1984, A gigantic parahoplid ammonite from northern Hokkaido. *Rep. Geol. Surv. Hokkaido*, **55**, 21-26.
- 松本達郎・二上政夫・棚部一成・小島郁生, 1981, 北海道奔別地域上部チューロニアンアンモナイト群集. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, **3**, 1-10.
- 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・チュー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. 地学雑誌, **100**, 378-398.
- Matsumoto, T. and Okada, H., 1971, Clastic sediments of the Cretaceous Yezo geosyncline. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 6, 61-74.
- 松本達郎・岡田博有, 1973, エゾ地向斜の佐久層について. 九大理研報(地質), **11**, 275-309.
- 松野久也・田中啓策・水野篤行・石田正夫, 1964, 5万分の1地質図幅「岩見沢」および説明書. 北海道開発庁, 168p.
- 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. 地質学雑誌, **97**, 507-527.
- Nagao, T., 1933, A new variety of *Toucasia carinata* (Math.) from the Lower Cretaceous of Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.*, [4], 163-167.
- 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, 121p.
- Nakagawa, M. and Toda, H., 1987, Geology and petrology of Yubaridake serpentinite melange in the Kamuikotan Tectonic Belt, central Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **93**, 733-748.
- Nelson, C. S., 1988, An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. *Sediment. Geol.*, **60**, 3-12.
- 新井田清信・紀藤典夫, 1986, 北海道における白亜紀島弧—海溝系. その地質構成と造構史. 地団研専報, no.31, 379-402.
- Obata, I and Futakami, M., 1977, The Cretaceous sequence of the Manji dome, Hokkaido. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Paps.*, no. 21, 23-30.
- Okada, H., 1965, Sedimentology of the Cretaceous Mikasa Formation. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], **16**, 81-111.
- Okada, H., 1974, Migration of ancient arc-trench systems. In Dott, Jr. R. H. and Shaver, R. H. eds., *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, no. 19, 311-320.
- Okada, H., 1983, Collision orogenesis sedimentation in Hokkaido, Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, Terra Sci. Publ., Tokyo, 91-105.
- 大立目謙一郎, 1951, 夕張炭田夕張地方の地質構造特に其の推し被せ構造に就いて, 北海道地質要報 北海道資源資料, **4**, 1-30.
- Sano, S., 1994MS, Litho- and biofacies of early Cretaceous rudist-bearing carbonate sediments in northeastern Japan. submitted to *Sedimentary Geology or Marine Geology*, a special volume of IGC Kyoto "Reefs and Carbonate platforms" Symposium.
- Schroeder, R. and Neumann, M., 1985, Les grands Foraminifères du Crétacé de la Région méditerranéenne. *Geobios, Mém. spec.*, **7**, 160pp.
- 清水勇・田中啓策・今井巧, 1953, 5万分の1地質図幅「上芦別」および説明書. 北海道開発庁, 78p.
- 下川原寿男, 1967, 夕張炭田の地質構造について. 佐々保雄教授還暦記念論文集, 467-475.
- Tanabe, K., 1979, Palaeoecological analysis of ammonoid assemblages in the Turonian Scaphites facies of Hokkaido, Japan. *Palaeontology*, **22**, 609-630.
- Tanabe, K., Obata, I. and Futakami, M. 1978, Analysis of ammonoid assemblages in the Upper Turonian of the Manji area, central Hokkaido. *Bull. Natn. Sci. Mus.*, Tokyo, [C], **4**, 37-62.
- Tanaka, K., 1963, A study on the Cretaceous sedimentation in Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 197, 1-122.
- Tanaka, K., 1970, Sedimentation of the Cretaceous flysch sequence in the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan.*, no. 236, 1-102.
- Tanaka, K., 1971, Trace fossils from the Cretaceous flysch of the Ikushumbetsu Area, Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan.*, no. 242, 1-31.

- 田中啓策・角靖夫, 1981, 北海道中軸帯白亜系の古流系. 地調月報, **32**, 65-127.
- 利光誠一・松本達郎・野田雅之・米谷盛寿郎, 投稿中, 奔放の上部白亜系の大型化石と微化石層序の精度—古地磁気層序との対比に基づいて. 地質学雑誌.
- van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, Jr. P. R., Sarg., J. F., Loutit, T. S. and Hardenbol J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In Wilgus, C. K., et al. ed., *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., no. 42, 39-46.
- Yabe, H., 1926, A new scheme of the stratigraphical subdivision of the Cretaceous deposits of Hokkaido. *Proc. Imp. Acad. Japan*, **2**, 214-218.
- Yabe, H. and Hanzawa, S., 1926, Geological age of Orbitolina-bearing rocks of Japan. *Sci. Rept., Tohoku Imp. Univ.*, Ser. 2, **9**, 13-20.
- Yabe, H. and Nagao, T., 1926, Praecaprotina, nov. gen. from the Lower Cretaceous of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, [2], **9**, 21-24.
- Yabe, H. and Toyama, S., 1928, On some rock-forming algae from the younger Mesozoic of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, [2], **12**, 141-152.
- 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. 31p.