

見学旅行案内書

蝦夷累層群の堆積相

—幾春別背斜沿いの中部蝦夷層群三笠層—

案内者

安藤寿男

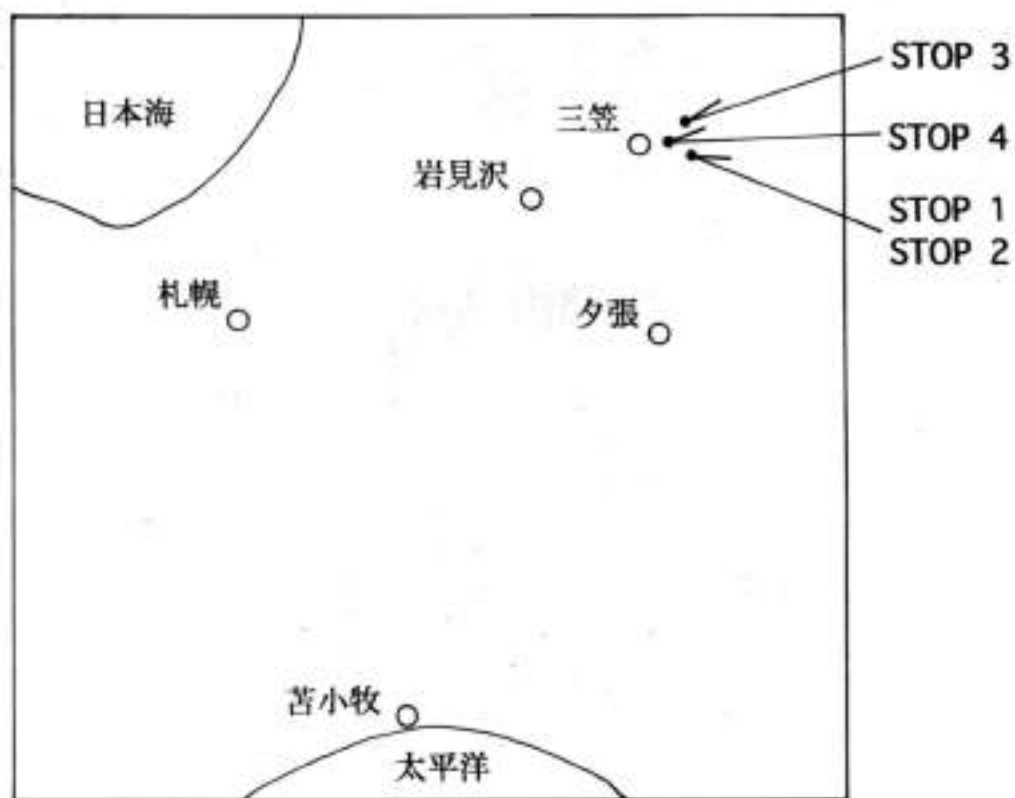
(茨城大学理学部地球生命環境科学科)

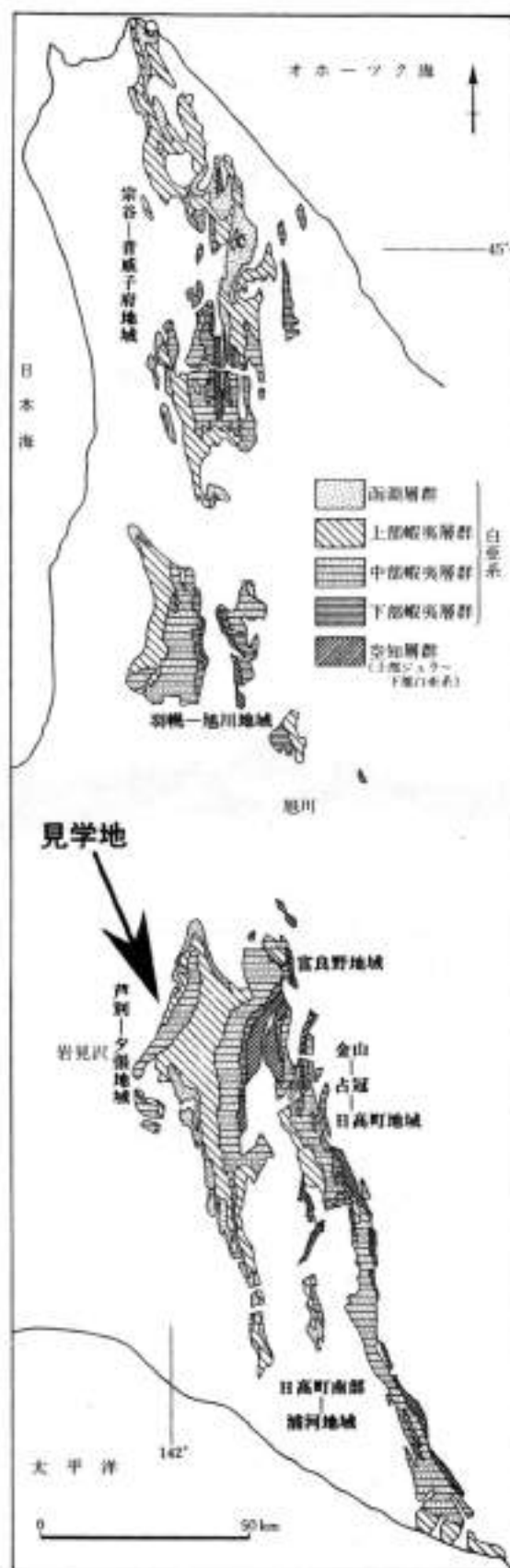
共催 日本地質学会北海道支部
地学団体研究会北海道支部

1998年8月29日

見学コース

- STOP 1 桂沢ダムサイト
- STOP 2 桂沢ダム下の公園
- STOP 3 奔別川
- STOP 4 三笠市立博物館





空知-エゾ帯の空知層群・蝦夷層群・函淵層群の分布
 (共立出版 日本の地質「北海道地方」から引用)

蝦夷累層群の堆積相-幾春別背斜沿いの中部蝦夷層群三笠層

安藤 寿男*

はじめに

北海道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理論が適用されると、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(Okada, 1983; 君波ほか, 1986; 新井田・紀藤, 1986; 紀藤ほか, 1986; Kimura, 1994など)。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。したがって蝦夷累層群の層序や堆積作用の研究は、北海道中軸部、ひいてはユーラシアプレート東縁の地史やテクトニクス解明の手がかりとなる。

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、陸成層を含む函溜層群だけではなく、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・石灰質ナノプランクトンなど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; 利光ほか, 1995; 表1)。したがって、蝦夷累層群は環太平洋地域の上部白亜系模式地域の一つとなっているばかりでなく、白亜紀中~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, 1987, 1990a-c, 1993; Ando, 1997)。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; Hirano, 1995; Hasegawa & Salto, 1993; Hasegawa, 1995, 1997)。

このように、新しい地質学的概念や手法の進展に伴って、それらを用いた蝦夷累層群を素材とする研究が常に続けられてきた。こうした意味で日本の白亜系研究の発展に果たした役割は特筆に値する。

一方、蝦夷累層群の様々な層準を不整合に覆う石狩層群は、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。最近、飯島(1996)は北海道全域におよぶ古第三系堆積盆の総説を行い、高野ほか(1998)は道央部の石狩層群をシーケンス層序学から見直している。

この巡検では、蝦夷海盆の西縁相を代表する蝦夷累層群中部蝦夷層群三笠層を対象に、堆積相、化石相、化石層序、シーケンス層序の観点から見学する。特に次の3つに焦点を当てる。

第一に三笠層で見られる浅海成を主体とする堆積相や様々な堆積構造である。奔別川セクションでは河床にはほぼ直立した地層の研磨面が露出し、あたかも、厚さ500mにもおよぶ地質柱状図のように見ることができ、新鮮な地層断面と同一層準の風化面との比較から、風化露頭での堆積構造の認定も可能になる。

第二に堆積相の上下の変化、つまり堆積相層序から堆積環境の変遷やシーケンス層序を露頭で直接観察する。シーケンス境界や最大海氾濫面、海進面、ラビメント面など、シーケンス層序学で鍵となる境界面を観察する。

最後に、三笠層は幾春別川流域では幾春別背斜の東

* 茨城大学理学部地球生命環境科学科

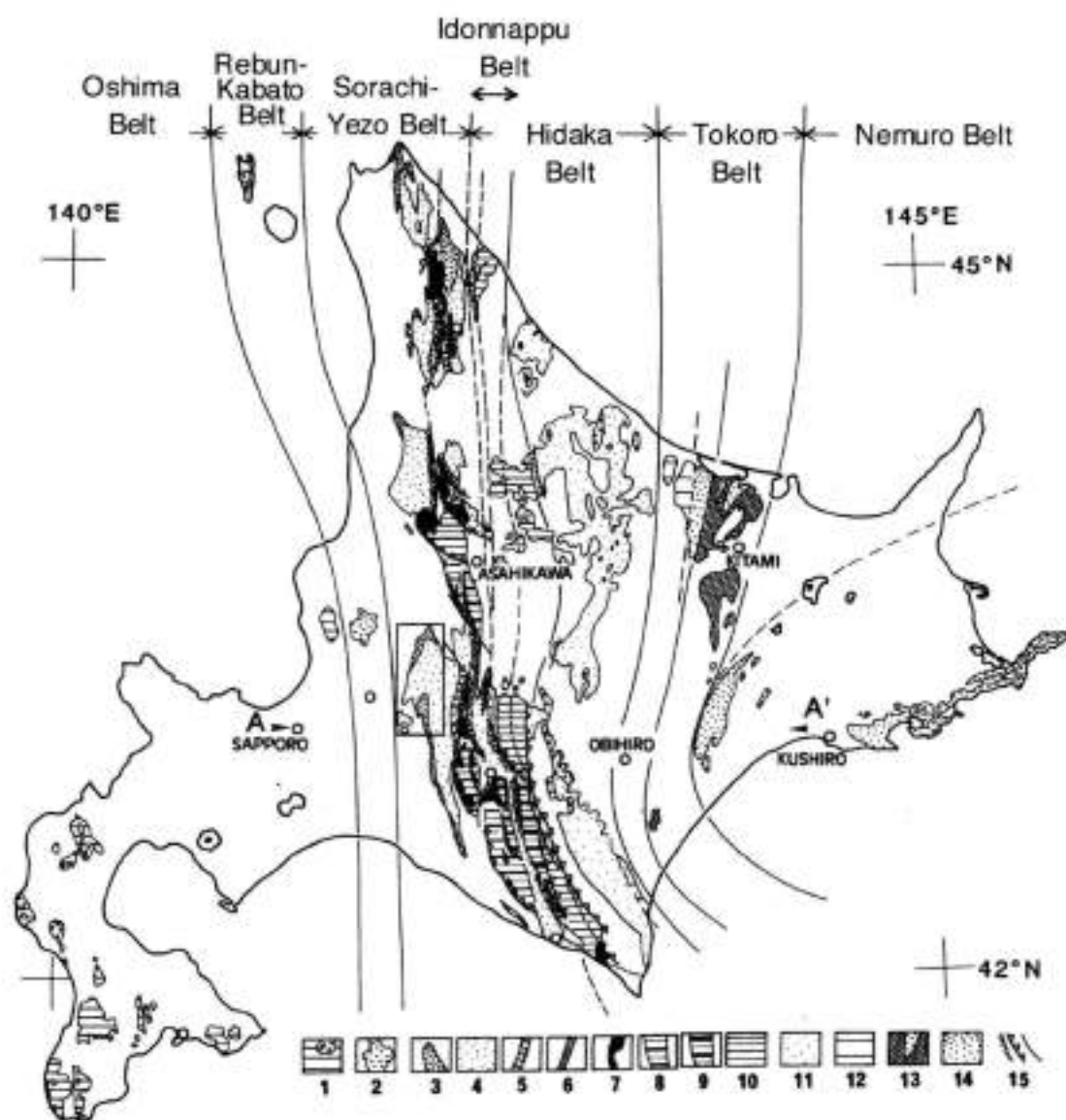


図1 北海道の中生界の地質帯と構造区分。新井田・紀藤(1986)を改変。1:松前・上磯層群, 2:隈根尻・礼文層群, 3:函館層群, 4:下部・中部・上部蝦夷層群, 5, 6:下部・上部空知層群, 7:蛇紋岩・かんらん岩, 8, 9:下部白亜系メランジュ複合体I, II, 10:中部白亜系~下部古第三系メランジュ複合体, 11:フリッシュ, 12:付加複合体, 13:仁頃・佐呂間層群, 14:根室層群, 15:断層。四角形は図4の範囲。A-A':図2の断面線。

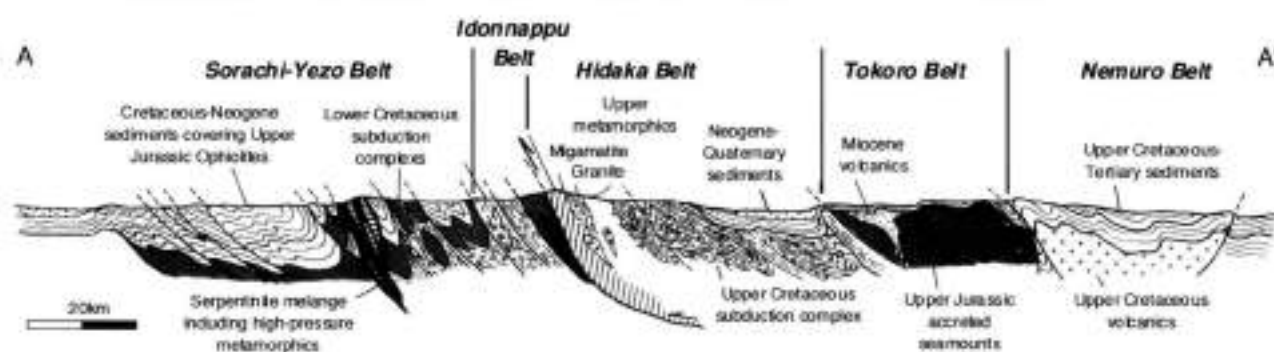


図2 北海道の概念的な東西性地質断面。断面線の位置は図1参照。Kimura (1986)を改変。

西両翼に露出しており、蝦夷海盆西縁の陸海断面に相当する堆積相変化を見ることができる。西翼側の弁別川では、より陸側の頻海~浅海相が卓越し一部河川相

を含むが、東翼側の幾春別川沿い桂沢ダム下流では、河川相を含まず浅海相を主体とし、一部沖合い相を含むようになる。

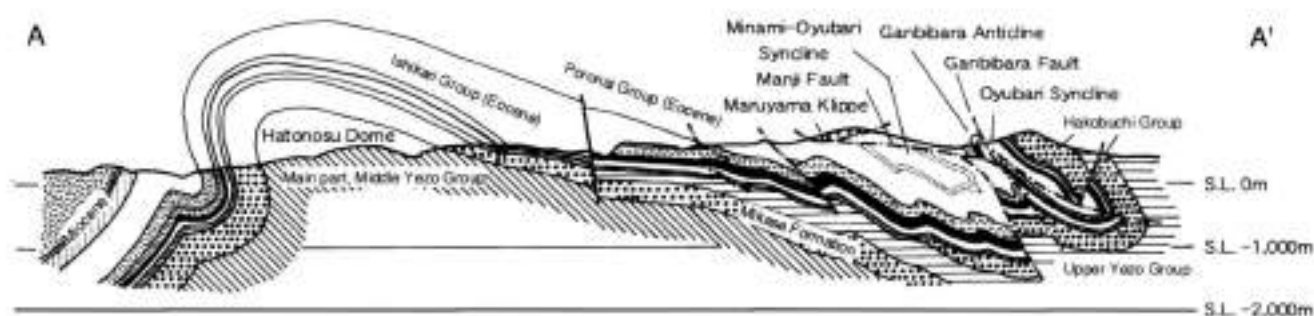


図3 夕張-大夕張地域の地質断面。下河原(1967)を改変。断面線の位置は図4を参照。

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)。最近では、従来日高帯にされていたその西縁部を、下部白亜系~下部古第三系付加体のイドンナップ帯として独立させたり(例えば Kiyokawa, 1992; 植田ほか, 1994)、空知-蝦夷帯に含めたりすることもある。

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海洋底あるいは海盆底起源の地層である。一方、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8,000m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、ほとんど整合的であることが指摘されている(紀藤, 1987; 川辺ほか, 1996; 三次・平野, 1997; 高嶋ほか, 1997a, b)。

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~漸新統の幌内層群からなる。石狩層群は陸成相に浅海成相が互層する。数回の海進海退周期の堆積物であり、日本有数の挟炭層である。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(anticlinorium)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ジする空知背斜と、その南方延長である幾春別背斜、万字・鳩ノ巣ドームに支配されて、蝦夷累層群、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)。一般的に順次西に向かって上位になるように分布している。また、大夕張地から紅葉山にかけての地域では、西部にクリッペやナップ構造が認められている。

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。現在も探掘されているのは、コストの安い露天掘式の小さな炭鉱だけである。

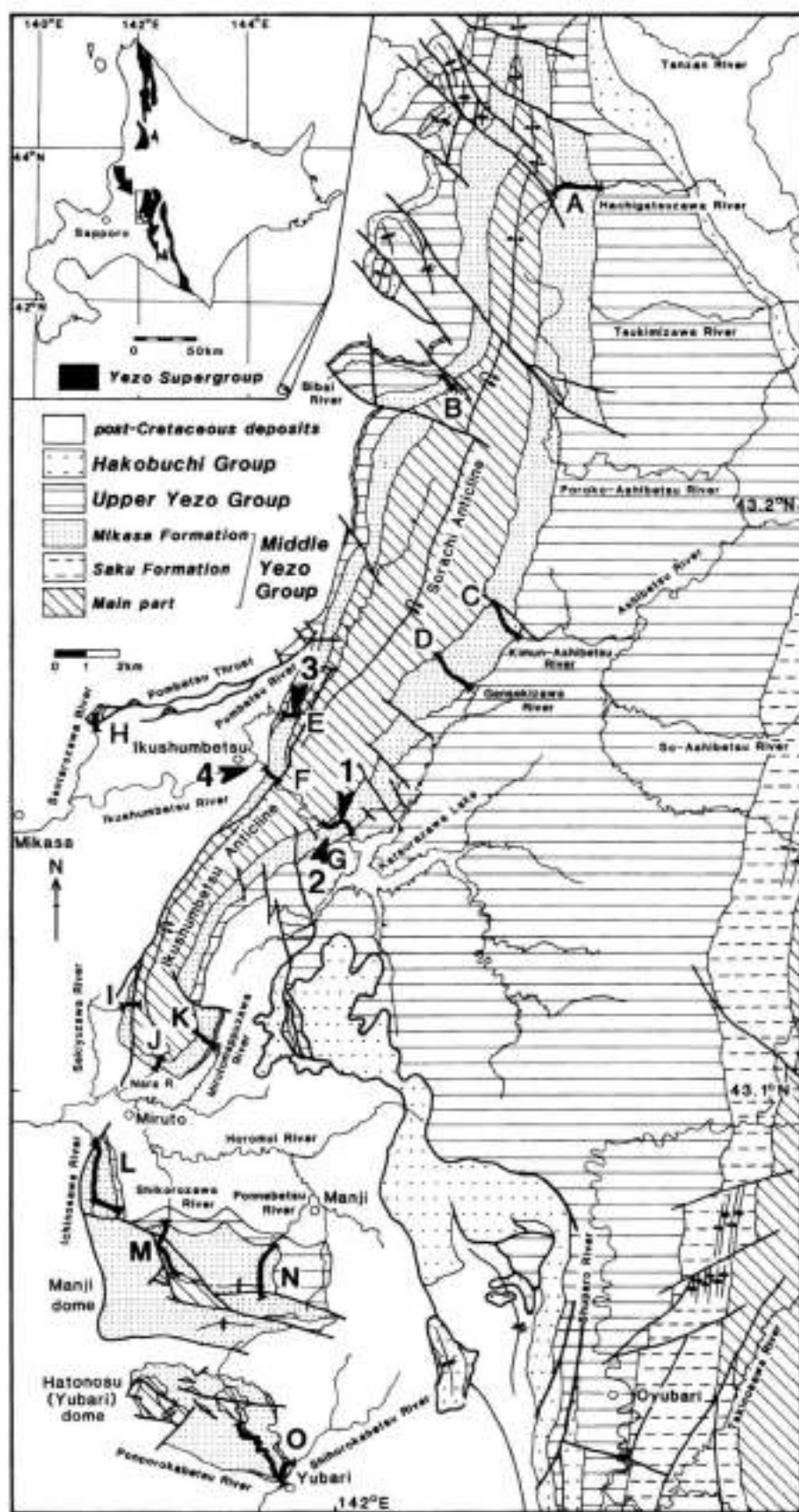


図4 空知-蝦夷帯西縁の石狩炭田地域における蝦夷累層群の地質図と見学地点, A-A'; 図3の断面線位置. 安藤 (1990a)を改変.

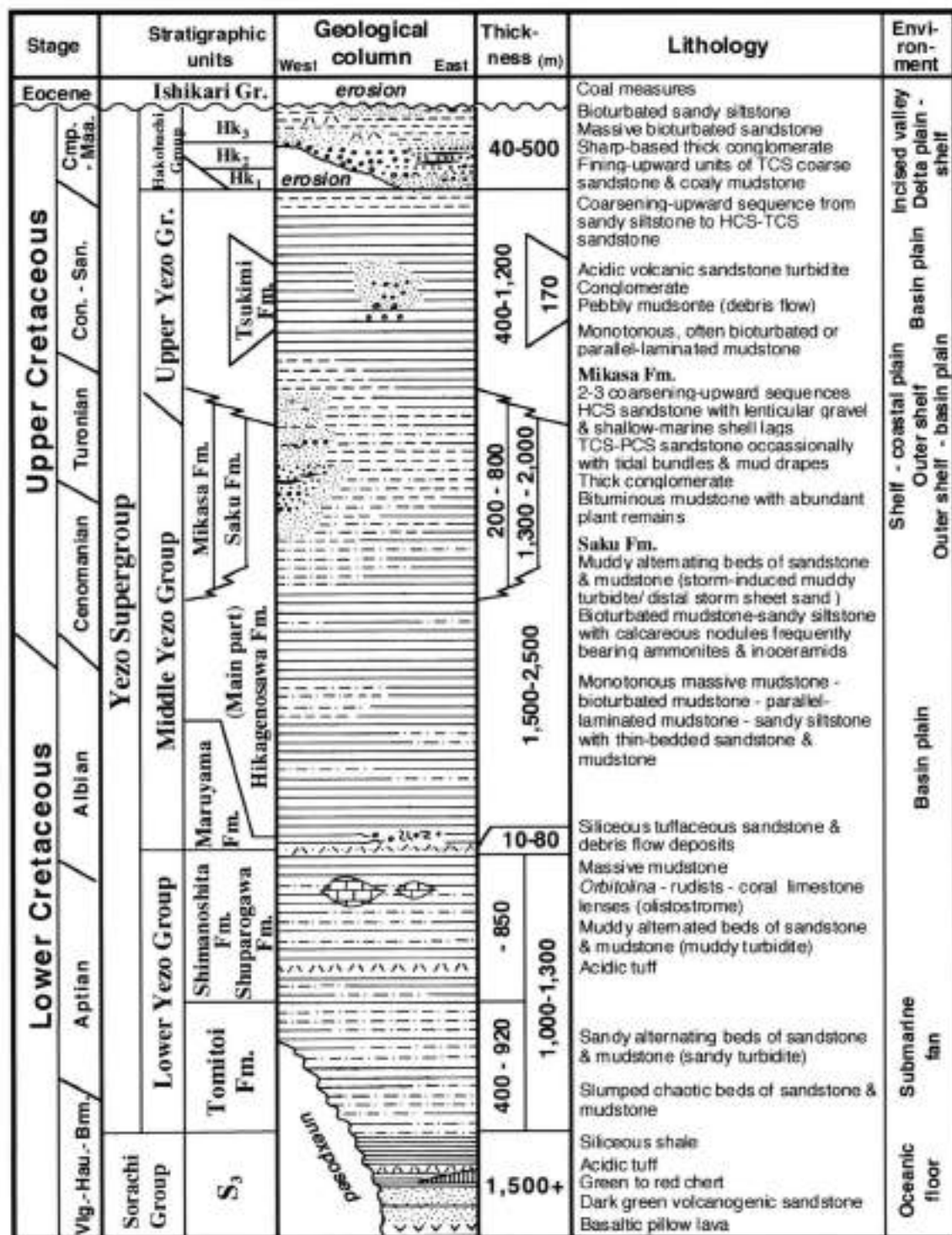


図5 石狩炭田地域の蝦夷累層群の層序

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

下部は層厚500m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1,000m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ライトシートも上部には挟在する (新井田・紀藤, 1986; 紀藤, 1987)。下部の年代は確定していないが、上部から抽出された放射線測定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た (紀藤, 1987など)。しかし最近、三次・平野

(1997) は最上部の放散虫層序からパレミアンにおよぶことを報告した。いずれにせよ、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(三次・平野, 1997; 高嶋ほか, 1997a, b)。

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、両淵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)では両淵層群以外の3つの層群を整合一連であることから一括して蝦夷層群と扱っている。しかし、岩相がやや異なるが整合一連という意味では両淵層群も同様の関係にある。したがって、無用な混乱を避けるため、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, 1995)。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; 三次・平野, 1997; 高嶋ほか, 1997a, b)。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)、オーテリビアン(Taketani & Kanle, 1992)、パレミアン(三次・平野, 1997)、浮遊性有孔虫からアプチアン(高嶋ほか, 1997a)とされ、研究者によってかなり異なる。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おり(Matsumoto, 1977, 1984)、放散虫(三次・平野, 1997)や有孔虫(高嶋ほか, 1997a)の結果と矛盾しない。本層群の層厚は大夕張地域で最大1,300m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(シューバロ川層, 本山ほか, 1991)に見い出される。この石灰岩からは大型有孔虫の*Orbitolina*や厚歯二枚貝、*Nerinea*という独特の厚殻巻貝などを産する。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、海底地滑りなどによる異地性のもの(オリストストローム)と見なされる(Okada, 1974;

新井田・紀藤, 1986; Sano, 1995; 高嶋ほか, 1997a, b)。ただしその岩体の起源については、蝦夷海盆中の神居古潭帯としての高まり(新井田・紀藤, 1986)、あるいは西方後背地(高嶋ほか, 1997a)と意見が分かれる。

2. 中部蝦夷層群: 暗灰色から青灰色の沖合い成泥岩を主体とするが、層準や場所によって泥質タービダイト相や、浅海～沿岸相を含む。全層厚は2,000から3,000mにも及ぶ。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」と一括されていたが、最近、大夕張地域で詳細な岩相・化石層序が明らかとなってきた。基底に数～40mの珪質白色酸性凝灰質砂岩(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)があって、特徴的な岩相として芦別から大夕張地域にかけて追跡できる。そこでは基底に土石流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; 高嶋ほか, 1997a, b)。上位の泥岩層(本山ほか, 1991の日陰の沢層)から産するアンモナイト、イノセラムス類および浮遊性有孔虫の化石層序(本山ほか, 1991)により、その時代は後期アルビアンから中期セノマニアンとみなされる(川辺ほか, 1996; 高嶋ほか, 1997b)。

上半部は西方の後背地より供給された砂質～礫質碎屑物を含み層相変化に富んでいる。三笠層(厚さ300～700m)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み砂岩泥岩互層を呈する。それらは薄層理タービダイト、あるいは場合によって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 & Saito, 1993; Kalho & Hasegawa, 1994)。

Tanaka(1963)、田中・角(1981)の古流系解析に

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, 1995)

STAGE M. a. B.	Ammonite Zone		Inoceramid Zone or Inoceramid species associated with ammonites	Foraminiferal Zone		Radiolarian Zone		Cretaceous ammonite Zone	Palaeogeographic
	Substage	Demarcataccus		Selected associate	Planitic	Beakic	Islands		
Lower Paleocene	Upper	K042	Pachyloceras (P.) flavosum P. (Pachyloceras) subquadratum	Gedyceros hamatense Gedyceros japonicus	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
	Lower	K041	P. (P.) japonicus	Gedyceros hamatense Gedyceros japonicus	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
CAMPANIA	Upper	K044	Pachyloceras (P.) angulatum Pachyloceras lamella Aspechyloceras Aspechyloceras	Pachyloceras angulatum Pachyloceras lamella Aspechyloceras Aspechyloceras	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
	Lower	K043	Aspechyloceras Aspechyloceras	Aspechyloceras Aspechyloceras	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
SANTONIAN	Upper	K042	Aspechyloceras curvatum Aspechyloceras	Aspechyloceras curvatum Aspechyloceras	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
	Lower	K041	Aspechyloceras Aspechyloceras	Aspechyloceras Aspechyloceras	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
CONIACIAN	Upper	K042	Aspechyloceras curvatum Aspechyloceras	Aspechyloceras curvatum Aspechyloceras	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
	Lower	K041	Aspechyloceras Aspechyloceras	Aspechyloceras Aspechyloceras	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
TERTIARY	Upper	K042	Aspechyloceras curvatum Aspechyloceras	Aspechyloceras curvatum Aspechyloceras	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
	Lower	K041	Aspechyloceras Aspechyloceras	Aspechyloceras Aspechyloceras	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
PALEOCENE	Upper	K042	Aspechyloceras curvatum Aspechyloceras	Aspechyloceras curvatum Aspechyloceras	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
	Lower	K041	Aspechyloceras Aspechyloceras	Aspechyloceras Aspechyloceras	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
CRETACEOUS	Upper	K042	Aspechyloceras curvatum Aspechyloceras	Aspechyloceras curvatum Aspechyloceras	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		
	Lower	K041	Aspechyloceras Aspechyloceras	Aspechyloceras Aspechyloceras	Inoceramus (Inoceramus) subquadratus	Suberites triloculimides Aegypsiograna Assemblage zone	Pachylonella nipponica Corymboceras Assemblage zone		

Suberites and Inoceramus zones: various authors; Foraminiferal zone: Bodo and Takayanagi (1971), Bodo (1980), Taniuchi (1980), Matsumoto et al. (1982), Bodo et al. (1982, 1983), Bodo and Takayanagi (1982), radiolarian zone: Takayanagi (1980), Bodo and Takayanagi (1980), Takayanagi (1980), Bodo et al. (1982), ammonite ammonite zone: Bodo (1980), Bodo and Takayanagi (1982), Palaeogeographic: Bodo (1980, 1982), Bodo et al. (1980), Takayanagi et al. (1980), Bodo et al. (1982)

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づけられる。

3. 上部蝦夷層群：厚さ400~1,200m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泥質礫岩が厚く（月見層: 250m）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沢谷で450m、南方の穂別地域では900mを超える。空知背斜地域ではHk₁, Hk₂, Hk₃に3層区分され（清水ほか, 1953; 安藤, 1993; Ando, 1997）、2つの第2オーダー・シーケンスから構成される。しかし、大夕張～穂別地域では第2オーダーより第3オーダーが明瞭で10層以上認められる。

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アンモナイト、イノセラムスを産出する。

最近、鈴木ほか（1997）は模式地の大夕張ダムセクションの最上部で、マストリヒシアン上位に種組成の異なる2群の晩新世後期の渦巻毛藻類化石を見いだした。本層群最上部に古第三系のシーケンスが含まれることを示した。これに類似の層序関係は北海道北部の中嶺別地域でも明らかにされ、マストリヒシアン上部のアンモナイト層上位に、K/T境界を侵食する不整合境界が発見されている（安藤ほか、投稿中）。

石狩層群

全層厚2,400m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重層群9累層からなる。数多くの石炭層を挟み、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。三笠地域では上部重層群の幾春別層が、夕張地域では下部重層群の登川層、夕張層が露出する。いずれも挟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）。最近、高野ほか（1998）は芦別地域の石狩層群の堆積相とシーケンス層序を再検討し、本層群が4つの第3オーダーシーケンスからなることを示した。

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。

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河川～三角洲～沿岸～陸棚～浅海の堆積システムの堆積物も見られる（図5, 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。その層序と堆積相についてはすでに安藤（1987, 1990a, b, 1994; 安藤ほか, 1994; Hirano et al., 1992; Ando, 1997）によって詳述され、大型化石層序を考慮した堆積相層序やその時空分布が示されている（図7, 8, 9）。三笠層の分布は、北海道中央部の、いわゆる石狩炭田地域に限られるが、その中で4次元的に見ると、堆積相分布、古地理、堆積システムの発達様式は一様ではない。しかし、大局的には陸側堆積システムの3回におよぶ前進・後退サイクル、あるいは3回の相対的海水準変動サイクルによって形成されたことがわかっている。ただし南部（万字～夕張地域）で見られる上部チューロニアン第3シーケンスは、中部（三笠地域）以北では泥質な外側陸棚砂質シルト岩～シルト質砂岩相が卓越し（二上ほか, 1980; 安藤, 1990a）、上部蝦夷層群に区分されている。したがって陸棚～浅海砂層をもたらした堆積システムの中心は時代と共に北から南に移動したものと推定される（安藤1990b）。また、三笠層は後期アルビアン～後期チューロニアン前期にかけてのおおよそ8m.y.の時代間隔（Harland et al., 1990）から、3つの第3オーダー堆積シーケンスとみなされる（Ando, 1997; 図10, 11）。

堆積相の変化と堆積環境

最上部アルビアン～チューロニアン第3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, 7）。背斜の西翼側やドームの西側では、2～3つの浅海～海成の砂岩体（それぞれ厚さ100m以内）から構成され、全体の厚さは450m以内である。一方、東翼側になると、それぞれの砂岩

Pacies	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とその区分 (安藤, 1990aを改変)

成の細粒砂岩 (堆積相 4, 5) 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 (堆積相 6aの一部) 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 (堆積相 7) 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 (堆積相 10) は, 三角州頂置面に後背湿地が発達したことを指示する。

三笠層の中には明らかにタービダイト性の砂岩泥岩

互層の一部があり, 特に美唄 (図7B, 堆積相 8a: 砂岩優勢厚層砂岩泥岩互層相), 奔別セクション (図4E, 堆積相 8b: 砂岩優勢中層理砂岩泥岩互層) で認められるが, いずれも三笠層最下部に位置し, 直接ではないが, 上方にはHCS砂岩相へと変化する。

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。これらのタービダイト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がある。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さらに卓越する。

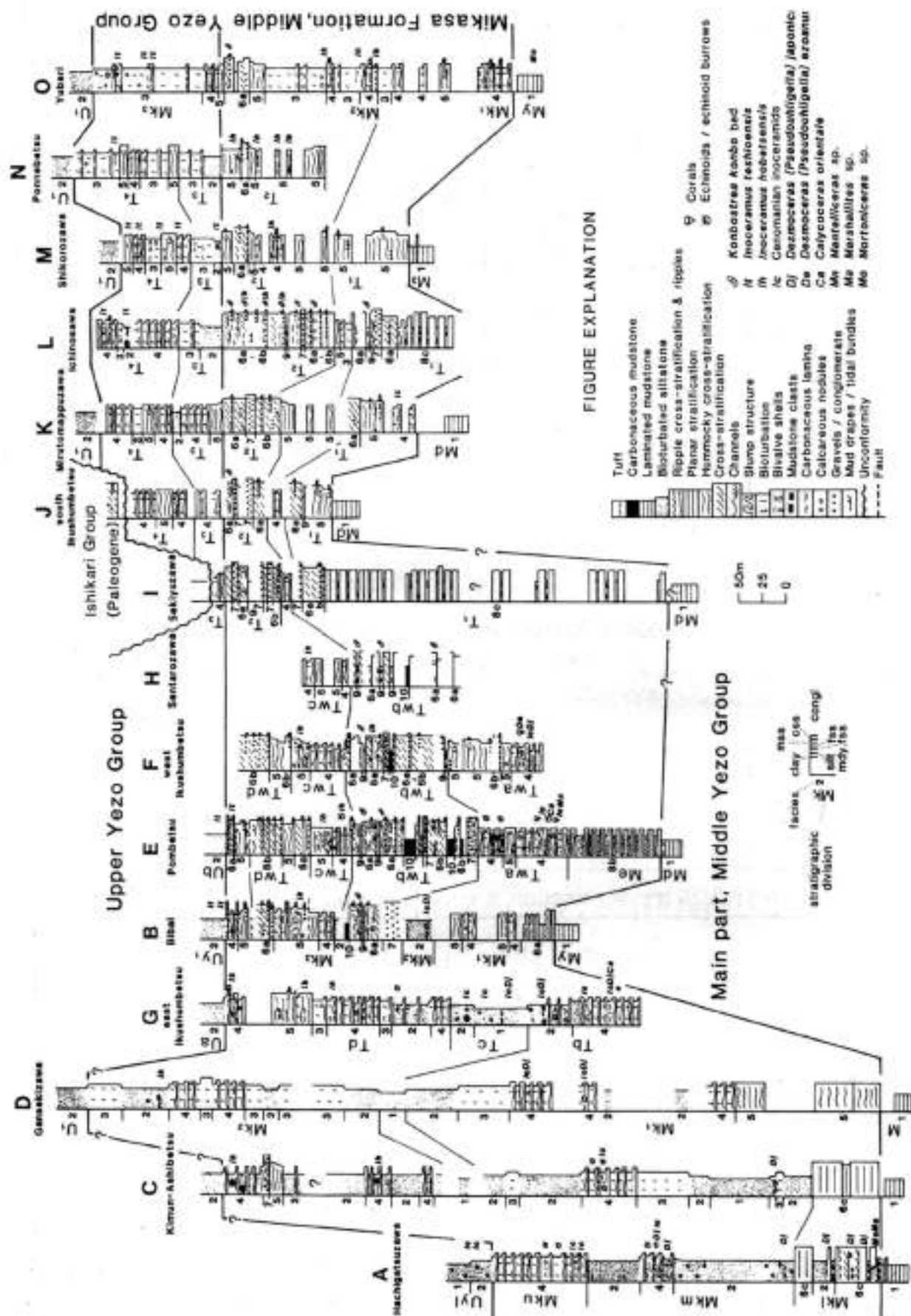


図7 中部蝦夷層群三笠層の対比地質柱状図 (安藤, 1990a)

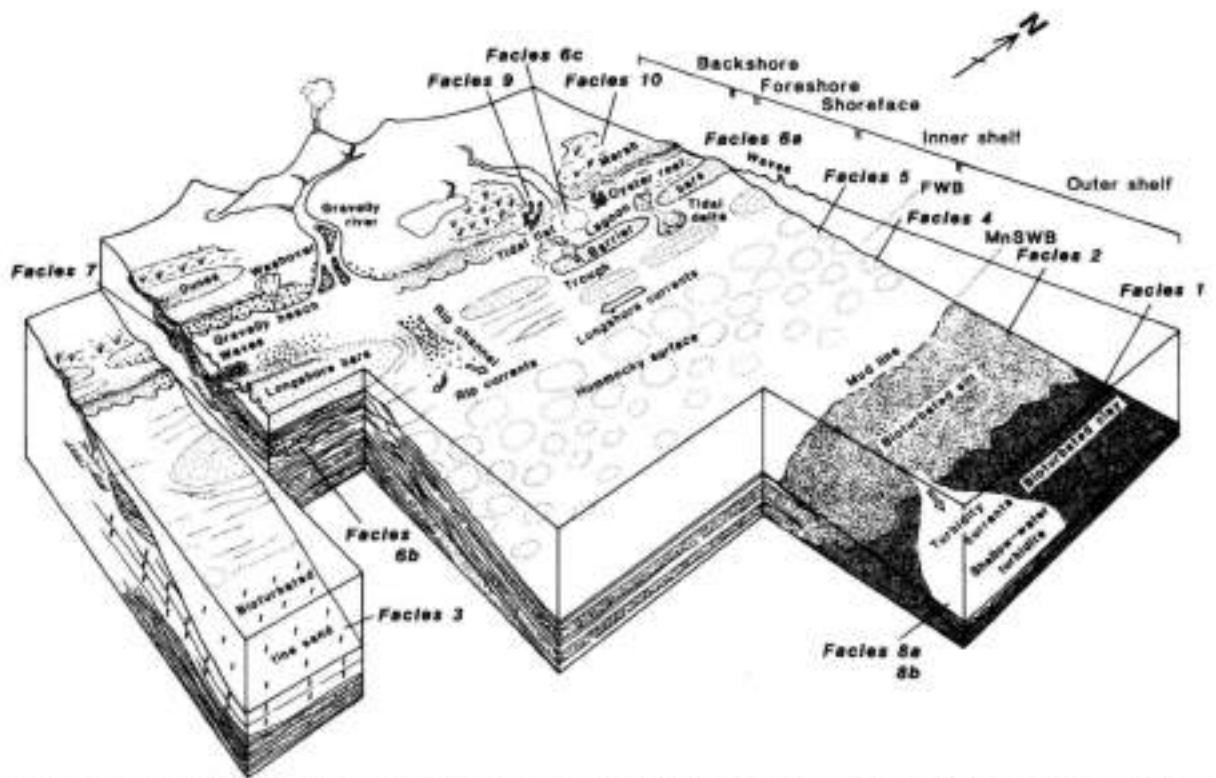


図8 三笠層における概念的堆積環境復元(安藤, 1990a), MnSWB: 平均ストーム波浪限界水深, FWB: 平穏時波浪限界水深.

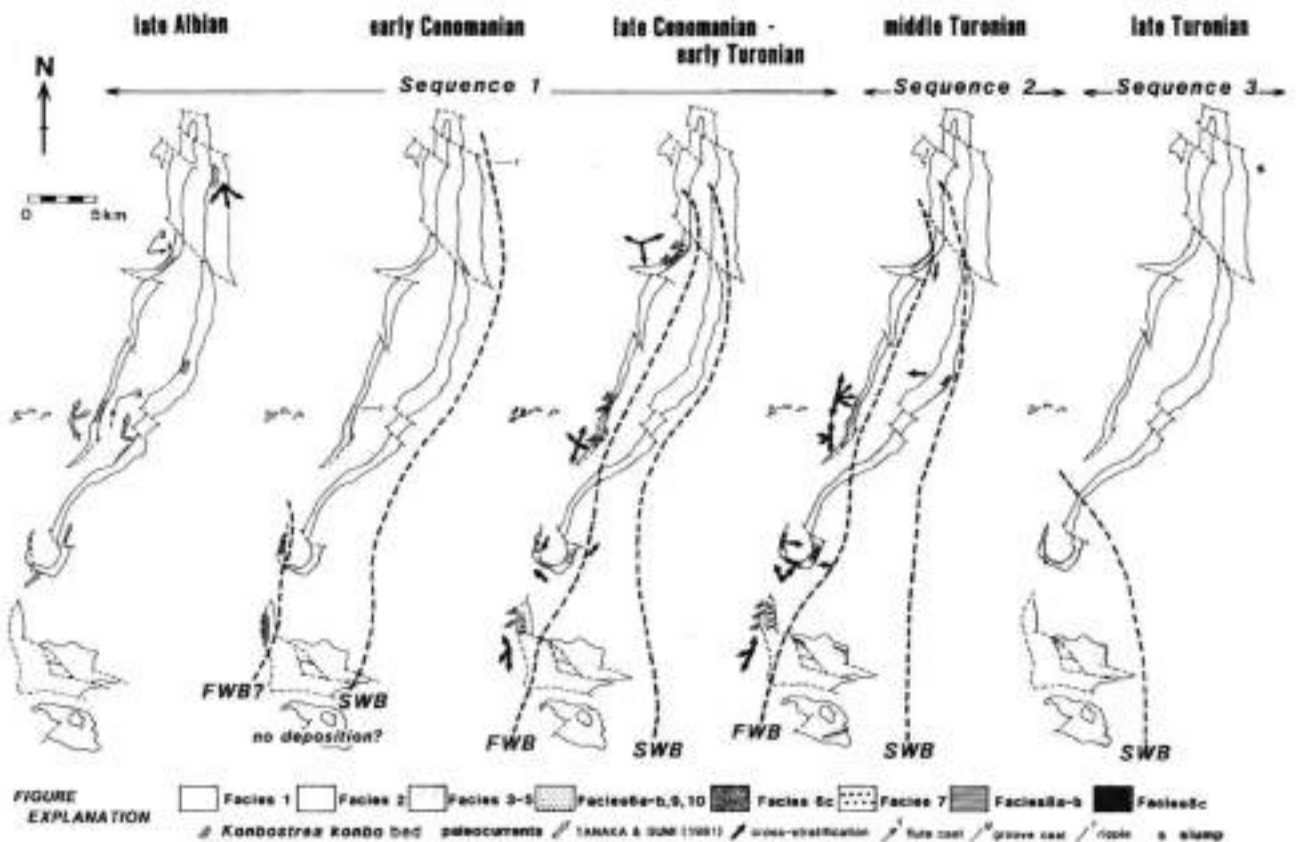


図9 蝦夷海盆西縁における後期アルビアン～後期チューロニアン堆積史. SWB: 平均ストーム波浪限界水深, FWB: 平穏時波浪限界水深(安藤, 1990b).

岩優勢厚層砂岩泥岩互層相)、奔別セクション(図4E, 堆積相8b: 砂岩優勢中層理砂岩泥岩互層)で認められるが、いずれも三笠層最下部に位置し、直接ではないが、上方にはHCS砂岩相へと変化する。

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。これらのタービダイト互層の少なくとも一部は、ストーム起源のタービダイトあるいはストーム成シート状砂岩層の可能性があり、さらに東側の夕張山地の東麓(例えば日高町: 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さらに卓越する。

シーケンス層序

安藤(1990a)は、三笠層に2つまたは3つの上方に粗粒化(浅海化)する堆積相累重様式を認め、これらがデルタ性の陸棚堆積システムが前進することによって形成された前進性シーケンスとみなした。その後Ando(1997)は、セクションによって境界の位置を再定義する必要があるが、それぞれ第3オーダー堆積シーケンス(depositional sequence: DS)と解釈した(図10, 11)。それぞれのシーケンスの上部には、さらに小規模なシーケンス(パラシーケンス parasequence: PS; van Wagoner et al., 1988)を含んでいる。ただし、空知背斜~幾春別背斜東翼側のセクションではいくつかのパラシーケンスや上方粗粒化シーケンスが認められるが、西翼側で顕著な3つのシーケンスとの対応ははっきりしない。

上述した美唄と奔別で認められるタービダイト相は整合境界を下限とする。堆積シーケンス1(DS1)の低海水準期堆積体(lowstand systems tract: LST)と解釈される。八月沢やキムン芦別セクションで見られる沖合成砂岩層もLSTと見なされる(図10A, C)。これらの砂岩卓越相はストーム起源のタービダイト、もしくは類似した機構の堆積物の可能性がある。

奔別川セクション(図10E)のタービダイト層の上位には、スランプ層を含む沖合成泥岩相があり、さらに3つのパラシーケンスからなるHCS砂岩泥岩互層相が累重することから、それぞれ海進期堆積体(transgressive systems tract: TST)、高海水準期堆積体(highstand systems tract: HST)と見なされる。

したがって、DS1に見られる中部蝦夷層群主部の外側陸棚/海盆底泥岩相→タービダイト互層相→スラン

プ相→内側陸棚HCS砂岩泥岩互層相への変化は、後期アルビアンから前期セノマニアンにかけての、海水準下降、あるいは海盆の構造的な上昇と、その後の海進、そして高位安定期(高海水準期)を示唆していると考えたい。

DS1のHSTの上位には河道チャンネル成礫岩が明瞭な浸食境界(SB2)をなして累重し、ここに大きな海水準下降があったことを示す。一方、幾春別背斜南西部(図10D)と万字地域西部の一の沢(図10L)では厚層砂岩炭質泥岩互層相が発達する(堆積相8c)。この互層は分布が限られ、明瞭な酸化がほとんど見られず砂岩の上下面ともに明瞭で、有機質~炭質であることなどを考慮して、タービダイトではなく、DS2のLSTを構成する河口州付近の堆積相ではないかと判断した。奔別川セクションではLSTの上位に海浜成粗粒相が130mも累重している。カキ化石密集層や殻片をまれに含むことから内湾閉鎖潮間帯域が発達したことを示唆する。これは相対海水準上昇がかなり大きかったことを示し、TSTが厚く発達したものと判断できる。このTSTは南方(万字地域)に薄くなるが類似した堆積相として連続する。DS2のHSTはDS1のHSTと類似するが、北端の八月沢(図10A)では上部蝦夷層群とされる沖成泥岩相に側方変化している。

奔別川のDS2のTST上部やDS3最下部には外浜浸食による海進性ラグや外浜浸食面としてのラビメント面(ravinement surface: RS; Demarest & Kraft, 1987; Nummedal & Swift, 1987)が認められる。特にDS3ではLSTが発達せず、TSTも薄いため、ラビメント面がシーケンス境界と一致している。

DS3は北部と南部とで岩相がかなり異なり、東方に細粒化するだけでなく、北方にも細粒化する傾向がある。PSが3つ認められHSTが厚く発達する。南部のDS3の上限のシーケンス境界は三笠層-上部蝦夷層群境界に相当し整合境界である。

三笠層の堆積相分布やシーケンス層序から、相対的海水準は後期アルビアンに大きく下降した後、後期チューロニアンにいたるまで、全体としては長期にわたって上昇したことが読みとれる。特にセノマニアンから中期チューロニアンにかけてのパラシーケンスの発達、Haq et al. (1988) 曲線の振動と似ているように見える。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(図11; 安藤, 1990b, Ando, 1997)。このことは、東北日本の他地域に見られる上部白亜系浅海~河川相のシーケンス層序との比較からも裏付けられそうである。

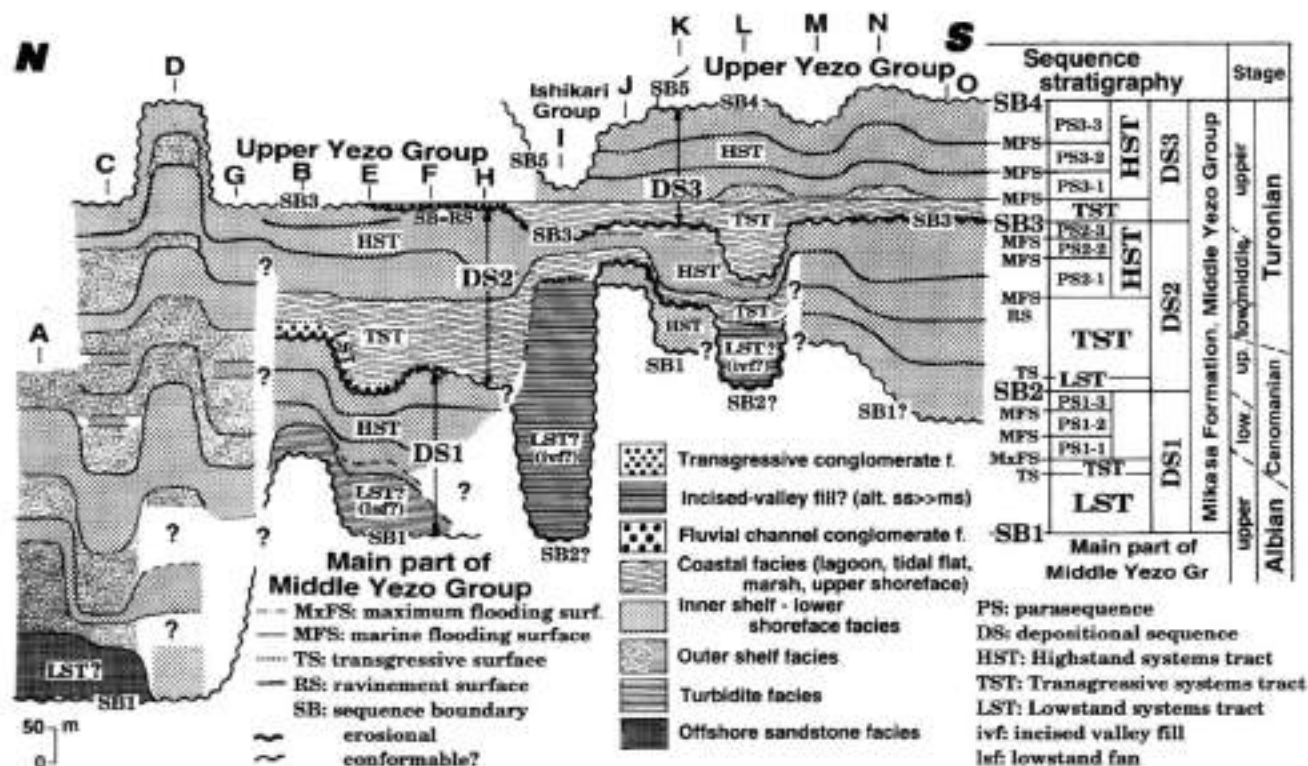


図10 三笠層の堆積相とシーケンス層序の概念的分布。図7より解釈 (Ando, 1997)。

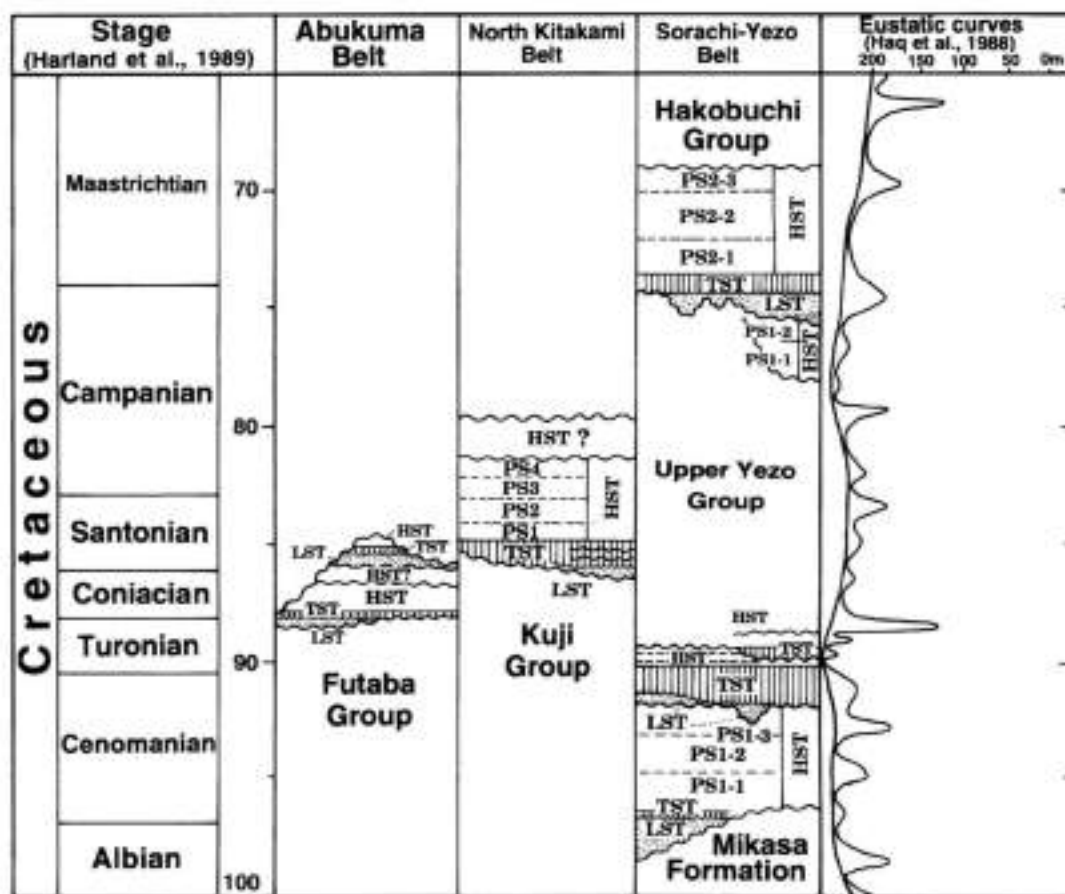


図11 東北日本の上部白亜系浅海～河川相のシーケンス層序 (Ando, 1997)。

軟体動物化石相と堆積相

チューロニアンにおけるアンモナイト化石相

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; Futakami, 1990)。

チューロニアンの蝦夷累層群は大きく3つの堆積相—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外側陸棚以深のシルト岩相中のもので、大型化石はむしろ稀で、それも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 (*Phylloceras*, *Desmoceras*, *Tetragonites*, *Gaudryceras*) あるいは強装飾型(特にチューロニアンの場合, *Romaniceras*, *Collignonicer* *woollgari*, *Subprionocyclus neptuni* など) があげられる。イノセラムス類も産出頻度が大きい。

沿岸相は三笠層で代表される。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 *Collignonicer* 類), *Mesopuzosia*, *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・死後浮遊などに支配される。特に、アンモナイトの殻形態・産状・分布と堆積相との相関は、生息場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場を求めたことが推測される。

三笠層の二枚貝化石相

三笠層は浅海生二枚貝を多産し、セノマニアンからチューロニアンにかけての二枚貝フォーナの群集古生態や進化の研究に非常に有用である。すでに Yabe & Nagao (1928), Nagao (1932, 1938), Nagao & Huzioka (1941) による一連の古生物学的記載の中で、フォーナの概要が明らかとなっている。その後は松野ほか (1964), 佐々ほか (1964) をはじめとした地質図幅調査の中で産出リストが示され、大局的な層位学的産出頻度変化が明らかになっている。しかし、蝦夷累層群産の大型化石に関する古生物学的研究は、主にアンモナイトやイノセラムスのような、化石層序に有用でかつむしろ沖合い相に普遍的に産出する分類群に重点がおかれてきた(例えば、二上, 1982, 1992; Futakami, 1986a, b; 二上・宮田, 1983; 前田, 1986; 小島・二上, 1975など)。これに対し、三笠層はアンモナイトやイノセラムスの随伴が稀なことに加えて、石灰質で硬質な上、化石個体の単離が難しく同定が容易でないことから、研究は進んでいなかった。最近、田代 (1985, 1994a) は三笠層の二枚貝フォーナの特性について略述し、Tashiro (1995) は幾春別川支流の鳥居沢のセノマニアンフォーナの記載を行っている。しかし、三笠層全域や全層準におよぶ研究はまだない。したがって、三笠層の二枚貝フォーナは多産するわりには、分類や群集組成、あるいは古生態特性が十分に明らかにされていないといえない。二枚貝は一般に底生で底質に強く依存して生活するので、その化石相はアンモナイトよりはるかに堆積相との相関が強い。したがって、両者の関連から当時の浅海陸棚環境の特性をさらに詳細に復元することが可能ともなる。

著者らはここ数年、三笠層の二枚貝フォーナの群集組成・古生態と堆積相分布との関連を三笠層の分布全域にわたって調べてきた(安藤・小玉, 1998)ので、その概要を紹介しておく。

三笠層のパラシーケンスセットをなすHSTのHCS砂岩中には、カキ、三角貝 (*Pterotrionia*, *Apiotrionia*, *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) 部の業理として堆積したものである。Mb (生物擾乱) 部中には、散在的に合弁の二枚貝が見られる。これはストー

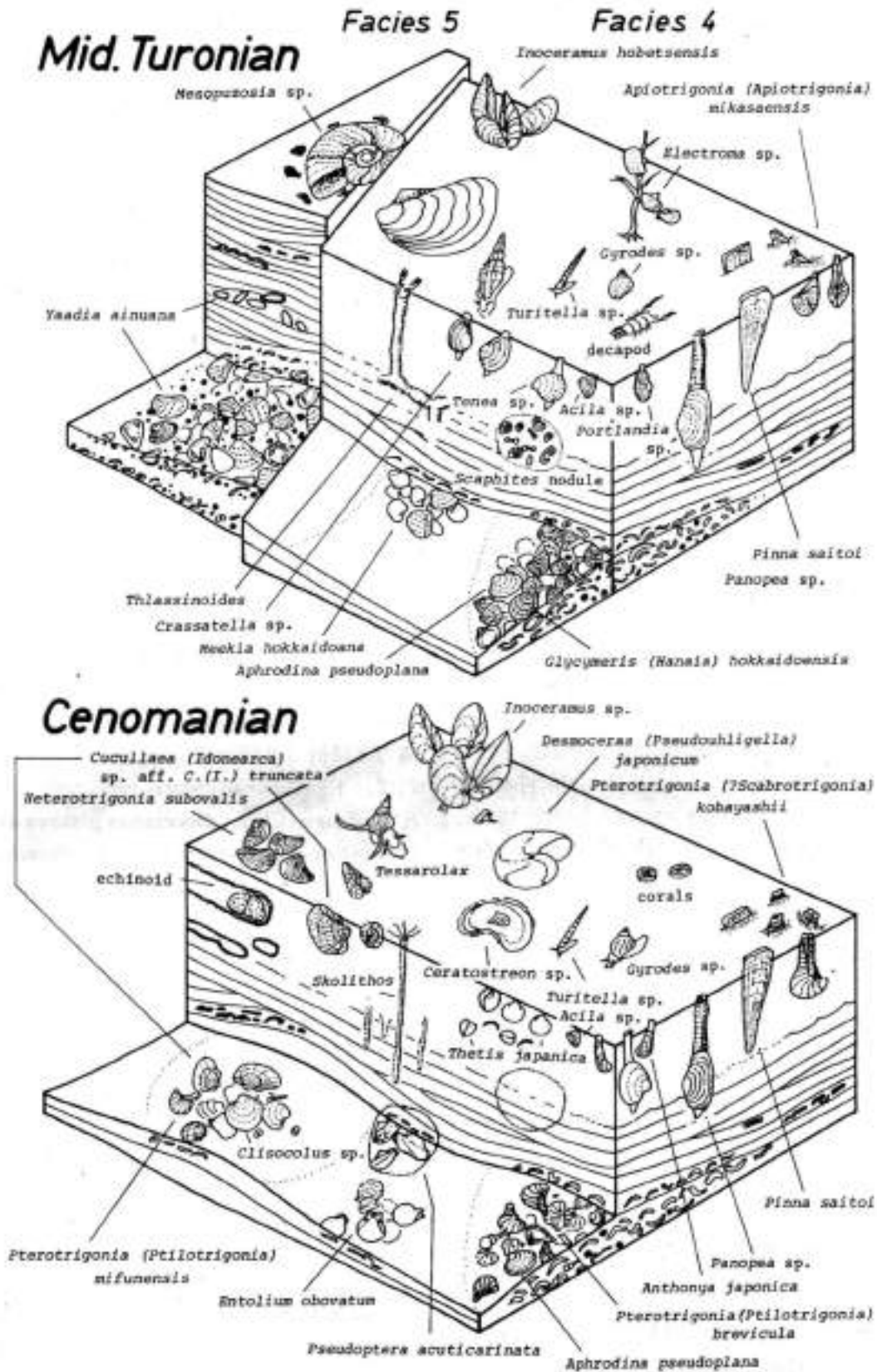


図12 三笠層のハンモック状斜交層理シーケンス中(堆積相4, 5)における化石の産状(中期チューロニアンおよびセノマニアン) (Hirano et al., 1992)

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(図12)。

三笠層の浅海生二枚貝群集の産出層準は、地域によって異なるが、大きく見ると3つに分かれている。すなわち、1) 前期～中期セノマニアンと、2) 中期チューロニアン、そして3) 後期チューロニアンである。3者に共通する確実な種は、種を同定できない*Crassostrea*を除けば、*Aphrodina pseudoplana* 1種に限られ、科レベルの類似分類群で見てもほとんど属種が異なる。つまり、セノマニアン後期からチューロニアン後期にかけて、陸棚浅海砂泥底二枚貝群集は類似の生態型・生息型種の構成要素がほとんど交替しており、その間に大きな生態群集の進化があったことが容易に読みとれる。

このことは既に田代(1985, 1993, 1994a, b, 1997a, b)が再三述べており、生息環境を問わず白亜紀の二枚貝フォナーの進化史上重要な事変と位置づけられている。たとえば、三角貝科では中期チューロニアンで、前～中期白亜紀のテチス型動物群と後期白亜紀の環太平洋型動物群に大きく入れ替わっている(田代, 1994b, 1997a, b)。三笠層でいうと前期セノマニアン(*Pterotrionia*)から中期チューロニアンの*Apiotrionia*や*Yaadia*への変化である。

三笠層では、後期セノマニアンから前期チューロニアンにかけての二枚貝化石は*Crassostrea* sp.を除いて浅海生のはほとんど認められない。この要因は、第一には、この層準が上部外浜以浅の半海成～陸成堆積相が卓越することによる。しかし、より沖合いの堆積相で代表されるセクションでも化石に乏しい(安藤, 1990a)。田代(1985)によれば、三笠層の二枚貝フォナーには中期チューロニアンの三笠型(三ノ沢)と後期チューロニアンの桂沢型(桂沢石切場)が識別できるとしている。筆者らの調査ではこの桂沢採石場の三笠層からは*Inoceramus hobetsensis*が普遍的に産出し、中期チューロニアンのフォナーと判断される。しかし、万字～夕張地域には後期チューロニアンの浅海二枚貝相が発達しているため、今後検討する必要がある。

中～後期チューロニアンを含め、チューロニアンに浅海生二枚貝フォナーが乏しいことは、西南日本での地層群での研究で明らかにされている(田代, 1985, 1993, 1994a)。西南日本の同時代の二枚貝相は汽水生と沖合い生を主体としており、その中間の浅海生群集が貧弱な特徴がある。堆積盆の地質学的な

背景が大きく異なっていることは間違いないが、古生態学的に整合的な説明を要する。

いずれにせよ、アルビアン後期からチューロニアン中期にかけての二枚貝フォナーが、「テチス型」あるいは「テチス北方型」から「環太平洋型フォナー」に移行する「漸移帯(「地域型」)」との指摘(田代, 1994a)から、北海道の素材はこの事変の解明に大いに役立つものであろう。

見学地点の説明

STOP 1 桂沢ダムサイト—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部層に区分する(安藤, 1990a; 松本ほか, 1991)。

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、下部セノマニアンの*Desmoceras kossmatii*-*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)は沖合い生の合弁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: *Mantellliceras japonicum*-*Inoceramus tenuis*帯、*Cunningtoniceras takahashii*-*Inoceramus reduncus*帯、*C. (N.) orientale*-*Birostrina tamurai*帯。

Tc: 上部セノマニアンの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*

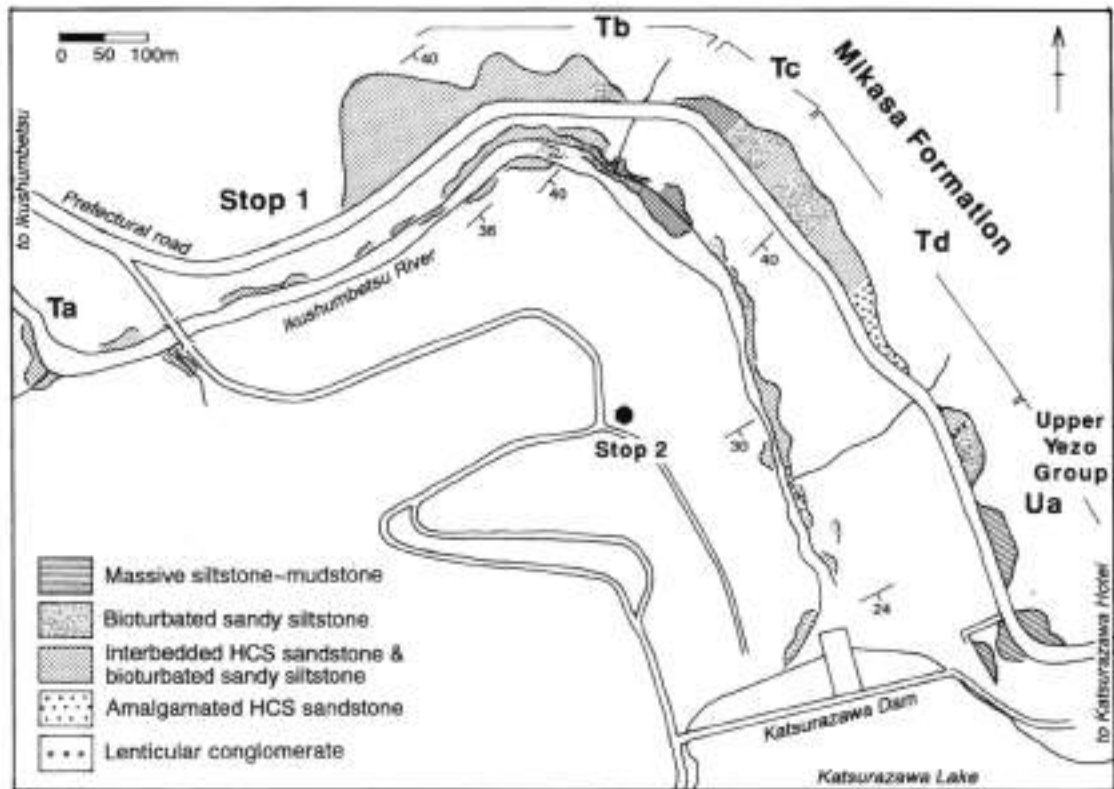


図13 幾春別背斜東翼幾春別川沿い地質ルートマップ (Stops 1, 2)。



図14 A. 三笠層の癒着ハンモック状斜交層理細粒砂岩(堆積相5)に産する巨大アンモナイト (*Pachydesmoceras* もしくは *Mesopuzosia*) と共存する三角貝 (*Yaadla almuana*) および中円礫, 泥岩角礫, 柱沢ダム下流南西側の採石場の中部チューロニアン (Td; 松野ほか, 1964), レンズキャップは5cm. B. 堆積相5中に含まれるレンズ状の礫・貝殻ラグ堆積物 (A, BいずれもStop 2)

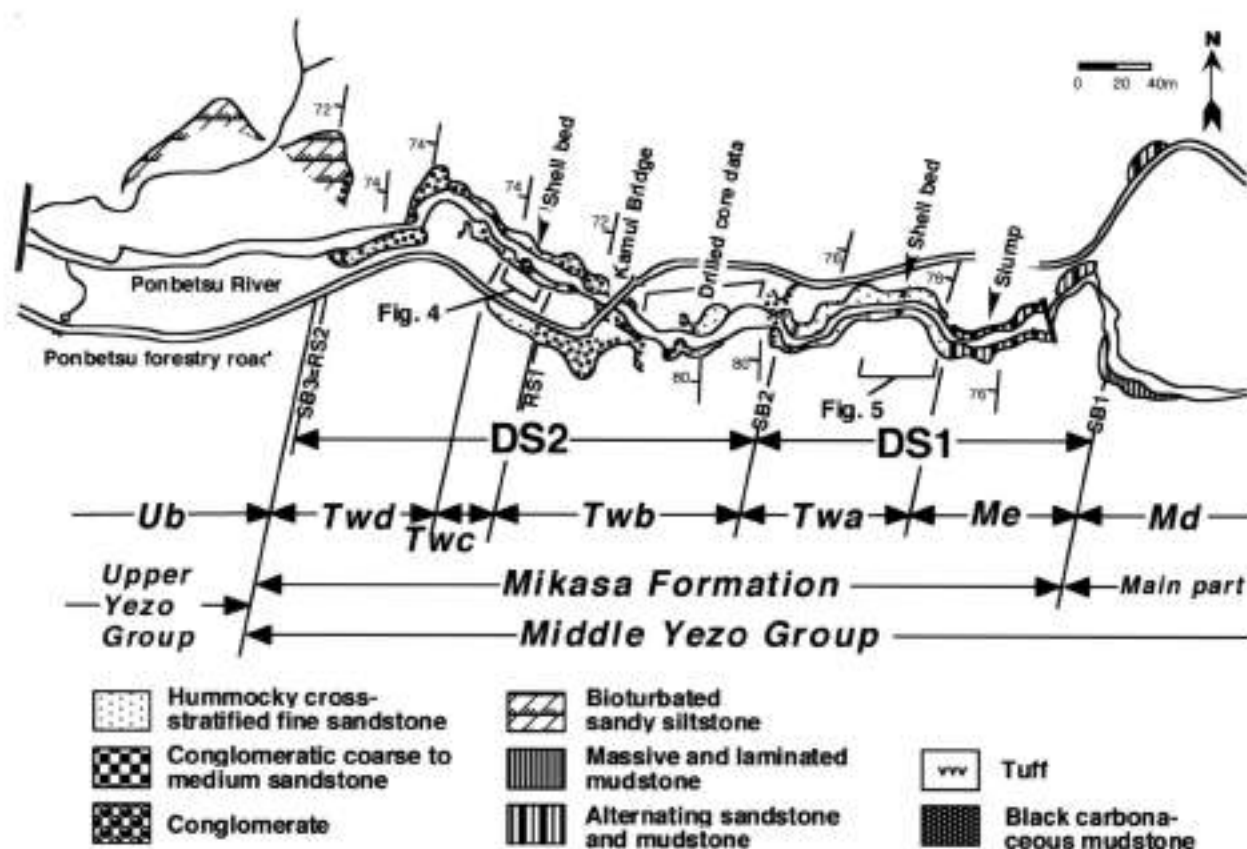


図15 奔別川セクションの中部蝦夷層群三笠層の地質ルートマップ (Stop 3) . 安藤・小玉 (1998) .

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採石対象としている。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* を見いだしている。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Illa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

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 (図13)。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 *Yaadla alnuana* 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附着性のカキがついているのが見られる。

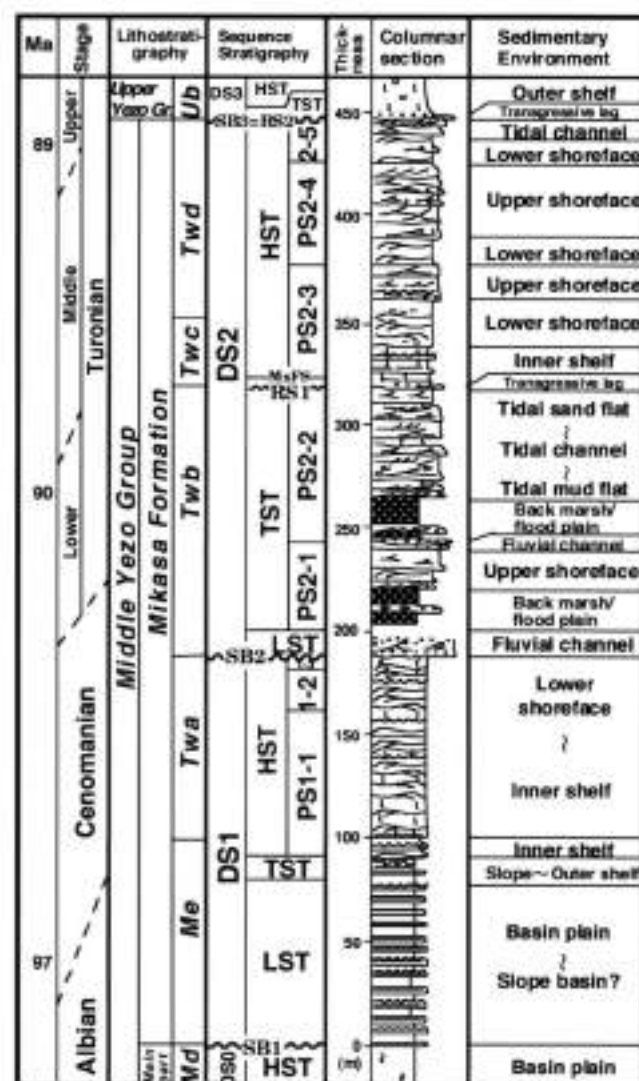


図16 奔別川セクションの中部蝦夷層群三笠層の総合地質柱状図 (Stop 3)。安藤・小玉 (1998)。

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の西翼に位置し、中部蝦夷層群の“主部”と三笠層、上部蝦夷層群が、いずれも北北東走向で西に急傾 (60~80°) する (Matsumoto, 1965; 安藤, 1987)。三笠層は砂質岩を主体とし、主に泥質岩からなる上下の地層 (下位が中部蝦夷層群の主部、上位が上部蝦夷層群) に比べ、緻密堅硬なため山稜地形を呈している。奔別川はこの南北性の山稜をほぼ東から西に流下するためV字谷をなしており、神居橋の上下流に約500mにわたって三笠層が連続的に露出し、露頭の欠如部分は全層厚450mのうちたった40mにすぎない。それでも奔別ダム基礎調査で採取されたボーリングコアでその欠如部分は補うことができ、三笠層の柱状断面のほぼ95%以上が観察できる (図15, 16)。

岩相層序

中部蝦夷層群三笠層 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)。なお記号のTは*Trigonia* 砂岩層, wは背斜の西翼, Mは中部の頭文字である。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: 厚さ約100mのうち下部80mは、下部平行葉理やリップル斜交葉理が発達するTbce, Tbcdeタービダイトを主体としたリズムックな中層理砂岩泥岩互層からなる。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)。タービダイトのプーマシーケンス解析が Tanaka (1970) によってなされている。おそらく海盆地から大陸斜面海盆にかけてのかなり水深のある海底での乱泥流による堆積物である。

上部20mの下部 (10数m) には細粒砂岩葉理を含むシルト岩があり、スランプ構造が見られる。これは一旦堆積したシルト層が重力崩壊しうるような斜面域での堆積が示唆される。最上部7mは10数cm~数10cm前後で互層する砂岩のやや卓越した砂岩泥岩互層であるが、砂岩部には上位のTwaに似たハンモック状斜交層理が認められ、内側陸棚程度の浅海での堆積が推測される。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。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。

化石は植物微片を除いて産しないため正確な時代は不明である。下位の中部蝦夷層群主部の泥岩から産するアンモナイトや、上位のTwaの時代からアルビアン後期あるいはセノマニアン最前期と見なされる (松野ほか, 1964; 安藤, 1987, 1990a)。

Twa: 塊状の極細粒~細粒砂岩からなる厚さ90m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 (HCS)、癒着面、ウェーブ・リップル、脱水構造、生痕 (*Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Planolites*, *Schaubeylindrichnus*, etc.) などの堆積構造が見られる。基本的にはHCSを示す部分と、底生生物の活動によって擾乱された塊状のシルト質砂岩との互層 (図20A) からなっているが、層準によって泥質砂岩部がなくHCS砂岩が癒着して連続する部分 (図20B) もある。明瞭な下底面をもったレンズ状貝殻密集層が下部にしばしば含まれ、*Pterotrigonia brevicula*, *Aphrodina pseudoplana*, *Thetis japonica* などの二枚貝が多産する。葉理状の薄い化

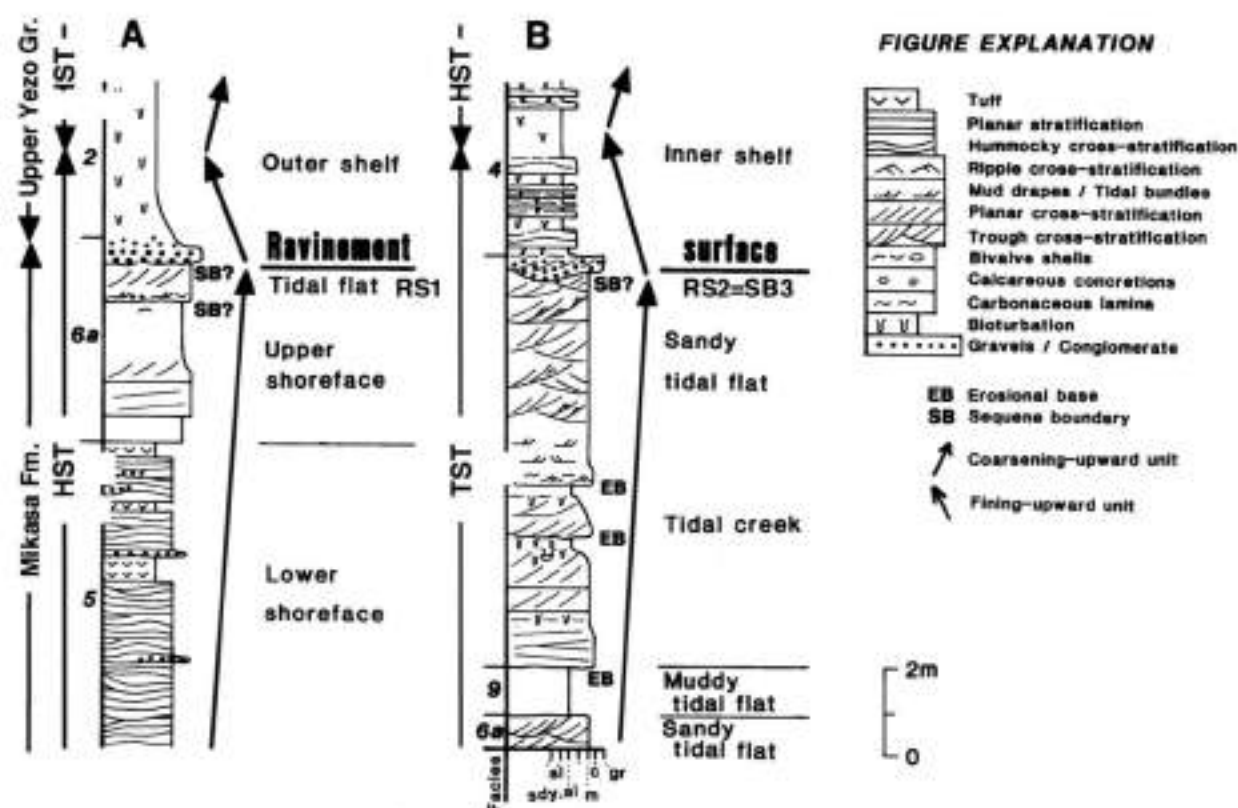


図17 奔別川セクションの中部蝦夷層群三笠層見られる2つのラビメント面(A, Bがそれぞれ, 図15, 16のRS1, RS2に相当; Stop 3), 安藤(1990b)を改変。

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。

HCSが卓越することから波浪卓越型の内側陸棚から下部外浜にかけて(水深10数m~数10m程度)の堆積物と考えられる。下半部からは前期セノマニアン・のイノセラムスが頻繁に, アンモナイトがまれに産出する(安藤, 1987)。

Twb: 堆積相の上下変化が著しく様々な環境で堆積した砂岩を主体とする, 三笠層の中で最も粗粒な上部外浜から三角州面の堆積物である(層厚約130m)。主に塊状~トラフ型斜交層理中~粗粒砂岩からなる(図20C)。場所によって後背湿地や氾濫原の含植物片黒色有機質シルト岩や, カキの化石を伴う潟湖の砂質シルト岩, 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8mの中~大礫礫岩が, Twaを侵食性境界をもっておおう。一方, 上部には潮汐バンドル(束状になったmud drapesを含む平板斜交層理)や潮汐チャネルを伴う中型斜交層理砂岩がある(図20D)。そして, 上限には, 厚さ40~60cmの一部斜交層理を呈する中円礫岩相が, シャープは侵食面を介して累重しており, その上位はTwc最下部のHCS砂岩シルト岩互層が整合的に続く。

時代を示す化石は産しないが, 植物片, カキなどをまれに産する。時代はTwaがセノマニアン前期, Twcがチューロニアン中期と見なされることから, セノマニアン後期からチューロニアン前期と推定される。

Twc: 本部層はTwaと堆積相が類似するがシルト岩相の割合が高い。下部ではHCS極細粒~細粒砂岩と生物擾乱シルト岩・シルト質極細粒砂岩との互層を主体とし, 最下部は砂質シルト岩が卓越する。上部は癒着HCS砂岩からなる。全体として上方にシルト岩が減少して粗粒化する。上部にレンズ状の二枚貝貝殻層を数枚挟み, 一部は10~20cm厚の細~中礫を含むコキナイトレンズをなす。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。本部層は内側陸棚~下部外浜の堆積物と考えられる。

Twd: Twcから漸移し, 斜交層理中~粗粒砂岩, 癒着HCS細粒砂岩を主体とし, 礫質砂岩や礫岩薄層を伴う。中~粗粒砂岩が卓越する点でTwbに類似するが, 潟湖/湿地/氾濫原成のシルト岩はほとんど含まない。主に下部~上部外浜で形成されたものと推定され, 最上部に潮汐バンドルやカキ化石が含まれており, 砂質潮汐低地相を伴うことがわかる。上限には,

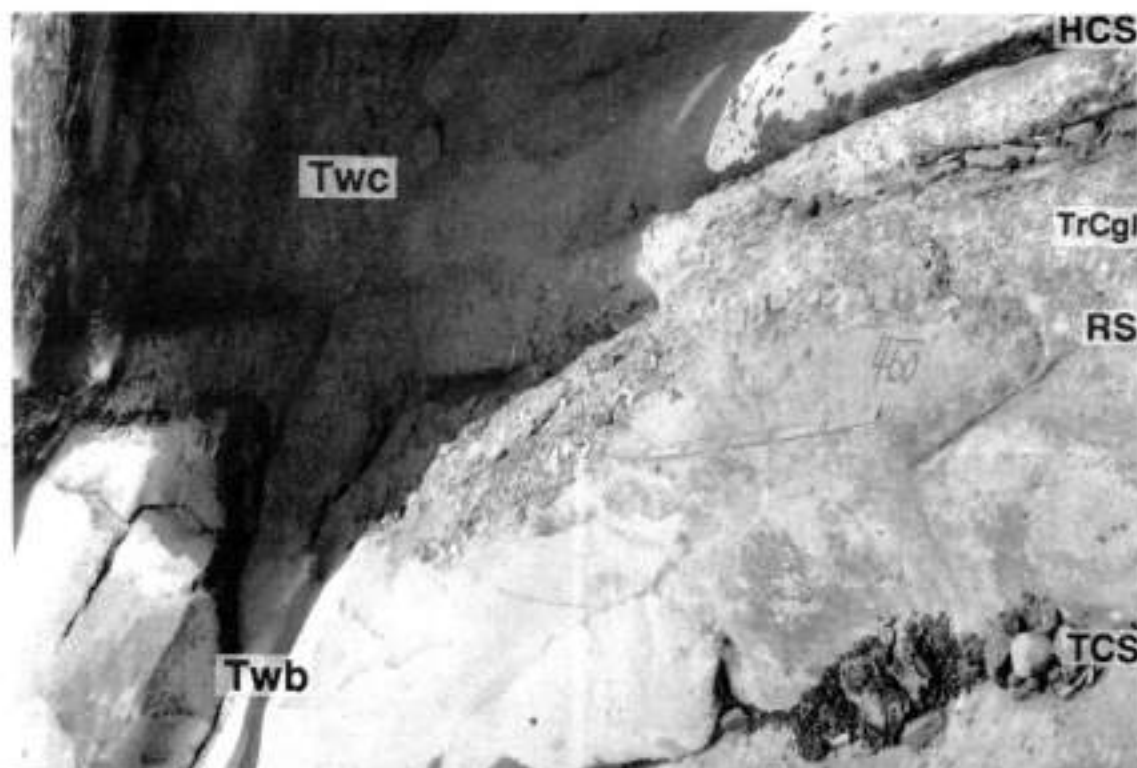


図18 奔別川セクションの中部蝦夷層群三笠層Twb部層-Twc部層の境界部。TCS：トラフ型斜交層理砂岩、RS：ラビメント面（図17のRS1）。TrCgl：海進性礫岩、HCS：ハンモック状斜交層理砂岩、折り尺：1 m。

アンモナイトの*Collignonicerases*類を含まない、上部のものは"*Lymaniceras planulatum*, *Prionocyclus aberrans*, *P. cobbani*"のような*Collignonicerases*類が多く*Anagaudrycerases limatum*や*Damesites ainuanus*などを随伴する。

本層群は三笠層よりもはるかに細粒であるが、幾春別背斜東翼側の幾春別川桂沢ダムより上流の同層準よりもかなり粗粒である。これはおなじ泥質岩でもより陸側の堆積相を示している。しかし、万字～夕張地域の上部チューロニアンは下部外浜～内側陸棚砂岩相が卓越し、三笠層と呼ばれている。つまり、奔別川セクションより南方～南南東方の地域ではより陸側浅海の堆積相に側方変化している。

シーケンス層序

堆積シーケンス1 (DS1)

シーケンス境界 (SB1) と低海面期堆積体 (LST) : 中部蝦夷層群Mdから三笠層最下部Me部層への変化は漸移的であるが、これは整合的なシーケンス境界 (SB1) と考えられる。安定した沖合い海盆底からタービダイト堆積体もたらされる環境への変化は、ユースタシーに加えて堆積盆の構造的上昇を含む相対海水準の大きな下降によって陸源堆積物が海盆側へ多量に供給されたものと想定される。したがってMe下半部のタービダイト互層相はLSTと解釈している。

海進期堆積体 (TST) : 次にMe上部のスランプ性シルト岩相は、タービダイトの堆積が終了して堆積速度が減少し、陸棚浅海の砂岩相への移行部に位置する。これは盆底から内側陸棚への環境変化とみなされるが、堆積速度の減少を重視して海水準上昇期に形成されたものと考えたい。したがってMe上部はTSTと見なされる。

高海面期堆積体 (HST) : Twbは下部外浜～内側陸棚砂岩相が厚さ90mにわたって連続するが、詳細に見ると顕著ではないがわずかに上方に粗粒化 (砂岩が厚層化し砂岩の割合が増加してシルト質部が減少) するバラシーケンスが3つ (PS1-1, PS1-2, PS1-3) 認められる。つまり、1) シルト質砂岩の多い互層→2) HCS砂岩の卓越する互層→3) 癒着HCS砂岩と変化し、次に1) が続いている。こうした浅海成の上方粗粒化ユニットはバラシーケンス (van Wagoner, 1988) に相当する。ただし、PS1-3は1) のみで2), 3) は認められない。いずれにせよこうした浅海堆積物が小サイクルを繰り返しながら累重する特徴はHSTに特徴的である。

シーケンス境界 (SB2) : Twb基底の河道チャネル成礫岩はTwb最上部のHCS砂岩を浸食しており、明らかにここで大きな堆積環境変化が認められる。つまり、下部外浜から河川チャネルへ大きく海水準が下降したことが読みとれる。したがってこれがDS1の上位の

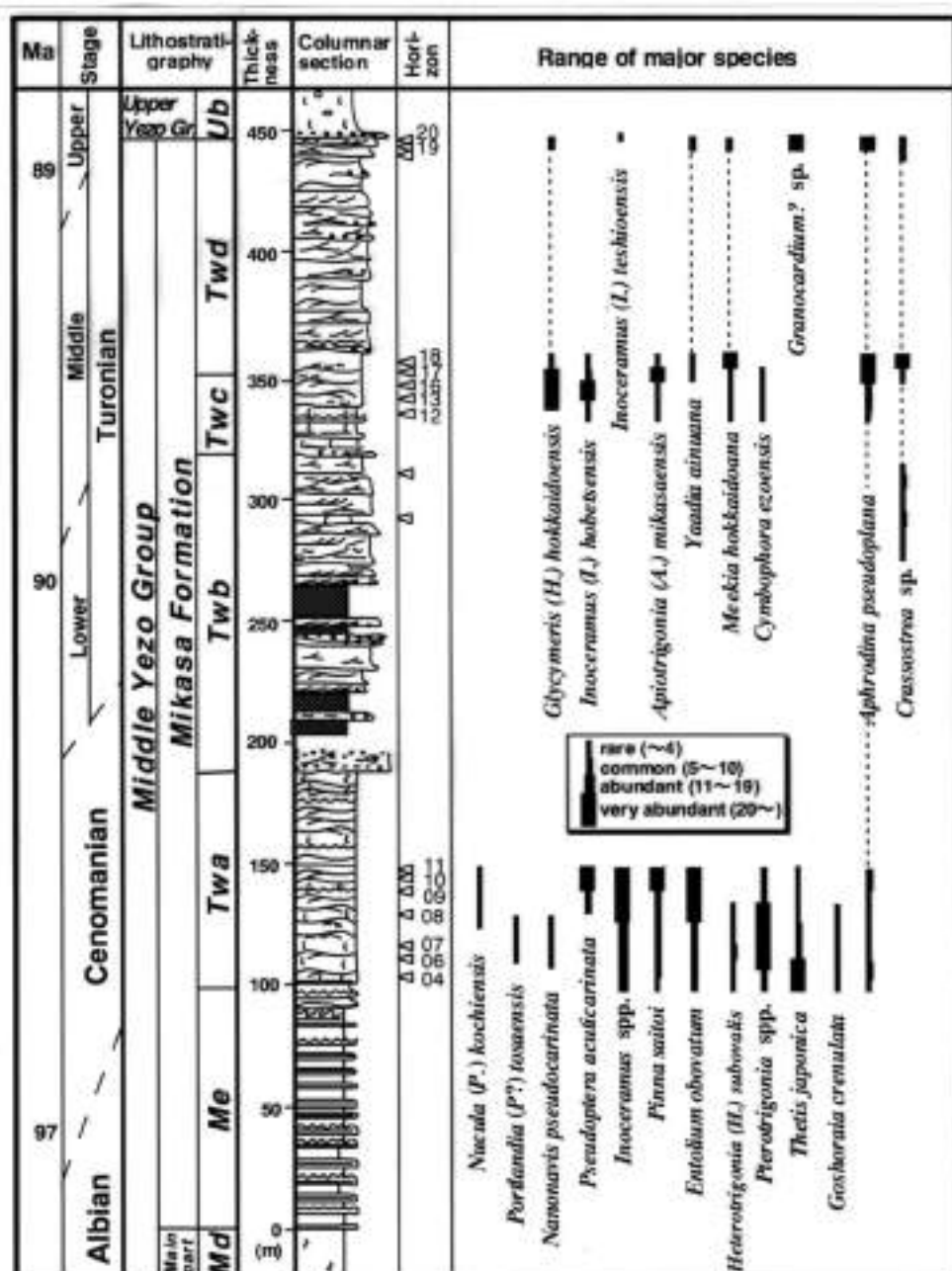


図19 奔別川セグションの中部蝦夷層群三笠層における主要二枚貝化石の産出層序。四角囲みの括弧中の数字は産出個体数。安藤・小玉(1998)。

からタービダイト堆積体をもたらされる環境への変化は、ユースタシーに加えて堆積盆の構造的上昇を含む相対海水準の大きな下降によって陸源堆積物が海盆側へ多量に供給されたものと想定される。したがってMe下半部のタービダイト互層相はLSTと解釈している。

海進期堆積体 (TST) : 次にMe上部のスランプ性シルト岩相は、タービダイトの堆積が終了して堆積速度が減少し、陸棚浅海の砂岩相への移行部に位置する。これは盆底から内側陸棚への環境変化とみなされるが、堆積速度の減少を重視して海水準上昇期に形成されたものと考えたい。したがってMe上部はTSTと見

なされる。

高海水準期堆積体 (HST) : Twaは下部外浜～内側陸棚砂岩相が厚さ90mにわたって連続するが、詳細に見ると顕著ではないがわずかに上方に粗粒化(砂岩が厚層化し砂岩の割合が増加してシルト質部が減少)するパラシーケンスが3つ(PS1-1, PS1-2, PS1-3)認められる。つまり、1)シルト質砂岩の多い互層→2)HCS砂岩の卓越する互層→3)癒着HCS砂岩と変化し、次に1)が続いている。こうした浅海成の上方粗粒化ユニットはパラシーケンス(van Wagoner, 1988)に相当する。ただし、PS1-3は1)のみで2), 3)は認められない。いずれにせよこうした浅海堆積物

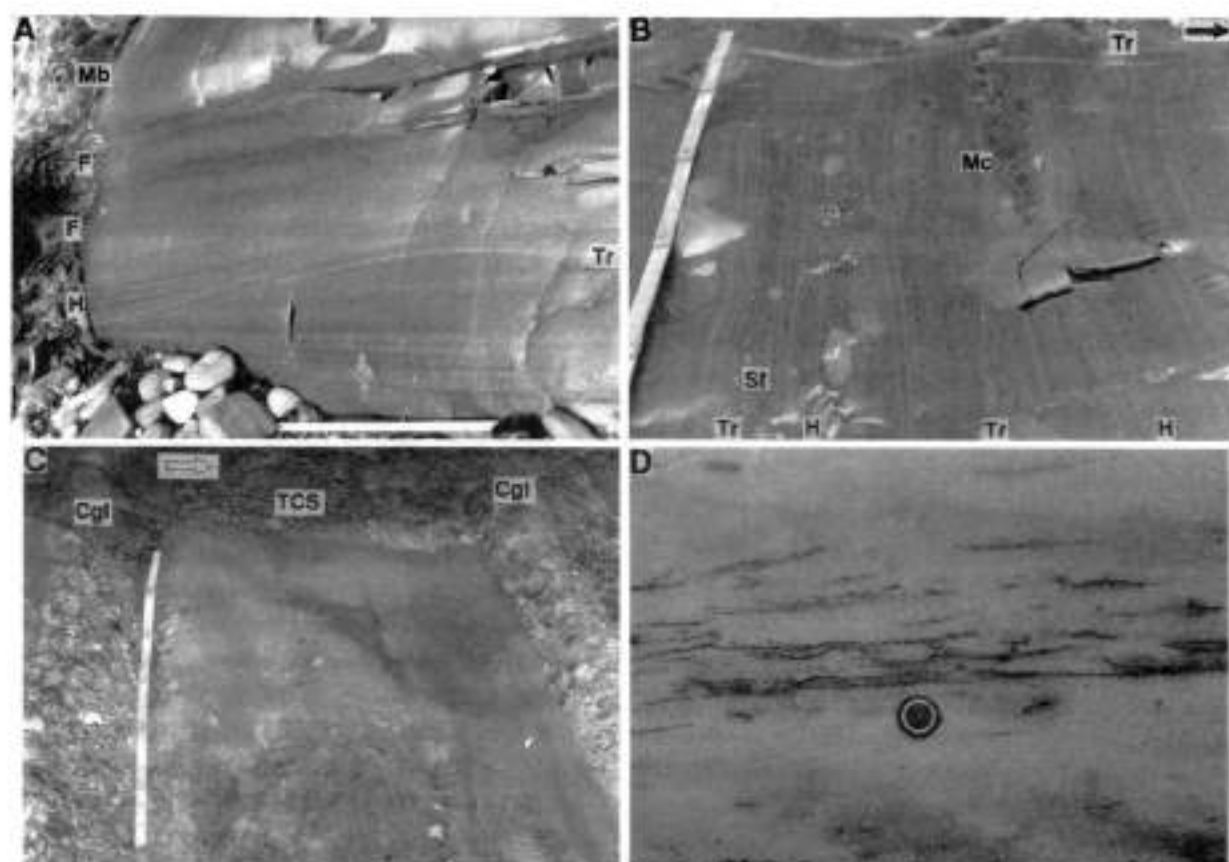


図20 奔別川セクションにおける三笠層の代表的堆積相。A：ハンモック状斜交層理（HCS）砂岩・生物擾乱砂質泥岩互層（堆積相4）；B：癒着HCS砂岩層（堆積相5）。それぞれTwa部層下部，中部，H：ハンモック状斜交層理部，F：平行葉理部，X：リップル斜交葉理部，Mb：生物擾乱泥岩部，Tr：浸食面，Mc：泥岩角礫，N：石灰質団球，Sf：二枚貝殻片；C：Twb部層下部の礫岩砂岩互層（堆積相6b），TCS：トラフ型斜交層理，Cgl：礫岩，折り尺：1 m。；D：Twb部層上部の中粒砂岩中の潮汐バンドル（堆積相6a）。右または左に傾斜する黑色泥岩葉理が束をなしている。矢印は地層の上位方向。

はラビンメント面（Nummedal & Swift, 1987）と推定される（図17のRS1，図18）。

最大海氾蓋面（MxFS）：この海進礫岩の上位はTwcのシルト岩が卓越するHCS砂岩シルト岩互層に急変し，大きく堆積環境が変わったことがわかる。この互層下限から4～5 mにわたっては，上方にシルト岩が多くなり上方細粒化傾向が認められる。最も細粒な部分の上位には逆に上方に粗粒化（砂岩が厚層化）していく傾向が認められ，それはTwd下部まで連続している。この最も細粒化した部分は，特に明瞭な面があるわけではないが，最大海進期に堆積速度が減少して細粒堆積物が堆積する。最大海氾蓋面（MxFS：maximum flooding surface）あるいはコンデンスセクション（condensed section）に相当する。

高海面期堆積体（HST）：TwcとTwdはシーケンス層序学的には特に区別できない部層であるが，全体として3つのパラシーケンスが（PS2-3，PS2-4，PS2-5）

認められる。3つは上位ほど厚さを減じており，PS2-4上部が最も粗粒である。PS2-5最上部には砂質潮汐干潟の砂岩相があり，堆積環境としては最も陸側のものである。したがって，3つを合わせても全体としては上方に粗粒化・浅海化していく傾向があり，これは前進性パラシーケンスセット（Mitchum & vanVagoner, 1991）を構成している。こうした特徴から，MxFSより上位のTwcからTwdはHSTと判断される。

シーケンス境界＝ラビンメント面（SB3＝RS2）：Twd上限の厚さ数10cmの礫岩層は，Twb上限の海進礫岩と同様，波浪浸食による海進残留堆積物である。礫岩直上で岩相が急変細粒化して上部蝦夷層群（DS3）に移行する。礫岩の基底のラビンメント面（RS2）は下位のDS2のHSTと接しているのので，この場合シーケンス境界（SB3）と一致する。したがってTwbからTwdはLST，TST，HSTを備えた一つの堆積シーケンスと解釈される（DS2）。

のシルト岩が卓越するHCS砂岩シルト岩互層に急変し、大きく堆積環境がかわったことがわかる。この互層下限から4~5mにわたっては、上方にシルト岩が多くなり上方細粒化傾向が認められる。最も細粒な部分の上位には逆に上方に粗粒化(砂岩が厚層化)していく傾向が認められ、それはTwd下部まで連続している。この最も細粒化した部分は、特に明瞭な面があるわけではないが、最大海進期に堆積速度が減少して細粒堆積物が堆積する、最大海氾蓋面(MxFS: maximum flooding surface)あるいはコンデンスセクション(condensed section)に相当する。

高海水準期堆積体(HST): TwcとTwdはシーケンス層序学的には特に区別できない部層であるが、全体として3つのバラシーケンスが(PS2-3, PS2-4, PS2-5)認められる。3つは上位ほど厚さを減じており、PS2-4上部が最も粗粒である。PS2-5最上部には砂質潮汐干潟の砂岩相があり、堆積環境としては最も陸側のものである。したがって、3つを合わせても全体としては上方に粗粒化・浅海化していく傾向があり、これは前進性バラシーケンスセット(Mitchum & vanVagoner, 1991)を構成している。こうした特徴から、MxFSより上位のTwcからTwdはHSTと判断される。

シーケンス境界=ラビンメント面(SB3=RS2): Twd上限の厚さ数10cmの礫岩層は、Twb上限の海進礫岩と同様、波浪浸食による海進残留堆積物である。礫岩直上で岩相が急変細粒化して上部蝦夷層群(DS3)に移行する。礫岩の基底のラビンメント面(RS2)は下位のDS2のHSTと接しているのので、この場合シーケンス境界(SB3)と一致する。したがってTwbからTwdはLST, TST, HSTを備えた一つの堆積シーケンスと解釈される(DS2)。

STOP 4 三笠市立博物館—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50cmを超える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ュウなど、海生爬虫類や翼竜の化石も展示されている。

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。早稲田大教育学術研究—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, 北海道白亜系南潤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.
- Ando, H., 1997, Apparent 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・小玉武史, 1998, 白亜紀セノマニアン—チュロニアン期の浅海生二枚貝フォナーの変遷—奔別川セクションの中部蝦夷層群三笠層—。三笠市立博物館研究紀要, no. 2, 1-15.
- 安藤寿男・長谷川 卓・佐野晋一, 1994, 蝦夷層群と古第三紀挾炭層。日本地質学会第101年学術大会見学旅行案内書, 73-92.
- 安藤寿男・友杉貴茂・金久保 勉, 投稿中, 北海道中頓別地域の上白亜系—晩新統南潤層群—K/T境界付近の岩相層序と大型化石層序。
- Demarest, H. 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 cross-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.

- 二上政夫, 1982, 北海道鳩の巣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, Japan. 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—コリンニョニセラヌ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・藤部一成・小島郁生, 1980, 北海道弁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., Jollvet, 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.
- Haq, 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.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. and Smith, D. G., 1990, *A Geologic time scale 1989*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 263p.
- Hasegawa, T., 1995, Correlation of the Cenomanian/Turonian boundary between Japan and Western Interior of the United States. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 101, 2-12.
- Hasegawa, T. and Saito, T., 1993, Global synchronicity of a positive carbon isotope excursion at the Cenomanian/Turonian boundary: validation by calcareous microfossil biostratigraphy of the Yezo Group, Hokkaido, Japan. *The Island Arc*, 2, 181-191.
- 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, no. 9, 21-28.
- 橋本 夏, 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., 1995, Correlation of the Cenomanian/Turonian boundary between Japan and Western Interior of the United States in relation with oceanic anoxic events. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 101, 13-18.
- Hirano, H., Koizumi, M., Matsuki, H. and Itaya, T., 1997, K-Ar age study on the Cenomanian/Turonian boundary of the Yezo Supergroup, Hokkaido, Japan, with special reference to OAE-2 and biostratigraphic correlation. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 48, 132-141.
- 平野弘道・中山英二・花野輝史, 1991, 白亜紀 Cenomanian / Turonian 期境界に認められる海洋無酸素事変—北海道蝦夷累層群の例. 早稲田大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.
- Hunahashi, M., 1957, Alpine orogenic movement in Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, [4], 9, 415-464.
- 飯島 東, 1996, 北海道の古第三系堆積盆の変遷. 地学雑誌, 105, 178-197.
- Kaiho, 1984a, Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan, Part 1, lithostratigraphy including description of new species. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, [2], 54, 95-139.
- Kaiho, 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. 地質雑誌, 90, 815-829.
- Kaiho, K. and Hasegawa, T., 1994, End-Cenomanian benthic foraminiferal extinctions and oceanic dysoxic events in the northwestern Pacific Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 111, 29-43.
- 川辺文久・平野弘道・高木 恭, 1996, 北海道北大夕張地域白亜系の大規模化石層序. 地質雑誌, 102, 440-459.
- 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.
- Kiminami, K., Niida, K., Ando, H., Kito, N., Iwata, K., Miyashita, S., Tajika, J. and Sakakibara, M., 1992, Cretaceous-Paleogene arc-trench systems

- in Hokkaido. 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. 1-43.
- 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.
- Kiyokawa, S., 1992, Geology of the Idonnappu Belt, central Hokkaido, Japan—Evolution of a Cretaceous accretionary complex. *Tectonics*, 11, 1180-1206.
- 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. Saltama 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 1. *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・藤部一成・小島郁生, 1981, 北海道奔別地域上部チューロニアンのアンモナイト群集. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, 3, 1-10.
- 松本達郎・野田雅之・米谷盛寿郎, 1991, 北海道白重系セノマニアン. チュロニアン両階のアンモナイト・イノセラムス・有孔虫による統合生層序を目指して. 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.
- Mitchum, R. M., Jr. and van Wagoner, J. C., 1991, High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycle. *Sediment. Geol.*, 70, 131-161.
- 三次徳二・平野弘道, 1997, 北海道中軸部下部蝦夷層群の白重紀放射虫化石. 地質雑誌, 103, 113-125.
- 本山 功・藤原 治・海保邦夫・室田 隆, 1991, 北海道大夕張地域の白重系の層序と石灰質放射虫年代. 地質雑誌, 97, 507-527.
- Nagao, T., 1932, Some Cretaceous mollusca from Japanese Saghalin and Hokkaido (Lamellibranchiata and Gastropoda). *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., ser. 4*, 2, 23-50.
- Nagao, T., 1938, Some molluscan fossils from the Cretaceous deposits of Hokkaido and Japanese Saghalien. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., ser. 4*, 4, 117-142.
- Nagao, T. and Huzioka, K., 1941, Fossil *Actia* from Hokkaido and Karahuto (Saghalin). *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., ser. 4*, 6, 113-141.
- 長尾捨一・小山内 照・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 Yubardake 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, 北海道における白重紀島弧—海溝系. その地質構成と造構史. 地団研専報, no. 31, 379-402.
- Nummedal, D. and Swift, D. J. P., 1987, Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In Nummedal, D., Pilkey, O. H. and Howard, J. D. eds., *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. Soc. Eco. Paleont. Miner., Spec. Publ., no. 41, 241-260.
- Obata, I and Futakami, M., 1977, The Cretaceous sequence of the Marjil 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, no., 1-30.
- Sano, S., 1995, Litho- and biofacies of Early Cretaceous rudist-bearing carbonate sediments in northeastern Japan. *Sediment. Geol.*, 99, 179-189.
- 佐々保雄・田中啓策・秦光男, 1964, 5万分の1地質図幅「夕張」および説明書, 地質調査所, 184p.
- 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.
- 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)講演要旨, 62.
- 高野 修・早稻田岡・西田英毅・一ノ関鉄郎・横井研一, 1998, 北海道始新統石狩層群の河川～内湾システムと堆積シーケンス, 堆積学研究, no. 47, 33-53.
- 高嶋礼詩・西 弘嗣・斉藤常正・長谷川 卓, 1997a, 北海道シューバロ川流域に分布する白亜系の地質と浮遊性有孔虫化石層序, 地質雑, 103, 543-563.
- 高嶋礼詩・鈴木紀毅・小池敏夫・斉藤常正, 1997b, 北海道双珠別地域における下部・中部蝦夷層群境界不整合の再検討, 地質雑, 103, 489-492.
- Taketani, Y. and Kanie, Y., 1992, Radiolarian age of the Lower Yezo Group and the upper part of the Sorachi Group in Hokkaido. In Ishizaki, K. and Saito, T., eds., *Centenary of Japanese Micropaleontology*, Terra Sci. Publ., Tokyo, 365-373.
- 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, 北海道中輪帯白亜系の古流系, 地調月報, 32, 65-127.
- 田代正之, 1985, 白亜紀海生二枚貝フォーナと層序, 地質学論集, no. 26, 43-75.
- 田代正之, 1993, 日本の白亜紀二枚貝相, Part 1: 秩父帯・飯家帯の白亜紀二枚貝相について, 高知大学学術研究報告自然科学, 42, 105-155.
- 田代正之, 1994a, 日本の白亜紀二枚貝相, Part 2: 四万十帯, 飛騨・三郡帯, 東北・北海道の白亜系, 高知大学学術研究報告自然科学, 43, 1-37.
- 田代正之, 1994b, 二枚貝群集から見た西南日本の日本の白亜紀二枚貝, 高知大学学術研究報告自然科学, 43, 43-54.
- Tashiro, M., 1995, Stratigraphical occurrence of the Cenomanian bivalves from Hokkaido. *Mem. Fac. Sci. Kochi Univ., ser. E, Geol.*, 16, 15-31.
- 田代正之, 1997a, 天草の地質と化石—人類以前の天草諸島1—, 南の風社, 高知市, 265p.
- 田代正之, 1997b, 天草諸島の形成と日本列島—人類以前の天草諸島2—, 南の風社, 高知市, 225p.
- 利光誠一・松本達郎・野田雅之・西田民雄・米谷盛寿郎, 1995, 本邦上部白亜系の大形化石—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.
- 植田勇人・川村信人・加藤孝幸・中川 充, 1994, イドナップ帯および神居古潭帯南部の付加体地質とナップ説, 日本地質学会第101年学術大会見学旅行案内書, 161-174.
- van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vall, 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. eds., *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., no. 42, 39-46.
- Yabe, H., 1909, Zur Stratigraphie und Palaeontologie der oberen Kreide von Hokkaido und Sachalin. *Zeitschr. Deutsch. geol. Gese.*, 61, 402-222.
- 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 Nagao, T., 1928, Cretaceous fossils from Hokkaido: Annelida, Gastropoda and Lamellibranchiata. *Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ.*, ser. 2, 9, 77-96.
- 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.

見学旅行案内書

蝦夷累層群の堆積相

—幾春別背斜沿いの中部蝦夷層群三笠層—

1998年8月29日 発行

編集・発行 日本地質学会北海道支部
地学団体研究会北海道支部

印刷所 株式会社「大宣」
札幌市中央区南6条西18丁目