

三笠市立博物館紀要 4号, 15 - 35 ページ, 2000年3月
Bulletin of the Mikasa City Museum, No.4, 15 - 35, March, 2000

上部白亜系セノマニアン-チューロニアン中部蝦夷層群三笠層の
浅海生軟体動物化石密集層
-北海道奔別川セクションのボーリング・コア-

安藤 寿 男

茨城大学理学部地球生命環境科学科 310-8512 水戸市文京 2-1-1

Shallow-marine molluscan shell beds from the Cenomanian - Turonian Mikasa Formation, Middle Yezo Group -
Drilled cores for the Ponbetsu Dam construction from the Ponbetsu River section, Hokkaido, Japan

Hisao ANDO

Department of Environmental Sciences, Faculty of Science, Ibaraki University

Bunkyo 2-1-1, Mito 310-8512, Japan.

Abstract : Brackish and shallow-marine shell beds occur from six horizons of five cores drilled for the "Mikasa Ponbetsu dam" construction in the Ponbetsu River section, Hokkaido. Their stratigraphic position ranges over about 80m in the Twb and Twc Members, the upper middle part of the Mikasa Formation, Middle Yezo Group, and their geologic age is assigned to be early Turonian for Twb and middle Turonian for Twc.

Totally 17 layers of the shell concentrations are divided into five types on the basis of the mode of occurrence, faunal component and sedimentary facies, namely, 1) muddy oyster bed, 2) sandy oyster bed, 3) sandy storm bed, 4) hummocky storm bed and 5) scattered shell patch. The type 1 from the lowest horizon is composed of well-preserved articulated and disarticulated *Crassostrea* shells in dark gray sandy siltstone, and shows the semi-autochthonous mode of occurrence derived from an oyster reef. The next type 2 beds from the second and third horizons are composed of mostly fragmented and some articulated oyster shells in possibly cross-stratified medium sandstone. Their sandy lithology and close stacking of fragmented shells indicate the allochthonous formation by wave and tidal current action. The type 3 and 4 seem to have been deposited as storm lags and hummocky cross-lamina within hummocky cross-stratified sequences under wave-dominated lower shoreface environment. The type 3 includes characteristically a thick-shelled trigonid as *Yaardia ainuana*, a large veneroid as *Aphrodina pseudoplana*, glycymerids, other bivalves and some gastropods. It is difficult to identify shells taxonomically on core sections, but their components in the type 4 are different depending on beds. Only one of scattered shell patches as the type 5 was observed in the drilled cores studied here, but this type is commonly contained in inner to outer shelf sandy siltstones of the Mikasa Formation without showing conspicuous orientation.

These shell beds seem to have been distributed on the Mikasa shelf with some onshore-shelf gradients in taphonomic characters.

キーワード : shell bed, shallow-marine bivalve, Mikasa Formation, Ponbetsu River section, Yezo Supergroup, Cenomanian - Turonian, drilled core

はじめに

石狩川水系の支流の一つである幾春別川は、白亜系蝦夷累層群からなる山地帯が分布し始める三笠市幾春別付近で、北東方に奔別川が分岐し、本流は桂沢ダムへと遡上していく。この奔別川は、南北性の山稜をなす上部白亜系中部蝦夷層群三笠層（松本、1951）を走向にほぼ垂直に、つまり東西方向に横切って流れV字谷を形成する。三笠層は砂岩を主体とし、上下位層に比べて堅硬なため侵食に強く、約500mの河床面に沿ってほぼ連続的に露出している。また、約70～75°で西に急傾斜するため、下流に向かって観察していくと、あたかも一本の柱状断面のように三笠層の岩相変化や堆積相層序を見ることができる。

こうした好条件から、安藤（1987）が奔別川セクションとして紹介して以来、安藤（1990a, b）、Hirano et al.（1992）、Kiminami et al.（1992）、安藤ほか（1994）、安藤（1994, 1998）、Ando（1997）、安藤・小玉（1998）などによって、三笠層の層序・堆積相・化石相、地質学的・古生物学意義が繰り返し詳述・紹介されてきた。そして、多くの地質学・古生物学研究者の訪れるところ、知るところとなっている。

この地形的、地質学的条件を利用して、「三笠ぼんべつダム」（以下奔別ダム）の建設計画が進行中である。これは、現在の桂沢ダムの高上げ工事（新桂沢ダム）と対になって、幾春別川水系を総合的に開発する事業の一つとして注目されている。どちらのダムも三笠層を堤体基盤とすることで、地質学研究者にとっては層序学的、堆積学的、古生物学的に興味深い対象である。奔別川流域は下流域を除き、すべて白亜系分布域を流下しており、奔別ダム予定地より上流域の、主に三笠層より下位の地層群（中部蝦夷層群主部）についても、すでにいくつかの研究がなされている（松野ほか、1964；蟹江ほか、1993；蟹江・坂井、1997；二上ほか、1998など）。

奔別ダムの調査工事では、昭和50年以來、ダム候補地周辺の河床・山腹斜面に対し、総計55本以上のボーリング・コアが掘削され、その総延長は4,700mを越えている。そのうち21本、総掘進長約2,000mについて、コア観察記録から大型化石密集層の有無を調べたところ、以下に述べる5本から大型化石密集層の存在を確認することができた。そこで、その化石密集部付近のボーリング・コア観察を行い、化石層の産状観察や構成化石種の同定を行った。そしてこれらの化石層形成過程や復元される生息環境について、タフオノミー（化石成因論）の視点（例えば、安藤・近藤、1999）から考察した。

謝辞：小論の執筆の機会を与えて下さった三笠市立博物館の早川浩司博士、加納 学氏、三笠ぼんべつダム調査工事のコア記録閲覧、コア観察の許可を与えて下さり、種々の情報を提供された幾春別川ダム建設事業所所長の元永 秀氏、前所長の児玉好史、伊藤 丹氏、副長渡辺和弘氏に深く謝意を表したい。また、野外調査に当たっては各種の便宜を戴いた高橋英昭館長をはじめとする博物館の皆さん、北海道開発コンサルタント㈱および 同 地質部の富岡

敬氏、永田秀尚氏に御礼申し上げたい。また宿泊に際しては三笠市教育長の小林和男氏に大変にお世話になった。なお、この研究にあたって、安藤に与えられた文部省科学研究費基盤（C）（代表者：安藤寿男、課題番号：10640446）の一部を支出した。以上の方々、機関に厚く御礼申し上げる次第である。

地質概説

奔別川セクションの三笠層の地質や層序については、様々な機会に紹介・記載しているもので、ここでは本論で記載する化石密集層の理解に関わる部分を中心に略述する。

1. 地質構造

奔別川セクションで見られる三笠層は、桂沢湖より西側に分布する白亜系の地質構造を支配する、幾春別背斜の西翼側に位置する。また幾春別背斜は、石狩炭田北部を特徴づける空知背斜の南西延長部に相当する。幾春別背斜の軸は北北東—南南西方向に伸び、軸面は西側にやや転倒している。そのため奔別川セクションでは、地層の走向は北北東で西に急傾斜（70～80°）する単純な等斜構造で特徴付けられる。三笠層は主に砂岩からなり、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、緻密堅硬なため険しい山稜地形を呈している。奔別川セクションで三笠層が連続露出するのはこうした岩質と地質構造による。

2. 層序と堆積相

三笠層の岩質は砂岩を主体とし、次に泥岩、シルト岩が多く、礫岩をいくらか伴う。浅海から陸成の様々な堆積相が観察され、推定される堆積環境は海盆底、外側陸棚から内側陸棚、外浜、前浜、潮汐干潟、潮汐チャネル、潟湖、湿地におよんでいる。本論では安藤（1987, 1990a）に従い、松野ほか（1964）の層序区分を修正して、三笠層を下位より、Me, Twa, Twb, Twc, Twdに分ける5部層区分を採用しておく（図1）。

1) 中部蝦夷層群主部

三笠層の下位は単調な暗灰色シルト岩が厚く連続し、外側陸棚以深の沖合（海盆底）相が卓越する。層理が発達することもあるが概して塊状で、石灰質団球をまれに含む。三笠層と同じように地名を地層名称として使うべきであるが、これまで記号が用いられているので、松野ほか（1964）に従い、三笠層直下の地層をMd層と呼ぶ。上部アルビアンアンモナイトをごく稀に産する。三笠層Me部層とは整合関係であるが堆積相変化は急である。

2) 中部蝦夷層群三笠層

Me部層：厚さ約100mのうち下部80mは、下部平行葉理や一方方向リップル斜交葉理が発達する、砂岩の卓越した規則的な中層理砂岩泥岩互層からなる。おそらく海盆底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タービダイトである。

上部 20 m の下部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斜面域で重力崩壊したものと考えられる。最上部 5 m は、10 数 cm ～数 10 cm 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、砂岩部には上位のハンモック型斜交層理 (HCS) が認められ、内側陸棚程度の浅海での堆積が推測される。

化石は植物微片や生痕を除いて産しないため正確な時代は不明であるが、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、上位の三笠層 Twa 部層の時代から、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 部層: Me 部層から漸移する、厚さ 90 m の一見単調な極細粒砂岩であるが、磨かれた河床面では多くの堆積構造が認められる。ハンモック型斜交層理 (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からなっているが、層準によってシルト質砂岩部がなく HCS 砂岩が癒着して連続する部分もある。しばしば二枚貝化石が散在～密集して産し、レンズ状の密集層も数枚認められる。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 10 m 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 of イノセラムスが頻繁に、アンモナイトがまれに産出し、しばしば、*Pterotrionia* をはじめとする浅海生二枚貝密集層が、ラグあるいは HCS 層理としてレンズ状、葉理状に含まれる (安藤, 1987)。

Twb 部層: 堆積相の上下変化が著しく、様々な環境で堆積した斜交層理中粒～粗粒砂岩を主体とする、三笠層の中で最も粗粒な沿岸成～陸成の部層である。層厚約 130 m。Twa を明瞭な浸食面を介しての、厚さ約 10 m の河道チャンネル成斜交層理礫岩相が始まり、黒色含炭化植物片有機質シルト岩相 (氾濫源)、トラフ型斜交層理中粒砂岩・礫岩互層相 (上部外浜)、トラフ型・平板型斜交層理中粒～細粒砂岩相 (砂質潮汐低地)、生物擾乱砂質シルト岩相 (泥質潮汐低地～潟湖) からなる。上部の砂質潮汐低地相には潮汐バンドル (束状になった mud drapes を含むヘリンボン型・平板型斜交層理)、潮汐チャンネル (チャンネル埋積性斜交層理)、カキ化石密集層などの潮汐性の堆積構造が卓越する。

本部層からは時代を示す化石は産しないが、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の堆積物と推定される。

Twc 部層: HCS 極細粒～細粒砂岩と、生物擾乱砂質シルト岩・シルト質極細粒砂岩との互層を主体とし、下部は砂質シルト岩が卓越する。基底には、厚さ数 10 cm の一部斜交層理を呈する中円礫岩相が、明瞭な浸食面を介して累重しており、両者の堆積相変化は急激明瞭である。本部層は Twa と堆積相が類似するがシルト岩の割合が高い。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殻層を数枚挟み、一部は細～中礫を含む 10

～20 cm 厚のコキナイトレンズをなす。

基底礫岩は海進残留堆積物でその基底面はラビメント面、そして、本部層の主体は内側陸棚～下部外浜の堆積物と考えられる。本部層からは中期チューロニアン of イノセラムスである *Inoceramus hobetsensis* をしばしば産する。

Twd 部層: Twc から漸移し、トラフ型平板型斜交層理中～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、湿地/氾濫源成のシルト岩は含まない。最下部には *Yaadia*, *Apiotrionia* などが密集するレンズ状化石層が数枚含まれる。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、下底がラビメント面をなす、厚さ数 10 cm の礫質細粒砂岩があり、上部蝦夷層群のシルト岩に整合急変する。最上部に後期チューロニアンを指示するイノセラムス (*Inoceramus teshioensis*) が産出する。

3) 上部蝦夷層群

上限は古第三系石狩層群によって不整合に覆われるため、上部蝦夷層群の下部のみが露出する。松野ほか (1964) では Ub 層と呼称されている。暗灰色砂質シルト岩を主体とし、一部シルト質細粒砂岩となっており、全体として上方ほど粗粒化してシルト質砂岩が多くなる。塊状無層理であることが多く、生物擾乱を強く受けている。化石は石灰質団球や母岩から多産するが、二枚貝よりもアンモナイトの方が優占する。外側陸棚上部～内側陸棚下部程度の比較的沖合い成の堆積環境が想定される。*Subprionocyclus minimus* のような装飾型アンモナイトや *Inoceramus teshioensis*, *I. incertus* などの、後期チューロニアン of 指示化石を多産する (二上ほか, 1980; 松本ほか, 1981)。

三笠層よりもはるかに細粒であるが、ほかの地域、例えば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やや粗粒である。これに対し、万字～夕張地域では下部外浜～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。

3. 堆積シーケンス

安藤 (1990b) や Ando (1997) で述べたように、三笠層は、古アジア大陸 (あるいは古日本弧) 東縁の前弧堆積盆縁辺で、デルタの堆積システムが 3 回前進後退サイクルを繰り返して形成されたものと見なされる。後期アルビアン～後期チューロニアンにかけてのおおよそ 10 m.y. の時代間隔 (Gradstein et al., 1995) から、これが第 3 オーダー堆積シーケンス (DS1, DS2, DS3) に相当する (Ando, 1997) (図 1)。

ただし、万字～夕張地域で見られる上部チューロニアン of DS3 は、奔別川セクションでは泥質な外側陸棚砂質シルト岩～シルト質砂岩相に側方変化しており (二上ほか, 1980; 安藤, 1990a)、上部蝦夷層群に区分されている。これは浅海～海浜の堆積システムの中心がより南東側 (万

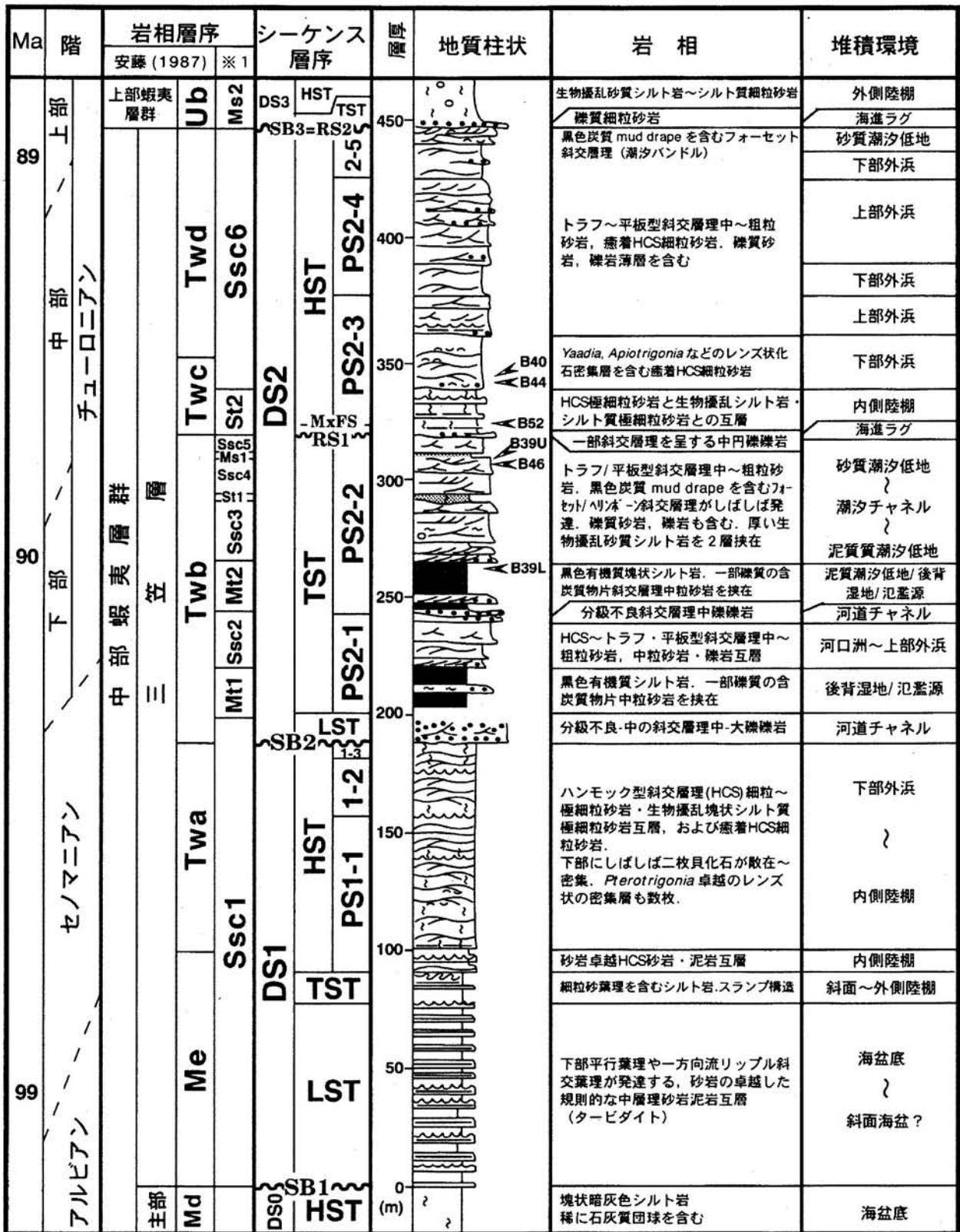


図1 奔別セクションの中部蝦夷層群三笠層の総合地質柱状図。地質時代は Gradstein et al. (1995) に準拠。地質柱状は安藤 (1987, 1990a) を簡略化
DS: 堆積シーケンス; PS: パラシーケンス; SB: シーケンス境界; RS: ラビメント面; MxFS: 最大海氾濫面; LST: 低海水準期堆積体; TST: 海進期堆積体; HST: 高海水準期堆積体。 ※ 1: 奔別ダム調査報告書。 B-39L～B-52 は研究対象となったボーリングコアにおける化石密集層の層序位置。

字～夕張地域)に移動したことを示唆する(安藤 1990b)。二上ほか(1995)では、奔別川セクションの上部蝦夷層群に7つの堆積シーケンスを認め、第3と第4シーケンス境界を挟んで、下位3シーケンスを海進期シーケンスセット、上位4シーケンスを高海面期シーケンスセットとみなすことができると指摘した。これらのシーケンスは、上下の堆積相変化が軽微で層厚も小さいことから、Ando(1997)、安藤・小玉(1998)でいうDS3中の、より小規模な第4オーダーシーケンスに相当するものと考えられる。

したがって、奔別川セクションでは、三笠層は2つの堆積シーケンス(DS1, DS2)から構成され、上部蝦夷層群は第3番目の第3オーダーシーケンス(DS3)に相当する。なお、奔別川セクションの上部蝦夷層群最上部(石狩層群直下)にはDS4の最下部に相当する部分がいくらか(層厚10m弱)露出する(松野ほか, 1964; 二上ほか, 1995)。

奔別ダム調査工事で得られたボーリングコアはいずれもDS2を掘削したもので、層準としてはTwb中部からTwd下部の範囲である。DS2は以下に示すように、低海水準期堆積体(LST)、海進期堆積体(TST)、高海水準期堆積体(HST)を備えた堆積シーケンスと解釈される。

1) DS2 基底のシーケンス境界

Twb基底の河道チャネル成礫岩はDS1(Twa)最上部のHCS砂岩を明瞭な浸食面を介して覆っている。つまり、ここで下部外浜から河川チャネルへと明らかに大きく堆積環境が変化した。したがってこれがDS2の基底のシーケンス境界(SB2:図2)と見なされる。おそらく、海水準が下降して陸上浸食を受け、海水準が低い時期に河川成の厚い礫岩相が形成されたものと考えられる。

2) 海進期堆積体

Twb部層は下部の上部に上部外浜の波浪卓越型浅海相が発達するが、主体は潟湖～湿地成もしくは河川氾濫源泥岩や砂質潮汐低地の中粒砂岩層が厚く連続している。こうした潮汐卓越型海浜環境の堆積物が厚く累重する場としては海面上昇速度大きく潮差も比較的大きな、潟湖・内湾成～バリアー島で閉鎖された海岸システム、と見なされる。したがってTwb最下部を除く大半はTSTと解釈される。

Twb部層最上部の礫岩層は、安藤(1990b)でも詳述したように、沿岸環境が公海性の外浜へと海進していく際の外浜波浪浸食で形成された海進残留堆積物(海進礫岩、海進ラグ)で、その礫岩の底面はラビンメント面(Nummedal and Swift, 1987: 図1のRS1)と推定される。この礫岩の上位は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ている。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、最大海氾濫面(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。

3) 高海水準期堆積体

TwcとTwd部層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つの上方粗粒化ユニット、つまりパラシーケンス(あるいは第4オーダーシーケンス)が3つ(PS2-3, PS2-4, PS2-5)認められる。3つのPS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つのパラシーケンス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、これはパラシーケンスセット(Mitchum and van Vagoner, 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。

4) DS2 上限のシーケンス境界

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と接しているため、この場合シーケンス境界(SB3)と一致する。

ボーリング・コアに含まれる化石密集層

奔別ダム調査工事におけるコア掘削位置は、奔別川セクションの中央部に位置する神居橋を中心とした、三笠層の走向に平行な15本(測線A～O)、および垂直な18本(測線-3, 0, 3, ~49, 51)の測線でつくる30m間隔グリッド平面上に投影されている。化石密集層が確認された5本のコア(表1)のうち、2本(B-52, B-44)は神居橋から下流約45, 60mの河床面(それぞれTwc下部、中部が露出:調査報告書ではSt2, Ssc6)から掘られている。残りの3本は、神居橋のほぼ中央を切るG側線にあって、B-39, B-46は左岸山地斜面上部からTwb上部～中部(Ss5～Mt2)を、B-40は右岸斜面上部からTwc上部～Twb中部(Ssc6～Mt2)を掘進している。

孔径66mm、および48mmのコアはそれぞれ3m, 5m単位のコア箱に格納されているので、化石密集部の観察はコア箱単位で実施した。したがって表1の観察範囲はコア箱単位の数値になっている。コア観察は肉眼での岩相記載、化石密集層産状記載、化石種の同定、写真撮影を行い、特徴的な密集層はコアにトレース紙を巻き付けてスケッチした。

安藤(1987, 1990a, 1994)、安藤・小玉(1998)で詳述したように、奔別川セクションの三笠層は河床面での露出が極めて良く、堆積環境復元に役立つ様々な堆積構造が残されている。また、精細な地質柱状図も提示されており(安藤, 1987の図6)、単層レベルで形成要因や堆積過程を考察することも可能である。したがって、ボーリング・コアの特定層準が、露頭や露頭から得た層序柱状のど

コア No.	コア位置	測線	孔口標高 (m)	総掘進長 (m)	孔径 (mm)	観察範囲 (m)	傾斜 (°)	層厚 (m)	層 準		岩相	化石層 深度 (m)	層厚 (cm)	化石層 の岩相	化石の産状	化石種	タイプ	堆積環境	図版
									安藤(1987)	ダム調査報告書									
B-39U	左岸斜面 上部	G-3	263.10	130	66	36.00-51.00	75	3.90	Twb 上部	Ssc4 最上部~ Ms1 下部	灰~青灰色中粒厚層砂 岩, 暗灰色有機質砂質 シルト岩	38.70- 51.00	340	灰~青灰色 中粒砂岩	薄片が斜交層理をな して密集したコキナ イト, 上方に密集度 が増加	Crassostrea Konboostrea	2	砂質潮汐低地	1-5, 2-1~ 2-3, 2-5, 2-6
									Twb 中部	Mt2 最上部~ Ssc3 最下部									
B-40	右岸斜面 上部	G-45	276.37	190	66	103.00-105.00	70	0.78	Twc 上部	Ssc6 下部	灰~青灰色石灰質礫 層HCS細~極細粒砂岩	102.20	1-2	礫層HCS礫 細粒砂岩	HCS層理に散在	二枚貝片	4	下部外浜	
									102.65- 102.9	7		礫層HCS礫 細粒砂岩, 中礫を散在	貝殻ラグとして多様 な種が密集	Yaadia, カキ, Glycymeris, 巻貝	3	3-1~3-4			
									103.00	1-2		礫層HCS礫 細粒砂岩	HCS層理に散在	Panopaea	4				
									103.15	1-2			HCS層理に黒色泥岩 片とともに散在	巻貝, 二枚貝 片					
B-44	河床面右 岸側	I-27	131.61	30	48	10.00-25.00	70	3.90	Twc 中部	Ssc6 下部	灰~青灰色均質極細粒 砂岩	10.05	2-3	灰色均質礫 細粒砂岩	HCS層理に黒色泥岩 片とともに散在	二枚貝片	4	下部外浜	
									12.80	1-2				二枚貝片					
									13.25- 13.40	4				Glycymeris な ど					
									18.40	2		灰色HCS礫 細粒砂岩		二枚貝片					
									18.75	2-3				Apiotrigonia など					
B-46	左岸斜面 上部	G(-3)	277.93	155	66	4.50-15.00		2.70	Twb 最上部	Ssc4 上部	暗灰色砂質シルト岩 灰~青灰色中粒厚層砂 岩, 大半は風化して雑 色	24.05	2	暗灰色砂質 シルト岩	塊状基質に散在	Apiotrigonia	5	内側陸棚	
									4.5- 15.00	275		灰~青灰色 中粒砂岩	薄片が斜交層理をな して密集したコキナ イト	Crassostrea Konboostrea	2	砂質潮汐低地	2-4		
									27.90- 28.15	6.5		生物擾乱砂 質シルト岩	含Inoceramus hobetsensis 大型 薄片石灰質固球	Inoceramus hobetsensis	5				
B-52	河床面右 岸側	H/I-25.5	130.20	30	48	25.00-30.00	75	1.30	Twc 下部	St2 下部									

表 1 化石密集層が確認された三笠ぼんべつダム調査工事によるボーリング・コア, 測線名のアルファベットは走向に 平行な 30m 間隔の測線 (下流側に降順), 数字
は走向に垂直の 30m 間隔測線で, 左岸から右岸側へ降順 (-3, 0, 3, ..., 49, 51).

ここに相当するかを推定することは容易である。つまり、コアと露頭データ同士を高精度で層序対比することができる。また逆にコア層序によって、露頭では得られない岩相の側方変化が追跡できる。今回観察したコアに関する限り、これまでの筆者の研究による露頭での岩相・堆積相サクセッションと大きな違いはない。

以下に観察範囲のコアの岩相・堆積相と堆積環境、化石層の産状について記述する。B39L, B39U, B-44の岩相記載については、図2～4に示したので本文では省略する。

1. B-39 L (図2)

<化石の産状>

換算層厚22cmのユニットCには、カキの大型殻や破片が水平面に密集している。Cの基底は浅い起伏のあるやや明瞭な浸食面となっており(図版1-1)、直上には他生的な破片が少量の*Inoceramus*片、黒色泥岩片とともに濃集している。上方にはやや密度が減少するものの、保存のよい大型殻がいくつか密集し、上部には合弁個体もいくつか確認できる(図版1-2～1-4)。ただし完全に殻を地層面に垂直に立てた生息姿勢を保存したものはない。合弁殻断面の形態から、少なくともカキの一部は*Crassostrea*である。密集層中には*Inoceramus*片を除いてカキ以外の化石は見あたらない。最上部は化石密度が減少してユニットDへ漸移する。

<堆積環境>

ユニットA～DとEでは堆積相(特に粒度)が大きく異なり、E基底の浸食面の存在からも、かなり異なる環境で堆積したことがわかる。Aにはフォーセット斜交層理が発達し、黒色有機質泥葉理が規則的に挟在する(図版1-2; 安藤, 1990aの堆積相6aの一部に相当)。これは潮汐バンドル(tidal bundle: 潮汐流で形成される束状の葉理)と呼ばれるもので、間欠的に干満と停潮を繰り返す潮汐流の典型的な堆積物である。同様の構造は露頭でもTwb上部で頻繁に観察できる(安藤, 1987, 図版IV-3; 安藤, 1994, 図4-1)。ただし、露頭で観察できるヘリンボーン構造のように、フォーセット方向が正逆で交互するかどうかまでは観察していない。いずれにしてもユニットAは砂質潮汐低地で堆積したものと推定される。

ユニットB～Dは砂質シルト岩が卓越し(安藤, 1990aの堆積相9に相当)、停滞水環境での懸濁型の堆積が明らかである。泥質潮汐干潟あるいは潟湖のような閉鎖内湾で堆積したものであろう。ユニットCのカキ化石層は、B, Dより砂質な岩相と基底浸食面の存在、上方への化石産状の変化から、潮流で洗掘・濃集されて再堆積した砂質シルト基質の貝殻層上面に、小規模なカキのコロニー(カキ礁)が成立し、それがさらに潮流で再堆積したものと考えられる。

ユニットEは、露頭でも確認できる層厚約5mの礫岩層最下部に相当し(安藤, 1990aの堆積相7の一部に相当)、露頭ではこの礫岩の上位に砂岩礫岩互層(3-4m; 堆積相6b)、斜交層理中粒砂岩(約5m; 堆積相6a)が累重する。この中粒砂岩には潮汐バンドルが認められるので、明らか

に潮汐性堆積物である。したがって、潮汐卓越環境に近い礫質環境として、Eは礫浜もしくは礫質河川の河口州の堆積物とみなすのが自然である。

2. B-39U (図3)

<化石の産状>

ユニットA全体で排他的にカキ化石片が見られるが、さまざまなサイズの破片から構成され、完全殻は少なく、他生的にもたらされたものである(図版2-5, 2-6)。密集葉理や数cm～10数cmの密集層と散在部が互層をなすが、全体として上方に密集度や殻サイズが大きくなる。

ただし、41.85～42.20mには*Crassostrea*らしき合弁個体が産しているのが確認できる(図版2-1, 2-2)。また、42.8mにも*Crassostrea*の合弁個体がある(図版2-3)。

本来、泥質潮汐低地に生息していたカキ群集が、潮汐流やストーム波浪などによって破片化・摩耗して砂質潮汐低地にもたらされた、再堆積性の化石層と見なされる。

<堆積環境>

ユニットAの砂岩(安藤, 1990aの堆積相6aの一部に相当)は、比較的均一な粒度の岩相で厚く発達するが、カキ殻の破片化度、サイズ、密集度、殻片葉理の頻度・発達様式などから、中規模の斜交層理をなしていると思われる。上位ほど殻の密集度やサイズが大きくなる傾向がある(図3)。ユニットB(安藤, 1990aの堆積相9に相当)へは漸移しており(図版1-5)、カキ化石が高エネルギーの水流によって大量に再堆積する環境から、懸濁泥が沈積する静穏環境への変化を示している。

ユニットAの上部は、露頭ではトラフ型斜交層理、潮汐バンドル、カレント・リップル、白斑状堀穴生痕*Macaronichnus*などが発達しており(安藤, 1990a, pl. III-1)、間欠的な潮汐流が卓越するが底生生物も活発に活動する潮間帯環境であったことが推定される。また、斜交層理から復元された古流向は西向きが多く、反対の東向きもいくらか認められる。それぞれ、上げ潮流、引き潮流を示すものであろう。

さらに、ユニットA最上部に相当する露頭には、西北～南東方向を示す浅いチャンネル構造(あるいは大規模なトラフ型斜交層理: 安藤, 1990a, pl. III-1のch)が見られ、砂質潮汐干潟上のいわゆる「滞(みお)」のような潮汐チャンネルを思わせる。

したがって、ユニットAは砂質潮汐低地で形成され、後期になって潮汐チャンネルの発達が活発になって、近くの砂質シルト底上に発達したカキ礁からカキ化石片が大量にもたらされて、密集層が斜交層理をなして累重したのであろう。ユニットBはその後の潟湖～泥質潮汐干潟で堆積したと考えられる。

3. B-40 (図5)

<岩相・堆積相>

孔口深度102～105mにわたって、灰～青灰色の石灰質癒着ハンモック型斜交層理(HCS)細～極細粒砂岩から

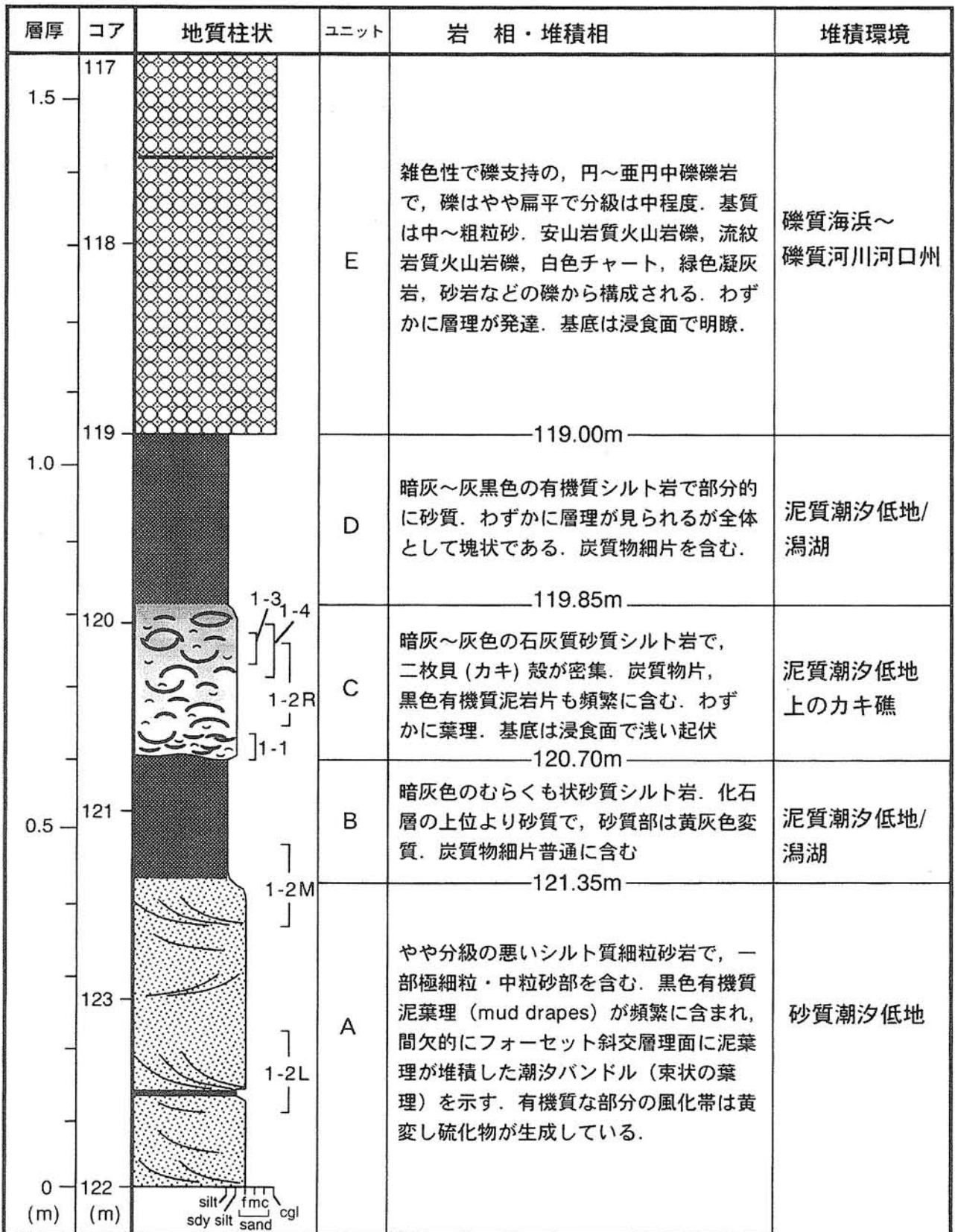


図2 ボーリング・コア B-39 L (下部) の地質柱状図。地層の層厚は傾斜 (75°) とコア長から換算 (以下図 3、4 も同様)。地質柱状右側の矢印と数字は化石密集層層準と化石層タイプ。範囲と数字は写真撮影範囲と図版番号。番号末尾の L, M, R, U, L はそれぞれ、コア箱の左, 中央, 右, 上, 下列。

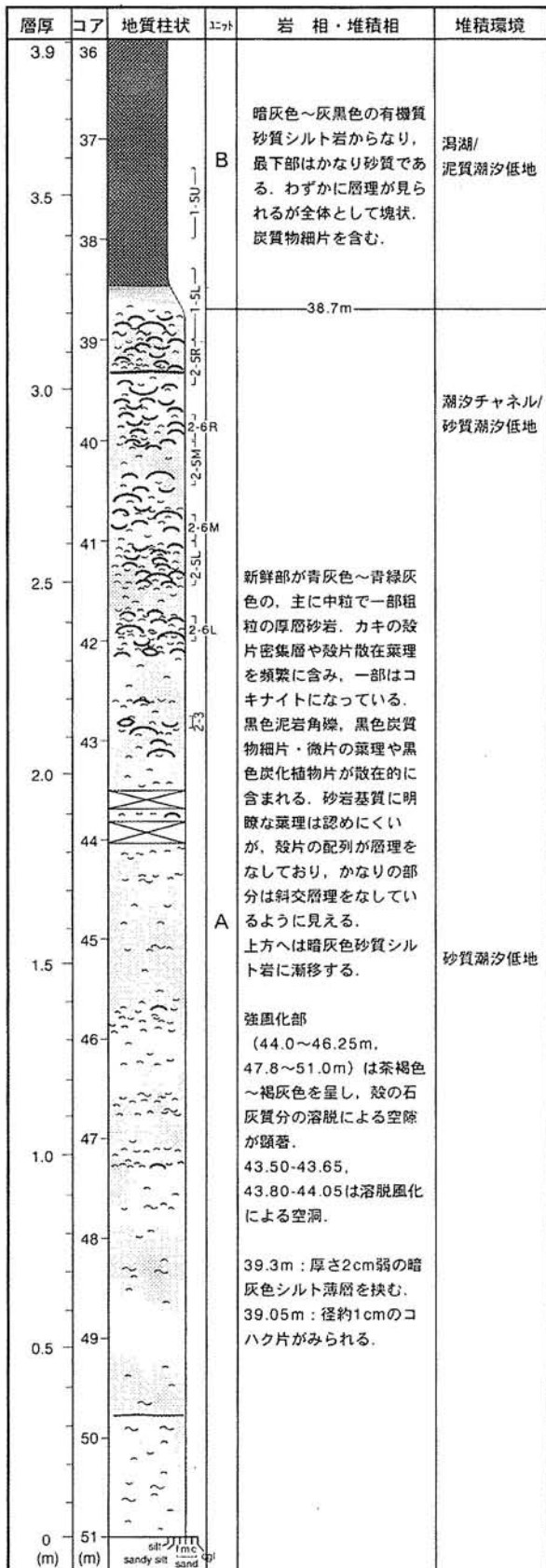


図3 ボーリング・コア B-39U (上部) の地質柱状図。

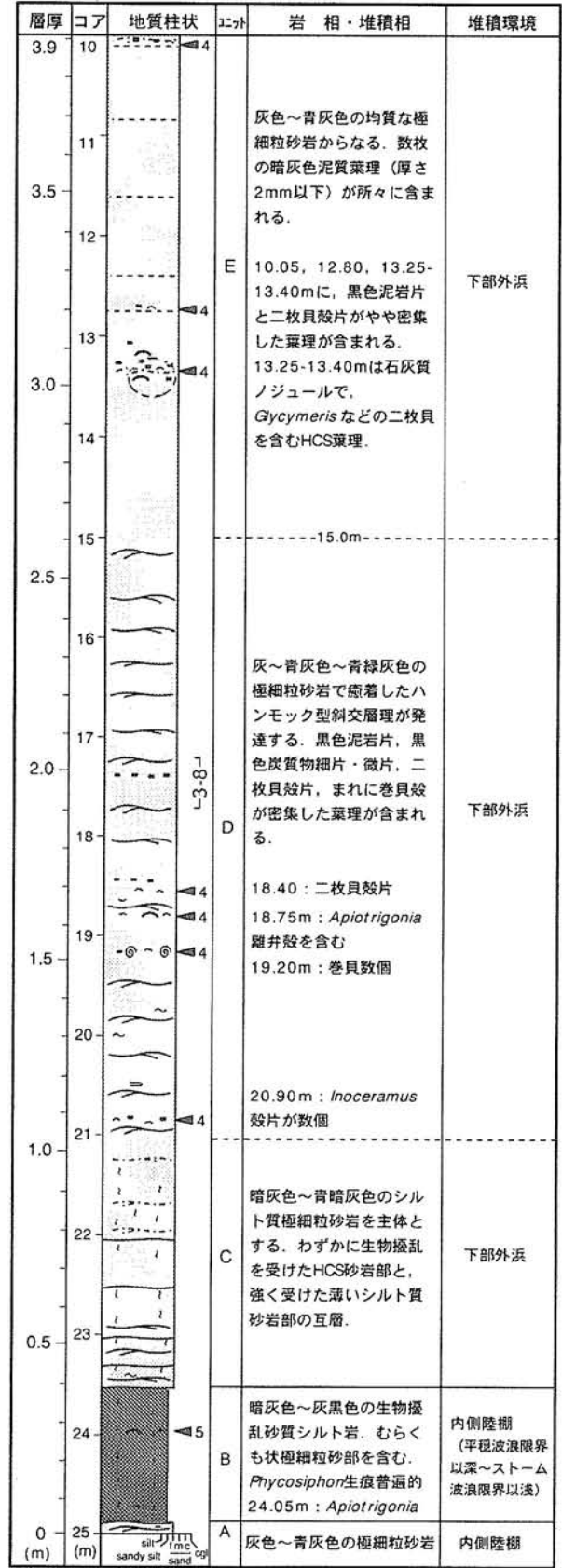


図4 ボーリング・コア B-44 の地質柱状図。黒矢印は化石密集層層準と化石層タイプ

なり、厚さ 2mm 以下の泥岩葉理を数枚含む。これは安藤 (1990a) の堆積相 5 に相当する。

<化石の産状>

A. 102.2m の HCS 葉理中に薄い貝殻片が数個散在している。

B. 102.65-102.90m の換算層厚 7cm に、貝殻ラグとして幾つかの種が含まれる (図 5, 図版 3-1 ~ 3-4)。 *Yaadia ainuana* の合弁殻 1 個体 (図版 1-1)、同離弁殻と破片 10 数個、 *Glycymeris* らしい中型離弁殻が数 10 個、ハマグリ型厚殻大型離弁殻 2 個 (おそらく *Aphrodina pseudoplana*)、ハマグリ型薄殻中型離弁殻数 10 個、カキ破片数個、巻貝 10 数個などがお互いに重なり合っている (stacking)。そのほかに黒色泥岩片、赤色チャート中礫 (図版 1-4) も含まれる。

C. 103.00m には、 *Panopaea* と思われる比較的薄殻の大型二枚貝殻が 2 個と殻片数個が葉理状に含まれる。恐らく同一個体の左右殻だったものが HCS 形成時のストームによって洗い出されて離弁し、埋積されたものと考えられる。

D. 103.15m に螺塔の高い巻貝 2 個 (1 個は *Perissitrys* 科に類似) と離弁した比較的薄い二枚貝数個が葉理をなして密集する。暗灰色泥岩の中円礫が 2 個含まれる。

E. 103.6m に *Inoceramus* を含む貝殻片が数個と巻貝 2 個が密集する HCS 葉理が見られる。

<堆積環境>

癒着した HCS が連続する均一な岩相から、波浪卓越型の下部外浜環境が推定される。

4. B-44 (図 4)

<化石の産状>

孔口深度 10 ~ 21 m の間に 7 枚の化石密集葉理が確認できた。いずれもハンモック型斜交層理面 (図版 3-8) 上に発達する葉理で密集度は低い。離弁や破片が多く、合弁個体や保存のよいものは見あたらない。 *Glycymeris*、 *Apiotrigonia* と思われるものが、それぞれ、13.40、18.75 m で確認できた。また、 *Inoceramus* 殻片も認められる (20.90m)。23.95m の砂質シルト岩には *Apiotrigonia* の離弁殻が 1 個確認できた。

<堆積環境>

ユニット E は一見すると単調均質な極細粒砂岩であるが、ユニット D との類似から、おそらく癒着 HCS が連続しているものと思われる。したがってユニット C ~ E (安藤, 1990a の堆積相 5 に相当) は、B-40 と同様、波浪卓越型の下部外浜環境を示している。

ユニット A は、ユニット B 中に含まれる細粒砂岩層で、25m 以深はユニット B の岩相 (安藤, 1990a の堆積相 2 に相当) が卓越することから、通常は底生生物による激しい生物擾乱を受けるシルト質底にもたらされた、ストーム成砂層と見なされる。したがって、B 以下の堆積環境は平穏波浪限界より深い内側陸棚が想定される。

ユニット B から E に向かって生物擾乱が減少し、わずかながら砂岩の粒径が大きくなることから、上方粗粒化傾向

が読みとれる。つまり、上方浅海化による堆積物とみなされる。

5. B-46

<岩相・堆積相>

孔口深度 4.5 ~ 15m の観察範囲のうち大半は風化して褐色を呈し、一部は土壌化しているため、他のコアのような詳細な観察は難しいが、全体としては主に中粒で細粒 ~ 粗粒を含む石灰質砂岩からなる。岩相は B39U に似ているが、暗灰色泥岩細礫や粗粒砂を頻繁に含む。恐らく斜交層理をなしている。安藤 (1990a) の堆積相 6a の一部に相当する。

<化石の産状>

5.0 ~ 6.1m は保存が良く厚いカキ殻片を多数含む。産状は、岩相も含め B-39U の 39?42.1m に類似する。保存の良い合弁個体も数個含むが、地層面に水平なことから、生息場もしくは生息場に近いところで再堆積したものと思われる。(図版 2-4)。

6.1m より下位にも溶脱したカキ殻片化石の空洞が多数あるが、密集度は高くない。

<堆積環境>

B-39U の岩相との類似から砂質潮汐低地での堆積が推定されるが、やや細礫質である。

6. B-52

<岩相・堆積相>

孔口深度 25 ~ 30 m にわたって、生物擾乱の著しい不均質なむら雲状の暗灰色砂質シルト岩からなる。わずかに部分的に黒色泥葉理が発達する HCS シルト質極細粒砂岩になっている。堀穴生痕が認められるが生痕属の特定は困難である。厚さ 1cm、直径数 cm 以下の黒色泥岩片や泥岩片葉理を含む。安藤 (1990a) の堆積相 2 に相当する。

<化石の産状>

直径約 40cm の灰色石灰質団球中に、厚い単純稜柱方解石からなる *Inoceramus hobetsensis* の殻片が数個密集している (図版 3-6, 3-7)。最も厚いものは殻厚が 5 ~ 10mm に達し、同心円肋 (concentric fold) の波長が 5cm を越えており、少なくとも殻長 50cm を越える大型個体由来と思われる。また、 *Inoceramus* ではない厚さ 2 ~ 3mm の二枚貝殻断面 2 個が見られるが種の同定は難しい。

これらはいずれも堆積前に破片化して移動を被って堆積した異地性の化石である。ただし、殻片には顕著な摩耗は認められず、岩質はシルト質極細粒砂岩であることから、長距離移動は考えにくい。おそらく、さほど離れていない生息場が予想される。

一般に蝦夷累層群では、 *Inoceramus* 類は浅海相から沖合相まで広く分布する。しかし、分布の中心は中間相から沖合相の浅海側である。 *I. hobetsensis* の場合も同様であるが、他の *Inoceramus* 類に比べより浅海の HCS 砂岩相でも頻繁に産する。これは本種が大型化し殻が厚化したために、ストーム砂層が堆積するようなストーム波浪限界以浅の環境

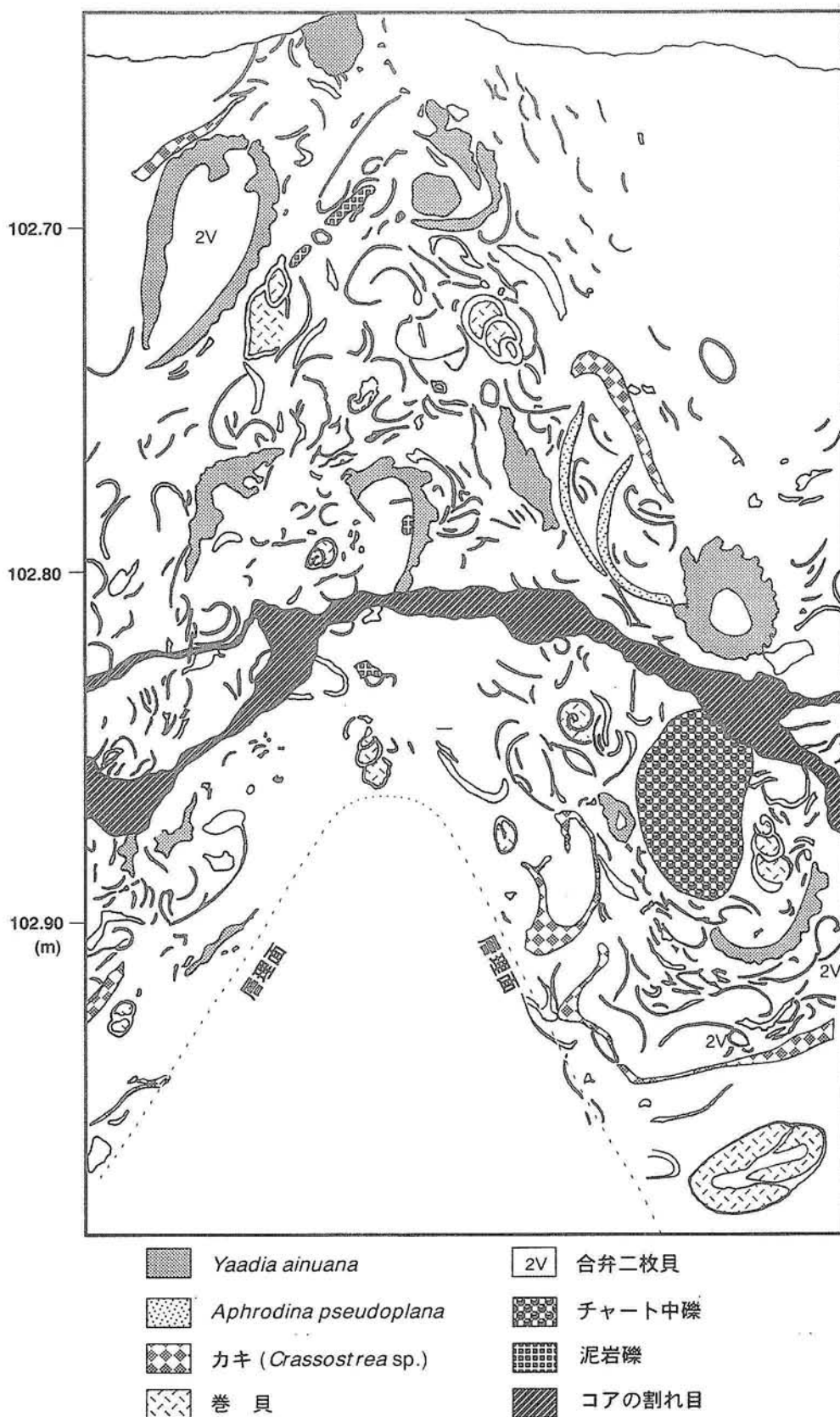


図5 ボーリング・コア B-40 の化石密集層のスケッチ。コア（円柱）側面を平面に展開したもの。癒着ハンモック型斜交層理（HCS）細粒砂岩中の貝殻ラグ（タイプ3：砂質ストーム化石層）。図版 3-1～3-4 参照

にも適応して生息場を広げたことによるものではなかろうか。

<堆積環境>

生物擾乱が発達し、底生生物が活発に活動した様子がうかがわれ、波浪や水流の影響が少ない内側陸棚から外側陸棚にかけての堆積物と見なされる。ただし、シルト質極細粒砂からなるHCSがわずかに見られることから、最末端側のストーム成砂層が届く場であったことは間違いない。

この層準は、Twc下部に相当し、奔別川セクションの三笠層のTwa以上の層準の中で最も沖合い成の堆積相を示す。相対海水準がもっとも高位にあった、最大海況面付近と解釈される。露頭ではラビメント1の上位に見ることができる。(図1のRS1;安藤, 1990b, fig.7;安藤・小玉, 1998, fig. 2参照)

化石密集層のタイプと形成過程

コア観察から得た岩相・堆積相・化石の産状の情報に加えて、これまで筆者が多数のセクションの三笠層で観察してきた化石層の産状を考慮して、今回研究対象とした化石密集層は、異なる環境で形成されたと思われる次の5タイプに類型化できる。コア観察範囲毎で認められるタイプは1つもしくは2つであった。本項では各タイプの特徴を記述し、それらの形成過程を推定する。

1. タイプ1: 泥質カキ化石層 (図版1-1~1-4)

B-39Lの暗灰色砂質シルト岩中に、排他的にカキだけが集積した化石層で、保存のよい合弁が密集していることを特徴する。露頭のTwb上部には同質の堆積相が露出し、また、上下の砂岩部には*Crassostrea*の殻片が散在しているが、地層面に直立するような生息姿勢を保ったカキ化石密集層は、タイプ2化石層を含め、認められない。ただし、河床の転石からは生息位置を保存した産状を示す密集ブロックが見られたので、河床以外の露頭のどこかにタイプ1が露出していることは確実であろう。いずれにしても、閉鎖された内湾性の潮汐干潟が発達し、カキ礁が成立していたことを指示する。

三笠層の他の産地でもこのタイプの化石層は数カ所(三笠市仙太郎沢:安藤, 1990a, fig. 3の柱状H, 厚さ2mと6mの2層;幾春別背斜西翼の幾春別川沿いサイクリングロードトンネル内:F;幾春別背斜南翼ミルトマップ沢:松野ほか, 1964, p.36;万字地域一の沢:L)で見つかっている。特にChenzei (1986)では、「棍棒ガキ」*Konbostrea konbo*の機能形態と古生態に関する研究の中で、仙太郎沢のカキ化石層の産状が記述されている。つまり、層厚2mのカキ層の中で、上部下部に洗掘を受けた離弁・破片殻が地層に平行に累重し、中部に直立姿勢を保った個体が配列するという。また、時代は異なるが、本タイプの化石層は平取町トウナイ沢の函淵層群でも確認できる。

どこの化石層でも潮汐成の堆積構造を含む細~中粒砂岩に挟まれていることから、タイプ1は砂質潮汐低地が卓越する場所にあった局所的な泥質潮汐干潟で形成された化石

層と見なされる。

B-39Lのカキはすべて*Crassostrea* sp.と思われる。しかし、タイプ2 (B39UとB46)は他生的な産状であるので、*Konbostrea konbo*と*Crassostrea*が共存している可能性がある。少なくとも筆者が観察する限り、久慈層群の*Konbostrea konbo* (久慈市枝成沢)および*Crassostrea*のカキ礁(野田玉川海岸)ではいずれも両者は排他的で共産しないように見える。また、利光ほか(1990)は九州の姫浦層群カンパニアン階上部のカキ化石礁を記載し、形態が*Konbostrea konbo*に酷似しながらもリレー戦略生態を示す*Crassostrea*礁を見いだした。

いずれにせよ、*Crassostrea* (マガキ類)は白亜紀前期以降潮間帯の泥干潟に礁をなして生息したとみなされており(鎮西, 1982)、逆にカキ化石は潮間帯の示相化石として重要である。

なお、中川町佐久の中部蝦夷層群佐久層(早川, 1998)や中川町ワッカウエンベツ川の上層部蝦夷層群大曲層で見られるカキ化石は、どちらも堆積物重力流によってもたらされた、かなりの距離の移動を受けた異地性の産状を示す。したがって、カキ化石は共通しても化石層の成因は異なる。

2. タイプ2: 砂質カキ化石層 (図版1-5, 図版2)

B-39UとB-46に見られ、主に中粒砂岩中にカキ化石が集積・密集するが、明らかにタイプ1とは岩相や産状が異なり他生的な破片が卓越する。露頭ではカキ化石の破片が所々に散在しているのは確認できるが、本タイプの密集化石層は見られない。

潮汐成の堆積構造が発達する堆積相から、タイプ2が砂質潮汐低地で形成されたことは確実である。密集度の高いところでは貝殻片がお互いに重なるように細密充填しており、潮流や波浪による集積作用を被ったのであろう。

3. タイプ3: 砂質ストーム化石層 (図3, 図版3-1~3-4)

B-40のBに見られる、ハンモック型斜交層理極細粒砂岩層に含まれる層厚6.5cmのラグ化石層である。露頭では安藤・小玉(1998)の層準Po13からPo17に産する化石層に相当する。

このタイプは三笠層の癒着HCS砂岩中によく見られる産状で、殻同士があまり有意な方向を示さないのでお互いに重なり合っており、ストーム波浪による集積の結果と考えられる。貝殻は破片化を被っているが、比較的完全なものも少なくない。おそらく公海性波浪卓越型下部外浜の細砂底群集に由来する、他生度の低い化石層である。つまり、生息場を襲ったストームで洗掘された貝殻が、その場あるいはすぐ近いところで急速に堆積したものと考えたい。

4. タイプ4: ハンモック型貝殻葉理化石層 (図版3-5)

B-40のA, C-EやB44に挟在する7枚の葉理化石層がこのタイプに含まれる。露頭ではタイプ3と同層準(安藤・小玉, 1998の層準Po13-16)に頻繁に含まれる。三笠層では癒着HCS砂岩やHCS砂岩・生物擾乱シルト岩互

層のHCS砂岩部に普遍的に見られる産状である。

断面での観察のため詳細は判断できないが、厚さが薄く密集度が低い場合含有化石に乏しく、化石層によって構成分類群が異なる。例えば、*Inoceramus* 片のみのものや、*Inoceramus* 片を全く含まないものがある。一般に破片や離弁殻からなるので、公海性波浪卓越型外浜の細砂底群集が再堆積した、タイプ3に比べやや他生度の高い化石層と考えられる。

5. タイプ5: パッチ状散在型化石層 (図版3-6, 3-7)

B-52に含まれる厚殻 *Inoceramus hobetsensis* が数個密集している化石層とB-44の最下部の二例だけであるが、幾春別背斜の東翼側のセクションでは普遍的に見られるタイプである。パッチ状の密集部が塊状の砂質シルト岩やHCS砂岩・生物擾乱シルト岩互層 (いわゆるHCSシーケンス) のシルト岩部に含まれる。平穏波浪限界以深～ストーム波浪限界以浅の内側陸棚から、いくらかストームの影響が及ぶ外側陸棚のシルト質底で形成された化石層と見なされる。

また、ストームによる洗掘・再堆積で形成された砂質な化石密集部がその後の生物活動で乱されて均質化し、泥質になったものもあると考えられる。

化石密集層の分布とタフォノミー

1. 化石密集層の層序的位置

本研究で扱ったボーリングコアの化石層は、全層厚約450mの三笠層のうち、中部の約80m (図1; 安藤, 1987の図5の下位より約265~345m) の層序範囲に入る。B-39Lのタイプ1を除き、安藤・小玉 (1998) が示した化石産出範囲に含まれる。つまり、今回観察した化石層はB-39Lを除いて露頭で同等層準が観察できる。ただし、B-39UとB-46のタイプ2の密集産状は露頭では確認できていない。したがって、B-39L, B-39U, B-46のカキ化石密集層は奔別川セクションではボーリングコアで初めて確認されたことになる。

B-39L, B-39U, B-46のカキ化石層の地質時代については、正確にわからないが、おそらく前期チューロニアン期から中期チューロニアン期のものである。一方、上位のB-52, B-44, B-40の3層は、*Inoceramus hobetsensis* 帯に属することから、中期チューロニアン期である (安藤, 1987, 1990a; 松本ほか, 1991など)。

シーケンス層序学的にみると、B-39L, B-39U, B-46は第2シーケンスの海進期堆積体 (TST) 中上部に、B-52は最大海氾濫面 (MxFS) 付近、そして、B-44, B-40は高海水準期堆積体 (HST) 下部に位置づけられる (図1)。したがって初期～中期チューロニアン期の海進期後期にB-39L (タイプ1) およびB-39U, B-46 (タイプ2化石層) が形成され、その後の相対海水準が最高位に達した時期 (最大海氾濫期) にB-52 (タイプ5) が形成された。さらに相対海水準が安定から下降に至る初期 (高海水準期初期) にB-44, B-40 (タイプ3, 4) が堆積したことになる。

2. 化石密集層の群集組成と古生態

三笠層は様々な層準から多くの浅海生二枚貝群集が産出している。奔別川セクションにおける産出層序や群集組成は、安藤・小玉 (1998, fig. 4) で詳述した。したがって、コアから産した化石群集と既存データとで群集組成比較が可能ではある。しかし、今回の研究ではコア断面からの観察に留まっているので、化石種の同定は困難である。そこで、安藤・小玉 (1998) の解析に基づいた、予察的な群集および古生態特性について略述する。

三笠層における浅海生二枚貝群集は、化石層の含有層序範囲や化石の含有量、あるいは露出条件にもよるが、一般にセノマニアン階よりチューロニアン階の方が多様性に乏しい。奔別川セクションでも同様にチューロニアン・フォーナの産出種数は少ない。この傾向はコアでも確認できる。

B-52で確認できるシルト質極細粒砂岩相は、セノマニアンの同相であれば膨らみの強い薄殻の小型ハマグリ型二枚貝である *Thetis japonia* の卓越する群集が普遍的である。しかし、奔別川以外のセクションも含め、チューロニアン階には相似の群集が見られない。一方、HCS砂岩の卓越する層準には、*Apiotrigonia*, *Glycymeris*, *Aphrodina*, *Meekia*, *Yaadia* で特徴づけられる二枚貝群集が知られている。B-40のタイプ3化石層にはこれらがコア断面で確認できる (図5, 図版3-1~3-4)。深所内生 (埋没) 種の *Aphrodina* 以外の多くは浅所内生種で、浅所内生種卓越型の下部外浜砂底群集と見なすことができる。

B-39L, B-39U, B-46は *Inoceramus* 破片を除くと、ほとんどカキからなる汽水生単一種群集であるが、汽水成堆積相の分布が下部～中部チューロニアン階に限られるため、この群集がセノマニアンやコニアシアンまで連続するのかわ不明である。しかし、少なくとも函淵層群のカンパニアンには確認できるので、蝦夷堆積盆縁辺の泥質潮汐低地には一貫して生息していた可能性は高い。ただ、*Konbostrea konbo* と *Crassostrea* sp. が同所で生息していたか否かは、古生態学的に重要な問題であり、これらのコアは貴重なデータとして注目に値する。

3. 化石密集層のタフォノミーと形成環境

石狩炭田地域における三笠層の堆積相分布から、三笠層堆積時の堆積システムの水平的分布や時間的変化が復元されている (安藤, 1990a, fig. 5)。そこで、この復元像に、筆者がこれまで観察してきた三笠層における化石層の産状や分布様式を重ねた概念復元が図6である。特徴的な示相堆積構造や堆積相の層序分布から想定される、当時の波浪卓越型海岸～陸棚断面上で、産状、化石層タイプの頻度、そしてそれらを決定づける形成機構といった、3つのタフォノミー (化石成因論) 要因がどのように分布するのかを推定した。ボーリング・コアで見られた5タイプ以外に礫質ストーム化石層 (3') を加えてある。これはタイプ3よりも礫質でより陸側の外浜で形成されたストームラグで、中部チューロニアン階では *Yaadia ainuana*, *Aphrodina pseudoplana* が卓越する化石層で代表される。奔別川セクションでは見られず、幾春別背斜東翼の幾春別川沿い (道

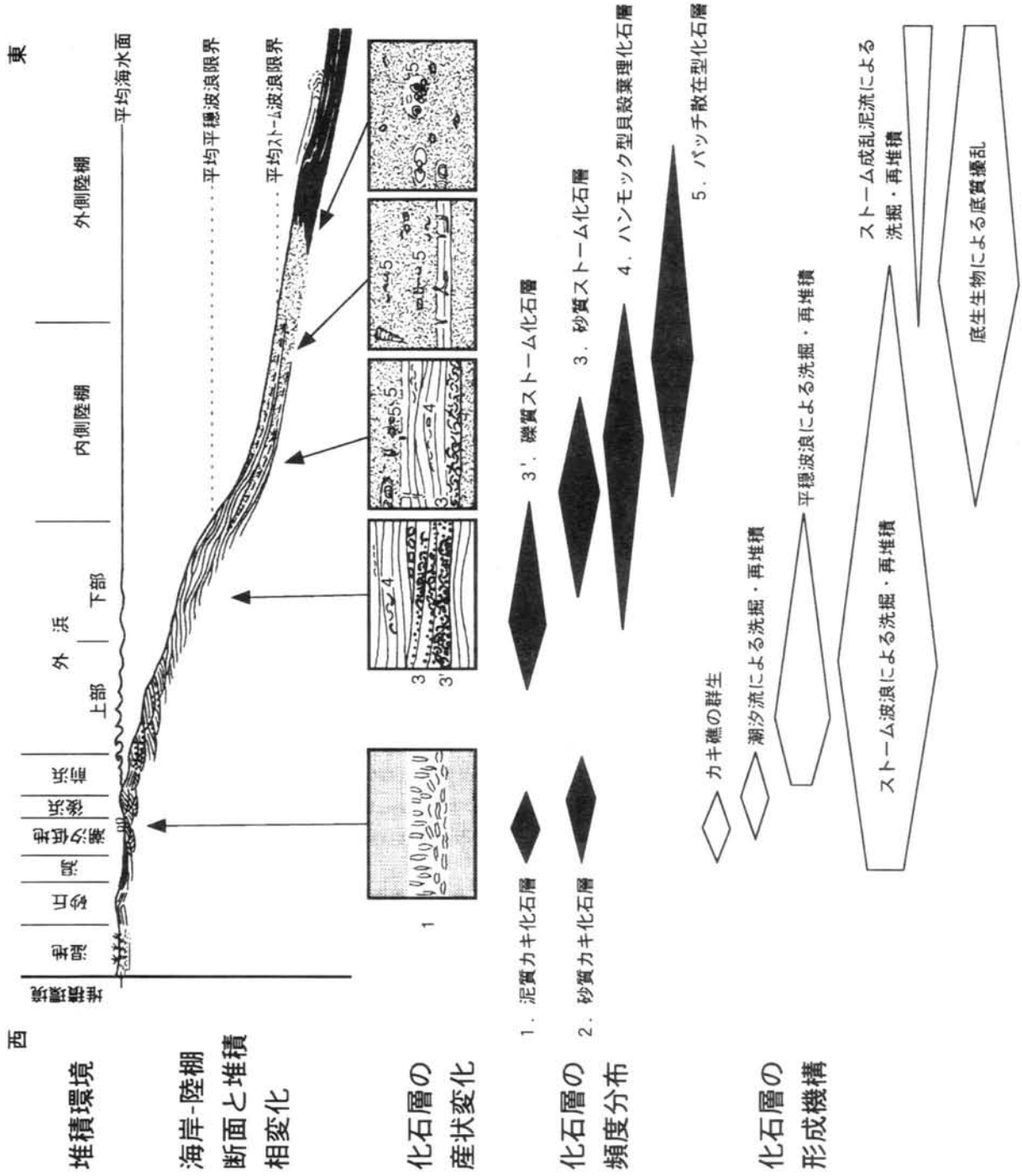


図 6 三笠層堆積時の海岸-陸棚断面における化石層分布と産状および形成要因。陸棚の地形区分、模式的堆積構造は斉藤 (1989) による。

道三笠～桂沢線)や桂沢ダム西側の採石場で頻繁に見られる化石層である。

6 タイプの化石層は、堆積環境や形成機構要因に対応して分布範囲が決まっており、海岸から陸棚に向かって異なる化石層が卓越するようになるものと推定される。陸棚では沖合に向かって海底におよぶ波浪や水流のエネルギーレベルが減衰し、相対的により静穏な環境に移行するため、化石層もこれに対応して変化する。ある場所で複数のタイプが同時に形成されることは考えにくい、あるタイプが側方に変化することはあり得るだろうし、異なる時期に異なるタイプが同所で形成されることもあるだろう。

例えば、ハンモック型斜交層理 (HCS) シーケンス (Dott and Bourgeois, 1982) 中では、部位によって異なる化石密集層が含まれる。つまり、1) H(HCS 葉理部) 基底のラグ、2) H部の葉理、3) Mb (生物擾乱泥岩部) に、それぞれタイプ 3, 4, 5 が含まれる。1), 2) は明らかに他生的 (再堆積性) で、3) は半自生的である。

既に安藤・小玉 (1998) で指摘したように、奔別川セクションにおける二枚貝化石層中には破片が少なくないが、タイプ 3, 4 にはしばしば保存の良い完全個体やまれには合弁個体も認められる。したがって、移動距離はさほど大きくないと思われる。つまり、堆積相と生息当時の底質はほぼ対応するものと考えている。

ここで示したような、個々の地層の堆積相や化石の産状に基づいて、陸棚～浅海断面上で主要な形成要因がどのように反映して、どんなタイプの化石密集層が分布したかをモデル化した研究例として、Norris (1986), Frisch and Oschmann (1993), Frisch and Pandey (1999) などがある。本研究ではボーリング・コアの素材を扱ったに過ぎないので、これらの研究との比較は、別の機会に三笠層全体の化石層のタフノミーを論ずる際に行いたい。

最後に、安藤・近藤 (1999) でまとめた化石層区分との対応について触れておく。タイプ 1, 2 は、海進期中期に形成され、カキが濃集した、コンデンス化石層と見なすことができる。これに対し、タイプ 3 はストームラグ化石層、タイプ 4 は HCS 葉理として形成されたもので、準現地性の単一イベント化石層と解釈している。最後のタイプ 5 は、今回観察した 2 層に関しては、ダウンラップ型コンデンス化石層に相当するのではないかと予想している。

まとめ

1. 三笠層を堤体とする奔別ダム調査工事で掘削されたボーリングコア 21 本のうち、5 本計 6 層準で浅海～汽水生化石密集層を確認した。そして、岩相と堆積相を記載し、化石の産状観察とスケッチ、化石種の同定を行った。
2. 化石密集層は奔別川セクションにおける三笠層中部の約 80m の層序範囲 (Twb 部層上部と Twc 部層) から産出する。その時代は下位 3 層準が前期チューロニアン期に、上位 3 層準は、*Inoceramus hobetsensis* が共産することから、中期チューロニアン期と見なされる。

3. 堆積相の特徴、化石の産状や化石層の形態などから、観察した化石密集層は異なる環境で形成されたと思われる 5 タイプに類型化できる。すなわち、1) 泥質カキ化石層 (泥質潮汐低地)、2) 砂質カキ化石層 (砂質潮汐低地)、3) 砂質ストーム化石層 (下部外浜)、4) ハンモック型貝殻葉理化石層 (下部外浜)、5) パッチ状散在型化石層 (内側陸棚) である。それぞれ、コア観察層準毎で認められるタイプは 1 つもしくは 2 つであった。

4. 化石層タイプの分布様式から、三笠層堆積時に次のような底生軟体動物群集が生息していたことが推定される。陸側の内湾性潮汐干潟にはカキ礁が局所的に成立していた。一方、海側の公海性波浪卓越型下部外浜～内側陸棚域には、浅所内生型の二枚貝の卓越する細～極細砂底～砂質シルト底群集が生息していた。後者はストーム波浪によって洗掘・再堆積され、ハンモック状斜交層理細～極細粒砂岩中にラグもしくは葉理として化石密集層をもたらした。

5. 5 タイプの化石層は、1), 2), 5), 3) もしくは 4) の順で産しており、シーケンス層序学的に 1) 2) は海進期後期に、5) は最大海氾濫期、そして 3) 4) は高海水準期初期に形成されたものと解釈される。したがって化石層タイプの産出層序は堆積相層序やシーケンス層序とよく対応する。

おわりに

奔別ダムの調査工事によるコアのほとんどは、三笠層の Twb, Twc 部層を掘削しており、下限がどこまできかのぼるかは不明であるが、時代でいうと前期～中期チューロニアンに相当する。この時代の地層は他のセクションでも、三笠層下部にあたるセノマニアン期の地層に比べ化石記録が貧弱である。したがって、奔別ダムのボーリング・コアは非常に貴重な地下地質情報である。

コアは露頭に比べると露出面積 (あるいは容積) は限られるが、たとえ全面露出した河床セクションでも把握できない、垂直的・水平的堆積相分布情報を与える可能性がある。例えば、筆者の調査では露頭でカキ化石密集層を見いだすことができず、数層準でカキ化石片が散在あるいは単独で産するのを確認したに留まった。しかし、コア観察から、厚いカキ化石密集層が Twb 上部の左岸側地下延長部奥に 2 層存在することが判明した。

今後、ダム堤体工事が進展し岩盤が掘削された際には、こうした二枚貝を主体とする浅海生軟体動物化石層が産出することは確実である。地層の露出面積・容積が通常露頭に比べて大きいと、確率的により多様なタイプの化石層や化石種の発見が期待される。したがって、系統的な化石層の観察・記載を蓄積していくことによって、白亜紀中期に生息した浅海生軟体動物群集の古生態学が進展するものと期待される。

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—。早稲田大教育学部学術研究—生物学・地学編, no.36, 21-32.
- Ando, H., 1989: Taphonomic gradients of shell beds in the storm-dominated open shelf sediments of the Late Cretaceous Yezo forearc basin, northern Japan. *Abstract 28th Intern. Geol. Congr.*, I-43, Washington, D.C.
- 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。地質雑, 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。地質雑, 96, 453-469.
- 安藤寿男, 1994: 三笠層(白亜紀の海岸～浅海堆積物)に見られる堆積構造について。三笠市立博物館年報, no.13, 4-13.
- 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, 1998: 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—。日本地質学会北海道支部・地学団体研究会北海道支部 見学旅行案内書, 27p.
- Ando, H. and Aoki, N., 1999: Late Cretaceous (Cenomanian) bakebelliid bivalve, *Pseudoptera acuticarinata* (Nagao, 1932) from the Mikasa Formation, Middle Yezo Group in central Hokkaido, Northeast Japan. *Bull. Mikasa City Mus., Nat. Sci.*, no. 3, 41-50.
- 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。三笠市立博物館紀要, 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.
- 安藤寿男・長谷川 卓・佐野晋一, 1994: 蝦夷累層群と古第三紀挟炭層。日本地質学会第 101 年学術大会見学旅行案内書, 73-92.
- 鎮西清高, 1982: カキの古生態学 (1), (2). 化石, no. 32, 27-34, no.32, 19-27.
- Chenzei, K., 1986: Shell structure, growth, and functional morphology of an elongate Cretaceous oyster. *Palaeontology*, 29, 139-154.
- Dott, R. H. Jr. and Bourgeois, J., 1982: Hummocky stratification of its variable bedding sequence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 663-680.
- Fürsich, F. T. and Oschmann, W., 1993: Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. *Jour. Geol. Soc. London*, 150, 169-185.
- Fürsich, F. T. and Pandey, D. K., 1999: Genesis and environmental significance of Upper Cretaceous shell concentrations from the Cauvery Basin, southern India. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 145, 119-139.
- 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.
- 二上政夫ほか, 1995: 北海道奔別川に露出する白亜系の地質・古生物および古環境学的調査報告—上部蝦夷層群—。北海道開発局石狩川開発建設部, 67p.
- 二上政夫ほか, 1998: 北海道奔別川に露出する下部白亜系の地質・古生物および古環境学的調査報告—中部蝦夷層群主部層—。北海道開発局石狩川開発建設部, 69p.
- 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.
- 早川浩司, 1998: 北海道中川町の佐久層より発見された *Konbostrea konbo* Hayasaka and Hayasaka. 中川町郷土資料館紀要 自然誌の研究, no. 1, 77-82.
- 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., 45-80.
- 蟹江康光・吉川幸毅・坂井民江・高橋武美, 1993: 北海道三笠市の白亜系から発見された冷水依存の化学合成軟体動物コミュニティ。横須賀市博研報(自然), no. 41, 31-36.
- 蟹江康光・坂井民江, 1997: 下部白亜系および中部中新統の泥岩より産した化学合成二枚貝・スエモノガイ科の新属 *Nipponothracia*。貝類学雑誌 *Venus*, 56, 205-220.
- 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., 1-43.
- 松本達郎, 1951: 蝦夷層群と関門層群. 地質雑, 57, 95-98.
- 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・有孔虫による統合盛層序を目指して. 地雑, 100, 378-398.
- 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 Vagoner, J. C., 1991: High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycle. *Sediment. Geol.*, 70, 131-161.
- Norris, R. D., 1986: Taphonomic gradients in shelf fossil assemblages: Pliocene Purisima Formation, California. *Palaios*, 1, 256-270.
- 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.
- 齊藤文紀, 1989: 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地雑, 98, 350-365.
- 利光誠一・加納 学・田代正之, 1990: 姫浦層群上部亜層群の化石カキ礁. 化石, no. 49, 1-12.

図版 1 タイプ 1 ~ 2 化石層.

- 1 ~ 4 タイプ 1 化石層: 暗灰色砂質シルト岩 (泥質潮汐干潟相) 中のカキ化石層. コア箱の目盛りは 10cm 間隔で ÷ は 50cm (図版 2, 3 も同様), 1. B-39L 120.62 ~ 120.85m. 密集層の傾斜は 70 ~ 75° で左上が上位 (傾斜マーク). 基底は明瞭で浅い凹凸がある. スケール 10cm.
2. B-39L 120.00 ~ 123.00m のコア箱の中央部 (16 ~ 66cm). 右側 (120.16 ~ 120.66m) は 3, 4 で拡大. c1 は同一の *Crassostrea* 殻. 中央コア (121.16 ~ 121.66m) 下部のシルト質細粒砂岩には潮汐バンドル (tb: 黒色有機質泥葉理 (mud drapes) を挟む斜交層理) が発達する.
3. B-39L 120.06 ~ 120.35m. 中央の円形カキ殻は殻頂部の断面. c1 ~ c3 は 2, 4 と同じ個体.
4. B-39L 120.03 ~ 120.43m. c2, c3 は合弁の *Crassostrea* であるが, おそらく地層に水平に累重.
5. タイプ 2 化石層. B39U 37.38 ~ 38.00, 38.38 ~ 39.00m. ユニット A ~ B の境界部. 地層の傾斜は 70 ~ 75° で左上が上位方向.

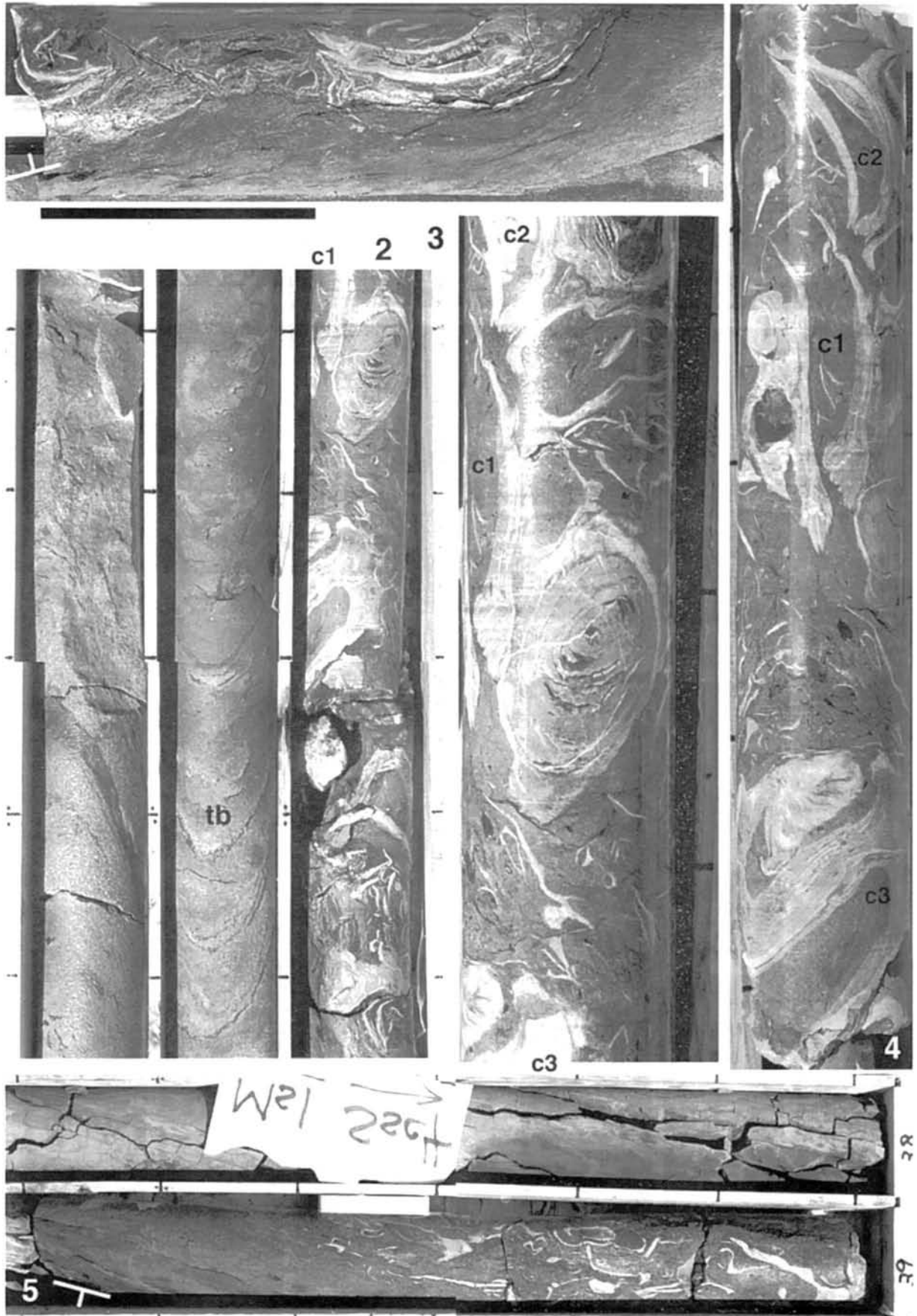
図版 2 タイプ 2 化石層: 灰~青灰色中粒砂岩 (砂質潮汐干潟相) 中のカキ化石層.

- 1 ~ 4 は左上位 c: *Crassostrea*, k: *Konbostrea* に類似するが *Crassostrea* と同定できる個体.
1. B39U 42.02 ~ 42.18m. c, k1, k2 は 2 と同一個体.
2. B39U 42.04 ~ 42.16m.
3. B39U 42.78 ~ 42.87m.
4. B46 5.28 ~ 5.36m.
5. B39U 39.00 ~ 42.00m のコア箱上部 (0 ~ 42cm). ml: 砂質シルト葉理.
6. B39U 39.00 ~ 42.00m のコア箱下部 (77 ~ 100cm).

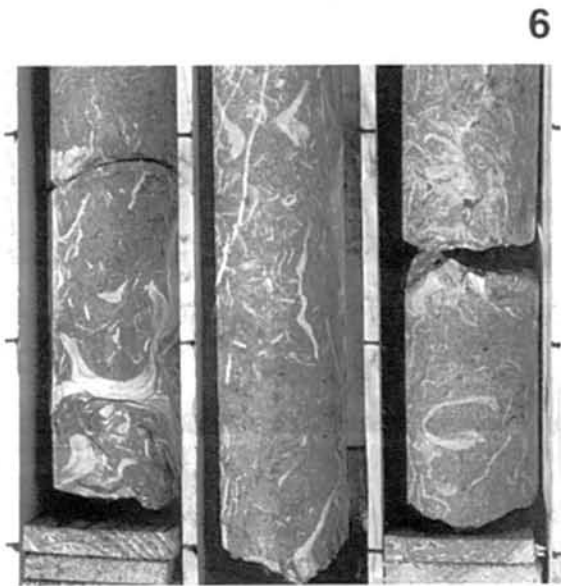
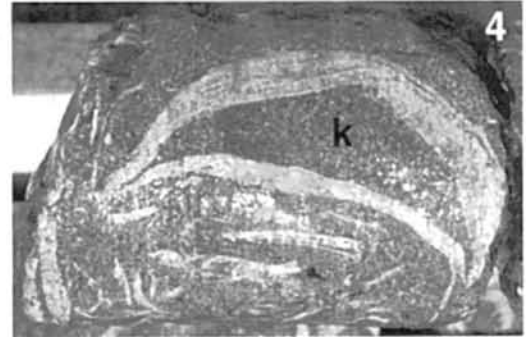
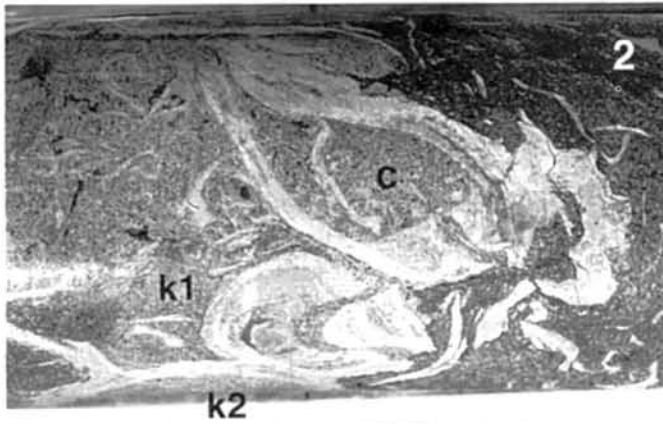
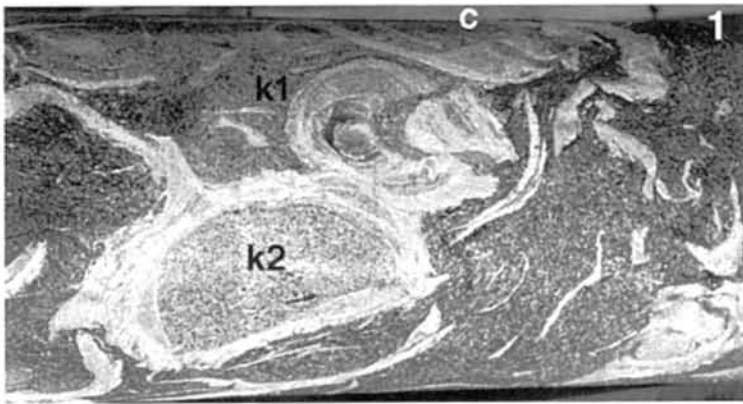
図版 3 タイプ 3 ~ 5 化石層.

- 1 ~ 4. タイプ 3 化石層: 灰~青灰色ハンモック型斜交層理極細粒砂岩中の貝殻ラグ (下部外浜相). y: *Yaardia ainuana*, o: カキ, g: 巻貝, gr: 赤色チャート中垂円礫. 3 以外は右上位.
1. B40 102.66 ~ 102.83m. y1, y2 は 3 と同一個体. y2v は合弁.
2. B40 102.66 ~ 102.95m. ラグ化石層全体. 基底部の薄殻二枚貝は凸側を下に向けている (d).
3. B40 102.66 ~ 102.82m
4. B40 102.77 ~ 102.95m
5. タイプ 4 化石層: 灰~青灰色ハンモック型斜交層理極細粒砂岩中の貝殻葉理 (下部外浜相). B40 103.00m 上面. 凸面下方位の薄殻二枚貝が葉理面をなす. 比較的完全な 2 つの殻 (確実にではないが *Panopaea* と思われる) は同一個体の左右殻の可能性が高い.
- 6, 7. タイプ 5 化石層: 暗灰色砂質シルト岩中の散在貝殻層 (内側陸棚相)
6. B52 27.87 ~ 28.00m (下). 26.87 ~ 27.00m (上). lh: *Inoceramus hobetsensis* の大型個体の厚い殻断面. 波状肋が発達. br: 管状生痕, hcs: ハンモック型斜交層理.
7. B52 28.00m 下面. pr: *Inoceramus hobetsensis* 殻の単純稜柱 (プリズム) 構造. um: 殻頂部の輪切り断面
8. B44 17.28 ~ 17.70m. ハンモック型斜交層理 (HCS) の発達する極細粒砂岩 (下部外浜相). mc: 泥岩片葉理

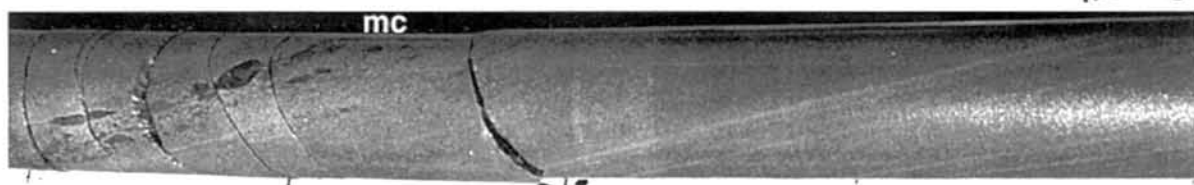
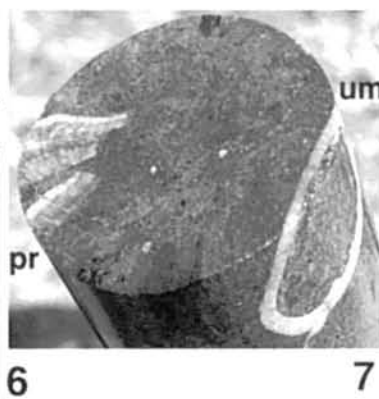
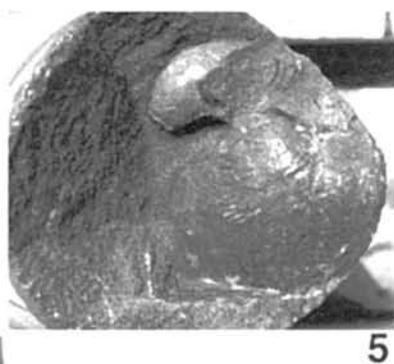
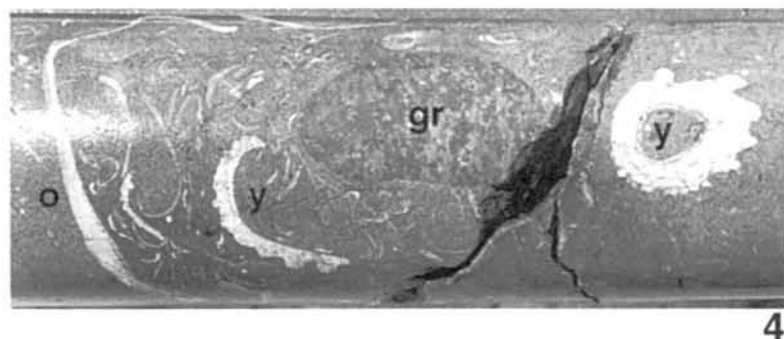
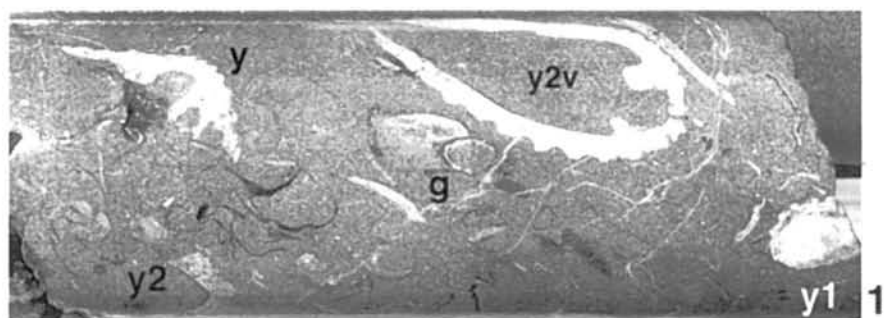
図版 1



図版 2



図版 3



hcs 8