

南部北上牡鹿半島の白亜紀層の堆積

滝沢 文教*

**Lower Cretaceous Sedimentation in the
Oshika Peninsula, Miyagi Prefecture, Northeast Japan**

Fuminori TAKIZAWA

Abstract

This paper describes the Lower Cretaceous formation constituting the upper part of the Ojika Group, distributed in the Oshika (or Ojika) Peninsula, with reference to its sedimentary features, paleocurrents, sedimentary environments and depositional patterns.

The Lower Cretaceous formation, which occupies the middle and upper parts of the Ayukawa Formation ranging from the Uppermost Jurassic to the Lower Cretaceous, is divided into three members, the Kobitawatashi Sandstone and Shale, the Futawatashi Shale and the Domeki Sandstone in ascending order.

The Kobitawatashi Sandstone and Shale Member, 400m thick, consists of the following lithologic units from below upward: Kb1, basal conglomerate followed by thick sandstone, which may be estuarial or littoral sediments; Kb2, littoral sandstone and shale in thick-bedded alternation, partly including *Thalassinoides*-like burrows; Kb3, neritic sandy shale including abundant marine pelecypods and many ammonites (*Berriasella* sp.), interbedded with, fine-grained sandstone, and Kb4, interbedded assemblages of mudstone conglomerate, coarse-grained sandstone often cross-bedded, and shale accompanied with plant remains. The last unit may have been deposited on a coastal alluvial plain. The paleocurrent directions in this member are nearly to the north. In harmony with this fact, in the northern part of the studied area is predominantly distributed the deeper-water or distal facies of this member.

The Futawatashi Shale Member, 620m thick, is lithologically tripartite as follows. The main part of the member, showing a muddy flysch appearance, is composed chiefly of laminated to medium-bedded shale, frequently interlaminated and interbedded with sandstone and coarse siltstone, and is accompanied by frequent slump beds. The lower and upper parts of this member consist of coarser clastic materials, as represented by thicker-bedded sandstone with cross-bedding, thus showing a shallower marine environment than does the main part.

Sandstones interbedded with shales in the main part are lithologically of two principal distinctive types. One is graded fine- to very fine-grained sandstone which is rich in mud matrix, with frequent current sole markings; it is probably attributable to turbidity current deposition. The other is ripple cross-laminated very fine-grained sandstone, which is not or little graded and poor in mud matrix, and itself commonly occurs as a single thin layer topped with current ripple marks. This type of sandstone, may have been deposited by bottom traction currents. Most of the sole markings indicate northward (axial) current direction, while the cross-laminations and ripple marks are characterized by east-southeastward current direction. Thus, there is a nearly perpendicular relationship between the two current directions. The general paleoslope direction

* 地質部

deduced from slump structures probably inclined toward the east. The trough-shaped basin, which had a subsiding axis of north-south trend, is presumed for the deposition of the main part of the Futawatashi shale.

The Domeki Sandstone Member, at least 330m thick, consists mostly of very coarse-grained sandstone, commonly cross-bedded, and accompanied by conglomerate. The lower half of the member shows a repetition of fining-upward cycle probably of fluvial origin. The upper half dominated by conglomeratic sandstone was perhaps originated from piedmont-type fluvial sedimentation.

The succession of the upper half of the Cretaceous formation has a possibility of deposition in a deltaic environments opened northward. More detailed depositional setting is given as follows. The upper half of the Futawatashi Shale shows a regressive facies characterized by a coarsening-upward in grain size. The graded beds constituting thin-bedded shale-sandstone alternation in the main part of the Futawatashi Shale were probably deposited on prodeltaic shelf, the silty shale of the upper part on prodeltaic slope, and the bedded sandstones with cross-bedding of the uppermost part on delta front. The lower half of the Domeki Sandstone conformably overlying the Futawatashi Shale is probably referred to on-deltaic sediments, which is characterized by fining-upward cycles and intercalations of carbonaceous shales.

Judging from the sandstone composition and the kinds of pebbles, it is considered that the main source consisted of felsic volcanic rocks including welded-tuff, and granitic rocks.

1. ま え が き

南部北上山地には、ジュラ系と白亜系が南北方向に伸びた3列の弧状をなして点在する。これらの地層に関する層位学的・古生物学的研究はこれまで数多くなされ、最近では構造地質学的研究の成果も発表されている。一方、堆積学的研究に関しては、HAYAMI (1961) による古生物学的 (化石相) 観点からの堆積環境論と、TAKAHASHI (1964) による橋浦地域でのスランプ構造の記載のほかは、ほとんどなされていない。とくに、堆積相や古流向からみた堆積盆の変遷や堆積様式については論じられていない。

筆者はここ数年来、南部北上山地の南端部に分布する牡鹿層群 (中部ジュラ系～最下部白亜系) について、層位学的研究とあわせて堆積学的研究を行っており、その成果の一部として、先に同層群上部の鮎川累層 (最上部ジュラ系～最下部白亜系) の層序・構造および時代論に関する新知見について報告し (TAKIZAWA, 1970), また最近これに部分的修正を加えて、牡鹿層群全体の層序について報告した (滝沢ほか, 1974)。これら2報告では、牡鹿層群の堆積環境に簡単にふれ、同層群が大局的に3堆積輪廻からなると指摘した。その中で上部の鮎川累層は、下位から陸成層、沿岸ないし浅海成層、泥質フリッシュ様 (flysch like) の海成層、そして再び陸成層の順に累重していること、さらにそれぞれの堆積的特徴や古流

向などについて概略的にふれておいた。

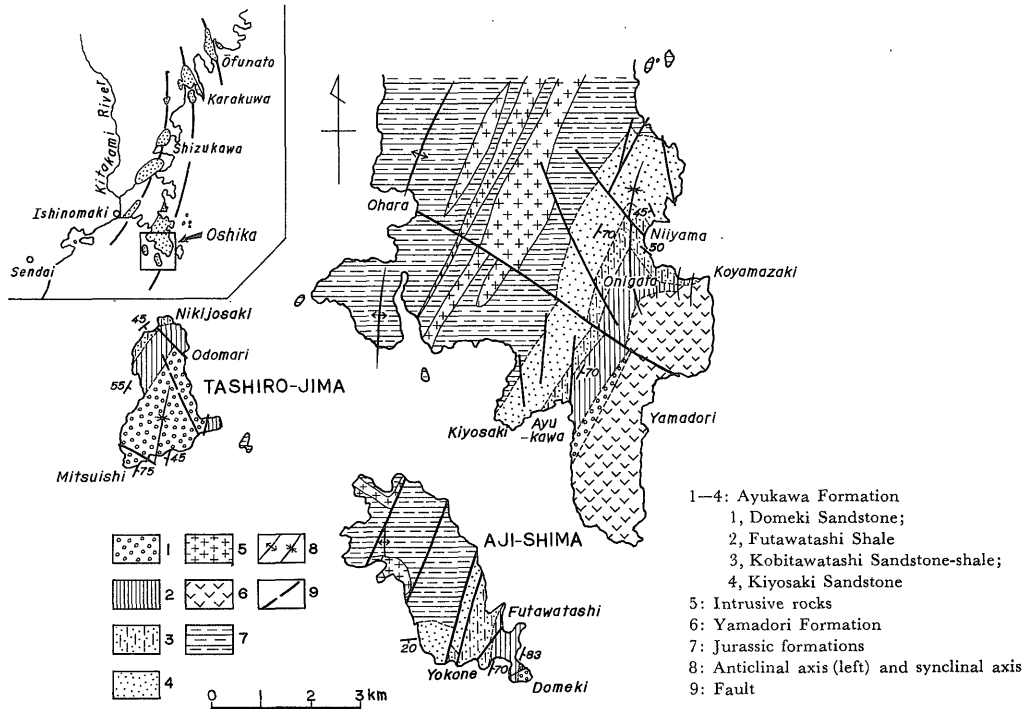
この報告では、鮎川累層の中～上部を占め、それ自身1堆積輪廻を示す白亜紀層について、堆積相の諸特徴、スランプ層と古流系、砂岩の性質などについて記述し、その堆積環境や堆積様式の変遷を論ずる。とくに、沈降の最盛期を示す泥質フリッシュ様相の堆積に重点をおいて述べる。

本稿を草するに当たり、野外調査をも含めて種々の御教示を賜わり、拙稿を校閲していただいた本所の田中啓策技官に深甚の謝意を表す。本所片田正人技官と富樫幸雄技官には、堆積岩試料のX線回折等に際して、御助力を得た。また、寺岡易司技官・垣見俊弘技官・神戸信和技官の方々からは、野外または室内研究に際して、有益な助言を賜わった。これらの方々にも厚くお礼申し上げます。

2. 地質の概要

南部北上山地のジュラ系と白亜系は、古生界と三畳系にいだかれた3列 (西列・中列・東列) の弧状をなして分布する (第1図)。これらの地層は浅海～沿岸成堆積物を主とし、西列には下部～中部ジュラ系、中列には中部～上部ジュラ系および下部白亜系がそれぞれ卓越し、東列には下部白亜系のみが分布する。すなわち東側ほどより若い地層が優勢である。これらのジュラ-白亜系の中で、牡鹿層群は中列の南端に分布し、その分布面積・層

南部北上牡鹿半島の白亜紀層の堆積 (滝沢文教)



第1図 牡鹿半島南部の地質図

Fig. 1 Geologic map of the southern part of the Oshika Peninsula. Inset is a map of southern Kitakami, showing the out crops in three rows of the Jurassic Cretaceous deposits (stippled), with the axes of depositional basins (lines).

厚ともに、南部北上のジュラー白亜系堆積盆の中で最大である。

牡鹿層群は三疊系稲井層群を不整合に被覆し、上位には前期白亜紀有田世初期の安山岩質および玄武岩質火山噴出物からなる山鳥累層が、不整合をもって重なる。山鳥累層は厚さ1,600m余である。本層群は、下位より月の浦累層（中部ジュラ系）、荻の浜累層（おもに上部ジュラ系）、鮎川累層（最上部ジュラ系～最下部白亜系）の3累層からなり、全体の層厚は4,000m余である（第1表）。

牡鹿層群全体は、明らかな海成層と、植物化石を多産し陸成層の可能性の濃厚な地層との交互層からなり、大まかに3堆積輪廻を示している。本層群の累層区分にあたっては、この堆積輪廻に重点を置いた区分が理想的ではあるが、地層名の混乱使用を少なくするために、なるべく従来の層序区分に従った。その結果、累層間の境界と堆積輪廻間の境界は一致せず、若干ずれている。例えば、ジュラ系と白亜系との境界は、ほぼ第2・第3堆積輪廻の境界と一致するが、それは鮎川累層の中にあつて累層の境界とは合致しない。

月の浦累層は、下位の三疊系を不整合に被覆する基底

礫岩に始まり、砂岩を経て、厚い黒色頁岩に至る海進性堆積物からなる。本累層は、下部の粗粒砂岩からなる部分と、上部の頁岩部との2部層に分けられ、全体の厚さは650mである。

荻の浜累層は、下位層とは整合で、4部層からなる。下位より、海成の中層理砂岩頁岩互層、大部分が陸成層（主に河川成）の極厚層理砂岩頁岩互層、*Perisphinctes*を産出する海成黒色頁岩、そして“フリッシュ様”の海成中層理頁岩砂岩互層の順に重なり、厚さ約1,500mである。

鮎川累層は、牡鹿層群の上部を占め、下部と上部は粗粒砂岩に富み、中部は海成黒色頁岩に代表され、4部層からなる。すなわち、下位より、清崎砂岩(Ky)、小長渡砂岩頁岩(Kb)、長渡頁岩(Ft)およびドウメキ砂岩(Dm)の4部層であり、全層厚は約2,000mである。下位層とは、岩相の急変と、局所的な斜交関係も存在する鮮明な境界をもって接する。この鮮明な境界は同時侵食構造に由来する可能性があり、両者の間に小規模な堆積間隙はあつたとしても、不整合ではないであろう。鮎川累層は、牡鹿層群全体の分布範囲の中で、南東部を占め、東

第1表 牡鹿半島のジュラ系・白亜系層序表

Table 1 Stratigraphical sequence of the Jurassic and Cretaceous strata in the Oshika Peninsula.

Group, Formation		Member	Thickness	Age	
Yamadori Formation (Volcaniclastics and lava)			1,600	Lower Cretaceous	Hauterivian ?
Ojika Group	Ayukawa Formation	Domeki Sandstone M. (Dm)	330		Valanginian
		Futawatashi Shale M. (Ft)	620		
		Upper part			
		Main part			
		Lower part			
Kobitawatashi Sandstone and Shale M. (Kb)	400	Berriasian ?			
		Kiyosaki Sandstone M. (Ky)	640	Jurassic	Tithonian Kimmeridgian Oxfordian Callovian Bajocian
	Oginohama Formation (Four members)	1,500			
	Tsukinoura Formation (Two members)	650			

部地域と西部地域との2列に分布する。東部地域は、新山浜・鬼形峠・鮎川浜をへて、網地島南東部まで、鮎川浜を中心として、南北に広がる主分布域である。西部地域は、石巻湾上に孤立した田代島地域である(第1図参照)。

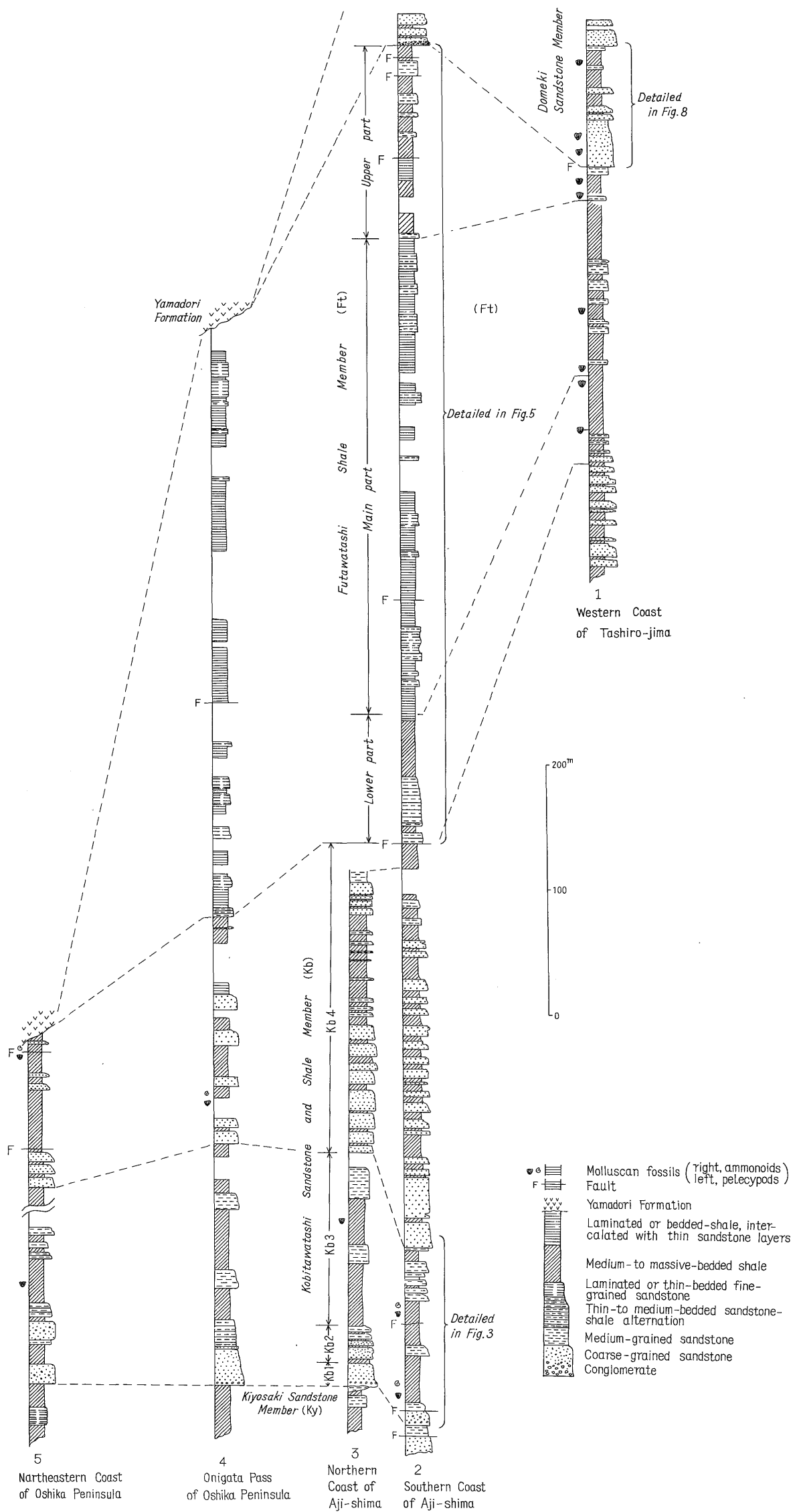
清崎砂岩部層(Ky)は粗粒のいわゆるアルコース砂岩とシルト質頁岩を主とし、珪長質凝灰岩をはさむ。層厚は640mで、岩相から5つの細部層(unit Ky 1~Ky 5)に分けられる。そのうち3細部層は砂岩優勢で、頁岩と極厚層理互層を形成している。この互層内の砂岩部の厚さは、数~15mで、大部分粗粒ないし極粗粒砂岩となり、しばしば斜交層理が発達する。砂岩層の下底は下位の頁岩とシャープに境され、砂岩層下部は細礫質で頁岩の再食礫を含み、上部で砂粒の粒度を減じ、上位の頁岩に漸移することが多い。このような上方に細粒化する碎屑岩小サイクルは、後述する小長渡砂岩頁岩、および典型的にはドゥメキ砂岩部層にもみられ、河川成の堆積物もしくは、河川の影響を強く反映するであろう河口成の堆積物の可能性がある。また頁岩を主とする他の2つの細部層は、炭質頁岩を挟有し、部分的には粘土質頁岩で、植物化石を多産する。

本部層からは、海生動物化石を全く産出せず、大部分陸成層と推察される。ちなみに、本部層の頁岩は、一般に灰色ないし青灰色であり、牡鹿層群中の明らかな海成頁岩が、一般に黒色で黄鉄鉱微粒を含有するのと異なる。

小長渡頁岩砂岩部層(Kb)は、基底礫岩に始まり、砂岩・頁岩・極厚層理砂岩頁岩互層からなる。層厚は網地島で

約400mである。頁岩からは、浅海生軟体動物化石を多産するが、網地島と田代島の本部層上半部は陸成層の可能性が高い。本部層と下位の清崎砂岩部層との関係は、岩相の急変(南部で著しい)から、小規模で南部に限られた不整合の可能性もある。すなわち、鮎川浜西端では、下位層最上部の頁岩を、本部層基底の大礫礫岩層(頁岩偽礫をほとんど含まない)が、若干の凹凸面をもって被覆する。この礫岩は、上方に瀕海成(後述)と考えられる砂岩および頁岩に引き続くので、海進の始まりの段階での基底礫岩とみられ、その下底は不整合とみなされる。同様な礫岩の様相は網地島北岸でも観察されるが、ここでは、礫岩の下位には、深さ最小限数m以上、幅100m以上の谷状構造がみられる。この谷状構造の側壁は、20°以上の傾斜をもち、その充填堆積物は中粒砂岩(斜交層理が発達)とシルト岩からなる(滝沢ほか, 1974, 第17図参照)。この谷状構造は、海進による“溺れ谷”を示唆するかも知れない。一方、北部の新山浜では、上記礫岩の発達はいわゆる貧弱になり、粗粒砂岩中に中礫を散点する程度にとどまり、基底は顕著な頁岩偽礫を含み、楔状型斜交層理の発達する粗粒砂岩からなる。新山浜付近での両部層の関係は、不整合というより、同時侵食構造に近いであろう。

長渡頁岩部層(Ft)は、頁岩の卓越する海成層で、東部と西部で層相が著しい相違を示す。東部の網地島および牡鹿半島では、シルト岩葉理および細粒砂岩薄層のよく発達する頁岩優勢の泥質フリッシュ様の地層を主とし、西部の田代島では、頁岩を主とするものの東部に比べて頁岩はより粗く砂質であり、葉理や砂岩薄層の発達に乏



第2図 小長渡砂岩頁岩部層および長渡頁岩部層の地質柱状図

Fig. 2 Geologic columns of the Kobitawatashi Sandstone-Shale and the Futawatashi Shale Members.

しい。スランプ層もまれである。貝化石は西部で豊富であるのに対し、東部ではまれである。本部層は、下部・主部・上部の3つの単元に分けられ、上述の岩相は主部を代表するもので、下部と上部には砂岩の発達が良い。本部層の層厚は、東部の620mに対し、西部では約200mと大きな差異がある。

ドウメキ砂岩部層(Dm)は、しばしば礫質の粗粒砂岩を主とする。頁岩は下半部によく挟在するが、上半部ではわずかである。砂岩中にしばしば挟有される礫岩は、大部分珪長質火山岩の礫からなり、その最大径は70cmに達する。砂岩には斜交層理が全般的によく発達する。化石は西部の最下部から三角貝とカキの化石を多産するが、東部では植物片のみで動物化石を欠く。本部層の大部分は、本論で述べるように、陸成層と考えられる。下位の長渡部層とは、岩相は急変するが、不整合でない。上位の山鳥累層とは、かなり大きな侵食・削剝を示す不整合関係にある。このため、本部層の層厚は著しく変化に富み、東部では、網地島ドウメキで330m以上(上限不明)、北方に徐々に減少して、駒ヶ峰付近で尖滅する。西部の田代島南岸では、厚さ600m以上である。

鮎川累層の時代は、最上部ジュラ系(Upper Tithonian?)から、下部白亜系高知統にわたり、小長渡砂岩頁岩部層と長渡頁岩部層は、アンモナイトにより、それぞれベリアス階とヴェランジュ階に対比される(滝沢ほか、1974)。

鮎川累層の構造は、東部では走向NNE-SSW、傾斜70~90°Eの同斜構造を呈することが多いが、半島北東部では、新山浜付近を南北に通る向斜軸の東側で、走向NW-SE、傾斜40~55°Wに転ずる。西部の田代島では、南方に開いた単一の向斜構造をなし、その西翼では走向NNE-SSW、傾斜45~80°E、東翼では走向ほぼN-S、傾斜30~80°Wを示す。田代島の向斜は北方牡鹿半島における萩の浜向斜の延長部と考えられる。

3. 岩相と堆積的特徴

牡鹿地方の白亜紀層(鮎川累層の4部層中の上の3部層)の岩相や堆積的特徴は、前述の各々の部層ごとにかなり特異性があり、以下は部層ごとに記述する。

なお、本稿で用いる成層の単位は、極厚層理(3m以上、砂岩または頁岩の単独層の場合は無層理または塊状)、厚層理(3m~60cm)、中層理(60~10cm)、薄層理(10~3cm)、極薄層理(3cm以下)、葉理または葉層(1cm以下)とする。

3.1 小長渡砂岩頁岩部層

本部層は粗粒砂岩と頁岩を主とし、岩相上から4つの

細部層(unit)に分けられる。以下露出の良好な網地島での観察を中心に、下位から順に述べる。本部層の柱状図を第2図および第3図に示す。

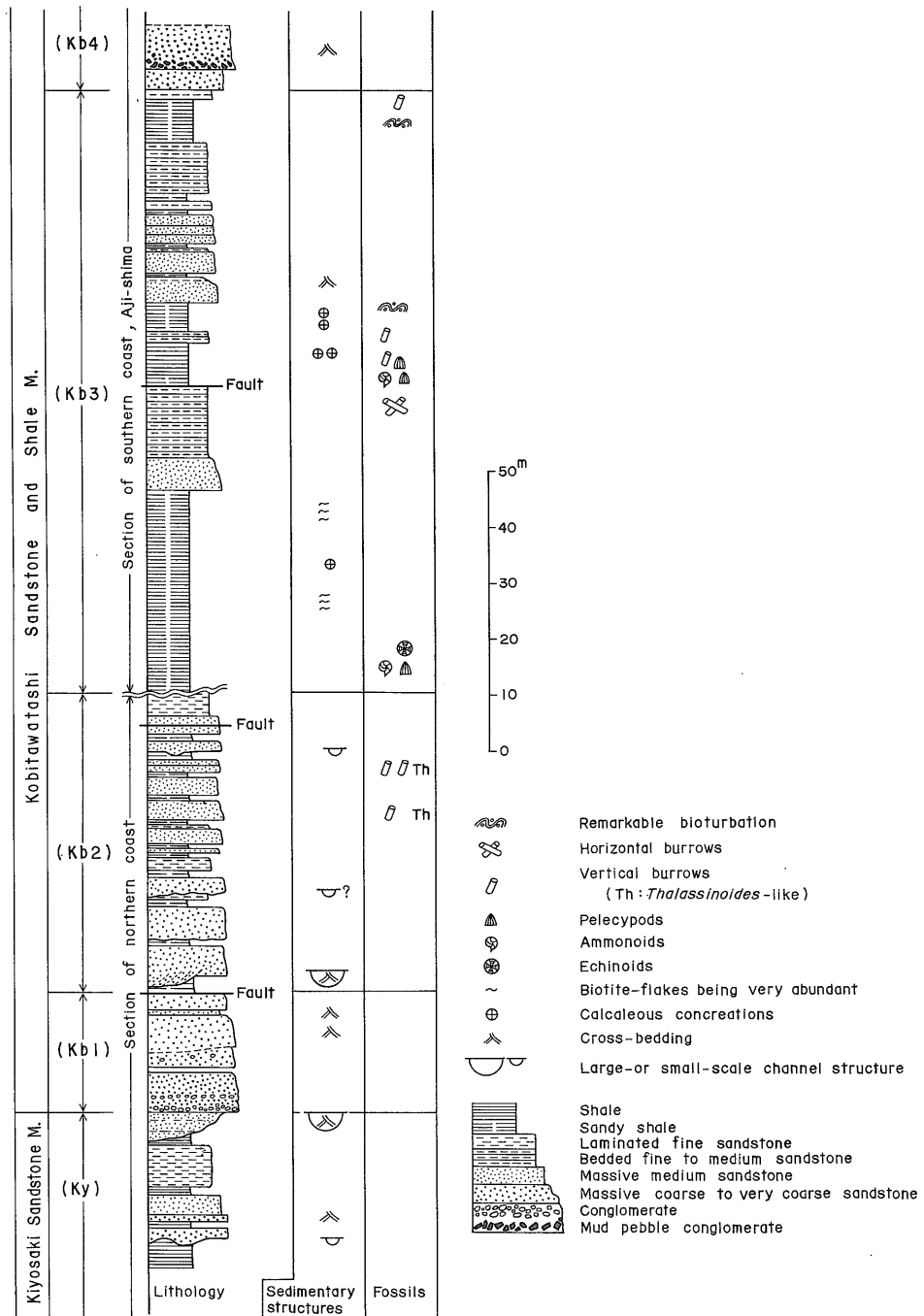
Kb1 基底部および中部に礫岩を挟む粗粒砂岩の厚層である。厚さ約20m。砂岩層の下~中部は塊状無構造で、ときに細礫質で淘汰はよくない。上部では中粒砂岩に富み、平板型斜交層理および平行葉理がよく発達する。礫岩は大礫および中礫を主とし、礫種は流紋岩~安山岩質火山岩・花崗岩・チャートがおもである。

礫の密集度および礫径は、南側ほど大きく、北側に小さい。新山浜付近では礫は砂岩中に散点し、斜交層理が下部にもよく発達する。北側に向かい頁岩をはさむようになる。

Kb2 砂岩と頁岩(~砂質シルト岩)の厚層理互層からなる。網地島では厚さ1~8mの砂岩層が11枚あり、下位のものほど厚く、かつ粗粒で、上位ほど厚さと粒度を減じ、挟在する頁岩の量を増す。より上部の砂岩は中粒で、淘汰が良好である。砂岩は多くは塊状無構造、一部に斜交層理がある。北方に向かい砂岩の厚さを減じ中層理となり、ときに級化層理もみられる。泥質岩は南側で淘汰不良の黒色砂質シルト岩または砂質頁岩で黄鉄鉱微粒に富むが、北側ではより細粒の頁岩で黄鉄鉱微粒が少ない。頁岩・砂岩ともに中部から上部にかけて層理面に斜交する砂管状生痕化石に富む。砂岩層の一部に小規模なチャンネル構造のみられることがある(Plate 14-1)。

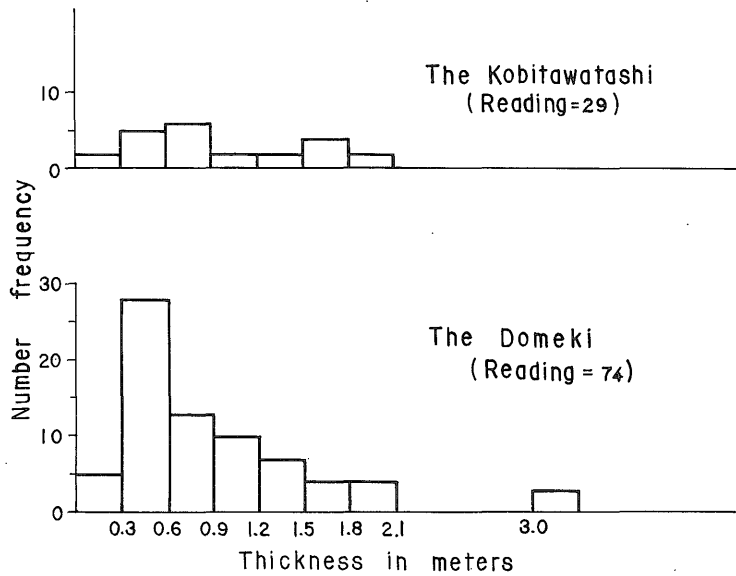
Kb3 厚さ2~5mの単位で成層する黒色砂質シルト岩を主とし、中部および上部に淘汰良好なアレナイト質の厚層理中~細粒砂岩が挟在する。比較的下部には、斜交葉理およびコンボリュート葉理の発達した極細粒砂岩薄層がかなりひんぱんに挟有される。泥質岩(砂質シルト岩または頁岩、北方に細粒化)から、浅海生軟体動物化石を多産する。それらのうち、*Mantellum akiyamae*, *Neitheia* sp., *Myophorella orientalis*, *Astarte* sp. が代表的である。上部からは *Berriassella* sp. もかなり豊富に産出する。生痕化石は中部の中~細粒砂岩に、層理面上に砂管状生痕が、上部の砂岩には層理面に垂直な砂管状生痕がよく発達する。

Kb4 粗粒砂岩と頁岩の極厚層理互層からなるが、岩相は南側の網地島・田代島と北側牡鹿半島とで異なる。網地島・田代島では、砂岩単層(厚さ3~10m)内での粒度変化をみると、最下部でしばしば細礫質で頁岩偽礫を多く含み、粗粒砂を主体としているが、上部で中粒→細粒と移り変わり、上位の頁岩に漸移するような上方に細粒化する規則性を示す。砂岩単層の基底は下位の



第 3 図 小長渡砂岩頁岩部層の部分柱状図

Fig. 3 Detailed section of the lower half of the Kobitawatashi Member.



第4図 白亜紀層中の斜交層理のセット厚 (流向測定層に限る)

Fig. 4 Histograms showing frequency distribution of cross-bedding thicknesses in the Kobitawatashi Sandstone and Shale Member (Kb) and Domeki Sandstone Member (Dm).

頁岩とシャープに接し、凹凸面(ソールマークあり)をもつことも多い。砂岩には比較的大型の斜交層理がしばしばみられ、そのセットの厚さは0.5~2mで最大3.5mである(第4図)。頁岩は本地域で普通にみられる海成の黒色頁岩と異なり、一般に黄灰色または(暗)灰色を呈し、厚さ0.5m以下の炭質頁岩を挟むこともある。また、動物化石を欠くが、植物破片が散見され、田代島北端部では珪化木片がみいだされる。

これに対し、鮎川浜から北側の本部層は、砂岩は南側に比べて半減し、頁岩が優勢である。頁岩は軟体動物化石(前出のKb3の二枚貝のほか、アンモナイト)、単体サンゴなどを含む明らかな海成の黒色頁岩で、均質で1~2m単位に成層している。

以上の層序にみられる岩相の諸特徴から、各細部層の堆積環境は次のように推定される。

Kb1の礫岩および砂岩は、海進初期における河口に近い瀬海の堆積物であろう。Kb2は、瀬海での砂相と泥相の動揺をくり返し、砂相は沿岸州、泥相はその内側(陸側)の潟または入江のような静穏な環境での堆積物であろう。Kb3では海進が進み、徐々に波浪作用の及ばない浅海泥相に移行していった。Kb4のうち、北部では浅海それも比較的安定した環境が引き続いたが、南部と西部では、砂質物質の供給が著しく増大し、それが沈降を上回って堆積盆地南西縁を埋積・浅化させ、おそらく沿岸

陸性の環境になった。Kb4南部および西部の層相は、砂岩にみられる大型の斜交層理、頁岩の再蝕礫の挟有、下底面の流痕などや、上方に細粒化する碎屑岩サイクルの存在、さらには挟在する頁岩が非海成とみなされ、部分的に炭質頁岩であることを考慮すると、粗粒砂岩は沿岸の分流流路埋積堆積物で、細粒碎屑物とともに、沿岸の沖積堆積物(alluvial deposits)と想定される。

要するに、小長渡部層は瀬海~浅海成堆積物に、堆積盆地の南西部には陸成堆積物を並存するような、全体として浅い、沿岸性環境に堆積したとみられる。

3.2 長渡頁岩部層

本部層は、上位のドゥメキ部層および下位の小長渡部層とは岩相が全く異なり、頁岩を主とし、細粒砂岩薄層をひんばんに挟有する泥質フリッシュ様(flysch-like)の地層で、種々の興味ある堆積構造を有する。岩相は、詳しくみると、級化層理の有無・砂岩の岩石組織(texture)・堆積構造などの点で、多種多様であり、かつ垂直的变化が著しい。ここでは、これら多様の岩相について分類・記述し、その層序的变化を述べる。

3.2.1 岩相と堆積の特徴

長渡頁岩部層は、おおむね、頁岩相、縞状互層相、級化層相および砂岩相の4岩相からなるが、詳しくみると、上記各岩相はさらに2~数種に細分類される。泥質岩(頁岩相全部と縞状互層相・級化層相の一部)は、一般に黒色を呈し、スレート劈開が発達する。上記諸岩相の一

部分をなして粗粒シルト岩の葉理または薄層がひんばんにみられるが、これは灰色～灰白色を呈し、スレート劈開の発達は微弱で、その堆積の特徴は砂岩に似る。したがって、粗粒シルト岩は砂質岩として扱う。砂質岩は暗色で泥質基質に富むものをワッケ質とし、淡色で泥質基質に乏しいものをアレナイト質とした。両者の境は、ここでは、泥質基質15%前後とした。また基質の大部分が炭酸塩鉱物からなる砂岩を、炭酸塩膠結砂岩とする。以下、とくにことわらない限り、模式地の網地島長渡付近での観察結果を中心に記述する。

なお、本部層の層序細分は、次項で詳述するが、第5図のように、下方から、Ft1・Ft2……Ft8の8細部層に分けられる。

1) 頁岩相 長渡頁岩部層のもっとも主要な岩相で、細粒なものから、粘土質頁岩、中層理シルト質頁岩、厚層理～無層理シルト質頁岩、極薄層理砂質頁岩、中～厚層理砂質頁岩に分けられる。これらの頁岩相は葉理の発達が弱いか、まったく欠いている。粘土質頁岩は極細粒・均質で、層理や葉理の発達に乏しく、そしてスレート劈開がよく発達し、薄片状に割れ易い。シルト質ないし砂質頁岩における層理の発達は、主として粒度差とくに粘土質頁岩の挟有による。中層理シルト質頁岩は、通常塊状無構造(ときに微弱な葉理が発達)であるが、単層の最上部に薄い粘土質頁岩を挟有して、よく成層している(Plate 11-3)。ときには単層の最下部が砂質で、その下面には、Striation cast・longitudinal ridge castのような微細なソールマークの発達することもある。

厚層理～無層理シルト質頁岩は、層理の間隔があらく(1～3m、ときに3m以上)、塊状の黒色頁岩で、相当量(30%以下)の粗粒シルトを含有する。模式地の長渡部層上部には、この頁岩が海食崖をなしてよく露出する。長渡部層の主部の厚層理～無層理シルト質頁岩は、きわめて従属的発達であるが、そこでは弱い葉理がみられ、多くはランプ褶曲している。

極薄層理砂質頁岩は、粘土質ないしシルト質の細粒の頁岩を挟有して、2～3cmごとに成層する砂質頁岩である。一般に厚さ2～3cmの単層の下底面は、かなりシャープで、繊細なソールマークを有することもある。この頁岩相はFt5に局部的に発達するに過ぎない(Plate 11-2)。

中～厚層理砂質頁岩はシルト質頁岩に比べて粗く、堅固であり、雲母片が多く、やや淡い黒色を呈する。西部の田代島によく発達する。

2 級化層相 級化層理の発達する砂岩と頁岩の有律互層で、中層理砂岩頁岩互層、薄層理頁岩砂岩互層が主

なもので、中層理頁岩砂岩互層も若干みられる。

中層理砂岩頁岩互層は砂岩部の厚さが10～数10cm、単位組層(砂岩と上位の頁岩)の厚さが60cm以下の砂岩優勢の互層である。本部層の下部(Ft1上半部)によく発達し、主部にはわずかである。砂岩単層上部で葉理の発達が良好であるがBOUMA(1962)の堆積型における、Ta-cの全部がみられることは少なく、多くはTc(current ripple lamination)を欠いて、Ta-b·(d)·eの組層(sequence)を示す。砂岩の底面は不規則なことが多いが、ときに不規則な凹凸(ソールマーク)をもつ。砂岩部と頁岩部の間に、凝灰岩起源とみられるチャート様の緻密な白色珪質岩を挟むことがあり、頁岩もやや珪質である。

薄層理頁岩砂岩互層は、砂岩部の厚さが大部分1～5cmで、単位組層の厚さが10cm以下の頁岩優勢の級化互層である。本岩相の級化層は、SCHEIDEGGER and PORTER(1965)の級化層理の3タイプのうち、砂岩上部で級化のよいconvex型に属するもの、あるいは、砂岩部全体を通じて上方に徐々に細粒化するuniform型の級化層理である。砂岩単層における基質量は最下部でも20～30%あり、上方に向かい漸次増大している。砂岩の厚さが薄い(最大頻度として2～3cm厚)にもかかわらず、砂岩部における葉理の発達は弱く、一般に塊状無構造で、ときに間隔の粗い平行葉理がみられるが、斜交葉理を示すものはまれである。もっとも以上の特徴はFt6とFt5の薄層理互層についてであって、Ft3にみられる薄(～中)層理頁岩砂岩互層では、砂岩に平行葉理がよく発達し、級化は微弱である。

中層理頁岩砂岩互層は単位組層の厚さが10～60cmの頁岩優勢の互層で、薄層理頁岩砂岩互層に付随して少し見られるに過ぎない。堆積の特徴は多くは薄層理互層と似かよっているが、一部には後述する中層理砂岩と区別の難しいものもある。

以上の薄(～中)層理互層における砂岩の下底面には、流向を示す種々のソールマークが発達しており、furrow flute cast, flute cast, groove cast, striation castなどが代表的である。砂岩の厚さが1～2cmの薄層にもfurrow flute castを主とするソールマークが、かなり良好に発達しているのは、本頁岩部層における注目すべき特徴であろう。

3 縞状互層相 頁岩と粗粒シルト岩または細粒砂岩からなり、平行葉理(しばしば斜交葉理も)のよく発達した縞状の碎屑岩で、砂質岩の卓越する砂質縞状互層(sandstone interlaminated and very thinly interbedded with shale)と泥質岩の卓越する泥質縞状互層(shale interlaminated and very thinly interbedded with sandstone)

に分けられる。

一般には級化層理はあまり顕著でないが、一部には級化を示し、繊細なソールマークを有することもある。泥質縞状互層には斜交葉理はあまり発達しないが、砂質縞状互層はしばしば斜交葉理砂岩薄層を伴う。

縞状互層は De RAAF et al. (1965) などの "sandy streak" および "silty streak" によく似る。

4 砂岩相 長渡頁岩部層の中では従属的岩相であるが、斜交葉理砂岩、中層理砂岩、斜交成層¹⁾を伴う砂岩、および厚層理砂岩に分けられる。これらのうち、斜交葉理砂岩の産状は、それ自身がある一定の厚さ（少なくとも 1 m 以上）をもって地層のある部分を占有するというより、むしろ他の岩相に随伴することが多い。

斜交葉理砂岩は砂漣式斜交葉理 (ripple cross-lamination) が砂岩単層の全体あるいは大部分にわたり発達する砂岩で、単層の厚さは数 cm 以下、とくに 1 ~ 2 cm のことが多い。粒度は細粒 ~ 極細粒または粗粒シルトで、単層の上面に水流漣痕を有することが少なくない。この岩相は頁岩相や縞状互層相など、他の種々の岩相中に、厚さ 1 ~ 3 cm の薄層をなして、散点的に挟有される場合と、ある程度集中性をもって占有的に発達する場合とがある。前者は、長渡部層の主部と上部に普遍的にみられ、後述する古流向も加味すると注目すべき産状である。以下に斜交葉理砂岩の産状について述べる。

①他の岩相に散発的に挟有される斜交葉理砂岩：おもに厚層理 ~ 無層理シルト質頁岩、泥質縞状互層、薄 (~ 中) 層理頁岩砂岩互層および斜交成層を示す成層砂岩など、他の岩相に随伴して、斜交葉理砂岩の薄層 (1 ~ 3 cm) が散発的に挟有されている場合で、多い部分では、その挟有間隔は 10 ~ 数 10 cm 位である。厚層理 ~ 無層理シルト質頁岩中には一般にわずかしかはさまれない。泥質縞状互層や薄層理頁岩砂岩互層中には、かなり良く挟有されている場合と、ほとんど挟有されていない場合とがある。斜交成層を伴う成層砂岩中にはさまれる斜交葉理砂岩は、比較的厚い砂岩 (10 cm 以上) の上位の頁岩中に数枚以上組みをなすように発達する (Plate 10-3)。同様な斜交葉理砂岩の産状は、薄層理頁岩砂岩互層中にはさまれる場合についてもいえる。

②占有的に発達する斜交葉理砂岩：上述の例のように他の岩相に随伴するのではなく、斜交葉理砂岩が集中してある厚さ (1 m 以上) にわたり、占有的に発達する場合である。この場合では斜交葉理砂岩が、しばしば薄い平行葉理の発達する砂岩 ~ 粗粒シルト岩を伴って、頁岩の

薄層とよく交互し、縞状の細互層を形成している (Plate 10-2)。その成層状態は、wavy bedding または lenticular bedding (REINECK and WUNDERICH, 1968) によく似る。

以上の斜交葉理砂岩は、それ自体単独の岩相として他のものから区別するよりは、むしろ他の岩相の一部とみなした方が、適切であるかも知れない。一般にフレッシュ型の地層では、“斜交葉理”は単層の一部を構成するものに過ぎないが、ここでいう“斜交葉理砂岩”は、上述のような特徴から、その大部分は、タービダイト層の一部分をなすようなものとは、性格が異なる。

中層理砂岩は単層の厚さが 10 ~ 16 cm で、級化層理および葉理の発達に乏しい塊状無構造の砂岩である。ただし、単層の最上部には弱い平行葉理の発達することもある。この砂岩は泥質基質に乏しく、基質は多くの場合炭酸塩鉱物 (方解石かドロマイト) に富む。一般に細粒砂からなるが、一部に中粒砂も存在する。この砂岩は、炭酸塩鉱物の存在のためと考えられるが、風化して薄茶 ~ 茶褐色を帯びており、方解石細脈も発達する。興味あることは、このタイプの砂岩層の大半は、スランプ層となっており、正常な成層状態を示すことはむしろ少ないことである。なお、中層理砂岩の一部には平行葉理 (ときに斜交葉理を伴う) のよく発達する細粒砂岩がある。これは一般に泥質縞状互層と交互して頁岩優勢の互層を形成している。砂岩の厚さは 10 ~ 30 cm の範囲のものが多く、砂岩の下底面は比較的シャープであるが、平滑でありソールマークは少ない。砂岩単層の上面はシャープのこともあるが、しばしば上位の頁岩に漸移する。この平行葉理のよく発達する砂岩は薄 (~ 中) 層理頁岩砂岩互層の一部とみなし得ないこともないが、両者は成因的に異なる可能性があるので分離した。むしろ砂岩の厚さ・基質の性質・級化の特徴などと、産出層準が近接しているという産状とから中層理砂岩の一部とみなされる。

斜交成層を伴う成層砂岩は、ときどき斜交層理の発達する成層砂岩で、数 m 以上の厚層をなしている。厚さ平均 0.4 ~ 0.5 m、最大で 2.5 m の単位で成層し、砂質シルト岩または砂質頁岩の薄層を挟有する。砂岩には平行葉理がよく発達し、斜交層理 (セット厚 10 ~ 50 cm) は従属的である。比較的厚い砂岩では葉理がみられず、塊状無構造である。級化層理は発達しない。

厚層理砂岩は厚さ 1 m 以上の塊状砂岩で、淘汰のよい中粒砂 (西部の長渡部層) からなる。級化層理はなく、泥質基質に乏しい“きれいな砂岩”である。頁岩偽礫もほとんど含まない。まれに斜交層理がみられる。

以上の諸岩相の堆積盆内での相対的配置関係あるいは

1) 斜交成層 (cross-stratification) は、斜交葉理 (セットの厚さ、4 cm 以下) と斜交層理 (セット厚、4 cm 以上) の両者を含む。

成因については、それぞれの堆積の特徴から、次のように推定される。

頁岩相は、相対的に、深いまたは供給源に遠い位置から、浅いまたは供給源に近い位置に向けて、粘土質頁岩、中層理シルト質頁岩、厚層理～無層理シルト質頁岩、中～厚層理砂質頁岩の順に配置していたと想定される。極薄層理砂質頁岩は、他の頁岩相との関係は不明であるが、薄層理頁岩砂岩互層に近接してみられることは注目される。極薄層理砂質頁岩は、運搬距離の比較的短かく、proximal で未成熟なタービダイト (immature turbidite) の可能性がある。粘土質頁岩は砂質物質の運搬されない、すなわち流れの弱い静穏な環境で、供給源からより遠い位置での堆積物であろう。成層したシルト質頁岩は、泥質物質が連続的かつ盛んに堆積する時期と、断続的かつ緩慢に堆積する時期とが交互することによってすなわち堆積速度の変化によって形成されたであろう。中～厚層理砂質頁岩は、浅海砂帯より沖合で、波浪作用の影響の及ぶ限界より深い場所での堆積物であろう。

頁岩相における大部分の泥質物質は、沖合に向かう定常流によって運搬されたが、一部はソールマークや、微弱な級化層理の発達することから、mass flowまたは混濁流的な作用によるものもあったと推察される。

薄層理頁岩砂岩互層や中層理砂岩頁岩互層の級化層は、混濁流に由来すると想定される。前者には級化層理・ソールマークがみられ、砂岩は泥質基質に富むなど、タービダイトとしての性格を持つてはいるが、多くのタービダイトに知られる“Bouma sequence” (BOUMA, 1962) の揃っていることはまれである。すなわち、平行葉理部 (Tb) や斜交葉理またはコンボリュート葉理部 (Tc) を欠いて、級化砂岩部 (Ta) から泥岩部 (Te) に直接移り変わる型の級化層が大部分である。このような Ta→Te 型の級化層について、WALKER (1967) は、厚さ 3 cm 以下の細粒砂岩に特有であるとし、その成因は、“Bouma sequence” を示す high flow regime の混濁流とは異なる low flow regime の混濁流によるか、high flow regime の混濁流に起因するとしても、斜交葉理部 (Tc) より末端 (distal) な位置での堆積物であろうと指摘している。いずれにしても、WALKER は Tc 部を形成する流れより、もっと flow regime の低い流れによるものであるとしている。本層における薄層理頁岩砂岩互層の特徴は、WALKER の Ta→Te 型砂岩とよく符合すると思われるが、flute cast や furrow flute cast などのソールマークの良好な発達、そのような、きわめて低い flow regime で形成しうるかどうかが疑問である。

中層理砂岩頁岩互層は、級化層理が発達し、“Bouma

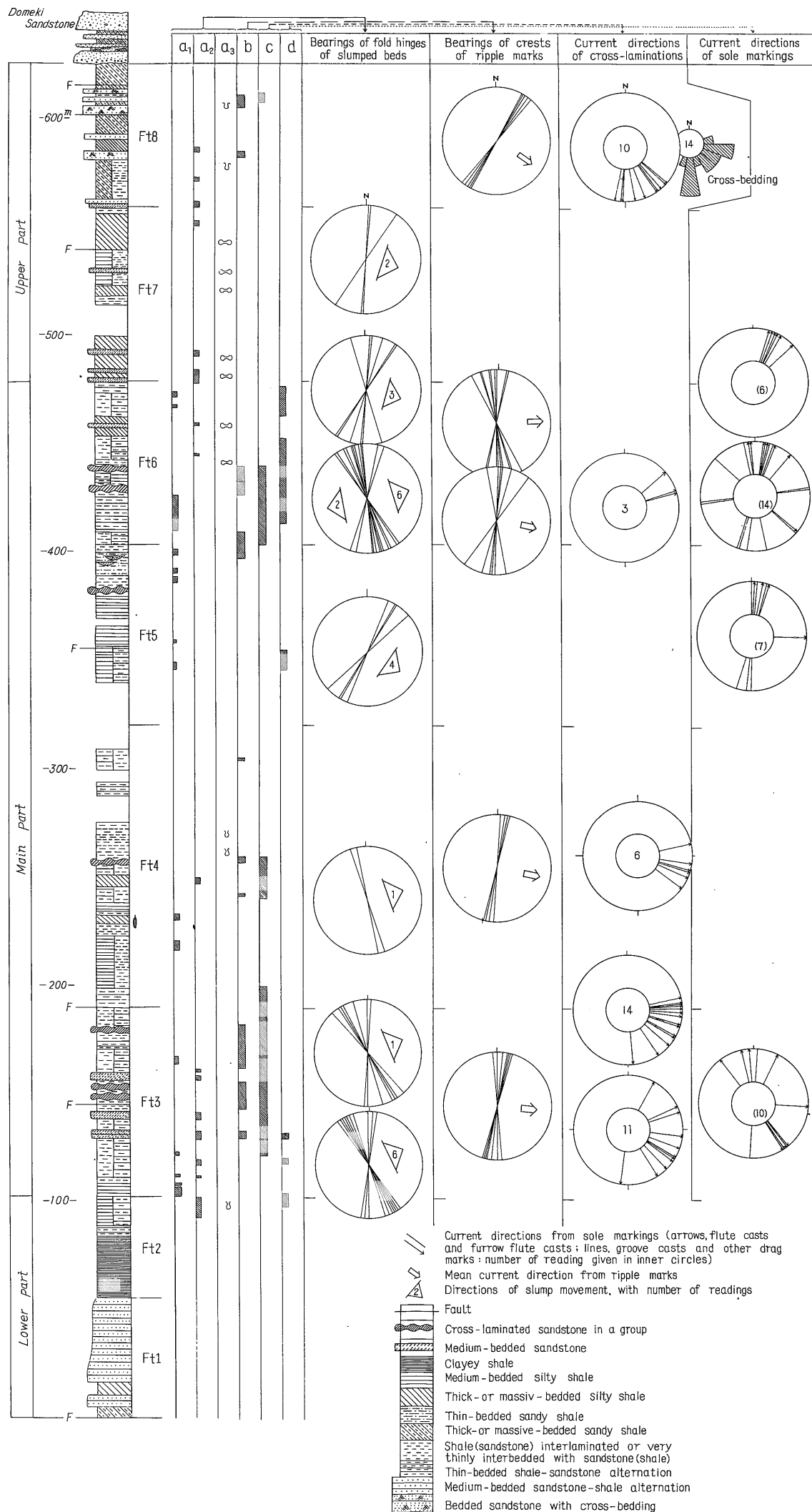
sequence” も部分的にみられるなど、一部は混濁流によるものであろう。この互層の一部は凝灰質砂岩である。

縞状互層を特徴づける細粒砂岩または粗粒シルト岩葉理は、掃流の作用²⁾の活発であったことを示すものであろう。これに類似の岩相は、De RAAF et al. (1965) の streaky beds, WALKER (1969) の parallel-and cross-laminated fine silt and mud および irregularly laminated siltstone, 岡田 (1969) の対州層群における縞状互層 (板目状堆積を含む), REINECK (1972) の interbedding and interlamination of mud and sand など、多数報告されている。これらの例ではいずれも化石相 (おもに生痕) や随伴する岩相と堆積構造などから、波浪または潮汐作用の影響するようなごく浅い環境 (cf. agitated water facies) で、デルタ成堆積層の一部または潮間帯の堆積物とみなされることが多い。本部層最上部の一部にみられる縞状互層は、斜交層理を示す砂岩と隣接することや、挟有する泥質岩も粗いことなどから、かなり浅い環境と考えられる。しかし、本部層上部に発達する縞状互層には、浅い環境を示唆する化石相 (とくに生痕) や堆積の特徴が認められない。この縞状互層をなす泥質岩は、シルト質ないし粘土質で、明らかな瀕海成泥質岩 (たとえば小長渡部層下部やドウメキ部層最下部) よりかなり細かく、淘汰もよい。またひんぱんなスランプ構造を伴い、fluxoturbidite 相に比較される中層理砂岩など、浅海と、それよりやや深い環境との中間的な性格を示す岩相に隣接する。縞状互層がこのような中間的深度の環境とみなされることは、スランプ層の流動方向や古流向のデータと堆積相の側方変化、とくに東部と西部の岩相差異によってもうらづけられる。最近における海洋地質学の進歩は、かなり深い環境にも、掃流の作用が普遍的に存在することを積極的に示している (例えば、岡田, 1967; RAD, 1968)。

要するに、縞状互層は、浅い環境 (agitated water facies) にもさることながら、堆積盆地の中間的深度 (側斜面) にも形成されたとみられる。

斜交葉理砂岩は成因的に砂質縞状互層と密接な関連をもつであろう。ただし、縞状互層の発達しない部分にも、斜交葉理砂岩は発達する。例えば、Ft 4 から Ft 5 にかけては葉理の発達の弱いか欠く頁岩中に、Ft 6 では薄層理頁岩砂岩互層中に散発的に挟有される。斜交葉理

2) 掃流ばかりでなく、浮流も関与したであろう。例えば、縞状互層とくに泥質縞状互層における砂質葉理には、明瞭な級化しかも上位の泥岩部への漸移の顕著なものが、しばしば認められる。それらの葉理は斜交葉理や平行葉理などの明確な流れ構造 (current structure) を欠くことが多い (Plate 15-2 参照)。このような縞状互層は浮流からの懸濁物質の沈積に起因するであろう。



第5図 長渡頁岩部層の細分柱状図と古流向・スランプ構造の関係。網地島長渡海岸
 Fig. 5 Sedimentological section of the Futawatashi Shale Member (Aji-shima).

a₁,...c and d show abundant occurrence of the following sedimentary structures: a₁, slump over folds; a₂, slump balls; a₃, pull-apart (upper-opened mark) and pseudonodule (cocoon-shaped, closed mark); b, ripple marks; c, cross-laminated sandstone; d, sole markings.

砂岩は主として、後述するように、西から東に向かう底層流によって運搬されたものであろう。斜交成層を伴う成層砂岩は、沿岸のそれも比較的沖合(sublittoral)側に堆積したと考えられる。

厚層理砂岩は、砂岩の性質や、挟在中～厚層理砂質頁岩より、かなり保存のよい三角貝ほかの軟体動物化石をしばしば産することなどから、斜交成層を伴う成層砂岩より沖合側で、おもに浅海内側の環境に堆積したと思われる。

以上の長渡頁岩部層における砂岩相は、斜交成層を伴う成層砂岩および厚層理砂岩が陸棚的な浅い位置に、中層理砂岩はその沖合（陸棚斜面上？）に形成されたとみられる。また斜交葉理砂岩は浅深両環境に形成されたとみられる。

3.2.2 岩相の垂直的变化と層序細分

長渡頁岩部層は層相の全般の特徴から、下部・主部・上部に大別され、模式地の網地島東部にあっては、さらに8つの細部層(unit)に分けられる(第5図)。

本部層の下限は模式地においてはN60°W方向の断層(地質図では省略)によって下位の小長渡砂岩頁岩部層(Kb)と接するが、一般には小長渡部層上部を特徴づける無層理粗粒砂岩の厚層の消滅する層準をもって両部層の境界とする。上限は網地島南東端付近で上位層との関係がよく観察され、そこでは本部層最上部の砂質頁岩と上位のドウメキ部層(Dm)基底の礫岩とが接する。この接触関係は顕著な岩相の急変から従来不整合とみなされている(小貫, 1969など)。しかし、問題の礫岩層の下底面には流痕(flute cast, 南→北の流向を示す。Plate 14-3参照)が見られること、この礫岩・砂岩の上位にある頁岩は、長渡部層最上部の砂質頁岩とよく似ており海成と考えられることなどから、両部層の関係は整合であって、ドウメキ部層基底面の凹凸は小規模な海底同時侵食と荷重変形に由来する可能性が高い。田代島三ツ石付近での両部層の関係は、後述するように網地島より漸移的であって整合とみなされる(滝沢ほか, 1974)。

以下第5図に示した細分層序に基づき、各細部層の岩相上の特徴を中心に記述する。

下部(Ft 1—Ft 2)は生物擾乱の著しい泥質細粒砂岩または砂質頁岩にはじまり、厚～中層理シルト質頁岩を経て中層理砂岩頁岩互層に移化し(以上Ft 1)、さらに葉理に乏しい粘土質頁岩(Ft 2)に漸移する。化石は最下部の砂質頁岩より保存不良の小型二枚貝を産する。中層理砂岩頁岩互層の砂岩上面には、しばしば幅0.5～1 cmの不規則に、またはU字型にうねった生痕化石がみられる。下部の最上部では泥質岩が粗くなり、粘土質頁岩

からシルト質頁岩になるとともに、砂岩またはシルト岩薄層を挟有するようになる。

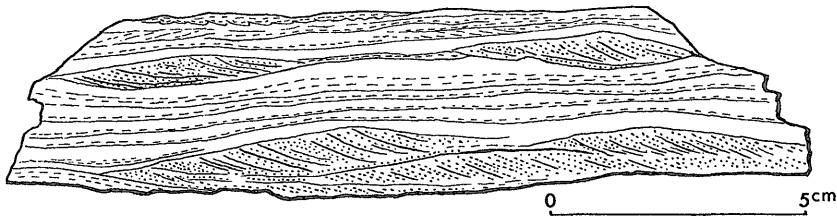
主部(Ft 3—Ft 6)は頁岩を主とし、砂質岩の薄層をひんぱんに挟有する泥質フリッシュ様の地層である。砂質岩はFt 3, Ft 6, Ft 5, Ft 4の順に発達がよく、砂岩単層の厚さも増す。全体として軟体動物化石はまれで、少数のアンモナイトを産するに過ぎない。生痕化石も非常に少ない。

Ft 3は岩相上、下部のFt 2から漸移して、かなり規模の大きいスランプ褶曲を伴う中層理シルト質頁岩に始まり、上方に平行葉理の発達する中層理砂岩と泥質縞状互層の交互層、中層理砂岩と頁岩、斜交葉理砂岩の密集層と砂質縞状互層の順に重なっており、上方に向かって砂質岩の量を増している。

一般的にスランプ層がよく発達し、とくに中層理砂岩の大半はスランプ化し、泥質縞状互層がこれに次ぐ。砂質岩中の級化層理は一般に弱いか不明瞭であって、砂岩単層の最上部に認められる。流向を示すソールマークは数少なく、しかも凹凸の小さい未成熟な形である。それらは薄層理頁岩砂岩互層と中層理砂岩にみられる。

Ft 4は泥質縞状互層が卓越し、砂質縞状互層、斜交葉理砂岩、中～厚層理シルト質頁岩を伴う。泥質縞状互層の粗粒シルト岩葉理は、しばしば級化層理が発達し、繊細なソールマークを有することもある。スランプ層は中～厚層理シルト質頁岩に認められる他は少ない。砂質岩の偽団塊(pseudo-nodule)もみられる。Ft 4上部は露出不十分であるが、断片的な露頭から判断しておそらく、泥質岩によって占められる。

Ft 5は頁岩の卓越する点でFt 4と似るが、葉理はFt 4ほどに著しくなく、中層理シルト質頁岩、極薄層理砂質頁岩、泥質縞状互層および薄層理頁岩砂岩互層からなり、斜交葉理砂岩薄層を散発的に挟有する。中層理シルト質頁岩がもっとも優勢で、これは斜交葉理砂岩薄層をよく挟有する。薄層理頁岩砂岩互層の砂岩部(細粒砂岩)は級化が明瞭であり、しばしばソールマークが発達する。泥質縞状互層中の葉理は単位の厚さが、Ft 4に比べて厚く、5 mm以上のが多い。極薄層理砂質頁岩は、長渡頁岩部層全体の中で、Ft 5にしかみられない。この砂質頁岩には級化がある程度認められるし、チャンネル状の砂岩レンズを挟んでいる点で興味深い(Plate 11-1)。このチャンネル状砂岩レンズは接近して2枚あり、おのおの最大層厚部で、70 cmと50 cmであり、走向方向(N25°E)での幅が、双方とも10 m弱である。この砂岩は側方には厚さ5～20 cmの細粒砂岩となる。“チャンネル”の埋積物は中粒アレナイトを主とし、頁岩偽礫



第6図 斜交葉理砂岩(薄層)の1例. 長渡頁岩部層 Ft 6. 網地島

Fig. 6 Sketch of the cross-laminated sandstone in laminated shale, Unit Ft 6 of the Futawashi Shale Member, Aji-shima.
Dots, fine-grained sandstone; broken lines, coarse siltstone

を含む。部分的にやや低角度の斜交層理が発達し、最上部の細粒砂岩には斜交葉理がみられ、いずれもほぼ南から北への流向を示している。

Ft 6 を特徴づける岩相は薄層理頁岩砂岩互層であり、部分的に砂岩優勢のこともある。

互層をなす砂岩には流向を示すソールマークがよく発達し、とくに本細部層上半部では、多くの砂岩に furrow flute cast がみられる。級化は一般に砂岩単層の最上部において認められる。本細部層下半部には、上面に平行型水流漣痕を有する斜交葉理砂岩薄層(厚さ1~3 cm)がかなりひんぱんにみられ(第6図)、それらは上記薄層理互層中において、その頁岩部中に挟有されたり、その砂岩部と複合成層する。Ft 6 は長渡海岸北東部の館崎によく露出する。

上部(Ft 7—Ft 8)は主部に比較して砂岩・頁岩ともに粗く、成層の単位も厚い。すなわち、相対的に厚い砂岩の存在と泥質岩における葉理および薄層理のみられないことを特徴とする。

Ft 7 は厚~無層理シルト質頁岩を主とし、中層理砂岩を少ないが挟在する。斜交葉理砂岩薄層もわずかに存在する。中層理砂岩の多くはスランプ構造を呈する。

Ft 8 は斜交成層を伴う成層砂岩の発達によって特徴づけられ、これと厚~無層理頁岩または砂質頁岩が交互する。砂岩の占める割合は約25%である。砂岩は淘汰良好の中~細粒アレーナイトからなる。砂岩の成層の単位は90 cm 以下である。部分的に発達する斜交成層にはセットの厚さが10~50 cm の斜交層理と、4 cm 以下の斜交葉理があり、前者は平板型(planar type)であり、後者の発達した砂岩は頁岩中に挟有されて上面に平行型水流漣痕がよく発達する。成層砂岩に近接する細粒砂岩または砂質シルト岩には生物擾乱の痕跡がみだされることもある。

以上、模式地付近における長渡頁岩部層の岩相の垂直

変化をみてきた。要するに、下部は碎屑物質が上方に向かい細粒化することから海進性堆積物とみなされるのに対し、上部は上方に向かって粗粒化し、砂岩に斜交層理がみられるなど海退期の堆積物であろう。主部は泥質岩が全体として優勢であり、その下半部では縞状互層、上半部では級化層理を示す薄層理互層の発達によって特徴づけられる。岩相は垂直的に数~数10mのオーダーで変化に富み、堆積様式の不安定さを示している。

一方、西部における長渡頁岩部層は、頁岩を主とするものの、東部とは岩相や堆積構造を全く異にする。

まず同部層下部は、下位小長渡部層(Kb 4)の粗粒アレーナイト砂岩と頁岩の極厚層理互層を被覆して(直接には、中~粗粒砂岩と接する)、顕著な生物擾乱の痕跡のみられる泥質細粒砂岩をもって始まり、凝灰質の細~中粒砂岩をかなりひんぱんにはさむ砂質頁岩に移化する。この凝灰質砂岩は東部の同層準に対比されるものより、細粒で、単層の厚さも薄いのが、しばしば級化層理や白色の珪質緻密岩(凝灰岩?)を伴うことは共通している。砂質頁岩からは、*Amphidonte* のほか腕足貝や小型の二枚貝が多産する。また頁岩の一部はやや珪質である。

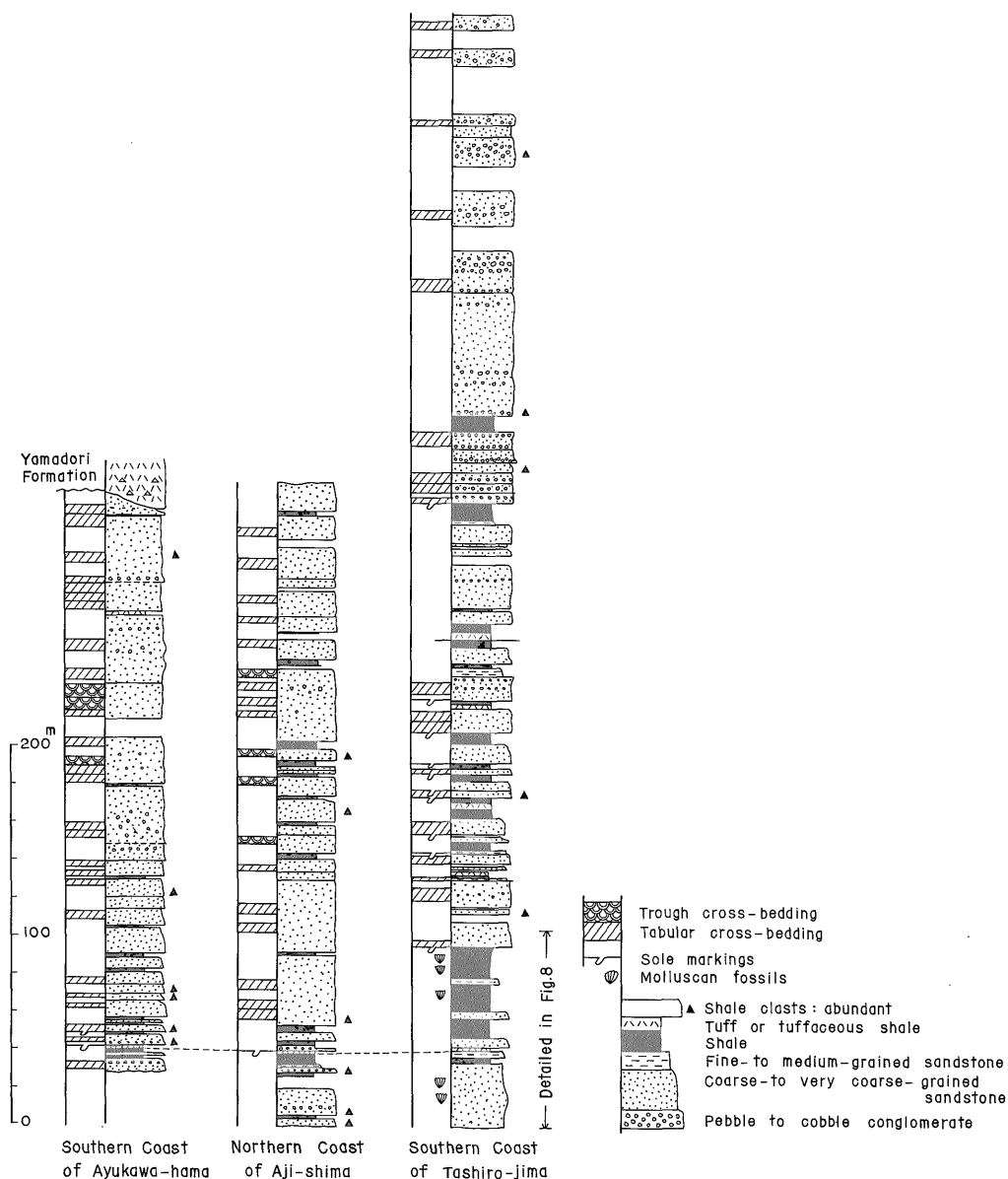
次に、田代島の長渡部層主部は、成層も淘汰も不良の泥質細粒砂岩および砂質頁岩にはじまり、おもに中~厚層理(数10 cm~2 m 単位に成層)の砂質頁岩からなる。砂質頁岩には雲母片が多く含まれ、ときに数 cm 厚の細粒砂岩をはさむ部分もある。化石は砂質頁岩の数層準から *Myophorella* が散点的に(2層準では多産)産出するが、砂岩からは産しない。主部のおもに下半には、砂質頁岩中に、数~15m 間隔に厚さ1 m 以上、最大8 m 厚の優白色厚層理中粒砂岩を挟在する。この砂岩は泥質基質の少ないアレーナイトで、淘汰が比較的良好な長石質~亜長石質砂岩からなり、級化層理や斜交層理の発達しない塊状無構造の特徴をもつ。しかし厚さ数10 cm 以下の中~細粒砂岩が挟有されることもあり、基底部に粗粒砂の含まれる級化層が存在する。主部の上半は、砂岩層

の夾みに乏しい比較的単調な成層砂質頁岩からなる。

主部から上部には漸移的で、その境は判然としないが、上部は泥質な細～中粒砂岩 (*Myophorella* を含む) および淘汰不良の細砂質頁岩からなり、成層のよくないことを特徴とする。最上部には、アレナイト質の中粒石英質砂岩と、細粒砂岩薄層をはさむ砂質頁岩が重なる。

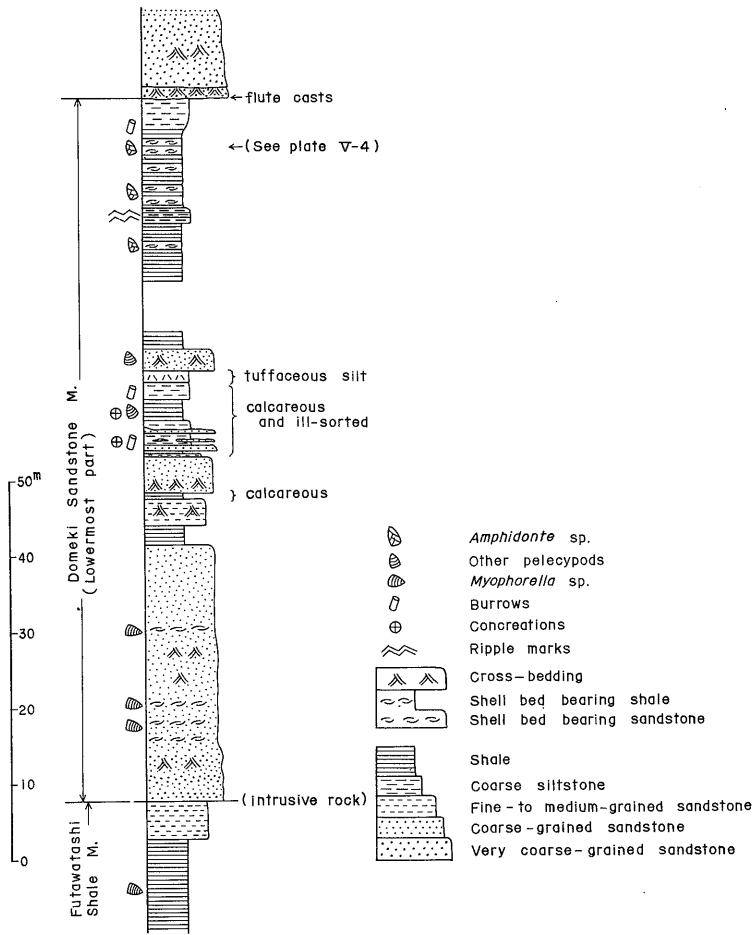
西部 (田代島) の長渡部層と、東部 (牡鹿半島と網代島) のそれとの対比は、下部の凝灰質白色緻密岩を伴う

凝灰質砂岩と、上位のドウメキ部層最下部を基準とする以外に、有力な鍵層がなく、詳細に比較することは困難である。しかし、西部の主部下半に発達する厚層理砂岩は、東部の Ft 3 の中層理砂岩に、西部の上部の中粒砂岩は東部 Ft 7・Ft 8 の細～中粒砂岩に比較され、ともに、西部のものが粗く、成層の単位も厚いが、堆積岩石学的性質は類似している。泥質岩は全体として、葉理の発達が乏しく、級化層や縞状互層、それにスランプ構造のまれなこと



第7図 ドウメキ砂岩部層の地質柱状図

Fig. 7 Geologic columns of the Domeki Sandstone Member. Continued from Fig. 2.



第8図 田代島のドウメキ砂岩部層最下部の部分柱状図

Fig. 8 Detailed section of the lowermost part of the Domeki Sandstone Member, Mitsuiishi of Tashiro-jima.

を特徴とする。したがって、西部の層相は東部に比較してより浅く、掃流や混濁流の作用の弱い静穏な環境で堆積したものと想定され、加えて層厚の差異（西部は東部の3分の1）に示される沈降量の著しい違いがあった。

このような層相と層厚の顕著な差は、東部の地層が堆積盆地のより中軸相、西部の地層が縁辺相であることを示している。

3.3 ドウメキ砂岩部層

本部層は粗粒砂岩の圧倒的に優勢な地層で、礫岩と頁岩を少量伴う。砂岩はしばしば礫質であり、斜交層理がよく発達する。第7図に本部層の柱状図を示す。分布は下位層と同様に、東部（網地島と牡鹿半島）と西部（田代島）に分かれる。本部層下部部では、粗粒砂岩が頁岩とひんぱんに交互するが、上半部では頁岩の夾みに乏

しく、礫岩にとむ。西部での層厚が東部より厚い（約2倍）のは、先山鳥不整合による削剝量の差異³⁾を反映している可能性があり、元来堆積した厚さの差を意味しないであろう。下位の長渡頁岩部層との関係は、すでに述べたように、網地島東部の南岸でよく観察され、岩相は急変するが整合とみなされる。そこでのドウメキ部層の基底部は長渡部層最上部の黒色砂質頁岩を覆い、頁岩偽礫に富む礫岩（または砂岩）からなり、その底面にはソールマークが発達する。このソールマーク（flute cast）は、S10°W から北に向かう流向を示している（Plate 14-3）。この基底部の礫岩は上方に厚さ約4mの粗粒砂岩～中粒砂岩に漸移する。砂岩は頁岩の偽礫に富み、塊状無

3) 滝沢ほか（1974）によれば、鮎川累層堆積後、山鳥累層堆積前の削剝量は、分布の南北両端で、1,000mに達する差異を示す。

構造で、一部に平行層理 (flat bedding) がみられる。この砂岩の上位には、中粒砂岩を挟有する黒色砂質頁岩 (厚さ 1.5m) が重なる。さらに上方には、砂岩 (厚さ数 ~ 10 m) と頁岩 (厚さ 1 ~ 3 m) が交互する岩相が続く。ドウメキ部層には含まれる頁岩のうち、上記の厚さ 1.5m の黒色頁岩だけは、他の頁岩と異なり長渡部層最上部の砂質頁岩と岩質がよく似ており、海成と推察される。他の頁岩は後述するように、灰色 (風化して黄土色) で、陸成と考えられる。

以上の特徴および後に述べるドウメキ砂岩部層下半部への堆積相の漸進的变化から推察して、網地島でのドウメキ部層最下部は、河川流路の瀬海への延長流路の埋積堆積物で、河口域の前面の瀬海環境を示唆するものと考えられる。このような堆積物は COLLINSON (1968) の deep fluvial channel での堆積物に比較されよう。

一方、西側田代島での両部層の関係についてみると、岩相はかなり急激にかわるが化石相は連続している。すなわち長渡部層上部は、*Myophorella orientalis* を産する砂質頁岩と細 ~ 中粒砂岩からなる。ドウメキ部層最下部は、ときに細礫質の粗粒砂岩の厚層 (厚さ 40m 以上) をもって始まる。この粗粒砂岩厚層には *Myophorella* の密集した化石層を数枚含んでおり、その化石層は、厚さ 10 ~ 100 cm で側方に連続性がよく、田代島全体にゆきわたっている。両部層の累重関係は、同島南岸では貫入岩が存在するためわからないが、北側の大泊付近では、長渡部層の葉理の発達した頁岩と上記の細礫質粗粒砂岩とが直接し、わずかな斜交関係にある。この関係はおそらく同時侵食構造とみなされる。

田代島のドウメキ部層の最下部の柱状図を第 8 図に示す。この図からわかるように上記粗粒砂岩の上位にカキ殻層 (*Amphidonte* sp.) を多数にはさむ頁岩があり、砂管構造の発達するシルト岩もみられる。この頁岩またはシルト岩を被覆して極粗粒砂岩の厚層が重なる。この極粗粒砂岩の底面には、大型の flute cast がみられ、S50°W から北西向きの流向を示しており、その砂岩に発達する典型的な平板型斜交層理も、ほぼ一致した流向を示している。

以上の層相の推移から、田代島における長渡部層上部からドウメキ部層最下部の堆積環境は、浅海から瀬海・内湾のようなごく浅い環境を経て、次に述べるような陸性 (主に河川性) 環境への変遷が想定される。

次にドウメキ砂岩部層の主要部の堆積環境を推察してみる。同部層の下半部の砕屑岩には第 9 図に示されるような、上方に細粒化する小堆積サイクルと、逆級化を示す礫質堆積物が、東部においても西部においても、しば

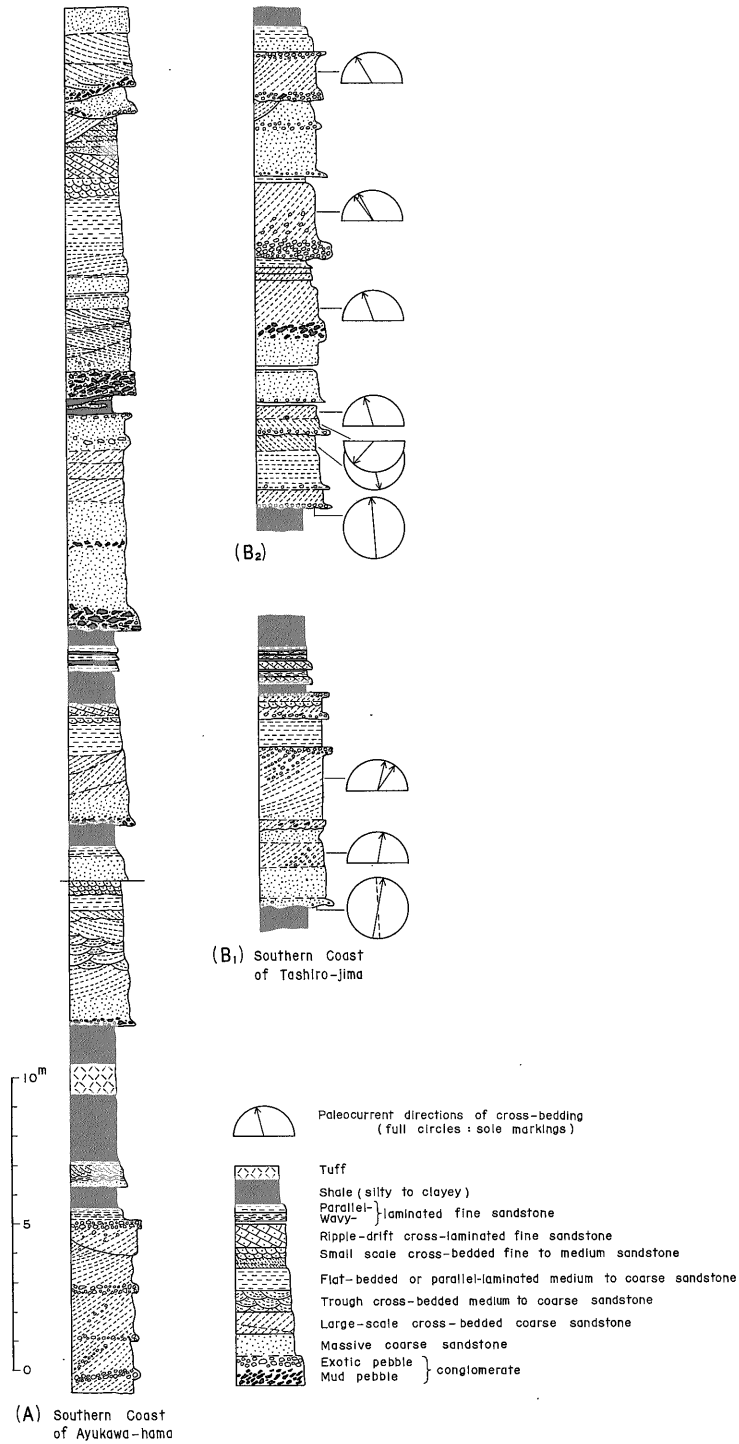
しばみいだされる。この上方細粒化型の小堆積サイクルは下位より上方に向かい次のような岩相と堆積的特徴を示す。まずこの小サイクルの下底面は、直下位の砕屑岩 (頁岩のことが多い) とはシャープな境界をもち、しばしばソールマークが発達して、小規模な侵食作用のあったことが想定される。小サイクルの最下部は頁岩の偽礫を多量に含む礫岩または礫質砂岩からなる。この礫岩はしばしば欠如するが、その場合でも下底面は上記の特徴を備えている。小サイクルの大半を占める砂岩は下部の極粗粒または粗粒砂から上方に向かい粒度を減じ、上位の頁岩またはシルト岩に漸移する。砂岩はときに礫質で、斜交層理や平行層理 (flat-bedding) が発達するが、塊状無構造のこともある。斜交層理はその角度が非常に緩く、平行層理と区別し難いこともある。砂岩上部では、斜交層理の規模が小さくなるか (セット厚 20cm 以下)、中粒ないし細粒砂の平行葉理がよく発達する。砂岩最上部は細粒砂からなり、平行葉理または漂砂礫式斜交葉理を示す。小サイクルの上部の頁岩は、灰色 (大部分風化して黄土色) を呈し、葉理は発達せず塊状無構造のこともあるが、粗粒シルト岩または砂岩薄層の発達することもある。頁岩からは、ときに植物破片がみいだされるほかは、全く化石を産しない。

以上のような上方細粒化型の小堆積サイクルは ALLEN (1964) などが河川成堆積物としている上方細粒化型組層の堆積型に比較され、滝沢 (1973b) が牡鹿層群の萩の浜累層の一部に認定した河川成型の小堆積サイクルとも共通する特徴をそなえている。

礫質堆積物における逆級化現象については、岡田 (1968b) が海浜堆積物や河川堆積物によくみられると指摘している。ドウメキ砂岩部層にみられる逆級化礫層は、その前後に海浜成を指示する堆積的特徴が全くみられないことや、上述の上方細粒化型組層の並存から、河川成堆積物とみなされる。

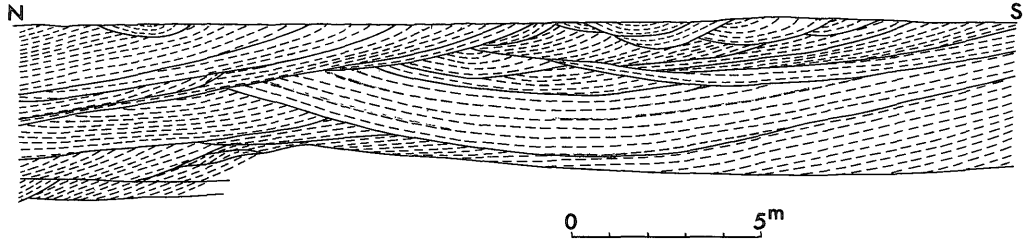
ドウメキ部層の上半部では、頁岩のはさみが少なく、下半部でみられる上方細粒化型の堆積層がまれである。東部の中部と西部の上半部は、礫 (中 ~ 大礫、ときに巨礫) が多量であり、斜交層理も顕著である。とくに、田代島のドウメキ部層上半部では、直径 50cm 以上、最大 75 cm の珪長質火山岩の巨礫がしばしばみいだされ、その最上部において円磨度が低下して角礫 ~ 亜角礫が目立つようになる。化石は少量の植物破片のほかは、まったくみいだされない。確かな証拠はないが、東部の中部と西部の上半部は、それぞれ下 (半) 部に比較して、より上流側に発達する扇状地型河川成堆積物であろう。

東部のドウメキ部層最上部約 50m は、礫がまれで、淘



第 9 図 ドウメキ砂岩部層にみられる堆積小サイクル。B₂セクションは滝沢ほか(1974)より引用

Fig. 9 Cyclic successions in the Domeki Sandstone Member. In the section A fining-upward cycles are most noticeable. Conglomerates are occasionally found at the top of a sandstone bed.



第10図 ドウメキ砂岩部層中部の上部にみられる谷型斜交層理. 鮎川浜南方の海岸
 Fig. 10 Trough (festoon) cross-bedding in sandstone at the upper middle part of the Domeki Sandstone Member, southern coast of Ayukawa-hama.

汰の比較的良好な粗粒砂岩からなり、平板型のかかなり急角度の斜交層理が良好に発達する。この部分もおそらく陸成堆積物と推察されるが、その詳しい堆積環境は不明である。

なお、顕著に発達する斜交層理のうち、部分的に規模の大きい、谷型 (trough or festoon type) の斜交層理がみられる (第10図)。この大型の谷型斜交層理は、この図のように、砂岩層内で上方に規模の小くなる傾向が認められる。斜交層理の垂直的な規模縮小化は、河川堆積層に普通にみられる現象であり、また谷型斜交層理は HECKERELL (1972) によれば、河川堆積物に最も代表的にみられるとされている。

以上の層相の変遷から、ドウメキ部層は、河口付近の瀬海環境での堆積に始まり、速やかに陸性の河川堆積に移化し、さらにより上流側の河川堆積へと進んだことが、概略的にいえるであろう。

4. 化石相

本地域の白亜紀層にみられる化石には、海生動物化石 (おもに軟体動物化石) と生痕化石および植物化石がある。これらは垂直的あるいは水平的な堆積相の変化と密接な関連をもっている。第2表に軟体動物化石を中心とする産出化石を層序的・地域別に示す。卓越する化石の種類によって、とくにカキ (*Amphidonte*)、三角貝 (*Myophorella*)、ミノ貝 (*Mantellum*)、アンモナイト、植物化石などによって、それぞれ特徴づけられる化石相が識別される。

カキ相 *Amphidonte* の密集または卓越する化石層からなり、田代島ドウメキ部層最下部と同島長渡部層下部の2層準にみられる。いずれも泥質岩層中に挟有される。ドウメキ部層最下部のは、カキ殻は密集しており、すべて破損・磨耗している。カキ殻層は厚さ30mの砂質頁岩中に、厚さ10~30 cm のが10枚ほどみいだされる。このカキ殻層は田代島主向斜の西翼に、少なくとも延長 2 km に

わたって連続しており、その上位は非海成とみなされる粗粒砂岩の厚層である (第8図および Plate 14-4参照)。以上のような化石の保存状態と産状から、このカキ殻化石は異地性堆積とみなされる。田代島長渡部層最下部のは、小型の二枚貝や腕足貝を伴い、*Amphidonte* の卓越する化石層で、殻の破損・磨耗は少ない。化石は密集というより散点的で、厚さ10m位の砂質頁岩中のところどころに産する。この方は原地性に近いとみなされる。

三角貝相 *Myophorella* が他の化石に卓越して多数含まれる化石層で、砂岩中の顕著な例は、田代島ドウメキ部層最下部 (前記カキ密集層の下位) にみられる (第8図)。ここでは厚さ1 m以下の *Myophorella* の密集 (巻貝を少量含む) した化石層が数枚みられ、殻は多くは磨耗し、異地性である。この化石層は、田代島南西端三ツ石から北東の大泊にかけて、延長約3 km にわたって連続するが、同島南東部にはみいだされない。ほかに砂岩中の *Myophorella* は、鮎川浜北西部でおそらく小長渡部層 Kb2 ないし Kb3 に由来すると思われる転石としてみいだされる。泥質岩中の *Myophorella* は、砂岩中のより産出頻度は高いが、密集はしない。牡鹿半島の小長渡部層および田代島の長渡部層中のところどころにみいだされ、殻の破損・磨耗の程度は砂岩中のに比較して少ない。場所によって、他の二枚貝・腕足貝・巻貝などを伴う。産出層の頁岩は一般に砂質であり、小長渡部層では淘汰不良の“砂まじり泥岩”である。

ミノ貝相 *Mantellum akiyamae* を多く含有し、種々の二枚貝を共産する化石相である。産出層の岩質は三角貝相の場合に近いが、砂岩からは産しない。この化石相のうち網地島のKb3下部の化石群集には、*Mantellum*, *Neitheia*, *Somapecten* などの遊泳能力のある二枚貝種 (TAMURA, 1961; 速水, 1969) が代表的であり、他に泥底を好むウニ⁴⁾を伴う。また、本地域北東部の小山崎西方のKb4の

4) *Toxaster* sp. (本所, 田中啓策技官の教示による)。

第2表 牡鹿半島白亜系産化石表

Table 2 Selected fossils from the Cretaceous formation of the Oshika Peninsula.

Strati-graphic unit		Area		Eastern part		Western part	
				Oshika Peninsula	Aji-shima	Tashiro-jima	
Domeki Sandstone M.	Lowermost	Plant remains & wood drifts			Plant remains	Plant remains & wood drifts	
						<i>Amphidonte</i> cf. " <i>Exogyra</i> " <i>kumaensis</i> KIMURA ² , <i>Myophorella</i> sp ² .	
Futawatashi Shale M.	Upper & Main	Ammonoid ⁴		<i>Kilianella</i> ¹ sp.	<i>Myophorella orientalis</i> KOBAYASHI and TAMURA ² , <i>Amphidonte</i> sp ³ .		
	Lower			<i>Somapecten</i> sp.	<i>Amphidonte</i> sp ³ . Brachiopod ³		
Kobitawatashi Sandstone and Shale M.	Upper	<i>Thurmanniceras</i> cf. <i>isokusensis</i> (KOBAYASHI and FUKADA) ¹					
	Kb4	<i>Myophorella</i> sp ³ , <i>Astarte</i> sp ³ , <i>Mantellum</i> sp ³ , <i>Amphidonte</i> sp., <i>Grammatodon</i> sp., Ammonoids, Ahermatypic hexacorallia		Plant remains	Plant remains & wood drifts		
Kobitawatashi Sandstone and Shale M.	Upper			<i>Berriassella</i> sp ¹ .			
	Kb3	<i>Myophorella</i> sp. <i>Ctenostreon</i> sp.		<i>Mantellum akiyamae</i> (HAYAMI) ² , <i>Mantellum</i> sp ³ , <i>Neithea</i> sp ³ , <i>Astarte</i> <i>higoensis</i> TAMURA, <i>Astarte</i> sp ³ , <i>Astarte</i> cf. <i>sptiensis</i> STOLICZKA, <i>Parallelodon kesenumaensis</i> HAYAMI, <i>Trinosucatella</i> cf. <i>kobayashii</i> (TAMURA), <i>Somapecten</i> fc. <i>kami-manensis</i> KIMURA, Brachiopod, Echinoid, Ammonoid			

1: Ammonoid; 2: Abundant occurrence; 3: Common occurrence; 4: From TAKAHASHI (1967, in ONUKI, 1969)

頁岩からは、*Astarte*, *Mantellum*, *Myophorella* など多くの二枚貝のほか、アンモナイトや単体六射サンゴを産し、部分的に厚さ約50 cm のレンズ状貝殻集積石灰岩をはさむ。三角貝相がアンモナイトを伴わないのに対し、ミノ貝相はアンモナイトを共産することが注目される。

アンモナイト相 アンモナイトの産出によって特徴づけられるが、若干の二枚貝を伴うことが多い。網地島 Kb3 上部の頁岩は、白亜紀層中でもっとも多数のアンモナイト (*Berriassella*) を産出するが、若干の二枚貝 (*Mantellum* その他) を伴う。牡鹿半島の Kb4 上部と網地島の長渡部層主部とは、アンモナイト (*Thurmanniceras* および *Kilianella*) のみしか産出していない。牡鹿半島の鮎川浜北方の貯水池付近より TAKAHASHI (1967; 小貫, 1969 より引用) はアンモナイト 2 種 (*Lyticoceras* および *Sarasinella*) を報告しているが、この産出層は少数の貝化石を伴うようで、これは筆者の長渡部層主部に属すとみなされる。

以上の各化石相に属する個々の化石群は、厳密に原地堆積による可能性が少なく、大部分が異地堆積によるであろう。しかし、化石群の構成・産状・保存状態・岩相との関連などから、ある程度堆積環境や化石の移動経過を推察できる。各化石相と岩相・岩質との関連をみると、カキ相と三角貝相の大部分、そしてミノ貝相は、砂質頁岩または“砂まじり泥岩”のことが多い。この種の砂質頁岩は、葉理の発達不良で、厚層理または無層理塊状である。砂岩中の貝化石は、三角貝相の一部にみられるだけであるが、密集しており、個体数が多い。貝殻の集積した不純石灰岩は、田代島の長渡部層下部とドウメキ部層最下部の両カキ化石層、牡鹿半島北東部の小長渡部層の計 3 地点にみられる。アンモナイト相の地層は、非砂質の成層良好な頁岩からなり、部分的に葉理の発達することもあって、上記二枚貝化石相の地層より細かい。

北上山地のジュラ紀動物相については、すでにHAYAMI (1961 a, b)・速水 (1962) などによる斧足類相の研究があり、蜆貝相 (内湾)・三角貝相 (沿岸)・菊石相⁶⁾ (浅海沖合) の3相に識別されている。これに比較して本地域の白亜紀層における動物相は、蜆貝相⁶⁾ を欠いて、他の2相を認めることができる。そのうち、菊石相の代表例とされる唐桑地方の最上部ジュラ系ないし最下部白亜系 (小々汐層最上部⁷⁾) の化石群は、前記ミノ貝相に共通の種が多い。小々汐層最上部は年代的に鮎川累層の中部すなわち小長渡部層および長渡部層に対比され (TAKIZAWA 1970), 両者で産出する二枚貝に共通種が多いことは注目される。本地域のミノ貝相は、速水の菊石相に比較されよう。ちなみに、*Mantellum akiyamae* は浅海沖合の泥底を好んだらしい。また、三角貝相の代表属である *Myophorella* は沿岸相に多いが、*Astarte* などとともに、かなり沖合相まで産出するという。HAYAMI (1961) の三角貝相は、下部および中部ジュラ系に代表的であるが、本地域の“田代砂岩部層”(本稿でのドウメキ砂岩部層最下部に比較される) もこの相に属するとされており、本稿での三角貝相にはほぼ同じとみることができる。

田代島ドウメキ部層最下部の砂岩中の *Myophorella* 集積層は、沿岸の“打ち上げ”による遺骸群集に相当するであろう。カキ相を代表する *Amphidonte* は、従来“*Exogyra*”とされていたもので、鳥巢層群とその相当層から、かなり普遍的に、純海生種に伴って産出している。しかし、田代島ドウメキ部層最下部に挾有される *Amphidonte* の排他的な集積層は、内湾または入江のような閉鎖的で限られた環境に、*Amphidonte* が一時的に大量発生し、そこでの泥底に集積したものと考えられる。

以上のような各化石相の特徴と堆積相から判断して、大局的には、沿岸から沖合、または内湾から公海(外洋)に向けて、カキ相、三角貝相、ミノ貝相、アンモナイト相の順に配列していたと推察される。

なお、公海浅海生とされる鳥巢型二枚貝群 (TAMURA, 1961) に普遍的な化石種である *Somapecten*, *Trinosucatlata* などや、非造礁性単体六射サンゴが産出することは、古生物地理上および堆積環境を推察する上で注目されよう。

5) 主要な斧足類属は *Variamussium*, *Entolium*, *Limatula* (cf. *Mantellum*), *Astarte*, *Grammatodon* で、アンモナイト・非造礁サンゴ・腕足類を伴う。本稿でのアンモナイト相とは異なる。

6) 牡鹿半島十八成浜西岸に *Protocyprina naumanni* その他の汽水生種を含む化石層があり、従来“鮎川層”の一部とみなされてきた (小貴, 1956; HAYAMI and NAKAI, 1965 など) が、筆者はこの地層を鮎川累層に含めないで、詳しい年代と層序的位置の不明な後期中生層一十八成層一として独立の地層とした (滝沢ほか, 1974)。

7) HAYAMI (1960, 1961b) は SATO (1958) ほかの磯草・長崎層を小々汐層の最上部に含めている。

生痕化石は多種多様な砂管状生痕その他が、様々の層準にみられる。とくに、小長渡部層の下半部、長渡部層の最下部と最上部およびドウメキ部層下部によく発達する。

小長渡部層 Kb 2 には、*Thalassinoides* 様の砂管状生痕化石を含む中粒砂岩が2枚みだされる (Plate 14-2)。この砂岩層の下位には、淘汰のよくない粗粒で斜交層理の発達する砂岩 (Kb 2 下部および Kb 1) があって、瀕海成のごく浅い環境を示し、上位の頁岩 (Kb 3) からは *Mantellum* その他の浅海生化石種を多産することから、この生痕化石を含む砂岩は瀕海相と浅海相の中間、おそらく沿岸砂相と考えられる。*Thalassinoides* は SEILACHER (1964) によれば波浪作用の影響し得る (wave base 以浅) ような沿岸帯を、FARROW (1966) も潮間帯に多くみられ、沿岸帯を指示するとしているので、本地域の場合これらの見解によく適合している。

ほかに砂管状生痕化石には、層理面に斜交するタイプと、平行なタイプとがあり、明確な生痕化石種として同定されないが、形状からみて少なくとも両タイプとも、それぞれ3種類以上の生痕化石種があると思われる。層理面に斜交するタイプの内2種 (横ヒダのあるものとならないものは、多毛類の巢穴化石と思われるゆるく彎曲、ときに分岐した細長いヒモ状の砂管 (頁岩中) であり、また、他の種類は細~中粒砂岩中にみられるもので、下方に長く伸びた、あるいはずんぐりした袋状の径3~5 cmの砂管であって、匍行潜入型斧足類の巢穴化石と考えられる。これらの層理面に斜交する方向に伸びている生痕は、小長渡部層に豊富である。

その他地層のほぼ全体にわたる顕著な生物擾乱の痕跡が、田代島および網地島の長渡部層最下部の泥質細粒砂岩または砂質シルト岩や、田代島ドウメキ部層最下部などに認められる。生物擾乱岩のうち、泥質細粒砂岩の一部には甲殻類によるとと思われるY字型に分岐した砂管が、泥質岩の一部には多毛類(?)のくい歩き跡などが多くみられる。

以上の生痕化石は、現在のところ明確な生痕化石相として識別されないが、スマイアトのほかスミクイアトも特徴的にみられることや堆積相を考慮して、すべて沿岸(瀕海)~浅海性の環境を指示するとみなされる。

なお、東部の長渡部層上部では、縞状互層にごく散点的に葉理を乱す生物擾乱の痕跡の認められるだけで、明確な生痕化石をみだしていない。

植物化石は、田代島の小長渡部層 Kb 4 の砂岩中に、断面径30~40 cmの樹幹化石が数個みだされるほか、植物破片が小長渡部層 Kb 4 およびドウメキ部層中の砂岩

あるいは頁岩に含まれる。ドゥメキ部層の上方細粒化型の小堆積サイクルを示す砂岩層の底面には、しばしば大型の植物破片を認める。両部層には炭質頁岩も発達するが、保存良好な葉片化石は発見されない。これら植物化石を含む地層(第2表参照)は、岩相や堆積的特徴から、大部分陸成層とみなされる。

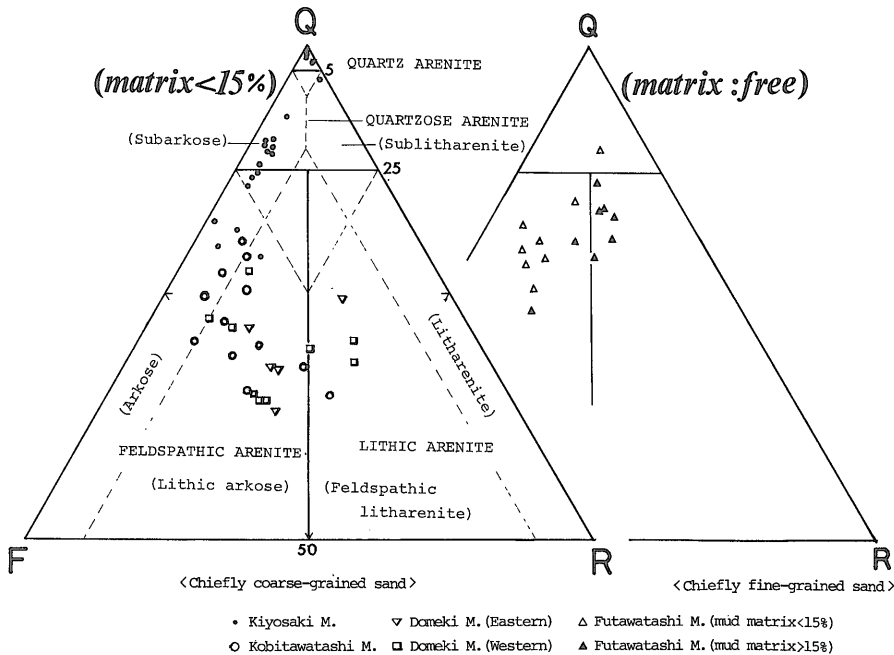
5. 砂岩の性質

牡鹿地方の白亜紀層の砂岩には、岩相上からごく大ざっぱにみて、2つの型がある。1つは、小長渡砂岩頁岩部層およびドゥメキ砂岩部層の主要な岩相で、厚~極厚層理粗粒砂岩である。他のは、長渡頁岩部層の従属的岩相としての薄~中層理細粒砂岩である。この2つの型は、粒度が全く異なるので、ひとまとめでした組成的比較は妥当でない。ここでは両者を別々のグループの砂岩として扱うことにする。なお、前者の型の粗粒砂岩については、滝沢ほか(1974)に、その組成的特徴を下位の清崎部層および荻の浜層ととともに、層序的变化に着目して述べておいた。

5.1 小長渡部層およびドゥメキ部層の砂岩

両部層の砂岩は、岩相の見掛け上の類似性ばかりでなく、組成的にも組織的にも似かよっている。第11図に砂岩組成を示すが、両部層の砂岩は珪長質火山岩片を含有することを最大の特徴とする。ただし、その量は層序的に上位ほど増加する傾向にある。この火山岩片を含有し始める層準は、小長渡部層の基底部 Kb1 であって、それより下位にはみいだされない。火山岩片量は、小長渡部層では、1~10%⁸⁾(平均4.5%)、ドゥメキ部層では、30%を超えるものもあり、平均で約20%含まれる。石英は、それとは逆に上位層準に向かって減少し、下位の清崎部層では60~90%、小長渡部層下部で平均50%強、同上部で40%弱、ドゥメキ部層では平均で30%に満たない。長石量は、小長渡・ドゥメキ両部層とも、量比に大差なく、20~45%が多く、平均30~35%位である。長石のうち、カリ長石(微斜長石が相当量含まれる)は両部層とも60%以上で、斜長石量を上回り、かつカリ長石の方が新鮮である。ただし、火山岩片の多いドゥメキ部層では比較的新鮮な斜長石がよく含まれる。岩片は、火山岩片のほか、チャートや花崗岩質岩片が少量みいだされ、

8) 砂岩組成の量比は、基質量を含めて100%とする。



第11図 鮎川累層の砂岩組成。左図、粗粒砂岩：右図、細粒砂岩

Fig. 11 Compositional diagrams of the coarse-grained sandstones (left) and the fine-grained sandstones (right) of the Ayukawa Formation.

Q: quartz; F: feldspar; R: rock fragments and other minerals. The classification of sandstones after OKADA (1968: shown by solid lines and capital letters) and after McBRIDGE (1963: shown by broken lines and small letters).

部分的に頁岩片(再食性同時侵食礫?)を含む。なお、岩片には、便宜上、雲母類その他の鉱物も含めたが、その量は全般に少量である。雲母類(主に黒雲母)は、相対的に粗粒砂岩よりも、中~細粒砂岩に多い。また、Kb3のシルト岩~頁岩には、部分的に非常に雲母片に富むなど、雲母含有量は碎屑物の粒度とは逆の相関を持つようである。砂粒は一般に角ばっており、淘汰も余り良好ではない。ちなみに、小長渡部層およびドウメキ部層の粗粒砂岩における砂粒の淘汰係数($\phi_{84}-\phi_{16}/2$, 無補正值)は0.56~0.97で、平均0.76を示す。

砂岩の基質は一般に泥質で、方解石はまれである。基質量は大部分が15%以下(平均8%)で、粒度が細かくなっても、基質量はあまり増大しないのが特徴である。Kb4では、南側の網地島(主に非海成)と、北側の牡鹿半島(浅海成)とで層相が異なるが、両区域の砂岩は粒度その他の組織の特徴や砂岩組成の点で、格別の差は認められず、後者の砂岩に少量の方解石がみだされることくらいの違いである。網地島のKb2上部とKb3に発達する中粒砂岩では、火山岩片は1~5%と、上・下位にある粗粒砂岩よりも少なく、淘汰・円磨度もやや良い。長石量(カリ長石が多い)は、粗粒砂岩の場合と大差ないが、雲母片はやや多くなっている。基質量は10~

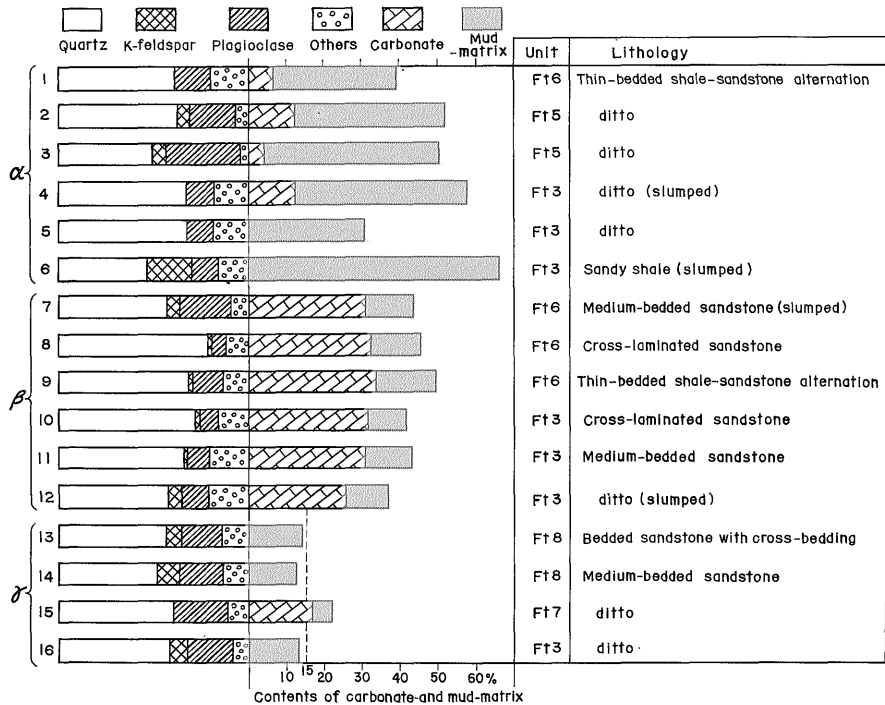
20%で、先の粗粒砂岩より少し多く、平均で12%であり、アレナイトに属する。

以上の組成・基質の特徴から、小長渡部層ならびにドウメキ部層の砂岩の大部分は、岡田(1968)・岡田(1971b)の砂岩分類によると、長石質アレナイト、一部石質アレナイトに属する。McBRIDGE(1963)の分類に従えば、lithic arkoseおよびfeldspathic lithareniteに相当する。このような長石質でかつ火山岩片をかなり含む砂岩を、仮に、Kb-Dm型砂岩と呼ぶことにする。

5.2 長渡頁岩部層の砂岩

長渡頁岩部層中の砂岩では、砂粒の鉱物組成上からは特に異なったタイプは識別されないが、基質の性質およびその量からみて3つのタイプ(α , β , γ 型)が識別される。これらは野外において風化による色や破断面の印象などからある程度判別することができる。検鏡試料数は少ないが、炭酸塩鉱物についてX線回折によって補足的検討を行った。

基質を除く砂粒組成の全般の特徴は石英50~80(平均62)%, 長石10~35(平均24)%, 岩片その他20(平均14)%以下で、長石質(または準アルコース)である。本部層より下位の牡鹿層群の砂岩に比較して、波動消光を示す石英や微斜長石の量が少ない。岩片はチャート、



第12図 長渡頁岩部層の砂岩組成

Fig. 12 Sandstone composition of the Futawatashi Shale Member. α , β and γ indicate the type of sandstone.

細粒ワッケ、まれに火山岩片を含む。その他有色鉱物として黒雲母と鉄鉱物を含む。炭質物は全般的に僅少である。第12図に組成の代表例を示す。

Ftα型<長石質ワッケ>は泥質基質に富み(検鏡サンプルでは全て30%以上)、暗灰色を呈する。砂粒は他の砂岩型に比べて角ばった粒あるいは扁平形の粒の多いことが目立つうえ、淘汰はよくない。この型の砂岩は薄層理頁岩砂岩互層中の砂岩によって代表される。なお砂岩単層内のより上部で基質量の増大とともにしばしば炭酸塩鉱物の微粒を混じることがあり、その量は10%を超えることもある。

Ftβ型<炭酸塩質長石質砂岩>は炭酸塩鉱物を相当量(20~40%)含有し、泥質基質に乏しい砂岩で、砂粒は石英、長石、岩片その他からなる。炭酸塩鉱物は砂粒として由来したものも若干予想されるが、大部分は基質を占め、一般に微晶~微粗晶の方解石または苦灰石である。苦灰石の多い砂岩はより暗色である。苦灰石はX線回折によれば大部分プロトドロマイトに近い成分を有する($2\theta=30.6\sim30.7^\circ$)。

この型の砂岩は風化面において茶褐色(より細粒な炭酸塩質シルト岩ではオレンジ色に近い)を呈することが多く、他の型の砂岩と識別し易い。またしばしば方解石細脈も発達する。砂岩の粒度は細粒~極細粒のことが多く、ときに中粒である。先の岩相区分の内の中層理砂岩

と斜交葉理砂岩の大半がβ型砂岩からなる。

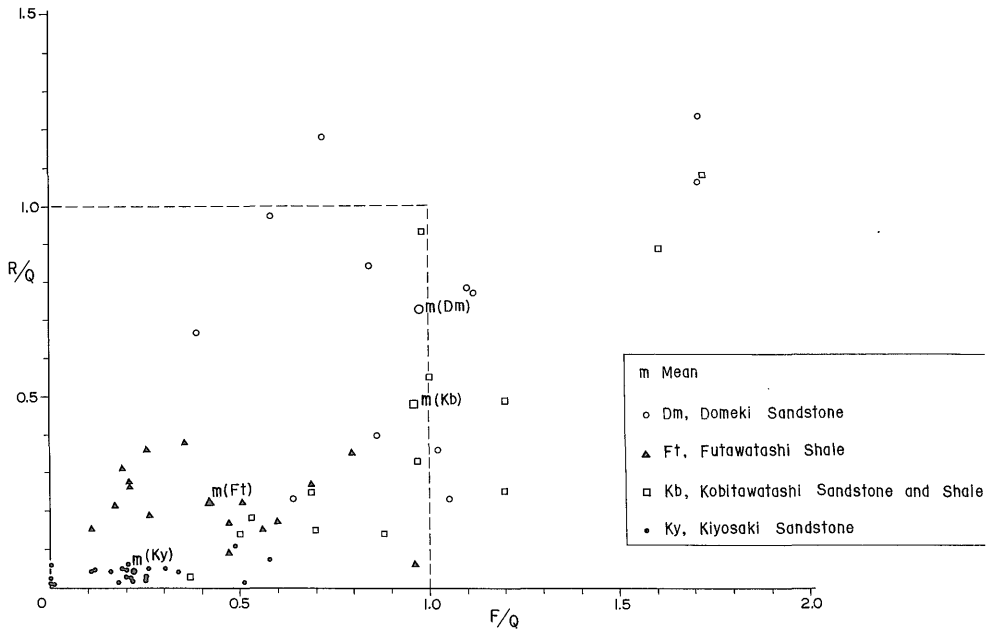
Ftγ型<長石質アレナイト>は泥質基質に乏しく、淘汰のかなり良好な細粒~中粒の“きれいな砂岩”である。炭酸塩鉱物はあっても僅少、長石の交代による方解石が相当量を占めるとみられる。砂粒の淘汰は全般的に良好で、円磨度の高い粒が目立つ(Plate 15-4)。本層上部の斜交成層を伴う成層砂岩に典型的に発達し、中層理砂岩および斜交葉理砂岩の一部にみられる。また、まれに級化層理を示す中層理砂岩中の単層の基底部に、基質の少ないγ型砂岩の発達する例が認められる。

以上のタイプのほかに凝灰質の砂岩が、本層最下部の中層理砂岩頁岩互層中に発達する。これは基質が凝灰質であり、凝灰岩の二次的流動に由来すると推察される粗~細粒の凝灰質砂岩で、石英・長石ともに非常に新鮮である。

5.3 堆積環境との関連および供給源

白亜紀層の砂岩を、前節までに述べてきた堆積的特徴や堆積環境との関連で考察してみるが、ちなみに、組成成熟度の観点からも検討してみる。成熟度の目安として長石/石英⁹⁾(F/Q)および岩片/石英(R/Q)をとり、結果を第13図に示す。参考に、清崎砂岩部層の資料も加えた。この図で左下ほど組成成熟成が高く、右または上方に

9) 通常、簡便には、石英/長石比をとるが、この値だと、長石量が僅少な場合に、無限大に近い値となり、図として表現しにくいので、本稿では、これの逆数をとった。



第13図 鮎川累層砂岩の、長石(F)/石英(Q)比と、岩片その他(R)/石英(Q)比

Fig. 13 Rock fragments and others/Quartz vs. Feldspar/Quartz ratios of the sandstones of the Ayukawa Formation.

向けその低いことが示される。

前述の Kb-Dm 型（粗粒）砂岩は、熟成度の最も低いことが明らかで、F/Q 比は平均約 1.0 である。R/Q 比は小長渡部層砂岩（Kb：平均 0.55）より、ドウメキ部層砂岩（Dm：平均 0.73）の方がより大きく、後者は、熟成度の最も低い砂岩といえる。小長渡部層砂岩のうちでは、Kb 4 のは Dm とほとんど同様な値を持つが、Kb 1 ~ Kb 3 の砂岩は R/Q 比が低い。第 13 図に示されていないが、とくに、Kb 2 上部と Kb 3 の中粒砂岩は、R/Q 比が小さくなり、長渡部層砂岩（Ft）のそれに近づく。長渡部層の砂岩は、細粒であることもあって、成熟度は Kb-Dm 型砂岩に比べてかなり高く、火山岩などの不安定岩片は非常に少ない。

また、最上部ジュラ系の清崎砂岩部層の砂岩（粒度は Kb および Dm の砂岩と大差ない）は、成熟度のかかなり高い砂岩であり、岩片その他をわずかしき含まない。清崎砂岩部層のこの高い成熟度は、確かな要因は不明であるが、陸成の陶土層類似の粘土岩層の存在や、花崗岩に由来するであろう極粗粒砂（石英が多い）が多量であるにもかかわらず、礫の少ないこと、長石も風化が著しいことなどの点から、侵食原地での風化が著しかったことにもとづくと考えられ、また一部は再食性碎屑物に由来するためと考えられる。

要するに、成熟度は、ドウメキ部層・小長渡部層（その中では、Kb 4・Kb 1・Kb 2-Kb 3 の順）・長渡部層・清崎部層の順に高くなっていることがわかる。

一般に未成熟な砂岩は、急速な侵食・剝削と堆積速度の速いことを示すと考えられている。Kb-Dm 型砂岩のように、長石のほか、耐久度の低い火山岩片を多量に含むことは、急速な侵食と堆積はもちろん、供給源地が比較的接近していたことを想定させる。しかも、この種の砂岩が、基質の多いワックではなく、その少ないアレナイトに属することが注目される。

一方、長渡部層の成熟度の高い砂岩は、後背地の緩慢な上昇、海進による堆積盆の広がりや沿岸域での機械的淘汰の進行、そしてより沖合環境での堆積（小長渡・ドウメキ両部層に比較して）といった堆積過程が示唆されよう。

前述した白亜紀層における数種の砂岩型に関しては、それぞれ堆積環境あるいは堆積様式との間に、次のような関連性を認めることができる。

Kb-Dm 型（粗粒）砂岩は、粗粒しばしば細礫質で、砂粒が角ばっており、泥質基質に最も乏しく（平均 8%）、組成的に未成熟であるなどの特徴をもっている。上記の特徴はこの種の砂岩が、大部分河川流路埋積または河口から余り遠くない瀕海成という想定に、よく適合

している。

Kb 2 上部~Kb 3 の中粒砂岩は、上記 Kb-Dm 型粗粒砂岩に比べて、岩片が少なく、淘汰・円磨度のよくなっていることは、波浪作用による磨耗を受けた結果とみなされる。しかし、長石・黒雲母がかなり多量に含まれ、また泥質基質量が Kb-Dm 型粗粒砂岩に比較しても、やや多い（12%）といったような特徴は、公海でのような強い波浪作用や長期漂流の行われる純外洋ではなく、内海でのような余り強くない波浪作用と、堆積速度の比較的速い条件下で堆積したことを示唆するであろう。

長渡部層の砂岩は、全体として組成成熟度において、Kb-Dm 型粗粒砂岩と著しい対象をなす比較的高い成熟度を示すので、後背地の緩慢な上昇と堆積過程での機械的淘汰のより進んだ碎屑物質に由来するであろう。そして、同部層に識別される 3 種の砂岩型のうち、Ft α 型砂岩は、泥質基質に富み、級化層理が発達することから、混濁流堆積物とみなされ、Ft β 型砂岩は、淘汰がかなり良好で、雲母片や泥質基質に乏しいなどの性質をもち、その堆積は掃流に大きく支配されたであろう。上記の性質は必ずしも浅い環境を指示するものではないが、しばしば斜交層理の伴われる Ft γ 型砂岩は、本地域の白亜系中でもっとも成熟度（組織的にも）が高く、波浪のエネルギーの高い浅海陸棚的な環境の産物とみなされる。

次に、白亜紀層の砂質物質の供給源についてであるが、まず多量の石英と微斜長石を含むカリ長石・黒雲母などは、相当量が花崗岩類に由来したであろう。また先に指摘したように、本地域の白亜系砂岩は、珪長質火山岩片を多量に含有し、その中にはしばしば陸上の火砕流堆積物であることを示す熔結凝灰岩がみだされることを特徴とする。この種の火山岩片は、下位の月の浦累層や荻の浜累層および鮎川累層下部の清崎砂岩部層にはみだされない。また、これと同質とみられる珪長質凝灰岩が、鮎川累層（清崎砂岩部層を含めて）の数層準に挟有される。以上のことから、問題の火山岩は、最上部ジュラ紀に火山活動の萌芽がすでにあつて、白亜紀になって本格的な火山体の形成（乾陸成）が進み、供給源となったと考えられる。ほかに、普遍的にみられるチャートの岩片および礫は、古生層起源か、先白亜紀中生層の礫岩・砂岩の再食によるとみられる。

これらの諸岩類からなる後背地が、具体的に堆積盆のどちら側・どの辺にあつたかは明らかでない。

6. スランプ構造と堆積盆の形

長渡頁岩部層には、その下部を除く大部分にわたり、

スランプ構造がひんばんにみられる。個々のスランプ層の規模は小さいが、スランプ構造の形態には種々のタイプがある。スランプ層の垂直的(層序的)・水平的発達度合の変化は、スランプ層を含む周りの地層の堆積した場所を推定するのに役立つ、スランプ褶曲軸の方向とその滑動方向の解析から古海底斜面 (paleoslope) が想定される。

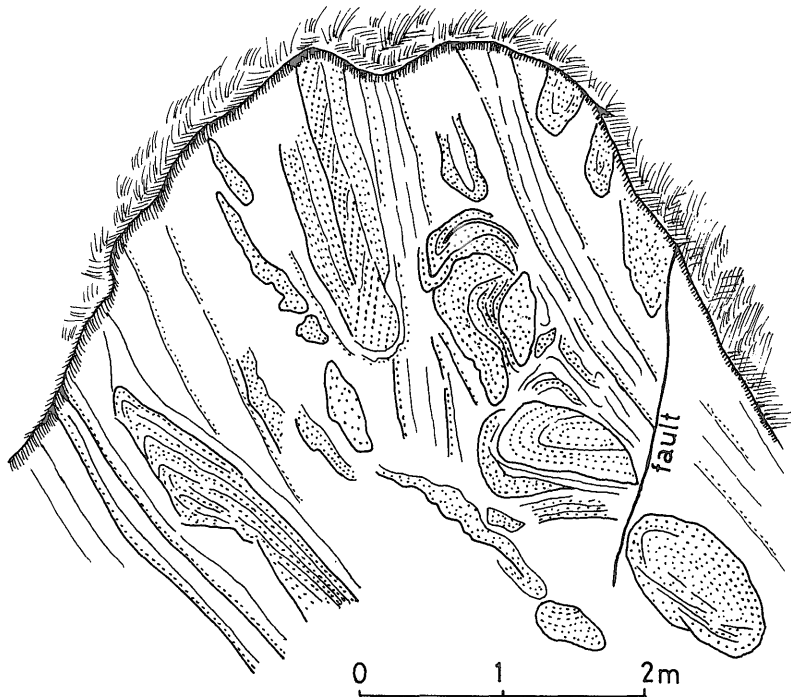
6.1 スランプ構造の形態

長渡頁岩部層中にひんばんに発達するスランプ層は、デコルマン型 (POTTER and PETTIJOHN, 1963) のスランプによるものが多く、chaotic 型は少なく、次のような構造がある。

- 過褶曲型スランプ (slump overfold: CROWELL, 1957)
- スランプボール (slump ball: KUENEN, 1948)
- シート状スランプ (sheet-like slump: KSIAZKIEWICZ, 1958)
- プルアパルト (pull-apart: KUENEN, 1951; ARAI, 1960より引用)
- 角礫状スランプ (slump breccia: POTTER and PETTIJOHN, 1963; LEITCH and MAYER, 1969)
- 滑動ブロック状スランプ (slip-block: KUENEN, 1948)

過褶曲型スランプは地層の過褶曲が著しく、引きちぎれの度合の少ないもので、典型的には recumbent isoclinal slump fold (SPRENG, 1967) を示し、褶曲軸面は正常な地層面に対し、きわめて緩い角度をもつ (Plate 13-1)。このタイプのスランプ層の上限は、上位の正常層と一般にシャープに接するのに対し、下限はしばしば正常層から漸移する。他のタイプ (たとえばスランプボール) と共存することは少ない。岩相上、薄層理頁岩砂岩互層や中層理シルト質頁岩に多く、個々のスランプ層の厚さは1~2 m、最大で約5 mである。

スランプボールは変形した地層のちぎれたかたまりで、多くは楕円体に近い形を示す。これには、ボール内部の変形した層理がボールの外形と不調和な場合と、調和している場合とがある。後者は rolled lump (KSIAZKIEWICZ, 1958) に比較される。ボールの大きさは短径30~40 cm位のものが多く、大きいものでは砂岩勝ちの岩相 (中層理砂岩) からなる1.5~2 m大のがみられる。岩相上、中層理砂岩に多く (第14図)、砂質縞状互層や薄層理頁岩砂岩互層にもみられる。このタイプのスランプ層の規模は通常厚さ1~2 mであり、次のシート状スランプと共存することがある。



第14図 長渡頁岩部層 Ft 7 にみられるスランプボール。網地島長渡海岸

Fig. 14 Slump balls, consisting of medium-bedded sandstone (stippled) in shale (blank), Unit Ft7 of the Futawatashi Shale Member, Aji-shima.

シート状スランプは単層あるいは単層群が、ある広がりをもつシート状(板状)岩層にちぎれており、褶曲度の弱いものである。シート状岩層の末端は、上方にまくれ上ったり、下方にめくり込んだりしながら曲まっていることが多い。いわゆる bent-chunk 構造や、のりまき構造(Arai, 1960)はこれに含まれる。このタイプのスランプ構造は前2者のタイプほど多くはないが、薄層理頁岩砂岩互層や余り厚くない中層理砂岩にしばしばみられる。長渡頁岩部層の上半に多い。個々のスランプ層の厚さは10 cm 位の小規模なもの(Ft 6の薄層理頁岩砂岩互層に特徴的)から2 m以上のものまで様々である。

プルアパート構造は砂岩層がスランプ性の流動により、引きのばしを受けて膨縮し、しばしば引きちぎれや、うねりを伴った結果形成されたものと考えられ、initial slump (Ksiazkiewicz, 1958)に属する。中層理砂岩にしばしばみられ、本部層の上半に多い。

角礫状スランプは砂岩層や互層の block あるいは slab が大小の角礫となって頁岩中に不規則に入り混じり、全体が堆積同時性の角礫岩(pene-contemporaneous conglomerate)の様相を呈するもので、bent chunk 型のスランプボールなどを混在する。Ft 6のみにみられ、角礫状小片が多いため chaotic な様相を呈する。

滑動ブロック状スランプは pseudo-cross-bedding (Keunen, 1948)ともいわれ、層理の曲りくねりはないが、ある厚さを有する単層群のブロックが正常な地層に対して局部的に斜交して接している構造である。正常層との境界は堆積直後に生成したと判断される二り面をもつと考えられるが、完全に固結している。小規模な場合には斜交層理に似る。この種の構造は submarine slide (Dorr, 1963)に由来すると考えられるが、斜交ブロックの規模が大きい場合は、造構の変形との区別が難しい。Ft 3において、厚さ50 cm~数mの滑動ブロック状スランプが幾つかみられる。

以上のほかに、荷重変形との区別の難しいものとして、頁岩中の砂岩の偽団塊(pseudo-nodule)や ball and pillow 構造がしばしば発達する。偽団塊は静的変形によっても生ずることが、実験的に裏づけられているが、ball and pillow 構造については、スランプの一種として動変形に対して用いられることが多い(Spreng, 1967; Conybeare and Crook, 1968など)。しかし後者の構造はスランプボールと同義的に用いられることもあって、定義的にも成因的にも、あいまいな点がある。

長渡部層にみられる ball and pillow 構造には、2つのタイプがある。ひとつは“pillow”の外形に内部葉理または層理の曲りくねりが調和的であり、同じ岩質の“pil-

low”が側方に密集し、“pillow”の長軸の配列が定方向性をもつことなどによって特徴づけられる。他のタイプは、砂岩単層の下部のみにあり、単層の一部分の変形にとどまるもので、前者より規模は小さい。前者のタイプでは“褶曲”した軸面が、一定方向に倒れて、“imbricated ball and pillow”とも呼ぶべき変形構造が、しばしばみいだされる(Plate 13-3)。これは Hubert (1967)の“elongate flattened cylinders”に比較される。この種の ball and pillow は、初源的に荷重変形が重要であったとしても、側方的な流動変形が加わったと解される。したがって、その軸面の倒れた方向に、古海底斜面が傾斜していたと推察される。

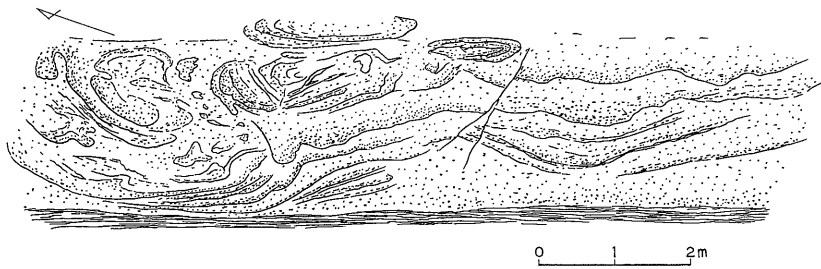
以上のスランプ構造の種類(形態)と岩相との関連性に注目してみると、たとえば、過褶曲型は薄層理頁岩砂岩互層や中層理シルト質頁岩などの泥質岩優勢な地層に、またスランプボールと pillow and ball 構造は、中層理砂岩・砂質縞状互層などの砂質岩相によく発達する。シート状スランプは中層理砂岩のうちで比較的薄いものや、薄層理頁岩砂岩互層にみられる。縞状互層と斜交葉理砂岩には、スランプの少ないことが注目されよう。

6.2 スランプ層の産状と分布

長渡頁岩部層におけるスランプ層の発達は、全体の厚さの10%以上に達すると見積られる。個々のスランプ層は、厚さ1~2 mあるいはそれ以下という小規模なのが圧倒的である。要するに、小規模なスランプ層がひんぱんにあるというのが特徴である。

網地島長渡付近でのスランプ層の垂直的発達状況を概観してみる。

スランプ層は長渡部層の下部には、ほとんどみられず、その最初に発達する層準は、Ft 2の最上部で、Ft 2の岩相が粘土質頁岩からシルト質頁岩に漸移して、葉理の発達がやや多くなる部分である。ここでは、まず変形度のあまり大きくない ball and pillow 構造が数枚みられる。その上位に、中層理シルト質頁岩(葉理が弱く発達)からなる厚さ数mの過褶曲型スランプ(Plate 13-2)が現われる。Ft 3では全体のほぼ30%がスランプ層によって占められ、長渡部層中はもちろん、牡鹿半島の中生界中でも、もっともひんぱんに発達している。その形態は、スランプボールと過褶曲型そして ball and pillow が多く、ほかに規模の小さい滑動ブロック状スランプがみられる。Ft 4の下半は Ft 3に引続いて、スランプ層がよく発達するが、上方に向かい、その発達頻度と規模を減少する。そして、Ft 4中部にみられる微弱な葉理をもつシルト質頁岩の過褶曲型スランプを境に、Ft 4上半では、スランプ層はごく少なくなる。そこでは弱い波状の変形構



第15図 長渡頁岩部層 Ft 7 にみられるスランプ性変形構造

Fig. 15 Contorted structure in medium-bedded sandstone, Unit Ft7 of the Futawatashi Shale Member, Aji-shima. The deformation may have been caused by submarine slide from right (south) to left (north).

造や、側方流動の加味したとみられる砂岩の偽団塊がみられるに過ぎない。Ft 5 の薄層理頁岩砂岩互層(級化層)には、規模は大きくないが、過褶曲型スランプがよく発達する(Plate 13-1)。Ft 5では、ほかに泥質縞状互層からなるスランプボールがみられるが、全体として、スランプ層の発達度合は低い。

Ft 6 では、下半で過褶曲型スランプが、上半では小規模なシート状スランプがしばしばみられる。また、厚層理シルト質頁岩中に挟有される中層理砂岩の大部分は、プリアパート化している。一部には chaotic な様相を呈する角礫状スランプがみられる。Ft 7 の砂岩層は、その大半がなんらかのスランプ性的変形を蒙っている。それらは級化のよくない中層理砂岩で、スランプボール(第14図)や、ときにのり巻状のシート状スランプ(第15図)である。Ft 8 では、その最下部にごく小規模なもの(スランプ層の厚さは 20 cm 以下)がみられるに過ぎない。しかし、強度の荷重変形に由来するであろう砂岩の偽団塊が部分的に発達する。

一方、以上述べた網地島長渡付近に比較して、スランプ層発達の側方変化を、北部の牡鹿半島域と、西部の田代島に追跡してみる。まず半島の鮎川一鬼形峠では、大ざっぱにみて、スランプ層の頻度は網地島に比べて、やや減少しているらしい。ここでは網地島との比較を行うには、露出不十分である上かなりの部分がホルンフェルス化しているの、十分なデータは得られない。しかし、鬼形峠付近においてかなり多くのスランプ層が観察され、スランプボール・過褶曲型スランプ・プリアパートなどのほか、ball and pillow 構造がみられる。これに対し、西部の田代島では、露出は良好であるが、明確なスランプ性変形構造はほとんどみられない。わずかに、不規則にうねった変形を示す砂岩薄層が存在するものの、造構的変形との区別が難しい。

要するに、長渡部層における顕著なスランプ層は、東

部に限られた発達を示す。そして東部においては、Ft 2 最上部にスランプ層形成の萌芽があって、Ft 3 ではもっともひんぱんに生じた。スランプ層は、Ft 4・Ft 5 では小規模化し、かつ少なくなっているが、Ft 6 では、Ft 3 ほどではないが再び多く生じ、Ft 7 でもかなり多く、最上部 Ft 8 では衰微してほとんどみられない。

6.3 スランプ褶曲軸と堆積盆の形態

スランプ構造の褶曲軸は堆積当時の海底斜面の走行とほぼ平行であり、またその形態から判断される変形・流動の向きは、海底斜面の傾斜方向を示しているという前提にもとづいて、堆積盆の形態をある程度推察することができる。本地域では海岸の好露出に恵まれ、スランプ構造の立体的形態を把握できることがしばしばあり、またスランプ層がひんぱんに発達することから比較的多くのスランプ褶曲軸を測定できた。

測定方法はスランプ褶曲の彎曲した軸部付近を中心に同一層理面について、数点以上の走向傾斜を測定し、それらをステレオ網上に極投影して、極に共通な大円を求める。この大円は彎曲した一つの褶曲系を示しており、大円の極の方向がスランプ褶曲の軸の方向、大円と網の中心からの距離が軸の突っ込み(plunge)を表わしている。この軸方向か、突っ込み角度を正常な層理面上に投影して復元する操作は、ソールマークの流向復元の場合と全く同様である。しかし、スランプ構造の褶曲軸そのものが数 10cm 以上も現われている場合は、軸の方向と突っ込み角度を直接測定して復元した。ちなみに、長渡頁岩部層におけるスランプ褶曲の軸は、野外で観察される限りでは、地平面に対し、0~40°南に突っ込んでいるものが多く、海岸の露頭で軸が数m以上も現われていることがある。

いっぽう、スランプの動きの方向を知ることによって、古海底面の傾斜方向を推定することができるが、スランプの動きの方向の推定は、露出がよくてもなかなか

難しいことである。長渡部層の場合には、等斜褶曲型の形態をもつスランプ褶曲における軸面の倒れ方 (Plate 13-1 参照) や、一部の ball and pillow 構造の示す imbrication の様子、そして下盤側に巻き込んだシート状スランプなどによって、動きの方向を推定した。

復元したスランプ構造の褶曲軸の方向と、スランプの動きの方向 (全測定数56のうち25について推定) は、網地島での各細部層ごとのを第5図に、そして、網地島に鬼形峠付近での測定値を加えた全体のを第17図に示した。両図から、大部分のスランプ層は、南北方向に褶曲軸をもち、西から東に向かって流動あるいは滑動したことが明白である。したがって、長渡頁岩部層の堆積当時に、南北方向に伸びをもち、東に傾いた古海底斜面が支配的に存在したと想定される。しかし、スランプ褶曲軸の不明確なものでも、おおよその変形流動の方向のわかる場合があり (例えば第15図; 第5図・第17図に含まれていない)、そのような例を加えると、南→北または南西→北東の動きを示すものが、とくに Ft 3 最下部と Ft 7 にみられる。それは丁度スランプ層の集中的に生じた始まりと終りの部分に相当する。

西部 (田代島) では、前述したように、スランプ層はほとんどみいだされない上、東部より浅い環境での堆積物によって占められる。しかも、西部での長渡部層の層厚は、東部の3分の1に過ぎない。西部と東部でのこのような層相・層厚の差異は、上記の東傾斜の古海底斜面が、東部と西部の間、それも東部よりに存在し、東部が局部的に強く沈降したような堆積盆地の形態を指示するものである。

一方、長渡頁岩部層の分布域のさらに東側では、古海底面はどのようになっていたであろうか。これを解明する積極的証拠はないが、以下の諸点から、東側に向かい一方的に深くなっていたことは考え難い。

第1に、鮎川累層の下位にある上部ジュラ系荻の浜累層堆積時に、同累層分布域の東側 (太平洋側) に陸域あるいは海底の高まりの存在したことが想定され (滝沢, 1973a ほか筆者未公表資料¹⁰⁾)、白亜紀になっても、そのような東側の高まりは衰微したにせよ、非沈降帯として存在していた可能性がある。その東側の高まりは、南部北上のジュラ系・白亜系の3列の向斜状配列における (唐桑一) 牡鹿帯と、その東側の大船渡帯 (ここでは白亜紀層が直接古生層をおおう) との中間にあったと考えられ、現在みられる上記向斜状配列が、堆積時の古地理や

造構運動を強く反映して形成されたことを予想させる。第2に、頁岩中にかなり多量の硫化鉄の存在するのは、堆積盆底が還元的で、東側に陸域ではないにしても、高まりの存在したやや閉じた堆積盆の形態を予想させる。さらに、スランプ層の発達が始まりと終わりの時期に、南→南西→北→北東の流動を示すスランプ層の存在や、南→北の古流向と小長渡部層における北に深く南に浅い層相の配置などを考慮すると、堆積盆は北方に開きかつやや沈下していたと推察される。

要するに、問題の白亜紀層の堆積盆は、東側にも高まりを有し、西部により浅い層相を配置した南北方向に沈降軸を有する谷状凹地型の形をしており、しかも南側に閉じた馬蹄形を呈していたと推察される。東→西のスランプ性流動のほとんどみられないのは、東側の高まりの隆起が (ジュラ紀に比べて) 弱かったためであろう。

7. 古 流 向

牡鹿地方の白亜紀層の砂岩には、ソールマーク・斜交葉理・斜交層理など流向を示唆する堆積構造がよく発達する。parting lineation や礫の imbrication も多分存在するであろうが、これらは褶曲による砂粒あるいは礫の回転により、再配列の可能性があるので、測定の対象から除外した。

7.1 小長渡砂岩頁岩部層の古流向

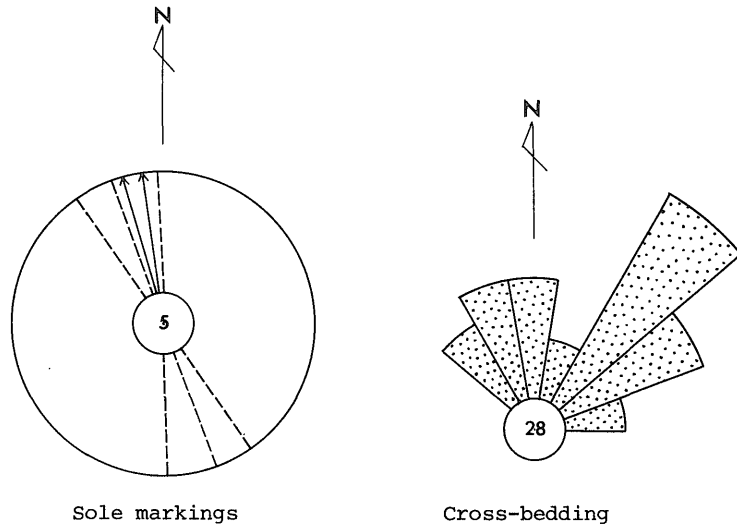
小長渡部層の粗粒砂岩には、しばしば斜交層理が発達する。Kb 4 の砂岩層の下底面には、流向を示すソールマーク (未成熟な形の flute cast や longitudinal ridge cast) の発達することもある。これら斜交層理とソールマークから得られる古流向を第16図に示す。Kb 1 (斜交層理のみ) では SSE→NNW, Kb 4 の斜交層理およびソールマークでは SSW→NNE の若干異なる流向が卓越しており、総じて南から北向きである。この流向は、小長渡部層の層相の側方変化から推察される南に浅く、北側により深いという環境変化と調和している。

7.2 長渡頁岩部層

古流向の測定は、ソールマーク、斜交葉理 (最上部 Ft 8 については斜交層理も) および水流澱痕について行い、その結果を第5図と第17図に示す。

ソールマークは、flute cast, furrow flute cast などの scour mark が 27, groove cast, striation cast, brush cast などの tool mark が 10 の合計 37 測定された。このうち、furrow flute cast が最も代表的である。ソールマークは本部層の下半に少なく、主部の上半 Ft 5 と Ft 6 に豊富である。測定数があまり多くないのは、ソールマークの発達が少ないのではなく、連続して同種かつ同方向を示す

10) 荻の浜累層には、含礫 (花崗岩礫が多い) 泥岩を伴い、東→西の流動を示すスランプ褶曲層や、北東→東→南西→西の側方流がみいだされる。



第16図 小長渡砂岩頁岩部層の古流向. 数字は測定数を示す

Fig. 16 Current data for the Kobitawatashi Sandstone and Shale Member. Numerals in circles indicate the number of readings. Legends are given in Fig. 18.

多数のソールマークの発達する場合に、1～2例の測定で代表させたこと、スレート劈開の発達により、砂岩底面が、現出しにくいという2つの理由による。

これらのソールマークの示す流向は、圧倒的に南→北が優勢である。Ft3などの一部に南西→北東あるいは北西→南東の流向が少数みられるが、この系統を示す地層はおもに中層理砂岩である。

斜交葉理からの古流向測定は、Ft 3 から Ft 8 にかけて任意に抽出した43枚の斜交葉理砂岩について行った。

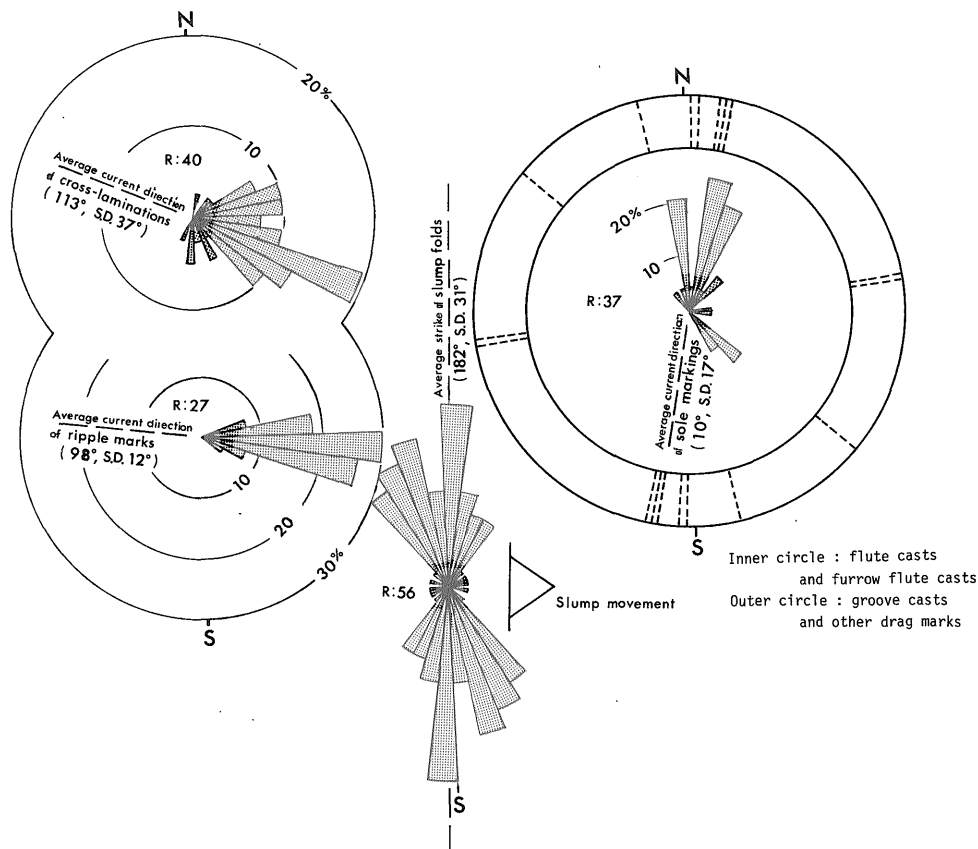
Ft 8 については、斜交葉理とともに斜交層理を13測定した。これらの流向は、同一細部層内ばかりでなく、長渡部層の主部および上部の全体にわたって、ほぼ同様な、バラツキの少ない流向を示し、東ないし南東向きに集中する。この流向は、ソールマークの示す主な流向に直交するか、またはそれ以上大きく斜交している。

水流漣痕の流向は、Ft 3～Ft8にみられる平行型漣痕について、27測定した。その流向は西→東に集中し、斜交葉理砂岩の示す流向に近いが、平均流向の差は、水流漣痕の方が時計回りに15°回転した方向を示す。両者は同一の流れ(掃流)によって形成されたものとみなされる。

以上の長渡部層における3種の堆積構造別の古流向

は、大局的には、大部分のソールマークによって示されるほぼ南→北の流れと、斜交葉理および水流漣痕に代表される西→東ないし北西→南東の、相異なる2系統にまとめられる。前者は現在の地質構造に平行な中軸流(axial current)、後者はこれに直交ないし大きく斜交する堆積盆地横断流(transverse current)とみなされる。しかし、後者の流向は後背地からの碎屑物質の直接の側方流入を示すものではなく、堆積盆地内での碎屑物の再移動・再堆積を示すものかも知れない。

上記の例のように、斜交葉理あるいは水流漣痕の示す流向と、ソールマークのそれとが、一連の地層内、しかも堆積盆地内のほぼ同じ部位に堆積した地層内でありながら、平行でなく、直交もしくはかなり斜交した流向を示すという例は少ない。例えば、PRENTICE (1960)、BASSETT & WALTON (1960; DZULYNSKI & WALTON, 1965より引用)、KELLING (1964)、HSU (1964)、WALKER (1969)、MOORS (1969)などに指摘されている。もちろん両者の一致またはくい違いの少ない例も多い(CROWELL, 1955; TEN HAAF, 1959; BOUMA, 1962; SCOTT, 1964 & 1966; BALLANCE, 1964; JONES, 1969; TANAKA, 1970)。以上の諸例は、おもにタービダイトとみなされる地層について



第17図 長渡頁岩部層における古流向とスランプ褶曲軸

Fig. 17 Paleocurrent directions and orientation of slump folds in the Futawatashi Shale Member. Broken lines in the outer circle; data from groove casts and striation casts. Note a nearly perpendicular relationship between the general current direction from sole markings and the direction of slump movement.

であるが、ソールマークと斜交葉理の流向の相違を、それぞれの堆積様式が異なっており、斜交葉理を示す砂岩は、底層流 (bottom current) によるタービダイト砂岩の再移動・再堆積の産物であるとする見解もある (例えば, Hsu, 1964; WALKER, 1969). この場合、底層流は混濁流とほぼ同様な流向をもつこともある (BALLANCE, 1964) だろうし、また著しく斜交することもある (WALKER, 1969など) だろう。

また、同一の流れ、とくに混濁流が、発生してから時間の経過とともに流れの方向を徐々に変えてゆくことも考えられ、種々の要因が推測されている (KELLING, 1964; KEUNEN, 1967). 実際には、タービダイトの同一砂岩層内で、flute cast を基準として、他のソールマーク (とくに groove cast), parting lineation, 斜交葉理, 水流漣痕の順に、すなわち上位の構造ほど、流向の偏倚の大きな例が報告されている (TANAKA, 1970).

ところで、長渡頁岩部層における斜交葉理および水流漣痕の流向と、ソールマークの流向との大きな相違の要因は、次の3つの理由により、同一の流れの中での偏倚とは考えられない。第1に、斜交葉理と水流漣痕の流向測定の対象となった斜交葉理砂岩と、ソールマークをもつ砂岩 (薄層理頁岩砂岩互層中の) とは、同一細分層にしかもごく接近して並存するものの、産状からみてわかるように堆積構造を異にする別系統の砂岩層である。第2に、両者の岩質は前述したように異質であって双方のタイプが直接している場合でも、詳しくみると識別可能で、堆積過程の上で全く独立したものと考えられる。第3に、両者の流向 (ソールマークでは主流向のみを問題にする) は、全く別々の方向を示しており、もし同一の流れに由来するならば当然期待されるべき両者の中間的流向をほとんど欠くことである。

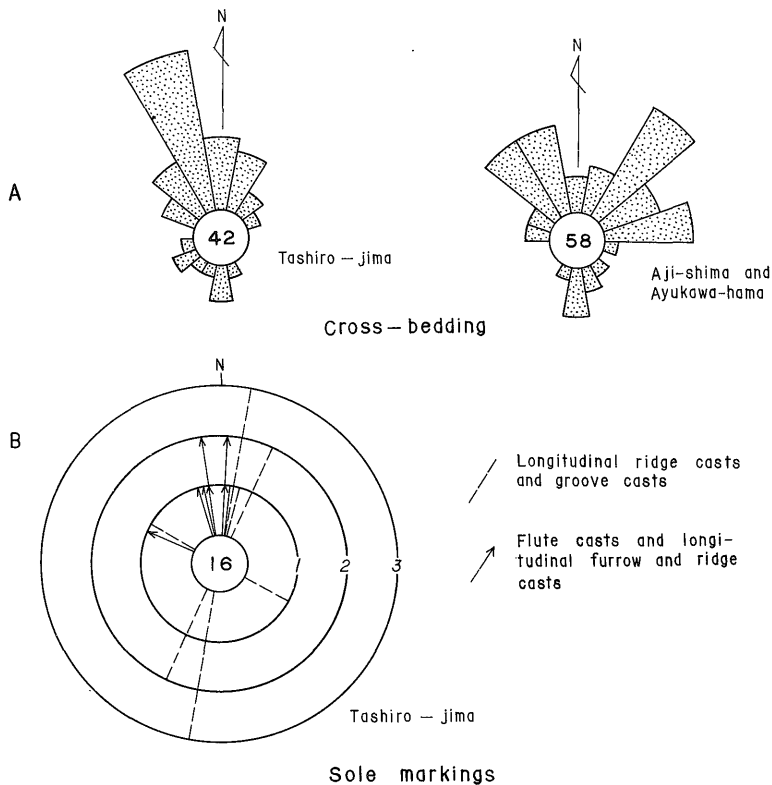
したがって、この両者の流向の大きな相違は、全く別

な、それぞれ独立に存在した流れに由来するとみなされる。大部分のソールマークに示される流れは、おそらく南→北の方向に支配的に生じた混濁流を示すものであり、斜交葉理および水流漣痕に示される流れは、混濁流によるとみなす根拠に乏しく、むしろそれとは独立に存在したであろう底層流 (bottom traction current) によるものと考えられる。ちなみに、かなり深い海洋底であっても、斜交葉理あるいは水流漣痕を十分生成し得るような底層流の存在を裏付ける、流れの実測とその他の証拠は、最近データの集積の著しい現世堆積物や海洋底の観測資料から、多数挙げられている (岡田, 1967参照)。RAD (1968) は北米西岸沖の San Diego Trough からの底質試料の粒度組織の特徴や重鉱物葉理の発達から、底層流によるとみられる斜交葉理砂層の存在を報告している。要するに、海洋底における底層流の存在は、もはや疑いのないものとなっているといえよう。

長渡部層では、底層流による混濁流堆積物の再移動・再堆積の証拠は、とくに認めることはできない。しかし、

Ft 3 では、斜交葉理砂岩はときに、中層理砂岩に密接に伴っており、岩質的にも類似して、中層理砂岩の再移動・再堆積による可能性がある。このような場合の古流向の関係は、1例をあげれば、中層理砂岩 (厚さ 38 cm) のソールマークが $N36^{\circ}W \rightarrow SE$ 、その砂岩の直上にある斜交葉理砂岩の斜交葉理は $N60^{\circ}W \rightarrow SE$ という流向を示すように、両者の流向が互いに近いことは数例ある。ちなみに、上記厚さ 38 cm の中層理砂岩の下位に隣接する薄層理頁岩砂岩互層中の級化砂岩薄層には、 $S12^{\circ}E \rightarrow N$ の流向を示すソールマークがみられる。

ここで、中層理砂岩の堆積的意義について簡単にふれておく。中層理砂岩は Ft 3 と Ft 7 によくみられるが、まず Ft 3は、第17図のソールマークの流向の中で $NW \rightarrow SE$ を示しており、側方流といえる。ソールマークの数が少なく、形も未成熟なのが多いが、この種の砂岩は flutoturbidite 的な性格をもち、側斜面流下型の堆積物であろう。西部田代島の長渡部層主部の下半に挟在中層理砂岩が、上記中層理砂岩よりやや粗く、岩質のよ



第18図 ドウメキ砂岩部層の古流向。数字は測定数を示す

Fig. 18 Current data for the Domeki Sandstone Member. Numerals in circles indicate the number of readings.

く似る点で、堆積上の関連が興味深い。一方、Ft 7の中層理砂岩からは古流向のデータが全く得られていないが、岩質的には、Ft 3の中層理砂岩と同様に Ft β 型が多く (Ft γ 型もある)、スランプ層に富むなど、やはり flutoturbidite 的な性格をもち、中間的深度での堆積物であろう。しかし、その古流向は Ft 3のように西→東またはそれに近い流向とは限らない。これと岩質的に類似し、南→北の運搬を示す Ft 5のチャンネル状砂岩との堆積的関連も予想され、案外南側からもたらされたものであるかも知れない。

Ft 8の斜交層理は NW→SE の流向を示すが、この方向の流れは浅海での掃流(おそらく沿岸流もしくは波浪)にあたり、堆積盆内での砂質物質の漂流に参与するものであって、直接的な物質の供給には関与しない性格のものであろう。

7.3 ドウメキ砂岩部層

本部層の全体にわたって粗粒砂岩に顕著な斜交層理が発達し、また、本部層下半には、上方細粒化型組層を示す砂岩層の下面にソールマークがみられる。ソールマークは、とくに田代島において、大型の longitudinal ridge cast や flute cast がよく発達する。これらから求められた古流向を第18図に示す。卓越流向は、東部で SW→NE および SE→NW、西部では S→N であり、全体として北向きである。田代島(西部)での流向のうち、ESE→WNW を示すものは、ドウメキ部層の比較的下部(同部層の基底より100~150mの間)から得られた。

本部層の大部分は、河川堆積に由来すると考えられるから、上記の北向きの流向は、この河川が総じて北向きの流れの支配的であったことを示している。

以上の3部層における古流向では、総合的にみて、ほぼ南→北の流れが、堆積盆地に普遍的にかつ卓越して存在し、粗粒碎屑物質の運搬に主要な役割を果たしたことを示唆している。しかも、小長渡部層の Kb 1や Kb 4およびドウメキ部層などの瀕海または河川流路埋積性堆積物、また長渡部層主部における混濁流堆積物に代表される中軸流など、堆積環境や堆積様式が異なるにもかかわらず、上記主流向が本地域の白亜紀層に一貫してみられることは注目される。このことは、堆積盆が基本的に南北方向に伸び、北に向かって深くなっていたことを指示する。また主流向の方向は、白亜紀層はもちろん、牡鹿層群の構造軸(褶曲軸)と平行的である。一方、上記方向に直交ないし斜交する流れは、長渡部層に、西→東あるいは北西→南東の流向を示すものが、従属的に認められる。

8. 生成環境と堆積様式

前章まで述べてきたことのまとめとして白亜紀層全体の生成環境の垂直的変遷と側方変化および堆積様式について論述する。

白亜紀層の堆積相の変遷は、おおむね層序区分に対応して、前・中・後期という3つの段階に分けられる。各々の段階の中では、より小規模な単位での動揺が認められる。

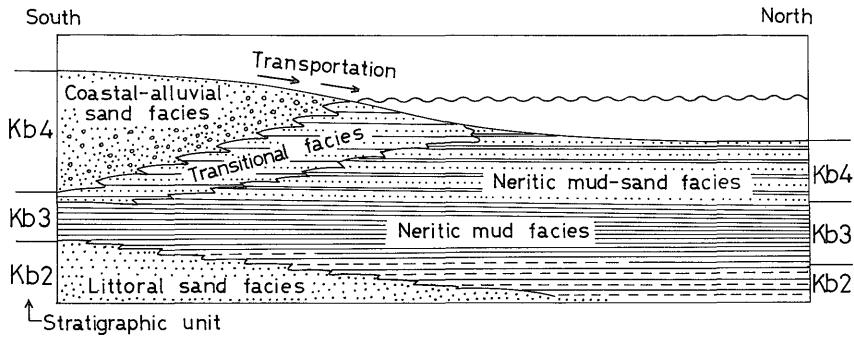
前期 小長渡砂岩頁岩部層堆積時である。この時期の地層は大部分陸成層とみなされる下位の清崎砂岩部層(最上部ジュラ系)を被覆して、海進に伴う沿岸～浅海成相によって代表される。基底礫岩・砂岩は上・下位の層相との関連や、粗粒で淘汰の良くないことから、海進初期における河口成または河口に近い瀕海成と思われる。

基底礫岩の直下位の清崎部層最上部には、局所的に、深度数m以上、幅100m以上のチャンネル構造がみられ、これは海進による“溺れ谷”かも知れない。もしそうだとすると、海進の始まりは、清崎部層最上部の堆積時までさかのぼることになる。小長渡部層下半部の堆積時には、瀕海での小規模な動揺をくり返ししながら、浅海沖合の泥相環境へと移化した。生相は外洋水の影響のかなり強かったことを示し、白亜紀層分布の東側に陸地か、海底の高まりの存在したであろうことを併せ考えると、内海的環境であったと想定される。南側よりの小長渡部層下半部は、北側に比べて、砂岩に富み、泥質岩は粗くて淘汰も悪く、砂管状生痕化石に富むなど、常に浅かった。

小長渡部層上半部の堆積時には、堆積盆の南または南西側より粗粒碎屑物が多量に流入して埋積が進み、南側で一時的に河川流域の陸成層が堆積した。しかし北側では、下半部に引き続き浅海の泥相環境のままで、ときどき南側より粗粒砂が流入した。

このように前期には、堆積盆は沿岸ないし浅海環境にあつて、あまり深くはならず、南側で浅く粗粒物質がより多く堆積した。古流系は南ないし南西から北向きの粗粒碎屑物の運搬を示唆している。この時期における堆積相の配置は第19図のように示される。

中期 長渡頁岩部層堆積時で、小長渡部層の沿岸～浅海成相に比べて、相対的により深いまたは沖合環境での海成層で代表される。前期から中期にかけての層相の垂直的变化は、堆積盆の南縁では前期の後半に陸性環境にあつたので、急激であるが、北側では似たような環境が続いていたので、変化は緩慢である。



第19図 小長渡砂岩頁岩部層における堆積相の配置

Fig. 19 Diagrammatic cross section showing the facies distribution in the Kobitawatashi Sandstone and Shale.

東部(網地島)の下部(Ft1—Ft2)は、生物擾乱の痕跡の著しい淘汰不良の砂質頁岩ないし泥質砂岩に示されるように、かなり浅く波浪の作用の弱い環境、たとえば浅い内湾か入江の環境での堆積が始まる。次いで、泥質岩は上方に向かって細粒化し、生物擾乱の痕跡が少なくなり、級化層(中層理砂岩頁岩互層)の堆積するような比較的深い環境へと急速に移化した。さらに、上方に向け砂質岩の夾みは一層少なくなり、生痕化石もまれな粘土質頁岩に示される、より深い、または供給源地からより遠く、砂質物質の流入しない静穏な環境になった。これに対し、西部の田代島の下部は、泥質岩は東部に比べて全般的に粗く、淘汰もよくない。また東部でみられる級化層や粘土質頁岩は発達せず、原地性に近い腕足貝やカキなどの化石をときどき含む。西部の下部は海進相ではあるものの、堆積環境は東部でのようには深くならず、浅い環境のままであった。

主部(Ft3—Ft6)の東部では、葉理および薄層理のよく発達する泥質岩を主とする地層で、下部とは岩相や堆積の特徴も異なる。

Ft2の最上部からFt3最下部にかけては、頁岩が粗粒化し、砂岩薄層が徐々に多くなるなど、堆積盆はやや浅くなったであろう。Ft3の堆積時には掃流の作用がかなり活発で、泥質物質の堆積する場に、斜交葉理砂岩や砂質縞状互層で代表される砂質物質がひんぱんにもたらされた。この掃流の向きは、もっぱら西から東に向かっていた。この時期には、堆積盆の東部に、南北方向に伸びをもつ沈降性谷状凹地が形成され、その西側斜面はかなり急な傾斜をもっていた。この急な側斜面には、西→東の滑動方向をもつスランプ層がひんぱんに生じた。また斜面流下型の fluxoturbidite も形成されたが、混濁流(南→北の)はきわめて従属的であった。堆積場はおも

にこの側斜面上にあったと推察される。

Ft4堆積時には、Ft3に比較して、砂質物質が減少し、スランプ層もごくわずかになっていることから、堆積場は側斜面上から谷状凹地に移った。Ft4にもっとも顕著で、Ft3とFt5にも従属的にみられる泥質縞状互層は、多くは掃流の作用が関与したとしても、一部はひんぱんに生じたであろう浮流による運搬・沈積に由来したと考えられる。

主部の上半(Ft5—Ft6)は、縞状互層の発達が弱くなり、級化層相と成層良好な頁岩相が卓越する。

Ft5の薄層理頁岩砂岩互層と極薄層理砂質頁岩における級化現象は、南側からの混濁流に由来すると考えられる。一方従属的であるが、縞状互層や斜交葉理砂岩の存在によって示される掃流の作用もときどきあった。スランプ層は余り顕著ではないが、Ft5の下部のみにみられる。ごく局所的には海底浸食谷構造がみられる。全体として、Ft5はtrough底南縁での堆積であり、Ft3・Ft4に比べて南からの碎屑物の運搬が卓越したであろう。

Ft6ではFt5に比較して、級化層(薄層理頁岩砂岩互層)の発達が良好になる。南から北に向かう流向を示すソールマークのひんぱんさからみて、その方向の混濁流の作用は長渡頁岩部層の堆積期間の中でも絶頂期を示す。スランプ層は規模は小さいが、ときどき存在し、依然として西側に側斜面が存在した。

西部(田代島)における主部の層相は、常に浅海での堆積を示している。すなわち、ときどき三角貝(*Myophorella orientalis*)その他の二枚貝を産する砂質頁岩またはシルト質頁岩を主とし、塊状無構造の中~厚層理砂岩層を挟在する。また葉理の発達はきわめて悪く、泥質岩における淘汰もあまりよくない。したがって、掃流の作用も全般を通じて非常に弱かったなど、東部とは生成環境

や堆積様式が異なっていた。

上部 (Ft 7—Ft 8) の堆積時では、主部よりも全般的に浅くなり (海退)、層相が東部と西部で類似してきて、堆積盆がかなり平坦化したと推察される。すなわち、上部の厚層理～無層理シルト質頁岩は、常に浅海環境にあった西部で普遍的にみられる岩相であることや、斜交層理の発達した砂岩に隣接することなどから、波浪限界以深の浅海での堆積物であろう。西部では、東部に比べて全般的に粗くて淘汰が悪く、浅海生の貝化石をよく含むなど、より浅い環境にあった。Ft 7 では西→東の流動を示すスランプ層が、主部に引き続いて見いだされることも、西側ほど浅かったことを指示する。しかし、主部の堆積時に存在した trough は、この時期に衰微していったであろう。

Ft 8 では、ときどき斜交層理を示す淘汰良好のアレナイトが伴われるので、波浪作用の影響が示唆される。さらに、浅海または瀬海での、葉理を著しく乱す原因と考えられる生物擾乱の痕跡もみられることなどから、Ft 7 の堆積時よりさらに浅くなったと推察される。Ft 8 の堆積環境は、Rich (1951) の環境分類のうち、波浪相 (undaform) に比較されよう。東部では西部に比べて、葉理の発達がよいが、大局的に層相は似かよっており、スランプ層の欠除などから、東部にあった trough も全く消滅し、堆積盆は平坦化した。

要するに長渡頁岩部層の堆積は、海進→沈降→海退の変遷を示し、東部と西部との層相の差異、東部での局所的な trough の形成と強い沈降によって特徴づけられる。

後期：ドウメキ砂岩部層堆積時で、後背地に急激な上昇・削剝があって、堆積盆地に粗粒物質が多量にもたらされた。この粗粒碎屑物は南から北に向かって運搬され、当初東部では河川から運搬された碎屑物が、浅海の河川流路延長部にも堆積した。西部では、この碎屑物が瀬海で波浪作用により動揺を受けて沿岸州などを形成しながら堆積した。しかしすぐに埋積と海退により本地域全体が陸化し、主として河川堆積物からなる陸成層を堆積させた。この陸成層の上半部では泥質物が少なく、堆積環境は沖積平野というより、おそらく河川勾配が急な扇状地 (fan) 型であったと推察される。

以上、牡鹿地方の白亜紀層は、沿岸成堆積物に始まり、海進と東部地域での強い沈降運動により、南北に中心軸をもつ谷状凹地の形成へと進んで、そこに泥質フリッシュ様の地層が堆積した後、海退化と粗粒碎屑物の急速な供給の結果、陸成層を堆積するという堆積相の変遷を示しており、全体として、一つの堆積輪廻を形成している

とみなすことができる。そして碎屑物は大部分南側から運搬され、堆積盆は相対的に南または西側に浅く、北または東側に深かったと想定される。

“デルタ相”について

以上に述べた白亜紀層の生成環境の変遷のうち、長渡頁岩部層主部の上半から同部層上部、さらにドウメキ砂岩部層にかけての堆積環境は、谷状凹地型の堆積盆における斜面 (slope) 基部または底部のような比較的深い環境から、浅海陸棚的な浅い環境を経て、遂には陸性環境になったことが想定された。このような海退に関連して、長渡部層上半部における碎屑物の粒度は上方に向かって次のように変化する。すなわち、砂質物質にあっては、極細粒または細粒から中粒へと、また泥質基質の多いワッケからその少ないアレナイトへと変化する。頁岩も、シルト質～粘土質の細粒なものから、砂質の粗いものへと変化する。要するに、上記の傾向は長渡部層上半部にあっては、海退化とともに、堆積物が上方に粗粒化していることを示している。しかし、本部層上半部では、常に泥質岩が優勢であって、最上部の Ft 8 でも、その 70% は泥質岩によって占められる。したがって、典型的な上方粗粒化組層 (coarsening-upward sequence: SELLY, 1970; 岡田, 1971 a) が、環境の漸進的浅化とともに、泥質岩卓越層→砂質岩卓越層→砂岩厚層といった泥質岩の全般的減少によって特徴づけられるのに比較して、本部層の場合漸進的浅化はするものの、泥質岩はそれほどには減少しないという点で、典型的なものは異なる。しかし、砂質岩にみられる堆積の諸特徴の垂直的変化は、典型的な上方粗粒化型組層にみられる傾向とほぼ共通することが注目される。泥質岩量の多いことは、このセクションにおける地層形成の場が、公海性でなく、やや閉じた湾的環境であって、波浪作用があまり活発でなく、堆積盆のかなり浅い位置まで泥質物質の堆積が可能であり、かつ後背地からの粗粒物質の供給が少なかったためであろう。

一般に上方粗粒化現象は、デルタ堆積を指示する可能性があり、さらにそれを積極的に認定するには、デルタ先端底部 (prodeltaic shelf)、デルタ先端斜面部 (prodeltaic slope)、デルタ前面部 (delta front) およびデルタ頂部 (delta plain, on-delta) の 4 部位に相当する地層の識別されること (GREENSMITH, 1966; 岡田, 1971 a) や、田中・寺岡 (1973) の指摘するように、それらの地層の水平的配置関係の明らかにされることが理想的である。しかし、デルタ環境としての 4 部位の地層の個々の認定・位置づけは、地質時代デルタの場合は必ずしも易しくなく、なにをもってそれぞれの部位を認定するかという

点で、とくにデルタ先端斜面部やデルタ先端前面部にある堆積物の識別には、難しいものがある (GREENSMITH, 1966). また、上方粗粒化型組層は、SELLY (1970) によれば、海退性の海浜相 (linear clastic shoreline facies) における沿岸州または堤浜 (barrier beach) 環境での垂直的岩相変化にも認められる。したがって、デルタ相・海浜相双方の堆積型における単位組層中～下半部の層相の特徴が、互いに類似していることに留意する必要がある。デルタ成層を決定づけるものとして、デルタ頂部に相当する地層の存在が重要であることを、SELLY (1970) は指摘している。このことは“狭義のデルタ環境”がデルタ頂部であることを考えるならば当然であろう。

ところで、長渡部層最上部と、陸成層を主とするドウメキ部層との関係は、先に述べたように、岩相は急変するものの不整合ではなく、海底同時侵食の関係にあって、ドウメキ部層基底部は、河川流路の浅海への延長流路堆積物と考えられる。また、同部層の基底の上方約25～50 mの部分は、頁岩優勢であって、部分的に植物破片を多量に含み、炭質頁岩を挟有する。基質が炭質頁岩からなる中礫礫岩や、砂まじりの“きたない”雲母質頁岩もみられる。この部分は、上下に隣接する地層の堆積相を考慮すると、沿岸の湿地ないし沼沢地 (marsh) の堆積物と思われる。さらにその上位には、上方細粒化型組層を示す礫岩・砂岩と頁岩の極厚層理互層が重なり、これは下流型河川堆積——分流 (distributary) または蛇行河川 (meandering river) ——における流路埋積およびその側方の自然堤防・はん乱原堆積を示唆する。このようなドウメキ部層下半部の層相の特徴は、デルタ頂部の地層の特徴 (GREENSMITH, 1966; SELLY, 1970) によく類似している。

このような河川流路の浅海への延長流路埋積堆積層とデルタ頂部類似層の存在は、その下位の純海成層の部分が、上方粗粒化などから指摘しておいた海退化を示していることを併せ考えるならば、本地域の白亜紀層上半部が、全体として、漸次的海退相であり、かつデルタ成層である可能性を示唆する。

そこで、長渡部層からドウメキ部層にかけての問題の地層の堆積様式を、デルタ相という観点から再考してみよう。

長渡部層の下部 (海進相) から主部への岩相推移は、碎屑物が、Ft 2 の遠海的な粘土質頁岩から、Ft 3 の中層理シルト質頁岩や縞状互層へと粗くなり、中層理砂岩・斜交葉理砂岩などの砂質物質にも富むようになる。このことは、堆積盆の海退化と、碎屑物の供給・堆積様式に変化の生じたことを示している。おそらく、この層相の

変化は、デルタ環境の形成によるものであろう。長渡部層主部堆積時の前半では縞状互層が、後半では、混濁流に由来する薄層理頁岩砂岩互層が特徴であるが、いずれも、あまり浅い環境ではなく、デルタ環境の沖合部にあたるデルタ先端底部またはデルタ先端斜面前部に堆積したであろう。そこでは、斜交葉理砂岩や縞状互層に示される掃流や浮流の作用が活発であった。

一般に、他の多くの堆積盆に知られる混濁流堆積物 (タービダイト) は、いわゆるフリッシュ型堆積盆を埋積して、数100あるいは数1000mといった厚い地層群を形成し、しかも安定した岩相 (有律砂泥互層) を呈する。それに対し、長渡部層主部の混濁流堆積層は、産状が、いわば挿話的であって、他の岩相 (掃流堆積物など) と混在するなど、岩相としての安定さと均質性を欠き、典型的なフリッシュ型堆積盆の場合とは性格が異なる。また、本部層主部の場合のような頁岩勝ちの混濁流堆積層 (泥質フリッシュ) は、他の多くのフリッシュ型堆積盆では、より末端相を示すものとされているのに比べて、それほど末端相または深い環境を示す証拠は見いだされない。従って、本部層にみられる混濁流堆積層は、通常のフリッシュ型堆積盆とは異なり、デルタ環境のような総体として浅い環境下での末端相として形成されたと考えるのが妥当であろう。岡田 (1971 a) によれば、本邦の白亜系に認められる2例のデルタ型堆積相において、デルタ先端底部に相当する部位の層相が、泥質岩を主としながらも、混濁流堆積物 (級化層) や掃流作用によるとみられる“きれいな”砂岩・シルト岩薄層をひんぱんに挟むと指摘されている点は、本部層の層相に類似しており、注目される。

一方、長渡部層主部の下半に代表的な縞状互層の成因は、まだよく判っていないが、前述したように、掃流の作用のほか、浮流からの懸濁物質の差別的沈積が関与したと推察される。懸濁状態での碎屑物の運搬には、混濁流のほか、洪水時河川から流入した碎屑物のうち比較的細かい物質が、浮遊状態のまま堆積盆に広く拡散・沈積するか、大型の嵐 (storm) や潮汐作用などの波浪作用による“底質”の再移動・再堆積が考えられる。前述のように本地域の白亜紀層の堆積場が、公海性でなく、外洋水の影響のある湾的あるいは内海的環境であったと想定されることや、もし波浪作用が主因で縞状互層が形成されるなら、浅海陸棚の環境の堆積である西部の長渡部層に、縞状互層がひんぱんにみられてよいはずであるのに、実際には乏しいことから、縞状互層が波浪作用によるとは考え難い。また、高エネルギーである混濁流を主因とみなすことは、極細粒砂以下のおもに細粒碎屑物を主とし、1 cm以下の間隔でのひんぱんな葉理 (または

葉層：級化はあったり、なかったりする)をもつこと、明確な“流れ”構造 (current structure) を欠くことが多いなどの縞状互層の諸特徴からは困難であろう。したがって、先に述べた掃流作用のほかに、縞状互層の成因として、洪水時に河川からもたらされた砕屑物のうち、極細粒砂以下の細粒砕屑物が、低エネルギーの浮流として運搬され、粗粒シルト～極細粒砂と、泥質物質とが分離・沈積することによって形成されたことが想定される。河川の洪水の影響をひんぱんに受けるような環境としては、デルタ環境は可能性高いであろう。従来報告されている縞状互層に類似の地層は、第3章に例記したものの大部分が、デルタ成層または沿岸成層から知られているが、本地域のは少なくとも既述のように、沿岸環境を指示しないことが注視される。

要するに、長渡部層主部における縞状互層・混濁流堆積層などを代表的岩相として含む泥質フリッシュ様の地層は、本来デルタ環境下、それもスランプ層などの堆積的諸特徴・化石相・層相の垂直的配置関係などから判断して、デルタ先端底部またはデルタ先端斜面前部のようなデルタの末端部での堆積にもとづく想定される。

長渡部層上部は、主部よりもより浅い環境を指示することは既述したが、デルタ環境という観点からみると、おそらくデルタ先端斜面部からデルタ前面部といった海成の浅い部位での堆積に由来するであろう。まず Ft7 のおもにシルト質頁岩からなり、ときどき中層理砂岩の挟有される部分は、デルタ先端斜面部での堆積物であろう。Ft7 の砂岩層の多くはスランプ層化しているが、そのうち比較的厚いものでは南→北の流動と想定されるものが認められることは、デルタ層の配置の上で注目されよう。先にふれたように、デルタ先端斜面部に当たる地層の認定には難しい点があるが、ちなみに GREENSMITH (1966)・SELLY (1970) などあげられた多くの諸例ではこの部位の地層はおもにシルト岩ないしシルト質粘土岩からなっている例が多く、葉理の発達は乏しい場合とひんぱんな場合とがある。

Ft8 の斜交成層を伴う成層砂岩と、砂質頁岩の交互する部分は、デルタ前面部の比較的沖合での堆積にもとづき、デルタ先端斜面後部の地層を含むかも知れない。この部分の砂岩 (淘汰のよいアレナイト) には、部分的に斜交層理・斜交葉理・水流漣痕が発達し、掃流作用の活発であったことを示すが、これと交互する砂質頁岩には、葉理が乏しい。この種の頁岩は、Ft8 の上限部すなわちドウメキ砂岩部層の直下位まで発達し、デルタ頂部の分流と分流の間に入り込んだ小湾 (interdistributary bay) の堆積物かも知れない。もしそうだとすれば、この“デ

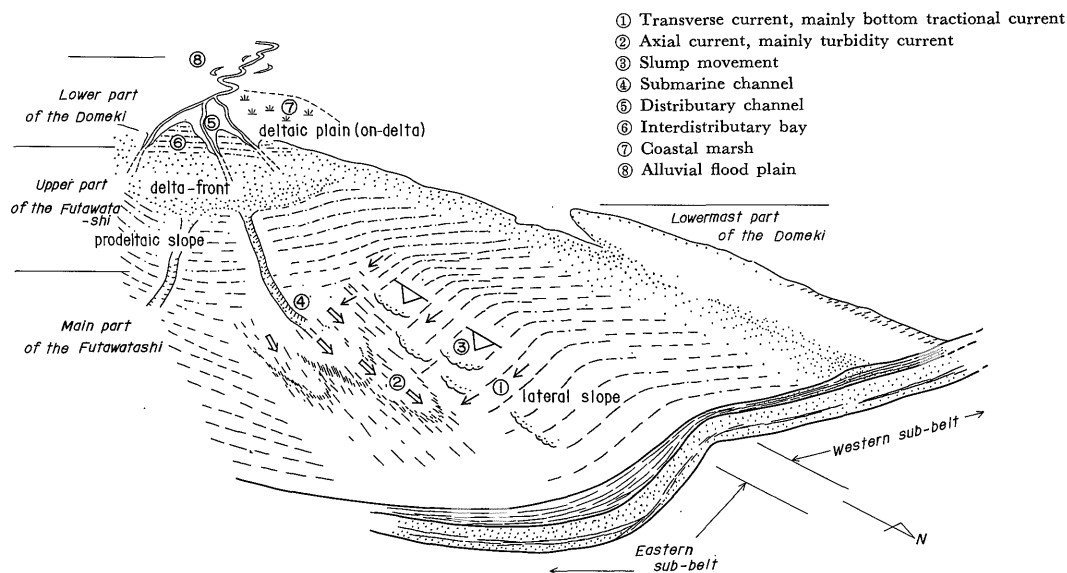
ルタ”は鳥趾状の形態を有していたであろう。他にデルタ前面部にあたる地層としては、先に河川流路の浅海への延長流路埋積層とみなしたドウメキ部層最下部の砂岩層を挙げることができよう。また、西部 (田代島) のドウメキ部層最下部 (*Myophorella* 集積層を挟む粗粒砂岩と、その上位の *Amphidonte* の集積層を挟む砂質頁岩) の部分は、この“デルタ”の西側部分に形成された沿岸州や入江のような環境を指示するものかも知れない。広義には、このような部分もデルタ前面部とみることもできよう。

デルタ頂部を指示する地層は、前述したように、ドウメキ部層の下半部に代表されよう。

以上に想定された白亜紀の“デルタ成層”を堆積した堆積盆は、海成の泥質フリッシュ様堆積物に代表される長渡部層主部の堆積時には、南北に伸びをもち、東西両側および南側にも浅くなっていた半盆状の形態をなしていた。当時の堆積盆底の深度を推定するのは困難であるが、ここで述べた白亜紀層はもちろん牡鹿層群全体が、海成層と陸成層の交互するような“陸洋型”の堆積相から構成されていることを考慮するならば、かなり深い深度、例えば、数 100m 以深といった深度は考え難い。また、この北に開いた半盆地状堆積盆の西側斜面は、かなり急であったが、これは南北性の造構運動がすでに堆積時から存在したことを示唆している。

この“デルタ”は、砕屑物の運搬方向が、長渡部層主部やドウメキ部層における南→北の主流向に示されるように、北に向かって成長しながら、先に述べた半盆地状堆積盆を埋積・陸化させていったと推察される。デルタ頂部を示す地層の分布からみて、この“デルタ”の大きさは、その横幅が最少限 15 km はあったと想定される。ここで問題にした長渡頁岩部層主部からドウメキ砂岩部層下半部にかけての堆積は、第20図のように模式化されるであろう。

以上に述べてきた牡鹿地域の下部ネオコム階の地層に、ほぼ同時代の地層は、その周辺では、同地域の北方約 60 km の唐桑地方の磯草・長崎層、北北西方 30 km 弱の橋浦地方の十三浜層群、そして南西方の相馬中村地方の小山田層がある。それら 3 地方の白亜紀層の堆積相については、稿をあらためて総括的に述べる予定であるが、海進性の浅海成頁岩または砂岩を主とし、少なくとも海退相は見当たらない。それらの堆積相は、牡鹿地域の小長渡砂岩頁岩部層に類似するとみられ、この上位に発達するような泥質フリッシュ様の地層や、河川成を含む陸成層はみいだされない。それらの地層の層厚は、牡鹿地域のに比較して、数分の 1 以下とかなり薄い。おそ



第20図 長渡頁岩部層上半部の堆積様式を示す概念図

Fig. 20 Depositional reconstruction of the Cretaceous Futawatashi Shale Member of Southern Oshika.

らく、南部北上から阿武隈山地北東縁にかけての最下部白亜系の堆積では、牡鹿地域は沈降量ももっとも大きく、堆積の中心であったと想定される。

9. まとめ

前章までに、牡鹿半島の白亜紀層について、岩相・堆積構造・化石相・砂岩の性質・スランプ構造・古流系などについて記述し、白亜紀層の堆積環境・堆積盆の形態・堆積様式について論述した。結論として、次のような諸点があげられる。

1. 白亜系(鮎川累層の中・上部, Lower Neocomian)は、厚さ 1,350m以上で、それぞれ堆積相の異なる3部層からなる。

2. 堆積盆および堆積環境の変遷は、次の3つの時期に分けられる。

前期(小長渡砂岩頁岩部層堆積時)では、軟体動物化石に富む沿岸ないし浅海成層が堆積し、堆積盆は南側に浅く、南縁には一時的に陸成層が堆積した。

中期(長渡頁岩部層堆積時)では、おもに葉理および層理の発達良好な泥質岩が堆積したが、堆積盆の東部と西部とで、層相と沈降量が著しく異なる。東部に南北方向に強く規制された谷状凹地があって、その西側斜面にはスランプ層がひんぱんに形成された。砂質物質の運搬・堆積には、西向きに掃流と北向きに混濁流とが大きく関与したが、斜面流下型の fluxoturbidite や、浮流から

の沈積もあり、その堆積型式は多様であった。一方、西部では、静穏な浅海陸棚的環境にあり、スランプ層はほとんどなく、流れの作用も弱かった。沈降量は東部の3分の1に過ぎないほどであった。しかし、この時期の末期には、東部での谷状凹地と急な側斜面が衰微し、堆積盆は平坦化するとともに海退して浅くなった。

後期(ドウメキ砂岩部層堆積時)では、中期の後半から引き続く海退によって、堆積盆は瀕海を経て陸化し、おもに河川性堆積により、礫岩を挟む粗粒砂岩が厚く堆積した。

3. 中期の中ごろから海退が始まり、後期には陸成層が堆積するようになったが、このような堆積過程は、デルタ環境で行われたものと想定される。すなわち、長渡頁岩部層の主部(おもに“泥質フリッシュ様堆積物”)の地層は、デルタの比較的沖合部(distal prodelta)に堆積したものであり、同部層の上部はデルタ先端斜面部からデルタ前面部での堆積、そしてドウメキ部層下部はおもにデルタ頂部での堆積を示唆している。この“デルタ”は南から北に向かって成長し、最後はより上流側の河川堆積物に覆われた。

4. 粗粒碎屑物は、大部分南から北に向かう流れ(河川と瀕海域での掃流と、一部は混濁流も)によって運搬されたが、この方向の流れは、前・中・後期に一貫して堆積盆地に支配的であった。後背陸地は、おもに花崗岩質岩と、陸性の珪長質火山岩類とからなっていた。

文 献

- ALLEN, J. R. L. (1964) Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, vol. 3, p. 163-198.
- ALLEN, J. R. L. (1965) Fining-upwards cycles in alluvial successions. *Liverpool Manchester Geol. Jour.*, vol. 4, p. 229-246.
- ARAI, J. (1960) The Tertiary system of the Chichibu basin, Saitama prefecture, central Japan, Part 1, Sedimentology. *Japan Soc. Promotion of Science*, 122p.
- BALLANCE, P. F. (1964) The sedimentology of Waitemata group in the Takapuna section, Auckland. *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, vol. 7, p. 466-499.
- BOUMA, A. H. (1962) *Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168p.
- COLLISON, J. D. (1969) The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: A deltaic complex in the Namurian of Northern England. *Jour. Sediment, Petrol.*, vol. 39, p. 194-221.
- CONYBEARE, C. E. B. and CROOK, K. A. W. (1968) *Manual of Sedimentary Structures*. Bureau of Mineral Resources, Australia. 329p.
- CROWELL, J. C. (1957) Origin of pebbly mudstone. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 68, p. 993-1010.
- De RAAF, J. F. M., READING, H. G., WALKER, R. G. (1965) Cyclic Sedimentation in the lower Westphalian of North Devon, England. *Sedimentology*, vol. 4, p. 1-52.
- DOTT, R. H., JR. (1963) Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 47, p. 104-128.
- DOTT, R. H., JR. (1964) Wacke, graywacke and matrix—What approach to immature sandstone classification?. *Jour. sediment. Petrology*, vol. 34, p. 625-632.
- DZULYNSKI, S. and WALTON, E. K. (1965) *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes*. Elsevier, Amsterdam, 274p.
- GREENSMITH, J. T. (1966) Carboniferous deltaic sedimentation in Eastern Scotland: A review and reappraisal. In: SHIRLEY, M. L. and RAGSDALE, J. A. (eds.), *Deltas in their geologic framework*, Houston Geol. Soc., Texas, p. 189-211.
- FARROW, G. F. (1966) Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.*, vol. 2, p. 103-151.
- HAYAMI, I. (1960) Pelecypods of the Upper Jurassic and Lowermost Cretaceous Shishiori Group in Northeast Japan. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol. 31, p. 85-97.
- HAYAMI, I. (1961a) On the Jurassic pelecypod faunas in Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. 2, vol. 13, pt. 2, p. 261-343.
- HAYAMI, I. (1961b) Jurassic stratigraphy of South Kitakami, Japan. I-III. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, no. 2, p. 157-204.
- HAYAMI, I. and NAKAI, I. (1965) On the Lower Cretaceous pelecypod, "Cyrena" *naumanni*, from Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan*, N. S., no. 59, p. 114-125.
- 速水 格 (1962) ジュラ紀の斧足類相 (海棲生物の古生態研究). *化石*, no. 3, p. 51-56.
- 速水 格 (1969) 中生代の "浮遊性" 二枚貝について. *地質雑*, vol. 75, p. 375-385.
- HECKEL, P. H. (1972) Recognition of ancient shallow marine environments. *Soc. Econ. Paleontol. and Mineral., Spec. Pub.*, no. 16, p. 226-286.
- Hsu, K. J. (1964) Cross-laminations in graded bed sequences. *Jour. Sediment. Petrology*, vol. 34, p. 379-388.
- HUBERT, J. F., BUTERA, J. G. and RICE, R. F. (1972) Sedimentology of Upper Cretaceous Cody-Parkman Delta, Southeastern Powder River Basin, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 83, p. 1649-1670.
- JOPLING, A. C. and WALKER, R. G. (1968) Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Jour. Sediment. Petrology*, vol. 38, p. 804-817.

- KELLING, G. (1964) The turbidite concept in Britain. In: BOUMA, A. H. and BROUWER, A. (Editors), *Turbidites*, Elsevier, Amsterdam, p. 75-92.
- KLEIN, G. V. (1966) Dispersal and petrology of sandstones of Stanley-Jackfork boundary, Ouachita fold belt, Arkansas and Oklahoma. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 50, no. 2, p. 308-326.
- KLEIN, G. V. (1967) Paleocurrent analysis in relation to modern marine sediment dispersal pattern. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 51, p. 366-382.
- KSIAZKIEWICZ, M. (1958) Submarine slumping in the Carpathian flysch. *Ann. Soc. Geol. Pologne*, vol. 28, p. 123-150.
- KUENEN, P. H. (1948) Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokehire. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, vol. 104, p. 364-385.
- KUENEN, P. H. (1967) Emplacement of flysch-type sand beds. *Sedimentology*, vol. 9, p. 203-243.
- MCBRIDE, E. F. (1963) A classification of common sandstones. *Jour. Sediment. Petrology*, vol. 33, p. 664-669.
- MOORS, H. T. (1969) The position of graptolites in turbidites. *Sediment. Geol.*, vol. 3, p. 241-261.
- 岡田博有 (1967) 地向斜砂質堆積物研究の問題点。科学 (岩波書店), vol. 37, p. 270-276.
- 岡田博有 (1968 a) 砂岩の分類と命名。地質雑, vol. 74, p. 371-384.
- 岡田博有 (1968 b) 礫質堆積物にみられる逆グレイディング。地質雑, vol. 74, p. 589-594.
- 岡田博有 (1969) 対馬北部地質断面の予察的研究。国立科博専報, no. 2, p. 5-18.
- 岡田博有 (1971 a) 地向斜碎屑堆積層中の一堆积型式。地質学論集 (日本地質学会), no. 6, p. 75-82.
- 岡田博有 (1971 b) 再び砂岩の分類と命名について。地質雑, vol. 77, p. 395-396.
- 小貫義男 (1969) 北上山地地質誌。東北大地質古生物研報, no. 69, p. 1-239.
- PETTIJOHN, F. J. and POTTER, P. E. (1964) *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer-Verlag, New York. 370p.
- POTTER, P. E. and PETTIJOHN, F. J. (1963) *Paleocurrents and Basin Analysis*. Springer Verlag, 296p.
- PRENTICE, J. E. (1960) Flow structures in sedimentary rocks. *Jour. Geol.*, vol. 68, p. 217-225.
- RAD, V. V. (1968) Comparison of Sedimentation in the Bavarian Flysch and Recent San Diego Trough. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 38, no. 4, p. 1120-1154.
- READING, H. G. (1970) Sedimentation in the Upper Carboniferous of the Southern Flanks of the Central Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 81, p. 1-41.
- REINECK, H.-E. (1968) Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, vol. 11, p. 99-104.
- REINECK, H.-E. (1972) Tidal flats. In: RIGBY, J. K. and HAMBLIN, W. K. (Editors). Recognition of Ancient Sedimentary Environments. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Pub.* no. 12, p. 149-172.
- RICH, J. L. (1951) Three critical environments of deposition, and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 62, p. 1-20.
- SATO, T. (1958) Présence du Berriasien dans la stratigraphie de plateau de Kitakami (Japan septentrional). *Bull. Soc. Géol. France*, Sér. 6, Tom. 8, p. 585-599.
- SCOTT, K. M. (1966) Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, southern Chile. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 50, p. 72-107.
- SEILACHER, A. (1964) Biogenic Sedimentary Structure. In: IMBRIE, J. and NEWELL, N. (Editors), *Approaches to Palaeoecology*. Wiley, New York, N.Y., p. 296-316.
- SELLY, R. C. (1970) *Ancient sedimentary environments, A brief survey*. Chapman and Hall, London. 237p.
- SPRENG, A. C. (1967) Slump-features, Fayetteville formation, northwestern Arkansas. *Jour.*

- Sediment. Petrol.*, vol. 37, no. 3, p. 804-817.
- TAKAHASHI, H. (1964) Some interesting features observed in the southern part of the Kitakami Massif, Miyagi Prefecture, Northeast Honshu, Japan. *Bull. Fac. Arts and Sci. Ibaraki Univ. (Natur. Sci.)*, no. 15, p. 91-96.
- TAKIZAWA, F. (1970) Ayukawa Formation of the Ojika Peninsula, Miyagi Prefecture, Northeast Japan. *Bull. Geol. Survey Japan*, vol. 21, p. 567-578.
- 滝沢文教(1973a) 南部北上の地質構造と中生層礫岩 (演旨). 地調月報, vol. 24, p. 52-53.
- 滝沢文教(1973b) 南部北上牡鹿半島のジュラ系にみられる河川成型堆積サイクルについて (演旨). 日本地質学会第80年学術大会講演要旨, p. 110.
- 滝沢文教・一色直記・片田正人(1974) 金華山地域の地質. 62 p., 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- TAMURA, M. (1961) The Torinosu Series and fossils therein. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, nos. 2, p. 219-251.
- TANAKA, K. (1970) Sedimentation of Cretaceous flysch sequence in the Ikushunbetsu area, Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 236, p. 1-102.
- 田中啓策・寺岡易司(1973) 鹿児島県甕島の上白亜系姫浦層群. 地調月報, vol. 24, p. 157-184.
- WALKER, R. G. (1967) Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sediment. Petrology*, vol. 37, p. 25-43.
- WALKER, R. G. (1969) The juxtaposition of turbidite and shallow-water sediments: Study of a regressive sequence in the Pennsylvanian of North Devon, England. *Jour. Geol.*, vol. 77, no. 2, p. 125-143.

Plate 10

1. 泥質縞状互層, 長渡頁岩部層 Ft 5 (網地島北東岸)

Shale interlaminated with sandstone, Unit Ft5 of the Futawatashi Shale Member, Aji-shima. Thin layers of coarse siltstone or very fine-grained sandstone are frequent which often show upward grading with sole markings.

2. 砂質縞状互層, 長渡頁岩部層 Ft 3 (網地島南岸)

Sandstone interlaminated or very thinly interbedded with shale, Unit Ft3 of the Futawatashi Shale, Aji-shima. Sandstone is frequently rippled and cross-laminated.

3. 斜交成層を伴う成層砂岩中にみられる斜交葉理砂岩薄層, 長渡頁岩部層 Ft 8 (網地島南岸)

Cross-laminated sandstone alternating with shale, Unit Ft8 of the Futawatashi Shale Member, Aji-shima. This lithology occurs in association thick sandstones showing cross-bedding.

4. 砂質縞状互層中の斜交葉理砂岩の上面にみられる非対称型平行漣痕, 長渡頁岩部層 Ft 3. (網地島南岸)

Asymmetrical transverse ripple marks on the cross-laminated sandstone. Unit Ft3 of the Futawatashi Shale, Aji-shima. Current from upper left to lower right.

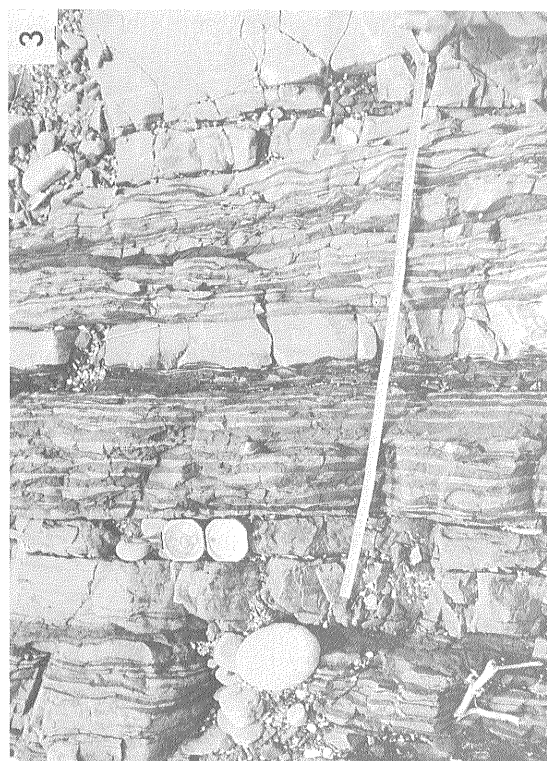
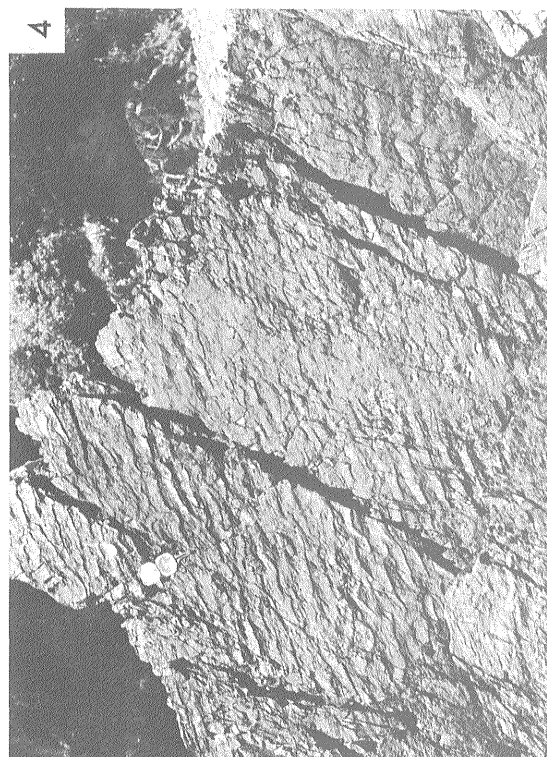
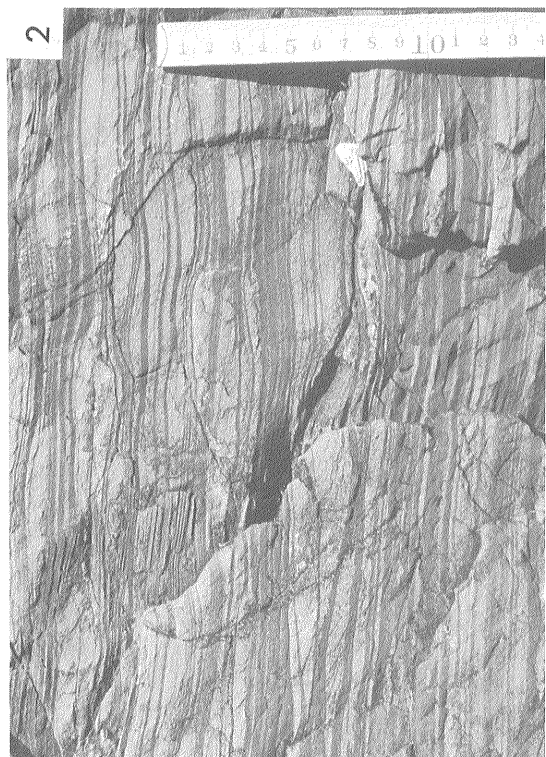


Plate 11

1. 長渡頁岩部層 Ft 5 にみられるチャンネル状砂岩レンズ。頁岩偽礫を含有（網地島北東岸）

Channel-filling sandstone body, cutting into very thin-bedded sandy shale, Unit Ft5 of the Futawatashi Shale, Aji-shima. The sandstone is medium- to fine-grained arenite, which shows planar type cross-bedding, and includes abundant shale fragment.

2. 極薄層理砂質頁岩，長渡頁岩部層 Ft 5（網地島北東岸）

Very thin-bedded sandy shale, Unit Ft 5 of the Futawatashi Shale, Aji-shima. Bedding is 2 to 3 cm apart. Cleavage is poorly developed.

3. 中層理シルト質頁岩，長渡頁岩部層 Ft 5（網地島南岸）

Medium-bedded silty shale, in Unit Ft5 of the Futawatashi Shale, Aji-shima. Upward grading is not common, and laminations are poorly developed.

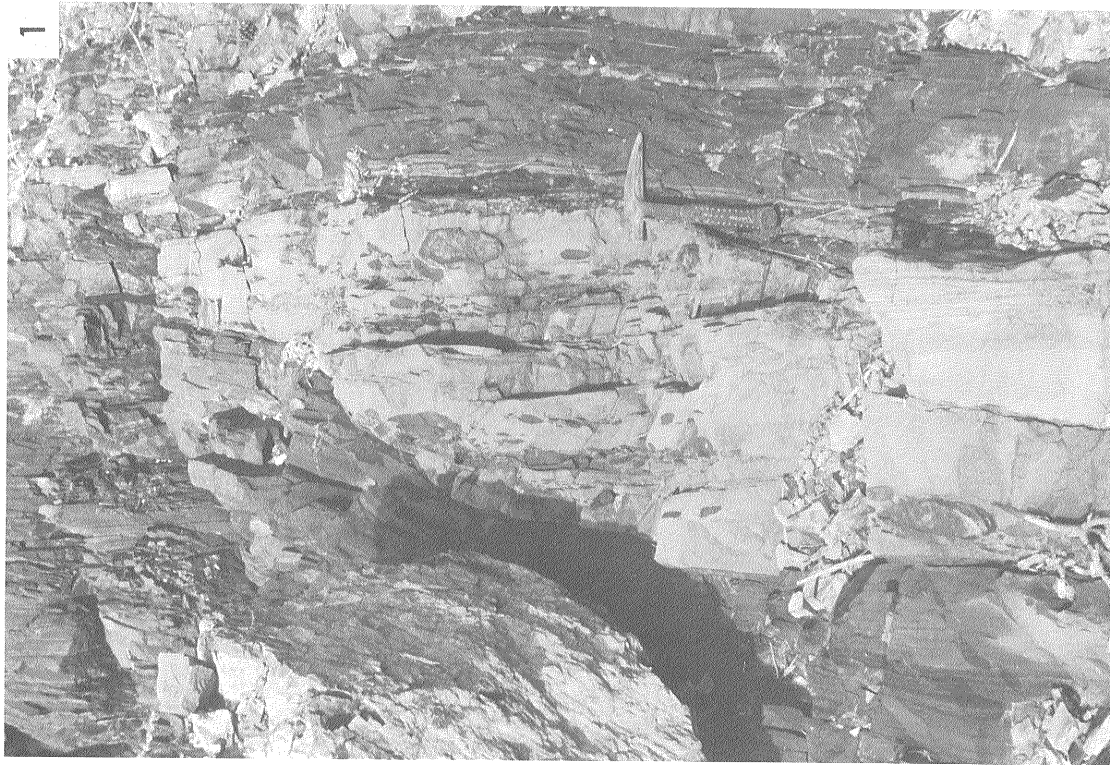
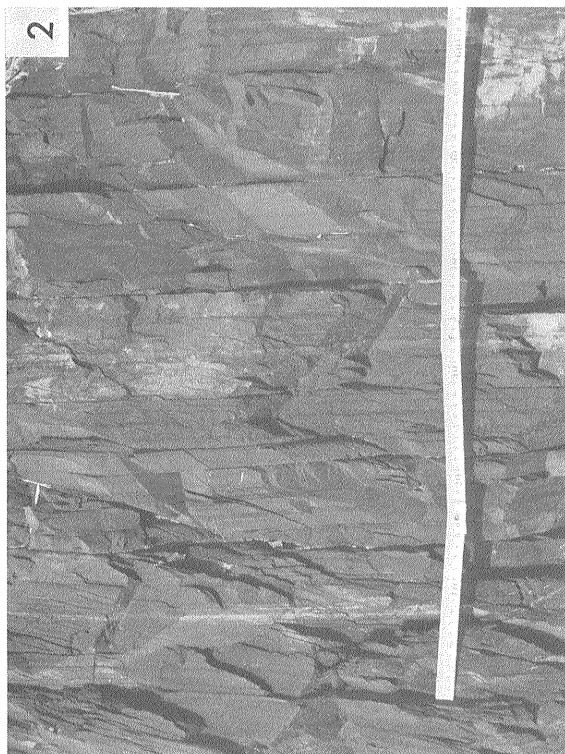


Plate 12

1. Furrow flute cast. 長渡頁岩部層 Ft 6. 流向は右から左 (網地島北東岸)

Furrow flute casts on sole of sandstone in shale and sandstone in thin-bedded alternation, Unit Ft 6 of the Futawatashi Shale, Aji-shima. The thickness of sandstone layers is 1 to 3 cm. Current from right to left.

2. 薄層理頁岩砂岩互層. 長渡頁岩部層 Ft 6. 各砂岩薄層下面にソールマークあり (網地島北東岸)

Thin-bedded shale-sandstone alternation, Unit Ft 6 of the Futawatashi Shale, Aji-shima. In general, sandstones are 1 to 5 cm in thickness, and show upward grading, accompanied with abundant sole markings such as furrow flute casts.

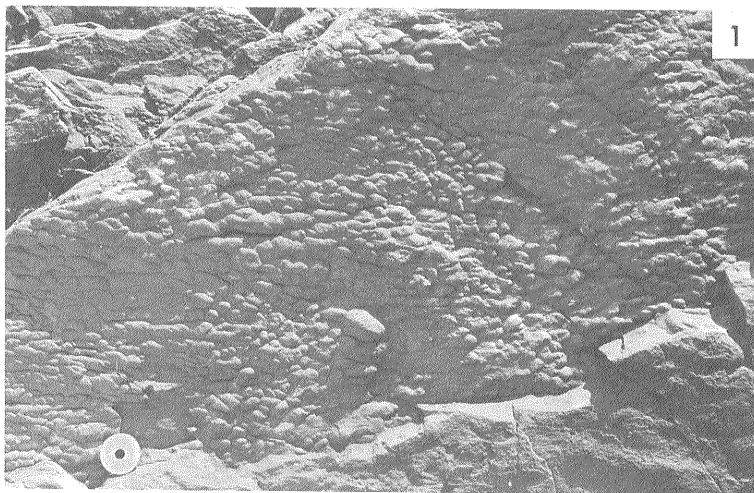


Plate 13

1. 過褶曲型スランプ。岩相は薄層理頁岩砂岩互層。流動は左から右に起ったと推定される。
長渡頁岩部層 Ft 5 (網地島南岸)

Slump overfolds in shale and sandstone in thin-bedded alternation, Unit Ft 5 of the Futawatashi Shale, Aji-shima. Each sandstone layer is well graded upward. Slump movement probably from upper left to lower right.

2. 過褶曲型スランプ。岩相は中層理シルト質頁岩および泥質縞状互層。長渡頁岩部層 Ft 3
(網地島南岸)

Slump overfolds in medium-bedded shale, basal part of Unit Ft 3, the Futawatashi Shale, Aji-shima.

3. Ball and pillow 構造。右上から左下に向かい流動したと推察される。長渡頁岩部層 Ft 3
(網地島南岸)

Deformed ball and pillow structure in medium-bedded sandstone, Unit Ft 3 of the Futawatashi Shale, Aji-shima. Viewed from underside. The sandstone-pillows are distinctly elongated, and their deformative movement was probably at a right angle to the elongation.

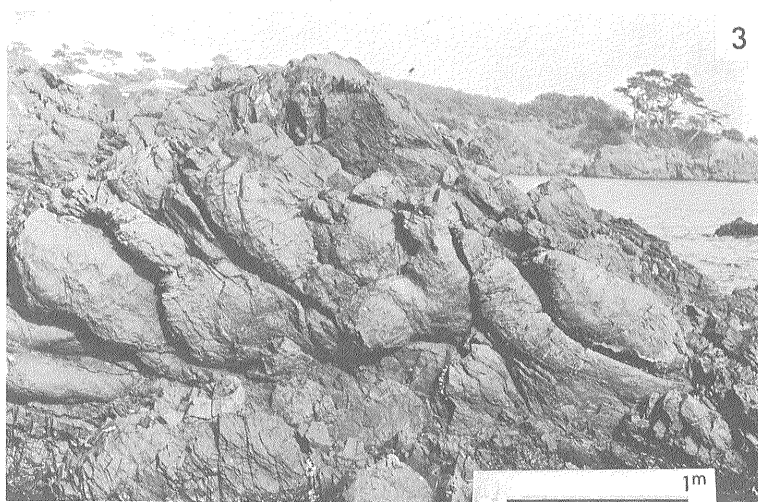


Plate 14

1. 小長渡砂岩頁岩部層の Kb2 上部にみられる小規模チャンネル構造 (網地島北岸)

Small-scale channel structure, Unit Kb2 of the Kobitawatashi Sandstone and Shale Member, Aji-shima. This may be a tidal channel, cutting into very thin-bedded shale-sandstone alternation.

2. 上と同層準の中粒砂岩中にみられる *Thalassinoides* 様の巢穴化石 (網地島北岸)

Thalassinoides-like burrows in medium-grained sandstone (well-sorted arenite), upper part of Unit Kb2 of the Kobitawatashi Sandstone and Shale Member, Aji-shima.

3. ドウメキ砂岩部層基底の礫質砂岩底面にみられるソールマーク. 右から左の流向を示す (網地島南岸)

Flute casts on sole of the basal sandstone of the Domeki Sandstone, Aji-shima. Current from right (south) to left (north).

The underlying bed is massive-bedded sandy shale of Unit Ft 8, the uppermost part of the Futawatashi Shale Member.

4. ドウメキ砂岩部層最下部に挟在するカキ殻 ("*Amphidonte*") 集積層 (田代島三ツ石)

Shell-accumulated beds containing a large number of "*Amphidonte*", in calcareous sandy shale, the lowermost part of the Domeki Sandstone Member, at Mitsuishi of Tashiro-jima.

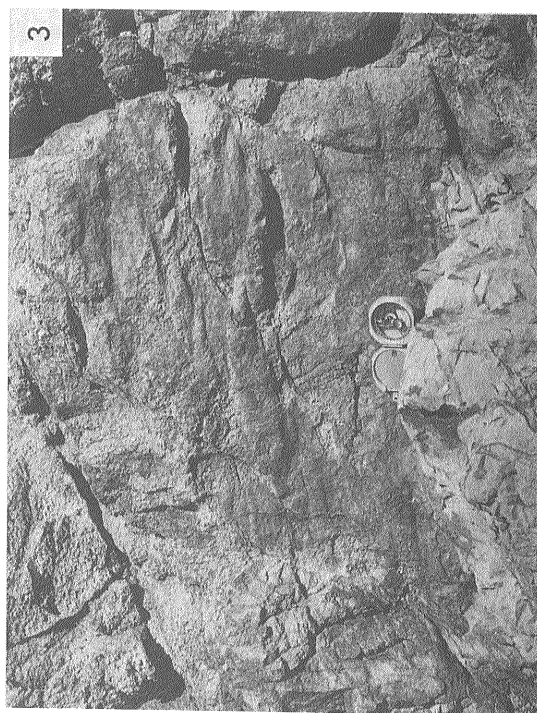
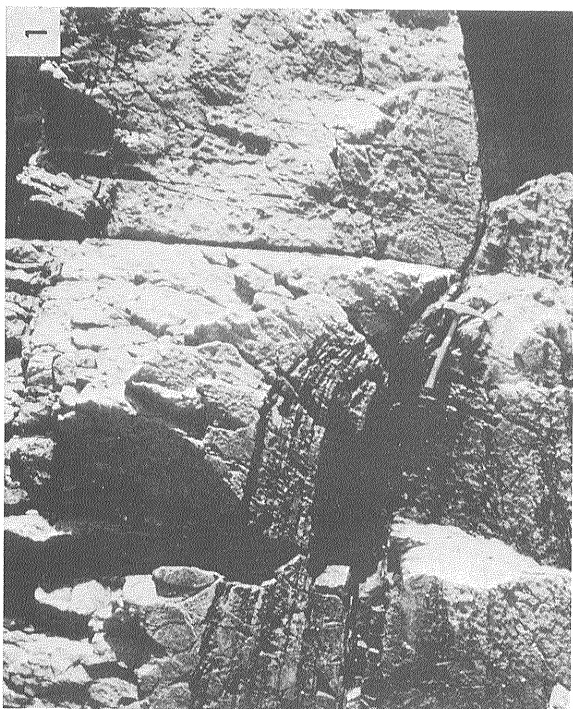
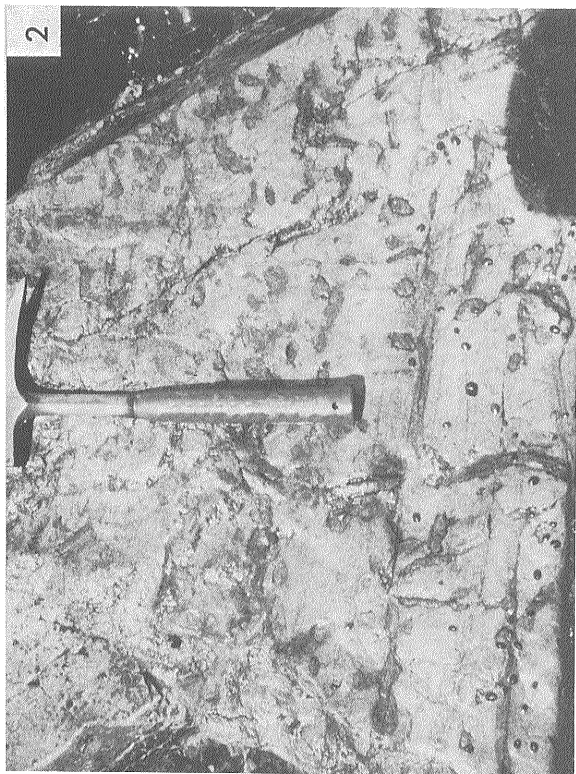


Plate 15 長渡頁岩部層砂岩の顕微鏡写真 (標本は全て網地島南岸より採取)

1. 多量の炭酸塩鉱物を含有する中層理砂岩 (Ft 3). 細脈は方解石からなる.

Photomicrograph of fine-grained sandstone with abundant carbonate minerals, in medium-bedded sandstone of Unit Ft3 of the Futawatashi Shale Member, Aji-shima. Cross nicols.

2. 泥質縞状互層における砂質葉理 (Ft 3). 級化層理が発達.

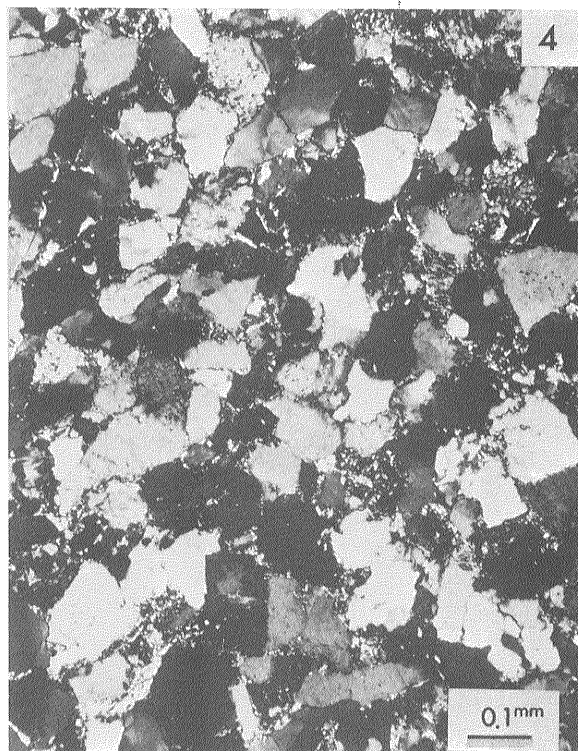
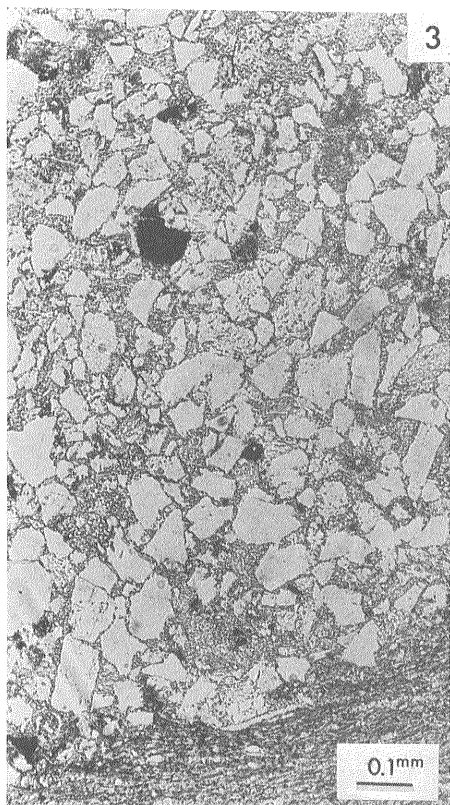
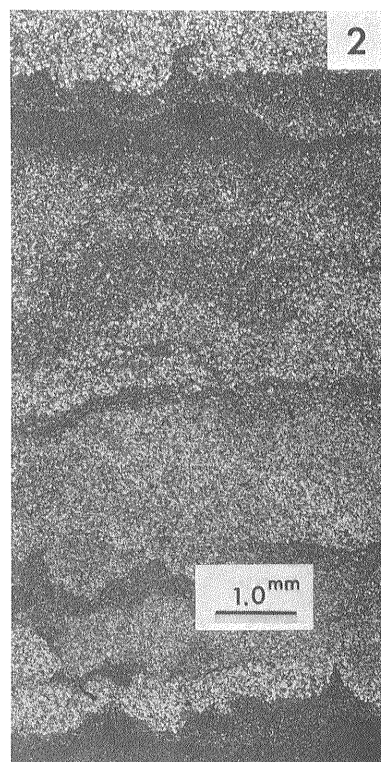
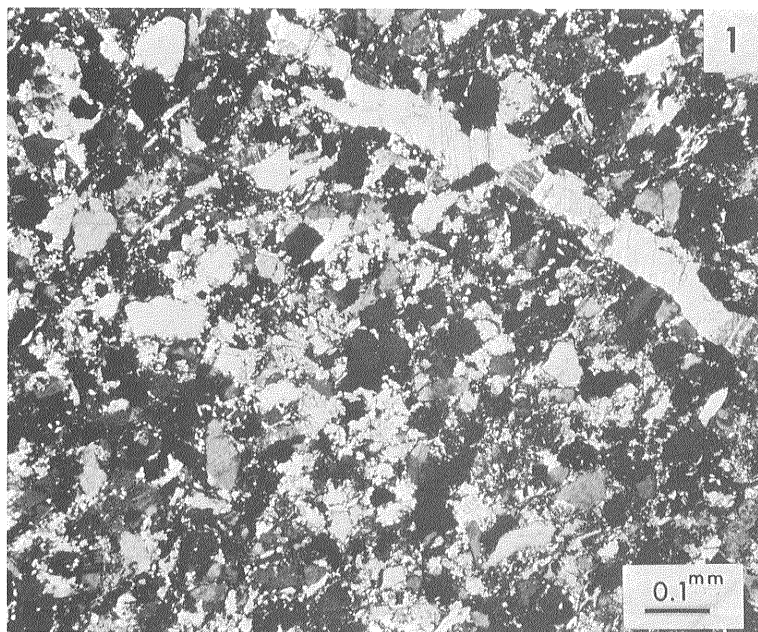
Photomicrograph of coarse siltstone lamina in "laminated shale", Unit Ft 3 of the Futawatashi Shale, Aji-shima. Note the sharp-based sole and grading. Open nicols.

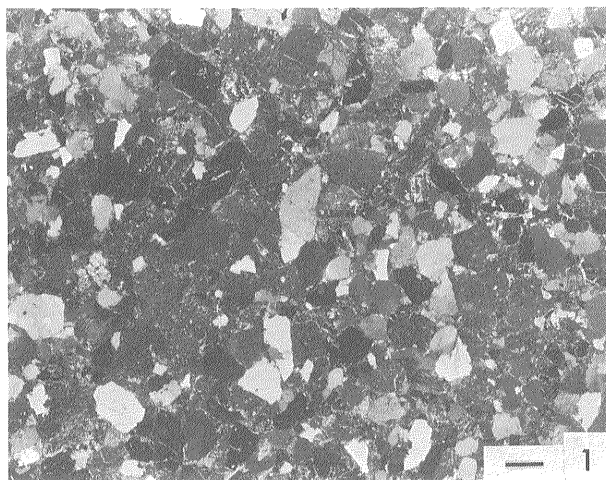
3. 級化層理の発達する長石質ワッケ (Ft 5).

Photomicrograph of fine-grained feldspathic wacke in thin-bedded shale-sandstone alternation, Unit Ft 5 of the Futawatashi Shale. Open nicols.

4. 石英質アレナイト (Ft 8).

Photomicrograph of medium-grained quartzose arenite, in flat-bedded, partly cross-bedded, sandstone, Unit Ft 8 of the Futawatashi Shale, Aji-shima. Cross nicols.

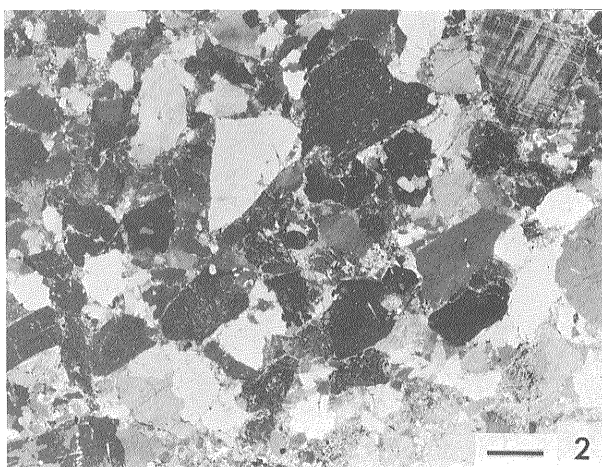




1. ドウメキ砂岩部層の粗粒石質アレナイト。
岩片は大部分珪長質火山岩（鮎川浜南方）
Photomicrograph of coarse-grained lithic arenite, the Domeki Sandstone, southern coast of Ayukawa-hama. Most rock-fragments are felsic volcanic rocks. (from stained section)

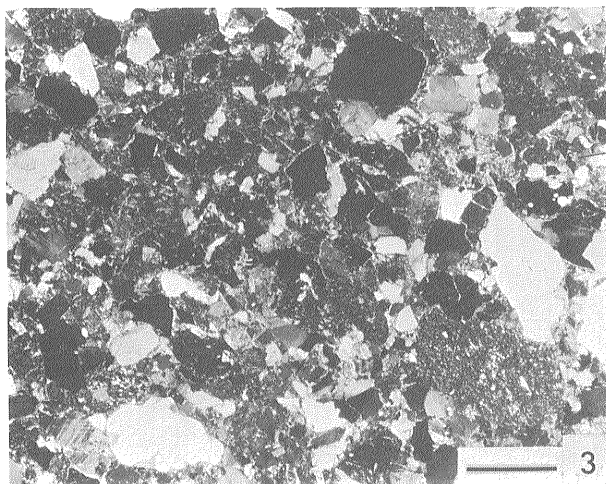
2. 小長渡砂岩頁岩部層の粗粒長石質アレナイト
（鮎川浜北方約 1 km の地点）

Photomicrograph of coarse-grained feldspathic arenite, Unit Kb4 of the Kobitawatashi Sandstone and Shale, near Onigata of the Oshika Peninsula. Most dark grains are K-feldspar (from stained section)



3. 小長渡砂岩頁岩部層の粗粒（石質）長石質アレナイト（田代島北西部）

Photomicrograph of coarse-grained (lithic-) feldspathic arenite, Unit Kb4 of the Kobitawatashi Sandstone and Shale, Tashiro-jima.



Scale indicated by bar 1 mm long.

All of the photographs are under oblique nicols.