

陸棚斜面-陸棚-沿岸の堆積システムの変遷と相対的海水準変動
—北部フォッサマグナ地域中新統青木層・小川層のシーケンス層序学—*

西村 瑞恵**・保柳 康一**

Response of slope-shelf-nearshore systems to relative sea-level changes in the
Miocene Aoki and Ogawa formations, Northern Fossa Magna region, central Japan*

Mizue Nishimura** and Koichi Hoyanagi**

Abstract The Northern Fossa Magna region is situated at the junction of the Northeast and Southwest Honshu arcs. The Middle to Late Miocene Aoki and Ogawa formations occur in the Komiji Syncline area in the southern part of the Northern Fossa Magna region. The Aoki and Ogawa formations in the study area are divided into thirteen sedimentary facies. On the basis of facies analysis, the upper part of the Aoki Formation was deposited at continental slope and outer shelf, while the Ogawa Formation was at inner shelf and various coastal environments. Within these formations there are conglomerate beds deposited on the transgressive surfaces.

The assemblages of sedimentary facies are characterized either by coarsening-upward or fining-upward features. The coarsening-upward facies assemblage resulted from regression in a coastal environment, whereas the fining-upward facies assemblage from the regression in a barrier environment. The distribution and stacking pattern of these regressive facies successions reveal a progradational system of coastal and strand-plain environments, followed by an aggradational system of coastal and barrier island environments and then by a repeat of the progradation-aggradation cycle. The progradational system along the coast resulted from a decrease in accommodation, whereas the aggradational system along the coast depended on an increase in accommodation. Changes in accommodation are equivalent to relative sea-level changes. Therefore, the relative sea-level curve can be described from the changes of accommodation.

The relative sea-level of this area changed in response to eustacy, estimated from the Haq curve. Therefore, the framework of sequence stratigraphy may be applicable to this and other basins of this active region. Two sequence boundaries can be identified in the study area. The lower sequence boundary is placed between the Aoki Formation and the Ogawa Formation, and the other can be identified in the middle part of the Ogawa Formation. These correspond to the 10.5Ma and 8.2Ma sequence boundaries of the eustacy curve, respectively.

Accommodation is a function of both eustacy and subsidence. The subsidence of the basin can be calculated from the accommodation and eustacy. This basin subsided during

1991 年 8 月 6 日受付. 1991 年 11 月 30 日受理.

* 日本地質学会第 98 年学術大会(1991 年・松山)で一部講演.

** 信州大学理学部地質学教室. Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University, 3-1-1 Asahi, Matsumoto 390, Japan.
西村瑞恵現所属: 石油資源開発株式会社技術研究所. JAPEX Research Center, Japan Petroleum Exploration Co. Ltd.

deposition of the Ogawa Formation (from 10Ma to 6Ma) at a rate of 60 m per 1Ma uncorrected for compaction.

Key words : sedimentary facies, sedimentary system, accommodation, sequence stratigraphy, transgressive surface, basin analysis, Miocene, Northern Fossa Magna

はじめに

北部フォッサマグナ地域では中期中新世の日本海拡大に伴い堆積盆が形成され、後期中新世から鮮新世にかけて南ないし西側の上昇地域からの堆積物供給によって埋積が進んでいった(立石, 1989). さらに, 海域の縮小・浅海化が起こり海域は北へ移動していった(Saito, 1963). 研究対象とした長野県松本市北方の込地向斜周辺には, 中部中新統青木層から上部中新統小川層が分布している. この地域においても埋積は南から北へ向かって進んでいったことが明らかとなっている(西村ほか, 1991).

青木層・小川層については従来から研究がなされ, 中新世から鮮新世の構造運動について議論されてきた(北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976; 水野, 1976; 竹内・坂本, 1976; 矢野, 1982). しかし堆積システムを復元し, 相対的海水準変動を考慮した上での議論はなされていない. 堆積システムとは成因的に関連するさまざまな堆積相の空間的な集合である(Davis, 1983)が, これを考慮せずに堆積盆解析を行うと, 例えばデルタシステムなどにみられる堆積物の前進的な埋積を見逃して見かけの層厚を求め, 堆積盆沈降量の見積りを誤る可能性がある. したがって, 堆積システムの復元は堆積盆解析を行う上で不可欠であり, そのためには堆積相の認定とそれぞれの堆積環境の解釈が基本となる.

一方, 堆積システムの時間的積み重なりは, 堆積シーケンスを形成する(Nummedal & Swift, 1987). さらに, ユースタシー(汎世界的海水準変動)と堆積盆の運動との和からなる相対的海水準変動によって堆積シーケンスの形成が支配されるとするのがシーケンス層序学の基本概念である(Posamentier *et al.*, 1988, Posamentier & Vail, 1988). 堆積盆沈降速度は一定であるのに対し, ユースタシーは正弦曲線的に変動するので, 地層の積み重なりパターンはユースタシーに強く影響されると考えられている(Posamentier *et al.*, 1988). また, 海底面と海面の間の堆積可能な空間を堆積空間(Accommodation: Posamentier *et al.*, 1988; Jervey, 1988)と呼び, その時間的変化は相対的海水準変動と等しい.

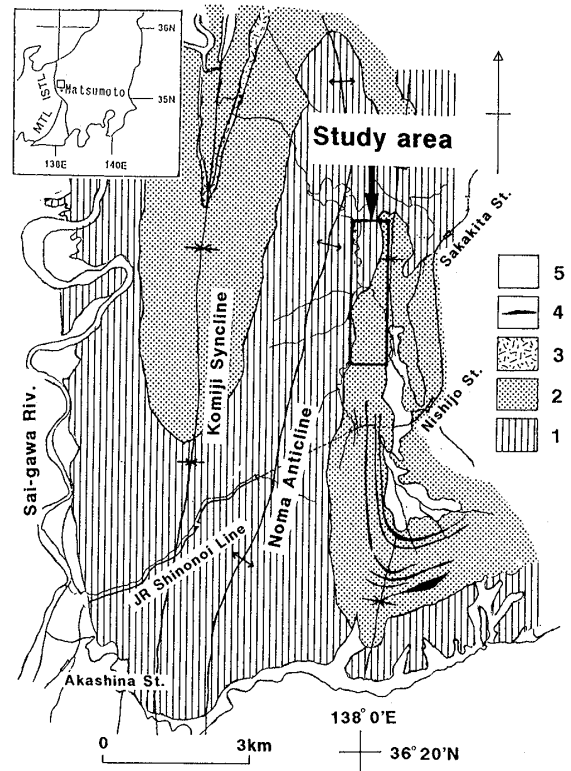


Fig. 1. Geological sketch map of the Komiji Syncline area, modified from Kato (1980) and Kato & Sato (1983), showing the study area.

1 : Aoki Formation, 2 : Ogawa Formation, 3 : Koso Tuff, 4 : porphyrite, 5 : Alluvium.

調査地域に分布する中新統の青木層・小川層において堆積相の解析をもとにして堆積システムを復元し, その時間的変遷から堆積空間の変化, すなわち相対的海水準変動を考察した. さらに, 安定大陸において成立したシーケンス層序学の枠組みが成り立つ可能性があるのか, すなわち変動地域においてもユースタシーが堆積システムの変遷に影響を及ぼすのかどうかを検討してみた.

変動地域である日本列島において第三系以前の地層の堆積システムの変遷がユースタシーによって支配される可能性についての研究は, 前弧海盆の白亜系中部蝦夷層群(安藤, 1990)と鮮新-更新統掛川層群(Masuda & Ishibashi, 1991)など数少ない. 背弧海盆地域の新第三系についてシーケンス層序学を適応した例として北陸

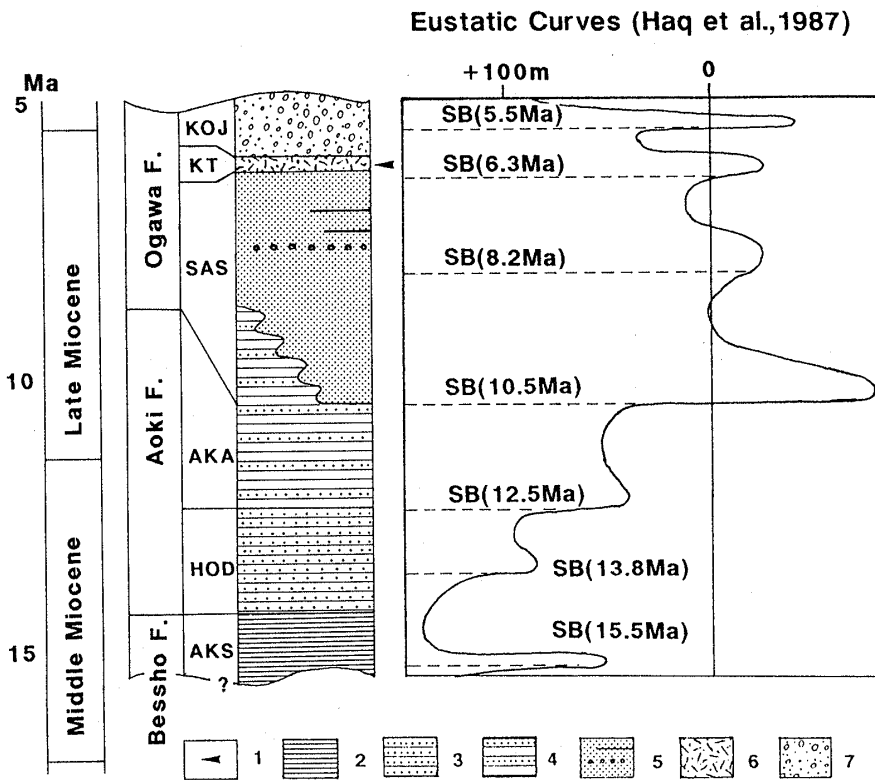


Fig. 2. Stratigraphy of the Komiji Syncline area (modified from Kosaka *et al.*, 1992) and correlation with eustatic curve (Haq *et al.*, 1987). AKS: Akashina Mudstone Member, HOD: Hosoda Sandstone and Mudstone Member, AKA: Akamatsu Mudstone and Sandstone Member, SAS: Sashikiri Conglomerate and Sandstone Member, KT: Koso Tuff Member, KOJ: Komiji Conglomerate and Sandstone Member, 1: K-Ar age after Kato & Akahane (1986), 2: mudstone, 3: alternating beds of sandstone and mudstone (rich in sandstone), 4: alternating beds of sandstone and mudstone (rich in mudstone), 5: sandstone intercalated with conglomerate and coal beds, 6: tuff, 7: sandstone and conglomerate, SB: sequence boundary.

上部新第三系の研究例(下川・北村, 1991)があるが、構造運動とユースタシーの関係については明確に分離されていない。またこれらの研究は堆積空間の概念を用いて相対的海水準変動を求めておらず、いわば定性的議論にとどまっている。

そこでこの論文では、堆積空間の概念を用いることでより定量的議論を目指した。堆積物の圧密を考慮していないなど完全な定量化にはほど遠いが、調査地域内で求められた相対的海水準変動は、Haq *et al.* (1987)の求めたユースタシー曲線とよく一致することから、堆積システムの変遷がユースタシーによって支配されている可能性が示された。また同時に相対的海水準変動からユースタシーと構造運動とを分離できる可能性を示したといえる。

地質概説

北部フォッサマグナ地域南部に位置する長野県松本市北方の込地向斜には、新第三系の別所層・青木層・小川層が分布する。込地向斜の軸はほぼ南北方向で、その東側には北北東-南南西方向の軸をもつ野間背斜がある。調査地域は野間背斜の東翼部にあたる(Fig. 1)。

調査地域とその周辺には、中部中新統の別所層最上部(明科黒色泥岩部層)・青木層(細田砂岩泥岩部層、赤松泥岩砂岩部層)、上部中新統の小川層(差切礫岩砂岩部層、高桑凝灰岩部層、込地礫岩砂岩部層)が分布している(小坂ほか, 1992)。

加藤(1980)、加藤・佐藤(1983)では、小坂ほか(1992)の小川層の各部層を下位からそれぞれ小川層・裾花層・込地層に分けている。しかし、加藤・赤羽(1986)では裾花凝灰岩部層から上位を小川層としている。ここでは小坂ほか(1992)の層序にしたがった(Fig. 2)。

調査地域は青木層と小川層の境界部で、両層が一部指交関係にあることが明らかにされている(矢野, 1989; 西村ほか, 1991)。青木層は礫岩・砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩からなるタービダイト相を示す。下部の細田砂岩泥岩部層は、主に礫岩・砂岩・砂岩優勢の砂岩泥岩互層から構成される。上部の赤松泥岩砂岩部層は、主に泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなる。またスランプ構造が多くみられる(西村ほか, 1991)。

小川層は主に砂岩・礫岩などの粗粒碎屑物からなる。差切礫岩砂岩部層は砂岩・礫岩・砂岩泥岩互層からなり、石炭層が数枚挟まれる。砂岩や砂岩泥岩互層中には浅海生の貝化石が含まれる(Tanaka, 1962; 田中, 1973)。加藤・佐藤(1983)は、差切礫岩砂岩部層上部に連続性のよい厚さ 50~150 cm のカキ化石層が数枚挟まれると報告している。また聖山南麓にはレンズ状に凝灰岩が分布し、淡水生の貝化石や地層に直角に入った珪化木が含まれる(森下ほか, 1957)。

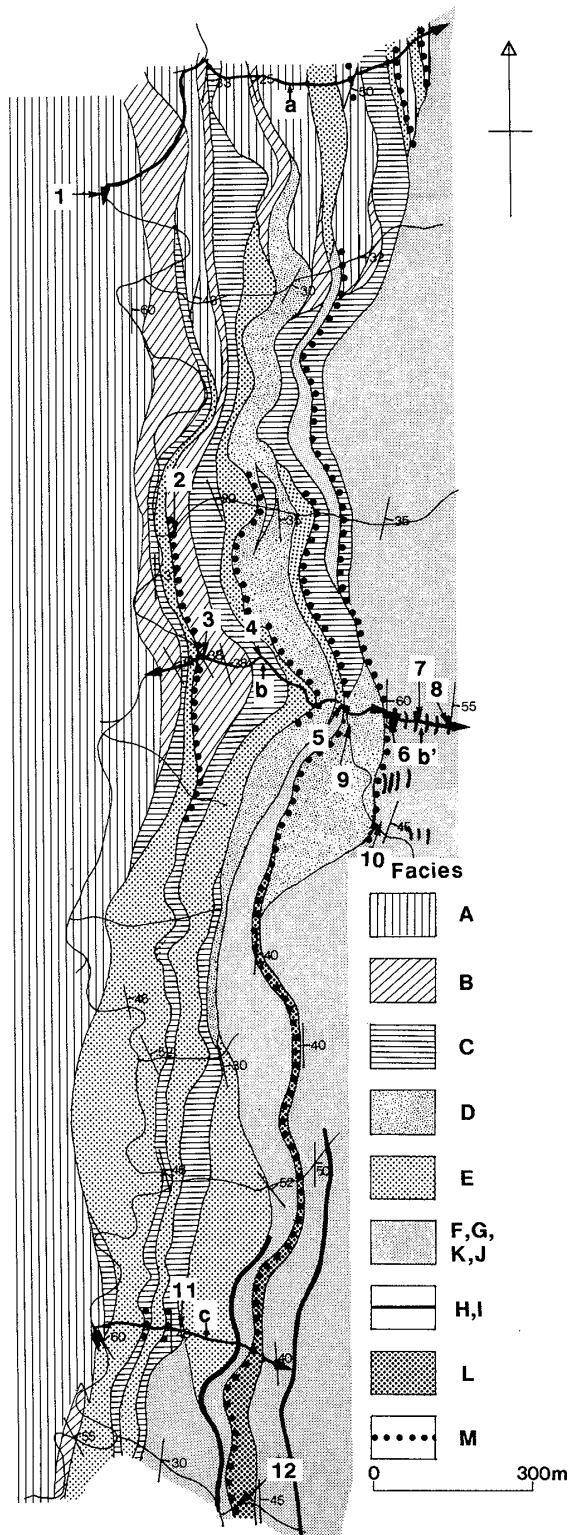


Fig. 3. Distribution of sedimentary facies in the study area.

Facies A-M: sedimentary facies which are summarised in Table 1. A and B: Aoki Formation, C to M: Ogawa Formation; a, b, b' and c: route along which columnar sections in Figs. 5 and 6 were obtained; 1-12: locality of photos shown in Plates I, II.

高桑凝灰岩部層は、主に灰色～淡青色の斜長流紋岩凝灰岩および同溶岩からなる。この地域では岩相上の特徴から陸上ないしごく浅い海域に堆積した火砕流堆積物とされている(下平, 1979; 加藤・佐藤, 1983)。またこの凝灰岩の K-Ar 年代は 6.1 Ma(加藤・赤羽, 1986)である。

込地礫岩砂岩部層は主に礫岩・砂岩からなり、浅海～上部浅海の暖水～冷水域に生息する貝化石が含まれる(Kanno & Tomizawa, 1959; 矢野・村山, 1976)。

野間背斜東翼部の東西約 0.75 km, 南北約 2.7 km の調査範囲には青木層赤松泥岩砂岩部層と小川層差切礫岩砂岩部層が分布し、地質構造は全体的に南北走向で東傾斜を示している(Fig. 3)。

堆積相の認定と堆積組相

1. 堆積相の認定

野外での岩相・堆積構造・粒度などの詳細な観察から岩相分類を行い、各ルートごとに柱状図を作成した(Figs. 5, 6 & 7 を参照), 調査地域の岩相は、塊状泥岩・葉理泥岩・泥岩優勢砂岩泥岩互層・等量砂岩泥岩互層・砂岩優勢砂岩泥岩互層・生物擾乱細粒砂岩・ハンモック状斜交層理(HCS)砂岩・トラフ型斜交葉理砂岩礫岩・平行葉理砂岩礫岩・含礫泥岩・生物擾乱泥岩・石炭層・トラフ型斜交葉理礫岩・塊状砂岩・不淘汰砂岩・不淘汰礫岩の 16 に分類することができる。さらにこれらの岩相が互いに漸移関係にある場合には 1 つの堆積相に含め、13 個の堆積相を設定し、それらを堆積相 A～M とした(Table 1)。堆積相 A・B は青木層、堆積相 C～M までは小川層に相当する。

堆積相 A: 塊状泥岩・葉理泥岩・泥岩優勢砂岩泥岩互層から構成される。

塊状泥岩は、炭質物片を多く含む塊状の泥岩、層理面に沿って径 5～10 cm のノジュールが並んでいることが多い。まれに植物片の化石を含む。

葉理泥岩は、数 mm～数 cm 幅の極細粒～細粒砂の葉理を挟む泥岩(Plate I-1)。厚さ 10～50 cm の細粒砂岩層が挟まれることがある。スランプ構造をもつことが多い。

泥岩優勢砂岩泥岩互層は、泥岩層の割合が多く、砂岩層から泥岩層への級化構造をもつ。砂岩層の上面にカレントリップルが見られることが多く、その古流向は南から北を示す。この岩相にもスランプ構造が多くみられる。

堆積相 B: 等量砂岩泥岩互層から構成される。

等量砂岩泥岩互層は、砂岩層と泥岩層の比率がほぼ同

Table 1. Classification of sedimentary facies and interpreted environments.

Sedimentary Facies	Lithofacies	Environment
A	massive mudstone laminated mudstone mudstone rich alternation	slope
B	normal alternation	outer shelf
C	sandstone rich alternation	inner shelf
D	bioturbated fine sandstone	inner shelf
E	HCS sandstone	lower shoreface
F	trough cross-laminated sandstone and conglomerate	upper shoreface
G	parallel laminated sandstone and conglomerate	foreshore
H	pebbly mudstone	backshore
I	bioturbated mudstone coal beds	lagoon
J	poorly-sorted sandstone	lagoon (including washover deposits)
K	massive sandstone	dune
L	trough cross-laminated conglomerate	upper shoreface
M	poorly-sorted conglomerate	transgression

じで、それらの厚さは5~20 cmである。ウェーブリップルなど波による堆積構造は認められない。砂岩層の基底は細礫混じりの中粒ないし細粒砂岩で級化構造をもち、極細粒砂ないしシルトのラミナが上位に向かって次第に増加し、上位の泥岩部に移りかわる。砂岩層の下底面はシャープである。砂岩部には泥岩の偽礫が層理面に沿って並び、サンドパイプがみられる。泥の偽礫を含む削り込み構造をもつ礫岩層がまれに挟まれる。

堆積相 C: 砂岩優勢砂岩泥岩互層からなる。

砂岩優勢砂岩泥岩互層は、ウェーブリップルや平行ラミナをもつ厚さ5~20 cmの細粒砂岩と厚さ3~10 cmの泥岩の互層からなる(Plate I-2)。砂岩部とその上位の泥岩部との境界は、堆積相 B と比べてシャープに移り変っている。また、周辺と比べて厚い(0.5~1 m)細粒砂岩層が挟まれることがあり、そこにはハンモック状斜

交層理がみられる(Plate I-3)。ハンモック状斜交層理砂岩の上部にはウェーブリップルが認められる。まれに下位を削り込む細礫からなる礫岩層が挟在し、泥岩層へ級化する。

堆積相 D: 生物擾乱細粒砂岩から構成される。

生物擾乱細粒砂岩は、泥の壁をもつサンドパイプ(長さ5~10 cm, 径2~3 cm)や、石灰質コンクリーションをもつ生物擾乱作用を受けた細粒砂岩からなり、まれに細礫が散在する(Plate I-4)。生物擾乱作用を強く受けた部分とそうでない部分がある。砂岩優勢砂岩泥岩互層(堆積相 C)の堆積構造が生物擾乱によって破壊され、生物擾乱細粒砂岩に漸移していくようすが観察される。

堆積相 E: HCS 砂岩から構成される。

HCS 砂岩は、癒着したハンモック状斜交層理、ハンモック部を欠いたスウェール状(swaley)斜交層理、平行

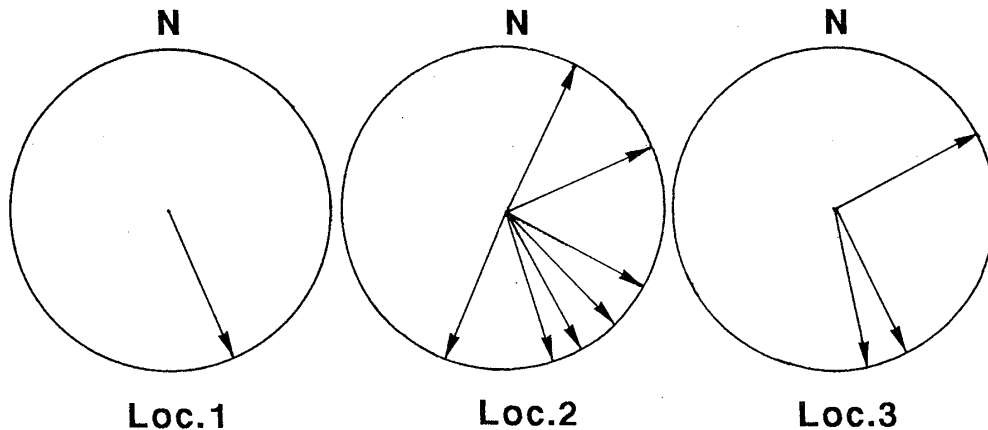


Fig. 4. Paleocurrents directions obtained from large-scale foreset laminations in the lagoonal facies (Facies J). Each locality (Locs. 1, 2 and 3) is shown in Fig. 7.

ラミナをもつ淘汰のよい細粒砂岩層からなる (Plate I-5). HCS 砂岩は砂岩優勢砂岩泥岩互層 (堆積相 C) の上位にシャープな下底面をもって接することが多く, その下底面には細礫や泥の偽礫が散在している. まれにハンモック状斜交層理とグラベルデューンが共存することもある.

堆積相 F: トラフ型斜交葉理砂岩礫岩から構成される.

トラフ型斜交葉理砂岩礫岩は, 細粒ないし中粒砂岩中に細礫から構成されるグラベルデューンやトラフ型斜交葉理 (Plate I-6) などの堆積構造に富む. 礫岩層が浅いチャンネル構造を作ることがある. HCS 砂岩の上位に漸移的に存在することが多い.

堆積相 G: 平行葉理砂岩礫岩から構成される.

平行葉理砂岩礫岩は, 細礫と細粒ないし中粒砂が交互に平行ラミナ状に配列 (Plate I-7) したり, くさび状に斜交している岩相である. またこの岩相から平行ラミナをもつ細粒~中粒砂岩にしばしば漸移し, そこには径 2~3 mm, 長さ 1 cm 以下の管状の生痕と考えられる斑点が多数見られる (Plate I-8). この斑点はヒメスナホリムシ (*Excirologa ciltoni japonica*) の生痕に類似している. この岩相には泥質分や炭質物がほとんど含まれず淘汰がよい.

堆積相 H: 含礫泥岩から構成される.

含礫泥岩は, 厚さ 20~30 cm の細礫から中粒砂混じりの泥岩であり, 炭質物片を多く含む. 泥岩中に含まれる礫の量は, 上位ほど減少し細粒化する.

堆積相 I: 生物擾乱泥岩, 石炭層から構成される.

生物擾乱泥岩は, 厚さ 20~30 cm の生物擾乱作用を受けた泥岩であり, 上位ほどその程度は弱くなる. 材化石を含むこともある.

石炭層は, 厚さ 20~30 cm の黒色の炭層で, 含礫泥岩や生物擾乱泥岩から漸移している. 炭層の上面にはサ

ンドパイプ (長さ 5~6 cm, 径 2~3 cm) が見られることがある (Plate II-1).

堆積相 J: 不淘汰砂岩から構成される.

細礫や泥のレンズ, 炭質物片のラミナをもつ淘汰が悪い中粒砂岩. 炭質物片を多く含む黒色の泥岩と中粒砂岩が互層状になっている部分もある. 砂岩中には大型のクロスラミナが多く見られ (Plate II-3), 北西から南東への古流向を示すものが多い (Fig. 4).

堆積相 K: 塊状砂岩から構成される.

塊状砂岩は, 堆積構造のまったく見られない塊状の中粒砂岩である.

堆積相 L: トラフ型斜交葉理礫岩から構成される.

トラフ型斜交葉理礫岩は, 主に礫岩からなり, 礫がグラベルデューン (Plate II-2) や大型のトラフ型斜交葉理を作る. トラフ型斜交葉理砂岩礫岩と類似するが, 礫の量が多く厚く, 水平方向によく連続している点で区別される.

堆積相 M: 不淘汰礫岩から構成される.

不淘汰礫岩は, 極粗粒砂~中礫で構成され, 下位を削り込むことが多い (Plate II-4). 角張った砂岩のブロック (5~20 cm) や不規則な形の泥岩の偽礫 (1~20 cm) を含む (Plate II-5). 多くの場合礫は下位ほど量が多く粗粒であり, 上位へ減少・細粒化する傾向にある. またこの礫岩層はラミナやリップルなどの堆積構造をもたない. 調査地域内では 4 層の不淘汰礫岩が水平方向に連続するのが確認され (Figs. 3, 7), そのうち最下位の不淘汰礫岩は分布域の北端部では基底部に逆級化構造をもつ (Plate II-6). ここでは基底部の礫の量は少なく細粒であるが, 上方へ向かって礫径が増大し, そこには 5~10 cm の板状の砂岩ブロックが集中している. さらに上方へ向かって細粒化する. 不淘汰礫岩は地域的に厚く礫径も大きいところがあるが, 側方に急激に薄層化・細粒

化する。そのため厚さは場所によって 20 cm~3 m までとさまざまである。分布域の末端部にあたるところでは、礫岩層というより薄い極粗粒砂岩層といえるものもある。また礫岩層の下底面にはグループキャストが見られ、その方向は南南西-北北東を示す。

不淘汰礫岩は調査地域中部から南部に多くみられ、多くの場合 HCS 砂岩(堆積相 E)またはトラフ型斜交葉理砂岩礫岩(堆積相 F)の上位に存在し、それらを削り込んで堆積している。削り込みの程度は、礫岩層が厚く粗粒な部分では削り込みが強く、薄く細粒な部分では削り込みが弱い。不淘汰礫岩の直上は泥岩に覆われ、そこから泥岩優勢砂岩泥岩互層が始まることが多い。また調査地域北部に見られる不淘汰礫岩は、堆積相 B の上位に存在する。その厚さは 1 m 未満と薄く、上位を堆積相 A の葉理泥岩が覆っている。

2. 堆積組相

堆積相はまったくばらばらな順序で積み重なっているわけではなく、規則性をもって積み重なっている。規則性をもつ堆積相の積み重なりを堆積組相と呼ぶことにする。調査地域内には、2 種類の堆積組相が存在する。1 つは堆積相が上方へ粗粒化しながら積み重なる上方粗粒化堆積組相である。もう 1 つは堆積相が上方へ細粒化しながら積み重なる上方細粒化堆積組相である。上方粗粒化堆積組相と上方細粒化堆積組相の最も典型的な例を調査地域中部の柱状図(Figs. 5b, 6)に示した。

(1) 上方粗粒化堆積組相

Fig. 5b の柱状図では 4 つの上方粗粒化堆積組相が積み重なっている。最下位の上方粗粒化堆積組相は、堆積相 A-堆積相 B-堆積相 C-堆積相 E の順に積み重なっている。その上位の堆積相 M(不淘汰礫岩)を境にしてより細粒な堆積相 B となり、そこから 2 番目の上方粗粒化堆積組相が始まる。この堆積組相は堆積相 B-堆積相 C-堆積相 E の順に積み重なる。その上位の堆積相 M を境にしてより細粒な堆積相 D となり、そこから 3 番目の上方粗粒化堆積組相が始まっている。この堆積組相は、堆積相 D-堆積相 E の順に積み重なる。さらに堆積相 M を境にしてより細粒な堆積相 C(Fig. 5b では露頭が欠如)となり、そこから 4 番目の上方粗粒化堆積組相が始まる。この堆積組相は堆積相 C-堆積相 D の順に積み重なる。

上方粗粒化堆積組相は、調査地域北部・南部にも見られる。北部では主に堆積相 A-堆積相 B の順に積み重なる上方粗粒化堆積組相が 8 回繰り返している。Fig. 5a には下位から 6 つめまでの上方粗粒化堆積組相が示してある。調査地域南部(Fig. 5c)には 3 つの上方粗粒化

堆積組相が見られる。

(2) 上方細粒化堆積組相

調査地域中部(Fig. 5b)の 4 つめの上方粗粒化堆積組相の上位には、上方細粒化堆積組相が 6 回繰り返している(Fig. 6)。個々の上方細粒化堆積組相は基本的には堆積相 F-堆積相 G-堆積相 H ないし堆積相 I の順に積み重なっている。堆積相 F と堆積相 H ないし I の間に堆積相 K や堆積相 J が挟まれることもある。上方細粒化堆積組相は厚さ 15~19 m と上方粗粒化堆積組相と比べて薄く、水平方向の連続性は非常に悪い。

調査地域南部にも同様の上方細粒化堆積組相が存在する(Fig. 5c)。3 番目の上方粗粒化堆積組相の上位で堆積相 I へと急激に細粒化する。またその上位にも上方細粒化堆積組相があり、堆積相 M-堆積相 L-堆積相 I の順に積み重なっている。

堆積環境の考察

1. 堆積相とその堆積環境

堆積相 A から M までのそれぞれの堆積環境を考察した(Table 1)。

堆積相 A(陸棚斜面) : 葉理泥岩の極細粒砂ないし細粒砂の平行ラミナは、ストーム時に海岸から侵食された砂の懸濁物が波のエネルギーの減衰に伴い、晴天時には泥が堆積している沖合いに降下してできたものとされる(Reineck & Singh, 1972)。ウェーブリップルは認識されず、ウェーブリップル形成後に生物擾乱作用で破壊されたという可能性も葉理泥岩の平行ラミナは乱されずに保存されていることから考えにくい。このことから堆積環境はストーム時の波浪限界(60~100 m; Yorath *et al.*, 1979; 斎藤, 1989)より深かったと考えられる。また葉理泥岩や泥岩優勢砂岩泥岩互層にはスランプ構造が多くみられることから斜面で堆積したと考えられ、カレントリップルが示す古流向やスランプ構造の軸面の方向からその斜面は北へ傾斜していたことが明らかとなっている(西村ほか, 1991)。これら 3 つの岩相は、互いに漸移関係にあることからほぼ同じ堆積環境を示すと考えられ、陸棚斜面と推定される。

堆積相 B(外側陸棚) : ウェーブリップルなどの波浪による堆積構造がみられないことから、ストーム時の波浪限界より深いところで堆積したと考えられる。砂岩の割合が多いことから堆積相 A より浅い外側陸棚で堆積したと考えられる。

堆積相 C(内側陸棚) : 平行ラミナやハンモック状斜交層理をもつ砂岩部とその上部を覆う泥岩部は Dott & Bourgeois(1982)の示したストーム砂岩のシーケンス

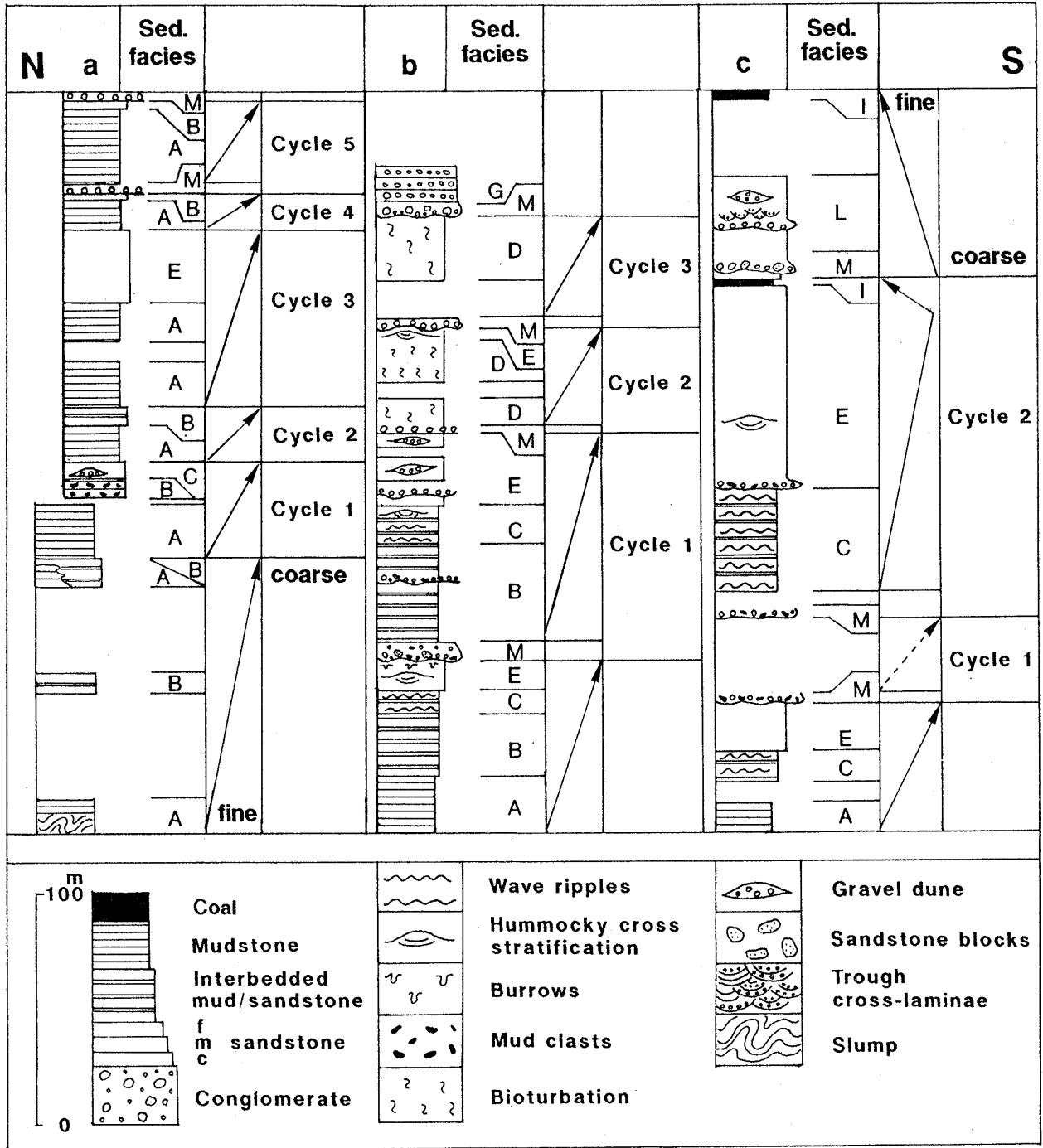


Fig. 5. Representative columnar sections in the study area. Columnar sections a, b, and c come from the outcrops exposed along the routes shown in Fig. 3; arrows indicate coarsening- or fining-upward; Refer to Table 1 for sedimentary facies. Cycles are discussed in the text.

と類似し、ストーム時に形成された砂岩部とその後の晴天時に形成された泥岩部であると考えられる。まれに挟まれる細礫～極粗粒砂岩層もストームによって沿岸域から流されてきたと推定される。ストームによる堆積構造が晴天時の波で破壊されず保存されていることから、ストーム時の波浪限界より浅く、晴天時の波浪限界より深

い内側陸棚で堆積した(斉藤, 1989)と考えられる。
堆積相 D(内側陸棚): 堆積相 C が生物擾乱を受けて堆積構造が破壊され、この堆積相に漸移していくようすがしばしば観察されている。このことから、堆積相 C と同じ内側陸棚で堆積したが堆積速度が遅かったため生物擾乱によって堆積構造が破壊されたと考えられる。

堆積相 J(ラグーン) : 中粒砂岩中に挟まれる炭質物を多く含む泥岩は、波の営力が届きにくいラグーンのようなところで堆積したことを示すと考えられる。大型のクロスミナの示す古流向は、海側からの流れを示す北西からの流れが卓越する。これはバリア島を乗り越えたワッシュオーバーを示すと考えられる。

堆積相 L(上部外浜) : グラベルデューンと細礫からなるトラフ型斜交葉理をもつ礫岩は、堆積相 F のトラフ型斜交葉理砂岩礫岩と同様に堆積環境は上部外浜と考えられる。

堆積相 K(砂丘) : 堆積相 G(前浜)と堆積相 I(ラグーン)に挟まれて存在すること、また波による堆積構造がまったくないことなどから、おそらく砂丘で堆積したと推定しておく。

堆積相 M(海進礫岩) : この礫岩層の下位には堆積相 E(下部外浜)が、上位には堆積相 B・C・D(外側ないし内側陸棚)が存在することが多い。すなわち下位と比べて上位の堆積環境がより深くなる境界部に存在する。このような堆積相の変化は海進を示している。この礫岩層は下位の地層を削り込み、下底面にはグループキャストが見られる。さらに砂岩のブロックや泥岩の偽礫を含み、層全体としては級化構造を示し、一部で基底部に逆級化構造が見られる。これらの特徴はこの礫岩層が再堆積礫岩(Walker, 1975)であることを示している。したがって、この堆積相は、海進時に波浪の営力によって侵食された上部外浜や前浜の粗粒堆積物が、より沖側へ運搬され、再堆積して形成されたと考えられる。Walker (1990)と Leggitt *et al.* (1990)は、Alberta の上部白亜系の Cardium Formation 中に同様の性質の礫岩層を認めている。したがって、堆積相 M を海進礫岩(transgressive conglomerates)と呼ぶことにする。

2. 堆積相の形成過程

上方粗粒化堆積相、上方細粒化堆積相ともその堆積相の積み重なりは、海側から陸側への堆積環境の変化、すなわち海退を示している。それぞれの堆積相についてその堆積環境の変遷を述べる。

(1) 上方粗粒化堆積相

調査地域中部(Fig. 5b)の上方粗粒化堆積相は、次のような堆積環境の変遷を示している。最下位の上方粗粒化堆積相の堆積環境は、斜面-外側陸棚-内側陸棚-下部外浜へと上方への浅海化を示している。その上位の海進礫岩(堆積相 M)を挟んで始まる 2 番目の上方粗粒化堆積相も上方への浅海化を示し、その堆積環境は外側陸棚-内側陸棚-下部外浜の順に変化している。さらに海進礫岩をはさんで始まる 3 番目の上方粗粒化堆積相

も同様に上方への浅海化を示し、その堆積環境は内側陸棚-下部外浜の順に変化している。さらにその上位の海進礫岩を挟んで始まる 4 番目の上方粗粒化堆積相の堆積環境は内側陸棚を示している。これらの上方粗粒化堆積相は、海岸平野(strand-plain)環境またはバリア島環境に多くみられる波浪影響下の堆積相の累重(Reinson, 1984)であると考えられる。

調査地域北部(Fig. 5a)でも中部と同様に主に斜面-外側陸棚の順に上方浅海化する堆積相の積み重なりが見られる。また、それぞれの堆積相の間に海進礫岩が存在することもある。調査地域南部(Fig. 5c)の上方粗粒化堆積相も同様に上方浅海化する堆積相の積み重なりを示している。

(2) 上方細粒化堆積相

調査地域中部(Fig. 5b)の下位から 4 つめの上方粗粒化堆積相の上位の海進礫岩を挟んで、上方細粒化堆積相が 6 回繰り返している(Fig. 6)。それぞれの上方細粒化堆積相は、基本的には上部外浜・前浜からラグーンへの堆積環境の変化を示している。また砂丘と推定される堆積相やラグーンを示す堆積相の中にワッシュオーバーと考えられる堆積構造も見られる。したがって、この地域にはバリア島が形成されていたと推定され、個々の上方細粒化堆積相は、バリア島の海側への前進すなわち海退を示していると考えられる。したがって、上方細粒化堆積相は、上方粗粒化堆積相と比べるとより陸側での海退の過程を示している。同様な上方へ細粒化する累重関係は、廣木・木宮(1990)によって更新統渥美層群の中にも見いだされ、バリア島環境と解釈されている。

上方細粒化堆積相は調査地域南部にもあるが、露頭条件から調査地域中部ほど詳しく堆積構造などは観察されない。南部の上方粗粒化堆積相の上位にある 2 つの上方細粒化堆積相もバリア島の成立を示唆している。

3. 海進・海退サイクルとその南北方向の対比

Fig. 5(a, b, c)に示したように調査地域最下位には、斜面を示す堆積相(青木層)から連続する上方粗粒化堆積相があり、調査地域全域にわたって対比できる。さらにその上位には海進礫岩(堆積相 M)と上方粗粒化堆積相が交互に繰り返している。海進礫岩(堆積相 M)は前述したように海進によって形成されたことを示し、上方粗粒化堆積相は海退していく過程を示している。そこでこの論文では海進礫岩と上方粗粒化堆積相のセットをサイクルと呼び、1 回の海進と海退を示していると考えた。

調査地域中部(Fig. 5b)には3つのサイクルが見られ、それぞれ下位からサイクル1, サイクル2, サイクル3と名づけた。また北部(Fig. 5a)には7つのサイクルがあり、それらを下位からサイクル1, サイクル2…サイクル7と名づけた。南部(Fig. 5c)にはサイクル1, サイクル2が見られる。ここではサイクル2の最上部は上方細粒化堆積組相からなる。

1つのサイクルが1回の海進・海退によって形成されたことと定義したので、それぞれのサイクルの水平方向への対比が可能である。サイクル1・2は調査地域全域にわたって対比でき、サイクル3は北部と中部で対比できる(Fig. 7)。また各サイクルの基底部すなわち海進礫岩の下底面(海進礫岩のない場合は堆積環境が下位より上位の方が深くなる境界面)は、海進面と解釈される。このような海進面は調査地域内北部では7つ確認され、それらを下位から順にT1・T2…T7とする。北部から南部までその連続が確認できるのはT1~T3であり、T4は北部から中部までその連続を確認できる(Fig. 7)。海進礫岩(堆積相M)はこのような海進面上に形成されたものである。

堆積システムの復元

1. 沿岸環境と海岸平野環境の前進

最下位の上方粗粒化堆積組相の形成は、沿岸環境の沖側への前進を示している。陸棚・陸棚斜面環境から沿岸環境への変化が青木層から小川層への岩相変化を引き起こした。このとき南部では陸化し、陸上浸食が行われた可能性が高い(Fig. 8a)。また北部では、陸棚斜面への堆積物供給が増加しスランプを引き起こした。また陸側にバリア島の成立を示す上方細粒化堆積組相を伴わないことから海退に伴って海岸平野環境が成立していたと考えられる。

2. 沿岸環境の累重とバリア島環境の成立

沿岸環境の沖側への一方的な前進の後、海進(T1)が起こり、上部外浜・前浜の波浪浸食と粗粒砕屑物の再堆積によって海進礫岩(堆積相M)が形成される(Fig. 8b)。海進礫岩の上位に上方粗粒化堆積組相が累重しサイクル1が形成される。同様な海進・海退の繰り返しによってサイクル2, 3が上方へ累重する。上位のサイクルほど浅い環境を示す堆積相が卓越していることから、沿岸環境は上方へ累重しながらも沖側へ向かって次第に移動したと考えられる。また調査地域南部では、サイクル2の最上部にラグーンの堆積相が存在し、海進初期にはバリア島が形成されていたことを示している(Fig. 8c)。さらに上位には海進面(T3)を挟んで海進礫

岩、上部外浜の堆積相がある。このことからさらに海進が進み、波浪浸食によって海進面(T3)が形成された後、上部外浜の環境となったことを示している(Fig. 8c)。

3. 沿岸環境の前進と引き続くバリア島環境の累重

サイクル3の形成の後、調査地域北部にまで沿岸環境が前進する。また中部ではサイクル3の内側陸棚の堆積相の上位には外浜堆積相が存在せず海進礫岩(T4)を境にして上方細粒化堆積組相が始まっている。これらことは海退に伴い調査地域南部から中部にかけて陸上浸食が起こっていた可能性を示している(Fig. 8d)。

調査地域中部に累重する個々の上方細粒化堆積組相は、バリア島の陸側への移動(海進)と沖側への移動(海退)を示す。このことは調査地域中部においてバリア島が繰り返し形成され上方へ累重したことを示している(Fig. 8e)。

青木層・小川層の堆積作用とシーケンス層序学

1. 堆積空間と海水準変動

沿岸域での堆積空間はユースタシーの変動に伴い増減し、それによって堆積物の堆積する場所は規制されると考えられる。海退を示す堆積組相の積み重なりパターンは、堆積空間の増減と堆積物供給量の割合によって決定される。堆積物供給量が一定と仮定したとき、堆積空間が減少すれば沿岸堆積物は海側へ前進(プログラデーション)し、堆積空間が増加すれば沿岸堆積物は陸側へ後退(レトログラデーション)する。堆積空間の増加の割合と堆積物供給量がつりあっていたら沿岸堆積物はほぼ同じ位置に累重(アグラデーション)する。

調査地域内の沿岸堆積物の積み重なりパターンに注目し、堆積空間の増減すなわち相対的海水準変動を読み取ってみる。まず最下位の上方粗粒化堆積組相の沿岸環境の前進は、別所層・青木層と続いてきた“深い”堆積相から“浅い”堆積相への変化を示している。このことは堆積空間の減少、すなわち相対的海水準低下が起こったことを示す(Fig. 8a)。

その上位にサイクル1, 2, 3が累重するためには、堆積空間が全体的に増加しなければならず、相対的海水準上昇が起こったことを示している。各サイクルは、相対的海水準上昇による海岸線付近の波浪浸食によってできた海進礫岩と新たに増加した堆積空間を埋積した海退を示す上方粗粒化堆積組相から構成されている(Fig. 8b)。したがって、全体的には相対的海水準は上昇する傾向にあるものの、各サイクルはより小規模な上昇・低下によって形成されたと推定される。また一般にバリア

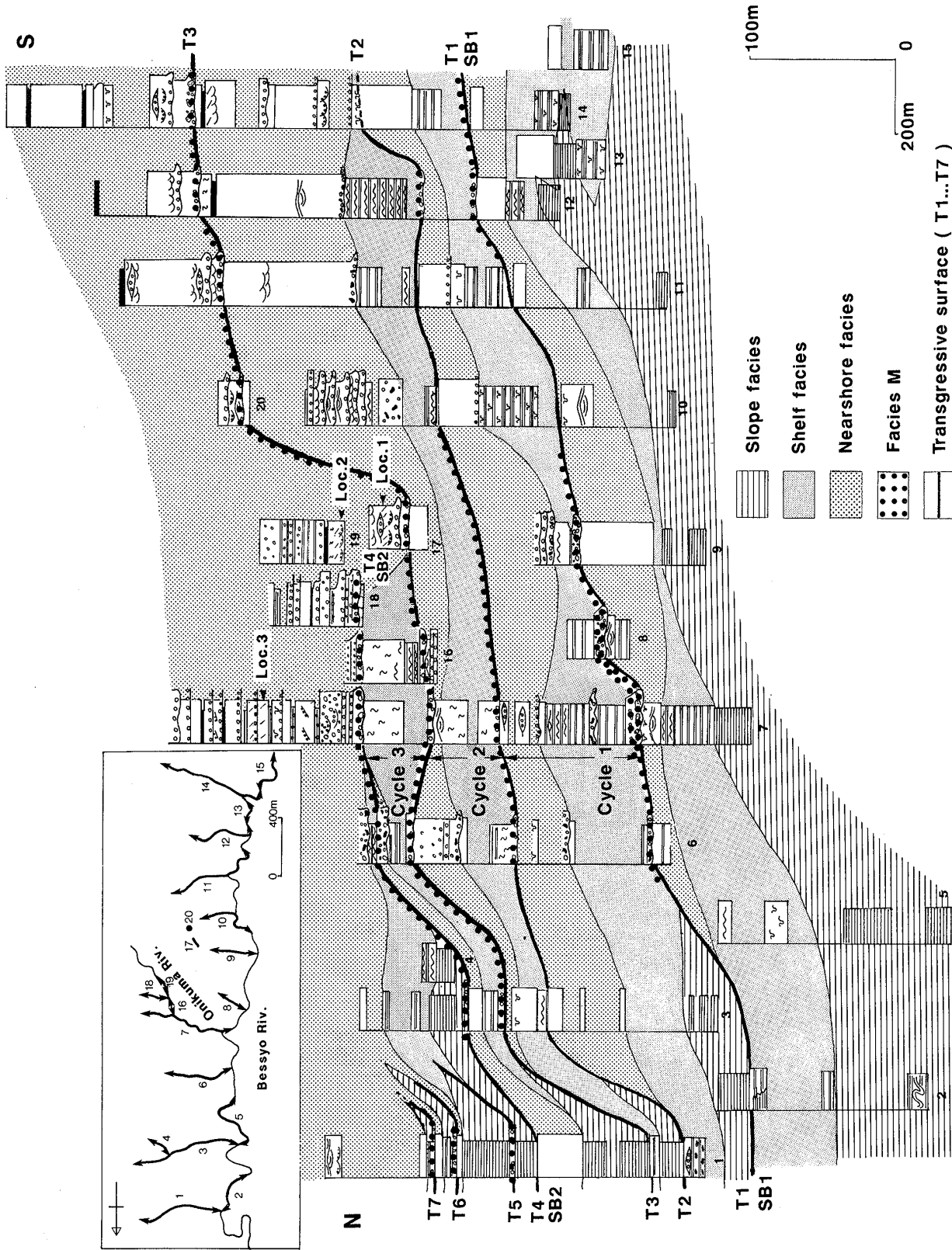


Fig. 7. Correlation of lithologies and interpreted facies distribution in the study area.
 Loc. 1-3 : locations of paleocurrent data shown in Fig. 4 ; T1 to T7 : transgressive surfaces ; SB1 & SB2 : sequence boundary.

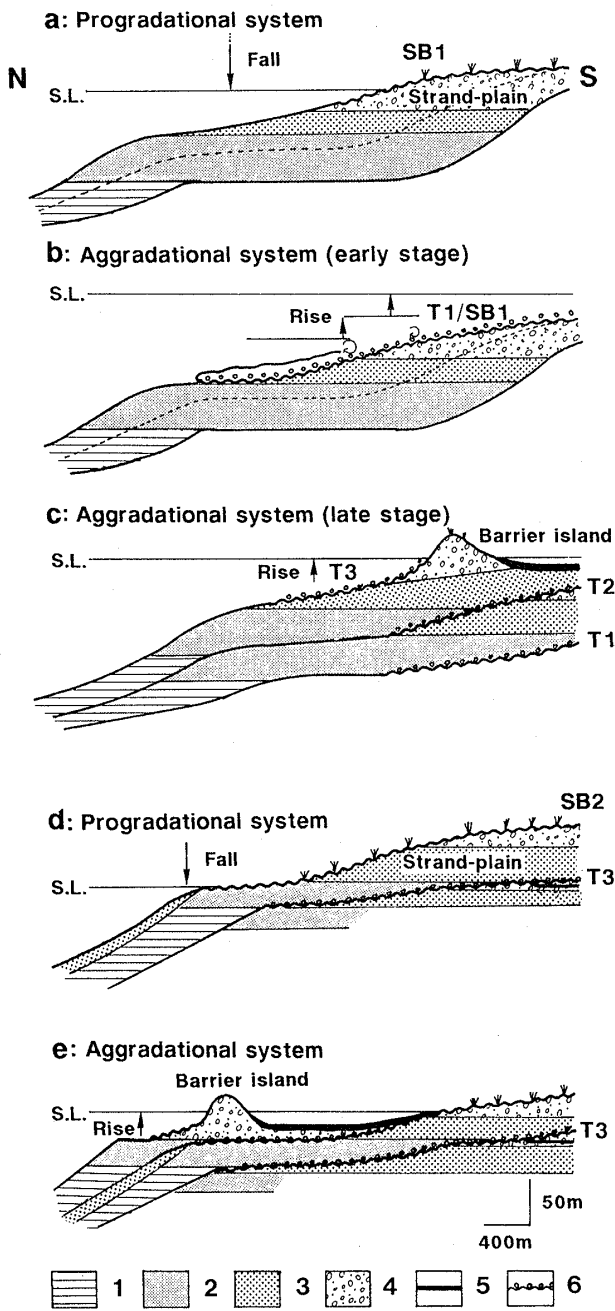


Fig. 8. Depositional systems and sea-level fluctuation.

1: slope deposits, 2: shelf deposits, 3: lower shoreface deposits, 4: upper shoreface and foreshore deposits, 5: lagoonal deposits, 6: transgressive conglomerate.

島は海進期に形成される(斎藤, 1987)が, サイクル 2 の南部にバリア島の形成を示唆する上方細粒化堆積組相があることも相対的海水準の上昇を裏づける (Fig. 8c).

調査地域中部のサイクル 3 は内側陸棚の堆積相から

構成されるが, その上位の海進面(T4)を境として前浜を示す堆積相に変化している (Figs. 5b & 6). このことはサイクル 3 の形成時に堆積空間の減少によって外浜分の堆積空間が失われたことを示している. したがって, このとき相対的海水準低下が起こったと考えられる (Fig. 8d). その低下量は, 少なくとも外浜の深度(約 20 m; 斎藤, 1989)に相当し, また最大値は内側陸棚の最大深度(約 100 m)からこの内側陸棚の堆積相の厚さを引いた値になると考えられる. 調査地域では外浜の堆積相は 10~20 m の厚さをもっている. またサイクル 3 の内側陸棚の堆積相は 50 m の厚さを示す. このことから相対的海水準の低下量は, 20 m 以上で 50 m 以下と考えられる.

調査地域中部 (Fig. 6) に見られるように海進面(T4)の上位にはバリア島の形成を示す上方細粒化堆積組相が積み重なっている. この堆積組相が 1 回だけではなく 6 回積み重なることは, 堆積空間の増加すなわち相対的海水準上昇を示していると考えられる (Fig. 8e).

以上のような堆積システムの積み重なりから次のような相対的海水準変動が考察される. ①沿岸環境と海岸平野環境の前進を引き起こした相対的海水準低下, ②沿岸環境の累重とバリア島の成立をもたらした相対的海水準上昇, ③沿岸環境の前進と引き続きバリア島環境の累重をもたらした相対的海水準低下とその後の上昇である. このように小川層の堆積システムの変遷から相対的海水準変動を求めることが可能である.

2. 相対的海水準変動とユースタシー曲線の比較

調査地域内で求められた相対的海水準曲線とユースタシー曲線を比較してみる. 調査地域内には 6.1 Ma を示す高桑凝灰岩(加藤・赤羽, 1986)は分布しないが, 加藤・佐藤(1983)・加藤(1980)によれば, この凝灰岩は, 調査地域の最上部の地層のほぼ直上に位置すると考えられる. このことから調査地域の地層の最上部の堆積年代は, 6 Ma よりやや古い時代であると推定される.

ユースタシー曲線(Haq *et al.*, 1987)では, 15 Ma 頃から海水準は次第に低下していく傾向にあり, 10 Ma 頃に急速に低下し, その後は上昇傾向にある. この地域の小川層の堆積開始は, 急激な相対的海水準低下に対応していると考えられる. したがって, 小川層の堆積開始時期を 10 Ma 頃の低下期に相当すると考えることが可能である (Fig. 2). さらにユースタシー曲線では, 10 Ma~6 Ma にかけて全体的に海水準は上昇傾向にあるが, 8 Ma 頃に小低下期を伴っている. これはこの地域の小川層の中にも相対的海水準低下期が存在することと調和的である. このように相対的海水準変動とユースタ

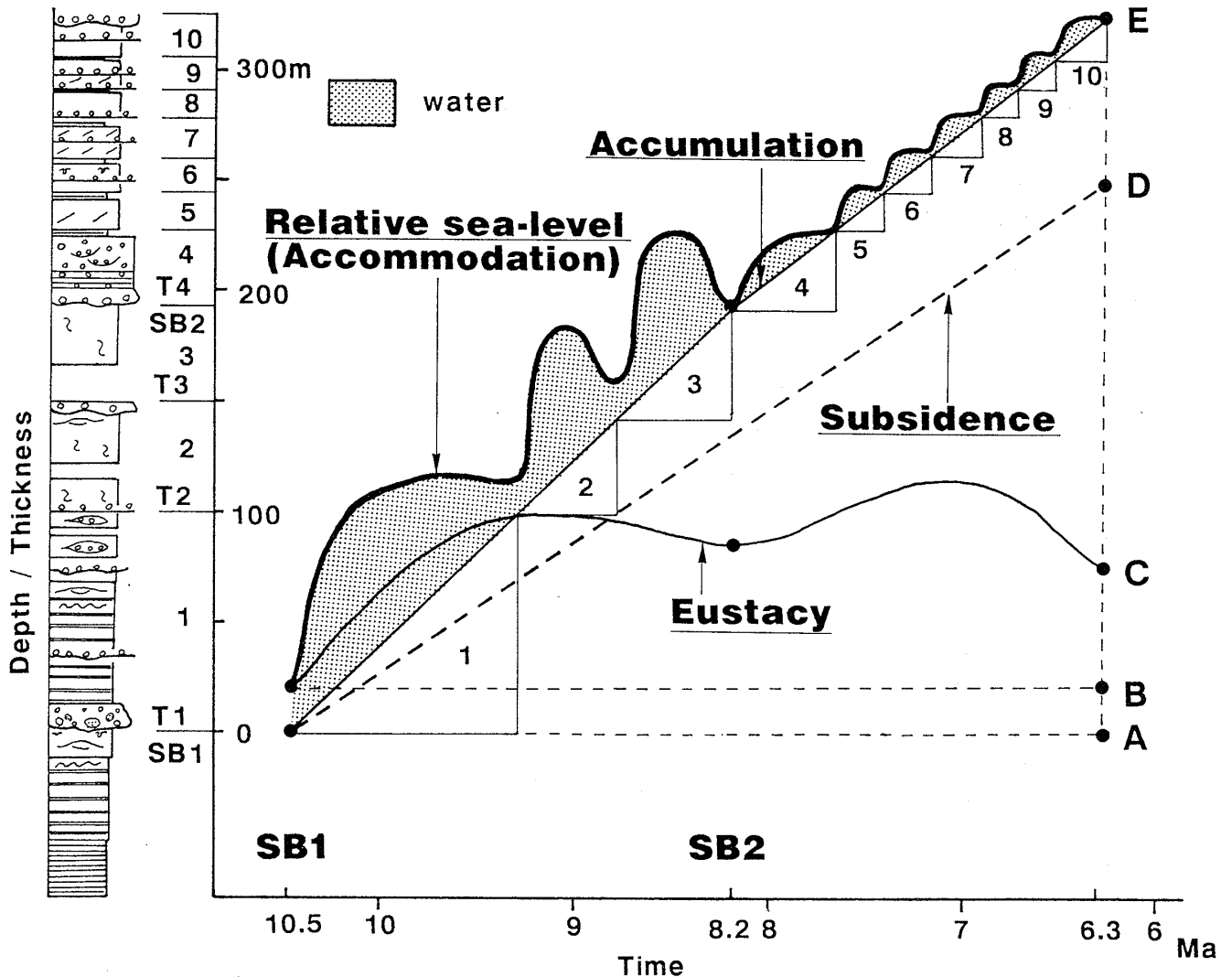


Fig. 9. Diagram showing the relative sea-level curve during deposition of the Ogawa Formation. The curve is determined from the sedimentary facies in the column (Figs. 5b, 6) after the method of Jervey (1988).

T1-4 & SB1-2: refer to Fig. 7, AE: accommodation (all the space available for sediment), AB: old space (left-over space not filled during an earlier time), BC: new space added from eustacy, CE(=AD): new space added from basin subsidence. See text for details.

シー曲線とを対応させることができる。したがって、小川層の堆積にユースタシーが影響をもっていたと推定することが可能である。

シーケンス層序学では堆積盆の運動は一定であり、ユースタシーが地層の形成を支配すると考える。またユースタシーの低下期から上昇期を経て次の低下期までの間に形成される地層の単位を堆積シーケンスと呼び、低下期に形成される不整合とその沖側の同時間面をシーケンス境界と呼ぶ(Posamentier *et al.*, 1988 など)。また谷埋め堆積物やバリア島背後のラグーンが形成されていないときは、海進面(transgressive surface)もしくは ravinement surface は、シーケンス境界と合

致する(Nummedal & Swift, 1987)。この地域においても2回の相対的海水準の低下期には南部で陸上侵食が起こった可能性が高く(Fig. 8a, d)、シーケンス境界が形成されていたと考えられる。そこで1回目(下部)のシーケンス境界をSB1とし、2回目(上部)のシーケンス境界をSB2とする。SB1とSB2の上位には谷埋め堆積物やラグーン堆積物が形成されていないので海進面T1・T4とそれぞれは合致する(Fig. 6)。またSB1とSB2の間の堆積体は、シーケンス層序学でいう1堆積シーケンスに当たり、その中の3つの海進・海退サイクルは堆積シーケンスより小さなオーダーのパラシーケンスと解釈される。ユースタシー曲

線では 10.5 Ma と 8.2 Ma, 6.3 Ma にシーケンス境界が形成されるとされている (Fig. 2). このことから, SB1 が 10.5 Ma のシーケンス境界と SB2 が 8.2 Ma のシーケンス境界と考えることができる.

時間を横軸, 層厚・堆積深度を縦軸にとり, 堆積物の厚さと堆積環境の変化から堆積空間の増減を求めると相対的海水準変動曲線を描くことができる (Jervey, 1988). そこで調査地域中部 (Figs. 5b, 6) の柱状図を用いて相対的海水準変動曲線を求めてみる (Fig. 9). SB1 (10.5 Ma) から SB2 (8.2 Ma) までの間の 3 つのサイクルは一定の堆積速度で堆積したものとし, 埋積曲線 (Accumulation: Fig. 9) を描く. 次の 6.3 Ma のシーケンス境界はこの柱状図の最上部であると仮定し, E 点を設定する. SB2 から 6.3 Ma のシーケンス境界 (E 点) まで同様に埋積曲線を描く. この埋積曲線に堆積相の示す水深を加えると相対的海水準変動曲線を求めることができる. 例えば SB1 の直下の堆積相は下部外浜を示すことから, 相対的海水準低下期にはここでは約 20 m の水深があったと見積もられる. その後の上昇に伴い海進面 (T1) が形成され水深は増加する. 埋積が進み, 堆積空間は次第に減少し, サイクル 1 が形成される. サイクル 1 の最上部の下部外浜の堆積相が形成されたとき下部外浜の水深に相当する約 20 m の堆積空間があったと見積もられる. サイクル 2 以降も同様に相対的海水準変動曲線が描ける.

次に Haq *et al.* (1987) のユースタシー曲線が正しいと仮定すると, 相対的海水準変動曲線からこのユースタシーを引くことによって, 地域的な堆積盆の沈降速度を求めることができる (Fig. 9). Fig. 9 の AE はこの柱状図の SB1 以降の堆積物が堆積するために必要な空間であり, SB1 形成時にすでに存在していた堆積空間 (AB) とユースタシーによって新たに増加した堆積空間 (BC) を差し引けば, この地域の堆積盆沈降によって増加した堆積空間 (CE = AD) が求められ, その値は約 252 m となる. したがって, 沈降速度は堆積物の圧密を無視すると約 60 m/1 Ma と見積もられる.

以上のように, 島弧会合部に位置する北部フォッサマグナの中新統においてもユースタシーが堆積に影響をもつ可能性が示された. したがって, シーケンス層序学の枠組みが成り立っており, 堆積盆の運動を求めるためにはユースタシーを考慮しなければならない.

ま と め

(1) 中新世の青木層・小川層において堆積相解析を行い, 13 個の堆積相に分類し, それぞれの堆積環境を考

察することによって次の点が明らかになった. 青木層最上部は陸棚斜面と外側陸棚の堆積環境を示す. 小川層は内側陸棚・下部外浜・上部外浜・前浜・後浜・ラグーンの堆積環境を示す. また, 海進面が存在し海進礫岩が挟在する.

(2) 小川層中の堆積相の積み重なりは, 上方粗粒化堆積相 (内側陸棚・外浜などからなる) と上方細粒化堆積相 (上部外浜・前浜・後浜・ラグーンなどからなる) を形成し, 両堆積相とも海退を示す.

(3) これらの堆積相の分布と積み重なり方から堆積システムが, ①沿岸と海岸平野環境の急速な前進, ②沿岸環境の上方への累重とバリア島環境の成立, ③沿岸環境の前進と引き続くバリア島環境の上方への累重, の順に変遷したことが明らかになった.

(4) 堆積システムの変化から堆積空間の増減を考察した. その結果, 青木層から小川層への変化は, 相対的海水準の急速な低下によって起こり, 小川層はそれに引き続く小低下を伴う上昇期に堆積したと考えられる.

(5) この地域の相対的海水準変動曲線とユースタシー曲線がよい一致を示すことから, 小川層の堆積にユースタシーが影響力をもっていた可能性がある. したがって, シーケンス層序学の枠組みが成立している. 2 つのシーケンス境界が存在し, その年代はそれぞれ 10.5 Ma と 8.2 Ma であると推定でき, 小川層の堆積開始年代は 10.5 Ma のシーケンス境界と一致する可能性がある.

(6) 相対的海水準変動曲線からユースタシー曲線を差し引くことによって, この地域の堆積盆沈降量は圧密を無視して 60 m/1 Ma と見積もることができる.

謝辞 この研究を行うにあたり, 信州大学理学部地質学教室の小坂共栄助教授には, 現地および室内において有益なご教示ご助言をいただいた. 同教室の秋山雅彦教授, 公文富士夫助教授, 教養部の大塚 勉助教授, 大阪大学教養部の増田富士雄助教授には有益なご教示ご助言をいただいた. 英文要旨は石油公団石油開発技術センターの D. W. Waples 博士に校閲していただいた. ここに深く感謝いたします. また, 調査に同行いただいた信州大学理学部地質学教室の院生・学生諸氏, 有益な議論をいただき資料を閲覧させていただき水内堆積盆団研, 有益な議論をいただいた堆積学研究会, 筑波地層の会の方々, 調査に当たってご配慮いただいた本城村・坂北村の方々に感謝いたします.

文 献

安藤寿男, 1990, 上部白亜系中部蝦夷層群三笠層の浅海堆

- 積相分布と前進性シーケンス. 地質雑, **96**, 453-469.
- Bourgeois, J. and Leithold, E. L., 1984, Wave-worked conglomerates—depositional processes and criteria for recognition. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, no. 10, 331-343.
- Davis, A. D., Jr., 1983, *Depositional systems, a genetic approach to sedimentary geology*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 669p.
- Dott, R. H., Jr. and Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **93**, 663-680.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- Harms, J. C., 1975, Stratification and sequence in prograding shoreline deposits. In Harms, J. C., Southard, J. B., Spawning, D. R. and Walker, R. G., eds., *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification Sequences*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course, no.2, 81-102.
- 廣木義久・木宮一邦, 1990, 氷河性海水準変動に伴うバリアー島および海岸平野システムの発達—更新統渥美層群を例として—. 地質雑, **96**, 805-820.
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976, 北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆. 地質学論集, no.13, 117-131.
- Jervey, M. T., 1988, Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In Wilgus C. K., Hastings B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H., Ross, C. A. and Van Wagonar J. C., eds., *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spe. Publ., no.42, 47-69.
- 加藤碩一, 1980, 坂城地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 57p.
- ・赤羽貞幸, 1986, 長野地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 120p.
- ・佐藤岱生, 1983, 信濃池田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- Kanno, K. and Tomizawa, T., 1959, Fossil molluscan fauna from the environs of the Zenkoji hot-springs, Nagano Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, New Series*, **33**, 9-14.
- 菊地隆男, 1972, 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義. 地質雑, **78**, 137-144.
- 小坂共栄・緑 鉄洋・保柳康一・久保田正史・宮東靖浩, 1992, 北部フォッサマグナ後期新生代層の層序と古地理の変遷. 地質学論集, no. 37, 71-83.
- Leckie, D., 1988, Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification. *Jour. Sediment. Petrol.*, **58**, 607-622.
- Leggitt, S. M., Walker, R. G. and Eyles, C. H., 1990, Control of reservoir geometry and stratigraphic trapping by erosion surface E5 in the Pembina-Carrot Creek area, Upper Cretaceous Cardium Formation, Alberta, Canada. *A P G Bull.*, **74**, 1165-1182.
- Masuda, F. and Ishibashi, M., 1991, Onlap and downlap patterns discovered in a depositional sequence of the Pliocene Kakegawa Group, Japan. *Jour. Sed. Soc. Japan.*, no.34, 75-78.
- 水野 学, 1976, 長野県東筑摩地方北部の新第三系—特に込地向斜および野間背斜について—. 地質学論集, no.13, 175-186.
- 森下 晶・小黒謙司・沢井 清・田中邦夫・田中茂門・宇治基宣, 1957, 長野県聖山南麓の地質. 地質雑, **63**, 159-166.
- 西村瑞恵・保柳康一・水内堆積盆団研, 1991, 沿岸堆積物による堆積盆の埋積過程. 堆積学研究会報, no.34, 41-46.
- Nummedal, D. and Swift, D. J. P., 1987, Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In Nummedal, D., Pilkey, O. H. and Howard J. D., eds., *Sea-level fluctuation and coastal evolution*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., no.41, 241-260.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T. and Vail, P. R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework. In Wilgus C. K., Hastings B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H., Ross, C. A. and Van Wagonar J. C., eds., *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spe. Publ., no.42, 109-124.
- and Vail, P. R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II—Sequence and systems tract models. In Wilgus C. K., Hastings B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H., Ross, C. A. and Van Wagonar J. C., eds., *Sea-level changes: an integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Miner. Spe. Publ., no.42, 125-154.
- Reineck, H. E. and Singh, I. B., 1972, Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storms and layers of shelf mud. *Sedimentology*, **18**, 123-128.
- Reinson, G. E., 1984, Barrier-island and associated strandplain systems. In Walker, R. G., ed., *Facies models, 2nd*. Geoscience Canada, Reprint Series, 1, Geol. Assoc. Canada, 119-140.
- 斎藤文紀, 1987, 海水準変動に支配された海成沖積層の形成モデル. 月刊地球, **9**, 533-541.
- , 1989, 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑, **98**, 164-179.
- Saito, Y., 1963, Geology of the northern part of the Fossa Magna (part 4). *Bull. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, **14**, 123-142.
- 下平真樹, 1979, 冠着山-四阿屋山周辺の地質—特に酸性凝灰岩類の形成機構について—. 第19回北信理科教育研究会長野大会会誌.
- 下川弘晃・北村晃寿, 1991, 北陸上部新第三系地史解明のためのシーケンス層序学の適用. 堆積学研究会報, no.34, 33-40.
- 竹内 章・坂本 満, 1976, 長野県北部, 犀川中流域に分布する新第三系の層序と構造. 地質学論集, no.13, 187-201.
- Tanaka, K., 1962, Studies on the Molluscan fossils from central Shinano, Nagano Prefecture (Part 7). *Bull. Fac. Educ. Shinsku Univ.*, **13**, 41-79.
- 田中邦雄, 1973, 北部フォッサマグナ地域の軟体動物群の時代変遷について. 信州大教養紀要, 自然科学, no. 7, 35-47.
- 立石雅昭, 1989, 堆積相からみた中新世の北部フォッサマグナ. 月刊地球, **11**, 560-564.
- Walker, R. G., 1975, Generalized facies models for re-sedimented conglomerates of turbidite association. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **86**, 737-748.
- , 1990, Facies modeling and sequence stratigraphy.

- Jour. Sediment. Petrol.*, **60**, 777-786.
 矢野孝雄, 1982, 日本列島における後期新生代堆積盆の発達様式. 地団研専報, no.24, 33-65.
 ———, 1989, 長野県坂北村・麻績村西部の新第三系. 日本地質学会第96年学術大会演旨, 214.
 ———・村山 進, 1976, 長野県北部荒倉山周辺の層序および地質構造. 地質学論集, no.13, 159-173.
 横川美和, 1988, 前浜堆積物の粒子配列—茨城県鹿島郡荒野海岸での観察例—. 月刊地球, **10**, 798-809.
 Yorath, C. J., Bornhold, B. D. and Thomson, R. E., 1979, Oscillation ripples on the Northeast Pacific Continental Shelf. *Mar. Geol.*, **31**, 45-58.

(要 旨)

西村瑞恵・保柳康一, 1992, 陸棚斜面-陸棚-沿岸の堆積システムの変遷と相対的海水準変動—北部フォッサマグナ地域中新統青木層・小川層のシーケンス層序学—. 地質雑, **98**, 337-354. (Nishimura, M. and Hoyanagi, K., 1992, Response of slope-shelf-nearshore systems to relative sea-level changes in the Miocene Aoki and Ogawa formations, Northern Fossa Magna region, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **98**, 337-354.)

北部フォッサマグナ地域南部の込地向斜に分布する中新統の青木層最上部と小川層の堆積相解析を行い, 前者は斜面ないし外側陸棚, 後者は内側陸棚・下部外浜・上部外浜・前浜・後浜・ラグーン・砂丘の堆積環境を示すことが明らかになった. また, 海進面が存在する. 上方粗粒化堆積組相と上方細粒化堆積組相が認められる. 前者は陸棚-沿岸環境における上方浅海化を示し, 後者はバリア島環境の海側への移動を示している. どちらも海退過程を示す. 堆積組相の分布と積み重なりパターンから, 沿岸環境が北への前進と上方への累重を繰り返したことが明らかになった. このような堆積システムの変遷から相対的海水準変動を読みとることができる. さらに, ユースタシー曲線(Haq 曲線)との比較からユースタシーがその変遷に影響したと推定され, シーケンス層序学の枠組みが成立すると考えられる. また, 堆積物の圧密を無視すると, 60 m/1 Ma の堆積盆沈降速度が求められる.

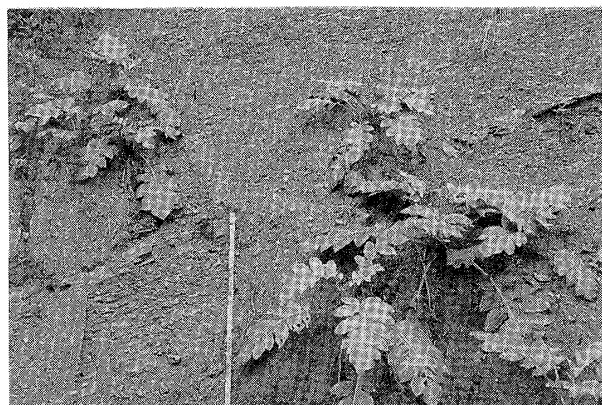
Explanation of Plates

Plate I

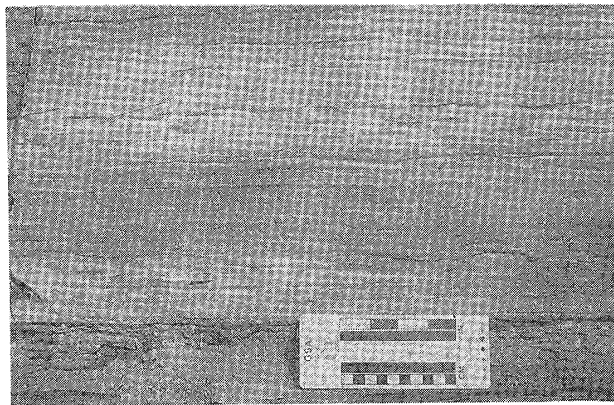
1. Sedimentary facies A (slope) (Loc. 1 in Fig. 3).
Laminated mudstone is intercalated thin fine sandstone beds. The scale is 1m long.
2. Sedimentary facies C (inner shelf) (Loc. 11 in Fig. 3). Fine sandstone with wave ripples are intercalated with thin mudstone beds. The scale is 10 cm long.
3. Sedimentary facies C (inner shelf) (Loc. 4 in Fig. 3). Thick sandstone beds with hummocky cross-stratification. The exposure is approximately 3 m wide.
4. Sedimentary Facies D (inner shelf) (Loc. 9 in Fig. 3). Bioturbated fine sandstone is observed. The pen is 13 cm long.
5. Sedimentary facies E (lower shoreface) (Loc. 5 in Fig. 3), showing swaley type cross-stratification in well-sorted fine sandstone. The scale is 40 cm long.
6. Sedimentary facies F (upper shoreface) (Loc. 10 in Fig. 3), showing trough cross-laminae in fine to medium sandstone. The scale is 10 cm long.
7. Sedimentary facies G (foreshore) (Loc. 6 in Fig. 3), showing interbedded well-sorted sandstone and conglomerate. The pen is 13 cm long.
8. Sedimentary facies G (foreshore) (Loc. 10 in Fig. 3), showing fine to medium sandstone with parallel laminae. Small dots may be trace fossils like *Excirolana chiltoni japonica*.

Plate II

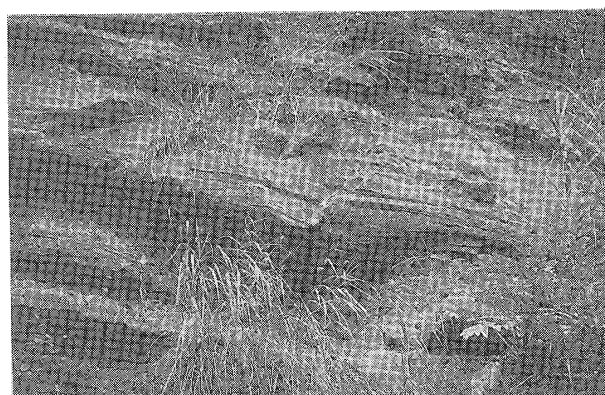
1. Sedimentary facies I (lagoon) (Loc. 8 in Fig. 3). Sandpipes in a coal bed is densely developed. Each sandpipe is about 5 cm long and 2 cm wide.
2. Sedimentary facies L (upper shoreface) (Loc. 12 in Fig. 3), showing gravel dune with cross-stratification. The scale is 10cm long.
3. Sedimentary facies I and J (lagoon) (Loc. 7 in Fig. 3), showing medium sandstone with foreset lamination (washover) overlying the bioturbated mudstone.
- 4-6. Sedimentary facies M (transgressive conglomerate).
4. Transgressive conglomerate with an erosional base (Loc. 3 in Fig. 3). The pen is 13cm long.
5. Transgressive conglomerate with sandstone clasts (Loc. 2 in Fig. 3). The scale is 10 cm long.
6. Transgressive conglomerate with reverse grading (Loc. 2 in Fig. 3). The scale is 10 cm long.



1



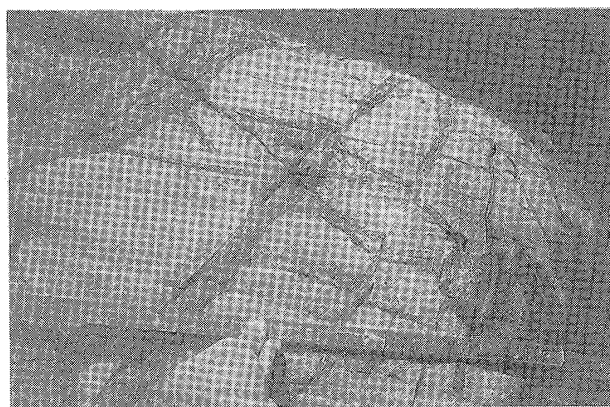
2



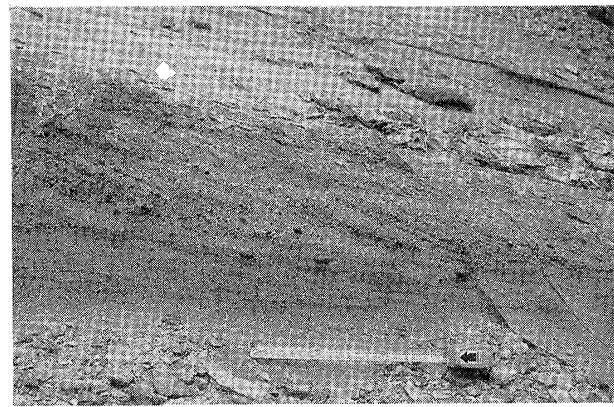
3



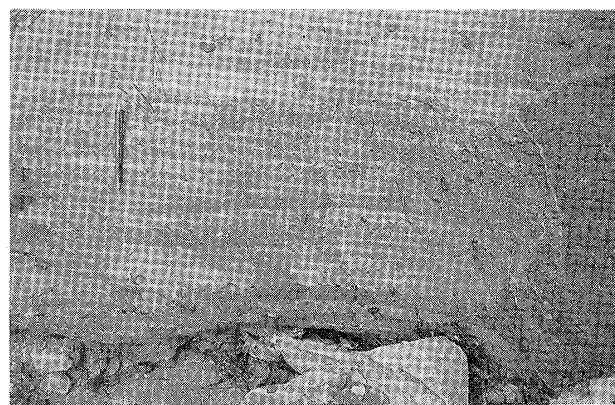
4



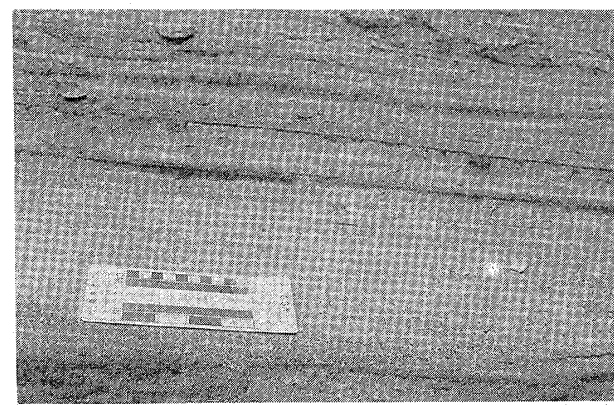
5



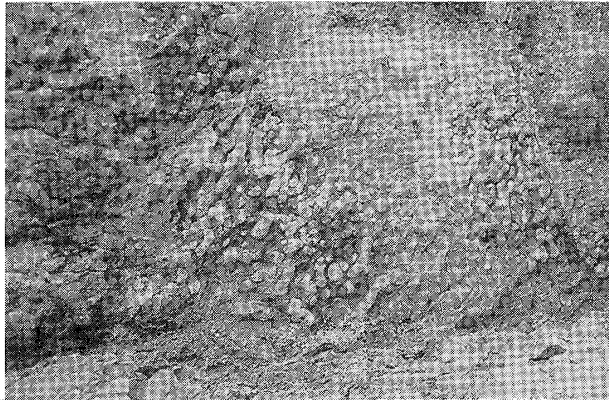
6



7



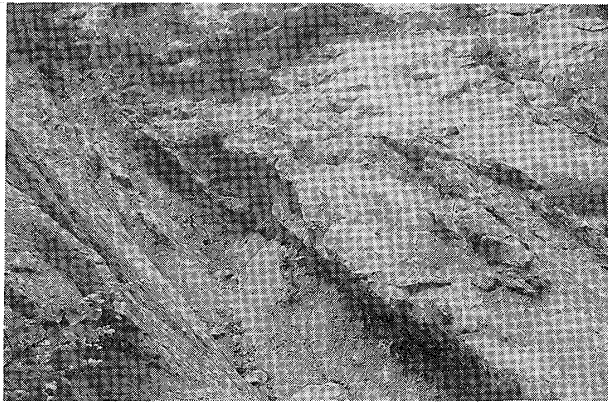
8



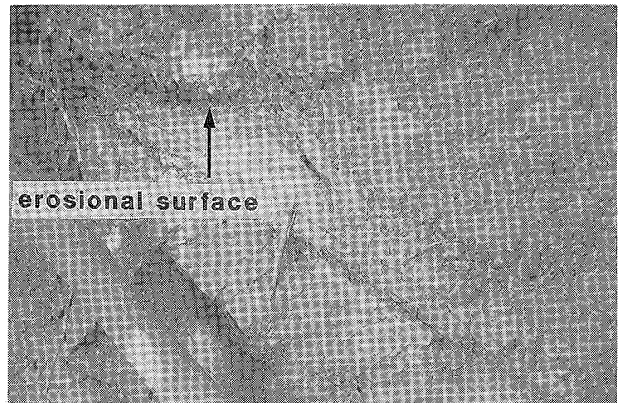
1



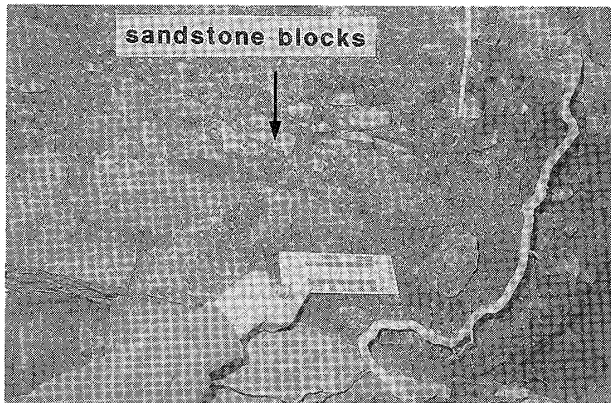
2



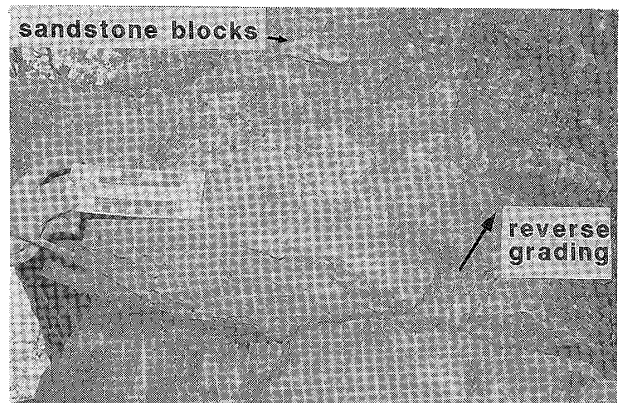
3



4



5



6