地層から読み取るバリアー島の発達過程

Barrier islands in stratigraphic records

Abstract

西川 徹* 伊藤 慎**
杉本英也***

Toru Nishikawa, Makoto Ito**
and Hideya Sugimoto****

1997年10月30日受付.
1998年3月5日受理.

* 千葉大学大学院自然科学研究科.
Graduate School of Science and Technology,
Chiba University, Chiba 263-8522, Japan

** 千葉大学理学部地球科学科.
Department of Earth Sciences, Chiba University,
Chiba 263-8522, Japan

*** 株式会社地盤コンサルタンツ横浜支店
Geology Consultants Co. Ltd., Yokohama
Branch, Chojamachi 3-8-13-504, Yokohama
231-0033, Japan

The barrier island system comprises about 13% of the modern coasts of the world. Development of this depositional system is controlled by the interaction between the relative intensity of wave and tidal processes overprinted by a transgression-and-regression cycle along the coast. In general, modern barrier island systems have developed along coasts classified as the wave-dominated and mixed-energy environments. Spatial and temporal variations in geometry and component lithofacies of the barrier island system can be interpreted in terms of the interaction between the rates of net sediment supply and the rates of rise-and-fall of relative sea level. Three different types of barrier island systems have been recognized, that is, retrogradational, aggradational, and progradational barrier island systems. In a sequence stratigraphic framework, retrogradational and aggradational barrier island deposits are classified as the transgressive systems tract and progradational barrier island deposits are the highstand systems tract. Progradational barrier island deposits are further classified into normal regressive and forced regressive deposits based on progradational geometry, lithofacies assemblages, and erosional surfaces.

In this paper, we reviewed geometry, stacking patterns, and lithofacies of three different types of barrier island systems in a sequence stratigraphic framework. Furthermore, we examined two ancient barrier island deposits from the Middle and Upper Pleistocene paleo-Tokyo Bay and discussed the reconstruction of formative processes of the ancient barrier island systems based on detailed outcrop analyses.

Key words : barrier island, relative sea level, sediment supply, sequence stratigraphy

はじめに

バリアー島は現在、世界の海岸線のおよそ13%程度を占め (Berryhill et al., 1969; Glaeser, 1978; Cooper, 1994), 沿岸環境の主要な構成要素の一つであるといえる。また、過去のバリアー島を構成した堆積物は、reservoir-quality sandと呼ばれる石油の貯留岩としての役割を果たす堆積物 (含泥率15%以下の砂; Sexton and Hayes, 1996) を多く含むため、石油開発の視点でも注目されている。このようなバリアー島の研究は、とくに北米沿岸を中心とした完新世のバリアー島システムの研究で盛んにおこなわれてきており、バリアー島システムを構成する堆積環境と堆積相の特徴や、バリアー島の形態とその発達過程を支配する要因などが明らかにされてきた (例えば, Davis and Hayes, 1984; Davis and Clifton, 1987; Reinson, 1992; Davis, 1994a など)。

一方、地層中に保存された過去のバリアー島堆積物に関す

る研究も数多くあり、日本では第四紀後半の水河性海水準変動にともなって、現在の関東平野 (牧野・増田, 1989) や渥美半島付近 (廣木・木宮, 1990) などにバリアー島が発達していたことが明らかとなっている。とくに、50万年前以降現在の関東平野一帯で拡大と縮小をくり返していた古東京湾 (矢部, 1914; Yabe, 1931) 末期には、現在の九十九里浜から鹿島灘沿岸にかけての広い範囲にバリアー島の発達した時期のあったことが地層から読み取られており、バリアー島とこれにともなうシーケンス層序学的な検討を含め、その詳細な堆積システムの復元が試みられている (例えば, 増田, 1992; Murakoshi and Masuda, 1992; 岡崎・増田, 1992; Okazaki and Masuda, 1995)。さらに、北部フォッサマグナ地域 (長野県中部) では中新統小川層の堆積物中に、バリアー島にともなう堆積システムが復元されており、ユースタシーに支配された相対的海水準の周期的変化によって、海進期にバリアー島がくり返し出現したと考えられている

Fig. 1. Photograph showing an example of barriers, "Uminonakamichi", Fukuoka Prefecture, Western Japan. It represents a tombolo connected with the Shikanoshima Island (not shown in this picture), and separates Hakata Bay (right side) from Genkainada (left side).

(西村・保柳, 1992). このほか, 石川県河北潟 (北村ほか, 1996), 静岡県浜名湖 (斎藤, 1987), 静岡県松崎 (松原ほか, 1986; 斎藤, 1987), 茨城県霞ヶ浦 (鈴木・斎藤, 1987; Saito, 1995) など現在ではバリアー島が認められない沿岸域でも, ボーリングコアの解析から, 完新世の相対的海水準の上昇期にバリアー島に類似した堆積システムが存在していたことが明らかとなり, 広域火山灰や放射性炭素年代値に基づいてその発達過程が復元されている.

本論では, まずバリアー島の形態と発達過程を支配する要因を完新世のバリアー島の例を中心にまとめ, シーケンス層序学の枠組みに基づいたバリアー島の分類を試みる. さらに, これらを用いて地層に記録されたバリアー島の発達過程の特徴を検討する.

バリアー島周辺の地形と堆積物

バリアー島 (barrier island) とは海岸線にはほぼ平行に発達した未固結堆積物から構成される細長い島のことを指す. 一般に, 広くバリアーと呼ばれるシステムには, 陸地と隔離されたバリアー島のほか, 一端あるいは両端が陸地と接続したバリアースピット (barrier spit) やトンボロ (tombolo), ベイヘッドバリアー (bayhead barrier) などが含まれる (例えば, Davis, 1994 a). 日本沿岸では, このような広くバリアーと呼ばれるような地形の発達はまだ認められないが, 例えば, 福岡県北部には海の中道と呼ばれるトンボロが発達し, 内湾側の博多湾と外洋側の玄界灘とを隔てている (Fig. 1). 以下の本論では, 主としてバリアー島システムの特徴について議論を進めるが, この特徴はバリアースピットなどの, 広い意味でのバリアーシステムにも適用できると考えられる. なお, バリアー島システム (あるいはバリアーシステム) を構成する地形ならびに堆積物に関する分類や基本的な用語は, おもに Elliott (1986), Leatherman (1988), Reinson

(1992), Davis (1994 a) などに基づいている.

バリアー島にともなう堆積システムでは, バリアー島と陸との間には水深が小さく波の穏やかなラグーン (lagoon), 潮の満ち引きによって拡大と縮小をくり返す潮汐低地 (tidal flat), 植生をともなう湿地 (marsh または swamp) などが外洋と隔てられて (すなわちバリアーされて) 存在している (Fig. 2; McGill, 1958; Reinson, 1992). 潮汐低地や湿地の中には潮汐チャネル (tidal channel) と呼ばれる水路が存在している. バリアー島の本体には, ラグーン側と外洋側にそれぞれ前浜, 後浜ならびに砂丘といった海浜地形が存在している. ただしバリアー島のラグーン側には, 暴浪にともなうバリアー島を乗り越えた波 (オーバーウォッシュ; overwash) によって外洋側からラグーン側へ運搬された砂層を主体とするウォッシュオーバー (washover) と呼ばれる扇状堆積物や, ラグーン内に発達する湿地堆積物をともなうため, 典型的な前浜堆積物の発達は一般的に悪い. また, バリアー島の外洋側とラグーン側にはそれぞれ前浜に連続した外浜 (shoreface) が存在するが, 波浪作用の弱いラグーン側の外浜堆積物は外洋側のものに比べて泥質で発達は一般的に悪い. 一方, バリアー島とバリアー島の間には, 潮流口 (tidal inlet) と呼ばれる水路が存在し, 潮流によって海水が外洋とラグーンの間を行き来している. 潮流口のラグーン側では, 上げ潮によって潮流口を通じて外洋側からもたらされた砂が, ラグーン内の水中に三角州状に堆積している. このような三角州状の地形は上げ潮潮汐三角州 (flood tidal delta) と呼ばれる. 一方, 潮流口の外洋側では, 下げ潮や沿汀流によって集積した砂が堆積し, 下げ潮潮汐三角州 (ebb tidal delta) が形成される.

このようなバリアー島にともなう堆積システムとそこに発達する堆積物の特徴は Fig. 2 のようにまとめられる. バリアー島より陸側は外洋から隔てられた穏やかな堆積環境のた

Fig. 2. Block diagram illustrating component subenvironments of a transgressive barrier island system (modified from Reinson, 1992), and schematic columnar sections of each subenvironment. HCS=hummocky cross-stratification, SCS=swaley cross-stratification. See Fig. 4 for other explanations.

め、そこに発達する堆積物は全体に泥質で、生物擾乱に富む。これに対し、バリアー島本体ならびに外洋側では波浪作用を強く受けるため、より砂質な堆積物からなる。潮流口付近では潮流によるデューンの移動にともなって斜交層理の発達した砂層が発達する。さらに、潮流口や潮汐三角州には、潮汐堆積物に特徴的なダブルマッドドレープや相反する2方向の古流向を示す斜交層理の発達した堆積物が形成される。

バリアー島を構成する堆積物は、実際にバリアー島に作用する波浪や潮流などの営力と、海進・海退にともなうバリアー島の移動方向の違いによって、その組み合わせや積み重なり様式に多様性が認められる。したがって、地層中に保存される堆積物についても、このようなバリアー島の多様性を理解した上で古環境を復元する必要がある。次にバリアー島の多様性をもたらす諸要因についてまとめる。

バリアー島システムの形態とその発達を支配する要因

バリアー島の発達は沿岸環境に支配され、その結果形成されるバリアー島はさまざまな形態を示す（例えば、Leatherman, 1988; Davis, 1994a など）。なかでも、沿岸域における潮汐作用と波浪作用などの営力の大きさ、ならびに相対的海水準変動と堆積物供給量に支配された海進・海退現象は、バリアー島の形態と発達過程を強く規定している（例えば、Galloway and Hobday, 1983; Davis and Hayes, 1984 など）。

卓越する営力によるバリアー島の分類

まず、沿岸域における平均潮差（mean tidal range）と平均波高（mean wave height）の大小関係に支配されたバリアー島の形態と構成堆積物の多様性についてまとめる。バリアー島の形態を大きく支配する要因の一つが潮汐と波浪の相互作用である。平均潮差と平均波高の大小関係から、沿岸環

Fig. 3. Classification of coastal types in terms of the relationships between mean tidal range and mean wave height (after Hayes, 1979; Davis and Hayes, 1984). Numbers (1~19) denote coastal setting of major barrier systems in Japan (Fig. 5). Some selected representative coastal settings in overseas countries are also shown: P=Pamlico Sound, W=Wadden Sea, E=mouth of Elbe River.

境は波浪卓越型 (wave-dominated), 潮汐卓越型 (tide-dominated) ならびにその中間の中間型 (mixed-energy) の3つに大きく分けられる (Fig. 3; Davis and Hayes, 1984). それぞれの卓越する営力によって, バリアー島の形態とそれに対応した堆積環境の特徴が異なっている。

波浪卓越型の沿岸環境で形成されるバリアー島 (Fig. 3の wave-dominated の領域) の場合, バリアー島は細長く, 直線的で, 暴浪によってバリアー島を乗り越えたウォッシュオーバー堆積物が発達する (Fig. 4; Davis and Hayes, 1984). 一方, 暴浪時の波浪による侵食作用にともなうバリアー島の分裂や, 沿汀流や潮流による潮流口の埋積作用と侵食作用によって, 潮流口の位置や数は容易に変化する。外洋側では, 波浪による侵食作用のため下げ潮潮汐三角州の発達が悪く, 逆にバリアー島より陸側には幅広いラグーンが存在し, 上げ潮潮汐三角州が発達する。アメリカ合衆国東海岸のノースカロライナ州沿岸には, 世界最大のラグーンであるパムリコ湾とこれにともなうバリアー島が発達している。この付近の平均的な潮差は0.3~1.1 m, 平均波高は1.7 m程度で, 典型的な波浪卓越型のバリアー島システムである (Fig. 3; Davis, 1994 b; Heron et al., 1984).

一方, 中間型の沿岸環境で形成されるバリアー島 (Fig. 3

の mixed-energy の領域) の場合, 潮流がバリアー島システムの形態を大きく支配することから, 潮流口の位置が安定していることで特徴づけられる。したがって, 潮流口の位置によってバリアー島の位置や大きさが規定される。一般にバリアー島の長さは短く, 幅は広い (Fig. 4; Davis and Hayes, 1984). バリアー島はドラムスティック (drumstick) と呼ばれる膨らんだ末端の形態 (Fig. 4) を特徴的に示すことが多い。外洋側では波浪作用が潮汐作用に比べて小さいため, 下げ潮潮汐三角州が発達する。潮差が大きい場合, バリアー島より陸側では湿地や潮汐低地が広がり, 潮汐チャンネルが発達しているが, 上げ潮潮汐三角州はほとんど発達しない。オランダからデンマークにかけての北海沿岸は, 平均潮差が大きく (Dalrymple, 1992), とくにオランダ東部からドイツ西部沿岸のワデン海ならびにドイツ北部からデンマーク南部のユトランド半島南部沿岸では (潮差2 m以上; Fig. 3), 潮汐の影響を強く受けた典型的な中間型のバリアー島が発達している (Davis, 1994 c).

これに対し, 潮汐卓越型の沿岸環境 (Fig. 3の tide-dominated の領域) の下では, 沿岸の堆積物は主に潮流の流れの方向に沿って運搬されて堆積するため, 海岸線に平行なバリアー島は一般には形成されない (Fig. 4). このような環境では, 河口付近にエスチュアリーが発達する。ワデン海とユトランド半島に挟まれたドイツのエルベ川河口部では平均潮差が4 m近くに達し (Dalrymple, 1992), 典型的な潮汐卓越型のエスチュアリーが発達している (Davis, 1994 c). また, 世界で最大の潮差 (約16 m) をもつカナダ東部のファンジー湾の河口部でも, 典型的な潮汐卓越型のエスチュアリーが認められる (Dalrymple, 1992).

日本沿岸の完新世バリアー 現在, 日本の沿岸には完新世のバリアー島はほとんど存在せず, わずかにバリアースピットやトンボロ (一端が陸地と接続したバリアー) に分類される地形が存在するのみである (Fig. 5). これらのバリアーは, いずれも長さに対して幅の狭い形態を示しており, 波浪卓越型のバリアーシステムの特徴を示していると考えられる。日本の海岸線における潮差は, 大潮 (spring tide) 時の平均的な潮差で0.2~4 m程度であるが, バリアースピットの存在する箇所に限るとおよそ2 m以下の範囲 (気象庁, 1996 a) に収まる。また日本の沿岸の平均有義波高は0.8~1.2 m, 平均最大波高は1.3~2.1 mである (気象庁, 1996 b). このことから, 日本沿岸のバリアーシステムが波浪卓越型 (まれに波浪卓越型に近い中間型) のバリアーシステムで特徴づけられることが分かる (Figs. 3, 5).

海進・海退現象

バリアー島の発達過程を支配するもう一つの大きな要因が, 海進・海退現象である。海進・海退は, 堆積物供給量と相対的海水準の変化との相互作用で決定されるが (Curry, 1964), これによりバリアー島の発達する方向や形態が変化する (Fischer, 1961; Kraft, 1971; Galloway and Hobday, 1983; Davis and Clifton, 1987). バリアー島は, その移動方向によって retrogradational barrier, aggradational barrier ならびに progradational barrier に分類される (Fig. 6;

Fig. 4. Schematic sketch maps showing variation in coastal morphology caused by interactions between relative intensity of tidal and wave energy.

Galloway and Hobday, 1983 など).

海進にともなうバリアー島は、外洋側から陸側に retrogradation (後退) する。このようなバリアー島は retrogradational barrier (RB) と呼ばれる。RB では、バリアー島の陸側への移動によって、バリアー島より陸側で形成された堆積物の上位により外洋側で形成された堆積物が積み重なって行く (Fig. 6; Galloway and Hobday, 1983)。外洋側での波浪による侵食作用のため、RB の幅は一般に狭い。一方、海退にともなうバリアー島は陸側から外洋側に向かって progradation (前進) する。このようなバリアー島は progradational barrier (PB) と呼ばれる。PB では、バリアー島ならびにこれより陸側で形成された堆積物が外洋側を埋め立てるように前進して積み重なっていくため、バリアー島の幅は広くなる (Fig. 6; Galloway and Hobday, 1983)。これに対し、バリアー島がほとんど移動しない場合、すなわち海進・海退のいずれも起こらない場合にはバリアー島を構成する堆積物は上方に積み重なる (aggradation) (Fig. 6; Galloway and Hobday, 1983)。このようなバリアー島は aggradational barrier (AB) と呼ばれる。

このように、海進・海退に支配されたバリアー島堆積物の積み重なり様式に注目すると、AB の例を除くと、RB ならびに PB のいずれの場合にも上方粗粒化を示す堆積物が形成される (Fig. 7; Reinson, 1992)。しかしながら、これら上方粗粒化を示す堆積物を構成する堆積相は RB と PB では大きく

異なる (Fig. 6)。すなわち、RB の場合、バリアー島より陸側のラグーンで形成された細粒堆積物の上位に、バリアー島本体のうち、とくにラグーン側の海浜堆積物やウォッシュオーバー堆積物などの砂質堆積物が順次積み重なることで、全体に上方粗粒化を示す堆積物の形成が行われる (Figs. 6, 7; Reinson, 1992; Martinsen, 1995)。これに対し、PB の場合には、外洋側の外浜～沖浜で形成される細粒堆積物の上位に progradation にともなってバリアー島本体を構成する外洋側の外浜～後浜で形成される粗粒堆積物が積み重なることで、全体に上方粗粒化の傾向を示す堆積物が発達する (Figs. 6, 7; Reinson, 1992)。このように、上方粗粒化を示す堆積物がバリアー島システムを一般的に特徴づけると考えられるが、海進・海退に対応したバリアー島の発達過程によって、上方粗粒化を示す堆積物の構成要素は大きく異なっている。

同時に起こる海進と海退

バリアー島の多様性を支配する海進と海退は、相対的海水準の時間的変化に対応してだけでなく、連続した海岸線に沿って、あるいはひとつのバリアー島の内部で同時期に空間的に異なった場所で発生することがある。とくに、ある一定の相対的海水準のもとで堆積物供給量が空間的に変化した場合 (Fig. 6 の縦軸方向の変化)、これに対応して海進と海退が同時に発生し、その結果バリアー島の形態と堆積物の発達過程が空間的に変化する (例えば、McBride et al., 1995)。

一例として、現在のアメリカ合衆国テキサス州沿岸での例

Fig. 5. Map showing coastal settings and locations of modern and ancient major barrier systems in Japan. Coastal settings are based on Japan Meteorological Agency (1996 a, b). * = abandoned, ** = reclaimed.

を見てみる。ここでは現在も相対的海水準が緩やかな上昇傾向を示しているが(例えば, Hicks, 1972), 波浪卓越の環境のもとでPB, AB, RBの3種類の異なるバリアー島の発達過程がおおよそ600 kmにわたって断続的に認められる(Fig. 8; Morton, 1994)。このテキサス州沿岸における3種類のバリアー島の発達は、堆積物供給量の空間的变化に大きく支配されていると考えられている(Morton, 1979, 1994)。すなわち、例えば陸地が張り出して海岸侵食を受けるようなところでは、波浪による侵食作用によって生産された碎屑物が沿汀流により側方へ大量に運搬されるため、堆積物供給源に近く堆積物供給量の多い沿岸域では、相対的海水準が上昇傾向にあるにも関わらずPBの発達が認められる。一方、堆積物供給源から離れた地域では堆積物の供給量が少ないため、波浪侵食の影響を相対的により強く受けるため、RBの発達が特徴的に認められる。

アメリカ合衆国沿岸ではこのほか、ハリケーンにともなう波浪侵食やオーバーウォッシュによる堆積物の運搬(コネチ

カット沿岸; FitzGerald et al., 1994), 海水準上昇速度の変化(ノースカロライナ沿岸; Heron et al., 1984; Moslow and Heron, 1994), 砂の一時的な貯蔵の役目を果たす下げ潮潮汐三角州の位置の偏り(ジョージア沿岸; Davis, 1994 b)などさまざまな要因によって、PBとRBが一つのバリアー島システム内で同時に発達している例が認められている。さらに、ハリケーンによる海岸線の移動速度の加速や移動方向の逆転(フロリダ沿岸; Morton et al., 1995; Stone et al., 1996), 地震隆起にともなう海岸線の前進と活発な侵食・堆積作用(アラスカ沿岸; Hayes and Ruby, 1994)など、より短時間でかつ急激な海岸線の変化によっても、バリアー島の発達過程が大きく変化する場合がある。

バリアー島の発達過程とシーケンス層序

バリアー島の発達過程を支配する海進・海退現象に注目して、バリアー島システムを構成する堆積物をシーケンス層序学の枠組みに基づいて分類することができる。以下にRB, PBならびにABを構成する堆積物をそれぞれシーケンス層

Fig. 6. Diagram of effects of the rate of sea level changes and the local net rate of deposition on transgression and regression (after Curran, 1964). Generalized cross section of retrogradational (RB), progradational (PB) and aggradational (AB) barrier systems (modified from Galloway and Hobday, 1983) and their stable fields are shown in this diagram. Solid arrows indicate transitions of each stable field of the three types of barrier systems. SB=sequence boundary, TS=transgressive surface, RS=ravinement surface, MFS=maximum flooding surface, TL=time line.

序学に基づいて分類する。なお、以下の議論に用いるシーケンス層序学の基本概念と用語は Posamentier and Vail (1988), Posamentier et al. (1988), Van Wagoner et al. (1988) などに基づいている。

相対的海水準の上昇が大きな場合、あるいは堆積物供給量が比較的小さい場合、海進がおり、RBが発達する (Fig. 6)。RBの外洋側では、バリアー島より陸側で形成された堆積物の上位に、外洋側で形成された外浜堆積物が明瞭な侵食面をもって積み重なる場合が多い (Figs. 2, 6, 7)。この侵食面は、海進にともなう外浜侵食面と考えることができ、ラビンメント面 (ravinement surface; Nummedal and Swift, 1987) と認定される。一方、バリアー島より陸側で形成された堆積物の下底面は、海進にともなう海成堆積物の下底面であり、海進面 (transgressive surface) に相当する。このとき直下に低海水準期堆積体に相当する堆積物が保存されていない場合、海成堆積物の下底面は同時にシーケンス境界 (sequence boundary) となる。以上のことから、RBを構成する堆積物は主に海進期堆積体を構成している。RBにともなう形成される最大海氾濫面をともなう堆積物の特徴は、

最大海進期のRBとの相対的な位置関係に対応して異なる。すなわち、最大海進期のRBより外洋側では、一般に最大海氾濫面は最も細粒でより泥質な外洋堆積物の発達で特徴づけられる (Loutit et al., 1988; Posamentier et al., 1988)。一方、最大海進期のRBの内湾側、すなわちバリアー島が発達する過程で常に外洋と隔てられていた場所では、RBの陸側への後退にともなうラグーンで形成される細粒堆積物上にバリアー島本体とそれにとまなう上げ潮潮汐三角州などを構成するより粗粒な堆積物が積み重なっていく。したがって、このような場所では外洋側とは対照的に、最大海氾濫面をともなう堆積物はより粗粒な砂質堆積物の発達で特徴づけられることになる (Fig. 9)。

ところで、このようなRBの発達過程の特徴は、バリアー島堆積物が陸側へ移動し積み重なっていく時の海底面の傾斜と相対的海水準の上昇速度の違いによって、多様性をもっている (Fig. 10; Fischer, 1961; Kraft, 1971; Roy et al., 1994)。すなわち、海底面の傾斜が急な場合、あるいは相対的海水準の上昇速度が遅い場合には、外浜侵食によって下位の堆積物が大きく削られる。このような場合、バリアー島本体

Fig. 7. Schematic illustration of facies successions associated with retrogradational and progradational barrier systems (after Reinson, 1992; Martinsen, 1995). Note that both facies successions show coarsening-upward stacking patterns. SB=sequence boundary, RS=ravinement surface, MFS=maximum flooding surface. See Fig. 2 for other explanations.

Fig. 8. Morphogenetic shoreline types of the Texas Gulf Coast (after Morton, 1994).

Fig. 9. Schematic illustration of two-type of facies successions associated with the maximum flooding surface (MFS) of a retrogradational barrier system. Compiled after Fig. 14 (in this paper) and Reinson (1992). HCS=hummocky cross-stratification, SCS=swaley cross-stratification, RS=ravinement surface.

も外浜侵食によって大きく削られるため、RBのバリアー島周辺の堆積物は一般に保存されない (Kraft, 1971). この侵食作用が下位のバリアー島本体を構成する堆積物をすべて削ってしまった場合、ラビンメント面はシーケンス境界と一致する (Fig. 10 A). これに対し、海底面の傾斜が緩い場合、あるいは相対的海水準の上昇速度が速い場合には、ラビンメント面を形成する外浜侵食はバリアー島本体を構成する堆積物を

すべて削り込んでしまうことがない (Kraft, 1971) ため、ラビンメント面とシーケンス境界とは分離している (Fig. 10 C). このとき、バリアー島本体で形成された堆積物はラビンメント面の下位に一部保存される. このような場合には、最大海進期までバリアー島本体が侵食を免れて存在し、引き続き海退期にPBのバリアー島システムに転じる可能性がある.

次に、相対的海水準の上昇速度が小さい場合、または相対的海水準が最も高く安定し堆積物供給量が多い場合には、海退が発生し、PB が特徴的に発達する (Fig. 6). このとき、バリアー島堆積物は外洋を埋め立てるように progradation し、外洋側で形成された堆積物の上に積み重なる上方粗粒化の積み重なり様式を示す (Figs. 5, 6; Galloway and Hobday, 1983). このような場合、progradation するバリアー島を構成する堆積物の最大標高はほぼ一定しているか、相対的海水準の上昇を反映し、上方に aggradation する傾向をもつ (Fig. 11 A). 例えば、先に挙げたテキサス州沿岸の PB は、相対的海水準の緩やかな上昇期、あるいは最高海水準期での海退 (normal regression) によって形成されており、海側へ移動するバリアー島最上部の砂丘堆積物の標高がほぼ一定している. このような PB にもなって発達する堆積物は高海水準期堆積体を構成すると解釈され、その下底面は最大海氾濫面となる.

一方、PB の発達には、相対的海水準の低下にもともなって発生する場合もある. 相対的海水準の低下にもともなう海退はとくに forced regression (Posamentier et al., 1990, 1992) と呼ばれる. forced regression にもともなう堆積物は、従来のシーケンスモデルに基づく、陸上侵食面として認定されるシーケンス境界の下位に位置する場合が多いため、高海水準期堆積体の最上部に含まれると考えることができる (Walker and Plint, 1992; Sydow and Roberts, 1994). 一方、forced regression にもともなう堆積物は、相対的海水準の低下期に発達することから、低海水準期堆積体の初期 (Posamentier et al., 1990, 1992) の堆積物として分類される場合や、forced regressive systems tract と呼ばれる高海水準期堆積体と低海水準期堆積体との間に発達する別の堆積体 (Hunt and Tucker, 1992) として分類される場合もある. forced regression にもともなう PB を構成する堆積物は、前述の海水準の安定期における海退 (normal regression) で形成された高海水準期堆積体を特徴づける PB とは異なり、バリアー島を構成する堆積物の最大標高が相対的海水準の低下と調和的に外洋側に向かって低くなる、いわゆる downstepping の積み重なり様式 (Van Wagoner et al., 1990; Posamentier et al., 1992) を示すことを特徴とする (Fig. 11 B). 例えば、千葉県九十九里平野には、現在の九十九里浜と平行な砂堤群が存在し、その内陸側には椿海などのラグーンが存在していたことが知られている. 森脇 (1979) はこれらの砂堤列のうち最も内陸側の砂堤を旧バリアー (abandoned barrier) と解釈し、バリアーの離水とその後の相対的海水準の低下にもともなう砂堤群の海側への発達過程を復元している. しかし、これら砂堤群より内陸側で形成された湿地堆積物の形成年代が、海側の砂丘の形成年代よりも新しい場合が認められることから、砂堤群の海側への前進と同じ時期に、砂堤より内陸側では湿地が広がり、堆積作用が同時に行われていたと解釈できる. このことは、海退期を通じてバリアー島システムが存在していたことを示している. したがって、九十九里平野を構成する砂堤群は全体に PB の堆積システムを構成していたと考えることができる. 一方、これら砂堤群の最大標高は現在

Fig. 10. Generalized cross section of transgressive barrier systems showing variations in geometry and erosional depth of a ravinement surface in terms of the relationships between the slopes of substrata and the rate of relative rise in sea level (modified from Kraft, 1971). SB = sequence boundary, RS = ravinement surface.

Fig. 11. Generalized cross section of normal regressive and forced regressive barrier systems. SB = sequence boundary, RS = ravinement surface, MFS = maximum flooding surface, RSE = regressive surface of erosion, TL = time line, SL = sea level. See Fig. 2 for legend of regressive deposits.

の太平洋側に向かって低下している (森脇, 1979). この地形的特徴からは、この PB が forced regression にもともなうバリアー島システムの外洋側への移動によって形成されたものであると理解される. 静穏時の波浪作用限界深度 (fair weather wave base) が常にほぼ一定の水深であると仮定すると、一般に forced regression では相対的海水準の低下と調和的に静穏時の波浪作用限界深度の位置が沖合に向かって

Fig. 12. Schematic illustration showing barrier islands of the paleo-Tokyo Bay during the oxygen isotopic stages 6 through 5 (after Makino and Masuda, 1989; Okazaki and Masuda, 1992). Distribution of barrier islands and related deposits are also shown. D=tidal delta, I=tidal inlet, T=other tidal deposits, W=washover. Dotted lines indicate present-day coast lines.

低下していくため、海退期の下部外浜堆積物とその下位の沖浜堆積物の間に明瞭な侵食面 (regressive surface of erosion) が形成される (Fig. 11 B; Walker and Plint, 1992). 九十九里平野で認められる PB 堆積物の中にこのような侵食面が存在するかは、今のところ不明である。

相対的海水準と堆積物供給量が釣り合い、海進と海退のどちらも起こらない場合、AB が形成される (Fig. 6; Gallo-way and Hobday, 1983). テキサス州沿岸のバリアー島のうち、南部の Padre 島には、典型的な AB が発達している (Fig. 8; Morton, 1994). このような AB が安定状態を保つ間は海進・海退のいずれも生じることはないが、やがて安定状態が保たれなくなると、海進または海退のいずれかが生じる。一般に AB は PB の形成に先立って存在するシステムである場合が多く、AB の堆積物は主に海進期堆積体を構成すると解釈される。

ところで、前述のテキサス州沿岸のバリアー島の発達過程 (Fig. 8) で認められるように、ひとつの、あるいは連続したバリアー島システム内で、RB と PB がしばしば空間的に同時に存在することがある。これは海進と海退の二つの現象が同時に発生していることを示している。すなわちこのような例は、シーケンス層序学に基づく、ある一定の相対的海水準のもとで海進期堆積体と高海水準期堆積体がある空間内で

Fig. 13. Lithostratigraphy of the Middle to Upper Pleistocene Shimosa Group, and tentative correlation of unconformable formation boundaries (=sequence boundaries) with the oxygen isotope curve (after Nishikawa and Ito, 1997). K=Kazusa Group.

同時に形成されている例と見るができる。

地層から読み取るバリアー島の発達過程

以上のようなバリアー島システムの発達過程がどのように地層から読み取れるのか、古東京湾のバリアー島システムの研究に基づいてまとめる。

古東京湾のバリアー島

現在の関東平野一帯には、今からおよそ 45~10 万年前にかけて古東京湾 (Fig. 12; 矢部, 1914; Yabe, 1931) と呼ばれる内湾域が幾度となく拡大と縮小をくり返していた。古東京湾域で形成された浅海堆積物は下総層群と呼ばれており、現在の千葉県中部から茨城県南部にかけての地域に広く露出している。下総層群に関するこれまでの研究から、古東京湾の湾口は現在の浦賀水道側だけでなく、東側の太平洋側に向かっても大きく開いていたことが知られており (矢部, 1914; Yabe, 1931 など), 古東京湾東縁部、すなわち現在の鹿島灘沿岸から九十九里浜にかけての地域には、ほぼ南北に延びるバリアー島やスピットが発達していた時代があったことが明らかにされている (例えば、増田・中里, 1988; 牧野・増田, 1989; Nakazato et al., 1989; 西川・伊藤, 1997)。以下に、下総層群の堆積物から復元されたバリアー島の発達過程を概説する。ここでは、とくに下総層群上部の木下層と下部の藪層の例をまとめる。

木下層のバリアー島堆積物

古東京湾におけるバリアー島システムの発達過程が、最も詳しく復元されているのが下総層群上部の木下層である。木下層に挟在する火山灰鍵層のフィッシュントラック年代値は最下部でおよそ 15 万年前 (TAu-12), 最上部でおよそ 12 万年前 (KIP テフラ群) であり (杉原ほか, 1978), 木下層は主に酸素同位体比ステージ 6 から 5 にかけての氷河性海水準上昇期の海進と海退によって形成された地層と考えられる

(Fig. 13). 木下層は下総層群の中で最も分布範囲が広く、下総層群分布域のほぼ全域(千葉県中部から茨城県南部)に露出している。以下に、これまでの木下層の研究から明らかとなった古東京湾末期のバリアー島の特徴についてまとめる。

バリアー島の証拠 木下層では、バリアー島周辺の堆積環境を特徴づける堆積物 (Fig. 2) が広く認められている (Fig. 12). バリアー島を特徴づける潮汐三角州堆積物は、千葉県北西部の印旛沼周辺地域 (Masuda and Okazaki, 1983; Okazaki and Masuda, 1989; 増田, 1992) や茨城県南部の行方台地 (牧野・増田, 1989; 増田, 1992) などに発達している。この潮汐三角州堆積物は、西側に緩く傾く平板型斜交層理を特徴としており、太平洋側から古東京湾の内湾側(西側)に向かって発達した上げ潮潮汐三角州堆積物であると解釈される。また、千葉県北東部から茨城県南部にかけての地域には、木下層の基底部に東西性のチャンネル状地形が存在している。このチャンネル状地形を埋積する堆積物からは、潮汐作用の存在を特徴づける堆積物が認められ、かつての潮流口であったと考えられている (中山・増田, 1988; 岡崎・増田, 1992; Murakoshi et al., 1995 など)。さらに、波浪卓越のバリアー島に特徴的なウォッシュオーバー堆積物が、行方台地で認められる (牧野・増田, 1989; 村越・増田, 1991; Murakoshi and Masuda, 1991)。

一方、現在の千葉県北東部から茨城県南部にかけての地域では、南北に延びる細長い地域を境に、木下層上部の海浜堆積物の傾斜方向が東側では東方向に、西側では西方向に傾斜している (増田・中里, 1988; 増田・横川, 1988)。これは、木下層の海浜堆積物の形成時にこの付近を境に東西両側に海が広がり、この付近を境に東西へ離水していったことを示していると考えられている (増田・中里 1988; 牧野・増田, 1989)。増田・中里 (1988) や牧野・増田 (1989) は、この軸を離水軸と呼び、古東京湾湾口に発達したバリアー島の位置を示すものであると考えている。以上のような木下層を構成する古東京湾のバリアー島システムは、岡崎・増田 (1992) によってまとめられている。

バリアー島の発達過程 木下層に保存されたバリアー島を特徴づける堆積物の分布から、木下層形成時の古東京湾のバリアー島の姿は Fig. 12 のように復元されている (牧野・増田, 1989; 岡崎・増田, 1992)。このような南北数 10 km にもわたる細長いバリアー島は、波浪卓越型のバリアー島に特徴的な形態を示している。木下層に保存されたウェーブリップル、上部外浜堆積物ならびに潮汐堆積物などの特徴に基づいて、木下層堆積当時の波高は 0.7~1.5 m (牧野ほか, 1986; 増田・牧野, 1987; 増田・横川, 1988)、潮差は 0.5~2.0 m (増田・横川, 1988; 増田ほか, 1988) と推定されており、これらの水理条件の推定値からもこのバリアー島が波浪卓越型のバリアー島であったことが支持される (Fig. 3)。

一方、木下層の中部にはバリアー島の内側で形成された堆積物の上位に明瞭な侵食面をともなう外浜で形成された堆積物が積み重なる場合が広く認められる。この侵食面は、推定されるバリアー島の延長方向ではほぼ水平であるのに対し、バリアー島に垂直な方向の層序断面図では、内湾側

(西側) に緩く上昇する傾向が認められる。Murakoshi and Masuda (1992) は、この侵食面をラビンメント面であると解釈しており、海進にともなうバリアー島が陸側に retrogradation していったようすを復元している。このことから、木下層堆積の初期(海進期)のバリアー島は RB の特徴を示していることになる。

さらに、西側(内湾側)の千葉県印旛沼周辺地域では、木下層上部に上げ潮潮汐三角州ならびに潮汐低地、潮汐チャネルの堆積物が発達し、ラグーンが埋積されていった過程が記録されている (Fig. 14 の Loc. 1; 岡崎・増田, 1992 など)。この地域の木下層最上部には、アリタマ軽石と呼ばれる軽石の密集部が存在する (Fig. 14; 下総台地研究グループ, 1984)。一方、東側(外洋側)の千葉県佐原市以東の地域の木下層上部には、潮流口堆積物の上位にラビンメント面を挟んで下部外浜以浅で形成された外洋性の堆積物が発達している (Fig. 14 の Locs. 2, 3; Okazaki and Masuda, 1995 など)。ラビンメント面上の外洋性堆積物の下部は上方細粒化を示し、ラビンメント面の約 3 m 上位で最も細粒なシルト~粘土層が認められる。シルト~粘土層より上位は、上方粗粒化を示す堆積物が積み重なる (Fig. 14 の Locs. 2 と 3)。以上のことから、シルト~粘土層の発達する層準が最大海氾濫面の層準として認定され、これより上位の上方粗粒化を示す堆積物が高海水準期堆積体と認定される。さらに、高海水準期堆積体上部に相当する斜交層理砂層には、アリタマ軽石が挟在する (下総台地研究グループ, 1996)。アリタマ軽石を挟在する斜交層理砂層の上位には、生痕化石 *Macaronichnus segregatis* (Clifton and Thompson, 1978; 奈良, 1994) の発達する平行層理を特徴とする中粒砂層ならびに植物根痕が含まれる不淘汰なシルト~中粒砂層が積み重なる。したがって、この付近の木下層上部は、海退にともなう上部外浜から前浜・後浜の堆積物で構成されていると解釈される。以上のことから、アリタマ軽石の対比によって木下層形成時の海退期に外洋側へ海浜堆積物が前進していった時期に、内湾側ではラグーンの埋積が同時に起こっていたことが読み取れる。すなわち、木下層形成末期の海退期は、PB の発達で特徴づけられると解釈される。

ところで、木下層はその形成時ならびにそれ以降の鹿島-房総隆起帯(貝塚, 1974)の運動によって初生的な堆積面の高度が地域的に変化している(杉本, 1996)と考えられている。便宜的にラビンメント面の傾斜を一般的な外浜~沖浜の傾斜 (1:200~1:2000 程度; Walker and Print, 1992) と同程度と仮定して柱状図を並べると (Fig. 14), 木下層最上部の平行層理を特徴とする前浜堆積物の高度がほぼ一定の高さに並ぶ。これは、木下層形成時の海退期に発達した PB が、おもに normal regression をともなう発達した PB の堆積システム (Fig. 11 A) であったことを示すと解釈できる。このことは、木下層が主として酸素同位体比ステージ 6 から 5 にかけての氷河性海水準の上昇期での海進と海退によって形成されたとする解釈を裏付けている。

以上のように、木下層は海進期堆積体ならびに高海水準期堆積体で構成され、その形成時には海進期に RB が発達し、

Fig. 14. Stratigraphic cross section of the Kioroshi Formation showing stacking patterns of retrogradational and progradational barrier island deposits. Each locality is shown in the inset map; 1: Yoshitaka, 2: Yamanobe, 3: Okura. HCS=hummocky cross-stratification, SCS=swaley cross-stratification, SB=sequence boundary, RS=ravinement surface, MFS=maximum flooding surface. Measured sections were arranged assuming that the average slope of a ravinement surface (=shoreface gradient) was about 1:200~1:2,000 (Walker and Plint, 1992).

高海水準期には normal regression で特徴づけられる PB が発達したと考えられる (Fig. 14). このようなバリアー島の発達、相対的海水準の急上昇にともなうバリアー島の retrogradation (Fig. 10) と、相対的海水準の上昇速度が低下した時期での progradation によって形成されたと考えられる。すなわち、相対的海水準の急上昇により、ラビンメント面を形成する外浜侵食の規模が小さく、最大海進期までバリアー島の一部が侵食されずに存在し、その後の海退期に PB の形成が行われたと解釈できる。下総層群形成時の相対的海水準変動は、変動速度が 1000 年あたり 2~6 m 程度で

あったと推定される第四紀後半の氷河性海水準変動に大きく支配されていたと考えられる (Fig. 13; 例えば、西川・伊藤, 1997). このような大きい氷河性海水準の変動速度は、木下層の RB が急速な相対的海水準の上昇にともなって発達したと解釈されることと調和的である。

藪層のバリアー島堆積物

木下層とともに古東京湾のバリアー島システムの存在が明らかとされているのが、下総層群下部の藪層である。藪層の形成時期は従来酸素同位体比ステージ 10 から 8 に対比されており (町田ほか, 1980; 増田, 1988), 木下層の場合や下総

Fig. 15. Geologic sketch map of the northeastern part of the Boso Peninsula (modified from Kakimi et al., 1982). Numbers 1-5 are localities of measured sections in Fig. 17; 1: Seiwakou, 2: Manriki, 3: Imozuka, 4: Odera, 5: Sakae.

層群最下部の地蔵堂層の場合(西川・伊藤, 1997)と同様に、藪層は主に酸素同位体比ステージ10から9にかけての氷河性海水準上昇期(およそ36~34万年前)に形成されたと考えられる(Fig. 13)。従来からNakazato et al. (1989)などで、陸成の砂丘堆積物の存在などを根拠に、藪層の形成された時代にバリアー島が存在していたことが指摘されている。しかし、潮汐三角洲堆積物やラグーン堆積物などバリアー島システムを直接的に特徴づける堆積物の認定はこれまでおこなわれていない。今回、筆者らのフィールド調査から、千葉県八日市場市から干潟町付近(Fig. 15)に分布する藪層に上げ潮潮汐三角洲堆積物、ラグーン堆積物ならびに下部外浜堆積物などが発達していることが分かり、その分布から海進にともなうバリアー島のretrogradationのようすが明らかとなったので紹介する。なお、調査地域の層序については、佐藤(1993)による火山灰鍵層の対比を根拠とし、藪層と認定した。

バリアー島の証拠(バリアー島を構成する堆積物) 調査地域で認められた上げ潮潮汐三角洲堆積物、ラグーン堆積物ならびに下部外浜堆積物の特徴は以下のようにまとめられる。

上げ潮潮汐三角洲堆積物: [岩相] 上方粗粒化する層理の明瞭なシルト質の極細粒砂ないし中粒砂からなる(Fig. 16 A)。厚さは最大で10m以上に達する。層理面は北北西ないし北西方向(太平洋側から内陸方向)に数度~10度程度傾く傾向を示す。全体に生物擾乱が発達し、*Rosselia*, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*などの生痕化石が目立つ。下部のシルト質極細粒砂でとくに生物擾乱が激しい。生物擾乱で乱されていない部分では、平板型斜交層理またはトラフ型斜交層理が発達している。平板型斜交層理は北北西ないし北北西へ傾斜し、トラフ型斜交層理から求められる古流向は北北西~北西向きおよび南南東~南東向きの二つの傾向をもって。この堆積物は干潟町付近(Fig. 15のLocs. 1と2)を中

Fig. 16. A: Large-scale tabular cross-stratified, intensely bioturbated, very fine-grained to medium-grained sands displaying a coarsening-upward pattern at Seiwakou, Hikata Town (Loc. 1 in Fig. 15). This lithofacies succession is interpreted to be a flood tidal delta deposit. Black arrow indicates the major dip direction of tabular cross-stratification (toward northwest), and white arrow indicates the dip direction of foreset beds of minor trough cross-stratification, indicate a reverse flow direction (toward southeast). Scale (left bottom) is 1 m long. B: Intensely bioturbated silty very fine-grained sands of a lagoonal deposit, and overlying better-sorted very fine-grained to fine-grained sands with hummocky and swaley cross-stratification of lower shoreface deposits at Imozuka, Yokaichiba City (Loc. 3 in Fig. 15). Scale is 1 m long. RS=ravinement surface, MFS=maximum flooding surface.

心とした地域に分布し、隣接した地域のほぼ同層準にはラグーン堆積物が認められる(Fig. 15のLoc. 4など)。またラグーン堆積物分布域に近い地域(Fig. 15のLoc. 3)では、とくに生物擾乱が激しく泥質となっている。

[堆積環境] 数度~10度程度の傾きをもつ平板型斜交層理は、三角洲前置層の前進に伴って形成されたフォーセットベッドにともなう堆積構造であると考えられる。また、特徴的に発達する上方粗粒化の傾向は、三角洲堆積物を特徴づける(Coleman and Prior, 1980; Battacharya and Walker, 1992)。下部から上部に向かって生物擾乱が少なくなるのは、堆積物の移動が少なく生物活動の盛んな三角洲の底置層から、潮流の影響をより強く受けて堆積物が頻繁に移動する前

Fig. 17. Stratigraphic cross section of the Yabu Formation showing spatial and temporal variations in lithofacies and bounding surfaces. Each locality is shown in Fig. 15. Columnar sections are correlated based on altitude of each section. SB=sequence boundary, MFS=maximum flooding surface, RS=ravinement surface. See Fig. 14 for other explanation.

置層へ、堆積環境が変化したことを示すと解釈される。また、ほぼ正反対の2方向の古流向から、この三角州は潮流の影響下で形成されたことが推定される。さらに、平板型斜交層理の傾斜方向から復元される三角州の前進方向は北北西ないし北西方向を示し、当時の太平洋側（外洋側）から内湾側に向かって三角州が前進していたことを示している。したがって、この三角州が、潮流の影響下で外洋側から陸側へ前進する上げ潮潮汐三角州であったことが理解される。また、近接した地域ではほぼ同層準にラグーン堆積物が認められること、ならびにラグーン堆積物の分布域に向かってより生物擾乱が激しく泥質となることから、上げ潮潮汐三角州堆積物がラグーン堆積物に漸移していることが理解される。

ラグーン堆積物：[岩相] 生物擾乱の著しいシルト質の極細粒ないし細粒砂からなる（Fig. 16 B）。激しい生物擾乱のため塊状を呈するが、まれに層理面が認められることがある。*Rosselia*, *Thalassinoides* などの生痕化石が目立つ。植生を示唆する植物化石は認められない。この堆積物は、調査地域の藪層下部に広く認められる。

〔堆積環境〕 上げ潮潮汐三角州堆積物に隣接して分布すること、激しい生物擾乱をとともう砂質堆積物からなることから、バリアー島の内側のラグーン堆積物であると考えられ

る。不鮮明な層理は、上げ潮潮汐三角州の底置層として発達した可能性が考えられる。

下部外浜堆積物：[岩相] 淘汰の良い極細粒砂～細粒砂からなり、ハンモック状斜交層理またはスウェール状斜交層理（Harmes et al., 1975; Dott and Bourgeois, 1982; Leckie and Walker, 1982）が顕著に発達する。この堆積物の最下部には、シルト質な極細粒砂が認められ、全体に上方粗粒化を示す場合がある。この堆積物は、下位のラグーン堆積物を明瞭な侵食面をもって覆う（Fig. 16 B）。また侵食面の直上には、シルトや粘土からなる小礫や貝殻片の密集層が認められることがある。この堆積物は八日市場以西（Fig. 15 の Locs. 3～5）に分布し、厚さは0m～15m程度である。

〔堆積環境〕 ハンモック状斜交層理やスウェール状斜交層理は、ストームにとともう波浪作用のもとで形成された下部外浜堆積物を特徴づける（Walker and Plint, 1992; Cheel and Leckie, 1993）。したがって、この堆積物はバリアー島の外洋側に発達した下部外浜堆積物であると考えられる。また、下位のラグーン堆積物との境界面は明瞭な侵食面であり、シルトや粘土からなる小礫や貝殻片の密集層が認められることから、海進期の外浜侵食によって形成されたラビンメント面（Figs. 2, 6）であると解釈される。

バリアー島の発達過程 上げ潮潮汐三角州堆積物、ラグーン堆積物ならびに下部外浜堆積物の分布と積み重なり様式の特徴から、藪層形成時のバリアー島システムの発達過程を考察する。

Fig. 17 は北東-南西方向の層序断面図で、現在の九十九里浜の方向とほぼ平行な層序断面を示している。Locs. 1~3 に最大層厚がおおよそ 20 m に達する上げ潮潮汐三角州堆積物が発達している。上げ潮潮汐三角州は、南西に向かって厚さを減じ、ラグーン堆積物に漸移している。上げ潮潮汐三角州堆積物の古流向からは北北西ないし北西方向の前進が読み取れ、調査地域で最も北側にあたる Loc. 1 が最も内湾側に相当する。上げ潮潮汐三角州に隣接する地域では、広くラグーンの堆積環境が広がっており、激しい生物擾乱作用によって、塊状の泥層ないし泥質砂層が形成されている。さらにラグーン堆積物ならびに上げ潮潮汐三角州堆積物の上位には、侵食面を挟んで下部外浜堆積物が直接重なる。これは海進にともなうラビンメント面の形成により、広く外洋の堆積環境が内湾側へ広がっていったことを示している。上げ潮潮汐三角州堆積物の上部は、内湾側 (Fig. 15 の Locs. 1 と 2) ほど厚く保存されているのに対し、外洋側 (Fig. 15 の Loc. 3) では大きく侵食されているようすが Fig. 17 の層序断面図から読み取れる。このことはラビンメント面にともなう侵食量が内湾側に向かって小さくなっていることを示していると理解される。このようなラビンメント面は、RB に特徴的に発達する (Figs. 2, 6; Nummedal and Swift, 1987)。したがって、海進にともなってバリアー島が内湾側、すなわちこの場合には北北西ないし北西側に retrogradation していったことが読み取れる。一方、ラビンメント面より上位の下部外浜堆積物は、ラビンメント面の直上で最も粒度が細かく、上方に向かって粗粒化する傾向を示す。したがって、ラビンメント面直上の層準を最大海氾濫面の層準と認定することができ、ラビンメント面より上位の下部外浜堆積物は全体に高海水準期堆積体を構成していると解釈できる。

以上のことから、藪層の堆積時には現在の九十九里浜とほぼ平行なバリアー島システムが存在していたことが地層から読みとることができる。このバリアー島システムは、バリアー島より内側で形成された堆積物上にラビンメント面をもって外浜堆積物が積み重なること (Fig. 17) から、海進期に発達した RB であることが理解される。また、ラビンメント面上の外浜堆積物は全体に上方粗粒化し、高海水準期堆積体を構成することから、調査地域の藪層でも、木下層と同様な海進期の RB から海退期の PB へと変化するバリアー島の発達過程が考えられる。さらに、ラグーン側へ前進する上げ潮潮汐三角州堆積物が顕著に発達していることや生物擾乱の著しい砂質のラグーン堆積物が広く分布していること (Fig. 17) からは、このバリアーシステムが波浪卓越の環境のもとで発達していたことが推定される。

このように、木下層ならびに藪層の堆積物から波浪卓越型のバリアー島の存在が明らかとなり、その発達過程を推定することができた。このことから、古東京湾では同様な波浪条件のもとでよく似たバリアー島システムがくり返し発達して

いたことが予想される。ただし、このようなバリアー島システムが、古東京湾が広がったすべての時代に存在していたかどうかは不明である。例えば、下総層群最下部の地蔵堂層の研究から、古東京湾初期にはバリアー島は存在せず、南側の上総丘陵から延びるスピットのようなバリアーしか存在していなかったと考えられている (西川・伊藤, 1997)。

ま と め

バリアー島システムの発達過程は、波浪作用と潮汐作用という沿岸域での営力の相対的な大きさと、海進・海退という陸と海とのせめぎ合いによって決定される。平均潮差と平均波高との関係は、バリアー島システムの形態を大きく規定している (Fig. 3)。海進と海退は相対的海水準の変動と堆積物供給量によって変化し、バリアー島の発達方向とこれにともなう堆積物の積み重なり様式を大きく支配している (Fig. 6)。とくに、シーケンス層序学的観点からは、バリアー島システムを構成する堆積物は主として海進期堆積体と高海水準期堆積体に分類することができる。また、完新世のバリアー島システムの発達様式の特徴から、ある一定の相対的海水準のもとで、連続したバリアー島システムの中に、堆積物供給量の空間的变化に対応して海進期堆積体と高海水準期堆積体の形成が同時に発生していることが明らかとなった。このような完新世のバリアー島システムの特徴に基づいて、地層に記録された過去のバリアー島の発達過程の特徴や相対的海水準変動と堆積物供給量の時空変化との関係を解析することができる。

謝辞 本論をまとめるにあたり、千葉大学理学部地球科学科の地球表層プロセスセミナーの諸先生ならびに学生・院生のみなさんには、多数のご討論とご助言をいただいた。また、査読者の方々には数々の有益なご指摘をいただいた。ここに厚くお礼申し上げます。

文 献

- Berryhill, H. L., Kendall, A. D. and Holmes, C. W., 1969, Criteria for recognizing ancient barrier coastlines. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **53**, 706-707.
- Bhattacharya, J. P. and Walker, R. G., 1992, Deltas. In Walker, R. G. and James, N. P., eds., *Facies models response to sea level change*, Geol. Assoc. Can., 157-177.
- Cheel, R. J. and Leckie, D. A., 1993, Hummocky cross-stratification. In Wright, V. P., ed., *Sedimentology review*, **1**, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 103-122.
- Clifton, H. E. and Thompson, J. K., 1978, *Macaronichnus segregatis*: A feeding structure of shallow marine polychaetes. *Jour. Sediment. Petrol.*, **48**, 1293-1302.
- Coleman, J. M. and Prior, D. B., 1980, *Delta sand bodies*. Amer. Ass. Petrol. Geol., A 1980 short course education course note series #15, 171 p.
- Cooper, J. A. G., 1994, Lagoons and microtidal coasts. In Carter, R. W. G. and Woodroffe, C. D., eds., *Coastal evolution*, Cambridge Univ. Press, 219-265.
- Curray, J. R., 1964, Transgression and regression. In Miller, R. L., ed., *Papers in marine geology. Shepard commemorate volume*, Macmillan, 175-203.
- Dalrymple, R. W., 1992, Tidal depositional systems. In Walker, R. G. and James, N. P., eds., *Facies models response to sea level*

- change, Geol. Assoc. Can., 195–218.
- Davis, R. A., 1994a, Barrier island systems— a geologic overview. In Davis, R. A., ed., *Geology of Holocene barrier island systems*, Springer-Verlag, Berlin, 1–46.
- Davis, R. A., 1994b, Barriers of the Florida Gulf Peninsula. In Davis, R. A., ed., *Geology of Holocene barrier island systems*, Springer-Verlag, Berlin, 167–206.
- Davis, R. A., 1994c, Other barrier systems of the world. In Davis, R. A., ed., *Geology of Holocene barrier island systems*, Springer-Verlag, Berlin, 435–456.
- Davis, R. A. and Clifton, H. E., 1987, Sea-level change and the preservation potential of wave-dominated and tide-dominated coastal sequences. In Nummedal, D., Pilkey, O. H. and Howard, J. D., eds., *Sea-level fluctuation and coastal evolution*, Spec. Publ. SEPM, no. 41, 167–178.
- Davis, R. A. and Hayes, M. O., 1984, What is a wave-dominated coast? *Mar. Geol.*, **60**, 313–329.
- Dott, R. H. and Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **93**, 663–680.
- Elliott, T., 1986, Siliciclastic shorelines. In Reading, H. G., ed., *Sedimentary environments and facies*, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 155–188.
- Fischer, A. G., 1961, Stratigraphic record of transgressive seas in the light of sedimentation on the Atlantic coast of New Jersey. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **45**, 1656–1666.
- FitzGerald, D. M., Rosen, P. S. and van Heteren, S., 1994, New England barriers. In Davis, R. A., ed., *Geology of Holocene barrier island systems*, Springer-Verlag, Berlin, 305–394.
- Glaeser, J. D., 1978, Global distribution of barrier islands in terms of tectonic setting. *Jour. Geol.*, **86**, 283–297.
- Galloway, W. E. and Hobday, D. K., 1983, *Terrigenous clastic depositional systems*. Springer-Verlag, New York, 423 p.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. and Walker, R. G., 1975, Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course Notes*, **2**, 81–102.
- Hayes, M. O., 1979, Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In Leatherman, S. P., ed., *Barrier islands*, Academic Press, New York, 1–29.
- Hayes, M. O. and Ruby, C. H., 1994, Barriers of Pacific Alaska. In Davis, R. A., ed., *Geology of Holocene barrier island systems*, Springer-Verlag, Berlin, 395–434.
- Hicks, S. D., 1972, On the classification and trends of long period sea-level series. *Shore and Beach*, **40**, 20–23.
- Heron, S. D., Moslow, T. F., Berelson, W. M., Herbert, J. R., Steele III, G. A. and Susman, K. R., 1984, Holocene sedimentation of a wave-dominated barrier island shoreline: Cape Lookout, North Carolina. *Mar. Geol.*, **60**, 413–434.
- 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—. *地質雑誌*, **96**, 805–820.
- Hunt, D. and Tucker, M. E., 1992, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sediment. Geol.*, **81**, 1–9.
- 貝塚爽平, 1974, 関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動. 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」. ラテイス, 東京, 99–118.
- 垣見俊弘・山崎晴雄・寒川 旭・杉山雄一・下川浩一・岡 重文, 1982, 1: 500,000 活構造図 東京. 地質調査所.
- 気象庁, 1996a, 潮汐観測. 第6集, **3**, 73 p.
- 気象庁, 1996b, 気象庁波浪観測資料. **19**, 195 p.
- 北村晃寿・酒井英男・邑本順亮・小川義厚・小林宏典, 1996, 石川県河北潟から得たコア試料の解析. 日本地質学会第103年学術大会演旨, 184.
- Kraft, J. C., 1971, Sedimentary facies patterns and geologic history of a Holocene marine transgression. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **82**, 2131–2158.
- Leckie, D. A. and Walker, R. G., 1982, Storm- and tide- dominated shorelines in late Cretaceous Moosbar-lower Gates interval. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **66**, 138–157.
- Leatherman, S. P., 1988, *Barrier island handbook*. Coastal Publications Series, Laboratory for Coastal Research, The University of Maryland, 92 p.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R. and Baum, G. R., 1988, Condensed section: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. S. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. C., eds., *Sea-level changes: an integrated approach*, Spec. Publ. SEPM, no. 42, 183–213.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫, 1980, 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年—テフラによる一つの試み—. *第四紀研究*, **19**, 233–261.
- 牧野泰彦・川村由香里・増田富士雄, 1986, 古東京湾の潮流口堆積物中のウェーブリップル. 茨城大教育学部紀要 (自然科学), **35**, 65–72.
- 牧野泰彦・増田富士雄, 1989, 古東京湾のバリアー島. 日本地質学会第96年学術大会見学旅行案内書, 151–199.
- Martinsen, O. L., 1995, Sequence stratigraphy, three dimensions and philosophy. *Norwegian Petrol. Soc. (NPF) Spec. Publ.*, **5**, 23–29.
- 増田富士雄, 1988, ダイナミック地層学—古東京湾域の堆積相解析から— (その1基礎編). *応用地質*, **29**, 312–321.
- 増田富士雄, 1992, 古東京湾のバリアー島. *地質ニュース*, **458**, 16–27.
- 増田富士雄・牧野泰彦, 1987, 古東京湾のウェーブリップル形成の波浪条件. *地学雑誌*, **96**, 23–45.
- 増田富士雄・中山尚美・池原 研, 1988, 茨城県行方群北浦内宿の更新統にみられる9日間の潮流によって形成された斜交層理. 筑波の環境研究, **11**, 91–105.
- 増田富士雄・中里裕臣, 1988, 堆積相から見た鹿島—房総隆起帯の運動像. *月刊地球*, **10**, 616–623.
- Masuda, F. and Okazaki, H., 1983, Two types of prograding deltaic sequence developed in the late Pleistocene Paleo-Tokyo Bay. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no. 9, 56–60.
- 増田富士雄・横川美和, 1988, 地層の海浜堆積物から読み取れるもの. *月刊地球*, **10**, 523–530.
- 松原彰子・松島義章・石橋克彦・森脇 広・鹿島 薫, 1986, 伊豆半島西岸松崎低地の完新世における環境変遷. *地学雑誌*, **95**, 339–356.
- McBridge, R. A., Byrnes, M. R. and Hiland, M. W., 1995, Geomorphic response-type model for barrier coastlines: a regional perspective. *Mar. Geol.*, **126**, 143–159.
- McGill, J. T., 1958, Map of coastal landforms of the world. *Geogr. Rev.*, **48**, 402–405.
- 森脇 広, 1979, 九十九里浜平野の地形発達史. *第四紀研究*, **18**, 1–16.
- Morton, R. A., 1979, Temporal and spatial variations in shoreline changes and their implications, examples from the Texas Gulf Coast. *Jour. Sediment. Petrol.*, **49**, 1101–1112.
- Morton, R. A., 1994, Texas barriers. In Davis, R. A., ed., *Geology of Holocene barrier island systems*, Springer-Verlag, Berlin, 75–114.
- Morton, R. A., Gibeau, J. C. and Paine, J. G., 1995, Meso-scale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement. *Mar. Geol.*, **126**, 161–179.
- Moslow, T. F. and Heron, S. D., 1994, The Outer Banks of North Carolina. In Davis, R. A., ed., *Geology of Holocene barrier island systems*, Springer-Verlag, Berlin, 47–74.
- 村越直美・増田富士雄, 1991, Washover (大量流入堆積物) にみられる縞状構造. *月刊地球*, **13**, 536–542.
- Murakoshi, N. and Masuda, F., 1991, A depositional model for a flood-tidal delta and washover sands in the late Pleistocene Paleo-Tokyo Bay, Japan. In Smith, D. G., Reinson, G. E., Zaitlin, B. A. and Rahmani, R. A., eds., *Clastic tidal sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **16**, 219–226.

- Murakoshi, N. and Masuda, F., 1992, Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sediment. Geol.*, **80**, 167-184.
- Murakoshi, N., Nakayama, N. and Masuda, F., 1995, Diurnal inequality pattern of the tide in the upper Pleistocene Paleo-Tokyo Bay : reconstruction from tidal deposits and growth-lines of fossil bivalves. In Fleming, B.W. and Bartholomä, A., eds., *Tidal signatures in modern and ancient sediments*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., **24**, 289-300.
- 中山尚美・増田富士雄, 1988, 潮汐堆積物中にみられるストームイベント. 月刊地球, **10**, 488-493.
- Nakazato, H., Saito, H. and Masuda, F., 1989, Coastal eolian dune deposits of the Pleistocene Shimosa Group in Chiba, Japan. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary facies in the active plate margin*, TERRAPUB, Tokyo, 131-141.
- 奈良正和, 1994, “ヒメスナホリムシの生痕化石”の形成者は何か? 一生痕化石 *Macaronichnus segregatis* の形成メカニズム. 化石, no. 56, 9-20.
- 西川 徹・伊藤 慎, 1997, 古東京湾初期の中期更新世堆積体の発達過程. 地質雑, **103**, 1144-1161.
- 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一. 地質雑, **98**, 337-354.
- 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*, Spec. Publ. SEPM, no. 41, 241-260.
- 岡崎浩子・増田富士雄, 1992, 古東京湾地域の堆積システム. 地質雑, **98**, 235-258.
- Okazaki, H. and Masuda, F., 1989, Arcuate and birdfoot deltas in the late Pleistocene Paleo-Tokyo Bay. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **41**, 129-138.
- Okazaki, H. and Masuda, F., 1995, Sequence stratigraphy of the late Pleistocene Paleo-Tokyo Bay : barrier islands and associated tidal delta and inlet. In Fleming, B.W. and Bartholomä, A., eds., *Tidal signatures in modern and ancient sediments*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., **24**, 275-288.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. and Tesson, M., 1992, Forced regression in a sequence stratigraphic framework : concepts, examples, and exploration significance. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **76**, 1687-1709.
- Posamentier, H.W., James, D.P. and Allen, G.P., 1990, Aspects of sequence stratigraphy : recent and ancient examples of forced regressions. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **74**, 742.
- 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.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C., eds., *Sea-level changes : an integrated approach*, Spec. Publ. SEPM, no. 42, 109-124.
- Posamentier, H.W. 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.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C., eds., *Sea-level changes : an integrated approach*, Spec. Publ. SEPM, no. 42, 125-154.
- Reinson, G.E., 1992, Transgressive barrier island and estuarine systems. In Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies models response to sea level change*, Geol. Assoc. Can., 179-194.
- Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A. and Thom, B.G., 1994, Wave-dominated coasts. In Carter, R.W.G. and Woodroffe, C.D., eds., *Coastal evolution*, Cambridge Univ. Press, 121-186.
- 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.
- Saito, Y., 1995, High-resolution sequence stratigraphy of an incised-valley fill in a wave- and fluvial-dominated setting : latest Pleistocene-Holocene examples from the Kanto Plain, central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 45, 76-100.
- 佐藤弘幸, 1993, 千葉県成東町-八日市場市周辺に分布する下総層群の層序. 千葉中央博自然史研報, **2**, 99-113.
- Sexton, W.J. and Hayes, M.O., 1996, Holocene deposits of reservoir-quality sand along the central South Carolina coastline. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **80**, 831-855.
- 下総台地研究グループ, 1984, 千葉県手賀沼周辺の木下層基底の形態と層相の関係. 地球科学, **38**, 226-234.
- 下総台地研究グループ, 1996, 下総台地北東部の層序および地質構造(その1) - 層序および標準層序との対比 -. 地団研専報, **45**, 1-22.
- Stone, G.W., Grymes III, J.M., Armbruster, C.K., Xu, J.P. and Huh, O.K., 1996, Researchers study impact of hurricane Opal on Florida Coast. *EOS, Trans., Amer. Geophy. Union*, **77**, 181-184.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋, 1978, 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロロジー. 地質雑, **84**, 583-600.
- 杉本英也, 1996, 古東京湾東縁部での堆積シーケンスの発達と鹿島-房総隆起帯. 日本地質学会第103年学術大会演旨, 185.
- 鈴木泰輔・斎藤文紀, 1987, 霞ヶ浦湖底堆積物の重鉱物組成と供給源. 地調月報, **38**, 139-164.
- Sydow, J. and Roberts, H.H., 1994, Stratigraphic framework of a Late Pleistocene shelf-edge delta, Northeast Gulf of Mexico. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **78**, 1276-1312.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D., 1990, *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops : concepts for high-resolution correlation of time and facies*. Methods in Exploration Series, Amer. Assoc. Petrol. Geol., no. 7, 55 p.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C., eds., *Sea-level changes : an integrated approach*, Spec. Publ. SEPM, no. 42, 39-48.
- Walker, R.G. and Plint, A.G., 1992, Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies models response to sea level change*, Geol. Assoc. Can., 219-238.
- 矢部長克, 1914, 房総半島. 現代之科学, **2**, 227-234.
- Yabe, H., 1931, Geological growth of the Tokyo Bay. *Earthq. Res. Inst. Bull.*, **9**, 333-339.

(要 旨)

西川 徹・伊藤 慎・杉本英也, 1998, 地層から読み取るバリアー島の発達過程. 地質雑, 104, 477-494. (Nishikawa, T., Ito, M. and Sugimoto, H., 1998, Barrier islands in stratigraphic records. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 104, 477-494.)

バリアー島の形態と発達過程は, 沿岸域での波浪作用ならびに潮汐作用による相対的な営力の大きさと海進・海退現象によって支配されている. 完新世のバリアー島の研究から, 沿岸域の平均潮差と平均波高との関係によって, バリアー島は波浪卓越型ならびに中間型の沿岸域に発達する. さらに, 海進・海退にともなう海岸線の移動方向によって, retrogradational barrier, progradational barrier ならびに aggradational barrier に区分される. シーケンス層序学的には, retrogradational barrier と aggradational barrier を構成する堆積物は海進期堆積体に, progradational barrier を構成する堆積物は高海水準期堆積体にそれぞれ位置づけることができる. さらに, 完新世バリアー島の発達過程の特徴とその要因を地層に記録されたバリアー島堆積物にあてはめることによって, 過去のバリアー島の発達過程とその要因の時空変化を明らかにすることが可能である.