

Title	世界の砂州地形(バリアー・システム)に関する研究
Sub Title	Studies on world's barrier systems
Author	松原, 彰子(Matsubara, Akiko)
Publisher	慶應義塾大学日吉紀要刊行委員会
Publication year	2017
Jtitle	慶應義塾大学日吉紀要. 社会科学 (The Hiyoshi review of the social sciences). No.28 (2017. ), p.1- 17
JaLC DOI	
Abstract	
Notes	
Genre	Departmental Bulletin Paper
URL	<a href="https://koara.lib.keio.ac.jp/xoonips/modules/xoonips/detail.php?koara_id=AN10425830-20180331-0001">https://koara.lib.keio.ac.jp/xoonips/modules/xoonips/detail.php?koara_id=AN10425830-20180331-0001</a>

慶應義塾大学学術情報リポジトリ(KOARA)に掲載されているコンテンツの著作権は、それぞれの著作者、学会または出版社/発行者に帰属し、その権利は著作権法によって保護されています。引用にあたっては、著作権法を遵守してご利用ください。

The copyrights of content available on the Keio Associated Repository of Academic resources (KOARA) belong to the respective authors, academic societies, or publishers/issuers, and these rights are protected by the Japanese Copyright Act. When quoting the content, please follow the Japanese copyright act.

# 世界の砂州地形（バリアー・システム）に関する研究

松原 彰子

## 1. はじめに

地球上の砂州地形（海岸線に平行に発達する細長い高まりの堆積地形の総称）を代表するバリアー・システム（barrier systems）は、テクトニクスから見て非活動的縁辺域（Trailing-edge coasts）に広く分布している。また、砂州地形の形成条件として、十分な堆積物供給と地形形成の場の存在が指摘されている。日本列島はテクトニクスから見て地殻変動が活発な島弧―海溝系に位置するが、海岸低地には普遍的に砂州地形が分布している。

世界の砂州地形を発達史的な観点から見ると、バリアーの形成には完新世における地球規模の海面上昇が最も重要な要因であることが明らかになっている。海面上昇速度が速い完新世前半には、バリアーが陸側に向かって移動しながら発達していくのに対して、完新世後半の海面上昇速度低下期には堆積速度が海面上昇速度を上回るために、浜堤列が海側に発達する傾向が認められる。

本研究では、地球上の砂州地形に関する過去の研究成果、および筆者が考察を行ってきた日本列島の砂州地形の特徴を総括する。

## 2. 世界のバリアー分布

バリアー（coastal barriers）は、波浪による堆積作用によって高潮位面上に形成され、海岸線に平行に細長く延びる高まりで、未固結の堆積物で構成されている。バリアーは入り江や湾を塞ぐように形成されるため、その背後には潟湖（ラグーン）や沼沢地・湿地が分布している（図1）。こうした特徴から、バリアーは満潮時において水没

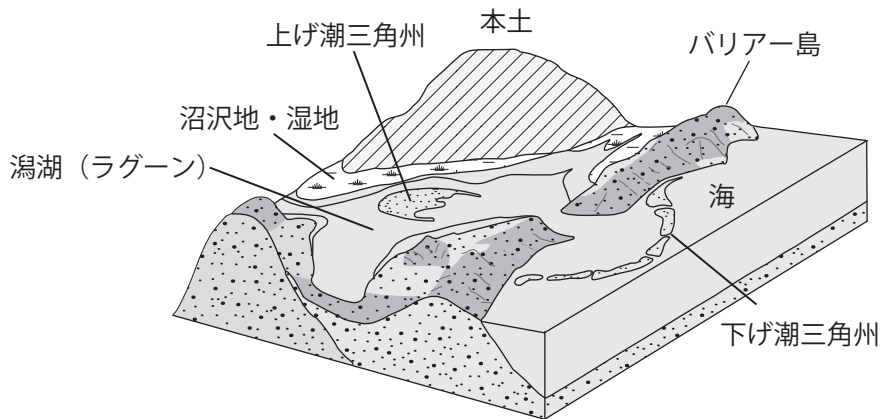


図1 バリアー・システムの模式図

Davis and FitzGerald (2004) に基づいて作成

するバー（沿岸砂州）(longshore bar)とは区別される (Schwartz, 2005)。なお、日本語の「砂州」という名称は、海的作用で堆積した非固結物質から成る細長い微高地の総称として用いられ、barrier, bar, ridge などを含む場合が多い (日本地形学連合, 2017など)。本研究では、これらを総称した地形の名称として「砂州地形」を用いることにする。

砂州地形を代表する外洋に面したバリアー・システム (barrier systems) は、世界の海岸線の約15%を占める (図2)。バリアーは、南極を除くすべての大陸の沿岸のあらゆる地質条件、気候環境の地域に分布する。バリアーには多くの異なった形態が見られるが、本土 (mainland) との関係に基づいて、バリアー砂嘴 (barrier spits)、付着バリアー (welded barriers)、バリアー島 (barrier islands) の3つに大別される。バリアー砂嘴は一方の端が本土とつながり、もう一方の端は湾や外洋に張り出しているのに対して、付着バリアーは両端が本土とつながっている。また、バリアー島は本土から分離していて、周辺を水域に囲まれ本土側とは湿地環境の地形を挟んで隔られている (Davis, 1994; Davis and FitzGerald, 2004など)。

テクトニクスから見ると、地球上の海岸は活動的縁辺域 (Leading-edge coasts)、非活動的縁辺域 (Trailing-edge coasts)、大陸縁海 (Marginal sea coasts)、衝突帯 (Collision coasts) に分類できる (Inman and Nordstrom, 1971; Inman, 1994; Davis and

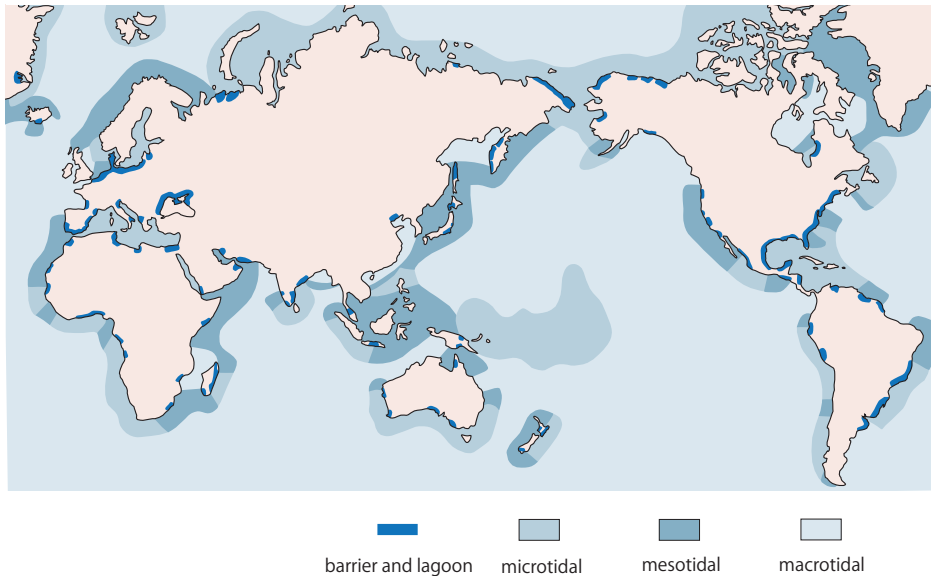


図2 世界のバリアー分布と潮汐条件

Davis and FitzGerald (2004) に基づいて作成

FitzGerald, 2004) (図3)。

活動的縁辺域はプレート境界と一致する大陸縁に当たり、北アメリカ大陸の太平洋沿岸がその例である。そこでは、バリアーの広範囲にわたる分布は見られない。

バリアーが最も良好に発達する地域は、非活動的縁辺域である。ここは、プレートとともに移動した陸塊の非活動的な縁辺部に当たり、プレート境界からは離れている。そこでは、海底に幅の広い大陸棚が発達する一方で、海岸平野の幅も広く高度も低い。非活動的縁辺域は、さらに3つに細分される (Neo-, Afro-, Amero-trailing edge coasts) (Inman and Nordstrom, 1971)。Neo-trailing edge coasts は新しい非活動的縁辺域で、プレート分裂の初期に当たる紅海やカリフォルニア湾がこれに相当する。また、Afro-trailing edge coasts は大陸の両方の縁が非活動的縁辺に当たるため、海岸における侵食・堆積作用は小さい。アフリカ大陸の大西洋沿岸とインド洋沿岸がこれに相当する。さらに、Amero-trailing edge coasts は大陸の反対側に衝突帯をもつ非活動的縁辺域で、内陸に広がる標高の高い山地から大量の堆積物が供給される。バリアー島が最もよく発達する南北アメリカ大陸の大西洋沿岸、および北海沿岸がこれに当た

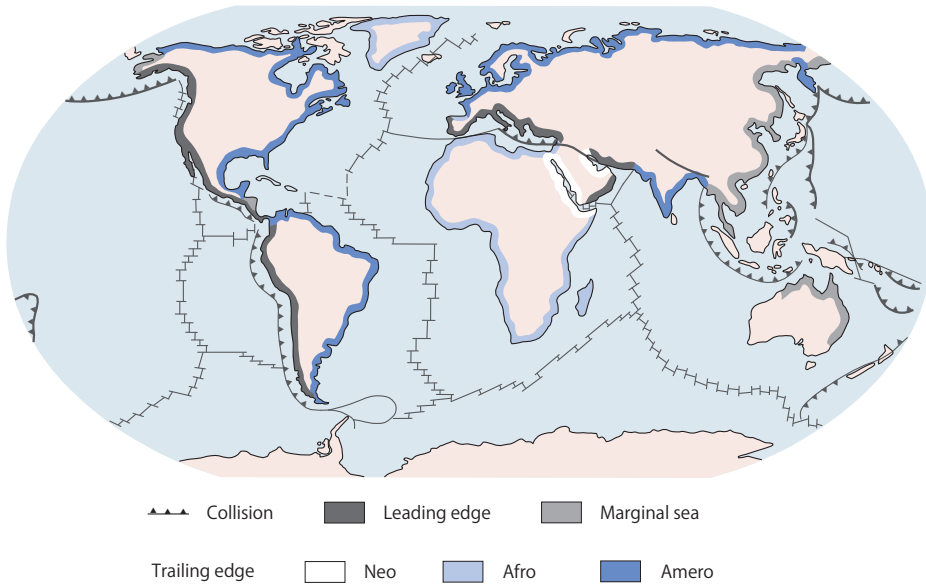


図3 テクトニクスから見た世界の海岸

Davis and FitzGerald (2004) に基づいて作成

る。

大陸縁海の海岸は、大陸や島弧によって閉塞された海域に面しており、地中海を除いてはプレート境界に沿っていない。大陸縁海には、大陸本体の海岸線に沿って分布するもの（例、アメリカ合衆国湾岸（Gulf Coast）、オーストラリア東海岸、アジア大陸の東海岸）、浅海に面したもの（例、メキシコ湾、タスマニア海、東および南シナ海、日本海）、カリブ海の島々、ニュージーランド、アリューシャン列島、日本列島、フィリピン諸島といった火山島を背後に持つものがある。典型的な大陸縁海域は、幅の広い大陸棚、良好に発達した海岸平野、海岸に豊富な堆積物を供給することができる大規模な河川システムによって特徴づけられる。これらの海岸線では広範囲に及ぶバリアー・システムが見られる。その例として、アメリカ合衆国メキシコ湾沿岸があげられる（Sherman, 2013）。

衝突帯は、海洋地殻が沈み込む現場である沖合の海溝に面している。大陸の下に沈み込む場所（海底—大陸境界）は、大陸衝突帯（continental collision coasts）として分類されており、アラスカの太平洋沿岸がこれに当たる。一方、島弧の下に沈み込む

場所（海底—海底境界）は、島弧衝突帯（island-arc collision coasts）として分類されており、日本列島やニュージーランドがその例である。衝突帯域は、大陸棚の幅が狭い、岩盤が露出する崖が海に面するような海岸で堆積物供給が少ない、山地が海に迫り海岸平野の発達乏しい、河川系の規模が小さく流域面積も狭いといった特徴を持つ。したがって、広大なバリアー・システムは通常、発達しない（Sherman, 2013）。

またバリアーは、潮汐差の小さい地域から中程度の地域（microtidal to mesotidal range）〔潮汐差，TR（tidal range）（干潮位と満潮位の垂直方向の差）による分類では，microtidal coasts は  $TR < 2.0\text{m}$ ，mesotidal coasts は  $2.0 \leq TR \leq 4.0\text{m}$ ，macrotidal coasts は  $TR > 4.0\text{m}$ 〕，および中緯度から低緯度の地域に最も良好に発達する傾向が見られる（Davis and FitzGerald, 2004）（図2）。

### 3. バリアー・システムの形成条件と発達過程

#### （1）バリアーの形成条件

バリアーの形成に関わる主な要素は、豊富な堆積物の供給、バリアーの発達が可能な堆積場の存在、および堆積物を運搬する作用である。バリアー・システムを代表するバリアー島の地形は、非活動的縁辺域（Trailing edge coasts）に最も広く分布する。その理由として、こうした地域では幅が広く起伏が小さい海岸平野および大陸棚が分布するという地形条件があげられる。また、そこには海岸平野を構成する堆積物が多く供給され、緩傾斜の地形がバリアー島の発達の場となっている（Davis, 1994など）。

バリアーを構成する堆積物の運搬力として、波浪と潮汐の相互作用がある。波浪作用が卓越している海岸では典型的なバリアー島が良好に発達する一方で、潮汐作用が卓越している海岸にはバリアー島は発達しない（Davis and Hayes, 1984; Davis, 1988）。また、波浪と潮汐の両方の作用が複合している海岸においても、バリアー島が発達する。そこでは、波高および潮汐差の絶対値ではなく、両者の相対的な関係（相互作用）のみが重要であると考えられている（Davis, 1994）。

#### （2）バリアーの起源

バリアー島の起源に関しては、1世紀以上にわたって議論が行われてきた。その中で主要なものは、①沿岸砂州（バー）（longshore bar）の離水（De Beaumont, 1845;

Johnson, 1919; Otvos, 1970), ②砂嘴の成長 (Gilbert, 1885; Fisher, 1968), ③浜堤・砂丘の沈水 (McGee, 1890; Hoyt, 1967) の3つである。Schwartz (1971) は, バリアー島の形成には①~③の複数の要因が関わっていると考え, 海面変化との関係から2つのタイプに分類することを提唱した。それは, 海進過程において③のような沈水地形として形成され, 海面上昇に伴って陸側に移動する primary barrier と, 海面安定期または緩やかな海面低下期において①のような離水地形として海側に向かって発達する secondary barrier である。その後, バリアー島とその周辺における地質層序の解析および年代測定などが進んだことで, アメリカ合衆国の大西洋沖の大陸棚上にバリアーの痕跡が発見され (Swift, 1975; Field and Duane, 1976), バリアーが海面上昇に伴って陸側に移動していったことが明らかになった。一方で, ②のような砂嘴から発達していったと推定されるバリアー島も, アメリカ合衆国のオレゴン州およびフロリダ州で報告されている (Davis, 1994)。

### (3) バリアーの発達過程

(2) で述べたように, バリアー島の形成にはさまざまな要因が関わっていると考えられるが, バリアー島の地形発達史という観点から見ると, 完新世における海面変化が最も重要である。海面が急速に上昇している期間には, バリアー島が発達するような安定的な海岸線の位置づけは起こらなかった。それに対して, 海面上昇速度が低下すると, 海岸線の位置はより安定した。一般的な傾向として, 海面が急速に上昇している間, バリアーは陸側に向かって発達していったのに対して, 堆積速度が海面上昇速度を上回るようになると, 浜堤が海側に向かって発達するようになった (Davis, 1994; Trenhaile, 1997; Sherman, 2013)。

以上のようなバリアーおよび浜堤の地形発達過程は, 北米の大西洋沿岸 (Colquhoun *et al.*, 1968; Pierce and Colquhoun, 1970; Moslow and Colquhoun, 1981; Moslow and Herson, 1994), メキシコ湾沿岸 (Wilkinson, 1975; Morton, 1994), 南米の大西洋沿岸 (Dillenburg and Hesp, 2009), オランダ, ドイツ, デンマークの北海沿岸 (Van Straaten, 1965; Hageman, 1969; Jelgersma and Van Regteren, 1969; Beets *et al.*, 1992; Davis, 1994), オーストラリア沿岸 (Thom *et al.*, 1981; Thom, 1983; Thom and Roy, 1985; Hesp and Short, 1999; Short, 2010) において認められている。また, 浜堤列平野はカナダの北岸, メキシコ湾岸, およびオーストラリア南東岸に発達している。浜堤

列の発達については、波浪、嵐、堆積物供給、海面変化、アイソスタティックな地殻変動といった多様な要因が関与していると考えられている（Bird and Jones, 1988; Hesp, 1988; Tanner, 1988; Mason, 1993; Mason and Jordan, 1993; Taylor and Stone, 1996; Sanderson *et al.*, 1998）。

ユースタティックな氷河性海面変化において、海面は完新世を通して上昇している。過去数千年間の海面上昇速度は低下傾向にあるが、バリアー島を構成する地質層序には、堆積物供給と相対的な海面変化の組み合わせによって大きな地域差が認められる。すなわち、バリアー島の形成過程には海面変化と堆積物供給の関係によって、海進型（transgressive）、累重型（aggradational）、前進型（progradational）の3タイプが存在することが明らかになっている（Davis, 1994など）。

海進型のバリアーに見られる層相モデルは、基底に不整合が見られる。バリアーを構成する砂の特徴は、上方に向かって細粒化しており、水深が深くなっていったことを示す。また、碎波帯の堆積物を海岸（shoreface）の堆積物が覆う構造が見られる。現在のバリアー島システムの中では、海進型の層序が最も広く分布している。この状況は、緩やかな海面上昇と小・中程度のバリアーへの堆積物供給との関わりで生じていると考えられる。海進過程におけるバリアーの層序は、堆積環境が陸側および上方へ移行していくものと予測できるが、それが保存される可能性には大きな幅があると考えられる。他の要素がすべて一定であると仮定すると、層序は海面上昇速度の影響を受けて保存される可能性が考えられる。すなわち、急速な海面上昇ではほとんどすべての層序が保存されるのに対して、緩やかな海面上昇では層序のほとんどが保存されない（Kraft, 1971）。完新世後半の状況は、後者の場合であると推定される。

累重型のバリアーは、海面上昇速度と堆積物供給速度が平衡状態にある場合に形成される。具体的には、完新世後半に当たる過去数千年間の海面上昇速度が遅い状況で、波浪作用が卓越する海岸においては、堆積物の移動ではなく上方への蓄積が起こることが考えられる。

前進型のバリアーは、基本的に海進型とは対照的な層序を示す。すなわち、バリアー島システムを構成する堆積物は大陸棚の地層を整合的に覆い上方に向かって粗粒化しており、水深が浅くなっていったことを示す。

完新世に形成されたバリアーの中には、同じ場所であっても海進型と前進型の両方が認められる複合タイプも存在する。この場合、底部に海進型の層序が見られ、それ



を前進型の層序が覆う形になる。完新世における海面上昇速度の変化が、こうした発達過程の違いを生じさせたといえる。メキシコのナヤリト海岸では、底部において更新世の地層を海進型の堆積物が不整合に覆っている。この状況は海面上昇速度が低下し、堆積物の供給によって海岸線が前進するようになるまで優勢であった。一方、過去約4,000年間においては、浜堤列 (beach ridge system) が発達する前進型の状態が継続している (Curry *et al.*, 1969など)。

## 4. 日本における完新世のバリアー・システム

### (1) 日本列島のテクトニスと海岸低地の特徴

日本列島は島弧—海溝系から成り、テクトニクスから見て第四紀を通して地殻変動が活発な地域である。日本列島における海岸低地は主に沈降地域に分布し、上流域の火山あるいは隆起山地から供給される大量の堆積物が河川によって運搬されている。海岸低地での堆積は更新世末の最終氷期から継続しており、未固結の厚い堆積層が形成されている。

日本列島に分布する海岸低地は、次の3つのタイプに大別できる。(1) 扇状地：河口域に発達し、大量の粗粒堆積物で構成されており、急峻な海底に面している。(2) 三角州：主に湾奥部に発達し、大量の細粒堆積物で構成される。(3) 砂州地形—後背湿地：砂州地形は通常海岸線に平行しており、過去のバリアーや浜堤を起源とするものである。

これら3つのタイプの中で、(3)の砂州地形—後背湿地は最も広く分布していることから、砂州地形は完新世における日本の海岸低地の発達にとって重要な位置を占めるものと考えられる。

### (2) 相対的海面変化に伴う海岸低地の発達過程

日本における相対的海面変化の一般的な傾向は、過去に現在よりも高海面の時期が存在していたというものである (Ota *et al.*, 1981; 太田ほか, 1982, 1990; Pirazzoli, 1996; Bird, 2008)。更新世末の最終氷期の最低海面期に当たる約20,000年前の海水準は-140~-80mと推定されている (Kaizuka *et al.*, 1977など)。この低海面期以降、12,000~11,000年前の一時的な海面低下期は存在したものの、約7,000年前までは全般

に海面上昇が継続し、およそ7,000年前には、海水準は+3～+5 mの高さに達したことが明らかになっている。約7,000年前の最高海面期以降、海面は微変動を伴いながら安定ないしやや低下した（Ota *et al.*, 1981；太田ほか, 1982, 1990; Umitsu, 1991）。

こうした相対的海面変化に伴う海岸低地の発達過程は、以下の3段階に分けられる。

- (1) 谷の形成段階：最終氷期の海面低下期において、河川による侵食作用によって谷地形が形成された。
- (2) 湾の形成段階：完新世における海面上昇によって谷に海水が侵入し、完新世初期から中期にかけて湾または溺れ谷が形成された。
- (3) 低地の形成段階：最高海面期以降の完新世後期において、湾または溺れ谷では河成堆積物による埋積、あるいは砂州地形による閉塞が起こった。

日本における海岸低地の地形発達過程に関する研究は、(3)の完新世後期における海岸低地形成段階についてのものが主体であり、(2)の湾ないしは溺れ谷の古環境変化や、砂州地形の発達に関わる研究は少なかった。したがって、日本における砂州地形研究は、完新世後期の海面安定期ないし低下期以降を対象にしたものが中心であった。一方で、完新世初期から中期の最高海面期以前の海面上昇期を対象にした砂州地形（バリアー）形成に関する研究例は少ない（森脇, 1979；鈴木・斎藤, 1987）。さらに、これらの研究でも、完新世全体を通しての砂州地形（バリアーおよび浜堤）の発達過程についての考察は十分とはいえなかった。そこで Matsubara (1988, 2002, 2005, 2015), 松原 (1989, 2000) は、駿河湾沿岸地域を対象に、ボーリング試料中の有孔虫化石の解析を行って、完新世に形成された湾における古環境変化を復元した。その結果に基づいて、完新世における砂州地形の発達過程が明らかにされた。これらの研究によって、完新世初期から中期にかけての海面上昇期におけるバリアーの発達過程、および完新世後期の海面安定期ないし低下期における浜堤列の形成過程が共に復元された。

### (3) 砂州地形の発達過程における共通性

Matsubara (2015) は、複数の海岸低地における完新世の古環境変遷を比較した結果、各地域の基盤地形や堆積物供給の条件に関わらず、8,000～7,000年前までは共通に湾の拡大が起こっていたことを明らかにした。このことから、少なくとも8,000～7,000年前までは相対的海面変化が湾における古環境を規定していたと考えられる。

さらに、湾から潟湖、潟湖から湿地への変化も、それぞれの地域で共通に認められる。こうした地形の変化は相対的海面変化に伴う砂州地形の発達によるものである。タイプ別の具体的な砂州地形の発達過程は、以下のようにまとめることができる。

浜名湖（バリアー－潟湖型）、浮島ヶ原低地および常呂低地（バリアー－後背湿地型）、榛原低地（谷底平野の浜堤列型）においては、最も内陸側の砂州地形（バリアー）が湾を閉塞し始め、湾が潟湖に変化していったのは8,000～7,000年前であった。清水低地（浜堤列平野型）では、バリアーが形成され始めたのは約6,500年前であった。また、浜名湖の東に位置する浜松低地（浜堤列平野型）においては、バリアーの形成時期は7,000年前以前であったと推定される。さらに、国中低地（バリアー－後背湿地型）と松崎低地（谷底平野のバリアー－後背湿地型）では、バリアーによる閉塞の影響が現れ始めるのは6,500年前よりも前であった。

以上の結果から、現在の海岸低地の形態に関わらず、砂州地形（バリアー）は完新世の海進期に形成され始め、その後、湾の閉塞を開始したと推定される。地域によっては、完新世海進のピークに達する前に砂州地形による湾の閉塞が始まっていた。

従来の研究成果でも、霞ヶ浦、天橋立（バリアー－潟湖型）、サロベツ低地、石狩低地、新潟低地（バリアー－後背湿地型）、勇払低地、九十九里浜低地、宮崎低地（浜堤列平野型）、肝属低地（谷底平野の浜堤列型）において、砂州地形の形成が約7,000年前以前に始まっていたことが推定されている。

浜松低地、国中低地、清水低地、榛原低地、相模川下流低地では砂州地形の発達に影響を及ぼす基盤地形として、埋没海食台の存在が明らかになった。過去のバリアーであるこれらの砂州地形は、完新世海進期に海食台上に形成され始めたものと推定される。

砂州地形による湾の閉塞過程についても、共通する点が認められる。特に、かつてのバリアーである最も内陸側の砂州地形の基底部の堆積物が堆積し始めたのは8,000年前以前であるが、バリアーが離水して湾の閉塞を開始し、それによって湾が潟湖に変化していったのは、8,000～7,000年前であった。このことから、8,000年前以前は海面上昇速度が堆積速度を上回っていたのに対して、8,000～7,000年前になると、堆積速度が海面上昇速度を上回るようになったものと考えられる。堆積物には、この時期に層相の変化は認められない。したがって、堆積速度と海面上昇速度の関係の変化は、堆積速度の変化によるものではなく、海面上昇速度の変化によるものと推定できる。

一方、バリアーが潟湖の閉塞を完了して、潟湖が湿地に変化した時期は7,000～6,000年前で共通している。この時期は、日本における完新世最高海面期を過ぎて、海面が安定ないしやや低下した時期に相当する（Ota *et al.*, 1981；太田ほか, 1982, 1990; Pirazolli, 1991; Umitsu, 1991）。

浮島ヶ原低地および清水低地において、最も内陸側の砂州地形Ⅰ（バリアー）の海側に砂州地形Ⅱ（浜堤）が形成された時期は完新世最高海面期以降で最初の海面低下期（およそ5,000年前）（Ota *et al.*, 1981；太田ほか, 1982, 1990）である。同様の結果は、サロベツ低地、勇払低地、九十九里浜低地、宮崎低地、肝属低地でも得られている。さらに、浮島ヶ原低地、清水低地、相模川下流低地において、砂州地形Ⅱの海側に砂州地形Ⅲ（浜堤）が形成されるのは、2度目の海面低下期にあたる3,000～2,000年前（Ota *et al.*, 1981；太田ほか, 1982, 1990）である。サロベツ低地、仙台低地、九十九里浜低地、宮崎低地においても、同様の結果が報告されている。

以上のような結果に基づいて、完新世における相対的海面変化に伴う砂州地形の発達過程を、次の3段階で説明することができる。

#### 1. 砂州地形形成初期

8,000年前以前、海面上昇速度は堆積速度を上回り、完新世海進によって湾が形成された。この時期に、最も内陸側の砂州地形がバリアーとして形成され始めた（バリアーの構成層が堆積し始めた）が、まだ離水はしていなかった。この時期、基盤地形や堆積物供給の条件に関わらず、海進の進行によって湾は拡大した。

#### 2. 砂州地形による閉塞初期

8,000～7,000年前には、海面上昇速度が低下したため堆積速度の方が大きくなった。この時期、バリアーは離水して湾を閉塞し始め、湾は潟湖へと変化した。

#### 3. 砂州地形による閉塞完了期

7,000～6,000年前になると、海面が安定またはやや低下したため、バリアーは閉塞を完了した。それによって、潟湖は湿地へと変化した。また、海側には新たな砂州地形（浜堤列）が発達し始めた。

### （4）砂州地形の発達過程の違いに関わる要因1：テクトニクス

駿河湾奥部に面する浮島ヶ原低地の地殻変動は、西側（駿河トラフ側）および内陸側への傾動で特徴づけられる。この地域の完新世における地殻変動速度は、駿河湾沿

岸の中で最も速い。こうした地殻変動の活発な地域であっても、海面上昇速度が低下する時期までは海岸低地の地形発達への地殻変動の影響を読み取るのは難しい。浮島ヶ原低地において、地殻変動の影響が以下のような形で地形発達過程に現れるのは、8,000～7,000年前以降である。

本地域では、内陸側への傾動運動のために、砂州地形側よりも後背湿地側の方が沈降速度が速い。このことから、内陸側への傾動が砂州地形による湾の閉塞を助長し、湾から潟湖へ、さらに潟湖から湿地へと変化する時期が他の地域よりも早かったと推定される。現在の地形に基づく分類では、浮島ヶ原低地はバリアー－後背湿地型に属するが、現在の砂州地形の背後に広がる後背湿地の地下には埋没した砂州地形の存在が確認されている。したがって、内陸側への傾動運動によって、過去の砂州地形が沈降（埋没）したものと推定される。

浮島ヶ原低地における砂州地形の形成では、東西方向にも違いが認められる。すなわち、東部および中部の砂州地形ⅡとⅢは、海側に向かって前進している（前進型バリアー）のに対して、西部では累重的に発達している（累重型バリアー）。この違いは、東西方向の沈降速度の差によるものと推定できる。一般に、海側の砂州地形は海面が安定ないしやや低下した時期に形成されている。浮島ヶ原低地の東部および中部のように沈降速度が相対的に遅い範囲では、砂州地形は海側に前進して発達していった。それに対して、沈降速度が相対的に速い西部では海進が継続したために、砂州地形は上方に累重的に発達していったものと考えられる。

浮島ヶ原低地と榛原低地では、次のような類似した砂州地形の発達過程が復元されている。これらの地域では、過去のバリアーに相当する最も内陸側の砂州地形Ⅰが湾を閉塞し始めた時期は8,000～7,000年前で、湾の閉塞が完了したのは7,000～6,000年前で、それぞれ共通している。ところが、両地域における砂州地形の形態には違いが見られる。すなわち、駿河トラフの東側に位置する浮島ヶ原低地では、最も内陸側の砂州地形Ⅰと海側の砂州地形Ⅱは埋没地形として認められ、その深さは内陸側に向かって深くなっている。それに対して、駿河トラフの西側に当たる榛原低地においては、6列の砂州地形（Ⅰ～Ⅵ）がすべて現在の海岸低地の地形として確認できる。こうした違いは、テクトニクスから見て、それぞれの地域が完新世において沈降傾向にある地域（沈み込んでいるプレート側）か、相対的に安定した地域（沈み込まれているプレート側）かの差によって生じたものと推定される。

### （5）砂州地形の発達過程の違いに関わる要因2：基盤地形および堆積物供給

海岸低地の基盤地形および堆積物供給に関して、松崎低地と榛原低地における地形発達過程を比較すると、どちらの低地も谷底平野の地形を呈するものの、古環境変遷および砂州地形の発達過程には違いが認められる。榛原低地ではバリアーの海側に浜堤列が前進して発達していったのに対して、松崎低地においてはバリアーの海側への前進は明瞭でない。この違いは、以下のような両地域の基盤地形と堆積物供給の条件の相違によるものと考えられる。

榛原低地では、現在の海岸低地の地下に埋没海食台が分布しているのに対して、松崎低地にはそうした地形の存在は確認されていない。さらに、榛原低地には周辺の高海食崖や規模の大きな河川（大井川）から大量の堆積物が供給されていたと考えられるが、松崎低地には豊富な堆積物の供給源は存在しない。したがって、榛原低地においては、海食台という基盤地形の存在と豊富な堆積物の供給が砂州地形の発達を促進したものと考えられる。さらに、これらの違いが榛原低地でのバリアーによる湾の閉塞時期を早めたと推定される。

## 5. まとめ

本研究では、砂州地形として世界に広く分布するバリアー・システムを対象に、その分布の特徴、形成条件、および発達過程に関する従来の研究成果の総括を行った。さらに、日本における完新世のバリアー・システムについて、筆者が行ってきた研究結果に基づいて地形発達過程の特徴を明確にした。

その結果、バリアー・システムの形態、起源、形成される場所の諸条件（テクトニクス、基盤地形、堆積物供給など）は多様であるものの、地形発達史から見ると、完新世における地球規模の海面上昇が最も重要な形成要因であることが明らかになった。

今後は、地球上の多様な砂州地形を地域別、また現在の地形のタイプ別に総括した上で、世界の中での日本列島の自然地理学的位置づけをより明確にしていくことが課題である。

## 文献

- 太田陽子・松島義章・森脇 広 (1982) : 日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題 —Atlas of Holocene Sea-level Records in Japan を資料として. 第四紀研究, 21, 133 ~ 143.
- 太田陽子・海津正倫・松島義章 (1990) : 日本における完新世海面変化に関する問題 —1980 ~ 1988年における研究の展望. 第四紀研究, 29, 31 ~ 48.
- 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. 地質調査所月報, 38巻 3号, 139 ~ 164.
- 日本地形学連合 (編) (2017) : 『地形の辞典』 (朝倉書店), 1018p.
- 松原彰子 (1989) : 完新世における砂州地形の発達過程 —駿河湾沿岸低地を例として—. 地理学評論, 62 (Ser. A), 151 ~ 174.
- 松原彰子 (2000) : 日本における完新世の砂州地形発達. 地理学評論, 73 (Ser. A), 409 ~ 434.
- 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.
- Beets, D. J., van der Valk, L., and Stive, M. J. F. (1992): Holocene evolution of the coast of Holland. *Mar. Geol.*, 103, 423 ~ 443.
- Bird, E. (2008): *Coastal Geomorphology An Introduction*, 2<sup>nd</sup> edition (Wiley), 411p.
- Bird, E. C. F. and Jones, D. J. B. (1988): The origin of foredunes of the coast of Victoria, Australia. *Jour. Coast. Res.*, 4, 181 ~ 192.
- Colquhoun, D. J., Pierce, J. W., and Schwartz, M.L. (1968): Field and laboratory observations on the genesis of barrier island. *Geol. Soc. Amer. Ann. Meeting. Abstr.*, 59 ~ 60.
- Curry, J. R., Emmel, R. J., and Crampton, P. J. S. (1969): Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. In Castanares, A. A. and Phleger, F. B. (eds.) *Coastal lagoons — a symposium*. Univer Nacional Autonoma de Mexico/UNESCO, Mexico City, 35 ~ 43.
- Davis, Jr. R. A. (1988) : Morphodynamics of the west-central Florida barrier system: the delicate balance between wave and tide domination. *Coastal Lowlands, Geology and Geotechnology* (Kluwer Dordrecht), 225 ~ 235.
- Davis, Jr. R. A. (ed.) (1994): *Geology of Holocene Barrier Island Systems* (Springer-Verlag), 464p.
- Davis, Jr. R. A. and FitzGerald, D. M. (2004): *Beaches and Coasts* (Blackwell), 419p.
- Davis, Jr. R. A. and Hayes, M. O. (1984): What is a wave-dominated coast? *Mar. Geol.*, 60, 313 ~ 329.
- De Beaumont, L. E. (1845): Lecons, de geologie pratique. *Septieme lecon*. (Bertrand, Paris), 221 ~ 252.
- Dillenburg, S. and Hesp, P. (ed.) (2009): *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Lecture Notes in Earth Sciences, 107 (Springer), 380p.

- Field, M. E. and Duane, D. B. (1976): Post-pleistocene history of the United States inner continental shelf: significance to origin of barrier islands. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 98, 691 ~ 702.
- Fisher, J. I. (1968): Barrier island formation: Discussion. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79, 1421 ~ 1425.
- Gilbert, G. K. (1885): The topographic features of lake shores. *US Geol. Surv.*, 5<sup>th</sup> Ann. Rep., 69 ~ 123.
- Hageman, Ir. B. BP. (1969): Development of the western part of the Netherlands during the Holocene. *Geologie en Mijnbouw*, 48, 373 ~ 388.
- Hesp, P. A. (1988): Surfzone, beach and foredune interactions on the Australian south coast. *Jour. Coast. Res.*, Special Issue, 3, 15 ~ 25.
- Hesp, P. A. and Short, A. D. (1999) : Barrier morphodynamics. In Short, A. D. (ed.) *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. (John Wiley and Sons), 307 ~ 333.
- Hoyt, J. H. (1967): Barrier island formation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78, 1125 ~ 1135.
- Inman, D. L. and Nordstrom, C. E. (1971): On the tectonic and morphologic classification of coasts. *Jour. Geol.*, 79-1, 1 ~ 21.
- Inman, D. L. (1994): 6 Types of Coastal Zones : Similarities and Differences. In *Environmental Science in the Coastal Zone: Issues for Further Research*. Chapter 6 (National Research Council) (The National Academies Press Open Book).
- Jelgersma, S. and Van Regteren, A. J. F. (1969): An outlines of the geological history of the coastal dunes in western Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 48, 335 ~ 342.
- Johnson, D. W. (1919): *Shoreline processes and shoreline development* (John Wiley, New York), 584p.
- Kaizuka, S., Naruse, Y. and Matsuda, I. (1977): Recent formations and their basal topography in and around Tokyo Bay, Central Japan. *Quat. Res.*, 8, 32 ~ 50.
- Kraft, J. C. (1971): Sedimentary facies patterns and geologic history of a Holocene marine transgression. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 2131 ~ 2158.
- Mason, O. K. (1993): The geoarchaeology of beach ridges and cheniers: Studies of coastal evolution using archaeological data. *Jour. Coast. Res.*, 9, 126-146.
- Mason, O. K. and Jordan, J. W. (1993): Heightened North Pacific storminess during synchronous late Holocene erosion of Northwest Alaska beach ridges. *Quat. Res.*, 4, 55-69.
- Matsubara, A. (1988): Geomorphologic development of barriers in the coastal lowlands during the Holocene —A case study of the coastal lowlands along the Suruga Bay, Central Japan— *Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo*, 20, 57-77.
- Matsubara, A. (2002): Holocene Geomorphologic Development of Coastal Barriers in Japan. *The Hiyoshi Review of Social Sciences, Keio University*, No.12, 37 ~ 68.



- Matsubara, A. (2005): Processes in the Holocene Development of Coastal Ridges in Japan. *The Hiyoshi Review of Social Sciences, Keio University*, No.15, 73 ~ 90.
- Matsubara, A. (2015): *Holocene Geomorphic Development of Coastal Ridges in Japan* (Keio University Press), 169p.
- McGee, W. D. (1890): Encroachments of the sea. *The Forum*, 9, 437 ~ 449.
- Morton, R. A. (1994): Texas barriers. In Davis, R. A. (ed.), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. (Springer-Verlag), 74 ~ 114.
- Moslow, T. F. and Colquhoun, D. J. (1981): Influence of sea level change on barrier island evolution. *Oceanis*, 7, 439 ~ 454.
- Moslow, T. F. and Herson, S. D. (1994): The outer banks of North Carolina. In Davis, R. A. (ed.), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. (Springer-Verlag), 47 ~ 74.
- Ota, Y., Matsushima, Y. and Moriwaki, H. (eds.) (1981): *Atlas of Holocene Sea Level Records in Japan*. Working Group of Project 61, Holocene Sea Level Project, IGCP, 195p.
- Otvos, E. G. Jr. (1970): Development and migration of barrier islands, northern Gulf of Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 241-246.
- Pierce, J. W. and Colquhoun, D.J. (1970): Holocene evolution of a portion of the North Carolina coast. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 3697 ~ 3714.
- Pirazolli, P. A. (1996): *Sea-Level Changes — The Last 20 000 Years* (John Wiley & Sons), 211p.
- Sanderson, P. G., Eliot, I., and Fuller, M. (1998): Historical development of a foredune plain at Desperate Bay, Western Australia. *Jour. Coast. Res.*, 14, 1187 ~ 1201.
- Schwartz, M. L. (1971): The multiple causality of barrier islands. *Jour. Geol.*, 79, 91 ~ 94.
- Schwartz, M. L. (ed.) (2005): *Encyclopedia of Coastal Sciences* (Springer), 1211p.
- Sherman, D. J. (ed.) (2013): *Treatise on Geomorphology Vol.10 Coastal Geomorphology* (Academic Press), 448p.
- Short, A. D. (2010): Sediment transport around Australia—sources, mechanisms, rates and barrier forms. *Jour. Coast. Res.*, 26, 395 ~ 402.
- Swift, D. J. P. (1975): Barrier island genesis: evidence from the central Atlantic Shelf, eastern USA. *Jour. Sed. Geol.*, 14, 1 ~ 43.
- Taylor, M. and Stone, G. W. (1996): Beach ridges: a review. *Jour. Coast. Res.*, 12, 612 ~ 621.
- Tanner, W. F. (1988): Beach ridge data and sea level history from the Americas. *Jour. Coast. Res.*, 4, 81-91.
- Thom, B. G. (1983): Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barriers in southeast Australia. *Mar. Geol.*, 56, 137 ~ 158.
- Thom, B. G., Bowman, G. M. and Roy, P. S. (1981): Late Quaternary evolution of coastal sand barriers, Port Stephens: Myall Lakes area, central New South Wales, Australia. *Quat.*

世界の砂州地形（バリアー・システム）に関する研究

*Res.*, 15, 345 ~ 364.

Thom, B. G. and Roy, P. S. (1985): Relative sea levels and coastal sedimentation in southeast Australia in the Holocene. *Jour. Sedimentary Petrology*, 55, 257 ~ 264.

Trenhaile, A. S. (1997) : *Coastal Dynamics and Landforms* (Clarendon Press, Oxford), 366p.

Umitsu, M. (1991): Holocene sea-level changes and coastal evolution in Japan. *The Quat. Res.*, 30, 187 ~ 196.

Van Straaten, L. M. J. U. (1965): Coastal barrier deposits in south and north Holland. *Meded. van Geologische Stichting*, 17, 41 ~ 45.

Wilkinson, B. H. (1975): Matagorda Island, Texas: the evolution of a Gulf Coast barrier complex. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 86, 959 ~ 967.