大規模礫質フォーセットベッド：礫嘴-沖合礫州モデル

廣 木 義 久*

Large-scale Gravelly Foreset Beds: A Gravelly Spit-Offshore Gravel Bar Model

Yoshihisa HIROKI *

Abstract

A gravelly spit-offshore gravel bar model convincingly explains the depositional process of gravel beds in a transgressive systems tract. According to this model, large-scale gravelly foreset beds are deposited on the slope of a spit platform, which is the subaqueous portion of a gravelly spit. Massive, horizontally stratified, or planar cross-stratified subhorizontal sets (topset beds) overlie the foreset beds, and exhibit a foreset and topset structure. The topset beds include nearshore deposits on the spit platform and offshore gravel bar deposits, which are reworked sediments from the pre-existing spit-beach gravels that had formed during a transgression. Large-scale foreset beds of gravelly spits have a high preservation potential, because gravelly spits are likely to form in fluvially incised valleys, in which gravelly spit deposits are preserved from truncation by shoreface erosion during shoreface retreat. The gravelly spit provides a new example of large-scale foreset beds. The foreset beds of the gravelly spit are easily differentiated from those of fluvial gravel bars and tidally influenced dunes in a marine environment, but are similar to those of Gilbert-type deltas. Sequence-stratigraphic interpretations differ depending on the depositional model that is applied to the foreset beds: a delta during a highstand, lowstand, or shelf-margin systems tracts; a gravelly spit in a transgressive systems tract. At this point we need to find a criterion to differentiate the foreset beds of gravelly spits from those of deltas.

Key words : large-scale foreset bed, gravel bed, gravelly spit, offshore gravel bar

キーワード：大規模フォーセットベッド，礫層，礫嘴，沖合礫州

I. はじめに

礫層の堆積学に関する研究は砂層や泥層に比べて少ない。それは、北米やヨーロッパなどの堆積学の先進地域において礫層や礫岩層があまり多くないためである。これらの地域には砂（砂岩）、泥（泥岩）が優勢に露出しているため、当然ながら、

砂層（砂岩層）、泥層（泥岩層）の研究が盛んに行われている。

砕屑岩の中でも、砂岩層に関する研究はたいへん多く、砂層の堆積モデルは数多く提案されている（例えば、Scholle and Spearing, 1982; Reading, 1986; Walker and James, 1992）。そこで、砂層の堆積プロセスや堆積環境を解釈する場合、多く

* 大阪教育大学教育学部

* Faculty of Education, Osaka Kyoiku University

の堆積モデルを参考にすることができる。それに比べて礫層に関する研究は少ないために、地質時代の礫岩層の堆積プロセスや堆積環境の解釈が難しい場合が多い。

礫層に関する研究のうち、礫質デルタは比較的良好に研究されている（例えば、Colella and Prior, 1990）。礫質デルタによく見られる特徴は大規模なフォーセットベッドである（Barrell, 1912; Elliott, 1986）。そこで、大規模なフォーセットベッドを示す地質時代の礫層のほとんどはデルタ堆積物と解釈されている（例えば、近藤, 1985; Ori and Roveri, 1987; Colella and Prior, 1990）。ここでいう「大規模なフォーセットベッド」とは、フォーセットの高さが数メートル以上のものをいう。大規模なフォーセットベッドを示す礫層がデルタ以外の堆積物と解釈されている例は極めて少なく、海峡内の潮流下で堆積したものと解釈されたカリフォルニアの中新世の礫層（Phillips, 1984）や河川礫州の堆積物と解釈されたイングランドの三畳紀の礫岩層（Steel and Thompson, 1983）があるに過ぎない。

愛知県の渥美半島には、高さが10 mを越す大規模なフォーセットベッドを示す礫層が露出する（図1）。この礫層は^{ひがしかんべ}東神戸礫層と呼ばれる（Hayasaka, 1961）。東神戸礫層は淘汰の比較的良好な中礫～大礫からなり、大規模なフォーセットベッドの上には厚さ50 cm～3 mの水平な礫層がのることが多い。この構造はギルバート型デルタのトップセット-フォーセット-ボトムセット構造のトップセット-フォーセット部分に似ている（図2A: Gilbert, 1885）。そこで、東神戸礫層はこれまでデルタの堆積物と解釈されてきた（Hayasaka, 1961; 廣木・木宮, 1990; 杉山, 1991）。

しかし、Hiroki and Masuda (2000) は最近、東神戸礫層のフォーセットベッドはデルタではなく礫嘴の堆積物であると主張した。礫嘴とは、陸地から海方向にくちばし（嘴）状に細長く伸びた、海面上に出た礫の高まり（礫州）のことで、海岸線の方向が鋭く陸側に曲がっているような場所に行ける。東神戸礫層のフォーセットベッドは堆積当時の海方向ではなく陸方向に傾斜する。つまり、

図1 愛知県の渥美半島に露出する大規模なフォーセットベッドを示す礫層（東神戸礫層）の露頭写真。

左側に傾くフォーセットベッドの上に、厚さ2mの塊状あるいは平板型斜交層理を示す礫層がのり、フォーセット-トップセット構造を示す。

Fig. 1 Outcrop photograph of gravel beds (Higashikanbe Gravel), showing large-scale foreset bedding, out-cropping on the Atsumi Peninsula, Aichi Prefecture.

Two-meter-thick, massive or planar cross-stratified subhorizontal gravel bed overlies the foreset beds, and exhibits a foreset-topset structure.

A Gilbert-type delta

B Gravelly spit

図2 海側に前進するギルバート型デルタの断面（A）と陸側に後退する礫嘴の断面（B）。

Bの中の破線は後退する前にあった礫嘴の高まりを示す。AはGilbert (1885)のFig. 4を、BはGilbert (1890)のFig. 12を描き直した。

Fig. 2 Sections of a prograding Gilbert-type delta (A) and a retreating gravelly spit (B).

The dashed line in B shows the original position of the spit crest. The illustrations are redrawn from Fig. 4 of Gilbert (1885) and Fig. 12 of Gilbert (1890).

図 3 A: 現在の渥美半島周辺の地質図。

渥美半島の先端部（伊良湖岬）には尖った形の礫嘴が発達する。その東方には、太平洋岸沿いに直線状に伸びる海岸線と海食崖、台地を切る浜名湖エスチュアリー、天竜川デルタが並列して発達する。太線 A-B は図 10 の断面図の位置を示す。

B: 東神戸礫層堆積当時の渥美半島の古地理図。

台地を切って大小のエスチュアリーが発達し、その台地の西端部には礫嘴が発達していた。その礫嘴で東神戸礫層が堆積した。X-Y は現在の海岸線の位置を示す。Hiroki and Masuda (2000) の Fig. 12 を改変。

Fig. 3 A: Geological sketch map of the Atsumi Peninsula area.

A gravelly, cusped spit has developed at the western tip of the peninsula (Irago Point). The Pacific coast of the peninsula consists of a straight shoreline with wave-cut sea cliffs, the Hamana-ko estuary (Hamana Lake) that cuts into the terrace, and the Tenryu River delta. The thick A-B line locates the cross-section seen in Fig. 10.

B: Paleogeographic sketch of the paleo-Atsumi Peninsula during deposition of Higashikanbe Gravel.

Large and small estuaries cut the terrace, and the Higashikanbe Gravel was deposited in the gravelly spit on the western flank of the terrace. The shaded vertical plane X-Y shows the position of the present Pacific shoreline. The illustration is modified from Fig. 12 of Hiroki and Masuda (2000).

海の中に陸方向に傾斜する斜面があったということである。杉山 (1991) は、そのような斜面として古天竜川デルタの末端部を考えた。しかしながら、東神戸礫層の堆積場と古天竜川との間には汽水性エスチュアリー堆積物が認められることから、そのエスチュアリーの湾口部をふさぐようなデルタの発達を考えにくい。河川デルタとエスチュアリーが並列して発達し、その陸地の先の海中に礫が斜面をつくりながら堆積するような地理的な状況は、現在の渥美半島の太平洋岸に見られる状況にたいへんよく似ている (図 3)。現在の渥美半島には、東に天竜川デルタ、その西にエスチュアリーである浜名湖が見られ、さらにその西には太平洋に沿って標高 20～80 m の海食崖が直線状に発達する。そしてその先、渥美半島西端の伊良湖岬には尖った形をした礫嘴が発達する。その礫嘴の海岸は砂礫からなり、渥美湾側に伸びた礫嘴

の先端部には中礫からなる礫の高まりが見られる (図 4 の大潟洲)。このように、現在の渥美半島と東神戸礫層が堆積した当時の地理はたいへんよく似ており、東神戸礫層が現在の伊良湖岬に発達するような礫嘴で堆積したと解釈すると、東神戸礫層の古流向や層序がよりよく説明できる。

これまで、この礫嘴堆積物がデルタの堆積物と解釈されてきたのは、礫嘴の堆積モデルが出されていなかったためである。ギルバート型デルタに代表される「大規模なフォーセットベッドはデルタ」という単純化されたモデルが強調されすぎていた。実際、筆者もかつてはこの礫層をデルタのモデルを使って解釈していた (廣木・木宮, 1990)。この誤った解釈は、この礫層に既存のモデルを安易に当てはめたために起こったといえる。

Hiroki and Masuda (2000) が今回、東神戸礫層の大規模なフォーセットベッドを礫嘴と解釈し

図 4 現在の渥美半島西端部の地形と地質。伊良湖岬から北東方向（渥美湾側）に発達した礫嘴と、半島北側に、渥美湾に沿った東から西に向かう流れでできた礫嘴が発達する。それらの礫嘴の間には大潟州と呼ばれる砂礫の高まりが見られる。矢印は沿岸堆積物の運搬方向を示す。

Fig. 4 Geology and geography of the western tip of the modern Atsumi Peninsula.

Note two gravelly spits that developed northeastward (toward Atsumi Bay) from Irigo Point and became elongated westward along the bay coast on the northern side of the peninsula. Gravel bars, called O-kata-su, are observed between these spits. The arrows indicate directions of sediment transport along the shoreline.

たことで、海進期堆積体中には含まれる礫層の堆積環境と堆積プロセスをよりよく説明することができるようになった。この論文では、海進期堆積体中の大規模な礫質フォーセットベッドを示す礫層を説明する新しい堆積モデルとして、礫嘴-沖合礫州モデルを紹介する。まず、礫嘴以外の大規模礫質フォーセットベッドの例を示した後に、礫嘴-沖合礫州モデルを記述する。次に、礫嘴の成長、発達をコントロールする要因についての研究に触れ、いくつかの要因の中でも特に海水準変動が礫嘴の成長、発達を大いに規制していることを述べる。そして、それがゆえに、地層を海水準変動に関連づけて解析するシーケンス層序学において、礫嘴-沖合礫州モデルがいかに重要であるかを述べる。また最後に、大規模な礫質フォーセットベッドの解釈における問題点についても触れる。

II. 大規模礫質フォーセットベッドのモデル

これまでに提案された大規模礫質フォーセットベッドの形成モデルを、以下に記述する。

1) デルタ

最もよく知られていて、かつ地質時代の礫質デルタの解釈に最も数多く適用されているデルタモデルはギルバートのモデルである (Gilbert, 1885)。ギルバートのモデルによれば、デルタ堆積物の断面は、水平か、わずかに海側へ傾く層理を示すトップセット（デルタプレーンの堆積物）、高角に海側に傾斜した層理を示すフォーセット（デルタフロントの堆積物）、ゆるく海側に傾斜する層理からなるボトムセット（プロデルタの堆積物）からなる（図 2A）。このような 3 つのセットからなる構造をもつデルタはギルバート型デルタと呼ばれる。そしてこの構造は、地質時代のデルタ堆積物を同定するための判断基準となっている (Barrell, 1912; Elliott, 1986)。地質時代の礫層に見られる大規模なフォーセットベッドのほとんどは、このギルバート型デルタとして解釈されてきている (近藤, 1985; Ori and Roveri, 1987; Colella and Prior, 1990; Chough *et al.*, 1990)。

2) 海峡内のデューン

カリフォルニアのサンタクルス山地に露出する中新統からは、内陸海と太平洋とをむすぶ海峡内に堆積した大規模なフォーセットベッドを示す砂質礫層が報告されている (Phillips, 1984: 図 5A, B)。この礫層は潮汐流の影響下で堆積したものである。この礫層は次のような特徴を示す。(1) 礫層は砂質でそのほとんどはマトリックス支持である。(2) フォーセット 1 セットの厚さは 3 ~ 8 m で、トラフ型と平板型の斜交層理の重なりからなり、斜交層理の基底は明瞭な侵食面である。(3) フォーセットの傾斜方向はほぼ逆向きの 2 方向性で、ところによってはヘリンボーン構造を示す。(4) 再活動面を含んだ斜交層理を示す礫質砂層が見られる。その再活動面上には礫層がのり、その礫層は斜面上方に向かってくさび状に薄くなる。(5) 砂層中の斜交層理は厚さが周期的に増減する。(6) マッドドレープやマッドカプレット（マッド

図 5 A: カリフォルニア州サンタクルス山地に露出するサンタマルガリータ砂岩層の柱状図と古流向 (Phillips, 1984 を改変). フォーセットベッドは砂質で、上方に向かってより砂質になる. フォーセットベッドの傾斜方向はほぼ逆向きの方 2 方向性である. 斜交層理を示す砂層中にくさび状の礫層が見られる.

B: サンタマルガリータ砂岩層に見られる, くさび状の礫層と斜交層理を示す砂層の堆積モデル. この礫層と砂層は海峡内を流れる上げ潮流と下げ潮流によってできた. くさび状の礫層は最大流速時に再活動面の斜面を上るように堆積した.

C: 網状河川の礫州によってできた大規模なフォーセットベッドを示す礫岩層 (Steel and Thompson, 1983 を改変). イングランド, ノーススタッフォード州に露出する三疊系. パープラットフォーム (バーの水中部) のフォーセットベッドと, スーブラプラットフォーム (バーの表層部) の塊状あるいは平行層理を示すトップセットベッドからなる.

Fig. 5 A: Measured section and paleocurrent trends of the Santa Margarita Sandstone in the Santa Cruz Mountains of California (modified from Phillips, 1984). The foreset beds are composed of sandy pebbles and show an upward decrease in gravel content within the vertical succession. The foreset beds indicate opposite paleocurrents. Note the wedge-shaped conglomerate cross-beds within the cross-bedded sandstone beds.

B: Depositional model of the wedge-shaped conglomerate beds of the Santa Margarita Sandstone. The conglomerate beds and the sandstone beds were deposited by flood and ebb tidal currents in a seaway. The wedge-shaped conglomerate beds were deposited on reactivation surfaces by an up-slope current during tidal-velocity maxima.

C: Outcrop sketch of the large-scale foreset beds deposited by gravel bars in a braided stream, Triassic conglomerate in North Staffordshire, England (modified from Steel and Thompson, 1983). The vertical association consists of the foreset beds of a bar platform (the subaqueous part of a bar) and the massive or horizontally stratified topset beds of the bar supraplatform (the partly emergent part of a bar).

ドレープが2枚組みになっているもの)が見られる。

この礫層が潮汐流の影響下で堆積したことは明らかである。傾斜方向が逆向きのフォーセットベッドは、上げ潮流と下げ潮流による堆積を示している。また、礫質砂層中の再活動面は、砂層中の斜交葉理を形成した流れの向きが逆向きになった時に、その斜交葉理を形成したベッドフォームのスリップフェイス上部が削られてできたものである(図5B)。逆向きの流れが礫層を堆積させたことは、礫層が斜面にそって上方に薄くなることによって示される。また、マッドドレープやマッドカプレットは潮汐堆積物を同定する最も有効な判断材料である(Nio and Yang, 1989)。これらの堆積構造の存在は、この礫層および砂層が潮流下で堆積したことを裏付ける。そして、砂層中に見られる斜交葉理の厚さの周期的な増減は、大潮小潮サイクルにともなった流速の規則的な変化を反映している(Nio and Yang, 1989; 増田ほか, 1988)。

3) 河川礫州

礫質河川堆積物の中にも比較的規模の大きなフォーセットベッドが見られることがある(Steel and Thompson, 1983)。しかし、そのフォーセットベッドの高さはせいぜい7mで、礫嘴やデルタ、海峡内のデューンがつくるフォーセットベッドよりは規模が小さい。イングランドのノーススタッフォード州に露出する三畳紀の礫岩層は網状河川の堆積物で、層厚が2~7mのフォーセットベッドが見られる。そのフォーセットベッドの上には層厚1~5mの塊状もしくは平行層理を示す礫岩層がのり、フォーセット-トップセット構造を示すことがある(図5C)。Steel and Thompson(1983)はこれらのフォーセットベッドを、下流側に数メートルの高さの斜面をもったバンプラットフォーム(バーの水中部分)が下流に向かって移動、堆積してできたものと解釈した。そして、その上のトップセットベッドはスーブラプラットフォーム(バーの表層部)がバンプラットフォームの上にプログラデーションしてできたものと解釈した。

この礫州でできたフォーセットベッドは次のよ

うな特徴をもつ。(1) フォーセットベッドを示す礫岩層の基底は侵食面であることが多い。(2) フォーセットベッドを示す礫岩層の基底部には角ばった泥の偽礫を含む。(3) フォーセットベッドを示す礫岩層は、塊状もしくは平行層理を示す礫岩層や、トラフ型斜交層理を示す砂岩層(層厚1~5m)を頻繁にはさみながら繰り返し重なる。このような特徴は河川礫州の堆積プロセスを考えることでよく説明できる。礫州-チャンネルシステムが下流および左右方向に移動する時には、チャンネルによってつくられた侵食面の上に礫州がのってきて、フォーセットベッドを示す礫層が堆積する。また、チャンネルが横方向へシフトすると、泥質のオーバーバンク堆積物が削り取られたり、崩壊したりする。そのような崩壊した泥質堆積物はチャンネル底に落ち、礫州が移動してきた時に礫層の最下部に偽礫として保存される。泥の偽礫は河川チャンネル堆積物によく見られる(Reineck and Singh, 1980)。

また、礫質河川のポイントバーでも大規模なフォーセットベッドができる。図6は茨城県大宮町坂地の更新統に見られるポイントバーのフォーセットベッドである。ほぼ逆向きのフォーセットベッドが2セット重なっている。下位のセットは蛇行河川チャンネルが写真の左から右にシフトすることで形成され、上位のセットはチャンネルが写真の右から左にシフトすることで形成されたと考えられる。ひとつのベッドセットの高さは約5mである。また、このフォーセットベッドの傾きは5~10°である。

III. 礫嘴-沖合礫州モデル

Hiroki and Masuda (2000) は、大規模礫質フォーセットベッドの新しい解釈として、礫嘴-沖合礫州モデルを提案したが、礫嘴に関する論文は1885年に出されたギルバートの論文にまでさかのぼることができる。

ギルバートの論文は古いものだが、そこには礫嘴のモデルが描かれている(Gilbert, 1890: 図2B)。それは礫嘴の伸びの方向に直交する断面図である。マウンド状の礫の高まりと、その陸側に連続する

図 6 茨城県大宮町坂地に見られる大規模な礫質フォーセットベッド。

礫質河川のポイントバー堆積物。逆向きに傾くフォーセットベッドが2セット見える。下のセットは蛇行河川チャネルが左から右にシフトすることでできた。上のセットはチャネルが右から左にシフトすることでできた。

Fig. 6 Large-scale foreset beds out-cropping at Sakachi, Omiya Town, Ibaraki Prefecture. Point-bar deposits of a gravelly, meandering stream. Note two sets of foreset beds showing opposite foreset inclinations. The lower set of the foreset beds was deposited by a channel shift from left to right, and the upper set by a channel shift from right to left.

フォーセットベッドが描かれている。ギルバートの一連の論文 (Gilbert, 1885, 1890) には、デルタのフォーセットベッドとともに礫嘴のフォーセットベッドが描かれているのに、デルタの方だけが注目されて礫嘴の方は注目されずに全く忘れ去られてしまった。そして、大規模なフォーセットといえばデルタという図式ができあがってしまった。

ギルバートの研究以降、現世の礫嘴の研究がなかったわけではない。例えば、Van Heteren and Van de Plassche (1997) はボーリングデータと地震波データを使って、マサチューセッツ州のサンディーネック礫嘴の層序とその発達プロセスを論じている。その地震波断面図には、礫嘴の海浜部のフォーセット構造は見えているが礫嘴本体のフォーセット構造は見えていない。また、ボーリングコアの中にもそのような構造は見えていない。なぜならば、未固結の礫層をその堆積構造を保存

しながらボーリングすることは難しいからである。Hiroki and Masuda (2000) が東神戸礫層のフォーセットベッドを礫嘴の堆積物と解釈できたのは、その礫層を含む海進期の堆積物を、露出の極めてよい海食崖にそって連続的に観察することができたからである。地層を連続的に観察することによって、礫層堆積時の古地理を正確に復元することができたのである。

礫嘴の大規模フォーセットベッドはデルタのそれと非常によく似ている。しかしながら、その堆積環境は異なるし、後に述べるが、大規模フォーセットベッドを礫嘴モデルで解釈した場合と、デルタモデルで解釈した場合とでは、そのシーケンス層序学の解釈がずいぶんと異なってしまう。

デルタモデルによれば、大規模な礫質のフォーセットベッドはデルタフロントの堆積物に解釈され、その上にのるトップセットベッドはデルタプレーンの堆積物に解釈される。それに対して、礫嘴モデルによれば、フォーセットベッドは礫嘴の本体で水中にあるプラットフォームの堆積物に、またトップセットベッドはそのプラットフォーム上にのるスピット (プラットフォームトップセット)、あるいは沖合礫州の堆積物に解釈される (Hiroki and Masuda, 2000: 図7; プラットフォームとスピットについては図8を参照)。この沖合礫州の堆積物というのは、海進期に礫嘴の最上部 (プラットフォーム最上部およびスピット) が沿岸侵食により削られ、礫州として再堆積したものである (図9の3~4を参照)。

海進期の沖合あるいは外側陸棚の堆積物中には礫層がはさまれることが多い (例えば、Leckie and Walker, 1982; Leckie, 1988; Walker and Eyles, 1990)。それらの礫層は沖合相の中にはさまれるため、陸棚上に発達した礫州の堆積物と解釈されることが多い。その陸棚上の礫州がどのように発達しうるのかという問題は以前から議論があった。ここで示す礫嘴-沖合礫州モデルでは、そのような陸棚上の礫州の形成、発達プロセスをうまく説明できる。

例えば、Leckie and Walker (1982) はそのような礫層を、ビーチの礫がストーム流によって沖

図 7 大規模な礫質フォースセットベッドを説明するふたつの堆積モデル：デルタモデル（A）と礫嘴モデル（B）。

TST：海進期堆積体，HST：高海水準期堆積体，SB：シーケンス境界，MFS：最大海氾面，TS：海進面。（Hiroki and Masuda, 2000 より引用）

Fig. 7 A hypothetical vertical sedimentary succession and two alternative models to explain the large-scale gravelly foreset beds: delta model (A) and gravelly spit model (B).

TST: transgressive systems tract, HST: high-stand systems tract, SB: sequence boundary, MFS: maximum flooding surface, TS: transgressive surface. The illustration is from Hiroki and Masuda (2000).

合まで流され堆積したものと解釈した。その証拠として彼らは、レンズ状の礫岩体の最上部に見られるストーム時のうねりのできたと思われる対称性のよいベッドフォーム（波長 1 m, 波高 10 cm）を挙げている。しかし、その対称性のよいベッドフォームはストーム時のうねりが礫岩体最上部の礫を再移動させた証拠にはなっても、その下の礫岩体本体を構成する礫がストーム時の流れで運ばれてきたという証拠にはならない。礫岩体の礫そのものはストーム流とは別の流れで堆積したと考えるとよいわけである。海水準上昇期にスピット堆積物の上部が沿岸浸食によって破壊され、浅海性の薄い砂礫の層として再堆積した例は、アメリカ合衆国デラウェアのケープヘンローブンスピットで報告されている（Kraft *et al.*, 1978）。

IV. 形成プロセスとコントロール要因

礫嘴はどのように発達するのか？ そして、その発達をコントロールする要因は何か？ このような問題は主に現世堆積物の研究によって明らかにされてきた。

1) 礫の運搬メカニズム：ビーチドリフト

まず、海岸線において礫を運搬するメカニズムは何か？ という議論が 19 世紀から 1900 年代初頭になされた。その中で、1834 年に H.R. Palmer が示した、礫が前浜面をジグザグに移動することによって運ばれるとする考えがもっともらしく、その運搬メカニズムはビーチドリフトとして今日まで支持されている（Holmes, 1993; ビーチドリフトについては図 8 を参照）。ビーチドリフトによる堆積物の運搬の重要性に初めて気づいた研究者は D.W. Johnson (Johnson, 1919) である (Evans, 1942)。碎波が海岸に対して斜めに起こるようなところでは、寄せ波は海岸線に対して斜めに入射する。そこで、前浜面上にある礫はその寄せ波によって陸方向へ斜めに運ばれる。一方、引き波では前浜面の最大傾斜方向、すなわち海方向にまっすぐ運ばれる。そこで、礫は前浜面上をジグザグに動きながら、海岸線に沿ってある方向に運搬される。Meistrell (1966) は、ビーチドリフトによって堆積物が運ばれることによって礫嘴ができることを水槽実験によって実証した。

ビーチドリフトによって海岸線に沿って運ばれてきた礫や砂が、陸地の方向が陸側に急に変わるところで陸から突き出した突州として堆積したものをスピットという。そして、そのスピットの先端がしばしば陸側に曲がっていることがある。その曲がった形が鳥のくちばしに似ているため、日本語では礫嘴 (gravelly spit) と呼ばれる。堆積物が砂からなる場合は砂嘴（単に spit あるいは sandy spit）と呼ばれる。以下、礫嘴と砂嘴を区別せずに指す場合、スピットということにする。

2) 沿岸流と波浪

Gilbert (1890) は、アメリカ合衆国ユタ州のボネヴィル湖の観察をもとに沿岸部の堆積作用を議論した。その中で、彼はスピットのでき方を議論

図 8 礫嘴の堆積プロセスを示すブロックダイアグラム。

Fig. 8 A block diagram showing the depositional process of a gravelly spit.

している。彼は、スピットの発達、成長の要因を沿岸流に求めている。砂礫は卓越波によって引き起こされた沿岸流により海岸線に平行に運ばれる。海岸線が急に陸側に湾曲するところでは、沿岸流はそのまま海岸線から離れてまっすぐに流れるため、それによって運ばれてきた砂礫は海岸線から離れて細い高まり状に堆積する。スピットが曲がったものを、彼はフックと呼んでいる。そのでき方は、卓越波とは異なる方向からくる波によって引き起こされた流れによって、スピット先端の砂礫が動かされてできるとした。スピットや折れ曲がりのでき方の説明はあまりはっきりしないが、彼は波によって生じた流れを強く意識している。

それに対して、Lewis (1931) は、スピットの先端部が曲がる要因として波の重要性を主張した。彼は、特にイングランド、ハンプシャーのハーストキャッスルスピットを例に挙げて、卓越波の方向が変わる地点でもってスピットが曲がるのだと主張した。海岸線にできるリッジ（ビーチリッジ）はその卓越波と平行にできるわけだが、スピットが曲がっているということは、同じようにビーチリッジも曲がっているということである。ビーチ

リッジは、前浜面上の礫がストーム時の荒れた波によってより陸側の高いところへ運び上げられることによってできる。ビーチリッジをつくっていた波の入射方向がある時点で変化することにより、礫の運び上げられる方向が変化し、その結果、ビーチリッジの方向が変わり、海岸線の方向も変わるというわけである。King (1970) もスピットがその先端方向からの強風で屈曲する例を報告している。

King and McCullagh (1971) は、Lewis (1931) の理論を使ってスピットをコンピュータでシミュレーションし、波や水深がスピットの成長をどのようにコントロールしているのか議論した。そこで彼らは、(1) スピットの発達、成長には卓越波による礫のビーチドリフトが最も重要であること、(2) スピットの“腕”が湾曲するのは卓越波の回折によること（そこでスピットの伸長方向の水深が関係する）、(3) スピットの屈曲の頻度は腕の伸長速度によっており、それは水深に関係していること（スピットの腕が伸びていって水深が深くなってくると、スピットを形成するための砂礫がたくさん必要となるため、腕の伸長速度が遅くな

図 9 相対的海水準変動による地形変化と礫嘴および沖合礫洲の発達を示す古地形図。

礫嘴は海水準上昇期（ステージ 3）に発達している。そして、引き続き海水準上昇に礫嘴の上方への成長は追いつかず、礫嘴は海水中に没してしまう（ステージ 3～4）。その時に、礫嘴の最上部は波により削られ、削られた砂礫は沖合礫洲として再堆積する（ステージ 4）。（Hiroki and Masuda, 2000 を改変）

Fig. 9 Paleogeographic sketches showing geographical changes and development of a gravelly spit and offshore bars in relation relative sea-level changes.

The gravelly spit develops during a relative sea-level rise (stage 3). The gravelly spit cannot catch up with the subsequent relative sea-level rise and is submerged under sea water (stages 3-4). During the submergence process, the top of the gravelly spit is eroded by wave action. These eroded gravels are reworked and redeposited as offshore gravel bars over the submerged terrace (stage 4). The illustration is modified from Hiroki and Masuda (2000).

る。そうすると、腕があまり伸びないうちに卓越波とは異なる方向から来る波によって腕が曲げられる）を示した。

Evans (1942) は、スピットが曲がるのは、スピットの先端部で波が回折することによって砂がスピットの内側にくっつくためであると主張した。そして、波の方向が変わることは、その湾曲を助けはしても、従属的な要因でしかないとした。そこで、スピットが伸びていけば、スピットは必然

的に陸側に湾曲していくと主張した。

また、Carr (1965) はイングランド、サフォーク州のオア川河口に発達する礫洲を調べた。それまでの研究は、スピットの陸上に出ている部分の形のみから成長について議論していたが、彼は、スピット周辺の海底地形の時間変化を調べて、スピットの成長に関する新たな知見を示した。彼が調べたスピットの先端部先の海底には、平らな礫からなる土手のような地形があり、スピットの先

端部が伸びる時には、その土手も同じ方向に伸びていることを発見した。彼が認めた礫からなる土手は、スピットプラットフォームと呼ばれているものにあたる（図8）。スピットが伸びる場合、それに先だってスピットプラットフォームが伸び、スピットの土台部ができてから陸上部分（スピット）が伸びていく（そのモデルはNielsen *et al.*, 1988に表現されている）。そのようなスピットの成長プロセスは、Meistrell (1966) の水槽実験ではっきりとした。彼は実験結果に基づき、そのスピットプラットフォームという概念を提唱した。スピットプラットフォームは海水中に没した海底の土手状の高まりで、その上に海面上に出たリッジ（スピット）をもつ。そして、スピットの成長とプラットフォームの成長が交互に繰り返され、スピットプラットフォーム全体が成長発達していく。Meistrell (1966) がつくったプラットフォームはフォーセットベッドとその上にのるトップセットベッドからなっている。

3) 海水準変動

スピットが発達しやすいセッティングというものがある。スピットは海水準の停滞期や低下期よりもむしろ上昇期に発達しやすい。海水準の上昇期には、海岸線の多くは堆積物に涸渇している。なぜならば、河川から供給される堆積物は、その上昇期の前の海水準の低下期にできた谷（エスチュアリー）の中にトラップされるために、海岸線まで運ばれてこないからである（Muto, 1987）。そこで、海岸線は侵食され、海食崖が発達する。そして、侵食された碎屑物は海食崖にそってビーチドリフト、あるいは沿岸流によって運ばれる。海岸線が急に陸側に曲がる場所では海が急に深くなるため、碎屑物はそこに沈積し、砂嘴や礫嘴を形成する。

現在の海岸に見られる砂嘴や礫嘴の多くは最近の海水準上昇期に発達してきたことがわかっている。例えば、アメリカ合衆国デラウェアのケープヘンロープンスピット（Kraft *et al.*, 1978）、イングランド南部のハーストキャスルスピット（Nicholls and Webber, 1987）、カナダのノバスコシア州にあるフィッシャーマンズビーチ（Carter

et al., 1990）などがその例である。

海水準の上昇速度が低下すると、海進速度も低下し、ある段階で海進から海退にうつる。そうすると海岸線は海側へと前進しだし、ビーチリッジをともなう広い後背湿地帯をもつ海岸平野が発達してくる。この時期には海進期に発達した砂嘴や礫嘴はもはや海岸平野システムによってとってかわられ、砂嘴や礫嘴の堆積物は海岸線から離れた陸地に、後背湿地の中に孤立した状態で残る。そのよい例はデンマークの上部更新統に見られる（Nielsen *et al.*, 1988）。

沿岸域はいくつかの堆積システムからなるが（例えば、エスチュアリーシステム、バリアー島システム、デルタシステムなど）、それぞれの堆積システムには発達しやすい時期というものがあるらしい（増田, 1991）。海進期と海退期で発達する堆積システムが異なることはよくあることなのである。

東神戸礫層の礫嘴堆積物は海進期堆積体の中に含まれる。そして、その礫嘴堆積物は高海水準期堆積体の海岸平野堆積物によっておおわれる（図10）。海進期に発達していた礫嘴システムは、海退期には海岸平野システムにとってかわられている。

スピットは海水準の上昇期に形成されやすいが、一定速度の海水準上昇にあっても、スピットは本質的に自滅の運命をたどる。スピットは砂礫の高まりからなるが、スピットがその場にとどまって海水準の上昇にペースをあわせて成長していくためには、その土台となるすそ野の部分を広げていかなければならない。一定速度の海水準上昇でも、堆積物の供給速度は加速的に増加される必要がある（Dillon, 1970）。そのような加速的な堆積物の供給は現実には無理なので、スピットは最終的には水没する運命にある。

多くの地形学者や地質学者は、スピットの形成と発達をコントロールする要因として、沿岸流による堆積物の運搬と供給を強調してきた（Lewis, 1931; King and McCullagh, 1971; Hine, 1979; Sneh and Friedman, 1984; Nielsen *et al.*, 1988）。

これに対し、Nicholls and Webber (1987) は、それまでのスピットの形成と発達に関する研究に

図 10 渥美層群田原累層の柱状断面図。

Hiroki and Masuda (2000) の Fig. 4 を改変。断面図の位置は図 3 に示す。

Fig. 10 Columnar cross-section of the Tahara Formation in the Atsumi Group.

The illustration is modified from Fig. 4 of Hiroki and Masuda (2000). See Fig. 3 for the location of the section.

ついて、沿岸流による堆積物の運搬と供給の重要性をあまりに強調しすぎていると批判し、沿岸流よりもむしろ海水準の上昇の方がスピットの形成と発達をコントロールする基本的な要因であると主張した。彼らは、イングランド、ハンプシャー州のハーストキャッスルスピットが海水準の上昇期に発達したことを示し、Lewis (1931) のモデルは単純すぎると批判した。彼らによると、海水準の上昇期には海岸におけるワッシュオーバーが頻繁になると同時に、砂は海岸線から取り除かれ、沖に流されてしまう。そこで、スピットの付け根にあたる海岸では海岸侵食により海岸線が陸側に後退する。ハーストキャッスルスピットは、その付け根部分が陸側へ後退することに応じるようにスピット全体を陸側に移動させながら発達してき

た。彼らは、海水準が上昇することによって、海岸における侵食が盛んになることを重要視している。砂嘴の進化における海水準変動の重要性は Kraft *et al.* (1978) や Carter *et al.* (1990) によっても主張されている。

V. シーケンス層序学における礫嘴堆積物

礫嘴や砂嘴の形成と発達をコントロールする要因として、地形、波、沿岸流、海水準変動について議論したが、これらの要因のうち、どれが重要で、どれが重要でないという議論はできない。時間スケールによってこれらの要因の重要性が違う。数時間～数年間の短い時間スケールでは波や流れが、数十年～数千年の長い時間スケールでは海水準変動が主要なコントロール要因であろう。

シーケンス層序学は地層の形成を海水準変動との関係で解釈し、海水準変動の枠組みの中で地層の重なりを分類しようという学問である。そこで、シーケンス層序学の扱う時間スケールは比較的長く、海水準変動が堆積物形成をコントロールする時間スケールである。海水準変動は礫嘴の形成発達をコントロールする。そこで、その結果堆積した礫嘴堆積物はシーケンス層序学の枠組みの中である決まった出現の仕方をするはずである。

ところで、デルタは海退期に発達する傾向にある。そこで、シーケンス層序学のモデルにおいては、デルタ堆積物は低海水準期堆積体、高海水準期堆積体、あるいは大陸棚縁辺堆積体の中に認められる (Posamentier *et al.*, 1988)。そこで、フォーセットベッドを示す礫層をデルタモデルで解釈した場合、その礫層にシーケンスモデルを適用したならば、その礫層は低海水準期堆積体、高海水準期堆積体、あるいは大陸棚縁辺堆積体中の海退期の堆積物と解釈されよう。

それに対して、礫嘴は海進期に発達する傾向にある (Hiroki and Masuda, 2000: 図 10)。そこで、フォーセットベッドを示す礫層を礫嘴モデルで解釈した場合、その礫層は海進期堆積体の堆積物と解釈されよう。

図 7 に、ある礫質フォーセットベッドをデルタモデルで解釈した場合と礫嘴モデルで解釈した場合とでは、そのシーケンス層序学の解釈が異なることを示した。デルタモデル (解釈 A) では、2 組の海進期堆積体と高海水準期堆積体が認定され、2 サイクルの海水準変動が解釈されている。一方、礫嘴モデル (解釈 B) では、1 組の海進期堆積体と高海水準期堆積体が認定され、1 サイクルの海水準変動が解釈されている。このように、デルタモデルと礫嘴モデルとでは、そのシーケンス層序学の解釈が違ってくるのであるから、礫質フォーセットベッドの堆積システムを正しく解釈する必要がある。

VI. 礫嘴堆積物の保存ポテンシャル

現在、地表ではいろいろな堆積環境でその場に
応じた堆積物が堆積しているが、それらの堆積物

のすべてが地層として残るわけではない。全く、あるいはほとんど地層として保存されないような堆積物もある。

礫嘴は海進期堆積体に含まれるため、そのフォーセットベッドは高い保存ポテンシャルをもっている。そこで、地質時代の地層中には礫嘴のフォーセットベッドが多く認められるはずである。例えば、東神戸礫層の礫嘴堆積物は、その海進期堆積体のかなりの部分を占めている (図 10)。東神戸礫層は海水準の低下期に形成された谷地形のひとつを埋めている。そのために、後の海水準低下期の河川による侵食をまぬがれ、よく保存されているのである。それに対し、図 10 の中で田原累層最上部は不整合面によって切られており、海退期の地層サクセッションの最上部を構成する上部外浜相や海浜相は残っていない。

ところが、これまでに礫嘴のフォーセットベッドが地質時代の地層中に報告されたことはなかった。先にも述べたように、礫嘴のフォーセットベッドはデルタの堆積物とそっくりである。それがゆえに、本当は礫嘴で形成されたフォーセットベッドがデルタのものと誤って解釈されている例があるのではないだろうか。

礫嘴モデルを念頭に置きながら渥美層群を見直してみると、東神戸礫層のほかにも礫嘴のフォーセットベッドと解釈できる礫層があることがわかってきた。東神戸礫層は田原累層の基底に見られる谷地形のうち、最も西側に位置する谷を埋めている (図 10)。その谷地形よりも東に位置する谷は、基底部の河川礫層とその上にのるエスチュアリー
の泥層によって埋められている。その泥層によって埋積されている谷地形内にも礫嘴の堆積物と解釈できる礫層が含まれている (図 11, 12)。図 11 の例は、愛知県田原町久美原の海岸に露出するもので、図 10 の谷地形 d の中に見られるものである。その谷地形の東側の壁際にフォーセットベッドを示す礫層が見られる。この礫層は砂泥質で分級が悪く、谷の軸部に向かっては泥層と指交関係を示す。フォーセットベッドは北西側、すなわち堆積時の陸方向に傾斜する。谷を埋積する泥層はエスチュアリーの堆積物で、カキなどの汽水

A

B

図 11 愛知県田原町久美原に露出する赤沢泥層中の礫嘴堆積物の露頭写真 (A) とそのスケッチ (B)。
礫嘴が西に向かって成長しているのがわかる。また、その礫嘴堆積物はエスチュアリー泥質堆積物と指交しているのがわかる。エスチュアリーの泥層は赤沢泥層、下部外浜の砂層は豊島砂層、図 10 の露頭番号 8 にあたる。

Fig. 11 Outcrop photomosaic of gravelly spit deposits in the Akasawa Mud that out-crops at Kumihara, Tahara Town, Aichi Prefecture (A) and its sketch (B).

Note the westward progradation of the gravelly spit. The spit deposits interfinger with the muddy estuary deposits. The estuary muds belong to the Akasawa Mud, and the lower shoreface sands belong to the Toyoshima Sand. This photomosaic shows the outcrop at locality 8 in Fig. 10.

性の貝化石を産する(廣木, 2000)。その泥層と指交関係にあるこの礫層は、エスチュアリーの口の部分を東側からふさぐように発達していた礫州、すなわち湾口礫嘴 (bay-mouth gravelly spit) の堆積物と解釈できる。図 12 の例は豊橋市七根町の海岸に露出するもので、図 10 の谷 e の東側の壁近くに見られるものである。ここでは、フォーセットベッドは北東に傾斜する。この礫層を堆積させた礫嘴も、エスチュアリーの口の部分に東側から西側に向かって発達していたはずなので、北東へ傾斜するフォーセットベッドは湾口礫嘴の先端がきつく屈曲して東の方へ向いていたことを示している。

このように礫嘴モデルを使って渥美層群を見直

してみると、東神戸礫層以外にも礫嘴の堆積物と解釈できるフォーセットベッドを示す礫層があちこちにあることがわかる。したがって、他の地域の沿岸堆積物についても、礫嘴モデルでもって見直してみたならば礫嘴のフォーセットベッドが見つかるのではないだろうか。礫嘴ではないが、最近、岡崎ほか (2000) は、古東京湾で堆積した更新統の中に砂嘴堆積物を認めている。その砂嘴堆積物も海水準の上昇期に堆積した海進期堆積体の中に含まれている。

VII. まとめと問題点

このレビューでは、大規模なフォーセットベッドを含む礫層の新しいモデルとして礫嘴-沖合礫

A

B

図 12 豊橋市西七根町に露出する赤沢泥層中の礫嘴堆積物の露頭写真 (A) とそのスケッチ (B)。

図 10 の露頭番号 11 の約 300m 東。ここでは礫嘴が北東 (写真の右方向) に向かって成長している。この礫嘴は谷 (図 10 の谷地形 e) の東側の壁から西側に向かって発達していたはずなので、北東へ傾斜するフォーセットベッドは礫嘴の先端がきつく屈曲して東へ向いていたことを示す。また、礫嘴堆積物の斜交層理とその下位に見られる河川の斜交層理の違いがよくわかる。河川礫層は田原累層基底部の伊古部礫層。

Fig. 12 Outcrop photomosaic of gravelly spit deposits in the Akasawa Mud that out-crops at Nishinanane Town, Toyohashi City (A) and a sketch of it (B).

The photomosaic shows the outcrop 300 m east of locality 11 in Fig. 10. The foreset-bed inclination indicates a northeastward (toward the right) progradation of the gravelly spit. Because the bay-mouth spit had probably developed westward from the eastern wall of the incised valley (valley e in Fig. 10), the northeastward inclination of the foreset beds indicates a recurvature of the spit tip to the northeast. Note the clear difference in cross-bedding between the gravelly spit facies and the fluvial facies. The fluvial gravels belong to the Ikobe Gravel, the basal gravels belong to the Tahara Formation.

州モデルを紹介した。そして、層序学的な時間スケールから見れば、礫嘴の形成、発達の要因としては海水準変動が重要であり、礫嘴が海水準上昇期に谷地形の中によく発達することから、礫嘴堆積物の保存ポテンシャルが高く、海進期堆積体を代表する堆積システムであることを述べた。また、礫質フォーセットベッドをデルタモデルで解釈した場合と礫嘴モデルで解釈した場合とでは、そのシーケンス層序学の解釈が異なってくることを指

摘した。

最後に、礫嘴堆積物の認定に関する問題点を指摘しておきたい。それは、礫質デルタ (ギルバート型デルタ) と礫嘴の大規模フォーセットベッドが互いによく類似しているために、その区別が難しいということである。

このレビューで、大規模フォーセットベッドの形成モデルとして、デルタモデル、海峡内の潮流下で堆積したデューンモデル、河川礫州モデルを

示した。これらのうち、海峡内のデューンおよび河川礫州で形成されたフォーセットベッドを礫嘴のフォーセットベッドから区別することは容易である。礫嘴は潮流の影響の少ない、波浪の優勢な海岸や湖岸にできる。そこで、海峡内の潮流下で堆積した礫層に見られるような潮汐流を示す堆積構造に欠ける。また、潮流下で形成されたフォーセットベッドはその上位にトップセットベッドと呼べるような礫層をとみなわない。一方、河川礫州については、(1) フォーセットベッド礫層の基底が侵食面であること、(2) フォーセットベッドの基底部に泥の偽礫を含むこと、(3) 塊状もしくは平行層理を示す礫層や、トラフ型斜交層理を示す砂層を頻繁にはさむこと、などによって、礫嘴のフォーセットベッドから区別することができる。また、礫質河川のポイントバーがつくるフォーセットベッドは傾きが $5 \sim 15^\circ$ で (Ori and Roveri, 1987)、礫嘴のフォーセットベッドの傾き $6 \sim 30^\circ$ (Hiroki and Masuda, 2000) より小さい。また、ポイントバー上の水はフォーセットの傾く方向と直交する方向に流れているため、フォーセット面上の礫はフォーセットの傾く方向と直交する方向に傾くインブリケーションを示す (Ori and Roveri, 1987)。これらの特徴が、ポイントバーのフォーセットベッドを礫嘴のフォーセットベッドから区別する判断基準となる。

これに対して礫質デルタについては、そのフォーセットベッドと礫嘴のフォーセットベッドを、その堆積相によって区別するはっきりとした判断材料がない。東神戸礫層のように、露出のよい連続露頭があれば、フォーセットベッドを示す礫層とそのまわりの堆積相との関係から、その礫層がデルタの堆積物なのか礫嘴の堆積物なのか判断することができるかもしれない。しかし、時代が古くなるにしたがって、そのような恵まれた露頭条件は期待できにくくなる。今後、我々は礫質デルタと礫嘴のフォーセットベッドの区別を堆積相レベルで可能にする、明瞭な差異を見出す必要がある。それにより、礫質デルタと誤って理解されていた礫嘴のフォーセットベッドをシーケンス層序学的な位置づけも含め、正しく解釈できるよ

うになるであろう。

謝 辞

京都大学大学院理学研究科の増田富士雄教授には本誌への投稿を奨めていただいた。査読者および編集委員には有益なコメントをいただき、論文の完成度が高まった。以上の方々に感謝します。

文 献

- Barrell, J. (1912): Criteria for the recognition of ancient delta deposits. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **23**, 377-446.
- Carr, A.P. (1965): Shingle spit and river mouth: Short term dynamics. *Inst. British Geog., Trans.*, **36**, 117-129.
- Carter, R.W.G., Orford, J.D., Forbes, D.L. and Taylor, R.B. (1990): Morphosedimentary development of drumlin-flank barriers with rapidly rising sea level, Story Head, Nova Scotia. *Sediment. Geol.*, **69**, 117-138.
- Chough, S.K., Hwang, I.G. and Choe, M.Y. (1990): The Miocene Doumsan fan delta, southeast Korea: A composite fan delta system in back-arc margin. *J. Sediment. Petrol.*, **60**, 445-455.
- Colella, A. and Prior, D.B. (1990): *Coarse-Grained Deltas*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., Vol. 10. Blackwell Scientific Publications.
- Dillon, W.P. (1970): Submergence effects on a Rhode Island barrier and lagoon and inferences on migration of barriers. *J. Geol.*, **78**, 94-106.
- Elliott, T. (1986): Siliciclastic shorelines. In Reading, H.G. ed.: *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd ed. Blackwell Scientific Publications, 155-188.
- Evans, O.F. (1942): The origin of spits, bars, and related structures. *J. Geol.*, **50**, 846-865.
- Gilbert, G.K. (1885): The topographic features of lake shore. *Ann. Rep. U.S. Geol. Surv.*, **5**, 75-123.
- Gilbert, G.K. (1890): Lake Bonneville. *U.S. Geol. Surv. Mono.*, **1**, 23-65.
- Hayasaka, S. (1961): The geology and paleontology of the Atsumi Peninsula, Aichi Prefecture, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd Ser. (Geol.)*, **33**(1), 1-103.
- Hine, A.C. (1979): Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology*, **26**, 333-351.
- 廣木義久 (2000): 渥美層群の海進海退サイクル。静岡地学, **81**, i-iii.
- 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—。地質学雑誌, **96**, 805-820.
- Hiroki, Y. and Masuda, F. (2000): Gravelly spit

- deposits in a transgressive systems tract: The Pleistocene Higashikanbe Gravel, central Japan. *Sedimentology*, **47**, 135-149.
- Holmes, A. (Duff, P. McL. D. ed.) (1993): *Holmes' Principles of Physical Geology, 4th ed.* Chapman & Hall.
- Johnson, D.W. (1919): *Shore Processes and Shoreline Development*. John Wiley & Sons.
- 近藤康生 (1985): 静岡県有度丘陵の上部更新統の層序. 地質学雑誌, **91**, 121-140.
- King, C.A.M. (1970): Changes in the spit at Gibraltar Point, Lincolnshire, 1951 to 1969. *East Midl. Geog.*, **5**, 19-30.
- King, C.A.M. and McCullagh, M.J. (1971): A simulation model of a complex recurved spit. *J. Geol.*, **79**, 22-37.
- Kraft, J.C., Allen, E.A. and Maurmeyer, E.M. (1978): The geological and paleogeomorphological evolution of a spit system and its associated coastal environments: Cape Henlopen Spit, Delaware. *J. Sediment. Petrol.*, **48**, 211-226.
- Leckie, D. (1988): Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification. *J. Sediment. Petrol.*, **58**, 607-622.
- Leckie, D.A. and Walker, R.G. (1982): Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-lower Gates interval -outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada. *American Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **66**, 138-157.
- Lewis, W.V. (1931): The effect of wave incidence on the configuration of a shingle beach. *Geograph. J.*, **78**, 129-148.
- 増田富士雄 (1991): 海進・海退と堆積システム. 堆積学研究会報, **34**, 167-168.
- 増田富士雄・中山尚美・池原 研 (1988): 茨城県行方郡北浦村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.
- Meistrell, F.J. (1966): The spit-platform concept: Laboratory observation of spit development. In Schwartz, M.L. ed.: *Spits and Bars*. Dowden, Hutchinson & Ross, 225-284.
- Muto, T. (1987): Coastal fan processes controlled by sea level changes: A Quaternary example from the Tenryugawa fan system, Pacific coast of central Japan. *J. Geol.*, **95**, 716-724.
- Nicholls, R.J. and Webber, N.B. (1987): The past, present and future evolution of Hurst Castle Spit, Hampshire. *Prog. Oceanog.*, **18**, 119-137.
- Nielsen, L.H., Johannessen, P.N. and Surlyk, F. (1988): A Late Pleistocene coarse-grained spit-platform sequence in northern Jylland, Denmark. *Sedimentology*, **35**, 915-937.
- Nio, S.D. and Yang, C.S. (1989): *Recognition of Tidally-Influenced Facies and Environments*. International Geoservices BV, Short Course Note Ser., 1.
- 岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣・鎌滝孝信 (2000): 中部更新統下総層群藪層から復元された砂嘴-内湾システム. 堆積学研究会報, **52**, 63-74.
- Ori, G.G. and Roveri, M. (1987): Geometries of Gilbert-type deltas and large channels in the Meteora Conglomerate, Meso-Hellenic basin (Oligo-Miocene), central Greece. *Sedimentology*, **34**, 845-859.
- Phillips, R.L. (1984): Depositional features of late Miocene, marine cross-bedded conglomerates, California. In Koster, E.H. and Steel, R.J. eds.: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem., **10**, 345-358.
- 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.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C. eds.: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., **42**, 109-124.
- Reading, H.G. (1986): *Sedimentary Environments and Facies, 2nd ed.* Blackwell Scientific Pub.
- Reineck, H.-E. and Singh, I.B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments, 2nd ed.* Springer-Verlag.
- Scholle, P.A. and Spearing, D. (1982): *Sandstone Depositional Environments*. The American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 31.
- Sneh, A. and Friedman, G.M. (1984): Spit complexes along the eastern coast of the Gulf of Suez. *Sediment. Geol.*, **39**, 211-226.
- Steel, R.J. and Thompson, D.B. (1983): Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ('Bunter' Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology*, **30**, 341-367.
- 杉山雄一 (1991): 渥美層群-浜名湖東岸地域の中部更新統-海進-海退堆積サイクルとその広域対比-. 地質調査所月報, **42**, 75-109.
- Van Heteren, S. and Van De Plassche, O. (1997): Influence of relative sea-level change and tidal-inlet development on barrier-spit stratigraphy, Sandy neck, Massachusetts. *J. Sediment. Res.*, **67**, 350-363.
- Walker, R.G. and Eyles, C.H. (1990): Topography and significance of a basinwide sequence-bounding erosion surface in the Cretaceous Cardium Formation, Alberta, Canada. *J. Sediment. Petrol.*, **61**, 473-496.
- Walker, R.G. and James, N.P. (1992): *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada.

(2002 年 3 月 4 日受付, 2002 年 6 月 17 日受理)