

# 古東京湾のバリアー島

増田 富士雄<sup>1)</sup>

## 結論

およそ12~13万年前の下末吉期の関東地方には古東京湾と呼ばれる内湾が広がっていた。この古東京湾の湾口に、現在の日本列島ではほとんどみられないバリアー島と呼ばれる細長い島が、水戸から鹿島、さらに房総半島へと長さ約120 kmにおよび連なっており、古東京湾は大きな内陸海(ラグーン)であった。

## バリアー島の姿

写真1は、アメリカ合衆国ノースカロライナ州にあるバリアー島(Barrier islands)と呼ばれる島の風景である。バリアー島は陸と海の間にあつて、岸に平行な細長い島で、まるで海から陸地を守っているように見えるので、その名がある。アメリカ合衆国の大西洋沿岸とメキシコ湾沿岸の長さ4300 kmの海岸線にそつては、295ものバリアー島がみられる(第1図1)。バリアー島は、アメリカ合衆国だけでなく、ヨーロッパの北海沿岸をはじめ世界各地でごく普通にみられる地形である(第1図2)。

バリアー島の外洋側は絶えず波や沿岸流にあらわれ、そこには長く続く砂浜が発達し、島には灌木や低い砂丘がみられる。バリアー島と陸地との間にはラグーン(潟)と呼ばれる浅く波静かな湾がひろがっている(第2図)。バリアー島とバリアー島との間は、外洋とラグーンとを連絡する水路になっている。この水路は潮流口と呼ばれる。潮流口では、上げ潮や下げ潮のたびにそこを通して外洋とラグーンの間で海水が交換されるので、潮流が発生する。外洋側で沿岸流によって運ばれてきた砂はこの潮流口からラグーン側にもたらされ、そこで水中に三角州状の地形をつくる。反対に、下げ潮時にはラグーン

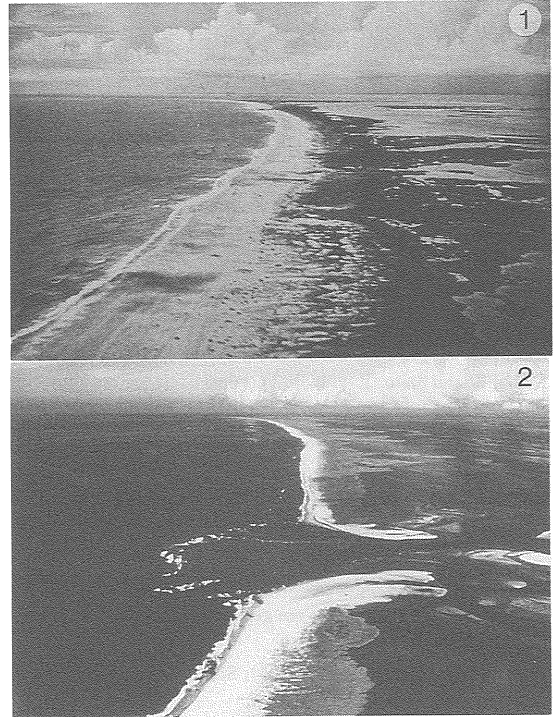
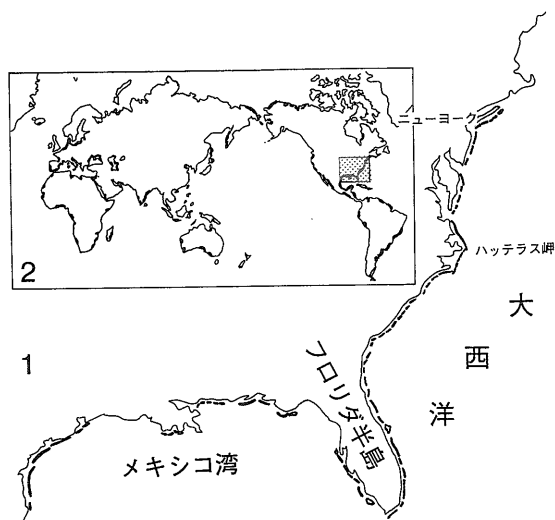


写真1 バリアー島のようす。アメリカ合衆国ノースカロライナ州ルックアウト岬付近のコブ・バンクス。左側が大西洋で、右側がラグーンのパムlico湾。(第1図・第8図参照)。1:バリアー島には砂浜が連続し、低い砂丘がみられる。ラグーン側には植生が発達する塩水湿地が発達する。Sackett (1983)。2:潮流口のドラムインレット。ラグーン側(右側)によく発達した上げ潮潮汐三角州が、外洋側に小さな下げ潮潮汐三角州が認められる。潮流口の流路幅は2~3 kmもある。Heron and Moslow (1985)。

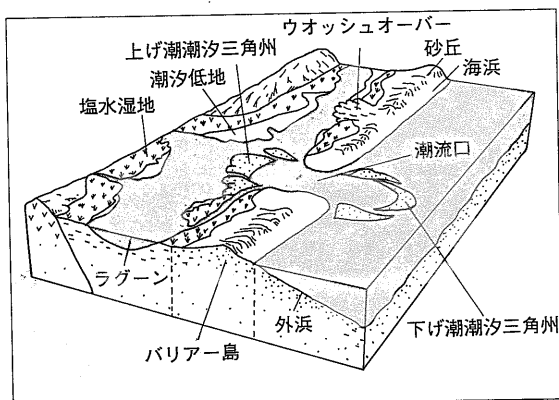
から外洋側に砂が運ばれ、そこにも三角州状の地形ができる。これらが潮汐三角州(Tidal delta, 写真1の2)である。また、バリアー島のラグーン側には、水生植物が繁茂する塩水湿地や、干潮時に離水する潮汐低地がみられる。

1) 大阪大学教養部地学科: 〒560 大阪府豊中市待兼山町1-1

キーワード: バリアー島, 木下層, 古東京湾, 下末吉海進, 堆積相解析, 潮汐三角州



第1図 1: アメリカ合衆国のバリアー島の分布。大西洋からメキシコ湾沿岸の長さ4,300 kmの海岸線には、295ものバリアー島が存在する。Leatherman (1988)より作成。2: 世界のバリアー島とラグーンの分布。図中の太線部。アミ部分は1の地域。Hayes (1979)から作成。



第2図 バリアー島システム。バリアー島には海浜や砂丘がある。バリアー島と本土との間のラグーンの岸近くに塩水湿地や潮汐低地があり、外洋とラグーンをつなぐ流路である潮流口の両端には潮汐三角州ができています。Reinson (1984)。

フロリダ半島のバリアー島については、垣見(1990)が地質ニュース433号に紹介している。バリアー島のようなすなどがよくわかるので、是非参照されたい。また、バリアーに関する地形や堆積作用については、斎藤(1987)がわかりやすい。

## 潮汐三角州堆積物

茨城県南東部から千葉県北部の鹿島灘～九十九里浜沿岸の常総台地をつくる、下総層群の木下層(または成田層)と呼ばれる地層の調査から、かつてここにバリアー島が存在していたことがわかってきた。その根拠はバリアー島を特徴づける潮汐三角州の堆積物がみられる(Murakoshi and Masuda, 1991; 岡崎・増田, 1992)からである。

### (1) 茨城県玉造町の潮汐三角州堆積物

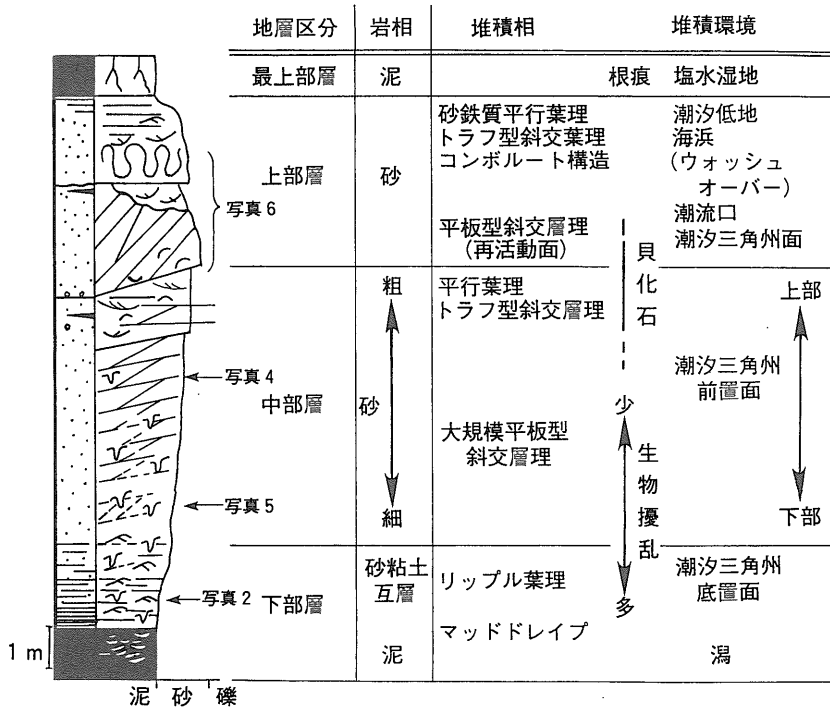
#### [地層区分と堆積物の特徴]

潮汐三角州堆積物の例として、茨城県行方郡玉造町下の池でみられる地層を取り上げ、その特徴を述べる。この地域の木下層は4部層(下部層・中部層・上部層・最上部層)に区分できる(第3図)。

下部層は厚さ3 mほどの砂粘土互層である。砂層の厚さは10 cm以下で、厚さ数 cm以下の粘土層と互層する。砂層には、潮流やストーム流でつくられたと考えられる流れリップル葉理がみられる(写真2)。全体に生物擾乱が認められる。砂層の厚さは、西方にむかって薄くなり、玉造町西部の霞ヶ浦沿岸では、粘土層に数 cmごとに数 mm以下の砂層が挟まれるほどで、さらに西方の出島台地や稲敷台地では厚い泥層となる。

中部層は厚さ6～7 mの砂層である。砂層全体で、下位から上位へと、極細粒砂層から粗粒砂層へと粗粒化している。この砂層には、約8度で西に傾斜した大規模なフォーセット構造(写真3)がみられる。フォーセット構造の内部は、高さ数10 cm以下の平板型斜交層理の積み重なりからなる(写真4)。また、海生の貝化石や生痕化石が含まれる。貝化石は中部層の上部に多い。全体に生物による擾乱が認められる(写真5)が、下部ほど擾乱の程度が著しい。さらに、洪水流の浮遊土砂に由来すると考えられる1 cm以下の薄い泥層を挟むことがある。下部ほど含まれる泥分は多く、下部層の砂粘土互層に漸移する。

上部層は厚さ4～5 mの分級の良い中粒～粗粒砂層で、トラフ型や平板型の斜交層理や平行葉理が発達する(写真6)。斜交層理のフォーセット葉理には堆積が休止あるいは侵食した面(再活動面)が認められる。一部で大規模に変形したコンポルト構造がみられる。



第3図 潮汐三角州堆積物からなる地層の模式柱状図。茨城県玉造町下の池。写真3はこの露頭の様子を示す。位置は第4図参照。

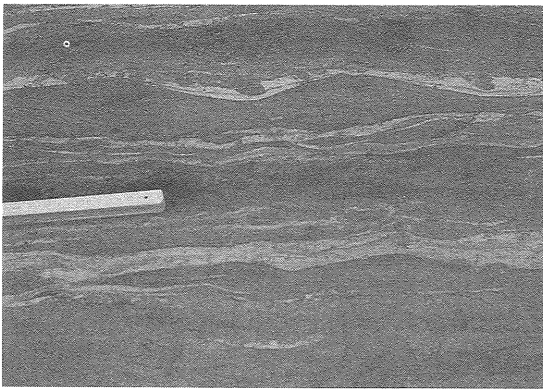


写真2 リップル葉理をもった細粒砂層とそれを覆う薄い粘土層の互層。潮流やストーム流でつくられる特徴的な構造がみられる。上げ潮潮汐三角州の底置面の堆積物である。スケールは約15 cm。層準は第3図に示す。茨城県行方郡玉造町下の池。

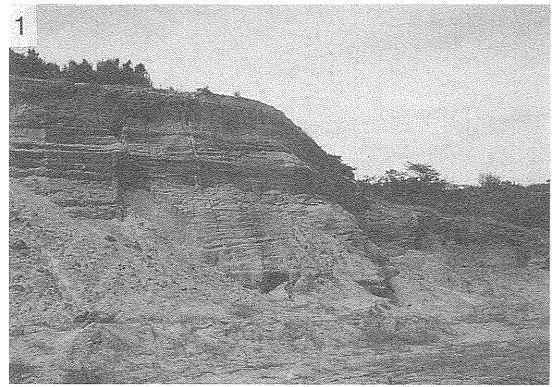


写真3 大規模に傾斜したフォーセット構造をもった砂層。2はそのスケッチ。上げ潮潮汐三角州の前置面の堆積物で、フォーセット構造は前進した前置斜面の痕跡である。玉造町下の池。

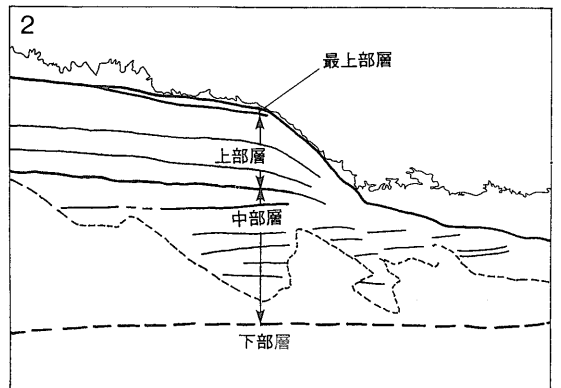




写真4 小型の平板型斜交層理の積み重なりからなる中粒砂層。生物擾乱が認められる。潮汐三角州の前置面上部の堆積物である。写真の横幅が約50 cm。層準は第3図に示す。玉造町下の池。

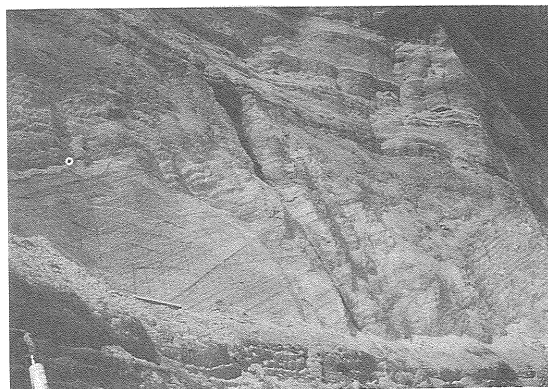


写真6 平板型斜交層理や平行葉理をもった粗粒～中粒砂層。斜交層理には再活動面がみられる。潮汐三角州面のデューンや海浜などの堆積物からなる。スケールは約20 cm。層準は第3図に示す。玉造町下の池。



写真5 生物擾乱が著しい細粒砂層。平板型斜交層理がわずかに残っている。潮汐三角州の前置面下部の堆積物である。鎌の長さは約30 cm。層準は第3図に示す。玉造町下の池。

最上部は厚さ約1 mの泥層である。薄い砂層を挟んだり、砂質シルト層になっているところもある。これには植物の根痕がみられる。

#### 〔堆積環境の推定〕

堆積環境を、上で示した地層の特徴から推定してみる。下部層の砂粘土互層は、底棲生物が活動する泥底に、移動しやすい細粒砂が運ばれ、それがリップルをつくるほどの比較的弱い潮流やストーム流で動いてきたものである。砂は東から供給され、砂が供給されない西方域では泥底が広がっていた。中部層の砂層が示す環境は次のようなものである。水深約7 mの海中に約8°で西に傾いた斜面があり、そこでは時々砂が運び込まれ、やや大型で峰が直線的なリップルがつけられていた。斜面上部には比較

的粗い砂が、下部には細かい砂が分布していた。斜面の下部ほど、小さい流れのエネルギーでも移動する細粒砂や極細粒砂が集まっていった。斜面の上部ほど砂の流入頻度が多く、下部ほど底棲生物の活動が盛んであった。このような大規模なフォーセット構造をつくる斜面は、三角州の前面のような場である。上部層の砂層は、潮流による大型のベッドフォームであるデューン(サンドウェーブ)や、砂鉄質の平行葉理が発達した海浜の堆積物(増田・横川, 1988 a,b)や強い流れによる平滑床の堆積物などがみられる。上部層の一部に、大規模に変形した堆積物がみられる。その堆積物の変形が弱い部分でみると生物擾乱の痕がなく、大量の物質がいきなり堆積したことを示すフォーセット面での引きずり構造などがあるので、大きな打ち上げ波により急激に堆積したウォッシュオーバー(Washover)の堆積物(第2図参照)を含んでいると考えられる(Murakoshi and Masuda, 1991)。最上部の泥層は植物が繁る泥湿地の堆積物である。

上部層に潮汐堆積物や海浜堆積物が豊富に認められることや、河川堆積物がみいだされないこと、さらに、この地域に東から流れ込む河川は地理的位置(第4図)からも期待できないことなどから、これらの地層は、河川でつくられた三角州ではなく、潮汐三角州の堆積物であることを強く示している。下部層の砂粘土互層は潮汐三角州の底置面の堆積物で、これに連続して西方に広く分布する泥層はラグ

ーン底の堆積物である。中部層の厚い砂層は潮汐三角州の前置面の堆積物で、上部層の砂層は潮汐三角州の頂置面や潮流口あるいはその周辺の海浜や砂嘴(さし)の堆積物、さらに最上部層の泥層は潮汐低地や塩水湿地の堆積物にあたる。すなわち、この地域の地層の大部分は、バリアー島とバリアー島の間にできた上げ潮潮汐三角州(第2図)が前進してつくられたものといえる。

(2) 各地の潮汐三角州堆積物

現在までに潮汐三角州堆積物は、ここで述べた茨城県玉造町地域以外にも、茨城県牛堀町、千葉県小見川町、千葉県印西町、千葉県東金市酒蔵などでも発見されている(岡崎・増田, 1989)。特に、千葉県多古町から成田市を通り印西町にかけては、潮流口の跡と考えられる細長い埋積谷がみつかり(Nakazato et al., 1989)、その埋積物にも潮汐堆積物が知られている(中山・増田, 1988; Masuda et al., 1989)こと、その北西の端がMasuda and Okazaki (1983), Okazaki and Masuda (1989)の木下地域の三角州に連続することから、これも河川による三角州ではなく、潮汐三角州であったと考えている(増田, 1988; 岡崎・増田, 1992)。この場合も、玉造町のもの同様にラグーン側にできた上げ潮潮汐三角州ということになる。この地域の潮汐三角州については後で再び述べる。

古東京湾の潮差が2 m 弱(増田・横川, 1988 a,b: 増田ほか, 1988)で、後で述べるバリアー島の長さ(約10 km)とラグーン(古東京湾)の大きさ(第8図)を考えると、海水の交換に必要な潮流口の数は、現在の東京湾の位置にも存在した水道のほかにも1~2箇所が考えられる。これまでにみだされている潮汐三角州は、あるものは同時に、またあるものは異なった時期に発生し、活動し、消滅したものであろう。

バリアー島の位置

(1) 海浜堆積物と海の方向

バリアー島がどこに位置していたかを、この地域の木下層上部の海浜堆積物から推定してみる。木下層の海浜堆積物は常総台地の上部にあって、岩相が特異なので識別し易い(増田・岡崎, 1985)。それは分級の良い細粒~中粒砂からなり、粗粒砂や細礫層を挟んでいる。その中で特に、前浜と呼ばれ、普

段、寄せ波や返し波に洗われる地帯の堆積物は、砂鉄質の平行葉理が発達し、特徴的なヒメスナホルムシの生痕化石(菊地, 1972)を産する(増田・横川, 1988 a,b)。現在の海浜で観察すると、前浜の平行葉理は前浜表面に平行に形成されることがわかる(写真7)。前浜表面は数度で緩く海側に傾いているので、堆積時の平行葉理は海側に傾いてつくられる。そこで、木下層のような水平な地層の場合には前浜堆積物(写真8)の傾斜方向を求めれば、それが当時の前浜表面の傾きの方向、すなわち、“海の方向”となり、それと直交する方向がほぼ“海岸線の伸びの方向”となる(増田・岡崎, 1983; 増田・横川, 1988 a,b)。

(2) 離水軸

この方法をもちいて、木下層(下末吉期の堆積物)の海浜堆積物から求めた海の方向は、第4図のようになる(増田・中里, 1988)。その方向は、太平洋側では東に、内陸側では西にむいていて、海の方向が正反対になっている。ここで、海の方向が東を示す地域と西を示す地域との境界を線で示すことができる。茨城県南部では、霞ヶ浦東岸の行方台地の西部に北北西~南南東に、千葉県北部では、小見川



写真7 海浜(前浜)の断面。平行葉理が発達した砂鉄質の砂層が特徴。平行葉理は前浜面に平行に形成される。下部の細礫層は波が強い時期の堆積物。スケールは約23 cm。茨城県鹿島郡大野村荒野海岸。

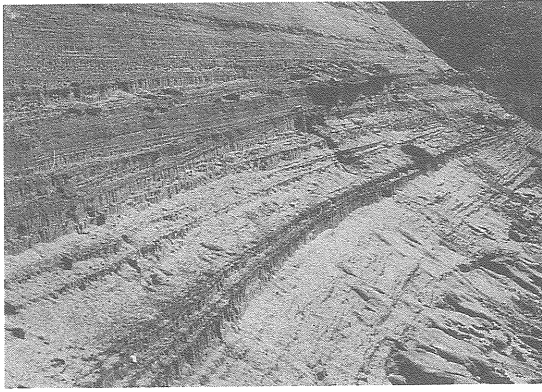


写真8 木下層の砂鉄質の平行やくさび状の葉理が発達した砂層。海浜堆積物で、上部は後浜、中部と下部は前浜の堆積物である。手前に傾斜した平行葉理から、当時の海は手前にあったことがわかる。露頭の高さは約4m。玉造町小座山。

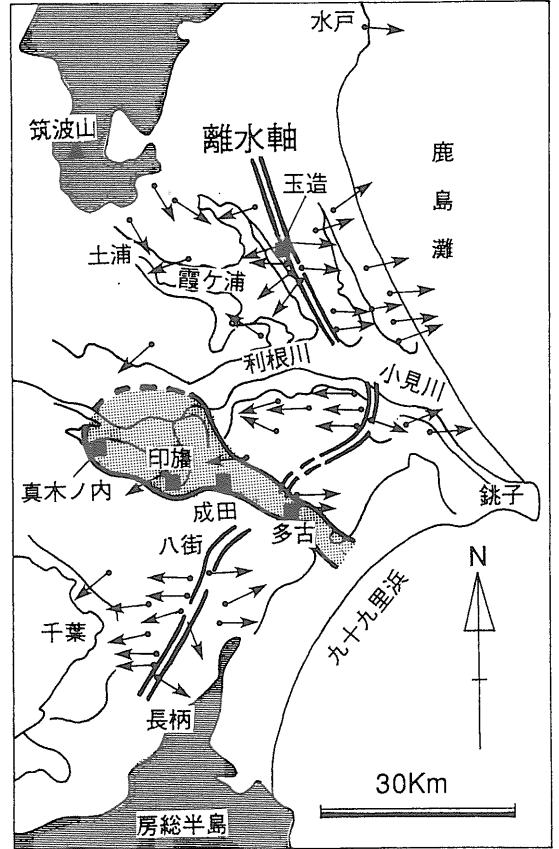
から多古町にかけてと、八街から長柄にかけての北東—南西に、その線を引くことができる(第4図)。その線で示された細長い地帯を境に、海の方が反対になっていることは、下末吉期のある時期に、この細長い地帯が島として存在したことがあり、その後、海岸が東と西とにそれぞれ前進していったことを示している。増田・中里(1988)は、この線で示された地帯を、『離水軸』と呼んだ。この離水軸で表わされる細長い地帯こそ、ある時期のバリアー島にはかならない。また、すでに述べた茨城県玉造町の潮汐三角州は、この離水軸のすぐ西方にできた上げ潮潮汐三角州である(第4図)。

離水軸の地域にバリアー島が存在したことで、次のような事が説明できる。ラグーン底の環境を示す砂泥互層や泥層は、離水軸より西側の霞ヶ浦周辺の地域に連続して広く分布するが、離水軸より東側の外洋側にあたる北浦周辺や鹿島灘沿岸の地域では、分布していない。また、離水軸の東側は、礫層を含んだ粗粒な砂層を主体とする波浪の影響の強い外洋環境での堆積物が、豊富にみられる。

## バリアー島の成立

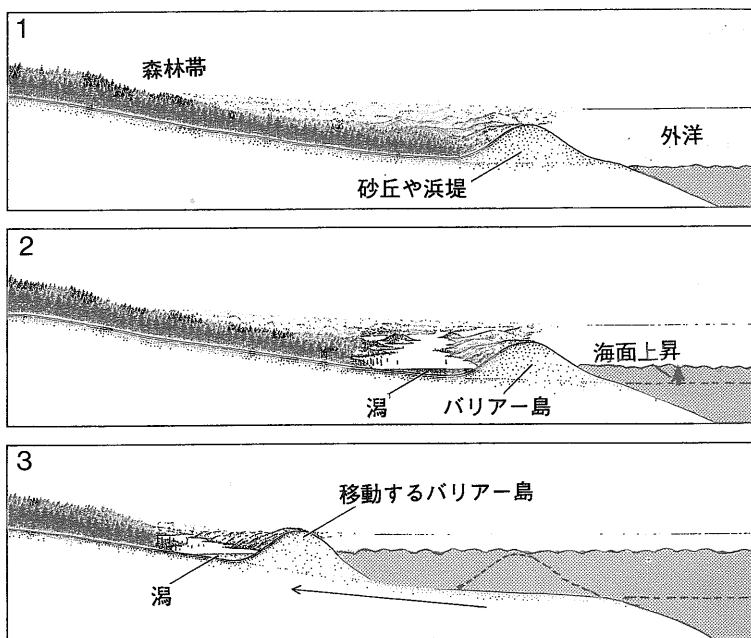
### (1) バリアー島の発達と移動

アメリカ合衆国のバリアー島の研究(Moslow and Heron, 1979; Heron et al., 1984)から、現在のバリアー島は後水期の海面上昇にともなって次第に陸側



第4図 古東京湾の離水軸。離水軸は、木下層の海浜堆積物から推定した海の方角(矢印)で決めることができる。この離水軸は海進期に存在したバリアー島の最後の位置を示す。印旛・成田・多古付近のアミ部は潮汐三角州や潮流口の堆積物の分布域。増田・中里(1988)、岡崎・増田(1989)より作成。

に移動したものであることがわかっている(第5図; Heron et al., 1984)。また、現在、バリアー島が発達するのは、最終水期以降、現在が最も海面が高い地域であることが多い。すなわち、バリアー島は海進期に特徴的な堆積システムといえる(Swift et al., 1991)。さらに、主にヨーロッパ沿岸の研究から、潮差が2m以下の比較的潮差の小さい地域でバリアー島が発達することも知られている(Hayes, 1975)。バリアー島がよく発達するアメリカ合衆国の大西洋やメキシコ湾の沿岸の潮差は、この条件にあっている。これらに加えて、堆積物の供給量が多いことや海底勾配が緩やかなことも発達条件とされている。



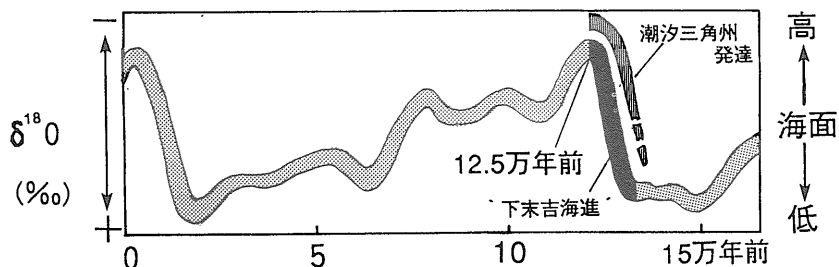
第5図 バリアー島の形成と移動(Dolan and Lins, 1987). 1: 約1万8000年前, 海面が現在より100 m 近くも低かった時期には, 現在の陸棚上は広く森林でおおわれ, 海岸沿いに砂丘や浜堤の砂の高まりがづらなっていた. 2: 氷床が解けると海面が上昇し始め, 海岸の砂の高まりの切れ目から背後の低い部分に海水が侵入して, そこが潟となり, これまでの砂の高まりが島々となってつらなりバリアー島が誕生した. 3: 波の作用と徐々に上昇する海面は, 外洋側の海浜付近の砂を潟側に堆積することによって, バリアー島をしだいに陸側へ移動させてきた. バリアー島は現在も陸側に移動している.

古東京湾の場合, すでに述べたように潮差は2 m ほどであったので, バリアー島が発達する条件にあたる. 木下層の堆積時の海面上昇は, およそ14~12.5万年前の下末吉海進(第6図)に求めることができる. この時期に潮汐三角州をともなったバリアー島が, 古東京湾に存在したのである.

(2) 海進期の潮汐三角州

潮汐三角州の堆積物が海進時に形成されたことは, 千葉県成田市付近の地層で知ることができる(第

7図). 離水軸に直交し, 西北西—東南東に伸びた細長い谷地形がこの地域にあることは, すでに述べた. その谷の中や北西部の谷の出口から西方に, 潮汐三角州の堆積物が分布している(第4図). 潮汐三角州の堆積物の主体は, 玉造町のそれと同じで, 三角州の前置斜面を反映した, 高さ数mで, 数度の傾斜をもったフォーセット構造をもった砂層である(写真9). 有名な“木下貝化石帯”と呼ばれる内湾の貝化石群集を豊富に含む砂層がこれである. 潮



第6図 最近17万年間の海面変動. 深海底コア中の有孔虫化石の酸素同位体比変動(Imbrie et al., 1984)による. これは相対的な海面変動を示す. 古東京湾のバリアー島は約14万~12.5万年前の下末吉海進期(黒塗り部分)に発達した.



2

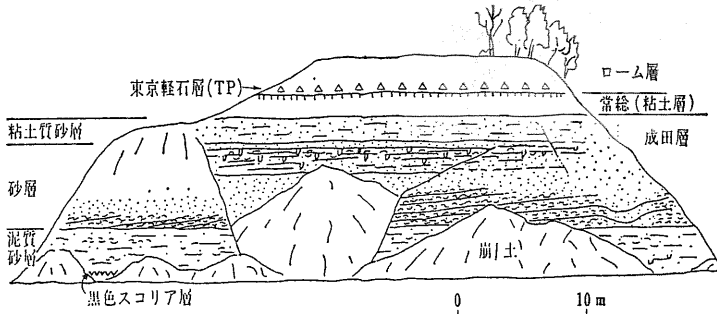


写真9 潮汐三角州堆積物からなる地層。千葉県白井町平塚，真木ノ内。1：露頭写真。2：三谷ほか(1982)による露頭スケッチ。1の写真はこのスケッチの右側半分にあたる。成田層は木下層に同じ。常総粘土層は塩水湿地，粘土質砂層は三角州頂置面，砂層は三角州前置面，泥質砂層は三角州底置面の堆積物である。貝化石を含んだ砂層に左にゆるく傾いたフォーセット構造が認められる。

汐三角州の堆積物の下位には，河川や河口あるいは潟の堆積物が発達している。重要なことは，成田市付近でみられる潮汐三角州の堆積物の上位は，海退相を示す堆積物が重なっている(Okazaki, 1992)ことである(写真10)。その地層は細粒～極細粒砂層を挟んだシルト層で，砂層には，おそらく水深数mの海底で，嵐のときの大波や流れによってつくられたハンモック状斜交層理が発達する。そして，その上位は次第に浅い環境の堆積物に変わってゆく。そこでは，トラフ型斜交層理の発達した上部外浜の砂質堆積物の上に，ヒメスナホリムシの生痕化石をもった砂鉄質の平行葉理を特徴とする海浜堆積

物，そして一番上に，生痕や根痕をもった塩水湿地の泥層が重なる。この海退を示す地層は，潮流口と考えられる谷の中にだけ分布し，バリアーの上には広がっていないようである。

また，潮汐三角州堆積物の最上部から上位の海浜堆積物までの間の地層の厚さは，およそ4mである。潮汐三角州堆積物のすぐ上の堆積物が堆積した深さは数mと推定されるので，この上位の堆積物は潮流口の深さ程度の深みに堆積したものといえる。したがって，海面上昇にともなって発達してきた潮汐三角州は海面上昇が停止したか，あるいは低下したためにその一部が離水し，潮流口がその機能





写真10 貝化石を含んだ潮汐三角州堆積物と、その上位に重なる外浜堆積物の泥層や砂層。矢印はその境界部で、その付近が海が最も広がった層準にあたる。千葉県成田市不動岡。露頭の高さは約10 m。柱状図は第7図に示す。

を果たせなくなつて、その後そこにのこつた深みが埋立てられたとしてこの地層を説明することができる。すなわち、潮汐三角州堆積物の最上部付近が、最も海面が広がった時期を示すことになる(第7図)。潮汐三角州の堆積物の下位にはより浅い環境の堆積物があるので、潮汐堆積物が最高海面期までの海進期に堆積したことで説明できる。

最近報告されたこの地域の潮汐三角州堆積物に含まれる貝化石の ESR 年代(Nakazato et al., 1992)では、下末吉海進の最高海面期(約12.5万年前)より古い15万~13万年前の値が多く、これらが海進時の堆積物であることを示している。

この多古町から成田市さらに印旛へと伸びた細長い潮流口と大きく発達した上げ潮潮汐三角州(第4図)は、この潮流口が下末吉海進の初期から比較的長い時間存在していたことを示している。また、玉

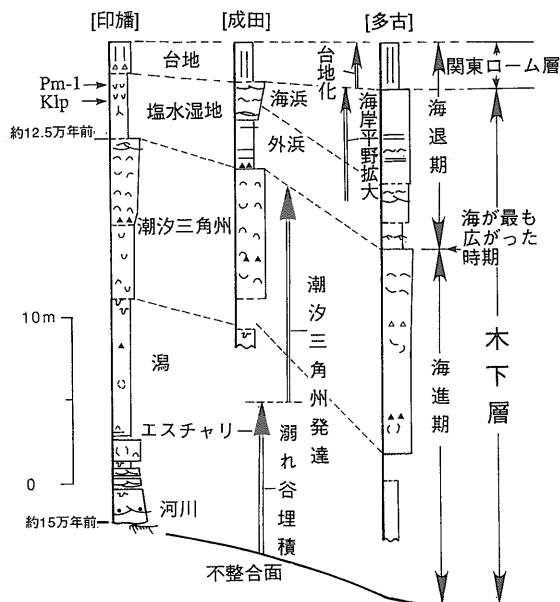
造町の潮汐堆積物の場合も上位に海面が上昇した痕跡をみいだすことができないうえ、この場合は、上げ潮潮汐三角州が離水軸のすぐ近くにあり、その規模も小さいことから、最高海面期に短い時間活動したものと考えられる。海面が低下すると、外洋側は急激に離水して、海浜が前進し、波浪が卓越した海浜~外浜の堆積物からなる地層が形成されていったと思われる。

このように、潮汐三角州をともなった古東京湾のバリアー島は、下末吉海進の海面上昇期(第6図参照)に発達したのである。下末吉期に存在したバリアー島が現在の日本列島にほとんどみられないのは、氷河性ハイドロアイススタシーによって海面変動のパターンに地域や時期の違いがあるからと考えられる。すでに述べたようにバリアー島がよく発達するアメリカ合衆国の大西洋やメキシコ湾沿岸では、現在の海面が最も高い地域で、海進がおこっている地域である。この地域は、最終氷期に北米大陸北部に広がった巨大なローレンタイド氷床の周辺にあたる。氷床が発達した時期には氷床地域は氷床の重さで沈降し、その周辺地域は逆に隆起した。その後、急激に氷床が消えていった1万年前以降は、荷重が小さくなった氷床地域はアイススタシーを保つように隆起し、その周辺地域は反対に沈降している。したがって、この沈降している地域は、現在も海進の傾向にある。一方、こうした氷床の消長による地殻変動を直接にうけない日本列島付近では、およそ6000年前からすでに海面が低下する海退期に入っており(第6図)、バリアー島が発達して維持できる状態にない。日本付近では、約6000年前までは発達していたバリアー島が、その後現在までに陸側のラグーンの埋積で消滅してきている。そうしたバリアーの痕跡は、現在、サロマ湖など北海道のオホーツク海沿岸で良くみることができる。

12~13万年前の下末吉海進期の古東京湾に存在したバリアー島の規模は、かなりのものである。そのバリアー島の総延長は約120 km にすぎないが、ラグーン(古東京湾)の広さは、アメリカ合衆国最大のノースカロライナ州にあるパムリコ湾に匹敵するほどであった(第8図)。

### (3) 外洋に開口した古東京湾(?)

下末吉期の古東京湾は、鹿島灘と九十九里浜に広く開口した湾であったとされている(成田研究グループ

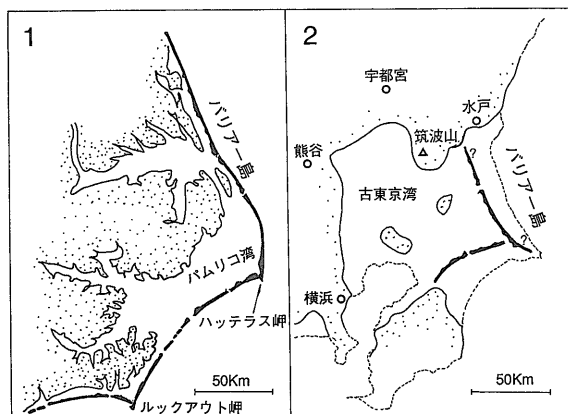


第7図 千葉県印旛・成田・多古地域の木下層の堆積環境。潮汐三角州堆積物の上面付近を海が最も広がった層準として認定できる。潮汐三角州をもったバリアー島は海進期に発達したのである。

ープ, 1962)。そのイメージを描けば、第9図の1のようであったろう。一方、これまでに述べてきたように、下末吉海進期のある時期に、第9図の2のように、水戸から銚子そして房総半島へとバリアー島が存在していた。バリアー島は海面が上昇するにつれて、陸側に移動してきたのだから、バリアー島が存在していた時期には外洋に広く開口した古東京湾は存在しなかったといえる。また、それ以前には海面が低かったのだから、離水軸の地帯ではむしろ陸が広がっていたはずである。

バリアー島が海進にともなって外洋側から移動してきたことは、その移動した痕跡と考えられる平坦な侵食面が、外洋側にあたる離水軸から東側の地層中に明瞭に残されている (Murakoshi and Masuda, 1992; Okazaki, 1992) ことから示される。この平坦な面は、外浜における波浪による侵食面と考えられ、ラヴィーンメント面 (Ravinement surface: Swift, 1968; Nummedal and Swift, 1987) と呼ばれる。ラヴィーンメント面のすぐ上には細礫などの粗粒堆積物が残留しているのが特徴である。

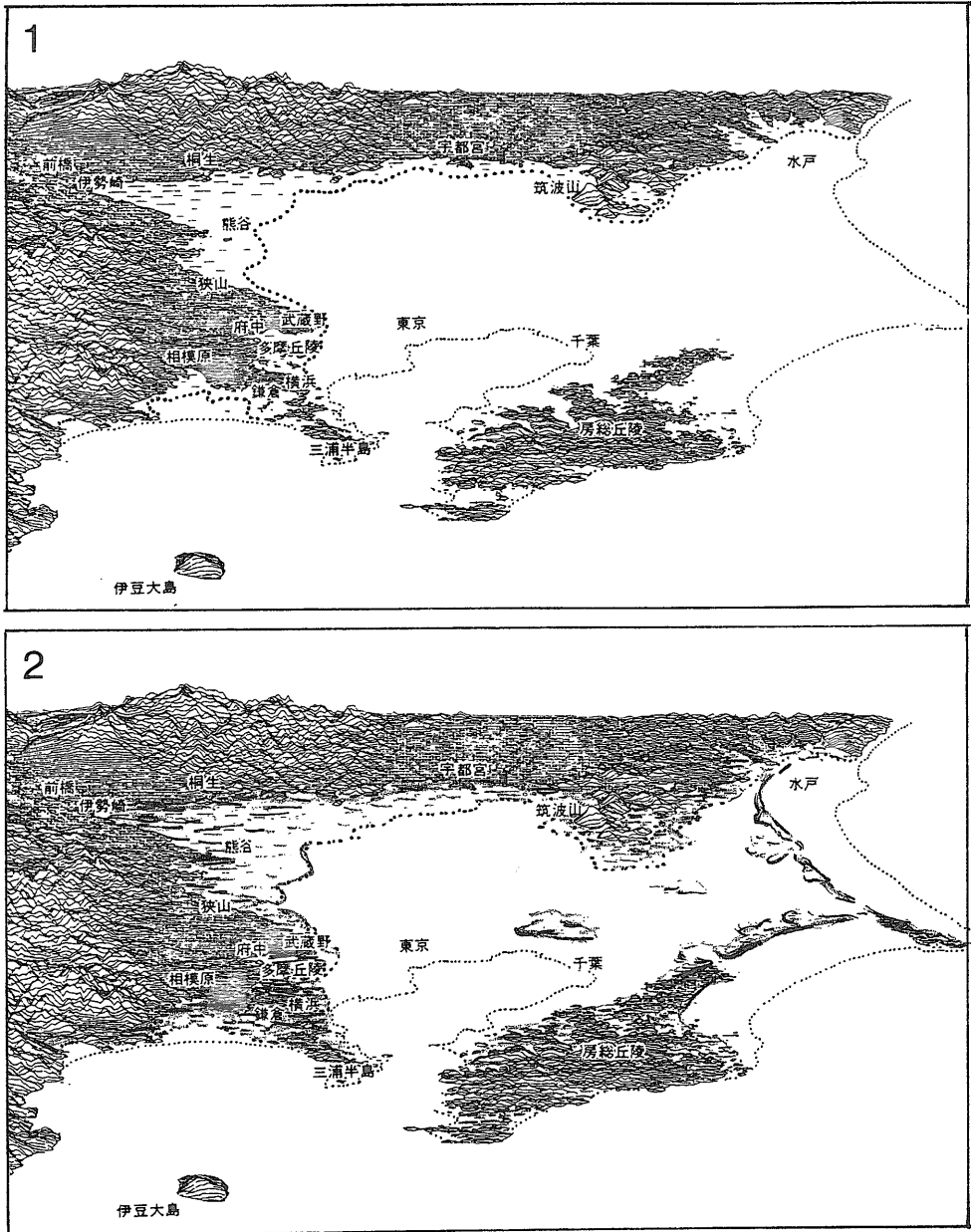
すでに述べたように、潮汐三角州堆積物は海進期の堆積物であり、その上面付近が最高海面期と考え



第8図 パムリコ湾と古東京湾のバリアー島の比較(同一スケール)。1: 世界最大のラグーンとバリアー島が発達するノースカロライナ州のパムリコ湾地域 (Barnes, 1980)。位置は第1図のハッテラス岬を参照。2: 黒帯がバリアー島。古地理については渡部ほか(1987)を一部修正。

られるので、その後さらに海面が上昇してバリアー島が海面下に溺れたことはないと考えている。もし、バリアー島が沈水したら、沿岸流や波浪による侵食がおり、地層にその痕跡が明瞭に残るに違いない。玉造町や成田市付近の地層の例ばかりでなく、鹿島灘や九十九里浜沿岸の常総台地の木下層には、そのような痕跡が今のところみつからない。したがって、第9図の1のような“外洋に広く開口した古東京湾は存在しなかったのではないか”と現在のところ考えている。離水軸で示されるバリアー島(第9図2)は、海が最も広がった最高海面期の姿であったのではないだろうか。

謝辞: 古東京湾のバリアー島の復元は、主に下総台地については千葉県立中央博物館の岡崎浩子さんと、行方台地については筑波大学地球科学研究科の村越直美さんとの共同研究で行ったものである。北陸農政局の中里裕臣氏および静岡北高等学校の佐藤弘幸氏には下総台地北部の地質について御教示頂いた。地質調査所海洋地質部の斎藤文紀氏にはバリアー島についての多くの事柄を御教授頂いた。また、原子力工学試験センターの垣見俊弘氏にはフロリダのバリアー島についてお話を伺い、貴重な文献を頂いた。論文中の図は大阪大学教養部地学科の吉田宏美さんに清書して頂いた。以上の方々に深く感謝致します。



第9図 古東京湾とバリアー島のイメージ。1: 下末吉期の古東京湾。2: 海進期に出現したバリアー島。鳥瞰図は国土地理院原図。

文 献

Barnes, R.S.K. (1980): Coastal Lagoons. Cambridge Univ. Press, London, 106p.

Dolan, R. and Lins, H. (1987): 変化するバリアー島と海浜. サイエンス, 192, 28-38 (増田富士雄 訳), 日経サイエンス社.

Hayes, M.O. (1975): Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. in Cronin, L.E. ed.: Estuarine Res., 2, Academic Press, New York, 3-22.

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, 1-28.

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. Marine Geol. 60, 413-434.

Heron, S.D. and Moslow, T.F. (1985): Evolution of barrier island sedimentary sequences: Cape Lookout, North Carolina. Soc.

- Econ. Paleont. Mineral. Slide set, No. 2.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., and Shackleton, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}O$  record. *in* Berger, A.L. et al. eds.: *Milankovitch and Climate. Part 1*, D. Reidel Pub. Co., 269–305.
- 垣見俊弘(1990): フロリダのバリアー島と沼沢性海岸巡検記. 地質ニュース, 433, 14–25.
- 菊地隆男(1972): 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義. 地質雑, 78, 137–144.
- Leatherman, S.P. (1988): Barrier island handbook. Coastal Pub. Ser., Laboratory for Coastal Reserch, Univ. of Maryland, 92p.
- 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. 応用地質, 29, 312–321.
- 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.
- Masuda, F., Nakayama, N., Yokokawa, M. and Murakoshi, N. (1989): Tidal pattern of diurnal inequality in the Pleistocene Paleo-Tokyo Bay. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, 15, 72–77.
- 増田富士雄・中里裕臣(1988): 堆積相からみた鹿島一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*, 9, 56–60.
- 増田富士雄・岡崎浩子(1983): 筑波台地およびその周辺台地の第四系中にみられる方向を示す構造. 筑波の環境研究, 7, 99–110.
- 増田富士雄・岡崎浩子(1985): 筑波・稲敷台地の第四系中の沿岸砂州堆積物による古水深の推定. 筑波の環境研究, 9, 42–55.
- 増田富士雄・横川美和(1988 a): 筑波台地の更新統の海浜堆積物. 筑波の環境研究, 11, 113–122.
- 増田富士雄・横川美和(1988 b): 地層の海浜堆積物から読み取れるもの. 月刊地球, 10, 523–530.
- 三谷 豊・伊藤彰秀・黒川 彰・渋谷正通・南波鑑四郎(1982): 手賀沼南岸地域. 54–64. 前田四郎(監修)続千葉県地学ガイド, 地学のガイドシリーズ, 14, コロナ社, 290p.
- Moslow, T.F. and Heron, S.D. (1979): Quaternary evolution of Core Banks, North Carolina: Cape Lookout to New Drum Inlet. *in* Leatherman, S.P. ed.: *Barrier Islands: From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. Academic Press, New York, 211–236.
- 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. et al., eds.: *Clastic tidal sedimentology*. Canadian Soc. Petrol. Geologists, Mem. 16, 219–226.
- Murakoshi, N. and Masuda, F. (1992): Estuarine, barrier-island to strandplain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *in* Donoghue, J.F. et al., eds.: *Quaternary Coastal Evolution. Sediment. Geol., Spec. issue.* (in press).
- 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., Sato, 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.
- Nakazato, H., Shimokawa, K. and Imai, N. (1992): ESR dating for the Pleistocene shell fossils and value of annual dose. *Applied Radiation and Isotopes* (in press).
- 成田研究グループ(1962): 下末吉海侵と古東京湾. 地球科学, 60-61, 8–15.
- Nummedal, D. and Swift, D.J.P. (1987): Transgressive stratigraphy at sequence bounding unconformities—some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. *in* Nummedal, D., Pilkey, O.H. and Howard, J.D. eds.: *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution*. Soc. Econ. Paleon. Mineral. Spec. Publ., 41, 241–260.
- Okazaki, H. (1992): Sequence stratigraphy of the Shimosa Group. *in* Makino, Y. and Masuda F. eds.: *A Plio-Pleistocene Fore-arc Basin Fill in the Boso Peninsula, Central Japan*. Chapter 1, 4–20, Field Trip Guidebook, A10, 29th IGC in Kyoto.
- 岡崎浩子・増田富士雄(1989): 古東京湾の流系. 堆積研報, 31, 25–32.
- 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 bird's foot deltas in the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay. *in* Whateley, M.K.G. and Pickering, K.T. eds.: *Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels*. Geol. Soc. London, Spec. Pub., 35, 129–138.
- Reinson, G.E. (1984): Barrier-island and associated strand-plain systems. *in* Walker, R.G. ed.: *Facies Models*. 2nd ed., 119–140, Geosci. Canada Rep. Series 1, Geol. Assoc. Canada.
- 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, 99, 533–541.
- Sackett, R. (1983): *Edge of the sea*. Time-Life Books Inc., 176p.
- Swift, D.J.P. (1968): Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *J. Geol.*, 69, 77–91.
- Swift, D.J.P., Phillips, S. and Thorne, J.A. (1991): Sedimentation on continental margins, IV: lithofacies and depositional systems. *in* Swift, D.J.P. et al., eds.: *Shelf Sand and Sandstone Bodies*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 14, 89–152.
- 渡部景隆・増田富士雄・桂 雄三・岡崎浩子(1987): 関東地方の自然環境の移り変わり(1), (2). 地学教育, 186, 1–12; 188, 79–90.

---

MASUDA Fujio (1992): Barrier islands in the Late Pleistocene Paleo-Tokyo Bay.

---

〈受付: 1992年6月26日〉