

下末吉海進に伴う潮流堆積相の発達

——茨城県鹿島台地の下総層群木下層——

岡崎浩子

千葉県立中央博物館

〒280 千葉市青葉町955-2

要旨 茨城県鹿島台地地域の上部更新統下総層群木下層の堆積相解析から次のような堆積相が認定された。すなわち、下位より溺れ谷埋積相、潮汐低地と潮流チャンネル堆積相、潮流口堆積相、潟相、外浜-海浜堆積相である。これらの堆積相の分布と変遷は、一回の海進から海退にいたる海水準変動に対応している。特に、調査地域では海進初期の潮汐低地、潮流チャンネル、潮流口などの潮流堆積物の発達が顕著である。これは、調査地域が古東京湾地域の最も外洋側に位置し、下末吉海進初期にはエスチュアリー環境が広く発達したためと考えられる。このような海進初期の堆積相の解析から、古東京湾の海進最盛期に発達したバリアー島の形成過程の詳細を、また、バリアー島の成立以前の古東京湾地域の堆積環境を明らかにした。

キーワード：木下層、下末吉海進、潮流堆積相。

調査地域の鹿島台地は、茨城県の太平洋岸に位置し、上部更新統の下総層群木下層からなる (Fig. 1)。木下層は、貝化石を含む砂層や泥層および礫層からなり、浅海から陸域の堆積物である (増田・岡崎, 1983; 岡崎・増田, 1989)。木下層が堆積した海は古東京湾と呼ばれ、12-13万年前の関東平野一円に広がっていた。古東京湾は、第四紀末の氷河性海水準変動による海退・海進に対応して消長を繰り返しており (町田ほか, 1980; 増田, 1988)、木下層堆積時の海進は下末吉海進と呼ばれている。

調査地域は、古東京湾地域の東部の最も外洋側に位置し、下末吉海進最盛時にはそこには内湾と外洋を隔てる地形的高まり、すなわちバリアー島が存在したことが知られている (増田・中里, 1988; 増田, 1989; 岡崎・増田, 1989)。このバリアー島については、それを構成する外浜-海浜、潮汐三角州などの堆積物の研究の報告 (横川ほか, 1989; 村越, 1989) があるものの、バリアー島形成にいたるまでの古環境変遷については今まで知られていなかった。この報告では、バリアー島を構成する堆積物の下位に認められる潮汐低地や潮流チャンネル、潮流口などの潮流堆積相の詳細を報告し、バリアー島の成立以前の古東京湾地域の堆積環境を明らかにする。

調査方法と結果

堆積物の堆積環境の推定には堆積相解析を用いた。堆積相解析とは、野外での地層の岩相、粒度、組織、色調、堆積構造、基底面形状、層厚および含有化石などの詳細な観察に基づいて、堆積相を識別するこ

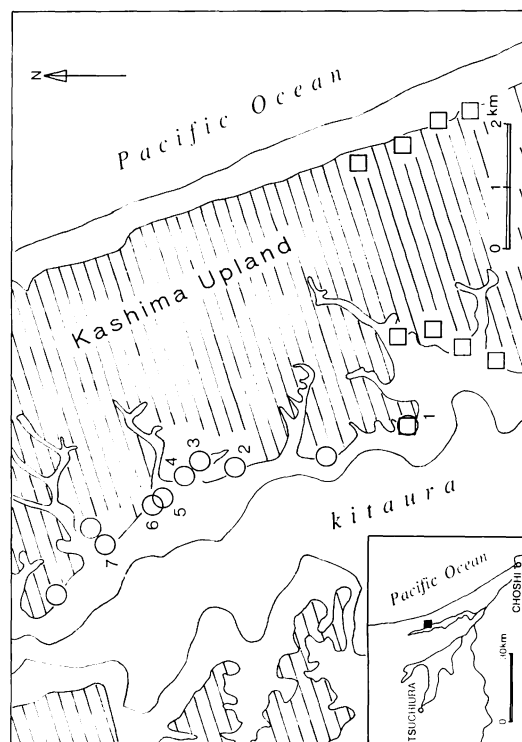


Fig. 1. Index map of the study area. Numbers indicate locations of columnar sections in Fig. 3. ○ indicates a location where a tidal channel facies is recognized. □ indicates a drowned valley facies.

とである。識別された各堆積相は、ある厚さを有するひとまとまりで、それぞれ特有の堆積条件を反映していると考えられる。次に、この堆積条件の推定や現世堆積物との比較から、各堆積相を構成する地層の堆積環境を推定する。同時に、堆積構造や堆積相の分布から得られる古流向から、それらを堆積させた流系の推定も行う。

以上のような堆積相解析を調査地域の木下層について行った。

1. 調査地域の堆積相層序

調査地域では下位から上位にかけて7つの堆積相(A~G)を識別することができる(Fig. 2, 3)。以下にそれぞれの特徴を記す。

堆積相 A

亜角礫の中礫をふくむ極粗粒から中粒砂からなり、厚さは約2mで、堆積相の基底は浸食チャンネル状を呈する。下部は礫質で顕著な堆積構造が認められな

いが、上部はより細粒でトラフ型斜交層理や平板型斜交層理が認められる。

根本(Fig. 3のLoc. 6)の堆積相Aの上部では、一方向に緩く傾いた、厚さ30-50cmの平行層理が発達する(Fig. 4aのA2)。各層理(セット)は、さらに数枚の厚さ10cm程度の平板型あるいはトラフ型斜交層理からなる(Fig. 4b)。一つのセットの中では最下部の平板型斜交層理が最も粗粒で、その上位にフォーセット葉理の傾きが最下部と同じ平板型斜交層理が2-3枚重なる。さらにその上位には、再活動面(reactivation surface)をもって、逆方向に傾くフォーセット葉理をもつ平板型ないしはトラフ型斜交層理が重なる。よって各セット中にはヘリンボーン斜交層理が認められる。セットの最上部には泥質な薄層(マッドドレイブ)をまれに挟むことがある。

堆積相 B

材などの植物片や泥炭を多く含む塊状泥層からなる。厚さは約2mで、基底はチャンネル状を呈する。

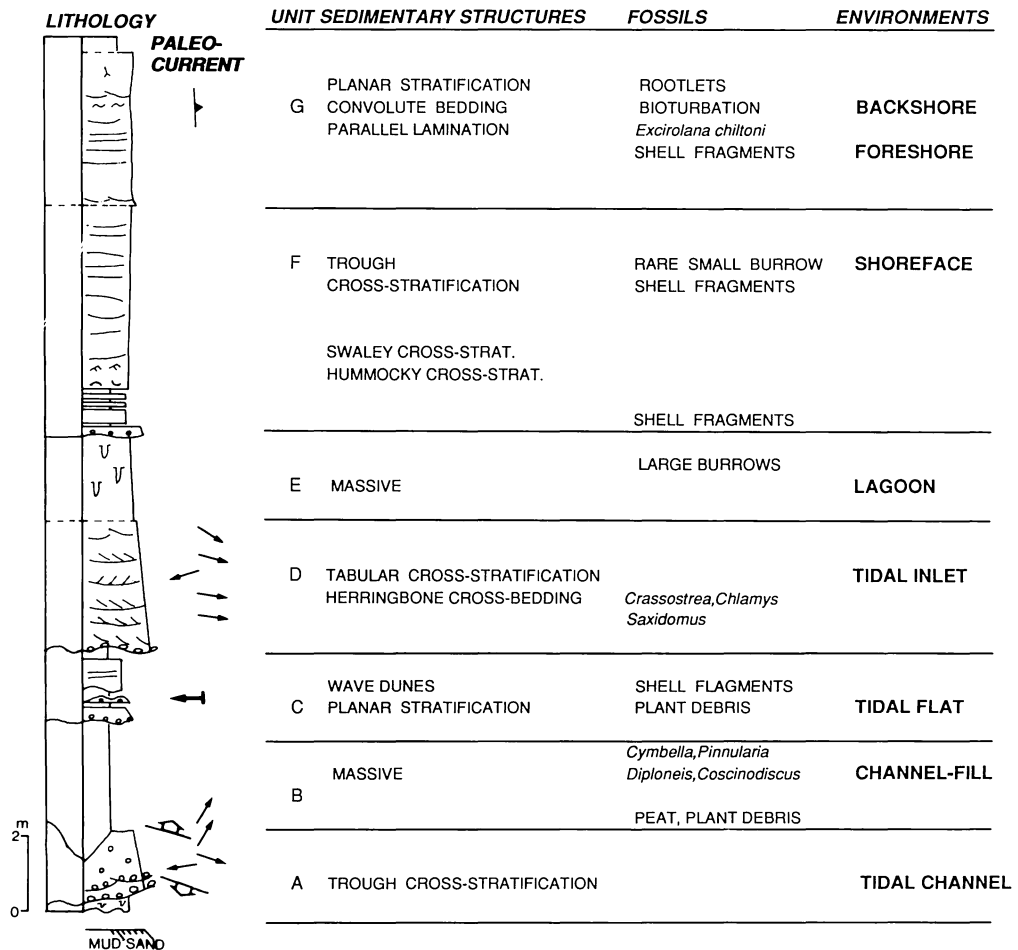


Fig. 2. Generalized facies sequence of the Kioroshi Formation, Kashima Upland.

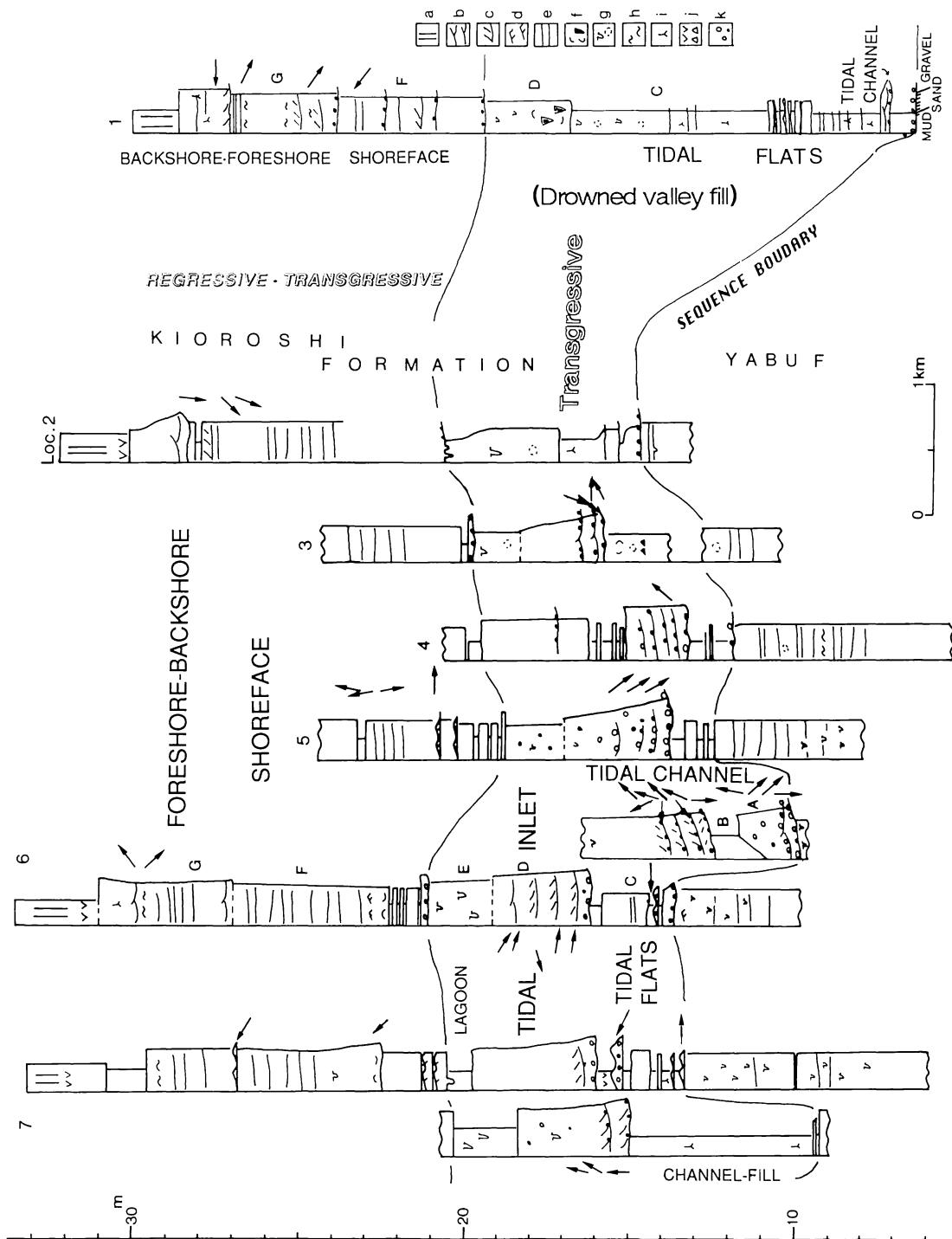


Fig. 3. Columnar sections of the Kioroshi Formation. (Loc. 1, Tsuga; Loc. 2, Takei; Locs. 3, 4, Shizaki; Locs. 5, 6, Nemichi; Loc. 7, Egawa; a, loam; b, trough cross-beds; c, tabular cross-beds; d, ripples; e, parallel beds; f, molluscan shells; g, bioturbation; h, *Excirolana* burrows; i, roots; j, pumice; k, granule.)

淡水生の *Cymbella*, *Pinnularia*, *Gomphina* 属など
 や汽水生の *Diploneis smithii*, *Coscinodiscus lacustris*
 などの珪藻化石やハンノキやミズメなどの樹木や
 ヒシ、ヒルムシロ属、ホタルイ、等の湿地や水辺に
 はえる草本木の植物化石を普通に産出する (Loc. 6).

堆積相 C

粗粒砂層と泥層の互層からなり、下位の堆積相とは、
 浸食面をもって接する。調査地域北部での厚さは
 0.5-2 mである。粗粒砂層の部分にはトラフ型斜交層理、
 平板型斜交層理、ウェーブデューンなどが認められる。
 また、砂層には貝殻片が、泥層には植物片がしばしば
 含まれる。

調査地域の南部では、この堆積相は泥勝ちで厚さ
 も 6-10m と厚くなる。津賀 (Loc. 1) では、厚さ

は約10mで、基底は浸食面を示し、浸食面上には中
 礫など粗粒堆積物がみられる。主部は、細粒砂層と
 泥層の薄互層からなり、下部から上部にかけてレン
 ズ状からフレーザー状の層理 (Fig. 6) が発達する。
 下部には植物片が多く含まれ葉理をなしている。上
 部には管状生痕が発達し、生物擾乱によって初生堆
 積構造は乱されている。この薄互層中にやや厚い砂
 層がしばしば狭在される。挟まれる砂層の特徴は、
 下部はトラフ型斜交層理の発達する厚さ30-100cmの
 粗粒砂層で、中部は平行層理やリップル葉理のみら
 れる分級のよい厚さ20-30cmの細粒砂層である。

堆積相 A, B および C は相互に指交関係を示し
 (Fig. 4), それぞれ下位の地層とは明瞭な浸食面をも
 って接する。

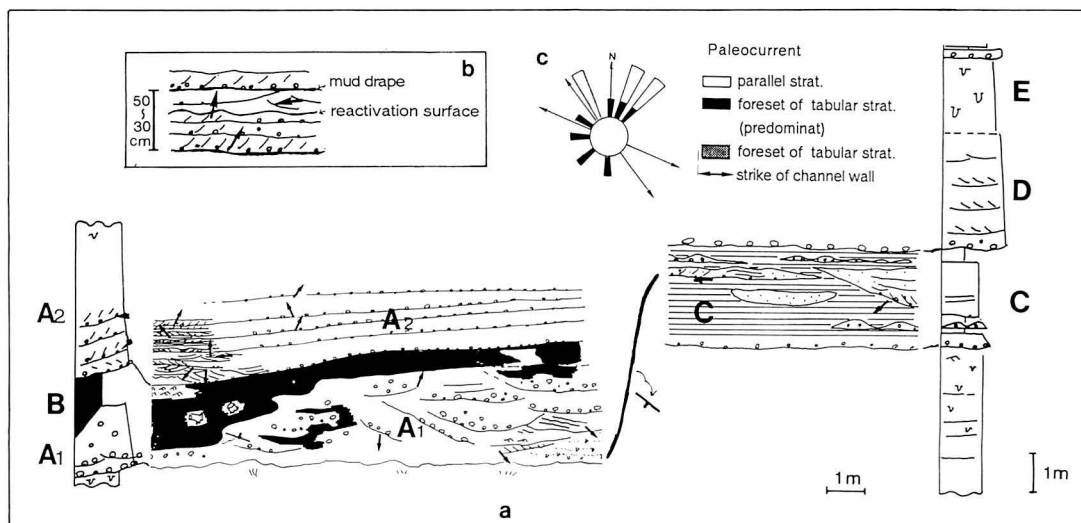


Fig. 4. (a.) Sketches of tidal channel, channel-fill and tidal flats deposits (Loc. 6). A indicates a tidal channel deposit composed of very coarse-grained sand and includes medium-scale trough cross-bedding. B is a channel-fill deposit, composed of massive peaty clay. C is a tidal-flat deposit including mega-ripples. Arrows indicate paleocurrents. (b.) A set of parallel bedding is composed of several tabular beddings. (c.) Rose diagram of paleocurrents of A2.



Fig. 5. A herringbone structure of a tidal-channel facies (Loc. 6).



Fig. 6. A flaser bedding of a tidal-flat facies (Loc. 1).

堆積相 D

中粒から粗粒砂からなり、厚さは約1-2mで、浸食面をもって下位の堆積相A, BおよびCを覆う。厚さ20-30cmの平板型やトラフ型斜交層理が発達し、まれにヘリンボーン斜交層理が認められる。アズマニシキやマガキなど汽水域から湾口部に生息する貝化石の密集帯や、ウチムラサキガイが合弁で認められる (Loc. 1)。

堆積相 E

塊状泥質砂層からなる。厚さは0.5-1mで、堆積相Dの上位に漸移的に重なる。上部にスナモグリやアナジャコなどの大型の管状生痕 (直径2-3cm, 長さ10-20cm) を含む。

堆積相 F

厚さ6-8m程度で、下部は細粒砂層と泥層の互層、中部から上部は分級のよい極細粒から粗粒砂からなり上方に粗粒化する。基底は浸食面を示し、基底面上には泥質礫や細礫あるいは貝殻片などがみられる。堆積構造としては、下部にはウェーブデューンや平行葉理、中部には低角くさび状斜交層理やハンモック状斜交層理、上部にはトラフ型斜交層理や平板斜交層理などが認められる。また、下部には *Cylindrichnus* sp.などの小型管状生痕が普通にみられ、中部には生痕はまれだが、貝殻片が散在する。上部には、潮間帯に生息するヒメスナホリムシの生痕や潮間帯よりやや深いところまでを指示する生痕 *Ophiomorpha* sp.などがみられる。

堆積相 G

分級のよい細粒から中粒砂層からなる。厚さは2-3mで、下位の堆積相とは漸移的である。数度に緩く傾く砂鉄質平行葉理が発達し、ヒメスナホリムシの生痕を頻繁に含む。上部でより粗粒になり、まれに平板型やトラフ型斜交層理が認められることがある。最上部には植物の根の跡が多く、管状生痕もしばしばみられる。

2. 堆積環境の推定

次に堆積相A~Gにみられる堆積構造、基底面形状、含有化石などの特徴に基づく水理条件の推定から、各堆積相の堆積環境を推定する。

堆積相Aに認められるヘリンボーン構造は、潮流のように流れの反転によって、再活動面は、流れの停止 (停潮) と反転によってでき、また、マッドドレイブは反転する際にまいあがった浮遊泥の沈積である (Klein, 1970; Visser, 1980)。このような堆積構造やチャンネル壁の構造が認められることから堆積相Aは潮流チャンネル (tidal channel) 堆積物と推定できる。さらに根本 (Loc. 6) の堆積相A2でみられた平行層理は、チャンネルの壁の走向から得られるチャンネルの伸びの方向と層理の傾きの方向がほぼ直

交すること (Fig. 4c)、また、一つの平行層理は数枚の平板型斜交層理から構成されることなどから、チャンネル内の流れに平行してできる縦列砂州 (longitudinal bar) (Reineck, 1980a) の可能性が高い。

現在みられる潮流チャンネルの多くは潮汐低地上を蛇行して流れ、放棄されたチャンネルは塩水湿地または潮汐低地の泥質物質で埋積されている。堆積相Bの泥層中には塩水湿地性の植物化石や珪藻化石などによって汽水の影響が認められ、また、潮流チャンネル堆積物と考えられる堆積相Aと側方で指交関係をなすことから、堆積相Bは潮流チャンネルの放棄埋積チャンネルの堆積物と考えられる。根本 (Loc. 6) で確認できる露頭規模のチャンネルの指交関係はこのような微地形を反映していると解釈できる。

堆積相Cは細粒砂層と泥層の互層からなり、ウェーブリップル、レンズ状やフレーザー状層理がみられる。下部では植物片が、上部では生痕が含まれる。これらのことから、堆積相Cは河川や波浪、潮汐の影響を受けて堆積したと考えられ、このような堆積環境としては潮汐低地 (tidal flat) のような場が推定されている (Reineck and Wunderlich, 1968)。よって、下部に挟まれる粗粒砂層は堆積相Aで述べた潮流チャンネルに相当する堆積物で、中部のウェーブリップルのみられる砂層は潮間帯下の潮流チャンネルの前面に堆積する砂堆 (sand bar) の堆積物とみなすことができる。また、上部を除いて生物擾乱が少ないこと、植物片が葉理状に集積することなどから堆積速度は比較的速かったと考えられる。堆積相Cは調査地域より西方向に帯状に連続して追跡でき、その分布域はちょうど木下層の基底の谷部に対応している。また、その層相は現在の東京湾岸の沖積層の溺れ谷の埋積物に類似している。よって堆積相Cは木下層の谷地形を埋積した溺れ谷埋積物であるとも解釈できる。

堆積相Dはトラフ型斜交層理が発達しヘリンボーン斜交層理がみられるなど、堆積相Aと層相がよく似ている。しかし、堆積相Aと比較すると古流向は一方向性が強く、下位のA, BおよびCの堆積相の上位により広く分布することなどが異なる。これは、より大規模に潮流チャンネルが発達し、比較的高エネルギーの流れが起こったためと考えられる。また、堆積相Aよりも砂の分級がよいのは、これが河川からのものではなく、海側から波浪や潮流によってもたらされたことを示唆している。このことは後述の古流向解析からも支持される。よって堆積相Dは、潮流チャンネルのより河口域またはバリアー島の潮流口 (tidal inlet) などのさらに潮流の影響の大きい堆積場で堆積したと推定される。

堆積相Eは堆積相Dの上位に漸移的に重なり、大型の管状生痕などが発達することから、比較的流れ

の弱い渦などの滞水域に堆積したと考えられる。

堆積相 F には、下部から中部にかけてはスエーリイ状斜交層理やハンモック状斜交層理、平行葉理、ウェーブリップル葉理などの波浪の影響による堆積構造が認められる。特にスエーリイ状やハンモック状の斜交層理は、暴浪時に静穏時の波浪限界以深すなわち、沖浜から下部外浜に運び込まれた堆積物に特徴的なものである (Harms *et al.*, 1982; 牧野ほか, 1985; 桂ほか, 1985)。一方、上部のトラフ型斜交層理や平板型斜交層理は、古流向に明瞭な方向性がないことから、磯波や砕け波または離岸流や沿岸流などさまざまな方向の流れが存在する上部外浜で形成されたと考えられる。これらのことから堆積相 F は下部から上部外浜の堆積物と推定される。

堆積相 G には潮間帯に生息するヒメスナホリムシの生痕が多く存在し、数度に緩く傾く平行葉理が発達している。これらは、海浜の潮間帯の堆積物の特徴である。すなわち、現在の前浜では、静穏時の寄せ波と返し波の作用による重鉱物の濃集により平行葉理が形成され、それらは海側に緩く傾いている。また、後浜の低まりには堆積相 G の上部にみられるような粗粒な堆積物が認められる。これは、ストーム時の大波で砂が一気に運び込まれるため、前浜の砂よりも粒径は大きく分級が悪くなっている (増田・

横川, 1988; 横川・増田, 1988)。

堆積相 F と堆積相 G の堆積場を総合して考えると、これらは、この地域のバリアー島を構成する堆積物である。

以上のように調査地域の木下層には下位より潮流チャンネル相 (堆積相 A)、潮流チャンネル放棄埋積相 (堆積相 B)、潮汐低地相 (堆積相 C)、潮流口相 (堆積相 D)、渦相 (堆積相 E)、外浜相 (堆積相 F) および海浜相 (堆積相 G) の 7 つの堆積相が認められる。また、各堆積相が示す古水深は、堆積相 F の下部が最も深く、よって、このような一連の堆積相変化は、海進から海退の 1 回の海水準変動に対応して形成されたことが示唆される。

3. 堆積相の分布・古流向

以上の堆積相解析の結果に加えて、増田・岡崎 (1983) の方法を用いて古流向を測定し、当時の潮流の方向、海岸線の方向などについて考察を行った (Fig. 7)。

堆積相 A の斜交層理のフォーセット葉理の傾斜方向から推定できる潮流の向きは、逆向きもみられるが北西から南東が卓越する。また、堆積相 A と B のチャンネルの壁の走向から推定できる潮流チャンネルの伸びもほぼ北西-南東で、斜交層理から求められる

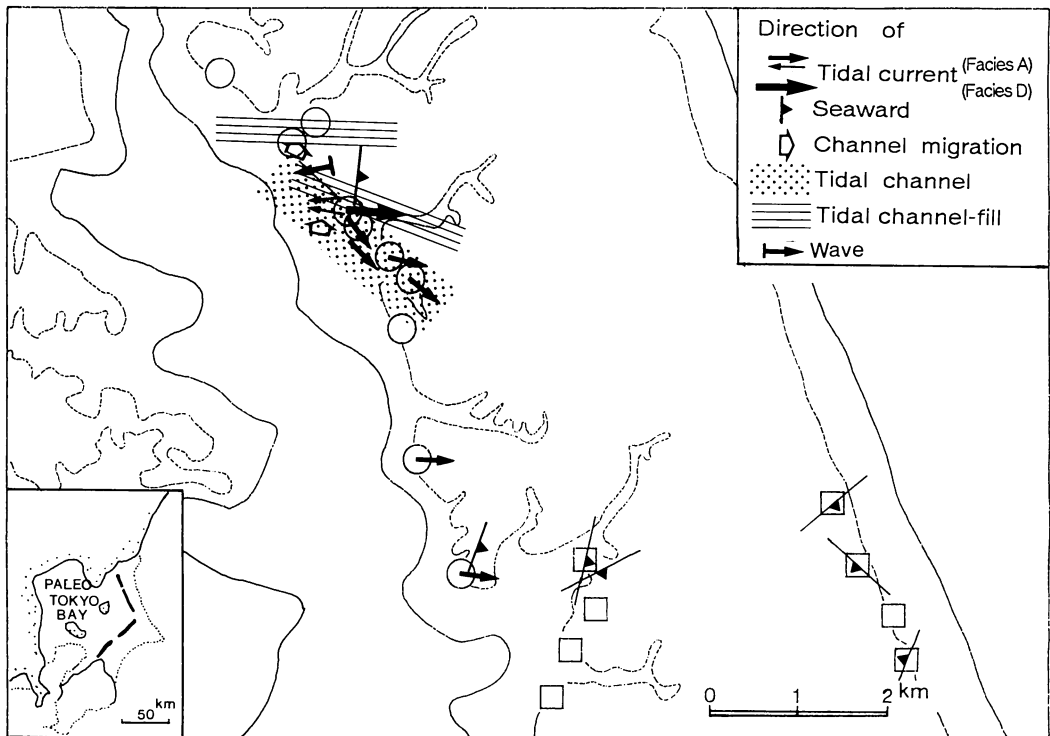


Fig. 7. Paleocurrents of the Kioroshi Formation.

潮流の方向と一致する。さらに、堆積相 D の斜交層理から求められる流向は西北西から東南東で、堆積相 A の斜交層理から求められる潮流の流向とほぼ一致し、より一定している。一方、バリアー島の伸びの方向すなわち海岸線の方向は、前浜堆積相の平行葉理から求められる。すなわち、前浜の平行葉理は前浜面と平行し、その走向方向が海岸線の方向を、その傾き方向が海の方向を示す。堆積相 G の前浜堆積相から推定されるバリアー島の伸びは北北東-南南西であり、潮流の方向と明らかに直交する。

このような地域的な流系に基づいて、いくつかの堆積構造の形成過程についても考察してみる。根本 (Loc. 6) の堆積相 A2 でみられた縦列砂州を構成する平板型斜交層理の優勢方向は南から北で、チャンネルの伸びとほぼ直交する (Fig. 4c)。また、再活動面やマッドドライブをともなう平板型斜交層理のフォーセット葉理の傾きは、これとは逆向きで、北東から南西である。これらの古流向から、次のようなことが推定される。調査地域で卓越する引潮流 (北西から南東) の時にチャンネル内の縦列砂州の横断方向 (南から北) の前進が起こり、逆の満ち潮時には縦列砂州は水をかぶり、砂州上にリップルが形成され浸食と浮遊泥の沈積が起こったのであろう。

また、堆積相 C の潮汐低地相にみられるウェーブデューンのフォーセット葉理の傾きは、東から西方向が卓越する。これは、このリップルが台風時のような大きな波浪によって潮汐低地上に形成されたことを示唆する。

以上の堆積環境と古流向の結果から、調査地域では次のような古環境の変遷が考察できる。下末吉海進以前の海退期の河川によって形成された谷は海進期に溺れ谷となり、潮汐低地から潟 (堆積相 C と E) の環境がみられた。同時に沿岸域では潮汐低地上を北西-南東方向に潮流チャンネル (堆積相 A と B) が発達し、それらは潮流や波浪の影響の強いより河口域や潮流口 (堆積相 D) へと変化した。そこでは西北西から東南東に比較的安定した強い引潮流が流れたことが推定される。さらに海進により海進初期には沖合いにあった北北東から南南西にのびるバリアー島 (堆積相 F と G) が陸側に前進し、その後の海退によって陸化した。

木下層にみられる潮流堆積相

前述したごとく鹿島台地地域の木下層には、1 回の海進から海退にいたる海水準変動に対応して、下位より、溺れ谷埋積相、潮汐低地と潮流チャンネル相、潮流口相、潟相、外浜-海浜相が認められる。特に、潮流チャンネル、潮汐低地、潮流口などの潮流堆積相 (堆積相 A, B, C および D) の発達が顕著である。

現在の潮流チャンネルや潮汐低地の堆積物の研究は、

北海やカナダのファンディ湾、アメリカ合衆国の大西洋沿岸などで行われている。潮流チャンネルや潮汐低地が広がる河口から沿岸地域は、潮流、波浪、河川などの流れや、気候、植生など様々な影響を受け、堆積相の地域的な変化が大きい。古東京湾の河口域の堆積物でも、根本 (Loc. 6) でみられるような潮流チャンネル堆積物優勢の砂質堆積物と津賀 (Loc. 1) のような潮汐低地堆積物優勢の泥質埋積物がみられ、このような相違は波浪、河川、潮流などの影響の差違によって生じたと考えられる。

根本では、下部に堆積相 A の粗粒砂からなるトラフ型斜交層理の発達するチャンネル (A1) と、堆積相 B の泥炭質の泥層がみられる。この粗粒砂層は蛇行河川の突州 (point bar) によく似た堆積物で、泥層は潮流チャンネルの蛇行により放棄され、埋積されたものと考えられる。その上位に縦列砂州のみられる潮流チャンネル (A2) が発達する。また、これらは、その上位でより潮通しのよい、大規模な潮流口 (堆積相 D) へと変化する。このような特徴は、アメリカ南東部にあるウィラバ湾の現在のエスチュアリーの特徴によく似ている (Clifton, 1982)。エスチュアリーとは、潮差が大きく河川の運ぶ土砂量あまり多くない河口域で、海岸線が陸側に深く入り込んでロート状になった入り江である (Fig. 8)。ここでの潮流チャンネルは、エスチュアリーの上流域と河口域では堆積相が異なり、上流域の潮流チャンネルは蛇行性がみられ堆積物は泥質である。より下流域では、潮流チャンネル内に、蛇行河川性の突州にかわって、縦列または斜交砂州 (longitudinal or oblique bar) が発達する。河口域では流路形態は複雑でしばしば横に移動し網目状になり、潮流砂州 (tidal ridge) や砂堆 (sand bar) が普通にみられる。よって、根本の木下層でみられる潮流堆積物の下位から上位の変化は、ウィラバ湾のエスチュアリーでみられる上流から河口域への潮流チャンネルの変化に対応していると考えられる。また、木下層のこの変化は、海が徐々にこの地域に入り込んできた様子を暗示している。

また、津賀 (Loc. 1) でみられる堆積相 C の潮汐低地相は、下部にはレンズ状層理が発達し、植物片が葉理上に集積したり、潮流チャンネル堆積物である砂層が挟まれる。上部では潮間帯下の潮流チャンネルの前面に堆積する砂堆みられ、最上部には管状生痕が発達する。このような変化は、北海などでみられる潮間帯の上部から下部にかけての変化 (Reineck, 1975) に似ている。よって津賀の木下層も根本同様に下位から上位にかけて河川や潮流の影響が徐々に弱くなり、海水準が上昇してきたことがうかがえる。

このように鹿島台地地域の木下層下部に認められる潮流堆積相は海進初期の古東京湾を特徴づけてい

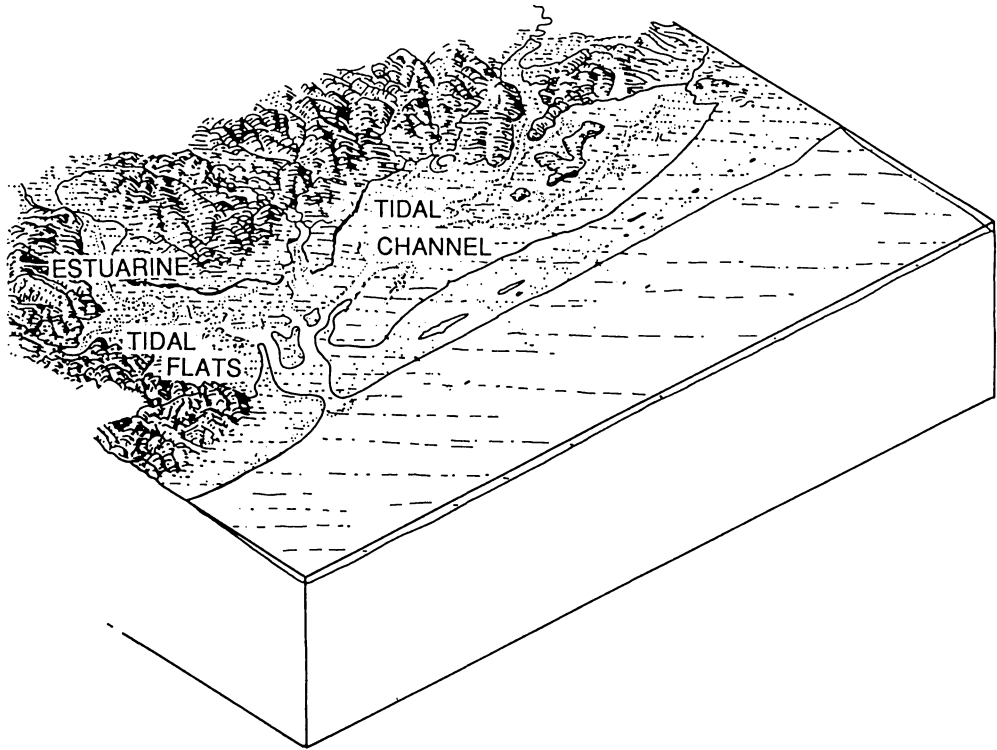


Fig. 8. A schematic block diagram illustrating topographic features of estuarine.

る。このような潮流堆積相からなる海進初期の堆積相が調査地域によく発達するのは、ここが古東京湾地域の東部の最も外洋側に位置し、海進初期にここではエスチュアリーが発達し、内陸部では溺れ谷が沿岸地域では潮流チャネルを含む潮汐低地が広がったためと考えられる。またそれらが海進と共に海進最盛期に発達したバリアー島へと変化していった。

このように海進初期の潮流堆積相の解析から、バリアー島の成立以前の古東京湾地域の堆積環境とバリアー島の形成過程を明らかにすることができた。

謝 辞

本報告をまとめるにあたり、千葉県立中央博物館の百原 新博士には植物化石の同定を、近藤康生博士には貝化石の同定をお願いした。心からお礼申し上げます。

文 献

Clifton, H. E. 1982. Estuarine Deposit. In Scholle P. A. and D. Spearing, (eds.), Sandstone Depositional Environments, AAPG Memoir, 31. pp.179-190.
 Harms, J. C., J. B. Southard and R. G. Walker. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification

sequences. SEPM short course, 2. 161pp.

桂 雄三・増田富士雄・岡崎浩子・牧野泰彦. 1985. 筑波台地周辺の第四系中にみられるストーム堆積物の特徴. 筑波の環境研究 9: 56-62.
 Klein, G. de V. 1970. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. J. Sediment. Petrol. 40: 1095-1127.
 牧野泰彦・増田富士雄・岡崎浩子. 1985. 茨城県に分布する下総層群中のウェーブリップル. 茨大教育紀要(自然科学) (34): 35-55.
 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編年-テフラによる一つの試み-. 第四紀研究 19: 233-261.
 増田富士雄. 1988. ダイナミック地層学-古東京湾の堆積解析から- (その1基礎編). 応用地質 29: 312-321.
 増田富士雄. 1989. 潮汐三角州とバリアー島 (まとめ). 牧野・増田編, 古東京湾のバリアー島, pp.160-196. 日本地質学会第96年学術大会見学旅行案内.
 増田富士雄・中里裕臣. 1988. 堆積相からみた鹿島-房総隆起帯の運動像. 月刊地球 10: 616-623.
 増田富士雄・岡崎浩子. 1983. 筑波台地及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・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.
- 村越直美. 1989. 潮汐三角州底置層と大量流入堆積物. 牧野・増田編, 古東京湾のバリアー島, pp.179-181. 日本地質学会第96学術大会見学旅行案内.
- 岡崎浩子・増田富士雄. 1989. 古東京湾の流系. 堆積学研究会報 (31): 25-32.
- Reineck, H. E. 1975. German North Seatidal flats, *In* Ginsburg, R. N. (ed.), Tidal deposits, pp.5-12. Springer-Verlag, New York.
- Reineck, H. E. 1980. Longitudinal Cross-bedding, *In* Reineck, H. E. and I. B. Singh, (eds.), Depositional Sedimentary Environments, pp. 104-105. Springer-Verlag, New York.
- Reineck, H. E. and F. Wunderlich. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11: 99-104.
- Visser, M. J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. *Geology* 8: 543-546.
- 横川美和・増田富士雄. 1988. 前浜堆積物の粒子配列—茨城県鹿島郡荒野海岸での観察例—. 月刊地球 10: 452-457.
- 横川美和・村越尚美・岡崎浩子. 1989. 三角州前置層. 牧野・増田編, 古東京湾のバリアー島, pp.176-178. 日本地質学会第96年学術大会見学旅行案内.

Development of tidal facies during the Shimosueyoshi transgression: the Kioroshi Formation of the Shimosa Group, Kashima Upland, Ibaraki Prefecture

Hiroko Okazaki

Natural History Museum and Institute, Chiba
955-2 Aoba-cho, Chiba 280, Japan

Depositional systems of drowned valley, estuary-tidal channel, tidal inlet, beach-shoreface are recognized in the upper part of the upper Pleistocene Kioroshi Formation, which crops out in Kashima Upland, southern Ibaraki Prefecture. The Kioroshi Formation comprises thick units of sand beds and thin mud and gravel beds, deposited in Paleo-Tokyo Bay. In Paleo-Tokyo Bay, during the transgression associated with the interglacial period (150-120ka), at the start, the drowned valleys were infilled and tidal channel-inlet system developed. Continuously, barrier islands which consist of beach-shoreface system and tidal delta and inlet system appeared. These depositional system in Paleo-Tokyo Bay are controlled by glacio-eustatic sea-level change. The tidal channel-inlet system are important as transgressive deposits.