

下総層群の堆積サイクルの特徴と形成過程

岡 崎 (熊代) 浩 子

千葉県立中央博物館

〒260 千葉市中央区青葉町 955-2

要 旨 下総台地に分布する下総層群にみられる堆積サイクルの特徴と形成過程を考察した。下総層群の堆積サイクルはエスチュアリーやバリアーシステムからなる海進層と三角州や外浜-海浜システムからなる海退層からなる。また、下総台地の南部地域と北部地域では異なる堆積サイクルの発達が見られ、南部地域は河川がつくる三角州システムで、北部地域はバリアーシステムで特徴づけられる。また、これらの堆積サイクルは第四紀末の氷河性の海水準変動によって形成され、その空間的变化は堆積物の供給量に、また、時間的变化は下総層群堆積期の構造運動に求められる。

キーワード: 下総層群, 堆積サイクル, 堆積システム, 氷河性海水準変動, 堆積物供給量, 構造運動。

下総台地に分布する更新統の下総層群はおおよそ 50 万年から 6 万年前の地層で、主に水深数 10 m 以浅の浅い海や陸上の堆積物からなる (図 1)。下総層群の堆積した時期には氷期と間氷期が繰り返していたことが知られている。日本付近での氷期と間氷期の海水準の違いは、最終氷期 (約 2 万年前) と現在とで 140 m とされている (井関, 1983)。すなわち、間氷期と氷期の間に海水準は 100 m 以上も変動したことになる。したがって下総層群の堆積した“古東京湾”のような浅

い海は氷期には全体が陸化し、間氷期には再び浅海が出現することを繰り返したと考えられる。

下総層群は、貝化石を多産する厚い砂層とそれより薄い泥層や礫層を単位とする堆積サイクルからなり、下総層群の累層区分はこの堆積サイクルに基づいて行われている (三土, 1937; 小島, 1959; 中川, 1960; 植田, 1969; 青木・馬場, 1971; 菊地, 1974)。一つのサイクルはいくつかのユニットに区分され、貝化石を含む厚い砂層はおおよそ海進期の堆積物で、薄い泥層や

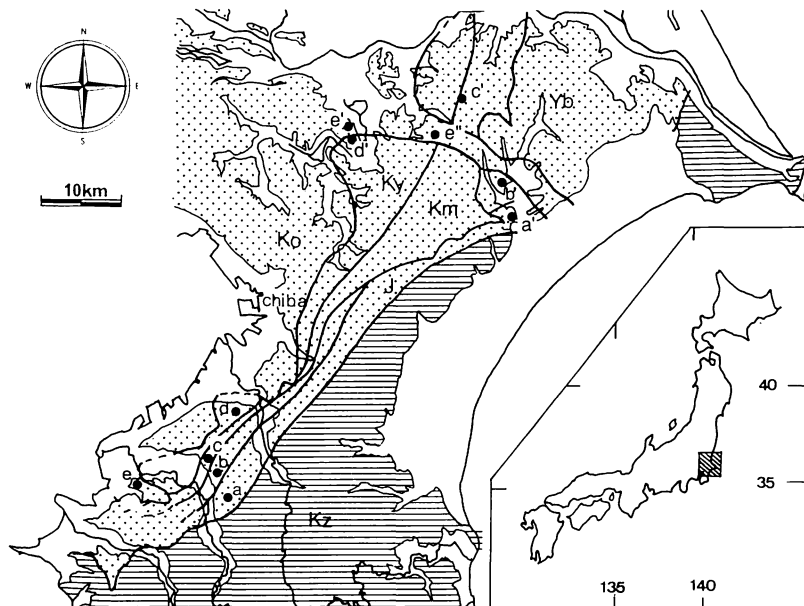


図 1. 下総層群の分布図。 (標高 20 m での分布図。木下層は下総台地の全域を覆う)。 J: 地藏堂層, Yb: 藪層, Km: 上泉層, Ky: 清川層, Ko: 木下層, Kz: 上総層群。 Nakazato *et al.* (1989) による。 a~e'' は図 3 の模式柱状図の位置。

礫層は海退期の堆積物とされている(青木・馬場, 1973, 1978; 菊地, 1974, 1980). また, 下総層群に豊富に産出する貝化石層は, 当時の古環境を推定する上で重要な役割を担ってきた. すなわち, 貝化石群集の寒流系や暖流系などの組成から, 古東京湾に海流の流入する位置という古地理が考えられ(Yabe, 1931; 成田研究グループ, 1962), また, 各累層における垂直的な組成変化のサイクルは海水温の変化すなわち気候変動に求められた(青木・馬場, 1971). 最近では徳橋・近藤(1989)が貝化石群集などが示す古環境と堆積サイクルの海進・海退現象との対応を見直し, 模式地周辺の堆積サイクルの基本的特徴を明らかにした.

本論文では, このような下総層群の堆積サイクルを堆積相解析に基づいて, 堆積システムの観点から検討した. また, 最近のテフラ層序の結果を導入して, 下総台地全域における堆積サイクルの特徴を明らかにし, その形成過程を推定した.

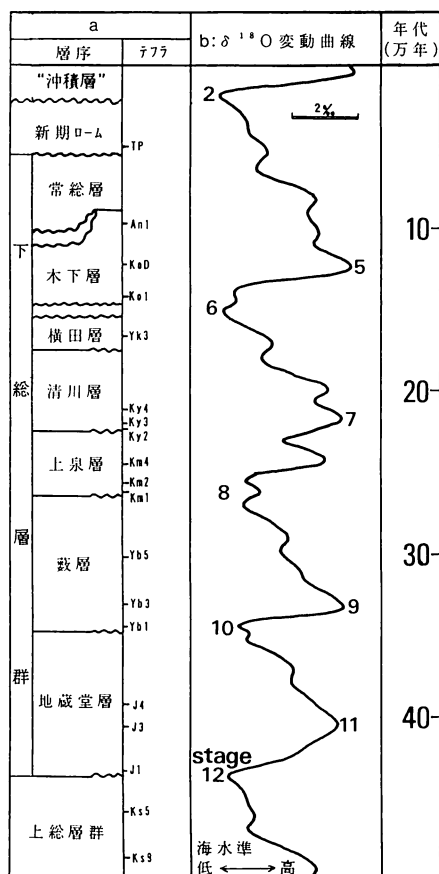


図2. 下総層群の層序(a)およびテフラのフィッシュトラック年代に基づく酸素同位体比曲線(b)との対比表(中里, 1993を一部改編). bのステージ番号の偶数は氷期, 奇数は間氷期を示す.

研究方法

(1) 下総台地に分布する下総層群, すなわち, 下位より地蔵堂層, 葦原層, 上泉層, 清川層, 横田層, 木下層および常総層(図2a)の堆積相解析により, 堆積相区分をおこない堆積環境を推定した. いくつかの堆積相は関連する同一の堆積システムによって形成されるので, 上下の堆積相の特徴とその重なり様式から堆積システムを推定した.

(2) 各累層にみられる堆積システムの変遷と相対的な海水準変動との関係から, 一回の海進と海退で形成された部分をひとつの堆積サイクルとして認定した.

(3) 下総層群中に挟まれるテフラの追跡から堆積システム of 古東京湾地域での分布を明らかにし, 堆積サイクルにみられる地域的相連を検討した. また, そこから古東京湾地域の堆積過程の特徴を求めた.

(4) 地層から求められる層厚や古水深と深海底コアの浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比曲線(Imbrie *et al.*, 1984)からわかる絶対的海水準変動との比較から, 古東京湾地域の構造運動や堆積物の供給の特性を求めた.

下総層群の堆積システム

下総層群の各累層には大きく分けると次のような層相の繰り返し認められる. すなわち, 砂礫層と泥層からなる下部層と, 比較的厚い貝化石を多産する砂層からなる中部層, 上部に生痕化石 *Macaronichnus segregatis* (Clifton and Thompson, 1978) がみられる砂層からなる上部層の繰り返しである(岡崎, 印刷中). これらの堆積環境を推定するために図1に示した対象地域のa~e'で示した地点(周辺)の各累層の柱状図から, 堆積相解析によって堆積相区分をおこない, それらを形成した堆積システムを推定した(図3). 堆積システムに関する詳細は, 岡崎・増田(1992)を参照されたい.

A. 河川(River)システム

下総層群の各累層の下部層には, 局地的にチャンネル状の浸食面をもつ砂礫層が発達する. これは河川の流路堆積物である. この典型的なものは常総層にみられる.

常総層の砂層部にみられる, トラフ型斜交層理が発達し, 上方に堆積構造が縮小化または構成物質が細粒化するのは, 蛇行河川のポイントバー(point bar)相(堆積相)の特徴である. これは, 流路が蛇行するのにともないポイントバーが側方堆積するためにおこる. 最下部の礫質部は流路底のラグ堆積物である. 砂層の上位にみられる砂泥互層には逆グレーディング構造がみられる. これは氾濫原上の洪水堆積物に特徴的なもの

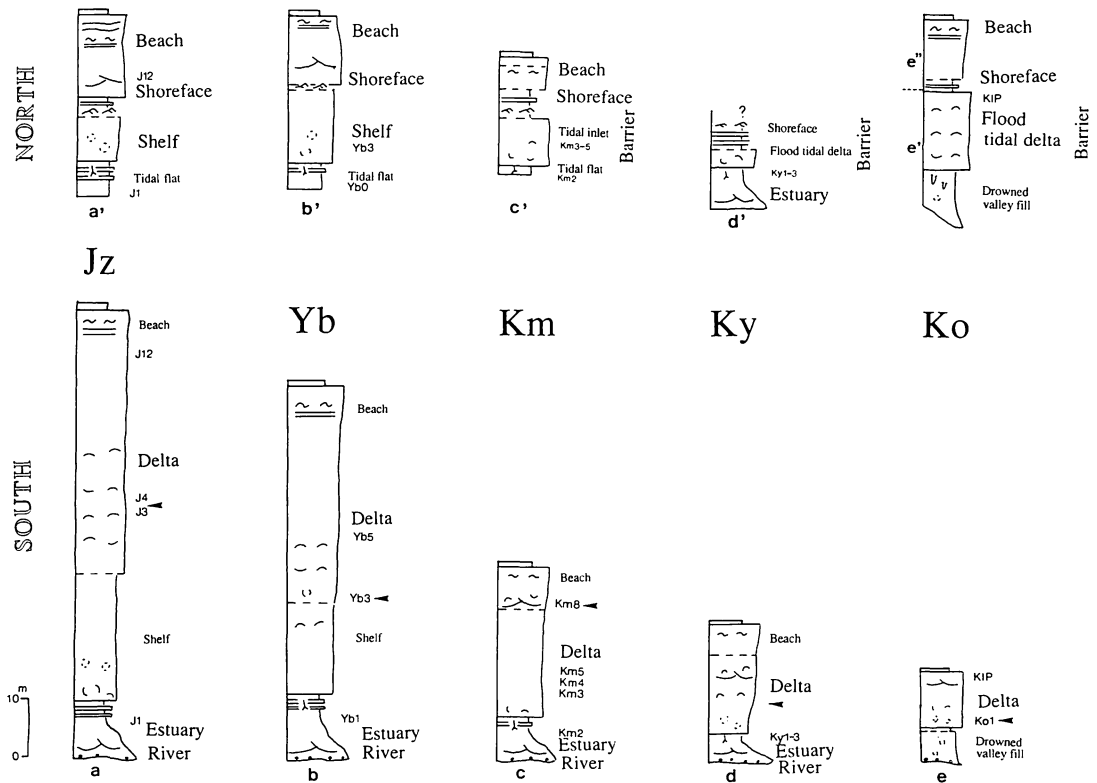


図3. 下総層群の堆積システム模式柱状図。徳橋・遠藤 (1984), 岡崎・増田 (1992), 佐藤 (1993), Ito and O'hara (1994), 岡崎ほか (1994), 岡崎未公表資料により作成。細字の堆積環境は堆積相を, J1 などはテフラ, ◀は最大海汜濫面を示す。SOUTH は南部地域, NORTH は北部地域。各略号は図1を参照。

のであり (増田・伊勢屋, 1985), この砂泥互層は洪水時に流路の側方にもたらされた自然堤防の堆積相と考えられる。砂泥互層に漸移してみられる植物根を含む泥層は氾濫原の堆積相と考えられる。

B. エスチュアリー (Estuary) システム

木下層の基底には大規模な谷地形がみられる。これは河川の下刻によって形成されたものである。このような谷の埋積物は、木下層の下部層でみられるように顕著な堆積構造がみられず、現地性を示す内湾泥底棲の二枚貝化石が産出する。したがってこれらは湾奥の河川や波浪の影響の比較的小さい場で堆積したと考えられる。また、これらの堆積相は沖積層の溺れ谷の層相にもよく似ており、溺れ谷 (Drowned valley) 埋積物と考えられる。

下総層群の各累層の下部層にみられるトラフ型斜交層理の発達する砂礫層には、しばしばヘリンボーン構造 (herringbone cross bedding), 再活動面 (reactivation surface), マッドドレイプ (mud drape) などの構造がみられ、これらは潮流堆積物の特徴である。したがって、これは潮流の影響を受ける河川の河口域や、

潮汐低地上の潮流チャネルの堆積相と考えられる。また、その上位や側方にみられる砂泥互層にはレンチキュラー層理 (lenticular bedding) やフレイザー層理 (flaser bedding) が発達する。これは潮間帯に特徴的な構造である (Reineck and Wunderlich, 1968)。ここでは管状生痕化石がみられたり、植物片が葉理上に集積することなどから、潮汐低地 (Tidal flat) の堆積相と考えられる。砂泥互層の上位や側方にみられる、分級の悪い生物擾乱の激しい植物根を多く含む泥質層は潮上帯の湿地や沼沢地の堆積相と考えられる。

このような溺れ谷の埋積相や河川の河口域および潮汐低地の堆積相をここではまとめてエスチュアリーシステムとする。

C. 内側陸棚 (Inner shelf) 相

地蔵堂層と藪層の中部層には、生物擾乱の激しい砂層がみられる。この砂層は、比較的分級の良い極細粒～細粒砂からなり、まれにウェブリップルも認められることから内側陸棚の堆積物と考えられる (斎藤, 1989)。これは一つの堆積相を示すもので後述する三角州システムの底置層をなす場合もある。しか

し、比較的層厚も厚く、砂層中に *Glycymeris pilsbryi*, *Cryptopecten vesiculosus* など下総層群の中では最も深い生息水深を示す特徴的な貝化石群集を産出することから、ここでは独立して取り上げた。

D. 三角州 (Delta) システム

下総層群各累層の中部層にみられる、貝化石を多く含む大規模な平行層理をもつ顕著な上方粗粒化シーケンスは、三角州システムの特徴である。

中部層の下部は生物擾乱の激しい泥層で、流れのエネルギーの低い三角州の底置面の堆積相 (底置層) と考えられる。中部層の中部は上方にいくほど粗粒で、全体に貝化石や生物の痕跡が多く、三角州の前置層に相当する。この上部に含まれる貝化石は異地性を示し、現在の三角州前置面上部にそれらが集積しているのがしばしばみられる。これらは平板型斜交層理をなし、その層理面は数度で緩く傾いている。これは三角州の前置面に貝化石が流れや波浪で運ばれて形成されたものである。中部層の上部は、トラフ型斜交層理が発達し、基底に貝殻片や礫などのラグ堆積物をもつ。ここには潮汐堆積物に特徴的なヘリンボーン構造やマッドレイプがみられることから、頂置面上の潮汐チャンネルの堆積相と考えられる。また、漸移してみられる細粒の泥層を挟在する砂層は、ウェーブリップル葉理や生痕化石もみられることから、潮汐低地の堆積相と考えられる。上位の植物根を含む分級のよくない泥質砂は、塩水湿地の堆積相と考えられる。

E. 外浜-海浜 (Shoreface-beach) システム

下総層群の各累層の上部層にみられる、ハンモック状斜交層理や平行層理、トラフ型斜交層理などをもち上方粗粒化する堆積物は、外浜-海浜システムで説明できる。細粒砂層にみられるハンモック状斜交層理はストーム堆積物の代表的な堆積構造の一つで、下部外浜から内側陸棚にみられるものである (Hunter and Clifton, 1982; Nottvelt and Kreisa, 1987; 斎藤, 1989)。したがってこの砂層は外浜のストーム時の堆積相と考えられる。これに漸移してみられる、やや粗粒な貝殻片などを含むトラフ型や平板型斜交層理をもつ砂層は、上部外浜の磯波や砕波または離岸流や沿岸流によって形成されたと考えられる。

上部層の上位には特徴的な生痕化石 *Macaronichnus* がみられる。これは「潮間帯に生息するヒメスナホリムシ (*Excirolana chiltoni japonica*) の生痕化石」(菊地, 1972) と呼ばれていたもので、ゼン虫類の排泄痕 (奈良, 1994) と考えられる浅海の示標種である。この生痕化石がみられる砂層には数度で緩く傾く平行葉理が発達し、その傾きは堆積相の下部と上部では反対のことが多い。これらは海浜堆積相の特徴である (増田・横川, 1988; 横川・増田, 1988)。上部層の

最上位の植物の根や茎の痕がみられる泥層は、海浜の陸側の沼沢地の堆積相と考えられる。

F. バリアー (Barrier) システム

バリアーシステムは外浜-海浜システム、潮汐三角州システム、潟相、潮流口相などからなる複合システムである (増田, 1989)。木下層にはそれらが地層に完全に復元された例が知られている (岡崎・増田, 1992)。木下層上部層にみられる海浜堆積相の古流向解析から、この堆積物が地形的な高まりすなわちバリアー島を形成していたことがわかる (増田・中里, 1988)。このバリアー島の内湾側に相当する地域には比較的厚い砂泥互層が分布する。砂泥互層中にはレンチキュラー層理が発達し、生痕化石がみられる。また、汽水から海棲の珪藻化石が産出する。したがって、この堆積物は潟の堆積相と考えられる。内湾地域の中央部に発達する木下層中部層の貝化石層は、顕著な上方粗粒化を示し三角州システムの特徴をもつ。また、ヘリンボーン構造が特徴的にみられることから、これらは主に潮流によって形成された潮汐三角州と考えられる。この堆積相の大規模平行層理は、外洋側から内湾側への古流向を示し、これが上げ潮潮汐三角州 (Flood tidal delta) 堆積相であることがわかる。また、バリアー島を形成する外浜-海浜システム中には、まれにトラフ型斜交層理や平板型斜交層理が発達し、貝殻片を含むチャンネル状の粗粒堆積物が認められる。この古流向はバリアーの伸びと直交する方向を示し、潮流口堆積相であると考えられる (岡崎, 1992)。

下総層群の各累層の下部層や中部層にみられるエスチュアリーシステムやバリアーシステムは海進期に特徴的な堆積システムである。また、中部層や上部層の三角州システムや外浜-海浜システムは海退期に発達する (Vail *et al.*, 1991; Okazaki and Masuda, 1995)。したがって、下総層群の堆積サイクルはエスチュアリーやバリアーシステムからなる海進層と三角州や外浜-海浜システムからなる海退層からなる。

古東京湾の堆積システムの分布と変遷

下総層群の各累層には多くの示標テフラが、木下層以外の模式地を含む下総台地南部を中心として認定されている (徳橋・遠藤, 1984)。最近、これらのテフラのうちのいくつかは、模式地を離れた下総台地北部にも分布していることが確認され、各累層の対比が可能になっている (中里・佐藤, 1988; 中里, 1993; 佐藤, 1993)。これらを基に下総台地の各累層の堆積サイクルの地域的変化をみると、次のようなことが明らかになった。すなわち、どの累層においてもおおよそ千葉市の東西にある村田川低地を境に、南部地域と北部地域では堆積サイクルの層相が異なる。また、それ

それぞれの地域では似た堆積サイクルが繰り返される。全体として南部地域の堆積サイクルは比較的層厚が厚く、砂が多く、北部地域のものは薄く泥がちの層相である(図3)。このことを堆積システムからみると、南部地域では地蔵堂層から木下層までは、下位から、河川またはエスチュアリー→(内側陸棚)→三角州システムから構成され、また、最上部累層の常総層は河川システムのみからなる。北部地域では、地蔵堂層と藪層はエスチュアリー→内側陸棚→外浜-海浜システムから構成され、上泉層から木下層まではエスチュアリー→バリアー→外浜-海浜システムからなる。常総層は河川システムからなる。これらを堆積相単位でみると、まず、三角州システムは底置層、前置層、頂置層からなる。南部地域にみられる内側陸棚は三角州システムの底置層を含んでいる。また、三角州システムの頂置層である三角州堆積物を供給した河川は、一つ上位の累層の下部層を構成している場合がある。例えば、上泉層の三角州システムの頂置層は清川層の河川システムに相当する。しかし、既に報告されている岩相による層序区分(例えば徳橋・遠藤, 1984)では、エスチュアリーシステムと一括され上位の累層に含められているので、本論文でもそれに従った。南部地域の上部層には三角州システムの同時異相として外浜-海浜システムがみられる(Ito and O'hara, 1994)。北部地域の地蔵堂層と藪層の下部層は潮汐低地相が発達しており、流路堆積物はみられない。また、木下層の下部層は、溺れ谷埋積相である。北部地域の上部層にみられる外浜-海浜システムは、下位の内側陸棚相の砂層の上に外浜相の砂泥互層がのり、この境界が比較的光明瞭なのが特徴である。このような変化はバリアーやスピットのような何らかの“障害”によって外洋環境から内湾化したことを示していると考えられる。

したがって南部地域の堆積サイクルは河川がつくる三角州システムで、北部地域はバリアーシステムで特徴づけられるといえる。すなわち南部地域では、すぐ近くの後背地(上総層群からなる丘陵)から河川によって多量の砂が供給され、古東京湾内に三角州が形成される。北部地域では三角州を形成する大きな河川が存在せず、太平洋側では下総層群堆積初期は南部の上総丘陵と北部の銚子地域の間で広く外洋に面していたと考えられる。その後、波浪や沿岸流によって砂が運ばれ、古東京湾の北部の開口部は徐々に狭められていった。この結果、南部地域は砂がちで厚く、北部地域は泥がちで見かけ上薄い堆積物が堆積した。このような堆積環境のセッティングは、現在の下総台地の環境条件とよく似ている。すなわち、現在の東京湾側の南部地域では、養老川、小櫃川、小糸川などの河川によって、東京湾に三角州が形成され、太平洋側の北部には九十九里浜と呼ばれる海岸平野が発達している。

これらの地域的特性と堆積システムの変遷をまとめ

ると、下総台地の南部では、一つ前の海退期に河川の下刻によって形成された谷が海進初期に溺れエスチュアリーになり、海進が進むと湾が広がり一部には陸棚が広がった。その後の最高海水準期から海退期に三角州システムが前進し湾を埋積していった。北部では一つ前の海退時に形成された平坦な海岸平野が海進初期に潮汐低地になり、海進によって陸棚が広がり、そこへ潮汐三角州をともなうバリアーシステムが前進した。その後の海退期にバリアーは後退し外浜-海浜システムからなる海岸平野になったと考えられる。

堆積サイクルの形成過程

すでに述べたように、下総層群にみられる堆積サイクルは海進・海退現象を示している。海進と海退はそれぞれ、海岸線が陸側へ入りこんでくると海側に後退することを示している。したがって、海水準(絶対的海水準 eustasy)が上昇するか、または陸地が沈降するなどして相対的に海水面が上がれば海進が、海水準が下降するか、陸地が上昇するなどして相対的に海水準が下がれば海退がおこる。また、海水準が上昇して海岸付近に多量の堆積物が供給されても、海岸線は海側に移動する。したがって堆積サイクルを形成する要因としては、絶対的海水準変動と構造運動と堆積物の供給量が考えられる。

図2は下総層群の累層区分と、汎世界的な氷河性海水準変動との対応を示したものである。図2bは酸素

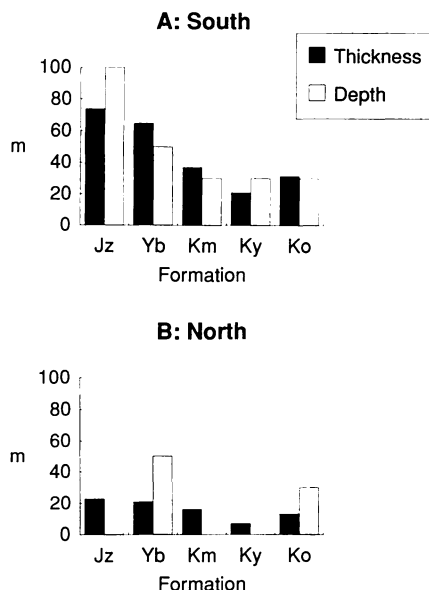


図4. 下総層群の層厚と産出する貝化石などから推定される古水深。A; 南部地域, B; 北部地域。■は層厚, □は古水深。各略号は図1を参照。

表 1.1. 南部地域の層厚と古水深.

累層	層厚	古水深*	古水深参考文献
木下	31.5 m	N ₁₋₂ 30 m	大原ほか (1976)
清川	21 m	<i>Siphonalia fusoides</i> , <i>Dentalium septentrionale</i> 30 m	清木・馬場 (1971) 黒田ほか (1971)
上泉	37 m	N ₂ <i>Siliqua pulchella</i> , <i>Siphonalia fusoides</i> 30 m	O'hara and Nemoto (1978) 黒田ほか (1971)
藪	65 m	N ₂₋₃ <i>Mactra nipponica</i> , <i>Microfusinus obesiformis</i> 50 m	O'hara (1982) 黒住 (1993) 黒住 (1993)
地蔵堂	74 m	<i>Glycymeris pilsbryi</i> , <i>Cryptopecten vesiculosus</i> 100 m	青木ほか (1962) 黒田ほか (1971)

表 1.2. 北部地域の層厚と古水深.

累層	層厚	古水深*	古水深参考文献
木下	13 m	N ₁₋₂ ? 30 m?	大原 (1971)
清川	7 m		
上泉	16 m		
藪	21 m	<i>Venericardia ferruginea</i> 50 m	佐藤 (1993) 土田・黒田 (1995)
地蔵堂	23 m		

* 古水深の上段は、最も深い貝化石群集の、報告されている垂直分帯 (N₁: 0~20-30 m, N₂: 20-30~50-60 m, N₃: 50-60~100-120 m, N₄: 100-120~200-250 m). 中段は報告されている化石群集で現世の生息深度を参照できると考えられる種。下段は、中段の種の生息深度から求めた古水深推定値、または上段の垂直分布の中央値から求めた古水深推定値。

同位体比変動曲線である。これは氷河の消長を反映したもので、同位体比の小さい所が間氷期すなわち高海水準期に、大きい所が氷期の低海水準期にあたる。したがって絶対的海水準変動は、下総層群堆積期を通じて約 10 万年周期で比較的規則正しく繰り返しており、海水準変動の振幅もほぼ同じであったことがわかる。下総層群の堆積年代は年代測定されたテフラに基づいている。この図によればステージ 12 からステージ 10 は地蔵堂層の堆積サイクル形成期に、ステージ 10 からステージ 8 は藪層の、ステージ 8 からステージ 6 は上泉層と清川層の、ステージ 6 からステージ 2 は木下層の堆積サイクルと常総層の堆積期に対応する。また、ステージ 2 はいわゆる“沖積層”の基底に

相当する。

図 4 は下総層群各累層の古水深と層厚を下総台地の南部地域と北部地域にわけて示している。古水深は各累層で水深の最も深いと考えられる層相（最大海氾濫面、図 3 の▶）から産出する貝化石群集の生息深度から求めた（表 1）。すなわち、地蔵堂層では、J3 層準に (Ito and O'hara, 1994)、藪層では Yb3 層準に、上泉層では Km8 層準に (岡崎未公表資料)、清川層では三角州相の下部に (岡崎未公表資料)、木下層では Ko 1 または K1P 層準に (Okazaki and Masuda, 1995) に求められる。この層準では、各累層の中でも比較的暖かい群集を産出することが多く、氷河性の海水準変動の高海水準期の特徴を示している。層厚は、ほぼ全層

準のみられる柱状図の層厚をとった。ただし泥の圧密による誤差は考慮されていない。横田層と常総層は、河川システムのみからなり、完全な堆積サイクルを形成していないのでここでは取り上げなかった。この図からは次のようなことが読み取れる。層厚は全体に北部地域よりも南部地域が厚い。南部地域では上位累層に向かって薄くなり、特に上泉層より上位は地蔵堂層と藪層に比べると約2分の1と比較的に薄くなる。北部地域でも南部地域ほど顕著ではないがやはり上位累層に向かって薄くなる。古水深は南部地域は下位累層から上位累層にかけて浅くなる。北部地域は古水深を推定するための貝化石群集のみられない累層が多いが、同様の傾向がある。次にこれらの結果をもたらした要因を考察してみると、南部地域と北部地域の層厚の差は前述したように堆積システムの相違、すなわち供給量の差による。上泉層と清川層の層厚は、堆積期間を考慮して、二つの累層の層厚を加算して一つのものと考え、南部地域では地蔵堂層、藪層との差は小さくなり、地蔵堂層から清川層までの層厚はわずかな減少になる。北部地域では、泥層の誤差が大きい、ほぼ同じ層厚になる。したがって絶対的の海水準変動の振幅と周期を同じと仮定すると、地蔵堂層から清川層までは、第一次近似的だが、各周期で堆積物の供給量はさほどかわらなかったと考えることができる。なお、木下層については後述するが堆積様式が下位の累層と異なるのでここでは考慮しなかった。

次に浅海化の要因としてどのようなことが考えられるだろうか。下総層群の堆積期の構造運動として、北西または西方向へ傾動しつつ沈降していたことが知られている(徳橋・近藤, 1989)。したがって上位累層に向かって古水深の値が小さくなる要因として、仮に堆積物の供給が一定ならば、この沈降速度が上位ほど減少することが考えられる。また、木下層と常総層は、その堆積様式の下位累層との変化が認められる。すなわち、これらの基底は下位のいろいろな層準を切り込んでおり、また、北部地域の木下層は中部層と上部層が水平的に分布する。したがって、木下層堆積時には、この沈降は隆起傾向に転じた可能性が考えられる。

ここでは絶対的の海水準変動と構造運動と堆積物の供給量の関係について第一次近似的な推定を試みた。しかし、これらを正確に検討するには、同一地点における古水深の推定と層厚の測定や、圧密による誤差の補正、より詳細な年代測定などが必要である。また、ここでは全体的な傾向のみをとりあげたが、氷河性海水準変動の個々の周期には微妙な変化があり、これらが堆積サイクルに及ぼす影響を明らかにしなければならない。これらは今後の検討課題としたい。

謝 辞

大阪大学理学部宇宙地球科学教室の増田富士雄教授

には、粗稿を読んでいただき貴重な御意見をいただいた。千葉県立中央博物館の黒住耐二氏には貝の生息分布について御教示いただいた。また、千葉県立中央博物館の大木淳一氏には校閲をお願いした。以上の方々に深く感謝する。なお本研究費の一部には文部省科学研究費補助金一般研究C(代表者熊代浩子 課題番号07640613)を使用した。

引用文献

- 青木直昭・馬場勝良, 1971. 木更津-市原地域の瀬又、上泉および成田層の貝化石群とその産出層準. 地質雑 7: 137-151.
- 青木直昭・馬場勝良, 1973. 関東平野東部, 下総層群の層序と貝化石群のまとめ. 地質雑 79: 453-464.
- 青木直昭・馬場勝良, 1978. 成田層の古地理. 筑波の環境研究 3: 187-197.
- 青木直昭・池田宣弘・杉山悠紀子・栗野俊昭・堀口興・小池桂子・吉村 文・川瀬嶺子・西川正子, 1962. 地蔵堂層および藪層の模式層序と貝化石の再記載. 地質雑 68: 507-517.
- Clifton, H. E. and J. K. Thompson, 1978. *Macaronichnus segregatis*: A feeding structure of shallow marine Polychaetes. Jour. Sed. Petrol. 48: 1293-1302.
- Hunter, R. E. and H. E. Clifton, 1982. Cyclic deposits and hummocky cross stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of Cape Sebastian area, southwest Oregon. Jour. Sediment. Petrol. 52: 127-143.
- Imbrie, J., N. J. Shackleton, N. G. Pisias, J. J. Morley, W. L. Prell, D. G. Martinson, J. D. Hays, A. McIntyre and A. C. Mix, 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine O¹⁸ record. In: Berger, A. L. et al. (eds.), *Milancovitch and Climate Part 1*: 269-305. D. Reidel, New York.
- 井関弘太郎, 1983. 沖積平野. 145 pp. 東京大学出版会.
- Ito, M. and S. O'hara, 1994. Diachronous evolution of system tracts in a depositional sequence from the middle Pleistocene paleo-Tokyo Bay, Japan. Sedimentology 41: 677-697.
- 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.
- 菊地隆男, 1974. 関東地方の第四紀地殻変動の性格. 関東地方の地震と地殻変動, pp. 129-146. ラティス, 東京.
- 菊地隆男, 1980. 古東京湾. アーバンクボタ 18: 16-21.
- 小島伸夫, 1959. 印旛沼周辺の成田層群について一成田層群の研究第3報一. 地質雑 65: 595-605.
- 黒田徳米・波部忠重・大山 桂, 1971. 相模湾産貝類. 741 pp. 121 pls. 丸善, 東京.
- 黒住耐二, 1993. 下総層群藪層の興味ある化石貝類(予察). 千葉中央博自然誌研究報告 2(2): 125-132.
- 増田富士雄, 1989. 潮汐三角州とバリアー島(まとめ) 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, pp. 160-196.
- 増田富士雄・伊勢屋ふじこ, 1985. “逆グレーディング構造” 自然堤防帯における氾濫源堆積物の示相堆積構造. 堆積学研究会報 22/23: 108-116.
- 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・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.
- 三土知芳. 1937. 7万5千分の1地質図幅「茂原」. 地質調査所.
- 中川久夫. 1960. 地蔵堂層および藪層. 地質雑 66: 305-310.
- 中里裕臣. 1993. 下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係. 千葉中央博自然誌研報 2: 115-124.
- 中里裕臣・佐藤弘幸. 1988. 下総層群上泉層中のKm2テフラ. 地質雑 94: 793-796.
- Nakazato, H., H. Sato and F. Masuda. 1989. Coastal Eolian Dune Deposits of the Pleistocene Shimosa Group in Chiba, Japan. In Taira, A. and F. Masuda (eds.), Sedimentary Facies in the Active Plate Margin, pp. 131-141. TERRAPUB, Tokyo.
- 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?—生痕化石 *Macaronichnus segregatis* の形成メカニズム—. 化石 56: 9-20.
- 成田研究グループ. 1962. 下末吉海進と古東京湾. 地球科学 60/61: 8-15.
- Nottvelt, A. and R.D. Kreisa. 1987. Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. Geology 15: 357-361.
- 岡崎浩子. 1992. 下末吉海進に伴う潮流堆積層の発達—茨城県鹿島台地の下総層群木下層—. 千葉中央博自然史研究報告 2: (1) 15-23.
- 岡崎浩子. 印刷中. 第6節下総台地の地質. 千葉県の自然誌「第2巻」. 千葉県.
- 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 F. Masuda. 1995. Sequence Stratigraphy of the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay: barrier islands and associated tidal delta and inlet. IAS Spec. Pub. 24: 275-288.
- 岡崎浩子・中里裕臣・佐藤弘幸. 1994. 上部更新統下総層群, 木下層と常総層・姉崎層の層序—その1: 下総台地—千葉中央博自然史研究報告 3 (1): 19-69.
- 大原 隆. 1971. 成田層の貝化石と構成物質. 千葉大教養研報 B-4: 49-80.
- 大原 隆・菅谷政司・福田芳生・田中智彦. 1976. “桜井層”の化石 (1. 貝類・底生有孔虫類・蟹類・孤生珊瑚類・蔓脚類). 千葉大教養研報 B-9: 77-108.
- O'hara, S. and N. Nemoto. 1978. Molluscan fossils from the Kami-izumi Formation (s.l.). Jour. Coll. Arts Sci. Chiba Univ. B-11: 59-89.
- O'hara, S. 1982. Molluscan fossils from the Shimosa Group (Yabu and Jizodo Formations of the Makuta district). Jour of Arts and Sciences, Chiba Univ. B-15: 27-56, 3 pls.
- Reineck, H. E. and F. Wunderlich. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology 11: 99-104.
- 斎藤文紀. 1989. 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑 98: 164-179.
- 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—. 千葉中央博自然誌研報 2: 99-113.
- 徳橋秀一・遠藤秀典. 1984. 姉崎地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅). 地質調査所, 136 pp.
- 徳橋秀一・近藤康生. 1989. 下総層群の堆積サイクルと堆積環境に関する一考察. 地質雑 95: 933-951.
- 土田英治・黒住耐二. 1995. 岩手県大槌湾とその周辺海域の貝類相 (5) 二枚貝綱. 東京大学海洋研究所大槌臨海研究センター報告 20: 31-42.
- 植田房雄. 1969. 房総半島北部の地質, 堆積輪廻 (その2). 東洋大学紀要 (教養・自然) 12: 25-120.
- Vail, P. R., F. Audemard, S. A. Bowman, P. N. Eisner and C. Perez-Cruz. 1991. The Stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. In Einsele G., W. Ricken and A. Seilacher (eds.), Cycles and events in stratigraphy, pp. 617-659. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Yabe, H. 1931. Geological growth of the Tokyo Bay. Bull. Earthq. Inst. 9: 333-339.
- 横川美和・増田富士雄. 1988. 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.

(1996年1月28日受理)

Significance of Sediment Supply, Tectonic Movement and Eustatic Sea-Level Changes to Sedimentary Cycles of Palaeo-Tokyo Bay, Analyzed from Pleistocene Shimosa Group, Japan

Hiroko Okazaki-Kumashiro

Natural History Museum and Institute, Chiba
955-2 Aoba-cho, Chuo-ku, Chiba 260, Japan

The Shimosa Group, which crops in northern Chiba Prefecture, was deposited in the middle to late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay and is characterized by cyclic changes in lithofacies assemblages (i.e. a sedimentary cycle). Each sedimentary cycle or its assemblage in the Shimosa Group were primarily controlled by glacio-eustatic sea-level changes (c.500-60 KaBP). Paralic and shallow marine depositional systems (estuary, delta, shoreface-beach, barrier and fluvial) are recognized in the Shimosa Group and form transgressive and regressive systems. Spatial and temporal variations are recognizable in the depositional cycles of the Shimosa group. Two different types of depositional systems were formed during early transgressive through highstand stages of the relative sea level of each interglacial period: estuarine to delta system and tidal flat to barrier system. Spatial variation in depositional systems, inferred from the mapping of a chronostratigraphical surface marked by some volcanic ash layers, is largely identical to environmental conditions in modern Shimosa Plateau and interpreted in terms of differences in sedimentation supply. The stratigraphic thickness and paleo-water depth of each depositional cycles show temporal variation and are interpreted to have been controlled by tectonic movement.