最大海氾濫面形成時期の空間的变化：房総半島中部更新統藪層を例として

Spatial variation in the timing of a maximum flooding surface: An example from the Middle Pleistocene Yabu Formation in the Boso Peninsula, Japan

Abstract

西川 徹* 伊藤 慎**
大原 隆**

Toru Nishikawa, Makoto Ito**
and Sakae O'Hara***

1998年6月23日受付.
1999年7月29日受理.

* 千葉大学大学院自然科学研究科.
Graduate School of Science and Technology,
Chiba University, Chiba 263-8522, Japan

** 千葉大学理学部地球科学科.
Department of Earth Sciences, Chiba University,
Chiba 263-8522, Japan

Relative timing of the maximum flooding surface (MFS) varies in response to spatial variation in the rate of a relative sea-level rise. This variation is interpreted to be controlled by an interaction between the rate of rising of eustasy and that of vertical tectonic movement of a sedimentary basin. Where the rate of subsidence is large, the relative sea-level rise is accelerated and the relative timing of the MFS is delayed compared to areas in which the rate of subsidence is smaller. In this paper, this kind of spatial variation in the relative timing of the MFS was examined based on correlation of volcanic ash beds of the middle Pleistocene Yabu Formation in the Boso Peninsula, Japan.

In the southwestern area of the Boso Peninsula, the Yabu Formation is 40 to 60 m thick and the stratigraphic horizon of the MFS is above the Yb3 volcanic ash bed. In contrast, in the northeastern area of the Boso Peninsula, the Yabu Formation is only 15 m thick, and the MFS is below the Yb2 volcanic ash bed, which is older than the Yb3 volcanic ash bed. This spatial variation in the relative timing of the MFS is interpreted to have been controlled by the interaction between glacioeustatic sea-level rise during the oxygen isotope stages 10 through 9 and local variation in tectonic movement along the eastern margin of the paleo-Tokyo Bay. This tectonically active area is named the Kashima-Boso Uplift Zone. In the northeastern area of the Boso Peninsula, tectonic uplift along the Kashima-Boso Uplift Zone decelerated the rate of a relative sea-level rise. This is interpreted to have resulted in the development of the MFS earlier than the southwestern area, in which the paleo-Tokyo Bay appears to have continued to subside actively and the rate of a relative sea-level rise was accelerated.

Key words: paleo-Tokyo Bay, Yabu Formation, sequence stratigraphy, maximum flooding surface, relative sea-level

はじめに

地層の形成過程を成因論的に解析するシーケンス層序学では、海進期堆積体 (transgressive systems tract) と高海水準期堆積体 (highstand systems tract) の境界面は、最大海氾濫面 (maximum flooding surface) と呼ばれる (Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988). 最大海氾濫面の形成は海岸線が最も陸側に後退した時期、すなわち最大海進期に行われる (Posamentier et al., 1988). したがって、最大海氾濫面は高海水準期における沿岸堆積システムの沖側への移動にともなって発達するダウンラップ面 (Vail et al., 1984) として高海水準期堆積体の基底に認識される (Nummedal and Swift, 1987; Haq et al., 1988; Posamentier et al., 1988; Posamentier and Vail, 1988). 一

般に、最大海進期には陸源性碎屑物の多くが最も陸側に後退した沿岸域を中心に堆積するため、沖合へ向かって堆積空間に対する堆積物供給量の割合が相対的に小さくなる (Thorne and Swift, 1991). したがって、最大海氾濫面の層準は最も外洋側の環境で形成された最も細粒な堆積物の発達で特徴づけられる (Loutit et al., 1988; Myers and Milton, 1996; Reynolds, 1996). このため、最大海氾濫面付近の層準は広くコンデンスセクションとして認識される場合が多い (Nummedal and Swift, 1987; Posamentier et al., 1988; Posamentier and Vail, 1988; Loutit et al., 1988). さらに、従来のシーケンス層序学的枠組みの中では、一般に最大海氾濫面は相対的海水準上昇期における一つの時間面として認識される場合が多い (Posamentier et al., 1988; Thorne and Swift, 1991).

一方、最近の研究では最大海氾濫面の層準が時間面と斜交関係を示す例が報告されている (Ito and O'Hara, 1994). このような例では、最大海氾濫面の形成時期の空間的変化は主として堆積システムの空間的変化に対応した堆積物供給量の地域的な違いによって生じると解釈されている (Ito and O'Hara, 1994). さらに、堆積シーケンスの発達過程は構造運動の地域的な変化を反映して一つの堆積盆内でも地域的に異なる場合のあることが知られている (例えば、西川・伊藤, 1997; 杉本・西川, 1998). したがって、このような構造運動の地域的な変化が一つの堆積盆内での最大海氾濫面の形成時期の地域的な変化、すなわち時間面との斜交関係をもたらす可能性が考えられる。

今回、千葉県中部に広く分布する中部更新統下総層群藪層 (坂倉, 1935; 徳橋・遠藤, 1984) について、堆積環境ならびに堆積シーケンスの発達過程を検討した結果、最大海氾濫面の層準が時間面 (火山灰鍵層) と斜交関係を示すことが明らかとなった。千葉県中部～北部には鹿島-房総隆起帯 (貝塚, 1974) と呼ばれる隆起帯が存在し、氷河性海水準上昇期における堆積シーケンスの発達過程を支配していたことが知られている (例えば、西川・伊藤, 1997). 本論では下総層群下部の藪層を構成する堆積物の特徴ならびに積み重なり様式から、藪層形成期における最大海氾濫面の形成時期の空間的変化と鹿島-房総隆起帯にともなう構造運動との関係を明らかにする。さらに、最大海氾濫面の形成時期の空間的変化と氷河性海水準上昇期における相対的海水準変動の地域的な変化との関係を検討する。

地 質 概 説

古東京湾

千葉県中部～北部に分布する中～上部更新統下総層群は、およそ 45 万年前から 10 万年前にかけて現在の関東平野一帯で幾度となく拡大と縮小をくり返した古東京湾 (矢部, 1914; Yabe, 1931) と呼ばれる内湾域で形成された堆積物からなる。古東京湾は上総海盆と呼ばれる前弧海盆東縁部の隆起 (関東造盆地運動; 矢部・青木, 1927) にともなって発達した浅海域である (成瀬, 1959; 貝塚, 1974, 1987; 渡部ほか, 1987). 下総層群はその形成過程において関東造盆地運動の影響を強く受けており、下位層準の地層ほど西側、すなわち盆地の中心側に向かって大きく傾斜している。古東京湾の東縁部にあたる現在の鹿島灘から九十九里浜沿岸にかけての地域には、関東造盆地運動にともなって発達した鹿島-房総隆起帯 (貝塚, 1974) と呼ばれる隆起帯が発達している。一方、下総層群には厚い砂層と薄い泥層や礫層のくり返して特徴づけられる堆積サイクルが認められている (小島, 1959, 1963; 植田, 1968; 青木・馬場, 1978; 徳橋・遠藤, 1984; 菊地ほか, 1988; 徳橋・近藤, 1989; 岡崎・増田, 1992). 下総層群に認められるこのような堆積サイクルは、氷河性海水準変動に大きく支配されていたことが明らかにされている (関東第四紀研究会, 1980; 町田ほか, 1980; 増田, 1988). このような堆積サイクルの特徴にもとづいて区分されてきた下総層群の各累層は、それぞれ氷河性海水準変動に対応した堆積シー

Fig. 1. Lithostratigraphy of the Middle and Upper Pleistocene Shimosa Group (modified from Kodama et al., 1981 and Tokuhashi and Endo, 1984), and tentative correlation of unconformable formation boundaries with the oxygen isotope curve of Tiedemann et al. (1994). Dotted areas are supposed unconformably missed intervals.

ケンスを形成していると考えられている (例えば、伊藤・大原, 1991; Murakoshi and Masuda, 1992; Okazaki, 1993; Ito and O'Hara, 1994; Okazaki and Masuda, 1995; 西川・伊藤, 1997; 岡崎ほか, 1997). これら下総層群を構成する堆積シーケンスは鹿島-房総隆起帯にともなう構造運動にも強く支配されていたことが、下総層群最下部の地蔵堂層ならびに上部の木下層に関する従来の研究から明らかにされている (杉本, 1996; 西川, 1997; 西川・伊藤, 1997; 杉本・西川, 1998).

藪層

下総層群下部の藪層 (坂倉, 1935; 徳橋・遠藤, 1984) は、千葉県中部～北部地域に広く露出している。藪層は酸素同位体比ステージ 10 から 8 にかけての氷河性海水準変動に対応して形成されたと考えられている (Fig. 1; 町田ほか, 1980; 増田, 1988). 藪層の堆積物の特徴と堆積シーケンスについては、これまでに徳橋・遠藤 (1984), Nakazato et al. (1989), 佐藤 (1993, 1994, 1997), 西川ほか (1998) などによって地域的な検討が行われている。本研究では千葉県木更津市から市原市に露出する藪層を研究対象とした (Fig. 2). とくに本論では木更津市田川 (Fig. 2 の Loc. 1), 木更津市真里谷 (Fig. 2 の Loc. 2) ならびに市原市瀬又 (Fig. 2 の Loc. 3) における詳細な露頭観察にもとづいて、堆積環境ならびに堆積シーケンスの発達過程について検討する。調査地域を含む千葉県中部～北部の第四系の層序は Fig. 1 に示すとおりである。藪層は基底付近に泥質堆積物あるいは泥質堆積物と砂礫質堆積物が発達し、上部に砂質堆積物が発達する (徳橋・遠藤, 1984). 藪層の層厚は約 15～60 m と地域的に異なっており、田川 (Loc. 1) で約 45 m, 真里谷 (Loc. 2) で約 60 m, 瀬又 (Loc. 3) で約 15 m である (Fig. 3). 藪層は下位の地蔵堂層 (坂倉, 1935; 徳橋・遠藤, 1984) を不整合に覆い、上位の上泉層 (三土, 1937) ならびにそれより上位の地層に不整

Fig. 2. Geologic sketch map of the central and northern parts of the Boso Peninsula. Modified after Kakimi et al. (1982), Unozaawa et al. (1983) and Suzuki et al. (1995). Levels 1-3 are localities of measured sections.

合で覆われる。藪層には下位より Yb0~Yb5 と呼ばれる火山灰鍵層が挟在し(徳橋・遠藤, 1984), これらの火山灰鍵層は模式地(木更津市宿および藪周辺; Fig. 2 の Loc. 2 の北西約 1 km) 周辺を中心とした千葉県中部で広く確認されている。とくに火山灰鍵層 Yb5 は多摩丘陵地域に分布する GoP1 軽石に対比される(杉原ほか, 1978; 徳橋・遠藤, 1984)。また火山灰鍵層 Yb0 ならびに Yb3 は千葉県北東部の藪層基底部ならびに中部にも挟在する(佐藤, 1993)。一方, 藪層中には保存の良い貝化石の密集層が挟在することが知られており, 模式地周辺(真里谷付近; 例えば, 坂倉, 1935; Ogoose, 1961; 青木ほか, 1962; O'Hara, 1982) ならびに瀬又(例えば, 大原, 1968) で貝化石群集の詳細な記載が行われ, 貝化石群集の変化と古水深ならびに古水温の変化との関係が議論されている。これらの化石密集層は主として火山灰鍵層 Yb2 から Yb4 にかけての層準に認められる。調査地域において, 藪層ならびに下総層群の各累層は全体に北東-南西の走向で北西方向に数度傾斜する。小櫃川以西では, 徐々に東向きの走向で北向き傾斜の傾向が強くなる。

堆積環境の復元

調査地域の藪層には, 岩相, 堆積構造, 含有化石などの特徴にもとづいて, 6つの堆積相(堆積相 A~F) が識別された

(Fig. 3, Table 1)。各堆積相の特徴とそれにもとづいて推定される堆積環境を以下にまとめる。

堆積相 A

〔岩相〕堆積相 A は調査地域南西部の木更津市周辺(Locs. 1, 2)の藪層基底部に分布し, 最大層厚は約 30 m に達する。堆積相 A が発達する地域は, 従来の研究で藪層基底部にチャネル構造が発達していることが知られている地域に相当する(例えば, 徳橋・遠藤, 1984)。堆積相 A を構成する堆積物は一般に泥質である。またコンソリドート構造が発達し, 堆積構造が不明瞭になっている場合がある。堆積相 A は構成堆積物の岩相的特徴にもとづいて堆積相 A-I ならびに堆積相 A-II に細分される。

堆積相 A-I は泥層ならびに極細粒~中粒砂層から構成される。堆積相 A-I は下位の地蔵堂層を堆積相 F をともなう侵食面をもって覆う。田川では堆積相 A-I の厚さは約 7 m で上位を堆積相 A-II に覆われる。これに対し真里谷では, 堆積相 A-I の厚さは約 20 m となり, 上位を堆積相 E に覆われる。堆積相 A-I の最下部には厚さ 0.5~3 m 程度のトラフ型斜交層理の発達した細粒~中粒砂層が発達し, シルト礫を含む。この砂層は上方細粒化を示し, この砂層より上位の堆積相 A-I は全体に泥質な堆積物で構成される。堆積相 A-I を構成する泥質堆積物は生物擾乱の著しい塊状の砂質シルト~

Fig. 3. Stratigraphic cross section of the Yabu Formation showing spatial and temporal variations in lithofacies (summarized in Table 1), systems tracts, bounding surfaces and key beds (volcanic ash beds: Yb0-5). Each locality is shown in Fig. 1. Columnar sections are correlated, assuming that a ravinement surface was nearly horizontal.

Table 1. Summary of lithofacies of the Yabu Formation.

Lithofacies assemblages	Major lithology	Environments
A	A-I: Massive silts and silty very fine-grained sands with intense bioturbation. Shallow marine to brackish fauna, and <i>in situ</i> rootlet. A-II: Upward coarsening fine-grained to medium-grained sands with large-scale foreset bedding. Mud drapes with flaser- or lenticular bedding or double mud drapes. Shallow marine to brackish fauna	Incised valley-fill (Estuary) A-I: Estuary A-II: Bay-head delta
B	Poorly sorted mud or muddy very fine-grained sands. Intense bioturbation and <i>in situ</i> rootlet.	Marsh
C	Medium-grained to coarse-grained sands with planar bedding with <i>Macaronichnus</i> burrows. Minor trough cross-bedding.	Foreshore and backshore
D	Planar bedded, fine-grained to very fine-grained sands (Lower part), and medium-grained to fine-grained sands with trough cross- and/or planar bedding (Upper part).	Lower shoreface (lower part) and upper shoreface (upper part)
E	Poorly sorted, structureless or planar-bedded silty sands. Intense bioturbation and shallow marine fauna.	Offshore
F	Poorly sorted, coarse-grained deposits with shell fragments and gravels. Erosional basal contacts.	Lag

シルト質細粒砂を主体とし (Fig. 4 A), *Ophiomorpha*, *Thalassinoides* などの管状生痕が発達する場合がある。また一部で植物根痕が認められる。さらに、堆積相 A-I は *Crassostrea gigas* の産出で特徴づけられる。とくに田川では堆積相 A-I 中部に保存の良い *Crassostrea gigas* の密集層が認められ、合併で直立した自生の産状を示す個体が含まれる (Fig. 4 A)。真里谷では堆積相 A-I 中部に厚さ 1 cm 以下の極細粒砂からなるレンズ状層理の発達するシルト～粘土層が認められる。

堆積相 A-II は泥質な極細粒～細粒砂からなり、西～北西方向に緩く傾斜する平板状斜交層理砂層を特徴とする (Fig. 4 B)。堆積相 A-II は田川 (Loc. 1) 付近にのみ分布し、堆積相 A-I の砂質泥層の上位に重なり、側方 (Loc. 2) では堆積相 A-I に変化する。厚さはおよそ 20 m である (Fig. 3)。堆積相 A-II は全体に上方粗粒化の傾向を示し、一部でコンボルト構造が発達する。堆積相 A-II を構成する砂層は単層の厚さが 5～30 cm の極細粒～細粒砂で構成される。単層の内部には平行層理やフォーセット層理ならびにウェーブリップル葉理が特徴的に発達する。ウェーブリップル葉理から求められる波浪作用の方向は、ほぼ南北方向を示す。これらの砂層には広く生物擾乱が認められる。一般に単層内では級化構造が発達し、単層最上部に泥質堆積物が発達する場合が認められる (Fig. 4 C)。このような泥質堆積物中には、泥層に厚さ数 cm 以下の極細粒砂層を挟在するフレーザー層理またはレンズ状層理が発達する場合があり、一部ではダブルマッドレイプが発達する。一方、堆積相 A-II 上部には平板状斜交層理の傾斜方向と相反する南東方向に傾斜するフォーセット層理の発達する細粒砂層が挟在する (Fig. 5 A)。堆積相 A-II 中には保存の良い貝化石が認められる。これらの貝化石は堆積相 A-II 下部では汽水性の *Crassostrea gigas* を主体とするが、上方に向かって *Macra chinensis* が多産するようになるなど、より浅海性の要素が強くなる。堆積相 A-II は、上位の堆積相 E に堆積相 F をともなう侵食面をもって

Fig. 4. A: Massive sandy silts to silty very fine-grained sands with intense bioturbation and crowded autochthonous *Crassostrea gigas* shells of Facies A-I at Tagawa, Kisarazu City (Loc. 1). Scale is 3 cm long. B: Large-scale foreset beds of Facies A-II and overlying bioturbated silty sands of Facies E and planar bedded sands of Facies D at Tagawa, Kisarazu City (Loc. 1). RS=ravinement surface, SBS3=sequence boundary. Outcrop is about 50 m high. C: Silty fine-grained to very fine-grained sands and overlying sandy clay with flaser or lenticular bedding of Facies A-II at Tagawa, Kisarazu City (Loc. 1). Scale is 33 cm long.

覆われる。

〔堆積環境〕堆積相 A が発達する地域は従来の研究で藪層基底部にチャネル構造が発達していることが知られている地域に相当し (例えば、徳橋・遠藤, 1984), 藪層最下部に厚く

Fig. 5. A: Foreset beds (white arrowed) dipping toward against direction of the large-scale planar cross-stratification of Facies A-II and overlying massive silty very fine-grained sands with intense bioturbation and autochthonous shells of Facies E, which are overlain by planar bedded sands with crowded allochthonous shells of Facies D at Tagawa, Kisarazu City (Loc. 1). F=lager deposits of Facies F. RS=ravinement surface. White bar in the left bottom is 1m height. B: Tuffaceous, massive clay with plant fragments of Facies B and overlying fine-grained to very fine-grained sands of Facies D at Semata, Ichihara City (Loc. 3). SBS2=sequence boundary. Scale is 33 cm long. C: Planar bedded medium-grained sands of Facies C at Yabu, Kisarazu City. White bar in the left bottom is 50 cm long.

発達する堆積相 A はこのチャンネル構造を充填する堆積物である。また堆積相 A は全体に泥質な堆積物からなること、生物擾乱が著しく汽水～浅海性の貝化石群集を産出することなどの特徴から、開析谷に発達したエスチュアリー堆積物であると考えられる。

堆積相 A-I の基底部は堆積相 A を構成する堆積物の中で最も粗粒な堆積物からなる。また、シルト礫を含むトラフ型斜交層理が特徴的に発達し、上方細粒化の積み重なりを示す。一般にエスチュアリーの中央部から奥部にかけては、エスチュアリーの河川側からの堆積物の供給によって、泥質堆積物を挟在する斜交層理の発達した上方細粒化を示す砂質堆積物が発達する (Allen, 1991; Reinson, 1992; Allen and Posamentier, 1994)。したがって、堆積相 A-I 最下部を特徴づける細粒～中粒砂はエスチュアリーの河川よりの環境で、河川の流入の影響を強く受けて発達したベッドフォームの積み重なりにもとまって形成された粗粒堆積物であると考えられる。さらに、エスチュアリーの中央部は海側から陸側への波浪作用や潮汐作用と陸側からの河川流入作用とが干渉しあうため低いエネルギー状態となり、泥質堆積物が発達する (Allen, 1991; Dalrymple et al., 1992)。堆積相 A-I 基底部の粗粒堆積物の上位には自生の産状を示す汽水性の *Crassostrea gigas* が含まれる生物擾乱の著しい泥質堆積物が重なることから、この地域は海進にもなうエスチュアリーの埋積過程で、河川の影響を強く受ける環境からエスチュアリー中央部のより低いエネルギー状態の環境に変化したと解釈される。このようなエスチュアリー堆積物の積み重なりは、海水準の上昇にもなうエスチュアリーの発達過程を特徴づけるものである (例えば、Zaitlin et al., 1994)。一方、堆積相 A-I に発達するレンズ状層理は浮流と掃流のくり返しによって形成される潮汐堆積物に特徴的な堆積構造 (Reineck and Wunderlich, 1968; Dalrymple, 1992) であり、エスチュアリーの発達過程で潮汐作用を強く受けていたことを示すと考えられる。また、堆積相 A-I に含まれる植物根痕はエスチュアリー周縁部における植生を示唆すると解釈される。

堆積相 A-II に認められる緩く傾斜した平板状斜交層理と上方粗粒化を示す堆積物の積み重なりは三角州堆積物に特徴的に発達する堆積構造 (Coleman and Plor, 1980; Bhattacharya and Walker, 1992) である。下位の堆積相 A-I との境界面は三角州前置面下底のダウンラップ面に相当する。また堆積相 A-II に発達するコンボルト構造は、堆積後の脱水作用によって形成された変形構造 (Lowe, 1975) と考えられる。堆積相 A-II は下部に汽水性の *Crassostrea gigas* の産出が認められること、堆積相 A-I のエスチュアリー堆積物上に重なり、側方で堆積相 A-I に変化することから、エスチュアリーシステムにもなう発達した三角州、すなわちベイヘッドデルタであると解釈される。平板状斜交層理の傾斜方向から、このベイヘッドデルタは西～北西に前進していたと解釈される。これは現在の房総丘陵側から東京湾側へエスチュアリーが開いていたことを示している。一方、堆積相 A-II に発達する砂層には平行層理ならびにウェーブリップ

ル葉理が特徴的に認められ、ベイヘッドデルタの前進過程で波浪作用の影響を受けていたことを示唆する。とくに、ウェーブリップル葉理の傾きから堆積相 A-II 形成時にはほぼ南北に振動する波浪作用を受けていたことが理解されるが、これはエスチュアリー発達方向とほぼ調和的である。一方、堆積相 A-II では上部に向かって *Macra chinensis* が増加するなど、下部に比べ浅海性の要素が強い貝化石群集を多産し、より海水の影響を強く受けるようになったことを示している。さらに、ベイヘッドデルタの前進方向と相反する南東方向に傾斜したフォーセット層理が発達することから、ベイヘッドデルタの前進にともなって外洋側の波浪作用を強く受けるようになったと解釈される。したがって、ベイヘッドデルタの形成が海進期に行われたと解釈される。泥質堆積物中に発達するフレーザー層理やレンズ状層理ならびにダブルマッドドレイブなどは、潮汐堆積物に特徴的に発達する堆積構造 (Reineck and Wunderlich, 1968; Nio and Yang, 1989; Dalrymple, 1992) であり、堆積相 A-I 同様、エスチュアリーの埋積過程で潮汐作用を強く受けていたことを示すと解釈される。

堆積相 B

〔岩相〕生物擾乱が著しく不淘汰なシルト～粘土からなる (Fig. 5B)。厚さは最大で 0.5 m 程度である (Fig. 3)。一般に塊状で、しばしば植物根痕が認められる。堆積相 B は下位の地蔵堂層を明瞭な境界をもって不整合に覆い、堆積相 F をともなう明瞭な侵食面をもって堆積相 D に覆われる。堆積相 B は瀬又 (Loc. 3) 付近の藪層基底部に認められる。

〔堆積環境〕堆積相 B はシルト～粘土層からなり、生物擾乱が著しい。このような堆積物は、流れや波浪による作用が強く働かない停滞した水域で堆積し、生物擾乱を受けるような、比較的穏やかな水理条件で形成された堆積物であると解釈される。一般に、著しい生物擾乱は潮汐低地や塩性沼沢などの泥質堆積物に特徴的である (Dalrymple, 1992)。さらに堆積相 B 中に植物根痕が含まれることから植生の存在する堆積環境が示唆される。したがって、藪層基底部に発達する堆積相 B は植生の存在していた塩性沼沢 (salt marsh) の堆積物であると解釈される。

堆積相 C

〔岩相〕堆積相 C は最大で 2～3 度傾斜した平行層理または平板状斜交層理の発達した中粒～粗粒砂で構成され (Fig. 5C)、一部にトラフ型斜交層理をともなう。堆積相 C を特徴づける平行層理の傾斜方向は一般に北西方向を示すが、最上部では逆に東～南東よりの傾斜を示す場合が認められる。平行層理に挟在するトラフ型斜交層理の示す古流向は一般に北西～北方向を示す場合が多いが、一部では東あるいは南方向を示し、平行層理の傾斜方向とは必ずしも一致しない。堆積相 C を構成する砂層の下部には生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が認められる。堆積相 C は上部に向かって生痕化石 *Macaronichnus segregatis* がほとんど認められなくなり、東～南東に緩く傾いた平行層理の発達した砂鉄質の含礫中粒～粗粒砂層が発達するようになる。堆積相 C は木更津市真里谷付近 (Loc. 2 など) の藪層最上部に認められるが、その他

の地域では藪層より上位の地層に削剥され分布しない。堆積相 C は堆積相 D の上位に発達し、この 2 つの堆積相の積み重なりは全体に上方粗粒化の傾向を示す。

〔堆積環境〕数度程度の傾斜をもつ平行層理の発達する中～粗粒砂は、前浜における寄せ波と返し波の作用を受けて形成された堆積物の特徴を示している (Clifton et al., 1971; Carter, 1978)。堆積相 C 下部に発達する生痕化石 *Macaronichnus segregatis* は前浜から上部外浜で形成された堆積物に特徴的に発達する生痕化石 (Clifton and Thompson, 1978) である。堆積相 C に認められる平行層理の傾斜方向は一般に北西方向を示し、真里谷 (Loc. 2) より南東側、すなわち現在の房総丘陵側に当時も陸地が存在していたこと (成瀬, 1968; 貝塚, 1987) が理解される。一方、堆積相 C 最上部の砂鉄質の含礫砂層では *Macaronichnus segregatis* の生痕化石が認められず、また平行層理の傾斜方向が下部とは逆の東～南東方向を示すことから、前浜より内陸側の後浜の環境で形成された堆積物と考えられる。さらに、平行層理砂層に挟在するトラフ型斜交層理砂層から求められる古流向は、前浜堆積物における平行層理の傾斜方向とほぼ一致する北西方向を示す場合が多いが、東方向や南方向など平行層理の傾斜方向と必ずしも調和的でない古流向が認められる。このトラフ型斜交層理砂層は前浜ないし後浜に発達した小水路 (runnel) 中のリップルの移動によって形成された堆積物と考えられる。

堆積相 D

〔岩相〕堆積相 D は平行層理ならびにトラフ型斜交層理の発達した細粒～中粒砂を主体とする。調査地域の藪層上部に広く認められ、厚さはおよそ 10～15 m である。堆積相 D の下部には平行層理、上部にはトラフ型斜交層理が特徴的に発達するが、下部から上部への移りかわりは漸移的で明瞭な境界面は発達しない。平行層理は堆積相 D 下部の細粒～中粒砂層中に発達し、層理面に沿って離弁した異地性貝化石を挟在する場合がある。とくに、田川 (Loc. 1) では堆積相 D の平行層理に挟在して、細礫～中礫をともなう貝化石の密集層が発達する (Fig. 5A)。堆積相 D を特徴づける平行層理には、Arnott (1993) で示された“quasi-planar-lamination”と同様の形態を示す平行層理が認められる。一方、堆積相 D 上部の細粒～中粒砂層にはトラフ型斜交層理が発達し、一部に平行層理をともなう。また、細礫～中礫がトラフ型斜交層理に沿って含まれ、異地性の貝化石の密集層をともなうことがある (Fig. 6A)。従来瀬又化石帯 (あるいは瀬又化石層) として知られる貝化石密集層は、瀬又 (Loc. 3) の堆積相 D の上部に含まれる。堆積相 D 上部を特徴づけるトラフ型斜交層理から求められる古流向はそれぞれ、田川 (Loc. 1) ならびに真里谷 (Loc. 2) で西～北、瀬又 (Loc. 3) で西～北西を示す。堆積相 D は堆積相 B または E の上位に発達し、真里谷では上位の堆積相 C に漸移し、田川や瀬又では、藪層より上位の地層に不整合関係で覆われる。

堆積相 D に含まれる貝化石群集は主として *Homalopoma amussitatum*, *Cryptonatica janthostomoides*, *Olivella japonica*, *Ringicula doliaris*, *Glycymeris yessoensis*, *Patinopecten*

Fig. 6. A: Crowded allochthonous shells with minor trough cross-bedding and planar bedding of Facies D at Semata, Ichihara City (Loc. 3). Yb3=the volcanic ash bed. Scale is 1 m long. B: Silty very fine-grained sands with intense bioturbation and scattered shells of Facies E at Tagawa, Kisarazu City (Loc. 1). An example of autochthonous shells, *Panopea japonica*, is pointed by a white arrow. Yb4=the volcanic ash bed. Scale is 33 cm long.

tokyoensis, *Felaniella usta*, *Mercenaria stimpsoni*, *Spisula sachalinensis*, *Peronidia venulosa*, *Nuttallia ezonis*などで構成される。また瀬又では貝化石密集層の最下部に含まれる貝化石群集で *Limopsis tokaiensis*, *Glycymeris vestita*, *Cryptopecten sematensis*, *Venericardia ferruginea*, *Venericardia ferruginosa*, *Anomalocardia minuta* が上位の層準に比べ多く含まれ、*Panopea japonica* が合併で直立した自生の産状で産出する場合がある (大原, 1968)。さらに、瀬又では貝化石密集層の上部に向かって *Solen krusensterni* ならびに *Nuttallia ezonis* が自生の産状で産出するようになる (大原, 1968)。

〔堆積環境〕堆積相 D の下部に発達する平行層理砂層はハンモック状斜交層理砂層やスウェール状斜交層理砂層 (Harms et al., 1975; Dott and Bourgeois, 1982; Leckie and Walker, 1982) と同様な形成条件で、より一方向流の卓越した複合流にともなう波浪作用のもとで形成された下部外浜堆積物を特徴づける (Walker and Plint, 1992; Cheel

and Leckie, 1993)。平行層理に含まれる異地性貝化石や礫は、ストームにともなう波浪作用によって集積したラグ堆積物と考えられる。したがって、堆積相 D 下部を構成する堆積物は下部外浜で形成されたと解釈される。一方、堆積相 D の上部を特徴づける礫を含むトラフ型斜交層理砂層は、上部外浜における波浪作用や、沿汀流によるデューンや沿岸州の移動によって形成される堆積物の特徴 (Clifton, 1976; Greenwood and Mittler, 1985) を示す。また、堆積相 D に発達するトラフ型斜交層理から求められた古流向からは、田川ならびに真里谷で西～北方向、瀬又で西～北西方向の流れが卓越していたことが理解される。房総丘陵は下総層群形成当時既に陸化していたと考えられているが (成瀬, 1968; 貝塚, 1987)、これは田川ならびに真里谷の東～南方、瀬又のほぼ南方に相当する地域である。したがって、田川ならびに真里谷では房総丘陵側から古東京湾側に向かう離岸流、瀬又では当時の海岸線にほぼ沿った方向の沿汀流の影響を強く受けていたと解釈される。以上のことから、堆積相 D を構成する堆積物は全体に上方浅海化を示していることが理解される。

一方、堆積相 D を特徴づける貝化石群集の構成は、上浅海帯～中浅海帯の寒冷な水塊で流れの影響を強く受けた環境を特徴づけ、堆積相 D が外浜で形成された堆積物であることを支持する。さらに、瀬又では堆積相 D に含まれる貝化石密集層の最下部には、中浅海帯あるいはそれより深く温暖な水塊の環境を示す貝化石が上位の層準よりも多く含まれる。また、上部に自生の産状で産出する貝化石は潮間帯～上浅海帯を特徴づける。したがって、貝化石の群集組成の特徴からも瀬又付近で堆積相 D を構成する堆積物は上方浅海化を示していることが理解される。

堆積相 E

〔岩相〕堆積相 E は生物擾乱の著しい不淘汰なシルト質砂層を主体とする。調査地域南西部 (Locs. 1～2) に発達する。とくに真里谷 (Loc. 2) 付近では層厚がおよそ 20 m に達する。著しい生物擾乱を広く受けているため堆積構造が不明瞭で (Figs. 5 A, 6 B), 多くの場合見かけ上塊状を呈するが、不鮮明な平行層理が認められる部分もある。また、一部ではトラフ型斜交層理が発達している場合がある。しばしば散在的に貝化石を産し、一部では保存の良い貝化石が離弁した異地性の産状で方向性無く密集した産状を示す。堆積相 E に含まれる貝化石群集は主として *Homalopoma amussitatum*, *Iphinoe unicarinata*, *Hindsia obesiformis*, *Siphonalia fusoides*, *Limopsis tokaiensis*, *Glycymeris vestita*, *Pecten albicans*, *Patinopecten tokyoensis*, *Cryptopecten vesiculosus*, *Venericardia ferruginea*, *Clinocardium californiense* などで構成される。また、*Flabellum transversale*, *Heterocyathus japonicus*, *Notocyathus orientalis* などの単体珊瑚類の化石が含まれる。さらに、堆積相 E の中部には *Panopea japonica* が合併で直立した自生の産状で散在する層準が認められる (Fig. 6 B)。堆積相 E は下位の堆積相 A の上に堆積相 F をともなう侵食面をもって重なり、上位の堆積相 D に整合に覆われる。

〔堆積環境〕堆積相 E を特徴づける不淘汰なシルト質砂層

は著しい生物擾乱のため見かけ上塊状を呈するが、不鮮明な層理が認められることから、初生的には砂層と泥層との互層であったと考えられる。一般に、静穏時の波浪作用限界深度以深では、静穏時に泥質堆積物が特徴的に発達し、生物擾乱作用を受ける (Johnson and Baldwin, 1986, 1996; Walker and Plint, 1992)。一方、暴浪時の波浪作用限界深度以浅では、静穏時に形成された沖合泥層に暴浪時のストームシート砂層が挟在される (Johnson and Baldwin, 1986, 1996; Walker and Plint, 1992)。また、堆積相 E の塊状シルト質砂層には一部にトラフ型斜交層理が認められることから、堆積相 E に発達する砂層は初生的にはストームシート砂層として一方向流によって沖合泥底に運搬され堆積したものと解釈される。さらに、堆積相 E に挟在する異地性貝化石はストーム時に運搬され集積したと解釈される。したがって、堆積相 E は暴浪時にストームシート砂層が堆積した後静穏時に生物擾乱作用を強く受ける環境、すなわち沖浜 (offshore) で形成された堆積物と解釈される。堆積相 E に含まれる化石群集は主として中浅海帯以深の温暖な水塊の環境を示す貝化石ならびに単体珊瑚類化石で構成されるが、*Homalopoma amussitatum*, *Iphinoe uncarinata*, *Clinocardium californiense* など、中浅海帯以深の寒冷な水塊の環境を示す貝化石も含まれる。以上のことから、化石群集の特徴からも堆積相 E は沖浜堆積物であると理解される。

堆積相 F

〔岩相〕堆積相 F は一般に数 cm ないし数 10 cm の層状の堆積物で、主に淘汰の悪い礫質ないし砂質堆積物からなる。一部では級化層理やトラフ型斜交層理が発達している。一般に異地性の貝化石を多数含むが、貝化石は破片状のものが多く、主に堆積相 A, D, E などにもともなってその直下に認められる。一般に下位の堆積物を明瞭な侵食面をもって覆い、上位の堆積物に漸移する。例えば、田川 (Loc. 1) では堆積相 A の直下に認められ、下位の地蔵堂層を侵食面をもって覆う。また田川では堆積相 E の直下にも認められ、下位の堆積相 A を侵食面をもって覆う (Fig. 5A)。

〔堆積環境〕粗粒堆積物が下位の堆積物を侵食面をもって覆い、上位の堆積相に漸移することから、堆積相 F は侵食作用にともなうラグ堆積物であると解釈できる。異地性の貝化石は、侵食作用にともなって周辺または下位の堆積物から運搬されてきたものと考えられる。

堆積相の分布と積み重なり

各堆積相の分布と積み重なり様式をまとめ、藪層形成時の堆積環境の空間的变化とその変遷過程を考察する。

田川 (Loc. 1) ならびに真里谷 (Loc. 2) では、藪層は一般に下部から上部に、ラグ堆積物 (堆積相 F) → エスチュアリー堆積物 (堆積相 A) → ラグ堆積物 (堆積相 F) → 沖浜堆積物 (堆積相 E) → 外浜堆積物 (堆積相 D) → 前浜・後浜堆積物 (堆積相 C) が積み重なる (Fig. 3)。田川 (Loc. 1) ではエスチュアリー堆積物上部にベイヘッドデルタ堆積物 (堆積相 A-II) が発達し、また前浜・後浜堆積物は上位層に削剥され分布しない。真里谷 (Loc. 2) 付近では沖浜堆積物が厚く発達

し、最大で約 20 m に達する。この付近の藪層は全体に堆積物の厚さが厚く、厚いエスチュアリー堆積物と、沖浜堆積物の発達で特徴づけられる。

田川ならびに真里谷付近に発達する外浜堆積物や沖浜堆積物は、暴浪時の波浪作用を特徴づけるハンモック状斜交層理砂層やスウェール状斜交層理砂層の発達が顕著でなく生物擾乱が著しく発達していること、平行層理のような一方向流の卓越した複合流を示唆する堆積構造が発達することなどから、外洋に比べ暴浪時の波浪作用の影響のより小さな内湾的な環境が卓越していたと考えられる。一方、ベイヘッドデルタ堆積物の平板状斜交層理の傾斜方向、最上部の前浜堆積物の平行層理の傾斜方向ならびにトラフ型斜交層理の示す古流向は西～北方向を示すものが多く、南～東側からの堆積物供給が考えられる。すなわち、この地域は南方の房総丘陵が下総層群堆積時にすでに隆起域であったと考えられており (成瀬, 1968; 貝塚, 1987)、下位の地蔵堂層の場合 (西川・伊藤, 1997) と同様、当時陸化していた房総丘陵が堆積物の主要な供給源となっていたことを示している。

一方、瀬又 (Loc. 3) では下部から上部に、塩性沼沢堆積物 (堆積相 B) → 外浜堆積物 (堆積相 D) が積み重なる (Fig. 3)。塩性沼沢堆積物の層厚は 1 m 以下で、外浜堆積物が厚く発達することを特徴とする。とくに、瀬又ではトラフ型斜交層理の発達した上部外浜堆積物が厚く発達している。上部外浜より浅い環境で形成された堆積物は上位層に削剥され分布しない。

瀬又付近は調査地域南西部 (田川ならびに真里谷) と比較した場合、全体的に生物擾乱が顕著でなく、明瞭な堆積構造が発達していることから、この地域は外洋に面したより波浪作用の卓越した場所であったと考えられる。瀬又付近の外浜堆積物から求められる古流向は、主として北西を示し、南東方向からの流れが卓越していたことを示している。西川・伊藤 (1997) は千葉県北部の九十九里平野付近の地蔵堂層の堆積過程について、南方の上総丘陵側からの沿汀流による堆積物の供給を推定しているが、これらの地域に地理的に近接した瀬又付近の藪層においても堆積物の供給は同様であったと考えられる。したがって、藪層堆積期の古東京湾は地蔵堂層の場合 (西川・伊藤, 1997) と同様に、南西部より北東部が浅く、地形的に南西側がより閉塞された浅海域であったことが理解される。

シーケンス層序

藪層に認められる堆積相の積み重なり様式と、地層境界面の特徴にもとづいて、藪層のシーケンス層序学的特徴をまとめる。なお、以下の議論で用いられるシーケンス層序学の基本的用語ならびに概念は、Posamentier and Vail (1988), Posamentier et al. (1988), Van Wagoner et al. (1988) などにもとづいている。

海進期堆積体

藪層は下位の地蔵堂層を明瞭な境界面をもって覆っている (Fig. 5B)。この境界面は侵食面となっており、とくに田川 (Loc. 1) ならびに真里谷 (Loc. 2) では、藪層基底の侵食面

の上位に最大約 30 m の厚いエスチュアリー堆積物が認められる (Fig. 3). これは海水準の低下にともない陸棚域が露出し、河川による下刻作用によって形成された開析谷にその後の海水の進入によってエスチュアリーが形成されたことを示している。したがって、藪層の基底はシーケンス境界に相当すると解釈できる。このシーケンス境界は地蔵堂層と藪層の境界面で Ito and O'Hara (1994) ならびに西川・伊藤 (1997) の SBS2 に相当することから、本論でもこのシーケンス境界を SBS2 と呼ぶ。下総層群の各累層を特徴づける堆積シーケンスの形成は氷河性海水準変動に大きく支配されていたと考えられており (例えば、関東第四紀研究会, 1980; 町田ほか, 1980; 増田, 1988), 藪層の年代値ならびに火山灰鍵層の対比 (杉原ほか, 1978; 町田ほか, 1980) にもとづくと, SBS2 は酸素同位体比ステージ 11 から 10 にかけての氷河性海水準低下期に形成されたと解釈できる (Fig. 1).

一方、調査地域の藪層下部に発達するエスチュアリー堆積物や塩性沼沢堆積物は、低海水準期に形成された開析谷に海水準の上昇にともなって発達した、海進期堆積体の下部を特徴づける堆積物 (Demarest and Kraft, 1987; Dalrymple et al., 1992) であると解釈される。したがって、低海水準期の河川堆積物など、SBS2 を形成した陸上侵食の証拠は海進期の侵食作用によってエスチュアリー堆積物または塩性沼沢堆積物に置きかわり、SBS2 は海進面と一致していると解釈できる。エスチュアリー堆積物ならびに塩性沼沢堆積物の上位には、沖浜堆積物または外浜堆積物が侵食面をもって重なる (Figs. 5 A, 5 B). この侵食面は海進期のラビンメント面 (ravinement surface; Nummedal and Swift, 1987) に相当すると解釈される。

最大海汜濫面

ラビンメント面の上位に発達する堆積物ならびに海進期堆積体と高海水準期堆積体を境する最大海汜濫面に相当する層準の堆積物の特徴は、田川、真里谷、瀬又の各地点で異なる。本研究では堆積物の積み重なり様式を重視し、地層から読みとれる海進・海退にもとづいて最大海汜濫面を認定した。従来の研究から、地層の積み重なり様式から認定される最大海汜濫面は、上方細粒化を示す堆積物と上方粗粒化を示す堆積物との境界面に相当することが一般的な認識である (例えば Arnott, 1995; Catuneanu et al., 1998). したがって、このような基準にもとづいて認定される最大海汜濫面は、粒度の最も細かい堆積物の発達する層準として認定することが可能である。さらに、海岸線に直交する断面では、最大海汜濫面は海岸線が最も陸側に移動したときに形成されるため (Loutit et al., 1988; Posamentier et al., 1988; Catuneanu et al., 1998), この断面のある一地点を見た場合、最大海汜濫面形成時には粗粒な陸源性砕屑物の供給が最も少なくなることが期待される。したがって、堆積物の粒度変化の認定が困難な場合には、最大海汜濫面は堆積物の含泥率が最大の層準、あるいは火山砕屑物の濃集する層準などとして認識することができる。例えば、藪層の下位の下総層群地蔵堂層ならびに上総層群を構成する堆積シーケンスでは、最大海汜濫面は火山砕屑物の濃集する層準として認識されている (Ito, 1994, 1995;

西川・伊藤, 1997). また、千葉県小櫃川の河口部や対馬仁田湾における後期更新世一完新世堆積物では、最大海汜濫面の層準で最も細粒かつ含泥率の高い海成堆積物の発達知られている (Saito, 1995; 齊藤ほか, 1995). 一方、最大海汜濫面付近の層準は広くコンデンスセクションとして認識される場合が多く (Nummedal and Swift, 1987; Posamentier et al., 1988; Posamentier and Vail, 1988; Loutit et al., 1988), とくに陸棚以深で形成された泥質堆積物では生物骨格粒子や自生の海緑石などの非陸源性粒子の濃集が認められる場合がある (Loutit et al., 1988). しかしながら、藪層の堆積物中にはこのような海緑石の発達は認められず、火山砕屑物ならびに生物骨格粒子の濃集も確認されなかった。さらに、従来報告されている下総層群ならびに下位の上総層群の堆積物の粒子組成に関する検討でも、堆積物の多くは陸源性砕屑物で構成され、海緑石や生物骨格粒子の濃集は認められないことが知られている (例えば、Ito and Masuda, 1989; 伊藤, 1992; Ito, 1994; 鎌滝・近藤, 1997). 以上の点にもとづいて、本研究では藪層の最大海汜濫面の認定にあたって、堆積物の粒度組成変化を重視し、田川、真里谷ならびに瀬又の各地点における堆積物の詳細な露頭観察を行うとともに、それぞれの堆積物を採取し粒度分析を行った (Fig. 7). 粒度分析用試料の採取にあたっては、露頭観察により各層準で火山砕屑物の混入ならびに生痕化石にともなう異なった粒度の堆積物の混入に影響されていない部分の試料を採取した。また、試料の多くには貝化石など大型の生物骨格粒子やその破片が混入している場合があるため、これらの粒度組成への影響を取り除くため、30% の塩酸を用いて炭酸塩を溶解処理した。なお、炭酸塩の溶解処理にあたっては試料中の粘土鉱物に影響を与えない程度の濃度の酢酸によっても同様の処理 (Ostrom, 1961) をいくつかの試料で試みた。その結果、塩酸による溶解処理を行った場合に比べて含泥率に 0.5~1 ポイント程度の差が認められることもあるが、いずれの場合にも塩酸処理を行ったときの含泥率とほぼ同じかわずかに下回る値を示すことを確認した。したがって、本研究における塩酸処理の過程では粒度分析結果に影響をおよぼす粘土鉱物の溶解はないと判断した。粒度分析に際しては、採取した試料のうち約 1 g を沈降天秤法によって測定し、粒度組成を求めた。さらに試料の約 10 g を 1/16 mm の篩を用いて水洗・篩別し、泥質堆積物と砂質堆積物の重量を求め、含泥率を算出した。

田川では、ラビンメント面直上の沖浜堆積物に上方細粒化を示す砂層の発達が認められる。この上方細粒化を示す沖浜堆積物の上部には、全体に中央粒径が 2.6~2.8 ϕ の砂層が発達し、この層準に最も含泥率の高い泥質砂層が発達する (Fig. 7). したがって、沖浜堆積物上部の層準に最大海汜濫面の存在が認められる。真里谷でもラビンメント面上に発達する沖浜堆積物の上部に中央粒径が 2.7~2.9 ϕ の砂層が発達する。とくに火山灰鍵層 Yb4 直上の層準で最も粒度が小さくて含泥率が高くなることから、この層準が最大海汜濫面の層準と認定される (Fig. 7). さらに、瀬又ではラビンメント面より上位の層準に、中央粒径が 2.0~2.6 ϕ の砂層が発達するが、ラビンメント面直上の外浜堆積物の最下部約 0.5 m の

Fig. 7. Spatial variations in lithology, median diameter and mud contents of the maximum flooding surface (MFS) horizon deposits. Stratigraphic horizons of volcanic ash beds (Yb2, Yb3 and Yb4) are also shown. See Fig. 2 for each locality. Columnar sections are tentatively correlated based on a datum plane indicated by the Yb3 volcanic ash bed. RS=ravinement surface. See Fig. 3 for other explanations.

層準で最も粒度が小さく、含泥率も高くなることから、この層準を最大海氾濫面の層準と認定した (Fig. 7)。以上のことから、田川ならびに真里谷ではエスチュアリー堆積物ならびに沖浜堆積物下部の層準が海進期堆積体に相当し、沖浜堆積物上部に最大海氾濫面の層準が存在すると解釈される。一方、瀬又では塩性沼沢堆積物から外浜堆積物最下部にかけての層準が海進期堆積体に相当し、外浜堆積物最下部の層準がほぼ最大海氾濫面に対応すると解釈される (Figs. 3, 7)。

一方、下総層群では従来、貝化石群集の示す古環境の変化を海水準の変化に対応させ、最も温暖かつ水深の大きな環境を示す貝化石の産出層準を最高海水準期に対応させている (例えば、徳橋・近藤, 1989; 鎌滝・近藤, 1997)。また、最も温暖かつ水深の大きな環境を示す貝化石の産出層準が、岩相的特徴から推定される最大海氾濫面の層準とほぼ一致する例が、下総層群地蔵堂層の例で認められている (西川・伊藤, 1997)。しかしながら、藪層の場合、貝化石群集の特徴から認定された環境変化ならびに最も温暖かつ水深の大きな環境を示す貝化石の産出層準 (大原, 1968; O'Hara, 1982; 徳橋・近藤, 1989; 鎌滝, 1997) は、本研究で岩相的特徴にもとづいて認定された最大海氾濫面の層準とは必ずしも一致しない。

下総層群を構成する主な堆積シーケンスの形成は主に氷河性海水準上昇期に相当するため (西川・伊藤, 1997; 西川ほか, 1998; 伊藤, 1999)、貝化石群集の示す最も温暖な水塊の発達した時期を最高海水準期に対応させる必然性はない。とくに、房総半島沿岸域は現在、暖流の黒潮と寒流の親潮が接する地域に相当し (例えば、西田, 1990)、海流の流路変化など海水準の変化以外の要因で貝化石群集の示す古水温が変化した可能性が考えられる。したがって、従来の貝化石による研究結果から示される藪層形成期の環境変化は本研究で認定された最大海氾濫面の層準を強く否定するものではないと解釈される。以上のことから、本研究では前述のとおり岩相的特徴を重視し、最も細粒かつ泥質な堆積物の発達する層準を最大海氾濫面として認定した。

高海水準期堆積体

最大海氾濫面より上位の地層は、広い範囲で大きく上方粗粒化を示すとともに上位の地層ほど、より沿岸域に近い堆積環境で形成された堆積物で構成される。これは、高海水準期の浅海域での堆積システムの前進にともなって形成される地層の特徴を示し、高海水準期堆積体の特徴づけている (Van Wagoner et al., 1988)。藪層の場合、田川ならびに真里谷で

は沖浜堆積物上部より上位の層準が、瀬又では外浜堆積物下部より上位の層準がそれぞれ高海水準期堆積体に相当する (Fig. 3).

藪層は上泉層またはそれより上位の地層に、侵食面をもって不整合関係で覆われている。これらの境界面もシーケンス境界と認定できる。本論では藪層の上面を規定するシーケンス境界を SBS3 と呼ぶ。このシーケンス境界の形成時期は酸素同位体比ステージ 9 から 8 の海水準低下期に対比される (Fig. 1).

最大海汜濫面形成時期の空間的变化

藪層についてシーケンス層序学的解析を行った結果、最大海汜濫面の形成時期に地域の変化が認められた。以下に調査地域における藪層の最大海汜濫面形成時期の地域の変化をまとめ、最大海汜濫面形成時期の空間的变化の要因を検討する。

最大海汜濫面の形成時期

藪層には従来から 6 枚の火山灰鍵層 (下位より Yb0~Yb5) が認められており (徳橋・遠藤, 1984), とくに調査地域ではそれぞれの火山灰鍵層の保存が良く、鍵層の地域的な対比が容易である。本研究ではこれらの火山灰鍵層の層準とシーケンス層序学的解析によって決定された最大海汜濫面の層準を比較することで、各地点における最大海汜濫面の形成時期を推定した。

調査地域の各地点における最大海汜濫面の層準と火山灰鍵層の層準とを比較した結果、藪層の最大海汜濫面の層準はそれぞれ、田川 (Loc. 1) では火山灰鍵層 Yb3 の約 1.5 m 上位, Yb4 の約 1.5 m 下位の層準, 真里谷 (Loc. 2) では火山灰鍵層 Yb4 直上の層準, 瀬又 (Loc. 3) では火山灰鍵層 Yb2 の約 5 m 下位の層準に相当する (Fig. 7)。したがって、調査地域における藪層堆積期の最大海汜濫面の形成時期は、瀬又で最も早く火山灰鍵層 Yb2 の降下以前、田川で火山灰鍵層 Yb3 の降下後で火山灰鍵層 Yb4 の降下前、真里谷で火山灰鍵層 Yb4 の降下後であったことが明らかとなり、地域的に最大海汜濫面の形成時期が異なっていたことが理解される。

最大海汜濫面の形成過程

藪層の層厚は、調査地域で約 15 m から 60 m まで変化する。このような層厚の変化は、この地域の地層の圧密効果が常に一定であったと仮定すると、藪層堆積期を通じた堆積空間の地域的变化を示すと考えられる。低海水準期の開析谷などの地形的影響を取り除いた場合、この層厚変化は沈降量の地域変化を示すと考えられる (例えば、西川・伊藤, 1997)。ラビンメント面は海進期に外浜侵食によって形成される侵食面で、その形成時には海岸線に沿った断面ではほぼ水平であったと考えられる (Nummedal and Swift, 1987; Murakoshi and Masuda, 1992)。本研究の各調査地点は藪層形成当時の海岸線とはほぼ同方向に並んでおり、ラビンメント面より上位の堆積物の厚さの違いがそれぞれの地域の相対的な沈降量の違いを示すと仮定した。その結果、調査地域の各地点における藪層の層厚は瀬又、田川、真里谷の順に厚くなり、ラビンメント面より上位の堆積物の厚さを比較した場合

でも同様の傾向が認められる (Fig. 3)。さらに、上位のシーケンス境界形成時の削剥量ならびにラビンメント面形成時期の地域変化の可能性などの影響を取り除くため、火山灰鍵層 Yb3 ならびに Yb4 に挟まれた一定期間に形成された堆積物の厚さに限って比較した場合でも、瀬又、田川、真里谷の順に厚くなる傾向を示す (Figs. 3, 7)。したがって、藪層形成期には真里谷付近の沈降量が最も大きく、瀬又付近の沈降量が最も小さかったことが理解される。

したがって、前述のように藪層の最大海汜濫面の形成時期は瀬又、田川、真里谷の順に遅くなっていることから、藪層の最大海汜濫面の形成期の空間的变化が沈降量の地域変化に対応していることが推定される。以下に藪層の最大海汜濫面の形成時期の空間的变化について、構造運動にともなう相対的海水準変動の地域的变化にもとづいて考察する (Fig. 8)。

下総層群を構成する各堆積サイクルの海進期堆積体ならびに高海水準期堆積体は主として氷河性海水準上昇期に形成されたことが明らかとなっている (例えば、伊藤, 1999)。このような現象は相対的海水準の上昇期でも、相対的海水準の上昇速度の減少にともなって海退が起こる (Curry, 1964; Stanley and Warne, 1994) ために生じる。従来の研究から、藪層は酸素同位体比ステージ 10 から 8 にかけての氷河性海水準変動に対応して形成された堆積物と考えられている (町田ほか, 1980; 増田, 1988)。したがって、藪層を構成する海進期堆積体ならびに高海水準期堆積体は酸素同位体比ステージ 10 から 9 にかけての氷河性海水準上昇期に形成されたと考えられる。一方、前述のとおり藪層形成期の沈降量は、田川、真里谷、瀬又のそれぞれの地域で異なる。これらのことから、藪層形成期には沈降量の地域変化に対応して、相対的海水準の上昇速度に地域的变化が生じていたと推定される。

一般に相対的海水準はユースタシーの変化と構造運動との和で示され (Jervy, 1988), 第四紀後半におけるユースタシーの変化は氷河性海水準変動によるものと考えられている。氷河性海水準上昇期には、構造運動は沈降域では相対的海水準の上昇速度を上げる効果、隆起域では下げる効果をもつ (例えば、西川・伊藤, 1997)。したがって、氷河性海水準上昇期には、沈降量の大きい地域では相対的海水準の上昇速度がより大きくなると解釈される。いま、それぞれの地域の堆積速度を一定と仮定すると、沈降量の大きい地域では相対的海水準の上昇速度が大きいいため堆積空間の増加速度が大きく、海退の開始時期が遅くなる。一方、沈降量の小さい地域や隆起域では相対的海水準の上昇速度が小さいために、より早く海退が始まると考えられる。このように、構造運動が地域的に異なる場合、構造運動に規定される相対的海水準上昇速度の地域的变化が海退の開始時期、すなわち最大海汜濫面の形成時期を変化させると解釈される。藪層の最大海汜濫面の形成時期は、このような氷河性海水準上昇期の構造運動の地域的变化を反映していると考えられる。

下総層群形成期の古東京湾東縁部には鹿島-房総隆起帯 (貝塚, 1974) と呼ばれる隆起帯が存在し、これより内湾側に関東構造盆地 (矢部・青木, 1927) と呼ばれる沈降域が存在

Fig. 8. Schematic summary of spatial variation in the relative timing of a maximum flooding surface in relation to a relative sea-level change. The variation is interpreted to have been controlled by interactions between rates of rising of glacioeustasy and of spatial variation in vertical movements of the basin. If the rate of subsidence was large, the rate of relative sea-level rise was accelerated and the relative timing of a maximum flooding surface is interpreted to have been delayed compared to other area in which the rate of subsidence was smaller. RS=ravinement surface, MFS=maximum flooding surface, SBS2 and SBS3=sequence boundaries, T1, T2 and T3=time. See Fig. 3 for other explanations.

することが知られている (貝塚, 1987). 鹿島-房総隆起帯の運動にともなう相対的海水準変動の地域的変化は、地蔵堂層ならびに木下層など、下総層群の他の累層を構成する堆積シーケンスの形成過程を大きく支配していたことが知られており (杉本, 1996; 西川, 1997; 西川・伊藤, 1997; 杉本・西川, 1998), 藪層を構成する堆積シーケンスの形成時にも鹿島-房総隆起帯にともなう構造運動の地域的変化が最大海氾濫面の形成時期に強く影響を与えていたと考えられる。すなわち、瀬又付近は鹿島-房総隆起帯にほぼ沿う地域にあたるため、相対的海水準の上昇速度が最も小さかった地域であると考えられる。このためより早く海退が始まり、最大海氾濫面の形成時期が早かったと解釈される。これに対し、古東京湾中央部に近い田川や真里谷は関東構造盆地の沈降域にあたり、相対的海水準の上昇速度が瀬又付近に比べ大きかったと解釈される地域である。このためより遅くまで海進が継続し、最大海氾濫面の形成時期が遅かったと考えられる。とくに真里谷では沈降量が最も大きく、細粒で泥質な堆積物が上方にアグラデーションする状態が長く継続していたため、最大海氾濫面の形成が最も遅く行われたと考えることができる。

一方、最大海氾濫面の形成時期の空間的変化は、堆積システムの地域的な違いを反映して生じる場合もあることが知られている (Ito and O'Hara, 1994). すなわち、三角州システムと非三角州システムがほぼ同時期に発達するとき、堆積物供給量の多い三角州システムの発達する地域で最大海氾濫面の形成時期が早くなると考えられている (Ito and O'Hara, 1994). さらに、北米テキサス沿岸のバリアー島システムで認められるように、一つの堆積システム内でも堆積物供給量と波浪などによる侵食作用の大きさの地域的変化に対応して、海進と海退が同時期に発生することが知られている (Morton, 1979, 1994). このように、最大海氾濫面の形成時期の空間的変化は、複数の要因に支配されていると考えられる。しかしながら、本研究で対象とした藪層の場合、基本的な堆積システムの特徴に地域的変化が認められないことから、各地域の藪層の層厚の違いに反映されたと考えられる沈降量の地域的変化によって、最大海氾濫面の形成時期の空間的変化が大きく支配されていたと考えることができる。

まとめ

本論では、千葉県中部に分布する中部更新統下総層群藪層

を対象に、堆積相解析並びにシーケンス層序学的手法を用いて最大海氾濫面形成時期の空間的变化の特徴とその要因について検討した。その結果以下のことが明らかになった。

1. 調査地域の藪層には、エスチュアリー、塩性沼沢、前浜・後浜、外浜、沖浜、ラグの6つの堆積相が識別される。それぞれの堆積相の組み合わせならびに積み重なり様式の特徴から、藪層形成期の古東京湾は南西部に、より内湾的な浅海域の環境が発達したと考えられる。

2. 藪層は海進期堆積体ならびに高海水準期堆積体からなる一つの堆積シーケンスを構成する。藪層形成期の最大海氾濫面形成時期は地域によって異なり、これは沈降量の違いに対応する。すなわち、瀬又、田川、真里谷の順に沈降量は大きくなり、これに対応して最大海氾濫面の形成時期は遅くなる。

3. このような最大海氾濫面の形成時期の空間的变化は、構造運動の地域的变化にともなう相対的海水準変動の地域的变化に支配されていたと考えることができる。すなわち沈降量の小さな地域あるいは隆起域では相対的海水準の上昇速度が小さく、より早く最大海氾濫面が形成される。これに対し、沈降量の大きい地域では相対的海水準の上昇速度が大きくなるため、最大海氾濫面の形成時期が遅れる。藪層の場合、このような相対的海水準変動の地域的变化は、酸素同位体比ステージ10から9にかけての水氷性海水準上昇期における鹿島一房総隆起帯の運動にともなって発生したと考えられる。

謝辞 千葉大学理学部地球科学科地球表層プロセスセミナーの諸先生方、学生・院生の皆様には、多数のご討論とご助言をいただいた。堆積物の粒度分析にあたっては、同学科の古川登先生にご指導いただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文 献

- Allen, G. P., 1991, Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary : a recent model for macrotidal estuarine systems. *In* Smith, D. G., Reinson, G. E., Zaitlin, B. A. and Rahmani, R. A., eds., *Clastic tidal sedimentology*, Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., no. 16, 29-40.
- Allen, G. P. and Posamentier, H. W., 1994, Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide- and wave-dominated incised valleys : example from the Gironde estuary, France. *In* Dalrymple, R. W., Boyd, R. and Zaitlin, A., eds., *Incised-valley systems : origin and sedimentary sequences*, Spec. Publ. SEPM, no. 51, 225-239.
- 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・杉山悠起子・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群集の再記載. 地質雑, **68**, 507-517.
- Arnott, R. W. C., 1993, Quasi-planar-laminated sandstone beds of the lower Cretaceous Bootlegger Member north-central Montana : evidence of combined-flow sedimentation. *Jour. Sediment. Petrol.*, **63**, 488-494.
- Arnott, R. W. C., 1995, The parasequence definition — are transgressive deposits inadequately addressed? *Jour. Sediment. Res.*, **65**, 1-6.
- Bhattacharya, J. P. and Walker, R. G., 1992, Deltas. *In* Walker, R. G., James, N. P., eds., *Facies models : response to sea level change*, Geol. Asso. Can., 157-177.
- Carter, C. H., 1978, A regressive barrier and barrier-protected deposit : depositional environments and geographic setting of the Late Tertiary Cohasset Sand. *Jour. Sediment. Petrol.*, **48**, 933-950.
- Catuneanu, O., Willis, A. J. and Miall, A. D., 1998, Temporal significance of sequence boundaries. *Sediment. Geol.*, **121**, 157-178.
- Cheel, R. J. and Leckie, D. A., 1993, Hummocky cross-stratification. *In* Wright, V. P., ed., *Sedimentology review*, **1**, 103-122.
- Clifton, H. E., 1976, Wave-formed sedimentary structures—a conceptual model. *In* Davis, Jr., R. A., and Ethington, R. L., eds., *Beach and nearshore sedimentation*, Spec. Publ. SEPM, no. 24, 126-148.
- Clifton, H. E., Hunter, R. E. and Phillips, R. L., 1971, Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. *Jour. Sediment. Petrol.*, **41**, 651-670.
- Clifton, H. E. and Thompson, J. K., 1978, *Macaronichnus segregatis* : A feeding structure of shallow marine polychaetes. *Jour. Sediment. Petrol.*, **48**, 1293-1302.
- Coleman, J. M. and Prior, D. B., 1980, *Delta sand bodies*. Amer. Ass. Petrol. Geol., A 1980 short course education course note series #15, 171 p.
- Curry, J. R., 1964, Transgression and regression. *In* Miller, R. L., ed., *Papers in marine geology, Shepard commemorate volume*, The Macmillan Company, 175-203.
- Dalrymple, R. W., 1992, Tidal depositional systems. *In* Walker, R. G. and James, N. P., eds., *Facies models : response to sea level change*, Geol. Assoc. Can., 195-219.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. and Boyd, R., 1992, Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications. *Jour. Sediment. Petrol.*, **62**, 1130-1146.
- Demarest, J. M. II and Kraft, J. C., 1987, Stratigraphic record of Quaternary sea levels : implication for more ancient strata. *In* Nummedal, D., Pilkey, O. H. and Howard, J. D., eds., *Sea-level fluctuation and coastal evolution*, Spec. Publ. SEPM, no. 41, 223-239.
- Dott, R. H. and Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **93**, 663-680.
- Duke, W. L., Arnott, R. W. C. and Cheel, R. J., 1991, Shelf sandstones and hummocky cross-stratification : New insights on a stormy debate. *Geology*, **19**, 625-628.
- Greenwood, B. and Mittler, P. R., 1985, Vertical sequence and lateral transitions in the facies of a barred nearshore environment. *Jour. Sediment. Petrol.*, **55**, 366-375.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. *In* Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. S. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. C., eds., *Sea-level changes : an integrated approach*, Spec. Publ. SEPM, no. 42, 47-69.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. and Walker, R. G., 1975, Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course Notes*, **2**, 81-102.
- 伊藤 慎, 1992, コンデンスセクション. 堆積研報, **36**, 1-4.
- Ito, M., 1994, Compositional variation in depositional sequences of the upper part of the Kazusa Group, a middle Pleistocene forearc basin fill in the Boso Peninsula Japan. *Sediment. Geol.*, **88**, 219-230.
- Ito, M., 1995, Volcanic ash layers facilitate high-resolution sequence stratigraphy at convergent plate margins : an example from the Plio-Pleistocene forearc basin fill in the Boso Peninsula, Japan. *Sediment. Geol.*, **95**, 187-206.
- 伊藤 慎, 1999, シーケンス層序学の基本的枠組み. 地質雑, **105**, 508-520.
- Ito, M. and Masuda, F., 1989, Petrofacies of paleo-Tokyo Bay sands, the upper Pleistocene of Central Honshu, Japan. *In* Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary facies in the active plate margin*, TERRAPUB, Tokyo, 179-196.
- 伊藤 慎・大原 隆, 1991, 君津市・富津市周辺の下総層群下部の堆

- 積シーケンス. 千葉大環境科学研報, 16, 1-8.
- Ito, M. and O'Hara, S., 1994, Diachronous evolution of systems tracts in a depositional sequence from the middle Pleistocene palaeo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentology*, **41**, 677-697.
- Jervy, M. T., 1988, Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequence and their seismic expression. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. S. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. C., eds., *Sea-level changes : an integrated approach*, Spec. Publ. SEPM, no. 42, 47-69.
- Johnson, H. D. and Baldwin, C. T., 1986, Shallow siliciclastic seas. In Reading, H. G., ed., *Sedimentary environments and facies*, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 229-282.
- Johnson, H. D. and Baldwin, C. T., 1996, Shallow siliciclastic seas. In Reading, H. G., ed., *Sedimentary environments : processes, facies and stratigraphy*, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 232-280.
- 貝塚爽平, 1974, 関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動. 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」. ラテイス, 東京, 99-118.
- 貝塚爽平, 1987, 関東の第四紀地殻変動. 地質雑, **96**, 223-240.
- 垣見俊弘・山崎晴雄・寒川 旭・杉山雄一・下川浩一・岡 重文, 1982, 1: 500,000 活構造図 東京. 地質調査所.
- 鎌滝孝信, 1997, 中部更新統下総層群戴層における貝化石群集の相対密度変化. 日本地質学会第 104 年学術大会演旨, 352.
- 鎌滝孝信・近藤康生, 1997, 中・上部更新統の地蔵堂層にみいだされた氷河性海水準変動による約 2 万年または約 4 万年周期の堆積シーケンス. 地質雑, **103**, 747-762.
- 関東第四紀研究会, 1980, 南関東地域の中部更新統の層序とその特徴. 第四紀研究, **19**, 203-216.
- 菊地隆男・楡井 久・楠田 隆, 1988, 上総・下総層群の層序に関する 2・3 の問題. 地質学論集, no. 30, 51-65.
- 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.
- 小島伸夫, 1963, 手賀沼周辺から大網白里町にかけての成田層群の堆積状態と地史について一成田層群の研究 第 5 報一. 地質雑, **69**, 172-183.
- 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨 昂, 1981, 更新世後期における関東平野の地塊状盆地運動. 地質学論集, no. 20, 113-128.
- Leckie, D. A. and Walker, R. G., 1982, Storm- and tide-dominated shorelines in late Cretaceous Moosbar-lower Gates interval. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **66**, 138-157.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R. and Baum, G. R., 1988, Condensed sections : the key to age dating and correlation of continental margin sequences. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. S. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. C., eds., *Sea-level changes : an integrated approach*, Spec. Publ. SEPM, no. 42, 183-213.
- Lowe, D. R., 1975, Water escape structures in coarse grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157-204.
- 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と編年一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—古東京湾の堆積相解析から— (その 1 基礎編). 応用地学, **29**, 312-321.
- 三土知芳, 1937, 7 万 5 千分の 1 地質図幅「茂原」. 地質調査所.
- Morton, R. A., 1979, Temporal and spatial variations in shoreline changes and their implications, examples from the Texas Gulf Coast. *Jour. Sediment. Petrol.*, **49**, 1101-1112.
- Morton, R. A., 1994, Texas barriers. In Davis, Jr., R. A., ed., *Geology of Holocene barrier island systems*, Springer-Verlag, Berlin, 75-114.
- Murakoshi, N. and Masuda, F., 1992, Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sediment. Geol.*, **80**, 167-184.
- Myers, K. J. and Milton, N. J., 1996, Concepts and Principles of sequence stratigraphy. In Emery, D. and Myers, K. J., eds., *Sequence stratigraphy*, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 11-41.
- Nakazato, H., Saito, 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.
- 成瀬 洋, 1959, 古東京湾の形成について—南関東上部新生界の地史学的研究 (1) —. 第四紀研究, **1**, 143-155.
- 成瀬 洋, 1968, 関東地方における第四紀地殻変動. 地質学論集, no. 2, 29-32.
- Nio, S. D. and Yang, C. S., 1989, Recognition of tidally-influenced facies and environments. *Int. Geosci. BV, Short Course Note Ser.*, **01**, Int. Geosci. BV, Leiderdorp.
- 西田英夫, 1990, 日本周辺海域の海流について. 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編「続・日本全国沿岸海洋誌」, 東海大学出版会, 東京, 121-142.
- 西川 徹, 1997, 鹿島-房総隆起帯の運動と高周波堆積シーケンスの形成 : 中部更新統地蔵堂層. 日本地質学会第 104 年学術大会演旨, 336.
- 西川 徹・伊藤 慎, 1997, 古東京湾初期の中期更新世堆積体の発達過程. 地質雑, **103**, 1144-1161.
- 西川 徹・伊藤 慎・杉本英也, 1998, 地層から読み取るバリアー島の発達過程. 地質雑, **104**, 477-494.
- 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*, Spec. Publ. SEPM, no. 41, 241-260.
- Ogose, S., 1961, Molluscan fossils from the Zizodo sand and the Yabu sand and gravel, Tiba Prefecture, South Kanto, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **67**, 105-127.
- 大原 隆, 1968, 模式地の瀬又層. 千葉大文理学部紀要, **5**, 303-318.
- O'Hara, S., 1982, Molluscan fossils from the Shimosa Group (1. Yabu and Jizodo Formations of the Makuta district). *Jour. Coll. Arts Sci., Chiba Univ.*, B-15, 27-63.
- Okazaki, H., 1993, Depositional systems and sequence stratigraphy of the upper Pleistocene Paleo-Tokyo Bay deposits. *Natl. His. Res.*, **2**, 65-97.
- 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., 1995, Sequence stratigraphy of the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay : barrier islands and associated tidal delta and inlet. In Flemming, B. W. and Bartholomä, A., eds., *Tidal signatures in modern and ancient sediments*, Spec. Publ. Int. Asso. Sedim., no. 24, 275-288.
- 岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣, 1997, 古東京湾に発達した 2 つのタイプの堆積シーケンス—下総層群上泉層, 清川層および横田層—. 地質雑, **103**, 1125-1143.
- Ostrom, M. E., 1961, Separation of clay minerals from carbonate rocks by using acid. *Jour. Sediment. Petrol.*, **31**, 123-129.
- Posamentier, H. W., Jervy, 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. S. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. C., eds., *Sea-level changes : an integrated approach*, Spec. Publ. SEPM, no. 42, 109-124.
- Posamentier, H. W. and Vail, P. R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. S. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. C., eds., *Sea-level changes : an integrated approach*, Spec. Publ. SEPM, no. 42, 125-154.
- Reineck, H. E. and Wunderlich, F., 1968, Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, **11**, 99-104.
- Reinson, G. E., 1992, Transgressive barrier island and estuarine systems. In Walker, R. G. and James, N. P., eds., *Facies models : response to sea level change*, Geol. Asso. Can., 179-194.
- Reynolds, A. D., 1996, Paralic Successions. In Emery, D. and Myers, K. J., eds., *Sequence stratigraphy*, Blackwell Sci. Publ.,

- Oxford, 134-177.
- Saito, Y., 1995, High-resolution sequence stratigraphy of an incised-valley fill in a wave- and fluvial-dominated setting: latest Pleistocene-Holocene examples from the Kanto Plain, central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 45, 76-100.
- 齊藤文紀・横田節哉・池田国昭・羽坂俊一・井内美郎・赤松守雄・松本英二・山崎理子・小栗一将・大島和雄, 1995, 粗粒三角州による開析谷埋積シーケンス: 対馬, 仁田湾の最上部更新・完新統. 地質学論集, no. 45, 61-75.
- 坂倉勝彦, 1935, 千葉県小櫃川流域の層序 (其の2). 地質雑, 42, 753-784.
- 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.
- 佐藤弘幸, 1994, 木更津・君津周辺の下総層群の層序と構造, 日本地質学会第101年学術大会演旨, 50.
- 佐藤弘幸, 1997, 下総層群藪層のシーケンス. 堆積学研究会1997年秋季研究集会演旨, 55-57.
- Stanley, D.J. and Warne, A.G., 1994, Worldwide initiation marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science*, 265, 228-231.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋, 1978, 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー. 地質雑, 84, 583-600.
- 杉本英也, 1996, 古東京湾東縁部での堆積シーケンスの発達と鹿島-房総隆起帯. 日本地質学会第103年学術大会演旨, 185.
- 杉本英也・西川 徹, 1998, 房総半島上部更新統木下層の高周波堆積シーケンスと鹿島-房総隆起帯. 堆積学研究会1998年春季研究集会演旨, 21-22.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中島輝允・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・那須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一, 1995, 10万分の1東京湾とその周辺地域の地質 (第2版). 特殊地質図 (20), 地質調査所.
- Thorne, J.A. and Swift, D.J.P., 1991, Sedimentation on continental margins, VI: a regime model for depositional sequences, their component systems tracts, and bounding surfaces. In Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W. and Thorne, J.A., eds., *Shelf sand and sandstone bodies*, Spec. Publ. Int. Asso. Sedim., no. 14, 189-255.
- Tiedemann, R., Sarnthein, M and Shackleton, N.J., 1994, Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}\text{O}$ and dust flux records of Ocean Drilling Program site 659. *Paleoceanography*, 9, 619-638.
- 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 p.
- 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.
- 植田房雄, 1968, 房総半島北部の地質堆積輪廻 (1). 東洋大紀要, 教養・自然, 12, 1-30.
- 宇野沢昭・岡 重文・坂本 亨・駒沢正夫, 1983, 1:200,000 地質図「千葉」, 地質調査所.
- Vail, P.R., Hardenbol, J. and Todd, R.G., 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In Payton, C.E., ed., *Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration*, Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., no. 36, 129-144.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G. S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C., eds., *Sea-level changes: an integrated approach*, Spec. Publ. SEPM, no. 42, 39-48.
- Walker, R.G. and Plint, A.G., 1992, Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies models: response to sea level change*, Geol. Asso. Can., 219-238.
- 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り (2). 地学教育, 40, 79-90.
- 矢部長克, 1914, 房総半島. 現代の科学, 2, 227-234.
- Yabe, H., 1931, Geological growth of the Tokyo Bay. *Earthq. Res. Inst. Bull.*, 9, 333-339.
- 矢部長克・青木廉二郎, 1927, 関東構造盆地周辺山地に沿へる段丘の地質時代. 地理評, 3, 79-87.
- Zaitlin, B.A., Darlymple, R.W. and Boyd, R., 1994, The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level changes. In Darlymple, R.W., Boyd, R. and Zaitlin, B.A., eds., *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*, Spec. Publ. SEPM, no. 51, 45-60.

(要 旨)

西川 徹・伊藤 慎・大原 隆, 2000, 最大海氾濫面形成時期の空間的变化: 房総半島中部更新統藪層を例として. 地質雑, 106, 15-30. (Nishikawa, T., Ito, M. and O'Hara, S., 2000, Spatial variation in the timing of a maximum flooding surface: An example from the Middle Pleistocene Yabu Formation in the Boso Peninsula, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 106, 15-30)

最大海氾濫面の形成時期が構造運動に対応した相対的海水準上昇速度の地域的な変化にともなう一つの堆積盆の中でも空間的に変化することが, 古東京湾で形成された中部更新統下総層群藪層に認められた. 沈降量が小さい地域あるいは隆起域では相対的海水準の上昇速度が小さくなるためより早く海退が始まる. その結果, 他の地域よりも早く最大海氾濫面の形成が行われる. 一方, 沈降量が多い地域では相対的海水準の上昇速度が大きくなるため海退の開始時期が遅れる. 藪層の場合, このような最大海氾濫面の形成時期の空間的变化は, 酸素同位体比ステージ10から9にかけての氷河性海水準上昇期の古東京湾東縁部における, 鹿島-房総隆起帯にともなう隆起・沈降運動の大きさの地域的な変化によって発生したと考えられる. すなわち, 鹿島-房総隆起帯に沿う地域では古東京湾中央部の沈降域よりも早く最大海氾濫面の形成が行われていたことが明らかとなった.