

Title	東京湾沿岸に発達する浜堤列平野：館山低地と小櫃川下流低地を例にして
Sub Title	Holocene geomorphic development of beach ridge plains along the Tokyo bay : case studies of the Tateyama and Obitsu river lowlands
Author	松原, 彰子(Matsubara, Akiko)
Publisher	慶應義塾大学日吉紀要刊行委員会
Publication year	2012
Jtitle	慶應義塾大学日吉紀要. 社会科学 (The Hiyoshi review of the social sciences). No.23 (2012.) ,p.1- 14
JaLC DOI	
Abstract	
Notes	
Genre	Departmental Bulletin Paper
URL	https://koara.lib.keio.ac.jp/xoonips/modules/xoonips/detail.php?koara_id=AN10425830-20130331-0001

慶應義塾大学学術情報リポジトリ(KOARA)に掲載されているコンテンツの著作権は、それぞれの著作者、学会または出版社/発行者に帰属し、その権利は著作権法によって保護されています。引用にあたっては、著作権法を遵守してご利用ください。

The copyrights of content available on the KeiO Associated Repository of Academic resources (KOARA) belong to the respective authors, academic societies, or publishers/issuers, and these rights are protected by the Japanese Copyright Act. When quoting the content, please follow the Japanese copyright act.

東京湾沿岸に発達する浜堤列平野

——館山低地と小櫃川下流低地を例にして——

松 原 彰 子

1. はじめに

日本の海岸低地には、海岸線に平行に細長く延びる「砂州地形」が広く分布しており、現在の地形によって砂州—潟湖型、砂州—後背湿地型、浜堤列平野型、谷底平野型、三角州—浜堤列複合型などに分類される（松原，2000）。砂州地形の形成過程は、現在の形態に関わらず共通に、後氷期における地球規模の水河性海面変化の影響を受けているが、海面変化速度が遅くなる8,000～7,000年前以降になると、地域ごとの基盤地形や地殻変動、土砂供給などの特性が砂州地形の発達過程に現れるようになる（松原，2000；Matsubara, 2005）。中でも、地震性隆起が蓄積している地域や河川による土砂供給量が多い地域においては、複数の浜堤列が顕著に発達する場合がある。

本研究では、東京湾に面する2つの浜堤列平野を対象にして地形・地質・古環境変遷の特徴を明らかにする。さらに、低地遺跡の分布から人間活動の場としての浜堤列の位置づけについても考察を行う。対象とした地域は、房総半島南部に位置し、相模トラフを震源とするプレート沈み込み境界型地震（元禄および大正関東地震）による隆起が蓄積されてきた館山低地と、東京湾東岸に位置し、緩傾斜の海底地形と河川などからの土砂供給によって三角州が発達している小櫃川下流低地である。

なお、本稿で示した年代値（「～年前」）は、暦年較正を行った¹⁴C年代値（cal BP）に基づくものである。較正プログラムはCALIB6.01（Stuvier and Reimer, 1993）、陸源試料についてはIntCal09、海成試料についてはMarine09のデータをそれぞれ使用した（Reimer, *et al.*, 2010）。また、Regional marine reservoir correction ΔR は、Marine Data Base No. 1029, Japan（139.6000E, 35.1200N）の値（ $\Delta R = 200 \pm 63$ yr）を用いた。

2. 館山低地

(1) 地形の特徴

館山低地は、房総半島の南西岸に位置する東西 4 km、南北 5 km ほどの海岸低地である（図 1）。低地には平久里川と汐入川が流れ、共に東京湾に注いでいる。平久里川は河口から約 2.5 km 上流付近で、流路を南向きから西向きに変える。低地の周囲は新第三系から成る丘陵であり、その縁辺部には完新世の海成段丘（沼段丘）が分布する（図 1）。

房総半島南部には 4 段の完新世段丘が発達するが、これらは海拔高度および形成年代から、地震性隆起の累積によって形成されたものであると考えられており、多くの研究が行われている（Sugimura and Naruse, 1954；1955；Yonekura, 1975；横田, 1978；中田ほか, 1980；茅根・吉川, 1986 など）。また房総半島南部は、1923 年の大正関東地震の際にも、1 ～ 2 m の隆起が確認されている（陸地測量部, 1926）。図 1 で沼段丘として分類した地形は、最高位の海成段丘面で、約 7,000 年前に形成された沼 I 面（中田ほか, 1980）に対比され、その海拔高度は、+15 ～ +25 m である。

低地の地形を特徴づける浜堤列は 6 列確認されるが（内陸側から順に、I ～ VI）、このうち海岸部の 3 列（IV ～ VI）は特に発達が良好で、低地の北端から南端までほぼ連続的に分布する（図 1）。浜堤と後背湿地（堤間湿地）との境界は明瞭で、特に海側の境界部は顕著で浜堤は段丘化している。これらの浜堤列の形成には地震性の隆起が大きく関わっていることが指摘されており（中田ほか, 1980）、相模トラフを震源とする元禄地震型と大正地震型の関東地震による隆起の組み合わせによって発達してきたことが推定されている（穴倉・宮内, 2001 など）。さらに藤原ほか（2006）は、平久里川右岸側の浜堤 V と VI の堤間湿地の 2 か所においてジオスライサーによる掘削を実施し、堆積構造の解析および¹⁴C 年代測定値に基づいて浜堤の詳細な発達過程を復元している。それによれば、堤間湿地の堆積環境は上部外浜→ラグーン→堤間湿地へと変化していった。このような堆積環境の変化は、元禄関東地震（1703 年）と大正関東地震（1923 年）発生時の地震隆起によるものと考えられた。穴倉（2000）は、古絵図と旧版地形図の比較を行い、元禄地震前の海岸線が浜堤 V の海側縁に位置していたことを明らかにした。さらに藤原ほか（2006）によって、元禄地震時の隆起で浜堤 VI の一部が離水した後、大正関東地震時の隆起が加わった結果、現在の浜堤 VI が完成したことが明確

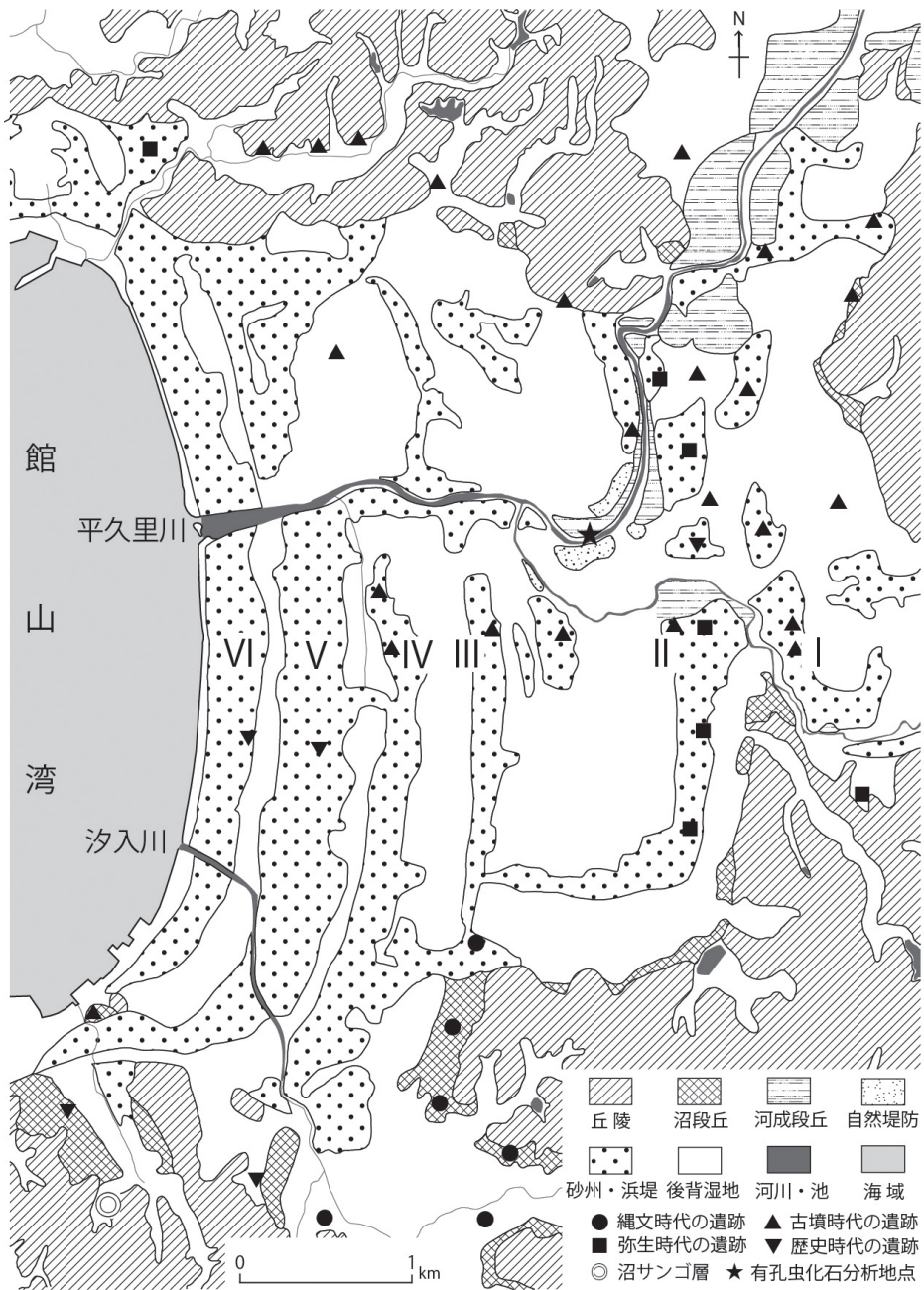


図1 館山低地の地形

遺跡分布は、千葉県『ふさの国文化財ナビゲーション』に基づく。

になった。

(2) 堆積物の特徴

館山低地を構成する堆積物は砂とシルトの互層から成り、その層厚は海岸部で最大約40mに及ぶ。館山低地の南西縁に位置する館山市沼地域で発見された造礁性サンゴ化石（沼サンゴ層）（図1）については、Yokoyama（1911）以来、その年代およびサンゴ礁形成期の古気候・古環境の問題を中心に研究が進められてきた。沼サンゴ層の年代は ^{14}C 年代測定によって8,000～5,500年前であることが明確になった（浜田, 1963；星野, 1967；Yonekura, 1975；Omoto, 1976；）。また沼サンゴ層を構成する造礁性サンゴの種数が80～90種と多様なことなどから、沼サンゴ層は現在の奄美大島付近から鹿児島南部に相当する環境下で形成されたものと推定されている。また、石灰藻の化石を伴わないことから、サンゴの生息海域は潮間帯ではなく、数m～20m前後の水深があったものと考えられている（浜田, 1963；1975；Hamada, 1977）。

その後、沼サンゴ層を含む海成層を対象にして貝類群集の解析が行われ、古館山湾の環境変遷が考察された（松島, 1979；松島・吉村, 1979；松島, 1984；1990）。沼サンゴ層は、低地の南側の丘陵に刻まれた小さな谷（かつての溺れ谷）の奥部を中心に分布する傾向があるが、これは館山低地の南側の地域が波浪の直接的な影響を受けず、河川の流れ込みの少ない環境で、サンゴ礁の形成に適していたためと推定されている（松島, 1979；1984）。なお、沼サンゴ層に対比される造礁性サンゴ化石を含む地層は、房総半島のほか、三浦半島や駿河湾沿岸地域でも発見されている（浜田, 1975；Hamada, 1977）。

(3) 有孔虫化石群集による古環境復元

館山低地を流れる平久里川が、河口から約2.5km上流で流路の向きを南から西に変える付近の右岸側に、長さ300mにわたって露出していたカキ（カキツバタ）礁に関して、地質層序と ^{14}C 年代測定値、および海成層に含まれる貝類群集の解析結果が報告されている（松島・吉村, 1979；松島, 1990）（図1, 2）。筆者は、同じ露頭で採取した試料について有孔虫化石群集解析を行った（松原, 1995）。貝類群集および有孔虫化石群集に基づく古環境変化は、以下のようにまとめることができる。

カキ礁が確認された河床には基盤岩（新第三系のシルト岩層）が露出し、その上に

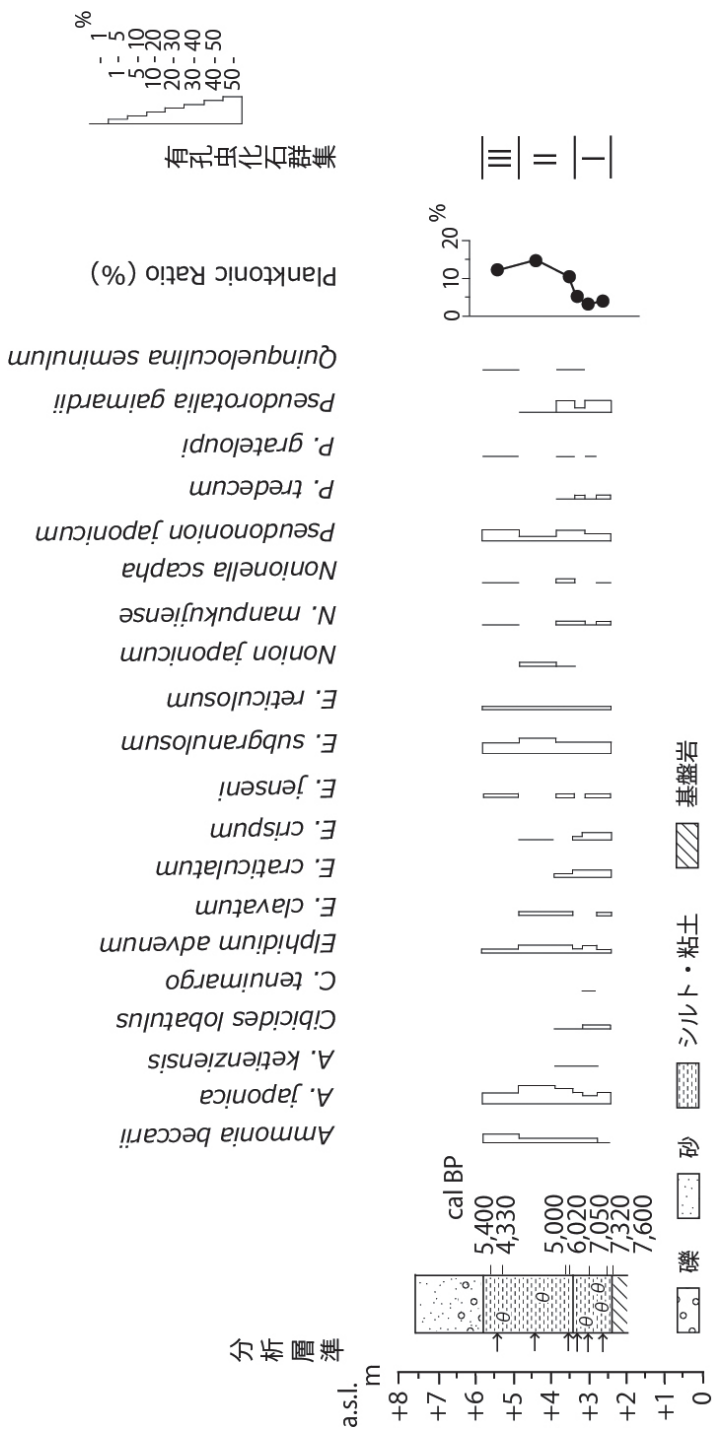


図2 館山低地における有孔虫化石群集

¹⁴C年代値は、松島・吉村（1979）による。

海成層が不整合にのる。海成層は、下部の層厚約1mのカキ礁と上部の層厚約2.4mの海成シルト層から成る。さらに、この海成層は河成砂礫層（層厚1.7m以上）で不整合に覆われている（図2）。

シルト岩層の上面には穿孔貝の巢穴化石が残されていることから、基盤岩の表面はかつての波食棚と考えられる。この波食棚の形成期は、岩礁性の貝化石の ^{14}C 年代値から約7,600年前以前と推定される。

カキ礁には、岩礁性の貝類と造礁性サンゴ類が随伴する。カキ礁形成時の水深は、構成種の特徴から数m～約20mと推定される。カキ礁上限付近の年代は約6,100～5,900年前である。

カキ礁中の有孔虫化石群集（図2のⅠ帯）は、沿岸水流入の指標となる *Pseudononion japonicum*, *Pseudorotalia gaimardii* が優勢である。このうち、*Pseudorotalia gaimardii* は、口の広い内湾の湾口部に限って生息することから、この時期には特に、沿岸水の直接の流入があったものと考えられる。このほかに、岩礁に付着する *Cibicides lobatulus*, 岩礁地の藻に付着する *Elphidium crispum*, *E. jenseni*, *E. reticulosum*, 内湾中央部から湾口部の砂質底種である *Elphidium advenum* も多産する。岩礁地性の種が多いのは、波食棚上に形成されたカキ礁の環境を反映したものと考えられる。一方、+3.0mの層準からは、熱帯から亜熱帯の浅海域に生息する *Cibicides tenuimargo* が産出する。これは、この時期に高温の海水の流入があったことを示している。

海成シルト層は、下部では内湾から浅海域に生息する貝化石が含まれるが、上部では貝類群集の種構成が単純になり、強内湾性を示すようになる。ここでは、カキ礁形成期に比べて、水深は10m前後まで浅くなったものと推定される。海成シルト層の上限付近の年代値は、約4,500～4,100年前である。

海成シルト層下部の有孔虫化石群集（図2のⅡ帯）では、内湾の中央部から湾口部にかけて分布する *Ammonia japonicum* が最も多く産出し、沿岸水の流入を示す *Pseudononion japonicum*, *Pseudorotalia gaimardii* は上部で減少する。特に、*Pseudorotalia gaimardii* は上部では出現しなくなることから、内湾の湾口部が狭くなり、沿岸水の流入度が小さくなっていった過程が推定される。これは、貝類群集による復元結果とも一致する。

海成シルト層上部の有孔虫化石群集（図2のⅢ帯）は、内湾の代表種である *Ammonia beccarii* が増加する一方で、岩礁に付着する *Cibicides* 属は出現しなくなる。

これらのことから、本層の堆積期には内湾の縮小がさらに進んだことが考えられる。貝類群集からも、水深が浅くなって内湾が縮小したことが推定されている。この時期は、日本で確認されている海面の停滞ないし低下期にあたるが（太田ほか，1982；1990），この頃に河川による埋め立て作用が進んだのと同時に、砂州の発達で内湾の閉塞が起こったために急速に内湾の縮小が進行した可能性が大きい。

以上のように、貝類群集は、7,600年前以降の穿孔性貝類群集、7,300～6,000年前までの造礁性貝類群集、4,300年前までの内湾泥底群集のように変化する。このことから、本地域では、7,600年前以前に海水の侵入が始まって波食棚が形成され、その後7,300年前頃には、波食棚上に造礁性サンゴを伴ったカキ礁が形成されるようになったものと推定される。その後、約6,000年前以降には水深が浅くなり、湾口の狭い内湾環境に移行したと考えられる。さらに、およそ4,300年前には、内湾は河成堆積物によって埋め立てられていった。

有孔虫化石群集の変遷からは、7,500～6,500年前（Ⅰ帯の推定堆積時期）には沿岸水の流入が盛んで、高温環境であったが、6,500～4,800年前（Ⅱ帯）になると沿岸水流入の割合は縮小し、さらに4,800～3,800年前（Ⅲ帯）には内湾は縮小して閉塞環境に移り変わったことが明らかになった。

これらのことから、7,500～6,500年前のカキ礁形成期には、高温の沿岸水が直接流入する環境であったが、6,500～4,800年前の海成シルト層下部堆積期になると沿岸水の流入は減少し、内湾は縮小過程に入った。さらに、4,800～3,800年前には、河川から供給される土砂による埋め立てや浜堤Ⅲ～Ⅴの形成に伴う背後の閉塞で、内湾はさらに縮小していったものと考えられる。本稿での浜堤Ⅲ～Ⅴは中田ほか（1980）の沼Ⅲ面に相当する。房総半島南部における沼Ⅲ面の離水時期（背後の閉塞完了時期）は約2,880年前と推定されており、この年代と館山低地における内湾の閉塞開始時期（4,800～3,800年前）は調和的である。

（４）浜堤列上の遺跡分布

図1には、千葉県『ふさの国文化財ナビゲーション』の資料に基づいて、館山低地における遺跡の分布を示した。

縄文時代の遺跡は、低地南部の海成段丘（沼段丘）上を中心に分布しており、浜堤列上にはほとんど見られない。一方、弥生時代の遺跡は主に浜堤Ⅱ上に分布している。

古墳時代の遺跡は、浜堤Ⅰ～Ⅳ上に多く見られ、特に浜堤ⅠとⅡに集中する傾向が見られる。これに対して、浜堤Ⅴ、Ⅵには歴史時代の遺跡がわずかに分布するのみである。

本稿の浜堤Ⅰは、中田ほか（1980）による段丘区分では沼Ⅱ面に、浜堤Ⅱ～Ⅴは沼Ⅲ面に、浜堤Ⅵは沼Ⅳ面（元禄段丘）に、それぞれ対応する。これらの浜堤列は過去に繰り返されてきた元禄および大正関東地震による隆起で離水したものと推定され、それぞれの離水時期は沼Ⅱ面が約4,200年前、沼Ⅲ面が約2,880年前、沼Ⅳ面が元禄地震発生時の西暦1703年で約250年前と考えられている（中田ほか、1980）。

以上のことから、浜堤が完成した時期と、そこが恒常的な人間活動の場になった時期との間には数百年かそれ以上の時間差があったものと推定される。

3. 小櫃川下流低地

（1）地形の特徴

小櫃川は、房総半島南部の清澄山付近を起源とし、半島のほぼ中央部を流れて木更津で東京湾に注ぐ河川である。中・上流域には、新第三紀から第四紀更新世にかけての地層が分布するが、下流域の低地は中期～後期更新世の下総層群から成る台地で囲まれる。

低地の地形は、河口部を中心に発達する円弧状三角州で特徴づけられるが、三角州上には自然堤防および浜堤列といった微高地が多く見られる（図3）。Saito（1995）、斎藤（2005）は、堆積物の層序解析に基づいて、後氷期の海面変化に伴う三角州の発達過程を詳細に復元している。また、吉村（1985）は、微地形分類および層相分布などに基づいて小櫃川下流低地における古地理変遷の復元を行っている。

低地の北側と南側の台地は、それぞれ北西縁と西縁に明瞭な海食崖地形が認められ、その前面の低地上には砂州地形が発達している（図3）。低地を構成する堆積物（沖積層）の基底地形として、旧海食崖の前面に埋没海食台と推定される-10～-5mの平坦面が分布していることから（松原、1980MS）、これらの砂州地形は埋没海食台を土台にして発達したものと推定される。

一方、北側の台地の南縁と南側の台地の北縁にも、小櫃下流低地に面する微高地が分布する。小櫃川下流低地では現在の海岸線から少なくとも10km内陸までは後氷期の

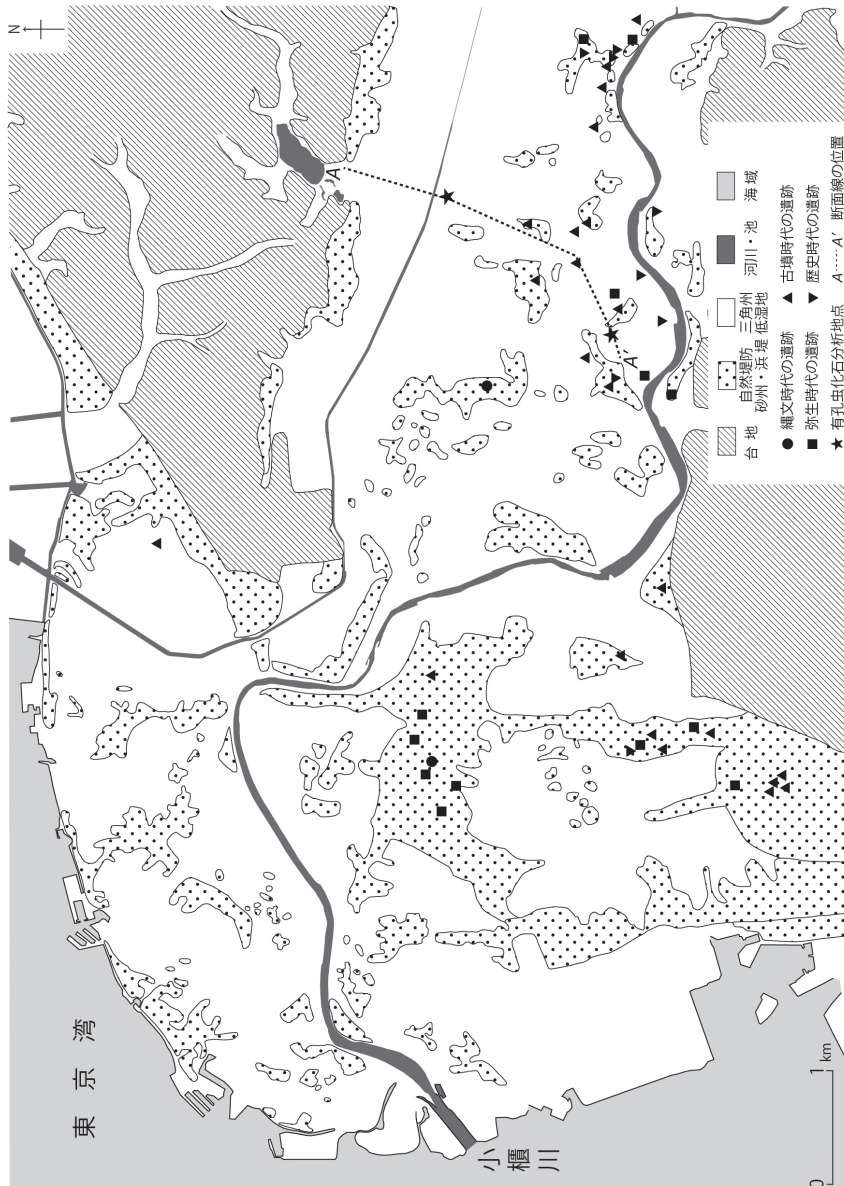


図3 小櫃川下流低地の地形

遺跡分布は、千葉県『ふさの国文化財ナビゲーション』に基づく。

海成層が分布することから（松原，1980MS），これらの微高地も海進に伴って内湾が形成されている時期に，湾に面した台地縁の海食崖の前面に発達したものである可能性が考えられる。

現在の河川流路は人工的に改変されているものが多く，沿岸の一部には埋立て地が広がるが，三角州地域の海岸線はほぼ自然の姿を残しており，沖合の干潟と合わせて東京湾沿岸の貴重な自然環境が保存されている。

（２）堆積物の特徴

低地を構成する堆積物（沖積層）の基底地形として明瞭な谷地形（埋没谷）が認められ，その海拔高度は現在の小櫃川河口付近で約－40mに達する（松原，1980MS；Saito, 1995）。

低地を構成する堆積物は，下位から順に下部層（L），中部層（M），上部海成層（UM），上部陸成層（UA）の４層に区分される。このうち上部海成層は，上部海成粘土層（UMC）と上部海成砂層（UMS）に細分される（図４）。下部層は埋没谷底を中

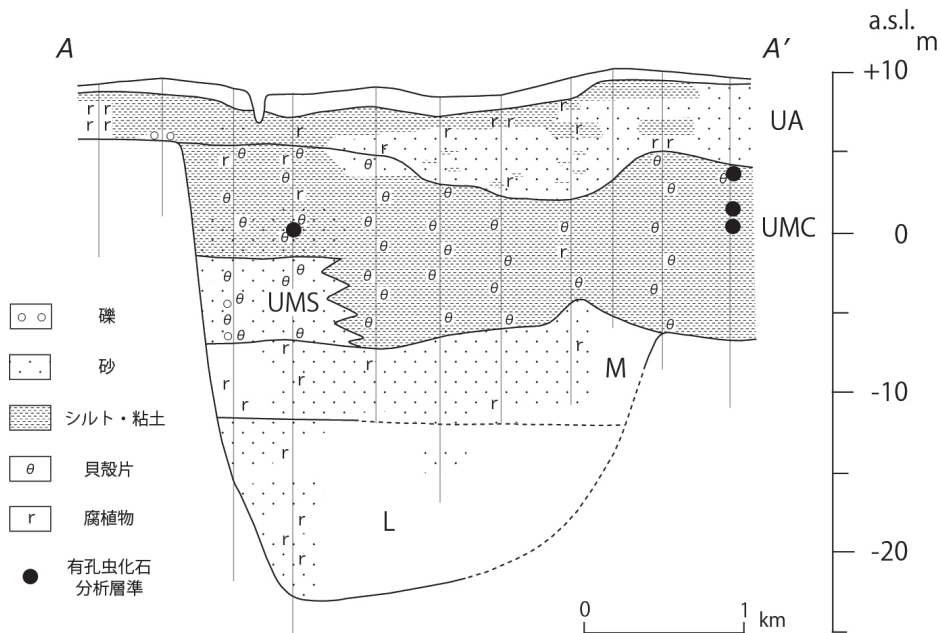


図４ 小櫃川下流低地地質断面図（A-A'）

断面線の位置は，図３に示した。

心に分布し、砂、粘土、礫から成る陸成層で、現在の河口周辺では最下部に砂礫層が確認される。中部層は砂と粘土から成り、河口域では海成堆積物が確認される。上部海成層は、低地に広く分布する。そのうち、埋没海食台と考えられる海拔高度約－10m 以浅の平坦面上の上部海成層は、砂州・浜堤を構成する砂質堆積物である。一方、上部陸成層は低地の表層部を構成する砂または粘土から成る堆積物で、海成層が分布しない上流側では中部層を、また海成層が分布する下流側では上部海成層の上に、それぞれ堆積している。

（３）有孔虫化石群集による古環境復元

現在の海岸線から約 7 km 内陸の地点で行われた地質調査の際に採取した上部海成層（図 3，4）について有孔虫化石分析を行った結果、*Ammonia beccarii*, *Elphidium subgranulosum*, *E. incertum* を主体とし、*Nonion japonicum*, *Cibicides lobatulus* を随伴する化石群集が確認された（松原，1980MS）。堆積年代は明らかになっていないが、これらの種は、いずれも内湾域に広く分布するものであり、本地域に拡大していた内湾の古環境を示すものといえる。

（４）浜堤列上の遺跡分布

図 3 には、千葉県『ふさの国文化財ナビゲーション』の資料に基づいて、小櫃川下流低地における遺跡の分布を示した。

縄文時代遺跡の微高地上の分布は少ない。それに対して、弥生時代および古墳時代の遺跡は、河川に沿う自然堤防上、および小櫃川左岸側の浜堤列上に多く分布している。これに対して、小櫃川河口部右岸側の三角州上の微高地や、左岸側でも最も海側に発達する浜堤上からは遺跡の分布は確認されない。

4. まとめ

東京湾沿岸で浜堤列平野が発達する館山低地と小櫃川下流低地を対象にして、それぞれの微地形と地質層序の特徴を明らかにした。また、館山低地においては貝類および有孔虫化石群集解析に基づいて古環境変遷を復元した。さらに、低地遺跡の分布から砂州・浜堤、自然堤防などの微高地が先史時代から人間活動の場となっていたこと

を示した。

房総半島南部に位置する館山低地の地形は、相模トラフを震源とするプレート境界型地震（元禄・大正関東地震）による隆起が蓄積されていることで特徴づけられるが、後氷期の氷河性海面上昇期においては、他の海岸低地と同様に海面上昇に伴う海進によって内湾が形成された。その内湾の環境は、造礁性サンゴ（沼サンゴ層）が形成されるような高温の沿岸水・外洋水の影響を直接受けるものであった。その後、相対的な最高海面期である約7,000年前以降になると海退過程に移行し、海岸部には浜堤が付加していった。このことは、浜堤列平野で共通に認められるものであるが、館山低地では地震隆起が地形的に明瞭な浜堤列の形成に影響してきたと考えられる。

一方、小櫃川下流低地においても、海進期において現在の低地に内湾が拡大していたことが明らかになったが、海退期には緩傾斜の海底に河川や海食崖から供給された土砂が堆積して三角州が発達していった。三角州が前進する過程において、縁辺部に浜堤が付加されていったものと推定される。

以上のように、館山低地と小櫃川下流低地とでは、地形・地質・地殻変動の特徴が異なっているものの、後氷期における内湾の形成とその後の浜堤列平野の発達という点では共通した特徴を持つ。

今後は、他地域の浜堤列平野との比較を進めることで、地域の自然地理的特性が地形発達過程にどのような影響を及ぼしてきたかを明確にしていく必要がある。

引用文献

- 太田陽子・松島義章・森脇 広（1982）：日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題—Atlas of Holocene Sea-level Records in Japan を資料として—。第四紀研究，21，133～143。
- 太田陽子・海津正倫・松島義章（1990）：日本における完新世相対的海面変化とそれに関する問題—1980～1988における研究の展望—。第四紀研究，29，31～48。
- 茅根 創・吉川虎雄（1986）：房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究。地理学評論，59A，18～36。
- 斎藤文紀（2005）：河口デルタの埋積システム—小櫃川三角州の形成機構—。大沢雅彦・大原隆編『生物—地球環境の科学—南関東の自然誌—』（朝倉書店），29～40。
- 宍倉正展（2000）：離水海岸地形からみた1703年元禄関東地震における房総半島の地殻上下変動。歴史地震，16号，113～122。
- 宍倉正展・宮内崇裕（2001）：房総半島沿岸における完新世低地の形成とサイスモテクトニク

- ス. 第四紀研究, 40, 235 ~ 242.
- 千葉県:『ふさの国文化財ナビゲーション』(<http://www.pref.chiba.lg.jp/pbbunkazai/maizou.html>)
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松本秀明・菅沼 建 (1980): 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動. 地理学評論, 53, 29 ~ 44.
- 浜田隆士 (1963): 千葉県沼サンゴ層の諸問題. 地学研究特集号, 94 ~ 119.
- 浜田隆士 (1975): 日本の化石サンゴ礁—最古と最新の2, 3の例を中心として—. 海洋科学, 7, 599 ~ 606.
- 藤原 治・平川一臣・入月俊明・鎌滝孝信・内田淳一・阿部恒平・長谷川四郎・高田圭太・原口 強 (2006): 1703年元禄・1923年大正関東地震に伴う房総半島南西岸の館山浜堤平野システムの発達過程. 第四紀研究, 45, 235 ~ 247.
- 星野通平 (1967): 沼サンゴ礁の絶対年代—日本の第四紀の ^{14}C 年代 (36) —. 地球科学, 21, 38 ~ 39.
- 松島義章 (1979): 南関東における縄文海進に伴う貝類群集の変遷. 第四紀研究, 17, 243 ~ 265.
- 松島義章 (1984): 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変遷に伴うその時間・空間的変遷—. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), 15号, 37 ~ 109.
- 松島義章 (1990): 沼サンゴ層形成時の海面をみつけるまで—海拔27mの海面—. 地学研究, 39, 9 ~ 17.
- 松島義章・吉村光敏 (1979): 館山市西郷の平久里川における沼層の ^{14}C 年代. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), 11号, 1 ~ 9.
- 松原彰子 (1980MS): 小櫃川中・下流域の地形. 東京大学理学部地学科地理学課程卒業論文. 45p.
- 松原彰子 (1995): 南房総館山平野の古環境—有孔虫化石群集解析を中心に—. 湘南国際女子短期大学紀要, 3号, 25 ~ 39.
- 松原彰子 (2000): 日本における完新世の砂州地形発達. 地理学評論, 73, 409 ~ 434.
- 横田佳代子 (1978): 房総半島南東岸の完新世海成段丘について. 地理学評論, 51, 349 ~ 364.
- 吉村光敏 (1985): 土地のすがたとその成り立ち. 袖ヶ浦町史通史編上巻, 1 ~ 48. 袖ヶ浦町.
- 陸地測量部 (1926): 関東震災地一帯に於ける土地の隆起及沈下状態. 地震研彙報, 1, 65 ~ 68.
- Hamada, T. (1977): The Holocene corals of raised reefs of Japan. *Proc. 2nd Int'l. Symp. Fossil Coral and Reefs*, No. 89, 389 ~ 395. Paris.
- Matsubara, A. (2005): Processes in the Holocene development of coastal ridges in Japan. *Hiyoshi Rev., Soc. Sci., Keio Univ.*, No. 15, 73 ~ 90.
- Omoto, K. (1976): Tohoku University radiocarbon measurements III. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*,

Ser. 7 (Geography), 26, 135 ~ 157.

- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2010) : IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111 ~ 1150.
- 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.
- Stuiver, M. and Reimer, P. J. (1993) : Extended ^{14}C data base and revised CALIB3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215 ~ 230.
- Sugimura, A. and Naruse, Y. (1954, 1955) : Changes in sea level, seismic upheavals, and coastal terraces in the southern Kanto region, Japan (I), (II). *Japan Jour. Geol. Geogr.*, 24, 101 ~ 113; 26, 165 ~ 176.
- Yokoyama, M. (1911) : Climatic changes in Japan since the Pliocene Epoch. *Jour. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, 32, Art. 5, 1 ~ 16.
- Yonekura, N. (1975) : Quaternary tectonic movements in the outer area of southwest Japan with special reference to seismic crustal deformation. *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, 7, 19 ~ 71.