千葉県古流山湾周辺域における完新世の 環境変遷史とその意義¹⁾

遠藤 邦彦²⁾・小杉 正人²⁾・松下まり子³⁾
宮地 直道⁴⁾・菱田 量²⁾・高野 司⁵⁾

Holocene Environmental History in and around the Paleo-Nagareyama Bay, Central Kanto Plain¹⁾

Kunihiko ENDO²⁾, Masato KOSUGI²⁾, Mariko MATSUSHITA³⁾,
Naomichi MIYAJI⁴⁾, Ryo HISHIDA²⁾ and Tsukasa TAKANO⁵⁾

The continuing history of paleoenvironments in the Holocene was investigated in a small valley, the Sakagawa lowland (Paleo-Nagareyama Bay), situated in Nagareyama City, north of Tokyo. In this area, the seawater of the Jomon transgression invaded the valley, which had been deeply dissected during the last glaciation. ¹⁴C dating, tephra identification, grain-component analysis, diatom analysis, and pollen analysis showed that the sediments recorded some important evidence of paleogeographic changes, especially in sea-level and vegetation.

As a result of the comparison in vertical changes among some fossil assemblages, the ages 6,500, 5,300, 4,500, and 3,500 y.B.P. were recognized as common and important boundaries in Holocene environmental history. Moreover, such ages correspond to the turning points in the relative sea-level change curve which was drawn based on 65 ¹⁴C dates obtained in the central Kanto Plain.

The Holocene environmental history of the area is as follows:

1) 7,500~6,500 y.B.P.: Sea-level rose rapidly and a deep inner bay formed. On terraces surrounding the bay, the warm-temperate broad-leaved deciduous forest mainly composed of *Quercus* (*Lepidobalanus*) was dominant, along with lucidophyllous tress such as *Castanopsis* and *Quercus* (*Cyclobalanopsis*).

2) 6,500~5,300 y.B.P.: Sea-level was stable at +3 m, the tidal flat developed, and oyster reefs were formed over a wide area.

3) 5,300~4,500 y.B.P.: About 5,300 y.B.P., sea-level was abruptly lowered to +2~+1 m, and sand layers covered the reef. Those sandy materials were transported not only from the surrounding terraces, but also from the Paleo-Okutokyo bay, the major body of water in the area. The broad-leaved deciduous forest continued to be dominant on the terraces.

4) 4,500~3,500 y.B.P.: The sea-level was stable again, and oyster reefs were formed. Marshes accompanied by swamp forests composed of *Alnus* covered the sea area. Lucidophyllous forest, mainly of *Quercus* (*Cyclobalanopsis*), became dominant.

5) 3,500 y.B.P.~Present: The sea area regressed gradually from 3,500 y.B.P. to 1,800 y.B.P. due to the lowering of the sea-level to -1~-2 m. During the early half of this stage, lucidophyllous forest was dominant on the terraces, and *Alnus* swamp forest developed in the valley. *Alnus* swamp forest, however, disappeared suddenly at 1,800 y.B.P., when the sea-level rose to 0 m. After 1,800 y.B.P., *Cryptomeria* and aquatic plant pollen increased dramatically.

1) 1988年9月3日受付。1989年2月18日受理。1985年度日本第四紀学会大会において発表。

2) 日本大学文理学部応用地学教室 Department of Earth Sciences, Nihon University.

3) 神戸大学教養部生物学教室 Department of Biology, Faculty of Liberal Arts, Kobe University.

4) 北海道農業試験場 Hokkaido National Agricultural Experimental Station.

5) 千葉県木更津土地改良事務所 Chiba Prefecture.

I. はじめに

縄文海進によって、海が関東平野の奥深く、また台地を開析する小谷の奥まで浸入したことはよく知られている。この「古奥東京湾」と呼ばれるきわめて肢節に富む内湾の大部分は、海退後、利根川・荒川や渡良瀬川（中川）などの大河川の氾濫域となったため、地層の複雑な切り合いをみせながら、最終的に陸化した。一方、周辺台地の開析谷内に成立した小さな湾では、こうした河成作用を免れたため、むしろ広域的な環境変遷史を連続的に記録する堆積物が保存されていることが多く、縄文海進のはじまりから現在に至る間の環境変遷史を検討する上で、格好の材料を提供する。

下総台地を刻む開析谷に発し、流山市～松戸市の間を流れ、江戸川に合流する坂川低地にも、縄文海進期には古奥東京湾の支湾が成立した。この支湾を「古流山湾」と呼ぶ。本地域は、前面に古奥東京湾の中心部が広がり、縄文海進とその後の環境変遷を検討する上で重要な位置にある。筆者らは、坂川の河川改修工事により露出した沖積層上部の一連の露頭を調査し、これにボーリング試資料の検討を加えて、テフラや ^{14}C 年代値に基づく地質層序を確立し、さらに沖積層中の珪藻・花粉・貝類群集の分析や砂粒組成分析を行い、環境変遷史の総合的な復元を試みた。その結果、完新世の環境変遷史を区分する上で重要ないくつかの地学的事件とその年代が明らかになったので報告する。

この研究を進めるにあたり、元建設省江戸川工事事務所所長徳岡康夫氏および建設技術研究所の熊野可文氏には調査の便宜を図っていただいた。京都大学の鎮西清高教授にはカキの生態等について御教示頂いた。ここに記して厚くお礼を申し上げる。

II. 坂川低地の沖積層

1. 沖積層とその基底地形の特徴

図1に、本研究で対象とした坂川低地および坂川との合流地点付近の中川低地における沖積層基底地形を示す。この図は、多数のボーリング試資料の検討により、BG（沖積層基底礫層）やいくつかの埋没段丘面、埋没波食棚などを、堆積物の層相や包含される化石群、N値、ローム層の有無、地形面の連続性、などに着目して識別した遠藤ほか（1983）、遠藤ほか（1988a）に基づき作成した。この図で、三郷市から草加市にかけての地域の地下には、北西から南に流下する深さ60mを超す大規模な埋没谷が認められる。坂川低地の地下には、北東から南西方向に延び、この本谷に連続する支谷が認め

図1 坂川低地およびその周辺の中川低地における沖積層基底地形

コンターの間隔は10m。

1. 更新世段丘 2. 沖積低地 A—B: 地質縦断面 (図2) の位置 ■: 観察露頭 (図3) 位置
KO: 小金城址駅 MZ: 宮園 SB: 芝崎
NZ: 名都借 MG: 前ヶ崎

Fig. 1. Map showing the basal topography of "Chuseki-sou" (Latest-Pleistocene and Holocene deposits) in and around the Sakagawa lowland

KO, MZ, SB, NZ and MG: Sites researched

1. Pleistocene terrace, 2. Alluvial lowland

られる。この支谷の谷底高度は、本谷との合流部では約-60mに達するが、谷奥に向かって急速に高度を上げ、台地内の開析谷では-20~-10mとなる。この谷を「坂川埋没谷」と呼ぶ。

図2に、坂川低地地下の沖積層縦断面図を示す。この図に基づき、本地域の沖積層層序を下位より説明する。層序区分はENDO *et al.* (1982)、遠藤ほか（1983, 1988a, b）による。坂川埋没谷の最深部には、おもに層厚2~3mの砂礫よりなるBGが基底面を不整合に覆って存在する。基底にこの砂礫層を有する七号地層は、おもに有機質のシルトと砂の互層よりなり、高度約-30m以下に分布する。HBG（完新世基底礫層: ENDO *et al.*, 1982）は、砂礫または泥炭よりなり、七号地層の上部を切り、これを不整合に覆う。坂川埋没谷の奥部に向かうと、七号地層は侵食により完全に失われてHBGが直接沖積層の基底をなすか、あるいは、HBGとBGが

図2 坂川低地の地質縦断面図

NZ, B-1は名都借(NZ)におけるボーリング試料採取地点。

Fig. 2 Longitudinal geologic profile along the Sakagawa lowland

NZ, B-1: boring site at Nazukari (NZ).

一体化するようになる。この基底礫層がどちらの性格をもつかは一般に区別できないため、これを便宜的にBG・HBG複合礫層とする。有楽町層は、複合礫層を基底として、下部の貝混じりシルト層と、上部の有機質シルト層、泥炭層または砂層よりなる。下部層は、谷口部で約30mの層厚をもち、谷奥に向かって約10mと急速に薄くなる。上部層は、台地末端付近に発達する砂州状の高まりよりなり、この奥部に泥炭層を発達させる。

2. 古流山湾における地質層序区分

古流山湾地域における坂川改修工事により、有楽町層下部層上部および上部層のほぼ全層準にあたる約6mの厚さの連続的な堆積物を、露頭において観察することができた。また、有楽町層下部層中・下部およびその下位の堆積物については、露頭と同一地点で採取されたボーリング・コアにより観察を行った。坂川低地のほぼ

全域において、下部層の海成層から大規模な化石マガキ礁を見出した。これを覆う上部層の泥炭層から、8層のテフラが確認された。以下、名都借(NZ, 図1)および芝崎(SB, 図1)の各露頭を中心に、ボーリング試料も加え、 ^{14}C 年代値およびテフラを含めた古流山湾地域の地質層序について述べる。化石マガキ礁とその一連の貝化石群を含む地層を「名都借貝層」と命名し、この模式地を名都借(図1, 図3のNZ)におく。

図3に、坂川低地の各露頭における堆積物と ^{14}C 年代値、テフラの観察結果、およびそれらに基づいた時間層序区分(A, B, C, D, P層)を示す。また、図4に、名都借(NZ)の露頭地点において行われたボーリング(B-1)による地質柱状図(A~F, P層)を示す。

次に、各層の特徴を下位層より順に述べる。

(1) P層

P層は、本地域の沖積層の基盤を構成する地層群であ

図3 坂川低地における露頭断面図とその地質層序区分

a~h: テフラ A~D・P: 地質層序区分

図中の数字は ^{14}C 年代値.

1. 盛土 2. 泥炭 3. 砂 4. シルト 5. クロスラミナ 6. 貝化石 7. カキ礁
8. 腐植 9. 生痕 10. 高師小僧 11. 土壌化部 12. テフラ

Fig. 3 Geological sections and stratigraphical divisions in the Sakagawa lowland

a~h: tephtras, figures: ^{14}C dates, A~D・P: stratigraphical divisions

1. raised ground, 2. peat, 3. sand, 4. silt, 5. cross lamina, 6. oyster reef, 7. humus,
8. shell, 9. sand pipe, 10. concretion, 11. soil, 12. tephra

る。B-1 ボーリングでは、標高 (TP) -12 m 以深にみられ、よく締まった砂やシルトからなる。本層は、周辺の下総台地の構成層、下総層群に相当すると考えられる。小金城趾駅 (KO) では、ほぼ +2.5 m の上面高度をもつ埋没波食棚が、よく締まったシルトよりなる本層で構成される。この波食棚には、上面から下方に伸びる生痕が多数発達する。この波食棚は、縄文海進最盛期の高海面下に形成されたものと推定される。同様の高度・特徴をもつ波食棚は、台地出口付近の坂川の河床においても確認されている (下総台地研究グループ, 1986)。

(2) F 層

F 層は砂礫層で、B-1 ボーリング (名都借) により確認された。前述のように、坂川低地では HBG が七号地層を侵食し、HBG と BG は一体化している。すなわち、本層は両基底礫層の複合礫層と推定される。

(3) E 層

E 層は、暗青灰色泥層で、F 層と同様に B-1 ボーリングにより確認された。縄文海進が谷内に及んでから海

水準が急速に上昇する過程で形成された内湾成堆積物である。名都借 (NZ) では、本層の下底の高度は約 -10 m であり (図 4)、縄文海進の海面が初めてこの高度に達した後に形成された堆積物と考えられる。

(4) D 層

D 層はカキ礁を含む内湾成泥質堆積物で、縄文海進最盛期の海水準が最高位に安定する過程で形成された。本層は露頭で確認された。カキ礁のマガキ殻は全体に新鮮で、直立して密集する。カキ礁は約 60 cm の層厚をもち、マガキ殻の形態上の特徴から上・中・下部の 3 層に分けられる。カキ礁の形態および産状は後述する。このカキ礁のマガキ殻の ^{14}C 年代値は、下部で $5,900 \pm 140$ y.B.P. (GaK-12188), 中部で $5,820 \pm 110$ y.B.P. (GaK-12187), 最上部で $4,620 \pm 150$ y.B.P. (GaK-12186) と測定された。このうち、最上部から得られた年代は、上・下位層の年代との整合性を欠き、若い炭素による汚染を受けた可能性が強い。一方、芝崎 (SB) における本層は、生痕の発達する砂質シルト~シルト質

図4 名都借におけるボーリング地質柱状図 (B-1) と露頭断面図

A~F・P: 地質層序区分

Fig. 4 Geological sections of the borehole core and sketch of the outcrop at Nazukari

砂となり、高度約0m付近のウミナナの殻の ^{14}C 年代値は $5,670 \pm 110 \text{ y.B.P.}$ (GaK-12354)と測定された。また、本層は、台地の出口付近 (小金城趾駅, KO) では、異地性のハマグリやアサリなどの貝殻が水平に重なりあって堆積する層準を含み、砂州状の高まりをつくっている。本層は縄文海進最盛期を示すものと考えられ、その堆積年代は、カキ礁など上記の ^{14}C 年代値や、草加付近の中川低地における同海進最盛期の ^{14}C 年代値 (遠藤ほか, 1985; 遠藤ほか, 1987b) に基づき、6,500~5,300年前と推定される。

(5) C層

C層は、おもに貝混じりの砂質堆積物よりなり、珪藻群集から、後述する前浜干潟の堆積物である。本層は名都借 (NZ) の露頭において典型的で、カキ礁を覆う層厚約1.5mの砂層として認められる。この最上部に異地性のマガキ殻が密集する。この砂層中の貝殻の ^{14}C 年代値は $4,790 \pm 140 \text{ y.B.P.}$ (GaK-12185)と測定

された。本層の下限の年代は、 ^{14}C 年代に基づき5,650年前と4,800年前の間、すなわち5,300年前頃とみられ、したがって、その堆積年代は5,300~4,500年前と推定される。

(6) B層

B層は、植物遺体を含むシルト質砂または砂質シルトよりなり、珪藻群集から後述する後浜干潟の堆積物と考えられる。シルト・粘土の含有量は上方に向かうにつれて増加する。名都借 (NZ) では、本層最下部の同一層準に多数のヨシの根茎が並んで産し、この ^{14}C 年代値は $4,400 \pm 100 \text{ y.B.P.}$ (Gak-12184)と測定された。芝崎 (SB) では、本層下部に $4,490 \pm 90 \text{ y. B.P.}$ (GaK-12353)の ^{14}C 年代値を示す化石マガキ礁が認められた。宮園 (MZ) においても、同じ層準に化石マガキ礁が認められた。本層の堆積年代は、 ^{14}C 年代値に基づき4,500~3,500年前と推定される。

(7) A層

A層は、台地の出口にあたる小金城趾駅付近 (KO) では風成の砂層よりなり、これより奥部では泥炭質堆積物となる。この泥炭層中には、名都借 (NZ) では上位よりNZ-a~hの8層の一次堆積テフラが挟在し、c, dおよびh直下の泥炭の ^{14}C 年代値はおおの1,750 $\pm$ 110 y.B.P. (Gak-12180), 2,100 $\pm$ 120 y.B.P. (Gak-12181), 2,860 $\pm$ 110 y.B.P. (Gak-12182)と推定された。芝崎 (SB) では、名都借 (NZ) で認められたテフラのうち、NZ-c, d, hの3層が認められた。これらの降下年代や結源火山については後述する。泥炭層最下部の ^{14}C 年代値 (3,350 $\pm$ 80 y.B.P., Gak-12183) から、名都借 (NZ) における泥炭層の形成開始の年代は約3,500年前と推定される。泥炭の分解度は上位に向かうにつれて未分解となるが、特に、NZ-cより上位が最も未分解である。

3. テフラの対比

A層相当の泥炭層中のテフラは、いずれの露頭でも連続性がよく、その産状や特徴などから、一次堆積のテフラと判断された。そこで名都借 (NZ) を模式地として、8層のテフラを上位からNZ-a~hと呼ぶ。芝崎 (SB) で認められた3層のテフラは、上位からNZ-c, d, hにそれぞれ対応する。

NZ-a~hは、いずれも主として黒灰色~黒褐色スコリアからなるが、石質岩片・赤色スコリアなどの含有量、スコリアの気泡形態や発泡の程度、遊離斑晶量などが異なる (表1)。すなわち、石質岩片はNZ-bに、赤色スコリアはNZ-a, hにそれぞれ多く含まれる。また、黒灰色~黒褐色スコリアの気泡形態をみると、大部

表 1 坂川低地泥炭層より得られたテフラのカタログ

Table 1 Characteristics of tephra obtained from peat deposits in the Sakagawa lowland

テフラ名	主要構成物	平均 ¹⁾ ・最大粒径	発泡度	スコリアの特徴 気泡形態	赤色スコリア	遊離斑晶 ²⁾	対比 ³⁾
NZ-a	灰～黒灰色 スコリア	M-F (max.1.2)	やや悪	小つぶれ泡、 石質	10-20%	40-50%, pl>>ol, opx	
NZ-b	黒灰～灰・褐色ス スリア, 石質岩片	M-C (max.1.5)	やや良 ～やや悪	小つぶれ泡、 石質	5%以下	10-20%, pl	
NZ-c	黒灰～灰・褐色 スコリア	M-C (max.2.0)	良	小～大丸泡、 繊維状泡少量	5%以下	10-20%, pl>ol, opx	Yu-2(S-22)
NZ-d	黒灰～灰・褐色 スコリア	M-C (max.1.7)	良	小つぶれ泡、 繊維状泡少量	5%以下	10-20%, pl>ol, opx	S-18
NZ-e	黒灰～灰色 スコリア	M (max.1.5)	やや悪 ～悪	小つぶれ泡、 石質	5%以下	20-30%, pl>>ol, opx	S-15~17' ⁴⁾
NZ-f	黒灰～褐色 スコリア	M-F (max.1.3)	やや良 ～やや悪	小丸泡、 繊維状泡少量	5%以下	10-20%, pl>ol, opx	S-15~17' ⁴⁾
NZ-g	灰～黒灰・褐色 スコリア	M (max.1.6)	良	小丸泡、 繊維状泡少量	5%以下	10-20%, 状pl>ol, opx	S-15~17' ⁴⁾
NZ-h	灰(～黒灰)色 スコリア	M (max.1.6)	悪	小丸泡、 石質	20-30% (脱色多し)	60-70%, pl>>opx>ol	Yu-1(S-10,11)

注. 1) C: 0.5~1.0mm, M: 0.25~0.5mm, F: 0.125 ~0.25mm

2) pl: 斜長石, ol: カンラン石, opx: 斜方輝石

3) テフラの名称は泉ほか(1977)による。

4) NZ-e, f, g は, S-15~17'(泉ほか, 1977) のいずれかに対比される。

分のスコリアは細かな丸い気泡ないしはつぶれた気泡を有するが, NZ-c, d, g は繊維状発泡のスコリアを混じえる。一般に, 繊維状発泡のスコリアを混じえるテフラは発泡がよい。スコリア中の遊離斑晶量は NZ-a, h が多い。NZ-a のスコリアはしばしば泥炭層中に拡散し, 脱色して灰色～白色を呈する。

また, NZ-a~h の大部分はカンラン石を少量含むスコリアからなる。カンラン石は風化に弱いため, 堆積後泥炭層中でかなりのものは溶脱した可能性がある(遠藤ほか, 1987a)。事実, 重鉱物の中にはオバサイト化したカンラン石と考えられる粒子が多数含まれている。約 3,000 年前以降, 当地域にカンラン石を多く含むスコリアをもたらした火山としては富士山のみが知られている。

スコリア層の連続性や層厚, スコリアの粒径・形態・組成上の特徴および年代層位学的資料などから判断すると, NZ-c, d, h は泉ほか(1977)の S-22 (Yu-2), S-18, S-10・S-11 (Yu-1) にそれぞれ対比される。このうち, Yu-2 は約 2,200 年前に, また Yu-1 は約 3,000 年前にそれぞれ富士山山頂火口から噴出したテフラである(泉ほか, 1977; 宮地, 1988)。また NZ-e~g は, 泉ほか(1977)の S-15~17' のいずれかのテフラと考えられる。

4. 砂質堆積物の特徴

坂川低地の沖積層の堆積学的特徴, 特に砂粒分の供給経路を明らかにするために, 坂川低地の名都借(NZ)における A~D 層, その周辺台地の構成層(下総層群), および古奥東京湾の主湾に位置する埼玉県草加市の沖積層の砂粒組成を比較検討した。

各試料から椀かけ法および湿式篩別により, +4φ(0.063 mm)より粗粒な砂粒を抽出し, その構成物組成を実体顕微鏡を用いて観察した。また, 実体顕微鏡では鑑定不能なものについては薄片を作成し, 偏光顕微鏡を用いて観察した。

その結果, 坂川低地(名都借)および草加の両地点の海成の堆積物中には, 石英・長石・チャート・火成岩が共通して多くみられ, 黒雲母が少量含まれる。一方, 名都借(NZ)の泥炭層中の砂の薄層には, 坂川低地の周辺台地の構成層起源と考えられる石英・長石のみが卓越するようになり, 同時期の草加市の河成堆積物からは結晶片岩・チャートが多くみられた。

III. 名都借貝層の特徴

貝化石の検討は, 名都借(NZ)において, 河川改修工事にともない露出した壁面での観察と, 室内に搬入したブロックサンプルの観察により行った。名都借貝層の貝化石リスト, 包含する堆積物, 産状, ¹⁴C 年代値など

表2 名都借貝層の貝化石リストおよび産状

Table 2 Fossil molluscan assemblages from the Nazukari shell bed

標高	貝化石	堆積物	産状・ ^{14}C 年代値
+0.93~+0.70m	マガキ	細砂	保存悪し、再堆積
+0.70~-0.03m	マガキ、イボウミニナ、カニモリ ガイ、アラムシロガイ、その他	シルト質砂	保存悪し
-0.03~-0.33m	マガキ	砂泥互層	保存悪し、4790 $\pm$ 140
-0.57~-1.37m	【マガキ礁】 マガキ、ウネナシトマヤガイ、オ オノガイ、フトヘナタリ、イボキ サゴ、ハマグリ、アサリ	砂質シルト	カキ礁は、上・中・下 部にわかれる。 4620 $\pm$ 150、5820 $\pm$ 100 5900 $\pm$ 140

を表2に示す。産出した貝類の多くは、おもに湾奥部の干潟泥底の生活者である。貝化石の産出がみられた標高(TP)+0.93~-1.37mの間は、全体を通じてマガキの産出が目立った。特に、-0.57~-1.37mには個体密度の高い化石マガキ礁が認められた。このカキ礁をつくるマガキ殻の保存はきわめてよく、この上位の単独で産出するマガキ殻の保存が悪いのとは対照的である。

名都借(NZ)におけるカキ礁については、マガキの殻の形態的特徴および産状により、上部、中部、下部の3層に分けられる。すなわち、下部には殻高5~10cmと小型の殻が多く、高密度に存在し、直立している。1つの殻の上に次々に別の殻が固着し、礁の埋没を防ぐ「リレー戦略」が認められた。中部には、殻高15~20cmと大型で殻も大変厚く、直立したものが多く、上部には、殻高10cm前後のものが多く、湾曲した特徴のある殻が目立つ。この湾曲した殻の先端を谷の下流方向に向けたものが多い。それぞれのカキ殻の ^{14}C 年代値は、上述のように、下部から5,900 $\pm$ 140、中部から5,820 $\pm$ 110、最上部から4,620 $\pm$ 150 y.B.P.と測定された。なお、カキ礁中部のマトリックスより、湾奥部に生息する有孔虫 *Ammonia beccarii*, *Elphidium somaense* が多数得られた。

IV. 珪藻化石群集の検討

1. 分析の概要

珪藻化石群集の検討は、名都借(NZ)および芝崎(SB)の2点において行った。名都借(NZ)では、河川改修工事にともない露出した壁面より採取した28試料、同地点で実施されたB-1ボーリング柱状試料より15試料、合計43試料を分析した。芝崎(SB)では、

露頭より採取した10試料を分析した。試料は、風乾・秤量後、過酸化水素による有機物の処理・殻の洗浄を行い、マウントメディアでプレパラートに封入した。

群集組成は、1,000倍の光学顕微鏡下で直線視野法により、出現殻を種類別に約200個計数して求めた。各分類群の出現量の表示は、各分類群の層位的変化を捉えるために、堆積物1g中の殻数に換算して示した。

ここでの群集解析には、塩分濃度・付着基物・生活型により特徴づけられる小杉(1988b)の環境指標種群を用いた(一部改変)。その種群区分は次のとおりである。

A:外洋指標種群, **B:**内湾指標種群, **C:**海水藻場指標種群, **D:**砂質干潟指標種群, **E:**泥質干潟指標種群, **H:**河口指標種群, **F:**淡水底生種群。

2. 名都借(NZ)における珪藻化石群集

図5に、名都借(NZ)における珪藻化石群集の層位分布図を示す。この際、各層準の主要構成種をA~F, Hの環境指標種群に分類した。さらに、堆積物1g中の殻数、完形殻の出現率(殻の保存度:小杉, 1986a)、珪藻化石分帯を示した。珪藻化石分帯は、おもに各化石群集の層位分布上の特徴に基づき設定した。ただし、標高-12m付近に不整合面が確認されたので、分帯はこの上位の沖積層について行った。その結果、層位分布図の右端に示すように、I~VIの6つの分帯が設定された。

珪藻化石群集の層位分布の特徴を分帯ごとに下位より述べる。

I帯:地質層序区分のF層に相当する。珪藻化石の殻数は10³/g程度ときわめて少なく、また完形殻の出現率(殻の保存度)も20%と低い。これらは下位の地

図 5 名都借における珪藻化石の層位分布図

A : 外洋指標種群 B : 内湾指標種群 C : 海水藻場指標種群 D : 砂質干潟指標種群 E : 泥質干潟指標種群
F : 淡水底生種群 H : 河口指標種群

Fig. 5 Diagram of fossil diatom assemblages from Nazukari

A : indicators of an outer bay, B : indicators of an inner bay, C : indicators of an aquatic plant vegetation in saline water,
D : indicators of a sand flat in a tidal area, E : indicators of a mud flat in a tidal area, F : benthic diatoms in fresh water,
H : indicators of a river mouth

図6 芝崎における珪藻化石の層位分布図

凡例は図5と同じ。

Fig. 6 Diagram of fossil diatom assemblages from Shibasaki

Indicators A~F are same as that in Fig. 5.

層からの誘導化石とみなされる。

II 帯：地質層序区分の E 層に相当する。まず、*Melosira sulcata* をはじめとする内湾指標種群 (B) が急増し、次いで外洋指標種群 (A) が多産し、これらに海水藻場指標種群 (C)、泥質干潟指標種群 (E)、河口指標種群 (H) がともなう。殻数は $10^8/\text{g}$ に急増する。完形殻の出現率 (殻の保存度) は 30~40% である。

III 帯：地質層序区分の D 層に相当する。外洋指標種群 (A) と内湾指標種群 (B) がやや減少し、砂質干潟指標種群 (D) が増加する。結果的に、内湾指標種群 (B)・砂質干潟指標種群 (D) を中心に、種群 A~E まで広く出現するようになる。これらは前浜干潟の潮間帯下部に堆積した化石群集と考えられる。殻数は $10^7 \sim 10^8/\text{g}$ である。殻の完形殻の出現率 (殻の保存度) は 25~45% である。

IV 帯：地質層序区分の C 層に相当する。III 帯と群集構成は類似するが、外洋指標種群 (A)、内湾指標種群 (B)、河口指標種群 (H) がさらに減少すること、背後の淡水域からの異地性遺骸と考えられる淡水底生種群 (F) が、少量ながら連続的に出現しはじめることに

より、III 帯と区別される。殻数および完形殻の出現率 (殻の保存度) は、III 帯とはほぼ同じである。III 帯に比べ、さらに水深が小さくなったと推定される。

V 帯：地質層序区分の B 層に相当する。泥質干潟を指標する種群 (E) が急増し (*Melosira* sp. n, *Nitzschia granulata* など)、IV 帯まで出現した海水を指標する他の種群は減少する。異地性と考えられる淡水底生種群 (F) も若干増加する。これらは後浜干潟の潮間帯上部に堆積した化石群集と考えられる。殻数および完形殻の出現率 (殻の保存度) は III・IV 帯とはほぼ同じである。

VI 帯：地質層序区分の A 層に相当する。堆積物が泥炭になると同時に、海水の影響下に生活する珪藻は産出しなくなり、かわって淡水域を指標とする種群 (F) のみが産出するようになる。殻数は $10^8 \sim 10^9/\text{g}$ に達する。殻の完形殻の出現率 (殻の保存度) は 10~25% と低くなる。

3. 芝崎 (SB) における珪藻化石群集

芝崎 (SB) においても、名都借 (NZ) と同様の方法により、珪藻化石群集の解析を行った。この結果、名都

借 (NZ) で確立された III~VI の 4 つの分帯に対応する分帯が認められた。これら名都借 (NZ) と芝崎 (SB) の両地点での 4 つの分帯は、その年代、高度、群集構成のいずれの点においても、共通性の高いものである。図 6 に、芝崎 (SB) における珪藻化石群集の層位分布図を示す。以下に、ここでの各分帯の特徴を下位より述べる。

III 帯：地質層序区分の D 層に相当する。本帯は、砂質干潟指標種群 (D) の出現により特徴づけられるが、外洋指標種群 (A)、内湾指標種群 (B)、海水藻場指標種群 (C) の出現も多い。これらは前浜干潟の潮間帯下部に堆積した化石群集と考えられる。殻数は $10^6 \sim 10^7/\text{g}$ である。完形殻の出現率 (殻の保存度) は 30~40% である。

IV 帯：地質層序区分の C 層に相当する。III 帯と群集の構成は類似するが、外洋指標種群 (A)、内湾指標種群 (B)、海水藻場指標種群 (C) の減少により特徴づけられる。殻数は $10^5 \sim 10^6/\text{g}$ である。完形殻の出現率 (殻の保存度) は 30% 程度である。

V 帯：地質層序区分の B 層に相当する。泥質干潟指標種群 (E) の急増により特徴づけられる。砂質干潟指標種群 (D) は減少する。淡水底生種群 (F) も少量出現するが、背後の淡水域からの異地性遺骸群とみなされる。これらは後浜干潟の潮間帯上部に堆積した化石群集と考えられる。殻数は上位に向かって $10^7 \sim 10^8/\text{g}$ に増加する。完形殻の出現率 (殻の保存度) は高くなり、最上位で 80% を上回る。

VI 帯：地質層序区分の A 層に相当する。堆積物が泥炭になると同時に、海水の影響下に生活する珪藻は産出しなくなり、かわって淡水域を指標する種群 (F) のみが産出するようになる。殻数は $10^6 \sim 10^8/\text{g}$ に達する。完形殻の出現率 (殻の保存度) は 10% 以下と低くなる。

V. 花粉化石群集の特徴

1. 分析の概要

花粉化石群集の検討は、名都借 (NZ) における露頭壁面より採取した 29 試料、および B-1 ボーリング柱状試料から得た 8 試料の合計 37 試料について行った。なお、最上位の 1 試料以外は、前項の珪藻化石群集の検討に供したものと同一試料である。

試料の処理は、水酸化カリウムによる泥化—塩化亜鉛比重分離—アセトリシス処理の順で行ったが、泥炭試料については、塩化亜鉛比重分離のかわりに、フッ化水素酸処理を施した。抽出された花粉・胞子化石をグリセリ

ン・ゼリーで包埋・検鏡し、残渣はグリセリン中に保存した。花粉・胞子の読み取りは、原則として木本花粉が 400 粒以上に達するまで行った。木本花粉の出現頻度は木本花粉総数を、草本花粉・シダ胞子の頻度は花粉・胞子総数を基数として計算した。

なお、科または属の間で、形態上の区別が困難なものはダッシュで示した。*Castanea*, *Castanopsis*, *Pasania* はいずれも小型で、表面模様の確認が難しく、一括して記載される場合が多い。しかし、*Castanea* は中間温帯落葉樹林の、*Castanopsis*, *Pasania* は照葉樹林の主要な構成種であり、これらの区別は重要である。本研究では、現生花粉の形態観察の結果に基づき、*Castanea* を他の二者に比べ明らかに小型で、表面模様が平滑である点から区別した。なお、*Castanopsis* と *Pasania* は一括して *Castanopsis* と表示した。

2. 名都借 (NZ) における花粉化石群集

図 7 に、花粉化石群集の層位的産状を示す。この際、木本花粉の出現傾向に基づき、下位から I~III の 3 つの花粉化石分帯を行った。ただし、I 帯と II 帯の区分はコナラ属アカガシ亜属 (*Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis*) の増加と、さらにイネ科 (*Gramineae*) の増加安定によった。なお、I 帯は地質層序区分の C, D および E 層に、また、II 帯は同じく B 層に、III 層は A 層に、それぞれ相当する。

(1) I 帯：コナラ属コナラ亜属 (*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*) 帯

I 帯は、コナラ属コナラ亜属 (*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*) が 18.1~47.9% の高率で優占し、これにツガ属 (*Tsuga*) やクマシデ属 (*Carpinus*)、エノキ・ムクノキ属 (*Celtis-Aphananthe*)、クルミ・サワグルミ属 (*Juglans-Pterocarya*)、ニレ・ケヤキ属 (*Ulmus-Zelkova*)、ブナ属 (*Fagus*)、クリ属 (*Castanea*)、カエデ属 (*Acer*) 等の落葉広葉樹が随伴する。また、照葉樹林構成種であるシイ属 (*Castanopsis*) が 2.2~24.1% の比率で出現し、コナラ属アカガシ亜属 (*Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis*) が本帯下部から、そしてヤマモモ属 (*Myrica*) も少量ではあるが、本帯中部からすでに検出されている。

(2) II 帯：コナラ属アカガシ亜属 (*Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis*) 帯

II 帯では、コナラ亜属が減少し、本帯上部では 5.7% となる。しかし、I 帯で随伴した落葉広葉樹には、ほとんど変化がみられない。シイ属は、本帯下部では 15~20% の高率出現をみるが、上位に向かって漸減する。一方、アカガシ亜属は、この帯で増加を開始する

図 7 名都佳における花粉化石の層位分布図

Fig. 7 Diagram of fossil pollen assemblage from Nazukari

図 8 古奥東京湾地域における海水準変動曲線

名都借 (NZ) および芝崎 (SB) のデータをプロット。

(木越・宮崎 (1966), 藤井 (1967), 松島 (1979, 1980, 1982, 1987), 松島・山口 (1987), ENDO *et al.* (1982), 遠藤ほか (1983, 1984, 1985, 1987 b, 1988 b) に基づいて作成)。

Fig. 8 Relative sea-level curve during the last 10,000 years from the Paleo-Okutokyo Bay and its surroundings

Data plotted after KIGOSHI and MIYAZAKI (1966), FUJII (1967), MATSUSHIMA (1979, 1980, 1982, 1987), MATSUSHIMA and YAMAGUCHI (1987), ENDO *et al.* (1982, 1983, 1984, 1985, 1987 b, 1988 b).

が、その比率の最高値は 16% 程度である。ニレ・ケヤキ属も漸増し、15% に達する。また、ハンノキ属 (*Alnus*) は I 帯の上部で一時的急増がみられるものの、本帯で本格的に増加をはじめ、この上部では 30% に達し、III 帯へ連続する。

(3) III 帯：スギ属 (*Cryptomeria*) 帯

III 帯ではスギ属 (*Cryptomeria*) が急増を開始し、最上層では 33.3% に達する。これとともにマツ属 (*Pinus*)、モミ属 (*Abies*)、イヌガヤ・イチイ・ヒノキ科 (Cephalotaxaceae-Taxaceae-Cupressaceae) の針葉樹が同様の増加傾向を示す。コナラ亜属、アカガシ亜属、シイ属は、比率こそ低下するものの依然として出現する。II 帯まで連続的に検出された落葉広葉樹群とヤマモモ属は検出されないか、あるいは低率となる。ハンノキ属は、この帯の下部では高率であるが、上部で激減する。一方、ガマ属 (*Typha*)、カヤツリグサ属 (Cyperaceae) などの水・湿生草本の比率が高くなり、特に最上部では

カヤツリグサ科が 57.5% に達する。

VI. 古流山湾とその周辺の環境変遷史

1. 海水準変動

古流山湾の環境変遷史をまとめる前に、古奥東京湾における海水準変動の傾向を検討する。図 8 は、古奥東京湾域から得られたデータに基づく相対的海水準変動曲線である。これは、地殻変動が上昇傾向にある地域を除いた古奥東京湾域から、海水準の指標となる ^{14}C 年代値を集めて作成したものである。筆者らは、古奥東京湾地域の沖積層層序を検討する過程で、海水準の指標となる ^{14}C 年代値を多数報告してきた (ENDO *et al.*, 1982; 遠藤ほか, 1983, 1985, 1987 b, 1988 b)。これらから、潮間帯に生棲する貝化石によるもの、および海岸付近に形成された泥炭・材によるものを計 32 点選んだ。これに、松島 (1979, 1980, 1982, 1987), 松島・山口 (1987), 木越・宮崎 (1966), 藤井 (1967) に報告され

ている東京湾周辺で得られた同様の年代値の計33点を加え、合計65のデータ(うち、泥炭・材:28)が図8にプロットされている。図8にはさらに、以下の古奥東京湾域で生じた侵食作用の時期を参考に描かれた相対的海水準変動曲線が示されている。縄文海進最盛期以降の海水準変動の推定の根拠としてあげられる点を以下に述べる。

- ①9,500~9,000年前: -36 m 付近に安定。カキ礁を含む貝が -40 m 前後に産出する(遠藤ほか, 1984; 松島, 1987)。
- ②6,500~5,300年前: +3 m 付近に安定。砂州の頂面や支谷内など海成層の侵食のない地点での年代(草加市の砂州: 遠藤ほか, 1987b; 赤山泥炭遺跡: 遠藤ほか, 1985)。
- ③5,300~3,500年前: 5,300~4,500年前に +3 m から +1 m 前後まで低下した後、4,500~3,500年前は +1~0 m 付近に安定。約 5,300~4,500年前にかけて草加市西部で砂州を切る谷の形成(遠藤ほか, 1987b)。一方、草加市東部では比較的小規模なカキ礁が 4,200年前に形成され、海水準の安定化を示す。
- ④3,500~1,800年前: -1~-2 m 付近まで低下した。3,500年前については、海水準認定の資料が不足している。草加市西部では 2,000年前の泥炭が前の時代の比較的浅い谷を切る深い谷の中に堆積している(遠藤ほか, 1987b)。約 2,000年前に至るこの時期に海水面が低下したことを間接的に示す報告として、たとえば湿原堆積物中の水位低下を指標する陸生珪藻の多産現象(小杉, 1986b)、各地の海洋砂丘域でのクロスナ層の発達(ENDO, 1986)、臨海平野における浅谷の形成(井関, 1988)など、少なくない。浅谷の堆積、珪藻群集の変化などから、海面は 1,800年前頃に現在の高度に回復した(遠藤ほか, 1987b)。

次に、本研究で得られた海水準認定に関わる資料は次のとおりで、図8の変動曲線と大きな矛盾はない。

一般に、化石マガキ礁は潮間帯に形成されることから、海水準認定のためのよい資料とされてきた。しかし、東京湾の潮位差は現在のもので、大潮回りで約 2 m、小潮回りで約 1 m ある。縄文海進最盛期以降の微妙な海面変化を正確に捉えるためには、こうした潮間帯における資料の位置を明らかにしておく必要がある。

1. 名都借(NZ)のカキ礁の高度は -0.57~-1.37 m であった。礁の中・下部から約 5,900年前の年代値を得た。この層準から、潮間帯下部の砂質干潟を指標する珪藻群集を得た。

2. 芝崎(SB)では、+1 m 付近の高度から約 5,700年前の年代値を示すウミナガが得られた。この層準から、潮間帯下部の砂質干潟を指標する珪藻群集を得た。

3. 芝崎(SB)のカキ礁の高度は、+1.48~+0.86 m であった。礁下部から約 4,500年前の年代値を得た。この層準から、潮間帯上部の泥炭干潟を指標する珪藻群集を得た。

4. 名都借(NZ)において、海水の影響の認められた地層の最高高度は、+3.0 m であった。この層理面をおおう泥炭から、3,350年前の年代値を得た。

これらの年代値の海成層から得られたものは、他の地域で得られたものに比べ、やや低い高度に位置する傾向が認められる。このことは、上述のような堆積環境の吟味を抜きにして、名都借(NZ)と芝崎(SB)のカキ礁の高度から安易に海水準変動を論じられないことを示唆する。すなわち、芝崎(SB)のカキ礁は海水準の低下と砂層の堆積により、名都借(NZ)のカキ礁に比べ浅い海底に成立したと考えられる。さらには、本地域がわずかながら地盤の沈降域内にあり、結果的に形成時期の古い資料ほど、より低位から得られやすいという側面もある。

2. 環境変遷史の時期区分

堆積物の性質やその層位学的検討、また、貝類・珪藻・花粉などの古生態学的検討により、古流山湾とその周辺の環境および生物群の変遷に関して、いくつかの時期区分(分帯)が提出された。貝類・珪藻・花粉の各化石群集の時間的変遷状態を、表3にまとめて示した。これにより、花粉化石分帯のI帯、II帯、III帯は、珪藻化石分帯のII・III・IV帯、V帯、VI帯にそれぞれ完全に対応することがわかる。また、名都借(NZ)のカキ礁は珪藻化石分帯のIII帯中に、芝崎(SB)のカキ礁は珪藻化石分帯のIV帯に、それぞれ位置づけられる。それぞれの年代の節目は、6,500年前、5,300年

表 3 坂川低地における沖積層の地質層序区分と生物群集の対応関係

Table 3 Correlation between geological divisions and some fossil assemblages from the Sakagawa lowland

年代 y.BP	地質層序・テ フラ・ ¹⁴ C年	カキ礁 の形成	珪藻分帯 ・指標種群	花粉分帯 ・森林相
0				
1000				
2000	A 1750±110 Yu-2S-18 2100±120	カキ礁	VI 淡水種群	III スギ主体の 針葉樹林卓越 一部に 照葉樹林 落葉広葉樹林
3000	2860±110 Yu-1 3350±80			
4000	B 4400±100 4490±90		V 泥質干潟種群	II 照葉樹林 落葉広葉樹林
5000	C 4620±150 4790±140	カキ礁	IV 砂質干潟種群	I コナラ主体の 落葉広葉樹林 卓越 一部に 照葉樹林
6000	D 5670±110 5820±110 5900±140		III 砂質干潟・ 内湾種群	
7000	E		II 内湾種群	
8000	F P			

前、4,500 年前、3,500 年前などがあげられる。このほか、中川低地では 1,800 年前に地下水位の上昇などが広く認められ、海水準の上昇が推定されている（遠藤ほか、1987 b）ことから、重要な年代の節目として取り上げられるべきものである。しかし、古流山湾では 1,800 年前以後の資料は乏しく、わずかに泥炭の分解度の変わり目や水生植物の増加がこれにあたると考えられる。

本地域での環境変遷史の区分を行うにあたって、より共通性の高い区分点は、6,500 年前、5,300 年前、4,500 年前、3,500 年前の 4 時期であろう。これらと海水準変動史における重要な節目との関連については、第 1 の 6,500 年前は、縄文海進最盛期に向かって上昇を続けた海水準が安定を開始する時期、第 2 の 5,300 年前は、海水準が低下を始めた時期、第 3 の 4,500 年前は、海水準が再び安定した時期、第 4 の 3,500 年前は、2 回目の海退開始期に、それぞれ相当する。こうした節目となる時期に着目しながら、次に環境変遷史を検討する。

3. 古流山湾の環境変遷史

ここでは、堆積物の性質やその層位的情報を軸にして、これに貝類・珪藻・花粉などの古生態学的検討結果や、砂粒組成などの堆積学的検討結果を位置づけ、古流山湾およびその周辺台地における環境変遷史を復元した。

a. 7,500～6,500 年前

古奥東京湾地域における海水準変動曲線から判断して、7,500 年前頃、海水は坂川の谷に浸入した。急速な海水準の上昇により、最終氷期以降深く刻まれた坂川の谷は、溺れ谷となった。海進初期には浮遊性珪藻が繁殖するような深い内湾であったが、この埋積は次第に進行した。

一方、湾周辺の台地上には、コナラ亜属を主体とする落葉広葉樹林が広く成立していた。シイ属、アカガシ亜属を主とする照葉樹林も、わずかではあるが存在していた。

b. 6,500～5,300 年前

6,500 年前頃、海水準は現在より約 3 m 高位まで上昇して安定した。湾の埋積はさらに進み、干潟が広く発達するようになり、各所に大規模なカキ礁が形成された。

c. 5,300～4,500 年前

5,300 年前頃、それまで安定していた海水準が短期間に 1～2 m 下がり、湾内に砂層が発達した。カキ礁は、これにより一部侵食され、埋積された。この砂層には、周辺台地の構成層由来のものだけではなく、古奥東京湾側から供給されたものも含まれていた。

海域の環境変化のめまぐるしさとは別に、湾周辺の台地では、6,500～5,300 年前に引き続きこの時代も、コ

ナラ亜属などの落葉広葉樹主体の森林が広がっており、アカガシ亜属などの照葉樹林も存在した。

d. 4,500~3,500 年前

4,500 年前頃、海水準は再び安定した。カキ礁は、前時代に海水準が低下し、相対的に堆積面が高められたため、潮間帯上部の泥底に形成された。湾の周囲からは、ヨシの繁茂する低湿地が張り出し、この奥部にはハンノキ林が成立した。

この時代になると、周辺の森林にも変化が起きた。約4,500 年前を境にアカガシ亜属主体の照葉樹林が分布拡大を開始した。湿地の背後の台地周縁部がおそらくカンシ林成立の舞台となったのだろう。

e. 3,500~現在

3,500 年前頃、再び海水準が低下して湾内は淡水化し、泥炭が堆積する低湿地となり、古流山湾は消滅した。同時に古奥東京湾（中川低地）側からの砂の供給も絶たれた。周辺台地では、カンシ林内にスギ属を代表とする針葉樹群が分布拡大を開始した。気候の冷涼化と湿潤化傾向がうかがえる。

1,800 年前頃、低湿地ではそれまで優勢であったハンノキ林は著しく衰退し、ガマ属やカヤツリグサ科の挺水~湿地植物の群落がみられるようになった。これは、それまで低下していた海水面が現在と同程度にまで回復した結果、低湿地の水位が上昇したためと推定される。このことは、あるいは人類による湿地林の伐採（低地の開発）などの可能性があるが、実際には両者がともに関係した可能性が強い。

なお、現在の台地上に優勢なマツ林の拡大は、NZ-aの層準に至っても捉えることができなかったが、おそらく中世以降の堆積物が欠落しているためと考えられる。

VII. 完新世の環境変遷の地域性と普遍性

1. 古奥東京湾における海況の変遷

これまで述べてきたように、古流山湾域の環境変遷においては、6,500 年前、5,300 年前、4,500 年前、3,500 年前を境に、その前後で環境またはそこに生活していた生物群が大きく変化した。こうした環境変遷史の時期区分とその内容は、古流山湾だけでなく古奥東京湾全体においても共通してみられたであろうか。まず、縄文海進による古海況の推移について、古奥東京湾本湾に位置する草加周辺との比較から、この地域性と普遍性を検討する。

7,500 年前頃、古流山湾では急速な海水準の上昇により、浮遊性珪藻が繁殖する水深のある内湾が成立した。一方、草加市北西の古綾瀬川埋没谷（基底高度約 -40

m）では、その堆積物の珪藻分析により、谷底に縄文海進が及んだのは約 10,000 年前で、古流山湾と同様に急速な海水の浸入のため、海進当初から浮遊性珪藻が繁殖する水深のある内湾が成立した（小杉, 1988 a）。湾成立の時期の相違は、海水の浸入高度が異なるためである。

6,500 年前頃、古流山湾では湾の埋積が急速に進行し、拡大した干潟の各所には大規模なカキ礁が形成するようになった。草加では、この頃に砂層の発達が顕著となり（遠藤ほか, 1988 c）、約 6,000 年前には広大な干潟が発達した（遠藤ほか, 1985）。このように、2 つの湾の埋積と干潟発達の過程はほぼ同時の現象とみなせる。これは、古奥東京湾でのデルタの前進が支湾の埋積にも大きく関与したことを示唆し、本研究の砂粒組成の検討結果とも調和する。

5,300 年前以後、古流山湾では砂層の発達がみられ、カキ礁は一部侵食され埋積された。同じ頃、草加では、河成作用が活発化し、深さ 2 m 程度の浅谷が海成層の上部を侵食している（遠藤ほか, 1987 b）。4,500 年前頃、この海退傾向は停止し、古流山湾では再びカキ礁が成立した。古奥東京湾域では草加低地の東側に小湾が残存し、この湾奥部にも $4,250 \pm 150$ y. B. P. の年代値を示すカキ礁が成立した（遠藤ほか, 1985, 1988 c）。

3,500 年前頃、再び海水面の低下が起こり、古流山湾内は淡水化し泥炭地が成立した。草加では、氾濫原が拡大し、自然堤防などの複雑な地層の切り合いがいつそう著しくなった。

以上のように、古奥東京湾と古流山湾とでは、いくつかの時期においてそれぞれの環境が同時に変化し、また支湾は本湾の影響を受けながら変化していたことがわかる。これは、本湾・支湾を 1 つのシステムとして捉えることにより、海況変遷の実態をより明確にできることを示す。

2. 植生変遷

完新世における照葉樹林の分布拡大・隆盛の時期は、西日本各地では縄文海進最盛期とほぼ一致するが（前田・松下, 1987）、関東平野においてはこれに比較してかなり遅く（辻・鈴木, 1977; 辻ほか, 1983）、その内陸部では照葉樹林が成立しなかったとされる地域さえある（鈴木ほか, 1982; 徳永ほか, 1982）。

古流山湾周辺においても、照葉樹林の顕著な発達は認められない。すなわち当地域では、7,500~6,500 年前にすでにアカガシ亜属、シイ属、ヤマモモ属、シキミ属等からなる照葉樹林の侵入が認められるが、完新世を通して、落葉広葉樹林と照葉樹林の明瞭な交代はみられな

い。ようやく 4,500 年前頃にアカガシ亜属を主とする照葉樹林の本格的分布拡大が開始されるが、その後もクマシデ属、エノキ・ムクノキ属、ニレ・ケヤキ属、コナラ亜属等の落葉広葉樹群が照葉樹群と共存する。

関東平野におけるこのような照葉樹林の分布拡大の特性については、現在のところほとんど未解明といつてよい。辻 (1985) は、落葉広葉樹林の卓越は縄文時代以降の台地・丘陵を中心とする人の活動 (植生干渉) と無関係ではないとした。また、辻ほか (1983) は、照葉樹林の分布拡大を妨げた要因として、関東ローム層による台地面の被覆を起因とする土地の乾燥をあげた。さらに、辻 (1985) は、関東平野を吹き抜ける冬の乾燥した季節風が土地の乾燥化を一層促進したと考えた。このほか、最寒月の最低気温や降水量など、当時の気候条件や土地条件の時代的变化等、今後検討すべき課題が多く残されている。

関東平野は、照葉樹林の分布北限に近く、照葉樹林の発達には、わずかな環境条件の差異や変化が鋭敏に反映される。したがって、照葉樹林の種構成や拡大の時期は、上述のような周囲の海域分布、地形の違い、離水の時期などの条件によっても地域差を生じたものと思われ、これらの点についてもさらに多くの地域での調査、検討が必要であろう。

3. 環境変動の連動性

本研究では、第四紀学の大きな特徴である総合研究の立場から、貝類・珪藻・花粉の古生態を解析して相互の関連性を検討した。その結果、各生物群集の変化・発達には共通の時期が認められた。

貝類と珪藻は、おもに水域の状態に応じて生活するので、海水準変動の影響を強く、敏感に受けとめる。森林植物は、おもに気候や土壌の状態に応じて生活するので、気候変化の影響を強く受ける。水域と陸域とでは、その生物群集の変化・発達を支配する要因は異なるが、各群集の変化時期に共通性がみられたのは、環境を構成する個々の要素は、地史的時間の中でばらばらに変化・発展したのではなく、相互に影響し合いながら、また、その背後にある共通の変化に支配されて、密接に関わり合いながら連動して変化してきたことを示唆している。

VIII. ま と め

千葉県坂川低地 (古流山湾) において、テフラや ^{14}C 年代値に基づき沖積層の時間層序区分を行い、これに砂粒組成分析・貝類分析・珪藻分析・花粉分析を加え、完新世の環境変遷史を総合的に復原した。その結果、次に示す事柄が明らかになった。

1. 坂川低地の泥炭層に挟在する 8 枚のテフラの検討により、約 3,000 年前以降関東平野中部にもたらされた新富士火山起源のテフラ層序がほぼ確立された。

2. 古流山湾と古奥東京湾草加付近の砂粒組成および珪藻化石の分析結果を比較すると、海進期には両地域の環境変遷は 1 つのシステムとして連動していた。

3. 古流山湾でのカキ礁の形成は、6,000 年前前後と 4,500~4,000 年前頃の、ともに海水準の安定期にみられた。

4. 古流山湾における貝類・珪藻・花粉の各生物群集ごとに設定された化石分帯の時間的対応関係から、環境と生物群の様相が変化する時期として、6,500 年前、5,300 年前、4,500 年前、3,500 年前の 4 つの時期があげられた。

5. 海水準変動史上、6,500 年前は、それまでの海水準が上昇を停止し、安定を始めた時期にあたる。5,300 年前は海水準の低下開始時期、4,500 年前は海水準が再び安定した時期にあたる。3,500 年前は、2 回目の海水準の低下開始時期に対応する。

6. 植生変遷史上、4,500 年前はアカガシ亜属主体の照葉樹林が分布拡大を始めた時期にあたる。3,500 年前は、スギ属などの針葉樹群が分布拡大を始めた時期にあたる。

7. 関東平野における照葉樹林の分布拡大期の遅れは、古流山湾周辺域でも確認されたが、おもにシイ属、アカガシ亜属などの照葉樹は 7,500 年前には当地域に存在していた。また、これらは 4,500 年前頃に分布拡大した。

8. 古流山湾周辺域における完新世の海況変遷と植生変遷は、それらの時間的対応や、他地域とのおのおのの群集の対応、海水準変動史との対応から、関東平野規模あるいはより広域的な環境変遷を代表していると考えられる。

引用文献

- ENDO, K. (1986) Coastal sand dunes in Japan. *Proc. Inst. Natural Sciences, Nihon Univ.*, No. 21, p. 37-54.
- ENDO, K., SEKIMOTO, K. and TAKANO, T. (1982) Holocene stratigraphy and paleoenvironments in the Kanto Plain, in relation to the Jomon Transgression. *Proc. Inst. Natural Sciences, Nihon Univ.*, No. 17, p. 1-16.
- 遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘 (1983) 関東平野の沖積層。アーバンクボタ, **21**, p. 26-43.
- 遠藤邦彦・高野 司・関本勝久 (1984) 関東平野の軟弱地盤。月刊地球, **6**, p. 672-676.
- 遠藤邦彦・小山修司・長田敏明 (1985) 縄文海進期の草加

- 干潟の時代——. 草加市史研究, No. 4, p. 57-66.
- 遠藤邦彦・宮地直道・鈴木 茂・鈴木正章・吉川純子・千葉達朗・隅田まり・菱田 量・印牧もとこ (1987a) 川口市赤山陣屋跡遺跡の地質・層序. 川口市遺跡調査会編「川口市遺跡調査会報告第10集: 赤山・古環境編」, p. 5-80.
- 遠藤邦彦・小杉正人・鈴木 茂・菱田 量 (1987b) 草加市周辺の縄文海進期後の沖積層層序と古環境. 日本大学文理学部自然科学研究所「研究紀要」, 22号, p. 47-56.
- 遠藤邦彦・小杉正人・菱田 量 (1988a) 関東平野の沖積層とその基底地形. 日本大学文理学部自然科学研究所「研究紀要」, 23号, p. 37-48.
- 遠藤邦彦・小杉正人・高野 司 (1988b) 草加市の地質. 草加市史編さん委員会編「草加市史自然・考古編」, p. 23-69.
- 遠藤邦彦・菱田 量・小杉正人・鈴木 茂・長田敏明 (1988c) 草加市における産出化石と古環境. 草加市史編さん委員会編「草加市史自然・考古編」, p. 139-167.
- 藤井昭二 (1967) “沖積層” とその絶対年代. 第四紀研究, 6, p. 192-199.
- 泉 浩二・木越邦彦・上杉 陽・遠藤邦彦・原田昌一・小島泰江・菊原和子 (1977) 富士山東麓の沖積世ローム層. 第四紀研究, 16, p. 87-90.
- 井関弘太郎 (1988) 日本における沖積平野研究のあゆみ. 第四紀研究, 26, p. 187-200.
- 木越邦彦・宮崎明子 (1966) 沖積層に関連する C-14 年代測定. 第四紀研究, 5, p. 169-180.
- 小杉正人 (1986a) 現世干潟における珪藻遺骸の運搬・堆積パターン——小櫃川下流域の場合——. 地理学評論, 59, p. 37-50.
- 小杉正人 (1986b) 陸生珪藻による古環境の解析とその意義——わが国への導入とその展望——. 植生史研究, 1号, p. 29-44.
- 小杉正人 (1988a) 珪藻化石からみた草加市及びその周辺の古環境. 草加市史編さん委員会編「草加市史自然・考古編」, p. 71-102.
- 小杉正人 (1988b) 珪藻の環境指標種群の設定とその古環境復原への応用. 第四紀研究, 27, p. 1-20.
- 前田保夫・松下まり子 (1987) 花粉化石の調査——花粉分析からみた川崎低地における完新世の森林変遷史 (概報). 松島義章編「川崎市内沖積層の総合研究」, 川崎市博物館資料収集委員会, p. 89-95.
- 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, p. 243-265.
- 松島義章 (1980) 千原台地区の沖積低地. 千葉県文化財センター編「千原台ニュータウン」, 7号, p. 94-103.
- 松島義章 (1982) 小金沢貝塚周辺の沖積低地. 千葉県文化財センター編「千葉県東南部ニュータウン 10号——小金沢貝塚——」, p. 354-373.
- 松島義章 (1987) 多摩川・鶴見川低地における完新世の相対的海面変化. 松島義章編「川崎市内沖積層の総合研究」, 川崎市博物館資料収集委員会, p. 125-145.
- 松島義章・山口圭秀 (1987) 横浜市内沖積層産の貝化石と泥炭の ^{14}C 年代. 神奈川自然誌資料, 8号, p. 37-40.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. 地質学雑誌, 94, p. 433-452.
- 下総台地研究グループ (1986) 縄文海進高頂期に形成された波食台の露頭について. 地球科学, 40, p. ii-iii.
- 鈴木三男・能代修一・原 弥生 (1982) 樹木. 埼玉県教育委員会編「寿能泥炭層遺跡発掘調査報告書 自然遺物編」, p. 261-282.
- 徳永重元・バリノサーヴェイ K. K. (1982) 花粉. 埼玉県教育委員会編「寿能泥炭層遺跡発掘調査報告書 自然遺物編」, p. 137-151.
- 辻 誠一郎・鈴木 茂 (1977) 九十九里平野北部の沖積層の花粉分析的研究. 第四紀研究, 16, p. 1-12.
- 辻 誠一郎・南木陸彦・小池裕子 (1983) 縄文時代以降の植生変化と農耕——村田川流域を例として——. 第四紀研究, 22, p. 251-266.
- 辻 誠一郎 (1985) 関東地方における縄文時代以降の植生史: 照葉樹林の消長をめぐって. 群落研究, 2, p. 8-10.