

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——

松 島 義 章

Shallow Marine Molluscan Assemblages of Postglacial Period in The Japanese Islands

——Its historical and geographical changes
induced by the environmental changes——

Neritische Mollusken Vergesellschaftungen Der Postglazialen Periode in Den Japanischen Inseln

——Ihre von den Veränderungen der Umgebung veranlaßten
historischen geographischen Veränderungen——

Yoshiaki MATSUSHIMA

目 次

	ページ
Abstract.....	(39)
Zusammenfassung	(40)
I. 研究の目的.....	(42)
II. 後氷期海成堆積物とその貝化石群の研究史.....	(45)
III. 縄文海進期の浅海域の復元.....	(47)
1. 氷期以後の海面上昇.....	(47)
2. おぼれ谷型内湾の復元と沖積層の層序.....	(48)
3. 三角州の発達する内湾の復元と沖積層の層序.....	(53)
4. 沿岸流の発達で拡大した海岸平野の変遷と沖積層の層序.....	(53)
IV. 貝類化石の群集区分と産状.....	(55)
1. 内湾および沿岸を代表する貝類群集.....	(55)
2. 沖積層中にみられるその他の貝類群集.....	(61)
3. 現在の内湾～浅海群集との対応.....	(62)

V. 南関東における貝類群集の分布と環境	(65)
1. 内湾の貝類群集	(65)
2. 強い沿岸流のある浅海の貝類群集	(68)
3. サング礁を伴う貝類群集	(74)
VI. 貝類群集と堆積相の時間的・空間的変遷	(76)
1. 縄文海進に伴う貝類群集の時間的変遷	(76)
2. 貝類群集の時代的变化	(81)
VII. 貝類群集の地理的分布と群集構成にみられる広域的差異	(83)
1. 干潟群集の広域的な差異	(83)
2. 内湾砂底群集の分布と広域的な差異	(86)
3. 内湾泥底群集と内湾停滞域群集にみられる広域的な差異	(89)
4. 沿岸砂底群集の広域的な差異	(89)
VIII. 生息環境の変化と特定種の消長	(89)
1. 温暖種と寒冷種	(90)
2. 主な温暖種と寒冷種の時空分布	(90)
3. 日本列島にみられる温暖種の進出	(95)
IX. 結 論	(99)
文 献	(102)

図および表

図一 1. 調査地点位置図	(44)
図一 2. 相模湾北東部陸棚から三浦半島北西岸の沖積層に埋れた地形	(49)
図一 3. 三浦半島北西岸の古大船湾とその周辺にみられる縄文海進最高期の貝類群集	(51)
図一 4. 古大船湾の沖積層の層序断面と貝類群集	(52)
図一 5. 古鎌倉湾 (a) と古逗子湾 (b) の沖積層の層序断面と貝類群集	(54)
図一 6. 古大船湾における貝化石群の産出地点と産地番号	(56)
図一 7. 横浜南部の金沢八景乙舳海岸における貝類群集の分布	(65)
図一 8. 三浦半島南部の小田和湾における貝類群集の分布	(67)
図一 9. 相模湾の平塚海岸における沿岸砂底群集の主要構成種の分布	(67)
図一 10. 東京湾西岸横浜港付近における縄文海進最高期の貝類群集の分布	(69)
図一 11. 相模川低地における縄文海進最高期の貝類群集の分布	(72)
図一 12. 房総半島南端部における縄文海進最高期の貝類群集とサング礁の分布	(74)
図一 13. 横浜南部の古平潟湾奥部の金沢八景における海成沖積層中の貝類群集の変遷	(77)
図一 14. おぼれ谷型内湾 (三浦半島西岸) の貝類群集の変遷を示す模式図	(78)
図一 15. 三角州 (濃尾平野) (a) と、沿岸平野 (相模川低地) (b) における貝類群集の変遷を示す模式図	(80)
図一 16. 内湾および沿岸における主要貝類群集の変遷	(82)
図一 17. 三河湾々奥の古衣ヶ浦湾における縄文海進最高期の貝類群集の分布 (a) と沖積層の層序断面 (b)	(84)
図一 18. 鹿児島湾々奥の別府川低地における貝類群集の分布 (a) と沖積層の層序断面 (b)	(85)
図一 19. 大阪湾周辺における縄文海進最高期の貝類群集の分布	(87)
図一 20. 仙台湾周辺における海成沖積層の貝化石産出地点	(88)
図一 21. 南関東における温暖種の出現と消滅	(90)
図一 22. 北海道沿岸における温暖種の出現と消滅	(93)
図一 23 a. 日本列島太平洋岸にみられる縄文海進に伴う温帯種と亜熱帯種の出現と消滅	(96)

図一23 b. 日本列島太平洋岸にみられる縄文海進に伴う熱帯種の出現と消滅	(97)
図一24. 日本列島太平洋岸にみられる縄文海進に伴う温暖種の時空分布	(98)
表一1. 古大船湾における主な産出地点の主要貝類の産状	(57)
表一2. 内湾および沿岸における生息環境と貝類群集の区分	(60)
表一3. 主な貝類群集の主要構成種の産状	(63)
表一4. 横浜南部の金沢八景乙舩海岸の貝類調査	(66)
表一5. 三浦半島西岸の小田和湾の貝類調査	(68)

Abstract

The most pronounced changes in marine environment of the Japanese Islands during Postglacial Period are sea level changes and climatic warming. The postglacial transgression is named the Jomon Transgression in Japan, during which the sea invaded into lowlands and valleys and formed a new shallow sea areas.

The shallow sea deposits accumulated in these areas contain a diverse molluscan fauna. The purpose of this study is to synthesize the historical and geographical changes of the molluscan fauna in these marine deposits along the Pacific coast of the Japanese Islands, and to clarify the relationships between these changes and the changes of environmental conditions. The study will present basic informations on paleoecology and paleobiogeography of benthic animals of older ages.

Restoration of the shallow marine environments during the Jomon Transgression was made based mainly on basement topography, and horizontal and vertical distributions of the sedimentary facies. There are large amount of radiocarbon datings for the deposits, which are very useful to correlate the biological and environmental events and to discriminate local and regional processes.

There can be recognized 11 association types among the molluscan fossils in the postglacial shallow marine deposits. They are characterized by certain combinations of species and found in the specific sediments and places in the restored marine areas. Among them, the tidal flat association and inner-bay sandy bottom association are widely distributed in many inner-bay deposits throughout the Pacific coast of Japan. However, the associations show some compositional differences in regional and local scales. The regional difference is considered to be caused mainly by climatic gradient. The local differences are induced by topography, types of sediments, sedimentation rates, and other local conditions.

The vertical change of the association types are concluded to be controlled by the pattern of sea level change.

A rise of sea level during 4,000 years from 10,000 years B. P. to 6,000 years B. P. is estimated to be 40 m (1 cm/year), while the level has remained relatively stable after the maximum phase of transgression. The period before the maximum phase was the age of deepening of the sea, and the sediments were predominantly muddy. The molluscan fauna in this period was dominated by muddy bottom associations with

tidal flat associations in the basal and marginal sediments. In contrast to the earlier period, the sediments after the maximum phase were dominated by sand which reclaimed the marine area as deltas and long shore bars, and the sandy associations became predominant.

The molluscan fauna in the postglacial deposits contains some species which are now living only in the areas warmer or colder than the place where the fossils were found.

Through the examination of the geographic and stratigraphic distributions of these species we can trace the history of faunal migration caused by the climatic changes during Postglacial Period. The warm species can be grouped into three species groups based on their ages of the first appearance and geographic distributions. None of the species has an intermediate distribution pattern. The tropical elements now living in the south of Kyushu or Taiwan appeared in southwest Japan at about 7,000 years B. P. and reached South Kanto at 6,500-6,000 years B. P. The subtropical species appeared as early as 9,000 years B. P. in South Kanto, which extended their distribution to northern Honshu at about 6,000-5,500 years B. P. In Hokkaido, the third group of warm species appeared at about 7,000 years B. P. in the Japan Sea and Okhotsk Sea coasts, and 6,000 years B. P. along the Pacific coast. They are the warm temperate elements now widely living in the Japanese waters except Hokkaido. They disappeared at around 4,000 years B. P. from Hokkaido.

The age of the maximum spread of these warm elements indicates Hypsithermal Period, and is concluded to be at about 6,500 to 5,000 years B. P.. Species belonging to one group appeared throughout broad areas within a relatively short interval. This may suggest that the shallow benthic species are able to spread immediately when a suitable environment is given. On the other hand, the age of disappearance differs among species, and is seemingly related to their different limits of tolerance to the environmental deterioration.

Zusammenfassung

Die stärksten Veränderungen in der Umgebung des Meeres der japanischen Inseln während postglazialer Periode sind die Schwankungen der Meereshöhe und das klimatische Wärmen. Die postglaziale Transgression heißt die Jomon Transgression in Japan und während ihrer griff das Meer Tiefländer und Täler an und bildete neue neritische Flächen. Die in diesen Flächen aufgehäuften neritischen Ablagerungen enthalten eine verschiedene Fauna der Molluske. Es ist das Zweck dieses Studiums, die historischen geographischen Veränderungen der Fauna der Molluske in diesen Meeresablagerungen an der pazifischen Küste der japanischen Inseln entlang zusammenzufassen und die Beziehungen zwischen diesen Veränderungen und den Veränderungen der Bedingungen der Umgebung aufzuklären. Das Studium will grundlegende Informationen über Paläoökologie und Paläobiogeographie benthischer Triere älteres Zeitalters bieten.

Die Restauration der neritischen Umgebungen während der Jomon Transgression wurde gemacht, hauptsächlich auf Topographie des Grundgebirges und horizontaler Fazies gegründet. Es gibt viele Radiokohlen-alterbestimmungen für die Ablagerungen, die sehr nützlich sind, biologischen Umweltereignisse zu vergleichen und lokale regionale Prozesse zu unterscheiden.

Unter den Fossilien der Molluske in den postglazialen neritischen Ablagerungen können 11 Typen der Gesellschaft erkannt werden. Sie werden von gewissen Verbindungen der Arten charakterisiert und in den spezifischen Ablagerungen und Orten in den restaurierten Meeresflächen gefunden. Unter ihnen verbreiten sich die Gesellschaft trockenfallendes Küstenvorlandes und die Gesellschaft sandiges Bodens der Innenbucht in der ganzen pazifischen Küste von Japan. Aber die Gesellschaften zeigen einige Unterschiede der Komposition in regionalen lokalen Stäben. Der regionale Unterschied scheint, hauptsächlich von klimatischem Gradienten verursacht zu werden. Die lokalen Unterschiede werden von Topographie, Typen der Ablagerungen, Geschwindigkeiten der Sedimentation und anderen lokalen Bedingungen veranlaßt.

Man folgert, daß die vertikale Veränderung der Typen der Gesellschaft vom Muster der Schwankung der Meereshöhe kontrolliert wird. Ein Steigen der Meereshöhe während 4,000 Jahre von 10,000 Jahren B. P. bis 6,000 Jahre B. P. wird auf 40 m (1cm/Jahre) geschätzt, während Nirellier relativ fest nach der Maximalzeit der Transgression bleibt. Die Periode vor der Maximalzeit war das Alter der Vertiefung des Meeres und die Ablagerungen waren überwiegend schlammig. Die Fauna der Molluske in dieser Periode wurde von den Gesellschaften schlammiges Bodens mit den Gesellschaften trockenfallendes Küstenvorlandes in den grundlegenden marginalen Ablagerungen beherrscht. Im Gegensatz zu der früheren Periode wurden die Ablagerungen nach der Maximalzeit vom Sand beherrscht, der die Meeresfläche als Deltas und Nehrungen trockenlegte, und die sandigen Gesellschaften wurden überwiegend.

Die Fauna der Molluske in der postglazialen Ablagerungen enthält einige Arten, die jetzt nur in den wärmeren oder kälteren Gegenden als dem Ort leben, wo die Fossilien gefunden wurden. Durch die Untersuchung der geographischen stratigraphischen Verbreitungen dieser Arten können wir die Geschichte aufspüren, die während postglazialer Zeit von den Klimaänderungen verursacht wurde. Die warmen Arten können in drei Gruppen der Art eingeteilt werden, auf ihre Alter der ersten Erscheinung und geographische Verbreitungen gegründet. Keine Art hat ein Muster dezisiven Verbreitung. Die jetzt im Süden von Kyushu oder Taiwan lebenden tropischen Elemente erschienen in Südwestjapan ungefähr 7,000 Jahre B. P. und erreichten Südkanto 6,500-6,000 Jahre B. P.. Die subtropischen Arten erschienen so früh wie 9,000 Jahre B. P. in Südkanto und verbreiteten sich bis Nordhonsu ungefähr 6,000-5,000 Jahre B. P.. In Hokkaido erschien die dritte Gruppe warmer Arten ungefähr 7,000 Jahre B. P. an den Küsten des japanischen Meeres und des Ochotskischen Meeres und 6,000 Jahre an der pazifischen Küste entlang. Sie sind die warmen mäßigen Elemente, die jetzt weit in den japanischen Wasser außer Hokkaido leben. Sie versch-

wanden ungefähr 4,000 Jahre B. P. von Hokkaido.

Das Alter der Maximalausbehnung dieser warmen Elemente zeigt die Warmeperiode an und man folgert, daß es ungefähr 6,500-5,000 Jahre B. P. sei. Die zu einer Gruppe gehörenden Arten erschienen in ganz breiten Gegenden innerhalb relativ kurzes Abstandes. Das kann eingeben, daß die neritischen benthischen Arten sogleich sich ausdehnen können, wenn eine passende Umgebung gegeben wird. Auf der anderen Seite ist das Alter des Schwundes unterschiedlich unter den Arten und scheint sich auf ihre unterschiedlichen Grenzen der Toleranz gegen die Verschlechterung der Umgebung zu beziehen.

I. 研究の目的

後氷期の環境変遷を最も明瞭に示すものの一つに海面の変動があげられる。最近、日本列島における後氷期の海面変動の研究が進み、変動のかなり細かい点まで明らかになってきた。

その成果の一つとして、約6000年前から約5000年前の海面が、現在のそれより2~3 m高い位置にあったらしいということが各地で認められている。この海面が最高位に到達した時期が、縄文時代早期末から前期にあたることから、この海進は一般に縄文海進とよばれている。また、有楽町海進、完新世あるいは沖積世海進ともよばれる。縄文海進期には、最終氷期の低海面時代に陸上侵食でつくられた谷へ、気候の温暖化に伴って上昇した海水が侵入し、各地に奥深い内湾を形成した。現在では埋め立てられて沖積低地となっているこれらの入江には、貝類をはじめ多種多様な海生生物が豊富に生息していた。これらの生物は縄文人の重要な食料となり、中でも貝類は全国各地に貝塚として残されている。

本研究は、このような海進と気候の温暖化に伴って、浅海性の貝類群集が時代的、地理的にどのように変化してきたかを論じようとするものである。本研究では、筆者がこれまで記載してきた北海道から鹿児島に至る太平洋岸の海成沖積層の堆積相と貝化石群を、以下のような問題の解明に主眼をおいて総括した。すなわち、

1. 縄文海進により形成された内湾の貝化石群の実態がどんなものかを知る。このため、各地に共通してみられる群集型を識別し、これをもとにして、群集の組成を調べ、群集型と環境との関係を明らかにする。
2. 狭い地域内において堆積相の時間的・空間的変遷と、それに対応する貝類群集の変化を明らかにする。
3. 鹿児島から北海道に至る地域を対象として、貝類群集構成にみられる地理的差異を明らかにする。
4. 縄文海進に伴う生息環境の時代的地理的变化と、特定の種の消長との関係を考察する。

縄文海進により形成された内湾は、大きな地殻変動を受けることがなく、堆積物は元に近い状態で保存されている。そして近年の大規模な開発に伴い、多数の新露頭が出現し、ボーリング資料も多く得られるようになったため、沖積層の調査研究が急速に進み、層序や堆積相が詳細に判ってきた。その上、沖積層は形成年代が若いため、その年代決定には¹⁴C法年代測定を使うことができ、精度の高い同時間面を決定し対比することが可能である。また、最近各地で明らかになってきた広域テフラ（たとえばアカホヤ火山灰や隠岐火山灰など）を用いて、西日本および中部日本一帯というような範囲で、厳密な同一時間面が得られ、対比をおこなうこと

ができるようになった。

縄文海進によって形成された内湾の貝化石群の消長は、その解析の基礎となる地質学的な背景に関する上記のような利点に加えて、1. 汎世界的な気候変動に由来する原因のはっきりした変化であり、地域的で個別的な環境変動によるものではない。特に、海面変化は元来どこでも同一規模で、同期に起こったはずであり、したがって、地域間を比較して貝化石群の変化の共通性と各地域の独自性とを分離考察することが可能である。2. この海進は $10^3 \sim 10^4$ 年というごく短い期間に起こったもので、しかも比較的単純な変動として復元されている。またこの時期は現在につながる最近の過去であり、海成沖積層中の貝化石は現生種で占められている。このため古生態的解析を困難にしている様々な条件を考慮する必要がないか、あっても評価が可能である。たとえば、同時性を判定しやすい、現生生物の生態的あるいは生物地理的な情報が直接応用できるなどである。

このように、縄文海進期の堆積物中の貝化石群集は、他のもっと古い化石群では望むことのできない様々な特徴と利点をもっている。この点で、縄文海進時の貝化石の消長は、もっと古い時代の化石群と比べて一種のモデル実験として把握することができる。すなわち、これを詳細に調べることによって、海進とそれに続く環境変遷に伴う底生生物群の変化、海中気候の温暖化に伴って出現する暖水系底生生物群の分布の拡大や、出現から消滅までの過程など、様々な古生態学的、古生物地理学の問題を考える際の基礎を提供し得ると期待される。また同時に、貝化石群を指標として、後水期の古環境変遷を考察する上で様々な手がかりと新しい視点が得られる可能性もある。

海成沖積層の貝類群研究の対象とした地域は、鹿児島湾から北海道オホーツク海岸までの太平洋岸である(図1)。また、直接の露頭観察や既存のボーリング資料を用いるという制約のため、対象はほぼ海岸線より陸側の沖積層に限られる。

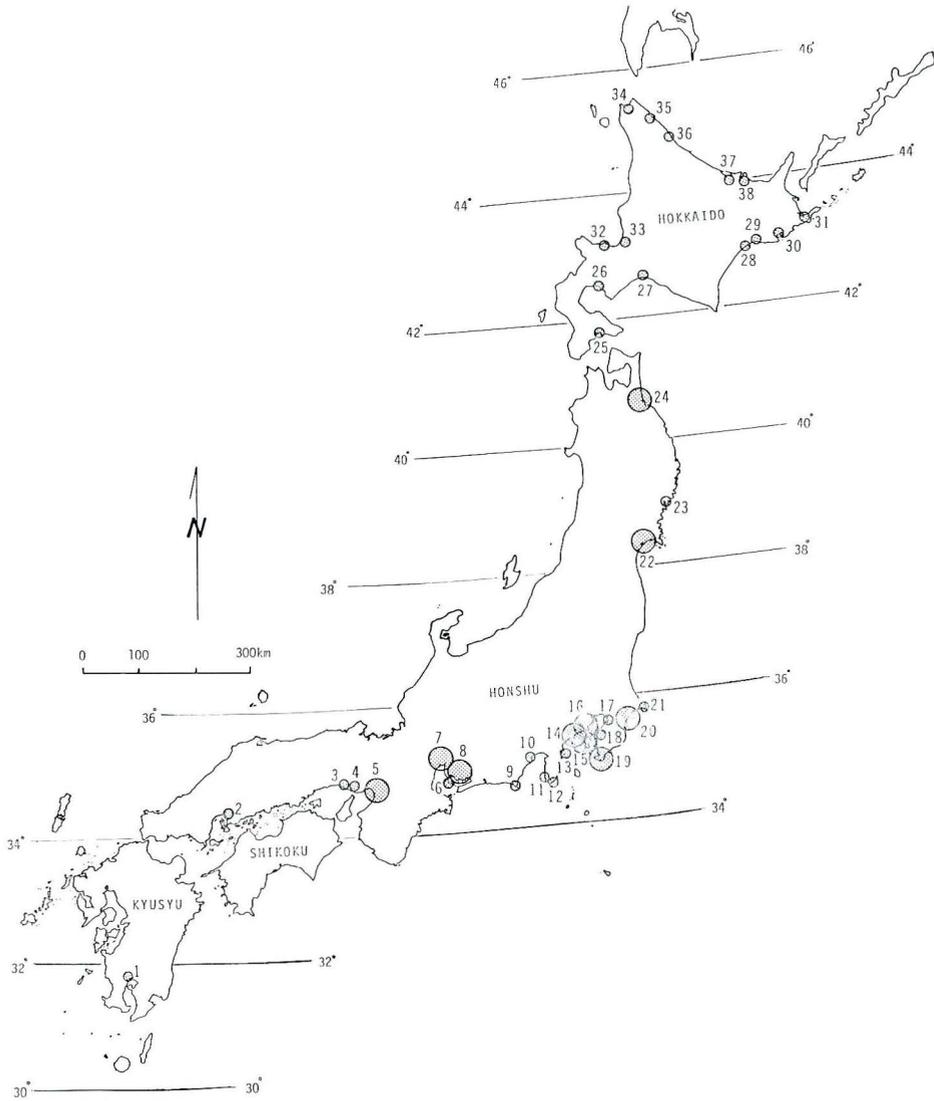
南関東の各地、鹿児島湾、瀬戸内海沿岸と大阪平野、濃尾平野、東海地域などの太平洋沿岸の低地と、北海道東海岸やオホーツク海沿岸などについては、筆者自身が野外調査を行い、従来の多くの報告も利用した。

これらの地域では海成沖積層が広く分布し、しかも、その自然貝層から採取された貝化石を用いて、 ^{14}C 法による年代測定が実施でき、また、広域テフラの介在が確認されているなど年代に関する資料が整っている。

野外調査を行うことができなかった地域についても、これまでの研究者の報告や、貝塚の考古学的研究報告の類も、内容を検討したうえ、貝類群の地理的分布、特に特定種の分布などを考察する際に利用した。

日本海側の沖積層中の貝化石群は、水期に内海化した縁海に底生生物群が進出していく過程の記録者としてまことに興味深い。しかし、ここでは北陸能登地域を除くと海成沖積層の調査がまだあまり進んでおらず、太平洋側に対応する議論が展開できるほどの多数地域の資料を整えることができない。このため本研究ではとりあげることができなかった。

謝 辞：本研究を進めるにあたり、東京大学理学部地質学教室花井哲郎教授には、地質学教室第四講座の古生物談話会において発表の機会を与えられ、御討論、御助言を頂いた。鎮西清高助教授、速水格助教授、千葉大学山口寿之助教授、兵庫教育大学小澤智生助教授をはじめ談話会参加の諸氏には、この問題について御討論頂き、多くのヒントを与えられた。貝類やサンゴ類の種の同定や生態については、東京大学堀越増興教授、浜田隆士教授、東海大学波部忠重教授、国立科学博物館奥谷喬司博士に御教示頂いた。資料収集にあたっては、建設省建築



図一1. 調査地点位置図

1：鹿児島湾々奥の始良の別府川低地，2：広島湾々奥の海田の瀬野川低地，3：兵庫県高砂市塩田，4：明石川下流の神戸市垂水区玉津，5：大阪平野周辺，6：知多半島の内海低地，7：名古屋港周辺，8：三河湾々奥の衣ヶ浦湾と矢作川低地，9：静岡県御前崎，10：清水市巴川低地，11：伊豆半島西海岸の松崎低地，12：伊豆半島南端の大賀茂川低地，13：熱海市初島，14：相模川低地と大磯丘陵南西部，15：三浦半島，16：東京湾西岸の横浜港周辺，17：東京湾東岸の千葉周辺，18：東京湾東岸の小櫃川低地，19：房総半島南端部，20：房総九十九里浜平野，21：千葉県銚子半島，22：仙台湾周辺，23：岩手県大船渡湾周辺，24：青森県八戸周辺，25：函館，26：内浦湾沿岸蛇田，27：苫小牧周辺，28：白糖町パシクル沼，29：釧路周辺，30：厚岸湾周辺，31：根室，32：小樽・余市，33：石狩川低地，34：稚内，35：クッチャロ湖，36：枝幸付近，37：常呂付近，38：網走付近

研究所石橋克彦博士，名古屋大学井関弘太郎教授，横浜国立大学太田陽子教授，神戸市立教育研究所前田保夫博士，埼玉大学小池裕子助教授，釧路市立博物館澤四郎館長，北海道開拓記念館赤松守雄学芸員，東京都立大学森脇広博士，サンコーコンサルタント株式会社土屋彰義氏，神奈川県立博物館職員をはじめ多くの方々から，多大の御協力を得た。また，神奈川県水産試験場には未公表資料の引用を許された。論文作成に当たり，鎮西清高助教授に原稿の校閲を頂き，株式会社アースリサーチ社長三尋木邦光氏には多大の御助力を得た。これらの諸氏諸機関に，心から御礼を申し上げる。

本論文は東京大学審査学位論文である。

II. 後氷期海成堆積物とその貝化石群の研究史

日本における沖積層の地質古生物学的研究は，関東地方南部地域からスタートした。南関東の房総半島南端から三浦半島さらに大磯丘陵南西部に至る地域は，地盤の隆起量が大きく，海成沖積層の分布高度が海拔20m以上に達する点で，全国的にみて特異な地域である。このため沖積層の研究には最も恵まれたフィールドとなり，古くから矢部（1906）の房総太東崎貝層，山川（1909a；1909b）の有楽町貝層と鎌倉稲村ヶ崎貝層，YOKOYAMA（1611）の房総沼サンゴ層などの研究が行われた。これらの研究は古い地質時代のそれとほとんど同時にはじまっていたが，沖積層は一般に露頭が限られ，多くは海岸低地の地下に埋もれており，分布全域について系統的に研究することが困難であるという条件があるため，もっぱら貝化石を含む露頭の断片的な記載や，現在の南関東に生息していない二三の種に着目して当時の環境が論じられた（YOKOYAMA，1911；1924；矢部・青木，1924，青木，1925；大塚，1929；1930a；1930b；1937；横山，1930など）。

これらの中でYOKOYAMA（1911）は，房総半島南端の館山付近に分布する沼サンゴ層について調べ，その年代を更新世末と考え，それが現在より温暖な気候下で堆積したものと結論した。この研究は，その時代論は誤っていたが，日本における後氷期の古環境を論じる先駆けとなった。

NOMURA（1932）は，沼サンゴ層を含む南関東の沖積層の貝化石を調べ，貝類の組成から，当時の関東地方南部の海況が，現在の紀伊半島付近の海水温に近かったと結論した。この研究は，これまでの断片的な研究に比べて，後氷期の貝類を地理的に把え，当時の海況を具体的に示した研究として画期的なものであった。

1923年の関東大地震で壊滅的な被害を受けた東京と横浜の下町の軟弱な構造を解明するため，多数のボーリング調査が実施され，沖積層下に埋没している地形が明らかにされた（復興局建築部，1929）。この沖積層は，海進に伴う海成堆積物で，各地の臨海沖積低地の地下に存在することが知られ，沖積世に海進のあったことが明らかになった。この海進を大塚は沖積世初期の海進とよび（大塚，1933），日本各地だけではなく，東アジアの海岸地域にも同様な海成層が発達していることに注目し，海進が汎地球的な規模で起こったことを述べた。その後この海進は有楽町海進（OTUKA，1934）という名で広く知られるようになった。しかし，1950年ごろまでは，沖積低地の形成は，主として地殻変動によるものという考え方が有力であった（吉川ほか，1973）。

1952年に黒田・波部が日本産軟体動物のチェックリストを出版し，貝類の地理的分布を緯度の数字で表現したため，これを利用した貝化石群の環境解析が盛んになった。沖積層産貝化石

については大山 (1953a; 1953b), Kanno (1955), 井田 (1956a), 生越 (1961~1963) が HDM 特性曲線, VDM 特性曲線などの解析法を用いて, 縄文海進期の関東地方南西部の貝類群集の緯度分布が論じられ, 大山 (1952) による相模湾における貝類の生息深度区分をもとに, 生息深度についても検討が加えられるようになった。しかし, これらは大局的には NOMURA (1932) とほぼ同じ結論となった。関東地方以外の地域でも第二次大戦後研究が進められるようになった。たとえば, 湊・淘山 (1950) が北海道オホーツク海沿岸の沿岸湖の形成史を公表して以来, 湊 (1951; 1953; 1954) の一連の研究が進み, 貝化石群の産出順序とその貝類群の示す鹹度変化から, 後氷期の海面上昇と生息域の環境変化を求めて, 沿岸湖の生い立ちを説明した。その他の地域では岡崎 (1960など) が, 釧路平原の古地理変遷を明らかにしている。

1960年以降になり, ^{14}C 法年代測定が広く沖積層産貝化石に適用されるようになり, さらに臨海平野で各種の土木工事が行われ, 新しい露頭やボーリング資料が飛躍的に増大した。こうして各地に分布する沖積層の調査が進み, 沖積層全体の層序や堆積相の水平方向への広がりが見らくなる (池田, 1964; 有明海研究グループ, 1965; 千葉県開発局, 1969; 長谷, 1967; 武藤, 1968など) とともに, ^{14}C 法年代測定によって各地の沖積層や貝化石群の詳細な対比が可能となった (赤松, 1969; 古川, 1972; 梶山・市原, 1972など)。

松島・大嶋 (1974) は, このような資料に自らの資料を加え, 縄文海進最高期における三浦半島などの内湾の貝化石群中に, 特定の種の組み合わせがくり返し出現することに注目して, これを群集としてまとめ, 各群集が含まれる堆積物にはそれぞれ特徴があることを明らかにした。これは, 沖積層中の貝化石群を群集レベルで論じ, その内湾における分布を堆積相との関係で考察した最初の論文である。

この後, 全国各地で復元された内湾の地形や堆積物に対応して, 松島・大嶋 (1974) が記載したものと同様な貝類群集が分布していることが明らかになってきた [たとえば大阪湾 (MAEDA, 1978), 瀬戸内沿岸の海田瀬野川 (松島・尾田, 1976; 1980), 明石川 (前田ほか, 1982), 伊勢湾 (松島, 1980; 藤ほか, 1982), 北海道沿岸 (松島, 1982a; 1682b) など]。また, 各々の貝類群集が出現し分布を広げ衰退するという変遷が, 縄文海進による内湾の形成から拡大, そして縮小という環境の変遷で説明できることが判ってきた (松島, 1979a)。

貝類から後氷期の古環境を復元する研究は, 初めは考古学の方がむしろ進んでいた。東木 (1926) は, 貝塚分布から縄文時代の海岸線の復元を試み, 極端なおぼれ谷型の海岸線をもつ古地理図を最初に発表した。その後, 大山 (1933), 甲野 (1935) は各貝塚の土器形式による時代論に基づいて海岸線の時代による変化を示し, また酒詰 (1942, 1951), 江坂 (1943; 1954; 1965; 1972) などは, 関東地方南部の貝塚分布と土器形式による編年, 貝塚を構成する貝類の示す鹹度などの情報を組み合わせて, 海岸線の変化を詳しく論じている。こうしてはじめ有楽町海進 (OTUKA, 1934) とよばれたこの海進は, 現在では縄文海進として広く知られるようになった。

考古学の分野では, 酒詰 (1942), 江坂 (1943) 以来, 海進最高期の海面高度を, 海拔約10m と考える傾向があった。第二次大戦後, 後氷期の海進が氷河性海面変化の一環であるとの考えが強くなり (湊, 1954; SUGIMURA・NARUSE, 1954; 1955), 海面位置の変遷や, その高度に関する議論が急増した (阪口, 1963; 藤井, 1967; FUJII・FUJII, 1967など)。和島ほか (1968) は, 関東平野における縄文海進最高期の海面を, 考古資料と地質古生物資料を検討し, 0~3.5 mのあいだにあったと結論した。なお, その後の日本列島における完新世海面変動に関する研究については, 井関 (1977a; 1978), 森脇 (1978), MORIWAKI (1978), OMOTO (1979) があり,

さらに Ota et al. (1981), 太田ほか (1982) が詳しく報告している。その結果現在の知識では、海進最高期の海面高度が現在よりも 2~3 m 高い位置に達したと考えられている。

日本列島以外の地域においても、後氷期の温暖化に伴う暖流系種の北上に関するいくつかの報告がある (CHARLESWORTH, 1957 など)。しかし、局地的な貝化石群発見の報告以外には、後氷期の浅海性貝類群の研究は極めて少ない。後氷期堆積物中の浅海性貝類を用いて古環境の変遷を論じた例としては、古く20世紀初頭の MUNTHER などの研究にはじまるバルト海周辺地域の多数の研究がある。スウェーデンでは、後氷期のバルト海を、貝類群集の特徴種によって古い方から順に *Yoldia* 海—*Aucylus* 湖—*Littorina* 海と区分し、スカンジナビヤ氷床の融解・消滅に伴う古地理の変遷が復元されている (LUNDQVIST, 1965 など)。また、デンマークでは B. C. 6500年頃の海進を *Tapes-Littorina* 海進とよび、貝類群集の特徴で他の時代と区別している (HANSEN, 1965)。このように、諸外国でもいくつかの研究例はあるが、本研究が目的とする古生態学的・古生物地理学的視点からの研究は少ない。ことに最近20年ほどに限れば、後氷期の貝類群の研究を各国の主要な雑誌・報告書の中に見出すことができなかつた。

III. 縄文海進期の浅海域の復元

1. 氷期以後の海面上昇

各地の海岸低地の地下に、更新世末期以後の主に海成の沖積層が存在することが、多数のボーリング資料によって知られている。そしてその海成沖積層の基底には、埋積された谷 (井関, 1956; 1962; 1975), 海食平坦面や埋没河岸段丘などの埋没地形が残されていて、これらの続きは陸棚の海底表層堆積物の下へ追跡される。たとえば、埋積谷では茨城県久慈川沖の古久慈川 (加賀美・奈須, 1964), 東京湾内の古東京川 (羽鳥ほか, 1962; 小島, 1972; KAIZUKA et al., 1977 など), 相模湾の古相模川 (貝塚・森山, 1969) などがその好例で、これらの谷は海底面下を陸棚の縁付近まで続く。

最終氷期の極相期には海面は現在より 140 m 程度低下したと考えられている (井関, 1975)。この埋積谷はその時の陸上侵食谷である。氷期が終わり大陸氷河が融解すると共に海面は上昇し、この侵食谷中に海が侵入しておぼれ谷をつくった。

おぼれ谷の出現とそれが埋積されるまでの歴史は、海面上昇の速度とその変遷に支配されている。現在の一致した意見として、海面は氷期末から約10,000年前まで急上昇して-40~-50 m 付近まで達したのち、一時的な低下あるいは停滞期があり、約9000年前ごろから約6000年前にかけて再び急激に上昇してほぼ現在と同じレベル、あるいは2~3 m 高い位置に達したとされている (MAEDA, 1976; KAIZUKA et al., 1977; 海津, 1979; 太田ほか, 1982 など)。これ以後現在までは、海水準は2~3 m 以下の上下変動があったのみで、6000年以前に比べれば安定な状態が続く。なお詳しくみると、愛知県知多半島内海低地では約4500年前に3 m 前後の低下があり、再び上昇に転じて3000年前頃には2 m 程度高なり、その後いわゆる弥生の小海退で知られる小低下を経て現在に至ったことが、明らかになってきた (松島, 1983, 前田ほか, 1983)。約10,000年前の海面が-40~-50 m にあったとすると、埋積谷底の深度からみて、その時の海岸線は多くの場所で現在の海岸線よりも海側にあったことになる。すなわち、本論文で対象とする海岸線付近より陸側の沖積低地は、すべて約10,000年前から6000年前ごろまでの間の急速な海面上昇期に形成された海域に、海面の上昇と共に、あるいは上昇が停止したあと、これを埋立てるように堆積した地層である。これは堆積物の¹⁴C年代からも確かめられている。

この海面上昇によって出現した海域の地形、その変遷、堆積物などは、海進前の地形や後背地からの碎屑物の供給の程度、外洋との関係などによって著しく異なる。

以下に縄文海進最高期以降の古地形とその後の変遷を、おぼれ谷型の内湾、内湾に発達する三角州、沿岸流の卓越する海岸平野、の3タイプに大別して、それぞれの地形とその発達を復元し、特徴を明らかにする。

2. おぼれ谷型内湾の復元と沖積層の層序

おぼれ谷型の内湾は、縄文海進の浅海域で最も特徴的であり、これを代表する環境である。

三浦半島北西岸を例に、縄文海進期におぼれ谷として形成された内湾の復元方法およびその地形と堆積物の特徴を要約する。この地域の実成沖積層の基底の地形を図2に示す。

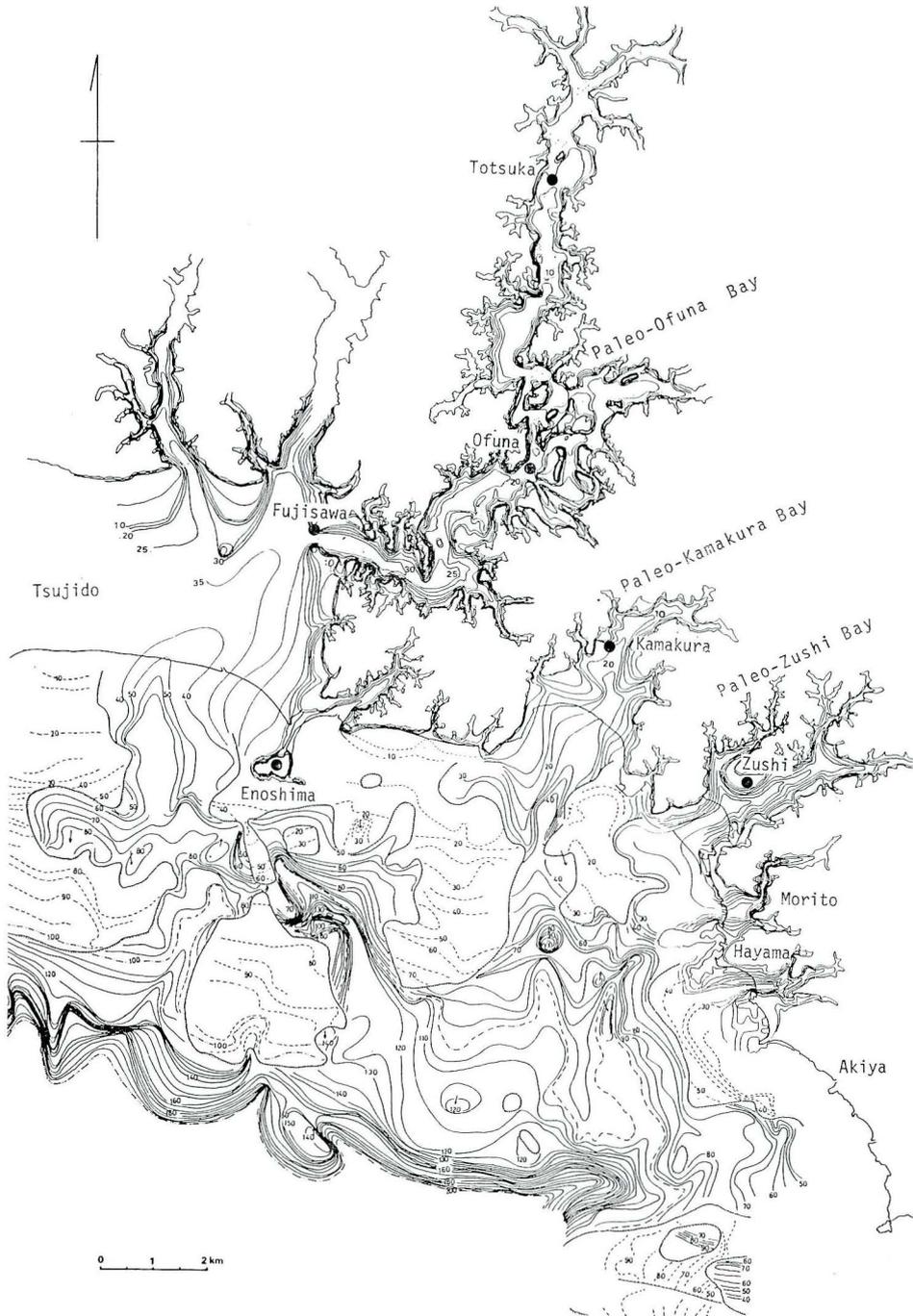
現在、この地域の陸上には江ノ島の北側に河口を持つ片瀬川とその支流柏尾川、鎌倉の滑川、逗子の田越川、葉山の森戸川および下山川などがみられ、その地下にはそれぞれ対応する埋積谷の存在することが、ボーリング資料の解析から明らかになっている(松島, 1972; 1974; 1975)。さらに、これらの埋積谷の海側への延長は、相模湾北東部陸棚上に分布する海底堆積物基底の埋没谷(木村ほか, 1969)に連なることが判っている。この谷は、水深約100~130mの海底の平坦面まで追跡される。

これらの埋積された過去の谷地形は、沖積層基底部高度の実測値をもとにして、その等高線を描いて復元することができる。この谷地形を埋めた堆積物には、海生貝類をはじめ多種類の海生生物の化石を含んでおり、また、多くの¹⁴C年代測定によってこの堆積物は最終氷期の低海面以後のものであることがわかっている。こうして、三浦半島北西部の現在の海岸低地には、最終氷期の低海面期に陸上で形成された侵食谷中に縄文海進によって海が侵入し、以下に記載するような内湾が形成されたことが明らかになっている。

a) 古大船湾

古大船湾は相模湾の湾奥、三浦半島北西岸の頸部に位置し、江ノ島の北側に河口をもつ片瀬川の支流、柏尾川低地沿いに形成された内湾である。縄文海進最高期には、湾口部が藤沢市街地東方にあり、湾口の幅が約600mを示し、湾中央部で幅の最も広いところでも1500mを越えることがない。最大時の海域には東海道線戸塚駅北方の柏尾町付近にまで達し、湾口から湾奥まで約13kmに及ぶ細長い複雑な海岸線をもつ入江であった。

古大船湾が出現したのは、近接の茅ヶ崎や横浜金沢八景の実成沖積層下部層準の¹⁴C年代値(松島, 1979a)からの類推によって約8500~8000年前と考えられ、またこの湾の内外より採取された貝化石の¹⁴C年代値によって、最も拡大した時期は約6500年前であり、約5000年前ごろから東海道線藤沢駅付近に堆積した海浜礫(太田・瀬戸, 1968)によって、狭い湾口の前面が閉塞され急速に縮小され、海成層を覆う泥炭層の形成から約4100年前(GaK-8022)にはすでに沼沢地化したことがわかる。本湾を埋積する堆積物は、東海道線大船駅付近を境に湾口側と湾奥側とで堆積相を異にする。その基底部は湾口側では礫層を欠き、基盤の上に砂ないしシルト層が直接重なるが、湾奥側では点々と薄い礫層がみられる。沖積層の主部は湾口側では、貝化石を多く含む砂ないし砂質シルトを主とし、その厚さが25m以上に達する。一方湾奥では主にシルト層からなり厚さ10m以下となる。沖積層の最上部は湾口部では厚さ4m以内の砂礫層となるが、湾央の大船付近までは砂ないしシルト、湾奥では泥炭層(1~3m)がみられ表土に移化する。泥炭層は湾奥部でよく連続し、低地全域にわたって分布する。湾口付近から湾口外には海拔2~4m付近に埋没波食台が発達し、湾外ではその上に礫層、湾内では上に砂層が覆



図一. 相模湾北東部陸棚から三浦半島北西岸の沖積層に埋れた地形(陸上部は松島, 1972; 1974; 1975, 海底部は木村ほか, 1969より編集)

っている。なお、上述の堆積物の層序、年代、地形変遷の詳細は、松島（1971；1972）、松島・大嶋（1974）に記載されている。

古大船湾が最も拡大した時期の堆積物の水平分布を復元すると、次のように配列している。すなわち、湾の外側の藤沢から、鶴沼、辻堂にかけての相模湾沿岸域では、砂層が広く分布する。湾口部から藤沢駅付近までの狭い範囲には礫層がみられ、一部に波食台が形成されている。湾内にはいと湾奥部は砂層であるが、湾口に近い地点ほど分級度のよい中砂ないし細砂となる。中央部から湾奥に向かってシルト質砂から泥にかわる。湾奥の大船駅付近では泥となり、それ以北の戸塚に至る湾奥部では、腐植物を多量に含む泥ないしシルトが発達する。この層準では保存のよい貝化石が、湾内全域より産出し、ほとんどが現地性の貝化石群であることがわかっている（松島，1971；1972）。

b) 古鎌倉湾

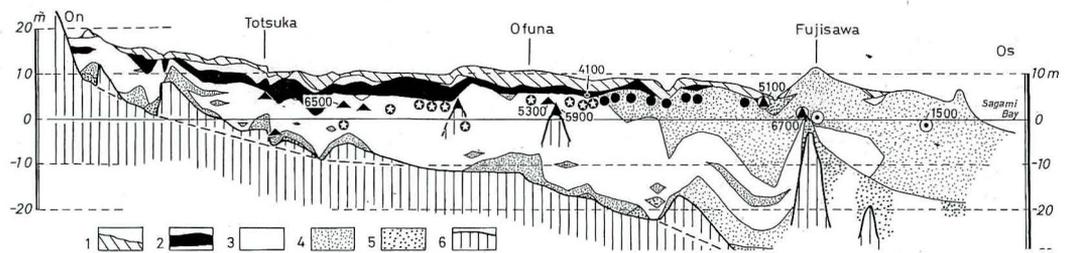
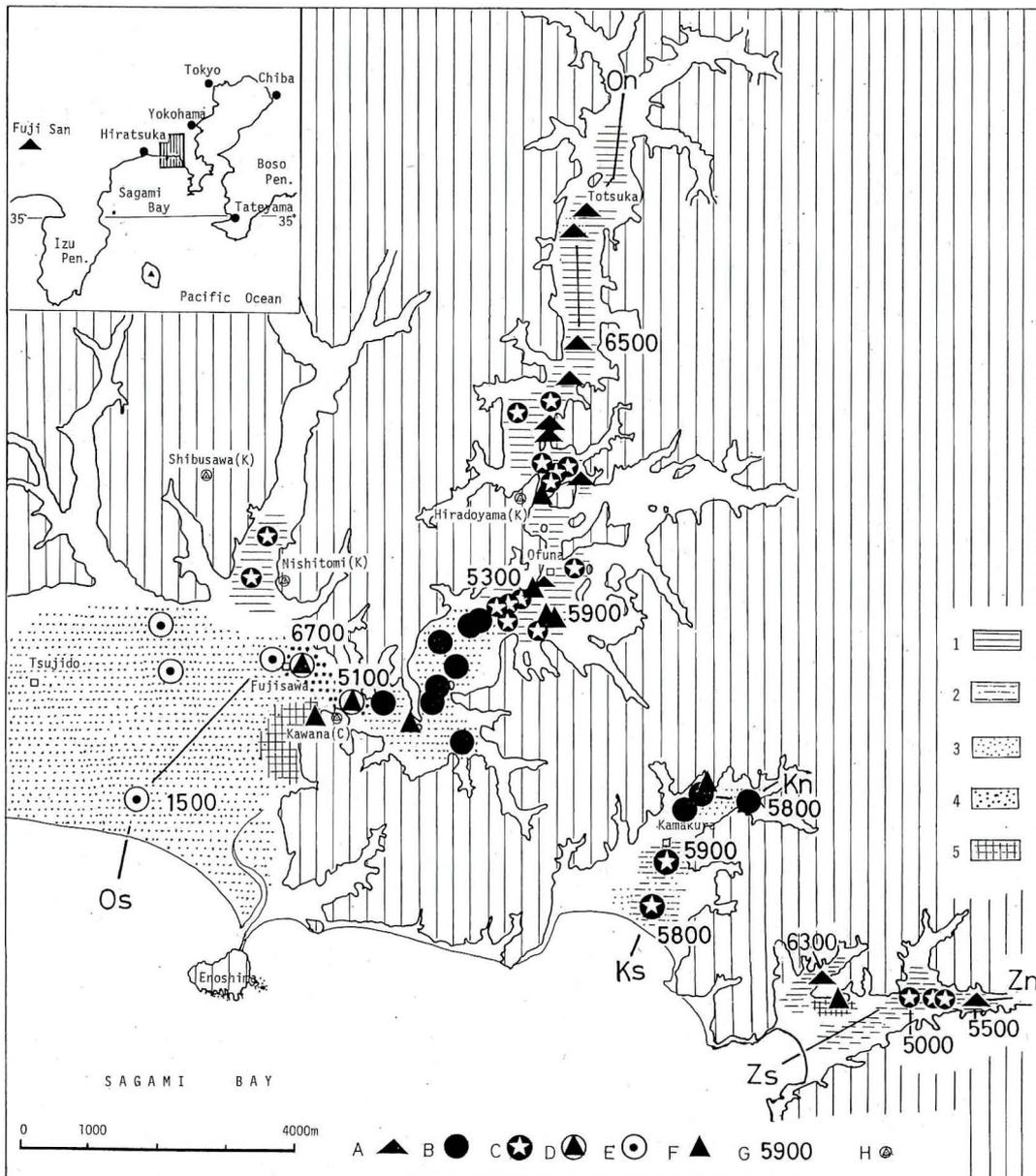
古鎌倉湾は古大船湾の南東に隣接し、現在鎌倉市街地となっている滑川の低地にあった入江である。湾口の幅が約2 km、湾奥まで約3 km、湾口部の広いわりに奥行きが浅いほぼ二等辺三角形の開いた形であった。このような地形を反映して、ここの堆積物はその上部に湾奥部まで砂層が発達することで特徴づけられる。湾内を埋積する沖積層の主部は泥層で、湾口部で約16 m、湾奥でも約5 mの厚さがある。この泥層中部には厚さ1～2 mのシルト質砂～粗砂層を挟み、湾全体の各所で確認されている。泥層は全体に両殻そろった現地性の貝化石を多く含み、その上部層準の貝化石の¹⁴C年代は約5900年前（GaK-3199）で、この泥が海進最高期の堆積物であることを示す。

上部には前述のごとく湾全域に砂層が広く分布する。この砂層は現在の由比ヶ浜海岸の背後に位置する波食台上では、厚さ約8 mまで発達し、湾奥でも4～5 mの厚さがある。本層中にも多量の貝化石が含まれる。この砂層は波浪の強い海岸の潮線直下に堆積したものと考えられる。その¹⁴C年代は湾奥が約5800年前（GaK-5889）で、同じ時期には湾奥から湾口部では泥層の上部が堆積していたことがわかっている。なお、湾奥部の砂層は約4800～4400年前（GaK-3764, 4771, 4772, 4773）、湾口が約2600～2100年前（N-2639, 2640, 2849）となっており、これらのことから、海進最高期に形成された湾が、滑川がもたらした砂によって、湾奥から次第に埋め立てられたことがわかる。

c) 古逗子湾

古逗子湾は古鎌倉湾の南東、田越川と久木川沿いの現在逗子市街地となっている低地に形成されたおぼれ谷で、湾口部の幅が約1 km奥行き約3 kmのやや細長い湾である。この湾を埋める堆積物は、湾口部の表層が細砂層となる以外は、シルトないし泥層の発達が著しい。ことに湾奥部の逗子駅付近から湾奥にかけて腐植質の多い泥層が厚く堆積し、貝化石を多く含む。この泥層は現在の新宿海岸付近で約23 m、湾奥の東逗子駅付近でも約8 mの厚さがある。湾奥部では1～2 mの泥炭層がみられる（松島，1974）。湾奥の泥層の上部層準より得られた貝化石の¹⁴C年代値から、ここは、約6300～5500年前（GaK-7559, GaK-5520）まで泥の堆積する内湾で、その後海水準の停滞と共に湾奥から泥炭地化していったことがわかる。上部の砂層は多量の貝化石を含み、海岸付近で厚さ最高7 mに達し、湾奥の池子付近まで分布する。この砂層は約4900年前（GaK-4767）以後、約2300年前（GaK-4766, 4770, N-2641, N-3233）までの年代で、湾口部を塞ぐように堆積した砂州であったと考えられる。このような堆積物の特徴、分布とおぼれ谷地形からみて、本湾が古大船湾によく似た環境にあったことがわかる（松島，1974）。

以上の三湾は、形態的にはいずれもおぼれ谷型の内湾であるが、その堆積物は古大船湾と古



逗子湾で泥が卓越するのに対し、古鎌倉湾は、堆積物の上半部が海浜性の砂層となっていて、外洋の影響を直接受けていたことがわかる。

古大船湾は最も早く約4100年前(GaK-8022)に湾口の閉塞で沼沢化したか、その頃古逗子湾はまだ湾口部の埋め立てが完了せずに内湾として残り、現在の逗子海岸付近の砂が堆積して完全に閉塞したのは約2300年前(N-3233)ごろかそれ以後である。

3. 三角州の発達する内湾の復元と沖積層の層序

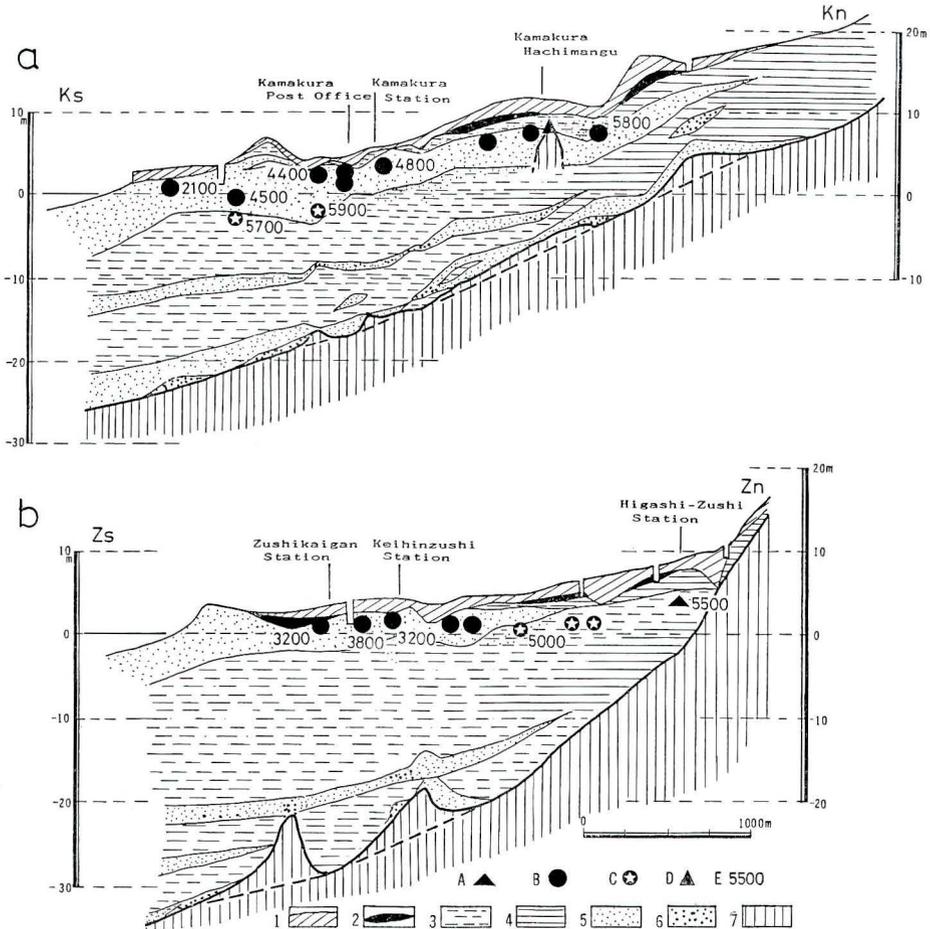
名古屋港周辺から木曾川河口付近にかけての地域では、沖積層の上部に砂層の発達が著しい(井関ほか, 1982)(図15a)。この上部砂層は縄文海進の最高期以降に、海進によって形成された海域を埋め立てるように進出した三角州の前置層である(古川, 1972; 井関, 1962; 1966; 1972; 海津, 1979など)。同様な三角州砂層は矢作川下流域(森山・小沢, 1972; 森山・大橋, 1980)、多摩川下流域(松田, 1973; 海津, 1977)、東京下町低地(MATSUDA, 1974; KAIZUKA et al.; 1977など)などでも顕著に認められている。木曾川河口付近のこの砂層は細～中砂を主とし、貝化石や腐植物をよく含む。この砂層は現在の海岸線から約25km北方の東海道線稲沢駅付近まで追跡され、そこでは約6500年前(GaK-8431; 井関, 1977b)、近接の高御堂付近では約6800年前(GaK-7551; 井関, 1977b)より堆積が開始した。その後、砂層の堆積は湾奥部から湾央にかけて急速に拡大し、その先端部が名古屋付近に到達したのが約2500～2300年前であり、ここでは厚さ10m前後の砂の堆積となった(井関ほか, 1982)。現在の三角州の先端部は、海図から読みとると鍋田干拓地より沖合約3～5kmのあたりにある。ここでは底質が砂または細砂であるが、海底の勾配が急変し平坦になった水深10m付近より沖合は、泥となっている。すなわち、前置斜面をつくる砂が上部砂層であり、その前面に広がる底置層の泥が中部の泥層に相当する。

この砂層の上には、厚さ2～3m、時には数mの砂泥互層あるいは腐植物を多く含む泥質層が重なる。これは三角州の頂置層に相当する河成相と考えられる(井関, 1972)。この砂泥互層には、ヤマトシジミで代表される汽水域に生息する貝類が含まれ、このことを裏付けている(松島, 1983)。

4. 沿岸流の発達で拡大した海岸平野の変遷と沖積層の層序

房総半島九十九里浜海岸や相模川下流域では、縄文海進最高期以後、沿岸流と波浪による砂の堆積が著しく、海岸低地が拡大し平野となった。九十九里浜海岸平野の沖積層およびその形成過程については、森脇(1979)、相模川低地については、貝塚・森山(1969)により詳細に論じられた。

九十九里浜では海進最高期(約6000～5500年前)の海岸線は、下総台地東縁の崖下にあり、外洋に面した台地は海食を受けていた(森脇, 1979)。台地を刻む栗山川や一宮川などの低地におぼれ谷型の入江が形成され、また平野の北東端に位置し直線的な崖縁が凹んで奥まっている椿海地域は、海岸線と平行する沿岸州が形成されて、湾口部が極端に閉塞された内湾となっていた。これらの内湾を堆積する堆積物は、主に砂混じり泥層からなり、マガキやハイガイなどの貝類を含む。この貝層の¹⁴C年代から約6000年前(GaK-6030, 6031; 辻ほか, 1976)には、ここは干潟の発達する入江であったが、その上位にみられる泥炭質シルトの¹⁴C年代は、約5000年前(GaK-5563; 辻ほか, 1976)で、この頃には湾口部が完全に閉塞されたことを示す。一方栗山川の入江は、泥層を被う泥炭の¹⁴C年代(GaK-6275; 辻・鈴木, 1977)、泥炭層より出土した丸木舟と縄文後期の土器(N-376; 清水, 1954; 1958)からみて、すくなくとも約3000年前



図一5. 古鎌倉湾(a)と古逗子湾(b)の沖積層の層序断面と貝類群集(松島, 1974に¹⁴C年代と貝類群集の資料を加筆)
 A: 干潟群集, B: 内湾砂底群集, C: 内湾泥底群集, D: 内湾岩礫性群集, E: ¹⁴C年代測定値, 1: 表土, 2: 泥炭相, 3: シルト相, 4: 泥相, 5: 砂相, 6: 砂礫相, 7: 基盤岩

までは汽水化した潟湖的な環境にあった。なお、縄文海進最高期ころ、これらの内湾の外側にどんな堆積物が堆積していたのか、今のところわからない。

海進最高期以降は、海面の2~3m程度の低下ないし上昇のくり返しにより、平野の南西部から急速に砂堤が形成され、砂堤は次々に海岸に付加されてほぼ平行に続く砂堤群となった。砂堤を構成する堆積物は、ラミナのよく発達する均質な中~細砂である。その上部には潮上帯にすむスナガニの掘った穴と考えられる生痕(MORIYAKI, 1977)、下部には外見から判断して、潮間帯に生息するヒメスナホリムシがつくったと思われる生痕(菊地, 1971)がみられる。この砂堤列の背後には貝化石を全く含まない腐植質シルトがある。すなわち、砂堆を構成する堆積物は、潮間帯から後浜で形成した堆積物である(MORIYAKI, 1977)。これら生痕化石を含む層準より下位には、貝殻を含む砂層がある。この貝殻についてこれまでに得られた¹⁴C年代値は、約2500年前(GaK-6431)、約2100年前(GaK-7029)の2点であるが、現在の海岸線に近い

砂堤ほど若い年代を示し、新しく形成された砂堤が海岸に次々と付加し、海岸平野が拡大してきたことを示している。

IV. 貝類化石の群集区分と産状

1. 内湾および沿岸を代表する貝類群集

縄文海進による南関東の海岸は、三浦半島北部西岸で明らかになったように、現在のそれに比べて極端なおぼれ谷型であった。

古大船湾の湾内と湾外沿岸域に分布する海成層は、保存の良い貝化石を多量に含む。特に泥～シルト層では二枚貝は両殻がそろったものが多く、この化石群が現地性堆積であることを示す。貝化石の産出状態とその種構成は、産出地点のこの内湾における地理的な位置や堆積相をよく反映している。

各地点における種の組み合わせを相互に比較すると、含まれる堆積相が同じで、近接した場所からは、同じ種組成の化石群が同様な産状で発見される。ある地理的広がりを持ち特定の堆積相中に現われるこのような組み合わせは、生息当時の底生群集の一部を代表している化石群であると考えられる。すなわち、このような種の組み合わせは、化石群集とよんでよい (FAGERSTROM, 1964)。

古大船湾内外の43地点から採集した貝化石 (図6, 表1) は、その個体数頻度を考慮すると次の6つの貝類群集に区分される (松島・大嶋, 1974)。それぞれの群集は構成種の現在の生態的特徴と古大船湾内の分布、堆積相との関係から、そのおよその生息域を判定することができる (図3, 4)。後に述べるように、これらの群集と組成のよく似た群集は、現在でも南関東沿岸域の同様な環境の場所に認められる。ここでは記述の便宜上各群集をその生息域の特徴でよぶことにする。

- A: マガキ, ハイガイ, オキシジミ, イボウミニナを主要種 (特徴種) とする干潟群集
- B: ハマグリ, アサリ, カガミガイ, イボキサゴ, サルボウなどで構成される内湾砂底群集
- C: ウラカガミ, イヨスダレ, アカガイ, トリガイ, シズクガイなどで構成される内湾泥底群集
- D: イワガキ, イタボガキ, ウチムラサキ, イボキサゴの多い砂礫底群集
- E: ベンケイガイ, チョウセンハマグリ, ダンベイキサゴ, コタマガイで構成される沿岸砂底群集
- F: オオヘビガイ, キクザルガイなど固着性種からなる内湾岩礁性群集

このうちA-Eの5群集は、湾の奥から外洋に向かってほぼこの順に配列し、Fは湾口に近い波食台上にのみみられる。

以下に貝化石の産状を合わせて、各群集を記載する。

干潟群集: 本群集を特徴づけるマガキは、しばしば礁を形成する。両殻そろい直立したカキ個体の間を埋める泥中にはウネナシトマヤガイ, イボウミニナ, カワアイなどと共に量は少ないが大型に成長したアサリもみられる。礁と礁の間の泥中には、両殻そろったハイガイの密集するところがあり、またこれに伴ってヒメシラトリ, イチョウシラトリ, オキシジミが集まっていることが多い (松島, 1971; 1972; 1973)。規模の大きなカキ礁ではカキ個体の表面にはナミマガシワが固着したり、タマキビ類, カリガネエガイ, ツボミガイ, スガイなど通常なら岩礁ないし岩礫底に生息する種も多くみられる (松島, 1971; 1972; 1982b)。すなわち、カキが

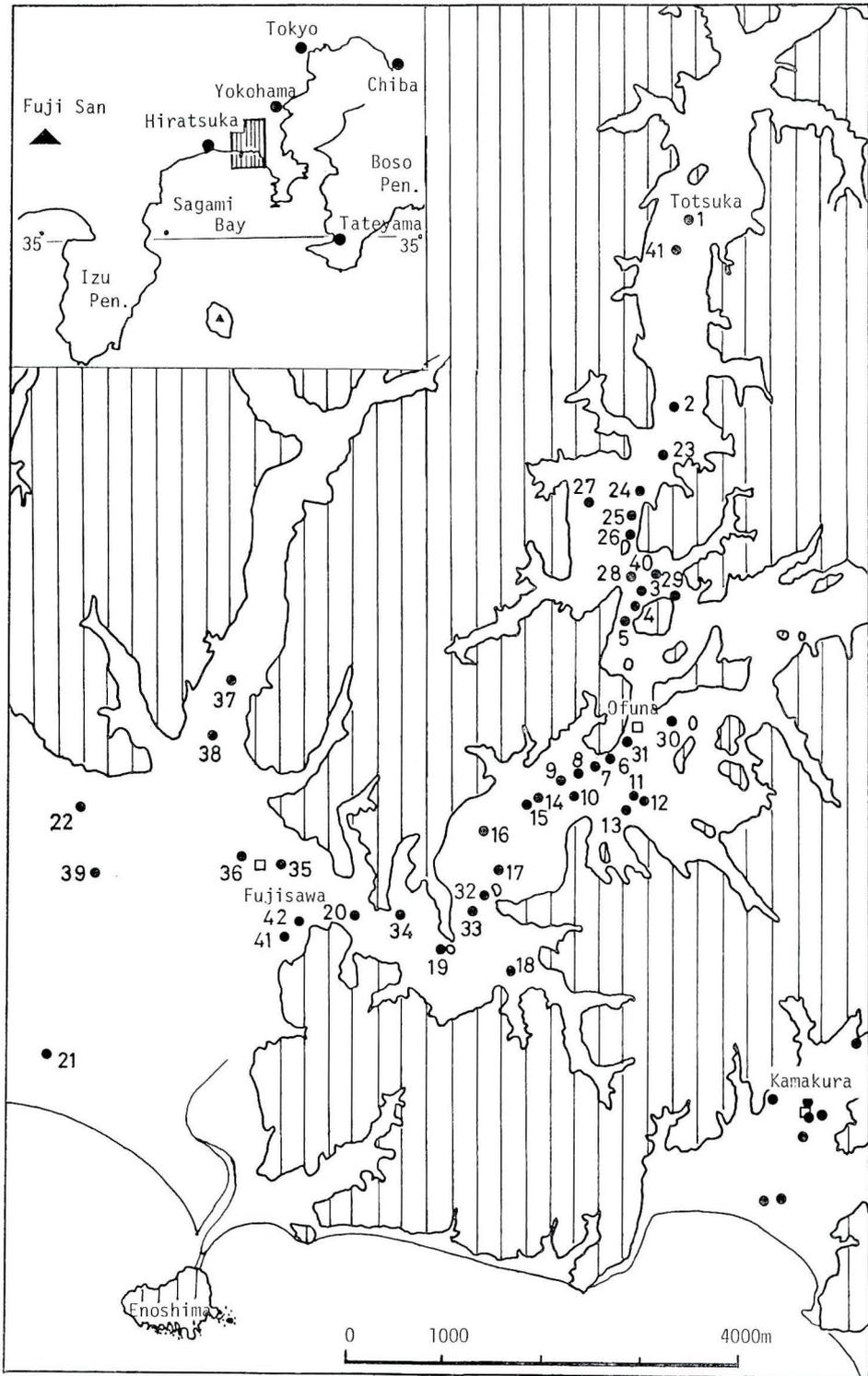


図-6. 古大船湾における貝化石群の産出地点と産地番号

表一. 古大船湾における主な産出地点の主要貝類の産状

Location	沿岸砂底群集	砂礫底群集	内湾砂底群集	内湾泥底群集	干潟群集	内湾岩礁性群集	群集	
Location	21 39 22 36	35 20	34 18 33 17 16 15 14	10 9 8 7 13 30 4 3 40 28 27 37 38	31 26 25 23 2 41 1	19 6 11 12 5		
Altitude (m)	-1.0 +2.5 +4.0 +0.5 -2.0 +1.5 +3.5 0.0	+1.0 +3.5 0.0 +3.0	+2.5 +3.0 +2.5 +3.0 +5.0 +4.5 +4.5	+3.5 +4.5 +4.5 +4.5 +4.5 +4.0 +4.5 +4.0 +1.0 +3.5 -2.0 -2.0 -2.5	+4.0 +3.5 +3.5 +3.0 +3.0 -5.0 +5.0	+1.5 +4.5 +3.0 +3.0 +4.5		
Deposits	c f c m Sand Sand Sand Sand	gr s Rock	f f f f m.f f f Sd Sand Sand Sand Sand Sand Sand	s s sl sl s Silt s Silt Silt Silt Silt Mud Mud	s s sl s Silt Silt Silt Silt Silt Sand Silt	c sl s s s Sand Sand Gr. Gr. Silt		
<i>n giganteum</i>	●	▲					ダンベイキサゴ	
<i>rtum</i>	■	▲					キサゴ	
<i>ris albolineata</i>	●						ベンケイガイ	
<i>r lamarekii</i>	●	■				■	チョウセンハマグリ	
<i>r melanaegis</i>	■						コタマガイ	
<i>ca satowi</i>	■	▲					サトウガイ	
<i>soni semigranosus</i>	■	▲					フジノハナガイ	
<i>netta menstrualis</i>	■	▲					ワスレガイ	
<i>treva nippona</i>		■					イワガキ	
<i>denselamellosa</i>	■	▲		▲	▲		イタボガキ	
<i>us purpuratus</i>		●					ウチウラサキ	
<i>rbis imbricatus</i>		▲	▲				オオヘビガイ	
<i>eflexa</i>		■		■	▲		キクザル	
<i>ca subarenata</i>			▲	▲	▲	▲	サルボウ	
<i>ma japonicum</i>		▲	▲	▲	▲	▲	カガミガイ	
<i>hilippinarum</i>		▲	▲	▲	▲	▲	アサリ	
<i>x lusoria</i>		●	●	●	●	▲	ハマグリ	
<i>veneriformis</i>		■	■	■	■	▲	シオフキ	
<i>inocongrua</i>	▲	▲	●	●	●	▲	ヒメシラトリ	
<i>m moniliferum</i>		●	●	●	●	▲	イボキサゴ	
<i>ca broughtonii</i>			▲	▲	▲	▲	アカガイ	
<i>la penicillata</i>			▲	▲	▲	▲	ウラカガミ	
<i>undulata</i>		●	▲	▲	▲	▲	イヨスグレ	
<i>lata</i>					▲	▲	シズクガイ	
<i>s senhousia</i>					▲	▲	ホトギス	
<i>treva gigas</i>		▲	▲	▲	●	▲	マガキ	
<i>um liratum</i>					▲	▲	ウネナシトマヤガイ	
<i>roa granosa</i>		▲	■	■	●	●	ハイガイ	
<i>ria sonalis</i>	▲	▲	▲	●	●	●	イボウミニナ	
<i>sinensis</i>			▲	▲	▲	▲	オキシジミ	
<i>deopsilla djadjariensis</i>						▲	カワアイ	
4-C age (y.B.P.)	1530 ±80	6680 5110 ±160 ±140				6550 ±110	5310 5910 ±140 ±140	14C年代測定(y.B.P)
Loco No.	N- 2576	GaK- GaK- 10442 2544				GaK- 2051	GaK- GaK- 3198 3639	

● abundant ■ common ▲ rare c : coarse, f : fine, gr : gravel, m : medium, s : sand, sl : silt.

岩礁と同じ生息場所をこれらの貝に提供している。これと同様の種構成の群集は、現在の南関東では認められず、九州有明海の干潟に現存する。その構成の詳細は岩崎（1983）により記載された。

内湾砂底群集：分級度のよい細～中砂中には、両殻そろった個体を含むハマグリ、カガミガイ、シオフキが集まっているという産状の群集と、イボキサゴが密集し少数のハマグリ、シオフキなどが混じるタイプの群集とがみられる（松島・大嶋，1974）。両タイプを合わせてここでは内湾砂底群集として扱う。この群集はこのように場所により産出種の組み合わせに若干の違いがあるが、全体としてみればハマグリ、イボキサゴを主体に多様度の高い群集といえよう。同様な構成の群集は、現在でも東京湾東岸（石山，1967など）をはじめ、砂浜の発達する内湾ではごく普通に分布している。

内湾泥底群集：本群集の主要種であるウラカガミとイヨスダレは、シルト中に両殻そろい生没状態で含まれ、大型のアカガイ、トリガイ、アカニシなどを伴う。殻がやや小型のツキガイモドキ、ゴイサギ、ヤカドツノガイ、ホトトギス、チヨノハナガイ、シズクガイ、マメウラシマなど強内湾性種（波部，1955）がこれらに混じって点在する（松島，1973）。殻の特に薄いチヨノハナガイ、シズクガイも両殻そろった状態でみられる。

青灰色で軟らかい泥の中ではチヨノハナガイ、シズクガイ、ホトトギスが密集してみられ、ウラカガミ、イヨスダレは少量散在するだけとなる。東京湾内などではさらに極めて細粒の粘土になると、この群集中の大型の貝が姿を消し、微小貝だけの群集が現れる。この群集は内湾停滞域群集として別に扱い後に論ずる。

砂礫底群集：本群集は古大船湾の湾口部付近の岩盤上や、不整合面直上の砂礫層中にみられる。イワガキは巨礫や基盤岩に固着し、イタボガキは数個ないし10数個が一つの群体をつくって堆積面に平行に配列することが多く、ウチムラサキは両殻そろって礫の中に埋まるような状態で、あるいは基盤が軟らかい泥岩の場合には、泥岩中に穿孔して産出することが多い（松島・大嶋，1974；松島・吉村，1979）。いずれも現地性堆積である。なお共存する他の貝類は殻が破損していたり磨滅しているものが多く、波浪で運ばれた異地性の種である可能性が高い。

沿岸砂底群集：この群集はラミナの発達する中～粗砂中にはき寄せられて堆積していることが多い。大型のベンケイガイ、チョウセンハマグリ、サトウガイ、コタマガイ、ワスレガイ、ダンベイキサゴなどを主体とする。これらと共に、サギガイ、ベニガイ、イソシジミ、ナミノコガイなど殻の薄い種もよい保存状態で普通にみられる。これらの殻は、ほとんど破損することなく、時に両殻そろった個体もある。

これからみて、この化石群ははき寄せ状の産状ではあるが、生息地からあまり移動しておらず、比較的近接した場所に堆積したものと考えられる。

内湾岩礁性群集：この群集は埋没波食台上に固着して見出されるオオヘビガイ、キクザルガイを主体とし、ほかにマガキ、カモノアシガキ、ナミマガシワや石サンゴのキクメイシモドキがみられる。また基盤岩にはニオガイモドキ、カモメガイ、マツカゼガイ、セミアサリなどが穿孔している（松島，1972；松島・大嶋，1974）。三浦半島西岸側のおぼれ谷（古大船湾，古逗子湾，古小田和湾）では、湾口部から湾央にかけての波食台が広く形成されており、この群集が必ず出現する（松島，1974；1976；松島・大嶋，1974）。東京湾内でも、横浜駅がのる埋没波食台上でこの群集が認められた（松島，1973）。ここでもキクメイシモドキが多くみられることは注目される。

以上の6群集と同一または極めて類似した組成の化石群は、後の群集分布の項で論ずるよう

表一2. 内湾および沿岸における生息環境と貝類群集の区分

水域	沿岸水		内湾水				河口
	湾の外側		湾中央部	湾奥部	河口		
	岩礁	砂泥質	被食台	砂質		砂泥質	
地理的位置	湾の外側		湾中央部	湾奥部	河口		
底質	岩礁	砂泥質	砂質	砂質	シルト～泥質	砂泥質	
潮間帯	<p>外海岩礁性群集</p> <p>サザエ アワビ クボガイ バテイイラ カコボラ</p>	<p>内湾岩礁性群集</p> <p>オオヘビガイ キザルガイ マガキ 穿孔貝類</p>	<p>内湾砂底群集</p> <p>ハマグリ カガミガイ シオフキ イボキサゴ アサリ サルボウ</p>	<p>干潟群集</p> <p>マガキ ウネナシ トマヤガイ ハイガイ オキシジミ イボウミニナ</p>	<p>感潮感群集</p> <p>ヤマトシジミ カワサシヨウ ヌマコダキガイ</p>	<p>藻場群集</p> <p>チグサガイ シマハマツボ マキミソ スズメモツボ</p>	
上部浅海帯	<p>沿岸砂底群集</p> <p>ベンケイガイ チヨウセンハマグリ ダンベイキサゴ コタマガイ ワスレガイ</p>	<p>砂礫底群集</p> <p>イワガキ イタボガキ ウチムラサキ イボキサゴ</p>	<p>内湾泥底群集</p> <p>ウラカガミ イヨスダレ アカガイ トリガイ シスクガイ</p>	<p>内湾停滞域群集</p> <p>シスクガイ シヨノハナガイ ケシトリガイ ヒメカノコアサリ マメウラシマ</p>	<p>沿岸砂泥底群集</p> <p>イクヤガイ マツヤマワスレ スタレガイ ヤツシロガイ ナガニシ テングニシ</p>		

に、南は鹿児島から北は北海道東部まで、太平洋岸各地の海成沖積層中に広く認められる(表2)。すなわちこれらの群集は、縄文海進期の内湾・沿岸性貝類群を代表する群集であると言える。これらの群集は各地の内湾性海成沖積層の様々な層準と様々な地理的位置に出現し、内湾環境の復元と変遷を知るのに極めて有効である。

2. 沖積層中にみられるその他の貝類群集

以上の6群集に加え、これらに比べれば産出は少ないが、種構成が明瞭に異なる以下のような群集が各地の海成沖積層中に認められる。

感潮域群集：大阪湾(MAEDA, 1978)、名古屋港周辺(藤ほか, 1982; 松島, 1983)、千葉県銚子半島(松島ほか, 1983)では、海成沖積層の基底に近い腐植物混じりで淘汰のよくない砂質泥層に、両殻そろったヤマトシジミと小型のヌマコダキガイ、保存のよいカワザンショウなどが散在して含まれている。これらの種は河口など感潮域に生息する(新川, 1980)ことから、これらの種で構成される群集を感潮域群集とよぶ。この群集は海進の先駆として最初に出現すると考えられ、沖積層下部層の中でこの群集の出現によって、縄文海進の開始をとらえることが可能である(前田ほか, 1982)。上記の地域では、海成沖積層の最下部の層準にこの群集がみられ、 ^{14}C 年代値と隠岐火山灰(町田ほか, 1981)の存在によって、その年代は約9300~9000年前であることがわかってきた。また木曾川三角州では、約700年前後の頂置層にヤマトシジミからなる本群集が認められている(松島, 1983)。

藻場群集：銚子半島(松島ほか, 1983)、伊豆半島松崎(松原ほか, 1983)などでは、小規模なおぼれ谷型内湾の湾央から湾奥にかけて分布する泥層に、チグサガイ、シマハマツボ、マキミゾズメモツボなど、アマモ類の葉上に生息する小型の巻貝(堀越・菊池, 1976)の密集するところがある。これらの巻貝類が構成する群集を藻場群集とよぶ。この巻貝類に混じって点在する貝類には、潮間帯砂泥底に生息するヒメシラトリ、ホトトギス、ウミニナ、カワアイなどの場合(松島ほか, 1983)と、潮下帯泥底に生息するチゴトリガイ、シズクガイ、サナギモツボ、マツシマツボ、マメウラシマなどの場合(松原ほか, 1983)があり、各々の内湾における地理的な位置や環境の違いを表していると考えられる。現在のいわゆる藻場は、上記の巻貝以外にもっといろいろの種や他の動物群(棘皮動物、節足動物、環形動物、扁形動物など)が豊富にすみ、多様性が高い。この群集は特徴種が小型のため、これまでの調査方法では、その存在が確認できない。したがって調査方法を変えると広く各地から発見される可能性がある。

内湾停滞域群集：大阪湾(MAEDA, 1978)、名古屋港周辺(藤ほか, 1982; 松島, 1983)、横浜港付近(松島・大嶋, 1974)など大きな内湾の湾央付近に分布する海成沖積層では、その中部層準にある青灰色で軟らかく極めて細粒の粘土中に、シズクガイ、ケシトリガイ、マメウラシマ、マツシマツボ、ヒメコメツブガイなどの小型の貝類が多く含まれ、大型種は稀になる。貝殻の保存はいずれもよく、ほとんどが自生的な堆積である。現在、この群集は東京湾(波部, 1952)をはじめ大阪湾、伊勢湾など多くの内湾の湾央から湾奥部の潮下帯軟泥底に広く分布する。前記の内湾泥底群集より水深の大きいところにみられ、この群集を内湾停滞域群集とよび、内湾泥底群集と区別する。

外海岩礁性群集：内湾の波食台上に分布する前記の内湾岩礁性群集とは組成が異なる岩礁性群集が、湾の外側で外海に面した岩礁海岸にみられる。これはサザエ、アワビ、クボガイ、パテライ、カコボラなどの巻貝類からなる群集で、生息域が限定されており、しかも堆積環境が外海に面した岩礁域という特異な条件のため保存されにくく、これまでに相模湾の初島(石橋

ほか、1982)と房総半島南端の沼サンゴ層だけに知られている。しかもこれらは¹⁴C年代値で約6700年前(GaK-9080)、約6400年前(TH-218)のものである。初島におけるこの群集の産状は、いずれも殻が著しく破損し、岩礁の間を埋め、円碟を伴って埋積している。中にはサザエのフタだけが密集しているところもある。

沿岸砂泥底群集：清水市内の巴川低地を埋積する海成沖積層の泥層中から、両殻そろったイタヤガイ、マツヤマワスレ、スタレガイや保存のよいヤツシロガイ、ナガニシ、テングニシ、フドロガイなどが産出した(松島・大嶋, 1974)。これらの種は湾口の開いた内湾や、内海のやや深い上部浅海帯の砂泥底に生息する。この群集を沿岸砂泥底群集とよぶ。これまでの調査は内湾の堆積物が主体のため、この群集は他の地域では鹿児島湾々奥、別府川低地の一ヶ所のみで認められている。今後沿岸域の調査を広げることにより、各地で広く発見されることであろう。

以上の海成沖積層中に認められる群集を、現生群集との比較によって推定された環境と関連させてまとめ、表2に示す。

3. 現在の内湾～浅海群集との対応

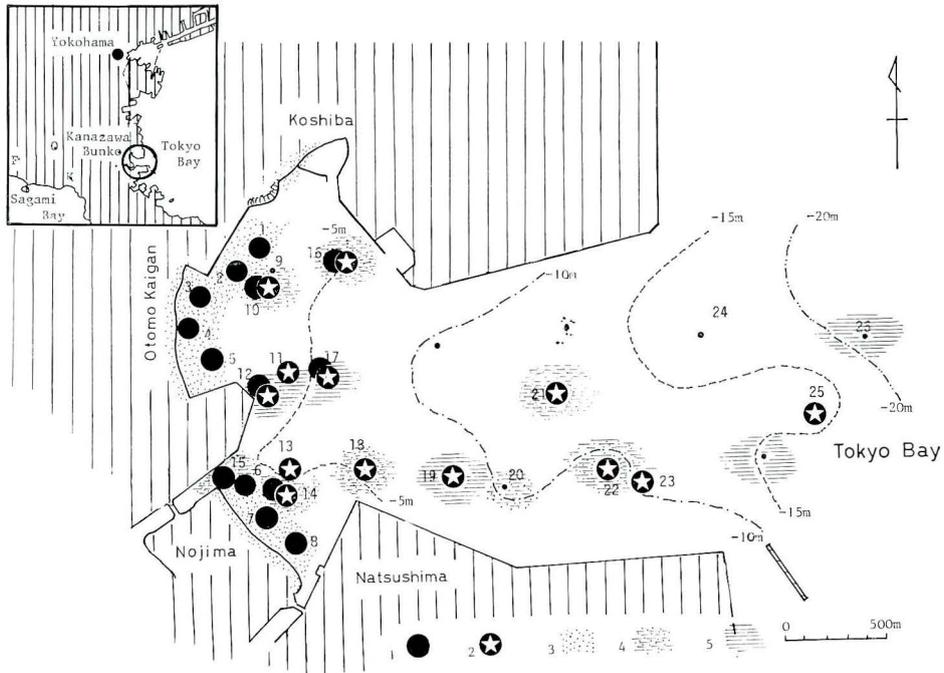
湾奥干潟群集は、後に述べるように海進最高期以後の干潟の縮小と砂浜海岸の発達に伴い、急速に衰えた。この群集の主要種であるハイガイは、約1500～1300年前頃に南関東から消滅し現在ではみられない(松島, 1679)。現在この群集と同じ種構成を示す群集は、有明海(岩崎, 1983)以外では、近年の埋め立てでほとんど失われてしまったらしい。愛知県三河湾々奥衣ヶ浦湾の水深1 mまでの干潟では、1963年までハイガイ、マガキ、ウネナシトマヤガイ、オキシジミ、イチョウシラトリ、イボウミニナからなる干潟群集が分布していた(刈谷市教育委員会ほか, 1965)。その後この干潟は干拓され、1974年の調査ではもはやみられなかった(杉浦, 1975; 1978)。

内湾砂底群集は、第二次大戦前の東京湾沿岸の砂浜海岸には広く分布していた(増井, 1943)が、戦後これらの沿岸域が埋め立てられたため急速に衰退した。この衰退は東京湾西岸の多摩川河口から横浜港にかけてこの地域で著しい(新野, 1957)。東京湾西岸は、現在横浜金沢八景の乙舳海岸を除いてすべて人工海岸に変貌した。乙舳海岸は、野島から小柴にかけて発達する長さ約2.1 kmの砂浜海岸である。現在ここには古大船湾の内湾砂底性集と内湾泥底群集に比較される貝類がみられる。1976年8月の横浜市都市開発局の調査によると(横浜市都市開発局ほか, 1977)、海岸線から200～300 m先までは主として細砂あるいは砂底で、そこはアサリを優占種とし、ヒメバカガイ、サクラガイ、ムシロガイなどを伴う内湾砂底群集が占める。この群集は砂の分布する水深5 m付近まで分布するが、それ以深は泥底となり、シズクガイ、チヨノハナガイ、ホトトギス、ゴイサギなどで構成される内湾泥底群集が現れて、水深15 m付近まで分布する。5 m以浅でも泥底のところでは泥底群集に特徴的な種がみられ、内湾砂底群集の貝類と混合して生息している(図7)。なお、この砂底群集では沖積層中の内湾砂底群集の主要種であるハマグリ、イボキサゴ、カガミガイなどはみられない。現在の東京湾において、これらを主要種とする群集が分布していたのは、千葉県幕張以南の東海岸であった(石山, 1967)。一方、乙舳海岸の泥底群集は沖積層に多いウラカガミ、イヨスタレを欠き、代わってシズクガイ、チヨノハナガイが著しく多い。この点で、この泥底群集は、先に述べた内湾停滞域群集に似ている。しかし、停滞域群集に特徴的なケシトリガイ、ヒメカノコアサリ、マツシマツボ、ヒメコメツブガイなどを欠いている。これは乙舳海岸の北岸に横浜金沢埋立地、南側に横須賀夏島埋立地があり、湾口が極端に狭められた内湾となり、汚染と富栄養化が著しく進んだ環境にな

表-3. 主な貝類群集の主要構成種の産状

Location	相模湾 初島	館山 垣見	清水市 巴川	鹿見島 湾 別府川	大阪湾	木曾川 河口 弥富	横浜港	鎌子 高神	西伊豆 松崎	鎌子 高神	木曾川 河口 弥富	静岡 御前崎	鎌子 高神	
Altitude (m)	+7.6	+8	-4.5	-4	-16.9	-25.5	-8	-6.2	-11	-10.5	-40.0	-12.3	-14.3	
Deposits	Gravel Rock	sandy Gravel	sandy Silt	sandy Silt	Mud	Mud	Mud	sandy Mud	Mud	sandy Silt	Silt	coarse Sand	silty Sand	
Species Name														
<i>Batillus cornutus</i>	●													サザエ
<i>Haliotis gigantea</i>	●													アワビ
<i>Chlorostoma argyrostoma lischkei</i>	●													クボガイ
<i>Omphalius pfeifferi pfeifferi</i>	●													バテイラ
<i>Monoplex echo</i>	●													カコボラ
<i>Ergalatax contractus</i>	●													ヒメヨウラク
<i>Epicodakia divergens</i>	●													ウミアサガイ
<i>Pecten albicans</i>	●													イタヤガイ
<i>Callista chinensis</i>	●													マツヤマワスレ
<i>Paphia euglypta</i>	●													スダレガイ
<i>Tonna luteostoma</i>	●													ヤツシロガイ
<i>Fusinus perplexus perplexus</i>	●													ナガニシ
<i>Fusinus perplexus ferrugineus</i>	●													コナガニシ
<i>Hemifusus ternatanus</i>	●													テングニシ
<i>Dolemena marginata</i>	●													フドロガイ
<i>Theora lata</i>	●													シズクガイ
<i>Raeta rostralis</i>	●													チヨノハナガイ
<i>Alvenius ofianus</i>	●													ケントリガイ
<i>Veremolpa micra</i>	●													ヒメカノコアサリ
<i>Ringicula daliaris</i>	●													マメウラシマ
<i>Eufenella pupoides</i>	●													サナギモツボ
<i>Clathrofenella reticulata</i>	●													カゴメモツボ
<i>Coleophysis minimus</i>	●													ヒメコモツブガイ
<i>Dosinella penicillata</i>	●													ウラカガミ
<i>Paphia undulata</i>	●													イヨスダレ
<i>Musculus senhousia</i>	●													ホトトギス
<i>Cantharidus japonicus</i>	●													チグサガイ
<i>Diala stricta</i>	●													アキミゾスズメモツボ
<i>Australaba picta</i>	●													シマハマツボ
<i>Macoma incongrua</i>	●													ヒメシラトリ
<i>Cerithideopsisilla djadjariensis</i>	●													カワアイ
<i>Hinia festiva</i>	●													アラムシロガイ
<i>Batillaria multiformis</i>	●													ウミニナ
<i>Corbicula japonica</i>	●													ヤマトシジミ
<i>Potamocorbula amurensis</i>	●													ヌマコダキガイ
<i>Stenothyra glabra</i>	●													ミズゴマツボ
<i>Assiminea lutea japonica</i>	●													カワザンショウ
<i>Fluviocingula sp.</i>	●													カワグチツボの一種
14-C age (y.B.P.)	6730 +190	4320 +100	7420 +165	6530 +100	5070 +220			ca. 6300	5220 +290	IOI50 +400	8800 +190	8380 +220		¹⁴ C年代測定 (y.B.P.)
Code No.	GaK- 9080	GaK- 5212	N - 3882	N - 2536	GaK- 974I			Akahoya Ash	GaK- IO230	GaK- 819I	GaK- 9065	GaK- IO233		
	Ishibashi et al. (1980)			Maeda (1978)	Katsushima (1983)		Katsushima et al. (1983)	Katubara et al. (1983)	Katsushima et al. (1983)	Katsushima (1983)		Katsushima et al. (1983)		

● abundant, ● common, ● rare



図一七. 横浜南部の金沢八景乙舢海岸における貝類群集の分布（横浜市都市開発局ほか，1977から作成，調査は1976年8月実施）

1：内湾砂底群集，2：内湾泥底群集，3：砂相，4：砂質シルト相，5：泥相

ったためと考えられる（北森，1970；原口ほか，1973）。

内湾泥底群集は，上記のように東京湾西岸では主要種を欠いた群集として分布するが，三浦半島西南部の小田和湾と小網代湾では種構成のほとんど同一な群集が現在もみられる。小田和湾では湾央から湾奥にかけての水深3～8mのシルト質泥底にウラカガミ，イヨスダレ，トリガイを特徴種とする沖積層中の群集と同じ組成の内湾泥底群集がみられ，それ以浅の湾奥部では砂質泥底から砂底となり内湾砂底性群集が，一方，湾口部にかけての以深では泥底となり，チヨノハナガイ，シズクガイ，ゴイサギ，ツキガイモドキよりなる内湾泥底群集がそれぞれ分布する（神奈川県水試，1973年3～9月の調査，未公表）。

シズクガイ，ケシトリガイ，ヒメカノコアサリ，マメウラシマその他の微小貝で特徴づけられる内湾停滞域群集は，東京湾において波部（1952）によって記載されている。それによるとこの群集は，東京湾の湾央部から湾奥部の，停滞水域となる15～20m水深の泥底に分布する。したがって，この群集の生息域は，ウラカガミ，イヨスダレで特徴づけられる泥底群集より水深の大きい内湾の停滞水域であるといえよう。

砂礫底群集の主要種であるウチムラサキ，イタボガキは，東京湾西岸の本牧沖より横須賀沖にかけての，水深10m以浅の岩礁地帯に分布することが明らかにされている（新野，1957）。

沿岸砂底群集と同様な組成の貝類群は，相模湾沿岸（柴田，1967；木幡・山田，1970など）や，房総九十九里浜海岸（海老原ほか，1970），鹿島灘など，外洋水の影響を直接受ける海岸の潮下帯に分布する。現在の相模湾では，図9のように相模湾の河口を中心とする，西は花水川河口付近，東は茅ヶ崎柳島付近までの狭い範囲に，ベンケイガイ，ダンベイキサゴ，コタマガ

表-4. 横浜南部の金沢八景乙舳海岸の貝類調査（横浜市都市開発局ほか，1977から作成，調査は1976年8月実施）

Station No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
Depth (m)	0	0	0	0	0	0	0	0	-3.0	-4.0	-6.4	-3.0	-7.3	-2.3	-2.8	-5.8	-6.8	-5.5	-7.7	-13.5	-13.2	-7.0	-12.7	-17.1	-14.6	-23.6	
Deposits	fS	S	fS	fS	fS	S	S	fS		sM	M		sM	sM	sM	M	sM	M	sM	sM	sM					M	
Total number of species	3	1	1	2	1	2	1	4	1	9	1	5	1	12	6	7	2	13	4	1	2	12	4	2	3	0	
<i>Tapes philippinarum</i>	1244	132	1040	344	132	4	72	456		40		80		80	310	20	10										
<i>Macra crossei</i>								348																			
<i>Reticunassa festva</i>				4																							
<i>Niotha livescens</i>								8						10													
<i>Nididotellina nitidula</i>										110		40		10		20		190					50				
<i>Theova lata</i>										1000		1340		580		1230	40	320	80		50	1470					
<i>Raeta pulchella</i>										90		10		30		20		10									
<i>Macoma tokyoensis</i>						4				40		60		10	10	40		10	10								
<i>Musculus senhousia</i>	604							50		320				1440	850	90										10	
<i>Lucinoma annulata</i>																						10					
<i>Fulvia mutica</i>										10	1		1										10			7	
<i>Ringula doliaris</i>										20					200				10	10							

M : mud, sM : sandy mud, fS : fine sand, S : sand

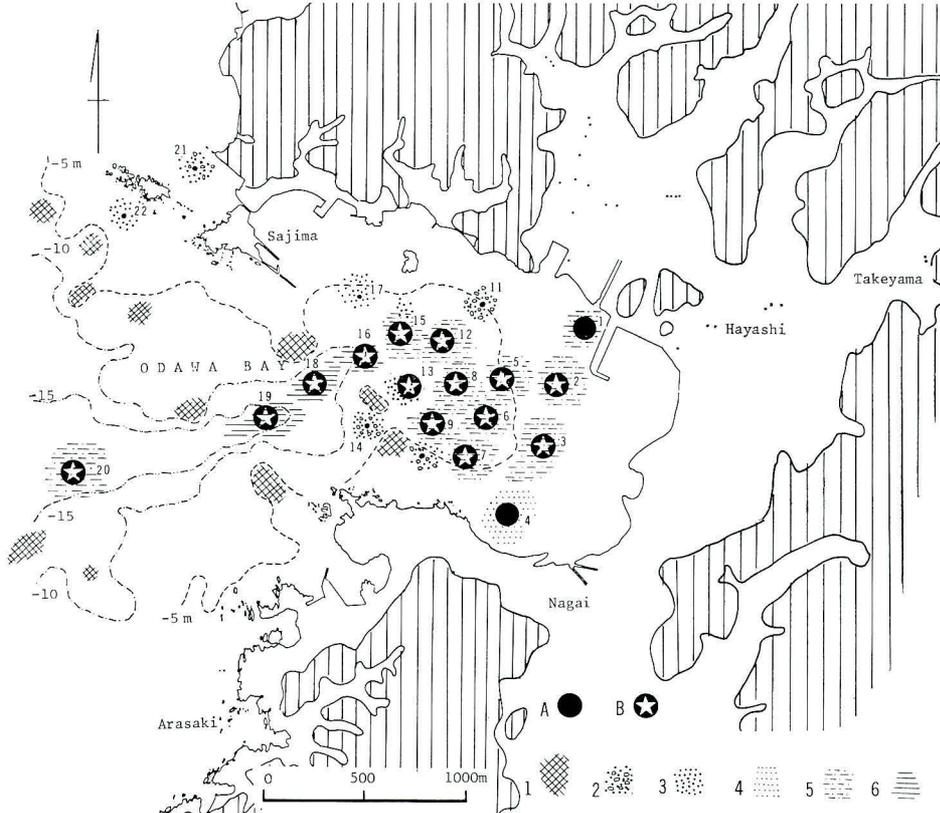


図-8. 三浦半島南部の小田湾における貝類群集の分布 (神奈川県水産試験場の未公表資料から作成, 調査は1973年3, 6, 9月実施)
 A: 内湾砂底群集, B: 内湾泥底群集, 1: 岩礁, 2: 砂礫相, 3: 粗砂相, 4: 細砂相, 5: シルト相, 6: 泥相

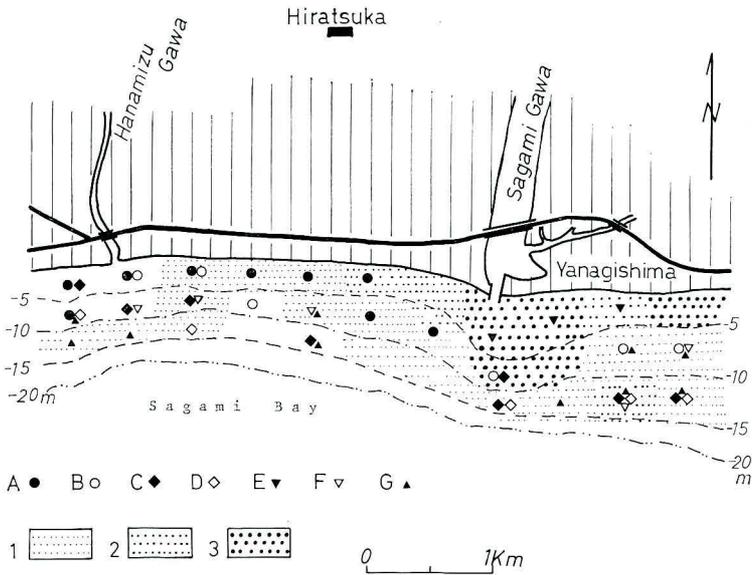


図-9. 相模湾の平塚海岸における沿岸砂底群集の主要構成種の分布(木幡・山田, 1970から作成)
 A: ダンペイキサゴ, B: キサゴ, C: サトウガイ, D: ベンケイガイ, E: コタマガイ, F: ワスレガイ, G: ミゾガイ, 1: 細砂相, 2: 粗砂相, 3: 砂礫相

表-5. 三浦半島西岸の小田和湾の貝類調査（神奈川県水産試験場の未公表資料から作成）

Station No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Depth (m)	2.0	3.0	3.0	2.0	4.0	5.0	3.0	4.5	6.5	3.5	3.0	7.0	7.0	5.5	8.0	10.0	7.5	17.0	24.0	30.0	7.5	5.5
Deposits	sS1	sS1	sS1	S	sS1	sS1	sS1	sS1	sS1	grS	grS	sS1	sS1	cS	sS1	S1	cS	M	M	sS1	cS	cS
Total number of species	14	12	12	17	12	14	9	14	16	18	13	13	24	31	10	17	11	8	8	14	6	3
<i>Scapharca subcrenata</i>	1																					
<i>Tapes philippinarum</i>	276			1																		
<i>Niotha livescens</i>	2	2		3							1		1	2	1	2		19				
<i>Dosinella penicillata</i>		2	1		1	1	2													1		
<i>Paphia undulata</i>			2		2	2		7	3													
<i>Fulvia mutica</i>		1																				
<i>Theora lata</i>	4	16	26	2	31	37	3	29	87	3	3	54	43	1	12	34		28	70	172		
<i>Raeta pulchella</i>	1	1	1					2	2			7	7			5				20	168	
<i>Macoma tokyoensis</i>	49	19	12		15	13	1	13	6		5	11	5		2	11		1	16	6		
<i>Musculus senhousia</i>	155	64	2	73	8	1		13	6	155	2	4	10	18	1			137				
<i>Lucinoma annulata</i>				1				2		1	2	1				3	1			3	2	
<i>Pillucina pisidium</i>	2			3				2	3	3		4	5	1	1	2		1	9	19		

M : mud, S1 : silt, sS1 : sandy silt, S : sand, cS : coarse sand, grS : gravel sand

イ、ワスレガイなどで特徴づけられる群集が、水深3m~15mまでの細砂~礫底に広く分布する(木幡・山田, 1970)。ここでは沖積層の群集で主要種となるチョウセンハマグリを欠く。房総九十九里浜海岸の水深5m~15mの砂底には、チョウセンハマグリを主とし、種構成が沖積層のものと全く同じ群集が広く生息している(海老原ほか, 1970)。

V. 南関東における貝類群集の分布と環境

本章では、南関東各地の沖積層を対象として、多様な環境要素をもつ比較的狭い地域内において、環境の局地的差異と、それに支配された貝類群集の構成や分布にみられる差異を考察する。南関東程度の広さの地域内で比較する場合には、環境の差異として、地形、地形に支配さ

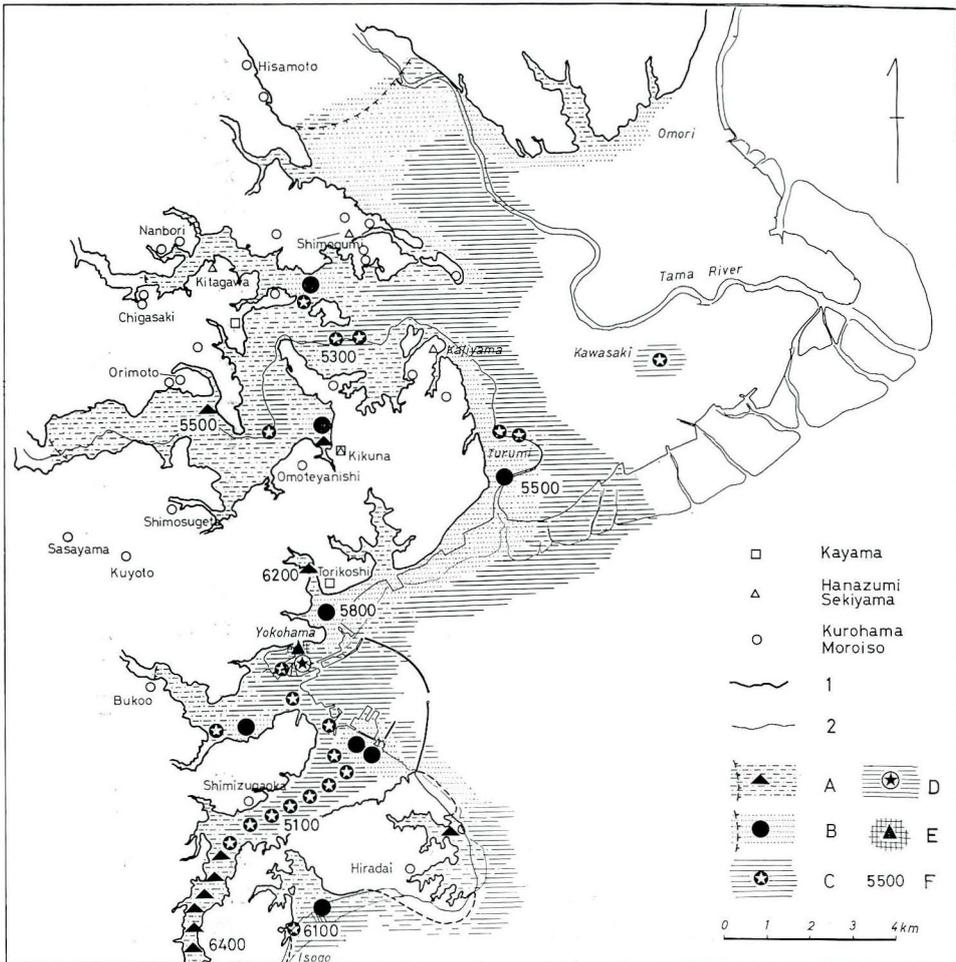


図-10. 東京湾西岸横浜港付近における縄文海進最高期の貝類群集の分布(松島・小池, 1979)に加筆)

1: 約6500~5500年前の海岸線, 2: 1895年頃の海岸線, A: 干潟群集と干潟群集の生息域, B: 内湾砂底群集と内湾砂底群集の生息域, C: 内湾泥底群集と内湾泥底群集の生息域; 海成層の分布域, D: 内湾停滞域群集, E: 内湾岩礫性群集, F: ¹⁴C年代測定値

れる水の動きや水質，主として後背地からの碎屑物の供給量と水の動きに支配される堆積相，などの効果が貝類相に影響を与えていると考えられる。

1. 内湾の貝類群集

東京湾は湾口の三浦半島観音崎が東に突出し，浦賀水道が狭まり，外洋水の影響を受けにくく，典型的な内湾となっている。ところが東京湾内でも，その東岸と西岸とでは，背後の台地や丘陵地をつくる物質の差が堆積相の差をもたらし，兩岸の貝類相は大きく異なる。

東京湾西岸の横浜港を中心とする大岡川，帷子川，鶴見川沿いには，縄文海進に伴い東京湾の肢湾となるおぼれ谷が形成された。各肢湾の湾央から湾奥にかけて厚い泥が堆積している（復興局建設部，1929；松田，1973；松島，1973；見上・奥村，1979など）。現在の谷奥で確認される海成泥層は， ^{14}C 年代測定により，どれも縄文海進最高期のものであることがわかっており，その分布の限界がほぼ当時の汀線を示している。

鶴見川の入江では，湾奥の一部に内湾泥底群集がみられる他は，広い湾内に泥あるいは砂質の干潟が発達し，そこには大きなカキ礁が形成され，カキ礁周辺にはハイガイ，オキシジミ，イボウミニナ，カワアイなどがみられ，これらを主とする干潟群集と，ハマグリ，シオフキ，サルボウなどからなる内湾砂底群集とが生息していた。しかし，古大船湾において砂底群集の主要種となっている，イボキサゴ，カガミガイは少数認められるだけである。この大型のカキ礁は，そこに岩礁が出現したのと同じ効果をもたらし，東京湾の他の場所であまりみることのできない岩礁性のスガイ，カゴメガイ，マルテンスマツムシ，ナミマガシワなどの貝類が発見され，他と比較して多様性が高く，構成種として26種が数えられた。

大岡川と帷子川沿いに入江は，鶴見川の入江に比べて水深が大きく，泥質の内湾で，湾口から湾央を大型のアカガイ，トリガイ，ウラカガミ，イヨスダレからなる内湾泥底群集が広く占める。湾奥部はマガキ，ハイガイ，オキシジミ，イボウミニナを特徴とする干潟群集となるが，鶴見川の入江に比べると，幅狭い谷地形を反映してその分布ははるかに狭い。東京湾の西岸域では，ハマグリ，アサリ，シオフキを主体とする内湾砂底群集は，横浜港南部の一部と，東神奈川から鶴見に至る下末吉台地の縁に沿って，細長く带状に分布するだけである。なお，横浜駅付近では一部に波食台がみられ，そこにはオオヘビガイ，ウチムラサキ，マガキ，キクメイシモドキなどからなる岩礁性群集が分布し，その前面の泥層中には，シズクガイ，ヒメカノコアサリ，ケシトリガイ，マメウラシマなどの小型種からなる内湾停滞域群集がみられる。

東京湾東岸の千葉から市川にかけての地域では，台地の縁に沿って沖積層中に砂層の発達が著しい（千葉県開発局，1969など）。泥層は台地を刻む小規模なおぼれ谷の中にごく限られて分布するにすぎない。貝類群集の分布はこのような堆積物の堆積相に対応し，台地前面の沿岸域では，多量のイボキサゴを主体としてハマグリ，シオフサを伴う内湾砂底群集が，広域にわたって生息していた（松島，1979b）。谷沿いの泥底の入江には，マガキ，ハイガイで特徴づけられる干潟群集が狭い範囲にみられる。東京湾西岸で普通にみられる内湾泥底群集は，東岸では縄文海進が始まって間もない頃，おぼれ谷形成の初期にせまいおぼれ谷の中に生息していたにすぎない（松島，1982c）。なお，東京湾東岸でも房総半島よりの，養老川，小櫃川，小糸川などの大型河川沿いの低地奥には，奥深い内湾が出現した（鹿島，1982）。中でも小櫃川では，現在の河口から約5 km上流の木更津市曾根付近に，延長400 m以上に達する巨大なカキ礁が泥層中に認められる（土屋，1980）。しかし，このカキ礁の群集は，古大船湾や鶴見川の入江のそれと比べて，主要構成種と若干の随伴種に岩礁性種のスガイを伴うだけで，わずか12種から構成

され、著しく単純である。

このように東京湾の東岸と西岸では、貝類群集の分布に大きな違いがみられる。このような差異は、堆積物の粒度の違いと地形の違いによるものと考えられる。西岸側では湾口が狭く奥に長い形の肢湾となり、泥相の発達著しいのに対し、東岸側では開いた単調な海岸線で、砂相の堆積が盛んにおこなわれていた。このような差異がもたらされた原因として、両域の基盤を構成する岩石の硬さ、固結度の違いが考えられる。すなわち、西岸域の丘陵や台地は三浦層群や上総層群の硬い砂岩や泥岩からなるのに対し、東岸域は下総層群の未固結の砂層で構成されており、東京湾内の弱い波浪や潮流で容易に浸食され、またそこから大量の砂が供給されて、直線的な砂浜海岸が形成されたと考えられる。

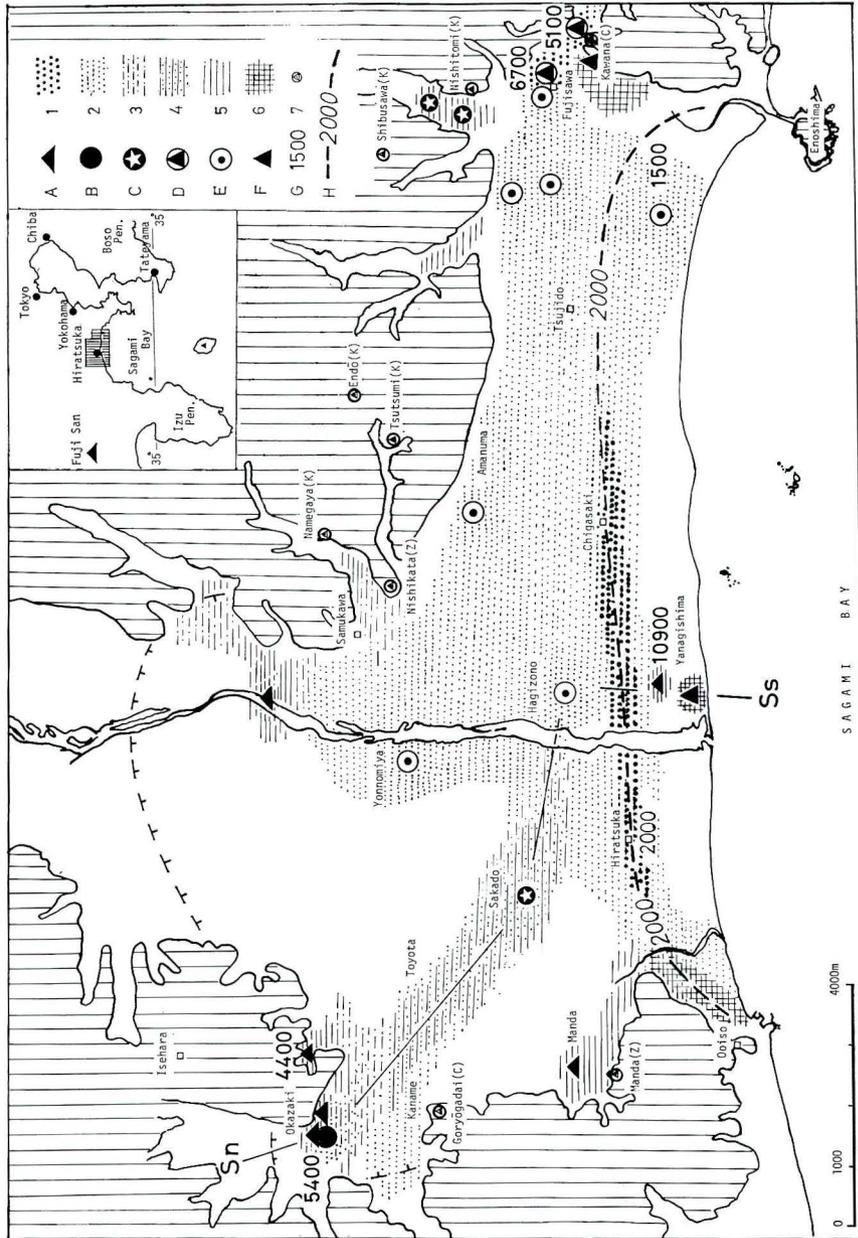
2. 強い沿岸流のある浅海の貝類群集

相模川低地は相模湾沿岸に形成された最大の沖積平野であり、貝塚・森山(1969)によって、平野全体の沖積層の層序と構造、地形の変遷が明らかにされている。しかし、まだ ^{14}C 年代資料が十分になく、その編年は確定していない。これまでの諸報告(貝塚・森山, 1969; 岡ほか, 1979; 今永ほか, 1982)および筆者の調査によってあきらかにされた海成沖積層分布から、海進最高期の旧汀線を描くと図11のようになる。

相模川東岸の茅ヶ崎から辻堂、藤沢に続く地域では、現在の海岸にそって5~6列の砂丘が発達する(太田・瀬戸, 1968)。その背後に高座丘陵があり、砂丘と丘陵の境がほぼ海進最高期の汀線である。この砂丘地帯から相模川沿いの平塚市四之宮に続く広い範囲にわたって、地下には砂層が発達する(貝塚・森山, 1969; 岡ほか, 1979)。この砂層中にはチョウセンハマグリ、ダンベイキサゴ、コタマガイ、ベンケイガイなどの典型的な沿岸砂底群集が広く分布する。このことは、現在の相模湾と同じ海況が、沿岸の海岸平野一帯に広がっていたことを示す。この砂層は九十九里浜平野と同様に、前へ前へと付加されて、海岸線は前進し、現在の海岸まで達した。砂層中に含まれる沿岸砂底群集と比較すると、前述のようにチョウセンハマグリを欠くだけで組成のよく似た群集が、図9のように相模川河口付近の砂礫底に広く生息している(木幡・山田, 1970)。

当時の相模湾の湾中央に位置する平塚市街地北方の坂戸付近では、細砂質シルトが堆積しており、チョノハナガイ、シズクガイからなる内湾泥底群集がみられる。ここは上記の高座丘陵前縁の直線的な海岸から離れて、相模川低地に深く入り込んだ内湾の中央であるため、泥の沈積となったと考えることができる。平塚市万田付近は、現在の海岸線に近いが、地形的に高麗山や千畳敷などの丘陵地の背後に位置しているため、外洋水の影響を直接受けない内湾の環境となり、そこではマガキで特徴づけられる干潟群集が分布する。なお、現在の海岸線から約8~10km奥まった相模川西岸伊勢原台地の南縁には、泥の堆積する小規模なおぼれ谷が出現し、干潟群集が分布する。また、鈴川流域の砂層の分布するところでは、内湾砂底群集も生息し(今永ほか, 1982)、広い干潟となっていたことがわかる。また、高座丘陵を刻む小出川、引地川、境川の下流部はおぼれ谷となり、内湾泥底群集を含む泥層が厚く堆積する。

このように、相模川低地の海進最高期以降の地形発達と古環境変遷は、九十九里浜平野とよく似ており、そこに出現する貝類群集も全く同一の組成をもっている。チョウセンハマグリ、ダンベイキサゴで特徴づけられる沿岸砂底群集は、東京湾内の砂底には全くみられない群集であって、外洋に面した開けた海岸平野の前面に、強い沿岸流で形成された砂底に特徴的な群集と考えられる。



図一11. 相模川低地における縄文海進最高期の貝類群集の分布
 A：干潟群集，B：内湾砂底群集，C：内湾泥底群集，D：砂礫底群集，E：沿岸砂底群集，F：内湾岩礁性群集，
 G：14C年代測定値，H：約2000年前の海岸線，1：砂礫相，2：シルト相，3：シルト相，4：砂質泥相，5：泥相，6：
 波食台，7：縄文時代の貝塚，Sn-Ss：図一15b

3. サンゴ礁を伴う貝類群集

房総半島南端は、沼サンゴ層 (YOKOYAMA, 1911, 1924) で知られる完新世の造礁性サンゴ化石が産出することで有名である。沼サンゴ層の形成は多数の¹⁴C年代値から、約6500~5500年前であることが判っている (星野, 1967; YONEKURA, 1975; OMOTO, 1976, 1978; 横田, 1978; 松島・吉村, 1979; 中田ほか, 1979; FRYDL, 1982; 熊本, 1982; 建設省国土地理院; 1982)。堆積物の分布と地形から当時の海岸線を描くと図12のようになり、館山湾を中心に海岸線の出入の激しいおぼれ谷型の入江が形成されたことがわかる。この湾は平久里川低地に沿って奥深く入った内湾であるが、湾口部が西に開き黒潮系外洋水の影響を受けやすかったと考えられる。

この湾の特徴は、その縁辺部にサンゴ礁が発達していることである。造礁性サンゴの分布をみると、そのほとんどが湾の南岸側にかたよっている (浜田, 1963; 千葉県教育委員会, 1963)。このサンゴを含む堆積物が沼サンゴ層 (YOKOYAMA, 1924) であり、これまでに本層からは約90種の造礁性サンゴが知られている (浜田, 1963)。現在の館山湾では、沖ノ島周辺で21種の造礁性サンゴが生息している (浜田, 1975) が、これに比べると約6500~5500年前の海進最高期にははるかに多様なサンゴが生息していた。

このサンゴ類に伴う貝類については、大山 (1953) により黒潮が著しく強く当たる場所に生息する種、サンゴ礁に生息する種、外洋水の影響を強く受ける内湾などに生息する種で、特徴づけられることが明らかにされている。

造礁性サンゴの多くは、館山湾南岸側の館山市塩見、香谷、岡宮城、岡沼、上真倉、南條の、小さい谷の奥まった海拔約10mから18mの地点に限って分布する。それらは海進最高期に形成された出入のはげしいわりに奥行きが短い小規模なおぼれ谷奥で、しかも前面に広がる湾からの直接の波浪を受けにくい、地形的に陰となったような場所で礁をつくる。この付近の基盤は三浦層群の固い泥岩が丘陵地をつくり、背後には大きな河川がなく鹹度の低い内湾水も発達しないために、あたかも島のような環境となって外洋水がそのままおぼれ谷奥まで影響したものと考えられる。

礁の発達がよく観察できる香谷では、貝類によって穿孔された基盤の泥岩上に着生した *Caulastrea tumida* が礁を形成したり、泥岩の角礫層上にマガキやキクメイシモドキが固着し、その上に大形に成長した *Favia speciosa*, *Favites favosa* が重なり合って礁となるなど変化に富み、礁の厚さは数10cmから約1.5mに達する。

サンゴ礁に伴う貝類は、サンゴに固着するオオヘビガイ、キクザル、カキツバタガキ、ワニガキ、チリボタンなどと、サンゴの間に点在するベニエガイ、ナデシコガイ、ミノガイ、オニアサリ、ウミアサガイ、サザエ、ギンタカハマなどの岩礁性種が目立つ。さらにサンゴの間を埋める泥の中には、保存の良いチャイロキヌタ、メダカラ、ムラクモハマグリ、ガンキハマグリなどと、小型の巻貝のサナギモツボ、オガサワラモツボ、シマハマツボ、ムキガイ、ムシロガイなど、岩礁性種や砂泥底に生息する種が含まれ、多様な種構成となる。すなわち、大山 (1953) が指摘するように、黒潮の影響を強く受ける岩礁の潮下帯に生息する種で特徴づけられる。この化石群はこれまでの内湾堆積物中には全くみられず、サンゴ礁特有の群集といえる。この貝類群集は、普通は波浪が強く保存されにくい環境に分布することからほとんど確認できない。沼サンゴ層の場合は、サンゴ礁がおぼれ谷の奥につくられたことで、礁と一緒に残ったものである。

なお、香谷におけるサンゴ礁の頂面高度は、海拔16~18mにある。この高さから約10m上方の27~28m地点の泥岩の表面に、貝類による穿孔痕が見つかった。これは沼付近のサンゴの生

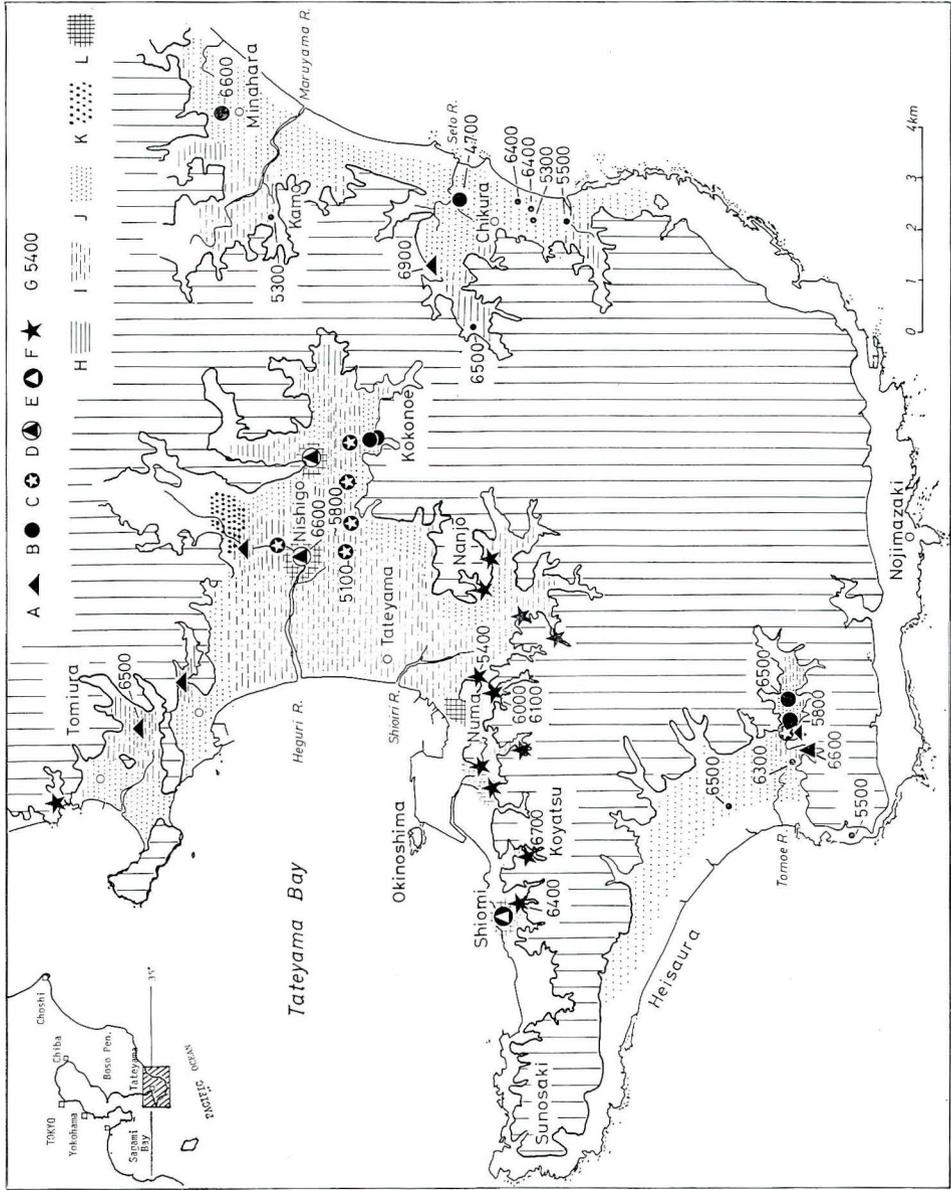


図12. 房総半島南端部における縄文海進最期の貝類群集とサンゴ礁の分布 (松島, 1979a) に加筆)

A : 干潟群集, B : 内湾砂底群集, C : 内湾泥底群集, D : 内湾岩礁性群集, E : 外海岩礁性群集, F : 造礁性サンゴ, G : ¹⁴C年代測定値, H : 泥相, I : シルト相, J : 砂相, K : 砂礫相, L : 波食台

息深度（浜田，1963；HAMADA, 1977）と、共存する貝類の示す生息深度からみて、サンゴ礁形成当時の汀線直下に生息していた穿孔貝と判断される。

館山湾を中心とする房総半島南端部には、このようなサンゴに伴う貝類群集だけではなく、広い波食台上の岩礁性群集やおぼれ谷中の内湾砂底群集、干潟群集も各地で認められる（松島，1979a）。

古館山湾の湾央には広い波食台が形成され、その上には200 m以上にわたってカキツバタガキの礁が形成されている（松島・吉村，1979）。礁にはカキツバタガキに混ってカリガネエガイ、エガイ、ヒオウギ、ヨロイガイなど岩礁性貝類と、*Alveopora verilliana*, *Favia speciosa*, *Favites fava* が共存し、波食台の表面には、基盤岩の上総層群の泥岩に穿孔したウチムラサキ、ニオガイが生息位置で発見される。カキ礁周辺や礁を覆う堆積物は砂質シルトないし泥となり、ウラカガミ、ズングリアゲマキを主体とする内湾泥底群集が、広い範囲にわたって分布する。湾奥部の九重付近では沿岸成の分級度のよい細砂が分布し、この砂層にはケマンガイ、フルイガイ、ヒメカニモリなど、古大船湾ではみられず、しかも現在南関東には生息していない温暖種*が主体となる内湾砂底群集がみられる。古大船湾における主要種のカガミガイ、イボキサゴ、ヒメシラトリなどは随伴種となっている。湾奥部に当たる平久里川沿いの谷奥では、礫まじり砂質シルトとなり、干潟群集がみられる。隣接する那古船形、富浦の入江は、狭いおぼれ谷型で、湾奥の泥底には干潟群集が分布する。

半島最南端で外洋に面した巴川沿いの沖積層は、外洋に近いにもかかわらずおぼれ谷型で、上部の砂層以外はシルトないし泥の堆積物からなり（FRYDL, 1982）、内湾砂底群集や内湾泥底群集がみられる。湾口から湾央にかけて分布する上部の砂層には、ハマグリ、イボキサゴからなる典型的な内湾砂底群集が、また、小さな入江では泥質となり干潟群集のみが存在する。巴川地域は、地形的には外洋水の影響を直接受けそうな位置にありながら、著しく内湾的な群集が出現するのは、湾口が閉じた極端に狭く長い地形であり、しかも前面の平砂浦地域には広く波食台が形成されており、外洋水や沿岸水の流入を阻止していたためであると考えられる。同様な状況は、同じく外洋に面した半島東岸の瀬戸川や丸山川沿いの入江でもみることができる。これらのおぼれ谷では湾口部をふさぐように砂層が堆積し、サンゴ礁は発見されず、湾奥にマガキを主体とする干潟群集、湾中央部にカガミガイ、イボキサゴ、マテガイで特徴づけられる内湾砂底群集があって、東京湾内の肢湾でみられる群集の分布と同じである。

このように外洋に向かって突出する房総半島南端部でも、小規模で狭長なおぼれ谷では、湾口部に波食台が発達したり、沿岸流によって湾口部に砂層が堆積して、局所的に内湾の環境が出現し、そこには東京湾奥にみられるものと同じ内湾の群集が生息していた。このような内湾化の傾向は、外洋に面した半島東岸の方が顕著であった。これは強い波浪と沿岸流の活動が、結果としてかえって逆の効果をもたらしたものだといえる。これに対し半島西岸の館山湾では、湾の開口が西に偏っているとはいえるものの、湾口が広く、外洋水の影響を直接受けやすかった。しかも湾の規模に比して後背地が狭く、また硬固な三浦層群からなる低い丘陵地で碎屑物の供給が少なく、内湾の埋め立てや湾口の閉塞が起らなかったために、サンゴ礁の生育が可能になったのではないと思われる。

銚子半島には、半島を東西方向に2分する細長い複雑な形を示すおぼれ谷型内湾が、約8400

温暖種* 現在その地域より水温の高いところに生息する種。詳細はⅧ章で述べる。

～3000年前 (GaK-10233, 10200) に存在した (松島ほか, 1983)。半島は地形的には東に突出し、外洋水の影響を強く受け易い位置にあるが、湾口部が狭窄とし、湾内の堆積物は粘土などの細粒物質で占められる。産出貝化石も強内湾性種で特徴づけられる。

約7000年～5500年前 (GaK-10200, 10229) の湾央では、チグサガイ、シマハマツボ、マキミゾスズメモツボなどアマモ類の葉上に生息する巻貝が密集して産出し、それ以前のケシトリガイ、シズクガイ、チヨノハナガイよりなる内湾停滞域群集から、藻場群集に代っている。また、これらの小型巻貝に混じって、ヒメシラトリ、ホトトギス、ウミニナ、カワアイなど潮間帯砂泥底に生息する貝がみられる。すなわち、群集は垂直方向へ内湾停滞域群集から藻場群集と内湾砂底群集に変わっており、水深のかなりある静水状態の内湾が、急速に浅化したことを示す (MATSUSHIMA et al, 1983)。

VI. 貝類群集と堆積相の時間的・空間的変遷

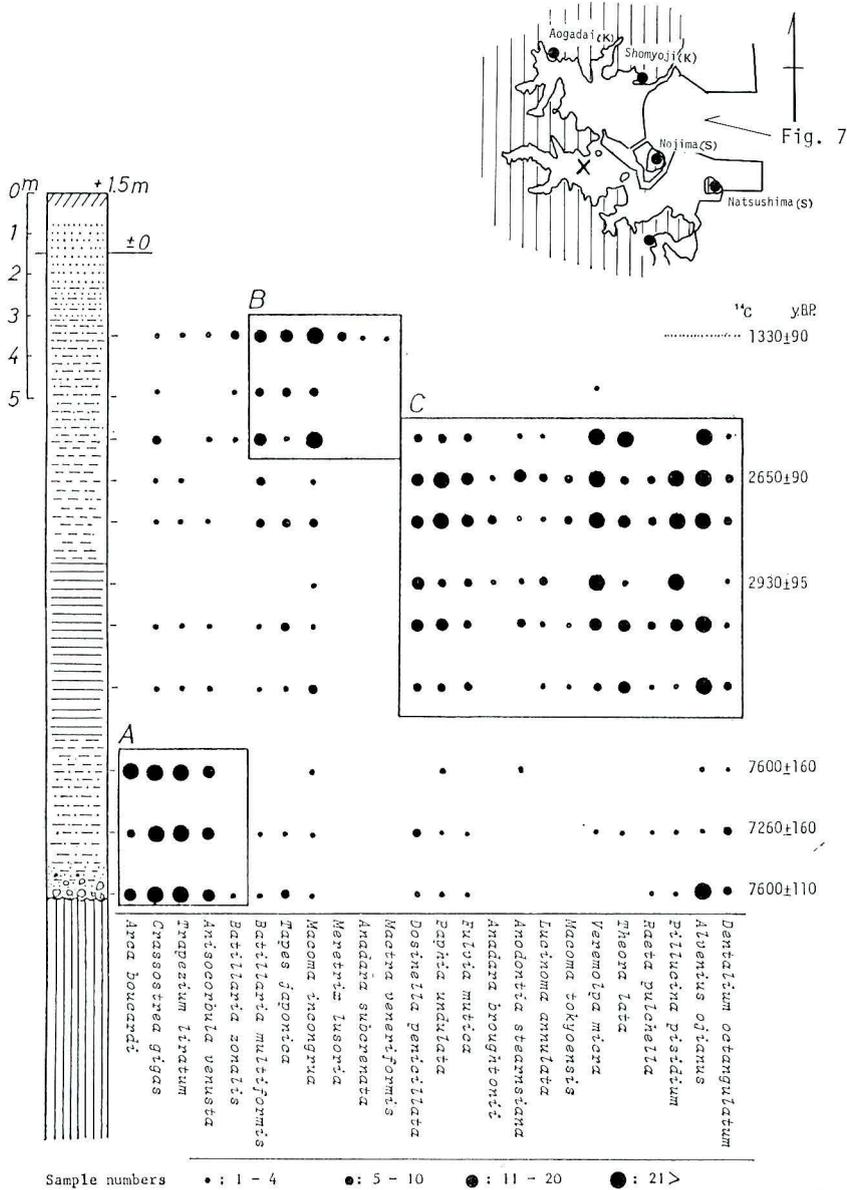
1. 縄文海進に伴う貝類群集の時間的変遷

縄文海進では、約10,000年前から6000年前までの4000年間に海面が約40m内外上昇し、その後、現在までの6000年間は最大2～3mの変動はあったが、巨視的にみると現在の海面付近にとどまっていたと広く考えられている (たとえば太田ほか, 1982; 松島, 1983a)。この急激な海面上昇によって、海面下に没した場所は一般に急激に水深を増したことであろう。しかし、その後の海面停滞期には、海は沿岸から次第に埋め立てられ、最後には陸化したと考えられる。このような環境の変遷に支配されて、そこに生息していた貝類群が時間の経過と共にどのように変わっていったのであろうか。おぼれ谷型の入江、三角州の発達する内湾、沿岸流の発達で拡大した海岸平野など立地条件の違いによって、海進に伴うこのような環境変遷の様相も違っていたことが予想される。その違いは貝類群にどのように反映されているであろうか。この章では、これまでの報告 (井田, 1956b; OHARA・TAIRA, 1947; MAEDA, 1978; 松島・尾田, 1980; 藤ほか, 1982など)、および南関東各地の資料によって、この問題を検討する。

a) おぼれ谷型の内湾

三浦半島西岸側の、古大船湾、古逗子湾、古小田和湾、古宮田湾、東岸側の古平潟湾 (蟹江・石川, 1976) などのおぼれ谷の内湾では、堆積物の主体は泥であって、湾奥部まで泥層が厚く堆積している。そして、この泥層の上には、湾口部から湾奥部にかけて貝殻を多く含む上部砂層が薄く覆い、湾奥では泥炭層の発達するのが一般である。

おぼれ谷の湾央部における群集の垂直方向の変化は、横浜南部金沢八景の古平潟湾で典型的にみることができる (図13)。ここでは厚さ17mの海成層が確認され、その層序は最下部に角礫まじりの砂層があるが、すぐに砂質シルトとなり、中部に粘土、さらに上に向かって厚いシルト～砂質シルトに変わり、最上部は細砂となる。すなわち、堆積相は粗粒→細粒→粗粒と変化し、海進による1サイクルの堆積を示す (松島, 1979a)。¹⁴C年代値からみると、中部の粘土層は縄文海進最高期およびその後の海面停滞期を代表し、この湾を埋め立てた堆積物の供給源である河口が最も湾奥に後退し、この地点から離れていた時期の堆積物である。その上に堆積した砂質シルト～細砂は、埋め立てによる浅海化の時期を代表していると考えられる。このような地層に含まれる貝類群集は、下部の砂質シルト中では、マガキのつくるカキ礁で代表される干潟群集、中部の泥相にはウラカガミ、イヨスダレで特徴づけられる内湾泥底群集がみられる。この群集は約7600年前 (GaK-7127) から2600年前 (N-2988) のおよそ5000年の長い期間にわたっ



図一三. 横浜南部の古平潟湾奥部の金沢八景における海成沖積層中の貝類群集の変遷 (松島, 1979 a)

A: 干潟群集, B: 内湾砂底群集, C: 内湾泥底群集

て、この内湾の泥底域を占有した群集であった。5000年前以後は埋め立てによって海は次第に浅くなったはずであるが、このような化石群の分布からみると、海底がシルト質である間は、ずっと同一の群集が連続して生息していたことがわかる。最上部の砂相では群集は一変して、アサリ、ヒメシラトリ、ウミニナ、ハマグリなどを主とする内湾砂底群集になる。

このような垂直方向の干潟群集→内湾泥底群集→内湾砂底群集とつづく群集変化は、ここだけでなく、横浜港周辺や三浦半島南部でおこなわれたボーリングの資料でも確認された (松島, 1976)。また、これらの場所では堆積物の水平方向の断面が観察されている。古平潟湾の中部泥

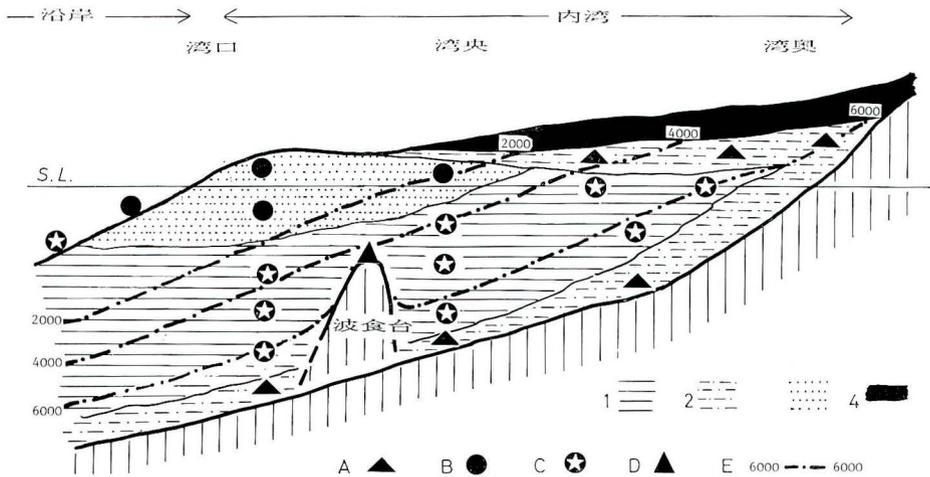


図-14. おぼれ谷型内湾（三浦半島西岸）の貝類群集の変遷を示す模式図

A：干潟群集，B：内湾砂底群集，C：内湾泥底群集，D：内湾岩礁性群集，E：同時
 間面，1：泥相，2：シルト相，3：砂相，4：泥炭相

層に相当する海進最高期の泥層を，¹⁴C年代によってこれらのおぼれ谷の湾奥に追跡すると，そこではマガキ，ハイガイを主体とする干潟群集に変わる。すなわち，干潟群集は海進の進行と共に分布域を湾奥に移している。また，この変遷の後期を代表する群集として，湾央ないし湾口部で沖積層上部にこれらの泥層を覆って砂層が分布するところでは，海進最高期以後の年代を示す内湾砂底群集が，また砂層のないところでは再び干潟群集が出現する。たとえば，古平作湾では約2200年前（N-3231）と約700年前（N-3232）の干潟群集がみられる。それらは，カキ礁が主体で，オキシジミ，イボウミナナ，ヒメシラトリを伴い，ハイガイを欠く種構成となり，最高期の群集に比べて単純なものとなっている。このように復元された内湾の湾央だけでなく，湾口，湾奥でも群集は同様に堆積相によって分布が支配され，上記の古平潟湾における変化と同様な垂直的变化を観察することができる。

なお，古大船湾，古逗子湾，古小田和湾では，湾口部から湾央にかけて海進最高期に波食台が形成され，波食台上には約6000年前（N-3317）とか5900年前（GaK-3638）の年代を示すオオヘビガイ，キクザルガイを主体に，マガキ，カモノアシガキやキクメイシモドキなどを伴う内湾岩礁性群集が生息する。

以上の貝類群集の時間的・空間的分布を，おぼれ谷を堆積する海成沖積層の模式地質断面に投射すると図14のようになる。すなわち，おぼれ谷の湾口や湾央部では，群集の垂直的变化は堆積相に対応して，干潟群集→内湾泥底群集→内湾砂底群集，あるいは干潟群集→内湾砂底群集→干潟群集のようになり，湾奥部には最高期に干潟群集だけがみられる。

現在の三浦半島西岸にならぶ小さな湾において，砂浜海岸では内湾砂底群集が，湾央の泥底には内湾泥底群集が生息している（p. 67参照）のは，縄文海進に伴うこのような群集の変遷の最後の段階を表わしているものである。

b) 三角州の発達する内湾

縄文海進が最高期に達し，海面がそれ以前の急激な上昇から一転して停滞し，さらにその後わずかながら低下するようになると，それまで上昇する海面のため内湾の奥部に堆積していた

河川の粗粒堆積物は、湾中央に向かって急速に搬出されるようになった。すなわち、粗粒堆積物が河口から三角州前置層として順次に堆積し、浅海を埋め上部砂層を形成していった。

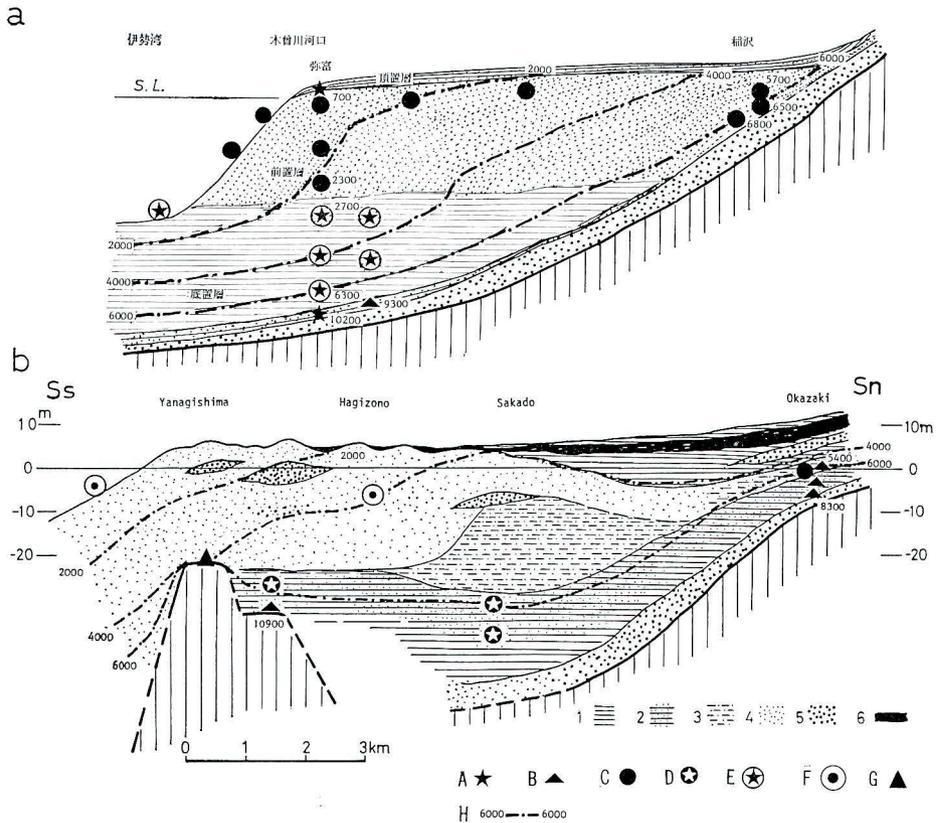
濃尾平野における木曾川三角州前置層で確認されている最奥地点は、前述 (p. 51) のように、現在の海岸線から約25km陸地に入った東海道線稲沢駅付近である。この付近は三角州の頂部に近く、堆積物の主体は砂であって、ここより沖合の名古屋方面にかけて沖積層上部に海成の砂層が厚く堆積する。そして、この砂層の上には河成相の砂質シルトないし泥層が薄く覆う。

三角州の頂部に近い稲沢市高御堂付近における堆積物は、垂直方向にほとんど変化がなく、基底部から海成砂層の発達で特徴づけられる。厚さ約22mの砂層は下部層の細砂が、いわゆる沖積層基底礫層を直接覆い、中部層は中砂、上部層は細砂となり、海成のシルトないし泥を欠く。各層の形成年代は¹⁴C年代測定により下部層が約6800~6500年前 (GaK-7551, GaK-8431)、中部層が約5700年前 (GaK-8432; 井関, 1977b) で、この砂層が海進最高期直前から直後にかけて比較的短い時間に急速に形成されたものであることがわかる。貝化石は下部層と中部層に比較的多く含まれる。この群集は、ハマグリ、マクラガイ、カガミガイ、シオフキなどで特徴づけられる内湾砂底群集であり、その産出位置と年代から推定して、三角州前置斜面から三角州面上の砂底に生息していたと考えられる。

名古屋港周辺から木曾川河口にかけての地域は、海進最高期の伊勢湾々央部に位置する。特に、木曾川河口に近い愛知県海部郡弥富において、湾中央部における垂直方向の群集変化の典型をみる事ができる (松島, 1983b)。ここでは厚さ約42mの海成層の最下部に腐植質中粒砂層があるが、すぐに砂質シルト~粘土となり、中央部はシルトが厚く発達し、さらに上に向かって砂質シルトから分級度のよい細砂に変わる。この細砂層は厚さ約10m、三角州前置層の堆積物である。最上部は細砂と中砂の互層となり三角州頂置層と考えられる。¹⁴C年代値とアカホヤ火山灰、隠岐火山灰の広域テフラから、最下部の粗粒堆積物は海進初頭、下部層から中部層のシルトまでの細粒堆積物は海進前期から最高期にかけて堆積したものであることがわかった。これより上位の砂質シルトなどの粗粒堆積物は、最高期以降に形成されたもので、上部の細砂層は約2500年前 (GaK-7533) に堆積がはじめていた。すなわち、三角州前置層の先端部が名古屋港周辺まで前進したのがこの年代であることを示す。

このような地層に含まれる貝類群集は、垂直的に次のように変化する。最下部の砂層ではヤマトシジミ、ヌマコダキガイ、ミスゴマツボなど河口域に生息する感潮域群集がみられる。その年代は約11000~9500年前 (GaK-8191) である。弥富の資料からは確かめることができなかったが、本地点より上流の立田村梶島付近では、ほぼ同じ層準より約9300年前 (GaK-2977) を示すカキ礁が確認されており (古川, 1972)、干潟群集の存在が判った。ここでは感潮域群集はみられない。次いで下部泥層にはチョノハナガイ、マメウラシマの強内湾性種のみからなる内湾泥底群集が含まれる。下部から中部に続く泥層中には、ケントリガイ、ヒメカノコアサリ、シズクガイ、マツシマツボ、マメウラシマなどの微小貝よりなる内湾停滞域群集がみられ、約7700~2700年前 (GaK-9747, GaK-9740) の5000年間にわたって湾中央部の泥底に分布していた。約2500年前に三角州前置層の先端が本地点付近に達した後は砂が堆積し、最上部層に覆われるまでハマグリ、イボキサゴで特徴づけられている内湾砂底群集が分布していた。最後に、最上部の河成と考えられる細粒・中砂互層中に感潮域群集のヤマトシジミが再び現れる。現在でも砂浜海岸から三角州前置層斜面の砂層には内湾砂底群集が、また前置層斜面より沖合の泥底には内湾停滞域群集が生息している。

このような垂直方向の群集変化は大阪湾 (MaeBDA, 1978)、広島海田の瀬野川低地 (松島・尾



図—15. 三角洲（濃尾平野）（a）と、沿岸平野（相模川低地）（b）における貝類群集の変遷を示す模式図

A：感潮域群集，B：干潟群集，C：内湾砂底群集，D：内湾泥底群集，E：内湾停滞域群集，F：同時間面，G：沿岸砂底群集，H：内湾岩礫性群集，1：泥相，2：砂質泥相，3：シルト相，4：砂相，5：砂礫相，6：泥炭相

田，1976)でも全く同じであることが確認されている。東京湾でも多摩川や荒川，江戸川の三角州地帯で同様な変化が期待されるが，この地域ではまだ十分な資料が得られていない。

以上の貝類群集の時空分布を，三角洲型海成沖積層の模式断面に投射すると図15aのようになる。三角州が形成されている内湾でも，垂直変化は基本的小おぼれ谷型の内湾と同様で，湾中央部でみると，干潟群集または感潮域群集→内湾停滞域群集→内湾砂底群集と変化する。おぼれ谷型のものとは違って，上部の内湾砂底群集の発達著しく，また湾奥部でも三角州の砂層が発達し，内湾砂底群集がみられるのが特徴である。

c) 沿岸流の発達で拡大した海岸平野

南関東では，沿岸流の発達によって，房総九十九里浜平野や相模川低地が形成された。これは海進最高期以降の現象である。最高期の海水面の一時的な停滞やそれ以後のわずかな低下に伴い，沿岸流による砂の供給が増大し，浜堤が次々と海側に付加され，海岸平野は拡大していった（森脇，1980）。こうして，相模川低地や九十九里浜平野では，現在の海岸から4～5 km奥

まった地域まで砂層が広く分布している。

ここに、相模川河口の茅ヶ崎市柳島付近から花水川支流の鈴川流域にかけての沖積層模式断面と、そこに含まれる貝類群集を示す(図15b)。現在の海岸から約1.8km内陸の茅ヶ崎市本宿には、-30m前後に埋没段丘(貝塚・森山, 1969の茅ヶ崎埋没段丘)が分布し、ローム層を覆う泥炭層上に形成された小規模なカキ礁があって、約10,900年前(GaK-6326)の年代を示し、縄文海進初頭の干潟群集を代表する(松島, 1979a)。海進最高期を示す貝類群集は、湾奥の鈴川沿いのおぼれ谷に分布する干潟群集と内湾砂底群集(今永ほか, 1982)、湾奥に位置していた平塚市街地北方の坂戸付近の細砂質シルト中の内湾泥底群集である。この時期の沿岸砂底群集はこの地質断面線沿いでは知られていない。ここに上部の砂層が堆積し沿岸砂底群集が出現したのは、海進最高期直後と推定される。なお、相模川東岸側辻堂から藤沢に続く台地縁に沿った地域では、海進最高期の沿岸砂底群集が台地前面にのびる浅海砂層中に確認されている。

海進最高期以後は、砂堤の急速な形成と共にそこに沿岸砂底群集が生息するようになり、砂堤が海側に付加するたびにその前面はこの群集の生息する絶好な環境となった。砂堤は現在の海岸に近いほど新しく形成されたもので、そこに分布する群集も同様に若い年代を示す。なお約2000年前の海岸線は、浜堤礫の分布と¹⁴C年代値(GaK-687)から現在の東海道線付近に位置していたことがわかる。現在の海岸線に近い茅ヶ崎市柳島付近には海拔-20m前後の埋没波食台があり、その表面には貝類による穿孔痕、サンゴ類や石灰藻化石がみつまっているが、その年代はわかっていない(図15b)。

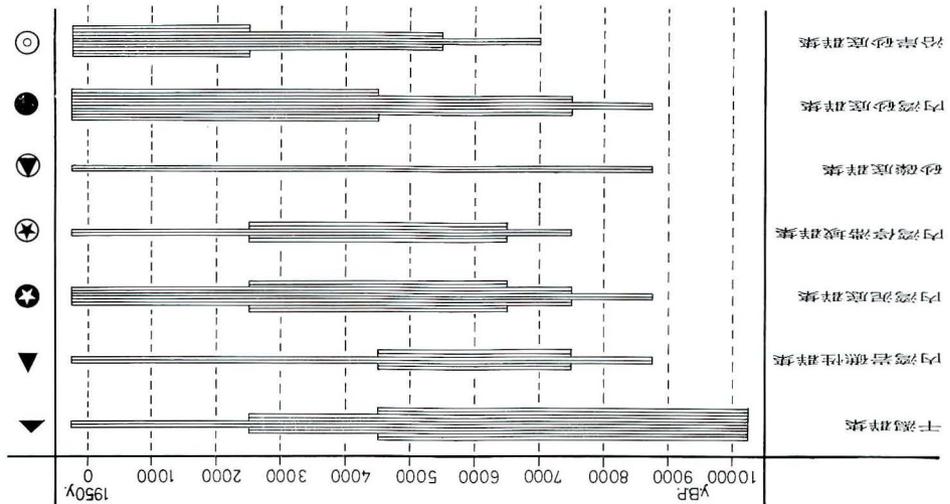
2. 貝類群集の時代的变化

海進最高期以前の古地形の変遷は、どこでも海面上昇に伴う同一傾向の環境変化であったが、最高期以降の変遷は、それぞれの立地条件の違いによって前述のように3タイプの過程を経て現在に至っている。このような古環境の変遷は、そこに生息する貝類群集の消長に大きな影響を与えていることがわかった。ここでは主な群集の縄文海進に伴う時代的变化をまとめて示す。

a) 干潟群集は感潮域群集と共に海進初頭まだ海面が低位置にあった時、おぼれ谷が形成されると同時に最初に出現する群集である。南関東では相模川低地の約10,900年前(GaK-6326)を初めとして、大磯丘陵の下原層(約8700年前: GaK-6813, TK-29)、銚子半島(約8300年前: GaK-10233)など各地の海成沖積層下部層準に広くみられる。南関東以外では、伊豆西海岸の松崎(約8300年前: GaK-10434)、伊勢湾(約9300年前: GaK-2977)や大阪湾(約8800年前: N-2554)などで、同様に海成沖積層下部泥層から知られている。

海進最高期(約6000~5000年前)には、おぼれ谷型内湾の湾奥部が広く汽水性の泥底干潟となり、すべて干潟群集で占められた。その例は古大船湾をはじめとし、多くの内湾で知られている。しかし、最高期以降になると湾奥の干潟が泥炭によって埋め立てられ、上部の砂層の発達などで生息域は狭まり、古平作湾の例で示したように群集の貝類構成は貧弱となる。南関東では主要種のハイガイが約1500~1300年前に消滅すると共に、この群集は、古平作湾、古平潟湾などごく限られた内湾に分布するだけとなった。なお、感潮域群集については、IV章で記したように海進の先駆として見つかるほか、三角州の頂置層に再び単純な種構成で出現することが知られる程度である。

b) 内湾砂底群集は、海進最高期以前には、南関東では大磯丘陵下原層(約8000~7500年前: N-2987, GaK-7126)、房総南端の平砂浦(約7400年前: GaK-2967)や巴川流域(約7700年前: GaK-5458)などで、比較的狭い範囲に分布するだけであった。これは海進の急速な進行のため



図一六. 内湾および沿岸における主要貝類群集の変遷（松島，1979 a に加筆）
（太さは相対頻度のめやすを示す）

湾内で砂が堆積しなかったことによると解される。

南関東以外では、鹿児島湾々奥の別府川低地（約7200年前：N-4191）、仙台平野（約7500年前：TH-077）などで知られる程度である。しかし、この群集は干潟群集と対照的に、海進最高期以後、河川の搬出する土砂のつくる三角州や、沿岸流による砂州・砂堤の発達による砂浜海岸の拡大で、著しく分布を広げた。しかも時代が新しくなるにつれて、構成種も増加する傾向がみられる。このような変遷は特に東京湾沿岸や伊勢湾沿岸域で顕著であるが、第二次大戦後これら絶好の生息地も、大規模な埋め立てによって失われている。

c) 内湾泥底群集は、海進前期から最高期にかけて、大磯丘陵、三浦半島沿岸、東京湾西岸域や房総半島南端などの、泥底の広がるおぼれ谷型内湾の湾央部から湾奥に、普遍的に分布した群集である。海進最高期には最も繁栄し、分布も著しく広い。しかし、最高期以降になると、内湾の縮小と砂相域の拡大により、泥底の残る湾央部だけに生息域が縮小した。しかし、環境変化によって干潟群集ほど壊滅的な影響を受けることなく、現在も三浦半島では小田和湾、小網代湾の湾央部などに分布している。

d) 内湾停滞域群集は、泥相の発達が著しい、規模の大きな内湾（東京湾、伊勢湾、大阪湾、有明海など）にみられる。海進前期にはその湾央部に広く生息し、最高期にはこれらの湾の泥底は本群集で占められた。それ以後は三角州の前進で急速に生息地が縮小されてきたが、内湾泥底群集と同様に現在も東京湾、伊勢湾をはじめとする大きな内湾の中央にみられる停滞水域に分布している。

e) 沿岸砂底群集は、湾内に生息するこれまでの群集と異なり、縄文海進最高期より前にはまだ生息が確認されていない。この群集は外洋水の影響を直接受ける沿岸の潮下帯砂底に生息するが、海進初期から前期にかけては、そのような環境がなかったか、あっても現在の海岸線より海側であったために、ほとんど発見されていないのではないかと考えられる。最高期になって湘南砂丘地帯や三浦海岸南部ではじめて確認され、それ以後は砂州や砂堤の発達と共に相模川低地、房総南端の平砂浦、九十九里浜平野などに広く分布するようになる。特に約3000～2000年前以後は大発展をし、現在も相模川河口付近、九十九里浜海岸、鹿島灘などで引続き繁

栄している。

f) 内湾岩礁性群集と外海岩礁性群集は、岩礁という限定された場所に生息する特殊な群集であり、しかもそこは堆積物や化石が保存されにくい環境のため、分布の全貌をつかむことがむずかしい。

内湾岩礁性群集は、大磯丘陵と房総南端で石サンゴ類のキクメイシモドキを伴って海進前期に出現する。このサンゴは他の多くの造礁性サンゴの生息域の外にまで分布し、また他の造礁性サンゴに先だって南関東の各地に出現(浜田, 1975)する。このことから、キクメイシモドキは他の造礁性サンゴより生息条件の幅が広いと考えられる。このサンゴを伴う内湾岩礁性群集は、海進最高期には沼サンゴ礁の分布する館山湾を中心に三浦半島西岸域、東京湾内横浜駅付近、九十九里浜平野の椿海地域(辻ほか, 1976)など、広い範囲にわたって分布していた。すなわち、この群集の発達時期は海進最高期に海面が停滞し、広い波食台が形成された時期と一致する。これも群集の盛衰が生息域の拡大・縮小によって支配されている好例である。

一方、外海岩礁性群集は、IV章に記したように相模湾の初島と房総南端沼サンゴ層だけから知られ、その生息年代はどちらも海進最高期である。外洋域の岩礁性海底はさまざまな時代に存在したであろうが、その保存の機会が少ないことや、海面上昇期や下降期の岩礁を見出す機会が少ないであろうことを考えれば、この群集が海進最高期だけに知られることが理解される。

以上のように主な群集の出現・発展の特徴は、後氷期の気候の温暖化に伴う海水面の急激な上昇、その後の一時的な停滞から小低下と上昇のくり返しにもとづく、浅海性の環境の変化に支配されたものであることがわかる。その様子を図16にまとめることができる。

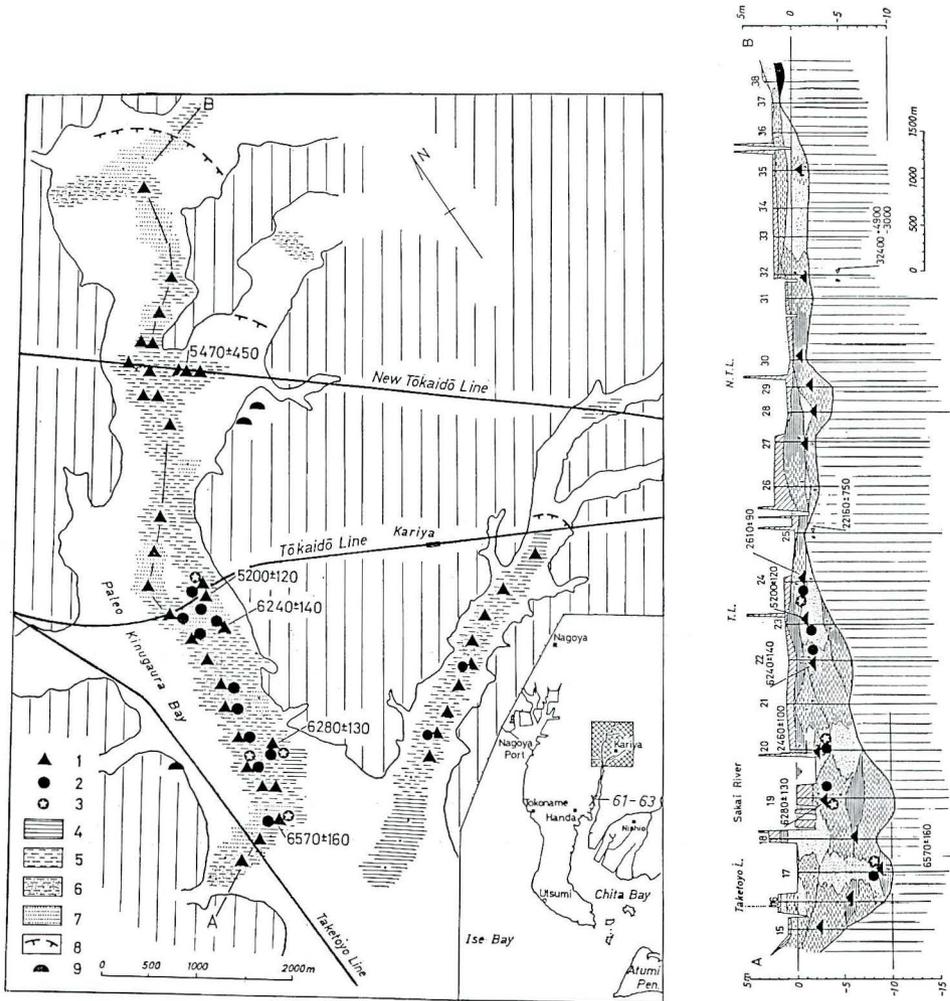
縄文海進前期には、およそ1cm/年という急速な海面上昇のため、海域の拡大と水深の増加が砂礫による埋め立て速度を上回り、泥底の内湾が広がった。しかし、海面が最高期に達した後は、河川あるいは沿岸流が運搬する砂によって埋め立てが卓越して砂浜海岸や砂底域が広く出現し現在に至っている。図16からこのような変化に対応する群集の変遷を読みとることができる。

VII. 貝類群集の地理的分布と群集構成にみられる広域的差異

日本各地の内湾堆積物中には、様々な層準と様々な空間的位置に、古大船湾で認められたものと同一または似た組成の貝類群集が見出される。たとえば、復元されたおぼれ谷型の内湾々奥には、どこでもマガキ、イボウミニナなどを主要種とする干潟群集が分布する。しかし、その群集構成を検討してみると、地域によって少しずつ種構成に差異のあることがわかってきた。この差異には、内湾の局地的な生息場所の違いだけではなく、広域的な環境の差異に由来すると理解しなくてはならない部分を認めることができる。本章ではこの問題を中心に各群集の時空分布と組成の差異を考察する。

1. 干潟群集の広域的な差異

三浦半島西岸では海進最高期の干潟群集は、古大船湾でみられるように主要構成種(特徴種)4種(p. 55)と随伴種のウネナシトマヤガイ、ヒメシラトリ、イチョウシラトリ、アサリなどに加えて、エドガワミズゴマツボ、カワザンショウ、カワグチツボなどの汽水に生息する種、および本地域には現在生息していない温暖種のカモノアシガキ、チリメンユキガイ、コゲツノブエなどが共存し(松島, 1979 a; 1981)、多様な種によって構成されている。しかし、東京湾



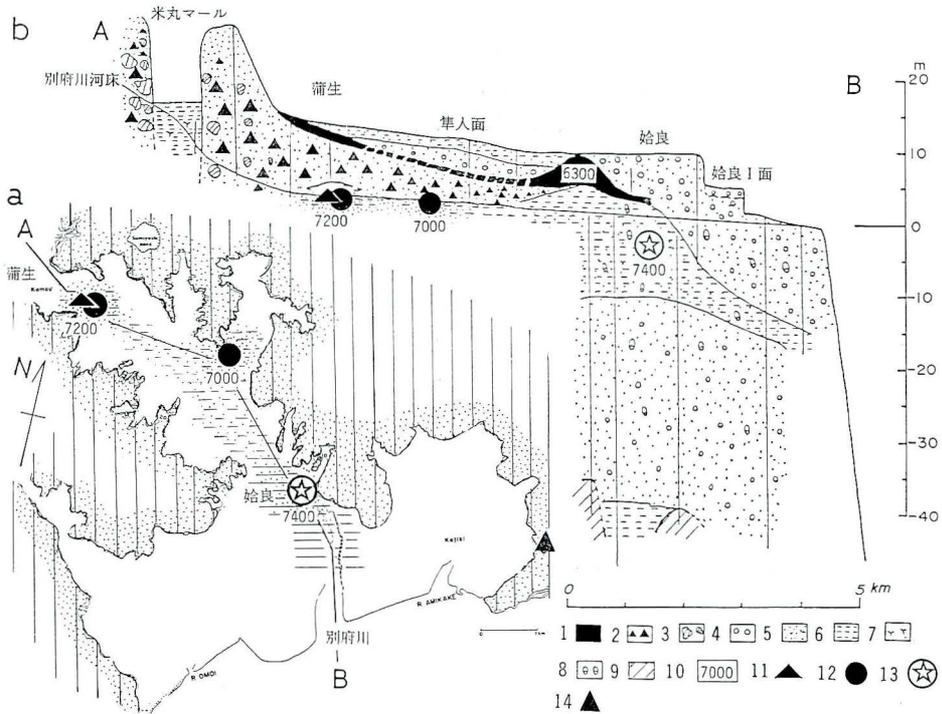
図一七. 三河湾湾奥の古衣ヶ浦湾における縄文海進最高期の貝類群集の分布 (a) と沖積層の層序断面 (b) (杉浦, 1975, その他の資料により作成)

1: 干潟群集, 2: 内湾砂底群集, 3: 内湾泥底群集, 4: 泥相, 5: シルト相, 6: 砂質シルト相, 7: 砂相, 8: 海成層の分布範囲, 9: 縄文時代の貝塚

内では、小櫃川の低地における例のように、どこでも4種の主要構成種と若干の随伴種だけで、古大船湾でみられた汽水性種やハイガイ以外の温暖種を全く含まない単純なものとなっている。汽水性種を含まないのは、この地点の局地的状況によるものかもしれないが、温暖種を欠くのはこの場所が外洋から隔離された内湾の奥深い地点であるためと考えられる。

仙台平野ではその北西縁に近い仙台市小鶴の海成沖積層下部層準より約7500~6900年前の干潟群集が報告されている(小元・大内, 1978)。ここではマガキを主体にハイガイ、イボウミナ、カワアイ、オキシジミと若干のアサリ、ヒメシラトリなどを伴う。この組成は上記の小櫃川の干潟群集と似ており単純な内容であるといえる。

青森県八戸の沖積低地の干潟群集(大池・松山, 1972)もカキ礁が主体で、ハマグリ、アサリ、オオノガイ、イボウミナ、エゾボラを伴っている。その年代は約5300年前(GaK-3377)



図一18. 鹿児島湾々奥の別府川低地における貝類群集の分布 (a) と沖積層の層序断面 (b) (森脇ほか, 1981に貝類群集の資料を加筆)

1: アカホヤ火山灰, 2: 米丸スコリア, 3: スコリア層中の異質岩片, 4: 軽石礫, 5: 砂相, 6: シルト~泥相, 7: 有機物, 8: 貝殻, 9: 基盤岩, 10: ¹⁴C年代測定値, 11: 干潟群集, 12: 内湾砂底群集, 13: 沿岸砂泥底群集, 14: 内湾岩礁性群集

である。ここではハイガイはみられず、寒流系種のエゾボラが含まれているが、この種は仙台平野以南の干潟群集中には全く認められなかったものである。

北海道沿岸における海成沖積層中の干潟群集は、これまでに釧路西方約30kmに位置する白糖町パシクル沼 (松島, 1982 b), オホーツク海沿岸の網走川河床とクッチャロ湖畔 (松島, 1982 a), 道北稚内のサラキトマナイ川 (赤松・北川, 1982) の4ヶ所で知られている。いずれも約5800~4000年前 (N-3990, GaK-6671, N-3391, GaK-9059) の層準である。これらはみな典型チャ的な大型のカキ礁を構成する。そしてエゾタマキビ, タマキビ, コウダカチャイロタマキビ, イロタマキビなどの岩礁種を伴い、さらにカワザンショウ, トウガタカワザンショウ, *Fluviocigula* sp., ヌマコダキガイなど湾奥の汽水域から河口付近の感潮域に生息する種も加わっている。種構成で注目すべき点は、ヌマコダキガイ, エゾタマキビなどと共に、どこでもウネナシトマヤガイが多産することである。現在本種は北海道沿岸には生息せず、太平洋岸の三陸海岸以南に分布する (KURODA・HABE, 1952)。このような種を含んではいるが、南関東の干潟群集で普通に見られるハイガイ, オキシジミ, イボウミニナなどの種は全くみられず、著しく単純な種構成となる。時にイボウミニナの代わりにホソウミニナが加わるにすぎない。

南関東以南の太平洋側では、おぼれ谷湾奥の干潟群集はほとんど知られず、唯一の例が三河湾々奥の古衣ヶ浦湾 (刈谷市教育委員会, 1965; 杉浦, 1975など) の干潟群集である。古衣ヶ浦湾は海進最高期になってようやく誕生した入江で、シルト~泥底の干潟にはハイガイを優占

種とする群集がみられる(図17)。その種構成は古大船湾と同じであるが、マガキは礁をつくらず、細粒堆積物の中に点在するのが著しい特徴である。

大阪平野の河内湾(松島・両角, 1983)、瀬戸内海沿岸の明石川低地(前田ほか, 1982)、加古川低地(塩田遺跡発掘調査団, 1979)、広島湾の海田瀬野川低地(松島・尾田, 1976; 1980)、鹿児島湾奥別府川低地(森脇ほか, 1981)などでは、干潟群集と判断される組成の貝化石群が約7200年前(N-4191)から約2200年前(GaK-7945)ころの層準に知られている(図18)。これらの化石群はいずれも、おぼれ谷を埋積する三角州成の粗粒堆積物中に含まれ、古大船湾でみられる干潟群集とは明らかに異なる生息環境であった。しかし、主要種はどこでも古大船湾のものと同じ組合せとなり、ただその産出頻度にばらつきがみられるだけである。また、古衣ヶ浦湾と同様に、マガキがどこでもカキ礁をつくらないことも大きな特徴である。

このように、三浦半島古大船湾でみられたものと同様な干潟群集は、北は北海道沿岸、南は鹿児島湾まで分布することが明らかになった。その主要構成種であるマガキは、南関東以北ではカキ礁をつくり、ここでは干潟群集はカキ礁を中心として成立している。一方、三河湾以南ではカキ礁はみられず、ハイガイが優勢な組合せとなる。

干潟群集でハイガイを伴うものは仙台平野まで分布していることが明らかになった。それより北では、ハイガイはわずかに八戸付近から約5500年前の貝塚に発見されるだけである。ハイガイだけでなく他の主要構成種も北に向かって脱落し、北海道沿岸では、代わって寒冷水系にすむ種が加わる。

房総半島南端や三浦半島西岸のように南に突出し、地形的に外洋水の影響を受けやすい場所には、内湾でも現在その地域に生息していない温暖種が加わり、干潟群集に種構成の多様化をもたらしている。

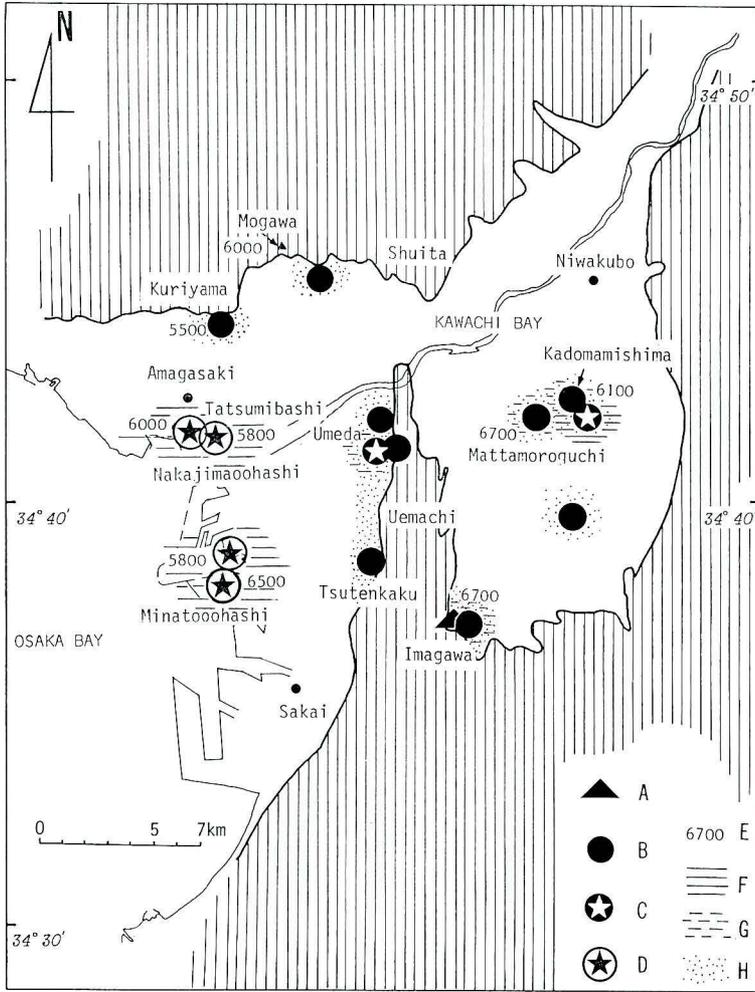
2. 内湾砂底群集の分布と広域的な差異

この群集は、堆積相の差異により産出種の組み合わせに若干の違いがみられる。すなわち、その種構成は湾内に分布する砂層の広がりに関連して変化する。

古鎌倉湾は前述のように湾奥まで砂層が分布し、広く内湾砂底群集が生息する。ここでは約5900年前から約4400年前の期間にかぎって、主要構成種のハマグリのほか、タイワンシラトリ、ケマンガイ、シオヤガイ、ヒメカニモリ、カニノテムシロガイなど現在の南関東に生息していない温暖種が加わっている。

房総半島南端の館山湾では、海進最高期の砂層中に、ケマンガイ、フルイガイ、ヒメカニモリが主要種で、古大船湾で多かったイボキサゴなどが随伴種となる。他にはみられない群集が出現する。また、伊豆半島南端の下田市大賀茂川低地では、約4500~3000年前(GaK-9075~9085)の細砂層中に、コゲツノブエを優占種とし、これにハマグリ、イボキサゴなどを伴う群集がみられる。この砂層は、分級のよい細砂で、湾口から湾央にかけて分布する(太田ほか, 1983)などの点で、古大船湾の内湾砂底群集を含む砂層とよく似ているが、ここでは巻貝が圧倒的に優勢な群集となっていて、共通種はあるが古大船湾の内湾砂底群集とは異なっている。また、現在ここより南に生息している温暖種としてシオヤガイ、カニノテムシロとスダレハマグリが発見される。

これら多様な構成の内湾砂底群集のみられる地域は、いずれも地形的に南へ突出し、暖流系外洋水の影響を直接受けやすい位置にある。そのため、海進最高期には、現在では生息していない温暖種が多数加わって多様性を増していると考えられる。



図一19. 大阪湾周辺における縄文海進最高期の貝類群集の分布(松島・両角1983を一部修正)
 A:干潟群集, B:内湾砂底群集, C:内湾泥底群集, D:内湾停滞域群集, E:¹⁴C年代測定値, F:泥相, G:シルト相, H:砂相

南関東以南では、内湾砂底群集は、海進最高期から以後の三角州堆積物である上部砂層によく知られている。その主な例として名古屋港周辺から濃尾平野、三河湾の矢作川低地(森山・大橋, 1982)、大阪湾(MAEDA, 1979)、広島湾の海田瀬野川低地(前述)などがある。

約6700年前から約6500年前の濃尾平野で三角州の先端部であった稲沢駅付近では、ハマグリ、マクラガイ、カガミガイ、イボキサゴで特徴づけられる内湾砂底群集が、分布している(井関, 1977b)。この群集では、古大船湾でみられなかったマクラガイが主要種となっているほか、個体数は少ないが干潟に生息する種や潮下帯泥底の種も共存し多様な種構成となっている。

鹿児島湾々奥の別府川低地では、この群集は約7200年前の粗砂質シルト中にみられる。この群集はハマグリ、サルボウ、アサリ、シオヤガイ、コゲツノブエなどを特徴種とし、干潟群集の構成種と共存している。これにはカモノアシガキやスダレハマグリが伴われており、南関東では海進最高期に侵入してきた温暖種が、この時期にすでにここに出現していて、房総半島南端や三浦半島西岸以上に各種の温暖種を含む多様な種構成となっている。

仙台平野では、前述の仙台市小鶴において約7500年前(TH-077)の干潟群集中にシオフキ、サルボウ、パカガイ、ヒメシラトリがみられる。ハマグリ、カガミガイ、イボキサゴを欠くのは、ここの堆積物が細粒のためであろう。しかし、近接する仙台市岩切洞の口では、海進最高期に

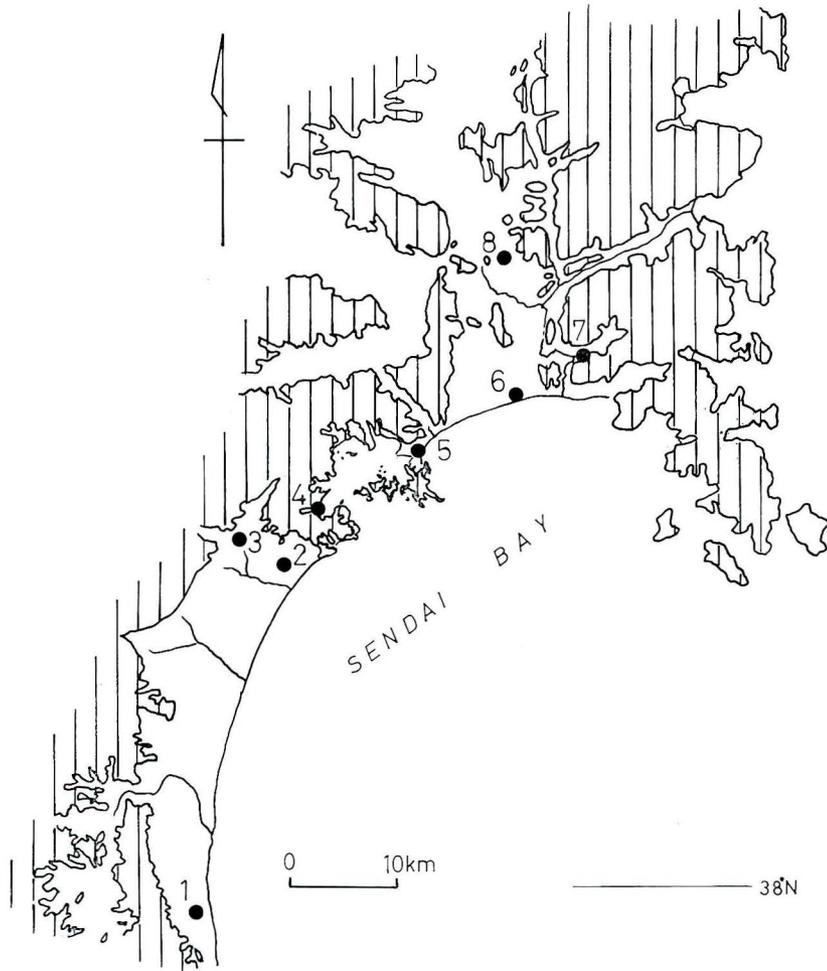


図-20. 仙台湾周辺における海成沖積層の貝化石産出地点

- 1: 宮城県亶理郡山下 (HASE, 1965), 2: 仙台市小鶴 (小元・大内, 1978),
 3: 仙台市岩切洞の口 (OKUTSU, 1963), 4: 塩釜市中の島橋 (武藤, 1968),
 5: 宮城県宮城郡松島町松ヶ島 (武藤, 1968), 6: 石巻市釜入江 (長谷, 1967),
 7: 石巻市稲井 (長谷, 1967), 8: 宮城県桃生郡中津山小池 (長谷, 1967)

形成されたと考えられる上部の砂層に、ハマグリ、アサリを主体とする群集が知られている (OKUTSU, 1965)。これらの資料から推定すると、仙台平野の砂底群集は、古大船湾の砂底群集の主要種とほぼ同じ種だけで構成される単純なものであったと考えられる。北海道ではオホーツク海岸のクッチャロ湖畔に、アサリを優占種とし、カガミガイ、シオフキ、ヒメシラトリ、アカニシ、アラムシロガイを伴うだけの単純な群集が、約5900年前 (N-3991) の層準に出現する (松島, 1982c)。筆者の調査ではハマグリは確認できなかったが、大島ほか (1972) の報告がある。

このように古大船の湾央砂底にみられるこの群集は、約5900年前には、オホーツク海岸まで分布を広げたことがわかる。なお、この群集で北海道沿岸で最古のものは、石狩低地で報告された約7100年前 (赤松・北川, 1983) の群集である。

このように、内湾砂底群集の主な分布域でその種構成をみると、南に位置する鹿児島湾と、伊豆、房総半島南端や三浦半島西岸のように、黒潮系外洋水の影響を受けやすい場所では、干潟

群集と同様に温暖種が加わって多様な種構成となる。これ以外の地域ではその組成に目立つほどの変化がなく、安定した群集とみなすことができる。しかも、海進最高期にはこの組合わせのままオホソク海沿岸まで分布が広がっている。

3. 内湾泥底群集と内湾停滞域群集にみられる広域的な差異

両群集の生息環境は、内湾泥底群集が小規模なおぼれ谷の潮下帯泥底に、また内湾停滞域群集は大きな内湾の水深10m以深の泥底に広く分布する点で異なっている。これまでの調査で両群集の分布が明らかになっているのは、仙台湾周辺（長谷, 1967; 武藤, 1968）、南関東、伊勢湾周辺、大阪湾周辺などである。これらはいずれも臨海工業地帯で、臨海平野中央部における沖積層の掘削資料が多く得られている場所である。

両群集の組成は、南関東以南の地域では、それぞれどこでもよく似た組み合わせとなっており、しかも長期にわたって出現している。このことは両群集にとって安定した環境が長期にわたって存在していたことを示している。一方、仙台湾周辺では、北上川河口の石巻市釜入江、稲井で、-18.0~-25.6mの層準の泥層中のこの群集は、古大船湾やそれ以南の内湾泥底群集と同様なウラカガミ、イヨスタレほかで特徴づけられている中に、寒流系種のホタテガイ、ケショウシラトリが少し混じってくる（長谷, 1967）。また、松島湾の-8~-10m泥層中には、現在東北地方には生息していないムシエビガイ、ヨコイトカケギリ、カミスジカイコガイダマシ、イボヒメシヤクなどの暖流系種に混じって、寒流系種のエゾサンショウガイ、ヒレガイ、エゾヒバリガイ、エゾイシカケガイがみられる（武藤, 1968）。-8mより上位の層準では暖流系種が全くみられずエゾサンショウガイが優勢となる。このように仙台湾では親潮系種が混入することによって種構成が著しく異なった群集になっていた。

4. 沿岸砂底群集の広域的な差異

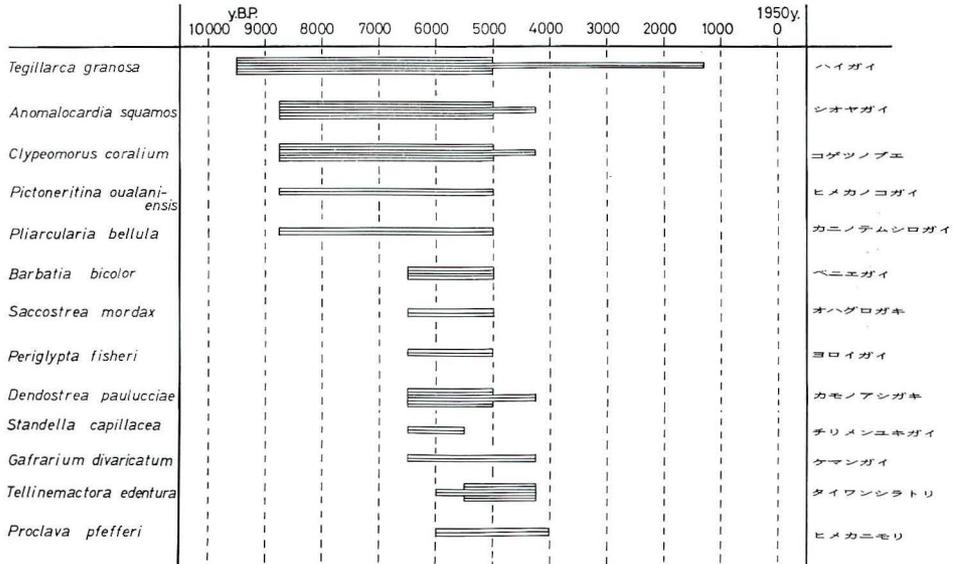
沿岸砂底群集は、これまでの調査で相模湾沿岸、房総半島沿岸と仙台平野に分布することがわかっているだけである。南関東では、この群集はチョウセンハマグリ、ダンベキサゴ、ペンケイガイ、コタマガイなどを主とし、この群集組成は海進最高期から全く変化なく現在に至っている。その分布をみると、海進最高期よりもむしろ3000~2000年前以後に広域にわたり発展している。これは内湾の埋め立てが終わり、砂浜が広く出現したことに関連する現象であろう。

仙台平野の南端に位置する宮城県亶理郡山下において、海成沖積層の上部で、海進期の堆積物（松本, 1981）と考えられる砂層のUa層に含まれる群集（Hase, 1965）は、ここが外洋に面し、環境としては南関東の沿岸砂底群集の場合と同様なものにもかかわらず、その組成が著しく異なる。ここの群集には暖流系種のアズマニシキ、タマキガイ、チリボタン、オオコゲチャタケに加えて、寒流系種のエゾタマキガイ、エゾイシカケガイ、ピノスガイ、ウバガイなどが混じっている。現在の仙台湾では、同じ砂底群集は後者を主とする群集で占められる。このことはこの時期には黒潮の勢力が現在より強く、仙台湾周辺までその影響が及んでいたことを示す。同様な暖流系種と寒流系種の混在は、前述のように仙台湾周辺の内湾泥底群集でも認められる。

VIII. 生息環境の変化と特定種の消長

1. 温暖種と寒冷種

南関東における海進最高期の干潟群集や内湾砂底群集の中には、前述のように現在の南関東



図一21. 南関東における温暖種の出現と消滅（松島，1979 aに加筆）（太さは 相対頻度のめやすを示す）

には生息していない種が少なくない。その代表的なものは、東京湾沿岸の縄文早期～前期の貝塚に多いハイガイである（酒詰，1952；1959；1961）。現在この種は、三河湾（1963年までは生息が確認）、瀬戸内海の一部、有明海から中国大陸沿岸などに生息している。また縄文海進最高期に三浦半島西岸などに出現したカモノアシガキ、チリメンユキガイ、タイワンシラトリなども、その例としてあげられる。

これらの種は、いずれも現在の南関東より明らかに水温の高い地域、たとえば、紀伊半島から沖縄付近、あるいは台湾以南などに生息している。このように現在は化石の産出地より高水温の場所に生息している種を、その場所における温暖種とよぶ。たとえば、ハマグリやシオフキは南関東では今もごく普通にみられる貝であるが、北海道では海進最高期だけに生息していた種で、これらは北海道においては温暖種である。

一方、大阪湾や伊勢湾の海進初期の感潮域群集では、ヌマコダキガイが主要構成種となっている。この貝は現在は、青森県下北半島鷹架沼（波部，1955）分布の南限とする。このような種は、化石の発見された場所より低水温の場所に現在生息しているのでその場所における寒冷種とよぶ。

2. 主な温暖種と寒冷種の時空分布

Ⅵ章のように群集の時代的消長が明らかになったので、各地の内湾性温暖種の出現と消滅の時期も明瞭となってきた（松島，1979 a；1981）。南関東ではさらに十分な資料があるため、これらの種の出現と消滅だけでなくその時間的、空間的分布と盛衰を論ずることもできる。以下にその変遷を考察する。

a) 南関東における温暖種の変遷

南関東に侵入した温暖種で目立つものは、図21に示すような貝である。これらの種は、その出現と消滅の時期の違いによって、極めて明瞭に2つのグループに分けることができる。両グ

グループの中間の時期に出現する種はなく、各グループを構成する種はあいまって行動しているように見える。

最初に出現するのは、ハイガイ、シオヤガイ、コゲツノブエなどの亜熱帯種で、海進初期の約9500年前から約8700年前に、大磯丘陵の下原層（約8700年前：TK-29；GaK-6813）、三浦半島の野比層（約9300年前：GaK-8610）などでマガキに伴って干潟群集の中にいっせいに出現する。また縄文早期の夏島貝塚（約9500年前：M-769；M-770；杉原・芹沢，1957）、同平坂貝塚（約9000年前：岡本，1953）からもこれらの貝がマガキと一緒に出土している。その後、海進最高期には、これらの種は干潟群集の主要構成員として各地に広く分布するが、約5000年前ごろを境に急に衰退し、分布が限られてしまう。

第2のグループは約6500～6000年前から約4400～4000年前までの短期間にだけ出現する。これには、おぼれ谷を埋める沖積層の干潟群集と内湾砂底群集中に出現するカモノアシガキ、チリメンユキガイ、ケマンガイなどと、房総南端の沼サンゴ礁に伴うベニエガイ、オハグログキ、ヨロイガイなどがある。これらは現在では紀伊半島以南、あるいは台湾以南など熱帯域にのみ分布する種類で、典型的な熱帯種といえる。この熱帯種の分布は、房総半島南端とその西岸、三浦半島西岸、伊豆半島南端に限られる。いずれも黒潮系外洋水の影響を強く受ける場所である。またその進出期は縄文海進最高期、すなわち、気候が現在より温暖とされる、Hypsithermalの時期と一致する。

南関東から、これらの温暖種が消滅する時期は、亜熱帯種が先行し、縄文海進最高期直後の約5000年前より急に衰退がはじまる。このグループは、約9500年前のまだ海面が低く水温も低かったと思われる縄文海進初期に侵入してきた。また現生種の分布からみてこれらよりはるかに水温の高い環境にすむと考えられる熱帯種に、これらより後まで生息しているものが少ない。このことからみると、この亜熱帯種は水温の低下によって衰退したのではなく、生息環境の消滅によるものと考えられる。これらの貝類の南関東における生息域は、おぼれ谷型内湾の湾奥の泥底干潟である。このような干潟は、後氷期の海面が上昇をはじめると同時におぼれ谷の中に形成され、海面の上昇に対応し拡大してきた。しかし、縄文海進の最高期以後は、海面の停滞とゆるやかな低下により、これまで形成されていた泥底の干潟は乾陸化し、また、三角州や砂州、砂堤の形成によって埋め立てられて、砂底に変わり消失していった。亜熱帯性の温暖種にとっては、水温は生息条件を十分に満たしていても、生息場所である泥底の干潟の縮小や消失が大きな障害となって南関東から姿を消したのであると判断される。熱帯種はその生息していた場所が、房総南端や三浦半島西岸、伊豆半島南端のように地形的に南へ突出した地域に限られ、黒潮の影響を受け易い場所である。ここには現在もまだおぼれ谷の地形が残り、彼らの生息域である泥底の干潟や砂底の内湾も小規模にみられるが、そこには現在生息していない。これらから推定して、生息域の消失が原因ではなく、むしろ水温の低下によるものと考えた方がよい。

ベニエガイ、オハグログキ、ヨロイガイなどは、房総南端の沼サンゴ礁に伴って発見される温暖種であり、これらは、サンゴ礁の消失と共になくなる。これらの消失は生息場所の消失に原因があるとしなくてはならない。ここは地震性隆起のはげしい場所であり、地震のために約5000年前には離水したとされている（中田ほか，1980；FRYDL，1982）。

b) 南関東以南における温暖種の出現と消滅

南関東で亜熱帯性の温暖種として約9500年前に出現するハイガイは、静岡県御前崎で約8300年前（GaK-9328）、伊勢湾知多半島で約8600年前（GaK-7949）、大阪湾で約8400年前（N-2554）

からそれぞれ知られている。それらがいずれも南関東より遅いのは、その場所の立地により干潟の形成が遅れたためであろう。なお、シオヤガイ、コゲツノブエ、カミノテムシロガイなどは、伊豆半島南端では相模湾沿岸より遅く約3000年前 (GaK-9082) まで生息しており、現在紀伊半島以南に生息する。

熱帯種のチリメンユキガイについては、大阪河内平野の資料がある。ここでは約6700年前 (N-4148: 松島・両角, 1983) に出現し、約2300年前 (GaK-362: 梶山・市原, 1972) まで生息していた。すなわち、南関東に比べて若干早い時期に出現し、その後遅くまで生息していたことになる。カモノアシガキは、鹿児島湾々奥の別府川低地で、南関東よりかなり早く約7000年前 (N-4191) から発見されている。なお、本種は最近有明海に生息していることが判った (波部, 1977)。スダレハマグリもカモノアシガキと一緒に別府川低地で約7000年前に出現する。本種は伊豆半島南端の大賀茂川低地で約4500年前 (GaK-9085) まで分布していた。現在鹿児島湾に生息するモクハチオイは、清水市内の巴川低地より造礁サンゴと一緒にみつかると。ここでは本種は約6100年前 (GaK-5211) から約2000年前 (GaK-5213) まで生息していたことが判った。

このように、中部日本以南でも南関東の熱帯性温暖種の出現は、約7000年前ごろで、このころ非常な速さで分布を拡大し、北に進出したことがわかる。また、これらの地域における温暖種で、南関東には出現しないというものはみつかっていない。これは、この地域が現在でも熱帯ないし亜熱帯域の南部に位置していて、分布の中心が熱帯にある種の生息域に入っているためと考えられる。

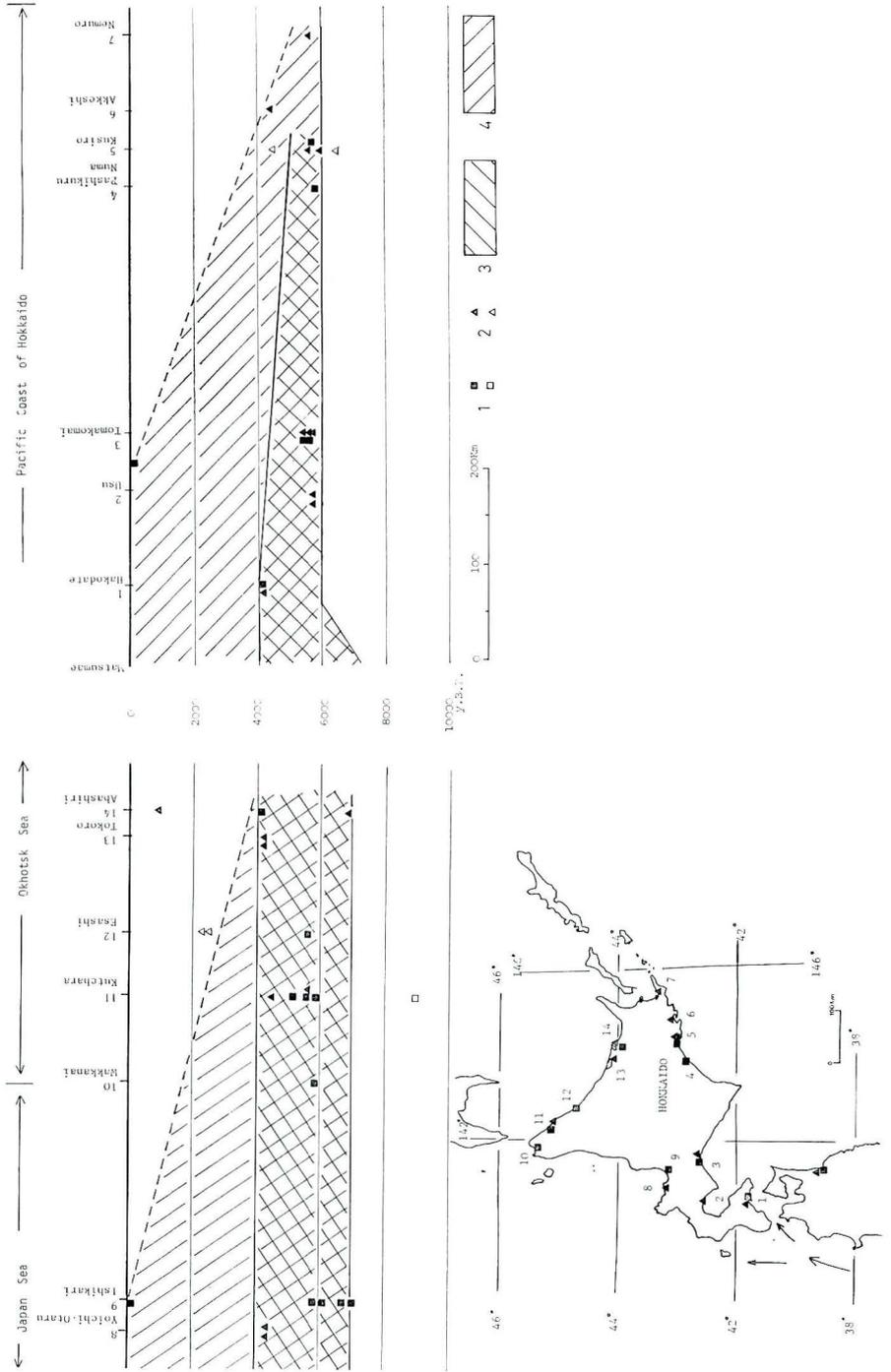
c) 東北地方における温暖種の分布

南関東以北の東北地方の沖積層中にも、各地で温暖種がみつまっている (Hase, 1965; 長谷, 1967; 武藤, 1968など) が、その生息年代の明らかなものはまだ数少ない。幸いに広く分布する貝塚を構成する貝類中には、ハイガイをはじめとする温暖種が多く含まれているので、貝塚形成年代からその消長を知ることができる。ハイガイは仙台湾周辺では宇賀崎貝塚の約7900~7600年前 (TH-074; TH-075: 宮城県教育委員会, 1980) から出現し、約2700年前の縄文晩期二月田貝塚 (宮城県七ヶ浜町教育委員会, 1975) まで生息していたことが、多数の貝塚と海成沖積層からの産出によって明らかになった。三陸海岸南部では、陸前高田市門前と大船渡市下船渡の縄文中期 (約4500年前) の貝塚からハイガイがみつまっている (酒詰, 1961)。さらに青森県八戸では、縄文前期 (約5500年前) の冷水貝塚 (江坂輝弥氏調査確認) に限ってみつかると。このように、ハイガイは仙台湾周辺までは比較的早い時期に侵入したが、それより北では、ハイガイが出現するのは海進最高期とその直後に限られるようである。すなわち、ハイガイは水温の上昇した海進最高期に分布を北まで拡大したことを表わしている。

d) 北海道沿岸域における温暖種の消長

北海道沿岸で注目すべき温暖種には、ハマグリ、シオフキ、ウネナシトマヤガイなどがある。これらの種の現在の分布の北限は、太平洋岸では三陸海岸南部で、本州各地の内湾に多い典型的な温帯種である。また、現在北海道南西部までに分布が限られているアカニシ、アカガイ、カガミガイなども道東各地の貝塚や海成沖積層に温暖種として出現している。これらの温暖種が、北海道沿岸に形成された縄文早期末から中期の貝塚より出土することは、すでに赤松 (1969) により指摘されている。

函館から根室までの太平洋沿岸：苫小牧周辺では、海成沖積層と縄文前期の貝塚よりハマグリ、ウネナシトマヤガイなどの温暖種が産出し、いずれも海進最高期の約5600~5400年前 (GaK



図—22. 北海道沿岸における温暖種の出現と消滅
 1：自然貝層の資料（白ヌキは温暖種を含まない）、2：貝塚の資料（白ヌキは温暖種を含まない）、3：ハマグリ・シオフキ・ウネナシトマヤガイ、4：アカガイ・カガミガイ・アカニン

-4372, GaK-5735, GaK-5733, GaK-4683, GaK-6670: 佐藤, 1973; 中田ほか, 1973; 松下ほか, 1975) の年代を示す。海成沖積層のハマグリとウネナシトマヤガイは、カキ礁を主体とする干潟群集中にみられる。道東のバシクル沼では約5800年前(N-3990)にウネナシトマヤガイがカキ礁に伴って知られ、また、釧路ではハマグリ、シオフキ、カガミガイ、アカニシなどが海成沖積層(岡崎ほか, 1966)と、縄文早期の釧路V式土器(約6000年前)を伴う貝塚から出土する。それより層位的に下位の縄文早期釧路Ⅲ式土器(約6400年前: GaK-247)を含む貝塚では、ヒメエゾボラ、エゾタマキガイ、ホタテガイなどの寒流系種がみられ、温暖種は全く知られていない。また上位の縄文中期の北筒式土器(約4500年前)を伴う貝塚でも寒流系種のホタテガイ、ウバガイ、サラガイなどが多く、温暖種はみられない(貝塚の資料は澤, 1969による)。

現在の分布の北限が三陸海岸南部にあるハマグリ、シオフキ、ウネナシトマヤガイが道東海岸に出現するのは、このように縄文早期末から前期に至る約6000年前から5000年前頃までの、ごく短い期間に限定される。一方、現在北海道南西部まで生息しているアカニシ、アカガイ、カガミガイなどの道東への進出期はハマグリなどと同じであったが、消滅時期は、やや遅れ縄文中期(約4500年前)まで生息していたことが、厚岸湾奥の縄文中期の貝塚で確認されている(厚岸町下田ノ沢遺跡群調査会, 1972)。また、道南の函館では、約4000年前(GaK-4682)まではウネウラシマをはじめ、道東海岸ではすでに消滅したハマグリ、チョウセンハマグリ、シオフキなどの温暖種が生息していたことも、沖積層(中田ほか, 1975)と中期末葉の貝塚(大場・蛸子, 1965; 児玉ほか, 1958)から明らかになった。それ以後の新しい年代になると、これらの種は全くみられなくなる。

道西日本海岸からオホーツク海岸の温暖種：これまでに調査がおこなわれている地域は、道西海岸沿いの余市、小樽、石狩低地、稚内、オホーツク海岸沿いのクッチャロ湖畔、枝幸付近、サロマ湖から常呂、網走川河岸などである。これらの地域のうち、温暖種のハマグリ、キサゴ、ウネナシトマヤガイなどが最も早く出現するのは、石狩低地の海成層で約7100年前(GaK-4686, GaK-7050)である(赤松・北川, 1983)。オホーツク海岸では約6800年前(GX-281)の縄文早期網走大曲洞穴遺跡(児玉・大場, 1955)からみつかると、これは道西海岸より約300年遅いが、年代の測定誤差を考えると、ほとんど差がないといえる。しかし、この年代は釧路地域に温暖種が出現する時期より明らかに早い。このことはオホーツク海沿岸のこれら温暖種が、太平洋岸沿いではなく、日本海から宗谷海峡を経由して進出してきたものであることを示している。オホーツク海岸ではこれらの種は、海進最高期には大いに繁栄した。そして、釧路付近に比べるとずっと後の縄文中期末(約4200年前: GaK-188)まで生息していたことが、常呂の貝塚(東大考古研究室, 1972; 藤本, 1980)や網走川河床の化石カキ礁(約4000年前: GaK-6671)から判った。

網走市のモヨロ貝塚からは、約1000年前(GaK-190)のオホーツク式土器時代に、現在の三陸海岸南部を分布の北限とするウネナシトマヤガイが、マガキと共に多く出土する。これはこの貝が縄文中期から引続いてこの地域だけに残存していたものか、この時期に再び侵入してきたものか、現在のところこれが唯一の報告のため決めかねる。しかし、いずれにしてもこの貝の産出は約1000年前の海況を知る上で貴重なものである。

このように、温暖種が北海道南西岸に侵入したのは約7100年前が最初であった。この頃から対馬海流が強まり、約6800年前にはオホーツク海岸に温暖種が出現する。一方、太平洋岸における温暖種は苫小牧付近で約5600年前、釧路周辺で約6000年前に最古の記録がある。現在津軽

海峡を経て東流する暖流系水は襟裳岬まで及んでいるので、苫小牧の温暖種は津軽経由で進出したものである可能性が高い。津軽暖流が Hypsithermal には襟裳岬の東側まで影響したかどうか確かでない。この時期には、本州の太平洋岸に沿って北上した暖流系水が、津軽暖流と合して道東にまで達したと考えることができよう。

e) 寒冷種のヌマコダキガイ

最近、西日本の各地で沖積層から見つかっているヌマコダキガイは、典型的な寒冷種である。現在の分布の南限は下北半島の鷹架沼で、北海道では十勝の湧洞沼や根室などの汽水域に生息する(波部, 1955)。

本種は西日本では、海成沖積層下部層の感潮域群集の主要種として、ヤマトシジミ、カワザンショウと共に産出する。すなわち、大阪湾では約9400~8800年前(N-2555, N-2556)の層準に、また、伊勢湾では木曾川河口付近で約9300年前の隠岐火山灰(町田ほか, 1981)直下にみられる。静岡県御前崎では海成沖積層の下部砂礫層中より産出し、約8800~8300年前(GaK-9328; GaK-9065)の年代を示す。その生息期間は短く、ヌマコダキガイの産出はどこでも一層準のみで、その直上からすぐにハイガイとマガキで代表される干潟群集が産出する。このようにヌマコダキガイは、いずれの地域でも縄文海進初期に限って出現する。すなわち、海面上昇の初期で、干潟が発達せず河口などの汽水域の環境があり、水温が上昇する直前の短期間だけに分布したものと考えられる。

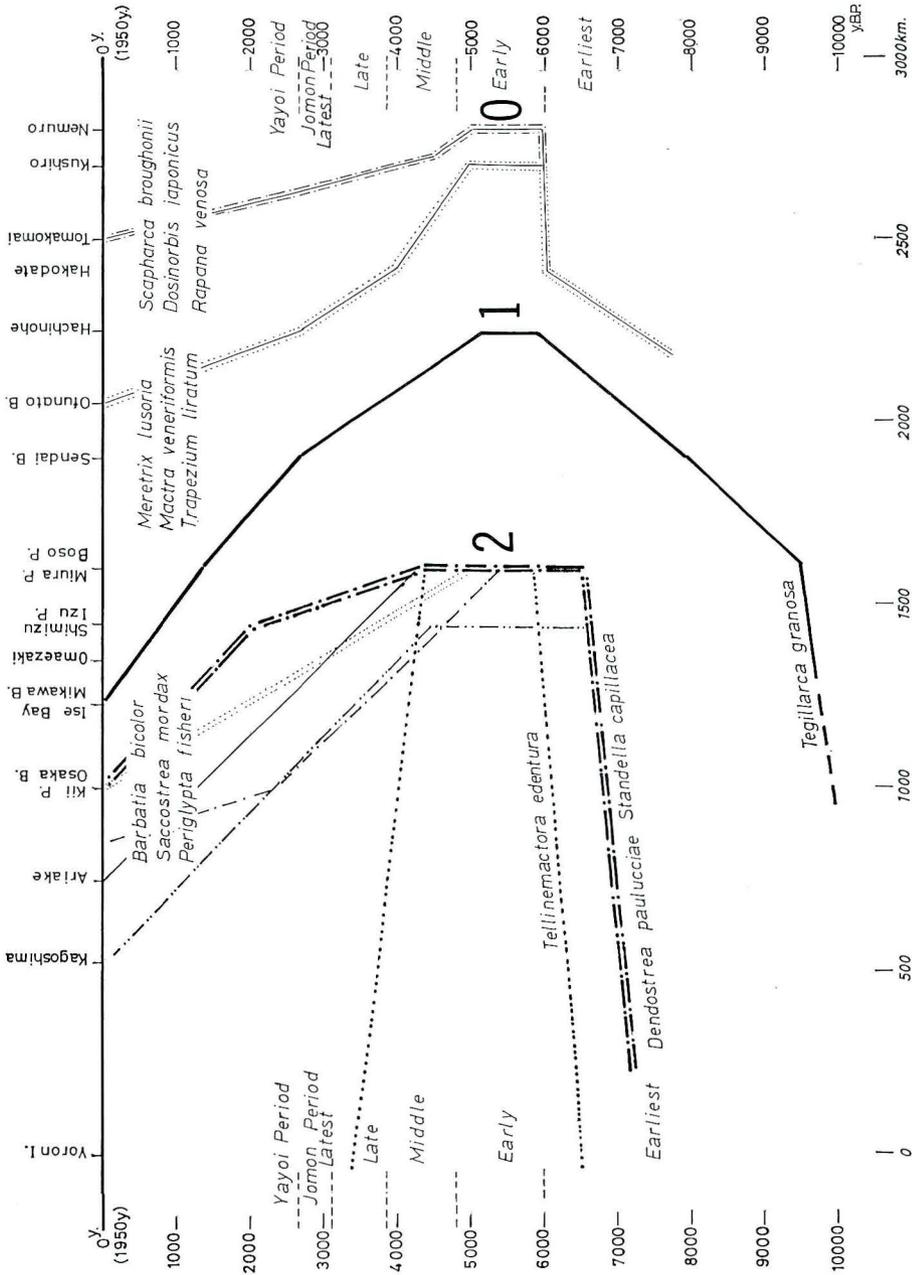
本種は南関東では海成沖積層からはまだ知られず、東京湾々奥の大宮台地南東縁の縄文前期(約6000年前)から後期末(約3000年前)までの10数ヶ所の貝塚から出土している(酒詰, 1961)。注目すべきは、この寒冷種が海進最高期に形成された貝塚中から出現していることである。前述のように三浦半島西岸や房総南端ではこの時期に熱帯種が侵入してきたが、同時期に東京湾々奥では寒冷種のヌマコダキガイが生息し、それを縄文人が採集したことになる。中期(約4500年前)の秩父山貝塚ではヤマトシジミと一緒に本種の大型個体が多産する(波部, 1980)。この時期は熱帯種が南関東から衰退しはじめる時期と一致する。本種はさらに縄文後期末までこの地域で生息している。南関東におけるヌマコダキガイのこのような消長を、どのように理解してよいのか現在のところ結論が得られていない。

3. 日本列島にみられる温暖種の進出

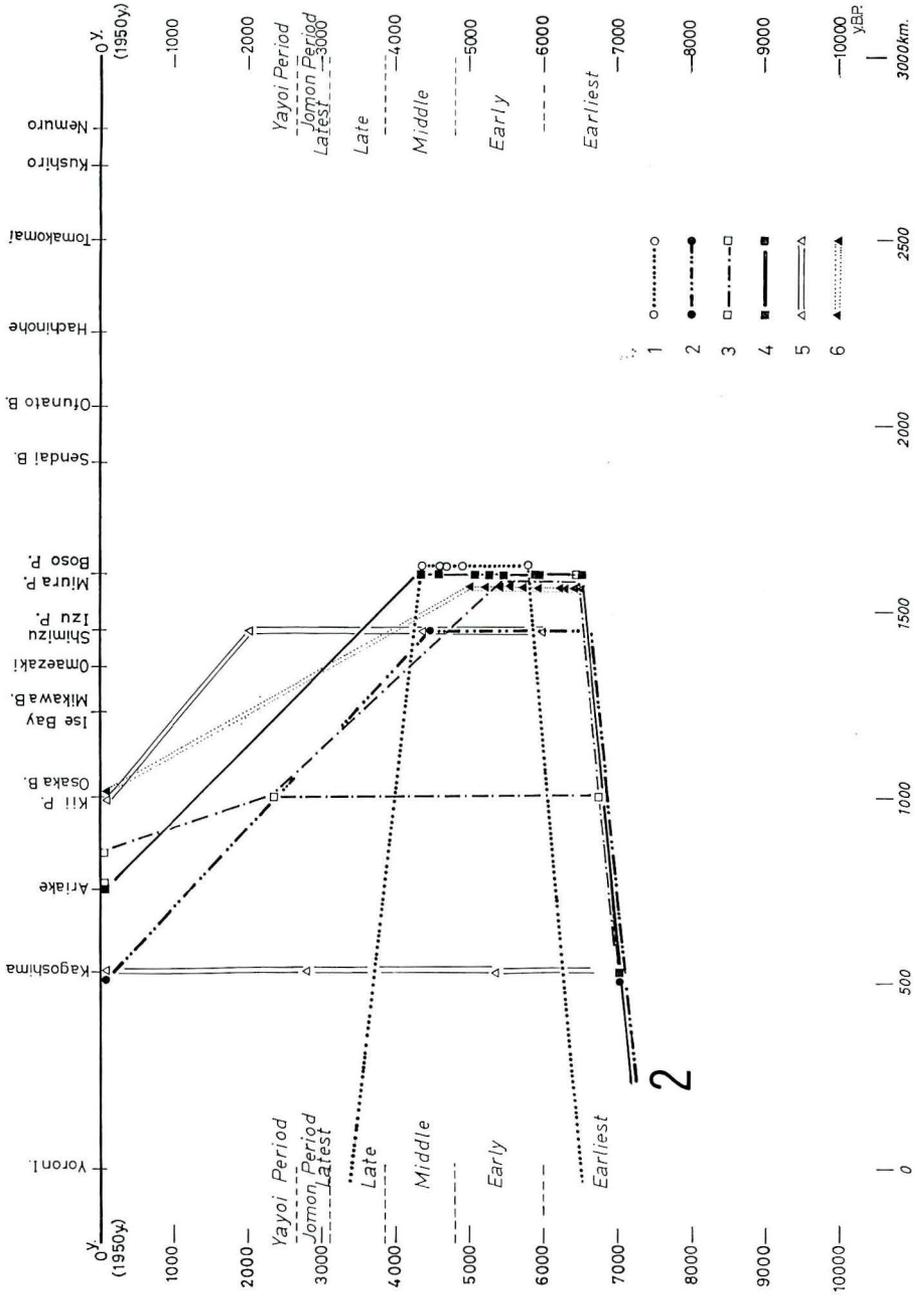
後氷期の海進に伴い南関東に侵入してきた温暖種は、前述のように約9500年前~8700年前に出現した亜熱帯種と、約6500年前~6000年前に出現した熱帯種に分かれている。亜熱帯種は海進の初期から前期初に出現した貝類で、現在の三河湾以南の西南日本に生息する亜熱帯種である。一方、熱帯種は海進最高期直前に急速に侵入してきて、最高期直後の約4000年前までの短期間にだけ生息した。これらの種の現在の生息域は紀伊半島以南、あるいは台湾以南で、亜熱帯種の種より生息域の中心が南に位置する種で占められるという特徴をもつ。

亜熱帯種の主要種であるハイガイは、仙台湾周辺までは比較的早い時期に侵入しているが、北限にあたる青森県八戸付近では、その分布は約5500年前の縄文前期に限られる。この時期は熱帯種が南関東へ侵入した縄文海進最高期と対応している。

北海道沿岸に進出した温暖種はハマグリ、シオフキ、ウネナシトマヤガイは、現在、三陸海岸南部以南の日本列島の内湾に広く生息する内湾性温帯種であり、これらが太平洋側では道南の苫小牧から道東の釧路・根室付近にかけて約6000~5600年前に急速に侵入し、約5000年前に急に姿を消す。これは亜熱帯種のハイガイが八戸付近に進出した時期と全く一致する。すなわ

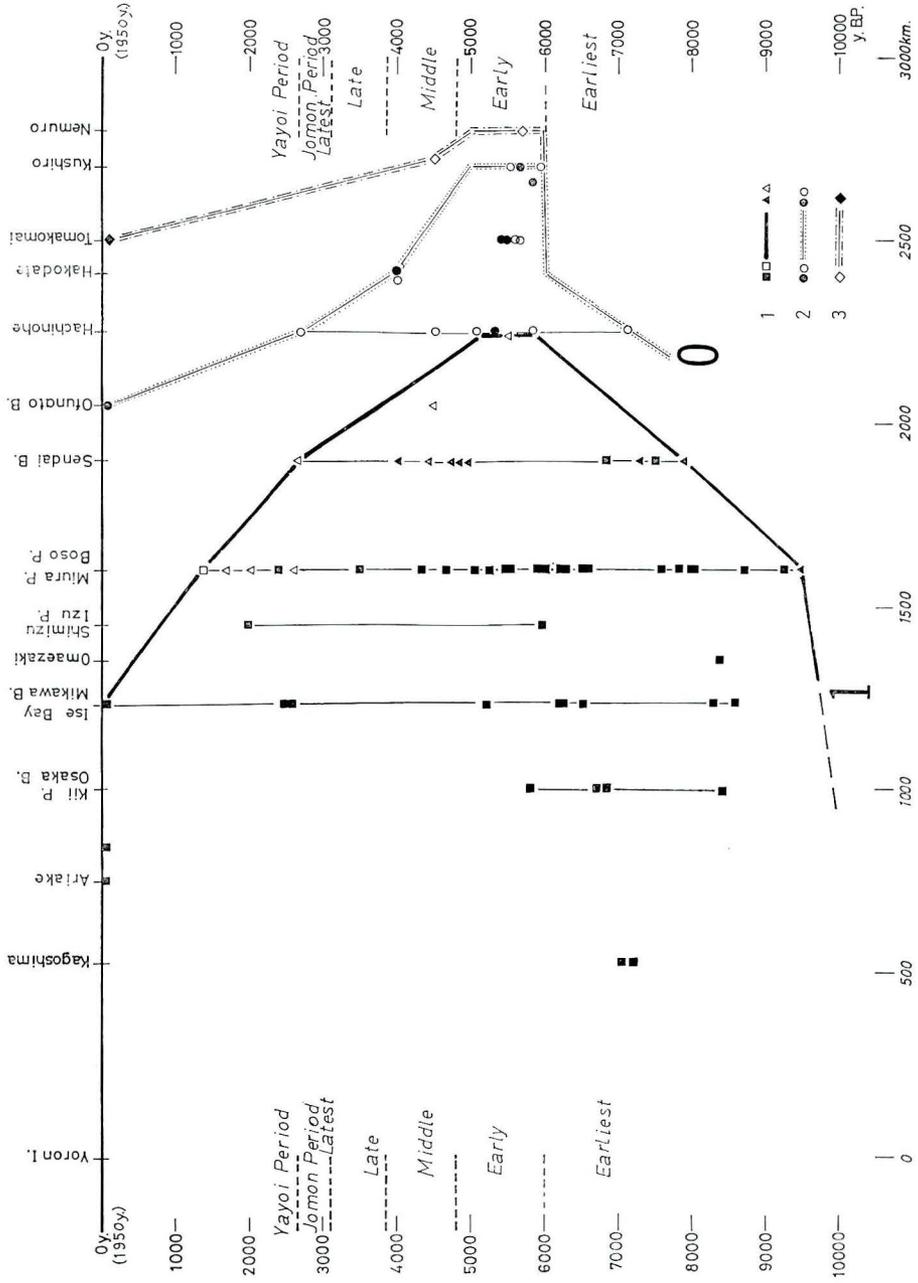


図—23 a. 日本列島太平洋岸にみられる縄文海進に伴う温帯種と亜熱帯種の出現と消滅. 0: 温帯種, 1: 亜熱帯種, 1: ハイガイ, ■は自然貝層, ▲は貝塚資料, 白ヌキは¹⁴C年代値が得られていない, 2: ハマグリ, シオフキ, ウネナシトマヤガイ, ●は自然貝層, ○は貝塚資料, 3: アカガイ, カガミガイ, アカニシ, ◇は貝塚資料, ◆は自然貝層, 考古年代は Suzuki (1973) による.



図—23 b. 日本列島太平洋岸にみられる縄文海進に伴う熱帯種の出現と消滅. 2: 熱帯種

- 1: タイワンシラトリ, 2: スダレハマグリ, 3: チリメンユキガイ, 4: カモノアシガキ, 5: モクハチアオイ,
- 6: ベニエガイ, オハグロガキ, ヨロイガイ



図—24. 日本列島太平洋岸にみられる縄文海進に伴う温暖種の時空分布

0：温帯種，1：亜熱帯種，2：熱帯種

ち、南関東以北の太平洋岸の各地で温暖種が最も北まで進出した時期は、すべて海進最高期に当たる。この時期が Hypsithermal に相当する。このことは、この時期には日本列島を南から北上する黒潮の勢いがそれ以前あるいは現在より強く、現在の親潮域までその影響を及ぼしていたことを示す。また、熱帯種は、この時期より少し前、7000年前頃西南日本各地にいっせいに出現する。このことはこの時の海中気候の温暖化が急激であったことだけでなく、また好適な環境さえ与えられれば、海生生物群の分布の拡大が、極めて急速に起こるものであることを示す。たとえば、典型的な熱帯種のタイワンシラトリについてみると、約5900年前に初めて南関東に出現するが、これより以前には日本列島ではみつかっていない。現在の生息域の台湾からみると、短期間に約2500km以上北上したことになる。各グループの現在の生息域の北限から海進最高期の分布の北限までの距離をみると熱帯種は、上記のタイワンシラトリを除くと約1000km、亜熱帯種は約1000km、温帯種が600~700kmの北侵を示す。温帯種の中でアカニシ、アカガイ、カガミガイは約300kmの北侵であり、高緯度になるほど侵入の距離が短くなる。これは環境の勾配が北ほど急であって親潮域への侵入の困難さを示すと考えられる。この時期の海況を温暖種から推定すると、根室付近が現在の函館付近に、釧路付近が三陸海岸の南部に、八戸付近が仙台湾に、仙台湾が東関東鹿島灘付近に、南関東が紀伊半島以南から九州南部付近にそれぞれ当たると考えられる。中でも南関東では、房総半島南端の沼サンゴ層の分布と生息環境から推定される海況（浜田，1963；HAMADA，1977）と、貝類群集によるこの推定とよく合う。このような高温の期間は、東北から北海道沿岸では約1000年間、南関東付近では2000~2500年間存在した。すなわち、高緯度ほど短期間であったことがわかる。

IX. 結 論

これまで述べてきた、日本列島太平洋岸における縄文海進期の浅海性貝類群集の特性と変遷に関する様々な結果を要約し、考察を加える。

(1) 臨海沖積低地を埋積する海成沖積層中には、内湾・沿岸性貝類群集を代表する11の貝類群集が識別された。これらは、それぞれ独特の種構成をもつことで定義され、それぞれ復元された生息域の特定の場所に、特定の堆積物中からみいだされる。

そのまとめを表2に示す。これらの中のあるものは、各地の内湾に広く分布し、また、あるものは特定の地域に限って認めることができる。中でも干潟群集と内湾砂底群集は、縄文海進前期から最高期の内湾に、南は鹿児島から北は北海道オホーツク海岸まで広く出現し、この時期の内湾性貝類群集の代表といえることができる。しかし、その種組成や構造には、広域的にも局地的にも変化がみられる。干潟群集では、その主要構成種であるマガキは、南関東以北ではカキ礁をつくり、カキ礁を中心とする干潟群集となるが、三河湾以南では大規模なカキ礁はみられず、ハイガイが優勢な組合せとなる。また、ハイガイを主要構成種の1つとする干潟群集は、北は仙台平野まで分布していることが明らかになった。それ以北では、八戸付近でわずかに約5500年前の貝塚から発見されるにすぎない。ハイガイだけでなく、イボウミナ、オキシジミなどの構成種も北では脱落し、北海道沿岸では代って寒冷水系にすむ種が加わる。また、三浦半島西岸や房総半島南端部のように、黒潮系外洋水の影響を受けやすい場所では、現在この地域には生息せず、有明海以南にすむカモノアシガキなどの温暖種が加わり、他の内湾域に比べて、多様な種構成となっている。

内湾砂底群集の種構成についてみると、南関東以南の主な分布域のうち、干潟群集の場合と同様に、黒潮の影響の強い鹿児島湾、伊豆半島、房総半島や三浦半島西岸では、温暖種が加わり、種構成が多様化している。それ以外の地域では、その組成には目立った変化がなく、広域にわたって安定した群集である。しかも、海進最高期には、古大船湾にみられる組み合わせのうち、イボキサゴが脱落するだけで、オホーツク海沿岸まで分布した。

(2) 南関東のように比較的狭い地域内でも、地形、堆積物など立地条件が場所により異なり、それに支配されて卓越する群集型が、内湾により、またその部分により異なる。しかも、同じ群集でも、種構成に差異が現れることも多い。

東京湾の東岸と西岸とでは、後背地の地形と地質が異なるため、西岸側では泥層が発達するおぼれ谷が形成されて、湾奥部に干潟群集、湾中央部が内湾泥底群集や内湾停滞域群集がみられ、それらが長期にわたって存在している。一方、東岸側では、海進最高期以後に砂層の堆積が盛んになって、内湾砂底群集が圧倒的に優勢となり、生息地の砂浜海岸が埋め立てられるまで、そこを占有していた。

生息域の様々な条件の差異により、同じ群集でありながら、随伴種が変化することも多い。たとえば、干潟群集が大型のカキ礁を形成している所では、それが岩礁と同じ環境をもたらし、湾内の他の場所ではほとんどみられない岩礁性種がすみつき、多様性の高い種構成となる。さらに、上述のように、外洋水の影響を受け易い三浦半島西岸の群集には、随伴する温暖種の数が多く、内湾水に支配されている東京湾内の群集に比べて多様度が大きいのも、位置と地形の違いによるものである。

房総半島南端の古館山湾の南岸にだけ、造礁性サンゴを中心とする群集が分布するのも、位置や地形などの立地条件に支配された現象といえる。ここは外洋に向かって突出し、湾口が開いていて外洋水の影響を直接受け易かった。しかも、湾の規模に比して後背地が狭く、また、硬固な基盤のため碎屑物の供給が少なく、ちょうど島のような環境が出現したため、造礁性サンゴとそれを伴う貝類群集が生息し得たと考えられる。

(3) これら主な貝類群集の層位的分布をみると、その出現・発展・衰退の歴史は、約10000年前以後の海面の急激な上昇、その後の一時的な停滞からわずかな降下、という海水準変動がもたらした、浅海環境の変化に支配されていることがわかる。

約6000年前までの縄文海進前期には、およそ1cm/年という急速な海面上昇のため、海域の拡大と水深の増加が砂礫による埋め立て速度を上回り、泥底の内湾が広がって、泥底性の群集(干潟群集・内湾泥底群集・内湾停滞域群集)が卓越した。しかし、海面が最高期に達した後は、河川や沿岸流の搬出する砂によって浅海域の埋め立てが進み、砂浜海岸や砂底域が広く出現して、砂底性群集(内湾砂底群集と沿岸砂底群集)が代わって優勢となり、現在に至っている。このような、環境変化に対応する群集の変遷は、図16にまとめられる。詳しくみると海進最高期以後の変遷は、おぼれ谷型内湾、三角州域、沿岸平野という立地条件の違いにより、少しずつ異なる。現在の沿岸域にみられる貝類群集は、このような変遷の最後の状態として理解される。

(4) 干潟群集や内湾砂底群集の中には、現在その地域に生息していない温暖種が含まれている。この温暖種の出現と消滅を広域的に追求することにより、後氷期の海中気候の温暖化に伴う温暖性動物群の進出のようすを明らかにすることができた。

これらの温暖種は、南関東において、出現し消滅する時期の違いによって、2つのグループに分けられる(図21)。最初に出現するグループは亜熱帯種で、南関東では約9000年前から約5000年前までに多い。熱帯性種は、約6500~6000年前から約4400~4000年前までの短期間だけにみられる。両グループの出現時期のずれは、後氷期の水温上昇に原因が求められよう。しかし、消滅の時期が逆転するのは、亜熱帯種の消滅が、生息場所である泥底の干潟の縮小や消失に支配されているため、と考えなくてはならない。熱帯種の消滅は、温度の低下によるものといえよう。なお、沼サンゴ礁の消滅は、亜熱帯種の消滅・衰退時期と一致しているが、これはむしろ地震に伴う隆起で、生息域が離水したためと考えられる。

北海道における温暖種は、現在の本州以南の内湾域に広く分布する温暖種である。このグループは日本海およびオホーツク海岸側では、約7100年前ないし約6800年前に出現するが、太平洋岸では苫小牧地域から釧路付近まで、少し遅れて約6000年前に一斉に現れる。日本海・オホーツク海側は、早くから対馬海流の影響下にあり、北海道の太平洋側では、最温暖のごく短期間だけに温暖種が進出したと結論される(図23a)。

これら温暖種の、鹿児島から北海道に至る地域における、時間的・空間的分布をまとめて図24に示す。これらのグループが北上し、分布の北限に達した時期は、すべて海進最高期にあたる。そして、この時期が Hypsithermal に相当すると考えられる。

温暖種の時空分布をみると、このように出現期の異なる3グループが明瞭に認められ、中間の時期に出現するものはない。また、その出現期は、広い範囲にわたってほとんど同時である。このことは、同一グループの種は、好適な環境が与えられるとあい伴って行動し、急速に分布を広げるということを示している。しかし、消滅の時期は、図23bからもわかるように種によって異なる。これは水温低下に対する耐性が、種によって異なることを示すものかもしれない。

各グループの現在の生息域の北限までの距離をみると、熱帯種が約2500~1000kmであるのに対して、亜熱帯種は約1000km、温帯種が700~600kmと、北に分布するものほど進出距離が短いことがわかる。このことは、日本付近では、高緯度になるほど環境の勾配が急であって、親潮域への暖流系種の侵入の困難さを示すものと思われる。

温暖種が北上し分布域を拡大した期間は、後氷期約10000年の中で約1000~2000年間の短い期間に限定される。海進最高期の海況を温暖種から推定すると、根室付近が現在の道南函館付近に、釧路付近が三陸海岸の南部に、八戸付近が仙台湾に、仙台湾が東関東鹿島灘付近に、南関東の房総・三浦半島が紀伊半島以南から九州南部付近にそれぞれ相当するといえよう。

このように、後氷期の浅海性貝類群集は、生息環境の復元の容易さと、 ^{14}C 年代を用いた精密な対比が可能なることによって、汎地球的な気候変化と、海水準変化によってもたらされる環境変動に、底生動物がどのように対応し、出現・消滅するかを、詳細に示してくれる。

後氷期の環境変動と同様な変動は、更新世の間氷期にくりかえしみられたに違いない。しかし、時代が古くなると、このような内湾の堆積物が現在まで保存される機会が少なくなり、また、詳細な対比が困難なために、これまで十分に広い地域にわたって研究された例はない。しかし、この後氷期の実例と比較しながら研究を進めると、新しい展望が開ける可能性がある。

中期中新世初頭の16.5Maから15.5Maにわたる期間は、短期的ながら世界的な著しい温暖期といわれている(たとえば CHINZEI, 1978)。この時期には、日本列島でも熱帯性・亜熱帯性浅海群集が著しく北上し、分布を広げた。鎮西(1983)によると、熱帯性群集と亜熱帯性群集とは、それぞれその構成種があい伴って現在と比べて緯度にして 6° ~ 8° も北にまで分布を広げている。また、同じ時期に、北米西岸では、現在カリフォルニア半島南部まで分布する熱帯性の

ビワガイ類が、緯度にして25°も北のワシントン州北部にまで分布を広げているという (ADDICOTT, 1969; 1970)。このような著しい分布の拡大は、縄文海進のごく短期間に、熱帯種が1000~2500kmも分布を広げた状況と対応している。

この研究によって明らかになった前記の結論は、このような古い地質時代の汎地球的气候変動に限らず、もっと局地的な環境変化や、海進における底生動物群の出現から消滅までの過程など、広く底生動物群の古生態や古生物地理を理解する上で、様々に役立つと期待される。

文 献

- ADDICOTT, O. J. (1969) Tertiary climatic change in the marginal northeastern Pacific Ocean. *Science*, 165, p. 583-586.
- ADDICOTT, O. J. (1970) Latitudinal gradients in Tertiary molluscan faunas of the Pacific Coast. *Palaeogeography Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 8, p. 287-312.
- 赤松守雄 (1969) 北海道における貝塚の生物群集—特に縄文海進に関連して. 地球科学, 23, (3), p. 107-117.
- 赤松守雄・北川芳男 (1982) 北海道北部稚内付近における自然貝層. 地質雑, 88, (1), p. 71-72.
- 赤松守雄・北川芳男 (1983) 北海道石狩低地帯北部域における沖新統自然殻層. 北海道開拓記念館研究報告, No. 11, p. 35-53.
- 厚岸町下田ノ沢遺跡群調査会 (1972) 北海道厚岸町下田ノ沢遺跡. 北海道発掘シリーズ, No. 8, 132 p.
- 青木廉二郎 (1925) 三浦半島の海岸に就きて. 地球, 3, (1), p. 101-111.
- 有明海研究グループ (1965) 有明・不知火海域の第四系 —とくに有明軟弱粘土について—. 地団研専報, No. 11, 86 p..
- CHARLESWORTH, J. K. (1957) The Quaternary Era with special reference to its Glaciation. 2, p. 595-1700, E. Arnold Ltd., London.
- 千葉県地学数学教育研究会編 (1963) 千葉県地学図集. 4, サンゴ編 119 p..
- 千葉県開発局 (1968) 京浜工業地帯の地盤. p. 5-65.
- CHINZEI, K. (1978) Neogene molluscan faunas in the Japanese Islands: An ecologic and zoogeographic synthesis. *The Veliger*, 21, (2), p. 155-170.
- 鎮西清高 (1983) 東北日本における門ノ沢動物群 (中新世) の分布と海洋古生物地理. 小高民夫・小笠原憲四郎編, 日本産新世代貝類の起源と移動, p. 69-76.
- 知立市教育委員会 (1980) 知立市の碧海層の研究 II. 66 p..
- 海老原天夫・宮沢公夫・村田靖彦・兼子昭夫・川名句之 (1970) 九十九里重要貝類資源調査. 千葉県内湾水産試験場試験調査報告書, No. 12, p. 54-103.
- 江坂輝弥 (1943) 南関東新石器時代貝塚より観たる沖積世に於ける海進海退. 古代文化, 14, p. 6-8.
- 江坂輝弥 (1954) 海岸線の進退から見た日本の新石器時代. 科学朝日, 14, (3), p. 75-80.
- 江坂輝弥 (1965) 縄文時代の生活の舞台—自然環境の変化について—. 日本の考古学 II, 河出書房, p. 399-415.
- 江坂輝弥 (1972) 自然環境の変化—縄文土器文化における—. 第四紀研究, 11, (3), p. 135-141.
- FAGERSTROM, A. J. (1964) Fossil communities in Paleocology: Their recognition and significance. *Geol. Soc. America Bull.*, 75, p. 1197-1216.
- FRYDL, M. P. (1982) Holocene Ostracods in the southern Boso Peninsula Studies on Japanese Ostracoda. *Univ. Mus. Univ., Tokyo. Bull.*, No. 20, p. 61-140.
- 藤井昭二 (1967) “沖積層”とその絶対年代—後氷期の時代区分の試み. 第四紀研究, 6, (4), p. 192-199.

- FUJII, S. and FUJI, N. (1967) Postglacial sea level in the Japanese Island. *Jour. Geoscience, Osaka City Univ.*, 10, Art. 1-6, p. 43-51.
- 藤 則雄・松島義章・藤井昭二・北里 洋・森 忍 (1982) 名古屋港とその周辺の完新統の古生物に基づく環境解析. 第四紀研究, 21, (3), p. 153-167.
- 藤本 強 (1980) 柴浦第二遺跡東端の貝塚. ライトコロ川遺跡, 東京大学文学部, p. 153-159.
- 復興局建築部 (1929) 東京及び横浜地質調査報告. p. 1-149.
- 古川博恭 (1972) 濃尾平野の沖積層—濃尾平野の研究 その1—. 地質学論集, No. 7, p. 39-59.
- 波部忠重 (1952) 東京湾の貝類の堆積. 日本水産学雑誌, 17, (5), p. 139-142.
- 波部忠重 (1955) 内湾の貝殻遺骸の研究. 京都大学生理生態学研究業績, No. 77, p. 1-31.
- 波部忠重 (1977) 日本産軟体動物分類学. 二枚貝綱/掘足綱. 図鑑の北陸館, 372 p.,
- 波部忠重 (1980) 来馬海峡にヌマコダキガイ. ちりばたん, 11, (3), p. 45, 46.
- 浜田隆士 (1963) 千葉県沼サンゴ層の諸問題. 地学研究特集号, p. 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, (9), p. 599-606.
- HAMADA, T. (1977) The Holocene Corals of Raised Reefs of Japan. *Proc. 2nd Int'l. Symp. Fossil Coral and Reefs*, 1975. No. 89, p. 389-395, Paris.
- 原口明郎・下里武治・海老塚正樹・増沢 寿・北森良之介 (1973) 神奈川県沿岸における底生動物相からみた海洋汚染. 神水試資料, No. 208, p. 1-43.
- HASE, K. (1965) Some marine mollusca from the Alluvial deposits of Yamashita-cho Miyagi Prefecture. *Trans. Proce. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., No. 32, p. 285-290.
- 長谷弘太郎 (1967) 宮城県沖積平野の地質学的研究. 東北大学地質学古生物邦文報告, No. 64, 45 p.
- 羽鳥謙三・井口正男・貝塚爽平・成瀬 洋・杉村 新・戸谷 洋 (1962) 東京湾周辺における第四紀末期の諸問題. 第四紀研究, 2, (2~3), p. 69-90.
- HANSEN, S. (1965) The Quaternary of Denmark. Rankama, K. ed., *The Geologic System, The Quaternary*, 1, p. 1-90, Interscience Publ., New York.
- 堀越増興・菊池泰二 (1976) 藻場のベントス群集. 海洋科学基礎講座5 海藻・ベントス. 東海大学出版会, p. 308-325.
- 星野通平 (1967) 沼サンゴ礁の絶体年代—日本の第四紀の¹⁴C年代(36)—. 地球科学, 21, (6), p. 38-39.
- 伊田一善 (1956a) 貝化石群集の特性曲線について. 地調月報, 7, (2), p. 63-68.
- 伊田一善 (1956b) 有楽町層の化石貝群集の解析. 地調月報, 7, (11), p. 489-498.
- 池田俊男 (1964) 東海道における沖積層の研究. 東北大地質学古生物邦文報告, No. 60, p. 1-85.
- 今永 勇・松島義章・平田大二 (1982) 相模川西岸地域の地質地殻変動. 環境部会共同研究報告書, No. 5, p. 25-36.
- 石橋克彦・太田陽子・松田時彦 (1982) 相模湾西部, 初島の完新世海成段丘と地殻上下変動. 地震, II, 35, p. 195-212.
- 石山尚珍 (1967) 千葉県(東京湾側)における遺骸群集の研究. 地調月報, 18, (5), p. 25-43.
- 岩崎泰顕 (1983) 古生態学のアプローチでわかること. 化石, No. 34, p. 13-15.
- 井関弘太郎 (1956) 日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係. 名古屋大学文学部研究論集, No. 14, p. 85-102.
- 井関弘太郎 (1962) 沖積平野研究の基本的問題点. 名古屋大学文学部研究論集, No. 26, p. 51-74.
- 井関弘太郎 (1966) 沖積層に関するこれまでの知見. 第四紀研究, 5, (3~4), p. 93-97.
- 井関弘太郎 (1972) 日本における三角州平野の変貌. 第四紀研究, 11, (3), p. 117-123.
- 井関弘太郎 (1975) 沖積層基底礫層について. 地学雑誌, 84, (5), p. 247-267.
- 井関弘太郎 (1977a) 完新世の海面変動. 日本第四紀学会編, 日本の第四紀研究, 東京大学出版会, p. 89-

97.

- 井関弘太郎 (1977b) 濃尾平野の地形発達史. 新修稲沢市史, 研究編 3, 地理, p. 18-34.
- 井関弘太郎 (1978) 日本における海水準変動研究の展望. 地理評, 51, (2), p. 188-196.
- 井関弘太郎・森山昭雄・藤井昭二 (1982) 名古屋港周辺の完新統とその基底地形. 第四紀研究, 21, (3), p. 145-151.
- 加賀美英雄・奈須紀幸 (1964) 古久慈川一後氷期海面上昇による埋積谷一. 日高還暦記念号, p. 538-549.
- 貝塚爽平・森山昭雄 (1969) 相模川沖積低地の地形と沖積層. 地理評, 42, (2), p. 85-105.
- KAIZUKA, S., NARUSE, Y. and MATSUDA, I. (1977) Recent formation and their basal topography in and around Tokyo Bay, central Japan. *Quaternary Research*, 8, (1), p. 32-50.
- 梶山彦太郎・市原 実 (1972) 大阪平野の発達史 —¹⁴C年代データからみた—. 地質学論集, No. 7, p. 110-112.
- 蟹江康光・石川重幸 (1976) 三浦半島, 平作川の沖積層. 横須賀市博研報 (自然科学), No. 23, p. 45-59.
- KANNO, S., (1955) Faunal analysis of the molluscan fauna from raised beach deposits of Kamakura, Kanagawa Prefecture. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, sect. C*, 4, (28), p. 23-47.
- 刈谷市教育委員会・刈谷市郷土文化調査研究会・刈谷市文化財保護委員会 (1965) 衣ヶ浦湾の成立. 刈谷市誌補遺 II, 29 p.
- 鹿島 薫 (1982) 小櫃川流域と養老川流域の更新世期以降の地形発達史. 地理評, 55, (2), p. 113-128.
- 建設省国土地理院 (1982) 南関東沿岸域における完新世段丘の分布と年代に関する資料. 国土地理院技術資料, D. 1-No. 216, p. 1-76.
- 木幡 孜・山田彰一 (1970) 平塚地先におけるコタマガイ *Gomphina (Macridiscus) melanegis* ROEMER の資源調査. 相模湾支所資料, No. 9, p. 35-43.
- 菊地隆男 (1971) 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義. 地質学雑, 78, (3), p. 137-144.
- 木村政昭・本座栄一・加賀美英雄・奈須紀幸 (1969) 相模湾北東部陸棚の第四紀堆積物とその基底の形態. 海岸平野, p. 131-140.
- 北森良之介 (1970) 海岸の底棲動物と水質汚濁. 海岸科学, 2, (9, 10), p. 643-648.
- 児玉作左衛門・大場利夫 (1955) 網走市大曲洞窟出土の遺物について. 北方文化研究報告, No. 10, p. 83-147.
- 児玉作左衛門・大場利夫・武内収太 (1958) サイベ沢遺跡. 函館郊外桔梗村サイベ沢遺跡発掘報告書, 市立函館博物館.
- 小島圭二 (1972) 東京湾の地質. 建設省土木研究所地質研究室, 土木研究所資料, No. 730, 15 p.
- 甲野 勇 (1935) 関東地方に於ける縄文式土器時代文化の変遷. 史前学雑誌, 7, (1), 1-63.
- KURODA, T. and HABE, T. (1952) Check list and bibliography of the Recent marine mollusca of Japan. 210 p.
- LUNDQVIST, J. (1965) The Quaternary of Sweden. Rankama, K. ed., *The Geologic System, The Quaternary*, 1, p. 139-198, *Interscience Publ.*, New York.
- MAEDA, Y. (1976) The sea level changes of Osaka Bay from 12,000 BP. to 6,000 BP. *Jour. Geoscience, Osaka City Univ.*, 20, Art. 3, p. 43-59.
- MAEDA, Y. (1978) Holocene transgression in Osaka Bay. *Jour. Geoscience, Osaka City Univ.*, 21, Art. 3, p. 53-63.
- 前田保夫・松島義章・佐藤裕司・熊野 茂 (1982) 海成層の上限 (marine limit) の認定. 第四紀研究, 21, (3), p. 195-201.
- 前田保夫・山下勝年・松島義章・渡辺 誠 (1983) 愛知県先苺貝塚と縄文海進. 第四紀研究, 22, (3), p. 213-222.
- 榎山次郎 (1930) 大阪難波駅半化石. 地球, 13, (1), p. 32-35.

- 増井哲夫 (1943) 東京湾の底棲群繁に就て. 日本海洋学会誌, 3, 2, p.130-141.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ, アカホヤ火山灰. 第四紀研究, 17, (3), p.143-163.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 日本海を渡ってきたテフラ. 科学, 51, (9), p.561-569.
- 松原光子・石橋克彦・松島義章・森脇 広・鹿島 薫 (1983) 西伊豆松崎町低地におけるボーリング・コラの古生物学的解析. 第四紀学会講演要旨集, No. 13, p.100-101.
- 松田啓余 (1973) 多摩川低地の沖積層と埋没地形. 地理評, 46, (5), p.339-356.
- MATSUDA, I. (1974) Distribution of the Recent deposits and buried landforms in the Kanto lowland, central Japan. *Geography Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, 9, p.1-36.
- 松本秀明 (1981) 仙台平野の沖積層と後氷期における海岸線の変化. 地理評, 52, (2), p.72-85.
- 松島義章 (1971) 大船貝層の¹⁴C年代と貝化石群集. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), 1, (4), p.61-72.
- 松島義章 (1972) 古大船湾の貝化石群集—その湾奥部について—. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), 1, (5), p.31-43.
- 松島義章 (1973) 横浜市内の沖積層の貝化石群集 (予報). 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), No. 6, p.7-19.
- 松島義章 (1974) 神奈川県の地質 1. 神奈川県立博物館調査報告 (自然科学), No. 5, 40 p.
- 松島義章 (1975) 三浦半島葉山町の沖積層について. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), No. 8, p.57-77.
- 松島義章 (1976) 三浦半島南部の沖積層. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), No. 9, p.87-162.
- 松島義章 (1979 a) 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, (4), p.243-265.
- 松島義章 (1979 b) 木戸作貝塚周辺の沖積低地. 千葉東南部ニュータウン 7, p.470-483.
- 松島義章 (1980 a) 南関東における貝類群集からみた縄文海進と地殻変動. 地球, 2, (1), p.52-65.
- 松島義章 (1980 b) 貝類群集からみた内海の環境変遷. 南知多町文化財調査書, No. 4, p.101-105.
- 松島義章 (1981) 最近南関東から失われた貝類. 動物と自然, 11, (11), p.29-33.
- 松島義章 (1982 a) 北海道クッチャロ湖畔の海成沖積層の¹⁴C年代とそれに関連する問題. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), No. 13, p.51-66.
- 松島義章 (1982 a) 北海道東海岸, パルクシ沼の沖積層から産出した貝殻の¹⁴C年代. 釧路市立博物館紀要, No. 9, p.1-8.
- 松島義章 (1982 c) 小金沢貝塚周辺の沖積低地. 千葉南部ニュータウン (一小金沢貝塚—), p.354-362.
- 松島義章 (1983 a) 小規模なおぼれ谷に残されていた縄文海進の記録. 海洋科学, 15, (1), p.11-16.
- 松島義章 (1983 b) 貝類群集からみた弥富の完新統南陽層の堆積環境. 東海農政局地質調査報告書—愛知県弥富ボーリングコア分析—, p.1-14.
- 松島義章・尾田行令 (1976) 広島県海田の沖積層産貝化石. 地学研究, 27, (7-9), p.255-264.
- 松島義章・尾田行令 (1980) 広島県海田の沖積層産貝化石の¹⁴C年代. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), No. 12, p.43-51.
- 松島義章・大嶋和雄 (1974) 縄文海進期における内湾の軟体動物群集. 第四紀研究, 13, (3), p.135-159.
- 松島義章・小池裕子 (1979) 自然貝層による内湾の海況復原と縄文時代の遺跡. 貝塚, No. 22, p.1-9.
- 松島義章・両角芳郎 (1983) 大阪河内平野の海成沖積層から産出した貝殻の¹⁴C年代とそれに関連する問題. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), No.14, p.1-9.
- 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¹⁴C年代. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), No. 11, p.1-9.

- MATSUSHIMA, Y., OTA, Y., MIYOSHI, M., MAEDA, Y., KASHIMA, K. and MORIWAKI, H. (1983) Holocene transgressive history of the Choshi Peninsula, eastern Kanto, Japan. *International Symposium coastal evolution in the Holocene*, p. 89-92.
- 見上敬三・奥村 清 (1972) 横浜沿岸地域の沖積層. 伊豆半島, 東海大学出版会, p. 49-58.
- 湊 正雄 (1951) 湖の一生. 福村書店, 166 p..
- 湊 正雄 (1953) 地層学. 岩波書店, 330 p..
- 湊 正雄 (1954) 後水期の世界. 築地書店, 219 p..
- 湊 正雄・陶山国男 (1950) 沖積層の問題. 地球科学, 4, (2), p. 77-92.
- 宮城県教育委員会 (1980) 金剛寺貝塚・宇賀崎貝塚・宇賀崎1号墳他. 宮城県文化財調査報告書, No. 67, 231 p..
- 宮城県七ヶ浜町教育委員会 (1975) 宮城県七ヶ浜吉田浜町二月田貝塚発掘報告. 22 p..
- 森脇 広 (1978) 完新世における海水準変動の諸問題—諸外国の例—地理評, 51, (2), p. 176-187.
- 森脇 広 (1979) 九十九里浜平野の地形発達史. 第四紀研究, 18, (1), p. 1-16.
- 森脇 広・町田 洋・松島義章・初見祐一 (1981) 鹿児島湾北部沿岸地域の完新世隆起三角州. 第四紀研究会講演要旨, No. 11, p. 124-125.
- MORIWAKI, H. (1977) The formation of sandy ridges on the Kujukuri coastal plain, central Japan. *Geography Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, 12, p. 89-92.
- MORIWAKI, H. (1978) Problems concerning Holocene sea-level changes. *Geography Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, 13, p. 49-64.
- 森山昭雄・大橋保友 (1980) 濃尾平野・矢作川平野における2000年 B. P. 直前の旧海水準資料. 井関弘太郎編完新世における旧海水準の認定とその年代に関する研究 (昭和53・54年度文部省科学研究費報告書), p. 45-57.
- 森山昭雄・小沢 恵 (1972) 矢作川流域の沖積平野の地形と沖積層について. 第四紀研究, 11, (4), p. 193-207.
- 武藤 章 (1968) 福島県いわき市沖積層の堆積機構に関する研究. 東北大地質古生物学邦文報告, No. 65, p. 1-60.
- 中田幹雄・赤松守雄・山田悟郎 (1973) 石狩低地帯における沖積統の¹⁴C年代について—とくに苦小牧市植苗貝塚を中心として—. 苦小牧市編さん, No. 4, p. 24-30.
- 中田幹雄・北川芳男・中村 斎・矢野牧夫・三野紀雄・赤松守雄・山田悟郎・小林幸雄・森田知忠・松下勝秀 (1975) 石狩低地帯における最近の¹⁴C年代資料. 北海道開拓記念館調査報告, No. 9, p. 1-13.
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松元秀明・菅沼 健 (1980) 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動. 地理評, 53, (1), p. 29-44.
- 新野 弘 (1957) 神奈川県沿岸漁業総合調査報告. 六郷河口～第三海堡間沿岸漁業調査 (昭和29年度実施). 神奈川県沿岸漁業調査報告書, No. 1, 155 p..
- NOMURA, S. (1932) Mollusca from the raised beach deposits of the Kwanto Region. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser. 15, (2), p. 65-141.
- 生越 忠 (1961) 軟体動物化石群集の特性曲線の古生態学的意義について1 HDM その特性曲線の古生物学的意義について. 地質雑, 67, (787), p. 205-220.
- 生越 忠 (1962) HDM 特性曲線と Median of Midpoints. 地質雑, 68, (806), p. 649-661.
- 生越 忠 (1963) 軟体動物化石群集の特性曲線の古生態学的意義についてその3 再び, HDM 特性曲線の古生態学的意義について. 地質雑, 69, (817), p. 445-464.
- OHARA, S. and TAIRA, K. (1974) Molluscan remains from the Taitozaki Formation. *Jour. Coll. Arts Sci. Chiba Univ.*, B-7, p. 43-53.
- 大池昭二・松山 力 (1972) 八戸市の沖積層から産出した貝殻の¹⁴C年代—日本の第四紀の¹⁴C年代 (74)

- 一. 地球科学, 26, (4), p.178-179.
- 岡 重文・島津光夫・宇野沢昭・桂島 茂・垣見俊弘(1979) 藤沢地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, p.1-111.
- 岡本 勇(1953) 相模・平坂貝塚. 駿台史学, No. 3, p.58-76.
- 岡崎由夫(1960) 北海道釧路平原の沖積世の古地理—釧路平原生成過程の研究第5報—. 第四紀研究, 1, (7), p.255-262.
- 岡崎由夫・佐藤 茂・長浜春夫(1966) 5万分の1地質図幅説明書大楽毛. 北海道開発庁, 90 p.
- OKUTSU, H. (1963) On some problems of applied geology of the Quaternary lowland deposits in the Sen-En (Sendai-Shiogama) coastal industrial area. *Res. Bes. Bull. Saito Hoon Kai Mus.*, No. 32, p.46-50.
- 小元久仁夫・木内 定(1978) 仙台平野の完新世海水準変化に関する資料. 地理評, 51, (2), p.158-175.
- OMOTO, K. (1976) Tohoku University radiocarbon measurement II. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7th Ser. (*Geography*), 26, (1), p.135-157.
- OMOTO, K. (1978) Tohoku University radiocarbon measurement VI. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7th Ser. (*Geography*), 28, (1), p.101-116.
- OMOTO, K. (1979) Holocene sea-level changes: A cristal review. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7th Ser. (*Geography*), 29, (2), p.205-222.
- 大島和雄・山口 昇・佐藤博之(1972) 北海道クッチャロ湖畔の沖積統貝殻層. 地質雑, 78, (3), p.129-135.
- 太田陽子・石橋克彦・松田時彦・松島義章・三好真澄・松原影子(1983) 掘削法による完新世海成段丘の形成過程に関する研究 伊豆半島南部. 昭和57年度科学研究費補助金(総合研究A)研究結果報告書, p.45-63.
- 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, (3), p.133-143.
- OTA, Y., MATSUSHIMA, Y. and MORIWAKI, H. eds (1981) Atlas of Holocene sea level records in Japan. *Japanese working group of the Project 61, Holocene sea level Project, IGCP*, p.1-195.
- 大塚弥之助(1929) 大磯丘陵を中心とする地域の層序に就て(I), (II). 地質雑, 36, (433), p.435-456, (434), 479-497.
- 大塚弥之助(1930 a) 下原貝層から出た貝化石種のあるものに就て. 地質雑, 37, (436), p.29-30.
- 大塚弥之助(1930 b) 三浦半島北部の層序と神奈川県南部の最近地質時代における海岸線の変化に就て. 地質雑, 37, (422), p.343-386.
- 大塚弥之助(1933) 日本の海岸線の発達に関する或る考へ. 地理評, 9, (10), p.819-843.
- 大塚弥之助(1937) 関東地方南部の地質構造(横浜—藤沢間). 震研彙報, 15, (4), p.974-1040.
- OFUKA, Y. (1934) The Quaternary physiographic history of south western Kwanto. *Proc. Pan-pacific Sci. Congr., Canada*, 1933, 11, p.1589-1592.
- 大山 柏(1933) 東京湾に注ぐ主要溪谷の貝塚における縄文式石器時代の編年的研究予報. 史前学雑誌, 3, (6), p.1-48.
- 大山 桂(1952) 海産貝類の垂直分布について. *Venus*, 17, (1), p.27-35.
- 大山 桂(1953 a) 沿岸水の化石(その1). 資源研彙報, No. 31, p.31-59.
- 大山 桂(1953 b) 外洋水の化石群集(その1). 資源研彙報, No. 32, p.23-30.
- 阪口 豊(1963) 日本の後氷期に対する疑問—縄文文化の絶対編年に寄せて—. 第四紀研究, 2, (6), p.211-219.
- 酒詰仲男(1942) 南関東石器時代貝塚の貝類相と土器型式との関係に就いて. 人類学雑誌, 57, (6), p.245-250.

- 酒詰伸男 (1951) 地形上より見たる貝塚一殊に関東地方の貝塚について一. 考古学雑誌, 37, (1), p. 1-14
- 酒詰伸男 (1959) 日本貝塚地名表. 土曜会, 126 p..
- 酒詰伸男 (1961) 日本縄文石器時代食料総説. 土曜会, 321 p..
- 佐藤一夫・中田幹雄・赤松守雄 (1973) 苫小牧地方における貝塚の貝類について. 北海道の文化, No. 28, p. 13-17.
- 澤 四郎 (1969) 釧路川流域の先史時代. 釧路川一その自然と生活一. 釧路そう書. No. 11, p. 223-271.
- 柴田勇夫 (1967) 平塚地先のコタマガイ分布調査. 神水指資料, 5, p. 1-11.
- 清水潤三 (1954) 九十九里沿岸における低地遺跡の研究 (予報). 史学, No. 27, p. 81-88.
- 清水潤三 (1958) 千葉県栗山川沿岸溪谷における貝塚の地域的研究 (予報). 史学, No. 41, p. 193-230.
- 新川英明 (1980) 感潮河川の貝類. 溪水社, 150 p..
- 塩田遺跡発掘調査団 (1979) 塩田遺跡 2 第3・4次範囲確認調査概報. 高砂市教育委員会, 33 p..
- 杉原荘介・芹沢長介 (1957) 神奈川県夏島貝塚における縄文文化初頭の貝塚. 明治大学文学部研究報告, 考古学, No. 2, p. 1-131.
- 杉浦正己 (1975) 刈谷市の貝化石 (続衣ヶ浦湾の成立). 48 p..
- 杉浦正己 (1978) 衣ヶ浦湾の成立II (中部電力第2知多火力線送電鉄塔建設工事産出貝化石の研究). 刈谷市郷土文化研究, 18 p..
- SUGIMURA, A. and NARUSE, Y. (1954, 1955) Changes in sea level, seismic upheavals, and corstal terraces in the southern Kanto region, Japan. (I), (II). *Japan Jour. Geol. & Geogr.*, 24, p. 101-113, 26, p. 165-176.
- SUZUKI, M. (1973) Chronology of prehistoric human activity in Kanto, Japan, Part I; Framework for reconstructing prehistoric human activity in obsidian. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. 43*, p. 242-318.
- 東木龍七 (1926) 地形と貝塚分布より見たる関東低地の旧海岸線. 地理評, 2, (7), p. 597-607, (8), p. 659-678, (9), 746-778.
- 東京大学文学部考古学研究室編 (1972) 常呂. 東京大学文学部,
- 土屋陽子 (1980) 東京湾東岸, 小櫃川沖積平野の地形発達史. お茶の水地理, No. 21, p. 72-76.
- 辻誠一郎・遠藤邦彦・浜田隆士・松岡敬二 (1976) 千葉県 樺海低地帯におけるキクメイシモドキの産出について. 第四紀研究, 15, (3), p. 131-132.
- 辻誠一郎・柿沼修平・田川 良 (1977) 千葉県多古町における丸木舟の出土とその年代. 第四紀研究, 16, p. 1-12.
- 辻誠一郎・鈴木 茂 (1977) 九十九里平野北部の沖積世干潟層の花粉分析的研究. 第四紀研究, 17, (1), p. 1-12.
- 海津正倫 (1977) メッシュマップを用いた多摩川下流域の古地理の復原. 地理評, 50, (10), p. 596-606.
- 海津正倫 (1979) 更新世末期以降における濃尾平野の地形発達過程. 地理評, 52, (4), p. 199-208.
- 和島誠一・松井 健・長谷川康男・岡本 勇・塚田 光・田中義明・中村嘉男・小宮恒雄・黒部 隆・高橋 健一・佐藤 孜 (1968) 関東平野における縄文海進の最高水準について. 資源研彙報, No. 70, p. 108-129.
- 矢部長克 (1906) 太東崎介層. 地質雑, 13, (155), p. 288-291.
- 矢部長克・青木廉二郎 (1924) 日本近世代地層の対比. 東北大学地質学古生物邦文報告, No. 4, p. 1-14.
- 山川才登 (1909a) 有楽町産沖積期介殻. 地質雑, 16, (187), p. 166-168.
- 山川才登 (1909b) 鎌倉稲村ヶ崎介層. 地質雑, 16, (193), p. 413-417.
- 横浜市都市開発局・臨海開発部・日本テトラポット株式会社・新日本気象海洋株式会社共同企業 (1977) 金沢地先埋立 海の公園海域環境現況調査報告. p. 1-161.
- 横田佳世子 (1978) 房総半島南東岸の完新世海岸段丘について. 地理評, 51, (4), p. 349-364.

- YOKOYAMA, M. (1911) Climatic changes in Japan since the Pliocene Epoch. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, 32, Art. 5, p.1-16.
- YOKOYAMA, M. (1924) Mollusca from the coral-bed of Awa. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, 45, Art. 1, p.1-62.
- YONEKURA, N. (1975) Quaternary tectonic movements in the outer area of southwest Japan with special reference to seismic crustal deformation. *Bull. Dept. Geography, Univ. Tokyo*, 7, p.19-71.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊 (1973) 新編日本地形論. 東京大学出版会, 415 p..