

第4章 地域研究からみた縄文海進像

日本における縄文海進像を明らかにするには、地域的な様相を捉えることが必要であり、第2章で取り上げた7地域において地域研究を進めた。古九十九里湾(古椿海・古多古湾)、古夷隅湾、奥東京湾、古本荘湾、古青谷湾、古八戸湾、古常呂湾の7地域である。第3章において縄文海進の研究史をまとめたが、問題点でも取り上げたように、これまでは関東平野を中心とした研究であり、地域ごとの詳細な研究が不足していた。そのため、本章では、地域ごとに、研究史をまとめた上で、地形・地質を明らかにし、縄文海進像を明らかにしていく。

4.1 古九十九里湾

房総半島の太平洋に面した九十九里平野は、縄文時代は広大な「古九十九里湾」が形成され、その支谷として栗山川流域に形成された古多古湾と古椿海が存在した(図4.1-1)。九十九里平野の発達史に関しては、森脇(1979)にまとめられているが、支谷である栗山川流域や椿海低地帯との変遷を相互に考察しているわけではない。そこで、現在も表層に縄文海進期の貝層を見出すことができる椿海低地帯と丸木舟が多く出土する低湿地帯である栗山川流域、すなわち縄文時代には古椿海、古多古湾を形成していた地域の縄文海進による変遷を遺跡群の変遷とともに考察した。

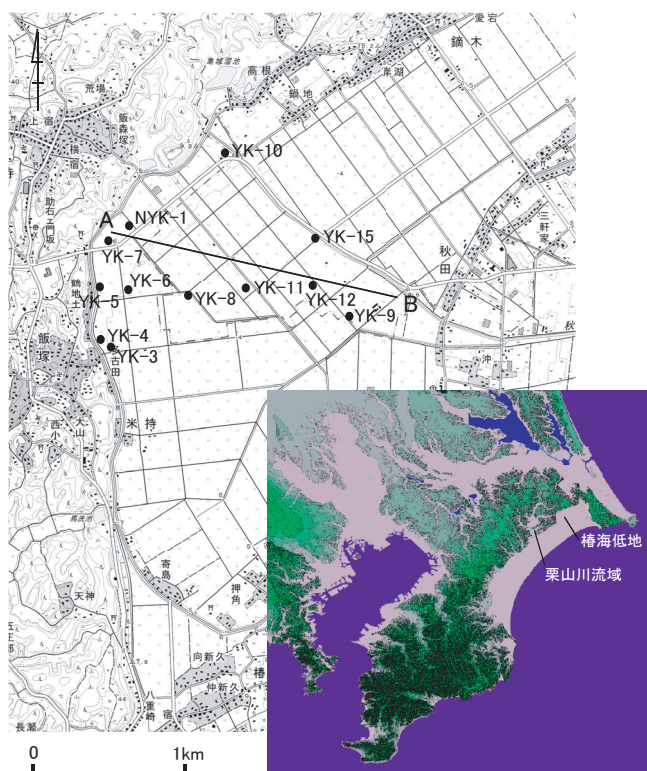


図4.1-1 九十九里平野北部周辺の地形と試料採取地点
(一木ほか,2008) (●はボーリング地点)

古椿海においてボーリングコア (NYK-1) を採取し、辻・鈴木 (1977) による先行研究とともに比較検討を行った。共同研究による年代測定と珪藻分析によって海域環境の変遷と、特に 3 段階の海退プロセスを提示することが初めて可能となった (一木ほか, 2008)。

4.1.1 古椿海

4.1.1.1 地形と地質

椿海低地帯は九十九里平野北部の浜堤および海岸砂丘列と台地の間に発達する長さ約 12km、幅約 4km の沖積低地である。椿海低地帯の沖積層については Tsuji, S. (1976)、辻ほか (1976)、辻・鈴木 (1977) らの研究により上部・下部の 2 層から成る「干潟層」が区分および対比され、植生の変遷が花粉分析により議論されている。また九十九里平野全体の地形、表層地質、発達史については森脇 (1979) や増田ほか (2001)、田村ほか (2006) の研究により議論され、平野が約 6000 年前の縄文海進の最高期以後に、海岸が海側に前進してつくられたことがまとめられている。

椿海低地帯周辺の台地の基部は、東側では銚子半島より飯岡町にかけて露出する鮮新—洪積世の飯岡層よりなり、北側では飯岡層の上位に不整合にのる洪積世の豊里層から成る (Matoba, 1967)。また西側では洪積世の成東層が広く台地の基部を成している (服部・小村, 1959; 菊地・館野, 1962)。椿海低地帯を埋積する干潟層は、これら鮮新世から更新世の地層を基盤とする。

4.1.1.2 層序と編年

椿海低地帯における沖積層は干潟層と呼ばれた。干潟層は干潟層上部層、干潟層下部層の 2 層からなり、下部層は主として上部の青灰色の砂質シルト～シルト層と下部の青灰色ないし青緑色の砂層で構成される海成層で、上限高度は標高約 4m に位置する。下部の砂層は貝化石を含み、黒田ほか (1970) によればこの砂層は層厚約 15m 以上の厚さを有して基盤と接する。砂層の上位は「干潟貝層 (辻ほか, 1976)」と呼ばれる貝化石に富む砂質シルト～シルト層に移行し、標高約 2.0～3.5m において低地帯のほぼ全域にわたって分布する、いわゆる biostrome を示す化石床が認められる (辻・鈴木, 1977)。また本部

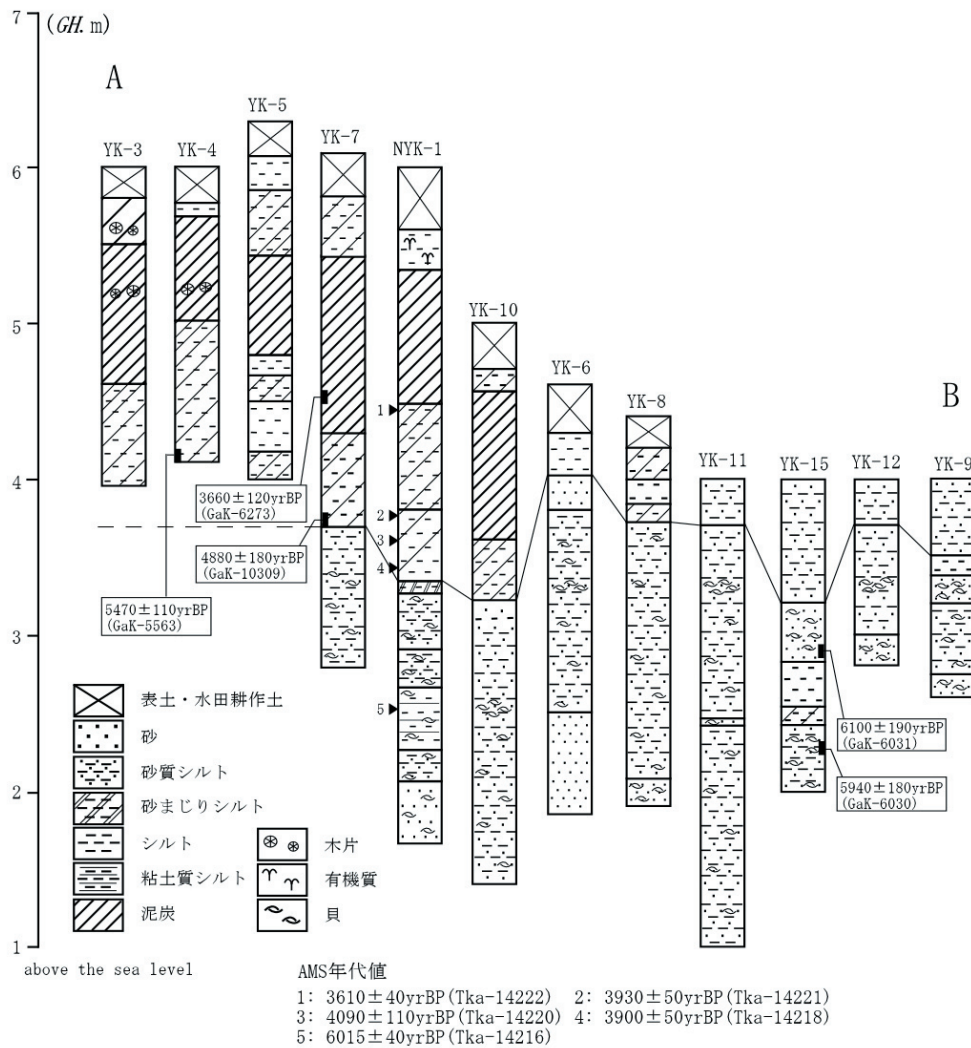


図 4.1-2 干潟層模式層序対比図 (一木ほか,2008)

層の最上部はほとんど貝化石を含まない青灰色シルトないし砂質シルト層で構成される。干潟層上部層は、泥炭および黒褐色の砂質シルトを主とする陸成層である。低地帯中央部では黒褐色砂質シルト層であるが、標高約 4～5m の等高線付近を境に台地側では泥炭層になり、両者は漸移的に移行する (辻・鈴木,1977)。

樺海低地帯の北西縁辺部に位置する匝瑳市八日市場においてボーリングコア (NYK-1) を採取した。この層相は、これらの層序とよく対比された。辻・鈴木 (1977) による結果と合わせ、A-B 側線の柱状図を図 4.1-2 に示し、対比をおこなった。この地点の層序は、標高約 3.5m より上位の泥炭および黒褐色シルト層と、下位の青灰色砂質シルト層および青灰色砂層に大きく分けられた。下位の砂質シルト層および砂層は貝化石に富むものの、本部層最上位の砂混じりシルト層からは貝化石が認められなかった。これらの層相的特徴はそれぞれ干潟層下部の海成層に対比される。また本部層の年代測定は標高約 2.5m の

木片で $6015 \pm 40\text{BP}$ (Tka-14216) が得られており、YK-15 の干潟貝層の貝化石から得られた $6100 \pm 190\text{BP}$ (GaK-6031) と $5940 \pm 180\text{BP}$ (GaK-6030) の 2 点の年代値と近似し、下部層の堆積期に対応する。

一方、上位の泥炭および黒褐色シルト層においては、標高約 4.5m で下部のシルト層から上部の泥炭層に漸移し、辻・鈴木 (1977) による干潟層上位の特徴と符合する。また、このシルト層は層上位に向かい有機分が増す傾向が認められ、海成層から陸成層への漸移層であると考えられる。本部層の年代測定は、シルト層中の標高約 3.4m の植物片から $3900 \pm 50\text{BP}$ (Tka-14218)、標高約 3.6m の木片から $4090 \pm 110\text{BP}$ (Tka-14220)、標高約 3.8m の植物片から $3930 \pm 50\text{BP}$ (Tka-14221) の 3 点の年代値が得られており、およそ 4000BP 前後にこのシルト層が一気に堆積したと考えられる。YK-4 および YK-7 における対比層からは、それぞれ $5470 \pm 110\text{BP}$ (GaK-5563) (Tsuji,1976)、 $4880 \pm 180\text{BP}$ (GaK-10309) が得られており、台地縁辺部では比較的早い時期からこの陸成層の堆積が進んでいたことが示されている。さらにシルト層から泥炭層への年代は、標高約 4.4m の植物片から $3610 \pm 40\text{BP}$ (Tka-14222) の年代が得られており、YK-7 の泥炭層下部の年代が $3660 \pm 120\text{BP}$ (GaK-6273) (辻・鈴木,1977) であることと合わせて、泥炭層の形成はおおよそ 3600BP 前後であったと推定された。

4.1.1.3 貝類遺体からみた海域環境

NYK-1 コアの貝類分析と古椿海一帯に広がる露頭の貝類ブロックサンプルとによって、貝類の組成を把握し、海域環境を捉えた。NYK-1 コアは古椿海的最奥の縁辺部に近い場所に位置する。古椿海では YK-10 地点において直径 20cm におよぶ巨大なキクメイシモドキ *Oulastrea crispata*(Lamarck) が産出しており (辻ほか,1976)、海進期の状況を把握する上で貴重である。この個体は干潟貝層の化石床から得られている。キクメイシモドキは生息条件が広く、内湾の泥底上や塩分のやや低い水域にも生息でき、海進初期から見られる特徴的な種である (辻ほか,1976)。個体の大きさから見て、海進期の安定した環境が想定された。

NYK-1 コアでは、貝を含む海成層から層序と貝類遺体の産出状況によって 17 区分して取り上げ、水洗を行った。コア中に含まれる貝化石は状態が良いものが多く、大型の貝類で特に目立つものは、ヒメシラトリやイボウミニナであり、密集して堆積していることが多い。また同定困難な状態の貝類破片の密集層も挟まり、はき寄せであると考えられるが、

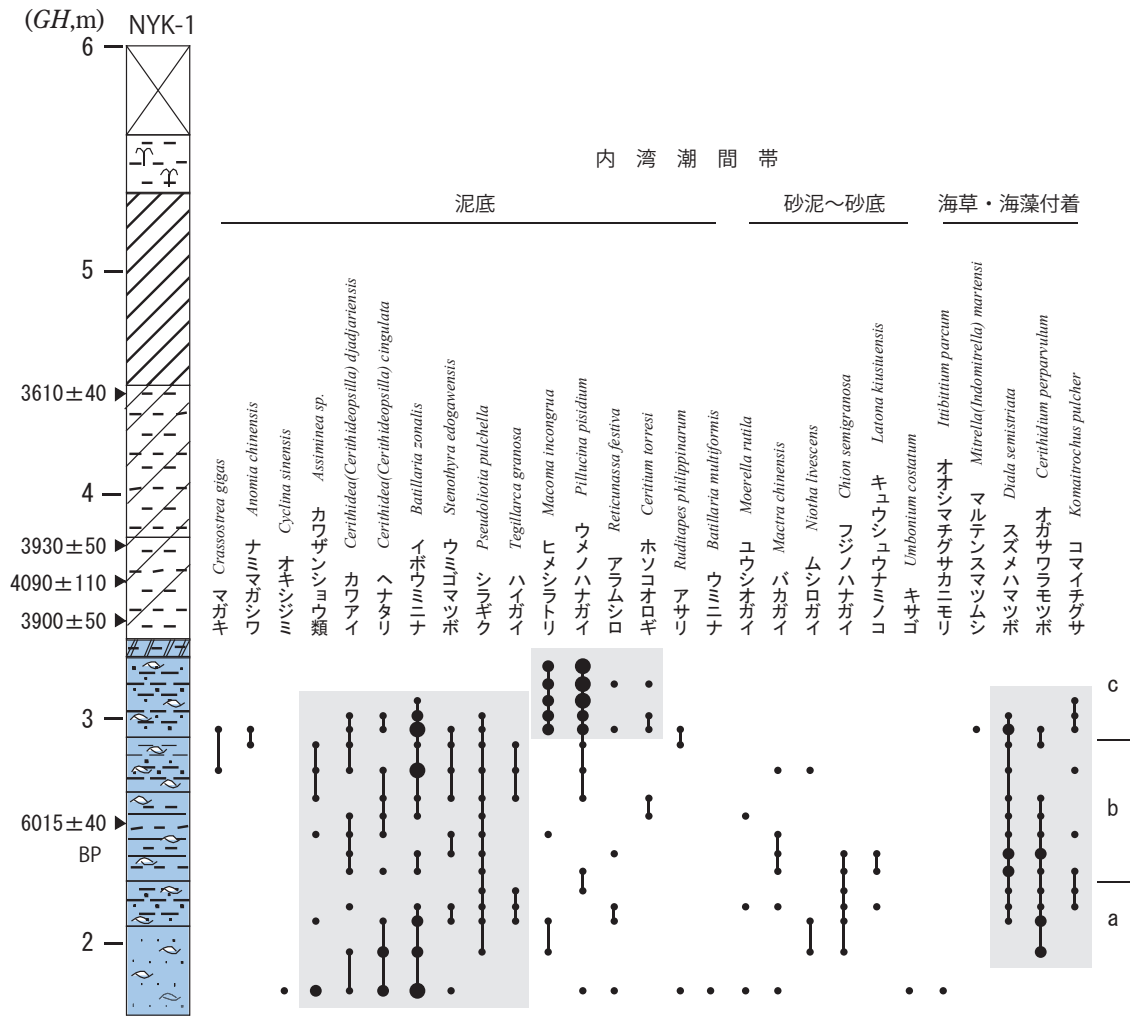


図 4.1-3 NYK-1 コアから産出した貝類遺体群

全体的に現地性に近い状況を示した。

海成層の下部から上部にかけて、全 42 種産出し、内湾奥部の潮間帯中～下部の群集が主体を占めた。大型貝類の分析のみでは、組成に大きな変化は現れないが、微小貝の分析を行うことで、垂直的な変化を詳細に捉えることができた。貝類組成の変遷は大きく 3 つに区分することができた(図 4.1-3)。産出した貝類遺体の主な種の写真は図 4.1-4 に示した。

まず a 帯は、イボウミニナやヘナタリ、カワアイといった湾奥部の泥底群集を主体に、海草や海藻に付着するオガサワラモツボ、コマイチグサ、スズメハマツボ、オオシマチグサカニモリが付随し、海草や海藻の存在が裏付けられる。また、外洋性のキュウシュウナミノコやフジノハナガイが存在することから外洋水も流入していた。オガサワラモツボやシラギクは岩や礫を好み、マガキに付着するシボリガイも見られることから付近に岩場があり、マガキも生息していた可能性が高い。

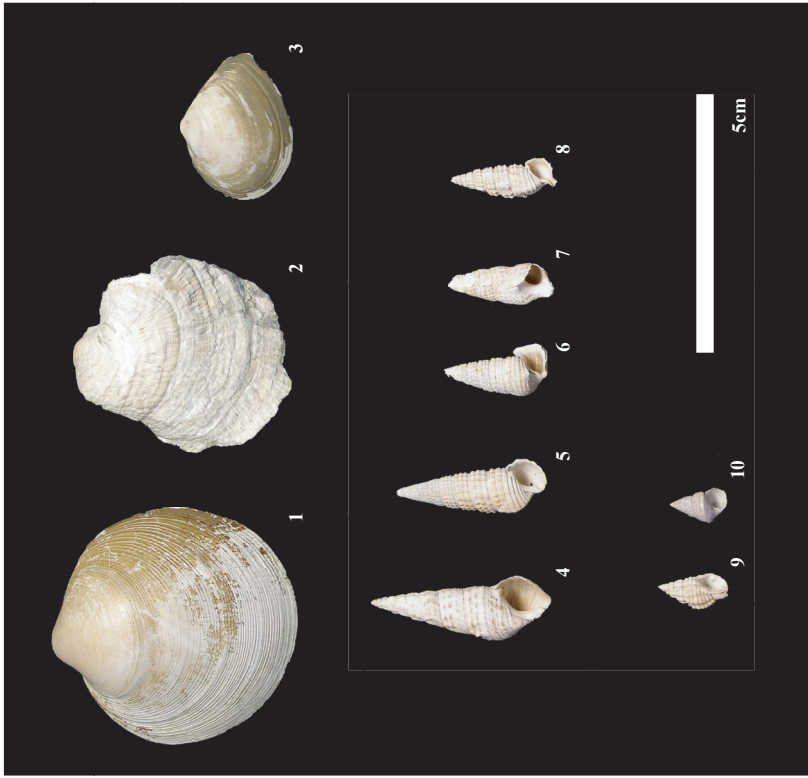


Plate 1. NYK-1 コア貝類

1. *Cyclina sinensis* (Gmelin, 1791) オキシジミ
2. *Anomia chinensis* Philippi, 1849 ナミマガシロ
3. *Macoma incongrua* (Martens, 1865) ヒメシラトリ
4. *Batillaria zonalis* (Bruguère, 1792) イボウミニナ
5. *Cerithidea (Cerithiopsisilla) djadjariensis* (Martin, 1899) カワアイ
6. *Cerithidea (Cerithiopsisilla) cingulata* (Gmelin, 1790) ヘナタリ
7. *Batillaria multiformis* (Lischke, 1869) ウミニナ
8. *Cerithium torresi* S.A. Smith, 1884 ホソコオロギ
9. *Reticunassa festiva* (Powy, 1833) アラムシロ
10. *Komatrochus pulcher* Kuroda & Iw. Taki, 1958 コマイチグサ

図 4.1-4 NYK-1 コアから産出した貝類遺体群写真図版

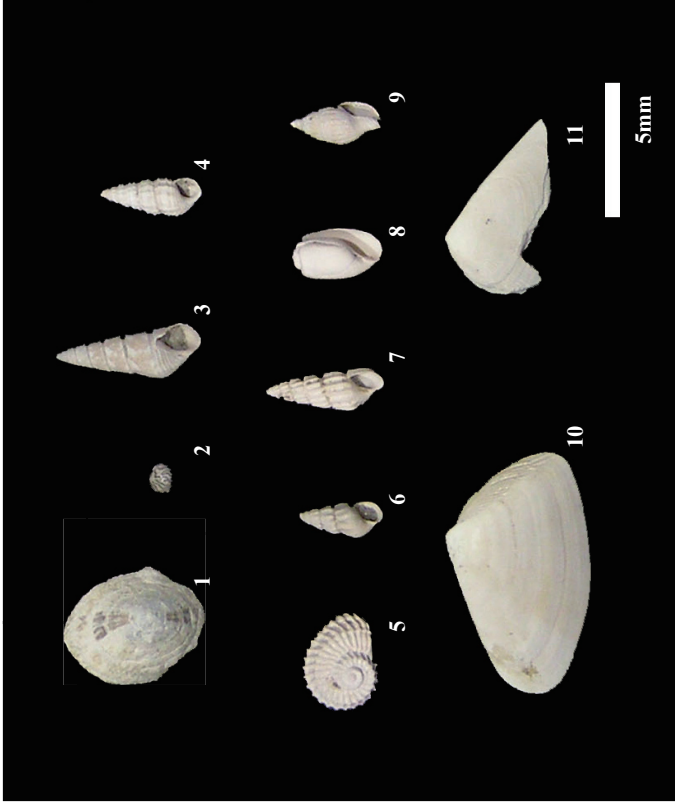


Plate 2. NYK-1 コア貝類

1. *Patelloida pygmaea* (Dunker, 1860) シボリガイ
2. *Smaragdia* sp. クサイロカノコの一種
3. *Diala semistriata* (Philippi, 1849) スズメハマツボ
4. *Cerithidium perparvulum* (Watson, 1886) オガサワラモツボ
5. *Pseudoliotia pulchella* (Dunker, 1860) シラギク
6. *Itribitium parcum* (Gould, 1861) オオシマチグサカニモリ
7. *Pyrgulina shigeyasui* (Yokoyama, 1927) シゲヤスイトカケギリ
8. *Trancacteoquina oryzaella* Habe, 1956 コゴメツブガイ
9. *Zafra* sp. ノミニナの一種
10. *Latona kiusiuensis* (Pilsbry, 1901) キユウシユウナミノコ
11. *Chion semigranosa* (Dunker, 1877) フジノハナガイ

b帯では、同様な環境が続くがイボウミニナが減り、海草・海藻付着種がさらに多くなることが特徴である。海草・海藻付着の微小貝類遺体は、クサイロカノコ的一种やノミニナ的一种が加わり、種類や量も増え、藻場の環境が安定して継続したと考えられる。

c帯では、内湾奥部の潮間帯上部の群集が主体となり水深が急に浅くなっていく。また有機物が多く、富栄養な環境とも考えられる。ウメノハナガイやヒメシラトリが主体となり、種数が限られ、微小貝はほとんどなく、あっても状態が悪い。ウメノハナガイは合弁で見られるものもあり、現地性に近いと言える。水深が浅く、波うち際付近が想定でき、海草はなく、泥がちで水域環境は停滞していたと考えられた。

このように NYK-1 コアの貝類の垂直的变化を追うと、内湾奥部の泥底の環境の中でも、海進最盛期の初期は外洋水の流入もあり、水深がやや深めであった。そして藻場や岩場が存在し、安定した環境が続いた。その後、水深が急に浅くなり、貝類群集は貧弱化し、泥がちになったということがわかった。縄文海進最盛期の干潟層下部層の中でもゆらぎや変化が見られた。

さらに、古椿海一帯に広がる露頭においてブロックサンプルを採取し、貝類遺体の空間的な分布を把握した。年代測定はおこなっていないが、縄文海進最盛期にあたりと考えられる。ブロックサンプルでは、①～③地点においては規定量（1500ml）を水洗したものであるが、④～⑥地点においては表面採集による試料である（図4.1-5・4.1-6）。

地点①②はともに性格を同じくし、ヒメシラトリやウメノハナガイが主体であり、泥底の環境が想定された。ウメノハナガイには合弁のものも見られた。NYK-1 コアの干潟層下部層の最上部のように微小貝はほとんどなく、あっても壊れている状態であった。組成から干潟層下部層の中でもかなり上部に近いと思われるが、この地点では、コマ

	地点①	地点②	地点③	地点④	地点⑤	地点⑥
マガキ	◎
スガイ	○	.	○	.	.	.
ナミマガシワ
オオヘビガイ
レイシ
オキシジミ
ハイガイ	○
マテガイ	.	.	○	.	.	.
イボウミニナ	○	◎
オオノガイ	.	.	◎	.	.	◎
アサリ	.	.	◎	○	◎	◎
ヒメシラトリ	◎	◎	○	.	.	.
ウメノハナガイ	◎	◎
コマイテグサ	.	○
イセシラガイ	○	.	○	.	.	.
アラムシロ
ウミニナ	○	.
ハマグリ	.	.	.	◎	◎	◎
イボキサゴ	.	.	.	○	.	.
シオフキ	.	.	.	○	.	.
ツメタガイ
カガミガイ
ホソコオロギ
サルボウ
ウバガイ	○	.
アカニシ
ムシロガイ
フジノハナガイ

◎abundant ○common .rare

図 4.1-5 古椿海におけるブロックサンプルの貝類遺体群

イチグサが多少見られることから藻場が残っていたようである。

地点③は、古椿海の湾中央部にあたり、貝類の組成も前の地点とは大きく異なり、砂泥底の群集が主体であった。特にこの地点はオオノガイやアサリ、マテガイが合弁で直立した状態で認められ、現地性が確認できた。現在では見られないようなオオノガイ・アサリ群集が特徴的である。ヒメシラトリやイセシラガイも合弁で見つかった。

地点④から⑥は現在の砂堆上に散布する貝類遺体である。砂堆上はハマグリやアサリといった砂底群集が主体であり、台地から2km以上離れた地点に砂質の干潟が広がっていたと考えられる。地点⑥は露頭ではないが特異であり、畑を掘下げて水田を形成している場で、その掘り上げた土壌には大量の貝化石が含まれていた。このサンプルは人為的な影響がある。貝類の組成は、マガキやイボウミニナ、ハマグリやアサリ、オオノガイが主体であり、泥底群集も砂底群集も両方含み、種数も多い。この地点および貝類遺体の組成からみると、縄文海進期には、砂州の前面と台地側とで海域環境が大きく異なっていたと考

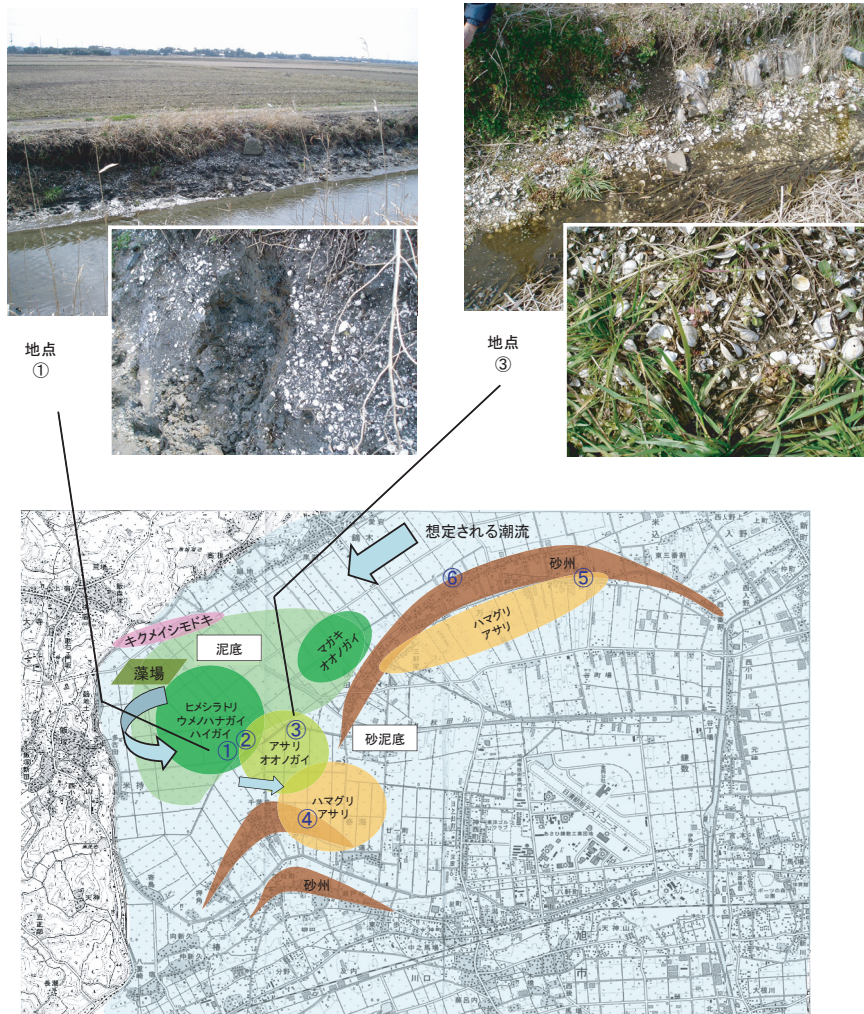


図 4.1-6 縄文海進安定期における古椿海の海域環境

えられ、砂州前面は砂底干潟であり砂州後面はマガキが生息するような環境が広がっていたのではないかと考える。YK-10 付近においてはイタボガキが見られた。

このように、古椿海を空間的に広く捉えることができ、貝類分析から生息環境を復原できた（図 4.1-6）。房総半島北部の海底地形および浸食の様相から、縄文時代銚子周辺は沿岸部に陸地が突き出ていたと考えられており、そのため海流はその部分にぶつかって、反時計回りに北部から古椿海に流入したと考えられる。

4.1.1.4 珪藻遺体からみた海域環境

NYK-1 コアの珪藻分析は、村田泰輔氏によって行われた。その結果、珪藻遺体の種組成が海水から淡水に分布するものへと層位的に変化することが認められた（図 4.1-7）。層位的変化に基づき A～E の 5 つに区分された。

【A 帯】

Coscinodiscus radiatus や *Cos. centralis*, *Palaria sulcata*, *Thalassiosira* 属などの日本近海～内湾域に典型的に分布する Oceanic plankton（海域浮遊性種）（谷村，1987；小杉，1988；Murata, T., 2004）および *Actinocyclus ehrenbergii*, *Cyclotella stylonum*, *Cyc. striata* などの内湾沖部から内湾沿岸域を中心に、一部河口域や海跡湖に分布する Neritic plankton（近沿岸域浮遊性種）（Krammer & Lange-Bertalot, 1986, 1988, 1990, 1991；小杉，1988；Murata, T., 2004）が 80～90% と卓越して産出する群集によって特徴付けられる分帯である。これらは外洋域から海水が入り込む沿岸域において比較的典型的な種群であり、椿海低地帯には「古椿海」ともいえる外洋へ開いた海域が形成されていたことを示す。さらに細かくみると、分帯下部で 60～70% と優占した海域浮遊性種は分帯上位に向かって徐々に減少し、入れ替わるように近沿岸域浮遊性種の増加と *Cocconeis scutellum* や *Diploneis finnica* などの海草・海藻類に付着する Periphyton（藻場付着生）および底土の砂や砂泥に付着して生息する *Diploneis smithii* や *Delphineis surirella* といった海生の Benthos（底生種）（Krammer & Lange-Bertalot, 1985, 1986, 1988；小杉，1989）がそれぞれ 10% 前後産出することから、この種組成の変化を境界として小分帯 A-1, A-2 を設定した。結果的に A-1 から A-2 への群集の変化は海域付着・底生種の増加として捉えることができる。これらの種群に好適な生育場所は、海面からの透光性がよく、藻場が生育しやすい場所、すなわち潮下帯から潮間帯上部にかけての比較的浅い海域や干潟である

為、古椿海は A-1 から A-2 に向かって、砂泥底で藻場ができるような底質環境も含めて充実した海域が形成され、同時に浅化していったと考えられる。

【B 帯】

Oceanic plankton（海域浮遊性種）や Periphyton（藻場付着生）の産出が急激に減少する一方で、Neritic plankton（近沿岸域浮遊性種）である *Acti. Ehrenbergii*、*Cyc. Striata*、*Cyc. meneghiniana* および *Nitzschia granulata* や *Del. Surirella*、*Diploneis interrupta* といった海生の Benthos（底生種）の産出が増加しそれぞれ 30～40% を占める。さらに汽水域の砂泥底に付着して生息する *Fragilaria brevistriata* や *Surirella fastuosa* などの汽水生 Benthos（底生種）が 10～15% 産出した。また大きな特徴として 5% 前後であるが休眠孢子である *Pseudopodosira kosugii* が産出する。この *P. kosugii* は急激な離水や塩分の低下など、生息環境に大きな揺らぎが起こったときの生態反応によって形成される珪藻の孢子であり、海成層境界付近や津波堆積物からの産出が報告されている（桃井・村田，1996；Sato *et al.*, 1996；西村ほか，2000a, 2000b）。海域浮遊性種の減少と近沿岸域浮遊性種の増加は、外洋水の影響が徐々に弱まり、古椿海がより内湾的な沿岸域からの影響を強く受ける海域になったことを示し、加えて海水砂泥底種の増加は底質に砂泥底が広がっていただけでなく、A-2 帯同様に引き続きこの海域が浅化していったことを示唆する。藻場付着生種の急激な減少は藻場の消滅を示すが、汽水砂泥底種や *P. kosugii* の産出を併せて考えると、この地域の離水あるいは河川水や湧水の流入による急激な塩分の低下を反映した可能性がある。この結果、古椿海は急激に浅化し、潮間帯中～上部水域に移行したと推定される。

【C 帯】

Neritic plankton（近沿岸域浮遊性種）である *Cyc. Striata*、*Cyc. meneghiniana* や汽水生 Benthos（底生種）である *Epithemia adnata*、*Rhopalodia gibba*、*Rh. gibberula* がそれぞれ 30～40% と多産し群集主要種となる組成を示した。これらの汽水砂泥底生種は河口域や河川下流部、塩性湿地などの潮間帯上部～潮上帯から比較的多数の出現が認められている（Krammer & Lange-Bertalot, 1986, 1988, 1990, 1991）。一方、*Cyc. Striata*、*Cyc. meneghiniana* は近沿岸域浮遊性種であるが A 帯でも記述した通り、塩分的にも地形的にもかなり広い範囲に分布することが報告されているため、この種構成について矛盾はない。また *Hantzschia amphioxys*、*Luticora mutica*、*Pinnularia obuscura* などの Terrestrial（陸域生種）が 10～15% 程度産出した。産出した陸域生種は陸生藻（Terrestrial algae）の真陸生藻（Euterrestrial algae）に分類され（Petersen, 1935）、土壌表層やコケ付着の状態分布す

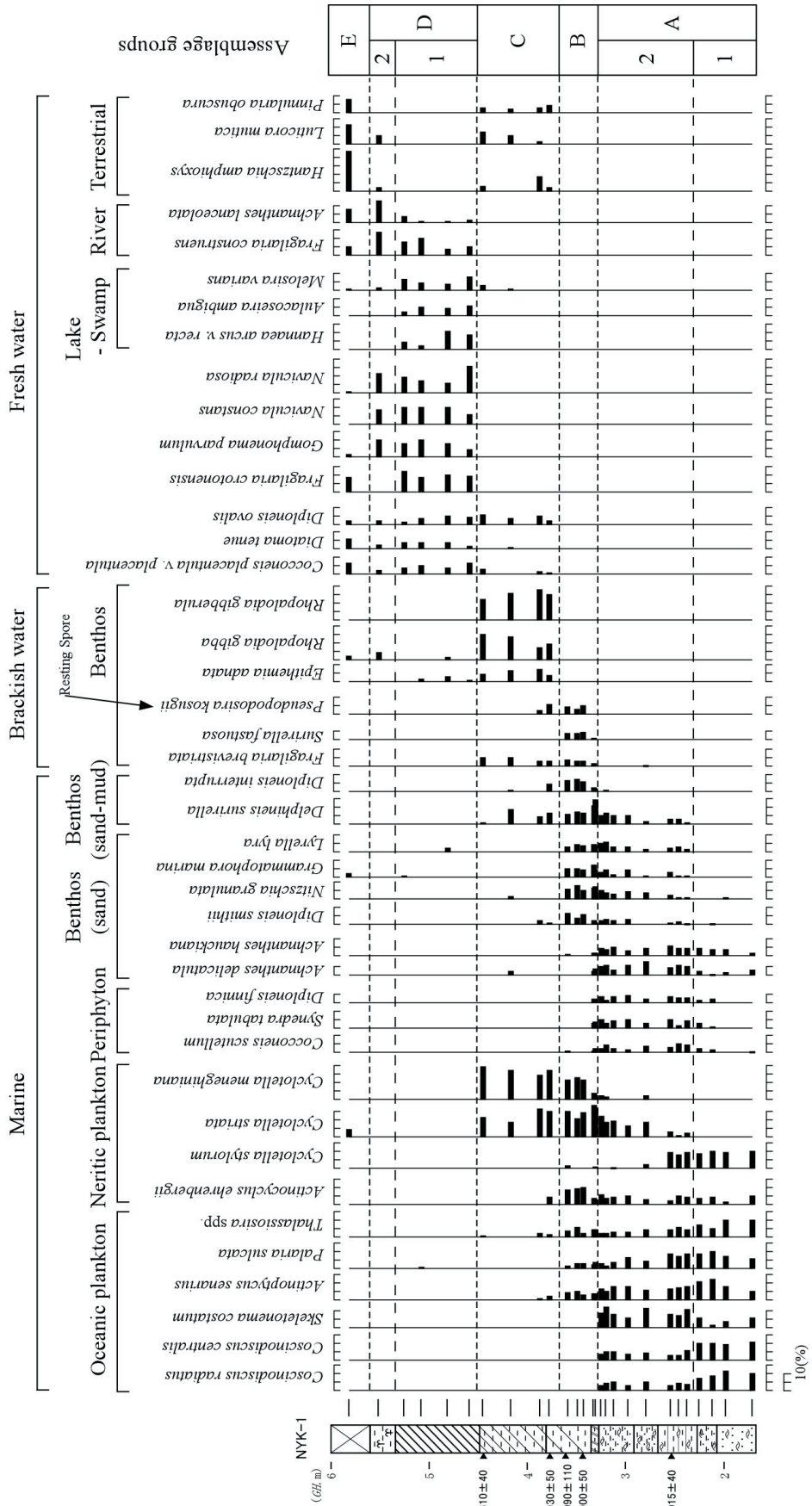


図 4.1-7 NYK-1 コアから産出した珪藻遺体群のダイアグラム (一木ほか, 2008)

ることが報告されている（伊藤・堀内，1991）。さらに海水砂泥底生種の産出もおおよそ10%前後ながら認められることから、群集は全体として海水から淡水までの幅の広い組成となっている。結果的にこれはB帯で残っていた海からの影響が急激に衰えると共に、陸域からの影響を強く受ける状況を明瞭に反映する群集として捉えられる。年代測定の結果も併せてまとめると、B帯で浅海化した古椿海は、およそ4000年前に海からの影響が急激に衰え、同時に河川や湧水といった淡水の影響を強く受け、極めて短期間に潮間帯上部から潮上帯といった感潮域から淡水域にかけての環境に移行したものと考えられる。

【D帯】

汽水生種の産出が殆どみられなくなり、替わって *Hannaea arcus* や *Aulacoseira ambigua* などの淡水の湖沼や沼沢地、湿地に生息する種（安藤，1990）、*Fragilaria construens* や *Achnanthes lanceolata* などの河川に生息する種（安藤，1990；Krammer & Lange-Bertalot, 1986, 1988, 1990, 1991）、さらに *Diploneis ovalis*、*Navicula constans*、*Na. radiosa* などの淡水域に広く分布する淡水生種（Krammer & Lange-Bertalot, 1986, 1988, 1990, 1991；小杉，1988）の卓越する群集が認められた。これはC帯でみられた海の影響が殆ど認められなくなったことを示す。さらに細かくみると群集主要種は淡水広布種であるものの、泥炭層とその上位の植物遺体を含むシルト層の間で、湖沼や沼沢地、湿地に生息する種と河川に生息する種の間で産出頻度に変化がみられ、その変化に伴ってD-1、D-2帯を設定した。これは泥炭層が湖沼や沼沢地、湿地など止水的環境の強い場所で堆積したことを反映し、一方で上位の植物遺体を含むシルト層がある程度流れのある環境で堆積したことを示す。

【E帯】

この層位はほぼ表層土にあたり、現在の人間活動の影響を強く受けるものと考えられる。この分帯からは、*Hantzschia amphioxys*、*Luticora mutica*、*Pinnularia obuscura* などの Terrestrial（陸域生種）が53%と卓越し、さらに淡水広布種である *Cocconeis placentula*、*Diatoma tenue*、*Diploneis ovalis* といった種が30%程度産出した。その他にも多くの淡水生種が産出したが、ほぼ1～2%程度の産出量にとまった。これらの種は乾燥や水質のある程度の汚濁にも耐性があり、耕作地など人間活動による富栄養的な水域に多産する傾向がある（Krammer & Lange-Bertalot, 1986, 1988, 1990, 1991；Watanabe *et al.*, 1988）ことから、現在の椿海低地帯と類似するような人間活動を大きく受ける環境が成立したものと考えられる。

これらの結果を踏まえ、各化石分帯について層序と対比すると以下のようにまとめられる。A帯は干潟層下部層にあたり海生種の卓越する群集であった。B帯は干潟層下部層最上位から干潟層上部層最下位にあたり、沿岸域に分布する浮遊性種、底生種が卓越した。群集の組成より、この時期に古樫海の浅海化が急激に進んだと考えられる。C帯は干潟層上部層下位のシルト層にあたる。近沿岸生種や汽水生種が優占することから海の影響がさらに減少し、汽水的環境が形成されたことが示された。D-E帯は干潟層上部層上位の泥炭層およびシルト層にあたり、淡水生種が卓越する。急激な群集変化から古樫海が一気に淡水化したことが示唆された。

4.1.1.5 古樫海の変遷

貝類遺体および珪藻遺体群から、古樫海は約6000BP前後に縄文海進の安定期を迎え、太平洋に開け、外洋からの影響を受ける海域であったことが明らかとなった。藻場を指標する微小貝の存在など、多様な貝類群集、サンゴが生息し、安定した環境が続いたことが

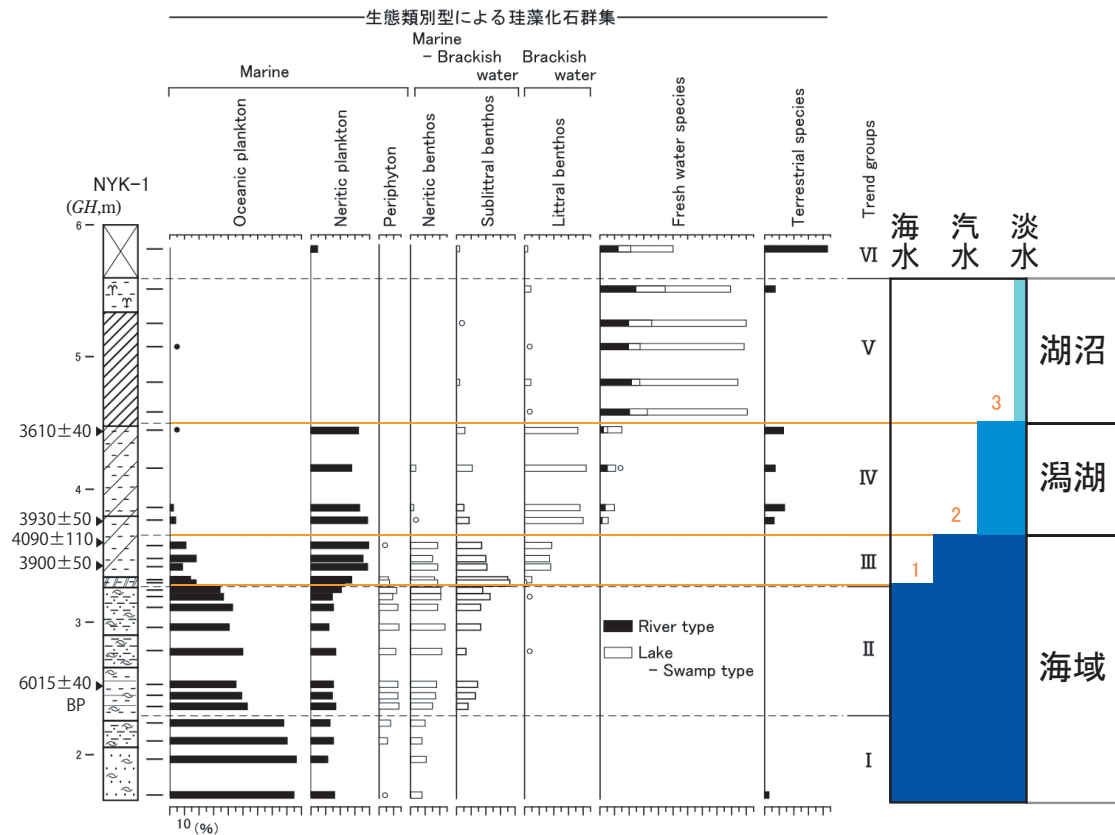


図 4.1-8 NYK-1 コアにおける生態類別型分類による珪藻遺体群の層位的変化と古樫海の変遷
(一木ほか,2008 を改変)

示された。

この後、海退期への移行においては、約 4800 ～ 3600BP にかけての堆積相の変化に見られるように、従来考えられていたゆるやかな変化ではなく、明確な 3 つの画期をもって急激に海が退く姿が明らかとなった。すなわちこれまで言われてきた縄文中期の小海退は、中期中葉から後期前葉への変動に限定され、さらに 3 段階に細分できる可能性が提示できた。図 4.1-8 はその変化に着目し、珪藻遺体群を生態類別型に再編し示したものであり、群集の変化に合わせた傾向分帯を記し、6 帯に区分した。

I - II 帯は、A-1・A-2 に対応し海進安定期にあたる。海退第 1 期は、外洋生種が激減し汽水生種が出現し始める II 帯から III 帯への時期で、層序の対比から約 4800 ～ 4000BP にあたり、海が退き始め浅海化が進み始めたことが認められた。海退第 2 期は、約 4000BP 前後、急激に海の影響が減少し、IV 帯の汽水的環境へと変化した時期である。海退第 3 期は IV 帯から V 帯への変化にあたり、淡水生種群への急激な変化に見られるように、約 3600BP 前後に一気に淡水化した。淡水化が始まると水生植物が繁茂し厚い泥炭層が形成され、広く湖沼が広がったと考えられた。

この 3 段階の変化は、國木田ほか（2008）に対応するものと考えられ、海退第 1 期は、年代値がまとまっていないが、約 4400BP 前後に収斂するものと考えてよいだろう。

古椿海は、縄文海進期には、湾口が広く直接外洋に面した内湾を形成していた。広大な泥質～砂泥質な干潟が広がり、オオノガイ・アサリ群集が見られた。海退と砂州の閉鎖によって、古椿海は汽水域から淡水域へと変化していったが、内湾には大きな河川の流入がなく、埋積速度が遅く、水域の環境が長く続いた。そして 1960 年代に干拓がおこなわれ、新田開発がなされるまで、「椿海」と呼ばれる湖沼であった。

4.1.2 古多古湾

4.1.2.1 地形と地質

本流の栗山川と支流の東部から流れる借当川、北部から流れる多古橋川、高谷川によって、縄文海進期には奥深い内湾が形成されたと考えられ、これを本論では古多古湾と呼ぶ（図 4.1-9）。この地域は古椿海と同じく、大量の丸木舟を出土していることで有名である。この地域の沖積低地に関する研究は報告が少なく、先行研究としては中島・辻（1978）が



図 4.1-9 栗山川流域周辺の地形と既存ボーリング試料採取地点

挙げられるが、これ以降はほとんど公表されていない。本項では、中島・辻 (1978) に基づいて遺跡群との関係を捉えることにする。

ここでは多古町一帯の沖積層を「多古町層 (仮称)」と呼んでおり、特に貝層を多古町貝層と呼ぶ (中島・辻, 1978)。多古町層は上部と下部に区分され、湖沼成の藻類軟泥・泥炭層の上部と貝化石を含む海成の砂ないしシルト層の下部に分けられた (図 4.1-10)。特に下部層では顕著な貝化石床があり、キクメイシモドキの産出が認められている。キクメイシモドキは古樺海においても見つかっており、縄文海進の温暖期における分布北限を示す重要な証拠であ

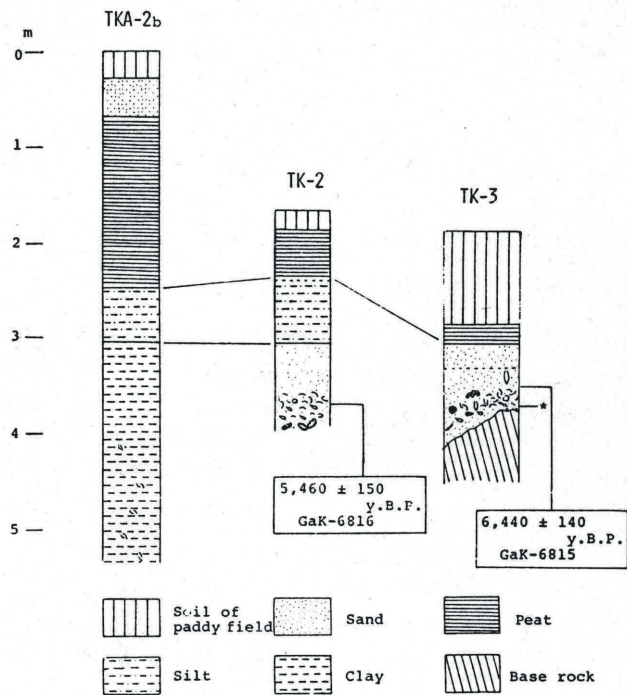


図 4.1-10 多古町層模式層序対比図 (中島・辻, 1978)

る。ボーリングコア TK-3 に見られるように、基盤の上に不整合に多古町層下部層が乗っており、不整合面には穿孔貝が見られ波食台的様相を呈している（中島・辻,1978）。ここでは2点の年代測定が行われており、キクメイシモドキの産出した化石床のオオノガイの年代は $6440 \pm 140\text{BP}$ (GaK-6815)、化石床最上部のヒメシラトリは $5460 \pm 150\text{BP}$ (GaK-6816) という結果が出ている。これらから古椿海における干潟貝層とほぼ時期を同じくし、縄文海進の安定期を示すと言ってよい。

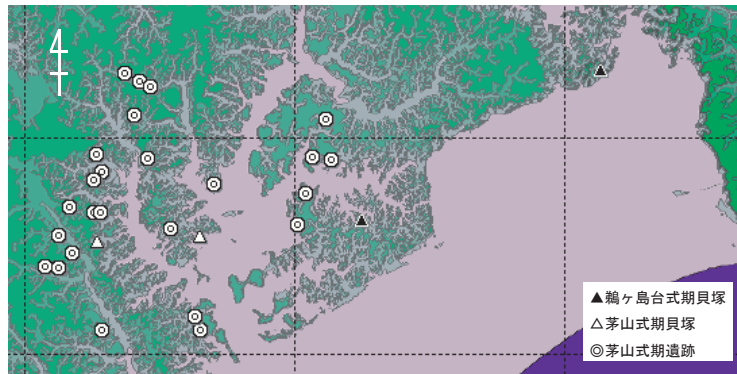
下部層上部には厚さ 20cm ほどの化石床が見つかっており、貝類は 20 種挙げられている（中島・辻,1978）。貝化石は、オオヘビガイ・ウミニナ・イボウミニナ・カワアイ・ツメタガイ・タカラガイ科・レイシ・アカニシ・ムシロガイ・ツノガイ・ナミマガシワ・マガキ・イセシラガイ・トリガイ・カガミガイ・アサリ・ヒメシラトリ・マテガイ・オオノガイ・オニニオガイが認められている。特にこの化石床では合弁のオオノガイやイセシラガイ、カガミガイ、ヒメシラトリが見られ、優先種はオオヘビガイやアサリ、ヒメシラトリ、オオノガイである。湾奥部の泥底の群集が主体を占めた。

4.1.2.2 古多古湾の変遷と遺跡群

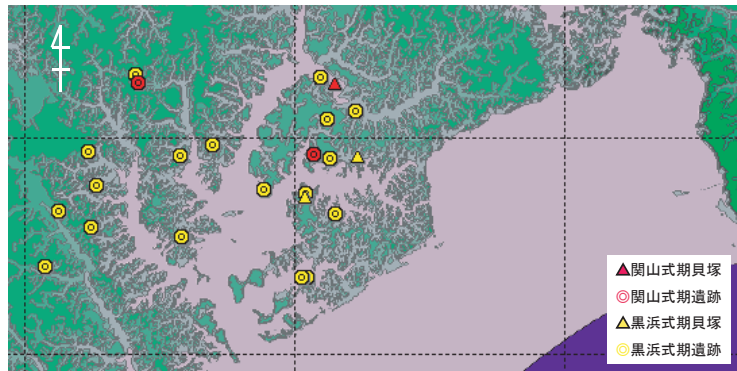
縄文海進期には、古多古湾は湾口が狭く、奥深い内湾が形成され、静かな海域が存在していたと考えられた。海退への変遷は明らかになっていないが、堆積相の変化は古椿海の変遷と様相を同じくする。海成層の上位には、厚い泥炭層が形成され、湖沼的な環境が形成されたことがわかっている。

縄文海進期、特に縄文時代早期後葉から前期前半にかけての遺跡群は、栗山川流域に多数存在する。これらの遺跡は、清水潤三ら慶應義塾大学によって行われた低地遺跡の研究が大きい（清水,1954・1958）。古くから丸木舟が多数発見され、台地上の遺跡との関連が研究されてきた。沖積層中の丸木舟出土層位はおおよそ多古町層上部層、古椿海では干潟層上部層に対比される。

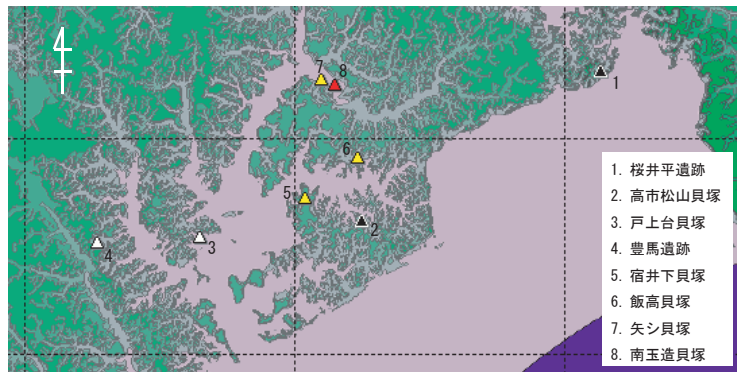
縄文時代早期後葉から前期前半の遺跡群の分布と立地を考察した。土器型式では、早期後葉鶴ヶ島台式、茅山式（下層・上層）、前期前半花積下層式、関山式、黒浜式である。古多古湾、古椿海周辺の遺跡分布を図 4.1-11 に示す。古椿海周辺には遺跡がほとんどなく、栗山川流域に遺跡が集中している。早期後葉では茅山式期になって遺跡数が増え、高谷川沿いに集中している。前期になると借当川沿いや栗山川の上流まで遺跡が広がる様相がつかめた。前期初頭の花積下層式期の遺跡は見当たらず、関山式期の遺跡はごくわずかで、



縄文時代早期後葉



縄文時代前期前半



早期後葉から前期前半の貝塚

図 4.1-11 古多古湾・古椿海周辺の遺跡分布図

表 4.1-1 古多古湾・古椿海周辺の主な貝塚

時期	遺跡名	標高	流域	種類	貝類	
早期後半	鶺鴒ヶ島台式期	桜井平遺跡	50m	椿海	斜面貝層	ハマグリ・マガキ主体・シオフキ・オキシジミ
		高市松山貝塚	32m	借当川	斜面貝層	マガキ・ハイガイ・ダンベイキサゴ・ハマグリ・オキシジミ・ウミニナ
前期	関山式期	南玉造貝塚	13m	栗山川	住居内貝層	ハマグリ
	黒浜式期	飯高貝塚	29m	借当川	斜面貝層	マガキ主体・ハイガイ・ハマグリ・アサリ・チョウセンハマグリ・ダンベイキサゴ
		宿井下貝塚	33m	借当川	斜面貝層	マガキ・ハイガイ主体・アサリ・シオフキ・ハマグリ

黒浜式期に急激に増えるようである。早期茅山式から前期花積下層式の間には、数型式の間隙があり、早期から前期の移行期の状況は不明瞭である。

貝塚に関しては、各時期において数遺跡しか存在していない（表 4.1-1）。古椿海に面した桜井平遺跡は、鶺鴒ヶ島台式期の貝層を持ち、竪穴住居址も検出されている。貝種は 13 種類同定され、ハマグリ 78.0%、マガキ 14.0% でこの両者がほとんどを占めるといえる。ハマグリは年代測定は、7448 ± 87BP (NUTA-5467) という結果が出ている（中村・安田,1999）。およそ縄文海進の高海水準期であり、古椿海が形成されていた時期である。住居址も検出され、古椿海周辺では遺跡が少ない中で、遺跡前面に広がる古椿海との関連が興味深い。その後、貝塚は栗山川流域に位置を移すが、地点は限られる。関山式期には古多古湾最奥部まで遺跡が見られ、黒浜式期にはマガキやハイガイ主体とする。ハマグリは産出もあることから、砂泥質の干潟も存在したと考えられるが、基本的にはマガキやハイガイを主体とするように、台地縁辺部では泥質な干潟環境が形成されていたと考えられた。これは、古多古湾において産出したボーリングコアの貝類とも同様であった。

このように、図 4.1-11 の遺跡分布図にも見られたように、古椿海と古多古湾では遺跡の立地に大きな違いがあった。古椿海における研究から広大な干潟が形成されたことが明らかとなったが、周辺に貝塚は少なく、一方古多古湾の方に遺跡群が集中した。これは、古椿海のように、直接外洋に面した海域よりも、谷が複雑に入り込んだ古多古湾の方が、人間にとってはアプローチのしやすい内湾域であったと考えられ、遺跡分布はそれを反映していると言えた。

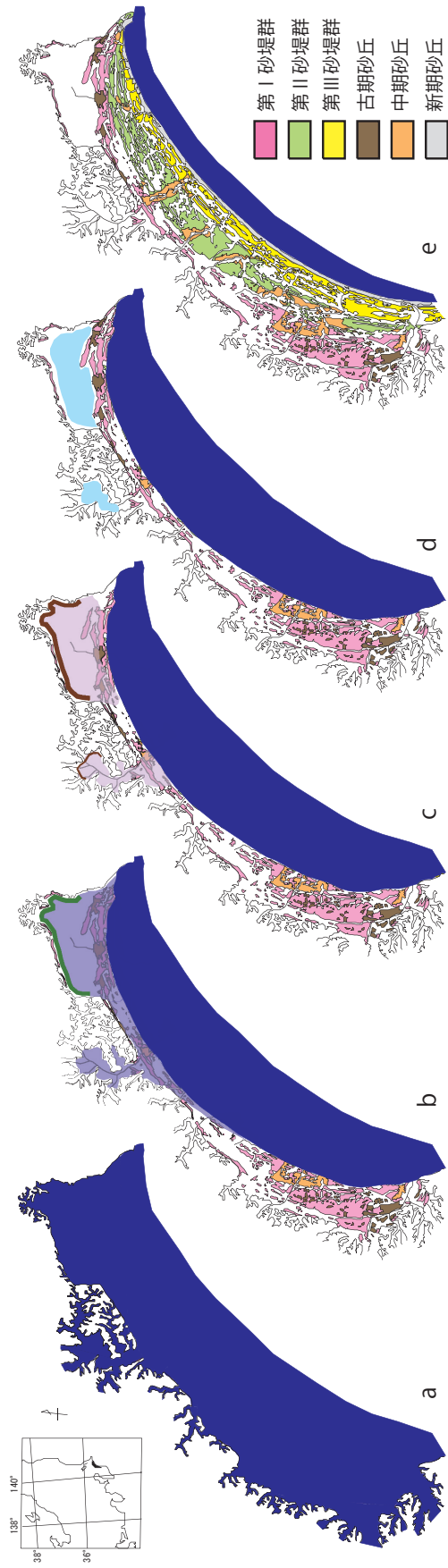
4.1.3 古九十九里湾の変遷

古椿海および古多古湾の変遷が明らかとなり、ここで、古九十九里湾全体としての変遷を、森脇（1979）の砂丘・浜堤群の変遷とともに再編しまとめた（図 4.1-12）。以下の 5 期に区分された。

- a. 約 6000BP：縄文海進安定期 古九十九里湾
- b. 約 4400BP：海退第 1 期 浅海化
- c. 約 4100BP：海退第 2 期 汽水化
- d. 約 3700BP：海退第 3 期 淡水化・陸化（砂堤の閉鎖）
- e. 現在：九十九里平野

a. 古九十九里湾は、現在の九十九里平野すべてが海域であり、加えて、大小さまざまな谷に海が入り込んでいた。古椿海や古多古湾はその支谷に過ぎなかった。古九十九里湾の中でも、外洋の影響が強く広い古椿海と、複雑な海岸線を持った奥深い古多古湾というように、大きな違いが見られた。古九十九里湾は、その後、海退および浜堤列の前進、すなわち海岸線の前進によって、浜堤列と堤間湿地がよく発達した九十九里平野が形成され、直線的な海岸線となった。

その形成過程は、b. 海退第1期である約4400BPに砂州の形成と浅海化が始まったことで、古九十九里湾の海岸線は一気に前進したと考えられた。だが砂州は閉鎖していないため、支谷には海域がまだ継続したと考えられる。古椿海で見られたように、珪藻分析では海域であるが、貝類遺体は全く産出しないため、貝類が生息できる環境ではなかったと考えられる。そしてc. 海退第2期の約4100BPには、汽水化し、さらに砂州の閉塞が高まり、古椿海はラグーンとなった。d. 海退第3期の約3700BPには、古椿海が淡水化したように、古九十九里湾一帯で砂州・砂堤によって閉鎖され、古椿海や古多古湾奥部では淡水湖沼が形成された。古九十九里湾南部では砂堤列の幅が広く、淡水化ないし陸化を遂げたと考えられた。e. その後、弓なりな海岸線を持つ九十九里平野が形成されたことが明らかになった。



a. 約 6000BP : 縄文海進安定期 b. 約 4400BP : 海退第 1 期 浅海化 c. 約 4100BP : 海退第 2 期 汽水化
 d. 約 3700BP : 海退第 3 期 淡水化・陸化 e. 現在 : 九十九里平野

図 4.1-12 古九十九里湾の変遷 (森脇,1979 を改変し、古樺海・古多古湾の変遷を加えた)

4.2 古夷隅湾における縄文海進

房総半島南部、夷隅川流域は、沖積層研究の初期から「太東崎貝層（矢部, 1906）」の存在によって注目されてきた地域であった（図 4.2-1）。夷隅川下流域には、完新世堆積物が露頭で広く確認でき、支流の落合川においても自然貝層を認めることができた。落合川および太東崎の自然貝層の年代と組成に注目して、縄文海進によって形成された古夷隅湾の海域環境を捉えた。

4.2.1 地形と地質

夷隅川流域の研究は、太東崎層について年代的・古生態学的検討を加えた OHARA・TAIRA（1974）の研究、古夷隅湾の地形発達史や古環境を論じた長澤（1979）、遠藤ほか（1983）、関本・遠藤（1989）などの研究が挙げられる。

夷隅川流域の完新世堆積物の層序は、関本・遠藤（1989）においてまとめられた。海岸部に発達する夷隅川沖積平野や同中下流部に発達する完新世上位段丘面を構成する同層は「国吉層」と呼ばれ、国吉層を堆積させた内湾は「古夷隅湾」と呼ばれた。国吉層はシルト主体の下部層と砂主体の上部層とに区分され、その境界はおよそ 7700～7500BP とされ、礫層を伴う不整合面として確認された（図 4.2-2）。下部層は、約 9500～7700BP、上部層は約 7500～5500BP の範囲にある。そして国吉層は泥炭層をしばしば挟む砂礫層によって不整合に覆われ、河成層である「横宿層」が乗っている。横宿層の年代値は、最も古くて、 $4620 \pm 140\text{BP}$ （GaK-7486）（長澤, 1979）、最も新しく 2460 ± 110 （GaK-12191）と出ている（図 4.2-3）。

地質層序と有孔虫の分析から古夷隅湾は、国吉層下部層の時代である 9500 年前以降からカキ礁が形成されるような内湾が成立しており、海進初期からすでに湾奥部まで海が侵入していたことわかっている。また、隆起地域であることを考慮しつつ、国吉層を下部層と上部層に分ける、すなわち縄文海進を二分する境界が、一時的な停滞によるものである可能性も指摘した（関本・遠藤, 1989）。この現象は年代値からも、現在グローバルに言われている 8.2ka イベントに対応するものと考えられるが、夷隅川下流域の年代測定値にはばらつきが多いことやイベントの詳細な年代、横宿層の河成層下限の年代や意義付けがなされていないという問題があり、年代値に関しては再検討が必要である。



図 4.2-1 夷隅川低地地形図

太東崎の北部、下の原の海岸部には、縄文海進期の化石床が遺存する（標高約 4m）。風化が激しく進んでおり、数年後には消滅の危機も考えられる。OHARA・TAIRA（1974）の調査地点に近似しているが地点は異なるようである。付近には、2、3 の谷が確認でき、この化石床はその一つで運よく保存されたものと考えられる。貝化石を豊富に含む露頭は以前から注目され、矢部（1906）によって「太東崎貝層」と呼ばれ、Nomura（1932）などでも貝化石について取り上げられた。その後 OHARA・TAIRA（1974）によって海進期の堆積物と海退期の堆積物が確認され、海進期の堆積物からは、89 種の軟体動物遺体の産出が明らかとなり、層序と年代が整理され、古水温の推定がなされた。

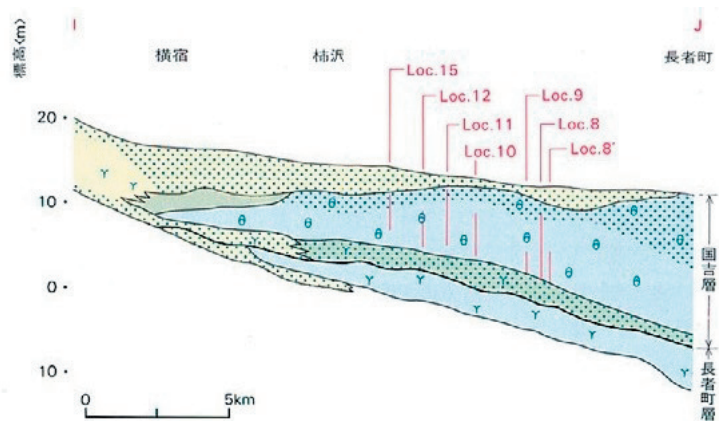


図 4.2-2 夷隅川に沿う地質断面図（遠藤ほか,1983）

×10 ² y-B-P	古押切湾	古佐賀湾	館山～千倉 (注4)	古夷隅湾	東京低地 中川低地
5	段丘堆積層 〈押切II面〉 砂礫 F 〈押切I面〉 砂礫 F 〈前川面〉	段丘堆積層 〈大坪面群〉 砂礫 F 〈龜田面〉	砂 〈瀬戸浜面〉 砂 平館面 M 砂 M 〈寺庭面〉 礫	段丘堆積層 〈H4面〉 F 〈H3面〉 F 〈H2面〉 F	上部層 有楽町層
10	下層層 小船舶層 泥 M 川勾配層 泥 M HBG 砂礫 F 広濟寺層 泥 F 砂	八幡層 上部層 砂 M 下部層 泥 M HBG 泥炭 F 谷埋め堆積物 (七号地層相当層) 泥 M 砂 F	岡津田層 上部層 泥 M 下部層 泥炭 F 角礫	国吉層 上部層 砂 M 下部層 泥 M HBG 砂 F 長者町層 泥 M 砂	下部層 七号地層

M 海水成の環境 F 淡水成の環境 <注1> 那須による <注2> 輪井による <注3> 長沢による <注4> 横田による

図 4.2-3 関東地方南岸域の更新世末期～完新世の地質層序 (遠藤ほか, 1983)

4.2.2 落合川自然貝層

4.2.2.1 落合川露頭の記載と年代測定

地点は、夷隅川の支流、落合川の河岸である。ちょうど縄文時代前期初頭の新田野貝塚の付近にあたる (図 4.2-1)。関本・遠藤 (1989) の層序に照らし、微小貝も含めた貝類遺体群の組成から海域環境を把握した。

落合川の中洲には多量のマガキが散布し、周辺もしくは上流域にカキ礁が存在していたことを裏付ける (図 4.2-4)。河岸露頭 (標高約 10m) には、シルト層の間に、薄い貝層が数層認められ、大きく上部貝層と下部貝層に分けられた (図 4.2-5)。

上部は層を成していない状況であったので、下部の 2 層を下部 I 層と下部 II 層とし、サンプリングをおこない、貝類遺体の組成を明らかにした。貝類遺体は破片が多くはき寄せと考えられる。1500ml 分のサンプルを洗浄し、同定を行った。I 層 II 層とも様相は同様である。マガキやヒメシラトリ、アラムシロ、ウメノハナガイが多く、湾奥部泥底群集が主体となっている。他にウミゴマツボやイトカケギリの一種、マメウラシマガイ、シラギクなど内湾奥部の泥底に生息する微小貝も認められた。また、スズメハマツボやマルテンスマツムシといった海藻・海草に付着する貝類も見られた。このように、この地点までは少なくとも海が進入し、湾奥の泥底で付近に藻場も存在したと考えられた。

年代測定から、河床のマガキは 7945 ± 40 BP (PLD-8617)、河岸露頭の下部貝層 II 層から産出したハイガイは 7815 ± 40 (PLD-8618) であった (表 4.2-1)。このことから河岸露頭のシルト層は国吉層下部層に対応できると考えられ、貝層はこの時期のカキ礁の存在を裏付けた。



図 4.2-4 落合川自然貝層露頭写真

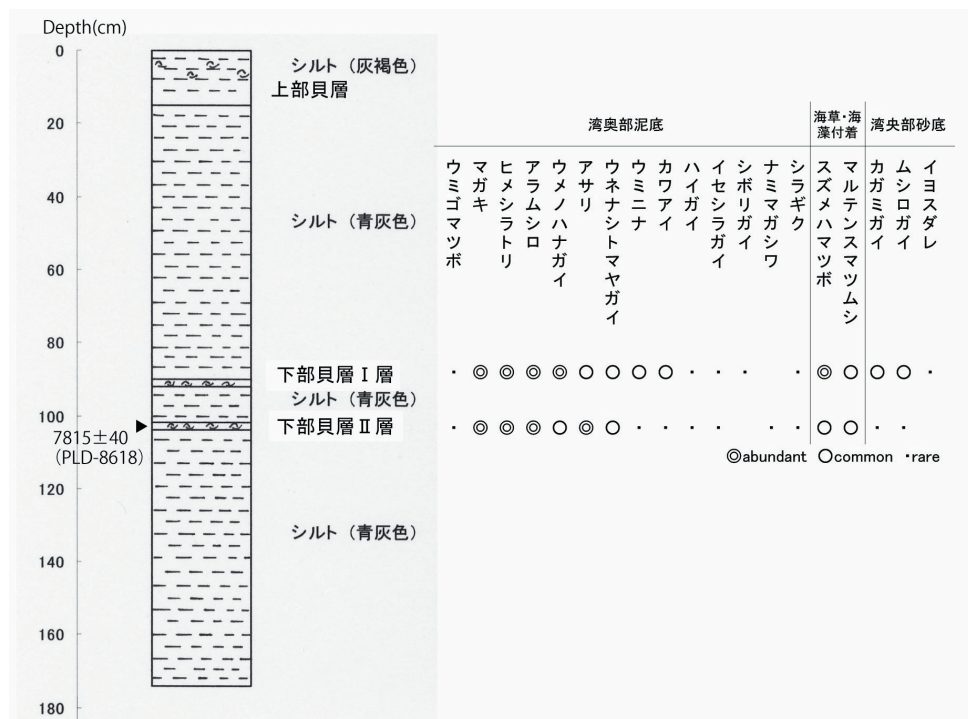


図 4.2-5 落合川自然貝層地質層序と貝類遺体群の組成

カキ礁の形成は、古夷隅湾のさまざまな地点で見出すことができ、本研究における落合川河岸や、新田野川河床の新田野自然貝層（小野田・本吉,1982）、関本・遠藤（1989）による研究によって確認された。その年代は、関本・遠藤（1989）では、年代値のばらつきがあるが、9600～9300BPにはカキ礁が成立するような安定した内湾が形成したとし、本論では7800BP前後、小野田・本吉（1982）では、新田野自然貝層のマガキは7310±220BP（Gak-9448）という結果が出ている。新田野自然貝層は、関本・遠藤（1989）の区分によると国吉層上部層にあたりと考えられる。

このように、古夷隅湾は縄文海進の初期から、奥深い内湾が形成され、カキ礁が形成されるような泥質な環境が形成された。そして一時的な海退ののち、国吉層上部層の時期も、カキ礁が形成される環境は継続したが、ハマグリやアサリなども見られるように、砂泥質な干潟環境に変わっていったと考えられる。

表 4.2-1 落合川自然貝層および太東崎自然貝層の年代測定値

遺跡・地点	層準	¹⁴ C年代 (BP)	Lab.code	較正暦年代 (Marine04) (calBC:2σ)	測定試料	δ ¹³ C (‰)	測定法	文献
落合川自然貝層	落合川河床(下原地点)表採	7945 ± 40	PLD-8617	6560BC(95.4%)6370	貝(マガキ)	-2.83±0.38	AMS	本研究
	落合川河床(下原地点)露頭下部貝層Ⅱ層	7815 ± 40	PLD-8618	6420BC(95.4%)6230	貝(ハイガイ)	-4.02±0.52	AMS	本研究
太東崎自然貝層	露頭 2層カキ礁	6995 ± 35	PLD-8616	5620BC(95.4%)5470	貝(マガキ)	-1.75±0.28	AMS	本研究

表 4.2-1 の年代値に関する詳細は、以下である。¹⁴C年代 (BP) の算出には、¹⁴Cの半減期として Libby の半減期 5568 年を使用した。また、付記した ¹⁴C年代誤差 (±1σ) は、測定の統計誤差、標準偏差等に基づいて算出され、試料の ¹⁴C年代がその ¹⁴C年代誤差内に入る確率が 68.2%であることを示すものである。¹⁴C年代の暦年較正には OxCal3.10(較正曲線データ: Marine04) を使用した。なお、2σ 暦年代範囲は 95.4% 信頼限界の暦年代範囲である。カッコ内の百分率の値は、その範囲内に暦年代が入る確率を意味する。

4.2.2.2 新田野貝塚

新田野貝塚は、標高約 15m の丘陵先端部に存在し、落合川自然貝層の地点に近い。貝層は間層を挟んで 2 層あり、縄文時代前期初頭の花積下層式期と中期前葉の五領ヶ台式期の貝層がある（立教大学考古学研究会,1975）。前期初頭はオキシジミとヤマトシジミを主体とし、他にマガキやオオノガイ、アサリなどからなる。中期前葉はほぼヤマトシジミ

であり、他にオキシジミやハマグリ、バイ、キサゴからなる。中期前葉の貝層のほうが圧倒的に出土個体数が多い。湾奥泥底～汽水域に生息する群集が主体となっている。魚類に関しては、どちらの貝層も内湾性のスズキやボラが主体であり、クロダイやコチが次ぐ。哺乳類としては、イノシシが主体でありニホンジカが次ぐ。貝塚全体で、石鏃の出土が際立っており、狩猟の様相が伺える。

これまでの研究から、縄文海進初期から周辺には大規模なカキ礁が存在していたことがわかっているが、縄文時代早期の貝塚は確認されていない。国吉層上部層の形成期である縄文時代早期後葉（7500BP）以降に古夷隅湾一帯では泥～砂泥質の干潟が形成され、さらに外洋水の影響が強くなった。そういった環境で縄文時代前期初頭に新田野貝塚が形成された。海進初期にはマガキを主体とした自然貝層が存在したが、貝塚形成期にはマガキが主体とならない点に関しては、小野田・本吉（1982）が指摘したように、同時期にカキ礁が存在したにもかかわらず人間が採取しなかったということはあまり考えられないことから、前期以降にはマガキの泥質な生息環境は見られなくなっていたものと考えられる。貝塚の様相から、汽水域のヤマトシジミが多いことから、採貝活動は、河口～湾奥部にて行われたと考えられるが、関本・遠藤（1989）の分析からも決して海域の縮小を示すわけではない。また、ヤマトシジミの稚貝は泥底に着底すると埋没して窒息してしまうため（山崎ほか,2008）、早期後葉よりもシルトの少ない砂底域の環境が広がったという底質環境の変化に起因するかもしれない。中期前葉の貝層形成期は、縄文海進の安定期以降であり、河川活動の影響や地殻変動も考えられるが、オキシジミやハマグリの産出もあることから、水域の縮小よりも、ヤマトシジミの生息に適した汽水域がさらに広がるようになったとも考えられる。その後、中期中葉以降は河川成堆積物である横宿層が堆積することをもって明瞭に海退の現象が見られたと言える。

4.2.3 太東崎自然貝層

太東崎における化石床の産出状況は先行研究を追認するものとなったが、OHARA・TAIRA（1974）の地点とは違い、貝層間に礫層をはさみ、海進最盛期における貝類群集の垂直的变化を見ることが出来た（図 4.2-6）。現地性であり、生礁である。太東崎自然貝層は大きく 4 層に区分された（図 4.2-7）。化石床は基盤の黄和田層に不整合に重なり、基盤にはニオガイやカモメガイ、オニカモメガイなどの穿孔貝が見られる。その上位に不



図 4.2-6 太東崎自然貝層露頭写真

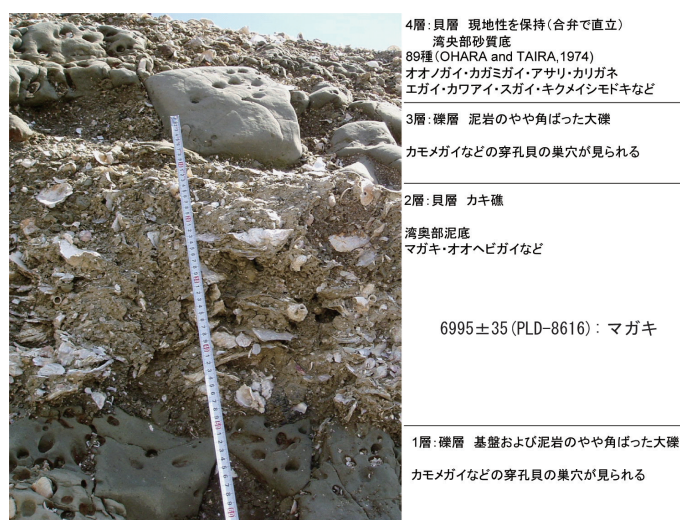


図 4.2-7 太東崎自然貝層層序

整合に乗る1層は、基盤起源の礫層である。礫層にも穿孔貝の生痕が見られるが、その方向がさまざまであることから基盤が削られて堆積したものと考えられ、3層の礫層も同様と考えられる。海進に伴い、基盤を削りながら急激に入ってきた海にまず生息したのが、2層に見られるようにマガキやオオヘビガイといった湾奥部の泥底群集であり、カキ礁を形成していたと考えられる。そしてさらに海が侵入したことによって、さらに奥の基盤が削られ、3層の礫層の上に、オオノガイやカガミガイ主体の湾中央部に生息する砂泥底群集が生息した。オオノガイやカガミガイは合弁で直立した状態で見られ、現地性であることが確認できた。4層の貝層にはキクメイシモドキ *Oulastrea crispata* (Lamarck) (サンゴの一種) も見られ、縄文海進期の温暖期の様相を示す。

太東崎における貝層の年代値は、OHARA・TAIRA (1974) の研究から、基盤直上のキクメイシモドキ (A層) が 7320 ± 135 (N-618)、その上位のマガキ (A層) が 6830 ± 130 (N-774)、B層のオオノガイが 6460 ± 130 (N-775) であった。新たに本研究で測定した年代は、2層のマガキが 6995 ± 35 (PLD-8616) であった (表 4.2-1)。OHARA・

TAIRA (1974) の A 層と年代はほぼ近似し、調査地点では礫層が挟まるが、OHARA・TAIRA (1974) の地点の貝層と貝類組成からもほぼ同様な特徴を見出すことが出来た。測定試料が貝類遺体であり、海洋リザーバー効果により古い年代値が出ていると考えられるが、おおよそ国吉層上部層の堆積期に相当し、海進高海水準期～安定期と考えられた。

太東崎一帯は浸食海岸のため、縄文時代は陸地が沖合いまで存在していたと考えられており、太東崎の貝層は浸食を逃れて遺されたものである。古夷隅湾の湾口に近い支谷に形成された貝層であったと考えられる。

4.2.4 古夷隅湾の変遷

古夷隅湾は海進初期からすでに湾奥まで海が侵入し厚いカキ礁を形成していたことが明らかであり、内湾の変遷は、海域環境と貝塚形成により、少なくとも以下の 5 時期に区分できるものと考えられた。関本・遠藤 (1989) および立教大学考古学研究会 (1974・1999) に基づき、図 4.2-8 に④の時期の古夷隅湾を復原し、縄文時代前期花積下層式期の遺跡分布を重ねた。

- ① 海進初期 (約 9500 ~ 7700BP) : 国吉層下部層堆積期・落合川自然貝層
- ② 一時的な海退期 : 国吉層下部と上部を分ける不整合
- ③ 海進高海水準期 (約 7500BP ~) : 国吉層上部層堆積期・太東崎自然貝層
- ④ 海進安定期 (~ 5500BP) : 国吉層上部層堆積期・新田野貝塚 (花積下層式期)
- ⑤ 安定期以降 : 新田野貝塚 (五領ヶ台式期) 形成期以降
- ⑥ 河川による埋積 (明瞭な海退) (約 4600BP ~) : 横宿層堆積期

①海進初期には、夷隅川の柿沢付近のかなり奥部まで海域となり、カキ礁が広く形成されるような、低鹹度な内湾環境が形成された。海底地形 (地質調査所, 1983) から、谷底平坦面が沖合約 3km、- 40m までなだらかに続くことがわかっており、縄文海進期の古夷隅湾の湾口は現在よりはるか沖合いにあったと考えられ、現在の地形では湾口が広いように思われるが、当時は湾口の狭い、樹枝状谷が発達した内湾形態を呈していたと考えられる。マガキやウネナシトマヤガイ、ウラカガミ、オオノガイ、アサリ、ウミニナ、アカニシ、マテガイなど泥底群集が中心に見られた。

その後②一時的な海退が起こった後は、さらに外洋水が入り込む内湾となり、③高海水準

期を向かえた。ハイガイや、シオツガイ、アサリ、マガキ、ハマグリ、オキシジミ、キサゴ、イボキサゴ、イボウミニナ、ホソウミニナなど泥～砂泥底群集が見られ、ハイガイなどの縄文海進期における温暖種も見られた。この時期は、縄文時代早期後葉である。こういった中で④縄文時代前期には海進の安定期となり、湾奥部に新田野貝塚が形成された。そして、⑤安定期以降も、中期前葉の新田野貝塚の存在から、少なからず海域は維持されたが、河川による埋積も始まっていた。その後、⑥中期中葉以降は河川成堆積物である横宿層が堆積することをもって明瞭に海退が起こり、砂州の形成・閉鎖も進んだと考えられた。

古夷隅湾の変遷では、グローバルな 8.2ka イベントに相当すると考えられる一時的な海退を挟んで2つの海域環境を読み取ることができた。そして、海進高海水準期以降の安定期の海域環境と貝塚形成も明らかにされた。海退は、縄文中期の小海退に相当する縄文時代中期中葉以降に、急激に起こり、古夷隅湾を埋め立てられると同時に、河口部での砂州の閉鎖によって、古夷隅湾にはラグーンが形成されたと考えられた。

*表 4.2-1 に挙げた年代測定値 3 点は、「パレオ・ラボ若手研究者を支援する研究助成」によるものである。

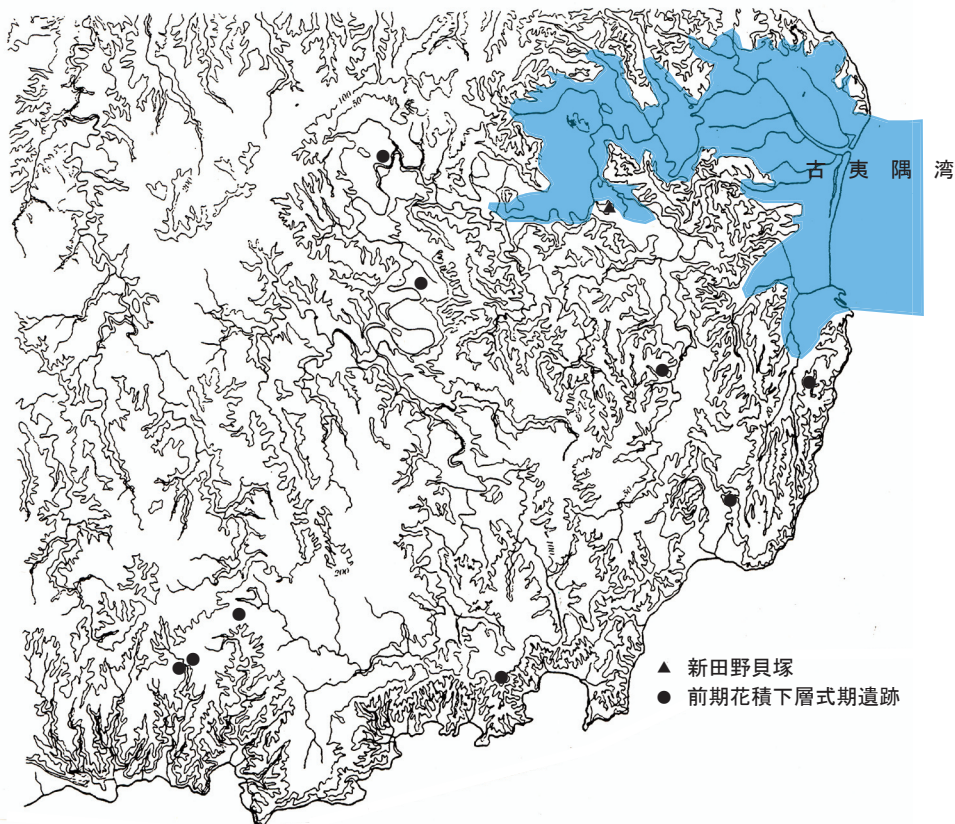


図 4.2-8 海進安定期の古夷隅湾

