生痕層序*

'Ichnostratigraphy'—the use of ichnofacies in stratigraphy—*

市原季彦** 高塚 潔***
下山正一***

Toshihiko Ichihara**,
Kiyoshi Takatsuka***
and Shoichi Shimoyama***

1995年6月23日受付.

1996年5月23日受理.

** 熊本大学自然科学研究科自然環境科学.

Department of Environmental Science, Graduate School of Science and Technology, Kumamoto University, Kumamoto 860, Japan

*** 九州大学理学部地球惑星科学教室.

Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Kyushu University, Fukuoka 812 Japan

Abstract

Analyses of sedimentary facies and ichnofacies were carried out to distinguish the sequence boundaries and ravinement surfaces in the uppermost part of the Shimosa Group (Late Pleistocene) of the Kanto Plain in central Japan. The recognition of sequence bounding unconformities and ravinement surfaces in sedimentary successions is a very important part of stratigraphy. However, it is commonly difficult to recognize these boundaries using existing methods of sedimentary facies analysis.

In this paper, the combined application of the type of preservation of the trace fossil of *Upogebia major* (De Haan) and sedimentary facies analysis has enabled sequence boundaries and two types of ravinement surfaces to be recognized. Because the *U. major* burrows are up to 5 m deep in the tidal flat deposits, their burrows often reach down to the sequence boundary and penetrate the underlying sediments. It is natural that consolidation is different between the subsurface and the older sequence. Preservation ranking of the trace fossil of *U. major* is strikingly different between that in the unconsolidated sediments and in the consolidated sediments of the older sequence.

The use of 'ichnostratigraphy' can make important contribution to the study of stratigraphy in shallow marine and coastal environments.

key word : ichnostratigraphy, trace fossils, *Upogebia major*, paleo-consolidation, Shimosa Group, ravinement surface, sequence bounding unconformity, transgressive barrier system

はじめに

地層単元の境界の認定とその特徴の識別は層序を確立する上で、大変重要なことである。近年の堆積学の発展とともに、地層の分解能が向上し、地層境界面が成因論的にとらえられるようになってきた(例えば、Demarest and Kraft, 1987)。特に相対的海水準の上昇・低下に伴う一連の地層境界面の形成が重視されている。例えば、相対的な海水準の低下は、陸上侵食による不整合面を形成する。また、海進期には外浜侵食によってラヴィーンメント面(Allen and Posamentier, 1993の wave ravinement surface)が形成される。これらの地層境界面を識別する手法として、一般に堆積相解析法が用いられる。これらの地層境界面の特徴を含めた層序モデルが組み立てられている(例えば、Demarest and Kraft, 1987; Nummedal and Swift, 1987)。これらは海進・海退サイクルに伴う地層の成因を探る目的の研究であるが、いずれも堆積相に基づいたものである。しかし、地層成因に関わる情報源

はなにも堆積相だけに限られるわけではない。また、堆積相だけでは地層境界面における時間間隙を示すことができないため、その地層境界面がどのような性質のものかを断定することは困難な場合がある。時間面の認定はテフラの利用が有効であり、また完新統であれば、 ^{14}C 年代とその地層分布などによって時間面が決定される(例えば、Shennan, 1989)。これらの手法は詳細なテフラ年代学が確立されている地域や、 ^{14}C 年代などの測定が可能な時代の地層には有効である。しかし、これらの手法は条件が限られるので、一般的にはむしろ利用不可能な場合の方が多い。このため、別の新たな手法が必要である。

堆積相解析法の基本単位である堆積相は、一般には化石も含めて識別される。例えば、生痕化石の場合は“生物の形成する堆積構造”といったとらえ方がなされている。しかし、ここで注意すべき点はその“生物の形成する堆積構造”が必ずしも本来の堆積構造と同時間的なものではない、といった点にある。例えば、従来の堆積相解析法による古環境解析では、「アナジャコ巣穴化石が産出するからラグーン環境である」としている。後述のように、これは必ずしも正しい解釈

*日本地質学会第101年学術大会(札幌, 1994)、第102年学術大会(広島, 1995)にて一部講演。

ではない。このような生痕化石に対する誤った理解は、層序確立の妨げになりかねない。生痕化石を古環境解析に用いるためには、その使用上の前提として、その生痕の形成主の生痕形成時の生態的特徴を知っておく必要がある。そこで本研究では、生痕化石をいったん、堆積相とは独立の古環境情報の判断材料として観察、解析を行い、最後にこれら二つの結果を統合して、古環境の解釈を行った。堆積相解析法と生痕相解析を独立に用いたことで地層情報の処理能力が向上し、地層境界面認定の新技术が確立した。今回提唱する生痕層序とは、従来の岩相層序における生痕を含む岩相を「生痕相」としてとらえ、その生痕相の成因に基づいて地層境界面を識別する方法である。なお、本論において生痕相は、Frey and Pemberton (1984) などが示すような生痕群集的なものではなく、個々の生痕に対して用いる。

調査地域の概要

本研究を進めるため、生痕化石が多産し、沿岸～浅海域の堆積物からなる中部～上部更新統の下総層群を対象に研究を行った。下総層群は茨城県南部から千葉県北部にかけて広く分布しており、これまで多くの層序学的、堆積学的研究が行われている(青木・馬場, 1973, 1979; 増田, 1985; 徳橋・近藤, 1989; 岡崎・増田, 1992; Murakoshi and Masuda, 1992; 佐藤・下山, 1992)。例えば、増田 (1989, 1992) は、この地域にバリアー島が存在していたことを指摘している。Murakoshi and Masuda (1991) は上げ潮三角州や、ワッシュオーバーによる堆積システムを報告している。また、岡崎・増田 (1992) は下総層群上部の木下層から常総層が、最終間氷期の下末吉期の海進・海退に規制されて形成されたとしている。これらの研究はいずれも堆積相解析法に基づいている。

本論における調査地域は茨城県の霞ヶ浦北岸から北浦にかけてである(第1図)。この地域における露頭観察に基づいた柱状図を第2図に示す。第2図中にも示したとおり、下総層群は生痕化石を豊富に産し、本稿で取り扱うアナジャコ巣穴化石も各所で観察される(露頭番号4, 6, 7, 8, 9)。これらの地層の堆積環境、地層境界面の解釈を行う上で、アナジャコ巣穴化石から得られる古環境情報が重要となる。そこで先にアナジャコ巣穴化石の詳細について述べ、具体的な野外調査結果についてはその後述べる。

アナジャコ巣穴と巣穴化石の保存

生痕化石は現地性であるため、生痕化石の産出層準は、その生痕形成主の生息環境を直ちに反映して形成された地層であると思われる。しかし、実際には生痕化石の産出と、それが保存されている地層の堆積環境との間にはずれが生じていることがある。内湾干潟に生息するアナジャコは基盤にまで達する長い巣穴を掘る(高塚, 1992) ので、その生痕化石は堆積相とは無関係な部分にも保存される。なお、アナジャコではないが、Demarest and Kraft (1987) も第四系から掘られて中新統に達する巣穴化石の例を報告している。

1. アナジャコの生息環境

第1図. 調査位置図。図中番号は代表的な露頭位置を示す。それぞれ、1 戸崎、2 崎浜、3 浜、4 平須賀、5 谷島、6 新橋、7 両宿、8 江川、9 武井、10 津賀、である。江川、両宿の露頭についての詳細は第7図、第8図を参照。それぞれの露頭柱状図は第2図を参照。

甲殻類十脚目のアナジャコ (*Upogebia major* (De Haan)) は北海道から九州までの日本全国の内湾の砂泥干潟の代表的な生物で(大島, 1967; 高塚, 1992)、潮間帯中部に生息帯を形成している。東京湾では千葉県幕張干潟の潮間帯中部で生息帯の存在が確認されている。岡田ほか (1965) はアナジャコの生息環境を「潮間帯から浅海帯」と記述しているが、これには多少説明が必要である。アナジャコは後述のように、5m もの長さの非常に長い、ほぼ垂直の棲管をつくるため、潮間帯を越えて潮下帯または浅海帯まで生息深度(巣穴の下限)が及ぶことになる。このため、研究者によってはアナジャコの生息環境を、潮間帯から浅海帯とみる場合がある。しかし、アナジャコは干潟で生産されるデトリタスを食べる生物であるため、巣穴の開口部分は例外なく干潟潮間帯である。少なくともU字管部分までは潮間帯にある。干潟の底質に砂分が多少多くても、デトリタスの堆積する場所ならアナジャコは生息するが、泥分のまったくない砂底にはデトリタスが溜りにくく、餌がないので生息しない。このためアナジャコ巣穴化石の存在は、当時の巣穴掘り込み部分に砂泥干潟(内湾潮間帯)が存在したことを示す、明瞭な示相化石である。ただし、高塚 (1991, 1992) が指摘したように、巣穴の保存程度は底質の固結度を反映するので、巣穴の掘り込まれた層準を特定するには、以下に記述するような、アナジャコ巣穴についての予備知識が必要である。

2. アナジャコの巣穴形成と巣穴の保存状態

内湾の干潟に生息するアナジャコはYの字の形態をした、深さ5mにも達する巣穴を形成する(浜野, 1990)。巣穴の直径は2~4cmで太さは一定であり、巣穴断面は円形である。また、アナジャコは巣穴の内側に厚い泥壁を形成する(大島, 1967)。

なお、堆積物表層から約50cmほどの部分である上部のUの字部分は、巣穴放棄後に生じるさまざまな生物による生物擾乱のため、巣穴化石としてはほとんど残らない。これは現在の干潟での放棄巣穴の観察によって確かめられている。し

第2図. 野外調査に基づく代表的な露頭の柱状図. 柱状図の番号は第1図の位置に対応する.

たがって、通常化石として観察されるのは垂直管の部分のみである。また、アナジャコの巣穴は大変長いため、基盤にまで達することがある（高塚，1991）。

高塚（1992）によると、アナジャコは未固結物質中の巣穴の掘削にあたっては削りくずをまったく外に出さず、絶えず堆積物を押し広げることで巣穴空間を確保し、壁面を押し固め、更に壁面に厚い泥壁を形成する裏打ち行動をとることによって巣穴の崩壊を防いでいる。しかし、周囲の堆積物は未固結で空隙が大きく、十分に含水しているため、アナジャコが巣穴を放棄した後は壁面は崩壊してしまう。したがって、第3図のように未固結堆積物中に掘られた巣穴はかろうじて輪郭が残る程度にしか保存されない。

一方、固結の進行した堆積物（アナジャコ営巣時の干潟堆積物に対する基盤）では、アナジャコは堆積物を挟みで削り取るようにして巣穴を形成する。削りくずは、上位に持って上がって未固結堆積物中の壁に埋め込む。このケースではアナジャコが巣穴を放棄しても、周囲の堆積物は固化しているため、壁面の崩壊は起こらない。したがって、第4図のように壁面はシャープであり、裏打ち構造まで明瞭に保存されている。さらに、まれではあるが、壁面に削痕まで残っていることもある（高塚，1992）。また、現生のアナジャコは熊本県荒尾市の干潟では古第三系の風化部にまで掘り込んでいることが観察されている（高塚，1992）。なお、アナジャコは上述

のように巣穴を形成する際に生じる削りくずを堆積物表面に持ち出さないため、スナモグリ（gen. *Callianassa*）の類の多くが形成するようなマウンドを持たない。

生痕化石の記述には、生痕そのものに対して名付けられた名前、つまり生痕種名を用いるのが一般的である（例えば、野田，1994）。しかし、アナジャコ巣穴に対して特定の生痕属を決めるのは、若干の生痕学上の問題が残る。そこで、本論の主目的とは無関係であるため、本稿中ではアナジャコ巣穴化石に対して具体的な生痕属種は用いず、単に「アナジャコ巣穴化石」と呼ぶことにする。

3. アナジャコ巣穴化石の認定基準

野外調査に際して、まず第一に産出する巣穴化石がアナジャコのものかどうかを認定する必要がある。上述したとおり、アナジャコ巣穴は化石としては長い垂直管の存在で判別される。もし、直径2～4cmで、長さが50cmを越すような垂直管が産出したならば、これはアナジャコ巣穴化石である。なぜなら、同様の長い垂直管を持つ巣穴を形成し、しかも壁面の裏打ちまで行う生物はアナジャコを除いて例を見ないからである。アナジャコ巣穴化石に最も近い産状を示すものとして、主に甲殻類・十脚目のスナモグリ類（gen. *Callianassa*）が形成する生痕属 *Ophiomorpha* がある（例えば、Bromley，1990）。*Ophiomorpha* とアナジャコ巣穴化石との決定的な違いは巣穴が分岐しているか否かである。スナモ

第3図. 現世アナジャコ巣穴および、巣穴化石の未固結相. a) 貝殻の配列によって識別可能な放棄されたアナジャコ巣穴化石, 高塚 (1992) の保存レベル1に相当 (現世, 熊本県玉名干潟). b) 色調の差でかろうじて識別可能なアナジャコ巣穴化石, 高塚 (1992) の保存レベル2に相当 (完新統博多湾シルト層, 福岡市大濠).

グリは3次元的な網状の広がりを持つ巣穴を形成する. 大型の *Ophiomorpha* は長い垂直管部分を持つが, それでも 30 cm を超えることは極めてまれであり, 分岐構造が見られるので, アナジャコ巣穴化石と誤認することはない.

アナジャコ巣穴化石が認定できたら, 次に壁面構造に注意して観察を行う. つまり, 第3図のような壁面が不明瞭で裏打ち構造が残されていないものと, 第4図のように壁面がシャープで裏打ち構造まで保存されているものとを識別する. これらの識別は後述する地層境界面認定の基礎となるので, 大変重要な観察のポイントである.

4. 堆積物の固化条件

生痕化石は底質の条件をよく反映して地層中に保存される (Bromley, 1990). アナジャコの巣穴化石の場合も上述のように営巣時の堆積物の固結度によって保存状態に大きな差が生じる. そこで, 堆積物の固化についての知識も必要である. そのことについて以下に述べる.

高塚 (1992) は有明海干潟でのアナジャコ巣穴の形成環境を調査し, 現在の堆積物と基盤の堆積物に掘られた巣穴の保存程度に大きな差があることを指摘した (第5図). 巣穴の保存程度に大きな差が生じる主な原因は堆積物のかたさ (堆積

物硬度) である. 干潟での具体的な堆積物硬度はコーンペネトロメーターによる計測で静的貫入抵抗値 (q_c) として得られる. 実際にコーンペネトロメーターを用いて堆積物硬度を測定してみると, 含水率の高い干潟堆積物ではほぼ $q_c = 8 \text{ kgf/cm}^2$ 以下であるのに対し, 固化が進行した地層では, $q_c = 40 \text{ kgf/cm}^2$ 以上に達する. なお, 静的貫入抵抗値 (q_c) と後に述べる一軸圧縮強度 (q_u) との間にはほぼ $q_c = 5q_u$ という関係式が成り立っている (土質工学会, 1982). したがって, コーンペネトロメーターで計測した値をもとに干潟の未固結堆積物の堆積物硬度を一軸性圧縮強度であらわすと, $q_u = 1.6 \text{ kgf/cm}^2$ 以下となる.

現世の表層堆積物のうち深海の泥質堆積物では, しばしば固化が進行していることが知られている. この場合は, 堆積速度が非常に遅く, 極めて薄い地層のため, 固化は堆積物荷重による圧密ではなく, 主にセメンテーションの進行によるものと考えられる. しかし, 現在の浅い内湾のように, 堆積速度のきわめて速い場所で形成された泥質堆積物は含水率の高い, 厚い地層を形成しており, 固化はしていない.

今回扱っている未固結堆積物は後者のケースである. 実際に全国の臨海低地から知られている海岸付近の泥質堆積物の

第4図. アナジャコ巣穴化石の固結相. a) 砂層中で産出するシャープな壁面, シルトによる裏打ちが明瞭な巣穴化石, 高塚 (1992) の保存レベル3に相当 (更新統下総層群, 茨城県出島村). b) シルト層中で産出する巣穴化石. 裏打ち構造が明瞭で, 壁面は非常にシャープ. 高塚 (1992) の保存レベル4に相当 (更新統下総層群, 茨城県大洋村).

一軸圧縮強度は深度 20m ですら $qu=2 \text{ kgf/cm}^2$ に満たない (田中ほか, 1995). この程度の圧密でも, もし地層の厚さが無限に厚ければ, 無限の荷重がかかるので下限付近の泥質堆積物は離水することなく固化するにちがいない. しかし, 現在知られる沖積粘土層の厚さは有明海沿岸でもせいぜい 20~40m 程度である (例えば, 下山ほか, 1994). まして, アナジャコ巣穴が達しうる, 地表から 5m 深度範囲内では圧密による固化の影響は極めて小さく, 無視できる程度である. このため圧密だけではアナジャコが掘った際の下位の地層の十分な固化を説明できない.

アナジャコ巣穴が達しうる 5m 深度の泥質堆積物が十分に固化するには離水による脱水固化が最も効果的であり, これは相対的に海水準が低下することによって容易に起こりうる. 海水準が低下し堆積物が陸化すると, 陸上では侵食を伴う不整合面が形成される. つまり, 氷河性海水準変動のような短い周期の海水準変動に伴って形成される不整合であっても不整合面を介して下位と上位の堆積物には固結の差が生じる. この事については具体例を挙げて次に述べる.

5. アナジャコ巣穴化石の保存程度の差が示す意味

アナジャコ巣穴化石の保存程度の差異から第3図のような

タイプ (第5図の保存レベル 1, 2) を未固結相, 第4図のようなタイプ (第5図の保存レベル 3, 4) を固結相と呼ぶことにする. アナジャコ生息環境の干潟堆積物は当然, 未固結相である. 固結相は, アナジャコが営巣時にすでに固結が進行していたことを示す. その模式的なものとして, 下山ほか (1991) の例を示す (第6図).

第6図に示したように, 福岡市大濠の露頭では, 更新統須崎層と完新統博多湾シルト層が観察されている. 下山ほか (1991) によると, 須崎層はその上位を Aso-4 火砕流堆積物に被われている下末吉期の非海成層である. なお, 第6図においては, Aso-4 火砕流堆積物は削剥されて観察されない. 博多湾シルト層は 5,000~6,000 年前に最高海面期を迎えた縄文海進期の海成堆積物である. 最終氷期の約 20,000 年前では, 現在よりも海水準は 100m 以上低下しているから, 両地層間の関係が不整合であることは明らかである. この不整合面は汎世界的な氷河性海水準変動に伴って形成された地層境界面であり, まさに「シーケンス境界」そのものである. つまり, 須崎層と博多湾シルト層とは, 不整合を介した独立の海進・海退サイクルに属する堆積物である. ここで産出する生痕化石はその形態的特徴から, アナジャコ巣穴であること

保存程度 の模式図	保存 ランク	営巣当時の堆積 物の状態	化石としての 保存状態	堆積物硬度 qc(kg/cm ²)
	1	未固結堆積物 生物の活発な活動によって擾乱作用が大	粒子配列の方向性などからろうして識別可能	0~8
	2	未固結堆積物 生物擾乱作用は小さいが含水比高く軟弱	孔内充填物と周囲との物質差で識別可能なるも不明瞭	
	3	当時の基盤 砂〜砂質シルト岩の風化層または半固結堆積物	壁面の裏打ち構造が保存され内壁面の輪郭が明瞭	40+
	4	当時の基盤 粘土岩の風化層または半固結堆積物	裏打ち構造に加えなめらかな外壁輪郭と削痕が明瞭	

第5図. アナジャコ巣穴化石の保存レベルと、堆積物硬度との関係。堆積物硬度はコーンペネトロメーターによる貫入試験に基づく（高塚，1992をもとに一部修正）。

が明らかである（唐木田ほか，1994，142 ページ，第 78 図参照）。アナジャコ巣穴化石は博多湾シルト層の干潟堆積物から不整合を介して下位の須崎層にまで達している。巣穴化石の様子を観察すると，不整合面を境に上下で保存の状態が大きく異なる。つまり，須崎層では壁面の明瞭な固結相，博多湾シルト層では壁面の不鮮明な未固結相が観察される。これは，アナジャコ営巣時にはすでに須崎層と博多湾シルト層との間に固結度の差が生じていたことを意味する。

堆積物の固化の原因として，次のような事柄が考えられる。須崎層は最終間氷期に形成された地層で，中位段丘面を形成しており，最終氷期の海面低下期に完全に陸化していたことが容易に推定できる。須崎層堆積面が完全に離水し，台地化したことで脱水の効果が生じる。またそれに伴う空隙率の急低下と粒子の最密充填が行なわれたことによって，堆積物の固化が進行したと考えられる。先に述べたとおり，アナジャコが営巣可能なのは堆積物表層下 5m ほどまでのので，5m の厚さによる圧密だけではここまで固化の進行を説明できない。更に，一連の堆積物が含水状態であれば，固結度が非連続的に急激に変化することはない。したがって，須崎層と博多湾シルト層との間の固結度の差は陸化を伴う不整合の存在を示唆する。アナジャコ巣穴化石の保存状態の差は当時の堆積物硬度，つまり，“古固結度”を反映している（唐木田ほか，1994）。

アナジャコ巣穴化石が示す古環境情報

前述のように，アナジャコ巣穴化石の保存程度は営巣時の堆積物硬度を直接反映したものとなる。そのため，正しい古環境情報を得るには保存程度の差を十分考慮する必要がある。そこで，アナジャコ巣穴化石を未固結相と固結相の二つの場合に分けてそれぞれの持つ意味を記述する。

1. アナジャコ巣穴化石未固結相

アナジャコ巣穴化石未固結相は高塚（1991）の区分の保存

第6図. 福岡市大濠におけるアナジャコ巣穴化石の産状。完新統博多湾シルト層（標高−3.5 m〜−0.6 m）ではアナジャコ巣穴化石は未固結相である。Aso-4 の下位に位置する上部更新統の須崎層（標高−3.5 m 以下）中ではアナジャコ巣穴化石の固結相が観察される。図中の数値は貝殻を用いた ¹⁴C 年代値，括弧内はコード番号を示す（下山ほか，1991 に一部加筆）。

レベル 1, 2 に相当する。この保存レベルのアナジャコ巣穴化石の存在は，アナジャコ生息時にその堆積物が未固結で十分含水した緩い状態であったことを意味する。つまり，その付近はアナジャコ生息場そのものである。内湾干潟堆積物（砂泥干潟〜泥干潟のシルト層ないし砂質シルト層）であったと考えられる。未固結相には，しばしばマガキ（*Crassostrea gigas* (Thunberg)）などの強内湾を示す二枚貝化石を伴う。したがって，未固結相のアナジャコ巣穴化石の産出は内湾の泥干潟〜砂泥干潟環境を強く示唆する。

2. アナジャコ巣穴化石固結相

アナジャコ巣穴化石固結相は高塚（1991）の保存レベル 3, 4 に相当する。アナジャコ巣穴化石の固結相が観察されるのは，少なくとも陸化に伴う固化を経た堆積物である。つまり，このようなアナジャコ巣穴化石の産出はその上位に不整合があり，更に上位の未固結相（内湾潮間帯堆積物）からの巣穴の掘り込みがあったことを意味する。このことから，保存程度に注目して不整合面（陸域でのシーケンス境界）を認定することが可能である。さらに，固結相巣穴化石の産出はもう一つ重要な古環境情報をも提供する。それは，「固結相の巣穴化石の産出層準の上位に，かつてアナジャコの生息場（内湾干潟）が存在していた」という情報である。すなわち，固結相のアナジャコ巣穴化石の産出によって識別された不整合面の上位には，アナジャコ生息時の内湾干潟環境が広がっていたはずである。このため，仮に地層が侵食されて内湾干潟堆積物そのものが完全に欠落したとしても，巣穴化石の産出から，その間に内湾干潟環境がかつて存在したことが容易にわ

かる。また、この侵食面よりも下位の堆積物は、アナジャコ生息時の堆積物から見た場合、基盤に相当するので、当然、アナジャコ巣穴化石の産出と、この部分の堆積相とはまったく無関係な存在である。

野外調査結果

上述のことに注意して野外において堆積相解析と同時にアナジャコ巣穴化石の観察を行った。実際の露頭観察結果を以下に示す。なお、露頭位置は第1図に、柱状図は第2図に示す。これらの調査地域のなかで、代表的な江川（柱状図番号8）と両宿（柱状図番号7）について、以下詳細に記述する。

1. 茨城県大洋村江川の露頭

江川の露頭の様子を第7図に示す。露頭下部には主として礫を含む中粒ないし粗粒砂層と塊状のシルト層が観察される。露頭中部には第7図中の矢印で示した部分に非常にシャープな侵食面が観察される。侵食面よりも上位では主に淘汰の良い細粒～中粒砂層からなる。露頭中部の侵食面を境に堆積相が大きく変化するので、侵食面下位と上位に分けて以下に述べる。

(1) 侵食面より下位の堆積相

まず、第7図で観察される侵食面よりも下位の地層について記す。厚さ約2mほどの礫を含む中粒～粗粒砂層からなる。基部は明瞭な侵食面を持ちチャンネル状の形態を示し、基底部ほど礫を多く含む。上部ほど細粒でトラフ型斜交層理や平板型斜交層理が観察される。また、フォーセット面が逆方向を向くヘリンボーン斜交層理が見られることがあり、その上面にはマッドドレイブを伴うことがある。また、材などの植物片を多く含む。しばしば直径1 cmほどの小型の *Ophiomorpha* を含む。

砂層の上位は塊状のシルト層からなる。直径1 cmほどの小型の *Ophiomorpha* や直径3 cm、長さ50 cm以上で、分岐構造を持たず垂直管のみからなる巣穴化石を産出する。この棲管の壁面は極めてシャープかつ明瞭であり、裏打ち構造も明瞭に保存されている。棲管上部は侵食面によりシャープに切られており（第7図参照）、その上位の地層中にはこの棲管は見られない。

(2) 侵食面より上位の堆積相

侵食面の上位は主に淘汰の良い細粒～中粒砂層からなる。侵食面直上は泥質礫や細礫がわずかに観察され、厚い泥壁を持つ直径2 cm、長さ4～5 cmの生痕化石 *Rosselia* を産出する。砂層全体の層厚は約9 mであり、下部ではマッドドレイブを伴ったウェーブデューンやハンモック状斜交層理、スウェール状斜交層理、平行葉理等の堆積構造が認めらる。中部ではハンモック状斜交層理やスウェール状斜交層理、低角度のくさび状斜交層理が認められ、直径2 cmほどの *Ophiomorpha* を産出する。また、しばしばウバガイ (*Pseudocardium sahalinensis* (Schrenck)) などの貝殻の溶脱したあとが観察される。上部ではトラフ型斜交層理や平板型斜交層理が発達する。上部の砂層には生痕化石 *Macaronichnus* sp. が密集する。

侵食面

保存明瞭なアナジャコ巣穴化石

第7図. 茨城県大洋村江川の露頭（第1図、第2図の露頭番号8）。図下の矢印で示した部分に明瞭な侵食面が観察される。侵食面の下位は内湾堆積物、侵食面より上位は外海堆積物。侵食面直下では裏打ちが残り、壁面の保存が明瞭なアナジャコ巣穴化石（保存レベル4の固結相）が産出する。

2. 茨城県北浦村両宿の露頭

両宿の露頭の様子を第8図に示す。ここでは、2層準にシャープな侵食面が観察される（第8図a）。それぞれの侵食面を境に堆積相が大きく異なるので、侵食面（A）の下位、侵食面（A）～侵食面（B）間、侵食面（B）の上位に分けて以下に記す。

(1) 侵食面（A）より下位の堆積相

侵食面（A）の下位の地層の様子を第8図eに示す。層厚約2mの細粒ないし中粒の砂層からなる。著しい生物擾乱を被っているため、堆積構造は不鮮明で塊状を呈する。壁構造を持たず、内部がペレットによって充填されている直径2～3 mmで緩やかに屈曲する小型のチューブ状の生痕化石 *Sakoites* が密集する。また、直径2～3 cm、長さ30 cm以上の垂直管のみからなる棲管が観察される。この棲管は壁面がシャープで、シルトによる裏打ち構造が鮮明に保存されている（第8図e）。なお、この棲管は侵食面（A）によって切られることはなく、侵食面上の地層中にもその延長が確認される。

(2) 侵食面（A）～侵食面（B）間の堆積相

第8図. 茨城県北浦村両宿の露頭 (第1図, 第2図の露頭番号7). a) 露頭の全景. 明瞭な侵食面が二層準で観察される. b) 侵食面 (B) の様子. 侵食面の下位は内湾堆積物. 侵食面上位には外海生二枚貝化石を含む外浜堆積物が累重. c) 侵食面 (A) の様子. d) 侵食面 (A) の上位の様子. 壁面が不鮮明なアナジャコ巣穴化石が産出する. e) 侵食面 (A) の下位の様子. 壁面が明瞭で裏打ち構造が保存されているアナジャコ巣穴化石が産出する.

侵食面 (A) は露頭全体で確認され、ほぼ水平な面である。部分的にはかなり凹凸があることが観察される (第 8 図 c)。

主に砂混じりのシルト層からなる。厚さは約 2m である。生物擾乱を著しく被っており塊状を呈する。大変不鮮明ではあるが、本堆積相には生痕化石が密集している (第 8 図 d)。侵食面 (A) の下位で観察される棲管はこのシルト層中でも連続的に観察される。ただし、棲管の外形はここでは不鮮明となり、一つ一つの棲管を明瞭に識別することはできない。

(3) 侵食面 (B) より上位の堆積相

侵食面 (B) は露頭全体で水平な面として観察される。侵食面直上は層厚 10~15 cm の中~細礫からなる粗粒堆積物が累重する (第 8 図 b)。この粗粒堆積物からは外海生の二枚貝 (エゾタマキガイ; *Glycymeris yessoensis* (Sowerby) など) が産出する。この礫層は生物擾乱によって一部堆積構造が破壊されているが、上面形態として、しばしばウェーブデューンが観察される。礫層の上位は薄いシルト層で被われている。その上位は主に淘汰の良い中粒~細粒砂層からなる。砂層の厚さは約 8m である。下部ではハンモック状斜交層理やスウェール状斜交層理、平板型斜交層理が観察される。上部では平板型斜交層理やトラフ型斜交層理が観察される。上部の砂層中にのみ生痕化石 *Macaronichnus* が観察される。

考 察

1. 江川の露頭の堆積環境と堆積シーケンス

まず、先に述べた大洋村江川の露頭の堆積環境について述べる。侵食面よりも下位に見られる地層中で観察される生痕化石 *Ophiomorpha* は甲殻類のスナモグリ類が形成した巣穴と考えられる。スナモグリは現世では内湾の干潟から外海の潮下帯まで幅広く生息している生物である。また、現世での筆者らの観察に基づく、内湾ほど小さな個体が多い。つまり、この地層は海成層であることが明らかであり、さらに内湾堆積物である可能性が高い。また、ヘリンボーン構造は潮流などのように複数方向に流れが生じる場合に形成される。またその上位を被うマッドドレイプは停潮時に堆積したものと考えられる。このような堆積構造や生痕化石やチャンネルの構造から、江川の露頭の侵食面より下位の礫を含む砂層は潮流チャンネル堆積物と考えられる。この砂層の上に累重する塊状のシルト層は砂層から漸移的に変化する。したがって、流れのエネルギーが弱いラグーンの堆積物と考えられる。

シルト層中に観察される垂直管のみからなる大型の棲管はその特徴からアナジャコの巣穴化石であると考えられる。巣穴の保存は極めて良好であり、第 4 図に示した固結相に相当する。つまり、この巣穴が産出する地層はアナジャコ生息時の砂泥干潟環境の堆積物とは考えられず、固化の進行したそれ以前の堆積シーケンスに属する堆積物に掘り込まれたものである。つまり、この固結相アナジャコ巣穴化石の産出上限が不整合面 (シーケンス境界) と考えられる。第 7 図中にも示したように、アナジャコ巣穴化石は露頭中央部の侵食面で切られており、侵食面の上位にはアナジャコ巣穴化石は認められない。したがって、この侵食面がシーケンス境界であることが判る。なお、侵食面の上位には未固結相のアナジャコ

巣穴化石すら認められないため、この露頭ではアナジャコ生息時の干潟堆積物は保存されていないと考えられる。

上述のように判断された不整合面の上位の地層ではウェーブデューンやハンモック状斜交層理、スウェール状斜交層理などの波浪作用によって形成された堆積構造が観察される。下部ではわずかにシルトを含むが、中部から上部の砂層には泥分をほとんど含まない。この泥分を含まないハンモック状斜交層理やスウェール状斜交層理が発達する砂層は静穏時波浪作用限界水深で浅の外浜環境の堆積物と考えられる (Walker and Plint, 1992)。この解釈は、大型の *Ophiomorpha* を産出すること、ウバガイなどの外海生の二枚貝化石を産出することからも支持される。また、上部で見られるトラフ型斜交層理や平板型斜交層理は砕け波や沿岸流、離岸流などの影響によって形成されるものなので、上部外浜環境を示唆する (Walker and Plint, 1992)。なお、砂層上部でのみ観察される生痕化石 *Macaronichnus* は、潮間帯下部~潮下帯上部付近に生息する多毛類によって形成されたものと考えられている (例えば、Clifton and Thompson, 1978)。これらのことから、不整合面の上位の地層は上方ほど浅海化していると考えられる。

つぎに堆積シーケンスについて考察する。不整合面の上位の地層を堆積シーケンス A (以下; DSA) とする。なお、本論文の主旨を明確にするために層序的に最も上位に位置する DSA についてのみシーケンス層序学的解釈を行う。そこで、本論中では DSA よりも前の堆積シーケンスに相当する地層、つまり不整合面を介した下位の地層を総称して“基盤”と記述する。

DSA は堆積相の特徴から明らかに上方浅海化していることが読みとれ、そのことから DSA のほとんどは高海水準期堆積体 (highstand systems tract; HST) である可能性が高い。この露頭では DSA の海進期堆積体 (transgressive systems tract; TST) と考えられる地層はほとんど認められない。不整合面直上に見られる泥質礫や細礫はおそらく海進期の外浜侵食に伴う残留堆積物であると考えられ、この部分のみが TST である可能性がある。

ここで“基盤”側で観察される固結相アナジャコ巣穴化石の存在に注目してみる。不整合面の上位にはアナジャコ生息時期の干潟堆積物は観察されない。地層としては残っていないがアナジャコ生息時の内湾干潟環境が不整合面の上位に存在していたはずである。これらの事を矛盾なく説明するためには以下のように考えるのが妥当であろう。つまり、アナジャコは DSA の TST である内湾干潟に生息していて、その時期に基盤まで達する巣穴を形成した。その後、海進が進行し外浜侵食によって内湾干潟堆積物がすべて削剥されたと解釈できる。すなわち、この江川露頭ではシーケンス境界とラヴィーンメント面が一致していると考えられる。

2. 両宿の露頭の堆積環境と堆積シーケンス

両宿の露頭で侵食面 (A) の下位で見られる地層は生物擾乱が著しく堆積構造が不明瞭であるため堆積環境は断定できない。産出する生痕化石 *Sakoites* はその形態から多毛類などの蠕虫類が形成したものであると考えられる。*Sakoites* は

第9図. 第2図に示した露頭柱状図の堆積相解析, 生痕化石, 貝化石に基づいた古環境の解釈. 柱状図の番号は, 第1図の位置図に対応する. 本文中の江川, 両宿の DSA に相当する. アナジャコ巣穴化石の保存状態を用いて識別したシーケンス境界 (図中 SB), ラヴィーンメント面 (図中 RS) が広域に追跡可能である. なお, 江川, 武井, 津賀の露頭でシーケンス境界下に観察される地層は, その上位の堆積物と同一の海進・海退サイクル内で堆積した木下層の“溺れ谷埋積物”と解釈されていたものである. しかし, この部分は DSA の“基盤”に相当する. アナジャコ巣穴化石によって判明した不整合の存在によって, これらが明らかに独立の海進・海退サイクルに属する堆積物であることがわかる. 柱状図の凡例は第2図参照.

調査地域内の他の地域 (例えば, 戸崎; 第1図の1) では大型の *Ophiomorpha* とともに産出することが多いため, 海成層であることは間違いないと思われる. 大型の垂直管はその特徴から明らかにアナジャコ巣穴化石である. また, 壁面がシャープであること, シルトによる裏打ち構造が明瞭であることから固結相のものであることがわかる.

侵食面 (A)～侵食面 (B) 間の地層も生物擾乱が著しく堆積構造は不鮮明である. ここでは数多くの不鮮明な生痕化石が観察されるが, 侵食面 (A) の下位でアナジャコ巣穴化石と判断された棲管が連続して見られる. 壁面は大変不明瞭であるから, ここで観察されるのは未固結相のアナジャコ巣穴化石である. 現在アナジャコが生息している泥～砂泥干潟の堆積相はアナジャコのほかにカニやスナモグリなどの甲殻類やゴカイなどの多毛類, 内在生の二枚貝類などが堆積物を絶えず攪拌しており, ここで観察される堆積相と極めて類似している. これらの事から判断して, 侵食面 (A)～侵食面 (B) 間の地層の堆積環境は主に泥～砂泥干潟であったと推定される. なお, アナジャコ巣穴化石は侵食面 (A) を境に下位が固結相, 上位が未固結相となるため, 侵食面 (A) が不整合面 (シーケンス境界) であると考えられる.

侵食面 (B) 直上の粗粒堆積物上にはウェーブデューンが観察される. このような細礫などの粗粒碎屑物からなるウェーブデューンはハンモック状斜交層理と同等の波浪条件で形成されたものである (Leckie, 1988). ウェーブデューン上には静穏時に堆積したと思われるシルト層を伴っている.

このようなウェーブデューンとその上位のシルト層の組み合わせからなる堆積相は, 静穏時の波浪作用限界水深よりも深く, かつ暴風時の波浪作用限界水深よりも浅い環境下で形成されたものであると考えられる. その上位に発達する砂層にはハンモック状斜交層理やスウェール状斜交層理などの波浪の影響下で形成された堆積構造が観察される. ここでは泥分を含まないため, 静穏時波浪作用限界水深で浅い外浜環境での堆積物であると考えられる. 上部で観察される平板型斜交層理やトラフ型斜交層理は上述の江川の露頭と同様に, 砕け波や沿岸流, 離岸流などのさまざまな流れの影響によって形成された上部外浜環境が推定でき, 最上部で潮下帯上部～潮間帯付近の堆積環境の指標となる生痕化石 *Macaronichnus* を産するため, 上方浅海化していると考えられる.

ここで, 地層境界および堆積シーケンスについて考察する. 不整合面 (侵食面 (A)) の直上は内湾潮間帯環境下の干潟堆積物と考えられるが, 侵食面 (B) の上位には外海の堆積物が累重している. また, この干潟堆積物中で産出するアナジャコ巣穴化石は未固結相のものであることから, その上位の外海堆積物と同一の堆積シーケンスであると考えのが妥当である. つまり, 侵食面 (B) は外浜侵食に伴って形成されたラヴィーンメント面と考えられる. 侵食面 (B) 直上の粗粒碎屑物は海進期残留堆積物であると考えられる. この露頭においては干潟堆積物から海進期残留堆積物までが TST と考えられ, その上位の地層は上方浅海化によって特徴づけられている HST と考えられる.

後述するように、他の調査地点においても同様の侵食面が観察され（第9図）、両宿の露頭のシーケンス境界（侵食面（A））よりも上位の地層は、江川の露頭のシーケンス境界の上位の地層と同じ堆積シーケンス、つまり DSA であることがわかる。

3. 調査地域の下総層群上部の堆積環境と堆積シーケンス

先に詳細に記載した江川、両宿の露頭以外でも同様の地層観察法に基づいて堆積環境を推定し、シーケンス境界やラヴィーンメント面などの地層境界を識別した。シーケンス境界よりも上位の一連の地層は、第9図のようにまとめられる。この図は筆者らのうち、市原の野外調査結果を集約したものである。第9図に示すようにアナジャコ巣穴化石の保存程度の差によって識別できる地層境界面はかなり広域に追跡可能である。なお、この地層は下総層群の木下層に相当し、最終間氷期である下末吉期の海進・海退サイクルで形成されたものである。第9図の柱状図のうち、江川、武井、津賀の露頭において観察されるシーケンス境界よりも下位の地層は従来、下末吉期の海進初期に形成された“溺れ谷埋積物”とされていたものである（例えば、岡崎・増田, 1992）。同一の堆積シーケンス内なら、未固結相のはずのものがここで観察されるアナジャコ巣穴化石はいずれも固結相である。したがって、この“溺れ谷埋積物”とその上位の堆積物との間には不整合が存在する。つまり、“溺れ谷埋積物”とその上位の外浜堆積相とは独立の海進・海退サイクルに属する。木下層堆積時にはバリアー島が存在していたことが知られており、それに関連した堆積システムが報告されている（例えば、増田 1989, 1992; Murakoshi and Masuda, 1991）。本研究においてもこれらの地層の形成過程を海進期バリアーシステムで説明することができる。第9図は広域にわたり、堆積相解析、産出貝化石に基づき、内湾環境と外海環境との違い、更に風成砂丘を識別していった結果である。つまり、風成砂丘相が発達する位置（第9図露頭番号3, 4, 5）よりも西方においては、干潟などに代表される内湾堆積物が広く発達し、逆に東方においては外海環境下の堆積物が発達する。このように、砂丘相付近を境に堆積環境が大きく変化しており、ここで見られる砂丘相はバリアー島本体の coastal dune であると考えられる。以上の調査結果を統合すると、下総層群では一つの内湾期バリアーシステムの存在が明瞭になった。バリアーシステムではバリアー島の背後に広大なラグーン環境が形成される。そこは、アナジャコの生息場となるために、地層には巣穴化石が多く残される。つまり、この図式ではバリアーシステムとアナジャコ巣穴化石の産出との間には密接な関係がある。

地層境界についての議論

上述の考察結果と従来行われてきた堆積相のみの解釈とでは地層境界の評価が異なる。見解の相違が生じた理由はアナジャコ巣穴化石の固結相と未固結相とを地層観察により識別できたためである。未固結相が保存されているのはアナジャコ生息時の干潟環境と判断できるため、堆積相解析の結果と一致する。一方、固結相はアナジャコ生息時の干潟堆積物の

“基盤”であるため堆積相とは無関係に産出する。実際、平須賀の露頭（第9図、4の柱状図下部）においては、アナジャコ巣穴化石が風成デューン堆積物中に観察される。ここでは、前述の両宿、江川の二つの露頭を例として説明する。

両宿の露頭では内湾堆積物の上位にラヴィーンメント面（＝侵食面（B））が観察され、その上位には外海の堆積物が累重している。この場合は従来知られている海進・海退によって形成される層序と整合性があり、堆積相のみに基いても解釈可能である。海進期に堆積したバリアー後背地堆積物が外浜侵食による侵食で完全には削剥されずに地層として保存されていると考えられる。この場合、バリアー後背地堆積物にはアナジャコ巣穴化石の未固結相のみが保存される。

一方、江川の露頭では堆積相のみに基づいた解釈とは異なる見解が生じる。この露頭では堆積相のみから判断するとバリアー後背地堆積物の上位に侵食面を伴って外海の堆積物が累重しているため、この侵食面（第7図の矢印部）がラヴィーンメント面として解釈されている（岡崎, 1992）。この解釈は両宿の露頭と同様の解釈となる。しかしながら江川の露頭で観察されるバリアー後背地堆積物は固結相のアナジャコ巣穴化石が産出するし、侵食面上位の堆積物にはアナジャコ巣穴化石は観察されないことから、DSA とは別の堆積シーケンスからなっていると考えられる。したがって、これらの堆積相の移り変わりを連続的にとらえて古水深変化を導き出すことはできない。つまり、DSA からみるとその下位のバリアー後背地堆積物は“基盤”側の堆積物なのである。この露頭においてはたまたまアナジャコ生息環境に近いラグーン堆積物中からアナジャコ巣穴化石が産出しているだけである。アナジャコ巣穴化石の固結相が残されている基盤の地層は、形成後かなり時間が経っている地層なので、その堆積環境がどこでも構わない。江川の露頭ではDSAにアナジャコ産出時期の内湾潮間帯堆積物が欠落しているが、両宿の露頭ではそれが保存されていると考えられる。

Demarest and Kraft (1987) は、バリアー後背地堆積物の上位に侵食面を伴い外海性の堆積物が累重する場合は、堆積相解析のみから判断すると二通りの解釈が可能であることを指摘した。つまり、侵食面をラヴィーンメント面ととらえるかシーケンス境界（シーケンス境界とラヴィーンメント面が一致した面）ととらえるかという違いである。今回、アナジャコ巣穴化石を用いることによって同様の層序を露頭ごとに解釈が可能となったため、広域での調査結果も矛盾なく説明できた。安藤（1990）の指摘のとおり、このような層序では堆積相解析のみでは侵食面をラヴィーンメント面ととらえるかシーケンス境界ととらえるかは困難であり、堆積相解析法に加え広域の調査が重要である。本論で示した手法はこうした問題点を露頭ごとで解決する有効な手段である。

地層境界面の認定のモデル

不整合面（陸域でのシーケンス境界）や、ラヴィーンメント面といった地層境界面の識別は層序学では大変重要な作業の一つである。しかしながら、堆積相解析法単独によるこれらの地層境界面の認定は、ある程度広域な堆積物・侵食面の

時空分布がわからないと判断し難い（例えば、安藤，1990）。しかし、上述のようにアナジャコ巣穴化石と堆積相との組み合わせは、露頭スケールでの地層境界面（シーケンス境界やラヴィーンメント面）の識別を可能にする。そこで、アナジャコ巣穴化石を用いた地層境界認定のための層序モデルを以下に述べる。

1. 不整合面の認定法

巣穴化石を用いた不整合面認定のための柱状図モデルを第10図に示す。上述のように、アナジャコ巣穴化石の固結相（高塚，1991の保存レベル3，4）の存在は、その上位に不整合面が存在することを示唆する。下総層群上部の露頭ではこのレベルの巣穴化石はかなり普通に観察される。固結相の上位には必ずシャープな侵食面が見られる。固結相の巣穴化石を上位方向にたどると、侵食面よりも上位の地層にまでは達しないケースがほとんどである。まれに巣穴化石が侵食面の上位まで連続する場合であっても、侵食面の上位では未固結相になる。したがって、露頭観察に基づいてアナジャコ巣穴化石の固結相から識別される侵食面は、大きな時間的間隙を持つ不整合面そのものである（第11図）。なお、第11図では不整合面の上位に本来あったはずのアナジャコ生息時の内湾干潟堆積物が欠落している。

2. ラヴィーンメント面の認定法

ラヴィーンメント面は海進期に、波浪による外浜侵食によって形成される侵食面である（例えば、Nummedal and Swift, 1987）。ラヴィーンメント面の認定は、堆積相が急激に深くなった境界での侵食面と、その上位の分級の悪い粗粒な堆積物、つまり海進残留堆積物（transgressive lag deposits）との組み合わせで識別できるとされている（例えば、増田，1993）。しかし、堆積相だけでは侵食面の上下での時間ギャップが読みとれないために、ラヴィーンメント面そのもののなか、あるいは不整合面とラヴィーンメント面とが一致しているものなかまではこれまで判断できなかった。そこで今回の研究ではアナジャコ巣穴化石を利用してラヴィーンメント面の識別が試みられた。その結果判明したラヴィーンメント面の特徴は、二通りに大別できた。それぞれタイプA、タイプBのラヴィーンメント面とし、具体的に述べる。Allen and Posamentier (1993) は、潮流による侵食によって形成されるラヴィーンメント面を tidal ravinement surface、波浪による外浜侵食によって形成されたものを wave ravinement surface と区別している。本論で識別した2通りのラヴィーンメント面は、Allen and Posamentier (1993) が示した成因論的な区分とは異なる。本研究において露頭で観察できたのはすべて wave ravinement surface であった。もし、露頭において tidal ravinement surface を見いだせた場合、理論的には以下に述べる手法を用いることによって wave ravinement surface の場合と同様にタイプA、タイプBのラヴィーンメント面を識別することができる。

(1) タイプAのラヴィーンメント面

第12図はタイプAのラヴィーンメント面の柱状図モデルである。ラヴィーンメント面の下位に海進期の堆積物が保存されている場合をタイプAのラヴィーンメント面とする。

第10図. 巣穴化石を用いる不整合認定のための柱状図モデル。不整合面（陸域でのシーケンス境界）の下位は常にアナジャコ巣穴化石の固結相であり、その産出とその地層の示す堆積環境とは無関係である。不整合面の上位には、アナジャコの生息環境の内湾の泥質干潟堆積物が残っている場合（図右の柱状図）と、アナジャコ生息時の干潟堆積物が欠落し、外海の外浜などが累重する場合（図左の柱状図）とがモデルとして考えられる。実際の露頭でも同様の関係が前者は両宿（本文および第8図の侵食面（A）、第9図の露頭番号7）や平須賀（第9図の露頭番号4）、後者は江川（本文および第7図、第9図の露頭番号8）や武井（第9図の露頭番号9）などで観察される。柱状図中の凡例は第2図参照。

その認定はアナジャコ巣穴化石を用いることによって容易に行われる。ラヴィーンメント面の上位には、一般に海進残留堆積物（transgressive lag deposits）が見られ、更にその上位には深い外海の堆積物が累重する。海進期のバリエーションシステムではラヴィーンメント面の下位にしばしば海進期のバックバリエー堆積物が見られる。バックバリエーのうち、泥～砂泥干潟はアナジャコの生息環境である。したがって、アナジャコ生息時の干潟堆積物が（海進期の堆積物として）残された場合、ラヴィーンメント面の下位には未固結相のアナジャコ巣穴化石（保存レベル1，2）が見られるはずである。

(2) タイプBのラヴィーンメント面

第13図はタイプBのラヴィーンメント面の柱状図モデルである。相対的海水準低下期に形成される陸域でのシーケンス境界（不整合面）とラヴィーンメント面とが一致している地層境界面を、タイプBのラヴィーンメント面とする。ラヴィーンメント面直下には外浜より陸側で堆積した海進期の堆積物が侵食により地層から欠落することがある。堆積相だけでは欠落した堆積物が示す古環境情報は読みとりにくい。しかし、もしアナジャコ巣穴化石が産出しさえすれば、それが可能となる。前述のように、アナジャコ巣穴化石の固結相（保存レベル3，4）の存在は不整合面の認定を可能にする。つまり、“基盤”に残された固結相アナジャコ巣穴化石の存在は、その上位にアナジャコ生息時の干潟環境が広がっていたことを強く示唆する。つまり、アナジャコ巣穴化石の固結相～侵食面～海進期残留堆積物～深い堆積相といった一連の層序が認定できれば、その侵食面が不整合面であり、ラヴィーンメント面と一致しているということがわかる。

バリエーションシステムにおける生痕層序モデルの提唱

今回の調査結果に基づいた、バリエーションシステムにおける生痕層序をまとめたモデルを第14図に示す。アナジャコ巣穴

第 11 図. アナジャコ巣穴化石の固結相によって識別できる不整合面. この露頭ではアナジャコ生息時の干潟堆積物が欠落しており, 不整合面が外浜侵食によって形成されたラヴィーンメント面と一致している (更新統下総層群, 茨城県大洋村).

第 12 図. 外浜侵食によって形成されたタイプ A のラヴィーンメント面の認定のための柱状図モデル. ラヴィーンメント面の下位はアナジャコ巣穴化石未固結相を含む泥質干潟などの内湾堆積物からなり, 上位には主に礫や貝化石などからなる粗粒な外海堆積物が累重することが特徴. 両宿 (本文および第 8 図の侵食面 (B), 第 9 図の露頭番号 7) や新橋 (第 9 図の露頭番号 6) などで観察される. 柱状図中の凡例は第 2 図参照.

第 13 図. 外浜侵食によって形成されたタイプ B のラヴィーンメント面の認定のための柱状図モデル. アナジャコ生息時の干潟環境の欠落を読みとることによって, シーケンス境界とラヴィーンメント面が一致していることがわかる. 江川 (本文および第 7 図, 第 9 図の露頭番号 8) や武井 (第 9 図の露頭番号 9) などで観察される. 柱状図中の凡例は第 2 図参照.

が達した基盤側には, アナジャコ巣穴化石の固結相 (第 4 図) だけが残される. アナジャコ巣穴化石の固結相が存在する場合, その上位には必ず不整合面があり, 更にその上位にアナジャコ生息場である内湾干潟環境が存在していたことになる. この生痕層序モデルにおいて, バリアーの外海側は外浜侵食を被って削り込まれるため, 内湾干潟堆積物はしばしば欠落する. この場合には, 基盤の上位にシーケンス境界を介して直接外海堆積物が累重することになる. つまり, ここには第 13 図に示したようなタイプ B のラヴィーンメント面が形成される (第 14 図, 右端). 一方, アナジャコ巣穴化石未固結相 (第 3 図) を伴う内湾干潟堆積物が保存される場合は,

タイプ A のラヴィーンメント面とともに地層中に残る. 海進期バリアーシステムにおいて, バックバリアーの内湾干潟にアナジャコが生息するケースではこのモデルのいずれかがあてはまると考えられる.

ま と め

アナジャコ巣穴化石を基に生痕相を識別し, 堆積相と組み合わせた解析を行うことによって, 従来の堆積相のみの解析にくらべて, より多くの古環境情報を引き出す手法を開発した. その結果, 以下のことが判明した.

1) アナジャコ巣穴の保存状態の差は営巣時の固結度と関

第14図. 海進期バリアーシステムにおける生痕層序モデル. アナジャコは生息域の内湾の干潟から深い巣穴を掘り込む. 巣穴は営巣時の堆積物硬度を反映して保存される. そのため, 含水率の高い内湾堆積物(主に干潟)中では未固結相としてのみ保存される. 斜線部の固結が進行している基盤においてはアナジャコ巣穴化石は固結相として明瞭に保存される. この保存程度の差から, シーケンス境界(SB)を容易に識別できる. また, 外海では外浜侵食により, ラヴィーンメント面(RS)が形成される. ラヴィーンメント面直下の巣穴の保存程度に着目してみると, 未固結相, 固結相の両方が見られる. 固結相が直下に見られるラヴィーンメント面は, 当然, シーケンス境界と一致している.

係しており(高塚, 1991), 地層中でも広域にわたって未固結相と固結相とを明瞭に識別できた.

- 2) アナジャコ巣穴化石の固結相の存在は, アナジャコ営巣当時, 固結していた基盤とその上の不整合面, 欠落した干潟堆積物の存在を示唆する.
- 3) ラヴィーンメント面は堆積相とアナジャコ巣穴化石の保存程度の組み合わせによって容易に認識できる.
- 4) ラヴィーンメント面はその特徴から次の二つのタイプのものが識別できる.

タイプA: 海進期の堆積物がラヴィーンメント面直下に残存しているもの

タイプB: 不整合面(陸域でのシーケンス境界面)とラヴィーンメント面が一致しているもの

今回の研究で, 従来は露頭規模では認識が極めて困難であったラヴィーンメント面や不整合面を容易に認定できるようになった. これらの地層境界面の認定は海進・海退サイクルユニットの区分や, 沿岸から浅海域の層序の確立にとって, 大変重要なことである. このように, 生痕相解析は, 従来行われている堆積相解析を否定するものではなく, むしろ強力な解析材料を新たに提供するため, 一段と詳細な古環境解析を可能とする.

下総層群に限らず, 第四紀層中ではアナジャコ巣穴化石の

産出は, 従来からよく知られている. これらのアナジャコ巣穴化石のほとんどは固結相を示すものである. したがって, 従来は認識困難であった不整合面が容易に認定可能となり, 第四系の不確定であった層序解明に貴重な情報をもたらすに違いない. 古固結度の考え方は, 広範囲な適応が可能であり, 生痕相の認定が可能な地層では, 今後このような手法による層序の再検証が必要である.

謝 辞

本研究をすすめるにあたり熊本大学の松田時彦教授, 九州大学の岡田博有教授, 徐 垣助教授, 坂井 卓氏, 京都大学の野照文助教授には貴重なご意見, ご助言をいただいた. 千葉大学の原 隆教授, 茨城大学の天野一男教授, 安藤寿男助教授, 大阪大学の増田富士雄教授, 地質調査所の徳橋秀一博士, 大阪教育大学の廣木義久博士には, ご討論, ご助言をいただいた. 英国地質調査所の R. W. Gallois 博士には, 英文要旨を校閲していただいた. 地質調査所の佐藤喜男博士, 利光誠一博士, 高橋 学博士には野外調査を行うにあたり, さまざまな便宜をはかっていただいた. 九州大学理学部の鈴木清史氏には堆積物の固化に関してご教示いただいた. 以上の方々に深く感謝する.

文 献

- Allen, G.E. and Posamentier, H.W., 1993, Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. *Jour. Sediment. Petrol.*, **63**, 378-391.
- 安藤寿男, 1990, 堆積シーケンスとその境界の認定と意義. 地質雑, **99**, 39-54.
- 青木直昭・馬場勝良, 1973, 関東平野東部, 下総層群の層序と貝化石群のまとめ. 地質雑, **79**, 453-464.
- 青木直昭・馬場勝良, 1979, 霞ヶ浦-北浦地域の下総層群. 筑波の環境研究, no. 4, 186-195.
- Bromley, G.R., 1990, *Trace fossils, biology and taphonomy*. Special Topics in Palaeontology 3, Unwin Hyman, London, 280 p.
- Clifton, H.E. and Thompson, J.K., 1978, *Macaronichnus segregatis*: A feeding structure of shallowmarine polychaetes. *Jour. Sediment. Petrol.*, **48**, 1293-1302.
- Demarest, J.M., II and Kraft, J.C., 1987, Stratigraphic record of Quaternary sea levels: implications for more ancient strata. In Nummedal, D., Pilkey, O.H. and Howard, J.D., eds., *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., No. 41, 223-239.
- 土質工学会, 1982, 土質調査法. 土質工学会, 東京, 273 p.
- Frey, R.W. and Pemberton, S.G., 1984, Trace fossil facies models. In Walker, R.G., ed., *Facies models*, 2nd edn, Geol. Assoc. Canada, 189-207.
- 浜野龍夫, 1990, ポリエステル樹脂を使用して底生動物の巣型をとる方法. 日本ベントス学会誌, **39**, 15-19.
- 唐木田芳文・富田幸臣・下山正一・千々和一豊, 1994, 福岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図福), 地質調査所, 192 p.
- Leckie, D.E., 1988, Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross stratification. *Jour. Sediment. Petrol.*, **58**, 607-622.
- 増田富士雄, 1985, 古東京湾における堆積体発達様式. 昭和 59 年度科研費 (一般 C) 研究成果報告書, 47 p.
- 増田富士雄, 1989, 潮汐三角州とバリアー島 (まとめ). 牧野泰彦・増田富士雄編 "古東京湾のバリアー島", 日本地質学会第 96 年学術大会見学旅行案内書, 188-196.
- 増田富士雄, 1992, 古東京湾のバリアー島. 地質ニュース, **458**, 16-27.
- 増田富士雄, 1993, シーケンス層序学: 我が国における陸域地質への適応例. 石技誌, **58**, 292-310.
- Murakoshi, N. and Masuda, F., 1991, A depositional model for a flood-tidal delta and washover sands in the late Pleistocene Paleo-Tokyo Bay, Japan. In Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A. and Rahmani, R.A., eds., *Clastic tidal sedimentology*. Can. Soc. Pet. Geol. Mem., **16**, 219-226.
- Murakoshi, N. and Masuda, F., 1992, Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sediment. Geol.*, **80**, 167-184.
- 野田浩司, 1994, 日本産生痕化石研究への序説. 洛思社, 東京, 294 p.
- Nummedal, D. and Swift, D.J.P., 1987, Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: Some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In Nummedal, D., Pilkey, O.H. and Howard, J.D., eds., *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., No. 41, 241-260.
- 大島和雄, 1967, 日本産スナモグリ上科の巢孔形態. 地球科学, **21**, 11-18.
- 岡崎浩子, 1992, 下末吉海進に伴う潮流堆積相の発達—茨城県鹿島台地の下総層群木下層—. 千葉中央博自然誌研報, **2**, 15-23.
- 岡崎浩子・増田富士雄, 1992, 古東京湾地域の堆積システム. 地質雑, **98**, 235-258.
- 岡田 要・内田清之助・内田 亨, 1965, 新日本動物図鑑. 北隆館, 東京, 803 p.
- 佐藤慎一・下山正一, 1992, 斧足類化石群集を用いた下総層群中部の古環境解析. 地質雑, **98**, 529-545.
- Shennan, I., 1989, Holocene sea-level changes and crustal movements in the North Sea region: an experiment with regional eustasy. In Scott, D.B., Pirazzoli, P.A. and Honig, C.A., eds., *Late Quaternary sea-level correlation and applications*. Series C: Mathematical and physical science, **256**, 1-25.
- 下山正一・磯 望・野井英明・高塚 潔・小林 茂・佐伯弘次, 1991, 福岡市鳥飼低地の海成第四系と更新世後期以降の地形形成過程. 九大理研報 (地球惑星), **17**, 1-23.
- 下山正一・松本直久・湯村弘志・竹村恵二・岩尾雄四郎・三浦哲彦・陶野郁雄, 1994, 有明海北岸低地の第四系. 九大理研報 (地球惑星), **18**, 103-129.
- 高塚 潔, 1991, アナジャコ巣穴からわかる古環境情報. 堆積研報, no. 34, 122.
- 高塚 潔, 1992, 生物活動が堆積物の性状に及ぼす影響—アナジャコ (甲殻類) が干潟を固くする—. 「有明海の堆積作用ならびに堆積環境」. 堆積学研究会 1992 年度春季研究集会勉強会資料集, 14-20.
- 田中泰雄・板橋一雄・正垣孝晴・安福規之, 1995, 沖積粘土層の力学的特性. 土と基礎, **43**, 27-30.
- 徳橋秀一・近藤康生, 1989, 下総層群の堆積サイクルと堆積環境に関する一考察. 地質雑, **95**, 933-951.
- Walker, G.R. and Plint, G., 1992, Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies models response to sea-level change*. Geol. Assoc. Canada, 219-238.

(要 旨)

市原季彦・高塚 潔・下山正一, 1996, 生痕層序. 地質雑, **102**, 685-699. (Ichihara, T., Takatsuka, K. and Shimoyama, S., 1996, 'Ichnostratigraphy'—the use of ichnofacies in stratigraphy—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 685-699.)

野外調査に基づいて層序を確立する上で, 不整合面やラヴィーンメント面の認定は重要である. しかしながら, 従来の堆積相解析法のみでは地層境界の時間間隙を読み取ることに限界が生じる.

アナジャコ巣穴化石は, アナジャコ営巣時に固化が進行していた固結相, 含水率の高い当時の干潟堆積物である未固結相の二つに識別される. これらの生痕相は堆積当時の堆積物硬度を反映している. これを用いて古固結度を調べることによって, 露頭規模でシーケンス境界やラヴィーンメント面を容易に識別することが可能となった. この新手法 '生痕層序' を用いて, 更新統下総層群を調査したところ, 従来, 下末吉期の一度の海進・海退サイクルによって形成されたと解釈されていた地層が, 不整合を介する複数の海進・海退サイクルからなることが判明した.