

中部更新統根古屋層最上部の層序学的研究

山本なぎさ¹・北村晃寿¹

Stratigraphic study of the upper part of the Middle Pleistocene Negoya Formation, Udo Hills, Shizuoka, central Japan

Nagisa YAMAMOTO¹ and Akihisa KITAMURA¹

Abstract The Middle Pleistocene Negoya Formation in the Udo Hills (Shizuoka, central Japan) consists of marine deposits and three gravelly wedges, *i.e.*, Ago (AGM), Furuyado (FGM) and Nakahiramatsu (NGM) Gravel Members in ascending order. The first appearance datum of the nannofossil *Emiliana huxleyi* {marine isotope stage (MIS) 8} was reported at horizon just above the top of the AGM. The overlying Kunosan Formation is known to have been deposited during MIS 6.5. Therefore, sediments above the AGM is expected to be sediments deposited during three glacial-eustatic sea-level fluctuations from MIS 8 to 6.6, although only two transgressive-regressive cycles have been recognized. To solve this problem, we examined sedimentary facies and molluscan fossils of the upper part of the Negoya Formation as well as the Kunosan Formation. As a result, we successfully identified a total of three transgressive-regressive cycles that can be correlated with oxygen isotope stages.

Key words: Negoya Formation, Kunosan Formation, transgressive-regressive cycles, oxygen isotope stages

はじめに

静岡市の有度丘陵に分布する中部更新統の根古屋層は、主部の泥層と東方に向かって尖滅する三枚の礫部層（下位から安居礫部層、古宿礫部層、中平松礫部層）で構成される（近藤, 1985）（図1, 2）。近藤（1985）とKondo（1986）は、礫部層と泥層をそれぞれ礫質デルタ堆積物とその沖合の堆積物と推定し、それらの分布は氷河性海水準変動に起因すると解釈した。

根古屋層の地質年代は、岡田（1987）が石灰質ナノ化石 *Emiliana huxleyi* の出現層準—海洋酸素同位体ステージ (MIS) 8.0 に位置する (Thierstein *et al.*, 1977) —を安居礫部層直上の泥層から発見したことから、中期更新世であることが判明した（図2）。その後、Kitamura *et al.* (2005) は根古屋層の上位の久能山層村松礫部層から産する単体サンゴの U-Th 年代を測定し、約 17.7 万年前の年代値を得て、同部層を MIS 6.5 の堆積物と解釈した（図2）。これらの研究で安居礫部層の上面から久能山層の基底面までの期間は MIS 8 ~ 6.6 と推定され、その

間には MIS 7.5 から 7.3, MIS 7.3 から 7.1, MIS 7.1 から 6.6 の数十 m を超える氷河性海水準変動が 3 回あったこととなる (Chappell, 1994; Shackleton, 2000; Siddall *et al.*, 2003, 図2)。だが、その堆積期間に対応する根古屋層から、近藤（1985）と Kondo（1986）が認定した海進—海退サイクルは 2 回であり、下位のサイクルの海退期は古宿礫部層の発達で示され、上位のサイクルの海進期はテフラ Ng-4 の層準まで続き、それに続く海退期は中平松礫部層の発達で示されるとした。

この根古屋層の海進—海退サイクルの数と海洋酸素同位体記録の不一致の原因を検討するため、我々は根古屋層の分布域の西縁で堆積相解析を行った。同地域を研究対象に選んだ理由は、根古屋層は東に向かって深くなる海に堆積したことから（近藤, 1985）、最も浅い堆積深度の同地域が海進—海退サイクルを検出しやすいと考えたからである。

¹静岡大学理学部地球科学教室, 422-8529 静岡市駿河区大谷836

¹Institute of Geosciences, Shizuoka University, 836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529, Japan
E-mail: f5744005@ipc.shizuoka.ac.jp

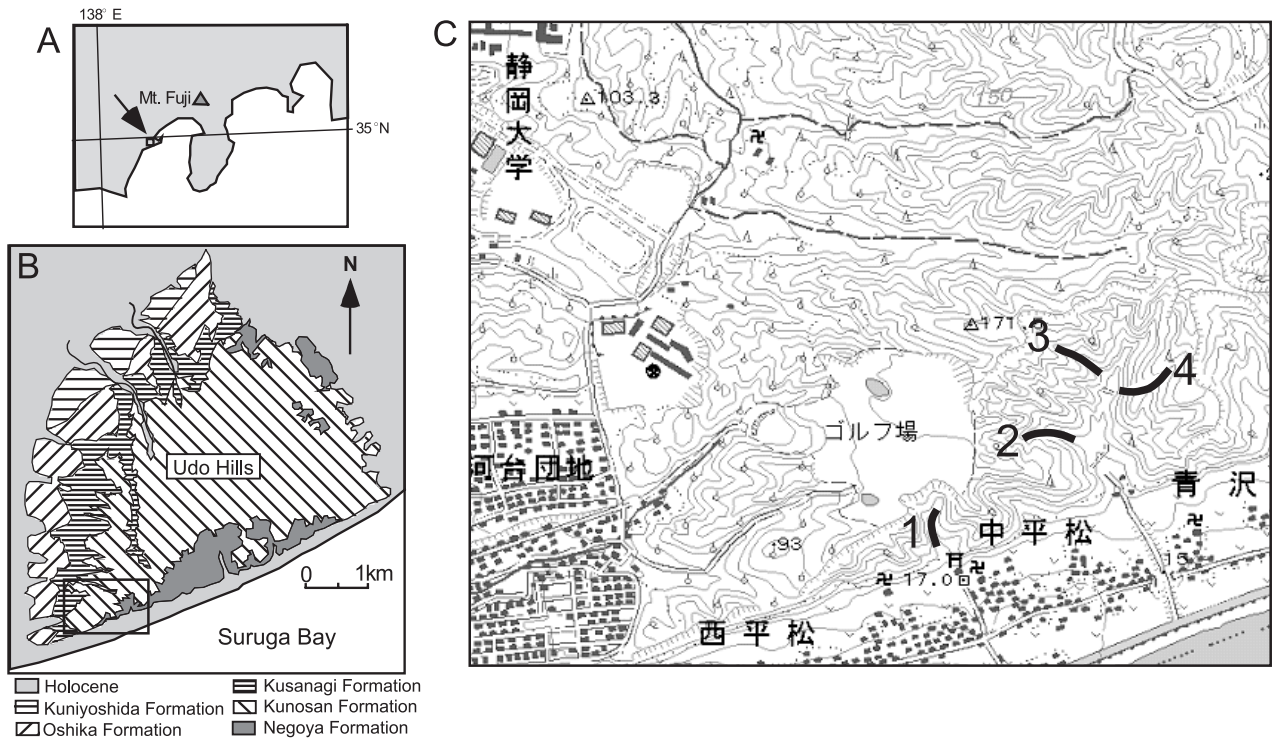


図1 静岡県有度丘陵の位置図 (A), 地質図 (B), 調査ルート (C). 地質図は近藤 (1985) に基づき改作. 調査ルートの地図は 25,000 分の 1 の静岡東部, 国土地理院.

Fig. 1 Location map of study area (A), geological map of the Udo Hills (B), and the map of western part of the Udo Hills showing locations of the studied routes (C). Geological map is based on Kondo (1985). Topographic map after 1:25,000 "Shizuoka-toubu", Geographical Survey Institute of Japan.

調査地域の根古屋層上部の地質概説

調査地域の根古屋層の走向・傾斜はN30°E, 10°Nである。本研究では, 有度丘陵西部の殿谷川と天羽衣神社付近の4ルートに露出する根古屋層の堆積相と貝化石の調査を行った。これらのルートは近藤 (1985) とKondo (1986) が調査しており, 図3に本研究の調査ルートとの対応関係を記した。

近藤 (1985) は中平松の沢 (Loc. 6) のテフラ Ng-4 から久能山層との不整合面までを根古屋層上部の模式層序とした。この堆積物は, 本層主部の, テフラ Ng-4 を挟む暗緑灰色塊状泥 (4 m), 礫層 (1 m), 青灰色泥 (3 m) へと変化する。そして, その上位に礫・砂・泥の不規則互層 (7 m), 淘汰不良の砂泥の薄層を挟み, シルトのブロックを含む, 層理の不明瞭な中〜巨礫からなる礫層 (30 m) が重なり, これらを近藤 (1985) は中平松礫部層と定義した。だが, 同部層とその上位の久能山層との不整合面については記述していない。その後, Kondo (1986) は, 近藤 (1985) よりも詳細な中平松礫部層の柱状図を提示し, 礫層の上方厚層化と上方粗粒化傾向が見られるとしたが, 柱状図には久能山層との境界は示されていない上に, 本文にも記述はない。

堆積相

各ルートの柱状図を図3に示す。ルート3と4の下部の泥層にはスランプ堆積物が見られた。堆積相は以下の6つに区分された。

堆積相 I

記載: 塊状シルトからなり, テフラ Ng-4 を挟在する根古屋層主部の堆積物である。層厚 0.5 m 以下の礫層や粘土層を挟在する。ルート 2, 3, 4 では二枚貝の *Venus foveolata* や *Paphia schnelliana* を産する。

解釈: 近藤 (1985) や Kondo (1986) が解釈した通り, 本相はデルタの沖合堆積物である。延原ほか (2005) の駿河湾の貝類遺骸群集調査によると, *V. foveolata* と *P. schnelliana* を共産する採集地点は 205, 211, 215 の 3 地点で, 水深は 108 ~ 130 m である。

堆積相 II

記載: 塊状泥質砂相からなり, ルート 1 に見られ, 二枚貝 *Pecten albicans* や *Callista chinensis* を産する。

解釈: 塊状の泥質砂からなるので沖浜堆積物と解釈される。堆積相 I よりも粗粒であることから, より営力の強い場所, すなわち浅い場所で堆積したと考えられる。延原ほか (2005) の駿河湾の貝類遺骸群集調査によると, *P. albicans* や *C. chinensis* を共産する採集地点は 21, 56,

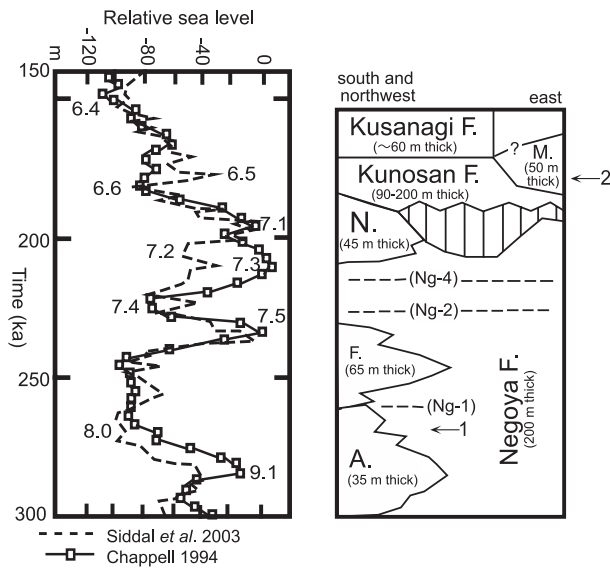


図2 有度丘陵の中・上部更新統の層序の概略と地質年代データおよび海水準変動曲線。近藤(1985)に基づき改作。Aは安居礫部層、Fは古宿礫部層、Nは中平松礫部層、Mは村松礫部層を、Ng-1, 2, 4はテフラ層を示す。矢印1は *Emiliana huxleyi* の出現層準の層位を示し、その年代は Thierstein *et al.* (1977) に基づく。矢印2は $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代 (ca. 176.5 ± 3.7 ka) が得られた単体サンゴの層位を示す。

Fig. 2 Stratigraphy of study area (Kondo, 1985) showing chronologic data and sea-level curve. M: Muramatsu Gravel-Silt Member. N: Nakahiramatsu Gravel Member. F: Furuyado Gravel Member. A: Ago Gravel Member. Ng-1, 2, 4: pyroclastic key beds. Arrow 1 shows stratigraphic position of the first appearance datum of the nannofossil *Emiliana huxleyi*, which corresponds to MIS 8.0 (Thierstein *et al.*, 1977). Arrow 2 shows stratigraphic position of the solitary coral sample, which gave a $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ age of 176.5 ± 3.7 ka (Kitamura *et al.*, 2005).

78, 79, 92, 99, 105, 161, 165, 168, 169, 170, 211, 215 の14地点で、水深は15～135 mである。

堆積相Ⅲ

記載：泥礫互層からなり、全ルートに見られる。泥層は、一般的に塊状だが、しばしば平行葉理が見られ、ルート1では巻貝 *Batillaria multiformis* や二枚貝 *Macoma incongrua*, ルート4では二枚貝 *Anodontia stearnsiana* を主体とする貝化石を産する。礫層は上方厚層化傾向を示し、径数cmの礫からなる礫支持礫層で、インブリケーションが発達し、古流向は北東を示す。一部の礫層の下部は逆級化が発達しており、また上部にしばしば級化が見られる。ルート1の堆積相Ⅱを覆う礫層には、巻貝 *Cellana grata* や *Xenuroturrus cinglifera*, 二枚貝 *Anomia chinensis* が産し、また一部の礫にはカキの付着痕が見られる。ルート3の砂層には生痕化石 *Rosselia socialis* がしばしば見られる。

解釈：泥層の存在から沖浜の堆積物と解釈される。松島(1984)によると二枚貝 *M. incongrua* は内湾や干潟に生息する種である。*A. stearnsiana* は潮間帯直下から水

深20 mの砂泥底に生息する(奥谷編, 2000)。礫層は組織・構造(礫支持、インブリケーション、逆級化・級化)の特徴から、堆積物重力流と解釈される。堆積物重力流が頻繁に流下することから、堆積相Ⅲは、堆積相ⅠとⅡよりも浅い沖浜で堆積したと推定される。

堆積相Ⅳ

記載：淘汰の良いシルト質砂相からなり、ルート1に見られる。上方細粒化し、泥層(堆積相Ⅲ)に漸移する。保存状態の良い巻貝 *Calliostoma shinagawaensis* や角貝 *Dentalium octangulatum* が産する。

解釈：淘汰の良いこととシルト質であることから、流水の影響がある程度あった堆積環境が示唆される。したがって、沖浜と外浜の間の漸移帯が最も考えやすい。*C. shinagawaensis* や *D. octangulatum* は内湾砂底に生息することから(奥谷編, 2000)、本相の堆積環境は内湾の漸移帯と解釈した。

堆積相Ⅴ

記載：砂泥互層からなり、ルート1, 2, 4に見られる。砂層には平行葉理、小型斜交層理が発達する。ルート2では波状層理が見られ、また相反する2方向の古流向を示すカレントリップルが観察される(図版1, 2)。砂層には、直径1 mm、長さ1 cmほどの泥質チューブ状の生痕化石がしばしば見られる。しばしば層厚2 mの礫層を挟む。

解釈：相反する2方向の古流向を示すカレントリップルや波状層理は、潮汐堆積物に特徴的な堆積構造である(e.g., Dalrymple, 1992; 坂倉, 2004)。したがって、本相は潟～潮流口の堆積物と解釈される。

堆積相Ⅵ

記載：層厚は10 mを超える礫層で、全ルートの最上部に見られ、礫は互いに支持し、インブリケーションが発達する。ルート2では大型の平板斜交層理(後述するが前置層)を示し、古流向は北東を示す。ルート2と3では厚さ2～5 mの平行層理の発達したシルト～粘土層を挟む。

解釈：近藤(1985)やKondo(1986)が解釈した通り、本相は礫質ファンデルタの前置層である。ところで、本研究のルート3は近藤(1985)が中平松礫部層を定義した地点で、同部層は礫・砂・泥の不規則互層(7 m)と層理の不明瞭な中～巨礫からなる礫層(30 m)からなる。これらは本論の堆積相区分ではそれぞれ堆積相ⅢとⅥに対応する。ここで問題となるのは、我々が久能山層を構成する礫層と中～巨礫からなる礫層との境界を認定できなかったことである。そのため、以下の議論では中平松礫部層という層序単元は使用しないこととする。

考察

今回の調査で、ルート1, 2, 4に分布する堆積相Ⅴは潟～潮流口の潮汐堆積物であることが判明した。この堆積相は礫層を挟んで、堆積相Ⅲ一浅い沖浜の堆積物一を覆う。沖浜と潟～潮流口の間には外浜・前浜がある。つ

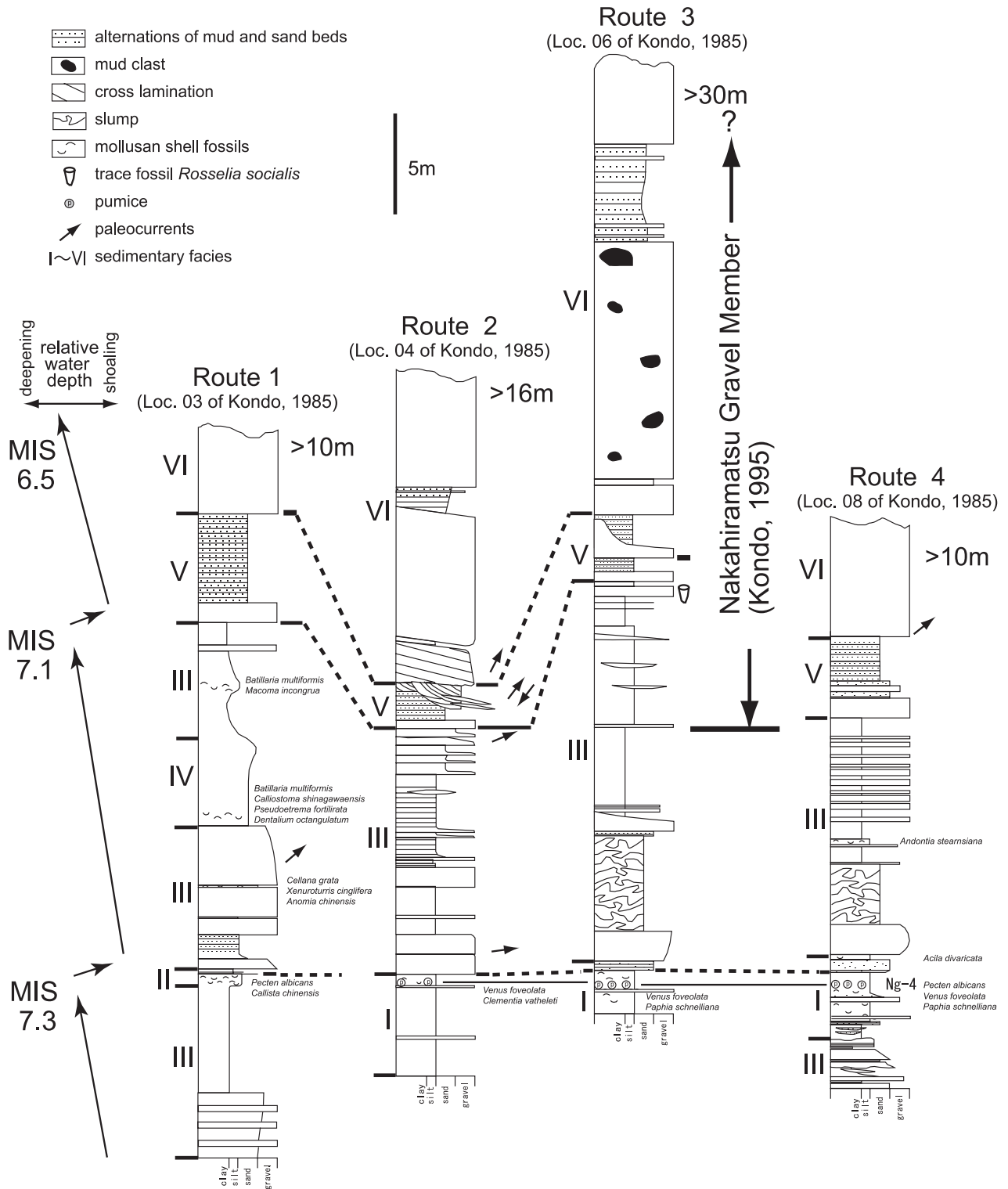


図3 有度丘陵西部の根古屋層と久能山層の柱状図。

Fig. 3 Columnar sections of the Negoya F. and Kunosan F. occurring in the western part of the Udo Hills.

まり、この累重様式は外浜・前浜堆積物の欠落を示唆し、堆積相ⅢとⅤとの境界に比較的規模の大きい削剥があったことを意味する。一方、堆積相Ⅴの上位に30 m以上の厚さの礫質ファンデルタの前置層（堆積相Ⅵ）が累重するには、それに相当する堆積空間の増大が必要であり、つまり海進したこととなる。このことから、堆積相Ⅴから堆積相Ⅵは一連の海進期堆積物とみなすのが合理的であり、堆積相Ⅴ直下の礫層の基底面はシーケンス境界とラビーンメント面（Bruun, 1962）が融合したものと解釈される（図3）。つまり、シーケンス層序学的観点に立つと、堆積相Ⅴと久能山層は一連の海進—海退現象の堆積物となり、堆積相Ⅴと久能山層村松礫部層とは同時異相である可能性が高い。よって、以下の議論の対象は、テフラ Ng-4 と堆積相Ⅴ直下の礫層までの地層となる。

ルート1を除いた3ルートでは、Ng-4の直上から堆積物重力流起源の礫層が頻繁に挟在する。この層位関係は、ルート1では堆積相Ⅱの直上に見られる。よって、我々はルート1と他のルートとを堆積物重力流起源の礫層で対比した（図3）。この対比に従うと、ルート1の堆積相Ⅱと他ルートの堆積相Ⅰとは同時異相の関係にあると推定される。北東を示す古流向は、当時の海底が北東に向かって深くなっていたことを意味する。したがって、東方に向かって細粒化することは、堆積深度の増加で合理的に説明される。

ルート1の堆積相の累重様式は、堆積環境が相対的に深い沖浜（堆積相Ⅱ）、浅い沖浜（堆積相Ⅲ）、漸移帯（堆積相Ⅳ）、浅い沖浜へと変化したこと、つまり1回の海進—海退サイクルを示す。一方、ルート1の約500 m東に位置する3ルートの堆積相の累重様式は、堆積環境が相対的に深い沖浜（堆積相Ⅰ）、浅い沖浜（堆積相Ⅲ）へと変化したことを示す。ルート1のみで海進—海退サイクルが検出されたのは堆積深度が浅かったためと解釈され、前述の対比に従うと、Ng-4と堆積相Ⅴ直下の礫層までの堆積期間には1回の海進—海退現象が起こったと推定される。

前述したように岡田（1987）と Kitamura *et al.*（2005）による堆積年代に関する知見と、本論で判明した海進—海退サイクルを合わせると、安居礫部層より上位の海進—海退サイクルと酸素同位体記録との不一致は解消される。すなわち、安居礫部層と古宿礫部層の間の泥層は酸素同位体ステージ8.0から7.5に対応し、Ng-2、-4を挟在する根古屋層主部は同位体ステージ7.4から7.3に堆積した。そして、Ng-4より上位の海進—海退サイクルは酸素同位体ステージ7.2から6.6の海水準変動に対応する（図3）。

謝辞

静岡大学理学部地球科学科の生形貴男博士には原稿を査読していただいた。ここに深く感謝の意を表す。

引用文献

Bruun P. (1962), Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of The Waterways and Harbors*

Division, 88, 117-130.

Chappell J. (1994), Upper Quaternary sea levels, coral terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperatures. *Journal of Geography*, 103, 828-840.

Dalrymple R. W. (1992), Tidal depositional systems. *In: Walker R. G. & James N. P. (eds.) Facies Models: Response to Sea Level Change*, Geological Association of Canada, St. John's, 195-218.

Kitamura A., Omura A., Tominaga E., Kameo K. & Nara M. (2005), U-Series ages for solitary coral species from the Middle Pleistocene Kunosan Formation in the Udo Hills, Shizuoka, Central Japan. *The Quaternary Research*, 44, 177-182.

近藤康生（1985）, 静岡県有度丘陵の上部更新統の層序。地質学雑誌, 91, 121-140.

Kondo Y. (1986), Shallow marine gravelly deltas and associated faunas from the upper Pleistocene Negoya Formation, Shizuoka, Japan. *Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo, Section II*, 21, 169-190.

松島義章（1984）, 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変遷に伴う時間・空間的変遷—。神奈川県立博物館研究報告自然科学, 15, 37-109.

延原尊美・高山春果・松本英二・木下泰正（2005）, 駿河湾の貝類遺骸群集と堆積場の特性。静岡大学地球科学研究報告, 32, 31-66.

岡田尚武（1987）, 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナンノ化石の生層序と古環境。化石, 43, 5-8.

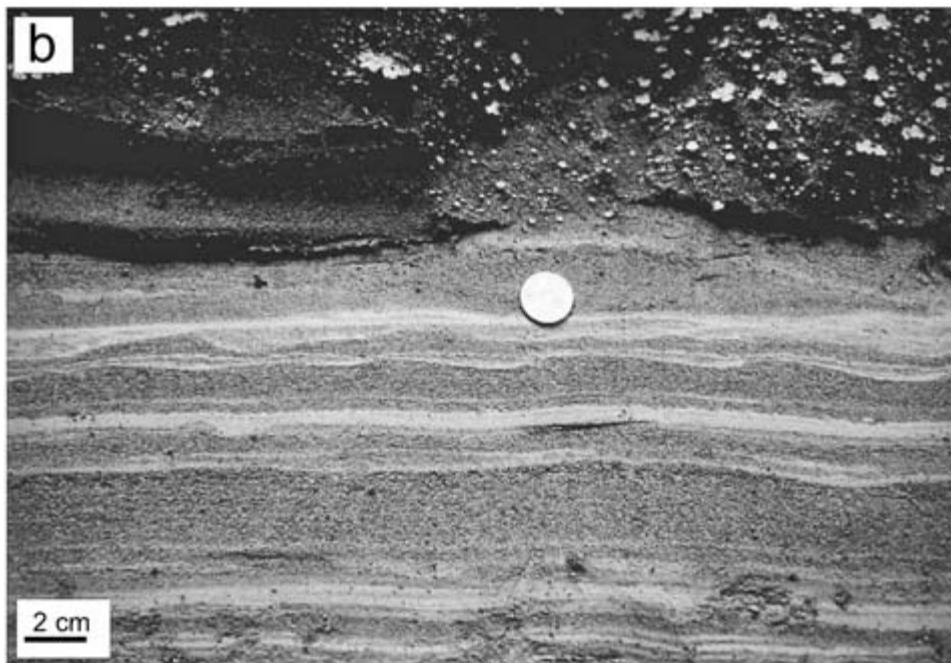
奥谷喬司編（2000）, 日本近海産貝類図鑑。東海大学出版会, 東京, 1173p.

坂倉範彦（2004）, 潮汐環境の堆積物：日本の干潟の理解に向けて。化石, 76, 5-8.

Shackleton N. J. (2000), The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 289, 1897-1902.

Siddall M., Rohling E. J., Almogi-Labin A., Hemleben C., Meischner D., Schmelzer I. & Smeed D. A. (2003), Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853-858.

Thierstein H. R., Geitzenauer B., Molfino B. & Shackleton N. J. (1997), Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: validation by oxygen isotopes. *Geology*, 5, 400-404.



図版1 a, ルート2の堆積相Vに見られる波状層理を示す砂泥互層.

b, ルート2の堆積相Vに見られる相反する2方向の古流向を示すカレントリップル.

Plate 1 (a) Wavy bedding in sedimentary facies V (alternating beds of mud and sand) observed at the route 2. (b) Current ripple lamina showing bidirectional paleocurrent in sedimentary facies V (alternating beds of mud and sand) found at the route 2.