# 石垣島の地質

### 遅沢 壮一<sup>1)</sup> 田中 浩紀<sup>2)</sup> 渡邊 康志<sup>3)</sup> 仲里 健<sup>4)</sup>

# Geology of Ishigaki-jima Island

# Soichi OSOZAWA, Hiroki TANAKA, Yasushi WATANABE, Takeshi NAKAZATO.

### Abstract

Basement rocks of Ishigaki-jima consist of the Tomuru Formation (Triassic high P/T metamorphic rocks associated with ultramafic and gabbroic rocks), Fusaki Formation (Jurassic accretionary prism), Eocene Miyara Formation (conglomerate, sandstone, and limestone), Nosoko Formation (altered andesite), and Miocene granitic intrusions. Relation of Tomuru and Fusaki formations and Miyara and Nosoko formations is the major detachment fault. The Quaternary Ryukyu Group consists of the Nagura Formation below (conglomerate and marine siltstone; 1.5 Ma) and Ohama Formation above (coral and detrital limestone). Valleys or bays between basement hills are filled by the Nagura Formation with unconformity, and conformably covered by limestone of the Ohama Formation. Depositional surface of the limestone forms a marine terrace.

# はじめに

沖縄本島のカラー地質図は名護博物館から発刊さ れた(遅沢・渡邊、2011)。また、徳之島、喜界島、 宝島についても、小スケールであるが、カラー地質 図として印刷できた(遅沢ほか、2012)。石垣島に ついては、基盤岩を対象とした英語論文で (Osozawa and Wakabayashi, 2012)、第四系を含 めて、カラー地質図を公表しているが、等高線が欠 落していた。この度、大スケールで等高線付きのカ ラー地質図が沖縄県立博物館・美術館から発刊の運 びとなった。

本稿は地質図主体で、また基盤岩については上記の専門的な論文があるので、地質の解説は平易にか

つ簡単に記述する。第四系については、Osozawa et al. (2012)で、簡単に触れたのみであるので、 とくに新たに得られた年代を含めて、やや詳しく述 べたい。

#### 地質の概要

石垣島の基盤は(第1図)、高圧型変成岩からな るトムル層とジュラ紀付加体(磯崎・西村、1989) である冨崎層、始新統の礫岩・砂岩と石灰岩からな る宮良層と変質した安山岩質火砕岩からなる野底層、 および中新世の花崗岩を主体とした貫入岩からなる (Foster, 1965;中川ほか、1982)。従来、宮良層と 野底層はトムル層と冨崎層を不整合に覆うとされて

#### 1) 東北大学理学研究科地学専攻

Department of Earth Sciences, Graduate School of Science, Tohoku University, Sendai 980-8578, Japan

# 2)千葉県立東金高等学校

Chiba Prefectural Togane Senior High School

### 3)GIS 沖縄研究室

GIS Okinawa Lab.

### 4)沖縄県立博物館・美術館 〒900-0006 沖縄県那覇市おもろまち3-1-1

Okinawa Prefectural Museum and Art Museum, Omoromachi 3-1-1, Naha-shi, Okinawa, 900-0006 Japan.



第1図 石垣島略地質図

いたが (中川ほか、1982)、両者の関係は規模の大 きいデタッチメント断層 (変成岩が地表にもたらさ れるときの低角正断層) であることが明らかになっ ている (Osozawa and Wakabayashi, 2012)。

第四系の琉球層群は(第1図),山地をなす基盤 岩類を覆って、低地に、しかし全体的に平坦面とし ての海成段丘を作って分布している(Foster, 1965; 中川ほか 1982)。琉球層群は下位の礫岩・シルト 岩からなる名蔵層と上位の石灰岩(いわゆる琉球石 灰岩)からなる大浜層に区分される。石灰岩の堆積 面が段丘面に相当する。名蔵層は新たに検出した石 灰質ナンノ化石から、1.55 Ma であることが明らか になっている (Osozawa et al., 2012)。本稿では、 この化石年代について詳しく述べる。

# 地 形

石垣島は、基盤岩からなる山地(第2図A)・丘陵(第2図B)、大浜層の石灰岩からなる段丘、石灰岩が浸食され礫岩とシルト岩からなる低地、砂丘に区分できる。



第2図 地形。A:於茂登岳(左)と桴海於茂登岳。B:丘陵群を埋める名蔵層。真栄里ダム下流の橋から撮影。C:野底岳。D:野底岳山頂から野底崎と段丘。E:米原海岸から北東の段丘と於茂登岳北麓を望む。F:明石北東海岸から段丘、トムル崎、伊原間の山地を望む。

標高525.8 m の於茂登岳は(第2図A)沖縄県の 最高峰である。北西方の桴海於茂登岳(477.4 m; 第2図A)とともに、花崗岩から構成されている。 一方、標高282.4 m の尖塔状の山容をもつ野底岳は (第2図C)野底層からできている。

海岸段丘は(第2図D~F))石灰岩からなるが、

全体として平坦で、石灰岩の浸食が進んでいる場合 が多い。面は海に向かって傾斜しており、高度は50 mに及ぶ。つまり、大浜層堆積時に、石垣島は標 高50m程度まで沈水しており、現在より小さな島 であった。

宮良川や、名蔵川、また通路川流域は低湿地で、 石灰岩のほとんどすべてが浸食された後の、名蔵層 の礫岩・シルト岩からなる。石灰岩はごく小規模な 残丘として存在するに過ぎない。標高230 m のバン ナ岳を含む冨崎層からなる山地もそうであるが、名 蔵層からなる低湿地に囲まれて、基盤岩からなる小 丘陵が見られる場合がある(第2図B)。これらの 小丘陵は、名蔵層堆積時に(155万年前)、島であっ た。第2図Bの平坦地を海水で満たすことを考え れば良い。

#### 地質各論

トムル層

トムル層は典型的な高圧型変成岩である。変成岩 は青色片岩(第3図A)と泥質片岩(第3図B) からなり、両者の互層がしばしば見られる。青色片 岩は名前の通り青緑色を呈し、珊瑚礁と白砂ととも に、石垣島の海岸を特徴付けている。典型的な砂質、 珪質、石灰質片岩は未確認である。

変成鉱物の粒度は、三波川変成岩 (遅沢、2012) に比べて、細粒で、鏡下で観察し難い。平久保半島 ではガーネットを含むが (西村ほか、1983)、細粒 のためか確認できなかった。西村ほか (1983) は変 成分帯を行っていて、平久保半島のトムル層が最も 変成度が高い。しかし、平久保半島でも報告がなかっ た(西村ほか、1983) 黒雲母は、金子ほか(2003) では報告されたが、すべての地域のトムル層に認め られ、西村ほか(1983)の分帯は、黒雲母の有無か らは、不明瞭となった。

変成年代としての Ar-Ar 年代は 225 ± 4.8と237
± 6.4 Maが得られている (Faure et al., 1988)。
冷却年代は200 Ma 前後である (Nuong et al., 2008)。従って、トムル層はこの頃までに、上記の
変成年代がリセットされないで、保存される程度に、
エクスヒュームしている。

変形構造については、グロコーフェン晶出時の D1の伸長線構造が見られる。伸長線に沿う剪断の センスは地質図に示している。普通に見られるのは D2の非対称褶曲である。フェルゲンツは、断面図 に示すように、軸が直立した背斜から縁辺に向かっ ていて、変成岩がエクスヒューム(地表にもたらさ れるプロセス)するドーム状構造を表している。縁 辺で、冨崎層、宮良層、野底層と、D2の脆性断層 で接している。このデタッチメント断層が生じた年 代は宮良層の年代である37-34 Ma(後述)である。

トムル層は於茂登トンネル西方の山中で、超塩基 性岩、班糲岩を含んでいて、超塩基性岩は露頭でも 観察される(第3図C)。一部の超塩基性岩は、産 状から、蛇紋岩礫岩(第3図D)である。鏡下で、 班糲岩の初生鉱物である単斜輝石や普通角閃石は周 囲をグロコーフェンに伴われていて、変成作用より



第3図 トムル層。A:D2褶曲した青色片岩。伊原間海岸。B:D2褶曲した泥質片岩。カーラ岳東方海岸。



第3図 トムル層。C:変成した超塩基性岩の露頭。富野南方の沢。D:礫岩状の超塩基性岩の転石。底原ダム上流。

前に泥質片岩に取り込まれている。最も単純には、 これらは堆積性のブロックで、三畳紀以前の古い年 代をもつと解釈できる。

#### 冨崎層

冨崎層(富崎層は誤字)は、冨崎などの海岸部と バンナ岳などの内陸部、また竹富島に露頭があるが、 いずれも小規模で、露出は不良である。砂岩と泥岩 基質のメランジェである。岩塊はチャートで、バン ナ岳南方の一カ所にのみ、結晶質の石灰岩が分布し ていた。玄武岩岩塊、岩片は、鏡下でも確認してい ない。このため、特徴的な変成鉱物は見られない。 しかし、フェンジャイトの組成からは中圧型の変成 作用が示唆され、高圧型のトムル層とは対照的であ る(Osozawa et al., 2008)。従ってこれらの付加 体は全く別の場所で形成され、後に偶然、合体・定 置している。

泥岩基質からジュラ紀の放散虫化石が、またチャー ト岩塊からペルム紀と三畳紀のコノドントと放散虫 化石が検出されている(磯崎・西村、1989)。K-Ar 年代は、129から144 Ma であり(Nishimura, 1998)、この頃、冨崎層は第1段階のエクスヒュー ムを被った。

冨崎層の変形は D 0、D 1、D 2 に区分できる。
D 0 はチャート岩塊内部に限定される圧力溶解劈開
で、岩塊化以前に形成されたものが保存されている。
従って、岩塊化は堆積性である可能性が強い。D 1

も圧力溶解劈開で、付加体形成時の変形であり、と くにチャートに観察される、非対称褶曲の軸面劈開 をなしている。D2はエクスヒューム時のより脆性 な変形である。デタッチメント断層上盤の泥岩は電 気石を含んでいる。

#### 宮良層

宮良層は礫岩、砂岩、石灰岩からなり、大型化石 を多産する。礫岩は角礫~亜角礫の中礫岩で(第4 図 A、B)、トムル層由来の変成岩礫を含む。伊原 間港北海岸では、とくに D2 褶曲した泥質片岩礫 を含んでいて、宮良層堆積時に、トムル層は既にエ クスヒュームして、岩屑をもたらしたことになる。 この礫岩は Colpospira (Turritella)も含んでいる (第4図A)。同所のクラックが発達した砂岩は (第4図C)、 ノーチロイド Eutrephoceras japonicum を含んでいる (中川ほか、1982)。石灰 岩は石灰藻球石灰岩や(第4図D、E)大型有孔虫 石灰岩が目立つ(第4図F)。西表島の宮良層から 産する大型有孔虫は、Nummulites saipanensis で (Ujiié and Miyagi, 1973)、Priabonian を指示す る (37-34 Ma; Suzuki and Ujiieé, 1985)。なお、 沖縄本島の嘉陽層からは Nummulites amakusaensis が報告されており、Lutetian (40-48 Ma) を指示し (Suzuki and Ujiieé, 1985)、年代 が異なる。

宮良層は非変形で、琉球石灰岩のように、始新世



第4図 宮良層。A:基底の角礫岩。Colpospira も含む。伊原間漁港。B:角礫岩。カーラ岳東方海岸。C: 節理の発達した砂岩。伊原間漁港北東海岸。D:成層した石灰藻球石灰岩。大里の採石場の海岸。E: 成層した石灰藻球石灰岩。大里の採石場。F:大型有孔虫石灰岩。星野。

の石垣島の海岸線に、島を取り巻いて分布すると考 えられた (中川ほか、1982)。しかし、後述のよう に、変成岩ドームの縁辺に、デタッチメント断層を 介して分布している。また、キンクバンドや、弱い ながら圧力溶解劈開が見られる。

#### 野底層

野底層は緑泥石を生じて緑色を呈する安山岩質の 溶岩と火山砕屑岩(第5図A~C)、底地ビーチな ど一部での流紋岩質の溶岩と火山砕屑岩からなる (第5図D)。下位の宮良層とは整合である。屋良 部崎では、火山豆石が見られ、一部は陸成である。

野原崎の凝灰角礫岩は変成岩の岩片も含んでいる (第5図C)。

地層の傾斜は70°に及ぶ場合があり、明らかに構

造変形を被っている (第5図A)。

# デタッチメント断層

トムル層と富崎層の関係は、ボーリング資料から、 トムル層が上盤で、野底層も参加した逆断層と考え られた(藤井・木崎、1983)。しかし、椰子博物館 の玄関前の露頭に、両層の境界断層が現れた。この 断層は西に高角で傾斜した正断層で、下盤がトムル 層である(第6図)。

トムル層と宮良層との関係は(宮良層が欠如して、 野底層と接する場合もある)、とくに伊原間漁港北 方での分布様式から、断層である。断層露頭は、現 在は失われているが、同所と伊野田で、土井(1975 MS)が写真付きで記載している。これらの断層が トムル層のエクスヒュームによって、その変成岩ドー



第5図 野底層。A:急傾斜した火山砕屑岩(凝灰岩)。御神崎。B:火山礫凝灰岩。屋良部崎南東海岸。C: 火山礫凝灰岩、凝灰岩。野原崎。D:緑色凝灰岩に挟まれる流紋岩質凝灰岩。野原崎。



第6図 A:トムル層 (左下盤) と冨崎層 (右上盤)の境界デタッチメント断層。断層は自動車キーの位置。 椰子博物館。B:拡大。高角の条線が見られる。

ムの縁辺に生じたデタッチメント断層である。ドーム縁辺の非対称褶曲のフェルゲンツに示される剪断 センスは正断層センスである。

これらデタッチメント断層は、あるいはエクスヒュー メイションは、宮良層の堆積年代である37-34 Ma 以降 (恐らく直後) に生じている。

ところで、沖縄本島では、上述の40-48 Ma の嘉 陽層堆積直後に、名護変成岩がデタッチメント断層 を伴ってエクスヒュームした事件がある (Schoonover and Osozawa, 2004;遅沢・渡邊、 2011)。また、徳之島の主要な花崗岩岩体は片状を 呈するが (川野・加藤、1989)、鏡下で観察したと ころ、黒雲母が二次的に生じて片状を呈することが 明らかになった。河野・植田(1966)による片状花 崗岩の K-Ar 年代(冷却年代)は61 Ma で、川野・ 加藤(1989)は塊状花崗岩の年代として59.1±3 Maを得ている。北上山地の褶曲した花崗岩に示さ れるのと同様な事件が(Osozawa et al., 2012)、 この頃、徳之島にもあったことになる。奄美大島の 花崗岩は塊状であるが(当時、この視点はなかった)、 始新統の前弧盆堆積物である和野層にも花崗岩礫が 含まれるので、この頃事件があった可能性がある。 花崗岩の K-Ar 年代は50 Ma 前後である(Shibata and Nozawa,1966)。ただし、110 Ma や17 Ma も



第7図 於茂登岳山頂付近の花崗岩。ススキ以外はリュウキュウチクで、アサヒナキマダラセセリの発生地。 A:転石。B:露頭。

得られていて (川野ほか、1997)、奄美大島では解 釈が難しい。いずれにせよ、九州の古第三紀四万十 付加帯から (Osozawa, 1992;帰属不明の中央海嶺)、 琉球にかけて、南西に向かう海嶺の沈み込み事変が 想定できる。

### 花崗岩

花崗岩は於茂登岳の山塊、また川平の大嵩の山塊 の小範囲に分布している(第7図)。岩質はむしろ 花崗斑岩である。

K-Ar 年代は、黒雲母が変質しているため、より 古い可能性があるが、21 Ma が得られている(河 野・植田、1966)。花崗岩は全く変形していない特 徴があり、構造変形は21 Ma 以前で、上記の事変 以降の貫入である。

# 琉球層群

# 名蔵層

Foster (1965) は、琉球層群を、Nagura Gravel (名蔵礫層) と Ryukyu Limestone (琉球石灰岩) に区分した。中川ほか (1982) は両者に側方変化や 互層部を認め、一括して大浜層とした。名蔵層と大 浜層は上下関係にあり、岩相上の相違も明瞭であり、 中川 (1982) ほかも、地質図では両者を区別して図 示している。本稿では、金子ほか (2003) にも従い、 下位の礫岩とシルト岩からなる名蔵層と、上位の石 灰岩からなる大浜層に区分してこれらの層名を用い る。



第8図 名蔵層。A:炭質シルト岩と礫岩の唯一の新鮮な露頭。真栄里ダム下流の宮良川。B:粘土化した青 緑色シルト岩。桃里西方の宮良川支流の低地。C:拡大。D:名蔵川A2コア、20~25mの青緑色シ ルト岩。 名蔵層のシルト岩は海成で、Foster (1965) は Bunera Clay Member (ブネラ粘土部層;本稿で は用いない)と呼び、保存の良い軟体動物、珊瑚な どの化石を報告した。中川ほか (1982) も、これら に加えて、有孔虫と石灰質ナンノプランクトン化石 などを同定・報告した。

名蔵層は石垣島中央部の低地に、北側を於茂登岳 の山地に、東側をカーラ岳、南側をバンナ岳などの 山地・丘陵に囲まれて、宮良川や名蔵川沿いに分布 している。低地に分布することを反映して、露出に 乏しく、現在では宮良川や名蔵川、また通路川流域 の数地点で、著しく風化した礫岩やシルト岩の露頭 が観察されるに過ぎない(第8図A)。湿地のシル ト岩は青緑色が残存しても、完全に粘土化している (第8図B、C)。化石に富んだ新鮮なシルト岩が見 られた名蔵川支流のブネラ川沿いの好露出は名蔵ダ ム建設によって失われている。また、通路川沿いの 分布地では、道路拡張などのため、シャコ貝など石 灰質大型化石のみが転石として採集され、露頭は残 存していない。唯一の新鮮な岩石からなる残存露頭 は宮良川上流にあるが、下位の厚さ0.5mの亜角礫 岩と、上位の厚さ1.5mの炭質シルト岩からなり (第8図A)、海成化石を含んでいない。中川ほか (1982) は、通路川や名蔵川で、海成シルト岩は礫 岩に覆われており、名蔵層の最下部を表すとしてい る。土井 (1975 MS) によれば、於茂登北東、現在 の底原ダム湖底では、層厚15mの海成シルト岩が 礫岩に覆われる。名蔵層の砂岩は、主要分布地域か ら離れた屋良部岳南西方の谷にも、小規模に分布し ている。

名蔵層の層序は、むしろ今回観察した名蔵川のボー リングコアで観察される。A2とA3の2本のコア を観察したが(第8図D;第9図A2、A3)、そ れぞれの掘削深度は地表から60mで、基盤の花崗 岩に達している。名蔵層の傾斜は水平なので、ここ での名蔵層の層厚は60mである。ただし、地表か ら15~20mのコア未回収部分は沖積層である可能 性があり、その場合、その分層厚を減じる。A2コ アでは、上部に厚さ3mの中礫岩が認められ、名 蔵層上部が礫岩であるという中川ほか(1982)の指 摘に調和的であるが、A3コアでは、花崗岩基盤の 直上にも中礫を含む厚さ10mの礫質砂岩が挟まれ ている。コアの主体は、いずれにせよ青緑色シルト 岩で、白色を呈する石灰質微化石に富む。A2コア では、径3cmの軟体動物化石も認めた。一方、厚 さ1mや2mの炭質シルト岩も、計3層挟まれて いる。このシルト岩は有機質で、恐らく花粉化石も 含むが、木本の根の化石も認めた。

一方、土井(1975 MS)は、宮良川のボーリング コアを記載している(第9図B1)。ボーリング位 置は、第1図や地質図に示した宮良川ボーリング地 点で、標高4.7 mである。地下44 mまで掘削した が、基盤には到達していない。最上部4 mは宮良 川の河川堆積物であるが、その下位に厚さ14 mの



第9図 名蔵川ボーリングコアA2、A3と、土井 (1975 MS) に基づく宮良川ボーリングコア B1の柱状図。矢印付き数字は第1表に示す ナンノ化石の採取深度に応じた試料番号。産 出しなかった試料深度も示す。

有孔虫化石などを含む海成シルト~砂が認められる。 琉球層群はこの下位のコアにあり、その最上部は層 厚3mの大浜層の砕屑性石灰岩である。名蔵層は 青緑色シルト岩を主体とするが、上部と最上部に砂 質な部分を伴っている。シルト岩と砂質シルト岩か らなる名蔵層の層厚は22m以上となる。名蔵層か ら大浜層へは、層厚0.5mの石灰質砂岩を介して移 化しており、明らかに整合で上下関係にある。

これら2地点のボーリング位置は河川上あるいは 近傍にあり、シルト岩の層厚はこれら河川の河谷で 増大し、河谷を埋積して堆積している。河谷から離 れた山地の縁辺では、上位の礫岩や砂岩は、シルト 岩を欠いて、基盤に直接アバットして分布している。 名蔵層シルト岩の石灰質ナンノ化石年代

名蔵川のA2とA3それぞれのボーリングコア から試料を採取し、石灰質ナンノ化石の検出を試み、 産出した試料について、種を同定し、試料の年代を 推定した(第9図A2、A3)。A2では深度25m と44m、A3では20m、24m、26mの試料につい て、ナンノ化石を検出した。このうち、A2-25m と44m、A3-26mの試料についてはナンノ化石の 保存状態は良好であった。しかし、残りのA3-20 mについては不良で、A3-24mでは再結晶してい る。第1表に、A3-20mを除く、4試料について の石灰質ナンノ化石のリストを示す。

すべての試料から、Gephyrocapsa caribbeanica と Gephyrocapsa oceanica が産出した。これらの 種は現生種であるが、それぞれ、佐藤ほか (1999) による G. caribbeanica の初出現基準面 (1.763 Ma)、 G. oceanica の初出現基準面 (1.706 Ma) を決定し (Sato et al., 2009)、シルト岩の堆積年 代は1.706 Ma 以降となる。また、A 2-44 m の試料 からは、Helicosphaera sellii が産出し、1.219 Ma に相当するこの種の最終出現基準面を決定する。さ らに、A 3-26 m 以外の試料から、 Calcidiscus *macintyrei* が産出し、この種は Martini (1971) の NN 19帯下部、Okada and Bukly (1980) の CN 13 ab 境界に、またほぼ G. caribbeanica の初 出現基準面に、その最終出現基準面をもっている (Perch-Nielsen 1985)。しかし、Takayama and Sato (1987) は C. macintyrei の最終出現基準面 と G. oceanica の初出現基準面は一致するとしてい る。さらに、佐藤ほか (2004) は沖縄本島の知念層 に関して、*C. macintyrei* の最終出現基準面は *G. oceanica* の初出現基準面を超えている、つまり 両種には共存期間があったことを、彼らのデータに 基づき、指摘している。一方、1.398 Ma に初出現 基準面をもつ *Gephyrocapsa spp.* (large)は産出し なかった。

以上を総合すると、A2とA3コアとも、シルト 岩の年代は G. oceanica の初出現基準面より若く、 Gephyrocapsa spp. (large)の初出現基準面より古 い1.706~1.398 Ma に限定できる。つまり、名蔵層 の年代は1.70~1.40 Ma (1.55±0.15 Ma) である。

第9図B1には、土井 (1975 MS) による宮良川 ボーリングコアの柱状図とナンノ化石産出層準、第 1表にはこのコア試料に、通路川の試料試料を加え て、石灰質ナンノ化石のリストを示した。同定は高 山俊明であるが、1975年なので、その後の彼の同定 基準と異なる。リストには、現在では使えない種は 省いている。また、Takayama and Sato (1987) で認定された新たな指準種はまだ認識されていない。

G. caribbeanica と G. oceanica は、宮良川のコ ア試料の石灰岩を含めてほぼ産出している。したがっ て、これらの試料が G. oceanica の初出現基準面よ リ若い年代をもつことは確実である。上限年代を限 定できる種は名蔵川のコア試料からも産出する Pseudoemiliania lacunosa のみで、この種の最終 出現基準面は0.451 Ma である (Sato et al. 2009)。 当時の試料は残存しておらず、再同定はできないが、 これらの試料の年代は、石灰岩を含めて、1.70 ~ 1.40 Ma (1.55±0.15 Ma) と見なしても良い。

木庭 (1980) は、ブネラ粘土部層から (名蔵川支 流のブネラ川に分布する名蔵層のシルト岩; すなわ ち名蔵ダム建設地)、*G. oceanica* に加えて (abun dant)、*Emiliania huxleyi* が普通 (common) に 産出することを、電子顕微鏡の写真付きで報告した。 *E. huxleyi* は当時からの強力な指準種であり、そ の初出現基準面は0.265 Ma (Sato et al., 2009) を限定する。しかし、同地の1試料のみからの白尾 (1976 MS) のリストには (第1表には示していな い)、*E. huxleyi* は見当たらない。また、今回の名 蔵川の試料からも、一切、*E. huxleyi* は見出され なかった。一方、シルト岩には現地性の造礁性の珊

第1表 名蔵川と宮良川 (	土井、	197	5 MS)	<b>の</b> 7	ボーリ	リング	ブコフ	PDE	507	日灰質	質ナン	ノノイ	と石!	リスト	i	通路	しもえ	下す。
sample no. species	石垣島名蔵 A 2-25 m	石垣島名蔵 A 2-44 m	石垣島名蔵 A 3-24 m	石垣島名蔵 A 3-26 m	西表島大原	石垣島宮良川44 m	石垣島宮良川42 m	石垣島宮良川40 m	石垣島宮良川38 m	石垣島宮良川36 m	石垣島宮良川34 m	石垣島宮良川32 m	石垣島宮良川30 m	石垣島宮良川28 m	石垣島宮良川26 m	石垣島宮良川25 m	石垣島宮良川21 m	石垣島通路川
	シルト岩	シルト岩	再結晶シルト岩	シルト岩	シルト岩	シルト岩	シルト岩	シルト岩	シルト岩	シルト岩	シルト岩	シルト岩	シルト岩	シルト岩	シルト岩	シルト岩	石灰岩	シルト岩
abundance/preservation	A/M	A/M	A/P	A/M	A/M													
Braarudosphaera bigelowi	F																	
Calcidiscus leptoporus	R	R		R			+	+		+	+	+	+					+
C.macintyrei	R	F	cf.+															
Catinaster calyculus																		
C.coalitus																		
Ceratolithus cristatus																		
Coccolithus pelagicus																		
Coccolithus sp.																		
Discolithina japonica																		
Discolithina spp.				R														
Emiliania huxleyi																		
Florisphaera profunda	R	R			С													
Gephyrocapsa caribbeanica	А	А	А	А	А	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
G.oceanica	С	F	С	F	А	+	+	+	+	+	+						+	+
Gephyrocapsa sp.A (<6µm)																		
Gephyrocapsa spp.(small)	А	С	С	А	R													
Gephyrocapsa spp.(large)																		
Helicosphaera carteri	F	R		R	F													
H.Sellii		R			F													
H.Wallichi																		
Pseudoemiliania lacunosa	R			R	R				+									
Reticulofenestra asanoi																		
R. gelida																		
R. minuta	R	R	R	R														
R. minutula	R			F														
R. pseudoumbilica																		
Rhabdosphaera clavigera					F													
Sphenolithus abies			+(re)															
S.neoabies																		
Sphenolithus sp.																		
Syracosphaera palchra	F	R	R	F	R													
Umbilicosphaera sibogae	F	R	R	F	F													
TOTAL NUMBER					0													

R:Rare, F: Few, C: Common, A: Abundant

 $A=abundant, C=common, R=rare, T=trace, B=barren, \ +=exist$ 

 $preservation \quad G=good, M=moderate, P=poor$ **同定:田中浩紀、2012** 同定:高山俊明,1975

- 12 -

瑚化石も含まれるが(中川ほか 1982)、Koba et al. (1985) はその珊瑚化石を試料として、すなわち E. huxleyi を検出したものと同じ試料を用いて ESR 年代を求めた。ESR 年代は、0.173、0.190、0.192、0.200、0.222 Ma で、E. huxleyi の示す年代と調和的なこれらの若い年代値も、本稿の結果と相容れない。

### 大浜層

大浜層はいわゆる琉球石灰岩である。上述の第9 図 B1コアの砕屑性石灰岩も大浜層に含まれる。大 浜層の主体は珊瑚石灰岩で、現存するほとんどの露 頭で観察できる石灰岩は珊瑚石灰岩である(第10図 A~C)。珊瑚化石は上方に成長していることが(例 えば、第10図 A)、いずれの露頭でも観察できる。 石灰岩は結晶質で、方解石化が進んでいる。このた め、名蔵層の軟体動物化石を用いた Sr 同位体年代 を測定中であるが、大浜層からは適当な試料を採取 できないでいる。

米原では、海岸と内陸とも、石灰岩は斜交層理の 発達した砕屑性石灰岩である(第10図 D)。周囲の 珊瑚石灰岩との関係は見えないが、内陸でも基盤と 接するのは砕屑性石灰岩である。

名蔵川流域の低地でも、大浜層の砕屑性石灰岩が 残丘として小範囲に分布している。これらのうち、 名蔵川ボーリング地点北方の砕屑性石灰岩は、厚さ 1.5 m 以上あり、砂岩基質の中礫からなる層厚1.5 m の円礫岩に乗っているのが、現在でも確認でき



第10図 大浜層。A:珊瑚化石。サビチ洞海岸。B:青色片岩を不整合に覆う珊瑚石灰岩。サビチ洞海岸。C: 宮良層砂礫岩を不整合に覆う珊瑚石灰岩。大浜公園の北側海岸。D:層理の発達した砕屑性石灰岩。米 原海岸。



第10図 大浜層。E:基底の巨礫岩。御神崎南方海岸。F:基底の石灰岩基質の円礫岩と上位の珊瑚石灰岩。 御神崎南方海岸。

る。この露頭の則方には、下位の花崗岩巨礫を含む 厚さ1.5 m の礫岩と、上位の厚さ 1 m の粗粒砂岩か らなる別の露頭があり、標高の関係で石灰岩は見ら れない。石灰岩は初生的には名蔵層の分布域・高度 を超えて、現在より広範囲に分布していたことにな る。於茂登岳北方海岸や平久保半島部などでも、石 灰岩の分布を広く見積もって図示しているが、石灰 岩はかなり浸食されている。

海岸またはごく近接した基盤岩分布域では、名蔵 層を欠いて、大浜層の石灰岩は基盤岩を直接不整合 に覆っていて、珊瑚石灰岩である。御神崎南方海岸 では、基底に巨礫岩を伴っている(第10図 E~F)。

西表島の琉球層群と石灰質ナンノ化石年代

石垣島では、現在、砕屑岩と石灰岩との整合関係 を明確に観察できる露頭がないため、西表島の星砂 海岸での露頭を記載する(第11図)。また、大原の 仲間川支流では、珊瑚化石を含むシルト岩から、石 垣島と同じ石灰質ナンノ化石種を検出している(第 1表)。

星砂海岸の連続露頭では、下位から、葉理が発達、 成層した細粒部でシルト質の中粒砂岩、風化して空



第11図 西表島、星砂海岸。名蔵層と大浜層の整合関係。A:葉理が発達し、成層した、細粒部でシルト質の 中粒砂岩 (名蔵層)。空隙部は厚さ50 cm の非常に石灰質な砂岩で (大浜層基底部)、最上位の凸部は珊 瑚石灰岩 (大浜層)。B: 空隙のある石灰質砂岩の上位、珊瑚石灰岩基底の荷重痕。

隙がある部分がある、厚さ50 cm の非常に石灰質な 砂岩、珊瑚石灰岩の順に重なっている(第11図 A)。 石灰質砂岩は、側方に、より細粒の成層した中粒シ ルト質砂岩に、さらに淘汰の良い石灰質細粒砂岩に 移化している。石灰岩はこれら石灰質砂岩を覆って いるが、その基底には荷重痕が認められる(第11図 B)。下位の砕屑岩は名蔵層に、上位の石灰岩は大 浜層に相当する。大浜層の石灰岩は海岸部では珊瑚 石灰岩であるが、内陸部では砕屑性石灰岩であるこ とを確認している。

大原では、海岸部に広く分布する大浜層の珊瑚石 灰岩との層位関係は見えないが、仲間川支流の低地 に、珊瑚や軟体動物化石を含む青緑色シルト岩が、

増水のため浸食された川底に見られる (Osozawa et al., 2012の figure 6 F)。この岩質は石垣島のブネラ粘土層の岩質と一致している。シルト岩は風化のため、ごく軟質であるが、石垣島の試料と遜色がない保存状態の石灰質ナンノ化石を含んでいる (第1表の西表島大原)。*C. macintyrei* は確認できなかったが、*G. caribbeanica* と*G. oceanica* に加え、*H. sellii、P. lacunosa* が検出され (これらの最終出現基準面は *E. huxleyi* の初出現基準面より前である)、当然ながら、ここでも *E. huxleyi* は検出されなかった。西表島の名蔵層の年代も、1.70~1.40 Ma (1.55±0.15 Ma) と見なすことができる。

# 沖積層

沖積層は宮良川河口に発達している。宮良川ボー リングコア(第9図B1)にも厚さ4mの沖積層 が含まれる。このコアの特徴はさらに下位に、厚さ 14mの海成シルト~砂が認められることである。 つまり、この地点まで海進があった。海進の時期は、 炭素同位体年代値から、6010±115と4120±115 y. B.P.である(中川ほか、1982;元データは古川、19 76)。従って、この海成層の堆積要因はいわゆる縄 文海進である。

#### 海浜堆積物

砂丘砂が白保海岸で発達している。

名蔵川河口は、砂州で閉塞していて、自動車道は この砂州上にある。

## 崖錐堆積物

崖錐堆積物は普通に見られるが、露頭として観察 できる機会は少ない。その露頭の例を示す(第12図 A、B)。

### 鍾乳洞

石垣市街に近い石垣島鍾乳洞と(第12図 C)、伊 原間にサビチ洞(第12図 D)がある。いずれも大 浜層珊瑚石灰岩に生じた鍾乳洞であり、シャコ貝化 石も見られる。

### 津波石

石垣島では、明和の大津波が知られる。このため か、津波石の報告が多い(河名・中田、1994など多



第12図 A: 崖錐堆積物。赤崎~大崎間のクルマエビ養殖場。B: 拡大。



第12図 C:石垣島鍾乳洞。D:サビチ洞。E:宮良層砂礫岩を不整合で覆う、津波石と誤認されている、大 浜層の珊瑚石灰岩。大浜公園。F:宮良層砂礫岩を不整合に覆う珊瑚石灰岩。大浜公園の南側海岸。

数)。

大浜公園には、"津波大石"が見られる(第12図 E)。しかし、石灰岩は大浜層の再結晶した(アラ ゴナイトは残存し得ないと思われる)上方に珊瑚が 成長した珊瑚石灰岩で、基盤の宮良層砂礫岩との典 型的な不整合を表していて、典型的な小残丘である (第12図 E)。この不整合は内陸へ高度を増している が、海岸で観察される不整合の(第10図 C;第12図 F)、内陸への延長に過ぎない。2000年前程度の炭 素同位体年代が多数、河名・中田(1994)などで得 られているが、U/Th年代と併せて、採用すること は躊躇される。他に報告されている津波石について も、地質学的な産状の観察が必要と思われる。

### 謝辞

沖縄県庁八重山支庁本原康太郎氏には、名蔵川ボー リングコア試料の入手に尽力頂き、石垣市水道部に は保管試料を提供頂いた。なお、底原ダムなど、他 のコア試料は残存していなかった。岩手大学土井宣 夫教授には、中川ほか(1982)で未公表だった資料 の一部を、第9図と第1表の一部として、公表する ことを、ご承諾頂いている。

#### 文献

# 土井宣夫、1975 MS、琉球列島石垣島東部の地質。 東北大学地質学古生物学教室卒業論文、104 p.

Faure, M., Monie, P., Fabbri, O., 1988, Microtectonics and 39 Ar-40 Ar dating of high pressure metamorphic rocks of the south Ryukyu Arc and their bearings on the pre-Eocene geodynamic evolution of Eastern Asia. Tectonophysics, 156, 133- 143.

- Foster H. L., 1965, Geology of Ishigaki-shima, Ryukyu-retto. U. S. Geological Survey Professional paper, 339-A: 1-119.
- 藤井安・木崎甲子朗、1983、八重山変成岩類の地質構造。地質学論集、22、15-26。
- 古川博恭、1976、沖縄および九州地方の完新世地史。 琉球列島の地質学研究、1、127-131。
- 磯崎行雄・西村裕二郎、1989、南琉球石垣島のジュ ラ紀付加コンプセックス富崎層と後期中生代のア ジア東縁収束域。地質学論集、33、259-275。
- 河名俊男・中田高、1994、サンコ質津波堆積物の年 代からみた琉球列島南部周辺海域における後期完 新世の津波発生時期。地学雑誌、103、352-376。
- 川野良信・加藤祐三、1989、鹿児島県徳之島深成岩
   類の岩石学的研究。岩石鉱物鉱床学会誌、84、
   177-191。
- 川野良信・沖野聡・柚原雅樹・加藤祐三・加々美寛 雄、1997、鹿児島県奄美深成岩類の岩石学。岩石 鉱物鉱床学会誌、92、351-362。
- 金子慶之・川野良信・兼子尚知、2003、5万分の1地 質図幅「石垣島東北部」及び説明書(地域地質研 究報告)。地質調査総合センター(旧地質調査所)、 72 p.
- 木庭元晴、1980、琉球層群と海岸段丘。第四紀研究、 18:、189-208。
- Koba M., Ikeya M., Miki T., and Nakata T, 1985, ESR ages of the Pleistocene coral reef limestones in the Ryukyu Islands, Japan. Ikeya M., and Miki T., eds., ESR Dating and Dosimetry, Ionics, IONICS, Tokyo, 93-104.
- **河野義礼・植田良夫**、1966、本邦産火成岩の K-Ar dating (V) -西南日本の花崗岩類-。岩石鉱物鉱 床学会誌、56、191-211。
- Martini, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Farinacci A. ed., Proceedings II Planktonic Conference, Roma, 1970, 2, 738-785.
- 中川久夫・土井宣夫・白尾元理・荒木裕、1982、八

重山群島 石垣島・西表島の地質。東北大学地質 学古生物学教室邦文報告、84、1-22。

- Nishimura, Y., 1998, Geotectonic subdivision and areal extent of the Sangun belt, Inner Zone of southwest Japan. Journal of Metamorphic Geology, 16, 129-140.
- 西村裕二郎・松原康・中村栄三、1983、八重山変成 岩の変成分帯と K-Ar 年代。地質学論集、 22、 27-37。
- Nuong, N.D., Itaya, T., Nishimura, Y., 2008, Age (K-Ar phengite)-temperature-structure relations: a case study from the Ishigaki high-pressure schist belt, southern Ryukyu Arc, Japan. Geological Magazine, 145, 677-684. http:// dx.doi.org/10.1017/S 0016756808004998.
- Okada, H., and Bukry, D., 1980, Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. Marine Micropaleontology, 5, 321-325.
- Osozawa, S., 1992, Double ridge subduction recorded in the Shimanto accretionary complex, Japan, and plate reconstruction. Geology, 20, 939-942.
- 遅沢壮一、2012、四国中央部三波川変成帯の地質、
   7.5万分の1カラー地質図付き。愛媛県総合科学博
   物館、6 p.
- 遅沢壮一・渡邊康志、2011、名護市・やんばるの地質.名護博物館、208 p.
- 遅沢壮一・田中浩紀・新城竜一、2012、徳之島、奄
   美大島、喜界島、及び宝島の島嶼形成史。昆虫
   DNA研究会ニュースレター、17、5-12.
- Osozawa, S., and Wakabayashi, J., 2012, Exhumation of Triassic HP-LT rocks by upright extrusional domes and overlying detachment faults, Ishigaki-jima, Ryukyu islands. Journal of Asian Earth Sciences, 59, 70-84.

http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.04.001

Osozawa, S., Tsai, C. -H., and Wakabayashi, J., 2012, Folding of granite and Cretaceous exhumation associated with regional-scale flexural slip folding and ridge subduction, Kitakami zone, northeast Japan. Journal of Asian Earth Sciences, 59, 85-98. http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.05.023

- Osozawa, S., Koitabashi, T., Katsube, S., Flower, M., 2008, Medium P/T metamorphism in a subduction zone: a new type of regional metamorphism in Japanese accretionary complexes, inferred from b cell dimension of potassic white mica. In: Columbus, F. (Ed.), Structural Geology Research. Nova Science Publishers, Inc, pp. 1-19.
- Osozawa, S., Shinjo, R., Armid, A., Watanabe, Y., Horiguchi, T., Wakabayashi, J., 2012, Paleogeographic reconstruction of the 1.55 Ma synchronous isolation of the islands of Ryukyu, Japan, and Taiwan, and inflow of the Kuroshio warm current. International Geology Review, 54, 1369-1388. doi: 10.1080/ 00206814. 2011.639954
- Perch-Nielsen, 1985, Cenozoic calcareous nannofossils. Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K. eds., Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, Cambridge 427-554.
- Sato, T., Chiyonobu, S., and Hodell, D.A., 2009,
  Quaternary calcalreous nannofossil datums and biochronology in the North atlantic Ocean, IODP site U 1308. Proceedings of IODP, 303/306: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi:10.2204/iodp.proc.303306.210.2009
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田勲、1999、石灰質ナンノ 化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフ ラ層序.地球科学、53、265-274。
- 佐藤時幸・中川 洋・小松原純子・松本 良・井龍 康文・松田博貴・大村亜希子・小田原 啓・武内 里香、2004、石灰質微化石層序からみた沖縄本島 南部、知念層の地質年代。地質学雑誌、110、38-50。

**東北大学地質学古生物学教室卒業論文**、57 p.

- Schoonover, M., and Osozawa, S., 2004, Exhumation process of the Nago subduction related metamorphic rocks, Okinawa, Ryukyu island arc. Tectonophysics, 393, 221-240. doi:10.1016/j.tecto.2004.07.036
- Suzuki, Y., Ujiié, H., 1985, Nummulites amakusaensis from the Kayo Formation and its significance on the Ryukyu Island Arc development. Earth Science 39, 385- 388.
- Takayama, T., and Sato, T., 1987, Coccolith biostratigraphy of the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94. Initial Report of DSDP, Washington (US Government Printing Office), 94, 651-702.
- Ujiié, H., Miyagi, H., 1973, Upper Eocene larger foraminifera from Yaeyama-Gunto, Ryukyu Islands. Memoirs of National Science Museum Tokyo, 20, 23-30.

白尾元理、1976 MS、琉球列島石垣島西部の地質。