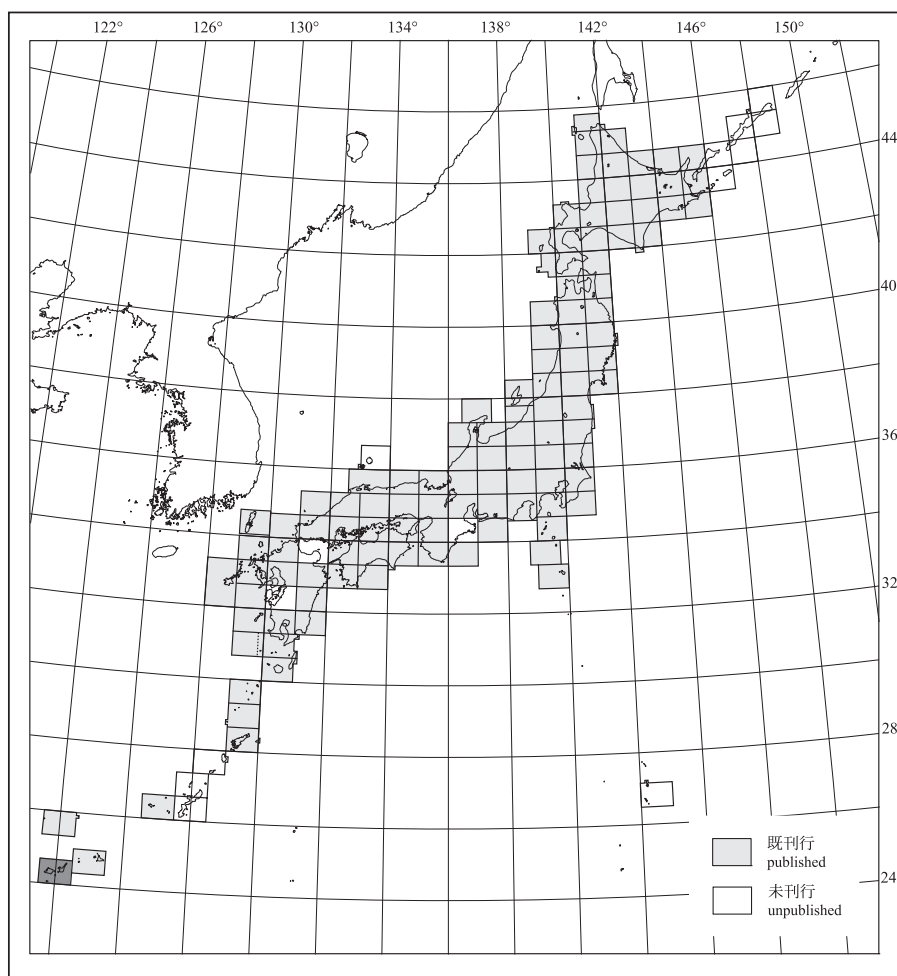


# 20万分の1地質図幅「石垣島」

## GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, ISHIGAKI JIMA

中江 訓・長森英明・宮崎一博・駒澤正夫

Satoshi NAKAE, Hideaki NAGAMORI, Kazuhiro MIYAZAKI  
and Masao KOMAZAWA



平成21年  
2009



独立行政法人  
産業技術総合研究所  
地質調査総合センター



GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

## 1. はじめに

20万分の1地質図幅「石垣島」は、地質調査総合センター及びその前身である地質調査所が、対象となる地域の地質編纂に基づき作成している20万分の1地質図幅の1つである。

編纂にあたっては、既存の公表資料を収集・検討するとともに必要に応じて現地調査(平成16～19年度)を実施し、これらの成果に基づいて地質図を作成した。空中写真による地形判読は、地質情報研究部門の小松原琢氏に協力いただいた。なお、現時点での石垣島地域内における出版済みの5万分の1地質図幅は、「石垣島東北部」ならびに「与那国島」である。

## 2. 地形

石垣島地域は国土地理院発行の20万分の1地勢図「石垣島」に準拠しており、東経123°29'54"~124°29'54"、北緯24°00'15"~24°40'15" (世界測地系)の範囲と、与那国島及びその周辺海域を含む、行政区として沖縄県石垣市、八重山郡竹富町、同郡与那国町に属する。この地域の島嶼は琉球列島南西端の八重山列島を構成し、また地質的には琉球弧の南西端に位置する(第1図)。琉球弧の大陸側は沖縄舟状海盆に、太平洋側は琉球海溝によって画される。八重山列島は、石垣島、竹富島、小浜島、黒島、新城島(上地島、下地島)、鳩間島、波照間島、由布島、西表島、与那国島の有人島と、加屋真(嘉弥真)島、内離島、外離島、中御神(仲ノ神)島などの無人島からなる。

### 2.1 海底地形

石垣島地域における海底地形は、サンゴ礁の顕著な発達で特徴づけられる島嶼沿岸の浅海域とその外側の海域(外洋域)とで著しく異なる(海上保安庁水路部, 1984, 1988, 1991a, 1991b, 1992, 1993)。

島嶼沿岸から沖合にかけて礁原が島を取り囲むように分布し、その縁は礁嶺が干出岩(最低水面と最高水面との間に露出する岩)として形成されている。礁嶺より内側の礁原には、水深数m以浅の礁池が広がる。石垣島では、海岸から1,000~2,000m程度沖合に礁嶺が見られ、一般に北西海岸より南東海岸においてサンゴ礁の発達は顕著である。西表島での礁原の分布幅は地域により異なる。南部では500mに満たないが、それ以外では500~2,000mに達する。波照間島でもサンゴ礁が発達し、礁原の分布幅は数100~1,000m程度である。与那国島と中御神島ではサンゴ礁の発達が乏しく、礁原の分布幅はそれぞれ200~300m以下と100m以下である。

石垣島と西表島の間には、石西礁湖(東西約20km, 南北約15km)と呼ばれる我が国を代表するサンゴ礁海域が広がる。石西礁湖では水深が20m以浅の海底面が形成されており、竹富島・小浜島・加屋真島・黒島・新城島の周囲にもサンゴ礁は顕著に発達しているほか、無数の干出岩が見られる。石西礁湖は、その南側を石垣島南端から竹富島を経て黒島・新城島・西表島に断続的に続く礁原に、北側を石垣島南西部の観音崎から加屋真島・小浜島に連続する礁原によって外洋から画されている。

与那国島を除く八重山列島の周囲に発達したサンゴ礁は、礁嶺より外側の海面下にも分布し、水深50~70m付近の海底まで急斜する礁斜面を形成している。また西表島南方や中御神島西方の海面下にも、比較的まとまった範囲にサンゴ礁が分布している(第2図)。

外洋域の水深は、1,000m以上に及ぶ。最深部は南東端で2,200mに達し、そのまま琉球海溝(水深6,000~7,800m)にまで連続する。北西端は沖縄舟状海盆の範囲に含まれ、水深約1,800mに及ぶ(第1図)。外洋域の海底地形は、以下の様に海域ごとに異なる特徴が見られる(第2図)。

八重山列島の北方海域では、石垣島や西表島の北岸から水深200mまで斜面が発達し、その沖合には海底谷と小規模な海丘状の高まり(イリズニ、ニシヌズリ)が分布する水深200~350m程度の平坦面が広がる。さらに北側には、北東~南西方向の直線的で明瞭な傾斜変換線(水深300~400m)が認められ、水深1,000~1,400mに達する顕著な急傾斜面を経て、水深1,500~2,000mの沖縄舟状海盆に連続する。東方海域では水深200mまでの斜面傾斜はやや緩く、その沖合に水深300~400mの平坦面が認められる。南方海域では、石垣島・黒島・新城島の南海岸から沖合へは急傾斜面が発達し、水深200~300m付近の傾斜変換線に深で傾斜はやや緩くなる。特に石垣島南東端の沖合では、この変換線の南側は水深200~260mの平坦面となっている。さらに南方では、水深200~260mの平坦面の南側には急傾斜面が見られ、この斜面上には南北方向の石垣海底谷群が発達している。黒島や新城島の沖合に東北東~西南西方向に伸長した黒島海盆(最深部約1,200m)と黒島海丘(頂部約630m)が認められる。西表島の南方から波照間島や中御神島の周辺にかけての南西方海域では、比較的緩やかな斜面が広がっており、水深200m付近に広い平坦面が見られる。北西海域では、上記の海域とは様相を異にしており平坦面は殆ど見られない。海底面は、水深1,000~1,600m程度の範囲で北方に緩やかに傾斜しており、東西方に伸長した尾根状の高まり(祖納堆、東崎堆、新川堆など)と地溝状の窪地が配置している。両者の比高差は500~600mにも達し、その間は急傾斜面となっている。

### 2.2 陸地地形

石垣島地域の陸地における地形的特徴は、山地・丘陵をもつ島とそれらをもたない島に二分することである。沖縄地方では、両者をそれぞれ「高島」、「低島」と呼ぶ。前者は八重山列島の主要な島である石垣島・小浜島・西表島と与那国島を含んでおり、後者はそれ以外の比較的小規模の島嶼である

(沖縄県, 1985, 1987)。

石垣島(面積約222.6km<sup>2</sup>)と西表島(面積約289.3km<sup>2</sup>)は、それぞれ本地域の東部と西部に位置し、主に中生界~中新統の地層・岩体からなる山地・丘陵が形成されている。石垣島では、沖縄県の最高峰である茂登岳(525.8m)を中心に標高300~500m程度の山地が北東~南西方向に連なり、その北端は平久保崎に達する。山地の周辺、特に南側には標高50~60m以下の丘陵や段丘が発達する。西表島では、東部から中央部にかけて古見岳(469.5m)、テドウ山(441.2m)、波照間森(447.3m)などが位置し、背面高度300~400mの定高性をもつ山地が島の大部分を占める。この山地は急傾斜面をもって海岸に達するので、西表島は台地状の形状をなしている。丘陵は、東部や北西部などの山麓前面に発達し、その海岸沿いに段丘が見られる。小浜島(面積約7.8km<sup>2</sup>)には東部と西部(最高点は大岳の標高99.2m)に丘陵が見られるが、島全体では段丘が発達している。与那国島(面積約28.8km<sup>2</sup>)は、南部の八重山層群分布域に丘陵が見られるのに対し、琉球層群の石灰岩が分布する北部では段丘が発達し、両者の地形の差異は比較的確に境される(沖縄県, 1987)。これら四島とも、段丘の分布は琉球層群の石灰岩分布域におおよそ一致する。

石垣島~西表島間の南側に位置する竹富島(面積約5.4km<sup>2</sup>)、黒島(面積約10.0km<sup>2</sup>)、新城島(面積約3.3km<sup>2</sup>)は、島のほとんどが琉球層群の石灰岩で覆われ、起伏に乏しい比較的平坦な段丘で特徴づけられる。波照間島(面積約12.8km<sup>2</sup>)や鳩間島(面積約1.0km<sup>2</sup>)も同様に、琉球層群の石灰岩からなる段丘が発達している。これらの島嶼の標高は、30m以下である。

(中江 訓)

## 3. 地質

### 3.1 地質概要

石垣島地域には、三疊紀以降の様々な地層・岩体が分布している(第1表)。賀田(1885)による八重山列島での先駆的調査では、黒雲母片岩及び頁岩・砂岩(國頭部類: Kunchang Group)、安山岩が卓越する火山岩(Volcanic Rock)、花崗岩(Granite)、砂岩・頁岩及び挾炭層(西表部類: Iriomote Group)、サンゴ石灰岩(那覇石層: Naha Rock)の5つの異なる地層・岩体が識別され、地質図が描かれた。黒岩(1899)は、國頭部類を雲母片岩・緑泥片岩・藍閃片岩などからなる結晶片岩類と、粘板岩・珪岩などからなる堆積岩類に二分するとともに、第三紀の石灰岩を見出した。Yoshiwara(1901)は、石垣島に点在する礫岩・砂岩・凝灰岩などからなる地層が黒岩(1899)の第三紀石灰岩に密接して露出することを初めて見出し、これら(Tertiary rocks)の地質時代を第三紀とした。青木(1932)は、この第三紀の地層に対し宮良層群と命名した。その後Hanzawa(1935)は琉球弧の包括的調査に基づいて、八重山列島における堆積岩類の共通の層序区分として下位より、Palaeozoic formation(古生層)、Miyara beds(宮良層群)、Yaeyama coal-bearing beds(八重山夾炭層群)、Sonai conglomerate(租納礫岩)、Riukiu limestone(琉球石灰岩)、Kunigami gravel(國頭礫層)を設定した(第2表)。

本地質図幅では石垣島地域の地質系統を下位より、トムル層・舟崎変成岩類、富崎層、宮良層・コーキ石灰岩、野底層・細崎層・由布火山岩類、崎枝流紋岩、茂登深成岩体、八重山層群、租納礫岩、富嘉層、琉球層群、ならびに砂丘・海浜・砂礫・湿地・海岸低地などの堆積物に区分する(第1, 2表)。トムル層・舟崎変成岩類は、220~190Maに青色片岩相(藍閃片岩相)に達する低温高压型変成作用を受けた変成岩からなる。富崎層は、ジュラ紀前半の付加作用で形成された堆積岩を主体とする複合岩類である。宮良層・コーキ石灰岩は、始新世に浅海域から海岸近傍で堆積した砂岩・シルト岩・石灰岩であり、海底火山起源の溶岩・火山砕屑岩からなる野底層・細崎層・由布火山岩類がこれらを覆う。トムル層、富崎層、野底層に貫入した崎枝流紋岩は、野底層の火山活動に関連した岩脈であるとされる。茂登深成岩体は、漸新世の深成活動により地下的に比較的浅部に貫入した花崗岩類である。八重山層群は、中期中新世における浅海遠浅の環境で形成された碎屑性堆積物で、石灰層を挟有することを特徴とする。琉球層群は、上記の地層・岩体を不整合に覆う中期~後期更新世の石灰岩ならびに礫で、当時の島嶼海岸近傍に形成されたサンゴ礁に起源をもつ。このほかに、波照間島には島尻層群の一部に対比される上部鮮新統~下部更新統の富嘉層が、西表島には中部中新統~下部更新統と判断される時代未詳の租納礫岩が僅かながら分布する。

(中江 訓)

### 3.2 中生界

石垣島地域では、後期三疊紀~前期ジュラ紀の変成年代を示す低温高压型変成コンプレックスと、ジュラ紀の沈み込み帯で形成された付加体堆積岩類が中生界に属し、石垣島・竹富島・小浜島・加屋真島・西表島に露出する。これらは、賀田(1885)によって國頭部類に含められたが、これ以降は単に古生層ないしPalaeozoic formationと呼ばれた(Yoshiwara, 1901; 青木, 1932; Hanzawa, 1935)。その後Foster *et al.* (1960)ならびにFoster(1965)は、岩相と変成度の違いから、高压型変成岩からなる下位のTumuru Formationと弱変成の堆積岩を主体とする上位のFu-saki Formationとに識別し、両者を合わせてIshigaki Groupと命名した。

これらの名称について、Saito *et al.* (1973)はTumuru Formationに対比される西表島の変成岩類をTomuru層とし、松本(1964)はFu-saki Formationを富崎層と表記した。白尾ほか(1976)はFoster(1965)の層序区分にほぼ従



つたが、名称表記をトムル層、フサキ層、石垣層群とした。トムル層と富崎層を一括して八重山変成岩類(木崎・高安, 1975)と呼ぶこともある。しかしながら、トムル層の変成時期が後期三疊紀～前期ジュラ紀であるのに対し、富崎層は前期ジュラ紀以降に形成が始まり前期白亜紀に弱変成作用を被ったことから、両層の形成場は異なり(磯崎・西村, 1989; 西村ほか, 1990; Ujiie and Nishimura, 1992), 石垣層群あるいは八重山変成岩類として一括できない(西村ほか, 1990; Ujiie and Nishimura, 1992)。従って本地質図幅では、トムル層(Tumuru Formation)と富崎層(Fu-saki Formation)を適用する。

(中江 訓)

### 3.2.1 低温高圧型変成コンプレックス(トムル層, 舟崎変成岩類, 及び相当層)

石垣島, 小浜島, 加屋真島及び西表島には共通した岩相及び変成作用の特徴をもつ変成岩類が分布する。これは後期三疊紀～前期ジュラ紀に形成された低温高圧型変成コンプレックスの変成岩類であると考えられる。

石垣島地域の低温高圧型変成コンプレックスの変成岩類は、石垣島ではトムル層(Foster *et al.*, 1960; 白尾ほか, 1976), 小浜島では舟崎変成岩類(篠田・木崎, 1976)と呼ばれる。また、石垣島から西表島にかけ分布するトムル層及び相当層をトムル変成岩類(西村ほか, 1990; Nishimura, 1998), トムル層と富崎層(Foster *et al.*, 1960; 白尾ほか, 1976)を一括して八重山変成岩類(木崎・高安, 1975)と呼ぶ場合もある。

石垣島に分布するトムル層は、苦鉄質片岩, 泥質片岩, 変成斑れい岩, 珪質片岩, 変成かんらん岩からなる(Foster *et al.*, 1960; Foster, 1965; 白尾ほか, 1976; 藤井・木崎, 1983; 金子ほか, 2003)。高角断層層によるブロック化や始新統～更新統による被覆によって、トムル層全体の構造はわかりにくくなっているが、石垣島中央部の南側にトムル層の見かけ最下部が分布し、北東に向かい上位の層準が見られる(西村ほか, 1983)。さらに始新統が広く分布する野底岳周辺に、トムル層の上部から最上部とシンフォームが伏在すると推定され、北東部の伊原間以北では見かけ上部が分布する。

石垣島中央部の於茂登岳東方から南西部の白保にかけては、トムル層が比較的まとまって分布する。この付近に分布するトムル層の見かけの層厚は約2,000mであり、下部は変成斑れい岩, 変成かんらん岩, 苦鉄質片岩, 珪質片岩及び泥質片岩, 上部は主に苦鉄質片岩と泥質片岩からなる(藤井・木崎, 1983)。北西-南東走向に北東傾斜の片理が卓越する。変成斑れい岩には残留鉱物として単斜輝石や緑色～褐色角閃石が認められる。変成かんらん岩は蛇紋岩化したダナイトを主とする。

石垣島北東部のトムル層は主に苦鉄質片岩と泥質片岩からなり、明石から平久保崎に分布する平久保ユニットと、トムル層から伊原間に分布する伊原間ユニットに区分される(金子ほか, 2003)。このユニット区分では、平久保ユニットが見かけ下位で、伊原間ユニットが見かけ上位と推定される。平久保ユニットの見かけの層厚は2,500m以上、片理は北西-南東から東西の走向を示し、東西走向の軸面を持つアンチフォームが平久保付近に存在する。平久保ユニットの見かけ下部から中部では苦鉄質片岩が卓越し、見かけ上部では泥質片岩が卓越する。伊原間ユニットの層厚は1,870m以上、片理は北西-南東走向を示し、北西-南東走向の軸面をもつシンフォームがトムル層と伊原間のほぼ中間地点に存在する。下部では苦鉄質片岩が卓越し、上部では苦鉄質片岩に泥質片岩が頻繁に挟まる。両ユニットの苦鉄質片岩の一部には枕状溶岩の原岩組織を残したものがあ

る。石垣島西部の屋良岳南東部のトムル層は苦鉄質片岩を主体とし、北北西-南南東走向で西傾斜の片理が卓越する。

小浜島に分布する舟崎変成岩類は、変成斑れい岩, 苦鉄質片岩, 泥質片岩からなる(篠田・木崎, 1976; 藤井・木崎, 1983; 木崎, 1985)。片理は北西-南東～東西走向で南に緩く傾斜する。加屋真島の変成岩類は変成斑れい岩と泥質片岩からなり(藤井・木崎, 1983; 木崎, 1985), 片理は北西-南東～東西走向で緩く南へ傾斜する。西表島東部の野原崎付近に分布する変成岩類は、苦鉄質片岩を主とする(松本, 1971; Saito *et al.*, 1973; 荒木・中川, 1978; 藤井・木崎, 1983; 木崎, 1985)。東北東-西南西走向で北傾斜の片理が卓越する。

石垣島地域に分布する低温高圧型変成コンプレックスは青色片岩相(藍閃石片岩相)の変成作用を被っており、苦鉄質片岩の一部は典型的な青色片岩(藍閃石片岩)となっている。この変成コンプレックスは泥質片岩の鉱物組合せによって、ざくろ石が出現しない低温の緑泥石帯と、ざくろ石が出現する高温のざくろ石帯に分帯できる。

緑泥石帯はさらに低温部と高温部に細分できる。細分は泥質岩の鉱物組合せに加え苦鉄質岩の鉱物組合せを使うことで可能となる。両者を使った変成度へI, トムル層と富崎層からなる八重山変成岩類は、低変成度から高変成度へI～IV帯の4帯に分帯される(西村ほか, 1983)。低温高圧型変成コンプレックスの緑泥石帯は八重山変成岩類のII帯とIII帯に相当し、ざくろ石帯はIV帯に相当する。II帯では苦鉄質岩にバベリ石が生じており、III帯では苦鉄質岩にバベリ石が生じていない。従って、緑泥石帯はII帯相当の低温部とIII帯相当の高温部に細分可能である。なお、八重山変成岩類のI帯は富崎層に限られ、低温高圧型変成作用を特徴づける鉱物組合せを産せず、再結晶作用も不十分である。

石垣島のトムル層は、見かけ下位から上位へ向かって変成度が上昇する逆転温度構造の存在が推定されている(西村ほか, 1983; Nishimura, 1998)。中央部のトムル層は大部分が緑泥石帯低温部に属し、浦底湾から野原崎にかけての見かけ上位の層準が緑泥石帯高温部に属する。西部の屋

良部岳南東のトムル層も緑泥石帯高温部に属する。浦底湾東岸から野原崎にかけて見られる北西-南東走向の高角断層北東側と北東部のトムル層は、ざくろ石帯に属する。小浜島の舟崎変成岩類, 加屋真島及び西表島の変成岩類は、すべて緑泥石帯低温部に属する。石垣島中央部の緑泥石帯低温部からはローソン石(木崎・渡辺, 1977; 渡辺・木崎, 1978; 西村ほか, 1983), リーベック閃石エジリ石英片岩(Hashimoto, 1974), 変成あられ石(Ishizuka and Imaizumi, 1988)の産出が報告されている。ローソン石は小浜島の緑泥石帯低温部からも見つかっている(西村ほか, 1983)。石垣島北東部のざくろ石帯からは、パワ閃石(西村ほか, 1983)と変成あられ石(金子ほか, 2003)の産出が報告されている。トムル層の泥質片岩に含まれる炭質物を用いた地質温度計により、緑泥石帯低温部で約350°C, ざくろ石帯で450°C以上の変成温度が見積もられている(Nuong *et al.*, 2008)。

石垣島地域の低温高圧型変成コンプレックスの変成年代は、緑泥石帯低温部からざくろ石帯にかけて採取された泥質片岩15試料のフエンジャイトK-Ar年が220～190Maに集中(Ujiie and Nishimura, 1992; Nishimura, 1998; Nuong *et al.*, 2008)することにより、後期三疊紀～前期ジュラ紀と推定できる。この他にも石垣島のトムル層からは240～160Maの放射年代が報告されている(Shibata *et al.*, 1968; 柴田ほか, 1972; 西村ほか, 1983; Faure *et al.*, 1988)。なお、本変成コンプレックスからは化石の産出がなく、原岩の堆積年代は不明である。

(宮崎一博)

### 3.2.2 富崎層

石垣島と竹富島に分布する富崎層(Foster *et al.*, 1960)が下部ジュラ系に属する。これは、前期ジュラ紀以降に沈み込み帯に沿って形成された付加体堆積岩類とみなされる(磯崎・西村, 1989)。富崎層は主に、チャート, 石灰岩, 泥岩, 砂岩, 泥質混在岩から構成される(Foster *et al.*, 1960; Foster, 1965; 白尾ほか, 1976; 磯崎・西村, 1989)。この他には、砂岩層相が破断・分断した砂岩泥岩互層や玄武岩も僅かながら分布する。泥質混在岩は、泥岩を基質としその中に砂岩, チャート, 石灰岩, 玄武岩などのレンズ状岩塊(長径数cm～数10m程度)を不規則に含有する岩石である。基質の泥岩は劈開が発達していることが多い。Foster *et al.* (1960)及びFoster (1965)のconglomerate, 白尾ほか(1976)の礫岩状砂岩, 藤井・木崎(1983)の構造性礫岩などがこれに含まれる。富崎層は低度の変成作用を受けており、チャート・石灰岩は結晶質に、泥岩・砂岩は千枚岩質になっているところもあるが、変成度を規定するのに有効な変成鉱物はない(磯崎・西村, 1989)。

富崎層は、上位の宮良層・野底層と琉球層群(不整合で覆われる。また於茂登深成岩体を構成する漸新世の花崗岩類に貫入され、その近傍は接触変成作用を被りホルンフェルスになっている(Foster *et al.*, 1960; Foster, 1965)。富崎層とトムル層の層序関係については、底原衝上断層(藤井・木崎, 1983)によって富崎層の上位にトムル層が衝上したと解釈された(磯崎・西村, 1989)が、実際は富崎層とその上位に累重する野底層に対してトムル層が衝上する関係である(藤井・木崎, 1983)。

石垣島に分布する富崎層は、大局的には半島長500～2,000m程度で東北東-西南西方向の軸を持つ褶曲構造に支配される。竹富島に露出する富崎層も、同方向の分布を示す。さらに褶曲軸に対して斜交する高角傾斜断層が、富崎層の分布を北西-南東方向で横断する。富崎層を構成する泥質混在岩, チャート, 砂岩泥岩互層などの内部においては、地層としての上位方向が不明であるだけでなく、各岩相間の層序の上下関係も明確でないので、この褶曲構造をシンフォーム及びアンチフォームとして扱う。

石垣島では、南西部の模式地である富崎(国土地理院発行の25,000分の1地形図での地名表記による)周辺からバナナ岳・前勢岳にかけての山地、ならびに中央部の於茂登岳山麓から西部の名蔵湾沿いに、まとまった分布がある。富崎では下限は不明ながら下位より、泥質混在岩(層厚20～50m), 泥岩(層厚3m), チャート(層厚8～12m), 塊状砂岩(層厚8～12m), 砂岩を挟有する泥岩(層厚65m以上)からなる層序が設定された(Foster *et al.*, 1960)。

富崎付近では、砂岩とチャートのレンズ状岩塊を含む泥質混在岩が卓越し、その間にチャートが数層準に挟まれる。チャートの層厚は100m程度で、側方への連続性は乏しく走向方向へ500～2,000m程度しか分布しない。バナナ岳から前勢岳に至る山地でも富崎付近と同様に、チャートと泥質混在岩が分布する。バナナ岳北麓には、細粒の苦鉄質火山砕屑岩が露出する。またバナナ岳南麓には結晶質石灰岩の分布が知られている(白尾ほか, 1976; 藤井・木崎, 1983; 磯崎・西村, 1989)。これらの地域の富崎層は、東北東-西南西方向の軸を持つ褶曲構造をなしており、北ならば南に30°～80°で傾斜する。アンチフォーム軸は富崎南方から前勢岳・バナナ岳の北麓にかけて通り、その南北にシンフォーム軸がある。名蔵湾沿いでは、北端の赤崎に玄武岩・石灰岩・チャート・砂岩の岩塊を含む泥質混在岩が僅かに露出するが、その南側の海岸沿いや於茂登岳西麓には層厚100m以下のチャートを数層準に挟有する砂岩泥岩互層が分布する。於茂登深成岩体の花崗岩類に貫入されるためチャートの分布は途切れるが、側方へ数km連続する。この地域の富崎層は、東-西ないし東北東-西南西方向の軸を持つシンフォームとアンチフォームに支配され、北ならば南に30°～70°で傾斜する。於茂登岳の南麓及び東麓に分布する富崎層は、名蔵湾沿いのチャート・砂岩泥岩互層・泥質混在岩の東延長に相当するが、走向は北西-南東方向になり、20°～30°程度で北東に緩く傾斜する同斜構造をなしている。この構造は、上位のトムル層に調和的である。

竹富島では、北端の海岸と中央部に富崎層が分布する。海岸沿いでは、砂岩やチャートの岩塊を含む泥質混在岩と破断した砂岩泥岩互層が露出し、

東北東-西南西走向で北に30°程度で傾斜している。中央部の集落には、チャートからなる露頭が散在している。これらの走向・傾斜も北部海岸と同様である。

富崎層の形成時期については、これまでに幾つかの産出化石に基づく検討がある。Faure *et al.* (1986)はチャートから三疊紀の後半ないしジュラ紀の前半を示す放散虫化石の産出を報告し、富崎層の形成時期をジュラ紀の後半と予想した。その後、磯崎・西村(1989)は小型有孔虫・コドリ・放散虫の化石に基づき、石灰岩は中期～後期ペルム紀、チャートは石炭紀末期～後期三疊紀、珪質泥岩は前期ジュラ紀であるとし、これらの岩相組合せとその堆積時期に基づいて富崎層は中期ジュラ紀に形成された付加体堆積岩類であると結論づけた(磯崎・西村, 1989)。一方、千枚岩質泥岩から144～129Ma(前期白亜紀)の白雲母K-Ar放射年代が報告され、富崎層が付加体として形成された後に低度の広域変成作用を被ったとみなされた(西村ほか, 1990; Ujiié and Nishimura, 1992)。

(中江 訓)

### 3.3 中部～上部始新統

石垣島、小浜島及び西表島には、浅海成砕屑岩・石灰岩とこれに密接に伴って分布する火山岩、ならびに流紋岩が分布する。これらは中部～上部始新統に属する。

Hanzawa(1935)は、石垣島において安山岩に密接に伴って分布する砂岩・礫岩・石灰岩・凝灰岩からなる宮良層群(青木, 1932)をMiyara bedsと呼ぶとともに、凝灰岩をMiyara bedsから除外して西表島に分布するYaeyama coal-bearing bedsの下部層準に含めた。Foster *et al.* (1960)はHanzawa(1935)のMiyara bedsをMiyara Formationに改称し、Yaeyama coal-bearing bedsに含められていた安山岩と凝灰岩を、Miyara Formationとの層序関係が不明確なままNosoko Formationとして新たに定義した。その後、Saito *et al.* (1973)は西表島の八重山層群(松本, 1964)によりYaeyama coal-bearing bedsから改称し、上部の石炭層を挟在する砕屑岩との不整合関係に基づき下部の安山岩・凝灰岩を八重山層群から分離して新たにYubu Volcanics(由布火山岩類)と呼び、石垣島のNosoko Formationに対比した。白尾ほか(1976)は、Foster *et al.* (1960)の層序区分を踏襲し、下部の宮良層と上部の野底層とした。これらに対し中川ほか(1982)は、宮良層と野底層を一括して宮良層群とし、従来の宮良層を宮良川層に改称した。しかしながら、これら堆積岩と火山岩の識別は黒岩(1899)やYoshiwara(1901)によって初めて認識されて以来、「宮良」の地理的名称は一貫して堆積岩を主体とする層序単元に対して適用されてきた経緯がある。従って、本地質図幅ではFoster *et al.* (1960)ならびに白尾ほか(1976)の名称と層序区分を使用する。

堆積岩のうち、石垣島と西表島に分布するものは宮良層(青木, 1932; Foster *et al.*, 1960; 白尾ほか, 1976)、小浜島に分布するものはコーキ石灰岩(篠田・木崎, 1976)と呼ばれる。火山岩は、石垣島では野底層(Foster *et al.*, 1960; 白尾ほか, 1976)、小浜島では細崎層(篠田・木崎, 1976)、西表島では由布火山岩類(Saito *et al.*, 1973)と呼ばれる。

これらの他に中期始新世の年代をもつ流紋岩が、石垣島地域に認められる。そのうち地質図に表示できる規模のものとしては、石垣島に分布する流紋岩岩脈であり、崎枝流紋岩と呼ばれている(Foster *et al.*, 1960)。当初この流紋岩は、漸新世の於茂登深成岩体に密接に関連するとみなされていた(Foster *et al.*, 1960)が、後述のように両者の年代は著しく異なり、むしろ野底層を形成した火山活動の一部に関連づけられた(松本・大四, 1982; 大四ほか, 1987)。

#### 3.3.1 宮良層・コーキ石灰岩

石垣島に分布する宮良層(青木, 1932; Foster *et al.*, 1960; 白尾ほか, 1976)は、砕屑岩相と石灰岩相からなる。砕屑岩相の主要な岩相は、礫岩、粗粒～細粒砂岩、石灰質砂岩、シルト岩などであり、石灰岩相は灰白色の硬質石灰岩で構成される(Foster *et al.*, 1960)。上位の層準では凝灰質砂岩・火山礫凝灰岩などを伴う。礫岩は、砂質～石灰質基質と小礫大～大礫大の角礫から構成され、しばしば砂岩と互層する。礫種としては、トムル層や富崎層起源の變成岩・チャート・砂岩などが卓越する。砂岩及びシルト岩は、場所により凝灰質になる。石灰岩には、石灰藻・サンゴ・大型有孔虫などの化石が含まれる(Hanzawa, 1935; 白尾ほか, 1976)。宮良層の層厚は、数10m～100m程度である。トムル層・富崎層を不整合に覆い、西部の屋良部岳では野底層に、南部では野底層あるいは琉球層群に覆われる(Foster *et al.*, 1960)。野底層との層序関係は、初め不整合と推定された(Foster *et al.*, 1960)が、両層の漸移関係が確認された(白尾ほか, 1976; 金子ほか, 2003)ことから、整合であるとみなされる。宮良層は、一般に北西-南東走向で南または南西に5°～35°程度で傾斜している(Foster *et al.*, 1960)。

宮良層は、宮良周辺から石垣市街の北方、東部の桃里・星野・大里周辺、西部の屋良部半島、ならびに北東部の伊原間から久宇良などの、海岸沿いや丘陵に分布する(Foster *et al.*, 1960; Foster, 1965)。模式地である宮良では、下部の礫岩から中部～上部の灰白色で緻密な石灰岩と砂質石灰岩からなる層厚約70mの層序が認められる(白尾ほか, 1976)。屋良部半島の大崎北方では、下位から細粒砂岩、シルト岩、凝灰岩を伴う石灰質砂岩が累重し、北北西-南南東走向で西に20°程度で傾斜する。また東海岸の星野近傍では、下部に基底礫岩を伴う層厚約60mの石灰岩が分布する(白尾ほか, 1976)。伊原間から久宇良の西方海岸では下位より、礫岩、小礫を含む粗粒砂岩、石灰質砂岩、砂質石灰岩が、南南西に10°～20°で傾斜して分布

する(金子ほか, 2003)。

小浜島では北部の大岳付近に、コーキ石灰岩が分布する(篠田・木崎, 1976)。緻密で硬質な灰白色～灰色の石灰岩を主体とし、砂質石灰岩や石灰岩礫岩を伴う。石灰岩から、石灰藻や大型有孔虫の化石が報告されている(Hanzawa, 1935)。舟崎變成岩類との直接の層序関係は不明であり、琉球層群のウロー石灰岩に覆われる(篠田・木崎, 1976)。

西表島北東部の古見岳周辺にも宮良層の露出が知られており、層厚約20mでほぼ水平な分布を示す(Saito *et al.*, 1973)。ここでもトムル層を不整合で覆い、トムル層變成岩の珪質泥岩からなる基底礫岩とその上位の硬質石灰岩からなる(Saito *et al.*, 1973; 荒木・中川, 1978)。この石灰岩からは、後期始新世を示す大型有孔虫や石灰藻などの化石が報告された(Ujiié and Miyagi, 1973)。

海棲の貝化石や石灰岩の存在から、宮良層は浅海域から海岸近傍の堆積物であると考えられている(Foster, 1965)。堆積時期は、石灰岩から産する石灰藻・サンゴ・大型有孔虫などの化石から、後期始新世(Hanzawa, 1935; Saito *et al.*, 1973; 白尾ほか, 1976; 荒木・中川, 1978)、あるいは浮遊性有孔虫化石及び石灰質ナノ化石に基づき、中期～後期始新世とされる(中森ほか, 1998)。

#### 3.3.2 野底層・細崎層・由布火山岩類

石垣島の火山岩は、野底層(Foster *et al.*, 1960; 白尾ほか, 1976)である。主に、淡緑色で細粒～粗粒の成層する凝灰岩と、安山岩を主体とする礫を含む凝灰角礫岩からなり、安山岩及び流紋岩～デイサイト質の溶岩を伴う(Foster *et al.*, 1960; Foster, 1965; 白尾ほか, 1976; 金子ほか, 2003)。また軟体動物・棘皮動物・大型有孔虫の化石を含む凝灰岩(白尾ほか, 1976)のほか、生痕化石を含む海成の砂質凝灰岩も見られる(金子ほか, 2003)。層厚は約300～500m。野底層は石垣島東北部の野底岳を模式地とし、平久保半島の久宇良、西部の川平半島～屋良部半島の西海岸、東部の野原崎周辺、南部の宮良ならびに石垣市街地の北方に分布する。宮良層とは整合関係であり、琉球層群に不整合で覆われる。

平久保半島では、久宇良周辺にトムル層と宮良層を覆う凝灰岩が分布し、その西側の海岸沿いには安山岩溶岩が露出している(金子ほか, 2003)。模式地を含む野底岳周辺では、凝灰岩と凝灰角礫岩の分布が卓越し安山岩溶岩が凝灰岩に挟み込まれる(Foster *et al.*, 1960; Foster, 1965; 白尾ほか, 1976; 金子ほか, 2003)。北東-南西方向の走向を示し、同方向の軸をもつ褶曲構造が認められる(白尾ほか, 1976; 金子ほか, 2003)。川平半島の西海岸沿いでは、凝灰角礫岩や火山角礫岩が卓越し凝灰岩の分布は狭い。また流紋岩溶岩が見られる(Foster *et al.*, 1960; Foster, 1965)。屋良部半島では屋良部岳の西麓から西海岸沿いに、凝灰岩と凝灰角礫岩の好露頭が連続し、宮良層の砂岩が野底層の凝灰岩に漸移する(Foster *et al.*, 1960; Foster, 1965; 白尾ほか, 1976)。ここでの野底層は、北北西-南南東走向で西に10°～20°で傾斜する(白尾ほか, 1976)。さらに野原崎、宮良、ならびに石垣市街地の北方にも、野底層の凝灰岩と凝灰角礫岩が分布する(Foster *et al.*, 1960; Foster, 1965)。

細崎層(篠田・木崎, 1976)は、小浜島の西部～中央部に分布する。凝灰岩、凝灰角礫岩、凝灰質砂岩などからなり、これらに貫入する小規模な安山岩が細崎周辺に認められる。層厚は500m以上である。東西走向で南に緩く傾斜している。

西表島北東部の古見岳周辺に露出する由布火山岩類(Saito *et al.*, 1973)は、南北走向で西に緩く傾斜し、宮良層とトムル層を不整合で覆う。八重山層群とは不整合関係である。層厚は250m程度である。(Saito *et al.*, 1973; 荒木・中川, 1978)。下部は主に安山岩質の火山角礫岩、凝灰角礫岩ならびに溶岩からなり、上部は流紋岩質～デイサイト質の火山礫凝灰岩や凝灰岩などを主体とし、溶岩を伴っている(Saito *et al.*, 1973)。

野底層の形成時期については、凝灰岩と凝灰質砂岩から宮良層と共通の貝や有孔虫などの化石が産出しており、その時代は始新世とされる(白尾ほか, 1976)。川平半島では、野底層に属するとされた黒雲母流紋岩から、ジルコンによるフィッシュン・トラック法により43.5±1.8Ma(中期始新世)の年代値が報告された(大四ほか, 1987)。しかしながらFoster(1965)ならびに白尾ほか(1976)の地質図を参照すると、この地点は於茂登深成岩体の分布域に含まれる。野底層の起源は海底火山の活動に由来するとみなされている(Foster *et al.*, 1960; Foster, 1965)。

#### 3.3.3 崎枝流紋岩

屋良部半島頸部の崎枝を模式地とし、東北部の平久保半島や野底岳周辺で見られる(Foster *et al.*, 1960; Foster, 1965; 白尾ほか, 1976; 金子ほか, 2003)。これらの他にも小規模の岩脈が報告されている(中川ほか, 1982)が、地質図では省略した。

崎枝周辺の流紋岩は、トムル層の泥質片岩と富崎層の泥岩・泥質混在岩に貫入し琉球層群に覆われる。緻密で白色～灰白色または乳白色を呈し、石英・斜長石の斑晶と石基からなる斑状組織をなす黒雲母流紋岩である(Foster *et al.*, 1960; 大四ほか, 1987)。平久保半島南部の明石では、トムル層の苦鉄質片岩・泥質片岩に約20mの幅をもって貫入しているのが観察され、北東-南西方向に約3.5kmにわたって分布する(金子ほか, 2003)。野底岳北東の大浦川周辺では、石英斑晶を含む白色の石英流紋岩からなる岩脈が、野底層の凝灰角礫岩に貫入する(Foster *et al.*, 1960; 金子ほか, 2003)。これらの地域の流紋岩には流理構造が見られ、無斑晶のものから石英の斑晶が認められるものまでである(Foster *et al.*, 1960; 金子ほか, 2003)。



崎枝流紋岩の形成時期については、明石と崎枝の流紋岩に含まれるジルコンから、それぞれ47.5±3.0Ma(松本・大四, 1982)ならびに44.1±1.8Ma(大四ほか, 1987)のファッション・トラック年代が報告された。これらの年代値は、中期始新世に相当する。

(中江 訓)

### 3.4 漸新統

貫入岩の主要なものは、石垣島中央部の於茂登岳周辺に露出する深成岩(花崗岩類)であり、この存在を初めて報告したのは賀田(1885)である。また金子ほか(2003)は、石垣島から後期漸新世の安山岩岩脈を初めて報告した。

鈴木(1937)は、石垣島の深成岩は西南日本及び北・中琉球弧と比較してNa<sub>2</sub>Oに富みCaOとMgOに乏しいことを明らかにした。Foster *et al.* (1960)はこの深成岩をOmoto Graniteと命名し、関連する火成岩をそれぞれChayama Granodiorite及びSakieda Rhyoliteと称した。川野・加藤(1990)は、Sakieda Rhyoliteを除く深成岩をまとめて於茂登プルトンと呼び、分布域により於茂登岩体、茶山岩体、川平岩体に区分した。さらに岩相と化学組成に基づき、石垣型、茶山型、宮良川型、大嵩型、於茂登型、名蔵川型に区分し、各岩型の貫入関係を明らかにした。この深成岩は、地下の比較的浅部に貫入した花崗岩類と考えられている(永瀬・加藤, 1983)。

#### 3.4.1 於茂登深成岩体

川野・加藤(1990)に準拠して岩型区分する。ただし石垣型と名蔵川型の分布は狭小なため、地質図には示さない。

石垣型は中粒の花崗閃緑岩であり、他の岩型との貫入関係は不明である。茶山型は、於茂登岳南方に位置する幅約1kmで北東-南西方向約3kmの花崗岩を構成する。緑灰色～濃緑色を呈する花崗閃緑岩及び閃緑岩を主体とし、石英閃緑岩を伴う。等粒状または斑状ないしグラノフリック組織を示す(Foster *et al.*, 1960; Foster, 1965; 川野・加藤, 1990)。宮良川型は、於茂登岩体東縁部の幅約200m、南北約3kmの範囲に分布し、於茂登型の花崗岩に貫入される。等粒状の閃緑岩及び石英閃緑岩からなる(川野・加藤, 1990)。大嵩型は川平半島南部において、於茂登岩体西縁部と川平岩体南部にかけて南北約3kmの範囲に分布し、於茂登型の花崗岩に貫入される。主に白色～淡緑色を呈する細粒・等粒状のアダメロ岩からなり、花崗岩を伴う(川野・加藤, 1990)。於茂登型は、於茂登岳から川平半島の東部にかけて東西約7km、南北約6kmの範囲に分布し、於茂登岩体と川平岩体の大半を占める。主要な岩相は白色～淡桃色を呈する等粒状～斑状の組織を示す花崗岩であり、グラノファイアー、アルカリ長石花崗岩、アダメロ岩を伴う(川野・加藤, 1990)。名蔵川型は中粒の花崗閃緑岩で、於茂登型に貫入する。

河野・植田(1966)は、川平岩体に属する於茂登型の花崗岩から黒雲母K-Ar法で21Maという年代値を報告したが、測定した黒雲母が変質していたため年代の若返りが起こったとしている。大四ほか(1986)は、ファッション・トラック法により於茂登型の黒雲母石英モンゾ岩(川平岩体)から29.9±1.1Maと黒雲母アダメロ岩(於茂登岩体)から28.7±1.0Ma、茶山型の角閃石英黒雲母石英モンゾ岩(茶山岩体)から29.8±0.8Maの値を報告した。従って於茂登深成岩体の形成時期は、漸新世の中頃である。

#### 3.4.2 安山岩岩脈

石垣島北東部の野底岳周辺には、野底層の凝灰岩ならびに凝灰角礫岩に貫入する小規模な安山岩岩脈が分布する(金子ほか, 2003)。玉取崎南方の海岸沿いに露出する岩脈は、暗緑色を呈し斜長石と輝石の斑晶が見られる輝石安山岩であり、野底石崎の海岸に分布する岩脈は、わずかに斜長石の斑晶が見られる流理構造が顕著な安山岩である。これらの安山岩のK-Ar年代は、それぞれ27.7±0.7Maと28.1±0.7Ma(金子ほか, 2003)であり、漸新世の中頃に相当する。

(中江 訓)

### 3.5 中部中新統

石垣島地域における中部中新統は、西表島、中御神島、小浜島及び与那国島に分布する八重山層群である。この中部中新統は、初めに西表島に分布する夾炭層に対して賀田(1885)により西表部類(Iriomote Group)と称されたが、Hanzawa(1935)により挟炭層とその下位の安山岩質の火山岩が一括されYaeyama coal-bearing beds(八重山夾炭層群)と命名された後、Yaeyama Group(八重山層群)に改称された(William and Warren, 1960; 松本, 1964)。しかし八重山層群に含められた火山岩は、上部の砕屑岩(挟炭層)と不整合関係にあることから除外され、八重山層群は砕屑岩のみからなる地層として再定義された(Saito *et al.*, 1973)。その後、島ごとに層が提唱され、あるいは部層に区分されたが、島嶼間での層序単元の詳細な対比はされていない。八重山層群の堆積場として、当時のアジア大陸沖に広がる広大な浅海遠浅の砂質海底域の環境が推定されている(野田, 1993)。

西表島の八重山層群は西表層からなり、下位よりA～Gの7部層に細分される(荒木・中川, 1978)。西表島全域にわたり分布し、北東部の古見岳付近で布由火山岩類を不整合で覆う。一般走向は南北方向を示し、西方に約10°傾斜する同斜構造をなす。なお、地理的名称を用いないA～G部層は公式層序単元としては不適切なため、階層も含めた層序の再検討が必要である。

A部層は主に礫岩からなり、白色チャート、赤色チャート、変成岩などの円礫が多く認められる。層厚は約160mである。B部層は、砂岩、砂岩シルト岩互層からなる。互層中のシルト岩は炭質物を多く含む。層厚は50～70mであ

る。C部層は、礫岩、砂岩シルト岩互層、含植物片シルト岩及び砂岩からなる。下部で卓越する礫岩は、礫の円磨度が低く基質が多い。浅海棲の軟体動物の化石を産出する。層厚は約70～90mである。D部層は、下部の淡黄色砂岩と上部の砂岩シルト岩互層よりなる。互層は、層厚30～60cmの暗灰色シルト岩と明灰色砂岩の等量互層である。層厚は70～100mである。E部層は、斜交層理の発達する中～粗粒砂岩よりなる。層厚は100～150mである。F部層(内離島夾炭部層)は、砂岩シルト岩薄互層、砂岩、石炭、炭質シルト岩よりなる。層厚は60～140mである。層厚50cm以下で側方への連続性の悪い炭層を挟在する(佐々木・市川, 1964)。G部層は、下部の砂岩シルト岩互層、中部の砂岩、上部の一部で斜交層理を示す砂岩よりなる。中部の砂岩からは軟体動物や有孔虫などの化石が多産する。層厚は150m前後である。D部層の分布域と判断される地点から前期～中期中新世を示す放射虫化石が産出した(本山ほか, 2001)。F部層に属すると推察される石炭層から産出した花粉化石に基づき、温帯性～暖帯性の植生が推定されている(高橋・松本, 1964; 赤生ほか, 2002)。

小浜島の南東部に分布する八重山層群は、ビルマ崎層からなる(篠田・木崎, 1976)。ビルマ崎層は、細崎層を傾斜不整合で覆い、北東-南西走向で東に約10°傾斜する。主に砂岩からなり、最下部に礫岩が見られる。砂岩は塊状層理やトラフ状斜交層理などの堆積構造が見られ、しばしば大型の生痕化石を伴う。礫岩は不淘汰で、白色チャート、黒色片岩、緑色片岩、凝灰岩、安山岩などの円～亜角礫からなる。層厚は120m以上である。細崎層と不整合関係にあることと岩相の類似性から、ビルマ崎層は西表島の西表層A部層に対比される。

与那国島に分布する八重山層群は、下位より西崎層、久部良岳層、比川層、新川鼻層から構成される(矢崎, 1982)。ただし、島全体に発達する断層により八重山層群の分布がブロック化されているため、各層間の層序関係は直接確認されていない(矢崎, 1982)。小笠原ほか(1989)と鈴木・塚脇(1989)は、八重山層群の各層を一括し低次の層序単元として与那国層へと改称したが、再定義に足る詳細な層序記載がないため、矢崎(1982)の層序区分に従う。

これらの地層は与那国島の中部から南部にかけて分布し、南東方向に10～15°傾斜する。西崎層は、青灰～暗灰色を示す塊状凝灰質中粒砂岩を主とし、一部で泥岩層をレンズ状に挟み互層をなす。層厚は約120mである。久部良岳層は主に泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなり、一部で厚層砂岩層を挟む。層厚は約180mである。堆積相の検討から6つの堆積シーケンスが認定され、下部沖浜から上部外浜の堆積環境が推定されている(小竹・奈良, 1995)。多様性の高い生痕化石が産出する(小竹, 1993; 小竹・奈良, 1993)。比川層は、主に砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなる。上部には厚さ20～50cmほどの石炭層を挟む。層厚は300～330m以上である。本層からは、植物化石、浮遊性有孔虫、軟体動物化石が産出する(Nohara, 1971; 矢崎, 1982)。新川鼻層は、下部の砂岩優勢の砂岩泥岩互層と上部の泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなる。下部は石炭の薄層を挟む。層厚は300m以上である。本層から生痕化石や軟体動物化石が産出する(坂井ほか, 1978; 矢崎, 1982)。Okada and Bukry(1980)のCN3帯～CN4帯に相当する石灰ナノ化石とBlow(1969)のN8帯に相当する浮遊性有孔虫が産出している(小笠原ほか, 1989; 鈴木・塚脇, 1989)ことから、与那国島の八重山層群は、中期中新世初頭の堆積物と考えられる。

(長森英明)

### 3.6 中部中新統～下部更新統

石垣島地域における中部中新統～下部更新統には、租納礫岩及び富嘉層が属する。それぞれ西表島と波照間島に小規模に分布する。

#### 3.6.1 租納礫岩

租納礫岩(Sonai conglomerate; Hanzawa, 1935)の名称は、西表島北西部の模式地「租納」に由来するが、Hanzawa(1935)はこの礫岩の日本語表記を「租納」としたのでこれに従う。租納付近に点在して分布し、砂岩、石灰岩の円礫～亜円礫を主体とする礫岩からなる。層厚は50～60mである(宮城ほか, 1974)。租納礫岩の堆積年代に関する報告はないが、八重山層群を不整合で覆い琉球層群に不整合で覆われることから、中期中新世の後期～前期更新世の堆積物と考えられる。

#### 3.6.2 富嘉層

富嘉層は、神谷・山田(1998)によって命名された。本層は、波照間島に点在する小規模な人工露頭に露出し(沖村, 1978; 神谷・山田, 1998)、琉球層群に不整合で覆われる。青灰色泥岩層からなり、凝灰岩の薄層を挟む。層厚は約30m以上である(古川・富田, 1978)。有孔虫、軟体動物、棘皮類、植物などの化石が産出する(沖村, 1978; 神谷・山田, 1998)。Blow(1969)のN21帯及びN22帯に対比される浮遊性有孔虫の産出から、後期鮮新世から前期更新世に堆積したと推測される(沖村, 1978; 神谷・山田, 1998)。岩相の類似性及び化石年代から、島尻層群と比較されている(沖村, 1978; 神谷・山田, 1998)。

(長森英明)

### 3.7 中部～上部更新統

石垣島地域に分布する中部～上部更新統には、琉球層群及び古期砂丘堆積物が含まれる。

### 3.7.1 琉球層群

琉球層群の名称は、Yabe and Hanzawa (1930) 及び矢部・半澤 (1930) の Riukiu limestone (琉球石灰岩) に由来する。Hanzawa (1935) によって Riukiu limestone とその上位の Kunigami gravel (國頭礫層) に区分された。石垣島では Foster *et al.* (1960) 及び Foster (1965) によって、これらは Ryukyu Limestone ならびに Nagura Gravel に改称され、両者を一括して Sakishima Group と命名されたが、層序関係については、両者は指交関係または Ryukyu Limestone が上位であるとされた。その後、Sakishima Group は、琉球列島における普遍的な名称である琉球層群と呼ばれた (白尾ほか、1976)。

これまで石垣島地域の琉球層群を構成する層は、一部を除いて島ごとに個別の名称が使用されていた。本地質図幅では、更新統の石灰岩ならびにこれと同時に異なる関係にある非石灰質砕屑物からなる地層を琉球層群として扱い、これに基づき琉球層群を石灰岩と礫に区分する。

#### (1) 琉球層群の石灰岩

八重山列島のほぼ全ての島嶼に分布する。各島における層序单元名は、石垣島の大浜層 (金子ほか、2003)、小浜島のウロー石灰岩 (基底礫を除く: 篠田・木崎、1976)、西表島の住吉層 (一部の礫を除く: 荒木・中川、1978)、波照間島の波照間層 (神谷・山田、1998)、与那国島のドナン層、トウング田層及びサンニヌ台層 (一部の礫を除く: 矢崎、1979、1982) である。黒島、竹富島、新城島、加屋真島、鳩間島、中御神島などの石灰岩のみが分布するが、これらには固有の名称は与えられていない。また各層において、層序学的な見地や岩相解析に基づく詳細な層序区分は確立されていない。

造礁性サンゴ、有孔虫、軟体動物、棘皮動物、石灰藻類などの骨格や生砕屑物から構成され、多孔質で岩相変化に富む。与那国島では、石灰藻の *Halimeda* を主体として構成される *Halimeda* 石灰岩が報告されている (井龍・鈴木、1990)。基底には、非石灰質の礫が含まれることがある。形成時期が古い石灰岩ほど、基質が結晶質となる傾向にある。

石灰岩から報告された多数の  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  同位体比年代値に基づく、現在の陸域に分布する琉球層群の石灰岩は高海水準期にあたる海洋酸素同位体ステージ (MIS: Marine Isotope Stage) に形成され、さらに異なる分布高度を持つサンゴ礁段丘面と同位体比年代値には相関性があることが指摘されている (Omura, 1984; 大村ほか、1994; 大村・太田、1992; 木庭ほか、1987; 児玉・大村、1991; 山田ほか、2007など)。従って本地質図幅では  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  同位体比年代に基づいて、石灰岩を年代区分する。すなわち、MIS 7 以前に形成されたと推定される石灰岩、MIS 5c に形成された石灰岩、MIS 5c 以後に形成されたと考えられる石灰岩である。MIS 7 以前の石灰岩ならびに MIS 5c 以後の石灰岩は、それぞれ複数のステージにわたって堆積したと考えられるが、年代値が十分に得られていないことや分布が狭いなどの理由から一括した。

#### (1) a. 海洋酸素同位体ステージ7以前の石灰岩

MIS 7 以前に堆積したと推定される石灰岩は、波照間島と与那国島に分布する。波照間島では、標高30~40m以上の高さに分布する波照間層 (神谷・山田、1998) 下部に相当し、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  同位体比年代の平均値として、 $207 \pm 3\text{Ka}$  (Omura, 1984) の報告がある。この堆積面は、河名・大城 (1978a) の I 面、神谷・山田 (1998) の I 面、太田・堀 (1980) の I、II 面に相当する。与那国島では標高の高い地域に分布するが、断層変位のため分布高度は場所により異なる。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  同位体比年代値として、 $235 \pm 13 \sim 12\text{Ka}$  (大村ほか、1994) などの報告がある。段丘化した MIS 7 以前の石灰岩の堆積面は、木庭ほか (1987) の M II 面及び M II' 面、大村ほか (1994) の III 面に対比される。このほか、絶対年代値は得られていないものの、MIS 7 と推定される堆積面よりも標高が高い木庭ほか (1987) の M I 面ならびに大村ほか (1994) の I 面、II 面は、MIS 7 より古い時期の石灰岩と考えられる。

#### (1) b. 海洋酸素同位体ステージ5eの石灰岩

MIS 5e に堆積したと推定される石灰岩は、石垣島、小浜島、西表島、波照間島、与那国島に分布する。石垣島では、中部から北部にかけて分布する大浜層 (白尾ほか、1976) の下部がこれに相当する。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  同位体比年代値として、 $118.5 \pm 2.0\text{Ka}$  (Omura, 1984) などの報告がある。波照間島では波照間層 (神谷・山田、1998) のうち太田・堀 (1980) の III 面をなす石灰岩が、MIS 5e の石灰岩に対比される。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  同位体比年代の平均値として、 $128 \pm 7\text{Ka}$  (Omura, 1984) の報告がある。与那国島では、主に北部の海岸沿いに MIS 5e の石灰岩が分布し、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  同位体比年代値として  $109 \sim 126\text{Ka}$  (大村ほか、1994) などの報告がある。この石灰岩の堆積面は、木庭ほか (1987) の L I 面に相当する。小浜島のウロー石灰岩 (篠田・木崎、1976) 及び西表島の住吉層 (荒木・中川、1978) からは年代値の報告はないが、石垣島の石灰岩の分布が南西方向へ延長していることを見なして、両島の石灰岩の堆積年代を MIS 5e に含めた。

#### (1) c. 海洋酸素同位体ステージ5c以後の石灰岩

MIS 5c 以後に堆積したと推定される石灰岩は、石垣島、与那国島、波照間島、黒島、竹富島、新城島、加屋真島、鳩間島、中御神島に分布する。与那国島の北部と南部に分布する祖内石灰岩 (矢崎、1982) は更新統の隆起石灰岩とされていたが、木庭ほか (1987) により MIS 5c に相当する年代値 ( $101\text{Ka}$ ) が報告された。この堆積面は、木庭ほか (1987) の L II 面及び L III 面に相当する。波照間島では、波照間層 (神谷・山田、1998) のうち太田・堀 (1980) の IV~IX 面を構成する石灰岩が、MIS 5c 以後の石灰岩である。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  同位体比年代の平均値として、 $128 \pm 7\text{Ka}$  (Omura, 1984) の報告がある。石垣島の大浜層 (白尾ほか、1976) の上部、ならびに黒島、竹富島、

新城島、加屋真島、鳩間島、中御神島などに分布する石灰岩からは年代値の報告がないが、これらの堆積面高度が MIS 5e の石灰岩で構成されたサンゴ礁段丘面よりも低いことから、MIS 5c 以後の石灰岩に含めた。

#### (2) 琉球層群の礫

礫には、石垣島の名蔵層 (金子ほか、2003)、小浜島の段丘礫層とウロー石灰岩 (篠田・木崎、1976) の基底礫、西表島の住吉層 (荒木・中川、1978) の一部、与那国島のドナン層の久座部層、トウング田層の帆安部層、ならびにサンニヌ台層の含礫砂岩層が含まれる。これ以外の島嶼では、礫の分布は極わずかである。

石垣島に分布する名蔵層 (金子ほか、2003) の名称は、Foster *et al.* (1960) 及び Foster (1965) の Nagura Gravel に基づく。白尾ほか (1976) は Foster *et al.* (1960) 及び Foster (1965) の Ryukyu Limestone と Nagura Gravel を一括して大浜層としたが、金子ほか (2003) は Foster *et al.* (1960) 及び Foster (1965) の層序区分を踏襲した上で、それぞれを大浜層と名蔵層に改称した。名蔵層は先新第三系の露出域周辺に分布し、これらを不整合で覆う。層厚は最大90mである (木庭・貝柄、1988)。不淘汰な礫から構成され、礫の大きさは多様である。礫種は下位の地層・岩体の礫からなる。重円礫から角礫を主体とするが、一部では円礫が卓越する。不淘汰な含礫砂が卓越することもある。底原ダム周辺では、3層の礫層に2層の海成粘土層 (Foster *et al.*, 1960 及び Foster, 1965 の Bunera clay member に相当) が挟まれる (木庭・貝柄、1988)。Bunera clay member 相当の海成粘土層からは、海棲無脊椎動物化石が多産する (Foster, 1965; 白尾ほか、1976; 中川ほか、1982) ほか、Martini (1971) の NN20 帯及び NN21 帯を示すナンノプランクton 化石が産出する (白尾ほか、1976)。このほか、ボーリングコアで得られた Bunera clay member 相当層から産出したサンゴ化石の ESR 年代として、 $173 \sim 222\text{Ka}$  の年代値が報告されている (Koba *et al.*, 1985)。これらのことから、名蔵層は中期~後期更新世の堆積物と考えられる。

小浜島では篠田・木崎 (1976) の段丘礫層とウロー石灰岩の基底礫を琉球層群の礫に含めた。段丘礫層は、チャート、石英、変成岩などの角~円礫を主体とし、層厚は5m以下である。堆積面は段丘化し、6面の段丘面を形成している (篠田・木崎、1976)。

西表島に分布する礫は住吉層 (荒木・中川、1978) の一部に相当し、砂岩の円礫を含む礫層や砂礫層からなる。石灰岩と指交関係にあり、海岸沿いに点在する。層厚は10m以下である。

与那国島に分布する礫には、矢崎 (1979, 1982) のドナン層久座部層、トウング田層帆安部層、ならびにサンニヌ台層の含礫砂岩層が含まれる。矢崎 (1982) によると、これらの礫層は下位の八重山層群から由来した砂岩・シルト岩など砕屑性堆積岩からなる円礫~角礫を主体とし、砂層、粘土層、重炭層を伴う。一部で石灰岩 (時石灰岩: 矢崎、1979, 1982) を挟む。粘土層からは、軟体動物化石の産出報告がある (矢崎、1982)。

### 3.7.2 古期砂丘堆積物

石垣島の東海岸に分布する raised beach-sand (Foster, 1965)、ならびに波照間島の東海岸に分布する砂丘砂層 (古川・富田、1978) を、古期砂丘堆積物としてまとめた。これらは石灰質の未固結砂及び細礫よりなる。また石垣島では軽石層が挟まれる (Foster, 1965)。年代値の報告はない。段丘化しているため更新統に含めたが、完新統の可能性もある。

(長森英明)

### 3.8 完新統

石垣島地域の完新統は、新时期砂丘堆積物、海浜堆積物、砂嘴堆積物、マングロープ湿地堆積物、海岸低地堆積物、谷底低地堆積物及び後背湿地堆積物などからなる。

新时期砂丘堆積物及び海浜堆積物は、主要な島に小規模に分布する。主にサンゴの砕屑物からなり、有孔虫、軟体動物や棘皮動物などの破片を伴う。一部はビーチロックとなる。不整合で覆う下位の地層・岩体由来する礫が認められ、径1m以上の巨礫が分布することがある。石垣島白保に分布する新时期砂丘堆積物中の腐植土の  $^{14}\text{C}$  年代値として、 $1,330 \pm 85\text{B.P.}$  の値が報告されている (古川, 1977)。

砂嘴堆積物は、石垣島の名蔵湾沿いの海岸や西表島の住吉付近の海岸に分布する。住吉では、いわゆる星砂と呼ばれる *Baculogypina* や *Calcarina* などの底生有孔虫遺骸からなる砂浜が小規模に分布する。

マングロープ湿地堆積物は、西表島の後良川、前良川、相良川、仲間川、ヒナイ川、西田川、仲良川、浦内川、クイラ川、ヒドリ川、石垣島の宮良川、名蔵川、吹通川などの河口湾岸及び河口域に分布する。仲間川では、表層の堆積物は貝殻片を含む灰色から暗灰色の粘土ないし細粒砂、植物片を含む暗灰色細粒砂、植物片に富む暗褐色腐植質粘土ないし細粒砂からなる (菊池ほか、1978)。

海岸低地堆積物、谷底低地堆積物及び後背湿地堆積物は、石垣島の名蔵川、宮良川、西表島の仲良川、ヒナイ川、浦内川、与那国島の田原川などに小規模に分布する。

(長森英明)

## 4. 活構造

石垣島地域と周辺海域では、活断層研究会 (1991編) により幾つかの活構造が示されており、海域では石垣島・西表島北方の断層群、島嶼間の断層群、与那国島周辺の断層群、ならびに黒島南方の構造 (第2図) と、陸域に



は活断層及びその疑いがあるリニアメントが存在する。

石垣島・西表島の北方海域では、北東-南西性の島嶼の配列に平行した北落ちの断層群が見られる。個々の断層は約50kmの長さを持ち雁行状に分布するが、全体的には沖縄舟状海盆の南東端を画する海底急斜面に一致している。島嶼の配列に斜交する複断層群は、北西-南東方向に長さは30~50kmの規模をもって島嶼間を区切るように分布する。西表島西方から与那国島にかけての海域には、東北東-西南西と東南東-西北西の2方向に長さ10~20kmの断層が密集している。この断層群の方向は、西表島東の断層群とは明瞭に異なっている。黒島の南方海域に見られる東北東-西南西方向の断層群と褶曲構造は、それぞれ黒島海盆と黒島海丘に一致する。

陸域では、竹富島、波照間島及び与那国島に活断層が認められるほか、確実度の高い活断層は多くないが、活断層の疑いがあるリニアメントの存在が指摘されている(活断層研究会, 1991編)。地質図には、活断層研究会(1991編)によって確実度Ⅰとされた主要な活断層のうち、空中写真判読に基づく顕著な変位地形が認められた部分のみを赤紫色線で表記した。竹富島では北東-南西方向の活断層、波照間島では北西-東南東方向で雁行配列する顕著な変位地形を伴う複数の活断層が認められる。与那国島では北東-南西及び北西-南東の斜交する顕著な変位地形を伴う活断層群が認められるが、変位地形が不明瞭な部分(黒線)においても、活断層である可能性は否定できない。石垣島の野底断層(金子ほか, 2003)の方向と位置は、活断層であると推定されたもの(確実度Ⅱ)に一致している。西表島では、活断層の疑いがあるとされた北西-南東方向のリニアメント(確実度Ⅲ)が全域にわたって発達しており、水系や稜線の方向はリニアメント方向に調和的である。またリニアメントの一部は、地質断層に一致している。

(中江 調)

## 5. 地震・津波

石垣島地域を含む八重山列島では歴史記録に残された地震及び津波が多くあるが、そのうち1625年、1714年、1771年に発生した地震と津波は多くの被害をもたらした(牧野, 1981; 渡辺, 1985; 宇佐美, 2003)。河名・中田(1994)は、津波石と呼ばれるサゴ礁起源の石灰岩塊からなる津波堆積物の分布と<sup>14</sup>C年代に基づいた検討から、後期更新世に琉球海溝側で発生した津波は少なくとも7回(約200年前, 約500年前, 約1,100年前, 約2,000年前, 約2,400年前, 約3,750年前, 約4,350年前)、沖縄舟状海盆側で発生した津波は少なくとも2回(約600年前, 約4,450年前)あったと推定した。このうち約2000年の津波は、1771年(明和8年)の八重山地震( $M=7.4$ )による明和津波(八重山地震津波)であったと考えられている(河名・中田, 1994)。この津波によって、八重山列島で9,313名、宮古列島で2,548名が犠牲となる甚大な被害を受けた(牧野, 1981)。八重山地震の震源域は、石垣島南東方の琉球海溝西側斜面(東経124°, 北緯24°付近; 今村, 1938; 東京天文台, 2008編)にあたと推定された。

明和津波の発生機構に関しては、津波の波源域を今村(1938)が推定した海域に想定した、衝上断層の活動(Nakata and Kawana, 1995)。地震に誘発された地すべり(日吉ほか, 1986)、同時に起こった地震断層と地すべり(平石ほか, 2001)などを要因とするモデルや、石垣島南東方沖の北西-南東方向の横断断層(石垣島東方沖断層と仮称)を震源とするモデル(Nakamura, 2006; 松本ほか, 2007)も提唱されている。

明治以降では1910年、1946年、1947年、1958年、1966年、1991年などに、石垣島地域周辺に震源をもつ地震が発生し、被害を及ぼしている(宇佐美, 2003)。1991年(平成3年)1月23日には西表島で地震が発生し、その後3ヵ月以上にわたり西部の比較的狭い範囲を震源として活動した群発地震(最大 $M=4.3$ 、震度Ⅰ~Ⅳ)となった(沖縄気象台, 1991; 伊藤ほか, 1991)。1992(平成4年)8月から西表島南西沖の海域で再び活発化し、その後震源域は北西部沖の海域から陸域に移動し、1994年末まで継続した(最大 $M=5.2$ 、震度Ⅰ~Ⅴ; 京都大学防災研究所地震予知研究センター, 1992; 沖縄気象台, 1993; 馬場ほか, 1999)。この群発地震の震源領域は北西-南東方向に伸長し、西表島とその周辺海域の断層やリニアメントの方向にほぼ一致しているのが特徴である(馬場ほか, 1999)。

(中江 調)

## 6. 火山活動

石垣島地域及び周辺海域には現在、活動的な活火山は見られない。しかしながら1924年(大正13年)には、西表島の北北東海域で軽石などの大量の火山噴出物が確認された(関, 1927)。このことから小浜島北方25kmの地点(東経123°59', 北緯24°34.6')に西表海底火山の存在が推定され、その総噴出量はおよそ1億 $m^3$ と見積もられた(加藤, 1982, 1991)。海底火山と推定された海底は、海上保安庁水路部(1991b)の音波探査記録から火成岩が分布すると解釈されている(加藤, 1991)。

(中江 調)

## 7. 地質資源

### 7.1 金属・非金属資源

須藤・小笠原(2005)による鉱物資源分布図には、金属鉱床として西表島の銅鉱床、石垣島、黒島、波照間島、与那国島の石灰岩鉱床が記されてい

る。

西表島の古見岳北東麓で古くに発見・採鉱されていた銅鉱床は、由布火山岩類の珪化帯に存在する含銅石英脈である(吉原, 1900; 大津・五十嵐, 1963)。石垣島の明石周辺のトムル層から採取した黄銅鉱、黄鉄鉱、ならびにマンガノ酸化物を含む試料が分析されたが、いずれも含有量が乏しく経済的な価値が高くないとされた(Foster *et al.*, 1960)。

石垣島では大浜北方や白保周辺で、琉球層群の石灰岩が小規模ながら採掘されているほか、大里付近では宮良層の石灰岩が採掘されている。与那国島や波照間島においても琉球層群の石灰岩が採掘されている(矢崎, 1982; 須藤・小笠原, 2005)ほか、小浜島で採掘されたこともある。これらの石灰岩は、主に建築用の石材や道路用の路盤材として用いられている(河田・堀口, 1983)。

波照間島北部では、昭和初期より昭和43年までりん鉱石が採掘されており、この間に約2万tを産出した(兼島, 1963, 沖村, 1978)。

石炭の産出は古くから知られており(吉原, 1900)、西表島では1886年(明治19年)から採掘されていた。八重山層群西表層のF部層に挟まれる石炭層のうち、3層から石炭が採掘され、石炭は亜瀝青炭を主体として一部瀝青炭である(佐々木・市川, 1964)。現在は採掘されていない(三木, 1986)。

### 7.2 温泉

西表島には西表温泉(高那温泉)があり、ナトリウム・カルシウム-硫酸塩泉で泉温は32.2℃である。また竹富島の北東約500m沖合の石西礁湖には、水深約20mの海底から熱水噴出が見られ、竹富海底温泉と呼ばれている(福田ほか, 1969; 兼島ほか, 1983)。噴出口からは、最高約50℃の温水やメタンを主成分とするガスが湧出しており、浅海域の熱水活動として様々な観点からの研究が進行している(例えば、大森ほか, 1991; 大森・佐野, 2005など)。

(中江 調・長森英明・宮崎一博)

## 8. 重力

石垣島地域の大半は海域であり、重力異常は船上重力データを編集したものが公表されている(駒澤ほか, 1992)が、陸域の重力データは石垣島だけに限られ地質構造の把握には不十分であった。そこで、平成19年度に石垣島、西表島、小浜島、黒島、竹富島、波照間島及び与那国島で新たに測定を行い、陸域の詳細な重力異常図を作成した。編集面積は19,600 $km^2$ 、編集に用いた重力データの総数は3,608点である。陸域は222点で、そのうち109点については平成19年12月に上記の7島で実施した重力測定による。海域については、旧地質調査所による白嶺丸の航海データ(調査航海名: GH751)と海上保安庁海洋情報部の測量船、昭洋、拓洋及び明洋の航海データ(調査航海名: HS7603, HT8402, HT8403, HM940217)を編集した。なお、西表島以西では船上重力調査の測線が2本しかないため、測地衛星によるレーダ高度計(アルチメトリ)から得られたフリーエア異常(Sandwell and Smith, 1997)に地形補正を施してブーゲー異常としたものを編集した。石垣島や西表島の一部で中生界、古第三系や深成岩が露出しているが、大半は新生代の地層で、仮定密度はそれらの平均的な密度である2.3 $g/cm^3$ を採用した。

概略の重力異常は、東経123°30'より東で東北東-西南西方向のコンターパターンが優勢で、100mgalを越す高重力異常の軸が石垣島から西表島にかけて見られる。その軸から北北西方向には緩やかに重力異常が減少し、南南東方向へは50mgal程度まで急激に減少しており、琉球弧に整合するような二次元的な構造を呈している。波照間島や与那国島は孤立した高重力異常域にあたり、基盤が浅くなっていることを示す。

地表の地質との対応が良く判るように残差重力図を示す(第3図)。深部構造による重力異常は500mの上方接続値により除去したため、地表から深度1km程度までの浅い構造が抽出されているものである。負値には陰を付けて表示してある。西表島のほぼ全域が正の残差重力域で高密度の基盤が浅くなっているのに対し、石垣島の構造は複雑である。石垣島について詳細に見ると、西部の屋良部崎周辺や野底岳周辺より東に半島状に伸びた地域では正の残差重力域を示し、始新世の野底層などの火山岩分布域に対応し密度が高いことを示している。一方、川平湾から茂登岳に至る地域は負の残差重力域で、漸新世の深成岩分布域に相当し、野底層など比べ密度が小さいことを示している。西表島東部の野原崎から小浜島にかけて残差重力が2mgalに達する大きな残差重力域を示し、その周辺に露出している中生代の珪質片岩や苦鉄質片岩の密度が大きいことを示している。黒島は負の残差重力域で、基盤が深いだけでなく表層の岩石密度も小さいことを示している。与那国島の残差重力は、東西で大きく中央部では南北で小さくなっており、高密度の中部中新統と低密度の更新統の分布に対応している。密度境界に対応する残差重力のゼロラインは石垣島から西表島北方の海域で見ると、大略海底地形の崖の部分に対応するが、西表島側で海洋底側に石垣島側で陸棚側に存在する。

(駒澤正夫)

賀田 (1885)	黒岩 (1899)	Yoshiwara (1901)	青木 (1932)	Hanzawa (1935)	Foster <i>et al.</i> (1960) Foster (1965)	Saito <i>et al.</i> (1973)	白尾ほか (1976) 荒木・中川 (1978)	中川ほか (1982)	金子ほか (2003)	本地質図幅
八重山列島	石垣島	八重山列島	石垣島	八重山列島	石垣島	西表島	石垣島 - 西表島	石垣島 - 西表島	石垣島東北部	八重山列島 (石垣島地域)
那覇石類	石灰岩	Raised coral reef 石灰岩	琉球石灰岩類 石灰岩	Kunigami gravel (國頭礫層) Riukiu limestone (琉球石灰岩)	Ishigaki Group Ryukyu Limestone Nagura Gravel	Terrace gravel deposits (段丘礫層) Ryukyu Limestone (琉球石灰岩)	琉球層群 大浜層 住吉層	琉球層群 大浜層 住吉層	琉球層群 名蔵層 大浜層	琉球層群
西表部類		Tertiary rocks 砂岩 頁岩 夾炭層		Sonai conglomerate (粗納礫岩) Yaeyama coal-bearing beds (八重山夾炭層群)		Sonai conglomerate (粗納礫岩) Yaeyama Group (八重山層群)	粗納礫岩 西表層	粗納礫岩 西表層		富嘉層 粗納礫岩 八重山層群 ビルマ崎層 西表層 新川島層 比川層 久留良島層 西崎層
花崗岩	斑状花崗岩	Igneous rocks 黒雲母花崗岩 角閃石花崗岩		Omoto Granite Cha-yama Granodiorite Sakieda Rhyolite		貫入岩類	貫入岩類	貫入岩類		名蔵川型*2 於茂登型 大嵩型 宮良川型 茶山型 石垣型*2 貫入岩 崎枝流紋岩
火山岩	富士岩*1	Igneous rocks 輝石安山岩		Yaeyama coal-bearing beds (八重山夾炭層群) Miyara beds (宮良層群)	Nosoko Formation Miyara Formation	Yubu Volcanics (由布火山岩類) Miyara Formation (宮良層)	野底層 宮良層	野底層 宮良川層	野底層 宮良川層	野底層 野底層 細崎層 由布火山岩類 宮良層 コーキ石灰岩
國頭部類	粘板岩 珪岩 雲母片岩 緑泥片岩 藍閃片岩	Palaeozoic rocks 砂岩 粘板岩 珪岩 石灰岩 輝岩 角閃岩	古生層 砂岩 粘板岩 珪岩 結晶質石灰岩 片岩	Palaeozoic formation (古生層)	Ishigaki Group Fu-saki Formation Tumuru Formation	Ishigaki Group (石垣層群) Tumuru Formation (ツムル層)	石垣層群 フサキ層 トムル層	石垣層群 フサキ層 トムル層	トムル層	富崎層 トムル層 舟崎変成岩類

\*1: 安山岩, \*2: 分布が狭小なため地質図には示していない

第2表 石垣島地域における主要な層序区分の変遷

## Geology of the 1:200,000 Ishigaki Jima Quadrangle

The 1:200,000 Ishigaki Jima quadrangle is located in the Southern Ryukyu arc, southwestern end of Japan, and is geomorphologically characterized by many islands of various sizes. These islands belong to Yaeyama Retto (islands), southwestern Ryukyu Shoto (islands). The Yaeyama Retto in the Ishigaki Jima district geologically comprise various rock types of Triassic to Quaternary in age; they are Upper Triassic to Lower Jurassic, Lower Jurassic, Middle to Upper Eocene, Oligocene, Middle Miocene, Middle Miocene to Lower Pleistocene, Middle to Upper Pleistocene and Holocene in ascending order.

The Upper Triassic to Lower Jurassic rock is a high-pressure and low-temperature type metamorphic complex distributed in Ishigaki, Kohama and Iriomote Islands. The metamorphic complex called Tumuru Formation in Ishigaki and Iriomote Islands and Funasaki metamorphic rocks in Kohama Island, is composed predominantly of pelitic and mafic schists and is often accompanied by siliceous schist, metaperidotite and metagabbro. On the basis of mineral assemblages of pelitic schists, chlorite zone and garnet zone are distinguished as metamorphic zonation in this complex.

The Lower Jurassic rock called Fu-saki Formation is an accretionary complex distributed in southern part of Ishigaki Island and patches of Taketomi Island. This formation composed mainly of chert, mudstone, sandstone and pelitic mixed rock, and is accompanied by limestone and basalt. Although the Fu-saki Formation has been weakly metamorphosed during Early Cretaceous period, Early Jurassic microfossils were yielded from siliceous mudstones.

The Middle to Upper Eocene rock is litho-stratigraphically divided into three units; Miyara and Nosoko Formations and Sakieda Rhyolite. The Miyara Formation in Ishigaki Island is a shallow marine deposit and is lithologically subdivided into calcareous and non-calcareous facies. The former is characterized by limestone, and the latter consists of conglomerate, sandstone and mudstone. The Kōki Limestone exposed on Komaha Island is an equivalent for the calcareous facies of the Miyara Formation. The Nosoko Formation in Ishigaki Island and its equivalents called Komasaki Formation in Kohama Island and Yubu Volcanics in Iriomote Island conformably overlies the Miyara Formation. They are dominated by volcanoclastic rocks and lavas derived from submarine andesitic volcanism. The Sakieda Rhyolite is recognized as dikes which intrude into the Tumuru and Fu-saki Formations.

The Oligocene rock is exposed as Omoto Pluton in Ishigaki Island. It is represented by various types of granitic rocks ranging from granite to diorite. On the basis of the lithology, the pluton is divided into six rock types, but four of which, Cha-yama, Miyaragawa, Otaki

and Omoto types, are shown in the geological map. This pluton intrudes into the Tumuru and Fu-saki Formations.

The Middle Miocene sequence in Kohama, Iriomote and Yonaguni Islands is called Yaeyama Group, and is mainly composed of clastic rocks such as conglomerate, sandstone and siltstone, and subordinate amounts of intercalated coal seams. Middle Miocene to Lower Pleistocene deposits are minor elements in the Ishigaki Jima district; Sonai Conglomerate in Iriomote Island and Fuka Formation in Hateruma Island.

Ryukyu Group of Middle to Upper Pleistocene is the most remarkable deposits in the Ishigaki Jima district based on its characteristic lithology. This group is composed predominantly of coral reef-derived limestones and subordinate gravels. The Ryukyu Group is widely distributed on every islands in this district.

The Holocene deposits are composed of gravel, sand and mud which are distributed along coastlines and rivers of the islands as sand dune, beach, sand bar deposits, swamp deposit, tidal and back marsh deposits, and flood and valley bottom deposits.

Gravimetric residual highs including eastern part of Iriomote Island to Kohama Island, western and eastern part of Ishigaki Island correspond to the outcropping area of the Mesozoic to Eocene high density rocks. Otherwise, gravimetric residual lows including Kabira Bay to Mt. Omoto-dake of central part of Ishigaki Island correspond to the outcropping area of the Oligocene Omoto Pluton.

Key word : geological map, 1:200,000, Ishigaki Jima, Yaeyama Islands, Ryukyu Islands, Ryukyu arc, Okinawa Prefecture, Triassic, Jurassic, Eocene, Oligocene, Miocene, Pleistocene, Pliocene, mineral resource, Bouguer anomaly.

平成21年6月15日 印刷  
平成21年6月19日 発行  
著作権所有・発行者

許可無く複製を禁ずる

独立行政法人  
産業技術総合研究所 地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1番地1  
TEL (029) 861-3606