

八重山群島 石垣島・西表島の地質

中川久夫¹⁾・土井宣夫²⁾・白尾元理³⁾・荒木 裕⁴⁾

I. 序 言

八重山群島は琉球列島の南西部を占め、石垣島・竹富島・黒島・新城島・小浜島・西表島・鳩間島・波照間島・仲御神島・与那国島を含む。従来提唱された琉球列島の地質帯状配列(小藤, 1897; 波多江, 1955; 中川, 1967, 1972) および地質構造区分(Konishi, 1963; 小西, 1965) は琉球列島の中・北部では明瞭であるように思われたが、南西部では必ずしも判然としていない。琉球列島を、太平洋側から順に、第三系帯・古期岩帯・中～新期火山岩帯・旧期火山岩帯の 4 帯に区分する場合、石垣島・小浜島・西表島には古期岩類と第三紀の火山岩・非火山性堆積岩が分布するが、それらは帯状配列をしているようには見えない。また、琉球列島の中軸部である琉球地背斜区を、西南本州外帯との対応を考えて、構造帯に区分する場合、八重山群島では石垣累帯(三波川帯相当)と本部累帯(秩父累帯相当)を境する於茂登構造線が石垣島を横切ることになるが、島内ではそれに相応する構造形態は不明瞭である。このような実状はおそらく八重山群島の地質構成または琉球列島の構造区に関する知識・理解が不十分であることを示しているものと思われた。

本論文は、上記の観点から、とくに必要と考えられた石垣島と西表島の地質の検討結果をまとめたものである。現地踏査は主として 1973~1978 年の間に、石垣島を中川・土井・白尾が、西表島を中川・荒木が担当した。採取した火成岩・変成岩試料の岩石学的検討は大貫 仁・蟹沢聡史・加藤祐三、K-Ar 年代測定は植田良夫、化石種の同定は小高民夫・高柳洋吉・増田孝一郎・石崎国熙・森 啓・高山俊昭・野田浩司・松丸国照・小笠原憲四郎の各氏にお願いした。現地調査を終えた段階で、その結果を中間的に報告し、北村 信・木崎甲子郎・斎藤靖二・大槻

憲四郎・中川 洋・上原秀文・Helen Foster などの各氏から、種々有益な御教示と討論をいただいた。また、この研究に着手するに当たって、半沢正四郎・浅野 清の両氏から激励を受けた。現地調査の際には前大用芳・稲嶺一郎・古川博恭の各氏および八重山営林署・八重山総合農業開発事務所の方々に、諸般にわたる便宜を提供していただいた。記して深く御礼を申しあげる。研究費の一部には文部省科学研究費補助金をあてた。

II. 八重山群島の地質——研究史および概観

八重山群島の地質については、古くは黒岩(1899)・Yoshiwara (1906)・脇水(1913)・青木(1932)などの報告があるが、全域的な調査は Hanzawa (1935 など) の琉球列島の地形・地質の研究の一部として行なわれた。Hanzawa はこの地域を含めて、琉球列島の層序区分を次のようにまとめた。

現世堆積物 (Recent Deposits)

—————不整合—————

隆起珊瑚礁および隆起海浜堆積物 (Raised Coral Reefs and Raised Beach Deposits)

—————不整合—————

国頭礫層 (Kunigami Gravel)

—————不整合—————

琉球石灰岩 (Riuki Limestone)

—————不整合—————

租納礫岩 (Sonai Conglomerate)

—————接触せず—————

島尻層群 (Shimajiri Beds)

—————接触せず—————

八重山夾炭層群 (Yaeyama Coal-bearing Beds)

—————不整合—————

宮良層群 (Miyara Beds)

—————不整合—————

古生層 (Paleozoic Formation)

石垣島には島尻層群・租納礫岩は分布せず、また西表島でも島尻層群を欠いて租納礫岩が直接八重山

1) 東北大学理学部地質学古生物学教室

2) 日本重化学工業株式会社盛岡工業所(盛岡市)

3) 徳本寺(東京都台東区西浅草)

4) 元・長谷地質調査事務所(仙台市), 昭和54年12月3日没

夾炭層群を覆う。古生層としたものは琉球列島全域にわたって宮良層群より古期の地層を一括し、沖縄本島の本部半島から産した大型有孔虫により、ペルム系を含むものとされた。宮良層群は石灰岩より有孔虫を産し、始新統であることが判明していた。八重山夾炭層群は下部が安山岩類より成り、上部は石炭層を含む砂岩・頁岩であるとして、与那国島産の化石および Yoshiwara (1906) が外離島などから報告していた化石から、台湾の下部中新統に対比されるものと考えた。租納礫岩は八重山夾炭層群由来の礫中に大型有孔虫を含むが、礫岩の年代は未詳である。

その後20年近くの間、軍事機密・戦争などのため、この地方の地質調査は不可能であったが、戦後、西表島では William and Warren (1960)、佐々木・市川 (1964) の炭田調査があり、石垣島では Foster *et al.* (1960)、Foster (1965) の地質調査が行なわれた。これらにより、両島の地質の細部がかなり判明したが、層序・年代については Hanzawa (1935) のものがほぼ受けつがれた。このうち、Foster (1965) は石垣島の古生層を石垣層群と呼び、岩相から、変成岩主体の Tumuru Formation と非変成相の Fusaki Formation とに区分した。また、八重山夾炭層群のうち、夾炭層は石垣島には分布していないことから、火山岩類を独立させて Nosoko Formation とし、宮良層群は Miyara Formation とし、両層の関係を、疑問を残して、不整合かとした。さらに Foster は石垣島の琉球石灰岩・国頭礫岩を Ryukyu Limestone と Nagura Gravel とに再編成し、両層をまとめて Sakishima Group と呼んだ。この Foster らの調査によって得られた標本について、MacNeil (1965) は軟体動物を、Johnson (1965) は Miyara Formation の石灰藻を検討した。また、Foster は Recent Deposits から得た獣骨中に、鹿のほか ^{14}C 年代 8500 ± 500 年の豚の骨を報告した。小西 (1965; Konishi 1963 など) はこの頃までの琉球列島に関する地質学的資料を検討するとともに、各地で独自の現地調査を行ない、比較構造論の立場から琉球列島の構造区分を提唱した。

その間に、松本 (1964) は九州大学の八重山群島学術調査において、火山岩類を主対象として西表島東部を調査し、下位から順に、富崎層・八重山層群火山岩類・租納礫岩・琉球石灰岩・国頭礫層の層序を認め、高橋・松本 (1964) は八重山層群の石炭層の花崗組成を検討した。筆者らがこの地方で予察を始めたのもその頃で、その際石垣島於茂登山北麓で

採取したアダメライトについて河野・植田 (1966) は 21×10^6 年の K-Ar 年代を測定した。一方、黒田・宮城 (1967) は石垣島・小浜島・西表島の変成岩類を調査し、変成度による分帯を試みた。Shibata *et al.* (1968) は石垣島のツムル層の変成鉱物について 178×10^6 年の放射年代を得た。

1972年5月に沖縄県が日本に復帰して、琉球列島の地質調査がかなり容易になると、国立科学博物館は1972~1974年の間にこの地方で自然史の総合研究を実施した。その際 Saito *et al.* (1973; Tiba and Saito, 1974) は西表島の南東部から島の中央部を経て北西部に至る帯状の区域を調査し、石垣島のツムル層・宮良層の延長がこの島にも存在することを明らかにするなど、層序と地質構造について多くの新知見を加えた。また Ujiie and Miyagi (1973) は八重山群島の宮良層産の始新世大型有孔虫を記載し、大塚・長谷川 (1973) は新期堆積物から得た化石鹿などについて報告した。さらに、Hashimoto (1974) は石垣島カーラ岳付近から riebeckite-aegirine-quartz-schist を記載した。

一方、木崎・高安 (1976) はツムル・フサキ両層をあわせて八重山変成岩類とし、両層の岩相・構造・変形史にかなり差違のある点に注目した (木崎・渡辺, 1977; 渡辺・木崎, 1978)。また、篠田・木崎 (1976) は小浜島を調査し、この島は小島ながら八重山群島の地質構成が集約的に露出していること、ツムル層相当の変成岩の構造方向が石垣島のものとは異なり、むしろ非変成のフサキ層の延長のような位置にあることなどに注目した。Nohara (1973)、宮城ら (1974) は西表島の八重山層群の化石産地を新たに発見した。

その後、琉球列島全域にわたって、地質調査が活発に行なわれるようになると、研究者間の連絡を密に保ち、時々の成果について討論することが望まれた。そのため、文部省科学研究費補助金による総合研究が企画され、1976年以降、毎年、「琉球列島の地質学的諸問題」に関するコロキウムが開催され、機関誌「琉球列島の地質学研究」(木崎篇, 1976~)も刊行されて今日に至っている。こうして、渡辺・木崎 (1978) の石垣島の変成岩、坂井 (1978)・矢崎 (1979) の与那国島の地質、沖村 (1978)・河名・大城 (1978)・古川・富田 (1978)・松丸・瀬名 (1979) の波照間島の地質に関する成果が続々と公表され、波照間島に島尻層群が分布することなどが報告された。筆者らも調査結果をこのコロキウムで中間的に報告した (白尾ほか, 1976; 中川, 1977; 荒木・中川, 1978)。筆者らの報告は石垣島・西表島の「緑色

凝灰岩”野底層が八重山層群ではなく、宮良層群に属す始新世の火山岩類であることを含んでいる。一方、石油鉱床探査事業がこの地方でも実施され、資料は未公表であるが、幾多の新事実の発見が上記のコロキウムの際などに伝えられ、また地質調査所が実施した琉球列島周辺海域の調査 (Honza, ed., 1976, 1978 など) にもとづく議論もあった。

このようにして集積された資料と、考察の結果を総合すると、八重山群島の層序はおよそ次のように大区分することができる。

	(地質年代)	主な露出地
現世堆積物	(現 世)	全 域
——不整合——		
離水海岸堆積物 ・沖積層など	(完 新 世)	
——不整合——		
琉球層群	(更新世中期)	
——不整合——		
島尻層群	(鮮 新 世)	波照間島
——接触せず——		
租納礫岩	(未 詳)	西 表 島
——不整合——		
八重山層群	(中新世前~中期)	石垣島・小浜島・西表島・与那国島
——不整合——		
宮良層群	(始新世後期)	石垣島・小浜島・西表島
——不整合——		
石垣層群	(先第三紀)	島

III. 石 垣 島

石垣島は八重山群島東端部を占め、面積 221 km²、北緯 24°20′-24°37′、東経 124°04′-124°20′ の間に位置し、沖縄本島の西南西 400 km、台湾の東 220 km にある。島は一辺 13 km のほぼ正方形の地域を中心として、その北東端から北東方に 18 km にわたって野底・伊原間・平久保にのびる半島と、北西端から北にのびる川平半島、西にのびる屋良部半島から成る。島の最高点は於茂登山(海拔 526 m)で、これを中心とする島の中央北部に高さ 300 m をこえる地域がやや広い。山地はこの部分から上記の諸半島に連らなり、また島の南西部にバナナ岳・万勢岳の低い山列がある。島の南部には高度 80 m 以下の段丘群が広く分布する。これらの段丘は段丘崖の存在によって 3 段に区分される。島の北部では山地が海岸に接近

して、その麓に幅の狭い段丘がある。島の周囲にはさんご礁が幅 0.5~2 km にわたって発達し、島の南西端から竹富島・黒島・新城島・小浜島を経て西方の西表島に至る一帯の浅海域にもさんご礁が発達している。

1. 地質概観および層序

石垣島の地層群は互にいちじるしい不整合関係で接する次の 4 群に大別され、ほかに石垣層群と宮良層群に接触変成を与えている貫入岩類がある。

海浜および低地堆積物	(完 新 統)
琉球層群大浜層	(更 新 統)
宮良層群宮良川層・野底層	(始 新 統)
石垣層群トムル層・フサキ層	(年代未詳)

石垣層群は島の基盤をなし、堆積相と変成度の違いからトルム層とフサキ層に 2 分される。トルム層は藍閃石片岩・緑色片岩・黒色片岩・砂質片岩からなり、変成岩類は藍閃石片岩相に属する。フサキ層は非変成ないし弱変成のチャート・砂岩・千枚岩・結晶質石灰岩から成る。宮良層群は上部始新統に属し、基盤を不整合におおい、非変成で大きな褶曲や逆転はみられない。下位の礫岩・砂岩・頁岩・石灰岩から成る宮良川層と上位の安山岩質火山岩類から成る野底層に 2 分され、両層の層位関係は整合である。中新世に貫入した花崗岩類は於茂登山を中心とする石垣島の中央北西部に高い山地を形成している。

琉球層群は琉球列島の中~南部および台湾に広く分布する第四系で石垣島では礫層を主とする部分と石灰岩より成る部分とがあるが、地層区分上では大浜層 1 層とする。海岸砂はその分布高度・構成物によって高度 2~7 m に分布する古期海岸砂と 2 m 以下に分布する現在の海岸砂に 2 分される。

2. 地層各説

A. 石垣層群 (Ishigaki Group)

石垣島・竹富島・嘉弥真島・小浜島・西表島の基盤を構成する変成岩を石垣層群 (Ishigaki Group; Foster, 1965) と呼ぶ。石垣層群は堆積相と変成度の異なるトムル層とフサキ層を含む。

1. トムル層 (Tomuru Formation)

島の北東部の明石(あけいし)南東 1.35 km のトムル崎付近を模式地として、伊原間半島、平久保半島、米原一宮良を結ぶ線よりも東側の地域、屋良部半島に分布する藍閃石片岩・緑色片岩・石英-雲母片岩・石墨片岩をトムル層と呼ぶ。Foster (1965) は

Tumuru Formation としたが、国土地理院発行の 5 万分の 1 地形図では、模式地の地名が“トムル崎”となっているのに従って、本層の名称をトムル層とする。石垣島以外では小浜島・嘉弥真島・西表島東部 (Saito *et al.*, 1973; 荒木・中川, 1978; 中川・荒木, 1981) にも分布する。模式地では緑色片岩が石英-雲母片岩・雲母片岩・石墨片岩などと互層し、層厚約 500 m である。また枕状溶岩や礫岩などの組織の残っている部分もみられる。

一般にはトムル層には黒色片岩と緑色片岩が互層している部分が多く観察され、いずれの場合も層理面と片理面は平行で、斜交した部分は見られなかった。片理面の一般走向は $N 30^{\circ} \sim 50^{\circ} W$ であるが、さまざまな規模で複雑に褶曲し、走向変化も著しい。主な褶曲軸には $N 35^{\circ} \sim 45^{\circ} W$ と $N 50^{\circ} \sim 85^{\circ} E$ の 2 方向のものがある。 $N 35^{\circ} \sim 45^{\circ} W$ の軸をもつ褶曲は波長が大きく伊原間-平久保半島のトムル層を北東翼とし星野・大里・白保地域のトムル層を南西翼とする向斜構造を示し褶曲軸は伊土名-大野付近に推定される。 $N 50^{\circ} \sim 85^{\circ} E$ 方向の褶曲軸をもつものとしては平野・平久保崎・久宇良南東に背斜と向斜がみられるが波長が小さく、地質図 (第 1 図) にはそれらのすべてを示さなかった。トムル層の変成岩中に見られる微褶曲の軸もこの 2 方向に対応している。

野底岳の一帯の野底層分布区域を境として北部地域と南部地域ではトムル層の岩相と層序が異なる。北部地域での層序の下部は島の北東端の平野付近に分布し、緑色片岩から成る。この緑色片岩には石英脈を多く含む厚さ 1~5 m の黒色片岩が挟在する。また緑色片岩中には角礫が含まれ、その角礫も緑色片岩あるいは藍閃石片岩に変成している。中部は模式地付近に分布する。上部は久宇良南東山地および伊原間半島の山地に分布し、厚さ約 100 m の黒色片岩と緑色片岩が互層する。

南部地域におけるトムル層の下部は白保北西 2 km の丘、白保北 4 km の丘、森川上流の山地、富野南東の山岳地域に分布し、黒色片岩・砂質片岩・緑色片岩の厚さ 1~3 m の互層から成る。緑色片岩は剝離性に富むが、緑色片岩の角礫は含まれない。上部は黒色片岩と塊状ないし剝離性に富む緑色片岩から成り、砂質片岩、石墨片岩薄層が挟在する。

屋良部半島ではトムル層の片理面の一般走向は $N 30^{\circ} W \sim NS$ で西方に 30° 以下で緩く傾斜し、北東部では水平に近くなる。この地域での下部は大崎付近に分布し、剝離性に富む緑色片岩で、緑色片岩中には 1~4 mm 大の黄鉄鉱の結晶が見られる部分も

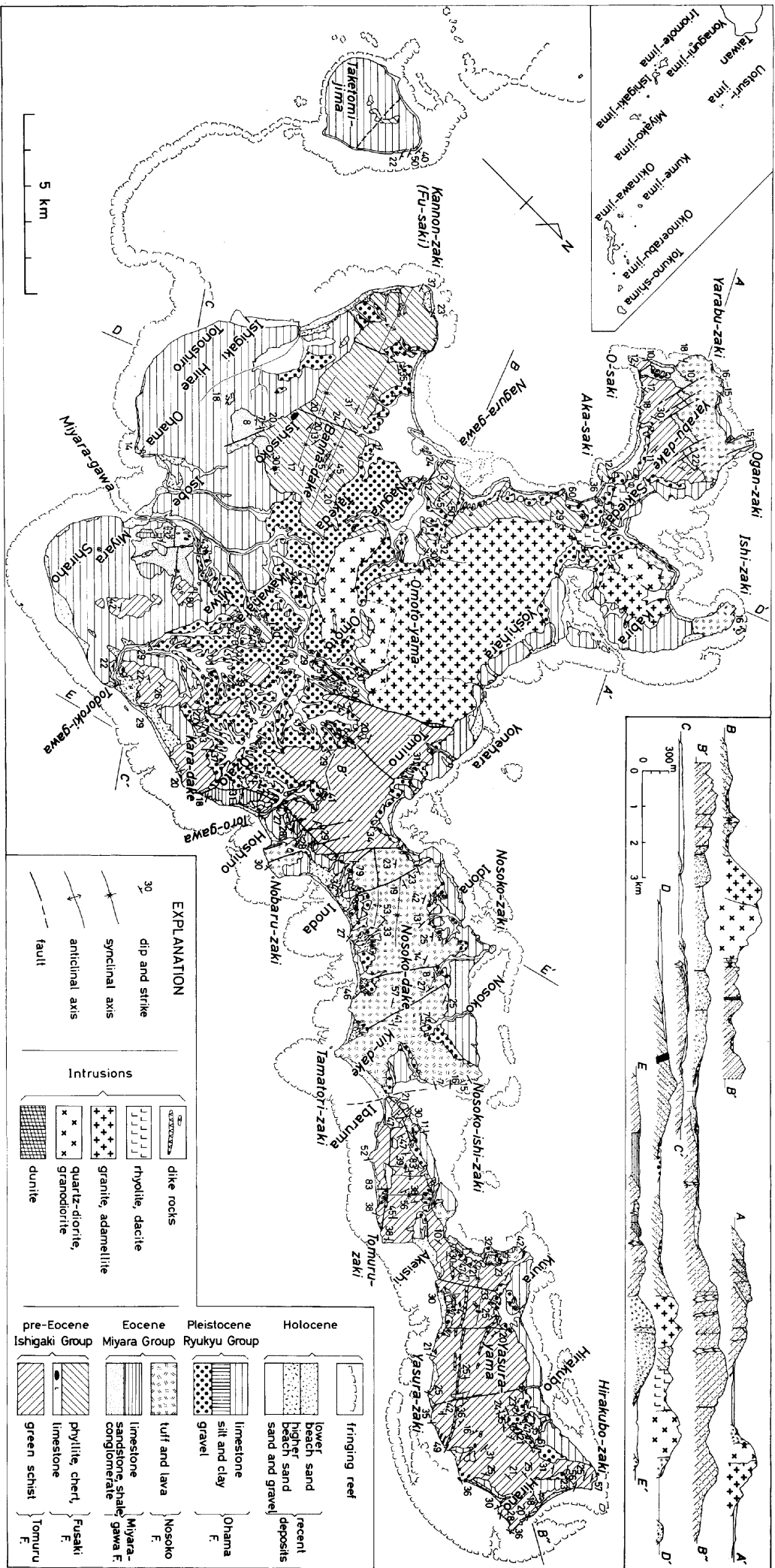
ある。また厚さ 7 m の黒色片岩が挟在する。上部は屋良部岳南東に分布し、やや塊状の緑色片岩から成る。石垣島でのトムル層の総層厚は 2100 m 以上と見つめられる。

2. フサキ層 (富崎層, Fusaki Formation)

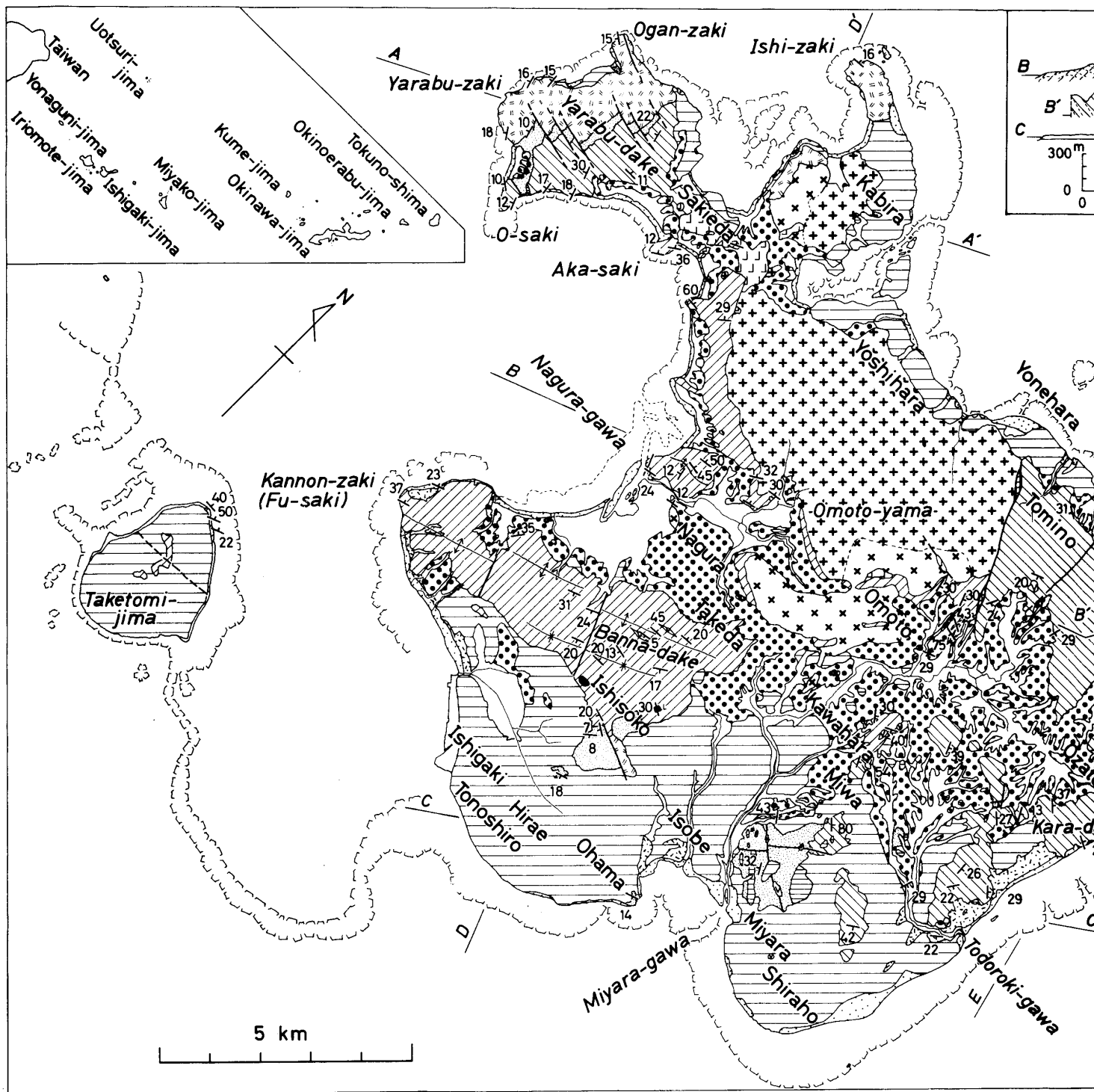
石垣島の観音崎付近を模式として、嵩田南方からバナナ岳-観音崎に至る地域、崎枝から名蔵に至る山麓地域、赤崎、於茂登周辺、川原北東、於茂登山南麓、竹富島に分布するチャート・砂岩・千枚岩・石英-雲母片岩・ホルンフェルス・結晶質石英岩をフサキ層と呼ぶ。筆者らのフサキ層は Foster (1965) の未区分変成岩の一部を含んでいる。フサキ層は凝灰岩を伴わない。フサキ層の一般走向は東北東-西南西ないし東西、於茂登・川原付近では北西-南東ないし北北西-南南東で、一般に 40° 以下の緩傾斜である。

嵩田南部から観音崎に至る地域のフサキ層には東北東-西南西方向の褶曲軸をもつ背斜・向斜が認められる。この褶曲はバナナ岳西 0.6 km を通る北北西-南南東方向の破碎帯によって分断されている。この破碎帯付近ではフサキ層の千枚岩が広く破碎され石墨化しており、一部に破碎された結晶質石灰岩も見られる。この破碎帯に平行したやや小規模の破碎帯は観音崎では走向は東北東-西南西で北に $20^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 傾斜する。下部は一見礫状の砂岩を含む千枚岩から成り、上部は層状チャートで模式地に層厚約 60 m が露出し、さらに上位の厚さ約 20 m のチャートが観音崎に分布する。千枚岩中に挟在する礫状の砂岩塊は径数 mm から 5 m 以上のものまで多様である。それらの中には厚さが変化しながら千枚岩中に単層の形を残してのびる部分も見られ、これがブーディン構造を呈する砂岩層であることを示している。チャートは千枚岩薄層を挟む層状チャートで、層内で著しく褶曲している。

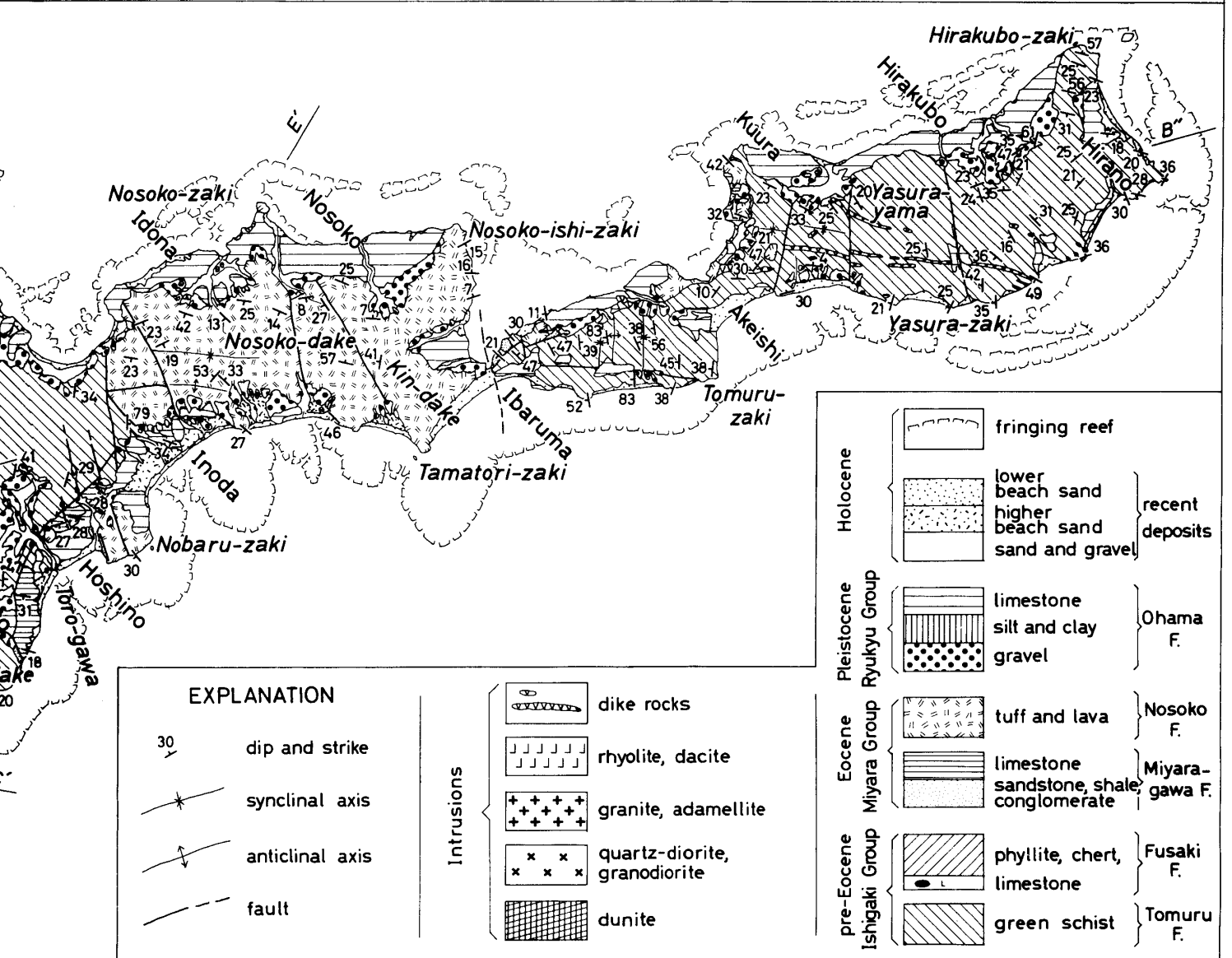
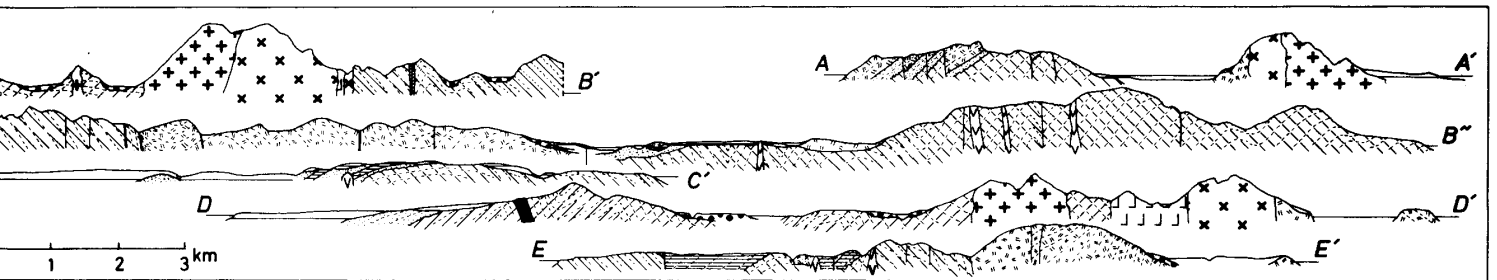
バナナ岳付近ではバナナ岳山頂を通る東北東-西南西軸の向斜と、これに平行にバナナ岳山頂北 0.8 km を通る軸の背斜がある。バナナ岳南西 0.6 km では最下部は千枚岩 (厚さ 15 m 以上) でその上に塊状砂岩 (厚さ 6 m 以上)、千枚岩、褶曲した層状チャート (厚さ 10 m) が順に重なる。これより上位にあたるバナナ岳北 0.8 km の背斜軸付近では厚さ 6 m の層状チャートの上に礫岩状砂岩を含む厚さ 50 m 以上の千枚岩が重なる。バナナ岳南 0.8 km には厚さ 20 m 以上の結晶質石灰岩があり、下位層は露出していないが、上位には千枚岩が重なる。この東北東 1.5 km にも結晶質石灰岩がわずかに分布するがチャートの



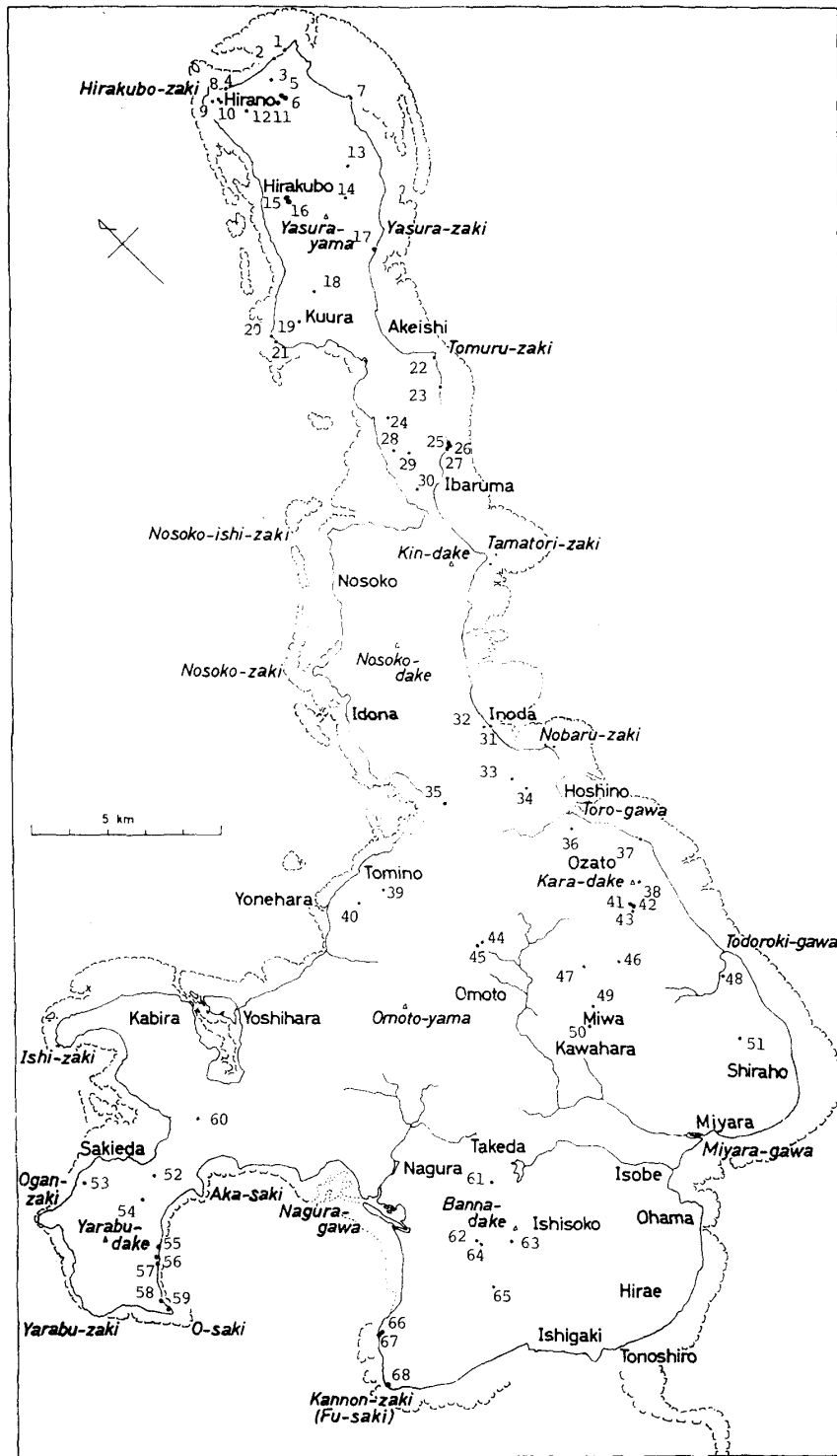
第1圖 石垣島の地質圖.
Fig. 1. Geological map of Ishigaki-jima.



第1図 石垣島の地質
 Fig. 1. Geological



頁図.
map of Ishigaki-jima.



第2図 石垣層群變成岩試料採取地点.

Fig. 2. Sample localities of metamorphic rocks of the Ishigaki Group.

中に挟在するレンズまたは岩塊かもしれない。

名蔵大橋北東 1 km にも東北東-西南西方向の褶曲軸をもつ背斜構造が認められた。これより北側に分布するフサキ層と、於茂登付近のフサキ層は、貫入花崗岩体に近く、分布も点々としていて、バンナ・観音崎付近のフサキ層との層位関係を明らかにすることはできなかった。バンナ・観音崎付近でのフサキ層の層厚は 350 m 以上とみられる。フサキ層には微褶曲はほとんど発達しない。

3. トムル層とフサキ層の境界部

トムル層は火山岩起源の緑色片岩・藍閃石片岩から成り、南東部には堆積岩起源と考えられる黒色片岩・砂質片岩も分布している。これらの変成岩は藍閃石片岩相に属し、石垣島東部・屋良部半島では南西から北東に向かって変成部が高くなっていると考えられる。フサキ層は砂岩・チャート・粘板岩などの堆積岩から成り、弱変成して千枚岩となったものの中には部分的に曹長石などの変成鉱物がみられるところもあるが、砂岩中にはそのようなものは認められない。

今回の調査で島の中央北部の野ヤシ林と於茂登北北東 1.3 km でダンかんらん岩が小範囲に分布することが明らかになった。この東側には緑色片岩が、西側には千枚岩が分布し、千枚岩の一部は石墨化し、また中性の貫入岩も見られる。三和付近には絹雲母-石英片岩が露出し、その北方約 1 km 付近にはチャート・千枚岩が分布しているが風化が著しく、この一帯でフサキ層とトムル層の境界を明確にすることはできなかった。またこの地域には中性と考えられる貫入岩が多く見られた。宮良北 3.5 km の丘に分布する石垣層群は、原岩は堆積岩であるが、トムル層に一般的な微褶曲が発達している。以上 2 地点以外では変成度からいずれの層に属するかは比較的容易に判断でき、石垣島中央～南部での石垣層群の原岩は於茂登-白保を結ぶ線の東側では火山岩類が、西側には堆積岩が多く、この線から北東に離れるにしたがって変成度が高くなるとみてよいであろう。また於茂登北方のダンかんらん岩の分布位置は上記の線の北方延長に近く、その東西両側での岩相の差は南部の場合と同様である。そのさらに北側は於茂登山一帯の花崗岩類の東縁にあたり、北北西にのびるトムル層との境界の北限付近に再びダンかんらん岩が露出している。このように見てくると、米原から於茂登東北 1.5 km 付近、三和を経て宮良に至るトムル・フサキ両層の境界は断層または断層群の可能性がある。これに接近してフサキ層の堆積岩が著し

く変形・変質して、構造・変成度からはトムル層ともみられるものも分布しているので、この断層の落差はさほど大きくないのかもしれない。屋良部半島ではトムル層とフサキ層の間には石英安山岩が広く分布しているが、面層の分布位置からは北東-南西方向の断層が推定される。

なお、石垣層群からは化石が発見できず年代未詳であるが、トムル層の石英-雲母片岩の K-Ar 年代は 174×10^6 年 (Shibata *et al.*, 1968) で、これに従えば変成作用の時期はジュラ紀初期である。

B. 宮良層群 (Miyara Group)

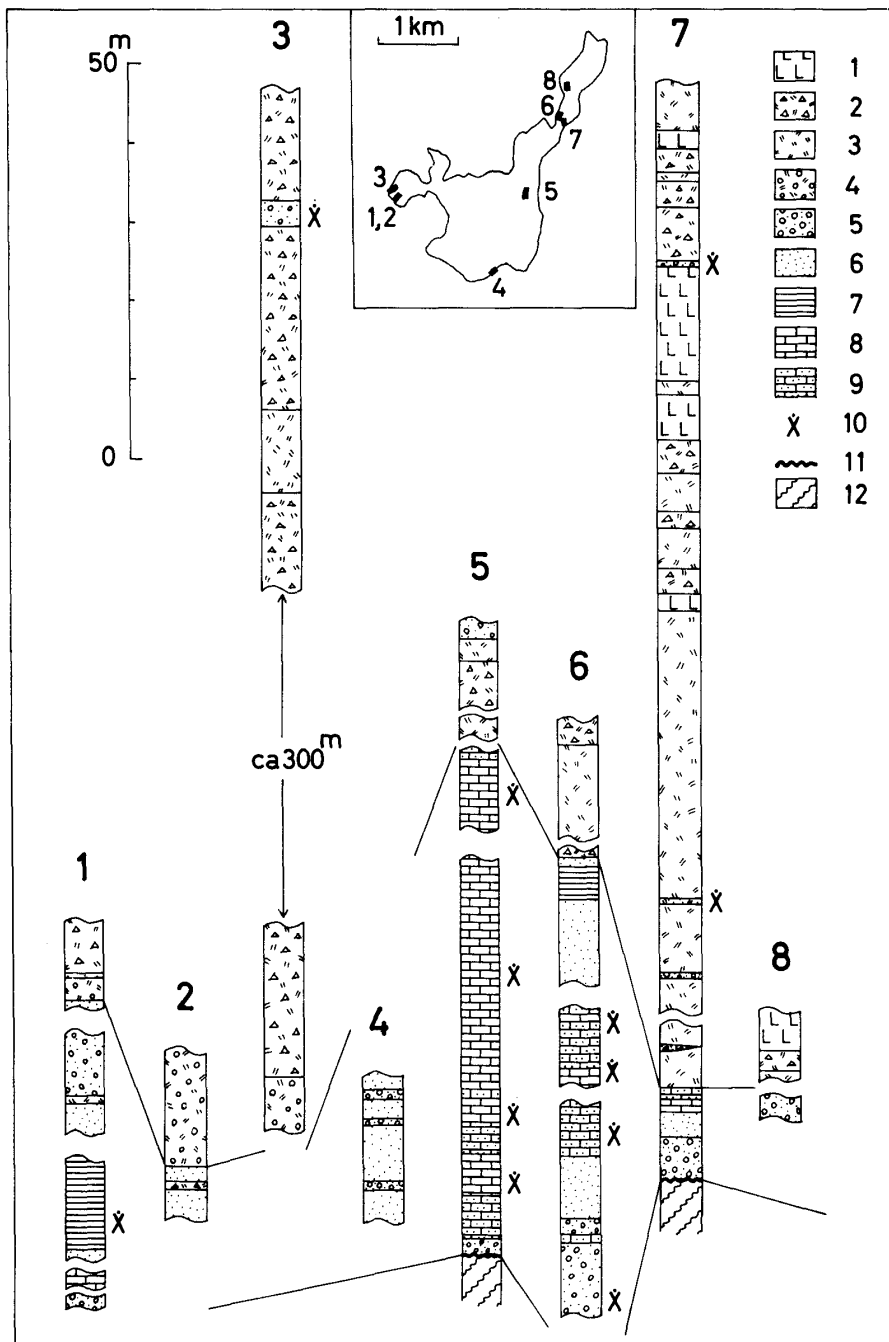
宮良層群は石垣層群を不整合におおい、堆積岩よりなる宮良川層と火山碎屑物より成る野底層に区分される。両層には著しい変成・変形はみられない。宮良川層は含有化石から始新統であることが知られていた (Hanzawa, 1935; Foster, 1965) が、今回の調査で野底層も始新統であることが判明した。

なお、宮良層群の名称は Hanzawa (1935) の Miyara Beds (宮良層群) による。その Miyara Beds が比較的分布の狭い、単一の地層区分単元の規模であることから、Foster (1965) はこれを Miyara Formation と改め、その後しばらくは宮良層の名が慣用されてきた。今回、Foster の Miyara Formation と Nosoko Formation (Hanzawa の八重山夾炭層群下部に相当) が整合一連であることが判明したので、宮良層群の名称を復活し、Miyara Beds, Miyara Formation に当たる部分を宮良川層と改称することとした。

1. 宮良川層 (Miyaragawa Formation)

宮良川層は宮良川の河口から 0.5~1.5 km 上流の東岸、宮良北西 1 km の丘を模式地として、久宇良、伊原間、伊野田から大里に至る地域、大浜東海岸、石垣市街地北東 2 km の丘、屋良部半島南部に分布し、石英岩・砂岩・礫岩・頁岩より成る。模式地における最下部は礫岩で中部と上部は灰白色の緻密な石灰岩および砂質石灰岩から成り、層厚 70 m である。石灰岩中には石灰藻・さんご・大型有孔虫化石が含まれる。

屋良部半島の大崎北北西 1.3 km の沢では最下部はトムル層の緑色片岩と接近しているが、接触部は露出していない。下部から細粒砂岩 (厚さ 3 m)、黒色頁岩 (厚さ 20 m)、石灰質砂岩 (厚さ 22 m) が順に重なり、この石灰質砂岩の下部には厚さ 1 m の凝灰岩が挟在する (第 4 図)。この砂岩の上方では漸移



第3図 宮良層群の柱状図.

1: 熔岩, 2: 凝灰角礫岩, 3: 凝灰岩, 4: 火山礫岩, 5: 礫岩,
6: 砂岩, 7: 頁岩・シルト岩, 8: 石灰岩, 9: 砂質石灰岩, 10:
化石, 11: 不整合, 12: 石垣層群.

Fig. 3. Columnar sections of the Miyara Group.

1: lava, 2: tuff breccia, 3: tuff, 4: volcanic conglomerate, 5: con-
glomerate, 6: sandstone, 7: shale and siltstone, 8: limestone, 9:
sandy limestone, 10: fossils, 11: unconformity, 12: Ishigaki Group.

第2表 宮良層群産化石.

Table 2. Fossils from the Miyara Group.

	Miyaragawa Formation	Nosoko Formation
" <i>Turritella</i> "? sp. <i>Colpospira</i> (<i>Actospira</i>) <i>kotakai</i> (MacNeil) <i>Vicarya</i> n. sp. <i>Orthaulax japonicus</i> Nagao <i>Caricella fosteri</i> MacNeil	+ + + + +	+
<i>Cucullaea</i> ? sp. <i>Glycymeris</i> ? n. sp. <i>Ostrea</i> sp. <i>Scaphander</i> sp. <i>Crassatellites</i> cf. <i>nipponensis</i> Yokoyama	+ + + + +	
<i>Cardita</i> sp. <i>Mytilicardita</i> sp. "Corbula" sp. <i>Caryocorbula</i> cf. <i>subtumida</i> (Nagao) <i>Ampullinopsis</i> cf. <i>hahazimensis</i> (Yabe and Hatai)	+ + + + +	 +
<i>Propeamusium</i> sp. <i>Euterephoceras japonicum</i> (Shimizu) <i>Brissopsis</i> sp. <i>Actinastrea</i> cf. <i>nana</i> (Duncan) <i>Porites</i> sp.	 + 	+ + + +
<i>Montipora</i> sp. <i>Elasmphyllis</i> ? sp. <i>Asterocyclina matanzensis</i> Cole <i>Asterocyclina penuria</i> Cole <i>Astacolus</i> sp.	 +	+ + + +
<i>Discocyclina</i> (<i>D.</i>) <i>javana</i> (Verbeek) <i>Nummulites pengaronensis</i> (Verbeek) <i>Eorupertia plecte</i> (Chapman) <i>Gypsina globulus</i> (Reuss) <i>Gypsina vesicularis</i> Parker and Jones	+ + +	+ + +
<i>Fabiania saipanensis</i> Cole <i>Pellatospira madraszi</i> (Hantken) <i>Pellatospira orbitoidea</i> (Provale) <i>Pellatospira rutteri</i> Umbgrove <i>Pellatospira provaleae</i> Yabe	 + + 	+ + +
<i>Textularia</i> sp. <i>Archaeolithothamnium</i> sp. <i>Lithothamnium</i> sp. <i>Lithoporella</i> sp. <i>Jania</i> sp.	+ + + + +	
<i>Corallina</i> sp.	+	

的に凝灰岩に変化し、最上部では火山礫凝灰岩となる。この沢の北 200 m を西流する沢には厚い野底層の火山円礫岩の下部が露出し、上位から下位に向って、漸移的に火山円礫が減少しやがて砂質凝灰岩に変化するが、これは上述の宮良川層の最上部の凝灰岩部に酷似する(第 4 図)。その東側一帯では露頭は点々としているが、火山円礫岩が下位の砂質凝灰岩に漸移しさらに砂岩ないし頁岩になる様子が沢ぞいに、おそらく断層により、くり返し見られる。この地域の宮良川層と野底層の走向(N 10°-20°W)、傾斜(20°W)はほぼ一定している。屋良部岳北東斜面では石英・緑色片岩の中礫より成る厚さ 5 m 以上の礫岩や石灰岩が見られる。大崎付近には石灰藻を多く含む石灰岩と礫岩が分布する。島の南部の大浜の東海岸には礫岩・砂岩が露出し、上位を大浜層に覆われている。

石垣島東部では西部にくらべて石灰岩の部分が卓越する。星野では最下部はトムル層に不整合での厚さ 4 m の基底礫岩があり、その上位に石灰岩が約 60 m 重なる。この石灰岩の下部には *Discocyclina* などの大型有孔虫が多く、中部では *Pellatispira* や石灰藻、上部では石灰藻が多く含まれている。また野底層との境界部は伊原間北西 0.7 km の小沢で見られ、ここでは厚さ 1 m の石灰質細粒砂岩の上位に厚さ 3 m の凝灰岩が整合に重なる。

宮良川層からの産出化石を一括して第 2 表に示す。このうち伊原間西海岸からはアンモナイト *Euterephoceras japonicum* (Shimizu) を産した。これらの化石群は始新世を指示する。

2. 野底層 (Nosoko Formation)

野底層は野底北東 3 km の海岸を模式地として、野底半島、星野付近、石垣市北東 3 km 付近、川平半島西部、屋良部半島北西部に分布し、主として凝灰岩・凝灰角礫岩・熔岩などより成る。模式地の野底北東 3 km の海岸では野底層上部が見られ、淡緑色凝灰岩を挟む安山岩質ないし石英安山岩質緑色凝灰角礫岩(厚さ約 100 m)の上位に、砂・礫岩を 3 層準に含む凝灰岩・凝灰角礫岩・斜方輝石安山岩熔岩(厚さ計 60 m)が重なる。野底層の中部は伊土名東方山地、野底南東山地に分布し凝灰岩を挟む凝灰角礫岩と安山岩熔岩の互層からなる。野底層の下部は伊野田西 1 km 山地、浦底南 0.6 km 山地などで見られ、宮良川層の礫岩・石灰岩の上位に緑色凝灰岩・砂質凝灰岩・礫岩が重なり、さらにその上位に凝灰角礫岩・安山岩熔岩が重なる。礫質凝灰岩は凝灰岩中に径 3~7 cm の石英円礫を含み、軟体動物・棘皮動物化石を含

む。礫岩は層厚 0.5 m 程度で、伊野田西 1.1 km の沢では 2 層準に認められた。礫は 0.2~8 cm の石英・変成岩・砂岩礫で、下位の宮良川層基底礫岩の礫種に類似する。また厚さ 20 m の安山岩熔岩の上にも石灰質礫岩薄層があり、礫は安山岩・緑色凝灰岩・砂岩・含石灰藻石灰岩礫で、礫岩の基質より保存の良い大型有孔虫を産する。野底半島における野底層の一般走向は N 30°E~N 60°E で、10°~40°で緩く傾斜し、伊野田北西 2 km の山中に北東-南西軸の背斜・向斜が存在する。野底半島での野底層の全層厚は約 400 m と見つめられる。

屋良部半島では下位の宮良川層とともに一般に南北ないし N20°W の一定した走向を示し、西に 10°~20°傾斜し、構造は宮良川層と全く調和的である。御神崎北東部では西北西-東南東の断層があり、その近くで野底層は急傾斜になる。この地域の野底層の下部は屋良部崎南部でみられ、下位の宮良川層の砂岩が漸移的に凝灰岩質になりその上に径 10~50 cm の凝灰岩からなる火山円礫岩(厚さ 15 m)が重なる。中部は屋良部崎付近に分布し、凝灰岩が卓越し、凝灰角礫岩が挟在するが、熔岩は見られない。上部は御神崎で見られ凝灰角礫岩・火山角礫岩が卓越し、最上部ではスランプ構造をもつ凝灰岩(厚さ 7 m)の上に厚さ 10 m の凝灰質砂岩が重なり、この中から保存の悪い二枚貝化石を産した。川平半島の西海岸には凝灰岩・凝灰角礫岩・熔岩・貫入岩が分布するが、近くに花崗岩類が貫入しているためにホルンフェルス化し、固く緻密になっている。接触変成鉱物として黒雲母・曹長石・透輝石などが見られた。

宮良川層と野底層は整合で、地質構造は調和する。両層を切る断層のうち、島の東部では N45°~70°W 方向のものが顕著である。

野底層からの産出化石を第 2 表に示す。これらは凝灰岩の基質と凝灰角礫岩中の石灰岩角礫、凝灰岩質砂岩中から産出したものである。Foster (1965) も野底層から化石を報告したが彼女は宮良川層と野底層との関係を確認しなかったために、それらをすべて宮良川層から再堆積したのものであろうと考えた。これらのうち、*Pellatispia arbitoidea* 以外の有孔虫と *Actinastrea cf. nana* 以外のサンゴ、軟体動物はすべて宮良川層と共通種で、後期始新世を指示する。なお、元東北大学植田教授による野底層中の安山岩熔岩の K-Ar 年代は 73×10^6 年であった。

C. 貫入岩類

石垣島北西部に、主としてフサキ層に貫入する花

崗岩が広く分布しており、その周囲に石英安山岩・流紋岩が付随する。花崗岩類の岩体の中心部と北部には黒雲母アダメライト・黒雲母花崗岩が分布し、その東部・南部・西部をとりまくように黒雲母一普通角閃石一普通輝石石英閃緑岩等の石英閃緑岩が分布する。アダメライト・花崗岩は白色細粒で多孔質で、微文象構造のみられる部分もあった。石英閃緑岩はやや粗粒で緑色ないし青緑色を呈し、著しい微文象構造が発達する。アダメライト・花崗岩は風化が著しいが、これにくらべて石英閃緑岩には風化の進んでいない部分が多い。また元名蔵北 2.5 km の花崗岩中に幅 20 m 長さ 100 m 以上にわたって普通輝石一紫蘇輝石ハンレイ岩が追跡されたが、これは花崗岩中に捕獲されているものと考えられる。

崎枝付近には白色ないし青色を呈する石英安山岩・流紋岩が見られ、フサキ層と花崗岩類に貫入している。このほかに、石英安山岩は平久保半島で、安山岩は星野西方、宮良北方、バナナ岳の北、三和の北などで見られ、いずれも断層にそって貫入したものと考えられる。

なお、川平南東 2 km の黒雲母アダメライトについて測定された K-Ar 年代は 21×10^6 年（河野・植田, 1966）である。

D. 琉球層群 (Ryukyu Group)

基盤岩類を著しい不整合関係でおおい、あるいは平坦な島を構成して、琉球列島に広く分布する石灰岩を含む地層は一括して琉球層群と呼ばれている（中川, 1967）。Foster (1965) は石垣島に分布する石灰岩を Ryukyu Limestone, 礫を Nagura Gravel とし、この両層を一括して Sakishima Group と命名した。しかし Sakishima Group は琉球層群に含まれるものであり、琉球層群の方がより普遍的な名称であると考えられるので、琉球層群と呼ぶ。今回の調査の結果、上述の石灰岩と砂・礫は側方変化あるいは互層している部分がしばしば観察され層位学的に区分されるべき單元ではないと考えられるので、一括して大浜層と呼ぶ。石垣島の琉球層群は大浜層 1 層のみを含む。

大浜層 (Ohama Formation)

大浜東海岸からその北 0.7 km までの崖を模式地として、高さ 80 m 以下の段丘や低地を形成する石灰岩、砂礫、シルト、粘土を大浜層と呼ぶ。大浜層は石垣島南部、宮良川・名蔵川・轟川流域と北部海岸付近、竹富島に広く分布する。

模式地の大浜東海岸では石灰岩が海蝕崖を成して

露出する。石灰岩は黄白色を呈し、きわめて多孔質で、造礁性サンゴ、有孔虫、軟体動物、棘皮動物、蘚虫類、石灰藻などから成り、それらの組合せと量は石灰岩中で側方および垂直に変化する。大浜東海岸では、*Leptoria* などの大型現地性サンゴの表面に層状石灰藻が付着し、空隙をサンゴ破片や有孔虫遺骸が埋めている。大浜北 0.2 km 道路ぞいではサンゴ破片や有孔虫などの碎屑物から成る石灰岩で弱い層理をもつ。大浜北 0.7 km の高さ 10 m の崖ではほとんど現地性の層状石灰藻のみからなる。

名蔵付近、宮良川上流、轟川上流には砂・礫層が分布する。礫は付近の基盤岩相を反映して、名蔵付近ではチャート・砂岩・千枚岩、宮良川上流・轟川上流では、緑色片岩・石英の礫から成る。一般に垂円～垂角の細礫～中礫で基盤の露出地域に近づくにつれて大粒の角礫が増加する。名蔵北部では花崗岩類、ホルンフェルスの巨礫が多く、また吉原南部では花崗岩起源と考えられるアルコース質砂が石灰岩の下位に厚さ 3 m 以上にわたって認められる。砂礫層は無層理のことが多いが元名蔵北 1.2 km では斜交葉理が発達している。

元名蔵北東 2.2 km の名蔵川河岸、星野南西 1 km 通路川沿い道路わきには砂礫層の下位に粘土層が露出している。両地点とも、下限は露出せず、上部ほど砂質になり整合的に砂礫層に漸移する。漸移部には植物片が含まれる。粘土層からはサンゴ・二枚貝・巻貝・介形虫・蘚虫類・有孔虫・石灰質ナンノプランクトン等の保存の良い化石を多産する。サンゴはすべて群体の造礁性サンゴであるが、礁は形成せず、小型である。泥底で生息したために特有の形態をもつものと思われる。とくに *Alveopora* は上方へのびようとした形態をもっている。二枚貝・巻貝・介形虫は幼生のものが多い。名蔵川沿いに露出する粘土層の層厚は 6 m である。

元名蔵北東 1.6 km, 大里北東 0.8 km, 於茂登東 0.7 km で砂礫中に層厚 1 m 以下の薄層あるいはレンズ状に挟在するシルト層が見られた。粘土層によく似た灰黄色を呈するが、粒度が粗く、植物片のみを含み、他の化石はみられない。砂礫層は砂礫質石灰岩を経て上方へ石灰岩に漸移する。浦田原南 1.5 km の地域などでは石灰質碎屑物石灰岩が砂礫層と互層している。漸移部分の砂礫質石灰岩は固結度が低い。また石灰岩が直接基盤の直上に不整合に重なる場合には、基盤直上に径 1 m 以上の巨礫を含む礫質石灰岩が発達する。

石垣島の石灰岩の主部を占めるのは有孔虫石灰岩

である。有孔虫のみからなる石灰岩は良く成層することが多く、北海岸一帯、浦田原の南などで見られる。有孔虫石灰岩に、サンゴ・軟体動物・蘚虫類・石灰藻が加わると成層の状態はやや悪くなる傾向がある。大浜から白保に至る地域では平型ないし半球状の *Lobophyllia Favites*, *Porites* 等のサンゴ化石に富み、成長位置を保ち、その間を有孔虫殻が埋めている。大浜北 0.7 km ではほとんどすべて層状石灰藻石灰岩からなるが、平得南海岸にも層状石灰藻の多い石灰岩が分布する。石灰藻球を多く含む石灰岩は石垣島には非常に少なく白保崎付近にわずかに見られたのみであった。大浜層はほとんど傾斜しておらず、断層も竹富島に東西性の断層が見られたのみである。

琉球層群と石垣層群・宮良層群との不整合関係は多くの地点で観察することができる。大浜層の粘土層から産するナンノプランクトンは Martini (1971) の NN20 と NN21 の化石帯 (更新統上部) に含まれるもので、他の軟体動物・サンゴ・介形虫・有孔虫はいずれも現生種であった。

E. 低地および海岸堆積物

石垣島の河川流域や海岸には礫・砂・シルト・粘土・石灰岩が堆積している。川原南西 1.5 km の宮良川河床 (標高 4.7 m) でのボーリングコア資料では標高 -18m で大浜層の石灰岩を不整合におおい砂・シルト質砂・砂礫が重なっている。この中には海生の巻貝・二枚貝や有孔虫・植物片が含まれている。石垣島東海岸付近の現在の海岸の内陸側の標高 1~7 m 付近には *Acropora* 等のサンゴ破片を多量に含む石灰質砂が分布する。軽石を含まないこと、*Acropora* を大量に含むこと、高位置に分布することが現在の海岸砂と異なる。

現在の海岸砂は大部分が有孔虫・サンゴ破片などの石灰質碎屑物からなり、軽石を含む。基盤の露出地域周辺では基盤岩の中礫ないし大礫を含むことが多い。潮間帯にはしばしば石灰質碎屑物・礫からなるビーチロックがみられる。川原南西 1.5 km の宮良川河床のボーリングコアからの植物片の ^{14}C 法による年代測定値は 6010 \pm 115 年 B.P., 4120 \pm 115 年 B.P., また白保東海岸の新时期砂丘中の埋没腐植土の測定値は 1330 \pm 85 年 B.P., である (古川, 1976, 1977)。これらはすべて完新世に含まれる。

IV. 西表島

西表島は八重山群島の一島で、面積約 284 km², 琉

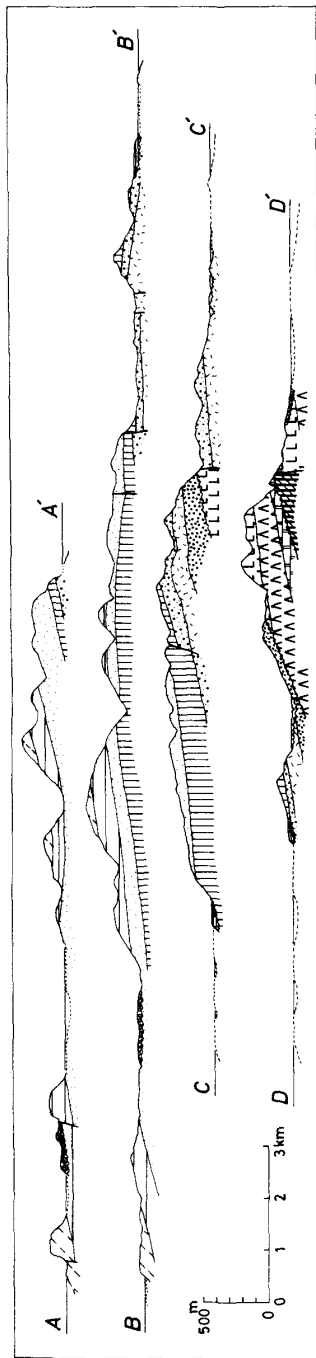
球列島のなかで、沖縄・大島・屋久・種子の諸島につぐ 5 番目に大きい島である。島の概形は台形を呈し、高さ 200 m 以上の頂高のそろった山地が島の大部分を占めている。島内の最高所は海拔 469.7 m の古見岳である。地質構造に支配された適従河谷と屈曲に富む海岸線にそって急崖が発達し、露出する岩相によって凹凸と緩急に特徴のある斜面形を呈している。島内は密林に覆われ、河口にはマングローブが生育している。低平地は少なく、集落は島の東部と西部の海岸の数か所に点在するのみで、1977 年に北岸ぞいの道路が開通するまでは、東西両地区間の交通路はなく、また各集落の間も川によって隔てられている所が多かった。行政区画では八重山郡竹富町に属しているが、町役場は石垣島にある。

1. 地質概説および層序

西表島に分布する地層は、それぞれ特徴ある層相を呈し、たがいに不整合関係で累重する次の 6 群に大別される。

海浜および低地堆積物	(完新統)
琉球層群住吉層	(更新統)
租納礫岩	(年代未詳)
八重山層群西表層	(下部中新統)
宮良層群宮良川層・野底層	(始新統)
石垣層群トムル層	(年代未詳)

最下位のトムル層は変成岩より成り、島の北東隅の小範囲に露出する。上位諸層はその西側に順次重なっているが、宮良川層の分布区域はごく狭く、また野底層は島の北東部にのみ分布している。最も広く分布するのは西表層で、今回は 7 部層に細分したが、下部層は東部に、上部層は北西部に分布し、全体として、北西方へ緩傾斜する同斜構造をもつ。島の北東部のトムル・宮良川・野底各層の分布区から南西にのびる一帯に、断層を伴ってあまり明瞭ではないが、同じ方向へ軸が傾下する緩い背斜構造が認められる。上記の同斜構造はその北西翼に当たるものと見ることができる。島の西部には北東-南西方向の軸をもつ緩い褶曲構造が認められ、中・西部を通じて、これと斜交する断層群が発達している。租納礫岩は島の北西部の数か所で、それぞれ小範囲に分布するが、その分布地点はほぼ西表層の一般走向と平行する一線上に並び租納礫岩自体の走向傾斜も西表層と調和的である。琉球層群は下位諸層の構造とは無関係に、島の北部から南東部にかけての海岸に、段丘構成層として、断続的に分布している。海浜および低地堆積物は、その内容と発達位置から、



第5図 西表島の地質断面図.
Fig. 5. Geological cross-sections of Iriomote-jima.

多元的であるが、離水さんご礁・海浜砂礫・砂丘砂・平野堆積物などを含んでいる。

2. 地層各説

A. 石垣層群 トムル層 (Tomuru Formation)

Foster (1965) は石垣島の平久保・伊原間両半島に分布する緑色片岩・藍閃石 (クロス閃石) 片岩・石英-白雲母片岩・石墨片岩を Tumuru Formation と呼び、竹富・嘉弥真・小浜・西表の各島に分布する変成岩もこれに含められるとし、さらに Tumuru

層は石垣島南西部の非変成岩類 Fusaki Formation とともに石垣層群を構成するものとした。白尾ら (1977) は模式地名の発音などについて若干論じた上で、同じ地層をトムル層と改めた。William and Warren (1960), 松本 (1971) は西表島の基盤岩を石垣島南西部のものとの延長と見て、富崎層 (Fusaki Formation) に含めた。Saito *et al.* (1973) は岩石学的な類似性から、これを Tumuru 層に属するものとした。西表島の変成岩類は、事実、石垣島のトムル層と全く共通の岩相を示すので、トムル層に含めることができる。

西表島のトムル層は島の北東部の野原崎一带に露出し、緑色片岩・藍閃石片岩より成る。観察した限りでは、片理面は層理面と平行で、一般走向は北東-南西ないし南北で、北西方へ傾斜している。

野原崎付近では藍閃石-陽起石-絹雲母-緑泥石-緑れん石-石英片岩・藍閃石-緑れん石-緑泥石片岩などが、また分布範囲の西部のヨナラ川上流では藍閃石-緑れん石-緑泥石-方解石-石英片岩・絹雲母-緑泥石-陽起石片岩などが認められた。トムル層中には剝離性に富むものと一見塊状を呈するものがあり、前者は野原崎付近で、後者はヨナラ川上流でよく見られる。藍閃石と陽起石が共存するものは野原崎付近に多く、ヨナラ川上流では藍閃石を欠くものがある。変成度は東側が少し高いようである。

東隣の小浜島における相当層の舟崎変成岩類を調べた篠田・木崎 (1976) は、その構造が石垣島のトムル層とは不調和で、むしろ低変成度の富崎層と似ていることを指摘したが、西表島では舟崎変成岩類と層相の酷似するトムル層がふたたび南北ないし北東-南西の走向をもっている。

B. 宮良層群 (Miyara Group)

1. 宮良川層 (Miyaragawa Formation)

石垣島の宮良の北などに分布する石灰岩を主とする地層を Hanzawa (1935) は Miyara Beds と呼び、含有化石から始新統であるとした。西表島において宮良川層の分布を始めて認めたのは Saito *et al.* (1973) である。ここでの宮良川層はヨナラ川上流にそって、ごく小範囲に露出している。ほぼ水平で層厚は 20 m 余である。

宮良川層の下部は、トムル層に不整合に重なる礫岩で、礫は粒径 2~20 cm の亜円礫で、礫種は大部分が変成岩である。チャート礫は含まれていない。上部は黒色で緻密な石灰岩より成り、大型有孔虫・石

灰藻を多く含んでいる。Ujiie and Miyagi (1973) はこの石灰岩から *Nummulites saipanensis* (Cole), *Asterocyclina* aff. *A. speighi* (Chapman) を報告した。筆者らの採取した標本は松丸国照氏によって検討中である。

2. 野底層 (Nosoko Formation)

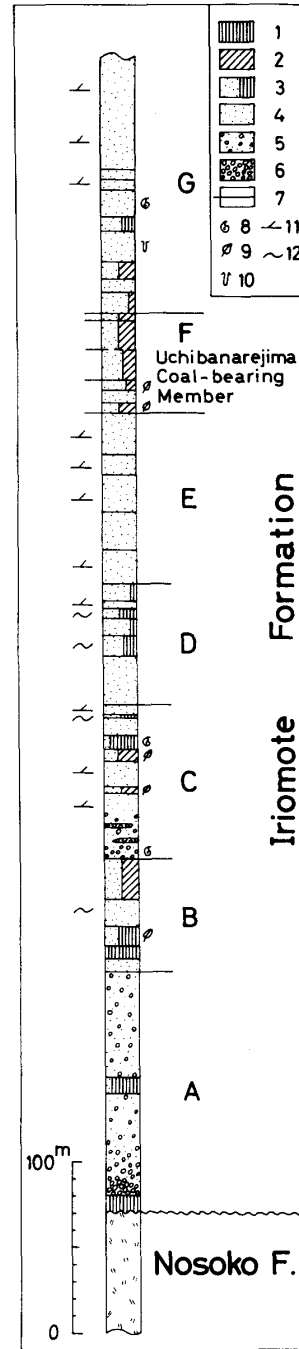
西表島北東部に分布する火山岩類を Hanzawa (1935) は Yaeyama Coal-bearing Beds の下部に含め、William and Warren (1960), 松本 (1964) もこれになった。Saito *et al.* (1973) はこの火山岩類を Yubu Volcanics と呼び、八重山層群下部の下位にあって、これとは不整合関係であることを確かめた。一方、Foster (1965) は石垣島において Hanzawa (1935) が Yaegama Coal-bearing Beds に含めていた火山岩類を Nosoko Formation とし、下位の Miyara Formation との関係を探いながらも不整合とした。白尾ら (1976) は宮良川層と野底層の整合関係を明らかにし、ともに始新統であることを確かめた。

西表島北東部に分布する火山岩類は層相から、石垣島の野底層の延長と見ることができるので、ここで、野底層に含めてとり扱う。野底層は島の北東部の高那・古見岳東麓・美原・カサ崎付近に分布する。ヨナラ川上流から北海岸に至る間で、野底層はトムル層を著しい不整合関係で覆っている。宮良川層より上位にあるが、接触部を直接見ることはできなかった。美原北方では、野底層はトムル層の南側に断層で接している。

西表島の野底層下部は主として安山岩質火山角礫岩・同凝灰角礫岩・同熔岩などより成り、上部は石英安山岩質熔岩、流紋岩質凝灰岩・同角礫凝灰岩・同熔岩などより成る。このほかに石英安山岩岩脈も見られ、また、Saito *et al.* (1973) は玄武岩岩脈をも認めている。部分的に変質して緑色を呈し、いわゆる緑色凝灰岩状になっているところもあるが、石垣島のものほど著しくはない。最大層厚は約 300 m である。

C. 八重山層群 (Yaeyama Group) 西表層 (Iriomote Formation)

Hanzawa (1935) は Yaeyama Coal-bearing Beds が西表島のほか石垣島・小浜島・波照間島・鳩間島・仲御神島・与那国島にわたって分布するとした。この層群の名称を松本 (1964) は Foster *et al.* (1960), William and Warren (1960) に準じて八重山層群と改め、Saito *et al.* (1973) は、Yubu Volcanics



第6図 西表層の模式柱状図。

- 1: シルト岩, 2: 石炭質シルト岩・植物破片を多く含むシルト岩, 3: 砂岩シルト岩互層, 4: 砂岩, 5: 礫質砂岩, 6: 礫岩, 7: 石炭, 8: 動物化石, 9: 植物化石, 10: 砂管, 11: 斜交層理, 12: 層内変形。

Fig. 6. Idealized columnar section of the Iriomote Formation.

- 1: siltstone, 2: coaly siltstone and siltstone containing many plant fragments, 3: alternation of sandstone and siltstone, 4: sandstone, 5: conglomeratic sandstone, 6: conglomerate, 7: coal, 8: animal fossils, 9: plant fossils, 10: sand-pipe, 11: cross-bedding, 12: intra-formational deformation.

を除いて、この層群名を踏用した。上記の分布のうち、野底層に相当する部分は別として、石垣島のは別の層準に属し、波照間島のもも除外される。中川 洋氏の研究によれば、与那国島のもは八重山層群に含まれるものの、西表島のもとは層準がやや異なるようで、八重山地方で一層群にまとめられていたものは、今後、層単位で区分され得るものと思われる。そこで西表島に分布する八重山層群を、島の北海岸の由珍川の東からニシ崎までの一帯を模式地として、西表層と呼ぶことにする。

西表層は野底層に不整合に載り、礫岩・砂岩・シルト岩より成り、石炭・石灰砂岩を伴う。島のほぼ全域にわたって分布し、層厚 700 m 余に達する。岩相の累積順序に注目して、便宜上、A~G の 7 層 (beds) に細分し、地質図上にその分布を示した。このうち F 層は八重山夾炭層の名の由来した特徴ある夾炭部であるので、かつて最も盛に石炭が稼行された内離島を模式地として、内離島夾炭部層とする。

A 層——西表層の基底礫岩で、由珍川の東側から古見岳中腹一帯と、相良川沿岸に分布する。礫は径 2~20 cm の球形円礫で、大部分が白色チャートより成り、赤色チャート・変成岩の礫を混じえる。下部に青灰色のシルト層をはさむ。一般に球形度・円磨度とも上部ほど低下し、また基質は下部ほど乏しい傾向がある。相良川上流の A 層上部には石英質ワッケあるいはサブグレイワッケのレンズをはさむ。層厚は 160 m 余である。

B 層——砂岩・砂岩シルト岩互層・異常堆積を示す砂岩などより成り、層厚 50~70 m である。由珍川西岸から古見岳山頂を経て、その南西方および相良川下流沿岸から前良川沿岸を経て仲間川下流沿岸に至る地域、さらにウバル崎西方の南海岸に分布する。互層中のシルト岩は炭質物を多く含み、レンズ状を呈し、また砂岩と指交している。北部では B 層中部の厚さ 6~8 m の無層理砂岩がよく連続している。

C 層——礫岩・砂岩シルト岩互層・植物片を含むシルト岩・砂岩より成り、層厚約 70~90 m である。B 層の西側にそって、また大富付近にも分布する。下部には礫岩が卓越する。A 層の礫岩に比して球形度が低く、基質が多い。石灰分で膠結され硬質である。上方へ礫質砂岩となる。大見謝川河口付近で、この層群から *Chlamys* sp., *Aequiptecten* sp., *Amussiopecten* sp., *Crassatellites* cf. *yabei* Nagao, *Pitar* cf. *taiwanensis* (Yokoyama), *Turritella* sp.,

Conus cf. *ichimurai* Tan, *Astriclypeus* sp. などを採取した。また、C 層中部の植物片を多く含むシルト岩からは植物化石とともに *Corbicula* sp. を産する。

D 層——下半部は淡黄色の砂岩より成り、上半部は砂岩シルト岩互層より成る。互層は 30~60 cm の厚さの暗灰色シルト岩と明灰色砂岩が、ほぼ等量に重なり、特徴的な層相を示す。シルト岩には slump ball や load deformation などの堆積構造が見られる。北海岸ではヒナイ (ピナイ) 川以東に、内陸部では浦内川上流沿岸、仲間川中流沿岸に、南海岸では大浜以東に、それぞれ分布する。層厚は 70~100 m である。

E 層——斜交層理のよく発達する砂岩より成り、層厚 100~150 m に達する。ヒナイ川・浦内川・仲間川・クイラ川上流などに広く分布するほか、西部・南西部の海岸にも露出する。内陸では著しい造瀑層で、ヒナイ滝・カンピラ滝・マリウドの滝をはじめ、多くの滝が E 層にかかっている。砂岩は一般に中~粗粒で、淡黄色~淡橙色を呈する。

F 層：内離島夾炭部層 (Uchibanarejima Coal-bearing Member)——模式地は内離島北東海岸の、成屋東方の旧炭坑付近で、この付近一帯では E 層の厚い砂岩の上位に炭質物の薄層が認められ、これをもって F 層の下限とする。F 層は砂岩シルト岩薄互層・砂岩・石炭・炭質シルト岩より成り、層厚は 60~140 m である。石炭は 5 層準に認められるが、最大層厚 30 cm で、一般には薄く、連続性はあまりよくないようである。佐々木・市川 (1964) によれば F 層下部の“本層”と呼ばれた炭層は最大層厚 37 cm で最も広く連続分布し、主要稼行層であったという。炭質は良好で、亜瀝青灰、一部瀝青炭とされた。F 層は島の西半に分布する。

G 層——下部は砂岩シルト岩互層、中部は砂岩、上部は一部で斜交層理を示す砂岩をそれぞれ主とする。層厚 150 m 前後で、島の西半の山頂部から北西海岸にかけて分布する。G 層の下底は数 cm から 20~30 cm の比高の起伏を示すところが多く、下位層をけずってとりこんだ状態を示すところもある。最下部の砂岩には漣痕や級化層理が発達する。中部の砂岩には貝・蘚虫類・有孔虫などの化石を豊富に含む部分があり、石灰砂岩ないし貝殻石灰岩となっている所もある。この硬質部分は後述の租納礫岩中に大量に礫として含まれている。外離島ではサンドパイプが見られた。ウーシーク森南の峠やニシ崎などではこの含化石層準が程よい高さに露出しているが、今回は地層の硬さに対して用具が不十分であったた

第3表 西表層および租納礫岩の礫より産した化石.

Table 3. Fossils from the Iriomote Formation and cobbles of the Sonai Conglomerate.

	Iriomote Formation		Cobbles of Sonai Conglomerate
	Member C	Member G	
<i>Cucullaea</i> sp.	+		
<i>Chlamys</i> sp.	+	+	
<i>Aequipecten</i> sp.	+		
<i>Amusiopecten</i> aff. <i>kankoensis</i> (Tan)		+	
<i>Amusiopecten</i> sp.	+	+	
<i>Crassatellites</i> cf. <i>yabei</i> Nagao	+		
<i>Venericardia</i> sp.	+		
<i>Venericardia?</i> sp.	+		
<i>Corbicula</i> sp.	+		
<i>Pitar</i> cf. <i>taiwanensis</i> (Yokoyama)	+		
<i>Macra?</i> sp.	+		
<i>Pomaulax</i> n. sp.	+		
<i>Liracassis</i> cf. <i>formosa</i> Kanno and Chang	+		
<i>Tropicolpas?</i> sp.	+		
<i>Ficusus?</i> sp.	+		
<i>Turritella</i> sp.	+		
<i>Turritella?</i> sp.	+		
<i>Sinum</i> sp.	+		
<i>Ficus</i> n. sp.	+		
<i>Fusinus?</i> sp.	+		
Volutidae? gen. et sp. indet.	+		
<i>Conus</i> cf. <i>ichimurai</i> Tan	+		
<i>Conus?</i> sp.	+		
<i>Astriclypeus</i> sp.	+		
<i>Operculina complanata</i> (Defrance)			+
<i>Heterostegina</i> sp.			+
<i>Cycloclypeus</i> cf. <i>posteidae</i> Tan			+
<i>Lepidocyclina</i> (<i>Nephrolepidina</i>) <i>japonica japonica</i> (Yabe)			+
<i>Lepidocyclina</i> (<i>Nephrolepidina</i>) <i>japonica honshuensis</i> Matsumaru			+
<i>Lepidocyclina</i> (<i>Nephrolepidina</i>) <i>angulosa</i> (Provale)			+
<i>Miogypsina</i> (<i>Miogypsina</i>) <i>kotoi kotoi</i> (Hanzawa)			+
<i>Miogypsina</i> (<i>Lepidosemicyclina</i>) cf. <i>thecidaeformis</i> Rutten			+
<i>Amphistegina radiata</i> (Fichtel & Moll)			+
<i>Planorbulinella larvata</i> (Parker & Jones)			+
<i>Acervulina inhaerens</i> Schultze			+
<i>Miniacina miniacea</i> (Pallas)			+
<i>Gypsina globulus</i> (Reuss)			+

め、同定に堪える化石を十分に採取することはできず、*Chlamys* sp., *Amussiopecten* aff. *kankoensis* Tan などを得たのみであるが、増田孝一郎・菅野三郎・野田浩司氏の諸氏がこれに大いに注目され、C層のものとともに改めて採取・検討されつつある。

D. 租納礫岩 (Sonai Conglomerate)

Hanzawa (1935) は西表島北西部の租納の海岸に露出し、琉球層群に覆われる礫岩を Sonai Conglomerate と名づけた。租納礫岩はヒナイ川河口付近・星立東方・租納・内離島成屋・舟浮と網取の中間のサバ崎半島の基部・崎山西方ハイミ崎の南に分布する。このほか、転石などから、外離島中央北部の頂上と網取南西方に分布が予想されたが、その地点に到達できず、確認し得なかった。上記の分布地点のうち、租納以外では下位の西表層との不整合関係が観察され、内離島・サバ崎半島では不整合関係の両層が断層で転位している状態が見られる。

租納礫岩の礫は径 2~3 cm から 2~30 cm までの球形ないしやや扁平な円礫が多いが、内離島北端では径 2 m 以上の巨礫も含まれている。礫種は砂岩・石灰砂岩・貝殻石灰岩で、すべて西表層に由来する。石灰砂岩および貝殻石灰岩の礫が礫岩中で占める割合は、模式地で 16%、これより東へ減少し、ヒナイ川河口付近では大部分が砂岩礫である。一方、模式地より南西方へはこの割合は急増する。石灰岩礫は西表島の G 層が源岩で、表面に貝などの断面が現われている。Hanzawa (1935) はこの礫から *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *taiwanensis* Yabe and Hanzawa, *Miogypsina inflata* Yabe and Hanzawa, *Gypsina globulus* Reuss, *Cycloclypeus communis* Martin, *Amphistegina radiata* (Fichtel and Moll) の大型有孔虫を報告した。松丸国照氏も模式地の租納礫岩中の石灰岩礫の大型有孔虫を検討中である。

租納礫岩中にはごく薄い砂岩をはさむ所がある。最大層厚は約 80 m である。

E. 琉球層群 住吉層 (Sumiyoshi Formation)

西表島において、琉球層群に含められる礫岩・砂岩・石灰岩を住吉層と呼ぶ。模式地は北部の住吉である。島の北西部から北東部を経て南東部に至る海岸にそって断続的に分布する。分布高度は 40 m 以下で、高さ 20~40 m の海岸段丘の構成層である。石垣島の大浜層とともに、琉球層群の上部層であると考えられる。

模式地では、下部から順に、非石灰質砂層、有孔

虫殻を含む砂質石灰岩、現地性群体さんごを含む石灰岩、さんご塊が散在する有孔虫および碎屑物石灰岩、*Favia* などが群体をなし、これを層状石灰藻が充填する石灰岩の順序で重なっている。船浦では石灰質碎屑物石灰岩が西表層に直接載り、上方へ石灰藻球とさんごの破片を多く含む石灰岩となり、最上部は現地性の群体さんごより成る石灰岩である。このような累積順序は他の地点においてもほぼ共通であるが、それぞれの厚さは多様である。南東部の大富の北東や豊原の東などでは石灰岩の基底部に洞穴が形成されている。

ヒナイ川と浦内川の間から上原にかけて、高さ 40 m 前後の台地状の部分に、非石灰質の礫層が分布する。礫は径 5~20 cm の砂岩円礫で、下位の租納礫岩とくらべると、固結度が格段と低い。船浦・上原付近でこの非石灰質礫層は上位方および海岸の方へ向って石灰質砂層に移化している。分布範囲の南部では一部が租納礫岩の風化部であるかもしれないが、これも含めて、住吉層の非石灰岩相としておく。

北東部の高那の東では石灰岩相の住吉層の上位にチャート礫を主とする礫層が載っている。この礫層はおそらく住吉層主部よりは新期のものであろう。美原付近の低い緩斜面を造る礫層もこれと同層準と思われる。地質図上には住吉層の砂礫層に含めた。

F. 海浜および低地堆積物

西表島の海岸線は沈水有湾海岸の特徴をそなえているが、その湾入部の沖積地は、島内で最も流域の広い浦内川の下流部で最も広く発達している。その堆積物はごく一部で表層のみが観察されたが、砂質であった。河口~入江のマングローブの水底には粘土質の堆積物も認められた。

主要河川の河口に近くない海浜の堆積物はさんご・貝・有孔虫などの破片より成る。これらの中には浮石粒が混入しているところが多い。ビーチロックは砂浜のよく発達する海岸で少なからず見られるが、発達はあまり良好でない。ニシ崎の海浜砂には *Baculogypsina*, *Calcarina* などの有孔虫が多く含まれ、星砂の浜と称されている。

V. 結 論

石垣島と西表島の地質を再検討した結果、次の諸点が判明した。

(1) 石垣層群の、主として非変成堆積岩より成るフサキ層と、変成岩のトムル層との分布上の境界は石垣島の中央を屈曲しながら南北に通る線と、北西

部の崎枝付近を、おそらく、北北東—南南西に通る線とである。小浜島・西表島をも含めた範囲内で、これら2線の間にはフサキ層が、外側にトムル層がそれぞれ分布する。

(2) いわゆる緑色凝灰岩の見かけを呈する野底層の火山岩類は上部始新統宮良川層の上位に整合的に重なり、夾在する砂礫岩基質部から始新世後期の化石を産した。野底層は中新統の八重山層群には属さず、宮良川層とともに上部始新統の宮良川層群を構成する。

(3) 西表島の八重山層群西表層は野底層を不整合に覆い、中新世前期と考えられる軟体動物などの化石を多産する。租納礫岩中の石灰岩礫は西表層に由来し、中新世前期の大型有孔虫などを含む。

(4) 石垣島・西表島の琉球層群は高さ70m以下の段丘を構成し、奄美・沖縄群島の琉球層群(中川, 1967, 1969 a, b; Minoura, 1979 など)の上部に相当する。

(5) 琉球列島の地質構成について、従来考えられていた帯状地質配列・中軸帯の構造区分は、上記の八重山群島の地質再検討結果によって、改訂を要することとなった。しかし、平面図上、円滑な線で各帯が区別されるような構造区分を考えることは困難となった。おそらく、琉球列島の地質構成は、Konishi (1963; 小西, 1965)の考えた新旧2重の構造配列よりも、さらに古期・新时期にわたって幾重にも積載したものであろう。

引用文献

- 青木廉二郎, 1932, 琉球弧島, 特に宮古石垣両島嶼の地質・地形に就て. 日本学術協会報, v. 7, no. 3, p. 339-349.
- 荒木 裕・中川久夫, 1978, 琉球列島西表島の地質. 琉球列島の地質学研究, v. 3, p. 53-60.
- Foster, H. L., 1965, Geology of Ishigaki-shima, Ryukyu-retto. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 339-A, p. 1-119.
- Foster, H. L., Stensland, C. H., May, H. G., Fosberg, F. R., and Alvis, R. L. J., 1960, Military geology of Ishigaki-shima, Ryukyu-retto (I), (II). *Geol. Br., Intell. Div. Off. Eng. Hq. U.S. Army Forces Far East, with Person. U.S. Geol. Surv.*, 323p.
- 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, v. 1, p. 127-131.
- 古川博恭, 1977, 八重山群島石垣島砂丘砂層中の埋没腐植層の¹⁴C年代. 琉球列島の地質学研究, v. 2, p. 145-146.
- 古川博恭・富田友幸, 1978, 波照間島の水理地質. 琉球列島の地質学研究, v. 3, p. 203-214.
- Hanzawa, S., 1935, Topography and geology of the Ryukyu Islands. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 17, p. 1-61.
- Hashimoto, M., 1974, Riebeckite-aegirine-quartzschist of Ishigaki-shima. *Nat. Sci. Mus. Tokyo, Mem.*, no. 7, p. 19-24.
- 波多江信広, 1955, 鹿児島県宇治群島および草垣島の地質. 地質学雑誌, v. 64, p. 44-56.
- Honza, E., ed., 1976, Ryukyu Island (Nansei-Shoto) Arc. GH75-1 and GH75-5 cruises. *Geol. Surv. Japan, Cruise Rep.*, no. 6, p. 1-81.
- Honza, E., ed., 1978, Geological investigations in the northern margin of Okinawa Trough and the Western margin of the Japan Sea. GH77-2 Cruise. *Geol. Surv. Japan, Cruise Rep.*, no. 10, p. 1-79.
- Johnson, H., 1965, Eocene algae from Ishigaki-shima, Ryukyu-retto. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 399-C, p. 1-13, pl. 1-7.
- 河名俊男・大城逸朗, 1978, 沖縄県波照間島の地形と地質. 琉球列島の地質学研究, v. 3, p. 139-146.
- 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. 岩鉱学会誌, v. 56, p. 191-211.
- 木崎甲子郎・高安克己, 1975, 琉球列島の成立. 海洋科学, v. 8, p. 50-56.
- 木崎甲子郎・渡辺暉夫, 1977, 琉球弧の変成帯, とくに八重山変成岩類について. 三波川帯, 広島大出版会, p. 283-288.
- Konishi, K., 1963, Pre-Miocene basement complex of Okinawa and the tectonic belt of the Ryukyu Islands. *Kanazawa Univ., Sci. Rep.*, v. 8, p. 569-602.
- 小西健二, 1965, 琉球列島(南西諸島)の構造区分. 地質学雑誌, v. 72, p. 437-457.
- 小藤文次郎, 1897, 琉球弧島の地質構造. 地質学雑誌, v. 5, p. 1-12.
- 黒田吉益・宮城宏之, 1967, 沖縄石垣島の変成岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 148-152.
- 黒岩 恒, 1899, 石垣島1, 2. 地質学雑誌, v. 6, p. 283-289, 307-310.
- MacNeil, F. S., 1965, Eocene megafossils from Ishigaki-shima, Ryukyu-retto. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 339-B, p. 1-14.
- Martini, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *2nd Planktonic Conf., Proc.*, p. 739-785.
- 松丸国照・瀬名波任, 1979, 波照間島の更新世大型有孔虫について. 琉球列島の地質学研究, v. 4, p. 119-122.
- 松本徑夫, 1964, 八重山群島西表島における火山岩類. 八重山群島学術調査報告, 2, p. 57-73.
- 宮城宏之・大城逸朗・高安克己, 1974, 西表島八重山群中の新しい化石産地および租納礫岩の新しい露頭について. 地質学雑誌, v. 80, p. 627-628.

- 中川久夫, 1967, 奄美群島・徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質 (1). 東北大地質古生物研報, no. 63, p. 1-39.
- 中川久夫, 1969, 琉球列島における第四紀海水準変化. 地団研専報, no. 15, p. 429-435.
- 中川久夫, 1972, 沖永良部島の地質. 開発調査沖永良部地区調査報告別冊, 36p.
- Nohara, T., 1973, An echinoid fossil from Iriomote-jima. *Univ. Ryukyus, Bull, Educ., Pt. 2*, v. 17, p. 25-26.
- 沖村雄二, 1978, 波照間島の琉球層群. 琉球列島の地質学研究, v. 3, p. 129-137.
- 大塚裕之・長谷川善和, 1973, 石垣島の化石鹿について. (琉球諸島の古脊椎動物相—そのII). 国立科学博物館専報, no. 6, p. 53-58.
- Saito, Y., Tiba, T., and Miyagi, H., 1973, Geology of Iriomote-jima, Ryukyu Islands. *Nat. Sci. Mus. Tokyo, Mem.*, no. 6, p. 9-22.
- 坂井 卓, 1978, 八重山群島与那国島の地質. 琉球列島の地質学研究, v. 3, p. 61-79.
- 佐々木 実・市川賢一, 1964, 琉球西表島炭田地質調査報告. 地調月報, v. 15, p. 477-492.
- Shibata, K., Konishi, K., and Nozawa, T., 1968, K-Ar age of muscovite from crystalline schist of the northern Ishigaki-shima, Ryukyu. *Geol. Surv. Japan, Bull.*, v. 19, p. 529-533.
- 篠田良明・木崎甲子郎, 1976, 八重山群島小浜島の地質. 琉球列島の地質学的研究, v. 1, p. 37-42.
- 白尾元理・土井宣夫・中川久夫, 1976, 琉球列島石垣島の地質. 琉球列島の地質学的研究, v. 1, p. 21-33.
- 高橋 清・松本徭夫, 1964, 八重山群島西表島の八重山層群中の花粉分析. 八重山群島学術調査報告, no. 2, p. 35-46.
- Tiba, T., and Saito, Y., 1974, A note on the volcanic rocks of Iriomote-jima, Ryukyu Islands. *Nat. Sci. Mus. Tokyo, Mem.*, no. 6, p. 25-30.
- Ujiie, H., and Miyagi, H., 1973, Upper Eocene larger foraminifera from Yaeyama-gunto, Ryukyu Islands. *Nat. Sci. Mus. Tokyo, Mem.*, no. 6, p. 23-30.
- 脇水鉄五郎, 1913, 八重山群島の地形及岩石. 地質学雑誌, v. 20, p. 185-186.
- 渡辺暉夫・木崎甲子郎, 1978, 石垣島八重山変成岩類の変形・変成史概報. 琉球列島の地質学研究, v. 3, p. 11-17.
- William, B. B., and Warren, H. W., 1960, A survey of the resources and economic potential of Iriomote Island. *Rept. Geol. Min. Res. by Stanford Res. Inst. Sect. VI*, p. 1-10.
- 矢崎清貫, 1979, 与那国島の琉球層群について. 琉球列島の地質学研究, v. 4, p. 47-54.
- Yoshiwara, S., 1906, Geologic structure of the Riukiu (Loochoo) Curve, and its relation to the northern part of Formosa. *Imp. Univ. Tokyo, Coll. Sci., Jour.*, v. 16 (2), p. 1-67.

Geology of Ishigaki-jima and Iriomote-jima Yaeyama Gunto, Ryukyu Islands

Hisao Nakagawa, Nobuo Doi, Motomaro Shirao
and
Yu Araki

Abstract Ishigaki-jima and Iriomote-jima are the largest two islands of Yaeyama Gunto in the westernmost part of the Ryukyu Islands. Major stratigraphic units on them are pre-Eocene Ishigaki Group, Upper Eocene Miyara Group, Lower Miocene Yaeyama Group, Sonai Conglomerate of unknown age, Pleistocene Ryukyu Group and the recent coastal and fluvial deposits.

The Ishigaki Group comprises the Tomuru and Fusaki Formations. The Tomuru Formation occurs in the northeastern, east central and northwestern parts of Ishigaki-jima and in the eastern part of Iriomote-jima. Rocks are glaucophane schist, graphite schist, quartz-mica schist, phyllite, green and black schists and basalt. Maximum thickness is 2100 m. The Fusaki Formation crops out in the west central to southwestern part of Ishigaki-jima and on Taketomi-jima, a small island to the southwest of Ishigaki-jima. It consists of sandstone, shale, phyllite, chert and limestone. The measured section in the southwestern part of the island is about 400 m. No fossils have been found in the Ishigaki Group. The sedimentary rocks of the Fusaki Formation are bounded on the east and northwest by the metamorphic rocks of the Tomuru Formation, but the relation between them remains uncertain because of poor exposure along the boundary. The estimated boundaries pass through the central part of Ishigaki-jima in north direction and the northwestern part in northeast direction. In the central part of the island, the boundary extends northward to the eastern margin of the granitic intrusion, along which dunite crops out in a few places.

The Miyara Group comprises the Miyaragawa and Nosoko Formations. The Miyaragawa Formation unconformably overlies the Ishigaki Group in many places of Ishigaki-jima and in a small area in the eastern part of Iriomote-jima. It consists of conglomerate, an alternation of sandstone and siltstone and limestone. The limestone is biogenic and contains well preserved fossils of the Late Eocene age. Fossils occur also in the conglomerate, sandstone and siltstone. Thickness of the Miyaragawa Formation is about 80 m. The Nosoko Formation overlies conformably the Miyaragawa Formation and unconformably the Ishigaki Group. The Nosoko Formation is distributed mainly in the northeastern and northwestern parts of Ishigaki-jima and in the eastern part of Iriomote-jima. It consists largely of andesite, dacite and tuff breccia, but includes conglomerate and sandstone, which yielded fossils. The pyroclastic rocks of the Nosoko Formation are altered and colored green; they closely resemble the so-called green-tuff of the Early to Middle Miocene in the mainland of Japan. However, the fossils from the interbedded conglomerate and sandstone indicate the Late Eocene age. Total thickness of the Nosoko Formation is about 400 m.

Granitic rocks intrude the Ishigaki and Miyara Groups in the northwestern part of Ishigaki-jima. The rocks are biotite adamellite and biotite granite which are accompanied by biotite-hornblende-augite quartzdiorite, granodiorite, dacite and rhyolite. In contact with the intrusions, the rocks of the Ishigaki and Miyara Groups are metamorphosed into hornfels. K-Ar age of the biotite adamellite is 21 Ma.

The Yaeyama Group includes the Iriomote Formation, which occupies most part of Iriomote-jima. The Iriomote Formation consists of conglomerate, sandstone and siltstone. By the predominant lithofacies, the Iriomote Formation is subdivided into seven beds; they are called with the letters A to G, in ascending order. Among them, the bed F is characterized by coal layers interbedded with an alternation of siltstone and silty sandstone, and is named the Uchibana-jima Coal-bearing Member. The conglomerate and sandstone yielded molluscan and other fossils. The sandstone of the bed C and G are partly fossiliferous, and in places they grade into calcarenite and shell-limestone which form small lenses. Total thickness of the Iriomote Formation amounts to 700 m.

The Sonai Conglomerate is distributed in several places in the north central to western part of Iriomote-jima. It unconformably overlies the Iriomote Formation. The conglomerate consists mostly of rounded cobbles, but includes pebbles and boulders in places. Predominant rocks of cobbles are sandstone in the northern part and limestone and sandstone in the western part of the island, most of which are derived from the Iriomote Formation. The limestone cobbles contain larger foraminifera of the Early Miocene age. Maximum thickness of the conglomerate is 80 m.

The Ryukyu Group includes the Ohama Formation on Ishigaki-jima and the Sumiyoshi Formation on Iriomote-jima. The Ohama Formation overlies the Nosoko and older formations with unconformity, and the Sumiyoshi Formation overlies the Sonai Conglomerate and older formations with unconformity. Distribution of the Ryukyu Group is limited to the area less than 70 m above sea level. In the inland area of Ishigaki-jima, the Ohama Formation consists of gravel, sand and clayey silt. The main part of the formation in the coastal area consists of detrital, foraminiferal, algal and coral limestones. The Ohama Formation occupies large area on Ishigaki-jima. Depositional surface is preserved between 20 and 70 m above sea level. The Sumiyoshi Formation is distributed in small areas along the coast of Iriomote-jima except the south coast. It consists of detrital, algal and coral limestones. Depositional surface is between 20 and 40 m above sea level. The Ryukyu Group on Ishigaki-jima and Iriomote-jima is correlated with the younger part of the Ryukyu Group in Amami-Okinawa Gunto.

The recent deposits include coral reefs, beach sand and gravel, dune sand, fluvial clay, sand and gravel and residual soils. Deposits of cave and fissure in the limestone of the Ohama Formation yielded various remains of land animals.