

550.85(084.32)(528)[1:50,000](083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

宮古島(19)第5号

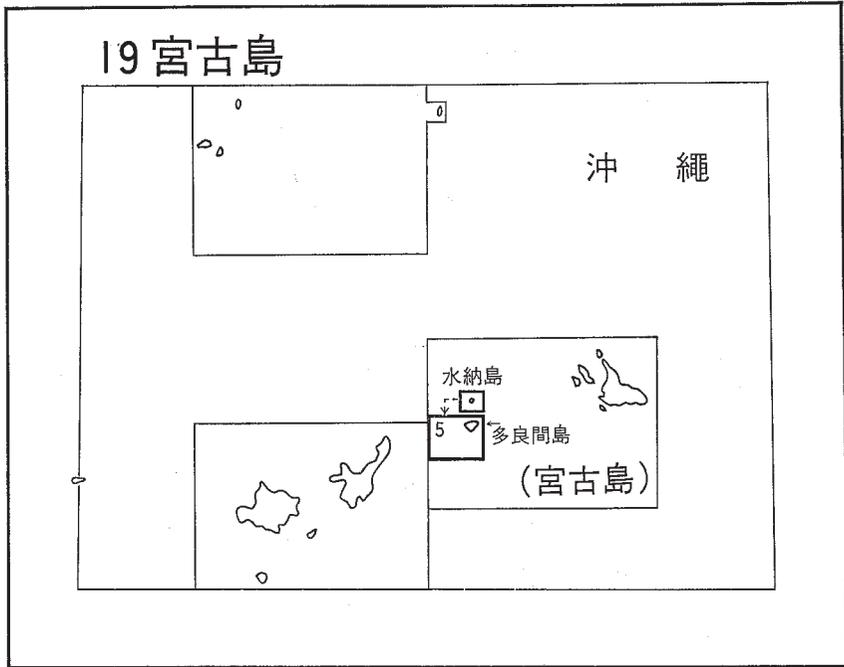
## 多良間島地域の地質

矢崎清貫

昭和52年

地質調査所

位置図



( ) は 1 : 200,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	8
II. 1 概 説	8
II. 2 島尻層群	10
II. 3 琉球層群	10
II. 3.1 天川石灰岩	13
II. 3.2 パナリ石灰岩	13
II. 3.3 前泊石灰	14
II. 3.4 仲筋泥質砂	15
II. 3.5 遠見台石灰岩	18
II. 4 風化土壤	19
II. 5 古砂丘および砂丘	19
II. 6 サンゴ礁	19
II. 7 対 比	20
II. 8 地質構造	21
III. 応用地質	23
III. 1 石 材	23
III. 2 水 理	23
文 献	24
Abstract	27



## 多良間島地域の地質

矢崎 清 貫\*

この報告は、昭和48-50年度に実施した宮古列島の地質調査の成果の一部であり、昭和50年6月に約7日間実施した調査の結果をまとめたものである。この図幅地域は、多良間島と水納島の2小島で構成されているが、本報告は、これら2島に関する最初の地質学的報告である。調査研究にあたっては、昭和44-45年度に実施した第6次沖縄天然ガス資源調査ならびに、昭和48-50年度に実施した「宮古島」地域の調査研究の成果におうところが大きかった。とくに宮古島地域において貝化石による石灰岩の分帯を担当された大山桂技官から本地域の石灰岩の区分に関しても多くの助言をうけた。また陸上での資料の不足を補ない全体的な構造を理解する上で、海上保安庁水路部の海

### I. 地 形

この地域は、位置図にみられるように東経124°40′北緯24°40′付近にあって、九州と台湾を結ぶ琉球弧の南部に位置していて、木崎ほか(1975)の構造区分における第3グループに属し、そのほぼ中間を占めている。

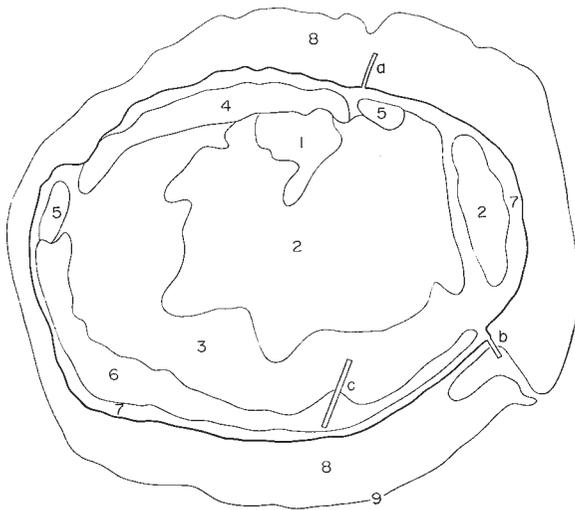
この地質図幅地域に入っている2つの島の面積は、多良間島が18.8km<sup>2</sup>、水納島が2.2 km<sup>2</sup>である。この2つの島の理的な位置は、石垣島へ約8kmと近いが、行政的には約60 kmも離れている沖縄県宮古郡に入り、この2つの島で多間村を構成している。人口は、昭和45年当時で合わせて2,335人であったが、現在では1,865人に減少してとくに水納島は、人口わずか20人内外で、無人化しつつある。

多良間島の北西側では、樹木におおわれた小高い丘陵が巾200~300mで前泊港付近から西方へのびる突出し地形地域がある。この丘陵地は、島でもっとも標高が高く(34m)、そこには人工的築山である遠見台がある。この遠見台のある丘陵地は、一般に遠見台の丘と呼び石垣島の方向にあるものを八重山遠見台、宮古島方向あるものを宮古遠見台と呼んでいる。この丘陵地域をのぞいた他の地域は、わずかに南へ傾斜する第3図C-C′断面のような平坦である。

水納島は、部落東方の海岸沿いに樹木が密生している丘陵地があるが、標高わずか8mの丘である。水納部落北部・西部および南部は、やや起伏に富んだ巾150~270mの砂丘(標高5~6m)によってとりかこまれている。の水納島は、多良間島とは異って第4図にみるように概して平坦である。

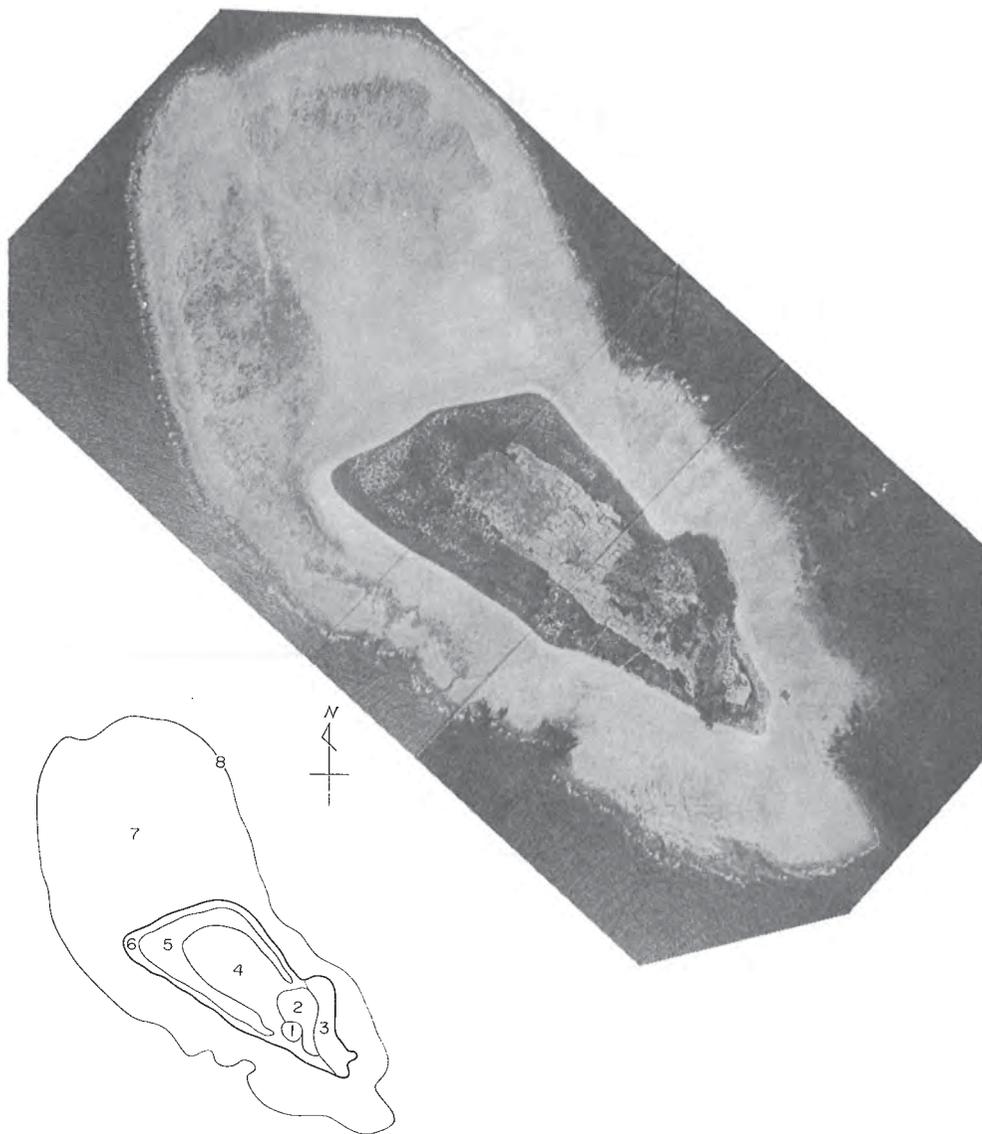
---

\* 燃 料 部



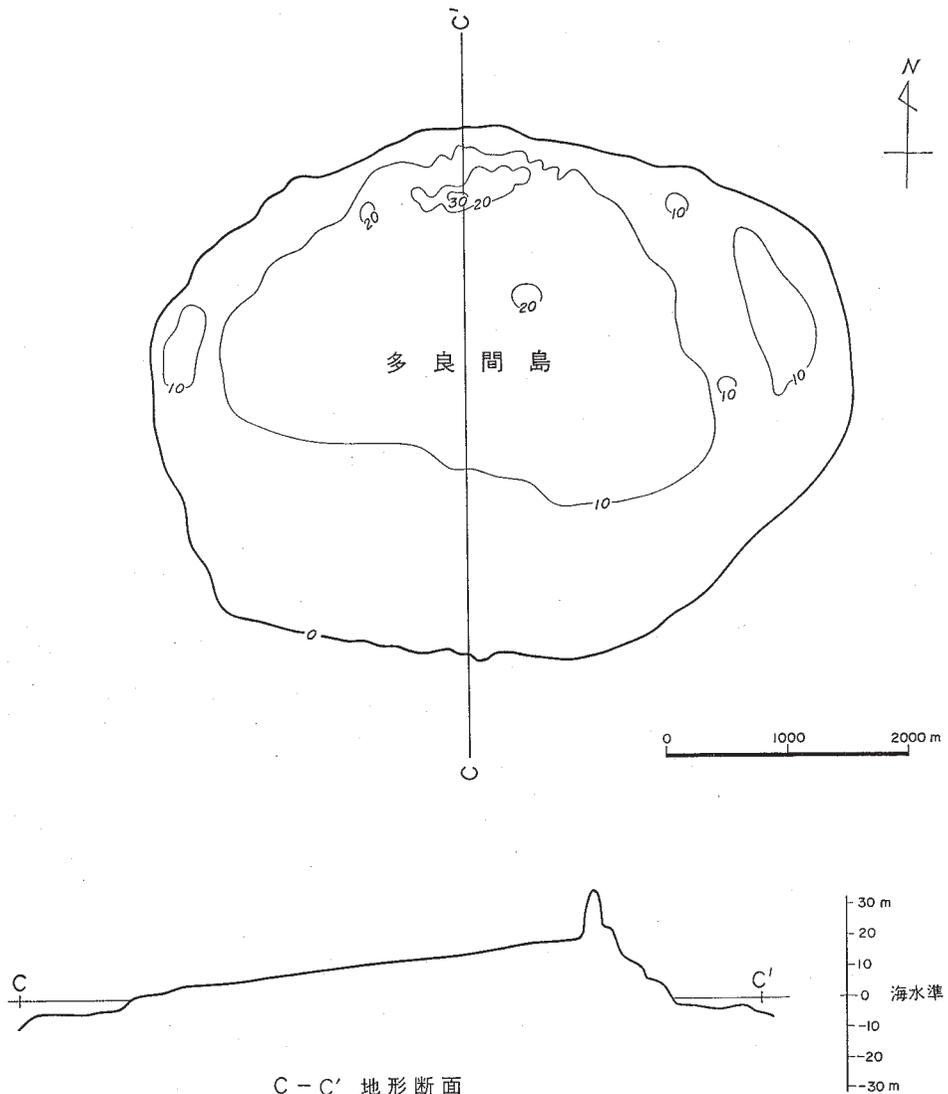
1. 部落 2. 古期風化土壌分布地域、主として耕地  
 3. 防風林 4. 丘陵地、遠見台や採石場がある  
 IV層準の石灰岩の分布地域 5. 古砂丘  
 6. 新期風化土壌分布地域 7. 砂丘、礫には、パナ  
 リ石灰岩が露出する 8. 礁湖 9. 礁縁  
 a. 前泊港 b. 普天満港 c. 多良間飛行場

第1図 多良間島の空中写真



1.水納部落 2.古期風化土壌が分布する耕地 3.丘陵地、北西部には、天川石灰岩が分布し、南東部には遠見台石灰が分布する。4.新期風化土壌の分布地域である。大部分が牧草地になっている。5.古砂丘 6.砂丘 7.礁湖 8.礁縁

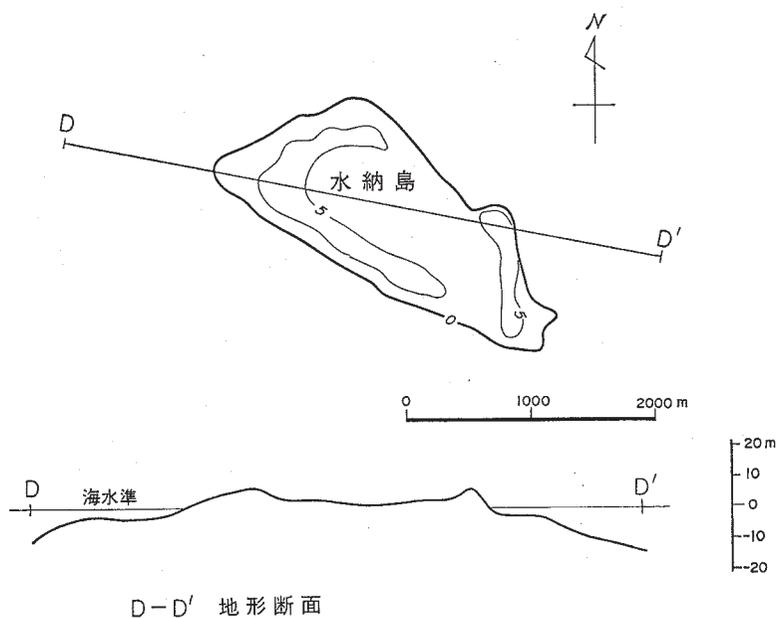
第2図 水納島の空中写真



第3図 多良間島の標高別地形区分と地形断面図

この2つの島には、浸食谷を形成する河川も、陥没にとまなう凹地もない。しかし、大部分が現世隆起サンゴ礁石灰岩で構成されていることもあって、島の周辺には礁縁が発達し、典型的なサンゴ礁の島にみられる砂丘・離水した礁原・ビーチロックおよび礁湖から形成されている。この2つの島の一部にはビーチロックが発達していない場所もあって、そこでは、石灰岩を海食するノッチが海面レベルに発達している。

多良間島の高度分布を示したものが、第3図である。この図でも明らかなように標高30m以上の丘陵地はわずかに1km<sup>2</sup>未満であるのに対して、標高0～10mの平坦地はもっとも広く10km<sup>2</sup>内外を



第4図 水納島の標高別地区分と地形断面図

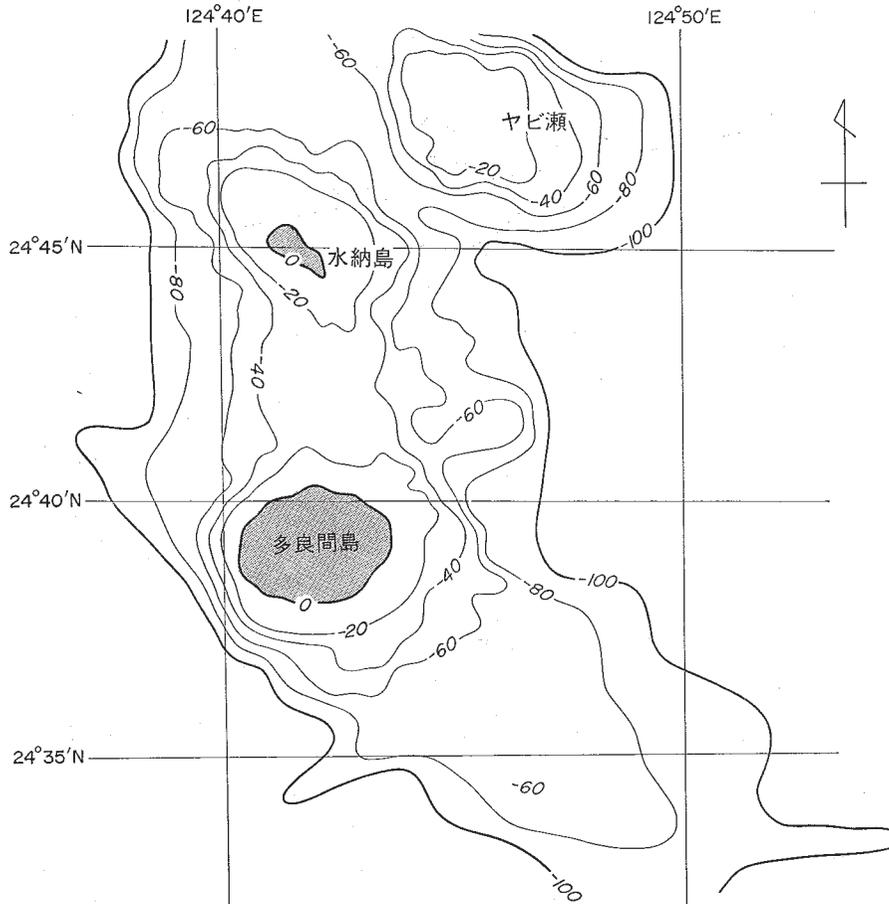
示し、全体の50%内外に相当する。標高10～20mの台地状平坦面は8km<sup>2</sup>で、ほぼ40%内外に相当する。この標高10～20mの平坦地の大部分は、耕地として利用されているのに対して、標高10m以下の平坦地は、防風林や原野であって、主として家畜の放牧場として利用されている。

水納島の高度分布は、第4図のように、標高5m以上が0.7km<sup>2</sup>でほぼ30%に対して、標高5m以下が1.5km<sup>2</sup>でほぼ70%に相当する。標高別に土地利用をみると、標高5m以下ではもっぱら砂地の牧草地で、家畜の放牧場として利用されている。標高5m以上は、一部に耕地があるものの大部分は樹木におおわれている。この2つの島の平坦地のうち、海面変動という地質学的観点からみると、標高10m以下にある段丘状平坦面(前泊面)<sup>1)</sup>と、標高10～20mにある台地状平坦面(パナリ面)<sup>2)</sup>が重要である。

一方この2つの島の周辺海域の地形は、第5図のように水納島東北東にみられる「ヤビ瀬」の暗礁と、第6図で明らかのように宮古島と多良間島を結ぶほぼ中間地点の海域にみられる溝状の海底地形、ならびに「ヤビ瀬」の北部海域にみられる顕著な溝状の海底地形らがある。「ヤビ瀬」は、もっとも浅い処で-8mであるが、-20mまでの浅い海域は、ほぼ水納島の-20mの海域面積に匹敵する。宮古島と多良間島周辺のほぼ中間地点付近にある溝状海底地形(多良間溝状低下帯)は、ほぼ北北西-南南東方向を示すV字形の谷であるが、第6図でもわかるように、兩岸の斜面は島の周辺部にみられるような緩斜面ではなく、やや傾斜角度がある。「セビ瀬」の北東にある溝状の谷は、第6図F-F'断面に示

1) 前全泊石灰岩の上限に当たる面

2) パナリ石灰岩のほぼ上限に当たる面



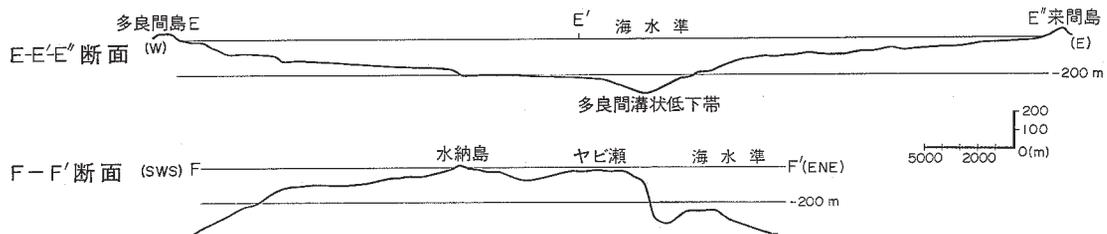
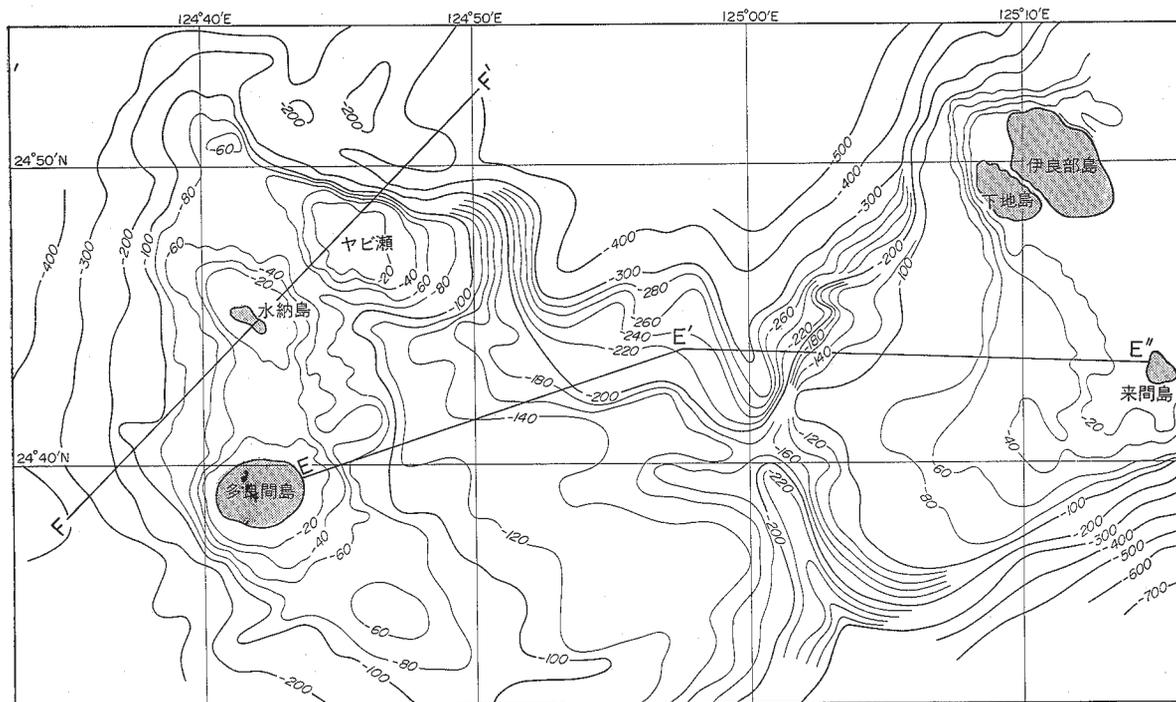
第5図 多良間島・水納島周辺の水深別海底地形区分図

すようなほぼ垂直的な崖を形成している。この海域にみられるこれら2つの溝状の地形は、後でのべる地質構造とも密接な関係にあることが予想される。

この2つの島の周辺の海底水深別分布は3), 第6図で明らかにもっとも顕著な水深別平坦面として、 $-60 \sim -80\text{m}$  が認められる。この水深の海底は、ほぼ  $150\text{km}^2$  で、水深 $-100\text{m}$  以浅の海域のほぼ47%に相当する。この水深別平坦面について広い地域は、 $-80 \sim -100\text{m}$  ではほぼ  $71\text{km}^2$  内外であって、水深 $-100\text{m}$  以浅の海域のほぼ21%に相当する。これに対して、 $-60\text{m}$  以上の浅い海域では、 $-40 \sim -20\text{m}$  にかけての海台的な平坦面が認められるが、 $-40 \sim -60\text{m}$  にはあまり顕著な平坦面が認められない。

宮古島の西方海域には、ほぼ $-50\text{m}$  付近に顕著な海底平坦面があるといわれている(木崎ほか, 1975)。しかし多良間島および水納島周辺海域には、 $-50\text{m}$  よりやや深い $-60 \sim -80\text{m}$  にかけての平

3)  $-100\text{m}$  までを目安としての水深だけについてのべる。



第6図 多良間島・水納島周辺の海底地形と海底地形断面

坦面が顕著である。

最近のInternational Decade of Ocean Exploration (IDOE) の成果によりCLIMAP PROJECT MEMBERS (1976) は第四紀約 18000 年前の海面最低下量として、 $-85\text{m}$  と推定していることもあるので、この地域の $-60\sim-80\text{m}$  という水深平坦面もほぼ妥当な水深ではないかと考えられる。宮古島の西方海域にみられる水深 $50\text{m}$  付近の平坦面と多良間周辺にみられる $-60\sim-80\text{m}$  の平坦面とでは、 $10\sim 20\text{m}$  の差異がある。この差異を形成している要素としては、後述の多良間溝状低下帯（多良間断層）の動きが考えられる。

## II. 地 質

### II. 1 概 説

この地域の地質的位置は、いわゆる西日本島弧系に属する琉球弧の第3グループ（木崎ほか，1975）にあつている。この琉球弧は、南西諸島海溝と対になっている島弧—海溝系の島弧とされている。琉球弧は北部が複数島弧であるが南部は単数島弧とされていたが、坊城・矢崎（1972）は主として南部琉球弧周辺海域調査結果ならびに地表に露出する地質層序とを考慮に入れて、東支那海からフィリピン海で切った断面で次のように分帯している。

- 1) 台湾西部山地海岸平野地向斜
- 2) 台湾西部中央山脈地向斜
- 3) 尖閣群島弧
- 4) 台東構造盆地
- 5) 琉球構造線
- 6) 琉球弧
- 7) 琉球前縁堆積区

この地域の2つの島の地表には、いわゆる琉球石灰岩（YABE and HANZAWA, 1925）が露出するだけで、それ以上の古い時代の地層を直接地表で見ることが出来ない。しかし、多良間島で実施した地下水探査試錐坑井の結果 $-57\text{m}$  内外で島尻層群らしき層準にあたっている。この島尻層群らしき層準のコアは、黄褐色の細粒砂岩で、宮古島北部に露出する島尻層群の砂岩に酷似する。琉球層群（中川，1969）は、従来琉球石灰岩（YABE and HANZAWA, 1925）と呼ばれたサンゴ石灰岩および国頭層（YABE and HANZAWA, 1925）を含めて一括して琉球層群と呼び、主部を九戸面～下末吉面に相当する段丘構成層とされている。矢崎（1976）は、宮古島および多良間島に分布する石灰岩を新旧2つの石灰岩に分帯し、古い石灰岩を琉球層群下部、新しい石灰岩を琉球層群上部と呼び、さらに琉球層群下部をⅠ・Ⅱに分帯し、琉球層群上部をⅢ・Ⅳに分帯している。この地域に分布する琉球層群は、下位から天川石灰岩（Ⅱ）・パナリ石灰岩（Ⅲ）・前泊石灰岩・仲筋泥質砂および遠見台石灰岩（Ⅳ）と命名して分帯した。上記した石灰岩のうち、上部を構成するⅣの層準である一部には陸成の風化土壌を主とする仲筋泥質砂が介在していること、ならびに堆積構造から風成層と考えられる遠見台石灰岩があつて、段丘構成層を主部と

する琉球層群の規定に対し問題を残し、今後の検討を必要とする。

天川石灰岩は、多良間島および水納島の一部に小分布がみられ、層厚は 60~70m が予想される。岩質は、石灰藻を主とする石灰砂岩と有孔虫を主とする石灰砂岩の互層である。パナリ石灰岩は、多良間島および水納島の海岸周辺にみられ層厚は 10~20m 内外である。岩質は塊状シルト岩石灰岩で、貝化石が少なくわずかに小型の巻貝の化石が確認される。前泊石灰岩は、多良間島および水納島の比較的高台の一部に小分布がみられる。層厚は 5~6m で、横へ薄層化し尖滅する。岩質は、下半分が粗晶質の有孔虫を主とする碎屑性の石灰砂岩であるが、上半部は大型の貝化石を多産するシルト岩石灰岩である。仲筋泥質砂は、多良間島および水納島の比較的標高の高い丘陵地に小分布がみられる。層厚は、0.2~0.5m と薄い、IV層準の石灰岩の分布地域ではよい鍵層になる。岩質は、暗灰色-黒色を呈し、わずかに石灰質およびレス状風化土壌によって構成されている。遠見台石灰岩は、この地域に分布

第 1 表 多良間島・水納島の地質総括表

地質時代	層 序	層 厚 (m)	岩 質	主 な 化 石			
第 四 紀	現世	砂 丘	3~5	石灰質の中粒砂			
	更新世	古砂丘	3~5 1-	石灰質の中粒砂	石灰質 粘土質砂		
		古期風化土壌	1±	暗灰色粘土			
		上 部	IV	遠見台石灰岩	10~15	縞状アワ石からなる 碎屑性有孔虫砂岩 石灰岩	
	琉球層群	上 部	IV	仲筋泥質砂	0.2~0.5	石灰質砂と風化粘土	<i>Garesella (Coniglobus) mercatoria</i>
		上 部	IV	前泊石灰岩	5~6	粗粒砂岩石灰岩 有孔虫中粒砂岩 石灰岩	<i>Trochus sanduichensis</i> <i>Tectus pyramis</i> <i>Marmorostoma stenogyum</i> <i>Echinoneus sp.</i>
		下 部	III	パナリ石灰岩	10~20	塊状シルト岩石灰岩	<i>Marmorostoma sp.</i>
	更新世	下 部	II	天川石灰岩	20+	石灰藻シルト岩石灰岩 と有孔虫中粒砂岩 石灰岩との互層	<i>Periglypta puerpera</i>
	鮮新世	島尻層群	(坑井の砂岩)	3+	黄褐色粗粒砂岩		
	中新世	島尻層群					

する琉球層群の最上位の石灰岩で、多良間島および水納島の丘陵地だけに分布する。層厚は、10~15mである。岩質は、中粒均一質のアハ石状砂岩石灰岩で、縞目がよく発達している。この石灰岩は、堆積構造などから古砂丘の一部が石灰岩化されて形成されたものと考えている。

このほか本地域には、風化土壌および海浜付近に発達する砂丘堆積物がある。

多良間島・水納島の地質を総括すると、第1表に示すようになる。

## II. 2 島尻層群<sup>4)</sup> (賀田, 1886)

この地域では、直接地表で島尻層群を確認することは出来ない。しかし、多良間島に掘られた地下水探査坑井のコアから島尻層群の存在が判明した。この坑井は、多良間島の仲筋部落に掘られたもので、深度-57m までは石灰岩でそれより以探の 60m の掘止までは、黄褐色の細粒砂岩とのことであった。この坑井のコアは、黄褐色を呈し淘汰がよく均一である。鏡下で見ると砂の大部分は石英粒で占められ、その外形は円形のものが大部分でよく粒度が揃っている。この石英粒のなかには新鮮な石英粒はほとんどみあたらず、いずれも古い岩体から二次的に供給された石英粒であるようである。コアは、層厚にしてほぼ 3m に対応するが、きわめてやわらかくコア採取量が少なく、実層厚の1/4程度である。こんなこともあって、このコアには有孔虫ならびに化石がみられず、時代を決定する証拠となるものは認められない。しかし、宮古島北部に露出する島尻層群の下部層準にみられる砂岩と酷似することから、一応の目安として島尻層群の下部層準に対応するものと考えている。

## II. 3 琉球層群 (中川, 1967)

南西諸島に広く分布する石灰岩は、賀田 (1886) が、沖縄島・宮古島および石垣島に分布するサンゴ石灰岩をばく然と一括して那覇石類<sup>5)</sup> として呼んだのが最初である。この那覇石類と呼ばれる石灰岩の模式地は、那覇近傍とされている。しかし一般に現在も使用されている“琉球石灰岩”と呼ばれている地層名は、YABE and HANZAWA (1925) が命名したものである。それによると、琉球石灰岩は台湾の苗栗<sup>びょうりつ</sup>層を不整合におおう石灰岩で隆起サンゴ礁と区別するために用いられたものであった。その後 HANZAWA (1935) によって琉球列島の主要な島々の調査結果が公表され、そこで再び琉球石灰岩が再定義されている。それによると、海成層の島尻層群 (苗栗層群-掛川統に対比, H<sub>1</sub>-H<sub>2</sub><sup>6)</sup>) を不整合に被い、その隆起後、国頭層 (陸成, J<sub>2</sub>-J<sub>3</sub><sup>6)</sup>) に覆われるあいだの地層に対して琉球石灰岩と呼び、現在まで広く知られるようになった。戦後になってMACNEIL (1960) が沖縄本島に分布する石灰岩を3つに分層し、これを一括して琉球層群と呼び、はじめて“琉球石灰岩”に対して層群名がついた。MACNEILの琉球層群は、半沢 (1930) の“琉球石灰岩”にほぼ対応している。中川 (1969) は主部を九戸~下末吉面に相当する2つの段丘構成層の石灰岩、ならびに、従来の国頭層と呼ばれた地層を含めて一括して、琉球

4) 賀田真一は島属部属と呼んでいるが英語では Group としている。

5) 賀田の当時の記録によると、「珊瑚石ハ散テ部属トスベキモノニ非ラス而シテ石類トス」とあることから現代的に解釈すると、部属が層群に、石類が何々岩あるいは何々層に対応していたものとする。

6) ( )のなかは鹿間 (1952) がつけくわえたものである。

層群と定義した。その後、高安（1976）は中位段丘以後の石灰岩と、それ以前の石灰岩とでは、岩相ならびに構造などあらゆる点で大きな差があることを指摘して、中位段丘以後の石灰岩を段丘石灰岩と呼び、それより古い石灰岩に対して“琉球層群”と呼んでいる。矢崎（1976）は主として宮古島に分布する石灰岩を対象としての調査結果から、高安（1976）の考えかたにほぼ同じ考えかた、すなわち、琉球層群として一括している石灰岩のなかには、明らかに大きな時間的な不連続があることを認めた。しかし、新期の石灰岩形成以後にも断層が確認されることから、段丘面だけから新旧石灰岩の区別が出来得ないこと、ならびに分帯した各石灰岩の層序が現在までに確立されていないこともあって、暫定的に古い石灰岩を琉球層群下部と呼び、新期の石灰岩を琉球層群上部と呼び、さらに岩質および包有物から、Ⅰ・Ⅱ・ⅢおよびⅣの層準区分をしている。この4つの層準のうち、Ⅳの層準は段丘構成層という意味では疑問があつて、はたして琉球層群に一括包含してよいか問題となる。したがって、今後の調査結果によっては琉球層群という規定から除外されることもありうる。

筆者は、この2つの島に分布する琉球層群を、第2表にみられるような岩相に重点をおいて、下位から天川石灰岩・パナリ石灰岩・前泊石灰岩・仲筋泥質砂および遠見台石灰岩に分層した。

琉球層群の年代については半沢（1935）によって鮮新世上部と考えられたが、その後YABE and HATAI（1941）は*Pecten tokyoensis*, *P. naganumanus*, *P. kikaisensis*らを含む層群の一部が、琉球石灰岩の一部相当するものとして、琉球石灰岩の一部を第四紀層としている。MACNEIL（1960）は沖縄本島の石灰岩を、下位から那覇石灰岩・読谷石灰岩および牧港石灰岩の3つに分帯し、下位の那覇石灰岩を鮮新世として考え、上位の2帯の石灰岩を洪積統としている。同じ頃宮古島の調査を担当したDOAN et al.

（1960）は、宮古島に分布する石灰岩を下位から伊良部石灰岩・下地石灰岩・山根石灰岩および与那覇石灰岩の4つに分帯し、最下位の伊良部石灰岩だけを鮮新世として、それより上位の石灰岩を更新世ならびに現世としている。しかし奄美群島で調査を実施していた平田（1956・1958）は、与論島に分布する石灰岩の時代を中～後期洪積統として一括し、それ以来中川（1967・1969）・小西（1967）・KONISHI et al.（1970）・KONISHI et al.（1974）・OMURA（1972）らは、奄美群島および沖縄周辺の琉球石灰岩を、中～後期洪積統とした。一方、野田・沖村（1972）・沖村・三井（1973）・沖縄第四紀調査団（1976）・高安（1976）らは、奄美諸島および沖縄島周辺に分布する石灰岩を前～中期洪積統に対比している。矢崎（1976）は、宮古島に分布する石灰岩の主部である友利石灰岩（Ⅱ）から*Pecten naganumanus*を確認して、下末吉層に対比している。前出のKONISHI et al.（1974）らは、<sup>230</sup>Th, <sup>231</sup>Paなどのウラン系放射性元素による年代測定を実施している。その結果、琉球層群には、12～13万年、10万年、8万年、6万年、4万年の石灰岩が明らかにされている。なお個々の石灰岩については、読谷石灰岩が78,000±3,000年、久米島の大原石灰岩の62,000±4,000年という値が得られている（KONISHI, 1970）。最近日本の海成段丘の研究を実施している大田・成瀬（1977）によると、12～13万年が下末吉面、10万年が引橋面、小原台面が8万年、三崎面6万年ということが明らかにされている。

以上のようなことがらを考慮して、本地域に分布する石灰岩の年代を考えてみると、天川石灰岩は、*Pecten naganumanus*より上位の層準であることから12～13万年の石灰岩に相当し、パナリ石灰岩は岩相がら比較すると沖縄本島の読谷石灰岩に酷似することから、6～8万年代のものではないかと考えている。Ⅳの層準の石灰岩は、4万年あるいはそれ以上新しいものと考えている。

第2表 多良間島および水納島の琉球層群岩質

層序区分	厚さ (m)	柱状図	岩石分類	基質	包有物	化石		堆積環境
						腕足類	有孔虫類	
IV	10		褐色~白色 縞状アワ石状石灰岩 未成熟 中粒~粗粒 比較的円磨度がよい					陸成層 古砂丘が石灰岩化されたもの
	15							
	0.2-0.5		風化土壤粘土質 白色~灰白色 上半分は準熟成分級がわるく下半分は未熟成で有孔虫砂が主である 上半部は貝類が主帯である					陸成層 浅海域の凹地的なはきよせ
	5							
III	20		褐灰色~アメ色 泥質の石灰岩である 熟成 10~20cmのサンゴ礫を介し石灰藻が多少入るか熟成して石灰岩化されている					強い流れ 浅い海域
	10							
II	70+		褐灰色~アメ色 石灰藻を主とする単層と有孔虫を主とする単層の互層である 熟成している石灰藻の単層の方が厚い					強い流れ やや深海
	10							

凡例

柱状図	砂質未熟成	泥質砂
	泥質熟成	生物遺骸(主として化石)
	有孔虫	サンゴ礫
	石灰藻	
基質	粗晶質石灰岩	化石   少ない
	微晶質石灰岩	多い
包有物	炭酸塩碎屑物	サンゴ化石
	化石	石灰藻化石
	有孔虫化石	

第2表訂正 化石の欄 腕足類を軟体動物に、軟体動物を腕足類と訂正

### II. 3.1 天川石灰岩 (矢崎, 1976)

天川石灰岩は、この地域内の地表で観察される層準のうち、もっとも古いものである。この石灰岩の分布は、多良間島仲筋部落の西方丘陵地ならびに、部落南方の広い耕地を形成する平坦面がわずかに斜面をつくる付近と、平坦面の耕地上に団塊状に突出している露岩（津波石と呼ばれている）がこれに相当する。水納島では、島の南東部の丘陵地にわずかに分布する。岩質は、新鮮なものは褐灰色～アメ色を呈し、風化の進んだものほど白色を増し、全般として微晶質で、石灰藻を主とする中粒石灰砂岩である。しかし一部には、有孔虫を主とする粗粒砂岩石灰の薄層を介在している。この有孔虫を主とする粗粒石灰砂岩は、石灰藻を主とする中粒石灰砂岩より空隙率が大きいためか、やや柔かいのか差別浸食をうけて凹んでいるが、概して石灰藻を主とする中粒石灰砂岩の単層の厚さが1～1.8m内外のもの、有孔虫を主とする粗粒石灰砂岩の単層の厚さが0.10～0.30m内外のものとの互層であって、いわゆる互層型石灰岩である。この石灰岩の層厚は、地表で見られるかぎりではほぼ20m内外であるが、坑井地質から考えると、-57mまでが、石灰岩であることから、約60～70m内外の層厚が予想される。露出している石灰岩には、*Periglyta puerpera* (LINNE)が特徴的な化石として産出する。この化石は宮古島に標式的にみられるIIの層準の石灰岩である友利石灰岩の上部に多産していることから、この層準に相当するものであろう。このようなことおよび、坑井深度の-57mを考慮し検討すると、友利石灰岩の下部あるいは、Iの層準の石灰岩である保良石灰岩の一部が含まれている可能性もある。宮古島では、I～IIの層準の石灰岩を含めての層厚が、60～70mであることから考えると、多良間島の60～70mがI+IIとするとよく調和する。このことは、堆積環境の一樣性というか、地史的な類似性がうかがわれる。

### II. 3.2 パナリ石灰岩 (矢崎, 1976)

パナリ石灰岩は、琉球層群の上部層に相当し、下位の天川石灰岩との間には、顕著な不整合が認められる。この石灰岩は、いわゆる南西諸島が島嶼化した以後に、裾礁として形成されたもので、地質学的時間単位でいえば比較的新しい時代ということになる。多良間島および水納島の海岸線に沿うキノコ岩やベンチがこの石灰岩で形成されている。このベンチの高さは、礁原面上2m前後でかなり一様な高さであることから、田山(1952)・浅野(1942)らは後氷期の高海水準にその理由を帰している。このベンチの前面には、礁面ビーチロック(Reef surface beach rock)や、切立ったベンチの崖にはノッチが形成されているのが常である。岩質は、新鮮な場所で褐灰色～アメ色を呈していて、下位の天川石灰岩よりやや褐色が強く、風化面でもあまり色は変わらない。緻密で硬く、基質は、いわゆる細粒シルト岩石灰岩であるが、多くの場合、径20cm以下のサンゴ礫を持っていることもあって、普通サンゴ礫石灰岩と呼んでいる。サンゴ礫は、ほとんどが群体サンゴの礫であって、単体サンゴ礫がみあたらない。この石灰岩は、細粒シルト岩石灰岩であることから、全体として塊状で、互層状を呈していない。この石灰岩の層厚は、この2つの島で見られるかぎりでは、わずかであって、その全層を見ることが出来ないが、裾礁ということもあっておそらく10～20m前後であろう。この石灰岩には、概して大形化石が少なく、*Marmorostoma* sp.の小形と思われるぬけがらが多くみられる。石灰岩の形成産状が、裾礁状であるということから、横での岩質変化や薄層化は顕著である。

この石灰岩は、サンゴ礫石灰岩であるという特徴と、下地島石灰岩の模式的に発達する下地面と多良間島のパナリ面（標高 10～20 m 以下）がほぼ一致することから、宮古島のⅢの層準に対応するものと考えている。

### Ⅱ. 3.3 前泊石灰岩（矢崎，1976）

矢崎（1976）は、前泊石灰岩・仲筋泥質砂および遠見台石灰岩を一括して、第3表に示すように琉球層群上部層でⅣの層準としてあつかっている。

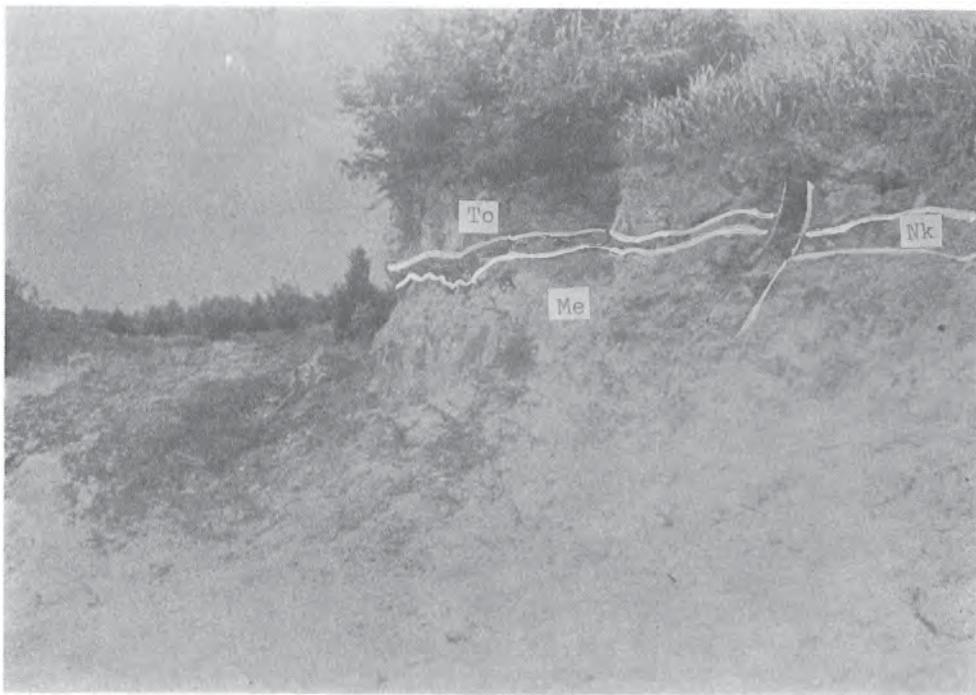
第3表 多良間島前泊石灰岩より産出する貝化石（大山技官の同定）

---

<i>Trochus sandwichensis</i> SOULEYET
<i>Tectus pyramis</i> (BORN)
<i>Marmorostoma stenogyum</i> (FISCHER)
<i>Turbo petholatus</i> (LINNAEUS)
<i>Rautitrona caputserpentis</i> (LINNÉ)
<i>Monetaria (Ornamentaria) annulus</i> (LINNÉ)
<i>M. moneta</i> (LINNÉ)
<i>Pusiostoma mendicaria</i> (LINNÉ)
<i>Virgiconus lividus</i> (HWASS)
<i>Barbatia (Ustularca) bicolorata</i> (DILLWYN)
<i>Gloriopallium pallium</i> (LINNÉ)
<i>Anodontia</i> sp.
<i>Spondylus candidus</i> LAMARCK
<i>Posinia</i> sp.
<i>Echinoneus</i> sp.

---

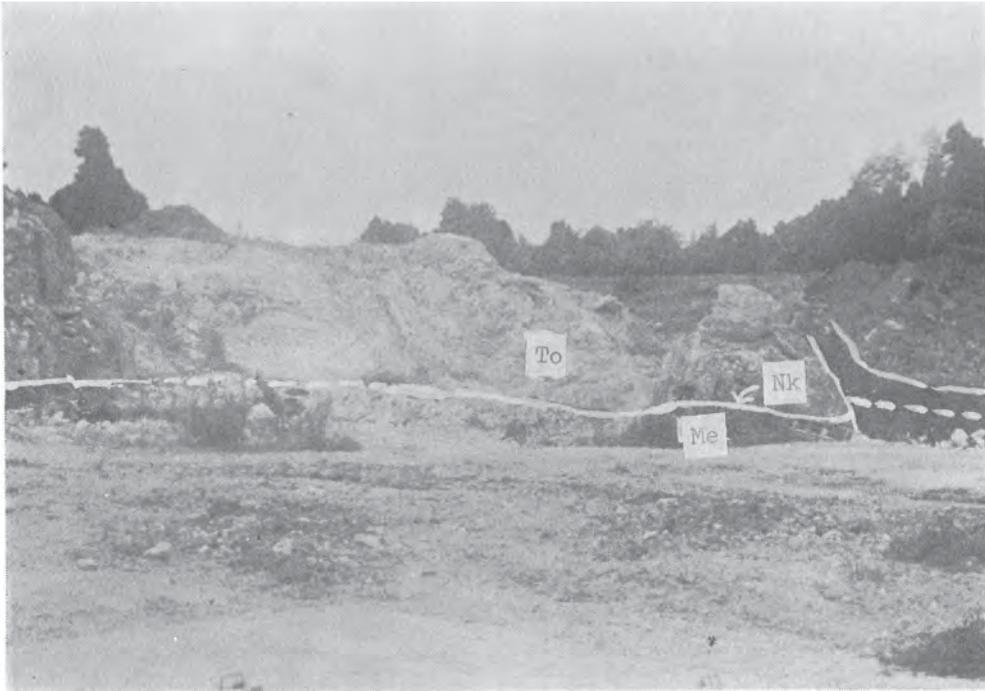
この石灰岩は、第7図のように下位にある天川石灰岩およびパナリ石灰岩を不整合に被い、上位の仲筋泥質砂に不整合に被われる。多良間島での分布は、前泊港の後背地にある遠見台の丘の前面の凹地に一定の中を持ってほぼ東西方向の配列を示して分布している。水納島では、水納島灯台のある丘の南東斜面に、わずかな分布がみられる。岩質は、白色を呈し、第3表のように下半分が粗晶質の中粒～粗粒の碎屑性の有孔虫を主とする石灰砂岩であって、下半部はやや緻密なシルト岩石灰岩を主とする石灰岩であるが、このなかには第3表に示すように多くの現生種の大型化石を産することから、いわゆる *Mollusca Calcarenite* と呼ぶのが当を得ている。この石灰岩の層厚は、多良間島の採石場でみると、そこでは5～6m内外である。堆積形態ならびに分布の範囲などから考えると、横へ薄層化あるいは尖滅が考えられるが、横でこれ以上に層厚を増すことはないようである。水納島にみられるこの石灰岩は、上半部の一部が確認されるが、下半分の石灰岩は確認出来なかった。



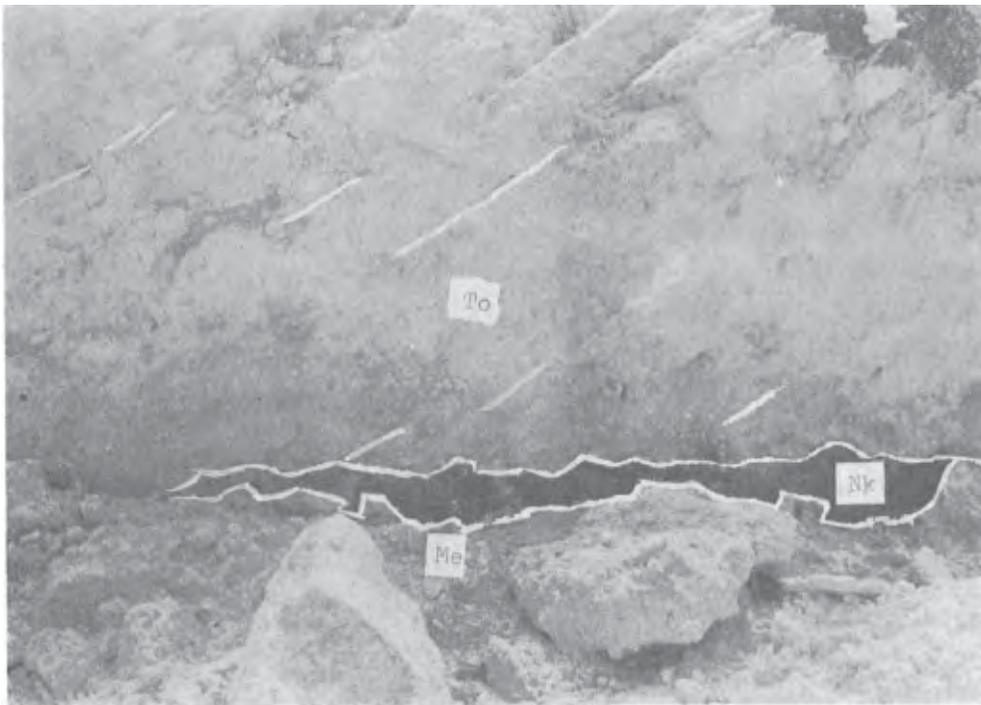
第7図 採石場におけるIV層の関係  
 Me : 前泊石灰岩 Nk : 仲筋泥質砂  
 To : 遠見台石灰岩

### II. 3.4 仲筋泥質砂

この地層は、矢崎（1976）が粘土としてあつかったものであつて、主として風化土壌によって構成されていることから、石灰岩を主とする琉球層群のなかでも特異な地層である。この地層は、第8図・第9図のように下位の前泊石灰岩と上位の遠見台石灰岩とを区別するものであつて、上下の石灰岩とは不整合関係で接している。分布は前泊石灰岩とほぼ同様な範囲にみられただけで、島全体への拡がりはない。水納島での分布は、南東部の丘陵地の斜面にわずかにみられるだけで、ここでも島全体への拡がりはない。岩質は、暗褐色～黒色を呈し、わずかな石灰質砂のはいるレス状の風化土壌によって構成されている。層厚は、薄く0.2～0.5mであるが、上下の石灰岩の分布地域範囲では尖滅したり極端な薄層化がない。上下の石灰岩の白色と暗褐色～黒色のコントラストが鮮明で、限られた地域のよい鍵層として有効である。このわずかな層厚を示す層準からは、第10図のような陸性の*Tanesella (Coniglobus) mercatoria*（シュリマイマイ）の化石が多産する。このマイマイは、右巻きで殻も比較的厚く現在のものと比べてやや大きい。



第8図 採石場におけるIV層準の石灰岩の関係 記号は第7図と同じ



第9図 遠見台石灰岩と仲筋泥質砂との関係を示す拡大写真（採石場）  
遠見台石灰岩の縞目がわかる  
Me：前泊石灰岩 Nk：仲筋泥質砂  
To：遠見台石灰岩



第10図 *Tanesella (Coniglobus) mercatoria* (シュリマイマイ) 山本洋一技官撮影

### II. 3.5 遠見台石灰岩（矢崎，1976）

この遠見台石灰岩は、この地域のなかでもっとも新しい石灰岩である。分布は多良間島および水納島の両島にかけて見られ、高標高の丘陵地だけに限ってその露出がみられる。しかし、横への拡がりはずまき、IVの層準の分布する範囲だけにみられるだけである。下位の仲筋泥質砂とは、一見整合的にみえるが、岩質ならびに堆積構造などから不整合と考えている。上位には、ほとんど風化土壌が発達していない。岩質はやや褐色を示す部分と灰白色を示す部分とが縞状を呈する、いわゆる縞状アワ石状石灰岩である。第11図のような縞目は、級化によるものであるが、色彩的には白色の帯とやや褐色の帯との縞目であり、岩質の上から多少内容がことなる。白色部分は、いわゆる中粒均一アワ石状の石灰砂岩であるのに対して、褐色部分は中粒粗粒の石灰質の砂と、レス状の風化土壌らしい不純物の混入が見られる。このことが、色彩的に二色の縞目を形成する理由である。この縞目の一つのサイクルは、10cm以下であるが、白色部が1に対して、褐色部は2～3の割合である。縞目での傾斜角は南西～南へ20～30°内外を示し、隆起サンゴ礁の現地性の堆積面にしては、あまりにも急傾斜である。普通礁石灰岩の堆積面は、5～10°内外とされていることからみても、20～30°という傾斜面は異常なものである。とくにこの傾斜面している縞状の層理面は、下位にある仲筋泥質砂の水平層に対して斜交している、層厚は、意外と厚く10～15m内外であるが、全層を通じて大形化石はまったく見られない。石灰岩の大部分は、有孔虫と石灰藻および海綿らの碎屑物の集合であって、生物遺骸の破砕物と有孔虫を主とする石灰砂岩である。この石灰岩は、仲筋泥質砂に引き続き陸での形成と考えている。その理由としては、層理面があまりにも急であるということ、大形の貝化石がまったく存在しないこと、かつ異質な土壌の



第11図 遠見台石灰岩の縞目（前泊り海岸）

入ること、ならびに横への岩質変化が著しく一部では古い砂丘へと変わることなどがあることからこの石灰岩は、陸上の凹地へ風で運ばれて来た風成の石灰質砂が、石灰化によって固結したものであろう。

## II. 4 風化土壌

この図幅地域には、新旧2つの風化土壌がある。その1つは、標高10m以上の比較的高台平坦面にみられるものと、標高10m以下の斜面に帯状に分布する2つの風化土壌がある。前者の高標高のものが古く、後者の低標高のものが新しい。古い風化土壌は、部落周辺の大部分の耕地が、これに相当する。水納島の一部にも、この古い風化土壌が部落東方の山地にみられ、わずかな耕地を形成している。厚さは、1m内外ではないかと予想されるが、凹地では多少厚くなる。岩質は粘土質で暗褐色を呈し、南西諸島の多くの島にみられるラテライト質のものより赤くはない。このことは、熱帯～亜熱帯地域に分布する風化土壌の形式からいうと、風化の経過年月があまり長くなかったことが推察される。この古い風化土壌は、前述した仲筋泥質砂と、ほぼ同一面のように見えるが、確証はない。

新しい風化土壌は、多良間島の西方の丘陵地から海岸線に沿って、ほぼ一定の巾を持って同心円状に島の周辺を取り巻いている。層厚は薄く、大部分は古い風化土壌が雨水によって運ばれ、古い砂丘の前面の凹地を充填したものである。そのことを反映しているのか、粘土質の風化土壌のなかに多くの石灰質の砂がまじっている。

水納島では、部落の周辺に古い風化土壌の小分布があるが、そのほかは、古い砂丘に取囲れた平坦な牧草地の大部分が、新しい風化土壌である。ここでの新しい風化土壌は、多良間島と多少異なり、後背地にある古い風化土壌が少ないこともあって、粘土質の土壌が少なくほとんどが砂質である。こんな理由もあって、水納島での耕地が少なく無人化が進む理由でもある。

## II. 5 古砂丘および砂丘

この図幅地域には、新旧2つの砂丘が発達している。古い砂丘が標式的にみられるのは、水納島の標高5m内外の丘陵地である。そこでは、島の新しい風化土壌の牧草地帯を取り囲むような一定の巾をもって同心円状に発達している。多良間島の南西の海岸にも、これに相当する砂丘の小分布がある。一方新しい砂丘は、主としてパナリ石灰岩のいわゆる前面ベンチ前面の海岸線にあるもので、いわゆる浜砂丘である。砂丘の砂は両者とも灰白色～白色を呈するが、古い砂丘がやや灰色が強い。岩質は、大部分が有孔虫および石灰藻の遺骸が破屑されたもので、円磨度がよく、中粒～粗粒がある。層厚は、両者とも3～5m内外が予想されるが、場所により多少のちがいがあがる。

この砂丘のうち、古い砂丘と遠見台石灰岩との関係は段丘面が、大きく異なることから異質なものと考えているが、確証はない。

## II. 6 サンゴ礁

第1図および第2図の航空写真や地質図でも明らかなように、この2つの島の周辺には、美事な環礁状の礁縁的な輪がある。このほか礁湖性の現地性サンゴ礁が発達している。礁縁的な現地性石サンゴの

核はバナリ石灰岩で、その上にサンゴ礁が形成されている。この環礁状の礁縁からみるサンゴ礁の分類 (MAXWELL, 1968) にしたがえば、水納島は伸長プラットホーム礁であり、多良間島は礁湖プラットホーム礁ということになる。

II. 7 対 比

矢崎は、宮古島に分布する琉球層群を、下位から第4表に示すようにI・II・IIIおよびIVという層序に区分した。Iの層準は、琉球層群の最下位の石灰岩で礫状型石灰岩と呼び、IIの層準はいわゆる

第4表 琉球層群の宮古島との対比表

凡例 F: 有孔虫化石を主とする砂質石灰岩 Cg: サンゴ礁をもつ石灰岩 (サンゴ礫石灰岩) Al: Algal を主とする石灰岩 (Algal 石灰岩) Mal: 比較的深い要素をもつ大型貝化石と有孔虫化石の互層状の石灰岩 (互層型石灰岩)

層序区分		多良間島・水納島	宮古島周辺	
琉 球 層 群	上 部	遠見台石灰岩	西浜崎古砂丘	
		仲筋泥質砂	?	
		前泊石灰岩 F	白島崎石灰岩 F	
	中 部	バナリ石灰岩 Cg	下地島石灰岩	上部 Cg
				下部
			平良石灰岩 Al	
	下 部	天川石灰岩 Mal	友利石灰岩	上部 Mal
		?		中部 Mal
		↓		下部
I		保良石灰岩		

互層型石灰岩で琉球層群のなかで、もっとも厚い石灰岩である。この石灰岩は、下部の塊状泥質石灰岩と、中部の砂岩がち互層型石灰岩と、上部の泥質がち互層型石灰岩の3つに分層している。このⅠ・Ⅱ層準の石灰岩は、琉球層群の主部をなすものであって、南西諸島全域にほぼこの層準に属する石灰岩が分布している。Ⅲ層準の石灰岩は、Ⅰ・Ⅱの層準の石灰岩を核として島嶼化した島へ裾礁に形成された石灰岩であって、Ⅱ層準の石灰岩との間に大きな時間的なギャップがある。この石灰岩は、岩質の上から泥質石灰岩の下部と、サンゴ礫をもつサンゴ礫石灰岩の上部とにわけている。Ⅳの層準の石灰岩は、琉球層群のうちでもっとも新しい石灰岩であって、一部には陸成の石灰岩も含まれている。

この図幅地域の琉球層群を宮古島周辺と対比すると、第4表に示すようになる。天川石灰岩は、岩質ならびに大型化石らによると、宮古島の友利石灰岩の上部に対比される。パナリ石灰岩は、岩質・化石および段丘面からみて、宮古島の下地島石灰岩の上部に対比される。

## Ⅱ. 8 地質構造

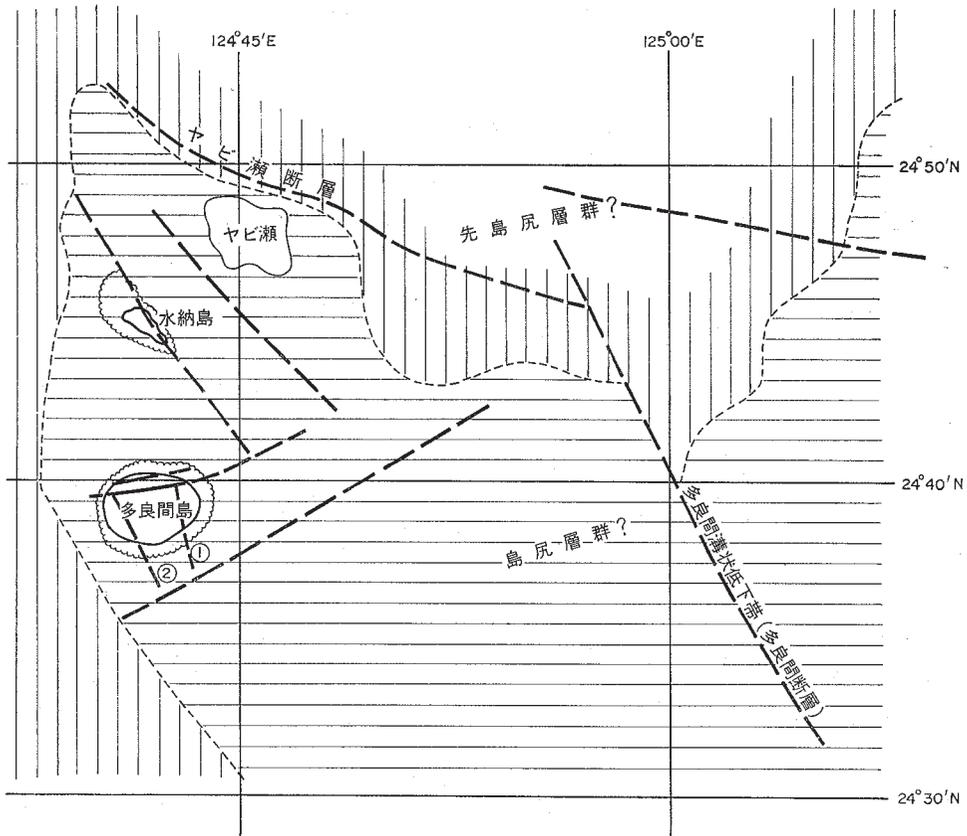
この地域のように陸地がしめる部分が少ない地域では、陸上の資料だけで地質構造を論ずることは出来ない。したがって、10万分の1海図（宮古列島，水路部 1926）ならびに周辺海域の調査結果を参考として検討した。その結果、この地域には3つの方向性をもつ断裂系があることが確認される。そのひとつは、九州南西部から南西へのびる琉球弧方向にほぼ平行にのびるものと、これに直交する、九州－パラオ海嶺方向のものと、さらにWNW-ESE（ほぼ東西）方向、すなわち大東海嶺（沖大東島と沖の鳥島を結ぶ海嶺）方向を示すものである。九州－パラオ海嶺方向を示すものの代表としては、小西（1965）のいう宮古凹地および宮古山稜がこの方向に一致する。このほかこのような方向性をもつ地形的な低下帯は、宮古島と多良間島のほぼ中間にある多良間溝状低下帯、多良間島と石垣島のほぼ中間にある石垣島溝状低下帯らが認められる。これらの低下帯および上昇帯は、周辺海域調査の結果から断層であることが推察されている。したがって、この地域に近い多良間溝状低下帯を多良間断層と呼ぶ。この多良間断層の系列に入る断層を陸上部でみると、次の2つの断層がある。普天満－塩川断層および大ドウ崎から北西にのびる大ドウ崎断層とがある。海域の島の周辺部には、多良間島南西に2条と、水納島南西に1条の海底地形上のくいちがいがある。これらの地形上にみられるくいちがいは、いずれも断層であることが予想される。

琉球弧方向を示す断裂系は、主として海底地形上のくいちがいとして明瞭に考えられる。この地域の陸上では、この方向に対応する顕著な断層は少なく、多良間島北部のⅣ層準の分布する地域に2条の断層が確認されているのと、島のほぼ中心部を、北東－南西に切る断層がこの方向の断裂系を示すものである。

大東海嶺方向の断裂系は、陸地では明瞭にみることが出来ないが、水納島の北部海岸沿いに北西－南東方向にのびる断層がこの方向の断裂系に相当する可能性がある。この断裂系は、むしろ海域においてよく発達している。すなわち、水納島と「ヤビ瀬」との海峡にあるV字形の谷は、これを実証しており、海域の調査結果でもこの断層は確認されている。

第12図にみられるように、3つの方向を持つ断裂系についてのべたが、このうち大きなものは、いずれも海域にある多良間断層ならびにヤビ瀬断層である。このうち多良間断層は、横ずれの成分が大きく、多良間島地域を北へ押している。

「ヤビ瀬」断層の東方への延長は、伊良部島の南の海域を通り、宮古島の久松部落から東海岸の吉野部落へのびている大きな断層である。この断層は、宮古島でみると北側から南へ突き上げる逆断層である。陸地にみられるこのほかの断層は、ほとんどが正断層であるが、落差のあまり大きなものはない。これら断層の新旧は、明確ではないが、大東海嶺方向のものが、比較的古く、九州-パラオ海嶺方向のものが新しく、この中間的なものが琉球弧方向の断裂系ではないかと考えている。第3図の断面でも明



凡例

- 断層
- - - 島棚と島棚斜面の境界線
- ▨ 島棚(石灰岩および島尻層群が予想される)
- ▤ 島棚斜面(先島尻層群が予想される)

- ① 普天満-塩川断層
- ② 大ドウ崎断層

第12図 多良間島・水納島周辺の主な構造と周辺海域の予想地質

らかなように、多良間島は、北側が高く、南側が低いということから、南側が沈む傾動運動がみられるが、水納島では、このような傾向がみられない。

### Ⅲ. 応用地質

#### Ⅲ. 1 石 材

多良間島においては、バナリ石灰岩以外の石灰岩が採石されている。天川石灰岩は、コンクリートブロックの骨材として使用されているが、前泊石灰岩ならびに遠見台石灰岩は、道路の補修用に使用されているにすぎない。これらの石材も、島内の需要があつてのことであつて、需要ない時期は閉山している。

#### Ⅲ. 2 水 理

多良間島には、沖縄開発庁により実施された水源用の坑井が、部落西方の凹地に掘削されていて、ある程度の地下水を確保しているということであるが、どの程度の揚水が出来るのか不明である。水納島には目下のところ水源はなく、天水だけがたよりになっている。第13図は水納島の牧草地にある溜池であるが、地表水をここに集めて必要に応じてポンプで揚水し家畜にあたえている。



第13図 水納島の水井戸。と言っても平地に穴を掘り周辺を石灰岩やサンゴ礫らで石積みをして、地表水をたくわえておくものである。

## 文 献

- 浅野 清(1942) 南洋群島の珊瑚礁に就きて. 東北大地古邦報, vol. 39, p. 27-45.
- 坊城俊厚・矢崎清貴(1972) 琉球弧南部における新第三系と「琉球構造線」の意義(演旨). 地質調月, vol. 24, p. 107-108.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1976) The surface of the Ice-age earth. *Science*, vol. 191, p. 1131-1137.
- DOAN, D. B., PASDUR, J. E. and FOSBERG, F. R. (1960) Military Geology of the Miyako archipelago, Ryukyu-retto. *Geol. Surv. Branch. Intell. Div. Office Eng. Hg. U. S. Army Forces, Far East. Personnel of U. S. Geol. Surv.*, 214p.
- 第6次沖縄天然ガス調査講師団(1970) 第6次沖縄天然ガス資源調査現地報告書. 琉球政府, p. 6-28 (MS).
- 半沢正四郎(1932) 沖縄島に*Neoschwagerina*石灰岩の発見. 地質雑, vol. 39, p. 672.
- HANZAWA, S. (1935) Topography and Geology of the Riukiu Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. 2nd ser. (Geol.)*, vol. 17, 59p.
- HIRATA, K. (1956) Ecological studies on the recent and raised coral reefs in Yoron Island. *Sci. Rep. Kagoshima Univ.*, vol. 5, p. 97-118.
- 賀田真一(1886) 沖縄宮古八重山記行, 東京地学協会報, 第7年報, vol. 5, p. 3-7.
- 木崎甲子郎・沖縄地学会(1975) 沖縄の自然(一その生いたちを訪ねて). 平凡社, 東京, p. 132-142.
- 小西健二(1965)琉球列島(南西諸島)の構造区分. 地質雑, vol. 71, p. 437-457.
- (1967) 太平洋域周縁相礁石灰岩の年代測定と地殻変動率. 第四紀研究, no. 6, p. 207-223.
- KONISHI, K., SCHLANGER, S. O. and OMURA, A. (1970) Neotectonic rates in the central Ryukyu Islands derived from  $^{230}\text{Th}$  coral ages. *Marine Geol.*, no. 9, p. 225-240.
- , OMURA, A. and NAKAMICHI, O. (1974) Radiometric coral ages and sea level records from the late Quaternary reef complexes of the Ryukyu Islands. *Proc. II Intern. Coral Reef Symp. 2, Great Barrier Reef Commt., Brisbane*, p. 595-613.
- MACNEIL, F. S. (1960) The Tertiary and Quaternary gastropoda of Okinawa. *U. S. Geol. Survey Prof. Pap.*, no. 339, 148p.
- MAXWELL, W. G. H. (1968) *Atlas of the great barrier reef*. Elsevier, 258p.
- 野田睦夫・沖村雄二(1972) 与論島, 琉球石灰岩の生相と岩相, 1. 層序. 日本地質学会第79年学術大会講演要旨集 p. 231.
- 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). 東北大地古邦報, vol. 63, p. 1-39.
- (1969) 奄美群島, 徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質(2). 東北大地古邦報, vol. 68, p. 1-17.
- 沖村雄二・三井さち子(1973) 喜界島の琉球石灰岩層群. 日本地質学会第80年学術大会講演要旨集, p. 35.
- 沖縄第四紀調査団(1976) 沖縄・宮古群島の第四系(一とくに“琉球石灰岩”の層序について). 地球科学, no. 30, p. 1-18.
- OMURA, A. (1972) Stratigraphic notes on Yoron-jima; with special reference to the Quaternary Deposits. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, no. 17, p. 33-42.

- 大田陽子・成瀬 洋(1977) 日本の海成段丘(一環太平洋地域の海面変化・地殻変動の中での位置づけ)。科学, vol. 47, p. 281-292.
- 鹿間時夫(1952) 第四紀・地団研叢書3, p. 50-62, 地学団体研究会.
- 高安克己(1976) 沖縄本部半島北部の第四紀石灰岩。地質雑, vol. 82, p. 153-162.
- 田山利三郎(1952) 南洋群島の珊瑚礁。水路部報告, vol. 11, p. 1-290.
- YABE, H. and HANZAWA, S. (1925) A geological problem concerning the raised coral-reefs of the Riukiu Island and Taiwan ; Consideration based on the fossil foraminifera faunas contained in the raised coral-reef formation and the youngest deposits underlying it. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.* , vol. 7, p. 29-56.
- 矢崎清貫(1976 a) 宮古島の石灰岩の層序と堆積機構。琉球列島の地質学研究, vol. 1, p. 111-121.
- (1977 b) 南島つれづれの記,その5(一古代文化を区切った宮古凹地一)。地質ニュース, no. 269, p. 20-31.



**QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1: 50,000

**Miyako-jima (19) No.5**

---

**GEOLOGY**  
**OF THE**  
**TARAMASHIMA DISTRICT**

By

**Kiyotsura YAZAKI**

(Written in 1976)

---

(Abstract)

The area includes two small islands, Tarama — Shima and Minna — Jima, located at the southern part of the Ryuku Arc. The geology of these islands consists of the Quaternary coral reef limestone and the sandstone correlated with the lower part of the Tertiary Shimajiri Group. The latter is not exposed on the surface, and has been taken within a water well. The stratigraphic classification in the area is shown in Table 1.

The stratigraphic relationships among the formations of Ryūkyū Group are unconformable each other.

The Amakawa Limestone is of the so-called "alternation-type" and consists of mainly the alternation of algal and foraminiferal calcarenites. The Panari Limestone is composed of coral reef limestone and calcilutite with fine-texture in groundmass.

The Maetomari Limestone is divided into the two parts based on the rock facies. The lower part is medium foraminiferal calcirudite and the upper part in molluscan calcarenite abundant with shell fossils.

Table 1. Geologic sequence in Tarama-Shima and Minnai-jima

Quaternary	Recent	Dune sand Old dune sand Young soil Old soil
	?	Ryūkyū Group
Pleistocene	Tōmidai Limestone	
	Nakasuji Mudy Sand	
	Maetomari Limestone	
	Panari Limestone	
	Amakawa Limestone	
Neogene	Pliocene ~ Miocene	Shimajiri Group

The Nakasuji Soil is muddy sand of 0.2 to 0.5 m in thickness, and including fossil snails: *Ganesella (Coniglobus) mercatoria*.

The Tomidai Limestone is composed of terrestrial limestone originated from old sand-dune.

The thickest formation in the Ryūkyū Group is the Amakawa Limestone of 50 to 70m in thickness and the others are distributed rather locally and under 30m in thickness.

The fracture system in the area is shown by faults of three directions: 1) the direction being parallel to the Ryūkyū Arc, 2) the direction of Kyūshū-Palao Ridge meeting at right angle with the Ryūkyū Arc and 3) the Daito ridge direction of WNW-ESE.

A typical fault of the Kyūshū-palao Ridge direction is shown by the Tarama fault running between Tarama-shima and Minna-jima.

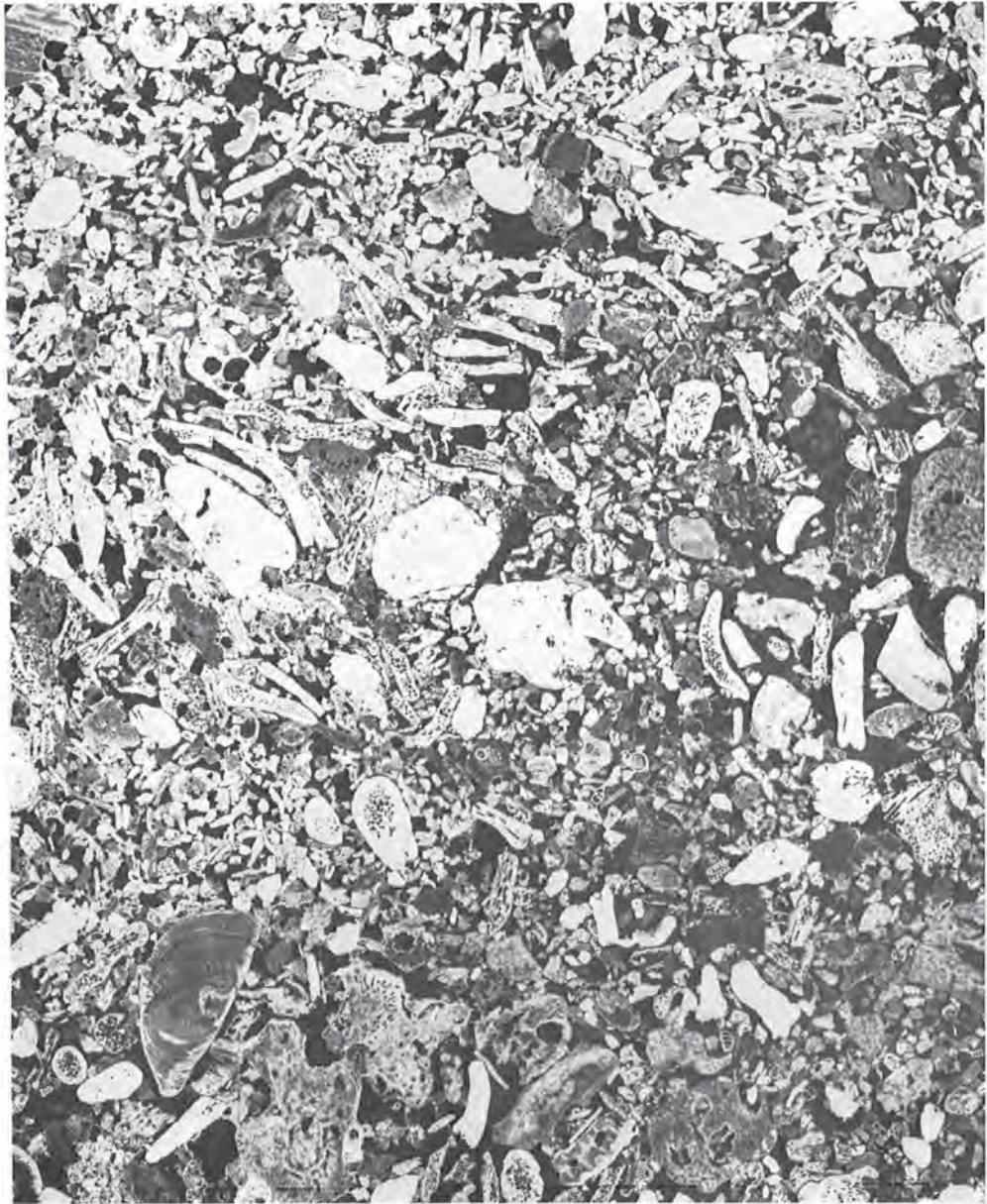
The Daito ridge direction is represented by the Yabise Fault off north coast of Minna-jima. The faults corresponding to the direction being parallel to the Ryūkyū-Arc are not so large and occur at three locations in Tarama-shima.

The time relation of formation of the three directions in the fracture system is not clear. However, it is estimated that the faults of the Daito ridge direction are comparatively older than those of other two directions.



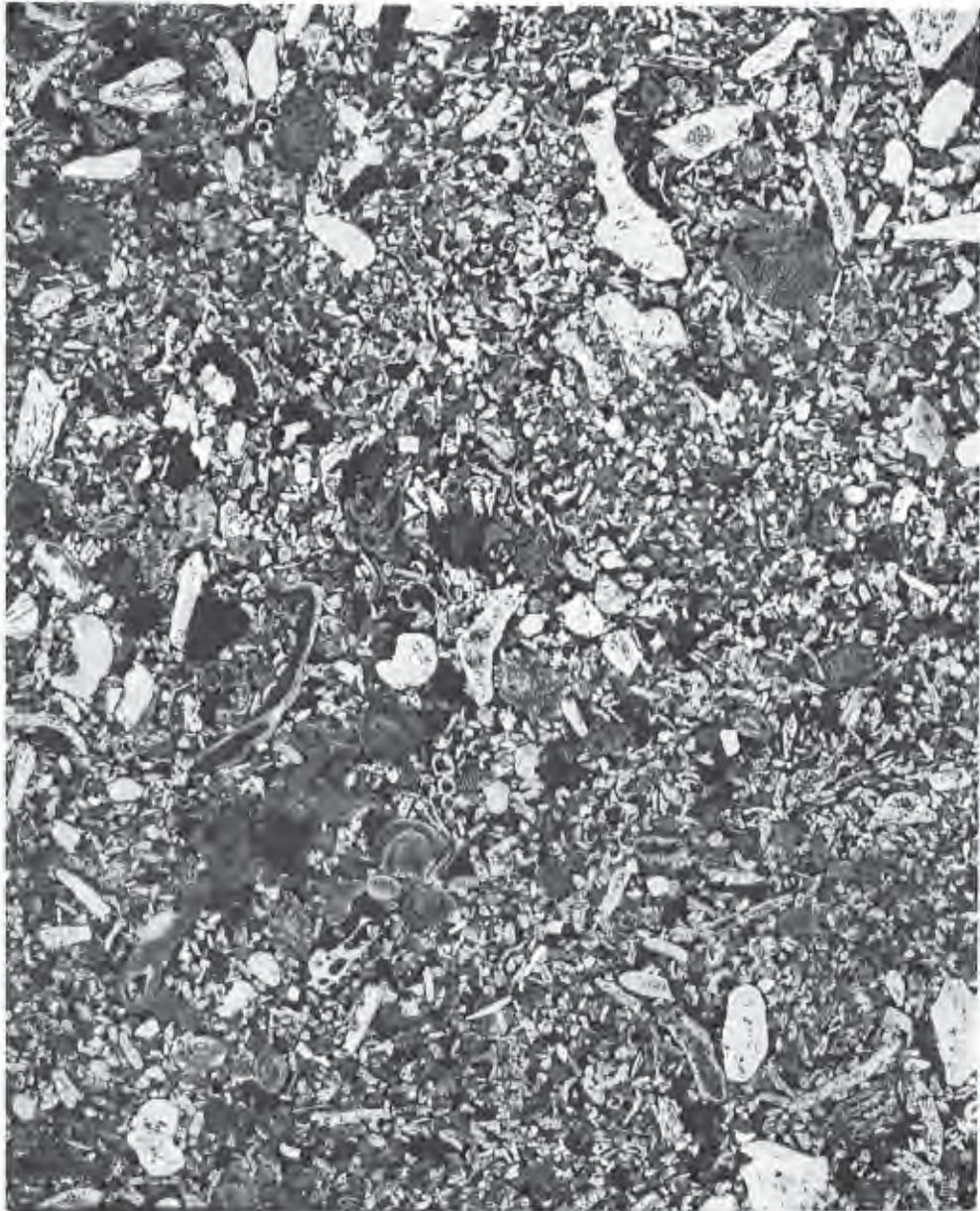
第1 図版 天川石灰岩の薄片写真 Algal biolithite

1.5 cm



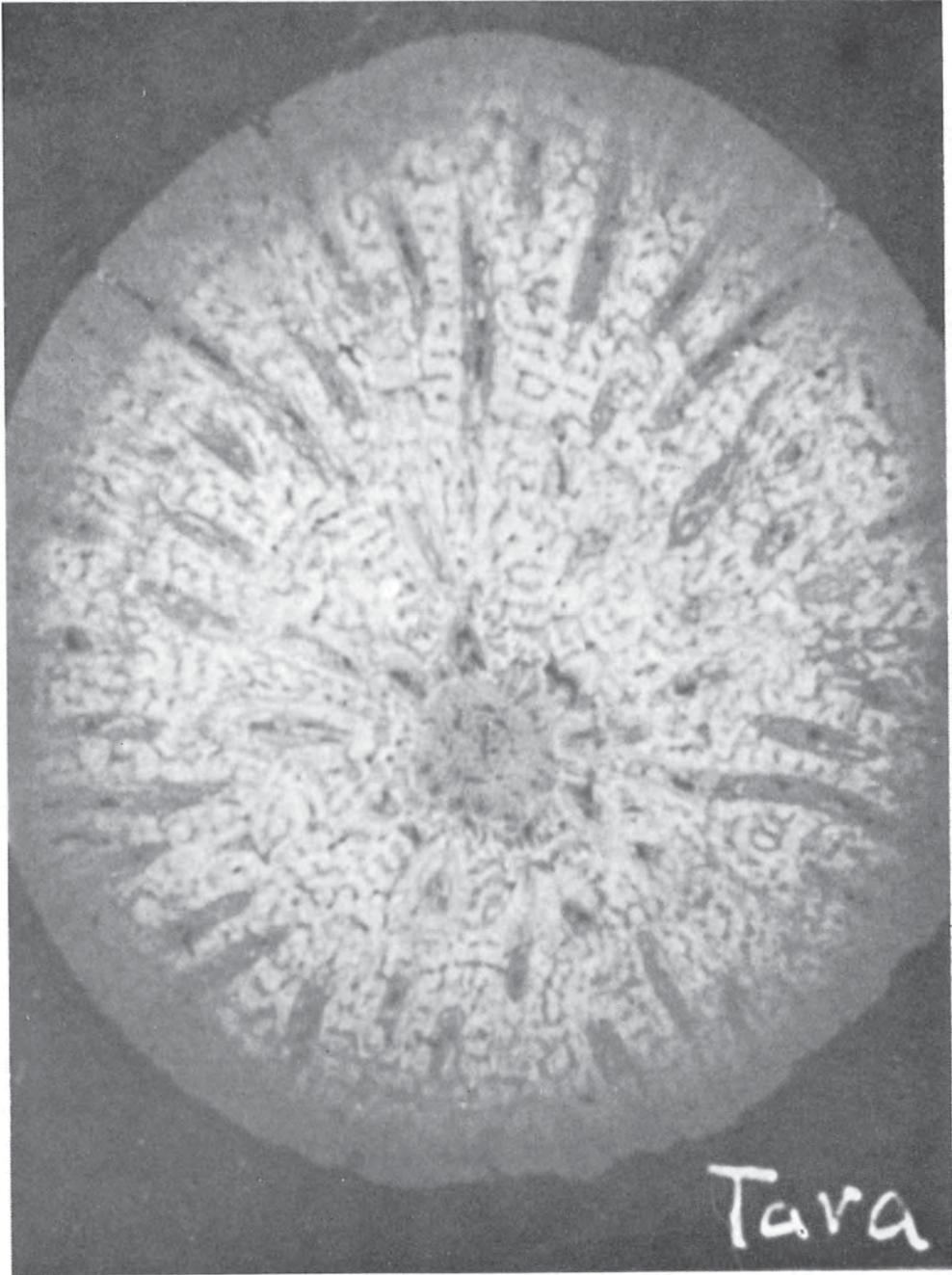
第II図板 前泊石灰岩の薄片写真 Calcarenite

2 cm



第Ⅲ図版 遠見台石灰岩の薄片写真 Foraminiferal Calcareenite  
有孔虫化石が入っている

2 cm



第IV図版 多良間島南岸に打上げられる円柱形をした石灰藻断面の薄片写真

2.5 cm

---

昭和52年11月1日 印刷  
昭和52年11月4日 発行

工業技術院地質調査所

川崎市高津区久本 135

印刷者 木村正義  
印刷所 創文印刷