

地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
宮古島(19)第6号  
NG-51-12・18-1

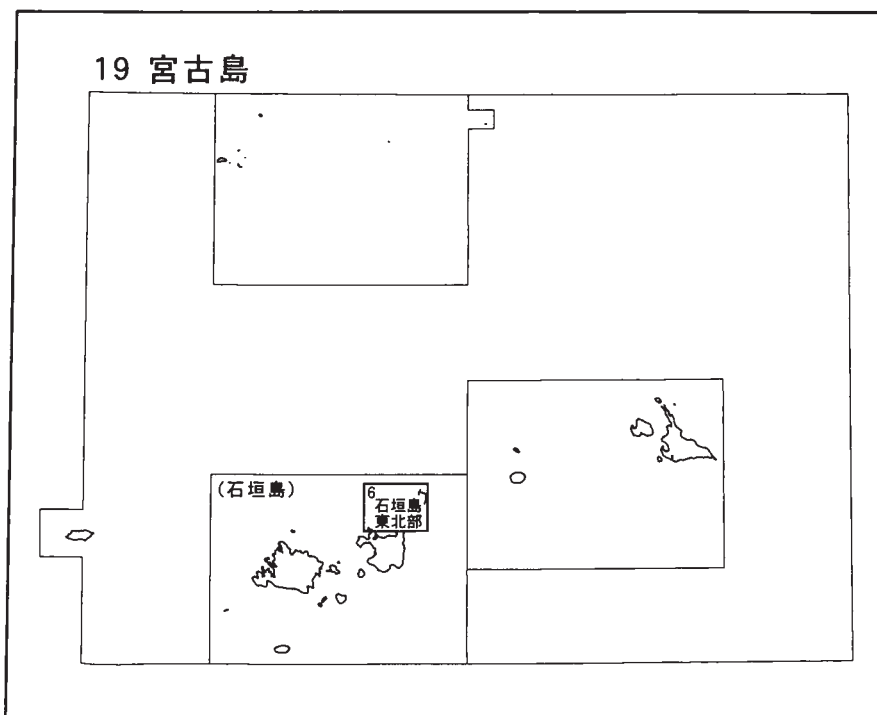
## 石垣島東北部地域の地質

金子慶之・川野良信・兼子尚知

平成 15 年

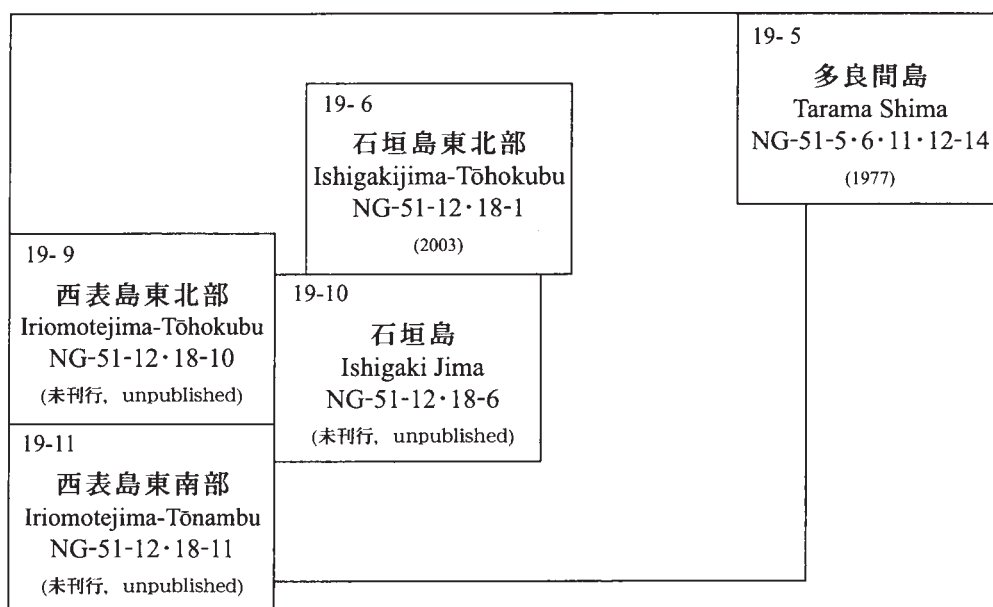
独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

位置図



( ) は 1 : 200,000 図幅名

5万分の1地質図幅索引図  
Index of the Geological Map of Japan 1 : 50,000



# 石垣島東北部地域の地質

金子慶之\*・川野良信\*\*・兼子尚知\*\*\*

「石垣島東北部」地域の地質図作成は旧地質調査所及び現在の地質調査総合センターにおける地質図幅研究の一環として行われたもので、野外調査は平成12・13年の両年度にわたって実施された。八重山変成岩類を金子、宮良層群を川野・兼子、脈岩類を川野・金子、琉球層群と完新統を兼子がそれぞれ担当し、全体の取りまとめは金子が行った。

本図幅地域の調査研究に際し、琉球大学理学部の加藤祐三教授、木村政昭教授、林 大五郎教授、新城竜一助教授、木崎甲子郎名誉教授の方々には石垣島の地質に関して有益なご教示を頂いた。現地調査にあたっては、石垣市役所都市計画課の富永 忠氏ならびに多くの市役所職員の方々からさまざまな便宜を図って頂いた。また、現地踏査では香川大学工学部の寺林 優助教授、筑波大学地球科学系の安間 了博士、鹿児島大学理学部の山本啓司博士、HAFEEZ. U. REHMAN 氏、山形大学理学部の加々島慎一博士、金沢大学大学院自然科学研究科の山田茂昭博士にご協力頂いた。愛媛大学沿岸環境科学研究センターの奈良正和博士には野底層の凝灰岩中の生痕化石の同定をして頂いた。以上の方々に深く謝意を表す。

本研究のために使用した薄片は、野神貴嗣・大和田 朗・福田和幸の各氏の製作による。

(平成14年稿)

---

## 所 属

\* 横浜国立大学（平成11-12年度地質調査所在任，平成13-14年度地球科学情報研究部門在任・併任）

\*\* 佐賀大学（平成12年度地質調査所併任，平成13-14年度地球科学情報研究部門併任）

\*\*\* 地質標本館

Keywords : geological map, 1 : 50,000, Ryukyu Island Arc, Yaeyama Islands, Ishigaki Island, Hirakubo Peninsula, Kabira Peninsula, Permian, Triassic, Early Jurassic, Eocene, Pleistocene, Holocene, Yaeyama Metamorphic Rocks, Tomuru Formation, Miyara Group, Miyaragawa Formation, Nosoko Formation, Ryūkyū Group, Nagura Formation, Ōhama Formation, Dune deposits, Beach sand deposits, Beach rock, Alluvium, Rhyolite, Nosokoishizaki Andesite, Oonosaki Andesite, Nosokozaki Andesite, High P/T type metamorphism

## 目 次

第1章 地 形	1
1.1 山地・斜面の地形	2
1.2 平野・河川の地形	3
1.3 海岸の地形	3
第2章 地質概説	4
第3章 八重山変成岩類（トムル層）	7
3.1 概要及び研究史	7
3.2 平久保ユニット	7
3.3 伊原間ユニット	11
3.4 構造地質	12
3.4.1 構造要素	12
3.4.2 地質構造	14
3.5 岩 相	16
3.5.1 泥質片岩及び砂質片岩	16
3.5.2 塩基性片岩	18
3.6 変成作用と変成年代	20
第4章 宮良層群	25
4.1 概要及び研究史	25
4.2 宮良川層	25
4.3 野底層	26
4.3.1 凝灰岩	29
4.3.2 凝灰角礫岩	34
4.3.3 安山岩溶岩	39
4.3.4 流紋岩溶岩	43
第5章 貫入岩類	49
5.1 概要及び研究史	49
5.2 流紋岩	49
5.3 斑 岩	51
5.4 安山岩	53
5.5 石英脈	55
5.6 輝石安山岩	55
第6章 琉球層群	58
6.1 概要及び研究史	58
6.2 名蔵層	58
6.3 大浜層	59
第7章 完新統	63
7.1 概 要	63
7.2 沖積層	63
7.3 砂丘堆積物	63
7.4 海浜砂	63
7.5 ビーチロック	63
7.6 埋立地	64
第8章 断 層	65
8.1 大浦断層	65
8.2 野底断層	65

第9章 応用地質	66
9.1 資源地質	66
9.2 自然災害	66
9.2.1 地震・津波	66
9.2.2 海底火山噴火	67
文 献	69
Abstract	71

## 図・表目次

第1.1図 石垣島の地質概略と本図幅範囲	1
第1.2図 本図幅地域の地形	2
第1.3図 海岸に発達するノッチ	3
第2.1図 石垣島東北部図幅地域の地質概略図	5
第2.2図 石垣島東北部図幅地域の地質統括図	6
第3.1図 明石南部から望む平久保半島東部の景観	8
第3.2図 玉取崎展望台から北方を望む伊原間地域東部の景観	8
第3.3図 トムル層, 各ユニットの柱状図	9
第3.4図 トムル層の砂質片岩及び泥質片岩と塩基性片岩の産状	9
第3.5図 枕状溶岩の原岩組織を残すトムル層塩基性片岩	10
第3.6図 トムル層の塩基性片岩中に産するチャート起源と思われる珪質片岩の産状	10
第3.7図 トムル層の砂質片岩及び泥質片岩中に見られる塊状の炭質物	11
第3.8図 トムル層の模式地となったトムル崎	11
第3.9図 ピローブレツチャーもしくはハイアロクラスタイトの原岩組織を残すトムル層塩基性片岩	12
第3.10図 トムル層の地質構造図	13
第3.11図 トムル層の地質断面図	14
第3.12図 トムル層の砂質片岩及び泥質片岩と塩基性片岩の層理面と片理の産状	14
第3.13図 トムル層の砂質片岩及び泥質片岩中に認められる非対称石英脈	15
第3.14図 トムル層塩基性片岩中に見られるF <sub>1</sub> 褶曲と褶曲軸面劈開	15
第3.15図 トムル層の砂質片岩及び泥質片岩と塩基性片岩中に見られる右横ずれ断層	16
第3.16図 トムル層の砂質片岩及び泥質片岩と塩基性片岩の試料採取地点	17
第3.17図 トムル層砂質片岩及び泥質片岩の変成鉱物の分布	19
第3.18図 トムル層砂質片岩及び泥質片岩の薄片写真	20
第3.19図 トムル層塩基性片岩の変成鉱物の分布	22
第3.20図 トムル層塩基性片岩の薄片写真	23
第3.21図 石垣島と竹富島における富崎層及びトムル層の変成分帯と変成年代	24
第4.1図 宮良川層の成層した石灰岩	26
第4.2図 宮良川層の柱状図	27
第4.3図 宮良川層の砂質石灰岩	28
第4.4図 軟体動物化石を含む宮良川層の礫岩	28
第4.5図 大浜層に覆われる宮良川層	29
第4.6図 宮良川層と野底層の境界部	31
第4.7図 金武岳～大野岳周辺の野底層ルートマップ	32
第4.8図 野底半島における野底層ルート柱状図	32
第4.9図 大浦川流域の野底層ルートマップ	33
第4.10図 野底層凝灰角礫岩に見られる破碎帯	34
第4.11図 野底層凝灰岩の産状	34

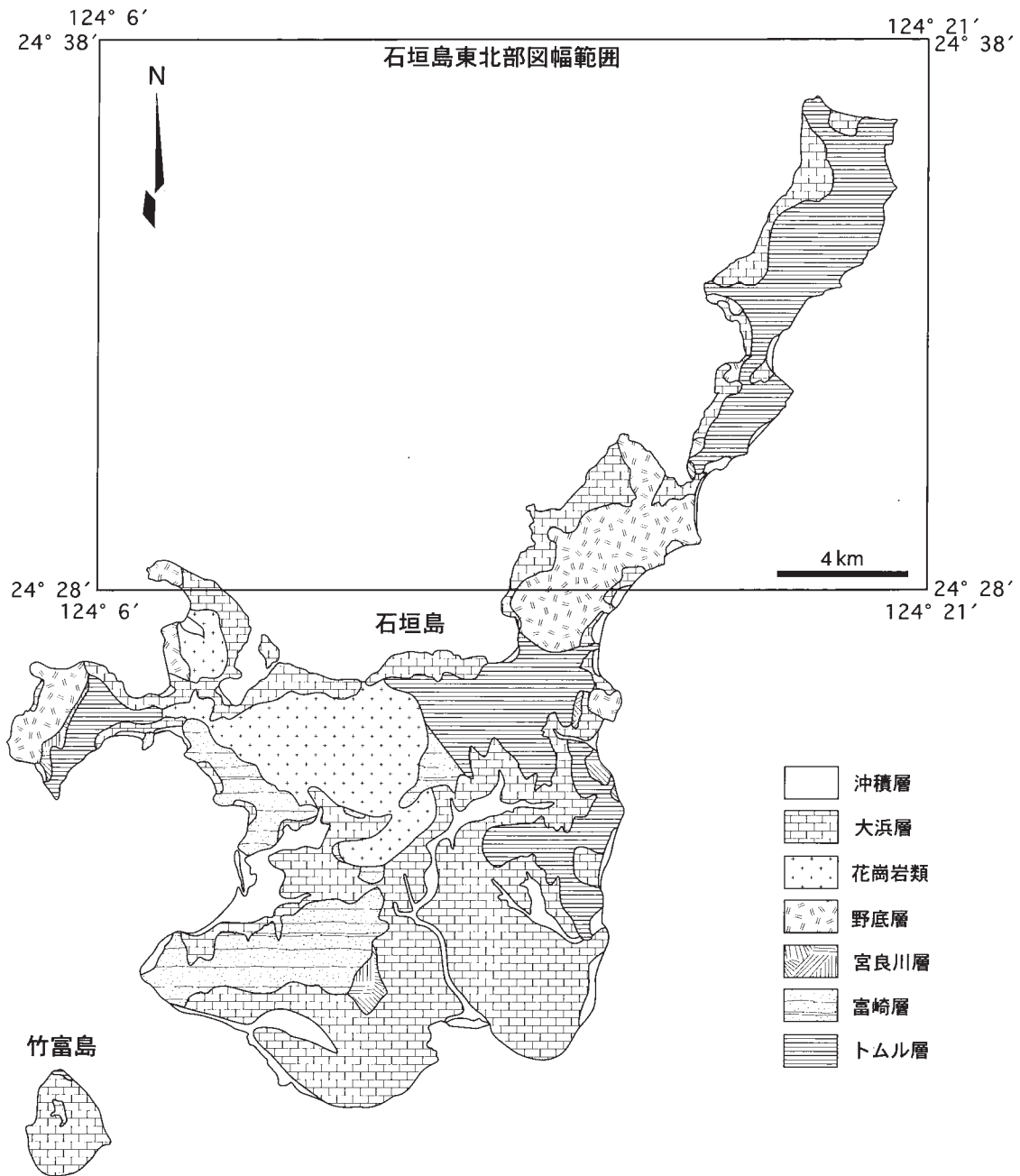
第 4.12 図	吹通川流域の野底層ルートマップ	35
第 4.13 図	大浦川～野底石崎地域の野底層ルートマップ	35
第 4.14 図	野底層砂質凝灰岩中に見られる生痕化石	36
第 4.15 図	野底層凝灰岩に見られる断層	36
第 4.16 図	野底層凝灰岩の顕微鏡写真	37
第 4.17 図	野底層凝灰角礫岩の産状	37
第 4.18 図	大浦山周辺の野底層ルートマップ	38
第 4.19 図	野底層凝灰岩中に認められる宮長川層の石灰岩礫	39
第 4.20 図	野底岳北東部山地の野底層ルートマップ	40
第 4.21 図	野底層と大浜層との不整合	41
第 4.22 図	吹通川南方山地の野底層ルートマップ	42
第 4.23 図	川平石崎周辺の野底層ルートマップ	42
第 4.24 図	野底層安山岩溶岩の産状	43
第 4.25 図	野底層安山岩・流紋岩の組成変化図	45
第 4.26 図	野底層火山岩及び貫入岩類の分析試料採集位置図	45
第 4.27 図	野底層安山岩溶岩の顕微鏡写真	46
第 4.28 図	野底層安山岩礫の顕微鏡写真	47
第 4.29 図	野底層の流紋岩溶岩	47
第 4.30 図	平離島の野底凝灰角礫岩に貫入する野底層流紋岩	48
第 4.31 図	流紋岩の顕微鏡写真	48
第 5.1 図	流紋岩岩脈の産状	51
第 5.2 図	流紋岩岩脈の顕微鏡写真	52
第 5.3 図	野底層流紋岩溶岩に貫入する斑岩シート	52
第 5.4 図	斑岩岩脈の顕微鏡写真	53
第 5.5 図	安山岩の産状	54
第 5.6 図	安山岩の顕微鏡写真	54
第 5.7 図	野底崎地域の野底層・貫入岩ルートマップ	55
第 5.8 図	野底崎に見られる安山岩岩脈	56
第 5.9 図	安山岩岩脈の顕微鏡写真	56
第 6.1 図	名蔵層の砂礫層	59
第 6.2 図	現地性サンゴを含む大浜層の石灰岩	60
第 6.3 図	斜交葉理を示す大浜層の石灰岩	60
第 6.4 図	礫質な大浜層の石灰岩	61
第 6.5 図	巨礫サイズの大浜層の基底礫岩	61
第 6.6 図	トムル層を不整合で覆う大浜層	62
第 7.1 図	多良間西方の海岸に見られるビーチロック	63
第 9.1 図	浦崎付近の大浜層の石灰岩転石	68
第 3.1 表	トムル層砂質片岩及び泥質片岩の鉱物組み合わせ	18
第 3.2 表	トムル層塩基性片岩の鉱物組み合わせ	21
第 4.1 表	宮良層群産の化石一覧	30
第 4.2 表	野底層安山岩・流紋岩の全岩化学組成	44
第 5.1 表	貫入岩類の全岩化学組成	50
第 5.2 表	貫入岩の K-Ar 年代値	50
第 9.1 表	石垣島周辺の代表的な地震被害	67
第 9.2 表	明和の大津波による石垣島の被害状況	68
Fig.1	Summary of the geology of the Ishigakijima-Tōhokubu District	72

# 第1章 地 形

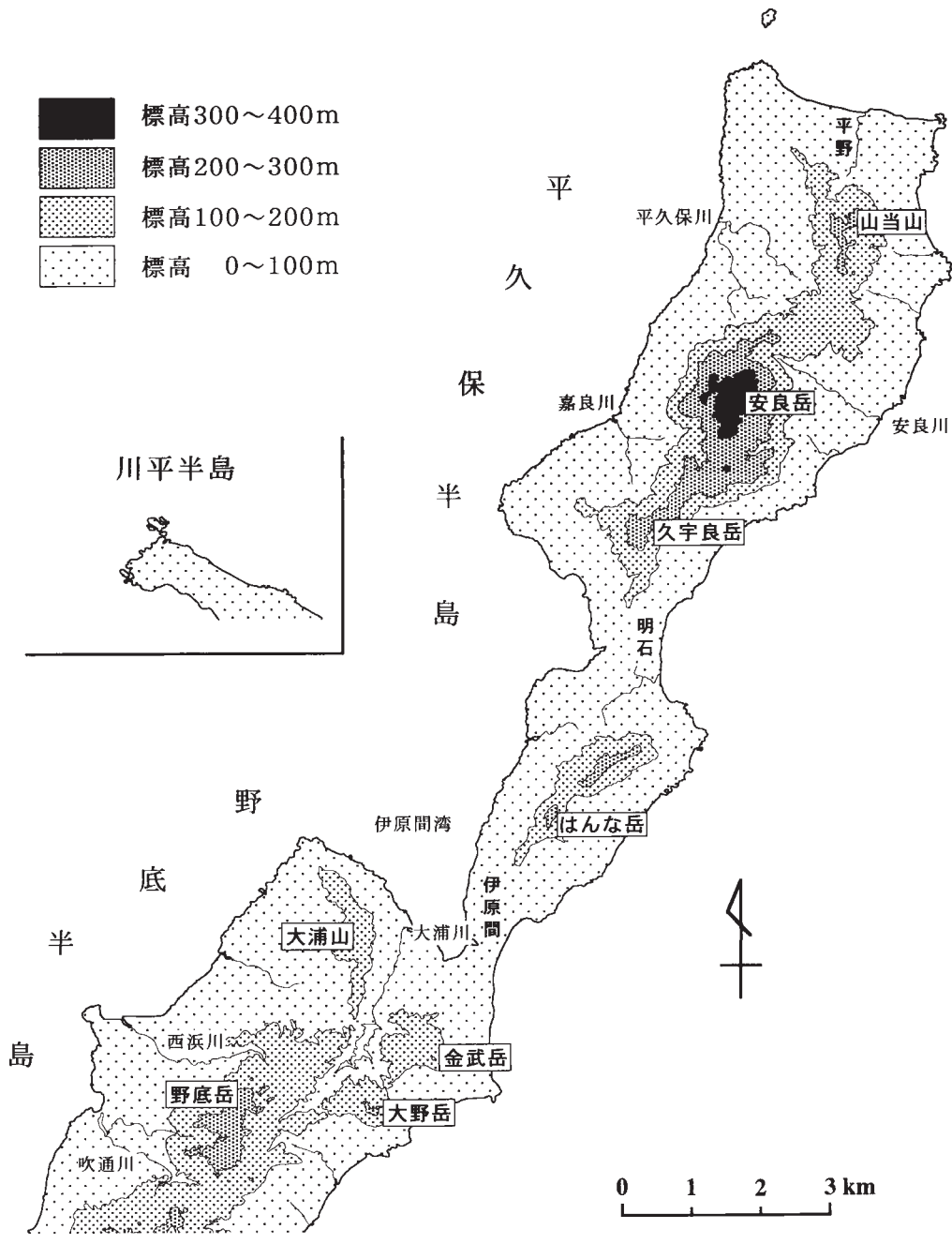
(金子慶之・川野良信・兼子尚知)

「石垣島東北部」図幅地域は北緯 $24^{\circ}28'$ - $24^{\circ}38'$ ，東経 $124^{\circ}6'$ - $124^{\circ}21'$ （ただし，日本測地系；世界測地系では北緯 $24^{\circ}28'19.7''$ - $24^{\circ}38'19.7''$ ，東経 $124^{\circ}6'01.4''$ - $124^{\circ}21'01.4''$ ）の範囲内の陸域に相当する（第1.1図）．石垣島の本体を成す主要部分はほぼ五角形を呈し，その北東端から

北東へ18kmにわたって野底半島と平久保半島が連なって伸び，本体の北西端から北方に川平半島，西方に屋良部半島がそれぞれ4kmほど突き出ている（中川ほか，1982）（第1.2図）．また，石垣島の海岸から周囲約1kmの範囲にはサンゴ礁が発達し，風光明媚な景観を



第1.1図 石垣島の地質概略と本図幅範囲  
緯度経度は日本測地系による



第 1.2 図 本図幅地域の地形

見せている。

図幅地域には平久保半島の全域、野底半島北部及び川平半島の先端部が含まれ、行政的にはすべて沖縄県石垣市に属する。

### 1. 1 山地・斜面の地形

図幅範囲のおよそ 74% は標高 100m 以下の平野部で、サトウキビの栽培、和牛と馬の放牧場として利用されている。標高 100m 以上の山地及び斜面はおよそ 26% であり、そのうち標高 200m 以上は 5.2%、300m

以上は 0.8% を占めている。図幅地域内最高峰は平久保半島にある安良岳<sup>やすらだけ</sup>で標高 336.0m であり 300m を越える山地はその一帯に限られる。安良岳のある北東部の山塊とはんな岳（標高 238.9m）のある南西部の山塊はそれらの間にある低地によって繋がった陸繋島である。更にはんな岳のある山塊は伊原間集落がある低地によって野底半島と繋がる。すなわち、野底半島の陸繋島がはんな岳山塊で、更にはんな岳山塊の陸繋島が安良岳山塊となる（第 1.2 図）。

東北端の山塊では安良岳山系が北東—南西方向に伸び、その北端に山当山（246.9m）が、南端に久宇良岳





第 1.3 図 海岸に発達するノッチ（平離島南東約 1km の海岸）

(254.8m) がそれぞれ位置する。野底半島には野底岳と大浦山を繋ぐ西側の山系と大野岳と金武岳を繋ぐ東側の山系に大別され、両者を分けるのが半島の中央を南西-北東に流れる大浦川である。更に野底岳から大浦川と直交して大野に流れ下る河川があり、この河川も東側の山塊の境界線となっている。川平半島先端部はすべて標高 100m 以下の平地からなり、標高 85m ほどの円錐形の丘が数個存在する。

## 1. 2 平野・河川の地形

平久保半島では安良岳を中心として北東-南西に伸びる山系を分水嶺とし、河川は尾根筋より東シナ海へ流れ込むものと太平洋へ注ぎ込むものに大別される。前者には平久保川・嘉良川があり、後者には安良川がある。また、半島北端の平野集落を通過して北に流れ出る河川もある。はんな岳のある山塊では北部域から明石集落を通過して太平洋側に注ぎ込む河川と南西に向かって伊原間湾に流れ込む小規模な河川の発達が見られる。野底岳山系からは東シナ海へ伸びる西浜川・吹通川などの河川が発達

するが、大野岳-金武岳山系から太平洋へ注ぐ目立った河川の発達とは認められない。ただ、野底岳から太平洋側に流れる河川は大浦川を寸断しており、断層に伴って発達したものと考えられる。川平半島先端部は標高が低い平野部であり、目立った河川の発達は認められない。

このように、河川は平久保半島、野底半島を通して西海岸に発達する傾向がある。すなわち、これらの半島では西海岸に平野部が発達し、緩やかな地形を形成しており、東海岸では平野の発達が弱く、随所に見られる海食崖によって特徴づけられている。

## 1. 3 海岸の地形

平久保半島の西側、川平の北西域などの石灰岩が海岸に露出する地域では、ノッチの発達が顕著である（第 1.3 図）。平久保半島西側においてはノッチの後退点高度はほぼ潮間帯に位置する。一方、川平石崎の東南東に見られるノッチは離水しており、その後退点高度は 50cm ほどである。平久保半島東側では、石灰岩が海岸に露出する場所が少なく、ノッチの発達は悪い。

## 第2章 地質概説

(金子慶之・川野良信・兼子尚知)

「石垣島東北部」図幅地域は琉球列島南部、八重山諸島東端部に位置する。石垣島の地質はペルム紀と考えられているトムル層、ジュラ紀の富崎層、始新世の宮良層群、それらを貫く始新世?～鮮新世の貫入岩類・漸新世の花崗岩、これらを覆う更新世の琉球層群・完新世の堆積物よりなる。このうち、本図幅範囲内に分布が確認されたのはトムル層、宮良層群、貫入岩類、更新世の琉球層群、完新世の堆積物である(第2.1図, 第2.2図)。

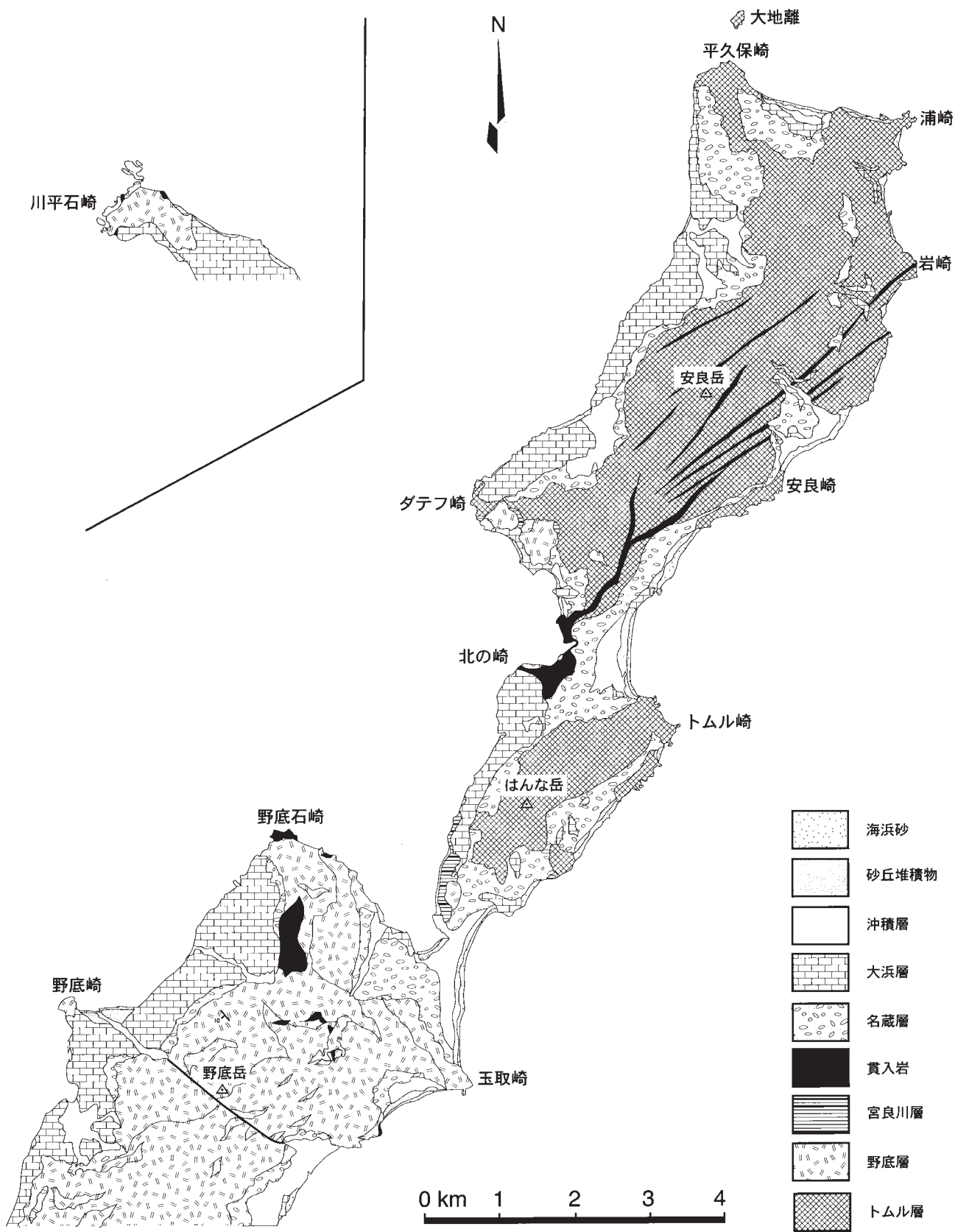
本図幅内に分布する中生界は三疊紀～ジュラ紀の変成年代を示すトムル層である。木崎・高安(1975)は八重山諸島に散点的に分布する時代未詳の変成岩類であるトムル層と富崎層を一括し八重山変成岩類と命名したが、磯崎・西村(1989)は富崎層の岩相組み合わせ及び各岩相の微化石年代をもとに中期ジュラ紀頃のプレート収束境界で形成した付加コンプレックスであるとした。更に、磯崎・西村(1989)、Ujiié and Nishimura(1992)、Nishimura(1998)は詳細な変成年代をもとにトムル層は三郡変成岩(周防変成岩)に比較され、西南日本内帯の延長である可能性を指摘した。トムル層は島の北東部、中央部及び西部に分布し、低温高压型の藍閃石片岩相に属する藍閃石片岩・緑色片岩・泥質片岩・砂質片岩から構成される。富崎層は石垣島の中央部から西部にかけて分布し、本図幅範囲内に露出は認められない。非変成ないし弱変成の堆積岩より構成され、構造的上位に重なるトムル層とは衝上断層または断層で接する(藤井・木崎, 1983)。

本図幅内の第三系は宮良層群であり、下位の宮良川層と上位の野底層から構成される。宮良層群はトムル層を不整合に覆うが、変成作用を被っておらず変形も認められない。宮良川層と野底層は一部指交関係にあり、宮良

川層の上位に野底層が累重したものと推定される。また、両層は含有する化石から上部始新統と考えられている(中川ほか, 1982)。宮良川層は平久保半島の西海岸に点在し、主として石灰岩・礫岩・砂岩・泥岩から構成される。野底層は野底半島の広い範囲と平久保半島の西海岸、川平半島に分布し、凝灰岩・凝灰角礫岩・安山岩溶岩・流紋岩溶岩から構成される。このうち、野底半島の東部域は凝灰岩が卓越し、西部域は凝灰角礫岩が卓越する。安山岩溶岩は凝灰岩・凝灰角礫岩中に礫もしくは溶岩として狭在する。流紋岩溶岩は川平石崎周辺に認められ、凝灰角礫岩とは部分的に漸移関係を示している。

主として第三紀に活動した貫入岩類が図幅範囲内の随所に認められる。平久保半島明石付近ではトムル層に、野底半島大浦山周辺では野底層にそれぞれ始新世の流紋岩が貫入している(Foster, 1965; 白尾ほか, 1976; 中川ほか, 1982)。川平石崎では野底層流紋岩溶岩に斑岩が貫入しており、大野崎・野底石崎では野底層凝灰角礫岩に漸新世の安山岩が貫入する。更に、野底崎では野底層凝灰角礫岩に貫入する鮮新世の安山岩が認められる。また、平久保半島北部ではトムル層に貫入する時代未詳の石英脈群が確認された。

第四系は更新統の琉球層群と完新統の海浜堆積物からなる。琉球層群は礫岩・砂岩・泥岩からなる名蔵層と石灰岩からなる大浜層から構成される。名蔵層と大浜層は、「石垣島」図幅内では側方変化あるいは互層する関係にあるが(白尾ほか, 1976; 中川ほか, 1982)、本図幅内では両者の関係を観察することはできない。完新統は沖積層・砂丘堆積物・海浜砂・ビーチロックからなる。沖積層は、集落周辺や河川沿いに認められる。



第2.1図 石垣島東北部図幅地域の地質概略図

地質時代		地質系統	火成活動	変成作用	
新生代	第四紀	完新世	ビーチロック 海浜砂 砂丘堆積物 沖積層	野底崎安山岩  大野崎安山岩 野底石崎安山岩  流紋岩          高圧変成作用	
		更新世	琉球層群 大浜層 ? 名蔵層		
		新第三紀	鮮新世		
			中新世		
	古第三紀	漸新世			
		始新世	群良川層 野底層 宮良川層		
		暁新世			
	中生代	白亜紀			
		ジュラ紀	後期		
中期					
前期					
三畳紀		トムル層 ?			
古生代	ペルム紀		?		

第2.2図 石垣島東北部図幅地域の地質統括図

### 第3章 八重山変成岩類 (トムル層)

(金子慶之)

#### 3.1 概要及び研究史

石垣島に分布する中生界はジュラ紀の変成年代を示す八重山変成岩類である。八重山変成岩類は島の基盤を構成し、堆積相と変成度の違うトムル層と富崎層からなる(木崎・高安, 1975)。これらの変成岩類はFoster (1965)によって藍閃石片岩(青色片岩)で特徴づけられる塩基性片岩、砂質片岩、泥質片岩及び変斑れい岩からなる高压低温型の藍閃変成作用を受けたトムル層と、変成度の低い碎屑岩類からなる富崎層に区分し、石垣層群と命名された。その後、南琉球八重山諸島に散点的に分布する時代未詳の変成岩類を包括する名称として木崎・高安(1975)によって八重山変成岩類と命名されたが、藤井・木崎(1983)によって両岩相は底原衝上断層によって境されており、その関係はトムル層がみかけ下位の富崎層に衝上していることが明らかとなった。磯崎・西村(1989)は富崎層の岩相組み合わせ及び各岩相の微化石年代をもとに中期ジュラ紀頃のプレート収束境界で形成した付加コンプレックスであるとした。更に富崎層とトムル層とは、西南日本内帯の美濃・丹波帯のジュラ紀コンプレックス(玖珂層群北部ユニット)と三郡変成岩(周防変成岩)とにそれぞれ比較され、南部琉球弧の先第三系基盤岩類は西南日本内帯の延長と推定し、南部琉球弧から山口県東部へ連続すると予想される両者の境界断層を石垣-玖珂構造線と命名した。鈴木・佐藤(1977)は宮古諸島大神島の島尻層群基底礫から藍閃石片岩を発見し、海底では北方の宮古諸島近辺まで分布している可能性が指摘されている。なお、トムル層からは化石が発見できず年代未詳であるが、Shibata *et al.* (1968)、柴田ほか(1972)は、トムル層に産する泥質片岩中の白雲母のK-Ar年代とRb-Sr年代を測定し、それぞれ178Maと202Maの値を得ている。また、西村ほか(1983)、Nishimura (1998)は変成度の異なる石垣島全域に広がるトムル層中の白雲母のK-Ar年代を測定し230-160Maの値を得ている。これに従えば変成作用の時期は後期三畳紀~中期ジュラ紀である。したがってトムル層は琉球列島で最も古い地層といえる。八重山変成岩類の岩石学的研究を行い、はじめて藍閃石片岩を記載したのはYoshii (1935)である。その後、Foster (1965)によりパンペリー石、Hashimoto (1974)によりリーベック閃石、エジリン、木崎・渡辺(1977)によりローソン石、Ishizuka and Imaizumi (1988)によってアラレ石がそれぞれ報告され、西村ほか(1983)によって変成鉱物の組み合わせをもとにI~IV

帯の4つに変成分帯された。八重山変成岩類の構造地質学的研究については、木崎・高安(1975)、木崎・渡辺(1977)、渡辺・木崎(1978)、藤井・木崎(1983)により報告されている。藤井・木崎(1983)は詳細な構造地質学的解析によってトムル層の変形ステージを5つに区分した。

**定義** 石垣島の北東部の明石南東1.25kmのトムル崎周辺地域を模式地として、石垣島及び西表島に分布する塩基性片岩・砂質片岩・泥質片岩からなる高压低温型変成岩類をトムル層と呼ぶ。

**地層名** 中川ほか(1982)による。Foster (1965)は、地元住民がトムル崎をTumuru-saki (トウムルサキ)と撥音していたことから、これにならいTumuru (トウムル) 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、本層の和名称をトムル層とする(中川ほか, 1982)。英字表記の場合もTomuru Formationとする。

**模式地** 本図幅内の伊原間地区東海岸トムル崎(Foster, 1965)。

**分布** トムル層は大きく石垣本島の北東部(平久保-伊原間)、中央部(富野-カーラ岳)、西部(崎枝-大崎)、西表島・小浜島の4地区に分布する。本図幅内では北東部の平久保-伊原間地区となる。

**平久保地域:** トムル層はその大部分が山地を形成している地域に分布し、本島最北端の平久保崎から北東端の浦崎、最東端の岩崎、安良やすら崎の南西1kmにかけての東海岸線に好露頭が連続的に分布する(第3.1図)。

**伊原間地域:** 平久保地域同様に山地を形成している地域に分布し、トムル崎周辺地域と南方1.5kmにかけての東海岸線に好露頭が連続的に分布する(第3.2図)。

本地域の変成岩類を石垣島最北端の平久保崎から明石あかいしまでの平久保ユニット、トムル崎から伊原間までの伊原間ユニットに便宜上区分した。両ユニットの関係は連続的なものか、あるいは断層関係であるかははっきりしないが、仮に両ユニットの関係が連続的なものとする平久保ユニットがみかけ下位で、伊原間ユニットがみかけ上位となる。

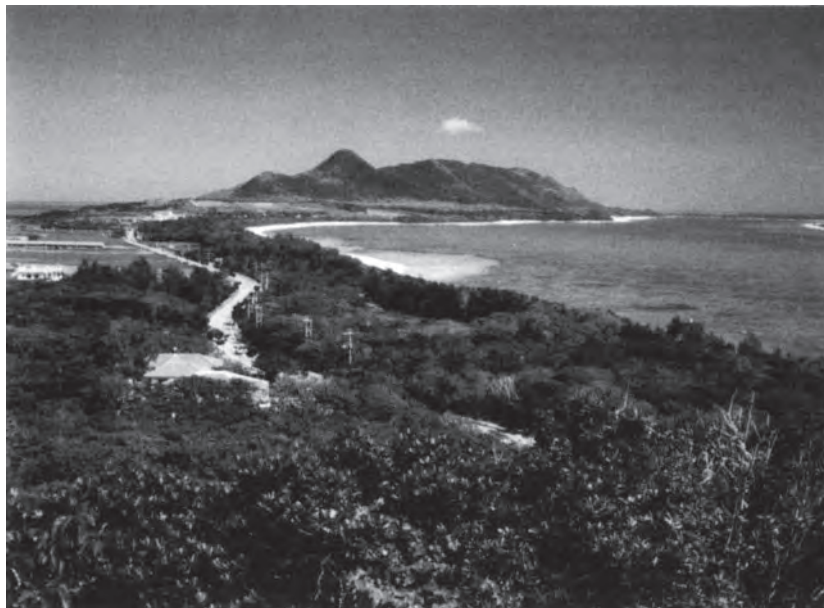
#### 3.2 平久保ユニット

**層序・産状** 平久保ユニットの柱状図を第3.3図に示す。ユニット下部から中部にかけて塩基性片岩を主体とし、数m~50m程度の泥質片岩及び砂質片岩を十数枚





第3.1図 明石南部から望む平久保半島東部の景観  
手前が久宇良岳，奥が安良岳

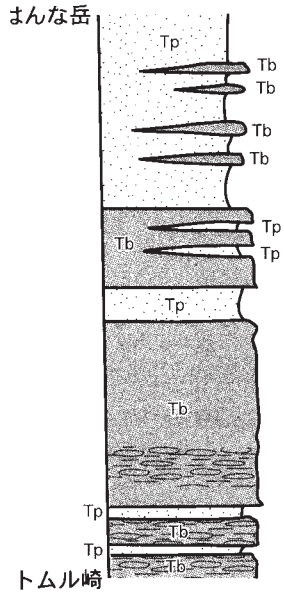


第3.2図 玉取崎展望台から北方を望む伊原間地域東部の景観  
手前がはんな岳，東奥がトムル崎

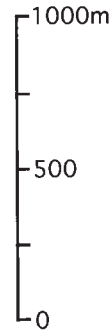
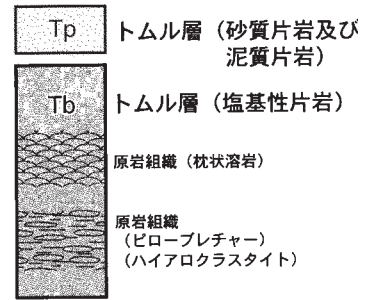
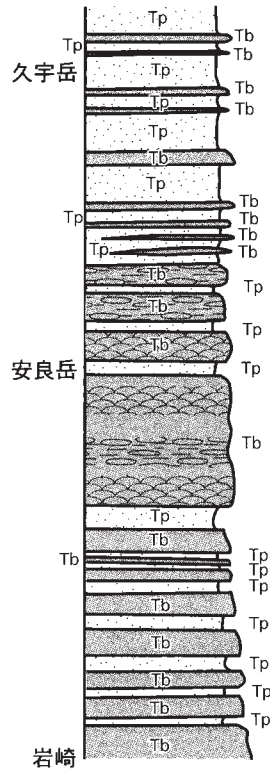
挟み，久宇良岳周辺部に位置するユニット上部は逆に泥質片岩及び砂質片岩が主体で，数m～数10m規模の塩基性片岩を10枚程度挟む（第3.4図）．各々の地層の連続性は極めて良いが，各々の層厚は多少変化する．本ユニットの層厚は2,500m以上である．塩基性片岩は肉眼的には青灰色～暗緑色～黄緑色を呈し，剝離性に富む藍閃石片岩～緑色片岩である．また，枕状溶岩，ピローブレチャー，ハイアロクラスタイト，などの原岩組織を示す形態や産状がしばしば保存されている．枕状溶岩の良

好な露頭は本ユニットの層序的中央に位置する安良岳の北東沢沿い及び安良崎において観察することができる（第3.5図）．安良崎の枕状溶岩は形態がよく保存され，ピローローブの伸長方向に垂直な断面では50cm～1m程度の楕円形を示し，個々のピローローブを埋めるように積み重なりあっている．露頭スケールの上下判定においては地層の逆転は認められない．再結晶化の影響により，個々のピローローブには急冷周辺相や放射状節理は認められないが，かつて急冷周辺相であったと思われる

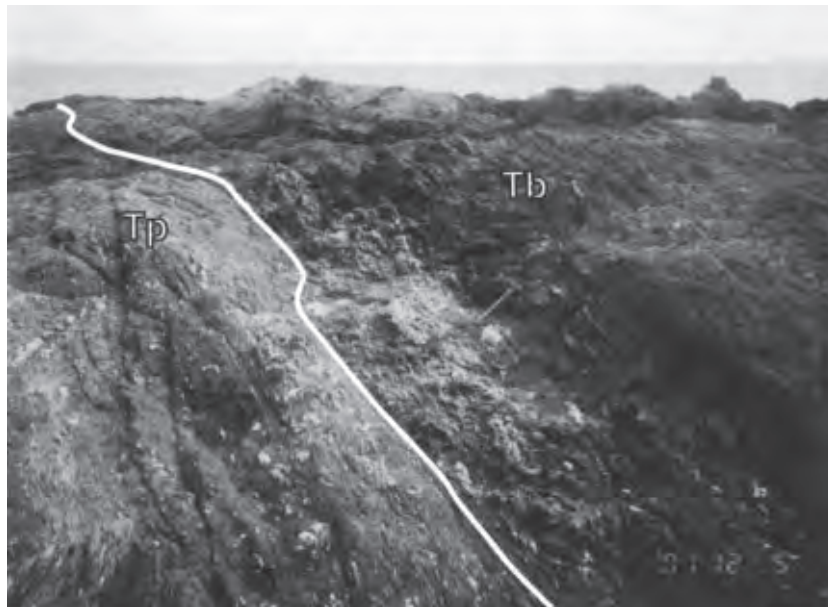
伊原間ユニット



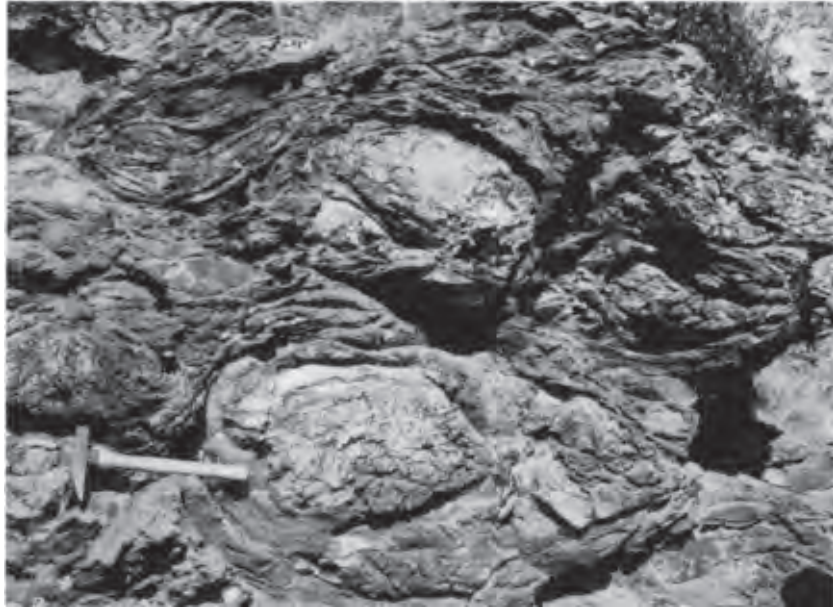
平久保ユニット



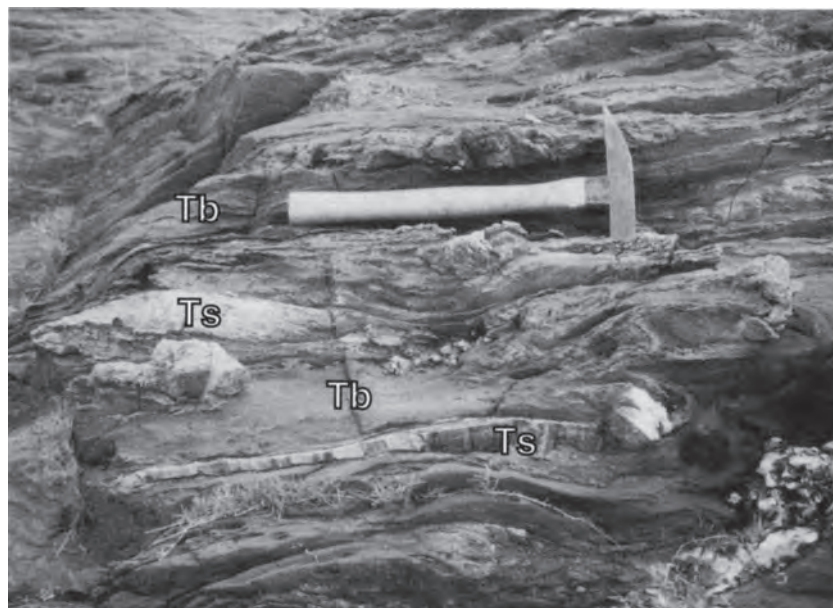
第3.3図 トムル層、各ユニットの柱状図



第3.4図 トムル層の砂質片岩及び泥質片岩 (Tp) と塩基性片岩 (Tb) の産状  
平久保ユニット東海岸浦崎南方約500m



第3.5図 枕状溶岩の原岩組織を残すトムル層塩基性片岩  
写真は安良崎

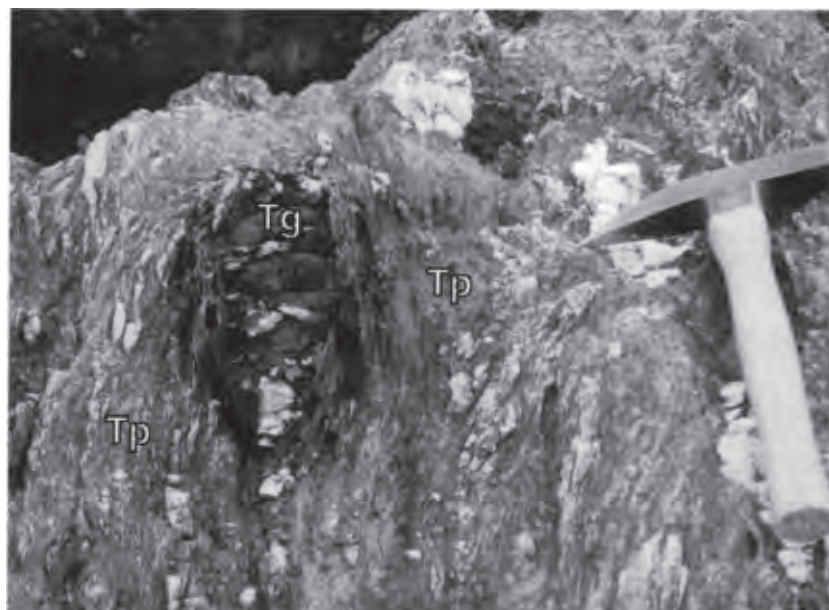


第3.6図 トムル層の塩基性片岩中 (Tb) に産するチャート起源と思われる珪質片岩 (Ts) の産状  
平久保ユニット東海岸浦崎南方約500m

部位は、緑れん石と石英からなる緻密堅硬な岩石組織を呈する。本ユニットの塩基性片岩がピローロープ、ピロープレチャー、ハイアロクラスタイトなどの原岩組織を示すことから、これらの原岩形成環境は水底で形成したものと推定される。塩基性片岩中には石英脈を層状に挟むものほとんど挟まないものが見られる。また、一部の地域で、チャート起源と思われる青緑色～乳緑色を呈する3cm程度の薄い珪質片岩をレンズ状に挟在する

(第3.6図)。また、塩基性片岩中にはしばしば数mmサイズの黄鉄鉱の結晶が見られる。更に、岩崎から北方100mの地点では層厚数10cm～1m程度の黄鉄鉱の濃集層を形成している。平久保ユニットの泥質片岩及び砂質片岩は石英、白雲母の白色部と石墨を主とする黒色部が数mm～数cmの平行なラミナを形成しているが、原岩の堆積構造はほとんど認められない。また、部分的に石英の割合が多くなり縞状の珪質片岩に移行する産状も





第3.7図 トムル層の砂質片岩及び泥質片岩中 (Tp) に見られる塊状の炭質物 (Tg)  
平久保ユニット東海岸浦崎南方約500m



第3.8図 トムル層の模式地となったトムル崎  
写真はトムル崎を南方200mから望む

見られる。泥質片岩及び砂質片岩中にはしばしば数cm～10数cmのレンズ状もしくは塊状の炭質物を挟む(第3.7図)。これらのことから原岩は有機物を含む頁岩、砂岩ないし珪質頁岩と推定される。

### 3.3 伊原間ユニット

**層序及び産状** 伊原間ユニットの柱状図を第3.3図に

示す。伊原間ユニットは塩基性片岩を主体とし、厚い泥質片岩及び砂質片岩を数枚挟む。本ユニットの層厚は1,870m以上である。本ユニットにはトムル層の模式地であるトムル崎がある(第3.8図)。本ユニットの塩基性片岩も肉眼的には青灰色～暗緑色～黄緑色を呈し、剝離性に富む藍閃石片岩～緑色片岩である。また、トムル崎の塩基性片岩はピロープレチャー及びハイアロクラスタイトの形態が海水侵食作用を受けているため露出状態が



第3.9図 ピローブレッチャーもしくはハイアロクラスタイトの原岩組織を残す  
トムル層塩基性片岩（トムル崎）

良好である（第3.9図）。ピローブレッチャーの形態は数cm～数10cmのレンズ状を示し、著しく変形を被っている部分も認められる。原岩を示す残存鉱物は後の再結晶作用の影響で認められない。また、数10cm程度の割合大きなサイズのピローブレッチャーにも急冷周辺相や放射状節理は認められないが、かつて急冷周辺相であったと思われる部位は、緑れん石と石英が濃集した堅硬な岩石組織を呈する。一方、数cm程度のものは、そのほとんどが緑れん石からなる緻密堅硬な組織を呈する。塩基性片岩がピローブレッチャー、ハイアロクラスタイトなどの原岩組織を示すことから、原岩形成環境は平久保ユニットと同様に水底で形成したものと考えられる。塩基性片岩中には石英脈を層状に挟むものほとんど挟まないものが見られるが、前述した平久保ユニットに比べ石英脈を挟まないものが多い。また、一部の地域で、チャート起源と思われる乳緑色を呈する珪質片岩を挟在する。伊原間ユニットの泥質片岩及び砂質片岩も平久保ユニットと同様に石英、白雲母の白色部と石墨を主とする黒色部が数mm～数cmの平行なラミナを形成している。泥質片岩及び砂質片岩中には部分的に数cmのレンズ状の炭質物を挟む産状が見られる。これらのことから本ユニットの泥質片岩及び砂質片岩の原岩も平久保ユニットと同様に、有機物を含む頁岩、砂岩ないし珪質頁岩と推定される。

### 3.4 構造地質

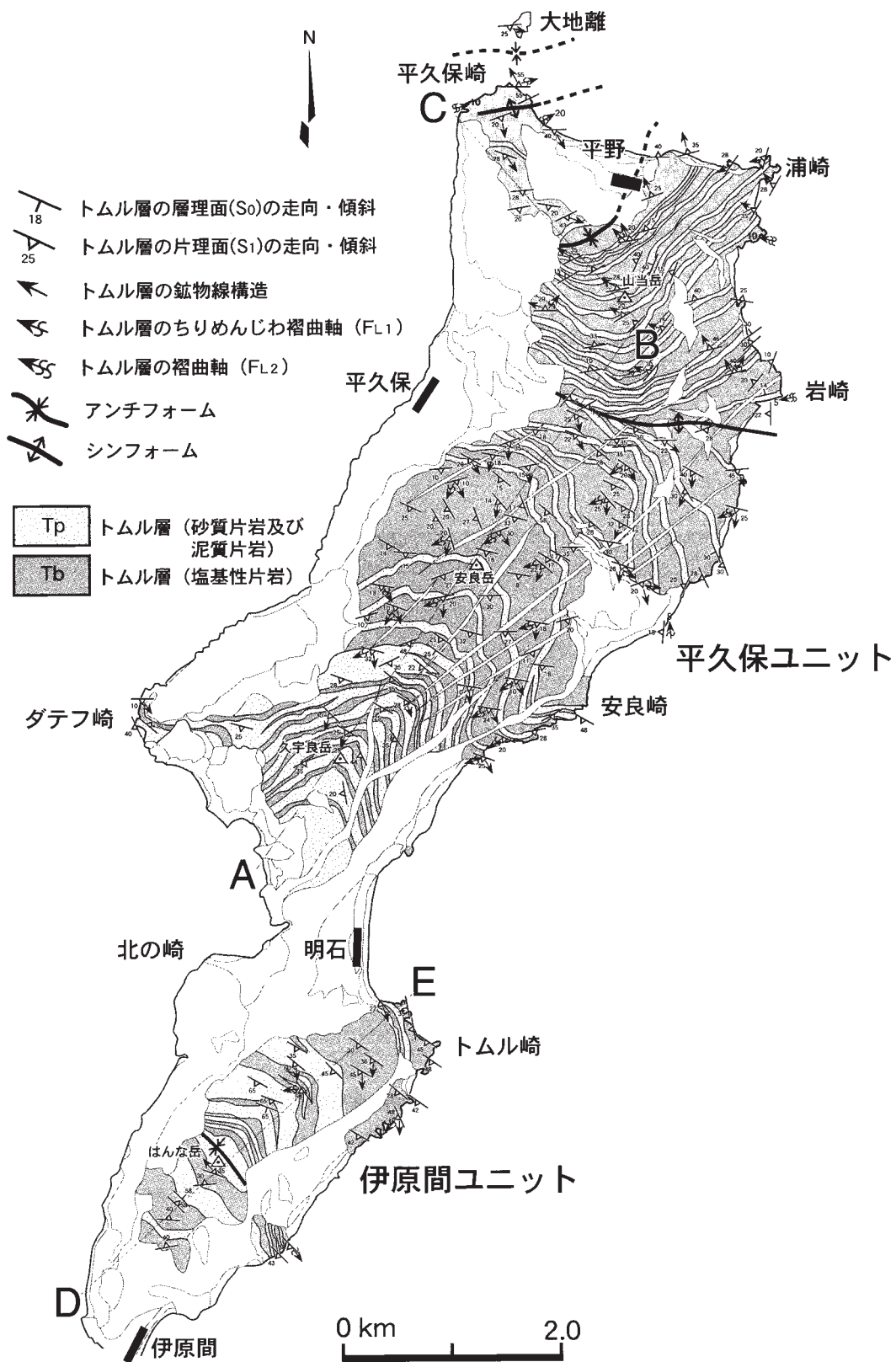
トムル層の地質構造図を第3.10図、両ユニットの断面図を第3.11図に示す。

#### 3.4.1 構造要素

**面構造** 層理面( $S_0$ )は泥質片岩及び砂質片岩と塩基性片岩の境界面である。泥質片岩及び砂質片岩では灰～黒色部を呈する白雲母-緑泥石-石墨薄層と白色部を呈し石英-アルバイト-方解石薄層からなるラミナが片理( $S_1$ )を形成し、塩基性片岩では緑泥石-藍閃石に富む薄層と緑れん石-石英に富む薄層の平行なラミナが $S_1$ を形成している。トムル層の片理( $S_1$ )と層理面( $S_0$ )は一般にほぼ調和的である（第3.12図）。浦崎から南方へ約2kmの海岸線では褶曲軸面劈開である $S_2$ 片理が $S_1$ 片理と $15\sim 30^\circ$ で斜交して発達している。泥質片岩及び砂質片岩にはしばしば非対称石英脈を伴う（第3.13図）。

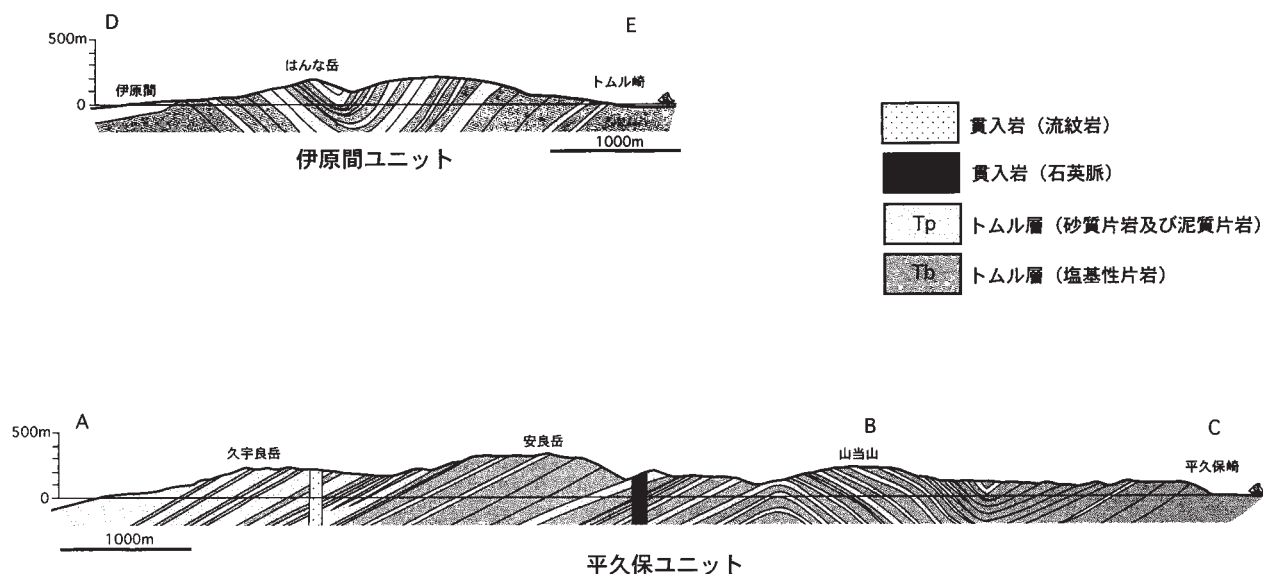
**褶曲構造**  $F_1$ 褶曲；層内褶曲や褶曲の両翼がisoclinal～closed褶曲とするもの、これらの褶曲軸は一般的に $S_1$ 片理上のちりめんじわ褶曲軸と一致する（第3.14図）。したがって、 $S_1$ 片理上のちりめんじわ褶曲は $F_1$ 褶曲と関連して形成したものと考えられる。 $F_2$ 褶曲； $F_1$ 褶曲を褶曲の両翼がキック褶曲やopen褶曲によって更に変形を被ったもの。 $F_3$ 褶曲；波長数100m～数kmのマップスケールの大規模なopen～gentle褶曲をさす。

**線構造**  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$ 褶曲それぞれの褶曲軸を $FL_1$ ,  $FL_2$ ,  $FL_3$ とする。泥質片岩及び砂質片岩と塩基性片岩の $S_1$ 片理上には、しばしば白雲母、アルバイト、緑泥石、アルカリ角閃石、カルシウム角閃石などの鉱物が伸長してできた鉱物線構造を形成している。しかし、一つの岩石中に異なる方向を示す鉱物線構造は認められなかった。また、これらの鉱物線構造はちりめんじわ褶曲及び $F_1$ 褶曲によって曲げられている。

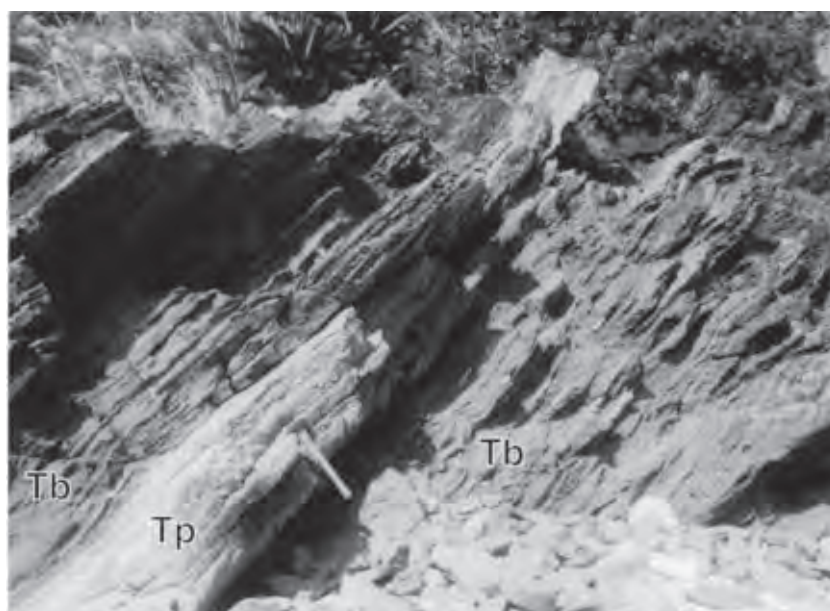


第3.10図 トムル層の地質構造図





第3.11図 トムル層の地質断面図



第3.12図 トムル層の砂質片岩及び泥質片岩 (Tp) と塩基性片岩 (Tb) の層理面 (S<sub>0</sub>) と片理 (S<sub>i</sub>) の産状  
両面構造は調和的である

**断層系** 現在、産状が確認できる断層はNE-SW, WNW-ESE, ENE-WSW 方向の横ずれ断層であるが、その変位量は小規模なもので数 m 程度である (第3.15 図)。

### 3. 4. 2 地質構造

本地域の変成岩類は、石垣島最北端の平久保崎から明石<sup>あか</sup>までの平久保ユニット、トムル崎から伊原間<sup>いばらま</sup>までの伊原間ユニットに便宜上区分したが、両ユニットの関係は連続的なものか、あるいは断層関係で接しているかはっ

きりしていない。

**平久保ユニット** 大地離<sup>だいちばなり</sup>の片理 (S<sub>i</sub>) の一般走向は ENE-WSW で、南に緩く傾斜し、平久保から平野にかけての片理 (S<sub>i</sub>) の走向は、ほぼ ENE-WSW を示し、平久保崎灯台の北海岸のみで高角で北傾斜、平野までは低角の南傾斜を示す。平野から岩崎までの層理面 (S<sub>0</sub>) 及び片理 (S<sub>i</sub>) の走向は、ほぼ ENE-WSW ~ NE-SW を示し、北に緩く傾斜している。岩崎南方 500m の地点から明石までの層理面 (S<sub>0</sub>) 及び片理 (S<sub>i</sub>) の走向は、ほ



第3.13図 トムル層の砂質片岩及び泥質片岩中に認められる非対称石英脈  
平久保ユニット東海岸安良崎東方約400m

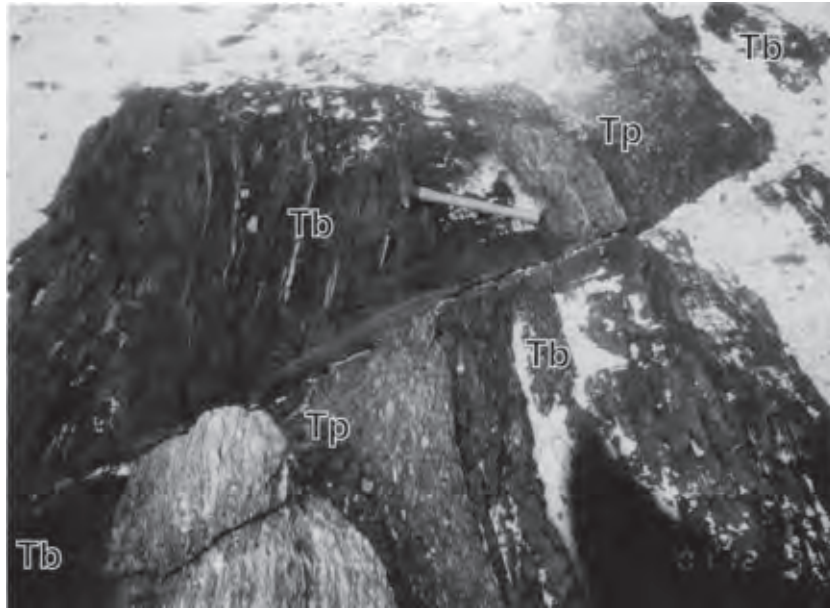


第3.14図 トムル層塩基性片岩中に見られるF<sub>1</sub>褶曲と褶曲軸面劈開 (S<sub>2</sub>)  
平久保ユニット東海岸浦崎南方約300 m

ぼWNW-ESE～NW-SEを示し、反対に南に緩く傾斜する。以上の解析により平久保ユニットは最北端の大地離と平久保崎との間に、波長500m程度の東西方向の軸を持つシンフォームがある。更に平久保崎を軸にした東西方向のアンチフォームが認められる。平野南部には、NE-SW方向の軸を持つ緩いシンフォームを呈し、更に、岩崎西方へ伸びるWNW-ESE方向の軸を持つ緩いアンチフォームを呈する。したがって、枕状溶岩の形態をもとにした上下判定において地層の逆転は認められな

かったことから、岩崎周辺部が本ユニットの層序的最下部にあたり本ユニット最南端部の明石北部に位置する久宇良岳南部斜面が層序的最上部にあたる。

本ユニットに産する泥質片岩及び砂質片岩と変塩基性岩の鉱物線構造の方位は、一般に片理の走向に対し直交または高角をなす。岩崎周辺部より北方では、NW-SE～WNW～ESE方向の線構造が卓越し、岩崎周辺部より南方ではNW-SE～NE-SWの傾向を示すことから岩崎西方で認められるアンチフォームの軸は緩く西に傾斜



第3.15図 トムル層の砂質片岩及び泥質片岩 (Tp) と塩基性片岩 (Tb) 中に見られる右横ずれ断層 断層の走向はNE-SW.  
伊原間ユニット東海岸伊原間北方1.2km

している可能性が考えられる。更に、鉱物線構造とちりめんじわ線構造及びF<sub>1</sub>褶曲軸とは直交または高角をなし、鉱物線構造がこれらの褶曲によって曲げられている。したがって、F<sub>1</sub>褶曲構造の形成時期は、鉱物線構造より新しいものと考えられる。

**伊原間ユニット** 伊原間ユニットの北端に位置するトムル崎周辺からはんな岳 (239 m) 北部及び東部海岸線にかけての片理 (S<sub>0</sub>) の走向は、ほぼWNW-ESEを示し、やや高角の南傾斜を示す。はんな岳南方から伊原間までの片理 (S<sub>1</sub>) の走向は、ほぼ東西～WNW-ESEを示し、反対に北に傾斜している。以上の解析により伊原間ユニット全体がはんな岳周辺部にNW-SE～WNW～ESEを軸に持つシンフォームを形成している。したがって、トムル崎周辺部が本ユニットのみかけ構造的最下部にあたり、はんな岳周辺部がみかけ構造的最上部にあたる。

本ユニットに産する泥質片岩及び砂質片岩と塩基性片岩の鉱物線構造の方位は、トムル崎周辺部よりはんな岳北方では、ほぼ南北方向の線構造が卓越し、はんな岳南方ではNW-SEの傾向を示す。更に、鉱物線構造とちりめんじわ線構造及びF<sub>1</sub>褶曲軸とは直交または高角を呈し、鉱物線構造がこれらの褶曲によって曲げられている。したがって、本ユニットにおいても平久保ユニットと同様にF<sub>1</sub>褶曲構造の形成時期は、鉱物線構造より新しいものと考えられる。

### 3. 5 岩 相

本地域に分布する八重山変成岩類は、泥質片岩及び砂質片岩と塩基性片岩で構成される。以下それぞれの岩相の特徴と岩石記載を示す。なお、岩石試料採取地点を第3.16図に示す。

#### 3. 5. 1 泥質片岩及び砂質片岩 (Tp)

本地域に分布する泥質片岩及び砂質片岩に出現する変成鉱物組み合わせを第3.1表に示し、その分布を第3.17図に示す。泥質片岩及び砂質片岩は片理の発達が良い。泥質片岩及び砂質片岩の主要構成鉱物は、緑泥石、白雲母、アルバイト、石英、石墨であり、岩石によってはザクロ石、緑れん石、方解石、アパタイト、電気石、不透明鉱物 (黄鉄鉱、赤鉄鉱) を伴う。また、1試料のみであるが少量の黒雲母が認められた。更に、平久保崎においてアルバイトの斑状変晶が肉眼的に認められる程度に大きく成長した、いわゆる点紋片岩が認められた。

#### 岩石記載

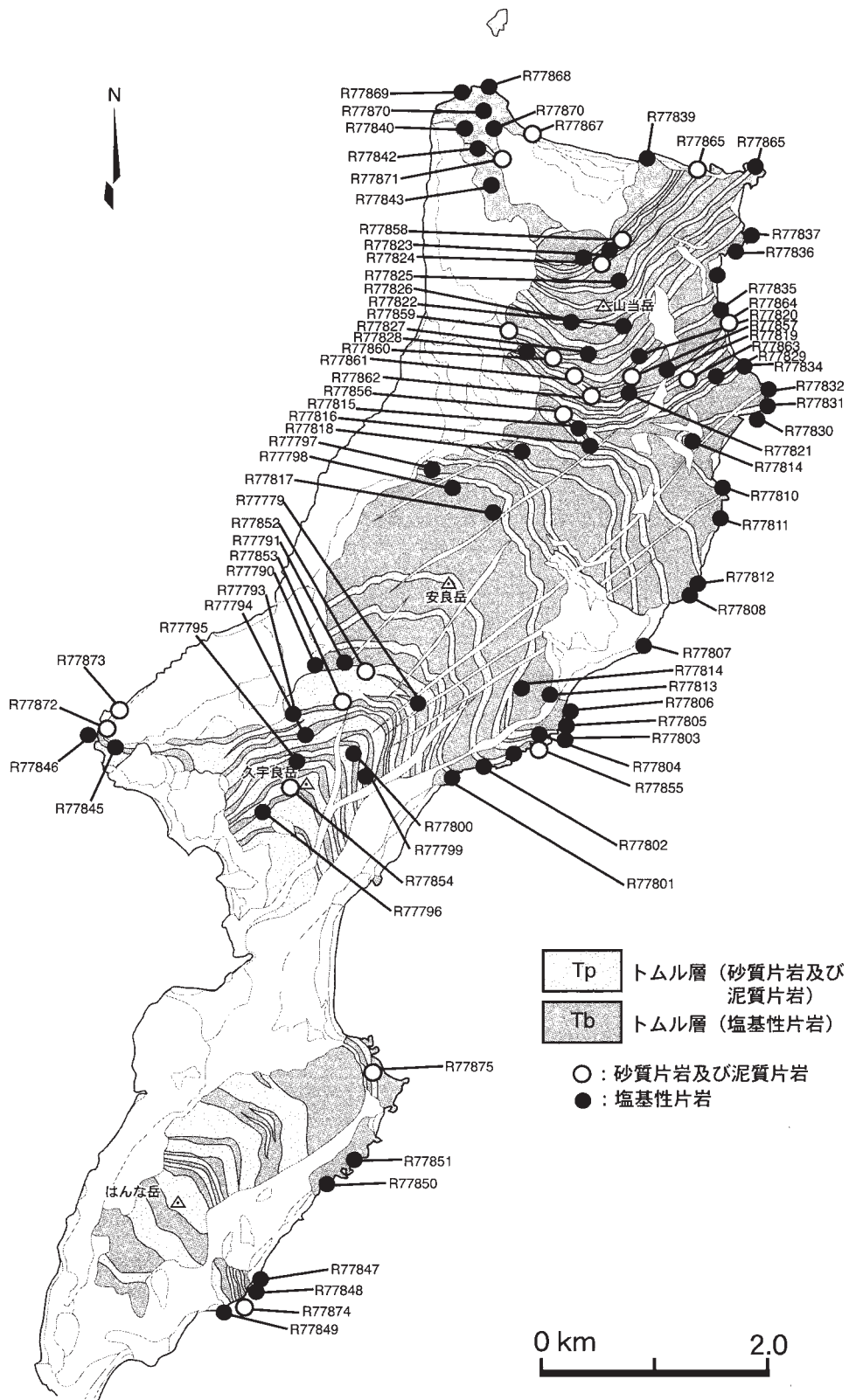
##### 緑泥石 - 白雲母片岩 (GSJ R77865 ; 第3.18図a)

主な変成鉱物は石英、緑泥石、白雲母、アルバイト、石墨、緑れん石、アパタイト、赤鉄鉱である。鏡下においては、石英が優勢の薄層と緑泥石、白雲母、石墨が卓越する薄層とが繰り返す縞状構造が認められる。また、部分的にアルバイトの斑状変晶が認められる。

##### ザクロ石 - 緑泥石片岩 (GSJ R77875 ; 第3.18図b)

構成鉱物は石英、緑泥石、白雲母、アルバイト、ザクロ石、石墨である。ザクロ石は緑泥石と白雲母が卓越する





第3.16図 トムル層の砂質片岩及び泥質片岩 (Tp) と塩基性片岩 (Tb) の試料採取地点 R 番号は地質標本館登録番号

第3.1表 トムル層砂質片岩及び泥質片岩 (Tp) の鉱物組み合わせ

試料番号	chl	ep	grt	ms	bt	qtz	ab	cal	ilm	hem	py	gr	ap
GSJ R77789	●			●		●	●						
GSJ R77790	●			●		●	●			●		●	
GSJ R77791	●			●		●	●						
GSJ R77792	●			●		●	●						
GSJ R77793	●		●	●		●	●						
GSJ R77794	●	●		●		●	●						
GSJ R77795	●		●	●		●	●			●			
GSJ R77796	●			●		●	●						
GSJ R77797	●			●		●	●						
GSJ R77798	●			●	●	●	●		●	●			●
GSJ R77799	●		●	●		●	●						●
GSJ R77800	●		●	●		●	●						●
GSJ R77801	●		●	●		●	●	●					●
GSJ R77802	●	●		●		●	●			●			●
GSJ R77802	●	●		●		●	●			●			●
GSJ R77803	●	●		●		●	●				●		
GSJ R77807	●	●		●		●	●					●	
GSJ R77808	●			●		●	●					●	
GSJ R77809	●			●		●	●					●	
GSJ R77810	●		●	●		●	●	●					
GSJ R77811	●		●	●		●	●					●	

chl=緑泥石; ep=緑れん石; grt=ザクロ石; ms=白雲母; bt=黒雲母; qtz=石英; ab=アルバイト; cal=方解石;  
ilm=チタン鉄鉱; hem=赤鉄鉱; py=黄鉄鉱; gr= 石墨 ap=アパタイト

部位に斑状変晶として産出し、まわりを石英が取り囲んでいる。ザクロ石中の包有鉱物には石英、石墨、緑泥石などが認められる。ザクロ石のリム部は一般に後の後退変成作用または変質作用の影響を受け二次的な緑泥石及び粘土鉱物に改変されている。

#### 黒雲母-緑泥石片岩 (GSJ R77861 ; 第3.18 図c)

構成鉱物は石英、緑泥石、白雲母、アルバイト、黒雲母、アパタイト、チタン鉄鉱、赤鉄鉱である。黒雲母の産状のほとんどは緑泥石と白雲母が互層する部分に少量認められる。黒雲母の周縁部は部分的に後の後退変成作用または変質作用の影響を受け二次的な緑泥石及び粘土鉱物に改変されている産状も認められる。また、部分的にアルバイトの斑状変晶が認められる。

### 3. 5. 2 塩基性片岩 (tb)

本地域に分布する塩基性片岩に出現する変成鉱物組み合わせを第3.2表に示し、その分布を第3.19 図に示す。塩基性片岩は全体的に片理が明瞭であり、しばしば石英とアルバイトからなる白色層、緑れん石と緑泥石からなる黄緑色層、アルカリ角閃石とカルシウム角閃石からなる青灰色層が数 mm のオーダーで互層した縞状組織が観察される。鏡下における片理は、緑泥石、アルカリ角閃石、カルシウム角閃石、白雲母の形態走向配列からなりネマトプラスチック組織ないしレピドプラスチック組織を呈している。塩基性片岩中の主要構成鉱物は、緑れん石、緑泥石、アルカリ角閃石、カルシウム角閃石、白雲母、アルバイト、石英であり、岩石によってはアルカリ角閃石 (主にクロス閃石)、カルシウム角閃石 (主に

アクチノ閃石)、白雲母を含まない場合もある。また、方解石、スフェーン、不透明鉱物 (黄鉄鉱、赤鉄鉱) を伴う場合がある。また、1 試料のみであるが少量のアラレ石を発見した。

#### 岩石記載

##### 緑れん石-緑泥石片岩 (GSJ R77824 ; 第3.20 図a)

構成鉱物は石英、緑泥石、緑れん石、アルバイトである。鏡下では、石英が優勢の薄層、緑れん石が優勢な薄層と緑泥石と白雲母が互層する薄層とが縞状構造をなす。また、発達した微褶曲 (ちりめんじわ褶曲) もしばしば観察することができる。

##### カルシウム角閃石-緑れん石-緑泥石片岩

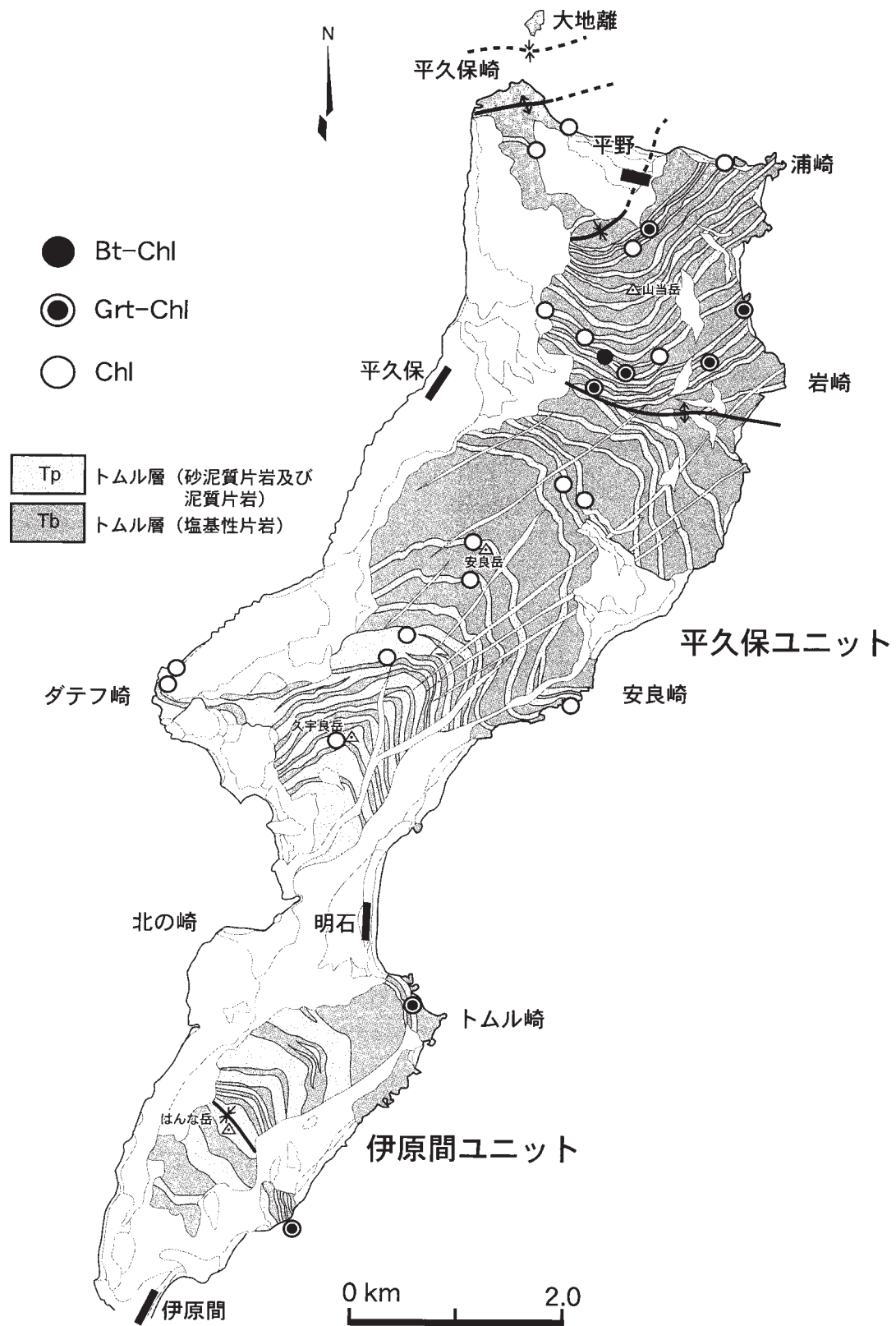
(GSJ R77791 ; 第3.20 図b)

構成鉱物は石英、緑泥石、緑れん石、カルシウム角閃石、アルバイトである。カルシウム角閃石はアクチノ閃石である。アクチノ閃石は緑泥石と互層し、緑れん石の斑状変晶をパッチ状に取り込んでいる。

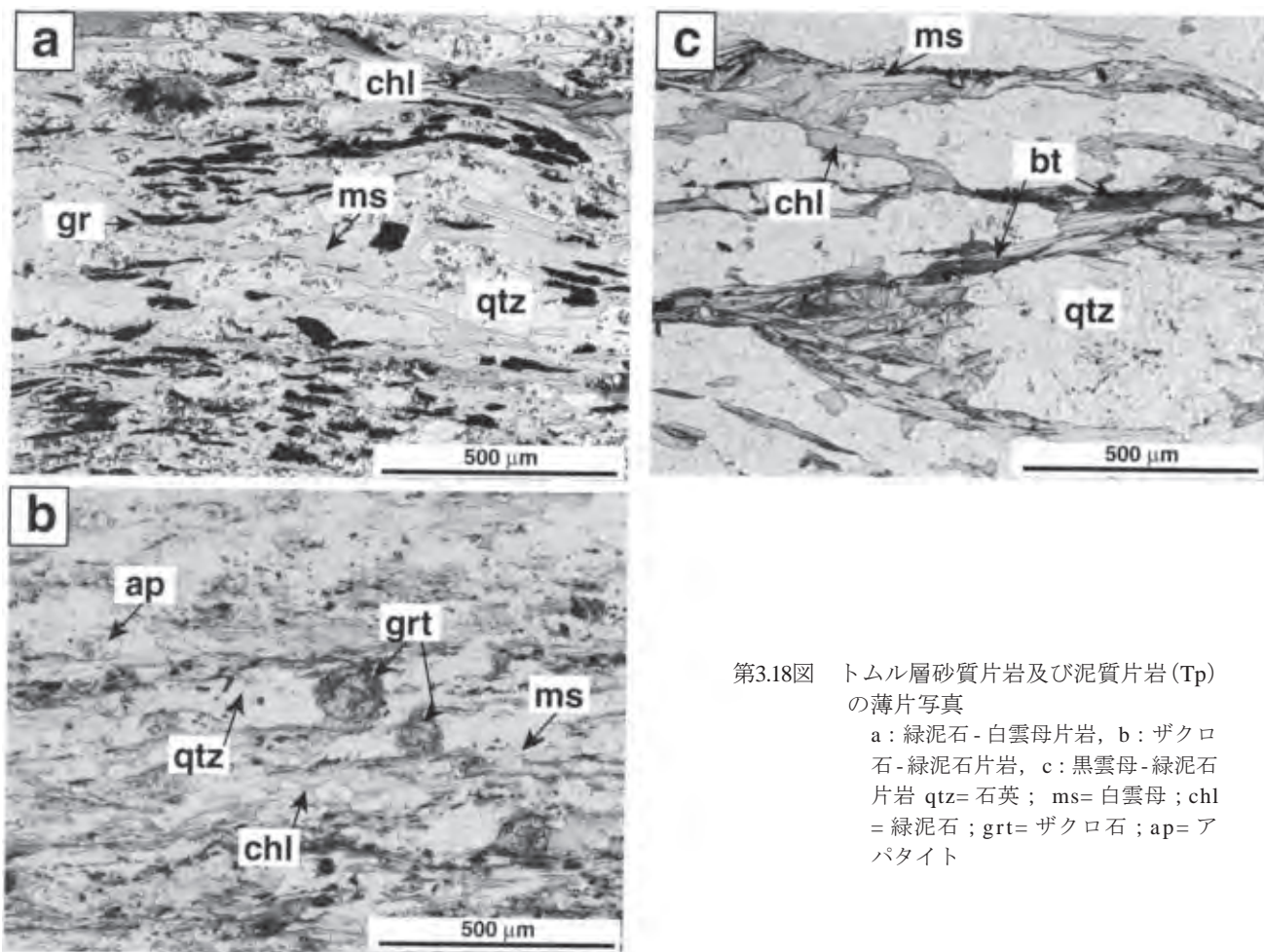
##### アルカリ角閃石-カルシウム角閃石-緑れん石-緑泥石片岩 (GSTR77816 ; 第3.20 図c)

構成鉱物は石英、緑泥石、緑れん石、カルシウム角閃石、アルカリ角閃石、アルバイト、赤鉄鉱である。カルシウム角閃石のほとんどはアクチノ閃石であるが、一部Zの軸色が濃い青緑色を示すものの認められることからバロア閃石と推定される。アルカリ角閃石はb=Yであり、クロス閃石と推定される。アルカリ角閃石の周囲は一部、アクチノ閃石に置換されている様子も観察される。





第3.17図 トムル層砂質片岩及び泥質片岩 (Tp) の変成鉱物の分布  
記号は第3.1表と同じ



第3.18図 トムル層砂質片岩及び泥質片岩(Tp)の薄片写真

a: 緑泥石-白雲母片岩, b: ザクロ石-緑泥石片岩, c: 黒雲母-緑泥石片岩  
 qtz= 石英; ms= 白雲母; chl = 緑泥石; grt= ザクロ石; ap= アパタイト

緑れん石は一般に斑状変晶をなし、周囲に石英、緑泥石からなるプレッシャーシャドーを伴う。

#### アルカリ角閃石-緑れん石-緑泥石片岩

(GST R77802 ; 第 3.20 図 d)

構成鉱物は石英、緑泥石、緑れん石、アルカリ角閃石、アルバイト、赤鉄鉱である。

アルカリ角閃石はb=Yであり、クロス閃石と推定される。

#### 含アラレ石アルカリ角閃石-緑れん石-緑泥石片岩

(GST R77850 ; 第 3.20 図 e, f)

構成鉱物は石英、緑泥石、緑れん石、アルカリ角閃石、アルバイト、方解石、アラレ石である。アルカリ角閃石はb=Yであり、クロス閃石と推定される。アラレ石は方解石と石英などからなる薄層に微量ながら認められる。

また一部アラレ石の周囲が方解石に置換されている様子も観察される。鏡下におけるアラレ石の特徴はへき開がなく、光学性及び光軸角はそれぞれ二軸性(-)でおおよそ20°である。

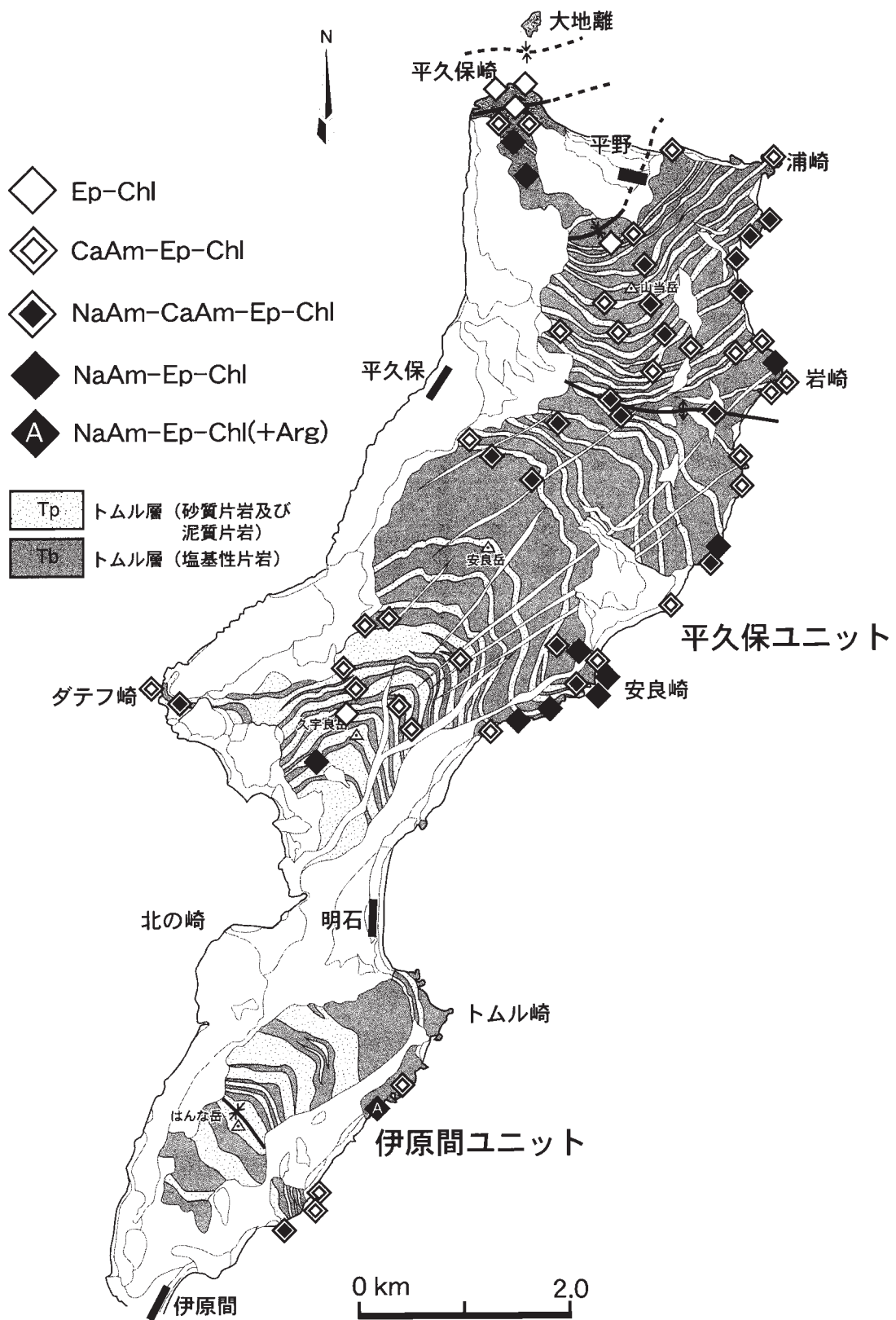
### 3.6 変成作用と変成年代

八重山変成岩類は、塩基性岩と泥質岩中に認められる特徴的な変成鉱物及びその組み合わせに基づいて、西村ほか(1983)によって4帯に区分された(第3.21図)。I帯は富崎層に相当し、II, III, IV帯がトムル層に相当する。本図幅では西村ほか(1983)によるところのIV帯のみの出現となる。西村ほか(1983)によって報告された各帯の分布と主要な鉱物組み合わせを第3.21図に示す。なお、本研究では、藍閃石をアルカリ角閃石、サブカルシク角閃石及びアクチノ閃石をカルシウム角閃石としてそれぞれ記載した。I帯では、泥質岩や砂質岩に微細な白雲母と緑泥石が普遍的に散在する。II帯では、塩基性片岩にパンペリー石+藍閃石の組み合わせを特徴とし、ローソン石やスチルプノメレンをしばしば伴う。Ishizuka and Imaizumi (1988)はII帯からアラレ石を発見した。I帯との境界は石垣島中央部で認められ、衝上断層の関係で接している(藤井・木崎, 1983)。III帯では、塩基性片岩でパンペリー石が消滅し、藍閃石+緑れん石の組み合わせが見られる。泥質片岩は白雲母+緑泥石+曹長石+石英+炭質物の組み合わせを示す。IV帯は塩基性片岩にサブカルシク角閃石が出現し始めることを特徴とし、サブカルシク角閃石+緑れん石、藍閃石+緑れん石、アクチノ閃石+緑れん石の組み合わせが

第3.2表 トムル層塩基性片岩 (Tb) の鉱物組み合わせ

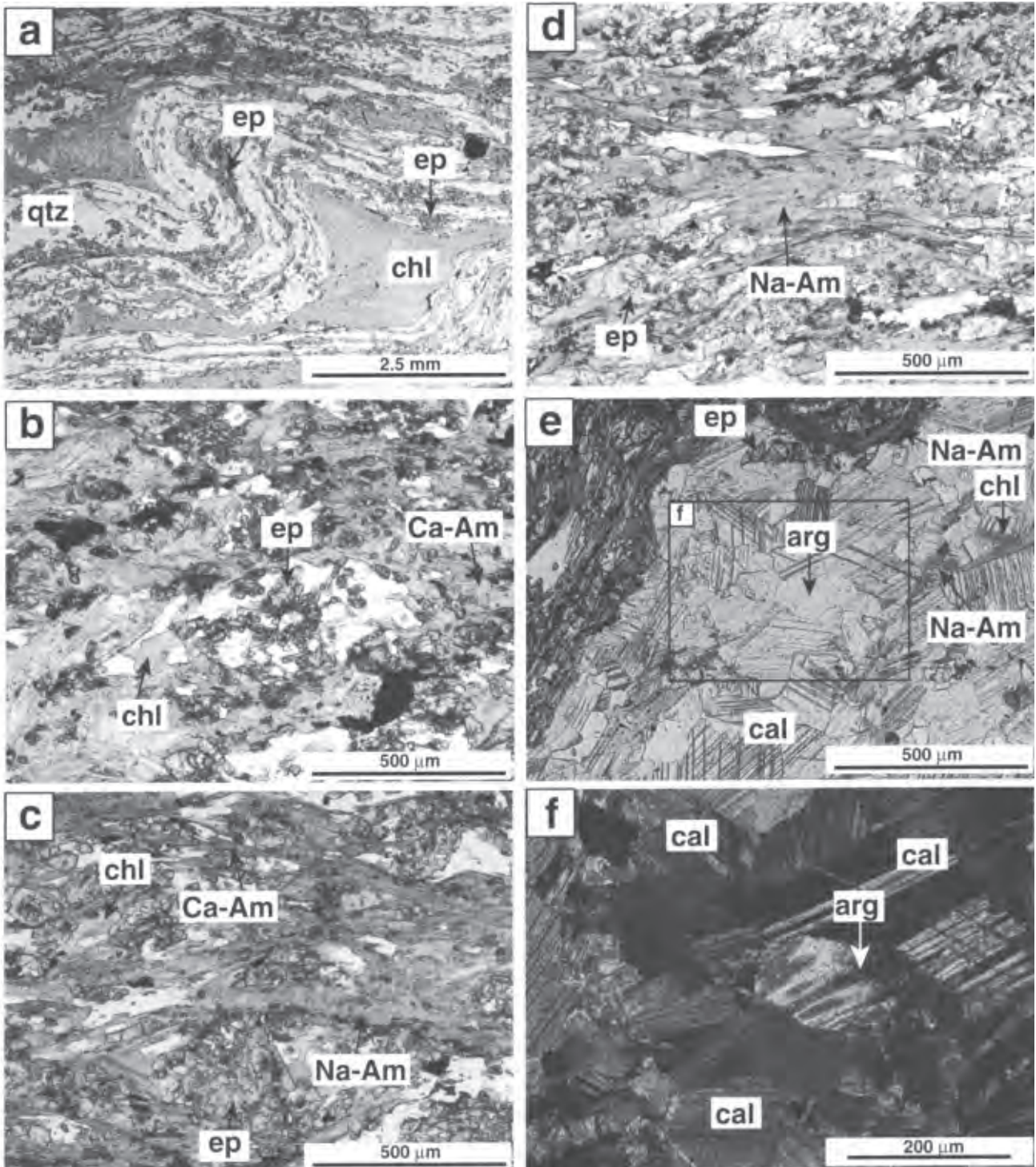
試料番号	chl	ep	CA	NA	qtz	ms	ab	cal	arg	spn	hem	py
GSJ R77804	●	●			●	●	●					
GSJ R77805	●	●			●	●	●					
GSJ R77806	●	●			●	●	●					●
GSJ R77789	●	●	●	●	●		●			●	●	●
GSJ R77790	●	●	●		●		●				●	
GSJ R77791	●	●	●		●		●					
GSJ R77792	●	●	●		●		●					
GSJ R77793	●	●	●		●	●	●					
GSJ R77794	●	●	●		●	●	●					
GSJ R77795	●	●			●		●	●				
GSJ R77796	●	●		●	●		●					
GSJ R77797	●	●	●		●	●	●					
GSJ R77798	●	●		●	●		●					
GSJ R77799	●	●	●		●		●					
GSJ R77800	●	●	●		●		●					
GSJ R77801	●	●	●		●		●					
GSJ R77802	●	●		●	●		●					
GSJ R77803	●	●		●	●		●					
GSJ R77804	●	●	●		●		●					
GSJ R77805	●	●		●	●	●	●					
GSJ R77806	●	●	●		●		●				●	
GSJ R77807	●	●	●		●		●					
GSJ R77808	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77809	●	●	●	●	●		●	●				
GSJ R77810	●	●	●		●		●	●				
GSJ R77811	●	●	●		●	●	●					
GSJ R77812	●	●		●	●		●					
GSJ R77813	●	●		●	●		●					
GSJ R77814	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77815	●	●	●	●	●		●				●	
GSJ R77816	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77817	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77818	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77819	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77820	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77821	●	●	●		●		●					
GSJ R77822	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77823	●	●	●		●	●	●					
GSJ R77824	●	●			●		●					
GSJ R77825	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77826	●	●	●		●		●					
GSJ R77827	●	●	●		●		●					
GSJ R77828	●	●	●		●		●					
GSJ R77829	●	●	●		●	●	●				●	
GSJ R77830	●	●	●		●	●	●				●	
GSJ R77831	●	●	●		●	●	●					
GSJ R77832	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77833	●	●	●		●		●					
GSJ R77834	●	●	●		●		●					
GSJ R77835	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77836	●	●	●	●	●	●	●					
GSJ R77837	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77838	●	●	●		●		●				●	
GSJ R77839	●	●	●		●	●	●					
GSJ R77840	●	●	●		●		●					
GSJ R77841	●	●	●		●		●					
GSJ R77842	●	●		●	●		●					
GSJ R77843	●	●		●	●		●					
GSJ R77844	●	●		●	●		●					
GSJ R77845	●	●	●	●	●		●					
GSJ R77846	●	●	●				●	●		●	●	
GSJ R77847	●	●	●		●		●	●				
GSJ R77848	●	●	●				●	●		●	●	
GSJ R77849	●	●	●	●	●	●	●					
GSJ R77850	●	●		●	●	●	●	●	●			
GSJ R77851	●	●	●		●		●					

chl=緑泥石; ep=緑れん石; CA=カルシウム角閃石; NA=アルカリ角閃石; qtz=石英; ms=白雲母  
 ab=アルバイト; cal=方解石; arg=アラレ石; spn=スフェーン; hem=赤鉄鉱; py=黄鉄鉱



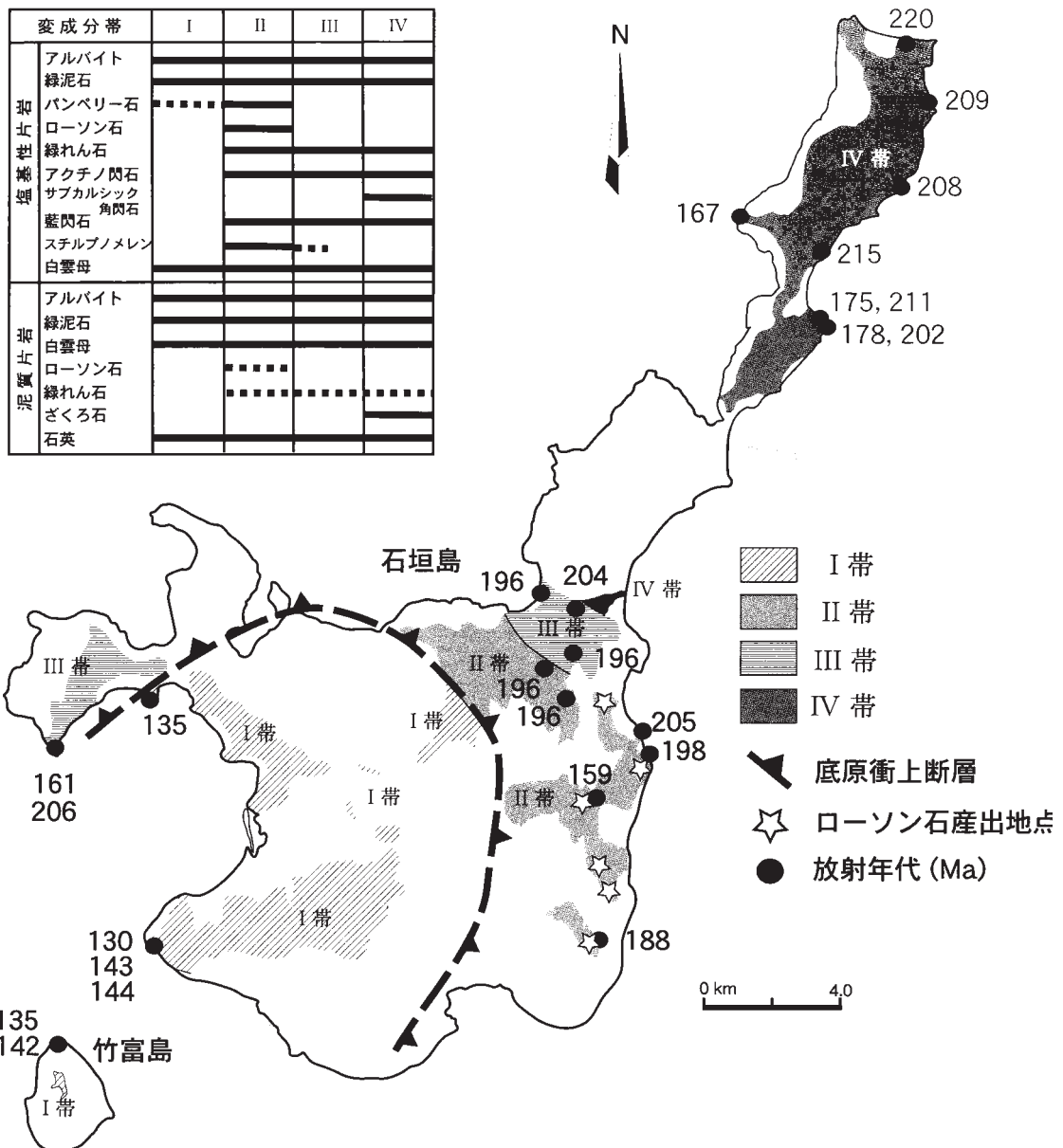
第3.19図 トムル層塩基性片岩 (Tb) の変成鉱物の分布  
記号は第3.2表と同じ





第3.20図 トムル層塩基性片岩 (Tb) の薄片写真

a: 緑れん石-緑泥石片岩, b: カルシウム角閃石-緑れん石-緑泥石片岩, c: アルカリ角閃石-カルシウム角閃石-緑れん石-緑泥石片岩, d: アルカリ角閃石-緑れん石-緑泥石片岩, e: アラレ石と方解石を含有したアルカリ角閃石-緑れん石-緑泥石片岩, f: eの拡大(直交ポーラ) qtz=石英; ep=緑れん石; chl=緑泥石; Ca-Am=カルシウム角閃石; Na-Am=アルカリ角閃石; cal=方解石; arg=アラレ石



第3.21図 石垣島と竹富島における富崎層及びトムル層の変成分帯と変成年代  
 変成分帯は西村ほか (1983), 変成年代は西村ほか (1983), Shibata *et al.* (1968), 柴田ほか (1972), Nishimura (1998) による。

混在して出現する。泥質片岩及び砂質片岩にはザクロ石が出現し始めるが、黒雲母は産出していないとの報告が西村ほか (1983) でされたが、本研究により1試料でその存在が確認された。更に、本研究によりIV帯の塩基性片岩からもアラレ石を発見した。なお、塩基性片岩中のアルカリ角閃石が出現するかしないかは、母岩の全岩組成特に  $Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$  と  $MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3)$  の比に支配されていることが、既に黒田・宮城 (1967) と松本 (1971) によって指摘されている。

トムル層からは化石が発見できず年代未詳であるが、

Shibata *et al.* (1968), 柴田ほか (1972) は、トムル崎に産する泥質片岩中の白雲母の K-Ar 年代と Rb-Sr 年代を測定し、それぞれ 178Ma と 202Ma の値を得ている (第3.21 図)。また、西村ほか (1983), Ujiié and Nishimura (1992), Nishimura (1998) は石垣島全域に広がる I 帯～IV 帯の富崎層とトムル層中の白雲母の K-Ar 年代を測定し、富崎層が 129-144 Ma, トムル層が 230-160Ma の値をそれぞれ得ている (第3.21 図)。これに従えば富崎層の変成作用の時期は前期白亜紀でトムル層は後期三畳紀～中期ジュラ紀である。



## 第4章 宮良層群

(川野良信・兼子尚知)

### 4.1 概要及び研究史

上部始新統に属する宮良層群は下位の宮良川層と上位の野底層から構成される。

青木 (1932) は、石灰岩・褐色砂岩・含礫砂岩及び集塊岩質凝灰岩からなる地層を「宮良層群」と命名した。Foster (1965) は、礫岩・砂岩・頁岩及び石灰岩よりなる部分を Miyara Formation (宮良層) として記載し、凝灰岩・凝灰角礫岩・溶岩からなる Nosoko Formation (野底層) と区別した。中川ほか (1982) は、宮良層を「宮良川層」と改称し、これと野底層とで宮良層群を構成した。「宮良」の地名は、青木 (1932) によって層群名として最初に適用されたのであるから、本稿では「宮良層群」及び「宮良川層」の名称を用いる。

宮良層群は、前述の八重山変成岩類トムル層を不整合に覆うが著しい変形は認められず、変成作用も被っていない。本図幅範囲内には宮良川層と野底層の小規模露出が平久保半島西海岸に散在して認められ、野底岳を中心とする野底半島には野底層が広く分布する。

石垣島に分布する火山岩類をはじめて報告したのは賀田 (1885) である。彼は野底から野底石崎・伊原間を経て桃里に分布する火山岩類を安山岩とし、中琉球、久米島に分布する火山岩類とは性格が異なるものであると結論した。小藤 (1897) と黒岩 (1899a, 1899b) も石垣島に分布する火山岩について記述しているが、その岩相については言及していない。その後、Hanzawa (1935) は西表島に露出する八重山夾炭層の調査を行い、夾炭層下部に露出する火山岩類を安山岩として記載した。Foster *et al.* (1960), Foster (1965) は石垣島全域にわたる詳細な地質調査を行い、八重山夾炭層の堆積物が分布しないことから、石垣島に発達する火山岩類を独立させて野底層と命名した。また、白尾ほか (1976), 中川ほか (1982) は石垣島の地質について再検討を行い、産出する化石から野底層を始新統とし、従来関係の不明だった下部の宮良川層と整合一連にあるとした。更に、野底層火山岩類がグリーンタフ変質を被っていることを明らかにし、九州に分布する始新統のグリーンタフとして野底層をはじめて記載した (白尾ほか, 1976)。

野底層火山岩類の岩石学的研究は Foster (1965) によって行われた。彼女は本図幅範囲内の野底崎と南隣「石垣島」図幅内の宮良川流域から採取した輝石安山岩について全岩主成分分析を行い、これらの岩石を大陸性火山活動に属する産物と位置づけた。一方、Tiba

and Saito (1974) は野底層火山岩類に対比される西表島の由布火山岩類について化学分析を行い、これらの火山岩類がカルクアルカリ岩系列に属することを明らかにした。その後、松本 (1964) は八重山諸島石垣島・西表島・小浜島に分布する野底層火山岩類について、下位から上位にかけて、流紋岩溶岩、安山岩～デイサイトの凝灰角礫岩～火砕流堆積物～溶結凝灰岩、流紋岩溶岩、輝石安山岩溶岩からなるとした。更に、最上位の輝石安山岩をカルクアルカリ岩系と高マグネシア安山岩に細分した。このうち後者の高マグネシア安山岩は松本 (1964) によって古銅輝石安山岩としてはじめて報告されたもので、特異な輝石晶出経路を示すものとして注目されている (Shiraki and Matsumoto, 1988; 白木ほか, 1989)。

本図幅内に分布する野底層火山岩類の安山岩溶岩からは後期白亜紀である 73Ma の K-Ar 年代が得られている (中川ほか, 1982)。一方、野底層から産出する化石は後期始新世を示しており、安山岩溶岩から得られた K-Ar 年代とは一致していない (中川ほか, 1982)。しかしながら、野底層の産出化石がすべて宮良川層と共通種であり (中川ほか, 1982)、更に、野底層と宮良川層が一部指交関係にあることから、本報告では野底層を始新統として取り扱い、年代測定が行われた安山岩溶岩は野底層に再堆積したものと考える。

### 4.2 宮良川層 (Ml, Ms)

**定義** 石垣市宮良北西付近に模式的に分布する、礫岩・砂岩・シルト岩及び石灰岩よりなる地層。最上部には、凝灰質砂岩を挟有する。

**地層名** 中川ほか (1982) による。

**模式地** 南隣「石垣島」図幅内、宮良川の河口から 0.5 ~ 1.5km 上流の左岸、宮良北西 1km の丘 (中川ほか, 1982)。

**分布** 本図幅内では、二地域に分布が認められる。伊原間の北方約 1.5km に位置するサビチ洞の海側出口から、南に向かって伊原間北西方の海岸にかけて、約 1 km にわたりほぼ連続して露出し、それ以南では伊原間漁港北部付近まで露頭が点在する。また、久宇良南西の海岸に小露出がある。

本図幅外では、南隣「石垣島」図幅内に、模式地を含む本層の主要な分布が認められる。模式地のほかには、伊野田から星野を経て大里 (第 4.1 図) に至る地域、大浜の東の海岸、石垣市街地北東 2km の丘、屋良部半島



第4.1図 宮良川層の成層した石灰岩  
(南隣「石垣島」図幅内, 大里北東地区の採石場)

南部に露出する(白尾ほか, 1976; 中川ほか, 1982)。

このほか, 西表島のヨナラ川上流に小分布が認められ, 小浜島には同様な岩相のコーキ石灰岩と呼ばれる地層が分布する(木崎編, 1985)。

**層厚** 伊原間北西方の海岸においては, 約80m(第4.2図)。久宇良南西の海岸では10m未満。

「石垣島」図幅内の分布域において, 模式地では70m, 屋良部半島南部では約45m, 大浜の東の海岸では約20m(白尾ほか, 1976; 中川ほか, 1982), 大里北東地区の採石場では約90mとされる(小田原ほか, 2000)。

**岩相及び構造** 伊原間北西方の海岸では, トムル層起源の変成岩及び石英岩の大～中サイズの角礫からなる礫岩, 小礫を含む粗粒砂岩, 石灰質砂岩, 砂質石灰岩(第4.3図), 灰色もしくは黒色石灰岩が多く, シルト岩が挟在する。層序的に上位にあたる伊原間漁港北部付近では, 中礫岩や凝灰質砂岩が見られる(第4.4図)。この分布域では, 南南西～南西に $10^{\circ}$ ～ $20^{\circ}$ 傾く同斜構造を示す。

久宇良南西の海岸にある小露出では, 下位から上位に向かって黒色シルト岩, 砂質石灰岩, 黒色石灰岩, 石灰質砂質シルト岩が見られ, これらは南東に $30^{\circ}$ ～ $40^{\circ}$ 傾斜する。

各層準の礫岩, 砂岩, 石灰岩より石灰藻・有孔虫・サンゴ・軟体動物・棘皮動物・コケムシ動物などの化石を豊富に産出する。

**層序関係** 本図幅内では, 下位の地層との関係は不明である。「石垣島」図幅内の大里北東では, 本層の基底礫岩(層厚4m)がトムル層を不整合で覆う関係が観察され

る(白尾ほか, 1976; 中川ほか, 1982)。

本層と野底層との関係は, 後述する(P. 29)。

伊原間北西方の海岸(第4.5図), 「石垣島」図幅内の大浜の東の海岸及び大里北東地区の採石場では, 本層が大浜層に不整合で覆われる関係を観察できる。

**化石及び堆積年代** 本層の産出化石を第4.1表に示す。中森ほか(1998)は, 浮遊性有孔虫化石及び石灰質ナンノ化石より, 本層の堆積年代を中期～後期始新世(46～34Ma)とした。

#### 4. 3 野底層 (Nt, Nb, Nl, Nr)

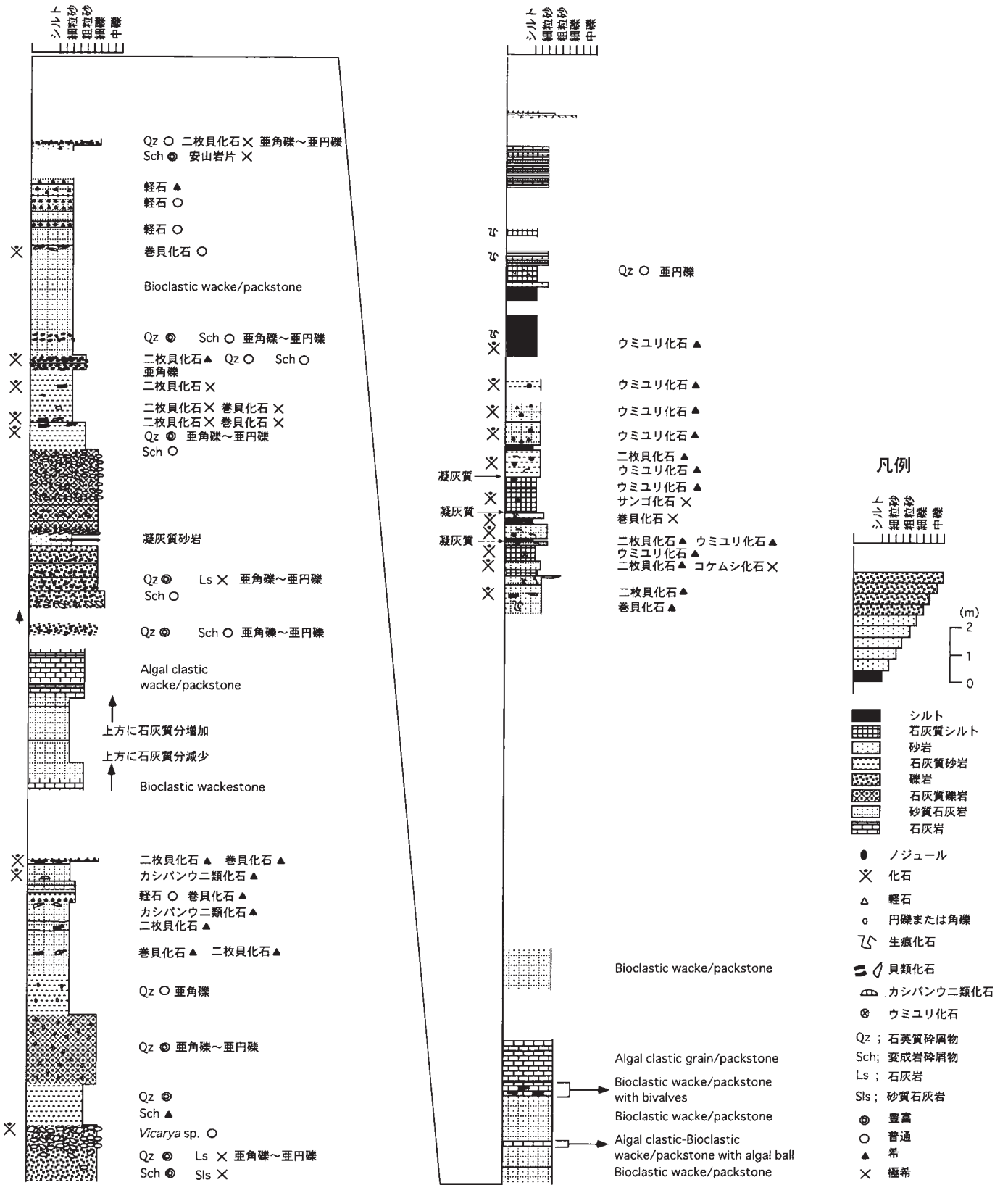
**定義** 野底半島東北部の大浦川河口から野底石崎に至る海岸沿いを模式地として, 凝灰岩, 凝灰角礫岩, 溶岩からなる。

**地層名** Foster(1965)による。石垣島に分布する火山岩類は賀田(1885)によつてはじめて報告され, 八重山地方に分布する夾炭層下部の火山岩類はHanzawa(1935)によつてはじめて記載された。その後, Foster(1965)は石垣島に夾炭層の典型的な堆積物が存在しないことから, この火山岩類を野底層として独立させて命名した。

**模式地** 大浦川の河口から野底石崎に向かう海岸沿い2～3km(Foster, 1965)。

**分布** 本図幅内では, 野底半島に広く分布し, 平久保半島, 川平石崎にも部分的に露出する。野底半島では主として大浦山・金武岳・大野岳に凝灰岩が分布し, 野底

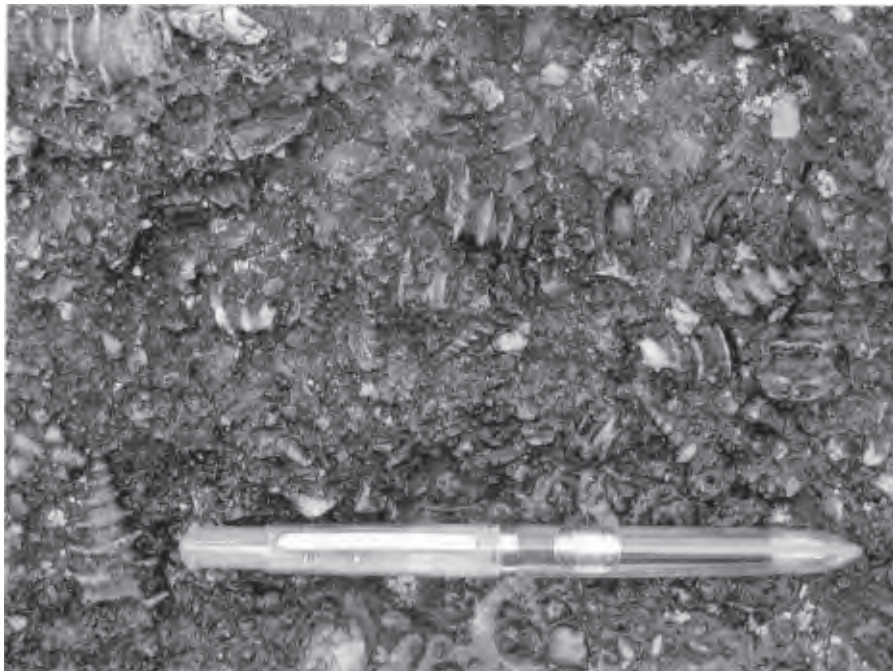




第4.2図 宮良川層の柱状図



第4.3図 宮良川層の砂質石灰岩（伊原間北西方の海岸）



第4.4図 軟体動物化石を含む宮良川層の礫岩（伊原間漁港北方）

岳と大浦ダム湖の北西部には凝灰角礫岩が卓越する。また、大野北西の山地では凝灰岩に挟まれる安山岩溶岩が確認される。

平久保半島では西海岸に野底層の小規模な分布が点在する。久宇良集落付近では南西の海岸に主として安山岩溶岩が認められ、南東の丘陵には凝灰岩が分布する。また、久宇良岳南西部の山麓にも小規模な安山岩溶岩の分布が確認される。このほか、明石集落の西海岸に凝灰角

礫岩からなる小露頭が分布し、伊原間の北方約1.5kmに位置するサビチ洞の海側出口の北約40m付近、伊原間漁港付近にも凝灰岩・凝灰角礫岩の小規模な分布が認められる。

川平石崎周辺では凝灰角礫岩を主体とし、流紋岩溶岩、安山岩溶岩が露出する。

本図幅外では、南隣「石垣島」図幅内の伊野田西方山地、野原崎付近、川平半島西海岸、屋良部半島北西部、



第4.5図 大浜層に覆われる宮良川層（伊原間北西方の海岸）

石垣市街の北東3kmに主として凝灰岩・凝灰角礫岩が分布する（白尾ほか，1976；中川ほか，1982）．このほか，小浜島，西表島にも分布が確認されている（木崎編，1985）．

**層厚** 本図幅内では，模式地である大浦川河口から野底石崎に至る海岸線で450m，大野から野底岳に至る沢筋でも450mに達し，野底半島での全層厚は500mに達すると考えられる．

**宮良川層との関係** Foster（1965）は宮良川層と野底層との関係は疑問を残しつつも不整合であると推定した．その後，白尾ほか（1976），中川ほか（1982）は野外の産状及び産出化石の共通性から，宮良川層と野底層は整合一連であると結論した．両層の境界部は南隣「石垣島」図幅内の屋良部半島で確認されており，宮良川層の砂岩が漸移的に凝灰質となり，その上位に野底層凝灰岩が重なる（中川ほか，1982）．本図幅内伊原間西方の海岸部でも宮良川層の泥岩が上方に凝灰質砂岩に変化し，その上位に野底層凝灰岩が重なる様子が観察された（第4.6図A，B）．更に，宮良川層の砂質泥岩中には野底層安山岩溶岩の岩片が含まれていることから（第4.6図C，D），両層は一部指交関係にあり，宮良川層の上位に野底層が累重したものと推定される．

**岩相及び構造** 野底半島に分布する野底層の多くは層理面の発達する凝灰岩から構成され，野底半島の南東域およそ6割を占めて分布する．岩相は細粒～粗粒で淡緑色～緑色を呈し，砂質凝灰岩には生痕化石が認められる．野底半島の北西部には凝灰角礫岩が分布し，半島最高峰の野底岳も凝灰角礫岩からなる．この岩石は安山岩を主

体とする礫を多量に含み，礫よりも基質の方が淡緑色を示す特徴を示す．また，この凝灰角礫岩中に含まれる安山岩礫とは別に，ある程度の露出規模を持つ暗灰色の安山岩溶岩が大野西方の山麓に認められる．更に，川平石崎周辺には流理構造が顕著な流紋岩溶岩が露出する．このように本図幅範囲内の野底層は凝灰岩，凝灰角礫岩，安山岩溶岩，流紋岩溶岩の4つに細分することが出来る．

#### 4. 3. 1 凝灰岩 (Nt)

主として本図幅内，野底半島南東部に分布し，部分的に凝灰角礫岩・安山岩溶岩を挟む．構造は一般に北東-南西走向で，南に傾斜するが，大浦山付近では北西-南東走向で北傾斜を示す．この凝灰岩の好露頭は，国道390号線の大野崎付近，星野から野底へ向かう野底林道で観察することが出来る．

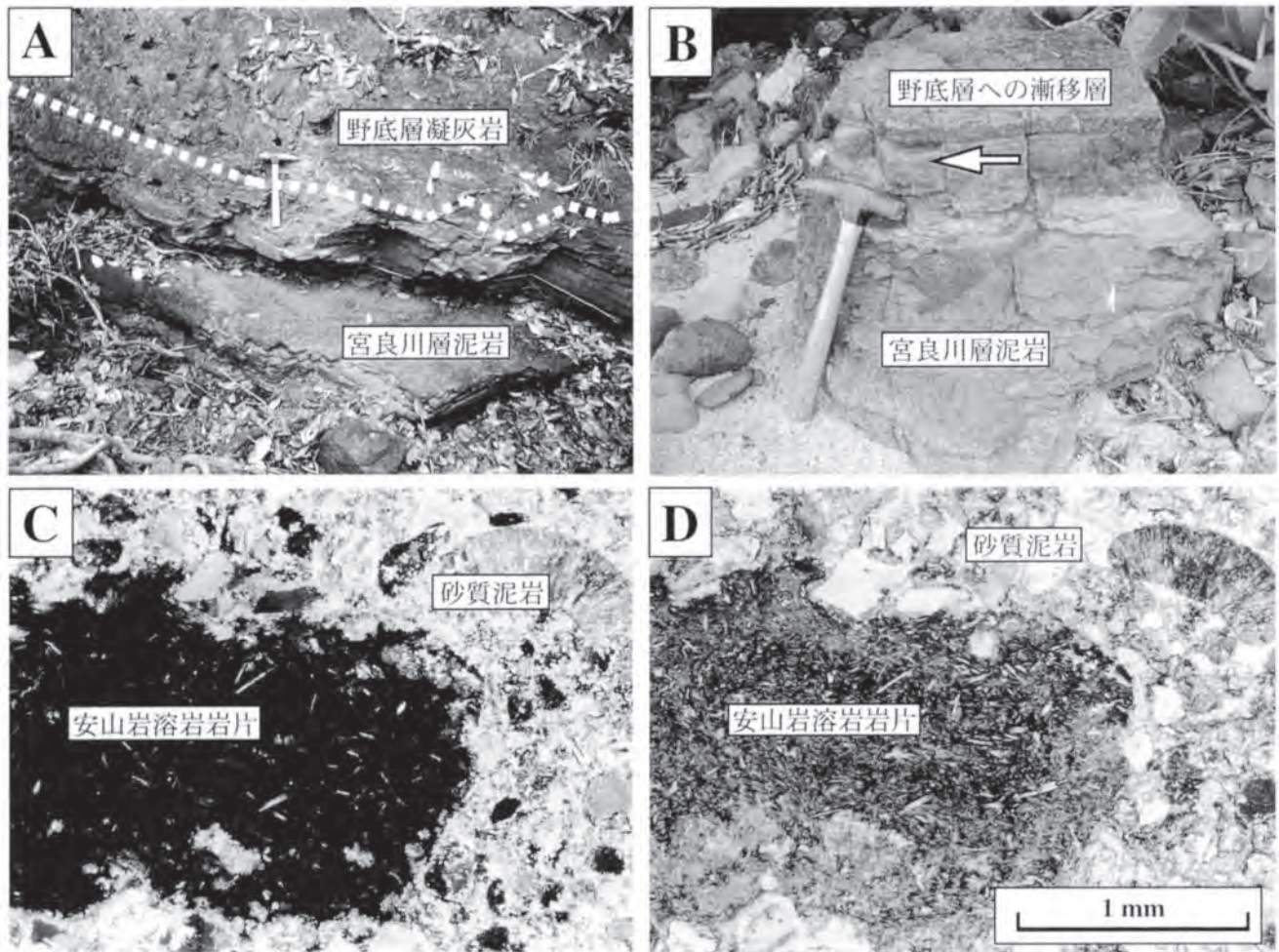
金武岳付近の凝灰岩は一般にN20～32°W 14～28°Sの構造を示し，野底半島に一般に見られる凝灰岩の構造と大きく異なる（第4.7図）．この金武岳と大野岳を結ぶ稜線から大浦ダムに至る北西域の沢では細粒の凝灰岩が卓越しN80～30°Wで18～25°Sの構造を示す．また，部分的に安山岩溶岩を挟む．大浦ダム湖に至る沢筋では小規模な流紋岩の貫入を受け，北傾斜の構造に変化する．ダム湖から大野岳に向かう沢筋では北東走向が顕著で，南傾斜の構造を示す．金武岳付近の野底層の層厚はルート柱状図（第4.8図）から約200mと見積もられる．

大野の放牧場から野底林道に至る沢では最下流域で風化の著しい凝灰岩が部分的に認められる．標高を上げるに連れ徐々に安山岩礫を多く含むようになり，一部凝灰

第4.1表 宮良層群産の化石一覧 (中川ほか, 1982)

	宮良川層	野底層
<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.	+	
" <i>Corbula</i> " sp.	+	
<i>Caryocorbula</i> cf. <i>subtumida</i> (Nagao)	+	+
<i>Ampullinopsis</i> cf. <i>hahazimensis</i> (Yabe and Hatai)	+	
<i>Propeamussium</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> (D.) <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.	+	





第4.6図 宮良川層と野底層の境界部（伊原間西方の海岸）。

両層の境界はAの点線で示した部分とBではハンマーの頭部分である。C, D：宮良川層の砂質泥岩（Bの矢印部分）の顕微鏡写真。（C, 直交ポーラ, D, 下方ポーラ）。野底層安山岩溶岩の岩片が含まれる。

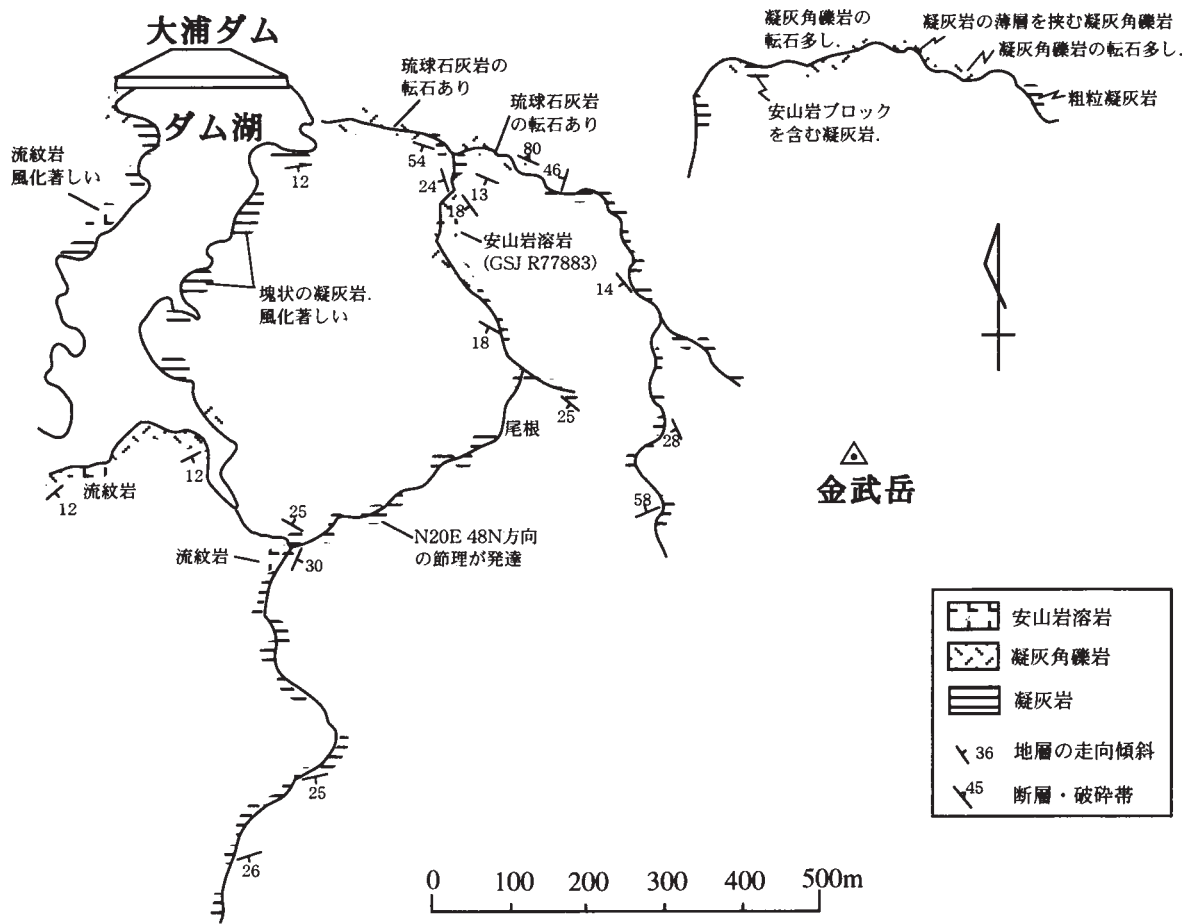
角礫岩を挟む（第4.9図）。野底林道に至る標高170m地点では沢筋に沿った断層（N42°W垂直）が認められ（第4.10図）、N40°W45°N方向の線構造を持つ鏡肌を観察できる。

大野から野底林道へ至る沢から南西へ伸びる沢筋ではN64～84°E32～73°Nの構造を持つ凝灰岩が卓越し、部分的に凝灰角礫岩を挟む（第4.9図）。大浦川では凝灰岩を主体とし部分的に凝灰角礫岩・安山岩溶岩を狭在し、走向はN63～3°Wで南に40～56°の傾斜を示す。この大浦川から大野の集落へ抜ける枝沢ではN22～12°Eで南に18～48°傾斜する凝灰岩が卓越し、安山岩溶岩を挟んでいる。野底林道星野入り口付近ではN79～84°E18°Sの層理面が発達し（第4.11図）、林道沿いの標高200m付近ではN58°W28°Nに変化する。この標高200m付近の沢ではN64～84°E32～62°Nの層構造が顕著になるため、中川ほか（1982）でも指摘されているように、この山地には北東-南西方向の軸を持つ背斜・向斜構造が推定される。凝灰岩の層構造は標高が徐々に高くなるに

つれ発達が弱くなり、野底岳南方の標高200m以上では層理面を認めることは出来ない。また、凝灰岩は上位ほど風化が進行し、赤褐色を帯びるようになる。大野から野底林道に至る産地での野底層の層厚は柱状図から約450mと見積もられる（第4.8図）。

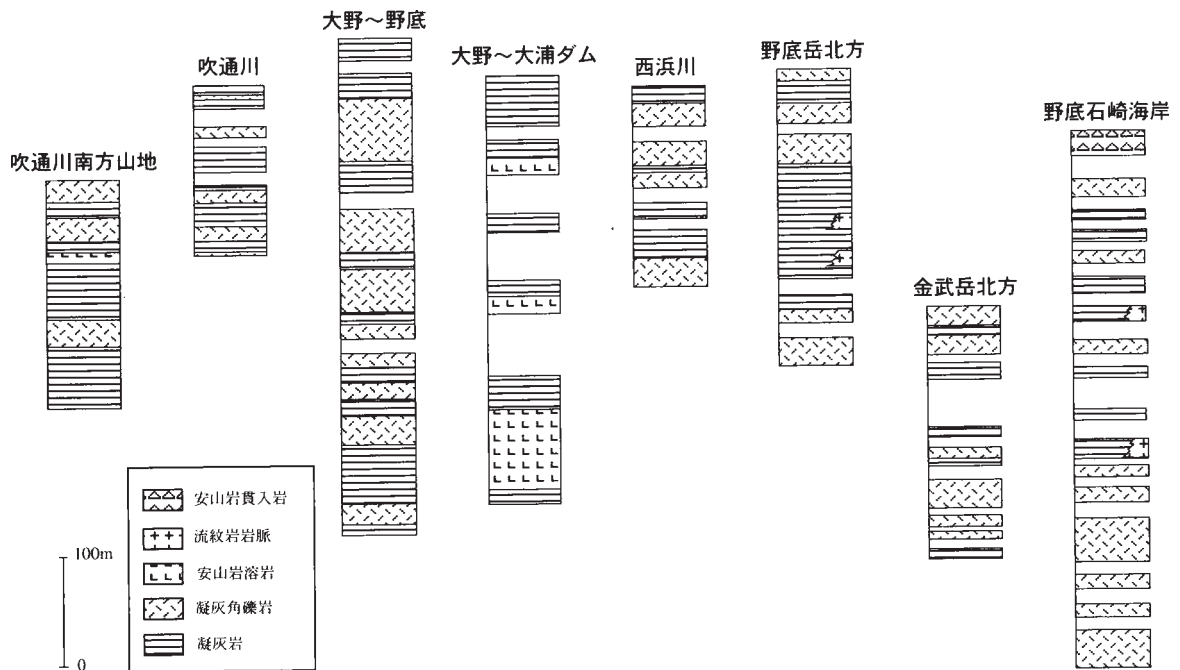
吹通川流域では北東-南西の構造が卓越し、野底層の一般構造と調和的である（第4.12図）。凝灰岩は南に緩く傾斜し、部分的に凝灰角礫岩を挟み、安山岩礫を含む。

模式地である野底半島北東部海岸では凝灰角礫岩に挟まれて層厚20mの細粒～中粒の砂質凝灰岩が分布する（第4.13図）。この砂質凝灰岩には生痕化石が認められる（第4.14図）。今回、野底層砂質凝灰岩から新たに *Taenidium* isp., *Phycosiphon incertam* Fischer-Ooster (1858) などの生痕化石を見出し、この砂質凝灰岩が海成層であることが明らかとなった（鑑定：奈良、私信）。このほか、伊土名の海岸でも生痕化石を含む細粒～中粒砂質凝灰岩の小規模な分布が認められる。先に述べたように中川ほか（1982）は宮良層群に含まれる化石を報告








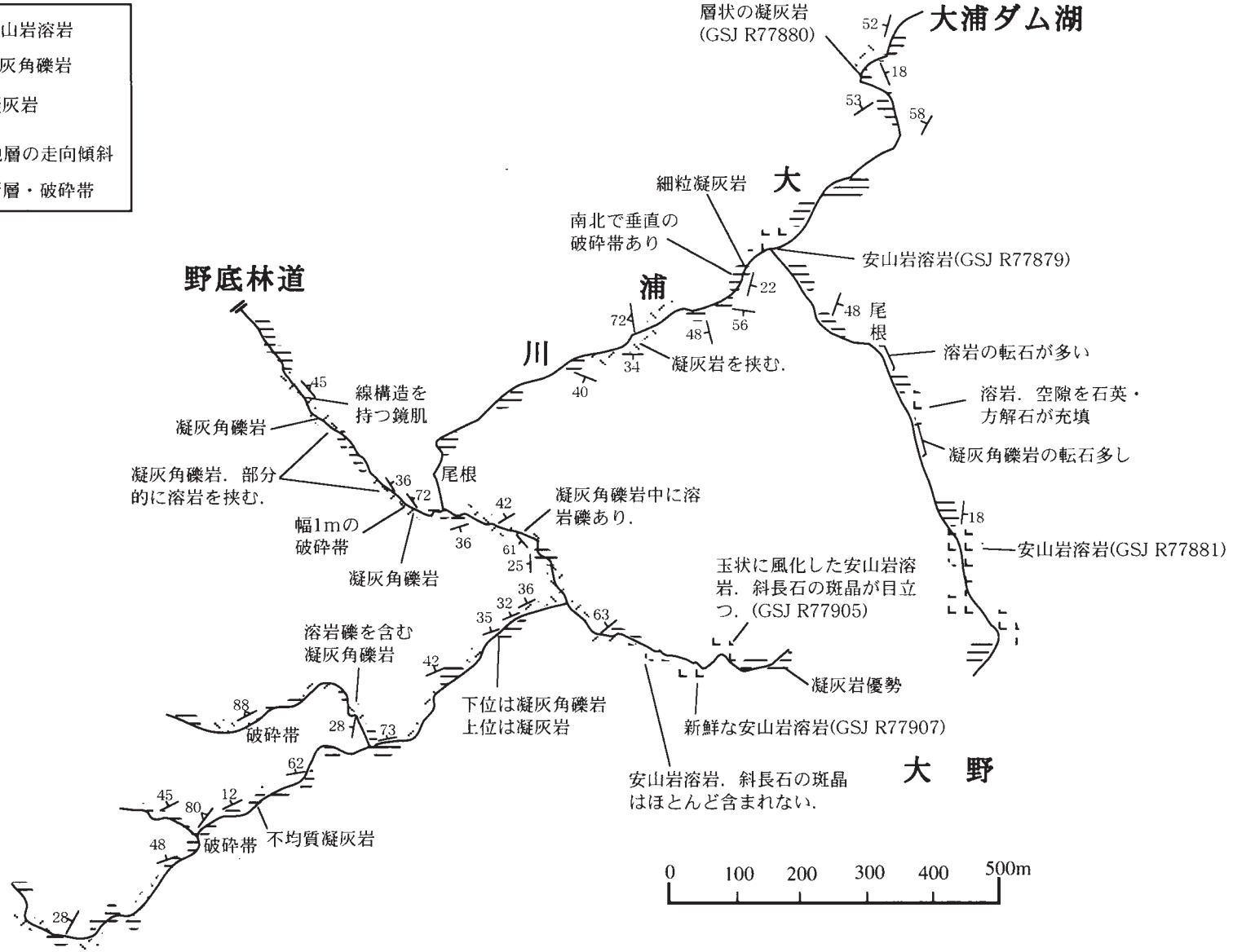
大野岳

第4.7図 金武岳～大野岳周辺の野底层ルートマップ



第4.8図 野底半島における野底层ルート柱状図

	安山岩溶岩
	凝灰角礫岩
	凝灰岩
	36 地層の走向傾斜
	45 断層・破碎帯

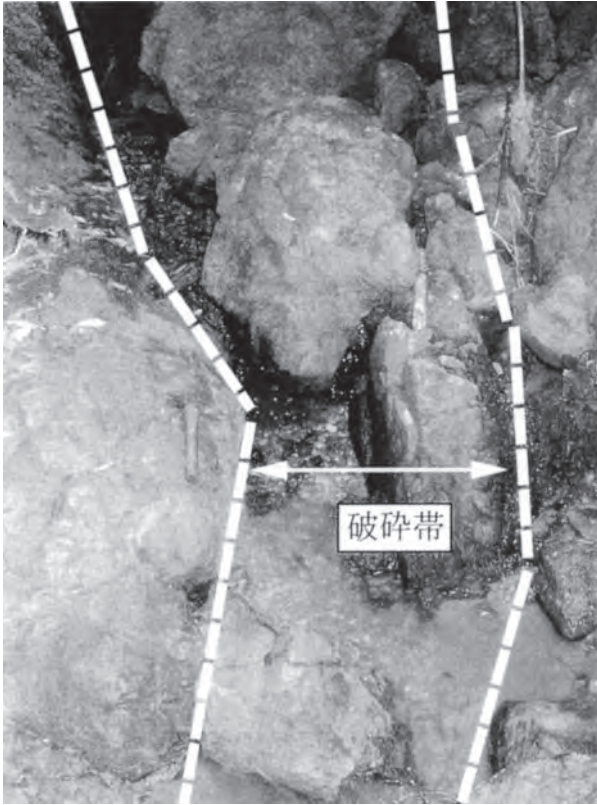


第4.9図 大浦川流域の野底層ルートマップ  
括弧内は採取試料の地質標本館登録番号



し、その化石年代から宮良川層と野底層が整合一連であると結論した。中川ほか（1982）による産出化石の一覧を表に示す（第4.1表）。

模式地の凝灰岩にはN77° E65° Sの方向性を持つ流紋岩の貫入が認められる。しかし、貫入による接触変成作用



第4.10図 野底層凝灰角礫岩に見られる破碎帯(野底断層) 大野～野底岳の沢筋

用は確認できなかった。大浦川河口付近の大浦山東斜面には土砂採石場があり、N40° E22° Nの層構造を持つ凝灰岩が露出する。この凝灰岩にはN85° E38° Sの断層が確認された（第4.15図）。

平久保半島では久宇良集落南東の丘陵に下位のトムル層を不整合に覆う凝灰岩が分布する。岩相は細～中粒で風化が著しく、層構造はN68° W45° Sであり、野底層の一般構造とは異なる。伊原間漁港付近でも風化の進行した赤褐色の細粒凝灰岩が分布しており、N28° W20° Sの構造を示す。この凝灰岩は直径数～数10cmの安山岩礫を含む。また、伊原間漁港北方の海岸付近では宮良川層と整合関係にある中粒の凝灰岩が確認される（第4.6図）。

#### 岩石記載

##### 凝灰岩（GSJ R77880）（第4.16図）

大浦川中流部から得られた層理面の発達する凝灰岩。肉眼では細粒、淡緑色を示し、鏡下では0.05mmのほぼ一様な大きさの斜長石、単斜輝石、斜方輝石、石英、不透明鉱物の結晶と火山ガラスから構成される。結晶はいずれも半自～他形で、単斜輝石、斜方輝石、斜長石の割合が多く、少量の石英、不透明鉱物を伴う。火山ガラスは褐色を呈する。二次鉱物として緑泥石、緑廉石、方解石が認められる。

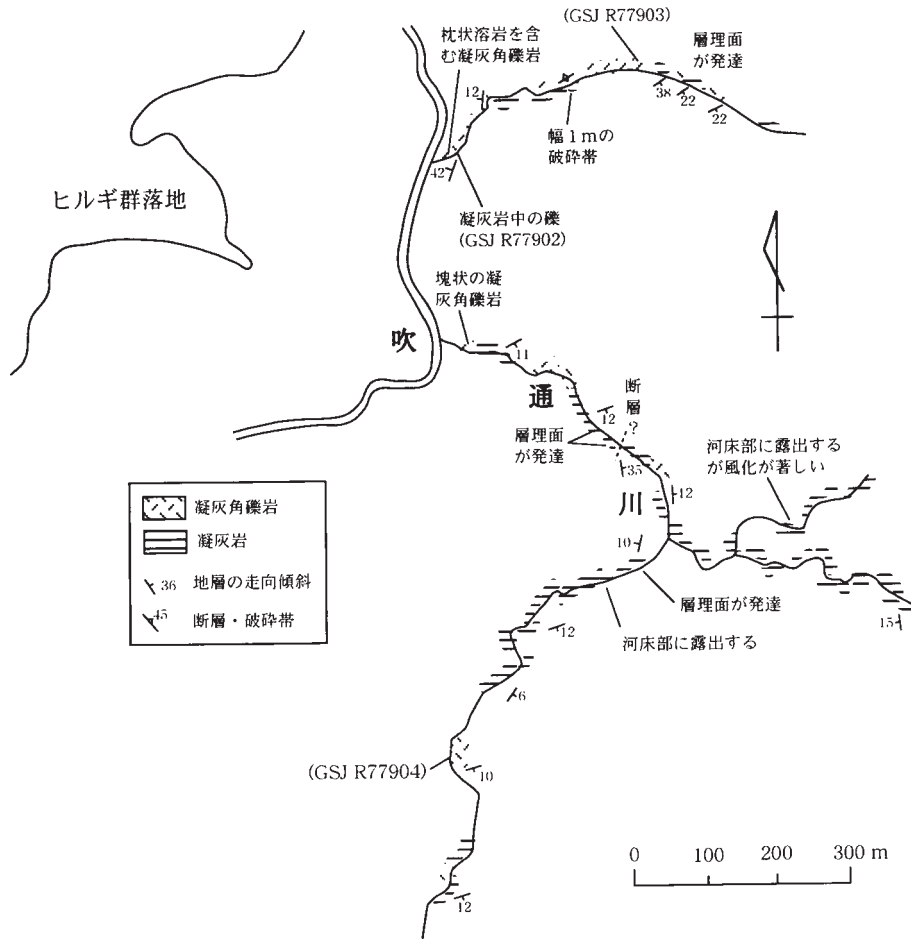
#### 4. 3. 2 凝灰角礫岩 (Nb)

主として本図幅内、野底半島北西部に分布し、部分的に凝灰岩の薄層を挟み、安山岩礫を含む（第4.17図）。大浦ダム北西、大浦山西方では流紋岩の貫入を受ける。一般に構造は北東-南西走向で、南に傾斜するが、大浦ダ

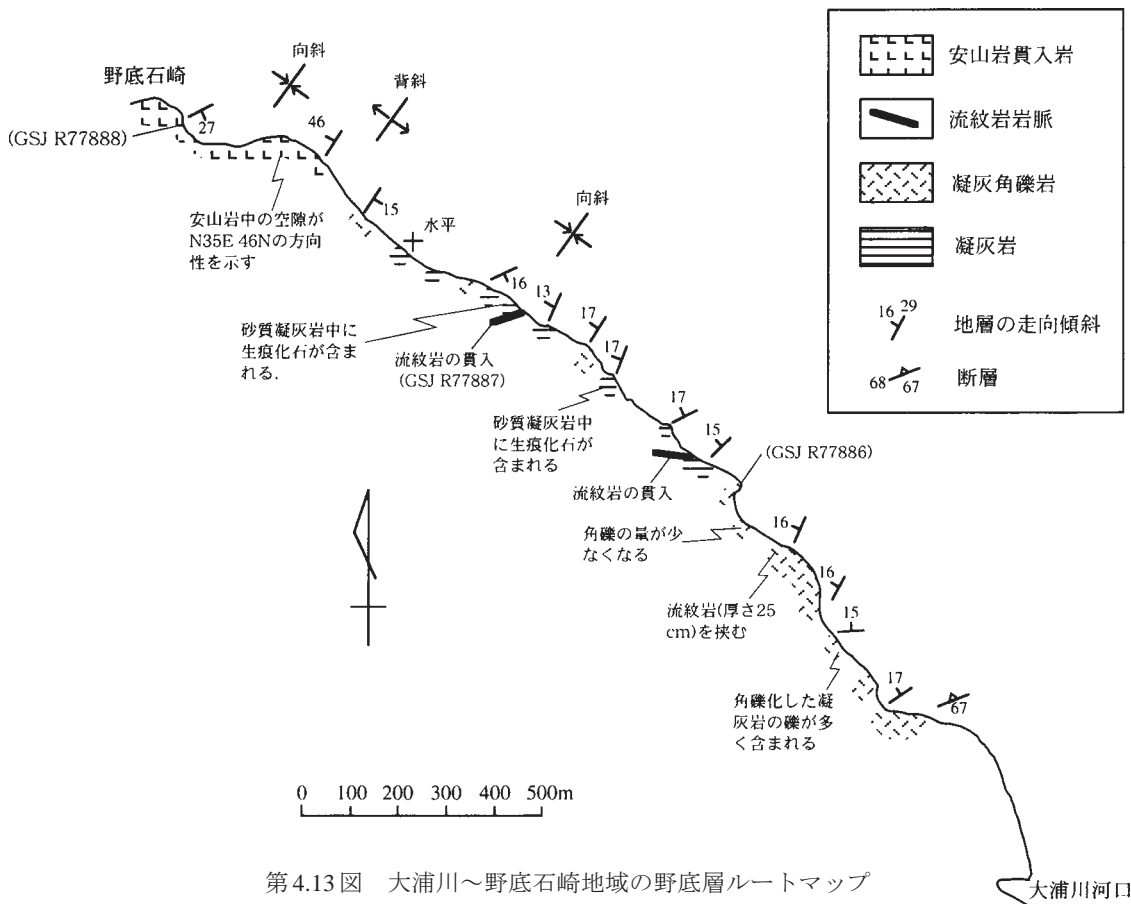


第4.11図 野底層凝灰岩の産状（野底林道，大野付近）

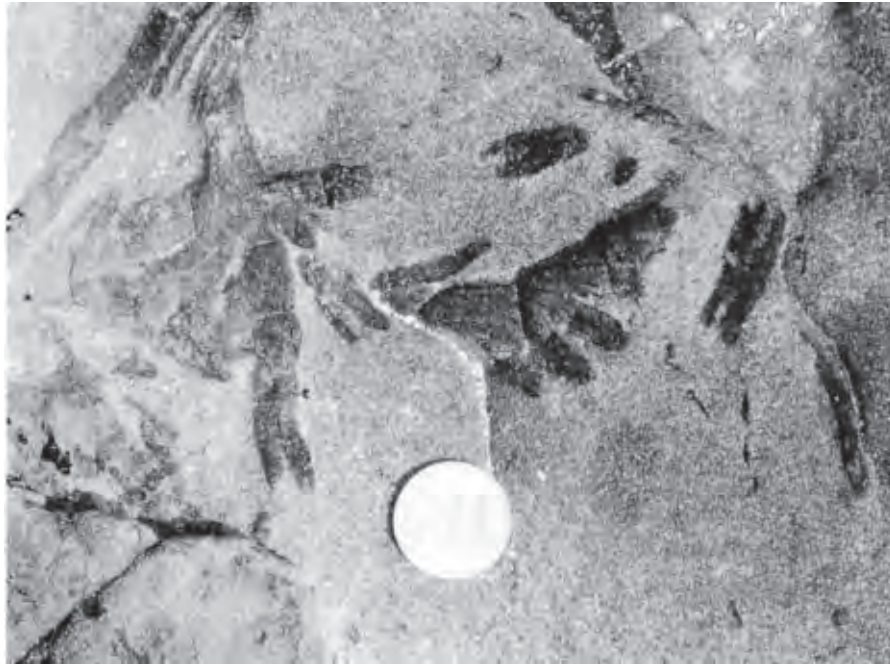




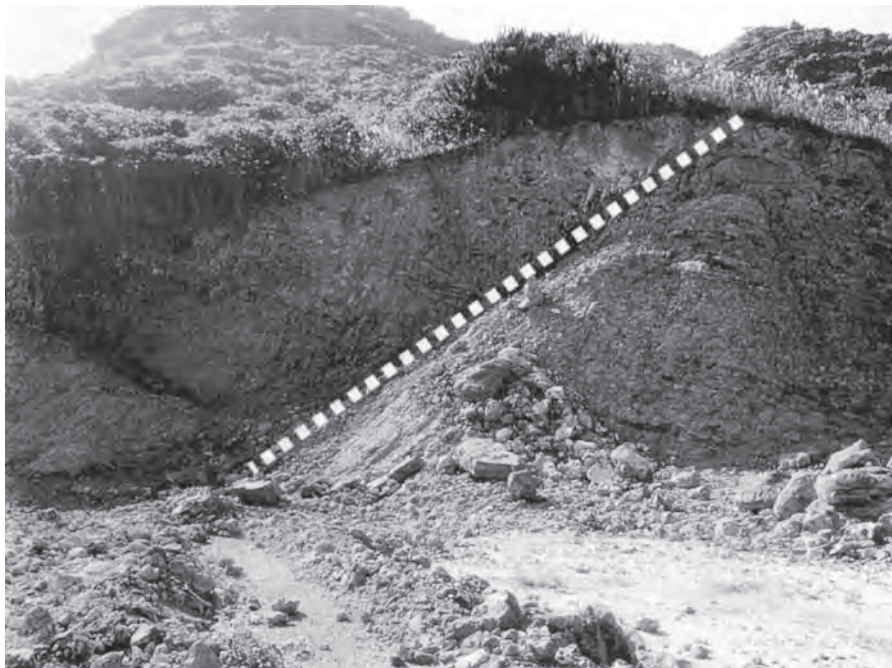
第4.12図 吹通川流域の野底層ルートマップ



第4.13図 大浦川～野底石崎地域の野底層ルートマップ



第4.14図 野底層砂質凝灰岩中に見られる生痕化石（大浦～野底石崎海岸）



第4.15図 野底層凝灰岩に見られる断層（大浦山東方の大浦川河口付近）

ム付近では北西-南東走向で北傾斜を示す。

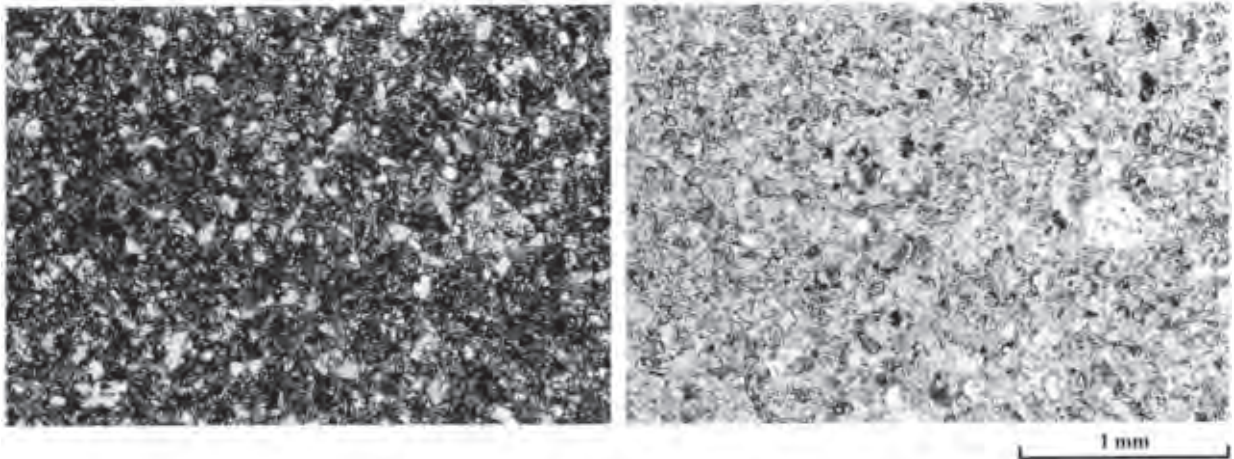
大浦山北部の山地ではN33°E～EWの走向を示し、北に10～40°傾斜する凝灰角礫岩が卓越し、安山岩礫を多く含む（第4.18図）。礫の大きさは10数cm～1.5mまで変化するが、50cm以下のものが多く含まれている。大浦山西方では流紋岩の貫入を受けるが接触変成作用の影響は認められない。

模式地である大浦川河口から野底石崎に至る海岸線で

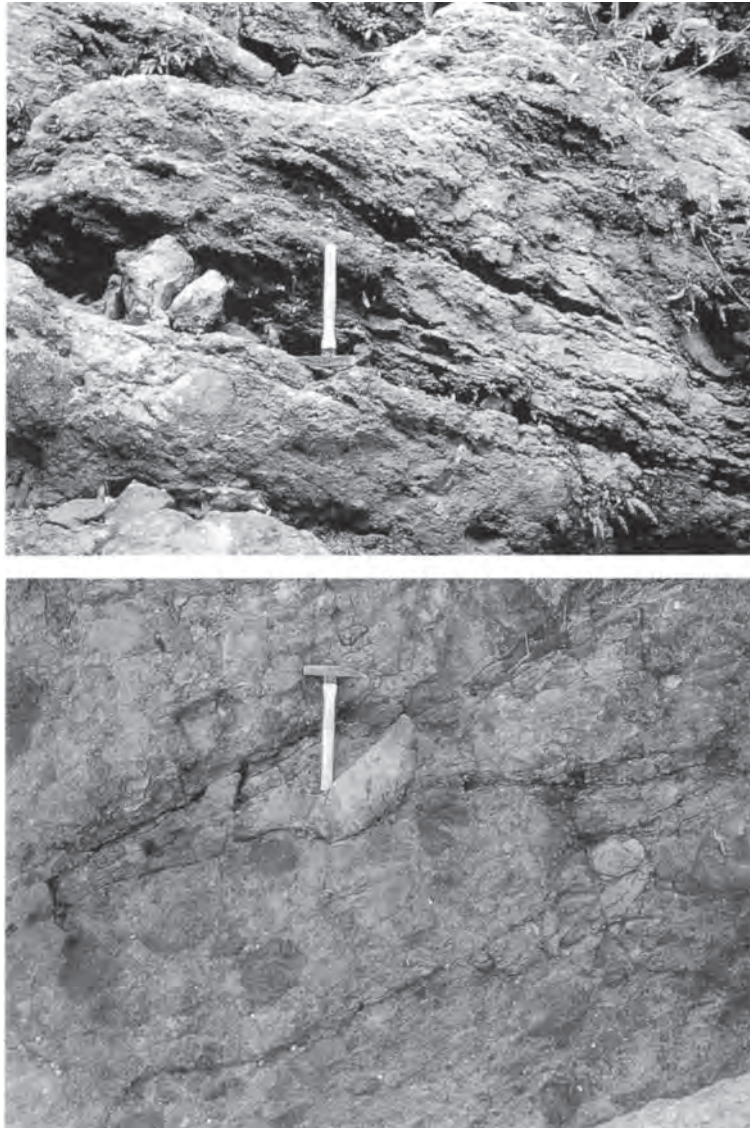
は最下位にN23～55°E10～20°Nの構造を持つ凝灰岩の薄層を挟む凝灰角礫岩が分布する（第4.13図）。凝灰角礫岩には層理面の発達した凝灰岩礫が含まれる。また、大浦川河口近傍では凝灰角礫岩中にN67°E68°Nの断層が認められる。ここではN9°W14°Sの方向性を示す幅25cmの流紋岩の貫入が認められる。

大浦ダムから金武岳に至る沢では下流域でN65～68°Wの走向、南に13～54°傾斜する構造を持った凝灰角礫

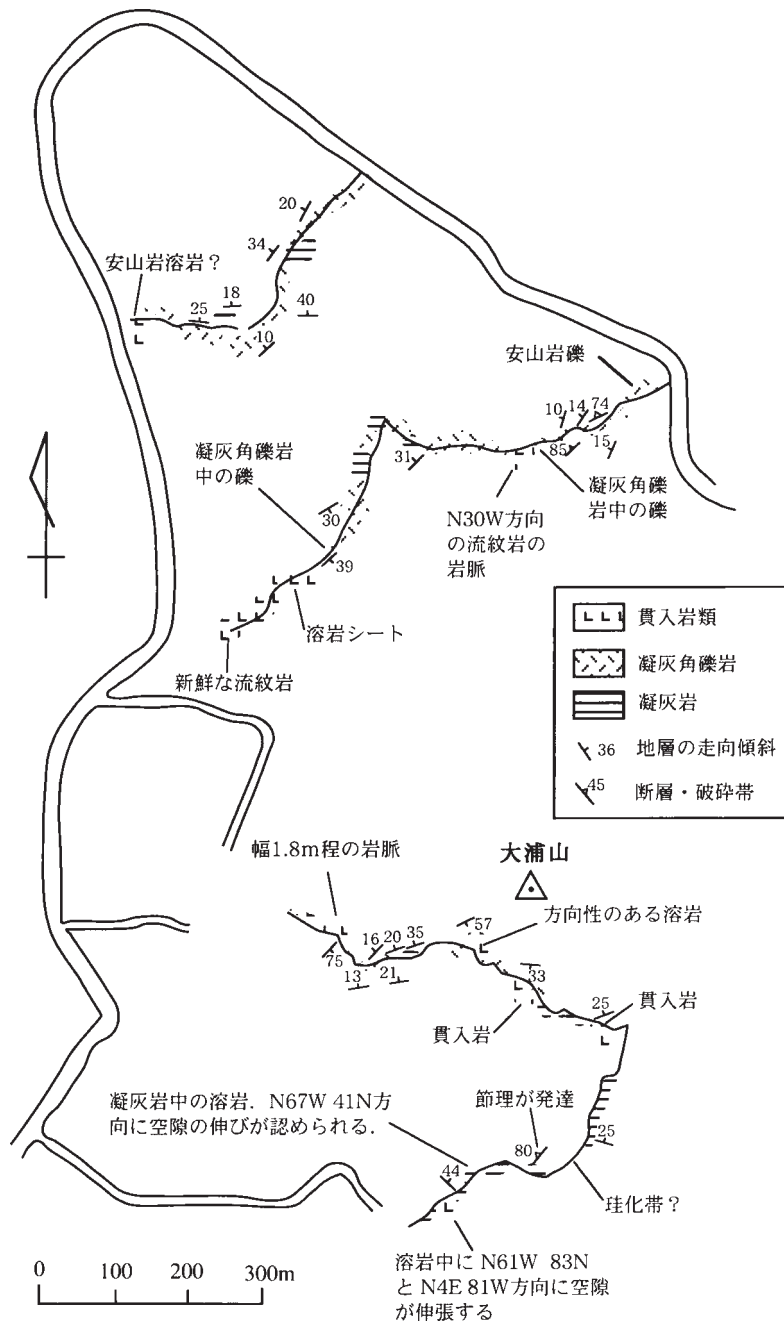




第4.16図 野底層凝灰岩（GSJ R 77880）の顕微鏡写真  
 左：直交ポーラ，右：下方ポーラ



第4.17図 野底層凝灰角礫岩の産状  
 上：比較的層理面の明瞭な凝灰角礫岩層（大野から野底岳に向かう沢沿い），下：安山岩礫を含む様子（大野崎）



第4.18図 大浦山周辺の野底層ルートマップ

岩が卓越する (第4.7図)。大浦ダムから大野岳に至る沢では  $N 16 \sim 43^{\circ} W 18 \sim 24^{\circ} S$  の構造を持つ凝灰岩の薄層を挟む凝灰角礫岩が分布し、部分的に安山岩礫を含む。

玉取崎では全体的に凝灰角礫岩が発達し、部分的に凝灰岩の薄層を挟む。凝灰岩の走向は  $N 25 \sim 43^{\circ} W$  で南に  $39 \sim 52^{\circ}$  傾斜する。Miki *et al.* (1990) では玉取崎海岸において安山岩岩脈を記載しているが今回の調査では確認することは出来なかった。恐らく大野崎で観察される安山岩貫入岩のことを指していると考えられる。また、大野崎先端部では下位の宮良川層起源と考えられる石灰岩礫 (第4.19図) が凝灰角礫岩中に多数含まれる。

野底岳北東部域では北西-南東方向で南に傾斜する凝灰角礫岩が卓越する (第4.20図)。ここでは複数の流紋岩岩脈の貫入を受けている。また、大浦ダム湖西方では安山岩礫を非常に多く含有している。西浜川下流域では  $N 63 \sim 83^{\circ} E$  の走向を示し、傾斜は南  $12^{\circ}$  ~ 北  $35^{\circ}$  まで変化する凝灰角礫岩が分布する。ここでも部分的に層理面の発達した凝灰岩薄層を挟む。

野底崎では凝灰角礫岩が分布し、後述する安山岩岩脈の貫入を受ける。また、上位の大浜層石灰岩との不整合が観察できる。石灰岩との不整合は野底崎南方の多良間西方の海岸、川平石崎周辺でも観察できる (第4.21図)。





第4.19図 野底層凝灰岩中に認められる宮良川層の石灰岩礫（大野崎）

吹通川の下流域では枕状溶岩岩塊を含む凝灰角礫岩が卓越し、構造はN 27° E 42° Nである。凝灰角礫岩は全体に風化が進行し、赤色を帯びる部分もある。またN 67° E 15° Sの層構造を持つ層厚15m程度の凝灰岩薄層を挟む。

吹通川南方の山地では主に北西 - 両東走向で南に12~30°傾斜する凝灰角礫岩が発達し、層状の凝灰岩・安山岩溶岩を挟む（第4.22図）。

平久保半島では明石西方海岸から北の崎に至る海岸線に凝灰角礫岩の小規模な分布が認められる。ここでも直径1mほどの安山岩礫を含んでいる様子が観察される。また、北の崎付近では安山岩礫を多数含有している凝灰角礫岩が流紋岩に貫入される様子が見られる。このほか、伊原間の北方約1.5kmに位置するサビチ洞の海側出口の北およそ40m付近に大浜層石灰岩に不整合で覆われる凝灰角礫岩の小露頭が観察される。

川平石崎周辺では見かけ上、下位に安山岩～流紋岩溶岩が露出し、上位に凝灰角礫岩が分布する（第4.23図）。凝灰角礫岩はN 28° W 80° Nの構造を持ち、直径数～数10cmの安山岩礫を含む。

#### 4. 3. 3 安山岩溶岩 (NI)

野底半島東海岸の大野西方山地、大浦山周辺、平久保半島のダテフ崎南方海岸、久宇良岳南西部の山地及び川平石崎周辺に分布する。

大野西方の山地には数10mの厚さを持つ安山岩溶岩が数箇所凝灰岩に挟まれて産する。岩石は暗灰色を示し、比較的新鮮である（第4.24図）。部分的に節理が発

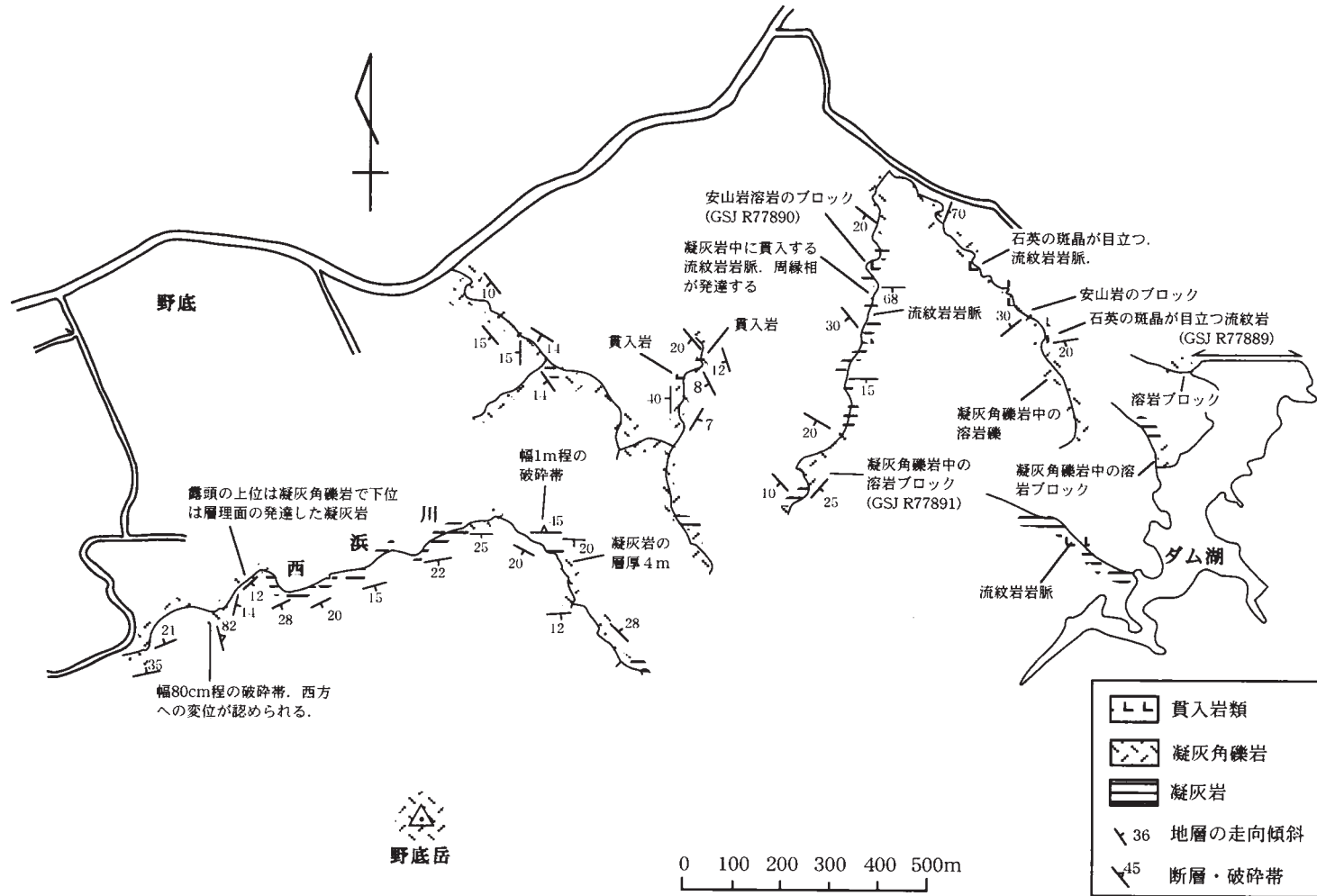
達し、小さなブロックとして産する場合もある。周囲の凝灰岩もしくは凝灰角礫岩との境界は明瞭ではなく、むしろ漸移的に変化する。最も厚い安山岩溶岩は大野の北に分布するが（第4.9図）、この溶岩には空隙が多数認められ、二次的に晶出した石英や方解石によって充填されている。大浦山付近に認められる安山岩溶岩は周囲の凝灰岩の層理面と調和的に伸張した空隙を有する。

平久保半島ではダテフ崎南方海岸に小規模な安山岩溶岩の露出が認められる。付近に宮良川層の石灰岩が分布するが境界は明瞭ではなく、接触変成作用を与えた様子も認められなかった。岩石は新鮮で暗灰色～黒色を呈する塊状の安山岩であり、斜長石・輝石の斑晶が認められる。久宇良岳南西部の山地にも小規模な安山岩溶岩が分布するが、著しく風化が進行し、安山岩は礫としてのみ確認できる。

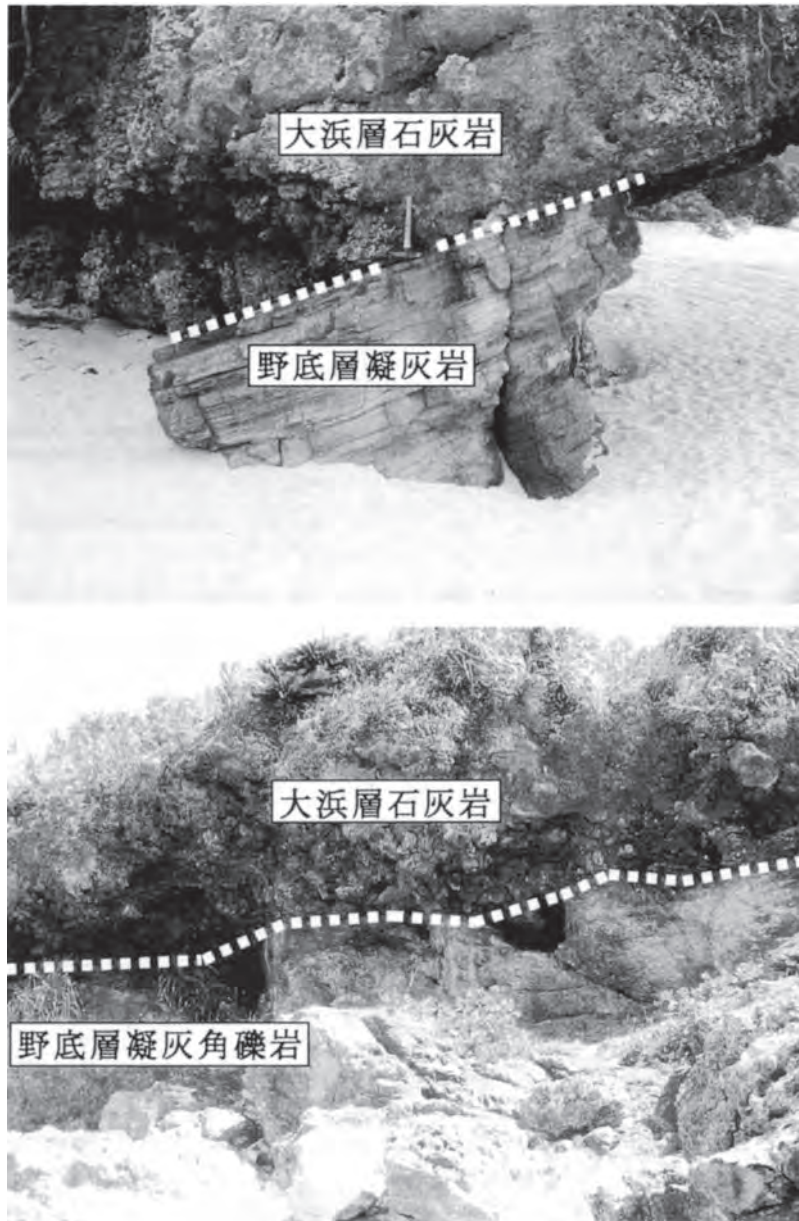
川平石崎では北海岸に位置するクラブメッドリゾートの西端部に安山岩溶岩が露出する。岩石は暗灰色を呈し、輝石・斜長石の斑晶が目立つ比較的新鮮な安山岩である。

安山岩溶岩と凝灰岩・凝灰角礫岩に含まれる安山岩礫は鏡下観察の結果、構成鉱物に大きな差異は認められない。今回の調査では両者の岩石化学的な特徴を明らかにすることを目的として、安山岩溶岩と安山岩礫の全岩主成分・微量成分分析を行った。また、比較のために後述する流紋岩溶岩の分析も行った。分析結果を第4.2表と第4.25図に示す。また、化学分析を行ったすべての試料の採集位置を第4.26図に示した。

図に明らかのように安山岩溶岩と安山岩礫では明らかに組成差が認められる。すなわち、凝灰岩・凝灰角礫岩



第4.20図 野底岳北東部山地の野底层ルートマップ



第4.21図 野底層と大浜層との不整合（点線部分）  
上：多良間西方の海岸，下：川平石崎付近の海岸

中に含まれる安山岩礫が安山岩溶岩に比して、 $K_2O$ 、 $Nb$ 、 $Ba$ 、 $Zr$ に富む特徴を示す。このことは両者が異なる起源を持つことを示しているのかもしれない。

#### 岩石記載

斜方輝石単斜輝石安山岩 (GSJ R 77879)  $SiO_2=55.42$  wt% (第4.27図 A, B)

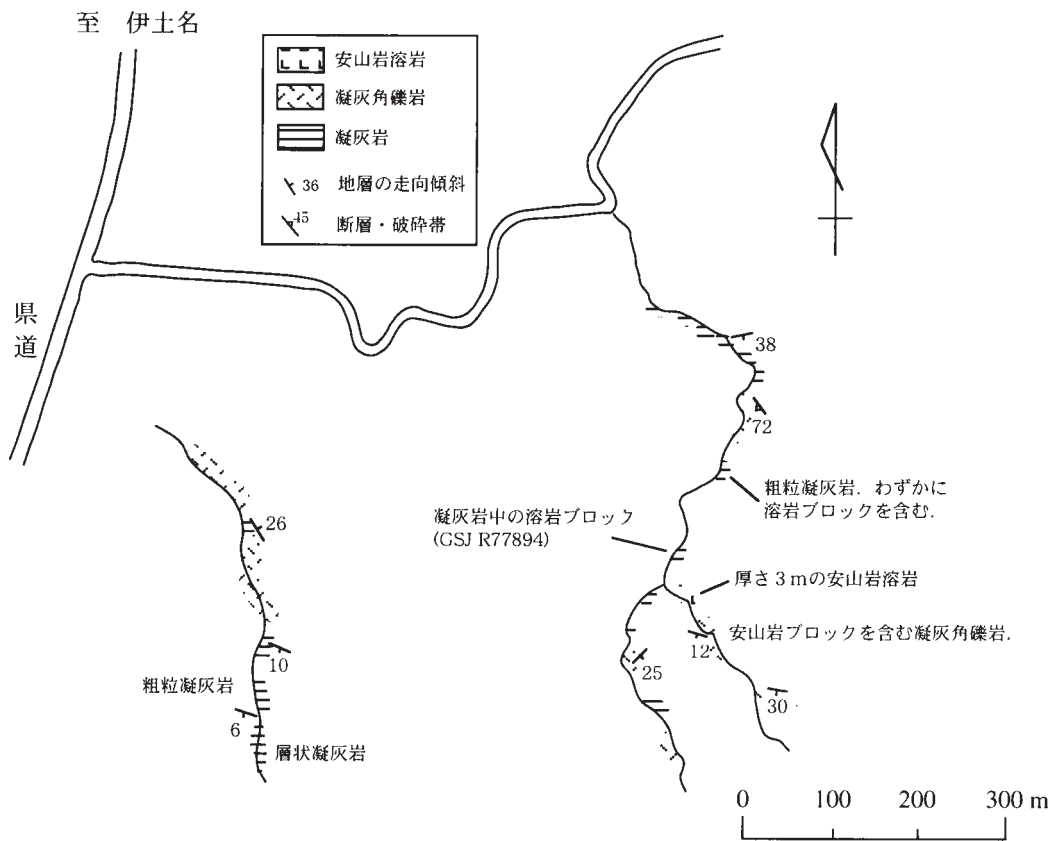
大浦川中流域で凝灰岩中に挟まれて産する溶岩。肉眼では暗灰色を呈する塊状の岩石である。鏡下では半晶質で、斑晶鉱物は斜方輝石、単斜輝石、斜長石からなる。斜方輝石は自～半自形、長径 $0.5\sim 1mm$ 、亀裂が発達しており、そこを緑泥石が充填している。単斜輝石は自

～半自形、 $0.5\sim 1mm$ で不透明鉱物を包有する場合がある。斜長石は自～半自形、長径 $0.3\sim 0.5mm$ で集片状に集合して産する。

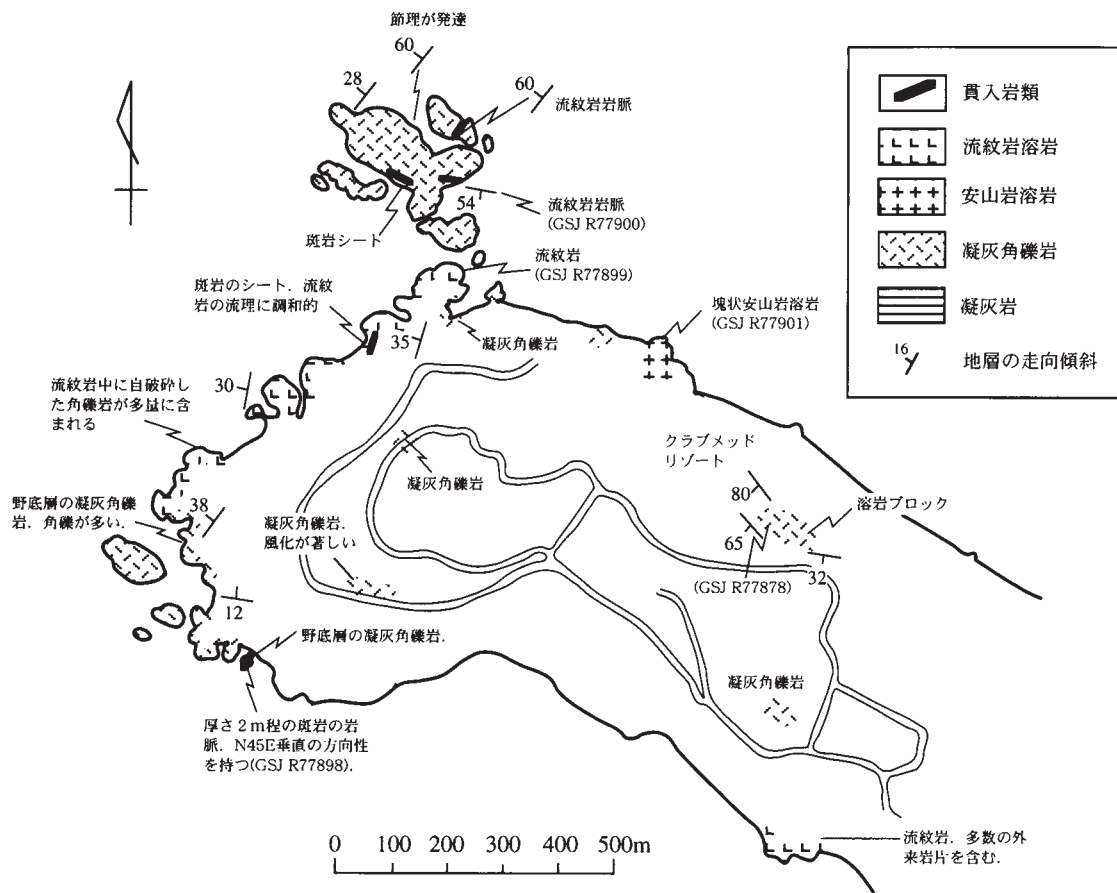
石基鉱物は一般に $0.05\sim 0.2mm$ の斜方輝石、単斜輝石、斜長石、不透明鉱物の細粒結晶及び火山ガラスから構成される。単斜輝石、斜方輝石は半自形～他形、斜長石は拍子木状を呈する。火山ガラスは濃褐色で、鉱物間を充填する。

#### 安山岩 (GSJ R77881) (第4.27図 C, D)

大浦川中流域から大野に向かう沢沿いに産する溶岩。肉眼では暗灰色を呈し、部分的に空隙が認められる。鏡



第4.22図 吹通川南方山地の野底層ルートマップ



第4.23図 川平石崎周辺の野底層ルートマップ





第4.24図 野底層安山岩溶岩の産状（大浦川）

下では半晶質で、ポイキリティック組織を示す。斑晶鉱物として斜長石が認められるが、その量はごく僅かである。自～半自形で、長径は0.3mmで、内部に汚濁帯が認められる。

石基鉱物は0.05～0.3mmの斜長石、単斜輝石、不透明鉱物と火山ガラスから構成される。斜長石は自形の拍子木状を示し、単斜輝石は自～半自形の粒状を呈する。火山ガラスは変質が著しく、ほとんどが緑泥石に変化している。石基部には部分的に空隙が存在し、その空隙を二次的に晶出した石英、方解石が充填している場合がある。

#### 単斜輝石安山岩（GSJ R 77883） $\text{SiO}_2=56.18\text{wt}\%$ （第4.27図 E, F）

大浦ダムから金武岳に向かう沢筋に産する溶岩。肉眼では暗灰色を呈する塊状の岩石である。鏡下では半晶質で、トラキティック組織を呈する。斑晶鉱物は単斜輝石と斜長石から構成される。単斜輝石は自～半自形、0.3mm程で変質が著しい。斜長石は自～半自形、0.1～2mmでアルバイト-カールスバット双晶が顕著である。比較的大きな斜長石は内部が蜂の巣状に融食され、石基を構成する火山ガラスが浸潤している。

石基は極微細な斜長石と火山ガラスからなる。斜長石は自形、長径0.05mm程で斑晶鉱物の間に流理構造を示す。火山ガラスは黒色を呈し、濃淡を示す部分もある。

#### 斜方輝石単斜輝石安山岩（GSJ R 77902） $\text{SiO}_2=55.98\text{wt}\%$ （第4.28図 A, B）

吹通川支流に産する安山岩礫。肉眼では暗灰色、塊状の岩石である。鏡下では半晶質でトラキティック組織を示す。斑晶鉱物は斜方輝石、単斜輝石、斜長石からなる。

斜方輝石は自～半自形、長径0.5～1mmで単斜輝石を伴って産する。単斜輝石は自～半自形0.5～1mmで集斑状に集合する。斜長石は自～半自形、長径0.3～1mmでアルバイト-カールスバット双晶が顕著である。部分的にセリサイトに変質している場合がある。

石基鉱物は一般に0.05～0.2mmの斜方輝石、単斜輝石、斜長石、不透明鉱物の細粒結晶及び火山ガラスから構成される。単斜輝石、斜方輝石は変質が進み、緑泥石や緑廉石に変移している。斜長石は拍子木状を呈し、部分的にセリサイトに変質している。また、方解石が粒状もしくは細脈状に晶出している。

#### 安山岩（GSJ R 77906） $\text{SiO}_2=59.24\text{wt}\%$ （第4.28図 C, D）

野底林道、凝灰岩中に含まれるブロックとして産する安山岩礫、肉眼では暗灰色、鏡下では半晶質の岩石である。斑晶鉱物は斜長石で、自～半自形を呈し、長径は0.2～3mmである。比較的大きな斜長石は最外縁部に比較的清涼なリムを持ち、内部に細粒他形の単斜輝石や不透明鉱物を包有するが多い。

石基鉱物は一般に0.05～0.2mmの斜長石、不透明鉱物の細粒結晶及び火山ガラスから構成される。火山ガラスはほとんど変質し、緑泥石に変化している。斜長石は拍子木状を呈し、セリサイトに変質しているものも多い。

#### 4.3.4 流紋岩溶岩（Nr）

本図幅範囲内で流紋岩溶岩は川平石崎周辺部にのみ分布する。

第4.2表 野底層安山岩・流紋岩の全岩化学組成

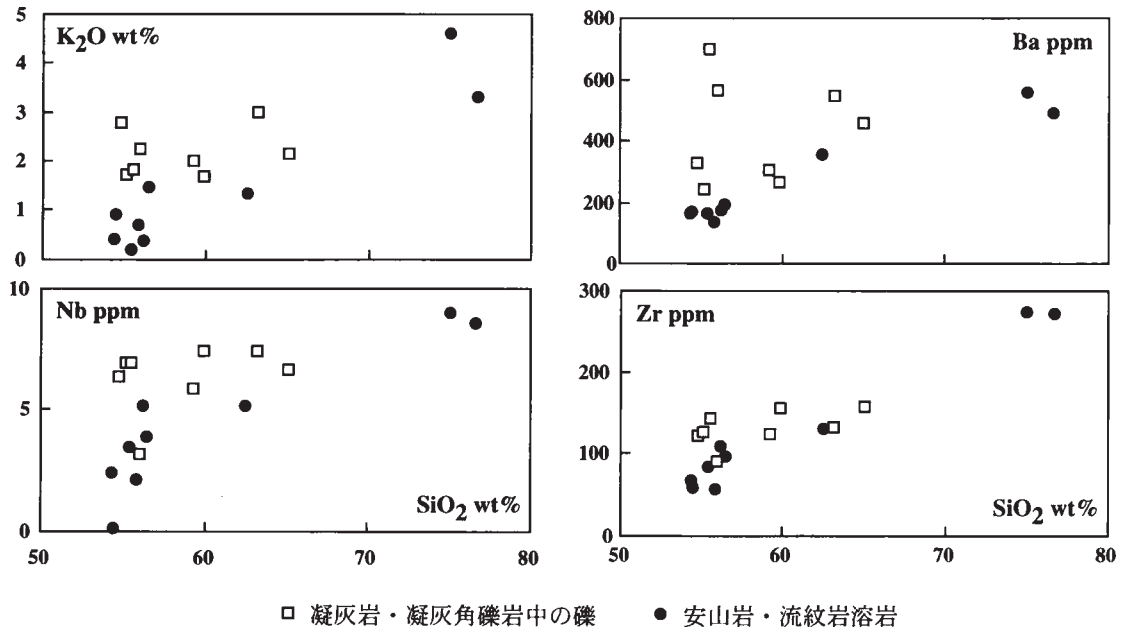
試料番号	77879	77905	77907	77883	77890	77896	77901	77899	77900
産状	溶岩	溶岩	溶岩	溶岩	溶岩	溶岩	溶岩	溶岩	岩脈
SiO <sub>2</sub> (wt%)	55.42	55.81	54.46	56.18	62.47	54.35	56.48	75.05	76.65
TiO <sub>2</sub>	0.73	0.60	0.62	0.94	0.81	0.67	0.88	0.17	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.13	20.12	20.64	17.09	16.34	15.29	16.59	13.42	14.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8.87	7.31	6.86	8.72	7.44	9.85	8.04	1.91	0.64
MnO	0.16	0.10	0.13	0.14	0.14	0.16	0.15	0.00	0.00
MgO	6.16	3.18	2.82	3.81	2.61	6.69	6.26	0.61	0.47
CaO	9.68	8.77	10.13	10.17	6.13	10.68	4.88	0.36	0.08
Na <sub>2</sub> O	2.55	3.32	3.32	2.42	2.57	1.77	5.07	3.87	4.62
K <sub>2</sub> O	0.20	0.69	0.89	0.39	1.34	0.43	1.48	4.60	3.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.11	0.12	0.14	0.14	0.11	0.17	0.02	0.02
Ba (ppm)	163	138	171	176	355	165	194	562	492
Cr	141	91	52	27	17	158	96	5	3
Cu	30	65	127	31	32	137	29	26	17
Nb	3.5	2.1	0.2	5.2	5.2	2.4	3.9	8.9	8.5
Ni	18	29	14	n.d.	n.d.	30	18	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	24	22	n.d.	23	n.d.	46	185	116
Sr	254	280	295	252	233	264	224	78	41
V	218	197	216	219	147	263	150	3	n.d.
Y	23	22	23	30	27	20	21	31	26
Zn	68	71	59	66	74	65	64	34	6
Zr	83	57	59	108	131	66	96	275	272

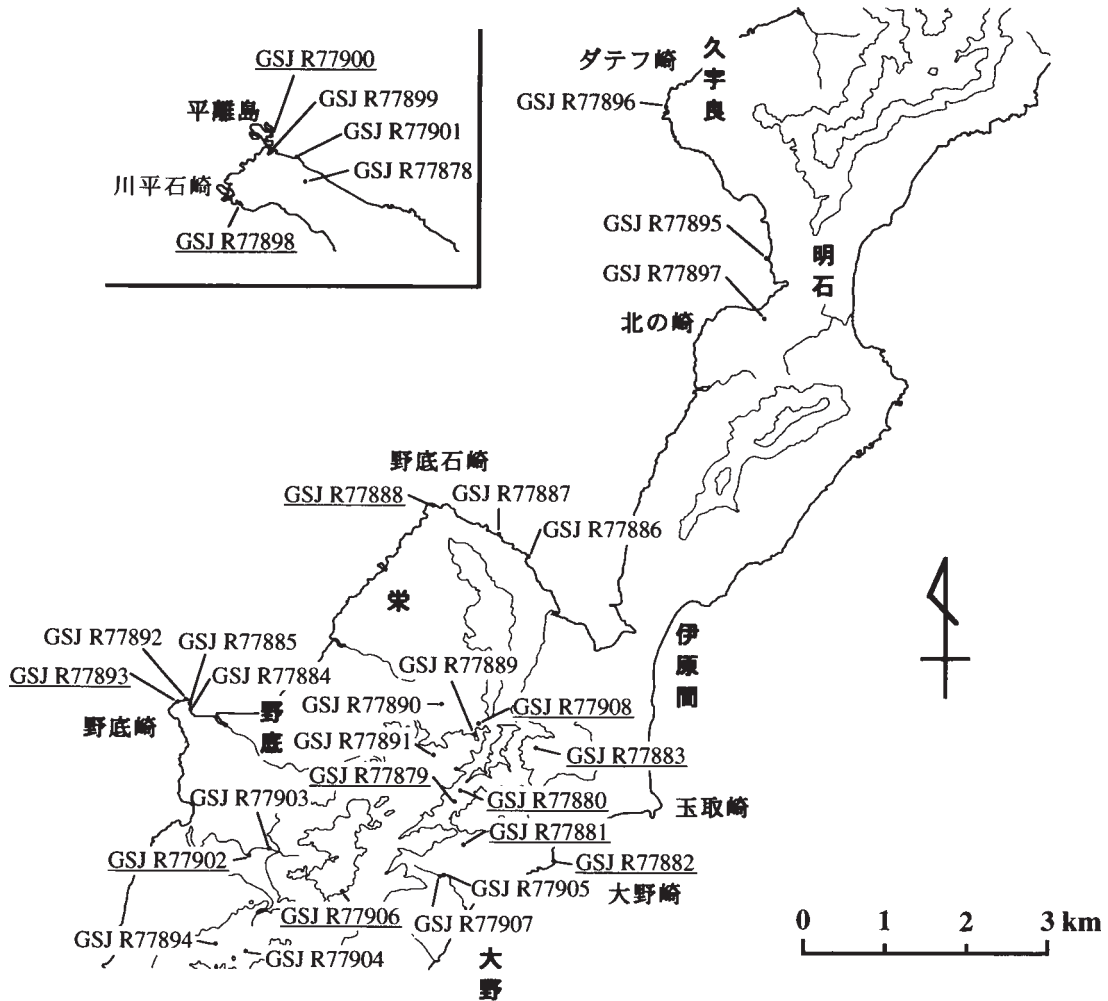
試料番号	77902	77903	77904	77906	77878	77886	77891	77894
産状	礫	礫	礫	礫	礫	礫	礫	礫
SiO <sub>2</sub> (wt%)	55.98	63.19	65.07	59.24	59.87	54.74	55.50	55.14
TiO <sub>2</sub>	1.15	0.76	0.88	0.81	0.71	1.01	0.95	1.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.63	16.98	15.69	16.28	16.46	19.71	18.15	17.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6.52	3.32	6.28	7.96	7.01	7.74	9.09	9.91
MnO	0.14	0.15	0.16	0.18	0.12	0.13	0.17	0.27
MgO	1.93	0.98	1.32	3.80	4.40	3.26	5.57	4.81
CaO	7.16	9.05	4.03	8.21	6.61	4.44	5.44	6.43
Na <sub>2</sub> O	5.03	2.37	4.23	1.39	2.94	6.04	3.15	2.58
K <sub>2</sub> O	2.24	3.00	2.14	1.99	1.67	2.77	1.82	1.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.21	0.20	0.14	0.21	0.17	0.16	0.17
Ba (ppm)	565	551	459	306	268	331	700	246
Cr	9	22	n.d.	29	62	11	24	12
Cu	32	22	36	26	23	40	28	32
Nb	3.2	7.5	6.7	5.9	7.4	6.4	7.0	6.9
Ni	n.d.	4	6	n.d.	18	6	3	6
Rb	65	74	50	54	40	84	39	44
Sr	271	232	210	190	198	269	253	279
V	262	154	125	202	108	213	171	215
Y	29	27	34	29	30	32	30	34
Zn	101	69	64	73	64	72	85	88
Zr	91	134	157	125	155	121	144	127

n.d. = not determined

試料番号はGSJR以下の数字で示す。全鉄をFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>として表し、主成分は合計を100%に再計算してある。蛍光X線分析（佐賀大学，日本電子社製JSX-60 S7），川野良信分析。



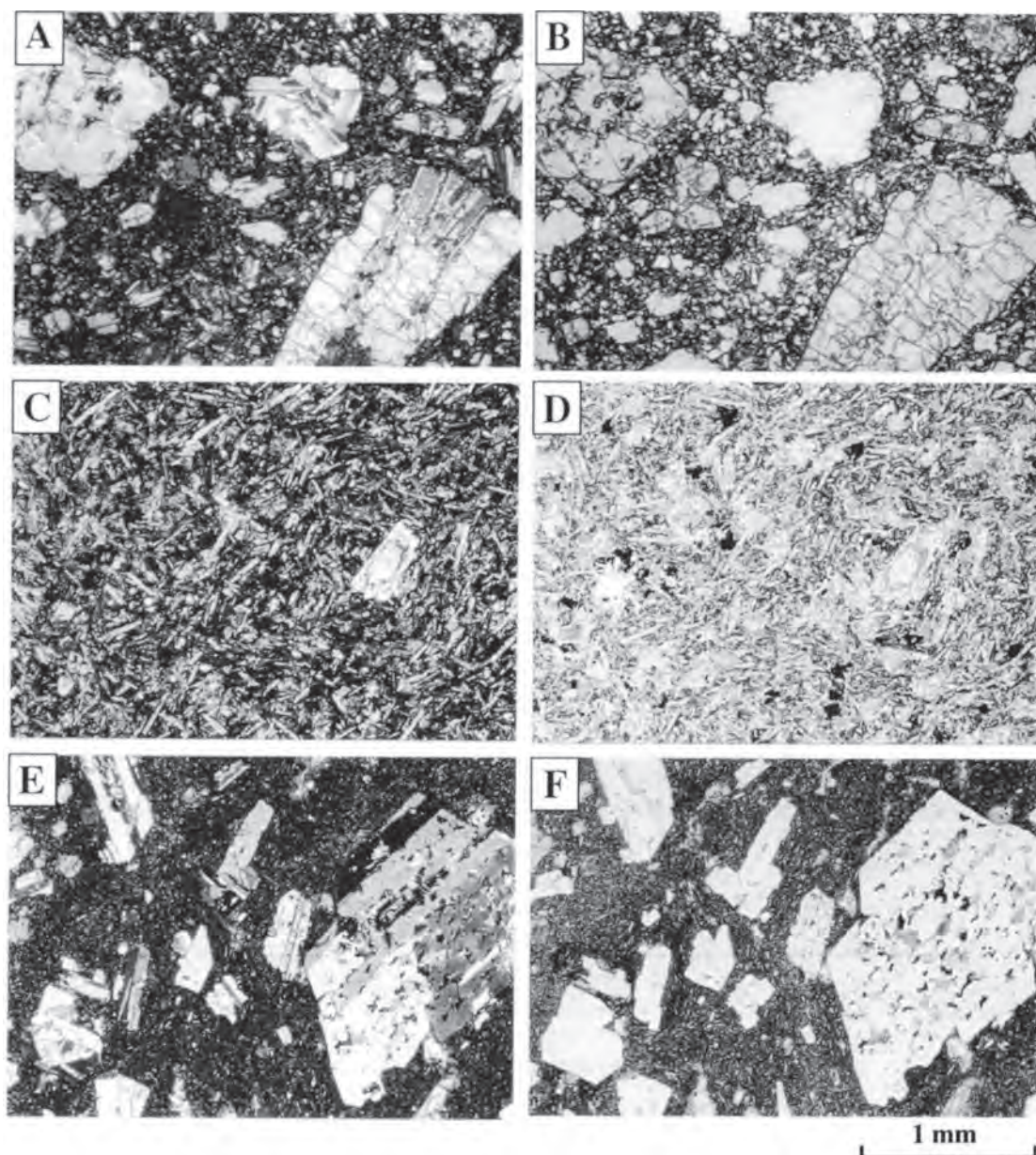
第4.25図 野底層安山岩・流紋岩の組成変化図



第4.26図 野底層火山岩及び貫入岩類の分析試料採集位置図

下線付き試料番号は鏡下記載がある試料。ただし、GSJ R 77880とGSJ R 77881は記載のみ。GSJ R 番号は地質標本館登録番号





第4.27図 野底層安山岩溶岩の顕微鏡写真

A, B: 大浦川中流域に産する溶岩 (GSJ R 77879) (A: 直交ポーラ, B: 下方ポーラ).  
 C, D: 大野北方の山地に産する溶岩 (GSJ R 77881) (C: 直交ポーラ, D: 下方ポーラ).  
 E, F: 大浦ダム東方に産する溶岩 (GSJ R 77883) (E: 直交ポーラ, F: 下方ポーラ)

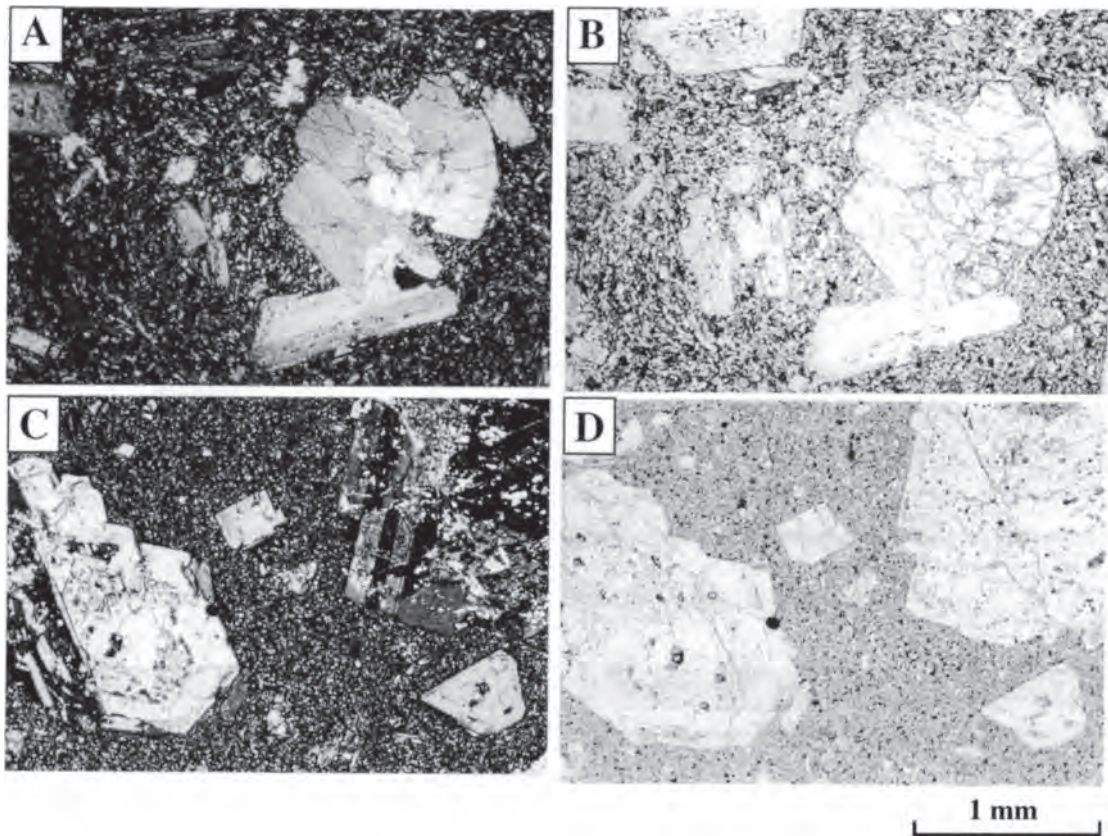
松本 (1992) が記載した野底層流紋岩溶岩の一部を構成すると考えられる。川平石崎の流紋岩溶岩は N26 ~ 78° W の走向で、南へ 20° から北へ 38° 傾斜する構造を示している (第 4.29 図)。また、安山岩礫や流紋岩礫など多量の岩片を含むことで特徴づけられる。岩石はガラス質であり、化学的特徴は SiO<sub>2</sub> が 75 ~ 77wt% で流紋岩質である (第 4.25 図)。野底層凝灰角礫岩とは部分的に漸移するが、凝灰角礫岩に岩脈状に貫入する場合もあり、活動時期は同時であったと推定される (第 4.30 図)。川平石崎周辺の海岸線では斑岩岩脈の貫入を受け、接触変成作用を被る。

#### 岩石記載

流紋岩 (GSJ R 77900) SiO<sub>2</sub>=75.05wt% (第 4.31 図)

平離島で凝灰角礫岩に貫入する岩脈として産する。肉眼では黒色・層状を呈し、流理構造が顕著である。鏡下では完晶質で、流状組織が発達する。斑晶は認められない。石基鉱物は 0.05 ~ 0.1mm の石英、斜長石、カリ長石、不透明鉱物から構成される。石英は部分的に濃集し、層構造を形成している。斜長石は自~半自形で、短冊状を呈する。カリ長石・不透明鉱物は半自形で他の鉱物間を充填する。





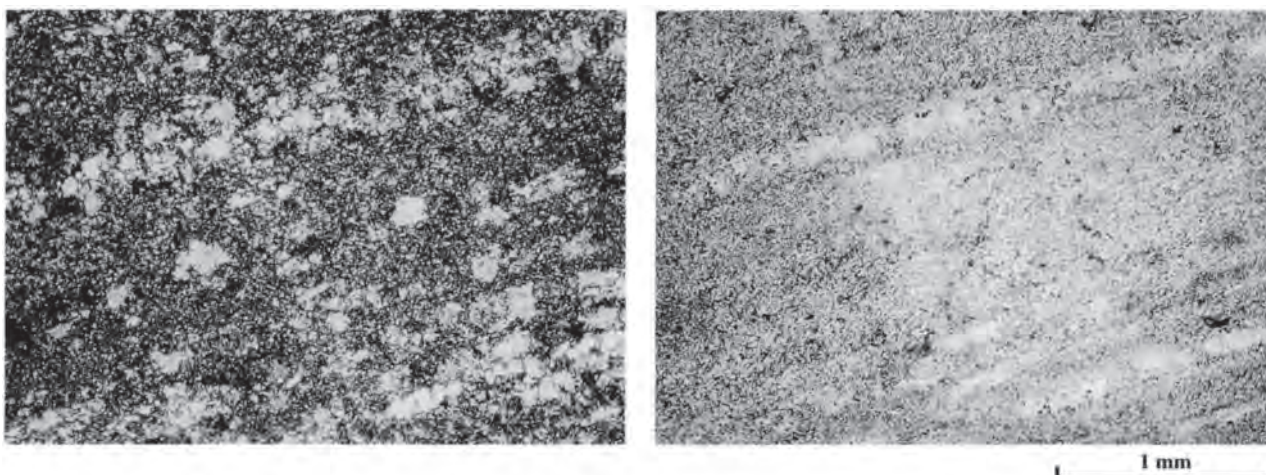
第4.28図 野底層安山岩礫の顕微鏡写真  
 A, B: 吹通川支流の凝灰角礫岩中に含まれる礫 (GSJ R 77902) (A: 直交ポーラ, B: 下方ポーラ).  
 C, D: 野底林道の凝灰岩中に含まれる礫 (GSJ R 77906) (C: 直交ポーラ, D: 下方ポーラ)



第4.29図 野底層の流紋岩溶岩 (川平石崎付近の海岸)



第4.30図 平離島の野底凝灰角礫岩に質入する野底层流紋岩（川平石崎平離島）



第4.31図 流紋岩（GSJ R 77900）の顕微鏡写真  
左：直交ポーラ，右：下方ポーラ



## 第5章 貫入岩類

(川野良信・金子慶之)

### 5.1 概要及び研究史

本図幅内に分布する貫入岩類は、平久保半島明石付近でトムル層に、野底半島大浦山周辺で野底層にそれぞれ貫入する流紋岩岩脈 (Foster, 1965; 白尾ほか, 1976; 中川ほか, 1982), 川平石崎で野底層に貫入する斑岩岩脈, 大野崎・野底石崎で野底層凝灰角礫岩に侵入する安山岩, 平久保半島北部でトムル層に貫入する石英脈群及び野底崎で野底層凝灰角礫岩に貫入する安山岩岩脈がある。

本図幅南隣「石垣島」図幅内の崎枝付近ではデイサイト・流紋岩の岩脈, 星野西方, 宮良北方, バンナ岳の北, 三和の北にも断層に沿って貫入した安山岩岩脈が報告されている (中川ほか, 1982)。これらの脈岩類の岩石学的検討は行われておらず, 以下に述べる年代測定及び古地磁気学的研究があるのみである。

岩脈の貫入時期は明石の流紋岩で  $47.5 \pm 3.0\text{Ma}$  の FT 年代が (松本・大四, 1982), 南隣「石垣島」図幅内の崎枝及び川平の流紋岩でそれぞれ  $44.1 \pm 1.8\text{Ma}$ ,  $43.5 \pm 1.8\text{Ma}$  の FT 年代が報告されている (大四ほか, 1987)。Miki *et al.* (1990)・三木 (1991) は八重山諸島の火成岩類・堆積岩類について古地磁気学研究を行い, 南琉球は 10Ma 以降時計回りに 19 度回転するように移動したと報告した。この結果は南隣「石垣島」図幅内の古銅輝石安山岩及び本図幅内大野崎 (原文では玉取崎)・野底石崎に分布する貫入岩の分析から得られたもので, 前者からは  $9.6 \pm 0.8\text{Ma}$  の K-Ar 年代が得られている。更に, 西表島の由布火山岩類の古銅輝石安山岩からも  $13.1 \pm 1.1\text{Ma}$  の K-Ar 年代が報告され (新城ほか, 1991), Miki *et al.* (1990) が報告した石垣島の貫入岩の年代値とあわせると南琉球には始新世のグリーンタフ変動以降にも火山活動があったと推定されている (新城ほか, 1991)。

今回の図幅調査では後述する石英脈群を除く貫入岩類の全岩化学分析及び大野崎, 野底石崎, 野底崎に分布する安山岩貫入岩の K-Ar 年代測定を行った。化学分析値を第 5.1 表に, 年代測定結果を第 5.2 表に示す。

### 5.2 流紋岩

**分布及び対比** 流紋岩岩脈は平久保半島久宇良岳周辺, 明石の西海岸, 野底石崎海岸, 大浦岳西方, 大浦ダム湖周辺に露出する。これらの流紋岩岩脈に対比されるもの

として「石垣島」図幅内の崎枝及び川平の流紋岩岩脈がある (大四ほか, 1987)。前述のように崎枝及び川平の流紋岩岩脈の年代は明石の流紋岩岩脈よりもやや若いものの, いずれの流紋岩岩脈も第三紀始新世を示す (大四ほか, 1987)。このことから松本・大四 (1982)・大四ほか (1987) はこれらの流紋岩の活動を野底層の火山活動の一端と位置づけた。

**岩相及び産状** 久宇良岳南方のパラグライダー滑空場ではトムル層に貫入する流紋岩岩脈が認められる (第 5.1 図)。岩脈の厚さはおよそ 20m で明石集落から山肌に伸びる流紋岩岩脈を観察することができる。貫入方向は  $N 50^\circ E 50^\circ N$  で, 明石の西海岸から久宇良岳東を経て安良崎へおよそ 3.5km にわたって露出する。山地部分に産する流紋岩は一般的に無斑晶質で流理構造が顕著に発達している。明石の西海岸では石英の斑晶が目立ち,  $N 70^\circ \sim 80^\circ E 55^\circ \sim 64^\circ N$  の流理構造が観察される。山地部分の岩石は全体的に風化が進んでいるが, 海岸付近では比較的新鮮な岩石が露出している。前述のように明石の流紋岩岩脈の FT 年代は  $47.5 \pm 3.0\text{Ma}$  が報告されている (松本・大四, 1982)。

大浦川から野底石崎に至る海岸線では野底層凝灰角礫岩に  $N 9^\circ W 14^\circ S$  の方向性をもって貫入する厚さ 25cm のシート状の流紋岩岩脈が認められる。また, その北西に野底層凝灰岩に貫入する流紋岩岩脈が 2 本確認された。うち 1 本は幅が 12m に達し, 貫入方向に直交する柱状節理が発達している。

大浦山西方の栄集落に広がる丘陵地には非常に風化の進行した流紋岩が分布する。野底層凝灰角礫岩との境界は必ずしも明瞭ではないが, 流紋岩露出域の東端にあたる大浦山裾野では  $N 45^\circ E 75^\circ N$  の傾斜を示す幅 1.8m 程の比較的新鮮な流紋岩岩脈を観察することができる。

大浦ダムの岸辺には野底層に貫入する流紋岩が確認される (第 5.1 図)。流紋岩は風化が進行し, 塊状を呈し流理構造は認められない。一般的に無斑晶質だが部分的に少量の石英斑晶を含む場合がある。大浦ダムの西方山地には  $N 70^\circ E 20^\circ S$  の貫入方向を示す流紋岩が認められる。岩脈は石英斑晶に富み,  $N 5^\circ W$  垂直方向の柱状節理が発達する。更にその西方にも  $EW 68^\circ S$  の構造を持つ幅 5m 程の流紋岩岩脈が確認される。この地域にはほかにも流紋岩岩脈が複数確認されるが, いずれも風化が進行しており, 流紋岩岩脈同士の関連性は明瞭ではない。

**化学組成** 野底半島に分布する流紋岩の  $\text{SiO}_2$  量は 76 ~ 86 wt% の範囲を示す (第 5.1 表)。最も  $\text{SiO}_2$  に富む

第 5.1 表 貫入岩類の全岩化学組成

試料番号	77908	77889	77887	77895	77897	77898	77882	77888	77884	77885	77892	77893
岩石名	流紋岩					斑岩	安山岩		安山岩			
産地	野底半島			平久保半島		川平石崎	大野崎	野底石崎	野底崎			
産状	岩脈	岩脈	岩脈	岩脈	岩脈	岩脈	貫入岩	貫入岩	岩脈	岩脈	岩脈	岩脈
SiO <sub>2</sub> (wt%)	85.51	78.93	76.79	77.33	76.08	73.97	57.36	57.73	58.47	58.46	58.35	58.80
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.15	0.09	0.07	0.13	0.27	0.82	1.00	0.95	0.97	0.95	0.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.70	12.66	13.31	13.41	13.87	13.74	18.21	15.32	16.73	16.90	17.04	17.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.26	1.42	0.94	0.28	1.80	2.90	7.84	10.67	8.33	8.32	8.31	8.33
MnO	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.04	0.02	0.12	0.19	0.15	0.15	0.15	0.15
MgO	0.03	0.60	0.45	0.46	0.66	0.76	3.06	3.67	3.87	3.76	3.87	3.79
CaO	0.05	0.14	0.32	0.14	2.56	0.18	7.93	5.54	7.44	7.71	7.71	7.35
Na <sub>2</sub> O	0.20	3.18	2.57	3.39	2.49	4.46	3.01	3.29	3.06	2.89	2.78	2.92
K <sub>2</sub> O	2.11	2.89	5.51	4.91	2.35	3.67	1.51	1.98	0.84	0.68	0.68	0.46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.15	0.29	0.15	0.15	0.15	0.15
Ba (ppm)	204	392	678	631	226	529	282	390	199	259	214	263
Cr	n.d.	2	7	2	7	n.d.	57	3	9	13	20	7
Cu	8	22	34	10	17	28	46	37	23	21	31	24
Nb	6.5	6.7	8.7	9.7	8.9	9.7	4.9	6.9	5.2	4.4	5.8	6.7
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7	n.d.	5	3	4	n.d.
Rb	69	99	220	184	81	120	37	52	13	17	23	35
Sr	12	47	36	33	72	73	321	242	468	448	441	418
V	8	14	n.d.	2	7	n.d.	182	243	190	194	197	196
Y	40	27	17	29	46	34	25	29	32	32	29	31
Zn	20	45	31	12	55	68	71	89	75	74	75	72
Zr	113	138	125	136	232	294	113	125	131	127	127	127

n.d. = not determined

試料番号はGSJ R以下の数字で示す。全鉄をFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>として表し、主成分は合計を100%に再計算してある。  
蛍光X線分析（佐賀大学，日本電子社製JSX-60 S 7），川野良信分析

第 5.2 表 貫入岩の K-Ar 年代値

No.	産地	試料番号	測定対象	K (wt%)	<sup>40</sup> Ar rad (10 <sup>-5</sup> ccSTP/g)	<sup>40</sup> Ar rad (%)	年代 (Ma)
1	大野崎	GSJ R77882	石基	0.90	0.096	48.1	27.7±0.7
				0.90	0.099	61.3	
2	野底石崎	GSJ R 77888	石基	1.41	0.155	76.7	28.1±0.7
				1.40	0.154	66.4	
3	野底崎	GSJ R77893	石基	0.62	0.075	21	3.13±0.17
				0.62	0.076	21.3	

測定試料はいずれも安山岩貫入岩。測定はジオスペース・サイエンス社による。

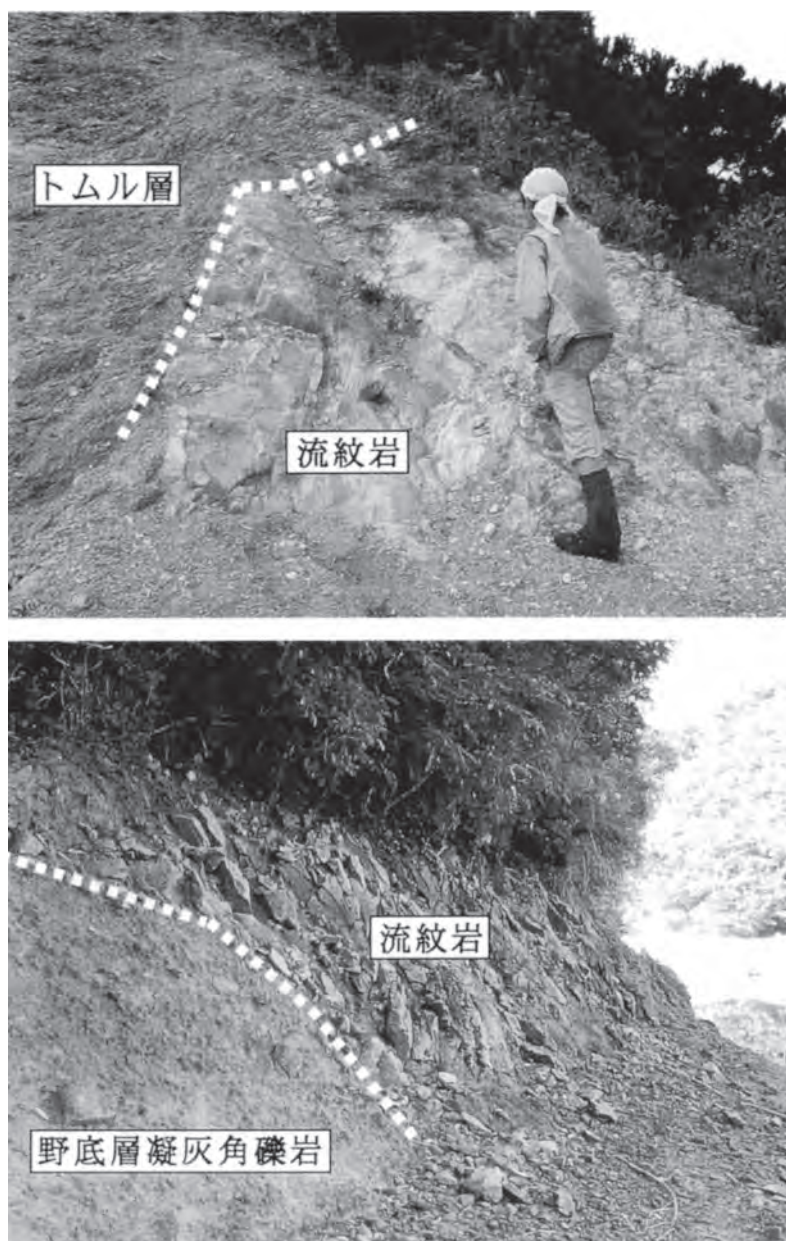
試料は石英斑晶を多く含む岩石である。平久保半島の流紋岩は76～78 wt%のSiO<sub>2</sub>量を示し、野底半島に分布する流紋岩の組成範囲と重複する。また、平久保半島の流紋岩は野底半島の流紋岩よりわずかにAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Nbに富む傾向が見られるが、他の元素について差異は認められない。

#### 岩石記載

石英流紋岩（GSJ R 77908）SiO<sub>2</sub> = 85.51wt%（第 5.2 図）

産地は大浦ダム西方の山麓。岩石は一般的に白色を呈するが、部分的に風化が進行し褐色を示す部分もある。鏡下では完晶質を呈する。斑晶鉱物は石英であり、ほとんどが両錐形を示す。石英は自～半自形、2～5mmで、部分的に融食され、融食部分を石基鉱物がアメーバー状に充填している。





第5.1図 流紋岩岩脈の産状  
 上：トムル層に貫入する流紋岩（明石北方の山地），  
 下：凝灰角礫岩に貫入する流紋岩（大浦ダム湖）

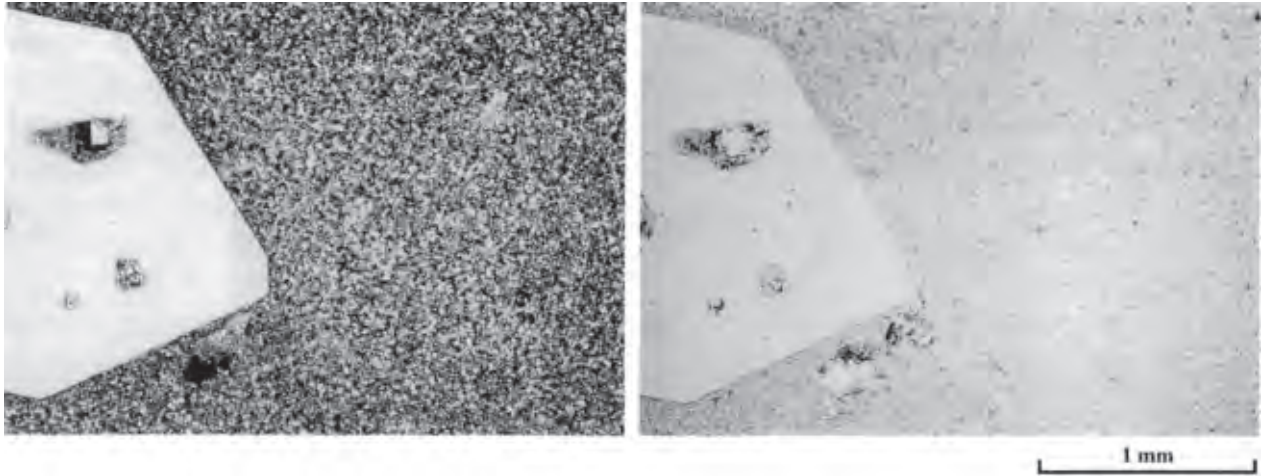
石基鉱物は0.05～0.1mmの石英，斜長石，カリ長石，不透明鉱物から構成される．これらはいずれも半自形～他形で斑晶鉱物間を充填する．

### 5. 3 斑 岩

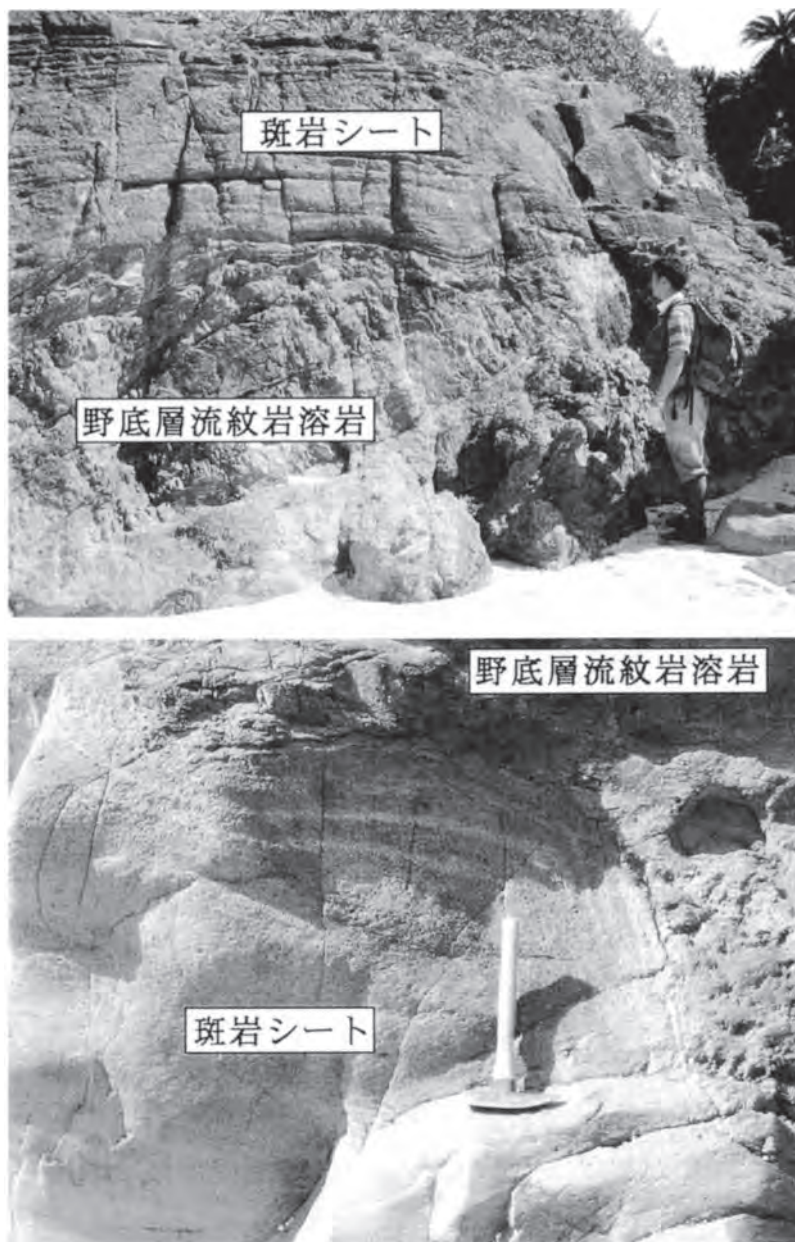
**分布及び対比** 川平石崎周辺及び平離島で野底層流紋岩溶岩・凝灰角礫岩に貫入する（第5.3図）．八重山諸島には対比すべき斑岩の産出は知られていない．

**岩相及び産状** 川平石崎北東部でN 30° E 20° Wの方向にシート状もしくは岩脈として貫入し，平離島にもそ

の延長が確認される（第4.23図）．シートの幅は4m程で流紋岩溶岩の構造を一部不調和的に貫入し数10mにわたって露出している．ここでは急冷周縁相が発達し，境界に平行な流理構造が発達する（第5.3図）．川平石崎南西部ではN 45° E垂直の方向を持ち凝灰角礫岩に岩脈として貫入している．岩脈の幅は2m程である．急冷周縁相は見られず，流理構造も確認できない．これらの斑岩は一般的に均質で，淡緑色を呈する．肉眼では目立たないが斜長石を斑晶として含む．活動時期については明らかではないが，始新統の野底層に貫入していることから，始新世以後の活動と推定される．



第5.2図 流紋岩岩脈（GSJ R 77908）の顕微鏡写真  
 左側の鉱物は石英（左：直交ポーラ、右：下方ポーラ）



第5.3図 野底層流紋岩溶岩に貫入する斑岩シート（川平石崎付近の海岸）



**化学組成** 斑岩の  $\text{SiO}_2$  量は 74wt% で先に述べた流紋岩岩脈の組成範囲に含まれる。流紋岩岩脈に比して  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Zr}$  に富む特徴が認められる。

#### 岩石記載

斑岩 (GSJ R 77900)  $\text{SiO}_2=73.97\text{wt}\%$  (第 5.4 図)

産地は川平石崎南西部。肉眼では淡緑色を呈する。鏡下では完晶質で、ポイキリティック組織を呈する。斑晶鉱物は斜長石で、自～半自形、長径 0.5mm 程である。内部は汚濁している。

石基は一般に 0.05～0.2mm の斜長石、石英、不透明鉱物の細粒結晶及び火山ガラスから構成される。斜長石は自～半自形、長径 0.1mm の拍子木状を呈し、不透明鉱物は 0.05～0.1mm の針状を呈する。石英は集合し、0.2mm 程のプール状を呈する場合がある。

### 5. 4 安山岩

**分布及び対比** 安山岩貫入岩は大野崎及び野底石崎で野底層凝灰角礫岩に貫入して産する。後述するように安山岩岩脈は野底崎にも分布するが、その活動年代は鮮新世を示し、ここで述べる安山岩とは明らかに活動時期が異なる。更に、大野崎・野底石崎の安山岩は被貫入岩体である野底層凝灰角礫岩に調和的に貫入しているため、鮮新世に貫入した輝石安山岩とは区別し、本報告では安山岩と呼ぶ。これらの安山岩の K-Ar 年代は漸新世を示し、八重山諸島に対比される火山岩類の分布は知られていない。

**岩相及び産状** 大野崎では凝灰角礫岩と  $\text{N}47^\circ \text{E}84^\circ \text{N}$  境界をもって安山岩が分布する。この接触部付近には非常に弱いクリンカーが観察でき、空隙が境界面と平行に伸びている様子が観察できる。肉眼では暗緑色を呈する輝石安山岩で、斜長石・輝石の斑晶が認められる。この

輝石安山岩の K-Ar 年代は  $27.7 \pm 0.7\text{Ma}$  を示す (第 5.2 表)。

大浦川から野底石崎に至る海岸線では野底石崎で安山岩貫入岩が確認される (第 5.5 図)。安山岩はわずかに斜長石の斑晶が認められるが全体的に斑晶量は少なく、流理構造が顕著である。この流理構造は複雑で一定の方向を保持することはない。露頭規模で見た溶岩の伸びの方向は  $\text{N}6^\circ \text{W}18^\circ \text{S}$  であり、野底層凝灰角礫岩との境界は  $\text{N}35^\circ \text{E}46^\circ \text{N}$  であり、同方向に伸張した空隙が発達する。部分的に風化が進行し、赤褐色～灰緑色を帯びる。この安山岩の K-Ar 年代は  $28.1 \pm 0.7\text{Ma}$  を示し (第 5.2 表)、大野崎に露出する安山岩貫入岩と誤差の範囲で一致する。

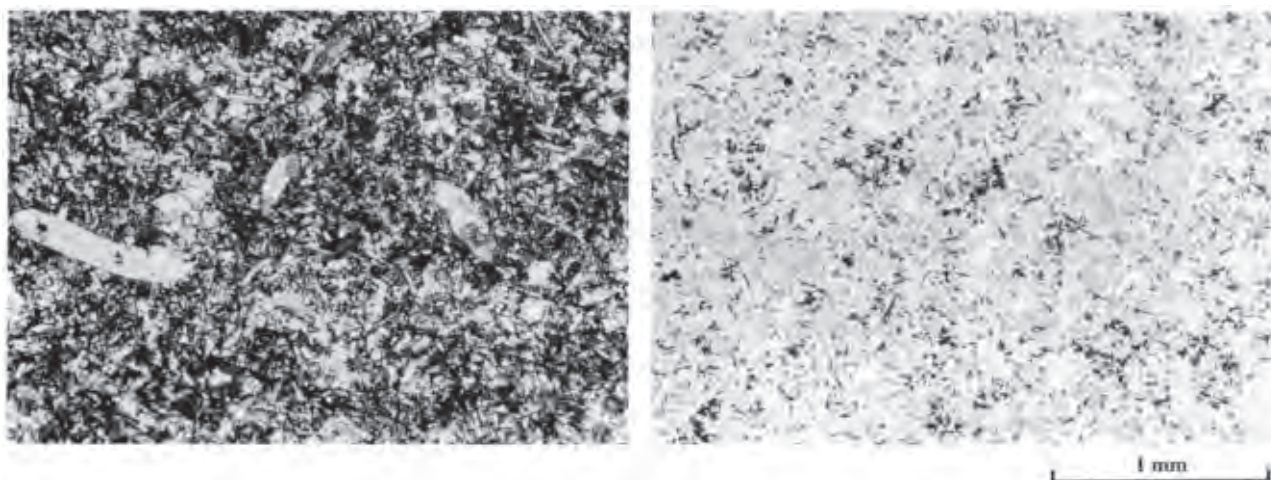
**化学組成** 岩石の  $\text{SiO}_2$  量は 57～58 wt% を示す (第 5.1 表)。大野崎の安山岩は野底石崎に産するものと比較して  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  に乏しく、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  に富む特徴が認められる。

#### 岩石記載

斜方輝石安山岩 (GSJ R 77882)  $\text{SiO}_2=57.36\text{wt}\%$  (第 5.6 図 A, B)

産地は大野崎先端部。肉眼では暗灰色を呈する塊状の岩石である。鏡下では半晶質でポイキリティック～トラキティック組織を示す。斑晶鉱物は斜方輝石と斜長石からなる。斜方輝石は半自～他形、長径は 0.2mm 程のものが多く、反応縁をもっている。斜長石は自～半自形で、長径は 0.3mm で、アルバイトカールスバット双晶が顕著に発達している。部分的に不透明鉱物を包有する。

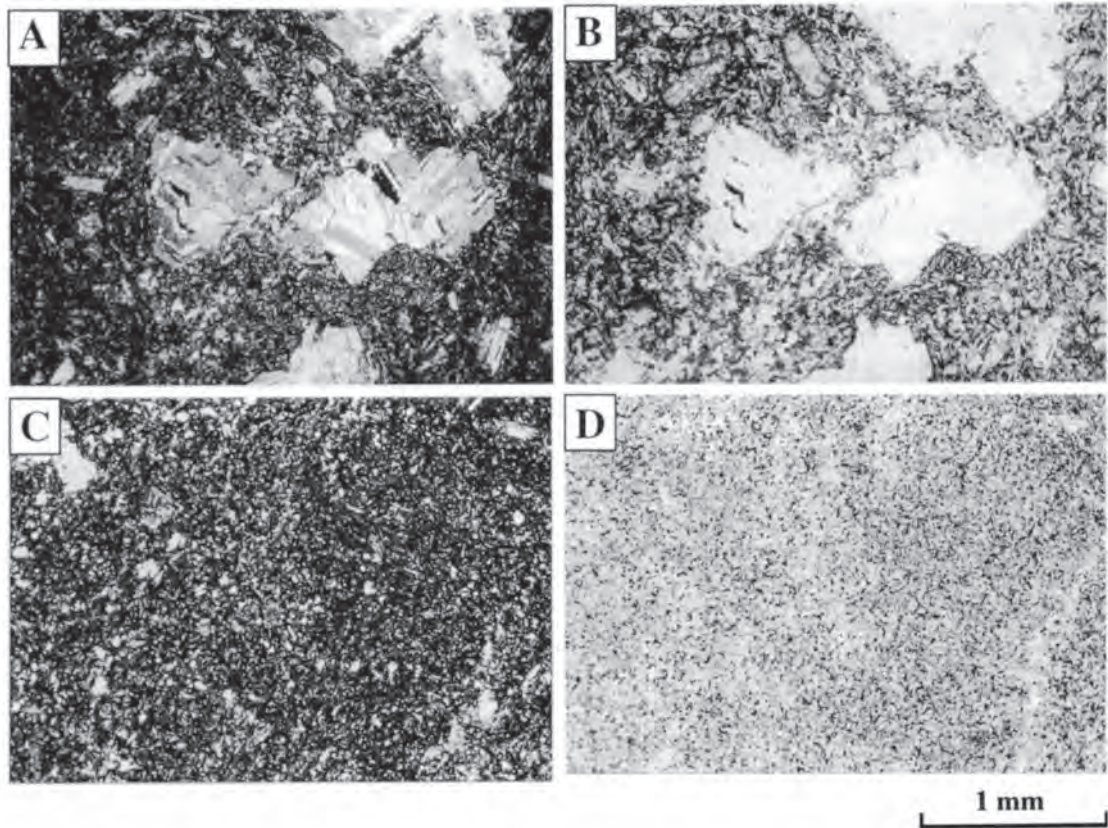
石基は 0.05～0.3mm の斜長石、不透明鉱物と火山ガラスから構成される。斜長石は自形の拍子木状を示し、斑晶鉱物と火山ガラスの間を非常に弱い方向性を持って配列する。火山ガラスは褐色を呈し、石基の斜長石の間を充填する。



第 5.4 図 斑岩岩脈 (GSJ R 77898) の顕微鏡写真 (左:直交ポーラ, 右:下方ポーラ)



第5.5図 安山岩の産状（野底石崎海岸）



第5.6図 安山岩の顕微鏡写真

A, B : 大野崎に産する安山岩貫入岩 (GSJ R 77882) (左 : 直交ポーラ, 右 : 下方ポーラ).  
 C, D : 野底石崎に産する安山岩貫入岩 (GSJ R 77888) (左 : 直交ポーラ, 右 : 下方ポーラ)



無斑晶質安山岩 (GSJ R 77888)  $\text{SiO}_2=57.73 \text{ wt}\%$  (第 5.6 図 C, D)

産地は野底石崎. 肉眼ではやや赤みを帯びた暗灰色を示す. 鏡下では半晶質で, 石基は0.05~0.3mmの斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物と火山ガラスから構成される. 斜長石は自形, 0.05mm程の拍子木状を示し, 単斜輝石は僅かに含まれ, 自~半自形の粒状を呈する. 火山ガラスは部分的に緑泥石に変化している.

### 5. 5 石英脈

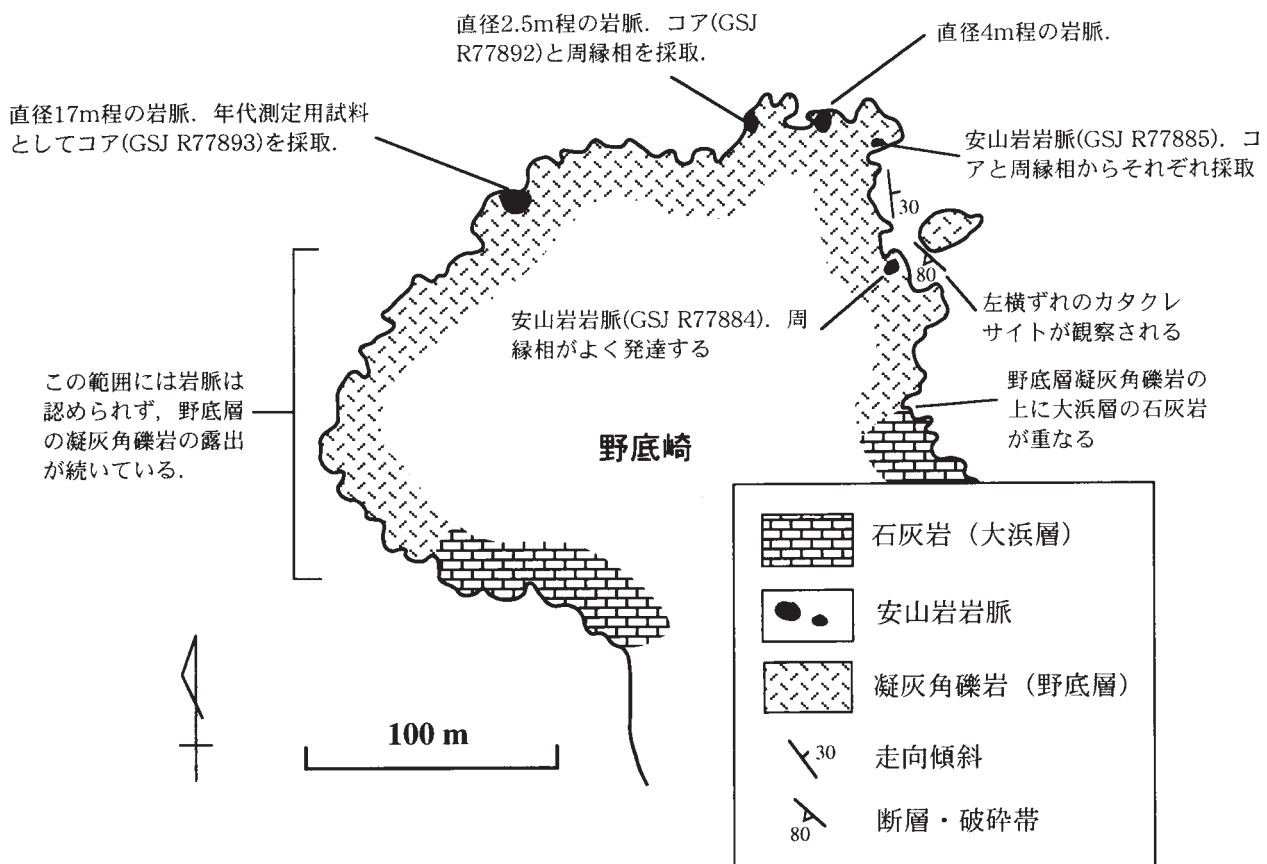
トムル層のほぼ最下位にあたる, 東海岸岩崎から南方 2km の範囲では層厚数 10m に達する淡赤色~赤色化した熱水変質帯が形成しており, 広域的に層厚数 mm ~m オーダーの石英脈群が認められる. これらの石英脈はトムル層を切るように網目状, 板状にトムル層の層序的上位に向かって伸びており, 層厚数 m オーダーの石英脈は平久保ユニットで 8 本確認し, その最大のものは側方方向 5km に達するものも確認された. これら石英脈の走向はほぼ NE-SW で高角~垂直の傾斜を示す. また, これら石英脈に伴って数 mm ~ 10 数 mm サイズの黄鉄鉱脈及び赤鉄鉱脈が認められる. 数 cm ~ m オーダーの板状の石英脈中には変質粘土化したトムル層の角

礫構造が見られるほか, 多くの小孔 (直径数 mm ~ 数 cm) が不規則に分布する. 更に, これらの小孔には, 透明~半透明を呈する玉随または粗粒櫛歯状石英が認められた.

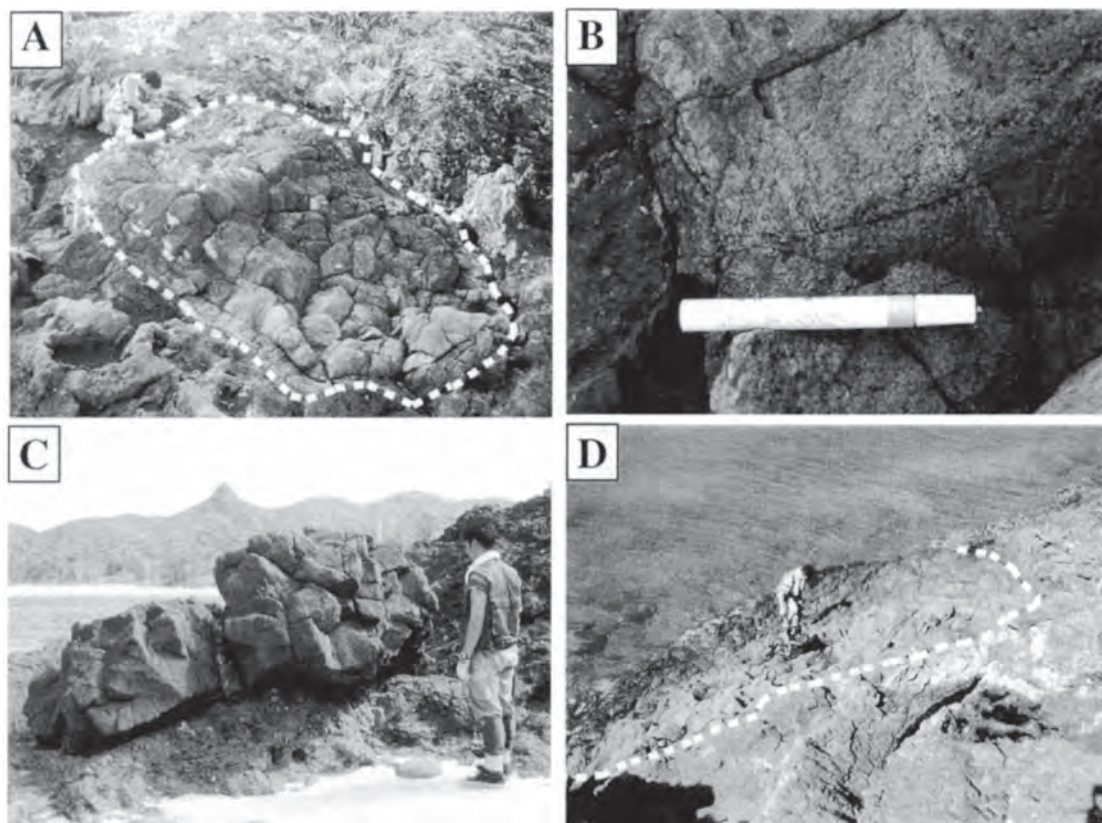
### 5. 6 輝石安山岩

**分布及び対比** 野底崎では野底層凝灰角礫岩中に貫入する複数の輝石安山岩岩脈が認められる (第 5.7 図). これらの安山岩は鮮新世の年代を示し, 八重山諸島では同時代の火成活動は知られていない. ただ, 尖閣諸島赤尾嶼に 2.59Ma の年代を示す玄武岩溶岩が報告されており (新城ほか, 1991), 関連した火成活動によるものかもしれない.

**岩相及び産状** 露頭では直径 2~17m の円状の断面として確認できることから, 直径数 m の柱状に貫入したと推定される (第 5.8 図). 周囲の野底層凝灰角礫岩との境界部には幅 10~15cm の周縁相が発達しているが, 岩脈中心部分の岩石と構成鉱物に差異は認められない. この安山岩岩脈の K-Ar 年代は  $3.13 \pm 0.17 \text{ Ma}$  であり (第 5.2 表), 鮮新世を示す. 従来, 八重山諸島にはこのような新しい年代値は報告されておらず, 本報告により鮮新世まで火成活動が続いていたことが明らかとなった.

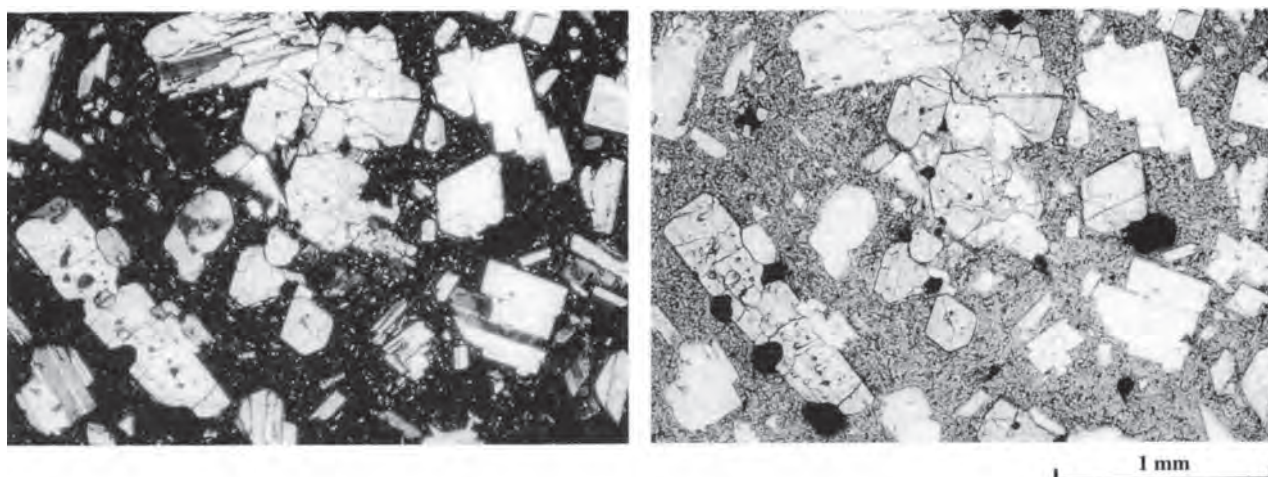


第 5.7 図 野底崎地域の野底層・貫入岩ルートマップ



第5.8図 野底崎に見られる安山岩岩脈

A: 凝灰角礫岩に貫入する岩脈, B: 岩脈の周囲に認められる周縁相, C: 側方から貫入した岩脈, D: 直径17mに及ぶ貫入岩. 中心部から年代測定試料を採取



第5.9図 安山岩岩脈 (GSJR 77893) の顕微鏡写真  
(左: 直交ポーラ, 右: 下方ポーラ)

**化学組成** 異なる岩脈から得られた4試料について分析を行った (第5.1表).  $\text{SiO}_2$ 量は58~59 wt%であり, 他の元素でも差異は認められず, 極めて均質な組成を示す. 大野崎・野底石崎に産する漸新世安山岩貫入岩と比較すると K<sub>2</sub>O, Ba, Rb に乏しく, Sr に富む傾向が認められ, 活動時期の違いによるマグマの化学組成の推移が

認められる.

#### 岩石記載

斜方輝石単斜輝石安山岩 (GSJR 77893)  $\text{SiO}_2 = 58.80$  wt% (第5.9図)

産地は野底崎. 肉眼では暗灰色の塊状の岩石である.

鏡下では半晶質でポキリティック組織を示す。斑晶鉱物は斜方輝石，単斜輝石，斜長石からなる。斜方輝石は自～半自形，長径0.5～1mmで不透明鉱物を伴って産する。単斜輝石は自～半自形，0.5～1mmで集斑状に集合する。斜長石は自～半自形，長径0.3～1mmでアルバイ

ト-カールスバット双晶が顕著である。

石基は一般に0.05～0.2mmの斜方輝石，単斜輝石，斜長石，不透明鉱物の細粒結晶及び火山ガラスから構成される。



## 第6章 琉球層群

(兼子尚知)

### 6.1 概要及び研究史

賀田(1885)は、沖縄島から宮古島及び八重山地方をめぐり、南西諸島に広く礁性の石灰岩が分布することを初めて報告し、「那覇石類」と呼んだ。Yoshiwara(1901)はこれを“Raised Coral Reef”とした。しかし、Yabe and Hanzawa(1925)は、“Raised Coral Reef”は古期と新期のものに二分されると認定し、矢部・半澤(1930)は古期のものに対して、“琉球石灰岩”と命名した。その後、半澤(1932)、青木(1932)による八重山地方の地質学的研究成果が公表され、Hanzawa(1935)は南西諸島の地質及び層序について取りまとめをおこなった。

Foster(1965)は、石垣島に分布する主として更新統の石灰岩と砂礫をRyukyu LimestoneとNagura Gravelに分け、一括してSakishima Groupと命名した。しかし、白尾ほか(1976)及び中川ほか(1982)は、これを琉球列島の普遍的な名称である琉球層群と呼ぶこととした。更に、上述の石灰岩と砂礫は側方変化あるいは互層しているので、層序学的に区分されるべき単位ではないと考えて一括して大浜層とした(木崎編, 1985)。

本稿では、基本的にFoster(1965)の区分を踏襲する。

Foster(1965)のNagura Gravelを名蔵層、Ryukyu Limestoneを大浜層とし、この両層を石垣島における琉球層群の構成単位とする。

### 6.2 名蔵層 (g)

**定義** 石垣市名蔵付近に模式的に分布する、半固結の礫岩・砂岩・泥岩からなる地層。

**地層名** Foster(1965)のNagura Gravelを本稿において改名する。白尾ほか(1976)及び中川ほか(1982)の大浜層のうち、礫層・砂層・シルト層・粘土層の部分が本層に該当する。

**模式地** 南隣「石垣島」図幅内、石垣市名蔵及び名蔵川流域。

**分布** 模式地をはじめとし、「石垣島」図幅内の宮良川流域から島中央部に広く分布する。これらの主要な分布地域以外では、後述する大浜層と基盤岩との間に、帯状に見られることが多い。本図幅内では、このような分布形態により、基盤岩の露出域を取り囲むように分布する。

**層厚** 本図幅内では、平均5m程度、最大10m程度(平久保付近)である。模式地付近では、下部砂礫層が5~10m、中部泥層が最大40m、上部砂礫層が平均

20~30m(最大40m)とされる(沖縄県, 1985)。

**岩相及び構造** 沖縄県(1985)によると、上述のように、本層は模式地付近において下部砂礫層・中部泥層・上部砂礫層に三分される。このうち、中部泥層はFoster(1965)のBunera Clay Member(ブネラ粘土部層)に相当する。しかし、本図幅内では、この区分は適用できない。

本図幅内の本層の岩相は、トムル層分布域周辺では同層起源の変成岩及び石英岩の大~中サイズの礫岩、小礫を含む粗粒砂岩が主体で、シルト岩を挟有する。礫のサイズは多様であるが、亜円礫から亜角礫が多い。礫岩・砂岩は塊状無層理で、まれにシルト岩をレンズ状に挟むことがある。例外的に、平久保の東約500mにある露頭では、小礫を含む粗粒砂岩・シルト岩がよく成層している(第6.1図)。

野底層分布域周辺では、同層起源の大から中サイズの安山岩礫を多量に含む礫岩または粘土質な淘汰の悪い砂岩である。これらの安山岩礫は、ほとんどが円礫である。

本層の大部分は塊状無層理のため、その構造把握は困難であるが、平久保東方の露頭や、シルト岩をレンズ状に挟む部分では、ほぼ水平かわずかに海側への傾斜を示す。

**層序関係** 本層は、トムル層を不整合に覆う。宮良層群に対しても、これを不整合で覆うと考えられるが、両者の直接の関係を観察できる露頭はみいだされていない。後述する大浜層とは、「石垣島」図幅内では側方変化あるいは互層する関係にあるが(白尾ほか, 1976; 中川ほか, 1982)、本図幅内で両者の関係を観察することはできない。

**化石及び堆積年代** 本図幅内では、本層から化石は産出しない。

模式地付近の「ブネラ粘土部層(Foster, 1965)」からは、保存の良い海棲無脊椎動物化石を多産する(Foster, 1965; 白尾ほか, 1976; 中川ほか, 1982)。白尾ほか(1976)及び中川ほか(1982)によると、粘土層から産するナンノプランクトン化石は、Martini(1971)のNN 20とNN 21の化石帯(後期更新世)を示すという。木庭(1980)は、ブネラ粘土部層から石灰質ナンノ化石*Emiliania huxleyi*の産出を認めた。また、Koba *et al.*(1985)はボーリングコア中のブネラ粘土部層相当のサンゴ化石のESR年代を、173 ± 20, 190 ± 30 - 15, 192 ± 31 - 21, 200 ± 32 - 22, 222 ± 34 - 25(いずれもka)としている。以上より、本層は中期~後期更新世に堆積したものである





第 6.1 図 名蔵層の砂礫層（平久保東方約 500m）

と推定される。

### 6. 3 大浜層 (ls)

**定義** 石垣市大浜付近に模式的に分布する、礁性のサンゴ石灰岩・礫質あるいは砂質石灰岩からなる地層。

**地層名** 白尾ほか (1976) による。本稿において、白尾ほか (1976) の大浜層から上述の名蔵層を除いた部分、すなわち石灰岩のみを大浜層として再定義する。Foster (1965) の Ryukyu Limestone が本層に該当する。

**模式地** 南隣「石垣島」図幅内、石垣市大浜東海岸からその北 0.7km までの崖。

**分布** 本図幅内においては、平久保半島の西側では海岸沿いにほぼ連続して分布し、同東側では海岸及び標高 0～60m 付近に小規模な分布が点在する。また、川平半島にも分布が見られる。

本層は、石垣島南部で標高が 80～60m より低い、なだらかな地形を有する地域にもっとも広く分布し、模式地もこれに含まれる。屋良部半島北側、川平半島から米原を経て平久保半島に至る地域にもほぼ連続的に見られるほか、島周縁部の標高 60m 以下の場所に分布が点在する。

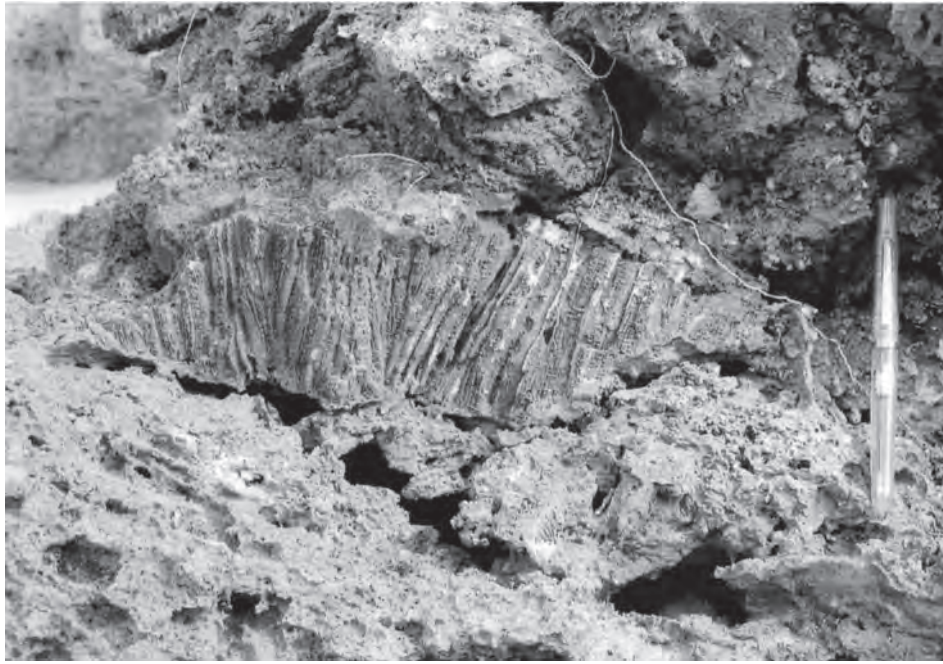
**層厚** 本図幅内で、ひとつの露頭で観察できる最大の層厚は、およそ 20m であり、これが本層の最大層厚と考えられる。ただし、本層は基盤の斜面に沿って堆積したものであるから、みかけの最大層厚は 40m 程度になる。

石垣島の東南部、白保付近の採石場内において、層厚が 20m を越える場所も観察される。

**岩相及び構造** 本図幅内で観察される本層の岩相は、サンゴ石灰岩が主体で、ほかに生砕屑性石灰岩、砂質～礫質石灰岩が見られる。サンゴ石灰岩を構成するサンゴは、いずれも礁を形成する種で、その多くが現地性（棲息姿勢を保持している）である (第 6.2 図)。生砕屑性石灰岩は、枝状サンゴ片・塊状サンゴ礫を多く含み、軟体動物や有孔虫も含む。伊原間南西方の海岸及び金武岳北側に分布する本層は、顕著な斜交葉理を示す砂質石灰岩である (第 6.3 図)。トムル層分布域周辺において、大浜層の下部には砂質～硬質石灰岩が多く、粗粒砂～中礫サイズの石英岩片や小礫～大礫サイズの変成岩礫を著しく含む (第 6.4 図)。特に基底部においては、径が 1m を優に越える変成岩亜円礫を基底礫岩として含むことがある (第 6.5 図)。一方、野底層分布域周辺においては、大浜層下部に著しく陸源砕屑物を含むことは少ない。このような岩相から、本図幅内の大浜層は、海浜から礁池を経て礁前縁にかけて堆積したものであると考えられる。

「石垣島」図幅内の白保付近の採石場においては、サンゴ石灰岩・生砕屑性石灰岩・砂質石灰岩のほかに、層状石灰藻石灰岩や石灰藻球石灰岩・サイクロクリペウス-オパキュリナ石灰岩が見られる。これらは、平久保半島に分布する本層よりも、深い場所で堆積したと考えられる。

本図幅内の大浜層は、ほとんど水平であるか、わずかに海側への傾斜を示す。平久保半島の東側では、本層はおもに標高 10～40m 付近に点在する (大浦ダムの東北東約 500m の地点では、標高 60m 付近まで分布が見られる)。一方、西側では、海面下から標高 20m 程度まで、



第 6.2 図 現地性サンゴを含む大浜層の石灰岩（ダテフ崎）



第 6.3 図 斜交葉理を示す大浜層の石灰岩（大浦川河口南東約 500m）





第6.4図 礫質な大浜層の石灰岩（明石北東の海岸）



第6.5図 巨礫サイズの大浜層の基底礫岩（明石北東の海岸）

海岸に沿ってほぼ連続的に分布する。半島両側において、岩相に大きな差は見られず、堆積環境は同等であったと考えられる。このことから、これらの石灰岩の堆積後、平久保半島西側では20mあまり、東側では40～50m程度隆起したことが推定される。

平久保半島東側においても、明石の北、伊原間の北、大野付近では、海岸付近（標高0～5m）にサンゴ石灰岩の分布が認められる。これらは、サンゴ化石の保存が良

いことから、上に述べた石灰岩より新期のものと考えられる。半島東側の隆起速度が西側に比べて大きいため、西側では同時期に堆積した石灰岩は、まだ地表に現れていないと解釈できる。

なお、本図幅内において、大浜層を切る顕著な断層は認められない。

**層序関係** 本層は、トムル層・宮良川層・野底層を不整合で覆う。下位の各層との不整合関係は、トムル層と



第6.6図 トムル層を不整合で覆う大浜層（ダテフ崎）

はダテフ崎で（第6.6図）、宮良川層とは伊原間の北西方の海岸で（第4.5図）、野底層とは多良間西方及び川平石崎付近の海岸で（第4.21図）、それぞれ明瞭に観察される。

本層と名蔵層との関係は、本図幅内では観察することはできない。白尾ほか（1976）及び中川ほか（1982）は、本層と名蔵層の砂礫が漸移し、もしくは両者が互層する

としており、このことは両層が指交関係にあり、同時異相であることを示している。

**化石及び堆積年代** 本層は、石灰藻・有孔虫・造礁性サンゴ・軟体動物・棘皮動物・コケムシ動物など、極めて多くの化石を産する。上述したように、本層は名蔵層と同時異相と考えられることから、本層は（中期～）後期更新世に堆積したと推定される。



## 第7章 完新統

(兼子尚知)

### 7. 1 概 要

完新統は、更新統琉球層群以下の地層を不整合に覆い、海岸や河川に沿った低地などに分布する。いずれも層厚は、数m以内から最大10m程度であると考えられる。

### 7. 2 沖積層 (a)

平野、明石、伊原間、大野（以上、平久保半島東側）の集落周辺や、平久保川、嘉良川、明石の西、大浦川、吹通川（以上、平久保半島西側）、安良岳東、金武岳南（以上、平久保半島東側）などの河川沿いには、沖積層が分布し、沖積低地を形成している。

本図幅内では、これらの堆積物の層序を観察できる露頭は存在しない。沖縄県（1985）によれば、南隣「石垣島」図幅内の宮良川と名蔵川に沿った低地では、海成沖積層が分布し、軟弱なシルト粘土が堆積し、N値は5以下である。

吹通川河口付近には、マングローブ林が発達し、マングローブ湿地を形成している。

### 7. 3 砂丘堆積物 (d)

平野、明石及びその北東約1.5km、伊原間及びその北東約2km、玉取崎南西、大野（以上、平久保半島東側）、及び下地（平久保半島西側）の海岸に沿い、砂丘が発達する。層厚は最大10m程度で、ほぼ水平の層理を有し、石灰質生砕屑物で構成され、幾枚かの軽石層を挟む。

南隣「石垣島」図幅内の白保では、砂丘堆積物の中に2枚の黒色埋没腐植土層が挟まれており、その上位層の絶対年代は1,300 ± 100年 B.P.を示している（沖縄県、1985）。

### 7. 4 海浜砂 (s)

海岸に沿って幅狭く海浜砂（砂浜）が分布する。陸側に砂丘が発達する場所では、両者は漸移的に移り変わる。構成粒子は、周囲の海中に発達するサンゴ礁由来の石灰質生砕屑物が大部分である。場所により、下位の地層から由来したさまざまな大きさの礫が混じり、波浪により打ち上げられたと考えられるリーフブロック（現世サンゴ礁のパッチリーフの破片）の巨礫も散見される。



第7.1図 多良間西方の海岸に見られるビーチロック

## 7.5 ビーチロック

海浜砂の一部が固結した、いわゆるビーチロックが多数認められる(第7.1図)。そのほとんどが地質図上で表現しうる面積を有しないので、地質図には存在を確認した地点を示した。

ビーチロックは、ルーズで間隙が大きく、層状の構造を有し、その層理は海側に数度傾斜する。分布高度は、

潮間帯から満潮位より50cm以内である。ビーチロックを構成する粒子は、海浜砂と同様であるが、海浜砂に比べて下位の地層から由来した礫の割合が高い。

## 7.6 埋立地 (r)

本図幅内では、地質図に表現可能な規模の人工埋立地は、伊原間漁港付近に見られるのみである。

## 第8章 断 層

(川野良信・金子慶之)

### 8. 1 大浦断層

Foster (1965) は野底半島に分布する野底層に複数の断層が存在すると記載している。そのほとんどは半島北西部に分布する凝灰角礫岩に貫入した流紋岩に関連したもので、いずれも変位は30m以下の連続性に乏しい小断層であると報告している (Foster, 1965)。ただし、彼女はこれらの流紋岩に随伴する小断層とは別に大浦川に沿った断層を記載しており、凝灰岩層の変位について述べている。その後、石垣島の再調査を行った白尾ほか (1976)、中川ほか (1982) にはこの大浦川沿いに伸びる断層は記載されていない。彼らが調査した当時、大浦ダムは建設されておらず、大浦川沿いの露頭は樹木に覆われ、断層の確認は困難を極めたと考えられる。本図幅調査では大浦ダム湖周辺の調査を行い、大きな破碎帯は見いだされないものの、湖畔に露出する流紋岩岩脈の連続性に変位があることが確認された。そこでFoster (1965) が記載した大浦川沿いの断層を大浦断層と呼ぶことにする。大浦断層は流紋岩の変位から高角の右横ずれ断層で変位量はおおよそ100mと推定される。ただし、先に述べたように破碎帯など明瞭な証拠は見いだされていない

めに本報告では推定断層として取り扱う。

### 8. 2 野底断層

活断層研究会 (1991) は本図幅範囲内の野底集落周辺のサンゴ礁段丘に変位を認め、C級活断層の存在を報告している。この活断層は南西部に延長すると、野底岳の西側をかすめ、先に述べた大野から野底岳に伸びる沢沿いの破碎帯に連続する。更に、大浦川もこの断層によって変位していることが地形によって確認され、野底半島を横断する活断層であると考えられる。この野底半島を横断する断層は白尾ほか (1976)、中川ほか (1982) にも記載されているものの呼称が存在しない。そこで、以後この断層を野底断層と呼ぶこととする。野底断層は大浦川の変位と大野の放牧地での凝灰角礫岩の分布から、高角の左横ずれ断層で変位量はおおよそ250mと推定される。断層に沿った破碎帯の発達はほとんど認められず、断層の規模は大きなものではないと考えられる。ただし、先に述べたように大浜層石灰岩に変位が認められることから活断層であることは明らかであり、今後注意を払う必要がある。



(金子慶之・川野良信・兼子尚知)

## 9. 1 資源地質

琉球列島には数多くの資源鉱物が認められ、以前はその多くを採掘していた。主たる資源鉱物はリン酸鉱物、石炭、硫黄、銅、マンガンなどである（沖縄県立図書館史料編集室、1995）。八重山諸島では西表島の石炭が古くから知られており（吉原、1900）、石垣島には銅鉱石採掘の報告が残されている（沖縄県教育委員会、1975）。Foster（1965）は石垣島に認められる鉱物資源について金、銅、マンガン等の金属資源と粘土、砂利、石材等の非金属資源に分け、当時の採掘状況を述べている。しかしながら、現在稼業しているのは南隣図幅「石垣島」図幅内の石灰岩鉱山だけであり、図幅範囲内において鉱物資源の採掘は確認できなかった。以下、Foster（1965）の記載を元に石垣島の鉱物資源について述べる。

**金** 琉球列島における金鉱床は久米島に知られており（石井、1935）、石垣島でも砂金として採取されていたらしい。しかしながら、Foster（1965）は変成岩を切る複数の石英脈や石英レンズを調査したが、金の発見には至らなかった。

**銅** Foster（1965）は明石南東1.8kmの地点から黄銅鉱を含む片岩を採取し、分析の結果0.245～0.0085%の銅含有量を報告している。更に明石北東3.7kmの海岸線からも黄鉄鉱を採取しているが、これには0.003～0.0027%の銅しか含有されていなかった。また、吉原（1900）は安良近傍から銅の採掘を報告している。

**マンガン** Foster（1965）によれば石垣層群の片岩中にはマンガン鉱物が含まれ、南隣図幅「石垣島」図幅内の神山鉱山において採掘されていると述べている。この神山鉱山はNeuschel（1952）によって発見されたもので、マンガン鉱物は片岩の亀裂や片理に沿って薄い膜として産する。一方、本図幅範囲内の安良岳でも同様のマンガン鉱物が認められているが（Foster, 1965）、現在ではその位置を特定することは困難である。

**黄鉄鉱** 平久保半島のトムル層に貫入する流紋岩岩脈に伴って黄鉄鉱の産出が報告されている（Foster, 1965）。今回の調査でも石英脈及び流紋岩岩脈中に黄鉄鉱が含まれることは確認できたが、量的にはわずかであり、経済的な価値はほとんど見いだせない。

**粘土** 南隣図幅「石垣島」図幅内の宮良の北1.5km地点で粘土の採掘が行われていた。この粘土は宮良層群中に発達する断層に沿って、安山岩岩脈や石灰岩からもたらされたものである（Foster, 1965）。

**建築石材** 石材として切り出されていたものは大浜層の琉球石灰岩や宮良川層の石灰岩及び花崗岩、花崗閃緑岩などである（Foster, 1965）。現在でも琉球石灰岩は石材として採掘が続けられているが、本図幅地域内での採掘は認められない。

**砂利** 捨て石としてダテフ崎付近に露出する野底層安山岩溶岩を採掘していた（Foster, 1965）。また、野底層の凝灰角礫岩中の安山岩礫も採掘されていた記録があり、大浦川河口付近では山裾を削り取った跡が残されている。

## 9. 2 自然災害

### 9. 2. 1 地震・津波

石垣島を含む八重山諸島には昔から多くの地震記録が残されている（木村、1985）。それらの記録のうち八重山諸島に発生した代表的な地震を第9.1表にまとめた。最古の記録は1625年に石垣島近海で発生した地震で、その津波によって南隣「石垣島」図幅内の桴海村が全村流潰の被害にあっている（木村、1985）。その後も記録に残る地震は発生しているが、甚大な津波被害を引き起こしたものとして1771年の八重山地震がよく知られている。この時発生した津波は明和の大津波として語り継がれている。1771年（明和8年）4月24日に発生した地震津波によって本図幅範囲内の伊原間、安良、平久保、野底で合計1,135名が死亡もしくは行方不明の被害にあっており、石垣島全島での被害者数は8,439名に及んだ（第9.2表）。石垣島にはこの明和の大津波によって打ち上げられたとされる津波石が随所に認められる（牧野、1968）。南隣「石垣島」図幅内の大浜にはリーフブロックの巨礫の存在が知られており、明和の大津波により打ち上げられたと考えられている。一方、平久保半島北東端（浦崎付近）のトムル層が露出する海拔10～20mの比較的平坦な地形面上にも大浜層の石灰岩巨礫が点在する（第9.1図）。地元ではこれらを“津波石”と伝えているようであるが（牧野、1968）、これに反対する意見もある（加藤・木村、1983）。

本論では、以下の理由によって、これらはかつてより高い位置に存在した大浜層の露頭に由来する転石であると位置づけ、津波石ではないと結論する。

1) 周辺の大浜層の分布は、標高10～40m程度である。それより低い位置には分布しないので、波浪によって打ち上げられたと考えるより、高い位置から落ちてきた（あ

第9.1表 石垣島周辺の代表的な地震被害（木村，1985 から抜粋）

年 代	マグニチュード	場 所	被害など
1625 (寛永2)	不 明	石垣島	梶海村が津波に襲われ全村流潰.
1714 (正徳4)	不 明	石垣島	黒島村迎里に津波が襲来，家などを破壊され，幼児が一人水死.
1771.4.24 (明和8)	7.4	石垣島南東沖	八重山地震津波. 石垣島には波高85mの津波. 死者11,741人，家屋流失3,237戸.
1771.8.30 (明和8)	不 明	石垣島	陥没のために水が湧き出す，一月ほど前から東海に雷のような音が昼夜響いた.
1898.9.1 (明治31)	6.5	石垣島西北沖	宮古，石垣島で家屋半壊など.
1909.9.30 (明治42)	7.0	石垣島沖	
1909.10.1 (明治42)	7.0	石垣島沖	
1910.1.6 (明治43)	7.0	石垣島沖	
1910.7.6 (明治43)	8.8	与那国北方	石垣島強震，石垣崩壊63箇所.
1910.7.24 (明治43)	不 明	台湾北東沖	石垣島で強震，大小の被害.
1911.3.24 (明治44)	6.8	台湾東方	
1920.6.5 (大正9)	8.0	台湾花蓮港沖	石垣島で強い地震を感じる.
1924.10.31 (大正13)	不 明	西表海底火山	海底噴火. 各地の海岸に無数の軽石漂着. 特に黒島，小浜島などは密集した軽石群のため船舶の出入りが困難だった.
1933.2.19 (昭和8)	不 明	石垣島付近	正午頃発生. 家屋一戸倒れる
1947.9.27 (昭和22)	7.4	与那国近海	石垣島で強震. 山崩れ，家屋半壊3戸，死者1人.
1958.3.11 (昭和33)	7.5	石垣島北東沖	石垣島死者1人，軽傷1人，家屋破損，ブロック塀倒壊50%，水田，畑，道路破損.
1966.3.13 (昭和41)	7.5	与那国島南西沖	石垣島で石垣の崩壊.

るいは，取り残された)ものと考えることが自然である。

2) これらの巨礫の表面には，完新世のものと認められるような生物骨格（サンゴなど）は付着していない。このことより，いったん海中に落ちた大浜層の転石が再び打ち上げられたものである可能性は，極めて低いと考えられる。

3) 周辺に完新世のリーフブロックは見あたらない。津波によってこの平坦面に砕屑物が打ち上げられたのであれば，更新統大浜層の石灰岩より比重の小さな完新世のリーフブロックが，より多く打ち上げられるであろう。

これらは，いずれも状況証拠であるが，積極的に津波石であると言及できる証拠がない以上，該当の大浜層の石灰岩巨礫は津波石でない結論することが妥当であろう。

### 9. 2. 2 海底火山噴火

石垣島を含む八重山諸島には活火山はないが，西表島の北東海域に西表海底火山の存在が知られている（例えば，気象庁，1975）。この海底火山は1924年10月31日に噴火したことが付近を航行中の宮古丸によって確認されている（関，1927）。その時の噴火による軽石総噴出量は $3 \times 10^8$ トンと推定され（加藤，1982），本図幅内の伊野田海岸には野球ボール大の軽石が打ち上げられた（牧野，1968）。更に，鳩間島や小浜島の港も軽石で完全に埋め尽くされ，船の出入りは大変困難であったと記録されている（関，1927）。噴火による直接的な被害は報告されていないが，漁業に対する経済的な影響は少なからずあったものと推定される。

加藤（1981）は琉球列島の内側に沿って西表海底火山

第9.2表 明和の大津波による石垣島の被害状況（牧野，1968）

村名	死亡・行方不明者	住居全潰
伊原間	625	130
安良	461	90
平久保	25	15
野底	24	-
大川	412	174
石垣	311	148
荒川	213	139
登野城	624	184
平得	560	178
真栄里	908	176
大浜	1,287	210
宮良	1,050	149
白保	1,546	234
桃里・仲与銘	283	52
桴海	23	-
川平	32	-
崎枝	5	-
屋良部	-	12
名蔵	50	-
合計	8,439	1,891

を含めた火山帯を想定し、琉球海底火山帯と呼んだ。彼はその証拠として、西表海底噴火の数年前には八重山諸島の島々に軽石が大量に打ち寄せたこと、石垣島と竹富島の間には海底温泉が湧き出していること、1980年7月29日に与那国島の南沖合で水柱があがったことなどを揚げているものの、その詳細は不明であるとしている。



第9.1図 浦崎付近の大浜層の石灰岩転石



## 文 献

- 青木廉二郎 (1932) 琉球弧島特に宮古, 石垣両島の地質, 地形に就いて. 日本学術協会報告, vol. 7, p. 339-346.
- 大四雅弘・林 正雄・加藤祐三 (1987) 琉球列島産新生代火山岩類の放射年代. 岩鉱 vol. 82, p. 370-381.
- Foster, H. L. (1965) Geology of Ishigaki-shima, Ryukyu Retto. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 339-A, 119p.
- 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). *Intell. Div., Eng. HQ, USAP with USGS*, 323p.
- 藤井 安・木崎甲子郎 (1983) 八重山変成岩類の地質構造. 地質学論集, no. 22, p. 15-26.
- 賀田貞一 (1885) 沖縄宮古八重山紀行. 東京地学協会報告, vol. 7, no. 5, p. 3-46.
- 半澤正四郎 (1932) 琉球八重山群嶋地質及地史概観. 地理学評論, vol. 8, no. 2, p. 39-51.
- Hanzawa, S. (1935) Topography and geology of the Ryukyu Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd Ser. (geol), vol. 17, p. 1-61.
- Hashimoto, M (1974) Rebeckite-aegirine-quartz schist of Ishigaki-shima. *Mem. Natn. Sci. Mus. Tokyo*, no. 7, p. 19-24.
- 石井清彦 (1935) 沖縄旅行 (其 1). 地学雑誌, vol. 47, p. 255-256.
- Ishizuka, H. and Imaizumi, M. (1988) Metamorphic aragonite from the Yaeyama metamorphic rocks on Ishigaki-jima, southwest Ryukyu Islands. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 94, no. 9, p. 719-722.
- 磯崎行雄・西村祐二郎 (1989) 南琉球石垣島のジュラ紀付加コンプレックス富崎層と後期中生代のアジア東縁収束域. 地質学論集, no. 33, p. 259-275.
- 加藤祐三 (1981) 琉球列島西表海底火山の位置と噴出物量. 琉球列島の地質学研究. Vol. 6, p. 41-47.
- 加藤祐三 (1982) 琉球列島西表海底火山に関する資料. 琉球列島の地質学研究. Vol. 6, p. 49-58.
- 加藤祐三・木村政昭 (1983) 沖縄県石垣島のいわゆる「津波石」の年代と起源. 地質雑, vol. 89, p. 471-474.
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層一分布と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 木庭元晴 (1980) 琉球層群と海岸段丘. 第四紀研究, vol. 18, no. 4, p. 189-208.
- Koba, M., Ikeya, M., Miki, T. and Nakata, T. (1985) ESR ages Japan. Ikeya, M. and Miki, T., eds., ESR dating and dosimetry, Ionics, p. 93-104.
- 木村政昭 (1985) 地震と地殻変動—琉球弧と日本列島—. 九州大学出版会, 195p.
- 小藤文次郎 (1897) 琉球列島の地質構造. 地質雑, vol. 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 (1899a) 石垣島 1. 地質雑, vol. 6, p. 283-289.
- 黒岩 恒 (1899b) 石垣島 2. 地質雑, vol. 6, p. 307-310.
- 気象庁 (1975) 日本活火山要覧. 日本気象協会, 119p.
- 木崎甲子郎編 (1985) 琉球弧の地質誌, 沖縄タイムス社, 278 p.
- 木崎甲子郎・高安克己 (1975) 琉球列島の成立. 海洋科学, vol. 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. 秀 敬編: 三波川帯, 広島大出版研究会, p. 283-288.
- 牧野 清 (1968) 八重山の明和大津波. 著者発行, 沖縄, 462 p.
- Martini, E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. II Planktonic Conf., Rome*, p. 739-785.
- 松本徂夫 (1964) 八重山群島西表島における火山岩類. 九州大学海外学術調査報告, vol. 2, p. 57-73.
- 松本徂夫 (1971) 八重山群島西表島の変成岩類. 松下久道教授記念論文集, 49-55.
- 松本徂夫・大四雅弘 (1982) 沖縄県石垣島流紋岩のフィッシュン・トラック年代. 琉球列島の地質学研究, vol. 6, p. 1-3.
- Miki, M., Matsuda, T. and Otofujii, Y. (1990) Opening mode of the Okinawa Trough: paleomagnetic evidence from the South Ryukyu Arc. *Tectonophys.*, vol. 175, p. 335-347.
- 三木雅子 (1991) 古地磁気からみた沖縄トラフの形成モデル. 号外地球, vol. 3, p. 212-216.
- 中川久夫・土居宣夫・白尾元理・荒木 裕 (1982) 八重山群島—石垣島・西表島の地質. 東北大地質古生物研報, no. 84, p. 1-22.
- 中森 亨・河野慎児・井龍康文 (1998) 琉球弧における始新世火成活動と炭酸塩岩の堆積. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, p. 61.
- Neuschel, S. K. (1952) The Kamiyama manganese "mine", Ishigaki-shima, Ryukyu-retto. *Intelligence Div., Office of the Engineer, Gen. Headquarters U. S. Army, Far East Command* [memo rept.], 4p.
- Nishimura, Y. (1998) Geotectonic subdivision and areal extent of the Sangun belt, Inner Zone of Southwest

- Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol. 16, p. 129-140.
- 西村祐二郎・松原 康・中村栄三 (1983) 八重山変成岩類の変成分帯と K-Ar 年代. 地質学論集, no. 22, p. 27-37.
- 沖縄県 (1985) 石垣地域「石垣島東北部」「石垣島」「西表島北部」「西表島南部」. 土地分類基本調査, 46p.
- 沖縄県教育委員会 (1975) 沖縄県史第 5 巻 各論編 4 文化 1. 暁印刷社, 沖縄, 1,128p.
- 沖縄県立図書館史料編集室 (1995) 沖縄県史 資料編 1 民事ハンドブック 沖縄戦 1 (和訳編). 那覇出版社, 沖縄, 424p.
- 小田原啓・井龍康文・荒井晃作 (2000) 沖縄県石垣島の第三系始新統礫性堆積物 (宮良層) の堆積過程. 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, p. 247.
- 関 和男 (1927) 軽石の漂流に就いて. 海洋気象台彙報, vol. 10, p. 1-42.
- Shibata, K., Konishi, K. and Nozawa, T. (1968) K-Ar age of muscovite from crystalline schist of the northern Ishigaki-shima, Ryukyu Islands. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 19, p. 529-533.
- 柴田 賢・Wanless, R. K. ・加納 博・吉田 尚・野沢 保・猪木幸男・小西健二 (1972) 日本列島の 2, 3 のいわゆる基盤岩類の Rb-Sr 年令. 地調月報, vol. 23, p. 505-510.
- 新城竜一・伴 雅雄・斎藤和男・加藤祐三 (1991) 琉球弧に産する高 Mg 安山岩および尖閣諸島の火山岩の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 86, p. 323-328.
- Shiraki, K. and Matsumoto, Y. (1988) The pyroxene crystallization trend of a magnesian andesite from Iriomote-jima, Ryukyu Islands : a boninite analogue. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 94, p. 387-390.
- 白木敬一・松本徂夫・副島浩一 (1989) 琉球列島西表島の高マグネシア安山岩. 日本の高マグネシア安山岩, p. 53-58.
- 白尾元理・土井宣夫・中川久夫 (1976) 琉球列島石垣島の地質. 琉球列島の地質学研究, no. 1, p. 21-33.
- 鈴木盛久・佐藤良明 (1977) 宮古群島, 島尻層群の重鉱物組成. 地調月報, vol. 28, p. 569-574.
- Tiba, T. and Saito, Y. (1974) A note on the volcanic rocks of Iriomote-jima, Ryukyu Islands. *Mem. Natn. Sci. Mus.*, vol. 7, p. 25-30.
- Ujiié, H. and Nishimura, Y. (1992) Transect of the central and southern Ryukyu Island Arcs. In: 29<sup>th</sup> IGC Field Trip Guide Book (ed. Geological Survey of Japan), vol. 5, p. 337-361.
- Yabe, H. and Hanzawa, S. (1925) A geological problem concerning the raised coral-reefs of the Riukiu Islands and Taiwan; A 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.*, 2nd Ser. (geol.), vol. 7, p. 29-56.
- 矢部長克・半澤正四郎 (1930) 台湾第三紀有孔虫岩の層位学的研究. 小川博士還暦祝賀地学論叢, p. 83-126.
- Yoshii (1935) On some glaucophane-rocks from Ryukyu archipelago. *Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ.*, [II], vol. 16, p. 225-248.
- 吉原重康 (1900) 琉球島旅行談補遺. 地学雑誌, vol. 12, no. 141, p. 557-558.
- Yoshiwara, S. (1901) Notes on the raised coral reefs in the islands of the Riukiu Curve. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, vol. SVI, art. 1, p. 1-14.
- 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. 琉球列島の地質学的研究, no. 3, p. 11-17.

## Geology of the Ishigakijima-Tōhokubu District

By

Yoshiyuki KANEKO\*, Yoshinobu KAWANO\*\* and Naotomo KANEKO\*\*\*

(Written in 2002)

(ABSTRACT)

Ishigaki Island, Yaeyama Islands, an island in the southern Ryukyu Arc Islands, is about 440 km southwest of Okinawa Island and 240 km east of Taiwan. The Ishigaki Tohokubu district, which is a quadrangle of lat.  $24^{\circ} 28' - 24^{\circ} 38' N$  and long.  $124^{\circ} 6' - 124^{\circ} 21' E$  (lat.  $24^{\circ} 28' 19.7'' - 24^{\circ} 38' 19.7'' N$  and  $124^{\circ} 6' 01.4'' - 124^{\circ} 21' 01.4'' E$  referred to the International Terrestrial Reference Frame, ITRF), is located in the northern part of Ishigaki Island.

### YAEYAMA METAMORPHIC ROCKS (TOMURU FORMATION)

Tomuru Formation (Yaeyama Metamorphic Rocks) occurs widely from Ishigaki to Iriomote Islands in the Yaeyama -shotō. The Tomuru Formation includes alkali amphibole, lawsonite and aragonite, and belongs to the high-P/T type of metamorphism in the Late-Triassic to Middle-Jurassic (Fig. 1). In this area, the Tomuru Formation is divided into the Hirakubo and Ibaruma units, that is widely distributed in the Hirakubo Peninsula. The northern part of the Hirakubo unit forms a synform with a NE-SW trend, and the central part of this unit forms an antiform with an ENE-WSW trend. On the other hand, the Ibaruma unit forms an antiform with a NW-SE trend in the central part of this unit. Total thickness of the Hirakubo unit is more than 2,500 m, and that of the Ibaruma unit is more than 1,870 m. They are composed mainly psammitic, pelitic and basic schists, and minor amounts of siliceous and graphite schist. The basic schist derived from basic volcanic rocks, often preserves pillow lava, pillow breccia, hyaloclastite structure.

### TERTIARY

The Eocene Miyara Group unconformably overlies the Tomuru Formation (Fig. 1). The group comprises the Miyaragawa and Nosoko Formations. The former is composed of conglomerate, an alternation of sandstone and mudstone and limestone. The latter overlies conformably the Miyaragawa Formation and consists largely of tuff, tuff breccia, andesitic lava and rhyolitic lava. The pyroclastic rocks of the Nosoko Formation are light green, and they resemble the green-tuff of Eocene in the Japan Islands.

### INTRUSIVE ROCKS

Tertiary intrusive rocks intruded into the Tomuru and Nosoko Formations, which are mainly composed of rhyolite, andesite and porphyry. The Eocene rhyolite dikes are recognized around the Ōura-yama and Kuura-dake mountains and characterized by phenocrysts of alpha quartz. The andesite dikes are divided into two groups based on their isotopic ages.

The older group is distributed in Ōnozaki and Nosokoishizaki Capes and dated at 27.7 to 28.1 Ma (Fig. 1). Younger andesite dikes intruded into the Nosoko Formation at the Nosokozaki Cape and dated at 3.13 Ma (Fig. 1). The porphyry dikes are recognized around the Kabiraishizaki Cape and intruded into the rhyolite lava of the Nosoko Formation.

### PLEISTOCENE

The Upper Pleistocene Ryūkyū Group is horizontal and unconformably overlies the Tomuru, Miyaragawa and Nosoko Formations (Fig. 1). The group comprises the Nagura and Ōhama Formations. The former is composed of conglomerate,

---

\* Yokohama National University

\*\* Saga University

\*\*\* Geological Museum



Geologic age		Geologic unit		Igneous activity	Metamorphism
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Beach rock	Nosokozaki Andesite	High <i>P/T</i> type
			Beach sand deposits		
			Dune deposits		
			Alluvium		
	Pleistocene	Ryūkyū G.	Ōhama F.		
			Nagura F.		
	Neogene	Pliocene			
		Miocene			
	Paleogene	Oligocene	Ōnozaki Andesite Nosokoishizaki Andesite		
		Eocene	Miyara G.		
Miyaragawa F.					
	Paleocene				
Mesozoic	Cretaceous				
	Jurassic	Late			
		Middle			
		Early			
Triassic		?			
Paleozoic	Permian		Tomuru F.		
			?		

Fig. 1 Summary of the geology of the Ishigakijima-Tohokubu District

sandstone and mudstone. The latter is composed of coral limestone, bioclastic limestone and sandy to conglomeratic limestone. They are probably interfingering each other.

#### HOLOCENE

The Holocene deposits contain alluvium, dune deposits, beach sand deposits and beach rock (Fig. 1). The alluvium distribution is narrow and thin along some rivers. The sand dune deposits form 5 to 10 m high hills above the sea level and are composed of calcareous sand. The beach sand deposits are composed of calcareous sand, organic fragments and gravel and its their origin is the Tomuru and Nosoko Formations. The beach rock is very loose, formed of beach sand and layered. The only reclaimed land is near the port of Ibaruma.

執筆分担

第1章 地 形	金子慶之・川野良信・兼子尚知
第2章 地質概説	金子慶之・川野良信・兼子尚知
第3章 八重山変成岩類（トムル層）	金子慶之
第4章 宮良層群	川野良信・兼子尚知
第5章 貫入岩類	川野良信・金子慶之
第6章 琉球層群	兼子尚知
第7章 完新統	兼子尚知
第8章 断 層	川野良信・金子慶之
第9章 応用地質	金子慶之・川野良信・兼子尚知

文献引用例

金子慶之・川野良信・兼子尚知（2003）石垣島東北部地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．産総研地質調査総合センター，72p.

章単位での引用例

金子慶之・川野良信・兼子尚知（2003）石垣島北東部地域の地質，第1章 地形．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．産総研地質調査総合センター，p.1-3.

Bibliographic reference

Kaneko, Y., Kawano, Y. and Kaneko, N. (2003) Geology of the Ishigakijima-Tōhokubu District. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 72p (in Japanese with English abstract 2p.).

Bibliographic reference of each chapter

Kaneko, Y., Kawano, Y. and Kaneko, N. (2003) Geology of the Ishigakijima-Tōhokubu District, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-3.

---

---

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

石垣島東北部地域の地質

平成15年12月1日 発行

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1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 岩見印刷株式会社

---

---





裏表紙説明：野底岳から北北東を望む平久保半島の全景

Back Cover Photo : Looking NNW along the Hirakubo Peninsula at the Nosoko  
-dake.