



琉球弧における年代学及び古地磁気学的研究 : 琉球弧と沖縄トラフの生成史

三木, 雅子

(Degree)

博士 (学術)

(Date of Degree)

1990-03-31

(Date of Publication)

2015-04-06

(Resource Type)

doctoral thesis

(Report Number)

甲0929

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/D1000929>

※ 当コンテンツは神戸大学の学術成果です。無断複製・不正使用等を禁じます。著作権法で認められている範囲内で、適切にご利用ください。



博 士 論 文

琉球弧における年代学及び古地磁気学的研究
— 琉球弧と沖縄トラフの生成史 —

平成 2 年 3 月

神戸大学大学院自然科学研究科

三 木 雅 子

博 士 論 文

琉球弧における年代学及び古地磁気学的研究
— 琉球弧と沖縄トラフの生成史 —

平成2年3月

神戸大学大学院自然科学研究科

三 木 雅 子

謝 辞

この研究は神戸大学大学院自然科学研究科安川克己教授のご指導の下に行われた。

神戸大学理学部地球科学科乙藤洋一郎博士には終始励ましていただき、研究全般にわたって多くの有益なご助言をいただいた。

姫路工業大学工学部松田高明教授には、地質学、岩石学、及び年代学の分野に関して多くのことを教えていただいた。

中華民国經濟部中央地質調査所の所長である黄敦友博士には台湾で調査を行うにあたり、あらゆる面でご援助していただいた。同調査所の曹恕中博士、莊文星博士、李錦發博士、劉桓吉博士には、台湾の試料採取地点を決めるときに直接野外でご助言をいただき、試料採取に協力していただいた。

琉球弧の調査を行うにあたって、琉球大学理学部海洋学科の加藤祐三助教授に地質に関する多くのご助言をいただいた。同学科の押田淳氏には試料採取に協力していただいた。

東北大学理学部の新城竜一氏には久米島の試料採取地点を決定する際に助言していただいた。尖閣列島では試料を採取していただいた。

年代測定は岡山理科大学蒜山研究所の測定装置を用いて行った。同研究所の板谷徹丸助教授には年代測定に関してご援助いただいた。測定するにあたっては、同大学理学部の岡田利典氏のお世話になった。

琉球大学理学部海洋学科木村政昭助教授、神戸大学大学院自然科学研究科伊勢崎修弘助教授にはこの研究に関して考察をする際に有意義なご助言をいただきました。

神戸大学理学部地球科学科の卒業生の近藤信哉氏には、久米島の試料の解析に対して協力していただきました。

神戸大学大学院自然科学研究科の古川雅英氏には琉球弧中部と台湾での試料採取に協力していただきました。神戸大学理学部地球科学科の糸田千鶴さんには宮古島の試料採取に協力していただきました。

以上の方々に深く御礼申し上げます。

また、神戸大学理学部井口博夫博士、ならびに神戸大学理学部地球科学科と神戸大学大学院自然科学研究科の方々の惜しみない協力と暖かい励ましに感謝の意を表します。

要 旨

琉球弧と沖縄トラフの運動史を明らかにするために、琉球弧及び台湾北部において古地磁気学とk-Ar法による年代学の研究を行った。50地点以上の第三紀の岩石から信頼できる初生磁化の方向を得た。琉球弧南部の約45 Maの火山岩層と10 Maの貫入岩の古地磁気方向は大きな東振りの偏角を持っていた。この東振りの偏角は約4 Maの岩石にはみられなかった。いっぽう琉球弧中部と台湾北部の18 Ma以降の岩石の古地磁気方向はほぼ真北または真南を向いていた。これらの結果は琉球弧南部が、10 Maから4 Maのあいだに、台湾や琉球弧中部と相対的に時計回りに回転したことを示している。回転の大きさは、台湾北部の約10 Maと琉球弧南部の約45 Maの古地磁気方向の比較から 19° と見積られた。各地域の伏角の大きさは、これらの地域が中新世以降有意な南北移動をしていないことを示している。古地磁気と年代の結果から、沖縄トラフの生成と琉球弧の運動史について次のモデルを提唱する。沖縄トラフは10 Maと4 Maの間に開いた。沖縄トラフの南部は小さなおおぎ形をつくるように開いた。その結果、琉球弧南部は台湾北部を中心として時計回りに約 19° 回転した。中部では沖縄トラフは平行に開き、琉球弧中部は回転を伴わず太平洋側へ移動した。

Paleomagnetic and Geochronological Study on the Ryukyu Arc: Formation Process of the Ryukyu Arc and the Okinawa Trough.

ABSTRACT

Tertiary rocks from the Ryukyu Arc and Taiwan record the kinematic history of the opening of the Okinawa Trough. We collected samples at more than 80 sites for paleomagnetic study and K-Ar dating. The southern part of the Ryukyu Arc is characterized by a large clockwise deflection in pre-Pliocene paleomagnetic directions: The clockwise deflection in declination is observed in volcanic rocks, the age of which are about 45 Ma and 10 Ma. In contrast, no deflection is observed in rocks of about 4 Ma. The central part of the Ryukyu Arc and northern Taiwan consistently exhibits northward direction, between 18 Ma and 1.2 Ma. These results indicate that, between 10 Ma and 4 Ma, the south Ryukyu Arc rotated clockwise 19° with respect to the central Ryukyu arc and Taiwan. We propose the following model for the opening process. The opening of the Okinawa Trough took place between 10 Ma and 4 Ma. The southern part of the trough was opened by means of the "wedge" mode. As a result, the south Ryukyu Arc rotated clockwise 19° . In the central part, the "parallel" opening occurred and the Ryukyu Arc drifted without any rotation.

目 次

謝 辞

要 旨

第 1 章 序 論

第 2 章 琉球弧の地形、地質及び試料採取

- 2.1 琉球弧の地形
- 2.2 地質及び試料採取の概要
- 2.3 各地域の地質と採取した試料
- 2.4 試料採取方法

第 3 章 K - A r 年代

- 3.1 試料及び分析
- 3.2 年代測定結果

第 4 章 古地磁気

- 4.1 測定及び解析方法
- 4.2 徳之島及び奄美大島の花崗岩類
- 4.3 沖縄本島の貫入岩
- 4.4 沖縄本島の喜陽層
- 4.5 久米島の阿良岳層
- 4.6 久米島の宇江城岳層
- 4.7 琉球弧南部の野底層及び貫入岩
- 4.8 琉球弧南部の八重山層群
- 4.9 宮古島の島尻層群

- 4.10 尖閣列島南小島の貫入岩
- 4.11 小浜島の安山岩
- 4.12 台湾北部の火成岩層
- 4.13 台湾北部、基隆の火山岩
- 4.14 まとめ

第5章 考察

- 5.1 古地磁気からみた琉球弧の回転と南北移動
- 5.2 沖縄トラフのテクトニクス
- 5.3 琉球弧－沖縄トラフ系の特徴：
他の島弧－背弧海盆系との比較

第6章 結論

参考文献

付録

第1章 序 論

太平洋とアジア大陸のあいだにはプレートの収束境界に沿って多くの縁海-島弧系が並んでいる。その中でいくつかの縁海-島弧系、たとえば日本海-日本列島、沖縄トラフ-琉球弧(図1-1)などは、大陸縁辺部が下部のマントルの動きによって引き裂かれる、いわゆるリフティング現象によってできたと考えられている(Taylor and Karner, 1983)。このように大陸から引き裂かれた大陸縁辺は大陸から離れ、背弧海盆と沈み込むプレートのあいだで島弧を形成する。このようなシステムでは縁海の発達にともなって島弧は漂流し回転するであろう。縁海-島弧系の形成の歴史は島弧の運動の歴史の中に刻み込まれていく。

琉球弧-沖縄トラフはリフティング現象の初期段階にある若い縁海-島弧系と考えられている。琉球弧は九州の南から台湾まで約2000 km にわたる島弧であり、その西側には深さ2000 m に達する沖縄トラフが細長く延びている(図1-2)。トラフは多くの正断層で切られたグラーベン構造をしており、張力がはたらいていたことがわかる(Kimura, 1985; Sibuet et al., 1987)。沖縄トラフは今まさに活動している背弧海盆である。高い地殻熱流量(Yamano et al., 1989)、展張性の地震(Eguchi and Uyeda, 1983)が観測され、熱水の活動が見つかっている(Kimura et al., 1988)。

この研究では、琉球弧の運動の歴史から琉球弧と沖縄トラフの形成の様子を探ることを試みた。琉球弧の回転運動の様子を、琉球弧に分布する岩石の古地磁気と年代を求めることによって推定した。地殻の相対的な運動は古地磁気の方角の違いとして現れる。古地磁気を求めた岩石の年代がわかれば運動のおこった時期を知ることができる。

琉球弧のリフティング現象は沖縄トラフの海底地質から中新世に始まったとされている(Herman et al., 1978; Lee et al., 1980; Kimura, 1985; Letouzey and Kimura, 1986; Sibuet et al., 1987)。第三紀以降の岩石に沖縄トラフ-琉球弧の形成の歴史が記録されているに違いない。そこで、第三

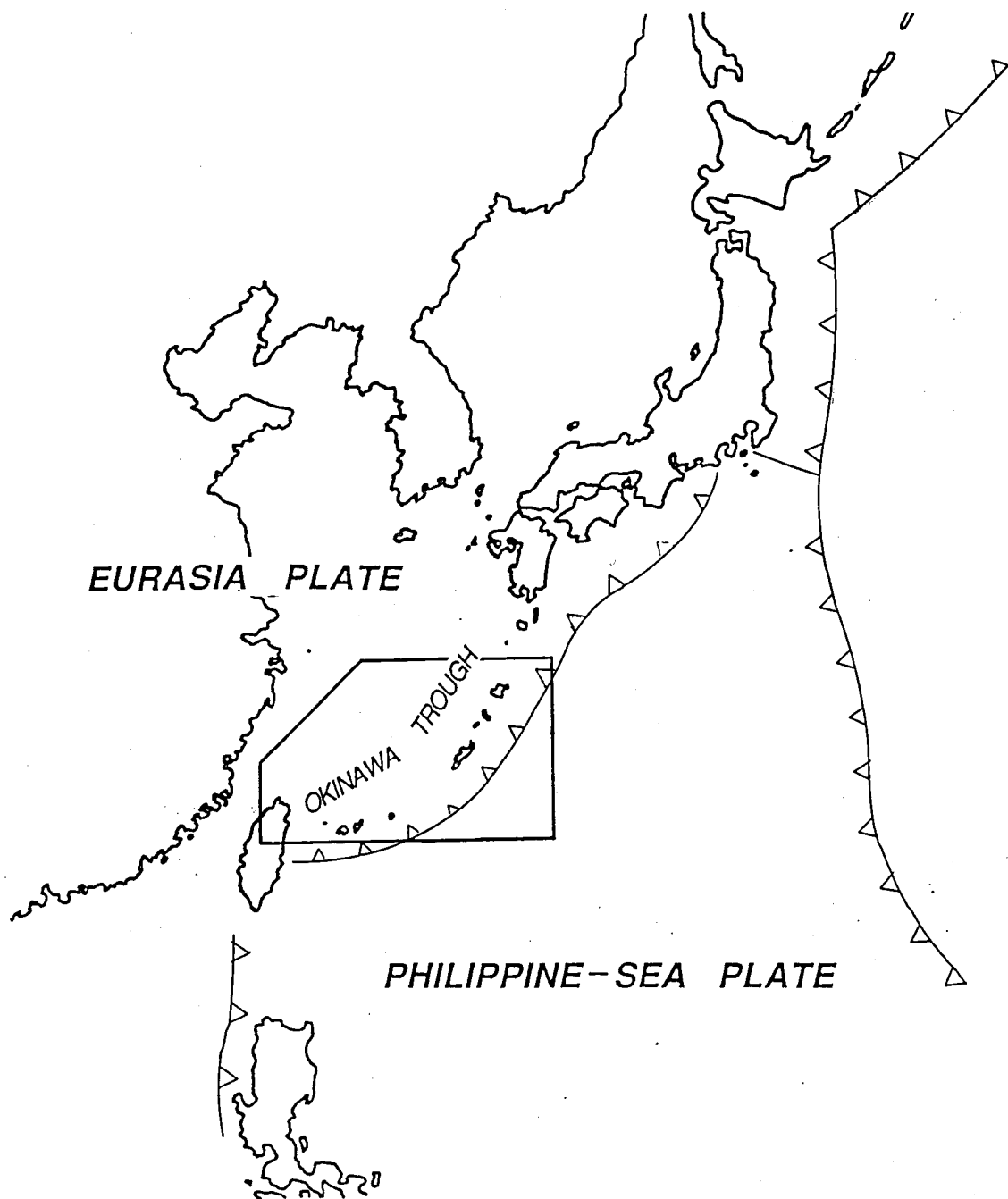


図 1-1 琉球弧，沖縄トラフ及び周辺のテクトニクス概観

▲▲：プレートの沈み込み帯
 実線で囲んである地域は本研究の調査地域

紀の岩石を研究の対象とした。

地殻の運動は相対的に決まるものである。琉球弧の運動の様子を知るためには琉球弧とその周辺の古地磁気方向を比較する必要がある。琉球弧は地質的、構造的に北部、中部、南部に分けられる (Kizaki, 1986)。地殻の相対的な動きを求めるために、琉球弧中部、南部、台湾北部及び沖縄トラフの北側に位置する尖閣列島に分布する岩石を研究対象とした。

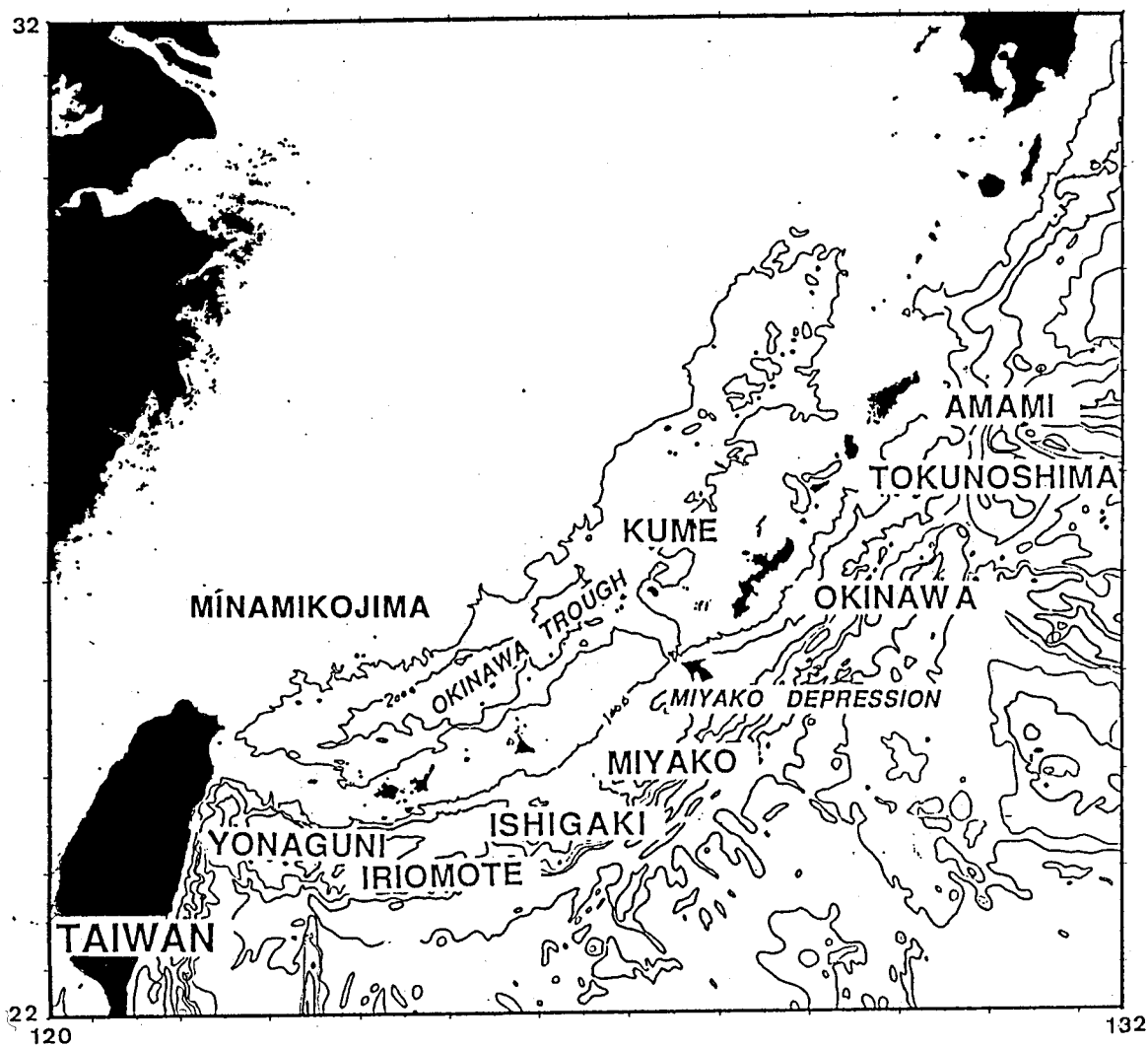


図 1-2 琉球弧と沖縄トラフの地形図

等深線は1000 m おき。黒塗の部分は陸地。琉球弧の主要な島と台湾で試料を採取した。

第2章 琉球弧の地形、地質及び試料採取

2. 1 琉球弧の地形

琉球弧は、背弧海盆の沖縄トラフとプレートの沈み込み帯の琉球トレンチにはさまれた弧状の地形の高まりである（図1-2）。水深はほとんどが500 m より浅い。琉球弧の大小たくさんの島々、つまり海面上にでているところは、九州の南から台湾まできれいに弓なりに並んでいる。

琉球弧を構造的に北部、中部、南部に分けているのは、それぞれトカラ海峡、宮古凹地と呼ばれる琉球弧を横切る2つの海底谷である（Kizaki, 1986）。そのうちでも中部と南部のあいだの宮古凹地は深さが1500 m を超え非常に深い。幅は約10 km ある。谷の斜面は急で、浸食というよりは構造的な要因でできたように見える。谷の東側斜面は正断層で切れている（Sibuet et al., 1987）。

2. 2 地質及び試料採取の概要

第三紀の中新世までの地層は、宮古凹地の北側の琉球弧北、中部と琉球弧南部で大きく異なる。琉球弧の地質についてはKizaki(1986) に報告されている。ここでは簡単にまとめておく。

琉球弧北、中部には日本列島の四万十帯に相当する堆積岩の地層が広く分布する。おもにフリッシュ型の砂岩泥岩互層で緑色岩を伴う。この地層の堆積年代は白亜紀から始新世にかけてである。琉球弧中部には中新世の火山岩が久米島とその周辺にみられる（図2-1）。

琉球弧南部の始新統は八重山諸島（石垣島、西表島）に分布する。この層は浅海性の堆積岩である宮良川層と、その上を整合で覆う火砕岩を主とする野底層である。中新統は八重山層群と呼ばれる堆積岩層で琉球弧南部全域に確認されている。台湾や尖閣列島にも八重山層群に相当する層が分布して

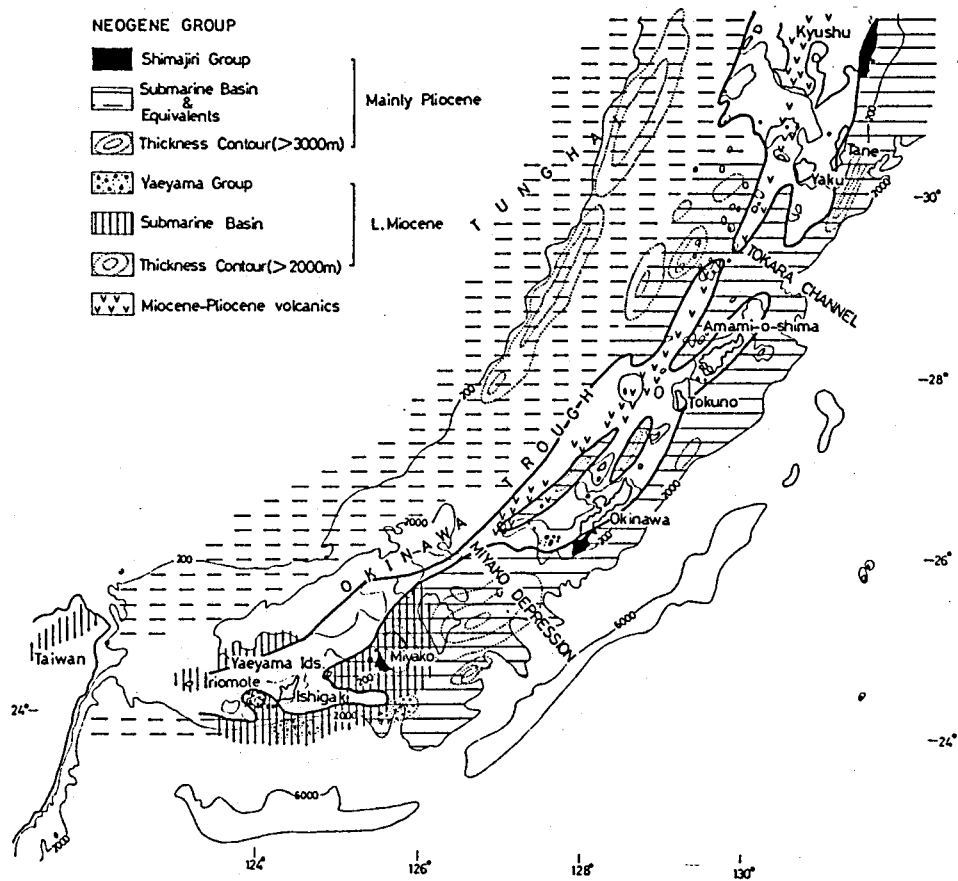


図 2-1 琉球弧と沖縄トラフの新第三系の分布

Kizaki (1986) より引用. 海底の鮮新世 (Pliocene) の堆積物は島尻層群に相当する.

地域 時代	台湾北部	尖閣列島	琉球弧南部					琉球弧中部			
		南小島	与那国島	西表島	小浜島	石垣島	宮古島	久米島	沖縄本島	徳之島	奄美大島
第四紀	基隆火山 CHILUN V.										
鮮新世		貫入岩体					島尻層群 SHIMA- JIRI Fm.	宇江城岳層 UEGUSUKU- DAKE Fm.			
中新世	火成岩体		八重山層群 YAEYAMA G.			貫入岩体		阿良岳層 ARADAKE Fm.	貫入岩体		
漸新世											
始新世			野底層 NOSOKO Fm.						喜陽層 KAYO Fm.		
										深成岩類	

図 2-2 試料を採取した地層の時代及び地域分布

各層の時代の幅はおおよそを示してある。

いる。

上部中新統から下部更新統にかかり、鮮新統を主とする島尻層群は琉球弧全体に分布する（図2-1）。この層は泥岩を主とし砂岩や凝灰岩を含む、海底で堆積した地層である。島尻層群は沖縄トラフ全域の海底にも分布する。琉球弧、沖縄トラフのほとんど全域で、中新統の上を不整合に覆っている。

試料採取は、琉球弧中部、南部の主要な島（奄美大島、徳之島、沖縄本島、久米島、宮古島、石垣島、西表島、小浜島、与那国島）、台湾北部、及び尖閣列島（南小島）で行なった（図1-2）。

試料にはなるべく火山活動でできた岩石を選んだ。第三紀の地層で試料を採取した地層を図2-2に示した。火成岩の持つ残留磁化は堆積岩の持つ残留磁化に比べると強く、安定している。火成岩が初生的に獲得する磁化は熱残留磁化である。熱残留磁化は、マグマが冷えて固まるときに、岩石の温度が岩石の中の強磁性鉱物のキュリー温度より下がることによって得られる。熱残留磁化は自然残留磁化の中で最も強く安定している。

堆積岩層から試料を採取するときにはなるべく粒子の細かい岩石を選んだ。堆積岩は堆積残留磁化を持っている。これは、堆積時に堆積物の中の磁化粒子が地球磁場の方向にそろうことによって獲得される。堆積岩の磁化は粒子の細かい方が安定している。

2. 3 各地域の地質と採取した試料

2.3.1 琉球弧中部

古第三紀の花崗岩が、中生代の堆積岩を貫いて、主に徳之島、奄美大島に分布する（図2-3, 2-4）。特に徳之島には島の1/8を占める広い範囲にこの花崗岩が分布している。放射年代は、徳之島の花崗岩については、K-Ar法で、59 Ma（川野・加藤, 1989）、61 Ma（河野・植田, 1966）が報告されている。奄美大島の花崗岩についてはK-Ar法で49 Maから54 Maが報告されている（Shibata and Nozawa, 1966）。これは暁新世後期

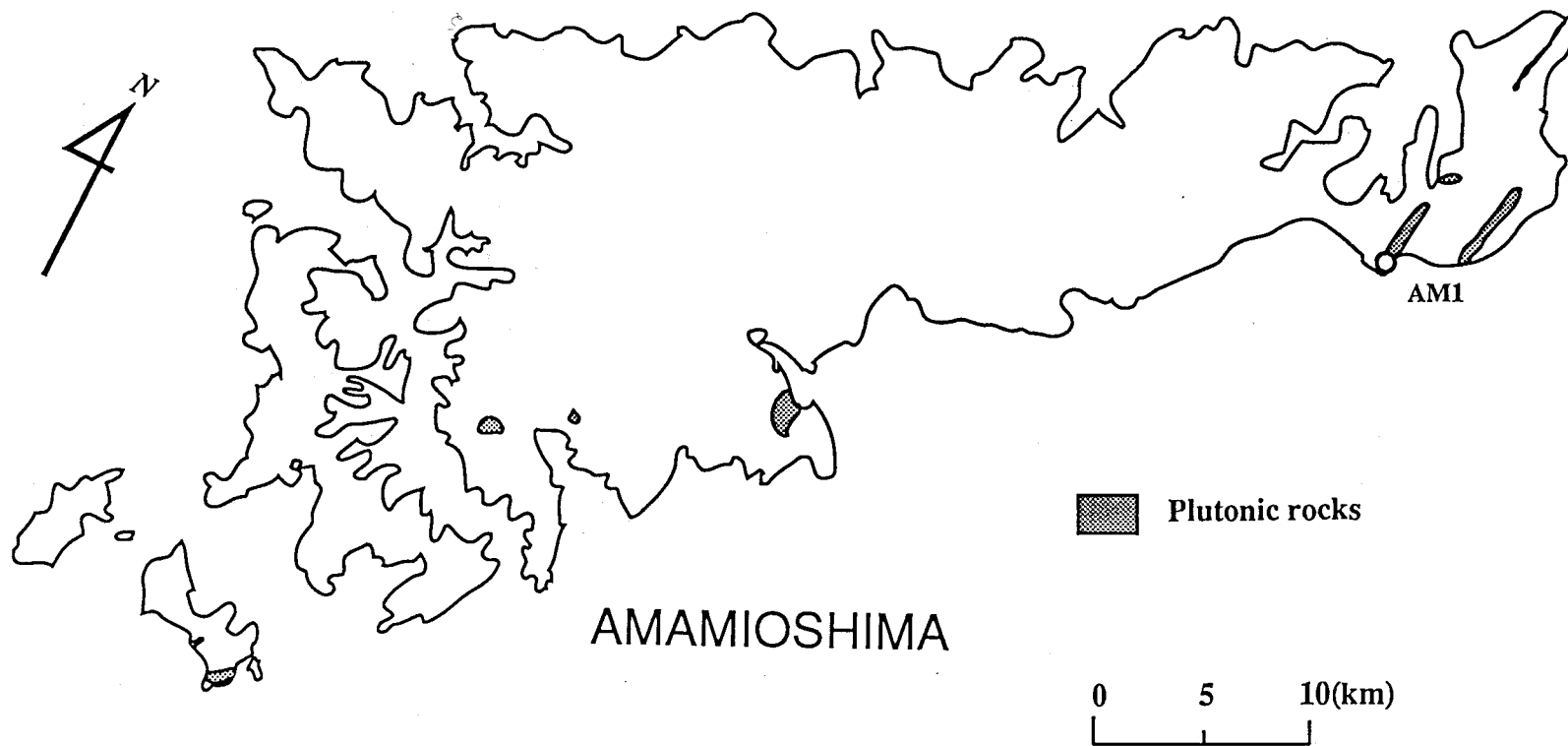


図 2-3 奄美大島の深成岩類の分布と試料採取地点

試料採取地点を白丸で示した。番号は試料採取地点の番号

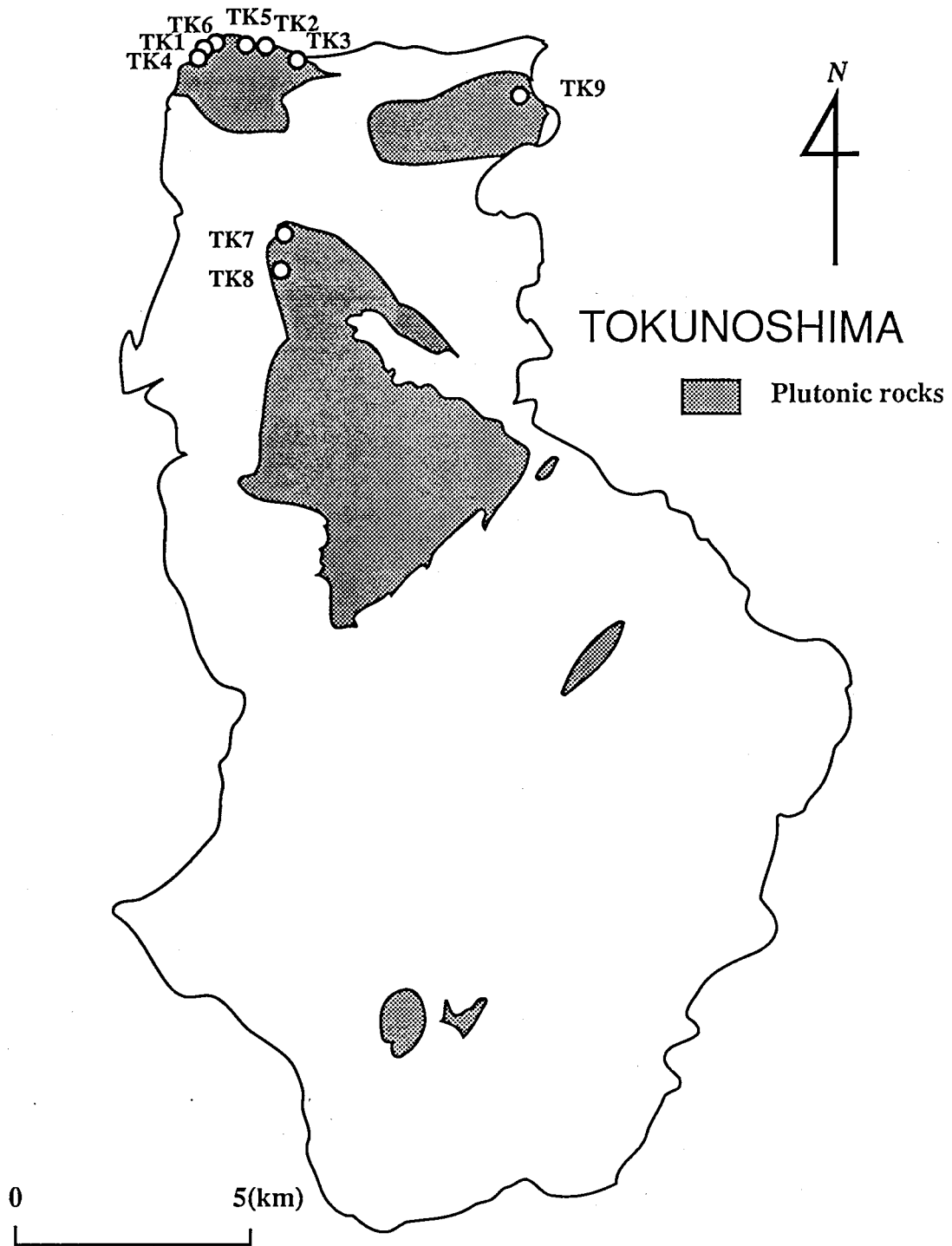


図 2-4 徳之島の深成岩類の分布と試料採取地点

試料採取地点を白丸で示した。番号は試料採取地点の番号

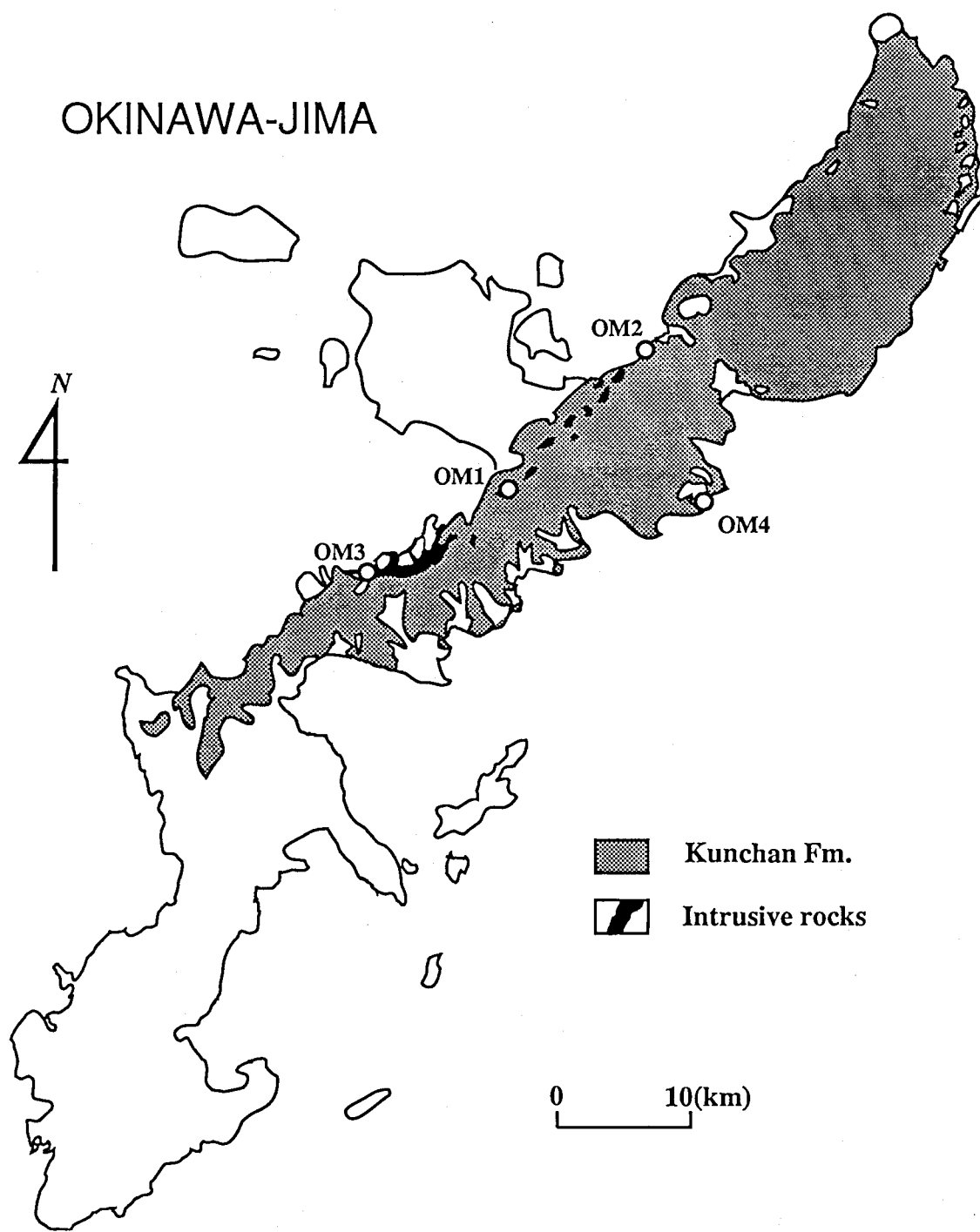


図 2-5 沖縄本島の喜陽層と貫入岩体の分布，及び試料採取地点
 試料採取地点を白丸で示した．番号は試料採取地点の番号

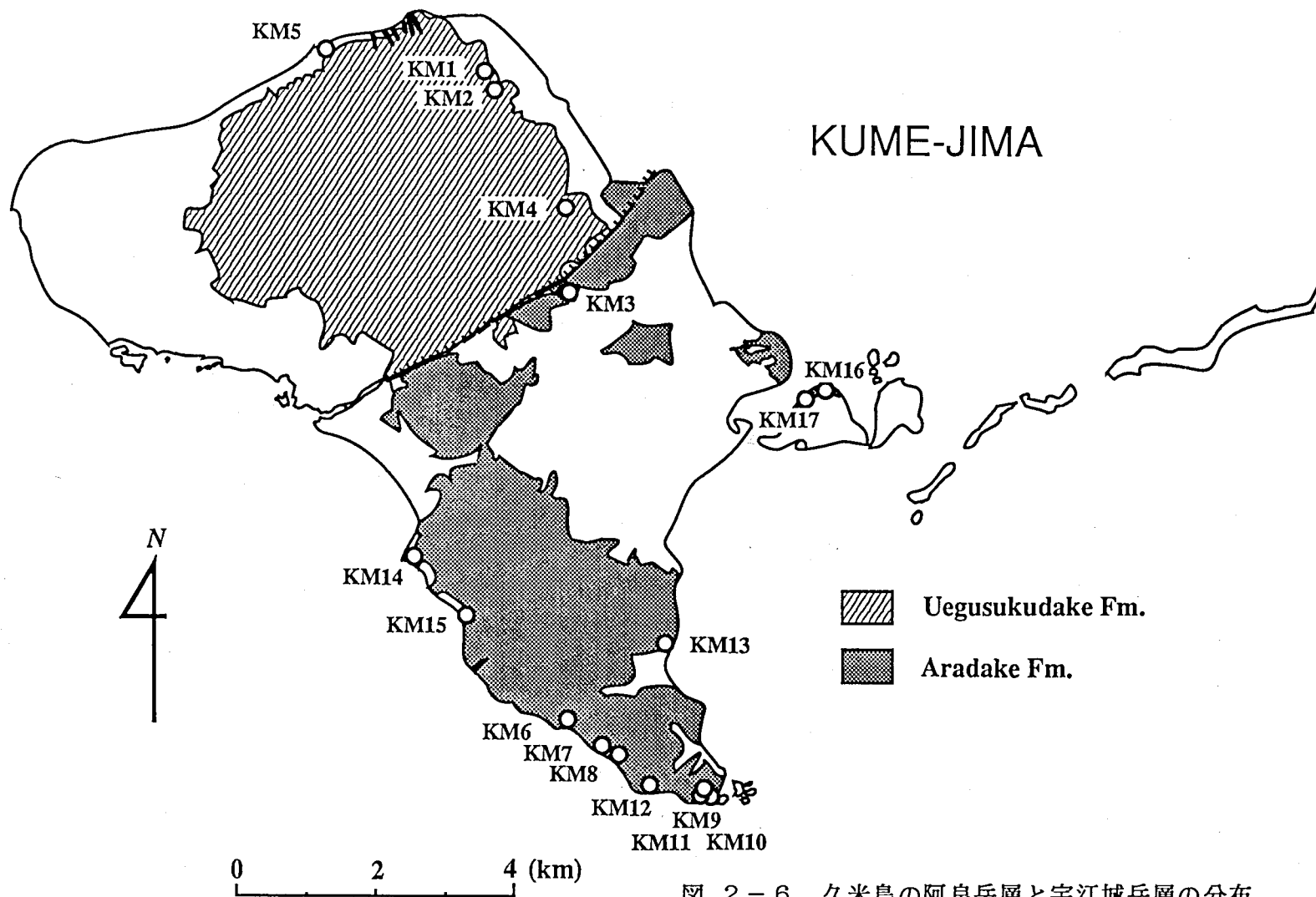


図 2-6 久米島の阿良岳層と宇江城岳層の分布及び試料採取地点

試料採取地点を白丸で示した。番号は試料採取地点の番号

にあたる。徳之島の9地点、奄美大島の1地点から花崗岩の試料を採取した。

沖縄本島には喜陽（かよう）層と呼ばれる堆積岩層が中部から北部にかけて分布する（図2-5）。喜陽層から産出する大型有孔虫の化石

（*Nummulites* sp.）は始新世を示す（Konishi et al., 1973）。この層は砂岩を主とし、千枚岩、粘板岩をはさむ。沖縄本島の西岸ぞいには石英斑岩や安山岩が点在している。これらは岩脈、岩床として喜陽層を貫いている。これらの貫入岩に対しては11 Ma から16 Ma のフィッシュントラック年代が報告されている（大四・林, 1982; 大四ほか, 1986）。喜陽層の砂岩の1地点及び貫入している安山岩の3地点から試料を採取した。

中新世と鮮新世の2つの時代の火山岩体が久米島に分布している（図2-6）。これらの火山岩の詳しい報告は中川・村上（1975）及び新城・加藤（1988）にある。中新世の火山岩体は阿良岳層と呼ばれ島の南東側に分布し、鮮新世の火山岩体は宇江城岳層と呼ばれ島の北側に分布している。

阿良岳層は溶岩と火砕岩の互層と岩脈より構成される。全層厚は少なくとも450 m ある。安山岩溶岩の年代測定結果として、K-Ar法により、12.6 Ma、17.6 Ma（中川・村上, 1975）、フィッシュントラック法により12.8 Ma、15.1 Ma の報告がある。阿良岳層の12地点から試料を採取した。このうち2地点からはK-Ar法による年代測定用の試料も採取した。阿良岳層は新城・加藤（1988）によって、7つのUnitに分けられている。このうち1から6のUnitから試料を採取した。

宇江城岳層は、下部の鮮新世前期の堆積岩層の上を整合に覆っている。この堆積岩層の傾斜は10°程度で充分緩い。宇江城岳層は玄武岩及び安山岩の溶岩及び凝灰角礫岩で構成されている。10数枚の溶岩があり、層厚は約300 mに達する。この層からは4.6 Ma及び5.5 MaのK-Ar年代が報告されている（中川・村上, 1975）。またフィッシュントラック年代は6.24 Maが報告されている（大四ほか, 1987）。5地点から試料を採取し、そのうち1地点からは、年代測定用の試料も採取した。

2.3.2 琉球弧南部

第三紀の火山岩で最も古いものは野底層である。分布域は石垣島、西表島及び小浜島である（図2-7, 2-8, 2-9）。この層は主に火砕岩や酸性溶岩で構成されている。あいだに数枚の堆積岩層をはさむ。全層厚は約400 m である。野底層の堆積岩から産出される化石（Nummulites pengaronensis, Discocyclus javana, Pellatispira madraszi）は始新世後期を示す（中川ほか, 1982）。フィッシュトラック年代は43.5 Ma、44.1 Ma（大四ほか, 1987）、47.5 Ma（松本・大四, 1982）が報告されている。石垣島の22地点、西表島の2地点から試料を採取した。採取した試料は流紋岩溶岩、溶結凝灰岩、凝灰岩である。

野底層群には安山岩が貫入している。これらの貫入岩の年代は明らかにされていない。この貫入岩の1地点から古地磁気測定用及び年代測定用の試料を採取した。

Miki et al. (1990) の報告では、石垣島の貫入岩の採取地点は5地点となっている。しかし、このうち4地点の安山岩（35, 37, 51, 55）は、その後の調査で自破碎溶岩（brecciate lava）であることがわかった。自破碎溶岩中のブロックは冷却後動いているので古地磁気測定には適さない。この地点からの結果はこの後の考察からは省いた。これらの自破碎溶岩のうちの2地点からは年代測定用の試料も採取した。

小浜島の安山岩の1地点からも試料を採取した（図2-9）。この安山岩は石垣島の野底層に相当する細崎層を貫いていると報告されている（木崎, 1985）。しかし、この地点の安山岩は貫入している接触面が明かでないことと、1 km ぐらいの範囲内に同じ岩質の自破碎溶岩が多くみられることから、自破碎溶岩内の大きなブロックである可能性もある。

八重山層群と呼ばれる中新世の堆積岩層が野底層を不整合で覆っている。中新世初期の動植物化石（Chlamys sp., Aequipectem sp., Turritella sp., Astriclypeus sp., Globigerinoides trilobus など）がこの層より産出する（矢崎, 1982; 中川ほか, 1982）。八重山層群はおもに西表島と与那国島

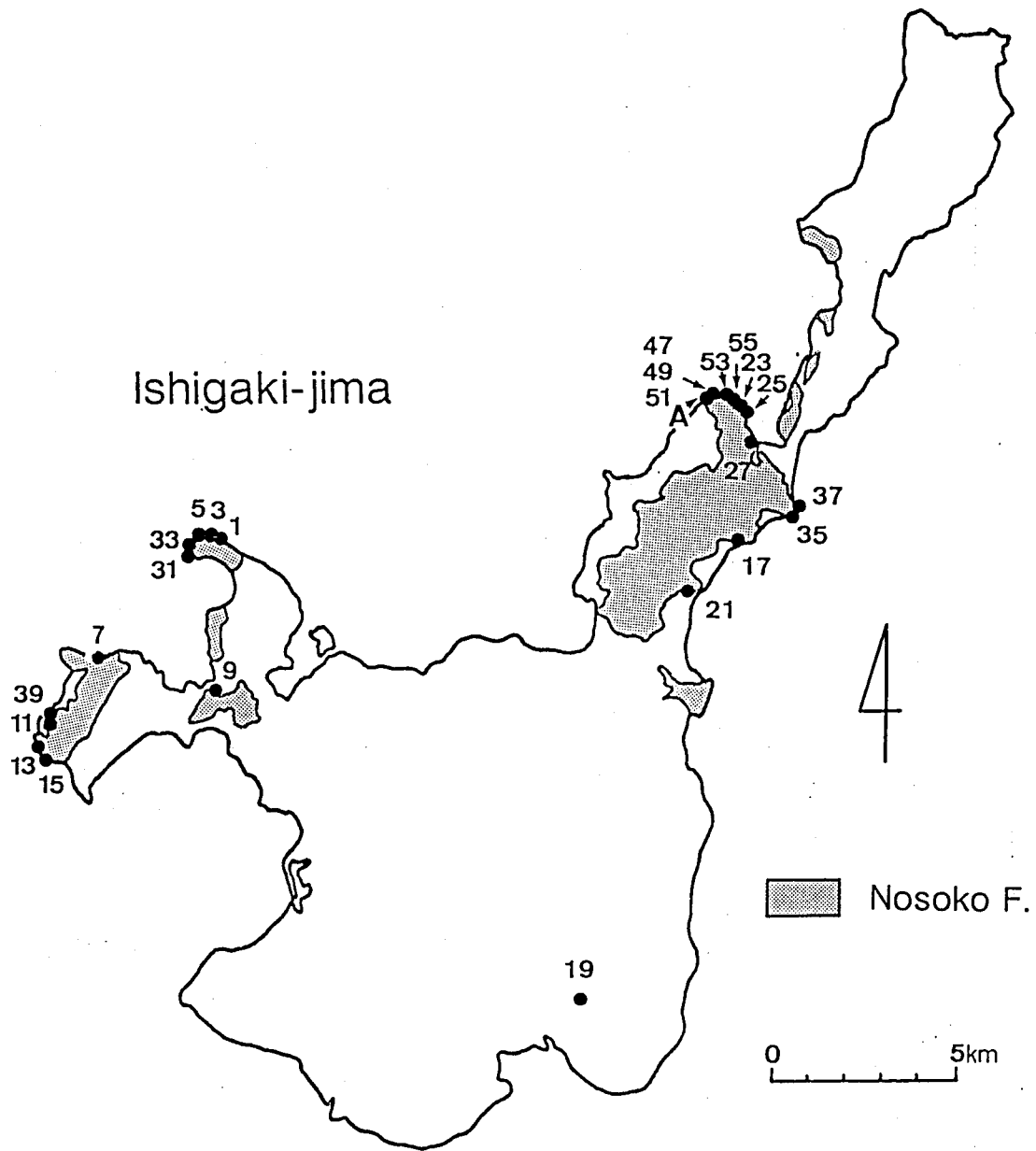


図 2-7 石垣島の野底層の分布及び試料採取地点

試料採取地点を黒丸で示した。番号は試料採取地点の番号（番号の
前につく地域の識別記号 (IS) を省略してある）。

Iriomote-jima

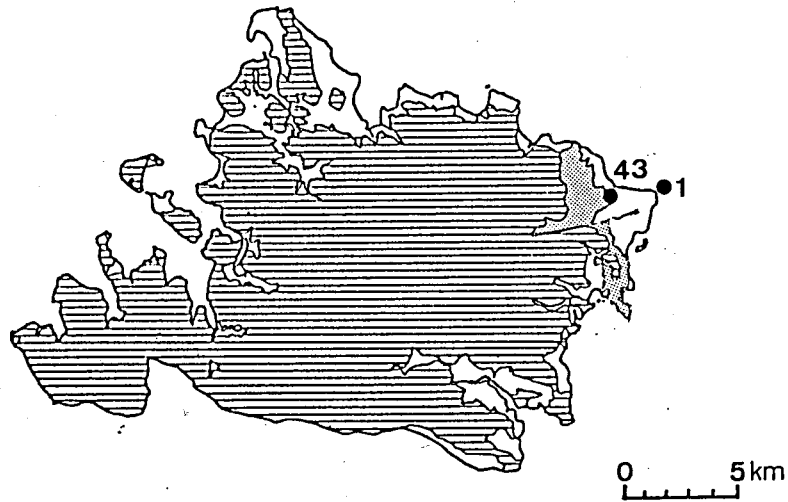


図 2-8 西表島の野底層と八重山層群の分布，及び試料採取地点

試料採取地点を黒丸で示した。番号は試料採取地点の番号（番号の前につく地域の識別記号(IR)を省略してある）。

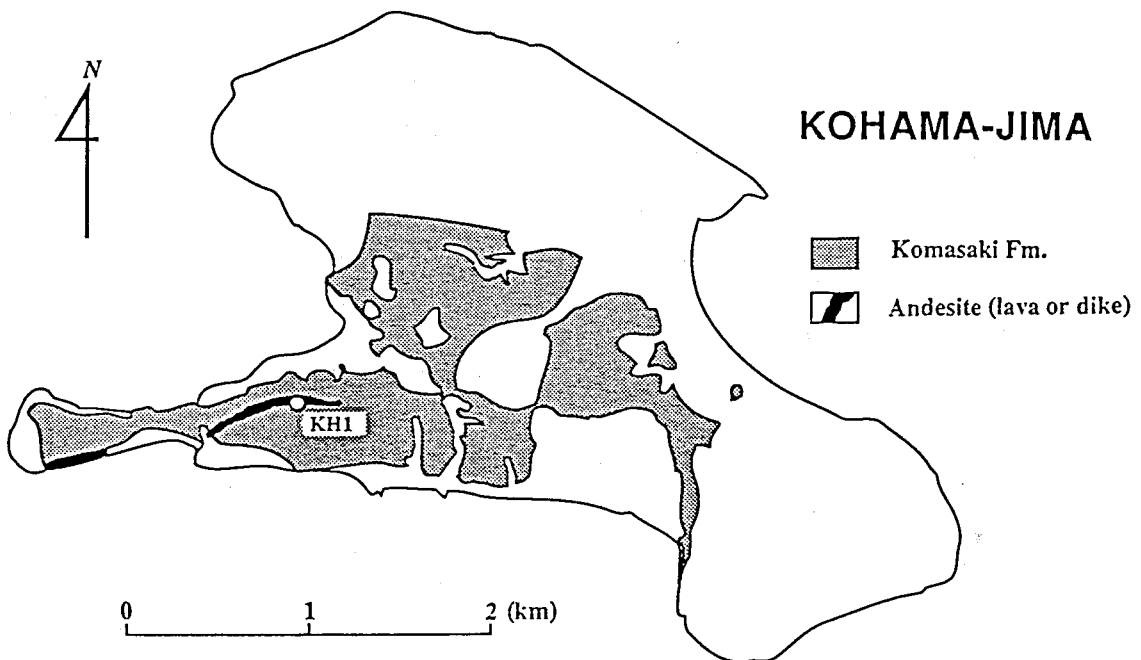


図 2-9 小浜島の細崎層と貫入岩体の分布，及び試料採取地点

細崎層は野底層に対比される。

試料採取地点を白丸で示した。番号は試料採取地点の番号。

Yonaguni-jima

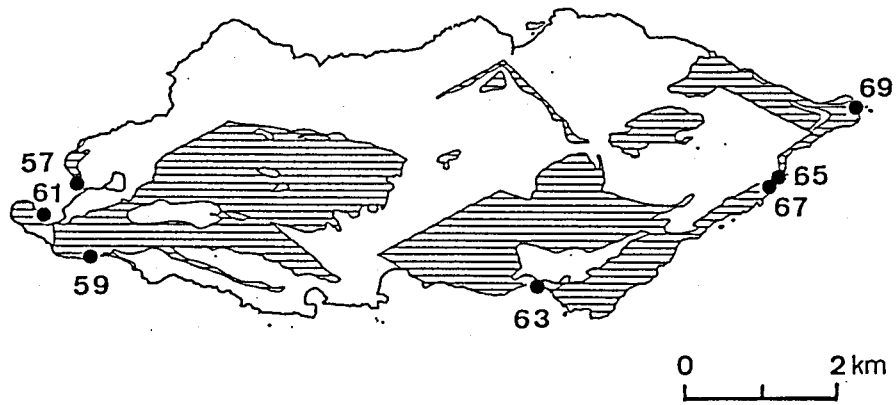


図 2-10 与那国島の八重山層群の分布と試料採取地点

試料採取地点を黒丸で示した。番号は試料採取地点の番号（番号の前につく地域の識別記号(Y)を省略してある）。

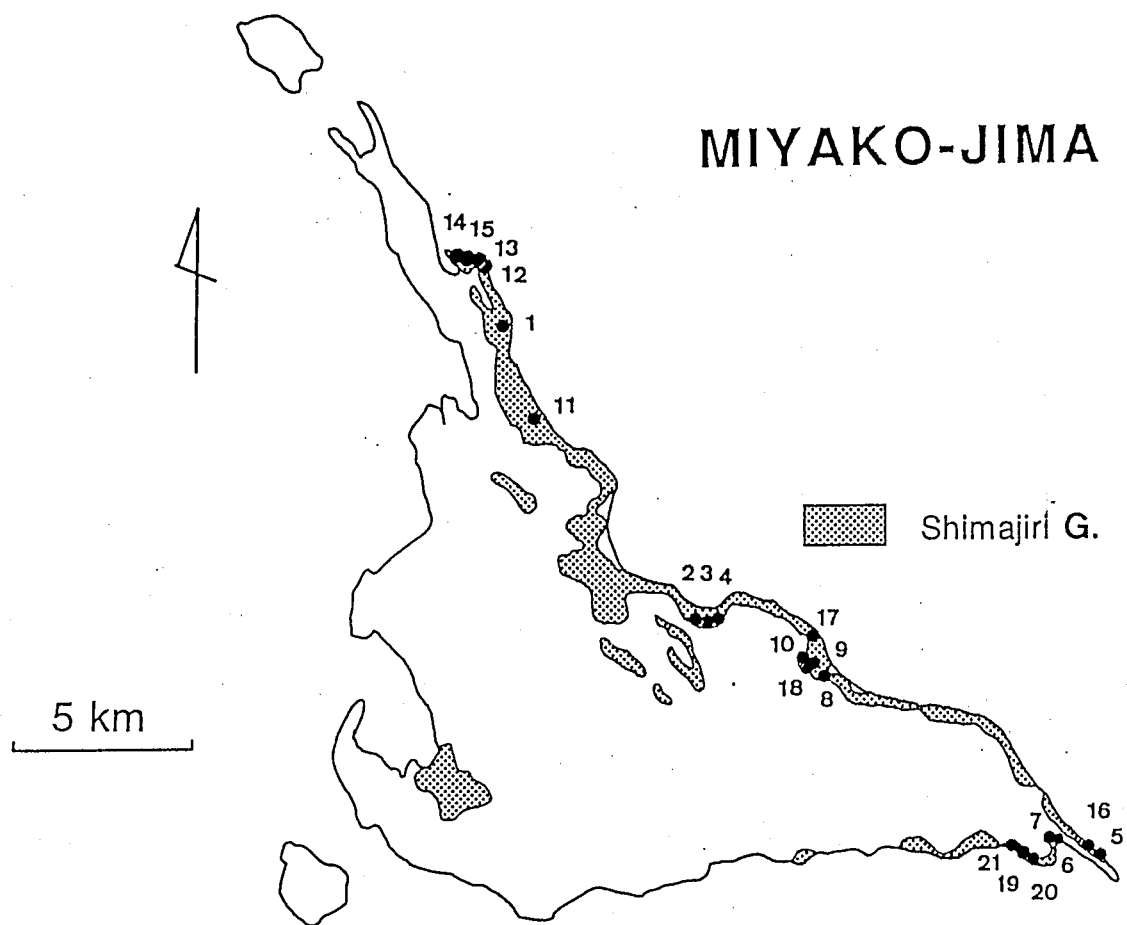


図 2-11 宮古島の島尻層群の分布と試料採取地点

試料採取地点を黒丸で示した。番号は試料採取地点の番号（番号の前につく地域の識別記号(MY)を省略してある）。

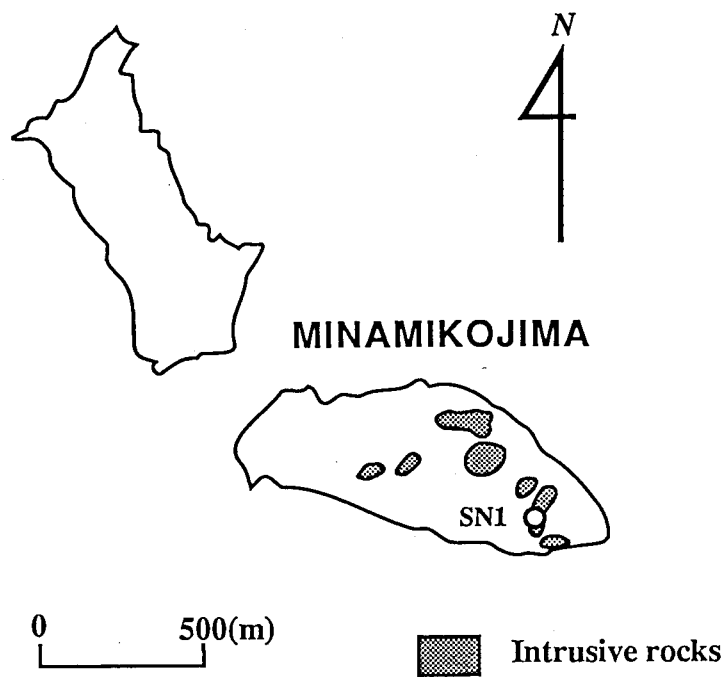


図 2-12 南小島の貫入岩体の分布と試料採取地域
 試料採取地点を白丸で示した。番号は試料採取地点の番号。

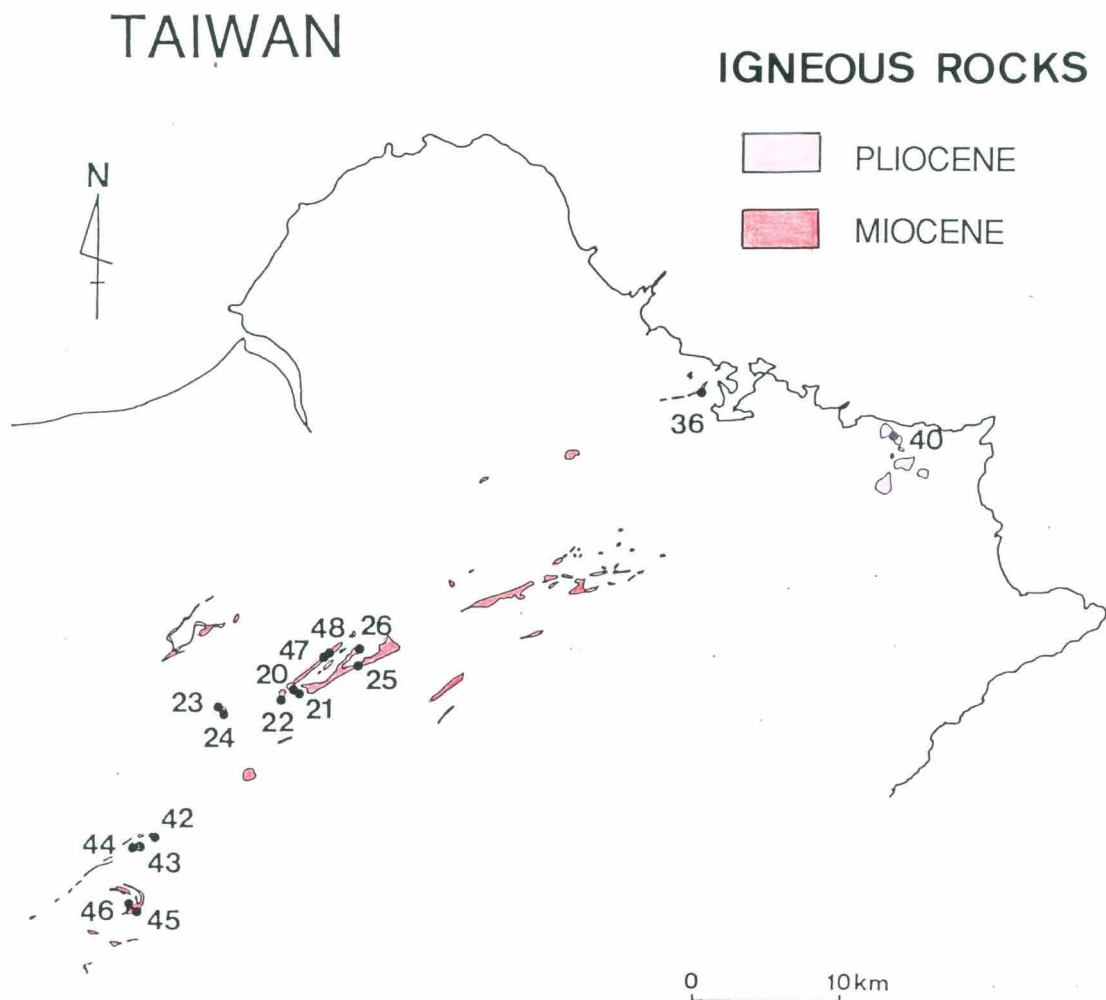


図 2 - 1 3 台湾北部の火成岩類の分布と試料採取地点

試料採取地点を黒丸で示した。番号は試料採取地点の番号（番号の前につく地域の識別記号(NT)を省略してある）。

に分布している（図2-8, 2-10）。与那国島の7地点から砂岩の試料を採取した。

琉球弧南部の島尻層群は宮古島の東及び南の海岸沿いに細長く延びた帯状に分布する（図2-11）。宮古島の島尻層群は南南東に緩く傾斜しており、上部から下部までほぼ連続して露出している。この層はおもに泥岩、砂質泥岩よりなりあいだに数枚の凝灰岩層をはさんでいる。層厚は約2000 mである。島尻層群から産出する多くの有孔虫化石（Globorotalia margaritae, Globigerina decoraperta など）はBlow(1969)の区分でN17からN18に相当し、中新世上部から更新世下部を示す（矢崎・大山, 1980）。また凝灰岩中の角閃石のK-Ar年代は 3.64 ± 0.22 Ma (Kuramoto and Konishi, 1989)で鮮新世を示す。21地点から泥岩及び凝灰岩を採取した。

2.3.3 尖閣列島

尖閣列島は沖縄トラフの北側に位置する。中新世の堆積岩層に貫入している火成岩（角閃石閃緑岩質ひん岩）が魚釣島と南小島に分布している（松本ほか, 1982; 図2-12）。この岩石の年代は、周りの地質との関係と、鉱物の色により鮮新世から上部中新世にかけてと報告されている。絶対年代の報告はない。南小島の貫入岩の1地点から試料を採取した。

2.3.4 台湾

台湾北部には浅海性の堆積岩層が下部中新統から上部更新統まで連続的に、ほぼ南北方向に延びる帯状に配列している。地層は東にいくほど古くなり、かつ変成を受けている。台湾の地質に関してはHo (1986, 1988)の報告がある。ここでは簡単にまとめる。

中新世の堆積岩層; 下部から木山層 (Mushan Formation, 一部は上部漸新統), 大寮層 (Taliao Formation), 南港層 (Nankang Formation), 南莊層 (Nanchuang Formation)、のあいだに火成活動が認められる。火成岩、火砕岩の層がこれらの堆積岩層のあいだにレンズ状に分布している（図2-13）。

火成岩、火砕岩は堆積岩層の帯状の分布に沿って北東、南西方向に点在する。これらは南西へいくほど新しい層のあいだにはさまれている。層の厚さは場所によってまちまちで、東の厚いところで8000 m、西で500 m とされている。これらの火山岩は玄武岩質で海底で噴出したと考えられている。火成活動の時代はその火成岩がみつめられる堆積岩の年代と同時期と考えられている。絶対年代の報告はない。堆積岩に対しては微化石から中新世下部から上部までの年代が連続的に当てはめられている。木山層、大寮層の8地点、南港層の1地点、南莊層の6地点の合計14地点から凝灰岩と玄武岩を採取した。2地点からは年代測定用の試料も採取した。

台湾北東部の基隆 (Chilung) 近くにデーサイトのドームが中新世の堆積岩を貫いて単独で分布する。この安山岩の絶対年代は0.2 Ma から1.7 Ma で鮮新世を示す (Chuang and Bellon, 1984)。この安山岩の1地点から古地磁気測定用及び年代測定用の試料を採取した。

2. 4 試料採取方法

古地磁気の測定のために、1地点あたり10個前後のブロック状の試料を定方位で採取した。試料の方向は、磁気コンパスを用いて決定した。試料は20 m の範囲内から採取した。

正確な古地磁気方向を得るには地殻の傾動による影響を取り除かなければならない。傾動補正を施すことができるように採取地点にはなるべく層面のわかる場所を選び層面の走向と傾斜を測定した。層面のわからない場合には周りの地質の状況から傾動の影響の有無を確認し、傾斜が10°程度より少なく傾動の影響が無視できるほど小さいときのみ試料を採取した。

風化や変質のない新鮮な火成岩の地点からは年代測定用の試料も採取した。なるべく新鮮な20 cm 立方ぐらいの大きさの試料を採取した。

3. 1 試料及び分析

久米島で採取した阿良岳層及び宇江城岳層の溶岩、石垣島で採取した貫入岩、台湾で採取した溶岩の年代を全岩を用いたK-Ar法によって求めた。

K-Ar法は ^{40}K の放射壊変を用いた年代決定法である。試料中の ^{40}K は岩石生成後次式にしたがって ^{40}Ar と ^{40}K に壊変する。

$$\frac{d [^{40}\text{K}]}{d t} = - (\lambda_e + \lambda_\beta) [^{40}\text{K}]$$

$$\frac{d [^{40}\text{Ar}]}{d t} = \lambda_e [^{40}\text{K}]$$

ここで λ_e と λ_β はそれぞれ電子捕獲と β 壊変の既知の壊変定数である。これらの式より試料中 ^{40}K と放射壊変によってできた ^{40}Ar ($^{40}\text{Ar}_{rad}$)の量がわかればその試料の年代を求めることができる。岡山理科大学の分析装置を用いてカリウム(K)とアルゴン(Ar)の定量分析を行った。分析は長尾、板谷(1988)による方法で行った。 λ_e と λ_β の値にはそれぞれ

$0.581 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$, $4.962 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$ (Steiger and Jager, 1977)を用いた。

岩石ができた年代を正確に知るためには、岩石の中に放射性核種の壊変によって生じた ^{40}Ar が岩石の中に完全に残っている必要がある。そのためには試料とする岩石が、風化、変質を受けておらず十分に新鮮でなければならない。年代決定に適した試料かどうかを調べるために試料の薄片をつくり鏡下観察を行った。その結果は付録 にまとめてある。鏡下観察の結果、採取した試料のうち7個は充分新鮮で年代測定に適していると判断した。

$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ の量は試料中の Ar の同位体比を測定し、 $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ 以外の Ar の同位体比を空気中のそれと等しいとして計算で求めた。Ar の定量的ためには、量の知れている ^{38}Ar スパイクを加え Ar の同位体比測定を行う同位体希釈法を用いた。測定のために試料の特に新鮮な部分を粉砕し、60メッシュから80メッシュの大きさに揃えた。1個の試料あたり、0.5 g から0.9 g を測定に用いた。まず、試料表面に付着した大気中の Ar を取り除くために、200℃の真空中で排気しながら、1日放置した。次に1500℃で試料を溶かし、脱ガスし、そのガスの同位体比を測定した。

K の同位体比は地球上で一定なので、 ^{40}K の量を決めるためには K の総量を決定すればよい。K の定量は、2000 ppm のセレン (Cs) の干渉剤を用いた蛍光分光分析法によって行った。K の量が既知である標準試料には工業技術院地質調査所において調整された JB-1 Basalt を用いた。1個の試料当たり2度測定し、平均値をとった。

K - Ar 年代と誤差の計算は Cox and Dalrymple (1967) の方法で行った。

3. 2 年代測定結果

年代測定の結果は表3-1 にまとめてある。

久米島の阿良岳層の溶岩からは $17.9 \pm 0.4 \text{ Ma}$ と $17.0 \pm 0.4 \text{ Ma}$ のほぼ等しい2つの年代を得た。この年代は中新世で今までに報告されている年代 (17.7 Ma , 12.6 Ma , 中川・村上, 1975; 12.8 Ma , 15.1 Ma , 大四ほか, 1987) とよく一致する。これら6つの年代のうち4つは約17 Ma を示し、残り2つは約12 Ma を示す。17 Ma と12 Ma の2つの時代の火山活動があったらしい。

宇江城岳層の溶岩からは $2.24 \pm 0.10 \text{ Ma}$ の年代を得た。この年代は鮮新世で地質の層序と矛盾しない。この年代は中川、村上 (1975) による年代 (4.6 Ma , 5.5 Ma) よりも若い。

表 3-1 K-Ar 法による年代測定結果

Site No.	Locality	Sample	K (wt%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (10^{-8}cc/g)	Age (Ma)	$\frac{\text{Ar}_{\text{air}}}{\text{Ar}_{\text{total}}}$ (%)
<u>Ishigaki-jima Island</u>						
IS19	124° 13' 11" E 24° 21' 34" N	Andesite	0.940	35.2±2.7	9.64±0.80	89.2
<u>Kume-jima Island</u>						
KM3	126° 47' 58" E 26° 21' 15" N	Andesite	0.756	6.56±0.21	2.24±0.10	61.0
KM9	126° 48' 49" E 26° 17' 18" N	Porphyrite	1.90	133±2	17.9±0.4	30.2
KM13	126° 48' 27" E 26° 18' 21" N	Andesite	1.55	103±2	17.0±0.4	31.6
<u>Taiwan</u>						
NT24	121° 24' 5" E 24° 56' 34" N	Andesite	0.580	17.8±0.87	7.91±0.45	71.9
NT40	121° 50' 22" E 25° 7' 10" N	Andesite	1.511	7.06±0.40	1.20±0.07	76.4
NT43	121° 20' 35" E 24° 51' 33" N	Andesite	0.426	16.8±0.58	10.1±0.62	64.0

計算に用いた定数は $\lambda_e=4.962 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda_\beta=0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$.

^{40}K の同位体比は $^{40}\text{K}=1.167 \times 10^{-4}$ (atom per atom of natural potassium; Steiger and Jager, 1977).

石垣島から採取した貫入岩の年代は 9.64 ± 0.80 Ma で中新世後期である。この岩石は始新世後期の火山岩に貫入していて、その上を鮮新世の堆積物が不整合に覆っている。得られた年代は地質層序と矛盾しない。

台湾の2カ所の試料 (NT24, NT43) から得た年代は、 7.91 ± 0.45 Ma と 10.1 ± 0.62 Maを示す。これらの地点は南荘層のあいだに分布する粗粒玄武岩地点である。南荘層の年代は微化石から中新世中期から後期とされている。K-Ar法で求めた年代は微化石による年代と非常によく一致している。

台湾の基隆で採取した溶岩の年代は 1.20 ± 0.07 Ma で、鮮新世に含まれる。今までに報告されている年代 ($0.2 \sim 1.7$ Ma) のあいだに入り、よく一致する。

第4章 古地磁気

4. 1 測定及び解析方法

合計105 地点から古地磁気測定用の定方位試料を採取した。実験室でこれらの試料を直径2.5 cm 高さ2.5 cm の円柱形の測定用試料に整形した。1つのブロック試料から2個～3個の測定用試料をつくった。例外として島尻層群の泥岩の試料は、半未固結で、ドリルを用いて整形するには柔らかすぎるので、1辺2.5 cm の立方体に整形した。これらの立方体の試料の表面は崩れないようにアクリル樹脂（磁化がないので都合がよい）でおおった。島尻層群からは1個のブロック試料あたり、約10個の測定用試料をつくった。

残留磁化の測定はScT社の超伝導磁力計及び、研究室で製作したスピナー磁力計を用いて行った。試料の磁化強度によって2つの磁力計を使い分けた。磁化強度が $1 \times 10^{-5} \text{ Am}^2$ 以上の試料は、スピナー磁力計を用いて測定し、残りの磁化強度の弱い試料は超伝導磁力計を用いて測定した。

岩石の持つ残留磁化は岩石ができるときに獲得される初生磁化以外に2次的に獲得される磁化を含む。岩石のできたときの地球磁場の方向を得るには2次的な磁化の成分を取り除かなければならない。2次的に獲得された磁化は多くの場合初生磁化に比べると不安定で弱い。2次的な成分は部分的な交流消磁または熱消磁で取り除くことができる。試料の熱消磁は、内部を $2 \times 10^{-6} \text{ T}$ 以下の磁場に保った炉を用いて空気中で行った。消磁温度で30分間加熱した後、室温まで冷ました。試料の交流消磁は、実験室で製作した3軸回転のタンブラー型消磁装置または夏原技研製作の消磁装置を用いて行った。

試料の持つ残留磁化の成分は試料を段階的に消磁したときの残留磁化ベクトルの変化から求めた。段階消磁は、熱あるいは交流どちらかの方法で行った。残留磁化ベクトルの変化の様子は、磁化方向のシュミットネットへの投影図、磁化のベクトルの直交座標への投影図 (Zijdervelt, 1967) を用い

て観察した。直交座標への投影図は磁化方向の変化と磁化強度の変化を同時に見れるばかりでなく、いくつかの成分が順番に消磁されていくときその1つ1つの方向を知ることができるという利点がある。特に同時に消磁されていく成分が1成分の場合、この図に投影した磁化ベクトルの変化（消磁曲線）は直線になる。試料に残っている磁化の成分が1成分の場合、消磁曲線は座標の原点へ向かう直線となる。直交座標上での消磁曲線の直線成分は Kirschvink (1980) の方法により最小自乗法で取り出した。

まず最初にパイロット試料を用いた段階消磁実験によって、各地点の残留磁化の安定性を調べた。各地点から2個以上の測定用試料を持つ試料2~3個を選び、それをパイロット試料とした。各パイロット試料から作った測定用試料のうち、1個を用いて熱段階消磁実験を行い、残りの1個を用いて交流段階消磁実験を行った。段階熱消磁は、30℃ または50℃ おきに600℃ または700℃ まで行った。段階交流消磁は10 mT までは2.5 mT おき、10 mT 以降は5 mT おきに最高95 mT まで行った。

パイロット試料を用いた実験は、残りの試料から最も効率よく安定した成分を取り出すために行った。安定した成分を得ることのできる消磁方法をこの実験の結果から決定した。また、残りの試料の段階消磁をする際の消磁段階を決定した。パイロット試料の実験によって、安定した成分を取り出すことのできなかつた地点の試料は残りの試料の残留磁化を測定しなかつた。

パイロット試料を用いた実験で安定な磁化の成分を取り出すことができた地点の残りの試料を、パイロットテストで決定した方法、段階で消磁し、特徴的な磁化の成分を得た。採取した1つのブロック試料に対し、1つの測定用試料を測定した。各試料から得た特徴的な磁化方向を平均しその地点の方向とした。層面の測定できる地点の結果に対しては傾動補正を施した。

4. 2 徳之島及び奄美大島の花崗岩類

4.2.1 段階消磁実験

9地点のうち1地点(TK2)から安定な磁化の成分を取り出すことができた。消磁に対する磁化ベクトルの変化の様子は交流消磁、熱消磁両方ともほぼ同じであった。(図4-1)。どちらの方法の消磁でも磁化方向はほとんど変わらず、安定な1成分のみが現れた。直交座標上の消磁曲線は原点へ向かう直線になった。この直線成分をこの地点の特徴的な磁化方向とした。各試料の特徴的な磁化の成分は交流消磁によって取り出した。

消磁前の残留磁化強度は、1個が比較的強く約 10^{-6}Am^2 で残りの8個は弱く $10^{-8}\sim 10^{-9}\text{Am}^2$ であった。残留磁化強度の強い試料と弱い試料の段階消磁の様子を比較した(図4-1)。どちらの磁化強度の試料も1成分のみを持ち、特徴的な磁化成分の方向はよく似ていた。磁化強度の減少の様子は磁化強度によって異なった。磁化強度の強い試料の磁化は 350°C まで徐々に減少した。 350°C で最初の強度の約30%になった。 350°C から 600°C まで磁化はほとんど減少しなかった。 650°C で取り除かれた。それに対し磁化強度の弱い試料の磁化は 550°C の消磁では磁化は最初の7割以上残っており、 650°C の消磁で消磁前の磁化の5%程度に減少した。交流消磁では磁化の強い試料の磁化は、20 mTまでの消磁で最初の1割程度になるまで急激に減少した。7.5 mTの消磁で消磁前の磁化の約50%になった。磁化の弱い試料の磁化は50 mTまでの消磁で、磁化は徐々に減少した。磁化強度の減少の様子の違いから磁化の強い試料と弱い試料では磁化を担っている鉱物が違うように見える。磁化の弱い試料の磁化鉱物はおそらくヘマタイトであろう。

残りの地点の試料の磁化は、消磁をする前の磁化強度が $10^{-8}\sim 10^{-9}\text{Am}^2$ 程度しかないものが多く、消磁にたいしても不安定で消磁をする度に方向が変化し、安定な成分を取り出すことができなかった(図4-1-C)。

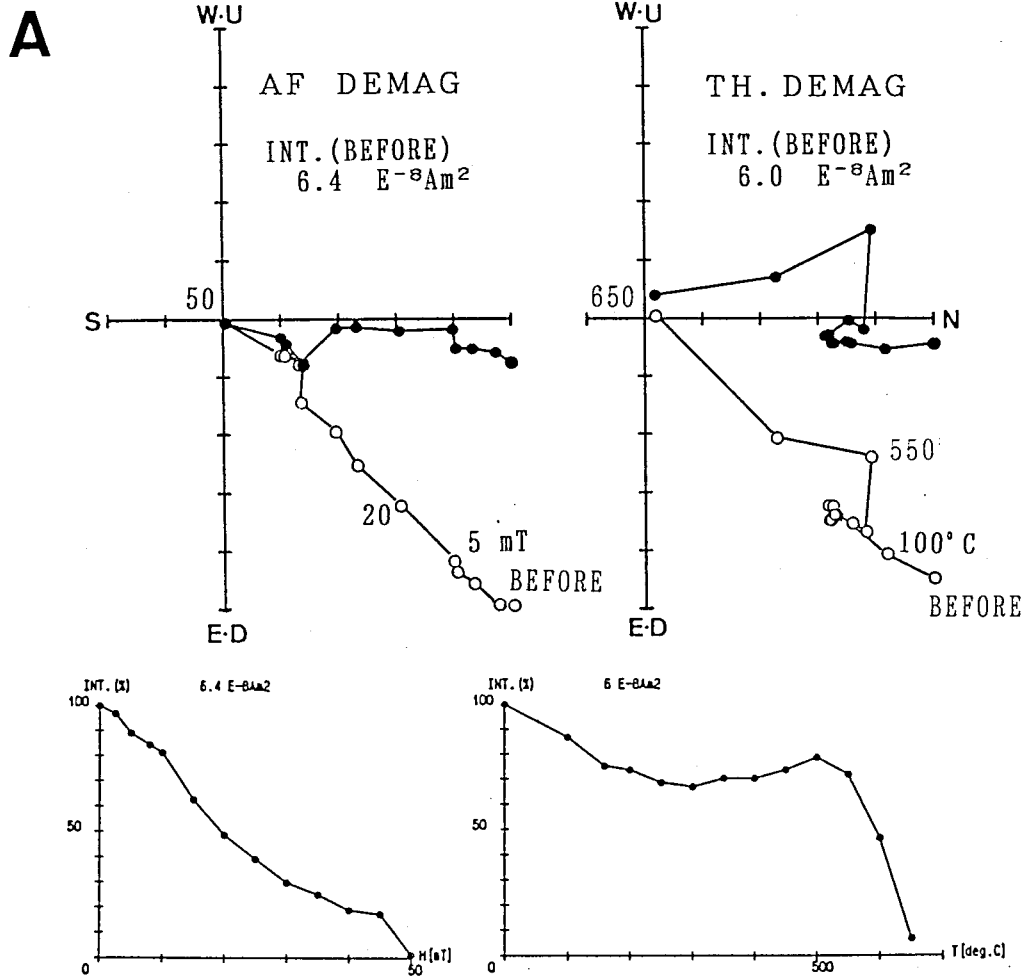


図 4-1 徳之島の深成岩類の段階消磁実験の様子

残留磁化ベクトルの直交座標への投影 (上図; Zijdevelt, 1967 の方法による) . 及び残留磁化強度の変化 (下図) .

直交座標の白丸は水平面 (NS-EW) , 黒丸は南北方向の垂直面 (NS-UD) への投影を示す. AF DEMAG - 交流消磁; TH DEMAG - 熱消磁; INT. (BEFORE) - 消磁をする前の磁化強度.

A: 地点 TK2 の磁化強度の強い試料の消磁曲線.

B: 地点 TK2 の磁化強度の弱い試料の消磁曲線.

C: 安定な残留磁化の成分を得ることができなかった試料の消磁曲線 (地点 TK1) .

B

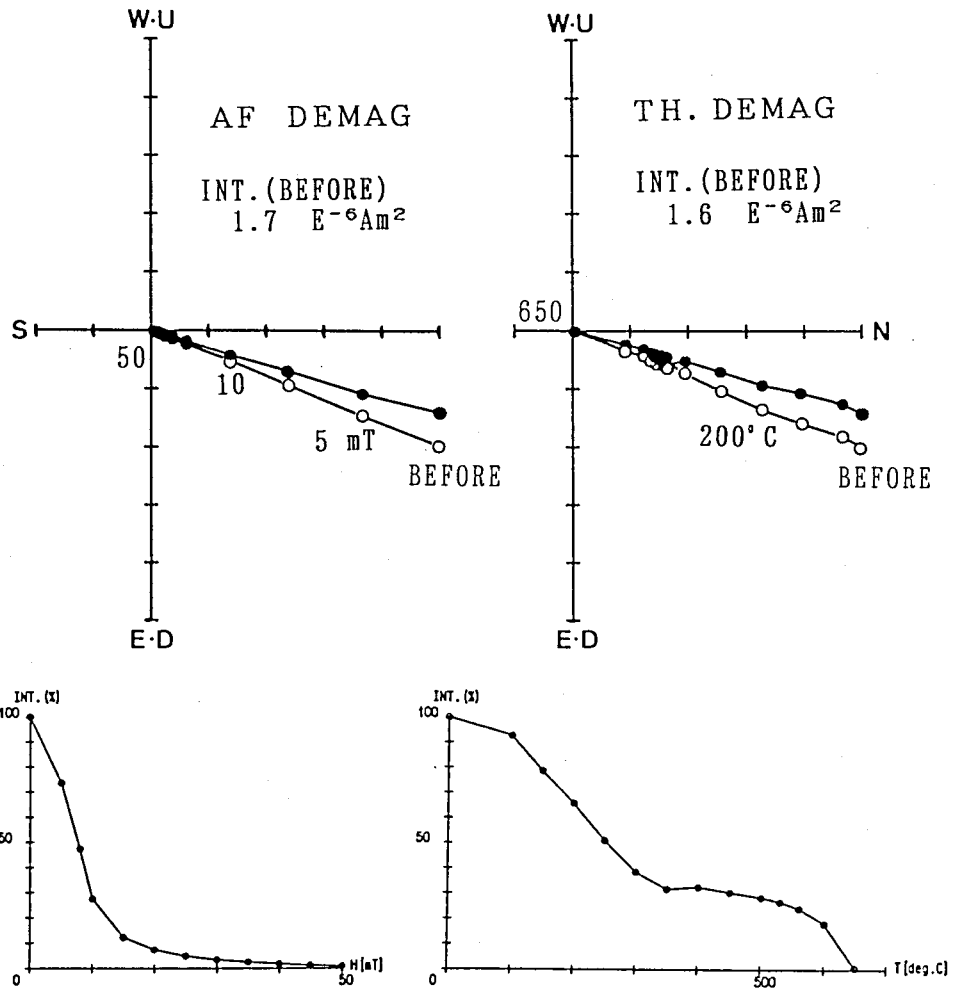


図 4-1 続き

C

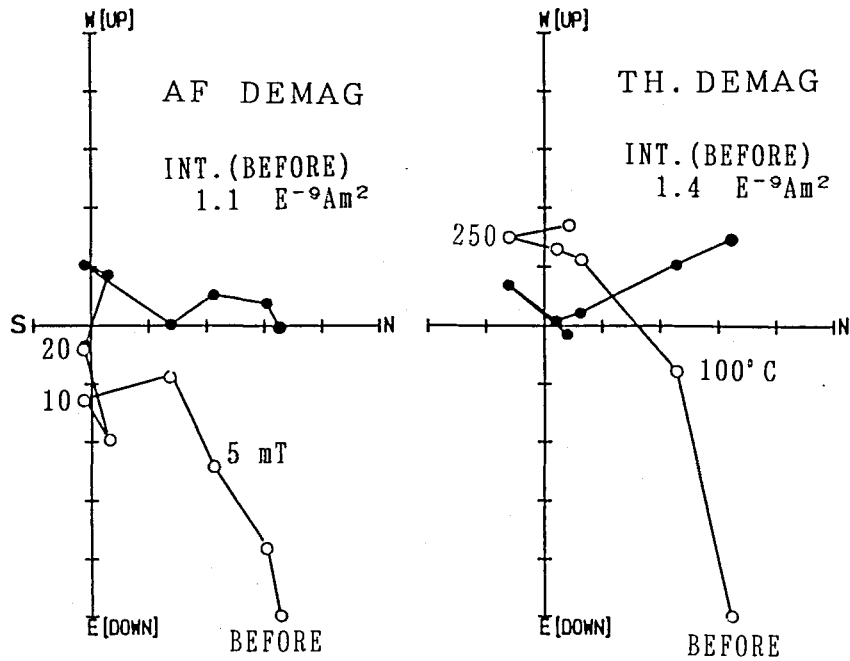


図 4-1 続き

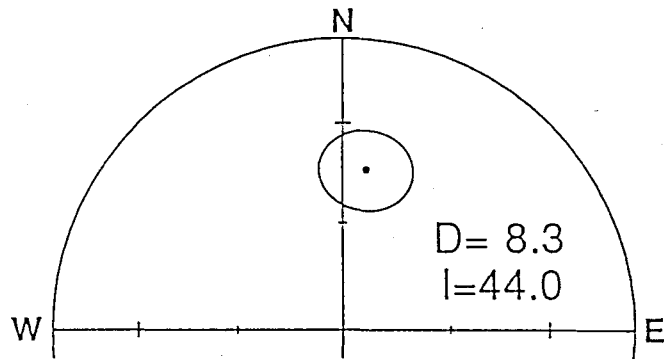


図 4-2 徳之島の深成岩類から得た特徴的な古地磁気の方角

1地点から得た方向を95%の信頼円と共に示した。傾動補正はしていない。
 投影は等面積投影(シュミットネット投影)。黒丸(白丸)は上半球(下半球)への
 投影。

4.2.2 結果

地点TK2 から得た残留磁化の安定な成分は北向きの正帯磁の方向を示している（図4-2）。 α_{95} は 13° でよくまとまっている。平均方向は、偏角 $= -0.3^\circ$ 、伏角 $= 41.6^\circ$ になった。

1地点からしか方向を求めることができなかつたこと、ほとんどの試料の磁化強度が非常に弱いこと、弱い磁化強度の試料の磁化を担う鉱物が、酸化によって2次的にできやすいヘマタイトらしいことから判断して、この磁化方向は初生磁化でないかも知れない。

4. 3 沖縄本島の貫入岩

4.3.1 段階消磁実験

地点OM3 の貫入岩の試料はどちらの方法の消磁に対しても安定で、消磁によって方向が変化しなかつた（図4-3-A）。直交座標上で原点に向かって減少する安定な1成分のみが現れた。この成分をこの地点の特徴的な残留磁化の成分と見なした。熱消磁では、 300°C で磁化は消磁前の磁化（約 $2 \times 10^{-6} \text{Am}^2$ ）の2割まで減少し、マグネタイトのキュリー点（ 580°C ）を超えた 600°C での消磁でほぼ取り除かれた。交流消磁では40 mT の消磁で磁化は1割以下まで減少した。40 mT 以降は残留磁化の方向は不安定になった。

地点OM1 の貫入岩の残留磁化は、熱段階消磁の結果、異なつたブロッキング温度を持つ2つの成分を持つことがわかつた（図4-3-B）。低温成分のブロッキング温度は、 200°C から 400°C までの幅があつた。低温成分の方向は北向きの正帯磁で、現在の磁場方向とよく似ていた。 200°C から 400°C の消磁の後に現れた高温成分は逆帯磁の方向であつた。この高温成分をこの地点の特徴的な残留磁化の成分と見なした。磁化強度は 450°C から 500°C の消磁で消磁前の磁化強度（ $2 \sim 5 \times 10^{-8} \text{Am}^2$ ）の2割まで減少した。 500°C 以上の消磁では磁化強度、方向とも不安定になった。おそらく実験室で付いた粘性残

留磁化のためである。交流消磁では、20 mT までは、熱消磁による低温成分と同じ成分が現れた。しかしその後の消磁では、磁化強度は減少せず磁化方向は不安定になり、高温成分と同じ成分を取り出すことはできなかった。

地点OM1 及びOM3 の残りの試料には熱段階消磁を施し、それぞれの地点の特徴的な残留磁化の方向を取り出した。

地点OM2 の試料は、消磁をする度に磁化方向が変化し、安定な成分を取り出すことができなかった。

4.3.2. 結果

地点OM3 から得た平均の磁化方向は、偏角 = -6° 、伏角 = 37° で、北向きの正帯磁を示している（図4-4）。 α_{95} の値は消磁前 4.6° であったのが、消磁をすることによって、 3.0° に減少し、磁化方向はよくまとまった。

次のことからこの地点の特徴的な磁化方向は初生磁化の方向であると判断した。

1) この地点の年代はフィッシュトラック法で決定されている（大四ほか, 1987）。フィッシュトラック法で用いる核分裂の飛跡（フィッシュトラック）は約 300°C 以上の環境にしばらくおかれると消滅し、年代はリセットされる。従ってこの地点の試料は11 Ma 以降それほど高温の環境のはなっていない。

2) 一方この地点の磁化の高温成分のブロッキング温度は少なくとも 500°C 以上である。

3) 磁化を担っている鉱物はおそらくマグネタイトである。この鉱物は風化にともなう2次的な鉱物としては発生しにくい。火山岩に初生的にみられるマグネタイトなどの磁化鉱物は、風化によって常温で酸化されるとマグヘマイトやヘマタイトになる（Thompson and Oldfield, 1986）。

Kirschvink(1980)の方法によって取り出した地点OM1の高温成分は地点内のまとまりが悪くシュミットネットに投影すると大円上に分布している（図4-5）。これは消磁によって低温成分がとれきっていないためと考えられ

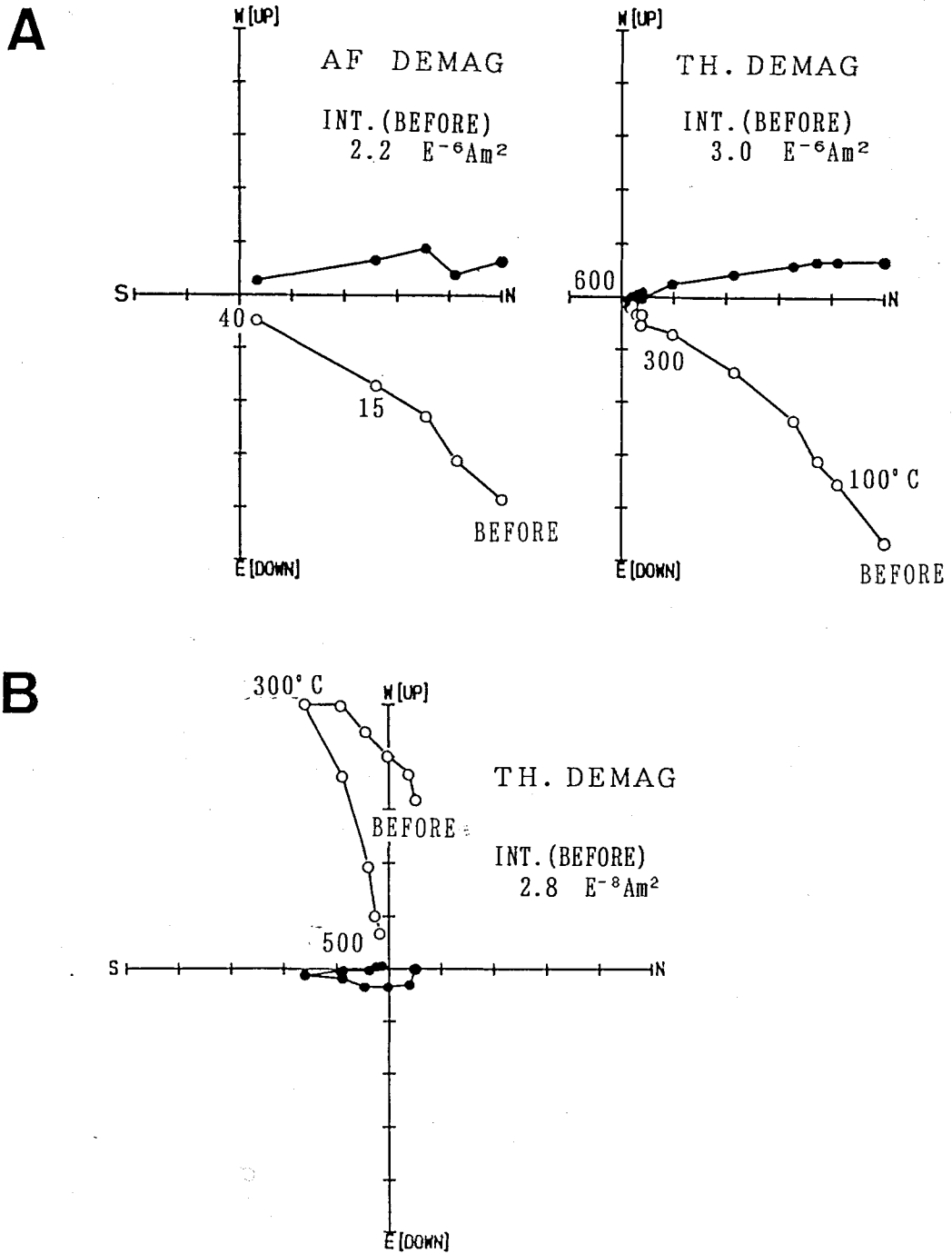


図 4-3 沖縄本島の貫入岩の段階消磁実験の様子

残留磁化ベクトルの直交座標への投影。投影は図 4-1と同じ。

A: 1成分のみ現れた例 (地点 OM3) B: 低温, 高温の2成分が現れた例 (地点 OM1) .

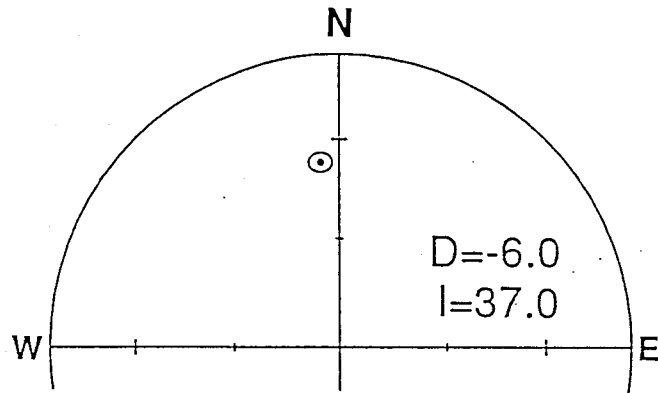


図 4-4 沖縄本島から得た特徴的な古地磁気の方向

1地点から得た方向を95%の信頼円と共に示した。
傾動補正はしていない。投影は図 4-2 と同じ。

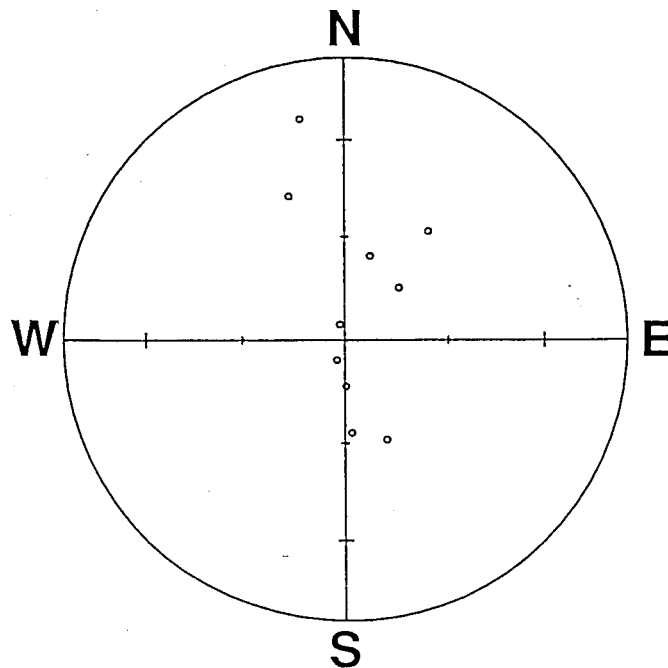


図 4-5 Kirschvink (1980) の方法で取り出した
沖縄本島, 地点OM 1 の高温成分。

各試料から得た方向を示した。投影は図 4-2 と同じ。

る。地点OM1 の試料に熱段階消磁を施すと、低温成分のブロッキング温度である300℃ ないし400℃ で磁化強度が1割以下にまで落ちてしまうものが多かった。これらの試料の直交座標に投影した磁化の様子は、高温成分が直線となって現れず、原点付近まで緩いカーブを描いている。この地点の試料から得た結果はこれ以降の解析からは除外した。

4. 4 沖縄本島の喜陽層

沖縄本島で採取した喜陽層の試料の磁化は、消磁をする度に方向が変化し安定な成分を持たなかった。これらの試料はこれ以降の解析を行わなかった。

4. 5 久米島の阿良岳層

4.5.1 段階消磁実験

熱消磁では、300℃ から400℃ で不安定な低温成分が取り除かれ、安定な高温成分が現れた。残留磁化の高温成分は直交座標上で原点に向かう直線として観察できた(図4-6)。高温成分のブロッキング温度はマグネタイトのキュリー点をはさむ560℃ と600℃ のあいだであった。600℃ の熱消磁で磁化はほぼ完全に取り除かれた。

地点KM8 及びKM9 の約半数の試料は高温成分のみを持っていた。これらの試料の磁化は消磁に対して非常に安定であった。これらの試料の残留磁化強度は500℃までの消磁ではほとんど減少せず、消磁前と同じ強度(約 10^{-5}Am^2)を保っていた。磁化強度は560℃ から600℃ の消磁で急激に減少した。これらの試料の磁化を担う鉱物はチタンの少ないマグネタイトであると考えられる。

交流消磁では、20 mT または30 mT の消磁で、低温成分と同じ成分が取り除かれ高温成分と同じ成分が残った。50 mT ないし70 mT までの消磁で磁

化は最初のほぼ1割にまで減少した。1部の試料では80 mT の消磁でも磁化が最初の8割以上残っていた。

熱消磁で取り出すことのできた高温成分の方向をこの層の特徴的な磁化方向と見なし、全ての試料に熱段階消磁を施した。7地点（地点 KM7, KM8, KM9, KM11, KM12, KM16, KM17）から安定な高温成分を取り出すことができた。残りの地点の試料は300℃ から500℃ の熱消磁で磁化が1割以下にまで減少し、高温成分を取り出すことができなかった。これらの試料に対しては以下の解析を行わなかった。

4.5.2. 結果

7地点から求めた特徴的な残留磁化の方向はすべて北向きの正帯磁の方向である（図4-7）。地点内の磁化方向はよくまとまっている。 α_{95} の値は2° から12° で平均は7.5° である。傾動補正は、阿良岳層が溶岩で構成されていて層面が明らかでないので行わなかった。溶岩の構造からみて大きな傾動は起こっていないらしいので補正をしていないことによる影響は少ないと判断した。7地点の平均は、偏角 = 12.0°、伏角 = 35.6°、 $\alpha_{95} = 8.0^\circ$ である。

阿良岳層から求めた古地磁気方向は以下のことから初生磁化の方向であると判断した。

- 1) α_{95} の値が消磁をすることによって小さくなった（例えば地点KM7 では30° から12° になった）。
- 2) 磁化方向が消磁に対して非常に安定で、プロッキング温度が充分高い。
- 3) K-Ar法で年代を求めた。Kの崩壊でできた $^{40}\text{Ar}_{rad}$ は、約300℃ 以上になると閉鎖系が保たれなくなって外へ逃げてしまう（Dodson, 1973）。K-Ar法で求めた年代以降、試料は300℃ 以上になっていない（または300℃ 弱の温度で長期間保たれていない）と考えられるので、高温のプロッキング温度を持つ粘性残留磁化がついたり、高温での変質が起こっていないと考えられる（Tarling, 1983）。

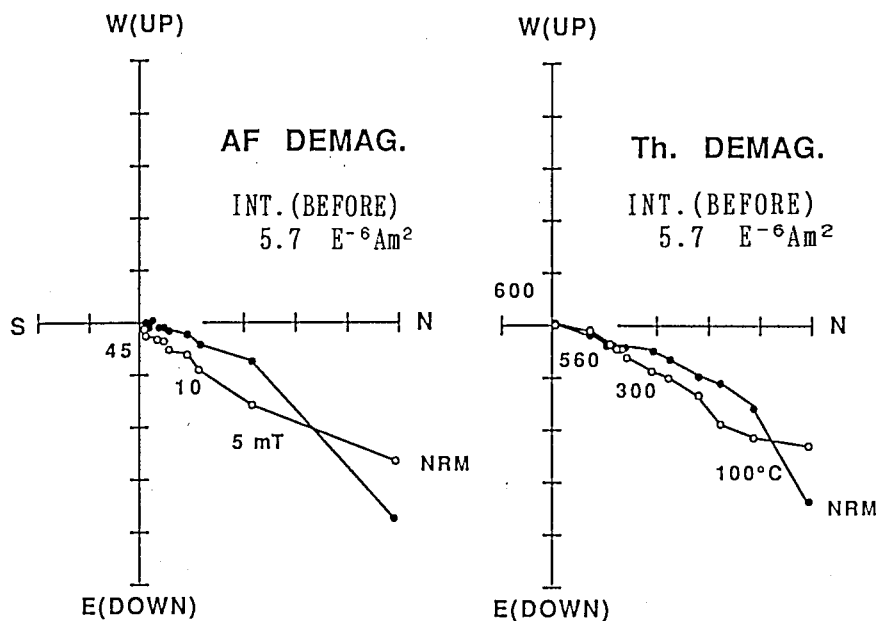


図 4-6 久米島の阿良岳層の段階消磁実験の様子

残留磁化ベクトルの直交座標への投影 (地点 KM7) . 投影は図 4-1と同じ.

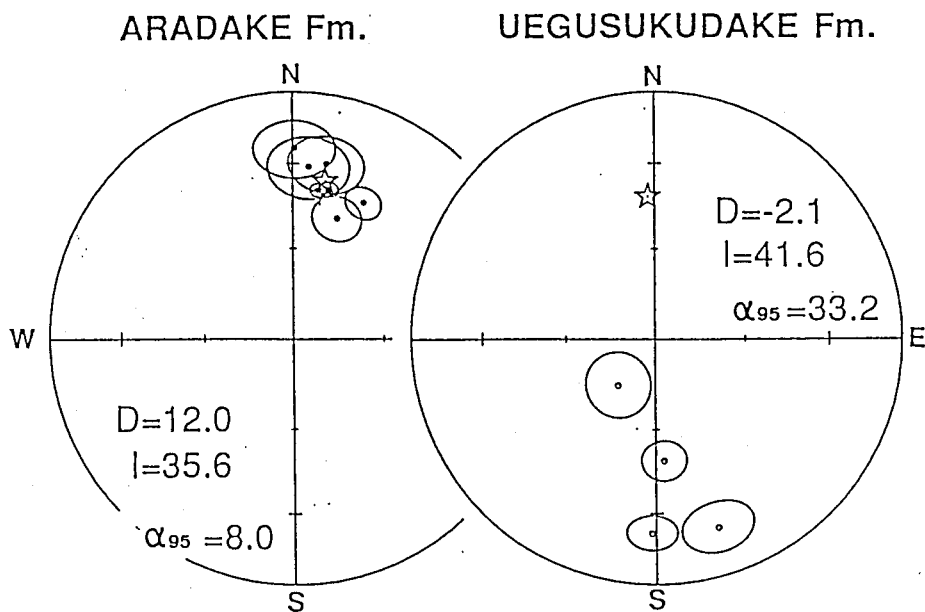


図 4-7 久米島から得た特徴的な古地磁気の方角

各地点から得た方向を95%の信頼円と共に示した. 傾動補正はしていない. 平均方向を星印で示した. 投影は図 4-2と同じ.

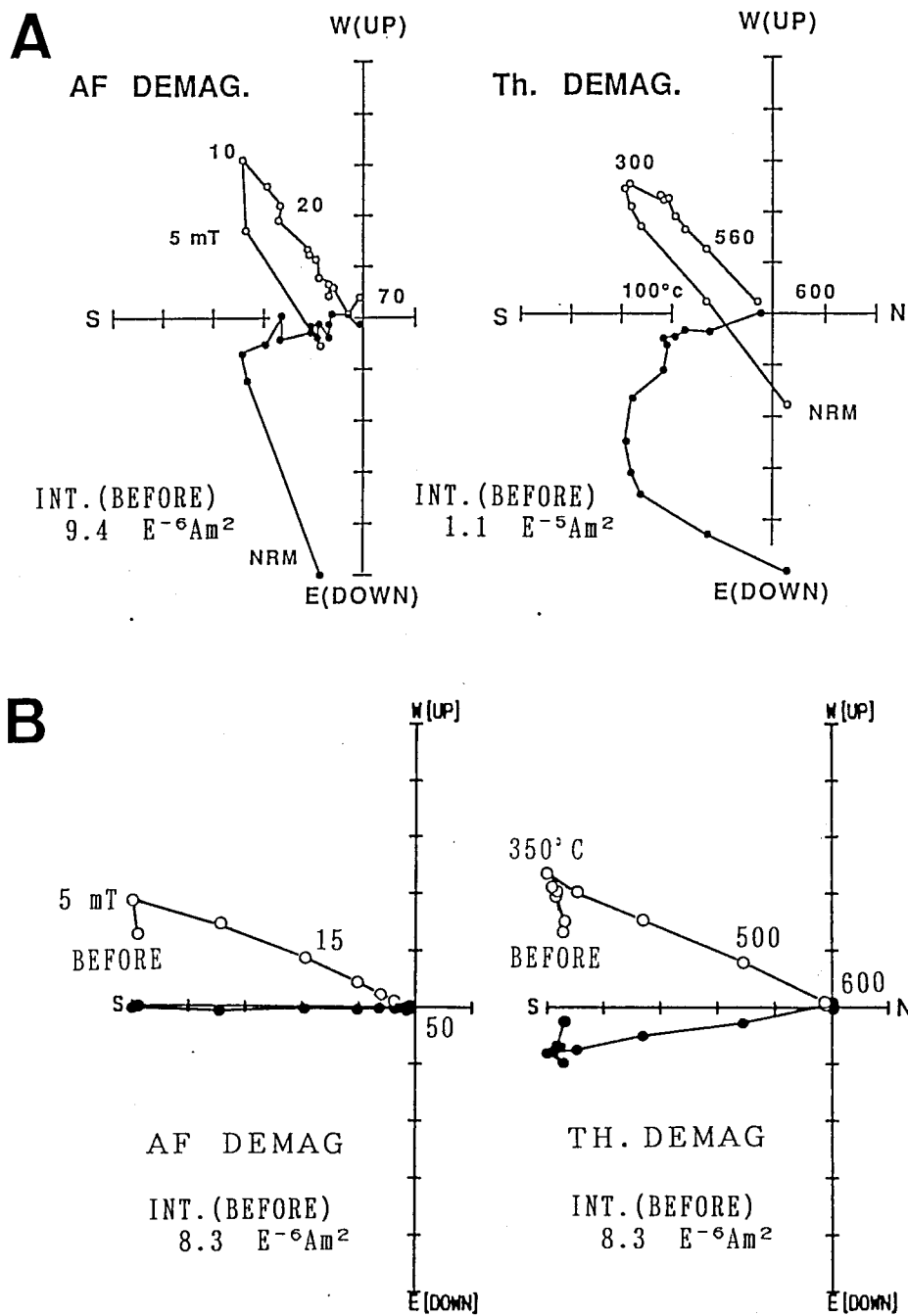


図 4-8 久米島の宇江城岳層の段階消磁実験の様子

残留磁化ベクトルの直交座標への投影。投影は図 4-1と同じ。

A: 低温, 高温の2成分が現れた例 (地点 KM1)。

B: ほとんど1成分のみが現れた例 (地点 KM5)。

- 4) フィッシュントラックによる年代が報告されているので試料は生成後高温の環境におかれていない。
- 5) 2つの地点(地点KM9, KM13)の試料は鏡下観察の結果、鉱物がK-Ar法で年代を求めるのに充分新鮮であった。
- 6) 磁化を担う鉱物が風化にともなう低温での酸化による二次的鉱物としては生じにくいマグネタイトである。

4. 6 久米島の宇江城岳層

4.6.1 段階消磁実験

熱消磁ではブロッキング温度の異なる2つの成分が観察された(図4-8-A)。低温成分のブロッキング温度は200℃から300℃の範囲にあり、その方向は北向きの正帯磁であった。600℃の熱消磁で磁化はほぼ完全になくなった。高温成分のブロッキング温度は500℃から600℃の範囲であった。この高温成分は非常に安定で直交座標上で原点に向かうまっすぐな直線として現れた。この高温成分をこの層の特徴的な磁化方向と見なした。

地点KM1の1部及び地点KM5の試料の磁化はほとんどが高温成分で、400℃の熱消磁まではほとんど磁化が減少しなかった(図4-8-B)。300℃以降非常に安定な高温成分が得られた。磁化強度は570℃と600℃のあいだで急に減少した。これらの試料の磁化を担う鉱物はチタンの少ないマグネタイトと考えられる。

交流消磁でも熱消磁によって現れた2成分と同じ成分が現れた。低温成分と同じ成分は約10 mTないし20 mTの消磁で取り除かれ、高温成分と同じ成分が現れた。地点KM1及び地点KM5ではこの成分は直交座標上で原点に向かって直線的に減少した。50 mTないし70 mTの消磁で磁化は取り除かれた。残りの地点では40 mTないし50 mTの消磁以降、磁化方向は不安定になった。磁化強度は消磁前の50%程度までしか減少しなかった。

熱消磁による消磁曲線の方が交流消磁による消磁曲線よりも滑らかであ

った。そのため残りの試料には熱段階消磁を施した。

4.6.2. 結果

宇江城岳層の4地点から安定な古地磁気方向を得た(図4-7)。地点内の方向はよくまとまっている。すべて南向きの逆帯磁である。正帯磁になおした平均方向は、偏角 $=-2.2^\circ$ 、伏角 $=41.6^\circ$ 、 $\alpha_{95}=33^\circ$ である。

傾動補正は宇江城岳層が溶岩からなるそうで層面がないためできなかった。しかし、宇江城岳層の下にある堆積岩の層(真謝層)がほとんど水平なので、その上に噴出した宇江城岳層の溶岩も傾動の影響を受けていないと考えられる。

宇江城岳層から求めた古地磁気方向は次の理由から初生磁化の方向であると判断した。

- 1) 磁化の方向が逆帯磁であるので少なくとも現在のブリュンヌ期の方向ではない。
- 2) α_{95} の値が消磁をすることによって小さくなった(例えば地点KM3では 16° から 11° になった)
- 3) 磁化方向が消磁に対して非常に安定で、ブロッキング温度が充分高い。
- 4) K-Ar法とフィッシュントラックの年代が示されている。従って生成後、岩石は高温の環境におかれていない。
- 5) 地点KM3の試料は鏡下観察の結果、鉍物がK-Ar法で年代を求めるのに充分新鮮であった。
- 6) 磁化を担う鉍物が風化にともなう低温での酸化による二次的鉍物としては生じにくいマグネタイトである。

4. 7 琉球弧南部の野底層及び貫入岩

4.7.1 段階消磁実験

熱消磁によって、ほとんどの地点の試料の磁化からブロッキング温度の異

なる2つまたは3つの成分が観察された(図4-9)。低温成分は約250℃まで消磁された。この低温成分の方向は北向きで、現在の磁場の方向とほぼ等しかった。高温成分は250℃以上の消磁で現れた。この方向は非常に安定で、直交座標上の消磁曲線は原点に向かう直線として観察された。

消磁前の磁化強度は約 10^{-7} Am²程度であった。残留磁化はマグネタイトのキュリー点である580℃付近の消磁でほぼ完全に除去された。いくつかの地点の試料では、570℃と600℃の消磁のあいだで、磁化強度が急減した。これらの結果は、高温成分を担う磁化鉱物がチタンの少ないマグネタイトであることを示している。

交流消磁と熱消磁の様子を比較した。消磁の様子の比較から試料を2つのタイプに分けることができる。1つめのタイプの試料(図4-9-A)からは、交流消磁によっても熱消磁による高温成分を取り出すことができた。高温成分と同じ方向の成分は20 mTと50 mTのあいだで観察された。ただし、熱消磁による消磁曲線の方が交流消磁による消磁曲線よりも滑らかであった。ふたつめのタイプの試料(図4-9-B)では熱消磁による高温成分は交流消磁では得ることができなかった。40 mTまでは熱消磁による低温成分と同じ成分が観察された。40 mT以降の消磁では磁化方向は不安定になり、磁化強度も減少しなくなった。この比較の結果から熱消磁を、その試料の安定な成分を取り出すのにより適切な方法と判断した。

パイロットテストの結果から、熱消磁による高温成分を試料の持つ特徴的な磁化成分と判断した。安定な成分は野底層の16地点と貫入岩の1地点から取り出すことができた。自破碎溶岩の3地点からも結果を得た。残りの7地点からは、安定な成分を取り出すことができなかったため、これらの地点の試料に対しては、以降の解析を行わなかった。

パイロットテストによる特徴的な磁化方向はKirschvink(1980)による方法で、消磁曲線から求めた。しかしこの高温成分は消磁曲線上で非常にまっすぐな直線として観察されるので、段階消磁を行わなくてもある適切な温度で消磁することによって取り出すことができる。消磁に適切な温度は、高

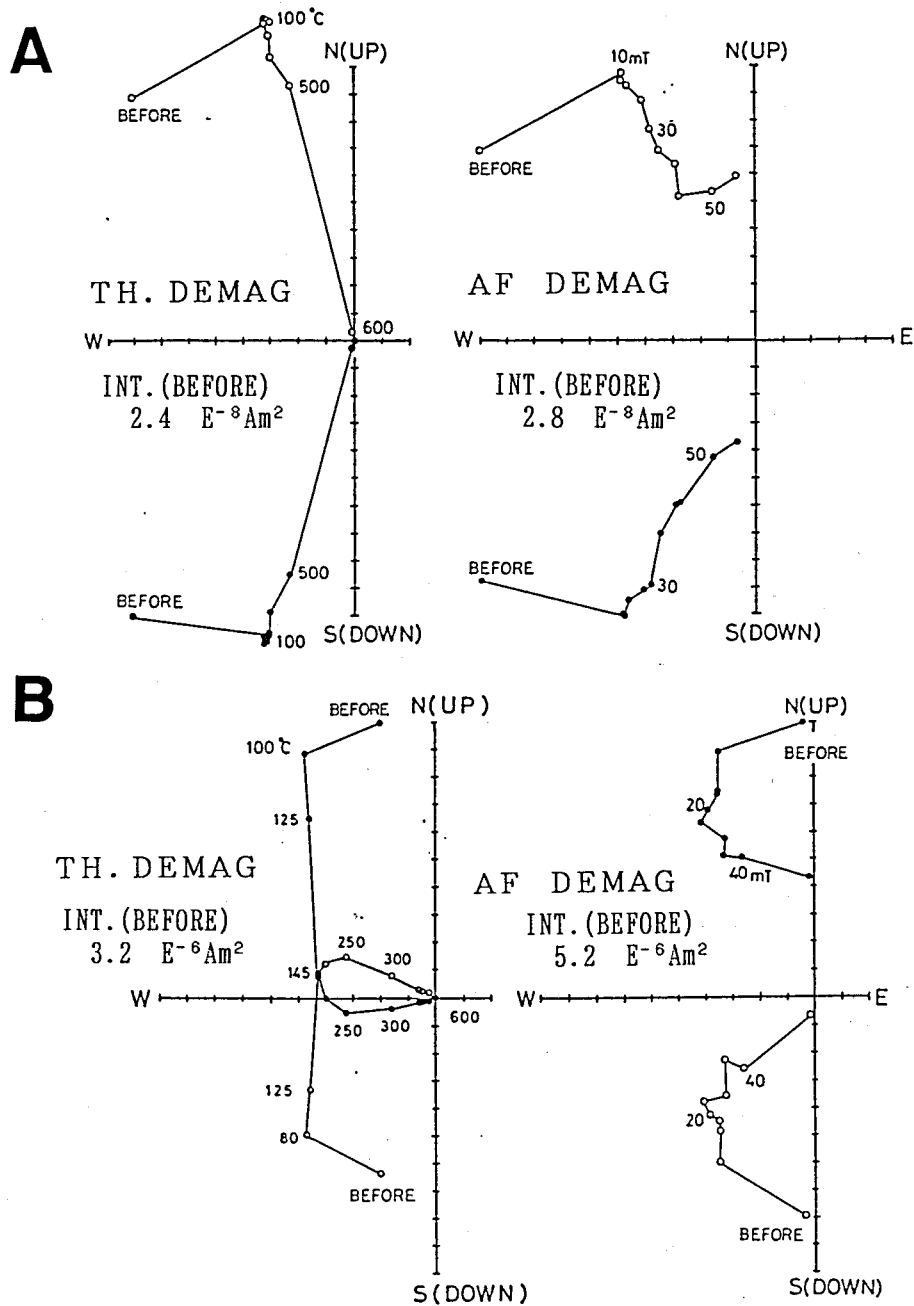


図 4-9 石垣島の野底層の段階消磁実験の様子

残留磁化ベクトルの直交座標への投影。投影は図 4-1と同じ。

- A: 熱消磁, 交流消磁どちらの方法でも特徴的な磁化の方向 (高温成分の方向) が現れた例.
- B: 熱消磁でのみ特徴的な磁化の方向が現れた例 (地点 IS9)
- C: 熱消磁で3成分が現れた例 (地点ISA) .

C

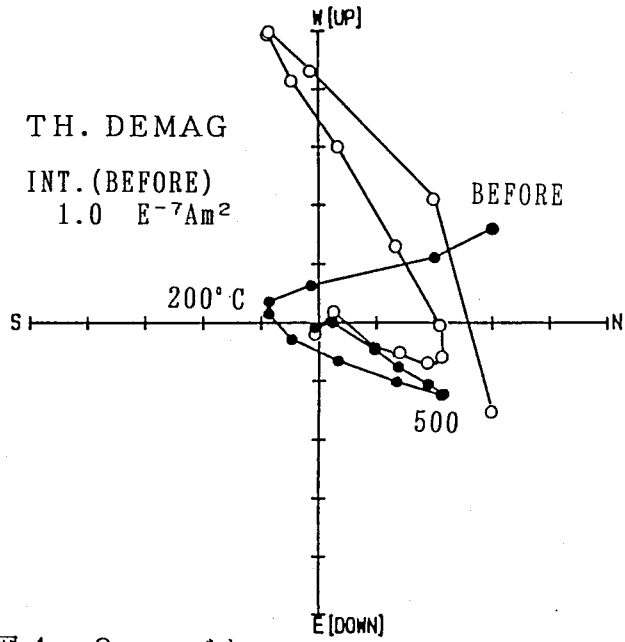


図 4-9 つづき

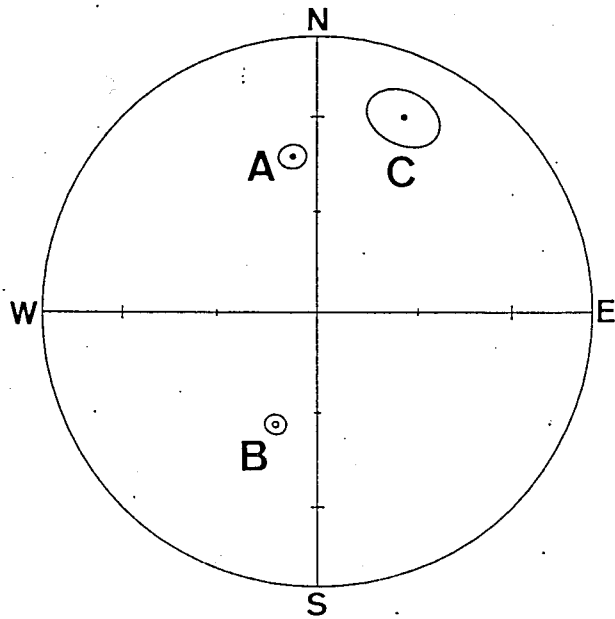


図 4-10 地点IS Aの3つの残留磁化の成分

A: 低温成分, B: 中間の温度の成分, C: 高温成分.
 それぞれ95%の信頼円と共に示した.
 投影は図 4-2 と同じ

表 4-1 石垣島のパイロット試料から異なる2つの方法で求めた
残留磁化の特徴的な方向の比較

Site specimen No. No.		A			B			C
		Range (°C)	Dec. (°)	Inc. (°)	ODT (°C)	Dec. (°)	Inc. (°)	Angular Distance(°)
IS 1	0111	300-origin	246.3	-19.9	300	245.3	-18.3	1.9
IS 7	0711	350-origin	201.4	-47.1	350	202.5	-46.4	1.0
IS 9	0911	100-origin	196.5	-45.8	200	196.1	-46.3	0.6
IS11	1121	200-origin	195.7	-35.1	200	195.9	-34.8	0.3
IS17	1721	200-origin	194.8	-29.5	250	195.6	-29.4	0.7
IS19	1911	100-origin	212.6	-30.3	100	213.8	-29.8	1.2
IS21-1	2111	200-origin	137.8	-24.3	300	140.1	-24.9	2.2
IS21-2	2161	200-560	176.5	-34.9	300	182.4	-39.7	6.7
IS21-3	2211	200-origin	214.5	-30.8	300	213.9	-30.7	0.5
IS23	2332	200-origin	240.9	-47.0	300	239.5	-47.1	1.0
IS25	2521	200-origin	219.2	-52.1	250	217.8	-52.1	0.9
IS27	2716	250-560	182.4	-45.3	250	188.3	-40.3	6.6
IS33	3351	200-origin	156.0	-62.0	200	162.3	-64.5	3.8
IS39	3941	200-530	199.7	-38.8	300	195.7	-34.3	5.5
IS47	4751	250-500	219.8	-36.0	300	221.4	-42.5	6.6
IS53	5321	200-origin	211.4	-46.6	300	208.8	-48.1	2.3

各地点1個ずつのパイロット試料に熱消磁を施した結果から、2つの方法で特徴的な残留磁化方向を求めた。

- A: 段階消磁によって得た消磁曲線から Kirschvink (1980) による最小自乗法で求めた方向。
 B: 段階消磁の結果から適切な消磁温度を決め、その温度で消磁することによって求めた磁化方向。
 C: AとB, ふたつの方法で求めた方向の角度差。

Range, 特徴的な方向を得た消磁温度の範囲 (直交座標上で原点に向かう直線を示す範囲)。

ODT, 段階消磁の様子から決めた、特徴的な方向を得るのに適切な消磁温度。

Site No., 地点番号。 Specimen No., 測定用試料の番号。

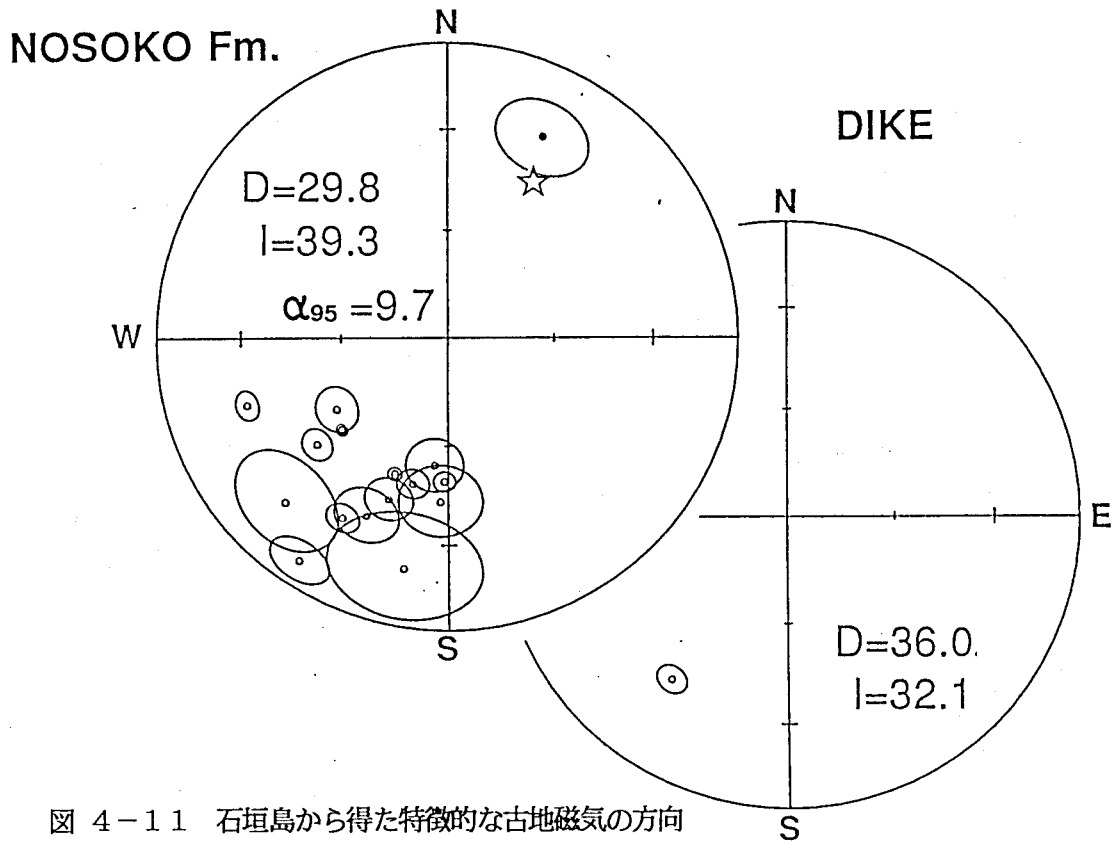


図 4-11 石垣島から得た特徴的な古地磁気の方向

各地点から得た方向を95%の信頼円と共に示した。△: 傾動補正を施した磁化方向。平均方向を星印で示した。投影は図 4-2 と同じ。

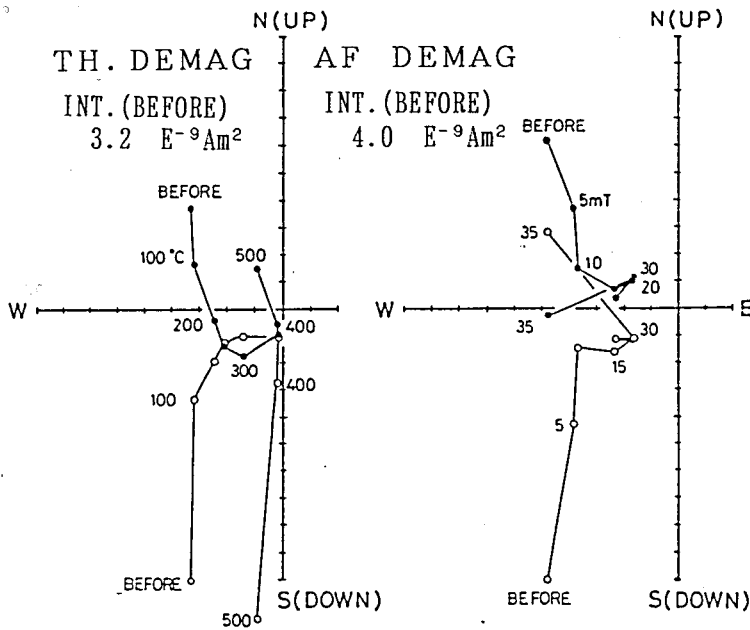


図 4-12
八重山層群の段階消磁実験の様子
残留磁化ベクトルの直交座標への
投影(地点 R65)。
投影は図 4-1と同じ。

温成分の現れる一番低い消磁温度とした。パイロット試料での消磁曲線から求めた特徴的な磁化方向と適切な温度で消磁して求めた特徴的な磁化方向の比較を表4-1に示してある。方向の違いは7°以下で平均は2.3°で非常に小さい。適切な温度で消磁して求めた方向は特徴的な磁化方向を示していると判断した。パイロット以外の試料の磁化の特徴的な磁化方向は次に述べる地点A以外は適切な温度で消磁することによって求めた。

地点IS-Aの試料からは熱消磁の結果ブロッキング温度の異なる3つの成分を取り出すことができた(図4-9-C)。消磁の様子が複雑だったので全ての試料を50°Cおきに熱消磁した。500°C以降は20°Cおきに消磁した。最もブロッキング温度の低い成分は約250°Cの消磁までで現れた。この方向は北向きで正帯磁の方向を示す。その次の成分は約250°Cから450°Cの範囲の消磁で現れる。その方向は東振りの逆帯磁である。高温成分は450°Cから500°Cの消磁で現れる。この成分は直交座標上で原点へ向かう直線として観察できた。方向は東振りの正帯磁である。600°Cの熱消磁で磁化はほぼ完全に取除かれた。図4-10に直交座標上でとりだしたそれぞれの成分の方向の平均を α_{95} の円と共にシュミットネットに示してある。地点内の方向はよくまとまっている。中間のブロッキング温度を持つ成分と高温成分の方向はどちらも東振りで正帯磁に直すとよくにている。低温成分は今の方向とよく似ており比較的新しい時代の磁化と思われる。最も高いマグネタイトのキュリー点付近のブロッキング温度を持つ高温成分をこの地点の特徴的な磁化の方向と見なした。

4.7.2 結果

古地磁気結果は野底層の16地点と貫入岩の1地点から得られた(図4-11)。西表島の野底層からは、安定な成分を求めることができず、結果はすべて石垣島のものである。地点内の磁化方向のばらつきは非常に小さい。 α_{95} の値は1.6°から18.1°で平均は7.2°である。

傾動補正は野底層の9地点のみに施した。そのほかの地点では、層面が

観察できなかつた。しかし、傾動補正をしていないことによる影響は少ないと考えられる。野底層の一般的な傾斜は非常に緩くほとんどが 10° 以下であるからである。

(野底層)

野底層から求めた古地磁気方向は1地点を除いて逆帯磁である。これらは 70° までの範囲で南北方向から時計周り方向に回転した偏角を持つ。次の事柄から、この方向は始新世後期に獲得された初生磁化であると判断した。

- 1) 正逆両方の方向がある。
- 2) ほとんどの地点の磁化方向のぼらつきは消磁をすることによって小さくなっている。例えば地点53の α_{95} は 23.9° から 4.3° に減少した。
- 3) 同じ方向の磁化が異なった種類の岩石(凝灰岩、熔結凝灰岩、流紋岩質溶岩)から観察された。
- 4) フィッシュオントラック年代が報告されている。岩石はその年代以降高温の環境におかれていない。
- 5) 磁化を担う磁化鉱物はチタンの少ないマグネタイトで、この鉱物は風化にともなう低温での酸化による2次的鉱物としては産出しにくい。

石垣島の北方の海岸に野底層の褶曲構造が観察されたので、褶曲構造の両翼に分布する地点(地点 IS23, IS25, IS47, IS53)から得た磁化方向を用いて褶曲テストを行った。傾動補正を行った後の方向のぼらつきの変化は、その磁化が褶曲前のものか後のものかを決定できるほど大きくなかつた(偏角 $=-132.1^{\circ}$, 伏角 $=-48.5^{\circ}$, $\alpha_{95}=9.2^{\circ}$ $k=101$ 対 偏角 $=-134.8^{\circ}$, 伏角 $=-49.4^{\circ}$, $\alpha_{95}=13.0^{\circ}$, $k=51$)。これはおそらく地層の傾斜が緩い($3^{\circ}\sim 13^{\circ}$)ためである。 α_{95} の値は傾動補正後にわずかに増加している。これはおそらく地層の傾斜を測定し補正するときの誤差が地層の傾斜に対して大きいためである。

野底層の15地点の平均の古地磁気方向は正帯磁の方向に直すと、偏角 $=29.8^{\circ}$ 、伏角 $=39.3^{\circ}$ 、 $\alpha_{95}=9.7^{\circ}$ である。この方向は双極子磁場を

仮定した観測地点の磁場方向（偏角 = 0° ，伏角 = 42.2° ）と比較すると、明らかに時計周りに偏った偏角を持つ。

（貫入岩）

年代測定によって 9.6 Ma であることが明らかになった安山岩（地点 IS19）の貫入岩の磁化方向は、偏角 -144° ，伏角 = 32.1° であった。この方向も野底層と同じように時計周りに偏った偏角を持つ。この磁化が初生磁化であることは、この方向が逆帯磁であること、磁化を担う鉱物がマグネタイトであること、鏡下観察の結果鉱物が非常に新鮮であること、K-Ar 法によって年代を求めることができたことによって示される。

Miki et al. (1990) では、地点 IS35, IS37, IS55 の結果も貫入岩として取り扱っている。しかし、これらは自破碎溶岩であることがその後の調査でわかった。この岩石は形成後不規則に動いている可能性が高いので今回、考察からは除外した。

4. 8 琉球弧南部の八重山層群

西表島及び与那国島で採取した八重山層群の試料の磁化は、消磁前の磁化強度が 10^{-9}Am^2 と弱く、消磁をする度に方向が変化し安定な成分を持たなかった（図4-12）。これらの試料はこれ以降の解析を行わなかった。

4. 9 宮古島の島尻層群

4.9.1 段階消磁実験

地点 MY4 の凝灰岩からはどちらの方法の消磁によっても直交座標上でまっすぐに原点に向かって減少する非常に安定な 1 成分が現れた（図4-13-A）。この方向をこの地点の特徴的な磁化方向と見なした。消磁前の磁化は $1 \sim 2 \times 10^{-6} \text{Am}^2$ 程度であった。熱消磁ではマグネタイトのキュリー点を超えた

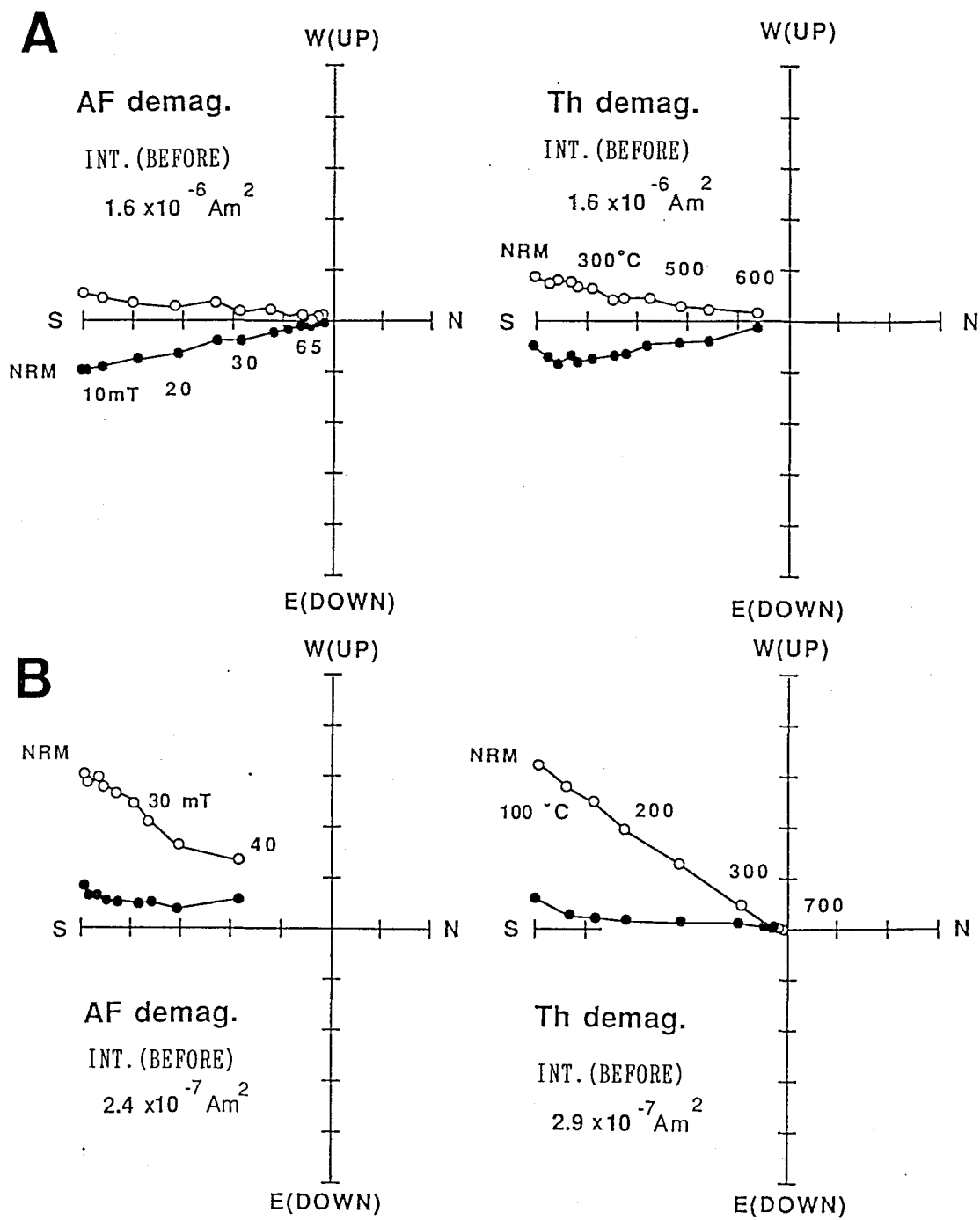


図 4 - 1 3 宮古島の島尻層群の段階消磁実験の様子

残留磁化ベクトルの直交座標への投影。投影は図 4-1と同じ。

A: 凝灰岩の段階消磁実験の様子 (地点 MY4)。

B: 1成分のみ現れた泥岩の例 (地点 MY21)。

C: 低温, 高温の2成分が現れた泥岩の例 (地点 MY5)。

C

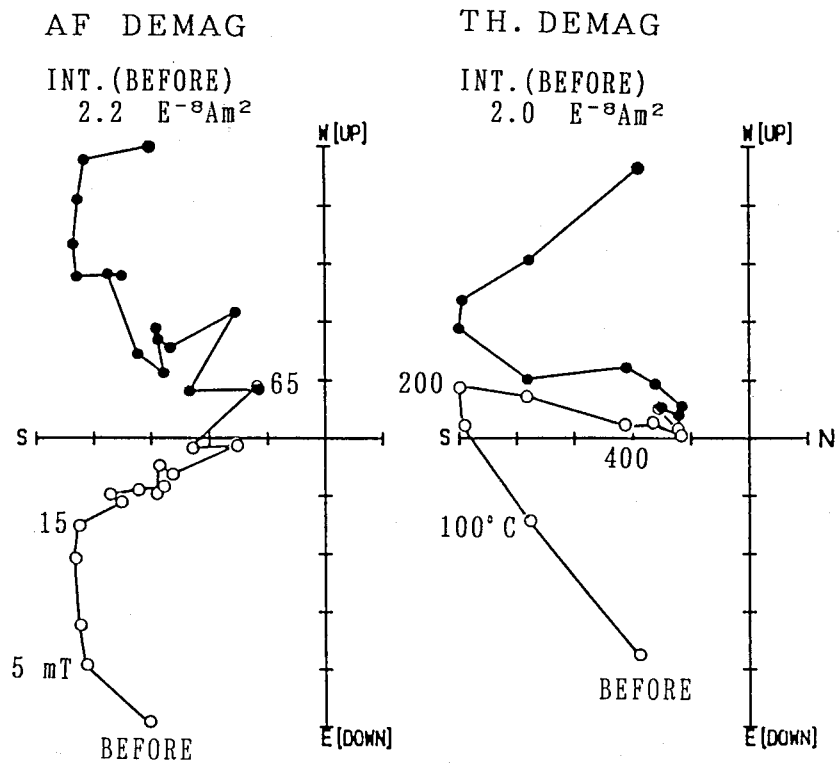


図 4 - 1 3 続き

SHIMAJIRI G.

BEFORE TILT CORRECTION

AFTER TILT CORRECTION

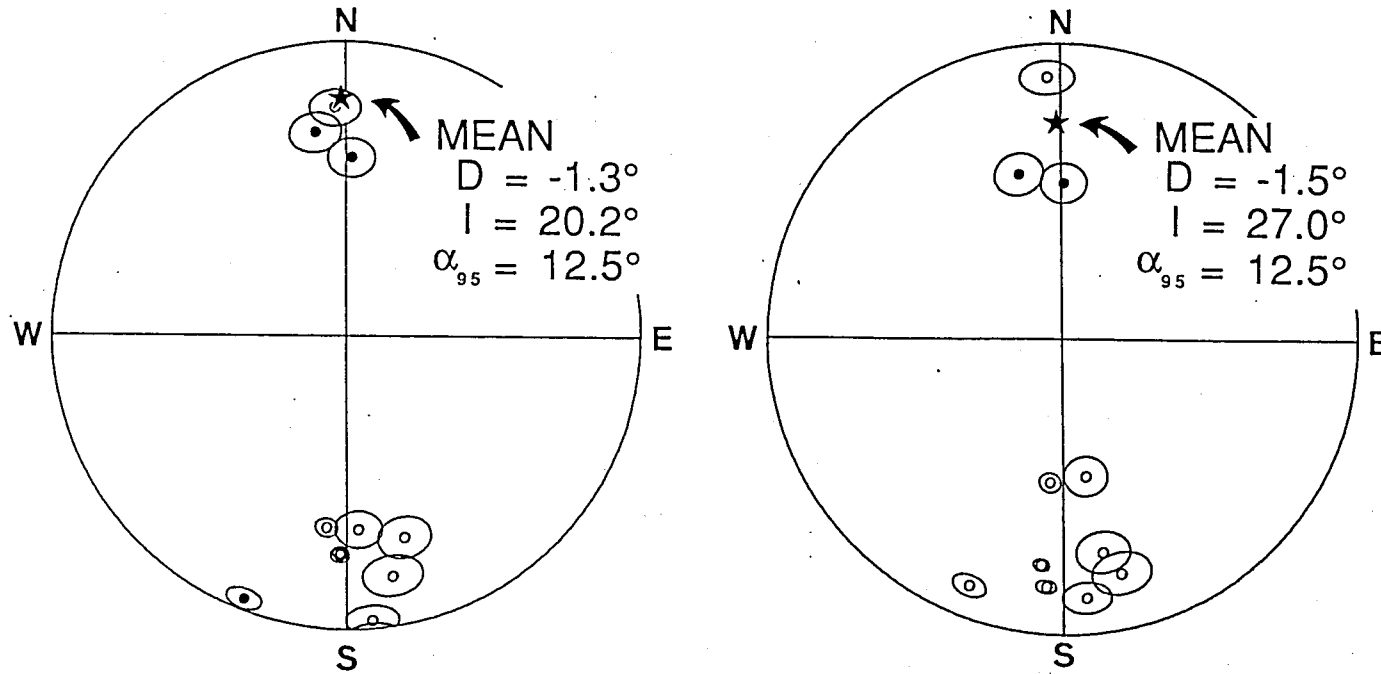


図 4-14 宮古島から得た特徴的な古地磁気の方向

傾動補正前（左図）と補正後（右図）の比較。各地点から得た方向を95%の信頼円と共に示した。平均方向を星印で示した。投影は図4-2と同じ。

600℃ で磁化はほぼなくなった。交流消磁では60 mT の消磁で1割以下に減少した。

半数以上の地点（地点 MY1, MY9, MY10, MY12, MY19, MY20, MY21）の泥岩の試料は安定な1成分のみを示した（図4-13-B）。この方向をこれらの地点の特徴的な磁化の方向と見なした。熱消磁でのこの成分のブロッキング温度は400℃から500℃での範囲にあった。交流消磁では、20 mT の消磁で磁化は1割程度に減少した。熱消磁による方が交流消磁によるよりも滑らかな消磁曲線を描いた。

地点 MY5, MY6, MY7 の試料からは熱消磁によって低温成分と高温成分の2成分を取り出すことができた（図4-13-C）。低温成分のブロッキング温度は約200℃ で、北向きの正帯磁の方向を持つ。高温成分のブロッキング温度は400℃ から600℃ の範囲にあり、逆帯磁の方向を持つ。この方向をこれらの地点の特徴的な磁化の方向と見なした。交流消磁中の様子は熱消磁中の様子とよくにっていた。低温成分と同じ成分は20 mT で消え、高温成分と同じ成分が残った。20～30 mT の消磁以降磁化方向が不安定になる試料もあった。熱消磁中の方が交流消磁中より磁化方向が安定していた。

特徴的な磁化方向が現れた各地点の試料には熱段階消磁を施した。残りの地点の試料は消磁をする度に方向が変化し、安定な磁化の成分を取り出すことができなかったのものでこれ以降の解析を行わなかった。

4.9.2 結果

11地点から安定な成分を得ることができた（図4-14）。それぞれの地点の磁化方向を平均して求めた α_{95} の値は $3^\circ \sim 7^\circ$ とよくまとまっている。全ての方向に傾動補正を施した。北向きの正帯磁の方向を示すものが3地点、南向きの逆帯磁の方向を示すものが8地点である。正帯磁に直すと皆ほぼ同じ方向に分布し、平均の磁化方向は、偏角 $= -1.5^\circ$ 、伏角 $= 27^\circ$ 、 $\alpha_{95} = 12.5^\circ$ である。

傾動補正をする前の方向（偏角 $= -1.3^\circ$ 、伏角 $= 20.2^\circ$ 、 $\alpha_{95} = 12.5^\circ$ ）

と下後の方向を比較すると、方向、 α_{95} 共にほとんど変化がない。これは島尻層群の傾斜が数度程度で緩いためである。

島尻層群から得た磁化方向は以下の理由から初生磁化であると考えた。

- 1) 逆帯磁と正帯磁の方向がある。
- 2) ほとんどの地点の磁化方向のばらつきは消磁をすることによって小さくなっている。例えば地点 MY4 の α_{95} は 28.6° から 5.5° に減少した。
- 3) 同じ方向の磁化が凝灰岩と泥岩両方から観察された。

4. 10 尖閣列島南小島の貫入岩

4.10.1 段階消磁実験

残留磁化の方向は熱消磁、交流消磁どちらに対しても非常に安定であった(図4-15)。消磁をすることでの方向の変化はほとんどなく1成分のみが現れた。この方向をこの地点の特徴的な磁化方向と見なした。消磁前の磁化強度は比較的大きく 10^{-5}Am^2 程度であった。熱消磁では 530°C の消磁で最初の強度の半分程度になるまで磁化は徐々に減少し、その後 560°C と 600°C のあいだで磁化は急に取り除かれた。チタンの少ないマグネタイトが磁化を担っているためと考えられる。交流消磁では磁化は徐々に減少し70 mTの消磁で1割以下になった。磁化方向は90 mTまで消磁してもまだ安定であった。この地点の試料には交流段階消磁を施した。

4.10.2 結果

地点内の平均の磁化方向は偏角 $=-3.0^\circ$ 、伏角 $=40.4^\circ$ である。 α_{95} は 6.1° で地点内の磁化方向はよくまとまっている(図4-16)。方向は北向きの正帯磁である。磁化が非常に安定であること、磁化鉱物がマグネタイトであるらしいこと、この岩石が貫入している堆積岩層が、この貫入による以外の変成を受けていない(松本ほか, 1982)ことからこの方向は初生磁化であると判断した。

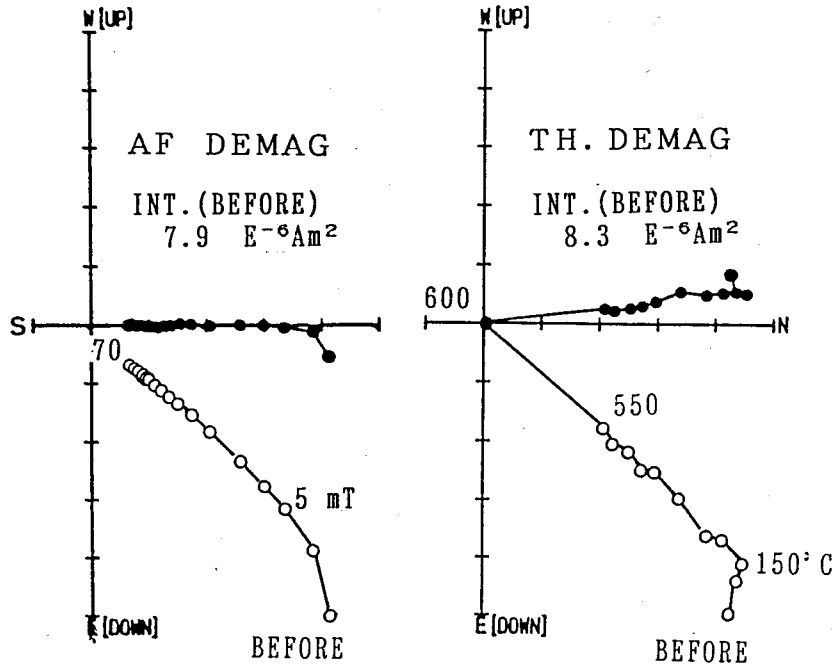


図 4-15 南小島の貫入岩の段階消磁実験の様子

残留磁化ベクトルの直交座標への投影 (地点 SN1).
投影は図 4-1と同じ.

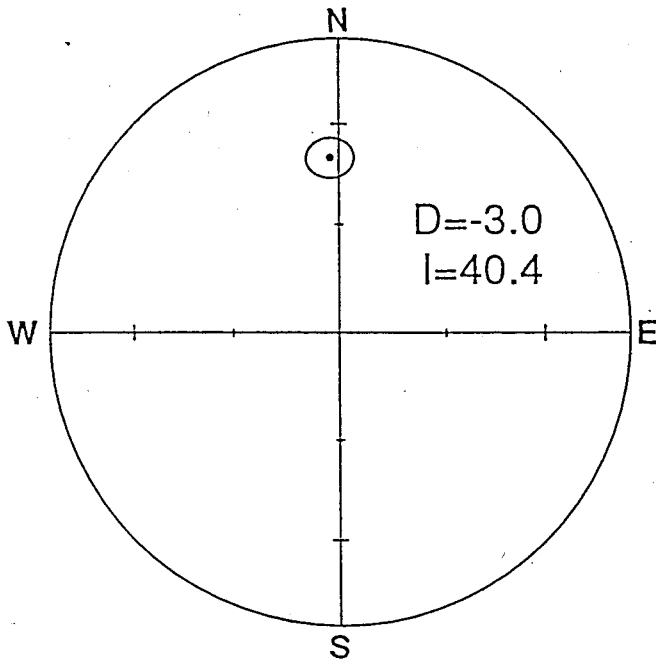


図 4-16
南小島から得た
特徴的な古地磁気の方

1地点から得た方向を95%
の信頼円と共に示した。
傾動補正はしていない。
投影は図 4-2と同じ。

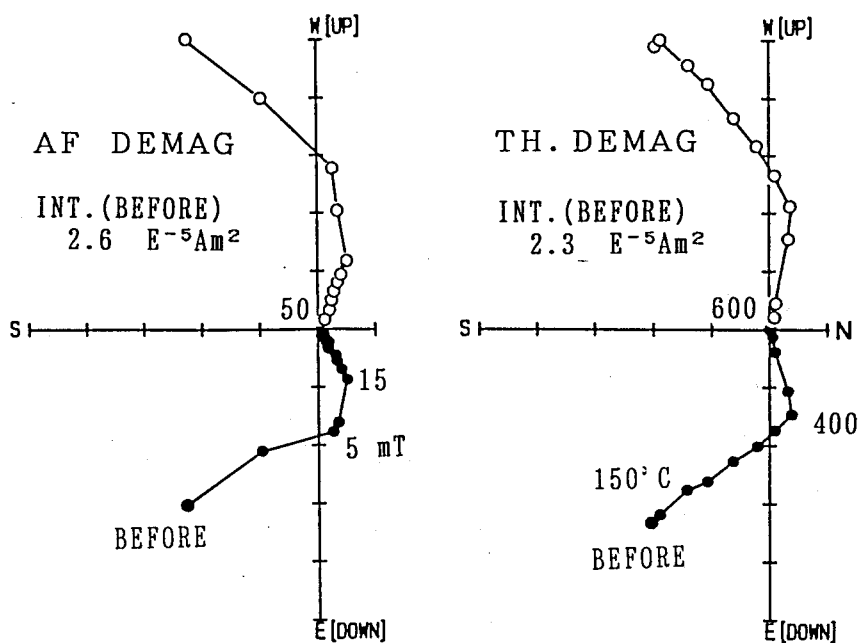


図 4-17 小浜島の貫入岩の段階消磁実験の様子

残留磁化ベクトルの直交座標への投影 (地点 KH1).
投影は図 4-1と同じ.

KOHAMA-JIMA DIKE

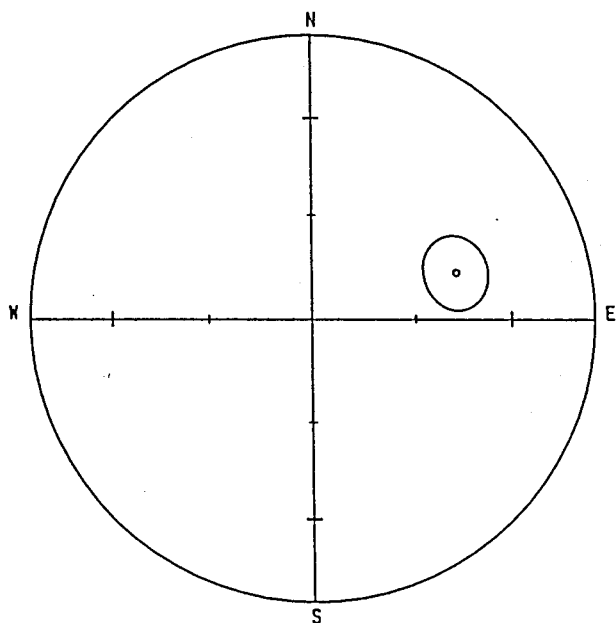


図 4-18
小浜島から得た
特徴的な古地磁気の方

1 地点から得た方向を95 %
の信頼円と共に示した。
傾動補正はしていない。
投影は図 4-2 と同じ。

4. 1 1 小浜島の安山岩

4.11.1 段階消磁実験

熱消磁によってブロッキング温度の異なるふたつの成分が観察された(図4-17)。低温成分は400℃までで消磁され、安定な高温成分が残った。高温成分はマグネタイトのキュリー一点付近の550℃ないし600℃の熱消磁で取り除かれた。

交流消磁でもほぼ同じ消磁の様子を示した。低温成分と同じ方向の成分は20 mTでなくなり高温成分と同じ方向の成分が残った。この成分を安定な成分と見なした。60 mTから70 mTの消磁で磁化はほぼなくなった。残りの試料には交流消磁を施し安定な成分を取り出した。

4.11.2 結果

地点内の平均の磁化方向は偏角=72.2°、伏角=-45.5°である。 α_{95} は10.0°で地点内の磁化方向はよくまとまっている(図4-18)。磁化が非常に安定であること、岩石がかなり新鮮であること、マグネタイトのキュリー一点付近のブロッキング温度を持つことからこの方向は初生磁化であると判断した。

4. 1 2 台湾北部の火成岩層

4.12.1 段階消磁実験

地点NT24、NT43、NT44及びNT47から得た試料の残留磁化は非常に安定した1成分のみを持っていた(図4-19-A)。この成分はどちらの方法の消磁でも直交座標上で原点に向かう直線として観察された。この成分の方向をこれらの地点の特徴的な磁化方向と見なした。熱消磁で観察されたこの成分のブロッキング温度はマグネタイトのキュリー一点付近の560℃ないし600℃

であった。地点NT23の磁化は560℃の消磁で急激に減少した。この地点の磁化を担う鉱物はチタンの少ないマグネタイトであると考えられる。交流消磁では、30 mT から80 mT の範囲の消磁で磁化強度が最初の1割以下になった。

地点NT24, NT25 及びNT46 の試料の残留磁化は200℃までのブロッキング温度を持つ不安定な低温成分と200℃以降の消磁で現れる高温成分を持っていた(図4-19-B)。高温成分の消磁に対する振舞いは1成分のみを持っている試料の磁化と同じであった。この高温成分の方向をこれらの地点の特徴的な磁化の方向と見なした。交流消磁では低温成分と同じ成分は5 mT の消磁で取り除かれた。

パイロットテストで特徴的な磁化の方向を得ることができた地点の残りの試料には、熱段階消磁を施した。残りの地点の試料は消磁をする度に方向が変化し、安定な磁化の成分を取り出すことができなかつたのでこれ以降の解析を行わなかつた。

4.12.2 結果

7地点から古地磁気の結果を得ることができた(図4-20)。地点内の方向はよくまとまっている。7地点の古地磁気方向は傾動補正を施してある。正帯磁と逆帯磁の両方の方向があり正帯磁に直すと北向きでよくまとまっている。平均方向は偏角=5.9°、伏角=43.8°、 $\alpha_{95}=14.0^\circ$ である。

傾動補正をする前とした後の方向を比較した。傾動補正をすることによって、磁化の方向はよくまとまった。 α_{95} は27.7°から14.1°に大きく減少した。このことからこの火山岩から得た磁化方向は傾動の起こる前に獲得されたといえる。

次のことからこの火山岩から得られた磁化方向は中新世の初生磁化であると判断した。

- 1) 傾動の起こる前の磁化である。
- 2) 正逆両方の方向がある
- 3) 磁化は非常に安定で消磁後に地点内のばらつきが減少していること(例

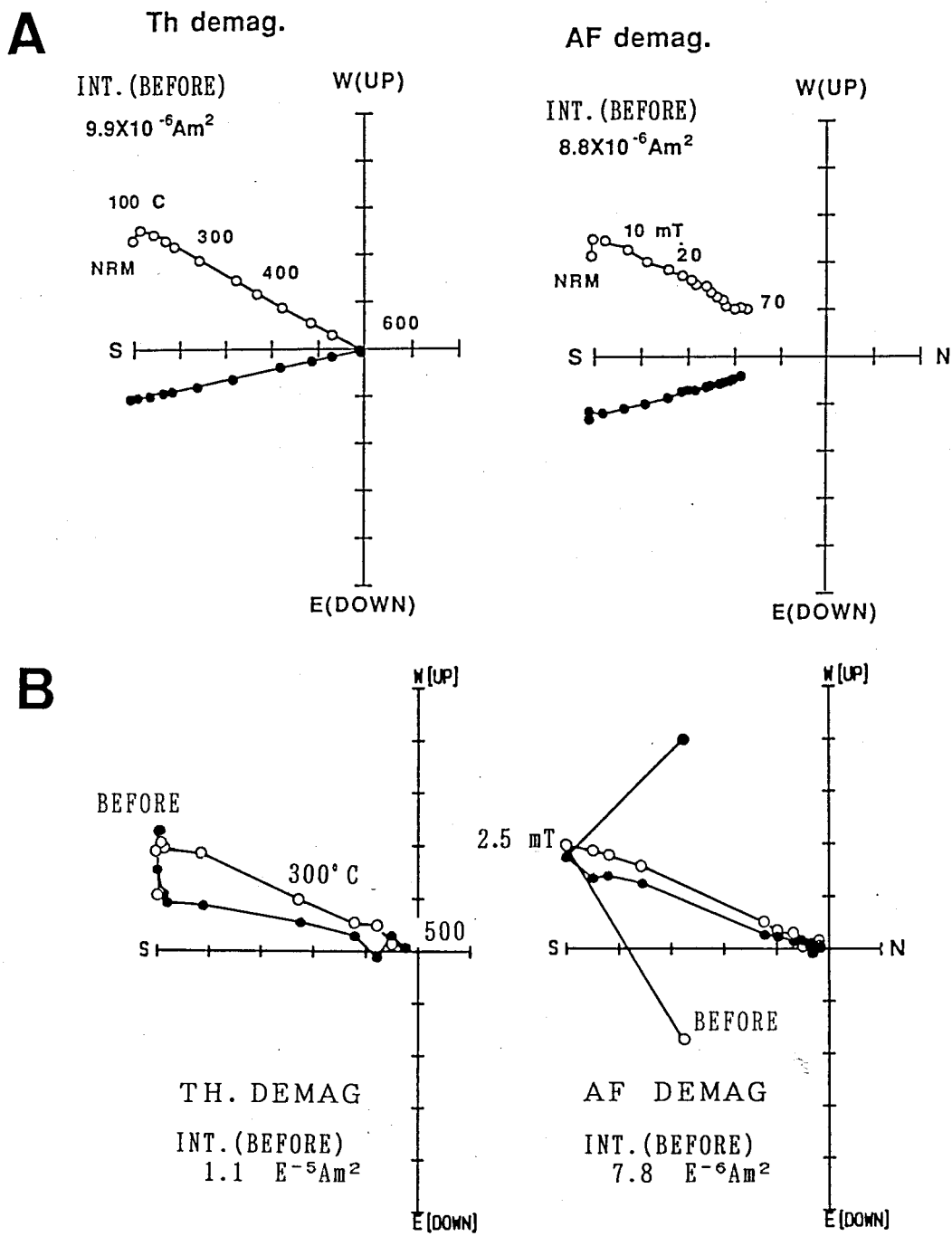


図 4-19 台湾の中新世の火成岩体の段階消磁実験の様子

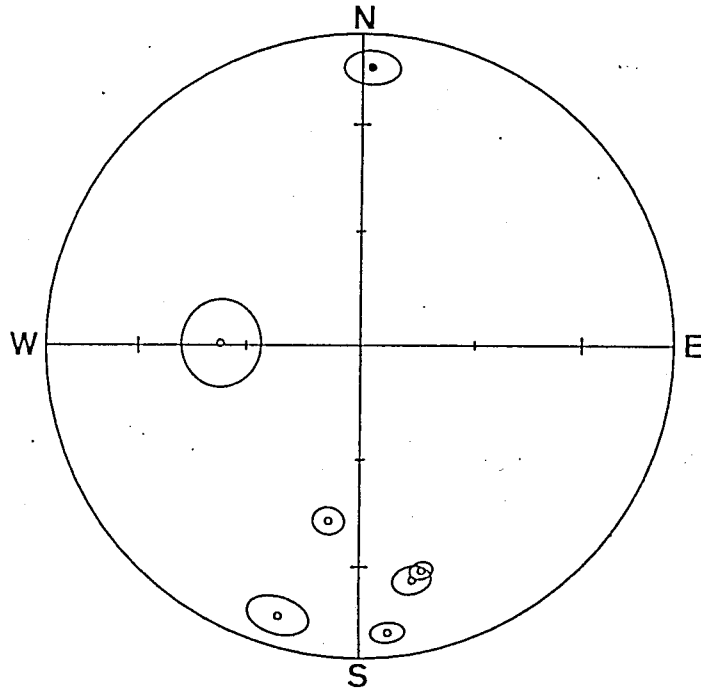
残留磁化ベクトルの直交座標への投影。投影は図 4-1と同じ。

A: 1成分のみ現れた例(地点 NT43)。

B: 低温, 高温の2成分が現れた例(地点 NT46)。

NORTH TAIWAN

BEFORE TILT CORRECTION



AFTER TILT CORRECTION

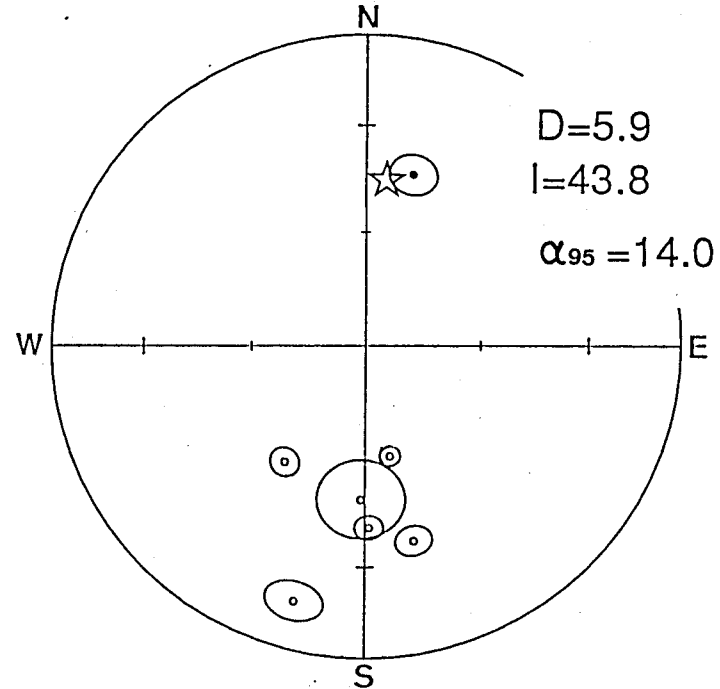


図 4 - 2 0 台湾の中新世の火成岩体から得た特徴的な古地磁気の方

傾動補正前（左図）と補正後（右図）の比較. 各地点から得た方向を95%の信頼円と共に示した. 平均方向を星印で示した. 投影は図 4-2 と同じ.

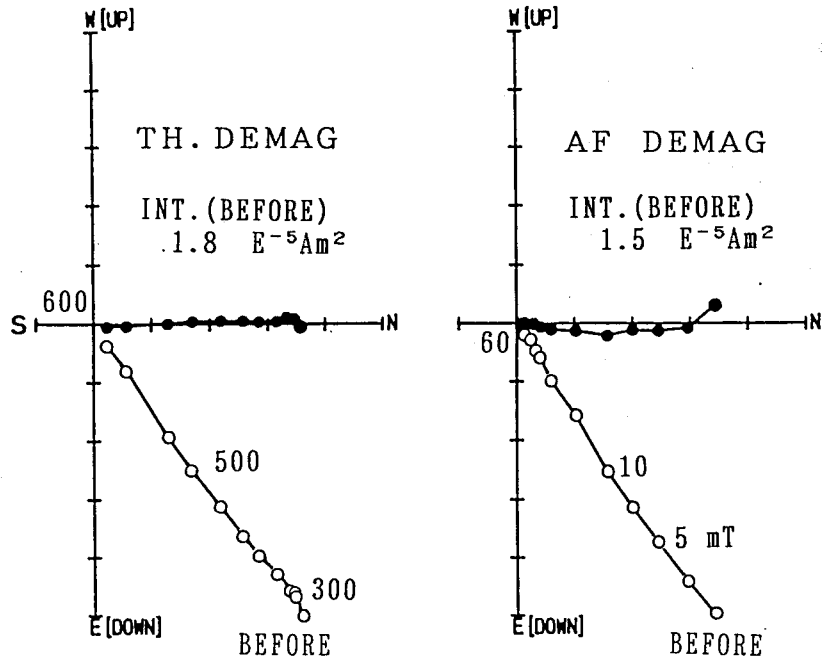


図 4-21 台湾の鮮新世の火山岩体の段階消磁実験の様子

残留磁化ベクトルの直交座標への投影 (地点 NT40).
投影は図 4-1と同じ.

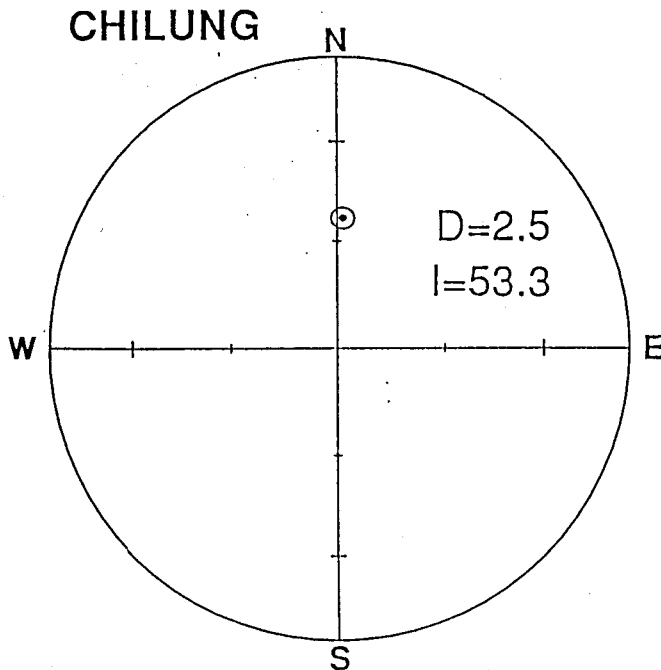


図 4-22 台湾の鮮新世の火山岩体から得た特徴的な古地磁気の方角

1 地点から得た方向を
95% の信頼円と共に示した。
傾動補正はしていない。
投影は図 4-2 と同じ。

えば地点NT25 の α_{95} は 13.8° から 5.7° になった)。

4) 地点NT23, NT43 の試料は鏡下観察の結果、鉱物が K-Ar 法で年代を求めるのに充分新鮮であった。

5) 磁化方向が消磁に対して非常に安定で、ブロッキング温度が充分高い。

6) K-Ar で年代を求めた。その年代以降試料は高温の環境にはおかれていない。

7) 磁化を担う鉱物が風化にともなう低温での酸化による二次的鉱物としては生じにくいマグネタイトである。

4. 13 台湾北部、基隆の火山岩

4.13.1 磁化の安定性のテスト

この地点の試料の残留磁化は非常に安定で、どちらの方法の消磁でも磁化方向は変化しなかった(図4-21)。この方向をこの地点の特徴的な磁化の方向とみなした。消磁前の磁化強度は $2 \times 10^{-5} \text{Am}^2$ 程度で比較的強かった。熱消磁では、 500°C で磁化が最初の30~40%程度になるまで徐々に減少し、 560°C の消磁で急激に減少した。この地点の磁化を担う鉱物はチタンの少ないマグネタイトであると考えられる。交流消磁では80 mT までで、磁化は20%程度になりそれ以上は減少しなかった。残りの試料は熱段階消磁によって、安定な成分を取り出した。

4.13.2 結果

地点内の平均の磁化方向は偏角 = 2.5° 、伏角 = 53.3° であった(図4-22)。 α_{95} は 3.1° で地点内の磁化方向は非常によくまとまっている。方向は北向きの正帯磁である。磁化が非常に安定であること、鏡下観察の結果試料の鉱物が十分新鮮であったこと、K-Ar で年代を求めたこと、磁化鉱物がマグネタイトであるらしいこと、からこの方向は初生磁化であると判断した。

4. 1 4 まとめ

各島の各層から得た古地磁気方向は表4-2（各地点の方向）、表4-3（各層の平均方向）にまとめてある。古地磁気の測定の結果、琉球弧中部の徳之島、沖縄本島、久米島、琉球弧南部の宮古島、石垣島、小浜島、尖閣列島の南小島、及び台湾北部の合計53地点から信頼できる古地磁気の方法を得た。奄美大島、西表島、与那国島で採取した試料は安定な磁化の成分を持っていないことがわかった。

表 4-2 各地点から得た古地磁気結果

Central Ryukyu Arc

Geological Sequence	Site	N	Before		After		k	α_{95} (°)	Rock type
			Dec. (°)	Inc. (°)	Dec. (°)	Inc. (°)			
Tokunoshima Plutonic rock	TK 2	9	8.3	44.0			18.9	12.1	Granite
Okinawa-jima Intrusive rock	OM 3	10	-6.0	37.0				3.0	Andesite
Kume-jima Aradake Fm.	KM 7	9	5.3	31.1			20.0	11.8	Andesite lava
	KM 8	10	11.0	29.1			20.6	10.9	Andesite lava
	KM 9	10	27.6	38.3			75.8	5.6	Porphyrite
	KM11	8	20.2	47.2			53.3	7.7	Porphyrite
	KM12	7	0.5	24.1			29.0	11.4	Andesite lava
	KM16	9	9.7	39.2			465.2	2.4	Andesite lava
	KM17	11	13.7	38.2			274.3	2.8	Andesite lava
Uegusuku- dake Fm.	KM 1	9	176.2	-48.9			55.9	7.0	Andesite lava
	KM 2	8	161.8	-20.6			31.0	10.1	Andesite lava
	KM 3	8	-140.6	-70.4			27.4	10.8	Andesite lava
	KM 5	9	-178.7	-22.1			55.2	7.0	Andesite lava

各地点から得た傾動補正前 (Before) と傾動補正後 (After) の古地磁気方向. Dec. : 偏角, Inc. : 伏角
 N : 測定した試料の個数. 各地点の方向はN 個の試料の方向を平均して求めた. k : 各地点内の信頼度係数.
 α_{95} : 各地点内平均の95 % の信頼円の半径.

表 4-2 続き

South Ryukyu Arc

Geological Sequence	Site	N	Before		After		k	α_{95} (°)	Rock type
			Dec. (°)	Inc. (°)	Dec. (°)	Inc. (°)			
Ishigaki-jima Nosoko Fm.	IS 1	29	-108.3	-28.6			56.3	3.6	Rhyolite lava
	IS 7	21	-134.9	-22.2			6.3	13.7	Rhyolite lava
	IS 9	22	-159.5	-41.2			25.1	6.3	Rhyolite lava
	IS11	32	-165.9	-38.5	-178.4	-49.6	79.5	2.9	Tuff
	IS17	26	-158.3	-25.0	-154.9	-33.9	12.6	8.3	Tuff
	IS21-1	7	-145.9	-9.5			74.8	7.0	Rhyolite lava
	21-2	9	-168.9	-21.0			9.0	18.1	Rhyolite lava
	21-3	12	-149.2	-29.7			103.1	4.3	Rhyolite lava
	IS23	13	-122.8	-48.1	-130.4	-50.5	655.2	1.6	Tuff
	IS25	19	-143.6	-49.6	-158.3	-49.0	302.3	1.9	Tuff
	IS27	21	-177.2	-43.6			9.7	10.8	Rhyolite lava
	IS33	14	176.6	-65.5	-166.2	-47.8	87.5	4.3	Welded tuff
	IS39	18	-160.5	-42.1	-173.8	-54.2	21.3	7.7	Tuff
	IS47	14	-137.6	-53.3	-122.2	-52.9	43.1	6.1	Tuff
	IS53	16	-126.0	-41.8	-128.7	-42.0	75.2	4.3	Tuff
	ISA	8	24.0	20.3	25.7	25.2	24.0	11.6	Tuff
	Intrusive rock	IS19	24	-144.0	-32.1			55.0	4.0
Kohama-jima Intrusive rock	KH 1	8	72.3	-45.5			31.6	10.0	Andesite
<u>Senkaku Islands</u>									
Minamikojima Intrusive rock	UT 1	4	-3.0	40.4			228.4	6.1	Porphyrite
Miyako-jima Shimajiri Gr.	MY 1	7	1.9	39.1	1.0	46.2	103.0	6.0	Siltstone
	MY 4	7	174.7	-3.3	174.7	-13.4	123.4	5.5	Tuff
	MY 5	14	-158.8	4.3	-158.9	-11.7	114.7	3.7	Siltstone
	MY 6	12	169.0	-18.1	165.8	-19.8	40.4	6.9	Siltstone
	MY 7	13	-2.6	-23.3	-2.9	-12.3	49.3	6.0	Siltstone
	MY 9	15	-178.3	-26.2	-175.9	-17.4	275.6	2.3	Siltstone
	MY10	11	-178.5	-27.0	-174.3	-24.4	532.3	2.0	Siltstone
	MY12	15	-8.4	30.7	-14.5	42.0	38.0	6.3	Siltstone
	MY19	15	163.9	-29.5	169.3	-27.7	35.2	6.5	Siltstone
	MY20	15	-174.1	-34.7	-174.8	-49.6	180.6	2.9	Siltstone
	MY21	13	176.4	-34.3	170.4	-51.1	52.6	5.8	Siltstone

表 4 - 2 続き

North Taiwan

Geological Sequence	Site	N	Before		After		k	α_{95} (°)	Rock type
			Dec. (°)	Inc. (°)	Dec. (°)	Inc. (°)			
Miocene igneous rocks	NT23	7	167.3	-24.2	166.0	-36.0	202.8	4.3	Tuff
	NT24	9	-169.9	-42.5	-145.2	-52.7	185.1	3.8	Dolerite
	NT25	7	2.0	11.8	15.4	42.5	113.4	5.7	Tuff
	NT43	7	164.5	-26.4	167.5	-60.3	542.6	2.6	Dolerite
	NT44	7	174.3	-8.6	178.8	-41.4	323.2	3.4	Dolerite
	NT46	10	-163.2	10.7	-164.4	-16.5	60.6	6.3	Basalt
	NT47	4	-89.2	-53.2	-178.4	-49.2	73.0	10.8	Tuff
Pliocene volcanics	NT40	9	2.5	53.3			273.4	3.1	Dacite

表 4-3 各地域の各地層から得た古地磁気結果

Locality (Long.E Lat.N)	Geological Sequence	Age (Ma)	N	Dec. (°)	Inc. (°)	α_{95} (°)
<u>Central Ryukyu Arc</u>						
Tokunoshima (129.0 27.8)	Plutonic Rock	59(K-Ar)	1	8.3	44.0	----
Okinawa-jima (128.0 26.5)	Intrusive Rock	11(F.T.)	1	-6.0	37.0	----
Kume-jima (126.7 26.3)	Aradake Fm.	13-18(K-Ar, F.T)	9	12.0	35.6	8.0
	Uegusukudake Fm.	2-6(K-Ar, F.T.)	4	-2.1	41.6	33.2
<u>South Ryukyu Arc</u>						
Ishigaki-jima (124.4 24.5)	Nosoko Fm.	44-48(K-Ar, F.T)	16	29.8	39.3	9.7
	Intrusive Rock	9.6(K-Ar)	1	36.0	32.1	----
Miyako-jima (125.3 24.7)	Shimajiri Gr.	3.6(K-Ar)	11	-1.5	27.0	12.5
<u>Senkaku Islands</u>						
Minamikojima (123.5 25.7)	Intrusive Rock	Late Miocene -Pliocene	1	-3.0	40.4	----
<u>Taiwan</u>						
North Taiwan (121.5 25.0)	Igneous rocks	7.9, 10(K-Ar)	7	5.9	43.8	14.0
Chilung (121.8 25.1)	Volcanics	1.2(K-Ar)	1	2.5	53.3	----

各地域の各層の古地磁気の平均方向（偏角: Dec., 伏角: Inc.）. 正帯磁の方向にそろえてある. 経度, 緯度 (Long.E Lat.N) は各地点の代表として用いた位置を示している. N: 古地磁気の結果を得た各層の地点の数. 各層の古地磁気の方向はN 個の方向を平均して求めた. α_{95} : 各層内平均の95% の信頼円の半径. 各層の年代は, 本研究, 川野・加藤(1989), 大四・林(1982), 中川・村上(1975), 大四ほか(1987), Kuramoto and Konishi(1988), 松本・大四(1982)による. K-Ar: K-Ar法による年代結果. F.T.: フィッシュョントラック法による年代結果.

5. 考 察

5. 1 古地磁気からみた琉球弧の回転と南北移動

5.1.1 はじめに

古地磁気学の情報はある地域のテクトニクスを定量的に調べるのに有効である。岩石ができるとき、その岩石はその地域の地球の磁場の方向の磁化を初生磁化として獲得する。つまり地球の磁場という座標に対する岩石の方向が、その岩石の中に記録されるわけである。その地域の地球の磁場方向、つまり座標がわかれば、その岩石が磁化を獲得した後で動いた量がわかる。そして、ある地域で多くの岩石を調べればその地域の動いた量がわかる。

地球の磁場の方向は、その地域の緯度から求めることができる。地球の磁場は、時間がたっても変わらない成分と、いろいろな周期で変動している成分からできている。変動している成分の影響を取り除くことができれば、座標となる磁場の方向を求めるには時間がたっても変わらない成分のみを考えればよい。この成分の方向は、地球の中心に自転軸に平行な磁気双極子をおくことによって求めることができる。ある地域でのこの磁気双極子から期待される方向は、偏角が 0° で伏角は緯度から求められる。ある地域の古地磁気方向を求めたとき、その地域の回転量は古地磁気の偏角の大きさ（南北方向からの変異量）から、南北移動の量は緯度から期待される伏角と古地磁気の伏角の差から求められる。

地球磁場の変動している成分の影響、つまり地磁気の永年変化の影響を取り除くには十分長い時間（ $10^5 \sim 10^6$ 年；McElhinny and Merrill, 1975）の古地磁気方向を平均すればよい。古地磁気から変動の量を考えるには永年変化が平均化されていなくてはならない。ここでは、まず、得られた古地磁気結果に対して試料の時間分布から地磁気の永年変化の影響の有無を考え、次に、琉球弧のテクトニクスについて考察する。

5.1.2 地磁気永年変化の影響

複数の地点の方向を平均して求めた古地磁気方向に対して、各地点の試料が永年変化を平均化するのに十分長い時間的分布を持っているかどうかを吟味した。

[久米島の阿良岳層]

阿良岳層の火山活動は次のことから大部分は短い期間内に起こったと考えられる。

1) 得られた古地磁気方向はすべて正帯磁である。また、他の調査 (Sasajima, 1977; 中川、村上, 1975) でも正帯磁の方向のみ得られている。

2) 7地点の古地磁気方向のばらつきが非常に少ない。7地点の方向から Angular Dispersion を計算すると 4.6° になった。これはこの地点の緯度から期待される値、 18° (MacFadden and MacElhinny, 1984) と比較するとかなり小さい。

今回得た年代測定結果; 17.0 ± 0.4 Ma, 17.9 ± 0.4 Ma、と今までに報告されている年代測定結果; 17.7 Ma, 12.6 Ma, (K-Ar法; 中川・村上, 1975), 15.1 ± 2.6 Ma, 12.8 ± 2.1 Ma (フィッシュトラック法; 大四ほか, 1987) は、6つのうち4つが17 Ma から18 Ma のあいだにあり誤差範囲内で一致する。阿良岳層の大部分の活動は約17 Ma に起こったと考えられる。残りのふたつは約13 Ma で一致する。約13 Ma にも小規模な活動が合ったのかも知れない。

[久米島の宇江城岳層]

宇江城岳層の年代は今までに報告されているものと、今回の研究で得たものを合わせると4.6 Ma から6.5 Ma まで1 Ma 以上の幅がある。また、中川・村上 (1975) の調査では、古地磁気の方法は逆帯磁だけでなく1地点からは正帯磁の方向も報告されている。このことから宇江城岳層の年代幅は充分長く、宇江城岳層から得た古地磁気方向は地磁気の永年変化の影響が平均化さ

れていると考えられる。

[石垣島の野底層]

次に述べる事柄は、野底層の古地磁気方向の永年変化の影響は平均化されて、平均値からは取り除かれていることを示す。

1) 正帯磁と逆帯磁両方の方向がある。

2) 野底層からは43.5 Ma から47.5 Ma までの絶対年代が報告されていて、年代幅は1 Ma を超える。

3) 野底層の厚さは400 m あり、海性の堆積岩の層を複数はさんでいる。試料は野底層の広い範囲のいろいろな岩石（溶岩、凝灰岩、溶結凝灰岩）を採取しているので試料の年代幅は十分広い。

4) 野底層の古地磁気から計算したAngular dispersion の値は (19.5°) 石垣島の緯度から期待される値 (18° ; MacFadden and MacElhinny, 1984) より大きい。

[宮古島の島尻層群]

宮古島の島尻層群からは正帯磁と逆帯磁の両方の方向を得た。正帯磁の方向と逆帯磁の方向を持つ試料の分布は、この層の中に少なくとも2回づつの正帯磁期と逆帯磁期があることを示す。島尻層群は海底に堆積した地層で、試料を採取した範囲の層厚は1000 m を越える。これらのことは試料の年代幅は十分長く、永年変化の影響が平均化されていることを示す。

[台湾の火成岩]

台湾北部の中新世の火山岩から得た古地磁気方向には正帯磁と逆帯磁の両方の方向がある。この火山岩からは 7.9 Ma と10 Ma の2つの年代を得た。この火山活動は、火成岩層と整合で接する堆積岩層の化石年代から中新世全体にわたっていたとされている (Ho, 1986)。これらのことは、試料の年代幅が十分長く地磁気の永年変化の影響は平均化されていることを示す。

5.1.3 各地域の回転と南北移動

[琉球弧中部]

4.6 Ma から 6.5 Ma の年代を持つ宇江城岳層の古地磁気方向（偏角 = -2.1° 、伏角 = 41.6° ）と地心双極子を仮定したときのこの地点の磁場方向（偏角 = 0° 、伏角 = 44.7° ）は95 %の信頼度で一致する（図5-1）。宇江城岳層の古地磁気方向からは永年変化の影響は取り除かれているので、この方向の一致は久米島が約5 Ma 以降、自転軸に対して有意な回転運動や南北運動をしていないことを示している。

久米島の宇江城岳層、沖縄本島の11 Ma の貫入岩、及び 17 Ma の久米島の阿良岳層の古地磁気方向を比較すると大きな差はない。それぞれの方向は地心双極子から期待される方向とよく似ている。久米島の宇江城岳層と阿良岳層の古地磁気方向の差は 12.5° で永年変化の影響で充分説明できる。これらのことから、久米島と本島を含む琉球弧中部は一体で、17 Ma 以降回転や移動をしていないと結論した。

徳之島の1地点から得られた古地磁気方向も中部の他の地域から得た方向とほぼ等しい。この方向が初生磁化の方向なら徳之島を含む琉球弧中部が60 Ma 以降動いていないといえる。

[台湾北部]

中新世の火成岩から得た古地磁気方向（偏角 = 5.9° 、伏角 = 43.8° ）とこの地点で地心双極子による磁場方向（偏角 = 0° 、伏角 = 43.0° ）は95 %の信頼度でよく一致している（図5-1）。このことは台湾北部がこの火成活動以降、自転軸に対して有意な回転運動や南北運動をしていないことを示す。この火成岩の年代は 7.9 Ma 及び 10.1 Ma なので、台湾北部は約 10 Ma 以降動いていないといえる。

1.2 Ma の年代を得た基隆の安山岩の古地磁気方向も中新世の古地磁気方向とほぼ一致する。これは台湾北部が 10 Ma 以降動いていないことを支持する。

SENKAKU ISLANDS NORTH TAIWAN

SOUTH RYUKYU

CENTRAL RYUKYU

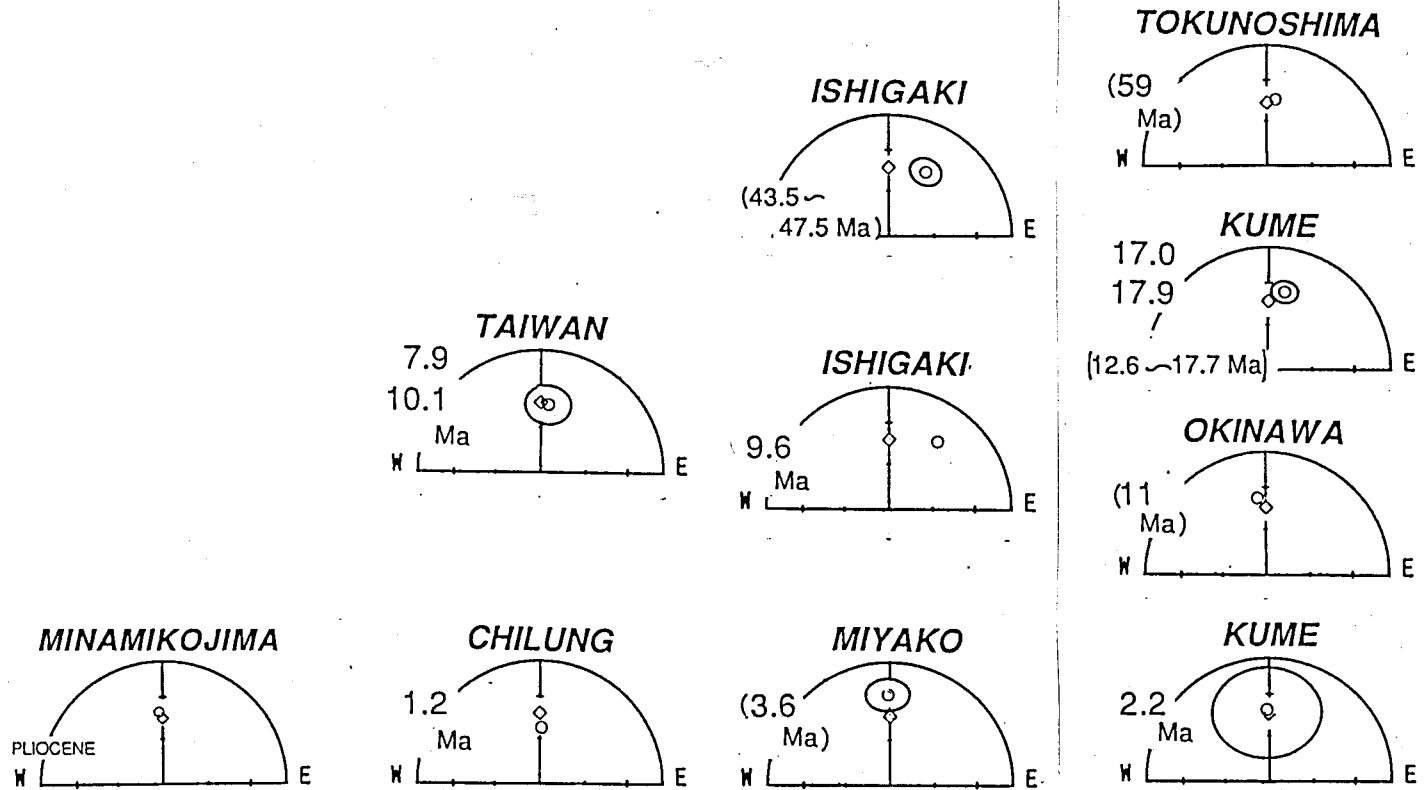


図 5-1 各島の各層の古地磁気方向と地心双極子から各島で期待される磁場方向の比較

丸印：各層から得られた古地磁気方向。正常磁の方向にそろえた。複数の地点の方向を平均して求めた方向は、95%の信頼円と共に示した。四角印：地心双極子から各島で期待される磁場方向。投影は等面積投影（シュミットネット投影）で下半球への投影。

各地層の年代を数値で示した。括弧内はこの研究以外の報告による年代（表4-3参照）。

[琉球弧南部]

石垣島から得た始新世の野底層の古地磁気方向は約 30° の東振りの偏角を持っている(図5-1)。野底層の古地磁気方向からは永年変化の影響は取り除かれている。石垣島の野底層の偏角の東振りは石垣島が時計回りに回転したことを示している。

東振りの偏角値は石垣島の10 Maの貫入岩の方向にも見られる。偏角は 36° の東振りである。1地点の方向しかないので永年変化の影響を取り除くことはできないが、この東振りは永年変化で説明するにはかなり大きいのでおそらく地殻の回転による。野底層の古地磁気方向からわかった地殻の時計周りの回転運動は10 Ma以降に起こったと考えた。

西表島、小浜島も石垣島と同じように時計回りに回転したらしい。小浜島、西表島の野底層の古地磁気方向は石垣島と同じく東振りの偏角値を持っている(Sasajima, 1977; Jarrard and Sasajima, 1980)。また、地形を見るとこれらの島は200 mより水深の浅い同じ海台の上に乗っていて、あいだに断層などが無い。これらのことから石垣島、西表島、小浜島は1つのブロックとして振舞い、10 Ma以降に時計回りに回転したと考えた。

宮古島の鮮新世の島尻層群の古地磁気の偏角方向は -1.5° でほぼ真北を向いている。地心双極子磁場から期待される方向(偏角 $=0^{\circ}$, 伏角 $=42.6^{\circ}$)と比較すると(図5-1)偏角は95%の信頼度内で一致する。宮古島の古地磁気方向からは地磁気永年変化の影響は取り除かれているので、この一致は宮古島が約4 Ma以降回転していないことを示す。求めた古地磁気の伏角は双極子磁場から期待される値と比べると約 16° 浅い。島尻層群から得た試料はほとんどが細粒の泥岩である。泥岩の残留磁化の伏角は磁化獲得時の地球磁場の伏角より浅くなる傾向がある(King, 1955; Barton et al., 1980)。島尻層群の浅い伏角はこの伏角異常のためであろう。

宮古島と石垣島は地形から地殻の同じブロックに含まれているように見える(図1-2)。石垣島と宮古島の間は水深400 m以下の海域である。宮古

島の北側では水深 1000 m 以上の宮古凹地と呼ばれる明瞭な谷が島弧を横切っている。それとは対象的に、石垣島と宮古島の間には構造線は見られない。また、宮古島と石垣島を異なったブロックに分けるような琉球弧を横切る断層は見つかっていない（浜本ら，1979）。

石垣島、宮古島の古地磁気及び地形から、琉球弧南部全体が 10 Ma 以降時計回りに回転し、その回転は 4 Ma までに終了したと結論した。

[尖閣列島]

尖閣列島の南小島の古地磁気方向（偏角 = -3.0° ，伏角 = 40.4° ）はこの地点で地心双極子磁場から期待される方向（偏角 = 0° ，伏角 = 43.9° ）とよく似ている（図5-1）。南小島の古地磁気方向は鮮新世の試料から得た。尖閣列島は鮮新世以降自転軸に対して回転や移動をしていないらしい。

[小浜島]

小浜島の 1 地点の貫入岩の古地磁気方向は、石垣島で得た方向とも地心双極子磁場による方向とも異なりかなり奇妙な方向を向いている（図4-18）。第 2 章で述べたようにこの岩石は自破碎溶岩である可能性が高い。この方向は過去の磁場を記録していないとして、以降の考察からは除外した。

5.1.4 琉球弧南部の相対的な回転運動

10 Ma までの古地磁気の東振りの偏角は琉球弧南部にみられ琉球弧中部や台湾北部ではみられない（図5-2）。先に述べたように琉球弧中部と台湾北部は 10 Ma 以降自転軸に対して回転していない。琉球弧中部、南部、台湾北部のそれぞれの古地磁気方向から見かけの古地磁気極（VGP）を求めた（図5-3）。琉球弧中部と台湾北部の VGP は極点近くに分布している。それに対し南部の始新世と 10 Ma の VGP は極点から大きくずれた位置にある。これらのことは、琉球弧南部が 10 Ma から 4 Ma のあいだに、琉球弧中部や台湾北部と異なるブロックとして振舞ったことを示す。琉球弧南部が隣接する地域

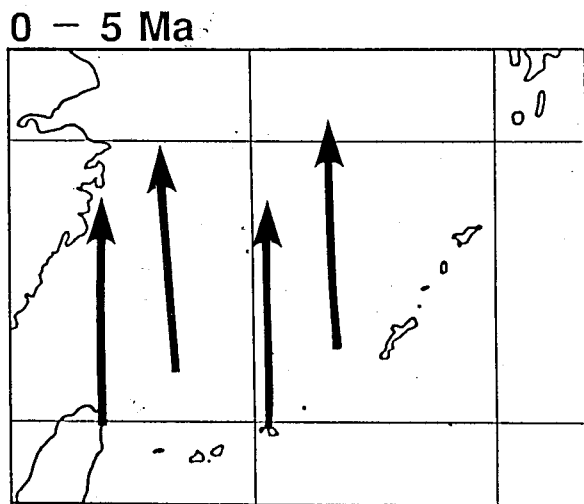
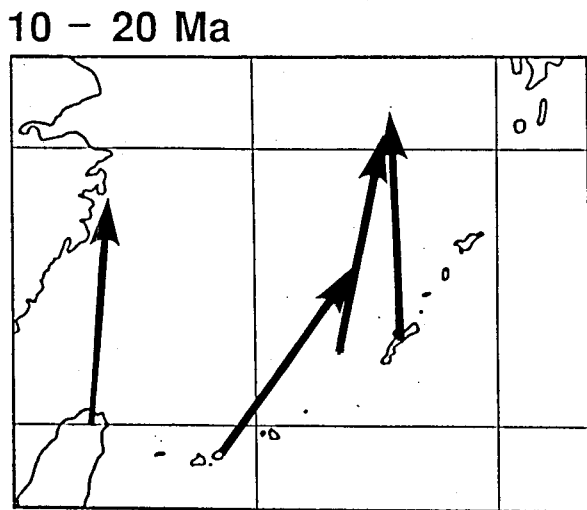
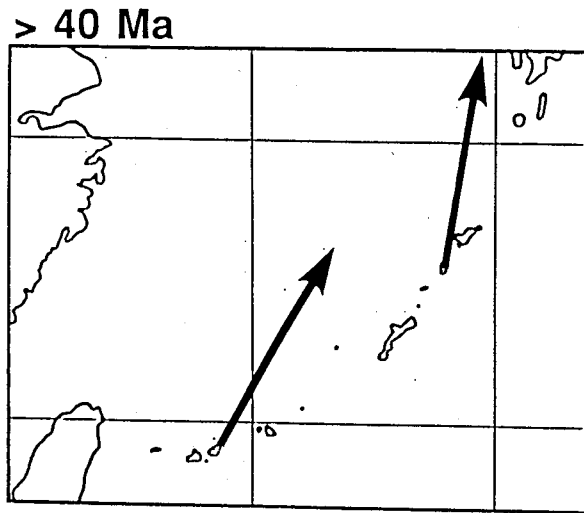


図 5-2 琉球弧と台湾の
古地磁気の偏角値の変化

矢印は古地磁気の偏角の方向を示す。
10-20 Ma の琉球弧南部の古地磁気は
東振りの偏角値を持つ。

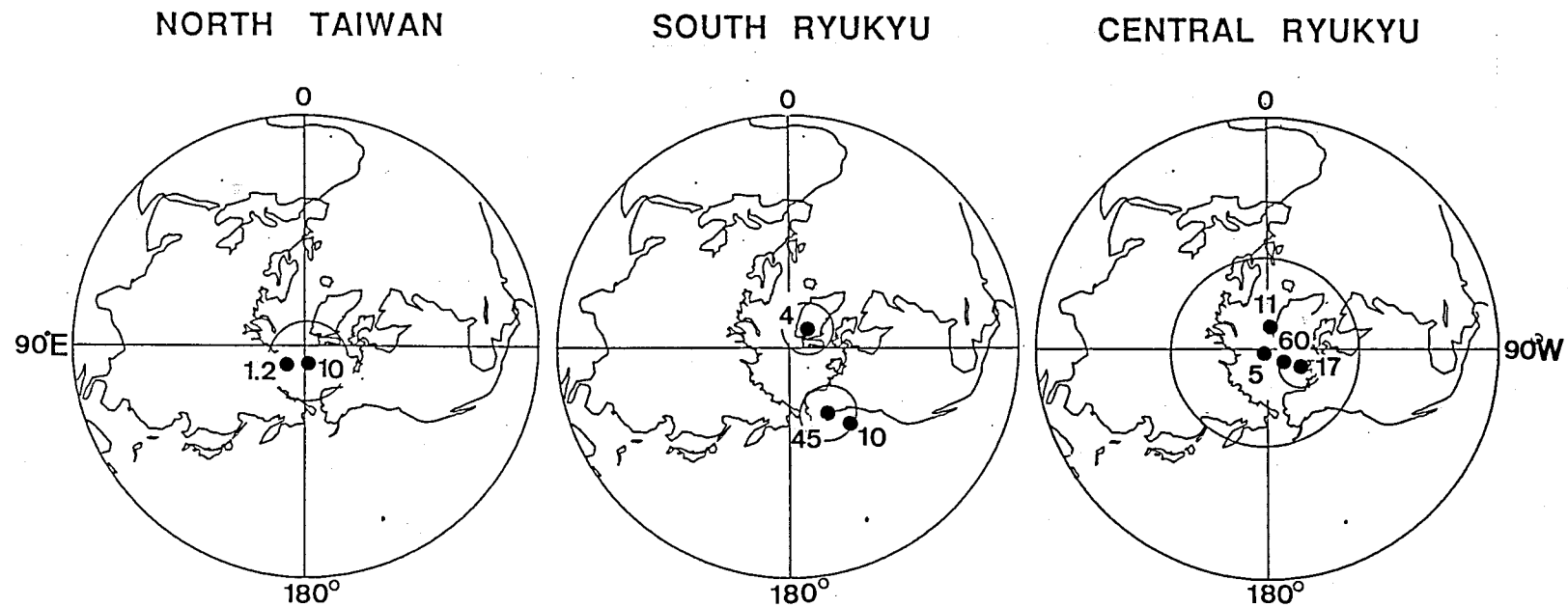


図 5-3 各地域の古地磁気から求めたVGP

各地域の各年代ごとのVGPの方向を示した。複数の地点のVGPから平均して求めたVGPは95%の信頼円と共に示した。投影は等面積投影（シュミットネット投影）で上半球への投影。数値は年代を示す；単位は100万年（Ma）。琉球弧南部の45 Ma と10 Ma のVGPは現在の自転の極から離れた方向を示している。

と相対的に回転したと結論した。

台湾北部に対する琉球弧南部の回転を見積った。永年変化の影響が取り除かれている台湾北部と琉球弧南部の古地磁気方向を比較した。台湾の10 Ma の古地磁気方向から石垣島で期待される方向を台湾と石垣島の位置（台湾：緯度 = 25° ，経度 = 121.5° ；石垣島：緯度 = 24.5° ，経度 = 124.4° ）から計算すると、偏角 = 5.9° 、伏角 = 43.5° になった。この方向を石垣島の始新世の古地磁気方向（偏角 = 29.8° ，伏角 = 39.3° ）と比較した。偏角値は石垣島の値の方が 24° 東振りである。

琉球弧南部の回転角度を見積るためにはユーラシア大陸全体のみかけの極移動（APW）の影響を考慮する必要がある。 24° の差は中新世と始新世の方向を比較して得た。アジアの40 Ma 以降の古地磁気は古いものほど東振りの傾向がある。台湾の中新世の 5.4° の偏角値もおそらくその影響であろう。ユーラシア大陸のVGP（Irving, 1977）、ヨーロッパ東部のVGP（Achache, et al., 1983）、西南日本のVGP（Otofujii and Matsuda, 1987）からこの地点で期待される古地磁気方向を計算した。10~20 Ma ごろと40 Ma ごろの偏角の違いを計算した。差はそれぞれ 6° 、 4.5° 、 4.1° で、いずれも40 Ma 頃の方が東振りである。台湾に対する琉球弧南部の回転角度を 24° からこの差を引いた約 19° と見積った。

石垣島が時計回りに回転したことは Sasajima(1977), Jarrard and Sasajima(1980) によって報告されている。彼らによる回転角度は約 40° でかなり大きい。これは次の理由によると考えられる。

1) 熱消磁をしていない。彼らの研究によって得られた古地磁気方向は交流消磁のよってのみ得られた。我々の研究でいくつかの地点では安定な成分を得るのに交流消磁では不十分だった（図4-9）。これらの地点の試料で交流消磁中に観察された磁化の方向は、熱消磁での低温成分と高温成分のベクトル和の方向を向いていた。高温成分の方向に北向きで正帯磁の低温成分の方向を足すと偏角の東振りは大きくなる。

2) 彼らによる回転角度は周辺の地域の古地磁気との比較によって得られ

たものではなく、偏角値そのものである。

これらのことから今回の研究によって求めた 19° の回転角度の方が確からしいと判断した。

5. 2 沖縄トラフのテクトニクス

5.2.1 沖縄トラフの開きかた

琉球弧は沖縄トラフと琉球トレンチにはさまれている(図1-1)。そのうち北西側の沖縄トラフは琉球弧とユーラシア大陸のあいだの発散型のプレート境界である。一方、琉球トレンチは収束型のプレート境界でフィリピン海プレートが琉球弧の下に沈み込んでいる。フィリピン海プレートは年に4~7cmの速さで北西に進んでいる(Seno, 1977)。南部では、フィリピン海プレートは琉球弧の下に斜めに沈み込んでいる。このような状況下で、琉球弧の回転は沖縄トラフの形成(図5-4)かあるいは、アリューシャン列島で見られる(Geist et al., 1988; 図5-5)ようなプレートの斜め沈み込みの引きずりによるブロック回転によっておこる。

次にあげる事項から琉球弧南部の回転は沖縄トラフが開いたこと(図5-4)によって起こされたようにみえる。

1) 海底の調査から琉球弧の大陸からの剥離による沖縄トラフの形成は、中新世以降に起こったと考えられている(Herman et al., 1978; Lee et al., 1980; Kimura, 1985; Letouzey and Kimura, 1986; Sibuet et al., 1987)。古地磁気の方法から求めた10 Ma以降という回転時期は沖縄トラフの形成時期とよく合う。2) 沖縄トラフ南部は平行に開いた(Pull-apart type)のではなくくさび形か小さなおおぎ形に開いたように見える。沖縄トラフ南部は西に向かって細くなるくさび形をしている(図1-2)。沖縄トラフの西の端は台湾の宜蘭平野(Ilan Plain)にあるように見える。そこでは展張性のひずみの形態が観測されている(Kosuga et al., 1988)。また、Pull-apart type を特徴づけるトラフの端の横ずれ断層は沖縄トラフの端に

OPENING OF THE TROUGH

10 - 4 Ma

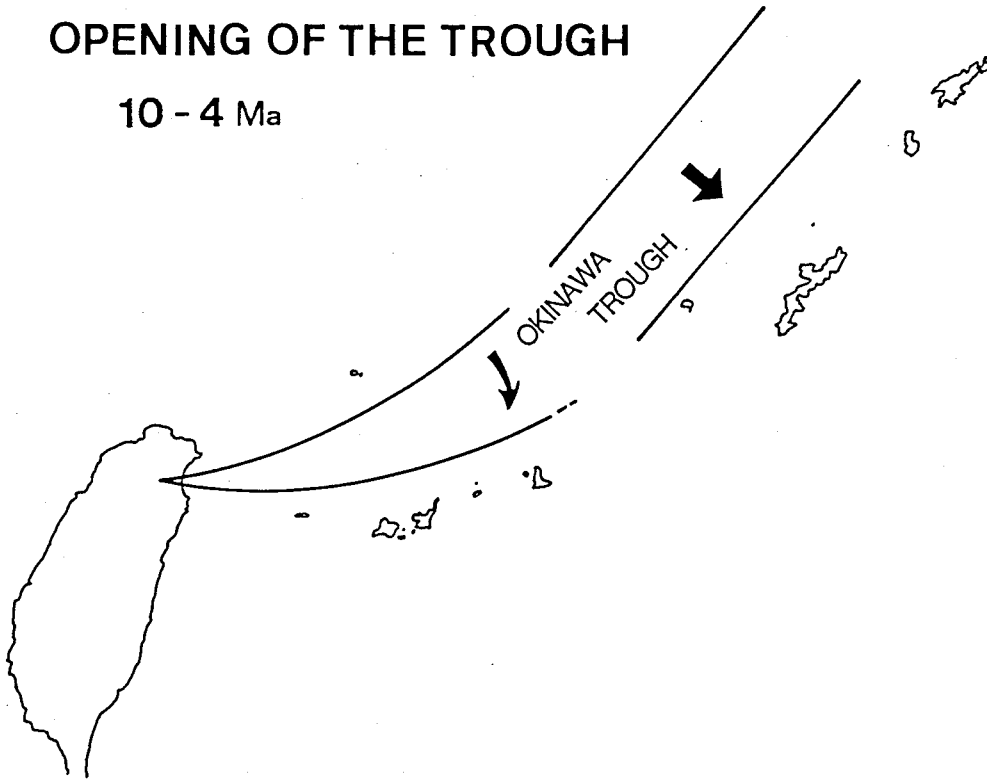


図 5-4 沖縄トラフが開いた様子。

この研究によって得られた琉球弧と沖縄トラフの形成のモデル。沖縄トラフ南部は小さなおおぎ形をつくるように、中部は平行に開いた。それによって琉球弧南部は時計周りに回転した。

図 5-5

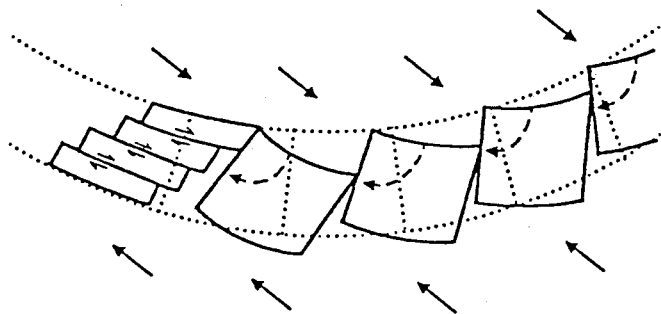
アリューシャン列島にみられる
島弧のブロック回転

島弧の回転をプレートの斜め沈み込みで説明するモデル

(Geist et al., 1988).

アリューシャン列島では、島弧の南側へ斜めに沈み込むプレートとの摩擦によって、島弧がいくつかのブロックに分かれ回転した。ブロック回転モデルでは琉球弧の地形が説明できない。

BLOCK ROTATION



は見つけられていない。

3) 古地磁気から求めた回転の大きさから沖縄トラフの開いた幅を見積ってみた。小さなおおぎ形の端を台湾のIlan plain (24.7°N, 121.7°E) においた。沖縄トラフが小さなおおぎ形に開いたことによる石垣島の移動距離を、琉球弧南部の回転角度19° から見積ると約70 Km となった。沖縄トラフの南部の幅は70 km ないし100 km で、古地磁気から求めた幅70 km と非常によく合う。

4) 沖縄トラフが開いたことによって琉球弧南部が回転すれば琉球弧には島弧の方向に沿った張力がはたらく。この張力は、琉球弧中部と南部のあいだの宮古凹地の形成によって解消され得る。宮古凹地の深さは1000 m を超え琉球弧を横切っている。琉球弧中部と南部はこの谷によって異なるブロックに分けられるように見える。

琉球弧南部の時計回りの回転運動は沖縄トラフが開いたことによってうまく説明することができる。

琉球弧南部の回転を説明するもう一つのメカニズムはプレートの斜め沈み込みによるブロック回転である(図5-5)。これはアリューシャン列島(Geist et al., 1988) や南米大陸のチリ(Beck, 1987) などにみられるメカニズムで、斜めに沈み込むプレートのひきずりの力を受けた島弧はいくつかのブロックに分かれ、それぞれがベアリングのように回転する。琉球弧では西向きに斜めに沈み込んでいるフィリピン海プレートが上部の琉球弧を引きずることによって起こり得る。しかし、このメカニズムは以下にあげる理由から琉球弧南部の時計回りの回転を説明するのには適当でないようにみえる。

1) 宮古凹地と台湾にはさまれた琉球弧南部は回転するブロックに分け難いように見える。ブロック回転の起こっているアリューシャン列島は海底谷によっていくつかのブロックに分けられている。南琉球弧には宮古凹地以南にそういった海底谷はない(図1-2)。南琉球弧はすべて400 m より浅い。ブロックに分けるには断層や構造線が琉球弧を横切っていなければならない。

南琉球弧で見つまっている北西-南東方向の断層（浜本ら，1979）はみな小さく、ブロックに分けるには不十分である。時計回りのブロック回転が起こるとブロックの北側は右横ずれ断層になるが石垣島の北側にそのような断層はない。

2) 琉球弧とフィリピン海プレートのあいだの摩擦はブロック回転を起こすほど強くないようである。琉球トレンチは、プレート間の摩擦が弱く滑らかにプレートが沈み込んでいる沈み込み帯に分類されている（Uyeda and Kanamori, 1979）。琉球トレンチではプレートの沈み込みによる巨大地震が少ない。ブロック回転を起こしているアリューシャン列島やチリでは沈み込むプレートの摩擦によって巨大地震が多く起こっている。ブロック回転は摩擦の強い沈み込み帯でのみ起こっているようである。

以上のことから琉球弧南部の時計回りの回転は、沖縄トラフ南部が小さなおおぎ形を作るように開いたことによって起こったと結論した。

琉球弧中部は10 Ma以降南部とは異なったブロックとして振舞った。沖縄トラフの小さなおおぎ形を作る開きかたは中部までは続いているらしい。一方、沖縄トラフは中部から南部まで連続して存在する（図1-2）。沖縄トラフは中部でも開いたと考えられる。琉球弧中部は回転していないので、沖縄トラフ中部は南部と異なり琉球弧が海側へ平行移動するように開いた（図5-4）のであろう。

5.2.2 沖縄トラフの開いた時期

琉球弧南部の回転は10 Maから4 Maの間に起こった。このことは沖縄トラフが10 Ma以降4 Maまで開いたことを示す。

中新世の終わりから鮮新世にかけて堆積した島尻層群が琉球弧、沖縄トラフ全域に堆積している（図2-1; Kizaki, 1986）。島尻層群は不整合の上に堆積している。琉球弧全体に分布する海底堆積物は島尻層群堆積以前にはない。島尻層群の堆積開始時期は、今回わかった沖縄トラフの開いた時期のすぐ後である。沖縄トラフの形成で陸地が沈降し、海底での堆積が始まったよ

うに見える。

琉球弧南部を回転させるような沖縄トラフの拡大が、台湾東部でのルソン弧の衝突によって起こったとする説がある (Letouzey and Kimura, 1985; 1986; Villon et al., 1986)。台湾の衝突は4 Ma 頃に始まった (Chi et al., 1981; Barrier, 1985)。沖縄トラフが開いた10 Ma から4 Ma の年代は、台湾の衝突が起こる前である。従って台湾の衝突は沖縄トラフが開いた原因ではない。

沖縄トラフが開いたことによる琉球弧南部の回転は4 Ma までに終了している。一方、沖縄トラフは現在活動中の海盆である。リフティングの第一段階として沖縄トラフが琉球弧南部を 19° 回転させるように開き、それが終了した後、次の段階の活動が起こっているようにみえる。

5. 3 琉球弧－沖縄トラフ系の特徴：

他の島弧－背弧海盆系との比較

沖縄トラフと類似しているのは、Havre Troughである (図5-6)。Havre Trough の南端部はニュージーランドの北部の中央火山帯 (Central Volcanic Region; CVR) に上陸し、そこでは小さなおおぎ形 (wedge shape) の拡大が起こっているらしい (Stern, 1987)。沖縄トラフと Havre Trough の類似点は次の事柄である。1) これらのトラフは両者ともリフティング現象の初期段階にある。2) トラフの南部は小さなおおぎ形に開いている。3) トラフがおおぎ形に開くのにもなってトラフ南部の東側は、時計回りに 15° から 20° 回転した (ニュージーランド, Wright and Walcott, 1986)。4) 小さなおおぎ形に開いているのはトラフ南部のみで、中央では平行に開いている。小さなおおぎ形の開きかたは、おそらく、リフティングの初期段階にあり伸長性の活動が優勢である海盆の一般的な開きかたなのであろう。

沖縄トラフの北側にある日本海は、おおぎ形に開いたことが知られている (Otofuji and Matsuda, 1987)。日本海の拡大は20 Ma から10 Ma のあい

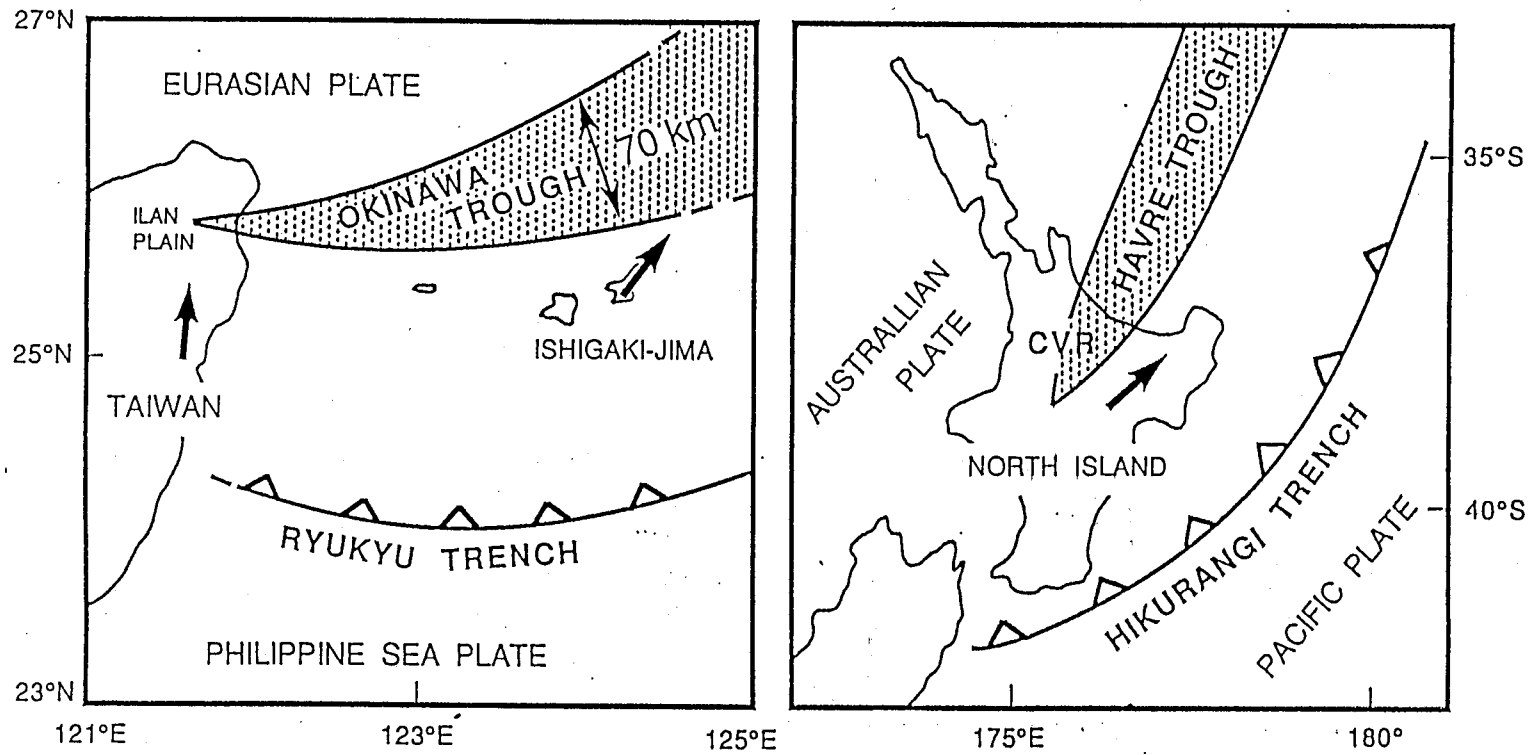


図 5-6
 沖縄トラフ南部とニュージーランドの Central Volcanic Region (CVR) の比較

CVR は Havre Trough のニュージーランドへの延長部である (Stern, 1987). どちらの地域でもトラフは小さなおおぎ形に開いた. トラフが開いたことによって, トラフの南東側の地域は時計回りに回転した. 矢印は中新世の古地磁気の偏角の方向を表している.

だにかなり速い速度で起こった。日本海の拡大にともなって、西南日本は時計回りに約45°回転した。日本海は沖縄トラフと異なり、現在は活動していない。沖縄トラフの南部の小さなおおぎ形の拡大は、このような大きなおおぎ形の拡大の初期の段階を意味しているのかも知れない。

第6章 結 論

琉球弧における古地磁気方向の比較から、つぎのことを結論した。

- 1) 沖縄トラフは 10 Ma から 4 Ma のあいだに開いた。
- 2) 南部では沖縄トラフは台湾北部を要として小さなおおぎ形 (wedge shape) を作るように開き、それによって琉球弧南部は 19° 時計回りに回転した。
- 3) 中部ではトラフは平行に開き、島弧は回転しなかった。

参 考 文 献

- Achache, J., Courtillot, V. and Besse, J., 1983. Paleomagnetic constraint on the late Cretaceous and Cenozoic tectonics of southeastern Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 63: 123-136.
- Barrier, E., 1985. The two stage collision of Taiwan: an active orogen. *Tectonophysics*, 115: 167-175.
- Berton, C.E., McElhinny M.W. and Edward, D.J., 1980. Laboratory studies of depositional DRM. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 61: 355-377.
- Beck, M.E., Jr., 1987. Tectonic rotations on the leading edge of South America: The Bolivian orocline revisited. *Geology*, 15: 806-808.
- Blow, W.H., 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. Ist Internat. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva, 1967*, 1: 199-422.
- Chi, W.R., Namson, J. and Suppe, J., 1981. Record of plate interaction in the Coastal Range, Eastern Taiwan. *Geol. Soc. China, Mem.*, 4: 155-194.
- Cox, A. and Darrymple, G.B., 1967. Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *J. Geophys. Res.*, 72: 2603-2614.
- 大四雅弘, 林正雄, 1982. 沖縄本島主部に分布する貫入岩類のfission track 年代. 琉球列島の地質学研究, 6: 5-10.
- 大四雅弘, 林正雄, 加藤祐三, 1986. 琉球列島産新生代酸性貫入岩類のフィッショントラック年代. 岩鉱, 81: 324-332.
- 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, 82: 370-381.
- Dodson, M.A., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contr. Mineral. Petrol.*, 40: 259-274.
- Eguchi, T. and Uyeda, S., 1983. Seismotectonics of the Okinawa Trough and

- Ryukyu Arc. Memoir of the Geol. Soc. China, 5: 189-210.
- Geist, E.L., Childs, J.R. and Scholl, D.W., 1988. The origin of summit basins of the Aleutian ridge: Implications for block rotation of an arc massif. *Tectonics*, 7: 327-341.
- 浜本文隆, 桜井操, 永野真男, 1979. 宮古・八重山諸島周辺の海底地質. Report of Hydrographic Researches, 14: 1-38.
- Herman, B.M., Anderson, R.N. and Truchan, M., 1978. Extensional tectonics in the Okinawa Trough. In: J.S. Watkins, L. Montadert and P.W. Dickinson (editors), *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 29: 199-208.
- Ho, C.S., 1986. A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. *Tectonophysics*, 125: 1-16.
- Ho, C.S., 1988. An introduction to the geology of Taiwan explanatory text of the geologic map of Taiwan. Central Geological Survey, The Ministry of Economic Affairs, Taipei, Taiwan, R.O.C., 192p
- Irving, E., 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, 270: 304-309.
- Jarrard, R.D. and Sasajima, S., 1980. Paleomagnetic synthesis for Southeast Asia: Constraints on plate motions. In: D.E. Hayes (Editor), *The Tectonics and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. part 1, Geophys. Monogr. Ser., 23, AGU, Washington, D. C.:293-316.
- Juang, W.S. and Bellon, H., 1984. The potassium-argon dating of andesites from Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 27: 86-100.
- 川野良信, 加藤祐三, 1989. 鹿児島県徳之島深成岩類の岩石学的研究. *岩鉱*, 84: 177-191.
- 河野義礼・植田良夫, 1966. 本邦産火成岩のK-Ar dating (V) - 西南日本の花崗岩類 - . *岩鉱*, 56: 191-211.
- Kimura, M., 1985. Back-arc rifting in the Okinawa Trough. *Mar. Pet. Geol.*, 2

: 222-240.

- Kimura, M., Uyeda, S., Kato, Y., Tanaka, T., Yamano, M., Gamo, T., Sakai, H., Kato, S., Izawa, E., and Oomori, T., 1988. Active hydrothermal mounds in the Okinawa Trough backarc basin, Japan. *Tectonophysics*, 145: 319-324.
- King, R.F., 1955. The remanent magnetism of artificially deposited sediments *Mon. Not. R. astr. Soc. Geophys. Suppl.*, 7: 115-134.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 62: 699-718.
- 木崎甲子郎, 1985. III C-4 小浜島・嘉弥真島; 木崎甲子郎編著, 琉球弧の地質誌, 沖縄タイムス社: 169-172.
- Kizaki, K., 1986. Geology and tectonics of the Ryukyu Islands. *Tectonophysics*, 125: 193-207.
- Konishi, K. Ishibashi, T. and Tsuruyama, K., 1973. Find of nummulites orthoquartzitic pebbles from the Eocene turbidites in Shimajiri belt, Okinawa. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, 18: 43-53.
- Kosuga, M., Sato, H., Tanaka, T. and Sheu, H.C., 1988. Crustal movement along a collision boundary of plates (Case of eastern Taiwan). *J. Geodynamics*, 10: 189-205.
- Kuramoto S. and Konishi, K., 1989. The southwest Ryukyu Arc is a migrating microplate (forearc sliver). *Tectonophysics*, 163: 75-91.
- Lee, C.S., Shor, G.G., Jr., Bibee, L.D., Lu, R.S. and Hilde, T.W.C., 1980. Okinawa Trough: Origin of a back-arc basin. *Marine geology*, 35: 219-241
- Letouzey, J. and Kimura, M., 1985. Okinawa Trough genesis: structure and evolution of a back-arc basin developed in a continent. *Mar. Pet. Geol.*, 2: 111-129.
- Letouzey, J. and Kimura, M., 1986. The Okinawa Trough: Genesis of a back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics*, 125: 209-

- 松本徭夫, 大四雅弘, 1982. 沖縄県石垣島流紋岩のフィッション・トラック年代. 琉球列島の地質学研究, 6: 1-3.
- 松本徭夫, 林正雄, 大四雅弘, 1982. 尖閣諸島魚釣島・北小島・南小島の地質及び侵入火成岩類. 琉球列島の地質学研究, 6: 11-28.
- McElhinny, M.W. and Merrill, R.T., 1975. Geomagnetic Secular Variation Over the Past 5 m.y. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13: 687-708.
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W., 1984. A physical model for palaeosecular variation. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 78: 809-830.
- 長尾敬介, 板谷徹丸, 1988. K-Ar法による年代測定. 地質学論集, 29: 5-21.
- 中川久夫, 村上道雄, 1975. 沖縄群島久米島の地質. 東北大地質古生物研邦報, 75: 1-16.
- 中川久夫, 土井宜夫, 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邦報, 84: 1-22.
- Otofujii, Y. and Matsuda, T., 1987. Amount of clockwise rotation of Southwest Japan - fan shape opening of the southwestern part of the Japan Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85: 289-301.
- Sasajima, S., 1977. Tertiary paleomagnetism of the Ryukyu Islands and its relevance to the development of the philippine basin. *Rock Magn. Paleogeophys.*, 4: 108-113.
- Seno, T., 1977. The instantaneous rotation vector of the Philippine sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics*, 42: 209-226.
- Shibata, K. and Nozawa, T., 1966. K-Ar ages of Yakushima granite, Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 19: 529-533.
- Sibuet, J.C., Letouzey, J., Barbier, F., Charvet, J., Foucher, J.-P., Hilde, T.W.C., Kimura, M., Chiao, L.-Y., Marsset, B., Muller, C. and Stephan, J.F., 1987. Back arc extension in the Okinawa Trough. *J. Geophys. Res.*, 92: 14041-14063.

- 新城竜一, 加藤祐三, 1988. 琉球列島久米島, 阿良岳層の記載岩石学. 岩鉱, 83: 472-485.
- Steiger, R.H. and Jager, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett., 36: 359-362.
- Stern, T.A., 1987. Asymmetric back-arc spreading, heatflux and structure associated with the Central Volcanic Region of New Zealand. Earth Planet. Sci. Lett., 85: 265-276.
- Tarling, D.H., 1983. Paleomagnetism: principles and applications in geology, geophysics and archaeology. Chapman and Hall Ltd., London, 379p.
- Taylor, B. and Karner, G.D., 1983. On the basis of marginal basin. Rev. Geophys. Space. phys., 21: 1727-1741.
- Thompson, R. and Oldfield, F., 1986. Environmental Magnetism. Allen and Unwin Ltd., London, 227p.
- Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. J. Geophys. Res., 84: 1049-1061.
- Villon, C., Huchon, P. and Barrier, E., 1986. Opening of the Okinawa basin and collision in Taiwan: a retreating trench model with lateral anchoring. Earth Planet. Sci. Lett., 80: 145-155.
- Wright, I.C. and Walcott, R.I., 1986. Large tectonic rotation of part of New Zealand in the last 5 Ma. Earth Planet. Sci. Lett., 80: 348-352.
- Yamano, M., Uyeda, S., Foucher, J.P. and Sibuet, J.C., 1989. Heat flow anomaly in the middle Okinawa Trough. Tectonophysics, 159: 307-318.
- 矢崎清貫, 1982. 与那国島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査書, 57 p.
- 矢崎清貫, 大山桂, 1980. 宮古島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査書, 83p.
- Zijderveld, J.D., 1967. A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results.

In: Methods in Paleomagnetism, edited by D.W. Collinson, K.M. Creer and
S.K. Runcorn, Elsevier, New York: 254-286.

付 録

K - A r 年代測定のための試料薄片の鏡下観察結果

◇ 久米島

地点 KM 3: porphyritic pyroxene andesite

斑晶 - plagioclase: 新鮮.

orthopyroxene: 新鮮.

石基 - 填間状 (intersertal) 組織.

茶褐色の新鮮なガラス中に plagioclase, clinopyroxene, 鉄鋇物がみられる.

地点 KM 6: altered andesite

斑晶 - plagioclase: 大部分 smectite, albite に変質.

pyroxene: chlorite 化

石基 - 填間状 (intersertal) 組織.

隠微晶質の基質中に主に smectite に変質した plagioclase, chlorite した苦鉄質鋇物 (pyroxene ?), 鉄鋇物がみられる.

地点 KM 9: porphyrite

半自形の plagioclase, clinopyroxene, hornblende, 鉄鋇物と間隙充填状の quartz からなる. plagioclase, clinopyroxene, hornblende は一部新鮮なものがみられるが, chlorite, epidote 等に変質している.

地点 KM13: porphyritic two pyroxene andesite

斑晶 - plagioclase: 一部虫食い状に albite, epidote に変質

clinopyroxene: 新鮮

orthopyroxene: 完全に chlorite 化

olivine(?): 完全に chlorite, smectite に変質

鉄鋇物

石基 - 間粒状 (intergranular) 組織

部分的に albite, epidote に変質した短冊状の plagioclase の間を鉄鋇物と二次的な chlorite, smectite, quartz がうめる.

◇ 石垣島

地点 IS19: aphanitic andesite

斑晶 - 細粒

plagioclase: 部分的に smectite に変化,

bronzite: 新鮮

augite が少量みられる.

石基 - 間粒状 (intergranular) 組織

斑晶と同じ鉱物組成からなり間を茶褐色の透明なガラスが埋める.

地点 IS51: porphyritic pyroxene andesite

斑晶 - plagioclase: 新鮮

pyroxene (化像): 大部分 chlorite に変化, 一部 smectite に変化
不透明鉱物

石基 - 填間状 (intersertal) 組織.

新鮮な plagioclase と chlorite に変質した pyroxene 及び不透明鉱物の間を隠微晶質の基質がうずめる. 基質のなかには二次的に chlorite, smectite が生 (部分的) じている.

地点 IS55: porphyritic pyroxene andesite

斑晶 - plagioclase: 大部分新鮮

pyroxene (化像): chlorite に変化

石基 - 填間状 (intersertal) 組織.

新鮮な plagioclase と chlorite に変質した pyroxene 及び不透明鉱物の間を隠微晶質の基質がうずめる. 基質のなかには二次的に chlorite, smectite が生 (部分的) じている.

◇ 台湾

地点 NT24: dolerite

オフィティック組織をもつ完晶質岩で主に新鮮な plagioclase, 少量の新鮮な clinopyroxene からなり, 他に初生的に pyroxene, olivine あつたと推定される茶褐色の微細な鉱物の集合体が多くみられる.

地点 NT43: dolerite

オフィテック組織をもつ完晶質岩で主に新鮮な自形のplagioclase と間隙充填状のclinopyroxene からなる。その他初生的にはpyroxene, olivine であつたと考えられる微細な鉱物の集合体からなる仮像がみられる。また二次的なmuscovite が少量生じている。

地点 NT40: porphyritic biotite hornblende dacite

斑晶 - plagioclase: 新鮮
hornblende: 新鮮
biotite: 新鮮
少量のquartz: 新鮮
石基 - 隠微晶質