

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

奄美大島（17）第6号

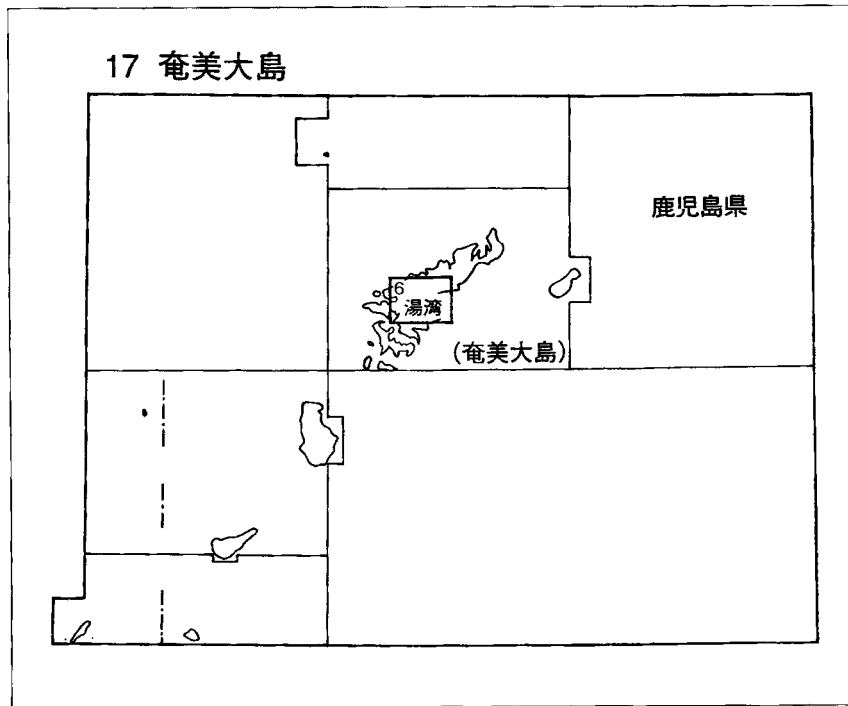
湯 湾 地 域 の 地 質

竹 内 誠

平成 5 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 地形	1
II. 地質概説	4
III. 秩父帯の堆積岩コンプレックス	8
III. 1 研究史	8
III. 2 概要	12
III. 3 名音コンプレックス	12
III. 4 砂岩組成	18
III. 5 産出化石と地質時代	22
IV. 四万十帯の堆積岩コンプレックス	26
IV. 1 研究史	26
IV. 2 概要	26
IV. 3 奄美コンプレックス	27
IV. 3. 1 新小勝ユニット	28
IV. 3. 2 役勝ユニット	29
IV. 3. 3 名瀬ユニット	34
IV. 4 砂岩組成	35
IV. 5 産出化石と地質時代	40
V. 秩父帯及び四万十帯の地質構造	43
V. 1 概要	43
V. 2 地質構造	43
VI. 貫入岩類	48
VI. 1 研究史及び概要	48
VI. 2 ランプロファイアー類	49
VI. 3 花崗岩類	50
VI. 4 ひん岩	52
VI. 5 アプライト	53
VI. 6 接触変成作用	54
VII. 第四系	54
VII. 1 研究史及び概要	54
VII. 2 高位段丘堆積物	54
VII. 3 中位段丘堆積物	56
VII. 4 沖積層	56
VII. 4. 1 谷底平野堆積物・三角州堆積物・湿地性堆積物	56

VII. 4. 2 砂浜堆積物	56
VIII. 応用地質	57
VIII. 1 金属鉱床	57
VIII. 1. 1 研究史及び概要	57
VIII. 1. 2 マンガン鉱床	57
VIII. 1. 3 含銅硫化鉄鉱床	58
VIII. 2 砕石	61
VIII. 3 自然災害	61
文 献	62
Abstract	66

図・表目次

第 1 図 奄美大島に発達する地形面	2
第 2 図 奄美大島最高峰湯湾岳 (694.4m) とその稜線沿いに発達する小起伏面	3
第 3 図 河内川河口付近の沖積平野と埋立地	3
第 4 図 西南日本及び南西諸島の地体構造図	4
第 5 図 奄美大島の地質概略図	6
第 6 図 湯湾地域に分布する堆積岩コンプレックスの区分	7
第 7 図 奄美大島地域の仏像構造線	11
第 8 図 大和村志戸勘東方の混在岩とスラブの産状を示すルートマップ	14
第 9 図 A型混在岩とB型混在岩の関係をj示すルートマップ	15
第 10 図 B型混在岩中のチャート岩塊	15
第 11 図 C型混在岩とスラブの産状を示すルートマップ	16
第 12 図 C型混在岩中のチャート角礫岩	17
第 13 図 玄武岩とその上に堆積した層状チャートを貫く玄武岩岩脈	18
第 14 図 チャートを取り込み貫入した玄武岩	19
第 15 図 砂岩の鉱物組成を検討した試料の採取地点	20
第 16 図 名音コンプレックス及び湯湾コンプレックス中の砂岩の鉱物組成	21
第 17 図 湯湾コンプレックス及び奄美コンプレックス新小勝ユニットの砂岩中の碎屑性ザクロ石の組成分布	22
第 18 図 化石の産出地点	23
第 19 図 新小勝ユニットの破断された砂岩泥岩互層の岩相と玄武岩スラブとの関係をj示すスケッチ	28
第 20 図 新小勝ユニットの破断された砂岩泥岩互層	29
第 21 図 新小勝ユニットの岩相を示すルートマップ	30

第22図	新小勝ユニットの珪質泥岩とチャートを挟む泥岩	31
第23図	役勝ユニットの厚層理及び中層理砂岩	32
第24図	役勝ユニットの破断された砂岩泥岩互層	32
第25図	役勝ユニットの砂岩泥岩互層	33
第26図	役勝ユニットの酸性凝灰岩泥岩互層	33
第27図	役勝ユニットの破断された酸性凝灰岩泥岩互層	34
第28図	名瀬ユニットの岩相を示すルートマップ	36
第29図	名瀬ユニットの厚層理砂岩と砂岩泥岩互層	37
第30図	名瀬ユニットの黒色粘板岩	37
第31図	名瀬ユニットの枕状玄武岩溶岩	38
第32図	名瀬ユニットの玄武岩凝灰岩を挟む黒色粘板岩	38
第33図	奄美コンプレックスの砂岩の鉱物組成	39
第34図	奄美大島の地質構造概略図	44
第35図	奄美大島南東部大島海峡地域の地質構造発達を示す模式ダイアグラム	46
第36図	奄美コンプレックス役勝ユニットにみられる褶曲と衝上断層	47
第37図	貫入岩の分布図	48
第38図	役勝ユニットの泥岩中に貫入するひん岩岩脈	53
第39図	シルト質砂及び礫からなる高位段丘堆積物	55
第40図	奄美大島のマンガン及び含銅硫化鉄鉱床の分布	58
第41図	大和村のマンガン鉱床の分布	59
第42図	平成2年9月の集中豪雨による崖崩れ	62

「湯湾」図幅地域の地質総括表

第1表	地質総括表	5
第2表	奄美大島の先中新統の地層区分と地質構造区分	10
第3表	名音コンプレックス及び湯湾コンプレックスから報告されている主な化石	24
第4表	奄美コンプレックスから報告されている主な化石	42
第5表	ランプロファイアー類の化学組成	51
第6表	奄美大島に分布する花崗岩類の岩石学的及び岩石化学的特徴と放射年代	52
第7表	旧大和鉱山の鉱石の品位	59
第8表	鉱石の化学成分	60
第9表	旧大和鉱山の鉱石に含まれるバナジウム-ザクロ石の化学組成	60

Table 1	Summary of the geology of the Yuwan district	67
---------	--	----

湯湾地域の地質

竹内 誠*

本図幅地域の地質調査は、平成元年度から平成4年度にかけて行われた。

本研究の調査研究に際しては、東北大学理学部の選沢壯一博士及び広島県祇園北高校の藤田 宏博士には、文献を提供していただいた。また、宇検村及び住用村役場の方々には現地での調査に際して便宜を図っていただいた。これらの方々に対しここに厚くお礼申し上げます。

所内では、元地質部寺岡易司技官(現広島大学)には地質調査の協力を得、有益な助言を受けた。地質部木村克己技官には地質構造について、地質部栗本史雄・齋藤 眞各技官には放射虫化石について、また地質部吉岡敏和技官には地形と第四系について助言を受けた。岩石薄片は地質標本館故宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣及び大和田 朗各技官によって作成された。

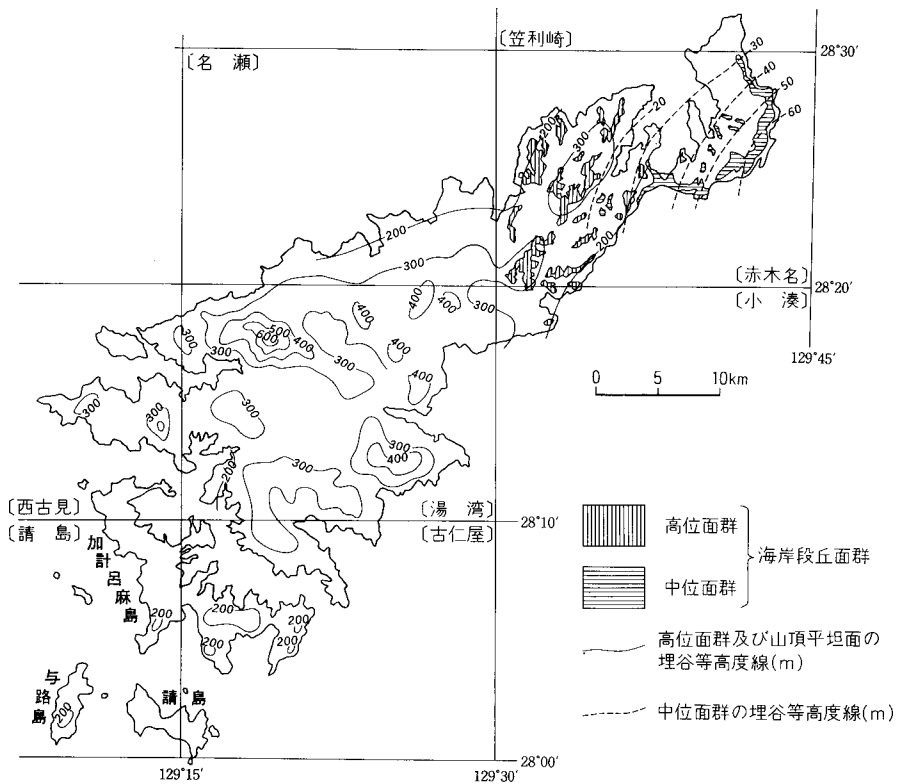
I. 地 形

「湯湾」図幅地域は、東経 $129^{\circ}15'$ - $129^{\circ}30'$ 、北緯 $28^{\circ}10'$ - $28^{\circ}20'$ の範囲で、奄美大島南部地域を含み、また図幅南西端部に加計呂麻島の一部を含んでいる(第1図)。奄美大島は九州から台湾に至る弧状列島(南西諸島)のうち、トカラ海峡から慶良間海峡(宮古凹地)に至る中琉球地域の北縁に位置している。大島東方には喜界島、南方には加計呂麻島・請島及び与路島(第1図)が点在している。

奄美大島の大部分は山地が海岸線までせまり、低地は河口付近や奄美大島北東部の笠利半島にわずかに分布するのみである。また、名瀬市街地より東方では数段の海岸段丘が発達しており、そこではおおむね西側に古い段丘が、東側に新しい段丘が発達している、すなわち、海岸段丘は高位・中位及び低位の3群に大別される(池田, 1977)。高位面群は笠利半島地域を除く、名瀬市街地から南南東に延びる断層の東側地域によく発達し、180-340 mの高度を有し、北西及び南東側に高度を減ずる。また、名瀬市街地から南南東に延びる断層より西側の奄美大島全域と加計呂麻島・請島及び与路島では、海拔200 m - 400 mの稜線に定高性を有する浸食小起伏何が発達し、これはNW - SE方向の軸をもつ緩い波状の起伏をなしている(第1図)。この小起伏面から抜きんでる様にして点々と奄美大島最高峰の湯湾岳

*地質部

Keywords: areal geology, geologic map, 1:50,000, Yuwan, Kagoshima Prefecture, Amami-O-Shima, Chichibu Belt, Shimanto Belt, Jurassic, Cretaceous, Eocene, Quaternary, Naon Complex, Amami Complex, Shinkogachi Unit, Yakugachi Unit, Naze Unit, lamprophyre, granitic rock, porphyrite, aplite, terrace deposits, sedimentary complex, sandstone compositon, detrital garnet, fusulinid, radiolarian, conodont, coral, manganese deposits



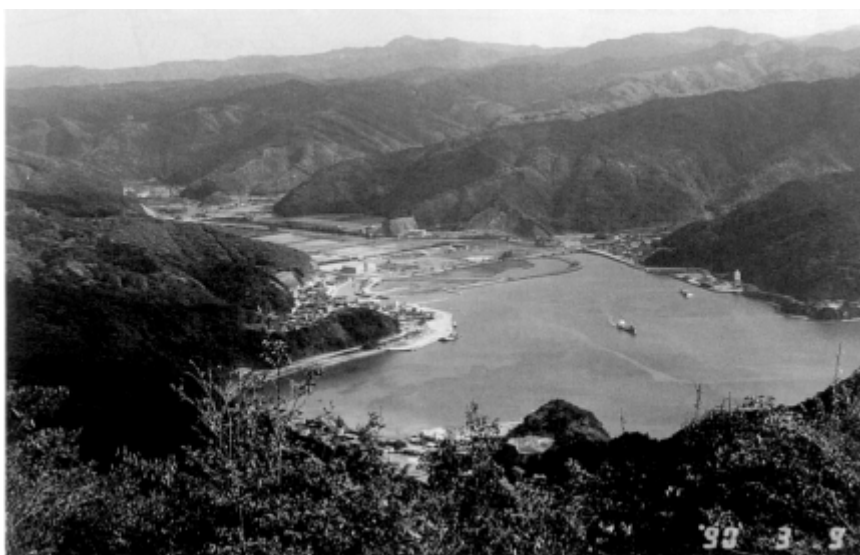
第1図 奄美大島に発達する地形面

[]は5万分の1地形図名。「赤木名」地域の面区分は池田(1977)に基づく。

(694.4 m)や^{かねんご}金川岳(528 m)などが分布している(第2図)。佐藤(1959)は小起伏面を準平原遺物と考え、湯湾岳や金川岳などを残丘と考えた。これらはチャートを含む地層やホルンフェルスなどの周囲の地層より侵食作用に強い地層からなる。中位面群は笠利半島地域に発達し、10-60 mの高度を有し、東方ほど高度を増す。中位面群は上位のM1面と下位のM2面に二分され、前者は喜界島の百ノ台面(最高高度220 m)に対比されている(池田, 1977)。低位面は谷底及び海岸沿いの沖積面をさし、高度は数m以下で、段丘化は顕著でない。谷底平野や三角州は、太平洋側では^{かわうち}川内川、住用川、役勝川、東シナ海側では^{かわうち}河内川の下流域から河口にかけて発達している(第3図)。また小規模な谷底平野や三角州が小河川の河口付近にみられる。住用川及び役勝川河口付近には潮間帯の湿地が分布し、マングローブ林が形成されている。海岸線は大部分海食崖となっているが、太平洋側の和瀬^{わがせ}、城、住用川・役勝川河口付近、^{あおく}青久及び^{かたく}嘉徳では小規模な砂浜がみられる、奄美大島の東シナ海側と北部地域の太平洋側の島周辺部には珊瑚礁が発達している。埋立地は湯湾(第3図)、^{あしけん}芦検及び川内川河口付近にある。



第2図 奄美大島最高峰湯湾岳(694.4m)とその稜線沿いに発達する小起伏面
タカバチ山西方の林道より撮影。



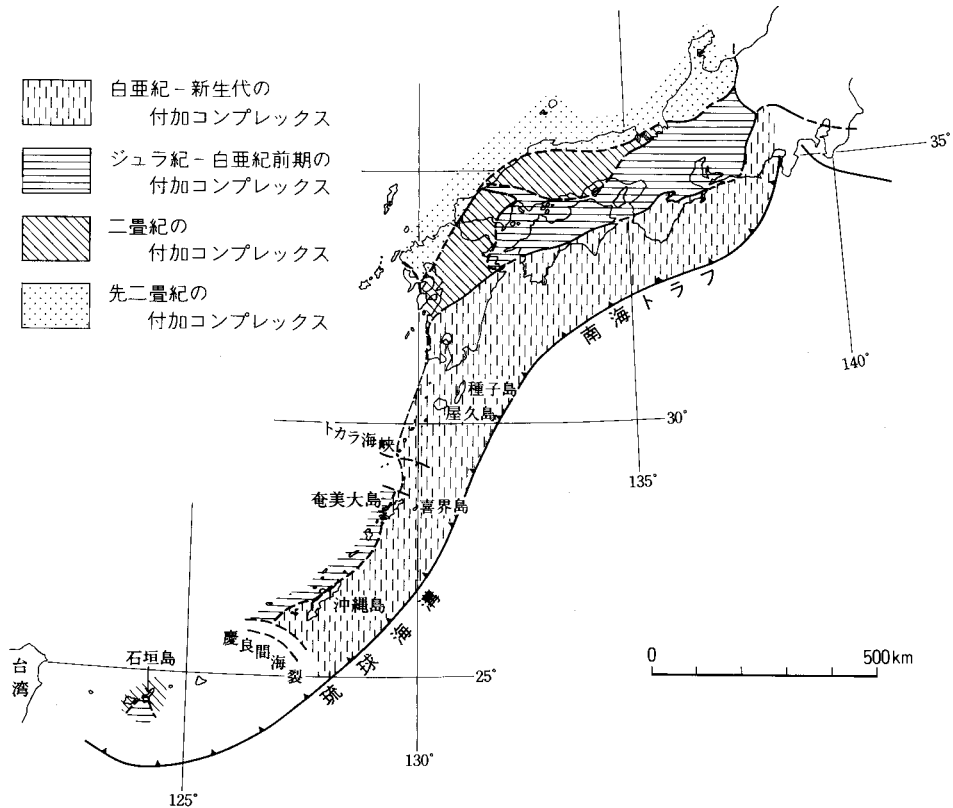
第3図 河内川河口付近の沖積平野と埋立地
宇検村湯湾の北西方より、湯湾集落と河内川河口付近を望む。
平成2年3月現在で写真中央部の防波堤内の最終的な埋め立てが行われている。

. 地 質 概 説

西南日本ではアジア大陸側より太平洋側に向かって順に、先二疊紀の付加コンプレックス、二疊紀の付加コンプレックス、ジュラ紀 - 白亜紀前期の付加コンプレックス及び白亜紀 - 新生代の付加コンプレックスが分布する(第4図, 磯崎・西村, 1989)。

南西諸島では、石垣島及び西表島に二疊紀付加コンプレックスが、奄美大島から沖縄島、及び石垣島にジュラ紀 - 白亜紀前期の付加コンプレックスが、種子島、屋久島、奄美大島及び沖縄島に白亜紀 - 新生代の付加コンプレックスが分布する。南西諸島では海域が多く、付加コンプレックスの地表での露出は少ないが、基本的には西南日本の地質帯の延長部分であると考えられる。

本図幅地域には、ジュラ紀 - 白亜紀前期付加コンプレックスのうちの秩父帯の堆積岩コンプレックスと白亜紀 - 新生代付加コンプレックスのうち四万十帯の堆積岩コンプレックスが分布する、さらに本図幅地域の地質は白亜紀前期ランプロファイア類、始新世前期の貫入岩類、及び第四紀堆積物から構成



第4図 西南日本及び南西諸島の地体構造図
磯崎・西村(1989)の第8図を一部修正加筆。

される(第1表).

秩父帯の堆積岩コンプレックスは上部ジュラ系の湯湾コンプレックスと下部白亜系の名音コンプレックスからなり、奄美大島西部、加計呂麻島西部、請島西部及び与路島に分布する(第5図). 本図幅地域には名音コンプレックスのみが分布する. 湯湾コンプレックスと名音コンプレックスは、泥岩基質中にチャート・玄武岩・石灰岩・砂岩などを小岩塊として含む混在岩と、玄武岩・チャートの単独あるいはその組み合わせでなるスラブから構成される. この地質体は、石炭紀から白亜紀前期の間に玄武岩上に堆積した石灰岩・チャート・珪質泥岩などが、ジュラ紀後期から白亜紀前期にプレート収束域において陸源物質と混合し、大陸側に付加した結果形成された付加コンプレックスであるとみなされる、四万十帯の堆積岩コンプレックスとは現在は新期の高角度断層で接する部分が多いが、本来は低角の衝上断層で、接していたと推定される.

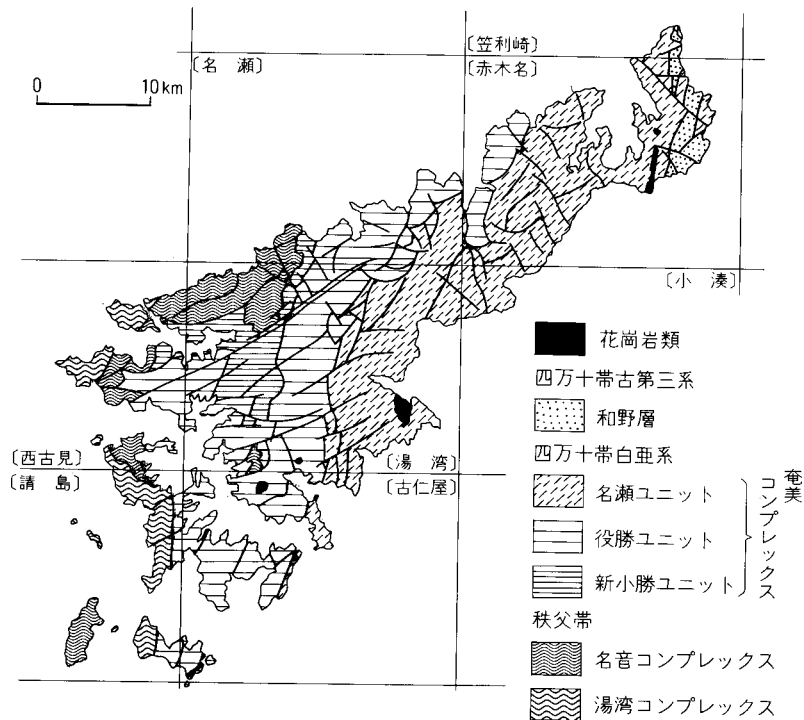
四万十帯の堆積岩コンプレックスは奄美コンプレックスと呼び、アルピアン-チューロニアンに形成された新小勝^{しんこがち}ユニット、役勝ユニット及び名瀬ユニットから構成される(第5, 6図).

新小勝ユニットは本図幅中西部に分布し、破断された砂岩泥岩互層を主とし、三疊紀-ジュラ紀前期及び白亜紀前期のチャート、ジュラ紀の泥岩、及び時代未詳の玄武岩のスラブを含む. 役勝ユニットは本図幅中央部を南北に縦断し、更に南部から南西部に分布し、本図幅南部地域にて向斜構造を呈する. 役勝ユニットは破断された砂岩泥岩互層を主とし、破断された酸性凝灰岩泥岩互層・赤色泥岩を伴い、

第1表 「湯湾」図幅地域の地質総括表

地質時代		地質系統	構造運動・火成作用	
新 生 代	第 四 紀	完新世	隆起運動	
		沖積層		
		中位段丘堆積物		
	更新世	高位段丘堆積物		
		新第三紀		
	第 三 紀	古	漸新世	中・酸性火成活動
		始新世	和野層*	
花崗岩類・岩脈				
晩新世				
中 生 代	白 亜 紀	後期	付加による四万十帯の堆積岩コンプレックスの形成 アルカリ玄武岩(ランプロファイアー)の活動 付加による四万十帯の堆積岩コンプレックスの形成	
		四万十帯の奄美コンプレックス		
	前期			
ジュ ラ 紀	後期	秩父帯	付加による秩父帯の堆積岩コンプレックスの形成	
		名音コンプレックス 湯湾コンプレックス*		

* 本図幅地域には分布しない



第5図 奄美大島の地質概略図

[]は5万分の1地形図名。

玄武岩のスラブを含む。名瀬ユニットは本図幅東部に分布し、破断された砂岩泥岩互層と泥岩を主とし、破断された酸性凝灰岩泥岩互層を伴い、玄武岩のスラブを含む。

白亜紀前期ランプロファイアー類はカンブナイト及びスペサルタイトからなり、103.8 MaのK - Ar年代が得られている(遅延ほか, 1983)。ランプロファイアー類は秩父帯名音コンプレックス及び四万十帯奄美コンプレックスの新小勝ユニット及び役勝ユニットに貫入し、現在までに名瀬コンプレックスに貫入した証拠は得られていない。

始新世前期の貫入岩類には岩体状をなす花崗岩類と岩脈をなすひん岩やアプライトがある。花崗岩類は市及び勝浦に分布し、市岩体がトータル岩 - 石英閃緑岩、勝浦岩体が黒雲母花崗岩からなる。市岩体の黒雲母より 55 ± 4 MaのK - Ar年代が報告されている (Shibata & Nozawa, 1966)。ひん岩及びアプライトの岩脈は西部域に分布する。

第四紀堆積物は高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、沖積層などからなる。高位段丘堆積物は山頂平坦面に局所的に、中位段丘堆積物は現河床よりやや高い位置に分布する。これらは礫を主とし、砂やシルトを伴う。沖積層は河口付近に分布し、本図幅内においてわずかながらの低地を形成している。本図幅の海岸の多くは海食崖であるが、局所的に砂浜が存在する。砂粒の大部分は石英・長石質であるが、有孔虫遺骸や珊瑚破片などの石灰質砂を含むことがある。

奄美大島全体の地質構造発達史を簡単にまとめる。

があった。

始新世：名瀬ユニット上に前弧海盆堆積物として和野層が堆積し、堆積岩コンプレックス中に火成岩類の貫入があった。

更新世以後：何度かの隆起により、高・中及び低位段丘面の形成及び堆積物の堆積が起こった。

用語解説

本報告の中・古生界、特に秩父帯の地層群には泥質基質と様々な岩種及び大きさの岩塊からなる岩相（以下混在岩相と呼ぶ）が卓越している。混在岩相に関する用語には、これまで様々の用語が使用され、著者によって同一の用語に異なった定義が与えられることも多い。そこで、本報告の中・古生界の記述に関する用語は木村ほか(1989, p. 7-9)に従った。以下に簡単に説明する。

A. 整然相・破断相・混在相

地層の層相を、破断・混合の程度により、整然相・破断相・混在相の3相に区分する。整然相では、地層の層理はほとんど破断されずに、側方への連続性が良く、整合的な累重関係を保存している。破断相では、種々の程度に地層が破断され、レンズ化したコンピーテント層と、層理面剪断劈開が発達したインコンピーテントな泥質岩からなる。これには、時代や堆積環境の点で異質な岩石を混在しておらず、堆積時には、コンピーテント層とインコンピーテント層とが互層をなしていたと推定できる。砂岩部と泥岩部との互層からなる砂岩泥岩互層に特徴的に発達する。混在相は泥質基質と様々な岩相の岩塊からなる。混在岩相は、時代や堆積環境の異なる岩石が混合しており、もともと互層していた岩石だけが混合した破断相とは異なる。

B. 堆積岩コンプレックス・混在岩・岩塊

主に堆積岩からなり、複雑な地質構造や混在相が発達する、5万分の1縮尺の地図に表現できる規模の地質体を堆積岩コンプレックス(sedimentary complex)と呼ぶ。

混在相において、泥質基質に包有される岩塊(block)を、5万分の1縮尺の地図に図示できる厚さ50m以上のものをスラブ(slab)、それより小さいものを小岩塊(fragment or clast)と呼んで区分する。そして、混在相を小岩塊と泥質基質からなる部分と、スラブとに区分し、前者を混在岩(mixed rock)と呼ぶことにする。

Ⅲ. 秩父帯の堆積岩コンプレックス

Ⅲ. 1 研究史

奄美大島の地質学的研究は、秩父帯と四万十帯の両帯に及んだ研究が多いため、本章で一括して両帯の研究史をまとめる。

奄美大島の地質に関する研究については、古くは「Döderline(1880)が火山島列(トカラ列島)と非火山島列(奄美大島など)を認識、区分した」とSuess(1888)に記されているが、その文献は入手不可能で

ある。その後Yoshiwara(1901), Hanzawa(1935)は、奄美大島のほとんどが古生層であると記載している。第二次世界大戦後、1952年に奄美群島は日本に復帰し、鹿児島県は奄美群島の調査研究を行い、20万分の1地質図(鹿児島地質調査研究会, 1958)と地質図説明書(鹿児島地質調査研究会, 1958, 1959)を刊行し、岩相及び地質構造に基づき基盤岩類を古生界の名音珪岩層・大瀬砂岩層・新村粘板岩層・名瀬粘板岩凝灰岩層・大勝頁岩層及び中生界(?)の和野砂岩頁岩互層に区分した(第2表)。Konishi(1963)は南西諸島の先中新統基盤岩類の地帯構造区分を試み、アジア大陸側から太平洋側へ順に、石垣帯・本部帯・国頭帯・島尻帯に区分し、本部帯と国頭帯を境する辺戸断層が九州の仏像-大坂間-牛之浜構造線に当たることを明らかにした。Konishi(1963)は名音珪岩相に胚胎される層状マンガニ鉄床及び名瀬層(鹿児島地質研究会(1958)の名瀬粘板岩凝灰岩層)と大勝頁岩層に胚胎される層状含銅硫化鉄床の分布に注し、奄美大島にて初めて仏像構造線を名音珪岩層分布域の東端に位置づけた(第7図)。そして名音珪岩層を本部帯に、その他の地層を国頭帯に区分した(第2表)。

この時期まで奄美大島の地層群からは、地質時代を指示する化石は未発見だったが、石川・山口(1965)は本図幅北東隣の赤木名図幅内の大勝頁岩層起源と推定される転石より白亜紀を指示するアンモナイトを発見し、初めて白亜系の存在を示した。またMatsumoto et al.(1966)はそのアンモナイトを詳細に記載すると共に、九州との対比を行い、名言層を神ノ瀬層群(二疊系及び三疊系)に、大瀬層を一勝地層群(上部白亜系?)に、新村層を川辺層群(下部白亜系-ジュラ系?)に、名瀬層を四浦層群(下部白亜系-ジュラ系?)に、大勝層を日向層群下部(上部白亜系)に、和野層を日向層群上部(下部第三系)にそれぞれ対比した(第2表)。その後Ishida(1969)は赤木名図幅内の和野層より*Nummulites*を発見し、和野層が始新統であることを確認した。小西(1965)及びKonishi et al.(1973)はこれらの新しい知見を基に南西諸島の地帯構造区分の見直しを行い、奄美大島の名音珪岩層と新村粘板岩層の一部を本部帯に、新村粘板岩層の一部・大瀬砂岩層・名瀬粘板岩凝灰岩層及び大勝頁岩層を国頭帯に、和野層及び断層で接する赤木名層を島尻帯に区分した。そして本部帯を秩父帯に、国頭帯を四万十累帯北帯に、島尻帯を四万十累帯南帯に対応するものとした(第2表)。

Ishibashi(1969)は名音層の石灰岩から*Neoschwagerina, Yabeina*などの紡錘虫化石を発見し、二疊系の存在を示した。また猪郷(1972)は加計呂麻島の石灰岩から三疊紀後期のコノドントを報告し、小池(1979)は大和村今里周辺の珪質頁岩及びチャートから三疊紀のコノドントを報告し、名音層に三疊系が存在することを確認した。

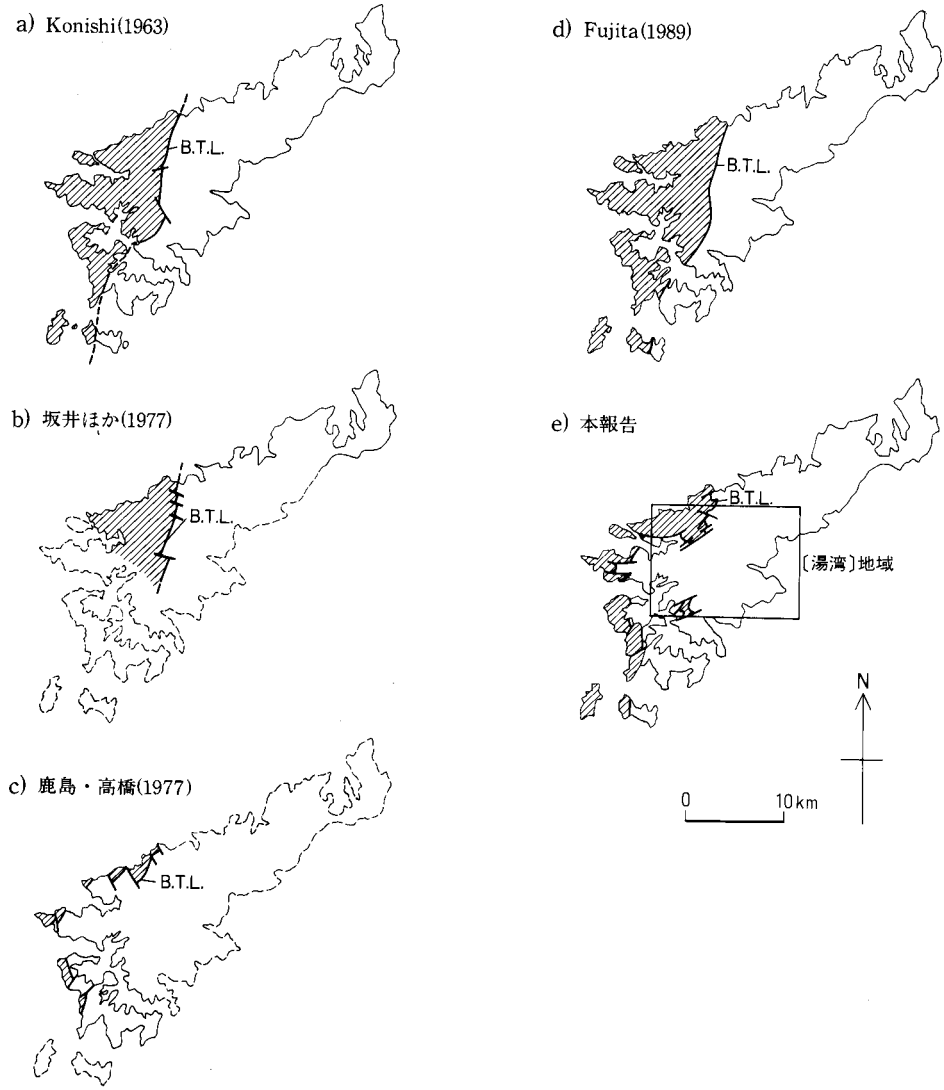
坂井ほか(1977)は奄美大島北部地域において、層序と地質構造から名音珪岩層と新村粘板岩層の一部の分布域を本部帯とし、その東部の地層を四万十帯と区分した(第7図)。本部帯と四万十帯は大瀬構造線で接し、これが仏像構造線や辺戸構造線に相当するとした。また本部帯の層序は下位より、名音層・戸円層・湯湾層及び大金久層に区分し、四万十帯の層序は下位より、名瀬層・大勝層・竜郷層及び和野層に区分した(第2表)。このうち名瀬層と大勝層は常に相伴って分布し、衝上断層と褶曲構造を基本とする覆瓦・褶曲構造により、西から東へ4度繰り返し分布することを明らかにした。

鹿島(1976)及び鹿島・高橋(1977)は名音珪岩層を岩相から三宝山帯名音層と四万十帯湯湾層に区分し、両者の境界を仏像構造線とした(第2表, 第7図)。また湯湾層は粘板岩を主とし、チャート・石灰岩・砂岩・塩基性火山岩及び凝灰岩・酸性凝灰岩の巨礫で特徴づけられるオリストストロームであろう

第2表 奄美大島の先中新統の地層区分と地質構造区分

			鹿児島地質調査研究会(1958)	Konishi(1963)	Matsumoto et al.(1966)	小西(1965) Konishi et al.(1973)	坂井ほか(1977)	鹿島・高橋(1977) Takahashi and Kashima(1979)	遅沢ほか(1983)	Fujita(1989)	本報告								
構造帯区分			本部帯	国頭帯	三宝山帯	四万十帯	本部帯	国頭帯	島尻帯	本部帯	四万十帯	三宝山帯	四万十帯	秩父帯	四万十帯	秩父帯	四万十帯		
新 生 代	古 第 三 紀	漸 始 期				和野層		和野層 ? 電礫層 ?		和野層	和野層			和野層			和野層		
		後 白 亜 期	?			大勝・大 棚層		大勝層		大勝層		大勝層			大勝層 名瀨層			名瀨ニツト	
中 生 代	前 紀	和野砂岩頁岩互層		和野層・大勝層・大棚層・名瀨層・新村層		名瀨・新村層	大棚・大勝層	赤木名層と和野層の基盤として地下に存在する地層		加計呂麻(湯湾)層	名瀨層			名瀨層	湯湾岳層		名瀨ニツト 役勝ニツト 新小勝ニツト		
		ジェラ紀					名瀨・新村層							湯湾層	湯湾層		名音C. 湯湾C.		
代	三 疊 紀									大金久層									
										湯湾層			名音層						
古 生 代	二 疊 紀	名音珪岩層								戸円層									
		大棚砂岩層	名音層		名音層					名音層									
		新村粘板岩層																	
		名瀨粘板岩凝灰岩層																	
		大勝頁岩層																	

本報告欄のC. はコンプレックスの略。



第7図 奄美大島地域の仏像構造線
 斜線部は本部帯・秩父帯・三宝山帯、B.T.L.: 仏像構造線。

とした。Takahashi and Kashima(1979)は秩父帯に対比される本部帯のうち、仏像線の北側に分布する火山砕屑岩・玄武岩質溶岩・チャート及び石灰岩を頻りに伴う特徴的な岩相を呈する三宝山層群(神瀬層群)は奄美大島及び加計呂麻島まで追跡でき、名音層が三宝山層群に対比されるとし、名音層が沖縄島の本部帯の地層とは特徴を異にすることを示した。また鹿島(1983)は奄美大島の仏像構造線に関する研究の総括をしている。

遅沢ほか(1983)及びOsozawa(1984)は奄美大島と周辺の属島を詳細に調査し、また放散虫化石を用いて詳細な地質年代を決定した、奄美大島の地質区分の基本となる重要な研究である。これらによる

と、従来本部帯あるいは三宝山帯とされていた名音珪岩層(鹿児島地質研究会, 1958)や名音層及び湯湾層(鹿島・高橋, 1977)より、初めてジュラ紀及び白亜紀前期の放散虫化石を報告し、ジュラ紀後期-白亜紀前期に形成された湯湾層とした。また四万十帯とされていた地層よりセノマニアン-チューロニアン^{セノマニアン}の放散虫化石を報告し、岩相による区分と併せて、ほぼ新村粘板岩層・名瀬粘板岩凝灰岩層及び大勝頁岩層の一部をセノマニアン-チューロニアン^{セノマニアン}の名瀬層、ほぼ大棚砂岩層をチューロニアン^{チューロニアン}の大棚層、大勝頁岩層の一部をチューロニアン^{チューロニアン}の大勝層に区分した(第2表)。また大棚層と大勝層は名瀬層の上に堆積した同時異相と考えた。そしてこれらの地質構造の主要部分は重力滑動や崩壊によって形成されたとした。また遅沢(1986)は放散虫化石を用いてさらに詳細な岩石の年代を報告した。

一方、Fujita(1989)は湯湾岳地域の地質について、放散虫化石を用いて詳細な地質年代を報告した。それによると岩層と産出化石年代の特徴により、奄美大島及び加計呂麻島の西端に分布する湯湾層(遅沢ほか, 1983)のみをジュラ系の湯湾層とし、そのほかの湯湾層(遅沢ほか, 1983)と大棚層の一部及び大島海峡付近の名瀬層を白亜紀前期の湯湾岳層とした(第2表)。また大棚層の西半分を岩相及び産出化石年代よりアルビアン後期-セノマニアン^{セノマニアン}の大棚層に、大棚層の東半分と名瀬層の砂岩優勢部分及び大勝層をセノマニアン後期-チューロニアン^{チューロニアン}の大勝層に再定義した。さらに藤田(1989)は、大島海峡沿いに分布する名瀬層(遅沢ほか, 1983)は、岩相及び放散虫化石から判断して、大棚層下部(Fujita, 1989)であるとした。

竹内(1992)は砂岩組成及び岩相の特徴から三宝山帯と四万十帯を区分し、湯湾層(遅沢ほか, 1983)の一部や湯湾岳層(Fujita, 1989)の一部を四万十帯に含めた。

この他に、緑色岩に関する岩石学的研究(橋本, 1978)、石灰岩に関する岩石学的研究(鹿島, 1979)、砂岩に関する岩石学的研究(岡田, 1977; 鹿島, 1980)などがある。また地質図類として、地質調査所(1961)、鹿児島県(1981, 1983)、鹿児島県地質図編纂委員会(1991)などが発行されている。

III. 2 概要

本図幅地域の秩父帯の堆積岩コンプレックスは名音コンプレックスと呼び、3種類の混在岩からなり、チャート・玄武岩・石灰岩・珪質泥岩・泥岩などのスラブを含む。岩塊として含まれる石灰岩からは二畳紀-三畳紀、チャート及び珪質泥岩からは二畳紀-白亜紀前期の堆積年代を示す化石が報告され、名音コンプレックスの付加・形成時期は白亜紀前期と推定される(第6図)。

名音コンプレックスは、現在は四万十帯奄美コンプレックスと新期の高角度断層で接する部分が多い。名音コンプレックスは一般的にNE-SW走向で、20-50°NW傾斜を示す、

III. 3 名音コンプレックス (Sm, Smb, Smc, Sp, Sh, Sc, Sl, Sb)

定義と対比

名音コンプレックス(竹内, 1992)については厳密に定義されていないので、本報告にて定義する。秩父帯の堆積岩コンプレックスは、奄美人島の大棚西方から湯湾岳周辺、^{えだてくじま} 枝手久島、^{とくらやま} 戸倉山周辺、加

計呂麻島西部、請島西部、与路島及び油井岳^{ゆいだけ}周辺に分布する。堆積岩コンプレックスは泥質岩基質中にチャート・玄武岩・石灰岩・砂岩などを小岩塊として含む混在岩からなり、玄武岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・泥岩の単独あるいはその組み合わせでなるスラブから構成される。特に長径が数100m-4kmのチャート及び玄武岩からなるスラブを頻繁に含むことは四万十帯の堆積岩コンプレックスと大きく異なることである。秩父帯の堆積岩コンプレックスのうち東シナ海側に分布する湯湾層(遅沢ほか, 1983)の一部や湯湾層(Fujita, 1989)は、白亜紀前期の年代を示す化石の報告はなく、また岩相も他と異なることから、ジュラ紀後期に形成されたとされている(遅沢ほか, 1983; Fujita, 1989)。従って奄美大島西部の秩父帯の堆積岩コンプレックスをジュラ紀後期に形成された湯湾コンプレックス(新称)と白亜紀前期に形成された名音コンプレックスに区分する。名音コンプレックスは、奄美大島の大棚西方から湯湾岳周辺、枝手久島東部、戸倉山東部、加計呂麻島北西部、与路島及び油井岳周辺に分布する。

秩父帯と四万十帯の境界は、岩相・産出化石年代及び砂岩組成に基づいて設定した。四万十帯の堆積岩コンプレックスは泥質岩よりアルビアン-チュロニアン^{チュロニアン}の放散虫化石を産し、砂岩泥岩を主体とする地層である。しかし、本報告で四万十帯奄美コンプレックス新小勝ユニットとした地層は、多くのチャート・玄武岩などのスラブを含み、本報告の秩父帯の地層群と対比されることもあった(鹿児島地質研究会, 1958; Konishi, 1963; 遅沢ほか, 1983)。竹内(1992)は奄美大島の砂岩組成を検討した結果、秩父帯の砂岩は岩相ごとに組成の相違がみられ、湯湾コンプレックスの塊状砂岩スラブ(竹内(1992)の塊状砂岩相)の砂岩はカリ長石を含むやや石英質な長石質砂岩、本図幅の名音コンプレックスのA型混在岩(竹内(1992)の砂岩相)の砂岩はカリ長石を含まないやや石英質な砂岩、名音コンプレックスのC型混在岩(竹内(1992)のチャートアレナイト相)の砂岩はチャートや玄武岩岩片を主とする石質砂岩であることを報告した。一方、四万十帯の砂岩は、ユニットごとにやや相違が認められるものの、概して少量岩片を含む長石質砂岩である、新小勝ユニットの砂岩は、秩父帯より四万十帯の砂岩と類似性が高く、また泥岩からアルビアン前・中期の放散虫化石が報告されていることから(Fujita, 1989)、四万十帯に含めた。地質図では四万十帯に特徴的な組成をもつ砂岩と泥質岩からなる互層の破断相あるいは整然相の地層を四万十帯の西縁とした(地層区分の検討に用いた砂岩試料の採取地点及び砂岩組成については、Ⅲ. 4及びⅣ. 4を参照)。

分布

名音コンプレックスは本図幅の北西部と南西部に分かれて分布する。北西部では小川岳^{おごだけ}周辺、湯湾岳周辺、名音、今里及び芦検北部に分布し、南西部では油井岳付近の狭小な地域に分布する。

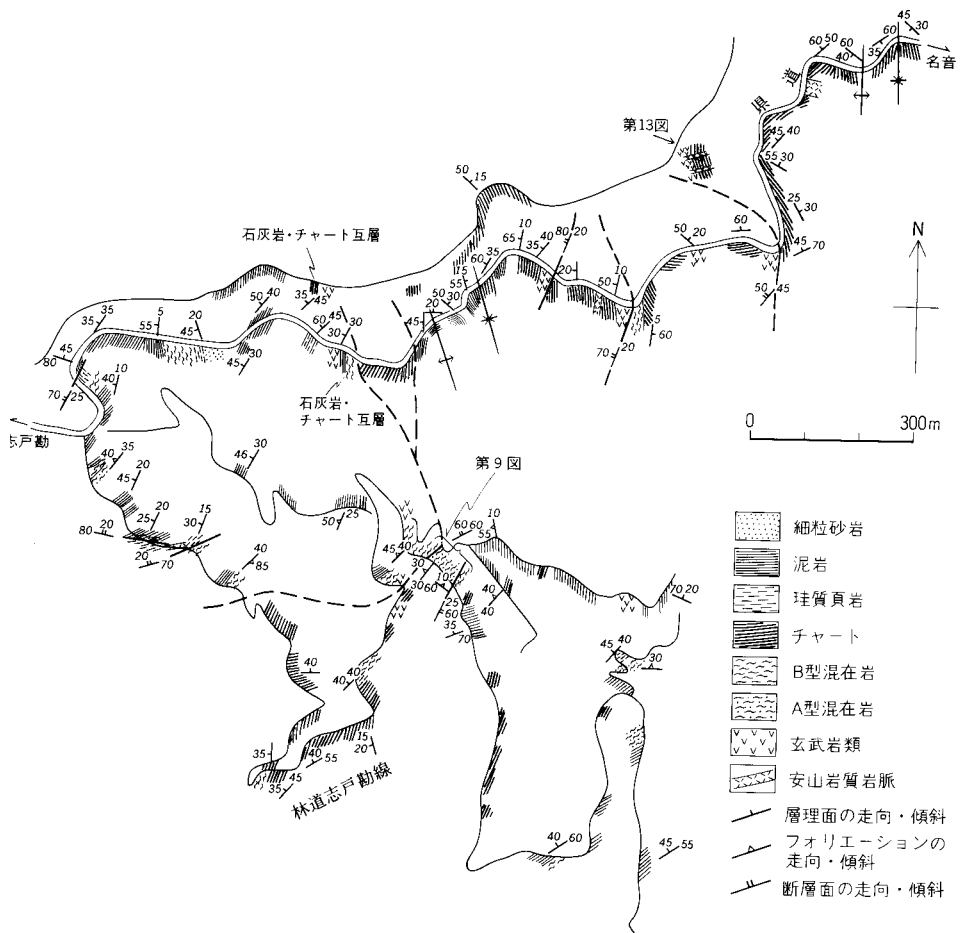
岩相

名音コンプレックスは混在岩とスラブからなる堆積岩コンプレックスである。スラブは玄武岩・チャート・石灰岩・珪質泥岩及び泥岩から構成される。混在岩には構成岩類の組み合わせにより、3タイプの混在岩がある。泥岩及び砂岩からなりまれにチャートを含むA型混在岩(Sm)、泥岩・チャート・玄武岩及び石灰岩からなるB型混在岩(Smb)、及び泥岩・砂岩(チャートアレナイトとチャート角礫岩を含む)・チャート・玄武岩からなるC型混在岩(Smc)である。砂岩を伴うA型混在岩とC型混在岩は、

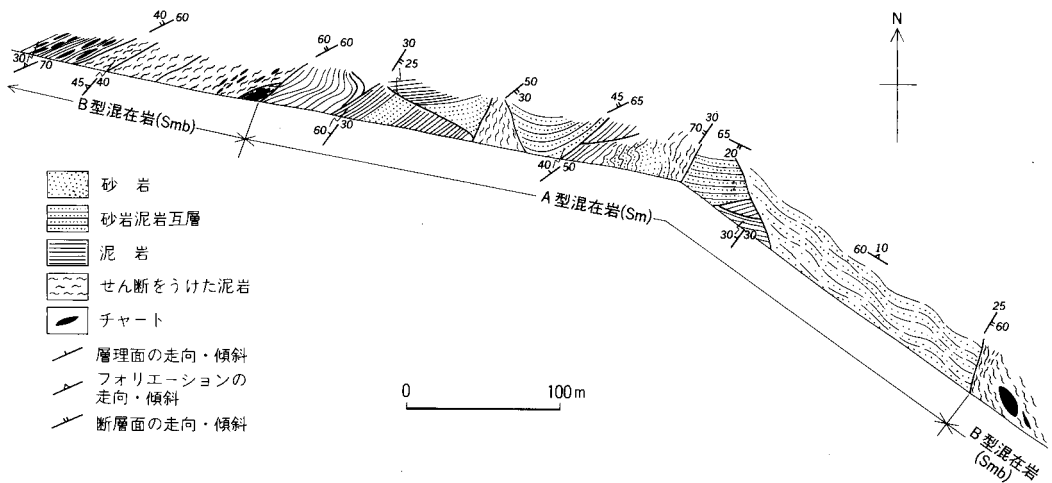
それぞれB型混在岩にはさまれた狭長な区域にのみ分布し、それぞれ断層で接する(第8,9図)。但しC型混在岩は北隣の「名瀬」図幅地域の戸円東方にやや広い分布をなす。

A型混在岩(Sm)の基質は黒色の泥岩で剥離性が発達している。小岩塊としては、砂岩が最も多く、まれにチャートが含まれる、小岩塊は長径数cm-数mである。砂岩の程度は細粒-中粒、淘汰は普通で、円磨度は低い。砂岩の基質はやや多くワッケに分類される。また志戸勘の東方に分布するA型混在岩としたものには、断層によってブロック化しているものの比較的層理面を保持している部分がある。そこでは、泥岩・シルト岩や細粒 中粒砂岩泥岩互層などが認められる(第9図)。チャートは黒色で塊状である。A型混在岩からは年代を示す化石は報告されていない。

B型混在岩(Smb)の基質もまた黒色泥岩で剥離性が発達している。小岩塊としては、チャート・玄武岩が多く、石灰岩・珪質泥岩を伴う。珪質泥岩はチャートと、石灰岩は玄武岩やチャートと密接に関係して産する、小岩塊は長径数cm-数10mである(第10図)。小岩塊をなす岩石は後述するスラブを



第8図 大和村志戸勘東方の混在岩とスラブの産状を示すルートマップ



第9図 A型混在岩とB型混在岩の関係を示すルートマップ
位置は第8図に記した。

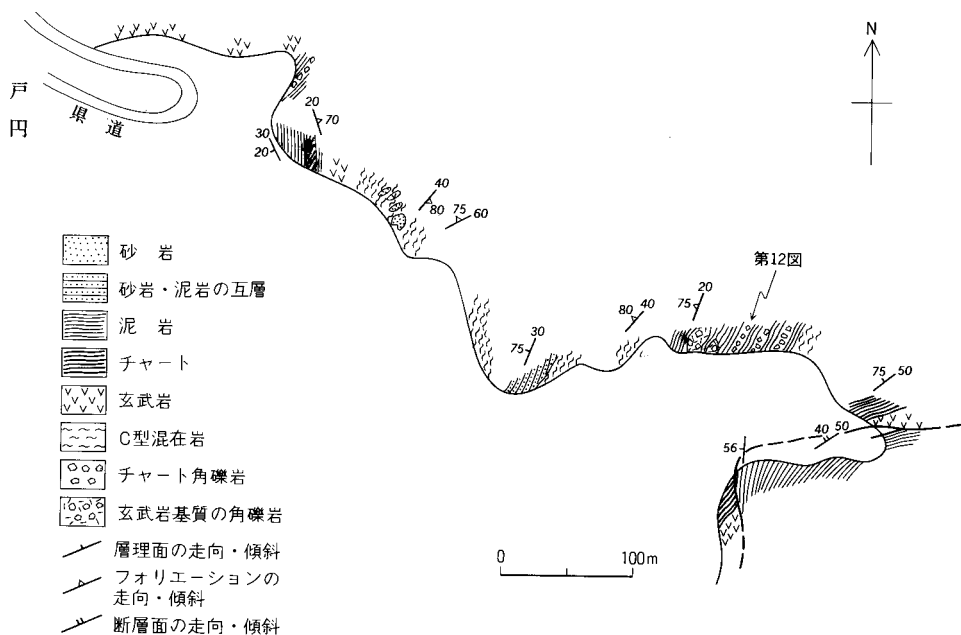


第10図 B型混在岩中のチャート岩塊
宇検村芦検の北西約1.5kmの道路沿い。

なす大きい岩塊と岩石学的性質が類似する。

C型混在岩 (Smc) は本図幅地域では名音川中流部及び小川岳東部にわずかに分布し、本図幅北隣の「名瀬」図幅に比較的広く分布する。C型混在岩は泥岩基質中に、破断したチャート角礫岩や砂岩(主にチャートアレナイト)と泥岩の互層からなる小岩塊や砂岩(主にチャートアレナイト)の小岩塊を特徴的に含み、チャート・玄武岩などの小岩塊を伴う。またチャートや玄武岩のスラブを含む。本図幅内のC型混在岩はB型混在岩と断層で接し、また分布域が狭いので、北隣図幅の「名瀬」地域の戸円東方の林道のルートマップを示し(第11図)、岩相の記載を行う。

戸円東方の林道では、C型混在岩は剥離性の強い泥岩中に砂岩・チャート・玄武岩を小岩塊として含み、砂岩・泥岩互層やチャート角礫岩・泥岩互層の小岩塊も含まれる。チャート角礫岩は泥岩基質中



第11図 C型混在岩とスラブの産状を示すルートマップ
「名瀬」図幅内の大和村戸円の南東の林道.

にチャート角礫を主として含み、玄武岩・玄武岩凝灰岩・泥岩・砂岩及び珪質泥岩などの角礫を伴うものである(第12図). 角礫は10cm以下で、淘汰は悪く、基質支持構造を示す。またわずかだが玄武岩基質や石灰質基質の角礫岩もある。玄武岩基質角礫岩の基質の玄武岩はガラス質の部分が多い。砂岩は破断した砂岩泥岩互層または岩塊として産する。砂岩は細粒 - 極粗粒で、細礫岩の部分もあり、淘汰度は低く、また圧密度も低く、碎屑粒子間に空隙が認められるものが多い。

泥岩(Sp)は小川岳東方、志戸勘東方、アヨ崎南西及び芦検北西に分布する。スラブとして表現した泥岩は、比較的広範囲に分布する岩塊を含まない黒色泥岩で、千枚岩質の部分もある。志戸勘東方では一部珪質泥岩を挟んだり、小岩塊として含む(第8図)。化石は報告されていない。

珪質泥岩(Sh)は湯湾岳山頂付近及びその北西約3km付近に分布する。珪質泥岩は灰色や黒色を呈し、泥岩と互層したり、泥岩基質中に岩塊として産する。湯湾岳山頂付近の珪質泥岩からチトニアンやベリアシアン等の放射虫化石が報告されている(Fujita, 1989)。

チャート(Sc)は黒色・白色・灰白色・淡緑色・赤褐色などを呈し、厚さ1-20cmの珪質部と厚さ1cm以下の泥質部とがリズミカルに互層している、多くのチャートでは、泥質部が1cm以下と薄い。大きなチャート岩塊内部では、チャート優勢部分がチャート珪質泥岩互層を経て、珪質泥岩や泥岩に移化する部分が認められる。これらのチャートはしばしば振幅数mの閉じた褶曲をしている。

本図幅地域のチャートからは二疊紀・三疊紀・ジュラ紀後期及び白亜紀前期の放射虫化石(遅沢ほか, 1983; Osozawa, 1984; 遅沢, 1986; Fujita, 1989)及び三疊紀のコノドントが報告されている(小池, 1979)。



第12図 C型混在岩中のチャート角礫岩
位置は第11図に記した。ルーペの長さは4 cm.

石灰岩(S1) は、(a) 玄武岩の上に直接堆積した層状をなすもの、(b) チャートと互層するもの、(c) 玄武岩凝灰岩中の角礫として産するものがある。

(a) タイプの石灰岩は今里南方約1kmの砕石場跡付近に分布する。緑色または赤色の凝灰岩を頻繁に挟む層厚20cm-3mのミクライト質石灰岩である。これらの石灰岩からは化石の産出がなく時代未詳である。(b) タイプの石灰岩はアヨ崎、志戸勘東方約700mの県道及び海岸、志戸勘東方約1000mの県道、及び名音の南東方約700mの林道などに分布する。これらの石灰岩は層厚5-50cmで、これと同程度あるいはより厚いチャートと互層し、calci rudite, calcarenite, calci lutite などから構成される(遅沢, 1986)。志戸勘東方に分布する石灰岩についての記載は遅沢(1986)に詳しく、石灰岩より二疊紀の紡錘虫化石が、互層するチャートより二疊紀放射散虫化石が報告されている。アヨ崎及び名音付近のチャートと互層する石灰岩は三疊紀のコノドントを産する(遅沢ほか, 1983)。(c) タイプの石灰岩は、志戸勘東方約1000mの県道沿いの上記のチャート・石灰岩互層の下位、志戸勘南東の林道約1000m付近などに分布する。石灰岩角礫から二疊紀紡錘虫化石が報告されている(Ishibashi, 1969; 遅沢ほか, 1983; 遅沢, 1986)。

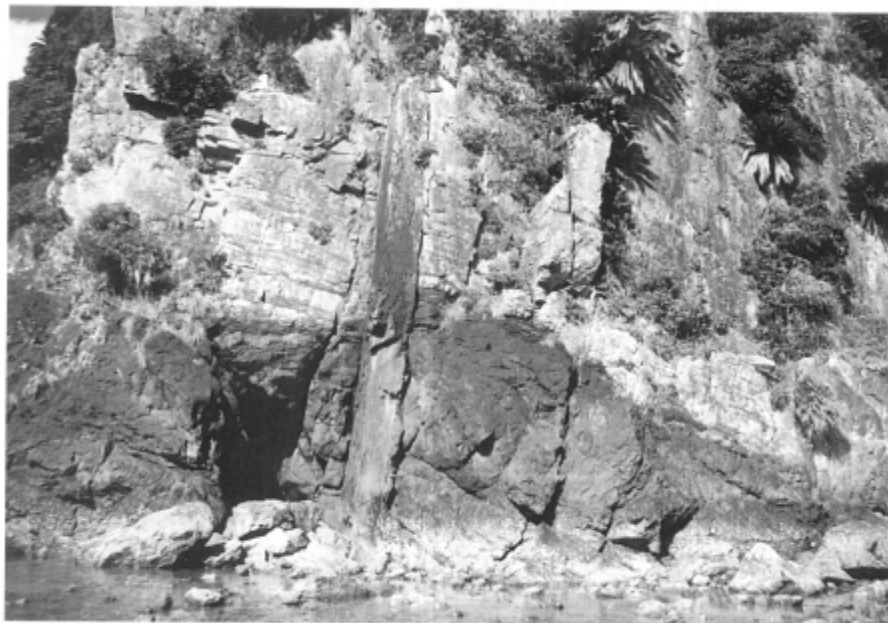
玄武岩(Sb)は一般的に緑色,まれに暗赤色を呈し,チャートの基盤,石灰岩の基盤,及び単体として分布する.玄武岩としたものは,玄武岩をはじめとして,粗面玄武岩・粗粒玄武岩・斑れい岩・ハイアロクラスタイト・凝灰角礫岩などから構成される.粗粒玄武岩及び斑れい岩の一部はソレライト系列に属し,そのほかのものはアルカリ岩系列に属する(蟹沢ほか,1983).

玄武岩の中には岩脈あるいは岩床として産するものがある.名音西方の海岸には玄武岩とその上に堆積した層状チャートの両方に垂直に貫入する玄武岩が認められる(第13図).また,芦検の北方では層状チャート中に岩床状に貫入し,層状チャートをブロックとして取り囲んでいるのが観察される(第14図).ブロック状のチャートの周囲の玄武岩は変形を受けておらず,玄武岩が貫入したものであることが分かる.凝灰角礫岩は名音西方の県道及び海岸と林道志戸勘線沿いに分布し,玄武岩凝灰岩を基質とし,数mm-数10cmの玄武岩・石灰岩・チャートの角礫を含む.

玄武岩の形成年代については,全岩K-Ar年代で83.4Ma(遅沢ほか,1983)が報告されているが,明らかに堆積岩コンプレックス形成年代より若く,続成作用や変成作用による年代の若返りを表していると考えられる.また玄武岩直上に堆積したチャートからは二畳紀の放射虫化石を産するものと白亜紀前期の少なくとも2つの異なった時代が認められ,玄武岩の形成年代は二畳紀と白亜紀前期以前の少なくとも2つの年代が存在する可能性がある.

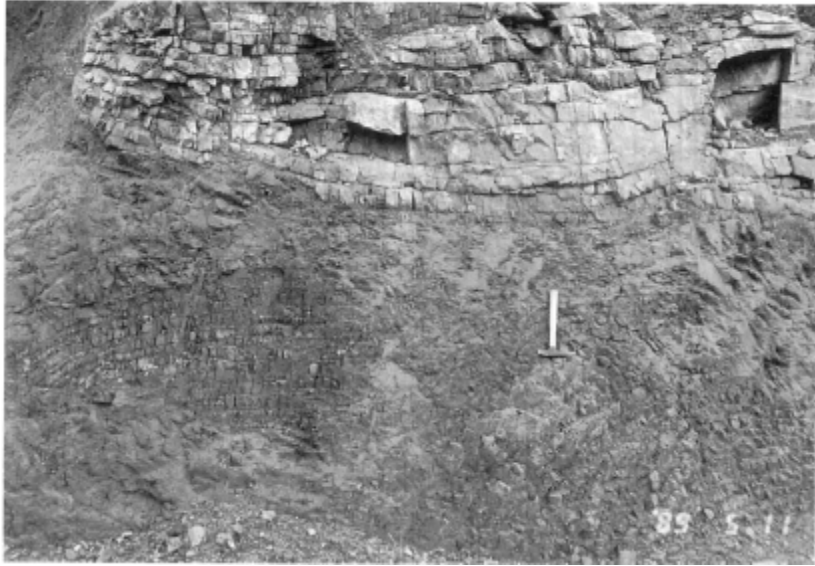
. 4 砂 岩 組 成

名音コンプレックスの砂岩は本図幅地域内ではA型混在岩とC型混在岩に認められ,異なった砂岩

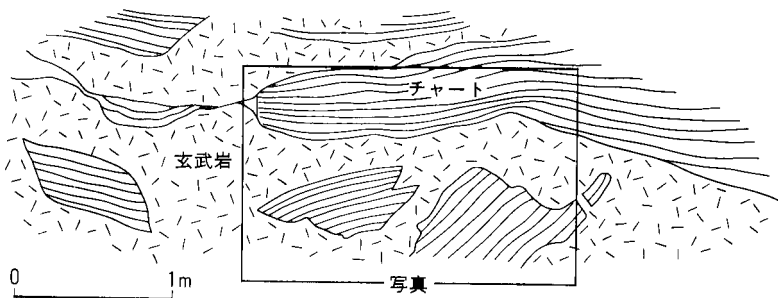


第13図 玄武岩とその上に堆積した層状チャートを貫く玄武岩岩脈
大和村名音の西方約1kmの海岸.

a)



b)



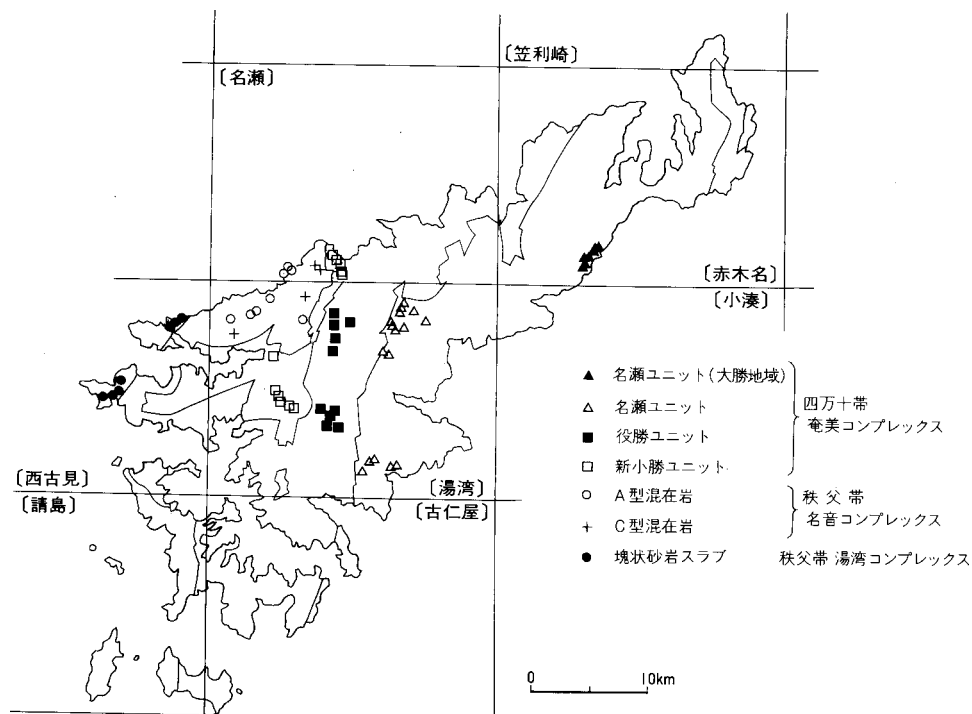
第14図 チャートを取り込み貫入した玄武岩

a):露頭写真, b):スケッチ.

宇検村芦検の北北西約1.5kmの林道沿い.

組成を示す．また西隣の「^{にしこみ}西古見」図幅地域の湯湾コンプレックスには、更に異なった岩相(塊状砂岩相)と組成の砂岩が分布する．湯湾コンプレックスは本図幅地域には分布しないが、名音コンプレックスと区別した根拠には、砂岩組成の相違もあるので、湯湾コンプレックスの砂岩組成についてもここで併せて記述する．これらの砂岩組成については竹内(1992)に詳しく記載されているので、これに基づいて以下に述べる．なお、砂岩の鉱物組成を検討した試料の採取地点を第15図に示した．

砂岩を伴う地層は産状から砂岩相・チャートアレナイト相及び塊状砂岩相に区分された(竹内, 1992)．砂岩相は名音コンプレックスのA型混在岩相, チャートアレナイト相は名音コンプレックスのC型混在岩相にそれぞれ相当する．A型混在岩相の砂岩はカリ長石を含まないやや石英質な砂岩, C



第15図 砂岩の鉱物組成を検討した試料の採取地点

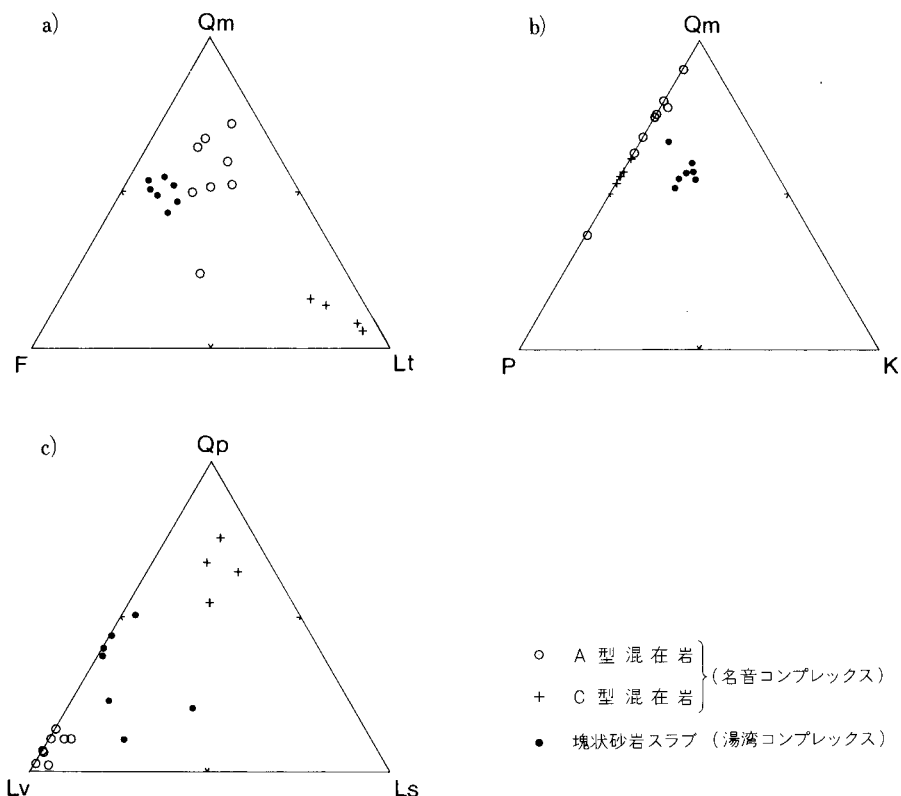
型混在岩相の砂岩はカリ長石を含まず、チャートや玄武岩岩片を含む石質砂岩で、塊状砂岩相の砂岩は湯湾コンプレックスの塊状砂岩スラブの砂岩であり、カリ長石を含むやや石英質な長石質砂岩である(第16図)。

A型混在岩相の砂岩の碎屑粒子は主として石英・斜長石及び花崗岩類や流紋岩の岩片からなり、まれに変成岩・マイロナイトの岩片を伴う。花崗岩類の中には、マイクログラフィック組織・グラノフィリック組織を示す岩片が認められる。結晶片岩は黒雲母-石英片岩である。重鉱物として、ジルコン・電気石・アパタイト・ザクロ石・黒雲母・白雲母を含む。

C型混在岩相の砂岩の碎屑粒子は主としてチャートからなり、玄武岩・珪質頁岩・石英・斜長石を伴う。まれに結晶片岩・シルト岩・頁岩などの岩片を含むが、カリ長石は含まない。多くのチャート・珪質頁岩の岩片に放射虫化石が認められる。また玄武岩は細粒-粗粒で、インターサタル組織・パリオリティック組織・ガラス質組織などが認められる。結晶片岩の岩片は、白雲母-石英片岩・緑泥石-白雲母片岩・炭質物に富んだ結晶片岩などである。重鉱物はほとんど含まないが、ジルコン・アパタイト・電気石・クロムスピネルなどを含むことがある。

湯湾コンプレックスの塊状砂岩相の砂岩は粗粒-極粗粒砂岩を主とし、細粒-中粒砂岩を伴う。基質は一般に少なく、平均9.0%である。砂粒の淘汰は普通で、円磨度はやや低い。

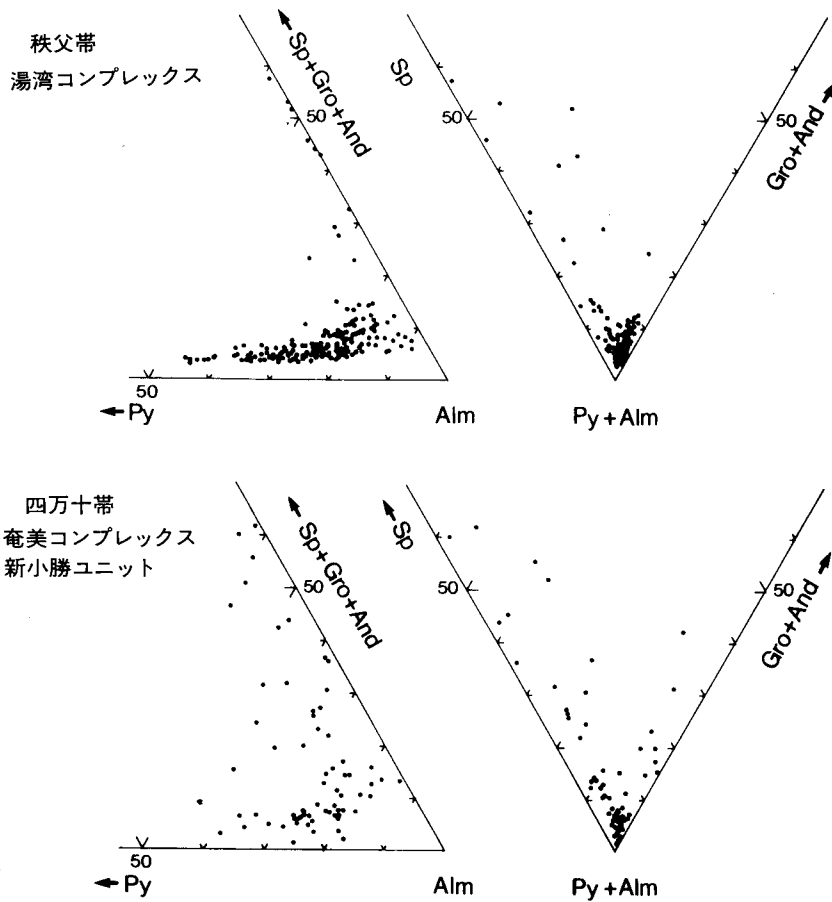
碎屑粒子は石英・斜長石・カリ長石・岩片などからなる。岩片は少ないが花崗岩類・酸性火山岩・結



第16図 名音コンプレックス及び湯湾コンプレックス中の砂岩の鉱物組成
 a)とb)は竹内(1992)による。Qm:単結晶石英, F:長石(P+K),
 Lt:岩片(Ls+Lv+Qp), P:斜長石, K:カリ長石, Qp:多結晶石英,
 Lv:火成岩及び火成岩起源の変成岩岩片,
 Ls:堆積岩及び堆積岩起源の変成岩岩片。

晶片岩・マイロナイトなどが認められる, 花崗岩類の岩片は花崗岩・花崗斑岩のほか, マイクログラフィック組織・グラノフィリック組織などを示す岩片やミルメカイトがみられ, 結晶片岩は, グラファイト・白雲母片岩・白雲母・不透明鉱物からなる結晶片岩・千枚岩などである。重鉱物として, しばしばジルコン・電気石・アパタイト・ザクロ石・黒雲母・白雲母が認められ, まれに褐簾石・クロムスピネルが認められる。ザクロ石はパイロープ成分を含むアルマンディンが多く, スペサルティン成分を含むアルマンディンも含まれる(第17図, 竹内, 1992)。

竹内(1992)は, 塊状砂岩相の砂岩は, 岩片や重鉱物には花崗岩や片麻岩に由来すると推定されるものが多いことや, 碎屑性ザクロ石は化学組成よりグラニュライト相に達した泥質片麻岩起源と推定されることから, 後背地にはグラニュライト相に達した高度変成岩や花崗岩などからなる地質体が存在していたと推定した。また結晶片岩やマイロナイトの岩片及び塩基性岩 超塩基性岩起源と推定されるクロムスピネルも認められることから, 上記の岩石からなる構造帯が存在した可能性も指摘した。砂岩相の砂岩は, カリ長石粒子を含まない点で塊状砂岩相の砂岩と異なることより, 塊状砂岩相の砂岩の後背地と



第17図 湯湾コンプレックス及び奄美コンプレックス新小勝ユニットの砂岩中の碎屑性ザクロ石の組成分布
 竹内(1992)による。Py:パイロープ, Alm:アルマンディン, Sp:スベサルティン, Gro:グロジュラー, And:アンドラダイト。

は酸性火成岩類の性質が異なっていたとした。またチャートアレナイト相の砂岩はしばしば土石流堆積物(debris flow)と考えられる角礫岩を伴うことから、ごく近傍の本相中に含まれるチャートおよび緑色岩体からもたらされたと考えた。更にチャート角礫岩にはチャート角礫の間をガラス質の玄武岩が埋めているものがあることから、火山活動に伴った碎屑物の可能性も指摘し、砂岩には他相の砂岩と類似する岩片や重鉱物などの陸源性碎屑粒子も混在することから、他相の砂岩と同様な後背地も存在していたとした。そしてグラニユライトを含む後背地をアジア大陸の東縁部に求めた。

III. 5 産出化石と地質時代

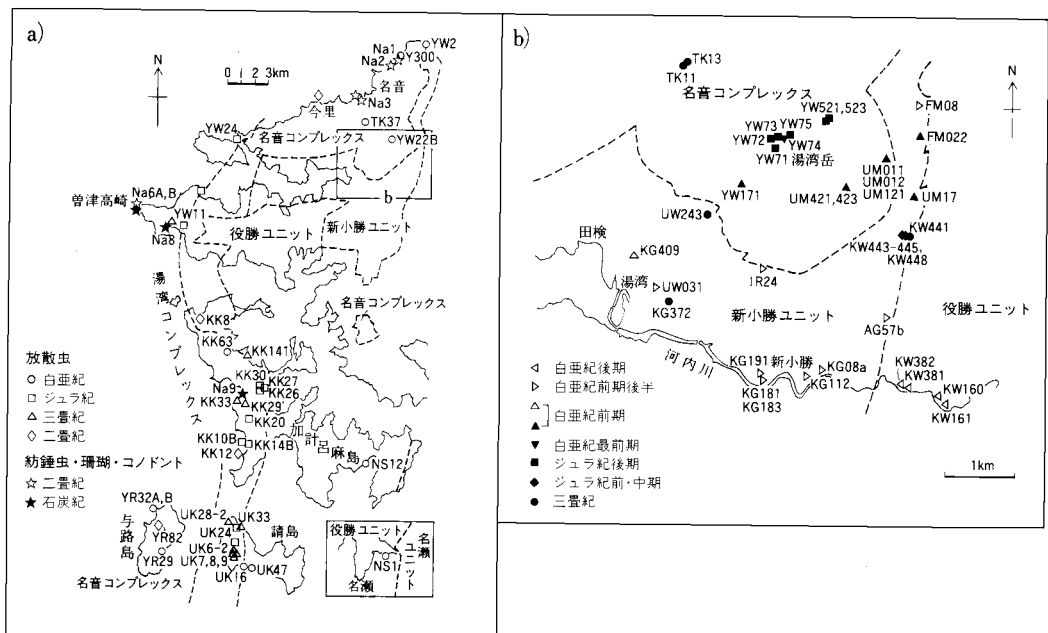
奄美大島の堆積岩コンプレックスからの化石の報告は従来少なかったが、遅沢ほか(1983)やFujita(1989)によって、詳細な放射虫化石の報告がなされ、堆積岩コンプレックスの地質時代がわかってき

た．しかしその産出化石の時代論や堆積岩コンプレックスの形成時代の解釈が不十分なため，ここで既に報告されている化石を総括し，地質時代の検討を行う．

秩父帯の堆積岩コンプレックスには，名音コンプレックスと湯湾コンプレックスがあるが，湯湾コンプレックスは本図幅地域に分布しないので，後で簡単に記述する．なお，以下の文中に出てくる遅沢ほか(1983)，Osozawa(1984)及びFujita(1989)によって報告された化石の産出地点を第18図に示した．

名音コンプレックスからの最も新しい時代を示す化石は，湯湾岳東方及び南方や志戸勘南東のチャートや珪質頁岩から報告された放散虫化石である(第3表)．湯湾岳東方(Fujita(1989)のUM011, UM012, UM421)及び南方(Fujita(1989)のYW171)のチャートや珪質頁岩より *Sethocapsa uterculus* 群集(Yao, 1984)や *Sethocapsa trachyostraca* zoneから *Eucyrtis tenuis* zone (Foreman, 1975) など，志戸勘南西のチャート(遅沢ほか(1983)のTK37)から *Eucyrtis tenuis* zone (Foreman, 1975) などのバランジニアン・パレミアンの放散虫化石が報告されている．しかしこれらのチャートや珪質頁岩は泥質岩中にスラブとして産するため，スラブの基質の泥岩の時代はそれよりは新しいと言える．これらのスラブの基質をなす泥質岩を初めとして，混在岩の基質をなす泥質岩からは化石の報告はないが，より新しい四万十帯の堆積岩コンプレックスの形成年代を考慮すると，名音コンプレックスの付加・形成年代は白亜紀前期と考えるのが妥当であろう．

一方，湯湾岳付近のスラブは主としてチャートからなり，湯湾岳山頂付近にはスラブ内で層位的上位に珪質泥岩や泥岩が分布する．このチャート(Fujita(1989)のYW72)や珪質泥岩(Fujita(1989)のYW71)及び泥岩(Fujita(1989)のYW73, YW75)から，チトニアの *Pseudodictyomitra primitiva* -P. sp. A



第18図 化石の産出地点

a): 遅沢ほか(1983)に修正加筆.
b): Fujita(1989)に修正加筆.

第3表 名音コンプレックス及び湯湾コンプレックスから報告されている主な化石

原著試料番号	年代	化石	岩相	産地	文献
名音コンプレックス					
UM011	バランジニアソープレミアン	放散虫	珪質泥岩	湯湾岳東方	Fujita(1989)
UM012	同上	放散虫	チャート	湯湾岳東方	Fujita(1989)
UM421	同上	放散虫	チャート	湯湾岳東南東	Fujita(1989)
YW171	同上	放散虫	チャート	湯湾岳南西	Fujita(1989)
TK37	同上	放散虫	チャート	志戸勘南東	遅沢ほか(1979, 1983)
YW74	ベリアシアン	放散虫	珪質泥岩	湯湾岳山頂付近	Fujita(1989)
YW73	チトニアン	放散虫	泥岩	湯湾岳山頂付近	Fujita(1989)
YW75	同上	放散虫	泥岩	湯湾岳山頂付近	Fujita(1989)
YW71	同上	放散虫	珪質泥岩	湯湾岳山頂付近	Fujita(1989)
YW72	同上	放散虫	チャート	湯湾岳山頂付近	Fujita(1989)
YW521	オックスフォードイアン	放散虫	チャート	湯湾岳北東	Fujita(1989)
YW523	キンメリジアン	放散虫	チャート	湯湾岳北東	Fujita(1989)
TK11	三疊紀中期	放散虫	チャート	湯湾岳北西	Fujita(1989)
TK13	同上	放散虫	チャート	湯湾岳北西	Fujita(1989)
	三疊紀	コノドント	チャート	今里東方	小池(1979)
	同上	コノドント	チャート・珪質頁岩	今里南西	小池(1979)
	二疊紀	放散虫	チャート	今里西方	遅沢ほか(1983)
Na1	同上	紡錘虫	石灰岩	戸門北東	遅沢ほか(1983)
Na2	同上	紡錘虫	石灰岩	戸門北東	遅沢ほか(1983)
Na2	同上	珊瑚	石灰岩	戸門北東	遅沢ほか(1983)
Na3	同上	紡錘虫	石灰岩	名音西方海岸	遅沢ほか(1983), 遅沢(1986)
Na3	同上	放散虫	チャート	名音西方海岸	遅沢ほか(1983), 遅沢(1986)
	同上	紡錘虫	石灰岩	名音西方海岸	Ishibashi(1969), 坂井ほか(1977)
湯湾コンプレックス					
KK14B	ジュラ紀後期	放散虫	チャート?	加計呂麻島嘉入地域	遅沢ほか(1983), Osozawa(1984)
KK30	同上	放散虫	珪質粘板岩?	加計呂麻島嘉入地域	遅沢ほか(1983), Osozawa(1984)
KK20他多数	同上	放散虫	凝灰質粘板岩?	加計呂麻島嘉入地域	遅沢ほか(1983), Osozawa(1984)
KZ54-a	ジュラ紀前期	放散虫	チャート	加計呂麻島風崎	遅沢(1986)
KZ15	三疊紀	放散虫	チャート	加計呂麻島風崎	遅沢(1986)
KZ18-b	同上	放散虫	チャート	加計呂麻島風崎	遅沢(1986)
KZ19-a	同上	放散虫	チャート	加計呂麻島風崎	遅沢(1986)
KZ48-b	同上	放散虫	チャート	加計呂麻島風崎	遅沢(1986)
KZ49	同上	放散虫	チャート	加計呂麻島風崎	遅沢(1986)
KZ30-h	二疊紀前期	放散虫	チャート	加計呂麻島風崎	遅沢(1986)
KZ30-e	二疊紀中期	放散虫	チャート	加計呂麻島風崎	遅沢(1986)
KZ29	二疊紀後期	放散虫	チャート	加計呂麻島風崎	遅沢(1986)
KZ47他多数	二疊紀	放散虫	チャート	加計呂麻島風崎	遅沢(1986)
Na6B	二疊紀	紡錘虫	石灰岩	大島西端曾津高崎	遅沢ほか(1983)
Na6A	石炭紀	紡錘虫	石灰岩	大島西端曾津高崎	遅沢ほか(1983)
Na8	石炭紀	擬虫コノドント	石灰岩	瀬戸内町管鈍西方	遅沢ほか(1983)
Na9	石炭紀	紡錘虫	石灰岩	加計呂麻島嘉入	遅沢ほか(1983)

群集 (Matsuoka and Yao, 1985) の放散虫化石が、また湯湾岳山頂付近の珪質泥岩よりペリアシアンの *Pseudodictyomitra cf. carpatica* 群集 (Matsuoka and Yao, 1985) などの放散虫化石が報告されている (Fujita, 1989). この泥岩は湯湾岳付近のスラブの層位的上位の珪質泥岩と互層する泥岩であり、スラブの基質をなす泥岩ではないので、この年代が堆積岩コンプレックスの付加・形成年代とは言えない。

本図幅地域の名音コンプレックス中のスラブからは上記のジュラ紀後期及び白亜紀前期の放散虫化石のほかに、二畳紀及び三畳紀の放散虫化石 (遅沢ほか, 1983; Osozawa, 1984; 遅沢, 1986; Fujita, 1989) 及び三畳紀のコノドントが報告されている (小池, 1979). 湯湾岳北西のチャート (Fujita (1989) のTK11) より二畳紀中期の *Triassocampe deweveri* 群集 (Yao, 1982) の放散虫化石が、今里東方や南西のチャートや珪質頁岩より、*Neospathodus homeri* (Bender) などスパシアン及び *Epigonndolella primitia* Mosher などノリアンを指示するコノドントが報告されている (小池, 1979). また遅沢ほか (1983) には、産出化石種は記載されていないが、今里西方のチャートから二畳紀の放散虫化石が産したことが記されている。

石灰岩からは二畳紀の紡錘虫・珊瑚及び三畳紀のコノドントが報告されている。遅沢ほか (1983) は属種名は記載していないが、アヨ崎及び名音付近のチャートと互層する石灰岩より三畳紀のコノドントが産することを記載している。また志戸勘東方に分布するスラブは (遅沢ほか (1983) のNa3), 下位より石灰岩やチャート角礫を含む凝灰角礫岩、玄武岩溶岩、チャート石灰岩互層、凝灰角礫岩、チャート、凝灰角礫岩の順に重なり、下位の凝灰角礫岩中の石灰岩角礫より *Neoschwagerina cf. margaritae*, *Yabeina* sp. などの二畳紀紡錘虫化石が (Ishibashi, 1969; 遅沢ほか, 1983), チャート角礫より二畳紀放散虫化石 *Follicucullus* sp. が報告されている (遅沢, 1986). 石灰岩チャート互層中の粗粒石灰岩からは *Neoschwagerina cf. craticulifera* などの二畳紀紡錘虫化石を産し、チャートからは *Follicucullus* sp. などの二畳紀放散虫化石を産する (遅沢, 1986). 北隣図幅の「名瀬」地域の大和村戸円の北方では (遅沢ほか (1983) のN a2), 泥岩中に二畳紀の紡錘虫化石 *Pseudofusulina?* sp. や二畳紀の珊瑚化石 *Waagenophyllum kueichowense* Huang が粒状に含まれる。

以上の化石より、名音コンプレックスは二畳紀の石灰岩やチャート角礫を含む玄武岩類、層状チャート及び石灰岩チャート互層、三畳紀の石灰岩チャート互層及びチャート・珪質泥岩、ジュラ紀後期 - 白亜紀初期のチャート・珪質泥岩及び泥岩、白亜紀前期のチャート及び珪質泥岩などからなる岩塊を含む白亜紀前期に付加・形成された堆積岩コンプレックスであると推定される。

湯湾コンプレックスの基質をなす泥質岩からも化石の報告はない。岩塊からの最も新しい年代はチャート・珪質粘板岩あるいは凝灰質粘板岩からのジュラ紀後期の放散虫化石で (遅沢ほか (1983) や Osozawa (1984) のKK 14 B, KK 30, KK 20 など), 白亜紀前期のチャートや珪質泥岩の岩塊を含まない点で、名音コンプレックスと区別され、湯湾コンプレックスの付加・形成年代はジュラ紀後期と推定される。

このほかにチャートスラブからは *Parahsuum* sp., *Sphaerostylus* sp., *Stichocapsa?* sp. などのジュラ紀放散虫化石, *Cryptostephanidium japonica* (Nakaseko and Nishimura), *Triassocampe* sp. などの三畳紀放散虫化石, *Albaillella triangularis* Ishiga, Kito and Imoto, *Follicucullus ventricosus* Ormiston and Babcock などの二畳紀放散虫化石が報告されている (第3表, 遅沢, 1986)。

玄武岩質凝灰角礫岩の石灰岩角礫からは、奄美大島西端の曾津高崎付近(遅沢ほか(1983)のN a6 A, N a6 B)より *Profusulinella* cf. *fallax* Rauser-Chernoussova, *Fusulina* cf. *nytrica callosa* Safonova などの石炭紀紡錘虫化石と *Paraschwagerina?* sp. などの二畳紀紡錘虫化石が混在して産する。加計呂麻島の泥岩中に含まれる無層理石灰岩から三畳紀のコノドントが報告されている(猪郷, 1972)。

以上の化石より、湯湾コンプレックスは石炭紀や二畳紀の石灰岩角礫を含む玄武岩類、二畳紀・三畳紀・ジュラ紀前期のチャート、ジュラ紀後期のチャート・珪質粘板岩・凝灰質粘板岩などの岩塊を含むジュラ紀後期に付加・形成された堆積岩コンプレックスと推定される。

IV. 四万十帯の堆積岩コンプレックス

IV. 1 研究史

奄美大島の地質学的研究は、三宝山帯と四万十帯の両帯に及んだ研究が多い。したがって、四万十帯の研究史は三宝山帯の研究史中に一括して記述したので、III. 1を参照されたい。

IV. 2 概要

四万十帯の堆積岩コンプレックスを、奄美コンプレックス(新称)と呼び、新小勝ユニット、役勝ユニット及び名瀬ユニット(以上新称)に区分する(第6図)。新小勝ユニットは三畳紀-ジュラ紀前期のチャート、ジュラ紀の泥岩及び白亜紀前期のチャート及び玄武岩のスラブを含み、破断された砂岩泥岩互層及び泥岩や珪質泥岩からなるアルビアン前・中期に付加・形成された堆積岩コンプレックスである。役勝ユニットはバランジアン-パレミアンの泥岩や珪質泥岩の岩塊を含み、破断された砂岩泥岩互層及び泥岩を主とし、破断された酸性凝灰岩泥岩互層や玄武岩・赤色泥岩を伴うアルビアン-チューロニアンに付加・形成された堆積岩コンプレックスである。名瀬ユニットは破断された砂岩泥岩互層及び泥岩を主とし、玄武岩・赤色泥岩を伴う。わずかに破断された酸性凝灰岩泥岩互層を伴う。セノマニアン後期-チューロニアン前期に付加・形成された堆積岩コンプレックスである。

これらの堆積岩コンプレックスはほぼNNE-S SWからN-S走向で、Wに30-80°傾斜する面構造をもつ。堆積岩コンプレックスは西から東へ、すなわち構造的上位から下位へ、新小勝ユニット、役勝ユニット、名瀬ユニットと位置し、それぞれ断層で接する。ただし、本図幅西部では、新小勝ユニットの構造的上位に役勝ユニットが衝上する部分がある。

IV. 3 奄美コンプレックス (新称)

定義と対比

奄美コンプレックスは奄美大島・加計呂麻島及び請島の西部と与路島に分布する名音コンプレックス、奄美大島北東部に分布する始新世の和野層分布域以外のほぼ奄美大島全域に分布する。奄美コンプレックスは、岩相より新小勝ユニット・役勝ユニット及び名瀬ユニットに区分できる(第5, 6図)。

新小勝ユニットは北隣図幅「名瀬」地域の大棚付近から湯湾岳東方。新小勝、役勝川上流域にかけて、湯湾から西方に芦検、西隣図幅「西古見」地域の生勝、佐念付近に分布する。新小勝ユニットは破断された砂岩泥岩互層・泥岩及び珪質泥岩からなり、チャート及び玄武岩のスラブを含む。秩父帯起源と考えられるチャートや玄武岩及び泥岩のスラブを含むことが特徴である。新小勝ユニットの東縁については、チャートスラブの分布が走向方向に連続して確認できることから、これらのチャートスラブの東側に構造的変位の大きい衝上断層が存在すると推定され、これらのチャートスラブの分布の東縁をもって新小勝ユニットと役勝ユニットの境界とした。西縁のうち役勝ユニットと接する部分については、玄武岩・チャートのスラブを含む泥岩の優勢な地層の分布域までを新小勝ユニットとし、玄武岩などのスラブを含まない、破断された砂岩泥岩互層は役勝ユニットにした。新小勝ユニットの対比については名音コンプレックスの定義の項で記したので省略する。

役勝ユニットは名瀬市北東及び西方の東シナ海側及び本図幅中央部を南北に縦断し、大島海峡沿岸・古仁屋・加計呂麻島東部及び請島東部に分布する。役勝ユニットは破断された砂岩泥岩互層と泥岩を主体とし、破断された酸性凝灰岩泥岩互層や赤色泥岩及び玄武岩を伴う。役勝ユニットの東縁は、役勝ユニットの構造的低位(東側)に比較的厚く分布する泥質岩とその東側に分布する極粗粒砂岩の境界とした。本ユニットは鹿児島地質研究会(1958)の大棚砂岩層及び新村粘板岩層、遅沢ほか(1983)の大棚層及び名瀬層の一部に対比され、従来の研究では本ユニットの破断された砂岩泥岩互層や塊状砂岩・厚層理砂岩からなる地層(砂岩優勢層)と泥岩及び千枚岩からなる地層(泥岩優勢層)は区分されていた。しかし本図幅地域の住用川流域及び役勝川流域では、大きく構造的上位(西側)に砂岩優勢層、構造的低位(東側)に泥岩優勢層が分布するが、油井岳地域や南隣図幅の「古仁屋」地域では、砂岩優勢層と泥岩優勢層が衝上断層によって小さい単位で何度も繰り返して分布し、従来の区分のように2つの地層に区分することは困難である。このため本研究では、砂岩優勢層と泥岩優勢層を併せて役勝ユニットとした。

名瀬ユニットは奄美大島北東部の笠利半島、大勝地域、名瀬南部、本図幅東部、奄美大島南東端及び加計呂麻島東端に分布する。名瀬ユニットは破断された砂岩泥岩互層、泥岩や粘板岩を主体とし、玄武岩を伴う。まれに破碎された酸性凝灰岩泥岩互層や赤色泥岩を伴う。本ユニットは、鹿児島地質研究会(1958)の名瀬粘板岩凝灰岩相及び大勝頁岩相、遅沢ほか(1983)の名瀬層の一部及び大勝層にほぼ対比される。大勝地域の本ユニットの砂岩優勢層は変形度が弱いため、前出のように大勝頁岩層や大勝層として名瀬粘板岩凝灰岩層や名瀬層から区分されていた。しかし本研究では、大勝地域の砂岩優勢層は変形度は異なるが、その原岩組み合わせは基本的に住用川・役勝川流域の本ユニット砂岩優勢層と類似すること、砂岩組成が類似すること(竹内, 1992)、砂岩優勢層とともに泥岩優勢層も岩相上類似すること、大

勝地域の西部に分布する泥質岩が岩相上奄美大島南部より連続し名瀬西方に分布する役勝ユニットに対比され、大勝地域の砂岩優勢層はその役勝ユニットの構造的下に断層で接することなどから、大勝地域の砂岩優勢層も併せて名瀬ユニットとした。

3.1 新小勝ユニット(新称, Km, Kp, Kh, Kc, Kb)

分布

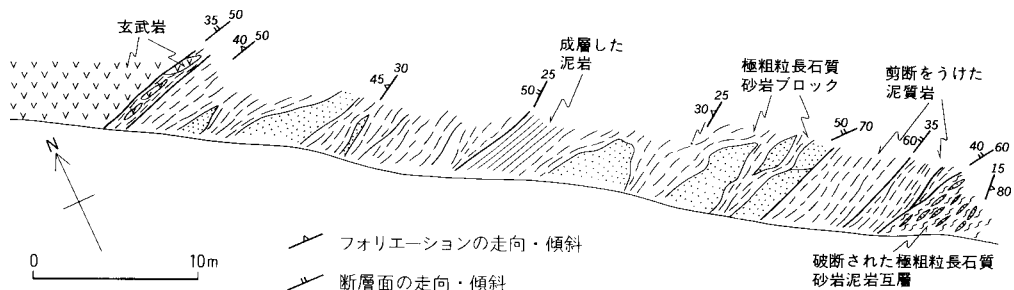
本図幅中西部の焼内湾^{やけうちわん}周辺・河内川中・下流域, 役勝川源流部及び住用川源流部などに分布する。

岩相

主として破断された砂岩泥岩互層・泥岩及び珪質泥岩からなり、玄武岩・チャートのスラブを含む。局所的にチャートや酸性凝灰岩の小岩塊を含む混在岩相を呈する部分がある。

破断された砂岩泥岩互層(Km)は中 極粗粒の砂岩と泥岩からなる地層で、一般的に泥岩基質中に砂岩が長径1cm 数mのレンズ状岩塊として産する(第19, 20図)。基質の泥岩は黒色で剥離性が強い。部分的に変形が弱く、砂岩泥岩互層として産する箇所がある。新小勝南方約2kmの林道付近やその南の宇検村と瀬戸内町の境界付近の林道では比較的変形が弱い部分があり、3 20cmの厚さの砂岩と数mm 5cmの厚さの泥の互層が認められる。また本図幅地域内では地傾図に表現できないが、局所的に宇検村と瀬戸内町境界に沿う林道にて、混在岩相を呈する部分が認められ、破断した砂岩泥岩互層中にチャートや酸性凝灰岩の小岩塊を含む。風化が激しく岩石鑑定は困難だが、時代不明の放射虫化石を含む酸性凝灰岩あるいは珪質頁岩が認められる。混在岩相を呈する好露頭が北隣図幅の「名瀬」地域の大棚川に沿った林道にて認められたので、そのルートマップを示す(第21図)。このルートでは、様々な程度に破断された砂岩泥岩互層、厚・中層理砂岩などが分布し、同ルートの中間点付近及び西端付近の破断された砂岩泥岩互層中に長径50cm程度の黒色チャート岩塊が含まれる。また同ルートの東半分及び西端付近の破断された砂岩泥岩互層中の数層準で、長径10cm 1mの層状酸性凝灰岩の岩塊が含まれる。

泥岩及び粘板岩(Kp)は黒色の剥離性のある泥質岩である。Fujita(1989)は新小勝北東の新小勝ユニット東縁付近の泥岩より、ジュラ紀前期から中期の放射虫化石を報告しているが、後述するように珪質



第19図 新小勝ユニットの破断された砂岩泥岩互層の岩相と玄武岩スラブとの関係を示すスケッチ
宇検村湯湾の南方約2kmの林道沿い。



第20図 新小勝ユニットの破断された砂岩泥岩互層
 砂岩は10cm以下のレンズ状をなし、泥岩は黒色で剥離性が高い。
 「名瀬」図幅内の大和村大瀬の北方の海岸。キャップの直径は5 cm。

泥岩から白亜紀前期の放散虫化石が報告されているので、ジュラ紀の泥岩は岩塊として取り込まれた可能性が高い。

珪質泥岩(K h)は新小勝周辺に分布し、灰色の層状あるいは塊状を呈し、黒色または暗灰色の泥岩や灰白色の層状チャートに移化する(第22図)。層状の珪質泥岩は約5cmの厚さの珪質泥岩で薄いフィルム状の泥岩を挟む。Fujita(1989)は新小勝周辺の珪質泥岩より、アルビアン前・中期の放散虫化石を報告している。

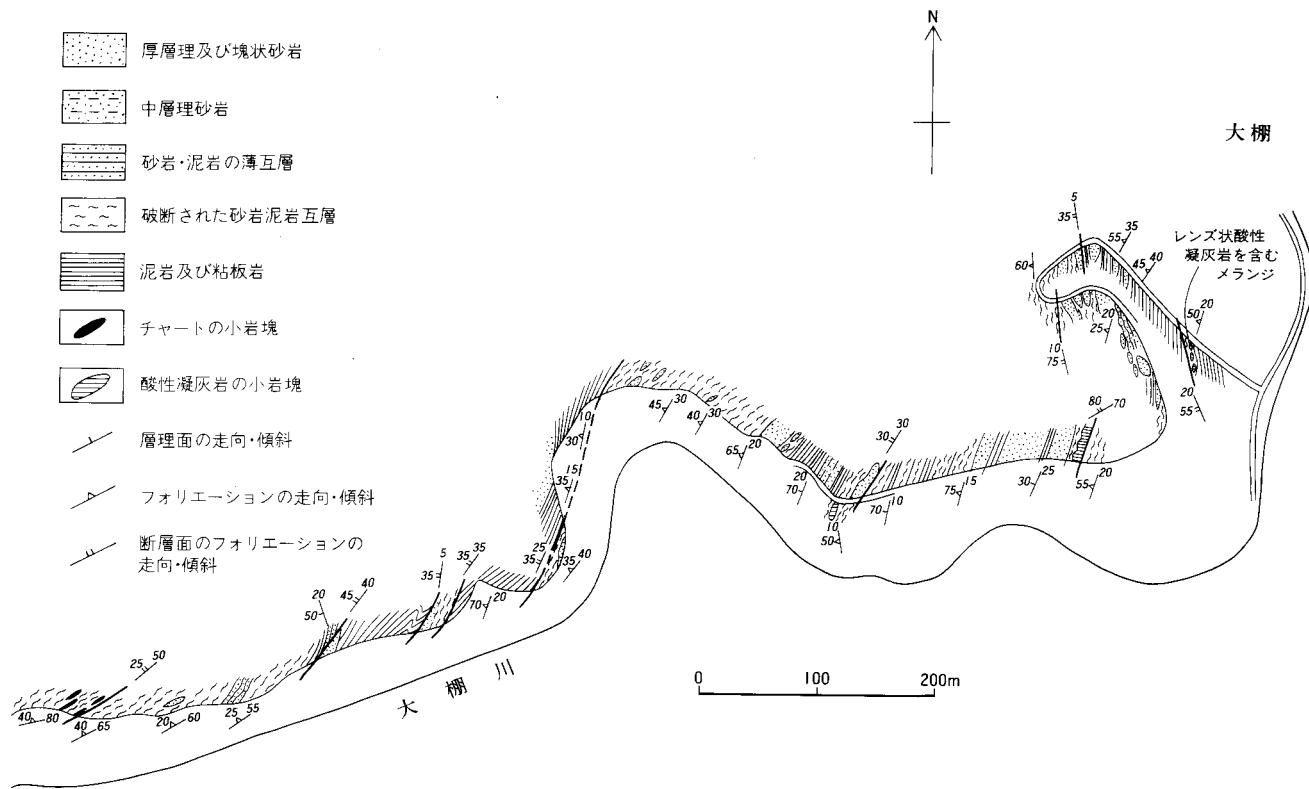
チャート(K c)は長径数100 mのスラブとして泥岩中や破断された砂岩泥岩互層中に含まれ、主として新小勝ユニットと役勝ユニットを境する断層に沿って分布する。チャートは白色・灰色及び黒色の層状を呈する。Fujita(1989)は、湯湾東方のチャートより三畳紀中期、新小勝北東城のチャートよりジュラ紀前期の放散虫化石を報告した。

玄武岩(K b)は玄武岩及び玄武岩凝灰岩からなり、長径数100 mのスラブとして泥岩中や破断された砂岩泥岩互層中に産する。玄武岩はしばしば枕状溶岩として産する。玄武岩はほとんどの場合単体で産するが、役勝川源流部では層状チャートを伴う玄武岩凝灰岩として産する。

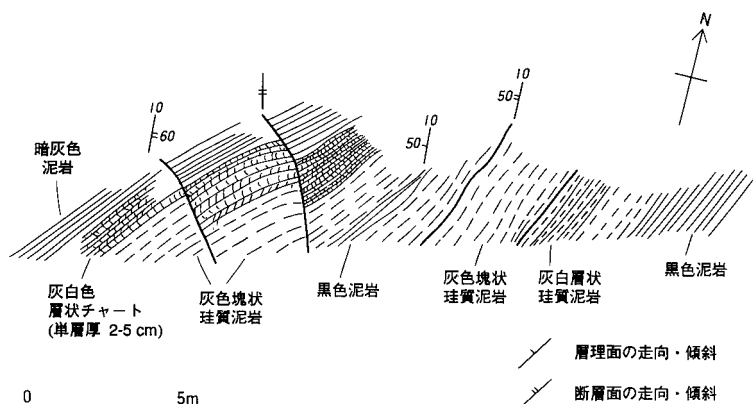
IV. 3. 2 役勝ユニット(新称, Ys, Ym, Yp, Ymt, Yr, Yl, Yb)

分布

本図幅地域中央部を南北に縦断し、北から川内川上流域、住用川中・上流域、役勝川中・上流域及び勝浦にかけてと大鳥海峡沿岸に分布する。



第21図 新小勝ユニットの岩相を示すルートマップ
「名瀬」区幅の大和村大瀬の南方の林道の切り割。



第22図 新小勝ユニットの珪質泥岩とチャートを挟む泥岩
宇検村新小勝の道路沿いの切り割。

岩相

役勝ユニットは破断された砂岩泥岩互層と泥岩を主体とし、破断された酸性凝灰岩泥岩互層や赤色泥岩及び玄武岩を伴う。

塊状砂岩及び厚層理砂岩(Y_s)は薄い泥岩層を挟む約1 m以上の層厚の砂岩層で(第23図)、中粒-粗粒砂岩からなる。砂岩はワッケに分類されるものが多く、淘汰は普通で、円磨度は低い。しばしば泥岩の同時侵食礫を含む。

破断された砂岩泥岩互層(Y_m)としたものは、主として剥離性の強い黒色泥岩中に様々な大きさの砂岩を含むものから構成され(第24図)、一部に変形が弱く成層した砂岩泥岩互層を伴う(第25図)。この破断された砂岩泥岩互層は新小勝ユニットの破断された砂岩泥岩互層と岩相的に酷似し、その中に含まれる砂岩の組成も殆ど相違はない。砂岩は一般的に中粒で、細粒や粗粒のものも認められる。砂岩の基質は秩父帯や四万十帯名瀬ユニットのものより多く、ワッケに属する。

泥岩及び粘板岩(Y_p)としたものは、黒色の泥岩及び剥離性の強い泥岩である。部分的に珪質泥岩を挟む。河内川上流域の珪質泥岩や泥岩から、アルビアン後期-セノマニアンを指示する放散虫化石が報告されている(Fujita, 1989)。

破断された酸性凝灰岩泥岩互層(Y_{mt})としたものは、2-20 cmの層厚の灰色酸性凝灰岩と1-2 cmの層厚の暗灰色泥岩の互層あるいはその破断相からなるものである。露頭単位では変形が弱く成層しているもの(第26図)と酸性凝灰岩がレンズ状に破断しているもの(第27図)などが認められる。比較的成層しているものは本図幅地域の西部久慈湾周辺の久慈南方や東方、古志西方及び越地南東方などに分布するが、側方への連続性はよくない。大島海峡沿岸の酸性凝灰岩や珪質泥岩より、河内川上流域の泥岩中から産する放散虫化石と同様のアルビアン後期-セノマニアンを指示する放散虫化石が報告されている(藤田, 1989)。また、破断された酸性凝灰岩泥岩互層は本図幅中央部のヤクガチヨボシ岳周辺に最も広く分布し、その南方役勝川中流域、嘉徳西方約1 km付近及び図幅西部の南郷山付近に分布する。

赤色泥岩(Y_r)は赤色・赤褐色・赤紫色及び緑色などの泥岩で、剥離性は弱く塊状である。赤色泥岩



第23図 役勝ユニットの厚層理及び中層理砂岩
湯湾岳東南東約3km宇検村と大和村の境界付近の林道の切り割.



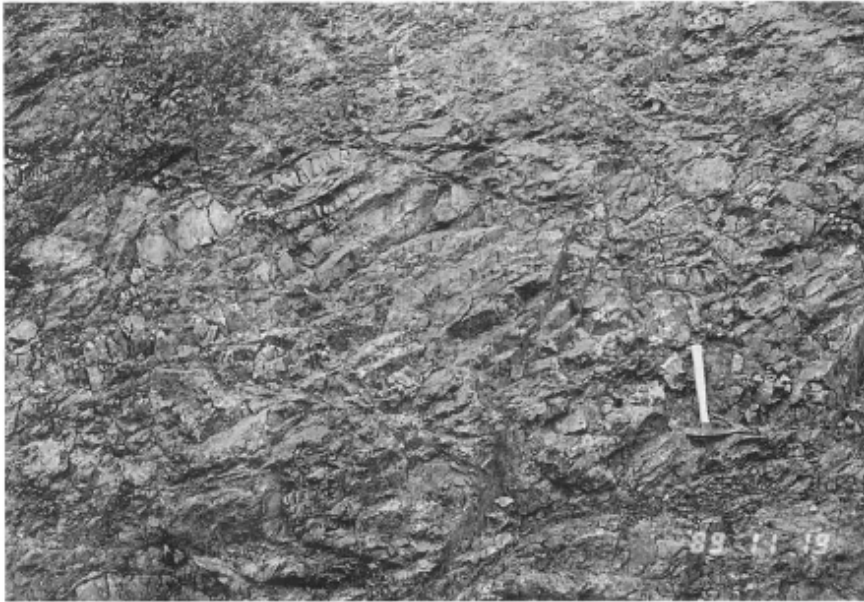
第24図 役勝ユニットの破断された砂岩泥岩互層
砂岩は長径1-2mで短径20-50cmのものと長径数cm-数10cmで短径1-2cmものが卓越し、泥岩は黒色で剥離性が高い。
「名瀬」図幅内の大和村大和浜の北方の海岸。



第25図 役勝ユニットの砂岩泥岩互層
瀬戸内町深浦の南方の道路沿い.



第26図 役勝ユニットの酸性凝灰岩泥岩互層
瀬戸内町古志の南方約1 kmの海岸.



第27図 役勝ユニットの破断された酸性凝灰岩泥岩互層
酸性凝灰岩は膨縮ないしレンズ化している。
本図幅中央部ヤクガチョボシ岳西方の林道。

は数10cm-数mの幅で黄褐色，暗灰色，黒色泥岩に移化する。赤色泥岩は本ユニットの構造的下部の泥岩中に挟まれることが多く，本図幅地域の南端部油井西方や網野子の東方約3km付近などに分布する。本図幅地域ではその分布は限られているが，北の「名瀬」と「赤木名」及び南の「古仁屋」と「請島」の各図幅地域に分布する本ユニット中には，泥岩中に赤色泥岩がしばしば挟まれる。

石灰岩(Y1)は須佐礼集落の南方に分布し，黒色-灰色層状石灰岩で，長径20-40mと推測される岩塊として産する。構造的上位に位置する秩父帯に由来すると推定される岩塊で，本ユニット中に断層によって挟み込まれたものであろう。現在までに化石の報告はない。

玄武岩(Yb)としたものは，緑色-褐色を呈する玄武岩及び玄武岩凝灰岩などから構成され，本国幅内では分布は極限られており，大島海峡沿岸の阿丹花崎東方にのみ分布する。長径数10mの岩塊としてやや剥離性のある泥岩中に産する。

IV. 3. 3 名瀬ユニット (Ns, Nm, Np, Nmt, Nr, Nb)

分布

名瀬ユニットは本図幅東半分の地域の名瀬市南部から，川内川中・下流域，住用川及び役勝川下流域，山間^{やんま}，市，青久及び嘉徳付近に分布する。

岩相

本ユニットは塊状砂岩・厚層理砂岩・砂岩泥岩互層及びその破断層・泥岩を主とし，玄武岩を伴う。

またまれに破断された酸性凝灰岩泥岩互層や赤色泥岩を伴う。構造的上位に砂岩優勢層が、下位に玄武岩塊を含む泥岩優勢層が卓越する。本図幅北東部の和瀬や朝戸付近では、砂岩優勢層と泥岩優勢層が比較的小さい規模で繰り返す。本ユニットの砂岩優勢層には他のユニットと同様に、砂岩が変形してレンズ状になった部分が認められるが、比較的層理を残している部分も多い。本ユニットの代表的な岩相を示すルートマップを第28図に示す。タカバチ山周辺の林道沿いには、塊状・厚層理砂岩及び砂岩泥岩互層、破断された砂岩泥岩互層、泥岩及び粘板岩、玄武岩が分布し、名瀬ユニットの主要な構成岩類が露出する。同ルートの北西及び中央部付近に破断された砂岩泥岩互層が整然相の砂岩や泥岩などに挟まれて分布する。両者は西に30°前後で傾斜した衝上断層で接する。整然相の砂岩や泥岩中には高角度の断層が認められ、砂岩泥岩互層は閉じた褶曲をしている。また玄武岩は上部が泥岩と断層で接し、破砕された部分が認められる。

塊状砂岩・厚層理砂岩及び砂岩泥岩互層(Ns)は主として本ユニット西端部に分布する。塊状砂岩は極粗粒-粗粒で、しばしば細礫サイズの泥岩の同時侵食礫を含む。厚層理砂岩は、1cm以下の泥岩を挟む層厚約1mの層状砂岩である。砂岩泥岩互層は2-20cmの層厚の砂岩と1-5cmの層厚の泥岩の互層(第29図)で、砂岩は細-中粒である。更にシルト岩と泥岩の共に1-5cmの層厚の互層なども認められる。

破断された砂岩泥岩互層(Nm)は、砂岩泥岩互層が様々な程度に変形したものがあるが、一般的には剥離性の強い泥岩中に長径数cm-数mのレンズ状砂岩が含まれる地層である。比較的整然とした砂岩や泥岩と断層で接し、走向方向に細長く挟在される。整然相との境界をなす断層間の距離、すなわち見かけの層厚は50cm-数100mである。

粘板岩及び泥岩(Np)としたものは、砂岩が卓越する地層の整然相では主として黒色泥岩からなり、本ユニット東部の泥岩が卓越する地層では主として粘板岩からなり(第30図)、黒色泥岩を伴う。概して新小勝ユニットや役勝ユニットの泥岩より剥離性が強い。北東隣図幅の「赤木名」地域の大勝負岩層(本報告の名瀬ユニットの砂岩が卓越する地層)起源と推定される転石よりセノマニアン後期-チューロニアン前期を指示するアンモナイトが報告されている(石川・山口, 1965; Matsumoto *et al.*, 1966)。

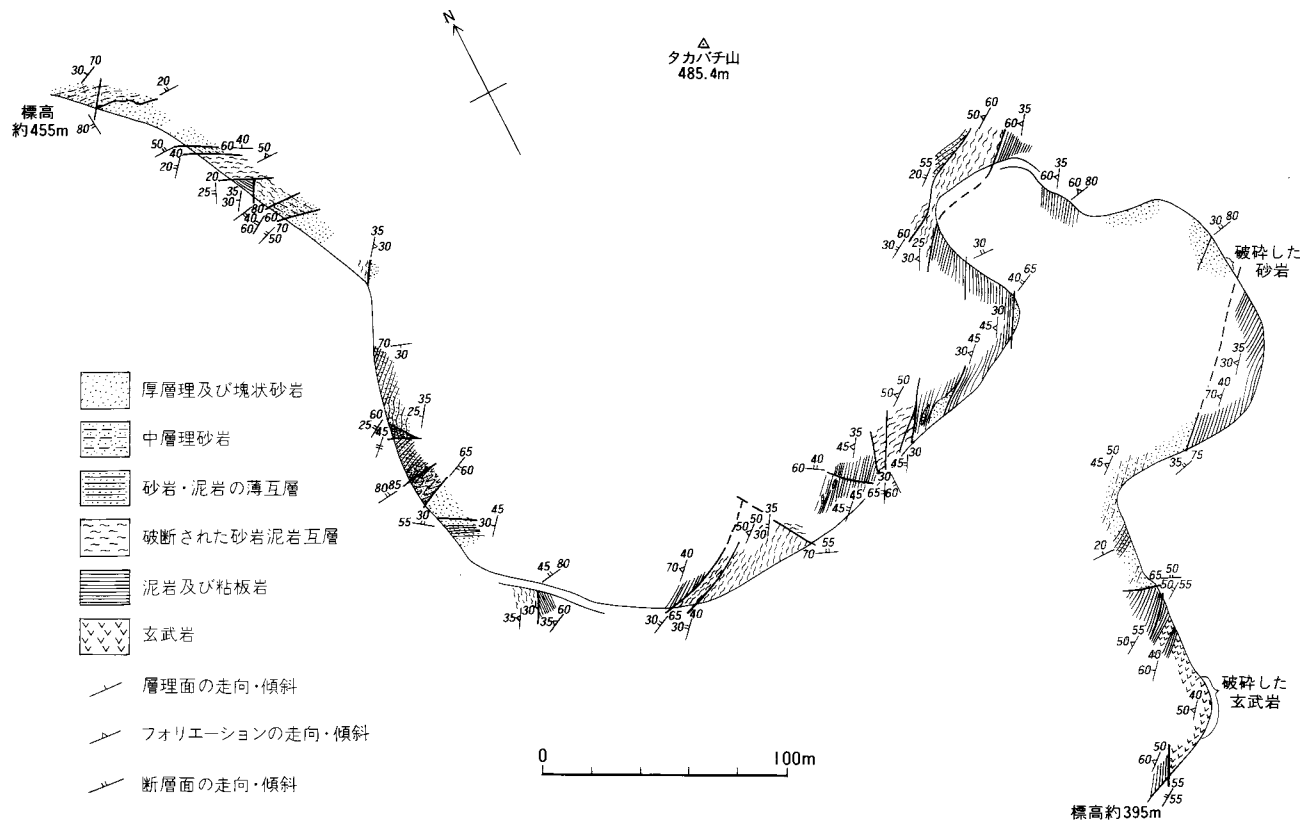
破断された酸性凝灰岩泥岩互層(Nmt)としたものは、剥離性の強い黒色粘板岩中に長径5-20cmのレンズ状の灰色-黄褐色酸性凝灰岩を含む地層で、本図幅北東部の松長山周辺と城の東方に分布する。化石は得られていない。

赤色泥岩(Nr)としたものは、本図幅南部の嘉徳の南南西に分布する。主に赤色であるが局所的に緑色を呈する。最大層厚は40mである。

玄武岩(Nb)としたものは、玄武岩および玄武岩凝灰岩から構成され、玄武岩はしばしば枕状溶岩として産する(第31図)。玄武岩凝灰岩は灰緑色を呈し、黒色粘板岩中に不規則な形で挟まれている(第32図)。

IV. 4 砂岩組成

砂岩は四万十帯奄美コンプレックスに普遍的に分布する。砂岩に関する記載は竹内(1992)で報告され



第28図 名瀬ユニットの岩相を示すルートマップ
 住用村タカバチ山周辺の林道の切り割



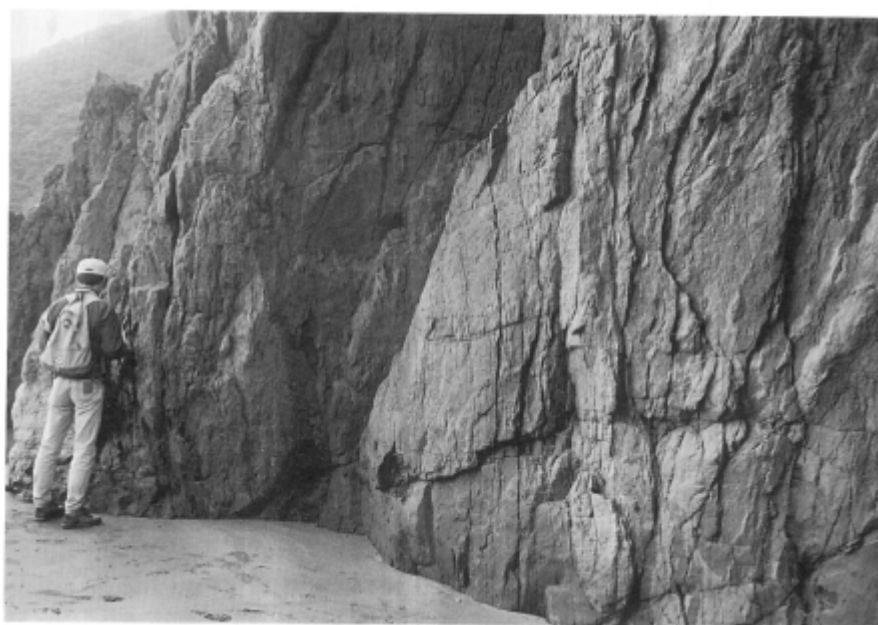
第29図 名瀬ユニットの厚層理砂岩と砂岩泥岩互層
瀬戸内町網野子の東北東約2 kmの林道沿い、写真の横幅は約5 m.



第30図 名瀬ユニットの黒色粘板岩
瀬戸内町嘉徳の東方約1 kmの林道沿い、



第31図 名瀬ユニットの枕状玄武岩溶岩
瀬戸内町嘉徳の東方約1kmの林道沿い。



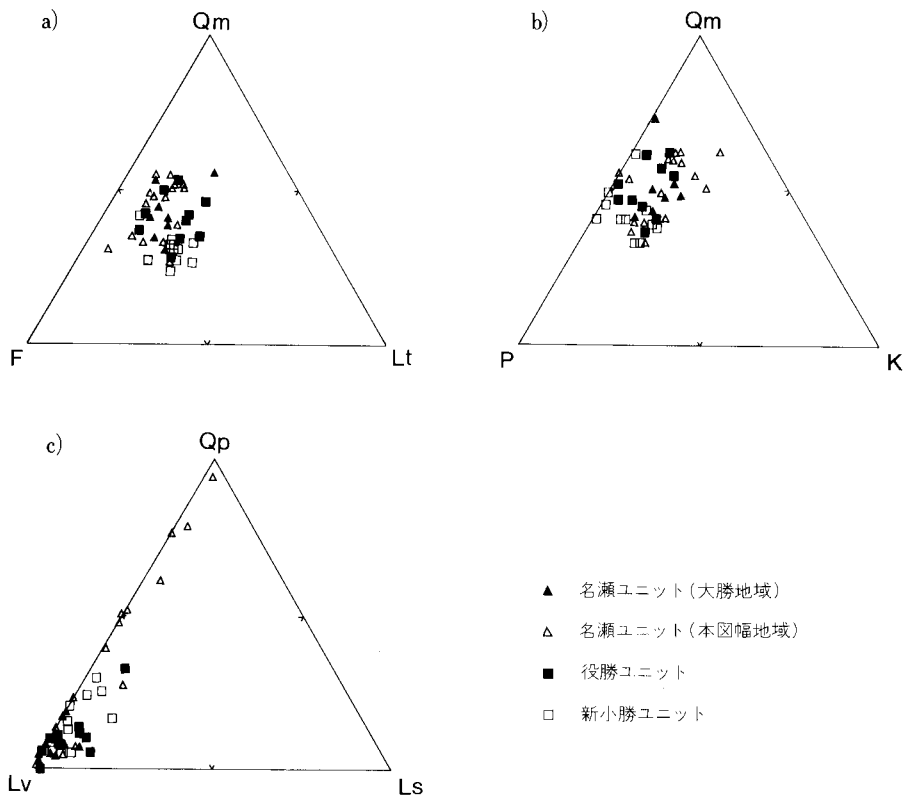
第32図 名瀬ユニットの玄武岩凝灰岩を挟む黑色粘板岩
左側の人物付近及び右側の縞状の明るい部分が凝灰岩。
瀬戸内町嘉徳の南方約500mの海岸。

ているので、これに基づいて以下に記す。

奄美コンプレックスの砂岩は各ユニットほぼ同様の砂岩組成を示す(第33図)。

新小勝ユニットと役勝ユニットの砂岩は産状及び組成共に類似するので併せて記す。砂岩は、中粒砂岩を主とし、細粒砂岩を伴う。基質は平均17.4%で、淘汰度は普通で、円磨度は低い。

碎屑粒子は主として石英・斜長石・カリ長石からなり、岩片は花崗岩類・酸性・中性火山岩類・結晶片岩類・マイロナイトなどを伴う。また植物化石の破片を含むことがある。花崗岩類は花崗岩・花崗斑岩のほかマイクログラフィック組織を示す岩片やミルメカイトなどである。火山岩類は流紋岩・スフェルライト・酸性凝灰岩・インターサタル組織やトラキティック組織を示す安山岩である。結晶片岩は泥質岩起源の低度変成岩類が認められる。しばしばジルコン・電気石・アパタイト・黒雲母・白雲母・スフェーンが認められ、まれにザクロ石・緑簾石・褐簾石・クロムスピネルが認められる。このうちザクロ石はパイロープ成分を含むアルマンディンやスペサルティン成分を含むアルマンディンを主とし、パイロールとグロシュラー成分を含むアルマンディンを伴い、株父帯のものより組成にばらつきが大きい(第17図、竹内、1992)。



第33図 奄美コンプレックスの砂岩の鉱物組成

a)とb)は竹内(1992)による。Qm:単結晶石英, F:長石(P+K), Lt:岩片(Ls+Lv+Qp), P:斜長石, K:カリ長石, Qp:多結晶石英, Lv:火成岩及び火成岩起源の変成岩岩片, Ls:堆積岩及び堆積岩起源の変成岩岩片。試料の採取地点は第15図に示した。

一方、名瀬ユニットの砂岩は、塊状の極粗粒砂岩や頁岩と互層する細粒-中粒砂岩などからなる。基質は平均14.1%であるが、塊状砂岩は比較的基質量が少ない。淘汰度は普通で、円磨度は低い。

碎屑粒子は主として石英・斜長石・カリ長石からなり、花崗岩類・酸性-中性火山岩類・結晶片岩などの岩片を伴う。本ユニットの砂岩は新小勝ユニットや役勝ユニットの砂岩とほぼ同様の組成を示す。しかし、名瀬ユニットには他のユニットと比較して、若干岩片が少なく石英が多いもの、石英及びカリ長石が多いものが含まれる。これらは粗粒の砂岩であり、粒度による影響がでているものと考えられる。花崗岩類は花崗岩のほかマイクログラフィック組織・グラノフィリック組織を示す岩片やミルメカイトである。火山岩類は流紋岩・インターサタル組織やトラキティック組織をもつ安山岩である。結晶片岩は少ないが、白雲母片岩が認められた。重鉱物はあまり多くないが、白雲母・スフェーン・緑簾石を主とし、まれにジルコン・アパタイト・ザクロ石・褐簾石などを伴う。

竹内(1992)は、四万十帯の砂岩は秩父帯の砂岩に比べてより多源的であり、酸性-中性の岩片を含むことが大きな違いであるとした。新小勝ユニット及び役勝ユニットの後背地として、碎屑性ザクロ石の化学組成から推定される泥質岩や塩基性火成岩を原岩とする変成岩と花崗岩を基盤とする地質体を考え、また結晶片岩・マイロナイト・クロムスピネルを含む塩基性-超塩基性岩からなる構造帯も存在していたと考えた。さらにこの後背地内で酸性-中性の火山活動が起こっていたとしている。名瀬ユニットの後背地は基本的には新小勝ユニット及び役勝ユニットの後背地と変わらないが、全体的に本ユニットの砂岩は他のユニットの砂岩よりやや岩片・重鉱物が減少し、石英質になることから、後背地が開析されて運搬過程が長くなり、砂岩の成熟度が高くなったと考えた。

IV. 5 産出化石と地質時代

奄美コンプレックスからの化石の報告は従来極少なかったが、遅沢ほか(1983)やFujita(1989)によって、詳細な放散虫化石の報告がなされ、堆積岩コンプレックスの地質時代がわかってきた。しかしその産出化石の時代論や堆積岩コンプレックスの形成時代の解釈が不十分なため、ここで既に報告されている化石を総括し、地質時代の検討を行なう。なお、以下の文中に出てくる遅沢ほか(1983)、Osozawa(1984)及びFujita(1989)によって報告された化石の産出地点を第18図に示した。

新小勝ユニットから報告されている最も新しい化石は、新小勝付近(Fujita(1989)のKG 183, KG 191)などの泥岩や珪質泥岩からの *Acaeniotyle umbilicata* Zone (Foreman, 1975), *Holocryptocanium barbui-Thararla conica* zone (Taketani, 1982), *Acaeniotyle umbilicata* から *Mita gracilis* Zone (Schaaf, 1984) の放散虫化石で、地質年代はアルビアン前・中期である(第4表, Fujita, 1989)、破断された砂岩泥岩互層の堆積年代はより新しいことが期待されるが、現在までに砂岩泥岩互層からの化石の報告はない。従って、新小勝ユニットの付加・形成年代はアルビアン前・中期としておくが、これより新しい時代になる可能性もある。

新小勝ユニットには三疊紀・ジュラ紀及び白亜紀前期のチャート・珪質泥岩及び泥岩のスラブを含む。湯湾岳東方の珪質泥岩(Fujita(1989)のFM022)及びチャート(Fujita(1989)のUM17)、湯湾東方のチャート(Fujita(1989)のKG 409)より *Sethocapsa uterculus* 群集(Yao, 1984)や *Sethocapsa trachyos-*

traca zone から *Eucyrtis tenuis* zone (Foreman, 1975) など, バランジニアン - パレミアンの放散虫化石が報告されている (Fujita, 1989). また, Fujita (1989) は新小勝北東の新小勝ユニット東縁付近の泥岩 (Fujita (1989) の K W 444, K W 445) より, ジュラ紀前期から中期の *Hsuum* sp. B 群集から *Unuma echinatus* 群集 (Yao, 1984) の放散虫化石を報告しているが, 上述したように珪質泥岩や泥岩から白亜紀前期の放散虫化石が報告されているので, ジュラ紀の泥岩は岩塊として取り込まれた可能性が高い. さらに湯湾岳南東の新小勝ユニット東縁のチャート (Fujita (1989) の K W 443, K W 448) よりジュラ紀前期の *Parahsuum simplum* 群集 (Yao, 1982) の放散虫化石が報告されている (Fujita, 1989). 湯湾東方及び南方のチャート (Fujita (1989) の K G 372, K W 441) からは三畳紀中期の *Triassocampe deweveri* 群集 (Yao, 1982) の放散虫化石が報告されている (Fujita, 1989).

以上の化石から, 新小勝ユニットは三畳紀・ジュラ紀及び白亜紀前期のチャート・珪質泥岩及び泥岩の岩塊を含むアルビアン前・中期に付加・形成された堆積岩コンプレックスと推定される.

役勝ユニットの河内川上流域の泥岩 (Fujita (1989) の K W 160), 珪質泥岩 (Fujita (1989) の K W 382), 凝灰質チャート (Fujita (1989) の K W 161) 及びチャート (Fujita (1989) の K W 181) から, アルビアン後期 - セノマニアンを指示する *Dictyomitra somphedia* zone (Foreman, 1975), *Diacanthocapsa euganea* - *Thanarla elegantissima* zone (Taketani, 1982), *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* zone から *Rhopalosyringium majuroensis* zone (Schaaf, 1984) などの放散虫化石が報告されている (第 4 表, Fujita, 1989). 一方, 遅沢ほか (1983) は, 加計呂麻島東部の名瀬層とした地層の珪質砂岩 (遅沢ほか (1983) の N S 12) 及び, 名瀬東方の名瀬層とした地層の粘板岩 (遅沢ほか (1983) の N S 1) より, それぞれセノマニアンとチューロニアンの放散虫化石を報告した. それらの放散虫群集を再検討した結果, 前者は *Archaeodictyomitra vulgaris* 群集から *Holocryptocanium barbui* 群集 (寺岡・栗本, 1986) に対比され, アルビアン - セノマニアンと考えられる. 後者もまた *Archaeodictyomitra vulgaris* 群集から *Holocryptocanium barbui* 群集 (寺岡・栗本, 1986) に対比されるが, チューロニアンを示す *Alievium superbum* zone (Pessagno, 1976) に対比される可能性もある. 従って, 役勝ユニットの付加・形成年代はアルビアン - チューロニアンと考えられる.

また遅沢ほか (1983) は, 請島の大棚層とした地層の粘板岩 (遅沢ほか (1983) の U K 16) と珪質粘板岩 (遅沢ほか (1983) の U K 47) より, アプチアンの放散虫化石を報告し, 外来岩塊と考えた. それらの放散虫群集を再検討した結果, *Archaeodictyomitra brouweri* 群集 (寺岡・栗本, 1986) に対比され, バランジニアン - パレミアンと考えられる. 以上の化石より, 役勝ユニットはバランジニアン - パレミアンの粘板岩や珪質粘板岩の岩塊を含むアルビアン - チューロニアンに付加・形成された堆積岩コンプレックスと推定される.

名瀬ユニットからは, 北東隣図幅の「赤木名」地域の大勝頁岩層 (本報告の名瀬ユニットの砂岩が卓越する地層) 起源と推定される転石よりセノマニアン後期 - チューロニアン前期を指示するアンモナイト, *Collignonicerias (Selwynoceras) sp.* が報告されている (石川・山口, 1965; Matsumoto *et al.*, 1966). 名瀬ユニットからこのほかの化石の報告はない. 従って名瀬ユニットはセノマニアン後期 - チューロニアン前期に付加・形成された堆積岩コンプレックスと推定される.

第4表 奄美コンプレックスから報告されている主な化石

原著試料番号	年代	化石	岩相	産地	文献
名瀬ユニット					
	セノマニアン後期-チューロニアン	アンモナイト ?		竜郷町秋名	石川・山口(1965), Matsumoto <i>et al.</i> (1966)
役勝ユニット					
NS1	チューロニアン	放散虫	珪質粘板岩	名瀬市東方	遅沢ほか(1983)
NS12	セノマニアン	放散虫	珪質砂岩	加計呂麻島南東部	同上
KW160	アルビアン後期-セノマニアン	放散虫	泥岩	河内川上流域	Fujita(1989)
KW382	同上	放散虫	珪質泥岩	河内川上流域	同上
KW161	同上	放散虫	凝灰質チャート	河内川上流域	同上
KW181	同上	放散虫	チャート	河内川上流域	同上
UK16	アプチアン	放散虫	粘板岩	請島	遅沢ほか(1983), Osozawa(1984)
UK47	同上	放散虫	珪質粘板岩	請島	同上
新小勝ユニット					
KG183	アルビアン前・中期	放散虫	泥岩	新小勝	Fujita(1989)
KG191	同上	放散虫	泥岩	新小勝北東	同上
AG57b	同上	放散虫	珪質泥岩	新小勝	同上
KG08a	同上	放散虫	珪質泥岩	新小勝	同上
KG112	同上	放散虫	珪質泥岩	新小勝	同上
KG181	同上	放散虫	珪質泥岩	新小勝	同上
FM08	同上	放散虫	珪質泥岩	湯湾岳北東	同上
UW031	同上	放散虫	珪質泥岩	湯湾東方	同上
IR24	同上	放散虫	珪質泥岩	新小勝北西	同上
FM022	パラジエアン-パレミアン	放散虫	珪質泥岩	湯湾岳東方	同上
UM17	同上	放散虫	チャート	湯湾岳東方	同上
KG409	同上	放散虫	チャート	湯湾東方	同上
KW444	ジュラ紀後半-ジュラ紀中期	放散虫	泥岩	湯湾岳南東	同上
KW445	同上	放散虫	泥岩	湯湾岳南東	同上
KW443	同上	放散虫	チャート	湯湾岳南東	同上
KW448	同上	放散虫	チャート	湯湾岳南東	同上
KG372	三畳紀中期	放散虫	チャート	湯湾東方	同上
KW441	三畳紀	放散虫	チャート	湯湾岳南東	同上

V. 秩父帯及び四万十帯の地質構造

V. 1 概 要

秩父帯及び四万十帯の堆積岩コンプレックスで現在観察される主要な地質構造は、付加体形成時の構造とNE-SW系断層形成時の構造などがある。両帯の地質構造は基本的に付加体形成時に発達した変形構造が支配的であり、より新期のNE-SW系断層形成時の運動によって、それらが変位したものである。

付加体形成時の地質構造は、NNE-SSW~N-S走向でWに傾斜する衝上断層によって繰り返す覆瓦構造をなし、混在岩や破断された砂岩泥岩互層からなる。大島海峡沿岸地域では、NNW-SSE方向の褶曲軸をもつ複背斜構造をなし、構造的に下位の地層が露出している(第34図)。この複背斜構造の変位の大きい北部地域では、構造的に下位にあった役勝ユニットが、新小勝ユニットに衝上している部分がある。これらは付加体形成後の変動により、笠利半島のNW-SSE方向の断層と名瀬市からSSE方向に伸びる断層によって、3つのブロックに分割された。そのうち本図幅地域を含む奄美大島西部のブロックでは、ほぼ同時期にNE-SW走向の若干の右横ずれ成分のある南落ち正断層と推定される高角度断層系が形成された。

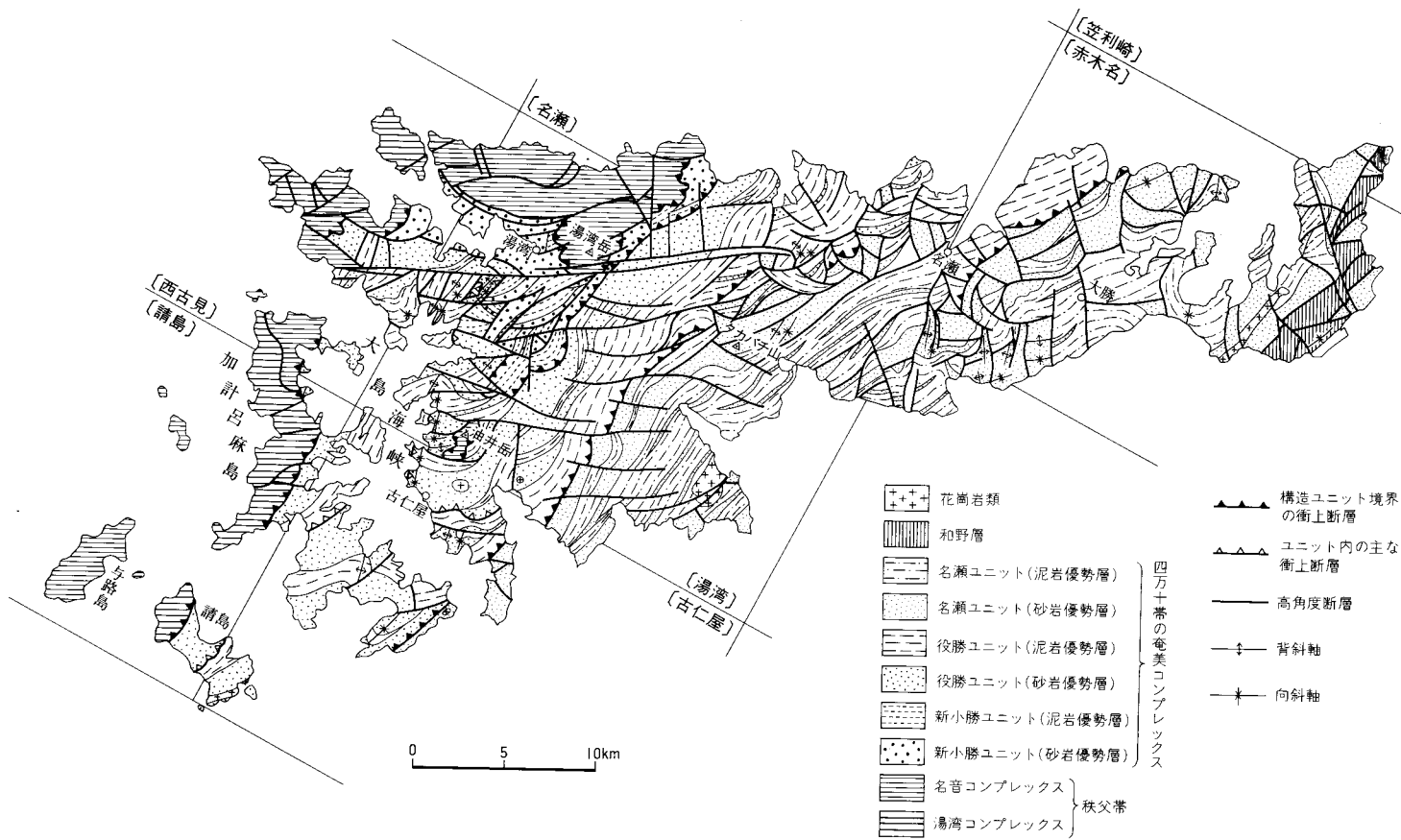
V. 2 地 質 構 造

秩父帯と四万十帯の関係

秩父帯と四万十帯の両堆積岩コンプレックスの初生的地質構造関係は、湯湾の北東域及び油井岳付近の地質構造より推定される。

湯湾の北東域では、標高の高い地域に秩父帯の名音コンプレックスが、低い地域に四万十帯の奄美コンプレックス新小勝ユニットが分布する。両者の岩相分布から類推されるユニット境界はほぼ水平である。それに対し、両者の泥岩基質の面構造は、共にNE-SW走向でNWに40-50°傾斜し、岩相境界面と斜交する。両者を境する水平に近い断層の露頭は認められていないが、おそらく秩父帯の名音コンプレックスと四万十帯の奄美コンプレックスは低角の衝上断層で接していると推定される。このような地質構造の関係は油井岳付近でも認められる。

鹿島・高橋(1977)は、仏像構造線が、奄美大島北西部において、NE-SW方向からN-S方向に屈曲していることを明らかにし、この屈曲が、本座ほか(1976)が示した琉球島弧のフリーエア-重力異常の分布形態にもよく現れていることを指摘した。鹿島・高橋(1977)は、この仏像構造線の奄美の屈曲はNNW-SSE方向の断層によって転位させられた結果形成されたものと推定している。しかし本研究の結果、この屈曲は名音川中流付近から芦検を通る断層および川内川上流付近から湯湾を通して、名柄南



第34図 奄美大島の地質構造概略図

方を通る断層などに代表されるNE-S EからENE-WSW方向の断層による変位の結果形成されたものであると考えられる。

秩父帯の堆積岩コンプレックスの地質構造

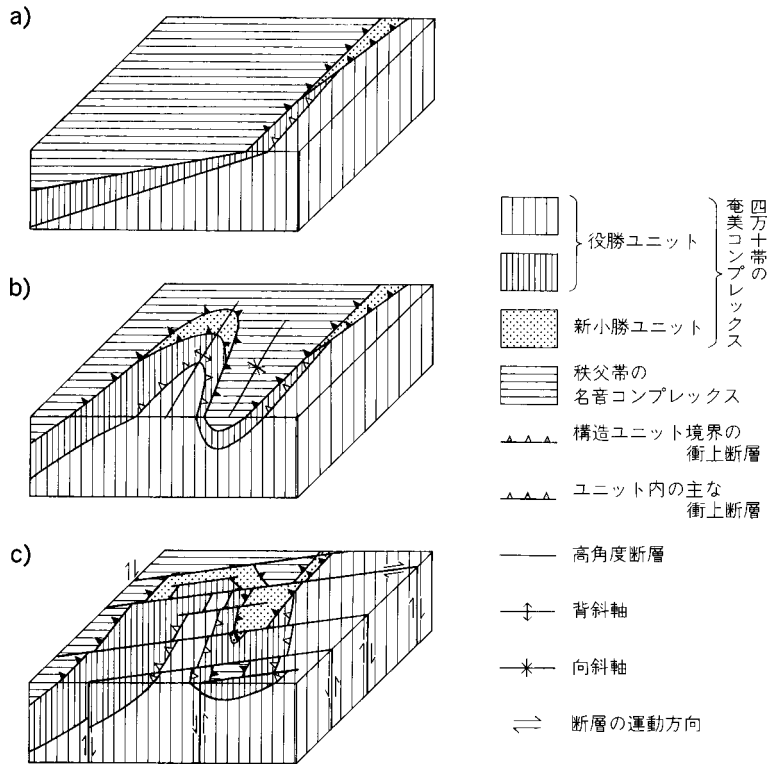
秩父帯中のA型混在岩やC型混在岩はそれぞれB型混在岩と断層で接するが、その断層は混在岩の構造を切るような高角度の断層のため、より新期の断層と推定され、混在岩形成時の地質学的関係は明らかでない。

名音コンプレックスは、主として混在岩とスラブからなり、混在岩のフォリエーションは走向ほぼNE-SWで、NWに20-50°傾斜する。長径1km以下のスラブや小岩塊は、泥質岩基質の面構造と平行にその長軸が並ぶが、それ以上大きなスラブは泥質岩基質の面構造と非調和的に分布する。このような構造は志戸勘南方から名音付近に分布するスラブと泥質岩基質の関係に認められる。

四万十帯の堆積岩コンプレックスの地質構造

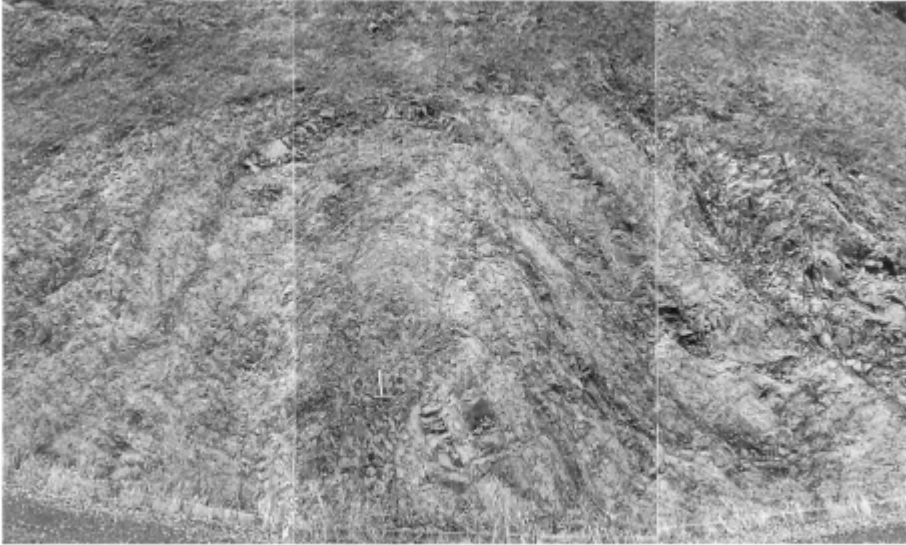
奄美コンプレックスに認められる地質構造は、基本的には衝上断層による覆瓦構造によって形成され、大部分破断相を呈する。但し、覆瓦構造をなす衝上断層の認定が困難であったため、地質図上では記入していない部分が多い。砂岩泥岩互層の破断の程度は西部に位置する古期のユニットほど強い、新小勝ユニットと役勝ユニット、及び役勝ユニットと名瀬ユニットは、付加体形成時にはそれぞれ衝上断層で接していたと考えられるが、現在は、より新期の高角度断層で接する部分もある、タカバチ山西方では、新期の造構作用により、名瀬ユニットの一部が断層で囲まれたブロックとなり、それぞれのブロックが回転をし、付加時に形成されたフォリエーションがブロックごとに様々な方向に向いている。

また大島海峡に面して分布する役勝ユニットは、油井岳西方に発達するNNW-SSEを軸とする向斜とさらに西方の複背斜によって、構造的に下位のユニットが地表に露出したと推定される(第35図)。川内川上流域から勝浦にかけての本図幅中央部を南北に縦断する役勝ユニットは、構造的上位(西側)に砂岩優勢層が、構造的低位(東側)に泥岩優勢層が分布するが、勝浦から西部の油井岳及び古仁屋付近に分布する役勝ユニットは、衝上断層によって図幅中央部の役勝ユニットより小さい単位で、砂岩優勢層と泥岩優勢層が繰り返し分布する。油井岳及び古仁屋付近の役勝ユニットはNNW-SSE方向の軸をもち、北にブランチした向斜が認められ、大島海峡沿岸の越地南東、南隣図幅の「古仁屋」地域のハタケ崎東方など向斜の西翼では、東に傾斜した低角断層が認められる。また小名瀬^{こなせ}付近や阿室釜^{あむろがま}東方では背斜が、南郷山付近では背斜や向斜が認められ、これらの褶曲によって、役勝ユニットは複背斜をなしていると考えられる。更に大島海峡に面して分布する役勝ユニットには、褶曲とほぼ水平な断層の卓越する地質構造が発達する。褶曲の波長は10-100 mで、N-S方向の褶曲軸をもつ正立褶曲である。この褶曲をほぼ水平な断層が切る(第36図)。南郷山東方では複背斜に伴う変位がより大きく、役勝ユニットが新小勝ユニットの上位に衝上していると推定される。

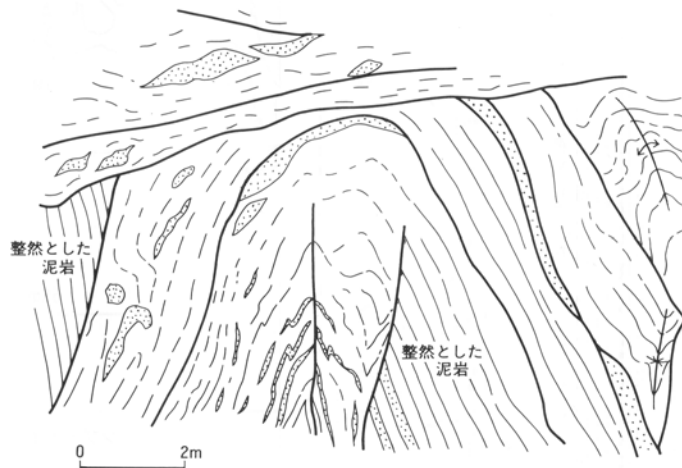


第35図 奄美大島南東部大島海峡地域の地質構造発達を示す模式ダイアグラム
 a) 衝上断層による各構造ユニットの累重,
 b) 大島海峡付近の背斜と向斜の形成,
 c) 高角度断層系の形成.

a)



b)



第36図 奄美コンプレックス役勝ユニットにみられる褶曲と衝上断層

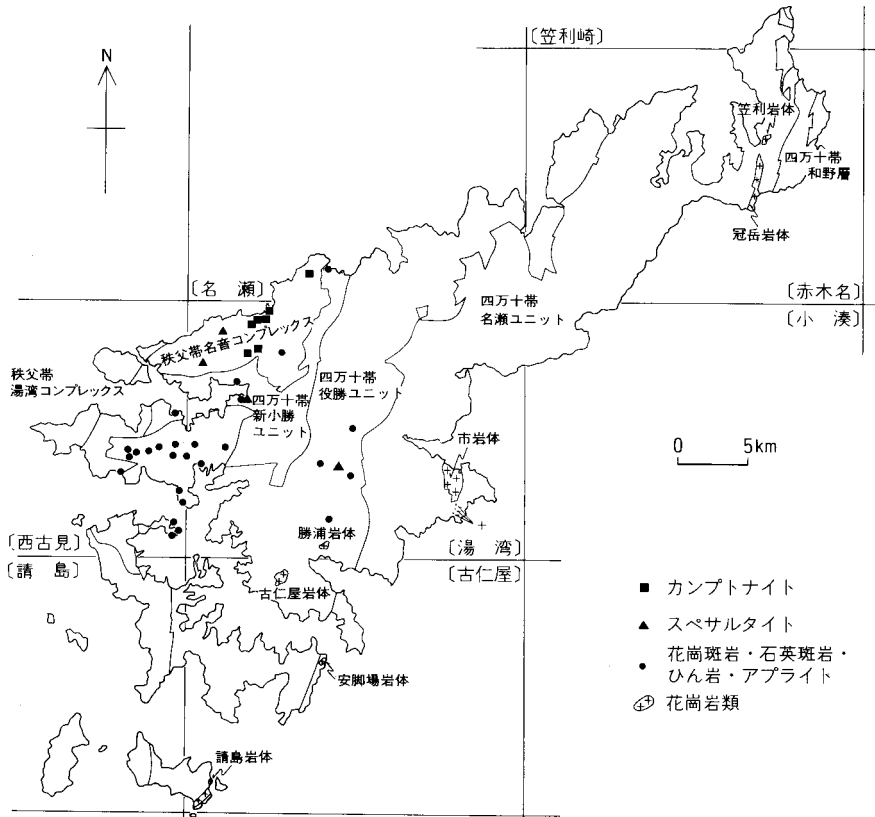
a)露頭写真, b)スケッチ.

瀬戸内町深浦の南方約1kmの林道.

VI. 貫入岩類

VI. 1 研究史及び概要

奄美大島に認められる貫入岩類は、白亜紀前期のランプロファイアー類、始新世前期の岩体としてある程度の大きさをもつ花崗岩類と、始新世前期と推定される岩脈や岩床をなす花崗斑岩・石英斑岩・アプライト及びびん岩などである。本図幅地域にはこれらのほとんどが分布している(第37図)。ランプロファイアー類はカンプトナイトとスペサルタイトがあり、前者は秩父帯名音コンプレックスのみに、後者は秩父帯名音コンプレックスと四万十帯奄美コンプレックスの新小勝ユニット及び役勝ユニットに岩脈や岩床として産する。花崗岩類は市及び勝浦付近に分布し、トーナル岩・石英閃緑岩及び花崗岩からなる。そのほかの岩脈として、本図幅地域にはびん岩及びアプライトが認められる。



第37図 貫入岩の分布図

一部Osozawa(1984)による。[]は5万分の1地形図名。

ランプロファイアー類については、遅沢ほか(1983)がその産状を記載し、カンプトナイトのケルスート閃石を用いて103.8 MaのK-Ar年代を報告した。さらに蟹沢ほか(1983)は詳細な岩石学的記載を行った。

花崗岩類については、石川(1910)が、市及び笠利半島に花崗岩及び石英閃緑岩が分布することを初めて報告している。その後鈴木(1937)が市付近の花崗岩類の化学組成を報告し、更にSuzuki(1954)は同岩体の鉍物量比などを報告している。鹿児島地質調査研究会(1958)は20万分の1地質図で笠利半島・市・勝浦・古仁屋及び請島に花崗岩類の分布を示した。また大庭(1959)は古仁屋岩体について詳細な地質の報告と共に、鉍物量比や鉍物の化学組成について検討した。

花崗岩類の地質学的年代について、Shibata and Nozawa(1966)は笠利半島の冠岳岩体より 49 ± 6 Ma、市岩体より 55 ± 4 Ma、古仁屋岩体より 56 ± 3 Ma及び 54 ± 3 Maの黒雲母のK-Ar年代を報告した。またYanagi *et al.*(1971)は市及び古仁屋岩体からの試料を用いて、 105 ± 27 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代を報告したが、周辺の地層の年代より若干古い値である。

沖野・加藤(1987)は奄美大島全域の深成岩類について、野外及び鏡下観察、全岩分析による記載を行った。

一方花崗斑岩やひん岩などの岩脈については、石川(1910)が大島西部にひん岩の平行岩脈が分布することを報告して以来、若干の文献(鹿児島地質研究会, 1958, 1959; 大庭, 1959; 遅沢ほか, 1983; Osozawa, 1984)に分布の記載はあるものの、岩石学的研究は行われていない。

VI. 2 ランプロファイアー類 (La)

分布

ランプロファイアー類はカンプトナイトとスペサルタイトからなる。カンプトナイトは秩父帯中のみ分布し、志戸勘から名音にかけての県道沿いに認められた。また今回の調査では確認できなかったが、志戸勘南方などの分布も報告されている(遅沢ほか, 1983)。スペサルタイトは秩父帯及び四万十帯奄美コンプレックスの新小勝ユニットと役勝ユニットに貫入し、今里南方、志戸勘南東の林道沿い、役勝川中流域などに分布する。

岩相

ランプロファイアー類は幅3-5 mの岩脈あるいは岩床として産し、確認した限りではカンプトナイトは層状チャート中に、スペサルタイトは泥岩中に貫入している。ランプロファイアー類については遅沢ほか(1983)や蟹沢ほか(1983)に詳しく記載されているので、これらに基づいて以下に記す。

カンプトナイトは暗緑色で、風化した部分は灰緑色となり最大1cm程度の濃緑色のケルスート閃石の斑晶が明瞭になる。鏡下では自形-半自形のケルスート閃石と斜長石の斑晶を含む斑状組織をなす。また自形-半自形のチタン輝石の斑晶を含むことも多い。石基は長柱状の斜長石とアノーソクレーズを主とし、エジル輝石・燐灰石及び鉄鉍物などからなる。燐灰石に富むことが特徴である。

スペサルタイトは灰緑色で細粒等粒状組織を呈する。鏡下では自形の普通角閃石と自形-半自形の斜

長石を主とし、填間状カリ長石・緑泥石化した黒雲母・少量の石英・鉄鉱物及び燐灰石からなる。

化学組成

全岩化学分析は蟹沢ほか(1983)により報告されている(第5表)。それによるとカンプトナイトはアルカリ・ TiO_2 ・ P_2O_5 及びFに富み、典型的なアルカリ岩の特徴を示す。スペサルタイトはカンプトナイトより SiO_2 に富み、 TiO_2 と K_2O に乏しく、また MgO にも富んでいる。 SiO_2 -(Na_2O + K_2O)関係ではカンプトナイトはアルカリ岩の領域にあるが、スペサルタイトはアルカリ岩とソレアイトの境界付近に位置する。蟹沢ほか(1983)は、両者はTiに富むケルレスト閃石とパーガス閃石を含む共通性もあるが、上記のような化学成分の相違があり、共通マグマに由来したと考えるのは困難があるとしている。

貫入時期

野外での産状では、カンプトナイトは秩父帯のチャート・石灰岩及び玄武岩のスラブにのみ貫入している(遅沢ほか, 1983)。スペサルタイトは秩父帯に対比される湯湾層の泥岩基質中に貫入しているとされていたが(遅沢ほか, 1983)、本調査において、従来から四万十帯に属すると考えられていた地層中にも新たにスペサルタイトの貫入が確認された。これらの産状と化学組成の相違を考えると、両者は異なった場で形成されたと考える方が妥当と考える。

カンプトナイト中のケルレスト閃石によるK-Ar年代は103.8 Ma(遅沢ほか, 1983)を示す。この年代はアルビアン後期にあたり、奄美コンプレックスの形成時期に相当する。スペサルタイトは奄美コンプレックスの新小勝ユニットと役勝ユニットに貫入し、名瀬ユニットには貫入していないので、名瀬ユニット形成前に貫入したか、火成活動が西部地域に限られた可能性が考えられる。

VI. 3 花崗岩類 (G)

分布

本図幅南東部の市付近に南北約3km東西約1.5kmの大きさで市岩体が、図幅南部の勝浦北方に小規模の勝浦岩体が分布する。また市岩体の南方青久に至る通沿い4箇所岩床状の貫入が認められた。

岩相

市岩体は細粒のトーナル岩-石英閃緑岩から構成される。黒雲母で確認できる弱い面構造がある(沖野・加藤, 1987)。構成鉱物は石英・斜長石の主要鉱物の他、カリ長石・角閃石・黒雲母・白雲母・ザクロ石・コランダム及びヘルシナイトなどを含む(鈴木, 1937; 沖野・加藤, 1987)。角閃石・黒雲母の多くは緑泥石化している。

勝浦岩体は細粒の花崗岩で、石英・斜長石及びカリ長石のほか黒雲母を含む(鹿児島地質調査研究会, 1959)。

市岩体の南方に岩床状に産する花崗岩類は細粒の黒雲母トーナル岩からなり、岩床の幅は2-50 mである。トーナル岩中には長径50cm程度のホルンフェルス化した泥質岩が捕獲岩として産する。

第5表 ランプロファイアー類の化学組成 蟹沢ほか(1983)による

	1	2	3	4	5	
SiO ₂	44.77	45.37	54.21	52.26	52.81	
TiO ₂	4.27	4.54	1.22	1.51	2.20	
Al ₂ O ₃	16.51	16.17	13.78	15.07	16.26	
Fe ₂ O ₃	1.49	4.77	3.50	1.62	2.21	
FeO	8.83	5.50	4.36	5.73	5.59	
MnO	0.16	0.13	0.12	0.12	0.12	
MgO	5.45	4.81	8.15	6.90	5.04	
CaO	7.08	8.55	4.60	4.85	5.49	
Na ₂ O	2.92	3.47	3.08	3.26	3.87	
K ₂ O	3.85	3.12	2.22	2.00	2.80	
H ₂ O ⁺	2.96	2.15	3.09	3.48	1.94	
H ₂ O	0.03	0.27	0.90	0.48	0.19	
P ₂ O ₅	0.91	1.05	0.29	0.40	0.50	
CO ₂	0.44	0.06	0.05	1.78	0.57	
Total	99.67	99.96	99.56	99.46	99.59	
F(ppm)	1310	1390	600	866	670	
Q	—	—	5.93	7.79	1.34	
C	—	—	—	3.78	—	
F	or	22.80	18.46	13.14	11.80	16.57
	ab	16.56	20.96	26.06	27.58	32.70
	an	20.52	19.27	17.22	10.27	18.68
ne	4.40	4.54	—	—	—	
Di	wo	2.49	6.68	1.46	—	0.71
	en	1.47	5.76	1.12	—	0.48
	fs	0.90	—	0.18	—	0.18
Hy	en	—	—	19.19	17.19	12.12
	fs	—	—	3.14	6.91	4.83
Ol	fo	8.51	4.39	—	—	—
	fa	5.75	—	—	—	—
mt	2.15	4.94	5.07	2.34	3.20	
il	8.12	8.63	2.32	2.87	4.18	
hm	—	1.34	—	—	—	
ap	2.15	2.49	0.67	0.94	1.18	
cc	1.00	0.14	0.09	4.04	1.30	
DI	43.76	43.96	45.13	47.17	50.61	

分析者 蟹沢 聡史

1:チタン輝石-ケルスースト閃石カンブトナイト(原著試料番号780425-37)

2:チタン輝石ケルスースト閃石-エジル輝石カンブトナイト(原著試料番号781024-13)

3:(黒雲母)-普通角閃石スベサルタイト(原著試料番号Yu-38)

4:同上(原著試料番号Yu-79)

5:同上(原著試料番号780408-20)

鉱物組み合わせより、市岩体はSタイプ、勝浦岩体はIタイプに区分され、不透明鉱物の組み合わせより、両岩体はチタン鉄鉱系列に分類される(沖野・加藤, 1987)(第6表)。

市岩体の全岩分析値は鈴木(1937)及びSuzuki(1954)によって報告されている。

第6表 奄美大島に分布する花崗岩類の岩石学的及び岩石化学的特徴と放射年代

岩体名	笠利	冠岳	市	勝浦	古仁屋	安脚場	請島
岩種		黒雲母花崗 閃緑岩	トータル岩- 石英閃緑岩	細粒黒雲母 花崗岩	黒雲母花崗 閃緑岩 トータル岩 アプライト		斑れい岩
タイプ	S	I	S	I	中間	S	I
系列	チタン鉄鉱	磁鉄鉱	チタン鉄鉱	チタン鉄鉱	磁鉄鉱	チタン鉄鉱	チタン鉄鉱
特徴的鉱物	白雲母		白雲母 ザクロ石 コランダム ヘルシナイト		白雲母 普通角閃石 ザクロ石	白雲母	輝石 普通角閃石
放射年代		K-Ar 49±6Ma	K-Ar 55±4Ma		K-Ar 56±3Ma 54±3Ma		

Shibata and Nozawa (1966), 沖野・加藤 (1987) による.

貫入時期

Shibata and Nozawa (1966) は、市岩体北西端部より採取した細粒黒雲母石英閃緑岩中の黒雲母による K-Ar 年代として 55 ± 4 Ma を報告している。また Shibata and Nozawa (1966) は同時に冠岳岩体より 49 ± 6 Ma, 古仁屋岩体より 56 ± 3 Ma 及び 54 ± 3 Ma の黒雲母の K-Ar 年代も報告している。このことより花崗岩類の活動は暁新世後期から始新世初期と推定される。また Yanagi *et al.* (1971) は市及び古仁屋岩体からの試料を用いて、105 ± 27 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を報告したが、これは周辺の地層の年代より若干古い値である。

VI. 4 ひん岩 (Po)

分布

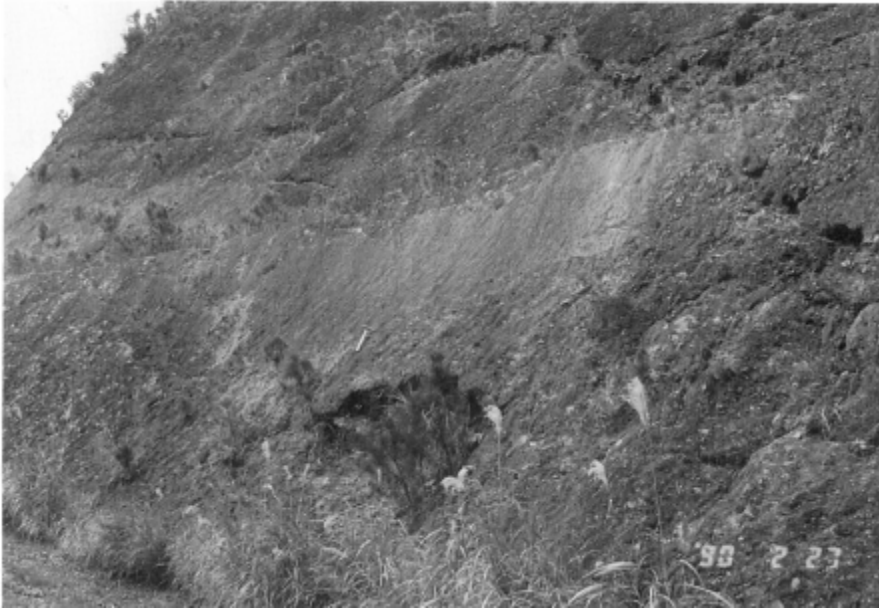
西部の南郷山南方約 500 m の林道沿い、中央部や南寄りの役勝川中流域及び勝浦北北東約 2.5 km の林道沿いに分布する。

岩相

幅 1-3 m の岩脈として、四万十帯奄美コンプレックスに貫入している。役勝川沿いでは岩脈はほぼ周辺の堆積岩類の面構造に平行に貫入しており、岩脈から 1-2 m の範囲では泥質岩はホルンフェルス化している。また南郷山南方の岩脈は周辺の堆積岩類の面構造と大きく斜交し、ほぼ水平に貫入している (第 38 図)。ひん岩は灰色緻密で、約 5 mm の角閃石や斜長石の斑晶が認められる。

貫入時期

放射年代などのデータはないが、岩脈が四万十帯奄美コンプレックスに貫入していることから、白亜紀以降の活動であることは確かである。ひん岩はアプライトや花崗斑岩などの酸性岩類の岩脈と同様に、本図幅西部から西隣図幅の「西古見」地域に分布し、花崗岩類をはじめとする酸性岩類の活動と密接



第38図 役勝ユニットの泥岩中に貫入するひん岩岩脈
写真左側より右側へほぼ水平に貫入し、写真右端で貫入が止まっている。
南郷山の南方約500mの林道沿い。

な関係があると推定されるので、ひん岩の貫入時期も花崗岩類の活動期と同様始新世と考えた。

VI. 5 アプライト (A p)

分布

本図幅西部の河内川河口付近の須古^{すこ}の西方の道路沿いと中役勝西北西約1kmの林道沿いにて確認される。

岩相

幅約1.5mの岩脈として産し、主部は白色～灰白色で、周辺部では幅約10cmの濃緑色の急冷周縁相が認められる。岩石は石英・カリ長石・斜長石を主とし、白雲母・ジルコンを伴い、等粒状を呈する。岩脈は膨縮したり斜長石が破碎されるような変形を被っている。

貫入時期

放射年代などのデータはないが、花崗岩類の活動に伴う一連の酸性火成活動の産物と推定し、アプライトの貫入時期を始新世とした。

VI. 6 接触変成作用

花崗岩類や岩脈の周辺の堆積岩コンプレックスには、接触変成作用を被った部分が認められる。

特に花崗岩類による接触変成は顕著で、市岩体及び勝浦岩体の周囲約2-3kmの泥質岩に黒雲母の形成が認められる。このホルンフェルス化した部分は風化・侵食作用に強く、花崗岩類は弱いため、すり鉢状の地形をなしている。

一方、岩脈から1-2 mの範囲では泥質岩がホルンフェルス化している。また貫入活動に伴ったと推定される熱水変質作用が認められ、本図幅西部の南郷山南方のひん岩岩脈の約1 m以内の堆積岩類には、不透明鉱物の形成や白色変質帯が認められる。

VII. 第四系

VII. 1 研究史及び概要

本図幅地域の第四系に関する研究は皆無に等しい。これは化石を産する第四系の顕著な分布がないためであろう。本図幅内の地形学的研究として、佐藤(1959)がある。一方、奄美大島北部及び東方の喜界島では、第四系の隆起珊瑚礁や段丘が発達しているため、第四紀の地形や珊瑚礁に関する研究は多い(例えば池田, 1977; 大塚ほか, 1980)。

本図幅内の第四系は、標高300-400 m付近に発達する山頂平坦面上に局所的に分布する高位段丘堆積物、現河床よりやや高い位置に堆積した中位段丘堆積物、各河川沿いから河口付近にかけて堆積している沖積層からなる。

VII. 2 高位段丘堆積物 (R h)

分布

住用川上流マテリアの滝の西方、図幅北西部のアヨ崎南方、図幅中央部中役勝西方に分布する。最も堆積物の分布面積及び層厚が大きいのはアヨ崎南方である。これらの堆積物は、名瀬市東方に発達する海岸段丘の高位面群(池田, 1977)に対比可能な山頂平坦面に堆積している。

岩相

堆積物は一般的にはシルトや砂を基質とする大礫からなるが、アヨ崎南方ではシルト層や砂層及び角礫層なども認められる。

アヨ崎南方では、名音コンプレックスとの不整合面は確認できなかったが、下位に少なくとも4 mの

シルト質砂層があり、その上位に層厚1-2 mの角礫層や亜円礫層が重なる(第39図)。これらの地層は風化によって赤褐色や黄褐色を呈し、ほぼ水平に堆積している。礫は最大70cmに達し、ほとんどがチャートからなり、わずかに泥岩が含まれる。

マテリヤの滝の西方では、主として大礫層からなり、礫はチャートが多い。堆積物の層厚は不明だが、数mと推定される。

中役勝西方でもまた尾根付近の標高200 m付近の平坦面に堆積物が分布する。シルト基質の中礫層からなり、礫は亜円礫で、チャート・砂岩及び泥岩からなる。層厚は数mと推定される。

地質時代

本堆積物から時代決定に有効な化石や年代資料は報告されていない。地形的には本図幅地域の標高200-400 m付近に発達する山頂平坦面は、奄美大島北部の標高200-300 m付近に顕著に発達する高位面群(池田, 1977)に対比できる。高位面群より下位に発達する中位面群のM1面は喜界島の百ノ台面に、徳之島の亀津面に対比されている(池田, 1977; 木庭, 1980; 大塚ほか, 1980など)。百ノ台面を形成する百ノ台層からは130,000年B. P. という年代が報告されており(Konishi *et al.*, 1970)、これらの段丘は更新世後期に形成されたとされている。高位面群は分布高度から中位面群より古い時代の形成であることは明らかで、分布高度などを考慮すると、徳之島の木之香面及び糸木名面(中川, 1967)などの更新世中期に形成された段丘面に対比可能である。



Ⅶ. 3 中位段丘堆積物 (Rm)

本図幅北部のマテリアの滝の西方、中部の河内川上流域の160 m付近及び役勝川上流の支流の標高70 m付近に分布する、堆積物は現河床より約10-20 m高い位置に堆積したもので、現河川により侵食され、現在は山腹にわずかに堆積物が残っている、

マテリアの滝の西方に分布するものは、大礫層からなり、チャート礫が多い。層厚は数m以上である。

河内川上流域のものはシルト基質の大礫層からなり、礫は亜円礫で、チャート・砂岩及び泥岩からなる。層厚は約10 mである。

役勝川流域のものは、下部は最大50cmに達する礫を含む層厚約1 mの巨礫層からなり、上部は層厚約4 mの中礫層からなる。礫は砂岩及び泥岩からなり、いずれも亜円礫である。

本堆積物から時代決定に有効な化石や年代資料は報告されていない。奄美大島北部では標高10-60 mに中位面群(池田, 1977)が発達し、段丘堆積物が分布する。中位面群は特に東部ほど隆起量が多く、現海面より60 m高いが、西部では10 m程度の比高である。名瀬より南部の奄東大島では、中位段丘面に相当するものは地形的にも明瞭でなく、従来報告もない。しかし今回中位段丘堆積物としたものは、現河床より約10-20 m高い面に堆積したものであり、奄美大島北部の中位面群上に堆積した中位段丘堆積物に対比され、更新世後期(Konishi *et al.*, 1970)の堆積物と推定される。

Ⅶ. 4 沖積層

沖積層は谷底平野堆積物・三角州堆積物・湿地性堆積物及び砂浜堆積物に区分される。本報告では、谷底平野堆積物・三角州堆積物及び湿地性堆積物を一括表現し、砂浜堆積物を他と区分して示した。

Ⅶ. 4. 1 谷底平野堆積物・三角州堆積物・湿地性堆積物(a)

谷底平野堆積物と三角州堆積物は、山地谷あいの川沿いから河口付近にかけて分布する。後者は、川内川・住用川1 役勝川及び河内川の河口付近に比較的広く分布する。堆積物の断面を示す露頭が極めて少なく詳細は明らかでないが、礫・砂及び泥からなる。湿地性堆積物は、図幅中央部の住用川と役勝川の河口付近に分布し、主として礫混じりの泥や砂からなる。多くはマングローブ林となっている。

Ⅶ. 4. 2 砂浜堆積物(b)

本図幅地域はリアス式海岸を特徴とし、海岸の多くの部分は海食崖となっており、その海岸部分には近傍に露出する岩石からなる礫が散在する。礫は大きいもので数mに達する。また局所的だが砂や小礫からなる浜が存在し、住用川及び役勝川河口付近、本図幅南部の嘉徳及び図幅北部の城付近に分布する。海岸より少し陸側には、砂や小礫からなる1-2 mの砂丘状の高まりが認められる。これら砂丘状高まり部分と浜の堆積物を砂浜堆積物として地質図に示した。

砂は主として石英及び長石類からなるが、有孔虫遺骸や珊瑚・貝の破片など石灰質粒子も認められる。

また、しばしば海岸に軽石が打ち上げられている。最大10cmで、白色・灰色及び黒色のものが認められる。これらはよく発泡しており、手で粉々にすることができるものもある。その噴出源は不明であるが、海流の関係からフィリピン・台湾及び南西諸島周辺の陸上あるいは海底の火山が推定されている(加藤, 1980)。

海岸にはビーチロックが認められるところがある。ビーチロックは周辺の岩石や珊瑚の破片などからなる堆積物が石灰質セメントで固結したもので、現在から6,000年前までに形成されたと考えられている(高橋・木庭, 1980)、本図幅地域では局所的に認められるが、「名瀬」図幅内のヒエン浜には比較的広く分布している。

VIII. 応用地質

VII. 1 金属鉱床

VII. 1. 1 研究史及び概要

奄美大島の地下資源には、金属鉱床としてマンガン及び銅があり、痕跡程度だが金を含む鉱石も発見されている(石川, 1910)。マンガン鉱は奄美大島・加計呂麻島及び与路島などに産し、銅は奄美大島に含銅硫化鉄鉱床として産するが、現在いずれの鉱山も採掘はされていない。

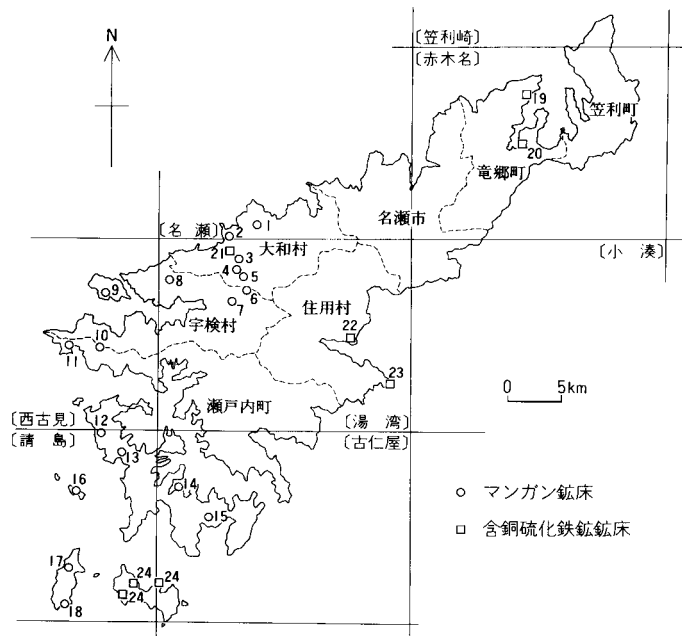
鉱床に関する研究として、古くは石川(1910)が奄美群島地域の鉱床の分布や品位を報告している。吉村(1940, 1941)は大和鉱山のマンガン鉱床について報告を行い、吉村(1969)は更に再調査の後、大和鉱山を初めとするマンガン鉱床について詳細な報告をした。またMomoï(1964)は大和鉱山よりバナジウムを含むザクロ石を報告した。一方、鹿児島地質調査研究会(1959)及び鹿児島県(1960)は奄美群島全域の地下資源についてまとめている。更に地質調査所(1954, 1956)においても奄美大島の鉱床についての記載がある。

VII. 1. 2 マンガン鉱床

マンガン鉱床は奄美大島西部地域・加計呂麻島及び与路島などに分布し、本図幅内には大和鉱山、志河鉱山、宇検鉱山、かみいしはら・芦検鉱山、上石良鉱床、赤池鉱床、名音側原鉱床などがある(第40図, 第41図)。

湯湾岳東方に位置する大和鉱山は最も大規模で調査がよくなされている。大和鉱山については吉村(1940, 1941, 1969)、鹿児島県(1960)が詳細に報告を行っているので、これらに基づいて記述する。

大和鉱山はチャート中にへん豆状に介在するマンガン鉱床である。その正確な位置は不明だが、鉱山付近の地質図・位置図及び報文(吉村, 1940, 1969; 鹿児島地質調査研究会, 1959; 鹿児島県, 1960)より判断すると、湯湾岳北東約1.5kmの秩父帯名音コンプレックスと四万十帯古仁屋コンプレ



第40図 奄美大島のマンガン及び含銅硫化鉄鉱床の分布
 鹿児島県地質調査研究会(1959), 地質調査所(1954, 1956)および吉村(1969)による。[]は5万分の1地形図名。
 1-18:マンガン鉱床。
 1:大金久鉱山, 2:大広鉱山, 3:志河鉱山, 4:赤池鉱山, 5:大和鉱山, 6:上石良鉱床, 7:宇検鉱山, 8:芦検
 鉱山, 9:枝手久鉱床, 10:西方鉱山, 11:西古見鉱山, 12:薩川鉱床, 13:大山鉱山, 14:押角鉱山, 15:野見山鉱山,
 16:スクモバナレ鉱床, 17:与路鉱山, 18:幸益鉱山, 19-24:含銅硫化鉄鉱床, 19:崩床, 20:屋入鉱床, 21:名
 音鉱床, 22:竜鼻山鉱床, 23:大浜鉱床, 24:請島鉱床。

ックス新小勝ユニットの境界付近と推定される。

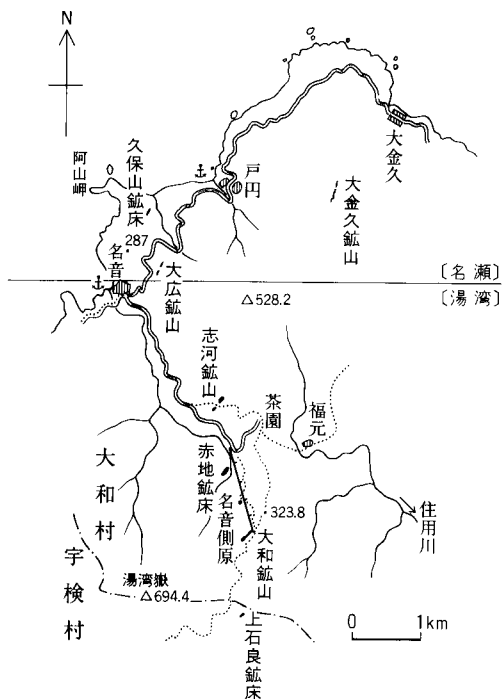
大和鉱山の開発は明治の初め頃といわれ, 昭和10年頃は約400トン採掘された。終戦まで積極的な開発がなされ, 昭和12年から19年には11,017トンを産出した(地質調査所, 1954)。戦後休鉱し、昭和33年11月より再稼行されていたが、現在は採掘されていない。

鉱石は二酸化マンガン鉱・ブラウン鉱・栗色マンガン鉱・ギラ鉱・炭酸マンガン鉱及び珪酸マンガン鉱などがある。各鉱石の品位を第7表及び第8表に記した。なお大和鉱山よりバナジウムを含むザクロ石が報告されている(第9表, Momoi(1964))。

そのほかに湯湾岳東方の上石良鉱床では昭和17年に15t, 芦検鉱山では昭和18-19年に20t採掘されていた(地質調査所, 1954)。また今里西方のチャート岩塊からもマンガンが採掘されたい。

VII. 1. 3 含銅硫化鉄鉱床

銅・硫化鉄鉱床としては、層状含銅硫化鉄鉱床と花崗岩の侵入に関係のある熱水鉱脈とがあり、共に含銅硫化鉄鉱床が主要なものである。主な銅鉱床は本図幅北西部の名音川流域の名音鉱床、本図幅東部の戸玉の北北東約2kmの対岸に位置する竜鼻山(寄浜)鉱床及び市崎の大浜鉱床がある。これらの鉱床の正確な位置は不明なので地質図には記入せず、鹿児島地質調査研究会(1959)や地質調査所(1956)に基



第41図 大和村のマンガン鉱床の分布
吉村(1969)による。[]は5万分の1地形図名。

第7表 旧大和鉱山の鉱石の品位 吉村(1940)による

鉱石種	品位(%)			
	MnO ₂	Mn	Fe	SiO ₂
二酸化マンガン鉱	70-85	50-55	1	2-5
ブラウン鉱	30	50-55	0.5	10-15
栗色マンガン鉱	15-25	50-55	0.5	10-20
ギラ鉱	50-60	35-40	3-5	10-30
炭酸マンガン鉱		35-42	2	10-20
珪酸マンガン鉱		30-35	0.5-2	30-45

づいて、おおよその位置を第39図に示した。

名音川本流域にはいくつかの含銅硫化鉄鉱床(名音鉱床)が点在し、それらは著しく擾乱された緑がかった黒色千枚岩中の片理面に沿ってレンズ状鉱体として胚胎されている。鉱石は黄銅鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱及び白鉄鉱が密雑した塊状鉱である。

竜鼻山鉱床も片理の発達した黒色泥岩中に片理に平行に胚胎されるレンズ状の含銅磁硫鉄鉱床である。鉱石は磁硫鉄鉱を主とし細粒黄銅鉱が密雑し少量の黄鉄鉱を伴うもの、黄銅鉱の墨流し状にはほぼ平行に配列した間隙を主に細粒の磁硫鉄鉱が充填したもの、または白色石英中に細粒黄銅鉱及び黄鉄鉱が鉱染し孔雀石及び緑塩銅鉱が少量含有されるものなどがある。なお花崗岩に近接する部分に胚胎される

第8表 鉱石の化学成分 吉村(1940, 1941)による

鉱石の種類	二酸化マンガン鉱	ブラウン鉱	濃紅色栗色マンガン鉱	栗色マンガン鉱	ギラ鉱
比重	4.31	4.26	4.20	4.17	3.03
SiO ₂	3.14	10.38	7.04	15.96	5.30
TiO ₂	tr	—	—	—	0.17
Al ₂ O ₃	3.02	tr	0.26	0.66	5.88
Fe ₂ O ₃	1.31	0.76	0.35	0.61	4.88
MnO	75.01	66.98	75.38	69.51	50.10
O	15.95	5.86	4.77	2.73	11.45
CaO	0.70	1.65	1.66	1.45	1.28
MgO	0.75	0.61	1.29	0.96	0.65
BaO	0.50	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0.28	—	—	—	17.00
H ₂ O	1.15	0.21	0.10	0.18	0.75
CO ₂ +H ₂ O ⁺	—	1.70	7.95	7.10	—
不溶	—	11.45	—	—	2.98
合計	100.81	99.60	98.80	98.71	100.44
MnO ₂	86.40	31.55	25.95	14.91	61.50
Mn	58.09	52.12	58.25	53.97	38.60

第9表 旧大和鉱山の鉱石中に含まれるバナジウム-ザクロ石の化学組成 Momoi(1964)による

	A	B	C
SiO ₂	35.76	41.54	39.16
TiO ₂	0.11	0.09	—
Al ₂ O ₃	1.93	1.54	16.39
V ₂ O ₅	24.90	22.94	4.52
Fe ₂ O ₃	1.13	1.15**	3.13**
FeO	tr.	—	—
MnO	15.92	14.40	—
MgO	0.08	0.12	3.30
CaO	19.28	17.11	31.96
Na ₂ O	0.25	0.27	—
K ₂ O	0.04	0.05	—
H ₂ O ⁺	0.54*	0.52***	—
H ₂ O	0.10	0.10***	—
CO ₂	—	0.00***	—
Cr ₂ O ₃	—	—	1.01
Total	100.07	99.83	99.47

*不溶残留物 **全鉄 ***九州大学元素化学分析センターによる分析

A. 大和鉱山からの石英不純度1wt%以下のマンガン-ゴールドマナイト、分析者 桃井 斉

B. 同上、石英不純度約10wt%、分析者 桃井 斉

C. Zapiski Vsesoyuz (Badalov, 1951)からのバナジウム-ザクロ石

ものは一部熱水性鉱脈の様相を呈する。昭和15年頃30-40t /月の採掘があった(地質調査所, 1956)。

大浜鉱床は黒色泥岩中に網状鉱脈として数条認められ、黄銅鉱・磁硫鉄鉱などからなる。昭和6-7年に採掘されたが、採掘量は不明である(地質調査所, 1956)。

Ⅶ. 2 砕石

本図幅地域内で現在稼行している砕石場は、住用村戸玉^{とだま}の東方に大規模なものがあり、瀬戸内町油井岳の南東山麓及び田検^{たけん}北方に小規模なものがある。住用村戸玉の砕石場ではホルンフェルス化した砂岩や泥岩を採取し、また油井岳南東の砕石場では砂岩を、田検北方では砂岩や泥岩を採取している。これらは建設・建築及び土木用として利用されている。

そのほか大和村今里南方約2kmの石灰岩及び玄武岩、大和村名音南方の玄武岩、名瀬市朝戸西方約1kmの砂岩を砕石として利用した採掘跡が認められる。

Ⅶ. 3 自然災害

奄美大島の気候は亜熱帯海洋性で高温多雨のため岩石の風化が著しく、赤褐色や黄褐色の表土が厚く生成されている。また基盤岩類も剥離性の強い泥質岩が主体をなすため岩盤のクリープが起き易い。このような表土や基盤岩類の性質と多雨という気候のため、しばしば山腹や谷において土砂崩れが発生し



第42図 平成2年9月の集中豪雨による崖崩れ
住用村上役勝の国道沿い南方約600m付近。

ている。

最近では、平成2年9月の台風19号による集中豪雨のため、9月18日午前11時40分頃南隣図幅の「古仁屋」地域の瀬戸内町古仁屋高丘で大規模な崖崩れが生じ、十数戸が全壊し、11名の死者がでた。また古仁屋大湊でも崖崩れのため1名の死者がでた。この集中豪雨のため島内のいたるところにて崖崩れや道路の崩壊が発生し、一時は交通網が遮断された地域が生じた。本図幅内では住用村上役勝の国道沿い南方約600m地点の山腹が崩壊し、通路を埋めた(第42図)。

文 献

- 地質調査所(1954) 日本鉱産誌. I-c, 289p.
———(1956) 日本鉱産誌. I-b, 395p.
——— (1961) 50万分の1地質図幅「奄美大島」.
- Döderline, L.(1880) Die Liukiu Insel Amami-oshima. Mitt. d. Deutch Geselsch f. Natur und Volerkude Ostasiens, Bd. III, Heft 23-24, p.103-117, p.140-156 (Inaccessibles).
- Foreman, H. P.(1975) Radiolaria from the North Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 32, Washington(U.S. Government Printing Office), p. 579-676.
- 藤田 宏(1989) 中琉球奄美大島西部の”名瀬層”の層序的および構造的位罫. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨集, 20.
- Fujita, H.(1989) Stratigraphy and geologic structure of the Pre-Neogene strata in the Cetral Ryukyu Islamds. *J.Sci.Hiroshima Univ.*, ser.C, vol.9, p.237-284.
- Hanzawa, S.(1935) Topography and geology of the Riukiu Islands. *Sci. Rep.Tohoku Univ.*, ser.2 (Geol), vol.17, p.1-61.
- 橋本光男(1978) 奄美大島より慶良間列島に至る地域の緑色岩. 琉球列島の地質学研究, vol.3, p.19-22.
- 本座栄一・乗船研究者一同(1976) 琉球弧—白嶺丸GH75-1次, GH75-5次航海の調査結果—. 琉球列島の地質学研究, vol.1, p.153-162.
- 猪郷久義(1972) 新しい示準化石—コノドント—. 地学雑, vol.81, p.142-151.
- 池田安隆(1977) 奄美大島の海岸段丘と第四紀後期の地殻変動. 地学雑, vol.86, p.383-389.
- Ishibashi, T.(1969) Stratigraphy of the Triassic Formation in Okinawa-jima, Ryukyus. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser.C, Geology, vol.14, p.373-385.
- Ishida, S.(1969) Wano Formatiom(Eocene)in Amami-Oshima, Ryukyu Island, Japan. *J. Geol. Soc.*, vol.75, p.141-156.
- 石川秀雄・山口四郎(1965) 奄美大島からのアムモナイトの発見とその意義. 地質雑, vol.71, p.78-79.
- 石川成章(1910) 鹿児島県大島並びに徳の島地質及び鉱床一斑. 地質雑, vol.22, p.489-501, p.588-

- 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.
- 鹿児島県(1960) 鹿児島県の地下資源. 鹿児島県, 118p.
- (1981) 土地分類基本調査奄美群島地域, 5万分の1奄美大島北部・喜界島.
- (1983) 土地分類基本調査奄美群島地域, 5万分の1奄美大島南部.
- 鹿児島県地質図編纂委員会(1991) 鹿児島県地質図(10万分の1)及び鹿児島県の地質. 鹿児島県, 117p.
- 鹿児島地質調査研究会(1958) 鹿児島県奄美群島地質図および説明書. 鹿児島県, 21p.
- (1959) 鹿児島県奄美群島の地質並びに地下資源概観—20万分の1地質図説明書. 鹿児島県企画調査室, 22p.
- 蟹沢聡史・遅沢壮一・中川久夫(1983) 奄美大島の中生界ランプロファイヤー類. 岩鉱, vol. 78, p. 394-404.
- 鹿島愛彦(1976) 琉球弧における仏像構造線について. 琉球列島の地質学研究, vol. 1, p. 43-54.
- (1979) 奄美大島・加計呂麻島および沖縄島の古期石灰岩. 琉球列島の地質学研究, vol. 4, p. 7-13.
- (1980) 南西諸島四万十帯の砂岩. 四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集—, p. 109-120.
- (1983) 琉球弧の佛像構造線. 地質論, no. 22, p. 57-65.
- ・高橋治郎(1977) 奄美大島, 加計呂麻島の地質—とくにその同造構時堆積作用について. 琉球列島の地質学研究, vol. 2, p. 25-33.
- 加藤祐三(1980) 琉球列島, 現世軽石の岩石学(予報). 琉球列島の地質学研究, vol. 5, p. 69-73.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和(1989) 綾部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104p.
- 木庭元晴(1980) 琉球層群と海岸段丘. 第四紀研究, vol. 18, p. 189-208.
- 小池敏夫(1979) 日本の二畳系ならびに三畳系におけるコノドントとナマコの骨片による生層序. 鹿沼茂三郎教授退官記念論文集, p. 21-77.
- Konishi, K. (1963) Pre-Miocene basement complex of Okinawa, and the tectonic belts of the Ryukyu Islands. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. 8, p. 569-602.
- 小西健二(1965) 琉球列島(南西諸島)の造構区分. 地質雑, vol. 71, p. 437-457.
- Konishi, K., Ishibashi, T. and Tsuruyama, K. (1973) Find of Nummulites and orthoquartzitic pebbles from the Eocene turbidites in Shimajiri Belt, Okinawa. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. 18, p. 43-53.
- , Schlanger, S. O. and Omura, A. (1970) Neotectonic rates in the central Ryukyu Islands derived from ²³⁰T coral ages. *Marine Geol.*, vol. 9, p. 225-240.
- Matsumoto, T., Ishikawa, H. and Yamakuchi, S. (1966) A Mesozoic ammonite from Amami-Oshima. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 62, p. 234-241.

- Matsuoka, A. and Yao, A. (1985) Latest Jurassic radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.28, p.125-145.
- Momoi, H. (1964) A new vanadium garnet, $(\text{Mn}, \text{Ca})_3\text{V}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, from the Yamato mine, Amami Islands, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser.D, Geology, vol.15, p.73-78.
- 中川久夫(1967) 奄美群島徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質(1). 東北大地質古生物研邦報, no.63, p.1-39.
- 大庭 昇(1959) 奄美大島古仁屋付近の地質, 特に花崗岩質岩類. 鹿大理科報告, no.8, p.115-126.
- 岡田博有(1977) 九州四万十累層群砂岩の予察的研究 - とくに岩石帯 (Petrographic Zone) の提唱 - . 九大理研報 (地質), vol.12, p.203-214.
- 沖野 聡・加藤祐三(1987) 鹿児島県奄美大島の深成岩類について(演旨). 岩鉱, vol.82, p.163-164.
- Osozawa, S. (1984) Geology of Amami Oshima, Central Ryukyu Islands, with special reference to effect of gravity transportation on geologic structure. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser.2(Geology). vol.54, p.165-189.
- 遅沢壮一(1986) 本邦におけるチャート・石灰岩・玄武岩複合岩体の起源. 地質雑, vol.92, p.709-722.
- ・相田吉昭・中森 亨・橋本修一・箕浦幸治・堀口敏秋・中川久夫(1979) 奄美大島の地質(第1報). 琉球列島の地質学研究, vol.4, p.95-106.
- ・———・———・新部明郎・蟹沢聡史・中川久夫(1983) 奄美大島の地質, とくに重力滑動と崩壊による地質の構成について. 地質論, no.22, p.39-56.
- 大塚祐之・早坂祥二・小野慶一(1980) 奄美大島の第四系平層について. 琉球列島の地質学, vol.5, p.55-62.
- Pessagno E. A. Jr. (1976) Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley sequence, California Coast Ranges. *Micropaleont.*, spec. pub., no.2, 95 P.
- 坂井 卓・小野慶一・桃木良隆・大塚裕之・早坂祥三(1977) 奄美大島北部の地質. 琉球列島の地質学研究, vol.2, p.11-23.
- 佐藤 久(1959) 奄美諸島の地形. 九学会連合奄美大島共同調査委員会編, 奄美, 自然と文化, 論文編, p.39-53, 日本学術振興会.
- Schaaf, A. (1984) Les radiolaires du Cretace inferieur et Moyen. *Sci. Geol. Inst. Geol. Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, Mem.*, no.75, p.1-189.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1966) K-Ar ages of granites from Amami-oshima, Ryukyu Islands, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.17, p.430-435.
- Suess, E. (1888) *Antiliz der Erde*. vol. , 219p.
- 鈴木 醇(1937) 西南日本外帯及び琉球列島に発達せる花崗岩質岩石に就いて. 地質雑, vol.44, p.625-660.

- Suzuki, Y. (1954) On the relations between the mineral and chemical compositions of some acid plutonic rocks in Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. 4, vol. 8, p. 431-450.
- Takahashi, J. and Kashima, N. (1979) Geology of Motobu Peninsula, Okinawa-jima with special concern to the lithological correlation between the Pre-Tertiary basement of Motobu Peninsula and the Sambosan Group. Geological Studies of the Ryukyu Islands. vol. 4, p. 15-22.
- 高橋達郎・木庭元晴(1980) 日本列島におけるピーチロックの年代. 琉球列島の地質学研究, vol. 5, p. 125-131.
- Taketani, Y. (1982) Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Urakawa and Obira areas, Hokkaido. *Tohoku Univ., Sci. Rep.*, Ser. 2 (Geol.), vol. 52, p. 1-76.
- 竹内 誠(1992) 南西諸島奄美大島中生界砂岩中の碎屑性ザクロ石の起源. 地質論, no. 38, p. 237-248.
- 寺岡易司・栗本史雄(1986) 宇和島地域の四万十帯白亜系層序—大型化石と放散虫化石の層序学的分布に関連して—. 地調月報, vol. 37, p. 417-453.
- Yanagi, T., Yamaguchi, M. and Nozawa T. (1971) Rb-Sr whole rock ages of the granites of Minami-osumi and Amami-oshima, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser. D, Geology, vol. 21, p. 163-175.
- Yao, A. (1982) Middle Triassic to early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, Central Japan. *J. Geosci. Osaka city Univ.*, vol. 25, p. 53-70.
- (1984) Subdivision of the Mesozoic complex in Kii-Yura area, Southwest Japan and its bearing on the Mesozoic basin development in the southern Chichibu terrane. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 27, p. 41-103.
- 吉村豊文(1940) 鹿児島県大和鉱山の地質及び鉱床(I). 岩鉱, vol. 24, p. 235-244
- (1941) 鹿児島県大和鉱山の地質及び鉱床(II). 岩鉱, vol. 25, p. 21-29.
- (1969) 日本のマンガン鉱床補遺後編, 日本のマンガン鉱山. 吉村豊文教授記念事業会, 1004p.
- Yoshiwara, S. (1901) Geologic structure of the Ryukyu(Loochoo) curve, and its relation to the northern part of Formosa. *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, vol. 16, article 2, p. 1-67.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Amami-O-Shima (17) No.6

GEOLOGY

OF THE

YUWAN DISTRICT

By

Makoto TAKEUCHI

(Written in 1993)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Yuwan district occupies the southern part of Amami-O-Shima (Amami Islands) which is located in the central part of the Ryukyu Arc called Nansei Islands. The district is extensively underlain by the Late Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Chichibu Belt and the Cretaceous sedimentary complex of the Shimanto Belt, both of which were sparsely intruded by Cretaceous lamprophyre and Eocene granitic rocks and intermediate to acidic dikes and are unconformably overlain by Pleistocene terrace deposits and Alluvium. Table 1 shows a summary of the geology of the district.

SEDIMENTARY COMPLEXES OF THE CHICHIBU AND SHIMANTO BELTS

The Naon Complex, a sedimentary complex of the Chichibu Belt, is an Early Cretaceous accretionary complex and is composed of phyllitic mudstone and broken beds of sandstone and mudstone with exotic blocks of basalt, limestone, chert and siliceous mudstone. This complex yields Early Cretaceous radiolarian fossils from mudstone and siliceous mudstone. Permian to Early Cretaceous radiolarian fossils and Triassic conodont

Table 1 Summary of the geology of the Yuwan district.

Age		Geologic unit	Tectonic movement and igneous activity		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Allvium		
		Pleistocene	Middle terrace deposits		
			Higher terrace deposits		
	Neogene	Oligocene			
		Eocene	Wano Formation *		
	Paleogene	Eocene	Granitic rocks and dikes	Intermediate to acidic igneous activity	
		Paleocene			
		Late			
	Mesozoic	Cretaceous	Late	Amami Complex of the Shimanto Belt	Formation of accretionary complex Activity of Alkali basalt(lamprophyre) Formation of accretionary complex
			Early		
Jurassic		Chichibu Belt	Naon Complex	Formation of accretionary complex	
		Late	Yuwan Complex *		

*unexposed in the district

fossils from chert, and Permian fusulinid, coral and conodont fossils from limestone. Two types of sandstone composition are recognized in this complex. One is characterized by the dominance of potash feldspar free and slightly quartz rich wacke, and the other is typified by the dominance of lithic wacke especially including rock fragments of chert and basalt.

The Amami Complex, a sedimentary complex of the Shimanto Belt, is an Albian to Turonian accretionary complex and is divided into the Shinkogachi, Yakugachi and Naze Units. They occupy widely the middle part of Amami Islands from north to south and are made up of multiple westward-dipping thrust sheets.

The Shinkogachi Unit is composed of broken beds of sandstone and mudstone, mudstone and siliceous mudstone with exotic blocks of basalt, chert, mudstone. This unit yields Early to Middle Albian radiolarian fossils from mudstone and siliceous mudstone, Triassic to Jurassic radiolarian fossils from exisotic blocks of chert, and Jurassic radiolarian fossils from exisotic blocks of mudstone.

The Yakugachi Unit consists of broken beds of sandstone and mudstone, massive or thick bedded sandstone, mudstone, broken beds of acidic tuff and mudstone and red mudstone with exotic blocks of limestone and basalt. This unit contains Albian to Turonian radiolarian fossils in mudstone and acidic tuff.

The Naze Unit is made up of broken beds of sandstone and mudstone, massive or thick bedded sandstone, interbedded sandstone and mudstone, mudstone, broken beds of acidic tuff and mudstone with exotic blocks of basalt. This unit contains much poorer fossils than the other units and thus yields a Late Cenomanian to Early Turonian ammonite.

Sandstone of the sedimentary complex of the Shimanto Belt is typified by the dominant feldspathic wack or arenite. Sandstone of the Shinkogachi and Yakugachi Units contains slightly more lithic fragment and matrix than that of the Naze Unit.

INTRUSIVE ROCKS

The intrusive rocks are divided into Cretaceous lamprophyre, Early Eocene plutonic rocks and dikes.

The lamprophyre is composed of cumptonite and spessartite that intruded into the Naon Complex and the Shinkogachi and Yakugachi Units of the Amami Complex. A K-Ar age of 103.8 Ma was obtained for kaersutite.

The plutonic rocks are composed of tonalite, quartz diorite and granite which occur as two small stocks in Ichi and Kachiura. A K-Ar age of 55 ± 4 Ma was obtained for biotite from quartz diorite in the Ichi area, which is correlative to Early Eocene time. The sedimentary complex near the plutonic rocks suffered thermal metamorphism.

Dikes are composed of porphyrite and aplite that intruded into the Shinkogachi and Yakugachi Units.

QUATERNARY

The Quaternary comprises Pleistocene higher and middle terrace deposits and alluvium.

The higher terrace deposits sporadically distributed at 200-400m above the sea-level are composed of gravel, sand and silt. The middle terrace deposits are composed of gravel and were deposited on 10 to 20m higher level than recent riverbed.

The alluvium is composed of gravel, sand, silt and mud, and is topographically divided into valley bottom plain deposits, delta deposits, marsh deposits and beach deposits. The beach deposits contain rich sand particle of quartz, feldspar, and fragments of foraminifera, shell, and coral.

Economic Geology

Manganese ore deposits associated with chert blocks occur in the Naon and Amami Complexes. Cupriferous iron sulfide ore deposits are also found in the both complexes. These deposits occur as lens-like ore bodies in the greenish black phyllite and as metaliferous veins near the granitic bodies. But all mines of these deposits have been closed. Some quarries are present in the complexes of the Chichibu and Shimanto Belts and product crushed rocks of limestone, basalt, sandstone, and mudstone.

文献引用例

竹内 誠(1993) 湯湾地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 69 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Takeuchi, M. (1993) *Geology of the Yuwan district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 69 p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

平成5年10月7日印刷

平成5年10月14日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 茨城県つくば市竹園2-11-6

印刷所 アサヒビジネス株式会社

©1993 Geological Survey of Japan