

宮崎県延岡市北東部の四万十累層群の層序および地質構造

著者	小川内 良人, 岩松 暉, 田邊 暁子
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	17
ページ	67-88
別言語のタイトル	STRATIGRAPHY AND GEOLOGIC STRUCTURES OF THE SHIMANTO SUPERGROUP IN THE NORTHEASTERN PART OF NOBEOKA CITY, MIYAZAKI PREFECTURE, JAPAN
URL	http://hdl.handle.net/10232/00009976

宮崎県延岡市北東部の四万十累層群の層序および地質構造

小川内良人*・岩松 暉*・田邊 暁子**

(1984年9月10日受理)

STRATIGRAPHY AND GEOLOGIC STRUCTURES OF THE SHIMANTO SUPERGROUP IN THE NORTHEASTERN PART OF NOBEOKA CITY, MIYAZAKI PREFECTURE, JAPAN

Yoshito OGAWAUCHI*, Akira IWAMATSU* and Akiko TANABE**

Abstract

The Cretaceous and Paleogene Shimanto Supergroup is widely distributed in the northern part of Miyazaki Prefecture. It is divided into three groups; the Morotsuka group, the Kitagawa group and the Hyuga group. The Cretaceous Morotsuka group lies in fault contact with the Paleogene Kitagawa group. This fault is called the Furue thrust. These groups have similar stratigraphic successions. Namely the lower part of them consists mainly of argillaceous rocks and submarine-sliding deposits intercalated with basic volcanics. The upper is composed of psammitic rocks interbedded with submarine sliding deposits with sandy matrix and huge olistoliths. The paleoslope when the supergroup is deposited faces to the south or southwest.

Basin structures and culminations are observed in the surveyed area. They are formed by the superposed fold system which older E-W trending folds are folded by younger N-S trending folds. Principal structure of the Kyushu Shimanto belt is not a imbricated structure which is leading characteristic of subduction zone, but a above-mentioned gentle fold system.

It has been believed that the Cretaceous Northern Shimanto belt borders the Paleogene Southern Shimanto belt with "Nobeoka tectonic line". However the strata on both side of so-called tectonic line are very similar to each other on lithology, structure and geologic age. Sheared zone and other fault-related structures are not observed. Therefore such a tectonic line does not exist.

は し が き

西南日本外帯に分布する四万十帯は、各地で精力的な研究が進められているが、近年、時代決定に有効な放散虫化石・ナンノ化石などの微化石の発見が報告されるようになり、層序・地質構造・堆積場などについて更に詳しく分かってきた。

本研究の調査地である宮崎県北東部には、白亜系を主体とする諸塚層群、古第三系を主体とする日向層群が分布する。これら両層群に挟まれて北川層群がクサビ状に分布する。北川層群は、いわゆる“延岡構造線”の北方に分布することから、従来、四万十北帯に属するものとみなされ、暗黙のうちに白亜系と考えられてきた。また、本層群を含めた宮崎県北部の“四万十地向斜”の堆積環境については、次のような相異なる見解が並存していた。

* 鹿児島大学理学部地学教室 Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima, Japan.

** 立川市若葉町2-26-9 Tokyo, Japan.

一つは、海溝斜面の付加堆積体とする考え方である(坂井, 1978; 坂井・勘米良, 1981)。その論拠は、四万十累層群は緑色岩類を含む変形の激しい泥質岩とあまり変形していないフリッシュ堆積物からなること、それらは覆瓦状構造をなし海溝側に向かって順次上位の地層が露出することなどである。そこで彼らは前者の泥質岩を海溝付加体とし、後者のフリッシュ堆積物を海段堆積物と解釈した。

これに対して、寺岡(1977, 1979)、今井ほか(1971, 1975, 1979)は、覆瓦状構造については基本的に同じ見解を示したものの、砂岩組成の研究からいわゆる海溝付加体とされている地層中に、陸源砕屑性の堆積物が多く挟まれていて、堆積物のほとんどが大陸地殻起源の砕屑物から構成されていること、塩基性岩類が周りの砕屑岩と整合的に接していることなどから前述の考えに反論した。そして四万十地向斜は arc-trench gap に形成され、堆積物は主として陸側から供給されたとした。

このように著しく異なる見解が生じた原因は、九州四万十帯各地の層序・構造が未解明のまま残されており、確かな論拠なしに推論を重ねているからである。詳しい層序・構造が未だに確定せずしばしば層序の大幅な改訂が行なわれるのは、四万十累層群中に海底地すべり堆積物が頻繁に挟まれ、地質構造を把握するのが困難だからである。しかも従来の研究は、内陸部で行なわれてきたため、露頭の制約上海底地すべり堆積物と認識することも難しく、地すべり性の断層を構造性の断層と誤認する例もままあった。そこで今回、露頭条件の良い海岸部に調査地をもうけ、四万十累層群の層序・構造及び堆積環境について研究を行なった。また、放散虫化石の発見に努め地質時代の確定をはかった。ここでは主として諸塚層群と北川層群を中心に報告する。

本研究にあたり、鹿児島大学理学部露木利貞教授には御指導と御鞭達をいただいた。放散虫化石の鑑定は大阪大学教養部の中世古幸次郎博士にお願いした。また、鹿児島大学理学部の小林哲夫氏、鹿児島県庁の信田圭三氏には、野外調査に同道していただき、有益な御討論をいただいた。宮崎県警の日高 修氏には貴重な資料を提供していただいた。これらの方々に深く感謝の意を表する次第である。さらに、調査地で宿を提供していただいた北浦町古江の西村伸博氏、延岡市須美江の甲斐一郎氏、なにかと調査の便宜を計っていただいた延岡市の興梶武継氏、井上豪己氏、波当津の池永司氏、北浦町古江の方々には大変お世話になった。これらの方々に厚く御礼申し上げる。

地 質 概 説

調査地域は宮崎県延岡市北東部の日豊海岸沿いである(図. 1)。本地域の四万十累層群は白亜系の諸塚層群、上部白亜系(?)~古第三系始新統の北川層群、始新統上部(?)~中新統下部の日向層群に区分される(第1表, 図. 2)。いずれも海底地すべり堆積物が卓越するのが特徴である。前二者は、ともに下部に泥質岩を挟み、上部になると砂質岩を頻繁に挟む。全体としては上方粗粒化の傾向が認められる。

諸塚層群と北川層群とは、古江衝上断層により境され、北川層群と川口断層で接する。従来、本地域には四万十累層群を、白亜系主体の北帯と古第三系主体の南帯に画するいわゆる“延岡構造線”があると考えられていた。しかし、“構造線”の両側の地層には、岩質的にも構造的にも大きな相違がみられず、また北側の地層から古第三紀始新世の放散虫化石を産出したことなどから、本地域には延岡構造線は存在しないと結論した。

また、本地域には地層の走向と同方向の褶曲と、それより新しい南北方向の褶曲が重なった重複褶曲が存在する。これにより地域の北部ではベースン構造が、南部では曲隆構造が見られる(図.

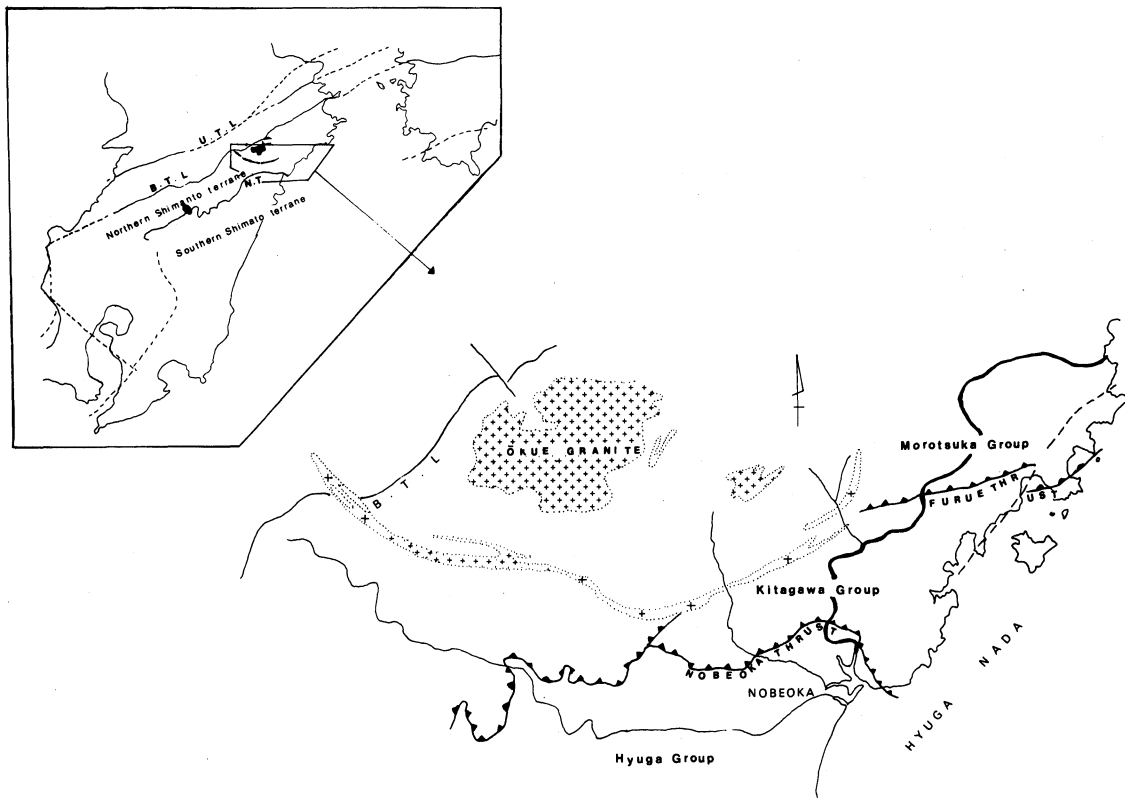


図1 調査地域の位置図
Index map of the surveyed area

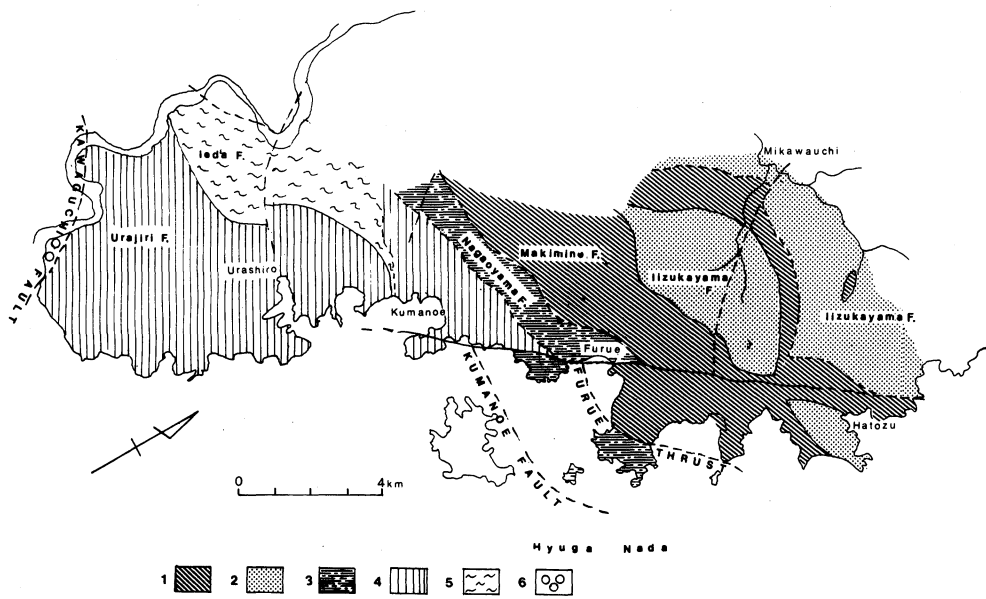


図2 調査地域の地質概略図
1: 横峰層, 2: 飯塚山層, 3: 長尾山層, 4: 浦尻層, 5: 家田層, 6: 川口層
Geological sketch map of the surveyed area

3, 図. 6)。

層 序 各 論

A. 諸塚層群

諸塚層群は下位より槇峰層・飯塚山層に区分される。このうち飯塚山層は、今井ほか(1971, 1975)の八戸層Ⅰ・Ⅱに相当するが、模式地に比べて厚層砂岩に富み、酸性凝灰岩を挟在するなど、今井ほかの日の影層の可能性があるので、混雑を避ける意味で、本地域では別な名称を用いる(図. 4)。

1. 槇峰層(今井ほか, 1971)

本層は直海東方から西部の鏡山付近及び岳山北部から東部の波当津海岸にかけて広く分布する。層厚は約1300mほどである。海底地すべり堆積物を主として、泥質岩、塩基性岩類を挟む。中部に少量の細粒~中粒砂岩が、上部に酸性凝灰岩が挟在する。

海底地すべり堆積物は、本層に非常に卓越しているが、ほとんどスランプ礫岩からなる。スランプ礫岩の基質は、黒色頁岩・砂質頁岩・凝灰質葉理をもつ頁岩からなり、まれに砂岩頁岩薄互層もみられる。クラストは砂岩が多く、ときには塩基性岩類・チャート・頁岩などもある。砂岩

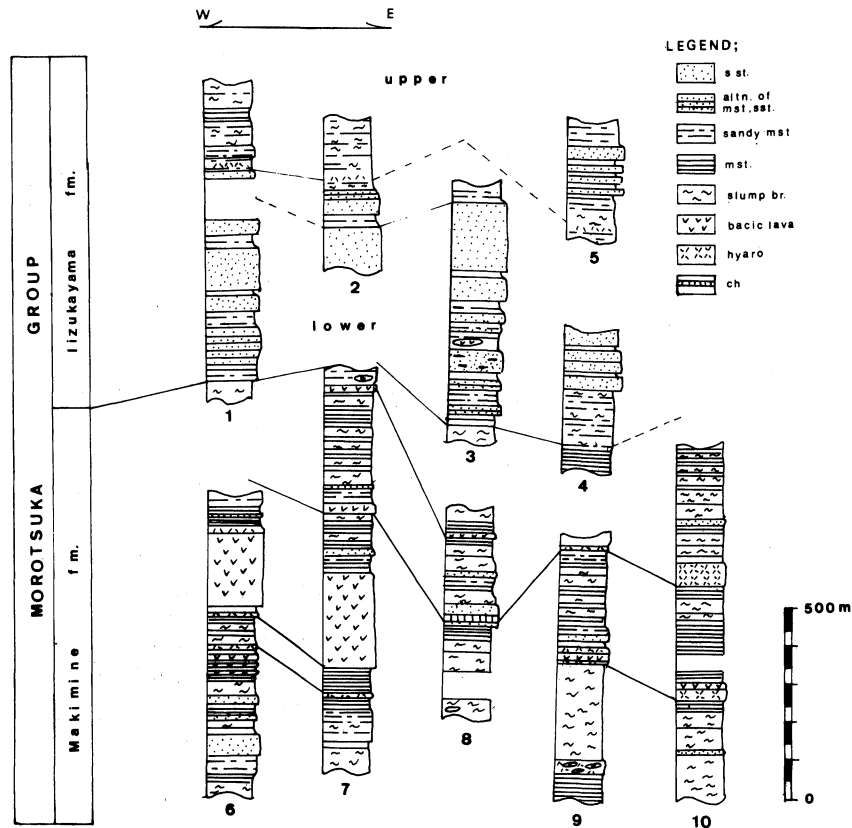


図4 諸塚層群の各個柱状図

1: 岳山林道, 2: 三川内, 3: 市尾内沢, 4: 陣が峰, 5: 市尾内, 6: 丸尾山沢, 7: 熊野江川, 8: 地下, 9: 市振海岸, 10: 直海海岸

Columnar sections of the Morotsuka group

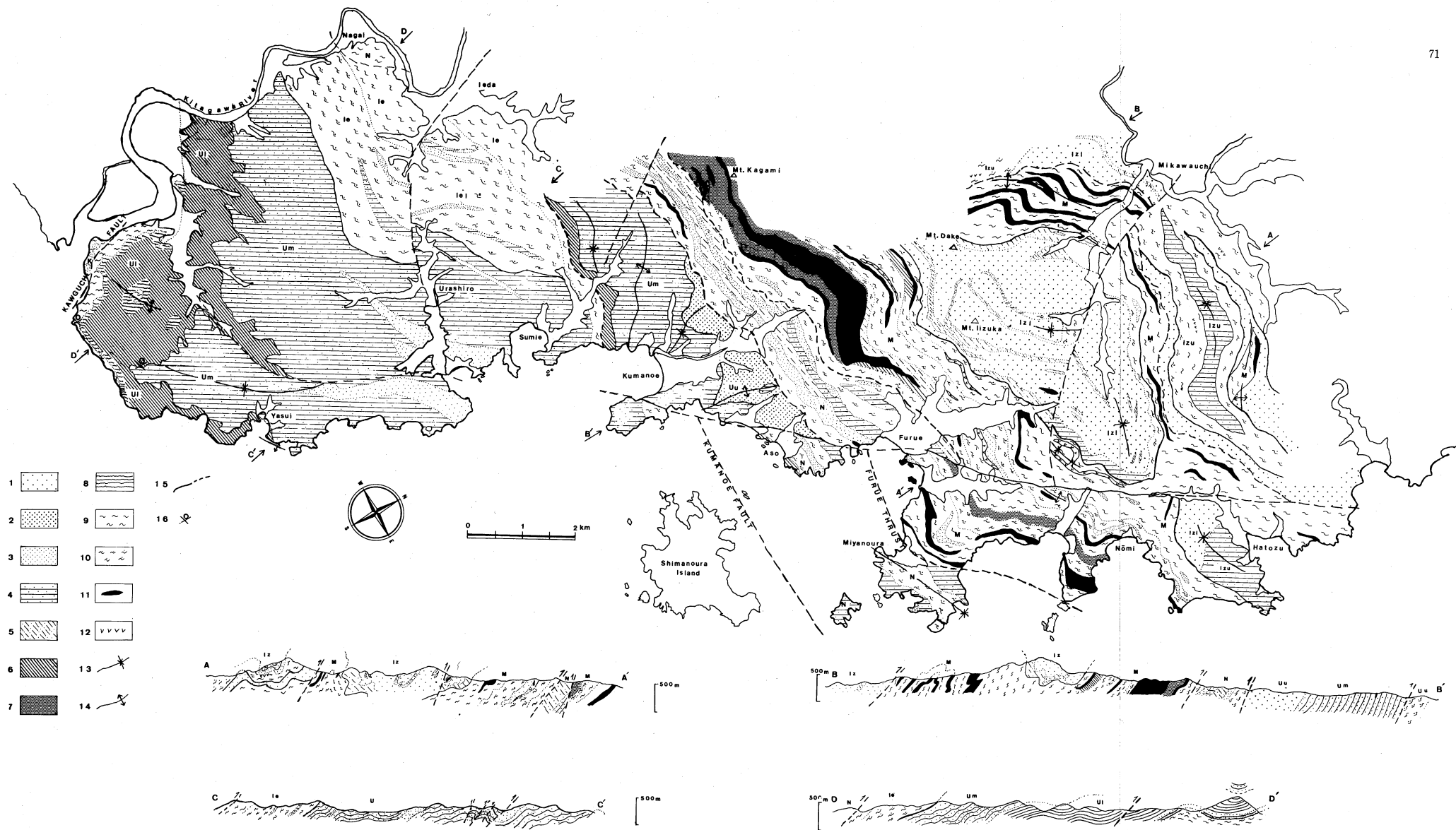


図3 宮崎県延岡市北東部の地質図および断面図

1: 砂岩 (飯塚山層), 2: 砂岩 (浦尻層上部層), 3: 砂岩 (海底地すべり堆積物), 4: 砂岩頁岩互層, 5: 砂質頁岩, 6: 砂岩薄層をもつ頁岩, 7: 千枚岩, 8: チャートラミナイト, 9: 海底地すべり堆積物 (頁岩型), 10: 海底地すべり堆積物 (砂質頁岩型), 11: 塩基性岩類, 12: 酸性凝灰岩, 13: 向斜軸, 14: 背斜軸, 15: 断層, 16: 化石産地, M: 横峰層, Izl: 飯塚山層下部層, Iz: 飯塚山層上部層, N: 長尾山層, U: 浦尻層下部層, Um: 浦尻層中部層, Uu: 浦尻層上部層, Ie: 家田層, K: 川口層

Geological map and geological cross sections of the northeastern part of the Nobeoka City, Miyazaki Prefecture

表1 調査地域の四万十累層群の層序
Stratigraphic sequence of the Shimanto Supergroup of the surveyed area

Age	Group	Formation & Member (thickness --- m)
Paleogene	Hyuga Group	Kawaguchi Formation (180 ±)
		Kawaguchi Fault
Upper Cretaceous ? Paleogene	Kitagawa Group	Ieda Formation (600 ±)
		Upper Member (150 ±)
		Urajiri Formation Middle M. (650 ±)
		Lower M. (250 ±)
		Nagaoyama Formation (600 ±)
		Furue Thrust
Cretaceous	Morotsuka Group	Iizukayama Formation Upper M. (300 ±)
		Lower M. (600 ±)
		Makimine Formation (1300 ±)

クラストのうち大きさが数m以下のものは、一般に極細粒～細粒でやや珪質である。数m以上になると細粒～中粒が多い。一部粗粒な部分もあり、級化構造を有し、葉片状の頁岩岩片を含むこともある。一般に淘汰が悪く、亜角礫～角礫で基質が20～30%の長石質ワッケである。

本層の中位層準には比較的連続性のよい砂岩層があり、東方に行くと砂岩優勢砂岩頁岩互層に変わる。

泥質岩は、黒色頁岩～粘板岩がほとんどで、一部千枚岩化している。東方では砂質頁岩に富み、しばしば砂質葉理を挟む。葉理は数mm～1cmの厚さで、極細粒である。西方では、下位の層準で砂質葉理を挟むが、大部分は無層理頁岩である。鏡山付近では千枚岩化しており、まれにチャートラミナイト(吉田, 1981)がみられる。塩基性岩類を挟む層準の側方延長や、上下の泥質岩中には、しばしば緑灰色を呈する凝灰質葉理や凝灰質頁岩がみられる。本層の泥質岩は、模式地の槇峰に比べ砂質岩に富む。

塩基性岩類は、枕状溶岩やハイアロクラスタイトからなり、まれにチャート薄層を伴うこともある。塩基性溶岩はしばしば枕状構造を呈しており、枕の大きさは平均30cm, 最大1.5mである。また、枕はほとんど偏平になっているため上下判定が困難なこともある。鏡下では、無斑晶でオフィティック組織を残しており、長柱状の斜長石・単斜輝石があり、急冷相を示す。塊状溶岩には、ときに斜長石・単斜輝石の斑晶があるが、緑簾石・緑泥石・アクチノ閃石に置換されている。ハイアロクラスタイトにも、緑泥石・緑簾石・沸石・方解石がみられる。塩基性岩類は比較的連続性があり、側方変化している。また、最下部の層準にオリストリスとして含まれていることも

ある。諸塚層群の塩基性岩類は、しばしば放散虫チャートを伴うことが報告されている（坂井，1978；佐野ほか，1979；土谷ほか，1979）が，本地域では認められなかった。

本層の上部には，酸性凝灰岩が挟在しており，珪質化して非常に硬い。白色～淡灰色及び淡緑灰色を呈しており，極細粒～細粒である。細粒な部分は，斑晶に石英・アルバイトがあり，石英の部分には，黒雲母の破片がある。泥質岩と互層をなしていることが多く，厚さは1 cm～60 cmで，ときに塊状を呈する。酸性凝灰岩は連続性に乏しい。

2. 飯塚山層（新称）〈模式地〉北浦町飯塚山林道

本層は下位の楨峰層との関係は整合であるが，北部では断層で接している。層厚は約900 mほどである。本層は，厚層砂岩と砂質頁岩からなる下部層と，海底地すべり堆積物及び砂岩頁岩互層からなる上部層とに区分される。

下部層は飯塚山付近を中心として波当津南部と，地域北限に分布する。厚層砂岩を主体とし，砂質頁岩を数層準に挟む。下部には泥質岩が卓越している。

砂岩は細粒～中粒で淘汰が悪く，円磨度は垂角礫～角礫である。基質は20～30%であるが，ときには20%以下のアレナイト質砂岩も存在する。厚層砂岩には，粗粒な部分があり，級化構造がみられることもある。また，1 cm～7 cmの頁岩の岩片がパッチ状に特定層準に含まれていることがあり，鍵層として追跡可能である。

砂質頁岩は，厚さ1 m～40 mで，厚層砂岩中に挟まれているが，層厚の薄いものは連続性に乏しい。厚層になると側方変化が著しく，西部では砂岩頁岩互層に変わり，東部では海底地すべり堆積物に変わる。下部の泥質岩は淘汰が悪く，細粒～中粒で，まれに粗粒の砂岩が斑点状に含まれる。また，火山岩片をしばしば含み，中には1 cm大の塩基性凝灰岩の角礫がみられる。古江北部では厚さ5 mの塩基性溶岩がチャートを伴ってみられるが，連続性に乏しいことから，スランプ礫岩のクラストである可能性もある。

上部層は本地域の最北端部と，波当津南部に分布する。下部は海底地すべり堆積物を主とし，酸性凝灰岩を挟在する。上部は砂岩頁岩互層に富む。

下部の海底地すべり堆積物は，ほとんどスランプ礫岩からなり，基質は砂質頁岩及び砂岩頁岩薄互層で，互層の砂岩の単層の厚さは1 cm～3 cmほどである。クラストはほとんど砂岩からなり，大きさは1 m～3 mのものが多く，砂岩の性質は下部層砂岩と同じである。酸性凝灰岩は，極細粒で，淡灰色～白色を呈する。層厚は50 cm～2 mである。連続性に乏しい。

本層上部の砂岩頁岩互層は，砂岩の単層の厚さが10 cm～20 cmである。ときに，5～10 mの砂岩層を挟むこともある。砂岩は細粒～中粒で長石質ワッケである。互層中の頁岩は，やや剝離性があり，シルト岩に富み級化構造がみられることもある。砂岩との境は不明瞭なことが多い。

B. 北川層群

本層群は，諸塚層群・日向層群とそれぞれ断層で接する。下位から長尾山層・浦尻層・家田層に区分される。地層名は，橋本（1962）に従ったが，浦尻層は新たに再区分し，浦尻層・家田層に分けた（図. 5）。

1. 長尾山層（橋本，1960）

本層は上限と下限をそれぞれ，古江衝上断層・熊野江断層により画せられる。宮野浦付近から須美江北部に分布し，層厚は600 mである。泥質砂岩と砂質頁岩の厚互層からなり，海底地すべり堆積物・礫岩層・塩基性岩類を挟む。

砂岩は，下部で基質が50%～65%と多く，細粒で石英が非常に多い。上部は基質が40%～50%，

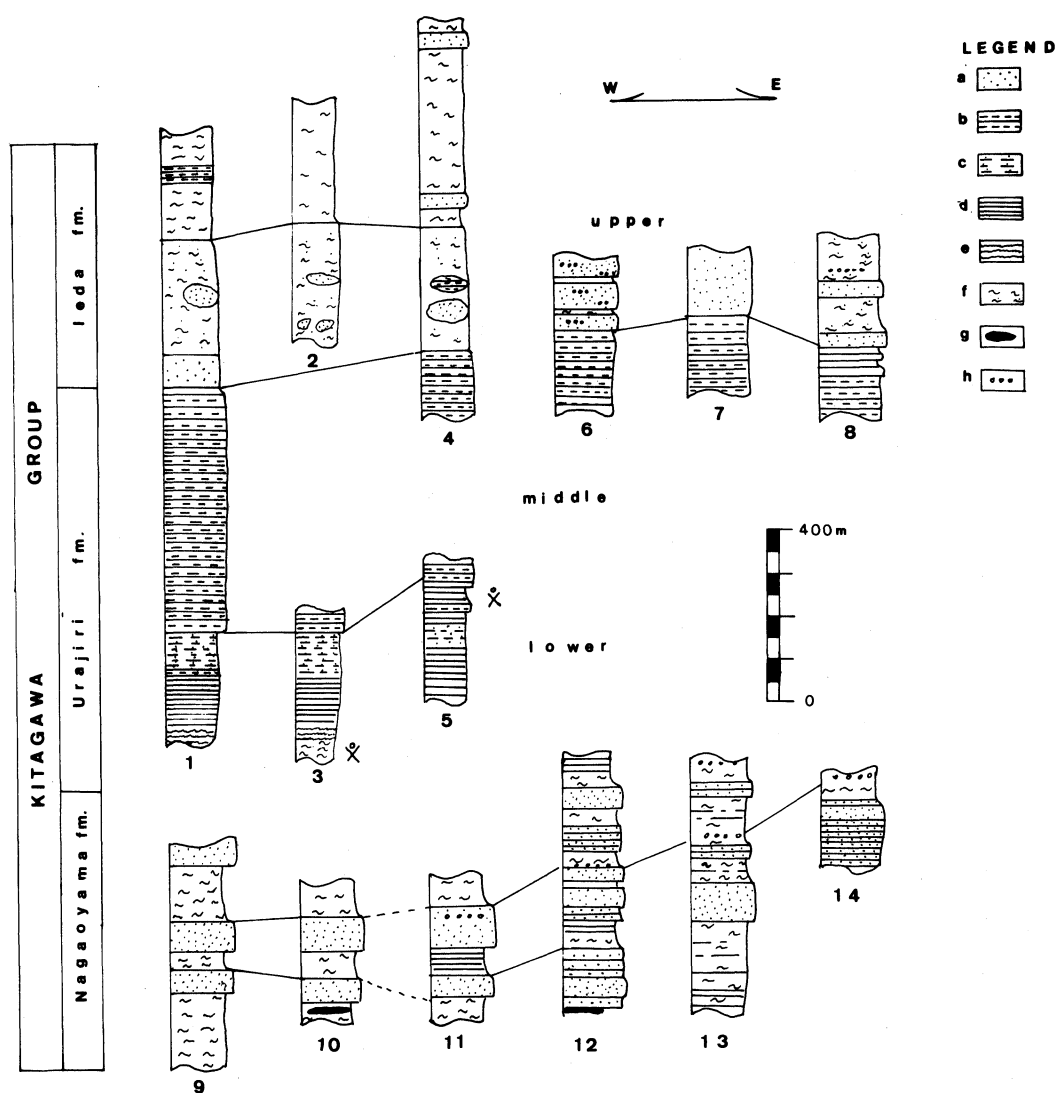


図5 北川層群の各個柱状図

a : 砂岩, b : 砂岩頁岩互層, c : 砂質頁岩, d : 頁岩, e : チャートラミナイト, f : 海底地すべり堆積物, g : 塩基性岩類, h : 礫岩, 1 : 北川沿い, 2 : 長谷西, 3 : 旭化成工場東部, 4 : 浦尻川南, 5 : 神戸北, 6 : 熊野江林道, 7 : 下阿蘇, 8 : 熊野江東, 9 : 鏡山林道, 10 : 須美江沢, 11 : 熊野江林道北部, 12 : 古江南西海岸, 13 : 阿蘇東海岸, 14 : 宮野浦

Columnar sections of the Kitagawa group

細粒～中粒で下部に比べ長石類が増加する。東部の宮野浦付近では、粗粒砂岩～細礫岩となることもある。層面へき開が著しく発達しており、特に阿蘇北部では泥質砂岩が粘板岩状に割れやすい。また東部では、砂岩頁岩互層がみられるが、泥質砂岩と砂質頁岩の互層のため、砂岩と頁岩の境が不明瞭である。

本層の海底地すべり堆積物は、東部と西部に多くみられる。ほとんどスランプ礫岩からなるが、宮野浦東部にはスランプ褶曲をした砂岩頁岩細互層がある。スランプ礫岩の基質は砂質頁岩が多いが、阿蘇東部から宮野浦付近にかけて含礫頁岩を基質とする層準がある。その基質の礫は、チャート・砂岩からなる。スランプ礫岩のクラストはほとんど砂岩からなるが、下位の層準と上

位の層準には、塩基性凝灰岩がみられる。

本層の中部と上部に礫岩層が挟まれており、前者の礫岩層は層厚40~70cmでやや連続性がある。礫径は平均2cm、最大7cmで、西方に小さくなる。亜円礫~円礫である。礫種は細粒砂岩・チャート・流紋岩からなる。礫岩層の基質は砂質頁岩である。他に粗粒砂岩の偽礫があり、層理面に平行になっており、かつ、傾斜方向に著しく伸びている。長径と短径の比が3:1ないし5:1ほどである。傾斜方向にすべり面をもつこともある。これは、未固結時に構造的変形を受けたものと思われる。礫岩層中の偽礫には、インブリケーションがみられることもある。古流向は北方向からである。

本層の最下部には、塩基性岩類が不連続に挟まれる。須美江北ではハイアロクラスタイト、古江南西部では塩基性溶岩がみられる。ハイアロクラスタイトは、泥質岩と互層することもある。溶岩には石灰質の捕獲岩を含み、上限は直接、砂岩層と接する。

2. 浦尻層（再定義）

本層は、下部層・中部層・上部層に区分される。全体として砂岩頁岩互層がよく発達している。下部層は泥質岩に富み上方粗粒化の傾向があり、中部層の砂岩頁岩互層に漸移する。中部層の砂岩の単層は上方に厚くなり、最上部の厚層砂岩に移化する。つまり、本層全体を通じて上方粗粒化の傾向がみられる。

下部層は川口断層の北側に分布する。最下位には、海底地すべり堆積物がみられる。これは、ほとんどスランプ礫岩からなる。基質は凝灰質葉理をもつ頁岩で、上方にチャート葉理が挟まれるようになる。クラストは、砂岩・塩基性凝灰岩・チャートからなる。砂岩は極細粒~細粒で基質に富む。大きさは、下位で50cm~3m、上位では3cm~10cmで上方に小さくなる。海底地すべり堆積物を主体とする層の上位はチャートラミナイトになっているが、その境のスランプ礫岩のクラストには構造変形がみられない（後述）。チャートラミナイトは、0.5~1cmの葉理と泥質岩との極薄互層からなり、微細褶曲がみられる。チャートラミナイトは上方へ砂質になり、砂質葉理を挟む頁岩、砂岩薄層を挟む頁岩の順に漸移する。砂岩は極細粒で珪質である。砂質葉理が挟まれる層準には生痕化石があり、比較的連続して追跡できる。また、同層準には、泥質岩ノジュールが、へき開褶曲で曲げられているのが観察される。

海底地すべり堆積物の基質の凝灰質な部分と、砂質葉理をもつ頁岩から、保存良好な放散虫化石を産出した。前者より産出した化石は十分な鑑定はできなかったが、おそらく古第三紀始新世であろう（図版1）。後者は、*Theocotyle ficus* (EHRENBERG), *Calocyclas* sp., *Podocyrtis* sp., *Heliodicus* sp. で、古第三紀おそらく始新世を示すものである（図版2）。

中部層は、熊野江から浦城・北川沿いに広く分布する。砂岩頁岩互層からなり、さまざまな波長のスランプ褶曲が観察される。本層は岩相が単調で構造をつかみにくいが、海岸部で同層準が繰り返して分布しているのが観察されることから、分布が広い割にはそれほど厚くないと思われる。おそらく600mぐらいであろう。

砂岩頁岩互層は砂岩優勢である。砂岩の単層の厚さは、下位で5~15cm、上位で10~30cmである。上方に層厚が増す傾向がある。頁岩の単層の厚さは3~20cmである。砂岩は極細粒~細粒が多く、単層の厚さが薄いほど細かくなっている。また地域の西方に行くほど粒度が小さくなっており、単層の厚さも薄いものが多い。砂岩の下面には荷重痕がみられ、級化構造や平行葉理があり、この砂岩頁岩互層はタービダイト起源と思われる。砂岩は、基質が40~50%で、石英・チャート粒が著しく多い。亜角礫~角礫でまれに亜円礫もみられる。砂岩頁岩互層中の頁岩は砂質頁岩が多く、砂質葉理を挟む。特定層準に生痕化石が密集しており、泥質岩が著しく擾乱されている。生

痕化石には、サンドパイプとネレイテスがあり、サンドパイプは層理面に平行か低角度で斜交している。管の大きさは1～8mmで、まれに1cmを越すものもある。また泥質岩中には、さまざまな大きさのノジュールがみられる。黒色泥岩とマール質のものがあり、大きさは平均5cm、最大20cmで層理面方向に扁平になったものが多い。

上部層は熊野江付近に分布する。厚層砂岩を主とし、海底地すべり堆積物・礫岩を伴う。砂岩層は、単層の厚さが下位で80cm～3mほどで、上方に厚くなる傾向があり、最上部では塊状砂岩に変わる。級化構造や平行葉理があり、厚層砂岩には、斜交葉理がみられることもある。平行葉理は、砂岩の厚さが90cm～1mぐらいの層に多いようである。砂岩は、基質が40%～50%で石英・チャート粒が多く、酸性火山岩片・微斜長石を含み、比較的供給源に近い堆積相を示す。礫岩層は、塊状砂岩中に挟まれ、厚さが50cm～1mであるが、連続性に乏しい。砂岩を削りこむようにして堆積しており、小規模のチャンネルを形成している。礫は、亜円礫～円礫で、礫径は1cm～4cmである。礫種は砂岩・頁岩・チャート・酸性岩（流紋岩？）などである。その他に砂岩や泥岩の偽礫があり、円礫の間を埋めている。砂岩は厚層砂岩と同じ組成である。

海底地すべり堆積物はほとんどスランプ礫岩からなる。その基質は砂質頁岩で、クラストは砂岩がほとんどである。砂岩は細粒～中粒で砂岩組成は厚層砂岩と同じである。初生の堆積構造を保存しているものが多く、平行葉理や斜交葉理・級化構造がある。

3. 家田層（坂井ほか，1981）

本層は、地域南西部の家田付近に分布し、層厚は約600mである。海底地すべり堆積物を主とする。ほとんどスランプ礫岩からなり、下部と上部で基質の相違がみられる。クラストはほとんど砂岩である。砂岩組成は浦尻層と同じである。下部の基質は砂質頁岩に富む。クラストの大きさが1m～2km近くに達するものもある。大きなクラストは、初生の堆積構造をよく保存していて、細粒～中粒砂岩層や砂岩頁岩互層のクラストもある。

上部の海底地すべり堆積物の基質は頁岩が多く、クラストの大きさは、30cm～1mのものが多い。まれに100mを越すものもある。

C. 日向層群

川口層（新称）＜模式地＞延岡市川口付近

本層は川口断層の南側に分布する。層厚は約180mである。海底地すべり堆積物を主体とする。スランプ礫岩がほとんどで、その基質はやや剝離性のある頁岩である。頁岩はスランピングにより擾乱していて、初生の堆積構造がほとんど残っていない。クラストは中粒～粗粒の砂岩で、大きさが50m以上のものが多い。その砂岩は、亜円礫～亜角礫で、石英に富み火山岩片が多く、アレナイト質である。

地域外ではあるが西方延長部の延岡市無鹿町東海中学校北付近において、砂岩の他に、堆積構造のよく保存された砂岩泥岩互層のクラストが観察される。大きさは100m以上である。砂岩泥岩互層の単層の厚さは5cm～10cmで、泥岩中にはサンドパイプがみられる。泥岩は団粒状に割れやすく、下位の諸塚層群に比べ、格段に変形が弱い。

地質構造

今回、塩基性岩類や厚層砂岩・特徴ある海底地すべり堆積物などいくつかの鍵層を組み合わせ、追跡した結果、ある程度地質構造を把握することができた（図. 6）。

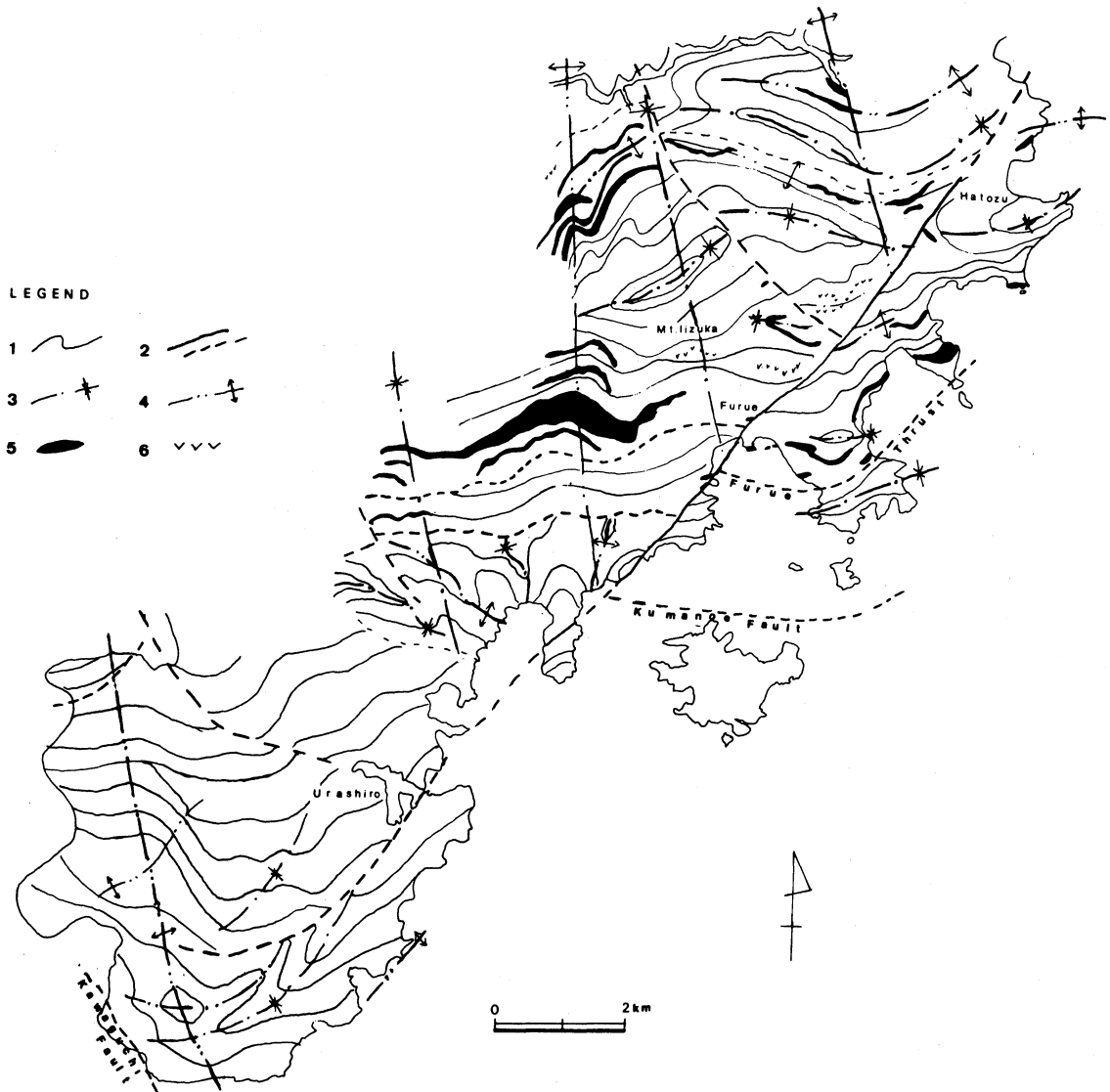


図6 調査地域の構造図

1: 走向線, 2: 断層, 3: 向斜軸, 4: 背斜軸, 5: 塩基性岩類, 6: 酸性凝灰岩
Tectonic map of the surveyed area

1. 一般構造及び褶曲構造

諸塚層群の一般走向は東西方向と北東—南西方向が多く、傾斜は北へ 30° ~ 60° である。走向方向の小規模な逆断層がある。北川層群の長尾山層では、一般走向が東西方向で傾斜は北へ 25° ~ 60° である。浦尻層の一般走向は、東部で北東—南西方向、西部で東西方向、須美江北では北西—南東方向が多い。傾斜は北ないし北西に 10° ~ 50° であるが、東や南東に傾斜するものもある。逆転層もあり、特に熊野江付近に多い。

本地域の北部では、地層の走向と同じ方向の軸をもち、軸面の北へ傾いた褶曲構造がある。向斜部は翼間角の大きい開いた褶曲で、背斜部は閉じた褶曲である。半波長が数百m~2kmオーダー

で南フェルゲンツを示す。これに伴う波長数m~数十mオーダーの褶曲がしばしば存在する。

本地域の浦尻層には、厚層砂岩を除き、褶曲に伴うへき開がよく発達している。へき開は北東—南西方向と東西方向の間で変化するが、一般に東西方向のものが多い。北ないし北西に10°~30°傾く。浦尻層下部層の砂岩薄層を挟む泥質岩には、波長数十cm~数mオーダーのへき開褶曲が著しい。砂岩頁岩互層では、岩相が単調なため、褶曲の形態はよくつかめなかったが、下部層と中部層との境界の追跡から、同方向の軸を持つ褶曲構造が推定される。波長は数百m~1kmオーダーである。泥質岩を主とする下部層に比べ褶曲の波長が大きく、岩質による相違が認められる。

浦尻層のへき開は、地層と斜交しているが、他の層では層面へき開が多い。特に長尾山層には層面へき開が発達している。

本地域には、地層の走向と同じ方向の軸をもつ褶曲構造の他に、この軸を曲げる南北性の褶曲がある。それは以下のような事実から推定される。地域北部では飯塚山層を取り巻くように槇峰層が分布している。これは東西方向の褶曲軸が、飯塚山付近を境に西部で東方に5°~10°プランジし、東部で西方に5°内外プランジしていて、ベースン構造をなしているからである。また、槇峰層中の塩基性岩類は、岳山北部と直海付近で東方及び西方へのプランジを示すS字型及び逆S字型の分布を示している。一方、南部の川口断層の北部では、浦尻層下部層の海底地すべり堆積物を含む地層とチャートラミナイトが、曲隆構造を形成している。これは東北東—西南西の背斜構造が南北性の背斜構造と重複しているためである。

このように、走向方向の軸をもつ褶曲構造は、より新しい南北性の褶曲により軸が曲げられて、重複褶曲を形成している。南北性の褶曲は半波長が2~3kmで緩やかな開いた褶曲である。

2. 断層

調査地域でみられる断層は、東西系（走向方向）の逆断層と北西—南東系・北東—南西系の3種類がある。このうち、北西—南東系は推定断層である。以下、東西系及び北東—南西系についてそれぞれ記載する。

a) 東西系

東西系は、本地域の層序及び地質構造を区分する重要な断層である。北から古江衝上断層・熊野江断層・川口断層がある。

古江衝上断層（再定義）

白亜系の諸塚層群と古第三系を主体とする北川層群を区分する断層である。直海南部から宮野浦北部・古江・鏡山南部を通る。古江付近では、北東—南西系の断層により転移している。

この衝上断層は、普通明瞭な破碎帯を伴わないが、須美江沢・熊野江北・宮野浦東海岸では、幅30cm~数mにかけて、泥質岩が著しく構造的にせん断された断層破碎帯が観察される。断層面は北に30°~50°の傾きをもつ。上盤の諸塚層群の泥質岩には、微細褶曲が発達しており、逆転層になっていることもある。また衝上断層の付近では、これと同じ方向の破碎帯をもつ断層や、石英脈がみられる。かなりの幅をもって変形を受けているようである。

熊野江断層（新称）

長尾山層と浦尻層の一般走向に大きな相違がみられるが、へき開の方向は同じ東西方向であり、構造的に大きな相違はみられない。両層の境には、顕著な破碎帯を伴う断層は認められない。浦尻層には、波長数百m~1kmの褶曲がみられる。長尾山層には、東部で、波長が数百mの向斜構造があるが、一般に、微細褶曲が多い。また長尾山層には層面へき開が顕著であるにもかかわらず、最下部の泥質岩にはへき開の発達に著しい差があり、へき開の発達に乏しい部分もある。おそらく泥質岩に富む長尾山層と砂質岩に富む浦尻層とが、それぞれ異なった波長で褶曲し

たため、その境にデコマルが形成されたものと思われる。

本断層の一部は、坂井ほか(1981)の古江衝上断層と一致するが、長尾山層と浦尻層との間には、大きな破碎帯を伴うような断層は認められない。また、両層の砂岩組成は類似しており(図. 7), 同じ堆積盆内で堆積したものと思われる。長尾山層は北川層群中の一部に含めるべきで、両層は衝上断層で境されない。

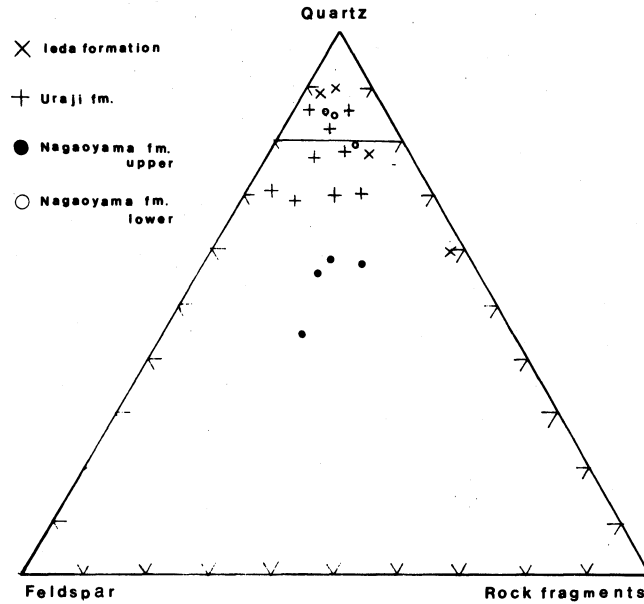


図7 北川層群の砂岩組成
Compositional diagram of sandstone from the Kitagawa group

川口断層(新称)

本断層を境に岩質及び地層の変形の程度に相違がみられる。断層の北側の浦尻層下部層の砂岩は基質が多く石英に富む。南側の川口層には、ときにアレナイト質砂岩があり、浦尻層に比べ石英粒は少なく火山岩片に富む。また、北川層群の泥質岩には著しい剝離性があるのに対し、川口層中の海底地すべり堆積物中の基質の泥岩はやや剝離性に乏しい。また砂岩泥岩互層クラスト中の泥岩は団粒状に割れやすい。さらに、川口層の地層分布は北川層群の褶曲形態と不調和で、東西走向を示す。

これらのことより、両層の間には断層が推定される。浦尻層の下部層から始新世おそらく中期までを示す放射虫化石を産したが、日向層群は微化石により始新世後期から始まると推定されている(西ほか, 1984)。本断層は、始新世中期層と後期層を分ける断層であるかもしれない。

b) 北東-南西系

前述の断層を切る断層である。このうち、波当津~古江~熊野江南部を通る断層は、連続性があり北東延長方向は、大分県の蒲江付近まで追跡できる。40cm~1mの破碎帯があり、断層面は70°~90°北西に傾く。下盤側に微褶曲が多くみられ、逆断層を示す。この断層の南西方向の浦尻湾沿いでは、多数の小断層があり、破碎帯を伴う逆断層になっている。

海底地すべり堆積物

1. スランプ礫岩の分類及び分布

海底地すべり堆積物は、斜面を一気にすべり落ち再堆積したもので、凝灰岩と同じように同時面を示している。また方向性をもつことから古環境を推定する手立てになることもある。したがって、海底地すべり堆積物の分布や形態を知ることは、層序を組み立てる上で重要であり、堆積盆の復元に結びつく。

調査地域の四万十累層群には、頻繁に海底地すべり堆積物が挟まれ、そのほとんどがスランプ礫岩からなる。そこでスランプ礫岩の基質とクラストについて、木村(1978)の分類を参考にして記載した。

まず基質によって、頁岩型、砂質頁岩型、砂岩頁岩互層型、含礫頁岩型に分けた。クラストは大きさをLサイズ(長径10m~100m)、Mサイズ(1m~10m)、Sサイズ(1m以下)に分け、それぞれ岩質及び形状について記載した(図. 8)。

頁岩型は、主に槇峰層に多く認められる。スランプ礫岩の層厚は、40cm~10mで、これらが幾

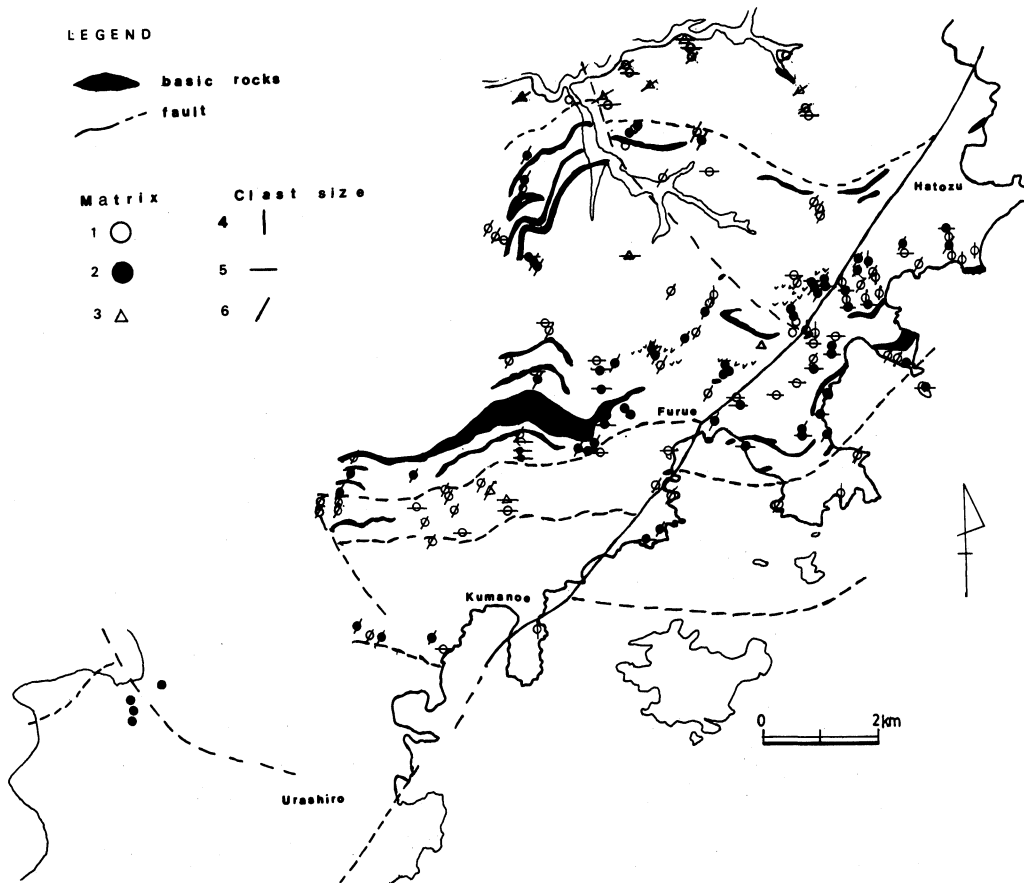


図8 スランプ礫岩の分布図

1: 頁岩および凝灰質葉理を挟む頁岩, 2: 砂質頁岩, 3: 砂岩頁岩互層, 4: 長径10m~100m, 5: 長径1m~10m, 6: 長径<1m

Distribution map of sliding breccia

重にもかさなり，“スランプ帯”を形成している。クラストは、M・Sサイズが多く、単位面積当たりにSサイズのクラストが、50%~70%ぐらいの割合で含まれていることもある。クラストの形状はレンズ状・餅状・ブロック状で不定型が多い。砂岩が最も多く、塩基性岩類・チャートなどからなる。西方へ単位面積あたりのクラスト数は少なくなり、大きさも小さくなる。海底地すべり堆積物の末端相を示すものと思われる。

砂質頁岩型は、飯塚山層に多くみられる。とくに東部に卓越している。この型は比較的連続して追跡できる。頁岩型に比べ、上下の境が不明瞭であるが、層厚は数百m以上あろう。クラストの大きさは、しばしばLサイズがあり、東部に多い。ほとんど砂岩からなり、まれにしか塩基性岩類やチャートは含まれていない。クラストの形状は、層状や褶曲冠部だけ残ったスランプ褶曲・レンズ状がみられ、しばしば初生の堆積構造が残っている。

凝灰質葉理をもつ頁岩型は、槇峰層の塩基性岩類の層準の側方や、浦尻層最下部に認められる。

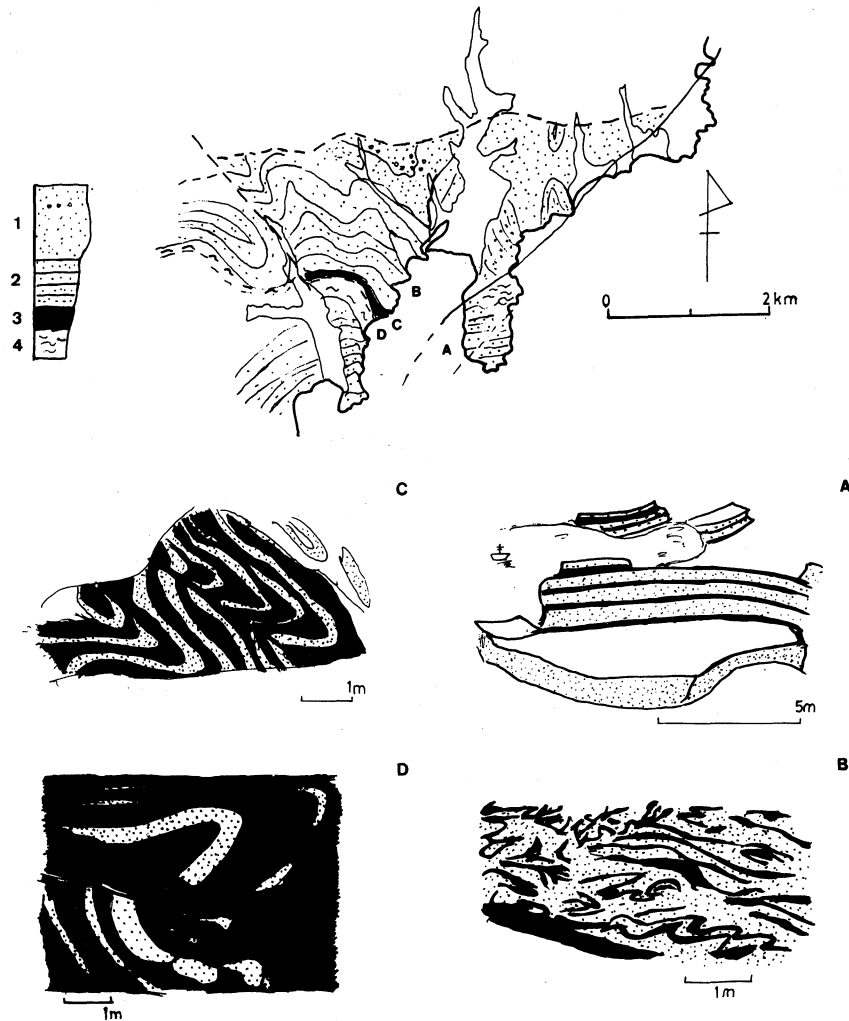


図9 熊野江付近でみられるスランプ構造のスケッチ

1：礫岩を伴う厚層砂岩，2：砂岩頁岩互層，3：砂岩薄層を挟む頁岩，4：スランプ礫岩
Sketches of the outcrop showing slumping structure at Kumano

クラストのサイズは、主としてSサイズで、クラストの形状はレンズ状・亜角礫状である。また他の型に比べ、塩基性岩類やチャートが多く含まれる。

含礫頁岩型は長尾山層で見られる。クラストの大きさはSサイズがほとんどで、形状はレンズ状である。クラストは傾斜方向に著しく伸長し、長径と短径の比が3:1~5:1ほどである。

本地域の海底地すべり堆積物は、基質が砂質頁岩のものが、北部と東部に多い。Lサイズのクラストも北部と東部に卓越している。西方にいくほど、海底地すべり堆積物の規模は小さくなり、末端を示すようである。このように、海底地すべり堆積物の産状から、当時の古海底斜面の方向は、南西ないし西方と推定される。

2. 熊野江付近の浦尻層のスランプ褶曲

浦尻層中には、さまざまな波長で、同層準でも不規則な波長をもつ小褶曲がみられる。小褶曲に伴うへき開はみられず、本層に一般に卓越する東西方向の褶曲と無関係に褶曲軸が分布している。また褶曲冠部には破断等は見られない。これらのことから、浦尻層の前述の小褶曲は、スランプ性のものであると判断した。

スランプ褶曲の形態には地域差があり、特に熊野江付近で見られるスランプ褶曲は、熊野江東部で波長が10m~40mで波高の低い緩やかな褶曲が多い(図. 9, A)。熊野江西部~須美江付近では、翼間角の閉じた褶曲や横臥褶曲もみられる(図. 9, B)。更に西方の家田東部では、泥質岩を基質とするスランプ礫岩が分布している。

山内(1977)は、秩父盆地の中新統中の乱堆積構造を研究し、一つの地すべりマスの中で冠頂部から末端部へ、正常層→波状層→横臥褶曲型→泥質基質型(破片型)と移り変わるというモデルを提唱した。浦尻層の前述のスランプ褶曲の産状は、山内(1977)のモデルと類似している。また、須美江の海岸には、浦尻層のスランプ褶曲層の下限に、縄状に半ば流動したような、非常に乱雑になった砂岩層がある(図. 9, D)。これより北側では浦尻層上部層まで、同一の様式をもつスランプ褶曲が発達している。浦尻層は、上部層堆積後、この乱雑砂岩層が地すべりの滑動層になって、大規模な地すべりを起こしたのであろう。

考 察

A. いわゆる“延岡構造線”について

浦尻層下部層の海底地すべり堆積物と、その上位に重なるチャートラミナイトとの境には、従来、延岡構造線(今井ほか, 1975)と呼ばれる大規模な衝上断層が存在すると言われていた。前者の基質中にはチャートラミナイトが含まれており、その含有量は上位に行くほど増加する。このチャートラミナイトはレンズ状に尖滅したり曲がったりしており、海底地すべりによって乱されたものと思われる。従来、これは“剪断岩”と呼ばれ大規模な構造線存在の証拠とされてきたが、砂岩クラストを同時に含んでおり、明らかに海底地すべりの産物である(このような岩相の地層はここばかりでなくいろいろな層準に含まれている)。クラストはチャート質細粒砂岩ないしチャートからなり、厚さ2cm~3cm、径3cm~10cmのレンズ状のものが多い。このように、“構造線”の両側の地層は岩質的に極めて類似しており、両者ともチャートラミナイトが堆積するような環境にあった。ただ、海底地すべりがあったか否かの違いだけである。また、構造的には、上位のチャートラミナイトと調和的で、対になって前述の曲隆構造に参加している。さらに、今回、海底地すべり堆積物の基質と、チャートラミナイトの上位の地層から放散虫化石を発見したが、共に始新世を示すものであった。

このように、“構造線”の両側の地層には岩相的にも構造的にもあるいは地質時代から言って

も大きな相違はみられない。したがって、ここに中生層と第三紀層とを境するような大構造線は存在しない。しかし、クラストの砂岩や泥質岩を鏡下で観察すると、石英の再結晶や石英脈がせん断されていることもあり、なんらかの構造的変形は受けているようである。

なお、チャートラミナイトの直下には小規模な断層が存在するが、その付近の砂岩クラストは初生の堆積構造を残しているものもあり、構造的変形によりレンズ状になったものではない。この断層には、破碎帯や鏡肌も見られず癒着しており、堆積性のものと思われる。

B. 諸塚層群槇峰層中の酸性凝灰岩について

今回の調査により、諸塚層群槇峰層の上部に、チャート化した酸性凝灰岩が挟在しているのが見つかった。泥質岩と互層していたり、厚さ30cm以上の塊状を呈していることもある。あまり連続性は良くない。これまで、宮崎県北部に分布する諸塚層群の上部から酸性凝灰岩の報告はある（今井ほか, 1971, 1975. 坂井, 1978. 坂井ほか, 1981.）が、下部の槇峰層からは報告はない。筆者らは、九州四万十帯の高隈帯や、北薩地域に分布する諸塚層群槇峰層相当層から、酸性凝灰岩をみだしている。北薩地域では、塩基性岩類に伴っていることもある。

須鎗（1984）は、四国東部の四万十累層群中に、コニアシアン以前の放散虫化石を含む堆積物に酸性凝灰岩が含まれることや、塩基性火山活動に関連して酸性火山活動があったと報告している。諸塚層群の地質時代は、アルビアン〜コニアシアンがほとんどである（坂井ほか, 1983）。このように他の地域でも、白亜紀前期の四万十累層群中に酸性凝灰岩が挟まれていることから、四万十地向斜の堆積場を考える上で重要な鍵になるかもしれない。また塩基性岩類に伴っていることもあり、火山活動の場を検討する必要がある。

C. 四万十地向斜の堆積場について

塩基性岩類の産状や海底地すべり堆積物の分布、北川層群の堆積相から本地域の四万十累層群の堆積場について考察してみた。

鏡山付近から古江・直海付近にかけて、比較的連続性のよい塩基性岩類がある。その塩基性岩類は、最も厚いところで250m以上に及び、側方変化している。ほとんど枕状溶岩とハイアロクラスタイトからなる。岩体の中心と思われるところには、塊状を呈する溶岩があり、単斜輝石や斜長石の斑晶がみられる。東方に行くとき細粒のハイアロクラスタイトが卓越しており、直海東海岸では、泥質岩と指交関係にある。岩体の下限は、中心部で泥質岩と逆断層で接しているが、その他は周りの泥質岩と整合的に接している。またハイアロクラスタイトには、砂質頁岩を基質とするスランプ礫岩を挟むこともある。以上のことから、この塩基性岩類は陸源碎屑物が供給されるような場で噴出した現地性のものと考えられる。

諸塚層群中の海底地すべり堆積物は、ほとんどスランプ礫岩からなる。砂質頁岩を基質とするものが多く、中粒〜粗粒砂岩がクラストとして含まれることもある。クラストの大きさは、東方ないし北方に大きなものが卓越しており、西方に小さくなる。特に槇峰層では、西方に海底地すべり堆積物の規模が小さくなり、クラストの大きさも小さいものが多いなど、海底地すべり堆積物の末端相を示しているものと思われる。したがって、諸塚層群堆積時の海底斜面は、南から西方に向いていたと思われる。このことは、調査地域北東部の大分県佐伯市南部に分布する四万十累層群中にみられるスランプ褶曲の解析から、斜面は南ないし南東を向いていたという安武ほか（1984）の調査結果と調和的である。

北川層群の堆積相は諸塚層群と同様下部では泥質岩が多く、上部では砂質岩を主体とする上方

粗粒化の傾向がみられる。最上部の厚層砂岩には斜交葉理がみられ、微斜長石の岩片を含むなど比較的供給源に近い堆積物を示している。北川層群はだんだん浅海化したと考えられる。また、熊野江付近で見られる浦尻層のスランプ構造は、東部で海底地すべり堆積物の冠頂部を西部で末端相を示しており、当時の海底斜面は西ないし南西が推定される。

これまで述べたように、泥質岩を主体とする地層と砂質岩を主とする地層は、一連の堆積物からなり整合的である。ここに大きな断層や不整合を考える必要はない。本地域の四万十累層群の堆積場は、塩基性火山活動があり、陸源性の碎屑物が頻りに供給されるような場所である。そして、その堆積盆は、しだいに海底地すべり堆積物により埋め立てられて浅海化したと考えられる。また、諸塚層群・北川層群の両時代を通じて、古海底斜面は南から西を向いていたと推定される。

ま と め

本論文では、主に延岡市北東部の四万十累層群の層序・地質構造および海底地すべり堆積物の産状について記載し、これらより四万十累層群の堆積場について若干の検討を加えた。それらを要約すると次のようになる。

1. 調査地域の四万十累層群は、諸塚層群・北川層群・日向層群に区別される。白亜系の諸塚層群と古第三系を主とする北川層群は、古江衝上断層で画せられる。両層群とも、下部が泥質岩を主とし、上部が砂質岩を主体とする一連の堆積物である。
2. 四万十累層群堆積時の古海底斜面は、本地域では南ないし西方を向いていた。そしてその堆積盆は次第に浅海化して行ったと考えられる。
3. 調査地域にはベースン構造や曲隆構造がみられる。これは地層の走向と同方向の褶曲構造と、それより新しい南北性の褶曲構造とが合わさった重複褶曲によるものである。こうした緩い開いた褶曲が本地域の基本構造であって、付加体を特徴づける覆瓦状構造は存在しない。
4. 本地域には、白亜系の四万十北帯と古第三系主体の南帯を画する“延岡構造線”が存在するといわれてきた。その両側の地層は、岩質的にも構造的にも一連のもので大きな相違はみられず、このような構造線は存在しない。また“延岡構造線”の北側の地層から始新世を示す放散虫化石を産出した。

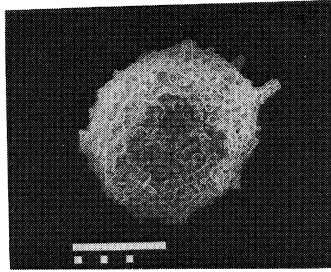
引 用 文 献

- 橋本 勇, 1960: 宮崎県延岡市付近の時代未詳層群の層序と構造(1)。九大教養地学研報, 7, 37-56。
- , 1962: 九州南部における時代未詳層群の総括。同上, 9, 13-69。
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男, 1971: 九州四万十帯の地質構造と変成分帯。地質雑, 77, 207-220。
- ・———・———, 1975: 九州四万十帯の地質構造区分。地団研専報, 19, 179-189。
- ・———・———, 1982: 5万分の1 諸塚地域地質図幅。地質調査所。
- 木村敏雄, 1978: 海底地すべり堆積物の堆積形態の分類。日本地質学会第85年学術大会講演要旨, 430。
- 坂井 卓, 1978: 宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十川層群の地質構造と層序。九大理研報(地質) 13, 23-28。
- ・勘米良亀齡, 1981: 宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩類の層序・構造的位
置。同上, 14, 31-48。
- , 1983: 東九州四万十帯の微化石層序と地質構造。日本地質学会第90年学術大会講演要

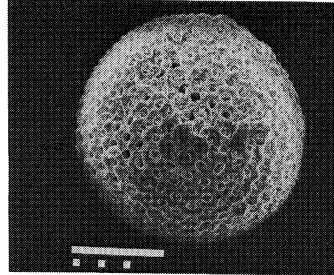
旨, 374。

- 佐野弘好・勘米良亀齡・坂井 卓, 1979: 四万十帯の緑色岩に伴う堆積物。地質雑, 85, 435-444.
- 西 広嗣・坂井 卓, 1984: 九州四万十帯古第三系の微化石層序。日本地質学会第91年学術大会講演要旨, 100。
- 須鎗和己, 1984: 四国東部四万十帯の放散虫混合群集。徳島大教養紀要, 17, 31-58.
- 寺岡易司, 1977: 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較—四万十地向斜堆積物の供給源に関連して—。地質雑, 83, 795-810。
- , 1979: 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源。同上, 85, 753-769。
- ・今井 功・奥村公男, 1981: 九州外帯の屈曲構造, 構造総研連絡紙「中生代造構作用の研究」, 3, 291-306。
- 土谷信之・坂井 卓・勘米良亀齡, 1979: 九州耳川中流域における四万十帯緑色岩類の産状と岩石学的特徴。地質雑, 85, 445-454。
- 山内靖喜, 1977: 秩父盆地の中新統内の乱堆積構造 その1 形態。同上, 83, 475-489。
- 柳井修一, 1981: 四万十帯層群における陸棚相宇和島層群の層序的・古地理的位置。同上, 87, 339-352。
- 安武由充・岩松 暉, 松本一英, 1984: 大分県佐伯市南東部における四万十帯の地質および構造。鹿大理紀要(生物・地学), 17, 51-65。
- 吉田鎮男, 1981: チャートラミナイト: 岩石学的記載と本邦地向斜における産状。地質雑, 87, 131-141。

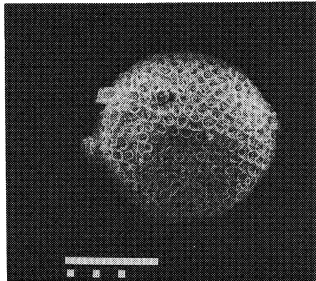
PLATE 1



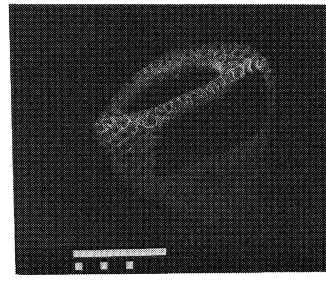
1



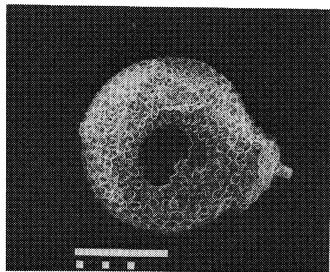
2



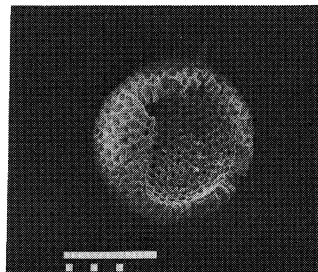
3



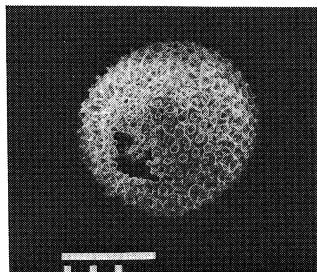
4



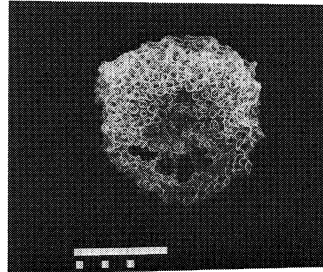
5



6



7

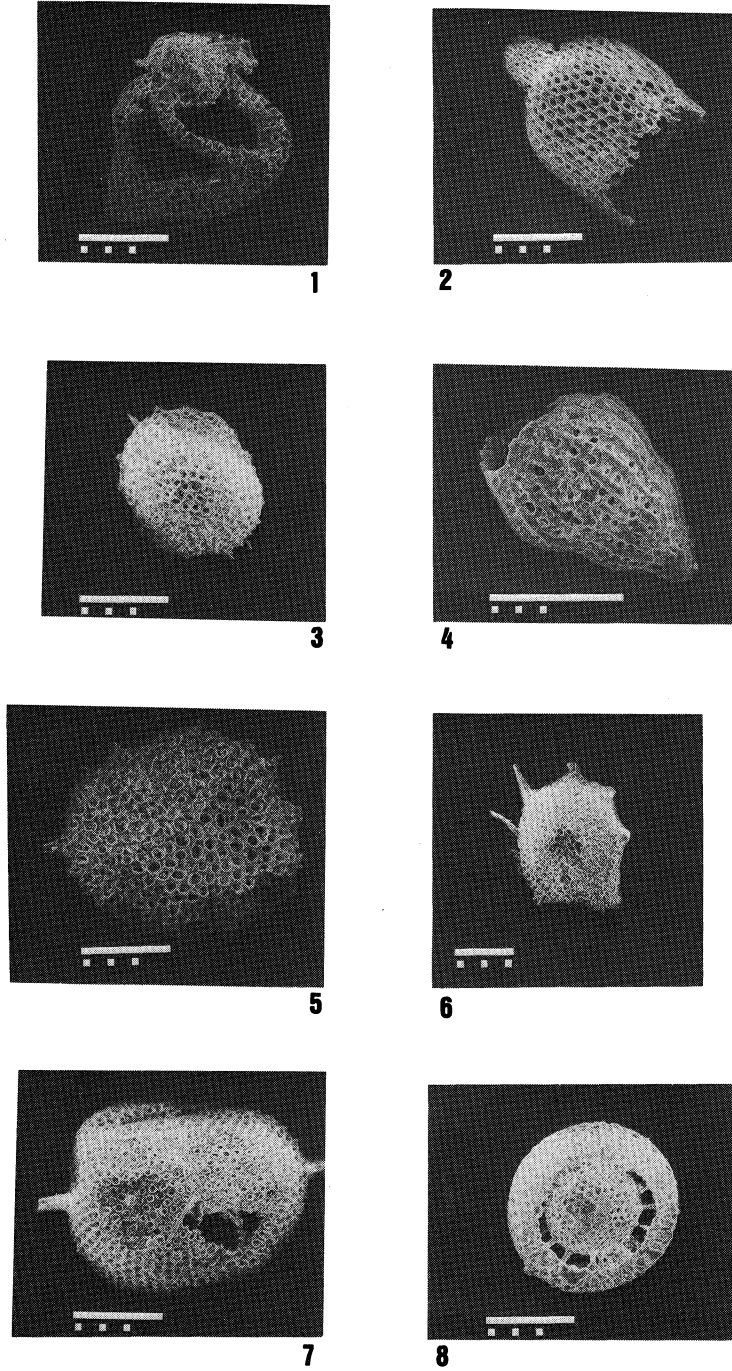


8

図版1 始新世放射虫化石の電子顕微鏡写真（浦尻層下部層の最下部より産出）

Scanning electron microphotographs of the Eocene radiolarians. All specimens are from the Lower member of the Urajiri formation (lower part) 1~8. unidentified. scale: 0.1mm (white bar)

PLATE 2



図版 2 始新世放散虫化石の電子顕微鏡写真 (浦尻層下部層の上部より産出)

Scanning electron microphotographs of the Eocene radiolarians. All specimens are from the Lower member of the Urajiri formation (upper part)

1: *Theocotyle ficus* (EHRENBERG) (?)

2: *Calocyclus* sp.

3: *Heliodiscus* (?) sp.

4: *Podocyrtilis* sp.

5,6: *Heliodiscus* sp.

7,8: unidentified.

scale: 0.1mm (white bar)