

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

鹿児島（15）第 90 号

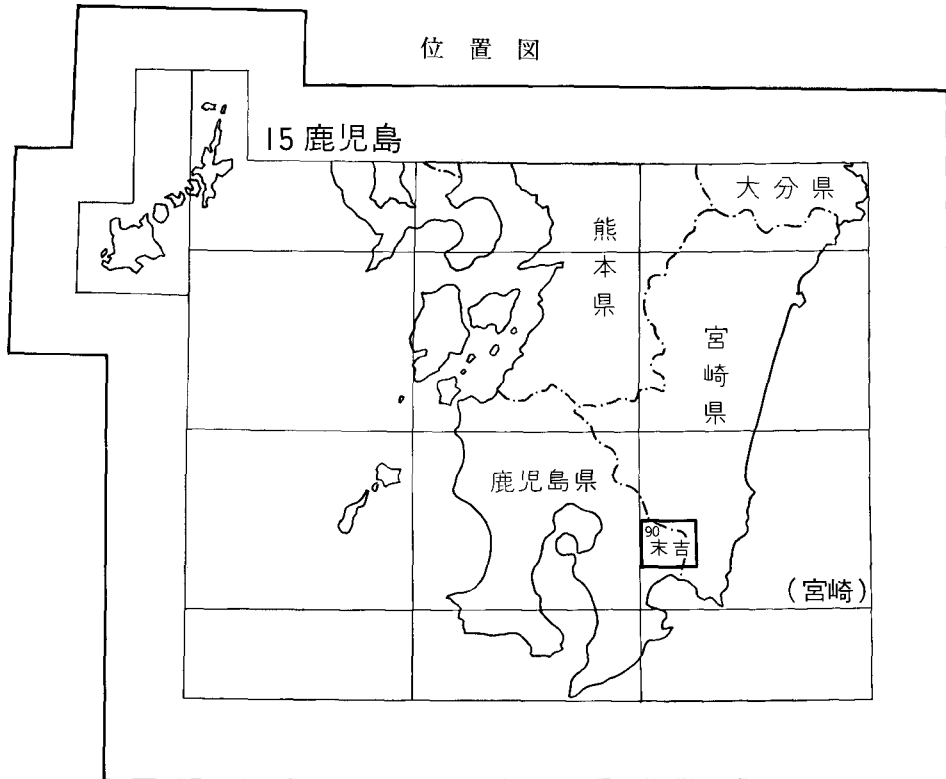
末吉地域の地質

斎藤 眞・佐藤喜男・横山勝三

平成 6 年

地 質 調 査 所

位置図



() は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	(佐藤喜男)	2
II. 地質概説	(斎藤 眞・横山勝三)	7
III. 四万十累層群	(斎藤 眞・佐藤喜男)	13
III. 1 研究史		13
III. 2 概説		15
III. 3 諸塚層群		17
III. 4 日向層群		21
III. 4. 1 泰野ユニット		21
III. 4. 2 田之浦ユニット		23
III. 4. 3 毘砂ヶ野ユニット		26
III. 4. 4 柳岳ユニット		30
III. 4. 5 内之倉ユニット		33
III. 5 日南層群		42
III. 5. 1 北部ユニット		43
III. 5. 2 南部ユニット		43
III. 6 化石と地質年代・堆積環境		47
III. 6. 1 諸塚層群の放散虫化石と地質年代		47
III. 6. 2 日向層群の放散虫化石, 浮遊性有孔虫化石と地質年代		48
III. 6. 3 日南層群の放散虫化石, 浮遊性有孔虫化石, 軟体動物化石と地質年代, 堆積環境		56
III. 6. 4 その他の化石		58
III. 6. 5 日向層群と日南層群の堆積環境		60
III. 7 砂岩組成		60
III. 8 地質構造		67
III. 8. 1 四万十累層群全体の地質構造の概要		67
III. 8. 2 各層群・ユニットの地質構造		69
III. 8. 3 内之倉ユニットの構造と赤色泥岩と混在岩		70
IV. 第四系	(横山勝三・佐藤喜男)	71
IV. 1 概説・研究史		71
IV. 2 阿多火砕流堆積物		72
IV. 3 旧期ローム・降下火砕堆積物		73
IV. 4 始良火山噴出物		74
IV. 4. 1 大隅降下軽石堆積物		74
IV. 4. 2 入戸火砕流堆積物		74

IV. 5	段丘堆積物（主に入戸火砕流堆積物の再堆積物）	85
IV. 6	新期ローム・降下火砕堆積物	87
IV. 7	沖積層	88
V.	応用地質（佐藤喜男）	88
V. 1	砕石・石材・シラス	88
V. 2	湧水	92
V. 3	地すべり	92
	文献	93
	Abstract	100

図・表・付図・図版目次

第 1 図	鱒塚山地の接峰面図	3
第 2 図	末吉地域の埋谷面図	4
第 3 図	末吉地域の東西方向連続地形断面図	5
第 4 図	末吉地域の西部に広く分布するシラス台地	6
第 5 図	四万十累層群分布地域にみられる山岳地形（ケスタ地形）	7
第 6 図	九州四万十帯の地質概略図	8
第 7 図	末吉地域の地質総括図	9
第 8 図	入戸火砕流堆積物の分布	12
第 9 図	鱒塚山地の四万十累層群の地体構造区分	17
第 10 図	宮田山付近の諸塚層群と日向層群の境界	18
第 11 図	宮田山の諸塚層群と日向層群の境界付近のルートマップ	19
第 12 図	日向層群泰野ユニットに発達する混在岩	22
第 13 図	日向層群泰野ユニット最下部の屋敷寺スラスト沿いに分布する緑色岩の薄片写真	22
第 14 図	日向層群田之浦ユニットで尾根を作る砂岩	24
第 15 図	日向層群田之浦ユニットのシルト岩角礫岩	24
第 16 図	日向層群田之浦ユニットの混在岩	26
第 17 図	日向層群毘砂ヶ野ユニットのシルト岩角礫岩	27
第 18 図	日向層群毘砂ヶ野ユニットの層状シルト岩中に挟在される石灰質ノジュール	28
第 19 図	日向層群毘砂ヶ野ユニットのシルト岩角礫岩の薄片写真	28
第 20 図	日向層群毘砂ヶ野ユニットのシルト岩角礫岩の露頭スケッチ	29
第 21 図	日向層群柳岳ユニットの厚層理砂岩	31
第 22 図	日向層群柳岳ユニットの砂岩に挟在される礫岩の露頭写真	32
第 23 図	日向層群柳岳ユニットの砂岩に挟在される礫岩の切断面写真	32
第 24 図	日向層群柳岳ユニット最下部の赤色泥岩中における、赤色泥岩と緑色泥岩の指交関係	33

第25図	日向層群内之倉ユニットの層状砂岩	34
第26図	日向層群内之倉ユニットの層状砂岩に見られるフルーツキャスト	35
第27図	日向層群内之倉ユニットの砂岩シルト岩互層	36
第28図	日向層群内之倉ユニットのシルト岩砂岩互層	36
第29図	日向層群内之倉ユニットの赤色泥岩と日向層群の一般的なシルト岩及び日南層群の泥岩の薄片写真	37
第30図	日向層群内之倉ユニットの赤色泥岩付近のルートマップ	38
第31図	日向層群内之倉ユニットの赤色泥岩と上盤のシルト岩、シルト岩砂岩互層との境界	40
第32図	日向層群内之倉ユニットの赤色泥岩と下盤の砂岩及びシルト岩砂岩互層との境界	41
第33図	日向層群内之倉ユニットの混存岩に含まれる緑色岩(玄武岩)ブロックの薄片写真	42
第34図	日南層群南部ユニットの下位の泥岩と上位の砂岩との境界付近のルートマップ	44
第35図	日南層群南部ユニットの下位の泥岩と上位の砂岩との境界	45
第36図	日南層群の貝化石を多く含む砂岩	46
第37図	末吉地域およびその周辺地域の化石産出地点図	50
第38図	暁新世末から漸新世の放散虫化石のレンジと帯区分	52
第39図	本地域の日向層群、日南層群の各ユニットを構成する地質体の年代と宮崎県北中部の日向層群の年代との対比	55
第40図	日向層群内之倉ユニットの砂岩シルト岩互層に見られる生痕化石(<i>Cosmorhaphe</i>)	59
第41図	末吉地域およびその周辺地域の砂岩試料採集地点とカリ長石の有無	61
第42図	本地域の四万十累層群の砂岩の全石英(Qt) - 長石(F) - 岩片(L)図と単結晶石英(Qm) - 斜長石(P) - カリ長石(K)図	63
第43図	本地域の日南層群(A)、日向層群(B)、諸塚層群(C)の典型的な砂岩の薄片写真	64
第44図	日向層群の砂岩の全石英(Qt) - 長石(F) - 岩片(L)図と単結晶石英(Qm) - 斜長石(P) - カリ長石(K)図	66
第45図	宮崎県北中部、諸塚山・神門両地域における四万十累層群の砂岩の全石英-長石-岩片図	67
第46図	末吉地域の地質構造図	68
第47図	日向層群田之浦ユニットのシルト岩砂岩互層を切る東北東方向の断層	70
第48図	大隅降下軽石堆積物の層厚分布図	75
第49図	入戸火砕流堆積物の上面高度分布図	76
第50図	入戸火砕流堆積物非溶結部(シラス)の崖	78
第51図	ガスパイプ	79
第52図	火山豆石	80
第53図	火山豆石パイプ	81
第54図	火山豆石を多量に含む成層構造	82
第55図	入戸火砕流堆積物弱溶結部の軽石レンズ	83
第56図	入戸火砕流堆積物溶結部(柱状節理)の外観	83

第 57 図	入戸火砕流堆積物溶結部とその下位の入戸火砕流堆積物非溶結部	84
第 58 図	入戸火砕流堆積物溶結部の薄片写真	85
第 59 図	入戸火砕流堆積物溶結部の河床地形	86
第 60 図	二次シラス層	86
第 61 図	諸塚層群の砂岩の碎石場	89
第 62 図	入戸火砕流溶結部（灰石）の採掘地	90
第 63 図	日南市小布瀬北側斜面，酒谷川右岸の地すべり	91
第 1 表	末吉地域の四万十累層群の地層区分と累重関係，及び地層区分の変遷	16
第 2 表	末吉地域およびその周辺地域から産出した放散虫化石	46-47
第 3 表	末吉地域およびその周辺地域から産出した浮遊性有孔虫化石	48
第 4 表	末吉地域およびその周辺地域から産出した軟体動物化石	49
第 5 表	末吉地域において加藤ほか（1984），加藤（1985）が報告した化石	51
第 6 表	末吉地域およびその周辺地域の砂岩組成	62
付図 A-1	ルートマップ，露頭の位置図	99
第 I 図版	末吉地域及びその周辺地域で産出した放散虫化石	107
第 II 図版	末吉地域及びその周辺地域で産出した有孔虫化石	109
第 III 図版	末吉地域及びその周辺地域で産出した軟体動物化石	111
Fig. 1	Summary of the geology in the Sueyoshi district	101
Fig. 2	Tectonic divisions of the Sueyoshi district	103

末吉地域の地質

斎藤 眞*・佐藤喜男**・横山勝三***

末吉地域の地質図幅の作成は、特定地質図幅の研究(地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成)として行われたものである。本図幅は平成2-4年度の調査と研究の成果に基づいている。野外調査に当たっては、四万十層群を斎藤と佐藤が担当し、第四系を横山が担当した。全体の調整は斎藤が行った。報告書の執筆分担は以下の通りである。

- I. 地形：佐藤
- II. 地質概説：斎藤・横山
- III. 四万十層群：斎藤・佐藤
- IV. 第四系：横山・佐藤
- V. 応用地質：佐藤

現地調査において、串間営林署、飢肥営林署から国有林内のさまざまな情報提供を受けた。宮崎県都城、日南市、串間市、鹿児島県末古町、大隅町、松山町、有明町及び志布志町からは現地での調査に際して便宜をはかっていただいた。特に松山町元収入役前田実広氏、同元職員川島達巳氏、また串間市商工振興課山内 学氏には地名について御教示いただくなど、さまざまな協力をしていただいた。放散虫化石の検討に当たっては名古屋大学の杉山和弘氏、浮遊性有孔虫化石の同定に当たっては、東北大学の西 弘嗣博士の協力を得た。石灰質ナンノプランクトン化石の検討に当たっては、海洋地質部の田中裕一郎技官の助言を得た。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館安部正治、佐藤芳治、野上貴嗣、及び北海道支所佐藤卓見の各技官の製作によるものである。

* 地質部 ** 地質標本館 *** 熊本大学

Keywords: areal geology, geologic map, 1:50,000, Sueyoshi, Kagoshima, Miyazaki, Kyushu, Cretaceous, Tertiary, Paleogen, Neogene, Eocene, Oligocene, Miocene, Pleistocene, Holocene, Shimanto Supergroup, Morotsuka Group, Kamae Subgroup, Hyuga Group, Nichinan Group, Ata Pyroclastic Flow Deposits, Aira Volcanic Products, Osumi Pumice Fall Deposits, Ito Pyroclastic Flow Deposits, accretionary complex, Radiolaria, Planktonic foraminifera, Mollusca, Miyadayama Thrust, Ohira Thrust.

I. 地 形

(佐藤喜男)

末吉地域は、北緯 $31^{\circ}30'$ – $31^{\circ}40'$ 、東経 $131^{\circ}0'$ – $131^{\circ}15'$ の範囲に位置する。中央部を鹿児島県と宮崎県の県境が通り、西側は鹿児島県末吉町・松山町・大隅町・有明町・志布志町に属し、東側は宮崎県都市・三股町・日南市・串間市に属している。

本地域は、宮崎県南部に位置する鱈塚山地の南西部が大隅半島に広く分布するシラス台地と接している部分に位置している。このシラス台地は北方は都城盆地内部まで連続しており、南方は志布志湾に面している(第1図)。河川系は北部の都城盆地に流入し、宮崎市へ流れる大淀川水系と日南市の広渡川に合流する酒谷川水系、南部は志布志湾に流下する菱田川・安楽川・前川・福島川の各水系からなる。

本地域の地形は、入戸火砕流堆積物(2万2千年前)(町田・新井, 1978)に覆われた平坦面の優勢な台地地形(標高100–200m)と山地地形(200–900m)の2つに大きく区分される(第2図)。沖積低地は、主に南端部の河川に沿って分布し、台地地形は本地域の西部地域を、山地地形は東部地域のほとんどを占めている。またこのほかに、主な河川に沿って沖積低地が分布する。

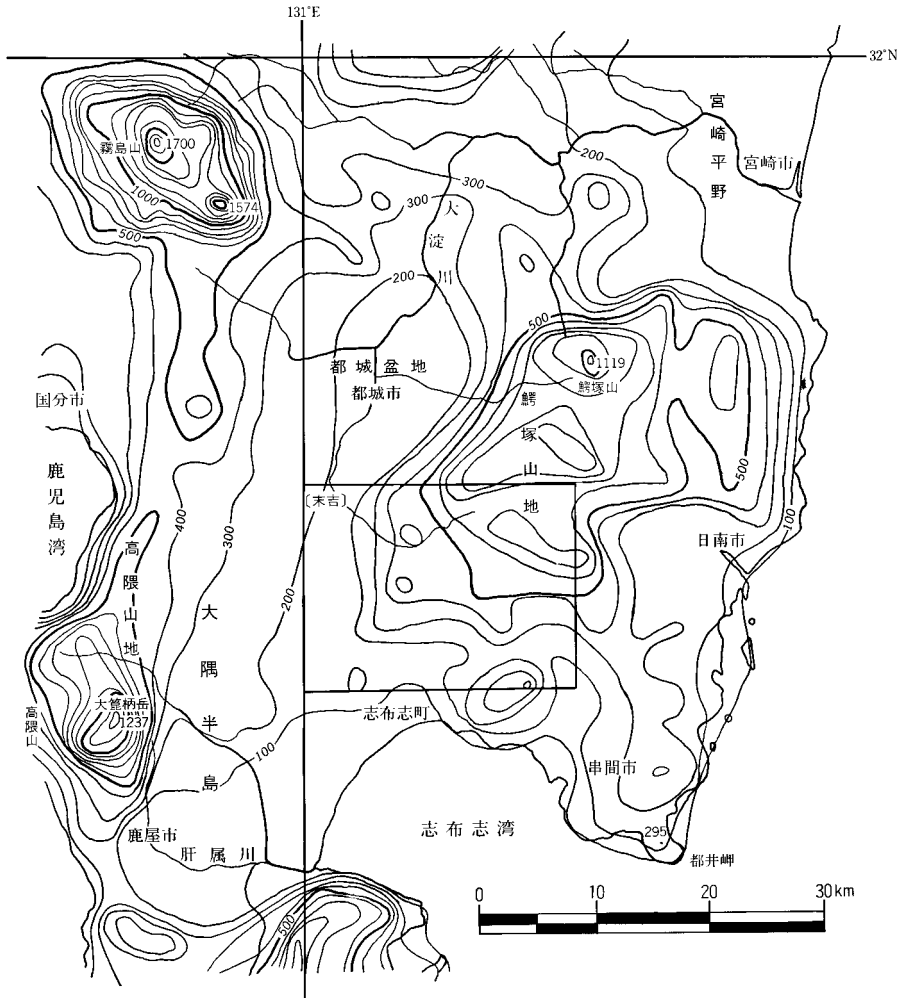
シラス台地地形

北から緩毛原・南之郷・末吉・岩川・野神・伊崎田・尾野見・潤ヶ野・奈留の各台地が分布する(第2図)。末吉町飯屋、下高岡に主に分布する南之郷台地(標高230–260m)、奈留台地(60–80m)を除いて、高度は100–200mを示す。各台地は大淀川・菱田川・尾野見川・安楽川・福島川の河谷によって区分され、独立した台地として識別される。伊崎田・尾野見・潤ヶ野・奈留台地は南に緩く傾斜している。台地の平坦面上には島状に突出した小規模な山地や丘陵が北東–南西方向に配列する(第2図–第4図)。山地地域(標高400m)でも河川沿いに小規模な台地が分布する。これは旧河川沿いの低地に火砕流が堆積し平坦面が形成され後、現河川による開析で生じた台地が残存したものである。

山地地形

本地域の山地の多くは高度400m以上に達し、最高点は最北部の都城市・三股町境界部付近の918.0m峰である。山地地形は四万十累層群の岩相と地質構造に大きく支配されており、尾根は砂岩で、谷はシルト岩などの泥質岩で構成されていることが多い。本地域の山地地形には、以下のような、特徴がある。

(1) 本地域中西部では山地が島状分布をなす。これは火砕流堆積前の山塊がシラス台地中に取り残されたものである。島状分布を示す宮田山(520.3m)・霧岳(408.3m)は白亜系諸塚層群の砂岩からなり、岳野山(208m)は日向層群の砂岩から構成されている。宮田山・霧岳の山体は西側斜面が東側斜面より緩い非対称な地形を示す。これは山体西側が諸塚層群の砂岩から、東側は日向層群の泥質岩から構成されていることによる。宮田山では次に述べる(2)と同様にケスタ地形をなしている。また、島状分布の山

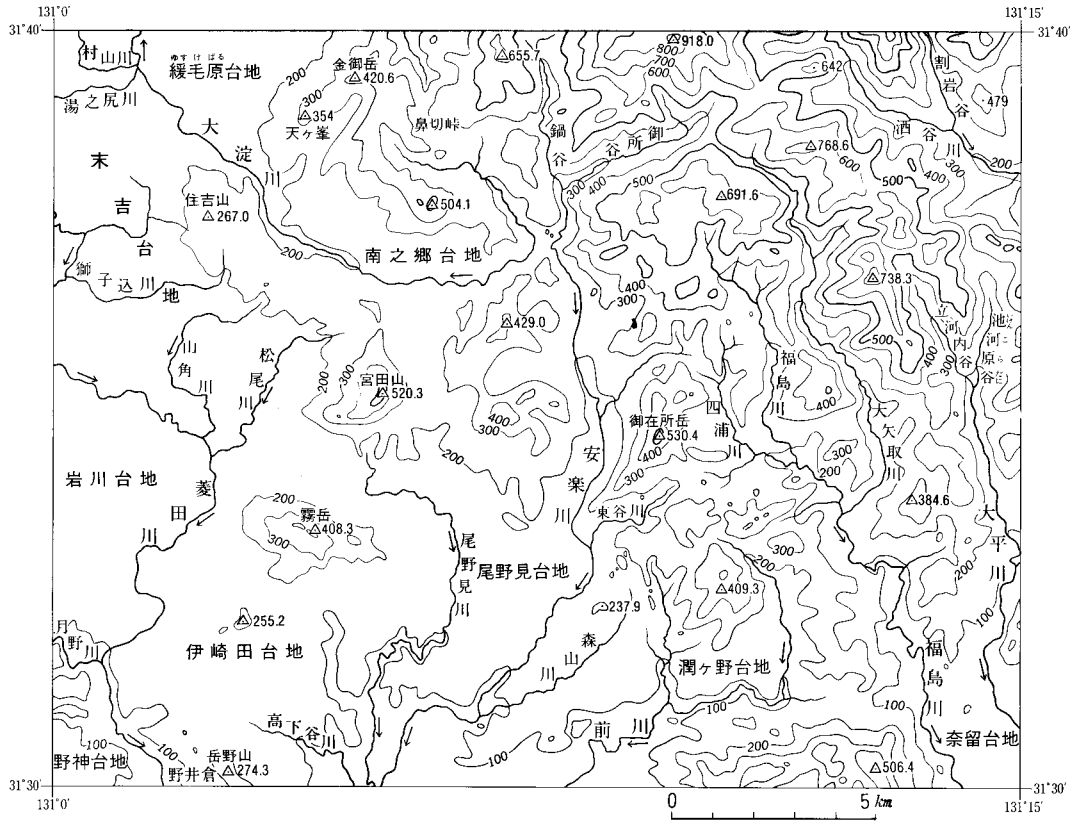


第1図 鱈塚山地の接峰面図
九州活構造研究会編(1989)の一部を引用。枠内が本地域。等高線間隔は100m。

体頂部は南に行くに従って低くなる(第3図)。

(2) 山地西部の都城市金御岳から志布志町潤ヶ野までの地域では、山地の尾根が地層の走向方向(北東-南西)と平行に配列している地形が見られる(第3図)。特に山地地帯の中央部は御在所岳ごさいしよだけに代表されるケスタ地形群が明瞭である(第5図)。ケスタ地形の高所はいずれも砂岩である。御在所岳(530.4m)から志布志町横峰(210.8m)までの地域では砂岩層とシルト岩などの泥質岩に富む地層が北東-南西方向と平行に繰り返して配列し、風化に強い厚い砂岩層が尾根を形成するケスタ地形を示す(第5図)。ここでは地層面が北西に傾斜することから、尾根の南東側が急で北西側が緩い非対称の地形が見られる。

(3) 大矢取川と大平川に囲まれた地域では、山地の尾根の配列が地層の走向方向を反映して(1)と直交して北西方向に伸びており、また塊状砂岩が優勢なため独立した山体に区分される。最高点は大矢取川



第2図 末吉地域の埋谷面図 谷幅300m以下を埋積。

上流部の768.6m峰である。

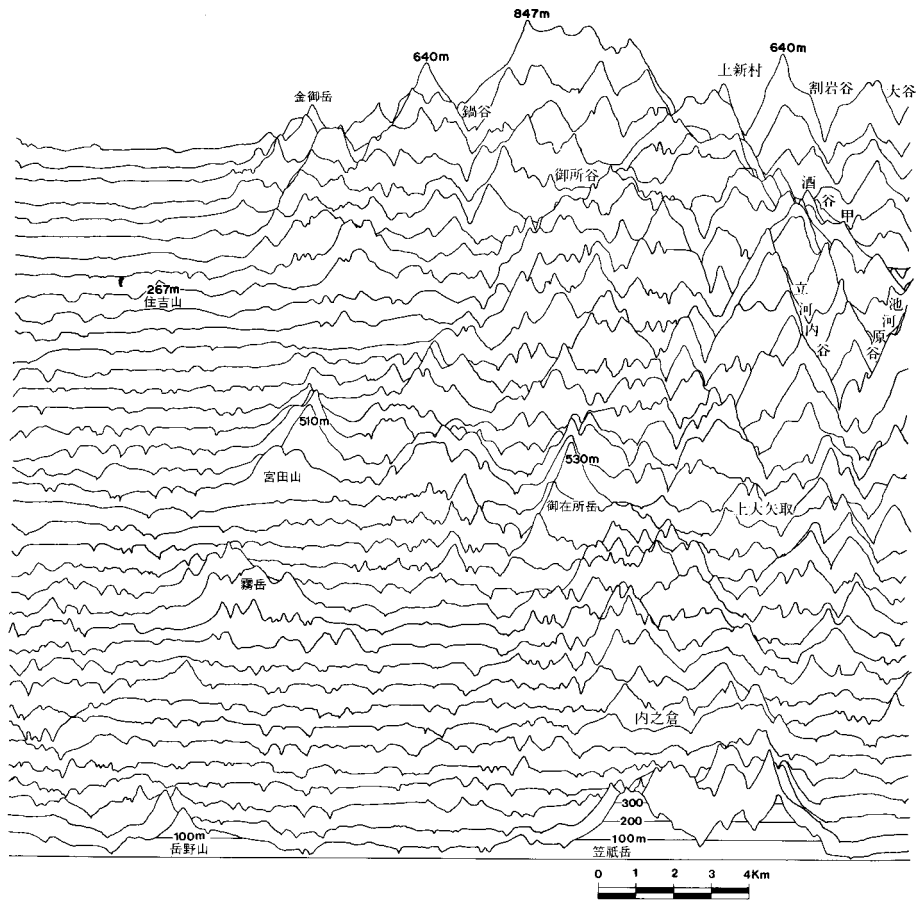
(4) 志布志町二本松から毘沙が野の両者の境界部では周囲より標高が低く、緩やかな地形を示す。これは、この地域が主に泥質岩からなる日向層群毘沙が野ユニットからなり、侵食に弱いことを反映していると考えられる。

(5) 本地域南部から南隣の志布志地域に分布する笠祇岳(444.2m)の山塊は全体が向斜構造を反映した馬蹄形を示す。差別侵食の結果、高所には塊状砂岩が分布し、低地は主に泥質岩からなる。

沖積低地

末吉町の大淀川、迫下川・村山川・湯之尻川、大隅町の月野川・菱田川・本村川、志布志町の尾野見川・安楽川・森山川・前川、串間市の福島川・大平川、日南市酒谷川に沿って沖積低地が発達する。大淀川に沿った沖積低地は本地域北側の「都城」地域の盆地内の低地に連続する。

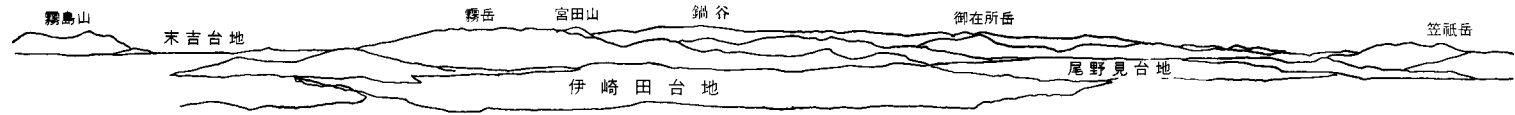
河川沿いの沖積低地は、本地域が後期更新世の入戸火砕流堆積物に広く覆われた後、旧河川系に沿って急速に開析が始まって形成された。しかし、入戸火砕流堆積物の下部を占める堅固な溶結凝灰岩のため河川の下刻作用がくい止められ、河川に沿った狭長な沖積低地が形成されたものと考えられる。また河川に沿って入戸火砕流堆積物の再堆積物からなる段丘地形が発達する。



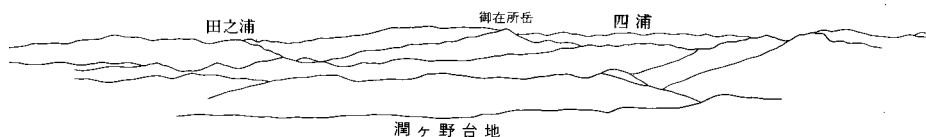
第3図 末吉地域の東西方向連続地形断面図 断面図の間隔は500m。縦横比1:5.

水系

本地域の水系の位置は入戸火砕流の堆積前と堆積後で大きな差はなく、ほぼ旧河道の位置を踏襲したものと考えられる。末吉町高岡口では、南流してきた大淀川は西に大きく流下方向を変えるのに対して、東から流下してきた安楽川の上流部は南に方向を変える。これは河川争奪と争奪後の両者の下刻力の大きな違いによる。高岡口付近には入戸火砕流以降に堆積した段丘堆積物が分布しており、入戸火砕流堆積直後には鍋谷、御所谷は現大淀川最上部と合流して、末吉方向に流下していたと考えられる。しかし、現在では河川の争奪により御所谷、鍋谷は安楽川水系となった。安楽川は上流部に鍋谷・御所谷などの広い集水領域を獲得して、大きな下刻力を得たのに対して、現大淀川は中岳・鹿ノ川内の狭い集水領域しか持たず、下刻力は弱い。この差を反映して高岡口付近では大淀川と安楽川の河床の標高が大きく食い違っている。



第4図 末吉地域の西部に広く分布するシラス台地 有明町岳野山山頂から北方を望む。



第5図 四万十累層群分布地域にみられる山岳地形(ケスタ地形)
志布志町大川内南方より，北方(御在所岳方面)を望む。尾根を形成しているのは砂岩である。

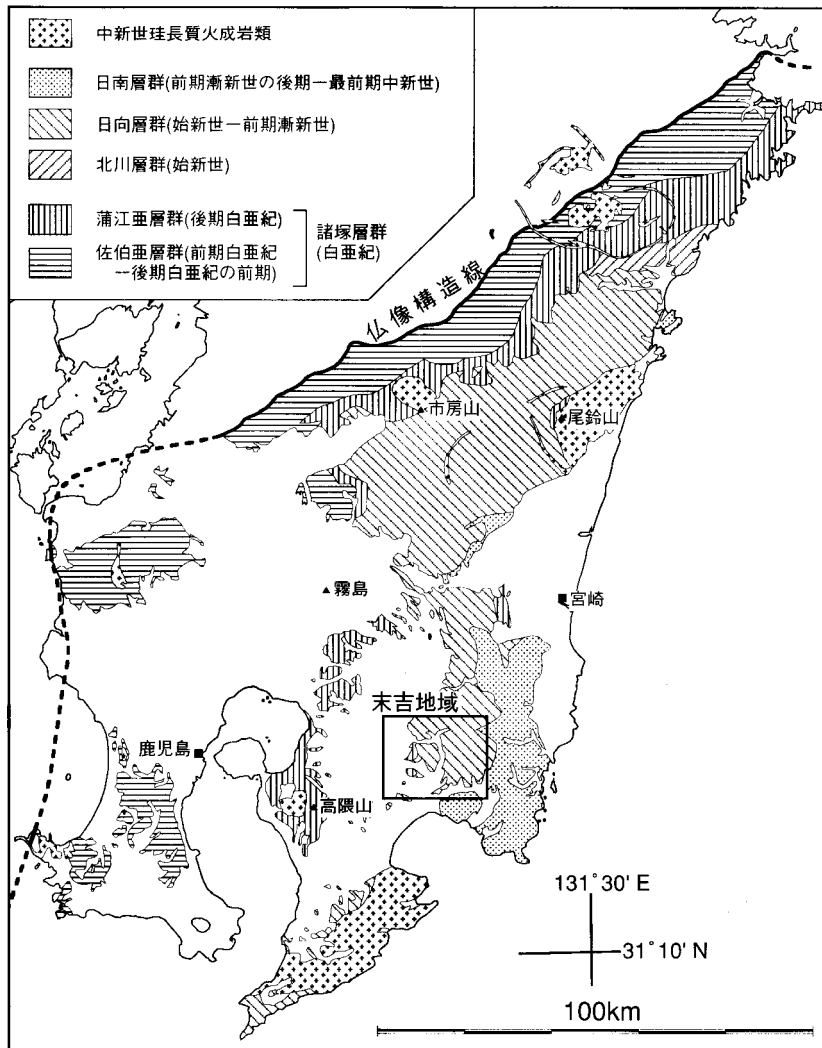
II. 地質概説

(斎藤 眞・横山勝三)

本地域は，地体構造の上では四万十帯北帯から四万十帯南帯の南部にまたがって位置する。本地域の西部は四万十帯北帯に属し，北部から南西部は四万十帯南帯北部，南東部と北東部の一部は四万十帯南帯の南部に属する。九州四万十帯の地質概略図を第6図に，本地域の地質総括図を第7図に示した。

九州の四万十帯は北から白亜系諸塚層群の分布する北帯，中期始新世-前期漸新世の日向層群と前期漸新世-中新世初期の日南層群が分布する南帯に2分され，両帯は延岡構造線で境される。本地域の四万十累層群は，構造的に最も上位の白亜系諸塚層群が中西部に，南西部から，中部，東部，北部には古第三系日向層群が，そして，構造的に最も下位の日南層群が南東部と北東部に分布し，それらはそれぞれ西に傾いた衝上断層で境されている。さらに日向層群は衝上断層で境された累層オーダーに相当する5つのユニットに区分される。

本地域の西部は後期更新世の始良火山の噴出物である入戸火砕流堆積物に広く覆われ，東部でも基盤地形の相対的低所は広くそれに覆われている。四万十累層群との境界付近では，両者の不整合関係がし



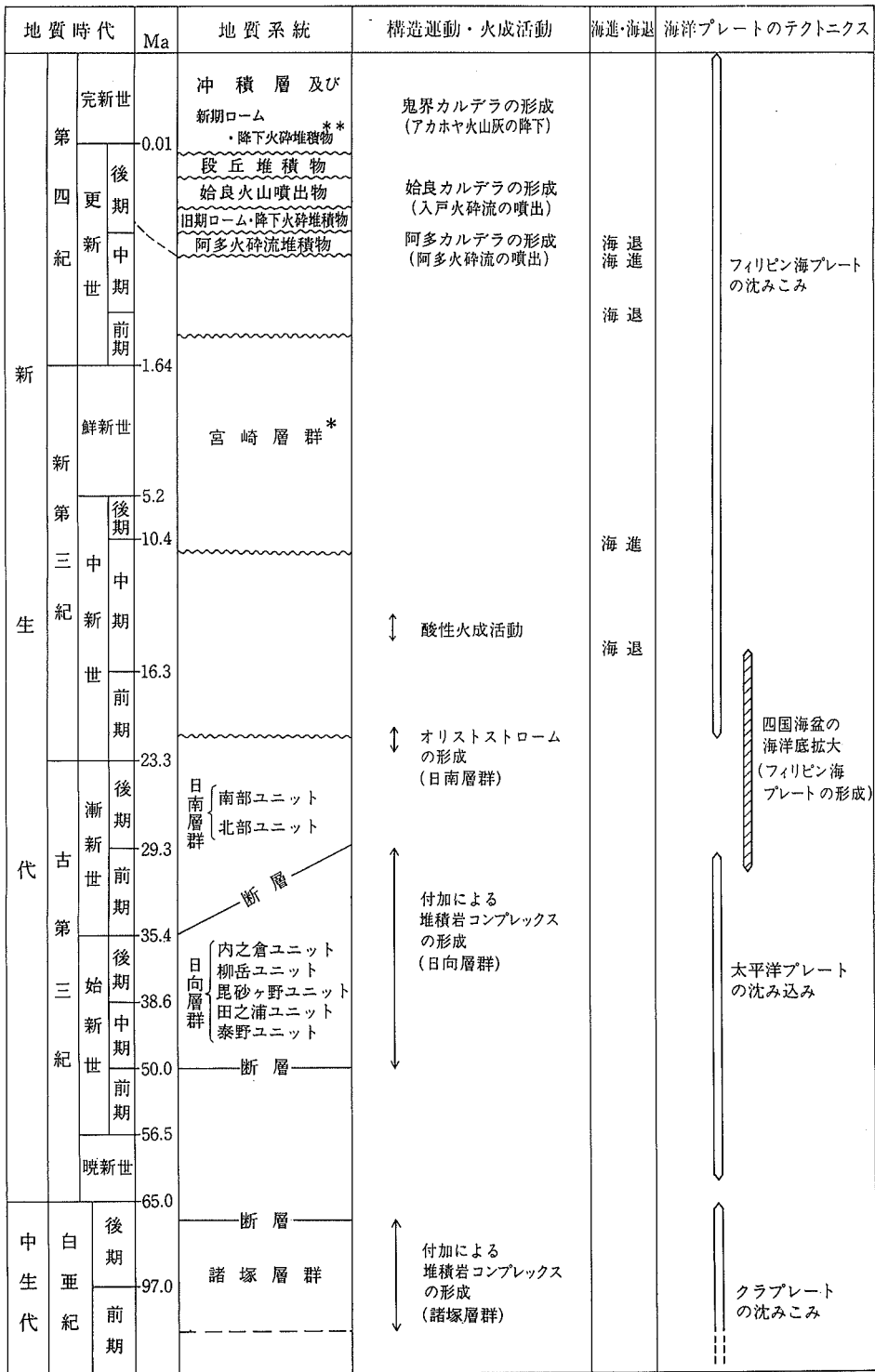
第6図 九州四十帯の地質概略図
 今井ほか(1980), 地質調査所(1992)に基づき, 編纂, 修正加筆.

ばしば見られる。北西部や主な河川沿いでは、入戸火砕流堆積物を覆って、入戸火砕流堆積物の非溶結部の再堆積物からなる段丘堆積物が分布する。

なお、本報告では、本地域の表層を薄く覆う入戸火砕流以後の新时期ローム・降下火砕堆積物を剥いだ状態を表現してある。

諸塚層群

諸塚層群は、日向層群の上に延岡構造線の延長と考えられる宮田山スラストを介して重なる。本層群は主に粗粒砂岩からなり、シルト岩砂岩互層などを伴う。砂岩の構造的低位には、断層で接して、主に緑色岩、赤色泥岩からなる地質体があり、その下限は宮田山スラストである。斎藤ほか(1993)は、砂岩



*本図幅地域には分布しない地質系統 **地質図では省略した

第7図 末吉地域の地質総括図

シルト岩互層から、白亜紀中ごろの放散虫化石を抽出し、砂岩組成の検討も加えて、九州東部の諸塚層群蒲江亜層群に対比した。

日向層群

日向層群は日南層群の上に大平スラストを介して重なる。本層群は衝上断層で境された層相の異なる5つのユニットに区分される。すなわち、構造的低位から、内之倉ユニット、柳岳ユニット、毘砂ヶ野ユニット、田之浦ユニット、泰野ユニットである。日向層群の泥質岩は放散虫化石に富む。Sugiyama and Saito (1994)、加藤 (1985) が報告した化石によれば、本地域の日向層群は中期始新世から後期始新世の堆積年代を示し、ユニットによる時代の違いは認められない。

内之倉ユニットは主に砂岩、砂岩シルト岩互層からなる。緑色岩を伴うことのある赤色泥岩を境にして、衝上断層で積み重なった構造を示す。この赤色泥岩にはおよそ12kmにわたって追跡されるものもあり、地質構造上重要な“鍵層”となっている。

柳岳ユニットは主に厚層理の砂岩からなり、中礫から大礫の円礫からなる礫岩を挟む。柳岳ユニットの下限をなす衝上断層の直上には、赤色泥岩が分布する。

毘砂ヶ野ユニットは、主にシルト岩とシルト岩の角礫を主体とするシルト岩角礫岩からなる。

田之浦ユニットは、主にシルト岩砂岩互層と砂岩からなり、シルト岩角礫岩を伴う。シルト岩砂岩互層に挟まれる砂岩は比較的良好に連続する。

泰野ユニットは、主にシルト岩、シルト岩砂岩互層と、混在岩及び破断したシルト岩砂岩互層からなる。泰野ユニットの下限をなす衝上断層の直上には、緑色岩が分布するところがある。

柳岳ユニットから田之浦ユニットまでの地質体では西南西ブランチの褶曲が発達する。また、泰野ユニットは、構造的上位の諸塚層群と共に西ブランチのシンフォームを形成している。

日南層群

本報告では、本地域における浮遊性有孔虫化石と、Sugiyama and Saito (1994) による放散虫化石の年代、東側の^{おび}飫肥地域、北東側の日向青島地域における微化石の年代(加藤, 1985)に基づいて、日南層群の分布範囲を明らかにした(第6図)。さらに、砂岩優勢の北部ユニットと、主に泥質岩からなり、その中に砂岩優勢の地塊が分布し、オリストストロームによって形成されたと考えられている南部ユニットに区分できる。本地域では北東部の一部に北部ユニットが分布するが、本地域に分布する日南層群の大部分は南部ユニットに属し、酒谷スラストによって前者が後者に衝上している。南部ユニットは、南東部では低位が主に泥岩、泥岩砂岩互層からなり、上位は砂岩、砂岩泥岩互層からなる。両者は基本的に整合関係である。北部ユニットは本地域では分布がわずかで、砂岩、泥岩砂岩互層からなる。

本層群は浮遊性有孔虫化石に富み、貝化石もしばしば見つかる。これらの化石と、Sugiyama and Saito (1994)、加藤 (1985) が報告した化石によれば、日南層群の堆積年代は、前期漸新世の後半から中新世初期である。

日向層群とは一般に大平スラストを境として接する。しかし、本地域南部では、ほぼ東西方向の高角断層で接し、相対的に日南層群南部ユニットが上昇していると推定される。また、この部分には南西ブランチの向斜も認められる。

第四系

本地域では、下部-中部更新統は認められず、上部更新統及び完新統のみが分布する。上部更新統の最下位の堆積物は、約9-11万年前(町田・新井, 1992)に生じた鹿児島湾南部を噴出源とする阿多火砕流堆積物(荒牧・宇井, 1966; Aramaki and Ui, 1966)である。阿多火砕流堆積物の上位には、何枚かのローム層や降下軽石堆積物で構成されている噴出源未詳の旧期ローム・降下火砕堆積物が存在する。阿多火砕流堆積物及び旧期ローム・降下火砕堆積物は共に本地域内における露出は極めて限られている。旧期ローム・降下火砕堆積物の上位には、始良火山噴出物である大隅降下軽石堆積物と入戸火砕流堆積物が広く分布する。

大隅降下軽石堆積物と入戸火砕流堆積物は共に、2万2千年前に現在の始良カルデラの位置で起きた珪長質マグマの巨大な噴火活動の産物である(木越ほか, 1972; 荒牧, 1983; Aramaki, 1984)。大隅降下軽石堆積物は、本地域の全域に分布し、入戸火砕流堆積物の下位に普遍的に見いだされる。入戸火砕流堆積物は、本地域西部ではまとまって広く分布し、いわゆるシラス台地をつくっている。本地域東部の山地地域では、河谷沿いの低地に分布し、しばしば段丘状の地形(台地)をつくっている。

本地域を流れる大淀川、菱田川、安楽川、福島川、大平川などの河川沿いには、河成段丘が何段か認められる。これは、入戸火砕流剝離後、シラス台地の生成過程で生じた河成段丘で、段丘堆積物はそのほとんどが入戸火砕流堆積物の非溶結部に由来する水成堆積物(いわゆる二次シラス)である。

上述したシラス台地や河成段丘は、桜島、霧島、その他の火山に由来する火砕堆積物(新期ローム・降下火砕堆積物、厚さ数m)で一様に覆われている。

本地域には、広い沖積地(沖積平野)は発達しておらず、河谷沿いに狭い谷底平野がみられるに過ぎない。また、谷底平野を欠き、峡谷をなす河谷も少なくない。

地史の概略

本地域が位置する四万十帯は、白亜紀から前期中新世にかけて、東アジア大陸縁のプレート収束域にあって、海洋プレートの沈み込みにともなって、現在構造的に最も上位にある白亜系諸塚層群から順に、古第三系日向層群、古第三系-新第三系日南層群と付加体が次々に形成されていった地帯である。

四万十帯を構成するこれらの時代の異なる付加体は、緩い低角の衝上断層で古い地質体ほど構造的に上位に積み重なる構造をもつようになってきたと考えられている(村田, 1991)。これによって、尾鈴山陥没地域内(木村ほか, 1991)や宮崎西方の高岡山地(竹下, 1982)、本地域中西部の宮田山地域では、白亜系の諸塚層群が衝上断層で古第三系の日向層群に積み重なった。そして、九州東部の四万十帯では古第三系日向層群の上に重なる白亜系諸塚層群は剝離されてなくなってしまったが、南東部では完全に剝離されず、日向層群の構造的上位に残っていると考えられている(村田, 1991)。同様に日向層群も、日南層群に衝上断層で重なっている。

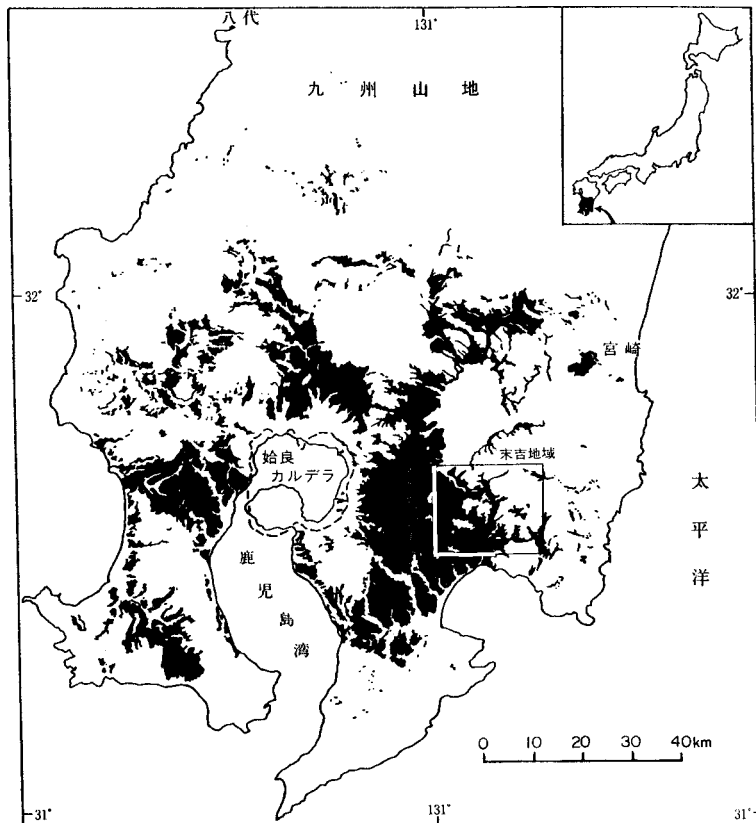
これらの付加体の形成過程は丸山・瀬野(1985)から、ほぼ次のように考えられる。後期白亜紀にクラブレーターの沈み込みによって諸塚層群が形成された。白亜紀末から古第三紀初頭にかけて、クラブレーターと太平洋プレートの境界をなす海嶺が沈み込み、海洋プレート物質を多く含む日向層群北縁部が形成された。中期始新世から前期漸新世には太平洋プレートの沈み込みによって日向層群が形成された。後期漸新世ころには、四国海盆が海洋底拡大によって形成され、プレート収束縁が沈み込み場から横ずれ

場に変換したため、付加コンプレックスが形成されず、漸新世-前期中新世の浅海から深海堆積物の厚い地質体-日南層群-が前弧斜面に堆積した(酒井, 1988a)。そして、前期中新世の後半に四国海盆が沈み込みを開始すると、日南層群の一部は大規模な海底地滑りによって乱雑な堆積体として再堆積した(坂井ほか, 1987; 酒井, 1988c)。

後期中新世までには、これら四万十帯の分布地域は陸化した。宮崎県中部の尾鈴山地域では中期中新世には陸上の酸性火成活動が起こり、尾鈴山火山深成複合岩体が形成されていることから、この時期までにほぼ陸域になっていた。後期中新世になると、主に北東側の日向青島及び東側の飫肥地域では海域となり、宮崎層群の堆積が始まる。宮崎層群は浅海性の陸棚堆積物で、日南層群を著しい傾斜不整合で覆っている。

後期更新世、約10万年前には、鹿児島湾南部で巨大な阿多火砕流の噴出が起こった。阿多火砕流は、九州南部の広い地域に広がり、一部は本地域にも到達した(荒牧・宇井, 1966; Aramaki and Ui, 1966; 横山, 1987)。その後、おそらく九州南部のいくつかの火山の噴火に伴う火山灰や軽石が本地域に飛来して堆積した(旧期ローム・降下火砕堆積物)。

約2万2千年前、現在の鹿児島湾奥を占める始良カルデラの位置で、珪長質マグマの大規模な噴火活



第8図 入戸火砕流堆積物の分布

動があった。この噴火は、大隅降下軽石の噴出に始まり、引き続いて妻屋火砕流、最後に入戸火砕流の噴火があり終了した。これらの噴火は、全体がほとんど時間間隙をおかずに連続的に行われた。

大隅降下軽石は、現在の桜島の位置付近から噴出し、その分布軸は大隅半島を南東方向に横切って志布志湾方面へ伸び、大隅半島を中心として九州南部の広い地域に降下堆積した (Aramaki and Ui, 1966 ; Kobayashi *et al.*, 1983)。妻屋火砕流は、あまり広域に広がらず、始良カルデラ近隣周辺部に堆積した (木越ほか, 1972)。入戸火砕流は、始良カルデラから約 100km もの遠隔地にまで到達し、九州南部全域に広がって堆積した (横山, 1972, 1981, 1992) (第 8 図)。

この噴火当時、本地域東部は、四万十累層群で構成される標高数 100-900m の山地で占められ、西部にはわずかな低地があった。また、いくつかの限られた場所には、ごくわずかながら阿多火砕流堆積物が分布し、更に、旧期ローム・降下火砕堆積物が薄く覆っているところもあった。

大隅降下軽石は、本地域全域を数 m 以内の厚さで覆って堆積した。妻屋火砕流は、本地域には到達しなかったが、入戸火砕流は、山地高所を除くほぼ全域に厚く堆積した。

その後、入戸火砕流堆積物は開析され、各地に火砕流台地 (いわゆるシラス台地) が形成された。この火砕流台地の生成過程で、河川沿いには何段かの河成段丘が形成された。また、桜島・霧島その他の火山を供給源とする火砕物 (新期ローム・降下火砕堆積物) も本地域に飛来し、地表を一樣に被覆して堆積した。

III. 四万十累層群

(斎藤 眞・佐藤喜男)

九州の四万十累層群は、白亜系の諸塚層群、古第三系の北川層群、日向層群、古第三系上部 - 新第三系最下部の日南層群から構成される。諸塚層群は北側の下部 - 上部白亜系の佐伯亜層群と南側の上部白亜系蒲江亜層群に分けられる。本地域には、諸塚層群蒲江亜層群、日向層群、日南層群が分布し、日向層群が最も広い範囲を占める。本地域に北川層群は分布しない。

III. 1 研究史

九州の四万十帯全体にわたる地体構造区分を初めて行ったのは橋本 (1962) である。橋本 (1962) は、四万十帯を帯状配列をなし断層で境された 6 つの地帯 (belt) に区分し、各帯は層群オーダーの地層群で占められるとした。そして、延岡 - 紫尾山構造線が地体構造区分上重要であることを指摘し、同構造線以北を北部地帯、以南を南部地帯とした。同構造線は現在、四万十帯のもっとも大きな構造区分とされて

いる北帯と南帯の境界にほぼ相当する。

その後、今井ほか(1971, 1975)は九州の広い範囲にわたって岩相、地質構造、砂岩組成、変成作用の研究成果を総合し、より詳細な四万十帯の地体構造区分と層序を設定した。

一方、坂井・勘米良(1981)は、四万十帯の地層群を前弧域で形成された付加コンプレックスとしてとらえ、プレートテクトニクス論に基づく四万十帯のテクトニクスモデルを初めて示した。層序区分においても今井ほか(1975)の層序と大幅に異なる層序を設定した。坂井・勘米良(1981)は四万十帯層群を下位から諸塚、北川、日向の3層群に大別した。そして、各層群はいずれも下部から、緑色岩を伴う泥質岩からなるメランジ、泥質岩と薄層理砂岩頁岩互層からなる下部フリッシュ、厚層理の砂岩頁岩互層からなる上部フリッシュが累重する岩相層序を示し、スラストによって地層が複雑に繰り返す覆瓦構造をなしているとした。そして、近年、村田(1991)は九州四万十帯にデュープレックス構造の存在を示した。村田(1991)は、宮崎市西方の高岡山地に分布する下部四万十帯層群の研究から、かつて下部四万十帯層群が上部四万十帯層群の上をナップとして広く覆っていたと考えた。そして村田(1992)は、九州四万十帯の基本構造が水平に近い低角のルーフ及びフロアースラストからなる累重デュープレックス構造で特徴づけられると考えた。

また、勘米良・佐々木(1977)、勘米良(1977)は日南層群がオリストロームからなると考えた。坂井(1983, 1985)は、日向層群は始新世から漸新世前期の付加コンプレックスであり、日南層群は後期漸新世から中新世初期のオリストロームからなるとした。そして、両者の関係には不明な点が多いものの、層序、構造、地質時代の点で明瞭に区別されるとした。坂井ほか(1987)はオリストリスの変形構造から、オリストロームの形成過程について考察し、酒井(1988a,b)は都井岬地域のオリストロームの層序の復元と変形構造の形成過程について検討した。また、坂井(1985)、酒井(1988c)はオリストロームの形成とフィリピン海プレートの沈み込みの関係について検討し、坂井・艸場(1989)は前弧域での日向層群、日南層群の形成場のモデルを提唱し、検討した。一方、中川ほか(1983)、加藤(1985)は、本報告の日向層群の部分まで含めて、鰐塚山地の四万十帯層群が重力崩壊堆積物からなると解釈した。

これらの研究の進歩には1980年以降の微化石層序学の発展が大きく寄与している。四万十帯層群は大型化石に乏しく地質構造が複雑なため、長らく詳細な地質時代については不明であった。しかし、放散虫、浮遊性有孔虫、石灰質ナンノプランクトンなどの微化石による地質時代の決定の手法が導入されて、飛躍的に層序・地質構造・地質時代の実態が明らかにされた(小川内ほか, 1984; 加藤ほか, 1984; 坂井ほか, 1984; 奥村ほか, 1985; 加藤, 1985; 西, 1987; Nishi, 1988; Nishi, 1992など)。特に坂井ほか(1984)、西(1987)、Nishi(1988)による日向層群についての詳細な微化石層序学的研究は、従来整合一連とされた地層群も、スラストにより繰り返す覆瓦構造をなすことや、より古期の異地性岩体を含むメランジが存在することなどを明らかにし、九州四万十帯の地層群が付加コンプレックスからなるとする見方を定着させた。また、日南層群がオリストロームで形成されたとする考え方も、浮遊性有孔虫を初めとする微化石の詳細な検討によるところが大きい(加藤ほか, 1984; 坂井ほか, 1984; 加藤, 1985; Nishi, 1985)。

しかし、現在までに九州の四万十帯について詳細な層序や構造の検討がなされたのは、九州東部と南

東部の地域に限られる。地質時代が不明な地層群は九州中央部から南部にかけて広範囲に残され、また各地層群の堆積環境や造構過程についての研究も少ない。

本地域の四万十帯の地質については、古くは20万分の1地質図幅「宮崎」(大塚, 1900)において“中生層(?)”として一括されている。黒田・松本(1942)は、鰐塚山地の油津層群(現在の宮崎層群)の下位に分布する地質構造の複雑な一群の地層を日南層群と呼んだ。1950年代末から本地域周辺の5万分の1地質図幅「日向青島」(木野・1958)、「飫肥」(木野, 1959a)、「都井岬」(木野, 1959b)、「志布志」(太田・木野, 1965)、「都城」(木野・太田, 1977)が出版された。これらによって本地域周辺の四万十帯の地質は解明されてきたが、微化石層序学的手法が確立される以前であり、地質年代についてのデータは乏しかった。また、遠藤(1961)は本地域内の北部地域に分布する地層群を中郷層群と呼び、下位から安久層やすひさと二俣層に区分した。そして、岩相からそれぞれ4つの部層と2つの部層に区分した。首藤(1963)は東部地域の地層群を酒谷層群と日南層群に区分したが、この区分は、おおまかにはそれぞれ本地域の日向層群と日南層群に相当する。中部から西部地域の鹿児島県側の地域については、表層地質図「末吉」(露木・前野, 1972)の報告がある。

1980年代に入り、本地域の東部を含む鰐塚山地ほぼ全体について、加藤ほか(1984)、加藤(1985)が、放射虫化石、浮遊性有孔虫化石、底生有孔虫化石、石灰質ナンノプランクトン化石、軟体動物化石を用いて、地質構造と層序を明らかにした。斎藤ほか(1993)は本地域中西部の諸塚層群から放射虫化石を報告し、砂岩組成の検討も加えて、蒲江亜層群に対比されることを示した。Sugiyama and Saito (1994)は、本地域の日向層群、日南層群から多くの放射虫化石を報告し、両層群の地質時代について総括した。

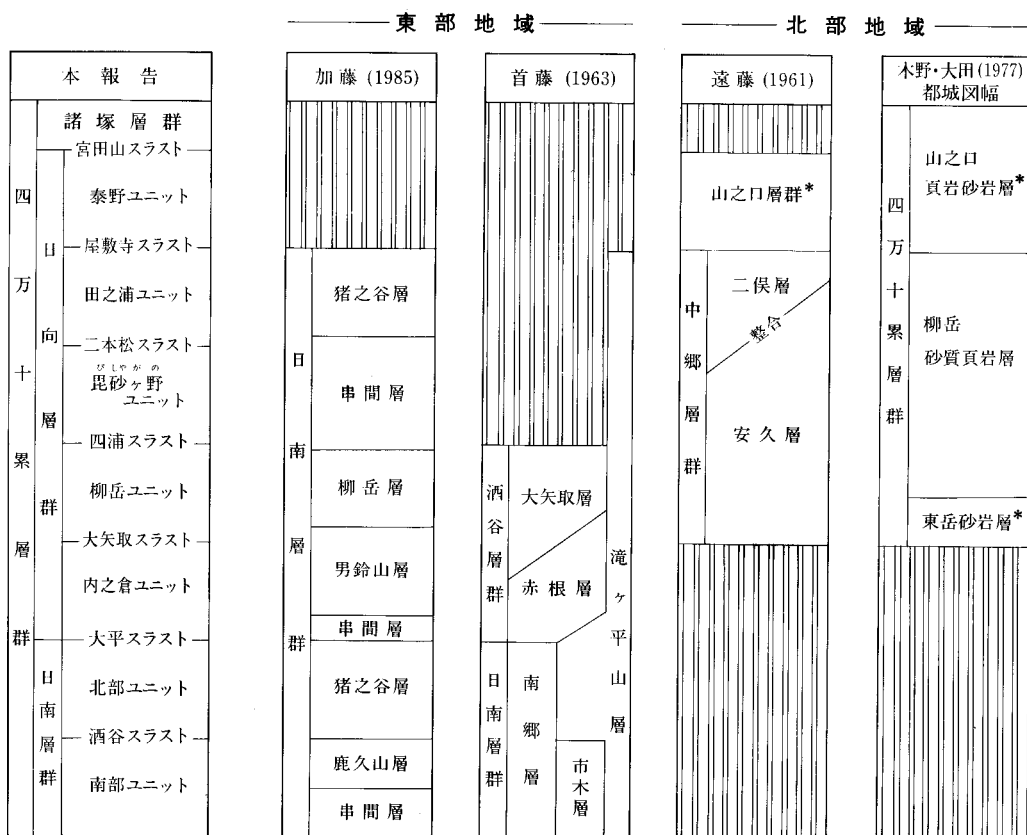
III. 2 概説

諸塚層群は、本地域の中西部の2地域にそれぞれ西プランジのシンフォームを形成して分布する。日向層群は本地域の四万十帯層群の大部分を占め、5つのユニットに分けられる。一般に東北東-西南西の走向をもち、西南西プランジのシンフォーム、アンチフォームが発達する。日南層群は、本地域北東部と南東部に、日向層群の構造的下位にスラストを介して分布するが、南部では高角の断層で日向層群と接する。

地層区分

本地域東隣の飫肥地域や北隣の都城地域では、岩相と見かけの上下関係に基づき累層・部層区分が行われている(遠藤, 1961; 首藤, 1963; 木野・太田, 1977)。しかし、坂井ほか(1984)、Nishi(1988)は、神門・日向の両地域内の日向層群から、多数の微化石を抽出して地層の年代を決めることによって、同地域で今井ほか(1979)、坂井・勘米良(1981)によって設定された各累層がほぼ同一の堆積年代を示すこと、各累層内部においてもスラストによって地層が繰り返り、構造的に厚層化していることを明らかにした。このように、付加コンプレックスに特徴的な複雑な地質構造をもち、泥質岩中に緑色岩などを含む混在岩相や砂岩泥岩破断相を伴うような地層群では、堆積層序を正確に設定することは困難であり、見かけの上下関係を層序的上下関係として行う層序区分は不相当である。また、日南層群に見られるような、部分的には層序が組み立てられても、それらの地質体が巨大なブロックとして泥質岩中に含まれ

第1表 末吉地域の四万十累層群の地層区分と累重関係、及び地層区分の変遷

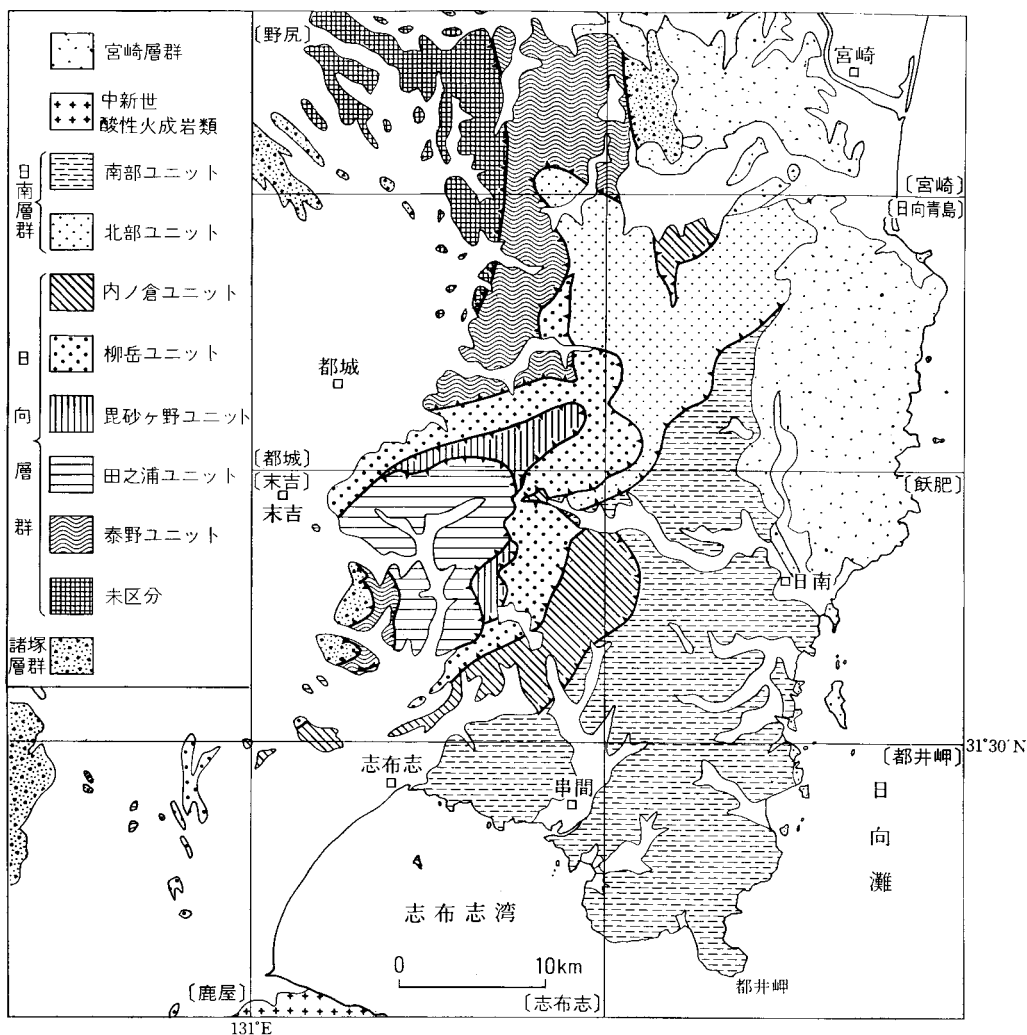


* 本地域には連続しない

る場合 (坂井ほか, 1984 ; 西, 1987 など) では, 岩相と見かけの上下関係に基づいた累層・部層の設定は無意味である。

本地域でも岩相境界の多くはスラストで境されており, 微化石の検討結果から, 以前の研究成果による累層ないし部層間の関係が層序学的上下を意味していないことは明らかである。また, 緑色岩, 砂岩のブロックを含む混在岩や, 剪断変形を受けて形成された破断した砂岩泥岩互層がみられ, さらに, デュープレックス構造による, 地層の積み重なりも考えられる。

このため, 本報告では, 日向層群については, 岩相と変形構造の特徴に基づいて累層オーダーに相当する5つのユニットを識別した (泰野, 田之浦, 毘砂ヶ野, 柳岳, 内之倉の各ユニット)。また, 日南層群を, 岩相と地質構造の違いから砂岩優勢の北部ユニットと泥質岩に砂岩優勢の地質体が含まれる南部ユニットに区分した。諸塚層群は, 分布域が狭いので一括した。これら各ユニットは常に断層で境されている。第1表には本報告の地層区分と累重関係を示し, それに対応する遠藤 (1961), 首藤 (1963), 木野・太田 (1977), 加藤 (1985) の地層区分を示す。本報告の各層群・ユニットはすべて断層で境され, 各ユニッ



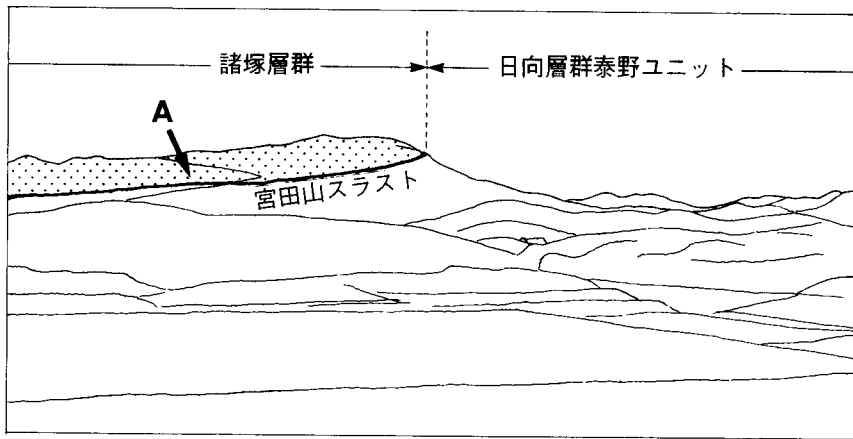
第9図 鱈塚山地の四万十累層群の地体構造区分

トの配列は層序的な上下関係でなく南から北へ地体構造配列の相対的位置関係(見かけの累重関係)を示す。また、第9図には鱈塚山地の四万十累層群の地体構造区分図を示した。

III. 3 諸塚層群 (Ms, Msl, Mml, Mb)

定義 諸塚層群は九州地域の四万十帯北帯の白亜系地層群の総称として今井ほか(1971)により命名された。本地域では延岡構造線に相当する宮田山スラストの西側に分布する白亜系の地層群を諸塚層群と呼ぶ。

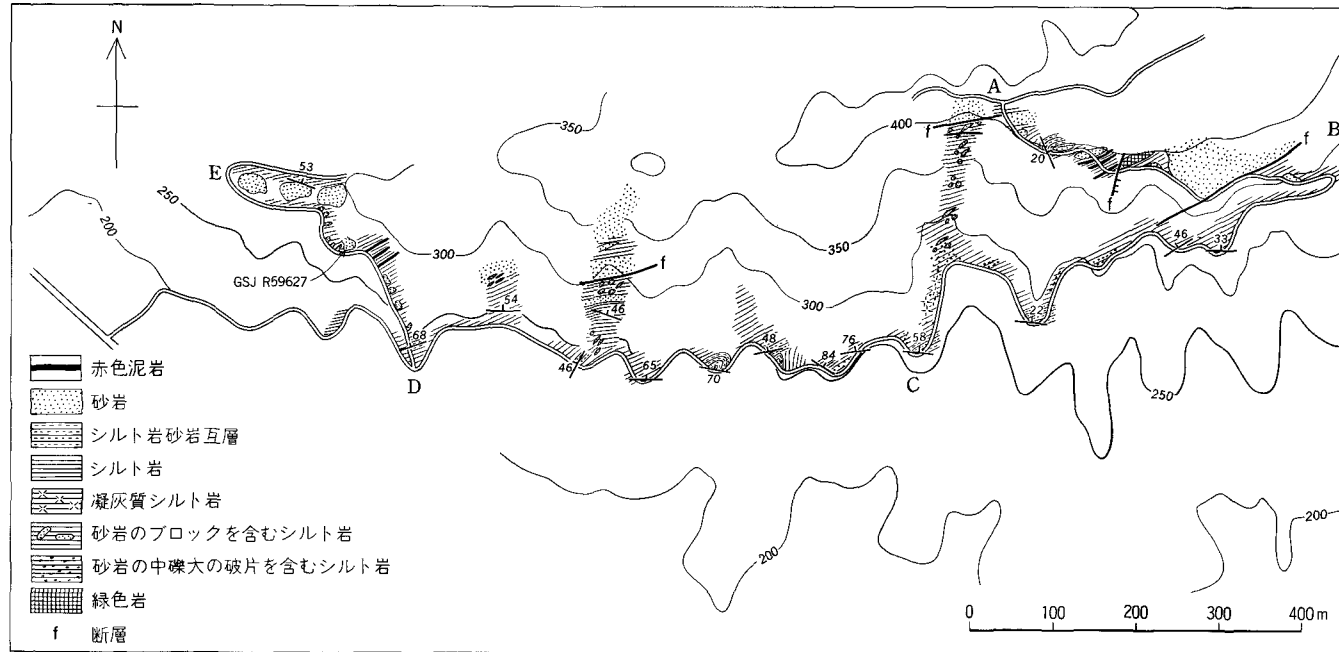
分布と構造 諸塚層群は本地域中西部の宮田山の山頂から西側の地域と、その南方の霧岳の山頂から西側付近に西プランジのシンフォームをなして分布する。また、霧岳山頂東方でもクリップとして尾根



第10図 宮田山付近の諸塚層群と日向層群の境界
宮田山付近を南側から望む。砂岩の卓越する諸塚層群が中央西側(左側)で山塊を形成している。

沿いに分布する。宮田山の東側を通る宮田山スラストで、構造的な下位の古第三系日向層群に重なる(第10図)。また、西側は上部更新統の入戸火砕流堆積物で覆われる。宮田山スラストは、宮田山南方の林道沿い(第11図)と、その南方の霧岳に有明町宮塩から登る林道沿いに、緑色岩を含む混在岩の下面をなす断層として存在する。著しい破砕帯は持たないが、上盤側の緑色岩を含む混在岩や、下盤側の日向層群泰野ユニットは著しい剪断変形を受けており、宮田山スラストの影響を受けていると考えられる地域は幅広い。

諸塚層群の大部分は砂岩からなり、シルト岩砂岩互層、砂岩シルト岩互層を伴う。しかし、宮田山スラスト沿いには部分的に緑色岩を含む混在岩が分布する。この混在岩の厚さは宮田山南斜面で最大で100mほどである。また、霧岳南東斜面では、厚さ数mの緑色岩が構造的な上位の砂岩と下位のシルト岩優勢の日向層群泰野ユニットとの間に挟在される。この部分は断層に挟まれており、緑色岩を含む混在岩が、スラストに挟まれたシートであることを示している。



第11図 宮田山の諸塚層群と日向層群の境界付近のルートマップ 第10図のA付近(宮田山南側の林道)

宮田山,霧岳兩分布域とも諸塚層群は下位の日向層群とともに全体に西プランジのシンフォームをなし,宮田山スラストもこの影響を受けている.両者の間に入戸火砕流堆積物が埋めていて,両地塊の間にアンチフォームがあるのか断層があるのかは不明である.

本地域中西部の宮田山の南側の林道に沿って,日向層群泰野ユニットから諸塚層群の緑色岩を含む混在岩,さらに構造的上位の砂岩までの典型的な露頭が見られる(第11図).この図でAとEを結んだ線がほぼ尾根筋で,宮田山山頂は北東方である.このルートでは,構造的低位の日向層群泰野ユニットがほぼB-C-Dを結んだ林道より南側(構造的低位)に分布し,尾根より北側は諸塚層群の砂岩が分布する.混在岩はその間の南斜面に分布する.特にAからBまでは緑色岩を含む混在岩を横切り,緑色岩,赤色泥岩,砂岩,シルト岩が観察できる.A-Bのほぼ中間には緑色岩,赤色泥岩,シルト岩,砂岩が分布する.B地点の北側の混在岩中の砂岩は側方への連続に乏しく,岩塊状の形態をなす.BからCでは,砂岩,シルト岩からなる混在岩が卓越し,C地点付近では凝灰岩質の緑色泥岩が存在することから,B-Cのルートは混在岩相に区分した.CからDでは,日向層群泰野ユニットの部分的に破断したシルト岩砂岩互層が分布する.DからEでは再び赤色泥岩を含む混在岩を経て砂岩になる.このルートでは赤色泥岩はみられるものの緑色岩はない.E付近では砂岩は変形を受けて大きくブロック化している.砂岩と混在岩との間はA地点南西の谷の上部に断層があり,両者は断層関係である.また,混在岩と日向層群泰野ユニットとの関係を明瞭に示す露頭はないが,混在岩中や,B地点の北側の砂岩ブロックの下盤側は断層で境されていることから考えて,断層関係と考えられる.

岩相 一般に塊状の砂岩からなり,一部に砂岩シルト岩互層,シルト岩砂岩互層を伴う.宮田山では,西に開いた弧をなす尾根の部分はほとんどが塊状の砂岩で,差別侵食の結果,尾根になったものである.

砂岩 (Ms) は中粒-粗粒で,中性-塩基性の火山岩片を多く含む石質ワッケである(第43図のCl,C2).**シルト岩砂岩互層 (Mml)** は,リズムカルな互層は少なく,シルト岩中に10cmから数mの砂岩層が不規則に含まれる.**砂岩シルト岩互層 (Msl)** はシルト岩優勢互層の砂岩の量比がシルト岩を上回ったものである.

混在岩 (Mb) は緑色岩,赤色・緑色泥岩,シルト岩,砂岩からなる.緑色岩は第11図のA-B間で見られるものは単斜輝石玄武岩で,0.5mm程度の長さの長柱状の自形斜長石の間を単斜輝石が埋めている.緑色岩の周囲は,著しい変形を受けて緑色岩の岩片がシルト岩の中に入っているのがみられる.赤色・緑色泥岩は,塑性変形を受けているものが多い.砂岩はブロック状の形態を示す.シルト岩は砂岩を取り囲むように分布するものが多い.なお,本報告では泥質岩の表記に泥岩とシルト岩を用い,シルト岩はシルトサイズの碎屑粒子からなるもの,泥岩はシルト岩とより細粒な粘土岩を合わせたものである.

地質時代 斎藤ほか(1993)は,シルト岩砂岩互層のシルト岩の試料(GSJ R59611)から白亜紀中頃の放射虫化石を報告し,その年代はセノマニアンが妥当であるが,下限がアルビアンまで下がる可能性もあるとした.

対比 奥村ほか(1985)は諸塚層群を,北側に分布する佐伯亜層群と南側に分布する蒲江亜層群の2つに区分した.奥村ほか(1985),奥村・寺岡(1988)は放射虫化石による年代決定から佐伯亜層群をアルビアンからセノマニアン,蒲江亜層群をサントニアンからカンパニアン中期とした.また,寺岡ほか(1990)は,佐伯亜層群を,北側のバラングニアンからパレミアンの佐伯亜層群下部と,南側のセノマニアンの

佐伯亜層群上部に区分した。これに従えば、本地域の諸塚層群は佐伯亜層群上部に対比されるが、四国の宇和島地域では蒲江亜層群はセノマニアンから始まること(寺岡・奥村, 1992), 砂岩組成は蒲江亜層群に類似することから, 斎藤ほか(1993)は, 本地域の諸塚層群を蒲江亜層群に対比した。したがって, 本報告でも, 本地域に分布する諸塚層群を蒲江亜層群に対比する。

III. 4 日向層群

定義 日向層群は橋本(1961)によって延岡-紫尾山構造線以南に分布する古第三系の四万十層群について命名された。本地域の日向層群は宮田山スラストから大平スラストの間に分布し, スラストによる覆瓦構造をなす始新世から前期漸新世の地質体である。

分布と区分 日向層群の北限は九州東部では延岡衝上によって境され, 上部白亜系の諸塚層群蒲江亜層群もしくは始新統の北川層群と接する。本地域では北川層群を欠き, 延岡構造線に相当する宮田山スラストによって, 諸塚層群蒲江亜層群相当の地質体と接する。また, 日向層群より東側に分布する日南層群とは, 本地域北部から東部にかけて断層で境されると推定されていた(坂井, 1985)が, 本地域と東側の飢肥地域との境界付近を通る大平スラストで境される(第9図)。日向層群の地質時代は, 坂井ほか(1984), 坂井(1985)によって, 中期始新世の後半-前期漸新世とされている。

本地域の日向層群は岩相の異なる5つのユニットに区分され, それぞれのユニットの境界はすべてスラストである。本報告では各ユニットを, それぞれの典型的な分布域の地名を取って, 西(構造的上位)から泰野ユニット, 田之浦ユニット, 毘砂ヶ野ユニット, 柳岳ユニット, 内之倉ユニットと名づけた。このうち柳岳は北隣の都城地域南東部の地名で, 岩相及び分布から竹下(1982)の柳岳層相当と考えられるので, その名称をそのまま用いた。

加藤(1985)は, 本地域東部の日向層群をすべて日南層群として扱い, 岩相と時代による区分を試みている。これによると, 本報告の内之倉ユニットは加藤(1985)の串間層の一部と尾鈴山層, 柳岳ユニットは柳岳層のほぼ全部と尾鈴山層の一部, 毘砂ヶ野ユニットは串間層の一部と猪之谷層の一部, 田之浦ユニットは猪之谷層の大部分に相当する(第1表)。岩相分布の概略は, 本報告と類似するが, 細部では異なる。

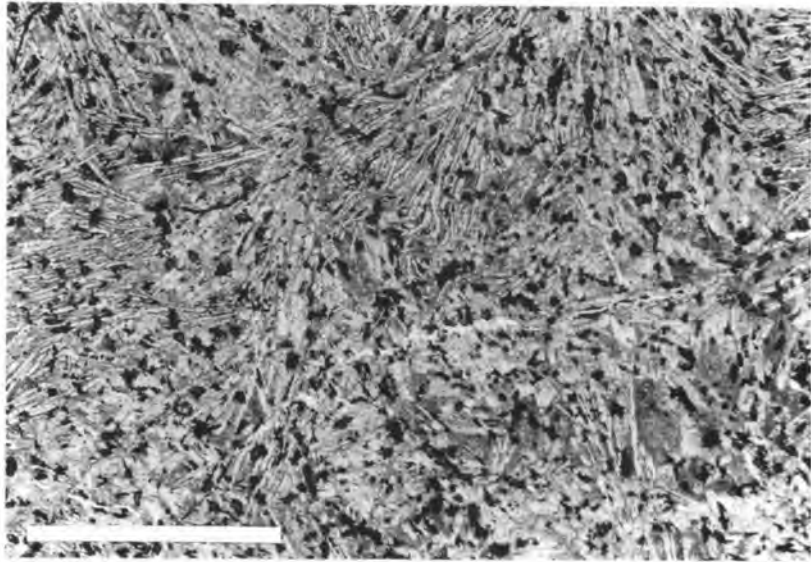
III. 4. 1 泰野ユニット(新称, Tx, Tml, Tm, Tsl, Ts, Tb)

分布と地質構造 本地域中西部の宮田山の東側と, 南西部の霧岳の東側に分布し, シルト岩が優勢のユニットである。構造的下位の田之浦ユニットとは, 屋敷寺スラストで境される。屋敷寺スラスト付近には緑色岩が挟在されるが, 緑色岩の分布が泰野ユニットの構造と調和的であることから, 緑色岩を泰野ユニットの構成要素とし, その下面を屋敷寺スラストとした。構造的上位の諸塚層群とは延岡構造線の延長と考えられる宮田山スラストで境される。泰野ユニットの分布は, 宮田山北方から松川町泰野周辺, そして霧岳南方へと続く。

宮田山北方と霧岳南方で入戸火砕流堆積物に覆われるため, 北方, 南方への広がり是不明である。しかし, 宮田山北方の末吉町南之郷付近では, 構造的上位の諸塚層群の分布の東縁をなす宮田山スラスト



第12図 日向層群泰野ユニットに発達する混在岩
淡色部は酸性凝灰岩のレンズ。松山町泰野南西方の霧岳東側。
ハンマーの左約1mの黒色泥岩から始新世の放射虫化石が産出(GSJ R59610)。



第13図 日向層群泰野ユニット最下部の屋敷寺スラスト沿いに分布する緑色岩の薄片写真
単ニコル。スケールは1mm。末古町屋敷寺南東。GSJ R60474。

の走向が、シンフォームによって、北西から西北西に変わる。泰野ユニットもこのシンフォームの構成要素であることから、末吉町南之郷付近では入戸火砕流堆積物に覆われた泰野ユニットは北西方向に延長すると推定される。また、霧岳南方では、泰野ユニットの分布は狭小になり、有明町伊崎田北西方では、泰野ユニットはほとんど存在しないと考えられる。

宮田山周辺及び霧岳周辺とも泰野ユニットは構造的上位の諸塚層群とともに全体に西ブランドのシンフォームをなし、宮田山スラストもこの影響を受けている。両山塊間の松山町泰野周辺は入戸火砕流堆積物が埋めていて、シンフォームを示す両地塊の間の関係は不明である。

岩相 泰野ユニットは、主にシルト岩、シルト岩砂岩互層と、混在岩からなる。全体に鱗片状フォリエーションが発達する傾向がある。屋敷寺スラストに沿って、緑色岩がみられる。また、混在岩は一般に本ユニットの上部を占めるが、霧岳南東方の屋敷寺スラストの付近にも分布する。

混在岩及び破断したシルト岩砂岩互層 (Tx) は、主に宮田山スラストの東側に沿って本ユニットの上部を占めて分布するが、霧岳南東方の屋敷寺スラストの付近にも分布する。宮田山スラスト付近では鱗片状フォリエーションが著しく発達し(第12図)、レンズ状のブロックとしては、灰色シルト岩、酸性凝灰岩、砂岩などを含み、基質は細粒で暗灰色-黒色の泥岩である。第12図の混在岩ほど著しい変形を受けていない部分では、砂岩、シルト岩角礫岩のブロックが存在する。また、破断したシルト岩砂岩互層は砂岩のレンズ状のブロックと鱗片状フォリエーションの発達したシルト岩の基質からなる。一方、霧岳南東方の、本ユニット下部を占める混在岩はシルト岩に、砂岩のブロックを含む。

シルト岩砂岩互層 (Tml)、シルト岩 (Tm)、砂岩シルト岩互層 (Tsl)、砂岩 (Ts) の岩相は、後述の内之倉ユニットで見られるものとほぼ同じである。しかし、シルト岩砂岩互層は変形を受け、層理面に平行な鱗片状フォリエーションが見られ、破断した砂岩がしばしば見られる。

また、屋敷寺東方、南方の**緑色岩 (Tb)** には、鏡下で0.4-0.6mmの長柱状の斜長石と、基質をなす緑泥石、不透明鉱物が観察される(第13図)が、露頭では露出が悪く、変形を受けていて、産状は不明瞭である。

地質時代 Sugiyama and Saito (1994) が、本ユニットから放散虫化石を報告したのは1試料(GSJ R59610)に限られる。この試料は霧岳東方の宮田山スラスト直下の著しく変形を受けた混在岩の基質で、第12図のハンマーの左約1mの黒色泥岩である。放散虫化石は、ほぼ前期始新世の後期から中期始新世後期までの年代を示す。本ユニットは少なくともこの年代の地質体を構成要素として含むと考えられるが、詳細は不明である。

対比 泰野ユニットは鱗片状フォリエーションが発達すること、褶曲構造など地質構造が諸塚層群と調和的であることから、今井ほか(1979)の神門層に相当する可能性がある。

Ⅲ. 4. 2 田之浦ユニット (新称, As, Am, Asl, Aml, Asb, Acg, Ax)

分布と地質構造 本地域中部から北部にかけて広く分布する。構造的上位の泰野ユニットとは、屋敷寺スラストで境される。東側の構造的下位に接するユニットが柳岳ユニットの部分と、毘砂ヶ野ユニットの部分があり、両者とは二本松スラストで境される。二本松スラストには明確な露頭はないが、その付近で弱い破碎作用が認められ、岩相が急変し、地質構造が斜交する(毘砂ヶ野北西方など)。また、上熊



第14図 日向層群田之浦ユニットで尾根を作る砂岩
御在所岳南西方，志布志町田之浦の安楽川沿い。層理面は手前側が上位である。中央下部のスケールは2 m.



第15図 日向層群田之浦ユニットのシルト岩角礫岩
末吉町新田山。砂岩の礫もしばしば見られる(ハンマーの頭の左側).

隧道北方では田之浦ユニットの最下部に剪断変形を受けた混在岩が分布することから、この部分にスラストを推定した。

また、本地域中部から北東部にかけてと北西部では、田之浦ユニットが毘砂ヶ野ユニットや柳岳ユニットと北東-南西方向の走向を持つ高角の断層で接している部分もある。末吉町南之郷付近では入戸火砕流堆積物に覆われて、田之浦ユニットと南側に分布する泰野ユニット及び諸塚層群との関係は明らかでない。

本地域南西部の伊崎田周辺には入戸火砕流堆積物の分布域の中に島状に四万十累層群が分布する。これらは、田之浦ユニットとの岩相の類似から、本ユニットに含めた。

田之浦ユニットでは、本地域北中部で東北東-西南西方向の軸を持つシンフォームが顕著である。特に猪之谷北側のシンフォームは、北側の都城地域まで連続する。また、尾平野南西方の砂岩層が軸部に分布するシンフォームも顕著である。この2つのシンフォームの間にはアンチフォームはなく、上熊隧道付近では東北東-西南西方向に走る高角の断層によって両シンフォームは接している。

岩相 田之浦ユニットは、主にシルト岩砂岩互層と砂岩からなり、シルト岩角礫岩を伴う。シルト岩砂岩互層に挟まれる砂岩は比較的良好に連続し、差別侵食によって尾根を作っているものが多い。本地域中央部の御在所岳や、志布志町田之浦西方、志布志町二本松の北東方など、数多く見られる。御在所岳では、ほぼ尾根で西側の砂岩層(第14図)と東側のシルト岩層とに分かれ、明瞭な尾根を作っている。北部の都城市安久町猪之谷周辺では砂岩が広く分布し、猪之谷北方では礫岩を挟在する。猪之谷南東に分布する砂岩層にも、地質図には表現できないが、薄い礫岩層が挟まれる。尾平野南西方では厚い砂岩と下盤側のシルト岩砂岩互層が整合関係であることが確認された。また、シルト岩砂岩互層にはしばしば波長数mの褶曲が見られる。シルト岩角礫岩は末吉町新田山の北方から北東方にかけて、混在岩は上熊隧道周辺の二本松スラスト沿いに分布する。

砂岩 (As) は、一般に灰白色で層状もしくは塊状をなし、堆積構造に乏しく、細粒から中粒のワックまたはアレナイトである。都城市猪之谷周辺に分布する厚い砂岩は、礫岩を挟在し、塊状砂岩が多い。一方、新田山北方や西方のように、シルト岩及びシルト岩砂岩互層に挟まれて峰を作る砂岩は層状砂岩が一般的である。鏡下では石英、斜長石が多く、白雲母、酸性火山岩片、中性から塩基性火山岩片もしばしば含まれる。

シルト岩 (Am)、砂岩シルト岩互層 (Asl)、シルト岩砂岩互層 (Aml) の岩相は、基本的に後述の内之倉ユニットでみられるものと同じである。

シルト岩角礫岩 (Asb) は末吉町新田山の北方の林道沿いで、砂岩の構造的上位で典型的な露頭がみられる(第15図)。本ユニットのシルト岩角礫岩は、後述の毘砂ヶ野ユニットで見られるものとは少し岩相が異なり、シルト岩の角礫が最も多く含まれるが砂岩の角礫もしばしば含まれる。また、シルト岩の角礫を多く含むクラストサポートで、基質が粗粒ワック砂岩のものもあり、それらの基質は粗粒な石英、斜長石、花崗岩片、結晶片岩片などを含む。

礫岩 (Acg) は、猪之谷北方の砂岩中に含まれる。礫径が中礫サイズ程度で、亜円礫から角礫からなる。礫種には、主に砂岩、シルト岩、花崗岩、中性-塩基性火山岩があり、酸性凝灰岩、結晶片岩、放射虫化石を含む珪質頁岩などを伴う。花崗岩礫は亜円礫が多いが、シルト岩はほとんどが角礫である。シル



第16図 日向層群田之浦ユニットの混在岩 上熊隧道北側。

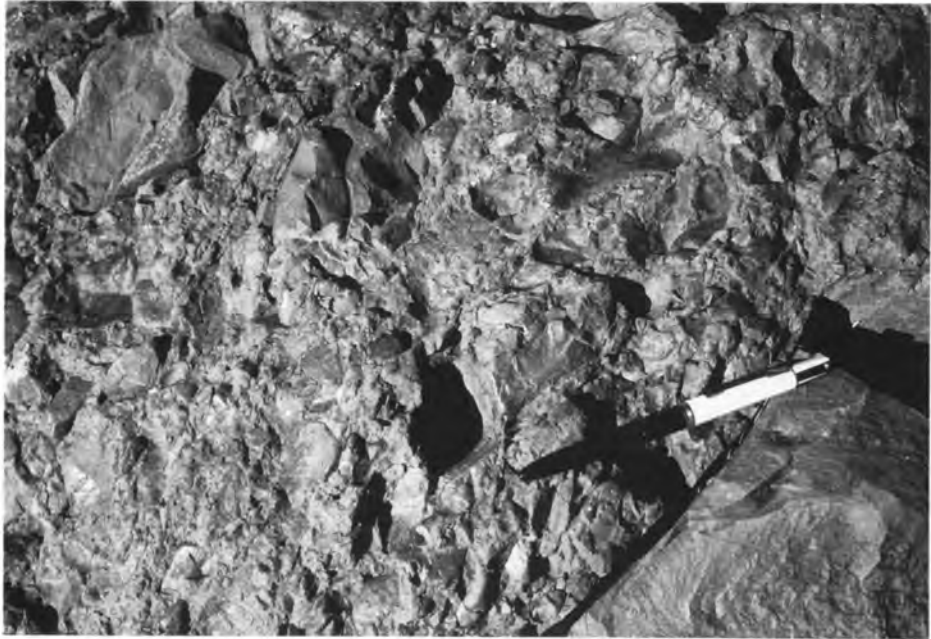
ト岩の礫が多いために風化に弱い。基質は粗粒砂岩である。一方、猪之谷南東方の厚い砂岩層中に含まれる礫岩の薄層は、中礫サイズの花崗岩（一部熱変成を受けている）、酸性凝灰岩、砂岩、シルト岩、結晶片岩の礫からなる。花崗岩、酸性凝灰岩の礫は円礫で、砂岩、シルト岩礫は亜角礫から角礫である。

混在岩及び破断したシルト岩砂岩互層 (Ax) は、本ユニット北東部、上熊隧道周辺の二本松スラスト沿いに分布し、鱗片状フォリエーションが発達する。混在岩は砂岩ブロックがシルト岩の基質に含まれる。破断したシルト岩砂岩互層は、砂岩層が破断しレンズ状の形態をなす（第16図）。

地質時代 Sugiyama and Saito (1994) は、尾平野北方の地域から前期始新世から中期始新世を示す放散虫化石、猪之谷北方の鍋谷では中期始新世を示す放散虫化石を報告した。尾平野南西方の地域では前期始新世から中期始新世を示す放散虫化石を報告した。また、末吉町東部の高岡口東方からは中期始新世、及び中期始新世の中期を示す放散虫化石、御在所岳の北側では中期始新世を示す放散虫化石を報告した。加藤(1985) は本ユニットの南部の御在所岳の東側から中期始新世末から後期始新世の放散虫化石を報告している。また本地域北中部、都城市猪之谷東方のシルト岩砂岩互層から前期始新世の前期から中期始新世の中期を示す放散虫化石、さらに尾平野北方の本地域の北端部からは、前期始新世から中期始新世の初期を示す放散虫化石を報告している。これらから、本ユニットを構成する地質体の年代は前期始新世から後期始新世までであると考えられる。

Ⅲ. 4. 3 毘砂ヶ野ユニット（新称, Bm, Bsb, Bml, Bs1, Bs, Bss）

分布と地質構造 毘砂ヶ野ユニットの分布は、本地域中部の志布志町毘砂ヶ野の北方の地域と、北部の



第17図 日向層群毘砂ヶ野ユニットのシルト岩角礫岩 都城地域内、酒谷川支流割岩谷最上流部。

上熊燧道の北方から、都城地域の南部を経て鍋谷上流部にわたる地域の2つに分かれる。東側の構造的低位の柳岳ユニットとは四浦スラストで境され、上盤の田之浦ユニットとは、二本松スラストで境される。四浦スラストの存在を示す明確な露頭は発見されていないが、スラストを推定した付近では弱く破碎しており、また毘砂ヶ野ユニットと柳岳ユニットの間で、岩相が急変し、地質構造も斜交することから、スラストが存在すると考えられる。

毘砂ヶ野付近に分布する毘砂ヶ野ユニットでは、後述の柳岳ユニットとシンフォーム、アンチフォームが連続する。この地域では西部の二本松スラスト付近で西傾斜が強い部分が存在するのを除けば、全体に緩く西に傾く。

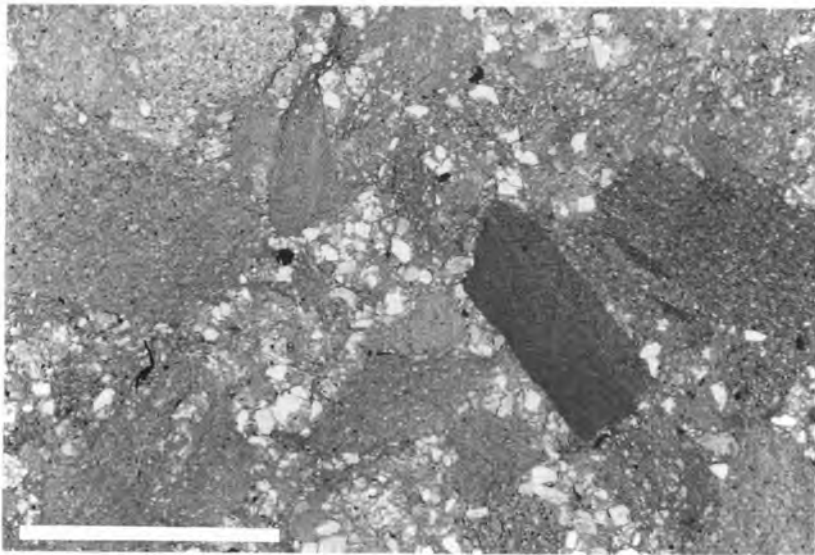
岩相 毘砂ヶ野ユニットは、主にシルト岩とシルト岩の角礫を主体とするシルト岩角礫岩からなり、砂岩、シルト岩砂岩互層を少量挟む。毘砂ヶ野北方では厚さ最大で40m程度の層状砂岩層を2枚挟み、鍵層に乏しいシルト岩優勢なユニットの中で重要な鍵層になっている。本ユニットは、ほとんどシルトの角礫からなり、シルト岩と見まちがうようなシルト岩角礫岩を多く含むことが特徴で(第17図)、このシルト岩角礫岩は都城地域南東部のシルト岩優勢な地域にも広く分布する。また、シルト岩角礫岩中にはしばしば砂岩ブロックが含まれ、まれに巨大な砂岩ブロックも含まれる。鍋谷の上流部には径300m程度のものが存在する。

シルト岩 (Bm) は層状または塊状で、志布志町四浦東方に分布する柳岳ユニットのシルト岩砂岩互層のものと同様のシート状の石灰質ノジュールを挟むことがある(第18図)。

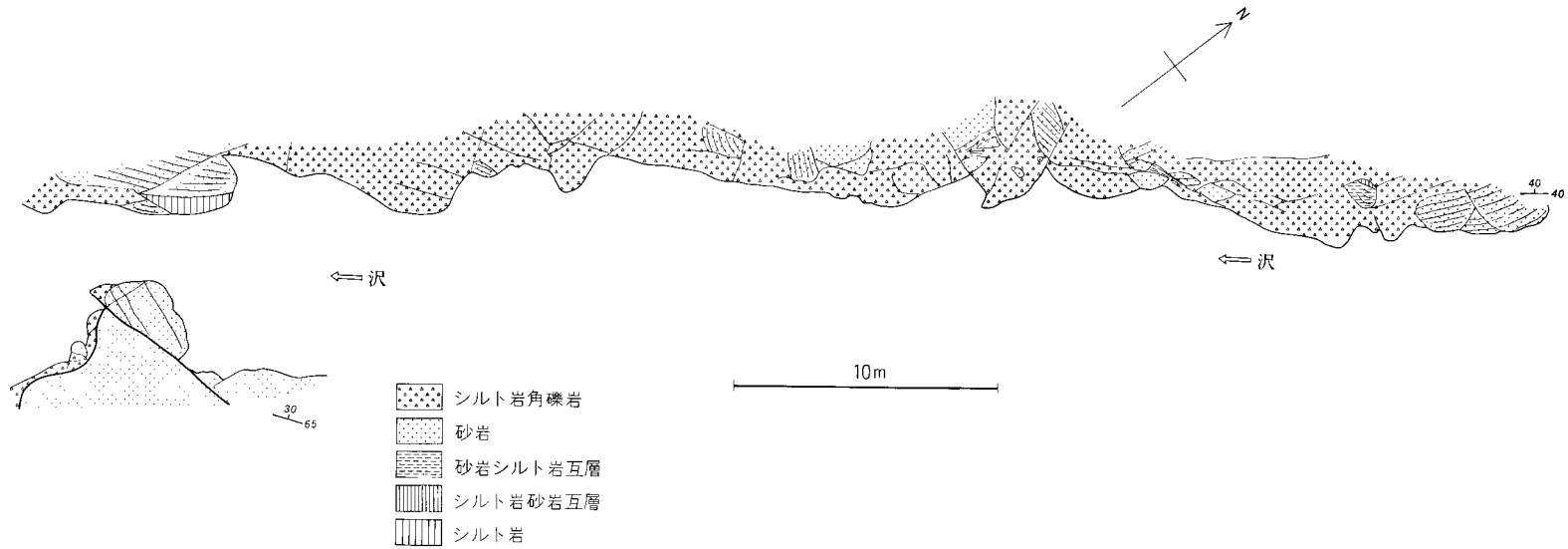
シルト岩角礫岩 (Bsb) は、一般にシルト岩の中礫-大礫からなるシルト岩角礫岩である(第17図)。基



第18図 日向層群毘砂ヶ野ユニットの層状シルト岩中に挟在される石灰質ノジュール
ハンマーの柄の下部。志布志町毘砂ヶ野北方。



第19図 日向層群毘砂ヶ野ユニットのシルト岩角礫岩の薄片写真
単ニコル。都城市鍋谷沿い。スケールは2 mm。礫種はすべてシルト岩。GSJ R60473。



第20図 日向層群毘砂ヶ野ユニットのシルト岩角礫岩の露頭スケッチ 志布志町北東端、福島川支流の沢の中。

質は径0.1-0.2mmの石英、斜長石などを含むシルトから極細粒砂からなる(第19図)。このシルト岩角礫岩の産状は、毘砂ヶ野北方の四浦川の支流で見ることができる。この露頭のスケッチを第20図に示す。しばしば最大径5m程度の砂岩のブロックがシルト岩角礫岩中に存在する。しかし、ほぼ全体がシルト岩でできているために風化に弱く、沢の中以外では好露頭は期待できない。このように、シルト岩角礫岩には砂岩のブロックも含む部分もあるが、このような部分は少なく、本地域北縁部の鍋谷上流部のように巨大な砂岩ブロック(Bss)を含むことはまれである。また、上熊燧道北側のシルト岩角礫岩には、中礫-大礫の円礫を含むことがある。これらには石英、カリ長石、斜長石、酸性凝灰岩片などからなる砂岩礫や、微文像構造の発達したグラノファイヤー礫などがある。

シルト岩砂岩互層(Bml)及び砂岩シルト岩互層(Bsl)は、後述の内之倉ユニットのものとはほぼ同じである。

砂岩(Bs)は、灰白色で層状をなす。単層は20cm程度で、層理面は整然としている。一般に中粒のアレナイトである。構成粒子は、石英、斜長石、カリ長石、酸性火山岩片、中性から塩基性火山岩片となり、白雲母、黒雲母、スフェーン、変成岩片も含む。

地質時代 本ユニットで放散虫化石が報告されているのは毘砂ヶ野北方の地域だけである。Sugiyama and Saito (1994)は、中期始新世の中期を示す放散虫化石を1試料から得ている。また、ほぼ中期始新世を示す放散虫化石も4試料から得ている。加藤(1985)はこの地域から、中期始新世の前期から中期、中期始新世の中期を示す放散虫化石を報告している。これらから、毘砂ヶ野ユニットを構成する地質体の年代はほぼ中期始新世と考えられる。

Ⅲ. 4. 4 柳岳ユニット(竹下, 1982の柳岳層を改訂)(Ys, Ysl, Yml, Ym, Ycg, Yr)

分布と地質構造 主に本地域北東部の日南市酒谷甲の南方から志布志町四浦周辺の地域と、酒谷甲の北方から北隣の都城地域の南部を経て、本地域北西部の金御岳周辺に分布する。また、前述の本地域南西部の野井倉北西部で内之倉ユニットと断層で接して分布する。構造的低位の内之倉ユニットとは大矢取スラストで境され、構造的上位の毘砂ヶ野ユニットとは、四浦スラストで境され、毘砂ヶ野ユニットを欠いて田之浦ユニットと直接接する地域では、二本松スラストで接する。柳岳ユニットと内之倉ユニットの境界部には赤色泥岩が認められ、著しい変形を受けていて、その分布が構造的低位の内之倉ユニットと大きく斜交し、構造的上位の柳岳ユニットの砂岩なども斜交し、全体がスラスト面の役割を果たしたと考えられる。本報告では、便宜上、比較的構造に調和的な柳岳ユニットの構成要素に加え、赤色泥岩と内之倉ユニットの砂岩、砂岩シルト岩互層の境界を大矢取スラストとした。

柳岳ユニットには北東から東北東方向の軸を持つ褶曲構造が卓越し、構造的上位の毘砂ヶ野ユニットまでこの変形は及んでいる。また、柳岳ユニット南部では、層理面の傾斜は高角で、閉じたアンチフォームが存在し、局地的には逆転層も存在する。

岩相 柳岳ユニットは主に厚層理または塊状の砂岩からなり、中礫-大礫の円礫からなる礫岩を3枚挟む。これらはそれぞれ大矢取川上流部の都市南東端から串間市最北部、串間市北部の大矢取川沿い、四浦北方の尾根沿いに分布する。柳岳ユニット南部では、厚層理の砂岩は少なく、層状砂岩、砂岩シルト岩互層、シルト岩などが分布する。四浦付近のシルト岩には石灰質ノジュールが含まれることがあり、上



第21図 日向層群柳岳ユニットの厚層理砂岩
中央右下にハンマー。都城市南東端，大矢取川沿い。

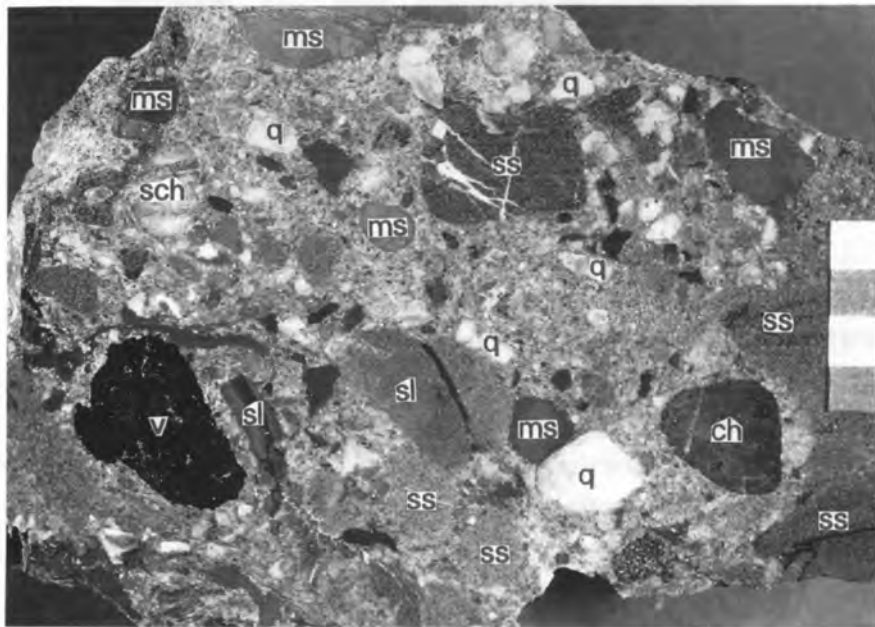
位の厚層理の砂岩とは整合関係が認められる。

砂岩 (Ys) は、一般に灰白色で層状もしくは塊状をなし、堆積構造に乏しい。大矢取川上流部の砂岩優勢な地域には塊状及び厚層理砂岩(第21図)が多く、四浦南西方の砂岩シルト岩互層が多く見られる地域では、層状砂岩が多い。層状砂岩は一般に単層が20cm以上で、層理面は整然としている。一般に細粒から粗粒のワッケで、粗粒部にはシルト岩の数mmの岩片が多く含まれることがあり、その並びによって塊状砂岩の層理面が決定できる。構成粒子は、石英、斜長石、カリ長石、酸性火山岩片、中性から塩基性火山岩片からなり、黒雲母、シルト岩片、変成岩片も含まれる(第43図のB1, B2)。

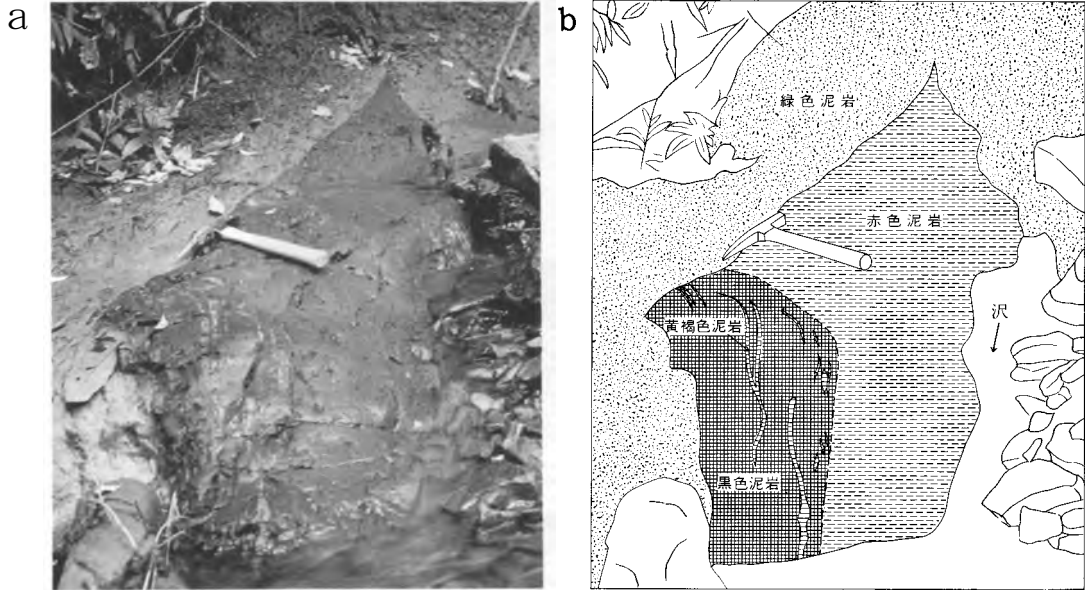
礫岩 (Ycg) は、砂岩中に3層含まれ、礫径が中礫から大礫大で、亜円礫から亜角礫からなる(第22図、第23図)。基質は粗粒砂岩である。礫種には、主に砂岩、シルト岩、花崗岩、中性-塩基性火山岩があり、酸性凝灰岩、結晶片岩、放散虫化石を含む珪質頁岩、チャートなどを伴う。花崗岩にはポイキリティッ



第22図 日向層群柳岳ユニットの砂岩に挟在される礫岩の露頭写真
串間市北縁部.



第23図 日向層群柳岳ユニットの砂岩に挟在される礫岩の切断面写真
スケールは2cm. 串間市北縁部. GSJ R60472. q: 石英, ss: 砂岩, sl: シルト岩, ms: 泥岩, ch: チャート,
v: 火山岩, sch: 結晶片岩.



第24図 日向層群柳岳ユニット最下部の赤色泥岩中における、赤色泥岩と緑色泥岩の指交関係
志布志町馬庭北西方. a. 露頭写真, b. a. のスケッチ

ク構造を示すものや、熱変成を受けたものも見られる。一般に花崗岩などの礫は丸く、砂岩、シルト岩の礫は比較的角張っている。

砂岩シルト岩互層 (Ysl)、シルト岩 (Ym)、シルト岩砂岩互層 (Yml) 及び赤色泥岩 (Yr) の岩相は後述の内之倉ユニットのものと同様である。しかし、志布志町四浦の北東部に分布するシルト岩、及びシルト岩砂岩互層には、シート状の石灰質ノジュールが含まれる。この石灰質ノジュールは、ほとんどすべてが0.02mm以下の方解石でできていて、少量角張ったシルトサイズの石英粒子を含む。また、志布志町内之倉北方の赤色泥岩層では赤色泥岩・黒色泥岩と緑色泥岩が指交しているのが観察できる(第24図)。

地質時代 Sugiyama and Saito (1994) は、志布志町四浦のシルト岩から、ほぼ中期始新世から後期始新世を示す放射虫化石を報告した。また日南市小布瀬南西方の砂岩中の挟みのシルト岩から、ほぼ中期始新世の中期を示す放射虫化石も報告した。加藤(1985)は日南市酒谷甲北方の柳岳ユニットから、前期始新世から中期始新世の前期を示す放射虫化石を報告している。また四浦南西方の内之倉ユニットとの境界付近では、中期始新世を示すと考えられる放射虫化石を報告している。これらから、本ユニットを構成する地質体の年代は中期始新世で一部に後期始新世のものがある可能性がある。

Ⅲ. 4. 5 内之倉ユニット (新称, Us, Usl, Um, Uml, Ur, Ux)

分布と地質構造 本地域東部から中南部にかけて分布し、構造的低位の日南層群とは大平スラストで境され、構造的上位の柳岳ユニットとは、大矢取スラストで境される。内之倉ユニットと日南層群南部ユ



第25図 日向層群内之倉ユニットの層状砂岩 立河内谷採石場跡。写真中央下部のスケールは2 m.

ユニットとの間に時代的な急変があること、両者の岩相分布が斜交すること、串間市大重野東方では境界部の日南層群が著しい変形を受けていることから、両者の境界にスラストがあると考え、これを大平スラストと呼ぶ。

内之倉ユニットは一般に北東-南西方向の走向を持つが、本地域東部の池河原谷付近で走向は南北となり、本地域北東部の小布瀬南西方では北西-南東の走向を持ち、緩く屈曲していると考えられる。一方、本地域南部の志布志町横尾下付近では走向は東西に変わる。この西方延長の野井倉付近に日向層群の分布があり、そこでは著しい変形を受けたシルト岩の上位にスラストを介して層状及び塊状の砂岩が重なる。さらにこの北西方では、内之倉ユニットが北東-南西の走向を持つ柳岳ユニットと断層を介して接する。

岩相 内之倉ユニットは、主に砂岩、砂岩シルト岩互層からなり、赤色泥岩や混在岩を数枚挟む。上大矢取の南東から馬庭にかけてはシルト岩が分布する。



第26図 日向層群内之倉ユニットの層状砂岩に見られるフルートキャスト
古流向は右から左. 写真奥が北西方向. 志布志町佐野.

砂岩 (Us) は、一般に灰白色で層状もしくは塊状をなし、堆積構造に乏しい。層状砂岩は一般に単層が20cm以上で、層理面は整然としている(第25図)。まれに、層状砂岩の下面に、フルートキャストが見られ(第26図)、志布志町佐野では、褶曲を無視して層理面を水平に戻した時、古流向は西南西方向を示す。一般に細粒から中粒のアレナイトで一部ワッケのものもある。碎屑粒子は角張っていて、石英、斜長石、カリ長石、酸性火山岩片、中性から塩基性火山岩片からなり、黒雲母、シルト岩片、結晶片岩片も含む。

シルト岩 (Um) は暗灰色で風化しやすく、層理面が明らかでないものが多いが、数mmの砂岩のラミナを含むものもある。鏡下ではシルトサイズの碎屑粒子からなり、石英が多く、他には斜長石がしばしば見られる。放散虫化石もしばしば含まれる。

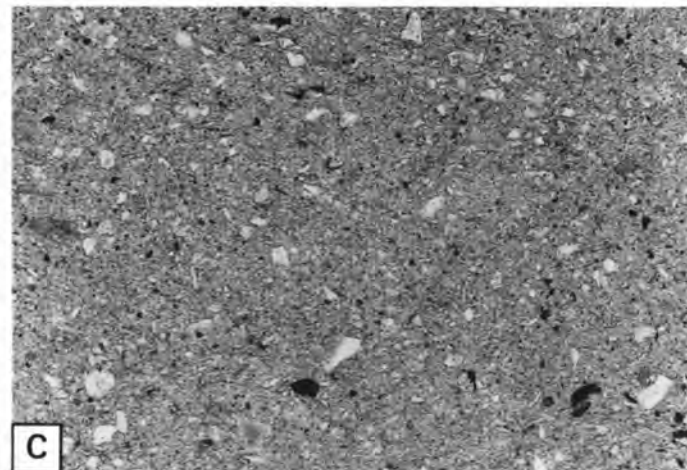
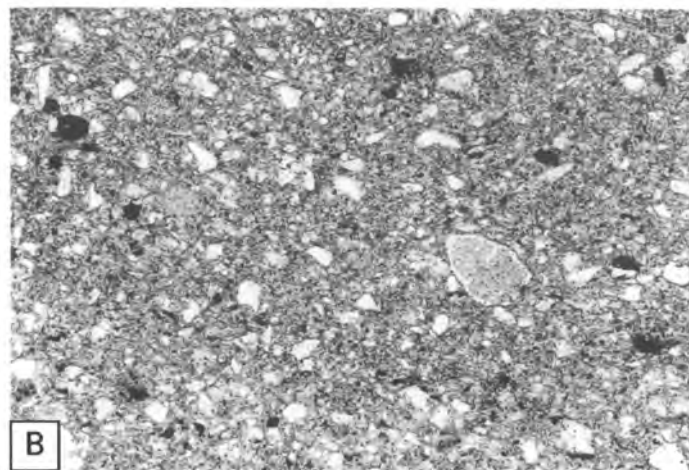
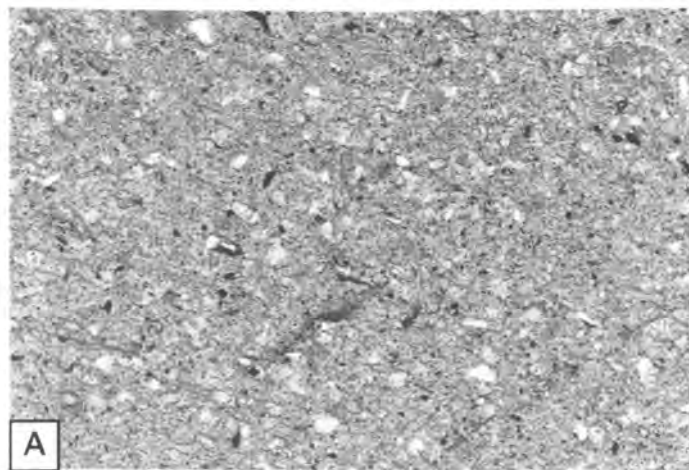
砂岩シルト岩互層 (Usl)、及びシルト岩砂岩互層 (Uml) は、リズムカルなタービダイトからなり、砂岩が互層の50%以上のものを砂岩シルト岩互層とし、残りをシルト岩砂岩互層とした。第27図には典型的な砂岩シルト岩互層の写真を、第28図に典型的なシルト岩砂岩互層の写真を示した。砂岩の単層は一般に数cmから20cmで、砂岩シルト岩互層の方がシルト岩砂岩互層よりそれぞれの単層が厚い傾向がある。本ユニットではシルト岩砂岩互層の分布は少ない。互層をなす砂岩の下面にはしばしば生痕化石が見られ(第40図)、上下判定に役立つ。砂岩には級化構造が見られることがある。砂岩シルト岩互層は、比較的整然とした層理面を持つが、シルト岩が優勢になるにつれ、波長数mの小褶曲が見られるようになる。これらを構成する砂岩、シルト岩の岩相及び鏡下での特徴は、本ユニットの砂岩、シルト岩と



第27図 日向層群内之倉ユニットの砂岩シルト岩互層 串間市風野北方, 立河内谷入口付近.

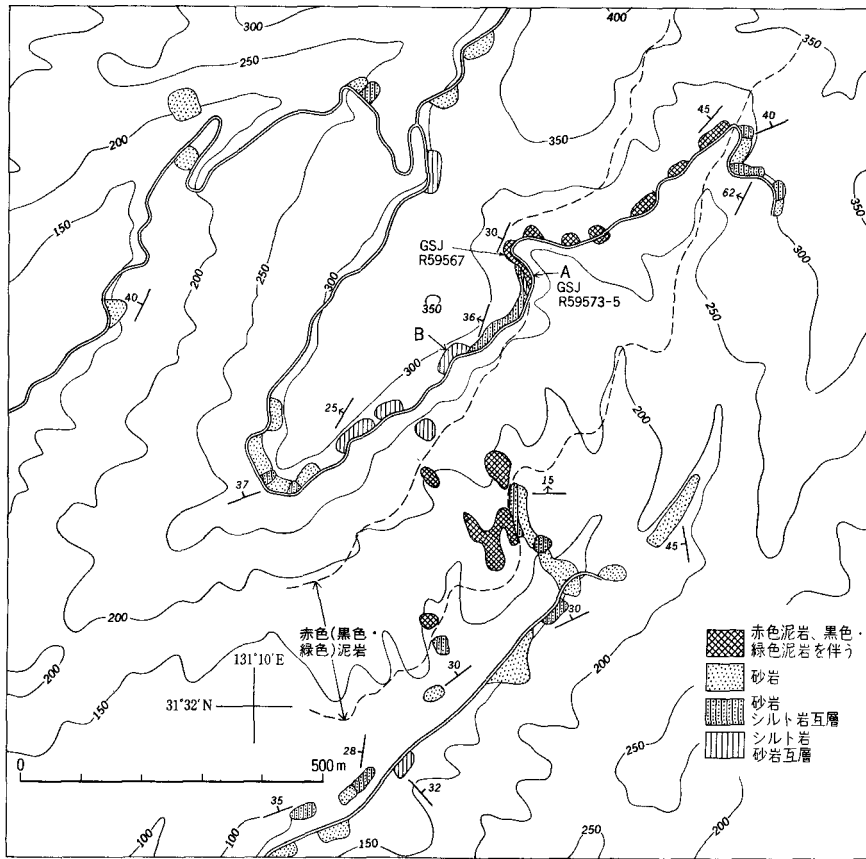


第28図 日向層群内之倉ユニットのシルト岩砂岩互層 志布志町内之倉, 第30図のBの露頭.



————— 0.5 mm

第29図 日向層群内之倉ユニットの赤色泥岩と日向層群の一般的なシルト岩及び日向層群の泥岩の薄片写真。A、赤色泥岩、日向層群内之倉ユニット、志布志町馬庭北方、GSJ R60471、単ニコル。 B、暗灰色シルト岩、日向層群柳岳ユニット、志布志町四浦七ツ山東方、GSJ R59579、単ニコル。 C、暗灰色泥岩、日向層群南部ユニット、串間市大重野東方、GSJ R59555、単ニコル。



第30図 日向層群内之倉ユニットの赤色泥岩付近のルートマップ
 本地域南西部、志布志町内之倉。砂岩が尾根をつくり、赤色泥岩は南東斜面に分布する。

ほぼ同じである。

赤色泥岩 (Ur) は、全体に著しい変形を受けていることが多く、鱗片状フォリエーションが発達し、それぞれの泥岩が指交したり、酸性凝灰岩、シルト岩、砂岩の人頭大以下のブロックを含むことがある。また、酸性凝灰岩層を含むこともあり、この中には放散虫化石に富むものもある。鱗片状フォリエーションの発達している部分では、鏡面状の剝離面を持つ部分がしばしば見られる。鏡下では、泥岩の色に関わりなく細粒で、シルトサイズの粒子が少なく粘土岩の部分もあることから、赤色泥岩と呼ぶ。本ユニットのシルト岩とは区別できる (第29図)。また、放散虫化石をしばしば含む。

赤色泥岩は、その特徴的な色と、しばしば著しい変形を受けているという特徴的な岩相と、側方によく連続することから、地質構造を明らかにするための重要な「鍵層」として利用することができる。特に、本地域中東部の志布志町四浦南方より始まる赤色泥岩は南西方向に連続し、岩郡、中川内、川野付

近を通過して横峯付近まで、およそ 12km にわたって追跡される。また、日南市小布瀬南西方から池河原谷を経て串間市風野付近まで、およそ 6km 追跡できる赤色泥岩もある。

赤色泥岩や混在岩の部分には以下に述べるようにスラストがあり、赤色泥岩や混在岩を境に、砂岩、砂岩シルト岩互層などからなる地質体が積み重なっていると考えられる。これらのスラストは、赤色泥岩の上下にそれぞれ存在する。

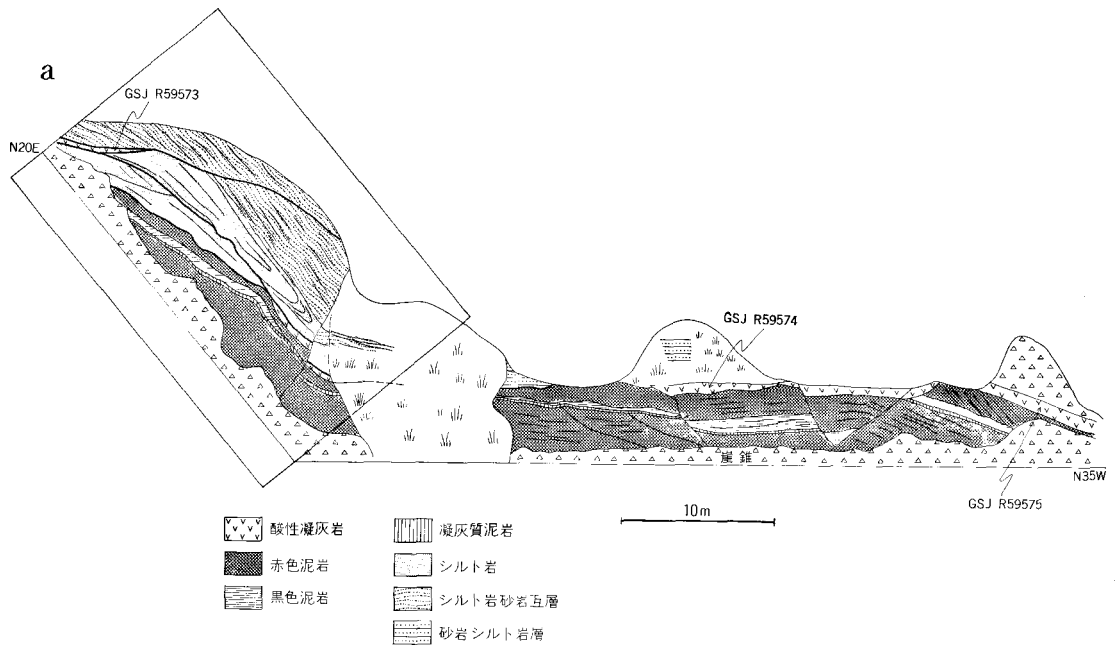
赤色泥岩部分と上盤もしくは下盤の地層との関係は、本地域中南部の志布志町内之倉の林道沿い(第 30-31 図)や本地域東端の串間市風野から東の飫肥地域内に向かう林道沿い(第 32 図)で見ることができる。

志布志町内之倉の林道沿い(第 30-31 図)では、赤色泥岩とその上下の地層を観察することができる。ここでは赤色泥岩の上盤はシルト岩砂岩互層でその構造的上位には砂岩が分布し、差別侵食によって尾根を作っている。また、赤色泥岩の下盤は砂岩シルト岩互層を伴う砂岩である。この地域の一般走向は北北東で西北西に 30°-40° 傾斜している。特に、赤色泥岩と上盤側のシルト岩砂岩互層との関係は明瞭に観察することができる(第 31 図)。この露頭では、露頭左端から 20m 付近までの間では、赤色泥岩の上に薄い破砕帯を挟んでシルト岩砂岩互層が重なる。この薄い破砕帯の部分が赤色泥岩の上盤側のスラストである。また、赤色泥岩の上部には放散虫化石を多く含む酸性凝灰岩の薄層があり、中央から右端にかけては、ほぼ露頭中央に見られる。また、露頭中央から右端にかけての露頭上部と、露頭左端から 20m 付近の破砕帯直下では、白色の結晶質凝灰岩を挟む。これらの赤色泥岩の層理面と、上盤側のシルト岩砂岩互層が斜交しているのが、露頭左端から 20m 付近までの間で観察することができる。

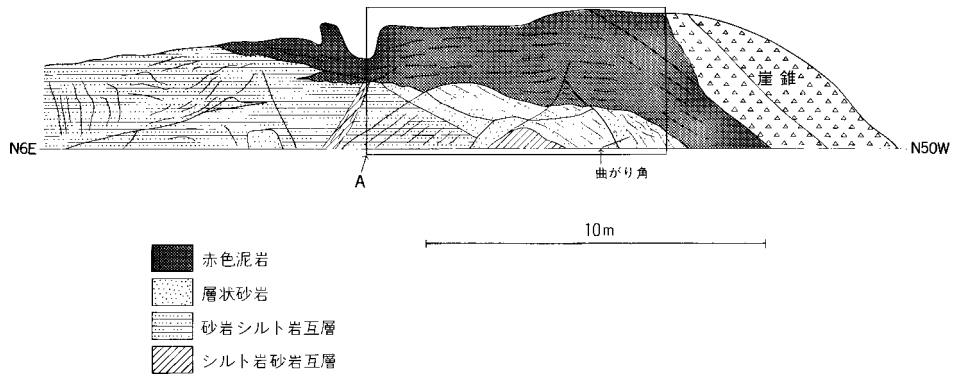
串間市風野から東の飫肥地域内に向かう林道沿いでは、赤色泥岩と下盤側の砂岩、砂岩シルト岩互層との関係を明瞭に観察することができる(第 32 図)。この露頭では中央から右側に赤色泥岩が分布し、左側は著しい変形を受けてブロック化した砂岩を挟んで砂岩シルト岩互層が分布する。この境界を赤色泥岩の下盤側のスラストと認定した。第 32 図 b は、露頭右端付近から見た赤色泥岩と砂岩及び砂岩シルト岩互層の境界付近の写真である。赤色泥岩は鱗片状フォリエーションが発達し、層理面は不明である。下盤側の砂岩シルト岩互層の層理面はほぼ直立していて、境界部には凹凸があるものの、明らかに上盤側の赤色泥岩と斜交しているのが認識できる。

混在岩 (Ux) の構成要素は主に砂岩、泥岩で、一部に緑色岩を含む。泥岩には著しく鱗片状フォリエーションが発達し、混在岩の部分には赤色泥岩層と同様にスラストが存在する場合がありますと考えられる。小布瀬南西方の混在岩には緑色岩ブロックが含まれる。この緑色岩ブロックは変質していて、鏡下では長さ 0.1-0.2mm の長柱状斜長石と、不透明鉱物、基質をなす緑泥石が観察され(第 33 図)、玄武岩と考えられる。また、この混在岩は東に隣接する飫肥地域西縁部の尾鈴山山頂付近の枕状溶岩からなるブロックも含む。

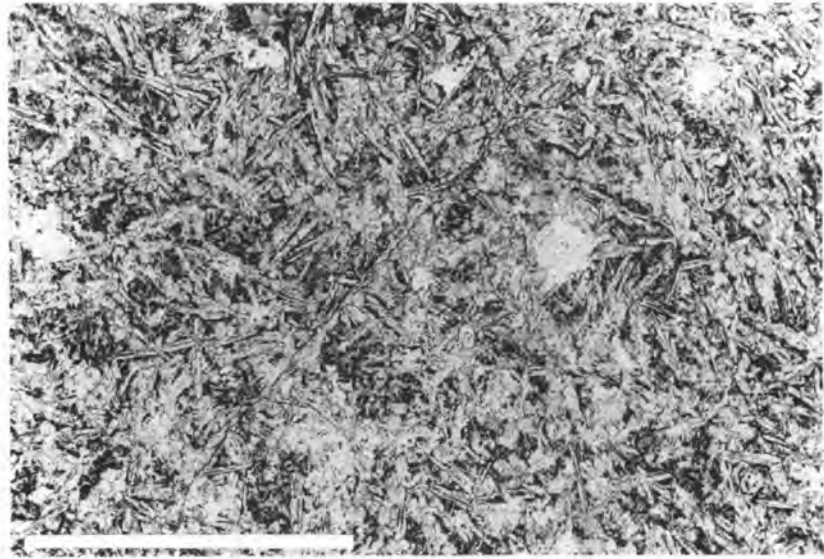
地質時代 Sugiyama and Saito (1994) は、本ユニット中部、本地域東部串間市風野西方のシルト岩及び志布志町内之倉の柳岳ユニット最下部の赤色泥岩直下の内之倉ユニットのシルト岩砂岩互層のシルト岩から中期始新世の中期を示す放散虫化石を報告した。全体がスラストの役割を果たしたと考えられる赤色泥岩からは、中期始新世の前期から中期の放散虫化石を産するが、ブロックに暁新世末から前期漸新



第31図 日向層群内之倉ユニットの赤色泥岩と上盤のシルト岩、シルト岩砂岩互層との境界
第30図のAの露頭。 a. 露頭のスケッチ。 b. aの中央から左側の枠の中の露頭写真。



第32図 日向層群内之倉ユニットの赤色泥岩と下盤の砂岩及びシルト岩砂岩互層との境界
 串間市風野東方、本地域東端より約250m 東側の沃肥地域内。 a. 露頭のスケッチ b.aの中央部(A)の露頭
 写真。ハンマーの柄の下端が赤色泥岩と砂岩の境界面。



第33図 日向層群内之倉ユニットの混在岩に含まれる緑色岩(玄武岩)ブロックの薄片写真
本地域北東部、日南市小布瀬南西、単ニコル、スケールは0.5mm、GSJ R60657。

世の前期、暁新世末から前期漸新世の中期の放散虫化石を産するものがあることを示した。また、加藤(1985)は串間市風野南西方から、中期始新世末から後期始新世の浮遊性有孔虫化石を報告している。これらから内之倉ユニットはほぼ中期始新世の中期から後期始新世の地質体から構成され、一部、赤色泥岩中に暁新世末から前期漸新世の前期の地質体を含むと考えられる。

III. 5 日南層群

定義 日南層群は九州南部、鰐塚山地の油津層群(現在の宮崎層群)の下位に分布する地質構造の複雑な一群の地層として、黒田・松本(1942)によって命名された。本報告では、岩相及び地質構造の上では、坂井(1983, 1985)の区分に従い、時代的にはNishi(1992)に従って、四万十累層群の中で、前期漸新世の後半から中新世初期の地増群を日南層群と呼ぶ。

分布と区分 本報告では、本報告の化石のデータと加藤(1985)の化石のデータを基に、都城地域(木野・太田, 1977)、日向青島地域(木野, 1958)、飢肥地域(木野, 1959a)の地質図幅の成果をまとめ、鰐塚山地の日南層群の分布を示した(第9図)。そして、鰐塚山地の日南層群を砂岩優勢の北部ユニットと、泥質岩優勢で砂岩優勢の地質体を含む南部ユニットに区分した。本地域では北東部に北部ユニットと南部ユニットが分布し、南東部には南部ユニットが分布する。両者は酒谷スラストで境される。酒谷スラストには、明瞭な露頭は確認されていないが、酒谷甲周辺では鱗片状フォリエーションが発達し、破断した泥岩砂岩互層が分布することから、この上盤にスラストが考えられ、北部ユニットが南部ユニットに衝上していると考えられる。

本地域の日南層群は、ほぼ首藤(1963)の南郷層、市木層、滝ヶ平山層に相当する。加藤(1985)は、本

地域の南部と南東部に分布する日南層群南部ユニットの砂岩優勢部分を鹿久山層とし、その下位の泥岩優勢部分を串間層とした一しかし、加藤(1985)の串間層の一部は大平スラストによって境されて、本研究の日向層群内之倉ユニットに区分される。北部ユニットは、加藤(1985)の猪之谷層の一部に相当する。また、南部ユニットには加藤(1985)では鹿久山層、首藤(1963)では市木層とよばれた貝化石を多く含む砂岩優勢の地質体が含まれる。

Ⅲ. 5. 1 北部ユニット (新称, Nm, Nml, Nx, Ns)

分布と地質構造 北東部の酒谷甲周辺に分布し、南側は酒谷スラストで南部ユニットと境され、北側の日向層群とは大平スラストで境される。本地域における分布は両スラストに挟まれるわずかな地域に限られ、鰐塚山地に分布する日南層群北部ユニットのうち、南西端の構造的最下部が分布するだけである。層理面の向きは、構造的低位の南部ユニットより構造的高位の日向層群柳岳ユニットと調和的である。
岩相 北部ユニットは泥岩 (Nm)、泥岩砂岩互層 (Nml)、破断した泥岩砂岩互層 (Nx) 及び砂岩 (Ns) からなる。一般に泥岩優勢で、鱗片状フォリエーションが発達する。しかし、分布域が狭く、また露頭も乏しく、以下に述べる南部ユニットとの岩相上の違いは不明である。

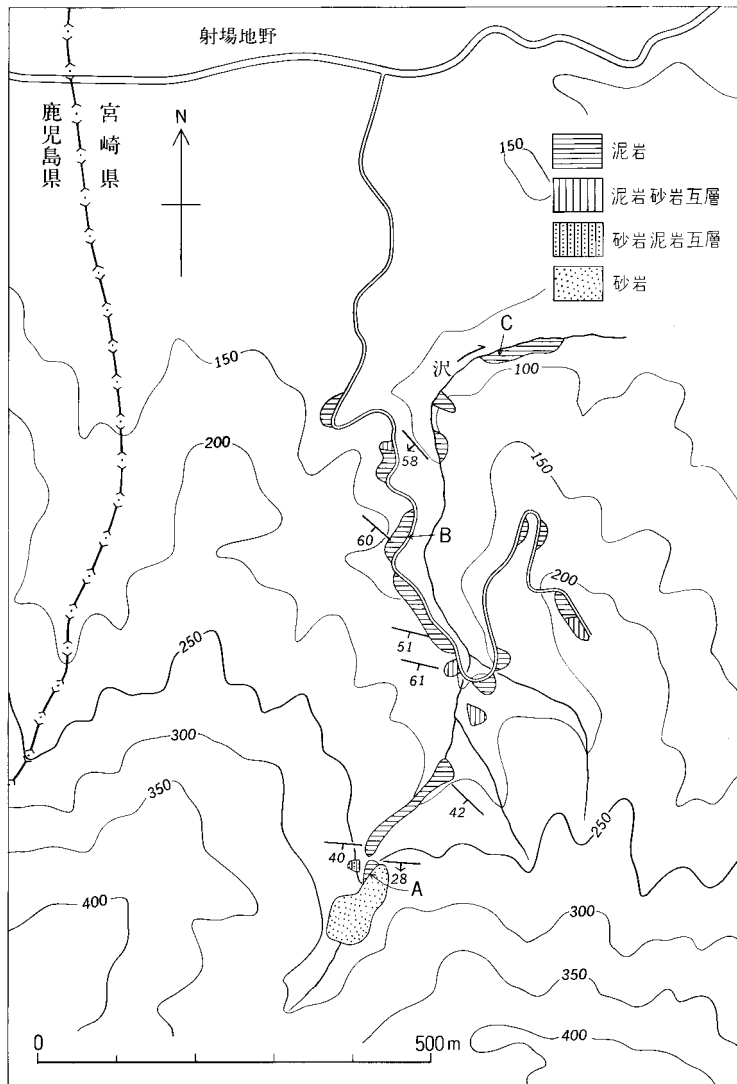
地質時代 本地域の北部ユニットからは、Sugiyama and Saito (1994) は後期始新世から後期漸新世を示す放射虫化石を報告した。しかし、より詳細な地質時代の決定には至らず、以下の南部ユニットとの違いについては不明である。

Ⅲ. 5. 2 南部ユニット (新称, Sm, Ss, Sml, Ssl, Sx, Sss)

分布と地質構造 南部ユニットは、本地域北東部の酒谷甲付近と、南東部の志布志町八郎ヶ野の南側から串間市大平の南部に分布する。大平の南部では、北西側の構造的高位の日向層群と大平スラストで境される。八郎ヶ野周辺では、日向層群と南部ユニットの境界部がほとんど入戸火砕流堆積物に覆われて露出しないが、南部ユニット中に東西から西北西の走向を持つ北落ちの高角断層が存在することから、両者の関係も同様の性格の断層で境されると考えられる。また、北東部の酒谷甲周辺では南部ユニットは酒谷スラストで北側の構造的高位の北部ユニットと境され、酒谷川の南側では、上新村から南東へ小布瀬方面へ延びる断層で境される。大平スラスト周辺の南部ユニットは鱗片状フォリエーションが発達し、泥岩砂岩互層はしばしば破断している。

本地域の南部ユニットは大きくみれば下位の主に泥岩と泥岩砂岩互層からなる泥岩優勢相と上位の主に砂岩と砂岩泥岩互層からなる砂岩優勢相に分けられる。両者は串間市射場地野南方では整合関係である。第34図には射場地野南方の沢沿いに見られる南部ユニットのルートマップを示した。沢の入口付近の林道沿いでは北西から西北西の走向を持ち南へ50°-60°傾斜し、南上位である。林道を離れ、沢にはいと傾斜が40°程度と緩くなり、上位の層状砂岩と接する部分(第35図)ではさらに地層の傾斜は緩くなる。ここより上流は急峻となり砂岩が卓越し、砂岩優勢相となる。

しかし、このルートマップに示した八郎ヶ野南方の地域と大平南方の地域とでは、岩相や地質構造が異なる。前者の砂岩優勢相の砂岩は塊状砂岩が優勢であるが、後者は層状砂岩が多く、砂岩層全体の厚さも薄い。また、前者の層理面は西北西方向の走向を持ち南傾斜で、南西方向にプランジする向斜の北



第34図 日南層群南部ユニットの下部の泥岩と上位の砂岩との境界付近のルートマップ
 本地域南西部。串間市射場地野南方。Aは泥岩と砂岩の境界部。B、Cから浮遊性有孔虫化石が産出。
 Bの試料はGSJ R59620、Cの試料はGSJ R59625

翼であるが、後者は北東走向南傾斜で軸面の立った閉じた褶曲が卓越する。北東部の酒谷地域では泥岩優勢相だけが分布し、破断した泥岩砂岩互層も広く分布する。

岩相 本地域の南部ユニットは、下部が泥岩優勢相、上部が砂岩優勢相である。日向層群では、赤色泥岩を除いて、泥質岩はシルト岩であるのに対し、日南層群南部ユニットの泥質岩は、碎屑粒子の径が小さく、シルトサイズの碎屑粒子に乏しいものも多い(第29図のC)。このため、日南層群の泥質岩はシルト岩、粘土岩の区別を行わず泥岩として取り扱う。また、日南層群の泥岩は有孔虫化石を頻繁に含むこと



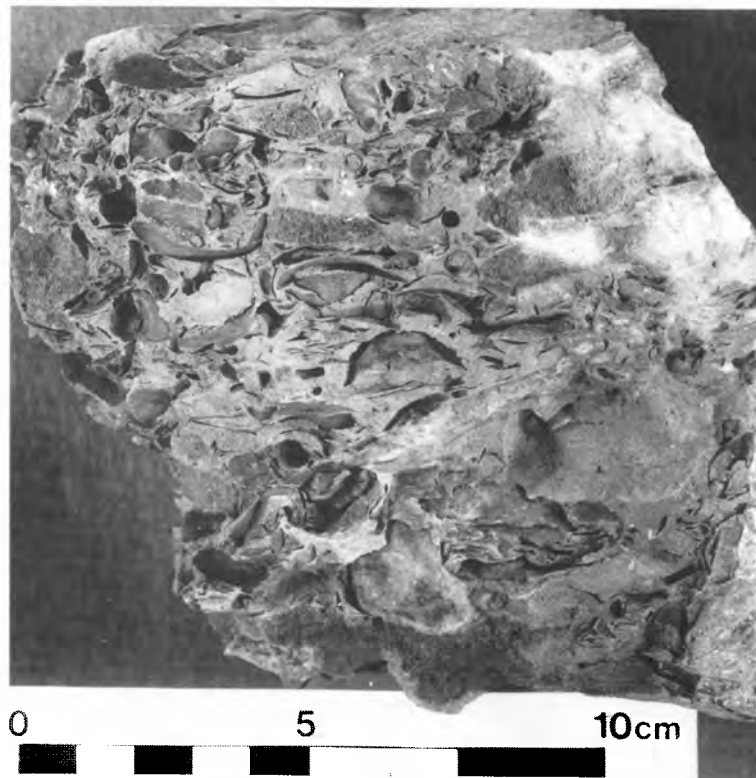
第35図 日南層群南部ユニットの下位の泥岩と上位の砂岩との境界
矢印の間が境界部で上盤が層状砂岩，下盤が泥岩砂岩互層と泥岩。第34図のA地点。

が特徴である。

泥岩 (Sm) は、断層周辺では鱗片状フォリエーションが発達するが、一般には暗灰色で層状もしくは塊状で、鱗片状フォリエーションは発達しない。風化すると細かく短冊状に割れて、崩れやすくなる。砂岩泥岩互層の泥岩も同様である。また、泥岩中にまれに貝化石が含まれることがあり、八郎ヶ野南方の泥岩からは貝化石が産出し、その棲息域の推定から、その堆積深度は1000m-1500mと推定される。

砂岩 (Ss) は、一般に石英質のワッケないシアレナイトである(第43図のA1,A2)。八郎ヶ野南方の砂岩優勢相中の砂岩は塊状砂岩が優勢で、砂岩層が広く分布するが、大平南方のものは層状砂岩が多く、砂岩層全体の厚さも薄い。後者の砂岩層の下面にしばしばソールマークが認められる。また、砂岩中には芦屋動物群に対比される貝化石群をしばしば含む(第36図)、炭化した植物片もしばしば含む。

泥岩砂岩互層 (SmI) は泥岩に厚さ数cmの砂岩を規則的に含む。まれにこの中に凝灰岩層が挟まれる



第36図 日南層群の貝化石を多く含む砂岩 串間市古竹. L4地点.

ことがあり、大重野東方では、石英、斜長石、黒雲母の粒子からなる厚さ 10cm 程度の白色凝灰岩層が見られる。砂岩泥岩互層 (Ssl) は泥岩砂岩互層の砂岩の割合が 50% を越えたもので、その分布はわずかで串間市射場地野東方に見られるだけである。

破断した泥岩砂岩互層 (Sx) は、南東部の大平スラスト付近と北東部の酒谷川沿いの酒谷スラスト付近に見られる。この中には、最大で厚さ 100m 程度の砂岩ブロック (Sss) が含まれる。北東部の酒谷川の河床や大谷南方の沢沿いに、破断した泥岩砂岩互層の典型的な露頭がみられ、ブロック化した砂岩が、暗灰色泥岩中に多く認められる。

地質時代 本地域の南部ユニットからは、特に浮遊性有孔虫化石が多数産出し、放散虫化石や、芦屋型動物群に対比される貝化石群が得られている。浮遊性有孔虫化石によれば、層序的下位に分布する泥岩、泥岩砂岩互層からなる泥岩優勢相の年代は Blow (1969) の P19-P21 帯に相当する前期漸新世の後半から後期漸新世の初期 (Nishi, 1992) である。上位の主に砂岩、砂岩泥岩互層からなる砂岩優勢相の年代は、Blow (1969) の P21-N4 帯に相当する後期漸新世から中新世初期で、東側の肥沃地域の南東部では中新世最前期の浮遊性有孔虫が得られた。また、芦屋動物群の示す年代は、ほぼ Blow (1976) の P21 帯に対比

されると考えられている (Tsuchi *et al.*, 1987) ことから, 上位の砂岩から得られた芦屋動物群に対比される貝化石群も浮遊性有孔虫化石の結果と一致する。また, Sugiyama and Saito (1994) が報告した放散虫化石についても, 浮遊性有孔虫化石の示す年代と矛盾しない。

III. 6 化石と地質年代・堆積環境

本地域の調査研究によって四万十累層群から, 放散虫化石, 浮遊性有孔虫化石, 軟体動物化石, 及び生痕化石が得られた。このうち, 放散虫化石は第2表, 第I図版に, 浮遊性有孔虫化石は第3表, 第II図版に, 軟体動物化石は第4表, 第III図版に示した。また, それぞれの産出地点は第37図に示した。なお, 加藤ほか (1985) は, 本地域及びその周辺から, 放散虫化石, 浮遊性有孔虫化石, 石灰質ナンノプランクトン化石, 軟体動物化石を報告した。このうち, 本地域に関するものについては第5表にまとめた。

放散虫化石, 浮遊性有孔虫化石については, シルト岩及び泥岩から231試料を採取し, フッ化水素酸で処理を行った。その結果, 諸塚層群2試料, 日向層群51試料, 日南層群5試料の合計58試料から同定可能な放散虫化石を得た。それらの大部分については, 斎藤ほか (1993) 及び Sugiyama and Saito (1994) において報告した。そして Sugiyama and Saito (1994) は *Lophocyrtis* (?) *cavifundus*, 及び *Podocyrtis* (*Lampterium*) *mirabilis* の2新種を記載した。また, 同時に日向層群1試料, 日南層群18試料の合計19試料から同定可能な浮遊性有孔虫化石を得た。これらのうち, 放散虫化石と浮遊性有孔虫化石の両方を産出したものは3試料であった。さらに日南層群の5地点からは軟体動物化石が得られた。

本地域では, 日向層群からは放散虫化石を多産するが, 浮遊性有孔虫化石はほとんど得られていない。一方, 日南層群では浮遊性有孔虫化石を多産し, 軟体動物化石も得られるなど, 得られる化石群に大きな差異がある。以下に, 諸塚層群, 日向層群, 日南層群から産出した化石を各層群ごとに分けて記述し, 地質年代, 堆積環境について考察する。

III. 6. 1 諸塚層群の放散虫化石と地質年代

本地域中西部の宮田山付近に分布する諸塚層群から産出した白亜紀放散虫化石については, 斎藤ほか (1993) が, シルト岩砂岩互層のシルト岩 (GSJ R59611) から, *Archaeodictyomitra* cf. *simplex*, *Amphipyndax mediocris*, *Novixitus* sp., *Dictyomitra* sp. を報告した。また, 宮田山付近では, この他にシルト岩砂岩互層のシルト岩 (GSJ R60475) から白亜紀型の放散虫化石 *Archaeodictyomitra* sp., *Sethocapsa* sp. が得られている。

Archaeodictyomitra simplex の産出レンジは, 白亜紀前期末のアルビアンから白亜紀後期初めのセノマニアンである (Pessagno, 1977)。また, Nakaseko and Nishimura (1981) は本種を *Holocryptocanium barbui*-*H. geysersensis* 群集 (アルビアン-セノマニアン) に伴われる種とした。Renz (1974), Schaaf (1981), Thuro (1988) によれば, *Amphipyndax mediocris* は, 下部-上部白亜系からの産出が知られている。また, *Novixitus* 属の産出レンジは白亜紀後期のセノマニアンからチューロニアンとされている (Pessagno, 1977)。これらから, 斎藤ほか (1993) はGSJ R59611の年代をセノマニアンが妥当と考え, 下限がアルビアンまで広がる可能性もあると指摘した。この年代は, 寺岡ほか (1990) によれば, 九州東

第3表 末吉地域およびその周辺地域から産出した浮遊性有孔虫化石

鑑定：東北大学理学部 西 弘嗣博士。

X: present, cf.: confer

Sample number (GSJ No.)	R59555	R59557	R59612	R59613	R59558	R59614	R59615	R59616	R59617	R59618	R59619	R59620	R59621	R59622	R59623	R59624	R59625	R59626	R59689
Sample number on the map	1	3	59	60	4	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	36
Species name	Unit																		
<i>Cassigerinella chipolensis</i> (Cushman and Ponton)								X							X				
<i>Catapsydrax dissimilis</i> (Cushman and Bermúdez)		X						X	X			X			X	X			
<i>C. martini</i> (Blow and Banner)													X				X		
<i>C. unicavus</i> Bolli, Loeblich and Tappan		X	X				X	X	X	X		X	X		X		X	X	
<i>Dentoglobigerina galavisi</i> (Bermúdez)		X	X		X		X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	
<i>D. pseudovenezuelana</i> Blow and Banner		X	X		X	X	X	X				X			X	cf.		X	
<i>Globigerina ampliapertura</i> Bolli					cf.				X								X		
<i>G. angustiumbilitata</i> Bolli	X	X		X			X	X			X				X	X		X	
<i>G. anguliofficialis</i> Blow		X			X								X						X
<i>G. anguliturialis</i> Bolli				X	X			X		X					X	X			
<i>G. euapertura</i> Jenkins				X			X	X	cf.	X		X			X	X			
<i>G. gortanii</i> (Borsetti)											X		cf.				X		
<i>G. officinalis</i> Subbotina								X			X								
<i>G. ouachitaensis ciproensis</i> Bolli							cf.	cf.											X
<i>G. ouachitaensis ouachitaensis</i> Howe and Wallace	cf.	X		X				X								X		cf.	
<i>G. praebulloides</i> Blow	X	X	X	X				X	X	X			X	X	X	X		X	
<i>G. yeguaensis</i> Weinzierl and Applin								X											
<i>Globigerinella obesa</i> (Bolli)				X	X			X											
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger)			cf.					X	X							X			
<i>Globigerinoides immaurus</i> LeRoy								X											
<i>Globoquadina venezuelana</i> Hedberg																cf.			
<i>Globorotaloides sueri</i> Bolli	X	X		X	X		X	X	X	X	X	X	X		X	X		X	
<i>Globorotalia pseudokugleri</i> Blow		X																	
<i>Paragloborotalia optima nana</i> (Bolli)	X	X			X		X	X	X				X		X	X			
<i>P. optima optima</i> (Bolli)								X											
<i>Subbotina angiporoides</i> (Hornibrook)			cf.															X	
<i>Subbotina eocaena</i> Gumbel								X			X				X				X
<i>Subbotina corpulenta</i> (Subbotina)		X																	
<i>Tenuitella gemma</i> (Jenkins)	X	X			X			X											
Zone	P21	P22	P21	P21-N4	P22	P21 below	P21 ?	N4	P19 below	P21	P21 below	P21 below	P21-N4	?	P21	P21	P20 below	P21	P21 below

S: Nichinan Group Southern Unit, B: Hyuga Group Bishagano Unit

部では佐伯亜層群上部に相当するが、四国西部宇和島地域では、蒲江亜層相当層にもセノマニアンのも
 のがあり(寺岡・奥村, 1992), これらの化石だけで本地域の諸塚層群が佐伯亜層群に対比されるか蒲江
 亜層群に対比されるか一概には議論できない。しかし、斎藤ほか(1993)は、後述のように、砂岩組成よ
 って本地域の諸塚層群を蒲江亜層群に対比している。

III. 6. 2 日向層群の放散虫化石、浮遊性有孔虫化石と地質年代

Sugiyama and Saito (1994) は 51 試料から放散虫化石を報告した。以下に述べる古第三紀放散虫化石
 のレンジ、及び帯区分とそれらの略称は Sugiyama and Saito (1994) に従った(第 38 図)。浮遊性有孔虫
 化石は毘砂ヶ野ユニットの 1 試料だけから得られた。

第4表 末吉地域およびその周辺地域から産出した軟体動物化石

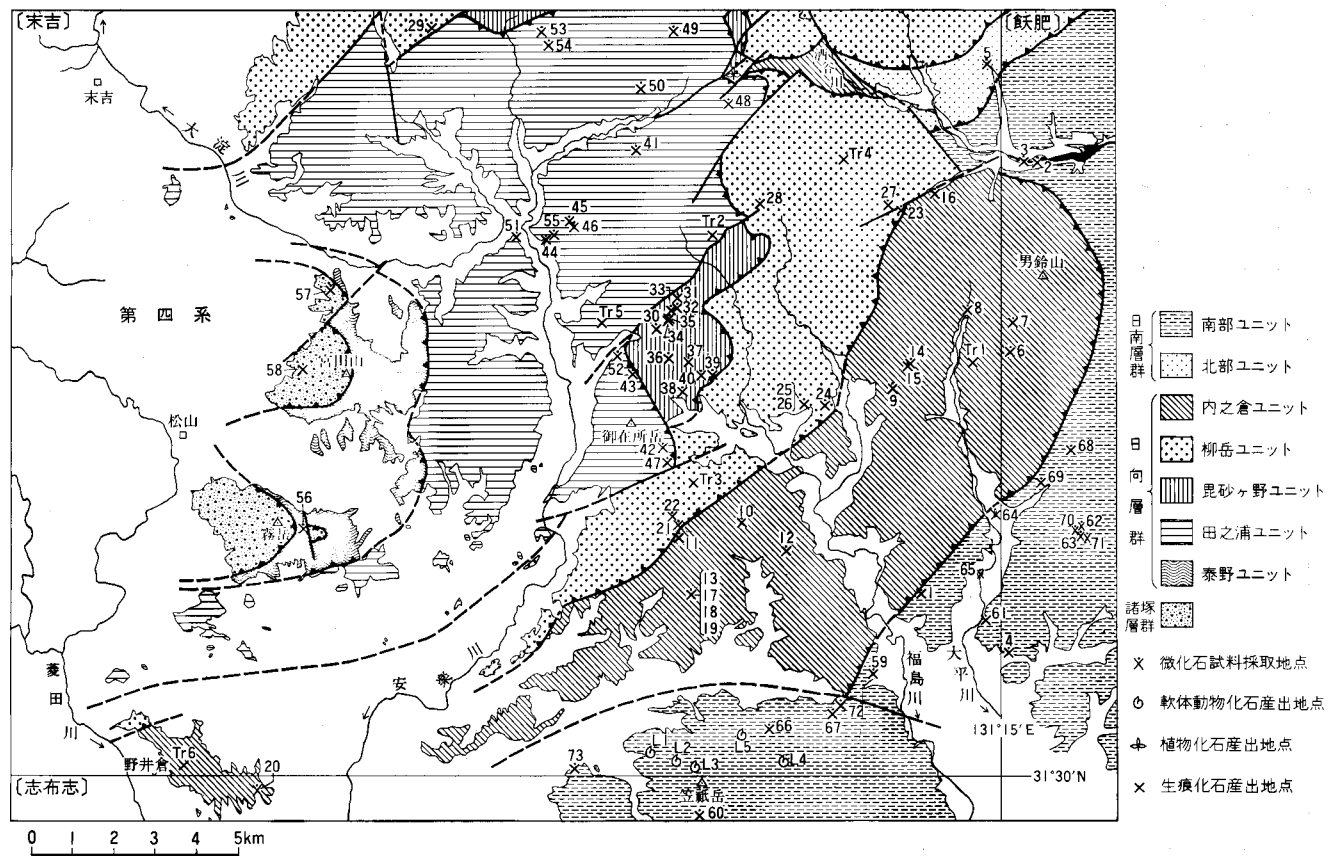
		S: Nichinan Group Southern Unit				
Fossil Localities		L1	L2	L3	L4	L5
Species name	Unit	S	S	S	S	S
Pelecypoda						
<i>Acila (Truncacila) ashiyaensis</i> (Nagao)		R		R	F	
<i>Barbatia</i> sp.		R				
<i>Chlamys</i> sp. cf. <i>C. ashiyaensis</i> (Nagao)					R	
<i>Crassostrea sakitoensis</i> (Nagao)					A	
<i>Cultellus izumoensis</i> Yokoyama					R	
<i>Cultellus</i> sp. cf. <i>C. izumoensis</i> Yokoyama		C				
<i>Cyclocardia subnipponica</i> (Nagao)		A	R			
<i>Eucrassatella yabei</i> (Nagao)					R	
<i>Glycymeris cisshuensis</i> Makiyama			F	F	A	
<i>Lucinoma</i> sp. cf. <i>L. nagaoui</i> Oyama et Mizuno				R	R	
<i>Macoma nagaoui</i> Hirayama		R				
<i>Megacardita japonica</i> Mizuno		C		R		
<i>Meretrix</i> sp.			R	R	A	
<i>Periploma</i> sp.		R				
<i>Phacosoma chikuzenensis</i> (Nagao)			R		A	
<i>Phacosoma</i> sp. cf. <i>P. chikuzenensis</i> (Nagao)		R		A		
<i>Pitar</i> sp. cf. <i>P. ashiyaensis</i> (Nagao)			A	R	A	
<i>Portlandia (Portlandia)</i> sp.						R
<i>Solen</i> sp. cf. <i>S. connectens</i> Oyama		F		R	R	
<i>Spisula (Pseudocardium)</i> sp.					A	
<i>Tellinides</i> sp.		C		R		
<i>Yoldia (Tepidoleda) hikoshimensis</i> Hirayama		F				
Gastropoda						
<i>Ampullina</i> sp. cf. <i>A. asagaiensis</i> Makiyama			F			
<i>Antilophos fusiforme</i> (Hirayama)		F				
<i>Certhidea</i> sp.					R	
<i>Euspira ashiyaensis</i> (Nagao)		R	F	R	A	
<i>Fulgoraria (Psephaea?) ashiyaensis</i> Shikama					R	
<i>Molopophorus</i> sp. cf. <i>M. watanabei</i> Otsuka			R		A	
<i>Nassarius</i> sp.		R			A	
<i>Orectospira</i> sp. cf. <i>O. wadana</i> (Yokoyama)			C		A	
<i>Polinices</i> sp.		F			A	
<i>Priscofusus</i> sp. cf. <i>P. ishijimai</i> Oyama et Mizuno					R	
<i>Siphonalia</i> sp. cf. <i>S. nipponica</i> Oyama et Mizuno					R	
<i>Siphonalia? supragranulata</i> (Nagao)					R	
Scaphopoda						
<i>Dentalium</i> sp. cf. <i>D. ashiyaensis</i> (Nagao)					A	
<i>Dentalium</i> sp.			R	R		
Others						
<i>Balanus</i> sp.					R	

A; abundant (more than 20 individuals)

C; common (more than 10 individuals)

F; frequent (more than 5 individuals)

R; rare (less than 4 individuals)

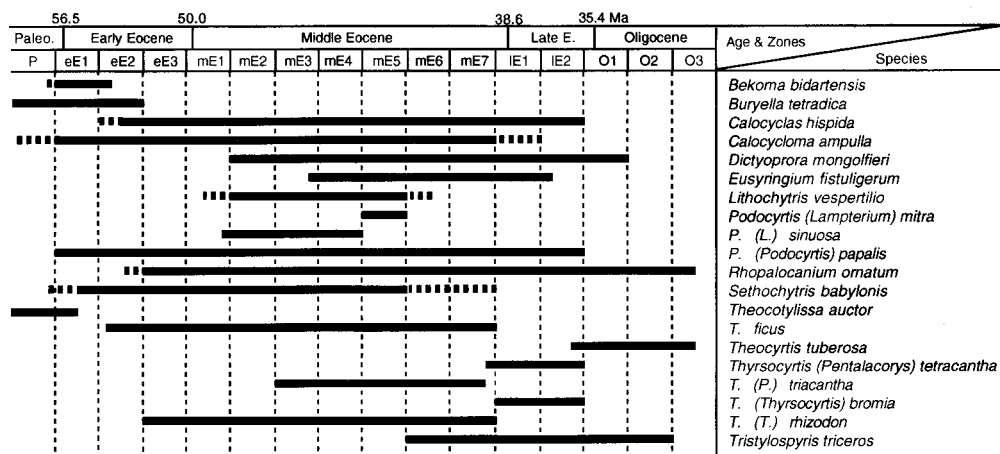


第37図 末吉地域およびその周辺地域の化石産出地点図

第5表 末吉地域において加藤ほか(1984), 加藤(1985)が報告した化石
 ユニット名は彼らの報告の産出地点図に基づいて決定した。

Sample No. in Kato et al. (1984)	Radiolaria										Planktonic foram.			Nanno		Mollusca		
	YAN11	YAN12	YAN13	YAN14	OSU27	YAN16	YAN22	YAN10	YAN17	YAN24	S	S	S	Y	Y	S	S	
Species name	Unit in this paper																	
Radiolaria																		
<i>Calocyclus hispida</i> (Ehrenberg)								X										
<i>C. cf. turris</i> (Ehrenberg)											X							
<i>C. sp.</i>											X							
<i>Calocycloma cf. custum</i> (Haeckel)									X									
<i>C. sp.</i>										X								
<i>Dietyprora cf. armadillo</i> (Ehrenberg)						X												
<i>D. mongolfieri</i> (Ehrenberg)						X												
<i>Lithocyrtis vesperilio</i> (Ehrenberg)	X			X					X									
<i>L. ocellus</i> Ehrenberg group								X										
<i>Lychnocanoma sp.</i>									X									
<i>Phormocyrtis striata</i> Brandt (s.l.)										X								
<i>Phormocyrtis striata exaquita</i> (Kozlova)	X																	
<i>Podocyrtis cf. chalara</i> Riedel and Sanfilippo										X								
<i>P. diamesa</i> Riedel and Sanfilippo		X																
<i>P. cf. mitra</i> Ehrenberg					X													
<i>P. papalis</i> Ehrenberg	X	X	X					X	X	X								
<i>P. cf. papalis</i> Ehrenberg										X								
<i>P. sinuosa</i> Ehrenberg	X		X	X														
<i>P. cf. sinuosa</i> Ehrenberg						X												
<i>P. cf. trachodes</i> Riedel and Sanfilippo							X											
<i>Sethocyrtis babylonis</i> (Clark & Campbell) group					X													
<i>Sphaerostylus</i> ? sp.										X								
<i>Theocotyle cf. cryptocephala nigrinatae</i> Riedel and Sanfilippo								X										
<i>T. sp.</i>	X		X			X												
<i>Theocytissa ficus</i> (Ehrenberg)				X				X	X									
<i>Thyrocycrtis hirsuta</i> (Krasheninnikov) (s.s.)								X										
<i>T. hirsuta tensa</i> Foreman					X													
<i>T. hirsuta cf. tensa</i> Foreman	X																	
<i>T. hirsuta</i> (Krasheninnikov) (s.l.)			X															
<i>T. rhizodon</i> (Ehrenberg)							X											
<i>T. cf. rhizodon</i> (Ehrenberg)						X												
<i>T. tetracantha</i> (Ehrenberg)										X								
<i>T. cf. tetracantha</i> (Ehrenberg)							X		X									
<i>T. triacantha</i> (Ehrenberg)				X														
<i>T. sp.</i>									X									
Planktonic foraminifera																		
<i>Catapsydrax unicavus</i> Bolli, Loeblich and Tappan										X								
<i>Globigerina ampliapertura</i> Bolli										X		X						
<i>G. anguliofficialis</i> Blow											X							
<i>G. gortanii</i> Borsetti											X							
<i>G. praebulloides oculusa</i> Blow and Banner											X							
<i>G. tapuriensis</i> Blow and Banner										X								
<i>Globorotalia suteri</i> Bolli											X							
<i>Subbotina angiporoides angiporoides</i> (Hornibrook)											X							
<i>S. angiporoides lindensis</i> Blow												X						
Calcareous nannoplankton																		
<i>Braarudosphaera bigelowii</i>															X			
<i>Chiasmolithus aff. solitus</i>															X			
<i>C. sp.</i>															X			
<i>Coccolithus formosus</i>															X			
<i>C. pelagicus</i>													X	X				
<i>Cyclicargolithus floridanus</i>													X	X				
<i>Reticulofenestra gartneri</i>														X				
<i>R. dictyoda</i>														X				
<i>R. hillae</i>															X			
<i>R. samodurovii</i>															X			
<i>R. umbilica</i>															X			
<i>R. sp.</i>															X			
<i>Sphenolithus moriformis</i>													X	X				
<i>S. sp.</i>													X	X				
<i>Transversopontis sp.</i>													X					
Mollusca																		
<i>Acila sp.</i>																	X	
<i>Yoldia laudabilis</i> Yokoyama															X			
<i>Y. sp.</i>															X			
<i>Glycymeris cf. chishuensis</i> Makiyama																	X	
<i>Limopsis sp.</i>																	X	
<i>Venericardia sp.</i>														X				
<i>Pleuromeris sp.</i>																X		
<i>Piter</i> ? sp.																	X	
<i>Dosinia cf. chikuzenensis</i> Nagao																	X	

S: Nishinan Group Southern Unit, U,Y,B,A: Hyuga Group (U: Uchirokura Unit, Y: Yanagidake Unit, B: Bishagano Unit, A: Tanoura Unit)



第38図 晩新世末から漸新世の放散虫化石のレンジと帯区分(Sugiyama and Saito, 1994)

各放散虫化石帯の略称 P, *Bekoma campechensis*; eE1, *B. bidartensis*; eE2, *Buryella clinata*; eE3, *Phormocyrtis striata striata*; mE1, *Theocotyle cryptocephala*; mE2, *Dictyoprora mongolfieri*; mE3, *Thyrsoyrtytis triacantha*; mE4, *Podocyrtytis ampla*; mE5, *Podocyrtytis mitra*; mE6, *Podocyrtytis charala*; mE7, *Podocyrtytis goetheana*; IE1, *Carpocanistrum azyx*; IE2, *Calocyclus bandyca*; O1, *Cryptoprora ornata*; O2, *Theocyrtystuberosa*; O3, *Dorcadospyris atechus*

また、加藤ほか(1985)は、内之倉ユニットから浮遊性有孔虫化石、柳岳ユニットから石灰質ナンノプランクトン化石、放散虫化石、毘砂ヶ野ユニットから放散虫化石、田之浦ユニットから放散虫化石を報告している。

泰野ユニット

Sugiyama and Saito (1994) は、混在岩の基質をなす黒色泥岩 (GSJ R59610, 第12図) から, *Thyrsoyrtytis (Thyrsoyrtytis) cf. rhizodon* の産出を報告した。この種のレンジは、前期始新世の後期から中期始新世末である。このことから、泰野ユニットは、下部始新統の上部から中部始新統末の地質体を含むと考えられる。

田之浦ユニット

Sugiyama and Saito (1994) は、15 試料から放散虫化石を報告し、それらのうち9 試料から年代決定に有効な放散虫化石を得た。尾平野北方軸域では、加藤ほか(1985)のYAN10の近傍のシルト岩砂岩互層中のシルト岩 (GSJ R59603) から、*Theocotylyssa ficus* を産し、前期始新世から中期始新世を示すと考えられる。鍋谷のシルト岩砂岩互層中のシルト岩 (GSJ R59607) からは、*Podocyrtytis (Lampterium) mitra* を産し、mE5帯に対比される。尾平野南西方の地域のシルト岩砂岩互層中のシルト岩 (GSJ R59580) からは、*Thyrsoyrtytis (Thyrsoyrtytis) cf. rhizodon* を産し、前期始新世から中期始新世を示すと考えられる。また、末吉町東部の高岡口東方からは、シルト岩砂岩互層中のシルト岩 (GSJ R59598) と、層状シルト岩 (GSJ R59599, GSJ R59600, GSJ R59609) から年代決定に有効な放散虫化石を報告した。このうち、GSJ R59599 は、*Podocyrtytis (Lampterium) mitra* を産し、mE5 帯に対比される。GSJ R59609 は、

Eusyringium fistuligerum, *Thyrsocyrtis* (*Thyrsocyrtis*) cf. *rhizodon* を産し、ほぼ mE3-mE7 帯に対比される。GSJ R59600, GSJ R59598 は、詳細な年代決定の可能な放散虫化石を産せず、それぞれ前期から中期始新世、始新世としか限定できない。御在所岳の北側では、砂岩の薄いラミナを挟む層状シルト岩 (GSJ R59597) とシルト岩 (GSJ R59606) から年代決定に有効な放散虫化石を報告した。GSJ R59597 は *Dictyoprora mongolfieri* を産し、中期始新世から前期漸新世、GSJ R59606 は、*Theocotylissa ficus*, *Dictyoprora mongolfieri* を産し、中期始新世の年代を示す。

加藤 (1985) は、本ユニットの南部御在所岳の東側の YAN24 から、*Calocyclas* cf. *turris*, *Podocyrtis* cf. *chalara*, *Thyrsocyrtis tetracantha* を報告し、IE1-IE2 帯に対比される。また、本地域北中部、都城市猪之谷東方の YAN17 からは、*Theocotylissa ficus*, *Phormocyrtis striata*, *Podocyrtis paparis* を報告し、eE2-mE5 帯に対比される。さらに尾平野北方の本地域の北端部の YAN10 からは、*Calocycloma* cf. *cusfum*, *Thyrsocyrtis hirsuta*, *Theocotylissa ficus* などを報告し、eE2-mE1 帯に対比される。

これらから、本ユニットは、下部始新統から上部始新統の地質体を含むと考えられる。

毘砂ヶ野ユニット

本ユニットで放散虫化石が報告されているのは毘砂ヶ野北方の地域に限られる。

Sugiyama and Saito (1994) は、8 試料から放散虫化石を報告した。GSJ R59578 はシルト岩砂岩互層のシルト岩であるが、他の 7 試料はすべて層状または塊状シルト岩である。GSJ R59578 は、*Calocycloma ampulla*, *Sethocyrtis* cf. *babylonis*, *Dictyoprora* cf. *mongolfieri* を産し、ほぼ mE2-mE5 帯に対比される。GSJ R59588 は *Eusyringium fistuligerum*, *Sethochyrtis babylonis* を産し、ほぼ mE3 帯上部-mE5 帯に対比される。GSJ R59590 は、*Dictyoprora mongolfieri*, *Thyrsocyrtis* (*Thyrsocyrtis*) cf. *rhizodon* を産し、ほぼ mE2-mE7 帯に対比される。GSJ R59591 は、*Theocotylissa ficus*, *Eusyringium fistuligerum* を産し、ほぼ mE3-mE7 帯に対比される。GSJ R59593 は、*Thyrsocyrtis* (*Thyrsocyrtis*) *rhizodon*, *Eusyringium fistuligerum* を産し、ほぼ mE3-mE7 帯に対比される。さらに、GSJ R59589 は、*Thyrsocyrtis* (*Thyrsocyrtis*) *rhizodon*, *Sethochyrtis* cf. *babylonis* が産し、ほぼ eE3-mE5 帯に対比される。また、同試料から浮遊性有孔虫化石 *Subbotina eocaena* を産し、Blow (1969) の P21 帯よりも古い年代を示し、放散虫化石と浮遊性有孔虫化石の示す年代は矛盾しない。GSJ R59582 は、*Dictyoprora mongolfieri*, *Calocycloma ampulla* を産し、GSJ R59587 は、*Eusyringium fistuligerum* を産し、GSJ R59583 は、*Calocycloma ampulla* を産したが、詳細な年代決定には至っていない。

加藤 (1985) はこの地域の試料 YAN18R から、*Dictyopora mongolfieri*, *Podocyrtis* cf. *sinuosa* などを報告し、mE2-mE4 帯に対比される。また、同地域の試料 YAN22R から、*Podocyrtis* cf. *trachodes*, *Thyrsocyrtis triacantha* を報告し、mE4 上部-mE6 下部に対比される。

これらから、毘砂ヶ野ユニットは、一部に前期始新統を含む可能性もあるが、ほぼ中期始新統からなると考えられる。

柳岳ユニット

Sugiyama and Saito (1994) は、5 試料から年代決定に有効な放散虫化石を報告した。このうち、砂岩優勢な大矢取川上流域の試料が GSJ R59586, GSJ R59594 で、四浦東部のシルト岩優勢の地域の試料が GSJ R59579, GSJ R59584, GSJ R59585 である。GSJ R59586 は砂岩中のシルト岩の試料で、*Thyrsocyrtis*

cyrtis (Pentalacorys) triacantha, *Sethochytris* cf. *babylonis* を産し、ほぼ mE3-mE5 に対比される。GSJ R59594 は砂岩シルト岩互層中のシルト岩で、*Dictyoprora mongolfieri* を産し、mE2-01 に対比される。シルト岩砂岩互層中のシルト岩 (GSJ R59579) の年代は、中期始新世から後期始新世を示す。GSJ R59584 は石灰質ノジュールで、*Thyrsocyrtis (Pentalacorys)* cf. *tetracantha* を産し、ほぼ後期始新世を示す。GSJ R59585 は暗灰色シルト岩の試料で、*Thyrsocyrtis (Thyrsocyrtis) bromia* を産し、IE1-IE2 に対比される。後 2 者は同一露頭からの試料である。

加藤 (1985) は、YAN20 から、前期始新世から中期始新世を示す石灰質ナンノプランクトン化石 *Reticulofenestra dictyoda* を報告し、YAN21 からは、ほぼ中期始新世の後期を示すと考えられる *R. umbilica*, *R. hillae*, *Chiasmolithus* aff. *solitus* を報告した。また、前期始新世から中期始新世の中期の放散虫化石も次の 5 試料から報告している。YAN12 からは、*Podocyrtis diamesa* など産し、eE3-mE4 帯に対比される。YAN13 からは、広義の *P. hirsuta* など産し、ほぼ eE2-mE3 帯に対比される。YAN14 からは、*P. sinuosa* など産し、mE1 上部-mE4 帯に対比される。さらに、本ユニット南部の赤色泥岩付近の OSU27 は、*P. sinuosa*, *Thyrsocyrtis triacantha* など産し、mE3-mE4 帯に対比される。また、YAN11 からは、前期始新世を示す *Phormocyrtis striata exquisita*, 中期始新世前半を示す *Podocyrtis sinuosa* が同時に産している。

これらから、赤色泥岩からは年代決定に有効な微化石は得られていないものの、本ユニットは中部始新統から上部始新統の地質体からなり、一部に下部始新統の地質体も存在する可能性がある。

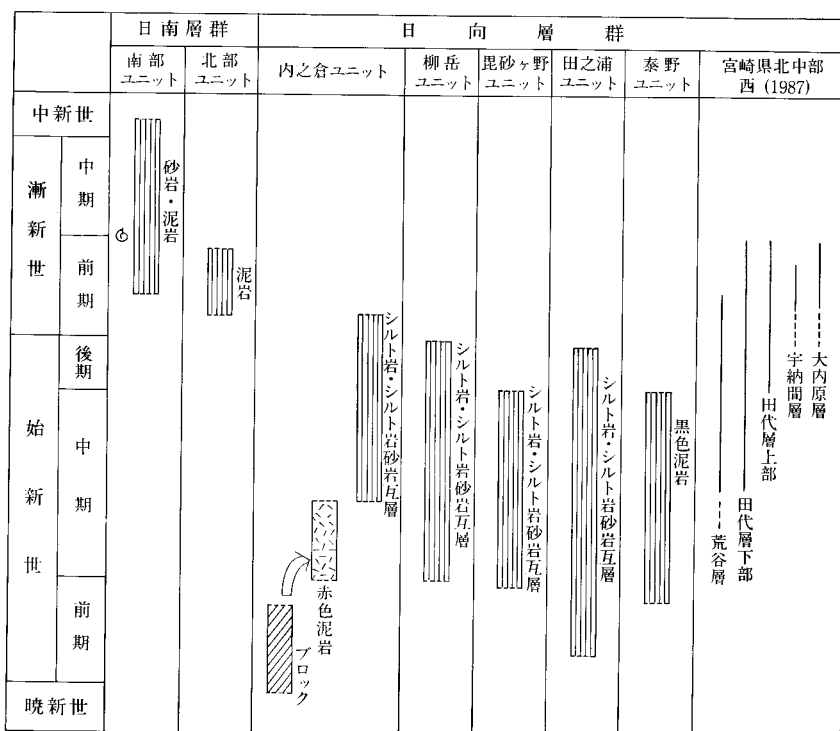
内之倉ユニット

Sugiyama and Saito (1994) は、本ユニットの 13 試料から年代決定に有効な放散虫化石を報告した。

本地域東部串間市風野西方のシルト岩 (GSJ R59569, GSJ R59570) からは *Podocyrtis (Lampterium) mitra* 産し、mE5 帯に対比される。中期始新世中期の年代をもつ。志布志町内之倉のシルト岩砂岩互層のシルト岩 (GSJ R59565) も同種を産する。また、この串間市風野西方のシルト岩に挟まれるシルト岩砂岩互層のシルト岩 (GSJ R59562) からは、*Dictyoprora mongolfieri* を産し、馬庭北方のシルト岩砂岩互層に挟まれるシルト岩 (GSJ R59566) からは、*Dictyoprora mongolfieri*, *Podocyrtis (Podocyrtis)* cf. *papalis* を産出したが、詳細な年代決定には至っていない。

また、志布志町内之倉の赤色泥岩層に挟まれる酸性凝灰岩 (GSJ R59567, GSJ R59573, GSJ R59574, GSJ R59575, 第 31 図)、馬庭北方のこれらと同層準の赤色泥岩 (GSJ R59563)、及び本地域東縁部の池河原谷の赤色泥岩中の黒色泥岩 (GSJ R59561) から年代決定に有効な放散虫化石を報告している。GSJ R59574 は、*Podocyrtis (Lampterium)* cf. *sinuosa*, *Calocyclus ampulla* を産し、ほぼ mE1-mE4 帯に対比され、GSJ R59575 は、*Sethochytris* cf. *babylonis*, *Dictyoprora mongolfieri* を産し、ほぼ mE2-mE5 帯に対比される。両者は同一層であることから、これらの試料の放散虫化石は、mE2-mE4 帯に対比される。GSJ R59567 は、*Thyrsocyrtis (Pentalacorys) triacantha*, *Lithochytris vespertilio*, *Podocyrtis (Lampterium)* cf. *sinuosa* を産し、mE3-mE4 帯に対比される。また、GSJ R59563 は、*Calocyclus hispida*, *Calocyclus ampulla* を産し、GSJ R59561 は、*Sethochytris babylonis* を産する。内之倉の GSJ R59573 は、*Dictyoprora mongolfieri* を産するが、これらは詳細な年代決定には至っていない。

本地域の東側の飲肥地域の西縁部では、串間市風野の東方の赤色泥岩中の泥岩の岩塊 (GSJ R59559)



◎ 貝化石群

第39図 本地域の日向層群、日南層群の各ユニットを構成する地質体の年代と宮崎県北中部の日向層群の年代との対比。宮崎県北中部の日向層群の年代は西(1987)による。

からは、*Bekoma bidartensis*, *Buryella tetradica*, *Theocotylissa cf. auctor* を崖し、ほぼ eE1 帯に対比される。また、本地域北東部の小布瀬南西部で綠色岩を含む混在岩相中の面構造の発達した泥岩 (GSJ R59572) は、*Buryella cf. tetradica*, *Podocyrtris (Podocyrtris) papalis*, *Sethochytris cf. babylonis* を産し、ほぼ eE1-eE2 帯に対比される。

また、加藤ほか (1985) は、串間市風野南西方の KUS68 から浮遊性有孔虫化石 *Subbotina angiporoides lindiensis* を報告した。Blow (1979) は、その産出レンジを中期始新世末から後期始新世の P15-P16 帯としている。

これらの結果から、内之倉ユニットは、赤色泥岩部分以外では、中部始新統の中部から上部始新統の地質体から構成され、一部に下部漸新統が存在する可能性がある。スラストに沿って分布する赤色泥岩は、中部始新統の下部から中部で、mE5 帯に対比される放散虫化石を産するシルト岩などより、わずかに古い。また、赤色泥岩や混在岩の中には暁新統末から下部始新統の下部ないし中部の地質体が存在する。これらの古い地質体は、赤色泥岩中のブロックであると考えられる (第 39 図)。

以上のことから、内之倉ユニットはほぼ中部始新統の中部から上部始新統の地質体が、一部暁新統末から下部始新統のブロックを含む中部始新統の下部から中部の赤色泥岩を境にして、スラストで積み重

なったものと考えられる。

日向層群の地質時代と対比

坂井ほか(1984), 西(1987), Nishi(1988)によって, 宮崎県北東部の日向層群についての詳細な微化石層序学的研究が行われ, その地域の日向層群は中部始新統の上部から下部漸新統の地質体が, スラストにより幾度となく繰り返す覆瓦構造をなすこと, より古期の異地性岩体を含むメランジが存在することなどが明らかにされた。しかし, 本地域の日向層群は, 放散虫化石の産出によって, 一部に下部始新統, 上部始新統が存在するものの, 大部分が中部始新統からなることが明らかになった。また, 明らかに漸新世を示す放散虫化石は得られなかった。これらのことから, 本地域の日向層群は, ほぼ中部始新統の地質体からなる付加コンプレックスで, 全体として宮崎県北東部に分布する日向層群より若干古いと考えられる(第39図)。

Ⅲ. 6. 3 日南層群の放散虫化石, 浮遊性有孔虫化石, 軟体動物化石と地質年代, 堆積環境

放散虫化石

泥岩5試料から放散虫化石が得られ, Sugiyama and Saito(1994)によって報告された。このうちGSJ R59557は北部ユニットから得られ, 他は南部ユニットから得られた。

北部ユニット

GSJ R59577は本地域北東部の日南市大谷から採取された泥岩の試料で, *Theocyrtis tuberosa*, *Tristylospyris tricerus*を産し, IE2-O2帯に対比され, 中期始新世の中期から前期漸新世の年代を示す。

南部ユニット

GSJ R59555は, 本地域南東部の大平スラスト付近の串間市大重野の, 変形を受けた泥岩で, *Tristylospyris tricerus*を産し, mE6-O2帯に対比される。この試料からはBlow(1969)のP21帯に対比される浮遊性有孔虫化石も得られ, 両化石のレンジの重なりから, 放散虫化石のO2帯の最上部に相当する前期漸新世後期の年代を持つと考えられる。

GSJ R59556とGSJ R59557は本地域北東部から東側の飢肥地域にかかる地域の泥岩で, GSJ R59556, GSJ R59557は, 飢肥地域北西部の日南市深瀬の酒谷川の河床から得られた。GSJ R59556は, *Tristylospyris tricerus*を産し, mE6-O2帯に対比される。GSJ R59557は, *Theocyrtis tuberosa*を産し, IE2-下部O3帯に対比される。この試料からはBlow(1969)のP22帯に対比される浮遊性有孔虫化石も得られ, 放散虫化石のO3帯の下部に相当する後期漸新世初期の年代を持つと考えられる。

また, 年代決定に有効な放散虫化石が得られなかったGSJ R59558からは, P22帯に対比される浮遊性有孔虫化石が得られた。

浮遊性有孔虫化石

南部ユニットの18試料から同定可能な浮遊性有孔虫化石が得られたが, 北部ユニットからは得られなかった。また, 放散虫化石と浮遊性有孔虫化石を同一試料中より産出したものは前述のように3試料であった。浮遊性有孔虫化石の産出地域は本地域の北東部, 南東部及び両地域の東隣の飢肥地域にかけて, 南部地域とその南隣の志布志地域にかけての3地域に分けられる。なお, 本研究では, Blow(1969)によって設定された浮遊性有孔虫化石帯区分を用いて, 対比と地質年代の検討を行った。

本地域北東部では、東隣の飲肥地域北西部の日南市深瀬の酒谷川河床の泥岩 (GSJ R59557) から、P22 帯に対比され、後期漸新世を示す浮遊性有孔虫化石を得た。本地域南東部の串間市大平周辺、及び大平東方の飲肥地域南西部においては、層序的下位と考えられる泥岩優勢相の大平川左岸の泥岩の試料 GSJ R59614 から P21 帯より古い時代を示す群集、串間市大平田之野の池河原谷の支沢の泥岩 (GSJ R59617) から P19 帯より古い時代を示すもの、串間市大平南方の大平川河床の泥岩 (GSJ R59618) から、P21 帯に対比される浮遊性有孔虫化石群集が得られた。また、飲肥地域の串間市揚原東方の泥岩 (GSJ R58558) から産出した浮遊性有孔虫化石は、P22 帯に対比される。この地域の太平スラスト沿いでは、大重野東方の破断した泥岩砂岩互層の泥岩 (GSJ R59555) からは P21 帯に、飲肥地域内の大平北東方の著しく変形を受けた泥岩 (GSJ R59621) からは P21-N4 帯にそれぞれ対比される浮遊性有孔虫化石も得ることができた。

一方、層序的上位と考えられる砂岩優勢相では、飲肥地域内の大平東方の泥岩優勢相の砂岩と泥岩の厚層理互層の中の泥岩の 4 試料 (GSJ R59615, GSJ R59616, GSJ R59623, GSJ R59624) から、それぞれ、ほぼ P21 帯, N4 帯, P21 帯, P21 帯に対比される浮遊性有孔虫化石を得た。

本地域南部では、主に下位の泥岩優勢相から前期漸新世の後期を示す浮遊性有孔虫化石が 5 試料から得られた。串間市射場地野付近の大平スラスト近傍の、砂岩層を挟在する泥岩 (GSJ R59612) と、志布志町二反野の泥岩 (GSJ R59626) から、前期漸新世末-後期漸新世初期の P21 帯に対比される浮遊性有孔虫化石が得られた。射場地野南方の層状泥岩 (GSJ R59620, GSJ R59625) からは、それぞれ、P21 帯より古いもの、P20 帯より古いもの、八郎ヶ野南方の泥岩 (GSJ R59619) からは P21 帯より古いと考えられる浮遊性有孔虫化石群集が得られた。

一方、上位の砂岩優勢相では、南側の志布志地域の北縁部の串間市笠祇西方の厚層理の砂岩泥岩互層中の泥岩 (GSJ R59613) から、P21-N4 帯に対比される浮遊性有孔虫化石が得られた。

以上の結果から、南部ユニットにおいて、化石帯の対比に基づくと、下位の泥岩優勢相は前期漸新世から後期漸新世、上位の砂岩優勢相は前期漸新世の後期から中新世初期に堆積したものと考えられる。また、砂岩優勢相には N4 帯に対比される最下部中新統の地層が存在するが、泥岩優勢相では最下部中新統の地層の存在を示す確証はなく、逆にやや古い地質時代を示す地層が存在する。これらから、上位の砂岩優勢相が相対的に新しいと考えられ、これは層序関係と整合性がある。

日南層群の軟体動物化石とそれらの地質年代、堆積環境

貝化石が本地域の 5 地点から産出した (第 4 表, 第 37 図)。そのうち L1-L4 は本地域の日南層群南部ユニットの上部を占める砂岩優勢相の塊状砂岩から産出し、L5 は本地域の日南層群の下部を占める泥岩優勢相から産出した。これらはすべて本地域南東部で、南隣の志布志地域との境界付近から産出した。

軟体動物化石産地及び産状

L1: 志布志町小川内東方の林道沿い

化石は散在型で二枚貝は離弁のものが多く、中礫サイズの泥岩の礫や石灰質ノジュールを含む。

このノジュールは微小な貝殻片を多量に含み保存良好な合弁の二枚貝を産する。

L2: 志布志町小川内東方の林道最奥部

厚さ 10-15cm の密集層を形成しているが全体としてレンズ状の分布を示す。貝殻は溶脱している。

L3：志布志町大河内南東の林道沿い

厚さ 20cm の密集層部分が連続する。貝殻は溶脱しており、風化も進んでいるため、完全な型を採集するのは困難である。

L4：串間市笠祇古竹北東方の沢

厚さ 20cm の化石層を形成し、良く連続する。二枚貝は凸面を上にして層理面に平行に配列している。貝殻の保存は良好である。

L5：志布志町八郎ヶ野南南東約 1.2km の沢

泥岩中に 1 個体だけ見つかった。

なお、L4 からはフジツボ化石 *Balanus* sp. も貝化石に伴って得られた。

また、加藤 (1985) では本地域内の 3ヶ所から貝化石を報告した。貝化石群の内容は今回 L1-L4 から得られた貝化石群と同一である (NN7, NN37, NN38, 第 5 表)。このうち NN37, NN38 は、L1-L4 と同様、本地域南縁部の日南層群の砂岩優勢相分布域に属する。NN7 は本地域南東部で東側に接する飢肥地域との境界付近で、砂岩優勢相に属する。

堆積環境 L1-L4 の貝化石群は大山 (1952) の主に中浅海帯 (水深 20-30m から 50-60m) の砂底に生息する貝化石群で特徴づけられる。一方、L5 からは *Portlandia* (*Portlandia*) sp. が得られ、この属の最大生息深度が 300-1400m であることから大山 (1952) の中深海区に区分される。

地質年代 本地域の L1-L4 から産出した貝化石群は、*Acila* (*Truncaclia*) *ashiyaensis*, *Cyclocardia subnipponica*, *Glycymeris cisshuensis*, *Phacosoma chikuzenensis*, *Euspira ashiyaensis* など (第 4 表) に代表されるようにいずれも芦屋動物群の要素で構成されおり、首藤 (1962) が報告した飢肥地域内の滝ヶ平山層の貝化石群と同等である。四万十累層群の日南層群相当層からは橋本 (1961)、田村・原田 (1971)、木村ほか (1991) により芦屋動物群に属する貝化石群が報告されている。芦屋層群の浮遊性有孔虫による地質年代は前期漸新世末 (P21 帯) を示すことが明らかになっている (Tsuchi *et al.*, 1987)。

日南層群の地質年代と対比

日南層群北部ユニットでは、後期始新世から前期漸新世の年代を示す放散虫化石が 1 試料 (GSJ R59577) から得られた。本地域からの化石はこの 1 試料から得られただけであるが、隣接する飢肥、日向青島、都城の各地域の北部ユニットからの化石の報告 (加藤, 1985) と矛盾はない。

日南層群南部ユニットの年代は、浮遊性有孔虫化石から、前期漸新世から中新世初期と考えられ、下位の泥岩優勢相が上位の砂岩優勢相より相対的に年代が古いとする、層序と整合的な結果が得られた。

また、芦屋動物群に対比される貝化石群は、ほぼ Blow (1969) の P21 帯に対比される (Tsuchi *et al.*, 1987) ことから、上位の砂岩優勢相の砂岩から得られた芦屋動物群に対比される貝化石群と浮遊性有孔虫化石の結果は一致する。

Ⅲ. 6. 4 その他の化石

生痕化石

日向層群内之倉ユニット、柳岳ユニット、田之浦ユニットの砂岩シルト岩互層の 5 地点から、形態によって *Cosmorhaphe*, *Palaeophycus*, *Helminthoida*, *Chondrites*, の 4 属 (生痕属) と明瞭な Vertical bur-



第40図 日向層群内之倉ユニットの砂岩シルト岩互層に見られる生痕化石(*Cosmorhaphe*)
ボールペンの長さは14cm. 日向層群内之倉ユニット. 串間市風野東方 Tr1.

row が識別された.

Tr1 : *Cosmorhaphe*

串間市風野北東方の林道沿いの内之倉ユニットの砂岩シルト岩互層の砂岩の下面 (第 40 図).

Tr2 : *Cosmorhaphe*

福島川上流部, 志布志町最北部の田之浦ユニットのシルト岩砂岩互層の砂岩の下面.

Tr3 : *Palaeophycus*

志布志町四浦の柳岳ユニットの砂岩シルト岩互層の砂岩の下面.

Tr4 : *Helminthoida*

日南市小布瀬西方, 日南市, 串間市, 都城市の境付近の, 柳岳ユニットの砂岩シルト岩互層の砂岩の
下面.

Tr5 : *Chondrites*

志布志町二本松北方の, 田之浦ユニットのシルト岩砂岩互層の砂岩の下面.

Tr6 : Vertical burrow

有明町野井倉のの内之倉ユニットの砂岩シルト岩互層の砂岩.

植物化石

本地域北部の上熊燧道西側の日向層群柳岳ユニットのシルト岩中に含まれる石灰質ノジュールから,
Phyllites sp. が産出した.

また本地域南東部の八郎ヶ野南方の日南層群の砂岩優勢相の塊状砂岩に挟まれる砂岩泥岩互層には

植物片が多く含まれる。

Ⅲ. 6. 5 日向層群と日南層群の堆積環境

今回、泥質岩の試料をフッ化水素酸によって処理を行い、得られたそれぞれの残渣から、放散虫化石、浮遊性有孔虫化石の両者を抽出した。本地域では、日向層群から多数の放散虫化石が得られたが浮遊性有孔虫化石はほとんど得られなかった。日南層群では、放散虫化石も得られたが、浮遊性有孔虫化石が多数得られた。

日向層群の放散虫化石を産した岩相は、シルト岩、タービダイトからなるリズミカルな砂岩シルト岩互層中のシルト岩、赤色泥岩層中の赤色、黒色泥岩、酸性凝灰岩などである。このうち一般的に放散虫化石を産する泥質岩はシルト岩、シルト岩砂岩互層中のシルト岩である。

一方、本地域の日南層群では、日向層群とは異なり、泥質岩が比較的細粒で泥岩（粘土岩-シルト岩）であり、砂岩と泥岩の互層もリズミカルなものは少ない。さらに、日南層群南部ユニットの泥岩優勢相の泥岩から見つかった貝化石は、中深海区（300-1400m）であることを示し、上位の砂岩優勢相の砂岩に含まれる貝化石群は中浅海帯（20-30m から 50-60m）を示し、時間とともに堆積場が浅くなった可能性がある。

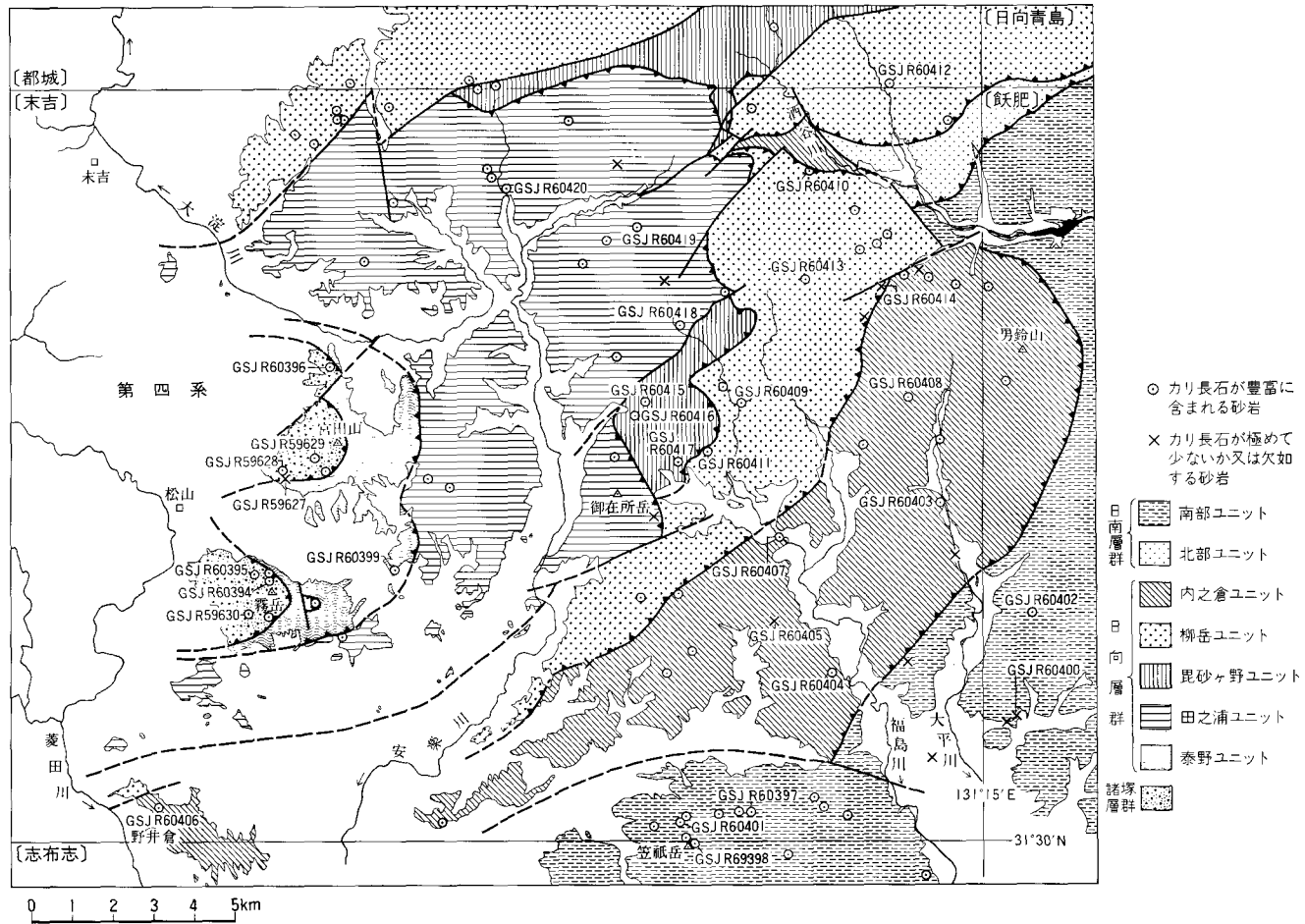
日向層群は、覆瓦構造を形成する典型的な付加コンプレックスであり、それらを構成する堆積物の大部分は、海溝充填堆積物と考えられる。一方、日南層群は初生的には日向層群より浅い陸棚か、付加体上の斜面の堆積物と考えられている（酒井, 1988c）。日南層群では、下位の泥岩優勢相が堆積した時には粗粒な碎屑粒子の供給が少なかったと考えられる。

このように、日向層群、日南層群は全体の岩相の相違は、堆積場が大きく異なっていたことを示し、これが浮遊性有孔虫化石の含有量の違いの原因と推定できる。しかし、さらに直接的に堆積場と化石群集の関係を規制する要因は、今後の両者の堆積場の詳細な検討を待つ必要がある。

Ⅲ. 7. 砂岩組成

九州の四万十累層群の砂岩組成は、層序区分を行う上で重要な指標になることが、寺岡（1977, 1979）、今井ほか（1979, 1982）らによって明らかにされている。彼らは、石英-長石-岩片比とカリ長石/長石比が層序区分の上で重要な指標となることを明らかにした。

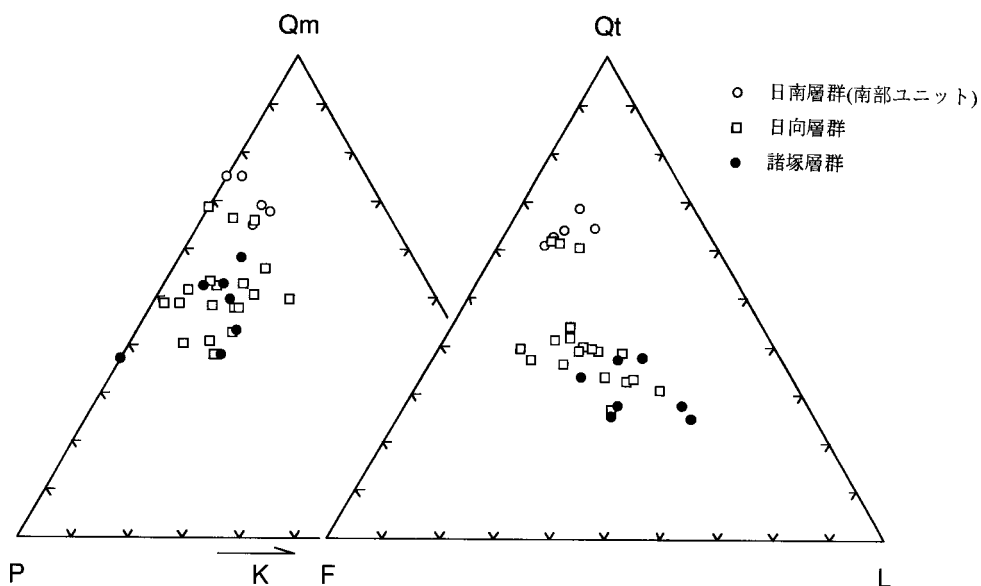
本報告においても層序区分の指標に砂岩組成の特徴を利用するために、砂岩組成とカリ長石/長石比を検討した。砂岩組成を検討した試料数は、諸塚層群7、日向層群19（泰野ユニット1、毘砂ヶ野ユニット3、田之浦ユニット3、柳岳ユニット6、内之倉ユニット6）、日南層群南部ユニット5である。カリ長石をコバルチ亜硝酸ナトリウムによって染色した薄片を用い、ポイントカウント法により各薄片について500ポイント測定した。砂岩試料は粒度による鉱物組成への影響を極力減らすため、大部分中粒砂岩から採集した。このため、砂岩の分布の少ない日向層群泰野ユニットと日南層群北部ユニットからは砂岩組成の検討に十分な試料を得ることができなかった。これらの試料採集地点を第41図に示し、測定結果を第6表に示した。そして、全石英（単結晶石英+多結晶石英）-長石-岩片と単結晶石英-斜長石-カ



第41図 末吉地域およびその周辺地域の砂岩試料採集地点とカリ長石の有無

第6表 末吉地域およびその周辺地域の砂岩組成 砂岩試料採集地点は第41図参照。Qm: 単結晶石英, Qp: 多結晶石英, Pl: 斜長石, K: カリ長石, Ls(sch): 岩片(結晶片岩類), Ls(sed): 岩片(堆積岩類), Lv(plu): 岩片(半深成岩類), Lv(acid): 岩片(酸性火山岩類), Lv(inter-basic): 岩片(中性-塩基性火山岩類), H: 重鉱物, Mt: 基質, S: 日南層群(南部ユニット), 日向層群(U: 内之倉ユニット, Y: 柳岳ユニット, B: 毘砂ヶ野ユニット, A: 田之浦ユニット, T: 奈野ユニット), M: 諸塚層群。

Group or Unit	S	S	S	S	S	U	U	U	U	U	U	Y	Y	Y	Y	Y	Y	B	B	B	A	A	A	T	M	M	M	M	M	M	M	
Sample No.	GSJ R60400	GSJ R60401	GSJ R60402	GSJ R60397	GSJ R60398	GSJ R60403	GSJ R60404	GSJ R60405	GSJ R60406	GSJ R60407	GSJ R60408	GSJ R60409	GSJ R60410	GSJ R60411	GSJ R60412	GSJ R60413	GSJ R60414	GSJ R60415	GSJ R60416	GSJ R60417	GSJ R60418	GSJ R60419	GSJ R60420	GSJ R60399	GSJ R60627	GSJ R60628	GSJ R60629	GSJ R60630	GSJ R60394	GSJ R60395	GSJ R60396	
Grain size	fine-mid	fine-mid	fine-mid	mid	mid	fine-mid	mid	fine-mid	mid	mid	fine-mid	mid	mid	mid	fine-mid	mid	fine-mid	mid	fine-mid	mid-coa	fine-mid	fine-mid	mid	mid	fine-mid	mid	mid	mid	mid	mid	mid	mid
Qm	230	237	243	229	249	233	235	223	121	107	119	118	127	101	158	130	134	140	155	162	131	146	124	113	78	125	107	102	88	134	94	
Qp	29	16	32	18	24	25	33	27	15	31	39	15	16	12	24	14	32	20	23	26	27	23	42	12	30	19	17	14	13	17	14	
Pl	77	93	76	71	73	86	100	101	64	83	131	90	63	125	101	81	135	116	149	116	112	137	146	83	131	87	96	79	66	71	109	
K	0	35	32	39	9	34	20	0	59	34	41	40	38	24	54	35	6	14	16	30	30	59	53	17	0	25	44	14	24	26	43	
Ls(sch)	2	1	2	0	0	0	1	1	0	4	1	6	4	2	5	7	4	1	0	2	4	2	10	2	9	3	1	1	3	0	0	
Ls(sed)	16	5	0	1	4	3	2	0	4	17	31	8	13	7	17	9	0	3	4	10	4	6	12	10	15	4	1	6	13	2	7	
Lv(plu)	2	0	2	1	1	0	3	2	6	7	3	8	6	1	6	1	14	4	6	3	1	4	3	3	5	1	1	1	0	0	0	
Lv(acid)	33	4	26	25	32	25	30	35	94	72	70	35	83	113	58	20	71	90	53	53	5	42	46	110	87	23	37	47	84	87	92	
Lv(inter-basic)	8	25	15	10	6	10	13	23	52	59	15	51	23	29	23	62	9	29	25	33	83	12	14	52	37	89	64	142	114	62	64	
H	4	12	9	1	3	8	5	5	3	8	5	5	3	14	7	8	4	9	2	7	12	7	3	1	8	1	7	0	1	0	1	
Mt	105	72	63	105	99	76	58	83	82	78	58	101	129	66	57	125	82	85	68	60	85	64	53	95	105	112	122	84	94	101	76	
total	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	
matrix(%)	21.0	14.4	12.6	21.0	19.8	15.2	11.6	16.6	15.6	11.8	20.2	25.8	13.2	11.4	25.0	16.4	17.0	13.6	12.0	17.0	12.8	10.6	19.0	21.0	22.4	24.4	16.8	18.8	20.2	15.2		
Qt(Qm+Qp)	259	253	275	247	273	258	266	250	136	138	158	133	143	113	182	144	166	160	178	190	158	169	166	125	108	144	124	116	101	151	108	
F(Pl+K)	77	128	108	110	82	120	120	101	123	117	172	130	101	149	155	116	141	132	165	148	142	196	199	100	131	112	140	93	90	97	152	
Ls	18	6	2	1	4	3	3	1	4	21	18	37	12	15	12	24	13	1	3	6	14	6	16	14	19	16	5	17	16	2	7	
Lv	43	29	43	36	39	35	46	60	152	138	88	94	112	143	87	83	94	113	84	89	89	58	63	165	129	113	102	190	198	149	156	
L(Ls+Lv)	61	35	45	37	43	38	46	61	156	159	106	131	124	158	99	107	107	114	87	95	103	64	79	179	148	131	107	207	214	151	163	
Lt(L+Qt)	84	51	77	55	67	63	82	88	171	190	145	146	140	170	123	121	139	134	110	123	130	87	121	191	178	150	124	221	227	168	177	
total Qm+P+K	307	365	351	339	331	353	355	324	244	224	291	248	228	250	313	246	275	272	320	310	273	342	323	213	209	237	247	195	178	231	246	
Qm(Qm+Qp+K)	0.749	0.649	0.692	0.676	0.752	0.660	0.662	0.688	0.496	0.478	0.409	0.476	0.557	0.404	0.505	0.528	0.487	0.515	0.484	0.523	0.480	0.427	0.384	0.531	0.379	0.527	0.433	0.523	0.494	0.580	0.382	
P(P+Qm+P+K)	0.251	0.255	0.217	0.209	0.221	0.244	0.282	0.312	0.262	0.371	0.450	0.363	0.276	0.500	0.323	0.329	0.491	0.434	0.466	0.381	0.410	0.401	0.452	0.390	0.627	0.367	0.399	0.405	0.371	0.307	0.443	
K(K+Qm+P+K)	0.000	0.096	0.091	0.115	0.027	0.096	0.056	0.000	0.242	0.152	0.141	0.161	0.167	0.096	0.173	0.142	0.022	0.051	0.050	0.097	0.110	0.173	0.164	0.080	0.000	0.105	0.107	0.135	0.113	0.175		
total Qt-F-L	391	416	428	394	398	416	437	412	415	414	436	394	368	420	436	367	414	406	430	433	403	429	444	404	387	387	371	416	405	399	423	
Qt(Qm+Qt-F-L)	0.647	0.609	0.643	0.627	0.686	0.620	0.613	0.607	0.328	0.333	0.362	0.338	0.389	0.269	0.417	0.392	0.401	0.394	0.414	0.439	0.392	0.394	0.374	0.309	0.279	0.372	0.334	0.279	0.249	0.378	0.255	
F(F+Qt-F-L)	0.197	0.308	0.252	0.279	0.206	0.288	0.275	0.245	0.296	0.283	0.394	0.330	0.274	0.355	0.356	0.316	0.341	0.325	0.384	0.342	0.352	0.457	0.448	0.248	0.339	0.289	0.377	0.224	0.222	0.243	0.359	
L(L+Qt-F-L)	0.156	0.084	0.105	0.084	0.108	0.091	0.112	0.148	0.376	0.384	0.243	0.332	0.337	0.376	0.227	0.292	0.258	0.281	0.202	0.219	0.256	0.149	0.178	0.443	0.382	0.339	0.298	0.498	0.528	0.378	0.385	
Qm/Qt	0.909	0.937	0.884	0.927	0.912	0.903	0.877	0.892	0.890	0.775	0.753	0.887	0.888	0.894	0.868	0.903	0.807	0.875	0.871	0.853	0.829	0.864	0.747	0.904	0.722	0.868	0.863	0.879	0.871	0.887	0.870	
K/F	0.000	0.273	0.296	0.355	0.110	0.283	0.167	0.000	0.480	0.291	0.238	0.308	0.376	0.161	0.348	0.302	0.043	0.075	0.087	0.203	0.211	0.266	0.170	0.000	0.223	0.314	0.151	0.267	0.268	0.283		



第42図 本地域の四万十累層群の砂岩の全石英(Qt)–長石(F)–岩片(L)図と単結晶石英(Qm)–斜長石(P)–カリ長石(K)図。

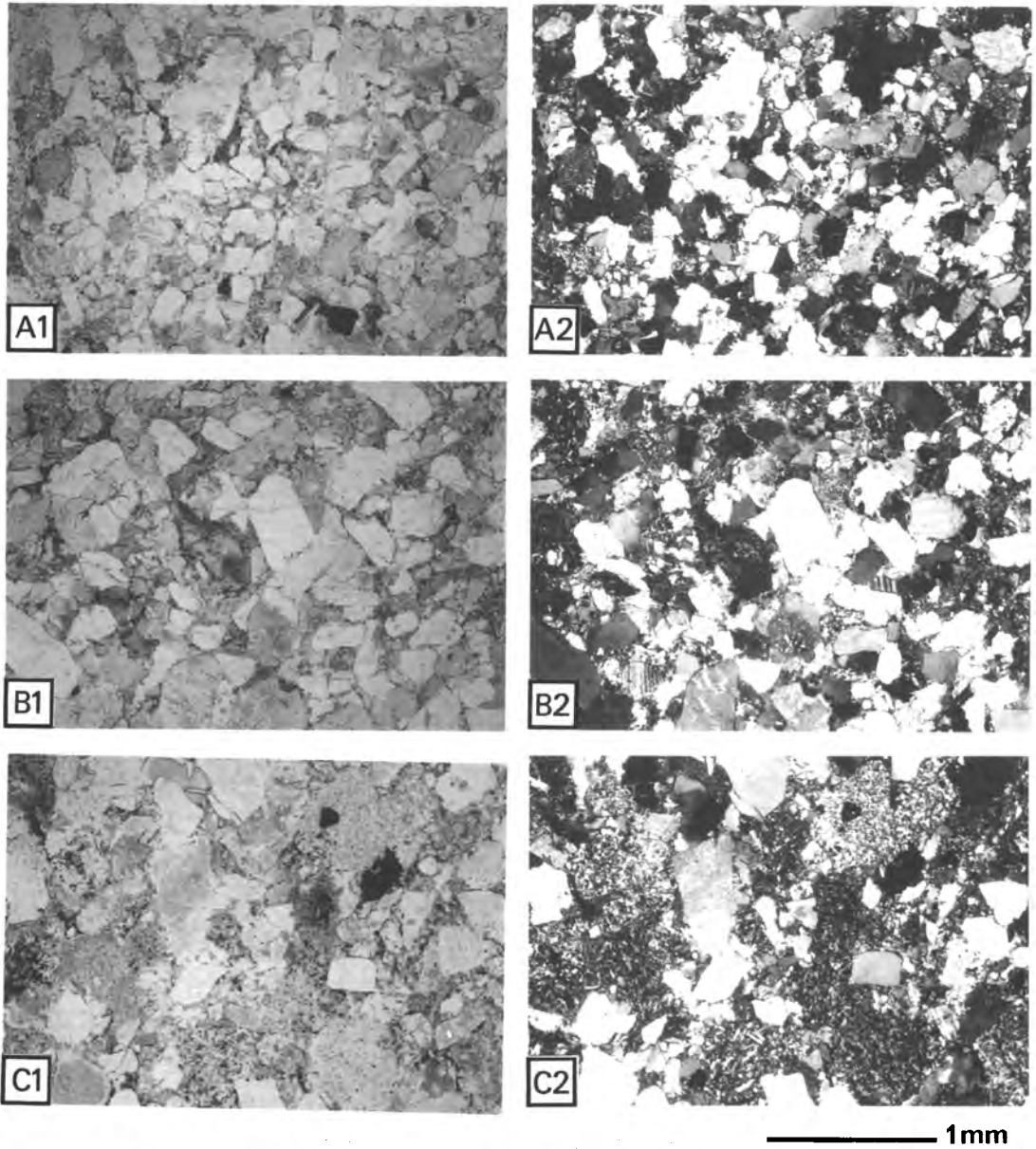
リ長石の両ダイアグラムに示した(第42図)。

また、カリ長石の量が岩相ユニットによって異なる特徴があるとされている(例えば、木村ほか, 1991)ことから、カリ長石/長石比だけに注目して砂岩を分類した。ポイントカウントを行った試料についてみると、カリ長石/長石比0-0.04と0.1以上のグループに大きく分けることができる。そこで、ポイントカウントを行った砂岩のほかに、カリ長石を染色した薄片を鏡下で観察し、カリ長石の有無を確かめた。そして、カリ長石/長石比0-0.04か鏡下でカリ長石が観察できなかった砂岩と、それ以外のカリ長石を豊富に含む砂岩とに区分し、その採集位置を第41図に示した。試料総数はポイントカウントを行った砂岩も含めて、98試料である。

以下、諸塚層群、日向層群、日南層群の砂岩組成の特徴について述べる。なお、鉱物・岩片の量については基質を除く砂粒のモードで示す。砂岩の分類はOkada(1971)に従った。

諸塚層群 中粒砂岩7試料を測定した。これらは基質を15-25%含み、主に岩片に富む石質ワックである(第42図)。一般的な諸塚層群の砂岩の顕微鏡写真は第43図のC1, C2に示した。一般に、石英、斜長石、カリ長石、酸性火山岩片、中性から塩基性火山岩片、シルト岩片からなり、結晶片岩片も含む。重鉱物としては黒雲母、白雲母、ザクロ石、不透明鉱物が認められた。粒度は不揃いで、本地域の3つの層群の砂岩の中で最も分級度が悪い。日向層群、日南層群の砂岩と比べて酸性火山岩片、中性から塩基性火山岩片に富むのが特徴である。

石英は25-38%含まれ、このうち単結晶石英はGSJ R59627が72%を占めるのを除けば、86-89%を占める。長石は22-38%含まれ、カリ長石/長石比は1試料を除いて0.15-0.31の値を示す。岩片は29-53%含まれる。岩片が多く含まれ、その大部分が酸性凝灰岩、中性-塩基性凝灰岩で、薄片全体でこれら火



第43図 本地域の日南層群(A), 日向層群(B), 諸塚層群(C)の典型的な砂岩の薄片写真

A1, A2; GSJ R60402. A1; 単ニコル, A2; 直交ニコル.

串間市大平東方, 本地域東端から東へ約1.2kmの肥沃地域内. 日南層群南部ユニット.

B1, B2; GSJ R60412. B1; 単ニコル, B2; 直交ニコル.

本地域北東端から北へ150mの裂岩谷沿い. 日向層群柳岳ユニット.

C1, C2; GSJ R59628. C1; 単ニコル, C2; 直交ニコル.

松山町新橋東方, 宮田山西南西方, 尾根付近.

山岩片が多くみられるのが特徴である。

日向層群 中粒砂岩19試料を測定した。これらは基質を11-25%含む。一般的に石質ないし長石質のワッケ、アレナイトからなるが、内之倉ユニットの3試料だけは石英に富む長石質ワッケないしアレナイトで、以下に述べる日南層群の砂岩組成と類似する(第44図)。第43図のB1, B2には一般的な日向層群の砂岩の顕微鏡写真を示した。一般に、石英、斜長石、カリ長石、酸性火山岩片、中性から塩基性火山岩片からなり、シルト岩片、結晶片岩片も含む。重鉱物としては黒雲母、白雲母、ジルコン、ザクロ石、不透明鉱物が認められた。

内之倉ユニットの3試料(GSJ R60403-60405)では、石英は61-62%含まれ、このうち単結晶石英が88-90%を占める。長石は25-29%含まれ、カリ長石/長石比は0-0.28とばらつきがある。岩片は9-15%含まれる。他の日向層群の試料では石英は31-44%で、このうち単結晶石英が75-90%である。長石は25-46%・カリ長石/長石比は0.04-0.48とばらつきがある。岩片は15-44%含まれる。

日南層群(南部ユニット) 中粒砂岩5試料を測定した。これらは基質を13-21%含み、長石質アレナイトないし長石質ワッケである(第42図)一般的な日南層群の砂岩の顕微鏡写真は第43図のA1, A2に示した。

一般に石英、斜長石、カリ長石、酸性火山岩片、中性から塩基性火山岩片からなり、シルト岩片、結晶片岩片を少量含む。重鉱物としては黒雲母、白雲母、ジルコン、ザクロ石が認められる。粒度は比較的揃っていて、本地域の3つの層群の砂岩の中で最も分級度が良い。

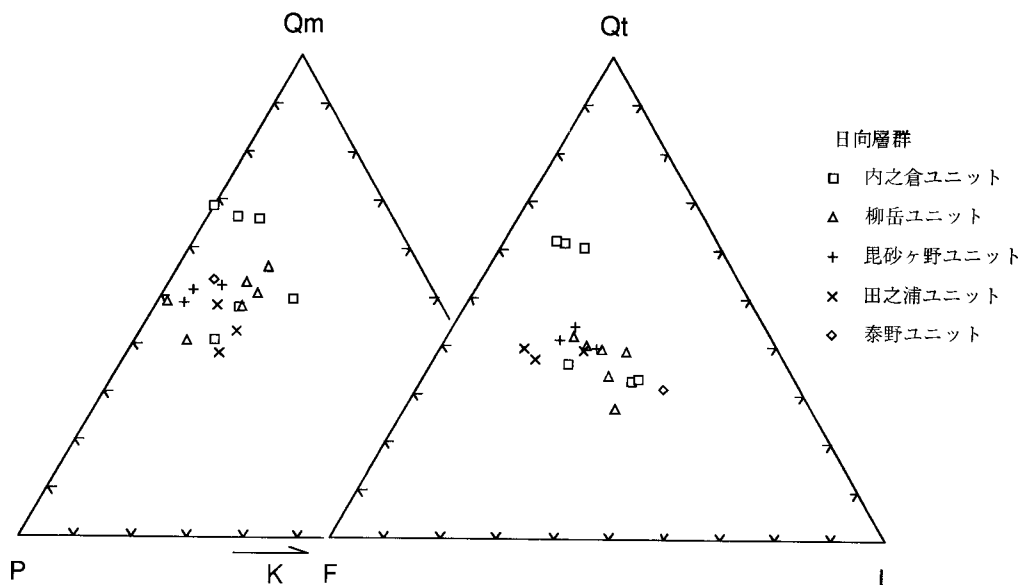
石英は61-69%含まれ、このうち単結晶石英が88-94%である。長石は20-31%含まれ、1試料がカリ長石を含まず、他の3試料はカリ長石/長石比が0.11-0.36である。岩片は8-16%含まれる。砂岩組成のばらつきは少ない。

これらの結果から、本地域では、おおまかにみて、諸塚層群、日向層群、日南層群と時代が新しくなるにつれて石質から石質質に近くなる傾向が認識できる。カリ長石/長石比では、本地域全体に、砂岩はカリ長石に富み、カリ長石に乏しい砂岩が少量認められる。しかし、カリ長石に乏しい砂岩の分布に偏りはなく、寺岡(1977, 1979)の指摘するような規則性は認識できなかった。

次に、以上に示した諸塚層群と日向層群の砂岩組成の特徴と今井ほか(1982)で明らかにされた四万十累層群の砂岩組成(第45図)との比較を行う。また、本地域の日向層群と日南層群は寺岡(1977, 1979)では日南帯として一括され区別されていないが、それを考慮した上で寺岡(1979)との比較を述べる。

今井ほか(1982)は、宮崎県北中部の諸塚山地域と神門地域において、白亜系諸塚層群の構造的上位の日の影層、椎葉層、十根川層と構造的低位の八戸層、楨峰層、そして古第三系日向層群の各地層群を、石英-長石-岩片比でそれぞれ明瞭に区別した。奥村ほか(1985)は諸塚層群のうち構造的上位で相対的に時代の古い部分を佐伯亜層群、構造的低位で時代が相対的に新しい部分を蒲江亜層群とした。本地域の諸塚層群の砂岩組成は、諸塚層群蒲江亜層群の砂岩組成と類似し、蒲江亜層群に相当すると考えられる(斎藤ほか, 1993)。

また、本地域の日向層群の砂岩組成は、日南層群に類似する内之倉ユニットの3試料を除けば、寺岡(1979)の日南帯(鰐塚山地の日向層群と日南層群が含まれる)の砂岩組成と類似する。また寺岡(1979)の日南帯、今井ほか(1982)の日向層群よりいくぶん長石質である。

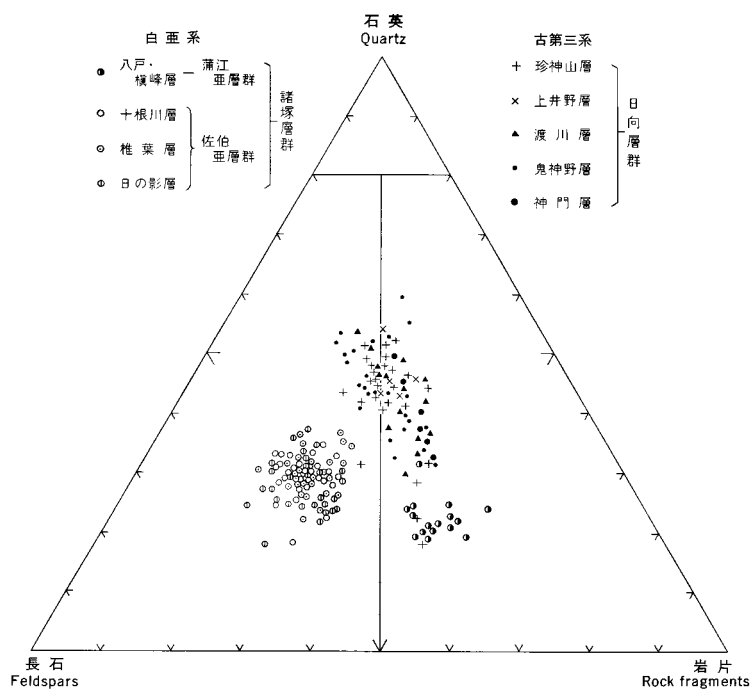


第44図 日向層群の砂岩の全石英(Qt)ー長石(F)ー岩片(L)図と
単結晶石英(Qm)ー斜長石(P)ーカリ長石(K)図

日南層群の砂岩組成は諸塚層群，日向層群と比べてかなり石英に富むが，日向層群内之倉ユニットの一部の砂岩組成も同様の組成をもつ。岡田(1977)は本地域と東隣の飢肥地域の日向層群，日南層群の砂岩組成の検討を行った。岡田(1977)は砂岩組成から日向層群と日南層群を区別することはきわめて困難とした。しかし，本地域では，日向層群の大部分と，日南層群と日向層群のうち最も外側に分布する内之倉ユニットの一部との間に砂岩組成に大きな違いが認められた。

宮崎県北中部の尾鈴山地域では木村ほか(1991)が，日向層群の砂岩組成を検討した。尾鈴山地域の日向層群南部コンプレックスでは内之倉ユニットや日南層群の一部に見られるような石英に富む組成をもち，北部コンプレックスでは本地域の日向層群の大部分のように石英にそれほど富まないものと，日向層群内之倉ユニットの一部や日南層群と同様な組成との両者の要素を合わせもつ。西(1987)は，宮崎県北中部の日向層群の時代幅について検討し，本地域より一般に若い時代を報告している。

これらから，本地域の内之倉ユニットには，尾鈴山地域の日向層群南部コンプレックスに相当する地質体が含まれる可能性がある。このことは，内之倉ユニットに本地域の日向層群で考えられているより時代の新しい地質体が含まれる可能性があることを意味している。しかし，日向層群内之倉ユニットではそれを明らかにするだけの化石，砂岩組成の詳細なデータは得られていない。



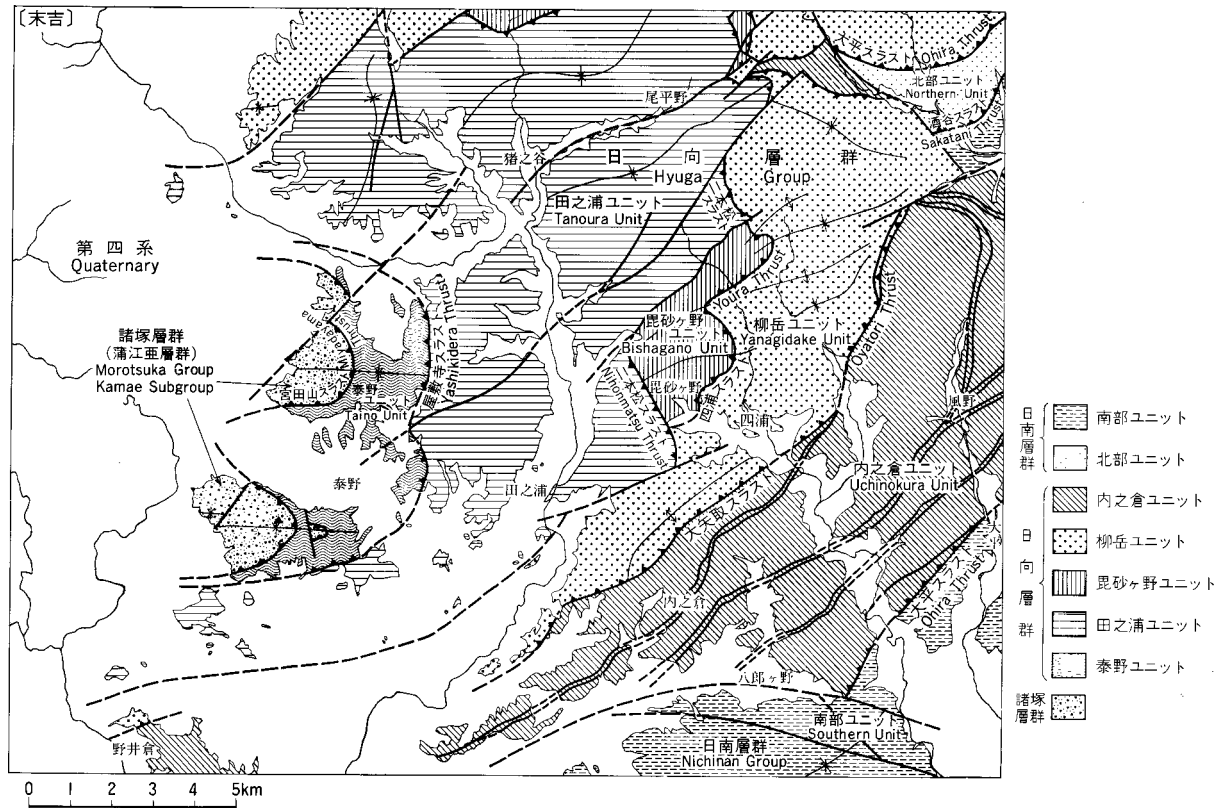
第45図 宮崎県北中部，諸塚山・神門両地域における四万十累層群の砂岩の全石英-長石-岩片図
 今井ほか(1982)の第26図。諸塚層群の亜層群名は寺岡ほか(1990)に，日向層群の区分は坂井・勸米良(1981)による。

Ⅲ. 8 地 質 構 造

Ⅲ. 8. 1 四万十累層群全体の地質構造の概要

本地域の四万十累層群は，断層で区分された8つの構造ユニット(諸塚層群1，日向層群5，日南層群2)から構成される。それぞれの層群，ユニットの境界のスラストについては，第1表に示した通りである。詳細については，各層群，ユニットの区分で既に述べた。ここでは，四万十累層群全体についての地質構造の記載と形成過程について述べる。本地域の地質構造については第46図に，周辺の鰐塚山地全体の地体構造区分については第9図に示した。

本地域の四万十累層群は褶曲構造の連続や，それぞれのユニットの岩相の分布から，地質構造の上では大きく4つに区分される。それぞれ，諸塚層群と日向層群泰野ユニット，日向層群の田之浦・毘砂ヶ野・柳岳の各ユニット，日向層群内之倉ユニット，そして日南層群である。これらがそれぞれ別の構造運動を受けた後，もしくは受けながらスラストで積み重なり，全体として付加コンプレックスを形成した。また，これらのうち諸塚層群と日向層群は全体として本地域北中部に東北東の軸を持つシンフォームを形成した(第9図)。



第46図 末吉地域の地質構造図

その後、更新世後期の入戸火砕流堆積物に覆われるまでに、本地域の中部から東部では、東北東方向の高角断層が形成された。南部の日南層群の分布域では東西方向の走向を持つ高角断層が形成された。なお、入戸火砕流堆積物の堆積後に新期の地質構造は形成されていない。

Ⅲ. 8. 2 各層群・ユニットの地質構造

諸塚層群と日向層群泰野ユニットは宮田山スラストで境されるが、両者は共に宮田山、霧岳に認められるシンフォームに参加していることから、宮田山スラストによって諸塚層群が泰野ユニットに重なった後、西に大きくブランチした東西方向の軸を持つシンフォームを形成したと考えられる。

日向層群の田之浦・毘砂ヶ野・柳岳の各ユニットでは全体に西南西にブランチした東北東方向の軸を持つ波長数kmの摺曲構造が卓越する。毘砂ヶ野ユニットと柳岳では摺曲構造はほぼ連続する。田之浦ユニットと柳岳ユニットの摺曲構造は全体としては調和的であるが、本地域北東部では斜交する。また、田之浦ユニットと毘砂ヶ野ユニットの摺曲構造も必ずしも一致しない。これらのことから、3つのユニットでは摺曲構造の形成と、3者間のスラストの形成がほぼ同時に起こっていた可能性が高い。

日向層群内之倉ユニットは、一般に北東方向の走向を持ち北に傾斜するが、池河原谷付近では走向は北西方向に変化する。しかし、内之倉ユニットには田之浦ユニットで見られるような波長数kmの摺曲構造はない。内之倉ユニットでは、しばしば著しい剪断変形を受けた赤色泥岩（緑色・黒色泥岩を含む）や、混在岩からなる部分が帯状に分布する。赤色泥岩と構造的上位もしくは下位の地質体の部分の境界は共に断層で切れ、赤色泥岩とそれらの地質体の層理面とは斜交する。また、赤色泥岩や緑色岩を含む混在岩は串間市風野付近では枝別れをする。これらは内之倉ユニットが、赤色泥岩や緑色岩を含む混在岩の部分全体が、ソールまたはルーフスラストの役割を果たしたデュープレックス構造をなす可能性を示している。これについては、後に述べる。

諸塚・日向層群の分布域では、東北東から北東の走向をもった、高角の断層がしばしば見られる（第47図）。特に宮田山の北では白亜系の分布域が、この種の断層によって食い違っている。田之浦ユニットでは、都城市猪之谷の北側と南側にそれぞれ分布するシンフォームの間に、それと同時に形成されたと考えられるアンチフォームの部分が上熊燧道付近を通る断層で切られていると推定される。同様の走向を持つ断層はこの南側にも認められ、ユニットの境をなすスラストを切っていることが岩相分布から推定できる。

日南層群は、本地域では北東部と南東部に分布し、北東部の酒谷スラストで北部ユニットが南部ユニットに衝上する。本地域では北部ユニットの分布は狭く、その地質構造の詳細は明らかではない。南部ユニットでは、北東一南西方向の軸を持つ摺曲が発達する。南部ユニットの内部では、付加コンプレックスを特徴づける覆瓦構造などの地質構造は認められないが、南部ユニット、もしくは北部ユニット全体としては、四万十帯の付加コンプレックスの形成に参加している。

南部ユニットでは南東部の大平スラスト沿いの部分で、層理面、鱗片状フォリエーションともにほぼ大平スラストと平行する。これらは、日向層群内之倉ユニットと比較的調和的な地質構造を持つ。しかし、南部の八郎ヶ野南方の日南層群は、本地域南部から志布志地域にかけて分布する西南西にブランチした向斜の北翼で、北落ちの高角断層が発達し、層理面は日向層群とは大きく斜交する。この部分での



第47図 日向層群田之浦ユニットのシルト岩砂岩互層を切る東北東方向の断層
都城市下高岡北方。写真中央右のスケールは2m。

日向層群内之倉ユニットと日南層群の関係は、入戸火砕流堆積物に覆われて必ずしも明らかでないが、それぞれの分布から、日向層群が日南層群に衝上した後、北落ちの高角断層によって、構造的低位の日南層群が相対的に上昇し、露出したものと考えられる。

Ⅲ. 8. 3 内之倉ユニットの構造と赤色泥岩と混在岩

日向層群の内之倉ユニットと柳岳ユニットの最下部に分布する赤色泥岩(緑色・黒色泥岩を含む)は、その色としばしば著しい変形を受けているという特徴から、本地域では地質構造を明らかにするための重要な一種の“鍵層”となった。特に内之倉ユニットでは数枚認められる。これらの露頭での産状(第31図、第32図)から、この赤色泥岩の上下にスラストが認識できる。また、化石から、赤色泥岩はそれらの上盤または下盤をなす地層よりわずかに時代が古いことが明らかになった。さらに、放散虫化石によって、赤色泥岩や緑色岩を含む混在岩には、緑色岩の岩塊の他に、赤色泥岩より古い時代の岩塊が含まれることが明らかになった。これらのことから、赤色泥岩などが、全体としてスラストの役割を果たし、その中により古い時代の岩塊が取り込まれたと考えられる。

このようなある特定の岩相がスラストの役割を果たしたと考えられる構造は、日本の中生代付加体にはしばしば見られる。Kimura and Hori (1993) は、美濃帯のチャート-碎屑岩コンプレックスで、復元層序の最下位の珪質粘土岩が、初生的にはデコルマ面の役割を果たしたと考えた。本地域の赤色泥岩も同様に初生的には付加体形成時にデコルマ面としての役割を果たした可能性がある。

また、Kimura and Hori (1993) は、美濃帯のチャート-碎屑岩コンプレックスでは、珪質粘土岩の部分

がデュープレックス構造のソールまたはルーフスラストをなしたと考えている。また、村田(1992)は、宮崎地域の白亜系内ノ八重層にデュープレックス構造があることを明らかにしている。本地域でも、赤色泥岩の層理面と、その構造的上位または下位の地層の層理面が斜交し、地質図のスケールでみても、赤色泥岩と砂岩、砂岩シルト岩互層などとは斜交する。これらから、内之倉ユニットでは、赤色泥岩や緑色岩を含む混在岩の部分がデコルマ面をなし、ソールまたはルーフスラストとなったデュープレックス構造を持つ可能性が高い。

さらに、これら赤色泥岩、緑色岩を含む混在岩と構造的同層準の混在岩には緑色岩の岩塊が含まれる。宮崎県北中部の神門地域の日向層群では枕状玄武岩の上位には赤紫-淡緑色の粘土岩が重なる(土谷ほか、1979;坂井・勘米良、1981)。これらから、初生的には赤色泥岩の下位に緑色岩があり、赤色泥岩や緑色岩を含む混在岩の部分が付加体形成時にデコルマ面の役割を果たした時に、より下位に存在した緑色岩や、泥質岩の一部を岩塊として取り込んだものと推定できる。

IV. 第四系

(横山勝三・佐藤喜男)

IV. 1 概説・研究史

本地域内の第四系は、上部更新統の阿多火砕流堆積物(11-9万年前)から始まり、下-中部更新統を欠く阿多火砕流堆積物は灰黒-黒色の弱溶結相からなり、本地域では断片的にしか露出していない。阿多火砕流堆積物を覆う旧期ローム・降下火砕堆積物は、風化火山灰土壌(ローム)及び降下軽石堆積物からなる。層厚は最大で3m余りに達するが、堆積物の枚数、層厚は場所ごとの変化が著しい。旧期ローム・降下火砕堆積物は侵食間隙をはさんで始良火山噴出物(2.2万年前)に覆われる。始良火山噴出物は、大隅降下軽石堆積物と入戸火砕流堆積物に区分される。大隅降下軽石堆積物は主に入戸火砕流と同質の流紋岩軽石片からなり、本地域の西部で厚く(数m)、入戸火砕流堆積物に整合に覆われるが、東部の山岳地帯では入戸火砕流堆積物に覆われず、層厚2m前後で断片的に残存している。入戸火砕流堆積物は本地域の西部を広く覆って、シラス台地を形成している。北東部の山岳地帯では河川沿いに分布している。入戸火砕流堆積物は溶結部(溶結凝灰岩;灰岩)と非溶結部(シラス)に区分される。大淀川・菱田川・福島川などのシラス台地を貫流する河川沿いに段丘が発達する。段丘堆積物は入戸火砕流堆積物の再堆積物(いわゆる二次シラス)で構成されている。本地域内の低地を埋積する沖積層を除き、表層はローム・軽石・火山灰(鬼界アカホヤ火山灰を含む)からなる厚さ5m以下の新时期ローム・降下火砕堆積物で覆われている。沖積層が厚い地域は、大淀川・大淀川水系の迫下川・村山川・湯之尻川の低地などであ

る(米谷, 1972). なお, 上述したものの他に, 日南市小布瀬(第57図の入戸火砕流堆積物の下位), 志布志町中川内西方約500m, 串間市田之野などでは, 大隅降下軽石堆積物ないし入戸火砕流堆積物の下位に, 最大径数10cmの砂岩礫を含む礫層(厚さ数m)が認められる. しかし, この礫層は, 露出が極めて限られており, かつ, 阿多火砕流堆積物や旧期ローム・降下火砕堆積物などとの層序関係も不明なため, 地質図上ならびに本文中での記載を省略した.

本地域の第四系は, 主に厚い入戸火砕流堆積物からなる. 第四系全体を扱った研究としては露木・前野(1971, 1972), 露木ほか(1972), 前空・中田(1989)などがある.

始良火山の噴火史や噴出物に関する初期の研究はTaneda(1954), 郷原・小森(1962), 荒牧(1969), 横山(1970), 露木ほか(1970)などが挙げられる. その後, 入戸火砕流堆積物については横山(1972)やYokoyama(1974)によって総括が行われ, 入戸火砕流堆積物の全体的な特徴として, 1) 始良カルデラを中心として半径70km以内の比高数100m以上におよぶ基盤地形の低所に普遍的に分布している, 2) 1回の大噴火の火砕流堆積物である, 3) 堆積面高度は地域ごとに不規則に変化するが, 基盤の高度分布とは対応している, 4) 溶結や地盤運動による変位・変形は少ない, 5) 軽石片・石質岩片の粒径は始良カルデラからの距離の増大と共に減少する, 6) 火砕流は基盤地形よりはるかに厚い流動層を生じ, 基盤地形の斜面に沿って流動・堆積したことなどを挙げた. また, 横山(1985)は, 大規模火砕流堆積後の地形発達史に関連し, 堆積直後から急速な開析が始まることを指摘している. Aramaki(1984)は, 始良カルデラの噴火史をまとめ, 南九州は200-300万年前以降活発な火山活動の場であったことを指摘している. 津久井・荒牧(1990)は, 始良火砕噴火のマグマ溜りの深度や大体の形について言及している. 横山(1987, 1988)は, 入戸火砕流堆積物を含む九州の各大規模火砕流堆積物の特性をまとめ, また, 本地域内の菱田川の中・下流域を例として大規模火砕流堆積物の開析過程について論述している. さらに最近では, 横山(1992)は入戸火砕流堆積物分布の北限が九州山地(人吉盆地の北側, 始良カルデラから100km)にまで及ぶことを報告した.

なお, 始良カルデラ関連の最初の噴出物である大隅降下軽石堆積物については, Kobayashi *et al.*(1983)による詳しい研究がある. シラス地域の土地分類や土地利用に関しては, 米谷(1960, 1972)によって行われている. 田中(1970), 千田(1971), 木野・太田(1977)では, 都城盆地の地形発達史とともに, 入戸火砕流堆積物を覆う霧島火山新期噴出物(火山灰層)が記述されている. 木野(1968)は, 本地域から都城盆地の地下に入戸火砕流の溶結部とシラスが連続していることをボーリング資料により報告している. また, 米谷(1972)のボーリング資料では, 木野・太田(1977)の都城層の粘土層が末吉町の地下100-120mまで連続していることが示されている.

IV. 2 阿多火砕流堆積物

阿多火砕流堆積物は, 本地域では志布志町横峯付近及び串間市広野付近の2か所のみで見いだされている. いずれの地点でも露出が極めて限られているため, 層厚は不明で, 地質図には表現していない. 堆積物は全体が弱溶結で灰黒色-黒色を呈し, 柱状節理が認められる. 斑晶として斜長石, 紫蘇輝石, 普通輝石, 不透明鉱物などが含まれる. 本地域東部の串間市広野では, 後述する旧期ローム・降下火砕

堆積物の一員と思われる白色降下軽石堆積物(厚さ1.2m)の下位に本堆積物が見いだされる。上述した岩相、鉱物組成、層序などから判断して、本堆積物は南隣の志布志地域で太田・木野(1965)が夏井軽石流と呼んだものに相当し、更に、九州南部に広く分布する阿多火砕流堆積物(荒牧・宇井, 1966; 荒牧, 1969)に相当すると思われる。

IV. 3 旧期ローム・降下火砕堆積物

阿多火砕流堆積物と後述する大隅降下軽石堆積物との間にはローム層や降下軽石堆積物が何層か認められ、これらを一括して旧期ローム・降下火砕堆積物と呼ぶ。本地域内では10数か所で見いだされているが、層厚が薄くかつ露出が極めて限られているため地質図には表現していない。

堆積物の(枚)数、色調、風化程度、層厚などは場所ごとの変化が著しい。末吉町久保付近(集落の西方約500mにある畑の脇、高度245m)で見いだされた堆積物が最も保存が良い。ここでは、四万十累層群を覆い、厚さ約2-5mの大隅降下軽石堆積物に覆われた全層厚3m余りの旧期ローム・降下火砕堆積物が見いだされた。その層序及び層厚は下位のものから順に次のようである。

オレンジ降下軽石層(150cm)、褐色ローム層(45cm)、褐色ローム層(25cm、白色軽石粒を含み、下部にパッチ状の軽石質部)、黒褐色ローム層(18cm、白色軽石粒含む)、チョコレート色ローム層(10cm)、オレンジ降下軽石層(25cm)、黒褐色ローム層(15cm)、チョコレート色ローム層(18cm)、黒褐色ローム層(20cm)。

上記の地点以外の場所で見いだされている堆積物は保存が悪く、また、風化が進んでいるものが多い。特に、降下軽石堆積物はしばしば著しく風化しており、レンズ状につぶれた軟らかい軽石の集合体となっている。

串間市広野付近では、本堆積物に属する(前述、久保付近の地点における最下位のオレンジ降下軽石層に対比される)と思われる厚さ1.2mの白色降下軽石層がある。この堆積物の最上部(厚さ10-20cmの部分)は著しく風化しており、この上に大隅降下軽石堆積物(厚さ約2m)がのる。また、この堆積物は、後述する阿多火砕流堆積物を覆っている。以上に述べたことから、旧期ローム・降下火砕堆積物は、阿多火砕流の噴出後、大隅降下軽石の噴出前、すなわち、約10万年前-約2.2万年前の噴出物であると言える。なお、本堆積物に相当すると思われる堆積物は、本地域北隣の都城地域(木野・太田, 1977)及び南隣の志布志地域(太田・木野, 1965)内でも見いだされており、それぞれ霧島火山旧期放出物(旧期ローム)及び旧期ローム層と呼ばれている。この堆積物の噴出源は、木野・太田(1977)では霧島火山と考えられている。しかし、この堆積物が層相を異にする多くの堆積物で構成されていることから判断して、その噴出源はいくつかあった可能性が大きいと思われる。

IV. 4 始良火山噴出物

IV. 4. 1 大隅降下軽石堆積物

大隅降下軽石堆積物は、後述する入戸火砕流のマグマと同質の流紋岩軽石片で主に構成され、更に少

量の石質破片や結晶粒も含まれている。通常、後続の入戸火砕流堆積物に整合に被覆されて見いだされるが、入戸火砕流堆積物が分布していない基盤山地の高所にも、しばしば断片的に残存している。前者の場合、軽石片は一般に新鮮であり、堆積物は全体として白色を呈する。後者の場合、軽石片は風化してオレンジ色を呈し、つぶれやすい。この堆積物は、通常、粒度を異にするいくつかの層が累重しており、上部層が下部層よりも粗粒である（すなわち、全体として逆級化を示す）ことが多い。

本地域の全域を通じて径 1cm 以下の軽石片が堆積物の主体を占めるが、最大粒径に注目すると、大隅降下軽石堆積物の分布主軸により近い本地域南西部で最も大きく（7cm 程度）、北部-東部地域で小さくなる傾向が認められる。堆積物の全層厚もこれと似た変化傾向を示し、南西部地域で最も厚く（数 m ないしそれ以上）、北半部地域で 2m 程度以下となる（第 48 図）。

基盤の急斜面上の堆積物では、成層構造が乱れ、斜層理や逆級化が認められる場合があり、降下軽石が斜面上を多少ズリ落ちて定着したことを示している。また、急斜面上では、大隅降下軽石堆積物を欠き、基盤と入戸火砕流堆積物が直接している場合もある。

なお、本堆積物全体の粒度、層厚変化などについては Aramaki and Ui (1966)、Kobayashi *et al.* (1983) などで既に論じられている。

IV. 4. 2 入戸火砕流堆積物 (I, Iw)

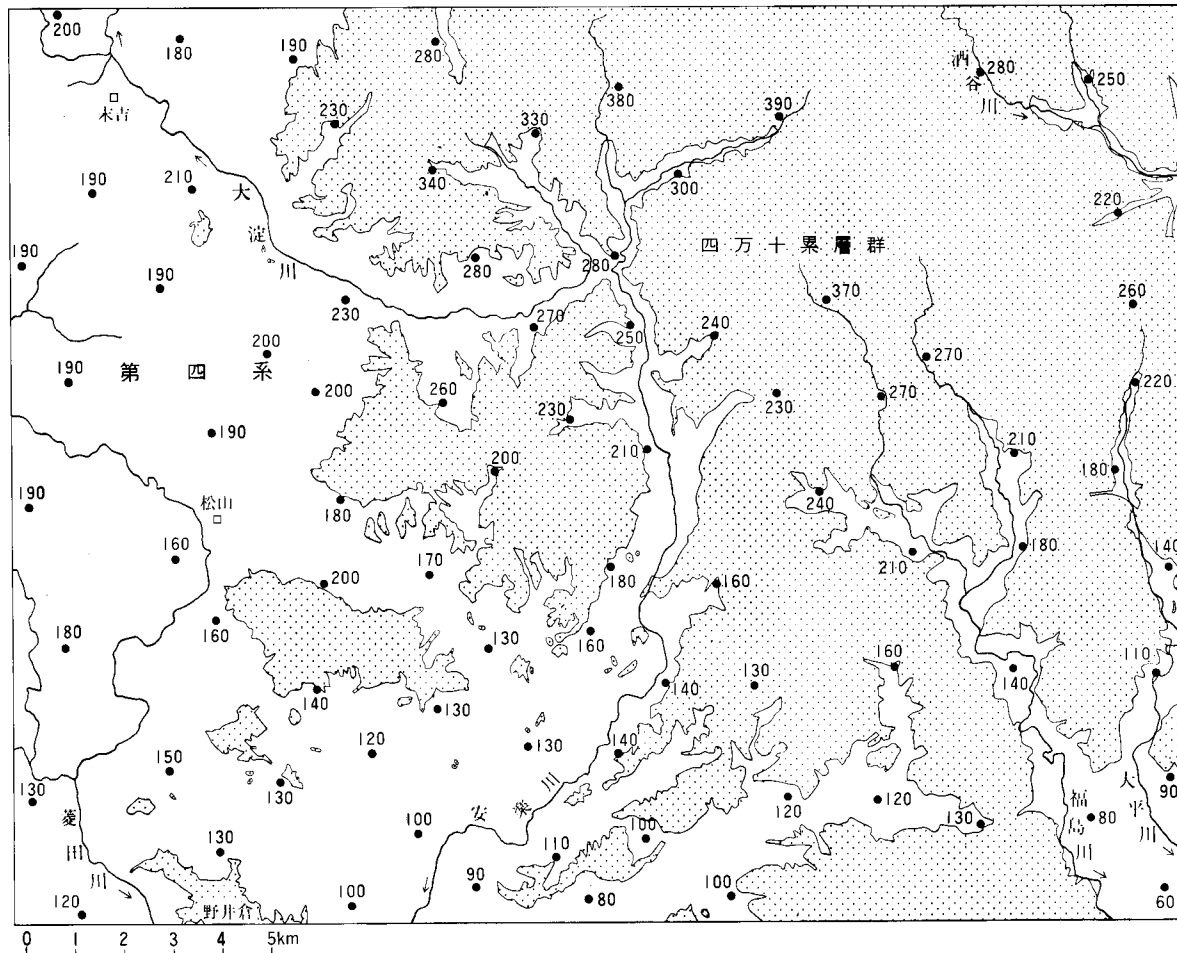
入戸火砕流堆積物は、白色軽石塊、類・異質石質破片（安山岩、黒曜石、砂岩、頁岩など）並びにそれらの細粒物質で構成される。軽石塊（本質岩塊）は、主な斑晶鉱物として斜長石、石英、紫蘇輝石、不透明鉱物を含む。

この堆積物はシラス台地を構成し、本地域全域に広く分布している。層厚は、本地域西部で厚く最大 130m 以上に達するが、東部の山地谷間では薄くなる。一般に、flow unit の区分可能な肉眼的な層相の変化は認められず、明らかな複数の flowunit が認められる露頭は本地域内全域を通して極めてまれである（例；末吉町中園付近）。この堆積物の上部は非溶結であるが、本地域のほぼ全域でその下部が溶結しており、堆積物は全域で一つの simple cooling unit (Smith, 1960) をなす。

入戸火砕流の堆積前、本地域北西隅と南東隅を結ぶ対角線をほぼ境として、南西部の地域では全体として低地が卓越していたが、北東部の地域はほとんど山地で占められていた。このため、入戸火砕流堆積物は、南西部を中心にまとまって広く分布しているが、北東部では山間低地（谷沿い）に分布が限られる。南西部め堆積物は随所で火砕流台地を形成しているのに対して、北東部のものは谷沿いに段丘状地形を形成している。

南西部における火砕流台地の高度は、全体として北西に高く、南方あるいは南東方へ次第に低くなる傾向が認められる（第 49 図）。すなわち、本地域西部の岩川付近で約 190m であるが、本地域南端中央部付近で約 100m になる。この地域の台地面の多くは、火砕流の堆積面に相当し、平坦性が著しい。

一方、北東部の山地内における堆積物の分布高度は、それぞれの場所における河谷の高度に対応してかなり複雑に変化している。ここの河谷沿いでみると、分布高度は一般に上流ほど次第に高くなり、例えば、本地域中央部を南へ流れる安楽川沿いでは、最上流と下流部とで約 300m もの高度差がある（第 49 図）。



第49図 入戸火砕流堆積物の上面高度分布図(単位はm)

非溶結部の特徴 非溶結部は、“シラス”と俗称される。本地域の入戸火砕流堆積物は通常、溶結部を伴っているが、その場合、非溶結部は堆積物全体の上部（溶結部の上位）及び最下部（溶結部の下位）に存在する。基盤山地内における堆積物の縁辺部や、堆積物が基盤の高まりを覆って薄く堆積している場所などでは、堆積物は全体が非溶結である。

非溶結部は、一般に白色-灰白色ないしわずかにピンクがかった色を呈するが、黄褐色の場合もある。また、特に末吉町宇都谷付近、都城市御所谷付近、松山町内ノ野付近、その他いくつかの場所では赤紫色を呈する堆積物が分布する。

上部非溶結部の厚さは、最大約 100m に達し（本地域西部、大隅町月野地方）、入戸火砕流堆積物の主要部を構成する。下部非溶結部の厚さは一般に数 m 以内で薄い。また、河床が溶結部の層準に位置している場合が多いため、下部非溶結部が露出している例は少ない。非溶結部は、溶結部とともにしばしば、極めて急勾配の河谷壁を構成して露出する（第 50 図）。

軽石塊は、全体としてみたととき本地域西部の堆積物に粗大（径 10cm 以上）なものが多く含まれているのに対して、東部-南東部ではやや小さくなる傾向が認められる。石質破片の粒径にも類似的傾向が認められるが、あまり顕著ではない。なお、堆積物の基部付近には、火砕流の流走中に付近の基盤表面から取り込まれたと思われる砂岩や泥岩の角礫が見いだされることがある。

非溶結部は、露頭単位でみたとときは一般に、全体として均一な層相を示すが、軽石塊集積部、石質岩塊集積部（横山，1970）、ガスパイプ（gas pipe；二次噴気孔または吹抜けパイプ構造などとも呼ばれる）、火山豆石集積部など、さまざまな層相の“特異部”もしばしば見いだされる。

末吉付近、有明町伊崎田付近など、本地域西部のいくつかの場所では著しい軽石塊集積部が見いだされる。これは、最大径 30cm 以上、一般に径 10cm 以上の粗粒軽石塊が密集したもので、通常、上部非溶結部の上部層準に見いだされる。露頭面で観察される集積部は、厚さ 2-3m ないしはそれ以上、横方向の伸びが数 m ないしはそれ以上に達し、ほぼ水平帯状または塊状の形状を有するが、立体的な形状は十分に明らかでない。集積部における軽石塊の密集度には差異が認められ、最も著しい密集部では軽石塊は互いに密着している。軽石塊間の間隙は、火山灰の基質で充填されている。集積部全体がほぼ均質塊状な場合もあるが、顕著な逆級化を示す場合もある。この集積部の成因については未詳であるが flow unit の最先端の構造を示すのかもしれない。

堆積物の上部すなわち上部非溶結部の上部には、ガスパイプ（以下、パイプと略す）がしばしば見いだされ、また、極めてまれには溶結部の最上部にも見いだされることがある。パイプは、火砕流の定着時-定着後、堆積物自身から放出されるガスや火砕流堆積物と既存の地表水とが接触して生じた水蒸気などが、堆積物中を上方へ向かって集中的に通過した通路の化石である。パイプは、堆積物の分布全域で普遍的に見いだされ、特に新鮮な露頭では見だしやすい。パイプの幅（厚さ）は一般には 30cm 程度以下であるが、松山町下豊留付近では幅 2m にも達する巨大なパイプが見いだされた（第 51 図）。パイプの（水平）断面形は、一般に単純な円形を示さず不定形である。露頭面で見られるパイプは必ずしも直線的ではなく、屈曲しつつ全体として上下方向に伸びている場合も少なくない。また、途中で枝分かれしたり、複数のパイプが並行している場合もある。更に、極めて多数のパイプが密集し、pipe swarm とでも呼べる密集部を形成している場合もある。パイプの内部は、細粒火山灰を欠き、種々な粒度の石質破



第50図 入戸火砕流堆積物非溶結部(シラス)の崖
末吉町西福留南西方。崖の高さ約30m。最上部の水平層は新期ローム・降下火砕流堆積物(厚さ数m)
とその下位の二次シラス層(厚さ2m以下)。

片及び結晶粒など、比重の大きい物質で主に構成されており、極めて空隙に富むのが最も一般的である。しかし、石質破片などとともに軽石塊や火山灰の集積部が複雑に混入してパイプを構成している場合も少なくない(第51図)。パイプは、溶結作用と並んで、堆積物が一次的な火砕流堆積物であることを認定する際の最も端的な指標となる。

本地域の堆積物にはしばしば、火山豆石(以下、豆石と略す)が含まれている(まれに、溶結部最上部(気相晶出帯)に見いだされることもある)。最大粒径は3cmに達し、径数mm以上のものが極めて多い。一般に、整った球形のものほかに、やや長球状や卵型のもの、その他複雑な形状のものも少なくない(第52図)。また、一部が欠壊しているものもある。全体として火山灰で構成され、特に顕著な核は通常認められない。外殻は内部より細粒の火山灰で構成されている。自然状態では、指では潰せないほどの固いものから、容易に潰せるほど軟かいものまである。

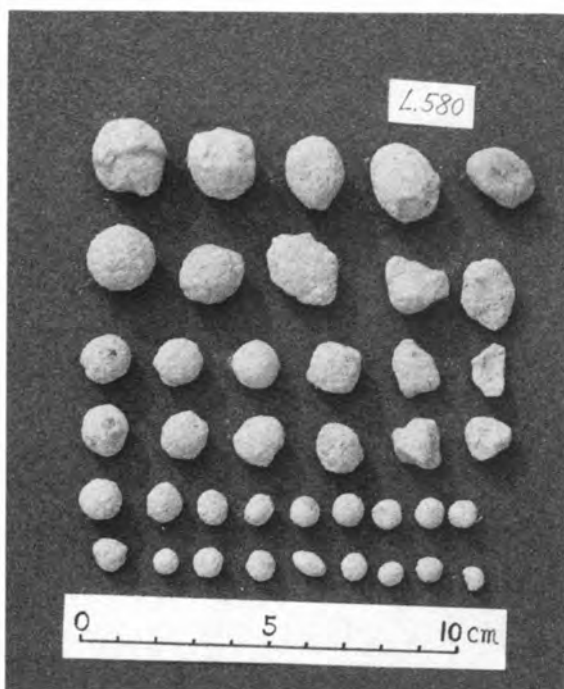
豆石はパイプの中で最も多く見いだされ、本地域内ほぼ全域におけるパイプ内の多くで豆石が見いだされている。パイプ内における豆石の含有量はパイプごとに著しく変化し、同一パイプ内でも部分によって変化することがある。すなわち、豆石を全く含まないものから、パイプの一部またはパイプそのものが主に豆石で構成されているものまで存在する。後者すなわち豆石を多含し、構成物の過半量(体積)が豆石で占められるパイプを“豆石パイプ”と呼ぶことにする。豆石パイプは、松山町高峠・川西・中原・井手口・大続付近、大隅町中野付近、志布志町今別府・八郎ヶ野付近などで見いだされている。第53図



第33図 八ヶ岳火砕流堆積物成層部(ソイロ層)
末吉町西福留南西方。崖の高さ約30m。最上部の水平層は新期ローム・降下火砕堆積物(厚さ数m)
とその下位の二次シラス層(厚さ2m以下)。

に豆石パイプの例を示す。豆石パイプで注目すべきことは、パイプ周辺の堆積物中に豆石がほとんど見
いだされない例が少なくないことである(第54図a)。

松山町久保園・井手口、大隅町本村、志布志町十文字原などでは、一見火砕流堆積物の二次的な堆積
物を思わせる成層部に豆石が多量に含まれている例がある。この成層部は、堆積物の上位層準に発達し、
細粒物質に乏しいためパイプに類似した粒度組成を有し、並行した多数のパイプを横に寝かせたような
層相を呈する。本村及び井手口では、厚さ及び横方向の伸びがそれぞれ1m以上と4.5m以上、及び約
1mと数m以上に及び、十文字原の成層構造は傾斜している(第54図b)。成層部の上・下位の堆積物中
には明らかなパイプ構造が認められる場合が多く(第54図a, c)、成層部並びに上・下の堆積物全体が(一



第52図 火山豆石 松山町中原南方. “豆石パイプ”から採取.

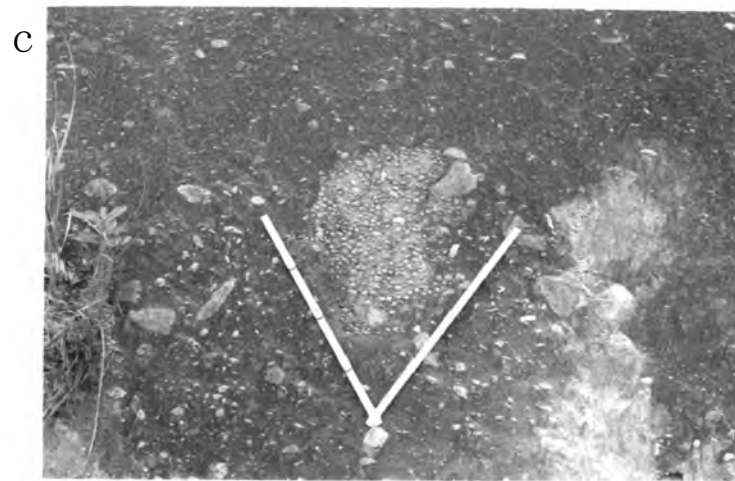
次的な)火砕流堆積物であると思われる。これまでに見いだされている成層部は、いずれの場合も横方向への伸びの状況並びに立体的な形状が十分に明らかでない。

以上に述べたいわば“豆石密集型”のほかには堆積物中に豆石が散在している例(“非密集型”)もある。この種の例は、大統、今別府、志布志町関屋(南隣の志布志地域内)などで見いだされているが、全体としては少数例である。

上述した豆石の様々な産状の生成過程及び豆石そのものの成因などについてはよくわかっていない。特に豆石パイプ内の豆石については、パイプ内で生成した可能性も考えられている(横山, 1978)が、未詳な点が多く、今後更に検討する必要がある。

溶結部の特徴 溶結部(溶結凝灰岩)は“灰石”と俗称され、通常、灰色-黒灰色を呈し、また、赤紫色を呈する場合もある。通常、主に軽石レンズからなる eutaxitic 組織が認められ(第55図)、特徴的な柱状節理の発達が著しい。溶結部は、一般に急崖をなして河谷壁に露出する(第56図)。崖面は柱状節理面に相当し、一般には多少湾曲した滑らかな面であるが、ほとんど鉛直な平滑面の場合もある。溶結程度(の最も端的な指標である乾燥密度)は、一地点で見たとき溶結部内の中-下部で最も高く、上部へも下部へも次第に低下し、更に非溶結部に漸移する(第57図)。溶結部上部-非溶結部下部の層準は気相晶出帯に相当し、灰色-青灰色を呈し、空隙に富み脆弱である。第58図には、顕微鏡下における溶結部の組織の一例を示す。

菱田川(本地域西部)・安楽川・福島川・大平川(本地域南東部)並びにそれらの主な支流沿いでは、溶



第53図 火山豆石パイプ
a. 志布志町今別府. b. 松山町川西付近. c. 松山町大続付近.

a



b



c



第54図 火山豆石を多量に含む成層構造

a. c. 松山町井手口. a. 火山豆石(白色)を多量に含む成層部の上下位に見られる
黒色の縦縞はガスパイプ. b. 志布志町十文字原. 上部は火山灰層. c. 黒い縦
縞はガスパイプ(火山豆石を多量に含む).



第55図 入戸火砕流堆積物弱溶結部の軽石レンズ 大隅町岩元. ハンマーの柄の長さは約30cm.



第56図 入戸火砕流堆積物溶結部(柱状節理)の外観 大隅町仮屋付近.

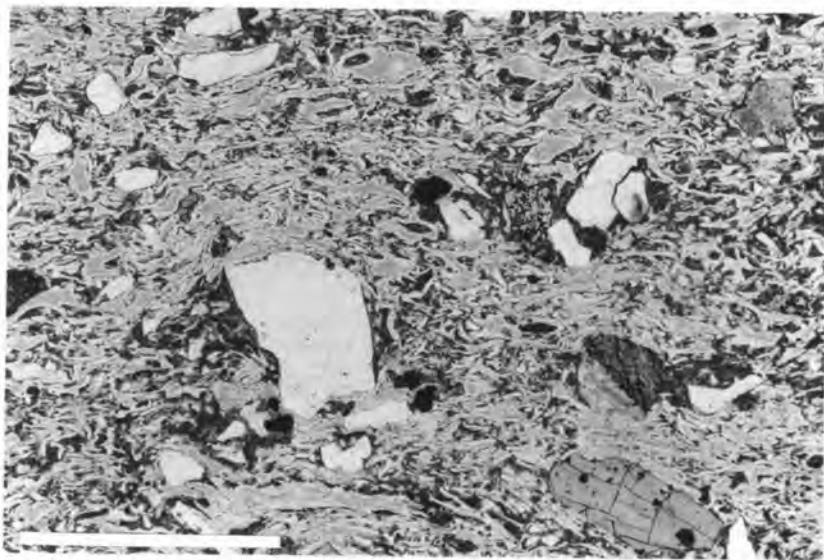


第57図 入戸火砕流堆積物溶結部とその下位の入戸火砕流堆積物非溶結部

日南市小布瀬，小布瀬の滝．滝壺周辺は日南層群南部ユニットの鱗片状フォリエーションの発達した泥岩．滝の中央部は入戸火砕流堆積物非溶結部．滝の上部が入戸火砕流堆積物溶結部．入戸火砕流堆積物非溶結部と日南層群の泥岩との間には礫層が挟まれる．滝の落差はおよそ16m．

結部を刻んで下刻が深く進行しているため溶結部の露出が良い．一方，(大淀川本地域北西部)や松山付近より上流の菱田川沿いなどでは，河床が溶結部上部のレベルに位置しているため，溶結部の上部がわずかに露出しているにすぎない．

溶結部の厚さ，溶結程度並びにこれに伴う岩相の特徴などは場所ごとに変化が著しい．安楽川上流の高岡口付近では，溶結部の厚さが約50mに達する．松山付近より下流の菱田川・安楽川・福島川・大平川沿いなど，厚い溶結部が露出している地域では強く溶結している(乾燥密度2.0以上)．強く溶結した溶結部は，河川の下刻に対して顕著な抵抗性を示す．このため，溶結部内に河床が位置している場合が少なくない．このような場合，颯穴(群)，淵や瀬，平滑な岩床など，溶結凝灰岩特有の河床地形が発



第58図 入戸火砕流堆積物溶結部の薄片写真
スケールは2mm. 単ニコル. 串間市赤池大矢取川河床. GSJ R60901

達している (第 59 図).

松山地方には、過去に溶結部から石材を採取していた場所がある。また、大隅町久保崎付近には、月野川左岸の河谷壁を構成する溶結部下部に磨崖仏 (岩屋観音) がある。

IV. 5 段丘堆積物 (主に入戸火砕流堆積物の再堆積物, t)

本地域に発達する河成段丘の多くは、入戸火砕流堆積物の開析過程の比較的早い時期に生成したものであり、入戸火砕流堆積物の上部非溶結部の層準に位置し、非輪廻性段丘の特徴を有する。段丘面の発達状態 (段数やその上下流方向への連続性) や段丘堆積物の性質などは、河川ごとに差異が認められる。

菱田川沿いでは、松山付近より下流部で特に段丘の発達が顕著である。菱田川は、流域内の地質のほとんどが入戸火砕流堆積物で占められること、すなわち、ほとんど火砕流堆積物の分布域内を流れる河川であるという点が特徴であり、このことは段丘堆積物の特徴に反映されている。すなわち、段丘堆積物は安山岩礫や軽石礫を主とする礫層・砂層・砂礫層・シルト層・粘土層などで構成され、層厚は一般に2-3m程度以内 (最大約5m) である。安山岩礫や軽石礫は、入戸火砕流堆積物に含まれる石質破片や軽石片と同質であり、入戸火砕流堆積物の非溶結部に由来することが明らかである。この種の水成堆積物は従来、二次シラスと呼ばれている。二次シラスに含まれる軽石は、一般に亜円-円礫であるが、安山岩礫は角-亜角礫が主体である。砂層や砂礫層ではしばしば斜層理が認められ、細粒砂層・シルト層・



第59図 入戸火砕流堆積物溶結部の河床地形
志布志町曲瀬上流約1.5km 尾野見川. 下流方向を望む.



第60図 二次シラス層 末吉町西福留付近.

粘土層などは通常水平に成層している。

尾野見川(安楽川の支流)沿いの段丘堆積物も、入戸火砕流堆積物に由来するいわゆる二次シラスで主に構成されている。層厚は、中原付近で最大約10mに達する。この流域の段丘堆積物には、入戸火砕流堆積物から洗い出された径2cm以下の火山豆石が多量に見いだされることがある。

安楽川・福島川・大平川などに沿う河成段丘の堆積物は、二次シラス及び四万十系の堆積岩（主に砂岩）礫層で構成される。層厚は一般に数m以内、礫は角-円礫であり、最大径は数10cmに達する。

末吉付近ではかなり広い地域で二次シラスが観察される。層厚は、一般に数m以下であるが、10m以上に達する場所もある。軽石質砂礫層・砂層・シルト層・粘土層などで構成され、特に、砂層・シルト層・粘土層などはほぼ水平な層理が顕著である（第60図）。これらの二次シラスは、顕著な段丘地形を構成して分布している場所もあるが、その分布域が地形的に不明瞭な場合も少なくない。また、二次シラスの分布高度や層相には、場所による差異が認められる。したがって、二次シラスの堆積時期や堆積過程は場所ごとに差異があると思われるが、詳細については不明な点が多いので、地質図では特に区分せず、全体を一括して表現した。

なお、末吉地域の段丘地形とその堆積物（二次シラス）は、北隣の都城地域内に広く分布する段丘及びその堆積物の南方延長である。都城地域内の段丘とその堆積物については、従来、遠藤ほか（1957）、田中（1970）、千田（1971）、木野・太田（1977）などいくつかの研究がある。しかし、従来の研究では、段丘面の認定・区分、堆積物の分布域の設定や解釈などについてかなりの差異が認められる。したがって、

この地域の段丘地形の生成過程、生成時期並びに堆積物の解釈などについては、今後更に詳細な検討が必要であると思われる。

IV. 6 新期ローム・降下火砕堆積物

入戸火砕流堆積物の上位に位置する降下軽石層、降下火山灰層、風化火山灰土壌（ローム）を一括して新期ローム・降下火砕堆積物と呼ぶ。この堆積物は沖積地を除く本地域の地表面に広く分布する。しかし、厚さが5m以下と薄いため、地質図では省略した。千田（1971）や木野・太田（1977）は、本地域の北方の都城盆地で入戸火砕流堆積物より上位の火砕堆積物を次の様に区分した。すなわち下位から、褐色ローム層・小林軽石層・暗褐色ローム層・灰青色火山灰層・黄橙色火山灰層（鬼界アカホヤ火山灰）（6,300年前；町田・新井，1978）・御池^{みいけ}軽石層・黒色火川灰層の7層である。千田（1971）や木野・太田（1977）はこれらを霧島火山新期噴出物と考えたが、前述のように鬼界カルデラ起源の噴出物も含まれる。本地域内でもこれらの火山灰層が連続し、シラス台地上をはじめ東部の山岳地域でも観察される。アカホヤより上位の火山灰はシラス台地では入戸火砕流堆積物の再堆積物（二次シラス）を覆っており、東部の山岳^{はなきり}地域でも良く観察される。鬼界アカホヤ火山灰はシラス台地（田代谷入り口、尾野見台地）や山岳地域（鼻切峠、大谷）では黄橙色の細礫大の軽石からなり、最大1mの層厚を示す。

IV. 7 沖積層 (a)

沖積層は河川に沿った沖積低地に見られる。シラス台地間に発達する谷底では沖積層の厚さは薄い。主な構成物は礫・砂・粘土・軽石・火山灰であり、礫は四万十累層群の砂岩がほとんどでありシルト岩も含まれる。大淀川、大淀川水系の迫下川・村山川・湯之尻川の低地では、特に沖積層が厚く10m以上に達する（米谷，1972）。末吉町内大淀川水系の沖積層は最大で13mの厚さに達する（住吉北方、露木・

前野, 1972). この他に沖積層は大隅町月野川・菱田川・本村川・尾野見川・安楽川・森山川・前川・串間市福島川に沿った低地に発達する. いずれも河川が山岳地形からシラス台地地形へ遷移する地点から分布が始まり, 厚さ2m以下で薄い. ボーリング資料によれば沖積層の層厚は, 末吉町仲町・湯之尻・松山町川端・京ノ峰で4-10m (露木・前野, 1972), 陣の下で4.6m (大隅土木事務所, 1992), 松山町泰野で5m, 有明町伊崎田小学校で5.8m, 串間市福島川河床で37m (九州農政局計画部, 1980) である.

本地域では沖積層の砂層は砂鉄を含むことが多く, 河口の志布志湾沿岸では砂鉄鉱床を形成している (福崎・郡山, 1954; 竹崎ほか, 1958). 菱田川・尾野見川の砂層には厚さ10cm以上の砂鉄の密集層が見られ, 尾野見川上流の内ノ野では古代製鉄の遺物が発見されている (松山町, 1971).

V. 応用地質

(佐藤喜男)

V. 1 砕石・石材・シラス

本地域には鉱物資源として有用なものはいない. 建設材料として諸塚層群・日向層群の砂岩・砂岩シルト岩互層・シルト岩砂岩互層が採掘されている. 入戸火砕流堆積物溶結部の溶結凝灰岩(灰石)が石材・建設材料として利用されている. また入戸火砕流堆積物非溶結部の火山灰及び軽石(シラス)は盛土材料(谷山・原田, 1975)や軽量骨材として, また工業用原料(諫山ほか, 1979)として素材研究・開発が行われている.

砕石

四万十累層群(砂岩・砂岩シルト岩互層・シルト岩砂岩互層): 本地域内には, かつては4カ所の砕石場があり, 志布志湾埋立工事中(昭和40-45年, 日本工業立地センター, 1972)には盛んに採掘されたが, 現在稼働中の砕石場は下記の1), 2)の2つだけである.

1) 共栄開発(株): 有明町伊崎田(第61図)

諸塚層群宮田山ユニットの塊状砂岩から採掘しており, 砂岩は砕石され, 主に生コン用骨材として利用されている. 採掘されている砂岩は見掛比重2.63, 吸水率0.28で圧縮強度試験では強度729kg/cm²を示す. 年間平均採掘量は692,600tである.

2) 末吉町営石之脇^{いしのわき}砕石場: 末吉町石之脇

日向層群田之浦ユニットのシルト岩砂岩互層から採掘しており, 通称“愛宕石”と呼ばれ砕石として道路の改修に使われている. 年間平均採掘量は12,500tである.

3) 興和石材(株): 志布志町平山



第61図 諸塚層群の砂岩の碎石場 共栄開発機, 有明町北部, 霧岳西側.

日向層群田之浦ユニットの塊状砂岩・砂岩シルト岩互層から採掘していたが、現在は稼行していない。志布志湾埋立のために開発され(木野・岸本, 1980), 年間平均採掘量 1,201,600t で本地域で最大の採掘量があった。

4) 立河内^{たちがわち}砕石場：串間市大平字立河内

日向層群内之倉ユニットの塊状砂岩・砂岩シルト岩互層から採掘していたが、現在は稼行していない。年間平均採掘量 660,295t である。

石材

石材として、松山町馬場・内ノ野南, 大隅町太田尾・有明町^{うしがきこ}牛ヶ迫にかけての菱田川の両岸に発達する入戸火砕流堆積物溶結部が採掘されている。横山(1972)によると密度2.0以上の溶結凝灰岩(灰石)が採掘の対象となっている。松山町馬場では灰石は層厚20-30mに達するが下限は確認できない。最盛期には松山町馬場では20カ所以上で採掘が行われ、平成4年まで採掘されていた(藤森石材, 年間採掘量130t, 第62図)。

シラス

各シラス台地に発達した低地では小規模のシラス採掘が各所で行われており、道路改修・盛土用に利用されている。末吉町新住吉・仮屋, 松山町川路・^{とよどめ}豊留・尾野見井手口, 大隅町太田尾, 有明町仮屋・山重・川路, 志布志町^{いまびゆう}今別府・横峰, 串間市矢床などで建設機械による大規模な採掘が行われている。



第62図 入戸火砕流溶結部(灰石)の採掘地
藤森石材採石場。松山町馬場南方約1.2kmの菱田川右岸。

a



b



第63図 日南市小布瀬北側斜面(酒谷川右岸)の地すべりの末端部

a. 上流側から撮影. 1990年(平成2年)12月. b. 地滑り防止工事後, 左岸から1992年(平成4年)2月撮影. aはbの右側.

V. 2 湧 水

本地域の湧水地として末吉町^{あおき}憶木神社・宇都谷^{うとだに}が古くから知られているが、本地域の湧水地はシラス台地に集中している。特に松山町新橋地域は湧水量の多い湧水地に恵まれており、松山・久保園・狩川等が知られている。松山(800m³/日)・久保園(300m³/日)は新橋・泰野地域の上水道の水源となっている。これらの湧水地は河川沿いの入戸火砕流堆積物の崖下に分布し、入戸火砕流堆積物からの裂か水と考えられる。憶木神社・屋敷寺などの湧水地ではシラスと四万十累層群が接している部分から湧水している。これらは入戸火砕流堆積物及びこれらの再堆積物の礫層・砂層が透水層、四万十累層群が不透水層を形成していると考えられる。

V. 3 地 す べ り

本地域東部の四万十累層群からなる山地地域では、地すべりが見られるのに対して、シラス台地の発達する西部地域では木野・太田(1977)が「都城」地域で指摘したようにシラス台地斜面崩壊が顕著である。地質図には地すべりだけを示した。

山地地域の地すべり

四万十累層群を構成する各ユニットの岩相に共通した崩壊が見られる。塊状砂岩の崩壊は非常に少ない。日南市小布瀬北側斜面(第63図)、酒谷甲から上熊燧道までの国道222号線の南側斜面、上新村から三股町に通ずる林道東側斜面では、塊状砂岩が厚いシルト岩砂岩互層を挟む場合や逆に塊状砂岩がシルト岩・シルト岩砂岩互層に挟まれて露出している斜面では地すべりが発生している。御所谷南側斜面、御在所岳西側斜面のように粗粒な塊状砂岩中に礫岩層を挟むような岩相でも、この岩相を境界として、層理面の傾斜と斜面が一致した場合は地すべりに発展している。鍋谷上流部の塊状のシルト岩からなる斜面では、狭長な沢に沿った幅5m以下の地すべりしか見られないのに対して、鍋谷最奥部・酒谷川上流部シルト岩・砂岩の礫を多量に含有しているシルト岩角礫岩層では幅10m以上の地すべりが連続して発達している。

シラス台地斜面の崩壊

シラス台地が河川によって侵食され標高差20-40mの急崖を形成している部分ではシラスが耐水性に乏しく、侵食を受けやすいため豪雨の際には崩壊が発生している。本地域でも各台地の急崖で崖面の風化したシラスの崩落、地下水の吐出に伴う崩壊(パイピング; 藤本, 1975)、落水型侵食崩壊、新期ローム・降下火砕堆積物の滑落に始まる地すべり状の崩壊(春山, 1983; 木野・太田, 1977)等が識別される。また菱田川・安楽川・福島川・四浦川・大矢取川・酒谷川の溪谷地域では、溶結凝灰岩の柱状節理に沿った転倒型の崩壊がみられる。

文 献

- 荒牧重雄 (1969) 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物. 地質雑, vol. 75, p.425-442.
- (1983) 始良カルデラと入戸火砕流. 月刊地球, vol.5, p.83-92.
- Aramaki, S. (1984) Formation of the Aira Caldera, southern Kyushu, -22,000 years ago. *Jour. Geo-Phys. Res.*, vol.89, no.B10, p.8485-8501.
- 荒牧重雄・宇井忠英 (1966) 阿多火砕流と阿多カルデラ. 地質雑, vol.72, p.337-349.
- Aramaki, S. and Ui, T. (1966) The Aira and Ata Pyroclastic flows and related calderas and depressions in southern Kyushu, Japan. *Bull. volcanol.*, vol.29, p.29-47.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Ronz, H. eds., *Proc. 1st Int. Conf. planktonic Microfossils. Genova, 1967*, E. J. Brill, Leiden, p.199-422.
- (1979) The Cainozoic Globigerinida, 3 vols., E. J. Brill, Leiden, 1413p.
- 千田 昇 (1971) 都城盆地の地形発達史 - とくに始良軽石流堆積後 -. 東北地理, vol.23, p.102-109.
- 地質調査所 (1992) 100 万分の 1 日本地質図, 第 3 版.
- 遠藤 尚 (1961) 宮崎県都城盆地東縁部における未詳層の層序学的研究. 宮崎大学芸紀要, vol.12, p.23-31.
- ・宮脇 繁・大崎純二・木原貞夫 (1957) 宮崎県中部及び南西部の段丘について. 宮崎大学芸時報, vol.1, p.124-154.
- 藤本 廣 (1975) シラスの侵食とパイピング現象の問題点. 土と基礎, vol.23, no.2, p.41-48.
- 福岡重春・郡山 栄 (1954) 未利用鉄資源 I, 第 2 部, 砂鉄鉱床調査各論 (鹿児島県), p.290-294, 通商産業省.
- 郷原保真・小森長生 (1962) いわゆる“シラス”灰石について. 資源科学研究所彙報, no. 56-57, p.137-147.
- 春山元寿 (1983) 南九州しらす地帯の豪雨による斜面崩壊 (特に宅地造成地の災害を中心に). 土と基礎, vol.31, no.1, p.105-106.
- 橋本 勇 (1961) 宮崎県延岡市付近の時代未詳層群の層序と構造 - とくに古第三系日向層群と延岡・紫尾山構造線について -. 九大教養地学研報, vol.7, p.37-56.
- (1962) 九州南部における時代未詳層群の総括. 九州教養地学研報, vol.9, p.13-69.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男 (1971) 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質雑, vol.77, p.207-220.
- ・———・——— (1975) 九州四万十帯の構造区分. 地団研専報, no.19, p.179-189.
- ・———・———・神戸信和・小野晃司 (1982) 諸塚山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 71p.
- ・———・———・小野晃司 (1979) 神門地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図

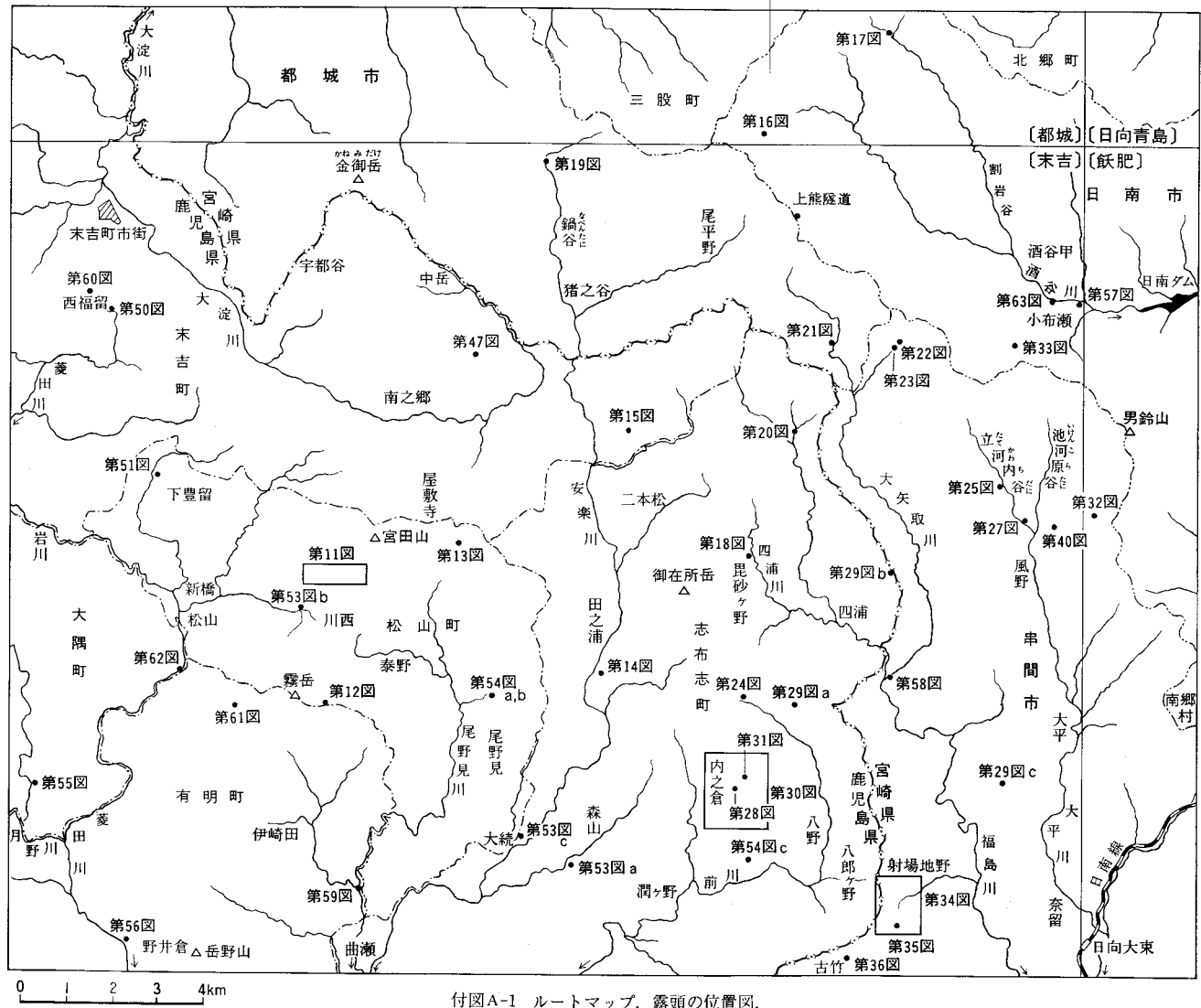
- 幅), 地質調査所, 44p.
- 今井 功・寺岡易司・小野晃司・松井和典・奥村公男 (1980) 50万分の1地質図幅「鹿児島」. 第2版.
 諫山幸男・陣内幸夫・今川耕治・小林和夫・梅林正気・松田応作 (1979) 工業材料としてのシラス-工業化の動向-, 開発の歴史, シラスバルーン, シラスバルーン・アルミニウム複合材 (SBAC), サヤロン系窒化物, シラスガラス繊維. 工業材料, vol.27, no.1, p.85-104.
- 加藤高政 (1985) 日南層群の層位的研究. 東北大地質古生物研邦報, no.87, p.1-23.
 ———・中川久夫・尾田太良・長谷川四郎・安田尚登 (1984) 日南層群の層序と構造 (予報). 斎藤常正ほか編, 日本の古第三系の生層序と国際対比, 山形大理学部, p.113-130.
- 勘米良亀齡 (1977) 地向斜堆積物におけるオリストストロームとその認定. 地団研専報, no.20, p.145-159.
 ———・佐々木正己 (1977) 四万十帯都井岬近傍のオリストストローム. 日本地質学会第84年大会演旨, p163.
- 木越邦彦・福岡孝昭・横山勝三 (1972) 始良カルデラ妻屋火砕流の¹⁴C年代. 火山, 第2集, vol.17, p.1-8.
- Kimura, K and Hori, R. (1993) Offscraping accretion of Jurassic chert-clastic complexes in the Mino-Tanba Belt, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, vol.15, p.145-161
- 木村克己・巖谷敏光・三村弘二・佐藤喜男・佐藤岱生・鈴木祐一郎・坂巻幸雄 (1991) 尾鈴山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 137p.
- 木野義人 (1958) 5万分の1地質図幅「日向青島」及び同説明書. 地質調査所, 63p.
 ——— (1959a) 5万分の1地質図幅「飢肥」及び同説明書. 地質調査所, 28p.
 ——— (1959b) 5万分の1地質図幅「都井岬」及び同説明書. 地質調査所, 18p.
 ——— (1968) 都城盆地水理地質図および同説明書. 日本水理地質図, no.15, 地質調査所, 10p.
 ———・岸本文男 (1980) 鹿児島県志布志町内之倉地区の砕石資源. 砕石資源調査報告書 (昭和54年度). p.43-53.
 ———・太田良平 (1977) 都城地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 45p.
- Kobayasi, T., Hayakawa, Y. and Aramaki, S. (1983) Thickness and grain size distribution of the Osumi pumice fall deposit from the Aira caldera. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, ser. 2, vol. 28, p.129-139
- 黒田秀隆・松本達郎 (1942) 日向南部の地質学的研究 (予報) -特に油津町を中心として. 地質雑, vol.49, p.255-256.
- 九州活構造研究会編 (1989) 九州の活構造. 東京大学出版会, 553p.
- 九州農政局計画部 (1980) 宮崎・鹿児島地区水理地質図説明書 (付: 宮崎・鹿児島地区水理地質図), 138P.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラアカホヤ火山灰. 第四紀研究 vol.17, p.143-163.
 ———・——— (1992) 火山灰アトラス「日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 276p.
- 前李英明・中田 高 (1989) 末吉. 九州活構造研究会編, 九州の活構造, 東京大学出版会, p.486-487.

- 丸山茂徳・瀬野徹三 (1985) 日本列島周辺のプレート相対運動と造山運動. 科学, vol.55, p.32-41.
- 松山町 (1971) 松山町郷土史. 松山町郷土史編纂委員会編, 407p.
- 村田明広 (1991) 九州四万十帯, 内ノ八重層の作るデュプレックス構造と内ノ八重クリッペ. 地質雑, vol.97, p.39-52.
- (1992) 九州四万十帯, 日向層群の作るデュプレックス構造. 徳島大教養紀要 (自然科学), vol.26, p.59-75.
- 中川久夫・遅沢壮一・相田吉昭・加藤高政 (1983) 琉球弧の崩壊堆積構造について (予報). 日本地質学会西日本支部編集委員会編・日本地質学会西日本支部第100回例会シンポジウム論文集「島弧と大陸との関連からみた九州の構造発達史」, p.77-82.
- Nakaseko, K. and Nishimura, A. (1981) Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan. *Sci. Rept. Coll. Gen. Educ. Osaka Univ.*, vol. 30, p. 133-203.
- 日本工業立地センター (1972) 志布志地域地質地盤調査報告書, -志布志湾地域の地質-, p. 11-37.
- Nishi, H. (1985) Litho- and biostratigraphy of the Oligocene-Miocene Nichinan Group in the Miyazaki Prefecture, Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 25, p. 289-317
- 西 弘嗣 (1987) 浮遊性有孔虫化石帯区分による日向層群田代層の構造解析—付加体の構造解析の一例—. 九大理研報 (地質), vol.15, p.59-81.
- Nishi, H. (1988) Structural analysis of the Shimanto Accretionary Complex, Kyushu, Japan, based on planktonic foraminiferal zonation. *Tectonics*, vol.7, p.641-652
- (1992) Planktonic foraminiferal biostratigraphy of Middle Eocene to Early Oligocene rocks in southern Kyushu, Japan. In Ishizaki, K. and Saito, T. eds., *Centenary of Japanese Micropaleontology*, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, p.143-174.
- 小川内良人・岩松 暉・日邊暁子 (1984) 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. 鹿児島大理紀要 (地学・生物学), no.17, p.67-88.
- Okada, H. (1971) Classification of sandstone: Analysis and proposal. *Jour. Geol.*, vol.79, p.509-525.
- 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.
- 奥村公男・寺岡易司 (1988) 鶴御崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 36p.
- ・———・杉山雄一 (1985) 蒲江地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 58p.
- 大隅土木事務所 (1992) 緊急地方道路整備工事飯野松山都城線ボーリング資料, 陣之下橋, no.1-3.
- 太田良平・木野義人 (1965) 5万分の1地質図幅「志布志」及び同説明書. 地質調査所, 25p.
- 大塚専一 (1900) 20万分の1地質図幅「宮崎」及び同説明書, 地質調査所, 31p.
- 大山 桂 (1952) 海産貝類の垂直分布について. 貝類学雑誌, vol.17, p.27-35.
- Pessagno, E. A. (1977) Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges. *Cushman Foundation for Foraminiferal Re-*

- search Spec. Pub., no. 15, 87p.
- Renz, G. W. (1974) Radiolaria from Leg 27 of the Deep Sea Drilling Project. *Initial Repts. Deep Sea Drill. Proj.*, vol.27, p.769-841
- 斎藤 眞・杉山和弘・佐藤喜男 (1993) 鹿児島県東部の四万十層群から産出した白亜紀放射虫化石とその地質学的意義. 地質雑, vol.99, p.1037-1040.
- 酒井治孝 (1988a) 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストストローム I. 崩壊前の堆積環境と層序の復元. 地質雑, vol.94, p.733-747.
- (1988b) 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストストローム II. 巨大海底地滑りによる変形構造とその形成過程. 地質雑, vol.94, p.837-853.
- (1988c) 岬オリストストローム帯の成因と高千穂変動の再検討. 地質雑, vol.94, p.945-961.
- 坂井 卓 (1983) 四万十帯外縁オリストストロームの形成場と西南日本・フィリピン海プレートの呼応関係. 日本地質学会西日本支部編集委員会編, 日本地質学会西日本支部第100回例会シンポジウム論文集「島弧と大陸との関連からみた九州の構造発達史」, p.83-88.
- (1985) 南九州日南層群の地質と四万十帯外縁オリストストローム帯の形成過程. 構造地質研究会・砕屑性堆積物研究会編, 構造地質研究会・砕屑性堆積物研究会合同シンポジウム「“スランプ相”の形成とテクトニクス-未固結堆積物の変形に関する諸問題-」, p.95-116.
- ・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の層序・構造的位置. 九大理研報 (地質), vol.14, p.31-48.
- ・艸場 敬 (1989) 南九州上部四万十層群の形成環境と前弧モデルの吟味. 堆積学研究会会報, vol.30, p.1-16.
- ・———・西 弘嗣・小守道郎・渡辺正幸 (1987) 宮崎県日南地域の四万十帯オリストストローム-特にオリストリスの変形構造と配置の機構について-. 九大理研報 (地質), vol.15, p.167-199.
- ・西 弘嗣・斎藤常正・中世古幸次郎・西村明子 (1984) 九州四万十帯古第三系の微化石層序. 斎藤常正ほか編, 日本の古第三系の生層序と国際対比. 山形大理学部, p.95-112.
- Schaaf, A. (1981) Late Early Cretaceous Radiolaria from Deep Sea Drilling Project Leg 62. *Initial Repts. Deep Sea Drill. Proj.*, vol.62, p.419-470.
- 首藤次男 (1962) 九州の最新統諸唐の吟味-対比の基礎 (九州の最新統の地史学的研究-II). 地質雑, vol.68, p.301-312.
- (1963) 日南層群の地史学的研究 - 特に高千穂変動について -. 九大理研報 (地質), vol.6, p.135-166.
- Smith, R. L. (1960) Ash flows. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol.71. p. 795-842
- Sugiyama, K. and Saito, M. (1994) Paleogene radiolarians from the Hyuga and Nichinan Groups in the Sueyoshi district, Southeastern Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Surv. Japan*, vol. 45(in press)
- 竹下 徹 (1982) 宮崎県南那珂山地北部の四万十層群の層序と構造. 地質雑, vol.88, p.1-18.

- 竹崎徳男・大城健次・栗正賢一・溝口道明（1958）未利用鉄資源Ⅴ,第1部砂鉄鉱床調査各論（鹿児島県）, p.191-195, 通商産業省.
- 田村 実・原田正史（1971）九州四万十帯からの貝化石. 熊本大教育紀要, no.19, p.44-48.
- 田中真吾（1970）都城盆地の地形発達史. 神戸大教養人文学会論集, no.8, p.1-30.
- Taneda, S. (1954) Geological and Petrological studies on the "Shirasu" in South Kyushu, Japan, Part I. Preliminary Note. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D*, vol.4, p.167-177
- 谷山和則・原田博介（1975）シラス地域における切土・盛り土の施工例—九州縦貫道・加治木—薩摩吉田間の土工工事. 土と基礎, no.2, vol.123, p.49-56.
- 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, vol.83, p.795-810.
- （1979）砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. 地質雑, vol.85, p.753-769.
- ・奥村公男（1992）四万十帯北帯の構造区分と白亜系砂岩組成. 地質学論集, no.38, p.261-270.
- ・———・村田明広・星住英夫（1990）佐伯地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）. 地質調査所, 78p.
- Thurrow, J.(1988) Cretaceous radiolarians of the North Atlantic Ocean : ODP Leg 103 (Sites 638, 640 and 641) and DSDP Legs 93 (Site 603) and 47B (Site 398). *Proc. Ocean Drill. Prog., Sci. Results*, vol. 103, p. 379-418
- Tsuchi, R., Shuto, T. and Ibaraki, M. (1987) Geologic ages of the Ashiya Group, North Kyushu from a viewpoint of planktonic foraminifera. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, vol.21, p.109-119.
- 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, vol.85, p.445-454.
- 津久井雅志・荒牧重雄（1990）始良火砕噴火のマグマ溜り. 火山, 第2集, vol.35, p.231-248.
- 露木利貞・早坂祥三・前野昌徳・大木公彦・粉倉克幹（1970）鹿児島県十三塚原地域の地質—いわゆるシラス台地の地質構造の一形式. 鹿児島大理紀要（地学・生物学）, no.3, p.93-104.
- ・前野昌徳（1971）5万分の1表層地質図「岩川」及び同説明書. 土地分類基本調査「岩川」, 鹿児島県, p.2-7.
- ・———（1972）5万分の1表層地質図「末吉」及び同説明書. 土地分類基本調査「末吉」, 鹿児島県, p.3-6.
- ・———・郡山 栄（1972）5万分の1表層地質図「鹿屋・志布志」及び同説明書. 土地分類基本調査「鹿屋・志布志」, 鹿児島県, p.5-10.
- 横山勝三（1970）始良カルデラ北方の入戸火砕流堆積物とその地形. 地理評, vol.43, p.464-482.
- （1972）始良カルデラ入戸火砕流の流動・堆積機構. 東京教育大地理研報, vol.XVI, p.127-167.
- Yokoyama, S. (1974) Mode of movement and emplacement of Ito pyroclastic flow from Aira caldera Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku Sec. C*, vol.12, p.17-62.

- 横山勝三 (1978) 入戸火砕流堆積物中の火山豆石からなるパイプ構造について (講演要旨). 火山, 第2集, vol.23, p.287-288.
- (1981) 火砕流とその災害. 地理, vol.26, no.6, p.78-87.
- (1985) 大規模火砕流堆積物の地形—その特性と問題点—. 地形, vol.6, p.131-152.
- (1987) 九州における大規模火砕流の噴火とその堆積物. 地形, vol.8, p.249-267.
- (1988) 大規模火砕流堆積物の開析過程の研究. 昭和60-62年度科学研究費補助金 (一般研究C) 研究成果報告書, p.1-16.
- (1992) 入戸火砕流堆積物の分布北限. 火山学会講演予稿集, 1992, no.2, p.116.
- 米谷静二 (1960) 南九州のシラス地域の分類と土地利用・資源科学研究所彙報, no.52-53, p.76-83.
- (1972) 5万分の1地形分類図「末吉」及び同説明書. 土地分類基本調査「末吉」, 鹿児島県, p.1-2.



付図A-1 ルートマップ、露頭の位置図。

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50.000

Kagoshima (15) No. 90



GEOLOGY

OF THE

SUEYOSHI DISTRICT

By

Makoto SAITO, Yoshio SATO and Shozo YOKOYAMA

(Written in 1993)

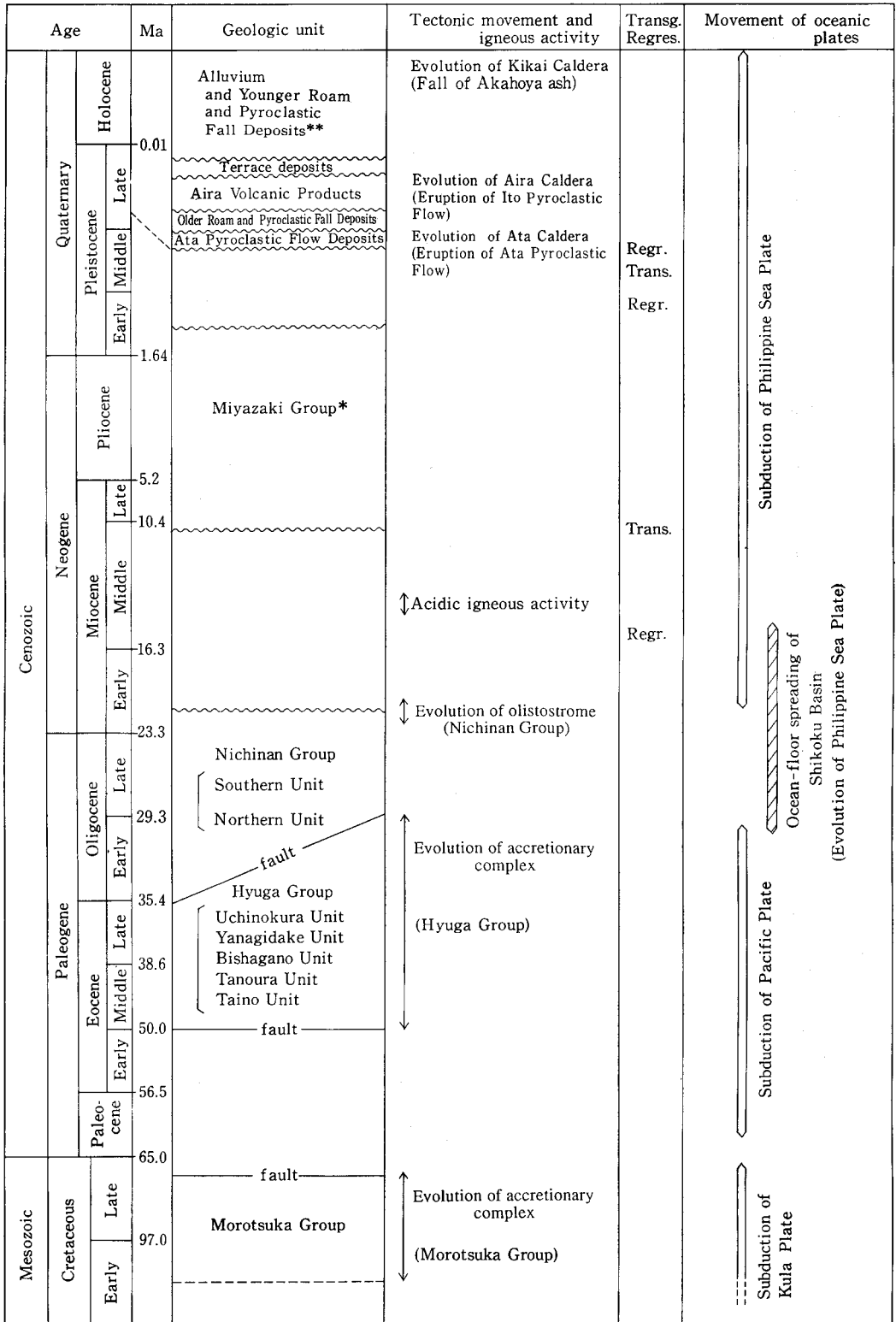
(ABSTRACT)

The Sueyoshi district being composed of southwestern part of the Miyazaki Prefecture and eastern part of the Kagoshima Prefecture, is situated in the southeastern Kyushu and geologically belongs to the Shimanto Terrane of the Outer Zone of Southwest Japan. Eastern part of the district occupying the southwestern part of Wanitsuka Mountains, is underlain by Cretaceous to earliest Miocene Shimanto Supergroup. While western part of the district includes Late Pleistocene Aira pyroclastic rocks and other Quaternary deposits. Fig. 1 shows a summary of general geology and tectonic history of the district.

CRETACEOUS, PALEOGENE, AND EARLIEST NEOGENE

The Shimanto Terrane of Kyushu is roughly divided into the Northern and Southern Belts by the Nobeoka Thrust dipping north. The Northern Belt comprises Cretaceous Morotsuka Group. While the Southern Belt is divided into northern and southern subbelts, containing the Eocene to Early Oligocene Hyuga Group and the Oligocene to earliest Miocene Nichinan Group respectively. The Cretaceous Morotsuka Group overlies the Hyuga group as a thrust sheet, but its distribution is restricted to a few areas. Fig. 2 shows the tec-

Fig. 1 Summary of the Geology in the Sueyoshi district.



* unexposed in the district

** omitted on the map

tonic division of the Sueyoshi district.

Morotsuka Group

The group is an accretionary complex, and occurs in the western part of the district. It is thrust over the Hyuga Group by the Miyadayama Thrust which is considered to be an extension of the Nobeoka Thrust. It consists mainly of sandstone with interbedded sandstone and siltstone, along with disrupted greenstone and red mudstone in the lower part, near the Miyadayama Thrust. Based on radiolaria, mineral composition of sandstone and structural position, the upper part of the group is correlated with the Late Cretaceous Kamae Subgroup.

Hyuga Group

The Hyuga Group originated from an accretionary complex of Middle Eocene to Early Oligocene age. It is well exposed in the central to eastern part of the district with an E-W to NE-SW strike. Many thrust faults cut the Hyuga Group to form an imbricate structure. The Hyuga Group is thrust over the Nichinan Group by the Ohira Thrust. The group is lithologically divided into five units, i. e., the Uchinokura, Yanagidake, Bishagano, Tanoura and Taino Units. They are bounded by the Oyatori, Youra, Nihonmatsu and Yashikidera Thrusts respectively.

The Taino Unit: It consists of siltstone, siltstone-predominant interbedded sandstone and siltstone and mixed rocks, being composed of sandstone, siltstone, siltstone breccia and mudstone. The unit is characterized by intense deformation.

The Tanoura Unit : It consists of sandstone, interbedded sandstone and siltstone, along with siltstone and siltstone breccia.

The Bishagano Unit: It is composed of siltstone and siltstone breccia with a few sandstone beds. The siltstone breccia is characterized by siltstone clasts and siltstone matrix along with sandstone clasts or blocks.

The Yanagidake Unit: It is composed mainly of sandstone and accompanied by interbedded sandstone and siltstone. The sandstone characteristically contains conglomerate beds.

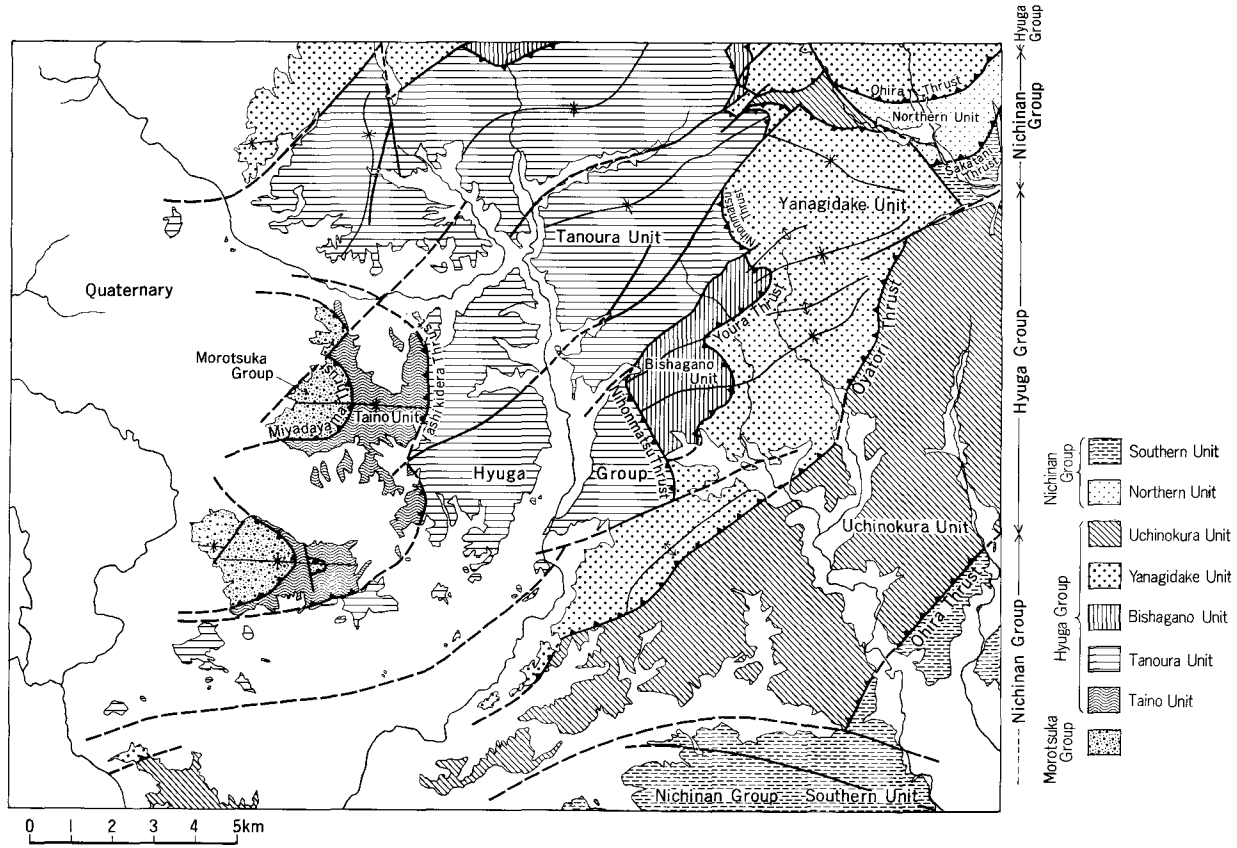
The Uchinokura Unit: It consists of sandstone, siltstone, and sandstone-predominant interbedded sandstone and siltstone, with an imbricate structure defined by thrusts, intercalating reddish mudstones with greenstone blocks. These mudstones have good extensions, and could be used as marker beds for structural studies.

Many radiolarians obtained from siltstone of the Hyuga Group indicate Middle to Late Eocene age, while radiolarians from reddish mudstone of Uchinokura Unit indicate an older age, i. e. latest Paleocene to Early Eocene.

Geological structure of the Morotsuka and Hyuga Groups

The Morotsuka and Hyuga Groups are folded into a broad synform that trends E-W to NE-SW and plunges west to southwest in the southwestern part of the Wanitsuka Mountains. The Morotsuka Group and the Hyuga Group are tectonically divided into three parts, the Morotsuka Group and the Taino Unit, the Tanoura, Bishagano, Yanagidake Units and Uchinokura Unit. The Morotsuka Group is folded with folds plunging towards west as well as the Taino Unit. The Tanoura, Bishagano and Yanagidake Units have several northwest trending folds. The Uchinokura Unit is folded by a gentle synform plunging to the west.

Fig. 2 Tectonic divisions of the Sueyoshi district.



Nichinan Group

The Nichinan Group is composed of Early Oligocene to earliest Miocene sediments of an accretionary complex and associated slope basin, showing gravity sliding sediments. These sediments of the group were accreted in Early Miocene. The group is distributed in the Wanitsuka Mountains and is divided into the Northern and Southern Units by its lithology. The Northern Unit is mainly composed of sandstone, and has limited distribution in the northeastern part of the Sueyoshi district, while the Southern Unit is composed of mudstone and siltstone with sandstone dominant large masses, and is widely distributed in the northeastern and southeastern parts of the district. The Northern Unit is thrust over the Southern Unit by Sakatani Thrust. The Southern Unit is lithologically divided into mudstone dominant lower part and sandstone dominant upper part, the latter rests conformably upon the former.

Many planktonic foraminifera obtained from the Southern Unit indicate Early Oligocene to earliest Miocene age. Sandstone of the upper part of the Southern Unit yielded molluscan fossil assemblages, belonging to Ashiya fauna and were assigned late Early Oligocene age.

QUATERNARY

Quaternary deposits consist of Late Pleistocene pyroclastic rocks and Alluvium. The Late Pleistocene deposits are composed of the Ata Pyroclastic Flow Deposits, Older Pyroclastic Fall Deposits, Aira Volcanic Products, terrace deposits and reworked deposits of the Ito Pyroclastic Flow Deposits. Among the Quaternary deposits the Aira Pyroclastic Rocks are very well distributed throughout the district. The Ata Pyroclastic Flow Deposits and Older Pyroclastic Fall Deposits older than the Ito Pyroclastic Flow Deposits have very limited distribution, and are not shown on the geologic map. After the deposition of the Ito Pyroclastic Flow Deposits, several loam were broadly deposited, but because of their thinness, they are not indicated on the geologic map.

Aira Volcanic Products

Aira Volcanic Products erupted from the Aira Caldera, northern part of Kagoshima Bay, southern Kyushu, about 22,000 years ago. They are composed of the Osumi Pyroclastic Fall Deposits and Ito Pyroclastic Flow Deposits. The Osumi Pyroclastic Fall Deposits are not drawn on the geologic map because of their very limited distribution. The Ito Pyroclastic Flow Deposits occupy the western part of the district and the low land area from the central to eastern part and is more than 130 m thick in the west. They are divided into rhyolite welded tuff (Haiishi), and non-welded deposits of rhyolite ash and pumice (Shirasu). Welded tuff is mainly exposed along the Hishida and Anraku-Gawa Rivers.

ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

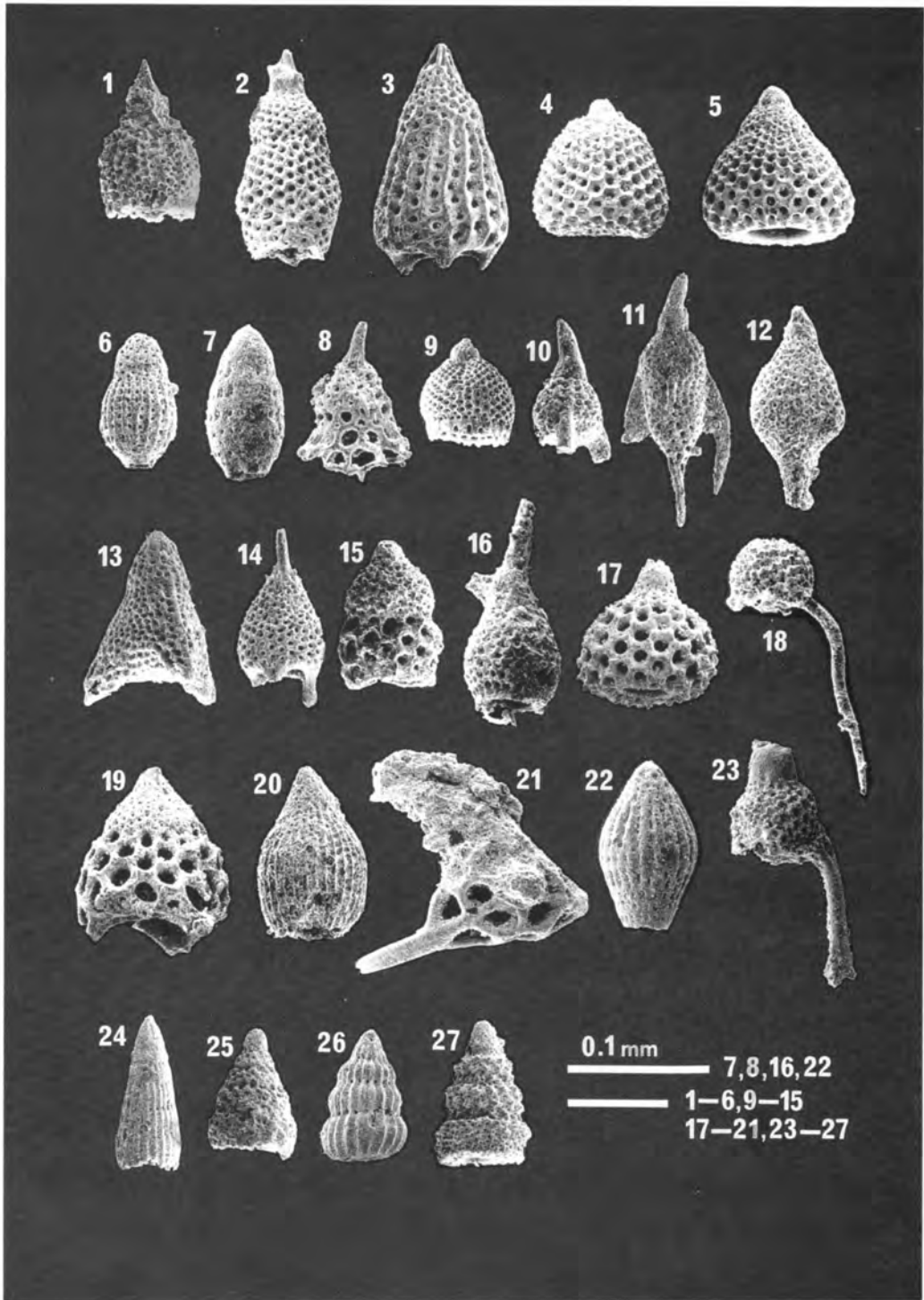
There is no mine and no hot spring in the Sueyoshi district. However there are several quarries and springs. Two quarries distributed in sandstone of the Shimanto Supergroup are in operation and produce pavements and crushed stones for concrete aggregate. Welded tuff

(Haiishi) of the Ito Pyroclastic Deposits has been quarried as building stone, and ash and pumice (Shirasu) are quarried as fill or for road works.

Springs are mainly distributed in welded tuff province of Ito Pyroclastic Flow Deposits. Other springs are distributed at contacts of Ito Pyroclastic Flow Deposits and Shimanto Supergroup.

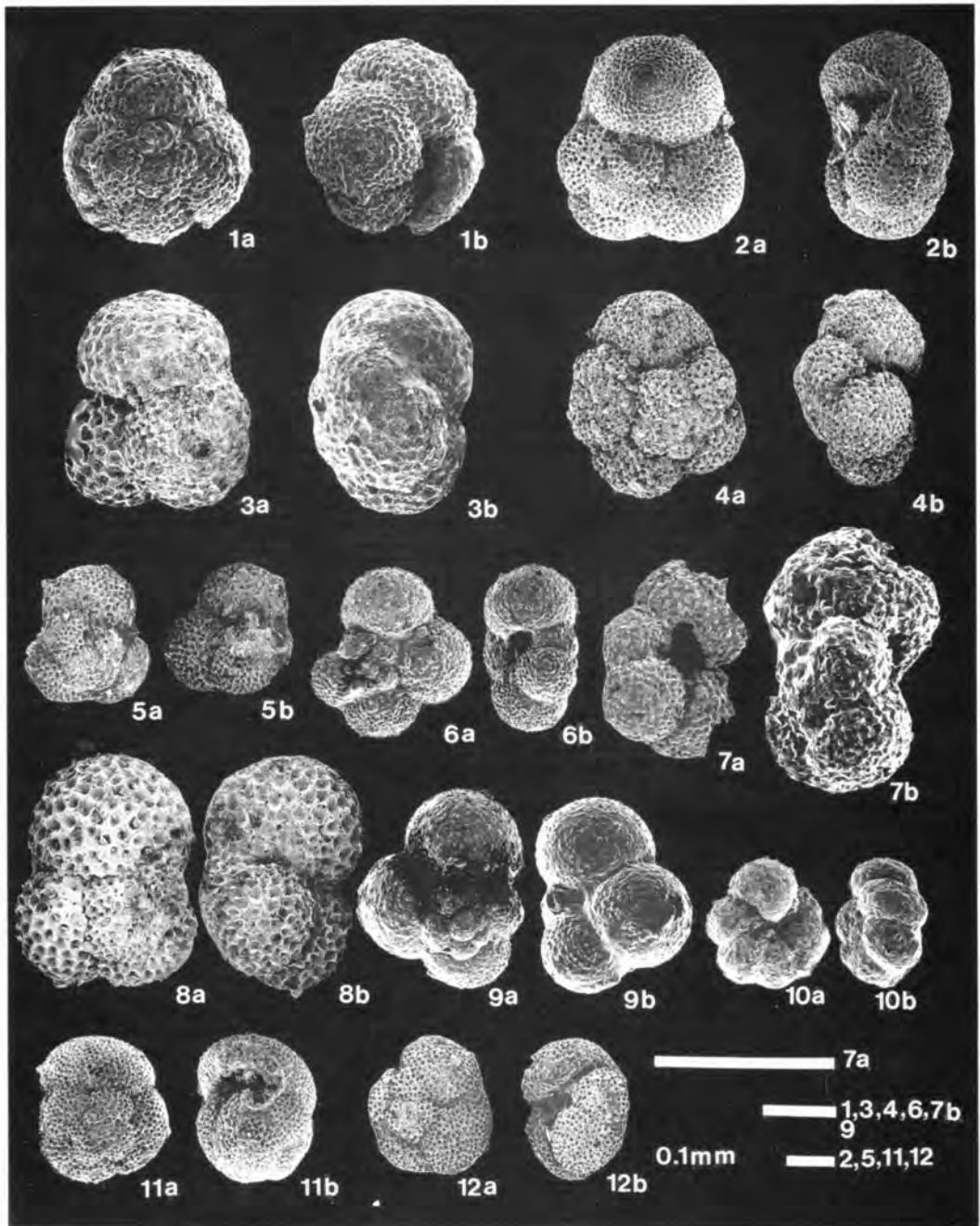
第 I 図版 末吉地域及びその周辺地域で産出した放散虫化石

1. <i>Theocyrtis tuberosa</i> Riedel	GSJ F14638/GSJ R59577
2. <i>Podocyrtis (Lampterium) mirabilis</i> Sugiyama and Saito	GSJ F14597/GSJ R59570
3. <i>Podocyrtis (Larnpterium) mitra</i> Ehrenberg	GSJ F14603/GSJ R59569
4. <i>Lophocyrtis(?) cavifundus</i> Sugiyama and Saito	GSJ F14604/GSJ R59557
5. <i>Theocotylissa ficus</i> (Ehrenberg)	GSJ F14610/GSJ R59567
6. <i>Dictyoprora mongolfieri</i> (Ehrenberg)	GSJ F14615/GSJ R59570
7. <i>Dictyoprora urceolus</i> (Haeckel)	GSJ F14616/GSJ R59570
8. “ <i>Clathrocyclas</i> ” <i>universa</i> Clark and Campbell	GSJ F14619/GSJ R59570
9. <i>Calocyclas hispida</i> (Ehrenberg)	GSJ F14620/GSJ R59569
10. <i>Sethochyrtis babylonis</i> (Clark and Campbell)	GSJ F14621/GSJ R59570
11. <i>Rhopalocanium ornatum</i> Ehrenberg	GSJ F14622/GSJ R59593
12. <i>Eusyringium fistuligerum</i> (Ehrenberg)	GSJ F14623/GSJ R59570
13. <i>Lithochyrtis vespertilio</i> Ehrenberg	GSJ F14633/GSJ R59567
14. <i>Thyrsocyrtis (Thyrsocyrtis) rhizodon</i> Ehrenberg	GSJ F14626/GSJ R59570
15. <i>Thyrsocyrtis (Thyrsocyrtis) bromia</i> Ehrenberg	GSJ F14627/GSJ R59585
16. “ <i>Lophophanea</i> ” <i>auriculaleporis</i> Clark and Campbell	GSJ F14628/GSJ R59609
17. <i>Calocycloma ampulla</i> (Ehrenberg)	GSJ F14629/GSJ R59570
18. <i>Tristylopyris tricerus</i> (Ehrenberg)	GSJ F14614/GSJ R59577
19. <i>Thyrsocyrtis (Pentalacorys) triacantha</i> (Ehrenberg)	GSJ F14634/GSJ R59570
20. <i>Podocyrtis (Podocyrtis) papalis</i> Ehrenberg	GSJ F14637/GSJ R59569
21. <i>Dictyophimus craticula</i> Ehrenberg	GSJ F14639/GSJ R59607
22. <i>Buryella tetradica</i> Foreman	GSJ F14632/GSJ R59559
23. <i>Bekoma bidartensis</i> Riedel and Sanfilippo	GSJ F14636/GSJ R59559
24. <i>Archaeodictyomitra</i> sp. cf. <i>A. simplex</i> Pessagno	GSJ R59611
25. <i>Amphipyndax mediocris</i> (Tan Sin Hok)	GSJ R59611
26. <i>Dictyomitra</i> sp.	GSJ R59611
27. <i>Novixitus</i> sp.	GSJ R59611



第Ⅱ図版 末吉地域及びその周辺地域で産出した浮遊性有孔虫化石

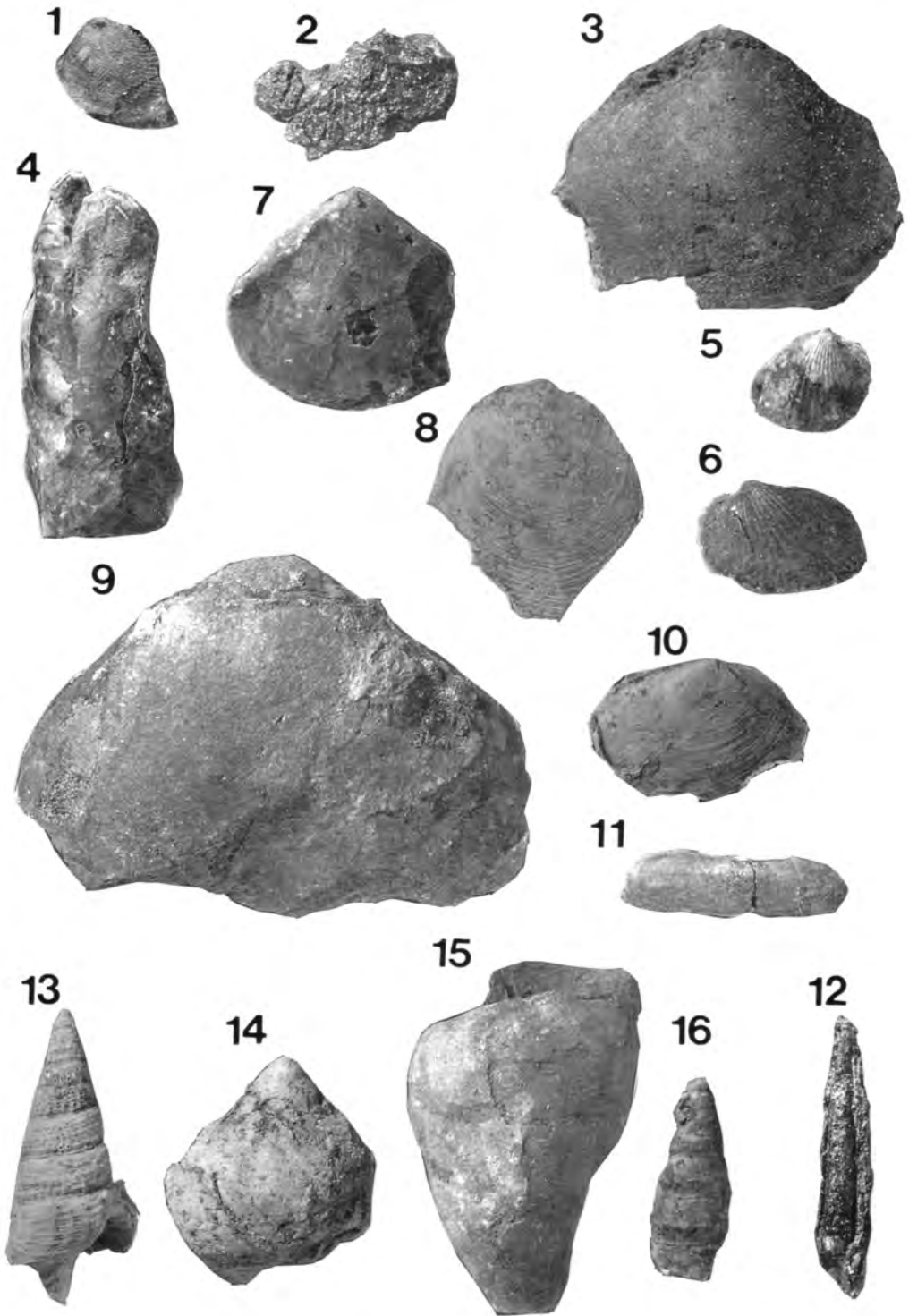
1. *Catapsydrax unicavus* Bolli, Leobilich and Tappan
a : 螺旋側面, b : 端側面, GSJ R59612
2. *Dentoglobigerina galavisi* (Bermúdez)
a : 螺旋側面, b : 端側面, GSJ R59616
3. *Globigerina yeguaensis* Weinzierl and Applin
a : 螺旋側面, b : 端側面, GSJ R59616
4. *Globigerina angustiumbilitata* Bolli
a : 螺旋側面, Fig, b : 端側面, GSJ R59612
5. *Dentoglobigerina pseudovenezuelana* (Blow and Banner)
a : 臍側面, b : 端側面, GSJ R59616
6. *Globigerina angulisuturalis* Bolli
a : 螺旋側面, b : 端側面, GSJ R59618
7. *GJobi-erina praebulloides* Blow
a : 臍側面, b : 端側面, GSJ R59613
8. *Globigerinoides immaturus* LeRoy
a : 螺旋側面, b : 端側面, GSJ R59616
9. *Globigerinita glutinata* (Egger)
a : 螺旋側面, b : 端側面, GSJ R59624
10. *Turbotalia pseudokugleri* (Blow)
a : 臍側面, b : 端側面, GSJ R59557
11. *Globigeina euapertura* Jenkins
a : 螺旋側面, b : 端側面, GSJ R59616
12. *Paragloborotalia optima optima* (Bolli)
a : 螺旋側面, b : 端側面, GSJ R59616



第Ⅲ図版 末吉地域及びその周辺地域で産出した軟体動物化石

写真はすべて原寸大

1. *Acila (Truncacila) ashियाensis* Nagao
産地 : L1
2. *Chlamys* sp. cf. *C. ashियाensis* (Nagao)
産地 : L4
3. *Glycymeris cisshuensis* Makiyama
産地 : L3
4. *Crassostrea sakitoensis* (Nagao)
産地 : L4
5. *Cyclocardia subnipponica* (Nagao)
産地 : L1
6. *Megacardita japonica* Mizuno
産地 : L1
7. *Pitar* sp. cf. *P. ashियाensis* (Nagao)
産地 : L4
8. *Phacosoma* sp. cf. *P. chikuzenensis* (Nagao)
復元外形雄型, 産地 : L3
9. *Meretrix* sp.
産地 : L3
10. *Macoma nagaoui* Hirayama
復元外形雄型, 産地 : L1
11. *Cultellus izumoensis* (Yokoyama)
産地 : L4
12. *Dentalium* sp. cf. *D. ashियाensis* (Nagao)
産地 : L4
13. *Cerithidea* sp.
復元外形雄型, 産地 : L4
14. *Euspira ashियाensis* (Nagao)
復元外形雄型, 産地 : L3
15. *Fulgoraria (Psephaea?)* sp. cf. *F. shutoi* Shikama
産地 : L4
16. *Orectospira* sp. cf. *O. wadana* (Yokoyama)
復元外形雄型, 産地 : L4



文献引用例

齋藤 眞・佐藤喜男・横山勝三・(1994) 末吉地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の
1 地域図幅), 地質調査所, 111p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCES

Saito, M., Sato, Y. and Yokoyama, S.(1994) *Geology of the sueyoshi district*. With
Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 111p. (in Japanese with
English abstract 6p.)

平成6年3月18日 印刷

平成6年3月22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 小林 銀二

印刷所 泰成印刷株式会社

墨田区両国3-1-12

© 1994 Geological Survey of Japan