

地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
鹿児島(15)第60号

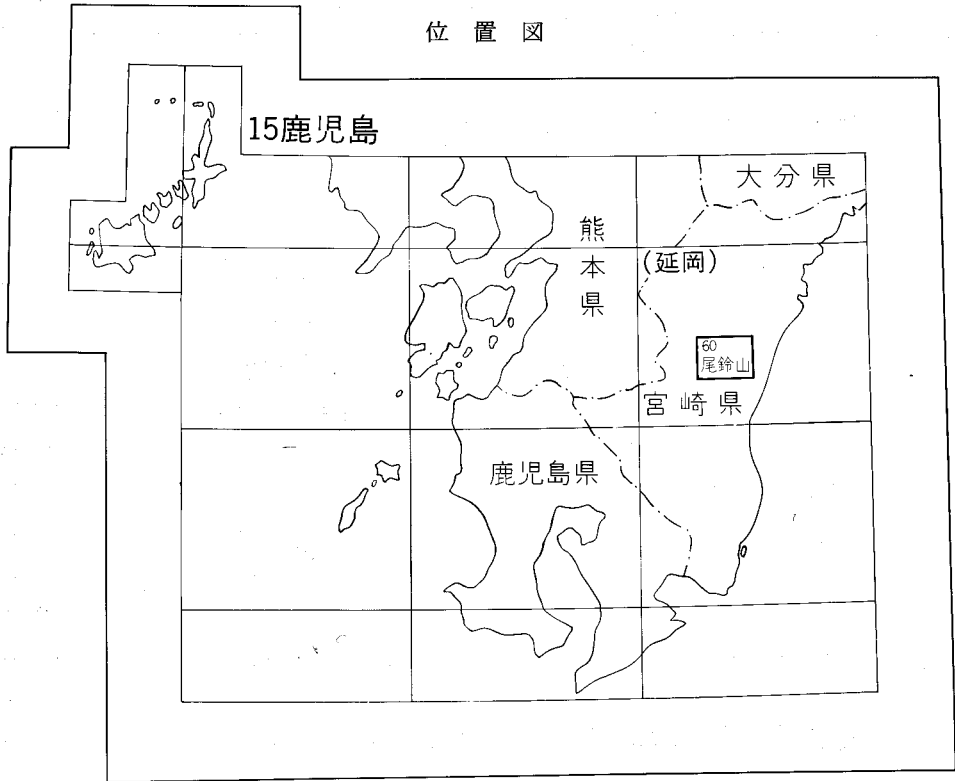
## 尾 鈴 山 地 域 の 地 質

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

平成3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・巖谷敏光)	2
II. 地質概説	(木村克己・三村弘二)	4
III. 四万十累層群	(木村克己)	9
III. 1 研究史		10
III. 2 概説		11
III. 3 諸塚層群		12
III. 4 日向層群		15
III. 4. 1 北部コンプレックス		15
III. 4. 2 南部コンプレックス		26
III. 5 化石と地質時代		30
III. 6 砂岩組成と古流向		35
III. 7 地質構造		41
III. 7. 1 覆瓦構造		41
III. 7. 2 スペースト劈開		47
III. 7. 3 屈曲構造		48
III. 7. 4 陥没構造		48
IV. 尾鈴山火山深成複合岩体—主岩体	(巖谷敏光・三村弘二)	48
IV. 1 研究史及び概説		49
IV. 2 庵川礫岩層		52
IV. 3 溶結凝灰岩層 1		53
IV. 4 溶結凝灰岩層 2		60
IV. 5 美々津花崗閃緑斑岩		66
IV. 6 地質構造		72
V. 尾鈴山火山深成複合岩体—衛星岩体	(佐藤岱生)	74
V. 1 研究史及び概説		74
V. 2 木城花崗閃緑岩		74
V. 3 木城花崗閃緑岩に関連する岩脈		78
V. 4 木城花崗閃緑岩周辺の接触変成帯		78
VI. 宮崎層群	(鈴木祐一郎・佐藤喜男)	79
VI. 1 研究史及び概説		79
VI. 2 川原層		80
VI. 3 妻層		83
VI. 4 化石		84

VI. 5 対比と時代	85
VII. 第四系	(佐藤喜男) 88
VII. 1 研究史及び概説	88
VII. 2 更新統	90
VII. 2. 1 日向ローム層	90
VII. 2. 2 高位段丘堆積物	91
VII. 2. 3 椎原層	93
VII. 2. 4 小丸川層	94
VII. 2. 5 久木野層	97
VII. 2. 6 茶臼原段丘堆積物	98
VII. 2. 7 三財原段丘堆積物	99
VII. 2. 8 新田原段丘堆積物	100
VII. 2. 9 唐瀬原段丘堆積物	101
VII. 2. 10 阿蘇-4 火砕流堆積物 (Aso-4)	101
VII. 2. 11 西都原段丘堆積物	103
VII. 2. 12 岡富段丘堆積物	104
VII. 2. 13 十文字扇状地堆積物	104
VII. 2. 14 小丸川河岸段丘堆積物	105
VII. 3 完新統	106
VII. 3. 1 切原川・黒水川段丘堆積物	106
VII. 3. 2 沖積埋谷堆積物	106
VII. 3. 3 現河床堆積物	107
VII. 3. 4 崖錐堆積物	107
VII. 4 断層	108
VII. 応用地質	(坂巻幸雄・巖谷敏光) 108
VII. 1 金属鉱床	108
VII. 1. 1 砒鉱・金鉱	109
VII. 1. 2 錫鉱	117
VII. 1. 3 鉛・亜鉛鉱	118
VII. 1. 4 その他の鉱徴	119
VII. 2 地すべり	119
文献	119
Abstract	129

図・表・図版目次

第 1 図	九州中央部の接峰面図	2
第 2 図	尾鈴山地域の接峰面図	3
第 3 図	尾鈴山地域付近の地体構造区分	5
第 4 図	尾鈴山地域の地質総括図	6
第 5 図	諸塚層群のルートマップ	13
第 6 図	諸塚層群と日向層群を境する板谷谷スラスト	13
第 7 図	諸塚層群の成層砂岩と砂岩泥岩互層	14
第 8 図	日向層群の北部コンプレックス泥岩ユニットのルートマップ	16
第 9 図	砂岩泥岩互層に貫入する暗灰色泥岩	17
第 10 図	砂岩泥岩互層に発達する閉じた F1 褶曲	18
第 11 図	石灰質ノジュールを含む塊状泥岩	19
第 12 図	緑灰色と暗灰色の泥質部が混在した塊状泥岩	19
第 13 図	未固結時の褶曲構造を示す砂岩レンズ	20
第 14 図	砂岩と鱗片状の層面フォリエーションが発達した泥岩からなる砂岩泥岩破断層	21
第 15 図	珪質泥岩の薄層 (si) を挟む礫質泥岩	21
第 16 図	枕状構造が発達する玄武岩溶岩	22
第 17 図	砂岩を挟む細礫礫岩	23
第 18 図	貝化石を含む含礫シルト岩	23
第 19 図	上方薄層化シークエンスを示す砂岩優勢な砂岩泥岩互層	25
第 20 図	北部コンプレックス砂岩ユニット最下部のルートマップ	25
第 21 図	凝灰質泥岩と互層する白色の珪質凝灰岩 (at)	26
第 22 図	南部コンプレックス砂岩シルト岩ユニットのルートマップ	27
第 23 図	南部コンプレックスの葉理シルト岩	29
第 24 図	泥岩優勢砂岩泥岩互層の砂岩層底面につく生痕	29
第 25 図	南部コンプレックスの成層砂岩	31
第 26 図	成層砂岩と砂岩泥岩互層からなる上方薄層化シークエンス	32
第 27 図	諸塚層群砂岩の鉱物組成	36
第 28 図	日向層群砂岩の鉱物組成	37
第 29 図	日向層群の含カリ長石砂岩とカリ長石を含まない砂岩の分布図	38
第 30 図	諸塚山・神門両地域における四万十累層群砂岩の全石英-長石-岩片図	39
第 31 図	砂岩泥岩互層の砂岩層底面につくグループキャスト	40
第 32 図	古流向のローズダイアグラム	41
第 33 図	小川スラストの断層露頭	43

第 34 図	中之又スラストの断層露頭のスケッチ (a) と写真 (b) .....	44
第 35 図	赤緑色泥岩相とその上位に断層を介して重なる破断された砂岩泥岩互層 .....	45
第 36 図	葉理シルト岩に発達するシェブロン褶曲 (F1) .....	46
第 37 図	砂岩優勢な砂岩泥岩互層に発達する F1 褶曲 .....	46
第 38 図	葉理シルト岩に発達するスペーススト劈開 .....	47
第 39 図	尾鈴山火山深成複合岩体及び阿蘇-4 火砕流堆積物の AFM 図 .....	53
第 40 図	尾鈴山火山深成複合岩体及び阿蘇-4 火砕流堆積物の各酸化物の変化図 .....	54
第 41 図	日向層群の上に傾斜不整合に重なる庵川礫岩層 .....	55
第 42 図	庵川礫岩層及び溶結凝灰岩層 1 の産状を示す模式断面図 .....	55
第 43 図	尾鈴山火山深成複合岩体主岩体 (庵川礫岩層及び溶結凝灰岩層 1) と 日向層群との不整合関係を示す模式図 .....	56
第 44 図	庵川礫岩層及び溶結凝灰岩層 1 下部の柱状図 .....	57
第 45 図	日向層群と断層関係で接する溶結凝灰岩層 1 .....	58
第 46 図	溶結凝灰岩層 1 の本質レンズ .....	59
第 47 図	庵川礫岩層及び溶結凝灰岩層 1 最下部の模式柱状図 .....	60
第 48 図	溶結凝灰岩層 1 の顕微鏡写真 .....	61
第 49 図	溶結凝灰岩層 1 を覆う溶結凝灰岩層 2 .....	62
第 50 図	溶結凝灰岩層 2 の本質レンズ .....	65
第 51 図	溶結凝灰岩層 2 の顕微鏡写真 .....	67
第 52 図	溶結凝灰岩層 2 に貫入する美々津花崗閃緑斑岩 .....	68
第 53 図	溶結凝灰岩層 2 に貫入する美々津花崗閃緑斑岩 .....	69
第 54 図	溶結凝灰岩と花崗閃緑斑岩に発達する柱状節理 .....	71
第 55 図	美々津花崗閃緑斑岩の顕微鏡写真 .....	73
第 56 図	木城花崗閃緑岩の模式的岩相分布 .....	76
第 57 図	木城花崗閃緑岩と日向層群の接触部 .....	76
第 58 図	日向層群の泥岩に貫入する石英斑岩 .....	78
第 59 図	川原層の岩相柱状図 .....	81
第 60 図	川原層の含貝化石礫岩 (石灰質団塊を含む) とそれを削り込む海底谷埋積堆積物 .....	82
第 61 図	川原層最上部の砂岩泥岩互層 .....	83
第 62 図	海底谷を埋積した含貝化石含礫泥岩 .....	84
第 63 図	小丸川以北の石灰質微化石分析試料の採取地点 .....	86
第 64 図	川南町大内藪林道支線で見られる高位段丘堆積物 (H1) .....	92
第 65 図	西都市檜林道入口で見られる高位段丘堆積物 (H2) の礫層上部 .....	93
第 66 図	椎原層の柱状図 .....	94
第 67 図	宮崎層群を不整合に覆う小丸川層 .....	95
第 68 図	小丸川層 (駄留) と久木野層 (掛迫) のシルト層の花粉分析結果 .....	96

第 69 図	久木野層の柱状図	96
第 70 図	久木野層上部の礫層と凝灰質シルト層の互層	97
第 71 図	茶臼原段丘堆積物の柱状図	98
第 72 図	茶臼原段丘堆積物の層理の発達する礫層	99
第 73 図	三財原段丘堆積物を不整合に覆う新田原段丘堆積物	100
第 74 図	三財原及び新田原段丘堆積物の柱状図	101
第 75 図	三財原段丘堆積物中の斜層理の発達する砂層に見られる生痕化石	102
第 76 図	三財原及び唐瀬原段丘堆積物の柱状図	103
第 77 図	三財原段丘堆積物を不整合に覆う唐瀬原段丘堆積物	104
第 78 図	西都原段丘堆積物及び小丸川層の柱状図	105
第 79 図	切原川右岸に沿って分布する切原川段丘堆積物	107
第 80 図	松尾鉦床区図	109
第 81 図	松尾鉦山の坑口分布図	111
第 82 図 a	松尾鉦山坑内の平面図 (a) と断面図 (b)	112
第 82 図 b	松尾鉦山坑内の断面図	113
第 83 図	小丸鉦山施設分布図	115
第 84 図	矢櫃谷鉦山の露頭と採掘跡	116
第 85 図	男錫鉦山木城鉦床坑内平面図	117
第 1 表	尾鈴山地域付近の四万十帯の地層区分対比	11
第 2 表	日向層群北部コンプレックスの含礫シルト岩から産出した貝化石	24
第 3 表	日向層群から産出した放散虫化石	34
第 4 表	尾鈴山地域の尾鈴山火山深成複合岩体の区分と放射年代値	49
第 5 表	尾鈴山火山深成複合岩体及び阿蘇-4 火砕流堆積物の全岩化学分析値	50-51
第 6 表	尾鈴山火山深成複合岩体及び阿蘇-4 火砕流堆積物の鉦物組合せ	63
第 7 表	宮崎層群の層序区分の変遷	80
第 8 表	宮崎層群から産出した貝化石	85
第 9 表	宮崎層群から産出した石灰質ナノプランクトン化石	87
第 10 表	尾鈴山地域の地形面対比表	89
第 11 表	尾鈴山地域の第四系層序総括表	90
第 12 表	三財原段丘堆積物のシルト層から採集された貝化石	102
第 13 表	松尾鉦山産鉦物一覧表	110
付図 A-1-4	露頭位置図	125-128
Table 1	Summary of the geology of the Osuzuyama district	130

第 I 図版	日向層群から産出した放散虫化石	135
第 II 図版	日向層群から産出した放散虫化石 (続き)	137



## 尾 鈴 山 地 域 の 地 質

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\*\*

尾鈴山地域の地質図幅作成は、地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画の一環として行われたものであり、現地調査は昭和 62・63 年度及び平成元年度に実施された。

野外調査に当たっては、四万十累層群を木村、尾鈴山火山深成複合岩体を巖谷・佐藤(岱)・三村、宮崎層群を鈴木・佐藤(喜)、第四系を佐藤(喜)、金属鉱床を坂巻・巖谷がそれぞれ担当した。室内研究及び原稿の執筆は、上記の分担にしたがって行い、全体のとりまとめを木村が行った。

本地域の調査研究に際しては、次の方々からご協力を頂いた。九州大学理学部の野井英明博士には花粉分析並びに段丘堆積物の対比について助言を頂いた。九州大学理学部の中田節也博士、元延岡高校の足立富男氏からは尾鈴山火山深成複合岩体の地質について助言を得た。元宮崎県商工労働部商工振興課の宍戸 章技官からは、本地域の地質全般に関して、助言と便宜を得た。西都市、木城町、西米良村、東郷町、都農町、川南町及び南郷町からは現地での調査に際してさまざまな便宜を図っていただいた。日向営林署及び高鍋営林署には、調査上の便宜をはかっていただいた。これらの方々に対しここに厚くお礼申し上げます。

九州地域地質センターの星住英夫技官には阿蘇火砕流堆積物の記載について助言を受けた。地質部の寺岡易司技官からは放散虫化石試料の提供を受け、四万十帯の砂岩組成について教示を受けた。元地殻化学部の後藤隼次技官には尾鈴山火山深成複合岩体の全岩化学分析をお願いした。鉱物資源部の吉井守正技官には松尾鉱山周辺未公表資料の提供を受けた。鉱物資源部の金沢康夫技官には電気石の格子定数測定について協力を得た。

また、岩石薄片の作成は元技術部の大野正一、元北海道支所の谷津良太郎、地質標本館の宮本昭正、安部正治、佐藤芳治、野神貴嗣及び大和田 朗の各技官が行った。

---

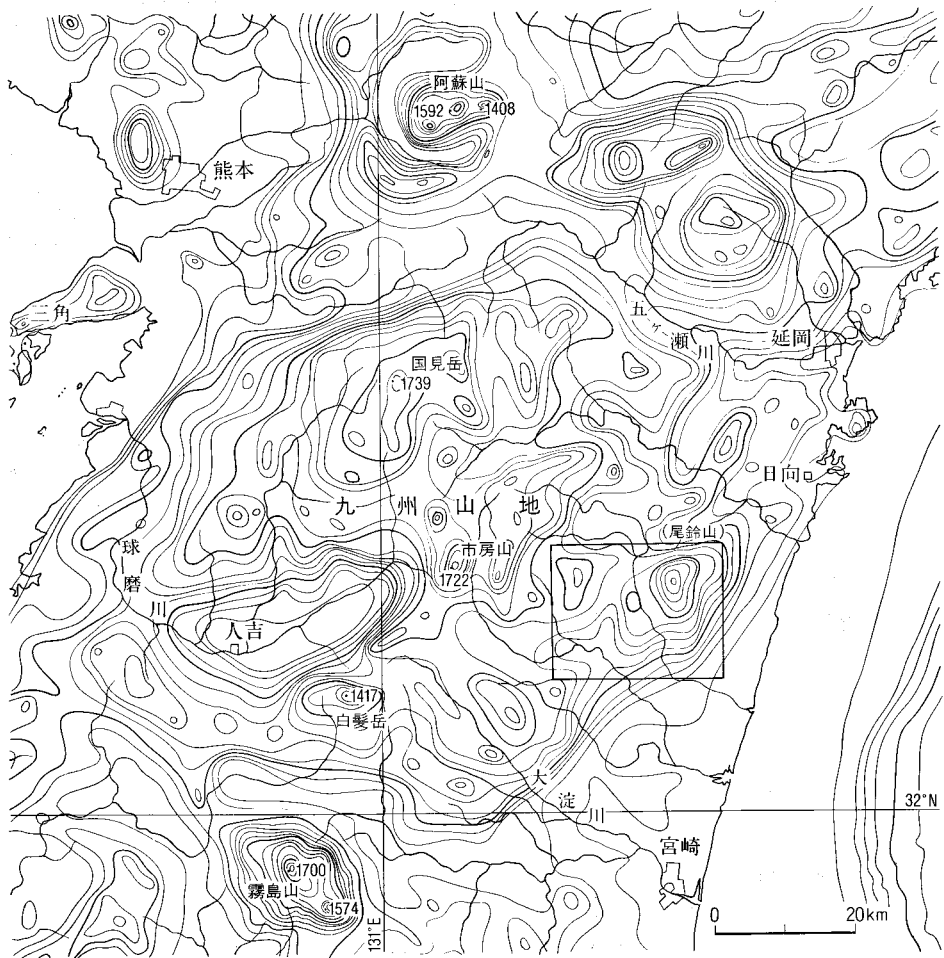
\*地質部 \*\*地質標本館 \*\*\*地質情報センター †燃料資源部

Keywords: areal geology, geologic map, 1:50,000, Osuzuyama, Miyazaki, Kyushu, Cretaceous, Tertiary, Paleogene, Neogene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Shimanto Supergroup, Morotsuka Group, Hyuga Group, Nichinan Group, Iorigawa Conglomerate, Osuzuyama Volcano-plutonic Complex, Mimitsu Granodiorite Porphyry, Kijo Granodiorite, Miyazaki Group, Kawabaru Formation, Tsuma Formation, loam, Aso-4, pyroclastic flow deposit, basalt, rhyolite, dacite, welded tuff, gold-arsenic, mineral deposit, xenothermal, landslide, accretionary complex, caudron, radiolarian fossil, pollen, molluscan fossil, Nobeoka Thrust, Ogawa Thrust, Kawaminami Fault, Matsuo Mine.

# I. 地 形

(佐藤喜男・巖谷敏光)

尾鈴山地域は、九州山地の南東縁部に位置する。本地域の大部分は九州山地によって占められるが、南東部には宮崎平野北縁部を含んでいる。九州山地と宮崎平野の境界は、第1・2図の接峰面図の北東-南西方向に直線状に延びる200m等高線にほぼ一致し、また四万十累層群を不整合に覆う宮崎層群の分



第1図 九州中央部の接峰面図  
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

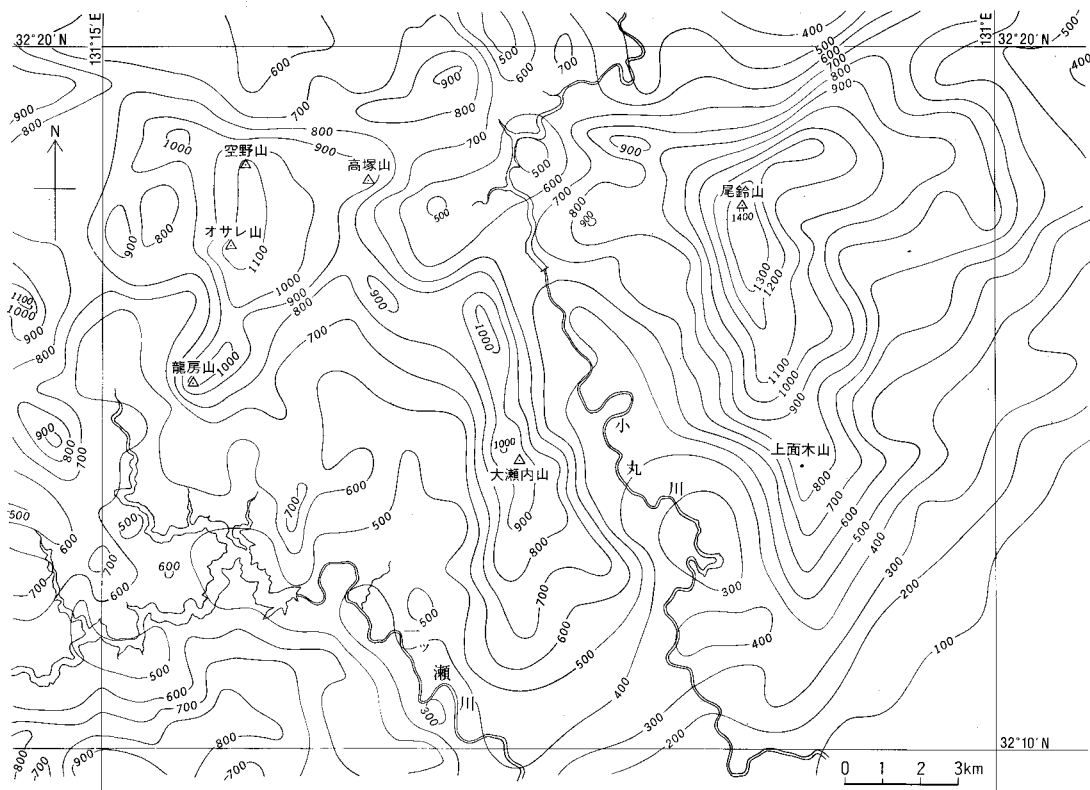
布の北縁にはほぼ一致する。平野部は丘陵・台地・低地からなる。

### 九州山地

九州山地は壮年期の山地地形をなし、地質の違いを反映して本地域の西部と東部では地形の特徴が異なる（第2図）。

西部は古第三系日向層群からなる。日向層群は砂岩・泥岩からなり、一般に東北東-西南西走向で北に傾斜している。この地域では標高1126.8mの空野山<sup>そらのの</sup>を最高峰とし、一ツ瀬川及び小丸川系のそれぞれ南東及び南南東方向に流れる河川に深く刻まれた山地地形が発達する。山地の西側斜面では地すべり地形が尾八重<sup>おはえ</sup>ほか数か所に認められる。硬い厚層理砂岩が帯状に分布する地域では、高塚山・オサレ山・龍房山などの北東-南西方向に配列する標高1000m前後の山体が形成され、その南斜面には比高200-400mの急崖が形成されている。

東部地域は極めて硬い尾鈴山火山深成複合岩体の主岩体からなる。東部地域では標高1405.2mの尾鈴山が最高峰であり、尾鈴山から上面木山<sup>じょうめき</sup>を連ねる北北西-南南東方向の稜線東側の山腹斜面は、尾鈴山火山深成複合岩体主岩体の地質構造を反映し、その接峰面は緩く東に傾斜している（第2図）。東山腹斜面は南東方向に流れる中小の河川によって開析されているが、その下刻は小さく稜線に平坦な面を残



第2図 尾鈴山地域の接峰面図  
間隔は1km。等高線間隔は100m。枠内が本地域

している。一方、稜線西側の山腹斜面は小丸川水系の河川によって深く刻まれて、急な斜面を形成している。

#### 丘陵及び台地

丘陵の発達は東南部の地域に限られ、小丸川が平野部に入る区櫛野から川南町切原川左岸の標高100-200 m の地域に発達している。丘陵は主として宮崎層群から構成され、丘陵頂部には茶臼原面が発達している。

台地は丘陵に連続して東南部に向かって一般に標高60-120 m の高さに発達している。各台地上には、上位から新田原面・西都原面・岡富面の各河成段丘面が分布している。海進時の海成段丘が川南町国光付近の国光原台地に認められる。川南町住吉及び旭ヶ丘に分布する椎原台地は、標高200-250 m で他の台地に比べ高く開析により分断されるが広い分布を示す。

上面木山南斜面下の台地は扇状地性堆積物で覆われる。この扇状地性堆積物は、その北縁を北東-南西方向の川南断層で切れ、上記の椎原台地と接している。川南断層にそって不明瞭ではあるが断層崖が形成されている。

#### 沖積低地

平野部の低地は、大部分が氾濫原からなる谷底平野で小丸川・切原川・黒水川が平野部に入った所から分布が始まる。平田川では青鹿溜池上流部に沖積低地が発達する。

## II. 地質概説

(木村克己・三村弘二)

本地域は、地体構造の上では四万十帯南帯の北部に位置する(第3図)。本地域の地質総括図を第4図に示す。

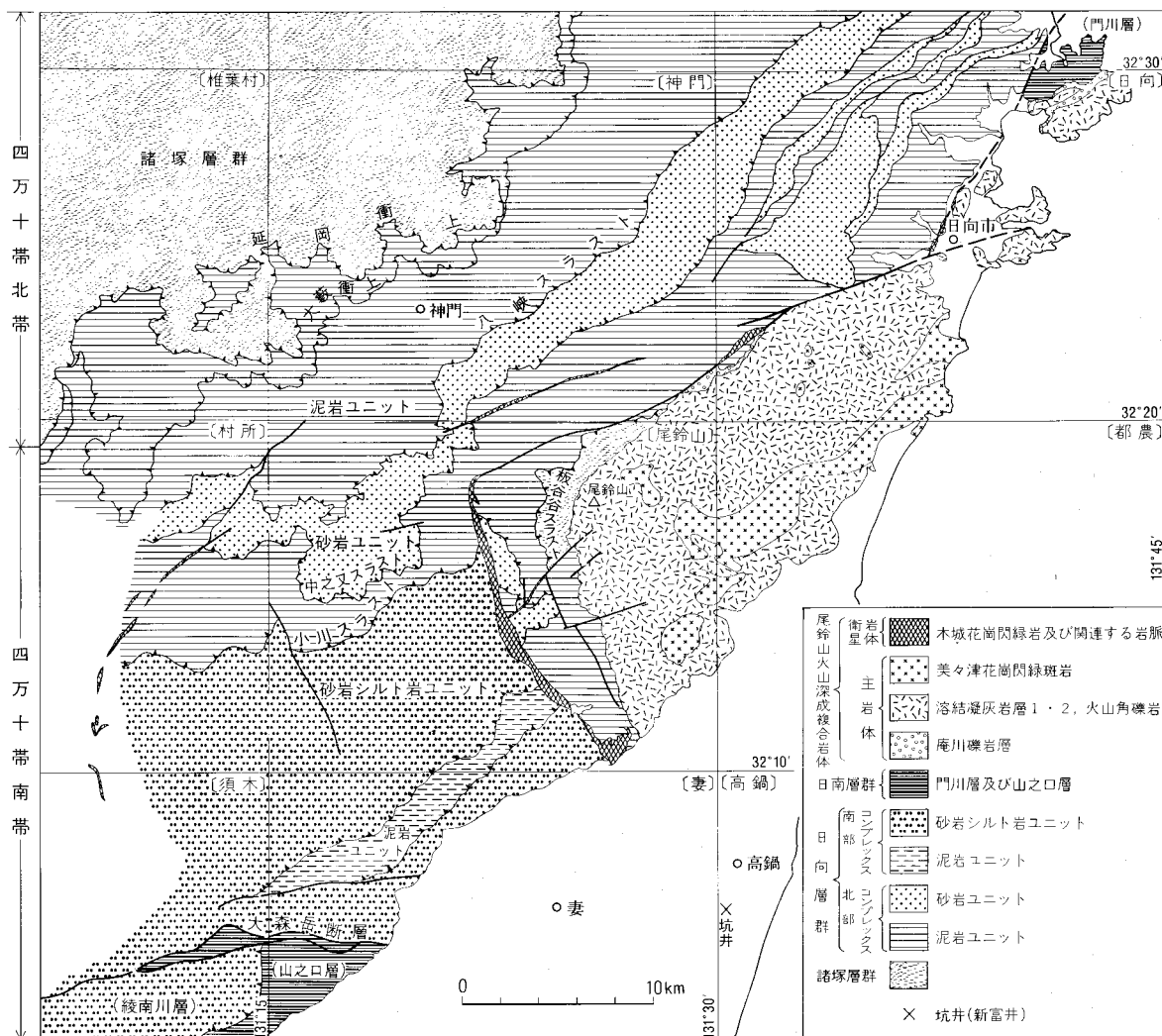
九州の四万十帯は北から白亜系諸塚層群が分布する北帯、始新世中期-漸新世前期の日向層群と漸新世-中新世前期の日向層群が分布する南帯に2分され、両帯は延岡衝上で境されている。本地域の四万十帯層群は主に日向層群からなり、地域の西半分を占め、構造的上位の白亜系諸塚層群がわずかに地域東部に狭長な分布を示す。本地域の東部には、中新世中期の尾鈴山火山深成複合岩体が広い範囲を占めて分布する。尾鈴山火山深成複合岩体の分布域は東北東-西南西方向の高角傾斜の断層と、北北西-南南東方向の花崗閃緑岩質の岩脈状の衛星岩体(木城花崗閃緑岩)によって“く”の字型に取り巻かれている。

本地域北東隣の日向地域では上記の断層にそって石英斑岩が貫入している。この“く”の字型境界の内側の地域では、基盤の四万十帯層群が落ち込み、日向層群とその構造的上位の諸塚層群が出現する。本報告ではこれら尾鈴山火山深成複合岩体と四万十帯層群で占められた“く”の字型境界の内側の地域を

尾鈴山陥没地域と呼ぶことにする。陥没構造が尾鈴山火山深成複合岩体の分布と密接な関係をもっていることから、陥没構造は火山活動に関連したものと判断できる。本地域の南東部には、鮮新-更新統の宮崎層群が日向層群と尾鈴山火山深成複合岩体を不整合に覆って分布している。

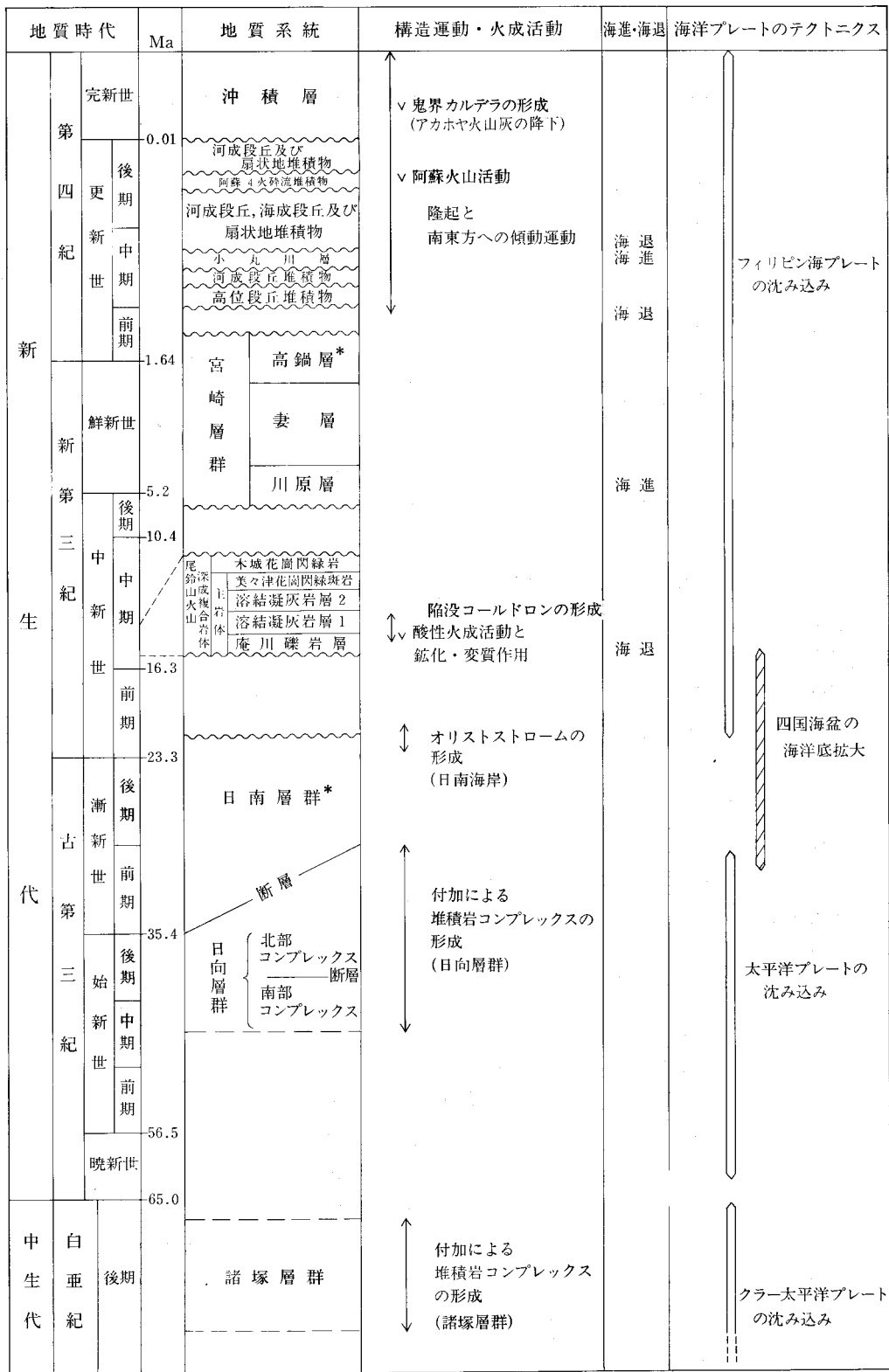
### 諸塚層群

諸塚層群は、日向層群の上位に板谷谷スラストを介して重なる。本層群は砂岩ユニットと泥岩ユニット



第3図 尾鈴山地域付近の地体構造区分

以下の各文献に基づき編纂し、一部修正・加筆。延岡衝上：今井ほか(1971, 1979)・寺岡ほか(1981), 大蔵衝上：野田・橋本(1958)・寺岡ほか(1981), 八峽スラスト：今井ほか(1979), 大森岳断層：遠藤・鈴木(1986), 綾南川層・山之口層：三石ほか(1989), 日向層群の砂岩ユニットの分布：今井ほか(1979)・寺岡ほか(1981), 門川層：酒井(1988), 花崗閃緑斑岩の分布：中田(1978), 坑井の位置：鈴木ほか(1990)。



\*本図幅地域には分布しない地質系統

第4図 尾鈴山地域の地質総括図

トからなる。砂岩ユニットは成層砂岩・砂岩泥岩互層が卓越し、泥岩ユニットは鱗片状フォリエーションが発達した泥岩と破断した砂岩泥岩互層からなり、玄武岩のブロックを含む。砂岩ユニットは構造的上位、泥岩ユニットは構造的下位を占め、両者は断層で境されている。

### 日向層群

日向層群は層相が異なる二つのコンプレックス、北部コンプレックスと南部コンプレックスとに2分され、小川スラストで境される(第3図)。坂井ほか(1984)、Nishi(1988)、三石ほか(1989)及び本報告で得られた化石に基づく、日向層群は始新世中期後半-漸新世前期の堆積年代を示し、始新世中期の玄武岩・赤緑色泥岩の異地性岩塊を含む。

北部コンプレックスは断層で境された砂岩ユニットと泥岩ユニットからなる。砂岩ユニットは整然とした厚層理砂岩を主とし、泥岩ユニットは主に泥岩と破断した砂岩泥岩互層からなる。

南部コンプレックスは断層で境された砂岩シルト岩ユニットと泥岩ユニットからなる。砂岩シルト岩ユニットは整然とした葉理シルト岩と砂岩泥岩互層からなり、泥岩ユニットは主に泥岩と砂岩泥岩互層からなり、破断した砂岩泥岩互層を伴う。

両コンプレックスとも、整然とした岩相からなる砂岩ユニットと砂岩シルト岩ユニットでは、砂岩はカリ長石を含有するが、一方、泥岩が卓越し、破断した砂岩泥岩互層を伴う泥岩ユニットではほとんどの砂岩がカリ長石を含まないという砂岩組成上の違いがある。

本地域の日向層群の地質構造は、ENE-WSW 走向で北傾斜の数多くのスラストによって地層が繰り返す覆瓦構造で特徴づけられる。

### 尾鈴山火山深成複合岩体

尾鈴山火山深成複合岩体は、宮崎県東部の日向市から南方の木城町に至る山塊に広く分布する(第3図)。これは中新世中期、ほぼ14-15 Maに集中して前弧域の西南日本外帯に生じた大規模な酸性火山深成活動の産物の一つである。この複合岩体は尾鈴山陥没地域を占め、主岩体とそれを取りまく環状の衛星岩体とに区別される。主岩体は、四万十累層群の上に不整合に重なる庵川礫岩層から始まり、その上位に溶結凝灰岩層1、溶結凝灰岩層2、火山角礫岩が順次重なる堆積岩・火山岩類と、それらに貫入する美々津花崗閃緑斑岩からなる。衛星岩体は尾鈴山陥没地域の周縁境界にそって貫入する木城花崗閃緑岩及びそれに関連する石英斑岩などの貫入岩類からなる。

本地域は尾鈴山火山深成複合岩体分布域の南西部に当たり、火山角礫岩以外の同岩体構成岩種が露出する。庵川礫岩層は、四万十累層群の浸食面上に形成されたいくつかの小規模なチャネルを充填した礫質の堆積物である。溶結凝灰岩層1は厚さ50-200 m、同2は450 m以上である。美々津花崗閃緑斑岩は、溶結凝灰岩層2に不規則な形で貫入している。木城花崗閃緑岩は黒雲母花崗閃緑岩で、尾鈴山陥没地域の西縁をなし、弧状に基盤の日向層群を貫き、幅200 m-2.5 kmの接触変成帯を形成している。尾鈴山火山深成複合岩体主岩体の基底面は、全体として南東に緩く傾いている。

これらの岩石の分布は尾鈴山火成深成複合岩体の火成活動と関連した陥没構造、すなわちカルデラとの関係で次のように説明できる。尾鈴山陥没地域内部に広くまとまった分布をもつ尾鈴山火山深成複合

岩体の主岩体は、カルデラ内の噴出堆積物及び貫入岩類である。そして主岩体の西縁を弧状にとりまく衛星岩体の木城花崗閃緑岩は、このカルデラを形成した地下の割れ目に沿った貫入岩である。想定できるカルデラの規模は、径 40 km に達する。

なお、本地域西隣の村所地域には、北東-南西及び南北に弧状に連なる花崗斑岩岩脈が分布する(宮崎県, 1981; 佐藤, 1988)。同岩脈は尾鈴山陥没地域をとりまいて分布し、それらに沿う断層も弧の内側が落ちる変位を示すことから、カルデラ形成に関連した割れ目に沿って貫入した環状岩脈であると推定できる。

### 宮崎層群

宮崎層群は四万十累層群及び尾鈴山火山深成複合岩体の岩石を著しい傾斜不整合で覆っている。本層群は、新第三紀中新世後期から第四紀更新世前期にかけて堆積した海成層である。本地域南隣の妻地域内では最大層厚 3,000 m 以上で七つの部層に区分されている(遠藤・鈴木, 1986)。本地域には、宮崎層群最下部の川原層とその上位に整合に重なる妻層が分布する。川原層は主に礫岩・砂岩からなり、妻層は泥岩・砂岩からなる。

### 第四系

第四系は本地域の主に東南部に分布し、更新統及び完新統に大別される。更新統の多くは妻・高鍋地域内に模式地があり、分布も本地域内に連続するものが多い。更新統は、段丘堆積物、埋谷堆積物及び日向ローム層からなる。段丘堆積物は、分布高度、岩相、そしてそれを覆う日向ローム層との関係を基準にして 15 の段丘堆積物に区分される。これらのうち三財原段丘堆積物は海成段丘堆積物であり、その他は主に礫層からなる河成段丘堆積物と扇状地段丘堆積物である。埋谷堆積物は、宮崎層群を削って形成された谷間を埋めた海成の小丸川層である。これらの更新統の分布は海水準変動と地盤の局地的な隆起運動、特に尾鈴山火山深成複合岩体の上昇を反映したものとなっている。

完新統は切原川・黒水川段丘堆積物、沖積埋谷堆積物、現河床堆積物及び崖錐堆積物からなる。

### 地史の概略

本地域が位置する四万十帯は、白亜紀後期から中新世前期にかけて、東アジア大陸縁のプレート収束縁にあつて、海洋プレートの沈み込みに伴って付加コンプレックスが次々に形成されていた地帯である。白亜紀後期にクラ-太平洋プレートの沈み込みに伴って諸塚層群が、始新世中期-漸新世前期には太平洋プレートの沈み込みに伴って日向層群がそれぞれ形成された。漸新世後期頃に、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ていたと推定される。そのためその時期は付加コンプレックスが形成されず、漸新世-中新世前期の浅海から深海堆積物の厚い堆積体-日南層群一が前弧斜面に堆積した(酒井, 1988)。そして、中新世前期後半に四国海盆が沈み込みを開始すると、日南層群は大規模な海底地すべ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, 1988)。

日向層群の変形史は次のようにまとめられる。初めに漸新世前期から後期にかけて北北西-南南東方



向の短縮によって、スラストや閉じた南フェルゲンツの褶曲構造が形成され（ステージ1）、引き続き北西-南東方向の短縮によってスペース開が形成された（ステージ2）。開の形成時期は、日南層群において、同タイプの開の有無やその特徴が不明であるため、およそ漸新世後期-中新世前期の範囲と推定できるだけである。そして、日向層群の東北東-西南西方向の全体走向を屈曲させる変形構造が中新世中期の尾鈴山火山深成複合岩体が噴出する前に形成された（ステージ3）。ステージ1と2の変形は、いずれもプレート境界に高角に斜交する側方圧縮によって形成されており、それらは海洋プレートの沈み込み付加テクトニクスを反映した構造である。一方ステージ3の変形はそれらとは異なり、プレート境界にほぼ平行な方向からの圧縮を受けて形成されている。狩野ほか（1990）は屈曲構造が西南日本の内帯・外帯とおして発達しており、これらが中新世中期（15 Ma頃）の日本海拡大に関係した西南日本弧の時計回り回転に伴って形成された構造であることを指摘した。

中新世中期に入ると、本地域は陸上での酸性火成活動の場となる。庵川礫岩層の局地的な堆積に続き、爆発的な大量の流紋岩火砕流（溶結凝灰岩層1）が噴出した。その後再び爆発的な大量のデイサイト火砕流（溶結凝灰岩層2）が噴出し、美々津花崗閃緑斑岩の貫入が生じた。それに引き続き、北北西-南南東及び東北東-西北西方向の急傾斜の断裂面にそって落込み、径40 kmの尾鈴山カルデラが形成された。その後木城花崗閃緑岩及びその他の岩脈がそれらの断裂にそって貫入した。

中新世中期後半から中新世後期前半にかけては比較的穏やかな時期で、本地域付近は陸上での削剥の場となり準平原が形成された。その平坦面は、本地域東部尾鈴山付近に残されている。

中新世後期後半に入ると、海進によって、海成の宮崎層群が著しい傾斜不整合で基盤岩類を覆う。宮崎層群の堆積は更新世の初めまで続く。

その後現在に至るまで、南東への緩やかな傾動・隆起運動が続き、基盤岩類は風化・浸食によりひどいに開析され、その山間部や山裾に段丘及び扇状地堆積物、阿蘇火山活動による阿蘇-4火砕流堆積物などが堆積した。

### Ⅲ. 四万十累層群

（木村克己）

九州の四万十累層群は白亜系の諸塚層群、古第三系の日向層群と古第三系-中新統下部の日南層群から構成される。本地域の四万十累層群は、大部分日向層群で占められ、小範囲に諸塚層群が分布する。

### Ⅲ. 1 研究史

九州の四万十帯全体にわたる地体構造区分と層序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六つの地帯(belt)に区分し、各帯は層群オーダーの地層群に占められるとした。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、四万十帯の最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、勘米良・坂井(1975)、坂井・勘米良(1981)らは、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を反映した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ュ、泥質岩と薄層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。

四万十帯層群は大型化石が乏しく地質構造が複雑なため、長らく地質時代の詳細が不明であったが、1980年代に入って放散虫・浮遊性有孔虫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てきた(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 ほか)。特に坂井ほか(1984)、西(1987)、Nishi(1988)ら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、従来一連整合とされた地層群も、スラストによって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ュの存在などを明らかにし、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。

しかしながら、現在でも九州の四万十帯には地質時代が不明な地層群が九州中央部を中心に広範囲に残され、各地層群の堆積環境や造構変形についての研究も多くない。今後、九州四万十帯の地体構造区分やテクトニクスモデルについての見解も、微化石層序学・堆積学・構造地質学的研究に基づき、従来の見解が再修正されることになろう。

本地域周辺の四万十帯の地質については、今井ほか(1979)、坂井・勘米良(1981)、坂井ほか(1984)によって、地体構造区分・層序区分・岩相・地質時代が明らかにされている。今井ほか(1979)は本地域北隣の神門地域において、四万十帯を北から諸塚帯・神門帯・日向帯の3帯に区分し、各帯の層序区分と岩相を示した(第1表)。今井ほか(1979)は各帯を構成する累層は、スラストで切られるが本来一連整合であったとした。一方、坂井・勘米良(1981)は、神門地域東部から延岡地域南部にかけての地質図を示し、その中で今井ほか(1979)の神門帯・日向帯の地層群を一括して日向層群とし、岩相・変形相の違いに基づきメランジュ・下部フリッシュ・上部フリッシュの三つのユニットを識別し、各ユニットについて

第1表 尾鈴山地域付近の四万十帯の地層区分対比

今井ほか(1979)		本報告		坂井・勘米良(1981)	
諸塚層群		諸塚層群		諸塚層群	
(延岡構造線) 神門層		(板谷谷スラスト) 泥岩ユニット		(延岡構造線) 荒谷層	
日向層群	(大藪衝上及び日陰山衝上) 鬼神野層	日向層群	(中之又及び八峽スラスト) 砂岩ユニット	日向層群	田代層
	渡川層		(小川スラスト) 砂岩シルト岩ユニット		宇納間層
	上井野層		泥岩ユニット		大内原層
	珍神山層				

て、それぞれ荒谷層・田代層及び大内原層と命名した(第1表)。そして一連整合とする今井ほか(1979)の日向層群の層序と異なり、各ユニットがスラストで繰り返す覆瓦構造をなすとした。その後、坂井ほか(1984)は、微化石層序学的研究によって、坂井・勘米良(1981)による三つのユニットはほぼ同一の年代を示し、日向層群の時代は、始新世中期-漸新世前期であることを明らかにした。

本地域内の四万十帯については、寺岡ほか(1981a)の20万分の1延岡図幅、宮崎県地質図などの小縮尺の地質図において地質の概要が示されたにすぎない。

### III. 2 概説

日向層群は、全体として東北東-西南西方向の走向をもち、北に傾斜する同斜構造をなすが、本地域東部、すなわち北北西-南南東方向に延びる木城花崗閃緑岩以東の尾鈴山陥没地域では、日向層群が落ち込み、その構造も北北西-南南東走向、東傾斜をなす。陥没地域内部には日向層群だけでなく、諸塚層群が北北西-南南東走向、東傾斜をなし、日向層群の上にスラストを介して重なる。

#### 地層区分

本地域北隣ないし北東隣の地域では、岩相と見かけの上下関係に基づき累層区分が行われている(今井ほか, 1979; 坂井・勘米良, 1981)。しかし、岩相境界の多くはスラストで境されており、累層ない

し部層間の関係が層序学的上下を意味しておらず、地層の繰り返しが頻繁に起きている。その上、緑色岩・砂岩のブロックを含む泥岩からなる混在相や強い剪断変形を受けて形成された砂岩泥岩破断相も頻繁に出現する。このように複雑な地質構造をもち、混在相・破断相を伴う地層群では、堆積層序を正確に設定することは困難であり、見かけの上下関係に基づく層序区分は適当ではない。実際、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、今井ほか(1979)、坂井・勘米良(1981)ら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し、構造的に厚層化していることを明らかにしている。

本報告においては、諸塚・日向の両層群について岩相と変形構造の特徴に基づき層相区分を行い、これらの層相とその組合せから累層オーダーに相当するユニットを識別する。各ユニットは常に断層で境される。第1表に今井ほか(1979)、坂井・勘米良(1981)との地層区分の対比の概要を示す。同表の各層群・累層・ユニットの境界はすべて断層で境されている。表中の各地層の配列は地層の地体構造配列の相対的位置関係を反映するように配慮した。

### III. 3 諸塚層群 (Ma, Md, Mp)

#### 定義と対比

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。本地域の“諸塚層群”は、見かけ上延岡衝上(今井ほか, 1979)の南方にあって、四万十帯南帯に位置している。しかしその岩相・変形構造の諸特徴は本節及びIII. 6で記述するように、四万十帯白亜系の地層群に類似し、砂岩組成の特徴からは今井ほか(1982)、奥村ほか(1985)、寺岡ほか(1990)によると、諸塚層群上部の蒲江亜層群に対比できる。そして尾鈴山陥没地域内部にあって、幅広い千枚岩質剪断帯を伴うスラストを介して、日向層群の構造的上位に重なっている。これらのことから本地層群を諸塚層群に対比し、尾鈴山火山深成複合岩体の活動に伴う落込みによって、諸塚層群が南帯の位置に出現したものと判断した。

#### 地質時代

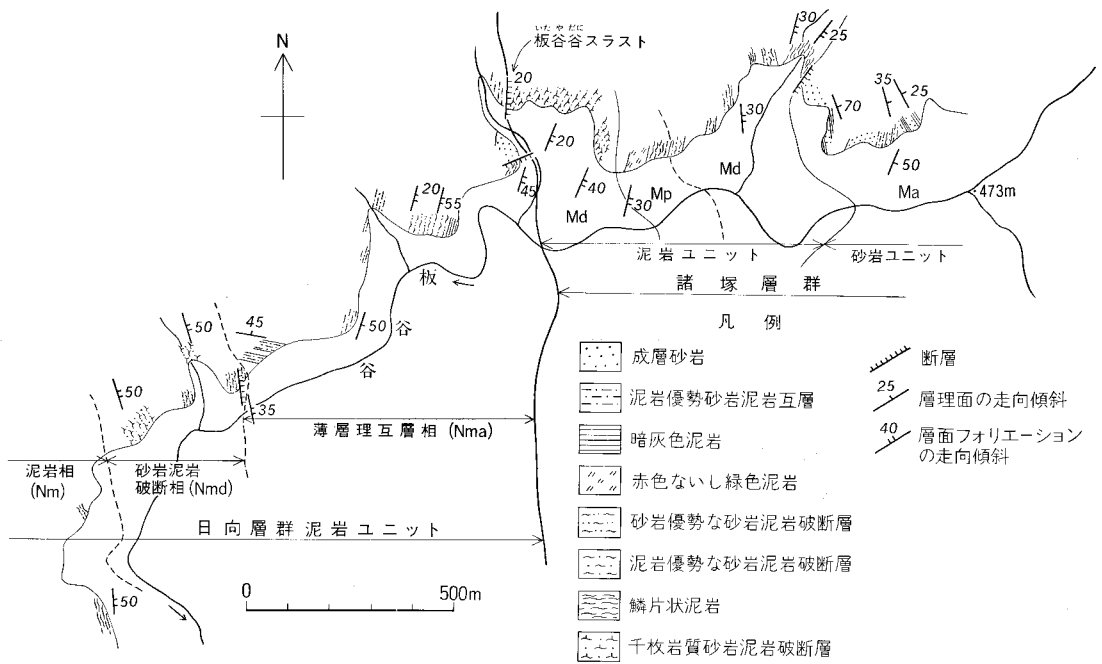
本地域からは時代決定に有効な化石が得られていない。しかし、上述したように本地域の地層群は蒲江亜層群に対比できることから、寺岡ほか(1990)によると白亜紀後期サントニアン-カンパニアン世中頃の堆積年代(碎屑岩の年代で、異地性岩体の年代を除く)が推定できる。

#### 分布と区分

諸塚層群は本地域北東部の尾鈴山北斜面から西斜面にかけて、約2 kmの幅で分布する。板谷谷スラスト(新称)を介して日向層群の上に衝上し、尾鈴山火山深成複合岩体(庵川礫岩層と溶結凝灰岩層1)に不整合に覆われる。

諸塚層群は、断層で境された二つのユニット、構造的上半部の砂岩ユニットと構造的下半部の泥岩ユニットに区分される。

本地域北東部小丸川の支流板谷谷流域の林道に沿って尾鈴山陥没地域に諸塚層群の模式的露頭が見ら



第5図 諸塚層群のルートマップ(木城町板谷谷沿いの林道ルート、付図A-1参照)



第6図 諸塚層群と日向層群を境する板谷谷スラスト(木城町板谷谷)  
スラストの下盤は日向層群の砂岩泥岩破断層、上盤は諸塚層群の千枚岩質砂岩泥岩破断層から構成される剪断帯からなる。露頭位置については第5図を参照。



第7図 諸塚層群の成層砂岩と砂岩泥岩互層 (木城町板谷)  
砂岩層は膨縮ないしレンズ化している。

れる(第5図)。このルートでは、構造的低位から日向層群北部コンプレックス、諸塚層群の泥岩ユニット、砂岩ユニットが東西方向の林道にそって西から東に順次露出している。諸塚層群と日向層群を境する板谷谷スラストの露頭では、日向層群の剪断された砂岩泥岩破断層の上位に、幅8mの剪断帯を伴う走向・傾斜  $N4^{\circ}E \cdot 20^{\circ}E$  の断層を介して、石英分結脈が発達した千枚岩質砂岩泥岩破断層の剪断帯が重なる(第6図)。この断層より上位に千枚岩質の砂岩泥岩破断層、推定断層を介して赤色ないし緑色泥岩を挟む鱗片状フォリエーションが発達した泥岩、砂岩泥岩破断層が順次重なり、さらにその上位に断層を挟んで成層砂岩、砂岩泥岩互層が重なる。

#### 岩相

**砂岩ユニット**：砂岩優勢砂岩泥岩互層が卓越し、成層砂岩、泥岩優勢砂岩泥岩互層を伴う厚層理互層相からなる。厚さ5mの成層した珪質な酸性凝灰岩が1層準に挟まれる。成層砂岩や砂岩泥岩互層の砂岩は層理が破断し、レンズ化したり、膨縮などの変形をなすことが多い(第7図)。また、砂岩には破断面が多様な方向に発達し、砂岩は露頭では大小の角礫に容易に割れる。砂岩は酸性火山岩片に富む石質ワッケである。

**泥岩ユニット**：千枚岩質泥岩相と砂岩泥岩破断相からなる。前者は千枚岩質の泥質岩から構成され、赤色ないし緑色泥岩、厚さ1-10mの玄武岩質溶岩・ハイアロクラスタイトを伴う。後者は砂岩泥岩破断層からなる。砂岩泥岩破断層は膨縮ないしレンズ化した砂岩と鱗片状泥岩からなる互層で、板谷谷スラスト付近の破断層は石英分結脈が発達し、千枚岩様を呈している。一般に泥岩ユニットを構成する岩石には、層理に平行な構造面(層面フォリエーション)が発達している。

### Ⅲ. 4 日向層群

#### 定義と対比

日向層群は橋本(1961)によって延岡-紫尾山構造線の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。その地質時代については、坂井ほか(1984)によると、始新世中期後半-漸新世前期の堆積年代で、始新世中期前半-後半の時代を示す異地性岩体を含む。日向層群の北限は本地域北方の延岡衝上によって境される。その南限については、坂井ほか(1984)、奥村ほか(1985)によって、本地域南方で日南層群と断層で境されると推定されているが、断層の位置については具体的なデータによって示されてはいない。三石ほか(1989)の地層対比に基づくと、第3図に示したように、綾南川層の南限及びその東方の大森岳断層が、日向層群の南限に相当する(地層対比の詳細は、Ⅲ. 5. 2を参照)。

今井ほか(1979)は神門地域において、延岡衝上以南の古第三系を神門層と“日向層群”に区分した。しかし両層の地質時代はほぼ同じであり(坂井ほか, 1984)、神門層を特徴づける混在相・砂岩泥岩破断相の層相組合せは“日向層群”内部にも広範囲に出現する。それ故に本報告では坂井・勘米良(1981)にしたがい、神門層に相当する地層群も日向層群に含めた。

本地域の日向層群は小川スラストを境として層相が異なる二つのコンプレックス、北部コンプレックスと南部コンプレックスとに区分される(第3図)。

北部コンプレックスは本地域北隣及び北東隣の神門・日向地域付近において、橋本(1961)、今井ほか(1979)、坂井・勘米良(1981)らが日向層群と呼んだものに相当する(第1表)。

南部コンプレックスは岩相對比と地層の走向方向から、南隣の妻地域南部を東西に走る大森岳断層までは南方に広がると判断できる。したがって、遠藤・鈴木(1986)の妻及び高鍋地域において定義された、大森岳断層の北側に分布する国見山・上井野の両層は南部コンプレックスに対比できる。さらに、その南方地域の地層群について、三石ほか(1989)は大森岳断層に南接する綾南川層と山之口層を岩相とその地質時代からそれぞれ日向層群と日南層群に対比している。彼らにしたがうと、南部コンプレックスの南縁は綾南川層と山之口層とを境する断層になる(第3図)。

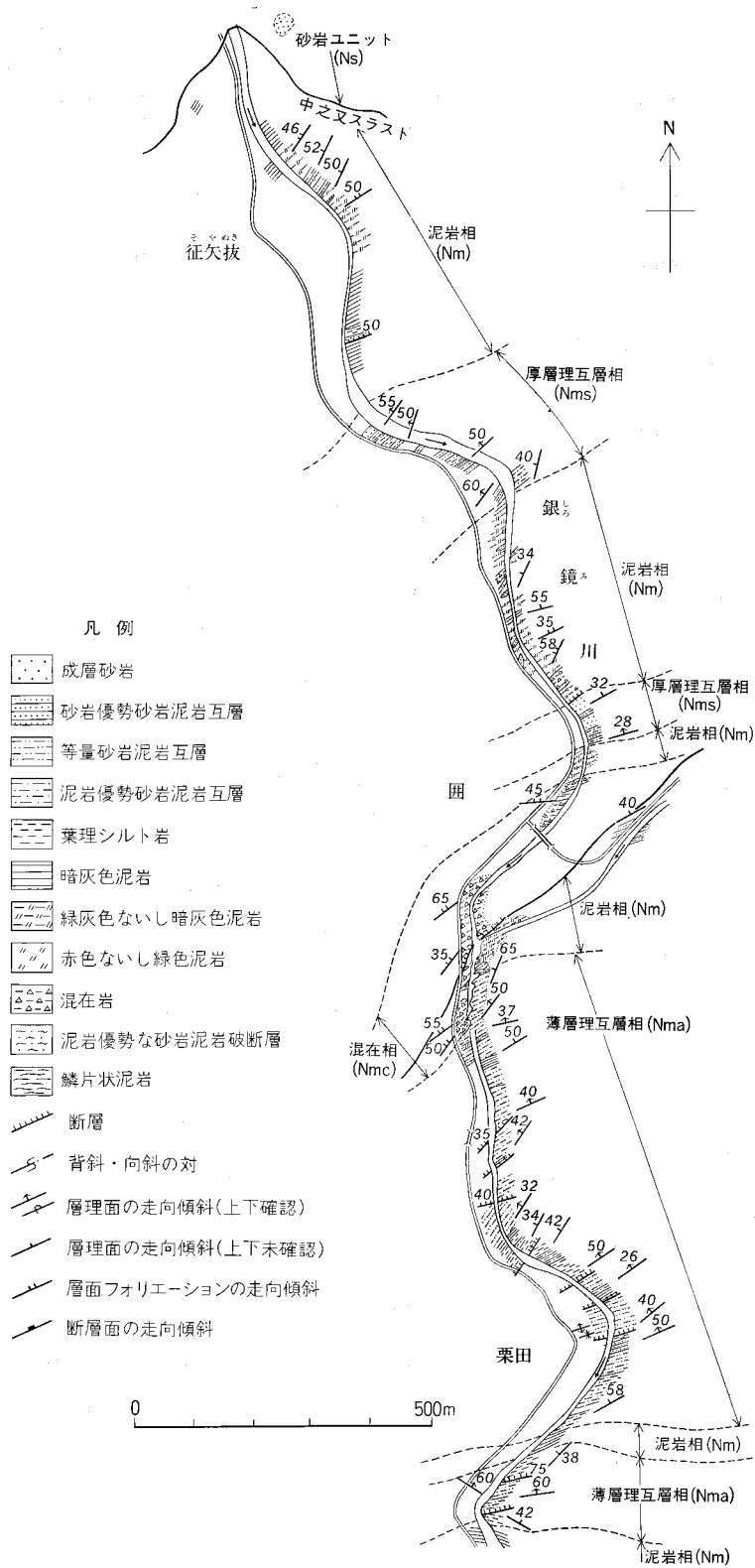
なお、南部コンプレックスに相当する地層群の地質時代、堆積環境を示すデータが乏しいため、北部と南部の両コンプレックスの比較は十分にできていない。日向層群の構造ユニット区分はこれらの問題が解明されるのをまってあらためて行う必要がある。

#### Ⅲ. 4. 1 北部コンプレックス(新称, Ns, Nr, Nms, Nma, Nm, Nmd, Nmc)

##### 分布と区分

本地域西部では小川スラストを介してその北側に広く分布し、東部の陥没地域内側ではその西縁にそって2-4 kmの幅で露出する。

北部コンプレックスは断層で境される二つのユニット、砂岩ユニットと泥岩ユニットに区分される。砂岩ユニットは主に厚層理砂岩相からなり、赤緑色泥岩相をその最下部に伴う。全体に整然とした地層からなる。一方泥岩ユニットは厚層理互層相・薄層理互層相・泥岩相・砂岩泥岩破断相・混在相からなる。



第8図 日向層群の北部コンプレックス泥岩ユニットのルートマップ(銀鏡川沿い、付図A-1参照)





第9図 砂岩泥岩互層に貫入する暗灰色泥岩（銀鏡川沿い西都市圏）。泥岩は褶曲した互層の構造を切って貫入している。

り、これらが50-500 mの厚さで繰り返す。

本地域では、構造的上位から泥岩ユニット・砂岩ユニット・泥岩ユニットの順で帯状配列をなしている。砂岩ユニットは緩やかな構造をなして、はちまき状に高度1000 m前後の山の中腹に露出し、急崖をなしている。その下限では中之又スラストを介して北に40-70°傾斜した泥岩ユニットの上に衝上している。一方、砂岩ユニットの上限では逆に、北に急斜した泥岩ユニットが八峽スラストを介して砂岩ユニットの上に衝上している。

泥岩ユニットは銀鏡川に沿って西都市栗田から<sup>そやぬき</sup>征矢抜にかけて（第8図）、砂岩ユニットは板谷川に沿って地層が好露出している。

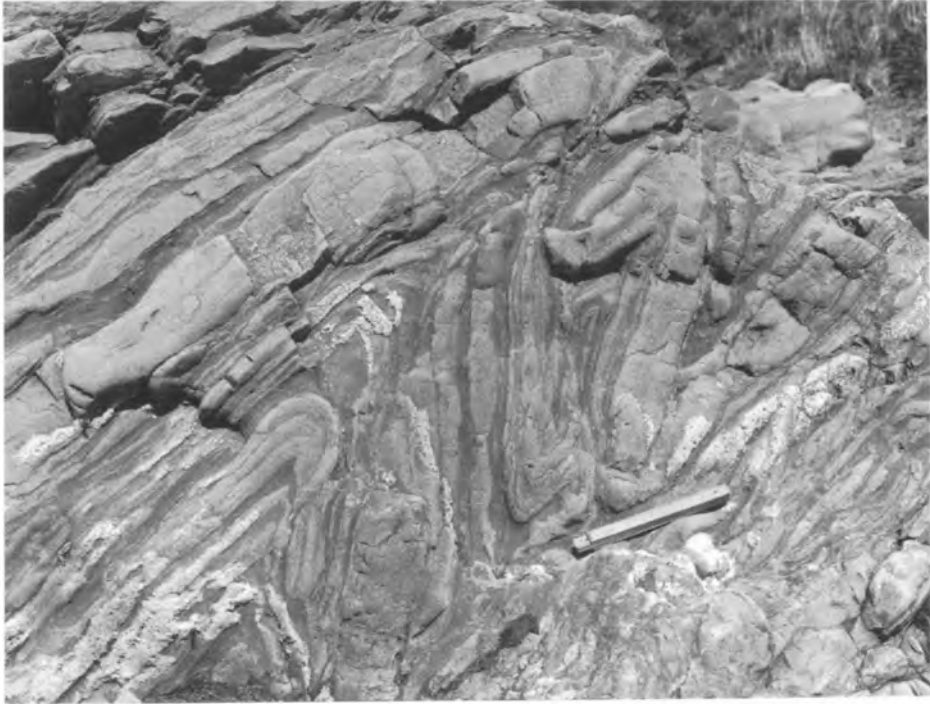
銀鏡川沿いのルート（第8図）では主に泥岩相と薄層理ないし厚層理互層相で占められ、混在相を伴う。各層相境界は断層で境される場合と密着接触関係を示す場合とがある。圏の南方に分布する混在相は、その東に位置する泥岩相の緑灰色泥岩と互層相の等量互層と指交関係にある。この地点では互層相との境界付近の泥岩相に等量互層からなる径2-10 mのブロックが含まれ、一方、混在相や互層相中に泥岩相から延長する幅数cm-5 mの泥岩岩脈が観察できる（第9図）。泥岩ユニットの北限は砂岩ユニットの厚層理砂岩の分布からその位置を推定した。

#### 地質時代

本コンプレックスは、坂井ほか(1984)、Nishi(1988)及び本報告で得られた放散虫化石・貝化石によると、泥岩ユニットは始新世中期後半-漸新世前期、砂岩ユニットの主体をなす厚層理砂岩相は漸新世前期、基底部の赤緑色泥岩相は始新世中-後期の各堆積年代を示す。なお、本地域内では、異地性岩塊の年代は得られていないが、本地域北東隣の日向地域付近で、坂井ほか(1984)は玄武岩ブロックに伴伴する赤色ないし緑色泥岩から、始新世中期を示す放散虫化石の産出を報告している。

#### 岩相及び変形相

泥岩ユニット：主に暗灰色泥岩・砂岩泥岩互層からなり、礫質泥岩・玄武岩・礫岩・含礫シルト岩・



第10図 砂岩泥岩互層に発達する閉じた F1 褶曲（銀鏡川沿い西都市圏）  
褶曲の冠部で砂岩層は著しく膨縮し、泥岩層は厚層化している。

成層砂岩・凝灰質泥岩を挟む。含礫シルト岩から1地点で貝化石が発見された。これらの各岩相は主要な岩相の組合せと変形相の特徴に基づき、厚層理互層相・薄層理互層相・泥岩相・破断相・混在相の五つの層相に識別することができる。これらの層相は帯状配列をなし、しばしば側方に尖滅したり指交する。

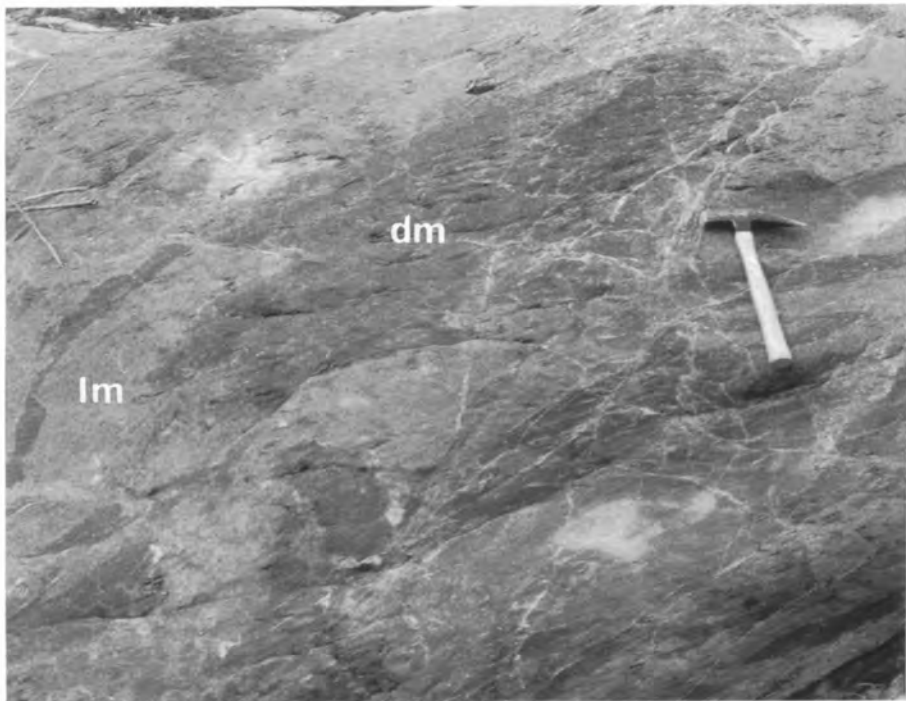
厚層理互層相は砂岩部が厚さ20 cm以上の砂岩優勢互層が卓越し、成層砂岩、等量ないし泥岩優勢互層を伴う。薄層理互層相は等量ないし泥岩優勢互層が卓越し、砂岩優勢互層を挟む。これら両互層相では砂岩泥岩破断相とは異なり、一般に砂岩の膨縮変形は弱い、翼が閉じ、冠部での厚層化が著しい半波長50 cm-1 mの褶曲や砂岩層の不規則な流動変形がしばしば認められる（第10図）。これらの変形は覆瓦構造に関係した剪断変形に伴って形成されている。

泥岩相は暗灰色泥岩が卓越し、砂岩泥岩互層・礫質泥岩・凝灰質泥岩を伴う。泥岩相中の泥岩は暗灰色、ときに緑灰色を呈す塊状均質な泥岩が卓越する（第11図）。泥岩にはまれに厚さ1-5 cmのシルトないし砂岩薄層を挟んだり、一般に径5-30 cm、最大径1.5 mにおよぶ石灰質ないし珪質のノジュールが頻繁に含まれる。銀鏡川沿い困付近の河床では暗灰色と緑灰色の部分が縞状をなしたり、両者が不規則に混在しているのが観察できた（第12図）。泥岩相に挟まれる砂岩泥岩互層には未固結時の流動変形を示す褶曲（第13図）や砂岩層の膨縮構造が発達し、ときにブロックとして泥岩に挟まれる。

砂岩泥岩破断相は膨縮ないしレンズ化した砂岩と鱗片状の層面フォリエーションが発達した泥岩が混在した砂岩泥岩破断層からなる。砂岩の変形はさまざまな程度があり、弱いものでは砂岩泥岩互層の成



第11図 石灰質ノジュールを含む塊状泥岩（銀鏡川沿い西都市圏）  
泥岩は暗灰色で無層理塊状である。スケールバーは1m。



第12図 緑灰色と暗灰色の泥質部が混在した塊状泥岩（銀鏡川沿い西都市圏）  
明灰色の部分（lm）と暗灰色の部分（dm）とが不規則に互層している。



第13図 未固結時の褶曲構造を示す砂岩レンズ (小丸川沿い木城町戸崎)

層様式を保存したまま砂岩部が膨縮ないしレンズ化しているものから、レンズ状の砂岩が泥岩に囲まれて完全に孤立しているものまでがある(第14図)。砂岩泥岩破断層は本来砂岩泥岩互層であったものが、未固結から半固結状態で層理に平行な展張及び剪断変形と、閉じた褶曲変形を受けて形成されたものである。層面フォリエーションにそう剪断変形が強くなると、砂岩層が数 mm-1 cm の角礫に破碎される。変形前の砂岩泥岩互層は、泥岩優勢互層が卓越し、砂岩優勢互層や厚さ 1m 以上の厚層理砂岩を伴う岩相である。

混在相は礫質泥岩と剪断変形を強く受け石英分結脈が発達した千枚岩質泥質岩からなる。礫質泥岩は暗灰色泥岩を基質とし、主に砂岩・シルト岩・珪質泥岩などの径数 mm-1 m の小岩塊を含む(第15図)。前二者は球、レンズ、膨縮した薄層の形をなし、後者は不規則に分枝した薄層で、基質中に無秩序に散在している。千枚岩質泥質岩は、一般に層理面に平行で鱗片状に剥がれるフォリエーションが発達し、砂岩と玄武岩のブロックを含む。玄武岩は本地域北西部の空野山付近に2層準、東部の陥没地域内に1層準認められる。いずれも強く剪断を受け鱗片状フォリエーションが発達した泥岩に挟在される。玄武岩は厚さ 1-10m で、主に枕状構造をなす溶岩(第16図)やハイアロクラスタイトからなり、赤色泥岩を伴う。

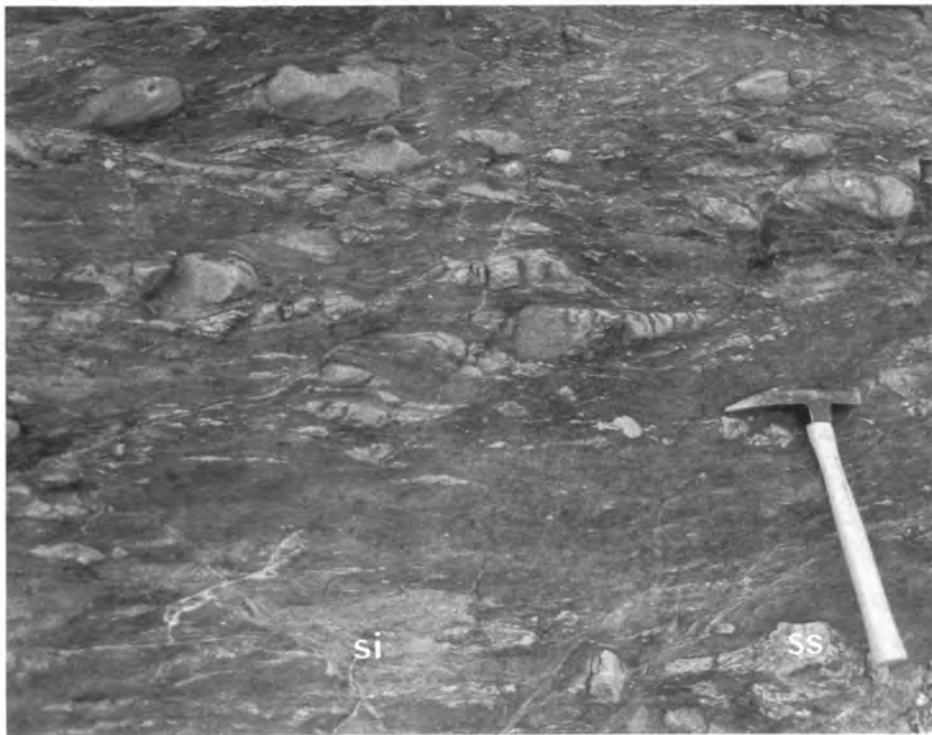
次にいくつかの特徴的な岩相・岩質について説明する。

砂岩泥岩互層・成層砂岩・砂岩泥岩破断層の砂岩及び礫質泥岩にレンズとして含まれる砂岩は、いずれも細粒-中粒で基質の多い長石質ないし石質ワッケである。全体にカリ長石をまったく欠くか極めて乏しいという特徴がある(Ⅲ. 6参照)。

凝灰質泥岩は西都市圏東方と本地域北隣の神門地域の流<sup>は</sup>やせなどにおいて認められた。これらの凝灰質泥岩は全体で厚さ 25-100 m で、暗灰色泥岩に挟まれる。凝灰質泥岩は緑灰色ないし一部赤色を呈し、



第14図 砂岩と鱗片状の層面フォーリエーションが発達した泥岩からなる砂岩泥岩破断層(東郷町児洗)。砂岩層が強く膨縮し、レンズ化している。



第15図 珪質泥岩の薄層 (si) を挟む礫質泥岩 (銀鏡川沿い西都市圏)  
写真右下の砂岩レンズ (ss) はその縁で破碎され角礫化している。また、写真上には半波長約10cmのトランスポーズ褶曲が認められる。



第16図 枕状構造が発達する玄武岩溶岩（東郷町ツツラ内）  
 上限不明、厚さ8mの岩体で、個々の枕状団塊は20°写真左方へ傾斜している。

厚さ3-10cmでより珪質な凝灰質シルト岩を挟む。同岩石は鏡下ではピロタキシティック組織の石基と斜長石斑晶を有する径0.1mm前後の火山岩片と斜長石片が多量に認められる。

礫岩は厚さ30cm-1mで、粗粒砂岩と互層し、しばしば含礫シルト岩を伴う。礫岩は砂質基質で径数mm-5cmの円礫を含む（第17図）。主要な礫種には中性火山岩・石灰岩・石灰質泥岩・チャート・多結晶石英が認められる。中性火山岩はピロタキシティック組織の石基と斜長石斑晶からなる。

含礫シルト岩は厚さ1-30mで、短径50cm-2mの中粒ないし粗粒砂岩のレンズを挟む。含礫シルト岩に含まれる礫種も礫岩と同様である。礫岩及び含礫シルト岩は木城町春山谷出合、同町戸崎、東郷町下村、西都市征矢抜などの6か所で認められた。特に木城町戸崎では、厚さ約30mの含礫シルト岩に貝化石が散在的に含まれる（第18図；付図A-1の地点44）。化石<sup>1)</sup>には貝化石5種とフジツボの破片が認められた。二枚貝は大部分両殻を揃えて保存されている。この地点で採集された貝化石は、第2表に示すとおりで、芦屋動物群に対比される。したがって化石は漸新世前期末の地質時代を示す（Tsuchi *et al.*, 1987）。

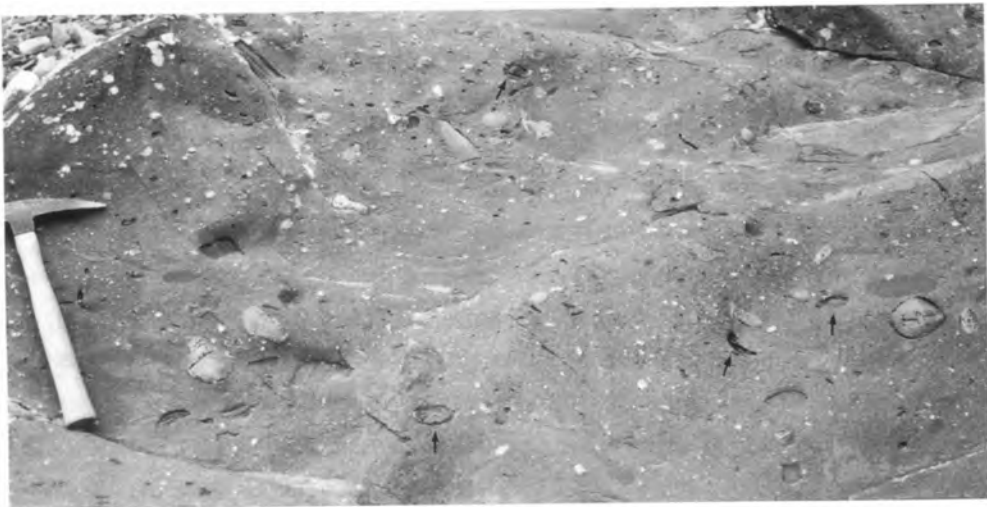
**砂岩ユニット**：主に成層砂岩と砂岩泥岩互層からなり、緑色及び赤色泥岩、葉理シルト岩、珪質凝灰岩を伴う。これらの各岩相は主要な岩相の組合せに基づき、厚層理砂岩相と赤緑色泥岩相の二つの層相に識別することができる。

厚層理砂岩相は砂岩ユニットの大部分を構成する。主に成層砂岩と砂岩優勢砂岩泥岩互層からなり、等量ないし泥岩優勢互層、シルト岩、暗灰色泥岩、珪質凝灰岩を伴う。これらの各岩相は全体に整然と

1) 貝化石の採集及び鑑定は地質標本館の佐藤喜男技官が行った。



第17図 砂岩を挟む細礫礫岩（神門地域内，渡川沿い東郷町下村）  
白い礫は中性火山岩・チャート・多結晶石英からなり，暗灰色の礫は主に石灰質泥岩である。



第18図 貝化石を含む含礫シルト岩（小丸川沿い木城町戸崎）  
写真中に“→”で指した例のように，貝化石はシルト岩の表面ではその殻が溶脱し，形だけが残されている。

第2表 日向層群北部コンプレックスの含礫シルト岩から産出した貝化石

Pelecypoda (二枚貝類)	
<i>Venericardia (Megacardita) japonica</i> Mizuno	----- R
<i>Glycymeris</i> sp. cf. <i>G. cisshuensis</i> Makiyama	----- R
Scaphopoda (掘足類)	
<i>Dentalium</i> sp.	----- R
Gastropoda (巻貝類)	
<i>Turritella (Hataiella)</i> sp. cf. <i>T. (H.) infralirata</i> Nagao	----- C
<i>Glassaulax</i> sp.	----- R
その他	
<i>Balanus</i> sp.	

C : common (10個体以上), R : rare (4個体以下)

した層理をなす。成層砂岩から始まり、砂岩優勢互層、泥岩優勢互層、そして最上部の泥岩ないしシルト岩に至る厚さ10-50mの上方薄層化シークエンスがしばしば認められる(第19図)。同シークエンスには上記の岩相の一部を欠くものも多い。

赤緑色泥岩相は厚さ5-40mで、層面フォリエーションが発達した緑色泥岩と赤色泥岩からなり、まれにカタクラスティックに変形した砂岩のレンズを挟む。砂岩ユニットの内部に走るスラストや基底を切るスラストの上盤に沿って分布する。

木城町中之又西方の林道と板谷川の河床の露頭において、赤緑色泥岩相とその上位の厚層理砂岩相との直接の関係がよく観察できる。いずれの地点においても両岩相は明瞭なスラストで境されている。赤緑色泥岩相とその上位の厚層理砂岩相とが連続して露出する中之又西方の林道沿いのルートマップを第20図に示す。ここでは主に岩相の特徴と両岩相の関係について記述し、変形構造に関しては、III. 7. 1で詳述する。赤緑色泥岩相は厚さ約40mで、緑色泥岩と赤色泥岩からなる。緑色泥岩には厚さ50-100cmの緑色を帯びる砂岩優勢な互層のレンズが一層挟まれる。砂岩はカタクラスティックに強く変形している。赤緑色泥岩相の上位に幅1.5mの断層破砕帯を介して、膨縮変形が顕著な砂岩泥岩互層と暗灰色泥岩が繰り返す岩相が重なり、更に上位に層理に平行な断層を介して、整然とした成層砂岩から砂岩泥岩互層へ上方へ薄層化する地層が重なる。

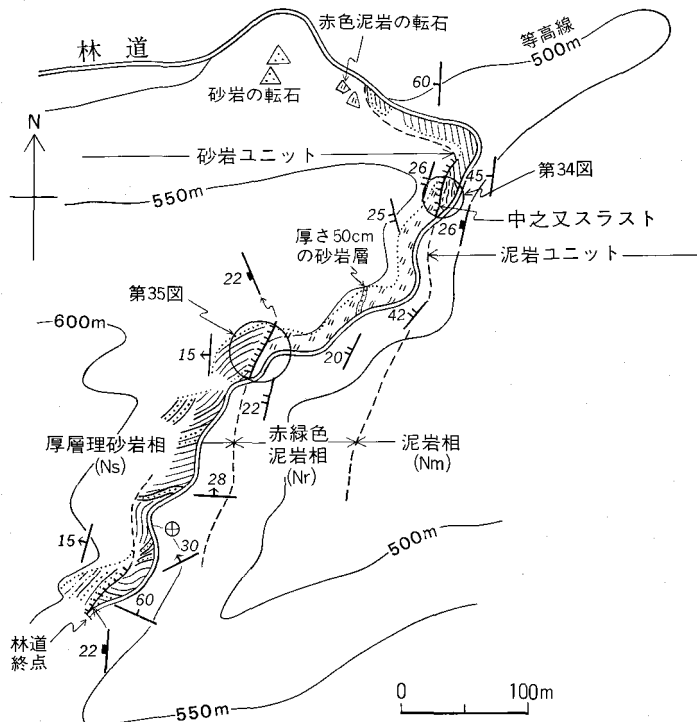
次に代表的な岩相・岩質について説明する。

砂岩は一般に中粒ないし粗粒で白色雲母を含む長石質砂岩であり、カリ長石を豊富に含む。ただし、





第19図 上方薄層化シークエンスを示す砂岩優勢な砂岩泥岩互層（小丸川沿い木城町戸崎）  
砂岩泥岩互層の上位には次の上方薄層化シークエンス下部の成層砂岩が重なる。



第20図 北部コンプレックス砂岩ユニット最下部のルートマップ（木城町中之又西方林道沿い、付図A-1参照）。泥岩ユニットの上位に、中之又スラストを介して砂岩ユニットの赤緑色泥岩相・砂岩相が衝上している。両相は断層で境され、強く剪断変形を受けている。凡例は第8図を参照。



第21図 凝灰質泥岩と互層する白色の珪質凝灰岩 (at) (西都市尾八重北方の林道沿い)

赤緑色泥岩相中の砂岩ブロックや赤緑色泥岩相の直上に重なる砂岩泥岩互層の砂岩に限っては、カリ長石を欠くかもしくは極めて乏しい。

珪質凝灰岩は凝灰質泥岩と互層し、これらが厚さ5-10mのユニットをなして出現する(第21図)。珪質凝灰岩単層は厚さ2-10cmで級化構造が認められる。西都市尾八重北方、本地域西隣の村所地域の征矢抜西方など3地点で認められた。鏡下では、凝灰岩は隠微晶質の石基と石英・斜長石結晶からなり、ときに火山ガラスの痕跡が観察できる。

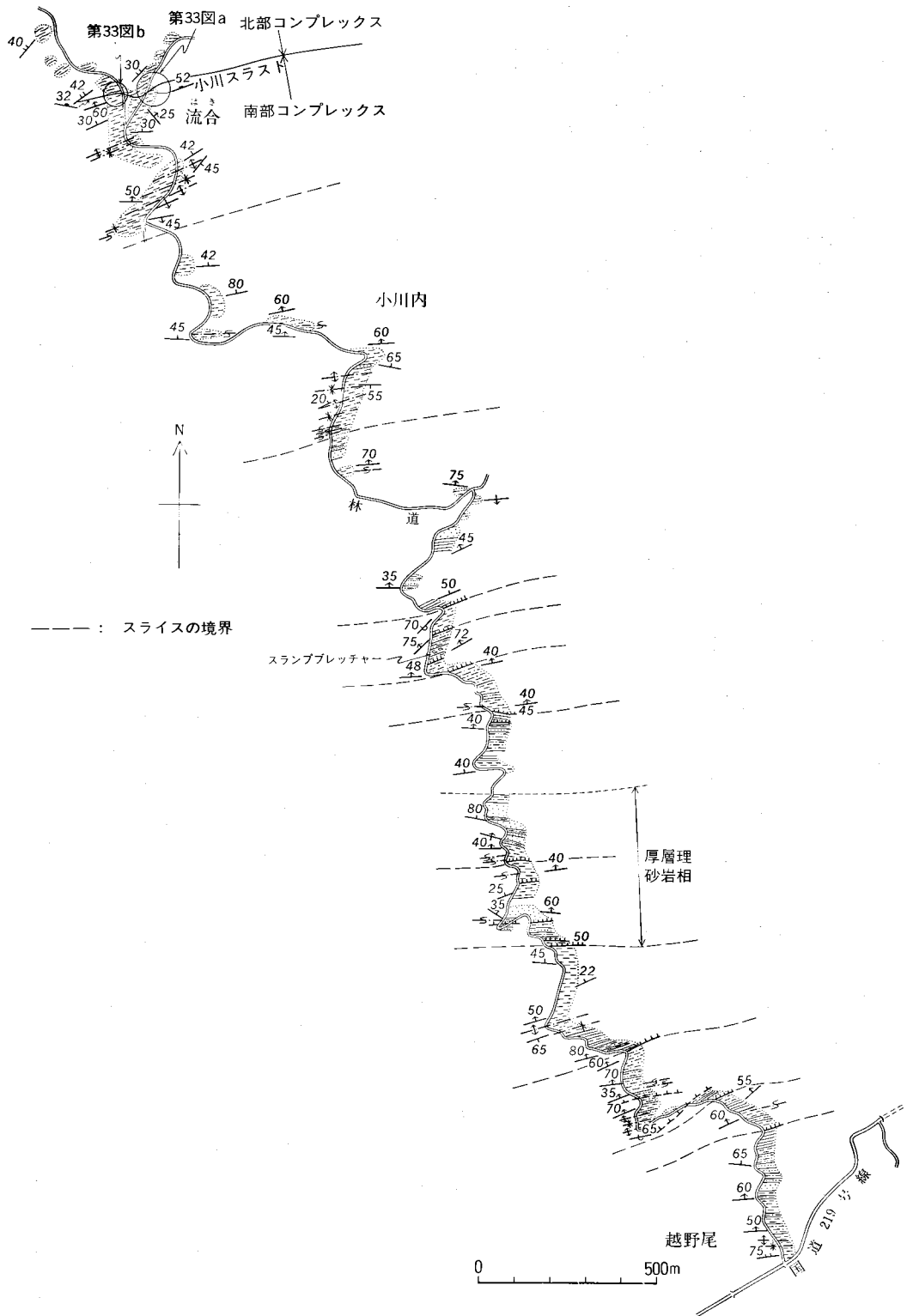
赤色泥岩・緑色泥岩はともに石英ないし長石のシルト粒を散在的に含む泥岩で、薄片観察によると比較的粗粒の泥岩には中性火山岩片や斜長石片が多量に含まれているのが認められた。この特徴は泥岩ユニットの凝灰質泥岩と類似している。

### Ⅲ. 4. 2 南部コンプレックス (新称, Sl, Sa, Ss, Sm, Sma)

#### 分布と区分

南部コンプレックスは本地域南西部を占め、東北東-西南西方向に延びる。その北縁は小川スラストで境されて北部コンプレックスと接し、東縁は木城花崗閃緑岩で断たれ、より以東の尾鈴山陥没地域にはその構造的上位の諸塚層群と日向層群北部コンプレックスだけが露出する。予察調査によると、西方へは本地域南西隣の須木地域西縁まで少なくとも延長する。

南部コンプレックスは岩相・変形相の異なる二つのユニット、砂岩シルト岩ユニットと泥岩ユニット



第22図 南部コンプレックス砂岩シルト岩ユニットのルートマップ(村所地域内、小川川左岸に沿う林道ルート、付図A-1参照)。凡例は第8図を参照。

から構成される。砂岩シルト岩ユニットは整然とした葉理シルト岩相・薄層理互層相・厚層理砂岩相からなる。泥岩ユニットは泥岩相と薄層理互層相からなる。

各ユニットはスラストで境され、構造的上位から砂岩シルト岩ユニット・泥岩ユニット・砂岩シルト岩ユニットの順に帯状配列をなしている。

砂岩シルト岩ユニットは一ツ瀬川沿い十五番から瓢箪淵までと、本地域西隣村所地域内の小川川沿い越野尾から流合まで、泥岩ユニットは西都市穂北付近の竹尾川上流域にそれぞれ模式的に露出している。

小川川の林道に沿うルートマップを第22図に示す。同ルートでは葉理シルト岩・泥岩優勢互層からなる葉理シルト岩相が卓越し、成層砂岩・砂岩優勢互層からなる厚さ約500 mの厚層理砂岩相を挟む。地層は全体に北傾斜北上位の同斜構造をなし、100-500 m間隔で発達するスラスト性の断層によって地層が繰り返す。北限は小川スラストを介して、構造的上位の北部コンプレックスの鱗片状の層面フォリエーションが発達した暗灰色泥岩と接する。

#### 地質時代

南部コンプレックスからは地質時代を示唆する化石が得られていない。しかし、三石ほか(1989)は同コンプレックス最南部の砂岩が卓越する層相(三石ほか, 1989の綾南川層)から始新世中期-漸新世前期頃の時代範囲を示す浮遊性有孔虫化石を報告している。

#### 岩相及び変形相

**砂岩シルト岩ユニット**：主に葉理シルト岩・砂岩泥岩互層からなり、成層砂岩・泥岩を伴い、まれにスランプ性の角礫岩層が認められる。全体に層理が保存された整然とした層相をなす。これらの各岩相は主要な岩相の組合せの特徴に基づき、葉理シルト岩相・厚層理砂岩相・薄層理互層相の三つの層相に区分することができる。これらの層相は帯状配列をなし、後二者はしばしば側方に尖滅する。

葉理シルト岩相は砂岩シルト岩ユニットで最も優勢な層相である。主に葉理シルト岩からなり、泥岩優勢の砂岩泥岩互層・塊状泥岩を伴う。

厚層理砂岩相は主に成層砂岩と砂岩優勢な砂岩泥岩互層から構成される。側方への岩相変化が認められ、例えば西都市瓢箪淵の南方をとおり東西に連続する厚層理砂岩相は、東方に急速にその厚さが薄くなり、葉理シルト岩ないし泥岩優勢の互層に岩相が変化する。

薄層理互層相は泥岩優勢ないし等量の砂岩泥岩互層からなる。

次に特徴的な岩相・岩質について説明する。

葉理シルト岩は粗粒シルトないし砂岩からなる厚さ1-10 mmの薄層ないし葉理が発達したシルト岩である(第23図)。薄層内部にはリップル斜交葉理が発達し、頂部にリンゴイド(linguoid)リップルマークが認められる。林道の切割りでは層理に沿って板状に崩れることが多い。

砂岩泥岩互層には泥岩優勢・等量・砂岩優勢の3タイプの互層が認められる。泥岩優勢互層は厚さ2-10 cmの砂岩層と厚さ5-20 cmの泥岩層からなる互層である。葉理シルト岩相中の泥岩優勢互層は、砂岩層が厚さ5 cm以下の薄層であることが多く、側方に葉理シルト岩に漸移する。葉理シルト岩や互層の砂岩層の底面にはCosmorhaphé・Helminthoidaなどのネレイテス相の生痕や流痕がしばしば認められる(第24図)。



第 23 図 南部コンプレックスの葉理シルト岩 (村所地域内, 小川川流合)  
粗粒シルトないし砂質のリップル斜交葉理が発達した薄層とシルト層とが律動的に互層する.



第 24 図 泥岩優勢砂岩泥岩互層の砂岩層底面につく生痕 (一ッ瀬川沿い西都市瓢丹淵)  
*Cosmorhae*・*Helminthoidea* の生痕化石が多数認められる. スケールバーは 20 cm.

成層砂岩は単層の厚さが1-5 mであるが、しばしば層理が癒着し見かけ10-20 mの厚さを呈することがある。成層砂岩には内部堆積構造が乏しいが、弱い平行葉理や水抜け構造である皿状構造が認められる。ときに単層下部に長さ2-4 cmの泥岩のリップアップクラストが密集している(第25図)。

成層砂岩・砂岩泥岩互層・シルト岩は10-50 mの厚さで上方薄層・細粒化シーケンスを構成することが多い。その例として第26図に岩相柱状図を示した。いずれも成層砂岩から始まるサイクルを示すが、第26a図の成層砂岩が卓越するタイプのものであれば、上方薄層化シーケンス直下に厚さ2 m前後の上方厚層化シーケンスが認められる。

**泥岩ユニット**：主に暗灰色泥岩と泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなり、破断した砂岩泥岩互層を伴う。これらの各岩相は主要な岩相の組合せと変形相から、泥岩相・薄層理互層相の二つの層相を識別することができる。

泥岩相は主に鱗片状フォリエーションが発達した暗灰色泥岩からなり、破断した砂岩泥岩互層を伴う。暗灰色泥岩にはしばしば石灰質及び珪質のノジュールが含まれる。

薄層理互層相は主に泥岩優勢の砂岩泥岩細互層からなり、等量ないし砂岩優勢の砂岩泥岩互層を伴う。

### III. 5 化石と地質時代

#### 放散虫化石

放散虫化石によって諸塚層群・日向層群の地質時代を検討した。微化石抽出のために採集した試料数は、諸塚層群12、日向層群北部コンプレックス54、南部コンプレックス30である。これらのうち地質時代決定に有効な放散虫化石の抽出ができた試料は9個で、すべて北部コンプレックスの泥質岩から採集したものである。放散虫化石の鑑定はパリーノ・サーヴェイ(株)に依頼した。産出した放散虫化石リストを第3表、産出地点を付図A-1、主要な放散虫化石の写真を第I・II図版にそれぞれ示した。古第三紀の放散虫群集帯の対比とその時代についてはSanfilippo *et al.* (1985)を参照した。

日向層群の北部コンプレックスから、泥岩ユニットの暗灰色泥岩4試料(GSJ F13241:地点52, GSJ F13244:地点36, GSJ F13245:地点48, GSJ F13246:地点51)、砂岩ユニットの赤緑色泥岩相の緑色泥岩4試料(GSJ F13239:地点54, GSJ F13240:地点43, GSJ F13243:地点42, GSJ F13247:地点41)、厚層理砂岩相の凝灰質泥岩1試料(GSJ F13242:地点53)から地質時代決定に有効な放散虫化石が得られた。

GSJ F13239, GSJ F13243, GSJ F13247: *Eusyringium cf. fistuligerum* の産出により、*Thyrsocyrtis triacantha* zone-T. *bromia* zoneに対比され、始新世中-後期の時代範囲を示す。

GSJ F13240: *Podocyrtis cf. mitra* の産出により *P. mitra* zoneに対比され、始新世中期の時代を示す。

GSJ F13241: *Dictyoprora mongolfieri* の産出により *D. mongolfieri* zone-T. *bromia* zoneに対比され、始新世中-後期の時代範囲を示す。

GSJ F13242: *Theocyrtis cf. tuberosa*, *Tristylospyris cf. tricerus* の産出により *T. bromia* zone-T. *tuberosa* zoneに対比されることから、始新世後期-漸新世前期の時代範囲を示す。



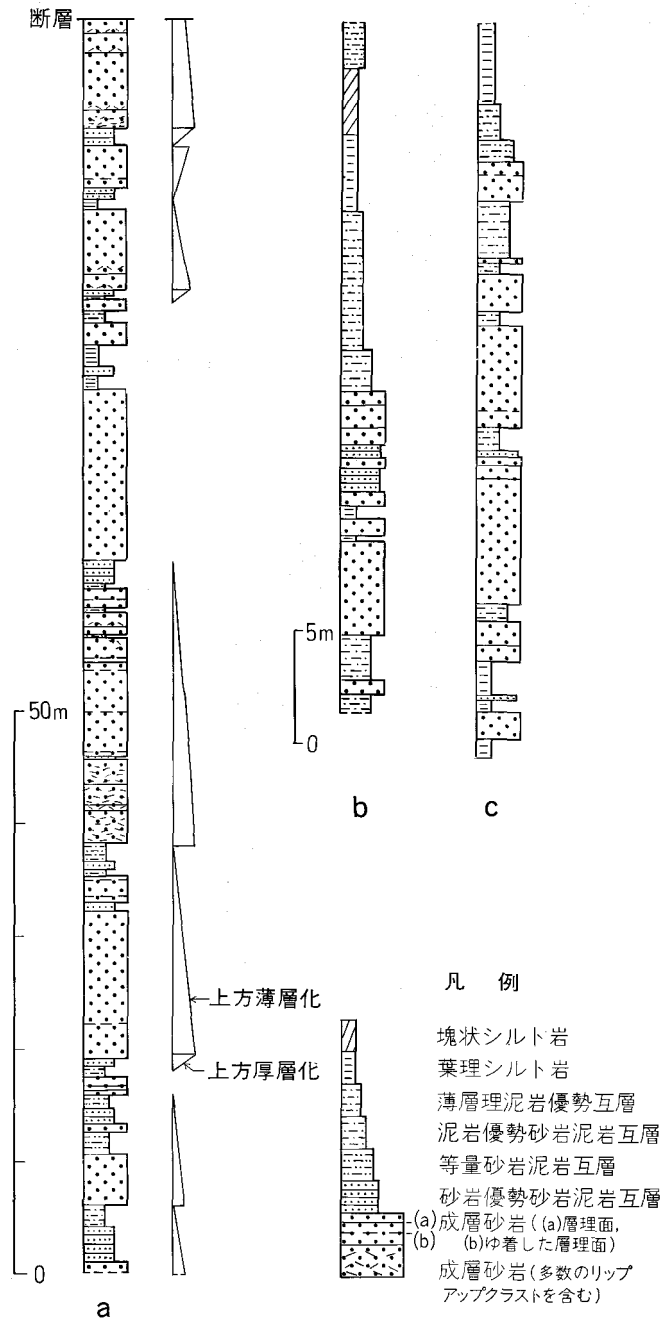
第25図 南部コンプレックスの成層砂岩（一ッ瀬川沿い西都市瓢箪淵）

a：厚さ5mの塊状砂岩

堆積構造が乏しいが、平行葉理が10-50cmの間隔で認められる。スケール付近の暗色の層準で砂岩層が癒着している。写真の上方が層序的上位。スケールバーは50cm.

b：泥岩のリップアップクラストを多数含む砂岩

写真右方が層序的上位。スケールバーは20cm.



第26図 成層砂岩と砂岩泥岩互層からなる上方薄層化シーケンス(南部コンプレックス)。

a: 厚層理砂岩相(西都市瓢箪淵)

b, c: 薄層理互層相(b: 一ッ瀬ダム; c: 三納川上流)



GSJ F13244 : *Archaospongoprunum nishiyamai* は白亜紀後期に産出が知られ、*Amphipyndax*, *Dictyomitra* 属等のものも白亜紀後期によくみられる。一方、はっきりと新生代の種と鑑定されるものはない。したがって本試料の地質時代は白亜紀の可能性が強い。

GSJ F13245, GSJ F13246 : 示準種はみられないが産出群集より始新世-漸新世の時代範囲が推定される。

#### 日向層群の地質時代

これまで報告されている文献資料と、今回新たに得た化石の年代及びその他の地質学的特徴から、日向層群の各コンプレックスの地質時代について検討する。

**北部コンプレックス** : 今回得られた化石のうち、泥岩ユニットの暗灰色泥岩から得られた白亜紀を示唆する GSJ F13244 の試料を除いた他の試料の化石が示す地質時代は、以下に述べるように坂井ほか(1984), Nishi (1988) の研究結果と調和する。

砂岩ユニットの砂岩相の凝灰質泥岩 (GSJ F13242) から始新世後期後半-漸新世前期の放散虫化石、赤緑色泥岩相からは、始新世中期 (GSJ F13240), 始新世中-後期 (GSJ F13239, GSJ F13243, GSJ F13247) の時代を示す放散虫化石がそれぞれ得られた。一方、坂井ほか(1984) は砂岩ユニットの砂岩相に相当する大内原層の3地点から漸新世前期を示す浮遊性有孔虫化石、大内原層中に挟まれる赤色泥岩(砂岩ユニットの赤緑色泥岩相に相当する) から始新世を示す放散虫化石の産出をそれぞれ報告している。したがって、砂岩ユニットについて本報告と坂井ほか(1984) の化石年代をまとめると、赤緑色泥岩相は始新世中-後期、砂岩相は漸新世前期の堆積年代を示し、両相で時代が異なることになる。

泥岩ユニットについては、暗灰色泥岩から、GSJ F13241 の始新世中-後期、GSJ F13245, GSJ F13246 の始新世-漸新世の時代範囲を示す放散虫化石がそれぞれ得られた。そして泥岩ユニットの含礫シルト岩からは既述したように芦屋動物群に対比される貝化石群を得た。この動物群の地質時代は漸新世前期末を示す (Tsuchi *et al.*, 1987)。一方、坂井ほか(1984), Nishi (1988) は泥岩ユニットに相当する田代層、荒谷層、宇納間層の多数の地点から始新世中期後半から漸新世前期を示す浮遊性有孔虫・放散虫化石の産出を報告している。以上のことから、泥岩ユニットは、始新世中期後半から漸新世前期の時代範囲を示すと考えることができる。

陥没地域内の白木八重北東方の地点から得られた暗灰色泥岩 (GSJ F13244) は白亜紀を示唆する放散虫化石を含有している。周辺の岩相は砂岩を挟む泥岩層であり、岩相上、日向層群の泥岩ユニットに極似し、一方で、延岡衝上に相当する破砕帯も認められない。以上の理由から、上記の泥岩は日向層群中に再堆積した泥岩であると推定したが、白木八重牧場をとおる東北東-西南西方向の断層以南のこの泥岩を含む地層全体が、陥没地域内に落ち込んだ白亜系の諸塚層群である可能性も残されている。今後の検討が必要である。

**南部コンプレックス** : 本コンプレックスからは今回時代決定に有効な化石が得られなかった。しかし、本地域南隣の妻地域、南西隣の須木地域に分布する綾南川層 (第3図) からは、始新世後期-漸新世前期の時代範囲を示す浮遊性有孔虫化石、その構造的下位の山之口層からは始新世後期-中新世前期の時代を示す浮遊性有孔虫・放散虫化石がそれぞれ報告されている (三石ほか, 1989)。三石ほか(1989) によるとこれらの各層は北側の南部コンプレックスに相当する綾北層と断層 (遠藤・鈴木, 1986 の大森岳

第3表 日向層群から産出した放散虫化石(鑑定:西村明子)

放散虫化石種	試料番号 GSJ F									
	13239	13240	13241	13242	13243	13244	13245	13246	13247	
含有化石量	C	C	C	C	R	VR	VR	VR	VR	C
<i>Amphipyndax</i> sp.							+			
<i>Amphisphaera</i> cf. <i>minor</i>			+							
<i>Amphymenium</i> cf. <i>splendiaratum</i>				+						
<i>Anthocyrtona</i> (?) sp.										+
<i>Archaeospongoprimum</i> cf. <i>nishiyamai</i>							+			
<i>Artophormis</i> cf. <i>gracilis</i>				+						
<i>Bathropyramis</i> sp.				+						+
<i>Calocyclus</i> cf. <i>hispidus</i>		+	+		+					
<i>Calocyclus</i> (?) sp.	+	+						+	+	
<i>Carpocanistrum</i> spp.				+						
<i>Carpocanistrum</i> (?) sp.					+					
<i>Cyclampierium</i> cf. <i>pegetrum</i>				+						
<i>Diacanthocapsa</i> (?) sp.							+			
<i>Dictyocoryne</i> sp.				+						
<i>Dictyomitra</i> sp.							+			
<i>Dictyoprora mongolfieri</i>		+	+							
<i>Dorcadospyrus</i> (?) sp.										+
<i>Eucyrtidium</i> (?) spp.	+		+							
<i>Eusyringium fistuligerum</i>		+								
<i>Eusyringium</i> cf. <i>fistuligerum</i>	+					+				+
<i>Heliodiscus</i> (?) sp.		+		+						
<i>Heliostylus</i> sp.		+								
<i>Larcopyle</i> (?) sp.									+	
<i>Larnacaniha</i> (?) sp.										
<i>Lithelius</i> (?) sp.		+	+	+						
<i>Lithochytris vespertilio</i>		+								
<i>Lithochytris</i> (?) sp.	+									
<i>Lithomitra</i> cf. <i>elizabethae</i>				+						
<i>Lithomitra</i> (?) spp.	+	+			+					
<i>Lychnocanoma</i> cf. <i>babylonis</i>				+						
<i>Lychnocanoma bellum</i>		+		+						
<i>Lychnocanoma</i> cf. <i>bellum</i>						+				
<i>Lychnocanoma</i> spp.	+	+	+							
<i>Lychnocanoma</i> (?) spp.								+	+	
<i>Nassellaria</i> gen. et sp. indet.	+	+	+	+	+	+				+
<i>Podocyrtilis</i> cf. <i>mitra</i>		+								
<i>Spongurus</i> (?) sp.			+							
<i>Spumellaria</i> gen. et sp. indet.	+	+	+	+	+	+				+
<i>Stichomitra</i> (?) sp.							+			
<i>Stylodictya</i> (?) sp.		+		+						
<i>Stylosphaerinae</i> gen. et sp. indet.		+								
<i>Theocorys</i> sp. aff. <i>T. spongoconum</i>				+						
<i>Theocyrtilis</i> cf. <i>tuberosa</i>				+						
<i>Theocyrtilis</i> (?) sp.				+						
<i>Thyrsocyrtilis</i> sp.		+								
<i>Thyrsocyrtilis</i> (?) sp.								+		
<i>Tristylospyrus</i> cf. <i>tricerus</i>				+						

C: common, R: rare, VR: very rare

断層に相当する)で境されている。彼らは岩相と時代から、山之口層を日南層群に、綾南川層を日向層群にそれぞれ対比している。綾南川層は砂岩優勢の地層を主としており、南部コンプレックスの厚層理砂岩相に岩相的に似ている。そして、綾南川層の南側に接して、日南層群相当層が分布することを考えると、日向層群南部コンプレックスの南限が綾南川層と山之口層との境界になると推定できる。以上の地層対比から南部コンプレックスは始新世中期-漸新世前期頃の堆積物を含むと推定できる。

### III. 6 砂岩組成と古流向

#### 砂岩組成

九州の四万十累層群の砂岩組成は、層序区分をする上で重要な指標になることが、寺岡ほか(1974)、寺岡(1979)、今井ほか(1979, 1982)らによって明らかにされている。彼らによると、層序区分の上で石英-長石-岩片比とカリ長石/長石比が重要な指標となっている。

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、砂岩の鉱物組成とカリ長石/長石比を検討した。鉱物組成を検討した砂岩の試料数は、諸塚層群5、日向層群30(北部コンプレックスの砂岩ユニット10、泥岩ユニット13、南部コンプレックスの砂岩シルト岩ユニット7)である。鉱物組成について、カリ長石を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き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。測定結果を全石英(単結晶石英+多結晶石英)-長石-岩片と単結晶石英-斜長石-カリ長石の両ダイアグラムに示した(第27・28図)。

更にかリ長石の量が岩相ユニットによって明瞭に異なる特徴があることに留意して、カリ長石/長石比にだけ着目して砂岩を分類した。この分類を行った砂岩試料には、上記のポイントカウントを行った砂岩に加えて、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ものを含む。ポイントカウントを行った砂岩試料についてみると、カリ長石/長石比0-0.06と0.12-0.40のグループに大きく分けることができる。また、鏡下での観察だけに基づく砂岩試料はカリ長石の存在が確かめられたものと、確かめられなかったものとに区分できた。そこでカリ長石/長石比0-0.06か鏡下でカリ長石が観察できなかつた砂岩とそれ以外のカリ長石を豊富に含有する砂岩とを分類し、その砂岩試料の採集位置を地質概略図に示した(第29図)。その全体数は日向層群について北部コンプレックスの砂岩ユニット28、泥岩ユニット56、南部コンプレックス<sup>2)</sup>の砂岩シルト岩ユニット32、泥岩ユニット9の合計125である。

以下、諸塚層群と日向層群の砂岩組成の特徴について記述する。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。

**諸塚層群**：砂岩ユニットの中粒ないし粗粒砂岩から4試料、泥岩ユニットの中粒砂岩から1試料を測定した。これらは基質を12-26%含み、石英が乏しく長石と岩片に富む砂岩である(第27図)。

石英は21-26%含まれ、そのうち90%以上は単結晶からなる。一般に波動消光、変形ラメラが観察できる。長石は22-38%含まれ、カリ長石/長石比は0.01-0.36である。岩片は35-52%含まれ、それには酸

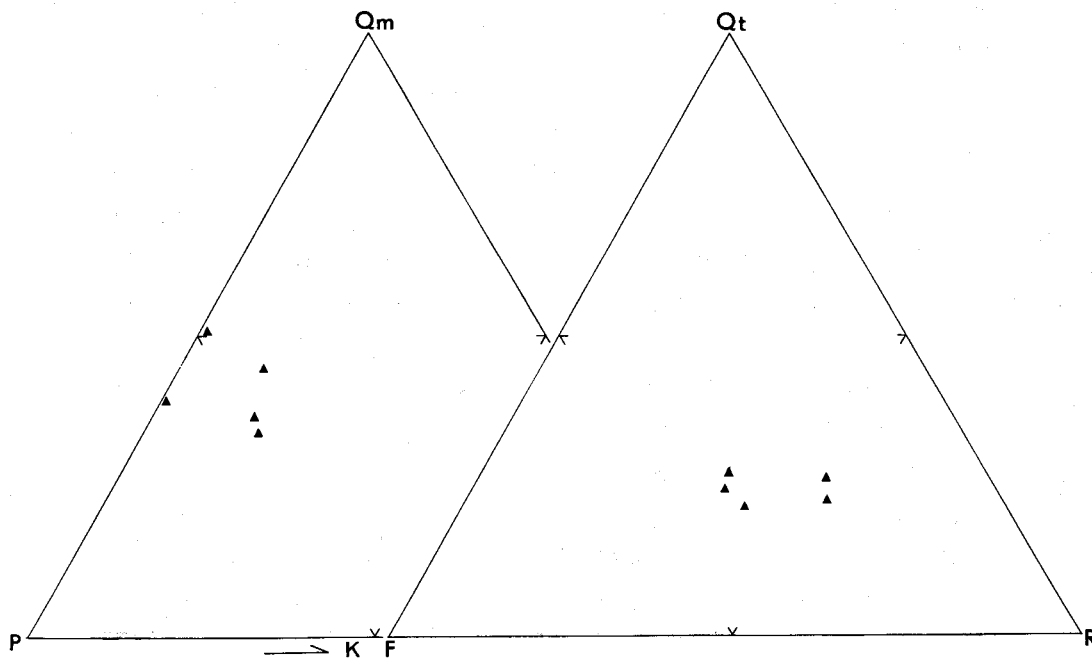
2) なお、妻地域内の砂岩薄片は、鈴木祐一郎技官から提供を受けた。

性火山岩ないし半深成岩，中性火山岩ないし半深成岩が卓越し，塩基性火山岩，チャートを含む堆積岩を伴う。特に，酸性火山岩の含有量は多く20-32%含まれる。重鉱物は少なく，ジルコン，不透明鉱物がわずかに認められたに過ぎない。

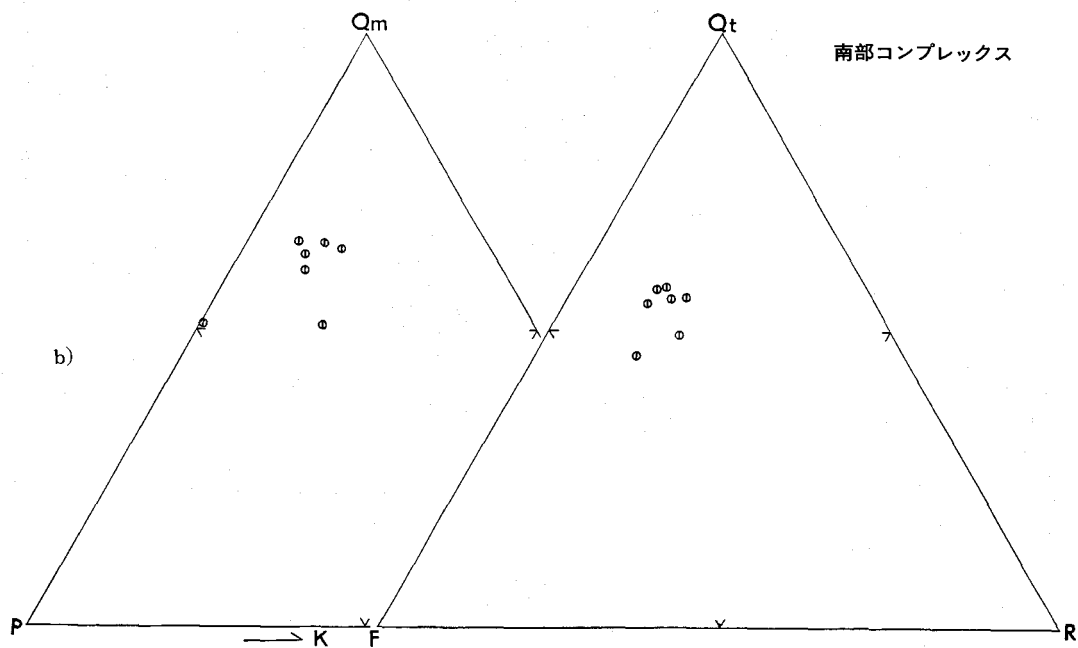
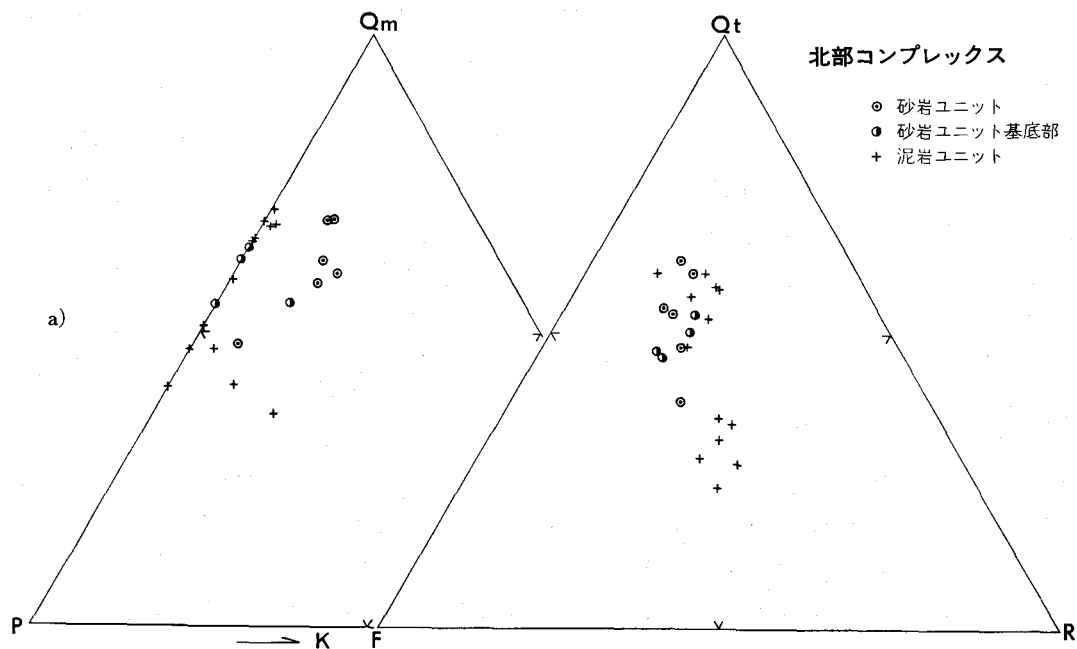
**日向層群：**日向層群全体では中粒，一部細粒砂岩30試料について鉱物組成の特徴を鏡下で観察した。砂岩は基質を14-28%含む。全石英-長石-岩片のダイアグラム(第28図)で見ると，石英に富み，岩片に乏しいものから石英が乏しく岩片に富むものまでの広い領域を占める。岩片に富む砂岩はすべて北部コンプレックスの泥岩ユニットに属し，北部コンプレックスの砂岩ユニットと南部コンプレックスの砂岩シルト岩ユニットの砂岩はすべて石英に富む。

石英は24-59%含まれ，主に単結晶石英からなり，全石英の5-20%の割合で多結晶石英が認められる。粗粒な砂岩ほど多結晶石英が増える傾向がある。長石は23-63%含まれ，カリ長石/長石比0-0.4を示す。砂岩のカリ長石/長石比は岩相ユニットによって大きな差が認められる(第28・29図)。北部コンプレックスの砂岩ユニットと南部コンプレックスの砂岩シルト岩ユニットの砂岩の多くはカリ長石を含み，そのカリ長石/長石比は0.14-0.4である。砂岩ユニットでカリ長石を欠如する砂岩は同ユニットの基底部付近に位置する(第29図)。泥岩ユニットの砂岩はカリ長石が全体に乏しく，その有無を検討した84試料の内81試料にはカリ長石が含まれないか，含まれてもカリ長石/長石比が0.06以下である(第28・29図)。

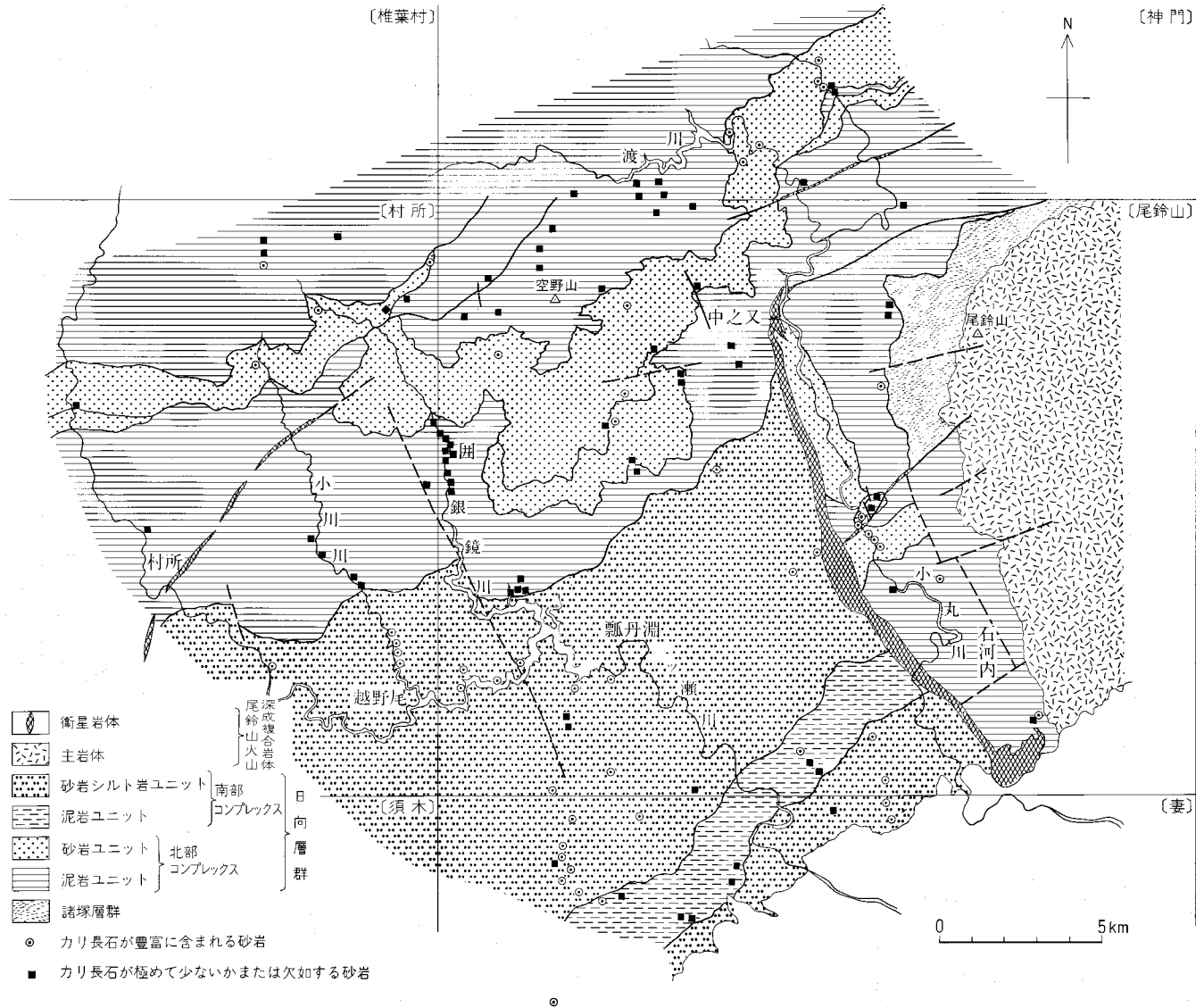
岩片は10-34%含まれる。泥岩ユニットの砂岩には岩片のモードが25-34%に達する岩片に富む砂岩が



第27図 諸塚層群砂岩の鉱物組成  
 Qt-F-R：全石英(単結晶石英と多結晶石英)-長石-岩片  
 Qm-P-K：単結晶石英-斜長石-カリ長石



第28図 日向層群砂岩の鉱物組成  
Qt-F-R, Qm-P-Kは第27図を参照.



第29図 日向層群の含カリ長石砂岩とカリ長石を含まない砂岩の分布図

ある。岩片には酸性火山岩ないし半深成岩，中性火山岩ないし半深成岩が卓越し，塩基性火山岩，チャートを含む堆積岩，白雲母石英片岩，絹雲母片岩を伴う。諸塚層群と同様に岩片の中では最も酸性火山岩が多いが，諸塚層群と比べると酸性ないし中性の半深成岩の割合がより大きい。岩片に富む砂岩は，酸性火山岩岩片が他の砂岩よりも多く含まれることによる。

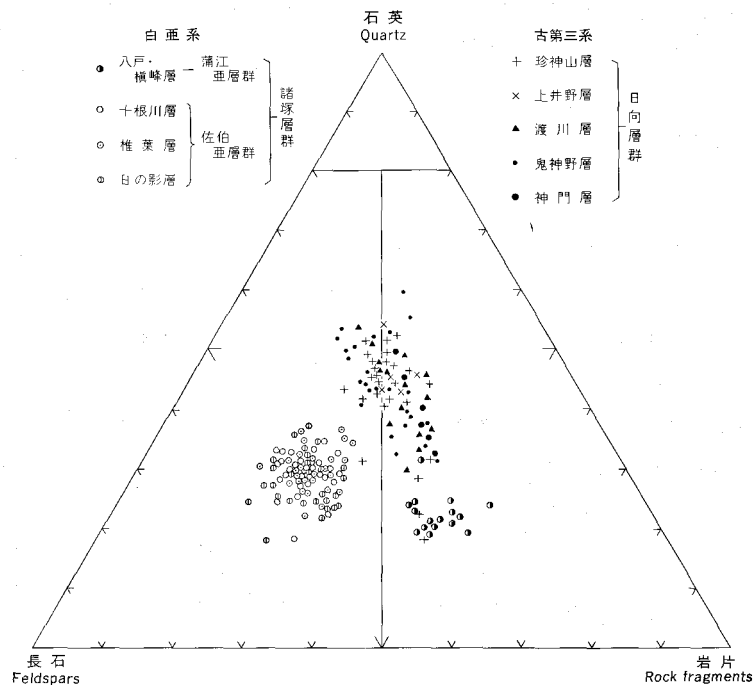
その他の鉱物としては，白雲母・黒雲母・ジルコン・不透明鉱物がわずかに認められたに過ぎない。白雲母はときに3-4%におよぶことがある。

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とのそれとの比較を行う。

今井ほか(1982)は本地域北隣の神門地域と更に北方の諸塚山地域における白亜系諸塚層群の上半部と下半部，古第三系の地層群間に全石英-長石-岩片比において明瞭な違いがあることを示した(第30図)。第30図で，白亜系と古第三系とは石英-長石比で，諸塚層群では上半部と下半部とが長石-岩片比でそれぞれ明瞭に区別されている。なお，奥村ほか(1985)，寺岡ほか(1990)は，今井ほか(1982)の諸塚層群下半部を蒲江亜層群，上半部を佐伯亜層群と命名し，時代的には前者より後者が古いことを示している。したがって，本地域の諸塚層群は諸塚層群蒲江亜層群に，日向層群は古第三系にそれぞれ砂岩組成が類似していると判断できる。

#### 古流向

北部コンプレックスの砂岩ユニット，泥岩ユニット，南部コンプレックスの砂岩シルト岩ユニットの



第30図 諸塚山・神門両地域における四万十累層群砂岩の全石英-長石-岩片図  
今井ほか(1982)の第26図を引用。同図のうち，寺岡ほか(1990)に基づき諸塚層群の亜層群名を修正し，その他一部加筆。



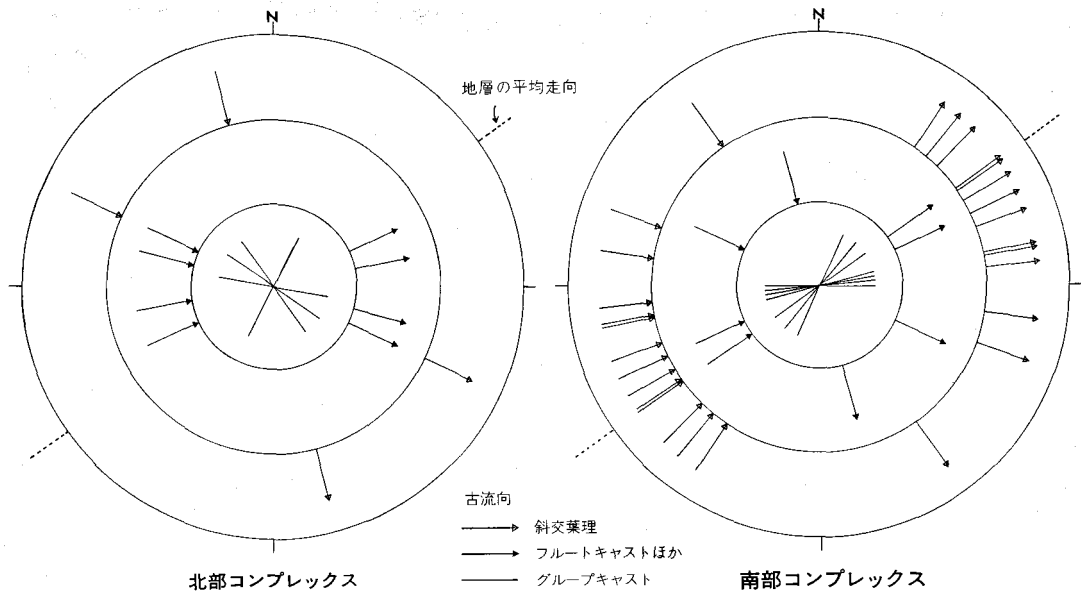
第31図 砂岩泥岩互層の砂岩層底面につくグループキャスト（西米良村越野尾，村所地域の南部コンプレックス）。写真左上-右下の流れを示す。

砂岩泥岩互層，成層砂岩，葉理シルト岩には，リングイド (linguid) リップルマーク，グループキャスト，フルーツキャスト，リッジアンドファロウキャスト，カレントクリッセントキャストなどの流痕がしばしば認められる(第31図)．特に南部コンプレックスの泥岩優勢ないし等量の砂岩泥岩互層や葉理シルト岩にはリングイドリップルマークが発達する．本地域内において，20地点，25層から流痕の方位を得た．流痕から古流向を求めるにあたって，次の補正を行った．まず地層の走向が屈曲構造によって変位していることを考慮して，走向を全体の平均走向に一致させるまで地層を鉛直軸を中心に回転する．次に地層を水平になるように水平軸を中心に回転する(傾斜補正)．なお，第3図の地質概略図の地質構造から，日向層群の平均走向をN55°Eであると判断した．補正後の古流向の方位を第32図のローズダイアグラムに示した．

北部コンプレックスについては，砂岩ユニットの成層砂岩，砂岩泥岩互層から4地点，4層，泥岩ユニットの整然とした砂岩泥岩互層から6地点，6層から古流向を得た．古流向の数は少ないが，北西ないし西北西方向からの流れが優勢という傾向が読み取れる(第32図)．すでに今井ほか(1979)は，北隣の神門地域で北部コンプレックスの砂岩ユニットに対比できる珍神山層について，多数の古流向を求め，西ないし北西からの流れが支配的であることを明らかにしている．この値は今回得た結果と一致する．なお，今井ほか(1979)による古流向の補正については走向補正を行っていないと推定できるが，神門地域内の珍神山層は平均走向N55°Eに一致する走向が卓越することから考えて，古流向の方位への屈曲による影響は少ないものと推定できる．

南部コンプレックスについては，砂岩シルト岩ユニットの砂岩泥岩互層，成層砂岩，葉理シルト岩か





ら 20 地点，25 層から古流向を得た。南西から北東への流れが卓越し，北西ないし西北西からの流れがわずかに認められる（第 32 図）。

以上，北部コンプレックスと南部コンプレックスでは，古流向の卓越する方位が異なる。

全体の平均走向方向は，四万十帯の地体構造配列に平行であることから，日向層群堆積時の海溝ないしトラフの延びの方向を示すものと考えることができる。そして，古地理的には北西側には後背地としての島弧があり，南東側には当時のフィリピン海が広がっている。これらの古地理状況において古流向の方位を考えると，北部コンプレックスの砂岩ユニット及び泥岩ユニットの粗粒碎屑物は島弧側から側方流によって運ばれたものであり，一方，南部コンプレックスの粗粒碎屑物は海溝の延びに平行な南西からの軸流によって運搬されたと判断できる。

### III. 7 地質構造

本地域の日向層群の主要な地質構造は，ENE-WSW 走向で北傾斜の数多くのスラストによって地層が繰り返す覆瓦構造である。覆瓦構造に関連して褶曲・断層などの小構造が発達する。この初期の基本構造は，屈曲構造と陥没構造によって変形を受けている。また，覆瓦構造形成後，屈曲構造に先行して，広域的にスペーススト劈開（spaced cleavage）が発達している。

#### III. 7. 1 覆瓦構造

日向層群は、南方へ衝上する多数のスラストによって、地層がさまざまなスケールの構造ユニット(スライス)に区分され、スライスが繰り返す覆瓦構造をなしている。スライス内部にはスラストの衝上運動と関係して形成された南フェルゲンツの小褶曲(F1)が発達する。地質図には便宜的に構造境界として意味のあるスラストだけを書き入れ、多くのスラストを表現していない。第22図のルートマップにはスラストで境された厚さ100-400 mのスライスと、数多くのF1褶曲が表現されている。

## スラスト

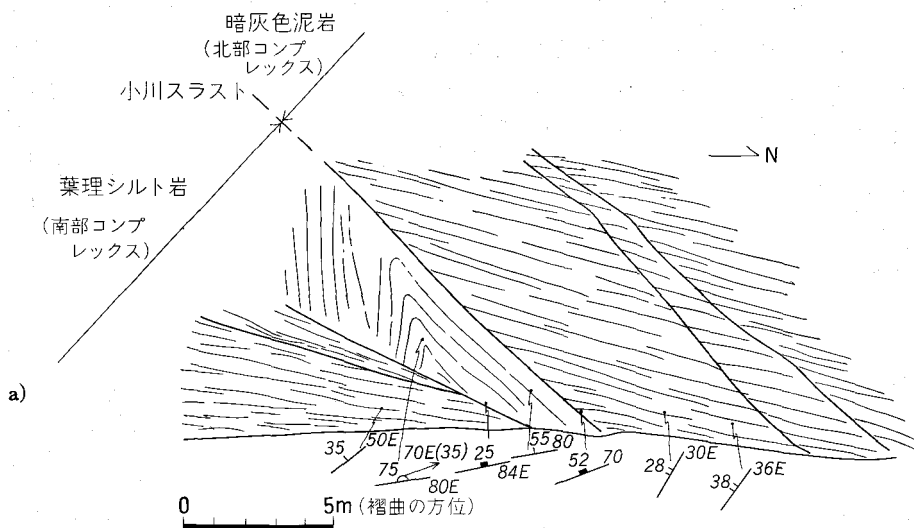
主要なスラストには、北部コンプレックスと南部コンプレックスを境する小川スラスト、南部コンプレックスの砂岩と泥岩の両ユニットを境する八峡スラスト、中之又スラスト、陥没地域内で諸塚層群と日向層群を境する板谷谷スラストがある。

**小川スラスト(新称)**: 構造的上位の北部コンプレックスと構造的下位の南部コンプレックスを境するスラストであり、本地域中央部の杖木山南方から古仏所を経て西隣の村所地域の西米良村流合まで、東北東-南西方向に15 km以上追跡できる。断層露頭は尾八重川沿いと西米良村流合の小川川沿いの2地点で認められた。

尾八重川沿いの露頭では、断層は走向N80° E、傾斜42° Nで平面的であり、上盤の破断相を呈する泥岩優勢砂岩泥岩互層と下盤の葉理シルト岩とを境している。断層面には80° 西にピッチするストリエーションが観察できる。小川川沿いでは近接した2露頭で断層が観察でき(第33図a, b)、断層面の走向・傾斜はそれぞれN70° E・52° NとN80° W・32° Nで、いずれも上盤の鱗片状フォリエーションが発達した暗灰色泥岩と下盤の葉理シルト岩とを境している。断層面にはピッチ90° のストリエーションが発達する。一つの露頭で断層直下に半波長1 m、南フェルゲンツのドラッグ褶曲(第33図a)が認められた。ストリエーションとドラッグ褶曲のセンスは、断層が南へ衝上する逆断層であることを指示している。

**八峡スラスト(今井ほか, 1979)・中之又スラスト(新称)**: 北部コンプレックスの砂岩ユニットの北限を画するのが八峡スラストであり、その南限を切るのが中之又スラストである。両スラストは砂岩ユニットの連続した分布によって追跡することができる。八峡スラストは今井ほか(1979)によって神門地域の断層について命名された。砂岩ユニットは本地域北東方において、今井ほか(1979)の珍神山層、坂井・勘米良(1981)の大内原層に連続しており、その東方延長は九州東岸の延岡付近まで追跡される。一方、西方へは予察的調査によると、西隣の村所地域の石堂山まで追跡できる。また、中之又スラストから分岐するスラストが認められ、本地域では木城町中之又から地藏岳南斜面を経て西都市銀鏡まで延びる。この分岐スラストによって、砂岩ユニットは構造的に厚くなっている。このように分岐するスラストは、今井ほか(1979)、坂井ほか(1984)の地質図にも描かれている。

八峡スラストの断層露頭は確認されていないが、中之又スラストについては、渡川沿い、板谷川沿い、中之又西方の林道沿い、尾八重川沿い、龍房山西斜面にそれぞれ断層露頭が認められた。尾八重川の露頭を除いて、他の露頭ではスラストの直上に厚さ5-40 mの赤色及び緑色泥岩が出現する。最もよく産状が観察できた中之又西方の断層露頭付近のルートマップを第20図、断層露頭のスケッチ・写真を第34図に示す。同露頭ではスラストの下盤には、砂岩のレンズを挟み鱗片状フォリエーションが発達する暗灰色泥岩があって、NNE-SSW 走向で西に40°前後で傾斜している。スラストの断層面はNNE-SSW 走向で西に10-25°で緩く傾斜し、上盤の赤色及び緑色泥岩は下盤の泥岩の構造を明瞭に切って、



第33図 小川スラストの断層露頭 (小川川沿い西米良村流合, 村所地域内)

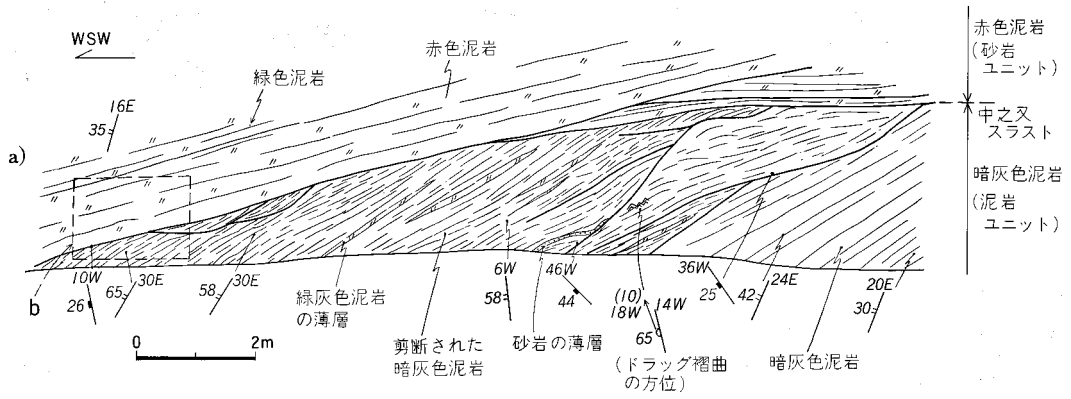
a: 林道切製の断層露頭

断層面の走向・傾斜は  $N70^{\circ}E \cdot 52^{\circ}N$  である。下盤の葉理シルト岩には、断層による南フェルゲンツの引きずり褶曲が認められる。上盤の暗灰色泥岩には珪質ノジュールが含まれる。

b: 小川川河床の断層露頭

断層面の走向・傾斜は  $N80^{\circ}W \cdot 32^{\circ}N$  である。写真は北に向かって撮影している。

a・bともに、断層で上盤の鱗片状フォリエーションが発達した暗灰色泥岩と下盤の葉理シルト岩とが境されている。露頭位置については、第22図のルートマップ、記号の凡例は第8図をそれぞれ参照。



第34図 中之又スラストの断層露頭のスケッチ (a) と写真 (b) (木城町中之又西方の林道)  
 断層の下盤は鱗片状フォリエーションが発達した暗灰色泥岩で、その面構造を切って赤色泥岩が衝上している。断層下盤の泥岩には緑灰色泥岩の薄層が挟まれ、断層に伴う剪断変形構造が発達する。露頭位置は第20図のルートマップを、記号の凡例は第8図をそれぞれ参照。

東西20mにわたってその上に衝上している。下盤の泥岩は厚さ5m以上にわたって強く剪断されており、南東ないし東への衝上を示すドラッグ褶曲や非対称な剪断変形構造が発達する。赤色及び緑色泥岩は厚さ約40mで、層面フォリエーションが発達している。その上位に幅1.5mの断層破砕帯を介して、膨縮変形が顕著な砂岩泥岩互層、暗灰色泥岩が繰り返す岩相が約50m続き(第35図)、その上位に層間に平行な断層で接して整然とした成層砂岩から砂岩泥岩互層へ上方へ薄層化する岩相が重なる。

**F1 褶曲**

F1 褶曲は、岩相・変形相の違いによって区別されたユニットによって、翼間角、冠部での厚層化や砂岩層の膨縮変形の程度などにおいて異なる特徴を示す。以下F1 褶曲の特徴について詳細がよく検討できた日向層群について記述する。



厚層理砂岩相 (砂岩泥岩互層)

赤緑色泥岩相

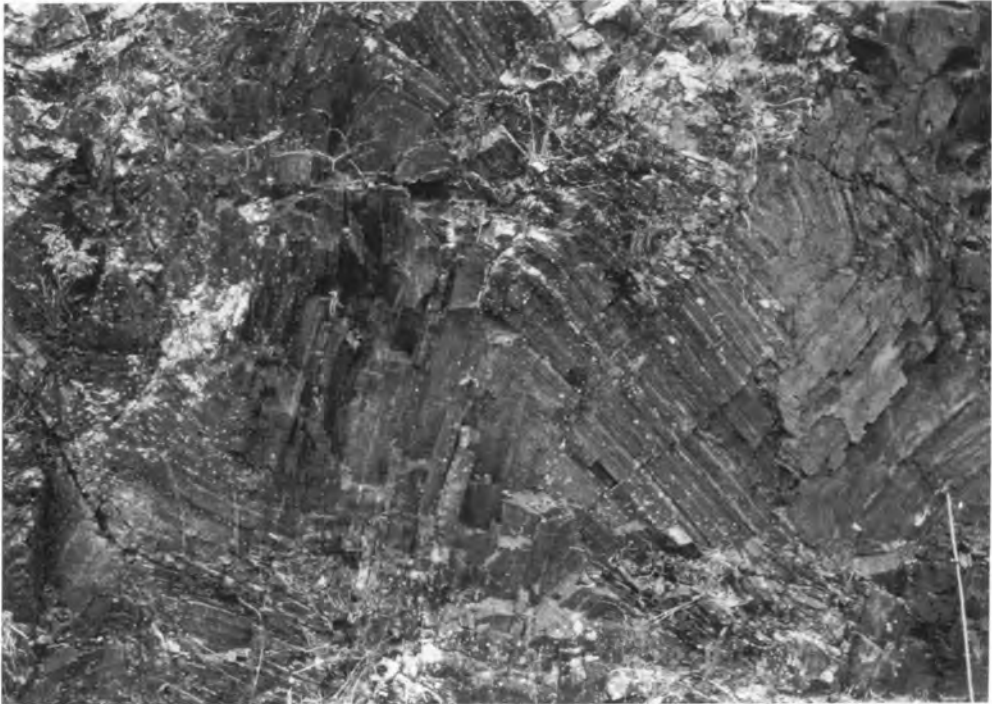
断層

第35図 赤緑色泥岩相とその上位に断層を介して重なる破断された砂岩泥岩互層  
露頭位置については、第20図のルートマップを参照.

整然相を呈し、厚層理砂岩が優勢な北部コンプレックスの砂岩ユニットでは褶曲は乏しく、翼間角  $60-90^\circ$ 、半波長  $20-50\text{ m}$  の中規模の平行褶曲がまれに生じているにすぎない。

整然相でも薄層理互層ないし葉理シルト岩が卓越する砂岩シルト岩ユニットでは、F1 褶曲がスラストで境されたスライス内部に発達する(第22図)。一般に半波長  $20\text{ cm}-10\text{ m}$ 、翼間角  $30-120^\circ$  で、そのスタイルは平坦な翼と丸みが少ない冠部をもったシェブロン褶曲(第36図)が卓越する。砂岩シルト岩ユニットの中で最大の半波長をもつ褶曲は、砂岩優勢互層に発達するもので、半波長  $20\text{ m}$ 、翼間角  $60-70^\circ$  を有す(第37図)。これらのシェブロン褶曲はその冠部で地層が厚層化する。特に互層の泥質部で顕著である。まれに冠部付近に軸面劈開が発達することがある。F1 褶曲はほとんどが背斜の北翼が長く、南翼が短い非対称な褶曲で、南フェルゲンツを示す。これらの小褶曲を二次褶曲とする一次褶曲は認められない。

一方、破断相や混在相が発達する泥岩ユニットでは、褶曲に関して砂岩層に著しく膨縮変形や流動変形が発達しており、地層が未固結ないし半固結状態で褶曲変形を被った特徴を示す。特に砂岩泥岩破断層や礫質泥岩ではレンズ状の砂岩が列をなし褶曲形態を示すというトランスポーズタイプの褶曲が発達する(第13・15図)。互層相の砂岩泥岩互層についても、破断相や混在相よりは砂岩の膨縮変形が弱い。褶曲の冠部周辺では砂岩層の膨縮変形や冠部での厚層化が顕著で、翼間角  $20-50^\circ$ 、半波長も  $50-$



第 36 図 葉理シルト岩に発達するシェブロン褶曲 (F1) (西都市尾八重北方)  
 褶曲は平坦な翼部と丸みの少ない冠部をもつシェブロン褶曲で、南フェルゲンツ (写真左が南方) を示す。スケールバーは1m。



第 37 図 砂岩優勢な砂岩泥岩互層に発達する F1 褶曲 (妻地域内, 西都市寒川)  
 半波長 20m の F1 褶曲。褶曲の冠部では泥岩層が著しく厚層化している。

100 cm のものが卓越し、砂岩シルト岩ユニットの褶曲よりも翼間角が小さく、半波長が短いという特徴がある（第10図）。

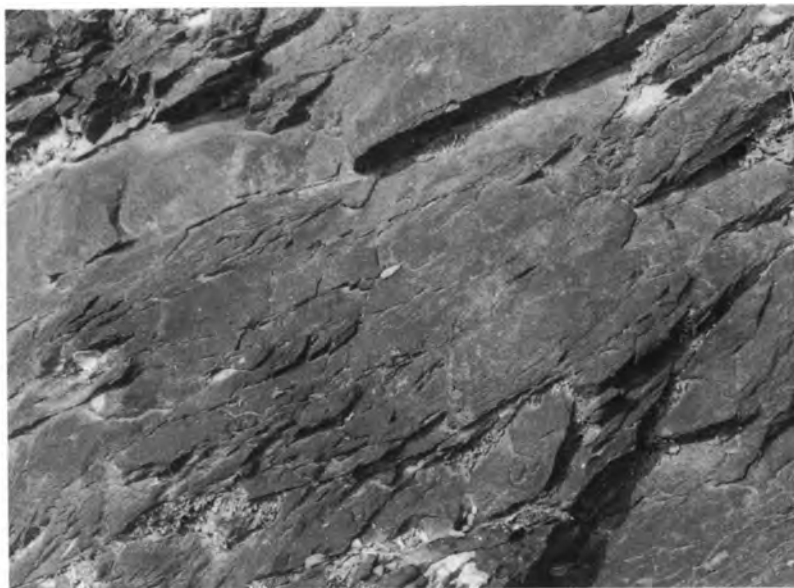
### Ⅲ. 7. 2 スペースト劈開 (spaced cleavage)

スペースト劈開は、覆瓦構造に伴って形成されたF1褶曲の軸面や地層の層理面の走向に対して、常に反時計回りに25-35°回転した方位をなしており、日向層群に広域に発達している（第38図）。ENE-WSWからNE-SW走向で、北に60-80°の傾斜をなす。このようにスペースト劈開は覆瓦構造と系統的な方位関係を示し、屈曲構造によって変位を受けていることから、スペースト劈開は、覆瓦構造形成後、屈曲構造に先行して形成されたと判断できる。

スペースト劈開に関係した変形構造には、同劈開に平行な軸面をもつ半波長1-5 mの緩やかな褶曲、劈開面に直交する短縮によって形成されたプチグマチック褶曲などがある。

スペースト劈開は鏡下で観察すると、幅0.002-0.005 mm、不透明の微粒鉱物からなる不規則に折れ曲がる黒いすじであり、0.01-0.1 mmの間隔で砕屑粒子をよけ、互いに分岐したり収斂したりして延びる。近傍の雲母細片が劈開に沿って平行に配列したり、密度濃く発達するところでは石英や長石などの粗粒シルトから極細粒砂粒子が劈開に沿って定向配列をなす。劈開で囲まれた範囲にちりめんじわ褶曲が発達することがある。

劈開に沿わずれがほとんどなく、劈開に直交方向に短縮していること、劈開を構成する微粒鉱物は再結晶鉱物と推定できることから、この劈開は圧力溶解劈開 (pressure solution cleavage) であると推定する。スペースト劈開の方位から、その短縮は北西-南東方向で緩く南東方向にプランジした方向である。



第38図 葉理シルト岩に発達するスペースト劈開（村所地域内、越野尾北方）  
劈開は写真中左に急傾斜した剝離質の面構造であり、葉理シルト岩の層理に斜交している。  
写真の横幅は30 cm.

### Ⅲ. 7. 3 屈曲構造

屈曲構造は北北東-南南西, 南北ないし北北西-南南東方向の軸面と北に急傾斜する褶曲軸をもつ褶曲(屈曲褶曲:F2)による曲げ構造である。本地域南西部の西都市片内付近や北東部の渡川付近に半波長200-700mの屈曲褶曲が発達する。屈曲構造に関連した小構造には褶曲とそれに伴う層理面スリップがある。

本地域西方の日吉地域付近で, Murata (1987) は上記の屈曲褶曲を Conical fold として詳細に記載している。

### Ⅲ. 7. 4 陥没構造

陥没構造は尾鈴山火山深成複合岩体の分布と密接に関連している。陥没構造の外縁はその西縁を北北西-南南西方向に延びる木城花崗閃緑岩, その北縁を東北東-西南西走向, 高角傾斜の断層で境されている。これらの陥没構造の外縁によって日向層群の東北東-西南西方向の帯状構造が切れ, その内側に日向層群とその構造的上位の諸塚層群が落込んでいる。陥没地域内部の四万十累層群は陥没地域の輪郭をなす境界に平行な断層, すなわち東北東-西南西と北北西-南南西走向の高角傾斜の正断層によってブロック化し, 各ブロック毎に地層の構造が異なる。木城町戸崎から白木八重牧場にいたるブロックにおいては地層は東北東-西南西走向をなすが, その周囲のブロックにおいては地層は一般に北北西-南南西走向を示す。このような構造配列は陥没地域内にしか認められず, ブロックを画する断層も陥没構造の輪郭をなす断層と平行で, その一部には石英斑岩が貫入している。したがってこれらは陥没にともなった構造であると判断できる。

陥没構造の外縁を境する断層と同方向の高角傾斜の断層が, 陥没地域の外側にも認められる。断層に沿う見かけの落ちも, 東北東-西南西方向の断層では南落ち, 北北西-南南東方向では東落ちと同一のセンスを示す。陥没地域外側の渡川をとおる東北東-西南西方向の断層には, 石英斑岩の岩脈が貫入している。

## IV. 尾鈴山火山深成複合岩体—主岩体

(巖谷敏光・三村弘二)

本報告では, 従来尾鈴山酸性岩及び木城花崗岩と別々に呼ばれていた二つの岩体を同一の火成活動のメンバーとしてとらえ, 新たに総称として尾鈴山火山深成複合岩体と呼ぶ。すなわち尾鈴山火山深成複合岩体は, 主岩体(従来の尾鈴山酸性岩)と衛星岩体(木城花崗閃緑岩とその周辺の岩脈)によって構成される。



#### IV. 1 研究史及び概説

伊木(1904)は尾鈴山周辺に珪長質火成岩が分布することをはじめて明らかにし、石英斑岩として記載した。木野(1956)及び野沢・木野(1956)はこれを尾鈴酸性岩と呼び、その大部分は貫入岩で、一部に溶岩流を伴うと考えた。また、宮崎県(1981)は尾鈴山西方の小丸川沿いに分布する黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩の小岩体を木城花崗岩と呼んだ。Shibata and Nozawa(1968)は尾鈴山酸性岩中に溶結凝灰岩の存在を認め、そのK-Ar年代値として $15 \pm 2 \text{ Ma}$ を、これをとりまく木城花崗岩について同じく $13 \pm 2 \text{ Ma}$ を得た。北山(1974MS.)と渋谷(1974MS.)は溶結凝灰岩の分布が尾鈴山酸性岩のかかなりの部分を占めることを明らかにした。中田(1978)はこの溶結凝灰岩を、火山角礫岩を境に上下2層に分け、下部層を溶結凝灰岩層1(略してW.T.1)、上部層を溶結凝灰岩層2(同じくW.T.2)とした。尾鈴山酸性岩の岩石学的研究は、Nakada(1983)に詳しい。

一方、尾鈴山酸性岩とその基盤である四万十累層群との関係は、大部分が断層で接し、尾鈴山酸性岩が噴出後に沈下したことを示すものと当初考えられた(宮崎県, 1963)。しかしその後、両者の関係は基本的には不整合であることが明らかにされている(中田, 1978; 宮崎県, 1981)。尾鈴山酸性岩をとりまく木城花崗岩については、中田(1978)は、溶結凝灰岩層2に貫入する花崗斑岩との類似性から同じ火成作用の産物と考えた。

尾鈴山火山深成複合岩体の層序を第4表に示す。本地域では、下位から庵川礫岩層、溶結凝灰岩層

第4表 尾鈴山地域の尾鈴山火山深成複合岩体の区分と放射年代値

尾鈴山酸性岩地域全域 (中田, 1978, 1980)	尾鈴山地域 (本報告, 1991)		放射年代
花崗閃緑岩岩脈	尾鈴山 火山 深成 複合 岩体	衛星 岩体 木城花崗閃緑岩及び 関連する岩脈	黒雲母のK-Ar法(地点40) ; $15.2 \pm 0.8 \text{ Ma}$ 黒雲母のK-Ar法 ; $13 \pm 2 \text{ Ma}^{1)}$
花崗閃緑斑岩*		美々津花崗閃緑斑岩	黒雲母のK-Ar法(地点30) ; $15.1 \pm 0.8 \text{ Ma}$ ジルコンのフィッション・トラック法 ; $14 \text{ Ma}^{2)}$
溶結凝灰岩層2		主 溶結凝灰岩層2	全岩のK-Ar法(地点7) ; $15.2 \pm 0.8 \text{ Ma}$ 全岩のK-Ar法 ; $15 \pm 2 \text{ Ma}^{1)}$ ジルコンのフィッション・トラック法 ; $16 \text{ Ma}^{2)}$
火山角礫岩2		(分布せず)	
溶結凝灰岩層1		体 溶結凝灰岩層1	
火山角礫岩1		(分布せず)	
庵川礫岩		庵川礫岩層	

\* 中田(1980)では、中田(1978)で花崗斑岩と記したものを花崗閃緑斑岩に改めた。

出典： 1) Shibata and Nozawa(1968), 2) 松本ほか(1977)

C10	C11	C12	C13	C14	C15	C16	C17	C18
66	20	13	16	32	29	58	46	1
67.68	69.74	69.43	68.04	72.03	67.15	67.92	67.01	66.84
0.75	0.62	0.64	0.68	0.51	0.82	0.79	0.85	0.55
14.37	14.57	14.03	14.77	13.76	14.66	14.23	14.26	16.30
1.69	0.64	0.95	0.78	0.55	1.35	1.52	0.60	1.24
3.31	3.28	3.10	3.46	2.69	3.94	3.41	4.78	1.62
0.08	0.06	0.07	0.07	0.06	0.08	0.10	0.09	0.14
2.04	1.42	1.63	1.77	0.90	2.32	1.89	2.49	0.59
2.25	2.21	2.25	2.42	1.88	2.61	2.63	2.79	2.14
2.99	3.03	2.97	3.03	3.00	2.89	3.08	2.77	3.79
3.36	3.57	3.62	3.35	3.97	3.22	3.29	3.20	3.61
0.18	0.16	0.16	0.16	0.18	0.18	0.18	0.18	0.11
1.73	1.61	1.78	1.55	0.54	1.64	1.77	0.94	3.37
100.43	100.91	100.63	100.08	100.07	100.86	100.81	99.96	100.30
27.70	29.96	29.69	28.07	32.81	27.23	27.70	26.26	25.23
1.25	2.09	1.52	2.14	1.54	2.11	1.25	1.60	2.53
19.44	21.10	21.39	19.80	23.46	19.03	19.44	18.91	21.33
26.06	25.64	25.13	25.64	25.39	24.45	26.06	23.44	32.07
11.87	9.92	10.12	10.96	8.15	11.77	11.87	12.67	9.90
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4.71	3.54	4.06	4.41	2.24	5.78	4.71	6.20	1.47
3.89	4.58	3.98	4.72	3.75	4.91	3.89	7.05	1.30
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2.20	0.93	1.38	1.13	0.80	1.96	2.20	0.87	1.80
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1.50	1.18	1.22	1.29	0.97	1.56	1.50	1.61	1.04
0.42	0.37	0.37	0.37	0.42	0.42	0.42	0.42	0.25
99.04	99.30	98.85	98.53	99.53	99.22	99.04	99.02	96.93
GSJR56801	GSJR56802	GSJR56803	GSJR56804	GSJR56805	GSJR56806	GSJR56807	GSJR56808	GSJR56810
Wt2	Wt2	Wt2	Wt2	Wt2	Gp	Gp	Kg	Aso-4

27	28	29	30	31*	32
68.12	72.44	75.96	66.37	73.88	67.28
0.51	0.39	0.24	0.76	0.24	0.67
14.18	13.98	13.25	15.12	14.04	14.88
3.91**	3.70**	—	0.92**	—	5.22**
—	—	0.74***	3.42***	2.85***	—
0.04	0.07	0.03	0.08	0.00	0.05
1.27	0.94	0.14	1.49	0.31	1.51
2.09	1.88	0.76	2.26	1.05	2.50
2.87	2.84	2.87	3.08	3.03	3.04
3.47	3.96	4.75	3.53	4.60	3.23
—	—	—	0.14	—	—
2.75	—	—	2.48	—	1.47
99.21	100.20	98.74	99.65	100.00	99.85
Upper Wt2	Upper Wt2	Upper Wt2	Gp	Gp	SI
r	l	g	r	g	r

C10	C11	C12	C13	C14	C15	C16	C17	C18
66	20	13	16	32	29	58	46	1
67.68	69.74	69.43	68.04	72.03	67.15	67.92	67.01	66.84
0.75	0.62	0.64	0.68	0.51	0.82	0.79	0.85	0.55
14.37	14.57	14.03	14.77	13.76	14.66	14.23	14.26	16.30
1.69	0.64	0.95	0.78	0.55	1.35	1.52	0.60	1.24
3.31	3.28	3.10	3.46	2.69	3.94	3.41	4.78	1.62
0.08	0.06	0.07	0.07	0.06	0.08	0.10	0.09	0.14
2.04	1.42	1.63	1.77	0.90	2.32	1.89	2.49	0.59
2.25	2.21	2.25	2.42	1.88	2.61	2.63	2.79	2.14
2.99	3.03	2.97	3.03	3.00	2.89	3.08	2.77	3.79
3.36	3.57	3.62	3.35	3.97	3.22	3.29	3.20	3.61
0.18	0.16	0.16	0.16	0.18	0.18	0.18	0.18	0.11
1.73	1.61	1.78	1.55	0.54	1.64	1.77	0.94	3.37
100.43	100.91	100.63	100.08	100.07	100.86	100.81	99.96	100.30
27.70	29.96	29.69	28.07	32.81	27.23	27.70	26.26	25.23
1.25	2.09	1.52	2.14	1.54	2.11	1.25	1.60	2.53
19.44	21.10	21.39	19.80	23.46	19.03	19.44	18.91	21.33
26.06	25.64	25.13	25.64	25.39	24.45	26.06	23.44	32.07
11.87	9.92	10.12	10.96	8.15	11.77	11.87	12.67	9.90
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4.71	3.54	4.06	4.41	2.24	5.78	4.71	6.20	1.47
3.89	4.58	3.98	4.72	3.75	4.91	3.89	7.05	1.30
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2.20	0.93	1.38	1.13	0.80	1.96	2.20	0.87	1.80
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1.50	1.18	1.22	1.29	0.97	1.56	1.50	1.61	1.04
0.42	0.37	0.37	0.37	0.42	0.42	0.42	0.42	0.25
99.04	99.30	98.85	98.53	99.53	99.22	99.04	99.02	96.93
GSJR56801	GSJR56802	GSJR56803	GSJR56804	GSJR56805	GSJR56806	GSJR56807	GSJR56808	GSJR56810
Wt2	Wt2	Wt2	Wt2	Wt2	Gp	Gp	Kg	Aso-4

27	28	29	30	31*	32
68.12	72.44	75.96	66.37	73.88	67.28
0.51	0.39	0.24	0.76	0.24	0.67
14.18	13.98	13.25	15.12	14.04	14.88
3.91**	3.70**	—	0.92**	—	5.22**
—	—	0.74***	3.42***	2.85***	—
0.04	0.07	0.03	0.08	0.00	0.05
1.27	0.94	0.14	1.49	0.31	1.51
2.09	1.88	0.76	2.26	1.05	2.50
2.87	2.84	2.87	3.08	3.03	3.04
3.47	3.96	4.75	3.53	4.60	3.23
—	—	—	0.14	—	—
2.75	—	—	2.48	—	1.47
99.21	100.20	98.74	99.65	100.00	99.85
Upper Wt2	Upper Wt2	Upper Wt2	Gp	Gp	SI
r	l	g	r	g	r

1, 溶結凝灰岩層2の順に重なり, それらの後で美々津花崗閃緑斑岩及び木城花崗閃緑岩の順で貫入した. 尾鈴山火山深成複合岩体の北東部に分布する火山角礫岩層は, 本地域には見られない. これらの地層または岩体間に大きな時間間隙を示す証拠は認められない.

本地域における尾鈴山火山深成複合岩体主岩体の層序は, 下記の地点でよく観察できる(付図A-1参照).

- a. 基盤の四万十累層群と庵川礫岩層及び溶結凝灰岩層1との関係: 春山林道(地点24及び地点26).
- b. 溶結凝灰岩層1と溶結凝灰岩層2の境界: 深瀬林道(地点4).
- c. 溶結凝灰岩層2と美々津花崗閃緑斑岩の関係: 矢研林道(地点8).

なお溶結凝灰岩や花崗閃緑斑岩は, 全体に極めて堅く緻密で, 一見どの岩石も同様な外観を呈し, しばしば似たような変質作用やホルンフェルス化などを受けている. このため岩石の識別は野外における注意深い観察を要する.

尾鈴山火山深成複合岩体については第4表に示すような放射年代値の報告がある. これらの放射年代値から, 尾鈴山火山深成複合岩体の地質年代はおよそ13-15 Maの範囲と考えられ, 他の中新世中期の西南日本外帯酸性岩類と同様に短い年代範囲の火成活動の産物であることが分かる.

本地域及び近隣地域の尾鈴山火山深成複合岩体の主成分化学組成を第5表に示す. 今回得られた分析値(第5表a)はNakada(1983)の主成分化学分析の結果と類似している. 各酸化物の固結指数(Solidification index:  $MgO \times 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$ )に対する変化はいずれもほぼ同じ線上にのり, 類似したトレンドを示す(第39・40図). このトレンドを日本の花崗岩質岩石の平均的組成変化(Aramaki *et al.*, 1972)と比較すると,  $Na_2O$ や $FeO$ に富み,  $CaO$ に乏しい. この傾向は, 中田・高橋(1979)や佐藤・石原(1983)などで指摘されているように, 西南日本外帯の酸性岩類に共通している.

## IV. 2 庵川礫岩層

**命名** 野沢・木野(1956)による. 今井ほか(1979)は, 庵川層と呼んだ.

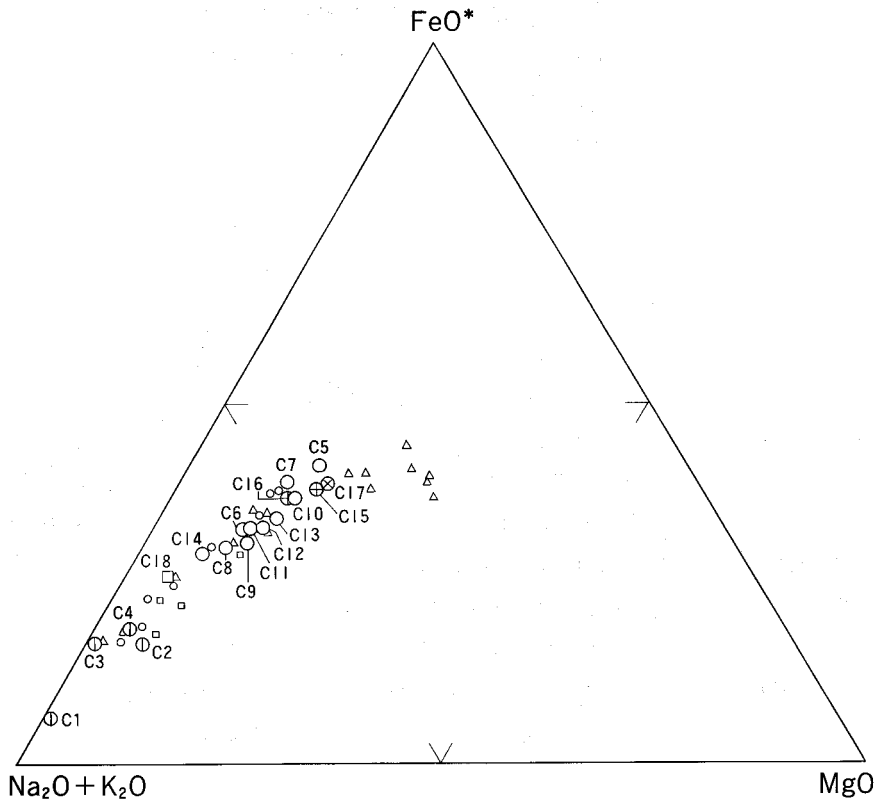
**定義** 尾鈴山火山深成複合岩体最下部の礫岩層を庵川礫岩層と呼ぶ.

**模式地** 本地域北東隣の日向地域の門川町庵川(野沢・木野, 1956; 付図A-4の地点64).

**分布** 尾鈴山火山深成複合岩体主岩体の北東部, 日向地域では, 厚く広く連続して分布するが(第3図), 本地域では分布は断片的である. 本地域では, 木城町春山東方の春山林道(付図A-1の地点26)に好露頭がある. このほか, 大戸越<sup>うとんごし</sup>西方(付図A-1の地点27), 石河内北東方(付図A-1の地点31)の2か所で観察できる.

**層序関係** 庵川礫岩層は, 四万十累層群を傾斜不整合に覆い(橋本・宮久, 1959), 日向地域の東郷町深瀬南南西方の林道で観察できる(山田, 1980; 第41図). 本地域では, 四万十累層群日向層群を不整合に覆う関係が2地点で観察できる(第42・43図).

**層厚** 模式地の日向地域門川町庵川では, 層厚100-300mに達する(橋本・宮久, 1959). 全体に南西方に薄くなる傾向がある. 本地域では大戸越西方で最も厚く, 上下位層との境界は確認できないものの, 厚さ約10mである. この地点以外では1-3mの厚さである.



- |                         |                               |
|-------------------------|-------------------------------|
| ⊗ 木城花崗閃緑岩 (本研究)         | △ 祖母山火山岩類 (小野ほか, 1977)        |
| ⊕ 美々津花崗閃緑斑岩 (本研究)       | □ 阿蘇-4 火砕流堆積物 (本研究)           |
| ○ 溶結凝灰岩層 2 (本研究)        | ◻ 阿蘇火山先カルデラ噴出物                |
| ① 溶結凝灰岩層 1 (本研究)        | (Aso-1, 2, 3, 4 ; 小野ほか, 1977) |
| ○ 尾鈴山酸性岩 (Nakada, 1983) |                               |

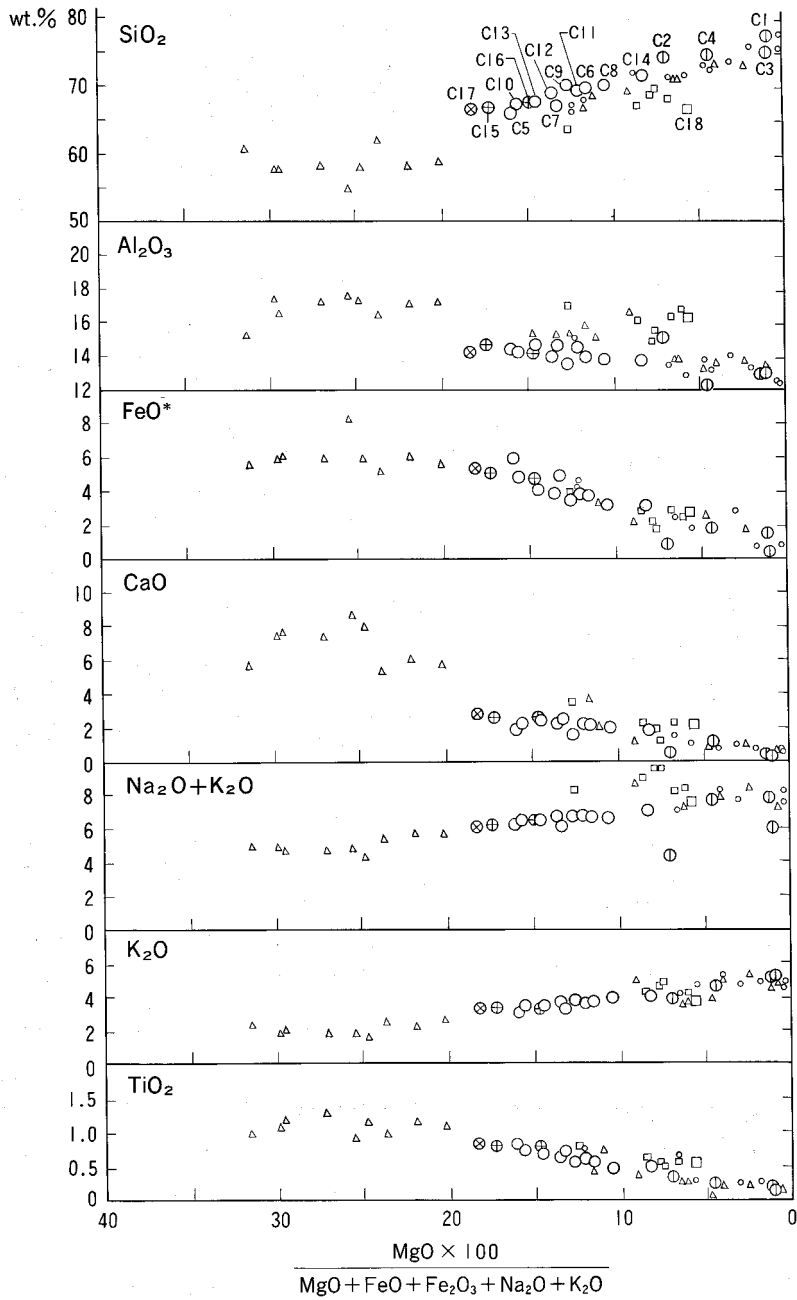
第39図 尾鈴山火山深成複合岩体及び阿蘇-4 火砕流堆積物の AFM 図  
 FeO\*は全鉄を FeO に換算した値。試料の番号は第 5 表の番号に対応する。阿蘇-4 火砕流堆積物については第 VII 章参照。

**岩相** 主に砂岩と泥岩の垂角礫ないし円礫からなる礫岩層で、塊状で礫の分級は極めて悪く、砂層などを挟まない。固結度は全般に弱く、風化を受けて礫が浮き出ていることが多い。礫径は 1-20 cm が多い。基質は少なく、泥または一部砂である。基質の色は、灰色ないし茶灰色で、風化すれば茶色を帯びる。

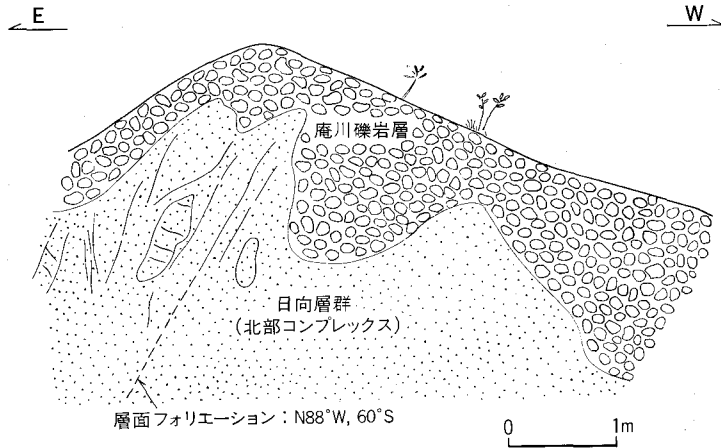
#### IV. 3 溶結凝灰岩層 1

**命名** 中田 (1978) による。中田 (1978) では W.T.1 の略称が使われた。

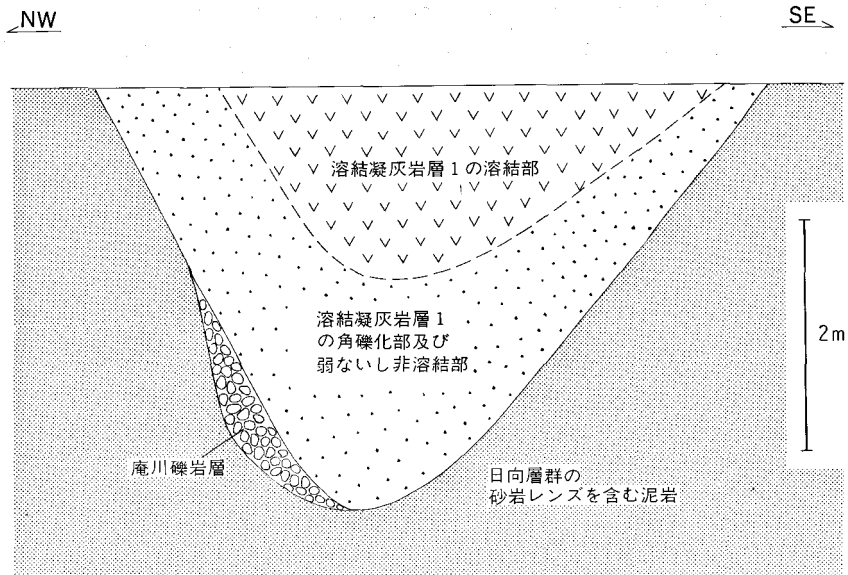
**定義** 本地域では、中田 (1978) が溶結凝灰岩層 1 と上位の溶結凝灰岩層 2 とを分けた火山角礫岩 (V.B.2) が分布しない。しかし、一般に溶結凝灰岩層 1 は、溶結凝灰岩層 2 と比べて黒雲母を多く含む



第40図 尾鈴山火山深成複合岩体及び阿蘇-4火砕流堆積物の各酸化物の変化図  
試料の番号は第5表の番号に対応する。



第41図 日向層群の上に傾斜不整合に重なる庵川礫岩層(日向地域内, 東郷町深瀬南南西方1.3 kmの林道: 付図A-1・3の地点6)。日向層群は砂岩レンズを含む泥岩からなる。庵川礫岩層は, 最大径約30 cmの円ないし亜円礫と砂質基質からなる。

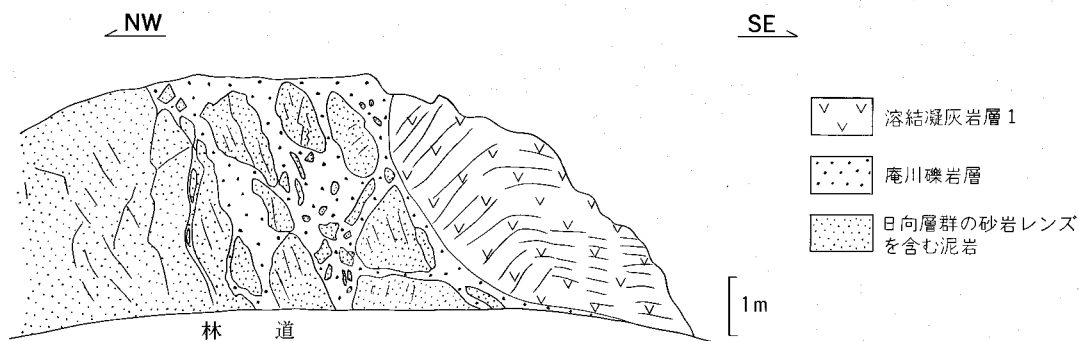


第42図 庵川礫岩層及び溶結凝灰岩層1の産状を示す模式断面図(石河内北東方2.2 kmの沢: 付図A-1の地点31)  
図は垂直面を表わす。両層は日向層群の泥岩をV字形に削り込んだ谷底を埋積している。

点で区別できる。本報告では, 溶結凝灰岩層1を庵川礫岩層上位の黒雲母流紋岩溶結凝灰岩を主とする岩層と定義する。

**模式地** 本地域北東隣の日向地域の東郷町深瀬南方1.2 kmの深瀬林道(付図A-1・3の地点4)。

**分布** 主に尾鈴山火山深成複合岩体主岩体の縁辺部に沿って露出する。本地域では, 木城町春山東方など, 小丸川東方の尾鈴山山地の西斜面に狭長に分布する。木城町春山北東方1.3 kmの春山林道ぞい(付図A-1の地点24)に好露頭がある。



第43図 尾鈴山火山深成複合岩体主岩体(庵川礫岩層及び溶結凝灰岩層 1)と日向層群との不整合関係を示す模式図(春山東方1.0 kmの春山林道:付図A-1の地点26)。日向層群と庵川礫岩層との境界面は東に急傾斜し、日向層群のブロックが庵川礫岩層の中に見られる。

**層序関係** 本層は庵川礫岩層を整合に覆い、以下に述べるようにその最下部では非溶結の凝灰岩と同礫岩層が互層する。本地域北東隣の日向地域の東郷町仲瀬東方(付図A-1・3の地点2)では、溶結凝灰岩層1の下部が、庵川礫岩層の上部と互層しているのが観察できる(第44図)。庵川礫岩層と互層する層準では非溶結となっている。また木城町石河内北東方2.2 km(付図A-1の地点31)では、溶結凝灰岩層1が、溶結凝灰岩層1と同質の凝灰岩の角礫を含む庵川礫岩層を整合に覆う(第42図)。これらの事実は、庵川礫岩層の堆積中に溶結凝灰岩層1が噴出していたことを示す。

本地域では、下位の庵川礫岩層の分布が認められないことが多く、ほとんどの場合、四万十累層群の上位に溶結凝灰岩層1が直接出現する。下位の四万十累層群の層理と上位の溶結凝灰岩層1の葉理面とは、境界面を挟んで一般にほぼ平行である。

四万十累層群と溶結凝灰岩層1の直接の関係は、春山林道沿いの地点24(付図A-1参照)でよく観察できる(第45図)。ここでは、両者は断層で境されるが、破碎帯は乏しく、断層の直上には溶結凝灰岩層1に属する凝灰質泥岩及び弱溶結凝灰岩が出現する。凝灰質泥岩と弱溶結凝灰岩の層理面は走向・傾斜がN12°W, 48°Eで、ほぼ断層と平行であるのに対し、上位の溶結凝灰岩の葉理面は走向・傾斜がN30°E, 40°Eである。

**層厚** 全体に南西方向に薄くなる傾向がある(中田, 1978)。本地域内も同様で、北部で厚く、南部で薄い。本地域北縁の東郷町坪谷南西方の鎌柄谷付近で200 m程度、南側の木城町谷内東方では50 m程度である。

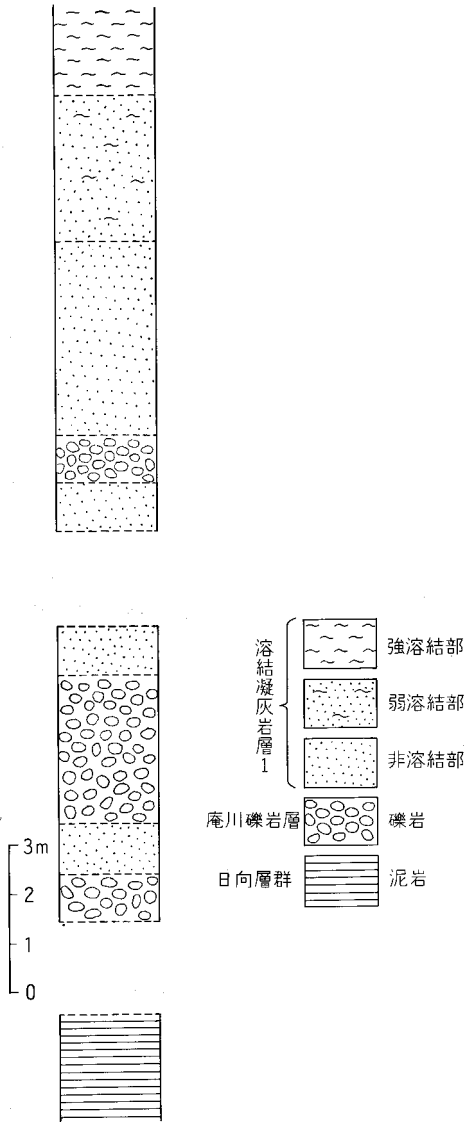
**岩相** 黒雲母流紋岩の溶結凝灰岩(第6表)で、灰色ないし暗灰色の緻密で堅い岩石である。

肉眼で、結晶片として石英・長石・黒雲母を観察できる。石英と長石は径約1-3 mmである。石英にはほとんど破碎されていない高温型結晶(仮像)が観察でき、薄片でも六角形の断面が見られる。後述する溶結凝灰岩層2よりも非破碎の石英が多い。黒雲母は径2 mm以下の破片状または六角板状で、黒色樹脂状光沢をもつ。

基質は新鮮な面では、暗灰色で、後述する溶結凝灰岩層2よりも淡い色を示すことが多い。風化すると外観は灰色を示す。

本質レンズ及び石質岩片:本質レンズは基質よりも淡い色で白色に近く、普通のもので見かけの長さ





第44図 庵川礫岩層及び溶結凝灰岩層1下部の柱状図(日向地域内、東郷町深瀬南方1.1 kmの林道：付図A-1・3の地点2の数m北)

は10-50 mm, 厚さは数 mm 程度である(第46図)。本質レンズは、後述の溶結凝灰岩層2よりも薄くて小さい。ユータキシチック構造の良く発達した部分では、一見流紋岩のように見えることがある。砂岩・泥岩などおそらく四万十累層群起源の、径1-2 cm 程度の石質岩片を含む。

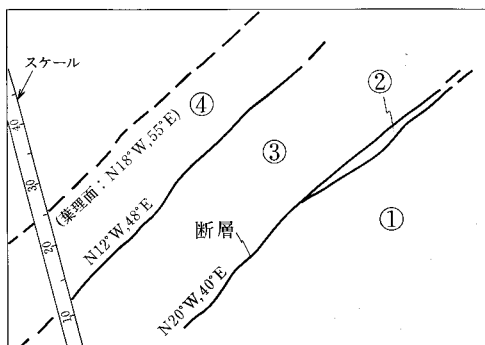
基底部の岩相：溶結凝灰岩層1の最下部には、弱いし非溶結部が見られる(第42・44・47図)。この部分は軽石がほとんど変形を受けていないが、その上位に向かって変形が強くなり、よく引き伸ばされた本質レンズによって縞状に見える溶結凝灰岩に移化する。この関係が観察できる石河内北東(付図A-1の地点31)では、弱いし非溶結部直上の溶結凝灰岩の厚さ1 m ほどは、角礫化している。角礫は径数 cm から10数 cm 程度の縞状の本質レンズをもった溶結凝灰岩である。角礫の間の基質は少なく、溶結凝灰岩の細かな破片からなる。これまでのところ、角礫化部分の周りには変位などの動いた形跡は見られず、この角礫化部分は、基盤の谷埋め部に当たっており、おそらく熱い溶結凝灰岩が温度の低い地下水などと接触したために破碎したものであろう。

節理：溶結凝灰岩層1には、全域にわたり、数 cm から20 cm の幅の板状節理や柱状節理が発達する。板状節理は、しばしば本質レンズの示す葉理面に平行に入ることが多い。単位面積当たりの節理面の数は、場所によって異なるが、後述する美々津花崗閃緑斑岩よりも多い。柱状や板状の節理が発達している緻密で新鮮な岩石は、鋭い角を

もった板状ないし四角棒状の破片に割れやすく、破片は叩くと甲高い音がする。

変質：しばしば溶結凝灰岩層1は変質を受けて、白色を帯びることが多く、鉍化脈も見られる。板谷林道の奥の沢(付図A-1の地点17)では、四万十累層群日向層群との境界部近くの溶結凝灰岩層1に、幅1 cm 程度の石英の細脈が見られる。この石英脈は幅数 mm の放射集合体状の黒色の電気石を伴っている。西方の松尾鉍山の周辺では電気石-石英脈は木城花崗閃緑岩に伴われるので、この細脈の付近に潜頭性の貫入岩体が存在する可能性も考えられる。

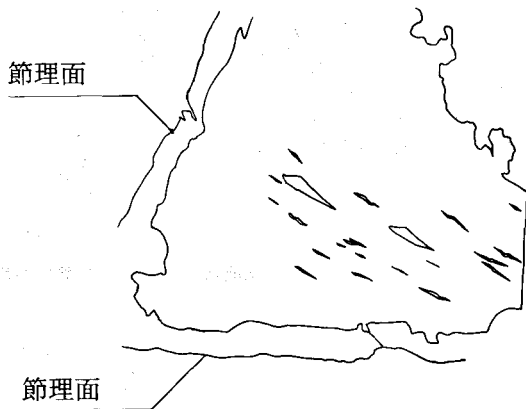
化学組成：溶結凝灰岩層1は尾鈴山火山深成複合岩体の中でも、最もSiO<sub>2</sub>の多い岩石であり、SiO<sub>2</sub>



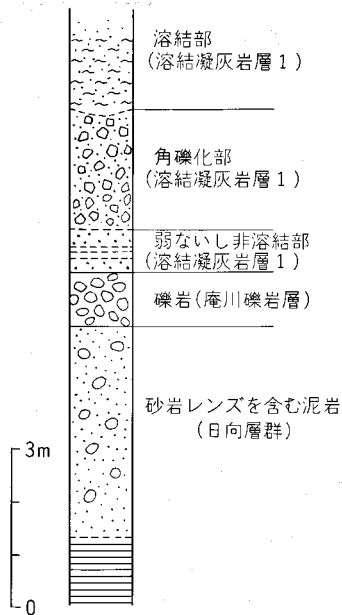
第45図 日向層群と断層関係で接する溶結凝灰岩層1  
 (春山北東方1.3 kmの春山林道: 付図A-1の地点24)  
 a: 全景写真  
 b: aの断層の下部の近接写真(表土を取り除いて撮影)  
 ①: 剪断化された日向層群の泥岩, ②: 断層粘土,  
 ③: 凝灰質泥岩(溶結凝灰岩層1の一部と見られる),  
 ④: 弱溶結の溶結凝灰岩層1.



5cm



第46図 溶結凝灰岩層1の本質レンズ  
(日向地域内、深瀬南方1.1kmの  
林道：付図A-1・3の地点2)。  
白色の本質レンズが見られる。



第47図 庵川礫岩層及び溶結凝灰岩層1最下部の模式柱状図  
 (木城町石河内北東方2.2 km の沢：付図A-1の地点31)  
 溶結凝灰岩層1の下部には、弱ないし非溶結部と溶結凝灰岩の角礫化部がみられる。弱ないし非溶結部の一部には、ラミナ状の組織が見られる。

最高77重量%を示す(第5表)。

#### 岩石記載

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (GSJ R56788)

産地：石河内東方，春山林道終点の現地性転石(付図A-1の地点24)。

結晶片：径0.05-2.6 mmの石英・サニディン・斜長石・黒雲母(第48図)。結晶片の容量比約15%。石英は多角形状のものや融食されたものが見られ，波動消光を示すものが少ない。黒雲母は径約0.5-1.0 mmのものがよく見られる。黒雲母の結晶片は基質の面構造に沿っており，曲がった黒雲母が見られることがある(第48図)。

本質レンズ：微文象及び球顆状組織を示す。

基質：ユータキシチック組織。脱ガラス化を受け，0.01 mm以下の隠微晶質の石英・長石・黒雲母などの鉱物に交代されている。

#### IV. 4 溶結凝灰岩層2

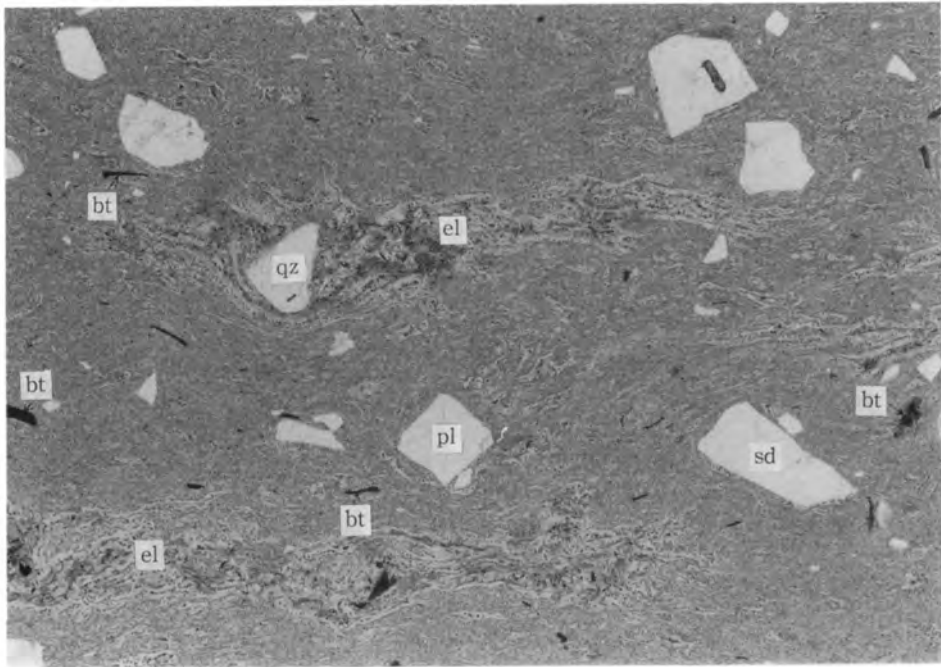
命名 中田(1978)による。中田(1978)ではW.T.2の略称が使われた。

定義 溶結凝灰岩層1上位の黒雲母斜方輝石デイサイトを主体とする溶結凝灰岩からなる岩層を溶結凝灰岩層2とする。

模式地 溶結凝灰岩層1と同じく，日向地域の東郷町深瀬南方1.2 kmの深瀬林道(付図A-1・3の地点4)。

分布 小丸川東方の尾鈴山山地一帯に広範囲に分布する。本地域では，東郷町石並川上流(付図A-1の地点7)付近に好露頭がある。

層序関係 溶結凝灰岩層1を整合に覆い，美々津花崗閃緑斑岩に貫入される。本地域では溶結凝灰岩層



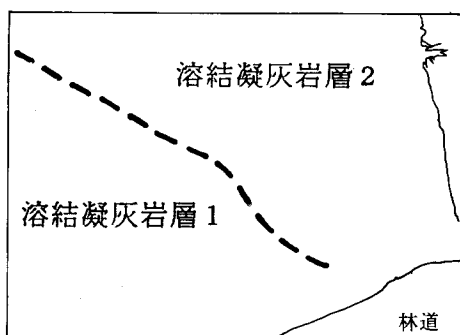
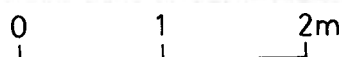
第48図 溶結凝灰岩層1の顕微鏡写真(木城町春山北東方1.3kmの現地性転石：付図A-1の地点24)  
 qz, 石英; pl, 斜長石; sd, サニディン; bt, 黒雲母; el, 本質レンズ  
 ユータキシチック組織が見られ、基質は脱ガラス化を受けている。結晶片の量は溶結凝灰岩層2よりも少ない、オープンニコル。

1との関係を確認できる露頭は見出だせないが、本地域北東隣の日向地域の東郷町深瀬南方では、溶結凝灰岩層2が溶結凝灰岩層1を整合に覆う関係が観察できる(付図A-1・3の地点4; 第49図)。この境界付近では溶結凝灰岩層2の葉理構造は、下位の溶結凝灰岩層1の葉理構造とほぼ平行であり、溶結凝灰岩層1と溶結凝灰岩層2の間に粘土層の挟みなど時間間隙を示す証拠は見られない。しかし、尾鈴山火山深成複合岩体主岩体の北東部(日向市秋留南方や耳川沿いなど)では、溶結凝灰岩層2の中に溶結凝灰岩層1の角礫(径数 cm)が含まれており、溶結凝灰岩層1の活動後、溶結凝灰岩層2が噴出するまでの間の冷却間隙の存在が考えられる。

かつて中田(1978)は、溶結凝灰岩層1及び溶結凝灰岩層2の関係について、多くは境界不明瞭で冷却間隙が存在しないが、溶結凝灰岩層1を覆う溶結凝灰岩層2の基底の一部に「ガラス質岩石」が分布しており、そこでは両者の間に冷却間隙があることを指摘している。

**層厚** 東郷町坪谷南西方の鎌柄谷付近で最も厚く約450 m 以上ある。上限は浸食で失われており、不明である。

**岩相** 黒雲母斜方輝石デイサイトの緻密で硬い溶結凝灰岩(第6表)である。暗灰色でガラス質に見える部分から、強く脱ガラス化を受けて青味を帯びた暗灰色ないし灰色の微晶質部分までを含む。また、名



第49図 溶結凝灰岩層1を覆う溶結凝灰岩層2  
(日向地域内、深瀬南方1.2 kmの林道：付図A-1・3の地点4)

貫川周辺などでは、ホルンフェルス化を受けて再結晶化(山田, 1980)しており、基質が粗粒化して淡青色を呈する。この中には、基質の鉱物が美々津花崗閃緑斑岩の石基鉱物の大きさに近い岩石もあり、外観は美々津花崗閃緑斑岩と似ている(例えば、尾鈴山東南東方の岩石など)。

ハンマーで叩くと溶結凝灰岩層1と同様に、鋭い角を持って割れ、貝殻状の断口を示すこともある。後述する美々津花崗閃緑斑岩よりも滑らかな手触りを示す。

肉眼では、斜長石・石英・斜方輝石・黒雲母・堇青石・珪線石の結晶片が認められる。斜長石は径1-5 mmほどで、透明でやや白濁し、ほぼ結晶形の残ったものや完全に割れた破砕片からなる。石英は径1-3 mmほどで透明である。斜方輝石は径1-3 mmほどで、ほぼ結晶形の残ったものや完全に割れた

第6表 尾鈴山火山深成複合岩体及び阿蘇-4火砕流堆積物の鉱物組合せ  
試料の番号は第5表の番号に対応する。

番号	地点番号	試料番号	岩石名	産地	鏡下による鉱物組合せ						X線粉末法による鉱物組合せ					
					qz	fl	px	hb	bt	ch	qz	fl	mc	ch	kl	
C1	2	GSJ R 56792	Wt1	東郷町深瀬南方約1.1km	◎	○			•			◎				•
C2	3	GSJ R 56793	Wt1	東郷町深瀬南方約1.1km	◎				•			◎		•		
C3	33	GSJ R 56794	Wt1	木城町石河内北東方約2km	◎	○			•	△		◎	•	•		•?
C4	57	GSJ R 56795	Wt1	日向市秋留南方約1km; 溶結凝灰岩層1の礫部分	◎	○				△		◎	+	•	•?	
C5	65	GSJ R 56796	Wt2	門川町金磯南西方約500mの海岸	○	◎				△		◎	+	•	•	
C6	5	GSJ R 56797	Wt2	東郷町深瀬南方約1.4km	○	◎		+	+	△		◎	+	•	•	
C7	55	GSJ R 56798	Wt2	日向市山の田北西方約600m	△	◎		+	+	○		◎	+	•	•	
C8	67	GSJ R 56799	Wt2	日向市山の田北西方約600m	△	◎				○		◎	•	•	•	
C9	60	GSJ R 56800	Wt2	日向市靱木西方約1.4km	○	◎			+	△		◎	+		•?	
C10	66	GSJ R 56801	Wt2	日向市餘島南側海岸	○	◎				◎		◎	+		•	
C11	20	GSJ R 56802	Wt2	都農町上田東方約700m	○	◎		•?	+	△		◎	△	•	•	
C12	13	GSJ R 56803	Wt2	都農町矢研ヶ滝南西方約500m	○	◎				△	△	◎	+	•	•	
C13	16	GSJ R 56804	Wt2	都農町尾鈴山頂東方約1.5km	○	◎				△	△	○	◎	•	•	
C14	32	GSJ R 56805	Wt2	木城町石河内北東方約2km	△	◎	○		○	•		◎	+	+	•	
C15	29	GSJ R 56806	Gp	川南町青鹿溜池北西方約300m		◎				△	△	◎	+	•	•	
C16	58	GSJ R 56807	Gp	日向市曙北方約400m	•	◎			+	○		◎	+		•	
C17	46	GSJ R 56808	Kg	木城町石河内西方, 大瀬内林道	◎	◎				○		△	○	◎	•	
C18	1	GSJ R 56810	Aso-4	東郷町井尻		◎	△		•				•			

qz: 石英; fl: 斜長石; px: 輝石; hb: ホルンブレンド; bt: 黒雲母; ch: 緑泥石; mc: 雲母鉱物; kl: カオリン鉱物。

Wt1: 溶結凝灰岩層1; Wt2: 溶結凝灰岩層2; Gp: 美々津花崗閃緑斑岩; Kg: 木城花崗閃緑岩; Aso-4: 阿蘇-4火砕流堆積物。

(少ない) • < + < △ < ○ < ◎ (多い)

破砕片からなる。新鮮なガラス質に見える岩石では目だたない。また後述するように緑泥石化を受けている。黒雲母は径約1 mm 以下で溶結凝灰岩層1より小さいものが多く、ほぼ結晶形の残ったものないし割れた破砕片からなる。場所によってかたよが見られるが、その量は溶結凝灰岩層1に比べ著しく少ない。鏡下では、黒雲母は本質レンズに多く、基質には少ない。董青石と思われる鉱物は、径1-2 mm ほどの大きさで、新鮮なものでは青色を呈する。珪線石は、最大径3 cm ほどの白色の鉱物で、細かい劈開が発達しており、周縁部で黒色を示す。このほか、最大数 mm 程度の粒状で角のとれた銀色の不透明鉱物を含むが、おそらく磁硫鉄鉱と思われる。更に、鏡下ではざくろ石と考えられる結晶片も見られる。

本質レンズ：本質レンズは主に灰色のレンズからなり、白色のレンズを含む。灰色レンズは、基質よりもやや薄い色（暗い灰色から淡い灰色）で、紐状によく引き伸ばされた二次流動（例えば小野，1974 など）を示すものが多い。灰色レンズは、基質と色が似ており、新鮮な露頭での識別がむずかしいが、断面を湿らせるとレンズの観察が容易になるものがある（木城町長草：付図A-1の地点35）。

白色レンズは、灰色レンズよりも石英や黒雲母が目立ち、粗粒で一見花崗岩様に見える。紐状に引き伸ばされたレンズもあるが、形は一般に舟形に近く、あまり引き伸ばされていないレンズが多い。ときに白色レンズが卓越する露頭（木城町長草北方と轟など）も見られる。

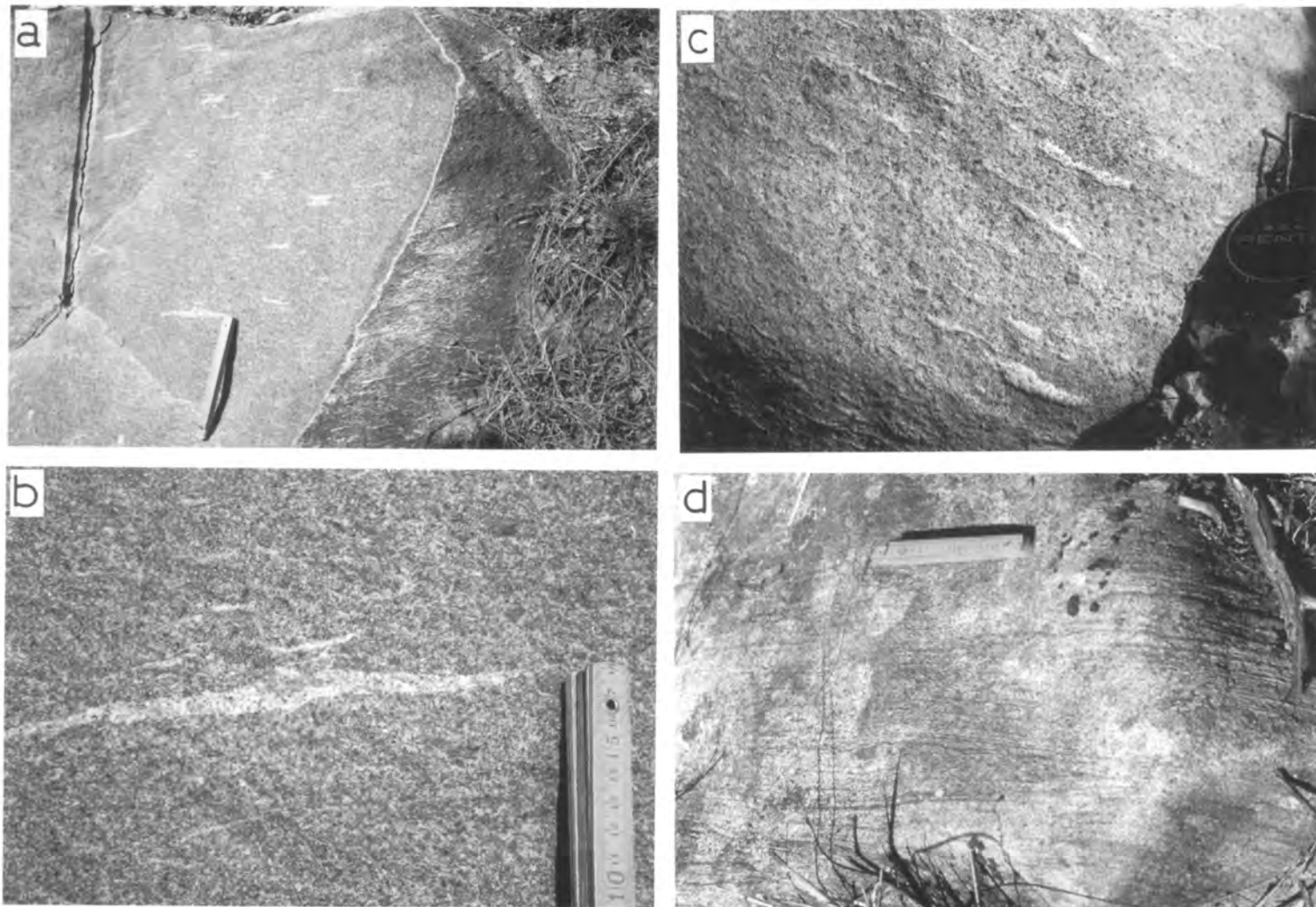
レンズの大きさは、平均で厚さ数 mm、長さ1-10 数 cm で、溶結凝灰岩層1より大きいものが多く、一般に幅と長さの比が1：10以上のレンズが多い。また1：20以上の二次流動組織を示すレンズも広範囲に分布する。特によく引き伸ばされた本質レンズが幾重にも重なり、縞状に流紋岩の流理構造のように見えることがある（畑倉山頂周辺。本地域外では細島半島の海岸と金磯の海岸など）。二次流動状のレンズで特に大きなものは、長さ約55 cm で幅2.5 cm に達する（<sup>やとぎ</sup>矢研ヶ滝や尾鈴山東方の林道沿い：付図A-1の地点14・15など）。

これらのレンズは、川底や水面付近の水磨された面でもよく観察されるほか、風化した柱状節理の上部など外気や雨に当たる部分ではレンズのレリーフが見られる。しかし、レンズは光量が少ない条件下（曇天、林の中、北斜面など）や光の当たる角度によっては観察が難しく、脱ガラス化や粘土化の進んだ部分では識別しにくい（第50図）。

石質岩片：溶結凝灰岩層2は、石質岩片を多く含む。岩片の量は、場所によって異なるが、溶結凝灰岩層2の中では、全体にその分布域北東部（本地域外北東方）の方が、南西部（本地域内）よりも岩片のサイズが大きく、岩片量や種類も多い。岩片の大きさは、本地域内では径数 cm のものが多い。岩片の種類は、主に砂岩・泥岩など四万十累層群起源の堆積岩であるが、溶結凝灰岩層2の北東部ではときに灰白色の本質レンズと黒雲母の結晶片を含む溶結凝灰岩層1の岩片も見られる（本地域外の日向市秋留南方約1 km：付図A-3の地点57）。

節理：溶結凝灰岩層2には、幅30-50 cm の多角形の断面をもつ柱状節理が顕著に発達し、本地域のいたるところで観察できる（第54図a）。しかし、溶結凝灰岩層2の脱ガラス化が特に進んだ部分では、柱状節理は不明瞭で幅が大きくなる。柱状節理の伸長の方向は、45°以下に傾くものはほとんどなく、大局的には、垂直もしくは約70°までの高角度で傾くことが多い。これらの柱状節理の伸長方向の方向と本質レンズがつくる葉理面とは、一般に斜交する。このことは、木野（1956）も指摘している。幅5





第50図 溶結凝灰岩層2の本質レンズ. a: 白色本質レンズ及び風化された表面に見られる本質レンズ(春山北東方約700mの春山林道沿いの沢の転石: 付図A-1の地点25). b: aの白色本質レンズの接写, c: aの風化された表面に見られる本質レンズ. d: 風化された表面にみられる本質レンズ(畑倉山西方0.8kmの木和田林道の転石: 付図A-1の地点10), 本質レンズは著しく扁平化し, 写真ではスケールに平行に暗灰色の葉理状に延びている.

cm から 50 cm ほどの板状節理も観察されるが、これらの節理面も、本質レンズの葉理面とは一般に 30° 以下で斜交することが多い。

変質・風化：溶結凝灰岩層 2 には、変質部が多く見られ、一部は鉱化作用と関連するものらしい。変質は、主に緑泥石などからなる緑色変質及び雲母粘土鉱物やカオリン鉱物などからなる白色変質である。溶結凝灰岩層 2 の分布城南西部に当たる本地域では、変質の程度は北東部より弱い。結晶片の斜方輝石には、広い範囲で緑泥石化が見られる。尾鈴山の南東一帯では節理に沿って幅約 1-5 mm 程度の白色の粘土脈が見られる。またまれではあるが、矢研ヶ滝西方（付図 A-1 の地点 12）では、幅約 1-3 mm の石英脈が見られる。

溶結凝灰岩層 2 は、風化すると、表面が白灰色に粘土化し、長石が目立って、後述の美々津花崗閃緑斑岩の風化と類似する。ときに球状風化も見られる。また、酸化鉄のためか、ラテライト状に赤色土壌化していることがある。

化学組成：全岩の SiO<sub>2</sub> は、66-72 重量%であり、尾鈴山火山深成複合岩体の中で最も組成域が広い。

#### 岩石記載

##### 黒雲母斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩〈GSJ R56789〉

産地：東郷町石並川上流の後谷（付図 A-1 の地点 7）。

結晶片：径 0.05-5.5 mm の斜長石・石英・斜方輝石・黒雲母。結晶片の容量比およそ 35%。石英は、融食形を示すものがあり、波動消光を示すことは少ない。斜方輝石は、周縁部または大部分が緑泥石化している。黒雲母は、本質レンズや基質の中に見られ、溶結凝灰岩層 1 に比べ、少量で、細粒である。ときに斜方輝石、斜長石や不透明鉱物からなるクロットを含む。

本質レンズと石質岩片：本質レンズの石基は完晶質であり、石英・長石・黒雲母と、微文象組織もしくは球顆状組織を示す。基質中にはときに径数 mm の石質岩片（砂岩・泥岩）を含む。

基質：ユータキシチック組織。構成鉱物は、石英・長石・黒雲母。脱ガラス化を受けており（第 51 図 a）、径約 0.01 mm 以下の珪長質鉱物などに交代されている。

##### ホルンフェルス化した黒雲母斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩〈GSJ R56790〉

産地：都農町水洗北西方約 2.5 km の名貫川右岸（付図 A-1 の地点 23）。

結晶片：径 0.05-5.5 mm 大の斜長石・石英・斜方輝石（緑泥石化しているものが見られる）からなり、容量比はおよそ 35%。斜長石の輪郭の不明瞭なものが見られる。

本質レンズと石質岩片：まれに本質レンズが認められる。ときに数 mm ほどの石質岩片（砂岩・泥岩）を含む。

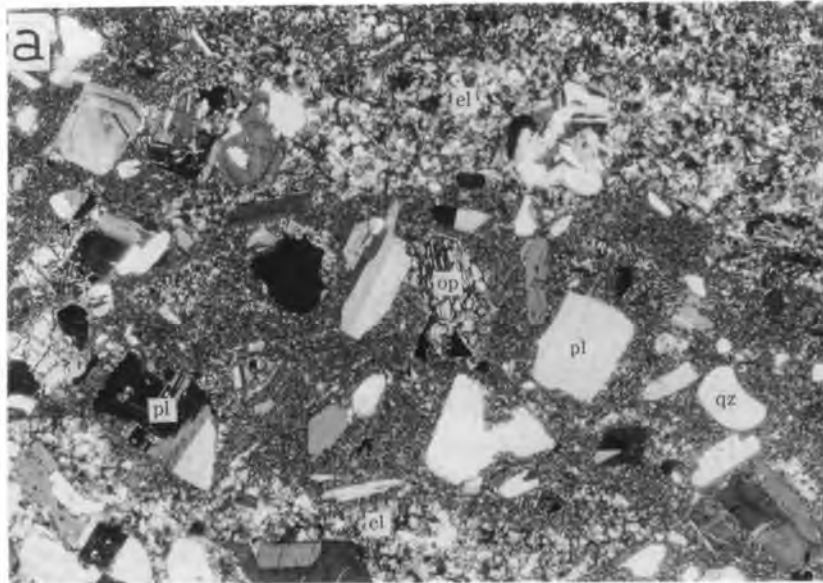
基質：基質はガラス質に見える溶結凝灰岩よりも粗粒で、約 0.01-0.02 mm の大きさの石英・長石・黒雲母などの鉱物で構成されている（第 51 図 b）。ユータキシチック組織は、再結晶化のためやや不明瞭となる。黒雲母は面構造と無関係に数珠状に並んで分布する。

## IV. 5 美々津花崗閃緑斑岩

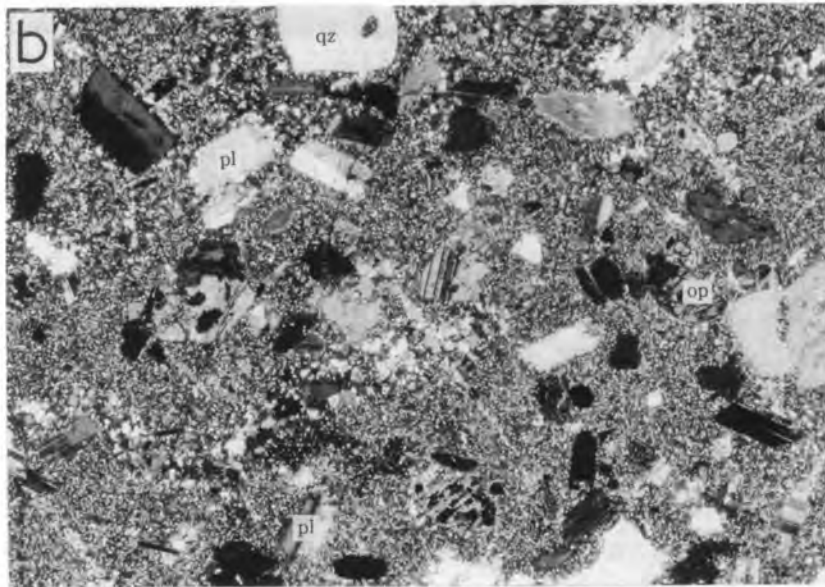
**命名** 新称、中田（1978）の花崗斑岩に相当する。中田（1978）では GP の略称が使われた。

**定義** 黒雲母斜方輝石花崗閃緑斑岩で、溶結凝灰岩層 2 に貫入する岩石を美々津花崗閃緑斑岩とする。

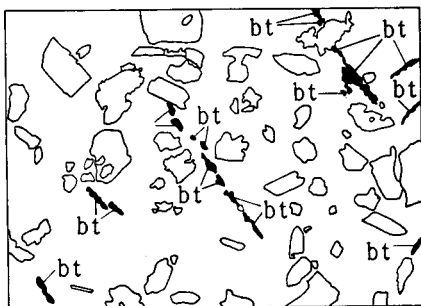
**模式地** 本地域北隣の日向地域内日向市曙（付図 A-3 の地点 58）。本地域では、川南町青鹿溜池（付図 A-1 の地点 29）周辺に好露頭がある。



0 1 2mm



0 1 2mm



第51図 溶結凝灰岩層2の顕微鏡写真

a: 溶結凝灰岩層2 (石並川上流の後谷: 付図A-1の地点7)

qz, 石英; pl, 斜長石; op, 斜方輝石; el, 本質レンズ

基質は脱ガラス化を受けており, 径0.01 mm 以下の珪長質

鉱物からなる。クロスニコル。

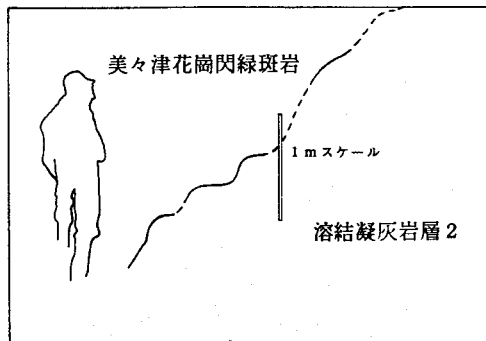
b: ホルンフェルス化を受けた溶結凝灰岩層2 (都農町水洗

北西方約2.5 km, 名貫川の右岸: 付図A-1の地点23)

qz, 石英; pl, 斜長石; op, 斜方輝石; bt, 黒雲母

基質はaよりも粗粒である。斜長石の結晶片と基質との輪

郭はやや不明瞭である。クロスニコル。



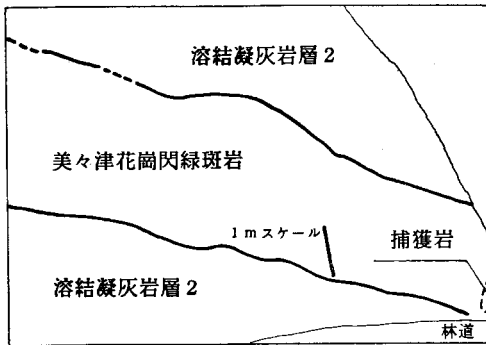
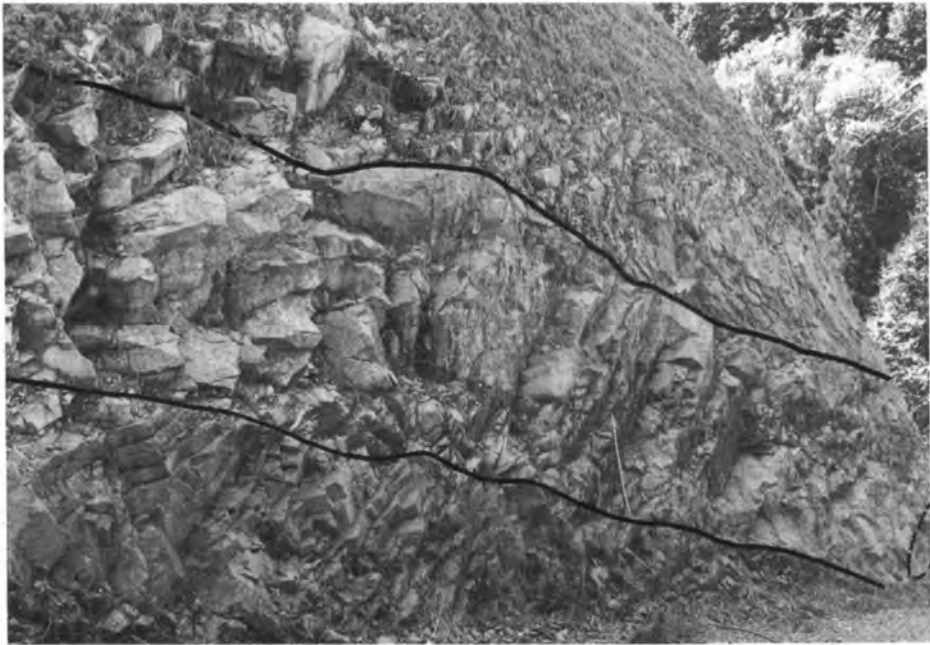
第52図 溶結凝灰岩層2に貫入する美々津花崗閃緑斑岩(尾鈴山北東方3.4 kmの矢研林道：付図A-1の地点8)。貫入面はでこぼこしている。

**分布** 美々津花崗閃緑斑岩はいくつかの岩体に分かれて溶結凝灰岩層2を貫いているが、岩体は全体に北東-南西方向に分布する。最大の岩体は、日向市幸脇さいわきから本地域の都農町水洗みずあらいまで北東-南西方向に、最大幅約2 km、長さ約16 kmで帯状に分布する(第3図)。

本地域では、矢研ヶ滝北西方付近、畑倉山付近、及び青鹿溜池付近に分布する三つの岩体が認められる。矢研ヶ滝北西方の岩体は、T字に似た形で分布し、最も長い北北西-南南東方向の長さは約2.5 kmである。畑倉山の岩体は、上述した最大の岩体の南西端部分に相当し、入り組んだ形の分布を示す。青鹿溜池の岩体は、約2.5 × 2 kmのほぼ楕円形の分布を示す。

**貫入関係** 美々津花崗閃緑斑岩は、溶結凝灰岩層2に貫入している。

本地域では、矢研ヶ滝北北西方約2.7 km(付図A-1の地点8；第52図)と畑倉山西方(付図A-1の地点9)の2地点で両者の境界が観察できる。いずれの地点においても美々津花崗閃緑斑岩は、急冷周縁相が



第53図 溶結凝灰岩層 2 に貫入する美々津花崗閃緑斑岩(日向地域内, 福瀬南西方約 2 km の林道: 付図 A-3 の地点 62)

はっきりしないが、溶結凝灰岩層 2 に凹凸のある急な境界面で接し、溶結凝灰岩層 2 の葉理構造を明瞭に切る。畑倉山西方では接触部の溶結凝灰岩層 2 は特に緻密で堅い、また花崗閃緑斑岩と溶結凝灰岩層 2 との境界は地形の等高線を急角度で切って延長することから、この境界面が高角度であることが推定される。

日向地域では耳川の福瀬大橋の南側橋脚部(付図 A-3 の地点 61)とその南西方の林道(付図 A-3 の地点 62)で、溶結凝灰岩層 2 と美々津花崗閃緑斑岩との接触部が観察できる。福瀬大橋の南側橋脚部では、美々津花崗閃緑斑岩は溶結凝灰岩層 2 との接触部に斑晶の著しく細粒な数 cm 幅の周縁相を伴い、境界近く的美々津花崗閃緑斑岩の中に溶結凝灰岩層 2 の捕獲岩を含む。その南西方の林道では、美々津花崗閃緑斑岩の岩脈(幅約 2.5 m)が、溶結凝灰岩層の中に斜め(NW-SE 走向, SW 方向に約 25 度の傾斜)に貫入している(第 53 図)。貫入面には斑晶の明瞭な粒度変化は見られない。

なお、美々津花崗閃緑斑岩が一部で溶結凝灰岩層2を覆う溶岩であるとする解釈（中田，1978）もあるが、本地域内には、溶結凝灰岩を覆う花崗閃緑斑岩は見られない。

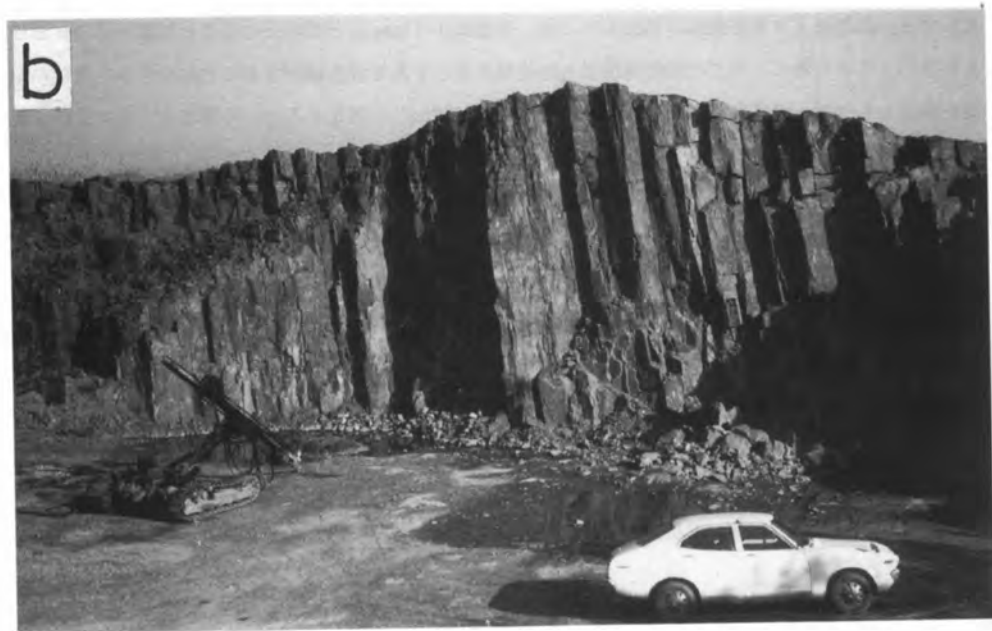
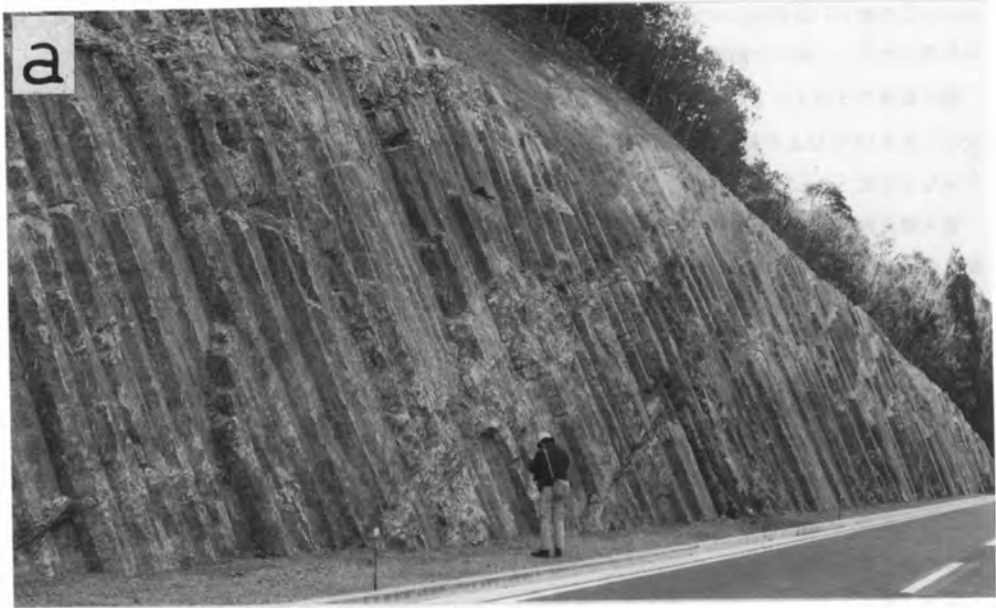
**岩相** 青色を帯びた暗灰色ないし灰色の、緻密で堅い花崗閃緑斑岩で、斑晶として斜長石・石英・斜方輝石が見られる（第6表）。このほか、堇青石・珪線石・ざくろ石などの結晶も認められ、わずかに細粒の黒雲母を含む。脱ガラス化の進んだ新鮮な溶結凝灰岩層2とは、色や鉱物組合せなどの外観が類似しているが、断口面の手触感は溶結凝灰岩のものよりも粗く、特に粗粒（5-15 mm ほど）の斜長石斑晶を含むことによる斑状組織から識別できる。また径1-5 mm ほどの暗緑色の斜方輝石の存在も識別の手がかりとなる。

**構成鉱物**：斜長石斑晶の含有量は同一露頭の中で局所的にかたよりが見られる。ときには露頭によって、斜長石斑晶の平均的な大きさが異なる。本地域では径数 mm ほどの斜長石が多いが、本地域東方（模式地の日向市曙北方採石場：付図A-3の地点58など）では、それより大きく、1 cm 大のものがよく見られる。まれに、大きな斜長石斑晶が集まり、縞状に見える部分が見られる。石英斑晶の量は溶結凝灰岩層2と同程度で、溶結凝灰岩層1より少ない。斜方輝石は周縁部から緑泥石化が著しく、大部分のものは仮像を残して完全に置換されている。堇青石は径数 mm の粒状で青色を呈し、新鮮な断口面が肉眼で見られる（青鹿や矢研林道など）。珪線石は溶結凝灰岩層2中の結晶と同様に、最大径3cm ほどで細かい劈開が発達し、白い光沢を持ち、黒色の周縁部を伴う。ざくろ石は、最大径数 mm ほどで淡紅色を示す。黒雲母は、細粒（径約1 mm 以下）で、分布にかたよりが見られる。このほかまれに、捕獲結晶と考えられる石英と石墨が認められる。石英は大きなもので径約10 cm の白色ないし透明の均質なガラス様で、破片状を呈す（都農町水洗：付図A-1の地点21や矢研ヶ滝北方）。また石墨は、径3 cm ほどで楕円形を示す（都農町水洗南方の転石：付図A-1の地点22）。

石基は微晶質で、溶結凝灰岩層2よりも少し淡く青みがかったり。破断面では光の反射によって微晶質部分が細かく輝いて見える。

**捕獲岩**：全域で、2-15 cm ほどの角礫状の捕獲岩を多く含む。それらの輪郭は明瞭であり、後述の木城花崗閃緑岩ほど著しい同化作用はみられない。捕獲岩は、四万十累層群由来の砂岩などの堆積岩が主体で、火成岩起源の捕獲岩（中田，1978）も報告がある。また、径10 cm ほどの溶結凝灰岩層2の捕獲岩も含む（木和田林道：付図A-1の地点18）。美々津花崗閃緑斑岩の北東部（本地域外の日向市金ヶ浜：付図A-3の地点59）では、溶結凝灰岩層2との境界付近に、2 m 以上のアメーバ状に入り組んだ形の溶結凝灰岩のブロックが見られる。同様に径の大きな溶結凝灰岩の捕獲岩の形跡を示すものとして、尾鈴神社周辺の3か所で、美々津花崗閃緑斑岩の分布地域の中に大きな溶結凝灰岩の転石が見られる。これらのうち、2か所は、神社の北北西方約300 m のなだらかな尾根沿いにあり、溶結凝灰岩のブロック（径2 m ほど）が小さな凸状の地形の上に分布する。もう1か所は、神社の南東約700 m の標高約560 m の丘状の地形上（付図A-1の地点19）にあり、一帯に1 m ほどの角の丸い溶結凝灰岩のブロックがいくつも転がっている。おそらくこれらは捕獲岩が浸食に強く、地形的に凸部をなしたものであろう。

**節理**：溶結凝灰岩と同様に柱状節理がよく発達する（第54図b）。節理は幅50 cm から1 m ほどの多角形の断面をもつ。柱状節理の外観は、花崗閃緑斑岩も溶結凝灰岩もよく似ているが、溶結凝灰岩に比べ節理の幅が大きく、単位面積に入る節理面の数は少ない傾向がある。溶結凝灰岩のような、平坦かつな



第 54 図 溶結凝灰岩と花崗閃緑斑岩に発達する柱状節理

a : 溶結凝灰岩層 2 (日向地域内, 日向市鳥川北西方 0.8km の道路 : 付図 A-3 の地点 63)  
直線状の外観のコラムからなり, 整然と並ぶことが多い。

b : 美々津花崗閃緑斑岩 (日向地域内, 日向市曙北方の碎石場 : 付図 A-3 の地点 58)  
コラムは溶結凝灰岩層 2 よりもまっすぐに伸びた部分が少ない。

めらかな手触りの節理面は少なく、細かな凹凸をもった節理面が多い。また、風化により節理の角も丸みを帯びやすい。板状の節理は、溶結凝灰岩に比べ少ない。

柱状節理のほぼまっすぐに延びたコラム部分は、矢研林道の奥の露頭や本地域外北東方の海岸では、少なくとも10m以上の長さがあり、溶結凝灰岩のものと同様に、第四紀の阿蘇火砕流の柱状節理のコラムなどに比べると規模は大きく、長い。

美々津花崗閃緑斑岩の柱状節理は、既に述べた溶結凝灰岩と同じく、全体に規則正しくほぼ直立し、両者の境界にまたがる柱状節理もごく普通に観察されることから、両者の柱状節理は同時に形成された可能性(中田, 1978)が指摘できる。したがって花崗閃緑斑岩もあまり深所で固結したものではなく(宮崎県・1972)、むしろ地表に近い所で形成された岩体なのであろう。

変質・風化：美々津花崗閃緑斑岩には、溶結凝灰岩層2と同様の変質のほか石英脈が見られる。水洗の北方(付図A-1の地点21)では、N20-30°E, 45-70°E方向の幅2-5mmほどの白色石英脈が見られる。本地域外ではあるが、日向市曙(付図A-3の地点58)では、緑色化し、黄鉄鉱を伴う節理面や石英の晶洞が見られる。畑倉山西方(付図A-1の地点11)などの山頂周辺部では、花崗閃緑斑岩の節理面などの弱線に沿って、幅約1-5mmの白い粘土の細脈が見られる。

本岩は風化を受けていることが多く、厚さ数mmほどの皮殻を持った同心円状の球状風化がよく見られる。この皮殻は溶結凝灰岩層2よりもやや薄い。また、長石が白色の粘土に変わって残っていることがある。風化により長石斑晶の部分がへこみ、表面に1-5mmほどの多くの小さな凹部が見られることが多い。この有無によって花崗閃緑斑岩と溶結凝灰岩とをある程度識別することもできる。細粒の斜長石斑晶をもつ美々津花崗閃緑斑岩(例えば矢研ヶ滝周辺など)が風化すると、外観はホルンフェルス化した溶結凝灰岩層2とよく類似する。

化学組成：SiO<sub>2</sub>の値は、66-67重量%であり、K<sub>2</sub>Oに富み、CaOに乏しい。SiO<sub>2</sub>の値の低い溶結凝灰岩層2と化学組成が類似する(第49・50図)。

## 岩石記載

黒雲母斜方輝石花崗閃緑斑岩〈GSJ R56791〉

産地：青鹿溜池北西の川沿い(付図A-1の地点29)。

斑晶：径0.1-2.8mmの斜長石・石英・斜方輝石・黒雲母(第55図)。斑晶の容量比およそ40%。大部分の斜方輝石は緑泥石などに交代され、仮像となっている。黒雲母の斑晶は少量で、他の斑晶鉱物に比べて小さい。

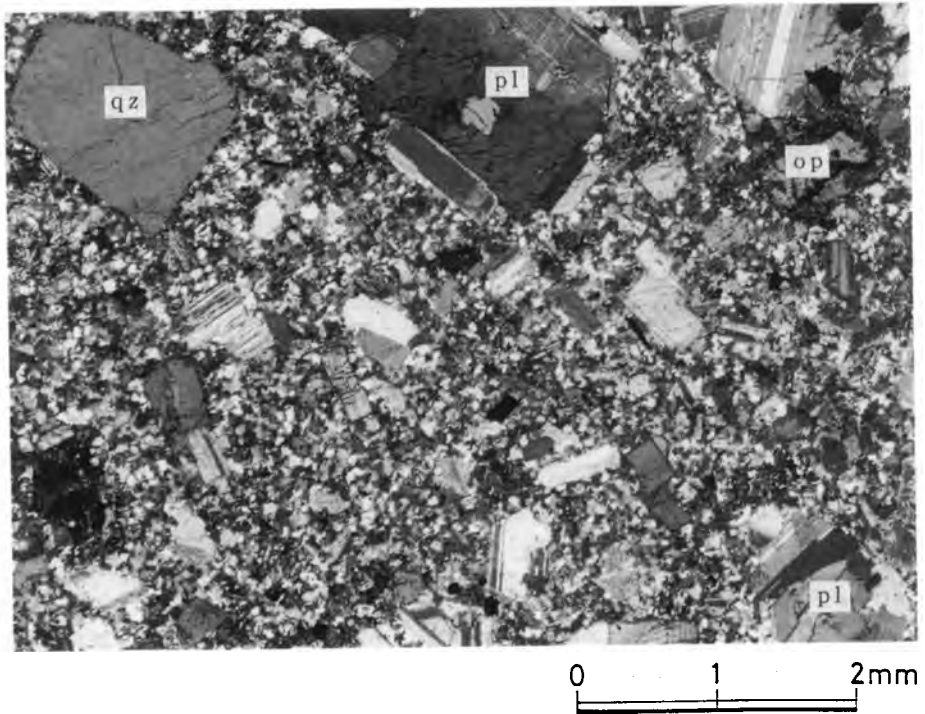
石基：細粒等粒状の微花崗岩質組織。構成鉱物は、径0.05-0.1mmの微晶質の石英・長石・黒雲母などからなる。

## IV. 6 地質構造

溶結凝灰岩中の本質レンズの配列による葉理構造を測定し、地質図に記入した。測定値は各露頭における葉理構造の傾向を代表するものである。

測定結果をみると、葉理構造は緩傾斜から、垂直に近いものまで認められ、中田(1978)の述べた単純な東落ちの地質構造とは整合しない。





第55図 美々津花崗閃緑斑岩の顕微鏡写真(川南町青鹿の川沿い:付図A-1の地点29)  
 qz, 石英; pl, 斜長石; op, 斜方輝石  
 クロスニコル.

本地域内では全体として、

- 1) 溶結凝灰岩層1の葉理構造は、中心に向かって傾斜する盆状構造の傾向を示し、溶結凝灰岩層1のすぐ上の溶結凝灰岩層2でもこれとほぼ同じ葉理構造の傾向を示す。
- 2) 溶結凝灰岩層2の葉理構造は、200-300 m ほどの間隔で急に傾斜の方向が反対になることがあり、構造を正確に把握することはできないものの、全体として大きなうねりを持ち、地質断面図に示すように開いた向斜や背斜などの褶曲構造が推定される。

## V. 尾鈴山火山深成複合岩体—衛星岩体

(佐藤岱生)

### V. 1 研究史及び概説

尾鈴山火山深成複合岩体の衛星岩体である木城花崗閃緑岩及び関連する岩脈は、本地域中央部をほぼ南北に縦断する形で、尾鈴山陥没地域の西縁に貫入している。岩相は、細粒-中粒の暗灰色黒雲母花崗閃緑岩である。

木城花崗閃緑岩は、四万十累層群日向層群中に貫入して、これに黒雲母ホルンフェルスに至る接触変成作用を与えている。木城花崗閃緑岩に関連して、石英斑岩が岩脈として貫入している。

西南日本外帯の火成岩類について、中田・高橋(1979)はその化学組成・鉱物組合せなどからSタイプ・Iタイプ火成岩類への区分を広域的に行い、その成因について考察した。そして、尾鈴山火山深成複合岩体は、角閃石を欠き珪線石・堇青石を含むことから、Sタイプの火成岩類としている。佐藤(1988)は、木城花崗閃緑岩が紅柱石捕獲結晶や片麻岩様の捕獲岩を包有していることから、この岩体がSタイプの火成岩であることを確認した。

木城花崗閃緑岩については、斉藤(1954)による調査報告に記載があり、その地質図が宮崎県(1981)、寺岡ほか(1981a)に踏襲されている。松隈(1958)は、木城町塊所に露出する花崗閃緑岩を松尾花崗岩と呼び、松尾鉾山などの鉾床の運鉾岩となっているとした。あわせて、付近の小丸川沿いなどに分布する石英斑岩類を含めて、小丸川酸性火成岩類と呼んだ。また、宮崎県(1981)・佐藤(1988)は、木城町木寺から塊所に分布する花崗岩を木城花崗岩と呼んだ。佐藤(1988)は、本岩体の連続性を確認し、岩脈状の形態を明らかにした。

中田(1978)は、小丸川酸性岩類が尾鈴山火山深成複合岩体主岩体の花崗閃緑斑岩と同じ火成作用の産物であると考えられると述べ、更に、Nakada(1983)は、全岩化学組成・Rb-Srアイソトープの類似などを論じ、尾鈴山火山深成複合岩体全体が同じマグマ溜りから供給された火成岩類であるとした。

木城花崗閃緑岩のK-Ar年代は、Shibata and Nozawa(1968)により $13 \pm 2$  Maと測定されている。本報告での測定では、木城町木寺の道路わきの新しい露頭からの新鮮な試料で $15.2 \pm 0.8$  Maの測定値が得られた(第4表)。

### V. 2 木城花崗閃緑岩

木城花崗閃緑岩は、木城町川原・木寺付近から北北西方向に白木八重牧場・大瀬内谷をとおり、塊所

に至る約 17 km の延長を持ち、幅 400-900 m の極めて細長い、岩脈状の岩体である。これまでは、大瀬内谷に沿う比較的大きな岩体の他は、白木八重、塊所などの小岩体が構造線上に並んで露出しているものと考えられていた（例えば寺岡ほか、1981a）。佐藤（1988）によって鹿遊付近のかなすみ小丸川支流での木城花崗閃緑岩の連続性が確認され、岩脈状の岩体であることが判明したが、更に本報告で白木八重付近の連続性も確認した。

また、木城花崗閃緑岩に似た組織をもつ中粒黒雲母花崗岩が、南東部に隣接する高鍋地域の新富町追分で掘られたボーリング坑で、宮崎層群の基盤として存在することが確認された（鈴木ほか、1990；ボーリング地点は第 3 図を参照）。本ボーリングの深度は 1,701 m で、花崗岩は地表下 1,431 m 以深に存在する。

木城花崗閃緑岩は、細粒-中粒花崗閃緑岩と石英斑岩-アプライト質花崗岩からなる。花崗閃緑岩が主岩相、石英斑岩が周縁相となっている。各岩相の分布を第 56 図に示す。細粒岩相が岩体の主要部の大瀬内谷に沿う林道、石河内から檜に向かう林道、浜口ダム下流の小丸川に沿う林道などに分布する。中粒花崗閃緑岩は、岩体北部の塊所などに分布する。石英斑岩-アプライト質花崗岩は、岩体の最北端部の塊所北東、及び岩体南端部の白木八重東方などに分布する。大瀬内谷に沿う林道では、細粒花崗閃緑岩に捕獲される径 5-30 cm の中粒花崗閃緑岩が観察された。おそらく中粒相が先行的に貫入した後、細粒花崗閃緑岩が貫入したものである。

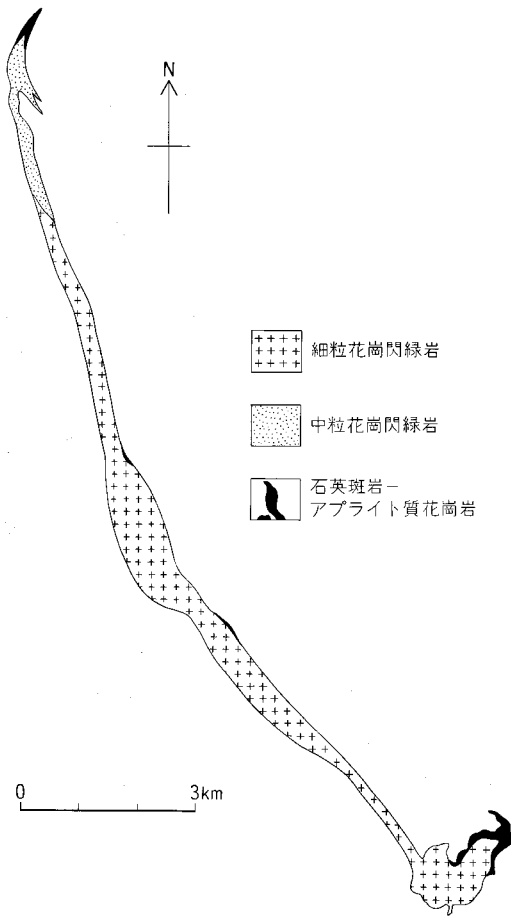
岩体南東端部の川原・木寺・白木八重地域では、木城花崗閃緑岩はやや幅の広い分布をしている。ここでは、岩体の東縁は、石英斑岩の周縁相が幅広く分布し、主岩相の細粒花崗閃緑岩に漸移する。木城町だどめ駄留北方の黒水川河床には周縁相の石英斑岩が露出している。白木八重東方の標高 376.4 m の三角点では、ルーフペンダント状に四万十累層群日向層群の堆積岩類を残して、下部に木城花崗閃緑岩が貫入し、その接触部は石英斑岩である。

浜口ダム下流の小丸川沿いの林道では、岩体東側の接触部は十分な露頭はないが、中粒花崗閃緑岩が露出している。すぐ西の露頭からは細粒花崗閃緑岩に変わるので中粒相の幅はせいぜい 10 m 程度であろう。岩体西側の接触面では、細粒花崗閃緑岩が四万十累層群を周縁相を持たずに直接貫いている。

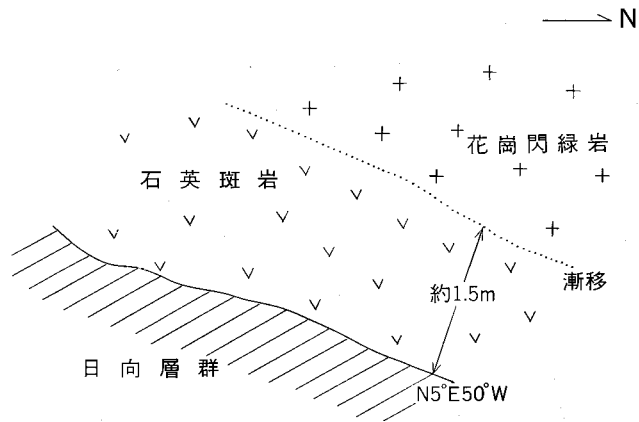
石河内から西方の檜に至る林道では、木城花崗閃緑岩東側の接触部は幅 0.5-2 m の石英斑岩またはアプライトの周縁相を持っている。主岩相の花崗閃緑岩とは狭い幅で漸移するらしい。接触面の走向・傾斜は N40-50° W、60-80° SW である。岩体西側の接触面では周縁相を欠き、厚さ 1 m ほどの日向層群の砂岩源のホルンフェルスが花崗閃緑岩中の捕獲岩として観察される。接触面の走向・傾斜は N60° W、55° SW である。

同じく石河内西北西の大瀬内谷に沿う林道での岩体東側の接触部では、幅 1.5 m ほどの石英斑岩の周縁相を持って四万十累層群に接している、周縁相とやや斑状を呈する花崗閃緑岩の間は明瞭な境界をもたずに漸移する（第 57 図）。前述の細粒花崗閃緑岩中の中粒相の捕獲岩はこの露頭から 20 m ほどの距離である。

塊所では、木城花崗閃緑岩は中粒花崗閃緑岩となる。塊所から北北東約 500 m、小丸川から西北西に向かう小沢では、接触部は観察されないが中粒の花崗閃緑岩が日向層群の泥岩を貫いている。この小沢から 250 m ほど北北東の小丸川沿いの道路わきの露頭では、木城花崗閃緑岩の延長上に淡紫色の黒雲母



第56図 木城花崗閃緑岩の模式的岩相分布



第57図 木城花崗閃緑岩と日向層群の接触部

幅1.5mほどの石英斑岩の周縁相をもつ。木城町鶴懐から南東方向に登る尾根上の標高480m付近の林道（大瀬内谷に沿う林道の支線）沿い。

アプライト質花崗岩が露出しており、これが木城花崗閃緑岩の周縁相と考えられる。塊所南東の道路沿いの岩脈も黒雲母アプライト質花崗岩である。

**細粒木城花崗閃緑岩**：肉眼的には一般に暗灰色の黒雲母花崗閃緑岩で緻密である。黒雲母の劈開が目だつが、各鉱物とも1 mm 以下のため個々の鉱物は識別しにくい。また、小さな暗色包有物や捕獲岩片が多いために、不均質な見かけを呈する。まれに斑状の斜長石を含むことがある。

捕獲岩の多くは、1-3 cm の楕円形-パッチ状であるが、ときには扁平なものも見られる。石英ノジュール(ほとんど石英だけからなる捕獲岩)も小さいがしばしば見られる。片状構造を持つ捕獲岩は少ないが、捕獲結晶と思われる大きな紅柱石結晶が含まれている。紅柱石結晶の外側は緑色スピネルに変わっている。

顕微鏡下では、木城花崗閃緑岩は粒間に細粒等粒状の石英を含む半深成岩的な組織を示す。構成鉱物の含有量は、斜長石>石英>カリ長石の順である。有色鉱物は黒雲母で角閃石を含まず、まれに白雲母を含む。

斜長石は、長径0.2-2mm (0.2-0.4 mm が多い)で、半自形を呈する。アルバイト双晶が著しいが、比較的大きな結晶では累帯構造も認められる。組成は中性長石である。変質して白雲母を生じている。石英は、長径0.2-2mm (0.2-0.4mm が多い)で、やや粒状の半自形を呈する。カリ長石は、長径0.2-0.3 mm と細粒で、一般に粒間を埋めている。汚れは少なく、パーサイト構造もわずかである。

黒雲母は、淡褐色-赤褐色の多色性を示し、長径は一般に0.4 mm 程度が多いが、ときに1 mm に達するものもある。半自形を呈するが、粒間を埋めて他形を示すものもある。不規則な形で緑泥石に移り変わっているものが多い。まわりに白雲母が成長しているものもある。

副成分鉱物としては、不透明鉱物が多い。捕獲結晶の変質鉱物と思われる鱗片状白雲母の集合体が見られる。緑泥石は、黒雲母の変質したものほかに単独で粒間を埋めるものがある。アパタイトもしばしば見られる。

**中粒花崗閃緑岩**：肉眼的には等粒状で、細粒相よりもやや優白質で捕獲岩類も少ない。斑状の石英と斜長石が少量含まれる。

顕微鏡下では、構成鉱物の含有量は斜長石>石英>カリ長石で、カリ長石は細粒相よりも多い。斜長石は長径0.5-6 mm (1 mm 前後が多い)で方形のものが多い。累帯構造は少ない。石英は一部粒状であるが、一部は粒間充填状である。大きさは1 mm 程度が多い。カリ長石は0.5-4 mm で、一般には粒間充填状であるが、カールスパット双晶をして比較的自形性のものもある。パーサイト構造が見られる。黒雲母は0.4-1 mm で、淡褐色-赤褐色の多色性を示す。

副成分鉱物としてはアパタイト、電気石、白雲母、不透明鉱物、緑泥石などがある。捕獲結晶の変質したと思われる鱗片状の白雲母の集合体が見られる。

**石英斑岩-アプライト質花崗岩**：優白質で細粒緻密な岩石で、最大1 mm ほどの自形石英と少量の黒雲母の斑晶が認められる。北部の岩脈では、淡い紫色を呈する。

顕微鏡下では、3-4 mm の斜長石斑晶を含む。斑晶は、ほかに少量の石英・カリ長石・黒雲母を含む。石基は細粒の石英・長石からなるが一部に文象状あるいはバリオリティック組織が見られる。針状の黒雲母が多い。

### V. 3 木城花崗閃緑岩に関連する岩脈

松尾ダム付近，小丸川沿いの岩脈類は，<sup>うのつくろ</sup>鶴懐の石英斑岩を除くと，木城花崗閃緑岩にほぼ平行な方向で貫入している。主体は斑晶の少ない石英斑岩であるが，ときに岩脈の中央部で細粒黒雲母アブライト質花崗岩となることがある。また，鈹染状の黄鉄鈹を含むことがある。

日向層群との接触部は凹凸がほとんどない平面で境され，日向層群に由来する岩片を含むようなことも少ない（第58図）。接触部から幅10-30cmは更に細粒となり，ときに流理構造を示す。

鶴懐付近には東北東-西南西方向の幅100mほどの石英斑岩脈がある。カールスパッド双晶をした卓状のカリ長石斑晶（長さ3cm程度）で特徴づけられる花崗斑岩をポケット状に少量含む。この方向は，木城花崗閃緑岩の延長方向とは異なり，むしろ北隣の神門地域の田口原の花崗斑岩脈の東北東-西南西の方向に近い。

### V. 4 木城花崗閃緑岩周辺の接触変成帯

木城花崗閃緑岩のまわりの四万十累層群日向層群は木城花崗閃緑岩の貫入により，接触変成岩となっている。泥岩または砂岩に再結晶によって黒雲母が生じ始めるところをもって接触変成帯の始まりとした。接触変成帯の幅は，木城花崗閃緑岩の西側では，500m-1kmである。岩体の東側では，鶴懐の南



第58図 日向層群の泥岩に貫入する石英斑岩（木城町鶴懐の小丸川河床）  
石英斑岩と日向層群との接触部は平面状で，石英斑岩には日向層群起源の捕獲岩などは観察できない。

と北では著しく様相を異にしている。南側では、幅はせいぜい200 m 程度であるが、北側では、2.5 km にも達する。接触変成帯の南方延長は、宮崎層群に覆われて不明であるが、北方への延長は北隣の神門地域の東郷町下村付近まで続き、木城花崗閃緑岩北端の塊所から約4 km の範囲まで連続している。ちなみに北隣の神門地域の田口原の花崗斑岩による接触変成帯はせいぜい数メートルの幅で、ごく狭いものであり、木城花崗閃緑岩による接触変成作用とは大きく異なる。

木城花崗閃緑岩は、岩脈状の幅数百メートルの岩体なので、鶴懐以北の岩体東側のような幅広い接触変成帯は、地下で花崗閃緑岩体が広がっていると考えるのが一般的であろう。一方、鶴懐より南側では、接触変成帯の幅が狭いので少なくとも地下1 km 以内では花崗閃緑岩体の広がりはないであろう。岩体南半部の鶴懐以南においては、花崗閃緑岩と日向層群の接触部は、岩体の西側東側ともに、50-60°西側に傾斜し、接触変成帯の幅も木城花崗閃緑岩の西側で広く東側で狭いので、少なくとも鶴懐以南では、花崗閃緑岩体は西傾斜であると推定される。

## VI. 宮 崎 層 群

(鈴木祐一郎・佐藤喜男)

### VI. 1 研究史及び概説

宮崎層群は、貝化石等の化石を多産することから、Yokoyama (1928) 以来、古生物学的研究が行われてきた。層序の研究は、大塚 (1930) が最初である。大塚 (1930) は、宮崎層群分布地域の北部に当たる佐土原町、高鍋町付近を調査し、妻層群と高鍋層群に区分し、更に七つの累層に区分した (第7表)。しかし宮崎層群全域にわたる層序は、1950年以前には確立されなかった。

全域にわたる層序を確立したのは、首藤 (1952) である。首藤 (1952) は、日南市油津から児湯郡都農町までの宮崎層群分布域全域での総合的な層序を確立した (第7表)。宮崎層群分布域を青島地域、宮崎地域、妻・高鍋地域に3分し、各地域の層序とそれらの相互関係を明らかにした。各地域間での岩相の側方変化は、基盤の構造運動によって生ずる堆積環境の差によると推論している。Shuto (1961) は、宮崎層群中に多産する貝化石から堆積環境を岩相と結び付け論じている。また、これらの研究の中で、貝化石の研究から宮崎層群の堆積の時代が、中新世中期から鮮新世前期にわたることを明らかにしている。

一方、木野 (1958, 1959) は日向青島、飢肥の両図幅地域の調査結果に基づき、青島地域の宮崎層群を6累層に区分した (第7表)。更に木野ほか (1984) は宮崎図幅地域において、宮崎層群分布域中・南部地域の層序を明らかにした (第7表)。彼らによれば、南部地域の宮崎層群は、宮崎層群下半部に当たる。

遠藤・鈴木 (1986) は、妻・高鍋図幅地域で大淀川以北の宮崎層群について、宮崎層群中部に挟在する

鍵層である垂水凝灰岩を全域にわたって追跡し、同鍵層に基づいた詳細な層序を確立した(第7表)。この結果によれば、一つ瀬川支流三財川以南に分布する砂岩を主体とする本庄層及び爪生野層は、妻層の泥岩と指交関係にあることが明らかになった。また、海底地すべり堆積物である久峰部層が高鍋層中に存在することが明らかにされた。

中川(1983)及び鈴木(1987)は、宮崎層群に含まれる浮遊性有孔虫やナンノプランクトン等を用いた年代決定に基づき、宮崎層群全域にわたる層序を明らかにした(第7表)。この中で青島以南の宮崎層群が、中部中新統最上部から上部中新統であり、上部中新統最上部から鮮新統である宮崎市以北の宮崎層群と区別されるとし、内海川層群として宮崎層群と区別されるとした。また、一部の層序に関しても、従来の区分を改めている。

本地域において、宮崎層群は、四万十累層群日向層群及び尾鈴山火山深成複合岩体を著しい傾斜不整合で覆っている。本層群は、中新世後期から更新世前期に堆積した一連の海成層で、本地域南隣の妻地域では川原層・妻層・本庄層・爪生野層・新名爪層・佐土原層・高鍋層に区分され、最厚層部では層厚3,000 m 以上におよぶ(遠藤・鈴木, 1986)。本地域内では、宮崎層群下部を構成する川原層及びそれを整合に覆う妻層が分布する。川原層は、礫岩・砂岩・砂質シルト岩などからなる。妻層は泥岩を主体とする。宮崎層群は全体として東北東-西南西走向で、緩く南東へ傾斜した単斜構造を示す。傾斜は10°前後の緩傾斜となっている。

## VI. 2 川原層

地層名 遠藤・鈴木(1986)による。首藤(1952)の川原部層に田野部層の一部を加えたもの。

模式地 児湯郡木城町川原付近。

第7表 宮崎層群の層序区分の変遷

大塚(1930)	首藤(1952), Shuto(1961)						木野(1959), 木野ほか(1984)	遠藤・鈴木(1986)	鈴木(1987)						
妻・高鍋地域	妻・高鍋地域			宮崎地域	青島地域		宮崎地域	青島地域	妻・高鍋図幅	妻地域	宮崎地域				
高鍋層群 妻層群 川原層	日置層	高鍋部層						高鍋層	高鍋層						
	光音寺層	児湯層	本庄部層	佐土原部層	清武部層	戸崎鼻部層		青島層	佐土原層	佐土原層	高鍋部層				
	佐土原層			都於郡部層		内海部層	佐土原部層								
	妻層			瓜生野部層		木花部層	東郷部層				新名爪部層				
	高城層			倉岡部層		鹿村野部層	瓜生野部層								
	串木層			高岡部層	鶴戸部層			本庄層							
	川原層			綾部層					妻層		川原層				
	川原部層	東諸県層	田野部層		郷の原部層		西都層								
						双石部層	綾層	鹿村野層	鶴戸層	倉岡部層	大淀部層	黒北部層	鹿村野部層	綾部層	田野部層
							田野層	郷之原層	家一郷層	内海川層群					
								双石山層							



**分布** 本地域南東部に、北東-南西方向に分布する。ただし、木城町木寺付近では木城花崗閃緑岩を取り囲むように、基底部の分布が南へ凸状に湾曲する。川南町白鬚以北では段丘面に覆われ地表には露出しない。

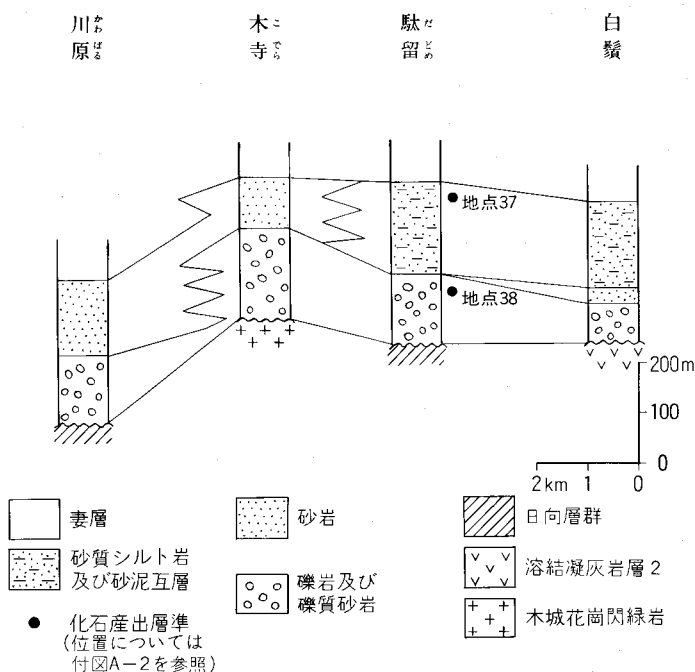
**層序関係** 本層は、木城町川原付近及び駄留の北西では日向層群を、それ以外の地域では尾鈴山火山深成複合岩体を不整合で覆う。また、上位の妻層に整合に覆われる。

**岩相** 本層は、礫岩・礫質砂岩・砂岩・砂質シルト岩・砂岩泥岩互層から構成され、側方へ岩相が変化する(第59図)。

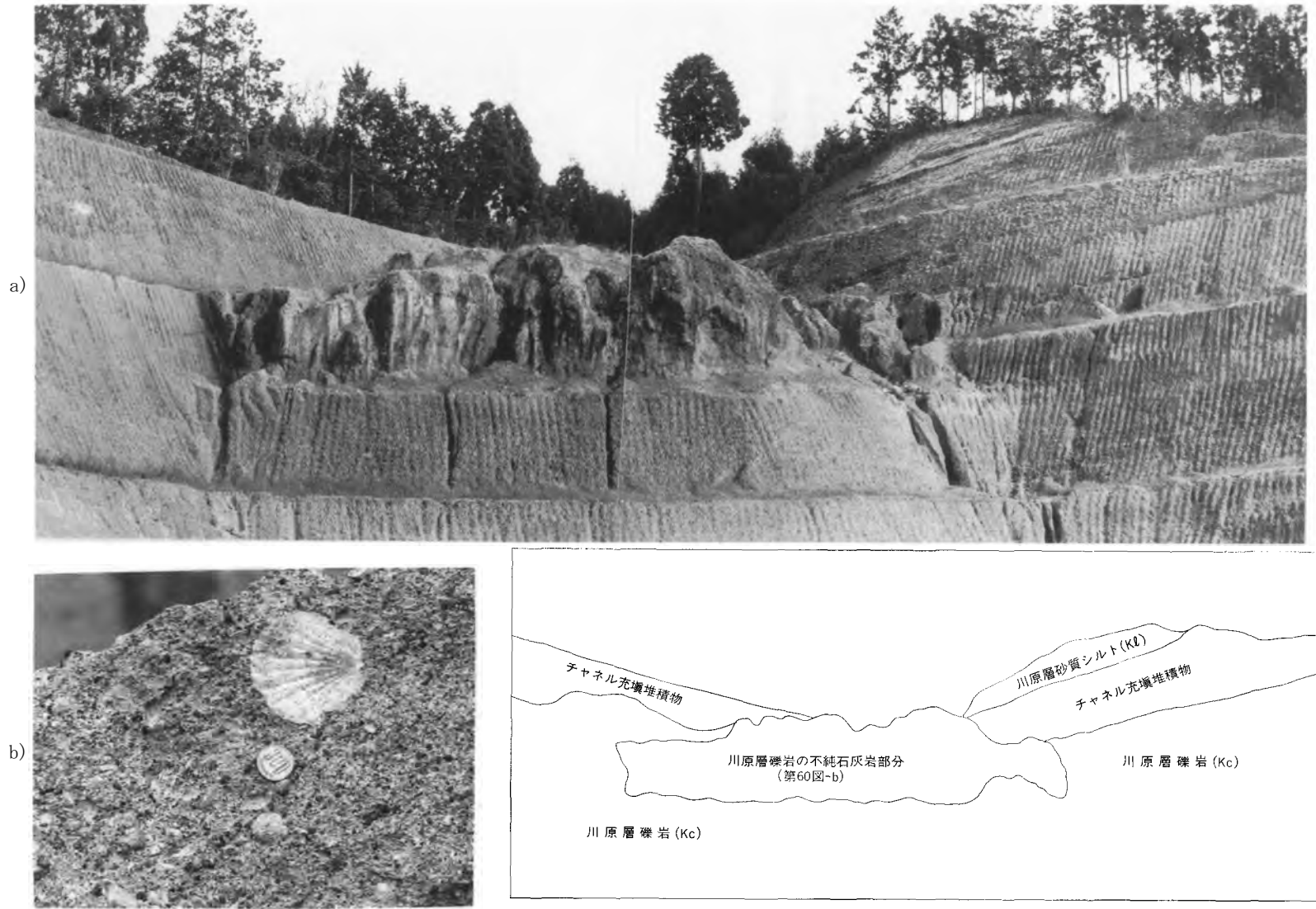
礫岩中の礫の径は10cm以下が大部分を占める。礫岩中の礫種は、木城町櫛野付近では砂岩及び泥岩で構成されるが、木寺以北では尾鈴山火山深成複合岩体起源の礫、特に表面に縞状の模様が見られる溶結凝灰岩礫が大部分を占める。木寺の木城花崗閃緑岩付近の基底部では、径数メートルにおよぶ花崗閃緑岩の巨大角礫が、礫岩中に含まれる(遠藤・鈴木, 1986の第19図参照)。

木城町駄留付近の礫岩中に貝化石が密集した部分が見られる。この貝の密集した部分の礫岩の基質は、石灰質で固結している(第60図)。産出した貝化石の詳細については、VI. 5で述べる。

木城町岩戸付近では礫岩の上位に砂質シルト岩が重なる。砂質シルト岩は弱い層理を示す場合があるが、明瞭な層理を示す場合は少ない。上位の妻層との境界部付近の砂岩泥岩互層を示す岩相が川南町尾



第59図 川原層の岩相柱状図



第60図 川原層の含貝化石礫岩(石灰質団塊を含む)とそれを削り込む海底谷埋積堆積物(木城町駄留付近:付図A-2の地点38)。下は含貝化石礫岩の拡大図。

脇付近で見られる(第61図)。

本層の礫岩及び砂質シルト岩中に、小規模な海底谷埋積堆積物が見られる。一つは、木城町駄留の地点38(付図A-2参照)の大露頭で観察できる(第60図)。もう一つは、木城町岩戸の地点37(付図A-2参照)で認められ、海底谷埋積堆積物の層厚は10m以下で、埋積堆積物は貝化石や泥岩偽礫を含む含礫泥岩である(第62図)。含まれている貝化石の種構成等については、VI. 5で述べる。

### VI. 3 妻 層

**地層名** 遠藤・鈴木(1986)によって、首藤(1952)の妻部層に綾部層を加えたものとして再定義された。

**模式地** 西都市妻東方の一ツ瀬川東岸。

**分布** 本地域内での分布は、南東端部の川南町西別府付近にしのびゅうと木城町田神下付近に限られ、段丘面の縁沿いに小露出している。

**層序関係** 本層は、川原層を整合に覆う。本地域内では、上位の地層は分布しないが、隣接する妻地域及び都農地域内で、高鍋層に整合に被われる。

**岩相** 本層は、塊状無層理の泥岩を主体とする。本層の泥岩は風化しやすく、表面が軟弱になり細角状に割れ、明瞭な層理を示さないため、正確な走向・傾斜を把握することが困難である。泥岩中には、有孔虫や貝化石が観察される場合がある。

本層は、妻地域内の宮田川以北で、塊状無層理の泥質細粒砂岩を狭む。本地域内では西別府付近に、泥質細粒砂岩が分布するが、その上位に当たる塊状泥岩は分布しない。



第61図 川原層最上部の砂岩泥岩互層(川南町尾脇付近)



第 62 図 海底谷を埋積した含貝化石含礫泥岩（木城町岩戸付近：付図 A-2 の地点 37）

#### VI. 4 化石

宮崎層群には貝化石や石灰質の微化石が多く含まれている。貝化石は含有量が増減するもの、宮崎層群の多くの層準から産出する。これらの貝化石について Yokoyama (1928) 以来、多くの研究がある。首藤 (1952) 及び Shuto (1961) によって宮崎層群中の貝化石についての結果がまとめられた。宮崎層群から産出する貝化石は、ほとんど大部分が 200 m 以浅に生息している種である (首藤, 1961)。

本地域において、今回新たに川原層から木城町駄留 (付図 A-2 の地点 38) と、岩戸東方 (付図 A-2 の地点 37) の 2 地点において貝化石が採集された。第 8 表に産出した貝化石の種名を示す。地点 38 の貝化石は二枚貝類 4 種が同定され、特に中新世後期を示す *Amussiopecten itomiensis* (Otuka) が産出した。地点 37 では二枚貝類 5 種、巻貝類 12 種が同定され、鮮新世初期を示す *Amussiopecten praesignis* (Yokoyama) が産出した (第 8 表)。いずれも現地性の化石ではなく、チャンネルを充填した礫質堆積物にとり込まれた上部浅海性の貝化石群集である。

第8表 宮崎層群から産出した貝化石

種名	付図2の地点番号	
	地点38	地点37
Pelecypoda (二枚貝類)		
<i>Acila (Acila) submirabilis</i> Makiyama		F
<i>Amussiopecten iitomiensis</i> (Otuka)	R	
<i>Amussiopecten praesignis</i> (Yokoyama)		R
<i>Cycladicama</i> sp.	F	
<i>Crenulimopsis oblonga</i> (A. Adams)		C
<i>Glycymeris (Glycymeris) rotunda</i> (Dunker)		F
<i>Glycymeris</i> sp. cf. <i>G. rotunda</i> (Dunker)	A	
<i>Oxyperas (Oxyperas)</i> sp.	A	
<i>Venericardia (Megacardita) granulicostata</i> (Nomura)		F
Gastropoda (巻貝類)		
<i>Baryspira albocallosa</i> okawai Yokoyama		F
<i>Mauidrillia granulosa</i> Shuto		F
<i>Fulgoraria (Psephaea) hyugaensis</i> Shuto		R
<i>Gemmula (Gemmula) kieneri woodwardi</i> (Martin)		C
<i>Borsonia miyazakiensis</i> Shuto		R
<i>Olivella (Olivella) spretoides</i> (Yokoyama)		F
<i>Marginella (Stazzania) flaccida</i> (Yokoyama)		F
<i>Protorotella hyugaensis</i> Shuto		R
<i>Cryptonatica janthostomoides</i> (Kuroda et Habe)		F
<i>Siphonalia hyugaensis</i> Shuto		A
<i>Brevimyrella japonica</i> (Smith)		F
<i>Myurella pretiosa</i> (Reeve)		F

A : abundant (20 個体以上), C : common (15 個体以上)

F : frequent (10 個体以上), R : rare (9 個体以下)

## VI. 5 対比と時代

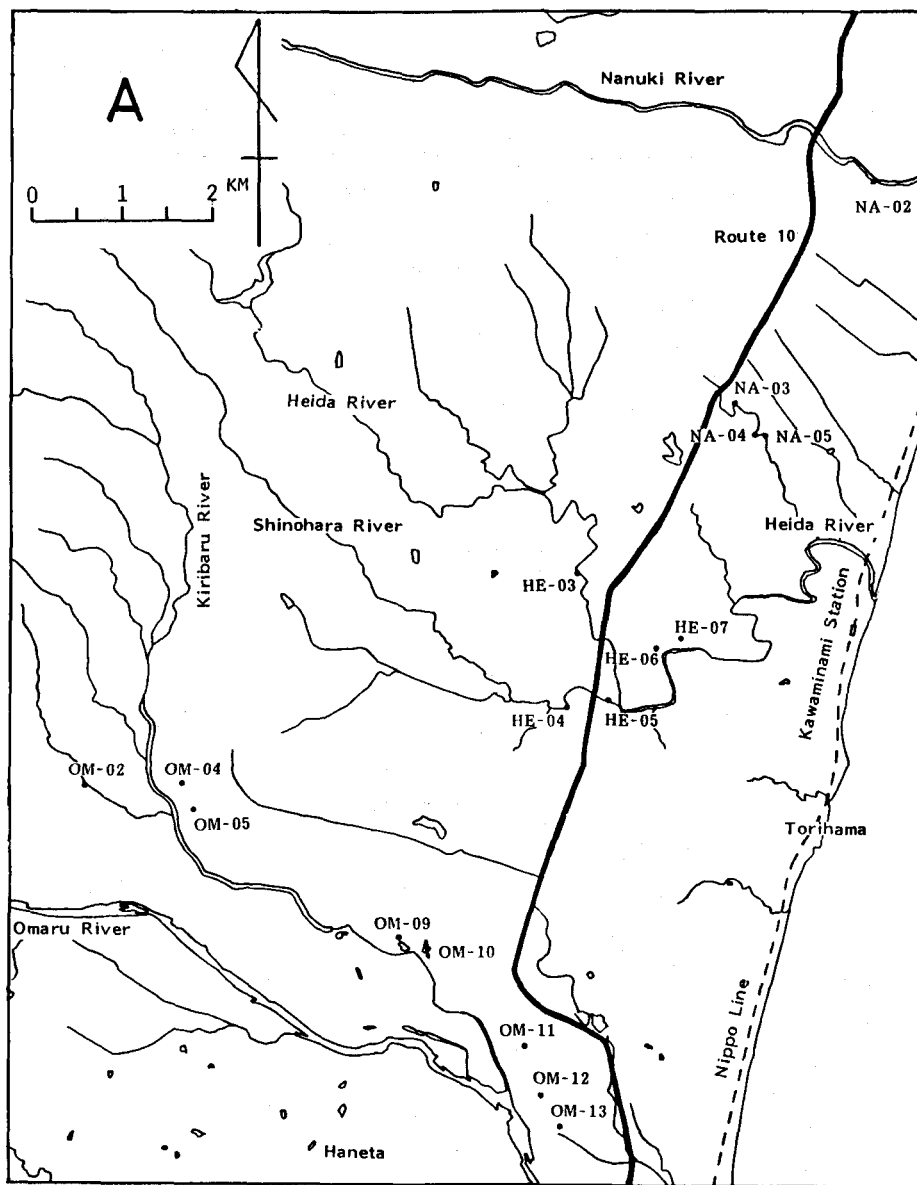
宮崎層群は、多産する貝化石から中新世から鮮新世の堆積物と考えられた (首藤, 1952)。

1960年代以降の浮遊性微化石による生層序の確立により、より正確な汎世界的な時代対比と、放射年代との組合せに基づく詳細な時代決定が可能となった。宮崎層群についても、その泥岩中に含まれる浮遊性微化石による時代決定がいくつか報告されている。

名取 (1976) は、東諸県郡国富町八代南俣から六野をとおり宮崎郡佐土原町上那珂に至るルート及び、西都市岡富から児湯郡新富町新田をとおり富田に至るルートでの層序にしたがった連続試料による、浮遊性有孔虫の生層序の解析を行った (遠藤・鈴木, 1986 の第 45・46 図参照)。その結果から、宮崎層群最

下部の川原層が上部中新統最上部に、宮崎層群最上部の高鍋層の上部が第四系更新統最下部に属し、宮崎層群の大部分は鮮新世の堆積物であることが明らかにされた。西田（1980）による石灰質ナンノプランクトン化石の分析結果もそれを指示している。

鈴木（1987）は、宮崎層群全域にわたる石灰質微化石に基づく層序の研究を行った。その中で、小丸川以北の結果（第63図、第9表）に注目すると、川原部層（本報告の川原層に相当）から採取されている



第63図 小丸川以北の石灰質微化石分析試料の採取地点  
鈴木(1987)の第9図による。

第9表 宮崎層群から産出した石灰質ナンノプランクトン化石  
鈴木(1987)の第1表の一部を抜粋.

種名	地点			
	KAW OM-2	KAW OM-5	TAK OM-10	TAK OM-13
<i>Amaurolithus delicatus</i> Gartner and Bukry A. <i>primus</i> (Bukry and Percival) Gartner and Bukry <i>Calcidiscus leptopora</i> (Murray and Blackman) Loeblich and Tappan C. <i>macintyreii</i> (Bukry and Bramlette) Loeblich and Tappan <i>Ceratolithus acutus</i> Gartner and Bukry	●	●	●	●
C. <i>cristatus</i> Kamptner C. <i>rugosus</i> Bukry and Bramlette <i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich) Schiller <i>Crenalithus daronicoides</i> (Black and Barnes) Roth <i>Cyclolithella annulus</i> (Cohen) McIntyre and Be	●	●	●	●
<i>Discoaster adamanteus</i> Bramlette and Wilcoxon D. <i>asymmetricus</i> Gartner D. <i>berggrenii</i> Bukry D. <i>broweri</i> Tan Sin Hok D. <i>challengeri</i> Bramlette and Riedel	●	●	●	●
D. <i>pentaradiatus</i> Tan Sin Hok D. <i>quinqeramus</i> Gartner D. <i>surculus</i> Martini and Bramlette D. <i>tamalis</i> Kamptner D. <i>variabilis</i> Martini and Bramlette	●	●	●	●
<i>Florisphaera profunda</i> Okada and Honjo <i>Gephyrocapsa</i> spp. (small) <i>Helicosphaera carteri</i> (Wallich) Kamptner H. <i>sellii</i> (Bukry and Bramlette) Jafar and Martini H. <i>wallichii</i> (Lohmann) Boudreaux and Hay	●	●	●	●
<i>Pontosphaera discopora</i> Schiller P. <i>japonica</i> Takayama P. <i>multiopora</i> (Kamptner) Roth <i>Pseudoemiliania lacunosa</i> (Kamptner) Gartner <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> (Gartner) Gartner	●	●	●	●
<i>Rhabdosphaera clavigera</i> Murray and Blackman <i>Syracosphaera</i> spp. <i>Sphenolithus abies</i> Deflandre in Deflandre and Fert S. <i>neobabies</i> Bukry and Bramlette <i>Triquetrorhabdulus rugosus</i> Bramlette and Wilcoxon	●	●	re	
<i>Umbilicosphaera sibogae</i> (Weber-Van Bosse) Gaarder				

TAK : 児湯層高鍋層, KAW : 西都累層川原層, re : リワークと判断されるもの

OM-2, OM-5 の試料に含まれる石灰質ナンノプランクトン化石は, 中新世最後期に当たる CN10b ZONE に属する. この結果は, ほぼ同一地点 (付図 A-2 の地点 38) から採取された貝化石から, 中新世後期後半を示す *Amusiopecten iitomiensis* (Otuka) が産出したことと一致する. また, 鈴木 (1987) は川原部層最上部としている HE-4, HE-7 の地点から得た石灰質ナンノプランクトン化石が鮮新世前期に属する CN12 ZONE に当たることを明らかにした. 両地点は本地域東隣の都農地域内にあり, 本報告で妻層の泥質砂岩としている層準に当たる. 更に鈴木 (1987) は, 宮崎層群最上部においても第四紀の指標となる浮遊性有孔虫化石の *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny) が産出しない点及び, 第三紀末で絶滅する石灰質ナンノプランクトン化石である *Discoaster* 属が検出される点から, 宮崎層群は第四紀にはかからない可能性が高いと推定している.

以上に述べたことを総合すると、尾鈴山地の宮崎層群は、中新世後期後半から鮮新世前期の堆積物と考えられ、沖縄の島尻層群や静岡の相良層群などとほぼ同時期の堆積物である。

## Ⅶ. 第四系

(佐藤喜男)

### Ⅶ. 1 研究史及び概説

本地域の第四系は、本地城南東部の名貫川・小丸川に挟まれた、四万十累層群・宮崎層群・尾鈴山火山深成複合岩体からなる山地の山麓及び平野に主に分布し、他に山地内部の小範囲にも分布する。本地域の第四系の研究は平野の発達する海岸部に比較して少ない。本地域の段丘面の区分・対比は大塚(1930)によって始められ、茶臼原面・三財原面・新田原面の名称は現在でも引き継がれている(第10表)。これ以降の、本地域を含む宮崎平野全体の第四系の地質・地形発達については遠藤ほか(1962)、Endo(1968)及び長岡(1986)の詳しい報告がある。星埜(1971)は通山浜層の細区分を行い、上面木山東山腹斜面の成因や扇状地群の形成過程を考察している。また遠藤(1963)や長岡(1984)は後期更新世の各テフラ層の詳しい層序と対比を示した。特に長岡(1984)は新田原面を3つに、西都原面を2つに区分している。また、九州活構造研究会編(1989)は川南町鶴戸ノ本から北東にのびる活断層を報告している。

本地域の第四系は第11表のように区分される。高位段丘堆積物は、山地の標高450m(H1)と240m(H2)付近に分布する厚さ10m以下の河成段丘堆積物である。椎原層は平田川上流部の椎原・旭ヶ丘に分布し、層厚約11mである。下部は中礫優勢の礫層で、上部では砂層と細礫層の互層からなる河成段丘堆積物である。小丸川層はシルト層を挟む礫層優勢の埋谷性堆積物であり、層厚は20m以下である。久木野層は椎原層より比高で約20-40m下位に分布する河成段丘堆積物で、植物片・花粉を含むシルト層を挟む。茶臼原段丘堆積物は妻・高鍋地域内の牧の内凝灰岩層に対比される凝灰質シルト層を下部に挟む層厚15mの礫層からなる。三財原段丘堆積物は最終間氷期の海成段丘堆積物で、シルト層優勢の下部層、中粒砂からなり生痕の発達する中部層、礫層優勢の上部層に区分される。下部層には貝化石が含まれる。新田原段丘堆積物は層厚5-13mの礫層からなる河成段丘堆積物で、阿蘇-4火砕流堆積物以上の日向ローム層に覆われる。唐瀬原段丘堆積物は、層厚15mの淘汰の悪い礫層からなる扇状地性段丘堆積物で、川南台地では阿蘇-4火砕流堆積物を挟む。西都原段丘堆積物は、第3オレンジ及びその直下の褐色ローム層以上の日向ローム層に覆われる礫層からなる河成段丘堆積物である。岡富段丘堆積物は、第3オレンジを挟む礫層からなる河成段丘堆積物で小丸川左岸に沿って分布する。十文字扇状地堆積物は、淘汰の悪い薄い礫層からなる扇状地性段丘堆積物で十文字付近で2面に区別できる。小丸川河岸段丘堆積物は礫層を主体とし、主に小丸川の上流部の石河内に分布し2面に区分される。



第10表 尾鈴山地域の地形面対比表

大 塚 (1930)	遠藤ほか (1962)	星 埜 (1971)	長 岡 (1984)	[宮崎岡幅地域] 本野ほか(1984)	[妻・高鍋地域] 遠藤・鈴木(1986)	本 報 告
	新 町 面	三日月原面	国 富 II 面	新期段丘IV面	深 年 II 面	十文字扇状地II面
	童 子 丸 面		国 富 I 面		深 年 I 面	十文字扇状地I面
	(中位河岸段丘面)	日向シラス面	入戸火砕流堆積物	入戸火砕流面	(入戸火砕流)	
			大 淀 面	新期段丘III面	雷 野 面	
	岡 富 面		西 都 原 II 面		岡 富 面	岡 富 面
後雲雀山面	雲 雀 山 面	川南下位面	西 都 原 I 面	新期段丘II面	西 都 原 面	西 都 原 面
高 鍋 原 面	新 田 原 面	川南上位面	新 田 原 III 面		新期段丘I面	唐 瀬 原 面
新 田 原 面		新 田 原 面	新 田 原 II 面	新 田 原 面		新 田 原 面
		新 田 原 面	新 田 原 I 面		馬 場 面	新 田 原 面
三 財 原 面	三 財 原 面	三 財 原 面	三 財 原 面	池 内 面	三 財 原 面	三 財 原 面
茶 白 原 面	茶 白 原 面	茶 白 原 面	茶 白 原 面		茶 白 原 面	茶 白 原 面
先 茶 白 原 面	先 茶 白 原 面	先 茶 白 原 面	先 茶 白 原 面	久 木 野 面	東 原 面	久 木 野 面
				未区分高位段丘面		未区分高位段丘面
						高 位 段 丘 面 II <sub>2</sub>
						高 位 段 丘 面 II <sub>1</sub>

第11表 尾鈴山地域の第四系層序総括表

地質時代		層 序		
第 四 紀	完 新 世	沖 積 層	沖積埋谷堆積物・現河床堆積物	K-Ah
			切原川・黒水川段丘堆積物	
	更 新 世	後 期	小丸川河岸段丘Ⅱ面堆積物	AT Iw Or3 Aso-4
			小丸川河岸段丘Ⅰ面堆積物	
			十文字扇状地Ⅱ面堆積物	
			十文字扇状地Ⅰ面堆積物	
			岡富段丘堆積物	
			西都原段丘堆積物	
			唐瀬原段丘堆積物 <small>阿蘇-4火砕流堆積物</small>	
			新田原段丘堆積物	
			三財原段丘堆積物	
			中 期	
	久木野層			
	小丸川層			
	椎原層			
	高位段丘堆積物(H <sub>2</sub> )			
	高位段丘堆積物(H <sub>1</sub> )			
	前 期			

切原川・黒水川段丘堆積物は切原川・黒水川沿いの低地に分布する小規模な河成段丘堆積物である。沖積埋谷堆積物は、東郷町上野野、切原川・黒水川の低地の谷底平野堆積物、青鹿溜池<sup>せいろく</sup>上流部、石河内及び細に分布する礫層からなる。木城町川原では小丸川河床に小規模な現河床堆積物が見られる。崖錐堆積物は都農町芋川・轟<sup>いもごとろ</sup>で見られる。

## VII. 2 更新統

### VII. 2. 1 日向ローム層

日向ローム層は伊田(1948)が始めに命名し、遠藤・鈴木(1986)によって妻・高鍋地域で再定義されたもので、更新世中期から完新世にかけての時代範囲にはいる9層の火山灰層と阿蘇-4火砕流堆積物を含むローム層である。本地域でも降下軽石層及び風成火山灰層が広く分布し、段丘堆積物を覆い、丘陵や山地にも厚く堆積している。本地域の日向ローム層には、下記の特徴的な5層のテフラ層が観察される。各テフラは本地域南及び南東隣の妻・高鍋地域のテフラ(遠藤・鈴木, 1986)と対比した。阿蘇-4火砕流堆積物については、木城町石河内以北で極めて厚くなり、また石河内、東郷町ツヅラ内・児洗で

溶結部分が観察される。これらの溶結部を含む火砕流堆積物については、本項とは別にVII. 2. 10でより詳細に記載する。なお、溶結部を含む阿蘇-4火砕流堆積物以外の日向ローム層は地質図に示していない。日向ローム層の柱状図の例を第11表及び第74・76図に示す。以下に遠藤・鈴木(1986)により岩相を記載するが、本地域での各テフラの厚さは、鬼界アカホヤ火山灰を除いて妻・高鍋地域に比べて薄い。

**阿蘇-4 火砕流堆積物 (Aso-4)**：小野ほか(1977)による。最大径8cmの軽石を含む赤黄色のガラス質火山灰層である。直下にスコリア、角閃石及び長石等の鉱物粒からなる厚さ数cmの薄層を伴う。本層は川南町長草付近の茶臼原面上に分布が認められ、厚さ10cmである。噴出年代は南関東のテフラ層序との対比から約7万年前とされている(町田ほか, 1984)。また、玉生(1978)により  $(8.4 \pm 2.5) \times 10^4$  y.B.P. のフィッシュトラック年代値、澤田(1984)により  $(8.3 \pm 1.4) \times 10^4$  y.B.P. の電子スピン共鳴法の年代値が報告されている。

**第3オレンジ (Or3)**：遠藤ほか(1962)による。粗粒砂大ないし径3mmの黄色の軽石を特徴的に含み、高温型石英を多く含む。風化すると灰黄色になる。層厚は10cm以下で、南隣の妻・高鍋地域で北東部に向かって薄くなる。長岡(1984)は岩戸降下軽石に対比している。噴出年代は約5万年前と推定されている(町田ほか, 1984)

**岩オコシ (Iw)**：遠藤ほか(1962)による。径3cm以下の粗粒で発泡の少ない茶褐色の軽石層からなり、岩片を含み層厚は10cm以下である。噴出年代は4-5万年前と推定されている(町田ほか, 1984)。

**始良Tn火山灰 (AT)**：遠藤ほか(1969)の第2オレンジに相当し、遠藤・鈴木(1986)がATに対比した。ガラス質火山灰層で径1-2cmの軽石を伴う。噴出年代は $^{14}\text{C}$ 法に基づき、21,000-22,000 y.B.P.と推定されている(町田ほか, 1984)

**鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah)**：遠藤ほか(1962)の第1オレンジに相当し、遠藤・鈴木(1986)がK-Ahに対比した。黄赤色の細粒ガラス質火山灰で、厚さは最大30cmで、基底部に径約5mmの軽石を含むことが多い。 $^{14}\text{C}$ 年代は6,300 y.B.P.である(町田ほか, 1984)。

## VII. 2. 2. 高位段丘堆積物

分布基底高度が椎原層よりも高い河成段丘堆積物である。基底高度によりH1(400-450m)とH2(240m)に2分される。尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩の大礫ないし巨礫の角礫を普遍的に含むことが特徴で、溶結凝灰岩の分布地域とは小丸川を挟んだ対岸の山腹の高位段丘堆積物中にも溶結凝灰岩の礫が含まれる。

### H1

西都市榎林道：花崗閃緑岩、溶結凝灰岩及びホルンフェルス化した泥岩の大礫の角礫を含む礫層からなる。最下部には主に花崗閃緑岩の円礫からなる細礫層を挟む。層厚は10mである。日向層群を不整合に覆う。

しらきばえ  
白木八重牧場：溶結凝灰岩の巨礫、花崗閃緑岩・砂岩・泥岩の大礫を含む厚さ5mの礫層からなり、日向層群を不整合に覆う。一般に礫は角ばっている。

川南町大内藪林道支線：溶結凝灰岩の角ばった大礫を主体とし、ときに巨礫を含む層厚2mの礫層



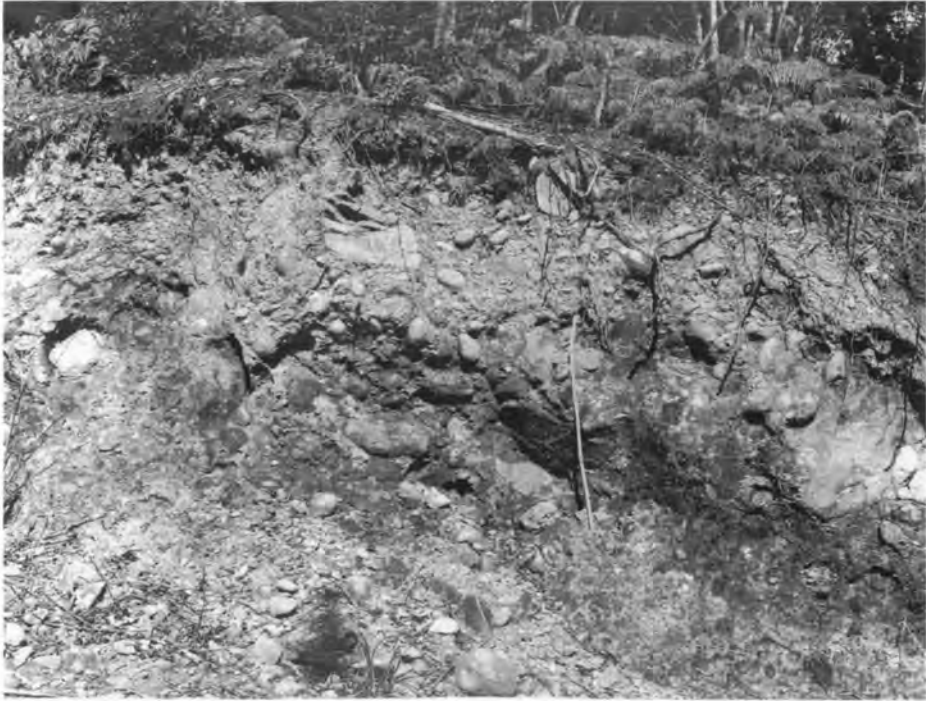
第 64 図 川南町大内藪林道支線で見られる高位段丘堆積物 (H1)  
下は上図の枠内を拡大したもの。スケールバーは 20 cm.

である (第 64 図)。一部は花崗閃緑斑岩・四万十累層群の泥岩の円-壺円礫を含み、堆積物は全体として南東に緩やかに傾斜する。

## H2

村上牧場・畜産試験場下：溶結凝灰岩の角礫を主体とする厚さ約 10 m の礫層であり、四万十累層群の泥岩の円礫も含む。下部に溶結凝灰岩の角ばった中礫の角礫を含む層厚 3 m の泥質砂が発達する。本層の最上部は厚さ 3 m 以上の粘土化した火山灰層によって覆われる。この火山灰層は中礫大の異質岩片を含み、火砕流堆積物の可能性が高いが、風化が著しく保存状態は悪い。この粘土化した火山灰層には多量の磁鉄鉱くしのが含まれる。

西都市檜林道入口 (川南町櫛野北)：層厚 5 m の礫層からなり、日向層群の泥岩を不整合に覆う。最



第65図 西都市檜林道入口で見られる高位段丘堆積物(H2)の礫層上部  
スケールバーは1m.

下部は巨礫を含む礫層からなり、下部は四万十累層群の砂岩の亜角礫の大礫を含み、上部にいくにしたがって亜円礫の中礫を含む礫層となる(第65図)。基質はいずれも泥質粗粒砂である。堆積物は全体として南東に緩やかに傾斜する。

### Ⅶ. 2. 3 椎原層

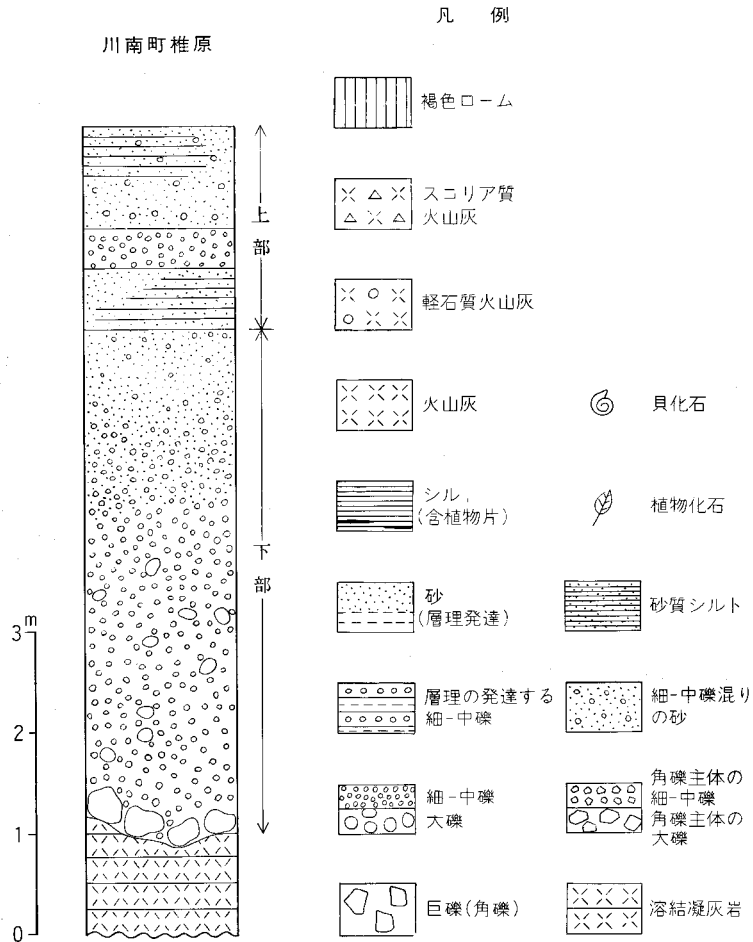
**地層名** 長岡(1983)の命名による。

**模式地** 川南町椎原。

**分布** 川南町椎原・旭ヶ丘、木城町川原<sup>かわぼる</sup>。分布高度は230mである。

**層序関係** 尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩層2を不整合に覆う。

**岩相** 下部は中礫優勢の礫層で、上位に向かって細礫混じりの砂層になり堆積物の細粒化が見られる。基底部には巨礫を含む(第66図)。上部は層厚約40cmの細礫層と中粒砂層ないし含礫泥質細粒砂層の互層からなる(第66図)。層厚は約11mである。礫種は尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩が多いが、下部の礫層は、この他に四万十累層群の砂岩・泥岩・チャートを含む。溶結凝灰岩礫はいわゆる“くさり礫”の特徴を示す。模式地付近ではほぼ水平であるが、赤石付近から本層は、上部の互層だけからなり、南東の川南断層に向かって緩く傾斜する。本層下部の礫層は宮崎層群川原層の礫岩と極めて類似するが、川原層の礫岩は層理が発達し、溶結凝灰岩とアバットする部分では南に20-30°傾斜することで本層と区別される。



#### VII. 2. 4 小丸川層

**地層名** 遠藤・鈴木(1986)による。

**模式地** 木城町椎木(妻・高鍋地域内)。

**分布** 木城町駄留, 川南町湯迫, 西別府川南古墳群下。

**層序関係** 宮崎層群川原層の礫岩, 妻層の泥岩を不整合に覆い, 三財原段丘堆積物・西都原段丘堆積物に不整合に覆われる。

**岩相・対比** 駄留, 湯迫, 川南古墳群下とも宮崎層群に発達した谷を充填した埋谷堆積物である。湯迫では, 下部は中粒砂層, 上部は中-大礫の垂円礫を含む礫層からなる。この礫層の基質は泥質砂である。全体の層厚は20mで, 厚さ30-40cmの砂層やシルト層を上部に挟む。礫種は四万十累層群の砂岩及び泥岩, 尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩・花崗閃緑岩である。駄留では下部は大礫の角礫を含む礫層, 上部はシルト層を挟む細礫質の砂層からなる(第67・78図)。このシルト層から採取した試料の花粉分析を行った(第68図, 付図A-2の地点39)。



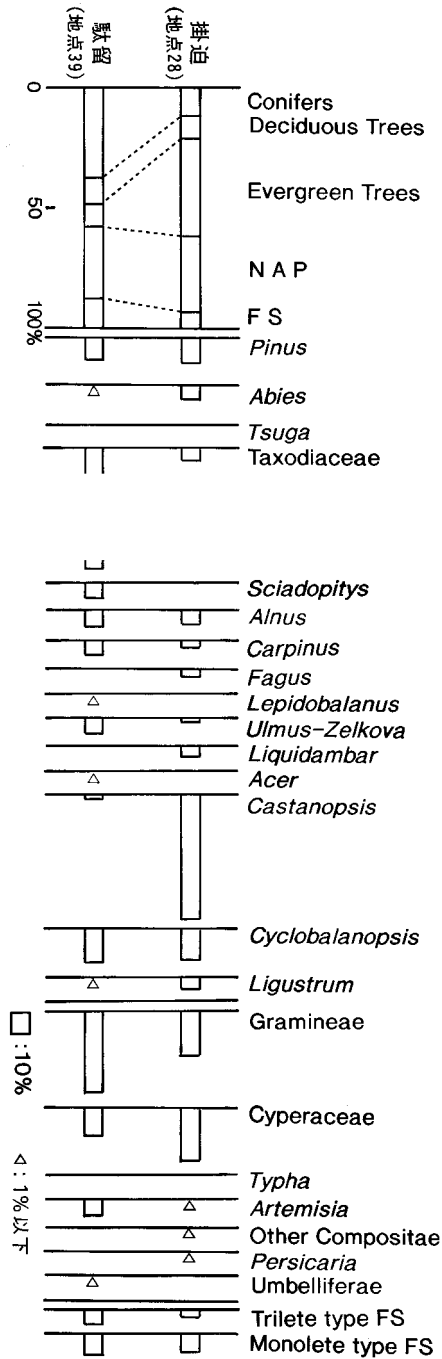
第 67 図 宮崎層群を不整合に覆う小丸川層 (川南町駄留)

本層は妻・高鍋地域の小丸川層 (遠藤・鈴木, 1986) に対比される。遠藤・鈴木 (1986) は、川南町通とおり浜を模式地とした通山浜層と小丸川層は同一層準であるとしている。しかし、長岡 (1986) では模式地の通山浜層中の軽石層 (Endo, 1968 の tf II, 遠藤・鈴木, 1986 の Tr1) を都農地域の三財原層 (本報告の三財原段丘堆積物) 中の通浜軽石層 (TrP) に対比しており、通山浜層は本層より上位の層準と考えられる。

また、長岡 (1983) は通山浜層 (大塚, 1930) を 4 層に細分しているが、これらのうちの平田川層に対比される。川南町平田の鼻切川では、本層に挟まれる鼻切川凝灰岩層のジルコンのフィッシュントラック年代 (0.48 Ma) が遠藤・鈴木 (1986) により報告されている。

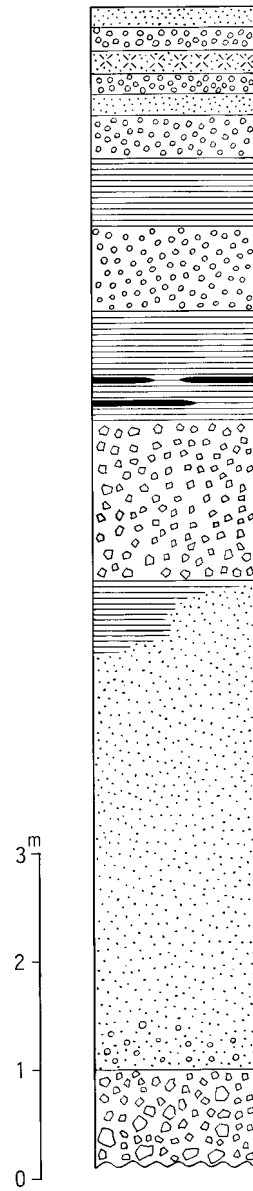
**花粉分析結果 (駄留)** 分析試料 (地点 39) では、Taxodiaceae (*Cryptomeria*, *Metasequoia* が大半を占める) の優占で特徴づけられる花粉組成を示す (第 68 図)。Taxodiaceae が 50% に達する高率で出現し、それ以外のもものでは常緑広葉樹の *Cyclobalanopsis* が 10 数% 出現するほかはすべて 10% の出現率を示すにすぎない。落葉広葉樹が比較的高率で出現することから考えると、当時の気候は暖温帯に属するものの、現在よりやや冷涼であったであろうと考えられる。

宮崎平野地域の更新統では、本試料のように Taxodiaceae が卓越する花粉組成を示す堆積物は現在のところ、本層準以外では見つかっていない。このような花粉組成は、大阪湾底の泉州沖層群において、P11 帯 b 亜帯から P9 帯にかけてと、その下位の P14 帯以下にみられる (古谷, 1984)。P11 帯の時代は、同帯がナンノ化石の *Pseudoemiliania lacunosa* (Kamptner) の消滅層準を含む (岡村・山内, 1984) ことから、0.44 Ma 前後であると考えられている。また、P14 帯は、横山 (1989) による古地磁気の検討によって大阪層群の Ma2 よりも下位であると考えられている。本試料は、泉州沖層群の P11 帯 b 亜帯から P9 帯の時代に対比される可能性が高い。



第68図 小丸川層(駒留)と久木野層(掛迫)のシルト層の花粉分析結果。Conifer: 針葉樹花粉, Deciduous Trees: 落葉広葉樹花粉, Evergreen Trees: 常緑樹花粉, NAP: 草本花粉, FS: シダ類孢子

川南町掛迫



第69図 久木野層の柱状図 凡例は第66図を参照。





第70図 久木野層上部の礫層と凝灰質シルト層の互層（川南町掛迫）

## Ⅶ. 2. 5 久木野層

**地層名** 遠藤ほか(1957)による.

**模式地** 東諸県郡高岡町久木野原(野尻地域内).

**分布** 川南町<sup>かけざこ</sup>掛迫・<sup>しらひげ</sup>白鬚, 木城町白木八重. 分布高度は約200m前後である.

**層序関係** 尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩層2と宮崎層群を不整合に覆う.

**岩相・対比** 下部は尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩の大礫を最下部に含む中礫層からなり, 中部では含礫細粒砂層, 上部では植物片を含むシルト-細粒砂層と角礫の細礫を含む礫層の互層が発達する(第69・70図). シルト層は灰白色の凝灰質の部分(厚さ40cm)を挟む. このシルト層から採取した試料の花粉分析を行った(第68図; 付図A-2の地点28).

模式地付近では久木野層の下位に小林軽石流(木野・太田, 1976)が分布する. 小林軽石流堆積物のフィッシュトラック年代として,  $0.43 \pm 0.08$  Ma,  $0.41 \pm 0.09$  Ma,  $0.51 \pm 0.09$  Ma が得られている(野井, 1987). 本地域では同軽石流が分布していないため, 花粉分析結果により久木野層に対比した.

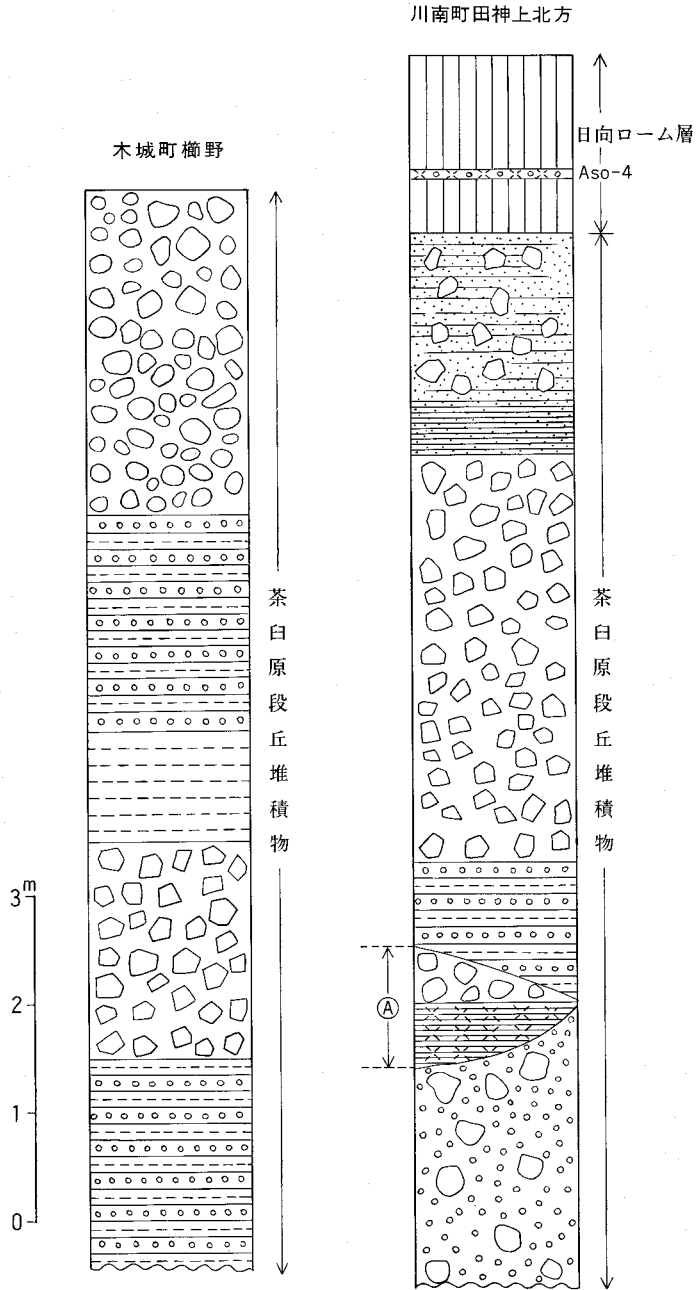
**花粉分析結果(掛迫)** 分析試料(付図A-2の地点の28)では, *Castanopsis*・*Cyclobalanopsis*を主とする常緑広葉樹の優占で特徴づけられる花粉組成を示す(第68図). ほかには, *Pinus*・*Abies*などの針葉樹を含むが, 落葉広葉樹は低率である, この花粉組成から推定される植生は, 現在のいわゆる照葉樹林にほぼ近いものであり, 当時の気候は現在と同じか, やや温暖な気候であったと考えられる.

本試料の花粉組成では, *Liquidambar*が数%検出された. 更新世前期で絶滅したと考えられていた *Liquidambar*は, 西村(1980)・那須(1980)によると更新世中期において太平洋岸の広い地域で復活したとされており, 野井(1985)によると, 大分地域では, 更新世後期初頭まで在続していたことが確認されている. 宮崎地域では, この *Liquidambar*が *Castanopsis*や *Cyclobalanopsis*などの常緑広葉樹ともなって出現する花粉組成は, 宮崎県野尻町から高岡町にかけて分布する本層で知られている(野井, 1987).

VII. 2. 6 茶臼原段丘堆積物

地層名 大塚(1930)による. 妻・高鍋地域(遠藤・鈴木, 1986)の茶臼原層に相当する. 妻・高鍋地域内では茶臼原層は椎木部層と茶臼原礫層に区分されるが, 椎木部層は分布しない.

模式地 西都市茶臼原(妻・高鍋地域内).



第71図 茶臼原段丘堆積物の柱状図. 凡例は第66図を参照. A: レンズ状の挟み

**層序関係** 日向層群，尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩層 1・2 及び宮崎層群を不整合に覆う。

**分布** 木城町櫛野・川原・長草，川南町田神上北方・白鬚神社，川南町登り口。分布高度は 110-120 m である。

**岩相・対比** 宮崎平野の全域にわたって段丘面を追跡できるもののうち最古の河成段丘堆積物であり，層厚は約 15 m である（第 71 図）。下部は花崗閃緑岩・砂岩の巨礫を含む，垂角礫主体の中礫層からなる。上部は尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩と四万十累層群の砂岩・泥岩からなる中-大礫を主体とする淘汰の悪い礫層からなる。礫層の基質は泥質砂であるが木城町櫛野では粗粒砂からなり層理が発達する（第 72 図）。宮崎層群の川原層の礫層と接する部分では川原層の細-中礫の円礫を多量に含み，不整合面は混合していて不明瞭である。川南町田神上北方では基底部の中礫層直上に厚さ 1 m の灰白色凝灰質シルト層及び礫層をレンズ状に挟む（第 71 図の A）。このシルト層は妻・高鍋地域の牧の内凝灰岩層に対比される。なお牧の内凝灰岩層は遠藤・鈴木（1986）により宮崎地域の松山凝灰岩層に対比されている。

### Ⅶ. 2. 7 三財原段丘堆積物

**地層名** 大塚（1930）による。

**模式地** 新富町三財原（妻・高鍋地域内）

**分布** 川南町西別府・国光原・須田久保。分布高度は約 80 m である。



第 72 図 茶臼原段丘堆積物の層理の発達する礫層（木城町櫛野）

**層序関係** 通山浜層を不整合に覆い、新田原段丘堆積物に不整合に覆われる。

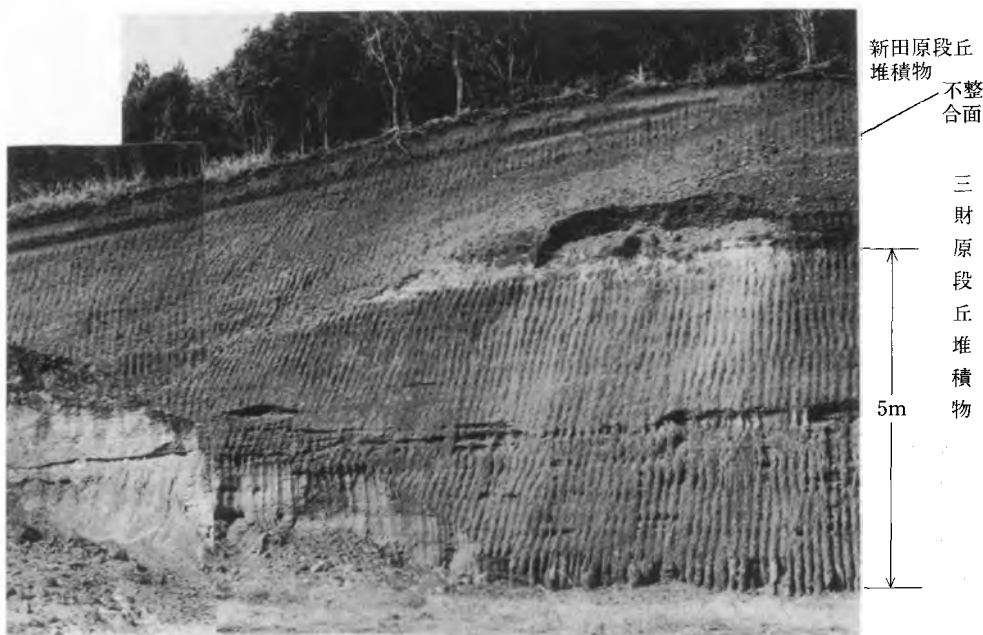
**岩相・対比** 全体の岩相は川南町国光原台地赤坂下で見られる(第73・74図)。岩相によって下部・中部・上部に3分される海成段丘堆積物である。下部(厚さ約9m)は植物片・貝化石を含む泥質細粒砂・シルト層からなる。中部(厚さ11m)は細-中礫からなる厚さ10cmの礫層を挟む中粒の砂層からなり、斜交層理や *Callianassidae* (スナモグリ科)の生痕化石が見られる(第75図)。上部(厚さ5m)は四万十累層群の砂岩・泥岩、尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩の大礫を含む礫層からなる。地層の走向は北東-南西で南東に緩やかに傾斜する。下部のシルト層は青灰色だが、風化すると特徴的なオレンジ色を呈する。

長岡(1984)は通山浜層を時代を異にする四つの層準にまたがる海成層(下位から名貫川層、平田川層、三財原層、高鍋層)として再定義したが、本層はそれらのうちで三財原層に相当する。長岡(1986)は三財原層を宮崎平野の南部から追跡し、阿多火山灰(8-9万年前;町田ほか,1984)以上の日向ローム層に覆われることから、本層を最終間氷期の堆積物としている。

**貝化石** 下部の青灰色シルト層中には殻が溶けた貝化石が含まれる。特に川南町昆沙門下(付図A-2の地点34)の篠原川河床ではブロックによる採取・処理を行った。貝化石の密集度は極めて低いが二枚貝類8種、掘足類1種、巻貝類5種が同定された(第12表)。汽水内湾の泥底を示す要素が卓越するが、一部には外洋砂底の要素も含まれる。

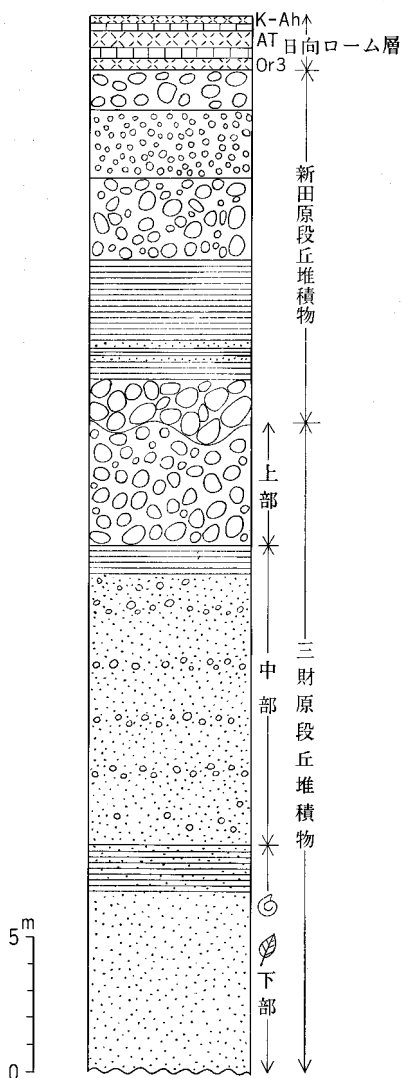
## Ⅶ. 2. 8 新田原段丘堆積物

**地層名** 遠藤・鈴木(1986)による。遠藤・鈴木(1986)は大塚(1930)の新田原面を再定義した。



第73図 三財原段丘堆積物を不整合に覆う新田原段丘堆積物(川南町国光原赤坂下)

川南町赤坂下



第74図 三財原及び新田原段丘堆積物の柱状図  
 凡例は第66図を参照。Or3: 第3 オレンジ,  
 At: 始良 Tn 火山灰, K-Ah: 鬼界アカホヤ  
 火山灰

模式地 新富町新田原 (妻・高鍋地域内)

分布 木城町櫛野下・川南町西光原台地赤坂。分布高度は100mである。分布は南隣の妻・高鍋地域から連続する。

層序関係 宮崎層群川原層や茶臼原段丘堆積物及び三財原段丘堆積物を不整合に覆う(第73図)。阿蘇-4火砕流堆積物以上の日向ローム層に覆われている。

岩相 本層は礫層を主とする河成段丘堆積物で、砂層及びシルト層を挟む(第74図)。模式地の新田原、川南町西光原台地赤坂における本層は層厚5-13mで、径10cm程度の砂岩礫を多く含む礫層からなり、上部に厚さ数10cm-1mの砂礫層及び泥層を挟むことがある。模式地の新田原台地では、厚さ3-4mの成層した本層の礫層が通山浜層を覆う。なお、本層の上部に南隣の妻・高鍋地域では馬場2凝灰岩層(Bb2)が含まれるが本地域では確認できない。

Ⅶ. 2. 9 唐瀬原段丘堆積物

地層名 長岡(1984)による。

模式地 川南町唐瀬(都農地域内)

分布 川南町大内原、上野田原、登り口、赤坂。分布高度は80-150mにわたる。

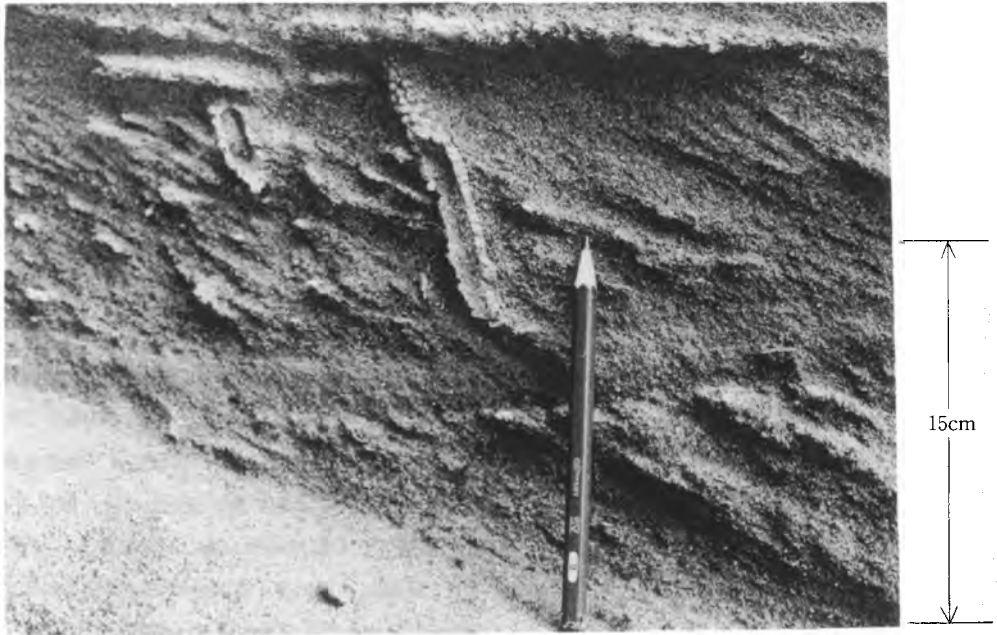
層序関係 三財原段丘堆積物を不整合に覆う(第76・77図)。阿蘇-4火砕流堆積物以上の日向ローム層に覆われる。長岡(1984)は都農地域の川南町孫谷で最上部に阿蘇-4火砕流堆積物を挟むとし本層の離水を約8-9万年前としている。

岩相 四万十累層群の砂岩と尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩の大礫の角礫を含む淘汰の悪い礫層

からなる。生痕の発達する厚さ50cm以下の砂層を挟在する。全体層厚は15m以下である。また、この礫層は全体に風化が進み礫表面は赤褐色で、より風化の進んだ礫は玉ねぎ状構造を示す。下部の基質の粗粒砂層が優勢の部分では斜交層理が発達する(第76図)。

Ⅶ. 2. 10 阿蘇-4火砕流堆積物(Aso-4)

本項では、溶結部を含むAso-4について記載し、その他のものはⅦ. 2. 1で既述した。



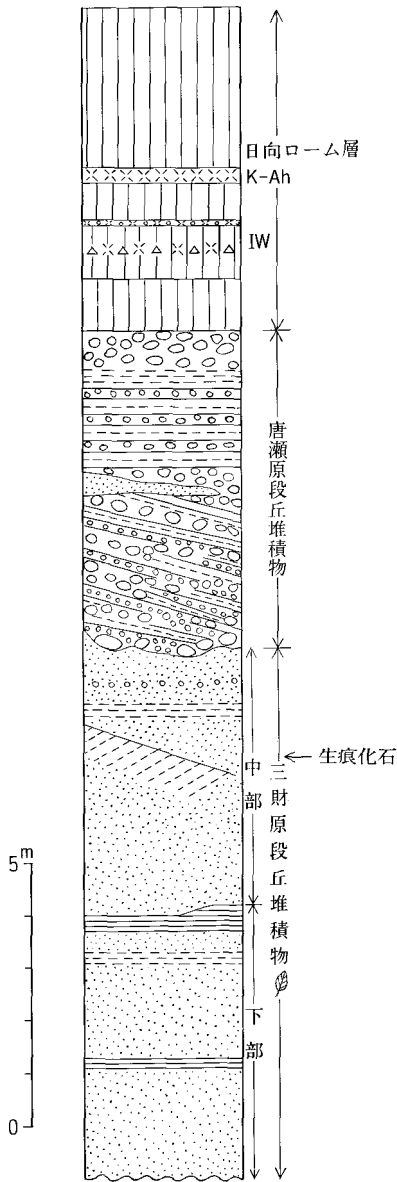
第75図 三財原段丘堆積物中の斜層理の発達する砂層に見られる生痕化石  
スケールは15cm.

第12表 三財原段丘堆積物のシルト層から採集された貝化石

Pelecypoda (二枚貝類)	
1. <i>Scapharca</i> sp. ....	R
2. <i>Septifer bilocularis</i> (Linnaeus) .....	R
3. <i>Corbicula japonica</i> Prime .....	R
4. <i>Fulvia hungerfordi</i> (Sowerby) .....	A
5. <i>Dosinella penicillata</i> (Reeve) .....	A
6. <i>Psammotaea virescens</i> (Deshayes) .....	F
7. <i>Siliqua pulchella</i> (Dunker) .....	A
8. <i>Laternula (Laternula) boschasina</i> (Reeve) .....	R
Scaphopoda (掘足類)	
1. <i>Dentalium (Paradentalium) octangulatum</i> Donovan .....	R
Gastropoda (腹足類)	
1. <i>Turritella (Neohastator) nipponica nojimaensis</i> Ida .....	R
2. <i>Batillaria multiformis</i> (Lischke) .....	R
3. <i>Niotha livescens</i> (Philippi) .....	R
4. <i>Zeuxis squinjorensis</i> (A. Adams) .....	R
5. <i>Inquistor</i> sp. ....	R

A : abundant (10個体以上), F : frequent (5個体以上), R : rare (4個体以下)

川南町須田久保



第76図 三財原及び唐瀬原段丘堆積物の柱状図  
凡例は第66図を参照。Iw: 岩オコシ, K-Ah:

地層名 小野ほか (1977) による。

分布 小丸川に沿った、東郷町見洗・ツヅラ内 (分布高度は210m)、木城町中八重・石河内 (分布高度は約130-140m) である。

層序関係 日向層群を不整合に覆う。

岩相 ツヅラ内 (付図A-1の地点45): 層厚が約13mであり、中心部8mは溶結しており、その最下部と最上部には非溶結部を伴う。鏡下では下記の特徴が観察される。

普通輝石普通角閃石紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩 (GSJ R 56811)

(結晶片) 斜長石・紫蘇輝石・普通角閃石・普通輝石・鉄鉱。結晶片は大きさ2mm以下で結晶形の残ったものないし破片状のものが見られる。

(石質岩片) 新鮮な安山岩, 変質火成岩及び堆積岩など。

(基質) ガラス破片・ガラスレンズなど。ガラス破片は淡褐色透明なカスブ形ないし平板状。ほとんど脱ガラス化していない。ガラス破片及びガラスレンズは偏平化し互いに密着している。

中八重・石河内: 白色の径5cmの軽石を含む淡赤紫色の細粒の凝灰岩で厚さは約6mである。全体にもろいが、一部には、長さ数cmで幅2-数mmの偏平化した白灰色の軽石が見られる。

東郷町井尻 (付図A-1・3の地点1) の阿蘇-4火砕流堆積物の化学組成を第5表に示した。K<sub>2</sub>Oの値が高く、他の地域の阿蘇-4火砕流堆積物と同様な特徴をもつ (第39・40図)。

VII. 2. 11 西都原段丘堆積物 さいとぼる

地層名 遠藤・鈴木 (1986) による。

模式地 西都市三宅坂 (妻・高鍋地域内)

分布 木城町仁君谷・駄留、高城台地、川南町湯迫・前ノ田・内野田。分布高度は約80mである。南隣の妻・高鍋地域から連続して追跡できる。

層序関係 宮崎層群川原層及び妻層, 小丸川層を不整合に覆う。

岩相 礫層からなる河成段丘堆積物で、最大層厚10mである。川南町駄留では、下部は尾鈴山火山深



第77図 三財原段丘堆積物を不整合に覆う唐瀬原段丘堆積物 (川南町須田久保)

成複合岩体の溶結凝灰岩の大礫を含む礫層からなり、細粒砂層を挟み、上部は円礫の中礫を含む層理の発達する礫層からなる(第78図)。川南町湯迫では基底部に溶結凝灰岩の巨礫を含む。模式地及び仁君谷では四万十累層群の砂岩・泥岩と花崗閃緑岩の大礫が優勢であるが、高城台地から前ノ田にかけては溶結凝灰岩の礫が優勢となる。

#### Ⅶ. 2. 12 <sup>おかどみ</sup>岡富段丘堆積物

**地層名** 遠藤ほか(1962)の岡富礫層に相当し、遠藤・鈴木(1986)の岡富段丘堆積物にあたる。

**模式地** 西都市岡富(妻・高鍋地域内)

**分布** 木城町川原・木寺<sup>こでら</sup>と仁君谷下の小丸川左岸。分布高度は70mである。分布は南隣の妻・高鍋地域から連続する。

**層序関係** 宮崎層群川原層の礫岩と木城花崗閃緑岩を不整合に覆う。

**岩相・対比** 主として四万十累層群の砂岩・泥岩、木城花崗閃緑岩の角礫の大礫を含む礫層で、基質は花崗閃緑岩質の粗粒砂からなり、全体の層厚は約10mである。遠藤・鈴木(1986)によると第3オレンジ(Or3)を本層中に挟むが、本地域では観察されていない。岩オコシ(Iw)以上の日向ローム層に覆われる。

#### Ⅶ. 2. 13 <sup>じゅうもんじ</sup>十文字扇状地堆積物

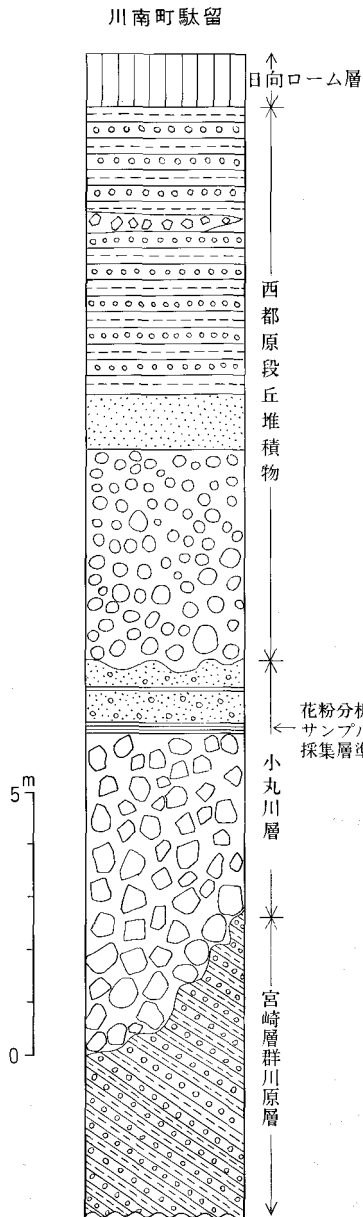
**十文字扇状地Ⅰ面堆積物**

**地層名** 新称

**模式地** 川南町十文字

**分布** 川南町十文字。分布高度は80-110mである。





第78図 西都原段丘堆積物及び小丸川層の柱状図  
(川南町駅留)。凡例は第66図を参照。

に区分される。木城町石河内付近では阿蘇-4火砕流堆積物(Aso-4)を本河岸段丘堆積物が不整合に覆っている。日向ローム層の分布はあるが上位面ほど崖錐性の堆積物によって被覆され、日向ローム層中の各テフラの識別が困難である。少なくとも本河岸段丘堆積物は、平野部の岡富段丘堆積物よりも新しい低位段丘群の堆積物に対比されるものと推定される。

#### 小丸川河岸段丘 I 面堆積物

**層序関係** 宮崎層群妻層・西都原段丘堆積物を不整合に覆い、十字扇状地 II 面堆積物に不整合に覆われる。

**岩相** 尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩の大礫-中礫の亜円礫からなる淘汰の悪い礫層で、厚さは 5 m 以下である。これは扇状地性段丘堆積物であり、全体として南に緩く傾斜している。

始良 Tn 火山灰 (At) と直下の白斑ローム (遠藤, 1963) に覆われる。妻・高鍋地域の深年 I 段丘堆積物 (遠藤・鈴木, 1986) に対比される。

#### 十字扇状地 II 面堆積物

**地層名** 新称

**模式地** 川南町大内南

**分布** 川南町十字東・湯迫。分布高度は 70-120 m である。

**層序関係** 宮崎層群妻層、西都原段丘堆積物及び十字扇状地 I 面堆積物を不整合に覆う。本堆積物は元十字から十字にかけての道路を境として、II 面とは高度差約 10 m ある。

**岩相・対比** 尾鈴山火山深成複合岩体起源である溶結凝灰岩の大-中礫の亜円礫からなる淘汰の悪い礫層で、厚さは 5 m 以下である。これは扇状地性段丘堆積物である。礫は新鮮である。全体として南に緩く傾きその傾斜は I 面より大きい。

アカホヤ火山灰 (K-Ah) 及びその直下の 2 層の褐色ローム層に覆われる。星埜 (1971) の三日月原面群の堆積物に対比される。

#### Ⅶ. 2. 14 小丸川河岸段丘堆積物

本地域の東部を南に流下する小丸川の流域には河岸段丘堆積物が発達するが、分布高度によつて二つ

**地層名** 新称

**模式地** 木城町中八重から新しき村にかけての峠.

**分布** 木城町竹ノ鼻・中八重・石河内. 分布高度は180-200 m である.

**層序関係** 日向層群を不整合に覆う. 木城町竹ノ鼻で小丸川下位河岸段丘面堆積物に不整合に覆われる.

**岩相** 厚さ10 m 以下の礫層からなり, 四万十累層群の砂岩の大礫, 泥岩の中礫の亜円礫を主体とする. 礫表面は水磨を受け, 特徴的な光沢が見られる. 基質は少ない.

#### 小丸川河岸段丘Ⅱ面堆積物

**地層名** 新称

**模式地** 木城町中八重

**分布** 東郷町兎洗<sup>こあらい</sup>, 木城町鶺鴒<sup>うのつくろ</sup>・懐<sup>ほじ</sup>・杵ヶ八重<sup>ぼえ</sup>・石河内・竹ノ鼻<sup>ぼえ</sup>・中八重<sup>ぼえ</sup>・芋八重. 分布高度は100-120 m である.

**層序関係** 日向層群を不整合に覆う.

**岩相** 厚さ10 m 以下の礫層からなる. 礫種は四万十累層群の砂岩・泥岩・チャート及びデイサイトの巨一大礫の角礫が主体である. 基質は少なく, 礫は非常に新鮮である.

### VII. 3 完新統

完新統は段丘を形成する切原川・黒水川段丘堆積物, 低地や各河川の上流部に発達する谷を埋積する, 沖積埋谷堆積物(谷底平野及び埋谷堆積物), 河川の河床に堆積している現河床堆積物及び山腹斜面の崖錐堆積物に区分される.

#### VII. 3. 1 切原川・黒水川段丘堆積物

**地層名** 新称

**模式地** 川南町白鬚神社下・駄留北方.

**分布** 川南町白鬚の切原川右岸及び駄留北方黒水川左岸. 分布高度は55-60 m である.

**層序関係** 駄留北方では日向層群, 白鬚神社下では宮崎層群を不整合に覆う(第79図). 鬼界アカホヤ火山灰を含む黒ボク土に覆われる.

**岩相** 主に尾鈴火山山深成複合岩体起源である溶結凝灰岩の亜円-垂角礫の大礫からなる礫層で, 四万十累層群の砂岩の大礫や溶結凝灰岩の巨礫を一部含む. 基質は少ない. 礫表面は風化により灰白色を呈するが極めて新鮮である. 厚さは3 m でほぼ水平に堆積している. ローム層は30 cm 以下と薄い.

#### VII. 3. 2 沖積埋谷堆積物

**分布** 東郷町上野野, 木城町切原川低地, 黒水川低地, 青鹿溜池上流部, 名貫川上流部, 都農町芋川<sup>いもご</sup>

**岩相** 東郷町上野野(埋谷堆積物): 四万十累層群の砂岩・頁岩・チャート, 脈石英の角礫を主体とする砂礫層からなる.



第 79 図 切原川右岸に沿って分布する切原川段丘堆積物 (川南町白鬚神社下)

切原川低地 (谷底平野堆積物) : 尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩及び四万十累層群の砂岩・頁岩の亜角礫を含む礫層, 砂層及び泥質砂層からなる。河床には宮崎層群妻層が露出しており上流部では溶結凝灰岩の角礫の巨-大礫優勢の層厚 10m 以下の礫層からなる。中流部では堆積物の厚さは 5m 以下である。

黒水川低地 (谷底平野堆積物) : 四万十累層群起源の砂岩・泥岩の礫層と砂層からなる。堆積物の厚さ 5m 以下である。河床には宮崎層群川原層が露出している。

青鹿溜池上流部 (埋谷堆積物) : 川南町掛迫付近の標高 220-170m に発達する。尾鈴山火山深成複合岩体起源である花崗閃緑斑岩・溶結凝灰岩の巨-大礫の角礫が優勢な礫層で, 厚さは 10m 以下である。

名貫川上流部 (埋谷堆積物) : 都農町細付付近に分布し, 溶結凝灰岩の巨-大礫の角礫を含む厚さ 2m 以下の礫層からなる。

### Ⅶ. 3. 3 現河床堆積物

宮崎層群川原層の礫層が小丸川河床に露出し, 蛇行した所では川幅が拡大し, 現河床堆積物が見られる。

分布 小丸川の木城町川原及び木寺付近

岩相 川原層の細-中礫の円礫からなる。川原では高さ 5m の小規模な堆積丘が発達する。

### Ⅶ. 3. 4 崖錐堆積物

分布 都農町芋川及び轟

岩相 芋川では尾鈴山火山深成複合岩体起源である溶結凝灰岩層 2・花崗閃緑斑岩の巨-大礫の角礫を含む礫層からなる。轟では花崗閃緑斑岩の角礫の大礫を含む礫層からなる。

## Ⅶ. 4 断 層

尾鈴山火山深成複合岩体にいくつかの東北東-西南西方向の明瞭な線構造が認められ(九州活構造研究会編, 1989), 断層の存在を示唆しているが, 第四系を変位させているのは川南断層だけである. 線構造としては名貫川支流の矢研ヶ滝と白滝付近をとおるものが最も明瞭である.

### 川南断層

名称 九州活構造研究会編(1989)

分布 川南断層は, 川南町川南から北東方向へ約4 km のび, 都農地域の川南町銀座<sup>ぎんざ</sup>まで追跡できる(九州活構造研究会編, 1989). 断層は川南町大内から鶴戸ノ本までは, 尾鈴山火山深成複合岩体からなる山地と唐瀬原段丘との境界をなすが, 鶴戸ノ本から登り口北東までは, 台地からやや離れた山地内部に入り込む. 断層崖は川南から椎原に向かう道路の入り口から500 m の所で観察される. 断層崖の北側は尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩, 南側は唐瀬原段丘堆積物が分布する. 川南町赤石の南東斜面は三角末端面の痕跡に相当する. 椎原層は赤石付近で薄くなり, 断層に近づくにつれて緩く南東に傾斜するようになる. 尾鈴山火山深成複合岩体の上昇にともなう川南断層の活動は更新世中期以降も続いていたものと推定される. 断層の活動度は九州活構造研究会編(1989)にしたがうとB級(平均変位速度 $1\text{ m}-0.1\text{ m}/10^3$ )で, 断層変位は縦ずれで20-30 m である.

## Ⅷ. 応 用 地 質

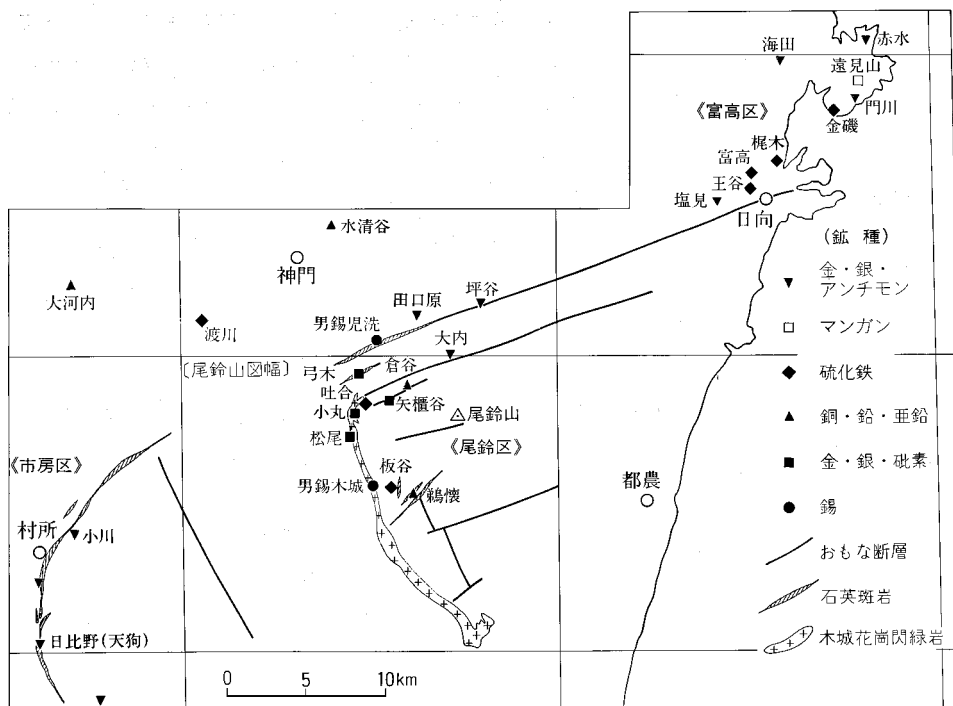
(坂巻幸雄・巖谷敏光)

### Ⅷ. 1 金 属 鉱 床

本地域内には尾鈴山火山深成複合岩体の活動に伴って形成された鉱脈型金属鉱床が数か所存在する. それらの多くは, 尾鈴山系の西縁を取り巻く木城花崗閃緑岩に伴われ, その伸長方向にほぼ直交する冷却割れ目を充たした石英脈群として胚胎する.

宮久(1958)は, 宮崎県中北部の鉱床群をまとめて「松尾鉱床区」(第80図)として記載したが, 本地域中の鉱床は, それを3分した中での「尾鈴区」に属する. 尾鈴区は, その北端部が北隣の神門地域まで広がる. 他の2区については, 北東隣の日向地域の鉱床群が「富高区」として, 西隣の村所地域の鉱床群が「市房区」として, それぞれ総括されている.

尾鈴区内の鉱床群は砒鉱・金鉱を主体として一部に錫鉱・鉛-亜鉛鉱を混えるが, 富高区の一部と市



第80図 松尾鉱床区図

主として福岡通商産業局鉱山部編(1959), 木下亀城編(1961), 宮久・橋本(1957, 1958), 宮崎県(1972)から編集。

房区の主体はより低温相のアンチモン鉱である。大局的に松尾鉱床区を見た場合には、尾鈴山を中心として、外側が低温相となる累帯配列をしている。

市房区については、宮久は、市房山花崗岩に関連する鉱床群として記載しているが、以上に述べたような尾鈴山火山深成複合岩体を中心とした分布の特性からは、尾鈴区と同様に、尾鈴山火山深成複合岩体の活動に伴う鉱化作用とみなすことが可能、かつ妥当である。

各鉱床は、現在の経済情勢下では全く稼行価値がなく、すべて廃山になっている。しかし西南日本の新第三紀酸性岩類に関連する鉱化作用を考察する際には無視できない存在であって、これまでに上記の宮久(1958)のほか、宮久(1960)や宮久ほか(1953)などの基礎的な研究がある。本稿では、現地での地表調査データに加えて、坑内調査が不可能なためにもたらされた諸制約を既存文献で補い、以下に記述する。

### VIII. 1. 1 砒・金鉱

#### 松尾砒山

木城町(旧・東米良村)塊所こぶところの南方約700m、松尾地内にあり、南流する小丸川の右岸と平行して南北に走る尾根の下に胚胎する鉱脈型鉱床である。

鉱床及び産出鉱物に関する記載としては、福岡通商産業局鉱山部編(1959)、浜地(1945)、河野・浜地

(1947), 木下編 (1961), 工業技術院地質調査所編 (1955a, b), 松隈 (1952), 松隈・宮久 (1957), 松隈・田中 (1955), 宮久・橋本 (1957, 1958), 宮崎県 (1955, 1963, 1971), 牟田 (1953), 日本鉱業(株) (1957), 資源・素材学会編 (1989) などがある。これらの文献からまとめた, 沿革, 操業状況, 地質・鉱床の記載はおおむね下記のとおりである。

本鉱山は天保年間 (1830-43年) に発見されて, 錫鉱の採掘と精錬が行われていたと伝えられるが, 近

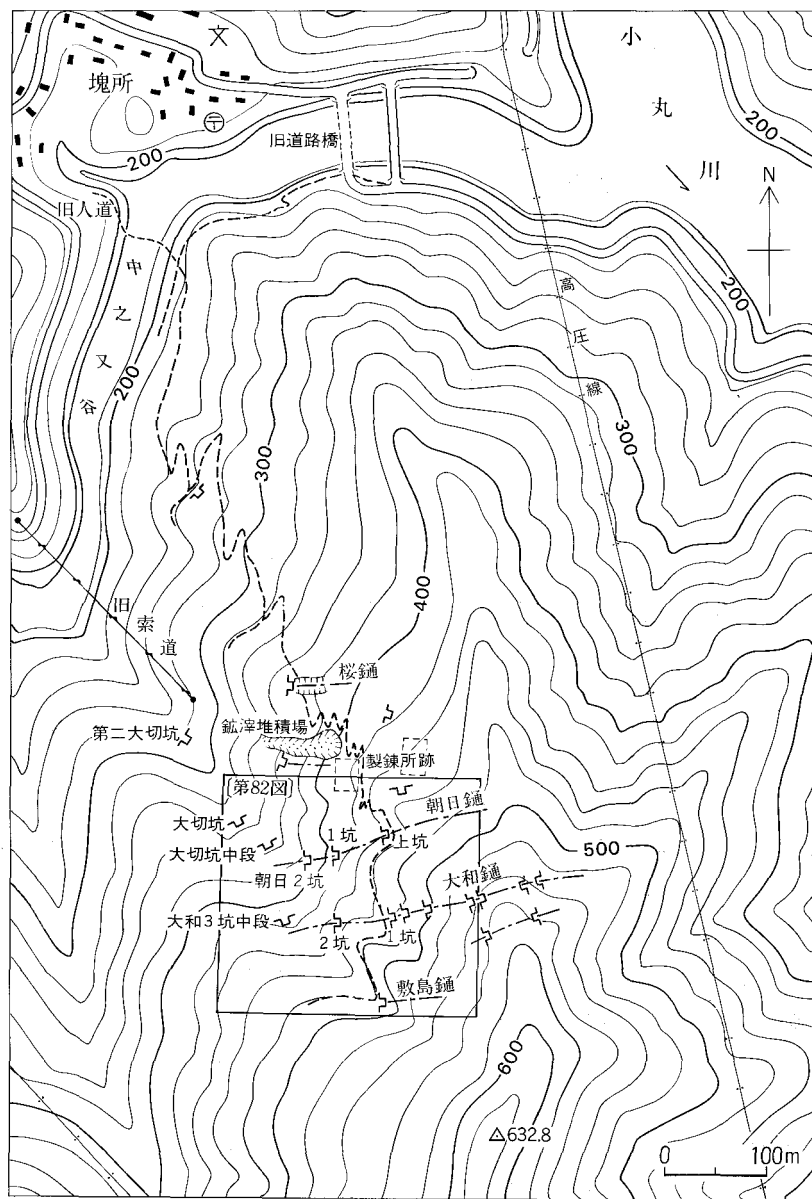
第13表 松尾鉱山産鉱物一覧表

鉱石鉱物			[備 考]
肉眼の産出			
硫砒鉄鉱	Arsenopyrite	FeAsS	主要鉱石鉱物
閃亜鉛鉱	Sphalerite	(Zn, Fe)S	いわゆる鉄閃亜鉛鉱
磁硫鉄鉱	Pyrrhotite	Fe <sub>1-x</sub> S	
黄銅鉱	Chalcopyrite	CuFeS <sub>2</sub>	
黄鉄鉱	Pyrite	FeS <sub>2</sub>	
白鉄鉱	Marcasite	FeS <sub>2</sub>	
顕微鏡的産出(大略晶出順)			
錫石	Cassiterite	SnO <sub>2</sub>	
自然蒼鉛	Bismuth	Bi	
輝蒼鉛鉱	Bismuthinite	Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	
自然金	Gold	Au	
硫テルル蒼鉛鉱	Tetradymite	Bi <sub>2</sub> Te <sub>2</sub> S	
クラブロート鉱	Klaprothite		硫蒼鉛銅鉱; 現在は鉱物種名消滅
黄錫鉱	Stannite	Cu <sub>2</sub> FeSn <sub>4</sub>	
キューバ鉱	Cubanite	CuFe <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	
バレリー鉱	Valleriite	4(Fe, Cu)S·3(Mg, Al)(OH) <sub>2</sub>	
斑銅鉱	Bornite	Cu <sub>5</sub> FeS <sub>4</sub>	
四面銅鉱	Tetrahedrite	(Cu, Fe) <sub>12</sub> Sb <sub>4</sub> S <sub>13</sub>	
ブーランジェ鉱	Boulangerite	Pb <sub>5</sub> Sb <sub>4</sub> S <sub>11</sub>	
方鉛鉱	Galena	PbS	稀
濃紅銀鉱	Pyrrargyrite	Ag <sub>3</sub> SbS <sub>3</sub>	
毛鉱	Jamesonite	Pb <sub>4</sub> FeSb <sub>6</sub> S <sub>14</sub>	
輝安鉱	Stibnite	Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	
脈石鉱物			
石英	Quartz	SiO <sub>2</sub>	
絹雲母	Sericite	KAl <sub>2</sub> (Si <sub>3</sub> Al)O <sub>10</sub> (OH, F) <sub>2</sub>	
電気石	Tourmaline	NaFe <sup>3+</sup> Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> (OH) <sub>4</sub>	
菱鉄鉱	Siderite	Fe <sup>2+</sup> CO <sub>3</sub>	
二次鉱物			
スコロド石	Scorodite	Fe <sup>3+</sup> AsO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O	
針鉄鉱	Goethite	α-Fe <sup>3+</sup> O(OH) <sub>2</sub>	

主として宮久・橋本(1957)から編集。

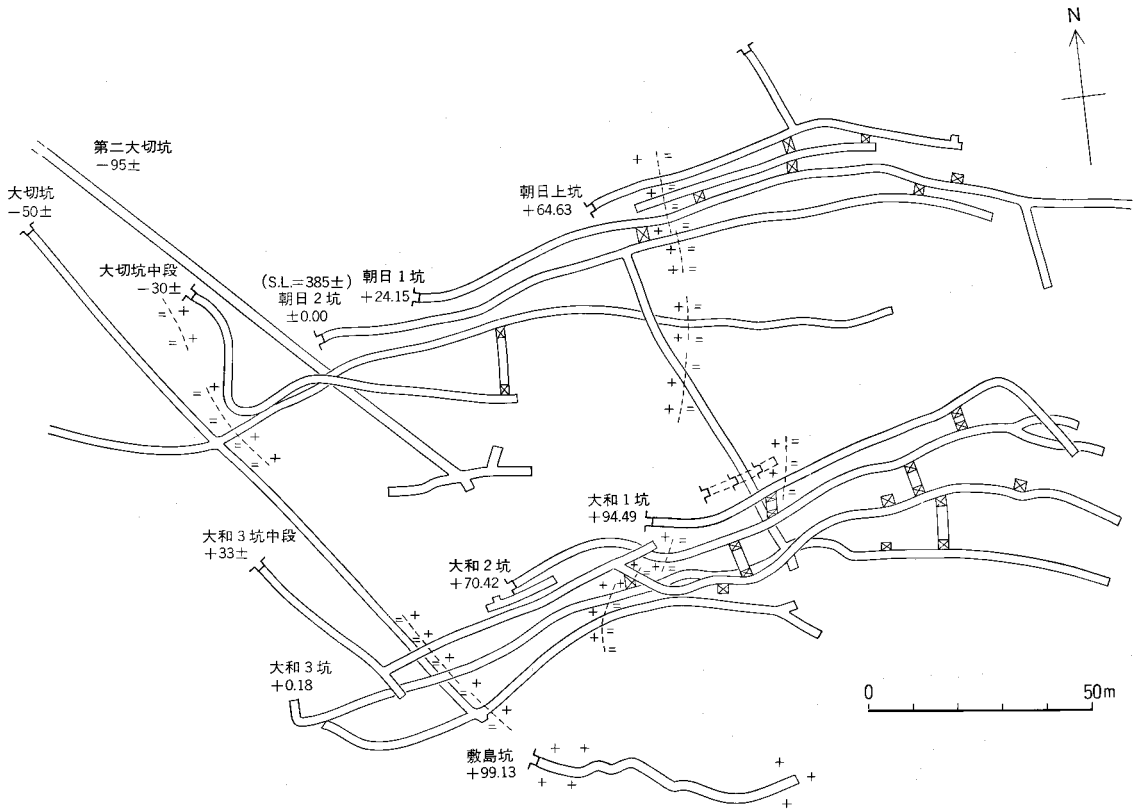
鉱物名と化学組成は松原(1987)および Fleischer (1987)に拠った。

代的操業は1915年の砒鉍発見以後のことである。1918年から砒素及び金を対象として開発され、以後、いくつかの休山期を挟んで1969年まで断続的に移行された。鉍業権者は何回か変わったが、それらの中で大手企業として経営に参画したのは日本鉍業(株)であった。鉍区番号は宮崎県採登第98号、鉍区面積は249.3haであった。



第81図 松尾鉍山の坑口分布図

鎖線は鉍脈を示す。地質調査所九州地域地質センター保管資料(no. 321-96)、松尾鉍山鉍区図・地質図(1947? : 未公表素図)を補完・修正。



第82図 a 松尾鉱山坑内の平面図

地質調査所九州地域地質センター保管資料(no. 321-96), 松尾鉱山坑内図・断面図(1947? : 未公表素図), 福岡通商産業局鉱山部編(1959), 浜地(1945), 河野・浜地(1947), 宮久・橋本(1957, 1958)から編集. 地形図との照合では, 敷島坑坑口は本図に表示したよりさらに50 m 南方にある.

砒鉱としての稼行対象鉱物は硫砒鉄鉱で, 粗鉱品位は約7-8%As, 手選精鉱品位は12-15%Asであった. 盛業時には粗鉱を約300-400t/月出鉱し, 一時は高千穂町見立鉱山からの買鉱を含めて山元で焼取精錬(精鉱処理能力は約160t/月)を行って, 亜砒酸を約30t/月生産していた.

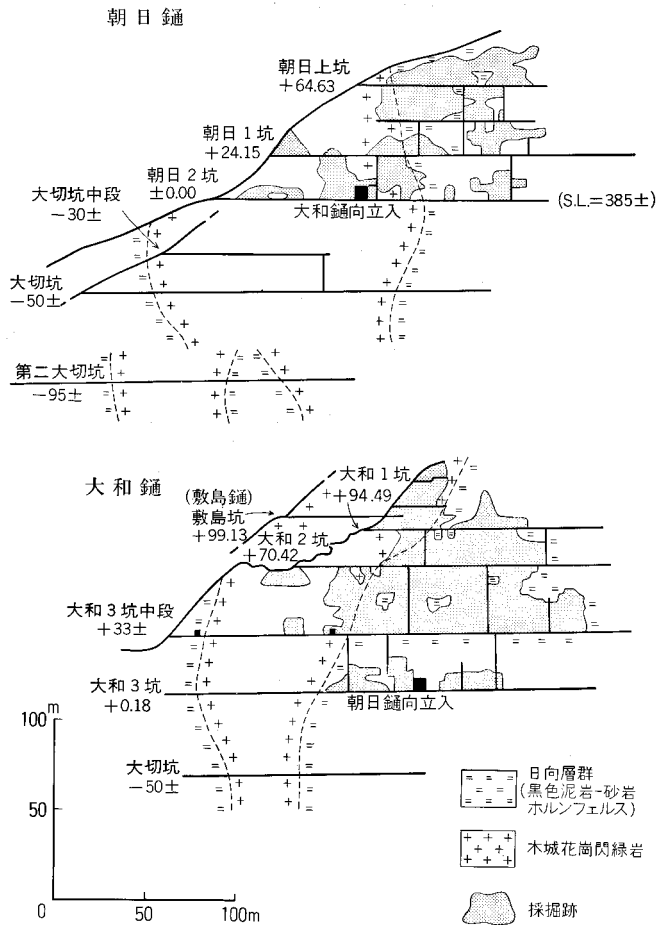
稼行鉱石中の金品位は, 平均的には6-7g/t, 濃集部では20g/t程度, 銀品位はそれぞれ約20g/t, 50g/t程度であった. 金鉱物は自然金で, 後述する蒼鉛鉱物と共生する場合が多い. 銀はこの種の鉱床で最も一般的な含銀鉱物である方鉛鉱の産出がごくまれな点からみて, 硫塩鉱物中に含まれるものと判断される.

鉱床は, 主として幅約180mの木城花崗閃緑岩の中にあり, その伸長方向にほぼ直交する割れ目を充填した硫化鉱物-石英脈で, 地表には優勢な露頭が認められる. 脈の両端部は隣接する古第三系日向層群の黑色泥岩-砂岩ホルンフェルス(走向N70°W, NまたはSに急斜)中にも延びているが, 脈勢は順次衰え, 特に東部では走向が順次WNW-ESEに変化して最後は断層によって切られる. 主脈は朝日脈



W

E



と、その南(上盤)側約100mのところを平行する大和脈の2条で、いずれも走向 $N80^{\circ}E$ 、傾斜 $65-75^{\circ}S$ 、走向延長220-240m、傾斜延長180-190m、平均脈幅0.3-0.6m、最大脈幅2.0mの規模である。衛星鉱体としては、大和脈の南(上盤)側を平行する敷島脈(走向 $N80^{\circ}E$ 、傾斜 $45^{\circ}S$ 、脈幅60cm)、朝日脈の北(下盤)側に位置する桜脈(走向 $N80^{\circ}E$ 、傾斜 $75^{\circ}S$ 、脈幅80cm)と、小丸川沿いでわずかに探鉱された裏山脈(走向 $N55^{\circ}W$ 、傾斜 $75^{\circ}S$ 、脈幅1m)がある。

肉眼的に認められる鉱石鉱物は硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱が主体で、閃亜鉛鉱(黒褐色のいわゆる鉄閃亜鉛鉱)・黄鉄鉱・白鉄鉱・黄銅鉱を伴うこともあり、特に上部では硫砒鉄鉱が、また下部では磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱が相対的に多い。顕微鏡的なものまで含めると、第13表に示す諸鉱物が同定されていて、これに見られるように、錫と蒼鉛に富むこと、高温鉱物と低温鉱物とが同一脈中に産するいわゆる

テレスコープ鉱石 (telescoped ore) であることなどが特徴である。

相対的に末期の晶出鉱物である輝安鉱は、朝日脈中に少量産出するほか、鉱区西部の第2大切坑に単一脈としても産する。鉛と銀に富み、かつ微量の蒼鉛と砒素を含む。

脈石鉱物のほとんどは石英で、少量の電気石・絹雲母・菱鉄鉱を伴うこともある。鉱床に近接した母岩中からは、ジューモルチェ石 (Dumortierite :  $Al_7(BO_3)(SiO_4)_3O_3$ ) が発見されていることから、この木城花崗閃緑岩中にも他の西南日本外帯中新世中期の酸性火成岩類の場合と同様、分化最末期にホウ素を含む揮発成分が濃集していたことは確実である。

第81・82図の各図に、鉱床周辺の地形と坑口の分布図、及び坑内の平・断面図を示した。調査時の状況としては、優勢な石英脈露頭と、山腹中部の坑口を確認した。亜砒酸製錬によって生じた汚染の対策として、廃業後、施設の撤去・整地・覆土が行われているが、周辺には多少の廃石と精錬滓が散在しており、廃石中に含まれる石英脈からは硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱が採集可能であった。坑内での鉱脈の直接観察はできなかったが、塊所南東方道路の木城花崗閃緑岩中には、稼行された鉱脈と同様の性状を示すほぼE-W系ないしNE-SW系の石英脈の露頭が見られる。そこでは、石英脈の中を更に別の石英脈が貫いていて、鉱脈が複成鉱脈であることを示している。

廃石中からは、硫化鉱物-石英脈を切る、後期の電気石-石英脈の標本が採集できる。この電気石は、淡褐色、長さ1-2mmの針状自形結晶で、脈の隙間に着生している。密集部ではフェルト状を呈し、最後は針鉄鉱 (Goethite :  $\alpha-Fe^{+3}O(OH)_2$ ) と見られる褐色の風化生成物によって覆われる。この淡褐色電気石 (三方晶系、空間群R3m) の格子定数は、 $a_0 = 15.939(5) \text{ \AA}$ 、 $c_0 = 7.174(5) \text{ \AA}$ 、 $V = 1578(1) \text{ \AA}^3$  (単結晶4軸自動回折装置・理学電気製、AFC-5による。測定時の室温29°C) であり、構造的には、Epprecht (1953) のc/a-c図の鉄電気石 (Schorl :  $Na(Fe, Mn)_3Al_6B_3Si_6O_{27}(OH, F)_4$ ) と苦土電気石 (Dravite :  $NaMg_3Al_6B_3Si_6O_{27}(OH, F)_4$ ) のほぼ中間にプロットされる。

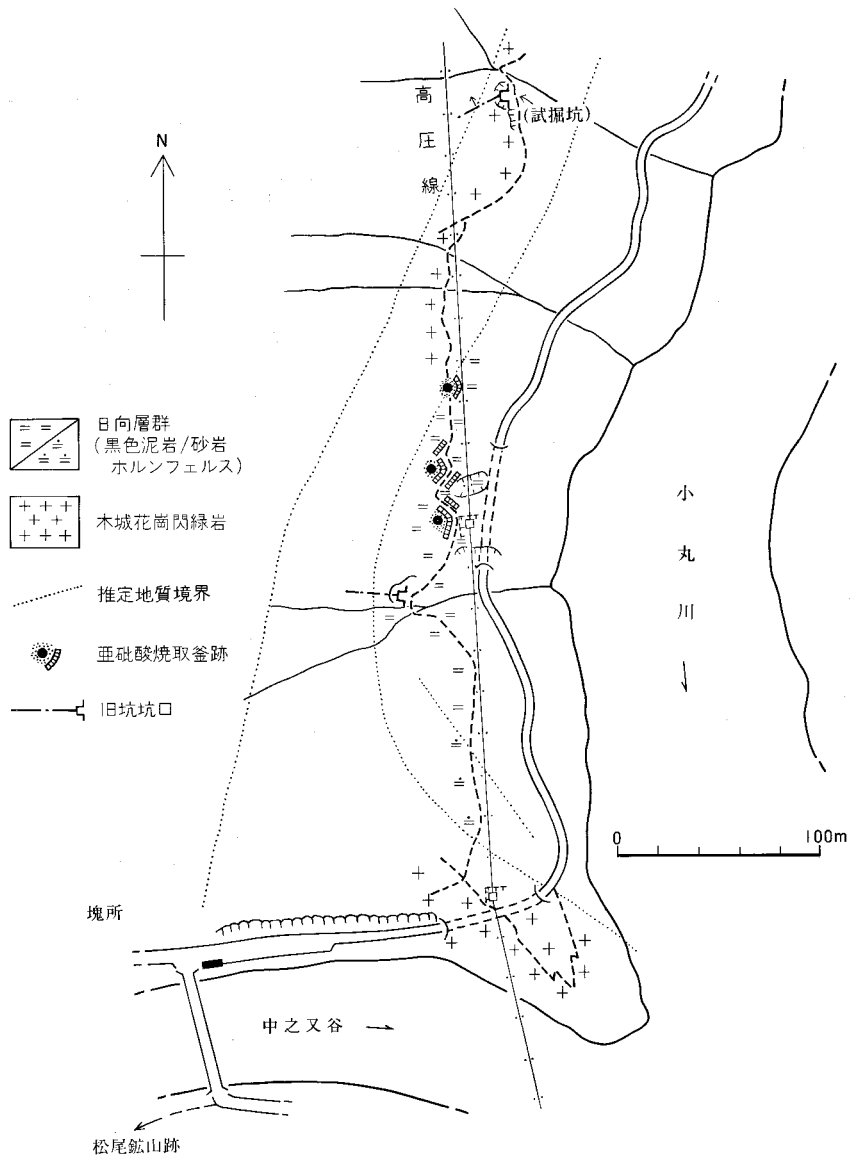
二次鉱物としては前記針鉄鉱のほか、硫砒鉄鉱に伴って、スコロド石が普通に見られる。

#### 小丸鉱山

塊所の北東約300m、小丸川右岸、県道トンネルの直上の山腹急斜面、標高約200mの位置に存在する (第83図)。宮久・橋本 (1957) の記載がある。松尾鉱山の鉱床を含んでいる木城花崗閃緑岩の北方延長部に胚胎するもので、地質環境としては松尾鉱山と全く同一である。採掘跡としては延長約3mの試掘坑と、閉塞されて入坑不能の旧坑口各1か所が認められるだけである。それぞれ黒色泥岩とそのすぐ西方の木城花崗閃緑岩にわたってE-W方向に坑道を掘進していて、いずれもが坑口から直接鉱脈を追っている鑢押坑道であったと判断される。両者の中間に亜砒酸の焼取釜跡が3基認められ、周辺には、硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱-石英脈の残鉱が少量ある。それらの風化面にはスコロド石が着生しているものもある。現在までのところ硫塩鉱物等の産出記録はないが、鉱石の見かけは松尾鉱山のものと全く同じなので、硫塩鉱物が稼行時には産出していた可能性も大きい。

#### 矢櫃谷<sup>やびつだに</sup>鉱山

塊所の北東、直線距離約800mの地点で、小丸川の左岸から矢櫃谷が合流する。この谷を約1kmさかのぼった地点で右岸側の支谷・金山谷に入ると、右岸の山腹南斜面、標高約610mの地点に矢櫃谷鉱山の露頭と採掘跡がある (第84図)。この地点は、後述する倉谷鉱山とは、尾鈴山山頂のやや北よりから



第83図 小丸鉱山施設分布図

西方に延び、標高964.9mの三角点が置かれている大きな尾根を隔てて、表裏の位置関係となる。

現況調査の結果は以下のとおりである。

母岩は、日向層群に属する、走向 $N5-20^{\circ}E$ 、傾斜 $20-30^{\circ}W$ の、細粒砂岩のレンズを挟む黒色泥岩ホルンフェルスである。鉱床はその中に含まれる走向 $N20-30^{\circ}W$ 、傾斜 $45-60^{\circ}SW$ 、脈幅0.4-1.8mの硫化鉱物-石英脈である。この脈幅の中では分岐が多く、一部は晶洞質になっている、周辺の珪化変質帯の幅が片盤約5mと厚く、更に山腹の斜度と脈の傾斜に近いこともあって、見かけの露頭とそこから掘り込んだ採掘跡の規模は一見雄大である。露頭の下方の標高約600mの位置と、約540mの位置から



第 84 図 矢櫃谷鉍山の露頭と採掘跡

は、それぞれ3本・1本の立入坑道があったが、現在は閉塞されている。

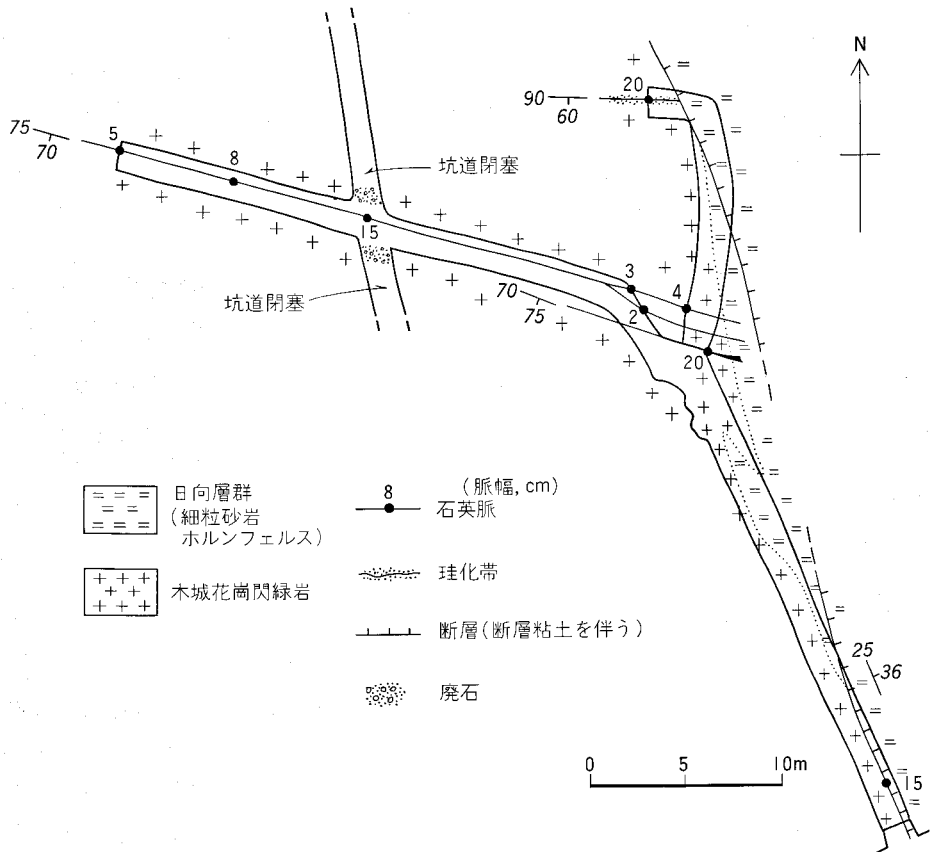
斜面の上に延長約100mにわたって多量の鉍滓が残されているが、焼取釜の痕跡はまだ発見されていない。

露頭部は、鉍脈の延長方向に約50m、傾斜方向に約30mの範囲で稼行されている。主要鉍石鉍物は硫砒鉄鉍で、風化面にはスコロド石と粉末状の石膏が生成している。副次的には黄鉄鉍・磁硫鉄鉍を産し、脈石鉍物としては石英のほか、まれに電気石を認める。

宮久・橋本(1957, 1958)によれば、この鉍山の最盛期には亜砒酸を約50t/月生産したと伝えられる。矢櫃谷と小丸川との合流点直上の両岸には、水面に接して当鉍山の支山である吐合鉍床が存在したが、今次の調査では稼行の痕跡を確認できなかった。宮久・橋本(1957)と、所載の坑内図からの判断では、細粒砂岩中に胚胎した硫化鉍物-石英脈で、走向ほぼN70°WからE-W、傾斜80°N-50°S、脈幅0.1-1m、走向延長5m内外の小鉍脈群であったらしい。一部は坑道探鉍されたが、小丸川の松尾ダム建設と共に水没したと伝えられる。往時の産出金属鉍物としては、磁硫鉄鉍・黄鉄鉍・黄銅鉍・閃亜鉛鉍・方鉛鉍、脈石鉍物としては石英と電気石が存在したとの記載がある。

#### 弓木鉍床

1958年当時、約20mの錘押探鉍がされたとの記録(宮久・橋本, 1957)がある。調査時の現況としては、木城町弓木の入口の、道路に近接した標高290m地点で埋没した坑口の痕跡が辛うじて認められたのと、その下方の小さな沢沿いで、鉍床の母岩である石英斑岩岩脈の露頭が観察できただけであった。この石英斑岩の延長方向はN20-30°E、傾斜は60°W、見かけの幅は5-40mの範囲で膨縮する。両盤は



第85図 男錫鉱山木城鉱床坑内平面図

日向層群の黒色泥岩で、一般走向はN5-20°E、傾斜は45-60°Wである。

上記報文によれば、鉱床は両者の境界部を、岩脈の走向方向とはほぼ直交して、E-Wに走る劣勢な硫化鉱物-石英脈であるとされている。主要鉱物としては、硫砒鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱の存在が記録されている。

### VIII. 1. 2 錫鉱

#### おすず 男錫鉱山 (木城鉱床)

男錫鉱山の名称は、かつて中島鉱業株が統一して経営を行ったことから、北隣の神門地域内、東郷町児洗地内の含錫石-石英脈群児洗鉱床と、ここに述べる龍谷地区の木城鉱床との両者について使われている。

龍谷は、松尾ダムの下流、1.7kmの地点で右岸側から小丸川に流入している支谷で、地形図上に名称の記載はない。鉱床は、龍谷の左岸(北方)斜面の稜線近く、標高約490mの地点にある、ペグマタイト質の含硫砒鉄鉱-石英脈である。鉱脈は、松尾鉱山から小丸川とほぼ平行に延びている木城花崗閃緑岩と、その東に隣接する、日向層群の細粒砂岩ホルンフェルスとの境界部にかけて胚胎している。口元

は、岩脈と日向層群の境にある小断層に沿った立入で、約35m地点から2条の鉍脈の鍵押となるY字型の坑道1本だけが、総延長約60mにわたって入坑可能な部分を残してはいるが、坑奥側の展開部は崩落が著しく、全体像は明確を欠く。坑内で観察可能な範囲では、鉍脈の走向はN70°WからE-W、傾斜は60-70°S、最大脈幅は20cm程度、最大延長は約30m、垂直方向の連続性は不明である。盤際の変質は主として珪化で、その幅は片盤約20cmである(第85図)。

瀧本(1952)によれば、硫砒鉄鉍のほか錫石と自然金の産出を見ることが記録されている。

坑外施設としては、選鉍場の痕跡が龍谷南方の標高330m地点にあり、水路の跡と一部の基礎が残っている。1950年代の盛業時には、その付近に鉍員宿舎も設けられていたと伝えられる。

### VIII. 1. 3 鉛・亜鉛鉍

#### 倉谷鉍山

東郷町上野野で、小丸川に左岸側から合流する支谷を南にさかのぼった、尾鈴山山頂から西に延びる尾根の北斜面、標高500-900mの位置にある。1-14号の小鉍体に分けられている。今回の調査では一部で鉍化の兆候を認めたものの、現地での坑口等の痕跡の詳細な確認ができず、したがって、地質図上の表示は推定位置である。

宮久・橋本(1957)及び宮久(1957)によれば、鉍床の概要は以下のとおりである。

鉍床は、一般走向N10-70°E、傾斜15°E-60°Sの日向層群黒色泥岩を母岩とする鉍脈で、脈の走向・傾斜は、母岩の構造を切るN30°E、45°SW及び母岩とほぼ調和的なN50-80°E、30-70°SEの2系列がある。脈幅は数cm-40cmであるが、しばしば集まって最大幅1.2m程度の複合脈となる。鉍床下盤には粘土化変質帯を伴う場合がある。

坑道は露頭周辺に分布するが、いずれも最長20m程度の試掘坑であったため、水平・垂直両方向の脈の消長は明らかではない。鉍石鉍物は閃亜鉛鉍(鉄閃亜鉛鉍)・磁硫鉄鉍を主体として、硫砒鉄鉍・方鉛鉍・黄鉄鉍、ときに黄銅鉍を伴う。概して粗粒であるが、やや細粒の金属鉍物が石英脈中に縞状に配列する場合もある。脈石鉍物は大半が石英で、一部に絹雲母・電気石・炭酸塩鉍物を混じえる。

鉛・亜鉛鉍石の品位分析結果によれば、最大値は0.18%Cu、29.65%Pb、5.30%Zn、1.0g/t Au、1350g/t Agであった。

#### うのつくろ 鶴懐鉍床

木城町鶴懐にあり、1902年(明治35年)測図の5万分の1地形図に位置が示されている。その場所は鶴懐の北北東約700m、南斜面の山腹に当たり、坑口標高はおよそ350mであるが、今回の調査では採掘跡の確認ができなかった。

宮久・橋本(1957)によれば、一般走向NNW-SSEの日向層群砂岩泥岩互層を切って、東西に延びる石英斑岩の小岩脈に伴われる小規模な鉍脈である。比較的優勢な2条の鉍脈の走向はE-W及びN70°Wで、NまたはSに急斜し、幅は0.1-0.2mである。鉍石鉍物は少量の黄鉄鉍・方鉛鉍・磁硫鉄鉍である。脈石は石英を主とし、盤際には粘土化変質を伴う。明治初年に鉛を目的に採掘されたと伝えられる。

鉍床に近い鶴懐南西、小丸川左岸には、主鉍床を胚胎する岩脈と、恐らく同質と思われる石英斑岩岩

脈があつて、白色変質を受けており、不規則な形状の黄鉄鉱を含む。この岩脈は、貫入方向に平行な、N60° E, 55° N, 幅約 20 cm の流理状急冷縁を持つ。

#### 板谷鉍床

宮久・橋本(1957)の付図上に「板谷鉍床」として位置だけが記載された鉍床がある。今回の調査では、ほぼその位置に対応して木城町鹿遊の北東約 1.5 km, 板谷谷林道の日向層群砂岩泥岩互層中の割れ目に沿って、褐鉄鉍の鉍染帯が存在するのが認められた。稼行の痕跡は発見できなかった。

#### VIII. 1. 4 その他の鉍徴

尾鈴山火山深成複合岩体の周囲には、上記の鉍床以外にも多くの鉍徴が認められる。それらは、珪化帯、白色粘土帯(雲母及びカリオン鉍物を含む)、緑色変質帯(緑泥石鉍物を含む)、硫化鉍物脈、石英-方解石脈等から成り、四万十累層群と尾鈴山火山深成複合岩体の双方に観察される。これらの鉍徴は、本地域内に比べて、本地域外北東方でむしろ著しい。

#### VIII. 2 地すべり

本地域西部の山岳地域には多数の地すべり地形が認められる。九州活構造研究会編(1989)によると、地すべりは南北方向の山稜のうち、西側緩斜面に集中しており、日向層群の層理面の傾斜方向を反映したものと指摘している。これらのうち本地域北西部の西都市尾八重の地すべりは、最大規模のもので長さ 1,000 m, 幅 800 m, 比高 600 m に達する。

#### 文 献

- Aramaki, S., Hirasawa, K. and Nozawa, T. (1972) Chemical composition of Japanese granites, part 2. Variation trends and average composition of 1200 analysis. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, p. 39-49.
- 遠藤秀典・鈴木祐一郎(1986) 妻及び高鍋地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 105p.
- 遠藤 尚(1956) 宮崎中部及び南部の異質性と段丘について。宮崎大学学芸学部時報, vol. 1, p. 123-136.
- (1963) 宮崎中部の段丘を覆う火山灰層の層序学的研究。宮崎大学学芸学部紀要, no. 15-16, p. 29-51.
- Endo, T. (1968) Geological study of the Miyazaki Coastal Plain, southeastern Kyusyu, Japan. *Bull. Fac. Educ. Miyazaki Univ.*, no. 24, p. 17-64.
- 遠藤 尚・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。宮崎大学学芸学部時報, vol. 2, p. 124-154.
- ・杉田 剛・法元紘一・児玉三郎(1962) 日向海岸平野を構成する段丘について。宮崎大学学芸学部紀要, no. 14, p. 9-27.

- Fleischer, M. (1987) *Glossary of mineral species, 5th. ed.* The Mineralogical Record Inc., Tuscon, USA.
- 福岡通商産業局鉱山部編 (1959) 九州の金属鉱業. 九州地方鉱山会, p. 269-271.
- 古谷正和 (1984) 花粉化石調査 (泉州沖関西国際空港海底地盤の花粉層序). 「関西国際空港海底地盤地質調査」, p. 91-116.
- 浜地忠男 (1945) 宮崎県松尾鉱山調査報告. 地下資源調査所速報, p. 1-2.
- 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.
- ・宮久三千年 (1959) 宮崎県遠見山半島の層序と構造—九州の四万十帯の地史に関する 2, 3 の問題. 九大教養地学研報, vol. 6, p. 29-51.
- 星埜由尚 (1971) 宮崎平野の地形発達に関する諸問題. 第四紀研究, vol. 10, p. 9-109.
- 兵藤健二・遠藤 尚 (1982) 土地分類基本調査. 5 万分の 1 「妻・高鍋」. 宮崎県, p. 1-29.
- 伊田一善 (1948) 南九州の天然ガスと地質について. 石油技術協会誌, vol. 13, p. 251-259.
- 伊木常誠 (1904) 20 万分の 1 地質図幅「佐土原」及び同説明書. 地質調査所, 42p.
- 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.
- ・———・——— (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.
- ・———・———・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・松井和典・奥村公男 (1980) 50 万分の 1 地質図幅「鹿児島」. 地質調査所.
- 狩野謙一・小坂和夫・村田明広・柳井修一 (1990) 先新第三系に発達する鉛直に近い回転軸を持つ様々な形態の褶曲 (屈曲)—中期中新世における西南日本の時計回り回転と関連して—. 構造地質研究会誌, no. 35, p. 11-21.
- 勘米良亀齡・坂井 卓 (1975) 四万十川層群の形成場は現在の海底ではどのような所に対応するか. GDP 連絡誌, 構造地質, vol. 3, p. 55-64.
- 加藤高政 (1985) 日南層群の層位学的研究・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). 日本の古第三系の生層序と国際対比, p. 113-130.
- 木野義人 (1956) 5 万分の 1 地質図幅「都農」及び同説明書. 地質調査所, 19p.
- (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.
- (1959) 5 万分の 1 地質図幅「飫肥」及び同説明書. 地質調査所, 32p.
- ・影山邦夫・奥村公男・遠藤秀典・福田 理・横山勝三 (1984) 宮崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 100p.

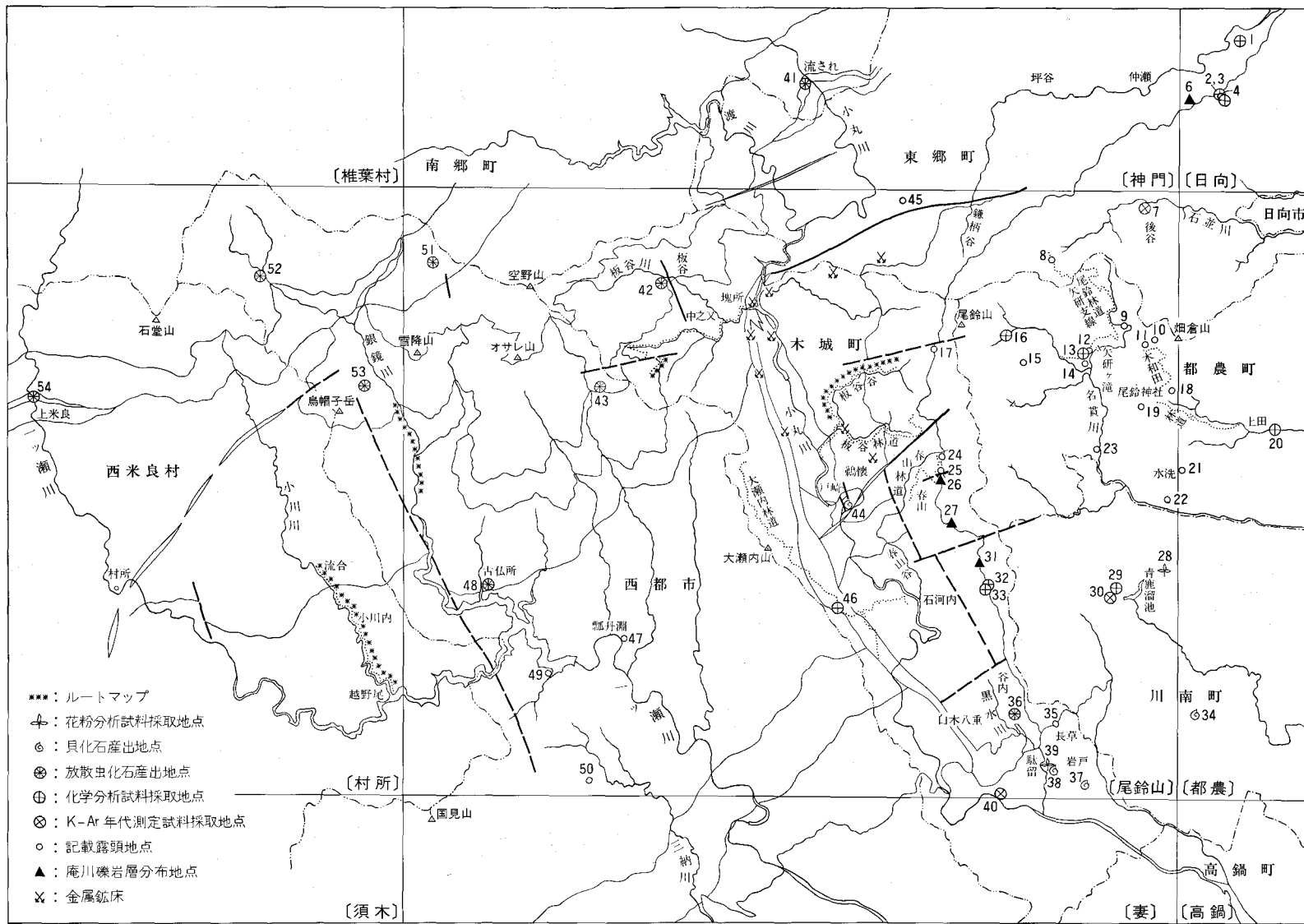


- 木下亀城編(1961) 日本地質鉱床誌(9) 九州地方. 朝倉書店, p. 393-396.
- 北山好一(1974) 宮崎県中北部に位置する尾鈴山酸性岩類について. 金沢大学卒論(MS).
- 工業技術院地質調査所編(1955) 日本鉱産誌 BI-a 金・銀その他. 通商産業省, p. 98-99.
- (1955) 日本鉱産誌 BII 砒鉱. 通商産業省. p. 172-181.
- 九州活構造研究会編(1989) 九州の活構造. 東京大学出版会, p. 392-395.
- 町田 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫(1982) テフラと日本の考古学—考古学研究と関係するテフラのカタログ—. 渡辺直経編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」, p. 865-928.
- 松原 聡(1987) 日本産鉱物種. 鉱物情報, p. 1-102.
- 松隈寿紀(1952) 宮崎県松尾鉱山の砒素鉱に伴う金について(演旨). 地質雑, vol. 58, p. 335-336.
- (1958) 宮崎県大内鉱山の銀・アンチモニー鉱床. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, p. 433-440.
- ・宮久三千年(1957) 閃亜鉛鉱に伴う Cu-Fe-S 系鉱物の離溶共生(I)/(II). 岩鉱, vol. 41, no. 4, p. 89-97, no. 5, p. 173-180.
- ・田中信也(1955) 宮崎県松尾鉱山第2大切坑の輝安鉱に伴う粘土鉱物. 九州大学工学集報, vol. 28, p. 48.
- 松本徂夫・宮久三千年(1973) 九州・祖母火山岩体にみられるカルデラ形式の陥没構造. 地質雑, vol. 79, p. 99-111.
- ・西村 進・田島俊彦(1977) 九州の新生代火成岩の fission-track 年代. 長崎大教養部紀要, vol. 17, p. 63-75.
- 三石裕之・福島和彦・中川久夫・遅沢壮一・酒井豊三郎・長谷川四郎・海保邦夫(1989) 宮崎県国富・綾北方の地質. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 175.
- Miyachi, M. (1983) Fission-track ages of some largescale pyroclastic flow deposits in Southern Kyusyu, Japan. *Rep. Earth Sci., Gen. Educ., Kyushu Univ.*, vol. 23, p. 1-8.
- 宮久三千年(1957) 宮崎県倉谷鉱山調査報告文. 宮崎県地下資源調査資料III, p. 1-7.
- (1958) 西南日本外帯とくに九州および四国の第三紀酸性貫入岩類と金属鉱床区. 愛媛大学紀要II, vol. 3, p. 145-155.
- (1960) 九州の新生代金属鉱床生成期試論. 九州鉱山学会誌, vol. 28, p. 127-140.
- ・橋本 勇(1957) 松尾鉱山. 未利用鉄資源第4集, 通商産業省, p. 493-497.
- ・———(1958) 宮崎県松尾鉱山およびその周辺(未利用鉄資源調査報告). 宮崎県地下資源調査資料V, p. 1-16.
- ・木下亀城・富田 達(1953) 九州外帯の酸性貫入岩類に伴う鉱床の生成時期(演旨). 地質雑, vol. 59, p. 309.
- 宮崎県(1955) 20万分の1 宮崎県地質図(宮崎県の地質と地下資源). 宮崎県.
- (1963) 20万分の1 宮崎県地質図及び同説明書(宮崎県の地質と地下資源). 宮崎県, 73p.
- (1972) 20万分の1 宮崎県地質図及び同説明書(宮崎県の地質と地下資源). 宮崎県, 69p.

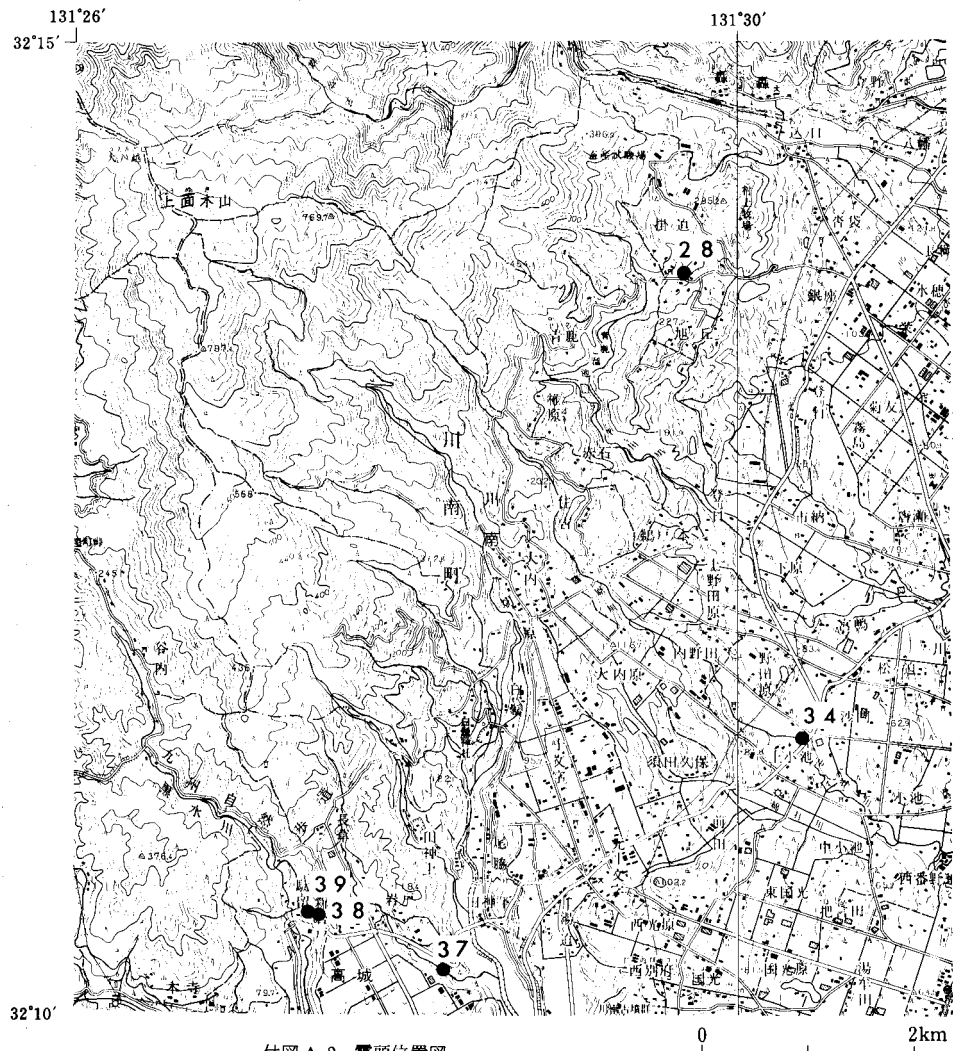
- 宮崎県 (1981) 20 万分の 1 宮崎県地質図及び説明書 (第 4 版). 宮崎県, 72p.
- Murata, A. (1987) Conical folds in the Hitoyoshi Bending, South Kyushu, formed by the clockwise rotation of the Southwest Japan Arc. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol. 93, p. 91-105.
- 牟田邦彦 (1953) 輝安鉱中の微量成分について. 九大工学集報, vol. 25, p. 8-11.
- 長岡信二 (1983) 宮崎平野における海成更新統の層序について. 第四紀学会講演要旨集, no. 13, p. 49-50.
- (1984) 大隅半島北部から宮崎平野に分布する後期更新世テフラ. 地学雑, vol. 93, p. 347-370.
- (1986) 後期更新世における宮崎平野の地形発達. 第四紀研究, vol. 25, p. 139-163.
- 中田節也 (1978) 尾鈴山酸性岩の地質. 地質雑, vol. 84, p. 243-256.
- (1980) 外帯 S-type 珪長質火成岩類中に見られる I-type の火成岩起源ゼノリスー尾鈴山岩体の場合一. 九大理研報 (地質), vol. 13, p. 163-171.
- Nakada, S. (1983) Zoned magma chamber of the Osuzuyama Acid Rocks, Southwest Japan. *Jour. Petrol.*, vol. 24, p. 471-494.
- 中田節也・高橋正樹 (1979) 西南日本外帯・瀬戸内区における中新世の中性～珪長質マグマの化学組成広域的变化. 地質雑, vol. 85, p. 571-582.
- 那須孝悌 (1980) 植物相からみた日本の中期更新世. 第四紀研究, vol. 19, p. 217-224.
- 名取博夫 (1979) 宮崎地域. 土 隆一 (編), 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p. 7-9.
- 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一付加体の構造解析の一例一. 九大理研報 (地質), vol. 15, p. 59-81.
- Nishi, H. (1988) Structural analysis of part of the Shimanto accretionary complex, Kyushu, Japan, based on planktonic foraminiferal zonation. *Modern Geology*, vol. 12, p. 47-69.
- 西田史郎 (1980) 宮崎層群の石灰質超微化石層序. 奈良教育大学紀要, vol. 29, p. 65-79.
- 西村祥子 (1980) 横浜市における中・上部更新統の花粉群変遷. 地学雑, vol. 86, p. 275-291.
- 日本鉱業株 (1957) 50 年史事業所略史編. p. 674-675.
- 野田光雄・橋本 勇 (1958) 宮城県東白杵郡椎葉村大河内付近の地質構造. 九大教養地学研報, vol. 5, p. 17-24.
- 野井英明 (1985) 大分市における更新統の花粉層序学的研究. 九州大理研報 (地質), vol. 14, p. 129-142.
- (1987) 宮崎県野尻 - 高岡地域に分布する中部中新統の層序と花粉分析. 地質雑, vol. 93, p. 897-907.
- 野沢 保・木野義人 (1956) 5 万分の 1 地質図幅「富高」及び同説明書. 地質調査所, 22p.
- 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. 鹿児島大理学紀要 (地学・生物), no. 17, p. 67-88.
- 岡村 眞・山内守明 (1984) ナンノ化石詳細調査. 「関西国際空港地盤地質調査」, p. 19-28.
- 奥村公男・寺岡易司・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, 145p.
- 小野晃司・松本徭夫・宮崎三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977) 竹田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 131p.
- ・渡辺一徳 (1974) Aso-2火砕流の二次流動. 火山, 第2集, vol. 19, p. 93-110.
- 大塚弥之助 (1930) 宮崎県高鍋町付近の地質学的問題. 地理学評論, vol. 6, p. 1048-1073.
- 斉藤正次 (1954) 宮崎県尾鈴山付近地質鉱床調査報告. 地質調査所受託調査報告書.
- 酒井治孝 (1988) 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・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・構造的位相. 九大理研報 (地質), vol. 13, p. 23-38.
- ・西 弘嗣・斉藤常正・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. 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.
- 舩場 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. 堆積学研究会会誌, 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 (地質学), vol. 15, p. 167-199.
- Sanfilippo, A., Westberg, M. J. and Riedel, W. R. (1985) Cenozoic radiolaria, in Bolli, H. M. *et al.* (ed.), *Plankton stratigraphy*, Cambridge University Press, p. 631-712.
- 佐藤岱生 (1988) 宮崎県中部第三紀深成岩・半深成岩類地質調査研究報告. 地質調査所受託研究報告書, no. 1727, 25p.
- ・石原舜三 (1983) 西南日本外帯と北海道日高帯の花崗岩類の主化学組成による比較. 岩鉱, vol. 78, p. 324-336.
- 澤田臣啓・田中竹延・岸 清 (1984) 断層ガウジおよび火山灰を用い ESR 年代測定と石英粒子表面構造観察. 日本地質学会第 91 学術大会講演要旨, p. 564.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1968) K-Ar ages of Osuzoyama acid rocks, Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 19, p. 229-232.
- 渋谷敬二 (1974) 宮崎県中北部尾鈴山酸性岩中部の地質と岩石. 金沢大学卒論 (MS.).
- 資源・素材学会編 (1989) 松尾鉱山. 日本金山誌第 1 編九州, p. 51-52.
- 首藤次男 (1952) 宮崎層群の地史学的研究. 九大理研報 (地質), vol. 4, p. 1-40.
- (1962) 九州の最新統諸層の吟味—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.
- 鈴木秀明 (1987) 宮崎層群の層位学的研究. 東北大地質古生物研報, no. 90, p. 1-24.
- 鈴木尉元・遠藤秀典・鈴木祐一郎 (1989) 宮崎平野の最近の地殻変動. 地調月報, vol. 40, p. 655-659.
- ・佐藤岱生・金子信行・影山邦夫・矢崎清貴 (1990) 宮崎平野新富町の坑井の地質—宮崎層群

- の花崗岩質基盤一. 地調月報, vol. 41, p. 87-92.
- 瀧本 清 (1952) 宮崎県見立・木城地方の錫鉱床(九州の錫鉱床, その5). 九州鉱山学会誌, vol. 20, p. 420-424.
- 玉生志郎 (1978) ガラスによるフィッシュントラック年代測定. 日本地質学会第91 学術大会講演要旨, p. 288.
- 寺岡易司 (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.
- ・今井 功・奥村公男 (1981a) 20 万分の1 地質図幅「延岡」. 地質調査所.
- ・———・——— (1981b) 九州外帯の屈曲構造. 構造総研連絡誌「中生代構造作用の研究」, no. 3, p. 78-98.
- ・奥村公男・今井 功 (1974) 九州耳川地域の四万十累層群砂岩—四万十帯の構造区分に関連して—. 楠見 久先生退官記念論文集, p. 133-151.
- ・———・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.
- Tsuchi, R. (1961) On the Quaternary sediments and molluscs in the Tokai region, with notes on the Late Cenozoic history of the Pacific Coast of Southwest Japan. *Japan. Jour. Geo. Geogr.*, vol. 32, p. 457-478.
- , Shuto, T. and Ibaraki, M. (1987) Geologic ages of the Ashiya Group, North Kyushu from a vantage point of planktonic foraminifera. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, vol. 21, p. 109-119.
- 山田直利 (1980) 宮崎県尾山酸性岩類地質調査報告. 地質調査所受託調査報告書, no. 1673, 12p.
- Yokoyama, M. (1928) Shello from Hyuga. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, ser. 2, vol. 2, p. 331-350.
- 横山卓雄 (1989) 大阪府泉佐野市沖の海底ボーリング・コアの残留磁気測定及び火山灰分析結果から知られる更新統の層序と年代. 地学雑, vol. 95, p. 277-295.

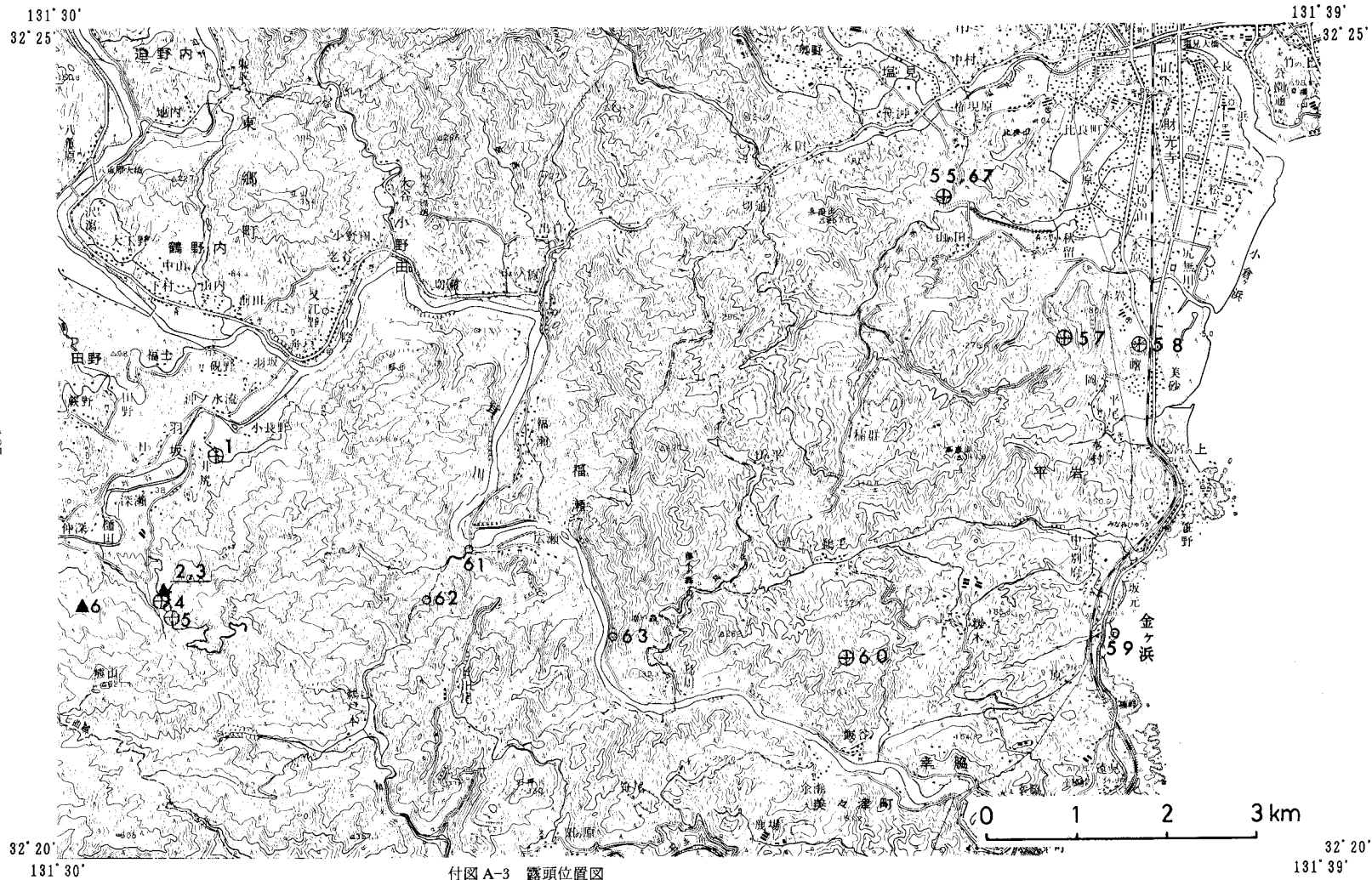


付図A-1 露頭位置図 各ルートマップの位置は西から東へ順に、第22図、第8図、第20図、第5図にそれぞれ対応する。



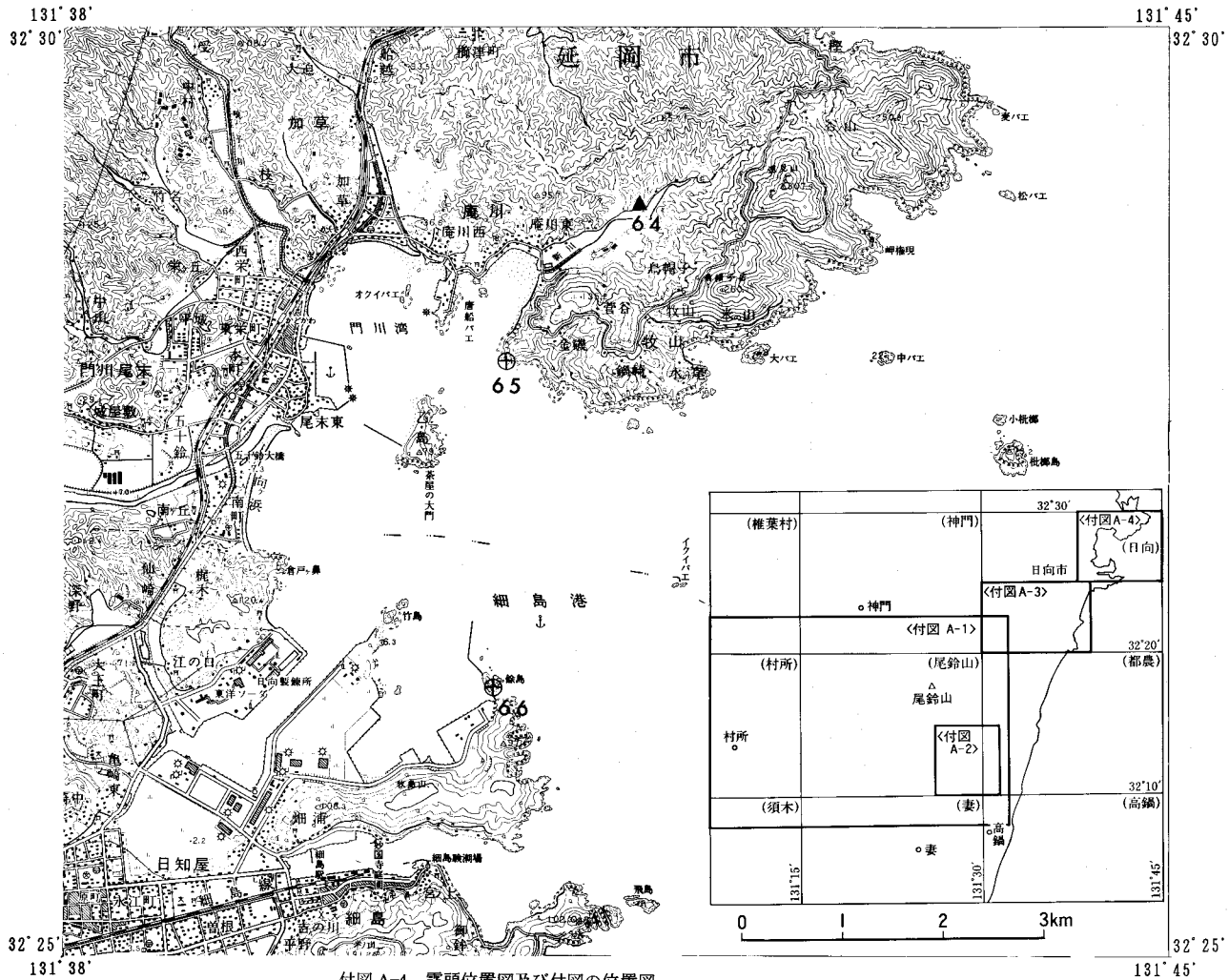
付図 A-2 露頭位置図

国土地理院発行の5万分の1地形図「尾鈴山」・「都農」を使用.



付図 A-3 露頭位置図

国土地理院発行の5万分の1地形図「日向」を使用。凡例は付図A-1を参照。



付図 A-4 露頭位置図及び付図の位置図

国土地理院発行の5万分の1地形図「日向」を使用。凡例は付図 A-1を参照。



## QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kagoshima (15) No. 60



## GEOLOGY

OF THE

## OSUZUYAMA DISTRICT

By

Katsumi KIMURA, Toshimitsu IWAYA, Kōji MIMURA,  
Yoshio SATO, Taisei SATO, Yuichiro SUZUKI and Yukio SAKAMAKI

(Written in 1990)

---

### (ABSTRACT)

The Osuzuyama district is situated in the northern part of Miyazaki prefecture, Kyushu, and geologically belongs to the Shimanto Belt of the Outer Zone of Southwest Japan. The district is underlain by the Cretaceous to Early Miocene Shimanto Supergroup, the Middle Miocene Osuzuyama Volcano-Plutonic Complex, the Late Miocene to Early Pleistocene Miyazaki Group and Quaternary deposits. Table 1 shows a summary of the geology of the district.

### CRETACEOUS AND PALEOGENE

The Shimanto Belt of Kyushu is roughly divided into the Northern and Southern Subbelts by the Nobeoka Thrust dipping north. The Northern Subbelt is occupied by the Cretaceous Morotsuka Group, while the Southern Subbelt is underlain by the Eocene to Oligocene Hyuga Group in the north and the Oligocene to Early Miocene Nichinan Group in the south. The last does not expose in the district.

Table 1 Summary of the geology of the Osuzuyama district

Age	Ma	Geologic unit	Tectonic movement and igneous activity	Transg. Regres.	Movement of oceanic plates				
Cenozoic	Quaternary	Alluvium	↑ Fall of Akahoya ash ↓ Eruption of the Aso volcano  Uplifting and tilting to the southeast	Regr. Transg. Regr.	Subduction of Philippine Sea Plate				
						Pleistocene	Holocene	0.01	River terrace and alluvium fan deposits Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit
							Late	River terrace marine terrace and alluvium fan deposits	
						Pliocene	Miyazaki Group	1.64	Takanabe Formation*
		Tsuma Formation							
		Kawabaru Formation							
	Neogene	Miocene	Osuzuyama Volcano-plutonic Complex	5.2	Kijō Granodiorite				
				10.4	Mimitsu Granodiorite Porphyry				
					Welded tuff 2				
					Welded tuff 1				
					Iorigawa Conglomerate				
	Paleogene	Oligocene	Hyuga Group	16.3	↑ Cauldron subsidence ↓ Acidic igneous activity and mineralization				
				23.3	Nichinan Group*	↑ Formation of Olistostrome (Nichinan Group)			
						↑ Formation of accretionary complex (Hyuga Group)			
				Eocene	Late	35.4	↑ Formation of accretionary complex (Hyuga Group)		
Early					56.5	↑ Formation of accretionary complex (Morotsuka Group)			
Mesozoic	Cretaceous	Morotsuka Group	65.0	↑ Formation of accretionary complex (Morotsuka Group)					

\* unexposed in the district

### **Morotsuka Group**

The group is an accretionary complex, and occurs in a small area in the western part of the Osuzuyama Cauldron, forming thrust sheets on the Hyuga Group. It comprises mudstone unit below and sandstone unit above, which are in structural contact. The former is composed of phyllitic mudstone and broken beds of sandstone and mudstone, including exotic blocks of basalt. The latter consists mainly of alternating beds of sandstone and mudstone. These units are considered to belong to the Late Cretaceous Kamae Subgroup (upper part of the Morotsuka Group) based on their lithology and structural position, though no fossils have been found in the district.

### **Hyuga Group**

The Hyuga Group is an accretionary complex of Middle Eocene to Early Oligocene age. In this district it is widely exposed with an east-northeast strike and a north dip, and is cut by many thrust faults to form an imbricate structure. The group is lithologically divided into the Northern and Southern Complexes, which are bordered by the Ogawa Thrust.

The Northern Complex is subdivisible into mudstone and sandstone units, which are in fault contact. The mudstone unit consists of mudstone, broken beds of sandstone and mudstone, and alternating beds of sandstone and mudstone, associated with chaotically mixed rock containing exotic blocks of basalt in muddy matrix. The sandstone lacks potash feldspar grains. On the other hand, the sandstone unit is composed mainly of well-bedded sandstone with potash feldspar grains. The Northern Complex yields from mudstone radiolarian and planktonic foraminiferal fossils indicating Middle Eocene to Early Oligocene age.

The Southern Complex comprises mudstone and sandstone-siltstone units. They are in thrust fault contact. The mudstone unit consists of scaly mudstone and alternating beds of sandstone and mudstone. The sandstone-siltstone unit is composed of laminated siltstone and alternating beds of sandstone and mudstone. The Southern Complex of the district is barren of reliable index fossils, but its southern and southwestern extension yields planktonic foraminifers and radiolarians, which are diagnostic of Late Eocene to Early Oligocene age.

## NEOGENE

The Neogene of the district contains the Osuzuyama Volcano-Plutonic Complex and the Miyazaki Group.

### **Osuzuyama Volcano-plutonic Complex**

This is one of the Middle Miocene volcano-plutonic complexes (14–15 Ma) scattered in the Outer Zone of Southwest Japan. The complex occurs in the Osuzuyama Cauldron of more than 40 km across, and comprises the main mass and the satellitic intrusives.

The main mass rests unconformably on the Shimanto Supergroup with a local basal conglomerate of less than 10 m thick, named the Iorigawa Conglomerate. They are composed mainly of biotite rhyolite welded tuff (Welded tuff 1, 50–200 m thick), biotite-hypersthene dacite welded tuff (Welded tuff 2, over 450 m) and granodiorite porphyry (Mimitsu Granodiorite Porphyry) in order of age. The satellitic intrusives intrude into the Shimanto Supergroup along the margin of the cauldron. They consist of the Kijo Granodiorite and the associated intrusive rocks

such as quartz porphyry and aplitic granite.

### **Miyazaki Group**

This is a latest Miocene to earliest Pleistocene marine sedimentary sequence of more than 3,000 m thick, and is widely distributed along the east coast of south Kyushu, resting unconformably on the Shimanto Supergroup and the Osuzuyama Volcano-Plutonic Complex. In the southeastern corner of the district occurs its lower part including the Kawabaru and Tsuma Formations. The Kawabaru Formation is composed mainly of conglomerate, sandstone and siltstone. The overlying Tsuma Formation is made up mostly of mudstone. Both the formations gently dip southeast, and yield abundant molluscan fossils.

### QUATERNARY

The Quaternary deposits are divided into the Pleistocene deposits and the Holocene deposits in the mapped district. The Pleistocene deposits are subdivided into terrace deposits, channel-filling deposit, and the Hyuga Loam. The terrace deposits consists of higher terrace deposits, the Shiibaru Formation, and other eleven terrace deposits, most of which are covered with the Hyuga Loam interbedding some pyroclastic key beds. Only the Sanzaibaru Terrace Deposit is marine deposits made up of sand and silt, and the other are fluvial deposits composed mainly of gravel and sand. The channel-filling deposit is the Omarugawa Formation, which is marine deposits. The Hyuga Loam consists mainly of some eolian volcanic ash layers, interbedded with the Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit, and covers terrace deposits. The Holocene deposits consist of the Holocene terrace, buried deposits under alluvial plain, present river, and talus deposits. All Pleistocene deposits were formed with relations to sea level changes, and the present heights of terraces indicate later tectonic movement in the district during Quaternary.

### ECONOMIC AND ENVIRONMENT GEOLOGY

Gold-arsenic mineral deposits related to the Osuzuyama Volcano-Plutonic Complex occur in and around the Kijo Granodiorite, though all of them have been already subeconomic and exhausted.

In the site of Matsuo mine, there are xenothermal quartz veins filling in open fractures meeting almost at right angles with the trend of the dikes. Common ore minerals are arsenopyrite, pyrrhotite and microscopic native gold with minor amounts of cassiterite and sulfosalts minerals. Small abandoned mines and mineral indications for lead and zinc ores are also found in the outskirts of the main mass of the Osuzuyama Volcano-Plutonic Complex.

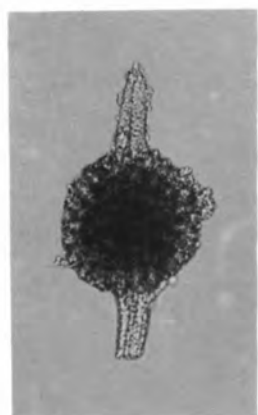
There are many landslide scars on the western gentle slope of a N-S trending ridge composed of the Hyuga Group in the western part of the district. The largest one is 1000 m long and 800 m wide.

# 図 版

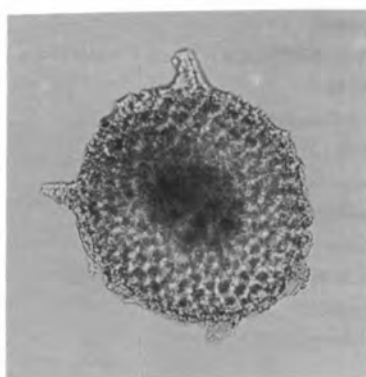
(第 I 図版・第 II 図版)

第 I 図版 日向層群から産出した放散虫化石

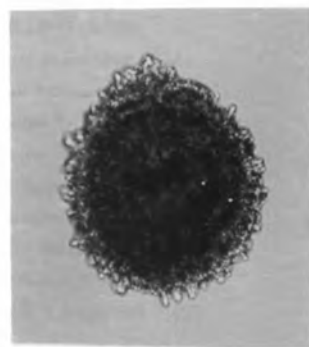
1. *Stylosphaerinae* gen. et sp. indet. (GSJ F13240 : 緑色泥岩 - 日向層群北部コンプレックスの砂岩ユニット)
2. *Heliodiscus*(?) sp. (同上)
3. *Lithelius*(?) sp. (同上)
4. *Dictyoprora mongolfieri* (Ehrenberg)(同上)
5. *Lithomitra* cf. *elizabethae* Clark & Campbell (同上)
6. *Lychnocanoma* cf. *bellum* (Clark & Campbell)(同上)
7. *Thyrsocyrtis* sp. (同上)
8. *Archaeospongoprunum* cf. *nishiyamai* Nakaseko & Nishimura (GSJ F13244 : 暗灰色泥岩 - 日向層群北部コンプレックスの泥岩ユニット)
9. *Dictyomitra* sp. (同上)
10. *Amphipyndax* sp. (同上)
11. *Stichomitra*(?) sp. (同上)



1



2



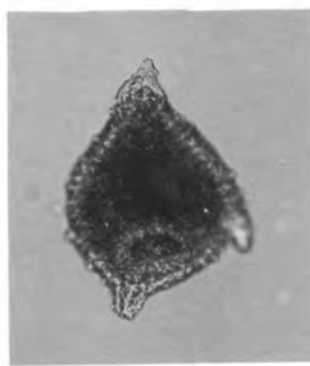
3



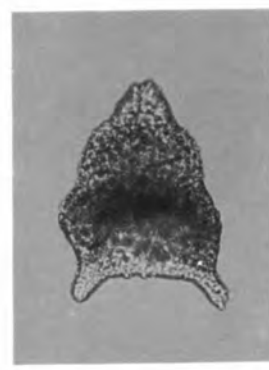
4



5



6



7



8



9



10



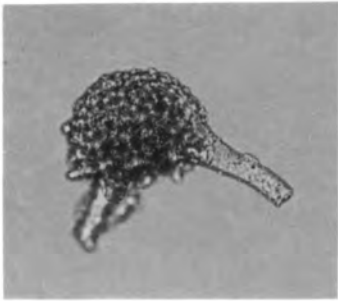
11

0.1 mm

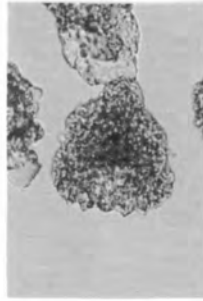
第II図版 日向層群から産出した放散虫化石

12. *Tristylospyris* cf. *tricerus* (Ehrenberg)  
(GSJ F13242 : 凝灰質泥岩-日向層群北部コンプレックスの砂岩ユニット)
13. *Artophormis* cf. *gracilis* Riedel (同上)
14. *Lychnocanoma bellum* (Clark & Campbell) (同上)
15. *Theocyrtis* cf. *tuberosa* Riedel (同上)
16. *Theocorys* sp. aff. *T.spongoconum* Kling (同上)
17. *Cyclampterium* cf. *pegetrum* Sanfilippo & Riedel (同上)
18. *Lithochytris vespertilio* Ehrenberg  
(GSJ F13240 : 緑色泥岩-日向層群北部コンプレックスの砂岩ユニット)
19. *Podocyrtis* cf. *mitra* Ehrenberg (同上)
20. *Eusyringium fistuligerum* (Ehrenberg) (同上)





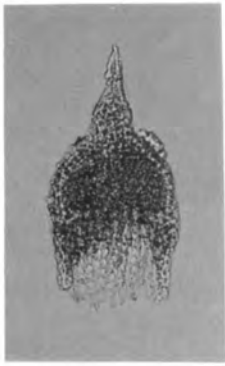
12



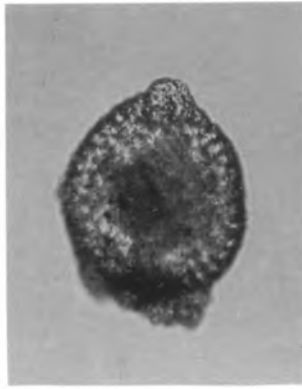
13



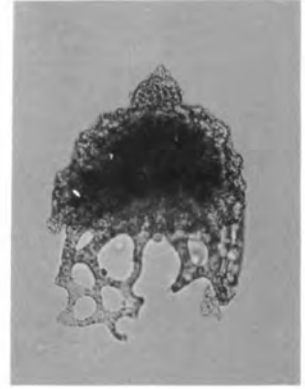
14



15



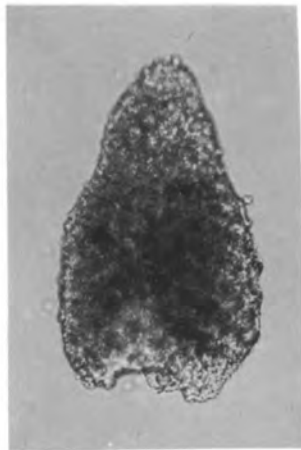
16



17



18



19



20

0.1 mm

文献引用例

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.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Kimura, K., Iwaya, T., Mimura, K., Sato, Y., Sato, T., Suzuki, Y. and Sakamaki, Y.  
(1991) *Geology of the Osuzuyama district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000,  
Geol. Surv. Japan, 137 p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

---

---

平成3年3月18日 印刷

平成3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 小宮山一雄

印刷所 小宮山印刷工業株

東京都新宿区天神町78

---

---

© 1991 Geological Survey of Japan