

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

鹿児島(15)第51号

NI-52-6-14

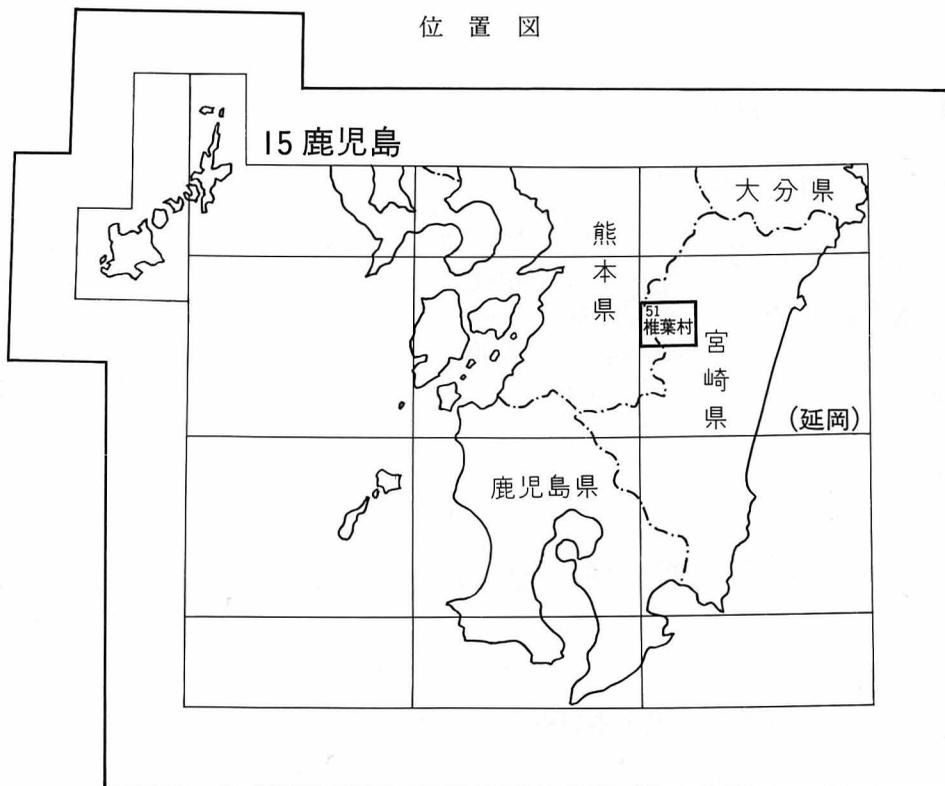
椎 葉 村 地 域 の 地 質

斎藤 眞・木村克己・内藤一樹・酒井 彰

平成 8 年

地 質 調 査 所

位置図



( )は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

15-41 砥用 Tomochi NI-52-12-1 (未刊行, unpublished)	15-42 鞍岡 Kuraoka NI-52-6-13 (1957)	15-43 諸塚山 Morotsukayama NI-52-6-9 (1982)
15-50 頭地 Toji NI-52-12-2 (未刊行, unpublished)	15-51 椎葉村 Shiibamura NI-52-6-14 (1996)	15-52 神門 Mikado NI-52-6-10 (1979)
15-58 人吉 Hitoyoshi NI-52-12-3 (未刊行, unpublished)	15-59 村所 Murasho NI-52-6-15 (未刊行, unpublished)	15-60 尾鈴山 Osuzuyama NI-52-6-11 (1991)

口 絵

1. 椎葉村地域及びその周辺地域のJERS-1(ふよう1号)によるOPS画像(可視光画像) 経緯線で囲まれた地域が椎葉村地域  
使用画像 撮像年月日:1993年10月24日 PATH 078, ROW 246  
使用バンド 可視光, バンド1, 2, 3. 中心波長はそれぞれ1;0.56 $\mu$ m, 2;0.66 $\mu$ m, 3;0.81 $\mu$ m.  
バンド1を青, 2を緑, 3を赤で表現したものを白黒で印刷
2. 椎葉村地域及びその周辺地域のJERS-1(ふよう1号)によるSAR画像(合成開口レーダー画像) 経緯線で囲まれた地域が椎葉村地域  
使用画像 撮像年月日:1993年4月23日 PATH 078, ROW 246

## 目 次

I. 地 形	(斎藤 眞) 2
II. 地質概説	(斎藤 眞・木村克己・内藤一樹) 5
III. 秩父累帯南帯堆積岩コンプレックス	(斎藤 眞) 11
III. 1 研究史	11
III. 2 概説	13
III. 3 縦木ユニット	13
III. 4 尾前ユニット	17
III. 5 化石と地質年代	21
III. 5. 1 軟体動物化石	21
III. 5. 2 放散虫化石と地質年代	24
III. 6 地質構造	26
III. 6. 1 ユニット境界の衝上断層及び仏像構造線	26
III. 6. 2 各ユニット内の断層	26
III. 7 広域変成作用	26
IV. 四万十累帯北帯諸塚層群	(斎藤 眞・木村克己) 28
IV. 1 研究史	28
IV. 2 概説	33
IV. 3 佐伯亜層群	33
IV. 3. 1 銚子笠ユニット	33
IV. 3. 2 不土野ユニット	36
IV. 3. 3 上椎葉ユニット	37
IV. 4 蒲江亜層群	43
IV. 4. 1 三方岳ユニット	43
IV. 5 放散虫化石と地質年代	47
IV. 6 地質構造	51
IV. 6. 1 ユニット境界の衝上断層	51
IV. 6. 2 諸塚層群の地質構造	52
IV. 7 広域変成作用	53
V. 四万十帯南帯日向層群	(木村克己) 54
V. 1 研究史	54
V. 2 概説及び地層区分の方法	56
V. 3 神門ユニット	57
V. 4 本郷ユニット	62
V. 5 浮遊性有孔虫化石と地質年代	65

V. 6	地質構造	66
V. 6. 1	衝上断層系	66
V. 6. 2	屈曲構造	72
V. 7	広域変成作用	72
VI.	秩父累帯南帯及び四万十帯の砂岩組成 (酒井 彰)	72
VI. 1	秩父累帯南帯の砂岩	73
VI. 2	四万十累帯北帯の砂岩	74
VII.	市房山花崗閃緑岩 (内藤一樹)	77
VII. 1	概説・研究史	77
VII. 2	市房山花崗閃緑岩	77
VII. 2. 1	粗粒黒雲母花崗閃緑岩	81
VII. 2. 2	中-粗粒黒雲母花崗閃緑岩	81
VII. 2. 3	中粒黒雲母花崗閃緑岩	81
VII. 2. 4	中-細粒黒雲母花崗閃緑岩	82
VII. 2. 5	細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩	82
VII. 3	モード組成及び化学組成	83
VII. 4	岩体の内部構造	86
VII. 5	接触変成作用	86
VIII.	岩脈 (内藤一樹・木村克己・斎藤 眞)	88
VIII. 1	閃緑斑岩岩脈	88
VIII. 2	アブライト岩脈	89
IX.	第四系 (斎藤 眞・木村克己)	90
IX. 1	概説	90
IX. 2	加久藤火砕流堆積物	91
IX. 3	屋敷野層	91
IX. 4	阿蘇-4火砕流堆積物	95
IX. 5	段丘堆積物	95
IX. 6	地すべり堆積物	99
IX. 7	扇状地及び緩斜面堆積物	99
IX. 8	降下火山灰層及びローム層	99
IX. 9	沖積層	99
IX. 10	火山灰層の特徴と対比	101
X.	地質構造 (木村克己)	102
X. 1	東西系	102
X. 2	東北東-西南西及び北東-南西系	105
X. 3	北北西-南南東系	106

XI. 応用地質	(齋藤 眞・木村克己)	106
XI. 1 鉾山		106
XI. 1. 1 マンガン鉾床		106
XI. 1. 2 層状含銅硫化鉄鉾床		107
XI. 2 採石		108
XI. 2. 1 碎石		108
XI. 2. 2 砂利		109
XI. 3 斜面崩壊		109
文 献		112
Abstract		120

## 図・表・付図・図版目次

口絵 1 椎葉村地域及びその周辺地域のJERS-1(ふよう 1号)によるOPS画像	
口絵 2 椎葉村地域及びその周辺地域のJERS-1(ふよう 1号)によるSAR画像	
上椎葉南方から上椎葉ダム及び日向椎葉湖を望む	1
第 1 図 椎葉村地域の地形と基盤の地質との対比	3
第 2 図 九州南部の地体構造区分図	6
第 3 図 椎葉村地域の地質総括図	7
第 4 図 椎葉村地域の地質概略図	8
第 5 図 椎葉村地域付近の秩父累帯南帯と他地域との地層区分対比図	12
第 6 図 樫木ユニットと尾前ユニットのルートマップ	14
第 7 図 チャート角礫岩の研磨面写真	14
第 8 図 層状チャートと縞状粘土岩, 玄武岩溶岩の露頭での関係	15
第 9 図 樫木ユニットの原層序の復元	16
第10図 尾前ユニットのルートマップ	18
第11図 尾前ユニットの各岩相の露頭写真	19
第12図 秩父累帯南帯尾前ユニットの酸性凝灰岩の薄片写真	20
第13図 本地域の秩父累帯南帯における放散虫化石試料の採集地点とメガロドン化石の 産出地点	21
第14図 メガロドン化石の産状と研磨面	22
第15図 本地域の秩父累帯南帯の岩相と堆積年代の関係	25
第16図 仏像構造線の産状	27
第17図 九州中部-東部の四万十累帯の構造・地層区分対比図	29

第18図	椎葉村地域付近の四万十累帯の地層区分対比図	32
第19図	銚子笠ユニットと不土野ユニットのルートマップ	34
第20図	銚子笠ユニット下部の混在岩相を構成するブロックの岩相	35
第21図	不土野ユニットのルートマップ	37
第22図	不土野ユニットの頁岩と砂岩	38
第23図	不土野ユニットの礫岩	39
第24図	上椎葉ユニットのルートマップ	42
第25図	上椎葉ユニットを構成する主な岩相の露頭写真	43
第26図	四万十累帯北带上椎葉ユニットの酸性凝灰岩の薄片写真	44
第27図	三方岳ユニットのルートマップ	45
第28図	三方岳ユニットを構成する主な岩相の露頭写真	46
第29図	本地域の秩父累帯南帯における放散虫化石試料の採集地点	48
第30図	本地域の秩父累帯南帯の各ユニットの堆積年代	51
第31図	上福良衝上断層の露頭写真	52
第32図	神門ユニットの砂岩粘板岩破断層	58
第33図	神門ユニットの砂岩粘板岩破断層	58
第34図	神門ユニットの混在岩と玄武岩類	59
第35図	椎葉村南東部大薮川上流域のルートマップ	61
第36図	神門ユニットの黒色粘板岩の顕微鏡写真	62
第37図	本郷ユニットの砂岩頁岩破断層	63
第38図	本郷ユニットの混在岩	64
第39図	三方岳ユニットと神門ユニットのルートマップ	67
第40図	延岡構造線の断層露頭(A)写真	68
第41図	延岡構造線の断層露頭(A)のスケッチ	69
第42図	延岡構造線の断層露頭(B)	70
第43図	秩父累帯南帯の砂岩のQ-F-L図及びQm-P-K図	73
第44図	四万十累帯北帯の砂岩のQ-F-L図及びQm-P-K図	75
第45図	市房山花崗閃緑岩中の捕獲結晶の顕微鏡写真	78
第46図	諸塚層群に貫入する市房山花崗閃緑岩	79
第47図	市房山花崗閃緑岩の代表的岩相	80
第48図	市房山花崗閃緑岩のモード組成図	83
第49図	市房山花崗閃緑岩の酸化物のSiO <sub>2</sub> 組成変化図	85
第50図	市房山花崗閃緑岩のMFA図	86
第51図	玄武岩類及び泥質岩から産出した変成鉱物	87
第52図	安山岩岩脈の露頭写真とスケッチ	89
第53図	加久藤火砕流堆積物の溶結部の研磨面写真及び薄片写真	92

第54図	屋敷野層の岩相柱状図	93
第55図	屋敷野層の露頭写真	94
第56図	阿蘇-4火砕流堆積物の露頭での産状	96
第57図	阿蘇-4火砕流堆積物の溶結部の研磨面写真及び薄片写真	97
第58図	本地域の段丘面と段丘堆積物の例	98
第59図	本地域の地滑り堆積物と扇状地堆積物の例	100
第60図	アカホヤ火山灰と表土	101
第61図	椎葉村図幅地域の断層と地質概略図	103
第62図	本郷断層の露頭	104
第63図	アプライト岩体とそれを切る正断層のスケッチ	105
第64図	上椎葉ユニットの砂岩相中の砂岩を採掘する採石場	108
第65図	本地域の斜面崩壊の例	111
第1表	本地域の秩父累帯南帯から産出した放散虫化石一覧	23
第2表	本地域の四万十累帯諸塚層群から産出した放散虫化石一覧	49
第3表	本郷ユニットから産出した有孔虫化石	65
第4表	秩父累帯南帯の砂岩の平均組成	74
第5表	四万十累帯北帯の砂岩の平均組成	76
第6表	市房山花崗閃緑岩の全岩化学組成とモード組成	78
付図A-1	ルートマップ・露頭・試料採取地点図	118
Fig.1	Tectonic division of the Southern Kyushu	121
Fig.2	Summary of the geology in the Shiibamura district	122
Fig.3	Tectonic division of the Shiibamura district	123
第I図版	地域の秩父累帯南帯から産出した放散虫化石	129
第II図版	本地域の四万十累帯北帯諸塚層群から産出した放散虫化石	131
第III図版	四万十累帯南帯日向層群本郷ユニットから産出した有孔虫化石	133

## 椎葉村地域の地質

斎藤 眞\*・木村克己\*・内藤一樹\*\*・酒井 彰\*

「椎葉村」地域<sup>1)</sup>の地質図幅の作成は、特定地質図幅の研究(地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成)として行われたものである。本図幅は平成3-6年度の調査と研究の成果に基づいている。野外調査に当たっては、秩父累帯南帯及び四万十累帯北帯を主に斎藤が担当し、四万十累帯南帯を主に木村が担当した。市房山花崗閃緑岩は内藤が担当した。全体の調整は斎藤が行った。

現地調査において、椎葉村役場、南郷村役場及び水上村役場からさまざまな情報提供を受けた。宮崎県庁からは斜面崩壊に関する情報提供を受けた。宍戸地質研究所の宍戸 章氏からは現地調査において情報提供を受けた。(財)資源・環境観測解析センター(ERSDAC)ならびに、同センター村岡弘康氏には、JERS-1(ふよう1号)のデータの使用にあたって便宜を図っていただいた。熊本大学教育学部の横山勝三教授からは本地域の火砕流堆積物について教示を受けた。九州大学農学部演習林の方々からは現地調査において便宜を図っていただいた。以上の方々に深くお礼申し上げる。

また、国際協力室の奥村公男技官には変成分帯についての助言を得た。環境地質部井村隆介博士には、テフラの分析及び同定をしていただいた。本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館安部正治、佐藤芳治、野上貴嗣、及び北海道支所佐藤卓見の各技官の製作によるものである。



上椎葉南方から上椎葉ダム及び日向椎葉湖を望む  
奥の山なみは秩父累帯の山々

### \*地質部 \*\*鉱物資源部

1) 本報告では国土地理院発行の5万分の1地形図の地域を指す時に「椎葉村」地域のように「 」をつけて記述する。

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Shiibamura, Kumamoto, Miyazaki, Kyushu, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Tertiary, Paleogene, Miocene, Pleistocene, Holocene, Southern Chichibu Terrane, Momigi Unit, Omae Unit, Northern Shimanto Terrane, Morotsuka Group, Saiki Subgroup, Kamae Subgroup, Choshigasa Unit, Fudono Unit, Kamishiiba Unit, Sampodake Unit, Southern Shimanto Terrane, Hyuga Group, Mikado Unit, Hango Unit, Ichifusatama Granodiorite, Kakuto Pyroclastic Flow Deposit, Yashikino Formation, Kikaiakahoya Ash, Kikaitozurahara Ash, Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit, accretionary complex, Radiolaria, Planktonic foraminifera, Mollusca, Butsuzo Tectonic Line, Nobeoka Tectonic Line, Oyabu Thrust.

## I. 地 形

(齋藤 眞)

「椎葉村」地域は、北緯 $32^{\circ}20' - 32^{\circ}30'$ 、東経 $131^{\circ}00' - 131^{\circ}15'$ の範囲を占め、九州の中央部に位置する。本地域の西部は熊本県に属し、他の大部分は宮崎県が占める。熊本県側の北部は八代郡泉村、南部は球磨郡水上村に属する。本地域の大部分は宮崎県東臼杵郡椎葉村に属し、南東部の一部を南郷村が占め、南東部のわずかの地域を西都市が占める(第1図a)。

本地域は九州山地の中央部を占め、九州の中でも最も山深い地域の一つである。本地域の主部を占める椎葉村は、宮崎県に属してはいるが河川沿いは断崖続きのため交通路は発達せず、むしろ分水界を越えて熊本県側との交流が古くから盛んであった。その名残りとして椎葉村北西部の尾前から北側の「鞍岡」地域の国見岳(1,739m)を通して熊本県矢部町至る駄馬道が今も稜線沿いに残っている。

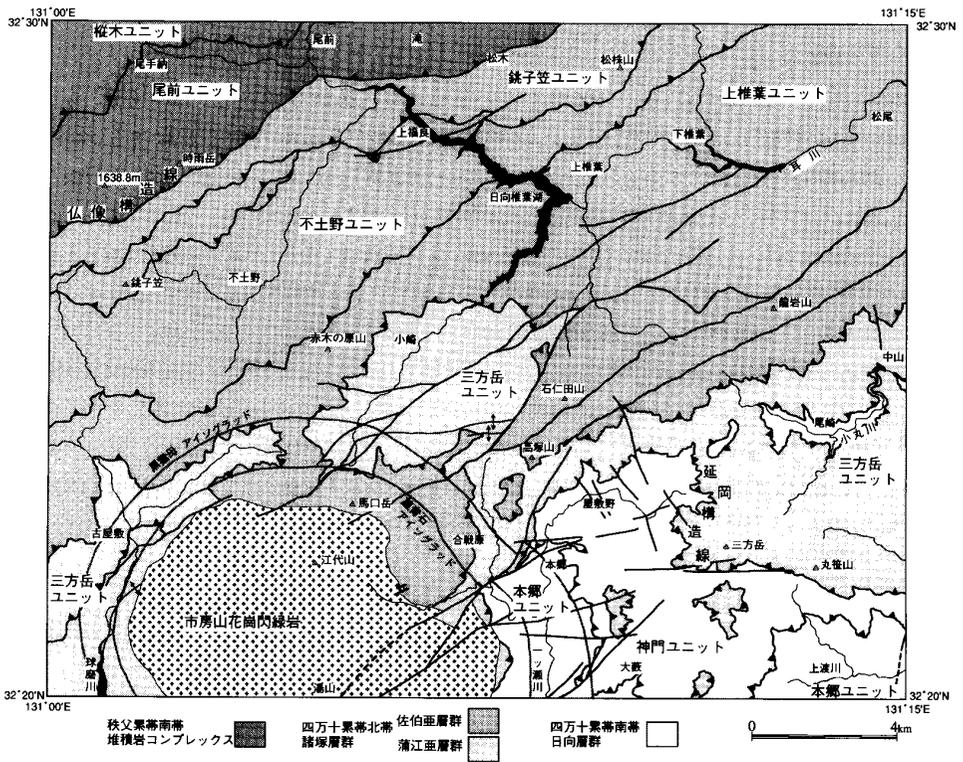
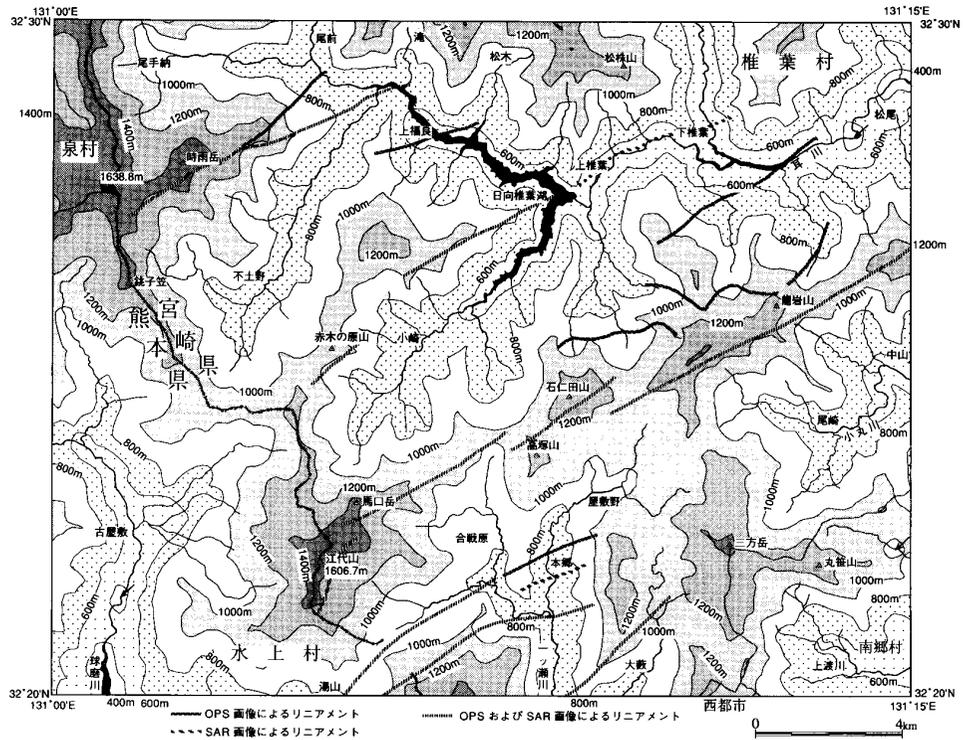
また、耳川流域では、特に耳川が深く刻んでいるために川沿いが急峻で人間の住む場所が限られていることから、旧来の集落は山の中腹の緩斜面地(地すべり地であることが多い)や河川沿いに分布する阿蘇-4火砕流堆積物の狭い台地の上に点在している。

本地域では、九州山地を源とする河川のうち、宮崎県、熊本県を流下する耳川、球磨川、一ツ瀬川、小丸川の上流部が集まり、まさに九州の屋根といった感がある(第1図a)。本地域北半分は日向市南方に流れ下る耳川の流域で西郷村付近までは両側が切り立って深い谷を刻んでいる。本地域中東部は小丸川の上流部で、尾鈴山酸性岩類の西側を南下し高鍋町に流れ下っている。本地域南部を南に流れる一ツ瀬川は四万十累帯南帯日向層群を縦断し西都市を通して佐土原町に流れる。これら3河川は直接日向灘にそそいでいる。一方熊本県側では、水上村を流れるのは八代海にそそぐ球磨川本流の上流部とその支流の横才川で、球磨川の水源地とされる所は本地域西縁から西に約2.5kmのところにある。泉村側は人吉盆地で球磨川に合流する川辺川の水系に属している。

本地域では標高1,000 m以上の地域が北西部の時雨岳周辺、西部の江代山周辺、南東部の三方岳周辺、及び尾根沿いに広く分布している(第1図a)。本地域の標高最高地点は本地域北西部の宮崎県-熊本県の県境の1,638.8mのピーク(通称白鳥山)で、耳川と球磨川の分水界上にある。最低点は本地域東縁の松尾付近の耳川沿いで標高約250mで、標高の最高点と最低点の差は1,400mに近い。

宮崎県-熊本県の県境は北北西-南南東方向のほぼ標高1,000m以上の尾根になっていて、そこから、東北東ないし北東方向に3本の尾根が延びている。すなわち、時雨岳を通る尾根、赤木の原山を通る尾根、そして江代山から龍岩山方向に延びる尾根である(第1図a)。特に江代山から龍岩山方向に延びる尾根は直線的で、耳川と小丸川ないし一ツ瀬川との分水界をなしている。耳川の支流はこれら尾根に平行に流下するものが多く、耳川本流はこれらの尾根を横切っている。また、三方岳周辺は、標高1,000-1,400 mの山腹の傾斜の小さい地形で、石仁田山にかけて平坦な地形が広がっている(第1図a)。

本地域は、北西部が秩父累帯、中央部が四万十累帯北帯、南東部が四万十累帯南帯に属し、南西部に



第1図 椎葉村地域の地形と基盤の地質との対比

a: 埋谷面図(谷幅500m以下を埋積)及び人工衛星写真(口絵)で認められるリニアメント, b: 基盤の地質概略図

は市房山花崗閃緑岩が分布している(第1図b)。そして、秩父累帯、四万十累帯北帯では一般に地層は東北東-西南西の走向をもち、中角度の北西傾斜で、四万十累帯北帯南部から傾斜が緩くなって四万十累帯南帯では地層はほぼ水平である。地形は地質構造をよく反映していて、秩父累帯、四万十累帯北帯では山の北西斜面が緩く、南東斜面が急峻である。また、四万十累帯南帯ではほぼ水平な地質構造を反映して傾斜の緩い部分がしばしば見られる。特に本地域南東部の三方岳周辺では泥質岩優勢の四万十累帯南帯日向層群神門<sup>みかど</sup>ユニットの上に延岡構造線を介して北帯諸塚層群三方岳ユニットがほぼ水平に重なっていて、神門ユニットの分布域に浸食平坦面が広がり、後者の分布域で山容は急峻となっている。市房山花崗閃緑岩の分布地域では花崗閃緑岩が風化に弱く均等に浸食されることを反映して山は起伏に乏しく緩やかな斜面を作っている。一方、市房山花崗閃緑岩の周囲の地層は、接触変成作用を受けて風化に対する抵抗性が大きいために急峻な崖をなしている。

本地域の小規模な地形の特徴も地質と密接に関連している。本地域で秩父累帯の南縁部である尾前ユニットには石灰岩が広く分布するが、例えば水無川流域などの石灰岩分布域では、山地は緩い斜面を作っていて、河床だけが深く削り込んでいる。一方、その北側のチャート-砕屑岩コンプレックスである樺木ユニットでは層状チャートと砕屑岩が交互に繰り返す帯状に分布するために、差別浸食を受けて特に層状チャートの部分が崖となった急峻な地形をなしている。同様な構造地形は四万十累帯の内部でも普遍的にみられる。本地域の四万十累帯の地層群は特に北帯では北西に傾斜していて一般には北西斜面が緩く南東斜面が急斜面をなすが、個々に検討すれば砂岩の露出している部分では斜面は急になり、一部は崖を作るのに対し、泥質岩の分布域では斜面は緩くなっている。そして両者の境界は斜面の傾斜の変更線として認識できる。

本地域に分布する断層では、著しい破砕帯を伴う場合、尾根を通過する時に傾斜の緩い部分、もしくは鞍部をなし、連続的に追跡できる。たとえば、高塚山の南側から東北東に延びる断層、石仁田山の南を通る東北東方向の断層などである。江代山から龍岩山へ東北東方向に延びる尾根はこれら両断層と、それにほぼ平行な四万十累帯北帯の地質構造に支配されて、直線的になっているものと考えられる。また、仏像構造線では、上盤側の秩父累帯南帯尾前ユニットは石灰岩が多く、砂岩、頁岩を主体とする下盤側の四万十累帯北帯銚子岳ユニットとは岩相が大きく異なるため、本地域西部では仏像構造線は山腹の傾斜変更点として認識できるが、他の地域では地形的に認識できない。

本地域は、全域が起伏の激しい山地で、河川は深いV字谷を作っていることから、段丘等の発達は限られている。石仁田山と三方岳には挟まれた標高1,000-1,100m付近には浸食平坦面が広がり、その一部に後期更新統の屋敷野層が分布している。また、本地域南部の矢立-合戦<sup>やたて かせばる</sup>原周辺には複数の段丘面が分布している。矢立周辺では断層に伴って花崗閃緑岩が節理が発達し、風化浸食が激しく、下流の段丘堆積物の主供給源になっている。一方、合戦原<sup>ばくちだけ</sup>周辺では馬口岳と江代山の間の谷から堆積物が供給され、段丘堆積物は花崗閃緑岩と砂岩の礫からなっている。

本地域の河川沿いには、ダムに水没したこともあって阿蘇-4火砕流堆積物の作る小規模な火砕流台地以外の平坦面は少ない。阿蘇-4火砕流堆積物は日向椎葉湖周辺では水無、上福良、竹の枝尾で比較的大きな平坦面を作っている。この平坦面は現在の河床からは、50-100 m程度の高さを持っていて、それ以上の高さのところには阿蘇-4火砕流堆積物は存在しない。

本地域の地すべり地形は主に北側斜面で見られる。大藪谷南東側、不土野峠北側、石仁田山北東方、龍岩山北方などである。これらの地域では緩斜面が形成され、一部に地すべり堆積物が厚く分布している。南側斜面でも崩壊地形が見られる部分はあるが規模は一般に北側に比べて小さい。本地域では、山の中腹に見られる崩壊地形に伴う平坦地に古くから人が住んでいる。

### JERS-1 画像に現れる地形的特徴

本地域の人工衛星 (JERS-1 ; ふよう 1 号) による可視光及び赤外光画像 (OPS, 原データは 3 波長帯を用いたカラー画像) と合成開口レーダー画像 (SAR) を口絵に示した。経緯線に囲まれた地域が「椎葉村」地域である。

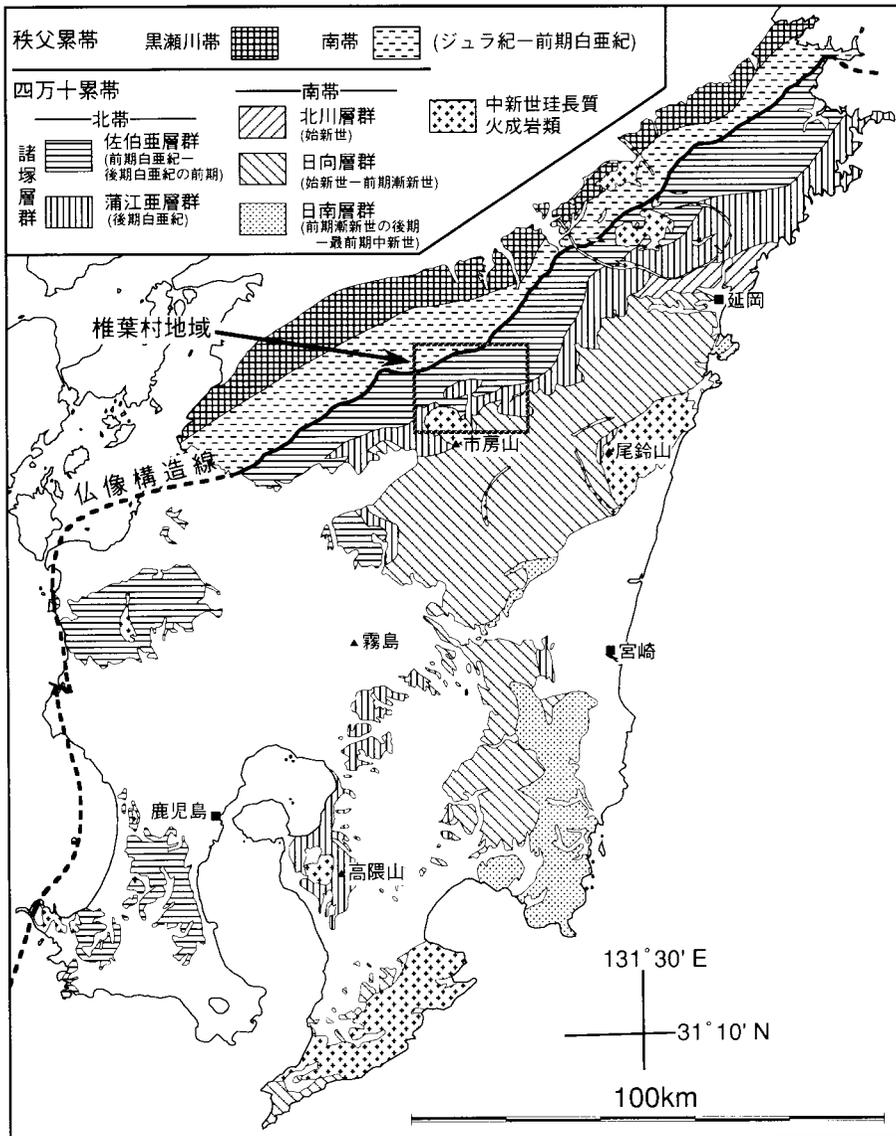
OPS及びSAR画像で認められるリニアメントを第1図aに示した。この中で最も明瞭なリニアメントは、本地域東部から中南部にかけて東北東方向に直線的に延びるリニアメントである。これは東側の神門地域から直線的に連続し、本地域中南部の市房山花崗閃緑岩の分布域付近で不明瞭となる。これらは、本地域の地質の解析から断層面が北に傾斜した複数の正断層であることが明らかになった。また、本地域南縁からこのリニアメントと平行なリニアメントが特にSAR画像において明瞭に認識できる。このリニアメントは、市房山花崗閃緑岩を中央で分断し、左横ずれを起こしている正断層系と一致する。本地域南東部からわずかに南側に出た水上村湯山にはこの断層に沿って温泉が湧き出ている。この正断層群は衛星写真で見える限り人吉盆地に連続するものと推定できる。この他のリニアメントとしては本地域北西部において東北東方向に延びるものが認められる。このリニアメントは主に仏像構造線と一致するが、本地域北部では仏像構造線に対応すると考えられるリニアメントは認められない。これら以外の東北東方向のリニアメントは四万十累帯中の断層や、砂岩と頁岩といった風化浸食に対する抵抗性の異なる岩相の境界に対応する。

また、OPS及びSAR画像では市房山花崗閃緑岩分布域の外形が特徴的に認められる。特に、市房山花崗閃緑岩の西側では、起伏に乏しい花崗閃緑岩分布域と急峻な周囲とのコントラストが明瞭である。SAR画像でも市房山花崗閃緑岩分布域は平坦に写し出されている。

## II. 地 質 概 説

(斎藤 眞・木村克己・内藤一樹)

「椎葉村」地域は、九州中央部に位置し、北西側から中期ジュラ紀-前期白亜紀の堆積岩コンプレックスからなる秩父累帯南帯、白亜紀付加体の諸塚層群からなる四万十累帯北帯、第三紀付加体の日向層群からなる四万十累帯南帯に区分される(第2図)。秩父累帯南帯と四万十累帯北帯は仏像構造線で境され、四万十累帯の北帯と南帯は延岡構造線で境される。本地域南西部には第三紀中新世市房山花崗閃緑岩が



第2図 九州南部の地体構造区分図

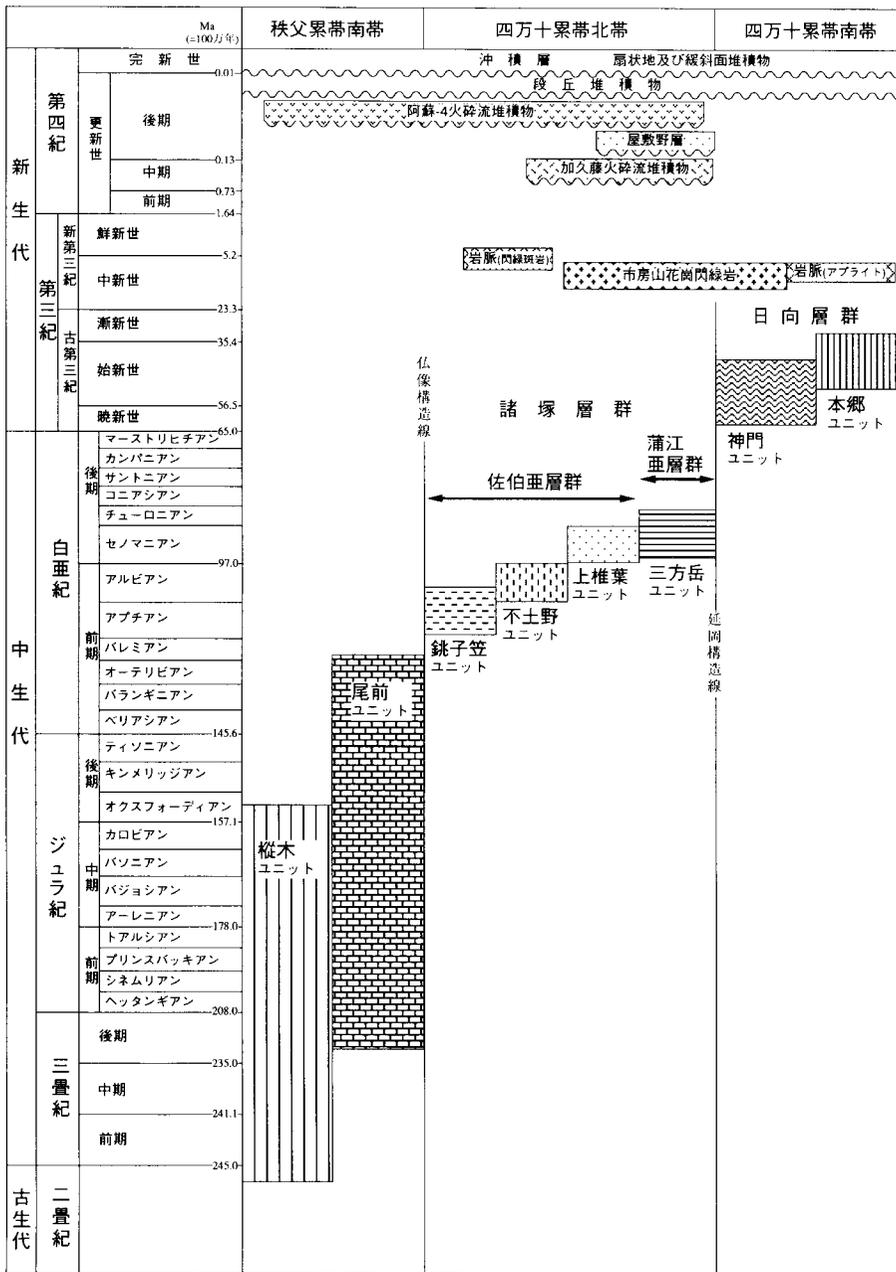
今井ほか(1980)、地質調査所(1992)、斎藤ほか(1994)に基づき、編纂。

貫入している。

本地域に分布する地質系統をまとめて第3図に示し、第四系を除いた地質概略図を第4図に示す。

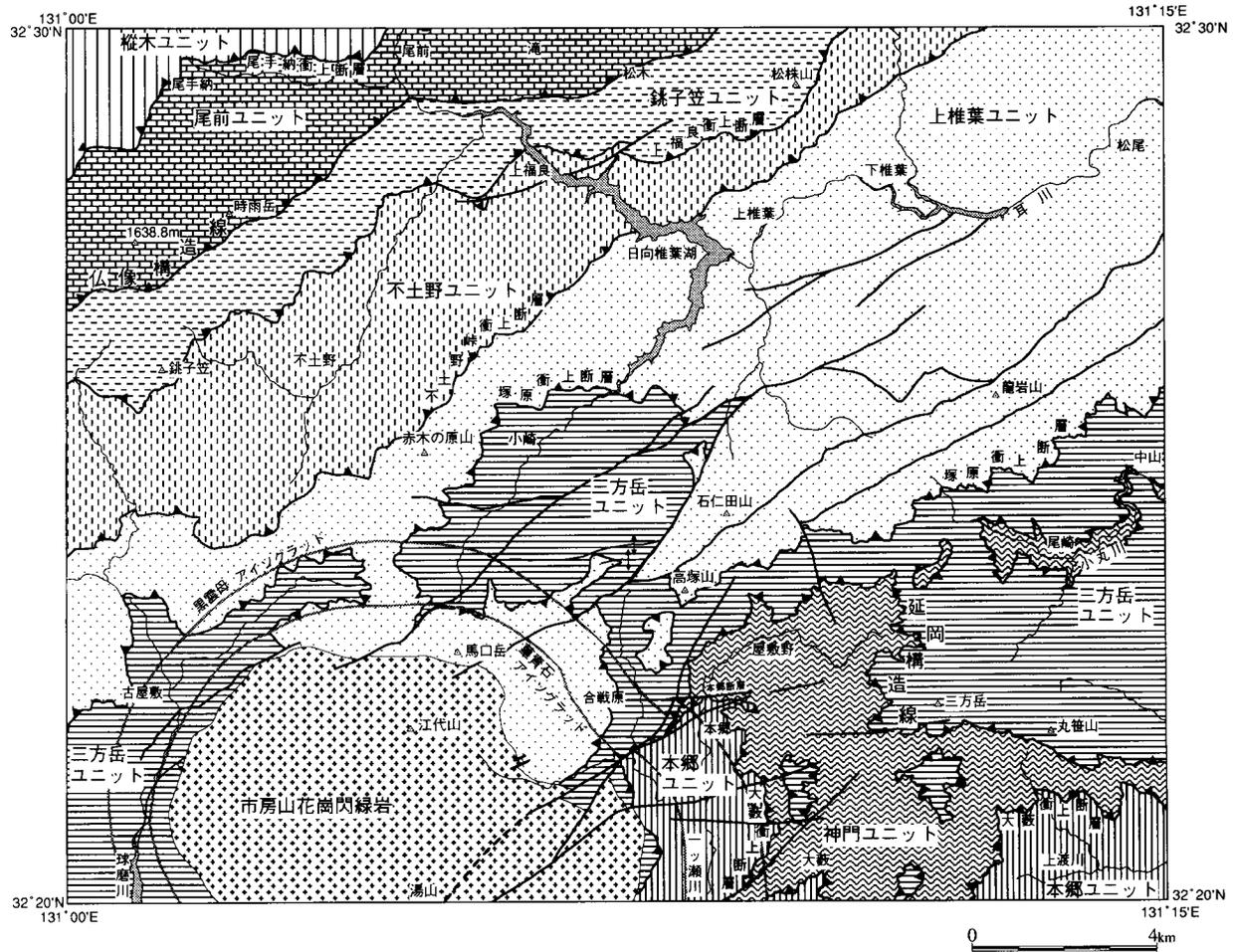
九州の秩父累帯は北側の黒瀬川帯と南側の南帯に大きく区分され、四国で見られるような北帯は欠如していると考えられている(例えば酒井ほか, 1993)。本地域では北西部に南帯に属する部分が分布し、岩相と時代から衝上断層によって境された2つのユニットに区分される。

九州の四万十累帯は北から白亜紀の諸塚層群からなる北帯、始新世の北川層群、中期始新世-前期漸新



第3図 椎葉村地域の地質総括図

世の日向層群，前期漸新世-初期中新世の日南層群の3層群からなる南帯に2分され，両帯は延岡構造線で境される。本地域では中央部を，白亜紀の諸塚層群が占め，南東部を古第三紀の日向層群が占める。本地域には北川層群，日南層群に相当する地質体は分布しない。諸塚層群は構造的上位の佐伯亜層群と



第4図 椎葉村地域の地質概略図 第四系等は除いて表現した

広域変成作用を受け片状構造が発達した構造的低位の蒲江亜層群に区分される。本地域では前者が3つのユニットから構成され、後者は1つのユニットから構成される。また、本地域の日向層群は、2つのユニットから構成される。これら四万十累帯を構成する各ユニットは衝上断層で境される。

本地域の南部では新第三紀中新世の市房山花崗閃緑岩が諸塚層群と日向層群を貫いており、周囲に接触変成作用を及ぼしている

本地域の第四系は更新世の加久藤火砕流堆積物、屋敷野層、阿蘇-4火砕流堆積物、段丘堆積物、完新世の沖積層、地滑り堆積物等からなる。

### 秩父累帯南帯堆積岩コンプレックス

本地域の秩父累帯南帯は、中期ジュラ紀-前期白亜紀の堆積岩コンプレックスからなり、北側で構造的上位の縦木<sup>もみぎ</sup>ユニットと構造的低位の尾前<sup>おまえ</sup>ユニットに分けられる。両者は緩く北西に傾いた衝上断層で境される。また、後者は仏像構造線で四万十累帯北帯の諸塚層群銚子笠ユニットと境される。

縦木ユニットはシート状の層状チャートと砕屑岩が交互に積み重なる構造によって特徴づけられる。砕屑岩の最も若い年代は後期ジュラ紀初頭である。

尾前ユニットは石灰岩、玄武岩類に富むメランジュで特徴づけられる。本ユニットを構成する砕屑岩の最も若い年代は白亜紀前期で、他に三疊紀後期の石灰岩、ジュラ紀の砕屑岩が含まれる。

### 四万十累帯北帯諸塚層群

本地域の諸塚層群は構造的上位から、銚子笠、不土野、上椎葉、三方岳の4ユニットに区分される。このうち前3者は佐伯亜層群に属し、三方岳ユニットは蒲江亜層群に属する。各ユニットはすべて衝上断層によって境される。また、三方岳ユニットは延岡構造線で四万十累帯南帯日向層群に衝上する。

銚子笠ユニットは砂岩頁岩互層が卓越し、しばしば酸性凝灰岩を挟む。内部には複数の衝上断層が認められ、衝上断層の直上には玄武岩類がしばしば分布する。泥質岩、酸性凝灰岩から得られた放散虫化石は前期白亜紀のアプチアン-アルビアンを示す。

不土野ユニットは砂岩と頁岩が帯状に分布し、全体としては、頁岩の量が砂岩より多い。頁岩の中には玄武岩類を挟む。北西部に礫岩を挟む。泥質岩から得られた放散虫化石はほぼアルビアンを示す。

上椎葉ユニットは砂岩頁岩互層が多く、酸性凝灰岩を多く挟む。泥質岩、酸性凝灰岩から多くの放散虫化石が得られ、それらはほぼ後期白亜紀初期のセノマニアンを示す。

佐伯亜層群を構成する銚子笠、不土野、椎葉の3ユニットは、構造的上位の銚子笠ユニットから構造的低位の上椎葉ユニットに向かって時代が若くなる傾向が認められる。

三方岳ユニットは主に片状砂岩及び片状砂岩千枚岩互層からなる。これらは玄武岩類、細かいラミナ状の石英からなる珪質千枚岩、酸性凝灰岩を挟む。放散虫化石の産出に乏しいが、1試料から前期白亜紀のアルビアンから後期白亜紀のチューロニアンを示す放散虫化石が得られた。

### 四万十累帯南帯日向層群

日向層群は構造的上位の神門ユニットと構造的低位の本郷ユニットに2分される。神門ユニットは黒

色粘板岩、砂岩粘板岩互層、及び混在岩が卓越し、玄武岩類及び赤色ないし緑色粘板岩をしばしば挟む。これらの岩石は強い剪断変形を受けており、泥質岩には鱗片状劈開が発達し、寸断された石英分結脈が普遍的に含まれ、砂岩層には膨縮構造やレンズ化などの変形構造が著しく発達する。本郷ユニットは衝上断層で上部と下部に区分される。上部は主に砂岩頁岩互層及び混在岩からなり、わずかに玄武岩類を伴う。一方、下部は黒色泥岩及びシルト質泥岩からなり、砂岩頁岩互層及び厚層理砂岩を伴う。砂岩頁岩互層はその多くが膨縮構造やレンズ化などの変形を受けている。

本郷ユニットのシルト質頁岩から得られた1地点の有孔虫化石は、後期始新世から前期漸新世の初期の時代範囲を示す。

### 市房山花崗閃緑岩

市房山花崗閃緑岩は西南日本外帯の中新世深成岩類の一員であり、本地域の南西部の江代山周辺から南隣の「村所」地域の市房山北西にかけて露出する岩株状岩体である。本岩体は一般的に細粒-中粒黒雲母花崗閃緑岩で、暗色包有物や捕獲岩片を大量に含み不均質な様相を呈する。岩体中央に向かって粒度の粗くなる弱い累帯構造を持ち、それに斜交して斑状岩相が分布する。本報告では岩石の粒度と組織の違いをもとに5つの岩相に区分した。本岩体は白亜系諸塚層群と古第三系日向層群に貫入し、これらに董青石ホルンフェルスに至る接触変成作用を与えている。本岩体の放射年代は、黒雲母のK-Ar年代として $14 \pm 1$  Ma (Miller *et al.*, 1962)、ジルコンのフィッション・トラック年代として $12.0 \pm 0.9$  Ma (Miyachi, 1985)が報告されている。

### 第四系

本地域の第四系は更新世の加久藤火砕流堆積物<sup>かくとう</sup>、屋敷野層、阿蘇-4火砕流堆積物、段丘堆積物、完新世の沖積層、地すべり堆積物等からなる。このうち後期更新世(7-9万年前)の阿蘇-4火砕流堆積物が主な河川沿いに分布し、小規模な平坦面をつくっている。堆積物は主に溶結凝灰岩からなり柱状節理が発達している。非溶結部はわずかに残存するのみである。段丘堆積物は本地域南部の市房山花崗閃緑岩分布域やその周辺地域に分布するほかは、河川沿いにわずかに分布するのみである。本地域南西端にはわずかに中期更新世の加久藤火砕流堆積物(およそ30万年前)の溶結凝灰岩が分布する。本地域中部南東寄りの平坦地に後期更新世(9-10万年前)の屋敷野層が分布する。完新世では、地すべり堆積物が諸塚層群からなる山地の緩い北斜面に分布し、扇状地及び緩斜面堆積物は沢の出口に分布する。沖積層は河川沿いの低地にわずかに分布する。

### 地質構造

本地域の秩父累帯南帯、四万十累帯の各ユニットは北西傾斜-水平の衝上断層でそれぞれのユニットの境がされているが、仏像構造線は北傾斜の中角度の逆断層で現状は低角の衝上断層ではない。四万十累帯の中では北側に分布する銚子笠ユニットから延岡構造線に向かって地層の傾斜が徐々に小さくなり、三方岳ユニットは上椎葉ユニット近傍を除いてはほぼ水平である。この傾向は四万十累帯南帯にはいつでも続き日向層群の傾斜は小さい。

本地域中部から南部にかけては東北東-西南西ないし東西の走向を持つ正断層がよく連続し、中新世以降に形成された地質構造を支配している。断層面は北傾斜のものが多く、左横ずれ成分を持つ。そしてこれらと直交する北北西-西南西方向の正断層も多く分布するが東北東-西南西方向のものに比べて連続しない。

### III. 秩父累帯南帯堆積岩コンプレックス

(斎藤 眞)

#### III. 1 研究史

九州の秩父累帯は岩相とその分布状態から北側の黒瀬川帯と南側の南帯に大きく区分され、四国で見られるような北帯は欠如していると考えられている(例えば酒井ほか, 1993)。両者は北東-南西方向にほぼ帯状配列している。本地域ではこのうち南帯に属する部分が分布する。

西南日本外帯の秩父累帯の地体構造区分についての研究は、石井ほか(1955)が秩父累帯を北・中・南帯に区分した後、様々な区分がなされている(寺岡ほか, 1981a, bなど)。本報告では八尾(1985)の総括に従い、秩父累帯中帯(黒瀬川構造帯レンズ状部及びその周辺の結晶片岩, 上部古生界, 中生界の分布する地域)と仏像構造線に挟まれた地域を秩父累帯南帯と呼ぶ。

九州における秩父累帯南帯は、主に北からメランジュの分布する地帯、層状チャートと碎屑岩が衝上断層で繰り返し現れるチャート-碎屑岩コンプレックスからなる地帯、南縁部の石灰岩、塩基性火山岩類に富むメランジュからなる地帯に区分される(Murata, 1981; 村田, 1981など)。本地域では、これらのうちの南側の2帯が分布する。

従来、九州の秩父累帯の区分では各帯を構成する地質体ごとに地層名が与えられ、南帯に関しては、尺間山層、床木層などといった地層名が与えられてきた(神戸・寺岡, 1968など)。しかし、チャート-碎屑岩コンプレックスでは衝上断層による層状チャートと碎屑岩の繰り返しが著しく、またメランジュにおいては地層の連続性に乏しい。このような複雑な地質構造を持つ地質体において、堆積層序の存在を前提とした従来の累層ないし部層の定義をあてはめることは困難であり、衝上断層が発達する地質体においても見かけの地層の積み重なりに基づく層序区分を用いることは不適切である。これらから、本報告では秩父累帯南帯を構成する地質体に対して岩相と変形構造の特徴に基づいて、ほぼ累層オーダーに相当するユニットを識別し、チャート-碎屑岩コンプレックスからなる部分を<sup>もみぎ</sup>樅木ユニット、石灰岩、玄武岩類に富むメランジュからなる部分を尾前ユニットと命名した。

本報告と九州の秩父累帯南帯の地質に関する従来の主な研究との対比を第5図に示す。

樅木ユニットは九州東部の5万分の1「佐伯」地域(寺岡ほか, 1990)、「三重町」地域(酒井ほか, 1993)

地域	「日奈久」 松本・勘米良 (1964)	「椎葉村」 本報告	「鞍岡」 神戸 (1957)	五ヶ瀬地域 村田(1981)	「諸塚山」 今井ほか (1982)	「臼杵」 神戸・寺岡 (1968)	「佐伯」 寺岡ほか (1990)	「三重町」 酒井ほか (1993)					
地層区分	吉尾層	秩父累帯南帯 縦木 ユニット	揺蕩層	三宝山 地帯	南部 三宝山 地帯	秩父帯南帯	明治帯	尺間山層	三宝山 地帯	南部	尺間山層	秩父累帯南帯	尺間山層
	神瀬層群				尾前 ユニット	南縁部 三宝山 地帯	三宝山帯	中野帯		床木層	南縁部		床木層

「日奈久」など「 」のついているものは5万分の1地質図幅の名称

第5図 椎葉村地域に分布する秩父累帯南帯と地層区分対比図

の尺間山層に相当し、「臼杵」地域(神戸・寺岡, 1968)の彦ノ内層, 尺間山層に相当する。九州中部では帯区分がなされており, 村田(1981)の南部三宝山地帯に相当する。九州西部では「日奈久」地域(松本・勘米良, 1964)の吉尾層に相当する。また, 四国西部の斗賀野層群(松岡, 1984)に相当する。

一方, 尾前ユニットは同様に九州東部の床木層に相当する。九州中部では帯区分がなされており, 村田(1981)の南縁部三宝山地帯に相当する。また九州西部では「日奈久」地域(松本・勘米良, 1964)や「日奈久」地域の南側の球磨川中流域における勘米良・古川(1964)の神瀬層群に相当する。

本地域及び周辺地域の秩父累帯南帯の地質に関する研究では, 北側に隣接する「鞍岡」地域(神戸, 1957), 「諸塚山」地域(今井ほか, 1982), 鞍岡地域東部から諸塚山地域にかけての村田(1981)の研究がある。神戸(1957)は秩父累帯を区分していない。村田(1981)は秩父累帯南帯の中に大規模な衝上断層があることを明らかにした。また, 北西側の「砥用」地域の表層地質図(渡辺ほか, 1984)と西側に隣接する「頭地」地域の表層地質図(田村・渡辺, 1980)が出版されている。しかし, 本地域の秩父累帯の地質に関する詳細な研究はなく, 宮崎県(1968)の滝鉦山(尾前ユニット中のマンガン鉦山)周辺の地質図が公表されているだけである。20万分の1地質図幅「延岡」(寺岡ほか, 1981a), 宮崎県地質図(宮崎県, 1981)では概略的な報告がされている。

九州の秩父累帯の各岩相の堆積年代については, 放散虫生層序の研究が盛んになった1980年以降急速に情報が増えた。このうち秩父累帯南帯に関しては, 九州東部で佐藤ほか(1982), 吉田・村田(1985), 寺岡ほか(1990), 酒井ほか(1993)が, 九州西部球磨川流域では西園ほか(1982), 村田ほか(1982), 西園・村田(1983)が放散虫生層序ないし放散虫化石を用いた各岩相の堆積年代の検討を行っている。このうち, 酒井ほか(1993)は秩父累帯南帯では北から南に向かって地質体の時代が若くなる傾向を認めている。また, 本地域西方の五木村では, 五木村総合学術調査団(1987)が放散虫化石, コノドント化石, 二枚貝化石の産出を報告している。吉田(1985)は九州東部で放散虫化石を用いて仏像構造線の検討を行っている。

また, 大型化石では, 九州の秩父累帯南帯の本地域の尾前ユニットに相当する部分で, 三疊紀の二枚貝化石であるメガロドンが数多く報告されている(Tamura, 1981, 1983など)。Tamura(1983)はメガロドンを含む石灰岩の堆積環境は海山頂部のラグーンと考えている。また, 本地域の西隣の球磨川水源付近では, Tamura(1980)が, 本地域の尾前ユニットの延長部において, 砂岩を挟む頁岩から後期ジュラ紀の環形動物化石を報告している。

### III. 2 概 説

本地域の秩父累帯南帯は岩相と地質構造の違いから、北側の層状チャートと砕屑岩が衝上断層で繰り返す縦木ユニットと、南側の泥質岩、石灰岩、玄武岩類を主体とするメランジュの尾前ユニットからなる。両者の境界は北西傾斜の衝上断層である。この衝上断層を、その通過する地名を使用して尾手納衝上断層と命名する。

本地域の縦木ユニットは、層状チャートと砕屑岩が衝上断層で繰り返す構造が特徴的である。また、メランジュからなる尾前ユニットにも、地質図に表現できない程度の小規模な断層は多く認められる。本地域外の縦木ユニットについては、“砥石型”頁岩と呼ばれる縞状粘土岩の下限を境界にして、構造的下位の砂岩相に、構造的上位のチャート相ないし縞状粘土岩のシートが積み重なる、いわゆるチャート-砕屑岩シーケンスの繰り返しのあることが広く知られており、本地域でも縞状粘土岩の下位が断層で切られている。地質図では縦木ユニットのチャート相、もしくは縞状粘土岩とそれらの構造的下位の砂岩相の間に衝上断層を描いた。しかし、尾前ユニットでは衝上断層の可能性のある小規模な断層はしばしば見られるものの、特定の地質体が交互に積み重なる構造等が認識できないため、地質図では衝上断層を表現していない。

### III. 3 縦木ユニット(新称)(Mog, Mos, Moc, Mot)

**地層名** 北西側の「砥用」地域と西側の「頭地」地域の境界に位置する熊本県八代郡泉村の縦木もみぎにちなんで縦木ユニットと命名する。

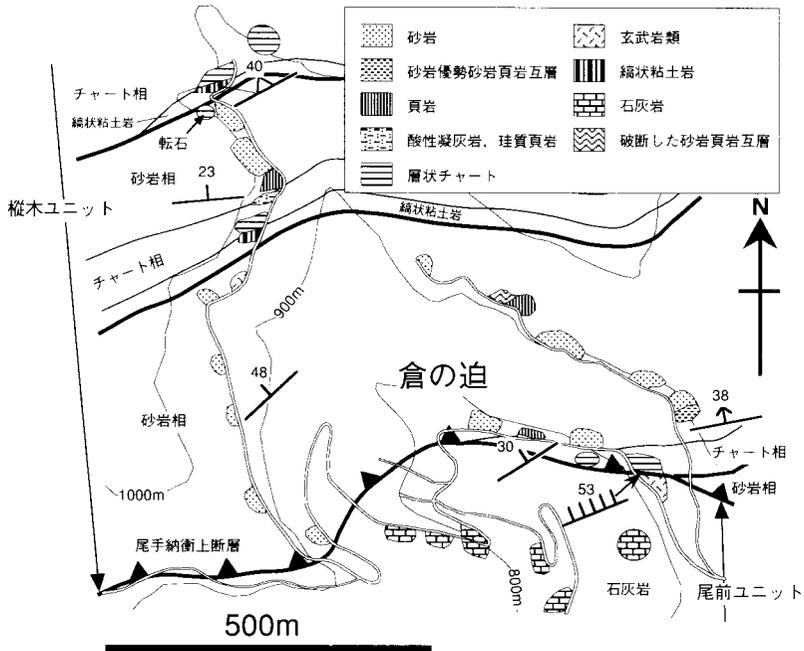
**対比** 本ユニットは、本地域の北側に隣接する「鞍岡」地域の東部からと北西側に隣接する諸塚山地域にわたる地域における村田(1981)の南部三宝山地域、5万分の1「佐伯」地域(寺岡ほか, 1990)における秩父累帯南帯に相当する。九州東部の5万分の1「佐伯」地域(寺岡ほか, 1990)、「三重町」地域(酒井ほか, 1993)の尺間山層に相当し、「臼杵」地域(神戸・寺岡, 1968)の彦ノ内層、尺間山層に相当する。九州西部では「日奈久」地域(松本・勘米良, 1964)の吉尾層に相当する(第5図)。なお、北側に隣接する「鞍岡」地域では、神戸(1957)が秩父累帯全体に対して使用した揺嶽層ゆるぎだけに含まれる。

**分布と厚さ** 本地域の北西部に分布し、東北東-西南西方向に走る尾手納衝上断層を介して構造的下位の尾前ユニットと接する(第6図)。本地域に分布する最大幅は本地域北西端から約3kmで、ユニット全体の厚さはおよそ1,400mである。北側の「鞍岡」地域の概略的調査の結果から、本ユニットの幅は4,500km-6,000kmで膨縮し、ユニット全体の厚さは2,500m-3,000mと推定できる。

**岩相** 本ユニットは主に層状チャートと砂岩からなり、衝上断層による繰り返し構造が顕著である。本ユニットは砂岩相(Mos)、チャート相(Moc)、縞状粘土岩(Mot)に区分される。本ユニットが典型的に露出する倉の迫のルートマップを第6図に示す。

**砂岩相(Mos)**は主に砂岩からなり、砂岩頁岩互層、頁岩が挟まれる。

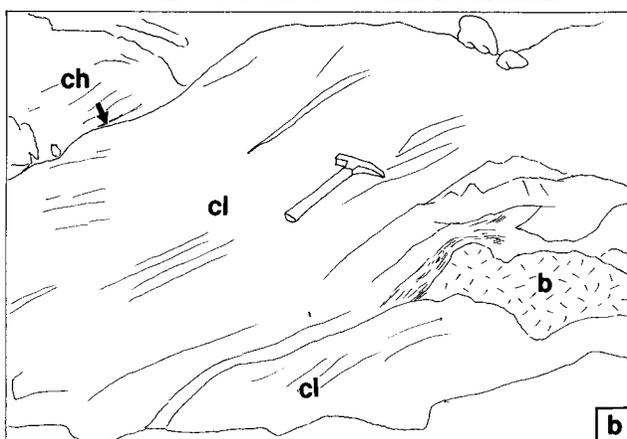
砂岩は厚層理である。ルートマップの地域には分布していないが、**チャート角礫岩(Mog)**はチャート



第6図 縦木ユニットと尾前ユニットのルートマップ (椎葉村倉の迫)  
 縦木ユニットが尾前ユニットと接する部分. チャート相, 縞状粘土岩などの界線は地質図と対応



第7図 チャート角礫岩の研磨面写真 (椎葉村尾後崎東)  
 黒色の礫は泥質岩. 他はチャート礫. スケールは2cm



第8図 層状チャートと縞状粘土岩，玄武岩溶岩の露頭での関係（椎葉村萱野）  
 層状チャートと縞状粘土岩各岩相は小断層で接する。玄武岩溶岩は縞状粘土岩中に破砕帯を介してレンズ状に挟まれる。  
 a：露頭写真，b：スケッチ。Ch；チャート，cl；縞状粘土岩，b；玄武岩溶岩，スケール：ハンマーの長さが33cm

の角礫を主体とする細礫岩-中礫岩で，本ユニット南部の尾後崎<sup>おごさき</sup>周辺の尾前ユニットに接する砂岩相の最も上部に顕著に見られる(第7図)。特に本地域では東に行くほどチャート礫が卓越し，チャート角礫岩分布域の西部では頁岩，砂岩の角礫を伴う。砂岩頁岩互層は砂岩及び頁岩の単層が数cm-10cmである。頁岩は砂岩相の構造的下位の層状チャートに近い部分にしばしば見られる。頁岩及び砂岩頁岩互層は地質図に表現できるほどの連続性と厚さを持ったものがないために，地質図では砂岩相として一括して表現した。

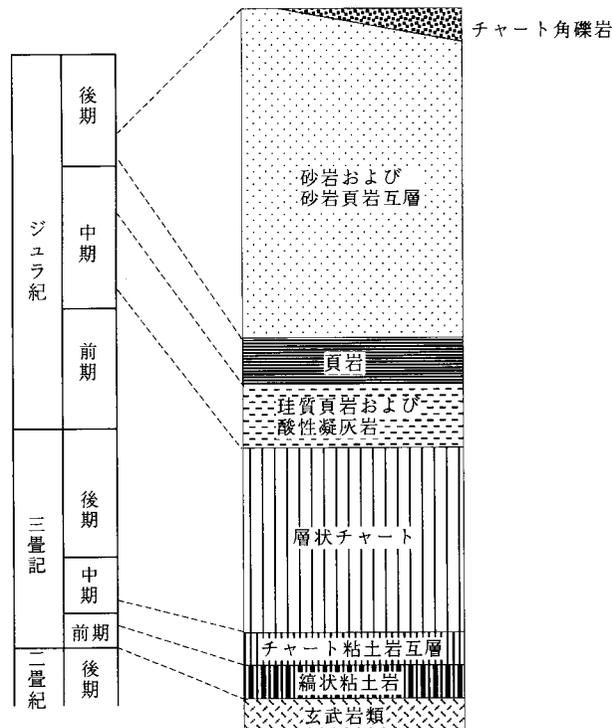
**チャート相(Moc)**は主に層状チャートからなり，酸性凝灰岩，珪質頁岩，層状チャート粘土岩互層を伴う。

酸性凝灰岩は層状で、層状チャートに似るが、破断面が層状チャートとは異なって光沢がなく、ざらつきがあるので容易に区別ができる。珪質頁岩は層状構造に乏しくより泥質である。一方、チャート粘土岩互層は厚さ数cmのチャートの単層と粘土岩が互層をなす。チャート相としての厚さは厚い部分で100-150mで、薄い部分では50m以下である。

**縞状粘土岩 (Mot)** は、数cmの厚さの黒色と灰色の粘土岩が縞状に互層する特徴的な岩相で、しばしば黄鉄鉱のノジュールを含んでいる。“砥石”型頁岩と呼ばれることもある。本地域では椎葉越付近から倉の迫にかけて縞状粘土岩が連続し、一部に構造的低位に断層を介して玄武岩溶岩もしくは玄武岩火山碎屑岩を伴っている(第8図)。玄武岩類は一般に暗緑色を呈し、玄武岩凝灰岩には鱗片状劈開が発達することが多い。玄武岩溶岩には斜長石、単斜輝石が認められる。しばしば、方解石脈が認められ、一部にドレリティックな構造が認められることがある。また、「鞍岡」地域南部の耳川沿いに分布する本ユニットの玄武岩にはアクチノ閃石、緑れん石、緑泥石、曹長石、石英が變成鉱物として認められた。

本地域では、松岡(1989)が示したチャート-碎屑岩シーケンスを構成する岩相が全て分布し、さらに、酒井ほか(1993)が三重町地域で示したように、縞状粘土岩の層序的下位に玄武岩類があると推定される。また、斎藤・塚本(1993)が美濃帯で示したものと同様に、砂岩の最も上位にチャート角礫岩が存在すると考えられる。これらと本地域における化石のデータを併せて第9図に原層序を推定した。

**時代** 本ユニットの頁岩の堆積年代はⅢ.5.2に示すように後期ジュラ紀初頭で、それ以降に粗粒碎屑岩が堆積し、その後、衝上断層で繰り返す構造が形成されたと考えられる。



第9図 縦木ユニットの原層序の復元 全体の層厚が200-400mと推定される

### III. 4 尾前ユニット(新称) (Om, Oh, Oi, Oc, Ob, Ol)

**地層名** 本地域では耳川沿いに本ユニットが露出する宮崎県椎葉村の尾前の名称にちなんで尾前ユニットと呼ぶ。

**対比** 本ユニットは、本地域の北側に隣接する鞍岡地域の東部からと北西側に隣接する諸塚山地域にわたる地域においての村田(1981)の南縁部三宝山地带、5万分の1「佐伯」地域(寺岡ほか, 1990)においての三宝山帯に相当する。九州東部の5万分の1「臼杵」地域(神戸・寺岡, 1968), 「佐伯」地域(寺岡ほか, 1990), 「三重町」地域(酒井ほか, 1993)の床木層に相当する。また、九州西部では「日奈久」地域(松本・勘米良, 1964)の神瀬層群に相当し、勘米良・古川(1964)の神瀬層群に相当する。なお、北側に隣接する「鞍岡」地域(神戸, 1957)が秩父累帯全体に対して使用した揺嶽層に含まれる(第5図)。

**分布と厚さ** 本地域の北西部に分布し、東北東-西南西方向に走る尾手納衝上断層を介して構造的上位の樅木ユニットと接し、仏像構造線によって下限を切られ、構造的低位の四万十累帯北帯諸塚層群の銚子笠ユニットと接する。構造的上位の樅木ユニットが尾手納衝上断層によって本ユニットを覆っていること、仏像構造線の傾斜角が大きいこと、石灰岩の広く分布する地域では本ユニットの分布幅が広がっていることから、分布幅には膨縮があり、1,200-4,000 mである。ユニット全体の厚さは1,000-3,000 mと推定できる。

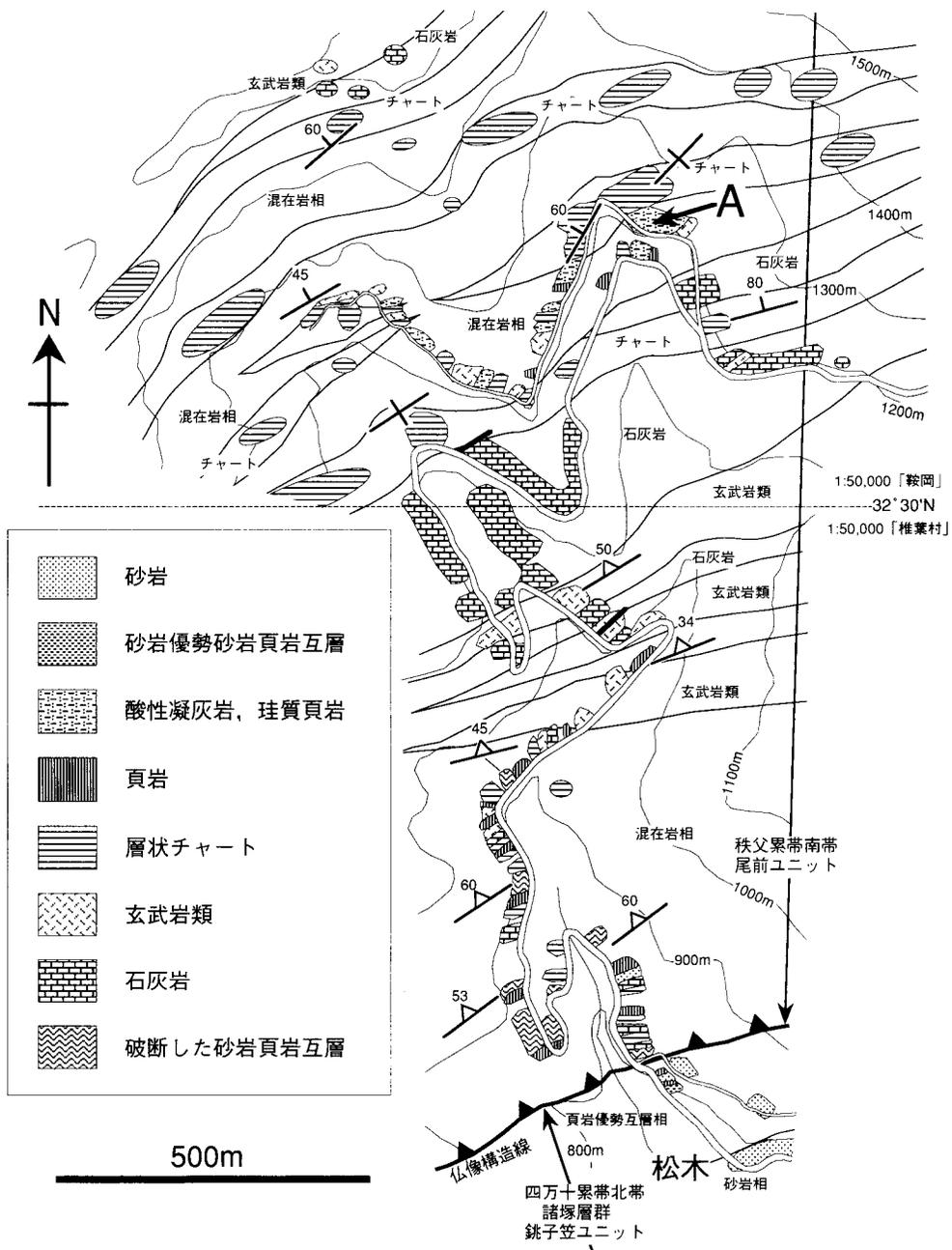
**岩相** 本ユニットは、全体として石灰岩、玄武岩溶岩及び玄武岩火山砕屑岩、泥質岩からなるメランジュであると考えられる。本ユニットのメランジュは、泥質基質に砂岩、チャート、石灰岩、玄武岩類等を含む混在岩と、地質図に表現可能な大きさを持つシート状の石灰岩、玄武岩類、層状チャート等のブロックからなる。そして、ユニット全体では、石灰岩、玄武岩類、チャート、頁岩、混在岩等がそれぞれシート状に連続する。

本ユニットが典型的に分布する松木北方のルートマップを第10図に示す。

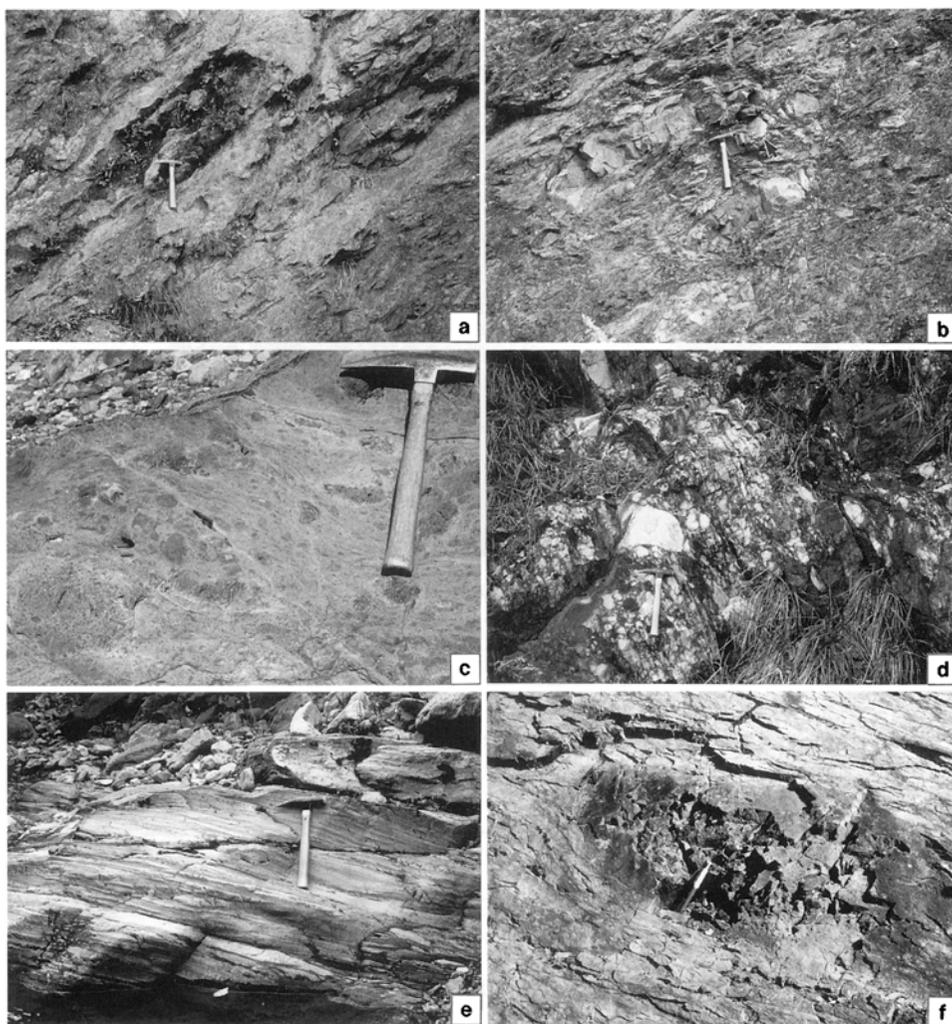
**混在岩相 (Om)** は、露頭にスケールにおいて泥質基質に砂岩、頁岩、チャート、チャート角礫岩、石灰岩及び玄武岩類のブロックを含む混在岩からなる。基質をなすのは一般に頁岩である(第11図a)が、破断した砂岩頁岩互層に玄武岩等のブロックを含むものもある(第11図b)。頁岩は一般に鱗片状劈開が発達し基質をなすが、シート状で鱗片状劈開があまり発達せず、ブロックであるものもある。本報告では露頭で認識できるスケールで、雑多な岩相が基質にブロックとして含まれる組織を作っている岩相を混在岩と呼び、地質図のスケールで雑多な岩相が基質にブロックとして含まれる組織を作るものをメランジュと呼び、記載上区別して扱う。

**石灰岩 (Ol)** は一般に灰色で塊状である。長径10cm以下の珪質のノジュールを含むことがあり、まれに後期三畳紀の厚歯二枚貝であるメガロドンの化石を含む。また、椎葉越南方の尾手納衝上断層より南南東1kmの石灰岩では、白色のチャートと互層するものがある。

**玄武岩溶岩及び玄武岩火山砕屑岩 (Ob)** は一般に暗緑色を呈する。玄武岩溶岩には方解石ないし緑泥石で充填された杏仁状構造が見られる。また、玄武岩火山砕屑岩には玄武岩礫からなるもの(第11図c)や、石灰岩の角礫が含まれるもの(第11図d)がある。また細粒の凝灰岩では鱗片状劈開が発達することがある。

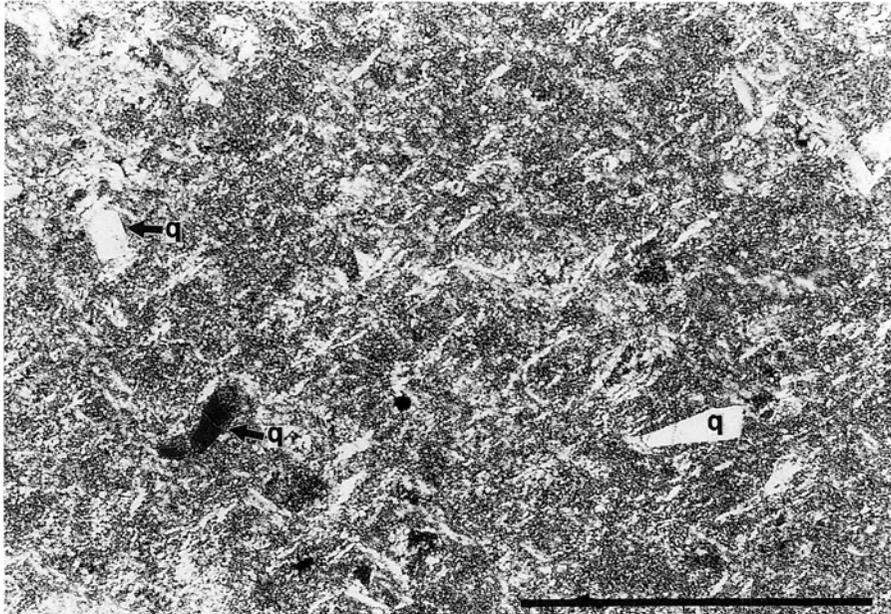


第10図 尾前ユニットのルートマップ (椎葉村松木周辺)  
 このルートでは仏像構造線の露頭は確認できない。本図の北半分は、北隣の「鞍岡」地域内



第11図 尾前ユニットの各岩相の露頭写真

- a : 頁岩中に石灰岩ブロックを含む混在岩. ハンマーの頭の部分が石灰岩 (椎葉村松木越北西方500m)  
 b : 頁岩中にチャート角礫岩, 砂岩を含む混在岩. 矢印の先がチャート角礫岩ブロック, 周囲は破断した砂岩頁岩互層の様相を呈する (椎葉村松木越北西方500m)  
 c : 玄武岩火山砕屑岩. 礫状になっているのが認められる (椎葉村尾前の耳川河床)  
 d : 玄武岩火山砕屑岩中に認められる白色石灰岩の角礫 (椎葉村椎葉越南方)  
 e : 層状珪質頁岩 (椎葉村水無川河床)  
 f : 酸性凝灰岩中に認められる火山岩礫 (椎葉村尾前)  
 スケール: ハンマーの長さが33cm, ペンの長さは14cm



第12図 秩父累帯南帯尾前ユニットの酸性凝灰岩 (GSJ R63265) の薄片写真  
直交ニコル。基質は微細な雲母類で、角ばった石英片(q)が含まれる。スケールは0.5mm  
(第10図のA地点、椎葉村松木北方約2.5km, 「鞍岡」地域南縁部)

玄武岩火山砕屑岩に石灰岩の角礫が含まれることがあり、また石灰岩と整合関係が認められるところもある。玄武岩溶岩では、鏡下で斜長石、単斜輝石、不透明鉱物が認められる。また、変成鉱物として微細なアクチノ閃石や、緑れん石、緑泥石が認められ、斜長石は曹長石化している。

**珪質頁岩及び酸性凝灰岩(0i)**は層状で、樺木ユニットのチャート相に含まれるものと類似する。珪質頁岩は比較的泥質の部分と珪質の部分が2-3cmで互層をする(第11図e)。酸性凝灰岩は珪質頁岩中の珪質部が層状を呈するものである。両者のほとんどのものが整然とした産状を示す。尾前東方の酸性凝灰岩には、変質した安山岩塊を含むものが1か所で認められた(第11図f)。酸性凝灰岩は鏡下では、基質をなす繊維状の雲母類や微細な粘土鉱物に角ばった石英の粒子が含まれる構造を示す(第12図)。含まれる鉱物粒子としては、石英の他に黒雲母や、変質して微細な雲母類ないし緑泥石になった柱状の外形をしたものが認められ、それらの大きさは長径0.1-0.2mmのものが多い。

**頁岩(0h)**は、地質図に表現できる大きさのものは椎葉越南側に存在する。

**層状チャート(0c)**は、シート状に分布し白色のものが多い。一般には層状であるが、層状構造がはっきりしないものもある。厚さは最大で200m程度であるが、側方へ2km程度連続するものがある。

本ユニットでは石灰岩と玄武岩溶岩及び玄武岩火山砕屑岩の間に整合関係が認められる以外では、各岩相の境界は小断層によって境される。石灰岩、玄武岩溶岩、玄武岩火山砕屑岩、チャート、頁岩、混在岩等の岩相がそれぞれシート状の形態をなすものが多いことから、樺木ユニット同様の衝上断層を介して各岩相が積み重なっている可能性もある。しかし、各シート状の岩相の連続性が樺木ユニットほど

はなく、石灰岩のブロックにシート状とは大きく異なる分布を示すものもあることから、全体としては露頭スケールを越えた地質図のスケールでの雑多な岩相の集合体であるメラングジュと解釈できる。

**時代** 本ユニットの頁岩の堆積年代はⅢ.5.2に示すように中期ジュラ紀-前期白亜紀で、前期白亜紀ないしそれ以降に本ユニットを構成するメラングジュの形成が完了したと考えられる。

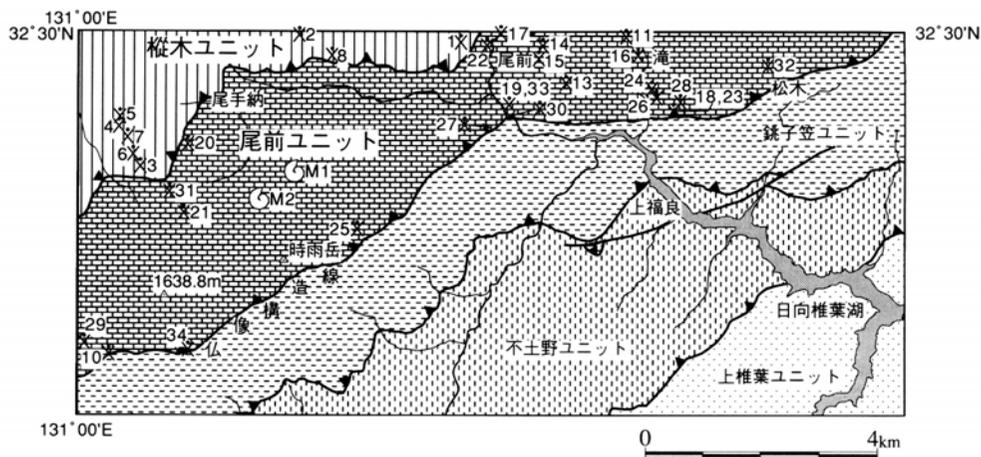
### Ⅲ. 5 化石と地質年代

本地域の秩父累帯では34試料から放散虫化石が得られた(第13図, 第1表)。また, 2地点においていわゆるメガロドン(厚歯二枚貝類)の化石を発見した(第14図)。なお本地域内では本報告以外に化石の報告はない。

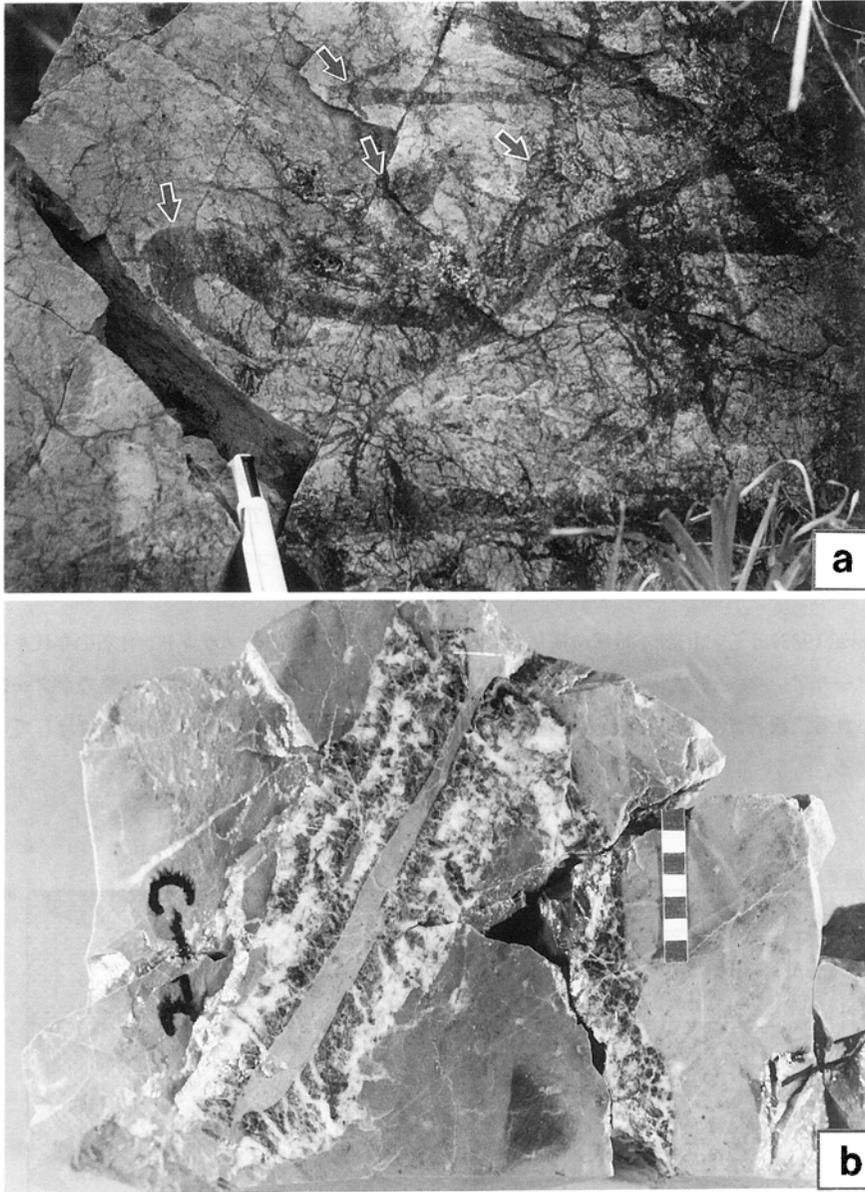
#### Ⅲ. 5. 1 軟体動物化石(第14図)

本地域ではメガロドンと呼ばれる厚歯二枚貝類の化石が2地点で石灰岩より産出する。完全な個体を取り出すことは困難で、種名の同定は不可能であるが、断面の形状から *Triadomegalodon* sp.と同定した。殻の全体の大きさを認識するのは困難だが、表面に出た断面ではひとつの殻の大きさは10cm-15cmである。

Tamura(1983)は三宝山帯(本地域の秩父累帯南帯尾前ユニット相当)のメガロドン化石の年代を後期三畳紀のノーリアン-レーチアンとしている。また、彼はメガロドンはテーチス海の熱帯性のラグーン的环境中で見られる二枚貝で、秩父累帯南帯に産するものは玄武岩の海山の頂部のラグーンに棲息していたと考えた。



第13図 本地域の秩父累帯南帯における放散虫化石試料の採集地点(1-34)とメガロドン(厚歯二枚貝類)化石の産出地点(M1, M2)



第14図 メガロドン化石の産状と研磨面

a : M2 地点での産状. 石灰岩中に殻の断面が認められる (矢印). 椎葉村時雨岳北方

b : M1 地点より得られたメガロドン化石の研磨面写真. スケールは3.5cm. 化石試料番号GSJ F15001

第1表 本地域の秩父累帯南帯から産出した放散虫化石一覧

GSJ R No.	No. on Geological Map																																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	
Rock type	At	At	Si	Si	Sh	Sh	Sh	Sh	Ch	Ch	Ch	At	At	At	At	Si	Si	Si	Si	Si	Si	Sh	Sh	Sh	Sh	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O
Unit (Mo, Momi Unit, O, Omae Unit)	Mo	Mo	Mo	Mo	Mo	Mo	Mo	Mo	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O
<i>Acaenioyle diaphotegata</i> Foreman																																				
<i>Archaedictyonites</i> spp.			X	X		X	X					X	X	X	X		X	X		X	X	X	X	X											X	
<i>Canoptum</i> spp.																					X															
<i>Cinguloturis carpatica</i> Dumitrica																	X																			
<i>Cinguloturis arabica</i> Jud																																				X
<i>Cinguloturis</i> spp.																						X														
<i>Cryptoamphorella gilkeyi</i> (Dumitrica)																																				cf.
<i>Cryptoamphorella</i> spp.																																				X
<i>Dictyonites excellens</i> (Tan)																																				
<i>Dictyonitrella (?) kamoensis</i> Mizutani and Kido																																				cf.
<i>Emiluvia</i> spp.																																				X
<i>Eucyrtidellum cemicfactum</i> Nagai and Mizutani																																				X
<i>Eucyrtidellum nodosum</i> Wakita																																				X
<i>Eucyrtidellum ptyctum</i> (Riedel and Sanfilippo)																																				
<i>Eucyrtidellum pustulatum</i> Baumgartner																																				
<i>Eucyrtidellum unumaense</i> (Yao)																																				
<i>Godia coronata</i> (Tumanda)																																				X
<i>Godia</i> spp.																																				cf.
<i>Holocryptocanium barbui barbui</i> Dumitrica																																				
<i>Holocryptocanium</i> spp.																																				
<i>Hiscocapsa asseni</i> (Tan)																																				
<i>Hsuum parasolense</i> Pessagno and Whalen																																				
<i>Hsuum</i> spp.																																				
<i>Parahsuum</i> spp.																																				
<i>Parvicingula dhimenaensis</i> Baumgartner																																				
<i>Parvicingula mashitacensis</i> Mizutani																																				
<i>Parvicingula</i> spp.																																				
<i>PatChyoncus</i> spp.																																				
<i>Praeocaryonima</i> spp.																																				
<i>Protunama</i> spp.																																				
<i>Pseudodictyonites depressa</i> Baumgartner																																				
<i>Pseudodictyonites primitiva</i> Matsuoka and Yao																																				
<i>Pseudodictyonites</i> spp.																																				
<i>Sethocapsa funatoensis</i> Aita																																				
<i>Sethocapsa</i> sp. A																																				
<i>Sethocapsa</i> sp. E (Aita)																																				
<i>Sethocapsa</i> spp.																																				
<i>Spongocapsula rotunda</i> (Hinde)																																				
<i>StChocapsa convexa</i> Yao																																				
<i>StChocapsa plicata plicata</i> Matsuoka																																				
<i>StChocapsa robusta</i> Matsuoka																																				
<i>StChocapsa japonica</i> (Nakaseko and Nishimura)																																				
<i>StChomitra mediocris</i> (Tan)																																				
<i>StChomitra (?) tsurai</i> Aita																																				
<i>StChomitra</i> spp.																																				
<i>Stylocapsa (?) spilaris</i> Matsuoka																																				
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)																																				
<i>Transhuum brevicostatum</i> (Ozoldova)																																				
<i>Transhuum hisukiyoenae</i> (Isozaki and Matsuoka)																																				
<i>Turbocapsula</i> spp.																																				
<i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao																																				
<i>Tricolocapsa convexa</i> Matsuoka																																				
<i>Tricolocapsa rasti</i> Tan																																				
<i>Tricolocapsa yaoi</i> Matsuoka																																				
<i>Unuma typicus</i> Ichikawa and Yao																																				
<i>Unuma</i> spp.																																				
<i>Willindellum</i> sp. A (Matsuoka, 1983)																																				
<i>Xitus</i> spp.																																				
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica																																				
<i>Zhamoidellum</i> spp.																																				
Age (); uncertain																																				

Mo; 樫木ユニット, O; 尾前ユニット, Ch; チャート, At; 酸性凝灰岩, Si; 珧質頁岩, Sh; 頁岩, J; ジュラ紀, Cr; 白亜紀, Ba; バジション, Bath; バソニアン, Cal; カロビアン, Oxf; オクスフォードアン, Kimm; キンメリッジアン, Tith; ティソニアン, Ber; ベリアシアン, Val; バレミアン, Apt; アプチアン, Alb; アルビアン, e; 前期, m; 中期, l; 後期, 時代で( )付きのものは確実性に欠けるもの

### Ⅲ. 5. 2 放散虫化石と地質年代(第1表, 第I図版)

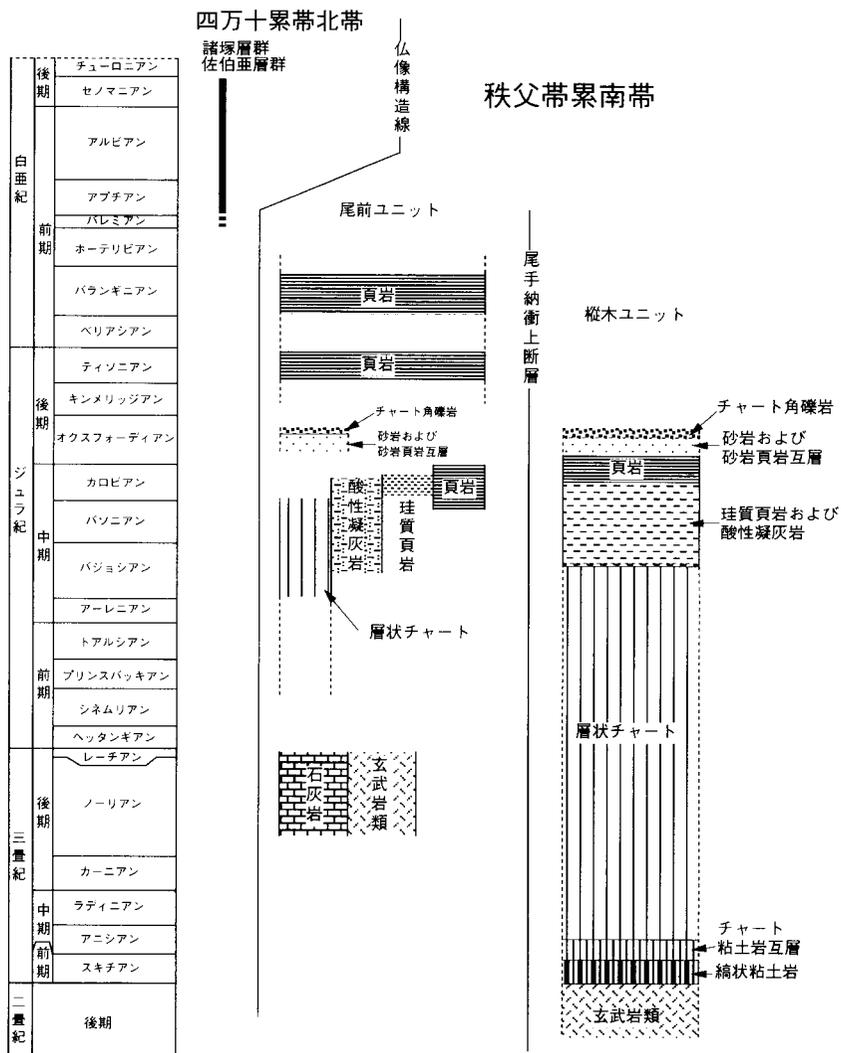
今回, 本地域内の秩父累帯において, 頁岩, 珪質頁岩, 酸性凝灰岩, 層状チャートから試料を採取し, フッ化水素酸で処理を行った. その結果, 樫木ユニットで8試料, 尾前ユニット26試料から同定可能な放散虫化石を得た.

本報告では, 放散虫化石の時代決定において, 主にGorican(1994)を参考にした. 従来日本のジュラ紀の放散虫化石の帯区分には, Matsuoka and Yao(1986), Aita(1987)などの報告があった. またヨーロッパではBaumgartner(1984)などの報告があった. Matsuoka and Yao(1986)は, *Tricolocapsa conexa* 帯と *Stylocapsa(?) spilaris* 帯の境界が中期ジュラ紀と後期ジュラ紀の境界(カロビアン-オクスフォーディアン境界)とほぼ一致すると推定した. Matsuoka(1992)は太平洋西部におけるODP掘削の成果として, 中期ジュラ紀-白亜紀の放散虫生層序を設定し, ジュラ紀の中期と後期の境を *S.(?) spilaris* 帯の中にした. Gorican(1994)は旧ユーゴスラビアのモンテネグロとアルバニアの境界付近において放散虫生層序の研究を行い, Matsuoka(1992), Matsuoka and Yao(1986), Baumgartner(1984)などとの対比を行った. これによるとMatsuoka(1992)の *S.(?) spilaris* 帯と *Cinguloturris carpatica* 帯の境界の示す年代をジュラ紀の中期と後期の境界にほぼ一致させている. 本報告はGorican(1994)に示された放散虫化石の生存期間を用いて, 各試料の堆積年代を推定した.

**樫木ユニット** 本ユニットでは珪質頁岩, 酸性凝灰岩から得られた放散虫化石から, 堆積年代の上限は中期ジュラ紀末のカロビアンで, 試料によっては堆積年代が中期ジュラ紀の前期のパジョシアンまで古くなる可能性があると考えられる. また, 頁岩は, 時代決定がなされたものはGSJ R63229だけであるが, 後期ジュラ紀初頭のオクスフォーディアンを示す. これらによって本ユニットにおいて想定される復元層序のうち珪質頁岩と頁岩の年代が明らかになり, 陸源堆積物の堆積年代は後期ジュラ紀以降と考えられる.

しかし, 本ユニットでしばしば見られる層状チャート, 縞状粘土岩などからは放散虫化石が得られていない. 層状チャートについては放散虫化石の産出はあるものの, 保存が悪く同定できない. 縞状粘土岩は, 秩父累帯, 美濃-丹波帯で一般に前期三畳紀とされ, 層状チャートが縞状粘土岩堆積以降で珪質頁岩堆積以前と考えられている. これらから, 縞状粘土岩が前期三畳紀, 層状チャートは中期三畳紀-中期ジュラ紀の前期程度と推定した(第15図).

**尾前ユニット** 本ユニットでは, 層状チャート, 酸性凝灰岩, 珪質頁岩, 頁岩から放散虫化石が得られた. 層状チャートから得られた放散虫化石は, 保存があまりよくないので, 正確な堆積年代の決定は困難だが, GSJ R63240から *Tricolocapsa cf. plicarum* が産出し中期ジュラ紀の可能性が高い. 酸性凝灰岩では, 放散虫化石によって年代が限定できたものでは, 中期ジュラ紀のパジョシアン-カロビアンである. 珪質頁岩では, GSJ R63246がカロビアン-オクスフォーディアン, GSJ R63247がカロビアン, GSJ R63249がパジョシアン-カロビアンの堆積年代が推定できた. 珪質頁岩の堆積年代が本ユニット内で同時期であるとするれば, 堆積年代はカロビアンと考えられる. 本地域の頁岩では, 大きく分けて3つの時代のものがあると推定できた. GSJ R63251は少なくとも中期ジュラ紀のパソニアン-カロビアンの堆積年代を持つ. GSJ R63253は後期ジュラ紀ティソニアンの堆積年代を持つ. GSJ R63261は前期白亜紀バラ



第15図 本地域の秩父帯南帯の岩相と堆積年代の関係  
岩相の左右端が点線のものは推定

ンギニアン(Shinarumpian)の堆積年代を持ち、これより若い堆積年代を持つ可能性のあるものもある。これらから、本地域の尾前ユニットにおける頁岩の堆積年代は、中期ジュラ紀の後期から前期白亜紀の広い年代範囲を持つ。これら本ユニットを構成する岩石の堆積年代と縦木ユニットのそれらと比較すると(第15図)、本ユニットの酸性凝灰岩、珪質頁岩、及び頁岩の一部には、縦木ユニットの構成要素と同一の岩相・年代のものがあると考えられる。これら縦木ユニットの構成要素の堆積が終わった後、前期白亜紀にかけて堆積していた泥質岩と、三疊紀の石灰岩、玄武岩類が全体としてメランジュを形成したものと考えられる。

### III. 6 地質構造

本地域の秩父累帯に発達する主要な衝上断層と各ユニット内の断層について述べる。

#### III. 6. 1 ユニット境界の衝上断層及び仏像構造線

**尾手納衝上断層** 樅木ユニットと尾前ユニットを画する尾手納衝上断層は、地質構造から推定すると北北西に30°程度傾斜すると推定される。尾手納衝上断層の露頭は椎葉越南西方の谷沿いに観察されるが、露頭状況が悪く、走向傾斜は不明である。また、同断層は倉の迫で確認され、樅木ユニットの層状チャートと尾前ユニットの玄武岩類が接する(第6図)。この地点での断層面の走向はN69°E、傾斜は53°Nである。

**仏像構造線** 仏像構造線は、従来この地域では、北西に緩く傾く低角の衝上断層として表現されてきた(例えば、今井ほか, 1981)。しかし、本地域でみられる断層露頭では中角度-高角度の断層で、低角の衝上断層ではない。本地域の仏像構造線の露頭は、水無付近の耳川の河床、滝南方で確認された。また本地域外では鞍岡地域内の十根川の河床で確認できた。これらでは、断層面の走向は東西-北東と変化するが、傾斜は北-北西に50°-70°である。滝南方の断層露頭を第16図に示す。この露頭では、大きな破砕帯はなく秩父帯尾前ユニットの石灰岩、玄武岩火山砕屑岩の南限に断層があり、四万十累帯の銚子笠ユニットの頁岩優勢砂岩頁岩互層の中にほぼ平行な断層が数本存在する。秩父累帯南帯尾前ユニットのメンバーと四万十累帯北帯諸塚層群銚子笠ユニットのメンバーの境界をなす断層の走向はN48°E、傾斜は68°Nでその面上にN24°E方向にプランジした条線が認められる。

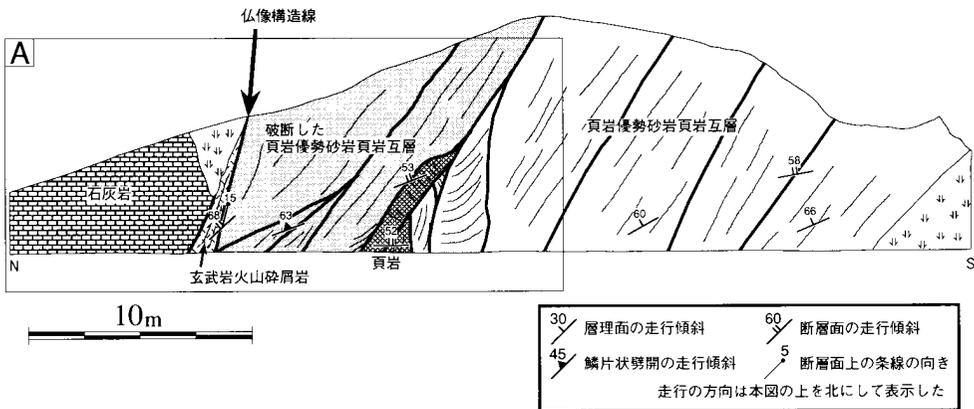
#### III. 6. 2 各ユニット内の断層

**樅木ユニット** 本ユニットではチャート相と砂岩相が北北西に傾斜した衝上断層で積み重なっている。チャート相と構造的低位の砂岩相との間には断層が確認できる。また縞状粘土岩の存在する部分では、縞状粘土岩付近で数多くの断層が認められる。本ユニットでは、第9図に示すように初生的な層序が推定されることから、特に変位の大きいと推定されるチャート相もしくは縞状粘土岩の下底に衝上断層を描いた。

**尾前ユニット** 本ユニットでは、ほとんどの岩相境界に滑り面があって、2つの岩相が接し、整合関係が認められるのは石灰岩と玄武岩類の境界の一部だけである。混在岩の部分では滑り面のある岩相境界はブロックと基質の境界と考えられるが、メガロドンを含む石灰岩、玄武岩類と中期ジュラ紀の放散虫化石を産出するシート状の層状チャート、珪質頁岩等が直接接する部分では断層関係の可能性も考えられる。しかし、本ユニットでは著しい破砕帯を伴う断層や、ユニット内を区分するために意味のある断層が認識できないので断層を表現していない。

### III. 7 広域変成作用

本地域の秩父累帯南帯の玄武岩類には広域変成作用によるアクチノ閃石、緑れん石、緑泥石、曹長石



第16図 仏像構造線の産状 (椎葉村椿株)

仏像構造線より北側が秩父累帯南帯の尾前ユニットで南側が四万十累帯北帯の諸塚層群銚子笠ユニット。スケッチのAの部分が露頭写真Aに対応

等の変成鉱物が認められる。これらは緑色片岩相の変成作用を受けたことを示している。本地域内の玄武岩類で変成相の確認されたものについては第51図に示した。

本地域を含む地域の広域変成作用は今井ほか(1971), 寺岡ほか(1981a)にまとめられている。寺岡ほか(1981a)は、九州中部-東部の秩父累帯のほとんどがぶどう石-パンペリー石相の変成作用を受けているとし、本地域及び「鞍岡」地域の秩父累帯南帯の南縁部の一部だけに緑色片岩相があることを示している。本報告の結果もこの寺岡ほか(1981a)の結果と整合的である。

## IV. 四万十累帯北帯諸塚層群

(齋藤 眞・木村克己)

### IV. 1 研究史

九州の四万十累帯の研究史については今井ほか(1982)、奥村ほか(1985)に詳しいので、近年の地質構造区分に関する部分以外は概略を述べるにとどめる。第17図に四万十累帯の区分及び北帯の区分の変遷についてまとめた。

九州中部から東部にかけての四万十累帯分布地域では、1900年以降含銅硫化鉄鉱床などの鉱山開発に関連して多くの地質の研究がなされていた。

1954年、50万分の1地質図幅「鹿児島」第1版(岩生ほか、1954)によって仏像構造線が図示され、四万十累帯と秩父累帯との境界が明らかになったが、四万十累帯については時代未詳中生界として一括されている。

本地域以東の地質に関する知見が大きく膨らんだのは齋藤ほか(1955)の「宮崎県北西部五箇瀬川耳川上流地方地質図」の出版以降である。この地質図の出版によって宮崎県北部の秩父累帯、四万十累帯の地質が明らかになり、岩相区分から四万十累帯の帯状構造が明らかになった。

橋本ほか(1956)は四万十累帯における変成度の違いから、変成度の高い地帯の南縁を画する線を延岡-紫尾山構造線と呼び、四万十累帯を2分できる可能性を論じ、野田・橋本(1958)、橋本(1961)によってその断層は確認された。橋本・宮久(1959)、橋本(1961)は延岡-紫尾山構造線以南においてそれぞれ古第三紀-前期中新世の貝化石と古第三紀の有孔虫を発見し、延岡-紫尾山構造線以南が古第三系であることを明らかにした。橋本(1962)は、これらの四万十累帯の研究を総括し、延岡-紫尾山構造線以北を佐伯帯、蒲江帯、以南を熊毛帯、日南帯、高隈山帯、延岡帯に区分した。この研究が今日の九州四万十累帯の区分に関する研究の出発点となっている。

金属工業促進事業団(1967, 1969, 1970, 1971)は、日の影地域の広域調査を行い、地帯区分を行うと共に、北西に緩く傾く構造を明らかにしている。

今井ほか(1971)は、四万十累帯に属する地層群を諸塚層群、神門層群、日向層群に分け、それぞれの分布する地帯を諸塚帯、神門帯、日向帯と呼んだ。四国西部の四万十累帯の地層群との対比から、諸塚層群を白亜系と考えた。そして、諸塚層群と神門層群の境界をなす低角の衝上断層を延岡構造線と呼び、延岡-紫尾山構造線は神門層群中の地層境界としている。

そして、今井ほか(1971)の区分を踏襲し、今井ほか(1975)を経て、5万分の1地質図幅「神門」(今井ほか、1979)、「諸塚山」(今井ほか、1982)がまとめられた。

一方、寺岡ほか(1974)は耳川流域の四万十累帯の砂岩組成の検討を行い、諸塚層群と神門、日向層群では砂岩組成が大きく異なることを示した。

1970年代から九州の四万十累帯にプレートテクトニクスの考え方が導入され、坂井(1978)は諸塚層群

※ 北川層群(諸塚層群)の分布しない地域では延岡構造線(南上新層)で神門層と諸塚層群が接する

a

「椎葉村」 本報告	橋本(1962)*	「諸塚山」 今井ほか(1982)	「蒲江」 奥村ほか(1985)	「鶴御崎」 奥村・寺岡(1988)	「佐伯」 寺岡ほか(1990)	寺岡・奥村(1992)	寺岡ほか(1994)	寺岡ほか(1995)	坂井・勸米良 (1981)	坂井(1992a,b) 村田・坂井(1992)
北帯 四万十累帯 南帯	佐伯亜層群 諸塚層群 四万十累層群 日向層群	諸塚層群 四万十累層群 神門層 日向層群	諸塚層群 四万十累層群 神門層 日向層群	北帯 諸塚層群*3 南帯 日向層群	北帯 諸塚層群 南帯 日向層群					

\* 北川層群は本地域には分布しない。本地域の延岡構造線は諸塚層群と日向層群の境界をなす。  
 \*九州の四万十帯の総括  
 \*神門(今井ほか, 1979)もほぼこの区分  
 \*下帯四万十累帯 = 諸塚層群(内ノ八層群)  
 \*1 北川層, \*2 北川層群, \*3 九州の場合北帯=諸塚層  
 \*1 北川層, \*2 北川層群  
 \* 北川層群  
 \* 北川層群  
 \* 北川層群

b

「椎葉村」 本報告	寺岡ほか(1995) (「神門」+「諸塚山」+「延岡」 地域)	「神門」 今井ほか(1979)	「諸塚山」 今井ほか(1982)	「蒲江」 奥村ほか(1985)	「鶴御崎」 奥村・寺岡(1988)	「佐伯」 寺岡ほか(1990)	「三重町」 酒井ほか(1993)	坂井(1978) (「諸塚山」地域 東部)	坂井・勸米良 (1981) (「神門」+「諸塚山」 地域以西)	坂井(1992a) (「神門」+「諸塚山」地域 以東)
諸塚層群 佐伯亜層群 不土野ユニット 椎葉ユニット 城原南上新層 三方岳ユニット 蒲江亜層群	十根川層 堅田層 椎葉層 堅田層 日ノ影層 堅田層 八戸層 榎峰層 同者が断層で 繰り返し	S1 椎葉層 H2 日ノ影層 H1 Y 八戸層 M 榎峰層	T2 十根川層 T1 S2 椎葉層 S1 H2 日ノ影層 H1 Y2 八戸層 Y1 M2 榎峰層 M1 N 長瀬層	諸塚層群下部 椎葉層 八戸層 榎峰層 同者が断層で 繰り返し	諸塚層群(下部四万十累帯) 佐伯亜層群 椎葉層 八戸層 榎峰層 同者が断層で 繰り返し	佐伯亜層群 下部四万十累帯 十根川層 椎葉層 堅田層 日ノ影層 八戸層 榎峰層 同者が断層で 繰り返し	佐伯亜層群 下部四万十累帯 十根川層 椎葉層 堅田層 日ノ影層 八戸層 榎峰層 同者が断層で 繰り返し	諸塚層群 日ノ影層 榎峰層 同者が断層で 繰り返し	諸塚層群 日ノ影層 榎峰層 同者が断層で 繰り返し	諸塚層群 日ノ影層 榎峰層 同者が断層で 繰り返し

佐伯亜層群各層の定義は寺岡ほか(1990)、蒲江亜層群の定義は奥村ほか(1985)を踏襲  
 今井ほか(1971)もほぼこの区分を用いている  
 八戸層・榎峰層奥村ほか(1985)は長瀬層を包含する北川層群とした  
 十根川層・椎葉層・日ノ影層の定義の変更、堅田層の新設、前2者と後2者がそれぞれ断層で繰り返し  
 十根川層・椎葉層と日ノ影層の定義の変更、堅田層の新設、前2者と後2者がそれぞれ断層で繰り返し  
 石組によって2層に整理できるとした  
 藤の木層の新設  
 榎峰層3層は断層で繰り返し、糸平層・榎峰層・波当津層の新設

第17図 九州中部-東部の四万十累帯の構造・地層区分対比図

a: 四万十累帯の構造区分の対比と変遷 b: 四万十累帯北帯の地層区分の対比と変遷

は、主に泥質岩・塩基性火山岩・チャートからなる槇峰層と、砂岩・頁岩・砂岩頁岩互層の日ノ影層が断層で繰り返し露出していると考えた。プレートテクトニクスの考え方をとらない今井ほか(1979, 1982)の地層区分と坂井(1978)、坂井・勘米良(1981)の地層区分が定義の異なる地層について同じ地層名を用いたために、対比が煩雑になった。

5万分の1地質図幅「蒲江」において、奥村ほか(1985)は、四万十累帯を年代によって区分し、白亜系下部四万十層群の分布する北帯と第三系の上部四万十層群の分布する南帯に分けた。従来、延岡構造線の北側で諸塚層群のメンバーとされてきた槇峰層の一部と長瀬層を、小川内ほか(1984)よって始新世の放散虫化石が報告されたことから、古第三系北川層群とした。北川層群は南限を延岡構造線で画され、北限は古江断層によって画されるとした。また、諸塚層群を北部を時代の古い諸塚層群下部、南部を時代の新しい諸塚層群上部とした。そして、砂岩組成において諸塚層群下部は長石に富み、諸塚層群上部は岩片に富み、両者に大きな差異があることを明らかにした。また今井ほか(1982)の八戸層、槇峰層の定義を変え、諸塚層群上部において砂質の八戸層と泥質の槇峰層が覆瓦構造をなすことを明らかにした。

5万分の1地質図幅「佐伯」(寺岡ほか, 1990)は、下位が泥質岩優勢で上位が砂岩優勢である堆積サイクルが佐伯亜層群(諸塚層群下部)に2回、蒲江亜層群(諸塚層群上部)に1回存在すると考えに基づく地層区分を行った。そして放散虫化石の検討に基づいて佐伯亜層群の時代の古いサイクル(北側)は下位の椎葉層と上位の十根川層からなり、新しいサイクル(南側)は日ノ影層と堅田層からなり、それぞれが覆瓦状構造をなしているとした。蒲江亜層群では「蒲江」(奥村ほか, 1985)、「鶴御崎」(奥村・寺岡, 1988)の地層区分の考え方を引き継いだ。これによって佐伯亜層群を構成する十根川・椎葉・日ノ影の各層は再定義され、これらの名称が最初に地層区分に用いられたところ(例えば、今井ほか, 1982)の研究とは対比が困難となった。

この区分は「三重町」地域の研究(酒井ほか, 1993)や、延岡から佐伯にわたる地域(寺岡ほか, 1994)、「神門」, 「諸塚山」, 「延岡」地域にまたがる地域(寺岡ほか, 1995)の研究に引き継がれた。

寺岡・奥村(1992)は、九州から赤石山地にわたる四万十累帯の構造区分に言及し、主に白亜系(下部四万十層群)からなる北帯と、第三系(上部四万十層群)からなる南帯に区分し、北帯の一部に第三系の北川層群が分布するとした。寺岡ほか(1994)では、奥村ほか(1985)の四万十累帯の区分を採用し、白亜系からなる北帯と、第三系からなる南帯に区分している。そして、寺岡ほか(1994)では北川層群からなる北川帯の北限を画す奥村ほか(1985)の古江断層を延岡衝上断層と呼び、白亜系の北帯と第三系の南帯の境界としている。

一方、坂井(1992a)は、四万十累帯累帯北帯の構成要素を白亜系の諸塚層群と槇峰層群、古第三系の北川層群とした。白亜系については寺岡ほか(1990)の佐伯亜層群、蒲江亜層群に相当する。そして、日ノ影層を彼らの諸塚層群の砂岩優勢部分に用い、槇峰層を槇峰層群の泥質部分に用い、彼らの諸塚層群中の泥質部分に糸平層を、槇峰層群の砂岩優勢部分には波当津層、タービダイト部分に藤の木層と名付け、従来の坂井・勘米良(1981)の区分とは大きく名称が変遷した。

これらの結果、これまでの経緯から2つの研究グループが重複した名称を別な定義の地層に用い、さらにそれぞれの研究グループが地層名の定義を変えていったため地層名が混乱している。また、四万十累帯の区分も北帯、南帯の定義が変遷し、複数の定義を持つ地質体、断層名があつて混乱している。

本地域ではこのような混乱と一線を画すことにし、本地域に分布する地質体に新しく名称を与えた。その名称の設定について累層名は避け、ユニット名とした。四万十累帯を構成する地層群には、坂井ほか(1984)、西(1987)、Nishi(1988)による日向層群についての詳細な微化石層序学的研究が示すように、秩父累帯のチャート-砕屑岩コンプレックスのように衝上断層による地層の繰り返しが著しい。またメラングジュにおいては地層の連続性に乏しくブロックが泥質基質に含まれる構造が特徴的に見られる。これらのような複雑な地質構造を持つ地質体に堆積層序の存在を前提とした従来の累層ないし部層の定義をあてはめることはできない。また、見かけの地層の積み重なりに基づく層序区分も衝上断層が発達する地質体には不適切であると考えられる。これらから、本報告では岩相と変形構造の特徴に基づいて、ほぼ累層オーダーに相当するユニットを識別し命名した。これまでの研究との対比は第17図に示すとおりである。

四万十累帯の白亜系の詳しい年代については、九州東部、四国、紀伊半島、赤石山地においてこれまでに得られている放散虫化石をはじめとする化石のデータについて、寺岡・奥村(1992)がまとめ、それぞれの地域の年代を比較している。これによれば、九州東部の佐伯亜層群は前期白亜紀のパレミアン-後期白亜紀のコニアシアン、蒲江亜層群は後期白亜紀のチューロニアン-マストリヒチアンの年代をもつとされている。そして、佐伯亜層群相当層は前期白亜紀-後期白亜紀前半、蒲江亜層群相当層は後期白亜紀の年代をもつとしている。坂井(1985a)は、「神門」、「諸塚山」地域内から放散虫化石を報告し、白亜紀前期と後期にかけてのアルビアン-セノマニアン年代を示すとした。これらは本地域で得られた放散虫化石の結果と矛盾しない。

また、今井ほか(1971)は九州中部-東部の秩父累帯南帯・四万十累帯が広域の弱変成作用を被っていることから、それらの変成分帯を行った。変成分帯の詳細な成果は、20万分の1地質図幅「延岡」(寺岡ほか, 1981a)にまとめられた。今井ほか(1971)の分帯に基づけば、秩父累帯南帯の大部分と四万十累帯佐伯亜層群はぶどう石-パンペリー石相に属し、蒲江亜層群と秩父累帯南帯の一部はアクチノ閃石を産する緑色片岩相となって変成度は最も上昇する。延岡構造線を越えて南側では、神門層がぶどう石-パンペリー石相となり変成度は低下し、さらに南に向かって変成度は低下する。また、長江(1994)は五ヶ瀬川地域の槇峰層(奥村ほか, 1985)の玄武岩類から変成鉱物としての普通角閃石を報告し、緑色片岩-角閃岩漸移相に達する低圧型変成作用を被っていることを明らかにした。

四万十累帯蒲江亜層群では、玄武岩類の産状、化学組成に関する研究が行われ、今井ほか(1982)は「諸塚山」地域において、彼らの槇峰層中の陸源堆積物を伴う泥質岩に玄武岩類が整合的に挟まれることを明らかにした。Mackenzie(1989)、君波・宮下(1992)はこれらの玄武岩類の化学分析を行い、MORB組成を示すことを明らかにした。そして、君波・宮下(1992)は玄武岩類の産状と化学分析の結果から陸源堆積物が堆積する海溝付近での海嶺の拡大に伴う火成活動があったと考えた。

寺岡ほか(1994)は、九州東部の秩父累帯と四万十累帯、及び四国西部の四万十累帯の堆積年代をまとめ、K-Ar年による変成年代との比較を行っている。彼らは、佐伯帯北部では前期白亜紀のバラングニアン-パレミアン、南部は主に後期白亜紀前期のセノマニアン、蒲江帯では後期白亜紀のサントニアン-カンパニアン堆積年代を持つとした。そしてそれぞれの帯の堆積年代の2-3千万年後の変成年代を持つことから、北側の古い地層ほどより早期に変成条件下に入り、離脱したと考えた。

また、寺岡ほか(1995)は、四万十累帯の堆積岩の化学組成を調べ、泥岩のMnO/TiO<sub>2</sub>比が南海トラフやその周辺域の泥質堆積物に似て低く、大陸周縁部で堆積したことを示唆するとした。

本地域及び隣接する研究について、本地域のユニット区分との対比を第18図に示した。本地域の東側の「神門」地域(今井ほか, 1979)、北東側の「諸塚山」地域(今井ほか, 1982)については図幅研究があり、本地域の不土野ユニットと上椎葉ユニットの境界が、彼らの椎葉層-日ノ影層の境界とずれている以外はほぼ彼らの累層区分と本地域のユニット区分が対応している。また、本地域の南部から南東部にかけての四万十累帯北帯から南帯にかかる地域では、橋本(1957)、野田・橋本(1958)、田中・岩松(1993)の報告があり、本地域南東部から「神門」地域南西部にまたがる地域では、田中ほか(1992)の報告がある。

清島(1980)は本地域南東部の渡川周辺から北東方の耳川に達するまでの地域と、本地域西部の球磨川流域から南側の市房ダム周辺地域の地質図を、含銅硫化鉄鉱床に関連して報告している。

Murata(1987)は本地域の球磨川周辺から西方の地域において、四万十累帯の褶曲構造を検討し、日本海の拡大による西南日本の時計まわりの回転によって形成されたと考えた。また、放散虫化石も報告した。

西側に隣接する「頭地」地域から西方では、橋本(1955)が初めて詳しい地質の報告を行った。「頭地」地域では表層地質図が出版され(田村・渡辺, 1980)、この地域内で五木村総合学術調査団(1987)が、放散虫化石を報告した。

「椎葉村」 本報告		「諸塚山」 今井ほか(1982) 「神門」 今井ほか(1979)	田中ほか (1992) 〔「椎葉村」 南東部と 「神門」 南西部〕	田中・岩松 (1993) 〔「椎葉村」南部〕	橋本(1957) 野田・橋本 (1958) 〔「椎葉村」南部〕	坂井・勘米良 (1981) 坂井ほか (1984)	「尾鈴山」 木村ほか (1991)	
諸塚層群	銚子笠 ユニット 上福良衝上断層	十根川層	Unit A	尾崎山 ユニット	Unit B	三方岳累層	日ノ影層	
	不土野 ユニット 不土野峠衝上断層							椎葉層
	上椎葉 ユニット 塚原衝上断層	日ノ影層 塚原断層	Unit B	三方岳 ユニット	三方岳累層	整合 部衝上断層	榎峰層	榎峰層
蒲江亜層群	三方岳 ユニット	八戸層	Unit B	三方岳 ユニット	三方岳累層	整合 部衝上断層	宇納間層	宇納間層
	延岡構造線	榎峰層*	榎峰層*	榎峰層*	榎峰層*	榎峰層*	延岡構造線	延岡構造線
日向層群	神門 ユニット 大数衝上断層	神門層	Unit C	大河内 ユニット	大河内累層	大河内累層	宇納間層 断層、一部 不整合	宇納間層
	本郷 ユニット	鬼神野層	Unit D	大数衝上断層 吐野 ユニット	大数衝上断層 (延岡・築尾山 構造線)	吐野累層	田代層	田代層
		渡川層	Unit E	大数衝上断層 大藪 ユニット	大数衝上断層 大藪 ユニット	大藪 ユニット	吐野累層	荒谷層
	上井野層*	上井野層*	上井野層*	上井野層*	上井野層*	上井野層*	荒谷層	荒谷層
	珍神山層*	珍神山層*	珍神山層*	珍神山層*	珍神山層*	珍神山層*	大内原層*	大内原層*
							泥岩 ユニット	泥岩 ユニット
							砂岩 ユニット	砂岩 ユニット

\* 本地域では分布しない

第18図 椎葉村地域付近の四万十累帯の地層区分対比図

## IV. 2 概説

本地域では中央部を白亜系の諸塚層群が占める。諸塚層群は北西側の構造的上位の秩父累帯と仏像構造線で画され、南東側の構造的下位の日向層群と延岡構造線で画される。諸塚層群は構造的上位の佐伯亜層群と片状構造の発達した構造的下位の蒲江亜層群つかばるに区分される。両者は塚原衝上断層によって区分される。本地域では、岩相と変形構造の特徴に基づいて、前者を構造的上位から順に銚子笠、不土野、上椎葉の3つのほぼ累層オーダーに相当するユニットに区分し、後者は三方岳ユニットからなるとした。銚子笠ユニットと不土野ユニットの境界は上福良衝上断層によって境され、不土野ユニットと上椎葉ユニットの境界は不土野峠衝上断層によって境される。

銚子笠ユニットは砂岩及び砂岩優勢の砂岩頁岩互層が卓越し、しばしば酸性凝灰岩を挟む。内部に緑色岩の下限を境にした積み重なりが推定される。上福良衝上断層沿いには帯状に玄武岩類、層状チャートを含む混在岩が分布する。泥質岩、酸性凝灰岩から得られた放散虫化石は前期白亜紀のアプチアン-アルビアンを示す。

不土野ユニットは砂岩と頁岩が帯状に分布し、頁岩の量が砂岩より多い。頁岩の中には玄武岩類を挟む。北西部には礫岩をわずかに分布する。泥質岩から得られた放散虫化石はほぼアルビアンを示す。

上椎葉ユニットは砂岩頁岩互層に富み、酸性凝灰岩を多く挟む。泥質岩、酸性凝灰岩から多くの放散虫化石が得られ、それらはほぼ後期白亜紀初頭のセノマニアンを示す。

三方岳ユニットは主に片状砂岩及び片状砂岩千枚岩互層からなる。塩基性火山岩や細かいラミナ状の石英からなる珪質千枚岩、酸性凝灰岩を挟む。放散虫化石の産出に乏しい。

本地域の佐伯亜層群の各ユニットから産出する放散虫化石による泥質岩の年代が北のユニットほど古くなることが明らかになった。

## IV. 3 佐伯亜層群

本地域の佐伯亜層群は構造的上位から順に銚子笠、不土野、上椎葉の3ユニットから構成される。

### IV. 3. 1 銚子笠ユニット(新称) (Cs, Ca, Cn, Cb, Cc, Cm)

**地層名** 本ユニットが広く分布する本地域西部の銚子笠(標高1488.9m)に基づき命名。隣接する「諸塚山」地域(今井ほか, 1982)では、本地域の銚子笠ユニットの延長は十根川層に相当するが、今井ほか(1982)とは定義が異なり、また地層名が混乱しているので用いない。

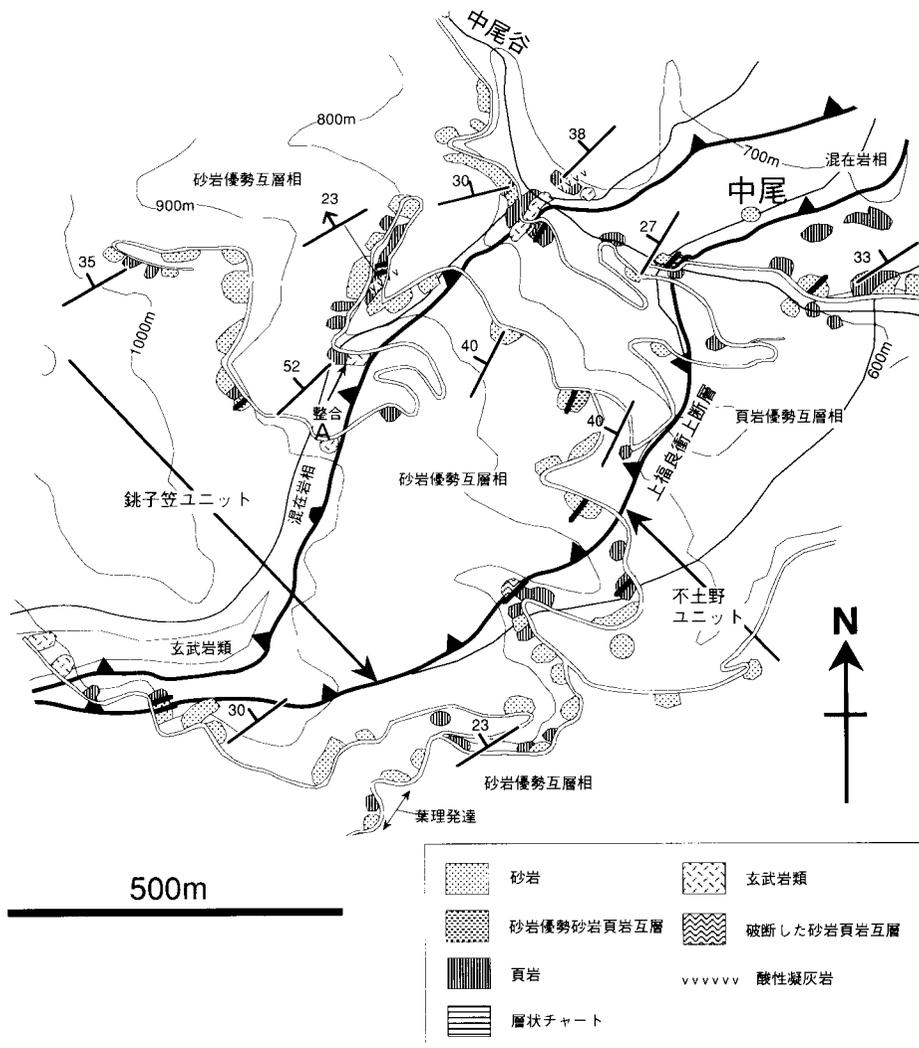
**対比** 隣接する「諸塚山」地域(今井ほか, 1982)の十根川層に対比される(第18図)。

**分布と厚さ** 上限を仏像構造線によって画され、上盤側の秩父累帯尾前ユニットと接する。また、下限を上福良衝上断層によって画され、下盤側の不土野ユニットと接する。本地域では帯状に分布するが、上福良付近では北側が相対的に上昇する逆断層によって、わずかなクリッペとして不土野ユニットを覆っている。本地域の銚子笠ユニットの最大幅は本地域西部の銚子笠周辺で約2,600m、最小幅は古枝尾付

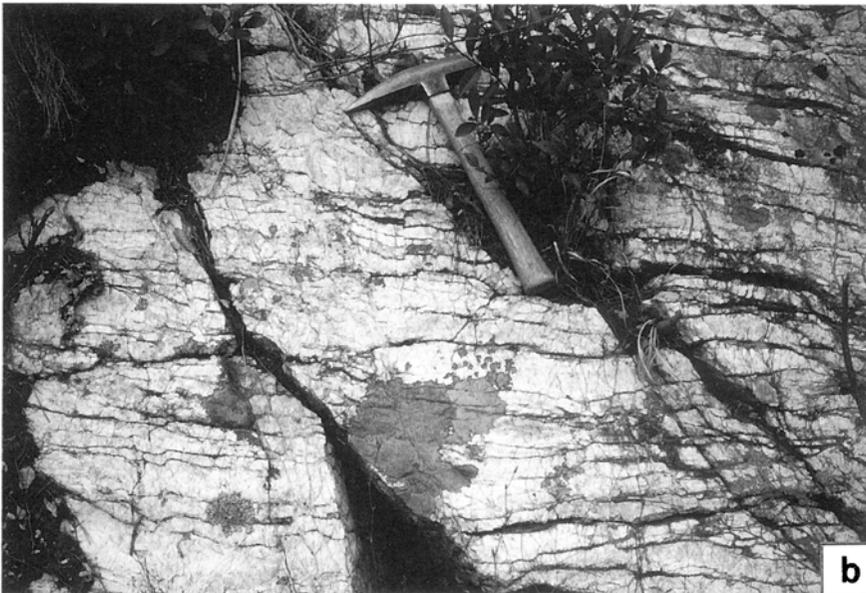
近の約1,300mである。本ユニット全体の厚さは上限を画す仏像構造線と下限を画す上福良衝上断層の傾斜角が異なるために推定は難しいが、断面図C-D上で最大1,100m、最も分布幅の広い銚子笠西方で厚さは最大で1,300mであろうと推定できる。

**岩相** 本ユニットが典型的に露出する椎葉村中尾周辺のルートマップを第19図に示す。

本ユニットは砂岩優勢互層相(Ca)及び頁岩優勢互層相(Cn)が主体を占める。砂岩相(Cs)は本地域北部に分布するが、日向椎葉湖より西側の本ユニットでは地質図に砂岩相として表現できる大きさの砂岩はない。互層相中の頁岩にはしばしば厚さ20cm以下の酸性凝灰岩が挟まれる。上福良衝上断層沿いには、玄武岩溶岩、玄武岩火山砕屑岩、層状チャートなどを伴う混在岩(Cm)が帯状に分布し、中尾周辺、銚子



第19図 銚子笠ユニットと不土野ユニットの境界付近のルートマップ (椎葉村中尾)



第20図 銚子笠ユニット下部の混在岩相を構成するブロックの岩相

- a : 銚子笠ユニット下部の混在岩相中の玄武岩と頁岩の整合関係。ハンマーの位置より左側が玄武岩。スケール：ハンマーの長さが33cm。(椎葉村中尾，第19図のA地点)
- b : 銚子笠ユニット下部の混在岩相中の層状チャート。放散虫化石を含む(GSJ R63276) (椎葉村上福良)

笠周辺ではこの衝上断層から派生した衝上断層によってユニット内の岩相の繰り返しがあり、玄武岩類を伴う混在岩の列が3列分布する。これら玄武岩類を伴う混在岩相が上福良衝上断層沿いに連続する。

**砂岩相 (Cs)** は、一般に層厚数10cm-数mの厚層理砂岩からなり、少量の頁岩の挟みを伴う。

**砂岩優勢互層相 (Ca)** は、主に層状砂岩と単層が数 m 程度の厚さを持つ砂岩と頁岩の互層、及び少量の単層10cm-30cm程度の砂岩頁岩互層からなる。少量の頁岩を伴う。

**頁岩優勢互層相 (Cn)** は、主に頁岩及び単層数 cm の砂岩と頁岩が互層する砂岩頁岩互層からなる。少量の砂岩を伴う。上福良北方から水無にかかる地域の仏像構造線に接する部分では、頁岩優勢互層相の中でも単層数 cm で規則的に互層する頁岩優勢砂岩頁岩互層が分布する。

**酸性凝灰岩** は、露頭では白色で、頁岩に挟まれる。鏡下では、秩父累帯南帯尾前ユニットのものと同く似ていて、0.1-0.2mmの角ばった石英が同時消光する微細な繊維状の雲母類からなる基質に含まれている。石英以外の鉱物粒子ではジルコンが認められる。また、現在では雲母類に置き替わってしまっているが、初生的には鉱物片であったと考えられる。0.1-0.2mmの柱状の跡が多く認められる。

**混在岩相 (Cm)** は玄武岩溶岩、玄武岩火山砕屑岩、層状チャート、頁岩からなり、鱗片状劈開の発達した混在岩を含む。金山谷ではごくまれに石灰岩塊を含むことがある。特に断層に近い部分では鱗片状劈開が発達し、泥質もしくは凝灰質の基質にブロック状の玄武岩類が含まれる構造が見られる。これらのブロックの中で地質図に表現できるサイズのものについては表現した。

**玄武岩溶岩及び玄武岩火山砕屑岩 (Cb)** のうち、玄武岩溶岩は暗緑色の塊状で、方解石ないし緑泥石からなる杏仁状構造を持つことが多く、緻密である。玄武岩火山砕屑岩は緑色-淡緑色の凝灰岩や火山角礫岩からなる。中尾西方では、玄武岩溶岩-玄武岩凝灰岩-頁岩と整合的に積み重なる露頭がある(第20図a)。鏡下では、新鮮な玄武岩溶岩では自生鉱物として針状ないし長柱状の斜長石と単斜輝石が認められ、バリオリティックなものやドレリティックなものもある。変成鉱物としては、ぶどう石、パンペリー石、緑泥石、緑れん石等が認められたが、本地域西部の横才川沿いの上福良衝上断層沿いの玄武岩溶岩には長さ0.02mm程度の微細なアクチノ閃石が認められた。

**層状チャート (Cc)** は淡褐色で通常は表面が風化して白色に見える。単層の厚さは1-3 cm程度で、秩父累帯で見られるものより一般的に単層が薄い(第20図b)。鏡下ではしばしば放散虫化石を含んでいることが認識できるが、化石の保存はあまりよくない。また、チャート様の葉理と褐色の泥質の葉理の細互層も少量認められる。

北隣の「鞍岡」地域内の椎葉村十根川付近では、この混在相中に赤褐色の珩質頁岩を含んでいる。

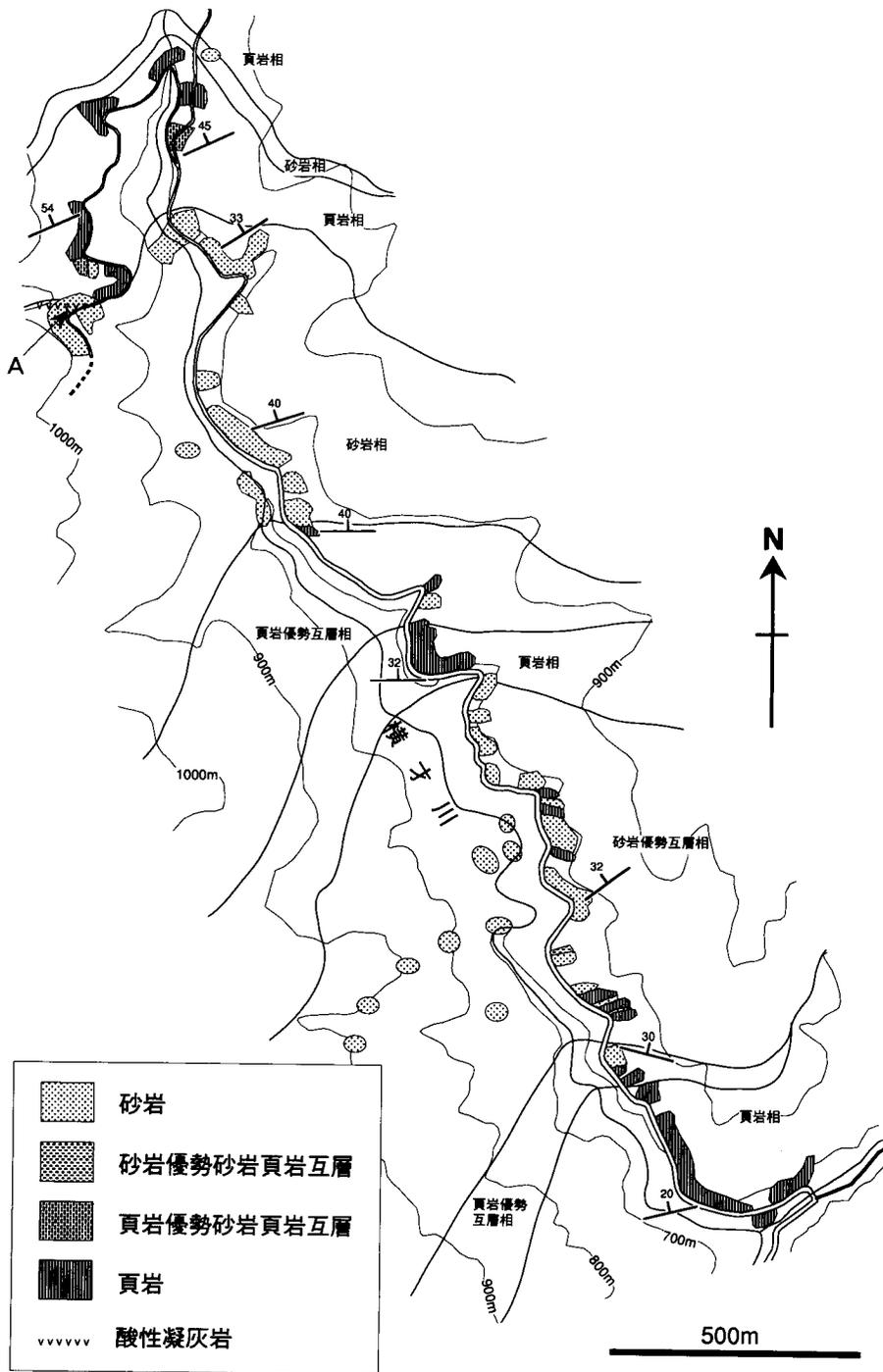
**時代** 本ユニットの泥質岩の堆積年代はIV.5に示すように前期白亜紀のアプチアン-アルビアン前半と考えられる。

#### IV. 3. 2 不土野ユニット(新称) (Fs, Fa, Fn, Fh, Fb, Fcg)

**地層名** 本地域西部の耳川の支流不土野川上流の不土野から命名。

**対比** 隣接する「諸塚山」地域(今井ほか, 1982)の椎葉層の北半分に対比される(第18図)。なお、椎葉層の南半分と、隣接する「神門」地域に分布する椎葉層は本地域の上椎葉ユニットに対比される。

**分布と厚さ** 本地域の西部から北部へ帯状に分布する。上限は上福良衝上断層で画され、上盤側の銚子



第21図 不土野ユニットのルートマップ (水上村横才川沿い)

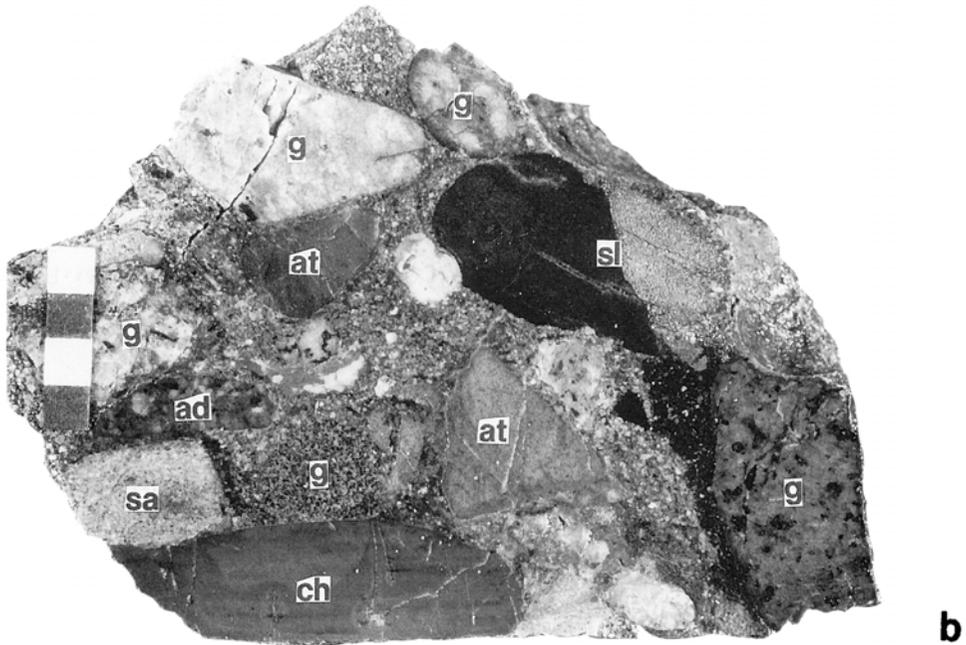
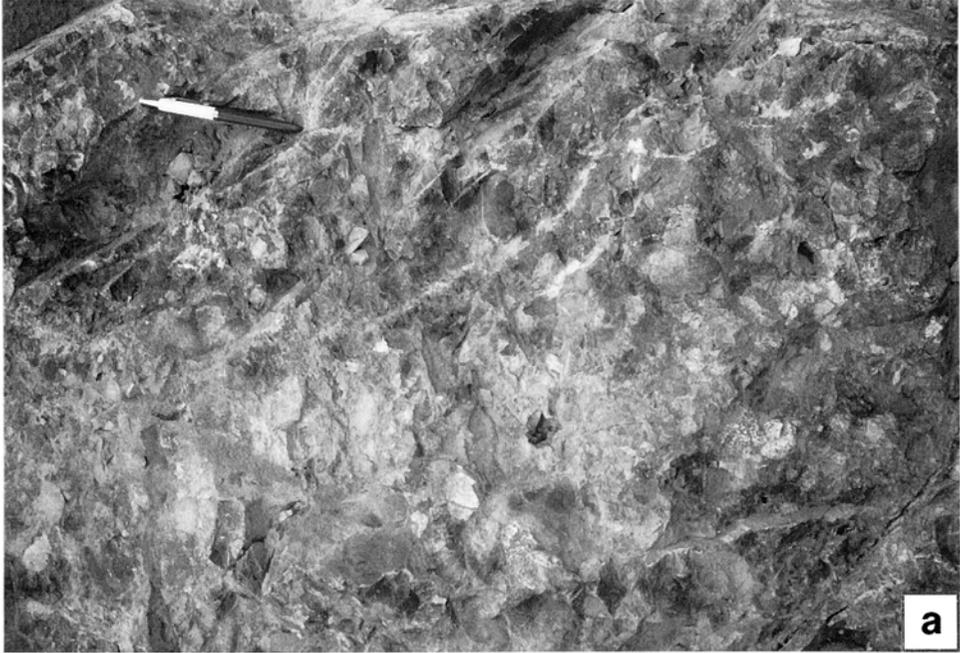


第22図 不土野ユニットの頁岩と砂岩

a : 層状頁岩(水上村, 不土野峠西方)

b : 厚層理砂岩と挟在される酸性凝灰岩(矢印の間) (水上村横才川沿い, 第21図のA地点)

スケール : ハンマーの長さが33cm



第23図 不土野ユニットの礫岩(GSJ R63318) (「鞍岡」地域内, 北緯32° 31'00", 東経131° 12'59"地点)  
 a: 露頭写真. スケール: ペンの長さは14cm.  
 B: 研磨面写真. G; 花崗岩類, ad; 安山岩, at; 酸性凝灰岩, sl; シルト岩(文字の右側は風化して白い),  
 sa; 砂岩, ch; チャート. スケールは2cm

笠ユニットと接する。下限は不土野峠衝上断層で画され、下盤側の上椎葉ユニットと接する。本地域の不土野ユニットは、分布幅としては不土野周辺が広く4,000 m程度である。層理面の走向が東北東-西南西から、北東-南西に屈曲する松株山南方が最も狭く750 m程度である。本ユニットの厚さは不土野周辺、すなわち断面図C-D付近で2,000 m、最も幅の狭い断面図A-B付近で700 mである。

**岩相** 本ユニットは水上村の横才川沿いに典型的に露出する。第21図にそのルートマップを示す。本ユニットはほとんど砂岩からなる砂岩相(Fs)とほとんど頁岩からなる頁岩相(Fh)が主体で、砂岩相に比べて頁岩相が優勢である。それらの岩相は帯状に連続する。銚子笠ユニット、上椎葉ユニットに比べて酸性凝灰岩が少ない。わずかに不土野西方の頁岩優勢互層相(Fn)中の頁岩と本地域西部の横才川沿いの砂岩相中の厚層理の砂岩に酸性凝灰岩が挟まれる(第22図b)。

**頁岩相(Fh)**は一般に層状の頁岩からなる(第22図a)。砂岩の葉理を挟むことがある。本ユニットではこの頁岩相の厚さがしばしば300-400 mあり、本ユニットの特徴である。風化に弱く、頁岩相の分布域では、斜面の傾斜が緩くなっている。

**砂岩相(Fs)**は一般に単層の厚さが、数10 cm-数 mの厚層理-塊状砂岩からなり、少量の頁岩の挟みを伴う。

**頁岩優勢互層相(Fn)**は頁岩が主体で、単層の厚さが10 cm未満の頁岩優勢の規則的な互層に厚さ数 m以下の砂岩を伴う。

**砂岩優勢互層相(Fa)**は砂岩と、砂岩頁岩互層からなり、少量の頁岩を伴う。この砂岩頁岩互層は、砂岩、頁岩、砂岩と頁岩の単層が10 cm以下の砂岩頁岩互層の3者がそれぞれ数10 cm-数 mの厚さで互層する砂岩頁岩互層からなり、砂岩頁岩互層全体としては、砂岩の量が過半を占める。

**玄武岩溶岩及び玄武岩火山碎屑岩(Fb)**は、不土野付近にだけ産出する。主に暗緑色の発泡した玄武岩溶岩とそれらの礫や変質した火山ガラスからなる火山角礫岩、淡緑色の凝灰岩からなる。玄武岩火山碎屑岩の量が多い。これらは側方への連続性が悪いが、南東側の延長に当たる不土野南方の谷では、頁岩の中に角礫状の玄武岩凝灰岩を含むことがある。玄武岩溶岩や玄武岩火山角礫岩の玄武岩溶岩の礫には杏仁状構造がしばしば見られ、方解石、緑泥石で充填されている。鏡下では、変質した針状ないし柱状の斜長石と、方解石で埋められた輝石、カンラン石の仮像がある程度である。変成鉱物としてはぶどう石、パンペリー石、緑泥石が認められる。

**礫岩(Fcg)**は本地域の北西部にわずかに露出し、主な分布域は「鞍岡」地域から「諸塚山」地域である。本地域の北部に隣接した「鞍岡」地域内では2層の礫岩層が確認されているが、本地域付近で1層になる。礫は中礫サイズの亜角礫-亜円礫で、基質は粗粒砂岩である(第23図)。礫種としては、酸性凝灰岩、花崗岩類が多く、他に砂岩、シルト岩、チャートないし珪質頁岩等が含まれる。

**時代** 本ユニットの泥質岩の堆積年代はIV.5に示すように前期白亜紀のアルビアン程度と考えられる。

#### IV. 3. 3 上椎葉ユニット(新称)(Ks, Ka, Kn, Kh, Kcg)

**地層名** 本地域中部日向椎葉湖の下流の上椎葉から命名。

**対比** 隣接する「諸塚山」地域(今井ほか, 1982)、「神門」地域(今井ほか, 1979)での椎葉層の南半分と日ノ影層を合わせたものに対比される(第18図)。

**分布と厚さ** 本地域の西部から北部へ帯状に分布する。上限は不土野峠衝上断層で画され、上盤側の不土野ユニットと接する。下限は塚原衝上断層(今井ほか、1982の塚原断層の延長)で画され、下盤側の三方岳ユニットと接する。本地域の上椎葉ユニットでは南東側に行くほど、また西部に行くほど傾斜が緩くなり、本地域中部の石仁田山から西側では、本ユニットはほぼ水平な構造を持つ。これによって、これらの地域では本ユニットはほぼ水平なナップとして三方岳ユニットを覆い、石仁田山南西方では三方岳ユニットにクリップとして載っている。また、石仁田山と赤木の原山の間ではフェンスター状に構造的な三方岳ユニットが分布している。本ユニットの厚さは、東部の厚い部分、すなわち断面図A-B付近で厚さは5,000m程度、一方、本地域の西部では最も薄い部分で350-400m程度しかない。

**岩相** 本ユニットが典型的に露出する本地域北西部の小河内谷沿いのルートマップを第24図に示す。

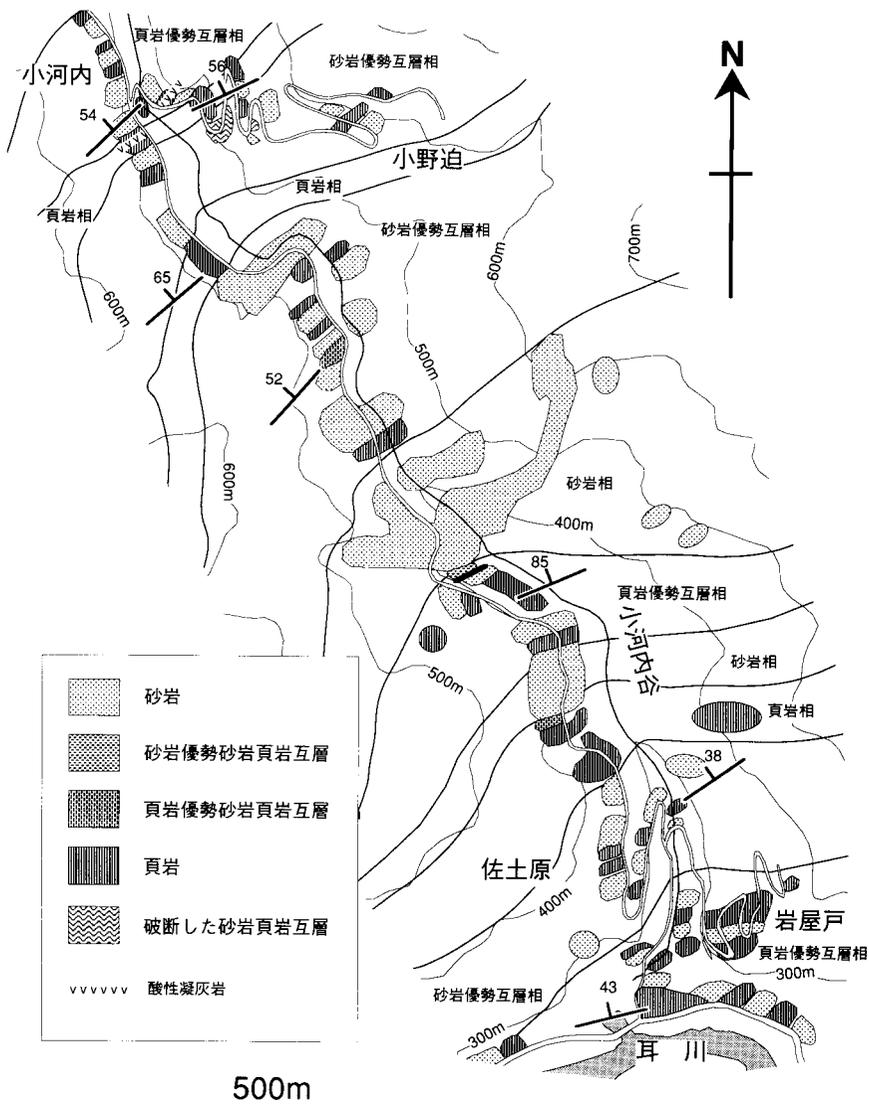
本ユニットは砂岩相(Ks)と、砂岩優勢互層相(Ka)、頁岩優勢互層相(Kn)、頁岩相(Kh)からなり、それぞれの岩相が帯状に分布する。本ユニットの頁岩相は、不土野ユニットのそれより薄い。また南部では頁岩相はほとんど分布しない。全体には砂岩の割合が多い。本ユニットの泥質岩は一般には頁岩であるが、日向椎葉湖の西側の地域では剥離性が高く粘板岩と呼べるものがある。

本ユニットは、銚子笠ユニット同様、**酸性凝灰岩**を多く伴い、それらは頁岩に挟まれている。本ユニットに含まれる酸性凝灰岩は、厚い部分では厚さ50 cm以上で、白色の層状チャート状をなす(第25図c)が、薄い部分では厚さ10 cm以下である。この酸性凝灰岩はよく連続し、霜打山付近から東北東に連続するものは、本地域北東端を越えて連続し、本地域内だけで7 km以上追跡できる。上椎葉ダム付近から西南西に連続するものも6 km程度追跡できる。上椎葉ダムより下流で耳川より南側では、多数の酸性凝灰岩が分布し、これらは、複数の酸性凝灰岩層に区分できる可能性があるが、連続性に乏しく、同層準のものを認識するまでに至っていない。鏡下では秩父累帯南帯尾前ユニットや秩父累帯北帯銚子笠ユニットの酸性凝灰岩(第12図)のものと同様の、微細な雲母類からなる基質に石英等の鉱物粒子が含まれるものと、0.01 mm以下の微細な石英とそれらの粒間に点在する微細な雲母類からなる基質に0.1mm程度の石英、斜長石の粒子を含むもの(第26図)の2種類が認められる。後者は、三方岳ユニットで分布する酸性凝灰岩と同様のものである。

**砂岩相(Ks)**は数10 cm-数mの厚層理及び塊状砂岩からなり、少量の頁岩の挟みを伴う。一般に砂岩相では他の互層相と比較して、小褶曲、小断層による変形が少なく、層理面が安定している(第25図a)。頁岩片をしばしば含むが、それらが変形を受けていることは少ない。本地域中南部の馬口岳の頂上付近では最大径15 cm程度の頁岩の岩片を含む粗粒砂岩がある(第25図b)。

**砂岩優勢互層相(Ka)**は砂岩、砂岩頁岩(ないし粘板岩)互層からなり、少量の頁岩(ないし粘板岩)を伴う。一般に砂岩頁岩互層は単層が1 m以上の砂岩と、頁岩及び頁岩の割合が多く砂岩の単層が10 cm以下の規則的な砂岩頁岩互層が、全体として互層をなしている(第25図d)。特に上椎葉ダムより下流で耳川より南側の地域では、多く認識できる。また、砂岩優勢で砂岩の単層が10-20 cmの規則正しい砂岩頁岩互層は、合戦原周辺に多く分布する。

**頁岩優勢互層相(Kn)**は、頁岩の割合が多く、砂岩の単層が10 cm以下の規則的な岩相を示す。これら互層相では、部分的に砂岩が破断し、砂岩がブロック状をなすことがあるが、地質図に表現できる程の分布を持つものはない。

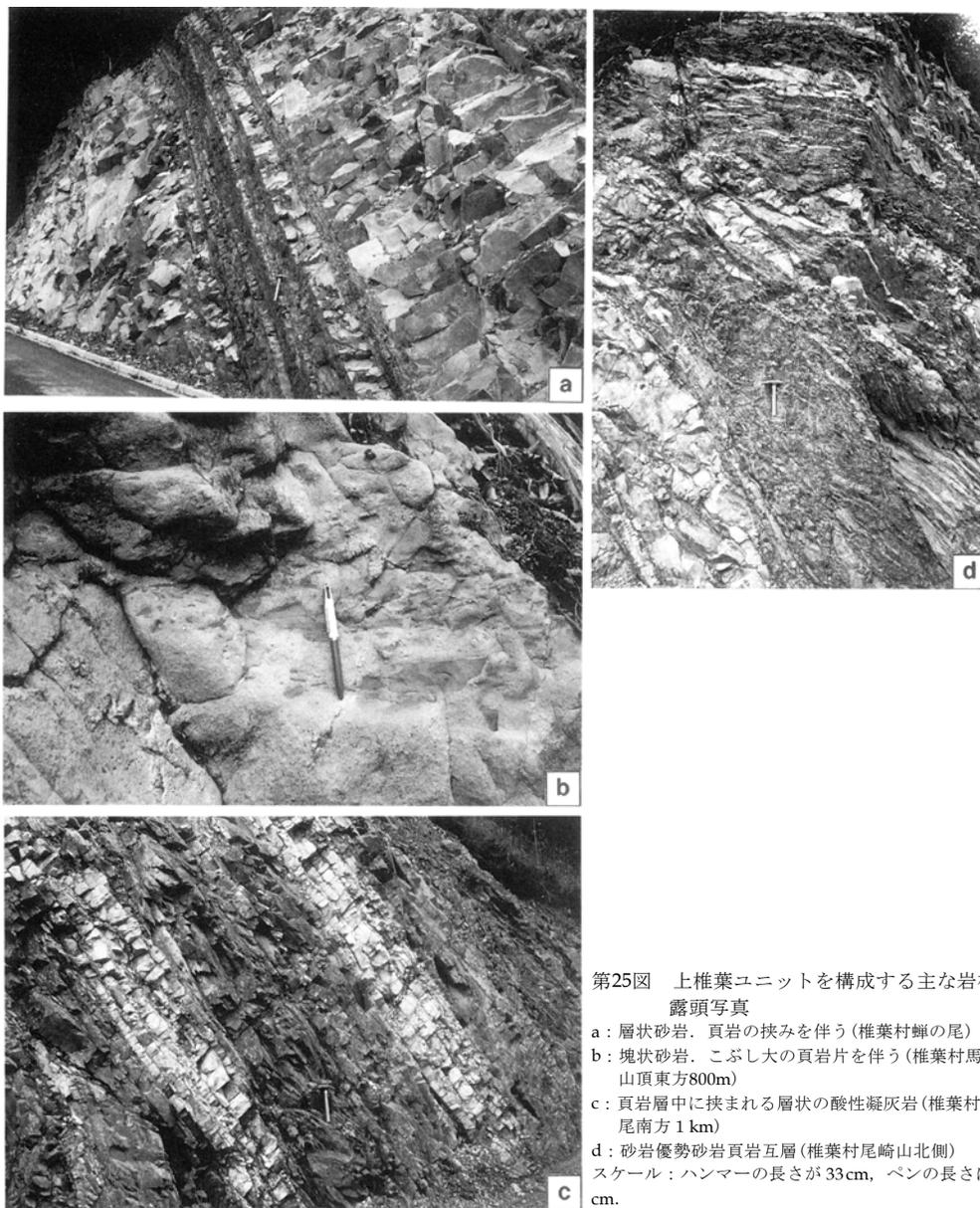


第24図 上椎葉ユニットのルートマップ。本地域北西部，椎葉村小河内谷沿い

**頁岩相 (Kh)** は頁岩ないし粘板岩からなり，しばしば酸性凝灰岩を挟む。

**礫岩 (Kcg)** は本地域の中東部の尾崎山-龍岩山にかけての地域に1層と合戦原西方に1層存在する。尾崎山-龍岩山に分布する礫岩層は4km程度追跡され，龍岩山付近では砂岩，泥岩，花崗岩類の亜角礫-角礫からなり，基質は粗粒砂岩で，礫径は細礫-長礫サイズである。尾崎山西方では，泥岩の礫が多く，花崗岩類，石灰岩，中性程度の凝灰岩からなる。一般には亜角礫-亜円礫で花崗岩類は亜円礫である。礫径は中礫サイズである。一方，合戦原西方では，中礫サイズの酸性凝灰岩，泥岩の亜円礫からなり，基質も礫と同様の凝灰岩質の砂岩である。接触変成作用を受けていて緻密である。

**時代** 本ユニットの泥質岩の堆積年代は，IV.5に示すように後期白亜紀初めのセノマニアンと考えられる。



第25図 上椎葉ユニットを構成する主な岩相の露頭写真

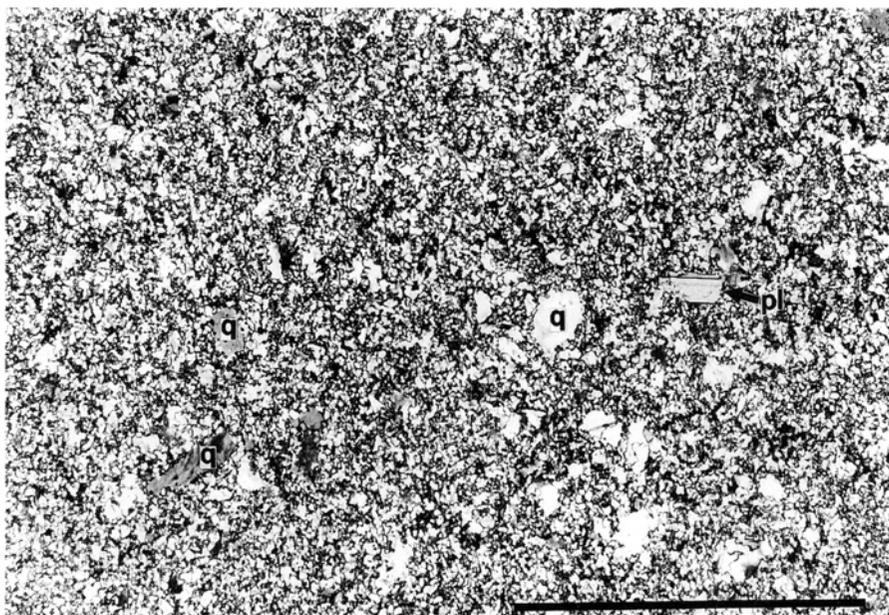
- a : 層状砂岩. 頁岩の挟みを伴う(椎葉村蟬の尾)
  - b : 塊状砂岩. こぶし大の頁岩片を伴う(椎葉村馬口岳山頂東方800m)
  - c : 頁岩層中に挟まれる層状の酸性凝灰岩(椎葉村蟬の尾南方1 km)
  - d : 砂岩優勢砂岩頁岩互層(椎葉村尾崎山北側)
- スケール: ハンマーの長さが33 cm, ペンの長さは14 cm.

#### IV. 4 蒲江亜層群

本地域の蒲江亜層群は三方岳ユニットだけからなる.

##### IV. 4. 1 三方岳ユニット (Ss, Sa, Sn, Sh, Sm, Sb, Sc)

**地層名** 橋本(1957)は, 本地域南東部の三方岳(標高1,479m)にちなんで, 三方岳累層と命名し, 田中・



第26図 四万十帯北帯上椎葉ユニットの酸性凝灰岩 (GSJ R63322) の薄片写真 (椎葉村竹の枝尾西方約1.5km) 直交ニコール。微細な石英の基質に石英・斜長石片が含まれるタイプ。q; 石英, pl; 斜長石。スケールは0.5mm。

岩松 (1993) は、この地質体に対して三方岳ユニットと命名した。本報告でも田中・岩松 (1993) に従い三方岳ユニットと称する。

**対比** 本地域南東部における橋本 (1957)、野田・橋本 (1958) の三方岳累層及び田中ほか (1992) のユニット B、田中・岩松 (1993) の三方岳ユニットとほぼ同一である。また、隣接する「諸塚山」地域 (今井ほか, 1982)、「神門」地域 (今井ほか, 1979) の八戸層に対比できる。東隣の「神門」地域 (今井ほか, 1979) に分布する槇峰層に相当する地質体は存在しない。

また、奥村ほか (1985) の諸塚層群上部 (本報告の蒲江亜層群) の地層区分との対比では、彼らの八戸層と槇峰層に相当し、本ユニットの千枚岩優勢の部分が彼らの槇峰層に、砂岩優勢の部分が彼らの八戸層に対比される。

**分布と厚さ** 本地域中部-南東部において日向層群神門ユニットを覆うナップないしクリッペとして分布する。また、本地域中央部では上椎葉ユニットの分布域の中にフェンスター状に分布する。上限は塚原衝上断層で画され、上盤側の上椎葉ユニットと接する。下限は延岡構造線で画され、下盤側の日向層群神門ユニットと接する。本ユニットの厚さは、東部の薄い部分、すなわち断面図 A-B 付近で厚さは 500-600 m、本地域の西部では厚く 700 m 以上推定されるが、延岡構造線が本地域西部では露出せず、また市房山花崗閃緑岩の貫入もあって、厚さの推定が困難となっている。

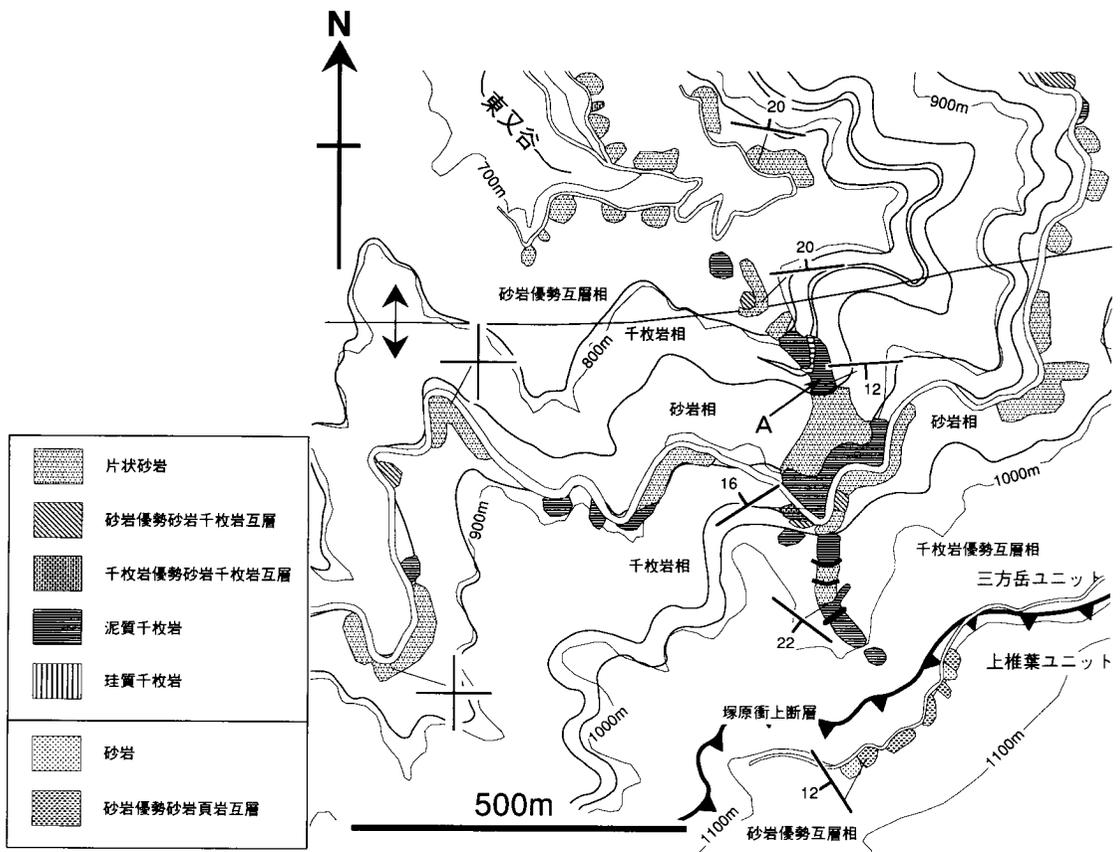
**岩相** 本ユニットが典型的に露出する本地域中部の東又谷周辺のルートマップを第 27 図に示す。本ユニットは、北側 (構造的上位) に分布する佐伯亜層群の各ユニットとは岩相が大きく異なる。すなわち、本

ユニットの砂岩は岩片に富む石質砂岩であるが、佐伯亜層群の各ユニットでは長石質砂岩である(Ⅵ参照)。また、本ユニットの砂岩は一般に片状構造が認められるのに対し、構造的上位の佐伯亜層群上椎葉ユニットの砂岩では片状構造が認められない。本ユニットの砂岩に認められる片状構造は、一般に構造的上位に向かって弱くなり、上椎葉ユニットとの境界をなす塚原衝上断層付近で肉眼では認められなくなるが、その変化は塚原衝上断層で明瞭に現れるものではなく、漸移的である

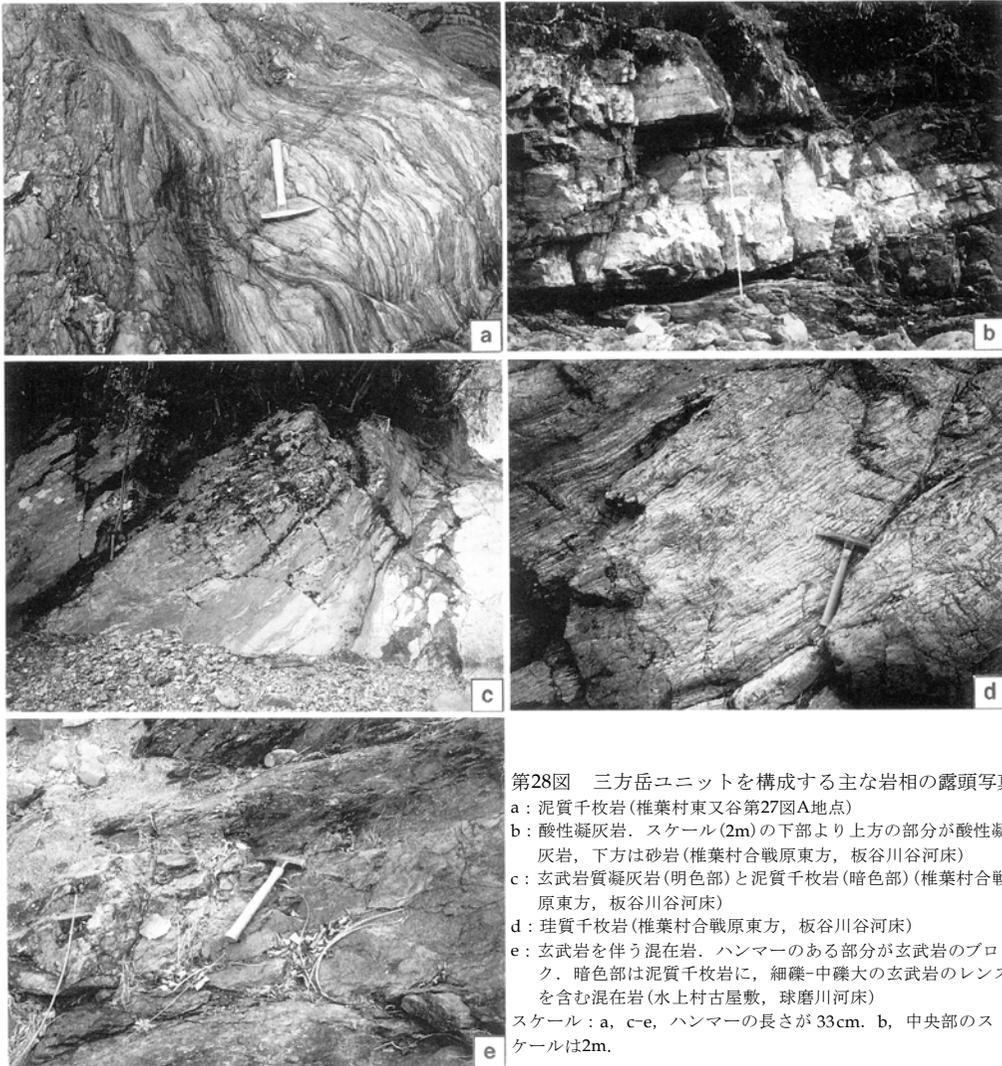
本ユニットは、互層相が多いが、構造的上位が比較的砂岩の量比が大きく、下位は砂岩の量比が小さい。

**砂岩相 (Ss)** は主に層状砂岩からなり、厚層理のものもしばしば認められる。わずかに粘板岩及び泥質千枚岩を挟むことがある。砂岩は片状構造を持ち、頁岩片が引き延ばされて堆積時の葉理のようにも見えることがある。本ユニット内で構造的下位から上位へ片状構造が弱くなる。

**千枚岩相 (Sh)** は粘板岩及び泥質千枚岩からなる。泥質千枚岩は片理面に光沢がある(第28図a)。石英脈に富む部分もある。粘板岩は構造的に上位の上椎葉ユニットに近い部分に見られる。本ユニットでは構造的上位に行くに従って砂岩の片状構造が弱くなるのに伴い、泥質岩も泥質千枚岩から粘板岩に徐々に



第27図 三方岳ユニットのルートマップ (椎葉村東又谷上流部)  
三方岳ユニットの構造的上位に上椎葉ユニットがほぼ水平に重なる。



第28図 三方岳ユニットを構成する主な岩相の露頭写真  
 a: 泥質千枚岩(椎葉村東又谷第27図A地点)  
 b: 酸性凝灰岩. スケール(2m)の下部より上方の部分が酸性凝灰岩, 下方は砂岩(椎葉村合戦原東方, 板谷川谷河床)  
 c: 玄武岩質凝灰岩(明色部)と泥質千枚岩(暗色部)(椎葉村合戦原東方, 板谷川谷河床)  
 d: 珪質千枚岩(椎葉村合戦原東方, 板谷川谷河床)  
 e: 玄武岩を伴う混在岩. ハンマーのある部分が玄武岩のブロック. 暗色部は泥質千枚岩に, 細礫-中礫大の玄武岩のレンズを含む混在岩(水上村古屋敷, 球磨川河床)  
 スケール: a, c-e, ハンマーの長さが33cm. b, 中央部のスケールは2m.

に変化する。玄武岩類，珪質千枚岩等をしばしば挟む。

**砂岩優勢互層相 (Sa)** は片状砂岩，片状砂岩粘板岩(ないし泥質千枚岩)互層を主体とし，少量の粘板岩ないし泥質千枚岩を伴う。**千枚岩優勢互層相 (Sn)** は粘板岩ないし泥質千枚岩，片状砂岩粘板岩(ないし千枚岩)互層，少量の片状砂岩を伴う。両者に伴われる片状砂岩粘板岩(ないし泥質千枚岩)互層は，変成度の違いはあるが，上椎葉ユニットで一般に見られるものと類似していて，単層が1 m以上の砂岩，千枚岩(ないし粘板岩)，千枚岩(ないし粘板岩)の割合が多く砂岩の単層が10 cm以下の規則的な砂岩千枚岩(粘板岩)互層の3者が，全体として互層をなしている。また，小断層の周辺や，互層相の内部での砂岩と千枚岩(ないし粘板岩)の境界では，一部に破断した砂岩千枚岩(ないし粘板岩)互層が見られることがある。

**玄武岩溶岩及び玄武岩火山砕屑岩 (Sb) と珪質千枚岩及び層状チャート (Sc)**は密接に伴って産出する。しかし、両者が混在岩を形成するわけではなく、みかけ整合的な関係で接する。両者の間には泥質千枚岩を挟む。合戦原東方の板谷川谷では、珪質千枚岩と泥質千枚岩に玄武岩凝灰岩が挟まれる(第28図c)。

玄武岩溶岩は暗緑色で片状構造が弱い。単斜輝石玄武岩で、一般に変質が進み、斜長石、単斜輝石の仮像が認識できる程度のものもある。一部に0.2-0.5mm程度の長さの長柱状の自形斜長石の間を単斜輝石が埋めるドレリティックな構造が鏡下で認められるものがある。玄武岩火山砕屑岩は凝灰岩と推定できる緑色-淡緑色で細粒の岩石で、千枚岩化していることが多い。鏡下では、泥質部に細かい不透明鉱物が多くみられるが、それ以外の鉱物は細粒のため同定不能である。これら玄武岩類には変成鉱物として、ぶどう石、パンペリー石、緑泥石が産出するものと、アクチノ閃石、緑れん石、緑泥石等が産出するものがある。

珪質千枚岩は、単層の厚さが1 mm-5 mmの石英からなる珪質部に褐色を帯びた泥質の葉理があるものが一般的である(第28図d)。一般には広域変成作用をないし市房山花崗閃緑岩の貫入に伴う接触変成作用によって、珪質部は細粒の石英の集合体になっている。本地域南西部の古屋敷南西方では、鏡下で再結晶した放散虫化石の跡が見られる層状チャートがある。

**混在岩相 (Sm)**は主に玄武岩溶岩、玄武岩火山砕屑岩と泥質千枚岩からなる混在岩で構成され、珪質千枚岩を伴うことがある。本ユニットでは古屋敷周辺の本ユニット内部の衝上断層に伴ってわずかに分布するもの(第28図e)と、本地域東部の龍岩山南東方2 km付近の2か所に分布する。前者には鱗片状劈開が発達し、玄武岩類などのブロックが認められる。後者では、粘板岩に厚さ1 m程度で単層数 cm の層状チャートのレンズが数枚(みかけ3層以上)挟まれる。

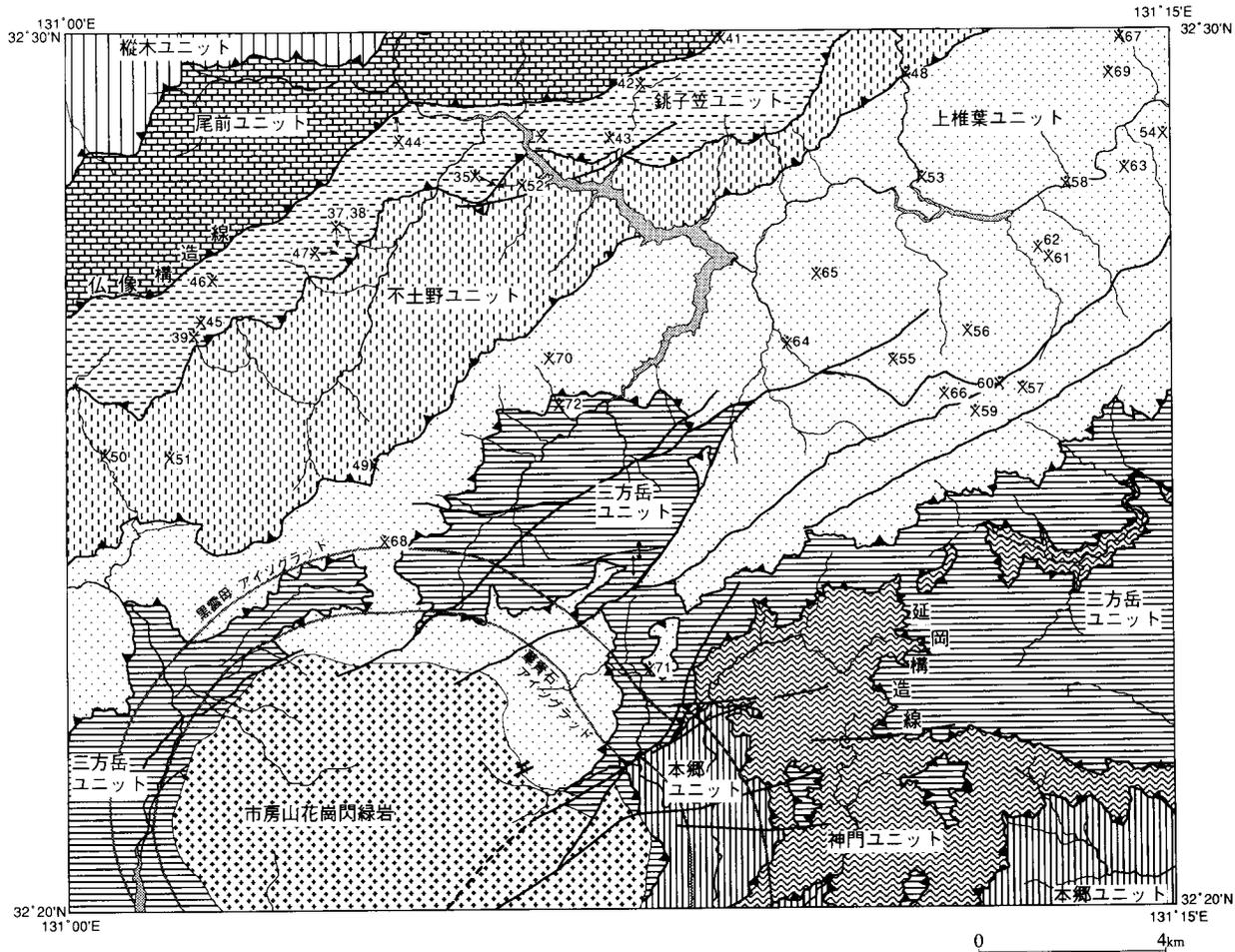
本ユニットの泥質千枚岩にも**酸性凝灰岩**は挟まれる。珪質千枚岩と異なり、変形が弱く、葉理はなく、割れ口がざらざらしていて、珪質千枚岩とは容易に区別できる。合戦原南東の板谷川谷では厚層理片状砂岩に厚さ1.5 m程度の酸性凝灰岩が2層、整合で重なっている(第28図b)。この2層には級化構造が認められる。また、これらと下位の砂岩との間にも酸性凝灰岩と粘板岩がそれぞれ単層数 cm以下で互層している。鏡下では0.01 mm以下の微細な石英とそれらの粒間に点在する微細な雲母類からなる基質に0.1 mm程度の石英、斜長石の粒子を含む。片状構造が発達するものもある。

**時代** 本ユニットの泥質岩にはIV.5に示すようにアルビアン-チューロニアン堆積年代を示すものがあるが、放散虫化石の産出が少なく、詳細は不明である。

#### IV. 5 放散虫化石と地質年代(第29図, 第2表, 第II図版)

本地域の四万十累帯では38試料から放散虫化石が得られた。なお本地域内では本報告以外に化石の報告はない。

今回、本地域内の四万十累帯において、頁岩、珪質頁岩、酸性凝灰岩、層状チャートから試料を採取し、フッ化水素酸で処理を行った。その結果、銚子笠ユニット13試料、不土野ユニット5試料、上椎葉ユニット19試料、三方岳ユニット1試料から同定可能な放散虫化石を得た。また、本地域の北隣の「鞍岡」地域内の不土野ユニットから時代決定に有効な放散虫化石を得た。



第29図 本地域の秩父累帯南帯における放散虫化石試料の採集地点



白亜紀の放散虫生層序はSanfilippo and Riedel(1985)によってまとめられている。一方、日本では白亜紀前期から後期初頭にかけての時代では、Nakaseko and Nishimura(1981)、寺岡・栗本(1986)の生層序に関する研究がある。本報告では、放散虫化石の同定及び時代決定において、特に前期白亜紀の中ごろから後期白亜紀初頭にかけての放散虫生層序に詳しい、O' Dogherty(1994)を主に参考にして、各試料の堆積年代を決定した。

なお、放散虫化石によって堆積年代を決める際に、従来の*Holocryptocanium barbui*, *H. geysersensis*の産出で特徴づけられる放散虫群集は、Nakaseko and Nishimura(1981)でアルビアン末-チューロニアンとされてきた。寺岡・栗本(1986)ではセノマニアンとされている。しかし、寺岡・栗本では*H.cf barbui*と*H. barbui*をあわせれば、*Archaeodictyomitra brouweri*群集(パレミアン-パラングニアン)から*Holocryptocanium barbui*群集(セノマニアン)まで産出する。また、本地域でも佐伯亜層群の3ユニットのどれからも産出する。これらから、*Holocryptocanium*属の放散虫化石は本報告では詳細な時代決定には用いず、前期白亜紀-後期白亜紀初頭を示す放散虫化石として扱う。

また、岩相では、本地域の四万十累帯の珪質頁岩、酸性凝灰岩は頁岩に整合的に挟まれることから、以下に述べる時代の検討についてはこの3者は区別していない。

銚子笠ユニットでは、中期アルビアン以前の年代を示す放散虫化石が得られているものが多い。特にGSJ R63282はアプチアンを示す。また、GSJ R63278, GSJ R63280は前期アルビアン以降の年代を示す。また、中期アルビアン以降を特徴づける放散虫化石は産出していない。これらから、本ユニットの泥質岩の年代は、アプチアン-アルビアン前半と考えられる。

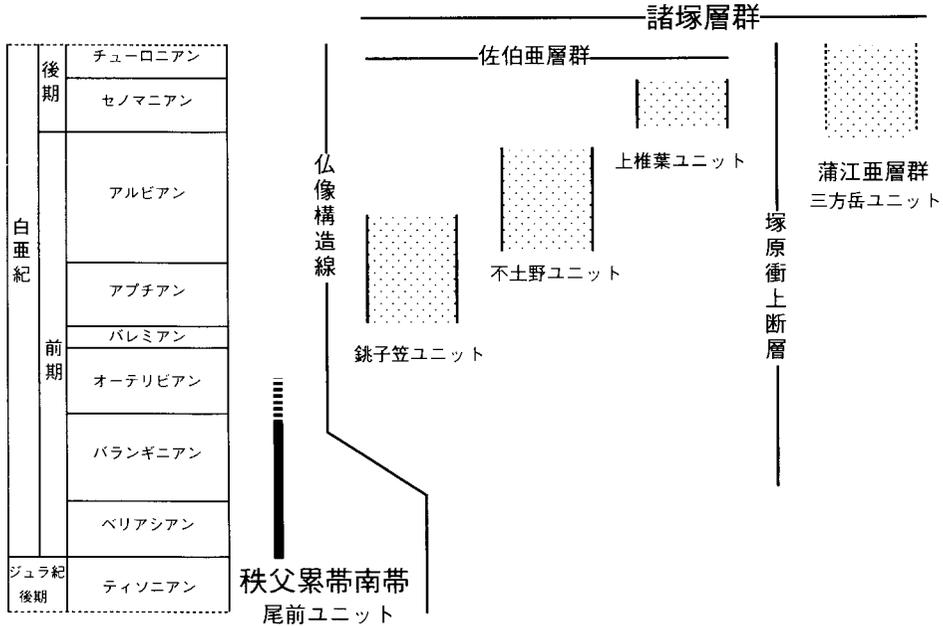
不土野ユニットでは、堆積年代がアルビアン-セノマニアンにしか限定できないものが多い。北隣の「鞍岡」地域の南東部十根川東方の北緯32° 30'58", 東経131° 13'07"の地点の、頁岩に挟れる凝灰質珪質頁岩(GSJ R63296)からは後期アプチアン-前期アルビアンを示す放散虫化石が得られている。また、セノマニアン以降を特徴づける放散虫化石は得られていない。これらから、本ユニットの泥質岩の堆積年代はアルビアンと考えられる。

上椎葉ユニットでは、GSJ R63297, GSJ R63303, GSJ R63309, GSJ R63315が、セノマニアンの堆積年代を示す。特にGSJ R63303はセノマニアン後期の堆積年代を示す。他の試料から得られた放散虫化石から得られた放散虫化石も、アルビアン-セノマニアンの年代幅を示すものが多く、矛盾しない。また、チューロニアン以降を示す放散虫化石は見つかっていない。これらから、本ユニットの泥質岩の堆積年代はほぼセノマニアンと考えられる。

三方岳ユニットでは、片状構造が発達し、変成度も上がって、岩石薄片では放散虫化石が認められてもフッ化水素酸による処理で得られた放散虫化石のほとんどは種の同定が不可能であった。GSJ R63316は本ユニットのなかで上盤の上椎葉ユニットに近く、片状構造の弱い部分から得られたものでアルビアン-チューロニアンの堆積年代を示す。しかし、放散虫化石の産出が少なく、本ユニットの泥質岩の詳しい年代は不明である。

これらの結果から、佐伯亜層群では、北部(構造的上位)の銚子笠ユニットから南部(構造的下位)の上椎葉ユニットに向かって各ユニット泥質岩の堆積年代が徐々に新しくなる傾向が認められた(第30図)。また、本地域の蒲江亜層群の泥質岩にはアルビアン-チューロニアンの堆積年代を示すものがある。

# 四万十累帯北帯



第30図 本地域の秩父累帯南帯の各ユニットの堆積年代  
三方岳ユニットについては、化石の産出が悪く、上限は不明

## IV. 6 地質構造

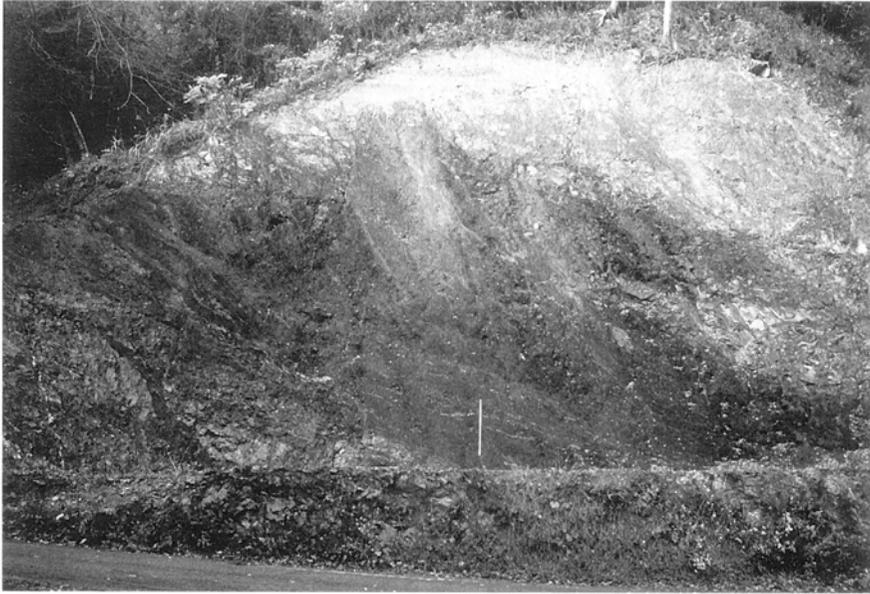
本地域の四万十累帯北帯諸塚層群は構造的上位を仏像構造線によって画され、下限を延岡構造線によって画されている。各ユニットは以下に述べるように衝上断層で境されている。

### IV. 6. 1 ユニット境界の衝上断層

**上福良衝上断層** 銚子笠ユニットと不土野ユニットの境界をなす上福良衝上断層は、上福良の集落の入口に断層露頭がある(第31図)。6-7mの断層破碎帯があり、断層面は走向がN52°E、傾斜は北西に23°である。この断層の上盤側には玄武岩類、層状チャートを伴う混在岩相が帯状に分布する。

**不土野峠衝上断層** 不土野ユニットと上椎葉ユニットの境界をなす不土野峠衝上断層は下盤側の上椎葉ユニットの砂岩優勢互層相と上盤側の不土野ユニットの頁岩相との境界であり、岩相はこの断層を挟んで急変する。しかし、上福良衝上断層ほどの破碎帯は見つかっていない。不土野峠西方で下盤側の上椎葉ユニットの砂岩優勢互層相の上部に小断層が発達し、衝上断層で、不土野ユニットの頁岩と接するのが認められる。この岩相境界をなす断層を不土野峠衝上断層とした。

**塚原衝上断層** 上椎葉ユニットと三方岳ユニットの境界、すなわち佐伯亜層群と浦江亜層群の境界をなす塚原衝上断層は、今井ほか(1982)「諸塚山」地域の塚原断層の延長である。本地域中央部の椎葉村入



第31図 上福良衝上断層の露頭写真 (椎葉村上福良)  
 黒色部は破碎帯。上盤側は鱗片状劈開の発達する頁岩で砂岩のブロックを含む。下盤側は砂岩である。中央部のスケールは2m。

こまき  
 子蔦から南西方に延びる塚原衝上断層は、地形的には尾根上で傾斜が急に緩くなる部分を作りながら馬口岳周辺まで追跡できる。同様に本地域東部の龍岩山南方でも、尾根上の緩斜面部分の連続として追跡できる。このうち、入子蔦では構造的低位に、一部にわずかに片状構造のある三方岳ユニットの砂岩があり、構造的上位に標高を上げるにつれて低角の複数の断層で粘板岩に変わる。この岩相境界をなす断層を塚原衝上断層と認定した。上福良衝上断層ほどの破碎帯は持たない。同様の断層群が龍岩山南東方にも見られ、断層はそれほど大きくないが、三方岳ユニット側で肉眼で見られる弱い片状構造が、この断層を境にして消滅する。

#### IV. 6. 2 諸塚層群の地質構造

中新世の市房山花崗閃緑岩の貫入によって本地域の地質構造の枠組みが形成された後の、正断層の活動による地質構造についてはXで述べる。ここでは四万十累帯の各ユニットが形成されてから、市房山花崗閃緑岩の貫入までに形成されたと考えられる地質構造について言及する

本地域では南東部の日向層群分布域ではほぼ水平な地質構造を持つが、仏像構造線に向かうにつれて北北西に傾く層理面の傾斜は大きくなる。

本地域中央部では三方岳ユニットがフェンスター状に分布している。これは、本地域中部-東部に分布の青鈴山南方と石仁田山北西の衝上断層によって北側が上昇したために構造的低位の三方岳ユニットが

露出したものと考えられる。この衝上断層の変位によっても三方岳ユニットが露出しない東部地域は地表での上椎葉ユニットの分布幅が広がった。この衝上断層は、市房山花崗閃緑岩の貫入以降に形成された東北東-西南西の正断層系によって切られている。

また、上椎葉ユニットは西部ではユニットの厚さが薄く、東部では厚い。上記の衝上断層による積み重なりがあるが、地層の連続性を追跡すると、必ずしも上椎葉ユニットの下限を切る塚原衝上断層で切られるわけではなく、上椎葉南東でそれぞれの岩相単位が徐々に薄くなっていくのが認識できる。これはこのユニットが形成された時から既に薄かったことを意味するが、それが構成要素の層序的な厚みがなかったのか、内部に推定される岩相の繰り返しを起こした小規模な衝上断層の形状によるものかは不明である。

銚子笠ユニットの内部には上福良衝上断層から派生したと考えられる衝上断層が複数存在し、玄武岩類を伴う混在岩相も連続する。特に中尾付近から銚子笠北側にかけて連続する衝上断層は、山の戸谷上流部で破碎帯を伴う。この衝上断層は北東方向に尾根の緩傾斜の部分の連続として追跡できる。

銚子笠ユニット、不土野ユニットと上椎葉ユニットでは一般的には地層の走向は東北東-西南西方向で、地層の分布もそれと調和的である。本地域北東部では、これらのユニットの分布が北東-南西方向に変化し、北縁部でふたたびの東北東-西南西方向に変化し、一種の大規模なキंक状の構造を示していると考えられる。この構造は北隣の「鞍岡」地域南部の概略的調査によれば、秩父累帯南帯尾前ユニットまで含めて形成された地質構造であると考えられる。

三方岳ユニットでは褶曲構造がしばしば見られる。球磨川沿いでは南北に近い背斜軸が認められ、北限は市房山花崗閃緑岩によって画される。また、本地域中部南寄りの飯干山周辺や丸笹山北東方では東西性の褶曲軸を持った褶曲がある。飯干山周辺(第27図)では、構造的上位の上椎葉ユニットも東西性の褶曲構造の影響を受けている。これらは、三方岳ユニットが低角の構造を持ち、層理面も水平に近いために、褶曲構造が認識されやすいことによると考えられる。

#### IV. 7 広域変成作用

四万十累帯北帯諸塚層群の玄武岩類の変成鉱物の検討の結果は変成相の確認されたものについて第51図に示した。銚子笠ユニットでは一般にぶどう石-パンペリー石が変成鉱物として産出することから、ぶどう石-パンペリー石相の広域変成作用を受けているが、本地域西部の上福良衝上断層沿いの銚子笠ユニットの玄武岩類から緑色片岩相に達する変成作用を受けているものがある。また、不土野ユニットの玄武岩類はぶどう石-パンペリー石相の変成作用を受けている。三方岳ユニットではぶどう石-パンペリー石相の広域変成作用を受けているものと、アクチノ閃石が産出し緑色片岩相の変成作用を受けているものがあるが、緑色片岩相を示すものが、市房山花崗閃緑岩周辺であるために、接触変成作用によって緑色片岩相に達した可能性もあり、広域変成作用との区別はできない。上椎葉ユニットでは玄武岩類の産出がなく、変成相の検討はできなかった。

本地域を含む地域の広域変成作用は今井ほか(1971)、寺岡ほか(1981a)にまとめられている。また、今井ほか(1979)が、東隣の「神門」地域で変成相の検討を行っている。寺岡ほか(1981a)は、九州中部-東

部の四万十累帯北帯の中で佐伯亜層群の大部分がぶどう石-パンペリー石相の変成作用を受け、蒲江亜層群は緑色片岩相に達していることを示した。本報告では、佐伯亜層群銚子笠ユニットの一部に緑色片岩相に達しているものがあり、逆に蒲江亜層群三方岳ユニットでは緑色片岩相に達していないものがあり、寺岡ほか(1981a)と矛盾するものもあるが、三方岳ユニットの緑色片岩相に達していないものが上椎葉ユニットに近い上部にあることを考えれば、大筋では整合的な結果であると考えられる。

## V. 四万十累帯南帯日向層群

(木村克己)

### V. 1 研究史

本節では、研究史について四万十累帯南帯に直接関連する内容に限る。九州四万十累帯全体に関連する包括的研究についてはIV・1に述べられている。

日向層群は、本地域東方延岡市付近の延岡-紫尾山構造線以南に分布する古第三系の四万十層群として、橋本(1961)によって命名された。橋本(1957, 1962)は、延岡-紫尾山構造線を九州四万十累帯において変成度の高い地帯とその南側に分布する未変成の古第三系を含む地層とを境し、四万十累帯を2分する重要な衝上断層であるとした。彼は本地域を含む宮崎県西部において、宇納間、神門そして三方岳から本郷にかけて、延岡-紫尾山構造線を北東-南西方向に延長した。本地域では同構造線は橋本(1957)、野田・橋本(1958)の大藪衝上断層に相当する。

今井ほか(1971, 1975)は、九州四万十累帯北東部の四万十累層群を諸塚層群(大部分白亜系)、神門層群(古第三系)、日向層群(大部分古第三系)に大別し、諸塚層群と神門層群とを境する衝上断層を延岡構造線と呼んだ。なお、今井ほか(1979)は、神門層群を構成する主に北半部を占める荒谷層と南半部を占める鬼神野層のうち、鬼神野層を日向層群に含め、残りの神門層群荒谷層を神門層と改称している。橋本が定義した延岡-紫尾山構造線は、今井ほか(1979)の神門層と日向層群とを境する衝上断層にほぼ相当する。延岡構造線の位置について、今井ほか(1971, 1975)は、変成相・砂岩組成が諸塚層群と神門層群との境界で変化するという証拠を示した。その後、今井ほかのグループによる、一連の詳細な地質図幅が1979年以降、「神門」(今井ほか, 1979)、「諸塚山」(今井ほか, 1982)と刊行されている。

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、日向層群を岩相・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3つのユニットに識別した。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、これらのユニットが衝上断層で繰り返す覆瓦構造をなしているとした。坂井・勘米良(1981)のユニット区分は、四万十累層群を前弧域で形成された付加コンプレ

ックスであるとするテクトニックモデルを初めて反映するものであった。

四万十累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、衝上断層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ユの存在などを明らかにした。その結果、坂井・勘米良(1981)によって識別された日向層群の3つの岩相・構造ユニットがほぼ同一の年代、つまり、中期始新世-前期漸新世であることを示し、坂井・勘米良(1981)の地層区分を支持する年代の根拠となった。

本地域及び隣接する地域の四万十累帯南帯の地質については、橋本(1957), 野田・橋本(1958), 今井ほか(1979), 坂井・勘米良(1981), 坂井ほか(1984), 木村ほか(1991), 田中ほか(1992), 田中・岩松(1993)によって、地体構造区分・層序区分・岩相・地質時代の詳細が順次明らかにされてきている(第18図)。橋本(1957), 野田・橋本(1958)は本地域南東部において初めて詳細な地質図を示し、四万十累層群を上位から下位へ、変成作用を強く受け千枚岩帯に属する三方岳累層と大河内累層(以上白亜紀ないしそれ以前)、そして変成作用をほとんど受けていない吐野累層(古第三紀)とに層序区分した。大河内累層は大藪衝上断層(延岡-紫尾山構造線に相当)を介して、吐野累層を被っているとした。また、三方岳累層は大河内累層の上位に一部断層で境されるが、整合に重なるとしている。

その後、今井ほか(1979)は本地域東隣の神門地域において、四万十累帯を北から南へ、諸塚帯・神門帯・日向帯の3帯に区分し、それぞれ白亜系諸塚層群、古第三系と推定される神門層、古第三系の日向層群から構成されるとした。そして、各帯の層序区分・岩相・砂岩組成を示し、変成分帯を行った。その中で、野田・橋本(1958)の大河内累層を神門層に対比し、大藪衝上断層が四万十累層群の神門層と日向層群との境界をなす断層であり、白亜系と古第三系を境する主要な構造線は諸塚層群と神門帯の境を通る延岡構造線であることを明らかにした。また、今井ほか(1979)は各帯を構成する累層は、衝上断層で切られるが本来一連整合であったとした。

一方、上記で述べたように坂井・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、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、日向層群を岩相・変形相の違いに基づきメランジユ・下部フリッシュ・上部フリッシュの3つのユニットに識別し、各ユニットについて、それぞれ荒谷層・田代層及び宇納間・大内原層と命名した(第18図)。その後、坂井ほか(1984)は、放散虫化石と有孔虫化石を用いた微化石層序学的研究によって、坂井・勘米良(1981)による3つのユニットがほぼ同一の年代を示し、日向層群の時代が中期始新世-前期漸新世であることを明らかにした。

木村ほか(1991)は、本地域南東隣の尾鈴山地域に分布する四万十累層群の岩相・ユニット区分に当たって、「岩相境界の多くはスラストで境されており、従来の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。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」とし、岩相と変形構造の特徴に基づき層相区分を行い、そ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設定した。そして、日向層群を小川ラストで境される、構造的上位の北部コンプレックスと下位の南部コンプレックスとに区分した。北部コンプレックスは衝上断層で境される砂岩ユニットと泥岩ユニット、南部コンプレックスも衝上断層で境される砂岩シルト岩ユニットと泥岩ユニットからそれぞれ構成されることを示した。地質時代については、既存の研究及び彼らが新しく得た放散虫化石と有孔虫化石の時代に基づいて、北部コンプレックスは中期始新世-前期漸新世であるとした。しかし、南部コンプレックスについては時代を示す化石が得られていない。坂井・勘米良(1981)と今井ほか(1975)の日向層群は北部コンプレックスに相当する。

田中ほか(1992)、田中・岩松(1993)は、本地城南東部からその東方の神門地域西部にかけて、日向層群及び諸塚層群の詳細な地質図とユニット区分を示した。彼らのユニット区分の方法は、木村ほか(1991)のそれに類似している。また、彼らは、本地城南東部において延岡構造線の断層露頭を記載している。

## V. 2 概説及び地層区分の方法

**日向層群の定義と分布** 日向層群は橋本(1961)によって延岡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、中期始新世後半-前期漸新世の堆積年代で、中期始新世前半-後半の時代を示す異地性岩体を含むとされている。その後の西(1987)、Nishi(1988)そして木村ほか(1991)による微化石年代も彼らの結論と矛盾しない。

日向層群の北限は延岡構造線によって画され、上盤の白亜系四万十累層群と接しているが、その南側に分布する古第三系日南層群(坂井, 1985b, 1992b参照)との境界についてはいろいろ異なる見解があり、明確にはなっていない(例えば、今井ほか, 1975; 坂井, 1985b, 1992b; 木村ほか, 1991)。

一方、今井ほか(1979)は神門地域において、延岡構造線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る(坂井ほか, 1984)。このため本報告では坂井・勘米良(1981)に従い、神門層に相当する地層群も日向層群に含めた。

**概説** 本地域の日向層群は、水平ないし緩やかに北に傾斜する延岡構造線を介して、結晶片岩・千枚岩からなる白亜系の諸塚群三方岳ユニットに被われ、東北東-西南西、北東-南西走向をなし、北西に10-30°傾斜する同斜構造をなす。日向層群は構造的上位から下位へ、神門ユニット、本郷ユニットに2分される。これまでの層序区分ないしユニット区分との関係を第18図に示す。同図の各層群・累層・ユニットは、その境界がすべて断層で境されており、地層の構造的上下関係をできるだけ反映されるように上下に配列されている。

**地層区分の方法** 本項でのユニット区分の方法は、木村ほか(1991)に従った。すなわち、岩相と変形構造の特徴に基づいて層相区分を行い、そ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した。こうして定められたユニットは、常に低角な衝上断層で境されており、他の岩相境界をなす断層とは明確に区別されるテクトニックユニットとしてとらえられる単位となっている。日向層群については、岩相・変形構造の組合せからなる3つのテクトニックユニット、すなわち、メラングジュユニット、泥岩ユニットそして砂岩ユニットに識別される。後2者はすでに木村ほか(1991)で認定されてい

る。メランジュユニットは延岡構造線と大藪衝上断層とに挟まれており、それ以南は泥岩ユニットと砂岩ユニットとが低角な衝上断層、八峽及び中之又の両スラスト(木村ほか, 1991)で境されている。

これらユニットの名称として、今回その模式地及び既存の研究で公表されている地層名に基づいて、地名をあてることとする。

木村ほか(1991)で用いられた地層区分の方法は、先駆的に行われた坂井・勘米良(1981)による地層区分の方法、すなわち、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3つのユニットに識別し、各ユニットを累層オーダーの地層とする方法に類似している。両者のユニット区分では、両者のメランジュユニットはほぼ同一であり、泥岩ユニットが下部フリッシュに、砂岩ユニットが上部フリッシュにおおよそ対応している。しかし、大きな相違点として、彼らがユニットをテクトニックユニットとして明確にとらえていないことがあげられる。このため、彼らがユニット区分ではユニット間の低角で移動量の大きな衝上断層と、ユニット内の高角で移動量が小さい衝上断層とが識別されておらず、下部フリッシュユニット中で砂岩が卓越する岩相が薄い上部フリッシュユニットの挟みとされたり、メランジュユニット中の整然とした砂岩頁岩互層の挟みも上部フリッシュユニットの挟みと認定されている。また、彼らによるユニット名は、フリッシュという成因を含み誤解を与えやすい用語が使われているため適当ではない。

### V. 3 神門ユニット(Mm, Ma, Mb, Mr)

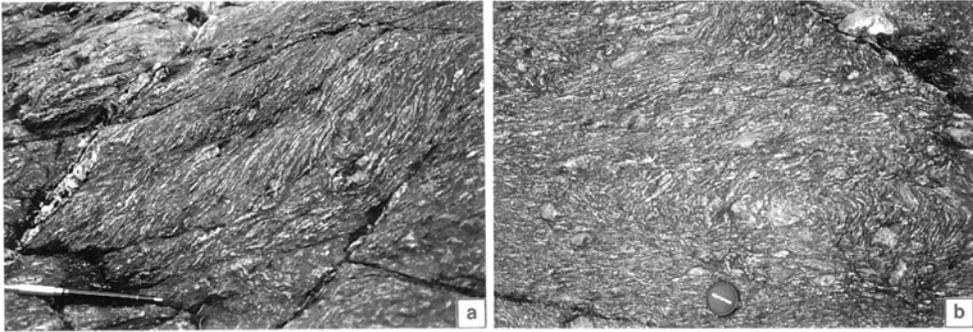
**地層名** 東隣の神門地域における相当層について、今井ほか(1979)は南郷村神門にちなんで、神門層と名付け、さらに寺岡ほか(1981)は本地域を含む20万分の1地質図幅「延岡」でも使用していることから、神門を採用することとした。なお、九州の四万十累帯において、日向層群の本ユニットを代表する名称としても、本ユニットの名称が適当であろう。

**対比** 本地域南東部に分布する、橋本(1957)、野田・橋本(1958)の大河内累層と田中・岩松(1993)の大河内ユニット、本地域東隣り、神門地域に分布する今井ほか(1979)の神門層、神門地域から諸塚地域にかけて分布する、坂井・勘米良(1981)の荒谷層と同層分布域内の宇納間層にほぼ対比される(第18図)。

**分布と厚さ** 延岡構造線を介して、白亜系四万十累層群に被われ、基底を大藪衝上断層によって画されて構造的低位の本郷ユニットと接する。本地域南東部の小丸川、渡川、一ツ瀬川及びその支流の大藪川地域に分布する。本ユニットの厚さは、断面図からわかるように、500-650mと一定している。

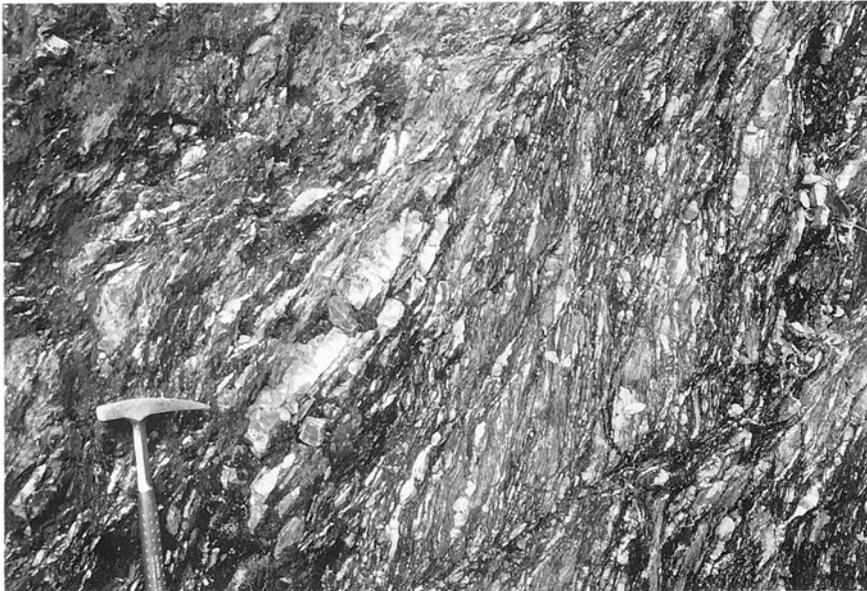
**岩相及び変形構造** 本ユニットは黒色粘板岩、砂岩粘板岩破断層、及び混在岩が卓越し、玄武岩類及び多色粘板岩をしばしば挟む。これらの岩石は強い剪断変形を受けている。これらの各岩相は主要な岩相の組合せと変形構造の特徴に基づき、メランジュ基質相(Mm)とブロック(Mb, Mr, Ma)とに区分できる。

**メランジュ基質相(Mm)**は、黒色粘板岩及び砂岩粘板岩破断層が卓越し、混在岩をよく伴う。堆積相としては、黒色粘板岩には数mm程の砂質葉理及び砂岩薄層をしばしば有し、砂岩粘板岩破断層は等量ないし泥質岩優勢の厚さ1-5cmの砂岩薄層と泥質岩との細互層が破断変形を受けた岩相を呈する(第32, 33図)。これらには酸性凝灰岩ないし珪質頁岩薄層がしばしば伴われる。混在岩は黒色粘板岩ないし淡緑



第32図 神門ユニットの砂岩粘板岩破断層

a: 走向に直交する垂直断面. B: 走向に平行で層理面に直交する水平断面. 小丸川河床. 椎葉村中山.



第33図 神門ユニットの砂岩粘板岩破断層 (「神門」地域内, 北緯32° 25'05", 東経131° 16'42" 地点, 南郷村松の内谷) 走向に直交する垂直断面. S字状をなす層面フォリエーション(S1)と低角度に傾斜する剪断面からなる非対称な組織が発達する. スケールは30cm.

色粘板岩を基質とし, 砂岩・酸性凝灰岩・玄武岩などのレンズを多量に含む(第34図a). ほとんど砂岩レンズからなる場合, 砂岩頁岩破断層と混在岩との識別は必ずしも明瞭ではないが, 孤立したレンズが卓越する場合に混在岩とした.

一般に粘板岩等の泥質岩には鱗片状劈開が発達し, 寸断された石英分結脈が普遍的に含まれる. 砂岩層には膨縮構造・レンズ化などの変形構造が発達し, 石英脈によって充填されている(第32, 33図). また, 小断層及びび種々の剪断面が普遍的に発達している(第32, 33図). 一部には厚さ1-30mにわたって,



第34図 神門ユニットの混在岩と玄武岩類

- a : 混在岩. 黒色粘板岩を基質とし, レンズないし角礫状の砂岩及び石英分結脈と不規則な層状の玄武岩質火砕岩を含む(椎葉村尾崎, 大藪谷)
- b : 玄武岩. 厚さ5-20cmの偏平な形態を示す枕状溶岩塊からなる(南郷村, 上渡川)

石英分結脈や鱗片状劈開が乏しい黒色粘板岩や砂岩頁岩互層が認められる。これらは剪断変形の不均質性を反映したものであろう。変形構造を詳細にみると、走向に直交する垂直断面では、上盤が南東方向へ移動するセンスの剪断変形を示す非対称な剪断組織が観察され(第32図a)、一方、水平な露頭断面では、上記の剪断組織に先行する層面フォリエーション(S1)を曲げる閉じた褶曲構造とその軸面や翼部を切る小断層が観察できる(第32図b)。

メランジュ基質相に含まれるブロックとしては、**玄武岩類(Mb)**、**多色粘板岩(Mr)**、**砂岩頁岩互層(Ma)**がある。

玄武岩類は径50 cmから数 m の小規模なものから、厚さ100m程の岩体まで様々な規模が認められる。地質図には厚さ10 m以上の規模の岩体を表示した。玄武岩類には厚さ10-30 cmの扁平な形態を示す枕状溶岩が卓越し(第34図b)、塊状溶岩、火山砕屑岩、多色粘板岩を伴う。玄武岩溶岩は全般に剪断変形を受け微小な断裂とそれを充填する炭酸塩脈が発達している。強くカタクラシックな変形を受けているため、溶岩が火山砕屑岩様に破碎されている場合もしばしば認められる。玄武岩ブロック近傍の混在岩や黒色粘板岩は、顕著な鱗片状劈開が発達したり、石英分結脈が寸断・角礫化され、無秩序な組織の破碎岩様を呈するなどの著しい剪断変形を示すことが多い。

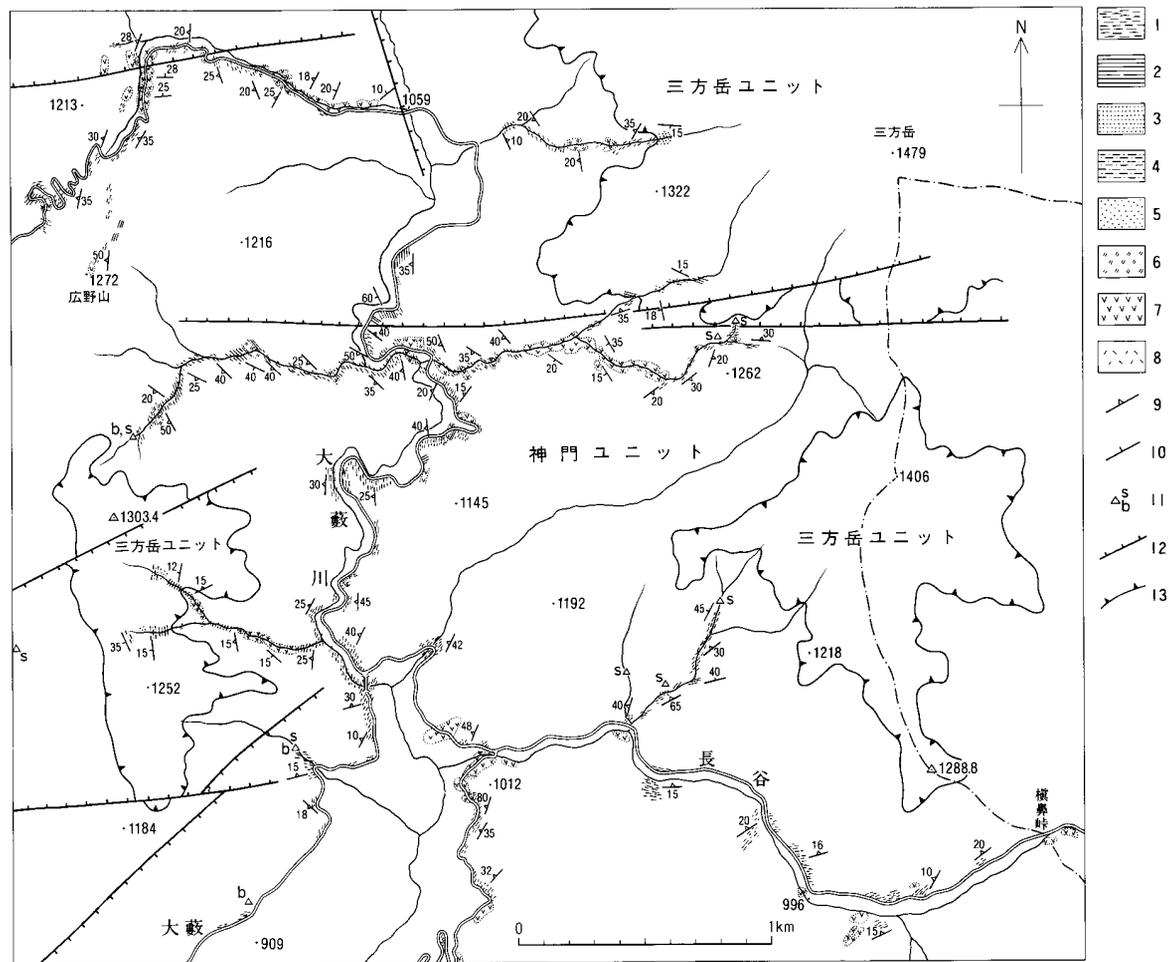
多色粘板岩は、赤色ないし緑色を呈する珪質粘板岩で、黒色粘板岩に比べて細粒であり、保存状態の極めて悪い放散虫化石を含む。玄武岩類に随伴することが多いが、ときに単独で露出する。厚さは最大で20mである。

砂岩頁岩互層は、薄層理の砂岩と頁岩の互層であり、膨縮構造を示すだけで層理が比較的良く保存されている。小丸川沿いの椎葉村<sup>おまる</sup>榎尾<sup>つがお</sup>付近に厚さ約50mのものが露出する。

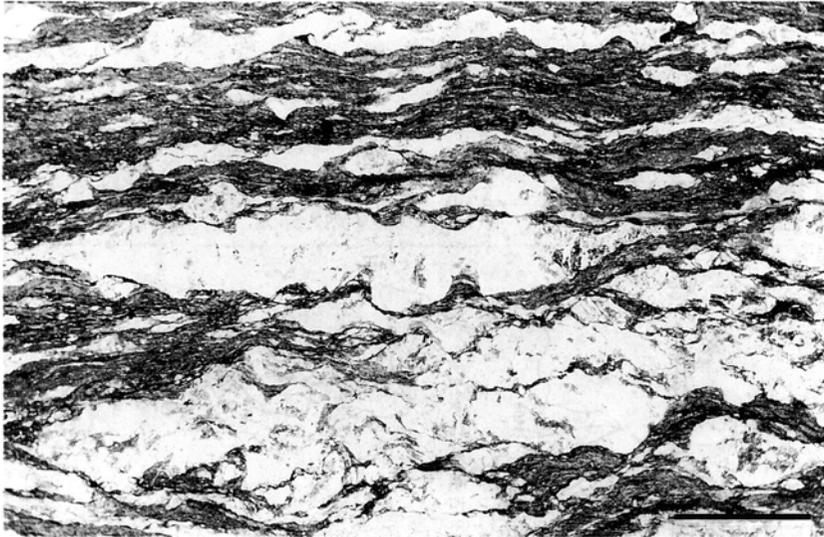
**模式ルート** 本地域内では、九州大学演習林内の大藪川上流及びその支谷に沿って本ユニットが好露出している。第35図にその範囲のルート図を示す。メランジュ基質と数層準に玄武岩ブロックを挟む。演習林入口近くの大藪川の河床において、典型的なメランジュ基質相が連続して露出している。砂岩の構造型レンズ、寸断された石英分結脈を含有し、鱗片状劈開の発達した黒色粘板岩が卓越する。一部には砂岩頁岩破断層、石英分結脈や鱗片状劈開が乏しく、砂岩葉理が認められる黒色粘板岩などが伴われる。厚さ70-100 mの玄武岩体が4地点で認められる。鱗片状劈開の走向・傾斜は一般に北北東-南南西、15-50° Wであるが、東北東-西南西方向の背斜状及び向斜状褶曲により屈曲している。

**岩石記載** 黒色粘板岩(椎葉村屋敷野、小谷出合い；GSJ R63446)

第36図に本岩石の顕微鏡写真を示す。おもに泥質部と石英分結脈とからなり、シルト大の石英・長石の碎屑片密集部を含む。泥質部は、おもに高い干渉色を示し、定向配列をなす雲母粘土鉱物とからなり、石英・長石などの0.02-0.1 mm径の碎屑片を含有する。泥質部には黒色不透明なすじからなる網状に配列する鱗片状劈開が密に発達している。粘土鉱物・石英脈及び鱗片状劈開は互いにほぼ平行に配列しており、これらが層面フォリエーション(S1)を構成する。石英分結脈は幅0.05-2 mmの範囲で膨縮・伸張及び分断されており、鱗片状劈開にそって圧力溶解により縁が切れ、かつ変位している。脈内の石英結晶は、S1に平行に伸張し定向配列をなすものと、モザイク状の集合組織をなす場合との両組織が認められる。分結脈内でしばしば粗粒石英結晶がS1にほぼ直交する脈を構成していることがある。石英の伸張組織はS1に平行な結晶内塑性変形によるものであり、一方、S1に直交する脈状の粗粒組織は、展張時



第35図 椎葉村南東部大藪川上流域のルートマップ 山頂部付近を占める三方岳ユニットと、その下に延岡構造線を介して、神門ユニットの黒色粘板岩・玄武岩類などが広く分布している。1：メランジュ基質(主に剪断された黒色粘板岩・砂岩頁岩破断層・混在岩からなる)、2：黒色粘板岩ないし泥質片岩、3：砂岩頁岩互層、4：片状砂岩粘板岩互層、5：片状砂岩、6：赤色ないし緑色粘板岩、7：玄武岩類、8：凝灰岩ないし凝灰質頁岩、9：層面フォリエーションの走向・傾斜、10：層理面の走向・傾斜、11：転石(s-片状砂岩の転石、b-玄武岩の転石)、12：正断層、13：延岡衝上断層



第36図 神門ユニットの黒色粘板岩(GSJ R63446)の顕微鏡写真 (椎葉村屋敷野, ヒノクチ谷出合)  
 主に雲母粘土鉱物からなる暗灰色の泥質部と膨縮・ブーダン構造などの変形構造を示す白色の分結石英脈とからなる。泥質部には網目状に配列する黒色のすじをなす鱗片状劈開が発達しており、分結石英脈にそって走る。これらはS1面を構成する。S1面は写真左に緩く傾斜する展張性ちりめんじわ劈開によって見掛け左ずれの変位をうけており、更にちりめんじわ褶曲による圧縮変形を被っている。写真面は鱗片状劈開に垂直で、劈開面上の断層条線に平行。単ニコール。スケールバーは2 mm

に発生したS1に垂直方向の展張割れ目を充填したものと解釈できる。その他の劈開として、2-5 mm間隔でS1に20-30°ゆるく傾斜し、傾斜方向に石英分結脈や他の劈開を変位させる展張性ちりめんじわ劈開、及びS1と展張性ちりめんじわ劈開を変形させている短縮性のちりめんじわ劈開が認められる。これらの非対称な変形構造はいずれも上盤が南東へ移動する剪断変形であることを示す。

#### V. 4 本郷ユニット(新称, Hd, Hh, Ha, Hs)

**地層名** 本ユニットが模式的に分布する一ツ瀬川沿いの椎葉村本郷の地名を採用した。橋本(1957)は本ユニットにほぼ相当する地質体の名称を、本郷南方の一ツ瀬川と板谷川谷の合流付近にあった集落の地名をとって吐野累層と名付けた。一方、田中・岩松(1993)は従来の堆積時の累重関係に基づく層序区分をこれらの地質体に与えるのは不相当だとして、吐野累層を2つに分けた上で、吐野ユニット、大藪ユニットと称した。本報告では吐野累層に相当する地質体を一括して扱うことが適当と考えるが、累層区分を用いるのは不相当であり、また吐野を冠する地質体の定義が変遷することによる混乱を避ける必要があること、吐野集落が既になく国土地理院発行の5万分の1地形図からも名称が削除されていることから本郷ユニットの名称を用いる。

**対比** 本地域南東部に分布する、吐野累層(橋本, 1957, 野田・橋本, 1958), 吐野及び大藪の両ユニット(田中・岩松, 1993), 本地域東隣の神門地域に分布する鬼神野, 渡川, 上井野の3累層(今井ほか, 1979),

神門地域から諸塚地域にかけて分布する田代層と田代層内に薄く挟まれる宇納間層(坂井・勘米良,1981), 本地域南東の尾鈴山地域に分布する北部コンプレックスの泥岩ユニット(木村ほか, 1991)にそれぞれ対比される(第18図)。

**分布と厚さ** 上限は大藪衝上断層を介して, 上位の神門ユニットに覆われ, その下限は本地域南方にあって, 八峡スラストで画されて, 木村ほか(1991)の砂岩ユニットと接する。また, 本ユニットは砂岩ユニットの南側にも, 中之又スラストを介してその南側に分布し, 小川スラストで下限を画され南部コンプレックスと接する。本地域南東部の渡川, 一ッ瀬川及びその支流の大藪川下流地域に分布する。

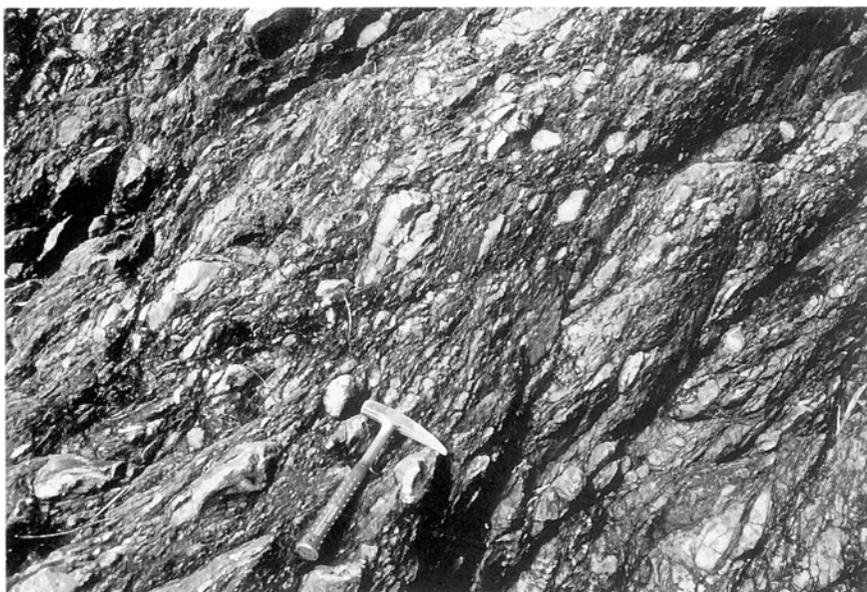
本ユニットの厚さは, 本地域内では500 mにすぎないが, 本ユニットは本地域南東方に広がっており, 本ユニットの下限を画する八峡スラスト(木村ほか, 1991)までの範囲を算出すると, 約1,800mに達する。

**岩相及び変形構造** 本ユニットは衝上断層で上部と下部に区分される。上部は主に砂岩頁岩破断層・混在岩からなり, 砂岩頁岩互層・玄武岩を挟む。一方, 下部は黒色泥岩・シルト質泥岩からなり, 砂岩頁岩破断層・砂岩頁岩互層・厚層理砂岩を伴う。これらの各岩相は主要な岩相の組合せと変形構造の特徴に基づき, 砂岩頁岩破断相(Hd)・頁岩相(Hh)・砂岩頁岩互層相(Ha)・砂岩優勢互層相(Hs), 及び玄武岩類のブロック(Hb)に区分される。

**砂岩頁岩破断相(Hd)**は砂岩頁岩破断層及び混在岩からなる。砂岩頁岩破断層は砂岩頁岩互層が未固結時の変形及び剪断に伴う脆性破壊による変形を被った岩相である。変形の弱いものでは砂岩頁岩互層の成層状態を保存したまま砂岩層が膨縮しているものから, 砂岩層が著しくレンズ化ないし角礫にまで破碎され, 頁岩中に孤立しているものまでが認められ, 頁岩には鱗片状劈開が発達している(第37図)。小褶曲及び小断層が発達し, 石英脈を伴う(第37図)。小褶曲は一般に40-80°ブランチの軸をもち, 半波長



第37図 本郷ユニットの砂岩頁岩破断層  
「神門」地域内, 北緯32° 21'12", 東経131° 16'13"地点, 南郷村木裏谷



第38図 本郷ユニットの混在岩 (椎葉村大藪谷)  
レンズはほとんど砂岩からなる。泥質基質には鱗片状劈開が発達する

20-50 cm, 翼間隔が閉じたトランスポーズタイプの褶曲である。混在岩は鱗片状劈開が発達した暗灰色頁岩を基質とし、主に砂岩・シルト岩・酸性凝灰岩などの径数mm-1 mの小岩塊からなる(第38図)。これらの小岩塊はレンズ状、菱形状、不規則に膨縮した薄層の形態をなす。一般に混在岩には小断層が発達し、礫が脆性破壊を呈している。砂岩頁岩破断層と混在岩は相伴って産出することが多い。

**頁岩相(Hh)**は黒色頁岩ないしシルト質泥岩が卓越し、砂岩頁岩互層・混在岩を伴う。一ツ瀬川沿いに露出する頁岩相はおもに黒色頁岩からなり、市房山花崗閃緑岩の熱による接触変成作用を受け、黒色で塊状堅固なホルンフェルスになっている。そこでは東西系の節理が1-2 m間隔で発達している。渡川流域の頁岩相はシルト質泥岩が卓越している。シルト質泥岩は暗灰色、塊状であり、剥離性が弱く、風化による径50-100 cmの玉葱状構造がしばしば認められる。まれにシルトないし砂岩の薄層、層状ないしレンズ状の石灰質及び珪質のノジュールが含まれる。

**砂岩頁岩互層相(Ha)**は一般に等量ないし砂岩に富む砂岩頁岩互層からなり、頁岩優勢の互層と伴う。互層の砂岩は5-20 cm厚と薄い。砂岩頁岩破断層とは異なり、砂岩層の膨縮変形が認められないか、あっても弱く局所的である。

**砂岩優勢互層相(Hs)**は砂岩優勢な砂岩頁岩互層と厚層理砂岩とからなる。渡川流域で、厚さ20 mと100 mのものが2地点で認められた。

**玄武岩類のブロック(Hb)**は渡川流域の2か所で砂岩頁岩破断相中に産出する。玄武岩は枕状溶岩及び火山碎屑岩からなる。林道沿いに孤立して露出しており詳細な産状は不明である。

## V. 5 浮遊性有孔虫と地質年代

### 浮遊性有孔虫化石

微化石を抽出するため、今回16試料の頁岩・酸性凝灰岩を採取し処理を行った。これらの内、時代決定に有効な有孔虫化石の抽出できた試料は1個(GSJ R63317)である。同試料は、本郷ユニットの頁岩相を構成する塊状シルト質頁岩から採取したものであり、採取地点は、「神門」地域南東部で、本地域から東隣の神門地域に入ってすぐの渡川右岸の林道の切割りである(北緯32° 20'27", 東経131° 15'22"地点)。有孔虫化石の鑑定はバリノ・サーヴェイ(爾)に依頼した。同定された有孔虫化石リストを第3表、主要な有孔虫化石の写真を第Ⅲ図版にそれぞれ示した。有孔虫化石帯のレンジについては、Toumarkine and Luterbacher(1985), Bolli and Saunder(1985), Nishi(1992)を参照した。

産出した浮遊性有孔虫化石の多くがNishi(1992)により報告されている化石種であり、*Catapsydrax unicavus*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerina angustiumbilitata*などは始新世から漸新世を通して産出し、*Pseudohastigerina barbadoensis*は後期始新世から前期漸新世初期、*Globigerina angipoloides*は始新世から前期漸新世に生存したとされる種である。これらより、産出した化石群は、*Globigerinatheka index Zone*から*Pseudohastigerina barbadosensis Zone*に相当し、後期始新世から前期漸新世初期の地質時代を示す。

なお、底生種の産出数は少なく堆積環境の詳細は判断できないが、*Ammodiscus* sp.などの砂質種を少量伴い、*Bulimina* sp., *Cibicoides* sp., *Gyroidina* sp., *Oridosalis* sp., *Stilostomella* sp.などの半深海-深海にかけて産出する種が含まれる。

### 神門ユニットの地質年代

今回、本ユニットから時代を示す化石が得られなかった。しかし、本地域東隣の「神門」地域に分布

第3表 本郷ユニットから産出した有孔虫化石

浮遊性有孔虫化石	底生有孔虫化石
<i>Catapsydrax unicavus</i> Bolli	<i>Ammodiscus</i> sp.
<i>Catapsydrax</i> sp.	<i>Haplophragmoides</i> sp.
<i>Globigerina angiporoides</i> Hornibrook	<i>Martinottiella</i> sp. (破片)
<i>Globigerina angustiumbilitata</i> Bolli	<i>Anomalinoidea</i> ? sp.
<i>Globigerina</i> aff. <i>brevis</i> Jenkins	<i>Bulimina</i> sp.
<i>Globigerina</i> cf. <i>praebulloides</i> Blow	<i>Cassidulina</i> ? sp.
<i>Globigerina</i> cf. <i>triloculinoides</i> Plummer	<i>Cibicides</i> sp.
<i>Globigerina</i> sp. ( <i>Gna. eocaena</i> Gumbel ?)	<i>Cibicoides</i> sp.
<i>Globigerina</i> sp. ( <i>Gna. linaperta</i> Finlay ?)	<i>Elphidium</i> ? sp.
<i>Globigerina</i> spp.	<i>Gyroidina</i> sp.
<i>Pseudohastigerina barbadoensis</i> Blow	<i>Oridosalis</i> sp.
	<i>Stilostomella</i> sp.

試料番号GSJ R63317

試料採集地点は「神門」地域南西部

渡川右岸の北緯32° 20' 27", 東経131° 15' 22" 地点

する本ユニット相当層から、坂井ほか(1984)は6地点(試料番号a-1, a-2, a-4, a-5, a-6, t-1-21)から放散虫化石、1地点(試料番号a-9)から有孔虫化石の産出を報告している。なお、t-1-21は田代層(本郷ユニットに相当)に属するとされているが、今回、今井ほか(1979)の地層区分に基づいて神門ユニット相当と改めた。一方、a-7は荒谷層(神門ユニット相当)に属するとされたが、今井ほか(1979)の地層区分に基づいて本郷ユニット相当と判断した。また、産出放散虫化石の時代範囲について、彼らの発表以後公表された文献、Sanfilippo and Riedel(1985)で詳細な放散虫化石種の生存レンジを示してあり、これに従って坂井ほか(1984)の各化石群集の時代を以下に示すように一部訂正した。

黒色千枚岩ないし粘板岩からの3試料は下記の時代を示す。

a-1 : *Dictyoprora mongolfieri* の産出により、*D. mongolfieri*-*T.bromia* 帯に対比され、中-後期始新世を示す。

t-1-21 : *Dictyoprora mongolfieri*と*Theocotylissa cf. ficus* の産出により、*D. mongolfieri*-*P. goetheana* 帯に対比され、中期始新世を示す。

a-9 : *Globigerina angiporoides* の産出により、始新世から前期漸新世を示す。

緑色及び赤色粘板岩から採取されたものでは、a-6は標記 a-1と同様であり、a-4とa-5は、坂井ほか(1984)の指摘のとおり、*Lithochytris verpertilio* の産出により、中期始新世である。

これらの試料から、神門ユニットは黒色千枚岩・粘板岩及び緑色ないし赤色粘板岩ともに中期始新世の時代を含むと判断できる。なお、坂井ほか(1984)では、黒色千枚岩ないし粘板岩について、放散虫化石から後期始新世と判断したが、上記のa-1試料で示したように、彼らの示した放散虫化石群集からは、後期始新世とに限定することができない。

## 本郷ユニットの地質年代

坂井ほか(1984)、Nishi(1988)は、「神門」地域における本郷ユニット相当層、すなわち、田代層・宇納間層の多数の地点から中期始新世の後期から前期漸新世を示す浮遊性有孔虫・放散虫化石の産出を報告しており、木村ほか(1991)は「尾鈴山」地域の神門ユニット相当層の泥岩ユニットから、中ないし後期始新世、始新世ないし漸新世のレンジをそれぞれ示す放散虫化石を得た。今回得た浮遊性有孔虫化石の年代もこれらの化石が示す年代範囲に含まれる。したがって、本郷ユニットは、坂井ほか(1984)、Nishi(1988)が指摘したように、中期始新世の後期から前期漸新世の時代範囲を示すと考えられる。

## V. 6 地質構造

本地域の日向層群内に発達する主要な地質構造は、衝上断層系であり、それらは部分的に高角度断層系、屈曲構造によって変形を受けている。高角傾斜断層系についてはX章で記述する。

### V. 6. 1 衝上断層系

衝上断層系の地質構造は、神門ユニット、上部本郷ユニット及び下部本郷ユニットの各スラストシーートの積み重なりで特徴づけられる。これらのシートは、水平ないし10-20°でゆるやかに北傾斜を示す。

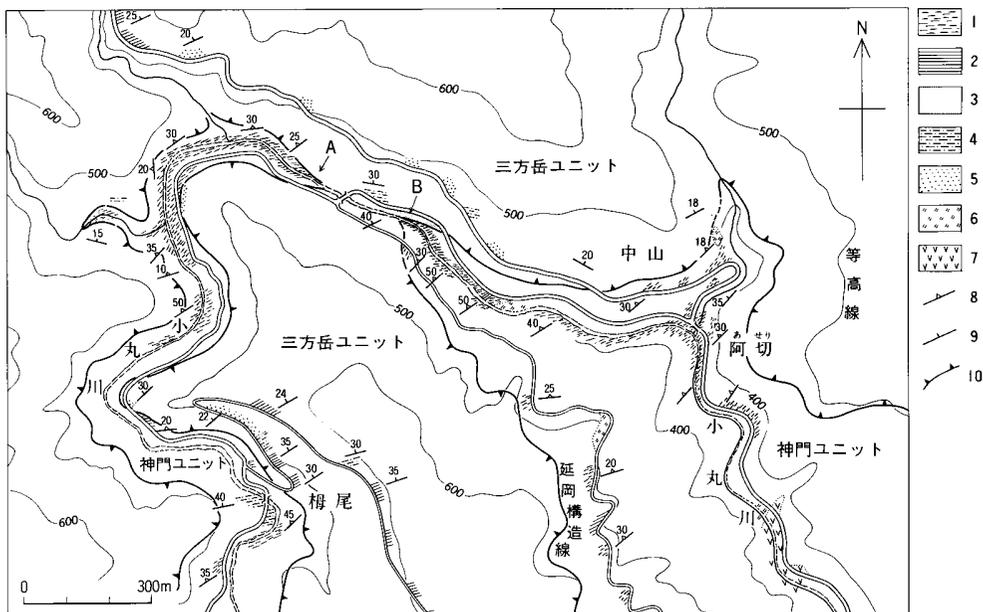
しかし、各スラストシート内部の層理面、鱗片状劈開、小断層などの面構造は、 $20-40^\circ$  北ないし北西に傾斜しており、スラストシートの構造に斜交している。特に、頂部を延岡構造線、基底を大藪衝上断層で画された神門ユニットでは、7ないし10の層準に挟まれる玄武岩類のブロックが地質構造の良いマーカーとなっており、これらはいずれも $20-40^\circ$  北ないし北西に傾斜しており、ほぼ水平な延岡構造線と大藪衝上断層によって切られている。以下、主要な衝上断層について記述する。

### 延岡構造線(今井ほか, 1971命名)

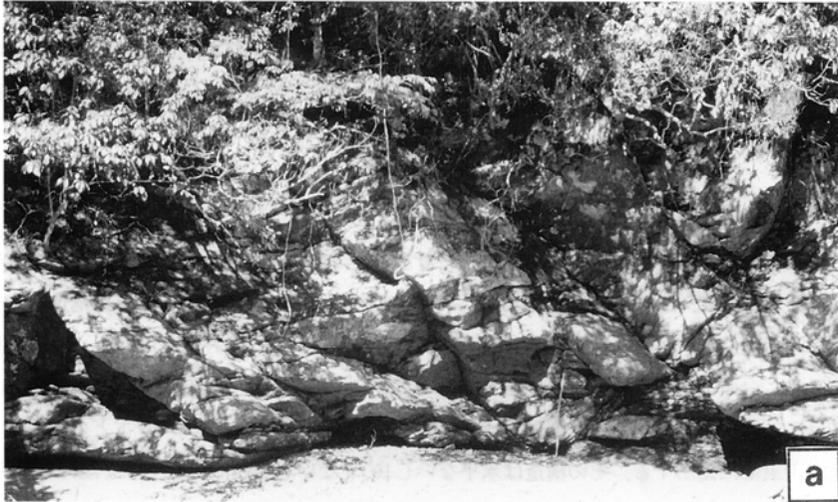
九州四万十累帯において、主に白亜系からなる北帯と、主に古第三系からなる南帯とを画する構造的に重要な衝上断層である。そのような構造線は、橋本(1957, 1962)によって延岡-紫尾山構造線と初めに命名されたが、その位置が南帯中の大藪衝上断層に相当することから、今井ほか(1971, 1975)は構造線の位置をより北、白亜系諸塚層群の下限を画する衝上断層に再設定し、その名称を延岡構造線と改めた。

本地域では、延岡構造線は白亜系三方岳ユニットとその構造的下位の神門ユニットとの境界をなしており、本地域南東部に露出する。その構造は水平ないし $10^\circ$  北ないし北西にゆるやかな傾斜をなすため、小丸川沿いでは下盤の神門ユニットが狭長なフェンスターをなしたり、大河内越えから三方岳、丸笹山にかけて山腹を鉢巻状に取り巻いたり、その南方では山頂部にクリップとして三方岳ユニットがのっている。

**断層露頭** 第39図に南郷村中山付近のルートマップを示す。本構造線の断層露頭は、南郷村中山の小丸



第39図 三方岳ユニットと神門ユニットのルートマップ (小丸川上流域, 椎葉村中山付近) 延岡構造線を介して、上盤の三方岳ユニットと下盤の神門ユニットとが接する。A, Bは延岡構造線の断層露頭の地点を示す(本文参照)。1: メランジュ基質(主に剪断された黒色粘板岩・砂岩頁岩破断層・混在岩からなる), 2: 黒色粘板岩ないし泥質片岩, 3: 石英泥質片岩, 4: 片状砂岩粘板岩互層, ないし砂岩頁岩互層, 5: 片状砂岩, 6: 赤色ないし緑色粘板岩, 7: 玄武岩類, 8: 面フォーリエンションの走向・傾斜, 9: 層理面の走向・傾斜, 10: 延岡衝上断層



第40図 延岡構造線の断層露頭(A)写真 (第39図地点A: 椎葉村中山)

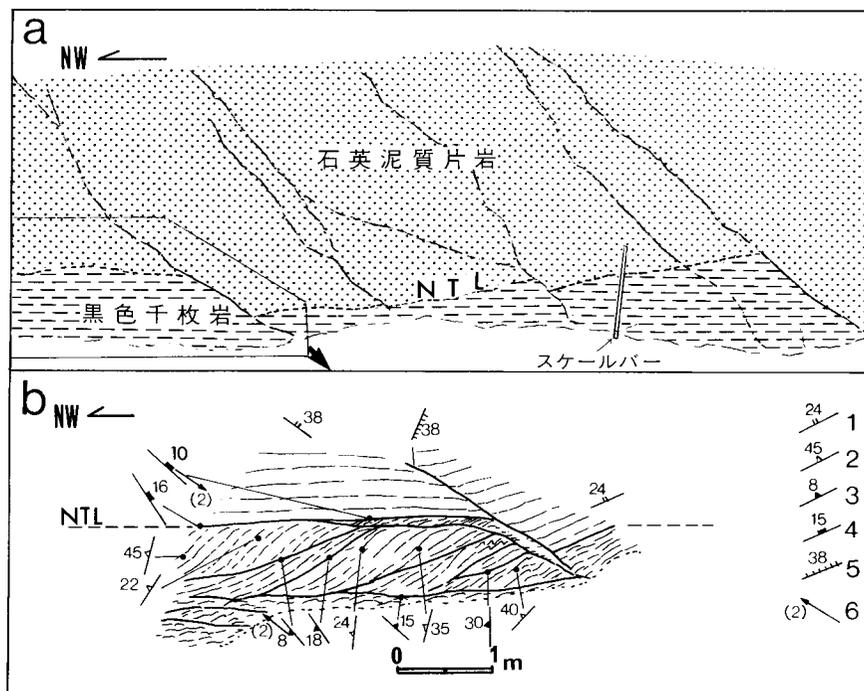
a: 小丸川河床北岸に沿う延岡構造線の露頭。上盤は三方岳ユニットの石英泥質片岩, 下盤は神門ユニットの黒色粘板岩からなる。写真右下のスケールは1m。第41図aのスケッチを参照。

b: 延岡構造線の断層破碎帯。写真左に傾斜した非対称剪断組織が発達している。上盤が写真右へ移動したことを示す。中央部が欠如しているが、断層破碎帯の幅は10-20cm

川河床沿いの2か所で観察される(第39図のAとB)。本地域東方2kmの松の内谷の林道切割りでも観察された。

**地点A**：小丸川北岸にそって、本構造線の断層面が約20m連続して露出しており(第39図)、上盤は厚さ5m以上の石英泥質片岩、下盤は剪断された黒色粘板岩(厚さ約2m)から構成されている(第40図a、41図a)。断層面はゆるやかに波うっており、その走向・傾斜は $N6^{\circ}W$ 、 $12^{\circ}E$ 、 $N34^{\circ}W$ 、 $16^{\circ}E$ 及び $N48^{\circ}W$ 、 $10^{\circ}NE$ とばらつく。断層面は上盤及び下盤両方の地層の構造に斜交している。特に、下盤の黒色粘板岩の鱗片状劈開は走向 $NNE$ ないし $NNW$ 、傾斜 $18-40^{\circ}W$ でS字型に湾曲する非対称な形態をなしており、上位の構造線の断層面に収束する。断層面には、およそ北西-南東方向の条線が認められ(第41図b)、幅20-30cmの北に傾斜した非対称な配列をなす鱗片状劈開が発達した断層破砕帯が伴う(第40図b)。破砕帯及び下盤の黒色粘板岩の非対称な組織は、断層上盤が南東方向へ変位してことを示す。

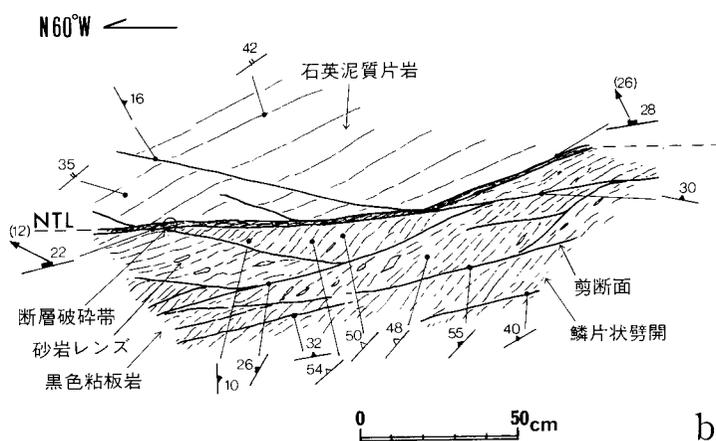
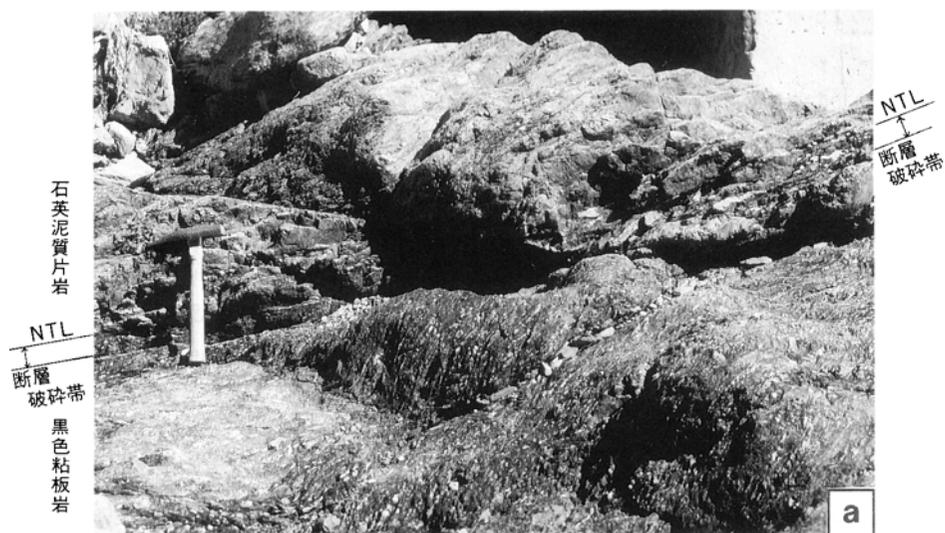
同露頭は、田中・岩松(1993)によって初めて記載された。彼らは断層の特徴をスケッチとともに簡単に記載し、断層破砕帯は断層角礫岩からなり、不連続で側方へ黒色粘板岩へ漸移するとしている。しかし、上記に記載したように、石英泥質片岩と黒色粘板岩の岩相境界は明瞭であり、両者が漸移することではなく、断層で境される。そして、黒色粘板岩中には数多くの断層が発達しており、それらには延岡構



第41図 延岡構造線の断層露頭(A)のスケッチ (第39図地点A: 椎葉村中山)

a: 第40図aの概略スケッチ。NTL; 延岡構造線。スケールは長さ1m。

b: 詳細なスケッチ。露頭の位置はa図を参照。黒色粘板岩には鱗片状劈開と砂岩・石英分結脈の配列からなり、S字状をなすS1面と、NTLにほぼ平行な主剪断面及び写真左に傾斜した剪断面からなる非対称な剪断組織が発達する。ファブリックの特徴は断層上盤が写真右に移動したことを示す。1: 片理面の走向・傾斜, 2: 鱗片状劈開の走向・傾斜, 3: 剪断面の走向・傾斜, 4: NTLの走向・傾斜, 5: 新期の断層の走向・傾斜, 6: 断層条線とそのプランジ角



第42図 延岡構造線の断層露頭(B) (第39図地点B: 椎葉村中山)

a: 上盤は三方岳ユニットの石英泥質片岩, 下盤は神門ユニットの黑色粘板岩からなる. 写真右下のスケールは30cm. bのスケッチを参照

b: スケッチ. 下盤の黑色粘板岩には, 鱗片状劈開と砂岩・石英分結脈の配列からなり, S字状をなすS1面と, NTLにほぼ平行な主剪断面及び左ないし右に傾斜した剪断面からなる非対称な剪断組織が発達する. 組織の非対称な形態は上盤が南東方に変位したことを示す. 凡例は第41図を参照

造線の断層面に収束するものと平行に走るものがある(第41図b). 彼らが黑色粘板岩に漸移するとした断層は, おそらくこれらの断層系の1つであり, 延岡構造線の主断層面ではない. また, 断層破砕帯は上記で記載したように, 浸食により断片的にしか残されていないが, 系統的な組織を示す鱗片状劈開が発達した泥質岩からなり, 無秩序な組織を示す角礫岩ではない(第40図b).

**地点B:** 小丸川北岸に, 約5mにわたって本構造線の断層面が露出している(第39図). 上盤は上流方向に連続する石英泥質片岩からなり, 下盤は下流方向に連続する, 剪断された黑色粘板岩からなる(第42図). 断層面は平面的であり, その走向・傾斜はN76°E, 22°N及びN82°E, 28°Eである. 断層面は上盤及び下

盤両方の地層の構造に斜交している。下盤の黒色粘板岩の鱗片状劈開は走向NE-SW、傾斜40-55° NWでS字型に湾曲した非対称な構造を示しており、上位の構造線の断層面に収束する。断層面には、N64° W方向の条線が認められ(第42図b)、北東に傾斜した鱗片状劈開の非対称な組織からなる幅10-20 cmの断層破碎帯を伴う(第42図b)。破碎帯及び下盤の黒色粘板岩の構造形態は、断層上盤が南東方向へ変位したことを示す。

#### 大藪衝上断層(橋本, 1957命名)

千枚岩で特色づけられる大河内累層(神門ユニットに相当)と下位の変成作用を受けていない吐野累層(本郷ユニットに相当)との境界をなす衝上断層として、橋本(1957)により命名された。

本地域南東部、渡川及び一ツ瀬川流域において、北ないし北西に約10° 傾斜するゆるやかな構造を示し、丸笹山、三方岳、広野山の中腹、600-900 m高度を鉢巻状に取り巻いている。しかし、萱原山東斜面では、神門ユニットが尖滅しており、大藪衝上断層は延岡構造線によって断たれていると考えられる。本断層の位置は、橋本(1957)が指摘したように、神門ユニットを特色づける石英黒色粘板岩と本郷ユニットの砂岩頁岩破断層との境界として、各ルートで容易におさえることができる。しかし、断層露頭そのものは、本研究では下記の1か所で観察することができただけである。野田・橋本(1958)は、本地域南東部椎葉村の城より大藪に通ずる旧山道が吐野谷(丸野から東方へ延びる谷)の大崩壊地を横切る地点、及び野地付近の同山道東方に大藪衝上断層の断層破碎帯が認められるとし、10-30° 北西ないし北東傾斜の断層面を記載している。しかし、断層露頭から断層の運動像の解析はなされていない。これらの露頭は地滑りの修復工事と植林のため現在露出していない。

**断層露頭** かみどがわ まきはな 上渡川から榎鼻峠にいたる村道沿いに露出する。断層面はN30° E, 60° NWで、上盤は剪断された石英泥質粘板岩(厚さ2 m)、下盤は砂岩頁岩互層(厚さ5 m)からなる。断層には幅30-40 cmの、鱗片状劈開が発達した破碎帯を伴う。破碎帯のファブリックは系統的ではないが、上盤には断層による引きずり褶曲(南東フェルゲンツ; 褶曲軸: N54° E, 水平; 半波長20-30 cm)が観察されることから、断層上盤は、南東方に移動したものと推定される。

#### 丸野衝上断層(新称)

本地域において、本郷ユニットの上部と下部との境界をなす衝上断層である。田中・岩松(1993)によって、吐野ユニット(本郷ユニット上半部相当)と大藪ユニット(本郷ユニット下半部相当)の境界をなす断層として初めて地質図上に記された。本衝上断層は、本地域南東部、渡川及び一ツ瀬川流域において、北ないし北西に約10° 傾斜するゆるやかな構造をなし、ほぼ大藪衝上断層に平行している。本地域東隣の「神門」地域では、今井ほか(1979)の鬼神野層と渡川層との境界をなす断層(彼らの地質図では高角度の傾斜をなすように示されており、その点はあわない)に延長すると推定される。本地域では、下部の塊状黒色頁岩と上位の砂岩頁岩破断層との境界として、本衝上断層の位置をおさえることができる。

本郷ユニットの上部と下部の層理面及び鱗片状劈開の面構造は、走向NE-SWないしENE-WSW、傾斜20-50° NWの同斜構造を示しており、明らかに丸野衝上断層より傾斜が急であり斜交している。

**断層露頭** 椎葉村平付近の一ツ瀬川右岸に約10 mにわたって、丸野衝上断層の断層面が観察できる。断

層の上盤は厚さ約5mの砂岩頁岩破断層，下盤は厚さ2-4mの暗灰色頁岩からなる．頁岩には砂質葉理まれに砂岩レンズが含まれる．断層面は走向・傾斜N84° E, 15° Eで，幅30-60 cmにわたって鱗片状劈開が顕著に発達し，S字型の形態をなす非対称組織の破砕帯を伴っている．その構造は，断層上盤が南方へ衝上したことを示す．

## V. 6. 2 屈曲構造

西南日本において，東北東-西南西方向の帯状構造をなす四万十累帯は，九州南西部付近で大きく屈曲し，琉球弧の北東-南西方向に平行するようになる．この屈曲構造は北薩の屈曲(橋本, 1962)として知られている．寺岡ほか(1981b)は九州四万十累帯には大規模な屈曲構造がこの他にも，本地域西方の人吉地域，宮崎西方の野尻地域，五ヶ瀬川付近などで認められることを示した．これらの屈曲構造はいずれも北西-南東ないし西北西-東南東方向の軸をもっている．人吉地域付近で，Murata(1987)は屈曲構造の詳細を記述し，これが褶曲軸が垂直近く傾斜しているconical foldであると示した．

本地域では，これらの屈曲構造に属する褶曲構造は南東部域において認められる．そこでは，三方岳，神門及び本郷の各ユニットの走向が，屋敷野-三方岳-上渡川を通る背斜状の褶曲軸で，東北東-西南西から北北東-南南東にゆるやかに曲がり，本郷-大藪を通る向斜状の褶曲軸で再び東北東-西南西に戻る．屈曲をもたらず褶曲は，6-8 kmにわたって追跡できる．

## V. 7 広域変成作用

四万十累帯南帯日向層群の玄武岩類の変成鉱物の検討の結果は，変成相の確認されたものについて第51図に示した．1試料だけであるが，神門ユニットではぶどう石-パンペリー石が変成鉱物として産出するものがある．また，神門ユニット，本郷ユニットではパンペリー石が脈状に産出するものがある．

本地域を含む地域の広域変成作用は今井ほか(1971)，寺岡ほか(1981a)にまとめられている．また，今井ほか(1979)が，東隣の「神門」地域で変成相の検討を行っている．これらの研究を本地域に当てはめれば，神門ユニットはぶどう石-パンペリー石相の変成作用を受け，本郷ユニットはぶどう石-パンペリー石相に達していない．本報告の結果は今井ほか(1971)等による結果と矛盾していない．

## VI. 秩父累帯南帯及び四万十累帯の砂岩組成

(酒井 彰)

本地域の秩父累帯南帯及び四万十累帯北帯の各ユニットに含まれる砂岩の組成を検討した．砂岩試料

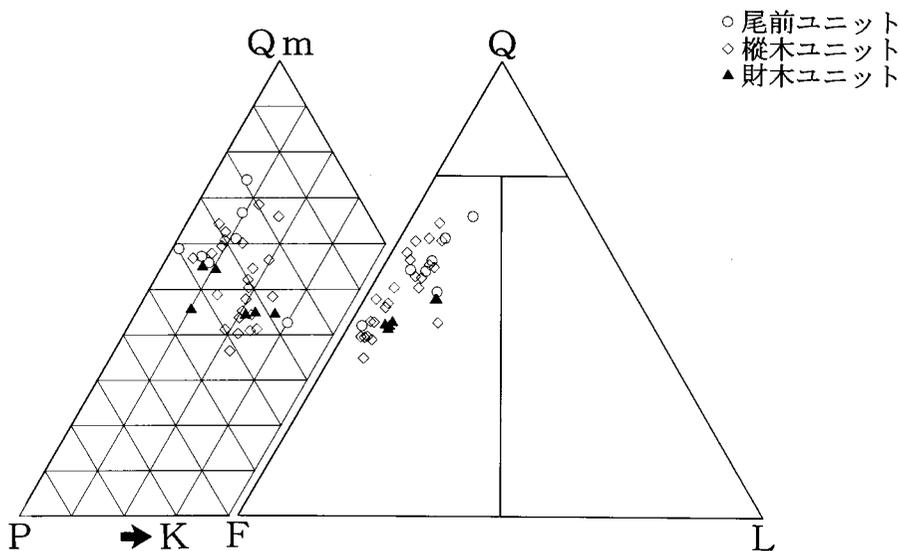
は厚さまたは径が2 m以上の細-粗粒塊状砂岩を採取し、次の手法でモード分析を行った。すなわち、コバルチ亜硝酸ナトリウム溶液でカリ長石を染色した薄片を用いて、Gazzi-Dickinson法により各薄片について500点のポイントカウンティングを行った。以下で述べる各鉱物・岩片の量は、基質を除いたフレームワークモードを百分率で示す。測定した砂岩試料は秩父累帯南帯37個、四万十累帯北帯97個である。以下に秩父累帯南帯の砂岩と四万十累帯北帯の砂岩に分けて記述する。

## VI. 1 秩父累帯南帯の砂岩

本地域の秩父累帯南帯には、縦木ユニットと尾前ユニットに属する地質体が分布する。両ユニットともに本地域での分布面積が狭いので、北隣の「鞍岡」地域に分布する両ユニットの砂岩も採取し組成の検討を行った。また、縦木ユニットの北側に分布する鞍岡地域(神戸, 1957)で財木層<sup>2)</sup>と呼ばれた地質体の砂岩も検討した。検討した砂岩数は財木ユニット6個、縦木ユニット24個、尾前ユニット7個である。

砂岩の一般的特徴としては、色は灰色から暗灰色時に黒色を呈する長石質砂岩である。基質の量は、財木ユニットの16.4-9.0(平均13.1)%及び縦木ユニットの23.0-7.2(平均12.0)%で、両ユニットの砂岩のほとんどがアレナイトであるが、尾前ユニットの基質は17.2-7.8(平均13.0)%で、その半数がワッケである。また、尾前ユニットの砂岩は一般に変質が進んでおり、斜長石や岩片が微小な雲母の集合物に置換されていることがある。縦木ユニットの南縁部及び尾前ユニットにはチャートの粒子を多く含むチャート砂岩を含むが、今回の砂岩組成の検討試料からは除外してある。

Q-F-L図及びQm-P-K図を第43図に、各ユニットの砂岩の平均組成を第4表に示す。



第43図 秩父累帯南帯の砂岩のQ-F-L図及びQm-P-K図  
Q: 石英の総量, F: 長石, L: 岩片, Qm: 単結晶石英, P: 斜長石, K: カリ長石

2) 神戸(1957)で財木層と呼ばれた地質体をここでは財木ユニットと呼ぶ。

第4表 秩父累帯南帯の砂岩の平均組成

	石英	単石英	多石英	長石	カリ長石	斜長石	雲母類	重鉱物	岩片	深成岩	火山岩	堆積岩	変成岩	基質	Q/F	K/F	L/F
尾前ユニット [7]	53.7 (7.6)	52.2 (7.2)	1.5 (0.8)	35.8 (8.8)	9.5 (7.9)	26.3 (6.0)	1.7 (1.7)	0.5 (0.2)	8.3 (3.3)	0.0 (0.0)	7.3 (2.8)	0.9 (0.7)	0.1 (0.1)	13.0 (3.1)	1.65 (0.65)	0.25 (0.14)	0.26 (0.14)
樺木ユニット [24]	48.1 (8.3)	47.0 (8.2)	1.1 (0.6)	43.4 (8.5)	14.8 (5.5)	28.5 (5.5)	1.7 (1.1)	0.8 (0.6)	6.0 (2.9)	0.0 (0.0)	5.3 (4.7)	0.5 (0.8)	0.2 (0.2)	12.0 (3.4)	1.19 (0.44)	0.34 (0.10)	0.15 (0.09)
財木ユニット [6]	42.6 (2.8)	41.4 (2.6)	1.2 (0.4)	45.0 (5.4)	14.5 (6.7)	30.4 (3.8)	2.0 (0.8)	1.1 (0.6)	9.3 (2.9)	0.0 (0.0)	9.0 (2.9)	0.4 (0.2)	0.0 (0.1)	13.1 (3.2)	0.97 (0.19)	0.31 (0.12)	0.22 (0.10)

単石英は単結晶石英，多石英は多結晶石英の略。単石英と多石英は石英の，カリ長石と斜長石は長石の，深成岩・火山岩・堆積岩・変成岩は岩片のそれぞれ内訳である。[ ]は測定砂岩数，( )は標準偏差。石英・長石・雲母類・重鉱物及び岩片の数値は基質を除いたフレームワークモードの百分率で表されている。

岩片は財木ユニット13.4-6.6(平均9.3)%から，樺木ユニットの16.2-2.1(平均6.0)%に減少し，尾前ユニットでまた13-2.4(平均8.3)%と増加する傾向を示す。岩片は火山岩片が最も多く，しかも酸性火山岩片が多い。

長石は財木ユニットの49.6-36.9(平均45.0)%から樺木ユニットの57.3-28.9(平均43.4)%，尾前ユニットの53.0-22.1(平均35.8)%と次第に減少するが，一方，石英は財木ユニットの46.9-40.1(平均42.6)%から樺木ユニットの63.6-34.1(平均48.1)%，尾前ユニットの65.6-40.2(平均53.7)%と次第に増加する傾向が認められる。カリ長石と長石の比であるK/Fは，財木ユニットの0.48-0.17(平均0.31)から樺木ユニットの0.49-0.12(平均0.34)に増加し，尾前ユニットで0.52-0.03(平均0.25)に減少する。カリ長石は平均すると樺木ユニットで最も多いが，長石に対する比率は各ユニットとも最も多いもので長石の半分を占める。

全体としては，財木ユニットから，樺木ユニット，尾前ユニットへと，長石質砂岩の領域で，長石の多い領域から石英の量が次第に多くなる領域に変化する。

このような砂岩組成の特徴は，九州東部の三重町地域(酒井ほか，1993)の彦ノ内層上部から尺間山層，床木層の砂岩組成の特徴と類似し，岩相の特徴からも各層と各ユニットの対比が可能である。

## VI. 2 四万十累帯北帯の砂岩

本地域の四万十累帯北帯諸塚層群は，佐伯亜層群と蒲江亜層群に分けられる。検討した砂岩数は，佐伯亜層群の銚子笠ユニット16個，不土野ユニット13個，上椎葉ユニット48個及び蒲江亜層群三方岳ユニット20個の合計97個である。

砂岩の一般的特徴として，灰色-暗灰色ないしは青灰色-緑灰色の細-粗粒砂岩で検討した砂岩のほとんどは中粒砂岩である。蒲江亜層群三方岳ユニットの砂岩はプレッシャーシャドウが形成され，変成作用のために斜長石や岩片は微小な雲母類に置換され，また，石英は波動消光するものが多い。他のユニットの砂岩でも断層近辺のものは程度の差はあるがプレッシャーシャドウが形成されている。

基質量からみると、佐伯亜層群の銚子笠ユニット25.8-7.4(平均17.3)%, 不土野ユニット29.8-12.0(平均19.7)%, 上椎葉ユニット27.2-9.4(平均17.5)%及び蒲江亜層群の三方岳ユニット30.8-14.8(平均21.5)%で、大部分ワッケである。なお、三方岳ユニットのプレッシャーシャドウの部分は基質に、微小な雲母類に置換された粒子は岩片にそれぞれカウントされている。

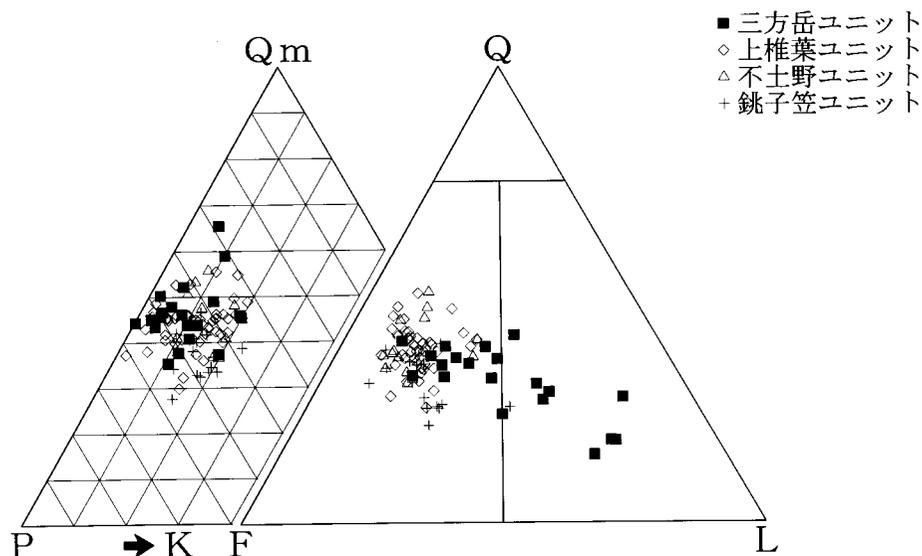
Q-F-L図及びQm-P-K図を第44図に、各ユニットの砂岩の平均組成を第5表に示す。

全体的な特徴としては、Q-F-L図において佐伯亜層群の砂岩は長石質砂岩の領域にプロットされるのに対し、蒲江亜層群の砂岩は石質の領域と長石質のより石質に近い領域にプロットされ、両亜層群の砂岩は明瞭に組成が異なる。

佐伯亜層群の銚子笠ユニットの砂岩は、Q-F-L図で長石質の領域内で他の2ユニットの砂岩に比べ石英の少ない領域にプロットされる。不土野ユニットと上椎葉ユニットの砂岩はほぼ同じ領域にプロットされ、本図上では区別がつかない。

長石は銚子笠ユニットで58.5-34.8(平均48.3)%だが、不土野ユニットは54.2-33.0(平均45.6)%, 上椎葉ユニットは56.0-33.7(平均45.5)%と両ユニットはほぼ同量で銚子笠ユニット少なくなる。K/F比を見ると、銚子笠ユニットは0.38-0.16(平均0.25), 不土野ユニットは0.33-0.11(平均0.22), 上椎葉ユニットは0.38-0.03(平均0.20)で、次第に減少する。これは、斜長石の量は3ユニット間でほとんど変化しないが、カリ長石が次第に減少しているためである。一方、石英は、銚子笠ユニットの38.9-20.8(平均29.7)%から、不土野ユニットの49.4-30.1(平均38.4)%と急激に増加し、上椎葉ユニットになると49.5-24.7(37.4)%でわずかに減少する。

岩片は、銚子笠ユニット37.8-8.9(平均19.3)%, 不土野ユニット26.2-8.4(平均13.7)%, 上椎葉ユニット25.1-6.6(平均14.6)%で、その大部分が火山岩片からなる。銚子笠ユニットの砂岩は他のユニット



第44図 四万十帯北帯の砂岩のQ-F-L図及びQm-P-K図  
Q: 石英の総量, F: 長石, L: 岩片, Qm: 単結晶石英, P: 斜長石, K: カリ長石

第5表 四万十累帯北帯の砂岩の平均組成

	石英	単石英	多石英	長石	カリ長石	斜長石	雲母類	重鉱物	岩片	深成岩	火山岩	堆積岩	変成岩	基質	Q/F	K/F	L/F
三方岳ユニット [20]	30.6 (7.2)	28.3 (7.0)	2.3 (1.1)	33.5 (9.8)	5.6 (3.4)	27.9 (9.0)	0.8 (0.6)	0.7 (0.8)	34.4 (15.8)	0.0 (0.0)	3.5 (7.3)	0.1 (0.3)	0.0 (0.0)	21.5 (4.4)	0.97 (0.33)	0.17 (0.10)	1.33 (1.12)
上椎葉ユニット [48]	37.4 (4.8)	35.8 (4.7)	1.7 (0.9)	45.5 (4.2)	9.3 (4.3)	36.2 (5.0)	1.4 (0.9)	1.4 (2.1)	14.6 (4.3)	0.0 (0.0)	12.7 (4.8)	0.4 (0.4)	0.1 (0.1)	17.5 (4.3)	0.84 (0.17)	0.20 (0.09)	0.33 (0.12)
不土野ユニット [19]	38.4 (5.5)	36.7 (5.3)	1.7 (0.8)	45.6 (6.9)	10.3 (4.2)	35.3 (4.7)	1.0 (0.5)	1.3 (0.7)	13.7 (5.4)	0.0 (0.0)	13.1 (5.3)	0.5 (0.4)	0.1 (0.1)	19.7 (4.9)	0.88 (0.24)	0.22 (0.07)	0.32 (0.18)
銚子笠ユニット [16]	29.7 (5.3)	28.7 (5.1)	1.1 (0.7)	48.3 (5.0)	12.3 (3.2)	36.0 (3.9)	0.9 (0.4)	1.8 (1.4)	19.3 (7.0)	0.0 (0.0)	18.7 (7.1)	0.5 (0.7)	0.1 (0.1)	17.3 (4.7)	0.62 (0.13)	0.25 (0.05)	0.42 (0.21)

単石英は単結晶石英，多石英は多結晶石英の略，単石英と多石英は石英の，カリ長石と斜長石は長石の，深成岩・火山岩・堆積岩・変成岩は岩片のそれぞれ内訳である。[ ]は測定砂岩数，( )は標準偏差，石英・長石・雲母類・重鉱物及び岩片の数値は基質を除いたフレームワークモードの百分率で表されている。

に比べ火山岩片の量が多く，そのうち酸性火山岩片のほとんどは溶結凝灰岩からなるのが特徴である。不土野ユニット及び上椎葉ユニットの砂岩も火山岩片の大部分が酸性火山岩片であるが，溶結凝灰岩は少ない。

蒲江亜層群三方岳ユニットの砂岩は，変成作用が進み，微小な雲母類に置換されたものは岩片にカウントされているために斜長石は本来の量より少なめにカウントされ，また，プレッシャーシャドウの影響で基質量が本来の量より増えている。また変成作用のために，岩片も斜長石の変成したものを含まため本来の量より多めにカウントされ，岩片の細分も不可能である。一方，石英やカリ長石は変成しないで残っている。全体として不正確なモード値となっているが，Q-F-L図ではL寄りに，Qm-P-K図ではQm・K寄りにプロットされることを考慮に入れても，第44図に示されるように有意の差が認められる。

石英は41.0-15.0(平均30.6)%で，長石は49.7-13.1(平均33.5)%で共に佐伯亜層群の砂岩に比べ少なく，K/Fは0.37-0.01(平均0.17)でやはり低くなっている。

以上の結果を九州東部の佐伯地域の砂岩組成の検討結果(寺岡ほか，1990)と比べてみると，佐伯亜層群の砂岩が長石質砂岩であり，蒲江亜層群の砂岩が石質砂岩であるという全体的傾向は良く似ている。しかし，細かく比べてみると，本地域の佐伯亜層群の砂岩は佐伯地域の砂岩と比べ，長石はほぼ同量だが，石英は多く岩片が少ない傾向が認められる。また，Q-F-L図では，銚子笠ユニットとその他のユニットの差が本地域のほうがより明瞭である。K/F比は佐伯地域の砂岩がより高い傾向が認められる。

## VII. 市房山花崗閃緑岩

(内藤一樹)

### VII. 1 概説・研究史

市房山花崗閃緑岩は、西南日本外帯の中新世花崗岩類に属する岩体で、本地域の南西部、水上村<sup>ふうの</sup>の<sup>きばる</sup>木原と江代山周辺から南隣の「村所」地域内の市房山北西まで露出し、北西-南東方向にやや伸長し中央部のくびれた長径約10 km、短径約7 kmの岩株状岩体をなす。本岩体は白亜紀-古第三紀の四万十累帯中に貫入し、これに堇青石ホルンフェルスに至る接触變成作用を及ぼしている。

本岩体は大庭(1961)により市房山花崗岩と命名されたが、その後、市房山花崗岩類(中田・平原, 1984)、市房山花崗閃緑岩(山本, 1992)などと呼ばれ、岩体名は一定していない。本報告では本岩体の岩石のモード組成がほぼ花崗閃緑岩になるので、これを市房山花崗閃緑岩と呼ぶ。

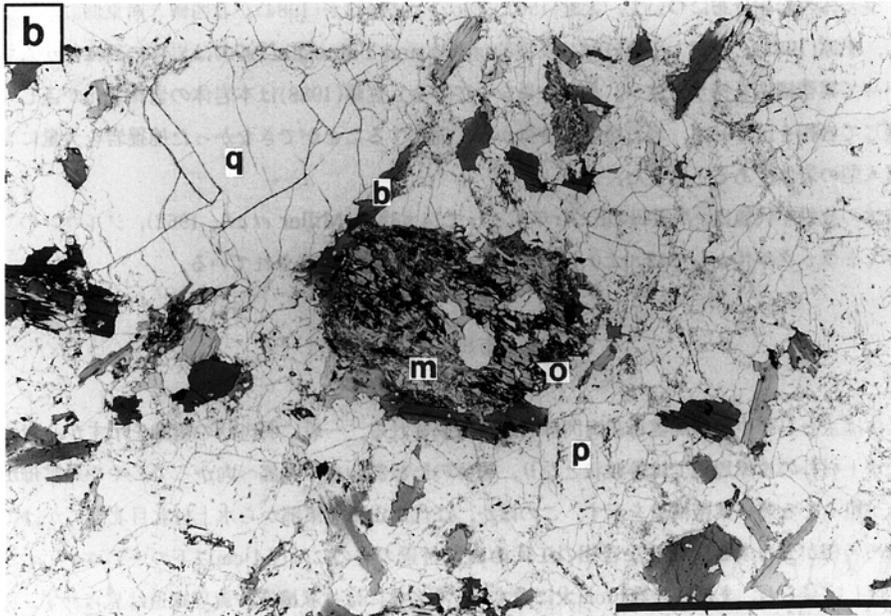
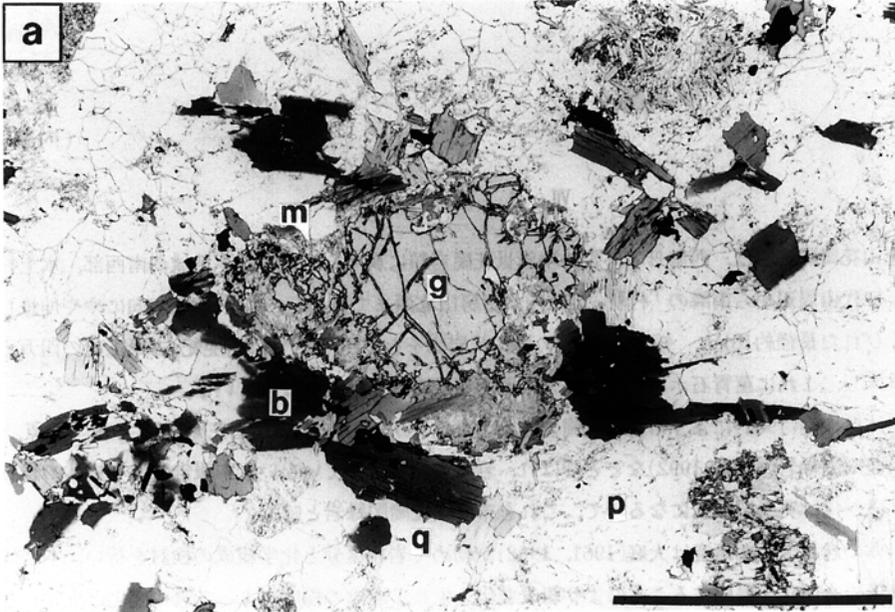
本岩体の岩石学的な研究は大庭(1961, 1962)が初めて岩相区分と化学組成の検討を行い、本岩体は塩基性捕獲岩を同化・混成することにより組成変化を生じ、混成の程度によって岩相変化が生じたと解釈した。本岩体の岩相分布について、大庭(1961, 1962)と清崎ほか(1984)が北西側と南東側に2分するのに対し、平原(1983)、中田・平原(1984)及び Nozawa and Tainosho(1990)は岩体の周縁部から中心部に向かって累帯構造を持つと述べ、見解が異なっている。佐藤(1988)は本岩体の岩相変化が乏しいことを指摘して岩相を区分せず、岩石組織の特徴から、同化することができなかった捕獲岩を大量に含んだ浅所貫入型の岩体であると考えた。

本岩体の放射年代値は、黒雲母のK-Ar年代として $14 \pm 1$  Ma (Miller *et al.*, 1962)、ジルコンのフィッシュン・トラック年代として $12.0 \pm 0.9$  Ma (Miyachi, 1985)が報告されている。

### VII. 2 市房山花崗閃緑岩

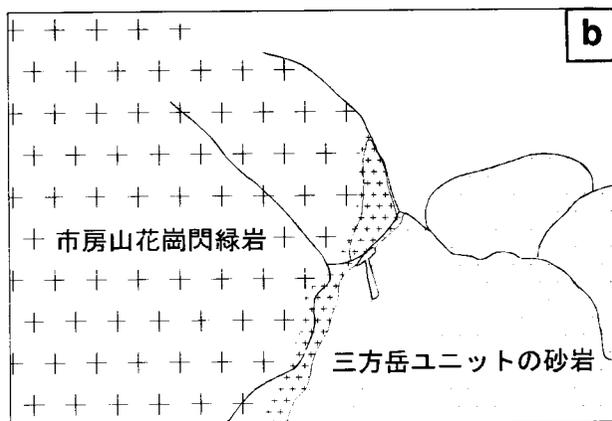
本岩体は主として中粒の黒雲母花崗閃緑岩から構成される。一般に弱斑状の粗織を示すが、岩体中央近くの水上村<sup>ふうの</sup>の<sup>きばる</sup>木原周辺では等粒状となり、岩体の周縁部から中央部へ向かって、やや黒雲母が減少し粒度が粗くなる弱い累帯構造を示す。このほか、江代山山頂北東部から水上村北目北部にかけて斑状・細粒の岩相が分布する。細粒な岩相の江代山山頂付近のものには径1 cm以下のミアロリティックな洞がしばしば見られ、まれに径数10 cm大に達する。本岩体には片状構造や流理構造は見られず、塊状である。黒雲母は自形性が強く、径0.1-2 mmの六角板状結晶である。

本岩は一般に大量の暗色包有物、堆積岩源捕獲岩、捕獲結晶を含んで不均質な様相を示す。捕獲岩は、主として泥質岩・砂質岩起源のもので、長径数cm-数10 cmのレンズ状であることが多い。暗色包有物は細粒閃緑岩質で長径数10 cmのものが多いが、まれに長径1 m前後のものが見られる。堆積岩源捕獲岩片は数mmから数cmのものが多い。これら捕獲岩片は通常、花崗閃緑岩との反応縁を形成し細かな黒雲母の



第45図 市房山花崗閃緑岩中の捕獲結晶の顕微鏡写真

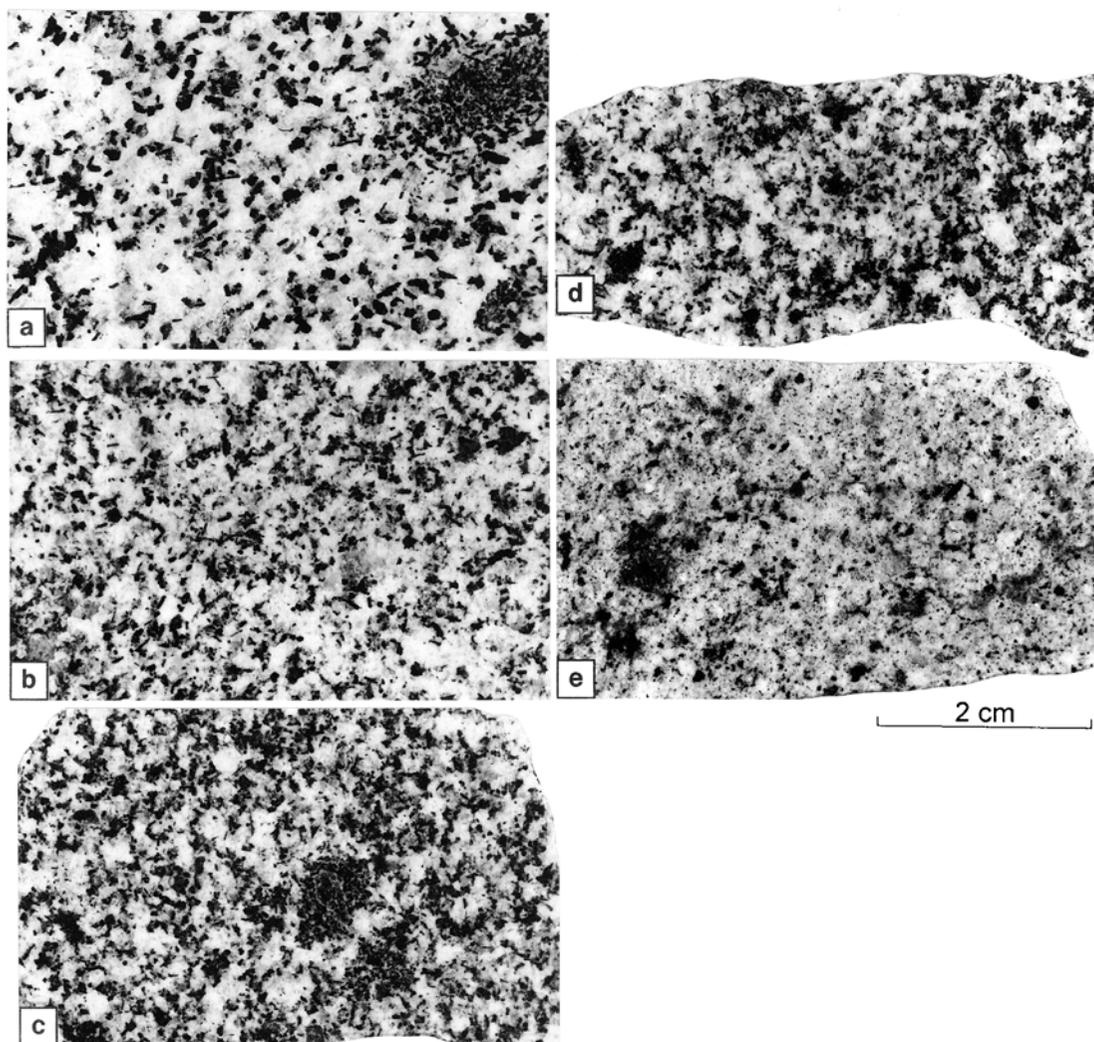
- a: ザクロ石の捕獲結晶は周囲に白雲母と長石からなるシンプレクタイトを伴う(椎葉村矢立開拓西方1 km)  
 b: 斜方輝石の捕獲結晶は周囲に白雲母と長石からなるシンプレクタイトを伴う(水上村湯山峠) p: 斜長石, q: 石英,  
 o: 斜方輝石, g: 柘榴石, b: 黒雲母, m: 白雲母. とともに単ニコルスケールは1 mm



第46図 諸塚層群に貫入する市房山花崗閃緑岩 (古屋敷東南東800m)  
 a: 市房山花崗閃緑岩は幅約20cmの周縁急冷相を持ち、諸塚層群三方岳ユニットの砂岩に接する。砂岩はホルンフェルス化している。ハンマーの長さ30cm  
 b: スケッチ

縁を持つものや、細かな斜長石・雲母・不透明鉱物などの集合体となっている。それらの中には、しばしばザクロ石や輝石がレリック状に存在する(第45図)。

本岩体と周囲の四万十累帯との関係は部分的には小規模な断層で接しているが、水上村古屋敷東方において諸塚層群三方岳ユニットの砂岩に不調に貫入しているのが観察される(第46図)。市房山花崗閃緑岩と三方岳ユニットの砂岩との接触部では市房山花崗閃緑岩側に幅約20cmの急冷周縁相が見られ、接触部近くの砂岩は再結晶している。本岩体は岩相変化に乏しく、捕獲岩片及び捕獲結晶の混入により



第47図 市房山花崗閃緑岩の代表的岩相

- a : 粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdc) GSJ R63412 (椎葉村矢立開拓南東1.5km)
- b : 中-粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) GSJ R63413 (水上村北目北東800m)
- c : 中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi) GSJ R63414 (水上村湯山)
- d : 細-中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf) GSJ R63415 (水上村戸屋野北東1.2km)
- e : 細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩 (Gdp) GSJ R63416 (水上村朴の木原東1.2km)

不均質な様相を示すが、本質的には黒雲母花崗閃緑岩である。本報告では構成鉱物の粒度や組織の違いをもとに以下の5つの岩相に区分した(第47図)・これらは相互に連続的に移化し、岩相境界は不明瞭である。但し細粒斑状花崗閃緑岩(Gdp)の一部は細脈状に他を貫いている。それぞれの岩相の特長を以下に述べる。

#### Ⅶ. 2. 1 粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdc)

本岩相は長石・石英の粒径1-3mmとやや粗粒の等粒状の組織を示す。黒雲母は自形の1-3mmの結晶である。堆積岩源捕獲岩片はほかの岩相に比べてやや少なく、平均して15cm×15cmの範囲に数cm大のものが1つ程度含まれる。岩体南東部に見られ、椎葉村矢立から湯山峠を通る断層の南側に露出する。

##### 岩石記載

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：不透明鉱物・燐灰石・ジルコン・スフェン・緑泥石・白雲母

斜長石は自形-半自形、長径1-3mmで累帯構造が認められる。石英は粒径1-3mmの粒状で、弱い波動消光を示す。カリ長石は他形で斜長石と石英の粒間を充填する。極細かいパーサイト組織を有し、斜長石との境界部にミルメカイトが生じている。黒雲母は自形、径1-3mm(2mm程度のものが多い)でY=Z軸色は褐色である。黒雲母はしばしば緑泥石に交代されている。不透明鉱物は粒状で主としてチタン鉄鉱であり、粒状の黄鉄鉱と黄銅鉱がわずかに含まれる。

#### Ⅶ. 2. 2 中-粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm)

本岩相は水上村付の木原周辺に見られる、長石・石英の粒径1-2mmの等粒状の岩相である。黒雲母は粒径1-2mmのものが主で、細粒のものは少ない。

##### 岩石記載

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：不透明鉱物・燐灰石・ジルコン・スフェン・緑泥石・白雲母

斜長石は自形-半自形、長径1-2mmで累帯構造が認められる。石英は粒径1-3mmの粒状で、弱い波動消光を示す。カリ長石は他形で斜長石と石英の粒間を充填する。極細かいパーサイト組織を有し、稀に斜長石との境界部にミルメカイトが生じている。黒雲母は自形、径1-2mmのものが主で、径0.2-0.5mmの細粒のものがわずかにある。Y=Z軸色は赤褐色-淡褐色を示す。しばしば緑泥石に交代されている。不透明鉱物は粒状で主としてチタン鉄鉱であり、粒状の黄鉄鉱と黄銅鉱がわずかに含まれる。白雲母は細粒で斜長石や雲母の変質鉱物としてわずかに含まれている。

#### Ⅶ. 2. 3 中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi)

本岩相は市房山花崗閃緑岩の主岩相で、中粒弱斑状を呈する。黒雲母は直径1mm前後のやや粗粒な結晶と直径0.1-0.3mmの細粒な結晶が混在し、細粒なものが多い。黒雲母はしばしば小さなクロットを形成する。

##### 岩石記載

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：不透明鉱物・燐灰石・ジルコン・スフェン・緑泥石・白雲母

斜長石は自形-半自形，長径0.5-1.5 mmで累帯構造が認められる。石英は粒径0.5-1.5 mmの粒状で，弱い波動消光を示す。しばしば長径2 mm程度の斜長石・石英が見られ，弱斑状組織を示す。カリ長石は他形で斜長石と石英の粒間を充填する。極細かいパーサイト組織を有し，斜長石との境界部にミルメカイトが生じている。黒雲母は粒径0.2-1 mmの自形結晶であり，そのうち径0.2-0.5 mmの細粒なものが大部分を占める。Y=Z軸色は赤褐色-淡褐色を示す。しばしば緑泥石に交代されている。不透明鉱物は粒状で主としてチタン鉄鉱であり，粒状の黄鉄鉱と黄銅鉱がわずかに含まれる。

#### Ⅶ. 2. 4 細-中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf)

本岩相は市房山花崗閃緑岩の北西部に岩体周縁相として分布する。弱斑状組織を示し，有色鉱物がやや多い。黒雲母は直径1 mm前後のやや粗粒な結晶と直径0.1-0.3 mmの細粒な結晶が混在し，細粒なものが大部分を占める。黒雲母はしばしば小さなクロットを形成する。

#### 岩石記載

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：不透明鉱物・燐灰石・ジルコン・スフェン・緑泥石・白雲母

斜長石は自形-半自形，長径0.5-1.5 mmで累帯構造が認められる。石英は粒径0.5-1.5 mmの粒状で，ごく弱い波動消光を示す。径2 mm程度のやや大きい斜長石・石英の粒間を埋めるように径0.5 mm程度の細粒の斜長石・石英が存在する。カリ長石は他形で斜長石と石英の粒間を充填する。極細かいパーサイト組織を有し，まれに斜長石と接触してミルメカイトを形成していることがある。黒雲母は自形，径0.1-2 mmで，主として0.1 mm程度の細粒なものである。Y=Z軸色は赤褐色-淡褐色を示す。しばしば緑泥石に交代されている。不透明鉱物は粒状で主としてチタン鉄鉱であり，粒状の黄鉄鉱と黄銅鉱がわずかに含まれる。

#### Ⅶ. 2. 5 細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩 (Gdp)

本岩相は粒径1-1.5 mmの石英・長石を斑状結晶として含み，それらの間をきわめて細粒な石英・長石が埋める細粒斑状組織を示す。黒雲母はやや少なく，直径0.1-0.2 mmの細粒なものが多い。柱状の電気石が散点状に見られることがある。電気石は，まれに放射状・クロット状をなすことがある。しばしば径1 mm程度の小さなミアロリティックな晶洞があり，晶洞内には自形の石英や長石が成長している。本岩相は一般的には周囲の岩相と漸移するが，一部では幅数10cmの岩脈として他を貫いている。

#### 岩石記載

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・電気石

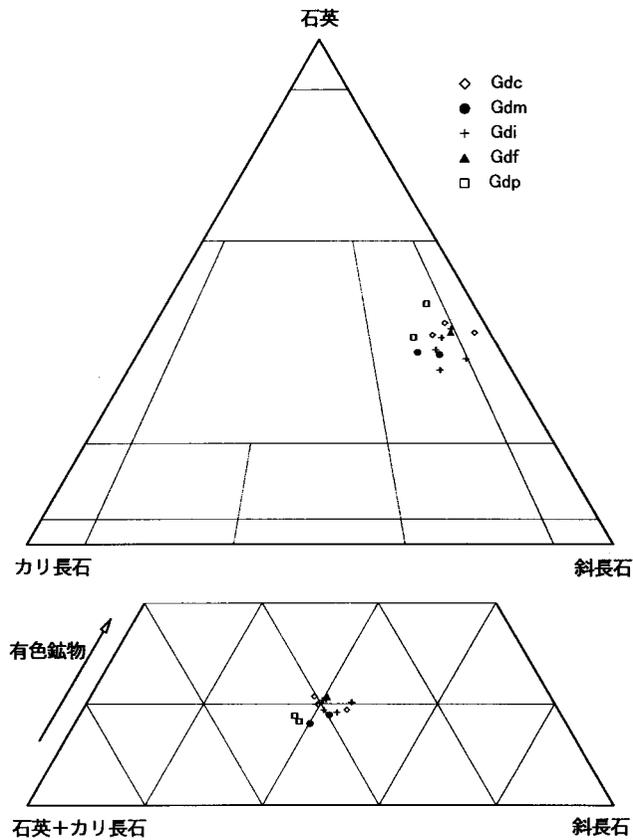
副成分鉱物：不透明鉱物・燐灰石・ジルコン・スフェン・ルチル・緑泥石・白雲母

斑状結晶として長径1.5-3 mmで自形の斜長石と，粒径2-3 mmの粒状の石英が含まれる。斜長石には弱い累帯構造が認められ，石英は弱い波動消光を示す。斑晶の斜長石・石英の粒間を径0.1-0.2 mmの斜長石・石英が埋める斑状組織を呈する。カリ長石は斜長石と石英の粒間を充填する。極細かいパーサイト組織を有し，斜長石と接触してミルメカイトを形成していることがある。黒雲母は粒径0.1-0.5 mmの自形で，そのうち径0.1-0.2 mm程度の細粒のものが大部分を占める。Y=Z軸色は褐色-淡褐色を示す。黒雲母はしばしば緑泥石に交代されている。電気石は長径0.5-3 mmの自形結晶で，稀に長径数cmの結晶が放射状の集合を作っていることがある。電気石は累帯構造を示し，青緑色-青褐色の多色性を示す。不透明鉱物は粒状で主としてチタン鉄鉱であり，粒状の黄鉄鉱と黄銅鉱がわずかに含まれる。小さなミアロリティックな晶洞は，方解石で充填されていることが多い。

### VII. 3 モード組成及び化学組成

本岩体の各岩相から代表的な11試料について、蛍光X線ガラスビード法による主成分と微量成分の全岩分析及びポイントカウント法(2,000点)によるモード分析を行った(第6表)。本岩体のモード組成(第48図)は大部分が花崗閃緑岩の領域にプロットされ、色指数は16-21の範囲にある。細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩(Gdp)がやや石英・カリ長石に富むことを除くと、どの岩相もほぼ同じ組成領域にプロットされ顕著な差は認められない。化学組成の上では市房山花崗閃緑岩は外帯の中新世深成岩類と同じく $K_2O > Na_2O$ でノルムコランダム(1.1-4.9%)が算出される。

SiO<sub>2</sub>組成変化図(第49図)及びMFA図(第50図)で本岩体と九州の外帯中新世深成岩類を比較すると、SiO<sub>2</sub>は63-68%で塩基性寄りの組成で、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* (Total Fe)とMgOに富み、K<sub>2</sub>OとNa<sub>2</sub>Oに乏しい。これらは本岩体を形成した花崗岩質マグマが塩基性物質の影響を他の外帯中新世深成岩類よりも強くうけていることを示唆する。



第48図 市房山花崗閃緑岩のモード組成図

第6表 市房山花崗閃緑岩の全岩化学組成とモード組成

no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
(wt%)											
SiO <sub>2</sub>	67.07	67.92	66.62	66.80	62.64	66.85	66.83	66.83	66.05	68.12	66.74
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.72	0.78	0.74	0.84	0.76	0.75	0.74	0.73	0.70	0.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.63	15.14	15.12	15.26	15.40	15.50	15.48	16.08	15.53	15.15	15.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5.08	4.80	5.10	4.91	6.13	5.27	5.25	5.08	5.47	4.58	5.25
MnO	0.10	0.08	0.11	0.09	0.11	0.10	0.10	0.11	0.11	0.08	0.10
MgO	2.35	2.08	2.26	2.25	3.05	2.34	2.34	2.28	2.59	1.97	2.37
CaO	3.76	3.28	3.58	3.46	4.60	3.48	3.57	3.37	3.69	2.36	2.63
Na <sub>2</sub> O	2.29	2.14	2.08	1.96	2.00	2.12	2.13	2.33	1.89	2.25	2.06
K <sub>2</sub> O	2.89	3.20	3.05	3.31	2.76	3.12	3.11	2.66	3.10	3.48	2.90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.16	0.18	0.17	0.16	0.17	0.16	0.17	0.15	0.15	0.15
Ig. loss	0.12	0.28	1.14	1.16	2.35	0.29	0.17	0.28	0.61	1.59	1.69
Total	100.21	99.80	100.02	100.10	100.04	100.00	99.89	99.93	99.91	100.43	100.49
(ppm)											
Rb	113	133	118	136	111	129	126	99	121	139	121
Sr	222	210	215	206	209	219	208	225	210	202	190
Zr	196	207	201	199	182	193	198	218	182	185	193
Y	26	27	25	28	25	23	27	28	27	22	29
Zn	65	54	74	63	70	66	80	68	83	63	78
Cu	29	37	20	32	35	32	32	31	39	29	26
Pb	16	16	23	13	21	14	17	16	16	15	17
Ba	548	599	574	646	510	592	571	485	587	588	495
CIPW norm											
Q	29.11	31.15	29.76	30.01	23.35	29.51	29.18	30.38	29.10	31.87	32.25
C	2.31	2.58	2.32	2.57	1.14	2.72	2.50	3.65	2.72	3.75	4.88
or	17.08	18.91	18.02	19.56	16.31	18.44	18.38	15.72	18.32	20.57	17.14
ab	19.38	18.11	17.60	16.59	16.92	17.94	18.02	19.72	15.99	19.04	17.43
an	17.54	15.23	16.58	16.05	21.78	16.15	16.67	15.61	17.33	10.73	12.07
hy	5.85	5.18	5.63	5.60	7.60	5.83	5.83	5.68	6.45	4.91	5.90
fs	5.55	5.22	5.56	5.35	6.80	5.82	5.79	5.59	6.13	4.96	5.76
mt	1.48	1.39	1.48	1.42	1.78	1.52	1.52	1.48	1.58	1.33	1.52
il	1.42	1.37	1.48	1.41	1.60	1.44	1.42	1.41	1.39	1.33	1.46
ap	0.39	0.37	0.42	0.39	0.37	0.39	0.37	0.39	0.35	0.35	0.35
モード組成 (vol.%)											
石英	35.10	32.62	30.87	31.89	29.26	28.19	31.28	33.80	33.03	34.23	39.23
カリ長石	5.44	7.86	8.83	11.97	5.32	9.97	8.88	4.94	5.28	11.26	6.52
斜長石	39.76	38.09	42.67	40.19	45.76	44.79	41.12	44.12	40.49	40.16	36.61
黒雲母	19.03	20.85	15.68	15.41	17.64	16.94	18.18	16.40	19.89	13.71	16.41
不透明鉱物	0.29	0.34	0.19	0.29	0.15	0.05	0.27	0.70	0.56	0.39	0.80

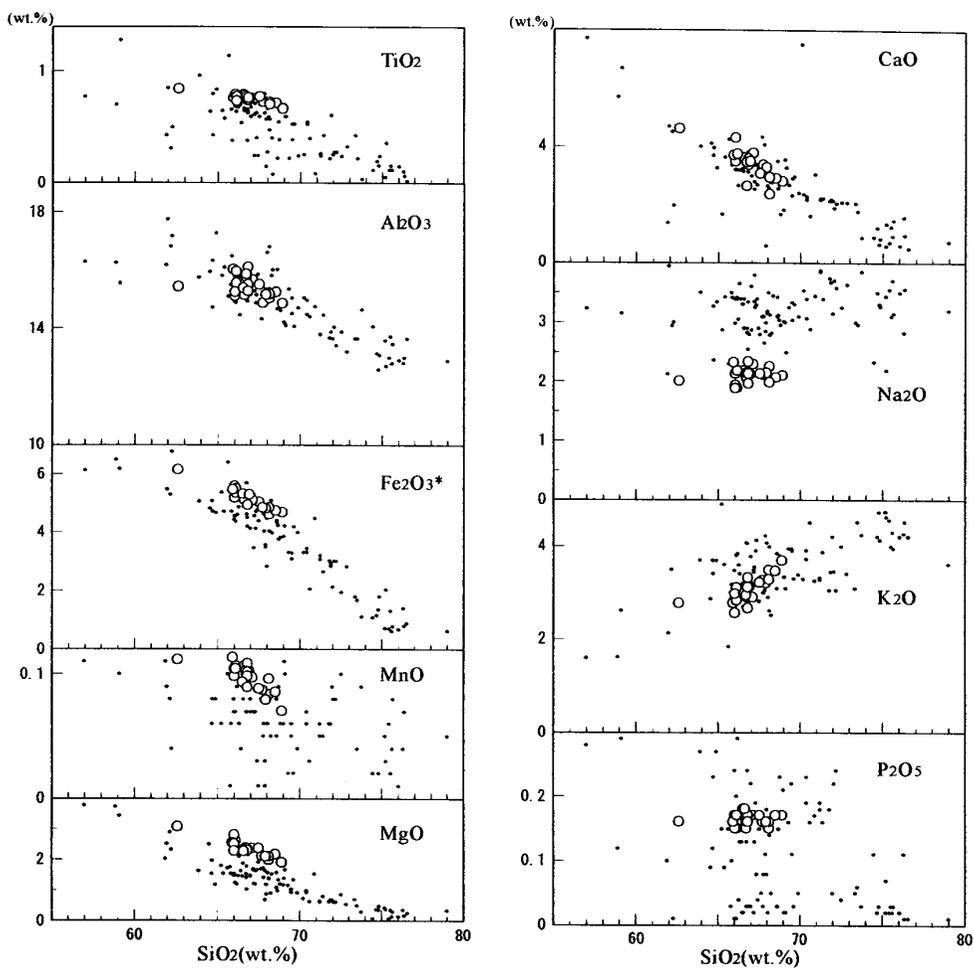
\*全Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

No.	試料登録番号	岩石名	産地
			東経131° 北緯32°
1	GSI R63393	粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdc)	7' 11" 20' 47"
2	GSI R63394	粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdc)	6' 35" 20' 26"
3	GSI R63395	中粒粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm)	2' 23" 21' 45"
4	GSI R63396	中粒粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm)	3' 22" 20' 28"
5	GSI R63397	中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi)	1' 52" 20' 20"
6	GSI R63398	中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi)	3' 56" 21' 6"
7	GSI R63399	中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi)	4' 14" 20' 18"
8	GSI R63400	中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi)	5' 19" 20' 39"
9	GSI R63401	細-中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf)	2' 21" 22' 15"
10	GSI R63402	細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩 (Gdp)	4' 35" 22' 8"
11	GSI R63403	細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩 (Gdp)	3' 52" 22' 15"

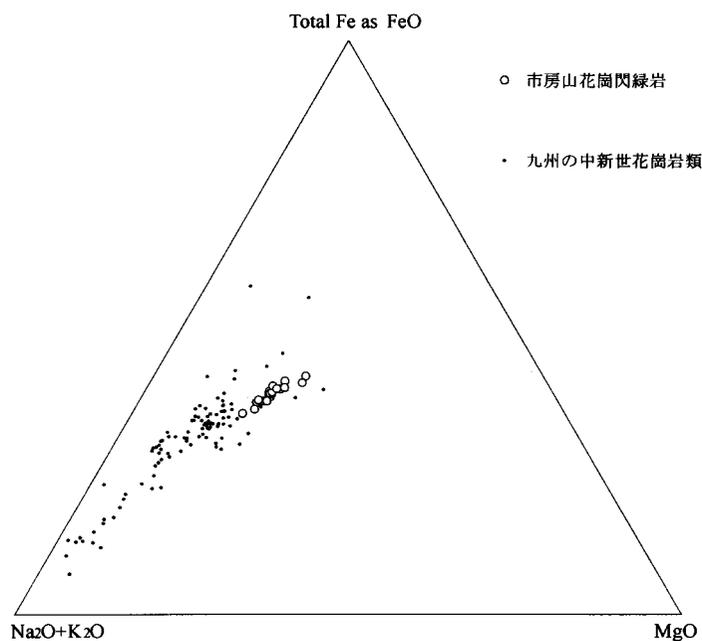
分析者:内藤一樹(蛍光X線分析)

化学組成は蛍光X線ガラスビード法により、モード組成はポイントカウント(2,000点)により求めた。

CIPWノルム値はFeO (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)=0.8と仮定して計算した。



第49図 市房山花崗閃緑岩の酸化物のSiO<sub>2</sub>組成変化図  
 市房山花崗閃緑岩の組成を白丸、岡本ほか(1987)、柴田秀賢編(1967)による九州中新世花崗岩類の組成を黒丸(小)で示した。



第50図 市房山花崗閃緑岩のMFA図  
市房山花崗閃緑岩の組成を白丸，岡本ほか(1987)，柴田秀賢編(1967)による九州中新世花崗岩類の組成を黒丸(小)で示した。

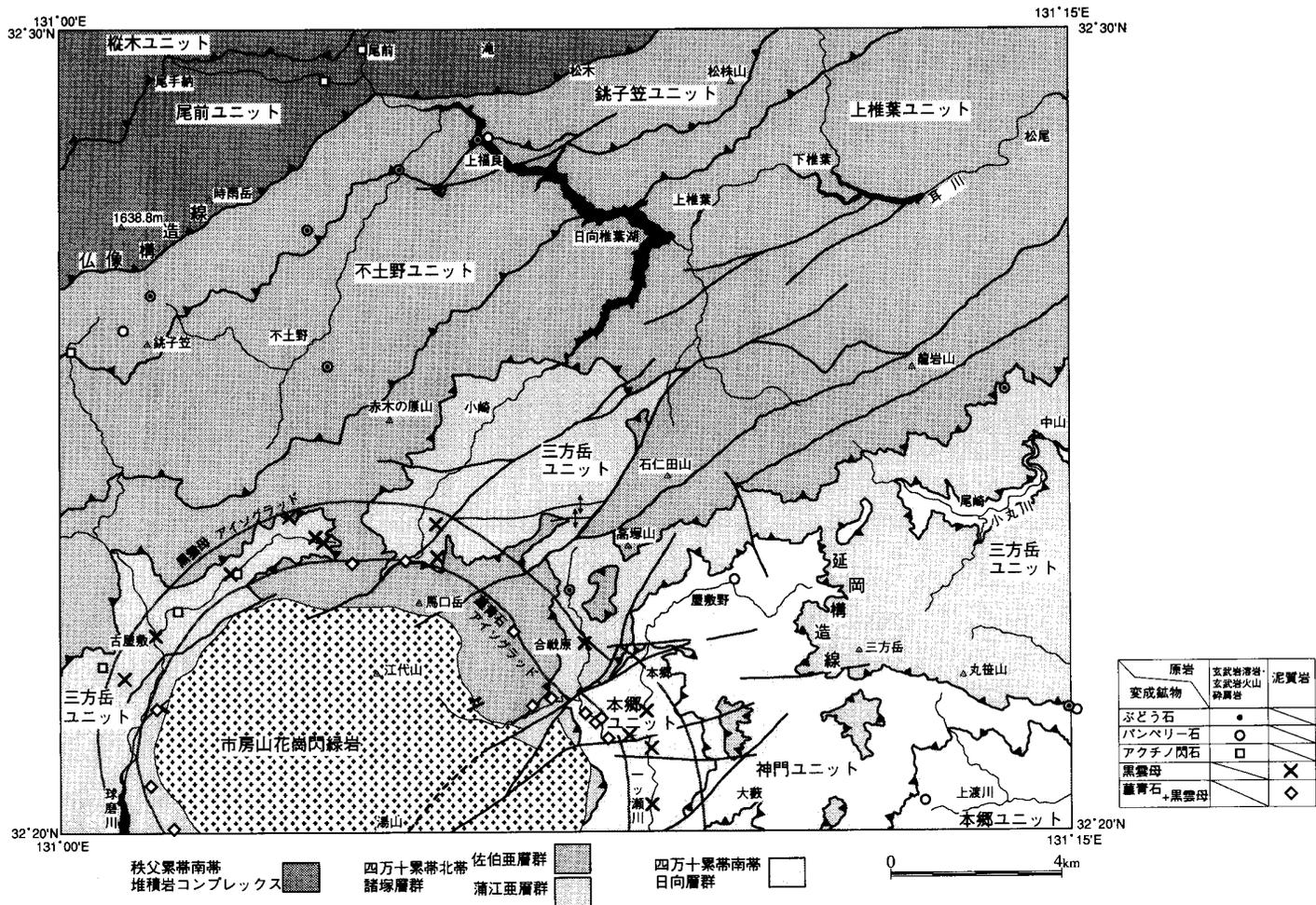
#### VII. 4 岩体の内部構造

本岩体は周縁部から中心に向かって主成分鉱物の粒径が系統的に増加するという累帯構造を持つ。また、岩体北東部から中央にかけて、北東-南西方向に伸びる細粒斑状岩相が岩体の累帯構造に斜交して分布している。この細粒斑状岩相は一般的には周囲の岩相と漸移するが、一部では岩脈として周囲の岩相に貫入している。このことから、細粒斑状岩相は一連のマグマ活動の末期に未固結の岩体中に貫入したものと考えられる。本岩体南東部の粗粒の岩相は四万十累帯の堆積岩から知られるように高塚山東方を通る北東-南西方向の正断層によって南東側が相対的に上昇したために露出した部分で、岩体の深部相であると解釈できる。接触変成帯の幅が南東部の方が北西部に比べて広がっていることはこの解釈と調和的である。

#### VII. 5 接触変成作用

市房山花崗閃緑岩の接触変成作用によって四万十累帯の泥質岩に晶出した変成鉱物と、堇青石及び黒雲母アイソグラッドの位置を第51図に示した。

市房山花崗閃緑岩による接触変成帯の幅は、岩体南東部でやや広く北西部で狭くなる傾向がある。岩



第51図 本地域の玄武岩類及び泥質岩から産出した変成鉱物の分布

体に近接した場所では、ホルンフェルスの再結晶粒子は粒度が粗くなり、粒状・モザイク状の組織となっている。堇青石帯は岩体北西部で接触部から約500 m、岩体東部で約1 kmの幅であり、しばしば堇青石が肉眼でも認められる。多くの場合、堇青石は交代作用を受けてピナイト化している。

黒雲母帯の幅は岩体北西部で接触部から約500 m-1.5 km、東部で約1 km-2.5 kmの範囲であり、鏡下で黒雲母が認められる。黒雲母は岩体から遠くなるほど細粒になり目立たなくなる。

## VIII. 岩 脈

(内藤一樹・木村克己・斎藤 眞)

本地域には、四万十累層群に貫入する岩脈が3か所で認められた。1つは椎葉村不土野西方の山腹に露出する閃緑斑岩である。他の2か所はいずれもアプライトで、椎葉村本郷西方の一ツ瀬川右岸と椎葉村青木付近の林道沿いにそれぞれ露出する。

閃緑斑岩岩脈の貫入時期は、岩脈が粗粒であること及び変形を被っていないことから、四万十累帯の構造が形成された白亜紀以降で、四万十累帯が地表近くまで上昇していない時期であると考えられる。このことから、閃緑斑岩岩脈は市房山花崗閃緑岩の活動に関連している可能性が考えられるが、断定することはできない。またアプライト岩脈については、本地域周辺における中新世以降の火成活動が見られないことから、市房山花崗閃緑岩の活動に関連したものと考えられる。

### VIII. 1 閃緑斑岩岩脈(pd)

本地域西部の不土野西方には、灰緑色の閃緑斑岩岩脈が見られる。この岩脈は厚さ約4 mで、四万十帯諸塚層群不土野ユニットの頁岩相を貫いている。岩脈の向きは層理面と平行で、走向N85° W、傾斜40° Nである。露頭では風化が進み、新鮮な試料の採取は困難である(第52図)。

#### 岩石記載

岩石名 閃緑斑岩 (GSJ R63321)

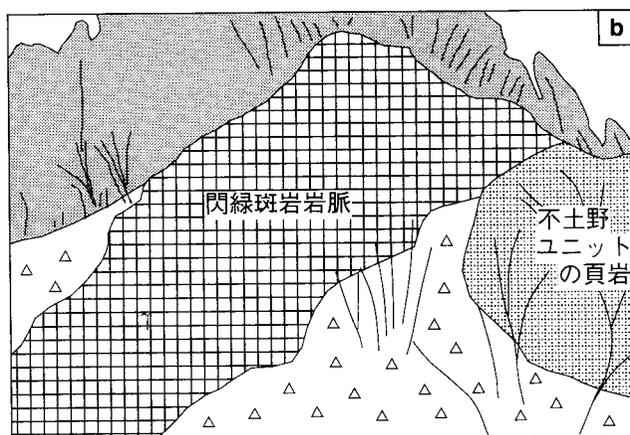
本岩は普通角閃石の斑晶を非常に多く持ち、粒間を半自形の斜長石などの石基鉱物が埋める間粒状組織を持つ。

斑晶：普通角閃石

普通角閃石は柱状自-半自形、長径0.2-3 mmでZ軸色が緑褐色のコアと褐色のリムを持つ累帯構造を示す。

石基：斜長石・石英・不透明鉱物・普通角閃石・燐灰石

主に長径0.2-0.5mmの半自形の斜長石からなる。弱い累帯構造を示し、アルバイト双晶が多い。石英は



第52図 閃緑斑岩岩脈の露头写真とスケッチ (椎葉村不土野西方)  
 周囲は不土野ユニットの頁岩相。層理面と平行に貫入している。ハンマーの長さ33cm。  
 a: 露头写真。風化して崩壊しているのが認められる。写真左下にハンマー(長さ33cm)。  
 b: スケッチ。

径0.1 mm以下の他形結晶である。不透明鉱物は径0.2 mm以下の細粒な自形結晶である。普通角閃石は短柱状結晶と細かな針状結晶のものがあり、後者には斜長石中に含まれるものがある。

## VIII. 2 アプライト岩脈(p)

**本郷西方のアプライト岩脈:** 母岩の四万十累層群の構造に調和的な厚さ15 mのシート状岩脈で。アプライト岩脈の南縁は断層で砂岩頁岩層に接する(第63図)。岩脈の下面はN30° E, 45° Nの貫入面で母岩に接して、構造が乱れた黒色頁岩が露出している。岩脈中央部は石英・長石の粒径が約0.5mmと比較的粗

粒であるが、岩脈周縁部では径0.1-0.2mmの細粒組織を示す。

#### 岩石記載

岩石名 アプライト(GSJ R63447)

産地 椎葉村本郷西方一ツ瀬川右岸

本岩は長径1-2mmの斜長石の自形斑状結晶を持ち、粒径0.2-0.5mmの石英・長石よりなるアプライトである。長石の大部分は方解石と粘土鉱物に変質しているが、未変質の斜長石がわずかに残っていることがある。他形の白雲母が鉱物粒間を埋める。少量のジルコンと不透明鉱物を含む。石英の中に微小な螢石が見られる。

**青木付近のアプライト岩脈：**林道沿いに南北に幅14mにわたって露出するが、貫入面は観察できない。岩脈の南側には本郷ユニットの砂岩頁岩破断層が露出し、そのすぐ北側には神門ユニットの黒色千枚岩が分布する。走向などは不明である。

#### 岩石記載

岩石名 アプライト(GSJ R63448)

産地 椎葉村青木付近の林道

本岩は石英・長石よりなるアプライトである。長径1-2mmの斜長石の自形斑状結晶を持つ。長石の大部分は方解石と粘土鉱物に変質し、白雲母が鉱物粒間を埋める。粒径は岩脈中央部で0.1-0.5mm、周縁部では0.1-0.2mmとなる。長さ0.1-0.2mmの針状の不透明鉱物を含み、岩脈の周縁部で多くなる。少量のジルコンが含まれる。

## IX. 第四系

(斎藤 眞・木村克己)

### IX. 1 概説

本地域の第四系を扱った研究は少ない。池田・渡辺(1989)が航空写真の判読から、段丘面、地すべり、リニアメントをまとめている。また、田中・岩松(1993)が屋敷野層の記載を行っている。

本地域の第四系は、本地域南西部にわずかに分布する中期更新世の加久藤火砕流堆積物、本地域南西部の四万十累帯の平坦面に分布する後期更新世の屋敷野層、現河川沿いに平坦面を作って分布する後期更新世の阿蘇-4火砕流堆積物、そして、現河川沿いには段丘堆積物が堆積している。また、秩父累帯、四万十累帯の山腹の緩斜面には地すべり堆積物が分布し、またこれらの山地が開けたところには扇状地

及び緩斜面堆積物が分布している。なお、本報告には地表を被う降下火山灰層及びローム層についても述べるが、地質図ではそれらを剥いだ状態を表現してある。

## IX. 2 加久藤火砕流堆積物(Kt)

本地域南西端の球磨川の東岸に加久藤カルデラから噴出した中期更新世の加久藤火砕流堆積物(荒牧, 1969)がわずかに分布する。湖面沿いに分布する阿蘇-4火砕流堆積物溶結部の平坦面より10-20 m高位に分布する。両者の関係は不明である。加久藤火砕流堆積物は本地域南西側の人吉盆地には広く分布することが知られている(宮地, 1978)。

本地域の加久藤火砕流堆積物は溶結部のみからなり、現存する加久藤火砕流堆積物の厚さは最大で10 mである。露頭が小さく柱状節理等の構造は認められない。

切断面と鏡下の写真を第53図に示す。本堆積物は長さ2-5 mm程度の本質レンズを大量に含んでおり、全体として灰白色である。また、異質岩片として径2 mm-2 cm程度の変質した暗褐色の変質した安山岩片を含む。

鏡下では、透明な火山ガラスに斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、不透明鉱物の結晶片などが含まれる。このうち斜長石、紫蘇輝石の結晶片が多い。普通角閃石、石英の結晶片も少量含まれる。異質岩片としては変質した安山岩の岩片はしばしば含まれる。また、ピスタサイト片が少量認められる。

加久藤火砕流堆積物は、上部と下部に分けられる(例えば、荒牧, 1969)が、本地域の加久藤火砕流堆積物は分布も狭く、そのどちらに対比されるのかは不明である。

宮地(1992)は、加久藤火砕流堆積物中のジルコンのフィッシュトラック年代を求め、宮地(1992)の上部加久藤火砕流堆積物で $0.26-0.28 \pm 0.11-0.12\text{Ma}$ 、下部加久藤火砕流堆積物で $0.32-0.40 \pm 0.14-0.16\text{Ma}$ の値を報告している。これらは中期更新世を示す。

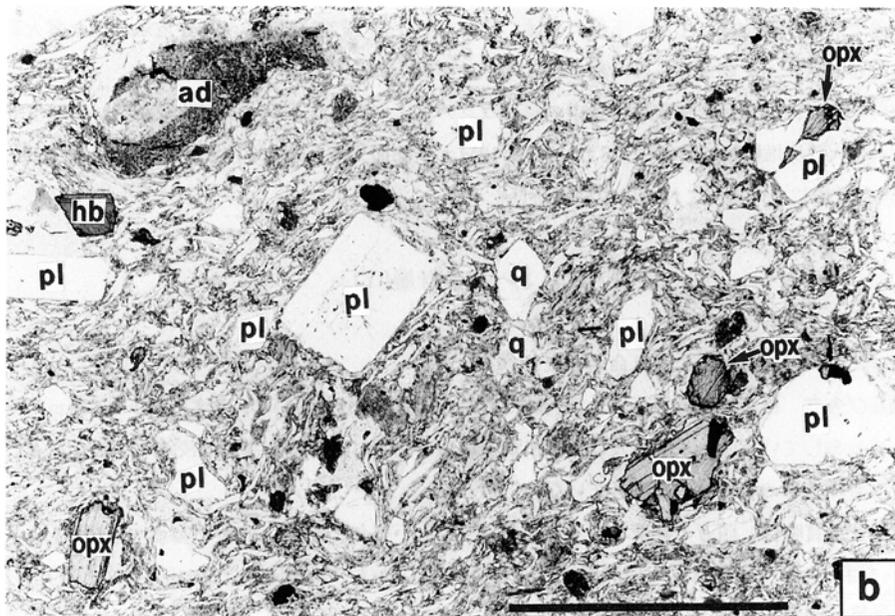
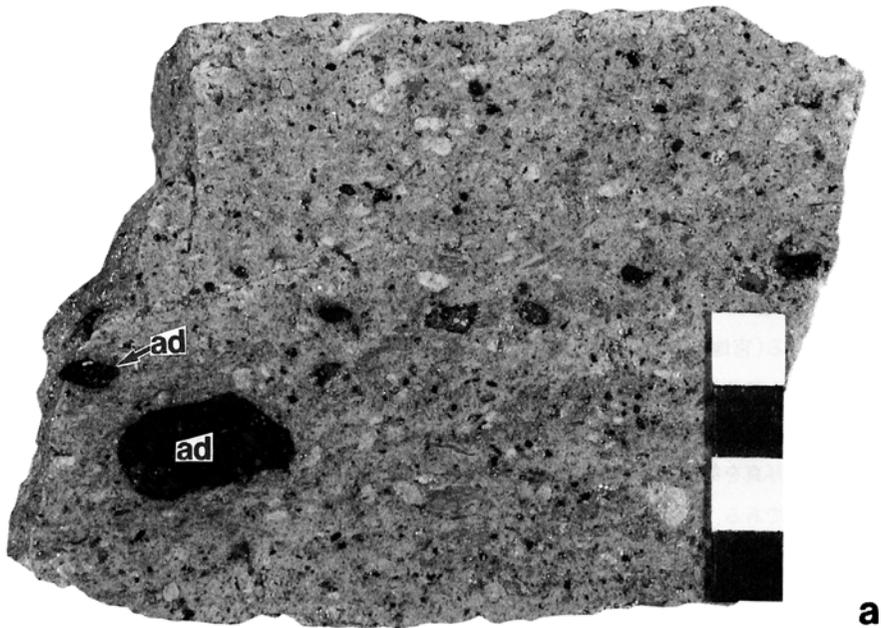
## IX. 3 屋敷野層(Yf)

**地層名** 田中・岩松(1993)により命名された。

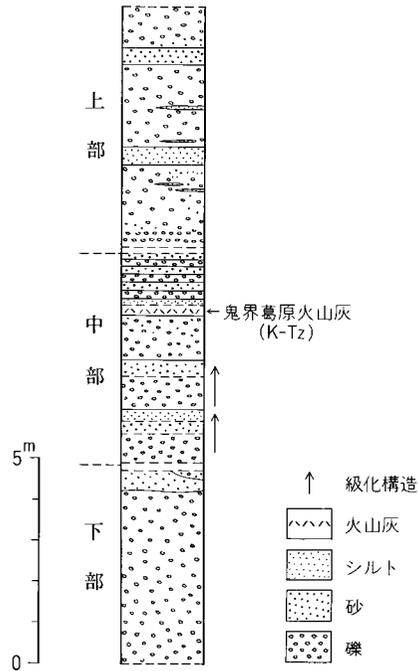
**模式地及び分布** 椎葉村屋敷野から大河内峠にいたる国道388号線沿いの、高度1,050-1,070 mの平坦面をなして分布している。一ツ瀬川及び大藪川最上流域の山腹には、同じ高度の浸食平坦面が散在しているが、本層相当層の存在は確認できていない。

**層序関係と地質時代** 四万十累帯北帯三方岳ユニットを不整合に被覆し、鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)に不整合に覆われる。鬼界葛原<sup>きかいとづらはら</sup>火山灰層(K-Tz)を挟むことから、堆積時代は9-10万年頃と考えられる。

**岩相と層厚** 礫層が卓越し、シルト層及び砂層を挟む。ほぼ水平な構造をなしている。基盤の三方岳ユニットとの不整合面は見えないが、層厚16 m以上(第54図)、おそらく20 m厚に達する。椎葉村屋敷野から国道388号線を大河内峠に向かっておよそ2.5 km進むと、南北に延び、南に傾斜する国道の切割りに沿って、約200 mにわたって層序断面が観察できる。ルート南端部に下部、中央部に中部、北端部に上部が分布する。地形面はゆるやかに南に傾斜しており、本層の層理を切る。



第53図 加久藤火砕流堆積物の溶結部(GSJ R63319)の研磨面写真及び薄片写真 (水上村戸屋野, 球磨川左岸側)  
 a: 溶結凝灰岩の断面写真. 白く見えるのは斜長石. 径数mm以上の黒色岩片は変質した安山岩片. スケールは2cm  
 b: 溶結凝灰岩の薄片写真. Q; 石英, pl; 斜長石, opx; 斜方輝石, hb; 普通角閃石, ad; 安山岩片. 基質を0.2-0.5mmのガラス片が埋める. スケールは2mm. 単ニコル



第54図 屋敷野層の層序柱状図

下部は大礫を含む淘汰の悪い約5m厚の礫層からなり、上部にウェッジ状の砂層を伴う。

中部は1-1.5m厚の礫層から厚さ30-50cmの砂・シルト層にいたる、2層の上方細粒化層序と、その上位に重なる砂層・礫層の互層からなる(第55図b)。厚さ20cmの火山灰層を挟む。火山灰層は上位のシルト層に漸移する。この火山灰層は、後述するように、その斑晶鉱物として斜方輝石、単斜輝石、斜長石を含むほか、 $\beta$ -石英が特徴的に見られる(IX.10参照)。斑晶組合せと斜方輝石の屈折率から、鬼界葛原火山灰(K-Tz; 町田・新井, 1992)と判断される。K-Tzの噴出年代は町田・新井によれば、7.5-9.5万年前であるが、上位の阿蘇-4火山灰が7-9万年前であるので、9-10万年前と考えられる。

上部は厚さ1-2mの礫層と厚さ40-50cmのシルトないし砂層との互層からなる(第55図a)。両者は明瞭な層理面で境され、漸移関係にはない。礫層には側方に尖滅する砂層が挟まれる。

礫層は砂ないしシルト基質と1-10cm径の歪角礫ないし歪円礫からなる。下部の礫層は5-10cm径の礫が卓越し、淘汰が悪く一般に塊状で弱いインプリケーションが認められる。中部の礫層は1-2cm径の礫が卓越しており、インプリケーションや級化構造が発達する。上部の礫層では、側方に粒度や組織が変わることが多く、5-10cm径の礫が卓越する部分では淘汰が悪く、一般に塊状で弱いインプリケーションが認められるだけであるが、径2cm以下の礫が卓越する部分では、淘汰がよく平行葉理・級化構造及びインプリケーションが発達する。大礫が密集した粗礫部がチャンネル様の形態をなして側方へ急激に尖滅する例も認められる。



第55図 屋敷野層の露頭写真

- a: 屋敷野層上部の岩相。厚さ1-2mの礫層と厚さ40-50cmのシルトないし砂層との互層からなる (椎葉村屋敷野北方)  
 b: 屋敷野層中部の岩相。厚さ1-1.5mの礫層と厚さ30-50cmの砂・シルト層との互層からなる。tは鬼界葛原火山灰層を示す。右下にハンマー(長さ33cm) (椎葉村屋敷野北方)

#### IX. 4 阿蘇-4 火砕流堆積物 (Aw, A4)

阿蘇-4 火砕流堆積物は阿蘇カルデラを形成した時の噴出物で、九州中部から北部にかけて広く分布している(小野ほか, 1977)。

本地域では耳川流域、球磨川流域に阿蘇-4 火砕流堆積物が分布し、一ツ瀬川、小丸川、渡川の流域には分布しない。屋敷野層との直接の上下関係は不明であるが屋敷野層中のK-Tz火山灰は阿蘇-4 火砕流堆積物より下位にあたる(町田・新井, 1992)ことから、阿蘇-4 火砕流堆積物は屋敷野層より上位である。

本地域の阿蘇-4 火砕流堆積物は大部分が溶結部(Aw)からなり、非溶結部(A4)で地質図に表現できるのは耳川上流の水無及び不土野南方のものだけである。阿蘇-4 火砕流堆積物は日向椎葉湖周辺では水無、上福良、竹の枝尾で比較的大きな平坦面を作っている。この平坦面は現在の河床からは、50-100 m程度の高さを持っていて、それ以上の高さのところには阿蘇-4 火砕流堆積物は存在しない。

**非溶結部 (A4)**では火山灰及び軽石からなり、茶褐色に風化が進んでいる(第56図a)。軽石は灰白色で、径は2 cm-10 cm、細かく発泡している。

**溶結部 (Aw)**は暗灰色の基質に黒色ガラスの本質レンズを含むことが特徴で、灰白色の扁平な軽石を伴っている。一般に現河川沿いに分布しているので、河川の浸食を受けて、柱状節理を呈する崖になっていることが多い(第56図b)。切断面の写真を第57図aに示す。色の濃い部分が黒色のガラスのレンズである。径5 mm-1 cmの異質岩片を含んでいる。鏡下では、基質をなす火山ガラスに茶色がかっているのが特徴的である。結晶片は斜長石、紫蘇輝石、普通角閃石、不透明鉱物などからなる(第57図b)。

小野・渡辺(1985)は阿蘇-4 火砕流堆積物の本質岩塊の化学分析を行い、紫蘇輝石普通角閃石デイサイトとした。噴出年代については、町田・新井(1992)が放射年代と他のテフラとの相互関係をまとめ、後期更新世の7-9 万年前としている。

#### IX. 5 段丘堆積物 (th, tm, tl<sub>1</sub>, tl<sub>2</sub>)

本地域で段丘堆積物が発達するのは、本地域中南部の合戦原、矢立周辺である。他の河川沿いは、谷が深く刻まれていて、段丘堆積物は発達せず、わずかに球磨川沿いに低位の段丘堆積物が存在するだけである。合戦原付近では、平坦面が広がっている(第58図a)。また、矢立付近では、市房山花崗閃緑岩に断層の影響で節理が発達し、風化が激しく、堆積物の供給が盛んである。両地域では4段の段丘面と、現河床によると考えられる扇状地及び緩斜面堆積物がある。扇状地及び緩斜面堆積物についてはIX. 7 で述べる。

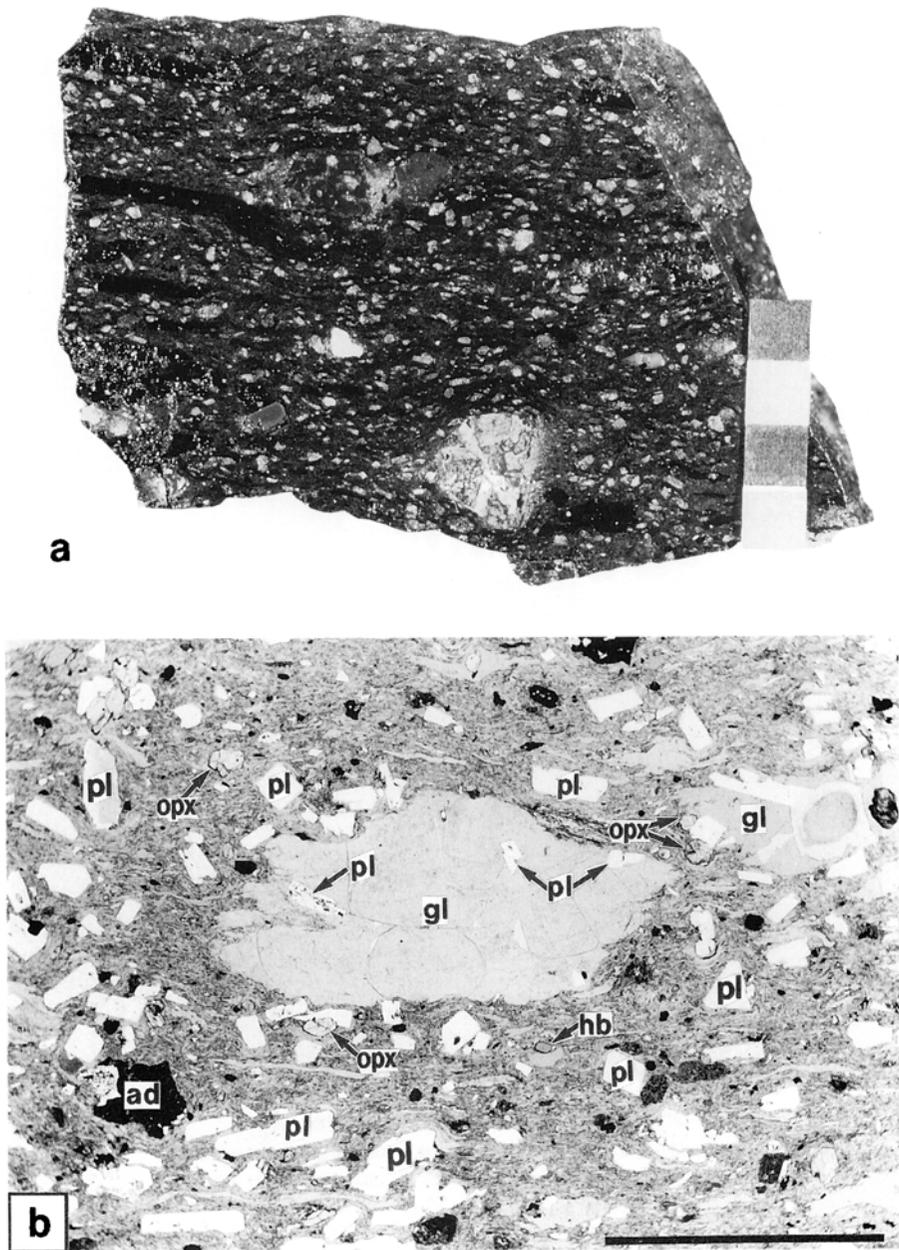
合戦原周辺では、中位段丘堆積物(tm)の平坦面が広がっている(第58図a)。また、平坦地の中央の少し高い丘になっている部分にも礫層が堆積していて、これを高位段丘堆積物(th)とした。この地域では砂岩の礫と、花崗閃緑岩の礫が多く、基質は砂である。供給した河川は、主に板谷川谷、合戦原-合戦原開拓間を流れる谷が考えられる。特に合戦原開拓間を流れる谷が花崗閃緑岩の礫の供給源となつたと考えられる。高位段丘堆積物には人頭大の礫が多い。また、中位段丘堆積物の平坦面は降下火山灰層やローム



第56図 阿蘇-4 火砕流堆積物の露頭での産状

a: 非溶結部の露頭写真. 最大でこぶし大の軽石を含む. ハンマーの頭の長さ18.5cm(椎葉村水無)

b: 溶結部の露頭写真. 柱状節理が発達する. 露頭下部にハンマー(長さ33cm)(椎葉村土野)



第57図 阿蘇-4 火砕流堆積物の溶結部(GSJ R63320)の研磨面写真及び薄片写真 (日向椎葉湖北岸)  
 a: 暗灰色で、黒色の厚さ数mmの火山ガラスのレンズを含む。中央下は異質岩片。スケールは2mm  
 b: 溶結凝灰岩の薄片写真。G; ガラス片, pl; 斜長石, opx; 斜方輝石, hb; 普通角閃石, ad; 安山岩片。スケールは2mm。単ニコル



第58図 本地域の段丘面と段丘堆積物の例

- a : 中位段丘面及び高位段丘面，台地の右側が本地域南部の椎葉村合戦原開拓，左側が合戦原，台地中央の丘が高位段丘面．平らな面が中位段丘面  
 b : 低位Ⅱ段丘堆積物．水上村田迎

層が覆っている。

矢立開拓付近では，現在の谷の面より高い位置に3段の段丘堆積物が発達する。北西側の段丘堆積物には後背地の関係から，砂岩の礫が含まれるが，大部分の段丘堆積物は，花崗閃緑岩の礫及びその風化した砂からなる。

河川沿いの低地には，低位段丘堆積物(t<sub>1</sub>，t<sub>2</sub>)が見られる(第58図b)。現河床より一段高位の段丘面を

なす堆積物を低位Ⅱ段丘堆積物(t<sub>2</sub>)とし、それより一段高位の段丘面をなす堆積物を低位Ⅰ段丘堆積物(t<sub>1</sub>)とした。低位Ⅰ段丘堆積物は本地域南部の矢立開拓、合戦原、本郷付近の一ッ瀬川流域にのみ分布する。主に、垂角礫-垂円礫の中礫-巨礫からなる。球磨川、一ッ瀬川、小丸川流域では低位段丘堆積物が認められるが、耳川ではダム湖のない部分では、耳川が深い谷を刻んでいて、段丘堆積物の発達はない。また、耳川支流でも阿蘇-4火砕流堆積物以降に段丘の発達は認められない。

#### IX. 6 地すべり堆積物(ld)

本地域では、3か所で表現可能な地すべり堆積物を確認した。これらは、いずれも、基盤の四万十累帯北帯諸塚層群が緩く北北西に傾き、岩屑からなる堆積物が北側の緩斜面に分布する。岩屑は基盤の岩種を反映している。本地域の諸塚層群の分布域では、地層が北北西に低角度-中角度で傾斜し、風化しやすい泥質岩も分布するために、北側斜面の表層には地質図に示されるような大規模なものばかりでなく、小規模な地すべり堆積物もある。これら地すべり堆積物の一部は豪雨によって崩壊しやすく(第59図a)、大規模な崩壊を起こすこともある(第65図b)。

#### IX. 7 扇状地及び緩斜面堆積物(d)

本地域の河川沿いの支沢の出口や、山地間の沢筋の緩斜面では、礫及び砂からなる、扇状地及び緩斜面堆積物が堆積している。構成物はそれぞれの供給源となった谷に分布する基盤岩である。礫は角礫-垂角礫で淘汰は悪い(第59図b)。

#### IX. 8 降下火山灰層及びローム層

本地域には、降下火山灰を含むローム層が広く分布し、山地・山麓・段丘を覆っている。ローム層は厚さ30-60 cmで黄色ないし黄褐色を呈する鬼界アカホヤ火山灰(詳細については後述、約6,300年前、町田・新井, 1992)を主とし、表層の黒色の土壌に移化している。石仁田山の南側山腹にある緩傾斜面の林道切り割り(第60図)では、50 cm厚の黄褐色の鬼界アカホヤ火山灰層とその下位に厚さ約1 m、灰色のシルトないし粘土質層が認められる。灰色層の上部には厚さ20 cm程の降下火山灰が挟まれる。この降下火山灰は色調からみて、始良-Tn火山灰(約24,000年前、町田・新井, 1992)に相当する可能性がある。

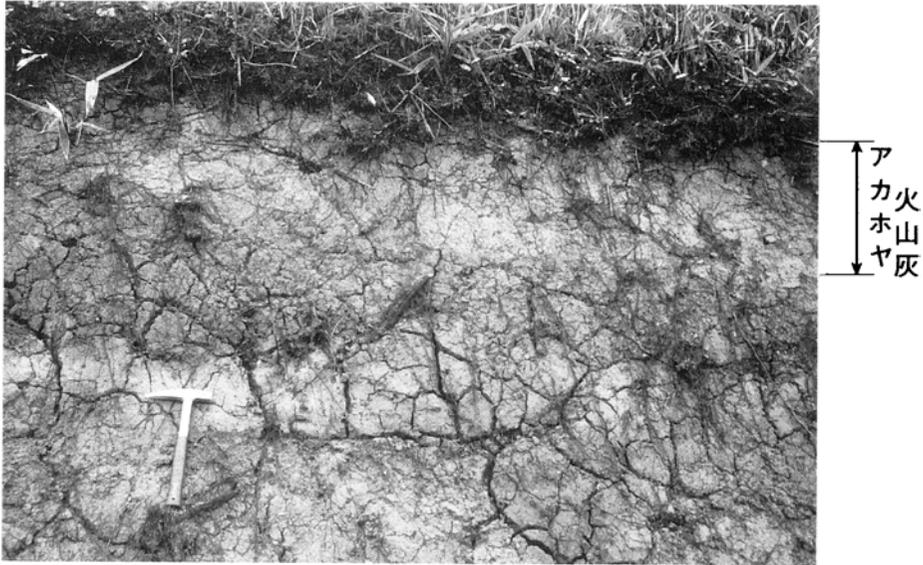
#### IX. 9 沖積層(a)

礫及び砂からなる。これらは現河川の谷底に礫及び砂からなる平地を作っているが、谷が深いV字谷を刻む部分には分布せず、谷幅の広がった部分にわずかに分布する。本地域北西部不土野川沿い、本地域南西部古屋敷付近の球磨川沿い、本地域南部の本郷周辺の一ッ瀬川沿いなどに分布する。



第59図 本地域の地滑り堆積物と扇状地堆積物の例

- a : 地滑り堆積物. 既に崩壊した(椎葉村春の平南方, 石仁田山-尾崎山の中間点付近)  
b : 扇状地堆積物. 角ばった礫が多い. ハンマーの長さ33cm(椎葉村尾前, 耳川に東方から流れ込む沢の出口)



第60図 アカホヤ火山灰と表土 (椎葉村石仁田山の南側山腹, 緩傾斜面の林道切り割り)  
 緩傾斜面表層の厚さ20 cmの黒色土壌の下位に, 黄褐色のアカホヤ火山灰(厚さ30 cm), そして火山灰層の下位には, 灰色シルトないし粘土質層が認められる. 灰色層の上部にも火山灰層が挟まれるが同定はできていない. ハンマーの長さ33 cm

## IX. 10 火山灰層の特徴と対比

火山灰層の対比・同定のため, 露頭での観察とともに, 室内で鉱物組成及び火山ガラス・斜方輝石の屈折率を検討した. 屈折率はそれぞれ30粒の測定値に基づく. 本地域で発見されたローム層中の黄色火山灰(試料GSJ R63449, GSJ R63450), 屋敷野層中の火山灰(GSJ R63451)の2種類の火山灰層について検討を行った. 火山灰の鉱物分離は木村が行い, 鉱物同定, 屈折率の測定, 火山灰の同定は井村隆介博士(地質調査所環境地質部)に依頼した.

**GSJ R63449**: 本地城南東部, 石仁田山南側斜面の林道の切割りに露出するローム層の最上部に位置する(第60図, IX. 8参照). 主としてバブル壁型の火山ガラスからなり, 斜方輝石, 単斜輝石を斑晶鉱物として含む. 本層の産出層位, 斑晶組合せ, 火山ガラスの屈折率( $n=1.509-1.512$ ), 斜方輝石の屈折率( $\gamma = 1.708-1.711$ )から判断すると, 鬼界アカホヤ火山灰であると同定できる.

**GSJ R63450**: 本地城南東部, 大藪川上流の九州大学演習林内の林道の切割りに露出する. 主としてバブル壁型の火山ガラスからなり, 斜方輝石, 単斜輝石, 斜長石を斑晶鉱物として含む. 本層の産出層位, 斑晶組合せ, 火山ガラスの屈折率( $n=1.509-1.512$ ), 斜方輝石の屈折率( $\gamma = 1.709-1.711$ )から判断すると, 鬼界アカホヤ火山灰であると同定できる.

**GSJ R63451**: 椎葉村屋敷野から大河内峠にいたる国道388号線沿いの, 高度1,050-1,070 mの平坦面の切割りに露出しており, 屋敷野層中部の層準に挟まれる(第55図b, IX .3参照). かなり風化が進んでお

り火山ガラスは検出できなかったが、斑晶鉱物として斜方輝石、単斜輝石、斜長石を含むほか、 $\beta$ -石英が特徴的に見られる。斑晶組合せ、斜方輝石の屈折率( $\gamma=1.705-1.708$ )から鬼界葛原<sup>きかいとづらはら</sup>火山灰であると判断される。

## X. 地 質 構 造

(木村克己)

本章では四万十帯の地質構造と市房山花崗閃緑岩を切る高角傾斜断層群について述べる。本断層群は東西、東北東-西南西(ないし北東-南西)及び北北西-南南東の3系統からなる(第61図)。各系統の前後関係は明瞭ではないが、東西と東北東-西南西の両系統は、一ツ瀬川流域の本郷及び丸野付近の例で認められるように、両系統が連続し変化センスが同一であることから、ほぼ同一時期に活動したものと推定される。

### X. 1 東 西 系

本地域南東部の本郷、丸野、三方岳南方付近に発達している。北ないし南に一般に $40-80^\circ$ 傾斜する正断層である。この系統の断層は橋本(1957)、野田・橋本(1958)によって初めて正断層群として詳細に記載され、三方岳南方の断層は銅山断層と命名された。その後、田中・岩松(1993)は本郷付近を通る断層について記載し、本郷断層と命名した。

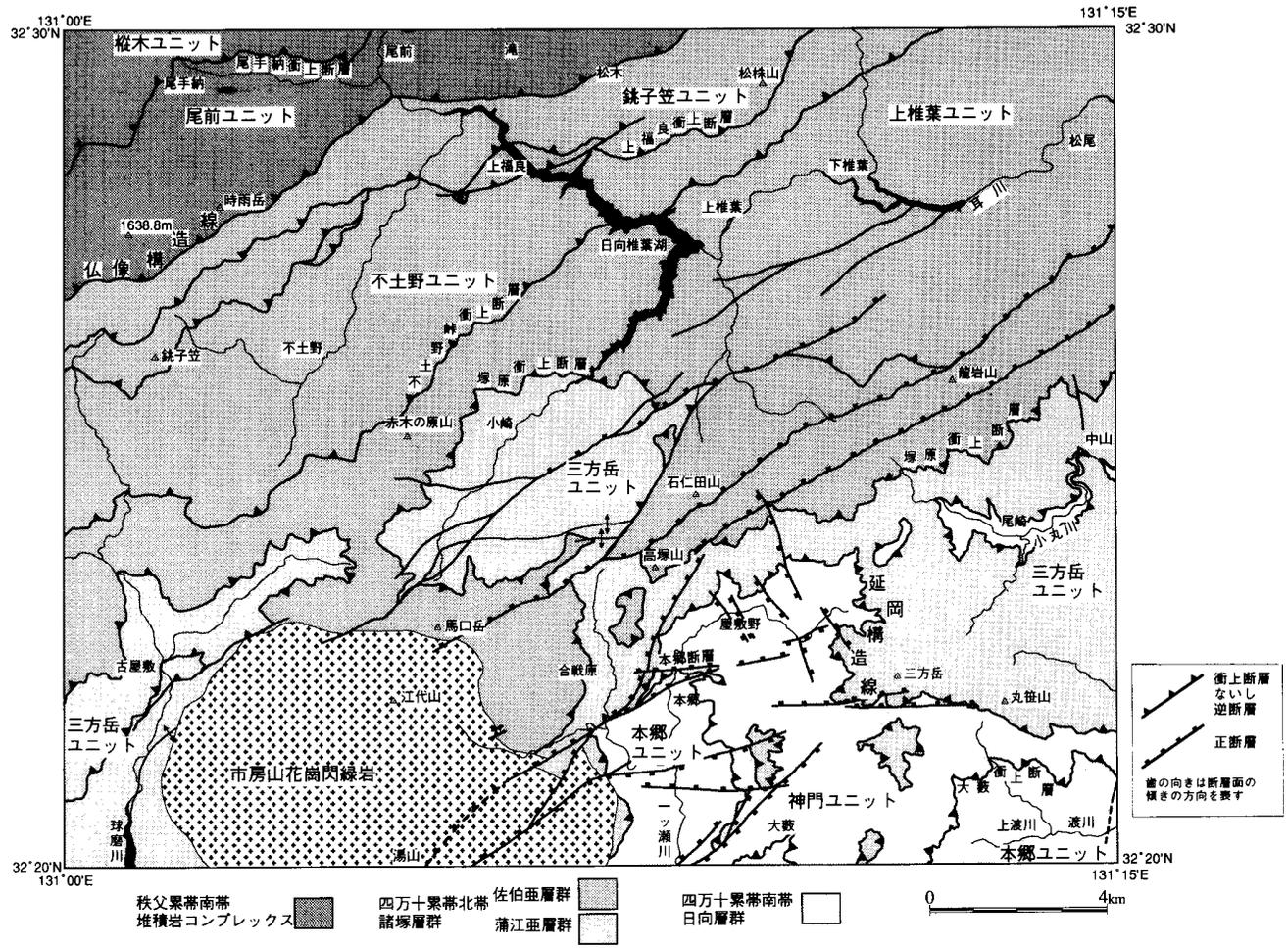
本断層群の変位センスについて、これまで野田・橋本(1958)は四万十帯層群のずれと断層面の傾斜に基づいて正断層であるとし、田中・岩松(1993)は本郷断層について、断層のセンスについては述べていないが、断層露頭で条線の方位を測定し傾斜移動断層であることを示した。

本地域において明らかなように、東西系の断層群は地層を見かけ正断層センスで変位させている。ここでは、同系統の断層について、断層露頭が観察できた本郷断層についてその特徴を以下に記述する。

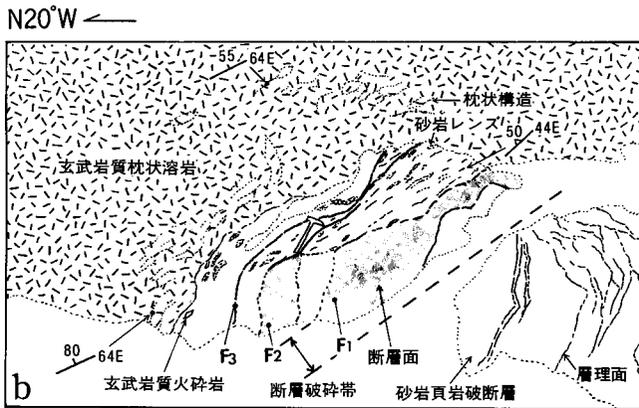
#### **本郷断層**(命名; 田中・岩松, 1993)

本郷付近の一ツ瀬川河床を横切り、東西に約2 km延長する。東方延長には、ヒノクチ谷を通る同系統の断層(走向・傾斜:  $N74^\circ E, 40^\circ N$ )が分布する。両者は連続する可能性がある。一ツ瀬川河床付近で、本断層を介して、上盤の玄武岩及び混在岩(神門ユニットに属する)と、下盤の砂岩頁岩破断層(本郷ユニットに属する)とが接する露頭が認められる(第62図)。

この断層露頭では、北から南へ順に、4つの岩相帯に区分され、各帯は同一系統の高角傾斜断層(第62図のF<sub>1</sub>-F<sub>3</sub>)で境されている。



第61図 椎葉村図幅地域の断層と地質概略図  
 正断層群の分布とそれによる四方十累層群及び市房山花崗閃緑岩の変位に留意



第62図 本郷断層の露头 (椎葉村本郷、一ッ瀬川河床)

a: 断層露头の写真. b: 写真aの概略的スケッチ. 本郷断層は図bのF1に相当し、幅20-40 cmの断層破碎帯を伴う. 断層上盤(北側)は、玄武岩質火山砕屑岩及び砂岩レンズを含む黑色千枚岩、玄武岩質枕状溶岩(以上、神門ユニット)からなり、下盤は砂岩頁岩破断層(本郷ユニット)からなる. 断層上盤には本郷断層に平行する同系統の断層が認められる(F2, F3). これらの断層には傾斜移動を示す断層条線と北落ちを示す引きずりが確認される. 断層の走向・傾斜: F1(N64° E, 80° N), 条線F2(N70° E, 70° N), F3(N62° E, 82° N)

a帯: 破碎変形を受けた玄武岩質枕状溶岩からなり、玄武岩・砂岩のレンズを含む混在岩を挟む(第62図のF<sub>3</sub>以北). 南縁の断層に向かって層理面の傾斜が急になる.

b帯: 剪断された黑色千枚岩からなり、玄武岩質火砕岩・砂岩・石英分結脈のレンズを含む(第62図のF<sub>1</sub>とF<sub>3</sub>の間). 衝上断層変形に関連する非対称な剪断組織が発達する.

c帯: 断層破碎帯. b帯の岩層が変形したもの.

d帯: 破断変形した頁岩優勢互層(砂岩頁岩破断層)からなる.

岩相から、a-c帯は神門ユニット、d帯は本郷ユニットに属すると判断できる.

F<sub>1</sub>-F<sub>3</sub>の断層はいずれも東北東-西南西走向、高角北傾斜を示し、68-78°ピッチの条線を有する. 各線の方位はこれらの断層が傾斜移動断層であることを示す. これらの断層近くでは、面構造が断層に向か

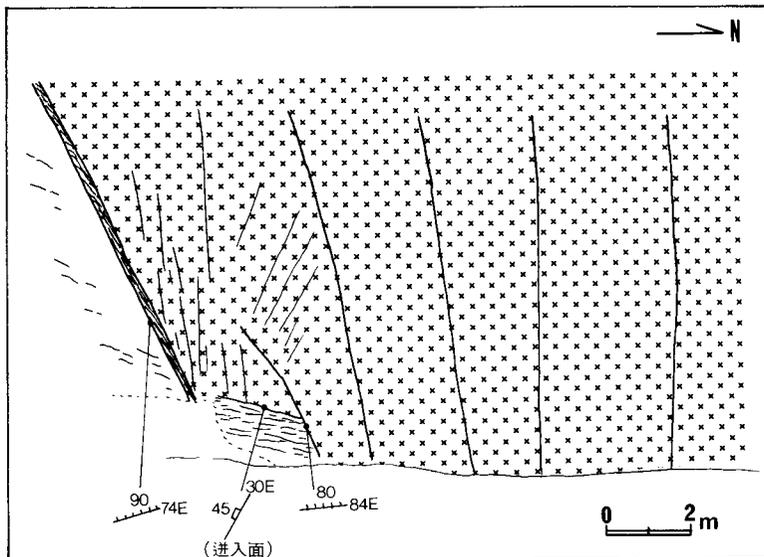
って急傾斜になる正断層センスの引きずりが観察できる(第62図a)。本郷断層の主断層面は、b帯とc帯との境界断層(第62図のF<sub>1</sub>)である。

## X. 2 東北東-西南西及び北東-南西系

本地域南部において発達しており、東北東-西南西ないし北東-南西走向で5-12 kmにわたって延長する。市房山花崗閃緑岩から四万十累層群の両者を切っているものが多い。北ないし南に一般に70-80°傾斜する断層で、常に上盤が落ちる正断層としての変位を示す。

本断層系で変位が最も明瞭な断層は、椎葉村矢立開拓から青木を経て、高塚山東方にかけて、7 km以上延長する断層である。同断層は青木西方で延岡構造線を切り、見かけ北落ち150 mの変位を与えている。同断層のすぐ南側に平行して走る断層が一ッ瀬川本郷の河床でその断層露頭が観察できる(第63図)。断層は走向N74° E、傾斜80° Nないし垂直で、20-40 cm幅の破砕された黒色頁岩及び粘土からなる断層破砕帯を伴う。断層上盤はアブライト、下盤は砂岩頁岩破断層(日向層群本郷ユニット)からなる。断層には断層の運動方向を示す変形構造が認められないが、上盤には北落ちの平行する小断層群が発達していることから、本断層は正断層であると推定される。

なお、本地域南東部で野田・橋本(1958)によって初めて記載された屋敷野断層は本系統と平行し、北西に中ないし高角度をなすと記載されている。しかし、この断層の破砕帯の方位や特徴は神門ユニット中の他の南西ないし南南西フェルゲンツの逆断層ないし衝上断層群と類似しており、四万十累層群中の覆瓦構造形成に関連した断層であると判断でき、本断層系とは異なる。



第63図 アブライト岩体とそれを切る正断層のスケッチ (椎葉村本郷、一ッ瀬川右岸)  
アブライト岩体はその南縁を北落ちの正断層で切られて、本郷ユニットの砂岩頁岩破断層と接する。  
図左下において、岩体とその直下の暗灰色頁岩との接触面(走向・傾斜: N30° E, 45° W)が認められる。  
接触面付近ではアブライトは急冷細粒相を呈している。

### X. 3 北北西-南南東系

本地域南東部の一ッ瀬川及び大藪川最上流域に発達している。東ないし西に45-80°傾斜し、上盤が落ちる変位を示す正断層である。いずれも垂直変位20-50 mと小さい。屋敷野付近の一ッ瀬川右岸に断層露頭が観察できる(地点:1653)。断層下盤の黒色千枚岩は断層面に平行で、走向NNW-SSE、傾斜70°Wの姿勢を示すのに対し、上盤の黒色千枚岩の姿勢は走向NNE-SSW、60から40°で西に傾斜する正断層センスの引きずりを示す。

## XI. 応用地質

(斎藤 眞・木村克己)

本地域には稼行中の鉱山はない。過去に、秩父累帯南帯尾前ユニット中の層状チャートに伴うマンガン鉱床と四万十累帯中の玄武岩類に伴う含銅硫化鉄鉱床が採掘されていたことがある。採石は四万十累帯北帯諸塚層群の砂岩を対象に行われており、地元の土木工事に使われている。また、本地域の秩父累帯尾前ユニットには石灰岩が広く分布するが、交通の便が悪く採掘されていない。

本地域には温泉はないが、本地域南部の市房山花崗閃緑岩を通る正断層の南西延長上の熊本県球磨郡水上村湯山には、かなり昔から温泉があり、自噴していた。熊本県公害衛生研究所(1978)、金原(1992)によれば、水温30-35°C程度、アルカリ性(pH8.7-9.7)の単純泉、単純硫黄泉で、花崗岩の割れ目より湧出している。本地域内でもこの断層付近で温泉の掘削できる可能性があるが、現在までに報告はない。

一方、山地が急峻なために、豪雨による斜面崩壊といった地質災害がしばしば報告されている。

### XI. 1 鉱山

#### XI. 1. 1 マンガン鉱床

本地域の北部、滝にはマンガン鉱床がある。秩父累帯南帯尾前ユニットの層状チャートに伴われるレンズ状のマンガン鉱床で、昭和17年ころから昭和29年まで、滝鉱山として採掘された。

#### 滝鉱山

滝鉱山は、本地域北部の滝の集落の西側の山の中腹の標高800 m付近にあった。現在では林に覆われていて、ズリと鉱染を受けた層状チャートの露頭が一部に見られるだけで、現地までの踏み跡も荒れている。滝鉱山については稲井(1955)が稼行時に現地調査を行い、宮崎県(1968)が地質と産出量等の総括を

行っているのので、以下にそれらの要点を記す。

滝鉍山は、昭和17年ころから採掘が始まり、一時休止した後、昭和27-28年ころに再開された。29年に台風の被害を受けるまで採掘された。5枚のレンズ状の鉍体が確認され、うち3枚は露天掘り、2枚は坑道で採掘されていた。昭和27年度の実績で約60tの出鉍があり、総出鉍量は250t程度と推定された。

品位は一般に高く、マンガン品位50%程度の鉍石を産出した。稲井(1955)は露頭では二酸化マンガンを、坑道では二酸化マンガンを、パラ輝石、菱マンガン鉍が主に胚胎していると記載したが、宮崎県(1968)は、二酸化マンガンを、ブラウン鉍(褐マンガン鉍)、バーネス鉍、ハウスマン鉍(黒マンガン鉍)、菱マンガン鉍からなり、母岩の層状チャートに近い部分ではパラ輝石が若干見られるとしている。そして鉍石は自然銅を伴う石英・曹長石脈に貫かれていているとしている。

稲井(1955)によれば、鉍山周辺に平地がないために、選鉍場、見張り小屋は山の斜面に立ち、水の便がなかったので、選鉍は手割りで行われ、貧鉍はそのままズリとして放置されていたようである。

## XI. 1. 2 層状含銅硫化鉄鉍床

本地域には、大河内・五色・不土野などの鉍床がある。前2者は日向層群神門ユニット中にあり、後者は諸塚層群銚子笠ユニット中にある。これらは玄武岩類に伴われている。また、宮崎県(1968)によれば、本地域北西部では、尾前南方の耳川東岸や尾手納で秩父累帯南帯尾前ユニットの玄武岩類に伴われるわずかな銅鉍床が採掘されたことがある。

### 五色鉍山

本鉍山は昭和初期に稼行され、昭和8年閉山、その後、昭和26年一時再開されたが間もなく休山、現在に至る(清島, 1980)。

本鉍山は南郷村西部の五色谷流域にある。鉍山へは渡川の支谷、五色谷中流から谷北側の山腹にのびる山道を高度700 mまで尾根沿いに上り、そこから山腹に沿って西にトラバースしてたどりつける。山腹に沿ってほぼ東西100 mの間に、5つの旧坑口が残されている。坑口に露出した粘板岩は黄色に染色され、坑口付近には黄鉄鉍を含む淡黄色の鉍石が散在している。坑道の傷みがはげしく中に入るとの観察は難しい。

坑道及び鉍床については、井上(1951)、清島(1980)の報告がある。井上(1951)は、本鉍山について、「鉍床は玄武岩と粘板岩との互層中に胚胎し、甚だ規模が小さく厚さ数10 cm-3 m、延長100 mと厚さ約2 m、延長約30 mの2鉍体からなる。鉍石は淡黄色を呈する含銅硫化鉄鉍で、粒間に不透明の石英を伴い、径0.1-0.3 mmの黄鉄鉍の集合からなる。銅鉍物はまれである」と述べている。

### 大河内鉍山

本鉍山は椎葉村大字大河内本郷集落東方の三方岳南東部、大蕨川支谷沿いにある。鉍山へは、大蕨川沿いの林道に沿って九州大学演習林内に入り、演習林ゲートから1.5 km先で、最初に出会う支谷に沿って登ると鉍山に達する。坑口はいずれも玄武岩体の分布域内にあり、北西-南東方向に延びる小谷に沿って、標高1,050-1,100 mの範囲で、3つの坑口跡が認められた。坑口付近の斜面には黄色に染まった鉍砕が盛り上げられている。支谷の一番奥、高度1,100 mにある坑口では、坑道が小谷沿いに延長し、その天井が崩落しているため、深さ約10 m、延長15 m以上の規模の坑道跡が観察できる。坑道は、黄色に鉍染

した玄武岩質火山砕屑岩・火山角礫岩と赤色頁岩の岩相を掘削している。その下位には厚さ5m以上の偏平な枕状溶岩分布し、上位では剪断された黒色千枚岩が重なる。

椎葉村(1994)によれば、本鉱山は少なくとも明治初期には採掘がなされていたようで、一時は鉱山労働者と家族が数百人もいて集落を作ったこともあるが、昭和10年頃に閉山した模様である。

### 不土野鉱山

本地域の西部の金山谷の標高1,200m地点では、銅が採掘されていた。椎葉村(1994)によれば、江戸時代から採掘が始まり、明治、大正と採掘は試みられたが、山深い地理的条件に問題があつて鉱石は搬出されなかったようである。地元の話では昭和20年代に採掘が試みられたことがあるようである。現在でも坑道が数本残っている。母岩は諸塚層群銚子笠ユニットの下部に分布する玄武岩類である。鉱石は含銅硫化鉄鉱である。椎葉村(1994)によれば、金山谷の由来はこの銅鉱石に由来するようである。

## XI. 2 採石

本地域では耳川流域で、四万十累帯諸塚層群上椎葉ユニットの砂岩が2箇所採掘されている。また、球磨川流域で三方岳ユニットの砂岩が1か所で採掘されている。河川からは、耳川と球磨川でそれぞれ1か所で砂利が採取されている。

### XI. 2. 1 砕石

上椎葉南方では、上椎葉ユニットの砂岩相中の砂岩を、椎葉砕石が採掘している(第64図)。主に、生



第64図 上椎葉ユニットの砂岩相中の砂岩を採掘する採石場 (上椎葉南方, 桑の木原川沿い)

コン用、道路の敷石用で、年間28,000t程度採掘している。このうち、生コン用が22,000t程度、道路の敷石用が6,000t程度である。

耳川と十根川の合流点付近の耳川側では、(有)石井工業が上椎葉ユニットの砂岩相中の砂岩を採掘している。生コン用、道路の敷砂利用で、年間26,000-27,000t採掘している。

また、球磨川沿いの戸屋野では(資)那須セメント工業所が、市房山花崗閃緑岩によって接触変成作用を受けた砂岩相中の片状砂岩を採掘している。頁岩の挟みを伴う砂岩である。主に道路敷石用で、年間20,000t程度の採掘を行っている。

## XI. 2. 2 砂利

十根川の河床では、(有)石井工業が砂利の採取を行っている。生コン用で、年間約20,000t採取している。

球磨川沿いでは、戸屋野付近で(資)那須セメント工業所と(有)水上産業が、河床の砂利の採掘を行っている。両者とも年平均で3,500m<sup>3</sup>(およそ5,600t)の採取量があり、生コンなどの用途に用いられる。

## XI. 3 斜面崩壊

本地域全域が急峻な山地からなり、斜面崩壊及びそれを伴う水害等がしばしば起きている。また、斜面崩壊のうち地すべりが過去に起こった、もしくは現在起こりつつある部分が地形で推定できる部分がしばしば見られる。また、地すべりによってもたらされた岩屑が斜面上に残っているものについては、地すべり堆積物として地質図に示した。

本地域ではIXで述べたように、3か所に地質図に表現可能な地すべり堆積物が分布している(第59図a)。これらは、いずれも、基盤の諸塚層群が緩く北北西に傾き、それらの地すべり堆積物が緩斜面に堆積したままになっているものである。これらの一部は豪雨によって更に二次崩壊し、下流に被害を及ぼしている。一般に本地域の諸塚層群の分布域では、地層が北北西に低角度-中角度で傾斜し、風化しやすい泥質岩も分布するために、北側斜面の表層に地質図には表現されない小規模な斜面崩壊堆積物があり、風水害による二次崩壊の危険をはらんでいる。また、南側斜面は急峻な崖になっていることが多く、急峻な地形のところでは一般に基盤の風化物が小規模な崖崩れをしばしば起こしている。

本地域南部では、正断層系に伴う節理が発達し、急斜面では斜面の崩壊が起きている。萱原山北側が例である。同様に矢立南方の市房山花崗閃緑岩分布域では、断層に伴う節理が発達して風化が進み、豪雨によって小規模な斜面崩壊が発生し、土砂の流出が著しい。

これらとは別に、本地域の河川沿いに平坦地をつくる阿蘇-4火砕流堆積物の溶結凝灰岩には柱状節理が発達し、崖を作っていることが多い。節理で割れて溶結凝灰岩の塊が崩落し、直下に住宅、道路等がある場合、被害を及ぼすことがある。

本地域及び周辺地域の神門ユニットの分布域では、岩松・下川(1986)がクリープ性大規模崩壊について言及している。彼らによるとクリープ性大規模崩壊は地すべりと山崩れの間間的な崩壊時の変位速度をもつ。これを本報告の地層区分によって解釈すると、彼らは神門ユニット及び構造的上位の三方岳ユニットとの境界付近の急傾斜地にクリープ性大規模崩壊(200-300ha以上)が発生しているとした。彼らは、

広範囲にクリープが起きているところでは、大規模崩壊地の末端部に小規模崩壊(10-100年オーダー)が起こり、尾根付近では引っ張りによる亀裂が発生し、波状地形などが発達し、中規模崩壊(数ha-10数ha)から、やがて大規模崩壊に発展する(100-1,000年オーダー)と述べている。そして同じクリープ域で大・中規模崩壊が繰り返すおこるとしている。その例のひとつとして本地域内本郷の北西方の一ッ瀬川右岸の東向き斜面の例を挙げている。ここでは、1989年(平成元年)に地すべりが発生した。なお彼らは、神門ユニットと三方岳ユニットの境界付近の大規模崩壊地に、断層破碎や断層粘土が存在しないことから、大断層・延岡衝上はないとしたが、延岡構造線は存在し、必ずしも大きな破碎帯を伴っていないことはVで示したとおりである。

以下に本地域の斜面崩壊の主な例について記述する。

**昭和29年の水害：**椎葉村(1994)によれば、昭和29年(1954年)8月と9月に襲った台風5号、12号に伴う豪雨のために本地域では斜面崩壊、またそれが河川をせき止めて土石流と土砂崩れが多発し、多数の死者、行方不明者が出た。末・垣内(1955)は、昭和29年(1954年)9月13-14日の本郷周辺の災害状況を報告している。彼らによれば、被害は特に一ッ瀬川沿いの本郷と、板谷川谷と一ッ瀬川の合流部にあった吐野の両集落に出た。広野山の西側の谷から本郷への沢と、丸野を流れる沢で土石流が発生し、特に丸野の沢を通った土石流は一ッ瀬川と板谷川谷の合流部にあった吐野の集落を破壊して死者15人を出した。吐野には現在集落はない。一ッ瀬川の本流沿いでは、屋敷野付近から本郷にかけて斜面崩壊が多発し、3度にわたって一ッ瀬川をせき止めたようである。また、本郷では一ッ瀬川の流路が変わり、本流沿いの家屋はすべて流出した。

また、耳川流域では、支流の不土野川の上流で大規模な土石流が発生し死者・行方不明者が出た。

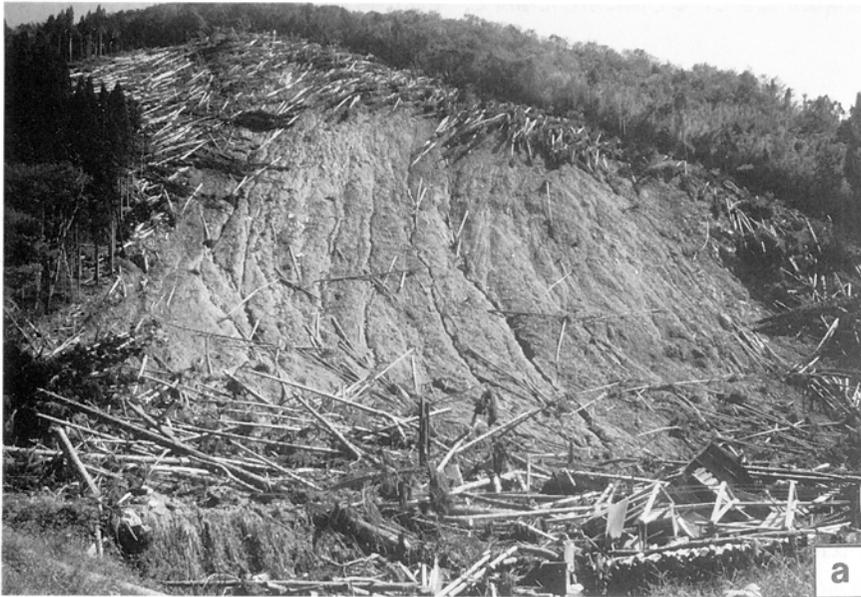
**尾前：**尾前地区の耳川東岸の斜面が平成3年(1991年)9月に杉林と共に崩壊した。崩壊は9月27日、29日の2度にわたって起きた。台風19号の強風によって杉林が根こそぎ倒れ、その後の豪雨によって、斜面崩壊が起き、家屋が倒壊した(第65図a)。植生によって斜面の風化堆積物などが固定されていたが、杉の倒壊によって水の供給路ができ、そこに雨水が侵入して崩壊したものと考えられる。表土が崩壊したために、崩壊直後崩壊地の中央には基盤の秩父累帯南帯尾前ユニットの層状チャートがむき出しになっていた(第65図aの崩壊地に水の流れたあとのある部分)。崩壊地の表面に残る土砂を取り除き、アンカー工事等が行われ、既に復旧している。

**不土野峠北方：**昭和57年7月の豪雨によって、不土野峠北方に斜面崩壊がおこり、県道もろとも押し流した。この地域では、小崎峠-不土野峠間の北側斜面で地すべり地形が認められ、現在でも地すべり堆積物が緩斜面上に残っている。土止め工事が行われ、現在では道路も付け替えられている(第65図b)。

**倉の迫：**昭和57年7月の豪雨によって、斜面崩壊が生じ、家屋が倒壊し、死者が出た。大規模ではないが人家の裏山が崩壊したために被害が出た模様である。

**本郷北西方：**椎葉村(1994)によれば、平成元年(1989年)7-8月にかけての台風による豪雨で、林道上の亀裂が広がり幅40cm、長さ135mになったために、地すべり発生に伴う災害を警戒して、41世帯が避難した。アンカー工事、排水ボーリング工事などの地すべり対策が行われ、当面の安定は得られているようである。この崩壊地は岩松・下川(1986)が大河内の崩壊地と呼んで記載した場所である。

**下松尾：**本地域東端の耳川南岸の斜面では平成6年(1994年)9月ごろから地すべりが始まり、対策工事



第65図 本地域の斜面崩壊の例

a：尾前地区の耳川東岸の斜面，平成3年(1991年)9月に杉林と供に崩壊した，平成3年(1991年)10月撮影，復旧工事は完了している。

B：不土野峠北方斜面，昭和57年7月の豪雨によって橋の奥の部分が崩壊した，平成3年(1991年)10月撮影。

が行われた。この地域より東側の諸塚地域内では岩松・下川(1986)によるとクリープ性の大規模崩壊に伴う末端崩壊が起きていると図に示した場所で、平成6年(1994年)8月から地すべりが始まっている。

## 文 献

- Aita, Y. (1987) Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Sicily. *Tohoku Univ., Sci. Rep.*, 2nd ser. (Geol.), vol.58, p.1-91.
- 荒牧重雄 (1969) 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物. 地質雑, vol.75, p.425-442.
- Baumgartner, P.O. (1984) A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. *Eclogae geol. Helv.*, vol.77, p.729-837.
- Bolli, H. M. and Saunders, J. B. (1985) Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. in Bolli, H. M. et al. eds., *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, p.155-262.
- 地質調査所(1992) 100万分の1日本地質図, 第3版.
- Gorican, S. (1994) Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Motenegro). *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, no.18, 120p.
- 橋本 勇(1955) 熊本県球磨郡北西部地域の時代未詳層群の層序と地質構造. 九州教養地研報, vol.1, p.31-46.
- (1957) 九州大学農学部附属宮崎演習林三方団地の地質. 九大農演習林報告, no.28, p.73-101.
- (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—. 九大教養地研報, vol.6, p.29-51.
- ・野田光雄・宮久三千年・斉藤正次・神戸信和・井上正昭・木野義人(1956) 九州南部の時代未詳層群. 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡誌, no.3, p.80-83.
- 平原章吾(1983) 市房山花崗岩体の岩石学(演旨). 日本地質学会西日本支部報, no.77, p.3-4.
- 池田安隆・渡辺満久(1989) 椎葉村. 九州の活構造, 九州活構造研究会編, 東京大学出版会, 東京, p.364-365.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男(1971) 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質雑, vol.77, p.207-220.
- ・—————・—————(1975) 九州四万十帯の構造区分. 地団研専報, no.19, p.179-189.
- ・—————・—————・神戸信和・小野晃司(1982) 諸塚山地域の地質. 地域地質研究報告

- (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71p.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男・小野晃司(1979) 神門地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 44p.
- ・—————・小野晃司・松井和典・奥村公男(1980) 50万分の1地質図幅「鹿児島」. 第2版, 地質調査所.
- 五木村総合学術調査団(1987) II. 地質. 五木村学術調査自然編, 五木村, p.121-245.
- 稲井信雄(1955) 宮崎県尾前マンガン鉱床調査報告. 地調月報, vol.6, p.45-46.
- 井上秀雄(1951) 宮崎県五色鉱山硫化鉄鉱床概報. 地調月報, vol.2, p.466-468.
- 石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下 昇・市川浩一郎(1955) 四国秩父累帯の古生層について. 日本地質学会関西支部報, no.26, 西日本支部報, no.16, (合併号), p.35-36.
- 岩松 暉・下川悦朗(1986) 片状岩のクリープ性大規模崩壊. 地質学論集, no.28, p.67-76.
- 岩生周一・太田良平・兼子 勝・金原均二・河田学夫・河野義礼・神戸信和・佐藤源郎・斉藤正次・鈴木達夫・竹原平一(1954) 50万分の1地質図幅「鹿児島」第1版. 地質調査所.
- 神戸信和(1957) 5万分の1地質図幅「鞍岡」及び同説明書. 地質調査所, 62p.
- 神戸信和・寺岡易司(1968) 白杵地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 77p.
- 勘米良亀齡・古川博恭(1964) 上部ペルム系-トリアス系神瀬層群(三宝山帯の研究). 九大理研報(地質), vol.6, p.237-258.
- 加藤高政(1985) 日南層群の層位学的研究. 東北大学地質古生物研邦報, no.87, p.1-23.
- ・中川久夫・尾田太良・長谷川四郎・安田尚登(1984) 日南層群の層序と構造(予報). 斎藤常正ほか編, 日本の古第三系の生層序と国際対比, 山形大理, p.113-130.
- 君波和雄・宮下純夫(1992) 上部白亜系四万十累層群槇峰層(九州)中の緑色岩の産状と化学組成. 地質雑, vol.98, p.391-400.
- 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.
- ・中江 訓・高橋裕平(1994) 四ッ谷地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 52p.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽. 地質調査所, 394p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団(1967) 昭和41年度広域調査報告書「日の影地域」. 通商産業省, 8p.
- (1969) 昭和42年度広域調査報告書「日の影地域」. 通商産業省, 7p.
- (1970) 昭和43年度広域調査報告書「日の影地域」. 通商産業省, 11p.
- (1971) 昭和44年度広域調査報告書「日の影地域」. 通商産業省, 21p.
- 清崎聖一・石井敏彦・大庭 昇・山本温彦・富田克利(1984) 市房山花崗閃緑岩体の岩型区分および分化. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p.409.
- 清島信之(1980) 九州における四万十帯中の含銅硫化鉄鉱床, 特にその胚胎層準について. 地調月報, vol.31, p.73-91.

- 熊本県衛生公害研究所(1978) 熊本県鉱泉誌. 第II巻, 159p.
- 町田 洋・新井房夫(1992) 火山灰アトラス「日本列島とその周辺」, 東京大学出版会, 276p.
- Mackenzie, J. S. (1989) Geochemical study of the greenstones of the Cretaceous and Paleogene imanto accretionary complex in eastern Kyushu: Implications for origin and mode of emplacement. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.84, p.278-292.
- 松岡 篤(1984) 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質雑, vol.90, p.455-477.
- (1989) ジュラ紀テレーンをつなぐ鍵—チャート・砕屑岩シーケンス—. 構造地質, no.34, p.135-144.
- Matsuoka, A (1992) Jurassic and Early Cretaceous radiolarians from Leg 129, Sites 800 and 801, western Pacific Ocean. *Proc. Ocean Drill. Prog., Sci. Result*, vol.129, p.203-220.
- and Yao, A. (1986) A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. *Marine Micropaleont.*, vol.11, p.91-105.
- and————(1990) Southern Chichibu Terrane, in Ichikawa, K. et al. eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Pub. of IGCP Project 224: Pre-Jurassic Evolution of Eastern Asia, Osaka, p.203-216.
- 松本達郎・勘米良亀齡(1964) 5萬分の1地質図幅「日奈久」及び同説明書. 地質調査所, 174p.
- Miller, J. A., Shibata, K. and Kawachi, Y. (1962) Potassium-argon ages of granitic rocks from the Outer Zone of Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.13, p. 712-714.
- 宮地六美(1978) 熊本県人吉盆地の火砕流堆積物. 九大教養地研報, no.20, p.9-17.
- Miyachi, M. (1985) Fission track ages of some granitic rocks in the Outer Zone of Kyushu, Japan. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.80, p.406-409.
- 宮地六美(1992) 南九州の大型火砕流堆積物のフィッション・トラック年代(2). 九大教養地研報, no. 29, p.37-44.
- 宮崎県(1968) 宮崎県滝鉦山調査報告. 5p.
- (1981) 宮崎県地質図及び同説明書(宮崎県の地質と資源). 72p.
- (1989) 宮崎県中央山地地方地質図及び同説明書(西米良・須木). 38p.
- 村田明広. (1981) 黒瀬川-三宝山地帯の古地理と大規模衝上断層-九州五ヶ瀬地域を例として—. 地質雑, vol.87, p.353-367.
- Murata, A. (1981) Large decke structures in the Kurosegawa and Sambosan Terrains, in Kyushu, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol.20, p.277-293.
- (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.
- 村田正文・大石 朗・西園幸久・佐藤 徹・竹原哲郎(1982) 九州南西部における神瀬帯南縁部の後期中生代放射虫微化石層序, 大阪微化石研究会誌特別号, no.5, p.327-338.
- ・坂井 卓(1992) 四万十累帯. 日本の地質「九州地方」編集委員会編, 日本の地質9, 九州地方, 共立出版, 東京, p.69.

- 長江 晋(1994) 九州四万十帯北帯榎峰層の変形変成作用. 月刊地球, vol.16, p.463-467.
- Nakaseko, K. and Nishimura, A. (1981) Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan. *Sci. Rept. Coll. Gen. Educ. Osaka Univ.*, vol.30, p.133-203.
- 中田節也(1978) 尾鈴山酸性岩の地質. 地質雑, vol.84, p.243-256.
- ・平原章吾(1984) 市房山カウ岩類の岩石学的研究. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p.411.
- 西 弘嗣(1987) 浮遊性有孔虫化石帯区分による日向層群田代層の構造解析—付加体の構造解析の一例—. 九大理研報(地質), vol.15, p.59-81.
- Nishi, H. (1988) Structural analysis of part of the Shimanto Accretionary Complex, Kyushu, Japan, based on planktonic foraminiferal zonation. *Modern Geol.*, vol.12, p.47-69.
- (1992) Planktonic foraminiferal biostratigraphy of Middle Eocene to Early Oligocene rocks in Southern Kyushu, Japan. in Ishizaki, K. and Saito, T. eds., *Centenary of Japanese Micropaleontology*, Terra Sci. Pub. Company, Tokyo, p.143-174.
- 西園幸久・村田正文(1983) 球磨山地南部における中・古生代放散虫群集と堆積層の予察的研究. 熊本大理紀要(地学), vol.12, no.2, p.1-40.
- ・大石 朗・佐藤 徹・村田正文(1982) 球磨川中流域における中・古生代放散虫化石群集について. 大阪微化石研究会誌特別号, no.5, p.311-326.
- 野田光雄・橋本 勇(1958) 宮崎県東臼杵郡椎葉村大河内附近の地質構造. 九大教養地研報, no.5, p.17-24.
- Nozawa, T. and Tainosho, Y. (1990) Systematic descriptions of zoned plutons in Japan. *Univ. Mus., Univ. Tokyo, Nature and Culture*, no.2, p.115-242.
- 大庭 昇(1961) 熊本県市房山花崗岩における汚染影響(I). 岩鉱, vol.46, p.208-212.
- (1962) 熊本県市房山花崗岩における汚染影響(II). 岩鉱, vol.47, p.36-40.
- O' Dogherty, L. (1994) Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, no.21, 415p.
- 小川内良人・岩松 暉・日邊暁子(1984) 宮崎県延岡市北東部の四万十累層群の層序および地質構造. 鹿児島大理紀要(地学・生物), no.17, p.67-88.
- 岡本健二・木下 修・野中健二・八木伸二郎(1987) 九州第三紀花崗岩類のマグマ混合モデル. 岩鉱, vol.82, p.257-268.
- 奥村公男・寺岡易司(1988) 鶴御崎地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 36p.
- ・————・杉山雄一(1985) 蒲江地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 58p.
- 小野晃司・松本徂夫・宮久三千年・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, 145p.

- 小野晃司・渡辺一徳(1985) 阿蘇火山地質図. 地質調査所.
- 斎藤 眞・塚本 斉(1993) チャート角礫岩—美濃帯中部, 七宗-武儀地域における産状と放散虫化石. 地質雑. vol.99, p.117-133.
- . 佐藤喜男・横山勝三(1994) 末吉地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111p.
- 斎藤正次・神戸信和・井上正昭・木野義人(1955) 宮崎県北西部五箇瀬川耳川上流地方地質図および同説明書. 宮崎県, 26p.
- 酒井 彰・寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・坂巻幸雄(1993) 三重町地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 115p.
- 坂井 卓(1978) 宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十川層群の地質構造と層序. 九大理研報(地質), vol.13, p.23-38.
- (1985a) 九州四万十帯の放散虫化石(予報). *MRT Newsletter*, no.1, p.51-57.
- (1985b) 南九州日南層群の地質と四万十帯外縁オリストストローム帯の形成過程. 構造地質研究会・砕屑性堆積研究会編, “スランプ層”の形成とテクトニクス—未固結堆積物の変形に関する諸問題—, p.95-116.
- (1992a) 四万十帯北帯—北東部地域. 日本の地質「九州地方」編集委員会編, 日本の地質9, 九州地方, 共立出版, 東京, p.70-75.
- (1992b) 四万十帯南帯, 日本の地質「九州地方」編集委員会編, 日本の地質9, 九州地方, 共立出版, 東京, p.75-83.
- . 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.14, p.31-48.
- . 西 弘嗣・斎藤常正・中世古幸次郎・西村明子(1984) 九州四万十帯古第三系の微化石層序. 斎藤常正ほか編, 日本の古第三系の生層序と国際対比. 山形大理, p.95-112.
- Sanfilippo, A. and Riedel, W. R. (1985) Cretaceous radiolaria. in Bolli, H. M. et al., eds. *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, p.573-630.
- 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.
- 佐藤 徹・西園幸久・村田正文(1982) 大分県南東部尺間山周辺の中・古生代放散虫化石群集について. 大阪微化石研究会誌特別号, no.5, p.301-310.
- 柴田秀賢編(1967) 日本岩石誌Ⅱ, 深成岩(2)花崗岩類. 朝倉書店, 377p.
- 椎葉村(1994) 椎葉村史. 1107p.
- 末 勝海・垣内重三郎(1955) 昭和29年度台風による大河内の被災状況. 九大農演習林集報, no.4, p.13-26.
- Tamura, M. (1980) Upper Jurassic formation discovered in Sambosan Belt of Kuma Mts., Kyushu, with description of *Serpula species*. *Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ.*, nat. sci., no. 29, p.35-40.

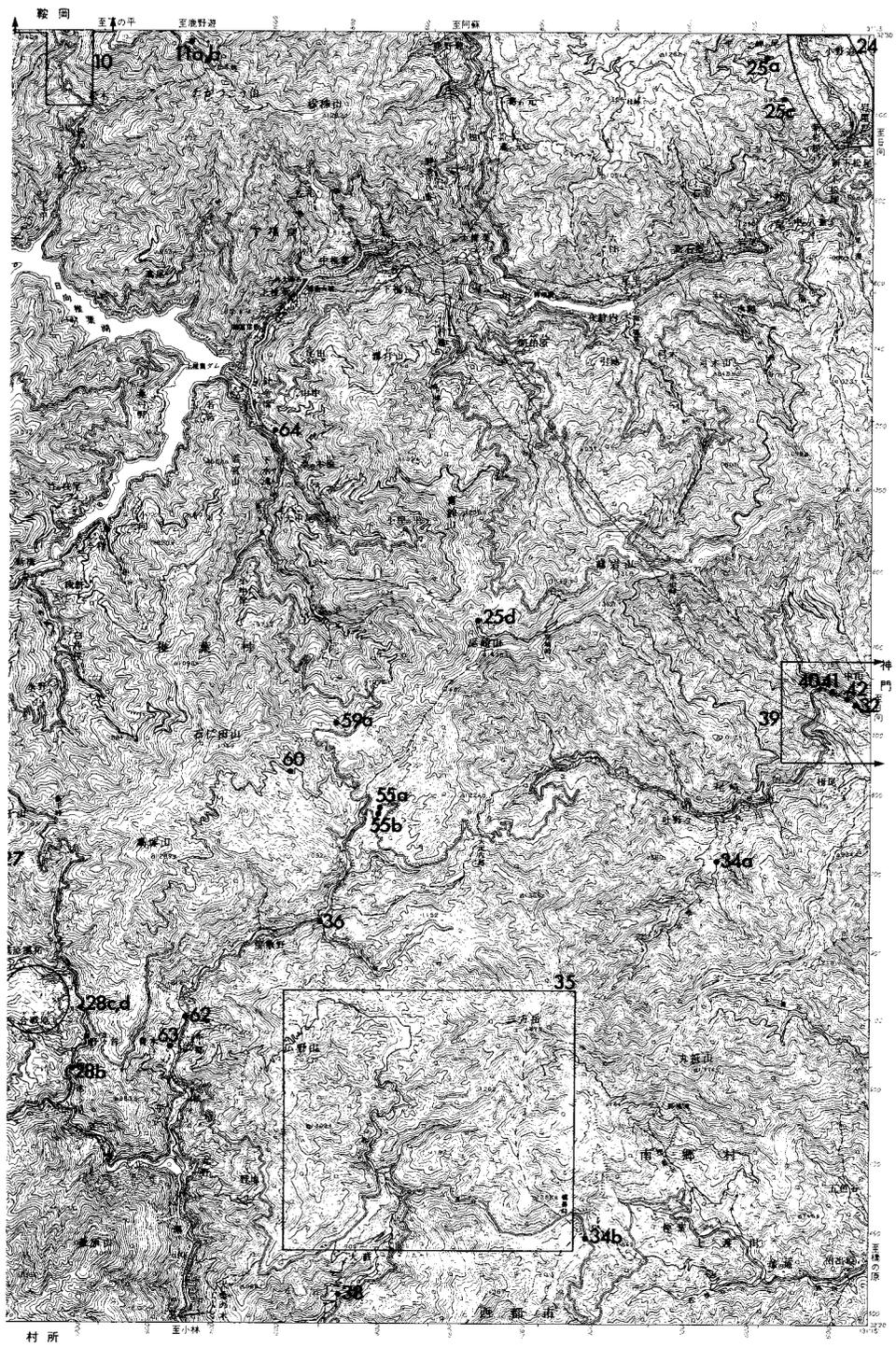
- Tamura, M. (1981) Preliminary report on the Upper Triassic Megalodonts discovered in South Kyushu, Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 57, ser.B, p.290-295.
- (1983) Megalodonts and Megalodont limestones in Japan. *Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ.*, nat. sci., no.32, p.7-28.
- 田村 実・渡辺一徳(1980) 5万分の1表層地質図「頭地」及び表層地質図. 土地分類基本調査「頭地」, 熊本県, p.17-21.
- 田中健一・岩松 暉(1993) 九州四万十帯日向大河内地域の地質. 九大農演習林報告, no.69, p.31-53.
- ・—————・横田修一郎(1992) 宮崎県神門地域西方における四万十累層群の地質と構造. 鹿兒島大理紀要(地学・生物学), no.25, p.53-68.
- 寺岡易司・今井 功・奥村公男(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, 楠見 久先生退官記念事業会, p.133-151.
- ・—————・—————(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「中生代造構作用の研究」, no.3, p.87-98.
- ・栗本史雄(1986) 宇和島地域の四万十帯白亜系層序—大型化石と放散虫化石の層序的分布に関連して—. 地調月報, vol.37, p.417-458.
- ・奥村公男(1992) 四万十帯北帯の構造区分と白亜系砂岩組成. 地質学論集, no.38, p.261-270.
- ・—————・村田明広・星住英夫(1990) 佐伯地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 78p.
- ・柴田 賢・奥村公男・内海 茂(1994) 九州東部-四国西部の四万十累層群中の碎屑性カリ長石および白雲母のK-Ar年代. 地質雑, vol.100, p.477-485.
- ・鈴木盛久・林 武広・奥村公男(1995) 九州東部檳峰-神門地域の四万十累層群における堆積岩化学組成の層序的变化. 広大学校教育紀要, vol.17, p.83-94.
- Toumarkine, M. and Luterbacher, H. (1985) Paleocene and Eocene planktic foraminifera. *in* Bolli, H. M., *et al.*, eds., *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, p.87-154.
- 渡辺一徳・谷村洋征・岩崎泰穎・豊原富士夫(1984) 5万分の1表層地質図「砥用」及び表層地質図. 土地分類基本調査「砥用」, 熊本県, p.25-36.
- 山本温彦(1992) 市房山花こう閃緑岩. 日本の地質「九州地方」編集委員会編, 日本の地質9, 九州地方, 共立出版, 東京, p.179.
- 八尾 昭(1985) 秩父累帯の中・古生界研究の最近の進歩. 地球科学, vol.39, p.41-56.
- 吉田英一(1985) 大分県佐伯市北東部の地質および仏像構造線の再検討. 地質雑, vol.91, p.867-877.
- ・村田正文(1985) 大分県佐伯市北東部における二疊紀放散虫化石生層序. 地質雑, vol.91, p.525-533.

# 椎葉村



付図A-1 図の位置図

各番号は各図の番号を表す。「椎葉村」地域内のものについてのみ示した。「椎葉村」地域外の図についてはそれぞれの図の説明に緯度経度を示した。国土地理院発行5万分の1地形図「椎葉村」を使用。



# QUADRANGLE SERIES

SCALE : 50,000

Kagoshima (15) No.51



## GEOLOGY OF THE SHIIBAMURA DISTRICT

By

Makoto SAITO, Katsumi KIMURA, Kazuki NAITO and Akira SAKAI

(Written in 1995)

---

### (ABSTRACT)

The Shiibamura district is situated in the northwestern part of Miyazaki Prefecture and the eastern part of Kumamoto Prefecture, central Kyushu, occupying the central Kyushu Mountains. The district is underlain by the Jurassic-to-Early Cretaceous Southern Chichibu Terrane, the Cretaceous Northern Shimanto Terrane and the Tertiary Southern Shimanto Terrane, the Miocene Ichifusayama Granodiorite, and Quaternary deposits such as the Kakuto Pyroclastic Flow Deposit, Yashikino Formation, Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit and terrace deposits.

Figure 1 shows a summary of the tectonic division of Southern Kyushu. Figures 2 and 3 show a summary of the geology, and the tectonic division of the Shiibamura district, respectively.

### **Southern Chichibu Terrane**

The Chichibu Terrane of Kyushu is roughly divided into the Kurosegawa and Southern Chichibu Terranes. The southern part of Southern Chichibu Terrane is located in the district.

The Southern Chichibu Terrane originated from an accretionary complex in Late

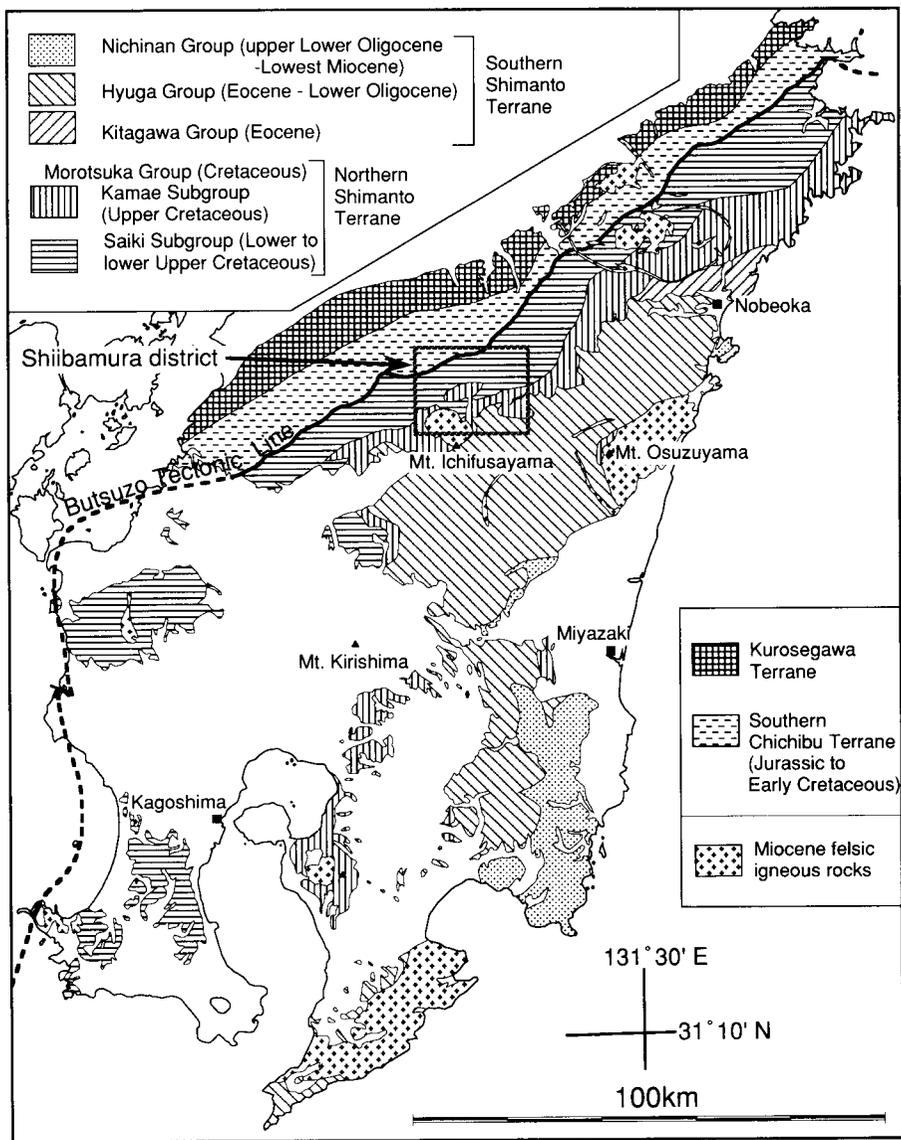


Fig.1 Tectonic division of the Southern Kyushu.

Jurassic to Early Cretaceous time. It is exposed in the northwestern part of the district with an E-W to NE-SW strike. The Southern Chichibu Terrane is thrust over the Shimanto Terrane by the Butsuzo Tectonic Line. The terrane in the district is lithologically divided into the northern Momigi Unit and the southern Omae Unit. The Momigi Unit is characterized by a chert-clastic complex, and the age of the clastic rocks is early Late Jurassic time. The Omae Unit is characterized by a basalt and limestone dominant-melange, and the youngest age of its clastic rocks is Early Cretaceous time. The Momigi Unit is thrust over the Omae Unit by the Oteno Thrust.

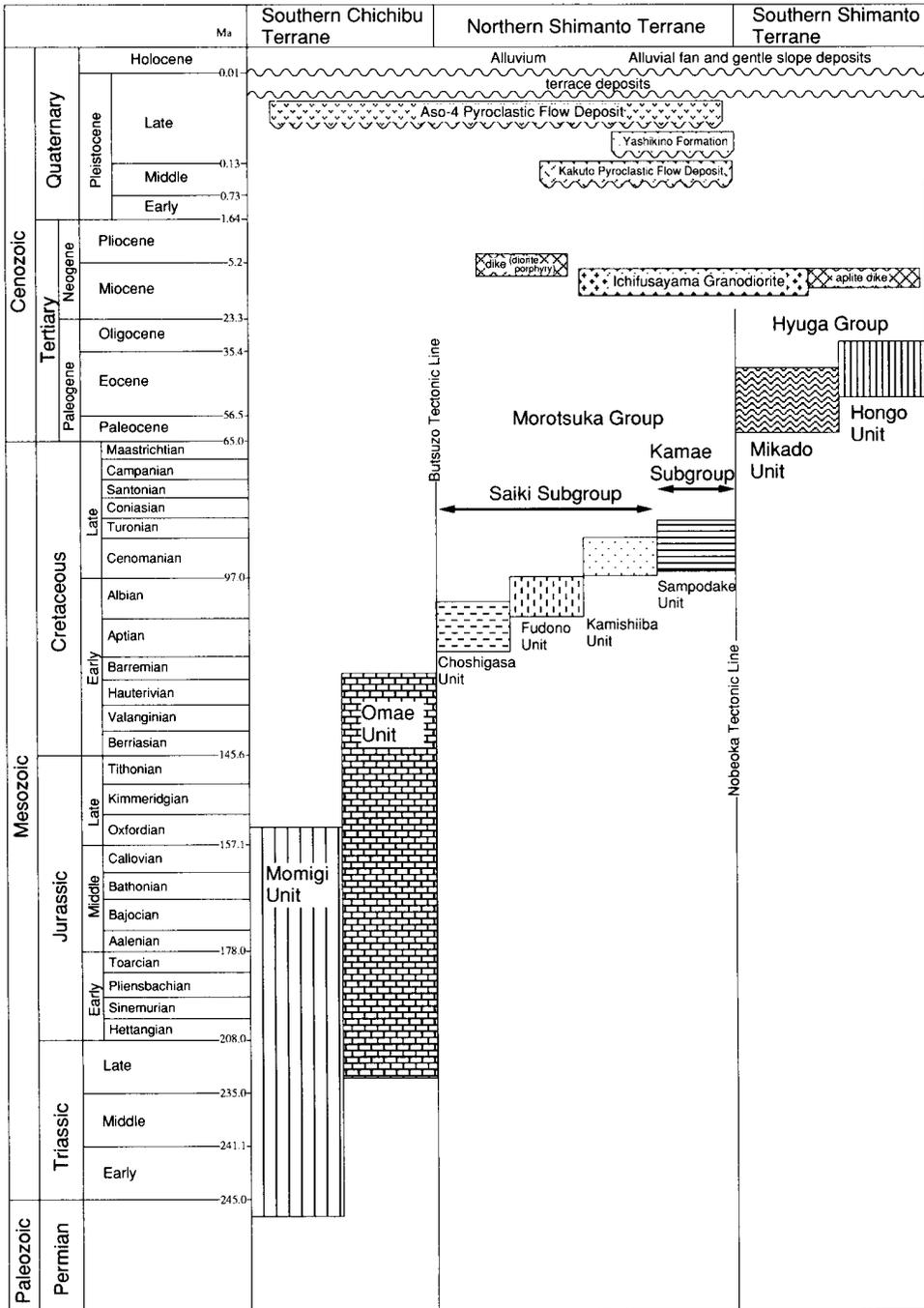


Fig.2 Summary of the geology in the Shiibamura district.

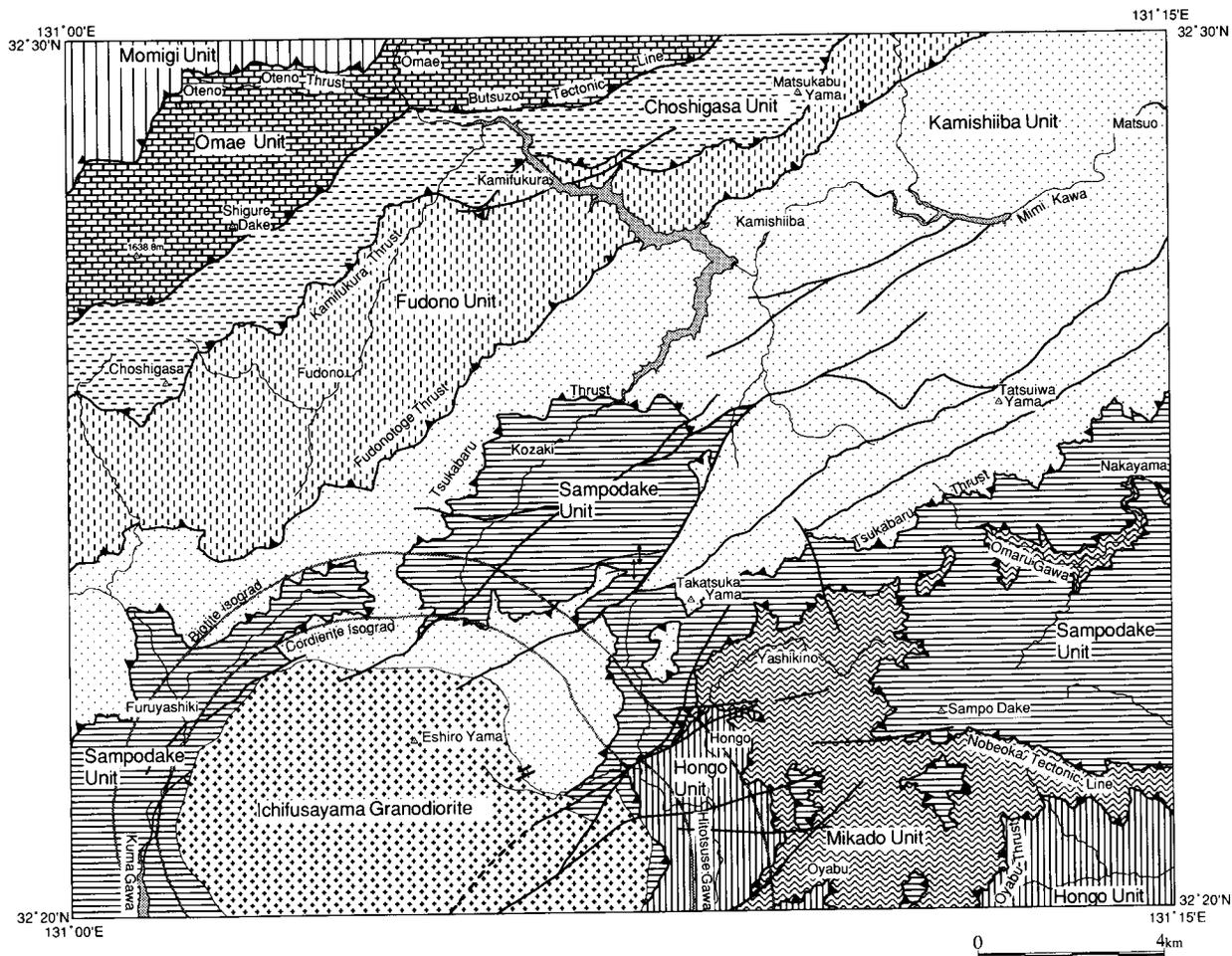


Fig.3 Tectonic division of the Shiibamura district.

**The Momigi Unit** consists of basaltic rocks, banded claystone, bedded chert, acidic tuff, siliceous shale, shale, sandstone and chert breccia. The unit is characterized by an imbricate structure cut by many thrust faults. We were able to reconstruct the original stratigraphy, consisting in ascending order, of basaltic rocks, claystone, bedded chert, acidic tuff, siliceous shale, shale, sandstone and chert breccia. Many radiolarians were obtained from shale, siliceous shale and acidic tuff samples. Radiolarians from shale indicate early Late Jurassic time, while radiolarians from siliceous shale and acidic tuff indicate a slightly older age, i.e. Middle Jurassic time.

**The Omae Unit** consists of basaltic rocks, limestone, chert, siliceous shale, acidic tuff, shale, and mixed rocks composed of sandstone, shale, chert breccia, basaltic rocks, limestone, chert, siliceous shale, and acidic tuff. Many radiolarians were obtained from shale, siliceous shale and acidic tuff samples. Radiolarians from the acidic tuff, chert, acidic tuff and siliceous shale indicate Middle Jurassic time. While radiolarians from shale indicate younger ages, i.e. Middle Jurassic, Late Jurassic and Early Cretaceous time, limestone samples yielded Late Triassic molluscan fossils, known as 'megalodont'.

### **Shimanto suite of terranes**

The Shimanto suite of terranes is an accretionary complex formed in Cretaceous-to-Early Miocene time, and is divided into Northern and Southern Shimanto Terranes by the north-dipping Nobeoka Thrust in Kyushu. The Northern Shimanto Terrane contains the Cretaceous Morotsuka Group, which is subdivided into the Early-to-early Late Cretaceous Saiki Subgroup in the north and Late Cretaceous Kamae Subgroup in the south, bounded by a thrust fault. The Southern Shimanto Terrane is subdivided into the Eocene Kitagawa Group, the Eocene-to-Early Oligocene Hyuga Group and Oligocene-to-early Miocene Nichinan Group. The Kitagawa and Nichinan Groups have no exposure in the district.

### **Northern Shimanto Terrane**

#### **Morotsuka Group**

##### **Saiki Subgroup**

The subgroup is an accretionary complex, and is exposed in the northeastern-to-central part of the district with an E-W to NE-SW strike. It is thrust over the Kamae Subgroup by the Tsukahara Thrust, which dips north gently or lies horizontal. The Saiki Subgroup is divided by thrust faults into three units. These are in ascending order: the Cenomanian Kaishiiba Unit, the Albian Fudono Unit and the Aptian-to-early Albian Choshigasa Unit. The Choshigasa Unit is thrust over the Fudono Unit by the Kamifukura Thrust, and the Fudono Unit is thrust over the Kamishiiba Unit.

**The Choshigasa Unit** mainly consists of interbeds of sandstone and shale, along with mixed rocks containing greenstone, chert and shale in the lower part, near the Kamifukura Thrust. It often contains acidic tuff beds. The unit is characterized by an imbricate structure bounded by thrust faults. Radiolarians, obtained from shale, siliceous shale, acidic tuff and chert, indicate Aptian to early Albian time.

**The Fudono Unit:** mainly consists of massive sandstone and shale with interbeds of sandstone and shale, along with a conglomerate bed in the northeast. It contains few acidic tuff beds. The unit is characterized by sandstone and shale beds several hundred meters thick. Radiolarians, obtained from shale and siliceous shale, indicate Albian time.

**The Kamisiiba Unit** mainly consists of interbeds of sandstone and shale, along with conglomerate beds, and often contains acidic tuff beds. It generally dips northwest gently, although in the central to southwestern part of the district, it lies almost horizontal. Radiolarians, obtained from shale, siliceous shale, acidic tuff, indicate Cenomanian time.

#### **Kamae Subgroup**

The subgroup is an accretionary complex, and is exposed in the central-to-southern part of the district. It is particularly well-exposed as a fenster in the central part of the Saiki Subgroup, and lies on the Hyuga Group as a krippe in the southeastern part of the district. It dips gently north to northwest, or lies horizontal. It is thrust over the Hyuga Group by the Nobeoka Tectonic Line, which dips dipping north gently, or lies horizontal. The Kamae Subgroup in the district is composed of the Sampodake Unit, which is affected by regional metamorphism.

**The Sampodake Unit** consists mainly of foliated sandstone, pelitic phyllite, and interbedded foliated sandstones and pelitic phyllite along with basaltic rocks, siliceous phyllite and mixed rocks to pelitic phyllite. It often contains acidic tuff beds. A few radiolarians obtained from slate, indicate Albian or younger time.

### **Southern Shimanto Terrane**

#### **Hyuga Group**

The Hyuga Group is an accretionary complex of Middle Eocene to Early Oligocene time, being exposed with an northeast strike and a gentle, northerly dip and is cut by many thrust faults. The group is lithologically subdivided in the district into the Mikado Unit and the Hongo Unit, which are bounded by the Ohyabu Thrust.

**The Mikado Unit** is characterized by a strongly-sheared tectonic melange consisting of blocks of basaltic rocks and associated hemipelagic slate in a argillaceous matrix. The matrix consists of black slate, broken beds of sandstone and slate, and mixed rocks. The black slate has sandy laminations and is interbedded with thin sandstone layers. The broken beds consist of disrupted sandstone layers and slate with scaly cleavage, which originated from alternating beds of sandstone and slate. The mixed rocks contain clasts of sandstone, acidic tuff and basaltic rocks in a black slate or tuffaceous greenish gray slate. The argillaceous rocks include many disrupted segregate quartz veins, which commonly fill sandstone layers. These are pervasively deformed by scaly cleavage and minor faults, which commonly form an asymmetric shear fabric due to top-to-southeast shear.

**The Hongo Unit** is subdivisible into two major thrust sheets. The upper sheet consists of broken beds of sandstone and shale and mixed rocks with two blocks of basaltic rocks, while the lower sheet consists of black shale, silty mudstone and broken beds of sandstone and shale. The broken beds and mixed rocks have the same characteristics as those of the Mikado Unit. Planktonic foraminifera, obtained from the Hongo Unit, indicate Late Eocene to Early Oligocene time.

## Middle Miocene Ichifusayama Granodiorite

The Ichifusayama Granodiorite is exposed in the southern part of the district and further to the south. It intruded into the Cretaceous Morotsuka Group and the Paleogene Hyuga Group forming a thermal aureole. This is one of the Middle Miocene granitoids scattered in the Outer Zone of Southwest Japan. It is composed of fine- to coarse-grained biotite granodiorite with many xenolithes.

### Geological structure

The geological structure of the Southern Chihibu Terrane and the Northern and Southern Shimanto Terranes is characterized by an imbricate structure, which causes many thrust sheets to differ in lithology from adjacent sheets. The Southern Chihibu Terrane and the Northern Shimanto Terrane generally have a WNW strike and a north dip, while the Southern Shimanto Terrane has a gentle north dip or is almost horizontal. These structures are overprinted by normal faults, chiefly with a east-northeasterly strike and a steep north or south dip, which also cut the Miocene Ichifusayama Granodiorite intrusion.

### Quaternary

Quaternary deposits consist of Middle and Late Pleistocene pyroclastic rocks and Late Pleistocene to Holocene sediments. The Middle Pleistocene deposit is the Kakuto Pyroclastic Flow Deposit. The Late Pleistocene deposits consist of the Yashikino Formation, the Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit and terrace deposits. The Holocene deposits are alluvium, alluvial fan and gentle slope deposits, and landslide deposits. Several loam beds were broadly deposited, but because of their thinness, they are not indicated on the geologic map.

**The Middle Pleistocene Kakuto Pyroclastic Flow Deposit** erupted from Kakuto Caldera, to the southwest of the district, about 300,000 years ago. It consists of rhyolite welded tuff and has a very narrow distribution in the southwestern margin of the district.

**The Late Pleistocene Yashikino Formation** unconformably overlies the Sampodake Unit of the Morotsuka Group and consists of gravel and sand.

**The Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit** erupted from Aso Caldera, north of the district, about 80,000 years ago. It is mainly distributed along rivers and is composed of dacite welded tuff and non-welded ash and pumice.

**Terrace deposits** are mainly distributed in the southern part of the district. They lie on the northeastern part of the Ichifusayama Granodiorite and the nearby Shimanto Terrane, and sediments are mainly supplied from the Ichifusayama Granodiorite.

**Alluvium, and alluvial fan and gentle slope deposits** are distributed along the present-day rivers and streams.

**Landslide deposits** are distributed on gentle slopes facing north of the mountains comprising the Morotsuka Group.

### **Economic and environmental geology**

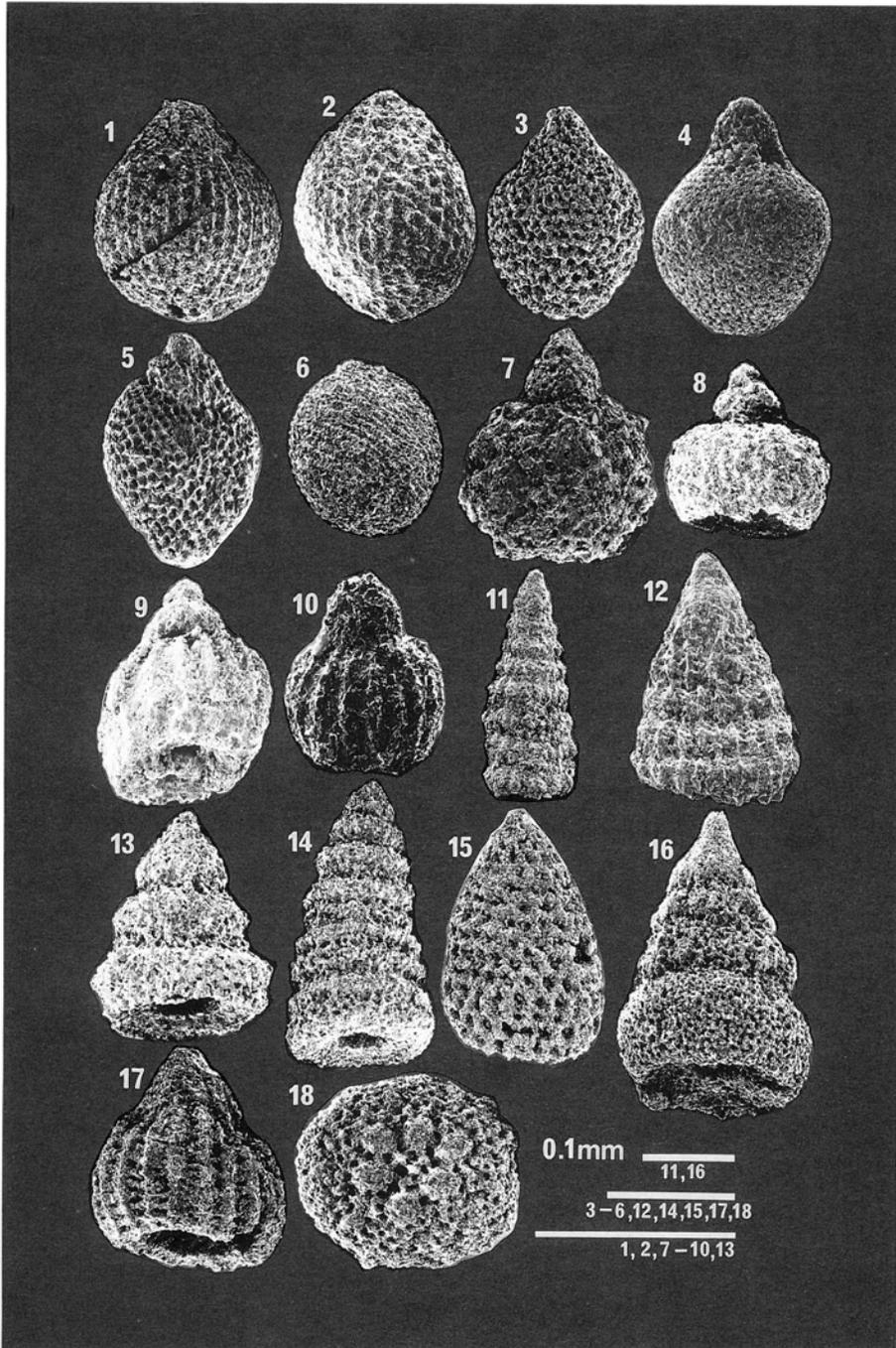
There are no working mines in the Shiibamura district. Cupriferous iron sulfide ore deposits embedded in the basaltic rock of the Shimanto Terrane were mined prior to the mid-1950's. Three quarries, distributed in sandstone of the Morotsuka Group, are in operation and produce pavement material and crushed stones for concrete aggregate. There are no hot springs in the Shiibamura district, but there is a hot spring on the southwestern extension of a normal fault crossing the Ichifusayama Granodiorite.

Landslides often occur in the district. The landslide deposits on slopes facing north of the Morotsuka Group are collapsed by heavy rains, whereas large-scale landslides due to rock creepage occur on the Mikado Melange Unit of Hyuga Group.

第 I 図版 本地域の秩父累帯から産出した放散虫化石

1. *Tricolocapsa plicarum* Yao (GSJ R63227, 4, 縦木ユニット)
2. *Tricolocapsa conexa* Matsuoka (GSJ R63226, 3, 縦木ユニット)
3. *Stichocapsa robusta* Matsuoka (GSJ R63247, 18, 尾前ユニット)
4. *Stichocapsa convexa* Yao (GSJ R63226, 3, 縦木ユニット)
5. *Tricolocapsa yaoi* Matsuoka (GSJ R63229, 6, 縦木ユニット)
6. *Stylocapsa (?) spilaris* Matsuoka (GSJ R63247, 18, 尾前ユニット)
7. *Sethocapsa funatoensis* Aita (GSJ R63226, 3, 縦木ユニット)
8. *Eucyrtidiellum nodosum* Wakita (GSJ R63229, 6, 縦木ユニット)
9. *Eucyrtidiellum cemifactum* Nagai and Mizutani (GSJ R63229, 6, 縦木ユニット)
10. *Eucyrtidiellum ptyctum* (Riedel and Sanfilippo) (GSJ R63246, 17, 尾前ユニット)
11. *Transhsuum brevicostatum* (Ozoldova) (GSJ R63251, 22, 尾前ユニット)
12. *Hsuum parasolense* Pessagno and Whalen (GSJ R63226, 3, 縦木ユニット)
13. *Stichomitra japonica* (Nakaseko and Nishimura) (GSJ R63261, 32, 尾前ユニット)
14. *Cinguloturris arabica* Jud (GSJ R63261, 32, 尾前ユニット)
15. *Stichomitra mediocris* (Tan) (GSJ R63260, 31, 尾前ユニット)
16. *Spongocapsula rotunda* (Hinde) (GSJ R63261, 32, 尾前ユニット)
17. *Thanarla brouweri* (Tan) (GSJ R63260, 31, 尾前ユニット)
18. *Godia* sp. (GSJ R63261, 32, 尾前ユニット)

(試料番号, 地質図上の地点番号, ユニット名)

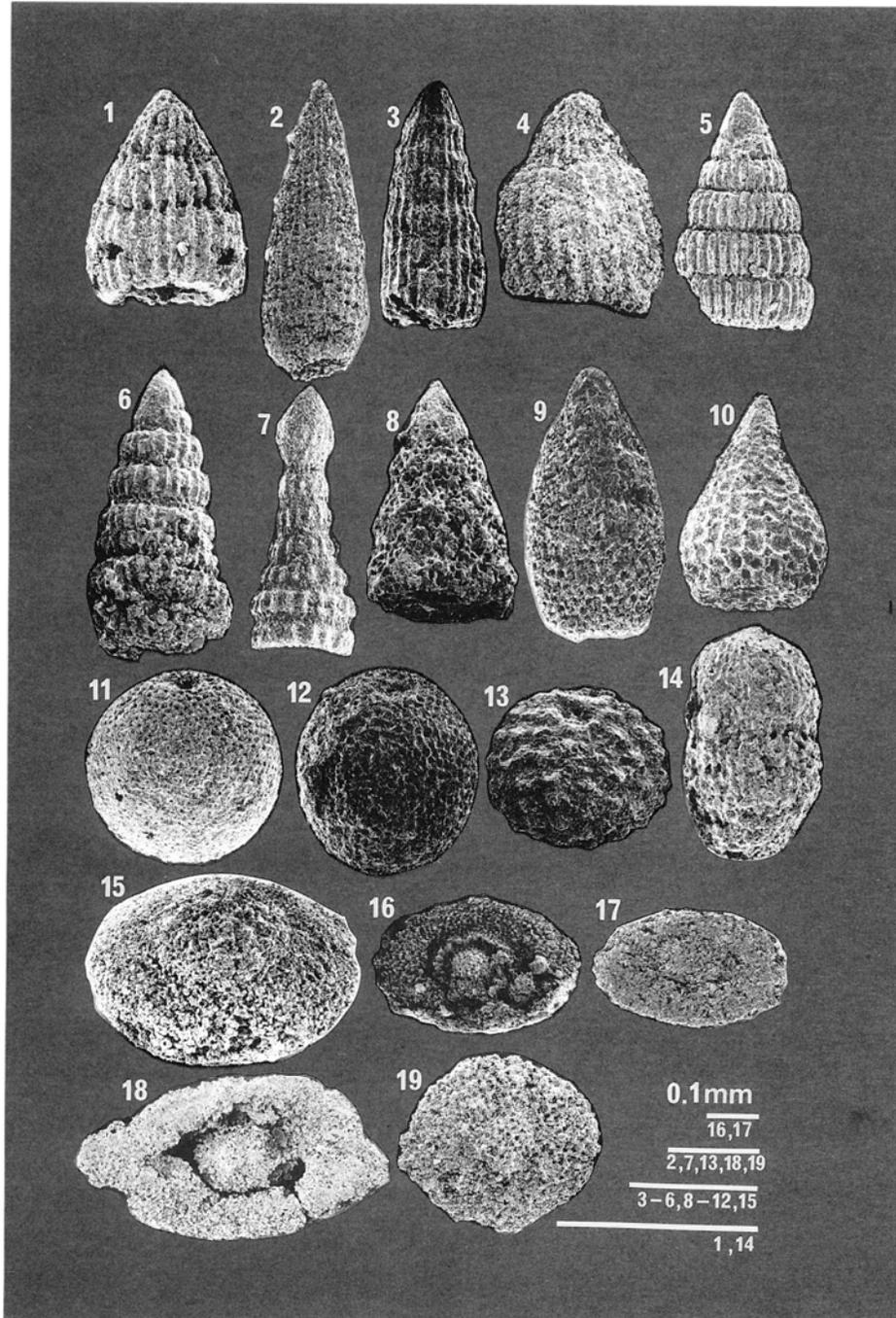


第Ⅱ図版 本地域の四万十帯北帯諸塚層群から産出した放散虫化石

1. *Dictyomitra communis* (Squinabol) (GSJ R63296, \*, 不土野ユニット)
2. *Dictyomitra gracilis* (Squinabol) (GSJ R63302, 58, 上椎葉ユニット)
3. *Dictyomitra montisserei* (Squinabol) (GSJ R63303, 59, 上椎葉ユニット)
4. *Thanarla pulchra* (Squinabol) (GSJ R63302, 58, 上椎葉ユニット)
5. *Pseudodictyomitra lodogaensis* Pessagno (GSJ R63296, \*, 不土野ユニット)
6. *Pseudodictyomitra pentacolaensis* Pessagno (GSJ R63296, \*, 不土野ユニット)
7. *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol) (GSJ R63302, 58, 上椎葉ユニット)
8. *Xitus spicularius* (Aliev) (GSJ R63296, \*, 不土野ユニット)
9. *Stichomitra stocki* (Campbell and Clark) (GSJ R63302, 58, 上椎葉ユニット)
10. *Stichocapsa* sp. A (GSJ R63296, \*, 不土野ユニット)
11. *Holocryptocanium barbui barbui* Dumitrica (GSJ R63296, \*, 不土野ユニット)
12. *Holocryptocanium barbui japonicum* Nakaseko and Nishimura (GSJ R63301, 57, 上椎葉ユニット)
13. *Holocryptocanium geysersensis* Pessagno (GSJ R63299, 55, 上椎葉ユニット)
14. *Diacanthocapsa ovoidea* Dumitrica (GSJ R63303, 59, 上椎葉ユニット)
15. *Pattellula verteroensis* (Pessagno) (GSJ R63297, 53, 上椎葉ユニット)
16. *Godia coronata* (Tumanda) (GSJ R63302, 58, 上椎葉ユニット)
17. *Dactyliosphaera* cf. *maxima* (Pessagno) (GSJ R63292, 49, 不土野ユニット)
18. *Dactyliosphaera lepta* (Foreman) (GSJ R63302, 58, 上椎葉ユニット)
19. *Dactyliosphaera siliviae* Squinabol (GSJ R63297, 53, 上椎葉ユニット)

(試料番号, 地質図上の地点番号, ユニット名)

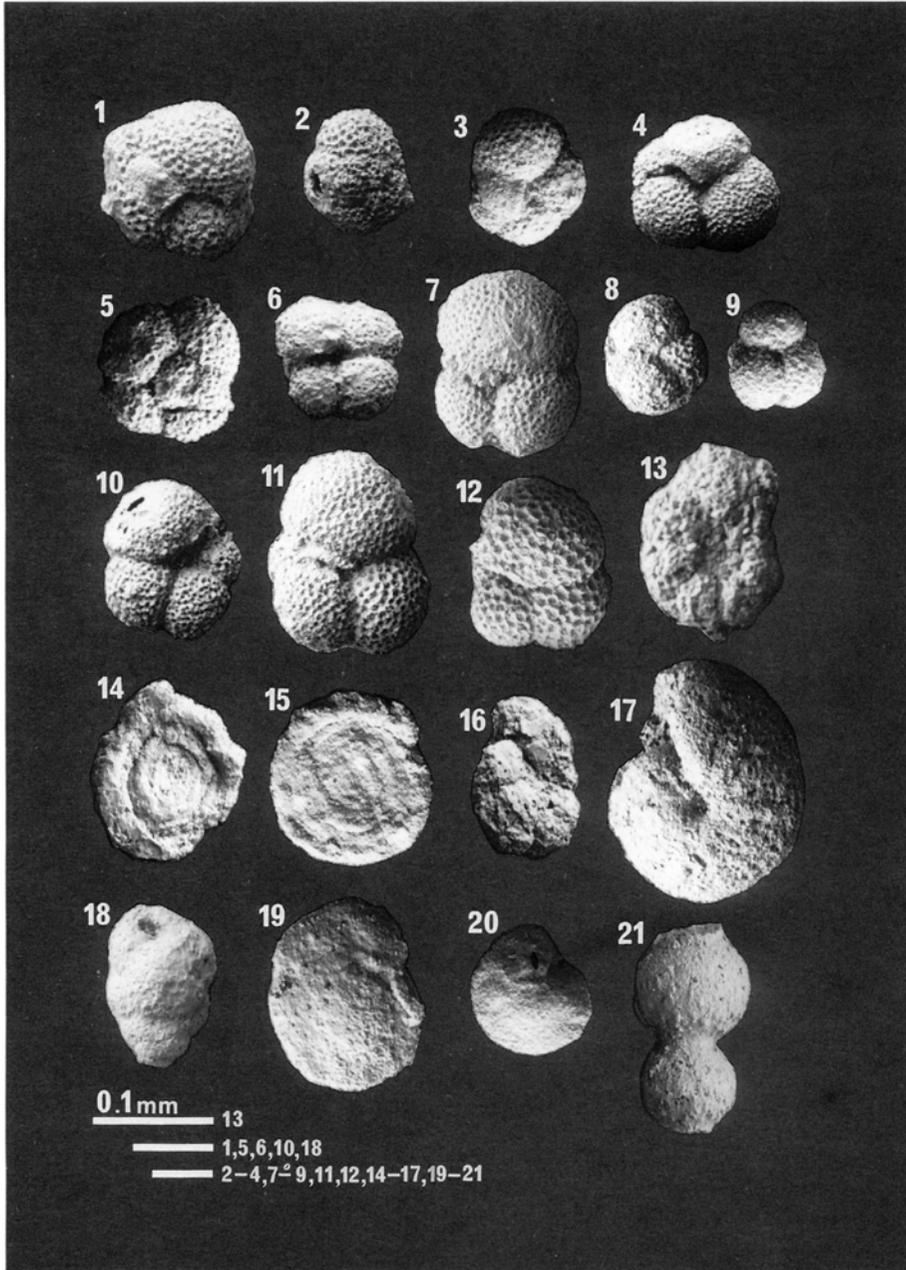
\* 本地域外(鞍岡地域南東部)



第Ⅲ図版 四万十帯南帯日向層群から産出した有孔虫化石

(試料番号 GSJ R63317 本地域外；「神門」地域南西部)

1. *Catapsydrax unicavus* Bolli
2. *Catapsydrax unicavus* Bolli
3. *Catapsydrax unicavus* Bolli
4. *Globigerina angiporoides* Hornibrook
5. *Globigerina angustiumbilicata* Bolli
6. *Globigerina angustiumbilicata* Bolli
7. *Globigerina* aff. *brevis* Jenkins
8. *Globigerina* sp. (*Gna. eocaena* Gumbel ?)
9. *Globigerina* sp. (*Gna. linaperta* Finlay ?)
10. *Globigerina* cf. *praebulloides* Blow
11. *Globigerina* cf. *triloculinoides* Plummer
12. *Globigerina* cf. *triloculinoides* Plummer
13. *Pseudohastigerina barbadoensis* Blow
14. *Ammodiscus* sp.
15. *Ammodiscus* sp.
16. *Haplophragmoides* sp.
17. *Anomalinoides?* sp.
18. *Bulimina* sp.
19. *Cibicidoides* sp.
20. *Cibicidoides* sp.
21. *Stilostomella* sp.



文献引用例

斎藤 眞・木村克己・内藤一樹・酒井 彰(1996) 椎葉村地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 133p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Saito, M., Kimura, K., Naito, and Sakai, A. (1996) *Geology of the shiibamura district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 113p. (in Japanese with English abstract 8p).

---

---

平成 8 年 3 月 6 日 印 刷

平成 8 年 3 月 11 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 飯 島 勲

印 刷 所 東 日 本 印 刷 株 式 会 社

茨城県つくば市上ノ室 283-1

---

---

© 1993 Geological Survey of Japan

口絵

1. 椎葉村地域及びその周辺地域のJERS-1(ふよう1号)によるOPS画像(可視光画像) 経緯線で囲まれた地域が椎葉村地域.  
使用画像 撮像年月日: 1993年10月24日 PATH 078, ROW 246  
使用バンド 可視光, バンド1, 2, 3. 中心波長はそれぞれ 1; 0.56  $\mu$  m, 2; 0.66  $\mu$  m, 3; 0.81  $\mu$  m.  
バンド1を青, 2を緑, 3を赤で表現したものを白黒で印刷.
2. 椎葉村地域及びその周辺地域のJERS-1(ふよう1号)によるSAR画像(合成開口レーダー画像) 経緯線で囲まれた地域が椎葉村地域.  
使用画像 撮像年月日: 1993年4月23日 PATH 078, ROW 246

データ提供 (財) 資源・環境観測解析センター(ERSDAC)

131°0'E

131°5'E

口絵 1

32°30'N

32°20'N

MITI/NASDA

