

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

福岡(14)第 87 号

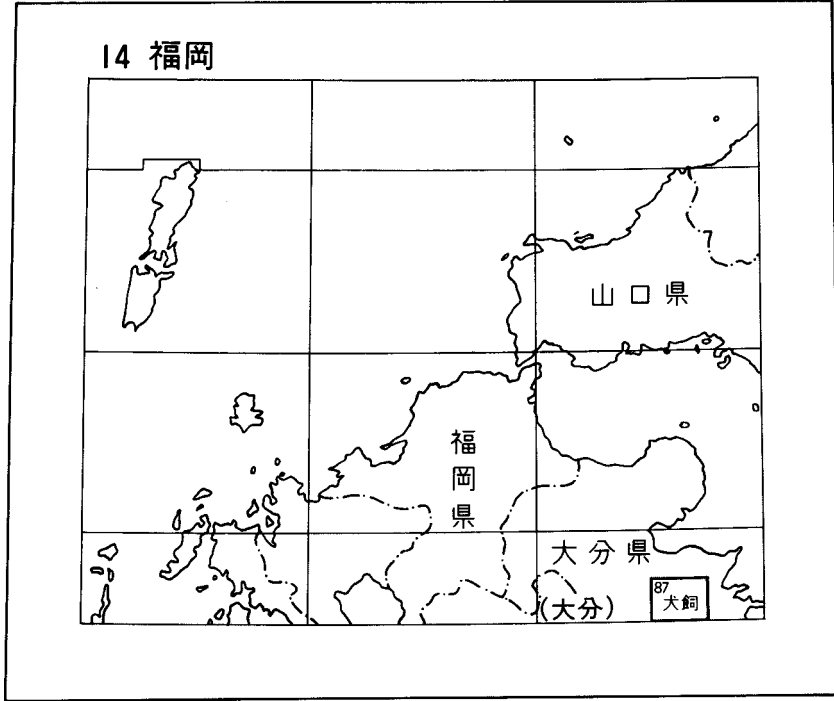
## 犬 飼 地 域 の 地 質

寺岡易司・宮崎一博・星住英夫  
吉岡敏和・酒井 彰・小野晃司

平成 4 年

地 質 調 査 所

位置図



( ) は1:200,000図幅名

# 目 次

I. 地 形 .....	(吉岡敏和) 2
II. 地質概説 .....	(寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和) 6
III. 古生界 .....	(宮崎一博・寺岡易司) 11
III. 1 白杵川火成岩類 .....	11
III. 2 生ノ原變成岩類 .....	12
III. 3 西川内層 .....	13
IV. 朝地變成岩類 .....	(宮崎一博・寺岡易司) 13
IV. 1 岩相 .....	14
IV. 2 變成作用 .....	17
IV. 3 地質構造 .....	17
V. 三波川變成岩類 .....	(宮崎一博) 18
V. 1 岩相 .....	20
V. 2 變成作用 .....	22
V. 3 地質構造 .....	23
VI. 超塩基性岩類 .....	(宮崎一博) 24
VII. 秩父帯ジュラ系 .....	(酒井 彰) 25
VII. 1 蕨野層 .....	27
VII. 2 鎮南山層 .....	27
VII. 3 奥川内層 .....	30
VII. 4 小園層 .....	30
VII. 5 化石と時代 .....	32
VII. 6 地質構造 .....	33
VIII. 花崗岩類 .....	(宮崎一博・小野晃司) 34
VIII. 1 杵ヶ原閃緑岩 .....	34
VIII. 2 荷尾杵花崗岩 .....	35
VIII. 3 綿田花崗岩 .....	36
VIII. 4 山中花崗閃緑岩 .....	36
IX. 秩父帯白亜系 .....	(寺岡易司) 37
IX. 1 岩瀬層 .....	37
IX. 2 溜水層 .....	38
IX. 3 田野層群 .....	39
IX. 3. 1 椎原層 .....	39

IX. 3. 2 山頭層 .....	42
IX. 3. 3 野津市層 .....	42
IX. 3. 4 化石と時代 .....	45
IX. 4. 地質構造 .....	45
X. 上部白亜系大野川層群 .....	(寺岡易司) 46
X. 1 研究史 .....	46
X. 2 層序 .....	47
X. 2. 1 最下部亜層群 .....	47
X. 2. 2 下部亜層群 .....	51
X. 2. 3 中部亜層群 .....	56
X. 2. 4 上部亜層群 .....	65
X. 3 化石と時代 .....	66
X. 4 地質構造 .....	68
X. 4. 1 基盤岩類との関係 .....	68
X. 4. 2 複向斜構造 .....	71
X. 4. 3 基盤構造 .....	72
X. 5 堆積 .....	75
X. 5. 1 堆積構造と古流系 .....	75
X. 5. 2 層相変化 .....	79
X. 5. 3 堆積物の組成と供給源 .....	82
X. 5. 4 堆積機構 .....	85
X I. 脈岩類 .....	(宮崎一博) 88
X II. 中新統大野火山岩類 .....	(星住英夫・小野晃司) 89
X II. 1 牟礼礫岩 .....	90
X II. 2 白岩山火砕流堆積物 .....	90
X II. 3 小倉木凝灰岩 .....	92
X II. 4 代三五山安山岩 .....	94
X II. 5 三宅山火砕流堆積物 .....	95
X III. 鮮新統 - 下部更新統碩南層群 .....	(吉岡敏和・星住英夫) 95
X III. 1 野津原層 .....	96
X III. 2 判田層 .....	97
X III. 3 東植田層 .....	98
X III. 4 地質構造 .....	101
X IV. 下部更新統 - 完新統 .....	(星住英夫・吉岡敏和・小野晃司) 102
X IV. 1. 下部更新統礫層 .....	102
X IV. 1. 1 田中礫層 .....	103

XIV. 1. 2 向野礫層 .....	103
XIV. 1. 3 久木小野礫層 .....	105
XIV. 2. 今市火砕流堆積物 .....	105
XIV. 3. 知田火砕流堆積物 .....	107
XIV. 4. 阿蘇火山噴出物 .....	107
XIV. 4. 1 阿蘇-3火砕流堆積物 .....	107
XIV. 4. 2 阿蘇-4/3間の降下火砕物 .....	108
XIV. 4. 3 阿蘇-4火砕流堆積物 .....	109
XIV. 5. 段丘堆積物 .....	113
XIV. 5. 1 中位段丘堆積物 .....	113
XIV. 5. 2 低位段丘堆積物 .....	113
XIV. 6. 地すべり堆積物 .....	114
XIV. 7. 降下火山灰層 .....	114
XIV. 8. 沖積層 .....	115
XV. 応用地質 .....	(宮崎一博) 115
文 献 .....	116
Abstract .....	120

## 図・表・図版目次

第1図 犬飼地域及びその周辺の接峰面図 .....	3
第2図 大野川に沿う河成段丘 .....	4
第3図 佐志生断層の断層変位地形 .....	5
第4図 犬飼及び隣接地域の地質概略図 .....	7
第5図 犬飼地域付近の構造区分 .....	8
第6図 朝地変成岩類の柱状図 .....	14
第7図 朝地変成岩類朝海ユニットの泥岩起源変成岩とその中に挟まる砂岩起源変成岩のレンズ	15
第8図 朝地変成岩類日方ユニットの砂岩起源変成岩 .....	15
第9図 三波川変成岩類の柱状図 .....	19
第10図 三波川変成岩類の泥質片岩 .....	20
第11図 三波川変成岩類の塩基性片岩 .....	21
第12図 三波川変成岩類の砂質片岩 .....	22
第13図 犬飼地域南東隅及び隣接地域の秩父帯ジュラ系の地質概略図 .....	26
第14図 蕨野層の石灰岩体と泥質基質 .....	28
第15図 鎮南山層の枕状溶岩 .....	28
第16図 鎮南山層の砂岩岩塊と泥質基質 .....	29

第17図	鎮南山層の強く剪断された含礫泥岩	29
第18図	津久見層の石灰岩と塩基性火山岩類	31
第19図	小園層の含礫泥岩	31
第20図	杵ヶ原閃緑岩に貫入する綿田花崗岩	35
第21図	荷尾杵花崗岩と朝地変成岩類の断層関係	36
第22図	蛇紋岩と断層関係で接する破碎された溜水層の頁岩砂岩薄互層	38
第23図	田野層群の柱状図	40
第24図	椎原層 Sb1 部層の礫岩	41
第25図	椎原層 Sb3 部層中の礫岩と頁岩の境界部	41
第26図	厚層理砂岩を挟む山頭層の頁岩砂岩薄互層	43
第27図	野津市層 No2 部層の頁岩	43
第28図	田野層群及び大野川層群最下部亜層群砂岩の石英-長石-岩片図と石英-カリ長石-斜長石図	44
第29図	田野層群及び大野川層群最下部亜層群砂岩におけるカリ長石と斜長石の量的関係	44
第30図	犬飼地域付近の白亜系層相図	46/47
第31図	大野川層群の相区分と層厚	48
第32図	酸性凝灰岩を挟む霊山層 R1s の赤色砂岩礫岩互層	49
第33図	霊山層 R1a の礫岩	50
第34図	霊山層 R2a の頁岩	51
第35図	奥河原内層 O1a の礫岩	52
第36図	基質の多い中河原内層 N1b の礫岩	54
第37図	頁岩薄層を挟む柴北層 S1b の厚層理砂岩	55
第38図	柴北層 S2 部層の上限をなす酸性凝灰岩	56
第39図	柴北層 S2b の砂岩頁岩中互層	57
第40図	犬飼層 I1a の厚層理砂岩	58
第41図	犬飼層 I2a の中層理砂岩	59
第42図	鳥岳層 U1b の礫岩	61
第43図	鳥岳層 U2d の頁岩	62
第44図	鳥岳層 U2e の頁岩砂岩薄互層	63
第45図	鳥岳層 U2f の頁岩砂岩薄互層と礫岩	64
第46図	イノセラムスを多産する T2a の頁岩	65
第47図	犬飼地域付近の白亜系構造図	69
第48図	柴北層 S2 部層と佐志生層沿いに貫入したかんらん石安山岩との境界	70
第49図	大野川層群と三波川帯基盤岩類の構造関係	70
第50図	犬飼地域付近における白亜系の地層傾斜	73
第51図	地層の傾斜に基づく白亜系分布域の区分	74

第52図	連続的な級化を示す犬飼層 I1c の砂岩と頁岩	76
第53図	犬飼層 I1c のコンボルト葉理	76
第54図	級化層中の頁岩同時浸食礫	77
第55図	Scour-and-fill 構造	77
第56図	フルートキャスト	78
第57図	スランプ構造	78
第58図	礫質泥岩	79
第59図	大野川層群における古流向とそのローズダイアグラム	80
第60図	犬飼地域付近の白亜系相区分	81
第61図	大野川層群砂岩の石英-長石-岩片図と石英-カリ長石-斜長石図	84
第62図	大野川層群砂岩におけるカリ長石と斜長石の量的関係	84
第63図	大野川層群の層厚と堆積盆の沈降水量の関係	86
第64図	大野川層群及びその相当層の堆積機構	87
第65図	大野火山岩類基底の牟礼礫岩	90
第66図	白岩山火砕流堆積物強溶結部の風化面	91
第67図	白岩山火砕流堆積物強溶結部の柱状節理	92
第68図	小倉木凝灰岩の成層した凝灰岩	93
第69図	小倉木凝灰岩中の火山豆石	93
第70図	代三五山安山岩の柱状節理と流理構造	94
第71図	碩南層群の地質標準柱状図	96
第72図	野津原層と東植田層の不整合	97
第73図	野津原層の層状シルト層	98
第74図	判田層中部の円礫層	99
第75図	判田層の縁边角礫層	99
第76図	耶馬溪火砕流堆積物の基底部	101
第77図	碩南層群の層相及び地質構造	102
第78図	巨礫を含む田中礫層	103
第79図	向野礫層の礫層とシルト層の互層	104
第80図	今市火砕流堆積物の分布	106
第81図	今市火砕流堆積物基底の降下軽石層	106
第82図	大野町浅草での降下火砕物等の柱状図	108
第83図	阿蘇-3B 火砕流堆積物の弱溶結部	109
第84図	阿蘇-3B 火砕流の再堆積物と火山豆石	110
第85図	阿蘇-4A 火砕流堆積物の非溶結部	111
第86図	阿蘇-4A 火砕流堆積物中のパイプ構造	112
第87図	大野川に沿う段丘の模式断面図	114

第 1 表	犬飼地域の地質総括表	9
第 2 表	生ノ原変成岩類の K-Ar 年代測定値	12
第 3 表	四国中央部の三波川変成岩類の鉱物分帯と犬飼地域のそれとの対応	23
第 4 表	秩父帯ジュラ系産の放散虫化石	32
第 5 表	大野川層群産の主要大型化石	67
第 6 表	大野川・田野両層群砂岩の平均モード組成	85
第 7 表	大野火山岩類の K-Ar 年代測定値	89
第 8 表	田中礫層中の流紋岩降下軽石層の FT 年代測定値	104
Fig.1	Pre-Neogene tectonic framework of the Inukai district and adjoining areas	121
Table 1	Summary of the geology of the Inukai district	122
第 I 図版	ジュラ系産の放散虫化石	127
第 II 図版	朝地変成岩類秩父帯	128
第 III 図版	三波川変成岩類	129



## 犬飼地域の地質

寺岡易司\*・宮崎一博\*・星住英夫\*\*

吉岡敏和\*・酒井 彰\*\*\*・小野晃司\*\*\*\*

犬飼(図幅)地域の地質研究は、地震予知のための特定観測地域「伊予灘及び日向灘周辺」の地質調査研究の一環として実施された。野外調査は平成元・2の両年度にわたって行い、西南日本内帯の超塩基性岩類・朝地変成岩類・白亜紀花崗岩類を宮崎・寺岡・小野、三波川帯の三波川変成岩類を宮崎、同帯の西川内層を寺岡、秩父帯の白杵川火成岩類・生ノ原変成岩類を宮崎・寺岡、秩父帯ジュラ系を酒井、白亜系を寺岡、中新統大野火山岩類を星住・小野、鮮新統・上部更新統碩南層群を吉岡・星住、下部更新統礫層を星住・小野・吉岡・寺岡、第四系火砕流堆積物を星住・小野・寺岡、段丘堆積物を吉岡・星住がそれぞれ担当した。報告書執筆の分担は次のとおりであり、寺岡が全体の調整を行った。

・ 地形	吉岡
・ 地質概説	寺岡・宮崎・星住・吉岡
・ 古生界	宮崎・寺岡
・ 朝地変成岩類	宮崎・寺岡
・ 三波川変成岩類	宮崎
・ 超塩基性岩類	宮崎
・ 秩父帯ジュラ系	酒井
・ 花崗岩類	宮崎・小野
・ 秩父帯白亜系	寺岡
・ 上部白亜系大野川層群	寺岡
・ 脈岩類	宮崎
・ 中新統大野火山岩類	星住・小野
・ 鮮新統・下部更新統碩南層群	吉岡・星住
・ 下部更新統・完新統	星住・吉岡・小野
・ 応用地質	宮崎

本研究に際し、松本達郎九州大学名誉教授及び野田雅之博士に大野川層群鳥岳層産イノセラムスの同定をしていただき、また、九州通産局資源部の和田幸太郎氏からドロマイト鉱床についての資料提供を受けた。記して謝意を表す。

研究に使用した岩石薄片は、宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・大和田 朗・青山秀喜の各技官によって作成された。

\*地質部、\*\*九州地域地質センター、\*\*\*元環境地質部(現応用地質部)

Keywords: areal geology, geologic map, 1:50,000, Inukai, Oita Prefecture, Inner Zone, Sanbagawa Terrane, Chichibu Terrane, Onogawa Graben, pre-Silurian, Permian, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Quaternary, Usukigawa Igneous Rocks, Shonoharu Metamorphic Rocks, Asaji Metamorphic Rocks, Sanbagawa Metamorphic Rocks, Nishikawauchi Formation, Warabino Formation, Chinnanzan Formation, Okukawachi Formation, Ozono Formation, Iwase Formation, Tamarimizu Formation, Tano Group, Onogawa Group, Ono Volcanic Rocks, Sekinan Group, Yabakei Pyroclastic Flow Deposit, Imaichi Pyroclastic Flow Deposit, Chida Pyroclastic Flow Deposit, Aso Pyroclastic Flow Deposit, granitic rocks, gravel, sedimentary structure, modal sandstone composition, basin analysis, fusulinid, radiolaria, ammonite, inoceram, pelecypod, Sashu Fault, Taketa Fault, Median Tectonic Line, Usuki-Yatsushiro Tectonic Line.

## 地 形

(吉岡敏和)

犬飼地域は、東経 131° 30' - 131° 45' , 北緯 33° 0' - 33° 10' の範囲に相当し、行政的には大分県の大分市、臼杵市、大分郡及び大野郡に属する。

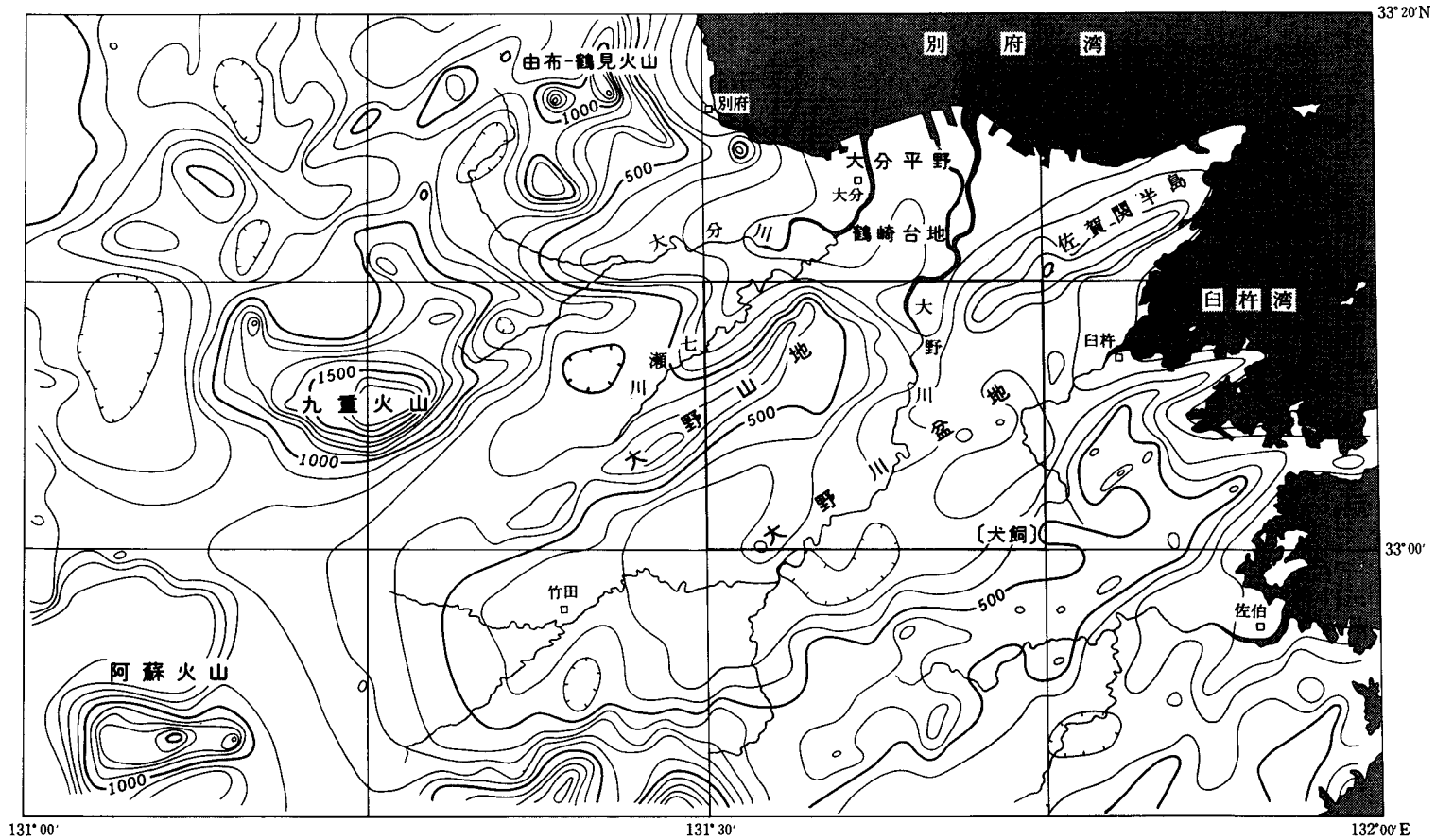
本地域は九州山地の北東延長部に当たり、本地域西北部には標高 700-800m の山地が連なる。西方地域外には九重火山が、南西方には阿蘇火山が位置しており、広大な火山麓緩斜面を形成している(第 1 図)。本地域の中央部から東部・南部一帯は、南西の竹田市から臼杵湾に至る広い谷地形(大野川盆地)の一部に当たり、標高 300m 以下の比較的低平な丘陵が広がっている。この谷地形を埋めて阿蘇火山から噴出した火砕流堆積物が広く分布し台地を形成している。本地域の中央部を北流する大野川は、この谷のほぼ中央を阿蘇 - 4 火砕流堆積物を下刻して流れており、沿岸には数段の河成段丘が分布する。また、大野川の下流部には沖積低地が広がり、これは大分平野の南端部に当たる。

### 山地・斜面の地形

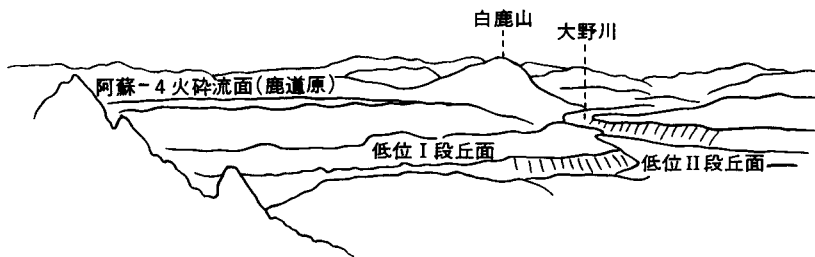
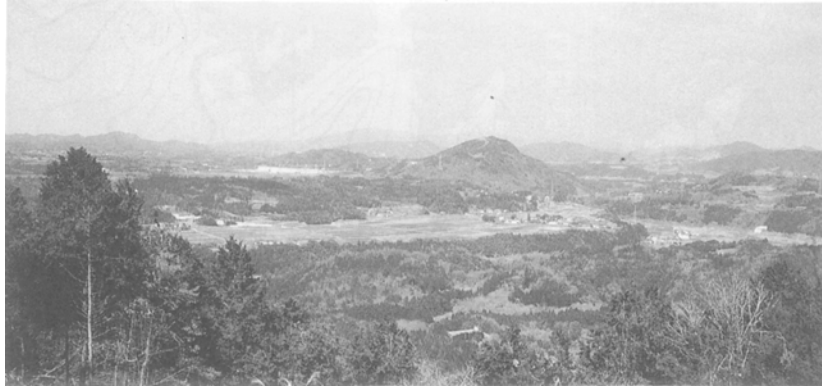
本地域周辺の山地は、北東 - 南西ないし東北東 - 西南西方向の尾根が並行して連続する地形的特徴をもつ。この方向は地質構造を顕著に反映している。山地の斜面は急峻であり、谷が深く刻まれている。本地域では西北部にその特徴が認められ、北東から障子岳(750.8m)、御座ヶ岳(796.6m)、雲ヶ背岳(795m)と一列にピークが連なっている。この山地は主として中・古生界の堆積岩・変成岩類からなり、大野山地と呼ぶ。一方、本地域西南部には田口山(321m)、白鹿山(266.6m)などの新第三系の火山岩類からなるドーム状の孤立山塊が分布する。また、野津原町山峰及び日方、犬飼町志田原の山地斜面には地すべりに伴う緩斜面が発達する。一方、南部の丘陵地帯は阿蘇 - 4 火砕流堆積物からなり、丘陵頂部には火砕流の堆積面と考えられる平坦面が残存し台地状の地形を形成している。丘陵を刻む谷壁や台地の縁辺部はほぼ垂直な急崖となっている。本地域東北部の山地は主として三波川変成岩類からなり、佐賀関半島の中軸部に連続する。また、本地域西北隅に位置する標高 200-250m の台地は今市火砕流堆積物で構成されている。

### 河川・段丘の地形

本地域の主な河川としては、阿蘇火山東麓に源を發し別府湾に注ぐ大野川とその支流、本地域東部に源を發し臼杵湾に注ぐ臼杵川、本地域西北隅を流れる大分川支流の七瀬川などがある。これらの河川が



第1図 犬飼地域及びその周辺の接峰面図．等高線は2km方眼による接峰面を示す．等高線間隔は100m

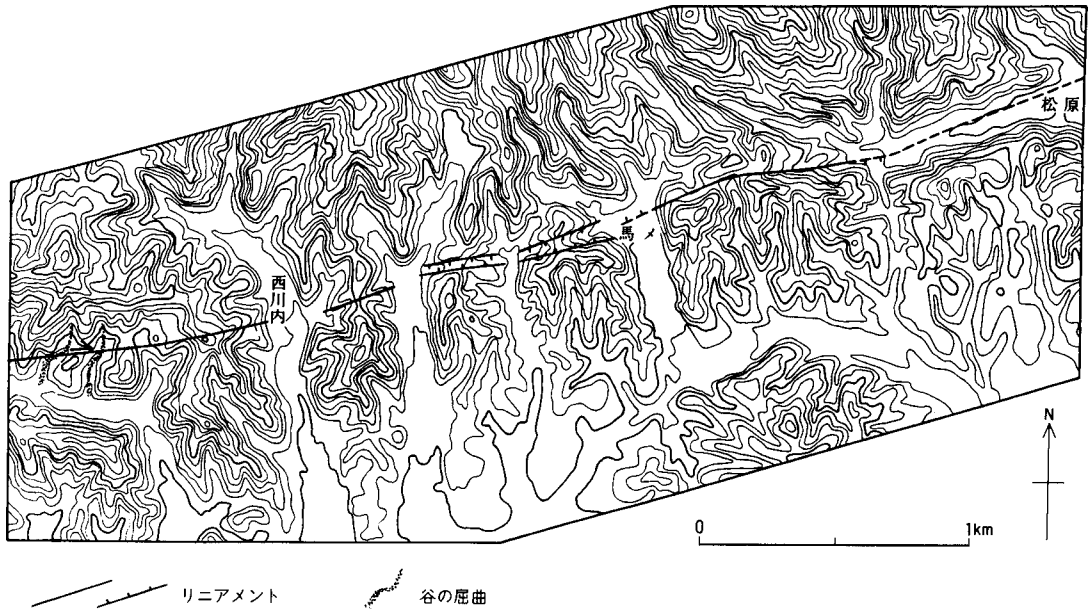


第2図 大野川に沿う河成段丘  
三重町大辻山から千歳村柴山方面を望む

形成した谷地形は阿蘇-4火砕流によって一度埋積されており、現在の河床は阿蘇-4火砕流堆積物の溶結凝灰岩を下方浸食して形成されたものである。したがって大野川及びその支流や七瀬川に沿っては、阿蘇-4火砕流の堆積面より低位に数段の浸食性の河成段丘面が形成されている(第2図)。大野川本流及び七瀬川では、現河床の高度は阿蘇-4火砕流堆積物の基底面より低く、遷急点は認められない。しかし阿蘇-4火砕流堆積物を十分に下刻していない支流では、本流との合流点で河床面の不連続を生じ、滝を形成していることが多い。また、本地域では一般に沖積低地の発達はよくないが、大野川の下流部には大分平野に連続する幅約2kmの沖積低地が分布する。

#### 変動地形

本地域では、活断層と推定されるリニアメントに沿っていくつかの変動地形が認められる。本地域東北部の大分市西川内から東北東に延びる佐志生断層さしゅうに沿っては、尾根を切る直線状のリニアメントや地溝状のリニアメントが認められる(第3図)。千田(1977)は、この断層を横切る数本の河谷に60-100mの系



第3図 佐志生断層の断層変位地形  
 国土地理院発行 1:25,000 地形図「戸次本町」より等高線抽出

統的な右横ずれ変位を認めている。また千田(1977)は、大分市馬メと臼杵市松原西方の2か所で低位段丘面に北落ち 30-50cm の変位を認めているが、断層変位以外で形成された可能性もある。また、本地域西部の大分市黒岩と大野町中土師をむすぶ直線上には南東落ちの急斜面が連続し、活断層研究会(1980)は弓立 - 中土師断層群として北西側隆起の活断層としている。断層線を挟んで山地高度に約 200m の高度差が認められ、断層変位によるものと考えられる。この断層の位置は地質断層の赤仁田断層の南半分とほぼ一致する。そのほか、本地域東南部の野津町小屋川から清水原にかけては鞍部を伴うリニアメントが延び、九州活構造研究会(1989)は福良木断層として活断層と推定している。このリニアメントは地質断層(株ノ木断層)とほぼ一致しているが、第四紀の活動を示す変位地形は認められず、差別浸食による組織地形の可能性はある。なお、本地域西北部の野津原町岡倉付近では河谷の右ずれ屈曲を伴う東北東 - 西南西方向のリニアメントが認められ、活断層の可能性はある。

## . 地質概説

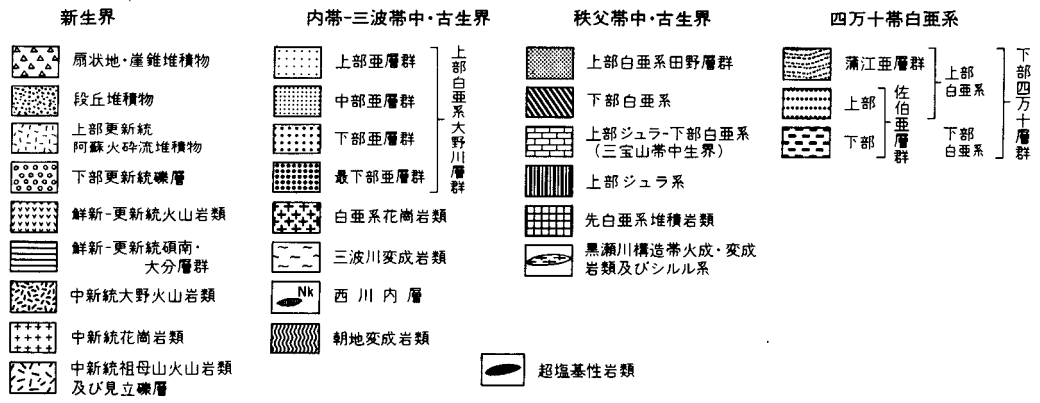
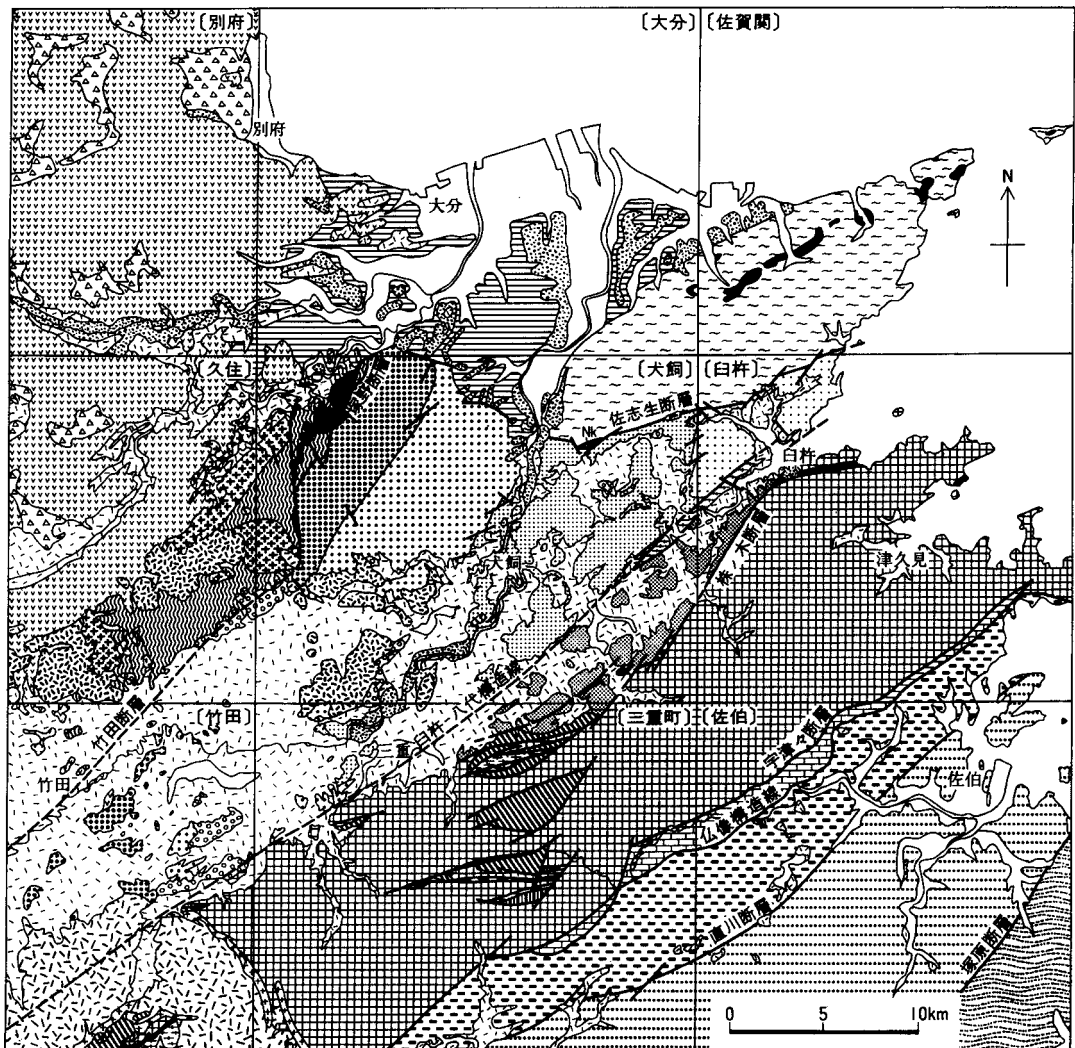
(寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和)

犬飼地域は西南日本の内外両帯にまたがり、そこには古生代から新生代にかけてのさまざまな地質系統が分布する(第4図)。西南日本の地体構造区分からすると、本地域のほぼ北西半部が内帯に、南東半部が外帯に属し、後者のうち臼杵-八代構造線の北側が三波川帯に、南側が秩父帯にそれぞれ入る(第5図)。ただし、内外両帯の境界、すなわち中央構造線は上部白亜系大野川層群に覆われている。この地層群の分布地帯は、南北両縁を断層で画された地溝帯(大野川地溝帯)であり、臼杵湾岸から阿蘇山南方まで約93kmにわたって追跡される。上記の構造区分に基づき、本地域に分布する地質系統を示すと第1表のようになる。

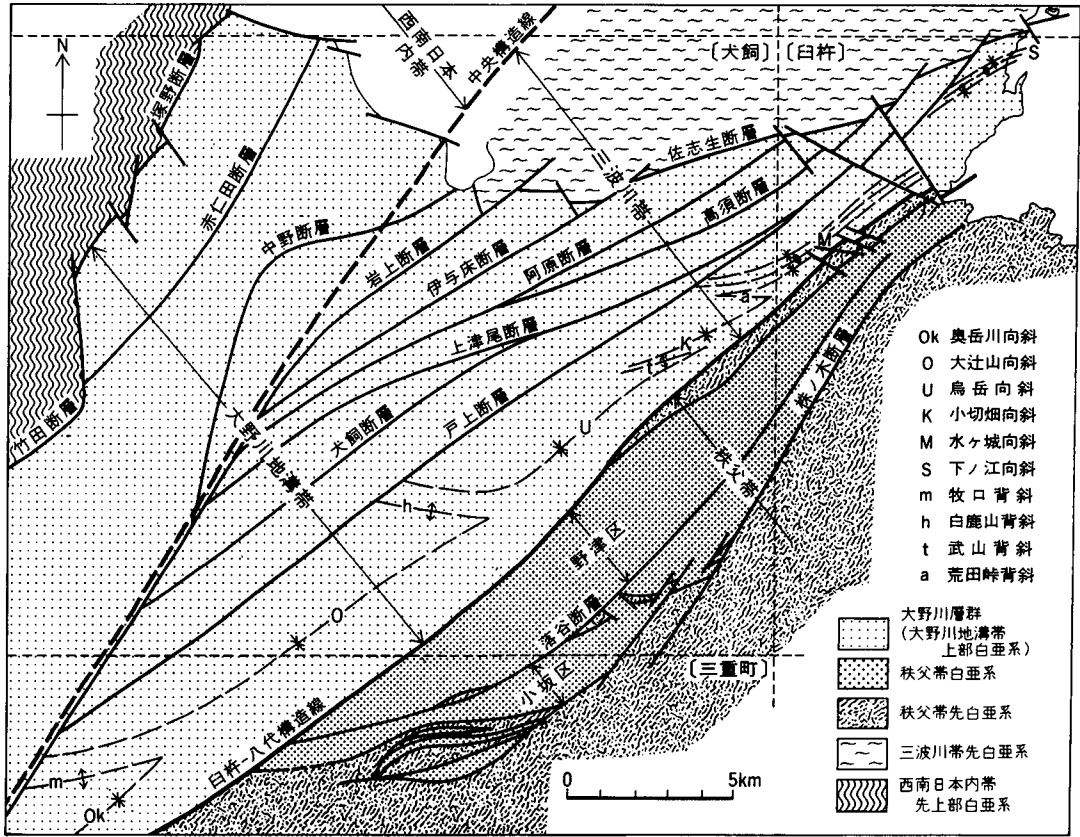
内帯の先上部白亜系である朝地<sup>あさじ</sup>変成岩類と花崗岩類は、領家帯に属するものであり、本地域の北西隅に分布する。朝地<sup>あさじ</sup>変成岩類は、南東傾斜の低角断層で切られたナップ構造をなし、構造的低位から<sup>ちよう</sup>朝海ユニット、超塩基性岩体及び日方<sup>ひかた</sup>ユニットに3分される。朝海ユニットは泥岩起源変成岩を主とし、塩基性火山岩起源変成岩及びチャート起源変成岩を伴う。泥岩起源変成岩には、黒雲母・紅柱石・珪線石・堇青石・ホルンブレンドが生じており、変成度は花崗岩類に向かって上昇する。一方、日方ユニットでは砂岩起源変成岩が卓越し、その中には白雲母・緑泥石・まれに黒雲母ができています。両ユニットの間に介在する超塩基性岩体は、主に蛇紋岩・単斜輝石岩からなり、少量の斑れい岩・角閃岩を伴う。確証はないが、朝海ユニットの原岩はおそらくジュラ系であり、日方ユニットの場合は二畳系の可能性が強い。要するに、朝地<sup>あさじ</sup>変成岩類というのは、上記のような時代を異にする2つの地質体が、超塩基性岩類とともに、花崗岩類の貫入に伴う高温低圧型変成作用を受けたものである。

花崗岩類は、杵ヶ原<sup>きねがはる</sup>閃緑岩、荷尾杵<sup>に おき</sup>花崗岩、綿田花崗岩及び山中花崗閃緑岩に区分される。これらはいずれも前期白亜紀後期に貫入したものである。

本地域の北東部に分布する三波川変成岩類は、低温高圧型変成岩であって、佐賀関半島を構成するものの一部である。これは佐志生断層によって大野川層群と画され、全体として西に沈下する褶曲構造をなしており、その西端部は緩やかな傾斜をもって同層群下にもぐり込んでいる。本変成岩類は主として泥質片岩と塩基性片岩からなるが、部分的には砂岩片岩も厚層をなして発達する。これらのほか、少量の石英片岩・結晶質石灰岩がレンズ状岩体として挟在する。鉱物組合せからみると、泥質片岩は緑泥石帯高温部に、赤鉄鉱を含む塩基性片岩はクロス閃石帯に、またそれを含まない塩基性片岩は緑れん石・アクチノ閃石帯にそれぞれ属する。なお、本地域の変成岩類中にはローソン石・ひすい輝石は出現しない。



第4図 犬飼及び隣接地域の地質概略図



第5図 犬飼地域付近の構造区分

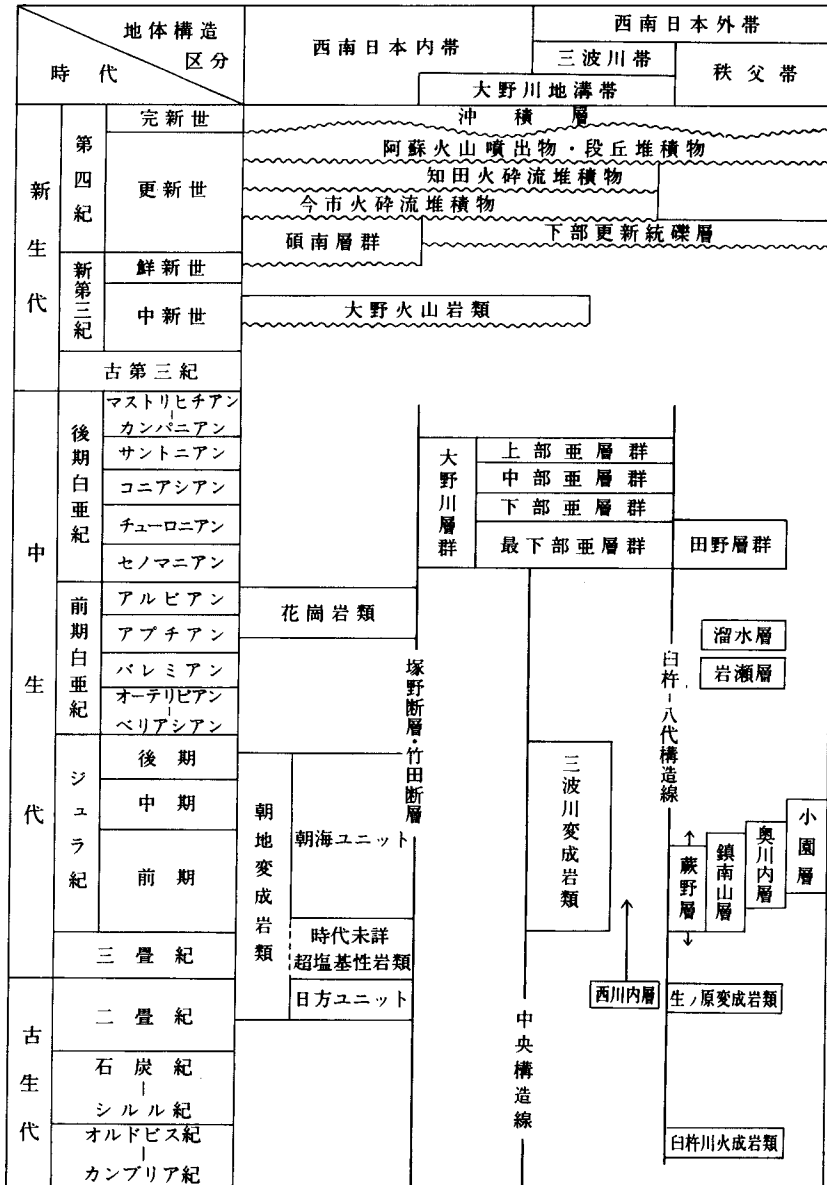
三波川帯の先白亜系としては、三波川変成岩類のほかに西川内層(二畳系?)がある。これは同変成岩類と大野川層群の間に断層で挟み込まれている非変成層であり、泥質岩を主とし、砂岩・礫岩を伴う。

白杵-八代構造線は秩父帯の北限をなすものであるが、これに沿って白杵川火成岩類と生ノ原変成岩類が帯状に分布し、両側の白亜系と断層関係にある。白杵川火成岩類は石英閃緑岩起源のマイロナイトからなり、ごく少量の角閃岩を伴う。これは黒瀬川構造帯を構成する古期岩類のメンバーであり、その時代はおそらく先シルル紀であろう。一方、生ノ原変成岩類は泥質千枚岩からなり、 $190 \pm 10\text{Ma}$ の白雲母 K-Ar 年代を示す。原岩は二畳系と推定される。

犬飼地域の南東隅に分布する秩父帯ジュラ系は、蕨野層、鎮南山層、奥川内層及び小園層に区分される。これらはそれぞれ断層関係にあり、北西から南東に順次帯状に配列する。蕨野・鎮南山・小園の3層は、泥質基質のメランジュからなり、その中の岩体・岩塊・礫として、蕨野層はドロマイトを伴う石灰岩・塩基性火山岩類・砂岩・チャートを、鎮南山層は塩基性火山岩類・チャート・砂岩・石灰岩・珪質泥岩を、小園層はチャート・砂岩・珪質泥岩・塩基性火山岩類・石灰岩をそれぞれ含む。奥川内層の下部層は主として石灰岩からなり、石灰岩の上位に塩基性火山岩類、チャートの礫・岩塊を含む含礫泥岩がある。泥質基質の量は非常に少ない。上部層は概して擾乱の少ない整然とした地層であり、主に砂岩・



第1表 犬飼地域の地質総括表



砂岩泥岩互層・泥岩からなり、その下部に石灰岩レンズが挟在する。蕨野層を除く各層から放射虫化石を産出する。それによると、各層の時代は前期ジュラ紀であり、小園層の場合はその上限が中期ジュラ紀前半に及ぶ。なお、時代の判明しているかぎりでは、岩体・岩塊として含まれている石灰岩は二疊紀、チャートは三疊紀からジュラ紀前期のものである。

秩父帯には、ジュラ系の北西側にこれと断層関係で接して、白亜系がかなり広く分布する。この白亜系は海成の地層群であり、パレミアン岩瀬層、アプチアン溜水層及びセノマニアン・チューロニアン田野

層群に区分される。これらはいずれも断層関係にある。岩瀬層は砂岩・頁岩を主とし、溜水層は主に頁岩からなる。一方、田野層群は、顕著な基底礫岩をもって始まり、砂岩・礫岩、頁岩を経て砂岩で終わる椎原層、砂岩に富む山頭層及び頁岩を主とし頁岩砂岩互層・砂岩を伴う野津市層からなる。田野層群は南隣の三重町地域で下部白亜系を傾斜不整合に覆っており、次に述べる大野川層群の最下部亜層群と同時異相の関係にある。

大野川層群は、北東に沈下する複向斜構造をなして大野川地溝帯に分布し、最下部・下部・中部・上部の4亜層群に大別される。各亜層群は2ないし3つの累層に、累層はさらに上下2つの部層に細分される。部層も場所によって層相を異にし、幾つかの相に分けられるが、同一累層内では下位部層の堆積物が上位部層のそれより相対的に粗い。各亜層群の中では、一般に上位の累層ほど堆積物が細かく、層相の側方変化に乏しい傾向がある。

隣接地域に分布するものも含め、大野川層群全体としてみると、これは時代的にはセノマニアンからサントニアンにわたる異常に厚い地層群で、層相の側方変化が極めて著しく、大きく北縁相・北部相・中軸相として相区分される。大野川層群の堆積盆は北東-南西方向に延び、その軸は現在の複向斜軸とほぼ同じ位置にあったとみなされる。ただし、堆積末期(海辺層の時期)の場合は若干ずれている。北縁相は堆積盆北縁部の沿岸ないし一部三角州成の堆積物で、中部・上部両亜層群ではその部分が浸食で失われている。北部相と中軸相はタービダイトの発達で特徴づけられ、地層の厚さは中軸相において最大になる。

底痕による古流系解析や層相の側方変化の状況からして、大野川層群の堆積物はほとんど大部分が北側から供給され、これを運んだ側流は堆積盆の軸に近づくにつれ次第に方向を変え、軸流となって南西に流下している。中軸相のうち、臼杵-八代構造線に接する部分には明らかに南側からもたらされたと思われる礫質堆積物がある。その代表例として、生ノ原変成岩類から由来した千枚岩礫からなる烏岳層U2fの礫岩があげられる。堆積盆の北側、おそらく西南日本内帯には大野川層群堆積の全期間を通じ隆起を続ける山地があり、そこから中・酸性火山岩・花崗岩類・種々の堆積岩・低圧型変成岩(片麻岩・黒雲母片岩・片状ホルンフェルス)などの碎屑物が大量に供給された。中部亜層群以降になると三波川帯の北縁部(一部内帯?)にも粗粒物質の供給源が存在した。この源地はおそらく幅狭い構造帯であり、そこからは角ばった大小さまざまな非変成堆積岩・高圧型変成岩の礫がもたらされた。角礫をなす結晶片岩の年代は、佐賀関半島に分布する三波川変成岩類よりも一段古く、三郡変成岩類の若いグループのものに近い。大野川層群堆積当時には、おそらく三波川変成岩類の構造的上位に、より古い結晶片岩類や非変成層があったものと推定される。大野川層群の堆積と変形は、臼杵-八代構造線に沿う垂直及び左横ずれの断層運動に強く規制されており、これと田野層群をあわせた上部白亜系の堆積機構は第64図に模式的に示してある。

本地域南西部には、大野川層群や内帯の先上部白亜系を不整合に覆って、中部中新統の大野火山岩類が分布する。これは主に本地域から久住地域にかけて広がり、下位より牟礼礫岩、白岩山火砕流堆積物、小倉木凝灰岩、代三山安山岩および三宅山火砕流堆積物からなる。牟礼礫岩は礫岩・砂岩層からなり、白岩山火砕流堆積物の下位に局部的に露出する。白岩山火砕流堆積物と三宅山火砕流堆積物は、流紋岩質で大部分が溶結凝灰岩からなる。小倉木凝灰岩は、流紋岩質及び安山岩質の凝灰岩と砂岩などからな

る水成の堆積物である。代三五山安山岩は、輝石安山岩質の厚い溶岩からなる。

大分平野周辺部には鮮新統 - 更新統の碩南・大分両層群が分布し、本地域北縁部では下位の碩南層群がみられる。碩南層群は野津原層・判田層・東植田層からなる。野津原層は、下部が円礫層、中 - 上部がシルト層を主とし、花崗岩類や朝地変成岩類と断層で接する。判田層は、下部が砂礫層、中部が円礫層、上部が砂層を主とし、変成岩類や大野川層群と断層及び不整合で接する。東植田層は野津原層を不整合で、判田層を整合で覆う。東植田層は敷戸凝灰岩より始まり、主部の砂礫層を経て、最上部の耶馬溪火砕流堆積物で終わる。耶馬溪火砕流堆積物は、ハラミヨ・イベント(0.90-0.97Ma)に噴出した角閃石デイサイト質の大規模火砕流堆積物である。噴出源は九重火山北西方の猪羊田カルデラと考えられている。

本地域内の更新統は、河川成の砂礫層と火砕流堆積物からなる。内陸部の丘陵部には、下部更新統とみなされる礫層が点在する。これらは分布地域ごとに田中礫層・向野礫層・久木小野礫層とに区分された。今市火砕流堆積物は、主に久住地域内に広がる大部分が溶結した輝石デイサイト質の大規模火砕流であり、0.8Ma 頃の噴出とみられている。知田火砕流堆積物は、本地域から三重町地域・竹田地域に点在する非溶結の黒雲母流紋岩質の火砕流堆積物である。阿蘇火山からは約 12 万年前に阿蘇 - 3B 火砕流(輝石安山岩質スコリア流)、8 万年前に阿蘇 - 4A, 4T 火砕流(角閃石デイサイト質軽石流)が到達した。特に阿蘇 - 4A 火砕流堆積物は本地域の南部を広く覆い、火砕流台地を形成している。阿蘇 - 4 火砕流堆積物と阿蘇 - 3 火砕流堆積物の間には、風化土壌を挟んで、軽石を主とする阿蘇火山起源の降下火砕物層がある。段丘堆積物は、主要河川沿いに分布する。段丘は、最終間氷期に形成された中位段丘と最終氷期以降に形成された低位段丘からなる。これらを高度別に細分し、高位から中位 段丘, 中位 段丘, 中位 段丘, 低位 段丘, 低位 段丘とした。また本地域では、犬飼町志田原などに地すべり地が認められる。沖積層は、河川成の砂礫層を主とし谷底を埋積している。

## . 古 生 界

(宮崎一博・寺岡易司)

本地域の古生界またはその可能性の強いものとしては、臼杵 - 八代構造線に沿って帯状分布する臼杵川火成岩類(松本, 1936)と生ノ原変成岩類(寺岡, 1970)、三波川変成岩類と上部白亜系大野川層群の境界部にみられる西川内層(寺岡, 1970)及び大野川層群の北西側に分布する朝地変成岩類の日方ユニット(早坂ほか, 1989 の日方ナップ)がある。日方ユニットについては第 4 章で記述する。

### .1 臼杵川火成岩類(Uk)

臼杵川火成岩類は、臼杵湾岸から本地域東部にかけて、約 10km にわたって露出し、その幅は最大 600m である。西端は新生界による被覆のため確認できないが、野津町都原付近で尖滅するものと推定される。

南北両側の上部白亜系とは北傾斜の断層で画される。本岩類は黒瀬川構造帯を構成する古期岩類のメンバーであり、その時代は古生代、おそらく先シルル紀であろう(神戸・寺岡, 1968; 寺岡, 1970; 唐木田ほか, 1977)。ただし、石英閃緑岩の角閃石の K-Ar 年代として  $247 \pm 8\text{Ma}$  の値が報告されている(柴田ほか, 1979)。

白杵川火成岩類は、石英閃緑岩・トナール岩・花崗閃緑岩及びこれらのマイロナイトからなり、少量の角閃岩・片麻岩を伴う(神戸・寺岡, 1970; 唐木田ほか, 1977)。犬飼地域ではほとんどが石英閃緑岩起源のマイロナイトからなり、ごく一部に角閃岩がみられる。マイロナイト化作用のあまり進んでいない岩石は、角閃石・斜長石・石英からなり、少量の不透明鉱物・緑泥石・ぶどう石を含む。角閃石は 2-4mm、櫛状で半自形を呈し、多色性は X= 薄い褐色、Y=Z= 緑色である。斜長石は 3-6mm で、一部は変質しており、内部に粘土鉱物を生じている。石英は 1-2mm で、波動消光が著しい。部分的に緑泥石・ぶどう石の細脈が生じている。マイロナイト化作用の進んだものは、淡緑色の緻密な片状岩で、主として細粒の白雲母・石英・緑泥石・緑れん石からなり、斜長石のポーフィロクラストを含む。石英はリボン状の結晶で、波動消光を示す。このような片状岩は大工川南方の白杵川河岸によく露出しており、片理面からみると全体として緩やかな背斜構造をなしている。

角閃岩は、大工川から生の原へ至る道路沿いで見られる。これは暗緑色を呈し、主として角閃石と斜長石から構成される。角閃石は 0.1-0.2mm で、X= 薄い褐色、Y=Z= 草緑色である。斜長石は 0.1-0.3mm で双晶をなす。主としてぶどう石からなる白色の脈が発達する。

## .2 生ノ原変成岩類(So)

生ノ原変成岩類は、松本(1936)の生ノ原層に相当するもので、白杵川火成岩類と大野川層群の間に断層で挟み込まれ、大工川から赤迫にかけて断続的に露出する。片理面は多くの場合北傾斜である。都原付近で分布幅が最大(500m)になり、東は大工川、西は日当付近で尖滅するものと推定される。この変成岩類は主として泥質千枚岩からなり、その中には蛇紋岩・石英マグネサイト岩が脈状に入っている。泥質千枚岩は石英・斜長石の密集層と白雲母と緑泥石のそれが 0.1-0.2mm の厚さで繰り返す縞状の黒色片状岩である。これらの鉱物のほか、不透明鉱物・炭質物が含まれる。石英・斜長石は粒状で、0.1mm 程度 の大きさである。白雲母・緑泥石は定向配列を示す板状の結晶で、 $0.02 \times 0.1\text{mm}$  程度の大きさである。

今回、千枚岩の白雲母 K-Ar 年代測定を行い、 $190 \pm 10\text{Ma}$  という値を得た(第 2 表)。したがって、変成年代は少なくとも前期ジュラ紀以前であり、原岩の時代は古生代にさかのぼる可能性が高い。最近、磯崎・板谷(1990)は、四国の秩父帯では二畳紀の付加コンプレックスを原岩とする弱変成岩類が 186-229 Ma の白雲母 K-Ar 年代を示すことを報告している。この点を考慮し、本報告では生ノ原変成岩類の原岩を二畳系としておく。

第 2 表 生ノ原変成岩類の K-Ar 年代測定値

試料番号	産地	岩石	試料	K (%)	$^{40}\text{Ar rad}$ (m1STP/gm $\times 10^{-5}$ )	$^{40}\text{Ar rad}$ (%)	年代(Ma)
SU3 4	野津町生の原	泥質千枚岩	白雲母	5.10	3.98	97.9	190 $\pm$ 10
				5.11	3.98	97.7	

測定: Teledyne Isotopes 社,  $^{40}\text{K} = 4.962 \times 10^{-10} / \text{y}$ ,  
 $e=0.581 \times 10^{-10} / \text{y}$ ,  $40\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-2} \text{ atom\%}$

### .3 西川内層(Nk)

西川内層は、西川内付近の三波川変成岩類と大野川層群の間に断層で囲まれて分布する非変成層である。これは最大400mの幅で、東西1.8kmにわたり露出し、ほぼ東西の一般走向を持って北に50-80°傾斜する。層厚は約450mある。

本層は片理を欠く塊状の泥質岩を主とし、中程の層準に厚さ10m内外の砂岩・礫岩層を挟み、下部ではまれに石灰岩の小岩体を含む。泥質岩の大部分は、泥質基質中に泥岩・砂岩の角ばった礫が含まれるものである。砂岩・礫岩層の直上では泥質岩中にときおり外来の円礫が入る。砂岩は基質の多い細-粗粒のワッケで、淘汰不良である。礫岩は砂岩中にレンズ状岩体として入り、流紋岩・安山岩・花崗岩・粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩などの小-大礫を含む。石灰岩礫を除くと、一般に礫の円磨度は高い。

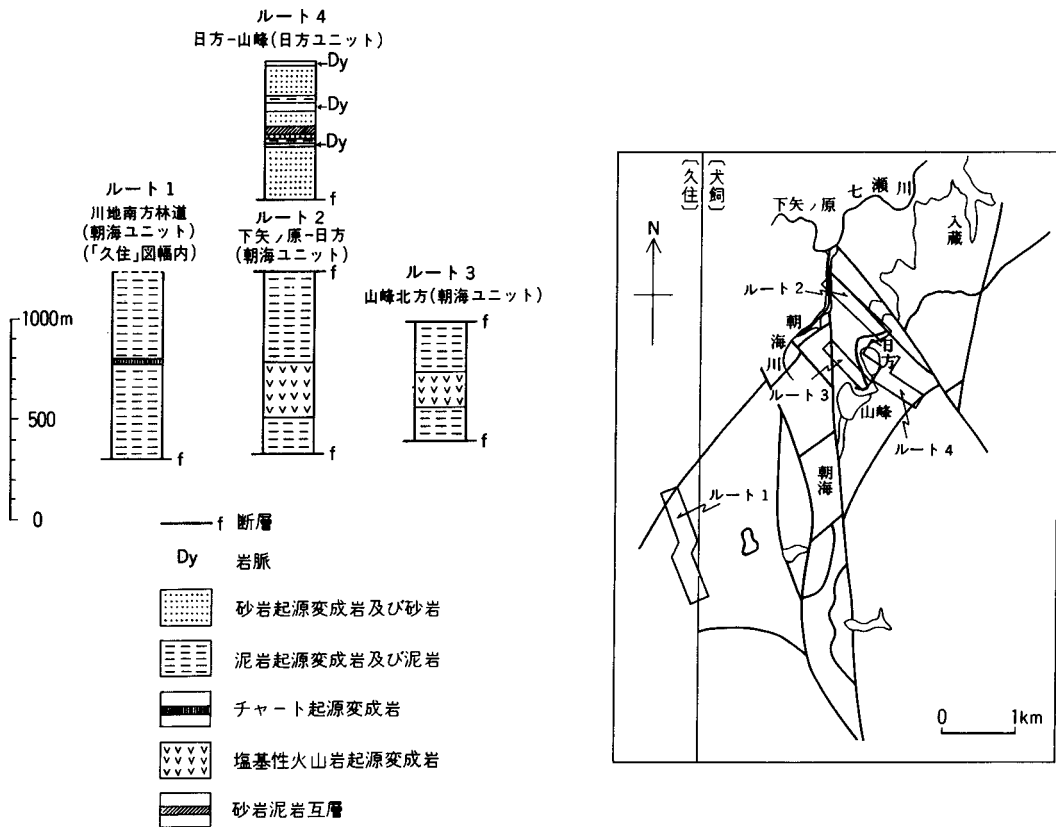
西川内層の時代に関しては確証がない。寺岡(1970)は、岩相や中九州の地体構造を考え合わせ、本層を阿蘇山南西に分布する上部二畳系水越層(柳田, 1958)に対比した。その後、これに対する具体的反証がでていないので、本報告でも従来の時代論を踏襲しておくが、本層がジュラ系である可能性もある。

## . 朝地変成岩類

(宮崎一博・寺岡易司)

朝地変成岩類(小野, 1963)は、本地域北西部から西隣の久住地域、一部竹田地域にかけ、延長約25kmにわたって断続的に露出している。これは白亜紀花崗岩類に貫入され、上部白亜系大野川層群とは断層関係にある。本変成岩類については、小野(1963)をはじめ、唐木田ほか(1969)、寺岡(1970)、大島ほか(1971)、松本(1973)、広川(1978)、唐木田・山本(1982)、早坂ほか(1989)など多くの報告があり、これは領家帯に属するものとみなされている。

大島ほか(1971)は朝地変成岩類をその組織によって片岩帯と粘板岩帯に区分した。また、変成岩類の鉱物組合せは深成岩類の接触変成作用によるものとした。早坂ほか(1989)は、本地域の朝地変成岩類が、蛇紋岩メランジュを挟んで、原岩の岩相・変成度を異にする上・下2つの地質体に分けられ、これらがナップ構造を示すことを明らかにした。そして、上位地質体(日方ナップ)は蛇紋岩メランジュとともに、軸面が北西に緩く傾く南東フェルゲンツの横臥褶曲をなしているとした。



第6図 朝地変成岩類の柱状図

## . 1 岩 相

朝地変成岩類は、構造的な下位から、朝海ユニット、超塩基性岩体及び日方ユニットとに3分される。これらは低角の断層で境され、それぞれ早坂ほか(1989)の下位地質体、蛇紋岩メランジュ及び上位地質体に対応する。早坂ほか(1989)の蛇紋岩メランジュは、下位地質体との境界付近では泥岩起源変成岩のシートを挟み、メランジュ的様相を呈するが、大部分は塊状の蛇紋岩と単斜輝石岩からなるので、本報告では超塩基性岩体と呼称する。なお、超塩基性岩体もほかの2ユニットとともに変成作用を受けているが、記載の便宜上これについては第 4章で述べる。

### 朝海ユニット(Amp, Ab, Ac)

第6図に示すように、本ユニットは泥岩(かなりの部分が珪質泥岩)起源変成岩を主とし、塩基性火山岩起源変成岩及びごく少量の砂岩起源変成岩・チャート起源変成岩を伴う。上・下限とも不明であるが、朝海ユニットの層厚は1,200m以上と推定される。

泥岩起源変成岩 原岩は泥岩、珪質泥岩、砂岩・チャートの礫を含む含礫泥岩である。低変成度の部



第7図 朝地変成岩類朝海ユニットの泥岩起源変成岩とその中に挟まる砂岩起源変成岩のレンズ(野津原町朝海)



第8図 朝地変成岩類日方ユニットの砂岩起源変成岩(野津原町沢田)

分では、泥岩は黒雲母を含む黒色の粘板岩であるが、変成度が増すにつれ粒度が増大し、縞状構造が発達して黒色の黒雲母片岩となる。低変成度の部分の構成鉱物は、石英・斜長石・白雲母・黒雲母・炭質物・不透明鉱物・炭酸塩鉱物である。石英・斜長石からなる層と、白雲母・黒雲母からなる層が厚さ0.25mm以下で繰り返す。石英・斜長石・白雲母は径0.01mm以下で細粒であり、黒雲母は径0.01-0.03mmである。高変成度の部分では、構成鉱物は石英・斜長石・白雲母・カリ長石・黒雲母・石墨・電気石・燐灰石・不透明鉱物・炭酸塩鉱物である。石英・斜長石からなる優白色の層と黒雲母・白雲母からなる優黒色の層が0.5-1.5mmの幅で繰り返す縞状構造が存在する。石英・斜長石・カリ長石は径0.1-0.2mmの粒状で、白雲母は径0.25-0.5mmの板状、黒雲母は径0.1-0.2mmの板状である。このほかに高変成度の部分では、紅柱石・珪線石・董青石が出現する。大島ほか(1971)によれば、綿田花崗岩の周囲にのみコランダムやカミングトン閃石が出現する。まれにぶどう石の細脈がみられる。

塩基性火山岩起源変成岩 泥岩起源変成岩中に層状ないしレンズ状をなして挟在し、厚いものは層厚が250m以上ある。暗緑色を呈し、塊状のものと層状のものがある。塊状のものは粗粒玄武岩・玄武岩を原岩とすると推定される。層状のものは厚さ数mmの優白色の層と緑色の層が交互する層状構造を呈し、凝灰岩起源と推定される。塊状のものは、径0.25mm程度の櫛状の青緑-緑色の多色性を示すホルンブレンド、その間を埋める径0.1mm程度の斜長石から主に構成され、石英・緑れん石・炭酸塩鉱物・電気石・黒雲母・スフェーン・不透明鉱物を伴う。層状のものは、 $0.1 \times 0.05$ mmの柱状で、青緑-緑色の多色性を示し、定向配列を示すホルンブレンドと、その間を埋める斜長石を主とし、そのほか石英・緑れん石・黒雲母・炭酸塩鉱物・スフェーン・不透明鉱物を含む。このほか高変成度の部分では、カミングトン閃石・直閃石が出現する。まれにぶどう石細脈が発達する。

砂岩起源変成岩 暗灰色塊状の岩石で、厚さ数m-数10mの層状あるいはレンズ状(第7図)の岩体として泥岩起源変成岩中に挟まれる。泥岩起源変成岩に比べ構成鉱物は粗粒であるが、その種類は同じである。

チャート起源変成岩 泥岩起源変成岩中に層状ないしレンズ状岩体として挟在し、白-灰白色を呈する。層厚は10m以下である。塊状の場合と層状の場合がある。大部分は細粒(径0.05mm以下)のモザイク状の石英の集合体からなる。このほかに細粒の方解石、径0.01-0.02mmの白雲母と径0.01-0.05mmの細粒なざくろ石の集合体が少量存在する。

#### 日方ユニット(Ams)

本ユニットでは塊状の砂岩が卓越し、砂岩泥岩互層を伴う(第6, 8図)。上・下限は不明だが、層厚は650m以上と推定される。

砂岩及び砂岩起源変成岩 中-酸性の火山岩の岩片に富む中-粗粒の塊状の石質砂岩である。緑-灰緑色を呈す。このほか、砕屑粒子として斜長石・石英・カリ長石などが含まれる。カリ長石の内部には微細(径0.01mm以下)な白雲母が生じている。基質には細粒(径0.01mm以下)の緑泥石・白雲母が生じている。ごくまれに細粒の黒雲母が基質に生じている場合もある。これらのほかに緑れん石・ぶどう石・炭酸塩鉱物・不透明鉱物を含む。ぶどう石は細脈中のみ見られる。

泥岩及び泥岩起源変成岩 黒色の頁岩ないし粘板岩である。厚さ0.25mm以下の葉理が発達する。構成鉱物は、石英・斜長石・白雲母・緑泥石・炭質物・不透明鉱物・炭酸塩鉱物である。石英・斜長石・緑



泥石・白雲母は径0.01mm以下で細粒である。

## . 2 変成作用

朝地変成岩類には変成作用により黒雲母・紅柱石・珪線石・堇青石・ホルンブレンドを生じている。これらの鉱物は、高温低圧型変成作用を特徴づけるものである。変成度は北西部に分布する荷尾杵花崗岩や南部に分布する杵ヶ原閃緑岩、綿田花崗岩に向かって上昇している。朝地変成岩類はこれらの花崗岩マグマの熱によって生じた接触変成岩的特徴を示す。

早坂ほか(1989)は、泥岩起源変成岩中の炭質物の石墨化度を測定した。彼らの結果を見ると、朝海ユニットと日方ユニットのそれぞれ内部では石墨化度は北西に向かって単調に増加するが、両ユニットの間には石墨化度のギャップが存在する。石墨化度が測定された地域には花崗岩類は露出していないが、その北西部に阿蘇火砕流堆積物に覆われて花崗岩類の分布が予想される。したがって、石墨化度の上昇は花崗岩類の熱による影響と考えられる。日方ユニットと朝海ユニットの間にみられる石墨化度のギャップは後の変動でナップ境界の断層が再動したため生じたと思われる。

## . 3 地質構造

早坂ほか(1989)が述べているように、本地域の朝地変成岩類はナップ構造をなしており、それぞれ断層関係にある朝海ユニット、超塩基性岩体及び日方ユニットが構造的に積み重なっている。朝海南西約1kmでは超塩基性岩体がクリップとして朝海ユニットの変成岩類の上に載っている。朝海ユニットは、後生的ないくつもの高角断層によって切られ、地塊ごとに走向・傾斜の違いはあるが、全体としては北東-南西ないし東北東-西南西方向の褶曲を繰り返している。一方、日方ユニットでは一般に南東傾斜であり、大野川層群の近くではときに北西傾斜を示すことがある。朝海ユニットと超塩基性岩体の境界断層は水平ないしごく緩やかに南東に傾いており、前者の構造と非調和的である。また、超塩基性岩体の上限をなす断層も緩傾斜であるが、その下底をなすものより若干傾斜が大きい。この断層も日方ユニットの内部構造と斜交している。なお、早坂ほか(1989)は本地域に朝海ユニット・超塩基性岩体・日方ユニットが参加する南フェルゲンツの大規模な横臥褶曲を想定している。今回の調査ではその存在を裏付ける積極的証拠は得られなかった。

既述のように朝地変成岩類は領家帯に属するものであるが、同帯の変成岩類(領家変成岩類及び接触変成岩類)はジュラ紀の付加コンプレックスが高温低圧型変成作用を受けたものであることが中国・四国以東の西南日本内帯各地の研究で明らかにされている。朝地変成岩類のうち、朝海ユニットとした部分は、塩基性火山岩・チャート起源変成岩の岩体を含み、その原岩の大部分は乱雑層(メランジュ)とみなされている(早坂ほか, 1989)。これらのことや朝地変成岩類の西南日本における地体構造上の位置からして、少なくとも朝海ユニットの原岩はジュラ系とみなすのが妥当である。

次に問題となるのは日方ユニットの時代であるが、これについても確証がない。このユニットは朝海ユニットの構造的上位にあって、両者の間には大規模な超塩基性岩体が介在している。原岩の岩相につ

いてみると、朝海ユニットが泥岩を主とするのに対し、日方ユニットでは砂岩が卓越しており、整然とした砂岩泥岩互層が挟まる。また、日方ユニットの砂岩には火山岩片に富む緑色のものが多く、この点で超丹波帯の二畳系砂岩(楠・武蔵, 1990)に類似する。要するに両ユニットは原岩の岩相を著しく異にし、構造的にも別個の単位をなしているわけである。そこで、具体的な証拠には欠けるが、本報告では日方ユニットを二畳系とみなし、朝地変成岩類は、ジュラ系と二畳系という時代を異にする2つの地質体が間に介在する超塩基性岩体とともにナップ構造を形成し、その後白亜紀花崗岩類による接触変成作用をこうむったものとしておく。日方ユニットと朝海ユニットにみられる変成度のギャップは後の変動でナップ境界の断層が再動したため生じたと思われる。

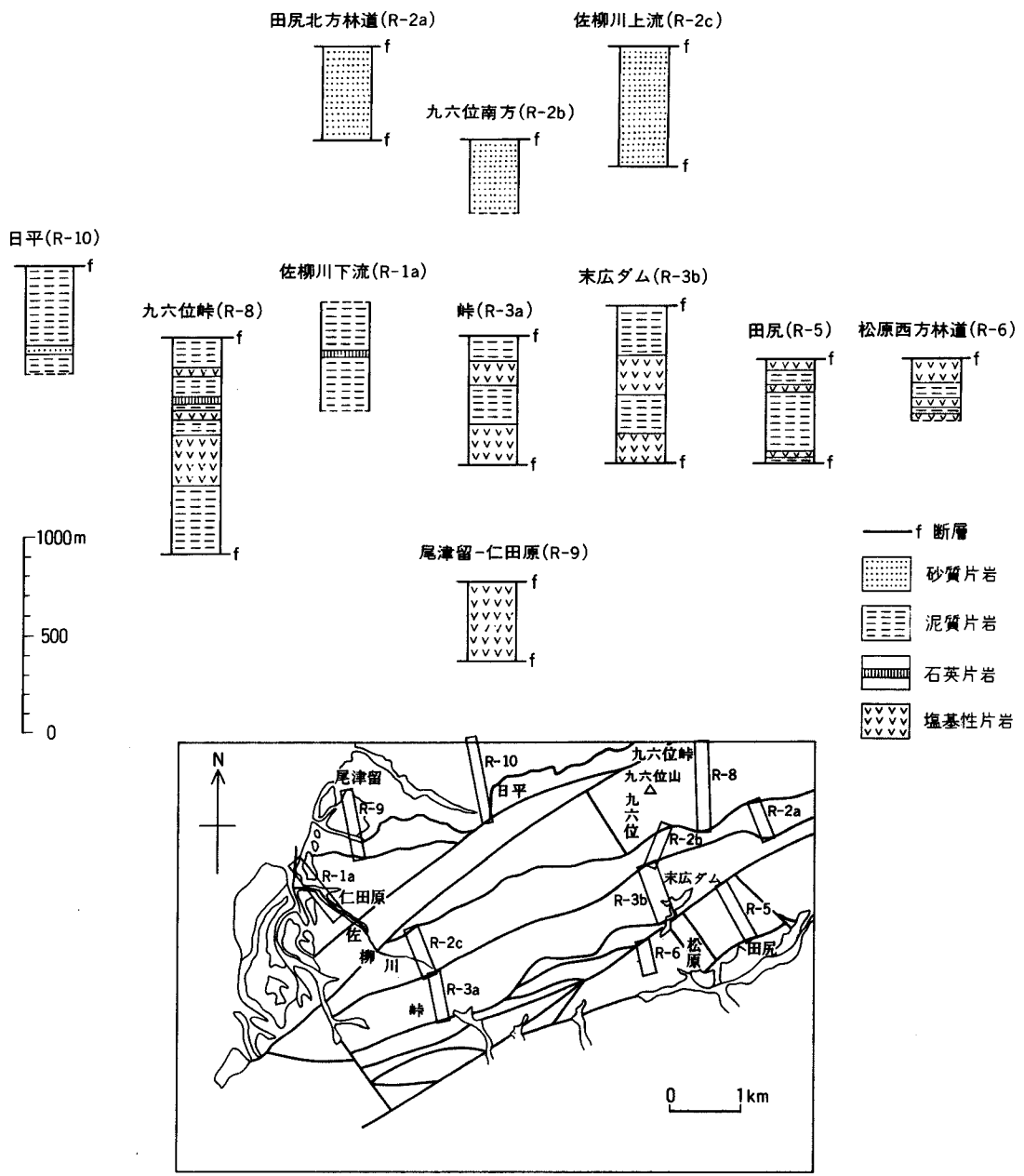
## ．三波川変成岩類

(宮崎一博)

三波川変成岩類は西南日本外帯の三波川帯に、東西約700kmにわたって分布する低温高压型の変成岩類である。原岩の年代はジュラ紀(一部前期白亜紀?)の付加コンプレックスとされている(Isozaki and Itaya, 1990)。これらの岩石が沈み込み帯において、深さ約30kmまで沈み込み、低温高压型の変成作用を受けた。この変成作用のピークは $116 \pm 10$ Maとされている(南新ほか, 1979; Isozaki and Itaya, 1990)。この低温高压型変成岩類は、110-50Maの間上昇し、地表に現れるようになった(Isozaki and Itaya, 1990)。四国では、中 - 上部始新統の久万層群くまに不整合に覆われる(永井, 1972)。

犬飼地域における三波川変成岩類は、主として大野川以東に分布し、その西端部が大野川の西側の中竹中付近に小規模に分布する。三波川変成岩類は上部白亜系大野川層群と佐志生断層によって境され、全体として西に緩やかに沈降する褶曲構造をなしている。大野川層群との構造的関係については第 4 章で述べる。

山本・手嶋(1971)は佐賀関半島に分布する三波川変成岩類を佐賀関層群(全層厚, 3,600m)と命名し、それを下位より、木佐上層・室生層・縦ノ木層及び柏層の4層に区分した。その後、園田(1985)は、三波川変成岩類を下位より、福水層・白木層・一尺屋層の3層に区分した。これらの層序区分はすべて岩相をもとに行われている。本地域では、似たような岩相の変成岩が断層によって繰り返し、厚さ1km以下のスライスをなしているため、これらのような岩相による層序区分は適当でない。本報告では岩相による層序区分を行わず、各スライスを構成する岩石の記載を行う。



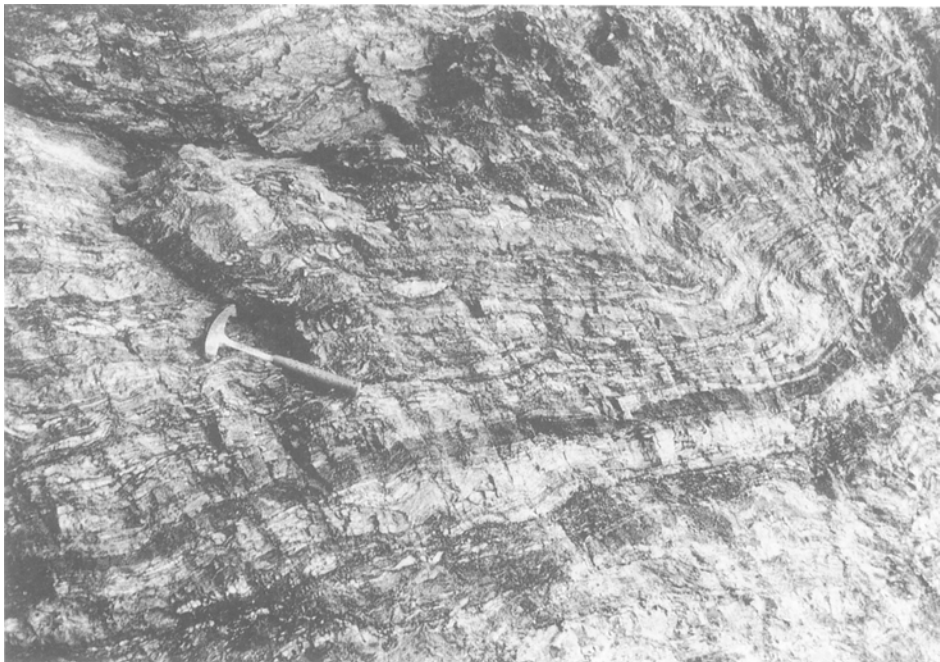
第9図 三波川変成岩類の柱状図

## .1 岩 相

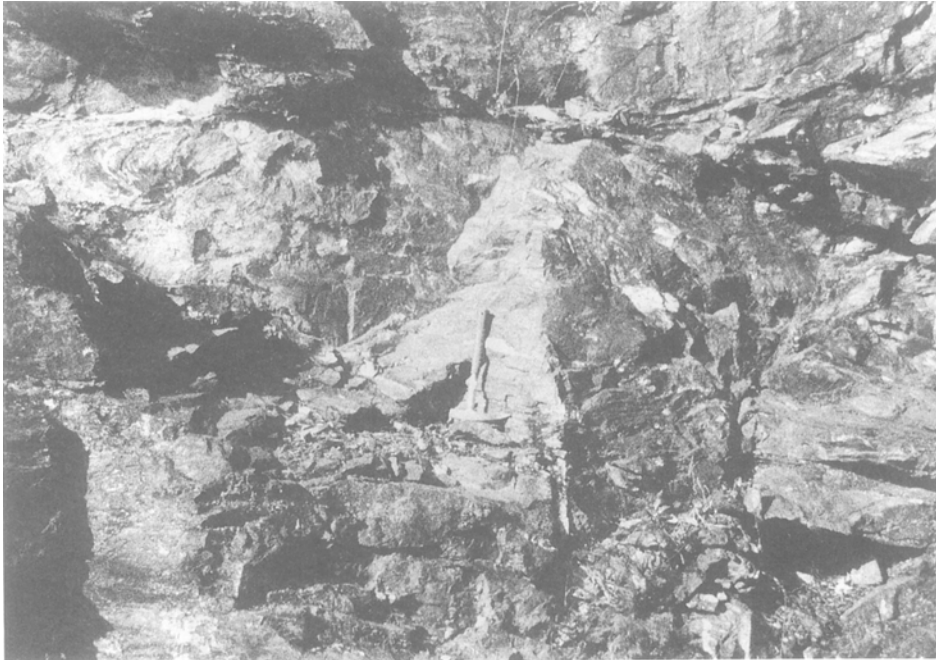
本地域の三波川変成岩類は、変成岩類の片理の走向にほぼ平行な断層によって分断され、いくつかのスライスを形成している。各スライスは、泥質片岩・塩基性片岩・砂質片岩・石英片岩・結晶質石灰岩から構成されており、それらの柱状図を第9図に示す。

泥質片岩(Smp) 塩基性片岩とともに最も多く産出する。野外では、黒灰色を呈し、片理の発達が高い。部分的に珪質のところもある(第10図)。原岩は有機物に富む泥岩ないし珪質頁岩と推定される。原岩の堆積構造はほとんど見られない。石英・長石からなる優白質の層と雲母類からなる優黒質な層が数mm単位で繰り返す縞状構造が認められる。主要構成鉱物は石英・アルバイト・白雲母・緑泥石・石墨である。石英・アルバイトは径0.05-0.1mmの粒状結晶である。白雲母・緑泥石は0.02×0.1mm程度の板状結晶で、定向配列を示す。まれに径0.01-0.1mm程度の自形のざくろ石を含む場合がある。これらの鉱物のほか、少量ながらスフェーン・緑れん石・燐灰石・電気石・方解石・不透明鉱物が認められる。

塩基性片岩(Smb) 濃青緑・淡黄緑色を呈し、片理の発達するもの(第11図)と、比較的塊状で片理の発達の弱いものがある。これらの塩基性片岩は原岩の構造が残っていないため、原岩の推定が困難である。比較的まとまって厚い岩体をなす場合と、数10m以下の厚さをもって泥質片岩と互層する場合がある。最も厚いものでは層厚は400m以上(大分市尾津留-仁田原付近)である。層状のものでは数mm単位の石英・アルバイトからなる層と緑泥石・角閃石からなる層が繰り返す層状構造が認められる。構成鉱物は緑泥



第10図 三波川変成岩類の泥質片岩(大分市下戸次)。白色部は珪質



第 11 図 三波川変成岩類の塩基性片岩(大分市福良)

石・緑れん石・角閃石・アルバイト・石英・方解石・スフェーン・不透明鉱物である。石英・アルバイトは径0.05-0.1mm程度の粒状結晶である。角閃石は通常、 $0.01 \times 0.1\text{mm}$ 程度の針状のアクチノ閃石であるが、まれにアルカリ角閃石も出現する。アルカリ角閃石は $Z=b$ で、青・紫色の多色性を示し、クロス閃石と推定される。残晶鉱物として、まれに、褐・淡褐色の多色性を示す径0.1-0.2mm程度のホルンブレンドが含まれる。この場合、ホルンブレンドは周囲よりアクチノ閃石に置換されるのが観察される。緑泥石は $0.1 \times 0.3\text{mm}$ 程度の板状結晶である。以上のほか、塩基性片岩中にはスチルブノメレン・白雲母・燐灰石・電気石が含まれる。

砂質片岩(Sms) 中・粗粒で、灰色を呈する。泥質片岩に比べ片理の発達が弱く、数10cm角のブロックの割れやすい(第12図)。比較的厚いものがまとまって出現する場合と、厚さ数10m以下のものが層をなして泥質片岩中に挟まる場合とがある。厚いものでは層厚が600m以上(大分市左柳川上流)ある。主要構成鉱物は、石英・アルバイト・白雲母・緑泥石である。石英・アルバイトは径0.05mm程度の粒状結晶である。白雲母・緑泥石は $0.01 \times 0.1\text{mm}$ 程度の板状結晶である。碎屑粒子として、径0.5mm程度の斜長石・石英が含まれる。このほかに、燐灰石・電気石・スフェーン・不透明鉱物を少量含む。

石英片岩(q) 灰白色を呈し、泥質片岩中に厚さ数10m以下のレンズ状岩体として出現する。塩基性片岩を伴うこともある。大部分が0.05mm程度の細粒の石英の集合体からなり、少量の白雲母・アルバイト・スチルブノメレン・ざくろ石を伴う。

結晶質石灰岩(l) 白色ないし灰白色を呈す。部分的に炭質物を含み、黒色を呈することもある。泥質片岩中に厚さ数10m以下のレンズ状岩体として出現し、連続性はよくない。



第 12 図 三波川変成岩類の砂質片岩(大分市九六位林道)

## .2 変成作用

本地域の三波川変成岩類には、低温高压型の変成作用によって、ざくろ石・クロス閃石を生じている。ローソン石・ひすい輝石は出現しない。三波川変成岩類は四国中央部で、鉱物による分帯がなされている(Banno and Sakai, 1989)。四国中央部との鉱物分帯の対比を第3表に示す。本地域の泥質片岩ではざくろ石はごくまれにしか出現しないことより、鉱物組合せは緑泥石帯の高温部のそれに対比される。また、赤鉄鉱を含む塩基性片岩ではクロス閃石が出現することより、クロス閃石帯に、赤鉄鉱を含まない塩基性片岩では緑れん石 - アクチノ閃石の組合せが一般的であることより、緑れん石アクチノ閃石帯にそれぞれ対比できる。四国中央部では、緑泥石帯の温度圧力条件はおよそ  $P=7-9\text{kbar}$ ,  $T=350-450^{\circ}\text{C}$  と推定されている(Banno and Sakai, 1989)。

第3表 四国中央部の三波川変成岩類の鉱物分帯と犬飼地域のそれとの対応(Banno and Sakai, 1989 に加筆)

緑泥石を含む泥質片岩	赤鉄鉱を含む塩基性片岩	赤鉄鉱を含まない塩基性片岩
オリゴクレーヌー 黒雲母帯	オリゴクレーヌー ホルンブレンド帯	オリゴクレーヌー ホルンブレンド帯
アルバイトー 黒雲母帯	アルバイトー ホルンブレンド帯	アルバイトー ホルンブレンド帯
	バロア閃石帯	バロア閃石帯
ザクロ石帯	クロス閃石帯	緑れん石ー アクチノ閃石帯
犬飼地域三波川変成岩類		
	ウィンチ閃石帯	バンペリー石ー 緑れん石ー アクチノ閃石帯
緑泥石帯	赤鉄鉱ー緑れん石ー アクチノ閃石帯	
	赤鉄鉱ーバンペリー石ー アクチノ閃石帯	バンペリー石ー スチルブノメレンー アクチノ閃石帯

### . 3 地 質 構 造

本地域の三波川変成岩類は、片理の一般走向にほぼ平行する断層によって、厚さ1km以下のスライスに分かれている。この走向方向の断層は、佐志生断層より離れたところでは、20°以下の低角で南に傾くが、佐志生断層近くでは高角となる。これらのスライスは東北東-西南西や北北東-南南西の両方向の高角断層により構造的上位の大野川層群とともに切られ、さらにブロック化している。各スライス内には、東西ないし東北東-西南西方向の軸を持つアンチフォーム、シンフォームが存在する。三波川変成岩類の分布の西縁に近いところでは、アンチフォームの軸は西にブランチしている。

三波川変成岩類の片理面は、東北東-西南西の走向を持つ。南縁の佐志生断層近くでは、傾斜が急であるが、これから離れるに従い傾斜は緩くなる。微褶曲の褶曲軸はN60-70°Eの方向に延び、ほぼ水平なものが一般的である。Abe and Uda(1986)は本地域の東方延長の佐賀関地域で褶曲構造を記載している。彼らは、イントラフォリアル褶曲(波長4-6cm)、閉じた褶曲(波長30cm)、開いた褶曲(波長5-50cm)を認めている。本地域でも同様な褶曲構造が認められ、これらのほか、キンクバンドが観察される。

## VI. 超塩基性岩類

(宮崎一博)

犬飼地域においては、朝地変成岩類の分布する西南日本内帯の部分をはじめ、三波川帯及び秩父帯に超塩基性岩類が露出する。これらは先白亜系のものであるが、それ以上の時代限定ができない。

**西南日本内帯** 超塩基性岩類が朝地変成岩類の朝海・日方両ユニットの間にシート状の大きな岩体として入っている。この超塩基性岩体は蛇紋岩と単斜輝石岩を主とし、斑れい岩・角閃岩・石英マグネサイト岩を伴う。また、この岩体内部には泥岩起源変成岩の薄い岩体が挟まることがある。この超塩基性岩体は前期白亜紀の花崗岩類による接触変成作用を受け、その一部は後者中に捕獲岩として入っている。この接触変成作用により蛇紋岩・単斜輝石岩中には透閃石・タルクが、斑れい岩・角閃岩中には青緑-緑色の多色性を示すホルンブレンドがそれぞれ生じている。

蛇紋岩(u)は暗緑色を呈し、塊状の場合と剪断を受けて片状に割れやすくなっている場合がある。剪断を受けたものは、構造的低位の朝海ユニットや上位の日方ユニットとの境界付近に多くみられる。構成鉱物は蛇紋石・透閃石・炭酸塩鉱物・不透明鉱物である。塊状のものでは不透明鉱物の微粒が不規則な網状に分布している。これは、もともと存在していたかんらん石の粒界の跡を表していると推定される。

単斜輝石岩(u)は塊状で暗緑色を呈し、主として劈開の発達した単斜輝石から構成される。単斜輝石の結晶は粗粒で1mmを超える。鏡下では、単斜輝石のほか、蛇紋石・タルク・透閃石も観察される。このほかに少量の不透明鉱物を含む。

斑れい岩(ga)は細-粗粒で、火成岩としての組織をよく残している。単斜輝石岩または塊状の蛇紋岩中に厚さ数m-数10mの層状岩体として入る場合と、片状の蛇紋岩中に数mの塊状岩体として存在する場合、さらに、野津原町入蔵南南東約1kmにみられるように、剪断された蛇紋岩、角閃岩と共に幅約100mの複合岩体をなす場合がある。構成鉱物は、ホルンブレンド・斜長石・緑れん石・石英・スフェーン・ぶどう石・方解石・不透明鉱物である。ホルンブレンドは径1mm程度の柱状の自形ないし半自形結晶で、青緑-緑色の多色性を示し、結晶の内部に褐-淡褐色の多色性を示すホルンブレンドを含む。斜長石は径1mm程度の他形結晶が角閃石の粒間を埋めて存在し、細粒の緑れん石が生じている。このほかに、ぶどう石や方解石からなる細脈が観察される。

角閃岩(ga)は斑れい岩・蛇紋岩と共に複合岩体をなし、厚さ数m-数10mの岩体として産出する。本岩には角閃石の濃集した層と石英・斜長石の濃集した層が数mmの厚さをもって繰り返す縞状構造が発達する。角閃石は $0.5 \times 1.0$ mmの柱状結晶で、青緑-緑色の多色性を示すホルンブレンドである。石英・斜



長石は角閃石の粒間を埋めるように存在し、斜長石中には細粒の緑れん石が生じている。このほかに少量の方解石・スフェーン・不透明鉱物を含む。

石英マグネサイト岩(m)は超塩基性岩体中に脈状をなして何列も入り、大規模なものは幅が200mにも及ぶ。新鮮なものでは乳白色、風化すると茶褐色を呈す。細粒(0.01-0.125mm)の石英とマグネサイトから構成される。

**三波川帯** 北東に隣接する佐賀関地域の三波川変成岩類中にかなり多くの超塩基性岩類が存在する。しかし、本地域では馬ノ北西部において、同変成岩類と大野川層群の境界(佐志生断層)に、閃緑岩起源のマイロナイトを伴う蛇紋岩のレンズ状小岩体が見られるにすぎない。

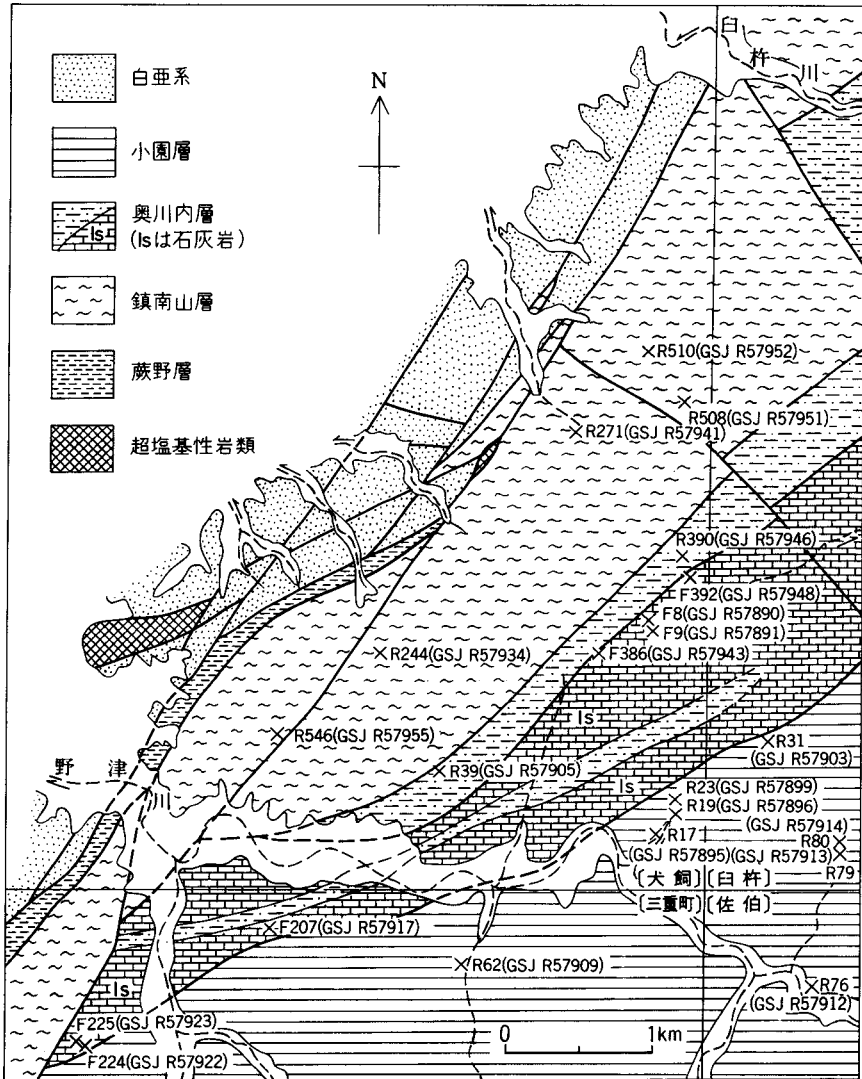
**秩父帯** 蛇紋岩が白杵-八代構造線沿いの生・原変成岩類及びジュラ・白亜両系中にある。後者の場合は断層沿いに挟み込まれており、落谷付近では最大300mの幅を持つ。生ノ原変成岩類では、その内部や白杵川火成岩類との境界に沿って何列もの蛇紋岩が入っており、石英マグネサイト岩も見られる。石英マグネサイト岩はほとんど石英とマグネサイトのみよりなり、少量の不透明鉱物を伴う。石英は0.02-0.5mmの大きさで、変形しており波動消光を示す。マグネサイトは0.02-2mmの大きさである。細粒のマグネサイトからなる単鉱物脈が発達する。

## VII. 秩父帯ジュラ系

(酒井 彰)

犬飼地域の南東隅にはジュラ系が北東-南西方向に分布し、北西側の白亜系田野層群・岩瀬層と断層関係にある。これは隣接する白杵・佐伯・三重町の諸地域に広く分布する秩父帯ジュラ系の一部である。この秩父帯ジュラ系については藤井(1954)の先駆的研究がある。神戸・寺岡(1968)は、白杵地域の秩父帯の地層群を、北から白杵層、浦代層、鎮南山層、水晶山層、奥川内層、津久見層、小園層、彦ノ内層、尺間山層及び床木層ゆかぎに区分した。佐伯地域では、神戸・寺岡(1968)の小園層の一部・彦ノ内層・尺間山層を一括した尺間山層と床木層が分布している(寺岡ほか、1990)。犬飼地域には、神戸・寺岡(1968)の鎮南山層・奥河内層・津久見層・小園層の諸層の南西延長に当たる地層群が分布しており、北から蕨野層(新称)、鎮南山層、奥川内層(再定義)及び小園層に区分される(第13図)。各層は断層で境される。

九州東部の秩父帯の地体構造区分は研究者によって異なる。藤井(1954)、神戸・寺岡(1968)は、秩父帯を北から鎮南山帯、津久見帯、明治帯及び中野帯に区分した。Murata(1981)、寺岡ほか(1990)は北から黒瀬川帯、北部三宝山帯、南部三宝山帯、及び南縁部三宝山帯に区分した。一方、秩父帯の地層群が模式的に発達する四国中央部では、秩父帯は北・中・南帯の3帯に分けられており、中帯を黒瀬川地帯と呼ぶこともある。Murata(1981)、寺岡ほか(1990)の三宝山帯は南帯とほぼ同義とみなされる。最近、磯崎・



第13図 犬飼地域南東隅及び隣接地域の秩父帯ジュラ系の地質概略図

X: 化石産地(カッコ内は含化石試料の登録番号), F: 二疊紀紡錘虫化石, R: ジュラ紀放射虫化石

板谷(1991)は、四国中央西部において黒瀬川地帯の構成要素が南帯や北帯の地層群の上にクリップでのっているとしている。

Murata(1981), 寺岡ほか(1990)は津久見石灰岩体を北部三宝山帯に含めている。また、磯崎・板谷(1991)は、四国中央西部の鳥形山の二疊紀石灰岩を含む地質体を黒瀬川地帯の一員としているが、九州東部の神戸・寺岡(1968)の津久見層は南帯の構成要素としている。鳥形山の石灰岩と津久見層の石灰岩体は、大規模な二疊紀の石灰岩体であること、石灰岩体を含む地質体は正立褶曲をなすこと、変成作用はあまり強くない、化石が多産することなど共通点がみられる。しかし、後で述べるように神戸・寺岡(1968)の津久見層に相当する石灰岩体は奥川内層のメラングジュ中の巨大岩体とみなされること、奥川内

層上部層から前期ジュラ紀を示す放散虫化石が産出することから、黒瀬川地帯の一員とは考えられない。したがって、蕨野層から秩父帯南縁部の床木層までの前期ジュラ紀から前期白亜紀に至る地質体は内側から外側に向かって順次に時代の古いものから新しいものへと配列しているとみなされる。以上のことから、犬飼地域に分布する秩父帯ジュラ系は、秩父帯南帯に属するものとしておく。

## VII. 1 蕨野層(Wr, 新称)

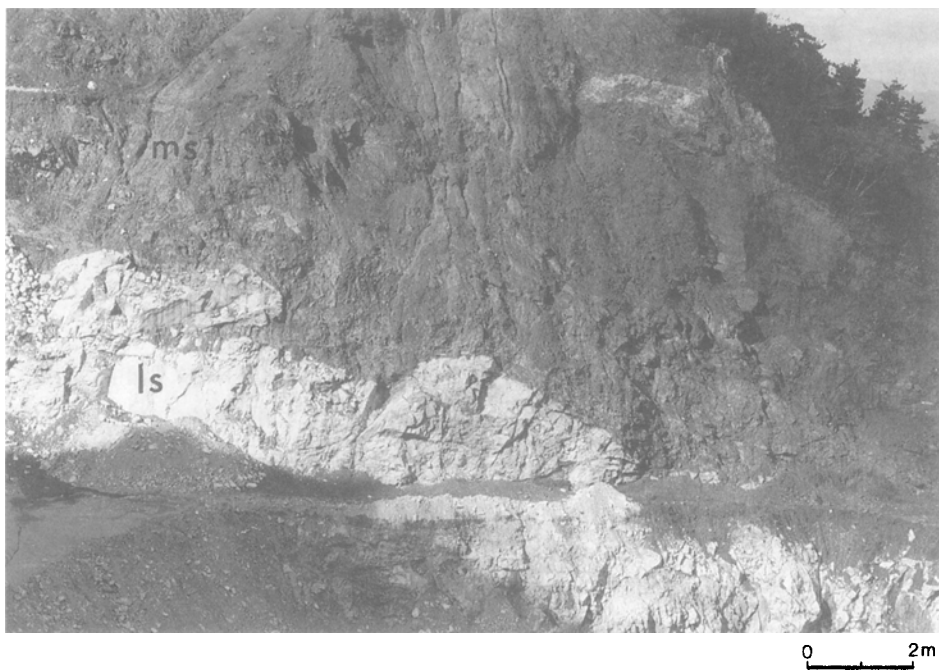
白亜系と鎮南山層の間に北東-南西方向の断層で境されて幅狭く分布し、ドロマイトを伴う石灰岩の岩体を主とするメランジュからなる地質体を蕨野層と新称する<sup>1)</sup>。白杵地域の鎮南山層中にレンズ状石灰岩を伴う塩基性火山岩類が分布するがドロマイトの記載はない。ドロマイトは津久見層中に産することが記載されている。したがって東隣の白杵地域には鎮南山層の北側に本層に相当する地層は認められない。本層は、岩瀬の南東から蕨野南方にかけて、最大幅120mで北東-南西方向に約3.5kmにわたって帯状に分布する。

蕨野層は、ドロマイトを伴う石灰岩、塩基性火山岩、砂岩などの礫・岩塊・岩体を含む泥質基質のメランジュからなり、本層の見かけの厚さは、約260mである。石灰岩は、幅100m前後で岩瀬南方から溜水南方まで約2kmにわたり帯状に分布し、その南西方では、幅約30-50m、長さ約800mのレンズ状岩体となり、蕨野まで延びる。その南方の三重町地域のドロマイト鉱山は、別のレンズ状岩体と考えられる。石灰岩はその他ハイアロクラストイトや泥岩中に径数10cm-数mの礫・岩塊として含まれる。塩基性火山岩類は、蕨野付近のレンズ状石灰岩体の下位に70m前後の厚さで分布するほか、溜水南方や水地南東方で石灰岩に接して分布する。他には礫や岩塊の規模で見られるのみである。塊状溶岩とハイアロクラストイトからなり、一般にかなり風化している。砂岩は淡灰-灰色の細-粗粒砂岩で、カリ長石の非常に少ない長石質ワッケである。チャートは径数10cm-3mの礫としてわずかに認められるにすぎない。大規模な石灰岩体と基質の泥岩とは堆積性接触をなすことが、ドロマイト鉱山の露頭(第14図)や溜水南方の林道沿いの露頭で観察できる。

## VII. 2 鎮南山層(Cn)

神戸・寺岡(1968)の鎮南山層に相当し、備後尾東方から清水原を経て蕨野南方まで北東-南西方向に分布する。泥質基質のメランジュからなり、塩基性火山岩類・砂岩・チャート・石灰岩・珪質泥岩の大きささまざまな礫・岩塊・岩体を含む。本層の見かけの厚さは、約1,300mである。全体に強く剪断されており、泥質岩は鱗片状もしくは千枚岩化している。塩基性火山岩類は枕状溶岩(第15図)・ピローブレッチャー・塊状溶岩・ハイアロクラストイトからなる。細粒なハイアロクラストイトは千枚岩化し、風化すると黄土色を呈する。塩基性火山岩類からなる最大の岩体は、幅約150m、長さ2.5kmに達する。砂岩は青灰-灰色ないし黒色を呈し、淘汰の悪い長石質-石質ワッケで、径数mmの礫から最大径100mの岩体として泥質基質中に含まれる(第16図)。チャートは本層の分布域の北部に厚さ10-50m、長さ600-800mのレ

<sup>1)</sup>本報告では記載の便宜上、メランジュの構成物で径2mm-3mを礫、径3m-50mを岩塊、径50m以上の地質図に図示可能なものを岩体と呼んで区別する。



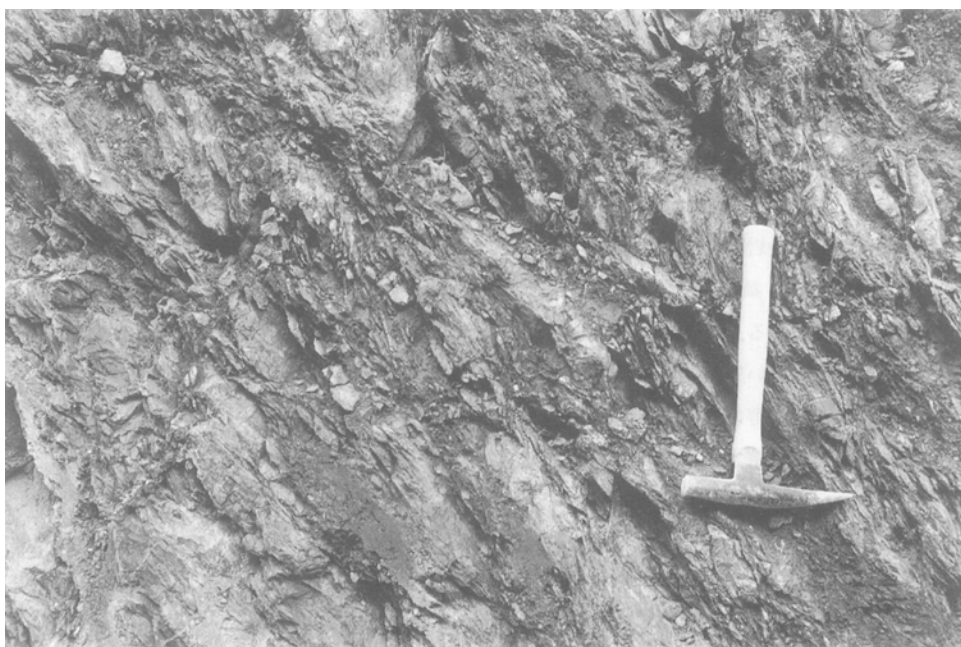
第14図 蕨野層の石灰岩体(ls)と泥質基質(ms)(野津町蕨野南方ドロマイト鉱山)



第15図 鎮南山層の枕状溶岩(野津町水地南方)



第16図 鎮南山層の砂岩岩塊(ss)と泥質基質(ms)(野津町溜水南方林道)



第17図 鎮南山層の強く剪断された含礫泥岩(野津町溜水南方林道)

ンズ状岩体として分布する。これらは灰色、黒色、淡緑色、赤色を呈し、単層の厚さが2-5cmの層状チャートである。石灰岩は淡灰色ないし灰色のミクライト質のもので、塊状を呈し、径数10cmから10mの礫・岩塊として産出する。これらの礫・岩塊を含む泥質基質は、暗灰-黒色のシルト質泥岩で、剪断の強い部分(第17図)とほとんど変形していない部分がある。しかし、両者の分布に規則性は認められない。

### Ⅶ. 3 奥川内層(Ow, 再定義)

白杵地域との境界付近から犬飼地域の白谷、泊、清水原まで分布幅を1.5kmから約700mへと狭めながら北東-南西方向に分布する。奥川内層のうち、下部層が神戸・寺岡(1968)の津久見層、上部層が同じく奥川内層に相当する。下部層に含礫泥岩があり、これがメランジュの基質とみなされること、上部層の下部に下部層の場合と同起源と推定される石灰岩レンズを含むこと、及び下部層と上部層は同じ褶曲構造に参加していることから、寺岡・神戸(1968)の津久見層は奥川内層に含まれる巨大石灰岩体と考え、奥川内層に含めた。

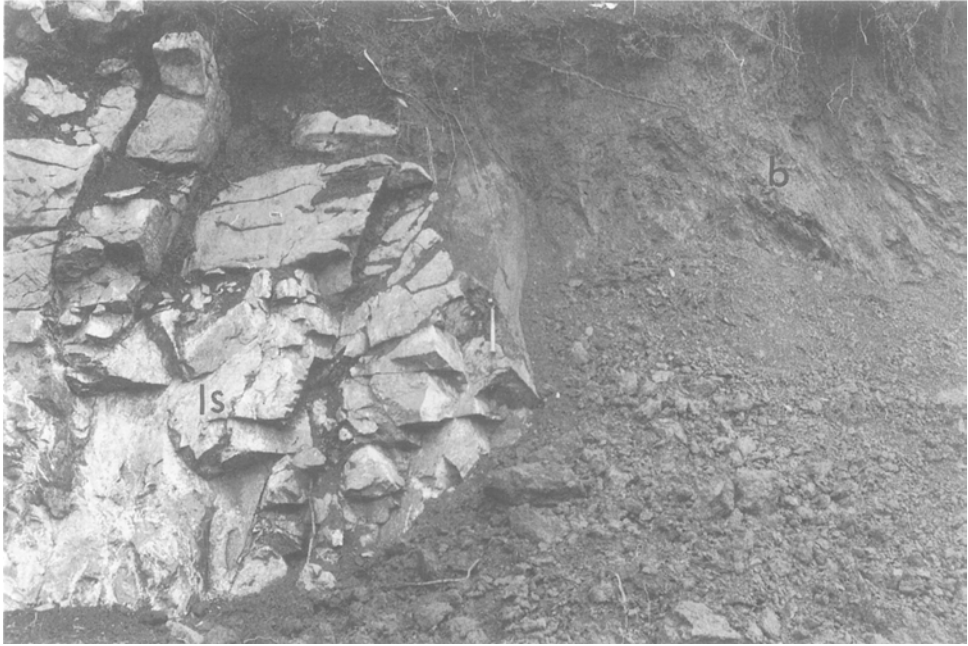
犬飼地域の奥川内層の下部層は、大部分が石灰岩体からなり、石灰岩体の見かけの上位を塩基性火山岩類が整合的に覆い、上部層との間にチャートの礫・岩塊とそれらを含む泥質基質が分布する。泥質基質の量は非常に少ない。上部層は概して擾乱の少ない整然とした地層であり、主に砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩からなり、その下部に石灰岩レンズが挟在する。

石灰岩は、淡灰-灰色、一部黒色で、ミクライト-スパライト質であるが、風蓮鍾乳洞上流の河床の転石にウーライトも認められた。一般に塊状であるが、白谷及び立畑林道では一部で層理が認められ、それぞれ $N60^{\circ}E \cdot 90^{\circ}$ 、 $N80^{\circ}W \cdot 22^{\circ}S$ の走向・傾斜が得られた。これらの走向・傾斜は奥川内層全体の走向・傾斜とは不調和である。塩基性火山岩類は石灰岩の上位に、また石灰岩の上部と互層する。風蓮鍾乳洞付近及びその北東延長の林道に分布しており、鱗片状を呈し、風化していることが多い(第18図)。チャートは非常に少なく、風蓮鍾乳洞下流に、灰-淡緑灰色で単層の厚さ2-4cmのチャート岩塊(径20m)が、白谷東方山腹の林道で厚さ約20mの含礫泥岩中に灰-黒色の岩塊(2×5m)が認められたにすぎない。上部層を構成する砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩は、本層分布地域の北西部と向斜軸部に分布している。砂岩は灰色の細-粗粒砂岩で、鎮南山層のものより長石が多く、カリ長石/長石比が若干大きい長石質のワッケないしアテナイトである。砂岩泥岩互層は単層の厚さが2-30cmの砂岩優勢互層で、級化成層している。泥岩は比較的淘汰の良い灰-黒色のもので、ところにより厚さ数mの珪質泥岩を挟む。

本層の白谷から西神野に越える峠付近の断面に沿った地域では、下部層の見かけの厚さは石灰岩の内部構造が不明なため正確ではないが約150m、上部層は厚さ約150mと推定される。

### Ⅶ. 4 小園層(Oz)

藤井(1954)の命名による。本地域では内平付近に分布し、北西側の奥川内層とは北東-南西方向の北に急斜した断層で境される。主として泥質基質のメランジュからなり、礫・岩塊・岩体としてチャート・砂岩・珪質泥岩・石灰岩が含まれる。チャートは灰色、黒色、淡緑灰色を呈し、単層の厚さ1-5cmの層状



第18図 津久見層の石灰岩(ls)と塩基性火山岩類(b)(野津町白谷北方林道)



第19図 小園層の含礫泥岩(野津町内平林道)

チャートである。最も大きな岩体は幅約70m、長さ約500mである。砂岩は灰-淡灰色で、他層の砂岩に比べ岩片が少なく長石の多い長石質アレナイトで、径数cmから30mの礫ないしは岩塊として泥質基質中に含まれる。珪質泥岩は灰-淡灰色で径10m以下の岩塊または礫として産する。石灰岩は、灰色または黒色で、径数m以下の礫もしくは岩塊として認められる。泥質基質は一般に暗灰色の含礫泥岩である。礫と泥質基質の量比は様々である。礫の量が比較的少ない含礫泥岩が内平林道で観察された(第19図)。犬飼地域には、小園層の一部(見かけの上部)が分布しており、その見かけの厚さは、約500mである。

## VII. 5 化石と時代

石灰岩中の化石については東隣の白杵地域で詳細な研究がされており、鎮南山層中の石灰岩レンズから二疊紀前期の *Pseudofusulina* 帯の紡錘虫が産出し(神戸・寺岡, 1968), 奥川内層の厚い石灰岩からは、*Pseudofusulina* 帯から *Yabeina* 帯までの紡錘虫が産出する(藤井, 1954; 神戸・寺岡, 1968)。今回、蕨野層の石灰岩転石から二疊紀紡錘虫が、奥川内層下部層の石灰岩から二疊紀を示す紡錘虫(産地8, 9, 386,

第4表 秩父帯ジュラ系産の放散虫化石。数字:産地番号(第13図参照), ms:泥岩, ss:珪質泥岩, ch:チャート

	鎮南山層					奥川内層		小園層							
	244 ss	271 ms	508 ch	510 ch	546 ch	39 ms	390 ss	17 ch	19 ch	23 ss	31 ch	62 ms	76 ms	79 ms	80 ms
<i>Archicapsa</i> sp. <i>Bagotum</i> sp. <i>Canoptum</i> sp. <i>Canutus giganteus</i> Pessagno & Whalen <i>Canutus</i> sp.	○	○				○ ○ ○		○ ○ ○		○ ○ ○	○	○ ○	○		○
<i>Capnodoce</i> sp. <i>Capnuchosphaera</i> sp. <i>Droplitis</i> (?) sp. <i>Eucyrtidiellum</i> sp. <i>Hsuum hisuikyense</i> Isozaki & Matsuda							○			○	○ ○				○ ○
<i>Hsuum matsukoi</i> Isozaki & Matsuda <i>Hsuum</i> sp. <i>Laxtorum</i> (?) <i>hichisoense</i> Isozaki & Matsuda <i>Laxtorum</i> (?) sp. <i>Orbiculiforma</i> sp.						○	○					○	○	○	○ ○ ○
<i>Pantanelium</i> sp. <i>Parahsuum simplex</i> Yao <i>Paronaella</i> sp. <i>Parvicingula</i> sp. <i>Katroma</i> sp.	○	○	○				○	○		○ ○		○	○	○	○
<i>Praeconocaryomma</i> sp. <i>Protunuma</i> sp. <i>Saitoum</i> sp. <i>Siphocampium</i> (?) sp. <i>Squinabollum</i> (?) sp.	○				○	○				○	○		○		○
<i>Sticocapsa</i> sp. <i>Syringocapsa</i> sp. <i>Triactoma</i> sp. <i>Triassocampe nova</i> Yao <i>Triassocampe</i> sp.	○					○		○ ○		○	○ ○ ○	○	○	○	○
<i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao <i>Tricolocapsa riisti</i> Tan <i>Tricolocapsa</i> sp. <i>Unuma echinatus</i> Ichikawa & Yao <i>Zartus</i> sp.							○	○	○			○	○ ○ ○ ○		○



392, 207, 224, 225), コノドント(産地9)が産出した(第13図)。また、各層中の含礫泥岩・泥岩・珪質泥岩・チャートから放散虫化石の抽出を試み、第4表に示す化石を得た。

蕨野層の泥質基質からは、放散虫を発見できなかった。上記の紡錘虫石灰岩は本層中に含まれる岩体由来のものであり、蕨野層の時代は二畳紀より新しいと考えられる。積極的証拠はないが本報告では蕨野層の時代をジュラ紀としておく。

鎮南山層はチャート(産地508, 510, 546)、珪質泥岩(産地244)及び黑色泥岩(産地271)から、放散虫を産出する。放散虫は保存不良で産出も少ないが、チャートは *Triassocampe* sp. を産出することから三畳紀とみなされる。珪質泥岩からは *Canoptum* sp., *Siphocampium*(?) sp., *Pantanellium* sp.などを、また黑色泥岩からは *Canoptum* sp., *Parvicingula*? sp.などを産した。*Canoptum* 属のレンジは後期三畳紀から前期ジュラ紀であり(Pessagno and Whalen, 1982)、*Triassocampe* 属を含まないことから、珪質泥岩及び泥岩の放散虫群集は前期ジュラ紀のある時期を示すと考えられる。

奥川内層の場合は上部層の砂岩や砂岩泥岩互層に挟まれる黑色泥岩(産地39)から、*Bagotum* sp., *Canutus giganteus* Pessagno & Whalen, *Hsuum* sp.などを、珪質泥岩(産地390)から *Hsuum* sp., *Eucyrtidiellum* sp., *Pantanellium* sp.などを産する。これらのうち *Bagotum* 属は前期ジュラ紀、*Canutus* 属は前期ジュラ紀の後半をそれぞれ指示し、また *Hsuum* 属は前期ジュラ紀後半に出現する(Pessagno and Whalen, 1982)。以上のことから、黑色泥岩及び珪質泥岩から産出した群集は、いずれも前期ジュラ紀後半を指示するとみなされる。したがって、二畳紀の紡錘虫やコノドントを産する石灰岩は、メランジュ中の巨大な異地性岩体とみなされる。

小園層からは、犬飼地域及び隣接地域の8地点(チャート:産地17, 19, 31, 珪質泥岩:産地23, 黑色泥岩:産地62, 76, 79, 80)で放散虫を産出した。他の各層からの放散虫と比べ一般に保存が良好である。産地31のチャートは後期三畳紀の放散虫化石を産出した。残りのチャート(産地17, 19), 珪質泥岩(産地23)及び黑色泥岩(産地62)からの放散虫群集は、前期ジュラ紀後半を指示する。産地79, 80の黑色泥岩からは、八尾ほか(1982)の *Hsuum* sp. B (= *Hsuum hisuikyoense*) 群集または Matsuoka and Yao(1986)の *Laxtorum*(?) *jurassicum* 群集に相当する群集が産出した。さらに、産地76から産出した放散虫群集は、八尾ほか(1982)の *Unuma echinatus* 群集または Matsuoka and Yao(1986)の *Tricolocapsa plicarum* 群集に対比される。Matsuoka and Yao(1986)によれば、*Laxtorum*(?) *jurassicum* 群集は前期ジュラ紀の後期、*Tricolocapsa plicarum* 群集は中期ジュラ紀の前半を示す。一方、Yao *et al.*(1982), Hori(1990)によれば、*Hsuum*(?) *hisuikyoense* 群集は中期ジュラ紀の前期を指示する。つまり、*Hsuum hisuikyoense* 群集または *Laxtorum*(?) *jurassicum* 群集が、前期ジュラ紀の後期または中期ジュラ紀の前期のいずれを指示するかによって、中期ジュラ紀の放散虫群集帯が、2帯(Matsuoka and Yao, 1986)もしくは3帯(Yao *et al.*, 1982; Hori, 1990)になる。以上のことから、小園層の時代は前期ジュラ紀から中期ジュラ紀の前半または中期にわたると考えられる。

## . 6 地 質 構 造

犬飼地域の南東隅に分布する秩父帯ジュラ系は、北北東-南南西ないし北東-南西方向の株ノ木断層・その他の断層によって北西側の白亜系田野層群・岩瀬層と境されている。株ノ木断層の南西延長は、鎮南山

層分布域を斜めに横切って、清水原から三重町地域の白岩方面に延びる。秩父帯ジュラ系諸層の境界をなす断層は、北西傾斜の高角断層である。

ジュラ系各層の一般走向は、東北東-西南西であり、内平付近の小園層や岩崎付近の津久見層では、一部東西走向が見られる。ジュラ系各層が北東-南西ないし北北東-南南西の断層で境され、帯状分布するのに対し、地層の一般走向は東北東-西南西であり、鎮南山層の場合によくわかるように、その分布の南北で異なる層準が分布することになる。

蕨野層、鎮南山層及び津久見層を構成する地層は、一般に垂直から $50^{\circ}$ 南または北に傾斜しており、鎮南山層及び津久見層では、半波長100-250mの正立褶曲が発達している。一方、小園層やその南側に分布する地層(白杵地域の彦ノ内層、尺間山層、床木層、佐伯地域の尺間山層、床木層)は、北に傾斜した同斜構造をなしている。本地域の小園層は、内平で見られるように、 $30-50^{\circ}$ 北に傾斜しており、他と比べ緩い構造をなしている。

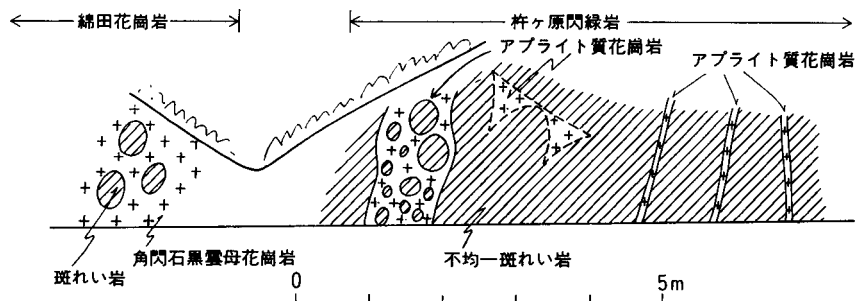
## . 花 崗 岩 類

(宮崎一博・小野晃司)

犬飼地域北西部には、朝地変成岩類を貫く花崗岩類が分布する。上部白亜系大野川層群とは断層関係にある。これは西隣の久住地域から連続するもので、小野(1963)により石英閃緑岩・閃緑岩、荷尾杵花崗岩、綿田花崗岩及び山中花崗閃緑岩に区分されている。本報告でもこの区分にしたがうが、石英閃緑岩・閃緑岩を杵ヶ原閃緑岩と呼称する。笹田(1987)によると、黒雲母のK-Ar年代は綿田花崗岩が $92.4 \pm 4.6\text{Ma}$ 、山中花崗閃緑岩が $112.0 \pm 5.6\text{Ma}$ である。後述のような岩体の相互関係・放射年代などからして、花崗岩類の貫入時期は前期白亜紀後期と考えられる。なお、従来この花崗岩類は、朝地変成岩類とともに、領家帯に属するものと考えられている。

### . 1 杵ヶ原閃緑岩(D)

久住地域の杵ヶ原付近から本地域の大野町沢田にかけて、 $2 \times 2\text{km}$ の大きさのものが分布する。本岩は朝地変成岩類を貫き、綿田花崗岩によって貫かれる。細・中粒の優黒色の石英閃緑岩・閃緑岩が多く、そのほか粗粒の閃緑岩・角閃石斑れい岩の部分もあり、岩相は不均一である。綿田花崗岩との接触部は大野町高野の北方、沢田への道路脇に露出する(第20図)。ここでは綿田花崗岩中に径数10cmの斑れい岩の岩塊が取り込まれ、斑れい岩側は不均一に粗粒化し、不規則な形に花崗岩質の部分が分布している。さらにアプライト質の花崗岩の細脈に貫かれる。下矢ノ原付近では荷尾杵花崗岩中に、小規模な岩塊(数m $\times$ 数m)が包有される。本岩体中には沢田の西方と北西の三角点に超塩基性岩の小規模な岩体をゼノリスと



第20図 杵ヶ原閃緑岩に貫入する綿田花崗岩(大野町高野)

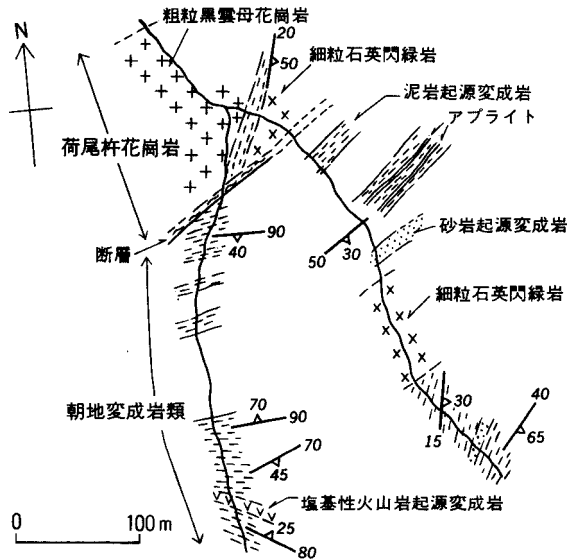
して含む。

杵ヶ原付近のものは、細粒で、主な構成鉱物は斜長石・黒雲母・無色角閃石・普通輝石である。副成分鉱物は、石英・燐灰石・不透明鉱物・白雲母・緑泥石である。斜長石は5mmに達する斑晶状のものが少量存在するが、大部分は0.4-1.5mmくらいのものである。短柱状または卓状の自形または半自形を呈する。細かい集片双晶をしているものも多く、弱い累帯構造がある。0.5mmくらいの細粒なものを除いて、ほとんどのものの内核が細粒の白雲母によって置換されている。黒雲母と角閃石は0.3-1.0mmで、半自形またはモザイク状を呈する。黒雲母は淡褐黄・赤褐色の多色性を示す。角閃石は無・淡緑色の多色性を示す。普通輝石は不規則な外形を持つ粗粒角閃石の中核に残っている。石英はこれらの間隙を埋める。

## 2 荷尾杵花崗岩(G<sub>1</sub>)

七瀬川の南側に北東-南西方向に細長く分布する。南東側は朝地変成岩類と貫入関係、一部断層関係である。久住地域内の杵ヶ原付近では、本岩と朝地変成岩類の間に細・中粒の不均一な優黒質石英閃緑岩・閃緑岩が幅3mにわたって介在している(小野, 1963)。野津原町朝海西方では、荷尾杵花崗岩と朝地変成岩類が断層で接し、朝地変成岩類中には細粒石英閃緑岩・アプライトが貫入する(第21図)。北西側に分布する山中花崗閃緑岩との関係は、本地域内では確認できないが、久住地域におけるのと同様断層関係にあるものと推定される。

本岩は粗粒黒雲母花崗岩である。岩体は広くマイロナイト化作用を受けている。この岩体では全体を通じてやや不規則な節理が発達し、酸化鉄のにじみだしによって、淡い橙赤色を呈し、汚れた感じを与える。マイロナイト化作用によって、黒雲母は緑泥石化しており、一部では肉眼的に有色鉱物を認めにくくなっている。マイロナイト化作用の影響の少ないところでは、主要構成鉱物は、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母であり、副成分鉱物として、ざくろ石・燐灰石・ジルコン・緑泥石・不透明鉱物を含む。石英・斜長石・カリ長石には1cm以上のものもある。石英は激しい波動消光を示し、縫合状に組み合わせ、粒状化された小結晶が長石の周囲を取り巻いている。斜長石は灰曹長石、カリ長石は微斜長石である。ともに結晶は多少屈曲している。黒雲母は無色鉱物の結晶粒間に湾曲した小結晶が集合する。一部緑泥石に変質している。



第 21 図 荷尾杵花崗岩と朝地変成岩類の断層関係(野津原町朝海北西1.5km)

### . 3 綿田花崗岩(G<sub>2</sub>)

本地域では西縁の高野・沢田付近に分布している。朝地変成岩類及び杵ヶ原閃緑岩を貫き、石英脈・アブライト脈・ペグマタイト脈に貫かれる。露頭の風化が著しく、粗粒のマサとなっていることが多い。主体は粗粒の黒雲母花崗岩であるが、やや不均一であり、石英閃緑岩あるいは細粒優白質花崗岩などに移化する。主要構成鉱物は、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母であり、副成分鉱物として、角閃石・褐れん石・燐灰石・ジルコン・白雲母・緑泥石・ぶどう石を含む。石英・斜長石(灰曹長石)・カリ長石(微斜長石)は0.5-5mmの半自形等粒状構造をしている。石英は弱い波動消光を示す。黒雲母は径0.5-2mmくらいの板状で、黄褐-褐色の多色性をもつ。角閃石は緑色の柱状結晶で外周を黒雲母によって取り囲まれる。長石の一部は細粒の白雲母によって置換され、黒雲母の一部は緑泥石に変質している。脈状にぶどう石を含む。

### . 4 山中花崗閃緑岩(G<sub>3</sub>)

七瀬川の北西側に分布する。岩体の南東側に荷尾杵花崗岩が分布する。露頭は風化しているところが多く、新鮮な露頭は河床と県道沿いの切り割に限られる。中-粗粒の角閃石花崗閃緑岩または石英閃緑岩である。場所によって多少の岩相の差はあるが、露頭単位の規模ではほぼ均質である。

主要構成鉱物は、斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石で、副成分鉱物は、燐灰石・ジルコン・スフェーン・緑れん石・緑泥石である。斜長石(灰曹長石-中性長石)・黒雲母・角閃石は自形で、それらの間隙を石英・カリ長石(正長石)が埋める。斜長石には累帯構造がある。黒雲母は一般に厚い板状また

は短柱状で、黄褐 - (帯緑) 褐色の多色性を持っているが、その他に、間隙充填状に小さい緑色黒雲母集合体がある。角閃石は柱状で、X= 褐黄色、Y= 黄褐緑色、Z= 帯青緑色の多色性を示す。

## ・秩父帯白亜系

(寺岡易司)

九州東部の三重南方から臼杵にかけての秩父帯には白亜系がかなり広く分布し(第4, 30図)、犬飼地域のものについては藤井(1954)、Matsumoto and Noda(1968)、寺岡(1970)、Tanaka(1989)などの研究がある。犬飼地域の秩父帯白亜系は、臼杵 - 八代構造線と株ノ木断層に挟まれた地帯に分布し、バレミアン岩瀬層、アプチアン溜水層及びセノマニアン - チューロニアン田野層群に区分される<sup>2)</sup>。白亜系分布域は、落谷断層を境として、<sup>おさか</sup>小坂区と野津区とに分けられる(第5図)。

### ・1 岩瀬層(Iw)

岩瀬南東の小坂区東縁部にバレミアンのアンモナイト *Shasticrioceras* sp. を産する地層が分布する(Tanaka, 1989)。これは時代的には三重町地域の佩楯山付近に模式的に分布する佩楯山層群(寺岡, 1970)の一部に相当するが、まだ詳しい対比ができていないので、ここでは岩瀬層と仮称しておく。

岩瀬層は砂岩・頁岩を主とし礫岩を伴うもので、断層に囲まれ、北翼の地層が逆転した向斜構造をなしている。上下限とも不明で、層厚は100m以上ある。Tanaka(1989)によると、本層からは上記アンモナイトのほか次のような化石を産する。*Hypophylloceras* cf. *onoensis* (Stanton), *Nanonavis* (*Nanonavis*) *yokoyamai* (Yabe & Nagao), *Gervillaria* sp., *Neithea* (*Neithea*) *atava miensis* M.S., *Chlamys* sp., *Entolium sanchuensis* Hayami, *Isognomon* cf. *sanchuensis* (Yabe & Nagao), *Rastellum* (*Arctostrea*) *carinatum* (Lamarck), *Amphidonte* (*Ceratostrea*) cf. *yabei* (Nagao), *Lopha* sp., *Pterotrignia* (s.s) *pocilliformis* (Yokoyama) B form, *Nipponitrignia* sp., *Astarte* (s.s) *subsenecta* Yabe & Nagao, *A.* (*Yabea*) cf. *shinanoensis* Yabe & Nagao, *Goshoraia* sp., *Ptychomya densicostata* Nagao, *Pachytraga* sp., *Panopea* (*Myopsis*) cf. *plicata* (Sowerby), *Pholadomya* cf. *bravitestata* Nagao, *Plectomya* cf. *aritagawana* Hayami.

蕨野層南方には、ジュラ系蕨野層と田野層群の間に、下部白亜系の砂岩層が断層にかこまれ幅狭く露出

2) 第 及び 章では白亜系の互層・礫岩の記載に際し、次のような用語を使用する。

互層：薄互層(-20cm)、中互層(20-80cm)及び厚互層(80cm-)。カッコ内は単層の平均層厚。薄層理、中層理及び厚層理という区分もこれに準ずる。

礫：細礫(2-4mm)、小礫(4-32mm)、中礫(32-64mm)、大礫(64-256mm)及び巨礫(256mm-)。カッコ内は礫径。なお、細礫は granule、小礫と中礫は pebble、大礫は cobble 及び巨礫は boulder にそれぞれ相当する。

しており、地質図では暫定的に岩瀬層として示してある。この地層の中には、*Lopha* sp., *Exogyra* sp. などの貝化石が密集して入る石灰岩の小岩体が含まれ、また頁岩のはさみから *Omychiopsis* sp. その他の植物化石を産する(寺岡, 1970)。

## . 2 溜水層(Ta)

本層は寺岡(1970)の溜水層を再定義したもので、アプチアのアンモナイトを産する。これは落谷東方の峠から溜水にかけての小坂区に、最大200mの幅をもってレンズ状分布を示す。北側の田野層群及び南側の蛇紋岩とは断層関係にある。

溜水層は頁岩を主とし、幾つもの断層で切られ、褶曲している。分布西半部で見ると、よく成層した細粒砂岩(約10m)の上下に頁岩があり、全体の層厚は数10mで、向斜を形成している。上位頁岩と蛇紋岩の間には小褶曲を繰り返す頁岩砂岩薄互層が断層で挟み込まれている(第22図)。砂岩及び上位頁岩は石灰質団塊を含み、次のような化石(寺岡, 1970; Tanaka, 1989)を産する。*Nanonavis* (*Nanonavis*) *yokoyamai* (Yabe & Nagao), *Cucullaea fujii* Hayami, *Glycymeris* sp., *Pterotrigonia hokkaidoana* (Yehara), *Parallelodon nipponica* (Nagao), *Arca* sp., *Ostrea* sp., *Neithea* (*Neithea*) *matsumotoi* Hayami, *N. (N.) syriaca amanoi* (Hayami), *Pecten* (*Camptonectes*) aff. *miyakoensis* Nagao, *Astarte* (s.s) *subsenecta* Yabe & Nagao, *Xenocardita amanoi* (Hayami), *Cheloniceras* sp., ベレムナイト, ウニ, シダ植物など。分布東半部では砂岩を挟む頁岩と頁岩砂岩薄互層が全体として北に傾斜



第22図 蛇紋岩(右側3分の1)と断層関係で接する破碎された溜水層の頁岩砂岩薄互層(野津町落谷東方 0.5km)

して露出するが、そこでも両者は断層関係にある。互層の下部は頁岩がち、上部は砂岩がちである。露出するかぎり、溜水層全体の層厚は100m内外と推定される。

### . 3 田野層群

田野層群は藤井(1954)の田野層に相当する上部白亜系で、小坂・野津両区にまたがって分布し、下部白亜系とは三重町地域で不整合、犬飼地域では断層関係にある。本層群は椎原・山頭・野津市の3層からなり、全体の層厚は5,000m内外と推定される(第23図)。田野層群の砂岩組成は第28, 29図, 第6表に示してある。

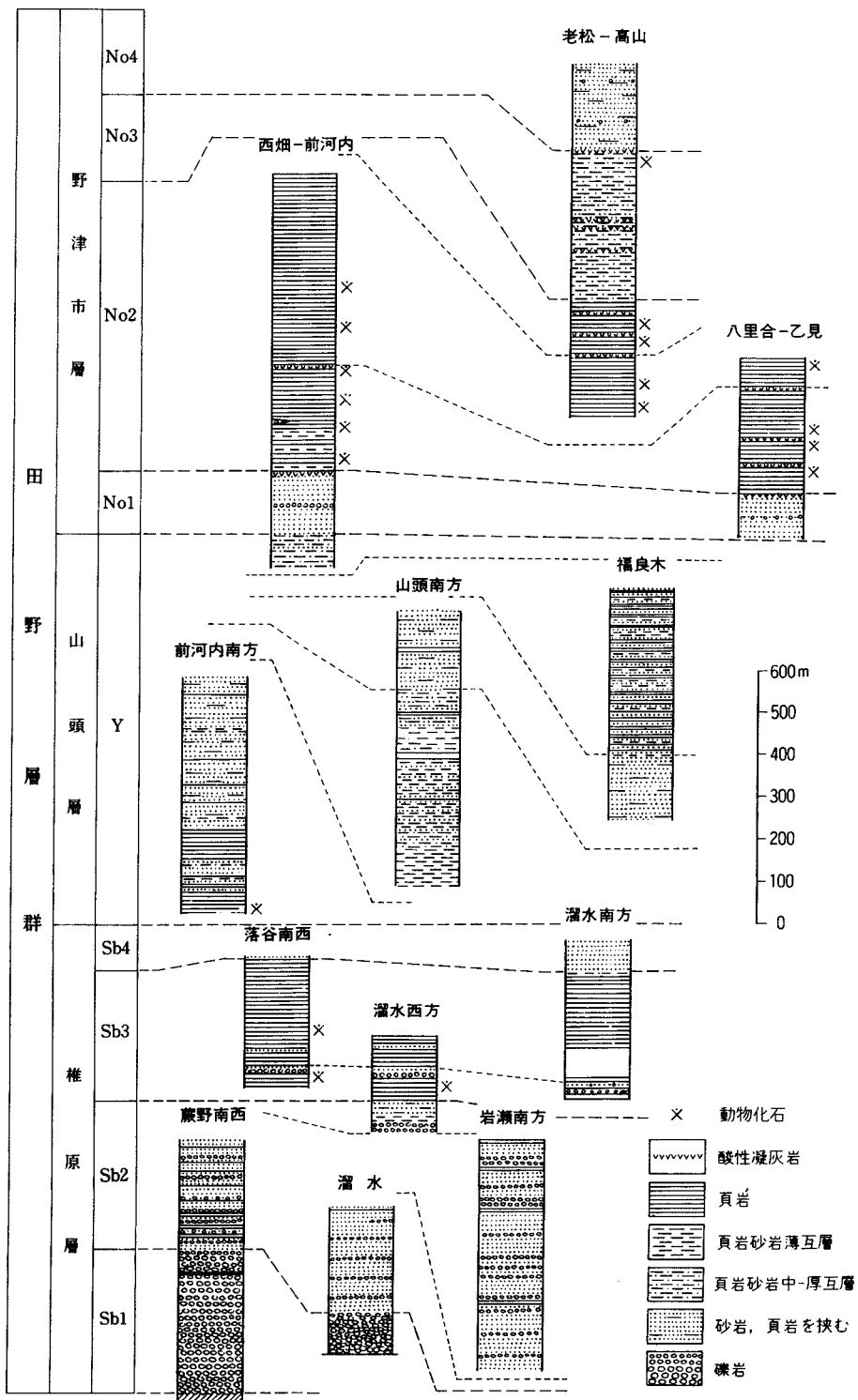
#### . 3.1 椎原層(Sb1-4)

本層は寺岡(1970)の椎原層Sb1部層, 落谷層及び溜水層の大部分を含む累層であって、小坂区に分布し、4部層に細分される。各部層は整合関係にある。

Sb1部層 田野層群の基底礫岩層に当たり、主として三重町地域に分布する。層厚は350mである。犬飼地域においては蕨野南西や溜水にその一部が露出する。本部層は下部白亜系を不整合に覆う厚さ約2mの礫質粗粒砂岩をもって始まり、主部は塊状の礫岩からなる。ただし、場所によってはまれに頁岩を挟む。礫岩はよく円磨された中・巨礫(最大径80cm)が淡緑ときに赤色の砂質基質で膠結されたもので、淘汰は概してよくない(第24図)。礫は花崗岩・半花崗岩・花崗斑岩・文象斑岩・花崗閃緑岩・閃緑岩・石英斑岩・流紋岩・安山岩・緑色岩・砂岩・粘板岩・チャート・変質角閃岩・片状ホルンフェルスなどからなる。量的には火成岩礫が圧倒的に多く、砂岩以外の堆積岩礫はごく少ない。巨礫の大部分は花崗岩類からなり、火山岩の中には熱変質を受けたものがみられる。三重町地域では頁岩のはさみからイノセラムスの*Birostrina nipponicus* Nagao & Matsumoto が得られている(藤井, 1954; 松本ほか, 1962)。

Sb2部層 中・細粒砂岩と礫岩を主とし、頁岩を伴う。層厚は850m以上あり、全体としては砂岩が卓越する。頁岩は通例数m以下の厚さをもって挟在し、蕨野南西の本部層最下部では礫岩・砂岩と交互層をなす。9試料のモード分析によれば、砂岩は基質15%以上で長石質ワッケに属し、平均すると石英26.9(標準偏差3.4)%、カリ長石15.4(5.4)%、斜長石33.7(6.7)%、岩片24.0(7.8)%である。また、概してカリ長石が多く、カリ長石/長石比が高い。岩片は大部分が酸性火山岩類からなり、堆積岩類はごく少ない。このような岩片構成は田野層群の他の諸層の砂岩においても認められる。Sb2部層中にはときおり雲母片に富む砂岩があり、その量が10%を超えることもある。礫岩は一般に2-20mの厚さを持って挟在する中・大礫岩であり、部層最上部のもの以外は巨礫を含まない。礫の円磨度・組成はSb1部層の場合とほぼ同じである。

Sb3部層 下限近くの層準に巨礫を含む大礫岩や砂岩からなる厚さ15-20mの粗粒岩層(第25図)が挟在しているが、それ以外はほとんど頁岩からなる。層厚は350mである。頁岩はよく成層し、まれに海生の二枚貝化石を産する。砂岩は基質20%以上の長石質砂岩で、Sb2部層のものに比べや石英が多く、カリ長石/長石比が小さい。本部層は断層で寸断され、連続した全体の層序が認められるところはないが、上・下位層との整合関係は溜水付近でみられる。



第 23 図 田野層群の柱状図





第24図 椎原層 Sb1 部層の礫岩(野津町東谷, 三重町地域)



第25図 椎原層 Sb3 部層中の礫岩と頁岩の境界部(野津町溜水西方1km)

Sb4 部層 中 - 粗粒の塊状砂岩からなり、Sb3 部層の頁岩とは頁岩砂岩薄互層を介して漸移する。断層のため上限不明で、70m 以上の層厚があり、溜水と落谷西方に露出する。本部層の砂岩はカリ長石 / 長石比の大きい長石質ワッケである。

### 3.2 山頭層(Y)

本層は寺岡(1970)が命名・定義した砂岩がちの累層であり、小坂・野津両区に分布する。椎原層とは断層関係、野津市層とは整合関係にある。これは断層によって著しく地塊化しており、しかも露出が悪く、適当な鍵層を挟有していないので、その全体の層序はよくわからない。そこで、以下ではまず幾つかの代表的な露出域における層序を述べる(層厚は第 23 図参照)。

野津川西方の野津区では、落谷断層に接して頁岩を主とする地層があり、その上位にしばしば頁岩・頁岩砂岩薄互層を挟む砂岩層が引き続く。頁岩からごくまれに海生二枚貝を産する。山頭南方の野津区では、下位から頁岩砂岩薄互層(第 26 図)、さまざまな厚さを持って砂岩と頁岩が互層する地層、砂岩を主とし頁岩を伴う地層という層序を示す。落谷断層と椎原層との間の山頭層は頁岩がちで、その東方延長は岩瀬に露出する。山頭南方の砂岩層に相当するものは福良木付近の小坂区にも分布し、その上位には砂岩・頁岩及び頁岩砂岩薄互層の交互層が重なる。なお、株ノ木断層沿いに向斜構造をなして幅狭く露出する地層は主として砂岩がち砂岩頁岩中互層からなる。これの層序的位置は不明であるが、ここでは山頭層の一部としておく。山頭層最上部は前河内から西畑にかけて露出し、頁岩砂岩中 - 厚互層からなる。

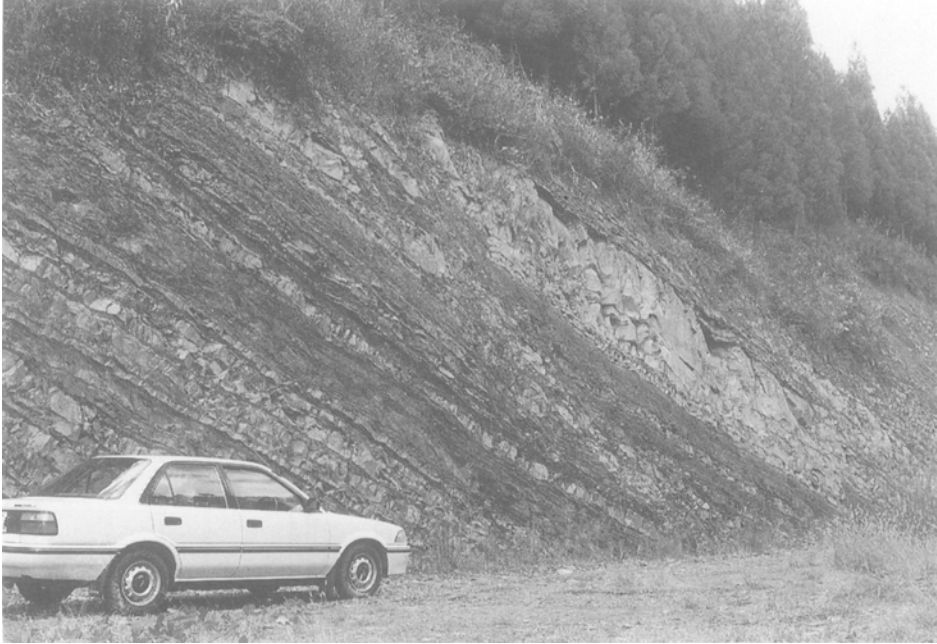
上述のような断片的な層序を総合すると、山頭層全体の層厚は 1,700m 以上に達するものと推定される。本層の砂岩は細 - 中粒で、大部分が長石質ワッケに属する。砂岩 10 試料の平均組成は、石英 27.1(標準偏差 4.2)%、カリ長石 10.3(3.3)%、斜長石 29.8(2.1)%、岩片 32.8(7.0)%である。椎原層の砂岩に比べ、概して長石に乏しく岩片に富み、カリ長石 / 長石比が小さい。

### 3.3 野津市層(No1-4)

本層は寺岡(1970)が命名・定義したもので、白杵 - 八代構造線に沿い、野津区の北西部に最大 2.1km の幅を持って分布する。これは岩相の側方変化が少なく、かつ良好な鍵層となる酸性凝灰岩を何層も挟んでいるので、断片的に露出する地層の対比が可能であり、No1-4 の 4 部層に区別される。凝灰岩はいずれも層厚 10m 以下で、白 - 灰白色を呈し、細かく成層している。

No1 部層 中粒砂岩を主とし、中程の層準に礫岩・粗粒砂岩が挟在する。層厚は 150m である。最上部に凝灰岩がある。山頭層との整合関係は前河内から西畑にかけての地域で認められる。礫岩は流紋岩・花崗岩・粘板岩・砂岩などのよく円磨された小 - 中礫を含み、その層厚は西に向かって厚くなる。砂岩は長石に乏しく、岩片に富む。

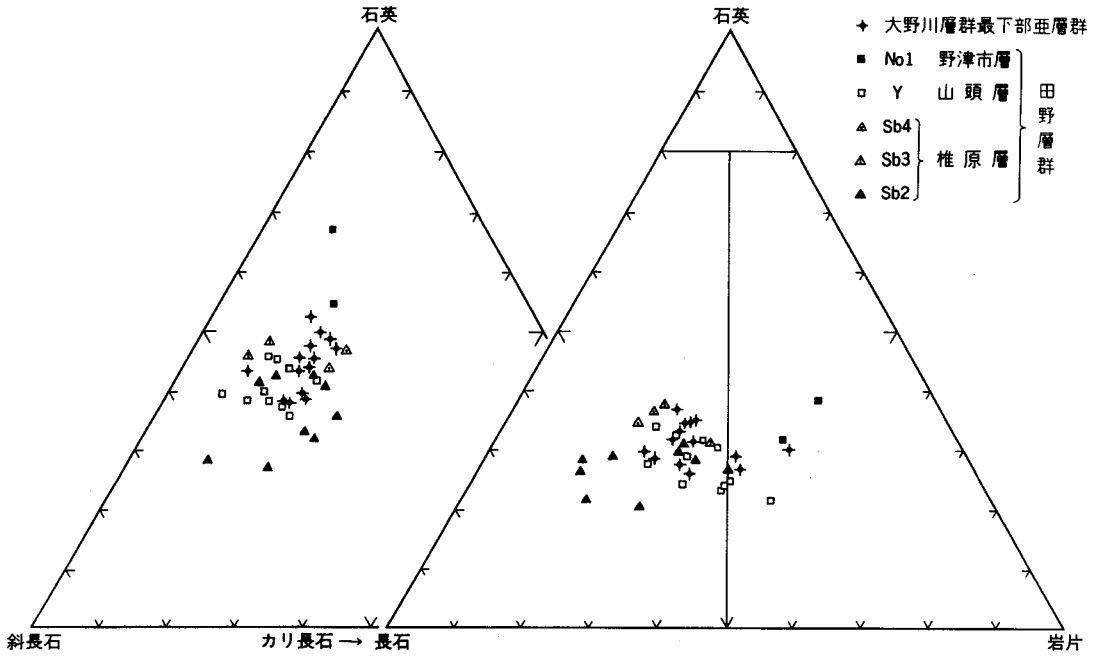
No2 部層 大部分が頁岩からなる部層で、900m 以上の層厚を持ち、凝灰岩を少なくとも 6 層挟む。基底部の頁岩砂岩薄互層を除くと、砂岩は厚さ数 10cm 以下のはさみとしてときおり見られるにすぎない。下位部層との整合関係は前河内や吉田で認められる。頁岩はよく成層し(第 27 図)、いろいろな層準から次のような化石を産する(藤井, 1954; Matsumoto and Noda, 1968; 寺岡, 1970)。Mesopuzosia cf. yubarensis (Jimbo), Subprionocyclus neptuni (Geinitz), Scalarites sp., Dentalium otatumei Nagao,



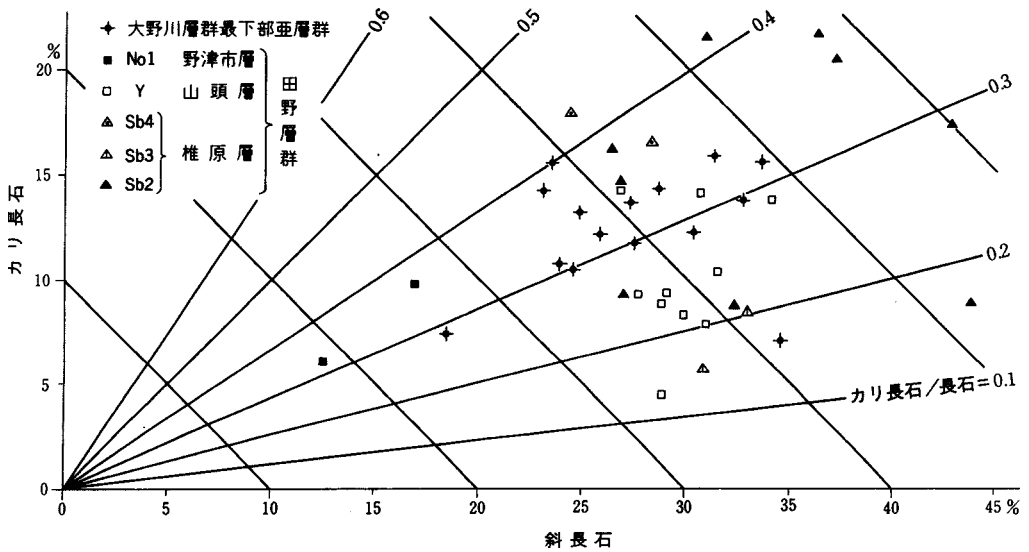
第26図 厚層理砂岩を挟む山頭層の頁岩砂岩薄互層(野津町山頭南方1.5km)



第27図 野津市層 No2 部層の頁岩(野津町前河内)



第28図 田野層群及び大野川層群最下部亜層群砂岩の石英-長石-岩片図と石英-カリ長石-斜長石図  
 田野・大野川両層群砂岩のモード分析はカリ長石を染色した薄片を用い、ポイントカウンティングによって行った。ポイント数は1薄片当たり約1,000点である。なお、各鉱物・岩片の量としては、全フレームワークグレイン(基質以外)に対するそれぞれの百分率を示してある。



第29図 田野層群及び大野川層群最下部亜層群砂岩におけるカリ長石と斜長石の量的関係

*Acila* sp., *Nanonavis* (*Nanonavis*) *sachalinensis* (Schmidt), *Inoceramus* (*Inoceramus*) *hobetsensis* Nagao & Matsumoto, *Mytiloides teraokai* (Matsumoto & Noda), *Propeamussium cowperi yubarensis* (Yabe & Nagao), *Lucina* (*Myrtea*) cf. *ezoensis* Nagao, *Yoldia* cf. *hobetsuensis* Nagao & Otatume, *Hemister* sp. など。上記化石のうちアンモナイト・イノセラムスは、本部層基底から約250m 上位にある凝灰岩付近の層準から産する。

No3 部層 頁岩と細 - 中粒砂岩の中互層、ときに厚互層からなり、凝灰岩を4層挟む。層厚は350mである。互層は部分的に砂岩がちのこともあるが、全体としては頁岩優勢である。頁岩からまれに保存不良のイノセラムス・その他の二枚貝・ウニ・植物の化石を産する。

No4 部層 老松北方でNo3部層の互層上に凝灰岩を介して重なる砂岩層で、200m以上の層厚を持ち、白杵川火成岩類と断層関係で接する。砂岩は細 - 中粒で、少量の頁岩や小礫岩を挟む。

### 3.4 化石と時代

田野層群はいろいろな層準から海生化石を産出し、本層群のほとんど大部分は海成層とみなされる。椎原層と野津市層はそれぞれ粗粒 細粒 粗粒という堆積物の垂直的粒度変化を示す。山頭層の場合、全体としては砂岩が優勢であるが、頁岩の卓越する層準も幾つかある。

イノセラムス化石についてみると、セノマニアン中頃を示す *Birostrina nipponicus* が椎原層 Sb1 部層上部から得られており、チューロニアンを指示する *Inoceramus* (*Inoceramus*) *hobetsensis* と *Mytiloides teraokai* が野津市層 No2 部層下部から相伴って産出する。No2 部層産アンモナイトのうち、*Subprionocyclus neptuni* はチューロニアン後期の世界的特徴種とされており、田野層群や大野川層群では、*I. (I.) hobetsensis* と共産する。山頭層からはまだ時代決定に有効な化石が見いだされていない。産出化石からして、田野層群はセノマニアンからチューロニアンにわたる上部白亜系である。本層群は白杵 - 八代構造線の北側に分布する大野川層群のうちの最下部亜層群(- 下部亜層群の一部?) に対比されるが、後者に比べ全般的に堆積物が細かく、層厚が小さい。なお、大野川層群においては、*I. (I.) hobetsensis* 帯の上位にチューロニアン後期の *I. (I.) teshioensis* 帯が引き続く。田野層群の場合、*I. (I.) teshioensis* 帯は確認されていないが、No2 部層上部から No4 部層にかけての層厚がかなりあるので、同帯に相当する地層が存在する可能性大である。

## 4 地質構造

秩父帯白亜系分布域は、地質構造上、白杵 - 八代構造線・落谷断層間の野津区と落谷断層南東側の小坂区に区別される(第5図)。小坂区の東縁は株ノ木断層またはそれに平行する断層によって画されている。白亜系の構造は第47、50図に図示してある。

落谷・株ノ木両断層をはじめ、北東 - 南西方向の断層はいずれも北西に急傾斜しており、これらに沿った蛇紋岩・ジュラ系・花崗岩類などの古期岩類がレンズ状に挟み込まれている。本地域の小坂区に分布する下部白亜系の岩瀬層及び溜水層、上部白亜系田野層群の椎原・山頭両層は、断層のため地塊化が著しく、各層とも上下限不明である。地層は北ないし北西に傾く場合が多いが、地塊によって走向・傾斜が

急変することもあり、ときに向斜構造が認められる。なお、本地域東縁から臼杵地域にかけての秩父帯白亜系は小褶曲を繰り返す、多数の小断層によって寸断されている。

野津区には山頭・野津市両層が分布する。本区は3つの主要な走向断層によって4帯に分けられるが、野津の町を通る褶曲帯と臼杵-八代線沿いの向斜部を除くと、地層はいずれも北に傾斜している。上記褶曲帯は野津市層のNo2部層分布域にあって、その中には細かく褶曲したNo2部層のほか、南傾斜を示すNo3部層も露出する。したがって、走向断層の影響を除外して大局的にみれば、本区の田野層群は2向斜・1背斜をなしているといえよう。野津・小坂両区を通じ、北西-南東方向の胴切断層も多く、これらによる地層の転移はかなり顕著である。

## X. 上部白亜系大野川層群

(寺岡易司)

上部白亜系大野川層群は、南縁を臼杵-八代構造線、北縁を竹田・塚野・佐志生の諸断層で画される大野川地溝帯に、阿蘇山南方から臼杵湾岸にかけて分布する。本層群は阿蘇火砕流堆積物を主とする新生界に広く覆われているが、犬飼地域以東では比較的良好に露出している。

### X. 1 研究史

山上(1896)、野田・納富(1917)により大野川流域に中生界が広く分布することが明らかになった。江原(1921)、Yehara(1924)はこの中生界を大野川盆地の和泉砂岩層と称し、それが北西側の古生層及び佐賀関半島の結晶片岩を不整合に覆うとした。そして、本層を土師頁岩・片瀬砂岩・犬飼頁岩とに区分し、三角貝・イノセラムスなどの産出化石からして、前者を北海道のトリゴニア砂岩、後2者を同じく *Pachydiscus* 層にそれぞれ対比した。また、中央構造線の西方延長に当たる大規模な断層が大野川に沿ってNNE-SSW方向に走るとした。この断層は松本(1936)の大野川構造線に相当する。Yabe(1927)は、稲井豊の研究(東北大学論, 1926)に基づき、大野川盆地の白亜系を霊山・天面山・鳥岳山の3層群に大別し、時代的には領石統から浦河統に及ぶものとした。

松本(1936)は大野川盆地の白亜系層を大野川層群と命名し、竹田地域以東に分布する本層群の地質学的研究を行った。この研究は画期的なもので、以後若干の修正(Matsumoto, 1954; 松本ほか, 1962)は加えられたが、それによって大野川層群の大綱が明らかになった。松本によると、本層群は北西側の古生層と不整合関係、三波川変成岩とは断層関係にあって、北東に沈下する向斜構造をなし、下部大野川層群(3層からなりギリヤーク統、主にその上部階)と上部大野川層群(4層からなり浦河統)とに大別される。

化石帯として *Inoceramus hobetsensis*, *I. uwajimensis* 及び *I. naumanni* の3帯が認定されている。松本は各層ごとに詳細な岩相記載を行って堆積環境を論じ、本層群が変動期の特異な堆積物であることを示した。ただし、層相の側方変化についてはあまり言及されていない。地質構造の点では上記の大野川構造線の意義を強調し、同線に関連し西南日本内外帯の境界問題や白亜紀堆積盆の分化などを論述している。

その後の大野川層群に関する主な研究としては野田(1969)と寺岡(1970)がある。野田の研究は化石層序を中心としたものであり、これによって松本(1936)の3化石帯のほか *I. teshioensis* 帯と *I. amakusensis* 帯の存在が明らかになった。また、新たにいくつかのアンモナイトが見いだされ、本層群中におけるチューロニアンとコニアシアンとの境界が確定した。

寺岡(1970)は大野川層群が大野川盆地だけでなく、西は阿蘇山南方まで追跡され、臼杵-八代構造線北側の地溝帯(大野川地溝帯と命名)に広く分布するものとした。そして、本層群の詳しい層序・構造を明らかにし、これが粗粒堆積物に富み、層相変化の激しい極めて厚い一連の地層群であることを示すとともに、古流系解析も行って、この特異な地層群がどのような機構で形成されたかを論じた。本報告における大野川層群についての記述は主として寺岡(1970)に基づくものである。

以上のほか、部分的ながら大野川層群の層序・構造については小野(1963)、神戸・寺岡(1968)、小野ほか(1977)、産出化石に関しては Nagao and Matsumoto(1939-1940)、Nakano(1957, 1960)、田村・沢村(1964)、Matsumoto and Noda(1966, 1968)の研究がある。小島(1973)、Isozaki and Itaya(1989)は本層群中の礫とその供給源について報告している。また、松本(1973)、寺岡(1977a)は中九州の基盤構造と白亜紀堆積盆に関連して大野川層群に論及している。

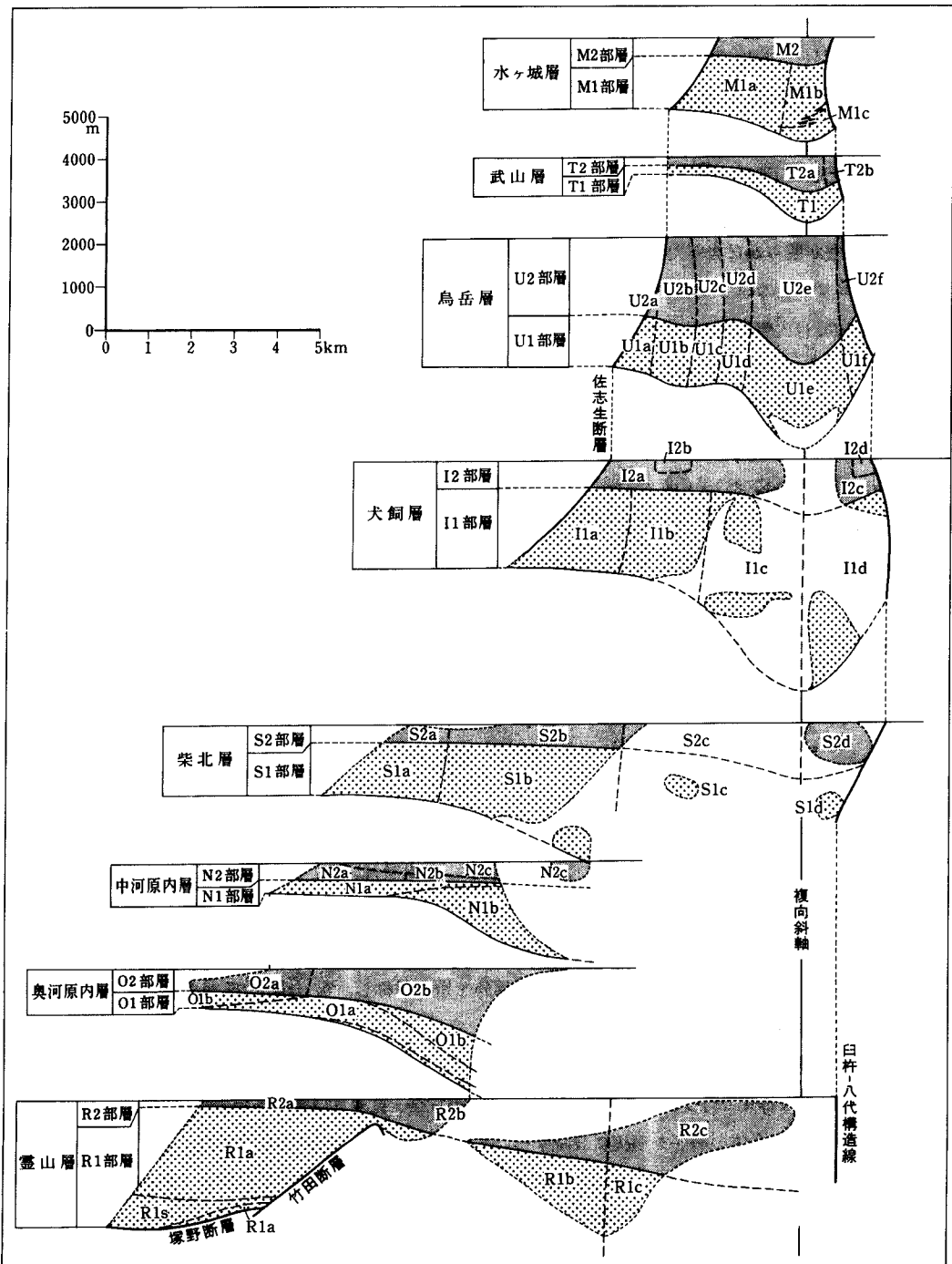
## 2 層 序

大野川層群は堆積輪廻に基づき、最下部亜層群、下部亜層群、中部亜層群及び上部亜層群とに大きく分けられ、これらはそれぞれ2ないし3つの累層(層)に、各累層は更に2つの部層に細分される。地層の名称及び最下部亜層群上部の霊山層以外の地層の定義は寺岡(1970)による。部層の層相(岩相・層厚・化石の産出状況・堆積構造など)は場所によって異なる。そこで多くの場合、部層は同時異相の関係にあるいくつかの部分に区分される。このような個々の部分を相と呼称し、<sup>リョウゼン</sup>霊山層 R2 部層の場合を例にあげると、R2a・R2b・R2c...というような記号で示す。

要するに、大野川層群の地層区分は堆積輪廻に基づく“縦の区分”と層相の地域差による“横の区分”の2方式を組み合わせるで行うわけである。層相図(第30図)を一見すれば明らかのように、いくら多くの柱状図を羅列しても全体の層序を適確に表現することは困難なので、第31図に本地域でみられる地層の層序断面を累層ごとに示す。なお、この断面図は複向斜軸に直交する断面に層相図を“投影”したものであって、地表で認められる層厚変化や相配列がすべて断面方向のものとして示されている。

### 2.1 最下部亜層群

最下部亜層群は蘇陽層と霊山層からなる。蘇陽層は大野川地溝帯の西部に分布する最下部亜層群下半



第31図 大野川層群の相区分と層厚



部の地層を一括したもので、その大部分は新生界に被覆され、ごく一部が高森地域の河内・鶴底・見岳山付近などに露出している(寺岡, 1970)。霊山層との境界は不明である。層序的には見岳山付近の地層(田村・沢村, 1964の見岳山層)が最下位であって、これは肥後深成岩・変成岩と不整合関係にあるものと推定される。

#### 霊山層(R1, R2)

霊山層は犬飼地域から南西隣の竹田地域にかけて分布し、その北西側に露出する朝地変成岩類や白亜紀花崗岩類と断層関係にある。本層はR1・R2の2部層からなり、いずれも岩相の側方変化が著しい。

R1部層 礫岩・砂岩を主とするもので、R1s・R1a・R1b・R1cの4相に区分される。これらのうち、本地域で見られるのはR1sとR1aであり、他の2相は竹田地域に分布する。断層のため下限不明であるが、分布北端部に当たる霊山付近でも3,000m近い層厚をもつ。本部層中には数層の凝灰岩が挟在する(第32図)。

R1s 霊山西斜面から大峠にかけ塚野断層沿いに分布する赤色岩相であり、寺岡(1970)の宇曾層に相当する。層序的にはR1部層の下部にあって、楔状の形を呈し、北に向かって幅広くなる。本相は赤色の礫岩と砂岩の厚互層で特徴づけられ、各単層の厚さは1-10mが普通である。礫岩の下底にはしばしば明瞭な浸食面が認められ、その中には砂岩の同時浸食礫がよくみられる。砂岩は細・粗粒で、シルト質のものも少なくない。礫岩は淘汰が悪く、大礫以下の大きさの歪角・歪円礫を含み、基質だけでなく、礫の表面も汚染されて赤色を呈する。礫としては安山岩・流紋岩・砂岩が多く、粘板岩・チャート・花崗岩類・蛇紋岩などもみられる。



第32図 酸性凝灰岩(中央の白色部)を挟む霊山層 R1sの赤色砂岩礫岩互層(野津原町羽原東方1km)地層が逆転しており、右側が上位

R1a 霊山・障子岳・御座ヶ岳・雲ヶ背岳などの山岳地を構成する礫岩相がこれであり、中土師付近で見られる最上部の礫岩砂岩互層部を除くと、ほとんど礫岩からなる。礫岩は塊状であるが、礫の粗密・粒度差・平行配列などのため、しばしば層状構造を示し(第33図)、多くの場合本相下部では赤色、上部では淡緑色を呈する。礫は一般によく水磨されているが淘汰は悪く、細礫から巨礫まで大小さまざまなものが混在している。巨礫の多くは花崗岩類からなり、その最大径は2mにも達する。礫種としては、花崗岩・半花崗岩・花崗斑岩・花崗閃緑岩・斑れい岩・安山岩・流紋岩・砂岩・粘板岩・チャート・石灰岩・石英・片麻岩・片状ホルンフェルス・結晶片岩・角閃岩・蛇紋岩などが認められる。本相ではR1sで支配的だった火山岩や砂岩の礫が相対的に減少し、花崗岩類礫が増大する。

竹田地域に分布するR1bは砂岩・礫岩、R1cは砂岩を主とする。これら両相にはかなり厚い頁岩層が挟在し、それから後述するようなアンモナイト・イノセラムスをはじめ多数の海生動物化石を産出する(野田, 1969; 寺岡, 1970)。

R2部層 部分的ながら頁岩のよく発達する部層であり、北からR2a・R2b・R2cの3相に区分される。層厚は分布北端で160m、百木で180m、弓立で200mとR2a内では南に向かって漸増するが、R2bに入ると急速に厚くなり、十時付近では800m内外に達し、竹田地域のR2cでは1,500mを超える。

R2a 安藤以北に分布する頁岩相であって、下位のR1a礫岩から本相の頁岩への岩相変化は急激であり、両者間には厚さ2m内外の砂岩が介在するにすぎない。本相は、その下部に挟在する2層の礫岩・砂岩層(5-10m)を除くと、ほとんど頁岩からなる。頁岩は灰黒色で、一般に10-30cmの厚さをもってよく成層し(第34図)、ときに石灰質団塊を含む。R2bの頁岩もこれと同じようなものであり、いずれもイノセラム



第33図 霊山層 R1a の礫岩(御座岳)



第 34 図 霊山層 R2a の頁岩(大分市檜原)

ス・その他の海性動物化石を多産する。

R2b R2a に挟在する粗粒岩層は極めて連続性のよいもので、それが本相に入ると急速に厚さを増し、頁岩が上下2層に分かれる。犬飼地域でみるかぎり、下部頁岩層は南ほど厚くなるのに対し、上部頁岩層は逆に薄くなり、岩杉西方からは頁岩砂岩互層になる。中部の粗粒岩層は礫岩・砂岩を主とし、頁岩の薄層を頻繁に挟む。R2a・R2b 両相を通じ、砂岩は大部分が中・粗粒であり、礫岩はよく円磨された小・中礫を含む。礫種は R1a のものと変わらない。本相では南にいくにつれ礫岩が減少して砂岩が増え、竹田地域に入ると砂岩が主体をなし、細・小礫岩が少量みられるにすぎない。なお、R2c は砂岩相で、頁岩のはさみが多い。

R2 部層産化石としては次のようなものがあり、それらのほとんどが R2a・R2b 両相の頁岩から得られている。*Inoceramus (Inoceramus) teshioensis* Nagao & Matsumoto, *Nanonavis (Nanonavis) cf. sachalinensis* (Schmidt), *Cucullaea cf. ezoensis* Yabe & Nagao, *Propeamussium cowperi yubarensis* Yabe & Nagao, *Lucina cf. fallax* Stoliczka, L. (*Myrtea*) *cf. arcotina* Stoliczka, “*Callista*” *pseudoplana* Yabe & Nagao, *Subprionocyclus bravaisianus* (D’Orbigny), *S. cf. normalis* (Anderson), *Mesopuzosia cf. yubarensis* (Jimbo), *Hyphantoceras* sp., *Otoscaphtes cf. puerclus* (Jimbo), *Scalaites cf. scalaris* (Yabe), *Hemiaster* sp. など。これらのうち、産出個体数はイノセラムスが圧倒的に多い。

## 2.2 下部亜層群

下部亜層群は下位から奥河原内層、中河原内層及び柴北層の3層からなり、それぞれ上方細粒化の岩

相変化を示す。これら3層を比べてみると、概して上位のものほど堆積物が細かく、かつその側方変化が少ない。

#### 奥河原内層(O1, O2)

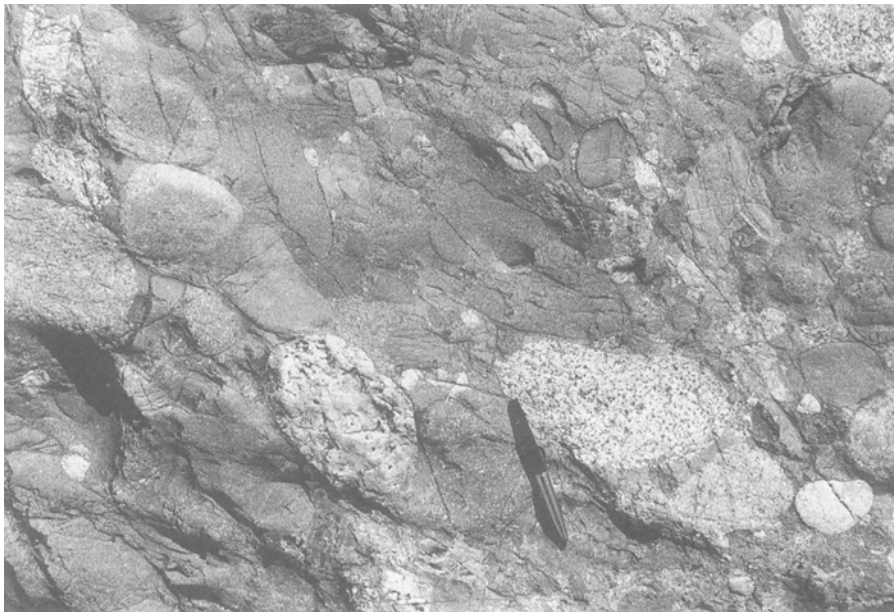
本層は霊山層を整合に覆って柴北川流域以北に広く露出し、その一部は竹田地域でもみられる。層厚は分布の北端部で約1,000mあり、南に向かって増大する。奥河原内層はO1・O2の2部層からなる。

O1部層 礫岩に富む部層であり、O1a・O1b・O1cの3相に区分される。なお、O1cは竹田地域に分布する砂岩相である。部層全体の層厚は高取・柴北川間で400mから1,200mまで変化する。

O1a 礫岩相であり、まれに砂岩や頁岩を挟む。河原内川沿いで最も厚く、南北両方向に向かって層厚を減ずる。礫岩はよく円磨された小・大礫、まれに巨礫を含む。一般に北部では礫岩が塊状で礫の密度が高く、中・大礫を主とする。これに対し南部では礫の方向配列や密度差のため層状を呈する 경우가多く、礫の大部分が小・中礫であり(第35図)、しばしば頁岩の同時浸食礫を含む。本相をはじめ奥河原内層中の礫は花崗岩類を主とする深成岩・流紋岩・安山岩・砂岩・粘板岩・チャート・石英・片麻岩・片状ホルンフェルス・結晶片岩・角閃岩・蛇紋岩などからなる。量的には花崗岩類と火山岩の礫が圧倒的に多い。

O1b 礫岩と中・粗粒砂岩からなる粗粒相で、櫻原付近を境として、その北側ではO1aの上位に、南側では上・下位にあり、O1aから遠ざかるにつれ砂岩の比率が増大する。礫岩は小・中礫、まれに大礫を含み、しばしば層状を呈する。柴北川や茜川の流域では薄い頁岩のはさみがあり、杉園西方ではそれから二枚貝化石を産する。

O2部層 砂岩の卓越する部層であるが部分的には頁岩や砂岩も発達し、O2aとO2bに相区分される。層



第35図 奥河原内層O1aの礫岩(大分市石塚)

厚は平原付近で600m, 河原内川沿いで800mあり, それ以南では更に厚くなるが, 断層による地層の繰り返しがあるので確定できない。

O2a 礫岩・砂岩・頁岩の交互層で特徴づけられ, O2部層の北端部がこれに入る。全体としては砂岩優勢であり, 頁岩は北に行くにつれ増加する傾向がある。

O2b O2aの南に発達する砂岩相であり, 少量の細・中礫岩や頁岩を挟む。砂岩は0.5-2mの厚さをもって成層し, 大部分は中・粗粒である。礫岩は本相の北縁部や基底部に挟在する。頁岩は砂岩中の薄いはさみとして頻繁に介在するほか, 最上位の層準に30mを超える最大層厚をもって挟在する。この頁岩層は南ほど厚く, 三ノ岳西斜面で尖滅するが, それから *Inoceramus (Inoceramus) sp.*, *Avellana sp.*, *Nuculana sp.*, *Glycymeris sp.*, *Nanonavis (Nanonavis) sachalinensis* (Schmidt), *Baculites sp.*, *Gaudryceras sp.*, ウニ, シダ植物などの化石を産する。

#### 中河原内層(N1, N2)

本層は主として岩上断層の北側に分布し, 同断層以南では田口付近に小範囲露出する。これはN1・N2の2部層からなり, いずれも南に向かって厚くなる。全体の層厚は分布北端部で約700m, 岩上断層近くでは1,600m内外ある。

N1部層 礫岩の卓越する部層であり, N1aとN1bとに相区分される。河原内川北側では層厚300-400mと変化が少ないが, その南になると急速に厚くなり, 三ノ岳付近では1,100mに達する。

N1a 河原内川以北ではN1部層全体が, その南側では本部層最上部がこれに入る。本相は塊状の礫岩からなり, ごく少量の砂岩・頁岩を伴う。礫岩はよく円磨された中・大礫, とくに巨礫(最大径60cm)を含む。礫種は奥河原内層の場合とほぼ同じであるが量的には深成岩礫よりも流紋岩を主とする火山岩礫がうまわる。なお, 巨礫をなすのは花崗岩類と火山岩である。

N1b 礫岩と中・粗粒砂岩で特徴づけられる粗粒相で, しばしば薄い頁岩層を挟んでおり, 河原内川以南に分布する。一般に礫岩と砂岩はそれぞれ1m-数mの厚さをもって互層し, 層準や場所によっては砂岩がちのこともあるが概して礫岩優勢である。礫岩にはN1aのものと同様に円礫が密集して含まれるものと, その密度が低いもの(第36図)がある。後者は本相に特徴的な礫岩であり, 中には礫質砂岩と称すべきものもある。いずれの礫岩も塊状で砂質基質をもち, 礫の大きさ・円磨度・岩種などの点ではN1a礫岩と変わらない。

N2部層 砂岩・頁岩を主とし, 場所によっては礫岩を伴う部層であり, N2a・N2b・N2cの3相に区分される。露出するかぎりでは層厚350-500mで比較的变化が少ない。

N2a 中野断層以北のN2部層下部がこれに入り, 北に向かって幅広くなる。本相は砂岩・頁岩・小・中礫岩からなり, これらは小輪廻層を形成する。この点ではO2aと似ているが, それよりも礫岩の発達が悪い。岩相の側方変化がかなりあり, 一般の傾向として, 北から南に行くにつれ頁岩と礫岩が減少し, 砂岩が増える。

N2b 中野断層以南のN2部層下部を占める砂岩相である。砂岩は中・粗粒で厚層理を示し, ときおり頁岩薄層を挟んでいる。北端部では少量ながら礫岩がみられる。

N2c 頁岩砂岩互層で特徴づけられ, N2部層の上部を占める。ただし, この場合の上部と下部の境界



第36図 基質の多い中河原内層N1bの礫岩(犬飼町三ノ岳東方1km)

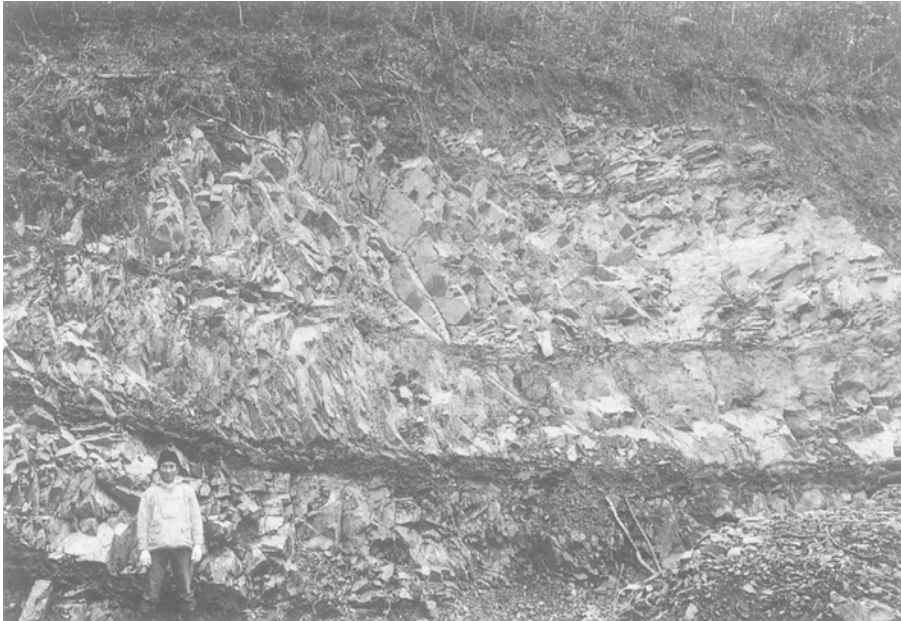
は時代面と斜交する。本相は河原内川沿いで最も幅広く、北に向かって尖滅する。この川の北側では頁岩に富む頁岩砂岩中-厚互層からなる。頁岩は中野付近で最もよく発達し、そこでは *Inoceramus (Inoceramus) teshioensis* Nagao & Matsumoto, *I. aff. pedalionoides* Nagao & Matsumoto, *Reesidites cf. minimus* (Hayasaka & Fukada), ウニなどを産する。中野・岩上両断層間の本相は、頁岩・砂岩等量ないしはや頁岩がち中-厚互層からなり、ときおり厚さ2-4mの小-大礫岩を挟む。N2cは田口北東の山地にも露出するが、そこでは断層のため下限不明であり、少なくとも350m以上の層厚をもつ。この部分は頁岩がち薄互層を主とし、細礫岩を2-3層挟んでいる。また、上限近くに酸性凝灰岩が挟在している。

#### 柴北層(S1, S2)

下部亜層群の上部をなす柴北層は、主として柴北川流域以北に露出し、その南方延長は犬飼地域南西部から三重町地域北西部にかけ断続的にあらわれる。本層はS1・S2の2部層からなり、数層の酸性凝灰岩を挟んでいる。全体の連続的層序がみられるのは中野断層の北側だけであり、分布北端部での層厚は約1,600mである。この値は柴北層の層厚としては最小のものであり、S1・S2両部層とも南に向かって厚くなる。

S1部層 砂岩の卓越する部層であり、層厚は中野断層北側の堂久保付近で1,300m、岩上・伊与床両断層間では下限不明ながら1,800mある。本部層は下記のような4相に区別されるが、それらのうちS1aは中野断層以北に、S1bは同断層から茜川流域にかけて、S1cは代三五山南西の犬飼・三重町両地域境界部に、S1dは三重町地域の宇田枝付近に露出する。

S1a 砂岩を主とし、頁岩及びまれに細-小礫岩を伴う。砂岩は一般に0.3-1mの厚さをもって成層し、



第 37 図 頁岩薄層を挟む柴北層 S1b の厚層理砂岩(犬飼町下/原南東 0.8km)

大部分が細 - 中粒である。頁岩は厚さ 10-20cm のはさみとして頻繁に挟在し、層準によっては砂岩と中互層をなす。礫質泥岩も 1 層ある。

S1b 主として砂岩からなり、しばしば礫岩を挟む。頁岩のはさみは S1a の場合よりも少ない。砂岩は 50cm 内外から 2.5m、ときに 4m 近い厚さをもって成層し、その多くは中 - 粗粒である(第 37 図)。柴北川の河岸でよく分かるように、厚層理砂岩と中層理砂岩が交互しており、後者においては頁岩のはさみが若干厚くなる。また、このルートでは 2, 3 層の礫質泥岩(2m 前後)がみられる。礫岩としては砂岩単層の基底部にしばしばみられる細礫岩のほか、円磨度の高い小 - 大礫、ときに巨礫を含むもの(1-5m)が数層準に挟在する。礫組成は中河原内層の場合とほぼ同じである。

S1c 代三五山南西に露出する本相は、層序的には S1 部層の上部に当たる。これは礫岩(3m 以下)を頻繁に挟む中 - 粗粒砂岩からなり、部分的には砂岩がち砂岩頁岩互層を伴う。礫岩は砂質ときに砂泥質の基質をもち、小 - 大礫を含む。礫の大部分をなす火成岩・片麻岩・チャート・石英などはよく円磨されているが、粘板岩・結晶片岩の礫は概して角ばっている。礫岩・砂岩中には頁岩や砂岩の同時浸食礫が多い。

三重町地域でみられる S1d は砂岩相で、その中の頁岩はさみから *Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis* Yehara, *Anagaudryceras cf. limatum* (Yabe), *Phylloceras* sp., *Baculites* spp. などが得られている。

S2 部層 下部亜層群の中で最も堆積物が細くなる部層であって、大部分が頁岩と細 - 中粒砂岩からなり、S2a・S2b・S2c・S2d の 4 相に区分される。層厚は堂久保東方で 350m、阿原で 550m、柴北川沿いで 650

m, あり, それが最大になる三重町地域内の奥岳川向斜軸部では1,200m内外に達する。S2部層には酸性凝灰岩が何層もあり, 本部層の上限をなすもの(第38図)は良好な鍵層として広域にわたり追跡される。

S2a 中野断層以北に分布し, 頁岩がちないしは頁岩・砂岩等量の中 - 厚互層からなり, まれに礫岩を挟む。

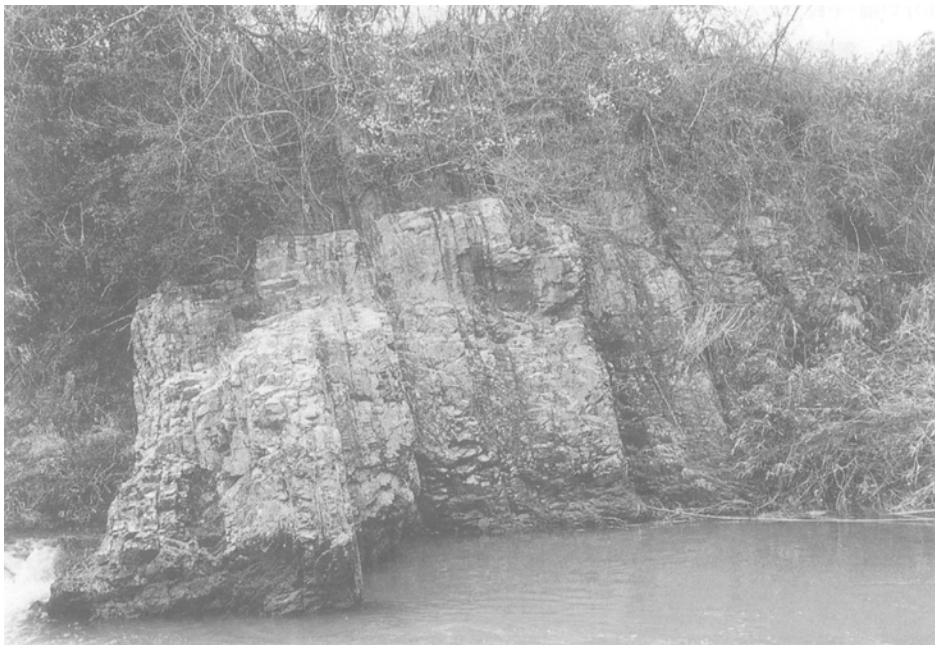
S2b 河原内川河口から柴北川南方の葛川付近にかけてのS2部層がこれに入る。本相は砂岩がちの砂岩頁岩中互層で特徴づけられる。一般に砂岩は20-70cm, 頁岩は10-30cmの厚さをもって互層し, 明瞭な級化層理を示す(第39図)。細粒砂岩や頁岩にはしばしば植物片・炭質物が含まれる。

S2c 石田山付近にごく小範囲露出し, 頁岩がち頁岩砂岩中互層からなる。この互層は頁岩と砂岩の量比を除くと, すぐ北側にあるS2bのものに似ている。

S2部層においては頁岩がかなりよく発達するが, 大型化石の産出頻度は低く, これまで得られているのは *Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis* Nagao & Matsumoto, *Didymotis akamatsui* (Yehara), *Acila (Truncacila) sp.* などの二枚貝, *Dentalium (Antalis) cowperi ezoense* (Nagao), *Polyptychoceras sp.*, ウニである。なお, 三重町地域に分布するS2dは頁岩・頁岩がち頁岩砂岩中 - 厚互層からなり, 頁岩から放散虫化石を多産する。

### 2.3 中部亜層群

大野川層群は全体として複向斜構造をなしており, 最下部・下部両亜層群の主要露出地は複向斜北翼部にある。これに対し, 中部亜層群及び上部亜層群の場合は翼部だけでなく軸部にも比較的良好に露出し



第38図 柴北層 S2部層の上限をなす酸性凝灰岩(犬飼町柴北の柴北川河岸)





第 39 図 柴北層 S2b の砂岩頁岩中互層(犬飼町葛川)

ている。したがって、中部亜層群以上の地層では、これまで述べた 2 亜層群のものとはかなり異なる層相やその変化がみられる。中部亜層群は下位から犬飼・烏岳・武山の 3 層に区分され、大局的にみると、上位のものほど堆積物が細かく、その側方変化が少ない。

#### 犬飼層 (I1, I2)

本層は犬飼地域から三重町地域にかけ、大野川沿いに広く分布している。層厚は複向斜軸部に向かって増大し、2,500m から 5,500m 近くまで変化する。犬飼層は露出が断片的で、しかも著しい岩相の側方変化を示すが、I1 部層と I2 部層に 2 分することができる。酸性凝灰岩が少なくとも I1 部層に 5 層、I2 部層に 3 層ある。

I1 部層 砂岩に富み、場所によっては礫岩もかなり多い部層であり、北から I1a・I1b・I1c・I1d の 4 相に区分される。これらのうち、前 2 者は犬飼地域、後 2 者は犬飼・三重町両地域にまたがって分布し、各相の境界は地層の時代面と斜交してほぼ NE-SW 方向に延びている。層厚は I1a で 2,000m 内外、I1c に入ると急速に厚くなりはじめ、最厚部では 4,000m を超えると推定される。

I1a 上戸次から下津尾付近にかけて分布し、砂岩・礫岩及び少量の頁岩からなる。下部では砂岩を主とし礫岩は少ないが、上部になると礫岩が増え、しばしば砂岩と厚互層をなす。しかし、全体としては砂岩が卓越し、礫岩の発達には北ほどよい。なお、本相をはじめ I1 部層の各相ではときおり礫質泥岩(外来礫を含む)がみられる。頁岩は砂岩中に薄いはさみとして入るほか、下津尾付近では砂岩と中・厚互層をなすこともある。砂岩の大部分は中・粗粒で、数 10cm から 2m の厚さをもって成層し(第 40 図)、厚い砂岩



第40図 犬飼層 I1a の厚層理砂岩(大分市上戸次)

単層の基底部にはしばしば細礫岩がみられる。小-大礫を含む礫岩は厚さ1-4mの層をなして挟在する。礫は花崗岩・花崗閃緑岩・半花崗岩・花崗斑岩・閃緑岩・斑れい岩・安山岩・流紋岩・石英・チャート・粘板岩・砂岩・石灰岩・結晶片岩・片状ホルンフェルス・片麻岩などからなり、量的には火成岩礫が圧倒的に多い。礫の大部分はよく円磨されているが、粘板岩・石灰岩・結晶片岩の礫は概して角ばっている。なお、このような礫構成は I1b・I1c 両相においても認められる。

I1b I1a の南側に接して犬飼付近に分布し、下部と上部で岩相を異にする。すなわち、大野川支流の柴北川や茜川の河岸でよくわかるように、下部は礫岩または礫岩砂岩厚互層で始まり砂岩を経て頁岩砂岩互層で終わる厚さ10-40mの輪廻層で特徴づけられる。ただし、本相の基底部では礫岩を欠き、それを除く下位3分の1の部分では比較的頁岩砂岩互層の発達が悪い。この互層はさまざまであり、各輪廻層内では下位から上位に行くにつれ単層が薄く、頁岩の比率が高まる傾向がある。礫岩は小-大礫、ときに巨礫を含み、概して淘汰が悪い。巨礫は粘板岩、一部石灰岩からなり、長径が1mに及ぶものもある。I1b 上部は中-厚層理砂岩を主とし、頁岩または頁岩砂岩薄互層を頻繁に挟んでいる。礫岩はごくまれであり、細-小礫を含む。本相の砂岩は細-粗粒である。一般に I1 部層では化石の産出頻度が低いが、I1b・I1c 両相の頁岩から下記のものが得られている。*Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis* Yehara, *I. (I.) yeharai* Nagao & Matsumoto, *Apiotrigonia undulosa* Nakano, *Nuculana cf. formosa* Nagao, *Avellana aff. sculptilis* Stoliczka, *Glycymeris cf. hokkaidoana multicosata* Nagao, *Propeamssium cowperi yubarensis* Yabe & Nagao, *Anagaudryceras iimatum* (Yabe), *Scaphites* sp., *Polyptychoceras* sp., ウニなど。

I1c 犬飼地域では本相の上部が戸上<sup>とのえ</sup>断層以南の白鹿山付近と大辻山北斜面から大野川にかけての2地区に露出し、次のような層序を示す。すなわち、下位から1)頁岩砂岩互層(600m)、2)砂岩礫岩互層及び3)砂岩を主とし頁岩とごく少量の礫岩を伴う(700m)。1)の最下部と最上部は砂岩がち中-厚互層、主部は頁岩がち薄互層からなり、頁岩中にはしばしば石灰質団塊やイノセラムス・アンモナイト・ウニなどの化石が含まれる。2)では砂岩優勢で、かなり頁岩のはさみもある。礫岩は小-大礫ときに巨礫を含み、概して淘汰不良である。3)の砂岩は中-厚層理を示すのが普通で、頁岩を頻りに挟んでおり、層準によっては頁岩と薄-中互層をなす。頁岩との互層部を除くと、I1c 上部の砂岩の多くは中-粗粒である。なお、本相下部は三重町地域に露出し、砂岩に富んでいるが、層準によっては頁岩がち互層も挟む。

I1d 複向斜軸の南側に分布する。犬飼地域ではその最上部が菅生東方から東光寺にかけてみられる。これは砂岩がち砂岩頁岩互層を主とし、I2 部層との境界直下に礫岩を挟む中-粗粒砂岩層がある。本相下部は三重町地域に露出し、頁岩と砂岩がほぼ等量の中-厚互層からなる。

I2 部層 層厚は分布北端部で約650m、複向斜軸部に向かって次第に厚くなり、最大1,200m内外に達する。I2 部層では岩相の側方変化様式が複雑で、部層上部では烏岳層のそれと関連性がある。このことを考慮すると、本部層はI2a-I2dの4相に区分される。

I2a 砂岩頁岩互層を主とするもので、複向斜北翼のI2 部層の大部分がこれに入る。本相の最下部と最上部は頁岩がち頁岩砂岩薄互層、主部は砂岩と頁岩砂岩薄互層または頁岩がさまざまな厚さをもって交互する砂岩がち互層からなる。ただし、分布北端部では最下部がほとんど頁岩からなる。砂岩は本相北半部では多くの場合細-中粒であるが、南半部では粗粒の砂岩もよく発達し(第41図)、深野から柴山にか



第41図 犬飼層 I2a の中層理砂岩(三重町宮野西方の大野川河岸)

けての大野川河床ではときおり礫岩や礫質泥岩(第58図)がみられる。本相からは化石を多産し、*Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis* Yehara, *I. (I.) yeharai* Nagao & Matsumoto, *I. (I.) mihoensis* Matsumoto, *Didymotis akamatsui* (Yehara), *Scaphites yokoyamai* Jimbo, *Scaphites* sp., *Otoscapites* cf. *puerclius* (Jimbo), *Polyptychoceras* sp., ウニなどが得られている。なお、*I. (I.) uwajimensis* は他の3相からも産する。

I2b 中 - 粗粒砂岩を主とし、礫岩・頁岩を伴うもので、寒田付近のI2部層上部がこれに入る。礫岩は、後述するU1bのものと同様、円磨度の著しく異なる礫を含んでいる。砂岩や礫岩中には大小さまざまな角ばった頁岩の同時浸食礫が多く、それからイノセラムスを産する。

I2c 菅生東方の大辻山向斜南翼に分布し、通例細 - 中粒砂岩が0.5-1.5m、頁岩が0.2-0.5mの厚さをもって交互する中 - 厚互層からなり、まれに礫質泥岩を挟む。最下部では頁岩がち、その他の部分では砂岩がちである。

I2d 臼杵 - 八代構造線のすぐ北側にあつて、I2部層上部を占め、秋山から笹枝にかけて分布する。主部は頁岩、縁辺部は頁岩がち頁岩砂岩互層からなり、イノセラムスを多産する。

#### 烏岳層(U1, U2)

本層は垂直的にも水平的にも急激な岩相変化を示すが、下部では砂岩が卓越し、上部では部分的ながら頁岩が発達しており、U1・U2の2部層に分けられる。両部層の境界をはじめ数層準に酸性凝灰岩があり、それらの多くは有効な鍵層となる。烏岳層全体の層厚は3,000mから5,000mまで変化し、複向斜軸部で最大となる。

U1部層 層厚は分布北端部で1,200m、最厚部で2,000mあり、臼杵 - 八代構造線に近づくと急速に薄くなる。最上位の層準に連続性のよい酸性凝灰岩層があり、これによってU2部層との境界が追跡できる。U1部層は次のような6相に区分される。なお、U1aが最も北に位置し、その南側に他の諸相が順次配列する。

U1a 馬ノ付付近に分布する砂岩相である。砂岩の大部分はよく成層した中粒のものであり、しばしば頁岩砂岩薄互層を挟む。ただし、U1bとの境界近くでは塊状で、互層のはさみがなくなり、少量の細 - 小礫岩を伴う。

U1b 月形から志津留南西にかけ650m内外の幅をもって帯状分布する砂岩・礫岩相である。砂岩と礫岩はそれぞれ1-5m、ときに10mをこえる厚さをもって互層し、これらの量比は場所によって異なるが全体としては砂岩がちである。砂岩は塊状で、中粒のものが多い。一般に下位の礫岩との境界は漸移的であり、一方、上位の礫岩とは画然と分けられ、両者間にはしばしば明瞭な浸食面がみられる。礫岩は円磨度を異にするさまざまな礫が砂質基質で膠結されたものである(第42図)。円礫としては流紋岩・安山岩・花崗岩類を主とする深成岩・片麻岩・片状ホルンフェルス・石英・チャートなどが入り、角ばった礫は粘板岩・砂岩・結晶片岩・角閃岩などからなる。礫の大きさは中礫以下が普通で、ときに大 - 巨礫が散点的に含まれる。なお、本相及びU1cの礫岩・砂岩には頁岩や砂岩の同時浸食礫が多い。

U1c U1bとU1dの間に介する砂岩相で、少量の礫岩・頁岩を挟む。

U1d 戸上から鍋田・千塚にかけて分布し、U1部層の中で堆積物が最も細くなる部分である。露出



第 42 図 烏岳層 U1b の礫岩 (大分市越木原)  
中央やや右寄りに 10 円硬貨

はごく限られているが、大野川や野津川の河岸でよく分かるように、下部では砂岩と頁岩砂岩薄 - 中互層が 1m- 数 m の厚さをもって交互しており、上部では砂岩が主体をなすが頁岩と互層をなす場合も多い。また、上部には小 - 中礫岩 (1-2m) がときおり挟在する。砂岩は細 - 粗粒である。鍋田の野津川河岸に露出する頁岩から *Inoceramus (Magadiceramus) sp.* を産する。

U1e 大峠山周辺の複向斜軸部に発達する粗粒相で、レンズ状をなして 2 層準に挟在する砂岩頁岩互層を除くと、大部分が礫岩を頻繁に挟む中 - 粗粒砂岩からなる。互層は砂岩が 0.5-3m、頁岩ないし頁岩砂岩薄互層が 0.3-2m の厚さをもって交互するものであり、頁岩から *Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis* Yehara を産する。砂岩・礫岩部では単層が厚く、1-4m が普通である。礫岩は細 - 中礫、ときに大礫を含み、その中には頁岩・砂岩の同時浸食礫も少なくない。礫種は U1b の場合とほとんど同じであるが、全般的に円磨度が高い。

U1f 白杵 - 八代構造線に近づくると U1 部層は急速に薄くなり、その堆積物が細粒化する。本相は同線沿いに 500m 内外の幅をもって帯状に分布する砂岩相である。これには頁岩ないし頁岩砂岩互層のはさみが多く、礫岩はごくまれである。

U2 部層 岩相の側方変化に富み、北から U2a-U2f の 6 相に区分される。各相の境界は、U1 部層の場合同様に、複向斜軸にほぼ平行して延び、時代面とは大きく斜交する。層厚は U2d 以北で 1,800-2,000m、U2e に入ると急速に増大し最大 3,000m に達する。

U2a U2 部層諸相の中では最も北に位置し、頁岩からなる。この頁岩相は佐志生断層を介して三波川変成岩類と接し、その分布は松原付近のごく狭い範囲に限られる。

U2b 砂岩・礫岩からなり、U1bの北東側に800m内外の幅をもって帯状分布する。これはU1bと同じ性格の粗粒相であるが、相異点もあるのでそれについて述べる。本相ではU1bの場合よりも概して礫岩の比率が低く、かつその大部分は細・小礫岩で占められ、ごく少量ながら石灰岩礫もみられる。また、礫岩だけでなく砂岩中にも角ばった砂岩や頁岩の同時浸食礫が非常に多い。末広川流域ではこのような砂岩が主体をなし、イノセラムス・その他の二枚貝を産する厚い頁岩層を挟んでいる。なお、U1b≠U2b 両相内では凝灰岩が地層としては保存されていないが、同時浸食礫としてみられる。

U2c U2bとU2cとの間の漸移相に当たるもので、砂岩と頁岩がさまざまな厚さをもって交互する互層からなり、分布幅は約600mである。U2b近くでは砂岩が圧倒的に多く、それから遠ざかるにつれ頁岩が増えていく。

U2d 中畑から角石・正願を経て北東に延びる幅約700mの地帯に分布する頁岩相である。部層全体の層厚は本相に入ると若干減少する。この頁岩相の北側3分の1では薄い砂岩層がかなり頻繁に挟在するが、その他の部分はほとんど頁岩ばかりからなる。頁岩は10-30cmの厚さをもってよく成層し(第43図)、大型化石や放散虫を多産する。U2部層産化石とされているものは大部分が本相、一部U2eから得られており、それらは次のようである。*Inoceramus (Inoceramus) mihoensis* Matsumoto, *I. (Magadiceramus) sp.*, *I. (Cordiceramus) cf. kawashitai* Noda, *I. (Platyceramus) yubarensis* Nagao & Matsumoto, *I. (P.) sp.*, *Sphenoceramus naumanni* (Yokoyama), *Acila (Truncacila) hokkaidoana* (Nagao), *Nuculana sp.*, *Portlandia sp.*, *Neopuzosia sp.*, *Anagaudryceras limatum* (Yabe), *Gaudryceras cf. denseplicatum* (Jimbo), *Polyptychoceras sp.*, *Bostrychoceras indicum* (Stoliczka), *Hemiaster sp.* など。

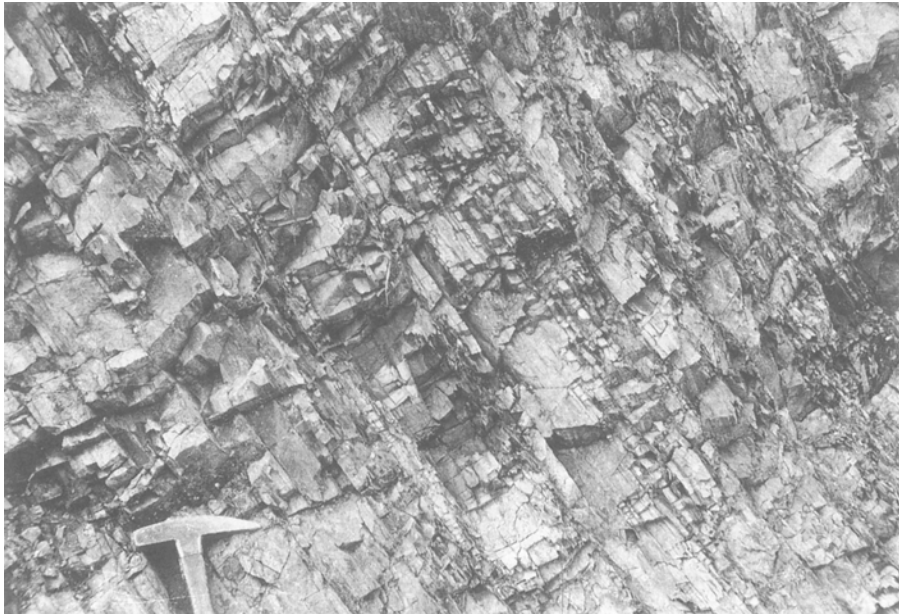


第43図 鳥岳層U2dの頁岩(大分市角石)

なお、産出頻度が高いのはイノセラムス、特に *I. (Cordiceramus)* であって、ウニがこれに次ぐ。

U2e 烏岳向斜の軸部に2-2.5kmの幅をもって分布する。U2部層の層厚は本相に入ると急速に増大し、向斜軸を過ぎ臼杵-八代構造線に近づくと逆に薄くなる。本相は頁岩に富む細粒堆積物と砂岩を主とする粗粒堆積物からなっており、上記のような層厚の増減は主に後者の消長に起因する。最上部の頁岩層を除くと、細粒堆積物のほとんど大部分は頁岩がち頁岩砂岩薄互層(第44図)からなる。粗粒堆積物は数層準にわたって発達する。これは中-粗粒の厚層理砂岩を主とし、しばしば細-小礫岩を伴う。層厚・拡がりの点で顕著なものは、烏獄付近で見られる3層であり、最大層厚は350mにも達する。一般に本相は化石に乏しいが、最上部の頁岩層は例外であり、それからイノセラムスを多産する。

U2f 臼杵-八代構造線のすぐ北側に、200-400mの幅をもって生ノ原変成岩類を縁取るように分布する。本相は千枚岩の角ばった礫を主とする極めて淘汰不良の単源礫岩で特徴づけられる。礫の大きさはさまざまで、径が1mを超える巨礫も多く、確認されたかぎり最大のもは長径が15m以上に達する。その他の外来礫としては石英-マグネサイト岩角礫、チャート・流紋岩・花崗斑岩などの小円礫がごくまれにみられる。本相北縁部では、U2eの場合と同じ頁岩砂岩薄互層や砂岩が礫岩と互層しているが(第45図)、それらは南にいくにつれ急速に礫岩に置き換えられ、しばしば同時浸食礫として入っており、臼杵-八代構造線近くではほとんど礫岩になる。露出不良の場合はこの礫岩を構造線に伴う断層角礫または生ノ原変成岩類そのものと誤認しやすい。岩質や産状からして、U2fの礫質堆積物のほとんどは生ノ原変成岩類やこれを貫く蛇紋岩随伴岩からもたらされたものとみなされる。



第44図 烏岳層 U2e の頁岩砂岩薄互層(野津町波津久)



第 45 図 烏岳層 U2f の頁岩砂岩薄互層と礫岩(野津町都原)

#### 武山層(T1, T2)

中部垂層群の上部を構成し、末広から中臼杵・武山にかけて分布しており、岩相の側方変化が比較的少ない。層厚は450-1,500mで、武山向斜軸部に向かって厚くなる。本層はT1・T2の両部層からなり、これらのそれぞれ最上部に酸性凝灰岩がある。

T1 部層 砂岩を主とし、頁岩・頁岩砂岩薄互層を伴う。層厚は末広川沿いで250m、最厚部では700mに達する。砂岩は通例数10cmから2mの厚さをももって成層し、多くの場合部層下部では中・粗粒、上部では細・中粒である。向斜軸部で堆積物が最も粗くなり、そこでは概して頁岩のはさみが少なく、ときに細・小礫岩がみられる。本部層からまれながら *Sphenoceras naumanni* (Yokoyama)、その他の二枚貝、ウニを産する。

T2 部層 末広川沿いで200m、最厚部では約800mの層厚をもち、T2aとT2bに相区分される。

T2a 頁岩を主とし、砂岩を伴うもので、T2 部層の大部分を占める。砂岩は細・中粒で、薄いはさみとして入るほか、部層下部に最大50mの厚さをもつ砂岩層として挟在する。この砂岩層は王座から向斜軸部に向け、鍵層として追跡される。頁岩は層理のよく発達したシルト質のもので(第46図)、化石に富み、次のようなイノセラムスやアンモナイトを産する。*Inoceramus* (*Platyceramus*) cf. *amakusensis* Nagao & Matsumoto, *Sphenoceras naumanni* (Yokoyama), *S. lobatus* Goldfuss, *S. yokoyamai* (Nagao & Matsumoto), *Neopuzosia* sp., *Otoscaphtes* sp., *Polyptychoceras* sp. なお、*S. lobatus* はサントニア下部を指示する重要な示準化石で、上記砂岩層の下位から得られている(野田雅之、私信)。

T2b T2 部層のうち、本相に属するのは臼杵 - 八代構造線に接する幅約350mの部分だけである。これは





第46図 イノセラムスを多産する T2a の頁岩 (白杵市小切畑)

頁岩がち頁岩砂岩薄互層を主とし、しばしば中 - 粗粒砂岩を挟む。

#### 2.4 上部垂層群

上部垂層群は水ヶ城層と海辺層からなり、その大部分は東隣の白杵地域に分布する。犬飼地域では水ヶ城層のごく一部がみられるにすぎない。

##### 水ヶ城層(M1)

本層は犬飼・白杵両地域にまたがって分布し、M1とM2の2部層からなる。全体の層厚は1,600-2,500mで、水ヶ城向斜軸部で最も厚い。

M1部層 末広川沿いで1,200m、最厚部で1,800mの層厚をもつ。岩相の側方変化も著しく、北からM1a・M1b・M1cの3相に区分される。これらのうち、犬飼地域に露出するのはM1aとM1cのそれぞれ一部であって、層序的にはM1部層の最下部に当たる。

M1a 中程の層準に、南に向かって層厚を減ずるかなり厚い頁岩層があり、これを境として、下半部は砂岩を主とし、頁岩・細 - 小礫岩を伴う。一方、上半部でも砂岩優勢であるが、小 - 大礫、ときに巨礫を含む礫岩も多く、厚さ数m以下の礫質泥岩や頁岩を頻繁に挟む。礫質泥岩は、礫岩の場合と同じような礫を含み、しばしば頁岩に移化する。本相中の礫としては、花崗岩類を主とする深成岩・流紋岩・安山岩・チャート・粘板岩・砂岩・石灰岩・石英・片麻岩・片状ホルンフェルス・結晶片岩・角閃岩などが認められ、量的には火成岩礫が圧倒的に多い。これらのうち、粘板岩・石灰岩・結晶片岩は一般に角ばり、その他のものは円礫として入る。本相の北部では大部分の砂岩が細 - 中粒であるのに対し、南部では中 -

粗粒であり、礫質砂岩も少なくない。M1aからは *Sphenoceras yokoyamai* (Nagao & Matsumoto), *Nanonavis (Nanonavis) sachalinensis* (Schmidt), *Propeamssium cowperi* Yabe & Nagao, *Scaphites* sp., *Gaudryceras denseplicatum* (Jimbo), *Hemiaster* sp. などの化石が得られている。

M1b 頁岩砂岩互層からなり、礫質泥岩や礫岩を挟む。M1aとの境界近くでは砂岩がち中 - 厚互層、主部では頁岩がち頁岩砂岩薄互層が卓越し、全体として南ほど堆積物が細くなる。礫質泥岩はM1a中のものの南方延長であるが、それには角ばった結晶片岩の巨礫(最大径3m)を含むことがある。本相からもイノセラムスその他の貝化石を産する。

M1c 白杵 - 八代構造線のすぐ内側に発達する礫岩に富む粗粒相であって、M1bと指交する。構造線近くではほとんど礫岩からなるが、それから遠ざかるにつれ急速に砂岩に置き換えられていく。礫岩は粘板岩礫に富む小 - 中礫岩で、礫としては粘板岩のほか千枚岩・砂岩・チャート・塩基性火山岩・流紋岩・安山岩及び少量ながら石灰岩・花崗岩・角閃岩などが含まれる。火山岩・チャート礫を除くと、礫の円磨度は概して低い。

M2 部層は白杵地域に分布するが、これは砂岩の卓越する地層で、最上部に頁岩砂岩薄 - 中互層があり、それから二枚貝を産する。

### . 3 化石と時代

大野川層群は多数の層準からアンモナイト・二枚貝・巻貝・ウニなどの大型動物化石を産し、ときに広葉樹やシダなどの植物化石も産出する(Yehara, 1924; 松本, 1936; Matsumoto, 1954; Nakano, 1957, 1960; 田村・沢村, 1964; Matsumoto and Noda, 1966, 1968; 神戸・寺岡, 1968; 野田, 1969; 寺岡, 1970; 小野ほか, 1977)。これらによると、霊山層 R2 部層以上の地層群は明らかに海成層である。竹田地域から阿蘇山南方の見岳山付近にかけ断続的に露出する霊山層及び蘇陽層も海生動物化石を含む。犬飼地域の霊山層 R1 部層からは化石未発見であり、岩相から推定すると、R1a のかなりの部分や R1s は非海成の可能性がある。大型動物化石のうち、最も産出個体の多いのはイノセラムスであり、ウニがこれに次ぐ。特に前者は種類も多く、霊山層以上のすべての累層から見いだされ、時代決定に有効である。見岳山付近の蘇陽層最下部を除くと、化石はほとんどが頁岩に含まれ、産出頻度は各部層内でも粗粒相より細粒相の方が高い。犬飼層 I2 部層のような例外もあるが、頁岩が多くてもそれが砂岩と頻りに互層している場合は概して化石が少ない。

第5表に時代決定に有効な大型動物化石とその層序的分布を示してある。イノセラムスについてみると、大野川層群においてはチューロニアンの *Inoceramus (Inoceramus) hobetsensis* 帯及び *I. (I.) teshioensis* 帯、コニアシアン *I. (I.) uwajimensis* 帯及び *I. (I.) mihoensis* 帯、サントニアンの *I. (Platyceramus) amakusensis* 帯の5化石帯が識別される。これらのうち、最下位の *I. (I.) hobetsensis* 帯は竹田地域において認められるもので、R1 部層上部で代表される。本帯からは *Romaniceras* sp., *Subprionocyclus neptuni*, *Mesopuzosia pacifica*, *Otoscapites puerclus* などのアンモナイトを産する。R2 部層からは *I. (I.) teshioensis* を多産し、*Subprionocyclus bravaisianus*, *S. cf. normalis* などのアンモナイトを伴う。一方、奥河原内層は化石に乏しいが、O2 部層最上部から *I. (I.) teshioensis* らしいかなり

第5表 大野川層群産の主要大型化石

× : cf. + : aff.

時 代 イノセラムス化石帯*	セノマニアン	チューロニアン						コニアシアン						サントニアン						
		I.(I.)h.		I.(I.)t.				I.(I.)u.		I.(I.)m.				I.(P.)a.						
	層 序 区 分	最下部亜層群			下部亜層群				中部亜層群				上部亜層群							
		蘇陽層	靈山層	奥河原内層	中河原内層	柴北層	犬飼層	烏岳層	武山層	水ヶ城層	海辺層									
種 名	So	R1	R2	O1	O2	N1	N2	S1	S2	I1	I2	U1	U2	T1	T2	M1	M2	A1	A2	
<i>Inoceramus (Inoceramus) hobetsensis</i>		○																		
<i>I. (I.) teshioensis</i>			○	?		×														
<i>I. (I.) uwajimensis</i>								○	○	○	○	○								
<i>I. (I.) yeharai</i>										○	○									
<i>I. (I.) mihoensis</i>												○								
<i>I. pedalionoides</i>						+														
<i>I. (Magadiceramus) sp.</i>												○	○							
<i>I. (Cordiceramus) kawashitai</i>													×							
<i>Sphenoceramus naumanni</i>													○	○	○					
<i>S. lobatus</i>															○					
<i>S. yokoyamai</i>															○	○				○
<i>Inoceramus (Platyceramus) yubarensis</i>													○							
<i>I. (P.) amakusensis</i>															×			○	○	
<i>I. (P.) sp.</i>													○							
<i>Didymotis akamatsui</i>								○		○										
<i>Yubariceras yubarensis</i>			×																	
<i>Romaniceras sp.</i>			○																	
<i>Subprionocyclus neptuni</i>			○																	
<i>S. bravaisianus</i>				○																
<i>S. normalis</i>				×																
<i>Reesidites minimus</i>							×													
<i>Mesopuzosia pacifica</i>			○																	
<i>M. indopacifica</i>			○																	
<i>M. yubarensis</i>				×																
<i>Neopuzosia sp.</i>												○		○						
<i>Anagaudryceras limatum</i>								×		○			○							
<i>Gaudryceras denseplicatum</i>													×			×				
<i>Phylloceras sp.</i>								○												
<i>Otoscaphtes puerchus</i>			○	×																
<i>Scaphites yokoyamai</i>											○									
<i>Scalarites scalaris</i>			○	×																
<i>Polyptychoceras pseudogaultinum</i>																				×
<i>Bostrychoceras indicum</i>													○							
<i>Baculites spp.</i>					○			○												

\* I.(I.) h. : *Inoceramus (Inoceramus) hobetsensis* 帯, I.(I.) t. : *I.(I.) teshioensis* 帯, I.(I.) u. : *I.(I.) uwajimensis* 帯, I.(I.) m. : *I.(I.) mihoensis* 帯, I.(P.) a. : *I. (Platyceramus) amakusensis* 帯

変形したイノセラムスが得られており、中河原内層 N2 部層は *I. (I.) cf. teshioensis*, *I. aff. pedalionoides*, *Reesidites cf. mininus* を産する。したがって、R2 部層から中河原内層までは *I. (I.) teshioensis* 帯に入り、チューロニアン上部に対比されることは確かである。

コニアシアンの上部 *I. (I.) uwajimensis* 帯を特徴づける *I. (I.) uwajimensis* は犬飼層から多産し、柴北層では S2 部層のほか S1 部層上部からも得られている。I2 部層では本種が *I. (I.) yeharai* や *I. (I.) mihoensis* と共存する。*I. (I.) uwajimensis* の産出上限は烏岳層の U1 部層下部であって、U2 部層からは *I. (I.) mihoensis*, *I. (Magadiceramus) sp.*, *I. (Cordiceramus) cf. kawashitai*, *Sphenoceramus naumanni*, *I. (Platyceramus) yubarensis*, *I. (P.) sp.* などを産する。これらイノセラムスのうち、*I. (M.) sp.* としたものは産出個体数が多く、まれに U1 部層上部からも産する。これはかなり変形しているため種名を示していないが、コニアシアン上部の特徴種である *I. (M.) subquadratus* Heine に似ている。また *I. (P.) sp.* とした化石は *I. (P.) amakusensis* に近く、その祖先型ともいえるべきものである。前述のようなイノセラムスの層序的分布からして、*I. (I.) uwajimensis* 帯は S1 部層から始まり、それと *I. (I.) mihoensis* 帯の境界は U1 部層内にあり、柴北・犬飼・烏岳の 3 層はコニアシアンに対比される。両帯から産するアンモナイトは第 5 表に示してある。

火山層 T2 部層と水ヶ城・海辺両層はサントニアンの *I. (P.) amakusensis* 帯に入る。本帯からは *I. (P.) amakusensis* のほか、*S. naumanni*, *S. lobatus*, *S. yokoyamai*, *Gaudryceras* cf. *denseplicatum*, *Polyptychoceras pseudogaultinum* などを産出する。*S. naumanni* は U2 部層最上部から出はじめ、T2 部層の *S. lobatus* はサントニアンの世界的特徴種である。なお、第 5 表では、T1 部層も *I. (P.) amakusensis* 帯に入れてあるが、これについては確証がない。

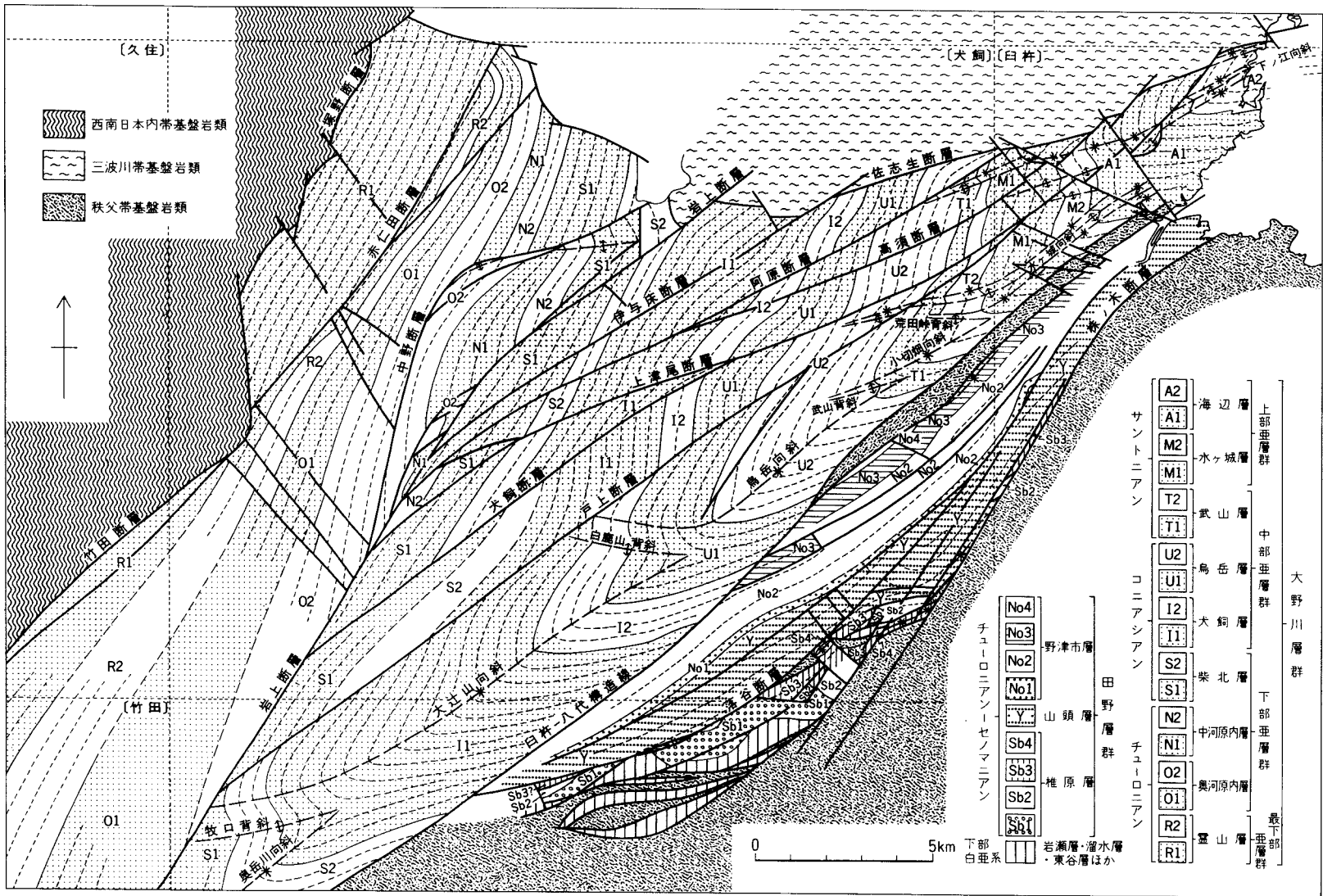
既述のように、阿蘇山南方の見岳山付近には、蘇陽層の一部が露出しているが、これは大野川層群の最下部に当たるもので、岩相や化石からして、熊本県の御船及びその周辺に分布するセノマニアン-チューロニアン御船層群の基底層及び下部層に対比される(村田・沢村, 1964; 寺岡, 1970)。したがって、大野川層群はセノマニアンからサントニアンにわたる時代の堆積物であるとみなされる。

## 4 地質構造

大野川層群は北東に沈下する非対称複向斜構造をなして大野川地溝帯に分布し、その北西側に西南日本内帯の基盤岩類、北東側に三波川帯基盤岩類、南側には秩父帯の中・古生界が露出する(第 47 図)。複向斜軸は地溝帯南縁を画する臼杵 - 八代構造線側に偏在し、これにほぼ平行して延びている。

### 4.1 基盤岩類との関係

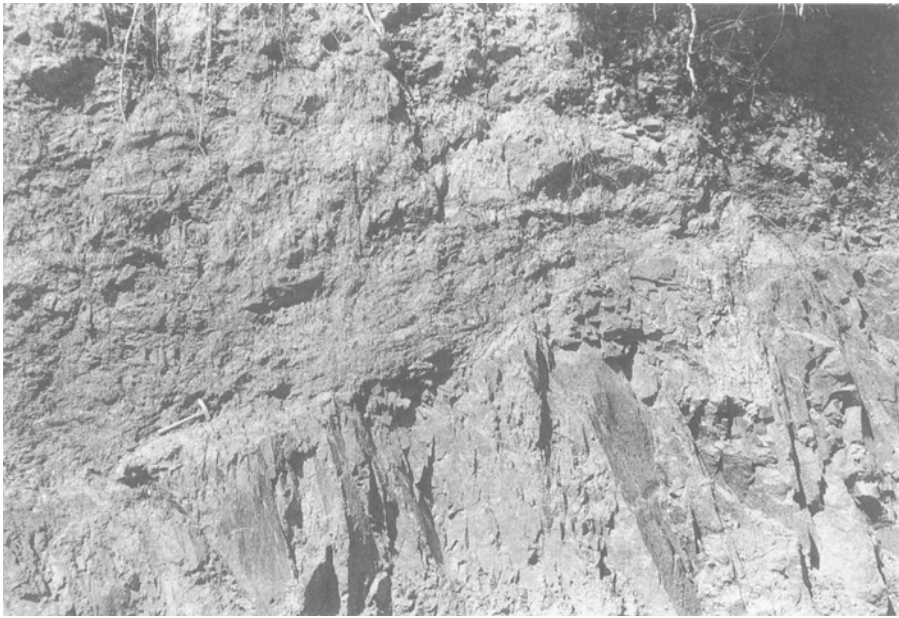
内帯基盤岩類は超塩基性岩類・朝地変成岩類及びこれらを貫く前期白亜紀花崗岩類からなり、大野川層群とは塚野・竹田両断層で境られている。塚野断層はより後期の断層に切られているが、大峠から霊山西麓にかけ北東 - 南西方向に延び、これに沿って流紋岩ないし花崗斑岩が岩脈として貫入している。塚野断層は 40-60° E の傾斜をもつ正断層で、逆転して西に急斜する霊山層のいろいろな層準を切り、朝地変成岩類側では堅く固化した断層角礫がしばしばみられる。竹田断層は大矢原から大峠を経て師田原に至



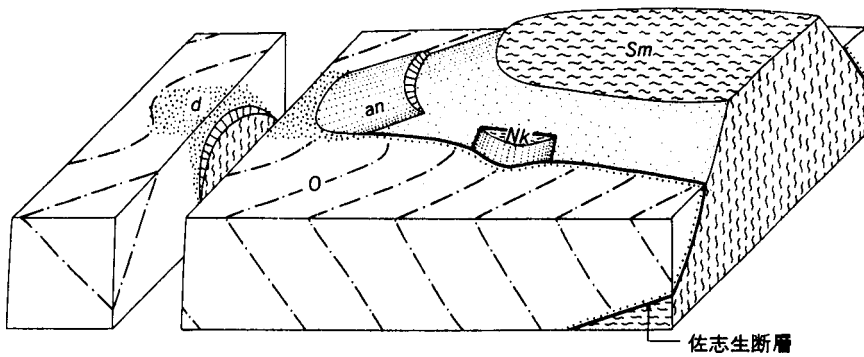
第 47 図 大網地域付近の白亜系構造図

り、その後走向を南北から北東-南西に転じて西方に延び、竹田・高森両地域における大野川地溝帯の北限をなす。犬飼地域でみるかぎり、竹田断層はほとんど直立した断層面をもっている。

三波川帯基盤岩類は三波川変成岩類を主とし、一部西川内層からなるが、これらと大野川層群は佐志生断層で画される。三波川変成岩類の分布西端は中竹中付近にあって、ここでは佐志生断層が西に凸の緩やかなカーブを描いて延び、 $20-30^{\circ} W$ の緩傾斜を示す。この部分では断層面に沿って安山岩が貫入しており(第48図)、南にいくにつれ走向が南北から北西-南東にふれ、岩上で岩上断層によって切られ北東に変位する。その後は東南東-西北西ないし東北東-西南西の走向をもって東進し、佐志生のすぐ南で臼杵



第48図 柴北層S2部層(左上半部)と佐志生層沿いに貫入したかんらん石安山岩との境界(大分市中竹中)



第49図 大野川層群と三波川帯基盤岩類の構造関係(寺岡, 1970)  
Sm: 三波川変成岩類, Nk: 西川内層, O: 大野川層群(dは擾乱部), n: かんらん石安山岩

湾に入り、黒島の南端をかすめる。大野川以東で45-60°Sの傾斜を示し、福良北方や臼杵地域内の2,3の地点では断層沿いに蛇紋岩やマイロナイト化した閃緑岩のレンズ状小岩体が挟み込まれている。要するに、三波川帯基盤岩類は佐志生断層で縁取られ、西側では緩やかな傾斜をもって大野川層群下にもぐり込むわけであり、その関係を模式的に示すと第49図のようである。

大野川層群の南縁は北東-南西方向の臼杵-八代構造線で画され、その南側の秩父帯には本層群の最下部亜層群に対比される田野層群が分布する。野津川以東では構造線に沿って生ノ原変成岩類と臼杵川火成岩類からなる秩父帯古生界が最大700mの幅をもって衝出しており、臼杵湾岸まで追跡される。臼杵地域の西部では北に数10°傾く断層面や10m近い幅の断層破碎帯がみられる。野津川以西における本構造線はほとんど新生界に被覆されているが、断片的に露出する白亜系またはジュラ系の分布状況や地形からして、その位置は容易に推定できる。笹枝・東光寺などでみると、構造線近くの白亜系には小褶曲・小断層が発達し、砂岩層はレンズ状に寸断され、泥質岩は局部的に千枚岩化している。このような擾乱帯は概して秩父帯側より大野川地溝帯側の方が幅広い。

#### 4.2 複向斜構造

複向斜軸部にはいくつもの向斜が雁行状に発達し、向斜と向斜の間には比較的規模の小さい背斜が介在する。褶曲の配列パターンは左雁行である。寺岡(1970)によると、阿蘇山南方から臼杵湾岸に至る全長約93kmの複向斜軸部には、西から笹原川・奥岳川・大辻山・烏岳・小切畑・水ヶ城・下ノ江の7向斜が順次配列し、東に位置するものほど軸長(axial traceの長さ)が短い。そして、褶曲のプランジは奥岳川向斜東部から大辻山向斜にかけての部分で50°-60°と最も大きく、その両側に向かって小さくなる。

上記7向斜のうち、犬飼地域で見られるのは大辻山・烏岳・小切畑・水ヶ城の4向斜であり、それぞれの間には白鹿山背斜・武山背斜及び荒田峠背斜が介在する。向斜の規模は大辻山向斜・烏岳向斜・小切畑向斜の順に小さくなり、隣り合う2向斜の長さの比はほぼ3:2である。各褶曲の発達状況は次のようである。すなわち、ある向斜とそのすぐ北に位置する背斜、例えば大辻山向斜と白鹿山背斜は東方に向かって収れんし、両者は打ち消し合うようにして消滅する。一方、向斜と南側の背斜、例えば烏岳向斜と白鹿山背斜は平行ないしはそれに近いかたちで並走し、両者とも西にいくにつれ次第に褶曲度を減じ、ついにはなくなる。各向斜とも主部や東端部では軸が北東-南西ないし東北東-西南西方向に延び、軸面がかなり北に倒れた非対称または転倒向斜をなす場合が多い。これに対し西端部は、背斜と同様、東西ないし東北東-西南西方向に延び、直立に近い軸面をもっている。向斜の主部を構成する地層についてみると、奥岳川向斜では柴北層、大辻山向斜では犬飼層、烏岳向斜では烏岳層、小切畑向斜では武山層、水ヶ城向斜では水ヶ城層、下ノ江向斜では海辺層である。これら諸層は相対的に粗粒な堆積物で始まって細粒なもので終わり、それぞれが堆積サイクルの上で1つのユニットをなし、複向斜軸部で最も厚くなる。その点を考慮すると、これまで述べた各向斜の配列状況、層序区分単位との対応関係、プランジの地域的变化などは、大野川層群の堆積と変形が密接に関連しながら進行したことを示唆する。

複向斜の南翼は北翼に比べ格段に幅狭く、そこでは地層の一般走向が東西ないし東北東-西南西である。ただし、走向の変化を丹念にみていくと、臼杵-八代構造線近くではところによりごく振幅の小さい櫛型褶曲が認められる。このような褶曲の好例は臼杵湾岸で見られる。一方、複向斜の北翼部では地層

が北北東 - 南南西ないし北東 - 南西の一般走向を示し、多くの断層で切られ、局部的には褶曲している。断層の中には中野断層の西側や臼杵地域におけるように胴切断層もかなりある。しかし、主要なものは大部分が斜走ないし走向断層で、数  $10^{\circ}$  以上の傾斜をもち、その発達には岩上断層以東で顕著である。以下、主な断層とそれに関連した褶曲の概要を述べる。

赤仁田断層は西傾斜の逆断層で、これによる地層の欠如は南にいくにつれ増大する。河原内川に沿って下部亜層群を大きく変位させている中野断層はほぼ直立した面をもつ北落ちの断層であり、八木合以西では南に屈曲して走向断層になる。岩上断層は最下部・下部両亜層群の分布南限を画して三重町地域の奥岳川流域まで延びる逆断層であって、大野川層群を切る断層の中では最大規模のものである。この断層から分岐する伊与床・阿原・上津尾・犬飼・戸上などの諸断層は広域にわたり追跡され、東方延長は佐志生断層を切って三波川変成岩類の中に延びる。これらの断層は、断層面の傾斜や両側の地層の分布状況からみると、北傾斜の逆断層の性格を示す場合が多い。地質図には主要な断層だけが示されているわけであるが、このような断層のまわりには多くの小断層が発達し、付近の地層、特に薄い頁岩ないし頁岩砂岩薄互層と厚い砂岩または礫岩の交互層からなるものでは層理面に沿う滑動や頁岩の破砕が顕著である。

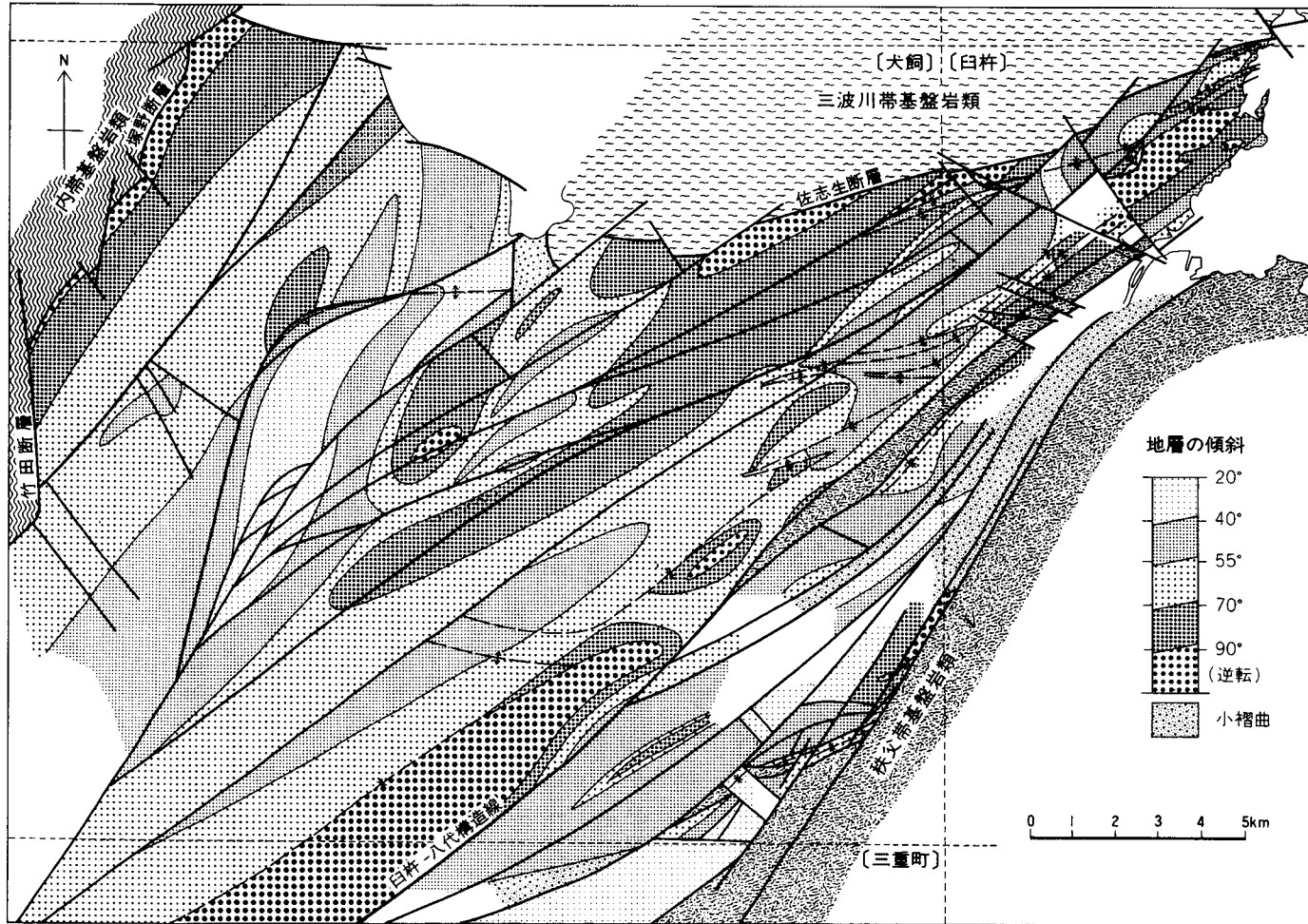
斜走または走向断層を境としてしばしば地層の走向が急変し、中野断層・阿原断層・上津尾断層などのすぐ南側には褶曲がみられる。また同じ断層でもそれによる地層の見掛けの変位が場所によって著しく異なるが、第30図の層相図から読み取れるように、断層による相配列の乱れはほとんど無視できるほど小さい。地層の走向変化と断層の関係、断層による地層のずれの地域差などを詳しく検討してみると、複向斜北翼部の構造は、褶曲と断層がほぼ同時期に相前後して出現し、断層形成後は地塊ごとにかなり独自の變形が進んだ結果であると推定される。

大野川層群の傾斜はほとんどの場合  $30^{\circ}$  以上で、地域の変化が著しく、複向斜南翼や塚野・佐志生両断層近くではかなりの範囲にわたり地層が逆転している。秩父帯白亜系に比べ概して傾斜が急である。第50図は白亜系傾斜の地域差を示したものであるが、これから分かるように、等傾斜部の分布に方向性が認められる。そこで、傾斜の程度を急斜・中斜及び緩斜の3段階に大別し、それぞれの卓越する地帯を区分けしてみると、大野川地溝帯は第51図に示すような6帯に分けられる。もちろん、各帯の中でも傾斜のばらつきはあるわけで、例えば三重急斜帯では地層の逆転部が向斜の雁行配列に対応して並んでいる。

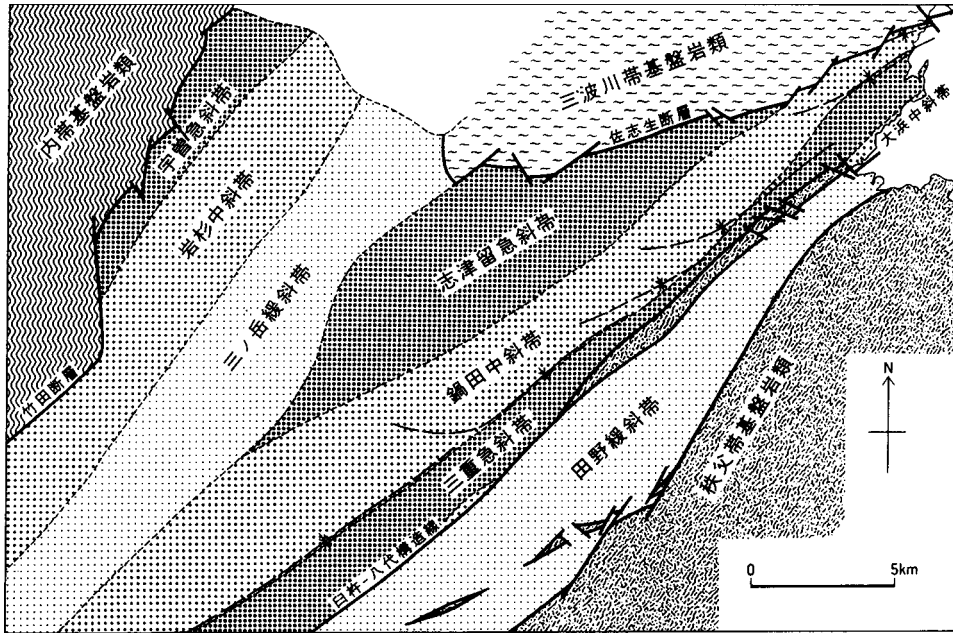
田野緩斜帯は秩父帯にある。その北側の大野川地溝帯では三重急斜帯・鍋田中斜帯及び志津留急斜帯が臼杵 - 八代構造線や複向斜軸にほぼ平行して  $N55^{\circ}E$  方向に延びている。この方向は三波川帯基盤岩類の南縁線(佐志生断層)のそれと大きく斜交している。一方、西側の3帯、すなわち三ノ岳緩斜帯・岩杉中斜帯及び宇曾急斜帯は  $N35^{\circ}E$  方向の帯状分布を示す。三ノ岳緩斜帯は東側3帯を斜断するかたちで分布し、その東縁は岩上断層と一致する場合が多いが、柴北川流域の境界部では単に傾斜が急変するだけで構造的ギャップはない。要するに、東側3帯と西側3帯では明らかに延長方向を異にするわけで、断層の発達状況や地層の走向の点でも違いが認められる。このような差異は、おそらく大野川層群下の基盤に著しい構造的不連続があり、それが同層群変形のさい反映されたものであろう。

#### 4.3 基盤構造





第50図 大飼地域付近における白亜系の地層傾斜(寺岡, 1970を一部修正)



第 51 図 地層の傾斜に基づく白亜系分布域の区分(寺岡, 1970 に加筆)

四国の佐田岬から佐賀関半島に延びる三波川変成岩類は大野川のすぐ西側で大野川層群下にもぐり込み、その延長上には西南日本内帯の構成要素である朝地変成岩類や白亜紀花崗岩類が露出する。したがって、西南日本の内外両帯の境界をなす中央構造線は、大野川地溝帯を斜めに横切っていることになる。これまで述べた大野川層群の構造や地表に露出している基盤岩類の配置を考え合わせると、中央構造線は同層群下に伏在し、位置的には佐賀関半島の北側を通り、三ノ岳緩斜帯に入って南西に延び、竹田地域の小原付近で臼杵・八代構造線に合流するものと推定される(寺岡, 1970)。

四国以東においては、中央構造線の活動期として鹿塩・市ノ川・砥部・新居浜・菖蒲谷の5時階が認定されている(Kobayashi, 1941; 永井, 1958)。鹿塩時階は構造線の出現期(おそらく前期白亜紀後期)であり、次の市ノ川時階は上部白亜系(カンパニアン-マストリヒチアン)和泉層群堆積後-中-上部始新統久万層群堆積前である。市ノ川時階の運動は三波川変成岩類の著しい上昇で特徴づけられ、この時期の断層は和泉層群を切っているわけであるから、その西方延長は同変成岩類と大野川層群を画する佐志生断層に求められる。なお、この断層は中央構造線から分岐したものであって、構造線そのものではない(第5図)。

大野川層群中には、粘板岩・石灰岩などの堆積岩や結晶片岩の角ばった大小さまざまな礫が含まれており、それらは後述のように堆積盆にごく近い北側の供給源からもたらされたと考えられる。礫種の層序的变化と佐志生断層沿いに非変成の先白亜系(西川内層)がみられること、更には礫として入る結晶片岩の年代(Isozaki and Itaya, 1989)などからして、大野川層群堆積時にはまだ三波川変成岩類は地表にあらわれておらず、局部的ながら三波川帯には非変成層や古い結晶片岩が露出していたと推定される。

西川内層のほか、このような三波川変成岩類の構造的上位を占めていた古期岩類が残存しているとすれば、それは大野川層群に覆われ、位置的には大野川地溝帯のうちの中央構造線以東の部分にあるであろう。

## X. 5 堆 積

大野川層群は粗粒堆積物に富む極めて厚い一連の地層群で、著しい層相の側方変化を示し、その大部分は海成層である。本節ではこの特異な地層群がどのようにして形成されたかについて述べる。

### X. 5.1 堆積構造と古流系

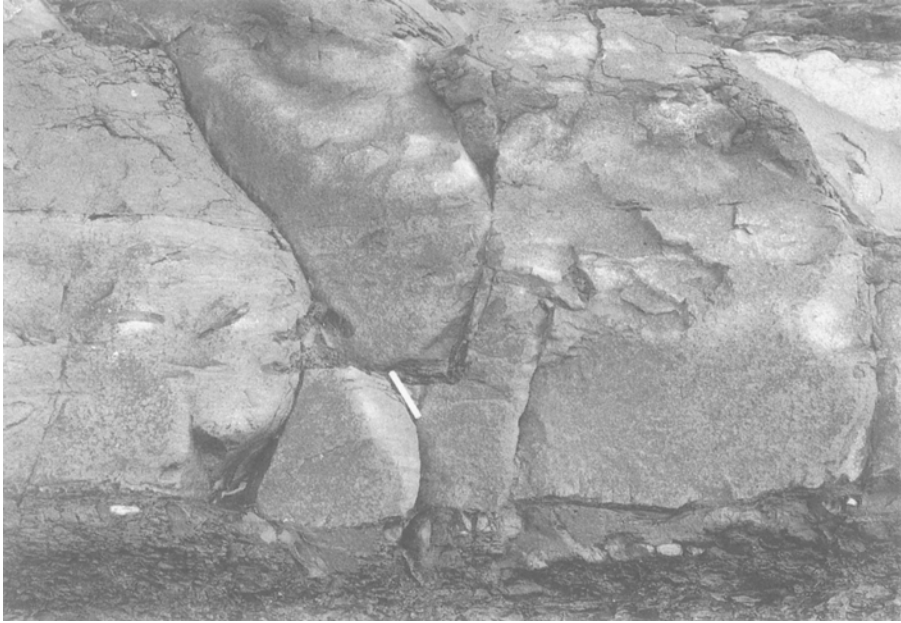
堆積構造には種々のものがあり、それは地層の堆積の仕方を知る上で重要な手掛りとなる。そこで以下では級化層理・海底浸食構造・底痕・スランプ構造などにつきそれらの概要を記述する。

粗粒堆積物はほとんど大型動物化石を含まず、砂岩をはじめこれと交互する礫岩も一般に級化層理を示す。級化層理は大野川層群全体を通じ同程度に発達しているわけではなく、地域差がある。犬飼地域についてみると、岩上断層の北側に露出する最下部亜層群や下部亜層群、中部・上部両亜層群の場合はそれぞれの一部、例えば U1b・U2b・U2f・M1c などではしばしば級化層理が不明瞭である。一般的傾向として複向斜軸に近づくにつれ級化層理の発達がよくなる(第52図)。級化層においては砂岩・頁岩境界部に葉理がみられるがその発達は概してよくない。ただし、頁岩砂岩薄互層の場合は砂岩層のかなり部分または全体に平行葉理があり、リップル斜葉理やコンボルト葉理(第53図)も認められる。級化層の砂岩・礫岩中にはさまざまな大きさ・形をもつ頁岩の同時浸食礫がしばしば含まれる(第54図)。砂岩または礫岩層の下底には種々の底痕があり、またときおり第55図に示すような scour-and-fill 構造がみられる。同時浸食礫や顕著な浸食構造が特によくみられるのは、著しく粒度を異にする堆積物が共存する相及び細粒相に隣接するごく粗い相(U1b・U2b・U2fなど)の中である。

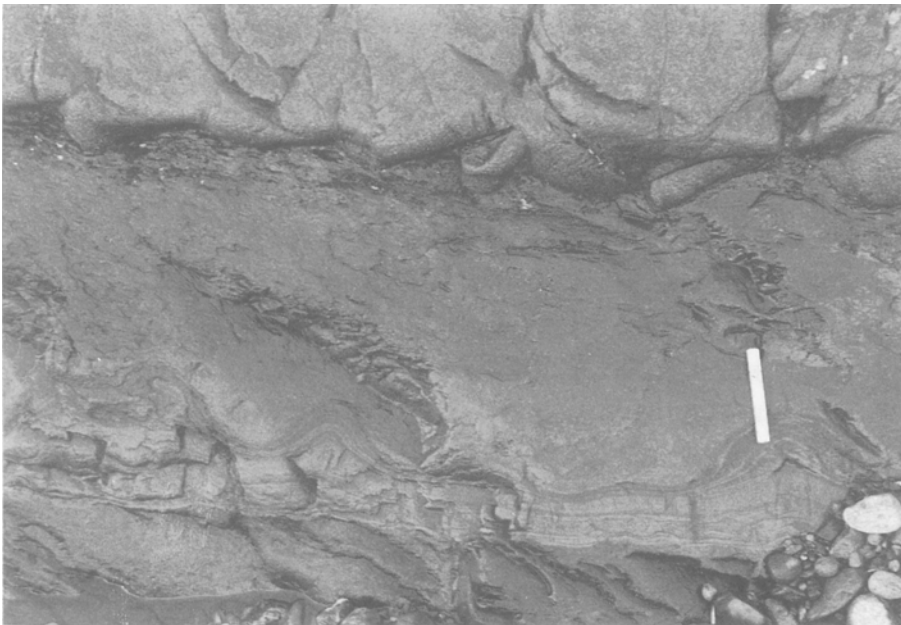
底痕としてはフルートキャスト・グループキャスト・バウンスキャスト・クリセンチックキャスト・フロンディセントキャスト・ロードキャスト・生痕などがある。観察されたかぎりでは、フルートキャスト(第56図)が最も多く、グループキャスト・ロードキャスト・バウンスキャストが順次それに次ぎ、その他のものはごく少ない。底痕をもつ砂岩・礫岩層の厚さはさまざまで、数cm内外から3mを超える。

スランプ構造も大野川層群中にみられる堆積構造の中で注目すべきものである。この構造には、滑動して傾いた地層を新期の地層が傾斜不整合のようなかたちで覆う単純なものから、地層が著しく変形・断裂し、もとの堆積構造がほとんど失われているものまでである。第57図に代表例を示す。なお、礫質泥岩は柴北層以上の地層、特に犬飼層と水ヶ城層でよくみられるが、これは寸断されさまざまな変形構造を示す頁岩や砂岩の岩片のほか、外来の円礫を含み、泥質ないし砂泥質の基質をもつスランプ堆積物である(第58図)。

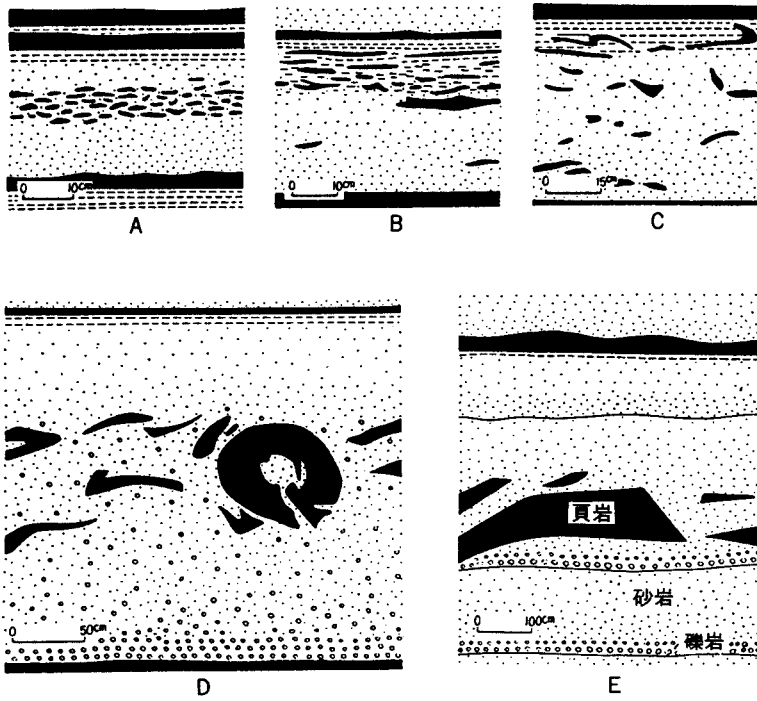
大野川層群中には種々の底痕が発達しており、これによって堆積物を運んだ水流の方向を知ることができる。本層群は北東に沈下する複向斜構造をなし、しかも一般に地層の傾斜が急なので、測定された底痕の方向は形成当時のそれとかなり異なる。そこで、次のような方法によって方向復元を行った。ま



第52図 連続的な級化を示す犬飼層 I1c の砂岩と頁岩(三重町川辺ダム, 三重町地域)  
砂岩中には頁岩同時浸食礫が含まれている. 白色のスケールバーは8.5cm

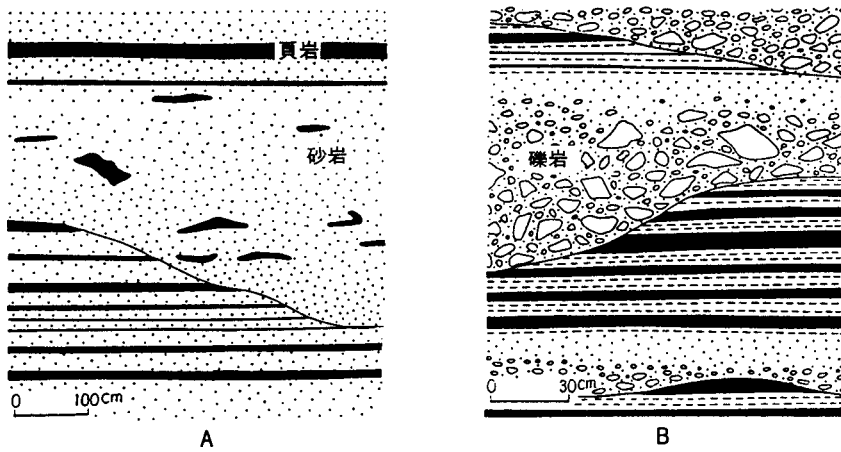


第53図 犬飼層 I1c のコンボルト葉理(三重町川辺ダム, 三重町地域)  
白色のスケールバーは8.5cm. 上位砂岩の下底には底痕が見られる



第54図 級化層中の頁岩同時浸食礫(寺岡, 1970)

A: 鳥岳層 U2e(大分市角石南東0.5km), B・C: 柴北層 S2b(犬飼町阿原),  
D: 犬飼層 I1b(犬飼町上津尾東方の大野川河岸), E: 犬飼層 I1a(大分市上戸次)

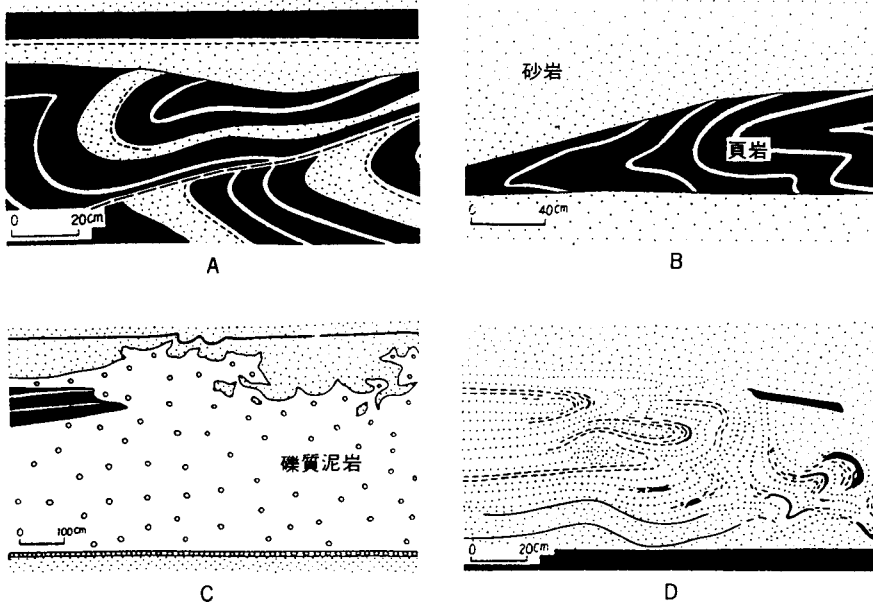


第55図 Scour-and-fill 構造(寺岡, 1970)

A: 鳥岳層 U2c(臼杵市正願北方1.5km), B: 鳥岳層 U2f(野津町都原)



第56図 フルートキャスト，犬飼層 I2a(三重町宮野西方の大野川河岸)．水流は左から右へ



第57図 スランプ構造(寺岡, 1970)

A: 海辺層 A2b(白杵市下ノ江, 白杵地域), B: 犬飼層 I2a(千歳村白鹿山東方の大野川河岸),  
C: 犬飼層 I2a(三重町宮野西方の大野川河岸), D: 海辺層 A2b:(白杵市下ノ江, 白杵地域)



第58図 礫質泥岩，大飼層 I2a(三重町宮野西方の大野川河岸)

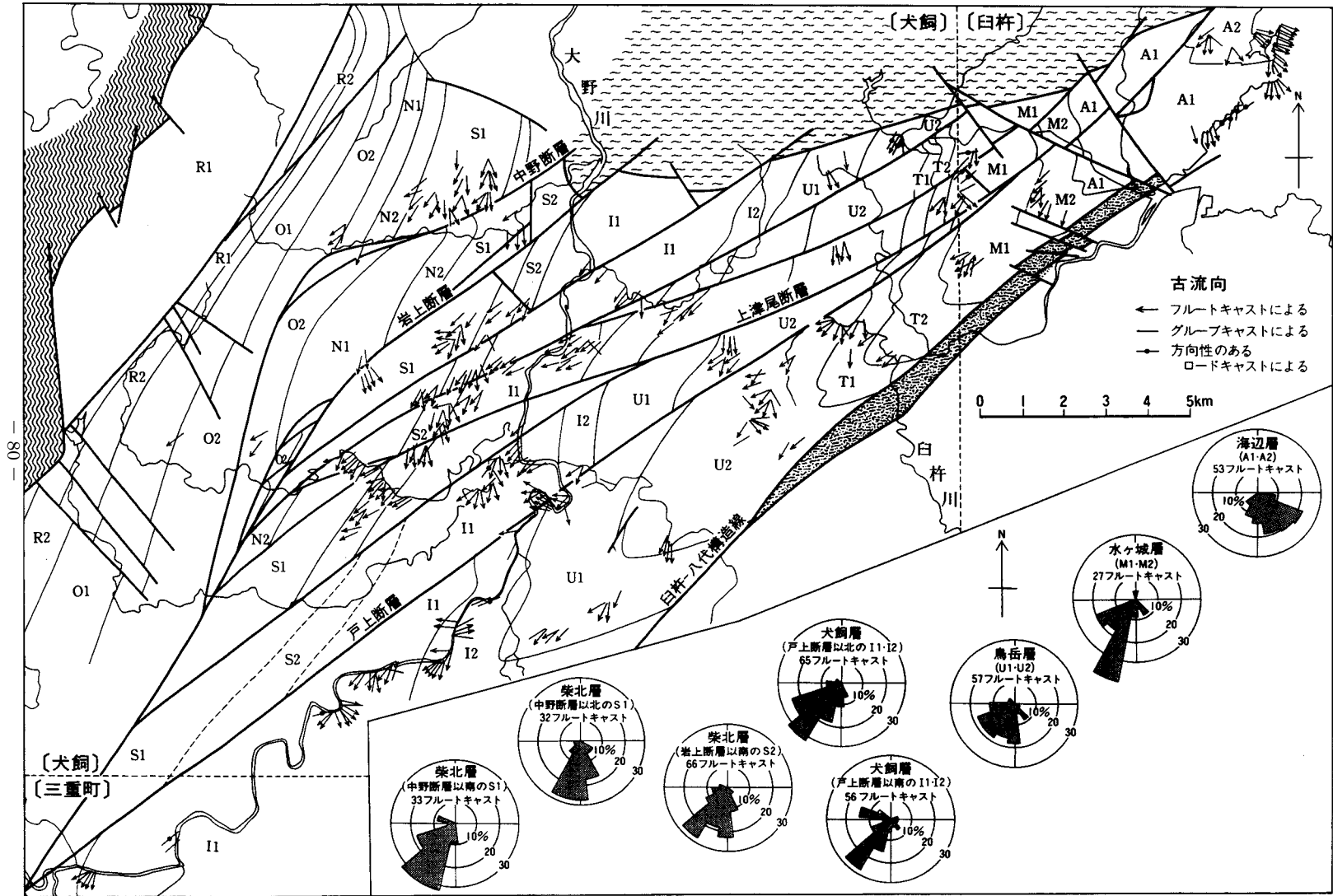
ず褶曲軸を水平にもどし，次に走向線を軸にして地層が水平になるよう回転する。

このような操作によって底痕の方向を復元してみると，大野川層群における古流系は第59図のようになる。本図から分かるように，水ヶ城層以下の地層の場合には南ないし南西向きの流れが卓越し，下記のような一般的傾向が認められる。すなわち，北から南にいくにつれ支配的な流れは南向きから南西向きに変化し，複向斜軸にほぼ平行するようになる。海辺層では流向のばらつきが大きく，どちらかというとなないし南東向きの流れが優勢である。後述のように堆積盆は複向斜の軸方向に伸びていたとみなされるので，その軸と大きく斜交する方向の流れは側流(lateral current)，平行かそれに近いものは軸流(axial current)といえる。もちろん，中間的な向きを示す流れもあるわけで，大局的にみると軸流の大部分は北からの側流が向きを変えたものと考えられる。ごくまれながら南からの側流や北東向きの軸流も認められる。

#### X.5.2 層相変化

古流系や層相分化の状況からして，大野川層群の堆積盆は北東-南西方向に延び，水ヶ城層の時期まではその軸がほぼ複向斜軸の位置にあったとみなされる。海辺層の場合は両軸がかなり大きくずれ，堆積盆軸がより南にあった。

大野川層群を構成する各累層(層)は2部層からなるが，これらのうち下部部層は相対的に粗い堆積物，上位部層は細かい堆積物からなり，それぞれの累層は上方細粒化の岩相変化を示す1堆積輪廻の地層である。下部亜層群以上についてみると，亜層群の中では上位の累層ほど礫岩が減って頁岩が増え，全体として堆積物が細粒化し，若干の例外もあるが一般に層相の側方変化が緩慢になり，中部・上部両亜層群



第59図 大野川層群における古流向とそのローズダイアグラム(寺岡, 1970)

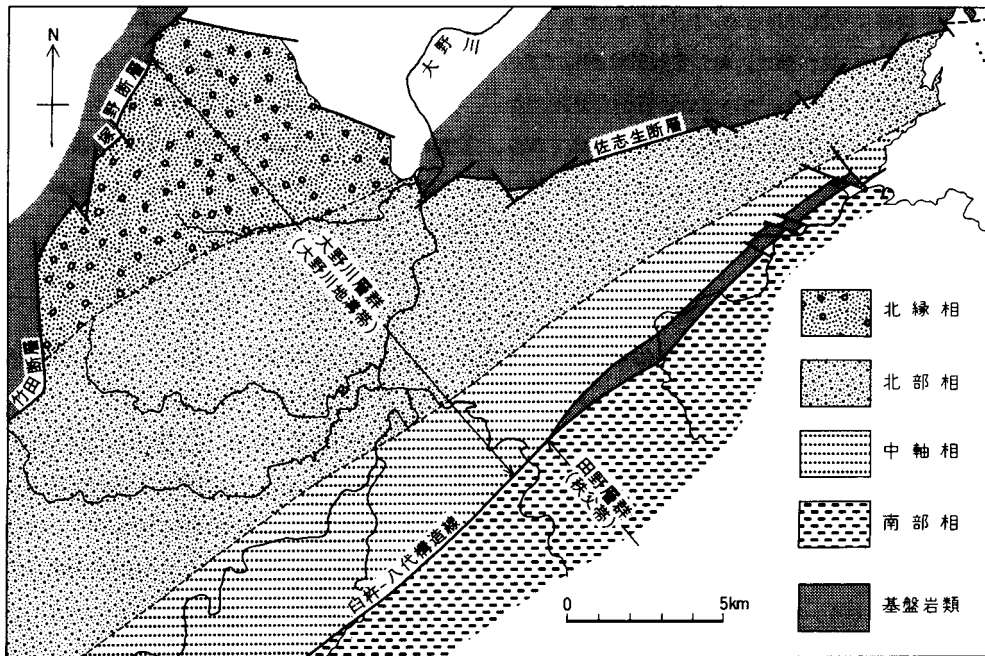


ではスランプ堆積物が減少する。そこでこれら3 亜層群もそれぞれより高次の1 堆積輪廻を示すものとみなされる。なお、陸上に露出するかぎり上部亜層群は海辺層で終わっているが、おそらくその上部をなす累層が臼杵湾に存在するであろう。最下部亜層群の場合は露出が悪く、その全体像の把握が困難である。断片的な資料や時代的な長さを考え合わせると、最下部亜層群は2つの亜層群に区分すべき性格のものかもしれない。堆積盆の生成・消滅という観点からすれば、大野川層群それ自体も1 堆積輪廻の地層群といえよう。

部層は場所によって層相を異にし、いくつかの相に細分されることは先に述べた。この場合の相境界は時代面と大きく斜交し、複向斜軸に平行ないしそれに近い方向に延びるのが普通であり、また相変化の様式には累層ごとにかなり特徴がある(第30, 31 図)。地層の厚さは複向斜軸部に向かって増大するが、その変化率は一様でなく、急変部が認められる。大野川層群の南側には、その最下部亜層群と同時異相の関係にある田野層群が秩父帯に分布する。現在、両層群は臼杵-八代構造線で画され、場所によっては同線に沿って古期岩類が衝出している。しかし、これら上部白亜系の堆積盆は一連のものであったと考えられる。

上記の点を考慮し、犬飼地域付近に分布する上部白亜系を大局的にみると、これは北縁相・北部相・中軸相及び南部相とに大きく相区分される(第60 図)。

北縁相： 堆積盆北縁部の堆積物で、ほぼ師田原・安藤・八木合・中野・中竹中を連ねた線以北の最下部・下部両亜層群がこれに入り、中部・上部両亜層群の場合は保存されていない。これは大-巨礫を含む基質の少ない塊状礫岩・礫岩砂岩頁岩交互層・頁岩がち頁岩砂岩互層・頁岩・赤色岩の発達で特徴づけ



第60 図 犬飼地域付近の白亜系相区分

られる。層準によっては砂岩も多いが、それには頁岩のはさみがかなり頻繁に入る。また、概して級化層理の発達が悪く、底痕が少ない。本相では地層の層厚変化が緩慢である。

北部相： 北縁相と中軸相の間にある堆積盆北側斜面の堆積物であって、現存する大野川層群の半分以上がこれに入る。本相に入ると地層の厚さが急増し、岩相の側方変化が顕著になる。岩相はさまざまで、砂岩・頁岩のほか礫岩もかなり多く、これらはいろいろな厚さをもって交互する。また、礫質泥岩をはじめ種々のスランプ堆積物がみられる。北縁相の場合よりも全般的に礫径が小さく、砂岩には級化層理がよく発達し、底痕が多い。堆積構造からして、本相や中軸相の粗粒堆積物は大部分がタービダイトとみなされる。

中軸相： 堆積盆中軸部の堆積物で、現在の複向斜軸部(海辺層の場合は南にずれている)に分布する。大野川層群の中で地層が最も厚くなる部分であり、北部相との境界で層厚が急変する。岩相的には頁岩砂岩互層の発達で特徴づけられ、層準によっては細-小礫岩を伴う砂岩や頁岩の厚層もある。古流向についてみると、北縁相や北部相北部では南向きの側流が主体をなすのに対し、北部相南部になると南西向きの軸流が目立ちはじめ、中軸相では軸流が支配的になる。北縁・北部両相の堆積物は北側から供給されており、中軸相の場合も大部分が北方起源であるが、一部南側から由来したものもみられる。明らかに南からもたらされたものとしては、烏岳層 U2f・水ヶ城層 M1c・海辺層 A1e など、臼杵-八代構造線沿いに幅狭く分布する礫質堆積物があげられる。中部亜層群以降になると中軸相に南からの粗粒碎屑物が入りだすわけであり、また少なくとも北部・中軸両相に関するかぎり、幅が次第に狭くなっていく傾向がある。このことは時代とともに堆積盆が縮小していったことを示唆する。

南部相： 秩父帯北部に堆積した大野川層群相当の上部白亜系がこれに入る。現在残っているのはほぼ最下部亜層群に対比されるセノマニアン-チューロニアンの部分(田野層群)だけである。本相の堆積物は他の3相のものに比べ薄く、かつ全般的に細粒であり、層相の側方変化に乏しい。これがどこからいかなる径路で供給されたかについては直接的な証拠がない。しかし、粗粒堆積物の組成(第IX章)からみると、その大部分は火成岩起源の碎屑物で構成されており、主要供給源は大野川層群の場合同様に堆積盆の北側にあったと推定される。ただし、礫の中には秩父帯の先白亜系から由来したとみなされるものもかなりあり、同帯内にも堆積物の供給源があったと考えられる。

### X.5.3 堆積物の組成と供給源

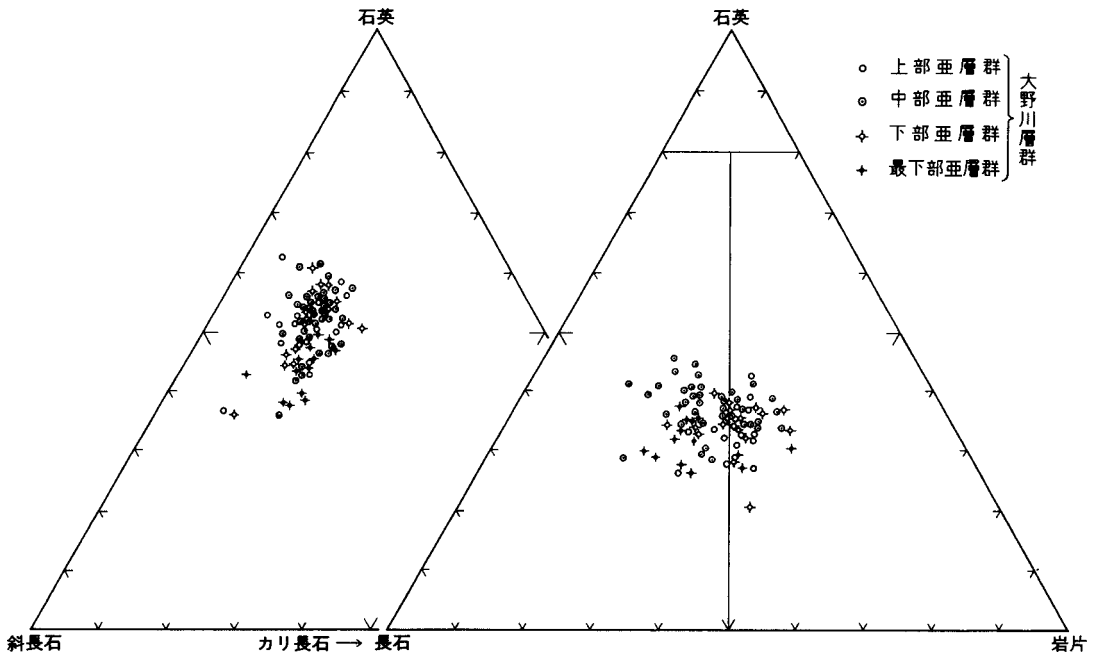
既述のように、大野川層群の堆積物は大部分が堆積盆の北側からもたらされ、中軸相のごく一部に南からの供給物がみられる。明らかに南側からのものと認定されるのは礫質堆積物である。そのうち、U2fの場合はほとんどの碎屑物が臼杵-八代構造線に沿って衝出した千枚岩類(現在、生ノ原変成岩類として露出)からきている。水ヶ城層においては、M1cをはじめ臼杵-八代構造線近くに南側から物質供給を受けた礫岩があり、それには円磨度の低い、秩父帯起源とみなされる非変成-弱変成堆積岩礫が多い。海辺層 A1e ではかなり角ばった花崗岩類の礫が多量に入っており、これの供給源はおそらく黒瀬川帯の古期深成岩類であろう。臼杵川火成岩類もその一部であるが、礫として入る花崗岩類とは岩質的に対応しない。上記のような上部亜層群の礫岩中にはよく円磨された火成岩礫も入っており、それらは既存の白亜系礫岩から洗い出されたものと推定される。

北方起源の碎屑物が大野川層群の主体を構成するわけであるが、これは酸-中性火山岩(石英斑岩・ひん岩を含む)、花崗岩・半花崗岩・花崗斑岩・花崗閃緑岩・石英閃緑岩などの花崗岩類、斑れい岩、粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩などの堆積岩、片麻岩・片状ホルンフェルス・結晶片岩・角閃岩などの変成岩、脈石英、蛇紋岩から由来し、量的には火成岩起源のものが圧倒的に多い。小島(1973)はこれら岩種の礫を検討し、それぞれの鉱物組成・変成岩のタイプ・供給源などについて論述し、堆積物の重要な供給源の1つとして、中央構造線で失われた地質体(中央リッジ)を想定した。なお、変成岩の中には、花崗岩質のざくろ石黒雲母正片麻岩ないしプラストマイロナイト・堇青石や紅柱石を含む黒雲母片岩、黒雲母緑れん石斜長石角閃岩、角閃石ガルベンシーファー、含黒雲母点紋片岩などもあり、また結晶片岩には熱変成を受けたものが認められる。

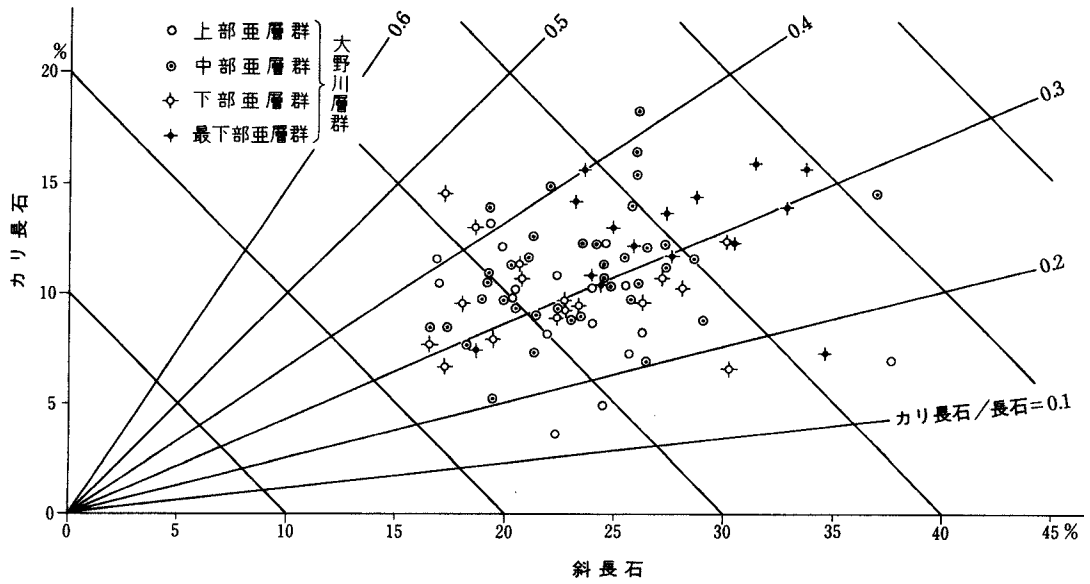
火山岩・深成岩・チャート・砂岩・低圧型変成岩(片麻岩・黒雲母片岩・片状ホルンフェルスなど)・脈石英などは円礫や砂粒として大野川層群のいろいろな層準に入っている。これらの主要供給源は堆積盆からかなり離れた西南日本内帯にあったと考えられる。一方、粘板岩・石灰岩・高圧型結晶片岩・角閃岩は、下部亜層群以下の地層にも小さな礫としてみられるがその量はごく少なく、主に中部・上部両亜層群中に角ばった大小さまざまな礫として入る。上部亜層群ではまれながら長径が1mを超える(最大数m)結晶片岩の巨礫がみられる。層序的な産出状況についてみると、まずはじめに非変成堆積岩の角ばった礫が犬飼層から出はじめ、上位の層準になるにつれそれが相対的に減少して変成岩礫が増え、海辺層では大部分が結晶片岩礫となる。従来、結晶片岩礫は三波川帯起源とみなされていたが、Isozaki and Itaya (1989)は、この礫のK-Ar年代が182-199Maの範囲に集中することを示し、供給源は三郡変成岩類であった可能性が強いとした。

円磨度や大きさからして、犬飼層から入り始める角ばった堆積岩・高圧型変成岩礫は、堆積盆にごく近い場所からもたらされたことは確かであり、少なくとも現在の三郡変成岩類分布地帯にその起源を求めることは不可能である。三波川変成岩類が地表に広く露出したのは市ノ川時階(白亜紀末-古第三紀初頭)であり、その分布形態は大野川層群の層相変化と非調和的である。また、海辺層では結晶片岩礫とともにまれながら安山岩や凝灰質の砂岩・礫岩の角ばった巨礫がみられる。以上のことを考え合わせると、問題の礫質堆積物は三波川帯北縁部を中心とし一部西南日本内帯を含む構造帯から由来したものと推定される。この源地は急激な上昇地帯であって、初期にはそこに非変成層が分布していたが、浸食の進行に伴いより深部の変成岩類が露出していったものと考えられる。そして、この変成岩類は年代的には、中国地方北部に分布する三郡変成岩類の若いグループ(柴田・西村, 1989)に相当し、おそらく三波川変成岩類の構造的上位にあったものだろう。宮崎(1991)によると、九州西部の野母半島では70-90Maの変成岩類(三波川変成岩類相当)の上位に断層を介して180Ma前後の変成岩類が重なっている。一方、四国では始新統久万層群中に、現在みられる三波川変成岩類よりもかなり古い三波川帯起源の結晶片岩(150Ma頃に一部上昇開始)に礫が見いだされている(高須・Dallmeyer, 1991)。これら2つの事実は、上記の供給源に関する解釈の傍証となるであろう。

大野川層群中の粗粒堆積物としては、礫岩より砂岩の方がはるかに多い。そこで、各累層から採取された合計86個の砂岩試料のモード組成を第61, 62図と第6表に示す。これらの図表から分かるように、下部・中部・上部の各亜層群砂岩はほとんど同じような組成をもつものに対し、最下部亜層群の場合は若干



第61図 大野川層群砂岩の石英-長石-岩片図と石英-カリ長石-斜長石図



第62図 大野川層群砂岩におけるカリ長石と斜長石の量的関係

第6表 大野川・田野両層群砂岩の平均モード組成

層序区分		石英	カリ長石	斜長石	長石	火山岩片	その他の岩片	岩片	基質
大野川層群	全体(86)	34.9% (4.7)	10.6 (2.7)	23.6 (4.5)	34.2 (5.6)	19.7 (5.9)	11.2 (4.3)	30.9 (6.1)	13.9 (3.0)
	上部亜層群(17)	33.4 (4.3)	9.3 (2.6)	22.9 (4.7)	32.2 (4.3)	24.0 (5.6)	10.5 (4.5)	34.5 (3.2)	14.9 (3.5)
	中部亜層群(38)	37.4 (4.1)	10.9 (2.7)	23.3 (4.0)	34.2 (5.7)	18.1 (4.9)	10.3 (4.3)	28.4 (6.4)	13.5 (2.6)
	下部亜層群(17)	34.1 (4.4)	9.8 (2.2)	22.4 (4.5)	32.2 (4.9)	19.1 (4.1)	14.6 (3.5)	33.7 (5.1)	12.0 (1.8)
	最下部亜層群(14)	31.1 (3.6)	12.3 (2.7)	26.9 (4.4)	39.2 (5.4)	19.5 (8.2)	10.2 (3.6)	29.7 (6.0)	16.1 (3.1)
田野層群(25)		28.9 (4.9)	12.3 (5.1)	29.9 (6.6)	42.1 (9.4)	/	/	29.0 (8.9)	17.9 (3.1)

〔 〕内は試料数, ( )内は標準偏差

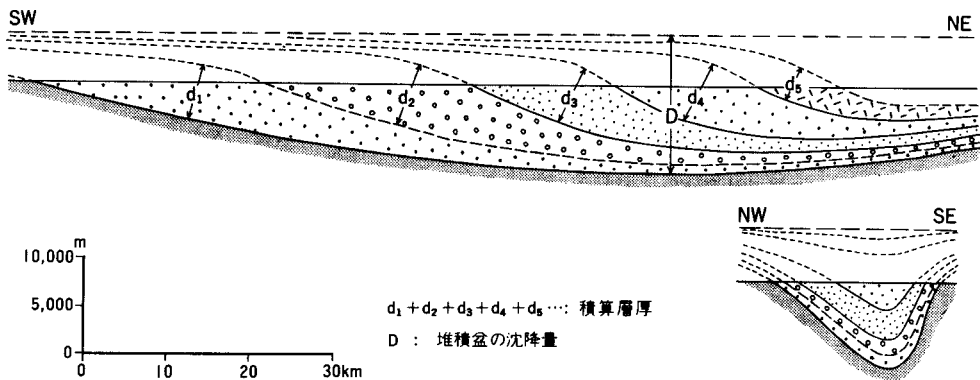
異なる。すなわち、後者のものは比較的基質や長石に富み、石英に乏しい傾向があり、これとほぼ同時代の田野層群砂岩に似ている。なお、最下部亜層群や田野層群からの試料は中粒砂岩、その他のものは大部分が粗粒砂岩であり、このことが基質量の違いの一因となっている。岩片としては既述の礫構成岩と同じものが含まれるが、砂岩の場合は火山岩片の割合が大きく、大野川層群の砂岩における火山岩片／全岩片比は約0.64である。ただし、このような火山岩片の比率は、四国西部四万十帯の宇和島地塊の場合とともに、西南日本中軸帯及び四万十帯における白亜系砂岩のそれとしては異常に低いものである(寺岡, 1977b)。

田野・大野川両層群の中には多数の凝灰岩層(1-10m)が挟在しており、これは地層堆積中に後背地で活発な火山活動があったことを示す。凝灰岩は緻密・堅硬で、暗灰-灰白色、ときに淡緑色を呈し、中には凝灰質砂岩または凝灰質頁岩と称すべきものも少なくない。しばしば粒度を異にする部分が細かく互層して級化層理を示す。組成的には大部分が流紋岩-デイサイト質である。

#### X.5.4 堆積機構

北東に沈下する複向斜の軸部に分布する地層の厚さを積算すると、中部亜層群と上部亜層群を合わせたものが18,000mに達する。最下部・下部両亜層群の場合は露出不良のため不明であるが、これらの分布範囲や地質構造、北翼部に露出する部分の層厚とその変化率から推定すると、上記の値を上回ることは明らかである。このような莫大な厚さの地層が同じ場所に堆積したわけではなく、堆積の中心、すなわち最大沈降部が時代とともに南西から北東に向かって順次移動していったと考えられる。したがって、積算層厚と堆積盆の沈降量は直接むすびつかないが(第63図)、堆積盆が大きく沈降し、そこに大量の碎屑物が急速に堆積していったことは確かである。なお、第63図は地層の厚さ・複向斜のプランジなど種々の資料を基に作成されている。

堆積物の大部分は堆積盆の北側、一部は南側から供給され、それを運んだ主要な流れは盆地の軸に近づくにつれ方向を変えて軸流となり、南西に流下している。ただし、まれながら北東ないし東向きや北向きの流れも認められる。堆積盆の軸部は複向斜軸部に位置し(海辺層の時期を除く)、南側の側斜面は

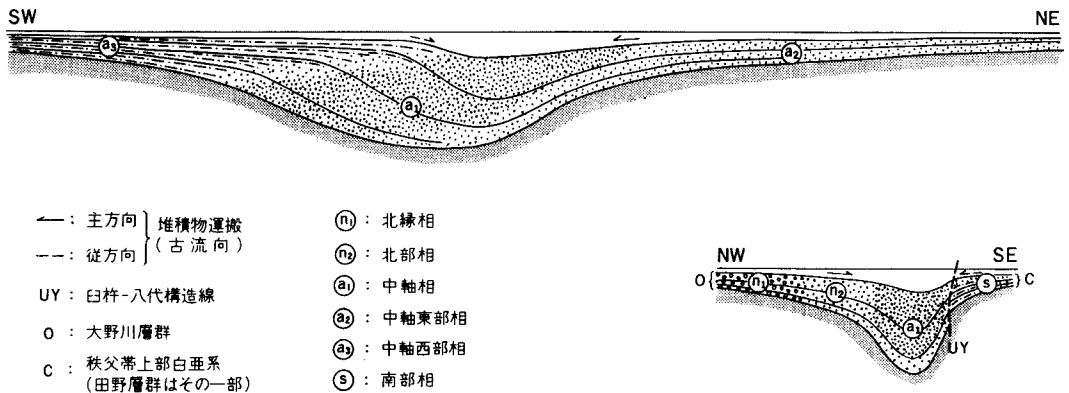


第63図 大野川層群の層厚と堆積盆の沈降水量の関係(寺岡, 1970を簡略化)

北側のそれに比べ幅狭く、かつ傾斜が急であったとみなされる。上記のような流向変化は堆積盆軸部の海底面がかなり広域にわたり南西に傾いていたことを意味する。ここで注目すべきは、最大沈降部が複向斜の沈下方向に移動しているのに対し、軸部における堆積物の主要運搬方向はそれと全く逆である点である。この事実は莫大な厚さの地層群が三角州の前面層のような仕方でも堆積したものでないことを示す。最大沈降部が北東へ移動する際、それを追いかけるように南西側が順次隆起していったであろう。このことや層厚と堆積盆の沈降との関係などからして、軸斜面がどこまでも南西に向かって一方的に傾いていたとは考えられない。おそらく最大沈降部の南西側には、比較的急な斜面を介して、水深・沈降とも小さい平坦な海底面があり、一方、北東側には長大な緩斜面が広がっていたと推定される。そうすると堆積盆の軸方向断面における海底面のかたちは非対称的で、斜面の傾斜度・拡がりの点で差はあるにしても、軸に直交する断面のそれと基本的に同じ形態を示し、いずれの場合も堆積物は主として相対的に傾斜が緩く、幅が広い傾斜に沿って流入したことになる。なお、海辺層の場合は北側からの側流が南に大きく張り出し、しかも流向のばらつきが目立つが、これは同層堆積時になると堆積盆が狭まり、海底地形が複雑化したことを示唆する。古流系や層相変化の状況からみると、堆積盆の縮小は少なくとも中部垂層群の時期から段階的に進行したと推定される。

第64図は、大野川層群と秩父帯におけるその相当層がどのようにして堆積したかを示す模式図である。本図の  $n_1 \cdot n_2 \cdot a_1 \cdot s$  は前節で述べた北縁相・北部相・中軸相・南部相にそれぞれ対応する。北東-南西断面に示す3相のうち、現在地表で見られるのはほとんどの場合  $a_1$  の中軸相である。本相の堆積物は北東に向かって次第に層厚を減じ、かつ細粒化して  $a_2$  の中軸東部相になるものと推定される。 $a_2$  の堆積物は  $a_1$  のそれに順次覆われていき、陸上ではどこにも露出していない。一方、 $a_3$  の中軸西部相は浸食により大部分が失われており、その実体はよくわからない。しかし、少なくとも他の2相の場合よりも堆積物が薄く、細粒である。大野川層群の中に  $a_3$  の地層を求めるとすると、それは見岳山付近に露出する蘇陽層だけである。

第64図の北西-南西断面図に示されているように、大野川層群及びその相当層の堆積をもたらした基本的な運動は、臼杵-八代構造線以北の地帯が南に傾動して半地溝帯となり、南側の秩父帯北部も沈降に引



第 64 図 大野川層群及びその相当層の堆積機構(寺岡, 1970 を一部修正)

き込まれるというものである。この構造線は地層堆積中からその後にかけて活動し、同線沿いに衝出している生ノ原変成岩類は礫質堆積物の供給源となっている。白亜系堆積盆の中で最も大きく沈降したのは現在の複向斜軸部であるが、そこに地層堆積の全期間を通じ広域にわたって一様な凹地(trough)が存在したわけではない。地層が最も厚く堆積した沈降の中心部は水深も大であり、それが時代とともに南西から北東に移動し、結果的には中軸部に莫大な厚さの地層が累積することになった。このような移動の著しいものは、下記の理由からして、累層または亜層群の堆積初期に起こったと推定される。各累層・亜層群は規模の違いはあるがそれぞれ1堆積輪廻を示し、一般にこれらの境界付近を境として層相の側方変化の様式・程度がかなり顕著に変わる。また、中部及び上部亜層群の場合は、最下位の累層中にスランプ構造がよく発達する。これらの事実は輪廻の更新期に後背地のみならず堆積盆内の状況もかなり変化したことを示唆する。既述のように、複向斜軸部にはいくつもの向斜が左雁行状に並んでおり、各向斜の主部は異なる累層または亜層群で構成されている。向斜の配列様式及び層序区分単元との対応関係、層相変化の状況などからして、褶曲構造の起源は地層堆積中にさかのぼるとみなされる。そして、臼杵-八代構造線に沿う断層運動は、垂直方向のものだけでなく、左横ずれの成分もかなり大きく、それが白亜系の堆積と変形を強く規制したと考えられる。

## XI. 脈 岩 類

(宮崎一博)

朝地変成岩類中やそれと大野川層群の間の塚野断層に沿って流紋岩・花崗斑岩が、また、同層群と三波川変成岩類との間の佐志生断層に沿ってかんらん石安山岩がそれぞれ岩脈として貫入している。流紋岩・花崗斑岩の貫入は後期白亜紀後期以降であるが、その詳しい年代は不明である。西隣の久住地域では大野火山岩類の噴出末期にかんらん石安山岩の貫入があり(小野, 1963), 四国北西部では15Maのそれが中央構造線沿いに入っている(堀越, 1964; 田崎ほか, 1990)。したがって、本地域のかんらん石安山岩も中新世のものともみなされる。

流紋岩(p) 塚野断層沿いや朝地変成岩類, 特に日方ユニット中に幾筋もの岩脈として入っており, 地質図には主なものだけ示してある。岩体の幅は数m-100mで, 走向N30-60° E, 傾斜30-60° SEである。本岩は灰白色, 細粒, 緻密な岩石である。斑晶は, 径0.2-2mm程度の斜長石・石英・角閃石・黒雲母である。斜長石は, 自形で累帯構造, 双晶が見られる。内部は微粒な粘土鉱物に変質している。角閃石・黒雲母は, 自形ないし半自形で, 部分的に緑泥石化している。角閃石は褐-淡褐色の多色性を示し, 黒雲母は褐-黄色の多色性を示す。石英は丸みを帯びた結晶である。基質は0.1mm以下の細粒な石英と0.01mm以下の微細な粘土鉱物よりなる。少量の炭酸塩鉱物を伴う。

花崗斑岩(p) 塚野断層に沿う岩脈の幅の広い部分にみられる。この場合, 岩脈の縁部は球顆状の石英を含む流紋岩になっている。花崗斑岩は径1-2mmの斜長石・石英・角閃石・黒雲母の斑晶を多量に含む。斜長石は自形でアルバイト双晶をなし, 累帯構造を示す。結晶の内部は変質が著しく, 微粒な粘土鉱物に変わっていることが多い。角閃石は自形ないし半自形で, 褐-淡褐色の多色性を示す。黒雲母は板状の結晶で, 褐-黄色の多色性を示す。角閃石と黒雲母は部分的に緑泥石に置換されている。石英は丸みを帯びた結晶である。基質は0.1-0.2mmの石英・斜長石・黒雲母からなる。このほかに, 少量の方解石・緑れん石・ぶどう石・不透明鉱物を伴う。方解石・ぶどう石の単鉱物脈が存在する。

かんらん石安山岩(an) 大分市中竹中から岩上にかけて, 三波川変成岩類と大野川層群の境界をなす佐志生断層に沿って貫入している(第48図)。後述のように, この断層は市ノ川時階の中央構造線に当たる。この岩脈は幅10-20mで, 南北に近い走向を持って西に20°-30°傾いている。かんらん石安山岩は暗灰色を呈し, 斑晶として径0.5-1mm程度の斜方輝石・かんらん石・単斜輝石を含む。かんらん石は, 斜方輝石に包有されたり, 細粒の斜方輝石からなる反応縁を持つ。完全に粘土鉱物に変質している。斜方輝石・単斜輝石は自形で, 部分的に炭酸塩鉱物と粘土鉱物に変質している。基質は, 0.05×0.2mmの柱状の斜長石, 0.1mm程度の斜方輝石・石英と少量の黒雲母からなる。



## ・中新統大野火山岩類

(星住英夫・小野晃司)

大野火山岩類に関する研究は、松本唯一(1933)に始まる。松本(1933)は、現在の竹田市木原山から犬飼町西部に至る東西30kmに及ぶ地域に広がる流紋岩及び安山岩を“大野火山区”と呼び、下位から 鏝ヶ岳熔岩類(流紋岩)・代三五山層灰岩・代三五山熔岩(安山岩)に区分した。小野(1963)は、松本(1933)の鏝ヶ岳熔岩類が層位・岩質の異なる2つの別の流紋岩(溶結凝灰岩)であることを明らかにし、大野火山岩類として再定義した。そして下位から白岩山流紋岩・代三五山安山岩・三宅山流紋岩・かんらん石安山岩岩脈とこれらに伴う堆積岩類に区分した。柴田・小野(1974)は、大野火山岩類からおよそ13-15MaのK-Ar年代値を、巽ほか(1980)は、代三五山安山岩から $13.2 \pm 0.7$ MaのK-Ar年代測定値を得ている(第7表)。また、玉生(1979)は、三宅山流紋岩のガラスから $13.6 \pm 1.4$ Maのフィッシュン・トラック年代を得た。したがって、大野火山岩類の噴出年代は中期中新世となる。

本地域の大野火山岩類は、下位から 牟礼礫岩(深称)白岩山火砕流堆積物<sup>3)</sup>・小倉木凝灰岩(新称)・代三五山安山岩・三宅山火砕流堆積物<sup>3)</sup>の5部層に区分される。

第7表 大野火山岩類のK-Ar年代測定値(柴田・小野, 1974; 巽ほか, 1980)。試料採取地点は地質図に示してある

No	岩体名 試料番号	岩石名	測定対象	<sup>40</sup> Ar rad (10 <sup>-6</sup> ml STP/g)	<sup>40</sup> Ar atm. (%)	K (%)	年代値 (Ma)
1	白岩山火砕流堆積物 OV-1(63ME 281D)	流紋岩溶結凝灰岩	全岩	0.209	71.7	4.05	15.5±1.1
2	代三五山安山岩 OV-2(63K 276A)	輝石安山岩	全岩	0.103	57.7	2.19	14.2±0.8
3	代三五山安山岩 OT-9.3	ガラス質安山岩	全岩	0.089 0.095	56.4 56.4	1.79 1.79	13.2±0.7
4	三宅山火砕流堆積物 OV-3(64Z 302KF)	流紋岩溶結凝灰岩	サニティン	0.494	28.7	4.94	13.6±0.5
5	三宅山火砕流堆積物 OV-4(64Z 302GL)	流紋岩溶結凝灰岩	石基ガラス	0.241	47.3	2.41	13.9±0.5
6	三宅山火砕流堆積物 OV-5(57Z 332MX)	流紋岩溶結凝灰岩	脱ガラス化した基質	0.248	31.5	2.48	14.4±0.5

(注) <sup>40</sup>Kλβ=4.72×10<sup>-10</sup>/y, λε=0.584×10<sup>-10</sup>/y, <sup>40</sup>K/K=1.19×10<sup>-4</sup>atom (Nos.1,2,4,5,6: 柴田・小野, 1974)

<sup>40</sup>Kλβ=4.962×10<sup>-10</sup>/y, λε=0.581×10<sup>-10</sup>/y, <sup>40</sup>K/K=1.167×10<sup>-4</sup>atom (No.3: 巽ほか, 1980: 測定Teledyne Isotopes社)

No 2とNo 3は、同一地点である。No 1は三重町地域、Nos.4,5は竹田地域、No 6は久住地域で採取された。

3) 小野(1963)及び小野ほか(1977)が記述しているように、これらは溶岩ではなく溶結した火砕流なので、地層名を流紋岩から火砕流堆積物へと改称した。

## . 1 牟礼礫岩(Og)

白岩山火砕流堆積物の下位にあって大野火山岩類の最下部を占める礫岩砂岩層を牟礼礫岩と呼ぶ(新称)。木ノ元山南麓から三重町地域の牟礼にかけて良好に露出し、砂岩・泥岩・安山岩・結晶片岩などの円-亜円礫と砂質の基質からなる(第65図)。厚さは最大30-40mで、基底は露出していない。光昌寺山東方でも、白岩山火砕流堆積物の下位に礫岩・砂岩・凝灰質シルト岩の互層があり、ここでは白岩山火砕流堆積物との間に黒色風化土壌が認められた。また、久住町赤川(宮原地域)では、基盤の閃緑岩と白岩山火砕流堆積物との間に、厚さ230mの泥岩・砂岩・礫岩の互層がボーリングで確かめられている(新エネルギー総合開発機構, 1988)。

## .2 白岩山火砕流堆積物(Os)

小野(1963)は、松本(1933)の鎧ヶ岳熔岩のうち、代三五山安山岩の下位に位置する流紋岩溶岩(溶結凝灰岩)と付随する凝灰角礫岩・凝灰質砂岩を白岩山流紋岩として定義した。本地域では大野町田中北方から犬飼町西部にかけて分布し、大部分が堅固な溶結凝灰岩のため障子岳(大野町)・光昌寺山・石田山・木ノ元山・白鹿山などの突出した地形を構成している。厚さは最大120mである。

本火砕流分布域の大部分では、大野川層群などの基盤岩を直接覆う強溶結の火砕流堆積物から始まる。



第 65 図 大野火山岩類基底の牟礼礫岩(三重町木ノ元山南麓)  
砂岩に低角の斜交層理がみられる

火砕流の基底部の1-数mは灰色ガラス質であるのに対し、主部では脱ガラス化して白色の石質岩となっている。いずれの場合も基質中に長さ4mm-10cm，厚さ0.5mm-2cmの本質レンズが平行に並ぶユータキシティック構造を示すが、本質レンズが基質と同色のために肉眼では見えにくい。石質部では本質レンズのみが粘土化脱落し、容易に構造を確認できることがある(第66図)。強溶結部ではしばしば、径20-50cmの柱状節理が特徴的に見られる(第67図)。一部地域では、非溶結部が岩体下部あるいは上部に伴われることがある。非溶結部は、大きさ4cm以下の白色軽石と同質のやや砂質の火山灰からなる。通常無層理であるが、岩体上部では厚さ数10cm以下の多数のフローユニットからなることがある。木ノ元山南麓では、牟礼礫岩の上位に非溶結の流紋岩質火砕流堆積物があり、上方へ向かって強溶結部へと漸移する。

岩質は黒雲母流紋岩質のもの(黒雲母)輝石流紋岩質のものがある。いずれも三宅山火砕流堆積物に比べて斑晶量が少なく、かつ大きさが小さい(2mm以下)ため、容易に区別がつく。

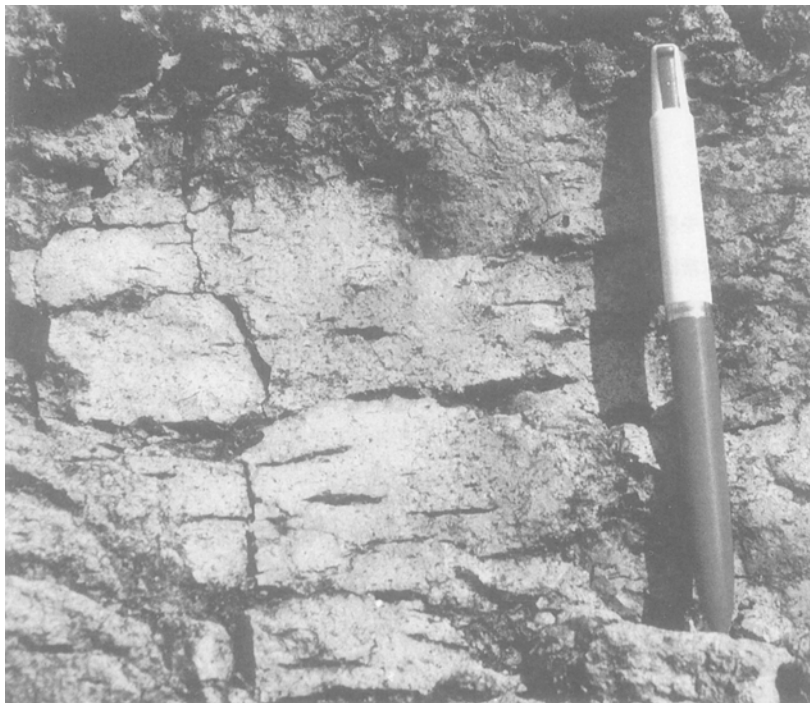
<GSJ R57884> IN3687 斜方輝石含有黒雲母流紋岩溶結凝灰岩

産地・産状：大野町障子岳。強溶結の火砕流堆積物。

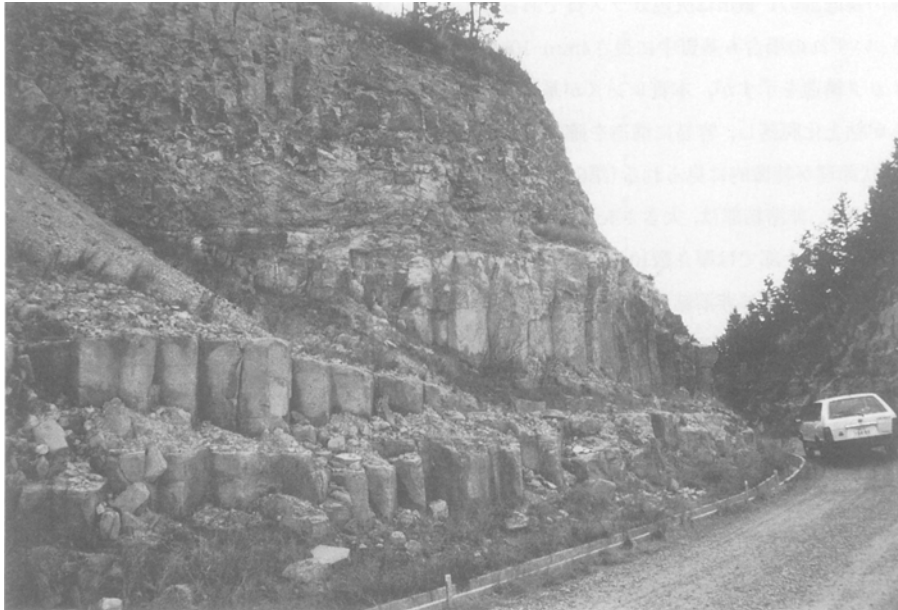
結晶：石英・斜長石・黒雲母・斜方輝石・鉄鉱。

石英は融食形を示す。黒雲母は濃褐色-褐黄色の多色性を示す。

基質：偏平化したガラス片の集合体からなり、パーリティック割れ目が少し入る。



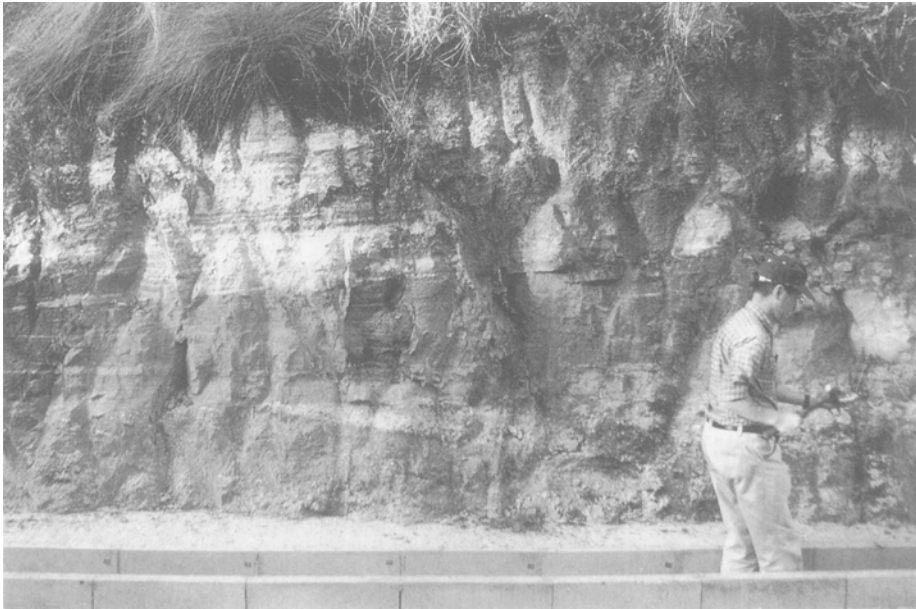
第66図 白岩山火砕流堆積物強溶結部の風化面(千歳村石田)  
本質レンズは粘土化により失われ、レンズ状の空隙となっている



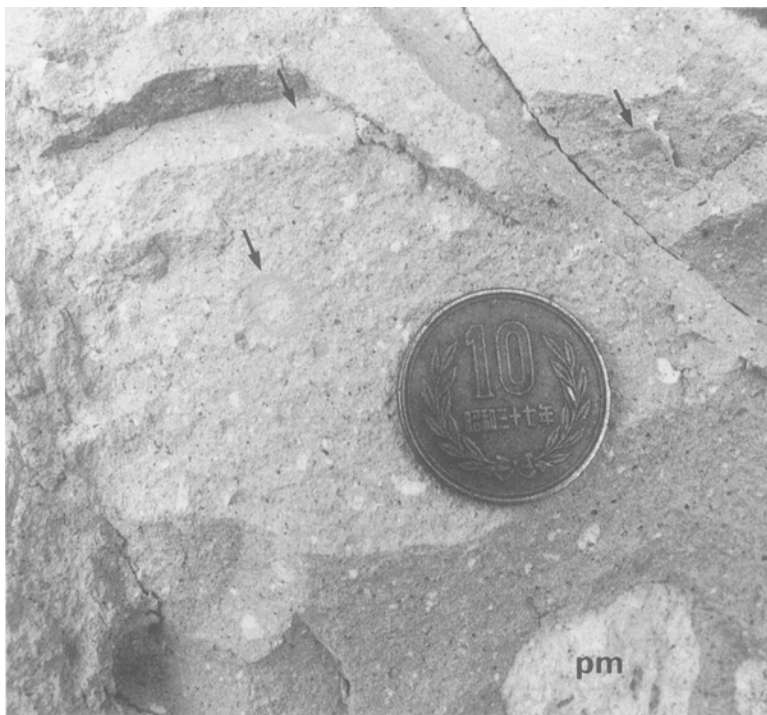
第67図 白岩山火砕流堆積物強溶結部の柱状節理(大野町大峠西南西900m)  
柱状節理の径は、およそ30-50cm．柱状節理とほぼ直交する方向にユータキシティック組織が見える

### ．3 小倉木凝灰岩(Ok)

白岩山火砕流堆積物を覆い、代三五山安山岩に覆われる成層構造の発達する凝灰岩・凝灰質砂岩などからなる地層を小倉木凝灰岩と呼ぶ(新称)．松本(1933)の代三五山層灰岩に当たる．代三五山安山岩の下位に広く分布し、大野町小倉木周辺及び王子山南方に良好な露出がある．層厚は最大100mである．小倉木凝灰岩は流紋岩質軽石凝灰岩を主とし、安山岩質スコリア凝灰岩・凝灰質砂岩・細粒ガラス質凝灰岩・シルト岩などからなる．いずれも細かな成層構造や斜交層理が発達するなど水中堆積の岩相を示す(第68図)．軽石凝灰岩は、大きさ1-5cm、最大15cmの細かく管状に発泡した白色軽石と同質の火山砂からなる．しばしばスコリアや、白色ガラスの混じった縞状スコリアを伴う．王子山南方では、厚さ数mごとに塊状部と成層部が繰り返す水中火砕流堆積物の岩相を示す．岩質は流紋岩質で無斑晶質、あるいは大きさ2mm以下の黒雲母または単斜輝石・斜方輝石を含む．スコリア凝灰岩は、大きさ1-8cmの黒-褐色のスコリアと同質の火山砂からなる．スコリアは細かくスポンジ状に発泡したものから、あまり発泡していないガラス質の安山岩礫に近いものまで多様である．また、細粒ガラス質凝灰岩中にはしばしば、大きさ4-20mmの火山豆石を含む．火山豆石は同心円状の内部構造を持ち、球に近いものからやや扁平なもの、壊れてかけらとなったものなどがある(第69図)．



第68図 小倉木凝灰岩の成層した凝灰岩(千歳村八山南西800m)  
ここでは白色軽石凝灰岩と灰黒色火山砂層からなり、斜交層理が発達する



第69図 小倉木凝灰岩中の火山豆石(大野町上津神社東南東400m)  
矢印の部分、白く見えるのは軽石(pm)

## X II. 4 代三五山安山岩 (Od)

小野(1963)は、三宅山東麓(久住地域)及び代三五山周辺に分布する厚い輝石安山岩溶岩を代三五山安山岩と呼んだ。本地域では、大野町の代三五山を中心として王子山・八山・田口山などを形成し、小倉木凝灰岩を覆っている。代三五山安山岩は、最下部及び最上部に凝灰角礫岩を伴う、厚い一枚の輝石安山岩溶岩である。最上部の凝灰角礫岩は王子山山頂部でのみ確認されている。溶岩は基底部及び最上部で気泡に富む。中心部では径10-30cmの柱状節理が、その外側では5-10cm間隔の水平に近い板状節理が顕著に発達する(第70図)。岩石は、斑晶として大きさ1-4mmの斜長石・単斜輝石・斜方輝石を含む緻密な黒-灰黒色の安山岩で、一部に石基の結晶度の違いによる流理構造が見られる。

小倉木の北方の道路沿いで、小倉木凝灰岩との関係が観察される。ここでは軽石凝灰岩を厚さ3mの凝灰角礫岩が覆い、その上位の塊状溶岩へと漸移する。凝灰角礫岩は、大きさ4-50cmの安山岩角礫と基質からなり、基質は下位層と同じ軽石凝灰岩の基質から上方へ向かって安山岩質火山砂へと漸移する。安山岩角礫は多面体状で、岩塊表面に冷却節理が発達するものがある。自破碎構造が一部に認められる。



第70図 代三五山安山岩の柱状節理と流理構造(大野町片島の採石場)

<GSJ R57885> IN3415b 単斜輝石斜方輝石安山岩

産地・産状：大野町片島・溶岩・

斑晶：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・

石基：ガラス(褐色)・斜長石・単斜輝石・ピロタキシティック組織を示す・

## .5 三宅山火砕流堆積物(Om)

小野(1963)は、松本(1933)の鎧ヶ岳熔岩のうち、代三五山安山岩の上位に位置する流紋岩(溶結凝灰岩)の岩体を三宅山流紋岩として定義した。本火砕流は、主に久住地域に分布し、本地域では大野町の障子岳山頂部で白岩山火砕流堆積物を覆う小岩体があるのみである。下位の代三五山安山岩を久住地域の三宅山東麓で覆っている(小野, 1963)。

障子岳では、強溶結の火砕流堆積物で、淡褐-灰桃色の脱ガラス化した石質の岩相と、黒色ガラス質の岩相の両方が見られる。本地域ではこの2つの岩相の関係は確認できないが、例えば久住地域の神角寺東方で見られるように黒色ガラス質の部分が岩体の基底部(小野, 1963)なのであろう。脱ガラス化した石質岩及び黒色ガラス質岩とも、本質レンズは肉眼では判別しがたく、一見緻密な流紋岩溶岩に見える。両者とも大きさ2-3mmの長石・石英を多量に含んでいるのが特徴的である。

<GSJ R57886> IN3689 単斜輝石斜方輝石含有かんらん石流紋岩溶結凝灰岩

産地・産状：大野町障子岳・強溶結の火砕流堆積物・

結晶：石英・斜長石・サニディン・かんらん石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・

石基：石英は融食形を示すものが多い。かんらん石は一部が粘土化している・

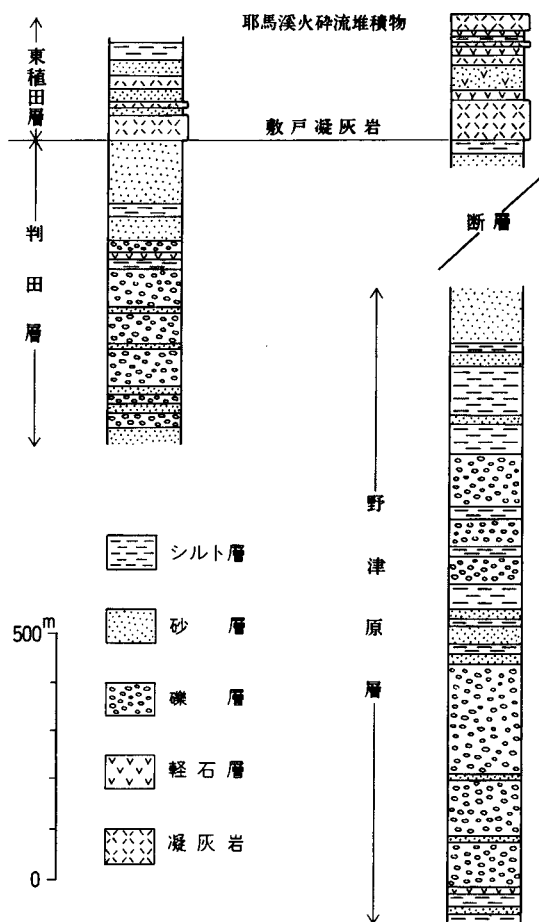
偏平化したガラス火山灰の集合体からなり、全体にパーリティック割れ目が発達する・

## . 鮮新統-下部更新統碩南層群

(吉岡敏和・星住英夫)

大分平野周辺の丘陵を構成する鮮新-更新統は、首藤(1953)によって下位から碩南層群と大分層群に2分されている。本地域にはこのうち碩南層群のみが分布する。第71図に碩南層群の標準地質柱状図を示す。

首藤(1953)は碩南層群を新第三系とし、下位から東庄内層・東植田層及び判田層の3層からなるとした。その後、首藤(1970)によって判田層は東植田層の下位に当たると訂正されたが、具体的な年代値を得るには到らなかった。碩南層群の放射年代としては、岡口(1976)が東植田層敷戸凝灰岩の降下軽石層から $6.52 \pm 1.34$ Maのフィッション・トラック年代を得たが、竹村ほか(1988)は同じく敷戸凝灰岩から



第71図 碩南層群の地質標準柱状図(吉岡, 1992)

1.3±0.3Ma, 判田層の凝灰岩から2.2±0.8Ma, 2.4±0.8Ma, 2.9±0.6Maのフィッション・トラック年代を得, 水野ほか(1989)も敷戸凝灰岩から1.7±0.3Maのフィッション・トラック年代を得た。また, 星住・鎌田(1991)は, 酒野凝灰岩(=東植田層敷戸凝灰岩)中の篠原デイサイトから1.30±0.07MaのK-Ar年代を得ている。これらの年代値から碩南層群は上部鮮新統から下部更新統と考えられる。本報告では碩南層群を野津原層・判田層及び東植田層に区分する。

### XIII.1 野津原層(Nh)

**地層名** 首藤(1953)の東庄内層野津原部層を独立させ, 野津原層とする(吉岡, 1992)。

**模式地** 野津原町野津原南方の七瀬川沿い。

**分布・構造** 野津原町過原から岡にかけてやや東西に長く分布する。分布のすべての境界を断層で限られており, 堆積当時の分布域は不明である。構造は, ほぼ一様な走向で南西に20°-50°傾斜している。

**層序関係** 下位の朝地変成岩類及び花崗岩類, 上位の東植田層とは断層で接するが, 野津原町本福宗



では本層上部のシルト層を東植田層の不淘汰角礫層が傾斜不整合で覆うのがみられる(第72図)。

**層厚** 上・下限ともに不明であるが、露出する範囲で約1,300mの厚さを有する。

**層相** 下部は円礫層を主体とし、中・上部はシルト層からなり円礫層及び砂層を挟む。層相の側方変化が激しく、南縁の断層沿いでは約200mの幅で不淘汰な角礫層からなる(第77図に層相分布を示す)。最下部に厚さ20cmの白色火山灰層を挟むほかは火山性の堆積物を含まない。礫層は砂岩・チャート・変成岩礫を主体とするが、西部の野津原町竹矢の断層沿いでは花崗閃緑岩角礫を多く含む。マトリックスは礫と同質でやや固結している。中部のシルト層には厚さ3-5cmで層状をなす部分がある(第73図)。上部のシルト層は下位のものより固結度が低く、細片状に割れる特徴がある。

**年代・対比** 本層からは直接年代を示す資料は得られていない。後述する敷戸凝灰岩の年代(1.3±0.3Ma, 1.7±0.3Ma)よりは古く、固結の状態などから鮮新世後期のものと推定される。

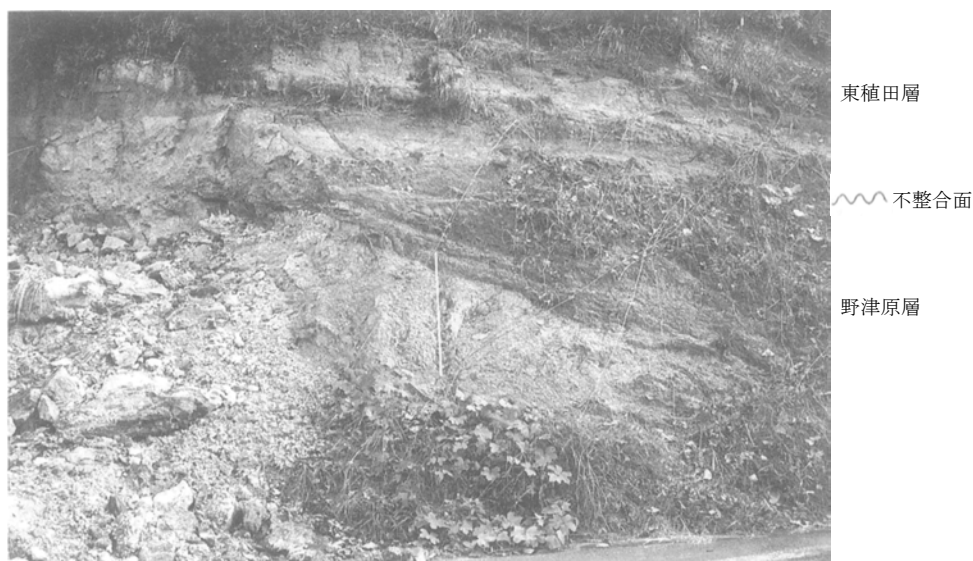
### XIII.2 判田層(Hd)

**地層名** 首藤(1953)の判田層を再定義し、大野川流域の碩南層群のうち敷戸凝灰岩の下位にあるものを判田層とする(吉岡, 1992)。

**模式地** 大分市中判田の判田台団地周辺。

**分布・構造** 大分市南部の中判田から竹中にかけて分布し、10°-40°の傾きで西ないし南西に傾斜する。分布の南西縁は西北西-東南東方向の断層及び北北西-南南東ないし南北方向の正断層を伴うアバット不整合で限られている。

**層序関係** 下位の大野川層群及び三波川変成岩類とは断層及び不整合で接し、上位の東植田層とは整



第72図 野津原層と東植田層の不整合(野津原町本福宗)  
スケールは2m



第73図 野津原層の層状シルト層(野津原町新町)

合関係である。野津原層との関係は不明である。

**層 厚** 下限は不明であるが、露出する範囲で約600mの厚さを有する。

**層 相** 首藤(1953)、岡口(1976)らによる部層区分は混乱を招いており、本報告では新たに下部層・中部層及び上部層の3部層に区分する。下部層は岡口(1976)の片野互層に相当する。下部層は斜葉理の発達した砂礫層、中部層は円礫層を主体とし、上部層はシルト層を挟む砂層からなる。中部層の円礫層は砂層を挟みながら約200mの厚さを有し、礫種は砂岩及びチャートを主とする(第74図)。斜層理はおおむね南西から北東への古流向を示す。また、中部層と上部層の境界付近に軽石凝灰岩層を1枚挟む。分布の南西縁の北北西-南南東方向の正断層を伴うアバット不整合に沿う部分では、基盤の大野川層群の礫からなる不淘汰な角礫層が分布する(第75図)。

**年代・対比** 本層中の凝灰岩層から竹村ほか(1988)によって $2.2 \pm 0.8\text{Ma}$ 、 $2.4 \pm 0.8\text{Ma}$ 、 $2.9 \pm 0.6\text{Ma}$ のフィッション・トラック年代が得られている。敷戸凝灰岩の下位の地層のうち、野津原層に比べて固結度は低く、やや新しい可能性がある。

### XIII.3 東植田層(Sk, Hw, Yb)

**地層名** 首藤(1953)の東植田層(植は植の誤り)を再定義し、碩南層群のうち敷戸凝灰岩以上の地層を東植田層とする(吉岡, 1992)。小野(1963)は、久住地域に分布する東植田層相当層を谷層と呼び、下位から酒野軽石凝灰岩・砂岩礫岩層・上中尾溶結凝灰岩に区分した。これらは、それぞれ本報告書の敷戸凝灰岩・東植田層の主部・耶馬溪火砕流堆積物に当たる。

**模式地** 旧東植田村(現在は大分市)敷戸から戸無瀬周辺(大分地域内)

**分布・構造** 野津原町福宗から大分市鶴崎台地南部にかけて東西に広く分布するが、本地域にはその



第74図 判田層中部の円礫層(大分市中判田, 判田台団地)  
スケールは2m



第75図 判田層の縁边角礫層(大分市板山北西方)  
角礫はほとんどが大野川層群の礫岩からなる

南縁部が分布するのみである。分布の南限及び北限を東西方向北落ちの正断層で限られており、地層はおおむね $10^{\circ}$ 前後の傾斜で南に傾く。

**層序関係** 下位の判田層とは整合、野津原層とは不整合関係で重なり、鶴崎台地では大分層群上部層に不整合で覆われる。

層 厚 野津原町福宗付近で約250m，鶴崎台地では200m以上である。

層 相 下部に岩片を多く含む軽石凝灰岩層(敷戸凝灰岩)が厚く発達し，その上位には数枚の火砕流堆積物を挟む火山灰質の砂・礫などの堆積物，そして西部では最上部に角閃石に富む火砕流堆積物(耶馬溪火砕流堆積物)が分布する．このうち敷戸凝灰岩と耶馬溪火砕流堆積物については後述する．西部の野津原町福宗付近と東部の鶴崎台地では層相が異なり，福宗付近では花崗閃緑岩の角礫を含む火山灰質の泥流堆積物を主とし，火砕流堆積物，降下軽石及びスコリア層などを挟む．敷戸凝灰岩の上位には局所的に厚さ10m以上の円礫層が発達する．鶴崎台地では火山灰質のシルト層及び砂層の互層を主とし，軽石凝灰岩を挟む．北隣の大分地域内では敷戸凝灰岩の上位に厚さ約5mの珪藻土層を挟み，首藤(1953)はこの珪藻土から*Stephanodiscus niagarae* Ehrenb, *Synedra acus* Kutzingを報告している．

年代・対比 最下部の敷戸凝灰岩から $1.3 \pm 0.3\text{Ma}$ (竹村ほか，1988)， $1.7 \pm 0.3\text{Ma}$ (水野ほか，1989)のフィッション・トラック年代が得られている．耶馬溪火砕流の噴出年代は，それ自身が正常磁であり逆帯磁の火砕流堆積物(今市火砕流など)に覆われること，及び上下の火山岩の年代測定値から，ハラミヨ・イベント(0.90-0.97Ma)中と考えられている(宇都・須藤，1985；星住ほか，1988)．

敷戸凝灰岩(Sk)

首藤(1953)の敷戸部層，小野(1963)の酒野軽石凝灰岩，星住ほか(1988)の酒野凝灰岩に当たる．本地域内では野津原町小屋鶴西方の道路沿いで露出が良好である．

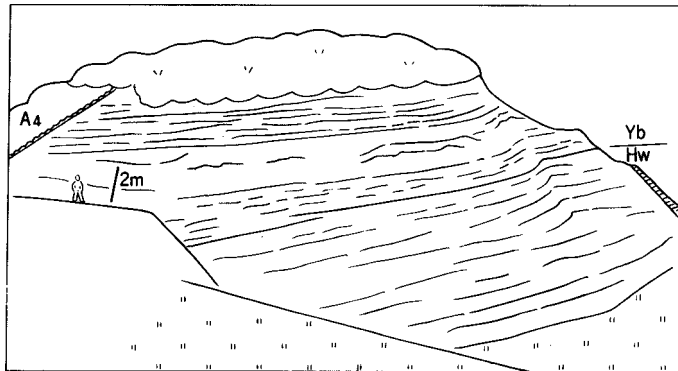
本地域での敷戸凝灰岩は流紋岩質の塊状軽石凝灰岩からなり，基底部は露出していない．塊状軽石凝灰岩は白色軽石と同質の火山砂からなる非溶結の軽石流堆積物である．軽石は細かく細管状に発泡しており，斑晶として少量の斜長石・黒雲母と微量の普通角閃石・紫蘇輝石・普通輝石を含む．また類質岩片として黒曜石を，異質岩片として輝石安山岩・角閃石安山岩を含む．

耶馬溪火砕流堆積物(Yb)

耶馬溪火砕流堆積物は中部九州に広く分布する大規模火砕流堆積物であり，赤木(1933)の耶馬溪熔岩に当たる．全体の分布は，熊本県から大分県にわたる東西60kmあまり南北40kmあまりの広大な地域に及ぶ．Kamata(1989)は，堆積物の分布・層厚変化・堆積物上面の傾斜及び試錐データから，九重火山北方の猪牟田<sup>しむた</sup>付近の重力の負異常地域に猪牟田カルデラを想定し，噴出源と考えた．

本地域での耶馬溪火砕流堆積物は，下位から，成層した軽石凝灰岩・非溶結の火砕流堆積物・溶結した火砕流堆積物からなる．最下部が東植田層の泥流堆積物に整合関係で重なるのが，野津原町迫で観察される(第76図)．また上位は礫層を挟んで今市火砕流に覆われる．層厚は10-40mである．

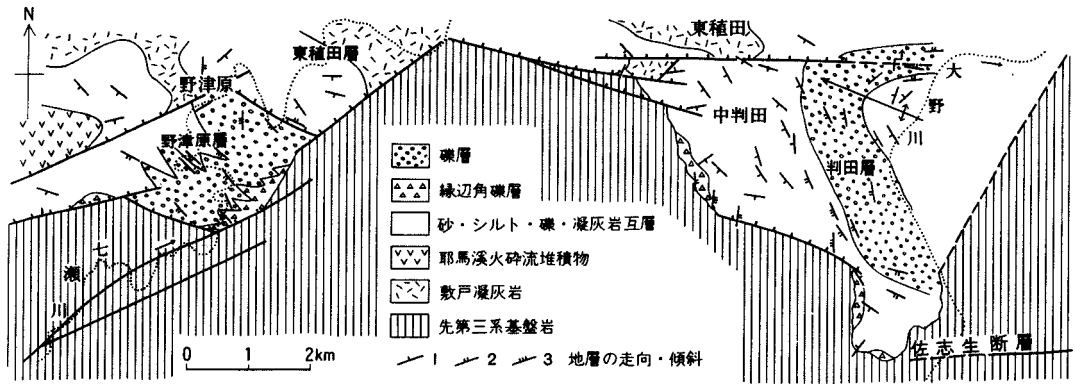
火砕流堆積物の基底には厚さ約1.5mの成層した軽石と火山灰の互層があつて，東植田層の泥流堆積物を整合で覆っている．その上位には，少量の軽石と大量の細粒火山灰と結晶片からなる未固結の火砕流堆積物が重なる．この未固結の火砕流堆積物は，淡褐色細粒火山灰基質中に少量の軽石を含む．軽石は大きさ5mm-5cm，まれに10cmに達し，細かな長孔状の気泡を持つ．堆積物の内部には，細かく成層した部分や緩やかな波状の層理面が認められることがある．溶結部は岩体の最上部に位置し，本地域では野津原町箆ノ台の北側にのみ分布する．全体に脱ガラス化が進んだ灰色の堅固な岩石で，径10cm-2mの柱状節理が発達する．いずれの岩相においても，基質に大きさ2-5mmの斜長石・普通角閃石・輝石を多量に含むのが特徴的である．



第76図 耶馬溪火砕流堆積物の基底部(野津原町迫南西)  
 東植田層の不淘汰な砂層に整合で重なる耶馬溪火砕流堆積物。耶馬溪火砕流堆積物に細かな層理が見える。  
 Yb: 耶馬溪火砕流堆積物, Hw: 東植田層の泥流堆積物, A4: 阿蘇-4火砕流堆積物

### XIII.4 地質構造

大分平野南部の碩南層群は、大きく見て東西方向北落ちの正断層で階段状に変位している構造を示す。地層はおおむね南に傾斜しており、顕著な褶曲構造は認められない。第77図に本地域付近の碩南層群の地質構造を示す。この地域は碩南層群の分布の南縁部に当たり、地理的分布から野津原層の分布地域(野津原地域)と判田層の分布地域(判田地域)に分かれる。野津原地域では、基盤との境界は、東北東-西南西方向で右ステップの雁行配列をとる断層で境され、その雁行部には阿蘇-4火砕流堆積物に覆われて確認できないが北西-南東方向の断層が推定される。また、北縁も同様に東北東-西南西方向と北西-南東方向の断層によって上位の東植田層と接しており、南北縁の断層は互いに平行相似関係にある。一方、判田地域では、基盤との境界は、西北西-東南東方向で右ステップの雁行配列をとるほぼ垂直な断層と、そ



第 77 図 碩南層群の層相及び地質構造(吉岡, 1992)

地層の走向・傾斜 1: 傾斜  $20^\circ$  未満  
 2: 傾斜  $20^\circ$  以上  $40^\circ$  未満  
 3: 傾斜  $40^\circ$  以上

の雁行部をつなぐ北北西-南南東ないし南北方向の正断層を伴うアバット不整合からなり、かぎ形に配列する。また、野津原層・判田層とも、堆積物はそれぞれの西側の縁辺に向かって傾き、野津原層は1,300m以上、判田層は600m以上の厚さを有している。そして、堆積物の半分近くが扇状地成の礫層で比較的短時間に堆積したと考えられること、特に野津原層では層相の側方変化が激しく、断層沿いで不淘汰角礫層が見られること、火山岩を伴わないこと、判田層では古流向が地層の傾斜と逆方向であることなどから、吉岡(1992)は、判田層及び野津原層はそれぞれの南縁を限る断層の右横ずれ運動に伴って形成された堆積場に堆積したと考えている。

## XIV. 下部更新統-完新統

(星住英夫・吉岡敏和・小野晃司)

### XIV.1 下部更新統礫層

本地域には、主として山地斜面や丘陵頂部に未固結の礫層主体層が分布する。これらはいずれも河川成の堆積物であるが、堆積面の地形は明瞭でない。本報告ではこれらの礫層を分布地域によって田中礫層、向野礫層及び久木小野礫層に区分した。また本地域東南部の野津町持田東方や落合西方の丘陵頂部にも、小規模な分布ながらこれらの礫層とほぼ同時代と考えられる礫層が分布し、地質図では未区分下部更新統礫層(ug)とした。堆積時代は分布状態や風化の程度から前期更新世としたが、鮮新世から中期

更新世のものが含まれる可能性がある。

#### XIV. 1.1 田中礫層(Tg)

**地層名** 小野(1963)による。

**模式地** 大野町田中北方。

**分布** 大野町田中北方の山麓の標高300m以下の地域に広く分布するほか、その東方の大野町小切畑付近や大分市志田原付近、西方の朝地町朝地付近(久住地域)など大野山地の南側山麓に沿って分布する。

**層相** 亜円-亜角礫を主とし砂及びシルトを挟み、淘汰は良くない。礫種は大野火山岩類礫が最も多く、変成岩礫・花崗岩礫も含まれ、径2mに及ぶ巨礫を含むことがある(第78図)。地表付近では著しく風化していることが多い。田中北方では礫層中に厚さ1-数mの流紋岩質火砕流・降下軽石層を挟んでいる。

**年代・対比** 大野町小切畑では、大野火山岩類白岩山火砕流堆積物の強溶結部を田中礫層の礫岩・シルト岩が不整合に覆っている。直接年代を示す資料は得られてないが、小野(1963)は今市火砕流起源の礫を含まないことから同火砕流堆積物の下位に当たると考え、鮮新統とした。今回、田中北方の礫層中に挟在する流紋岩質の降下軽石層から $0.7 \pm 0.3\text{Ma}$ のフィッシュン・トラック年代値が得られた(新出値, 第8表)。ここでは年代値及び風化・固結の程度から下部更新統とする。

#### XIV. 1.2 向野礫層(Mg)

**地層名** 本地域南西部の三重町向野を中心として分布する淘汰の悪い礫層と付随する砂・シルト層を



第78図 巨礫を含む田中礫層(大野町木原西方)

第8表 田中礫層中の流紋岩降下軽石層のFT年代測定値<sup>(注1)</sup> 試料採取地点は地質図に示してある

No.	試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		熱中性子フルエンス		(注2)	(注3)		(注4)		(注5)	
			総数 ΣNs (t)	密度 ρs =ΣNs/ΣS (t/cm <sup>2</sup> )	総数 ΣNi (t)	密度 ρi =ΣNi/ΣS (t/cm <sup>2</sup> )	総数 ΣNφ (n)	熱中性子線量 Φth (n/cm <sup>2</sup> )	年代値 T (Ma)	誤差 ±ε・T (Ma)	誤差 ±ε (%)	結晶数 n (粒)	相関係数 r	総計数面積 ΣS (cm <sup>2</sup> )	ウラン濃度 U (ppm)
7	GSI R57888(Ns>5粒子除く)	Zircon	5	4.35×10 <sup>4</sup>	209	1.82×10 <sup>6</sup>	1198	5.04×10 <sup>14</sup>	0.7	0.3	45.3	16	0.173	1.15×10 <sup>-4</sup>	180
	*(全粒子)	Zircon	246	1.06×10 <sup>6</sup>	614	2.63×10 <sup>6</sup>	1198	5.04×10 <sup>14</sup> (参)	12.0	1.0	8.1	30	0.765	2.33×10 <sup>-4</sup>	261

産地 岩石名 測定者 測定法 エッチング条件  
 大野町木原 角閃石流紋岩質軽石層 京都フィッシュン・トラック(株) 外部ディテクター法(ED2) KOH:NaOH=1:1(mol)225 ,30h

(注1) 全測定粒子を対象とした場合の測定データのまとまりは悪く、異質粒子の混在する可能性が高い。そのため異種年代粒子と思われる粒子(Ns>5, s>1×10<sup>6</sup>の粒子14個)を除外し、年代値0.7±0.3Maを算出した。しかし、誤差も大きく、相関係数rも小さいので参考的な値とみなした方がよい。

(注2) 年代値T=5.96×10<sup>-8</sup>×th×Ns×Ni<sup>230</sup>Uの自発核分裂壊変定数: f=7.03×10<sup>-17</sup>(1/yr)

(注3) 誤差 = {(1/√Ns)<sup>2</sup> + (1/√Ni)<sup>2</sup> + (1/√N<sup>230</sup>U)<sup>2</sup>}<sup>1/2</sup> × 100(%)

(注4) r: 結晶ごとの自発・誘導トラック密度(s, i)の相関係数

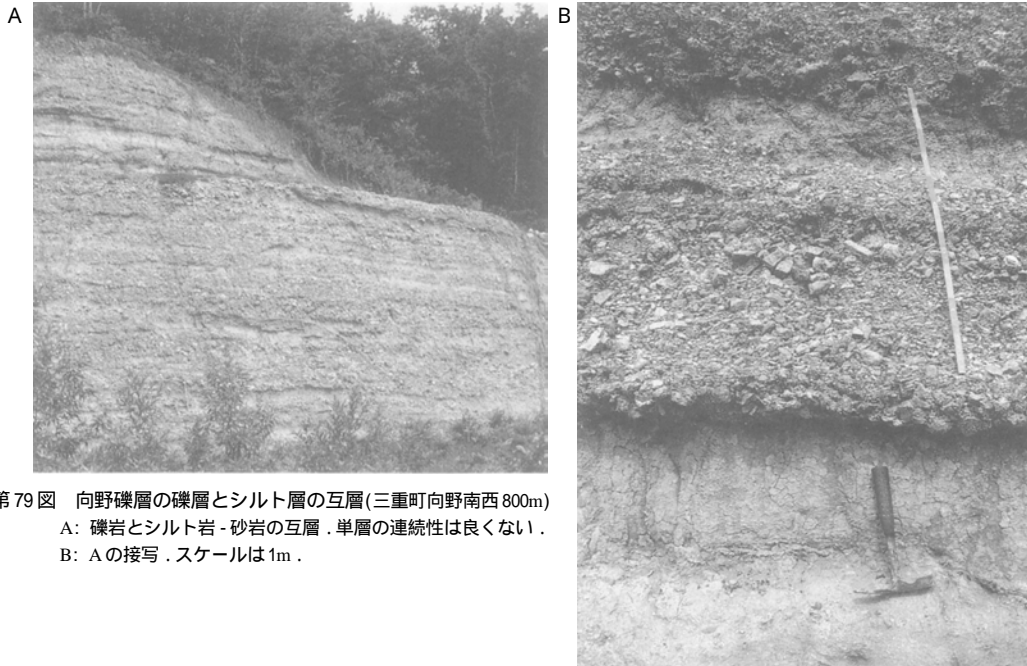
(注5) ウラン濃度U=5×10<sup>10</sup>×i/th(但し、ジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を12μmと仮定する)

向野礫層と呼ぶ(新称)。今野(1948)が亜炭の産出を報告した田原園層は本層に当たる。

模式地 三重町向野付近。

分布 三重町向野及び千歳村田原園付近、代三五山東麓の標高150-200mの範囲に分布する。田原園では阿蘇-4火砕流堆積面よりも高い平坦面を形作っている。

層相 淘汰の悪い亜円-亜角礫を主とし、砂・シルト層を伴う(第79図)。礫種は輝石安山岩・溶結凝灰岩など大野火山岩類のものが卓越し、砂岩・泥岩・花崗岩類などを伴う。



第79図 向野礫層の礫層とシルト層の互層(三重町向野南西800m)

A: 礫岩とシルト岩-砂岩の互層。単層の連続性は良くない。

B: Aの接写。スケールは1m。



年代・対比 首藤(1953)は本層と大野火山岩類が指交関係にあると考え、併せて千歳層と呼んだ。しかし、小倉木東方や代三五山南西で、小倉木凝灰岩を削り込んで覆うことや代三五山安山岩由来とみられる礫を含むことから、本層は大野火山岩類全体を不整合に覆っていると考えられる。また、本層は田原園東方で知田火砕流に覆われている。ここでは時代を決定する証拠はないが、岩相の類似から田中礫層と同時期と考え、下部更新統とした。

### . 1. 3 久木小野礫層(Kg)

地層名 本地域東北部の丘陵上に分布する礫層主体層を久木小野礫層と呼ぶ(新称)。

模式地 臼杵市久木小野北方

分布 臼杵市久木小野付近や大分市月形付近の標高約100mの丘陵頂部に分布する。阿蘇-4火砕流堆積物よりは高位に位置する。

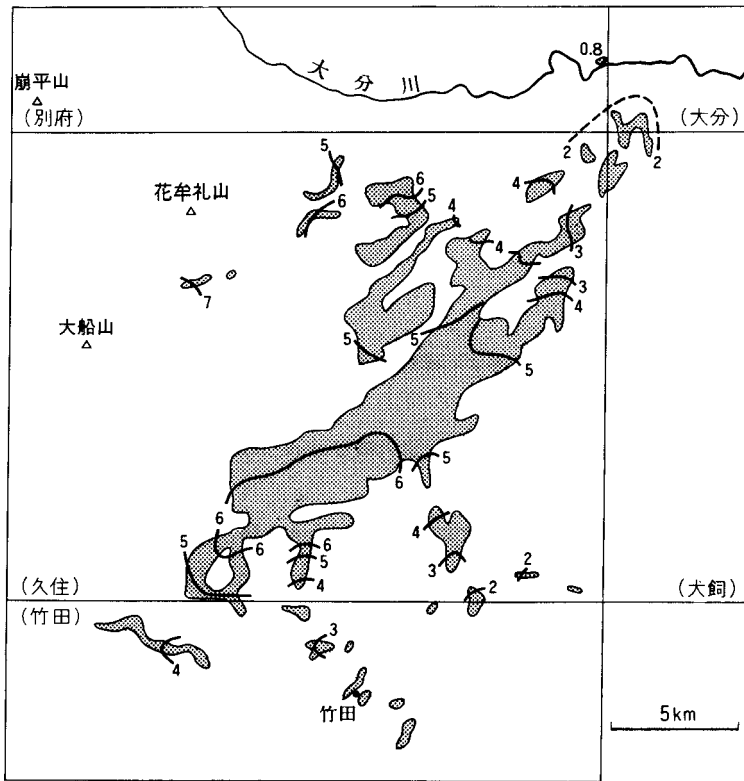
層相 模式地付近では下位から厚さ2m以上の不淘汰シルト層、厚さ1m以上の中-大礫大の垂円礫層からなる。その他の場所では厚さ5m程度の垂円-垂角礫層を主体とする。礫としてはチャート・砂岩のほか三波川帯の結晶片岩が多く含まれる。

年代・対比 阿蘇-4火砕流堆積物よりは古いことは確実であるが、分布域の標高差はほとんどなく、また田中礫層や向野礫層より風化・固結の度も低いため、中部更新統の可能性もある。

## . 2 今市火砕流堆積物(I)

今市火砕流(小野, 1963)は、主として久住地域に分布する、大部分が強溶結の火砕流堆積物であり、火砕流台地を形成している。その延長部は竹田・別府・大分・犬飼の各地域に及び(第80図)、本地域の北西部でも台地状の地形をなしている。本地域での堆積物の厚さは最大40mである。碩層層群及び耶馬溪火砕流堆積物を間に厚さ数mの円礫層を挟んで覆う(円礫層は薄く分布が断片的なため地質図には表現していない)。また、竹田地域で三宅山火砕流を覆う(小野ほか, 1977)。本火砕流については、精度の高い年代測定値は得られていない。しかし、上位の時山安山岩のK-Ar年代値が、およそ0.7-0.8Ma前後(星住・鎌田, 1991)であることと、下位の耶馬溪火砕流がハラミヨ・イベントの噴出物であること、今市火砕流堆積物が逆帯磁であることから、今市火砕流の噴出は、松山逆磁極期中最後の逆磁極期(0.73-0.90 Ma)に、すなわち約0.8Maごろに起こったといえる。噴出源については明らかとなっていないが、分布高度からみて花牟礼山付近かそのすぐ東の阿蘇野盆地のあたりであろう(第80図)。

本地域の今市火砕流堆積物は、下位から降下軽石層・非溶結の軽石質火山灰流堆積物・弱-強溶結火砕流堆積物の順に重なる。北隣の大分地域では、さらに上位に弱溶結-非溶結のスコリア流堆積物が見られる。基底部の降下軽石層は厚さ約4-5mで、間に薄い黒色火山灰を挟む(第81図)。軽石は白-淡紫桃色、大きさ4mm-3cmである。火砕流堆積物本体基底部の非溶結部は、少量の白色軽石と大量のガラス質細粒火山灰からなる。軽石は大きさ2cm以下で下位の降下軽石層のものと同質である。火砕流堆積物は上位へ向かって徐々に溶結し、強溶結部へと漸移する。強溶結部では、脱ガラス化した灰色基質中に、長さ2-10



第80図 今市火砕流堆積物の分布(星住ほか, 1988を加筆修正). 数字は100m単位で, 堆積物上面の海拔高度を示す.



第81図 今市火砕流堆積物基底の降下軽石層(野津原町迫南西). 多数のフォールユニットからなり, 不明瞭な成層構造を示す. 礫層は, 地質図には示されていない薄いもので, 耶馬溪火砕流堆積物を覆っている.

cm, 厚さ2mm-1cmの著しく偏平化した本質ガラスレンズがあり, 顕著なユータキシティック組織を示す。斑晶として, 径2mm以下の斜長石・普通輝石・紫蘇輝石などを含む。

<GSJ R56887> IN3664 普通角閃石含有単斜輝石斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩

産地・産状: 野津原町本福宗。強溶結の火砕流堆積物。

斑晶: 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・普通角閃石(微量)。

石基: 偏平化したガラス火山灰(褐色)の集合体からなる。少量の微小な岩石片を含む。

### .3 知田火砕流堆積物(Ci)

本地域南西部の茜川や柴北川の流域から三重町地域北西部・竹田地域東部に, 非溶結の黒雲母流紋岩質火砕流堆積物が点在する。これらを知田火砕流堆積物と呼ぶ(新称)。小野ほか(1977)の小園火砕流に当たる<sup>4)</sup>。緒方町知田(竹田地域)で模式的に露出する。本地域内では, 犬飼町田口や千歳村大迫に比較的良好な露出がある。本火砕流は各地で阿蘇-4火砕流堆積物に覆われ, 田原園東方で厚さ2-3mの風化火山灰土壌を挟んで向野礫層を覆う。厚さは最大で3m以上である。小野ほか(1977)は本火砕流堆積物を鮮新統としたが, ここでは堆積物の保存が比較的良く新鮮なことから中期更新統としておく。

火砕流堆積物は, 細粒ガラス火山灰基質と白-淡桃色軽石からなり, 全域で非溶結である。軽石は径1-5cm, 最大10cmで長孔状の気泡を持つ。斑晶として, 径2mm以下の斜長石・黒雲母と少量の普通角閃石を含む。犬飼町田口の北では, 火砕流の下位に厚さ約4mの降下軽石層が認められる。軽石は白-黄灰色, 大きさ1-5cmで火砕流中のものと同質である。

### .4 阿蘇火山噴出物

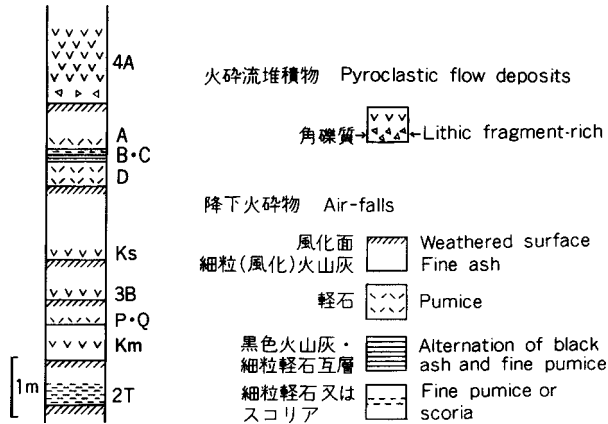
阿蘇火山は九州中央部に位置し, 直径20kmの大型のカルデラと中央火口丘群を持つ複成火山である。その中心は, 本地域西端から西方約40kmに位置する。阿蘇カルデラ地域を給源とする大規模な火砕流を含む噴火サイクル(一輪廻の噴火活動)が4回あり, これを古い方から, Aso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4 と呼ぶ。Aso-2, -3, -4 の各サイクルはいくつかのサブユニットに分けられる。また, 4回の大規模な噴火サイクルの間にはそれぞれ数万年程度の時間間隔があり, 主に降下火砕物からなる小規模な噴火サイクルを間に挟む(小野ほか, 1977; 小野・渡辺, 1983)。

本地域には, このうちAso-3, Aso-4サイクルの火砕流堆積物と4/3間の降下火砕物が分布する。

#### .4.1 阿蘇-3火砕流堆積物

阿蘇-3火砕流堆積物には噴出の順に3A, 3B, 3Cの3サブユニットがある。3Aは軽石を含む流紋岩質, 3Bは無斑晶質スコリアを含む安山岩質, 3Cは多斑晶のスコリアを含む安山岩質の火砕流である。これら3つのサブユニットの中で, 3Bが最も大規模で噴出量が多く, 最も遠方にまで達している(小野ほか, 1977)。本地域には, 無斑晶質安山岩スコリアを主体とする3Bサブユニットのみが到達している。阿蘇-

4) 現在, 国土地理院発行の地形図上に小園という地名がないため, 近くの知田を用い, 改称した。



第82図 大野町浅草での降下火砕物等の柱状図(小野ほか, 1977)

4A: 阿蘇-4A 火砕流堆積物, ABCD: 阿蘇-4/3間の降下火砕物,  
 Ks: 下坂田火砕流堆積物(九重火山), 3B: 阿蘇-3B 火砕流堆積物,  
 PQ: 阿蘇-3/2間の降下火砕物, Km: 宮城火砕流堆積物(九重火山),  
 2T: 阿蘇-2T降下スコリア層。

下坂田, 宮城の両火砕流堆積物と阿蘇-2T降下スコリア層は, この露頭以外には犬飼地域内では見つかっていない。

3火砕流の下位に, 降下火砕物や軽石砂層が露出することがある。野津町内河野の北では阿蘇-3B火砕流の下位に成層した軽石砂層が見られる。また, 大野町浅草では, P降下軽石, Q黒色火山砂, 宮城火砕流(九重火山起源), 2T降下スコリア(Aso-2 サイクル末期)が風化火山灰土壌を挟んで累重している(第82図)。

阿蘇-3火砕流の噴出年代として,  $10 \pm 4 \times 10^4$ 年のフィッション・トラック年代(本質ガラスレンズ)が報告されている(岡口, 1978)。町田(1987)は中部日本のテフラ層序からAso-3サイクルの年代を約 $10 \times 10^4$ 年としている。また, 松本ほか(1991)は, 阿蘇-3火砕流の本質レンズから $123 \pm 6$ kaのK-Ar年代値を得た。本火砕流はおよそ12万年前頃に噴出したのであろう。

#### 阿蘇-3B火砕流堆積物(A<sub>3</sub>)

阿蘇-3B火砕流堆積物は, 大野川・野津川・茜川・柴北川や七瀬川の各流域などに点在するが, 東部の白杵川流域では見つかっていない。大部分の地域では非溶結だが, 河川沿いなど堆積物の厚いところでは弱溶結となっている。本地域では犬飼町戸上に良好な露出がある(第83図)。

堆積物は灰褐色ガラス質細粒火山灰基質とスコリアからなり少量の軽石を伴う。スコリアは安山岩質, 軽石は流紋岩質であり, どちらもごく少量の単斜輝石・斜方輝石を含むのみで, 無斑晶に近い。スコリアは黒-暗褐色を呈し, 大きき10cm以下で不均質なスポンジ状に発泡する。大きめのスコリアでは中心部に気泡が集中することがある。白色の条線をもつ縞状スコリアも少量含まれる。軽石は大きき10cm以下で淡褐色で, よく発泡し細管状の気泡により絹糸状光沢を示す。本質あるいは類質岩片として, 緻密な黒色のガラス質岩片を少量含む。異質岩片は少量であり, 砂岩など基盤岩を主としている。三重町宇対瀬南西では, 阿蘇-3B火砕流堆積物最上部に再堆積物を伴う。この再堆積物は細かく成層したスコリア混じりの火山灰-火山砂で, 径2-5mmの火山豆石を大量に含んでいる(第84図)。

#### ⅩⅣ. 4. 2 阿蘇-4/3間の降下火砕物(地質図では省略)



第83図 阿蘇-3B火砕流堆積物の弱溶結部(犬飼町戸上)

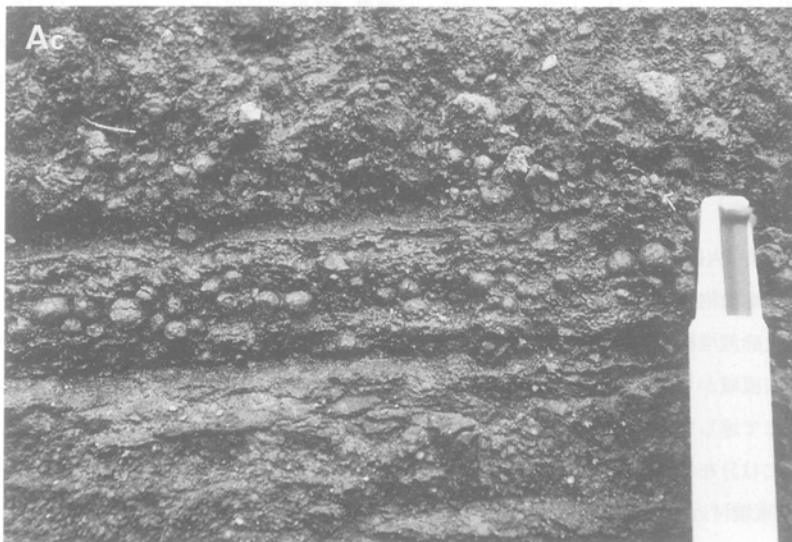
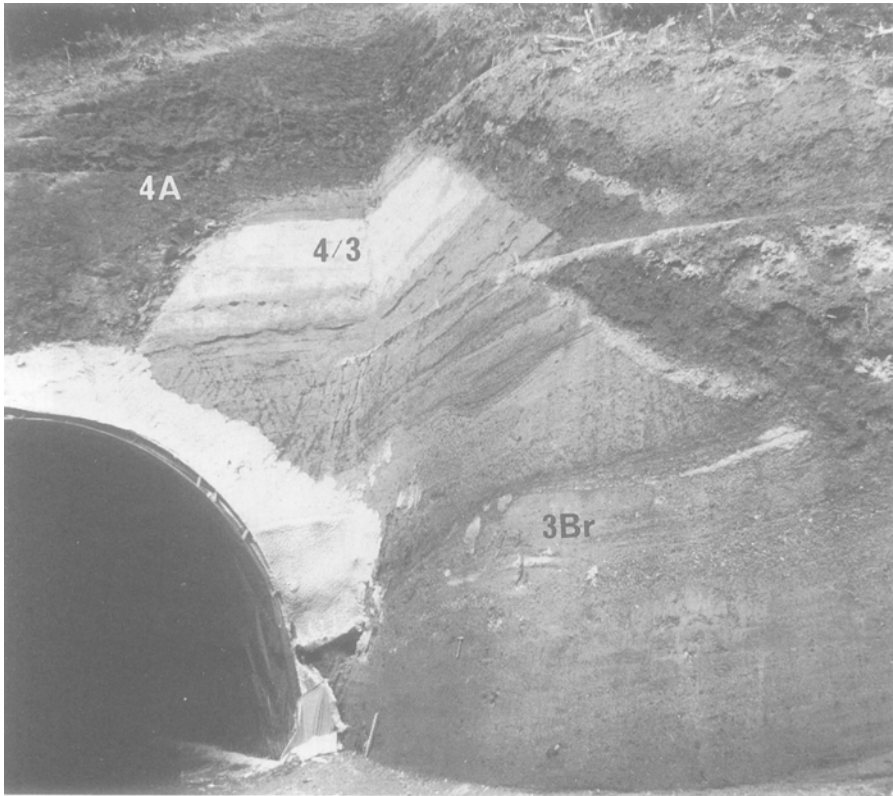
径0.3-1mの柱状節理が発達する。黒く見えるのはスコリア。矢印の方向に並ぶ空隙はパイプ構造である。スケールは1m。

Aso-3サイクルとAso-4サイクルの間には、降下火砕物からなる多数の小規模な噴火サイクルが知られている(小野ほか, 1977; 星住, 1990)。本地域では阿蘇-4火砕流堆積物の下にこれらの降下火砕物が断片的に保存されている。三重町宇対瀬では阿蘇-4A火砕流と阿蘇-3B火砕流の間に厚さ約5mの降下火砕物と風化火山灰土壌からなる地層があり、4回の噴火サイクルが認められる。このほかに、阿蘇-4火砕流堆積物と阿蘇-3火砕流堆積物の間には成層した砂礫層や軽石砂層が挟まれることがある。これらの堆積物はいずれも分布が小さいため、地質図では省略した。

#### 4.3 阿蘇-4火砕流堆積物

阿蘇-4火砕流堆積物は、阿蘇火山の噴出物中で最も規模が大きく、最も遠方まで流走している。本地域での阿蘇-4火砕流堆積物の分布は大きく2つに分けられる。まず南部から東部にかけての広い地域、すなわち、大野川流域から臼杵川流域にかけての低地を埋めつくす広大な分布がある。この延長部は臼杵湾の沿岸部にまで達している。もうひとつは、地域北縁の七瀬川流域を経て大分平野に達している部分である。両者には分布域による岩質・岩相の差異は認められない。火砕流の堆積原面高度は、南西端付近で約250m、東端付近で約120mであり、約0.3°下流側へ傾いている。

阿蘇-4火砕流堆積物は岩相・岩質からいくつかのサブユニットに区別される。竹田地域では4A, 4Bの2つのサブユニットに(小野ほか, 1977)、阿蘇カルデラ西側で8つのサブユニットに(Watanabe, 1978)、そして別府地域で4A, 4Tの2つのサブユニットに(星住ほか, 1988)分けられる。4AはWatanabe(1978)



第84図 阿蘇-3火砕流の再堆積物と火山豆石(三重町宇対瀬)  
3Br: 阿蘇-3B火砕流再堆積物, 4/3: 阿蘇-4/3間の降下火砕物,  
4A: 阿蘇-4A火砕流堆積物, Ac: 阿蘇-3B火砕流堆積物中の火山豆石

のYame pumice-flow (八女軽石流)に、4Tは Watanabe (1978)のTosu orange pumice-flow (鳥栖オレンジ軽石流)に当たる。本地域での阿蘇-4火砕流堆積物は4A, 4Tの2つのサブユニットからなる。小野ほか(1977)の4B及び、Watanabe (1978)の残りの6つのサブユニットは本地域内には分布していない。

阿蘇-4火砕流の噴出年代として、玉生(1978)は、本質ガラスレンズのフィッション・トラック年代を測定し、 $8.4 \times 10^4$ 年を得た。町田ほか(1985)は、日本周辺海域を含む広域テフラ層序から約7万年前とした。大村ほか(1988)は、火山ガラス・普通角閃石・磁鉄鉱を用いた $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$ 年代測定法により $80 \pm 2\text{ka}$ の値を得た。また、松本ほか(1991)は、気相再結晶部を用いて $89 \pm 7\text{ka}$ のK-Ar年代値を報告している。以上から阿蘇-4火砕流の噴出はおおよそ8万年前と考えられる。

#### 阿蘇-4A火砕流堆積物(A4w, A4)

阿蘇-4A火砕流堆積物は、阿蘇-4火砕流の大部分をなし、非溶結部と溶結部からなる。通常、非溶結部は堆積物の底部のごく薄い部分と上部を占め、溶結部は堆積物の下部を占める。火砕流堆積物全体が薄い時には非溶結部のみからなる。また、逆に浸食により非溶結部が失われて溶結部のみからなる場合もある。

非溶結部(A4)は、灰白色火山灰基質中に多量の軽石を含む。通常は塊状だが、いくつかのフローユニットが見えることもある(第85図)。軽石は、灰-白色で大きさ2-20cm、ときに40cmに達し、粗い長孔状



第85図 阿蘇-4火砕流堆積物の非溶結部(犬飼町葛川)  
ここでは、厚さ1mあまりのフローユニットが4枚見える。スケールは1m

の気泡を持つ。基質は、細粒ガラス火山灰と径1-4mmの結晶片からなる。結晶片は主に斜長石・普通角閃石で短柱-長柱状である。

溶結部(A4w)は弱溶結部及び強溶結部からなる。弱溶結部では灰-暗灰色基質中に灰白色の偏平化した軽石を含む。強溶結部との境界付近では灰白色の偏平化した軽石と、黒色のガラスレンズが共存する。強溶結部は堅固で、暗灰色基質中に黒色ガラスレンズを含む。溶結部では径1-2mの柱状節理が発達する。また、弱溶結部に気相晶出作用によって空隙に鉱物が生成することがある。千歳村新殿では、軽石中に大きさ1mm前後の赤鉄鉱が晶出している。

本堆積物の基底に異質岩片集積部が見られることがある。厚さは3m以下で、側方へ変化する。大きさ1-20cmの砂岩・安山岩などの異質角礫を主体とし、少量の本質軽石を含み、基質は細粒物に乏しい。このような岩相は、そのまま流走してきたのではなく、この場所を通過していった火砕流のフローユニットが岩片を落としていったものと考えられる。また、堆積物中にパイプ構造が認められることがある。パイプはその内部が細粒物に乏しく、通常円筒形をなすが、新殿での例はじょうご状に上へ広がっている(第86図)。

#### 阿蘇-4T火砕流堆積物(A4T)

阿蘇-4T火砕流堆積物は、阿蘇-4A火砕流堆積物の直上に断片的に分布する。本火砕流の分布が断片的なのは、堆積物が薄く(2m以下)容易に浸食されて失われることと、阿蘇-4火砕流堆積原面上に阿蘇-4火



第86図 阿蘇-4A火砕流堆積物中のパイプ構造(千歳村新殿)  
じょうご状に上へ広がっており、複雑な内部構造を持つ



砕流以降の降下火砕物や風化火山灰土壌が厚く堆積している(西部地域では4-5mに及ぶ)ためと考えられる。阿蘇-4A火砕流堆積物との間には風化浸食間隙は認められない。

阿蘇-4T火砕流堆積物は全く非溶結で、橙灰色の基質中に黄橙-赤橙色の良く発泡した軽石を含むのが特徴的である。本地域においても橙灰色基質中に大きさ1-8cmの橙色軽石を含む。層厚は1-2mである。

## 5 段丘堆積物

本地域の段丘は主要な河川に沿って分布しており、すべて河成の浸食段丘(strath terrace)である。これらの段丘を面の高度やテフラ層との関係から大きく2分し、最終間氷期に形成されたものを中位段丘、最終氷期以降に形成されたものを低位段丘とする。なお、阿蘇-4火砕流堆積物をはじめ各火砕流堆積物の下位には埋没した段丘堆積物とみられる礫層が分布するが、対比が不可能であるため地質図では省略した。第87図には大野川に沿う段丘の模式横断面を示す。

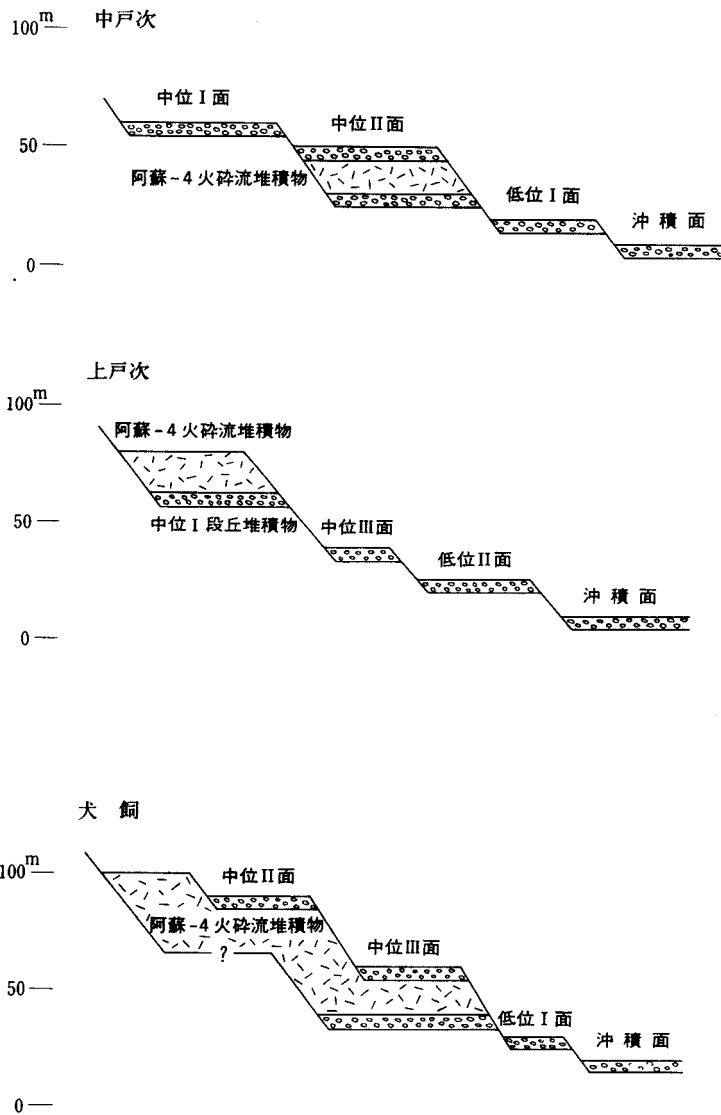
### 5.1 中位段丘堆積物( $tm_1$ , $tm_2$ , $tm_3$ )

本地域の中位段丘は、段丘面の高度によって高位から中位 段丘、中位 段丘、中位 段丘に細分される。上流部の中位 段丘は阿蘇-4火砕流堆積物に埋没しており、本地域内では大野川沿いの大分市峰より下流のみに分布する。この付近の堆積物は細-中礫大の円礫からなり、厚さは2-3mである。中位 段丘は阿蘇-4火砕流堆積物の非溶結部を削り込んで形成された浸食段丘で、大野川・野津川合流点付近で比較的広い段丘面を形成している。堆積物は一部に亜円-亜角礫層がみられるのみで、厚さ約5mの降下火山灰層に覆われている。また七瀬川沿いの野津原町吉熊では、礫層の上位に堆積間隙を挟んで九重第1軽石層( $KjP_1$ )を挟む火山灰層を載せる。中位 段丘は中位 段丘を更に下刻して形成された浸食段丘で、大野川下流の大分市中冬田付近での堆積物は、厚さ5-10mの円礫層とその上位の厚さ約1mの砂層からなり、厚さ約2mの降下火山灰層に覆われる。

これらの段丘の形成年代については、中位 段丘は別府湾沿岸では海成層を伴っており、阿蘇-4火砕流堆積物に覆われることから、最終間氷期の最大海進時(下末吉期; 約12.5万年前)前後に形成されたと考えられる。中位 段丘については直接年代を示す資料は得られていないが、中位 段丘は阿蘇-4火砕流堆積物の非溶結部のみを浸食していることから阿蘇-4火砕流の堆積直後、中位 段丘についてはそれ以降の最終間氷期に形成されたと考えられる。

### 5.2 低位段丘堆積物( $tl_1$ , $tl_2$ )

低位段丘は主要な河川の沿岸に広く分布する。段丘面の高度から低位 段丘及び低位 段丘に細分される。低位 段丘は大野川上流部で特に広く発達する。現河床との比高は大野川上流の柴山付近で約40mと高いが、下流に向かうに従って比高を減じ、大分市上冬田では約10mである。堆積物は中-大礫大の亜円礫-亜角礫を主とし、層厚は1-2mである。低位段丘の形成時期については最終氷期極相期から一部は完新世に形成されたと考えられる。



第 87 図 大野川に沿う段丘の模式断面図

#### XIV.6 地すべり堆積物 (ld)

本地域では、野津原町山峰及び日方、犬飼町志田原に地すべり地形が認められる。堆積物は基盤岩の角礫及び土壌からなる。地すべりの活動時期については不明である。

#### XIV.7 降下火山灰層(地質図では省略)

本地域の地表面には、地質図では省略したが、厚く降下火山灰層が重なる。大部分は風化した茶褐色

の火山灰土壌(ローム)であるが、数枚のテフラが認められる。本地域で認められる主なテフラは下位から、九重第1軽石層(KjP<sub>1</sub>)、始良Tn火山灰層(AT)、アカホヤ火山灰層(Ah)、米窪スコリア層(KS)である。このうち九重第1軽石層は特に厚く、1mを超えることがある。

## .8 沖積層(a)

本報告では最終氷期以降から現在まで連続して堆積している埋谷性の地層を沖積層とする。本地域の沖積層はすべて河川成で、谷底を埋積して分布している。犬飼町犬飼より上流の大野川及び三重川、野津原町野津原より上流の七瀬川では下方浸食が激しく、沖積層の発達はよくない。大分平野の南端に当たる大野川下流の大分市戸次本町付近では約2kmの幅で沖積層が広がっている。

## XV. 応 用 地 質

(宮崎一博)

ニッケル鉱床 大分郡野津原町吉熊西方の七瀬川東岸と同羽原付近に蛇紋岩に伴うニッケル鉱床があり、かつて採掘された(大分県総務部企画調査課、1951)。吉熊西方の鉱床では蛇紋岩に接する塊状の玉随質石英の淡緑色の鉱石で、Niを0.5%内外含む。羽原の鉱床は蛇紋岩より分解堆積した含鉄粘土層である。所によりFe35%、Ni1%以上を含有するが、鉱床の発達が表土質粘土に限られているため、品位は一定せず鉱況の変化は著しい。

ドロマイト鉱床 秩父帯ジュラ系の蕨野層中には石灰岩に伴うドロマイトがあり、第2次世界大戦中から昭和48年まで、野津町溜水南方において採掘された。

亜炭 下部更新統向野礫層のシルト層-凝灰質砂層中に、厚さ数m程度の亜炭層が挟在する。三重町向野の千歳炭鉱は昭和6-25年の間、千歳村倉波の大野炭鉱もほぼ同時期に稼行していたようである。

温泉 大分市塚野に塚野鉱泉、大分市廻栖野<sup>あぐすの</sup>あわせの丘に廻栖野温泉が湧出する。両者とも超塩基性岩類と碩南層群の間の断層付近にある。塚野では、泉温は14°Cで、泉質は含ホウ酸炭酸重曹食塩泉(緩和性高張冷鉱泉)である。旅館が数軒ある。廻栖野温泉では、泉温は21°Cで、泉質はナトリウム-塩化物・炭酸水素塩泉(中性低張性冷鉱泉)である。

砕石 河原内川流域の大分市吉間付近で上部白亜系大野川層群柴北層の砂岩、大野川沿いの大分市川原付近で同層群犬飼層の砂岩、大野町片島東方では中新統大野火山岩類の代三五山安山岩がそれぞれ砕石として採掘されている。

## 文 献

- Abe, M. and Uda, T. (1986) Note on deformation facies Sanbagawa crystalline schists in the Saganoseki peninsula, Kyushu, Japan. *Sci. Rep. Niigata Univ.*, Ser.E, no.7, p.121-131 .
- 赤木 健(1933) 7万5千分の1地質図幅「山鹿」及び同説明書. 地質調査所, 54p.
- Banno, S. and Sakai, C. (1989) Geology and metamorphic evolution of Sanbagawa metamorphic belt, Japan. *Evolution of Metamorphic Belts, Geol. Soc. Spec. Publ.*, no.43, p.519-523.
- 千田 昇(1977) 中部九州・佐志生断層と女鞍岳断層の新期活動について. MTL(中央構造線)研究連絡紙, no.2, p.1-7.
- 藤井浩二(1954) 大分県臼杵地域の層序と構造( , ). 地質雑, vol.60, p.413-427, p.494-500.
- 早坂康隆・原 郁夫・吉開健志(1989) 朝地変成岩のナツプ構造と九州の地質構造の問題(予報). 地質学論集, no.33, p.177-186.
- 広川 治(1971) 北部九州の地質構造 長崎三角地域にまつわる問題 . 地調報告, no.256, 70p.
- Hori, R. (1990) Lower Jurassic radiolarian zones of SW Japan. *Trans.Proc.Palaeont.Soc. Japan*, N.S., no.159, p.562-586.
- 堀越和衛(1964) 四国西部(愛媛県)における中央構造線に沿う地帯に分布する火山岩類について. 愛媛大学紀要, II-D, vol.5, p.7-16.
- 星住英夫(1990) 阿蘇-4/3降下火砕物 - 阿蘇-4噴出以前の阿蘇火山活動史. 火山学会講演予稿集, 1990, no.1, p.92.
- ・ 鎌田浩毅(1991) 由布川火砕流の噴出年代. 火山, 第2集, vol.36, p.393-401 .
  - ・ 小野晃司・三村弘二・野田徹郎(1988) 別府地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 131p .
- Isozaki, Y. and Itaya, T. (1989) Origin of schist clasts of Upper Cretaceous Onogawa Group, Southwest Japan. *Jour.Geol.Soc.Japan*, vol.95, p.361-368.
- and (1990) Chronology of Sanbagawa metamorphism. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol.8, p.401-411.
- 磯崎行雄・板谷徹丸(1990) 四国中央部および紀伊半島西部黒瀬川地帯北縁の弱変成岩類のK-Ar年代 - 西南日本における黒瀬川帯の広がりについて - . 地質雑, vol.96, p.623-639 .
- ・ (1991) 四国中西部秩父累帯北帯の先ジュラ系クリッペ. 地質雑, vol.97, p.431-450.
- Kamata, H. (1989) Shishimuta caldera, the buried source of the Yabakei pyroclastic flow in the Hohi volcanic zone, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol.51, p.42-50.
- 神戸信和・寺岡易司(1968) 臼杵地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 63p.
- 唐木田芳文・山本博達(1982) 大分県朝地変成岩地域の花崗岩類. 地質雑, vol.88, p.523-533.
- ・ 宮地貞憲・大島恒彦・井上 保(1969) 九州の点在変成岩類の特徴と構造地質学

- 的位置．地質学論集，no.4，p.3-21．
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層 - 分布図と資料．東京大学出版会，363p.
- Kobayashi, T.(1941) Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origim of the Japanese Islands.  
*Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, vol.5, p.219-578.
- 小島丈児(1973) 中央構造線で失われた地質体．杉山隆二(編)：中央構造線，東海大出版会，p.253-261.
- 今野圓藏(1948) 山形及大分両縣下の亞炭と含亞炭層(演旨)．地質雜，vol.54，p.134-135．
- 楠 利夫・武蔵野実(1990) 超丹波帯，丹波帯および舞鶴帯のペルム - 三畳系砂岩 - モード組成とそ  
の比較 - ．地球科学，vol.44，p.1-11.
- 九州活構造研究会(1989) 九州の活構造．東京大学出版会，553p.
- 町田 洋(1987) 広域火山灰について(コメント)．第四紀研究，vol.25，p.265-268．  
・新井房夫・百瀬 貢(1985) 阿蘇4火山灰 - 分布の広域性と後期更新世示標層としての意  
義 - ．火山，第2集，vol.30，p.49-70．
- 松本達郎(1936) 九州大野川盆地の地史学的研究( )．地質雜，vol.517，p.758-786，vol.518，p.  
815-852.
- Matsumoto, T. (ed.) (1954) The Cretaceous system in the Japanese Islands. *Japan. Soc. Prmotion  
Sci., Tokyo*, 324p.
- 松本達郎(1973) 九州における中央構造線の問題．杉山隆二(編)：中央構造線，東海大出版会，p.209-  
220.
- Matsumoto, T. and Noda, M. (1966) Notes on *Ammonites bravaisianus* D'Orbigny from the  
Cretaceous of France. *Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no.64, p.359-365.  
and (1968) An interesting species of *Inoceramus* from the Upper Cretaceous of  
Kyushu. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no.71, p.317-325.
- 松本達郎・野田光雄・宮久三千年(1962) 日本地方地質誌「九州地方」．朝倉書店，423p.
- 松本唯一(1933) 似而非阿蘇熔岩類(其の一)．火山，vol.1，no.3，p.1-16．
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳(1991) 阿蘇火砕流のK-Ar年代．地球化学会講演要旨，p.  
111．
- Matsuoka, A. and Yao, A. (1986) A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of  
Japan. *Marine Micropaleontology*, vol.11, p.91-105.
- 南新真裕・柳 哮・山口 勝(1979) 四国中央部三波川変成岩のRb-Sr全岩年代．日本列島構成の同位体  
地球科学，p.68-71.
- 宮崎一博(1991) 九州西端域に分布する時代の異なる2つの高压変成岩(長崎変成岩)とカタクラサイトの  
の存在．地調月報，vol.42，p.372.
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・吉川清志(1989) 大分市南部地域における前・中期更新世の断層活動．  
第四紀学会講演要旨集，no.19，p.38-39.
- Murata, A. (1981) Large decke structures of the Kurosegawa and Sambosan terrains in Kyushu,  
Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo.*, vol.20, p.277-293.

- 永井浩三(1958) 四国西部の中央構造線．藤本治義教授還暦記念論文集，p.282-288.
- ・(1972) 四国，始新統久万層群．愛媛大紀要，自然科学Dシリ - ズ (地学)，vol.7，p.1-7.
- Nagao, T. and Matsumoto, T. (1939-1940) A monograph of the Cretaceous *Inoceramus* of Japan ( , ). *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ.*, vol.4, p.241-299, vol.6, p.1-64.
- Nakano, M. (1957) On the Cretaceous Pennatae Trigonians in Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol.28, p.107-120.
- (1960) Stratigraphic occurrences of the Cretaceous Trigonids in the Japanese Islands and their faunal significances. *Jour. Sci., Hiroshima Univ.*, Ser.C, vol.3, p.215-280.
- 野田雅之(1969) 大野川層群の化石層序学的研究．九大理研報(地質)，vol.10，p.1-10.
- 野田勢次郎・納富重雄(1917) 20万分の1地質図幅「延岡」および同説明書．地質調査所，142p.
- 岡口雅子(1976) 大分県鶴崎台地の地質の再検討 - 火砕流堆積物中のジルコンによるフィッション・トラック年代 - . 第四紀研究，vol.15，p.97-108.
- ・(1978) 阿蘇火砕流堆積物中の黒曜石のフィッション・トラック年代．火山，第2集，vol.23，p.231-240.
- 大村明雄・河合貞行・玉生志郎(1988)  $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$ 放射非平衡系による火山噴出物の年代測定．地調月報，vol.39，p.559-572.
- 小野晃司(1963) 5万分の1地質図幅「久住」及び同説明書．地質調査所，106p.
- ・松本徑夫・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.
  - ・渡辺一徳(1983) 阿蘇カルデラ．月刊地球，vol.5，p.73-82.
- 大島恒彦・唐木田芳文・宮地貞憲・山本博達・井上 保(1971) 朝地変成岩類．松下久道教授記念論文集，p.381-390.
- Pessagno, E. A., Jr. and Whalen, P. A. (1982) Lower and Middle Jurassic Radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, east-central Oregon and Queen Charlotte Islands, B. C. *Micropaleontology*, vol.28, p.111-169.
- 笹田政克(1987) 豊肥地域の先第三紀基盤岩類．地調月報，vol.38，p.385-422.
- 新エネルギー総合開発機構(1988) 久住地域(第2次)．昭和61年度地熱開発促進調査総合報告書，no.18，239p.
- 柴田 賢・小野晃司(1974) 九州中部，大野火山岩類のK-Ar年代．地調月報，vol.25，p.663-666.
- ・内海 茂・中川忠夫(1979) K-Ar年代測定結果-1．地調月報，vol.30，p.675-686.
- 首藤次男(1953) 豊州累層群の地史学的研究( )．地質雑，vol.59，p.225-240
- (1970) 九州の下部第四系，とくにその造構造的背景について．第四紀研究，vol.9，p.153-157.
- 園田研之(1985) 九州佐賀関半島三波川帯の地質．吉田博直先生退官記念論文集．p.371-385.
- 高須 晃・Dallmeyer, R. D. (1991) 三波川帯の年代論 -  $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ 年代による検討 - . 地質学会第98年学術大会講演要旨，p.16-17.
- 竹村恵二・檀原 徹・堀江正治(1988) 大分層群のフィッション・トラック年代．地質学会第95年学術

- 大会講演要旨, p.123.
- 玉生志郎(1978) ガラスによるフィッシュン・トラック年代測定. 地質学会第85年学術大会講演要旨, p.310.
- 田村 実・沢村昌俊(1964) 上部白亜系見岳山層. 熊本大教育学部紀要, 自然科学, no.12, p.15-22.
- Tanaka, H.(1989) Mesozoic formations and their molluscan faunas in the Haidateyama Area, Oita Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser.C, vol.9, p.1-43.
- 巽 好幸・鳥居雅之・石坂恭一(1980) 瀬戸内火山岩類の火山活動時期および分布範囲について - 瀬戸内火山岩類の年代測定, その5 - . 火山, 第2集, vol.25, p.171-179.
- 田崎耕市・高橋治郎・板谷徹丸・グレス, R.H.・鹿島愛彦(1990) 四国北西部の中央構造線に貫入した安山岩のK-Ar年代. 岩鉱, vol.85, p.155-160.
- 寺岡易司(1970) 九州大野川盆地付近の白亜紀層. 地調報告, no.237, 87p.
- (1977a) 領家・三波川両帯における白亜紀堆積盆. 秀敬(編): 三波川帯, 広大出版会, p.419-431.
- (1977b) 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較 - 四万十地向斜堆積物の供給源に関連して - . 地質雑, vol.83, p.795-810.
- ・奥村公男・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.
- 宇都浩三・須藤 茂(1985) 豊肥地熱地域の火山岩のK-Ar年代. 地調報告, no.264, p.67-83.
- Watanabe, K.(1978) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso caldera, Southwest Japan, : *Geology. Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no.27, Nat. Sci., p.97-120.
- Yabe, H.(1927) Cretaceous stratigraphy of the Japanese Islands. *Sci. Rep., Tohoku Imp. Univ.*, Ser. 2, vol.11, p.22-100.
- 山上万次郎(1896) 20万分の1地質図幅「大分」および同説明書. 地質調査所, 81p.
- 山本博達・手嶋昌憲(1971) 大分県佐賀関半島の三波川変成岩類と塩基性岩. 松下久道教授記念論文集, p.407-417.
- 柳田寿一(1958) 上部二畳系水越層. 地質雑, vol.64, p.222-231.
- 八尾 昭・松岡 篤・中谷登代治(1982) 西南日本のトリアス紀・ジュラ紀放散虫化石群集. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no.5, p.27-43.
- 江原真伍(1921) 九州の和泉砂岩層. 地質雑, vol.28, p.389-398.
- Yehara, S.(1924) On the Izumi-sandstone group in the Onogawa basin (Prov. Bungo) and the same group in Uwajima (Prov.Iyo). *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol.3, p.27-39.
- 吉岡敏和(1992) 大分県, 碩南層群分布南縁部における横ずれ地質構造. 地質雑, vol.98, p.53-55.

## QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Fukuoka(14) No.87



# GEOLOGY OF THE INUKAI DISTRICT

By

Yoji TERAOKA, Kazuhiro MIYAZAKI, Hideo HOSHIZUMI,  
Toshikazu YOSHIOKA, Akira SAKAI and Koji ONO

(Written in 1991)

---

(Abstract)

The Inukai district is situated in the eastern part of middle Kyushu, and geotectonically stretches over both the Inner and Outer Zones of Southwest Japan. The Inner Zone is separated by the Median Tectonic Line from the Outer Zone comprising the Sanbagawa and Chichibu Terranes, the boundary of which is the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line in the district (Fig. 1). The Median Tectonic Line lies concealed beneath the Upper Cretaceous Onogawa Group occurring in the Onogawa Graben. Table 1 shows a summary of the geology of the district.

### PRE-CRETACEOUS

The pre-Cretaceous of the Inner Zone is represented by the Asaji Metamorphic Rocks resulted from Early Cretaceous granitic intrusions. The Asaji Metamorphic Rocks are structurally divided into the lower Chokai and upper Hikata Units, between which ultramafic rocks lie. The Chokai Unit consists mainly of metamorphic rocks



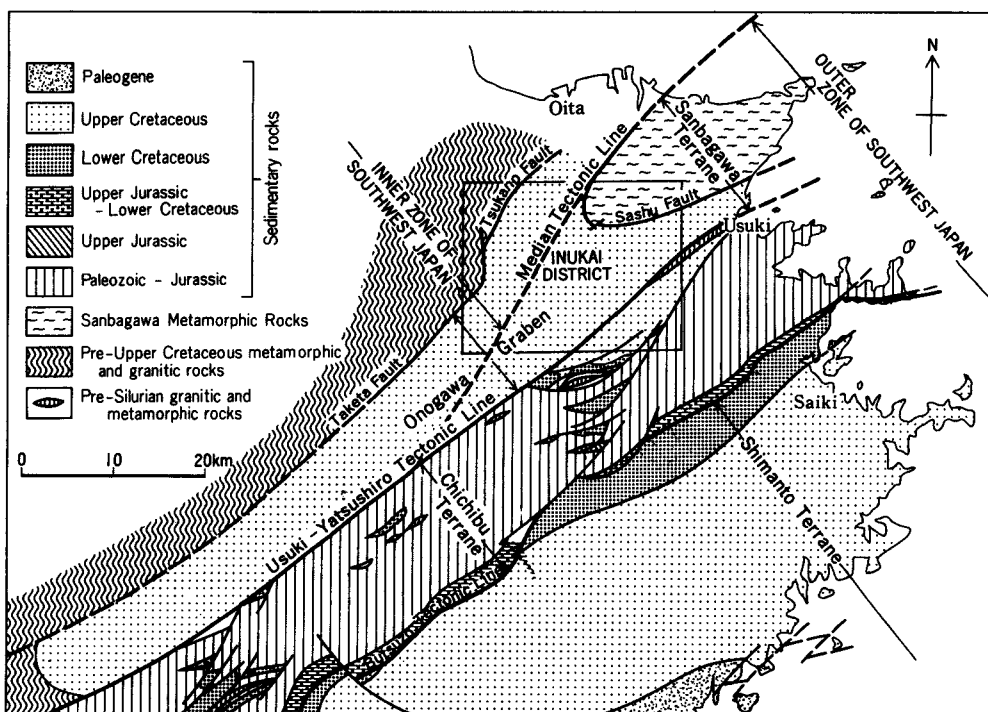


Fig.1 Pre-Neogene tectonic framework of the Inukai district and adjoining areas.

derived from mudstone of probable Jurassic age with blocks of mafic volcanic rocks. On the other hand, the Hikata Unit is made up of metamorphic rocks derived from sandstone-dominated strata, which may be the Permian. Biotite, andalusite, cordierite, sillimanite and hornblende are found in the metamorphic rocks. The ultramafic rocks are composed mainly of pyroxenite and serpentinite accompanied with gabbro, amphibolite and quartz-magnesite rock.

In the Sanbagawa Terrane occur the Sanbagawa Metamorphic Rocks derived from the Jurassic through regional metamorphism of high P/T type in Cretaceous time. The Sanbagawa Metamorphic Rocks consist of pelitic, basic and psammitic schists with a small amount of quartz schist and crystalline limestone, and belong to chlorite zone in metamorphic grade. The basic schist contains actinolite and crossite but lacks lawsonite and jadeite. These schists form an anticlinorium plunging southwest at a low angle beneath the Upper Cretaceous Onogawa Group, and are cut by many faults nearly parallel to the fold axes. The Sanbagawa Metamorphic Rocks are bounded on the Onogawa Group by the Sashu Fault, along which the Nishikawauchi Formation (Permian?) is locally exposed. The formation is non-metamorphosed strata consisting mainly of pelitic rock with interbeds of sandstone and conglomerate.

The pre-Cretaceous of the Chichibu Terrane comprises the Usukigawa Igneous Rocks, the Shonoharu Metamorphic Rocks and Jurassic strata. The first two are narrowly distributed along the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line, and are in fault

Table 1 Summary of the geology of the Inukai district.

Tectonic division		Inner Zone of Southwest Japan		Outer Zone of Southwest Japan			
		Onogawa Graben		Sanbagawa Ter.	Chichibu Terrane		
Age							
Cenozoic	Quaternary	Alluvial deposits					
		Aso Pyroclastic Flow Deposits and river terrace deposits					
		Chida Pyroclastic Flow Deposits					
		Imaichi Pyroclastic Flow Deposits					
		Sekinan Group					
	Neogene	Pliocene	Lower Pleistocene gravel beds				
		Miocene	Ono Volcanic Rocks				
	Paleogene						
	Mesozoic	Late Cretaceous	Maastricht.-Campan.	Onogawa Group			
			Santonian				
Coniacian							
Turonian							
Cenoman.							
Early Cret.		Albian	Granitic rocks				
		Aptian	Takeda and Tsukano Faults				
		Barrem.					
		Hauteriv.-Berrias.					
Late							
Jurassic	Middle	Chokai Unit					
	Early	Asaji Metamorphic Rocks					
	Triassic	Ultramafic rocks of unknown age					
Paleozoic	Permian	Hikata Unit					
	Carboniferous-Silurian	Median Tectonic Line					
	Ordovician-Cambrian						
			Sanbagawa Metamorphic Rocks		Usuki-Yatsushiro Tectonic Line		
		Nishikawauchi F.		Warabino F.			
				Chinnan-zan F.			
				Okugawachi F.			
				Ozono F.			
				Shonoharu Meta. Rocks			
				Usukigawa Igneous Rocks			

contact. The Usukigawa Igneous Rocks consist mainly of mylonite derived from quartz diorite with amphibolite in the Inukai district, and are considered to be of pre-Silurian age. The Shonoharu Metamorphic Rocks are composed mostly of pelitic phyllite having a K-Ar age of  $190 \pm 10$  Ma. Their original rocks are regarded as the Permian.

The Jurassic is distributed in the southeastern corner of the district. It is divided into the Warabino, Chinnan-zan, Okugawachi and Ozono Formations, showing a zonal arrangement from northwest to southeast in this order. These formations are separat-

ed from each other by NE-SW trending faults. The Warabino, Chinnanzan and Ozono Formations are composed of melange with mudstone matrix including clasts of such rocks as basic volcanic rocks, limestone, chert, sandstone and siliceous mudstone. The Okugawachi Formation consists of melange containing huge blocks of limestone in the lower part, and sandstone, interbedded sandstone and mudstone and mudstone with limestone lenses in the upper part. Radiolarian fossils from mudstone and siliceous mudstone indicate that the Chinnanzan and Okugawachi Formations are Early Jurassic in age, and that the Ozono Formation ranges from Early to Middle Jurassic. The limestone yields Permian fusulinids and conodonts, while the chert contains Triassic to Early Jurassic radiolarians.

### EARLY CRETACEOUS GRANITIC ROCKS

Granitic rocks intrude into the Asaji Metamorphic Rocks, and are in fault contact with the Onogawa Group. They are divided into the Kinogaharu Diorite, the Nioki Granite, the Watada Granite and the Yamanaka Granodiorite. The third and last give K-Ar biotite ages of  $92.4 \pm 4.6$  Ma and  $122.0 \pm 5.6$  Ma, respectively.

The Kinogaharu Diorite forms a heterogeneous mass in which fine- to medium-grained quartz diorite and diorite are common, though coarse-grained diorite and gabbro occur locally. Ultramafic rocks are occasionally contained as xenolith in the diorite. The Nioki Granite is coarse-grained biotite granite, which is partly mylonitized, especially along its northern margin. The Watada Granite intrudes into the Kinogaharu Diorite. It is coarse-grained -biotite granite associated with quartz diorite. The Yamanaka Granodiorite, being in fault contact with the Nioki Granite, comprises medium- to coarse-grained hornblend granodiorite, and quartz porphyry.

Beside the above, rhyolite and granite porphyry of latest Cretaceous age or younger occur in the form of dikes on the north of the Onogawa Graben.

### CRETACEOUS

The Cretaceous is represented by the Barremian Iwase Formation, the Aptian Tamarimizu Formation, the Cenomanian to Turonian Tano Group and the Cenomanian to Santonian Onogawa Group. The first three are distributed in the Chichibu Terrane, and the last occurs in the Onogawa Graben. Most of these strata are of marine origin.

The Iwase and Tamarimizu Formations are confined to limited areas, being in fault contact with the Tano Group. The Iwase Formation consists mainly of sandstone and shale with conglomerate, and yields *Shastrioceras* sp. and *Hypophylloceras* cf. *onoensis*. The Tamarimizu Formation is a shale-dominated, fossiliferous sequence containing *Cheloniceras* sp.

The Tano Group overlies unconformably the Lower Cretaceous in the southerly adjoining Miemachi district. The total thickness attains 5,000m. The group comprises

the Shiibaru, Yamazu and Notsuichi Formations in ascending order. The Shiibaru Formation is made up mainly of conglomerate and sandstone in the lower half and shale in the upper half. *Birostrina nipponicus* is obtained from a shale interbed in the basal conglomerate. The Yamazu Formation consists of sandstone alternating with shale in various proportions. On the other hand, shale is predominant in the Notsuichi Formation except for the basal and uppermost parts composed mostly of sandstone. This Formation intercalates acid tuff layers, and yields such fossils as *Subprionocyclus neptuni*, *Inoceramus (Inoceramus) hobetsensis* and *Mitiloides teraokai*, indicating the Turonian.

The Onogawa Group an extraordinary thick sequence of clastic rocks rich in sandstone and conglomerate with occasional intercalations of acid tuff, and is inferred to overlie unconformably granitic and metamorphic rocks of the Inner Zone at the western extremity of the Onogawa Graben, though it is bounded on the basement rocks by faults in the Inukai district. The group forms an asymmetrical synclinorium plunging northeast with an axis stretching nearly parallel to and close to the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line. The axial part of the synclinorium, where the strata are thickest, is occupied by several synclines associated with minor anticlines, which are arranged in left-handed echelon.

Based on the cycles of sedimentation, the group is roughly divided into the Lowermost, Lower, Middle and Upper Subgroups, each of them being subdivisible into two or three formations. Every formation consists of two members. The individual subgroups and formations show an upward-fining change in lithology. The successive zones of *Inoceramus (Inoceramus) hobetsensis*, *I. (I.) teshioensis*, *I. (I.) uwajimensis*, *I. (I.) mihoensis* and *I. (Platyceramus) amakusensis* are recognized in the group except for the lower part of the Lowermost Subgroup which is nearly correlative with the Tano Group. The lower two zones of Turonian age contain such ammonites as *Subprionocyclus neptuni*, *S. bravaisianus*, *S. cf. normalis* and *Reedisites cf. minimus*. The *I. (P.) amakusensis* zone succeeding the Coniacian *I. (I.) mihoensis* zone yields *Sphenoceramus lobatus* diagnostic of the Santonian.

The Onogawa Group shows remarkable lateral changes in sedimentary facies and thickness. The individual formations present peculiar facies changes laterally as well as vertically. The facies boundaries run nearly parallel to the axis of the synclinorium in many cases, which coincides generally with that of the sedimentary basin. Paleocurrent analysis based on sole markings reveals that most of the sediments were supplied from the source area on the north of the basin by lateral currents which gradually turned to become axial currents flowing down in the direction opposite to that of the plunge of the synclinorium. However, it is sure that some conglomerate sporadically occurring along the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line consists of clastic material derived from the south. During the deposition of the group the depocenter (most intensely subsiding part) shifted step by step from southwest to northeast with time. Integrating all the available data, the accumulation and deformation of the group are considered to have been essentially controlled by the fault movements with both

vertical and left-lateral components along the above tectonic line.

## **CENOZOIC**

The Inukai district is lacking in the Paleogene, and is underlain by Neogene to Quaternary volcanic rocks and sediments as shown in Table 1.

The Middle Miocene Ono Volcanic Rocks comprise the Mure Conglomerate, the Shiraiwasan Pyroclastic Flow Deposit, the Koguraki Tuff, the Daisangoyama Andesite and the Miyakeyama Pyroclastic Flow Deposit in ascending order. The second and last consist mainly of dense-welded rhyolitic pyroclastic flow deposits. The Koguraki Tuff is represented by rhyolite / andesite tuff and sandstone, followed by pyroxene andesite lava of the Daisangoyama Andesite.

The Sekinan Group is the lower half of Late Pliocene to Early Pleistocene deposits of nonmarine origin, which are widely distributed in the northerly adjoining Oita district. The group of the Inukai district consists mainly of gravel, sand and silt in the lower and middle parts, whereas pyroclastic rocks (Shikido Tuff and Yabakei Pyroclastic Flow) of rhyolite and dacite are predominant in the upper part. The Yabakei Pyroclastic Flow erupted in the Jalamillo Event of 0.90-0.97 Ma. The Tanaka, Mukono and Kugiono Gravel Beds are of Early Pleistocene age.

The Imaichi Pyroclastic Flow Deposit is a large-scale pyroclastic flow deposit of pyroxene dacite effused about 0.8 Ma, and the overlying Chida Pyroclastic Flow Deposit is of biotite rhyolite.

The Aso Pyroclastic Flows are extensively distributed in the district, especially its southern half. The Aso-3B Pyroclastic Flow Deposit of the Aso-3 cycle of about 120 ka is non- to partly welded deposit of pyroxene andesite scoria flow. The Aso-4A and Aso-4T Pyroclastic Flow Deposits are products of the Aso-4 cycle of about 80 ka. The Aso-4A Pyroclastic Flow Deposit is non- to densely welded deposit of hornblende dacite pumice flow. The Aso-4T Pyroclastic Flow Deposit is orange-colored, non-welded deposit of hornblende dacite pumice flow deposit.

The river terraces are at least of five different altitudes along the Ono Gawa and other main rivers. Their deposits are composed of gravel, sand and mud, and occur not only above the Aso Pyroclastic Flow Deposits but also beneath or within them.

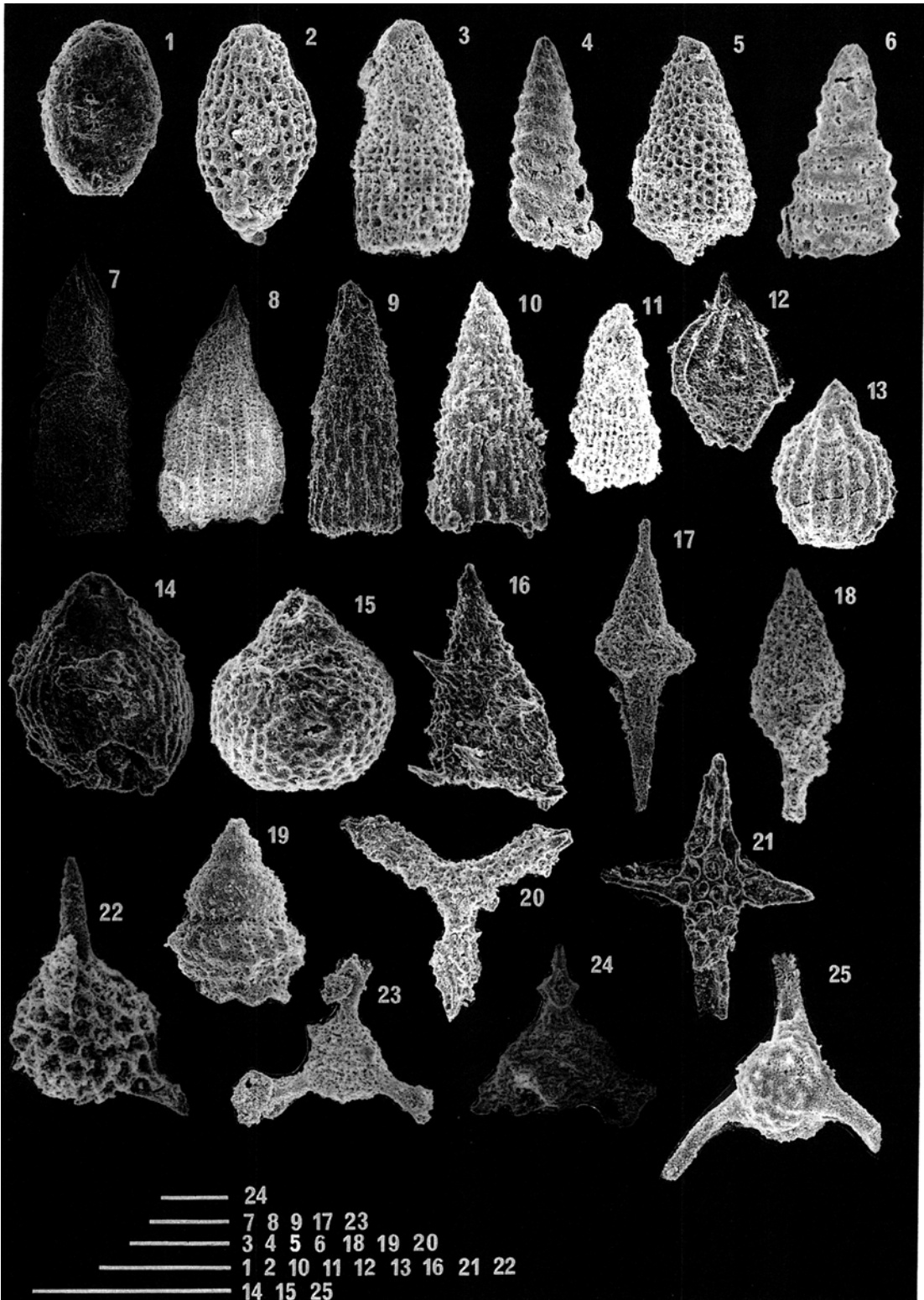
## **ECONOMIC GEOLOGY**

In the district are known nickel ore deposits related to ultramafic rocks in the Inner Zone, dolomite in the Warabino Formation of the Chichibu Terrane and lignite in the Mukono Gravel Bed, but all mines of them are closed. Hot springs occur along a NE-SW trending fault which separates the Sekinan Group from the Asagi Metamorphic Rocks and ultramafic rocks. Sandstone of the Onogawa Group and andesite of the Ono Volcanic Rocks are now quarried for aggregate at several places.

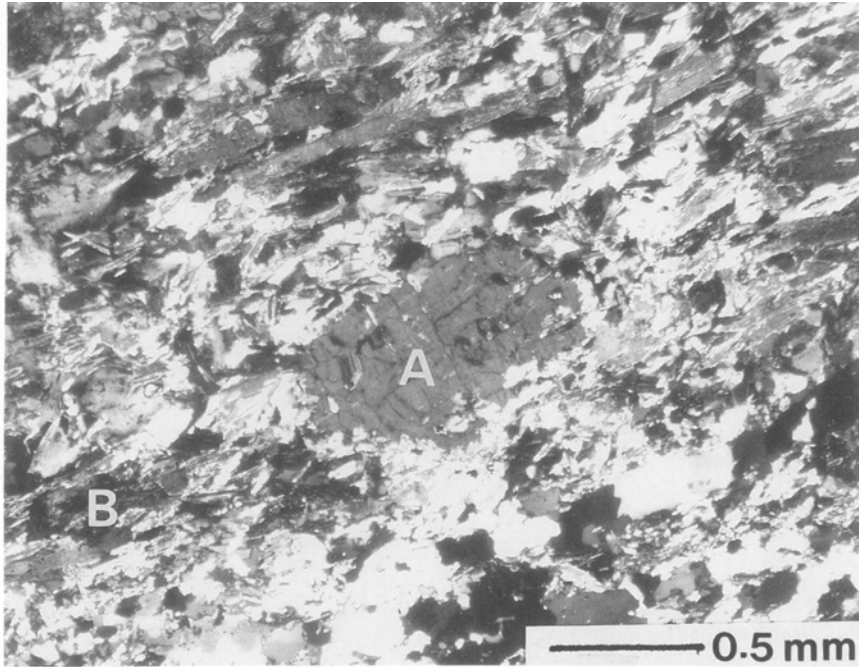
秩父帯ジュラ系産の放散虫化石

1. *Archicapsa* sp. 小園層黒色泥岩 (GSJ R57912)
2. *Bagotum* sp. 小園層黒色泥岩 (GSJ R57909)
3. *Canutus giganteus* Pessagno & Whalen 奥川内層黒色泥岩 (GSJ R57905)
4. *Canoptum* sp. 鎮南山層黒色泥岩 (GSJ R57941)
5. *Droltus*(?) sp. 小園層珪質泥岩 (GSJ R57899)
6. *Triassocampe* sp. 鎮南山層チャート (GSJ R57952)
7. *Laxtorum*(?) *hichisoense* Isozaki & Matsuda 小園層黒色泥岩 (GSJ R57914)
8. *Hsuum*(?) *matsuokai* Isozaki & Matsuda 小園層黒色泥岩 (GSJ R57914)
9. *Hsuum hisuikyoense* Isozaki & Matsuda 小園層黒色泥岩 (GSJ R57913)
10. *Hsuum* sp. 小園層黒色泥岩 (GSJ R57913)
11. *Parahsuum simplum* YAO 小園層珪質泥岩 (GSJ R57899)
12. *Unuma echinatus* Ichikawa & Yao 小園層黒色泥岩 (GSJ R57912)
13. *Protunuma* sp. 小園層黒色泥岩 (GSJ R57912)
14. *Tricolocapsa plicarum* Yao 小園層黒色泥岩 (GSJ R57912)
15. *Tricolocapsa rusti* Tan 小園層黒色泥岩 (GSJ R57912)
16. *Parvicingula* sp. 小園層黒色泥岩 (GSJ R57912)
17. *Katroma* sp. 小園層チャート (GSJ R57895)
18. *Syringocapsa* sp. 小園層チャート (GSJ R57895)
19. *Eucyrtidellum* sp. 小園層黒色泥岩 (GSJ R57914)
20. *Paronaella* sp. 小園層黒色泥岩 (GSJ R57913)
21. *Zartus* sp. 小園層黒色泥岩 (GSJ R57912)
22. *Triactoma* sp. 小園層チャート (GSJ R57895)
23. *Capnodoce* sp. 小園層チャート (GSJ R57903)
24. *Capnuchosphaera* sp. 小園層チャート (GSJ R57903)
25. *Saitome* sp. 鎮南山層チャート (GSJ R57955)

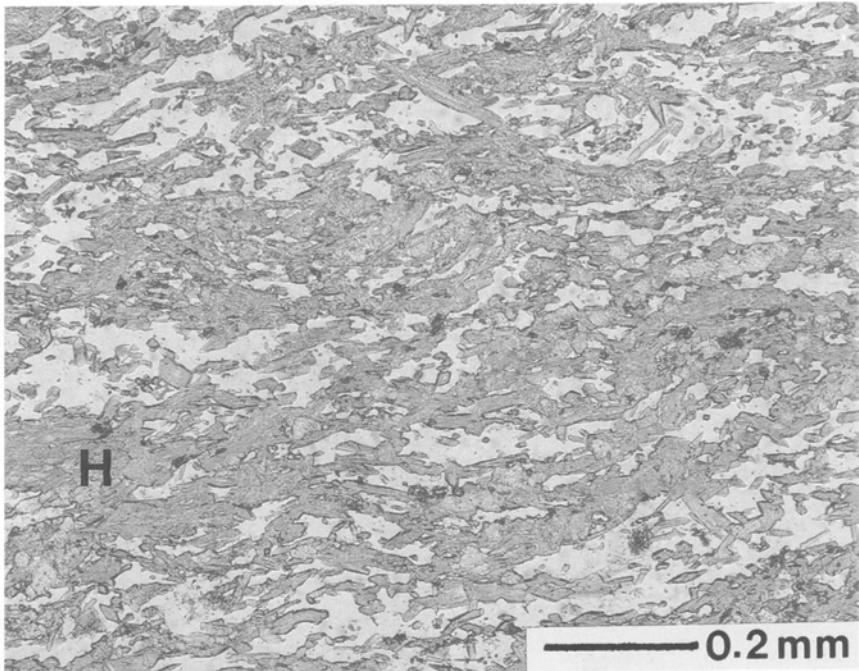
スケールは 100  $\mu$



1



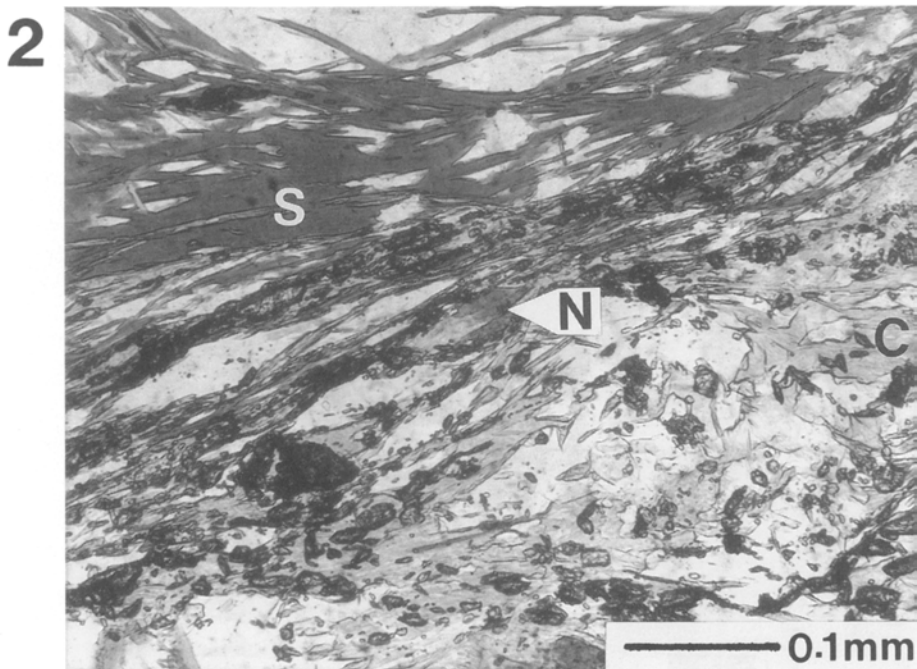
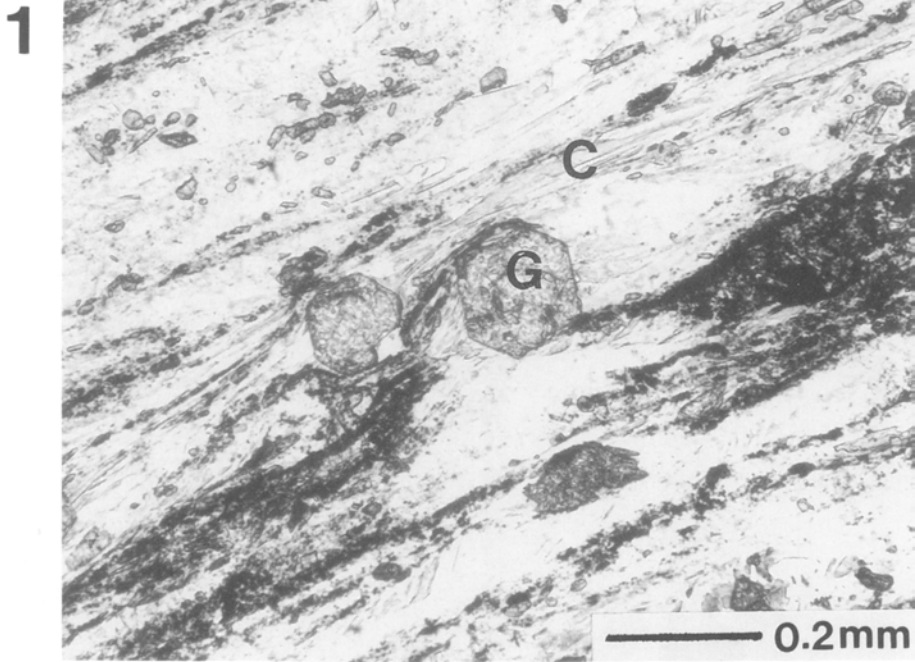
2



朝地変成岩類

1. 紅柱石を含む泥岩起源変成岩(朝海ユニット, 野津原町朝海西方約0.5km, GSJ R57878)  
A: 紅柱石, B: 黒雲母
2. 塩基性火山岩起源変成岩(朝海ユニット, 野津原町朝海西方約0.5km, GSJ R57879)  
H: ホルンブレンド





三波川変成岩類

1. ざくろ石を含む泥質片岩(白杵市末広ダム, GSJ R57880)  
G: ざくろ石, C: 緑泥石
2. スチルプノメレンとアルカリ角閃石を含む塩基性片岩(白杵市末広ダム北方約2km, GSJ R57881)  
S: スチルプノメレン, N: アルカリ角閃石, C: 緑泥石

文献引用例

寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和・酒井 彰・小野晃司(1992) 犬飼地域の地質。  
地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 129 P.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Teraoka, Y., Miyazaki, K., Hoshizumi, H., Yoshioka, T., Sakai, A. and Ono, K.  
(1992) *Geology of the Inukai district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000,  
Geol. Surv. Japan, 129p. (in Japanese with English abstract 6p.).

---

---

平成 4 年 3 月 26 日 印 刷

平成 4 年 3 月 30 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 宮 本 勝 則

印 刷 所 株式会社エリート印刷

茨城県牛久市柏田町3269

---

---

©1992 Geological Survey of Japan