

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

福岡(14)第76号

NI-52-5-5

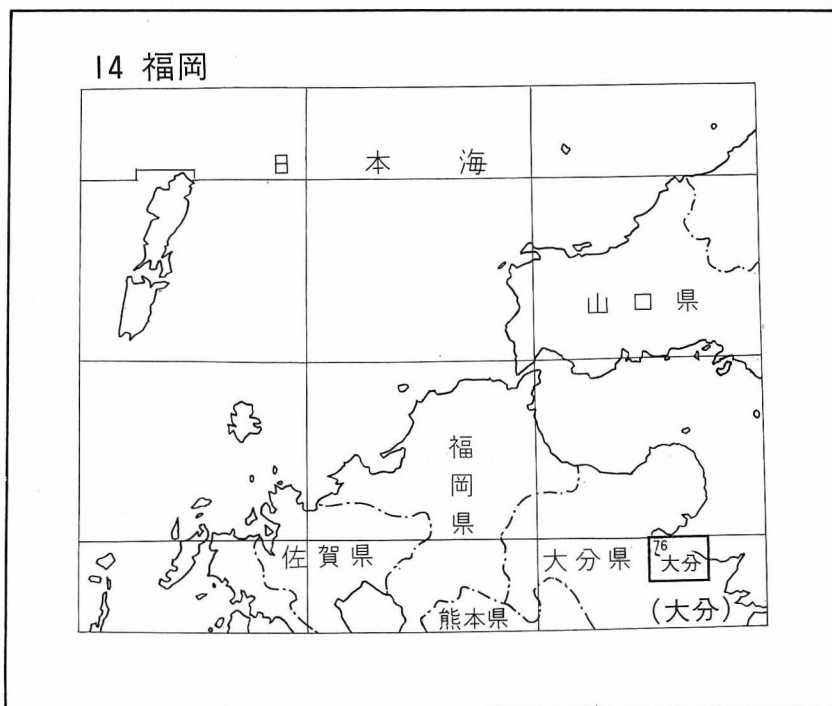
大分地域の地質

吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博

平成9年

地質調査所

位置図



() は 1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

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

14-65 豊岡 Toyooka NI-52-4-12 (1993)	14-66 豊後杵築 Bungo-Kitsuki NI-52-4-8 (未刊行, unpublished)	X
14-75 別府 Beppu NI-52-5-9 (1988)	14-76 大分 Ōita NI-52-5-5 (1997)	14-77 佐賀関 Saganoseki NI-52-5-1 (1994)
14-86 久住 Kujū NI-52-5-10 (1963)	14-87 犬飼 Inukai NI-52-5-6 (1992)	14-88 臼杵 Usuki NI-52-5-2 (1968)

目 次

I. 地 形	(吉岡敏和) 1
I. 1 山地・丘陵及び斜面の地形	2
I. 2 低地・河川及び海岸の地形	4
I. 3 変動地形	4
II. 地質概説	(吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博) 5
III. 三波川変成岩類	(宮崎一博) 8
III. 1 概要	8
III. 2 北部ユニットの三波川変成岩類	9
III. 3 南部ユニットの三波川変成岩類	10
III. 4 岩相	10
III. 5 地質構造	13
III. 6 変成作用	14
IV. 上部白亜系大野川層群	(吉岡敏和) 14
V. 安山岩岩脈	(星住英夫・宮崎一博) 15
VI. 鮮新-中部更新統碩南層群及び大分層群	(吉岡敏和・星住英夫) 15
VI. 1 研究史及び層序	15
VI. 2 判田層	16
VI. 3 東植田層	19
VI. 4 片島層	23
VI. 5 滝尾層	30
VI. 6 地質構造	35
VII. 中・上部更新統火山岩類	(星住英夫) 39
VII. 1 小鹿山火山	39
VII. 2 高崎山火山	40
VII. 3 阿蘇火山噴出物	42
VII. 3. 1 阿蘇-3 火砕流堆積物	43
VII. 3. 2 阿蘇-4/3間の降下火砕物	43
VII. 3. 3 阿蘇-4 火砕流堆積物	44
VIII. 中・上部更新統及び完新統	(吉岡敏和・星住英夫) 46
VIII. 1 大在層	46
VIII. 2 段丘堆積物	46
VIII. 2. 1 高位段丘堆積物	47
VIII. 2. 2 中位段丘堆積物	48

VIII. 2. 3 低位段丘堆積物	49
VIII. 3 崖錐及び小扇状地堆積物	49
VIII. 4 沖積層	49
IX. 活断層及び地震活動	(吉岡敏和) 51
IX. 1 陸域の活断層	52
IX. 2 海底の活断層	53
IX. 3 地震活動	53
X. 応用地質	(宮崎一博・吉岡敏和) 55
X. 1 水銀	55
X. 2 温泉	55
X. 3 地下水	55
X. 4 海岸の埋立	56
文 献	58
Abstract	63

図・表目次

第1図 「大分」図幅地域周辺の接峰面図	2
第2図 「大分」図幅地域の地形	3
第3図 大分市曲付近より北西方を望む	3
第4図 本図幅地域周辺の地質概略図	6
第5図 三波川変成岩類と大野川層群の構造関係	8
第6図 三波川変成岩類の北部ユニット・南部ユニットの分布と柱状図位置図	9
第7図 三波川変成岩類北部ユニットの柱状図	10
第8図 三波川変成岩類の泥質片岩	11
第9図 泥質片岩の薄片写真	12
第10図 三波川変成岩類の砂質片岩	12
第11図 砂質片岩の薄片写真	13
第12図 敷戸火砕流堆積物	21
第13図 敷戸火砕流堆積物下部の降下軽石層	22
第14図 片島層の砂礫層	24
第15図 野津原町籠ノ台地域での今市火砕流堆積物の柱状図	25
第16図 今市火砕流堆積物の露頭記載位置図	26
第17図 曲火砕流堆積物及び米良火砕流堆積物の柱状図及び位置図	27
第18図 曲火砕流堆積物	28
第19図 米良火砕流堆積物	29

第20図	米良火砕流堆積物の接写	30
第21図	碩南層群・大分層群滝尾層間の傾斜不整合	31
第22図	誓願寺軽石層の最下部	32
第23図	神屋敷火砕流堆積物の火砕サージ堆積物中のデューン構造	33
第24図	由布川火砕流堆積物中の軽石濃集部	34
第25図	鶴崎台地における由布川火砕流堆積物	36
第26図	下郡火山泥流堆積物の火山礫層	37
第27図	碩南層群及び大分層群の地質構造概略図	38
第28図	碩南層群を切る戸無瀬断層の露頭	38
第29図	高崎山起源の火砕流堆積物	42
第30図	阿蘇-3 火砕流堆積物	44
第31図	阿蘇-4 火砕流堆積物の強溶結部と非溶結部	45
第32図	高位 I 段丘堆積物の礫層	48
第33図	大分平野西部の沖積層地質断面図	50
第34図	別府湾内の海底活断層及びその周辺の断層	51
第35図	「豊陽古事談」所載の瓜生島図	54
第36図	明治36年測図, 大正元年発行の5万分の1地形図「大分」	57
第1表	大分図幅地域の地質統括表	7
第2表	碩南層群・大分層群に挟在する示標テフラ層の年代と広域対比	17
第3表	碩南層群・大分層群の層序総括表	18
第4表	大在層上部の泥質層より産出した貝化石	47
第5表	本図幅地域の段丘対比表	47
第6表	岡泥層より産出した貝化石	49
第7表	大分図幅地域の代表的な温泉の成分	56
第8表	本地域における地下水の化学成分	56
Table 1	Summary of the geology of the Ōita district	64

大分地域の地質

吉岡敏和*・星住英夫*・宮崎一博*

大分地域の地質の調査研究は、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5・6の両年度にわたって行い、第四系堆積物及び大野川層群を吉岡が、第四系火山岩類を星住が、三波川変成岩類を宮崎がそれぞれ担当した。本文の執筆も原則としてこの分担に従い、全体の調整は吉岡が行った。

本研究に際し、京都大学大学院理学研究科の竹村恵二助教授からは、火砕流堆積物の年代について多くの教示を得た。また、応用地質株式会社の小野晃司氏(元所員)からは、露頭写真及び地質情報の提供を受けた。両氏に対して、記して謝意を表す。また、地質調査所環境地質部の水野清秀技官及び同大分地域地質センターの鎌田浩毅技官からは、野外調査において協力を得るとともに、多くの助言を受けた。

本研究に用いた岩石薄片は、宮本昭正(元所員)・安部正治(元所員)・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。

I. 地 形

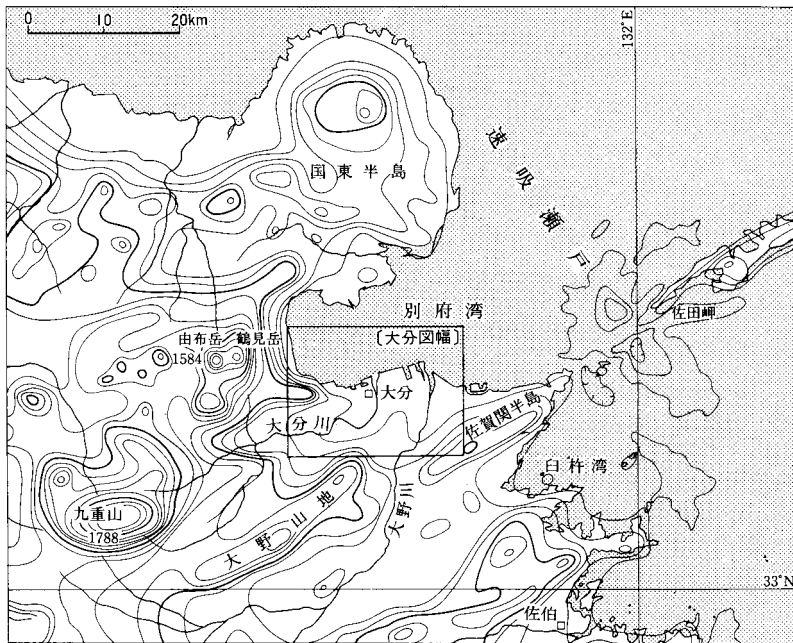
(吉岡敏和)

「大分」図幅地域は、東経 $131^{\circ}30'-131^{\circ}45'$ 、北緯 $33^{\circ}10'-33^{\circ}20'$ の範囲に相当し、行政的にはその大部分が大分県の大分市に属するほか、西端部が大分県別府市に、南西部が大分県はさま挾間町及びのつはる野津原町に、南東隅が大分県臼杵市にそれぞれ所属する。

本地域は九州島東部、別府湾の南側にあたる(第1図)。別府湾は、北側の国東半島と南側の佐賀関半

*地質部

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Ōita, Ōita Prefecture, Beppu-Shimabara Graben, Sanbagawa Belt, Cretaceous, Quaternary, Sanbagawa metamorphic rock, Onogawa Group, Sekinan Group, Oita Group, Handa Formation, Higashiwada Formation, Katashima Formation, Takio Formation, Ozai Formation, Shikido pyroclastic flow deposit, Yabakei pyroclastic flow deposit, Imaichi pyroclastic flow deposit, Magari pyroclastic flow deposit, Mera pyroclastic flow deposit, Seiganji pumice bed, Yufugawa pyroclastic flow deposit, Ojikayama volcano, Takasakiyama volcano, Aso pyroclastic flow deposit, terrace deposit, alluvium, active fault, Beppu Bay fault system

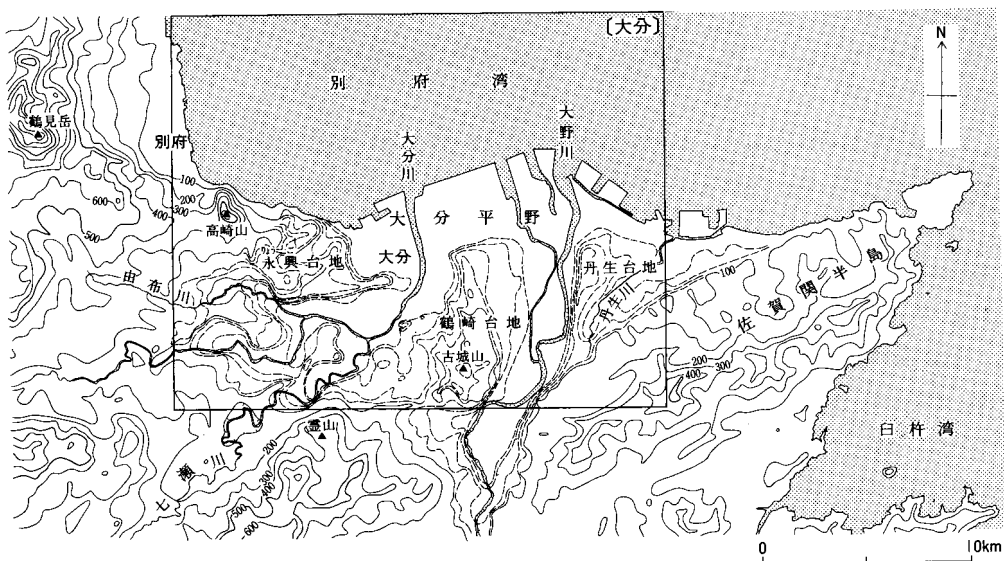


第1図 「大分」 図幅地域周辺の接峰面図 (九州活構造研究会, 1989 に加筆)
陸上の等高線及び海底の等深線の間隔は100 m

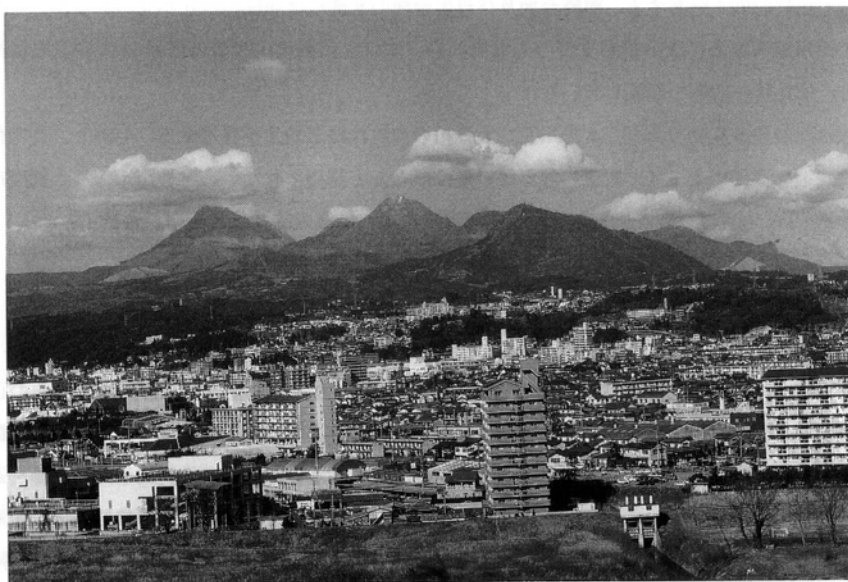
島に挟まれた、南北幅10-15 km、東西奥行き約20 kmの、長方形の平面形を持つ湾である。別府湾の西側には由布岳・鶴見岳等の第四紀火山が分布し、別府市はそれらの山麓に湧出する温泉とともに山麓の扇状地上に発達した都市である。湾の南側は、主として標高200 m以下の丘陵地帯と、大分川及び大野川に沿って広がる沖積平野からなる。大分市の中心街は大分川の河口付近の沖積低地上に発達している。

I. 1 山地・丘陵及び斜面の地形

本図幅地域には、主として第四系堆積物で構成される台地状の丘陵と、南東部に三波川変成岩類からなる、比較的急峻な山地が分布する(第2図)。丘陵は大分川及び大野川によって大きく3分される。大分川左岸、永興台地から続く丘陵は、西に向かって高度を上げ、西隣「別府」地域の南部山地に連続する。本地域内では標高400 m以下であるが、北西部には標高628.4 mの高崎山が丘陵から突出するように位置する(第3図)。大分川と大野川に挟まれた丘陵は鶴崎台地と呼ばれ、標高165.3 mの古城山を最高点とする台地状の丘陵である。大野川の右岸、丹生川との間には丹生台地が位置する。丹生台地の標高は100 m以下である。それぞれの丘陵は、頂部は比較的小起伏であるが、谷は深く、また谷壁は切り立っている。これは、丘陵を構成する大分群層の砂礫層や火砕流堆積物が下方侵食に対して極めて弱いことを示している。



第2図 「大分」図幅地域の地形
等高線は500mの埋谷接峰面を示す。等高線間隔は実線が100m、破線が20m



第3図 大分市曲付近より北西方を望む
正面が永興台地，その上方に左から由布岳，鶴見岳，高崎山がそびえる。手前の河川は大分川

本地城南東部の山地は三波川変成岩類で構成され、佐賀関半島の中軸に連続する山地である。また、本地城南端、七瀬川右岸の一部には、白亜系大野川層群からなる山地がわずかに分布し、大野山地の北端に当たる。

I. 2 低地・河川及び海岸の地形

本地域の沖積平野としては、大分平野が大分川及び大野川の河口付近を中心に比較的広く分布するほか、別府市の沿岸部にも平野が広がる。大分平野は、主として三角州及び後背湿地として形成されたもので、自然堤防の部分を除いて、極めて低平である。これに対し、別府市の市街地付近では、扇状地が海岸線近くまで広がり、やや傾斜をもった、いわゆるファンデルタの形態を示す。大野川河口より東の海岸平野には、数列の浜堤列と堤間湿地が見られる。

本地域の主要な河川としては大分川及び大野川がある。大分川は本地域南西方に位置する九重火山山麓に源を發し、東流して別府湾に注ぐ。大野川は阿蘇火山外輪山の東麓より北東に流れ、同様に別府湾に注いでいる。両河川とも広大な流域に多くの第四紀火山を有しているため、火山岩礫を主とする碎屑物の供給が多く、また水量も多いことから、しばしば水害を発生させている。大分川の大分市賀来より下流や、その右支流の七瀬川では、顕著な蛇行もしくは蛇行跡を示す旧河道が見られる。大分川左支流の由布川は、由布川火砕流堆積物を下刻して流れており、その上流部の「別府」図幅地域では極めて狭窄な由布川峡谷を形成している。

段丘は、大分川・由布川の両岸、及び大野川左岸の鶴崎台地においてよく發達する。また、丹生台地の頂部にも比較的広く分布する。鶴崎台地及び丹生台地の北部には海成の段丘が見られるが、それ以外はすべて河川成である。大分川右支流の七瀬川に沿っては、阿蘇火山起源の阿蘇-4火砕流堆積物が広く分布し、段丘状の地形を形成している。

海岸線は比較的直線的であり、大野川及び大分川の河口には三角州が發達する。しかし、この付近では大規模な埋め立てによって、本来の海岸線の形はほとんど認められない。大分市市街地と別府市市街地の間の約6kmの区間のみ、山地（丘陵）が直接海岸に接し、直線的な侵食海岸が連続する。

I. 3 変動地形

本図幅地域は、別府-島原地溝帯(松本, 1979)の南縁にあたり、地域全体に東西方向北落ちの正断層系が發達する。この影響は地形にも表れており、南東部の三波川変成岩類からなる山地と碩南層群・大分層群からなる丘陵は、直線状の崖線で境されている。この崖線の位置は、佐賀関半島の北縁を通る佐賀関断層(活断層研究会, 1980)の西方延長に当たるが、この線上では段丘面上や沖積低地上に新期の断層活動を示す変位地形は認められない。丘陵内には、下・中部更新統の碩南層群及び大分層群を階段状に変位させる東西方向の正断層が分布するが、これらに沿っては、段丘面の変位は見られず、直線状の崖地形や谷地形等の断層地形もほとんど見られない。ただし、丹生台地の北部、大分市上志村と尾崎を結ぶ線上に位置する月ヶ平断層(水野ほか, 1989)に沿っては、丘陵高度に10-30 mの標高差が認められ、断層変位の結果と考えられる。しかし、断層を挟んで中位I段丘面にはほとんど高度差が認められないことから、活断層の可能性は低い。一方、別府市市街地の南側山麓線に沿っては、朝見川断層(首藤・日高, 1971)が位置し、西隣の「別府」図幅地域では山麓扇状地を変位させる低断層崖が認められ

る(池田, 1979). なお, 千田(1974)は, 丹生台地と鶴崎台地における段丘面の高度差を, 大野川に沿って南北に通ると推定される大野川断層(首藤, 1953b)による変位の結果と考えた. 更に, 同断層に平行して, 大分市横尾付近を通る横尾断層を推定し, 断層を挟んで東側の段丘面が最大 5 m 高いとした. しかし, 断層付近の段丘面には低断層崖等の変位地形は見られず, 段丘面の高度差も波状変形による可能性がある.

II. 地 質 概 説

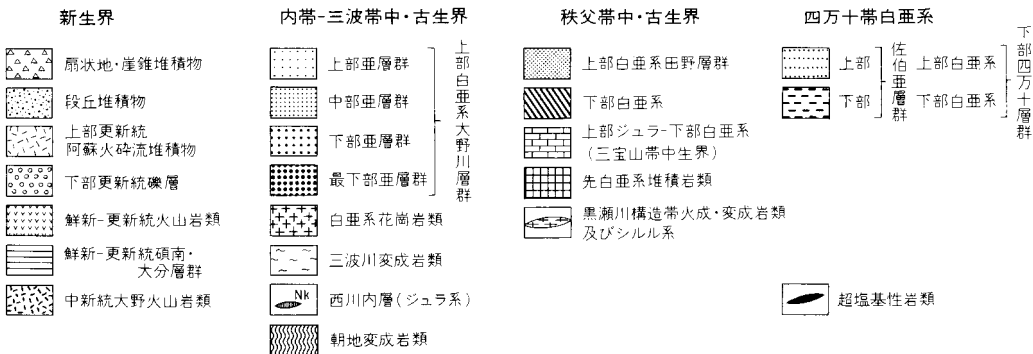
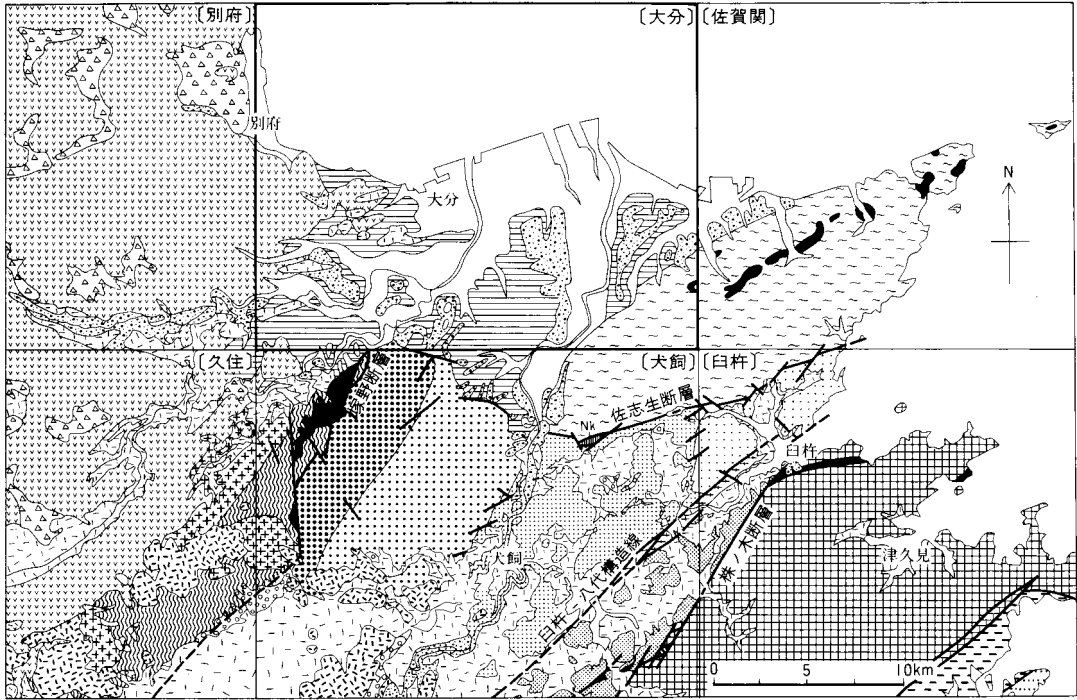
(吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博)

「大分」図幅地域に分布する地質系統は, 大きく区分して, 白亜紀の低温高压型変成岩である三波川変成岩類, 上部白亜系堆積岩類の大野川層群, 及び第四紀(一部は新第三紀末)の火山岩・堆積岩類からなる. 第 4 図に本地域とその隣接地域の地質概略図を, 第 1 表に地質統括表を示す.

三波川変成岩類は, 本地域南東部に分布する白亜紀の低温高压型変成岩である. 原岩は, ジュラ紀(一部前期白亜紀)の付加コンプレックスと考えられる. 三波川変成岩類は, その分布の西縁部で大野川層群の下に潜り込むようなドーム状の構造をなす. 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, 厚い塩基性片岩の下底を画す南傾斜の低角度断層によって, 南部ユニットと北部ユニットに区分することができる. 本地域に分布する三波川変成岩類の大部分は北部ユニットに属し, 南部ユニットに属するものは南東隅にわずかに分布するのみである. 北部ユニットの変成岩類には, ENE-WSW 走向の軸面を持つアンチフォームが存在し, 西縁部では, アンチフォーム軸が西へブランチしている. 見かけの層序の中部には, 比較的厚い砂質片岩が分布する.

大野川層群は, 後期白亜紀の海成(最下部の一部は非海成の可能性あり)の堆積物である. 三波川変成岩類とは, 南隣する「犬飼」図幅地域において, 佐志生断層にて接する. 最下部, 下部, 中部, 上部の 4 亜層群に大別されるが, 本地域には最下部亜層群の霊山層 R1 部層が分布するのみである. 本地域内の R1 部層は赤色を呈する固結した礫岩からなる.

本図幅地域の大部分を占める大分平野周辺の丘陵地域には, 鮮新-更新統の碩南層群及び大分層群が広く分布する. 本地域の碩南層群は, 判田層及び東植田層に区分され, 未固結ないし半固結, 非海成の砂礫層及びシルト層を主体とする. 東植田層には火砕物層をしばしば挟み, 特に最下部の敷戸火砕流堆積物は最大層厚 50 m 以上に達する. また, 最上位には耶馬溪火砕流堆積物を載せる. 大分層群は, 片島層及び滝尾層に区分され, 未固結, 非海成(最上部の一部は海成)の砂・礫・シルト層を主体とする. いずれも数枚の火砕流堆積物を挟む. 片島層の上部には曲火砕流堆積物及び米良火砕流堆積物が挟在し, 曲火砕流堆積物は図幅地域南西端において火砕流台地を構成する今市火砕流堆積物に対比される. 滝尾



第4図 本図幅地域周辺の地質概略図 (寺岡ほか, 1992を一部改変)

層には、誓願寺軽石層及び由布川火砕流堆積物が挟まれ、由布川火砕流堆積物は永興台地西方で最大層厚200 mに達する。滝尾層の下位にはオーバーラップ不整合があり、碩南層群を顕著な傾斜不整合で覆う。両層群間の直接の層序関係は確認できないが、テフラ層の対比及び年代測定結果から、碩南層群東植田層と大分層群片島層は、整合関係もしくは同時異相の可能性がある。堆積物は東西方向北落ちの正断層で階段状に変位しており、これらの断層は北に位置するものほど新期の活動が見られる傾向にある。

永興台地の西方には、大分層群の上位に、中期更新世の小鹿山火山及び高崎山火山の溶岩及び火砕流

第1表 大分図幅地域の地質統括表

地質時代		地質系統		備考	
新 生 代	第四紀	完新世	沖積層	東西方向の正断層活動	
		更新世	段丘堆積物		
	新第三紀	鮮新世	大分層群		
		中新世	頤南層群		
		古第三紀			
中 生 代	後期白亜紀	マストリヒチアン	大野川層群	上部白亜系の堆積	
		カンパニアン			
		サントニアン			上部亜層群 *
		コニアシアン			中部亜層群 *
		チューロニアン			下部亜層群 *
	セノマニアン	最下部亜層群	沈降		
	前期白亜紀		三波川変成作用		
ジュラ紀	後期	三波川変成岩類	三波川変成岩類の原岩形成		
	中期				
	前期				
三疊紀					

* 本図幅地域外

堆積物などが分布する。更に、後期更新世の阿蘇火山の活動によって噴出した阿蘇-3火砕流堆積物及び阿蘇-4火砕流堆積物が、大分川及び七瀬川の流域に広く分布するほか、鶴崎台地及び丹生台地にも点在する。

丘陵の頂部や主要河川沿いには、段丘堆積物及び沖積層が分布する。段丘は、中期更新世に形成された高位段丘、後期更新世最終間氷期に形成された中位段丘、最終氷期以降に形成された低位段丘に大きく三分され、更にそれぞれいくつかに細分される。中位Ⅰ段丘は南関東の下末吉面に、中位Ⅱ段丘は小原台面に相当すると考えられる。中位Ⅱ段丘上には阿蘇-4火砕流堆積物を載せる。沖積層は大分平野で特に厚く発達し、鬼界アカホヤ火山灰層(K-Ah)を挟む海成の中部泥層が内陸部まで広く分布する。

本地域の陸上及び別府湾の海底には、いくつかの活断層が認められる。これらはいずれも正断層と考えられる。別府市市街地南縁に位置する朝見川断層は、0.6 m/10³年の平均変位速度を持つ活断層である。また、別府湾の海底には別府湾海底断層群と総称される断層群が分布し、その中の別府湾中央断層では鬼界アカホヤ火山灰層に約20mの変位が認められている。

III. 三波川変成岩類

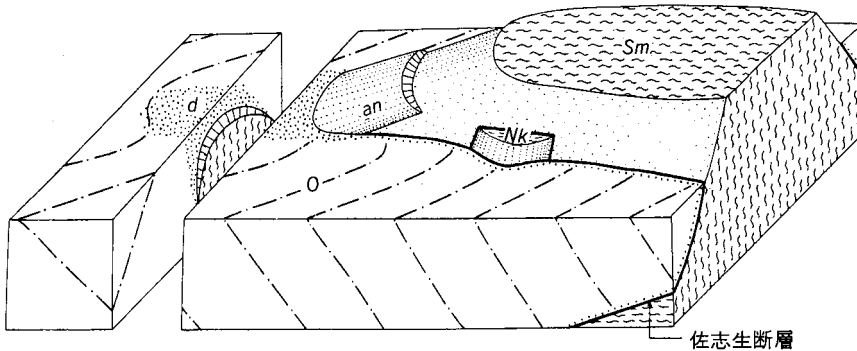
(宮崎一博)

III. 1 概要

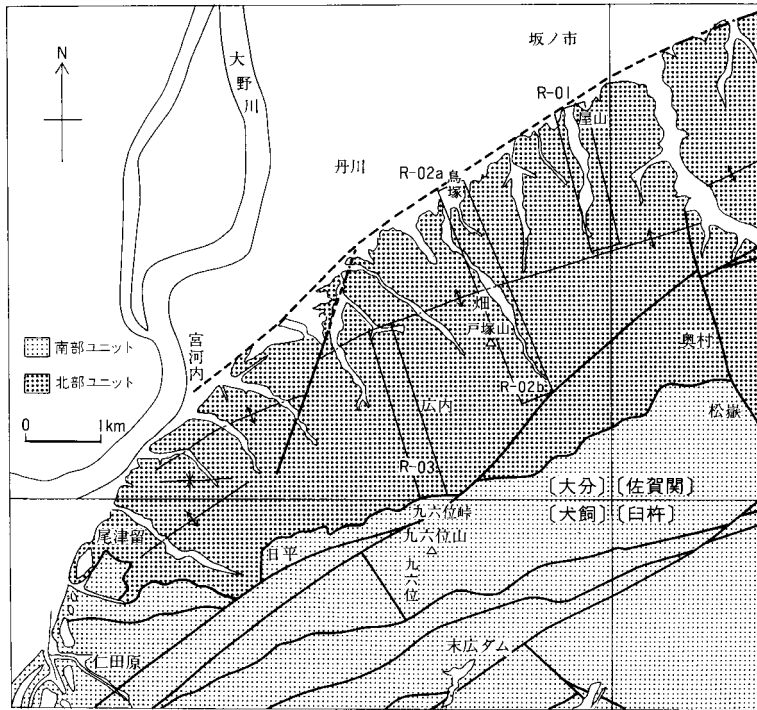
三波川変成岩類は西南日本外帯の三波川帯に、東西約700 km にわたって分布する低温高压型の変成岩類である。原岩はジュラ紀(一部前期白亜紀)の付加コンプレックスとされる(Isozaki and Itaya, 1990)。これらの岩石が沈み込み帯において深さ約30 km まで沈み込み、低温高压型の変成作用を受けた結果生じたのが三波川変成岩類と考えられる。この変成作用のピークの年代は、 116 ± 10 Maとされている(南新ほか, 1979; Isozaki and Itaya, 1990)。この低温高压型変成岩類は、110-50 Maの間に上昇し、地表に表れるようになった(Isozaki and Itaya, 1990)。四国では、中-上部始新統の久万層群に不整合に覆われる(永井, 1972)。

本地域の三波川変成岩類は、大野川以東に分布し、北縁部は中部更新統大分層群に不整合に覆われる(一部断層関係)。南隣の「犬飼」図幅内では、三波川変成岩類の西端部は上部白亜系大野川層群と西傾斜の低角断層で接する。また、東隣の「佐賀関」図幅内では、南端部が佐志生断層によって大野川層群と接する。寺岡(1970)は、三波川変成岩類と大野川層群を境するこれらの断層が元来一連のものだったとした。三波川変成岩類が西方において大野川層群の下に潜り込むようなドーム状の構造を推定している(第5図)。「犬飼」図幅内の三波川変成岩類西端部と大野川層群の境界断層に沿って、かんらん石安山岩が貫入している(寺岡ほか, 1992)。本地域内でも、北縁部の大分市宮河内ハイランド南側において、安山岩の岩脈が三波川変成岩類に貫入するのが見られる。

佐賀関半島(東隣の「佐賀関」図幅内)から続く三波川変成岩類は、厚い塩基性片岩の下位に発達する南傾斜の低角断層によって、見かけ下位の北部ユニットと見かけ上位の南部ユニットに区分することが



第5図 三波川変成岩類と大野川層群の構造関係 (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) an: かんらん石安山岩



第6図 三波川変成岩類の北部ユニット・南部ユニットの分布と柱状図位置図

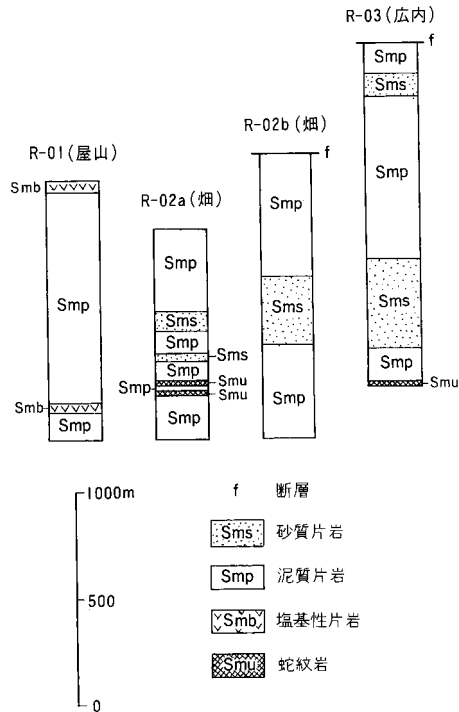
できる(宮崎・吉岡, 1994). 本地域に分布する三波川変成岩類の大部分は北部ユニットに区分され, 南部ユニットの変成岩は南東隅にわずかに見られるのみである(第6図). 北部ユニットは, 「佐賀関」図幅地域において, 山本・手嶋(1971)の木佐上層, 室生層及び縦ノ木層の厚い塩基性片岩相より下位の地層を含み, 園田(1985)の福水層と白木層を含む. 南部ユニットは, 「佐賀関」図幅地域において, 山本・手嶋(1971)の縦ノ木層の厚い塩基性片岩層とその上位の地層及び柏層を含み, 園田(1985)の一尺屋層を含む.

九州東部に分布する三波川変成岩類の研究は, 好露頭が望める海岸地域(「佐賀関」図幅内)に集中し, 本地域内のは未だ報告されていない.

III. 2 北部ユニットの三波川変成岩類

分布 本地域に分布する三波川変成岩類の大部分(第6図).

層序・産状 本地域に分布する三波川変成岩類北部ユニットの柱状図を第7図に示す. 本地域に分布する北部ユニットの三波川変成岩類の見かけの層厚は, 上限下限不明で, 1,800 m 以上である. 泥質片岩を主とし, 中部に砂質片岩を挟み, 下部には塩基性片岩・蛇紋岩を伴う. 砂質片岩は, 層厚がお大きく変化し, 大分市広内北方や宮谷付近で層厚400 m 程度と最も厚く, 大分市赤迫池北東や姫岳付近で薄くなっている. 大分市屋山池付近に分布する塩基性片岩の層厚は50 m 程である. 大分市畑付近の3地点



第7図 三波川変成岩類北部ユニットの柱状図

に分布する蛇紋岩は、いずれも厚さ20 m以下のレンズ状の形態を示し、側方への連続性は良くない。石灰質片岩は、大分市宮谷南方において、厚さ5 m以下の小規模なレンズが分布するにすぎない。

III. 3 南部ユニットの三波川変成岩類

分布 本地域の南東隅にわずかに分布(第6図)。

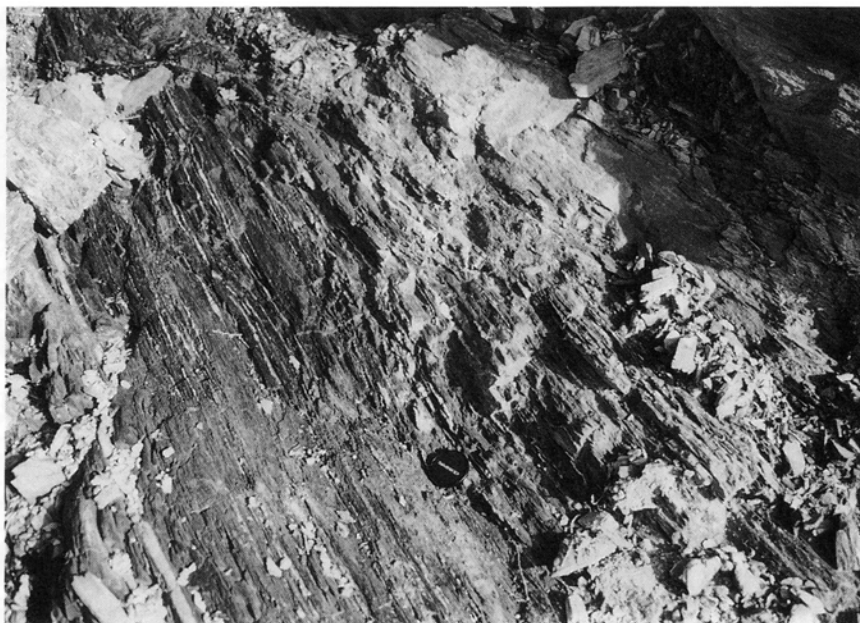
層序・産状 本地域に分布する南部ユニットの変成岩は、下部に層厚50 m程の塩基性片岩を伴う。その上位には泥質片岩の間に塩基性片岩が2層挟まる。また、本地域で見られる南部ユニットの最上部には、厚さ200 m程の塩基性片岩が見られる。

III. 4 岩 相

本地域に分布する三波川変成岩類は、泥質片岩・砂質片岩・塩基性片岩・石灰質片岩・蛇紋岩から構成される。以下に各岩相ごとの特徴を記載する。

泥質片岩(Smp)

泥質片岩は、本地域の三波川変成岩類の中で最も広く分布する。野外では、黒灰色ないし黒色を呈



第8図 三波川変成岩類の泥質片岩 (大分市広内東方)

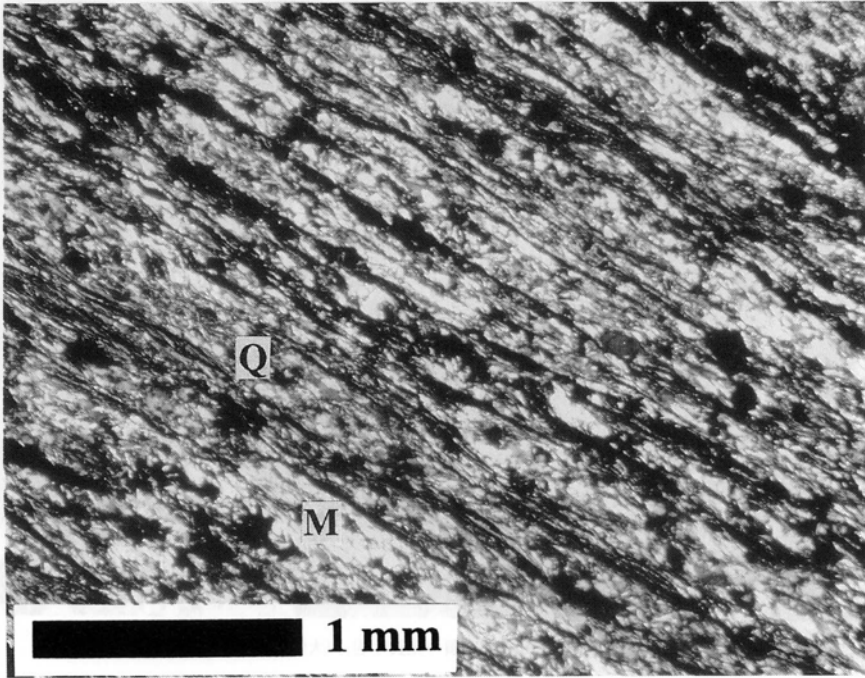
し、片理の発達が強(第8図)。部分的に珪質のところもある。原岩は有機物に富む頁岩ないし珪質頁岩と推定される。原岩の堆積構造はほとんど見られない。石英・アルパイトからなる優白質の層と白雲母・石墨からなる優黒質の層が1.0-0.1 mm 単位で繰り返す縞状構造が認められる(第9図)。主要構成鉱物は石英・アルパイト・白雲母・緑泥石・石墨である。このほかに、少量のスフェーン・緑れん石・燐灰石・方解石・不透明鉱物を伴う。白雲母・緑泥石は定向配列を示す。

砂質片岩(Sms)

野外では灰色を呈す。泥質片岩に比べ片理の発達が弱い(第10図)。中-粗粒の砂岩を原岩とする。石英・アルパイトからなる層と白雲母からなる層が1.0-0.5 mm 単位で繰り返す縞状構造が見られる(第11図)。また、薄い泥質片岩を挟む場合がある。主要構成鉱物は、石英・アルパイト・白雲母・緑泥石である。碎屑性粒子として斜長石・カリ長石の結晶が含まれる。斜長石の残留結晶にはアルパイト双晶が見られる(第11図)。このほかに、少量の燐灰石・電気石・スフェーン・不透明鉱物を含む。白雲母・緑泥石は定向配列を示す。

塩基性片岩(Smb)

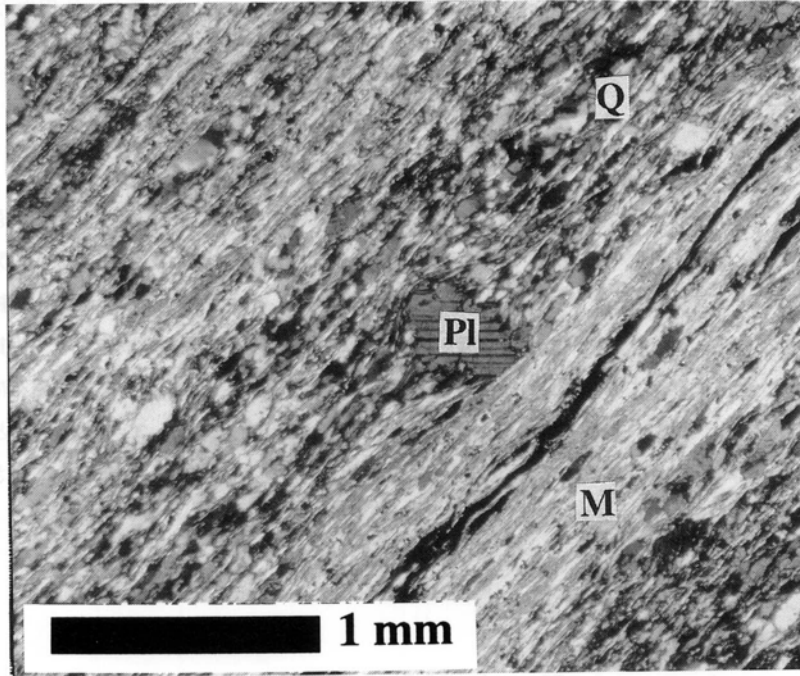
野外で青緑色を呈す。片理が発達する。原岩の構造が残っていないため、その推定が困難である。主要構成鉱物は、緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石・アルパイト・石英である。このほかに、少量のスフェーン・燐灰石・方解石・不透明鉱物を伴う。まれに、残晶鉱物として、緑色-褐色の普通角閃石が含まれる。緑泥石・アクチノ閃石は定向配列を示す。



第9図 泥質片岩の薄片写真 (大分市宮河ハイライド南)
M: 白雲母に富む層 Q: 石英・アルバイトに富む層



第10図 三波川変成岩類の砂質片岩 (大分市広内東方)



第11図 砂質片岩の薄片写真 (大分市広内東方)

M: 白雲母に富む層 Q: 石英・アルバイトに富む層 PI: 碎屑粒子として含まれる斜長石結晶破片(アルバイト双晶が見られる)

石灰質片岩 (SmI)

野外で白色ないし灰白色を呈す。おもに細粒の方解石の集合体からなるが、少量の石英・不透明鉱物を含む。

蛇紋岩 (Smu)

野外で暗緑色ないし黒色を呈す。塊状の場合と剪断作用を強く受け片状に割れやすくなっている場合がある。構成鉱物は、蛇紋石・不透明鉱物で、残晶鉱物として単斜輝石を含む。単斜輝石はへき開に沿って蛇紋石化してる。

III. 5 地質構造

本地域の南東隅において、北部ユニットと南部ユニットを境する南傾斜の断層は、ENE-WSWの走向を示す。南部ユニットでは南傾斜の同斜構造が見られる。北部ユニットでは、大分市屋山池・畑・赤迫池付近を通るアンチフォームが存在する。このアンチフォームは、ENE-WSW 走向の軸面を持つ。本地域の三波川変成岩類の分布の西縁部では、アンチフォーム軸が西側へプランジしている。「犬飼」図幅地域から続くアンチフォームとの間には、小規模なシンフォームが見られる。これらの構造を切っ

て、大分市赤迫池付近では NNE-SSW 走向の高角断層が見られ、大分市姫岳から広内南方では NE-SW 走向の高角断層が見られる。

III. 6 変成作用

本地域の三波川変成岩類は、泥質片岩及び塩基性片岩の鉱物組合せからは、変成分帯ができない。特に本地域では、塩基性片岩の分布が少なく、低温高压型の変成作用を特徴づけるアルカリ角閃石の出現を確認することができなかった。しかし、本地域の変成岩類は、「佐賀関」図幅地域から連続するもので、その変成作用に大きな違いがあるとは考えにくい。本地域の変成岩類の変成作用を「佐賀関」図幅地域のそれを参考に推定する。同図幅地域の変成岩類は、Banno and Sakai (1989) の緑泥石帯に対比できる(宮崎・吉岡, 1994)。緑泥石帯の温度圧力条件は、およそ $P=7-9$ kbar, $T=350-450^{\circ}\text{C}$ と推定されている(Banno and Sakai, 1989)。なお、三波川変成作用のピークの年代は、 116 ± 10 Ma とされている(南新ほか, 1979; Isozaki and Itaya, 1990)。

IV. 上部白亜系大野川層群

(吉岡敏和)

上部白亜系大野川層群(松本, 1936)は、阿蘇山南方から臼杵湾に至る、臼杵-八代構造線の北側に位置する大野川地溝帯に広く分布する、海成(最下部の一部は非海成の可能性あり)の堆積物である。時代的にはセノマニアンからサントニアンにわたる地層である(寺岡, 1970)。下位から最下部、下部、中部、上部の4 亜層群に大別され、更にそれぞれ2ないし3の累層に区分される。本図幅地域では、図幅南端にあたる大分市高瀬南方に、最下部亜層群の霊山層 R1 部層が分布するのみである。

霊山層 R1 部層 (Or_1)

霊山層(寺岡ほか, 1992)は、大野川層群最下部亜層群の上部にあたり、R1 及び R2 の2 部層からなる。本地域に分布する R1 部層は、ほとんどが硬く固結した赤色の礫岩からなる。含まれる礫は一般的に淘汰が悪く、細礫から巨礫大のものまでが混在する。礫種は花崗岩・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(寺岡ほか, 1992)。

本地域の大野川層群からは化石の産出は知られていないが、南西方の「竹田」図幅地域において、霊山層 R1 部層から、チューロニアンを示すイノセラムス *Inoceramus (Inoceramus) hobetsensis* をはじめ、アンモナイトなど多数の海生動物化石が報告されている(野田, 1969; 寺岡, 1970)。

V. 安山岩岩脈(d)

(星住英夫・宮崎一博)

大野川右岸の大分市宮河内ハイランドの南方の谷底において、安山岩の岩脈が確認された。岩脈は長さ 10 m 以上、幅 2 m 以上で三波川変成岩類の泥質片岩を貫いている。貫入面の走向傾斜は $N60^{\circ}E20^{\circ}N$ で、周囲の泥質片岩の片理 ($N50^{\circ}W35^{\circ}S$) と斜交する。岩石は暗青灰色の緻密な安山岩で、大きさ約 1 mm 以下の斜長石と長さ約 4 mm 以下の長柱状の普通角閃石を斑晶として含む。特に、貫入面近くに急冷縁などは肉眼では認められない。

本図幅地域付近では、このほかに南隣「犬飼」地域内の大分市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、かんらん石安山岩が貫入している(寺岡ほか, 1992)。本地域の普通角閃石安山岩及び竹中のかんらん石安山岩とも貫入時期は不明だが、南西隣「久住」地域に分布する中新統大野火山岩類の末期にはかんらん石安山岩の貫入が知られている(小野ほか, 1963)。また、四国北西部でも中央構造線ぞいに約 15 Ma に貫入した安山岩が知られている(堀越, 1964; 田崎ほか, 1990)。一方, Shiraki *et al.* (1995)は、大野火山岩類末期のかんらん石安山岩岩脈と竹中のかんらん石安山岩岩脈が高マグネシア安山岩組成であり、瀬戸内高マグネシア安山岩の特徴と一致すると指摘している。以上のことから、本地域内の宮河内の安山岩岩脈も中新統の可能性が高いと考える。しかし、斑晶組合せが他の地域のものと異なり普通角閃石を含むので、本岩脈の対比を行うには、今後、全岩化学組成などを比較検討する必要がある。

VI. 鮮新-中部更新統碩南層群及び大分層群

(吉岡敏和・星住英夫)

VI. 1 研究史及び層序

別府湾南岸、大分平野周辺の丘陵部を構成する地層は、非海成の砂礫・シルト層を主体とし、火山碎屑物層を挟む未固結ないし半固結の堆積物からなる。これらの地層を最初に記載・報告したのは首藤(1953a)であった。首藤は、これらの地層を新第三系と考え、一括して豊州累層群と命名した。そして、東庄内層・東植田層・判田層・滝尾層・鶴崎層の5層に区分し、地質構造、堆積機構、火山活動及

び化石等からこれらを2つにまとめ、前3者を^{せきなん}碩南層群、後2者を大分層群とした。その後、首藤(1970)によって、東植田層と判田層の上下関係が見直され、判田層は東植田層の下位にあたりと訂正された。また、吉岡(1992)は、東庄内層のうち野津原町付近に露出するものを野津原層として独立させた。

首藤(1953a)によって新第三系とされていた地層の年代については、年代測定技術の進歩により、いくつかの放射年代が得られるようになった。岡口(1976)は、碩南層群に挟まれる数戸火砕岩(火砕流堆積物)の降下軽石層と、大分層群滝尾層中の羽田火砕岩(本報告の由布川火砕流堆積物)の降下軽石層のフィッション・トラック年代を測定し、それぞれ 6.52 ± 1.34 Ma, 1.44 ± 0.28 Maの値を得た。その後、須藤(1985)、星住・鎌田(1991)らによって、本図幅地域西方の豊肥地域において多数の火山岩のK-Ar年代が測定された結果、層序学的に碩南層群及び大分層群に対応する火山岩からは、いずれも前期及び中期更新世に相当する年代が得られた。また、宇都・須藤(1985)は、碩南層群東植田層最上部の^{やばけい}耶馬溪火砕流堆積物から 0.99 ± 0.03 MaのK-Ar年代を得、自然残留磁気为正であることから、松山逆磁極期のハラミヨ・サブクロン(0.90-0.97 Ma)に噴出したものと考えた。また、星住・鎌田(1991)は、大分層群滝尾層に挟まれる由布川火砕流堆積物の年代について、その上下の火山岩の年代測定結果より、約0.6 Maとした。また、大西(1965)は、碩南層群及び大分層群の花粉分析を行い、その結果、碩南層群には多く含まれるメタセコイアが、大分層群滝尾層では消滅することを明らかにし、大分層群が大阪層群のMa 3以上に対比される可能性を示した。

一方、日本各地の前・中期更新世のテフラ層の対比が進められた結果、碩南層群及び大分層群に挟まれる火砕流堆積物と、中国・近畿地方の更新統中のテフラ層の対比が可能となった。すなわち、大分層群滝尾層の誓願寺軽石層が、広島県西条層に挟在する岡郷火山灰層(東元ほか, 1985)及び大阪層群中の梅火山灰層に(水野ほか, 1989; 吉川ほか, 1991)、大分層群片島層の曲火砕流堆積物及び今市火砕流堆積物が大阪層群のアズキ火山灰層に(下川ほか, 1986; 鎌田ほか, 1994b)、更に碩南層群東植田層の耶馬溪火砕流堆積物が大阪層群のピンク火山灰層に(檀原ほか, 1993)それぞれ対比された(第2表)。

以上のことから、碩南層群及び大分層群は、そのほとんどが下部-中部更新統に属するものと考えられ、碩南層群上部と大分層群下部との時間差は、年代測定の誤差を考慮すると、有意な時間差とは言えなくなった。しかし、両者は少なくとも地表ではすべて断層関係で接しているため、直接の層序関係は未だ明らかでない。

本報告では、第3表に示すように、基本的には首藤(1953a, 1970)の層序区分に従いながらも、碩南層群については吉岡(1992)で再定義した地層名を用い、大分層群については、首藤(1953a)の鶴崎層を滝尾層に含めるなど、新たに再定義した地層名を用いることにする。しかし、上記の年代測定結果やテフラ層の対比から、更には、大分層群片島層中に耶馬溪火砕流堆積物に対比される可能性のある火山灰層(^{おおぼる}岡原火山灰層)が挟在することから、碩南層群東植田層と大分層群片島層は整合関係もしくは同時異相の可能性があると考え、碩南層群と大分層群を同一の章で取り扱うことにする。

VI. 2 判田層(Hd, Sd, Da)

地層名 首藤(1953a)による。吉岡(1992)によって、碩南層群の内、数戸火砕流堆積物より下位の地

第2表 碩南層群・大分層群に挟在する示標テフラ層の年代と広域対比

碩南層群・大分層群の示標テフラ層	西条層 (広島)	大阪層群	古琵琶湖層群	上総層群
由布川火砕流堆積物 0.60±0.10 FT ⁽¹⁾				
誓願寺軽石層	岡郷火山灰層 ⁽²⁾ 0.57±0.09 FT ⁽³⁾	梅火山灰層 ⁽²⁾ 0.90±0.44 FT ⁽⁴⁾		
米良火砕流堆積物				
曲火砕流堆積物 1.3±0.2 FT ⁽²⁾	今市火砕流堆積物 0.84±0.02 K-Ar ⁽⁷⁾ 0.96±0.03 K-Ar ⁽⁷⁾	アズキ火山灰層 ⁽⁵⁾ 0.87±0.07 FT ⁽⁶⁾	喜撰火山灰層 ⁽⁶⁾	Ku6C火山灰層 ⁽⁹⁾
耶馬溪火砕流堆積物 0.99±0.03 K-Ar ⁽¹²⁾ 1.04±0.05 FT ⁽⁹⁾		ピンク火山灰層 ⁽⁹⁾ 0.92±0.52 FT ⁽⁶⁾ 1.03±0.25 FT ⁽⁶⁾	白土谷火山灰層 ⁽¹⁰⁾ 1.07±0.17 FT ⁽¹⁰⁾	O7火山灰層 ⁽¹¹⁾
数戸火砕流堆積物 1.3±0.3 FT ⁽¹³⁾ 1.7±0.3 FT ⁽²⁾				

テフラ名の添数字は対比者を、年代の添数字は測定値発表者を示す。

- (1) 竹村・榎原(1993) (2) 水野ほか(1989) (3) 東元ほか(1985) (4) 鈴木(1988)
 (5) 鎌田ほか(1994b) (6) 林(1974) (7) NEDO(1988, 1989) (8) 西村・笹嶋(1970)
 (9) 榎原ほか(1993, 1994) (10) 山崎ほか(1996) (11) Hayashida *et al.* (1996)
 (12) 宇都・須藤(1985) (13) 竹村ほか(1988)

層を判田層とすると再定義された。したがって、数戸火砕流堆積物より下位にあたる首藤(1953a)の東植田層光吉部層は、本報告の判田層に相当する。

模式地 大分市中判田の判田台団地周辺(「犬飼」地域内)。

分布・構造 主として大分市南部の中判田から竹中にかけての地域(「犬飼」地域)に分布し、本図幅地域では、大分市宮崎から鶴崎台地南部の古城山付近にかけてと、南端部の戸無瀬断層(水野ほか, 1989)の南側、及び西部の挟間町鬼崎^{おにざき}付近に露出する。模式地の中判田付近では10-40°の傾斜で西ないし南西に傾斜し、分布の南縁は西北西-東南東方向のほぼ垂直な断層に、西縁は北北西-南南東方向の正断層を伴うアバット不整合に、それぞれ限られる。一方、北縁の戸無瀬断層に沿っては西にプランジする背斜構造を呈し、断層近辺では北傾斜を示す。鬼崎付近では10-20°の傾斜でほぼ南東方向に傾斜する。それ以外の地域では、10-20°の傾斜でおおむね南に傾斜する。

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または不整合で接し、上位の碩南層群東植田層とは整合関係である。同じく碩南層群の野津原層との関係は不明である。

層厚 模式地の中判田付近では露頭で確認される地層の厚さを合わせると600 m以上の層厚となるが、堆積中心が側方移動している可能性があり(吉岡, 1992)、実際の厚さはこれより小さい可能性がある。

層相 寺岡ほか(1992)は、模式地付近における本層を、斜葉理の発達した砂礫層からなる下部層、円礫層主体の中部層、シルト層を挟む砂層からなる上部層の3部層に区分した。しかし、これはあくまでも層相上の区分であり、本図幅地域では必ずしもこの区分は適用されない。本図幅地域においては、古城山付近では、中礫-大礫大の円礫層を主体とする中部層相当層が100 m以上の厚さで分布し、その上位にはシルト・砂・円礫の互層からなる上部層相当層が重なる。戸無瀬断層南側では、西部は上部層相

第3表 碩南層群・大分層群の層序総括表

万年前	地質時代	古地磁気層序	層序区分	鍵テフラ層 火山岩	FT,K-Ar年代 (Ma)	帯磁	花粉帯 (野井,1985)	象化石
40	中期更新世	ブリュンヌ正磁極期	大分層群	滝尾層	高崎山降下軽石		Fagus Zone	— <i>Stegodon Orientalis</i>
50				下郡火山泥流				
60				由布川火砕流	0.60±0.10FT	N	Pinaceae Zone	
70				誓願寺軽石層		N		
80	前期更新世	サフラン期	大分層群	片島層	米良火砕流			
90				曲火砕流 (今市火砕流)	0.87±0.02K-Ar 0.96±0.03K-Ar	R		
				耶馬溪火砕流 (岡原火山灰)	0.99±0.03K-Ar 1.04±0.05FT	N	Taxodiaceae Zone	
100				東植田層				
150	鮮新世	オールドワゴン	碩南層群	判田層	敷戸火砕流	1.3±0.3FT 1.7±0.3FT		
				篠原デイサイト	1.30±0.07K-Ar	N		
200							2.2±0.8FT 2.4±0.8FT 2.9±0.6FT	

当層のシルト層ないし細粒砂層，東部には中部層に相当する円礫主体層が分布する．挟間町鬼崎付近では，シルト・礫・砂の互層からなり，しばしば細粒の火山灰層及び軽石質の砂礫層を挟む．更に，本図幅地域西端付近には，本層中にデイサイト溶岩及び火砕岩（篠原デイサイト），及び安山岩岩脈（同安山岩）が分布する．

化石 本層からは，首藤(1953b)によってメタセコイア等の植物化石の産出が報告されている．

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±0.8 Ma，2.4±0.8 Ma，2.9±0.6 Ma のフィッシュン・トラック年代が得られている．また，本層中の篠原デイサイトから1.30±0.07

Ma の K-Ar 年代値が得られていることを考え合わせると、本層は鮮新統の上部から更新統の下部に相当すると考えられる。

篠原デイサイト (Sd)

本地域南西端の大分川南岸の挾間町底鶴から西隣「別府」地域の同町東ノ山にかけて、デイサイトの溶岩及び火砕岩が分布する。この岩体は最初、笠間(1953)により篠原火山岩とよばれ“新第三紀層”(本報告の判田層)に挟まるデイサイト溶岩であると記載された。星住ほか(1988)は、この岩体しのはらを篠原デイサイトと呼び、岩体が溶岩と水冷破碎様の火砕岩からなることを述べている。篠原デイサイトの K-Ar 年代測定値として、 1.30 ± 0.07 Ma が得られているおり、溶岩の残留磁化方位は正である(星住・鎌田, 1991)。

本地域内の挾間町市底鶴では、一部が自破碎構造を示す塊状の溶岩が露出している。周囲の判田層の堆積岩類との関係を示す露頭はみつからなかった。岩石は明赤灰色-灰白色緻密なデイサイトで、大きさ約 3 mm 以下の黒雲母と斜長石を斑晶として含んでいる。

同尻安山岩 (Da)

本地域南西端付近の挾間町どうじり同尻西方の大分川南岸に輝石安山岩の岩脈が判田層を貫いて分布する。笠間(1953)はこの安山岩岩脈を同尻火山岩と呼んだが、本報告では岩石名をつけて同尻安山岩と呼ぶこととする。本地域内では同尻西方の大分川南岸や底鶴付近に露出があるほか、大分川北岸の茶園畑付近にも分布している。篠原デイサイトとの直接の層序関係は不明だが、判田層の中で同尻安山岩の方が上位に位置する。また今回の調査では確認できなかったが、笠間(1953)によれば、本岩体はその西端で篠原デイサイトを貫くとされる。本岩体の貫入年代は不明だが、上位の東植田層中には同様の貫入岩は確認されていないので、判田層の末期に貫入したと推定される。岩石は、暗灰色緻密な安山岩で大きさ 3 mm 以下の斜長石と斜方輝石、単斜輝石を斑晶として含んでいる。また、変質により石英及び斑晶の一部が緑色粘土鉱物に置換されていることが多い。

VI. 3 東植田層 (Hw, Sk, Yb)

地層名 首藤(1953a)による。吉岡(1992)により再定義。なお、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。これらは本報告のしきど敷戸凝灰岩・東植田層の主部・耶馬溪火砕流堆積物に相当する。

模式地 旧東植田村(現在は大分市)敷戸から戸無瀬周辺。

分布・構造 野津原町福宗付近より鶴崎台地南部の戸無瀬北方にかけて、東西に広く分布する。分布の南限及び北限は、基本的に東西ないし西北西-東南東方向北落ちの正断層で限られており、地層はおおむね 10° 程度の傾斜で南ないし南西に傾斜する。

層序関係 下位の判田層とは整合、野津原層とは「犬飼」地域内で断層(一部不整合)で接する。鶴崎台地南部では上位の大分層群滝尾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 最下部に岩片を多く含む軽石凝灰岩層(数戸火砕流堆積物)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シルト・砂を主体とする堆積物が分布する。南隣の「犬飼」図幅地域の西端部では、最上部に普通角閃石に富む火砕流堆積物(耶馬溪火砕流堆積物)がほぼ整合関係で重なる。鶴崎台地南部では、火山灰質のシルト層及び軽石質の砂層からなる。礫層はほとんど見られない。図幅地域南西部の大分市緑ヶ丘団地付近では、火山灰質の砂・シルト互層からなり、上部に普通角閃石を含む軽石凝灰岩層を挟む。一方、丹生台地の南部に分布する東植田層は、三波川変成岩類の細礫-中礫層と変成岩起源の雲母片を多く含むシルト層の互層からなり、数枚の軽石凝灰岩層を挟む。また、数戸火砕流堆積物の上位には、しばしば珪藻土層が数十cmから数mの厚さで発達する。

化石 首藤(1953a)は、数戸火砕流堆積物直上の珪藻土層から *Stephanodiscus niagarae* Ehrenb 等の珪藻化石を報告している。また、シルト質層には、しばしば材片等の植物遺体を含む。

年代・対比 本層最下部の数戸火砕流堆積物からは、 $1.3 \pm 0.3\text{Ma}$ (竹村ほか, 1988), $1.7 \pm 0.3\text{Ma}$ (水野ほか, 1989)のフィッシュ・トラック年代が得られている。また、最上部の耶馬溪火砕流堆積物は、松山逆磁極期のハラミヨ・サブクロン(0.90-0.97 Ma)に噴出したものと推定され(宇都・須藤, 1985)、本層は下部更新統に相当するものと考えられる。

数戸火砕流堆積物(Sk)

首藤(1953a)は、主に軽石凝灰岩からなる東植田層最下部を数戸部層と定義した。本報告の数戸火砕流堆積物はこの数戸部層に相当し、小野(1963)の酒野軽石凝灰岩及び星住ほか(1988)の酒野凝灰岩に当たる。ただし、星住ほか(1988)の酒野凝灰岩は、数戸火砕流堆積物の下位の判田層の一部を含んでいる。鶴崎台地南西の大分市数戸付近を模式地とし、大分川の右岸、挾間町鬼崎付近から鶴崎台地南部に広く分布する。層厚は最大50m以上に達し、東に向かって徐々に薄くなる。

本地域内での数戸火砕流堆積物は、流紋岩質の軽石凝灰岩からなる。軽石凝灰岩は、大部分が径4cm以下の軽石と同質の砂質火山灰からなる非溶結の火砕流堆積物である(第12図)。最下部には厚さ1-3mの降下軽石層が見られる(第13図)。軽石は白色で細かく細管状に発泡している。斑晶として、径2mm以下の少量の斜長石・黒雲母と微量の普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石を含んでいる。また、黒色ガラス質の類質と見られる岩片や、青灰色-暗灰色の輝石安山岩・角閃石安山岩の異質岩片を含んでいる。

耶馬溪火砕流堆積物(Yb)

耶馬溪^{やまがせ}火砕流堆積物は熊本県から大分県にまたがる広大な地域に広がり、中部九州では最大規模の火砕流堆積物の1つである。加藤(1918)が、“阿蘇熔岩”と混同されていたのを“舊期阿蘇熔岩臺地”の名称で分離し、赤木(1933)、松本(1933)が“耶馬溪熔岩”と命名した。その後、石井ほか(1956)が初めて“耶馬溪熔岩”が溶結した火砕流であることを明らかにし、以後耶馬溪火砕流堆積物の名称で呼ばれている(古賀, 1981; 星住ほか, 1988など)。耶馬溪火砕流堆積物の現存面積は約480 km², 最大層厚は約150 m, 現存体積は約40 km³, 推定体積は約110 km³である(Kamata, 1989a)。耶馬溪火砕流堆積物の磁化極性は正である。年代測定値として、K-Ar法で $0.99 \pm 0.03\text{Ma}$ (宇都・須藤, 1985)、フィッシ



第12図 敷戸火砕流堆積物 (挾間町鬼崎の大分川右岸)
崖の高さは約10m

ジョン・トラック法で 1.04 ± 0.05 Ma (檀原ほか, 1994) が得られている。更に耶馬溪火砕流堆積物を各地で覆う今市火砕流堆積物が逆帯磁であることから、耶馬溪火砕流の噴出はハラミヨ・サブクロン (0.99–1.07 Ma ; Shackleton *et al.*, 1990) と考えるのが妥当である (宇都・須藤, 1985 ; 星住ほか, 1988)。現在噴出源に対応する火口やカルデラ地形は地表では見つからないが、Kamata (1989a) は、堆積物の分布・高度やボーリングデータ及び重力異常などから九重火山北方の九重町猪牟田付近に猪牟田カルデラを想定し、耶馬溪火砕流の噴出源と考えた。また、耶馬溪火砕流堆積物は、火山ガラスや斑晶の量比及び屈折率、帯磁方向 (約 30° の浅い伏角をもつ正帯磁) の一致などから、大阪層群ピンク火山灰及び上総層群 O7 火山灰に対比されている (檀原ほか, 1992 ; Hayashida *et al.*, 1996)。すなわち、耶馬溪火砕流堆積物-ピンク火山灰-O7 火山灰は、給源から900 km の遠方にまで広がる広域火山灰 (猪牟田-ピンク, Ss-Pk) である。

本地域南西部は、耶馬溪火砕流堆積物分布域の東端部に当たる。本地域内では挾間町茶園畑^{えびけ}と海老毛に小露出が認められるのみであり、火砕流台地をなしていない。本地域内では判田層を不整合に覆って



第13図 敷戸火砕流堆積物下部の降下軽石層 (大分市池ノ上)
ハンマーの長さは30cm 下はその接写写真

いるとみられるが、野津原町籠ノ台(南隣「犬飼」図幅地域内)では、東植田層の泥流堆積物の上位に整合で重なる(寺岡ほか, 1992)。また本地域内では、神屋敷火砕流堆積物に覆われている。層厚は、本地域内で最大10-20m程度である。

耶馬溪火砕流堆積物は、溶結部と非溶結部とも大きさ1-3 mm程度の多量の斜長石・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石の結晶片を基質及び本質レンズあるいは軽石に含むのが特徴的である。挾間町茶園畑では厚さ10 m以上で非溶結部からなり、灰褐色火山灰基質中に少量の淡褐色軽石を含む。軽石は、径数 cm以下で、細かい長孔状の気泡を持つ。挾間町海老毛の黒川河床では厚さ5 m以上で、下部は溶結部、上部は非溶結部からなる。溶結部は、脱ガラス化した灰色塊状の溶結凝灰岩である。耶馬溪火砕流堆積物の基底には火山豆石を含む降下火山灰層の存在が「別府」図幅地域北西部の玖珠町日出生台で知られているが(星住ほか, 1988; 鎌田・星住, 1996)、本地域内では確認されていない。

VI. 4 片島層(Ks, I, Mg, Mr)

地層名 首藤(1953a)の片島部層を独立させ、大分層群のうち、鶴崎台地南部で見られる大規模なオーバーラップ不整合より下部の地層を片島層とする。また、図幅地域南西端から「久住」図幅地域に分布する今市火砕流堆積物は、少なくともその一部が片島層中の曲火砕流堆積物に対比される(鎌田ほか, 1994a)ことから、本報告では片島層に属するものとする。

模式地 大分市片島南方の米良付近。

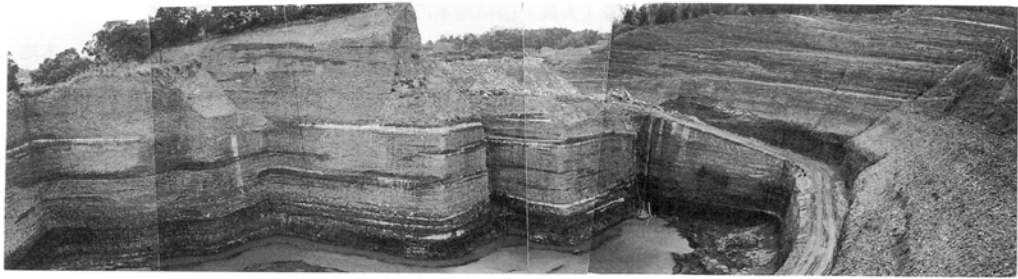
分布・構造 鶴崎台地の中部に東西に分布するほか、永興台地の東端にもわずかに露出する。分布の北縁と南縁は東西方向北落ちの芳河原断層(新称)及び丸尾山断層(水野ほか, 1989)で限られ、その外側では地表で露出を確認できない。構造はほぼ水平で、全体としてわずかに西に傾斜する。また、今市火砕流堆積物は、図幅地域南西端の丘陵頂部に台地状に分布する。

層序関係 碩南層群東植田層とは芳河原断層で接しており、直接の関係は明らかでない。ただし、今市火砕流堆積物は、東植田層を不整合関係で覆う。上位は大規模なオーバーラップ不整合によって、大分層群滝尾層に覆われる。

層厚 地層の下限は不明であるが、露出する範囲で約100mの厚さを有する。

層相 中礫-大礫大の円礫層を主体とし、砂層及びシルト層を挟む。鶴崎台地の西側では、特に上部において黒色の火山岩起源の砂礫層が主体となり(第14図)、上部に暗褐色非溶結の火砕流堆積物(曲火砕流堆積物)と、軽石及び細粒ガラス火山灰からなる火砕流堆積物(米良火砕流堆積物)を挟む。台地の東側では、砂層を挟む中礫大の円礫層を主体とし、礫種は大野川層群起源の堆積岩礫が多くなる。台地東側の大分市岡原西方の谷中には、岡原火山灰層と仮称する角閃石に富む軽石火山灰層(地質図では省略)が、曲火砕流堆積物の下位の礫層中にレンズ状に挟まれて分布する。更に、台地西側の大分市芳河原においては、水野ほか(1996b)によって、曲火砕流堆積物の上下に、芳河原A, B, Cと仮称された3枚の火砕流堆積物(地質図では省略)が報告されている。これらは、いずれも下部に降下軽石-火山灰を伴う火砕流堆積物からなる。

化石 本層からは大型化石の産出は報告されていない。野井(1985)は、花粉分析の結果、本層下部で



第14図 片島層の砂礫層 (大分市米良)

上部は黒色の火山岩起源の砂礫層からなる。

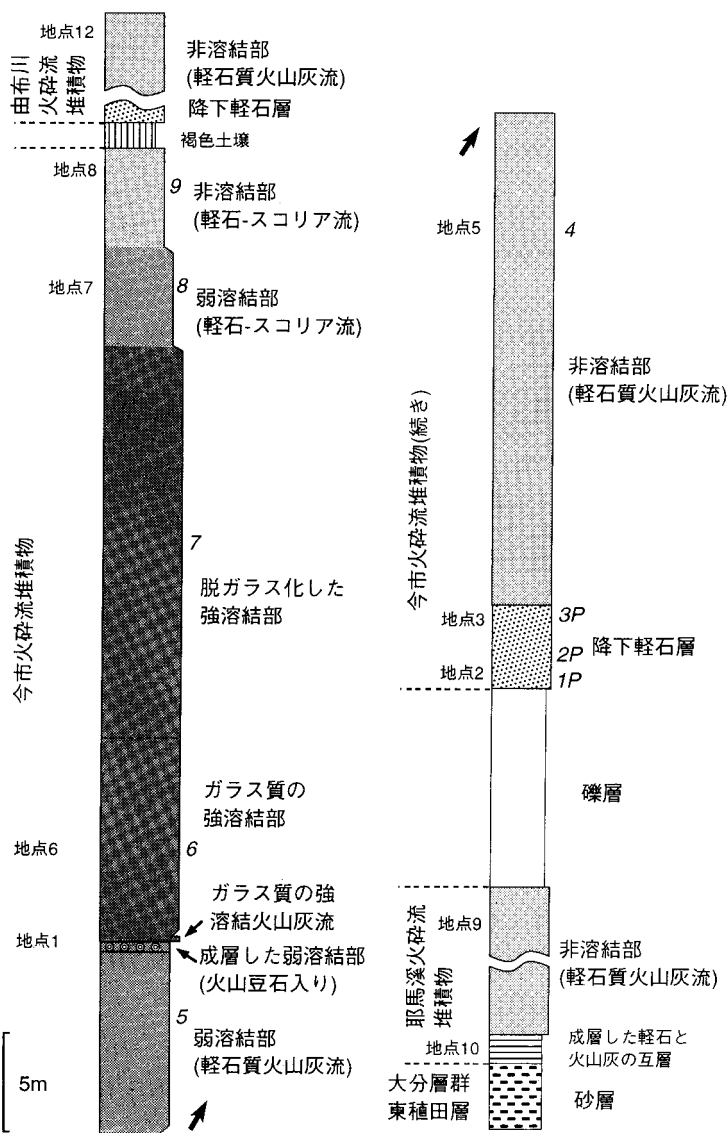
優勢であるスギ科(Taxodiaceae)が中上部にはほとんど含まれないことを報告し、この変化が大阪層群のメタセコイア消滅層準に対比されると考えた。

年代・対比 後述するように、今市火砕流堆積物の年代は、上下の堆積物の年代や残留磁気が逆帯磁であることから約0.9 Maと推定されており、本層は下部更新統の最上部に相当すると考えられる。この年代は大阪層群のメタセコイア消滅時期と矛盾しない。一方、鶴崎台地東側で見られる岡原火山灰層は、その斑晶組合せから耶馬溪火砕流堆積物に対比される可能性があり、その場合、本層は碩南層群東植田層と同時異相の関係となる。

今市火砕流堆積物(1)

今市火砕流堆積物は、大分県から熊本県にかけて広く分布する輝石デイサイト質-輝石安山岩質の大規模火砕流堆積物であり、その大部分は強溶結の火砕流台地を形成する(小野, 1963; 小野ほか, 1977; 鎌田ほか, 1994a)。今市火砕流堆積物は、耶馬溪火砕流堆積物を覆い、由布川火砕流堆積物に覆われる(後述)。堆積物の K-Ar 年代測定値として、 0.76 ± 0.17 Ma (宇都・須藤, 1985)や 0.84 ± 0.02 Maから 0.96 ± 0.03 Ma (NEDO, 1988, 1989)が得られている。堆積物は常に逆帯磁していること(小野, 1963; 星住ほか, 1988)、下位の耶馬溪火砕流がハラミヨ・サブクロンの噴出であること(宇都・須藤, 1985)、今市火砕流堆積物の上位の火山岩(時山安山岩)の噴出年代が約0.7-0.8 Maであること(星住・鎌田, 1991)の3点から、今市火砕流の噴出年代は松山磁極期末期の逆帯磁期(ハラミヨ・サブクロンの後)の約90万年前となる。今市火砕流の噴出源は、火砕流全体の分布や高度から、九重火山北方の猪牟田カルデラであると推定されている(鎌田ほか, 1994a)。また、今市火砕流堆積物は大阪層群アズキ火山灰及び上総層群 Ku6C 火山灰と、火山ガラスや鉱物の量比及び屈折率が下位から上位へと系統的にかつ一致して変化することから、互に対比される。すなわち、今市火砕流堆積物-アズキ火山灰-Ku6C 火山灰は、給源から900 kmの遠方にまで広がる広域火山灰(猪牟田-アズキ, Ss-Az)である(鎌田ほか, 1994b)。

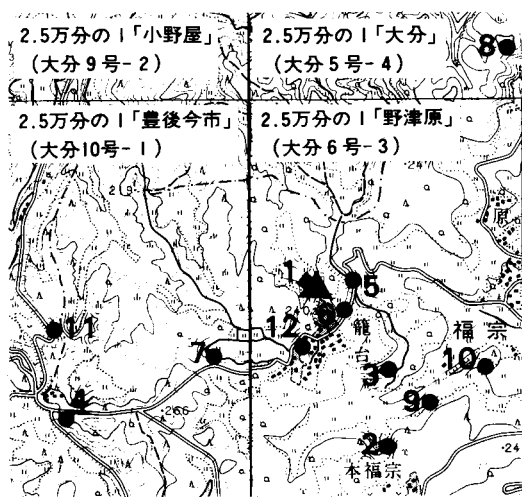
南隣「犬飼」図幅地域内の野津原町籠ノ台から本地域南西端の同町舟ヶ平にかけての地域は、今市火砕流台地の東端部に位置する。この地域での今市火砕流堆積物の層序は、下位から降下軽石層、非溶結-弱溶結-強溶結(ガラス質)-強溶結(脱ガラス化)-弱溶結-非溶結と変化する火砕流堆積物からなる(第15図; 星住・鎌田, 1996)。



第15図 野津原町籠ノ台地域での今市火砕流堆積物の柱状図 (星住・鎌田, 1996)
地点番号は第16図を参照

今市火砕流堆積物は、本質物質中に大きさ2 mm以下の斜長石・単斜輝石・斜方輝石を含んでいる。火砕流堆積物中の本質物は、下部の非溶結部では白-灰色の軽石、上部の非溶結部では、軽石に加えて黒色のスコリアである。

今市火砕流基底の降下軽石層は全体の厚さ4-5 m程度で、厚さ数10 cm-1 mのいくつかの降下ユニットに分かれ、降下ユニットの間には、厚さ1-4 cm程度の灰黒色-赤紫灰色の細粒火山灰を挟む(地点2, 3; 各地点は第16図に示す。以下同様; 寺岡ほか, 1992のp. 106, 第81図参照)。降下軽石層中の軽石の



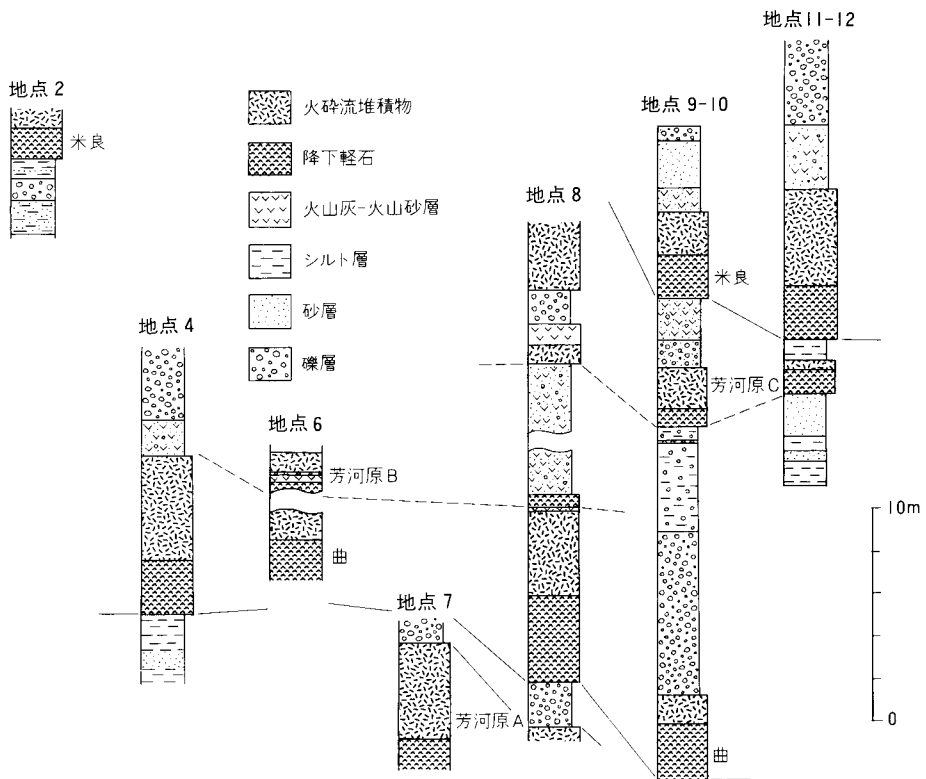
第16図 今市火砕流堆積物の露頭記載位置図 (星住・鎌田, 1996)
基図は国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用

斑晶組合せは火砕流本体と同一である。この降下軽石層はその規模からみて高い噴煙柱に由来するプリニー式噴火による堆積物と考えられる(鎌田ほか, 1994b)。降下軽石層に引き続いて非溶結の軽石質火山灰流が堆積する(地点5)。軽石質火山灰流は上部に向かって溶結度が上がり弱溶結となる。この弱溶結部から脱ガラス化した強溶結部分までが地点1で観察できる。弱溶結部分の最上部60 cmは弱く成層し、直径1 cm以下の火山豆石を少量含んでいる。その上位に強溶結したガラス質火砕流堆積物が重なり、大きさ10 cm以下の黒色ガラス質レンズを多量に含み顕著なユータキシティック組織を示す。ただし基底部の厚さ約30 cmは、細粒の火山灰のみからなる強溶結した黒色のガラス岩である。火砕流堆積物の基質は上に向かって基質・本質レンズとも徐々に脱ガラス化作用が進み、特に基質が灰色となる。強溶結部全般では、幅約20-100 cmの柱状節理が発達している。最上部の弱溶結部(地点7)及び非溶結部(地点8)では、灰色火山灰基質中に灰色の軽石のほかに灰黒色のスコリアや軽石とスコリアのガラスが混合した白黒縞状のスコリアも認められる。

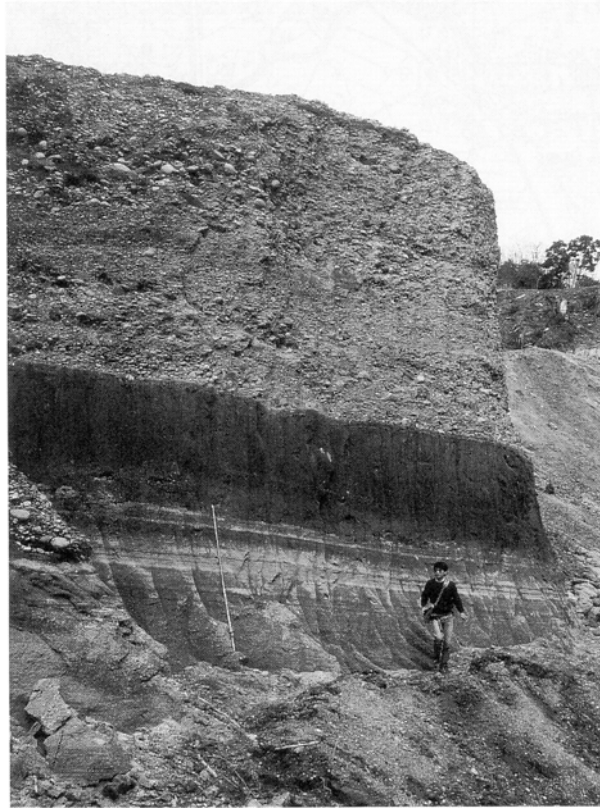
この地域では、今市火砕流堆積物と中部九州の他の大規模火砕流堆積物である耶馬溪火砕流堆積物及び由布川火砕流堆積物との層序関係が観察できる。今市火砕流堆積物の直下には円礫層があつて(地点2)、その下位に非溶結の耶馬溪火砕流堆積物が分布する(地点9)。耶馬溪火砕流堆積物の基底には成層した部分があつて、下位の大分層群東植田層の砂層を整合で覆っている(地点10; 寺岡ほか, 1992の p. 101, 第76図参照)。また由布川火砕流の降下軽石が、間に褐色土壌を挟んで今市火砕流堆積物を覆っている(地点8)。今市火砕流堆積物の台地上の地点12では、由布川火砕流堆積物の非溶結部が確認された。

曲火砕流堆積物(Mg)

曲火砕流堆積物(下川ほか, 1986)は、大分市曲から米良にかけて大分層群片島層中に挟在する非溶結の輝石デイサイト質の火砕流堆積物である。堆積物の帯磁方向は逆である(鎌田ほか, 1994a)。模式地(第17図の地点4)では、軽石と細粒ガラス火山灰からなる厚さ約4 mの非溶結で暗褐色の火砕流堆積物



第17図 曲火砕流堆積物及び米良火砕流堆積物の柱状図及び位置図 (水野ほか, 1996b)
 基図は国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用



第18図 曲火砕流堆積物 (大分市古城山の北, 第17図の地点9)

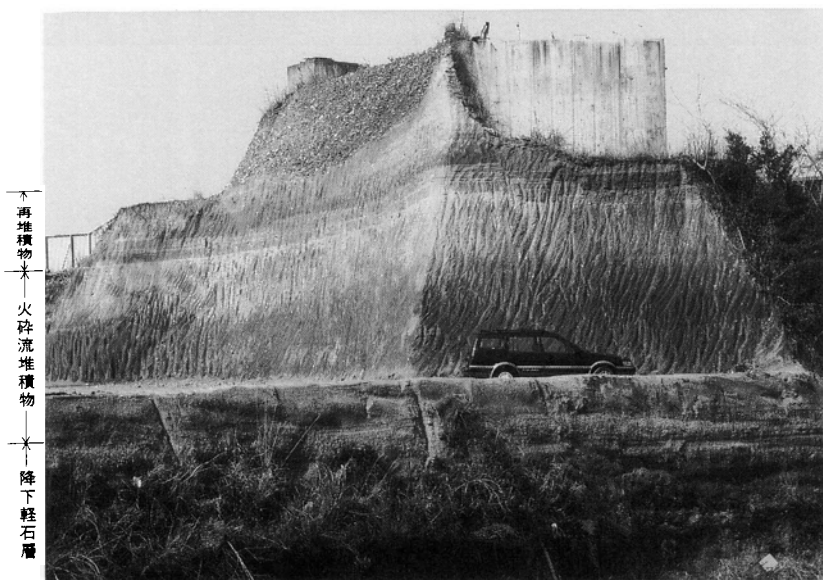
人物の上の暗色の部分が火砕流堆積物, 人物の部分から下の明色で成層した部分が降下軽石層. 写真の上部は片島層の砂礫層. この露頭では曲火砕流堆積物の上部は砂礫層により削剥されている. スケールの長さは2 m

であり, 基底部に厚さ約2.4 m の降下軽石層を伴っている(第18図). また, 火砕流堆積物の最上部1.5 m は成層しており, 軽石のほかに少量のスコリアを含む. 火砕流堆積物中の軽石は大きさ1-5 cm で灰褐色であり, 大きさ2 mm 以下の斜長石・斜方輝石・単斜輝石を斑晶として含んでいる. 降下軽石層には厚さ約5-80 cm の約10枚の降下ユニットがあり, 径4-10 mm の明褐色軽石からなる.

曲火砕流堆積物と今市火砕流堆積物の対比

曲火砕流堆積物の火山ガラスの屈折率は $n=1.509-1.517$ であり(鎌田ほか, 1994a), 今市火砕流堆積物の野津原町籠ノ台での模式露頭(第15図)での中-下部(柱状図右の番号4-7)での屈折率 $n=1.508-1.517$ (鎌田ほか, 1994b)とよく一致する. 鎌田ほか(1994a)は, 火山ガラスの屈折率のほかに火山ガラス及び斑晶鉱物の量比や残留磁化消磁後の帯磁方向がよく一致することから, 曲火砕流堆積物を今市火砕流堆積物に対比した. 曲火砕流堆積物が今市火砕流堆積物の上部(柱状図右の番号8-9)に含まれる最高 $n=1.544$ に達する高屈折率のガラス(鎌田ほか, 1994b)を欠くのは, 曲火砕流堆積物の露頭上部が片島層の砂礫層に削剥されたとすれば説明できる.

一方, 前述したように, 曲火砕流堆積物の下位及び上位には, 芳河原A, B, Cと仮称される3枚の火



第19図 米良火砕流堆積物 (大分市横尾浄水場の西, 第17図の地点11)

この露頭では, 下から降下軽石層2.4m(下部1.3mは再堆積), 火砕流堆積物約6mが観察される. その上位は, 火砕流堆積物の再堆積物と礫層が重なる.

砕流堆積物が認められる(第17図; 水野ほか, 1996b; 地質図では省略). このうち芳河原 A 及び C 火砕流堆積物は灰褐色の火砕流堆積物で下部に降下軽石層を伴い, 火山ガラスの屈折率が低いことで曲火砕流堆積物とは区別ができる(水野ほか, 1996b). 曲火砕流堆積物の上位の芳河原 B 火砕流堆積物は, 暗褐色を呈する火砕流堆積物で基質が固くしまっておりわずかに溶結している. 基底には降下軽石層を伴う. 芳河原 B 火砕流堆積物の火山ガラスの屈折率は, 曲火砕流堆積物とほぼ同じ屈折率($n = 1.511-1.517$)のものが主体で, そのほかに高屈折率($n \leq 1.550$)のものが含まれている(水野ほか, 1996b). すなわち, 芳河原 B 火砕流堆積物は, 曲火砕流堆積物には含まれていない高屈折率の火山ガラスを含んでおり, 今市火砕流堆積物の模式露頭上部と同じ特徴を有する. これらのことから, 曲火砕流堆積物が今市火砕流堆積物の下部-中部に, 芳河原 B 火砕流堆積物が今市火砕流堆積物の上部あるいは中-上部に対比される可能性があると考えられる. しかし, もし曲火砕流堆積物と芳河原 B 火砕流堆積物が一連の堆積物で今市火砕流堆積物に対比されるとすると, 芳河原 B 火砕流堆積物基底には厚さ約 1 m の降下軽石層を伴っているので, 今市火砕流堆積物中に更に厚い降下軽石層が挟まれていることになる. しかし, 今市火砕流堆積物中にはそのような露頭は見つかっておらず, 今後の検討課題である.

米良火砕流堆積物(Mr)

曲火砕流堆積物の約十数 m 上位に, 曲火砕流堆積物と類似した岩相の輝石デイサイト質の火砕流堆積物(下川ほか, 1986)がある(第17図). 米良火砕流堆積物は, 軽石と細粒ガラス火山灰からなる厚さ約 2-5 m の非溶結で暗褐色の火砕流堆積物であり(第19, 20図), 基底部に厚さ約 2 m の降下軽石層を伴っている(水野ほか, 1996b). 降下軽石層には 4-5 枚の降下ユニットがあり, 2 cm 以下の白色軽石からな



第20図 米良火砕流堆積物の接写 (第19図と同地点)
基質は暗灰色の細粒ガラス火山灰からなり、大きさ1-5cmの淡褐色軽石を含む。ハンマーの長さは30cm

る。帯磁方向が逆であることと、斑晶として斜長石・斜方輝石・単斜輝石を含むことが曲火砕流堆積物と類似している。しかし、柱状図で示されるように層位が異なり、間に別の火砕流堆積物(芳河原C火砕流堆積物)が挟まれる。また、米良火砕流堆積物の方が曲火砕流堆積物よりも火山ガラスと斜方輝石の屈折率が低い傾向にある(水野ほか, 1996b)。更に降下軽石層の降下ユニットの数や軽石の特徴も曲火砕流堆積物とは異なる特徴がある。

VI. 5 滝尾層(Ta, Se, Km, Yf, Sg)

地層名 首藤(1953a)の滝尾層を再定義し、大分層群のうち、鶴崎台地南部で見られる大規模なオーバーラップ不整合より上部の地層を滝尾層とする。したがって、首藤(1953a)の滝尾層及び鶴崎層が本層に相当する。

模式地 大分市滝尾(現大分市羽田付近)北東方の鶴崎台地に模式的に分布する。

分布・構造 鶴崎台地の北部及び丹生台地、及び永興台地に広く分布する。鶴崎台地では、丸尾山断層によって約100 m北落ちに変位し、その南側では丘陵頂部に薄く分布するのみである。丹生台地では、ほぼ丘陵全体を構成する。また、丹生台地の南東では、三波川変成岩類からなる山地内に埋谷堆積物として分布する。永興台地では全域に広く分布するが、西部では小鹿山火山及び高崎山火山の噴出物に覆われ、周辺部のみ露出する。

層序関係 下位の碩南層群をオーバーラップ不整合で覆う(第21図)。大分層群片島層との関係は、や



第21図 碩南層群・大分層群滝尾層間の傾斜不整合 (大分市古城山東方)
南に傾斜する碩南層群判田層を、ほぼ水平に大分層群滝尾層が覆う。最上部には由布川火砕流堆積物に伴う降下軽石層が載る。

や下位の地層を削剥しているものの、ほぼ整合的に重なる。上位は、鶴崎台地では高位段丘堆積物に、丹生台地では大在層及び高位段丘堆積物にそれぞれ不整合で覆われ、永興台地においては小鹿山火山噴出物及び高崎山火山噴出物に、不整合(一部指交関係)で接する。

層厚 露出する範囲で約150mであるが、別府湾に向かって更に厚くなる可能性がある。

層相 全体として礫層・砂層・シルト層の互層からなり、数枚の火山砕屑物層を挟む。ほとんどが淡水成であるが、最上部には海成層が見られる。層相は、上下方向、側方ともに大きく変化する。下位の地層をオーバーラップ不整合で覆う最下部は、中礫-大礫大の円礫層を主体とし、誓願寺軽石層を挟む。礫は大野川層群起源の堆積岩礫が卓越する。丹生台地では礫は比較的細粒で、砂層・シルト層との互層をなす。発泡の良い軽石に富む軽石流堆積物である由布川火砕流堆積物は、永興台地から鶴崎台地の北西部で特に厚く分布する。由布川火砕流堆積物の上位では、火砕流堆積物起源の軽石礫を大量に含む砂礫層が主体となるが、丹生台地の南部では、この層準に三波川変成岩類の細礫層と変成岩起源の雲母片を多量に含むシルト層の互層が分布する。鶴崎台地の北部では、更に上位に、安山岩の巨礫を多量に含む泥流堆積物からなる下郡火山泥流堆積物が挟まれる。最上部には、高崎山起源と推定される角閃石に富む降下軽石層が礫層中に挟まれる。丹生台地では、上部はシルト層を主体とし、少なくともその一部は海成と推定される。

化石 首藤(1953b)は、鶴崎層高城互層(本報告の滝尾層上部)からゾウ化石 *Stegodon Orientalis* を報告している。また、最上部の海成層からはアサリ等の貝化石が産出する(首藤, 1953a)とともに、アカガシ亜属(*Cyclobaranspis*)の花粉が特徴的に産出している(野井, 1985)。

年代・対比 後述するように、本層最下部に挟在する誓願寺軽石層に対比される広島県西条層の岡郷火山灰層からは 0.57 ± 0.09 Ma のフィッシュン・トラック年代が得られており(東元ほか, 1985)、その上位の由布川火砕流堆積物の年代は約0.6 Ma (星住・鎌田, 1991)と推定されている。更に、本層は中



第22図 誓願寺軽石層の最下部 (大分市誓願寺; 水野ほか, 1996a の地点4)

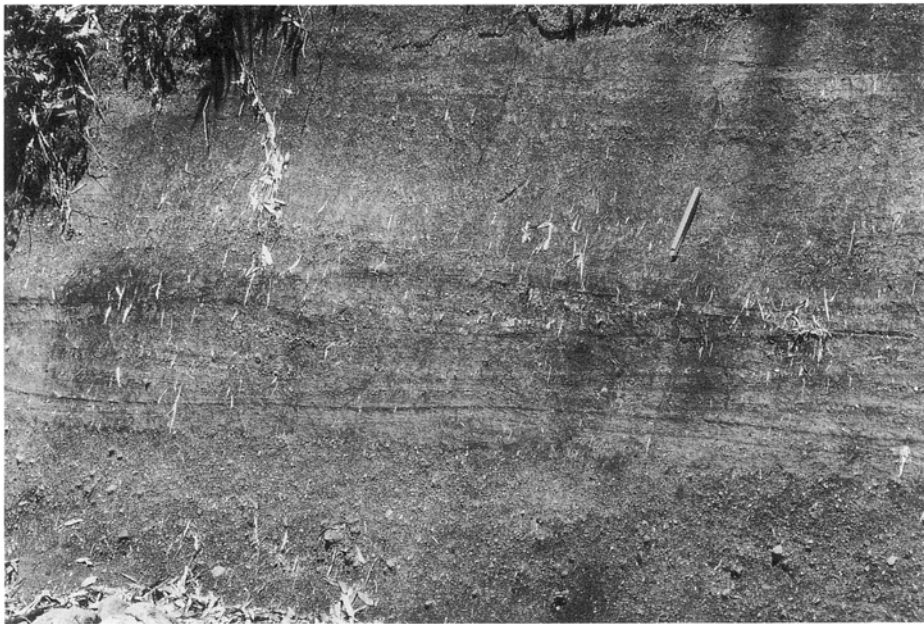
誓願寺軽石層は、滝尾層のシルト層や軽石砂層を覆う降下軽石層から始まる。この露頭では厚さ約1.1mの成層した降下軽石・火山灰層からなり、その上に水成の再堆積物が重なっている。上部は段丘礫層により削剥されている。ハンマーの長さは30cm

期更新世の段丘堆積物に覆われていることから、本層は中部更新統の下部に相当すると考えられる。

誓願寺軽石層 (Se)

誓願寺軽石層(水野ほか, 1989 ; 1996a)は、滝尾層の最下部に挟まれる降下軽石-火山灰層であり、一部は水成の再堆積物である。軽石中には、径2 mm以下の斜長石・黒雲母・普通角閃石・斜方輝石を斑晶として含んでいる。誓願寺軽石層は広島県西条層中の岡郷火山灰層(東元ほか, 1985)や大阪層群中の梅火山灰層(吉川, 1976)と対比される広域テフラである(水野ほか, 1989)。本層からは直接は年代測定値は得られていないが、正帯磁であること、岡郷火山灰層のフィッション・トラック年代測定値が 0.57 ± 0.09 Ma (東元ほか, 1985)であること、また約60万年前の由布川火砕流堆積物の少し下位にあることなどから、誓願寺軽石層は約60-70万年前の噴出物であると考えられる。

誓願寺軽石層は、丹生台地の大分市誓願寺に模式的に露出し、シルトを主とする淡水成層中に挟まれる。最下部から径1 cm以下の軽石からなる灰白色-白色の軽石層(厚さ50 cm)、軽石混じり粗粒火山灰層(約20 cm)、径数 mm以下の軽石からなる軽石層(20-40 cm)、灰白色-黄褐色-淡桃色などを呈する厚さ1-20 cmの細粒軽石層と火山灰層の互層(約2 m)、厚さ10-20 cmの細粒火山灰を2-3枚挟む塊状の灰色-灰白色の細粒の軽石及び火山灰層(約2 m)、の順で重なる(水野ほか, 1996a ; 第22図)。東隣「佐賀関」図幅地域内の大分市坂ノ市の南では、成層した火山砂層の上に塊状の軽石混じりの火山灰層が重



第23図 神屋敷火砕流堆積物の火砕サージ堆積物中のデューン構造 (挾間町海老毛)
下部は無層理塊状の火砕流堆積物。スケールの長さは20cm

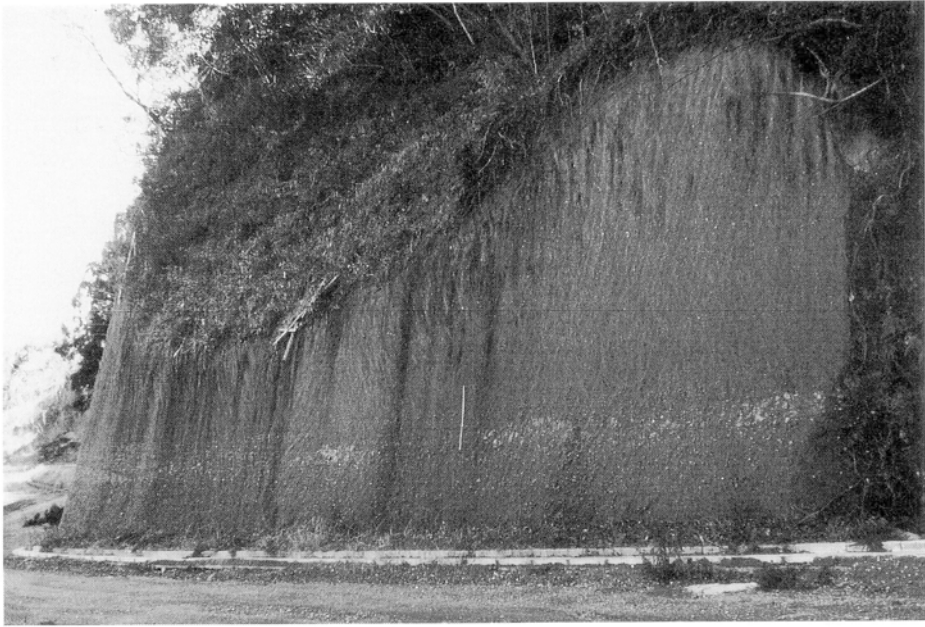
なる(宮崎・吉岡, 1994)。この部分は誓願寺軽石層に伴う火砕流堆積物と見られる。

誓願寺軽石層の給源はまだ見つかっていない。しかし、大分川上流部に分布する鮎川火砕流堆積物が、由布川火砕流堆積物のやや下位にあつて正帯磁であること、斑晶として黒雲母・普通角閃石・斜方輝石を含むこと、多数のフローユニットからなり何枚もの降下軽石を挟むことなどから、誓願寺軽石層と対比される可能性がある。

神屋敷火砕流堆積物(Km)

神屋敷火砕流堆積物は、「別府」^{かみやしき} 図幅地域の挾間町神屋敷付近の大分川河床に露出する、黒雲母流紋岩質の火砕流堆積物である(星住ほか, 1988)。神屋敷火砕流堆積物はデューン構造を持つ火砕サージ堆積物と、軽石と火山灰からなる無層理塊状の火砕流堆積物、及び結晶片とガラス片が分級し成層した再堆積物からなり、これらが数 m ごとに互層している。火砕サージ堆積物中には、大きさ2-8 mm 程度の火山豆石が含まれる(星住ほか, 1988 ; p.46, 第27図)。本火砕流堆積物は、火山豆石を含む火砕サージ堆積物があることと、水成堆積物と互層することから、浅水域あるいは水際に近い陸上での火山活動の産物なのであろう。

本地域内での神屋敷火砕流堆積物は、^{まびけ} 挾間町海老毛の黒川河床に露出し、耶馬溪火砕流堆積物を覆い由布川火砕流堆積物に覆われる。厚さは、約30 m である。基底部には厚さ約70 cm の降下軽石層を伴っている。黒川での神屋敷火砕流堆積物も大分川河床での露出と同様に成層した火砕サージ堆積物と無層理の火砕流堆積物が互層している(第23図)。軽石は、大きさ4 cm 以下で淡桃色-白色で細かく長孔状に発泡している。軽石中には少量の2 mm 以下の斜長石及び黒雲母斑晶を含んでいる。



第24図 由布川火砕流堆積物中の軽石濃集部 (挾間町中畑)
スケールの長さは1 m. 由布川火砕流堆積物中のこのような軽石の濃集部はまれにしかみられない。

由布川火砕流堆積物 (Yf)

由布川火砕流堆積物は、中部九州の東部に分布する黒雲母流紋岩質の大規模火砕流堆積物であり、主に大分川流域と別府湾の南西岸に分布する(小野, 1963; 星住ほか, 1988)。由布川火砕流堆積物は厚さが最大で200 mに達し、現存体積が5 km³、推定体積が20 km³と見積もられる(Kamata, 1989b)。由布川火砕流堆積物の大部分は弱-非溶結であり、河川が深く削り込み、「別府」図幅地域内では由布川峡谷で代表されるような深い峡谷を作り出している。噴出年代は、上下の火山岩の年代値から約60万年前と推定された(星住・鎌田, 1991)。またフィッション・トラック年代測定値として、 $0.60 \pm 0.10 \text{ Ma}$ (竹村・檀原, 1993)及び $0.68 \pm 0.14 \text{ Ma}$ (竹村ほか, 1995)が得られている。現在、由布川火砕流堆積物分布域の周辺には由布川火砕流以後の火山岩類が広がっており、給源の候補となるような火口地形やカルデラは見つかっていない。由布川火砕流の噴出源は、火砕流堆積物中の異質礫のサイズ測定や堆積物の上面高度、更にブーゲー重力異常のデータから、「別府」図幅地域内の水口山付近あるいは由布院盆地付近にあって、より若い火山岩で埋積されていると推定される(星住, 1988; 星住・鎌田, 1991)。

由布川火砕流堆積物は、基底部に降下軽石層を伴っている(星住ほか, 1988)。由布川火砕流堆積物基底の降下軽石層は、「別府」図幅地域内の庄内町下櫟木や挾間町春ノ段で模式的に観察できる(星住・竹村, 1996)。挾間町春ノ段の大分川河岸では、河床部分に神屋敷火砕流堆積物があって、その上に由布川火砕流堆積物の降下軽石(厚さ2 m)と火砕流堆積物本体(厚さ約13 m)が重なる。降下軽石層は、火砕流本体の軽石よりもよく発泡した白色-淡橙色の軽石と少量の異質岩片からなる。この地点での軽石の最大3個の平均粒径 MP は6 cm、異質岩片の最大3個の平均粒径 ML は2.3 cmである。本地域内で

は、降下軽石層は、大分市南太平寺や鶴崎台地南部の古城山南方の尾根上で、1 m 以上の厚さで認められる。

由布川火砕流堆積物の本体は、風化侵食間隙なしに降下軽石層を覆う。火砕流堆積物は、灰桃色-灰色の細粒ガラス火山灰基質中に軽石を含んでおり、全体に非溶結ないしわずかに溶結している。「別府」図幅地域内では、挾間町春ノ段などに軽石が黒色ガラスレンズとなった強溶結部があるが、本地域内では認められていない。軽石は主に径 1-4 cm で淡桃色-白色を呈し、長孔状に細かく発泡する。軽石中には、大きさ 2 mm 以下の斜長石と黒雲母及び普通角閃石を含む。岩片として類質物と思われる灰色ガラス質流紋岩の角礫のほかに、輝石安山岩や角閃石安山岩などの異質礫を少量含んでいる。挾間町中畑では、例外的に軽石の濃集部が成層して認められる(第 24 図)。また、大分市永興^{りょうご}では、大きさ 10-50 cm の軽石が濃集する。これらの軽石の濃集部はいずれも由布川火砕流堆積物の上面近くに位置している。火砕流として地表で確認される東端の大分市羽田では、比高約 10 m の崖に局所的に軽石濃集部を伴って露出している(第 25 図)。

本図幅地域西端より 2 km 西側の大分川河床では、由布川火砕流の降下軽石層中や火砕流堆積物中に直立した炭化木がある(竹村・星住, 1994; 星住・竹村, 1996)。樹根が下位の神屋敷火砕流堆積物の上面に認められることから、由布川火砕流噴火時に埋没した化石林であると考えられる。

下郡火山泥流堆積物(Sg)

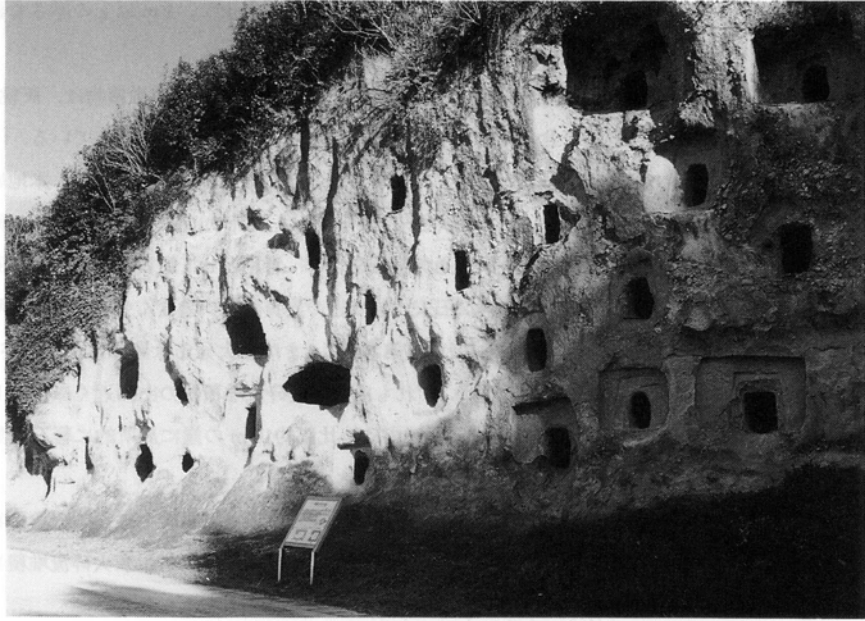
下郡火山泥流堆積物は、鶴崎台地北西部において、由布川火砕流堆積物の 100-150 m 上位の滝尾層に挟まれて露出する。安山岩溶岩の角礫を多量に含む火山灰質砂及びシルト層からなり、淘汰は不良で、泥流として堆積したものと推定される(第 26 図)。角礫の直径は最大で約 1 m に達する。本堆積物は、含まれる角礫の岩質から、後述する小鹿山火山の火砕流堆積物に対比されるものと考えられる。

VI. 6 地質構造

本図幅地域は、先にも述べたように、別府-島原地溝帯(松本, 1979)の南縁部にあたることから、碩南層群・大分層群中には多くの正断層が発達する。断層はほぼ東西方向の走向を持ち、主なものは南側隆起の変位成分を有している。断層と断層の間のブロックでは、鶴崎台地の北部を除いて、地層はおおむね南に緩く傾斜しており、全体として回転を伴いながら階段状に変形した構造を呈している(第 27 図)。また、それぞれの断層の活動時期は、北に位置するものほど新しい活動が見られる傾向にある。これらの断層の内、主なものを以下に記載する。

基盤岩類との境界断層

碩南層群及び大分層群と、三波川変成岩類や大野川層群等の先第三系基盤岩類との境界は、いずれも基本的に断層関係である。断層は、大きく見て東北東-西南西方向のものと、西北西-東南東方向の 2 方向に分けられ、前者は佐賀関断層の延長及びそれに平行する断層である。断層は、露頭で観察される範囲では、70°以上の傾斜を持つ正断層ないし垂直断層である。吉岡(1992)は、「犬飼」図幅地域におい



第25図 鶴崎台地における由布川火砕流堆積物 (大分市羽田 滝尾百穴古墳)
由布川火砕流堆積物の軽石凝灰岩層に横穴古墳が造営されている。下はその接写写真。ハンマーの長さは30cm

て、碩南層群判田層及び野津原層の堆積相と、それらと大野川層群の境界の形態から、これらの地層の堆積場は右横ずれ構造運動によって形成されたと考えた。



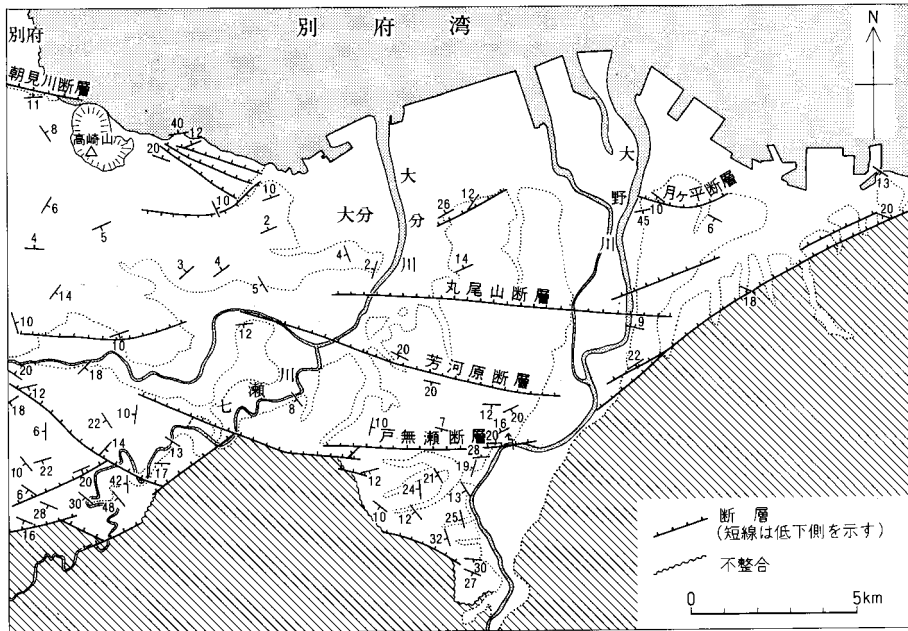
第26図 下郡火山泥流堆積物の火山礫層

戸無瀬断層

戸無瀬断層となせ(水野ほか, 1989)は, 大分市戸無瀬付近を, 国幅地域の南縁に沿うようにほぼ東西に延びる。戸無瀬西方の断層露頭(第28図)では, 碩南層群判田層の砂礫層が東植田層の砂礫層を挟むシルト層と接しており, 断層面の走向傾斜 N88°E, 62°N の正断層である。戸無瀬より東方では, 判田層を最大約30°北に傾斜させる撓曲となる。この撓曲変形は, 碩南層群を傾斜不整合で覆う大分層群滝尾層を変位させないことから, 滝尾層堆積前に活動を停止したものと考えられる。

芳河原断層

芳河原断層ほうがわら(新称)は, 大分市芳河原から同松岡門前に到る, 西北西-東南東方向の正断層である。本断層は, 碩南層群東植田層と大分層群片島層の境界をなしているが, 断層付近で両者の層相が酷似すること, 断層に伴う地層の引きずり変形がほとんど見られないことなどから, その実体は明らかでなかった。しかし, 古城山の北麓において, 新たに断層露頭が確認された結果, 北落ちの正断層であることが明らかになった。断層の北側に敷戸火砕流堆積物が一切露出しないことから, 変位量は少なくとも200 m 以上と見積もれる。この断層も大分層群滝尾層に覆われることから, その活動は大分層群滝尾層の



第27図 碩南層群及び大分層群の地質構造概略図



第28図 碩南層群を切る戸無瀬断層の露頭 (大分市戸無瀬)
断層の左(南)側には判田層の砂礫層が、右(北)側には東植田層の砂礫層を挟むシルト層が見られる。ハンマーの長さは50cm

堆積前に停止したものと考えられる。

丸尾山断層

鶴崎台地のほぼ中央、高尾山付近をほぼ東西に走る断層は、水野ほか(1989)によって丸尾山断層と命名されている。露頭では副断層が確認されているのみであるが、由布川火砕流堆積物の基底が100 m以上北落ちに変位していることから、断層の存在は確実に見られる。この断層は大分層群滝尾層を変位させるが、中位段丘面を変位させておらず、少なくとも中位段丘形成前に活動を停止したと考えられる。

月ヶ平断層

丹生台地の北端には、月ヶ平断層(水野ほか, 1989)が位置する。この断層沿いでは、大分層群滝尾層に撓曲変形が認められ、大野川に架かる鶴崎橋の東では、由布川火砕流堆積物の再堆積層が最大50°北に傾斜している。また、断層を挟んで丘陵高度に10-30 mの標高差が認められる。断層東端の大分市尾崎では、N42°E, 57°NWの断層面を持つ北西落ちの正断層露頭が見られた。この断層と段丘堆積物との関係は明らかでないが、中位I段丘面の高度には大きな変化はなく、本断層が中位段丘を変位させている可能性は低い。

Ⅶ. 中・上部更新統火山岩類

(星住英夫)

本地域内の中・上部更新統火山岩類は、中部更新統の小鹿山火山及び高崎山火山、と上部更新統の阿蘇火山噴出物(阿蘇火山由来の火砕流堆積物)から構成される。これらのほかに、由布川火砕流堆積物、誓願寺軽石層なども中期更新世の火山噴出物であるが、大分層群中に挟まれているので、大分層群の項目(Ⅵ章)で記述した。

Ⅶ. 1 小鹿山火山(Ojl, Ojf, Ojd)

西隣「別府」図幅地域内の鶴見岳南東に位置する小鹿山(727.6 m)付近に分布する輝石安山岩の溶岩及び火砕岩を小鹿山火山と呼ぶ(星住ほか, 1988)。小鹿山火山は、由布川火砕流堆積物を覆い、高崎山火山の噴出物に覆われる。小鹿山火山は、「別府」図幅地域では、下位から乙原溶岩、小杉火砕流堆積物、鳥居溶岩、東山岩屑なだれ堆積物に区分された。このうち鳥居溶岩はかんらん石斑晶を多量に含む特徴を持つ溶岩で、別府市鳥居付近に局所的に分布するのみである。

本地域内では、小鹿山火山の東方延長部が高崎山の東まで分布し一部は別府湾岸に達している。小鹿

山火山の噴出物は、溶岩、火砕流堆積物及び岩屑なだれ堆積物からなるが、本地域内では、溶岩と火砕流堆積物が指交関係にあるので部層名は付けず、単に溶岩、火砕流堆積物、岩屑なだれ堆積物に区分した。

溶岩 (0j1)

本地域内での小鹿山火山の溶岩は、高崎山の西側の標高250-300 m 付近と高崎山の東側の標高150 m 付近に連続して分布する。その南方では、より低い標高50-200 m 付近の別府市下畑、挾間町袋尾、大分市の放生池、^{きちようぼる}机張原の南方に露出する。これらは、北から南へ地形的低所に向かって流れ下った溶岩流なのであろう。一方、別府湾岸の標高 0-200 m 付近にも、同質の溶岩流が点在する。これらが低い位置にあるのは、別府湾岸の北向き斜面を溶岩流が流下したのではなく、北落ち正断層による変位によると見られる。また、別府市赤野付近は地すべり地帯であり、溶岩の岩体は地すべりブロックの可能性もありうる。岩石は、暗青灰色緻密な安山岩で大きさ 1-4 mm の斜長石・単斜輝石・斜方輝石を斑晶として含んでいる。

火砕流堆積物 (0jf)

小鹿山起源の火砕岩は、本地域西端の別府市古賀原から挾間町北ノ苑付近にかけてと、大分市田ノ浦南方、上八幡、下白木の南東、金谷迫中原の南西などに分布している。大部分が火砕流堆積物であるが、一部はそれらの再堆積物の泥流堆積物である。火砕流堆積物は、径 4-30 cm の安山岩角礫と同質の火山灰で構成され、厚さ数 m 以下の多数のフローユニットからなる。本質物は灰色-青灰色のわずかに発泡した安山岩角礫である。泥流堆積物は、火砕流堆積物と同質の安山岩角礫-亜角礫と火山灰基質からなるが、岩片がやや円磨していること、さまざまな岩石種からなること、基質が新鮮な火山灰でなくしばしばやや粘土化していることなどが火砕流堆積物と異なる。火砕流堆積物の本質物の岩石は、暗青灰色の安山岩で大きさ 1-4mm の斜長石・単斜輝石・斜方輝石を斑晶として含んでいる。

岩屑なだれ堆積物 (0jd)

小鹿山起源の岩屑なだれ堆積物は、挾間町中台南方や大分市宮苑にわずかに露出するのみである。流れ山地形などは残存しない。別府地域内の東山岩屑なだれ堆積物との対比については、分布が地理的に離れているためはっきりしない。堆積物は、無層理不淘汰の火山岩塊とその碎片からなる岩屑で、構成物の大部分は輝石安山岩の溶岩や火砕岩である。

VII. 2 高崎山火山 (Tkl, Tkf)

別府湾の南西部にそびえる高崎山(628 m)は、本図幅地域内の最高峰である。高崎山火山は高崎山を構成するデイサイト溶岩ドームと、この南方に広がる火砕流堆積物からなる。本報告では、高崎山火山を溶岩と火砕流堆積物に分けて記述する。高崎山火山の火砕流堆積物は小鹿山火山の噴出物や由布川火砕流堆積物を覆う。高崎山火山のフィッション・トラック年代値としては、 0.24 ± 0.05 Ma 及び 0.33 ± 0.07 Ma (森山ほか, 1986) や 0.43 ± 0.09 Ma (竹村ほか, 準備中) が得られているほか、NEDO(1988)に

より 0.70 ± 0.05 Ma の K-Ar 年代測定値が得られている。高崎山の下位の小鹿山火山の K-Ar 年代測定値が、 0.46 ± 0.11 Ma(星住・鎌田, 1991)や由布川火砕流堆積物の噴出がおよそ60万年前であること(前述)を考慮すると、高崎山火山の噴出はおよそ40-50万年前なのであろう。

溶岩 (Tkl)

高崎山火山の溶岩は、高崎山の山体(溶岩ドーム)を構成する角閃石デイサイト(ないし安山岩)である。岩石は、青灰色-灰色のわずかに発泡しており、大きさ8 mm 以下の斜長石・普通角閃石と4 mm 以下の斜方輝石を斑晶として含んでいる。

火砕流堆積物 (Tkf)

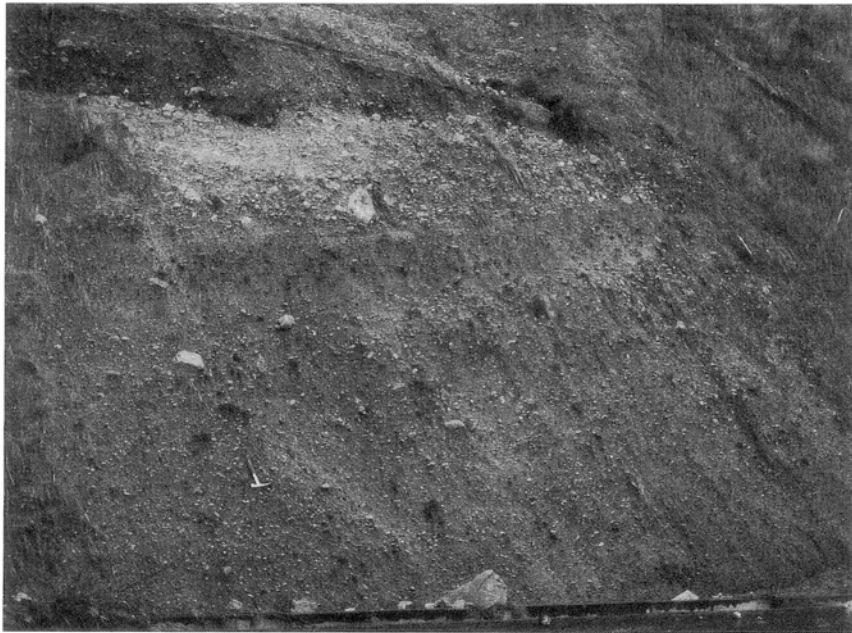
火砕流堆積物は、別府市鳥越峠から大分市上八幡にかけての高崎山を中心とする扇状の地域と、石城川^{せきじょう}や由布川を隔てた挾間町西辺や赤野付近に分布する。また、一部は「別府」図幅地域にも連続する¹⁾。堆積物はいずれの地点でも非溶結であり、溶結した部分はない。挾間町赤野では、厚さ10 m の淘汰の良い砂礫層(大分層群滝尾層に相当)を挟んで由布川火砕流堆積物を覆う。また大分市山口では、小鹿山火山の火砕流堆積物を厚さ30 cm の風化火山灰土壌を挟んで覆っている。

高崎山起源の火砕流堆積物は、発泡のよい軽石と細粒ガラス火山灰からなる軽石流や、ほとんど発泡しないデイサイト岩片と砂質の基質からなる block-and-ash flow などさまざまな岩相からなり、堆積物中に風化火山灰土壌を挟むことがあることから、単一の噴火堆積物ではない。この中で発泡のよい軽石を本質物とする火砕流堆積物が2枚特徴的に識別でき、その部分を本報告では、鳥越火砕流堆積物及び赤野火砕流堆積物と呼ぶが、地質図では高崎山の火砕流堆積物として一括して表示した。

赤野のすぐ北の県道沿いでは、2枚のデイサイト火砕流堆積物が覆っている。このうち下位のもの、基底部に厚さ30 cm の淡黄色の降下軽石層を伴う、厚さ約7 m の火砕流堆積物である。この火砕流堆積物と同様の岩相は、別府市鳥越峠付近や、挾間町西辺北ノ苑付近、大分市野稲田、上八幡付近で認められる。この火砕流堆積物を特に鳥越火砕流堆積物と呼ぶ(新称)。軽石は、白色で発泡がよく、大きさ4 mm 以下の斜長石と大きさ8 mm 以下の普通角閃石を斑晶として含んでいる。軽石の一部には、黒色の発泡したスコリア様のガラス部分が含まれることがある。基質は、淡赤紫灰色-灰白色のガラス火山灰からなる。赤野では軽石の径は堆積物全体の下部で大きく(<3 cm)上部で小さい(<1.5 cm)。また上半部では弱い成層構造が認められる。

赤野での下から2枚目の火砕流堆積物を赤野火砕流堆積物と呼ぶ(新称)。鳥越火砕流堆積物との間には厚さ25 cm の褐色風化火山灰土壌が認められた。火砕流堆積物基底部に降下軽石は伴っていない。赤野火砕流堆積物は、鳥越火砕流堆積物と同様に発泡のよい白色デイサイト軽石と細粒ガラス火山灰基質からなる火砕流堆積物であるが、軽石が2 mm 以下の斜長石と普通角閃石をごく少量含むのみで肉眼ではほとんど無斑晶に見える点が異なる。類似の岩相の火砕流堆積物は挾間町赤野付近^{きたかた}と北方の北方や大

1) 星住ほか(1988)は、別府地域内に雨乞岳の山麓を中心として分布する普通角閃石デイサイト質の大津留火砕流堆積物のうち「別府」図幅東縁のものを、岩相などが異なるため別の火砕流堆積物の可能性があるとして記述している。本報告では、この部分が高崎山起源の火砕流堆積物であることが明らかとなった。



第29図 高崎山起源の火砕流堆積物 (大分市高崎, 大分自動車道高崎橋の下)
緻密なデイサイトガラス質岩片と軽石および火山灰からなる。ハンマーの長さは30cm

分市城ノ腰に認められる。

高崎山起源の火砕流堆積物の大部分を占めるのは、ほとんど発泡しないデイサイト岩片と砂質の基質からなる火砕流堆積物であり、同質の軽石を伴うことがある。挾間町^{ぎにかめ}銭瓶峠から七蔵司、石堂、大分市野稲田西方にかけて分布する。大分自動車道の高崎橋下では、径4-10 cmの灰白色のデイサイト岩片と径1-2 cmの軽石と砂質火山灰からなる火砕流堆積物が観察される(第29図)。堆積物は2-3 mごとに弱く成層する。灰白色のデイサイト岩片の他に灰黒色の安山岩角礫を含んでいる。このような岩片と砂質の基質からなる火砕流堆積物は、おそらく高崎山の溶岩ドームの成長に伴って崩落・流走した block-and-ash flow 堆積物なのであろう。

VII. 3 阿蘇火山噴出物

阿蘇火山は九州中央部に位置し、直径約20 kmの大型カルデラと中央火口丘群からなる複成火山である。阿蘇カルデラを給源とする噴火サイクル(一輪廻の噴火活動)が約30万年前以降4回あり、古い方から、Aso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4と呼ばれる。それぞれの噴火サイクルは大規模火砕流堆積物を主体としていて、Aso-1以外の3つのサイクルは岩相や岩質などのことなるいくつかのサブユニットに分けられる。また、この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)。阿蘇カルデラは、本図幅南西端から約40 km西南西に位置し、本地域は阿蘇火砕流堆積物分布域の東端部に近い。本地域には、Aso-3及びAso-4サイクルの火砕流堆積物とAso-4/3間の降下火砕物が到達している。

Ⅶ. 3. 1 阿蘇-3 火砕流堆積物

阿蘇-3火砕流堆積物は、噴出順に3A, 3B, 3Cの3つのサブユニットから構成されている。それぞれの火砕流堆積物は本質物として、3Aはデイサイト軽石、3Bは斑晶の少ない安山岩スコリア、3Cは多斑晶の安山岩スコリアを含んでいる。これら3つのサブユニットの中で、3B火砕流堆積物が最も大規模で噴出量が多く、最も遠方にまで到達している(小野ほか, 1977)。阿蘇-3火砕流堆積物に先だって、3W降下軽石が噴出しているが、本地域には到達していない。阿蘇-3火砕流堆積物の噴出年代として松本ほか(1991)は、阿蘇-3火砕流堆積物の本質レンズから、 $123 \pm 6\text{ka}$ のK-Ar年代測定値を得た。本火砕流は、およそ12万年前に噴出したのであろう。

阿蘇-3B 火砕流堆積物 (A₃)

本地域には、阿蘇-3火砕流堆積物の3つのサブユニットのうち、最大規模の阿蘇-3B火砕流堆積物が、大分平野の大野川下流部付近の大分市下組と丹生台地東部の大分市一本^{いちき}に分布している。大分川流域については、上流の「別府」図幅地域でやはり阿蘇-3B火砕流堆積物が認められる(星住ほか, 1988)ものの、本地域内の大分川流域では確認されていない。

本地域での阿蘇-3B火砕流堆積物は、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、軽石はデイサイト質であるが、どちらも斑晶はごく少量の斜長石・紫蘇輝石・普通輝石を含むのみで、無斑晶に近い。スコリアは黒色-暗褐色で、大きさ10 cm以下で不均質なスポンジ状に発泡する。発泡した白色ガラス(軽石)混じりの縞状スコリアも少量含まれる。軽石は大きさ10 cm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。以上のような本地域での阿蘇-3B火砕流堆積物の岩相の特徴は、大野川上流の「大飼」図幅地域(寺岡ほか, 1992)及び「三重町」図幅地域(酒井ほか, 1993)や、「別府」図幅地域(星住ほか, 1988)及び「豊岡」図幅地域(星住・森下, 1993)での産状とよく一致する。

本地域内には阿蘇-3A火砕流堆積物は到達していないが、大分市下組の久保山団地の南の露頭(第30図)では、最下部の20-50 cmに比較的軽石に富む部分が認められる。この部分はかなりの量のスコリアも含むことから、阿蘇-3A火砕流堆積物本体ではなく、阿蘇-3B火砕流が流走時に下位にあった阿蘇-3A火砕流堆積物の軽石を巻き込んできたものであろう。

Ⅶ. 3. 2 阿蘇-4/3 間の降下火砕物(地質図では省略)

阿蘇-3サイクルと阿蘇-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)。このうち、ABCD降下火砕物は、阿蘇カルデラ東方で厚さ約4 mに達する阿蘇-4/3間の降下火砕物中で最大規模の噴火堆積物である(小野ほか, 1977)。ABCD降下火砕物は、一連の噴出物で、下位からD降下軽石、C軽石火山砂互層、B黒色ガラス質火山砂、A降下軽石からなる。これらの間に風化侵食間隙は認められない。本地域では、大分市小原で阿蘇-4火砕流堆積物下位の褐色風化火山灰土中に、厚さ19 cmのABCD降下火砕物が確認された。本地域内では、これ以外に阿蘇火山起源の降下火砕物は見つかっていない。

中位Ⅲ段丘堆積物

阿蘇-3B火砕流堆積物



第30図 阿蘇-3 火砕流堆積物 (大分市下組, 久保山団地の南)
最下部30-50cmの明色の部分は軽石に富んでいる

Ⅵ. 3. 3 阿蘇-4 火砕流堆積物

阿蘇-4 サイクルの噴出物は、火砕流堆積物のみが知られている。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。阿蘇カルデラの東側では、阿蘇-4 火砕流堆積物は岩相・岩質から大きく3つのサブユニットに区分されている。阿蘇-4A 火砕流堆積物は、阿蘇-4 火砕流堆積物のほとんど大半を占める厚いサブユニットで、下半部が強く溶結することが多い。阿蘇-4B 火砕流堆積物は阿蘇カルデラの東側近傍にのみ分布するサブユニットで、阿蘇-4A 火砕流堆積物を覆って強溶結の火砕流台地を形成している。阿蘇-4T 火砕流堆積物は、堆積物が極めて薄かつ広い分布をする特徴を持った非溶結の火砕流堆積物であり、阿蘇-4A 火砕流堆積物を各地で覆っている。一方、阿蘇カルデラの西側では阿蘇-4 火砕流堆積物は、8つのサブユニットに区分されている(Watanabe, 1978)。このうち下位から、Yame pumice-flow (八女軽石流)は4A 火砕流堆積物に、Tosu orange pumice-flow (鳥栖オレンジ軽石流)は4T 火砕流堆積物にあたる。

阿蘇-4 火砕流堆積物の噴出年代を、町田ほか(1985)は日本周辺海域を含む広域テフラ層序から70 ka とした。大村ほか(1988)は、238U-230Th 法により 80 ± 2 ka の年代測定値を報告している。また、松本ほか(1991)は、 89 ± 7 ka の K-Ar 年代測定値を報告している。以上から阿蘇-4 火砕流の噴出はおよそ9万年前と考えられる。

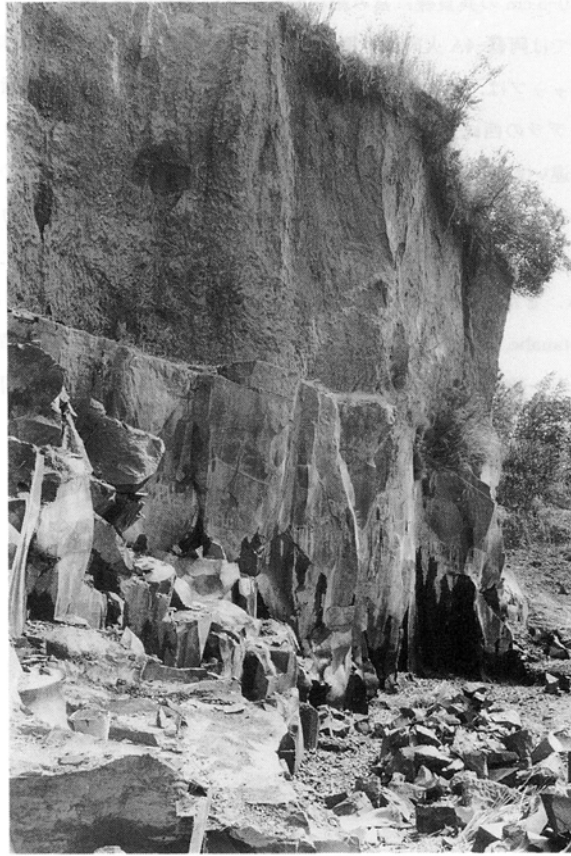
本地域内には、阿蘇-4A 火砕流堆積物のみが分布する。しかし、渡辺(1986)によると、大分市の丹生台地には阿蘇-4T 火砕流堆積物が分布することになっている。しかし、宅地造成などで失われたためか今回の我々の調査では確認できなかったため、阿蘇-4T 火砕流堆積物の記載については割愛する。

阿蘇-4A 火砕流堆積物 (A_{4n}, A₄)

阿蘇-4A 火砕流堆積物は、大分川とその支流の七瀬川及び由布川沿いと丹生台地東部の大分市一木

非溶結部

強溶結部



第31図 阿蘇-4火砕流堆積物の強溶結部と非溶結部 (大分市竹の上)
1963年小野晃司氏撮影。当時は阿蘇-4火砕流堆積物の強溶結部が採石されていた。

に分布する。七瀬川沿いの阿蘇-4A火砕流堆積物は、下部が強溶結しており上に向かって徐々に溶結度が下がり弱溶結部を経て、上部は非溶結の軽石流堆積物となる。強溶結部は、暗灰色基質中に黒色ガラスレンズを含む堅固な岩石である。強溶結部のうちの最下部1-3mは、本質レンズが少ない火山灰流堆積物のことがある。弱溶結部では灰色-暗灰色基質中に灰白色の扁平化した軽石を含む。溶結部では径1-2mの柱状節理が発達する。非溶結部(A4)は、灰白色火山灰基質中に多量の軽石を含む。軽石は、灰色-白色で大きさ2-20cmに達し、粗い長孔状の気泡を持つ。斑晶は主に短柱-長柱状の斜長石・普通角閃石であり、少量の紫蘇輝石を含む。基質は、細粒ガラス火山灰と径1-4mmの結晶片からなる。このような岩相変化は、野津原町御堂から田吹へ上がる道路沿いでよく観察できる。挾間町本村付近や大分市一木では堆積物全体が非溶結部から構成される。

大分川左岸の大分市餅田から竹の上、^{リョウゴ}永興付近の阿蘇-4A火砕流堆積物は、下部2-5mが強溶結の火山灰流、上部約5mが非溶結(-弱溶結)の軽石流から構成される(第31図)。下部の強溶結の火山灰流は大きな(>1cm)軽石を含まず、また普通角閃石の量がほかの阿蘇-4火砕流堆積物に比べて少ないという特徴がある。上部の非溶結部は、最大20cmに達する灰白色軽石を含む。上部と下部の溶結度は急

変し、間には厚さ 0-5 cm の異質礫に富み細粒物に乏しい層を挟む。異質礫は、径 1-2 cm の円礫が多い。すなわちこの地点では阿蘇-4A 火砕流堆積物中にクーリングギャップ(冷却間隙)が認められる。このようなクーリングギャップは、阿蘇カルデラ東側に分布する阿蘇-4A 火砕流堆積物中では非常に珍しい。

一方、阿蘇カルデラの西に分布する阿蘇-4 火砕流堆積物中にはいくつものクーリングギャップがあって、岩相などの違いもふまえて 8 つのサブユニットに区分されている。このうち下から 2 番目のサブユニットとされる Koei ash flow (肥猪火山灰流^{こえい})は、厚さ数 m 程度で、堆積物中に軽石が少なく大部分が細粒火山灰からなり、斑晶は他の阿蘇-4 火砕流堆積物のサブユニットに比べて普通角閃石に乏しいという特徴がある。また上位の Hatobira pyroclastic flow (鳩平火砕流)との間にはクーリングギャップが認められる(Watanabe, 1978)。以上の点は、本地域での阿蘇-4A 火砕流堆積物基底での強溶結の火山灰流堆積物の特徴と一致するので、上述の部分は肥猪火山灰流に対比される可能性が高いと考える。

VIII. 中・上部更新統及び完新統

(吉岡敏和・星住英夫)

VIII. 1 大在層(Oz)

Shuto *et al.* (1966)による。丹生台地の丘陵頂部を覆うように分布し、風化したシルト層及び軽石質砂礫層からなる。大分層群滝尾層との境界は軽微な不整合関係と考えられるが、堆積面がほとんど残存していないため、本報告では段丘堆積物には含めず、大在層として独立させた。本層上部の泥質層(Shuto *et al.*, 1966 の丹生泥層)は海成で、大山・坂本(1972)は、本層より第5表に示す貝化石を報告している。丹生台地上の大分市岡西方では、本層中に加久藤火山灰層(約0.3 Ma に噴出；町田・新井, 1992)に対比できるガラス質火山灰層が見られる(町田, 1996)。

VIII. 2 段丘堆積物

本図幅地域には、各台地上及びその周辺に、河川成及び海成の段丘が広く分布する。本報告ではこれらの段丘を、中期更新世に形成された高位段丘、後期更新世最終間氷期に形成された中位段丘、最終氷期以降に形成された低位段丘に大きく3分した。更に、段丘面の比高等から、高位段丘を3面に、中位段丘を4面に、低位段丘を3面に、それぞれ細分した。第5表に本地域の段丘区分と、従来の研究との対比を示す。対比の結果とテフラ層との関係から、本報告の中位I段丘が南関東の下末吉面に、同じく中位II段丘が小原台面にそれぞれ相当すると考えられる。以下にそれぞれの地形及び堆積物を記載する。

第4表 大在層上部の泥質層より産出した貝化石 (大山・坂本, 1972)

化石帯	A	B	C
<i>Cerithidea rhizophorarum</i> Adams (A.)	4	2	1
<i>Cerithideopsis cingulata</i> (Gmelin)	2		
<i>Batillaria zonalis</i> (Bruguière)	1	2	2
<i>Epitonium</i> (s. l.) sp.		1	
<i>Strombus</i> (<i>Doxander</i>) <i>japonicus</i> (Reeve)		1	
<i>Tritia festiva</i> (Powys)			2
<i>Anadara granosa</i> (Linnaeus) var.		A	
<i>Crassostrea gigas</i> (Thunberg)	1/2		
<i>Trapezium liratum</i> (Reeve)	1/2		
<i>Raeta yokohamensis</i> Pilsbry			1/2

表中の数字は採集個体数を示す。x/2は二枚貝の片殻のみの数、x+y/2は二枚貝のx個の合殻とy個の片殻を、1/nはフジツボやウニの破片を示す。また、Aは多い、Rは少ないを示す。化石帯は化石相の特徴に基づいて、各露頭ごとに、下位からA、Bの順で分帯して示した。

第5表 本図幅地域の段丘対比表

阪口・佐藤(1962)	Shuto et al. (1966)	千田(1974)	九州活構造研究会 (1989)	寺岡ほか(1992) 「犬飼」図幅地域	本報告	備考 (テフラ層)
第7段丘	丹川面	VII面	L3面		低位III段丘	
			L2面	低位II段丘	低位II段丘	
			L1面	低位I段丘	低位I段丘	
第6段丘	延命寺面	VI面	M4面	中位III段丘	中位IV段丘	(阿蘇-4A; 約90Ka)
			M3面	中位II段丘	中位III段丘	
	城原面		M2面	中位I段丘	中位II段丘	
第5段丘	岡面	V面	M1面		中位I段丘	下末吉面に対比
		第4段丘	丹生面	IV面	H4面	
III面	H3面			高位II段丘		
II面	H2面			高位I段丘		
I面	H1面			(加久藤; 約0.3Ma)		
第3段丘						
第2段丘						
第1段丘	大在面					

Ⅷ. 2. 1 高位段丘堆積物(th₁, th₂, th₃)

高位段丘は、主として各台地の頂部に分布する。面の標高は、鶴崎台地では50-90 m、丹生台地では60-90 m、永興台地では70-170 mである。主に地形面の比高により高位Iから高位IIIの3面に区分されるが、いずれも地形面の保存はよくない。特に鶴崎台地では、大規模な宅地造成によって、元来の地形面はほとんど失われている。



第32図 高位 I 段丘堆積物の礫層 (大分市明野団地南西)
中礫-大礫大の亜円礫からなり、礫種は大野川層群起源の堆積岩礫が中心である。ハンマーの長さは30cm

堆積物は、中礫-大礫大の亜円-亜角礫を主体とし、特にマトリックス部はしばしば風化して赤色化している(第32図)。鶴崎台地では大野川層群起源の堆積岩礫を主とする、河川成の亜円礫層からなる。

Ⅷ. 2. 2 中位段丘堆積物 (tm_1, tm_2, tm_3, tm_4)

中位段丘は、鶴崎台地及び丹生台地のそれぞれ東部において特に広く分布するほか、大分川に沿っても分布する。面の比高及び阿蘇-3B, -4A 火砕流堆積物との関係から、中位 I から中位IVの4面に区分される。堆積物は、鶴崎台地では大野川層群起源の円-亜円礫からなる礫層を主体とするが、丹生台地では三波川変成岩類起源の細礫-中礫層及びシルト質層からなる。大分川沿いでは安山岩礫が多くなり、礫径も大礫大のものが卓越する。

丹生台地北端の大分市城原においては、亀山(1989)によって、本報告の中位I段丘堆積物に相当する砂礫層から *Anisocorbula venusta* (Gould) 等の海生軟体動物化石の産出が報告されている。また、丹生台地東部に分布する中位 II 段丘堆積物に伴う海成層(Shuto *et al.* (1966)の城原層岡泥層)からは、大山・坂本(1972)によって、第6表のような貝化石が報告されている。これらの化石の産出層準は、Shuto *et al.* (1966)によって南関東の下末吉層と対比されている。しかし、この海成層は、丹生台地東部の大分市一木付近において、町田・新井(1992)によって下末吉期以降に噴出したと推定されている阿蘇-3B 火砕流堆積物の上位にあたることを確認されており、南関東の小原台層に相当するものと考えられる。しかし、阿蘇-3B 火砕流堆積物の年代については異論があり、海成層の対比についてははさ更に検討を要する。また、この海成層の上部に相当すると推定される層準には、厚さ約5cmの白色ガラス火山灰層が挟ま

第6表 岡泥層より産出した貝化石 (大山・坂本, 1972)

化石帯	A	B	C	D
<i>Cerithium</i> (?) sp.		1		
<i>Nassarius caelatus</i> (Adams (A.))				1
<i>Anadara granosa</i> (Linnaeus) var.	1			
<i>Striarca interplicata</i> (Grabau et King)		1	2/2	1/2
<i>Kellia</i> sp. (<i>fujitaniana</i> Yokoyama?)		1/2		
<i>Fulvia mutica</i> (Reeve)		3/2	1/2	
<i>Tapes undulata</i> (Born)		1/2		
<i>Clementia vatheleti</i> Mabilie			1/2	
<i>Raeta yokohamensis</i> Pilsbry		2/2	1/2	
<i>Theora lubrica</i> Gould		14/2	1/2	
<i>Merisca diaphana</i> (Deshayes)	1/2			
<i>Macoma tokyoensis</i> Makiyama	1/2		1/2	
<i>Fabulina pallidula</i> (Lischke)	1/2			
<i>Echinoïd</i> (Regularia)			3	

凡例は第5表と同じ

れ、鬼界カルデラ起源の鬼界葛原火山灰層(K-Tz; 町田・新井, 1983)に対比される。この火山灰層の噴出年代は約7.5-9.5万年前と推定されている(町田・新井, 1992)。

VIII. 2. 3 低位段丘堆積物(tl₁, tl₂, tl₃)

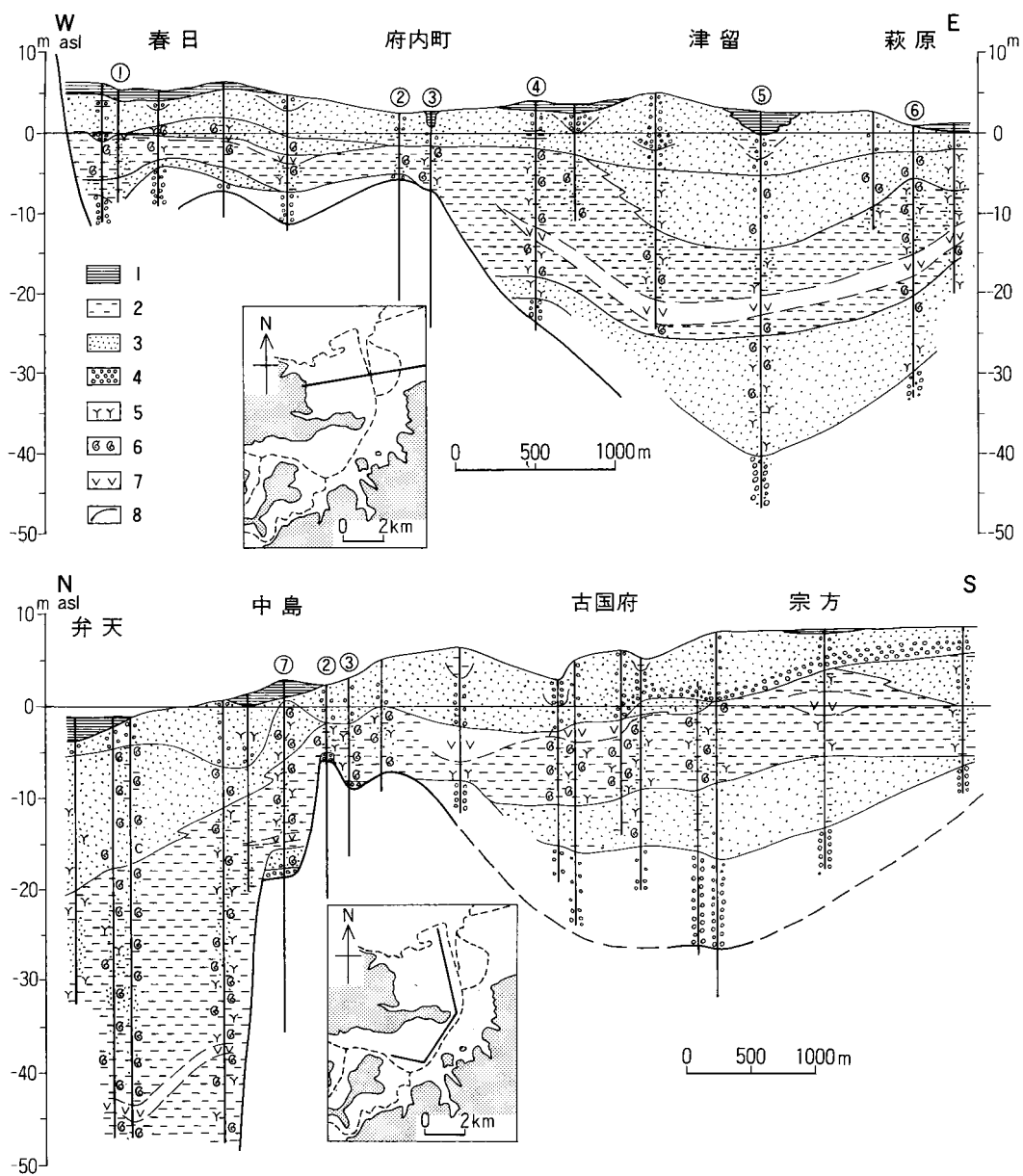
低位段丘は、大分川及びその支流の由布川に沿って顕著に見られるほか、その他の河川沿いにも分布する。大分川沿いでは段丘面の高さから低位Iから低位IIIの3面に区分されるが、他の地域では現河床との比高が小さく、細分は困難である。いずれも侵食性の段丘で、堆積物は中礫-大礫大の亜円-亜角礫を主体とし、厚さはほとんどが5m以下である。

VIII. 3 崖錐及び小扇状地堆積物(t)

山地及び丘陵の急斜面の直下には、しばしば小規模な緩斜面が発達する。これらの緩斜面を構成する堆積物は、山地及び丘陵の構成物からなる岩塊とその風化物のシルト・粘土等からなり、全く淘汰作用を受けていないものと、水流の影響を受けてやや淘汰されているものがある。これらを一括して崖錐及び小扇状地堆積物とした。

VIII. 4 沖積層(ap, a, ac, al, ar, af)

本図幅地域の沖積層は、別府湾沿いの海岸平野及び主要河川沿いに分布する。地質図では、沖積層を流路州堆積物(ap)、谷床及び後背湿地堆積物(a)、旧河道埋積堆積物(ac)、自然堤防堆積物(al)、浜堤堆積物(ar)、及び扇状地堆積物(af)に6分した。このうち、谷床及び後背湿地堆積物、旧河道埋積堆積物が淡水成のシルト質層からなるが、その他のものは砂層ないし砂礫層を主体とする。地質図に表現されない地下の堆積物についての情報は、ボーリング資料等によって明らかにされている。首藤・日高



第33図 大分平野西部の沖積層地質断面図 (千田, 1987)

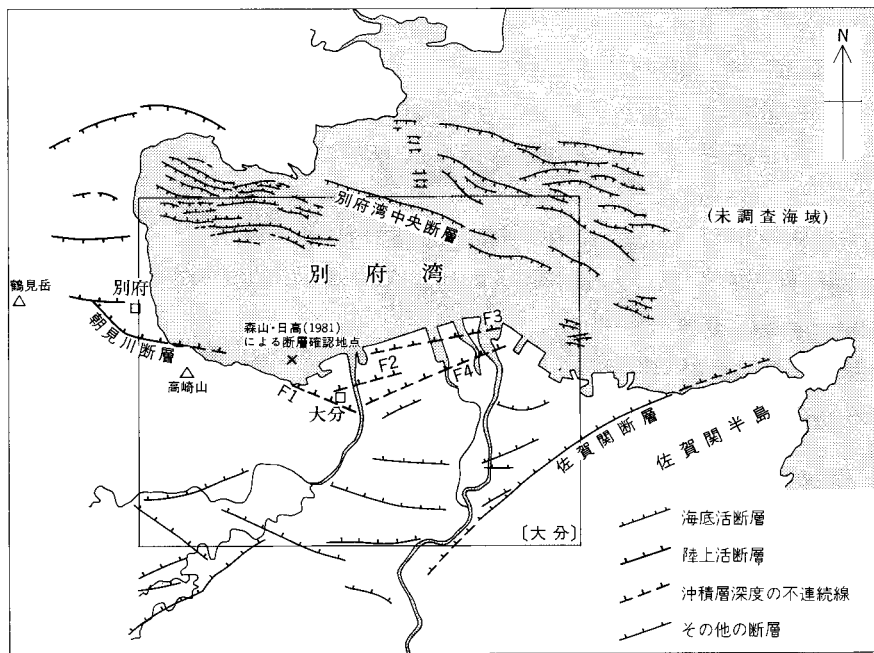
1.有機質シルト 2.シルト・粘土 3.砂 4.礫 5.腐植物 6.貝殻 7.火山灰 8.大分層群 ①:大分大学付属小学校 ②:トキキ会館 ③:コンバルホール ④:長浜小学校 ⑤:津留小学校 ⑥:東大分小学校 ⑦:千代田火災海上ビル

(1971)は、沖積平野でのボーリング資料を収集し、沖積層をⅠ層及びⅡ層に区分した。また、千田(1987)は、市街地のボーリング資料から、下部砂層、中部泥層、上部砂層、上部砂礫層、最上部泥層に区分し、中部泥層に鬼界アカホヤ火山灰層(K-Ah；約6,300年前に噴出)を挟むことを確認している(第33図)。中部泥層からは多くの海生貝化石が産出し、中部泥層堆積当時、海は少なくとも大分市古国府付近まで湾入していたことが示される。

IX. 活断層及び地震活動

(吉岡敏和)

地質図に示したように、本図幅地域には数多くの断層が分布するが、そのうちのいくつかについては第四紀の後期にも活動が認められ、活断層であると考えられる。これらの活断層は、陸域のみでなく海底にも分布し、そのほとんどが正断層と考えられている(第34図)。また、本地域で発生した被害地震としては、1596年(慶長元年)の地震がある。



第34図 別府湾内の海底活断層及びその周辺の断層
海底活断層は島崎ほか(1990)、岡村ほか(1996)による。

IX. 1 陸域の活断層

佐賀関断層

佐賀関断層(活断層研究会, 1980)は, 佐賀関半島の北縁を東北東-西南西方向に延びる断層で, 大局的には碩南層群及び大分層群と三波川変成岩類の境界をなしている. 九州活構造研究会(1989)は, 「佐賀関」図幅地域において, 大部分の活動は下末吉期(約12.5万年前)以前としながらも, 中位I段丘面上に比高約5mの低断層崖を記載し, 活断層であることは確実としている. しかし, この低断層崖は侵食崖の可能性があり(宮崎・吉岡, 1994), また断層を挟んで分布する大分層群滝尾層の基底面には, 大きく見積もっても約10mの変位しかないと考えると, 佐賀関断層は活動を既に停止したか, もしくは活動度の非常に小さい活断層と考えられる.

朝見川断層

別府市市街地の南縁の急崖に沿って鶴見岳東麓から別府湾南岸に延びる断層は, 朝見川断層と呼ばれる(首藤・日高, 1971). この断層は南側隆起の変位成分を持ち, 南側の山地と北側の低地・海域との間に地形的なコントラストを作っている. 西隣の「別府」図幅地域では, この断層に沿って, 山麓扇状地を変位させる比高約30mの低断層崖が認められ(池田, 1979), 九州活構造研究会(1989)は, $0.6 \text{ m}/10^5$ 年の平均変位速度を求めている.

大分平野地下の伏在断層

大分平野では, これまでに多くのボーリング調査が行われ, 平野地下における第四系の分布が確認されている. 通商産業省工業技術院地質調査所(1964)によって大分市三佐及び萩原において掘削された深度150mのボーリングでは, それぞれの地点の深度24-27m, 26-32mから鬼界アカホヤ火山灰層(K-Ah; 約6,300年前に降下)と思われる灰白色火山灰層が, 萩原地区の深度48-57mからは阿蘇-4火砕流堆積物と推定される黒色火山灰層が検出されている. 首藤・日高(1971)は, このボーリング結果と陸上の阿蘇-4火砕流堆積物の分布から, 阿蘇-4火砕流堆積物で約90mの高度差を推定し, これは別府湾南岸, 沖積低地下に伏在する断層の変位によるものと考えた. これに対し, 千田(1987)は大分市市街地のボーリング資料を収集し, 南北方向の4断面において, 鬼界アカホヤ火山灰層に平均約15m, 最大23mの北落ちの落差があることを示したが, この落差が断層変位によるものとする平均変位速度が大きくなりすぎることなどから, この落差を最終氷期の最大海面低下期の谷壁斜面に相当するものとした.

首藤・日高(1971)と千田(1987)の集めたデータを統合し, その平面分布を見ると, 鬼界アカホヤ火山灰層の層準に10m以上の落差が見られる地点が数箇所で見られ, それらはほぼ東西方向に連続する(第34図のF1-F4). 一方, 後にも述べるように, 森山・日高(1981)によれば, F1の西方延長と朝見川断層の東方延長の会合地点付近の海域において, 海底の堆積物を階段状に変位させる断層が確認されている(地点を第34図に示す). 以上のことから, 別府湾南岸, 大分平野地下に, 完新統を変位させる断層が存在する可能性があると考えられるが, 千田(1987)がいうように, 沖積層基底に埋没谷地形が見られることから, 最終氷期の侵食地形の可能性も否定できず, 今後, 市街地でのより詳細な調査が必要である.

その他の断層

千田(1974)は、丹生台地と鶴崎台地における段丘面の高度を検討し、両者の高度差を、大野川に沿って南北に通ると推定される大野川断層(首藤, 1953b)による変位の結果と考えた。さらに、同断層に平行して、大分市横尾付近を通る横尾断層を推定し、断層を挟んで東側の段丘面が最大5 m高いとした。しかし、断層付近の段丘面には低断層崖等の変位地形は見られず、段丘面の高度差も波状変形による可能性があことから、この断層が活断層である可能性は低いものと考えられる。

丹生台地の北部、大分市上志村と尾崎を結ぶ線上には月ヶ平断層(水野ほか, 1989)が位置する。この断層に沿っては大分層群滝尾層が急斜するのが認められ、断層を挟んで丘陵高度に10-30 mの標高差が認められる。しかし、中位I段丘面にはほとんど高度差が認められないことから、この断層が活断層である可能性は低い。鶴崎台地と丹生台地には、このほかにも芳川原断層(新称)、丸尾山断層(水野ほか, 1989)、戸無瀬断層(水野ほか, 1989)等の東西方向の正断層が分布するが、芳川原断層及び丸尾山断層は大分層群滝尾層を変位させるものの段丘面を変位させず、戸無瀬断層は碩南層群を変位させるものの大分層群滝尾層に覆われており、いずれも活断層ではない。

なお、九州活構造研究会(1989)は、大分市金谷迫付近に高位段丘面を変位させる断層を推定した。しかし、これに沿っては顕著な地質断層は認められず、また連続性も良くないため、この断層が活断層である可能性は低い。

IX. 2 海底の活断層

別府湾の海底には、音波探査等によりいくつかの断層が認められ(森山・日高, 1981; 島崎ほか, 1986; 岡村ほか, 1996)、別府湾海底断層群(活断層研究会, 1991)として一括されている。断層群は、湾の北岸の日出町深江沖から南岸の大野川河口沖にかけて延びる別府湾中央断層(島崎ほか, 1990)と、これに平行ないしやや斜交するいくつかの断層で構成される。それぞれの断層は、湾の中央部から北部にかけてを、やや湾曲しながらほぼ東西方向に延びる(第34図)。島崎ほか(1986)は、この断層群西部において音波探査とピストンコアラーによる海底コア採取を行い、海底堆積物より鬼界アカホヤ火山灰層を検出した。そして、断層群の1つの断層によって鬼界アカホヤ火山灰層の下面深度が3.8 m変位していることを明らかにし、約0.6 m/10³年の平均変位速度を求めた。また、島崎ほか(1990)は、別府湾中央断層において、鬼界アカホヤ火山灰層で約20 mの南落ち垂直変位を報告している。なお、湾の南縁部には陸上の朝見川断層の東方延長が存在することが推測されるが、森山・日高(1981)による探査では、大分港沖の1地点以外に、断層は確認されていない。森山・日高(1981)はこの断層について、南側丘陵内の祓川に沿う断層に連続すると推定しているが、断層は1測線で確認されているのみで、その走向は不明である。

IX. 3 地震活動

本図幅地域内で発生した被害地震としては、1596年9月4日(慶長元年閏7月12日)の地震がある。こ



第35図 「豊陽古事談」所載の瓜生島図 (東京大学地震研究所, 1982)
図の下端が現在の大分市市街地, 左部には別府の文字が見える.

の地震は別府湾海底を震源とし、マグニチュードは $M=6.9$ と推定されている (宇佐見, 1975)。この地震に伴って、別府湾沿岸には津波が襲来し、高崎山を始め各所で崖崩れが発生した。また、地震発生前まで大分市沖の別府湾に存在した瓜生島^{うりゆうじま}が、この地震によって水没したと伝えられている。瓜生島の位置及び規模については諸説があるが、豊陽古事談所載の瓜生島図(第35図)によれば、大分川河口から高崎山沖にかけて、久光島他の小島とともに位置していたと描かれている。島内には1街12村があつて、約5,000人が生活していたが、このうち約800人が死亡したと伝えられている。この瓜生島沈没の信憑性については、従来より多くの議論があるが、現在の海底地形には島の痕跡を示すような地形はなく(狭間ほか, 1977)、少なくとも基盤岩が露出するような島がそのまま地殻変動によって沈没したとは考えられない。また、波によって島が海中に没したとする記述も多く(東京大学地震研究所, 1982)、これらを考え合わせると、別府湾南岸に存在した砂州状の島が液状化及び津波によって流失したものとするのが妥当と思われる。津波については、別府湾一帯で大きな被害をもたらしたことが記録されており、別府湾の海底で地震に伴う断層変位があつたものと考えられる。岡村ほか(1987)は、別府湾北西部の海底活断層が約500年前に活動したと推定しており、この海底活断層が地震を引き起こした可能性が高い。なお、この地震の翌日に近畿地方中部に大きな被害をもたらした慶長伏見地震が発生したが、この2つ

の地震の相互関係については明らかでない。この地震のほかにも本図幅地域における被害地震は知られていない。

X. 応用地質

(宮崎一博・吉岡敏和)

X. 1 水銀

大分市南東部の丹生付近には、古くから水銀鉱床が存在することが知られている。大分県総務部企画調整課(1951)によると水銀鉱床は、大分市赤迫池付近に存在し、泥質片岩を母岩とする。その鉱床は、泥質片岩中の層理面にほぼ平行なレンズ状の形態をなし、最大幅は8mに達する。鉱体は、淡青色の蛋白石及び玉随からなり、その中に辰砂を産する。また、水銀鉱に伴って、少量の珪ニッケル鉱及び翠ニッケル鉱を産出する(木下, 1961)。古来多くの水銀が採掘されたと伝えられるが、現在稼働中のものはない。

X. 2 温泉

本図幅地域は豊肥地熱地域の東方にあたり、多くの温泉が分布する。特に本地域北西端から西方に広がる別府温泉は、日本でも有数の温泉地である。別府温泉は、その地域毎に浜脇、別府、観海寺、堀田、鉄輪、明礬、柴石、亀川の各温泉に分けられ、これらを総称して別府八湯と呼ばれる。本図幅地域には、このうち浜脇温泉と狭義の別府温泉が位置する。

浜脇温泉は、別府湾岸の朝見川河口付近に立地し、古来より港として栄えた温泉地であるが、近年では湧出量の減少、泉温の低下、海水の浸入が顕著となっている(星住ほか, 1988)。狭義の別府温泉はJR別府駅周辺に立地し、自噴泉が多く存在した中心温泉地域であったが、浜脇温泉と同様、近年になって温泉活動低下の兆しが見られる(星住ほか, 1988)。なお、第7表に両温泉の代表的源泉の成分を示す。

これら以外の温泉としては、大分市内に八幡、大分、古国府の各温泉が、大分川中流部の大分郡挾間町内に海老毛、挾間、同尻の各温泉が分布する(金原, 1992)。

X. 3 地下水

大分市市街地においては、深井戸による地下水の採取が行われている。これらの井戸から得られる地下水は、窒素分や鉄分を多く溶解し、また海岸近くでは海水の影響を受けており、水質は良くない(第8表)。このため、主として冷却水等の雑用水に利用されている(大分県, 1978)。

第7表 大分図幅地域の代表的な温泉の成分

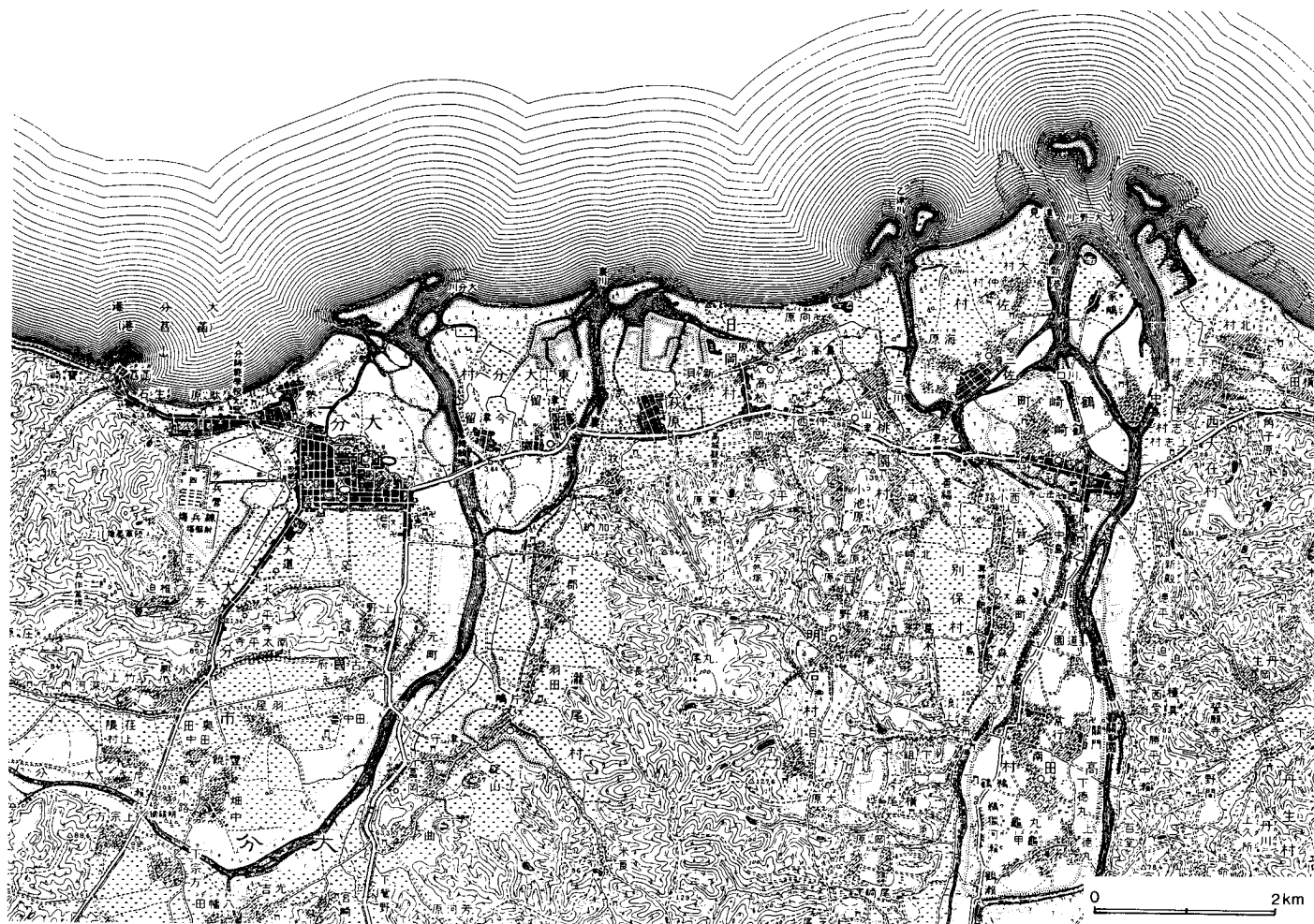
温 泉 地	別 府	浜 脇
代表的源泉名	海門寺温泉	新玉旅館
採水年月日	79/10/1	81/3/25
温度 ℃	57.7	46.0
pH	7.0	7.9
Na mg/l	147.5	822
K mg/l	14.4	64.5
Mg mg/l	22.9	126
Ca mg/l	39.9	138
Cl mg/l	92.2	1,472
SO ₄ mg/l	54.4	142
HCO ₃ mg/l	429.6	504
SiO ₂ mg/l	192.3	117
文 献	大分県温泉調査研究会(1980)	同(1982)

第8表 本地域における地下水の化学成分 (大分県, 1978)

	大分市豊海	大分市横田 (浅井戸)	大分市佐野
導 電 率 (uv/cm)			395
珪 酸 (ppm)	60.2	38.0	49
鉄 (ppm)	54.0	0.2	2.45
酸化アルミニウム (ppm)	77.0	1.0	
酸化カルシウム (ppm)	118.9	58.4	
酸化マグネシウム (ppm)	127.6	24.5	
全 硬 度 (ppm)	528.9	177.2	114
M - アルカリ度 (ppm)	700.4	131.5	119
塩 素 イ オ ン (ppm)	751.3	40.7	13
硫 酸 イ オ ン (ppm)	5.9	57.6	37
アンモニウムイオン (ppm)	35.0	Tr	0.05 以下
磷 酸 イ オ ン (ppm)			
pH	7.2	7.0	6.55
全 蒸 発 残 留 物 (ppm)	1918.2	347.7	238

X. 4 海岸の埋立

大分市の立地する別府湾の南岸は、大分・鶴崎臨海工業地帯の工業用地として盛んに埋立造成が行われている。ほぼ自然の海岸線を示すと考えられる大正元年発行の地形図(第36図)と比較すると、その規模を知ることができる。昭和34年以降、大野川河口から大分港に至る範囲に、1号地から5号地の埋立地が計画・着工され、現在では製鉄所、石油コンビナート、火力発電所等の大規模工場が立地している。また、大野川河口から東方には、第2期工事として6号地・7号地が計画・着工され、現在も造成工事が進行中である。



第36図 明治36年測図，大正元年発行の5万分の1地形図「大分」（大日本帝国陸地測量部発行）

文 献

- 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, 54+5p.
- Banno, S. and Sakai, C. (1989) Geology and metamorphic evolution of Sanbagawa metamorphic belts, Japan. *Evolution of Metamorphic Belts, Geol. Soc. Spec. Publ.*, no. 43, p. 519-523.
- 千田 昇(1974) 大分平野の地形発達と地殻変動. 地理評, vol. 47, p. 181-194.
- (1987) 大分平野西部の完新世における地形発達. 地理評, vol. 60, p. 466-480.
- 檀原 徹・鎌田浩毅・林田 明・岩野英樹・山下 透(1994) 国内年代標準試料候補OGPK(大阪層群ピンク火山灰)に関する年代・対比追加データ(その4)—給源となる耶馬溪火砕流堆積物のFT年代値など. フィッション・トラックニュースレター, no. 7, p. 18-22.
- ・————・山下 透(1992) 大阪層群のピンク火山灰と中部九州の耶馬溪火砕流堆積物との対比. 火山学会講演予稿集, 1992, no. 2, p. 108.
- ・————・岩野英樹(1993) 国内標準年代試料候補 OGPK (大阪層群ピンク火山灰)と耶馬溪火砕流堆積物との対比および予察的年代. フィッション・トラックニュースレター, no. 6, p. 14-15.
- 林 隆夫(1974) 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質雑, vol. 80, p. 261-276.
- Hayashida, A., Kamata, H. and Danhara, T. (1996) Correlation of widespread tephra based on paleomagnetic directions: link between a volcanic field and sedimentary sequences in Japan. *Quaternary International*, vol.17, 34/36, p.89-98..
- 東元定雄・松浦浩久・水野清秀・河田清雄(1985) 呉地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 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. 愛媛大紀要, II-D, vol. 5, p. 7-16.
- 星住英夫(1988) 由布川火砕流の噴出源(演旨). 地調月報, vol. 39, p. 663-664.
- (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.
- ・————(1996) 今市火砕流堆積物—大阪層群アズキ火山灰の給源火砕流—. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 第四紀学会, p. 88-89.
- ・森下祐一(1993) 豊岡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 75p.
- ・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.
- ・竹村恵二(1996) 由布川火砕流堆積物—約60万年前に噴出した中部九州の大規模火砕流—. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 第四紀学会, p. 300-301.

- 池田安隆(1979) 大分県中部火山地域の活断層系. 地理評, vol. 52, p. 10-29.
- 石井清彦・谷田勝俊・青木謙一郎(1956) 耶馬溪 welded tuffについて(予報). 岩鉱, vol.40, p.131-136.
- Isozaki, Y. and Itaya, T. (1990) Chronology of Sanbagawa metamorphism. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol.8, p. 401-411.
- Kamata, H. (1989a) Shishimuta caldera, the buried source of the Yabakei pyroclastic flow in the Hohi volcanic zone, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol.51, p.41-50.
- (1989b) Volcanic and structural history of the Hohi volcanic zone, central Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol.51, p.315-332.
- 鎌田浩毅・檀原 徹・林田 明・星住英夫・山下 透(1994a) 中部九州の今市火砕流堆積物と類似火砕流堆積物の対比および噴出源の推定. 地質雑, vol. 100, p. 279-291.
- ・————・山下 透・星住英夫・林田 明・竹村恵二(1994b) 大阪層群アズキ火山灰及び上総層群 Ku6C 火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比—猪牟田カルデラから噴出した co-ignimbrite ash—. 地質雑, vol. 100, p. 848-866.
- ・星住英夫(1996) 火砕流台地をつくる耶馬溪火砕流堆積物—大阪層群ピンク火山灰の給源火砕流—. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 第四紀学会, p.92-93.
- 亀山徳彦(1989) 大分市東部丹生台地の上部更新統からの新しい化石産出層の発見. 地球科学, vol. 43, p. 112-115.
- 笠間太郎(1953) 速見火山区の地質—新生代火山活動史を中心に—. 地質雑, vol. 59, p. 161-172.
- 加藤武夫(1918) 耶馬溪及び英彦山地方地質調査報文. 震災予防調査会報告, no. 85, 49p.
- 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.
- (1991) 新編 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
- 吉川清志・水野清秀・杉山雄一(1991) 関東-九州における前～中期更新世テフラの広域対比. 月刊地球, vol. 13, p. 228-234.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽. 地質調査所, 394p.
- 木下亀城(1961) 日本地方鉱床誌, 九州地方. 朝倉書店, 695p.
- 古賀修一郎(1981) 大分県日田市東部の耶馬溪火砕流堆積物の記載, 岩石学的研究. 岩鉱, vol. 76, p. 353-361.
- 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(1996) 大分市丹生台地における高位段丘と加久藤テフラ. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 第四紀学会, p. 75.
- ・新井房夫(1983) 鬼界カルデラ起源の新広域テフラと九州における更新世後期大火砕流の噴出年代. 火山, vol. 28, p. 206.
- ・————(1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276p.
- ・————・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.
- 松本唯一(1933) 似而非阿蘇溶岩類(その1, その2). 火山, vol. 1, no. 3, p.1-16; no. 4, p.1-20.
- 松本達郎(1936) 九州大野川盆地の地史学的研究(I, II). 地質雑, vol. 42, p. 758-786, p. 815-852.
- 松本徂夫(1979) 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題. 地質学論集, no. 16, p. 127-139.
- 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・吉岡敏和(1994) 佐賀関地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 40p.
- 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・中期更新世の断層運動(演旨). 第四紀学会講演要旨集, no. 19, p.38-39.
- ・星住英夫・吉岡敏和(1996a) 大分層群上部に挟まれるテフラ, 誓願寺軽石層. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 第四紀学会, p. 84.
- ・————・————(1996b) 大分層群下部のテフラ—アズキ火山灰層に対比された曲火砕流堆積物を中心として—. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 第四紀学会, p. 86-87.
- 森山善藏・日高 稔(1981) 別府湾基礎調査(I)―(2)ユニブーム地層探査機による別府湾の海底堆積物の構造—. 大分大学教育学部研究紀要, vol. 5, no. 6, p. 35-53.
- ・————・其田満男・津崎俊幸・津崎美知子(1986) 由布川火砕流について. 大分川流域—自然・社会・教育—, 大分大学教育学部, p.15-24.
- 永井浩三(1972) 四国, 始新統久万層群. 愛媛大紀要, 自然科学, D シリーズ(地学), vol. 7, no.1, p. 1-7.
- NEDO(新エネルギー総合開発機構)(1988) 昭和62年度全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動系調査「鶴見岳地域」, 火山岩分布・年代調査報告書要旨. 82p.
- NEDO(新エネルギー・産業技術総合開発機構)(1989) 昭和63年度全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動系調査「鶴見岳地域」, 火山岩分布・年代調査報告書要旨. 133p.
- 西村 進・笹嶋貞雄(1970) Fission-Track 法による大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定. 地球科学, vol. 24, p. 222-224.
- 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.
- 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.
- 野井英明(1985) 大分市における更新統の花粉層序学的研究. 九大理研報(地質), vol. 14, no. 3, p. 129-142.
- 岡村 眞・千田 昇・島崎邦彦・中田 高・宮武 隆・碓井敏彦・平田和彦(1987) 別府湾西北部海底活断層群の独立地震系列. 地震学会講演予稿集, 1987, no. 1, p. 329.
- ・島崎邦彦・中田 高・千田 昇・松岡裕美(1996) 別府湾海底活断層の分布と発達様式—詳細地震危険度マップの作成試案—その1. 地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集, p.

67.

- 大分県(1978) 土地分類基本調査 大分地区新産業都市地域・日豊海岸国定公園地域「大分・佐賀関」. 国土調査, 59p.
- 大分県温泉調査研究会(1980) 大分県温泉調査報告温泉分析書, no. 56, 76p.
- (1982) 大分県温泉調査報告温泉分析書, no. 58, 86p.
- 大分県総務部企画調査課(1951) 大分県の地質と地下資源. 114p.
- 大村明雄・河合貞行・玉生志郎(1988) ^{238}U - ^{230}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.30, p.559-572.
- 大西郁夫(1965) 大分市における碩南・大分層群の花粉分析. 第四紀研究, vol. 4, p. 208-216.
- 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, 124p.
- ・松本徂夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和(1977) 竹田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1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.
- 大山 桂・坂本 亨(1972) 大分市東部の更新統の貝化石. 地調月報, vol. 23, p. 545-548.
- 酒井 彰・寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・坂巻幸雄(1993) 三重町地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115p.
- Shackleton, N. J., Berger, A. and Peltier, W. R. (1990) An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, vol. 81, p. 251-261.
- 島崎邦彦・中田 高・千田 昇・宮武 隆・岡村 眞・白神 宏・前杵英明・松木宏彰・辻井 学・清川昌一・平田和彦(1986) 海底活断層のボーリング調査による地震発生長期予知の研究—別府湾海底断層を事例として—(予報). 活断層研究, no. 2, p. 83-88.
- ・———・———・岡村 眞・谷山 尚・田辺あらし(1990) 別府湾中央断層(仮称)の地震活動. 地震学会講演予稿集, 1990,no. 1, p. 185.
- Shiraki, K., Yoshioka, K. and Matsumoto, Y. (1995) Magnesian andesites in the Oono volcanic rocks, central Kyushu: westward continuation of the Setouchi volcanic belt. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 101, p. 387-392.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀(1986) 大分層群中の火砕流堆積物について(演旨). 火山, 第2集, vol. 31, p. 301.
- 首藤次男(1953a) 豊州累層群の地史学的研究(I). 地質雑, vol. 59, p. 225-240.
- (1953b) 豊州累層群の地史学的研究(II). 地質雑, vol. 59, p. 372-384.
- (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.
- ・日高 稔(1971) 大分地方の沖積層, とくに別府湾の起源について. 九大理研報(地質), vol. 11, p. 87-104.
- Shuto, T., Onishi, I. and Hitaka, M. (1966) Quaternary geology of the Nyu Hills, Oita Prefecture.

- Kyushu with special reference to the palaeolithic remains. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, Ser. D, Geology, vol. 17, p. 331-346.
- 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.
- 須藤 茂(1985) 豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代と古地磁気. 地調月報, vol. 36, p. 119-136.
- 鈴木正男(1988) 第四紀火山灰層のフィッシュントラック年代について. 地質学論集, no. 30, p. 219-221.
- 竹村恵二・檀原 徹(1993) 由布川火砕流のフィッシュン・トラック年代. 火山, vol.38, p. 63-66.
- ・—————・堀江正治(1988) 大分層群のフィッシュン・トラック年代. 地質学会第95年学術大会講演要旨, p. 123.
- ・星住英夫(1994) 大分川河床で発見された立木状炭化木と由布川火砕流(演旨). 地質学会西日本支部会報, no. 106, p. 3.
- ・由佐悠紀・北岡豪一(1995) 庄内町大分川河床にみられる火砕流の研究. 大分温泉調査研究会報告, no. 46, p. 15-18.
- 田崎耕市・高橋治郎・坂谷徹丸・グレース, 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.
- ・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, 129p.
- 東京大学地震研究所(1982) 新収 日本地震資料. 第2巻, 575p.
- 通商産業省工業技術院地質調査所(1964) 大分・鶴崎・杵築地区地下構造調査報告書. 地質調査所, 138p.
- 狭間 久・加藤知弘・土屋北彦・赤峰重信・梅木秀徳・賀川光夫・後藤重巳・二宮淳一郎・吉川恭三・神戸輝夫(1977) 沈んだ島 別府湾・瓜生島の謎. 「瓜生島」調査会, 301p.
- 宇佐見龍夫(1975) 資料 日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 327p.
- 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.
- 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.
- 山崎博史・吉川周作・此松昌彦・三矢信昭(1996) 古琵琶湖層群高島累層白土谷部層の地質年代. 地質雑, vol.102, p. 303-311.
- 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.
- 吉川周作(1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質雑, vol. 82, p. 497-515.
- Watanabe, K. (1978) Studies on the Aso Pyroclastic Flow Deposits in the Region to the West of Aso Caldera, Southwest Japan, I: Geology. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no.27, Nat. Sci., p. 97-120.
- 渡辺一徳(1986) 阿蘇カルデラ起源, 鳥栖オレンジ軽石流の流動・堆積機構. 文部省科学研究費自然災害特別研究, 計画研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流(火砕流等)の特質と災害」報告書, p. 115-128.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Fukuoka (14) No. 76



GEOLOGY

OF THE

ŌITA DISTRICT

By

Toshikazu YOSHIOKA, Hideo HOSHIZUMI and Kazuhiro MIYAZAKI

(Written in 1996)

(Abstract)

The Ōita district is located along the southern coast of Beppu Bay, in the eastern portion of Kyushu. The district is geotectonically situated on the southern margin of the easternmost Beppu-Shimabara Graben. In this district, Pleistocene sediments and volcanic rocks are widely distributed forming the Ryōgo, Tsurusaki and Nyū Hills. The southeast portion of the district belongs to the Sanbagawa Belt and consist of metamorphic rocks. The Cretaceous Onogawa Group crops out in only the central part of the southern margin of the district. The geology of the Oita district is summarised in Table 1.

SANBAGAWA METAMORPHIC ROCKS

The Sanbagawa metamorphic rocks derived from a Jurassic sedimentary complex regionally metamorphosed to high P/T conditions in Cretaceous, are distributed in the southeastern part of Ōita district. These rocks are bounded onto the Upper Cretaceous Onogawa Group by the Sashu fault. In this area the Sanbagawa metamorphic rocks are divided into the northern and southern units by a south dipping low angle fault. The northern unit is the most widely distribut-

Table 1 Summary of the geology of the Ōita district

Age		Geologic unit		Geologic event	
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium deposits	Normal faulting in E-W direction	
		Pleistocene	Terrace deposits Oita Group		
	Neogene	Pliocene	Sekinan Group		
		Miocene			
	Paleogene				
Mesozoic	Late Cretaceous	Maastricht. -Campan.	Onogawa Group	Sanbagawa Metamorphism Construction of original rocks of Sanbagawa metamorphic rocks	
		Santonian			Upper Subgroup *
		Coniacian			Middle Subgroup *
		Turonian			Lower Subgroup *
		Cenoman.			Lowermost Subgroup
	Early Cretaceous				
	Jurassic	Late	Sanbagawa Metamorphic Rocks		
		Middle			
		Early			
	Triassic				

* not exposed
in the district

ed and consists predominantly of pelitic schist. An antiform with a NEE-SWW trend occurs and plunges westward. The southern unit is distributed only in the southeastern corner of this area, and consists mainly of pelitic and basic schists. The schistsity of the southern unit inclines southward.

CRETACEOUS

The Upper Cretaceous Onogawa Group is widely distributed south of the Ōita district, however it is exposed in only a small area along the southern margin of the study area. The R1 Formation belongs to the Lowermost Subgroup, and consists of conglomerate.

CENOZOIC

The Cenozoic series are divided into the Sekinan and Oita Groups, terrace deposits and alluvium. The Sekinan Group consists of Upper Pliocene to Lower Pleistocene sediments of non-marine origin, and intercalating volcanic and volcanoclastic rocks. This group is further subdivided into the Handa and Higashiwasada Formations. The Handa Formation is composed of gravel, sand and silt, and the Higashiwasada Formation consists of tuffaceous silt and sand.

The Shikido pyroclastic flow deposit in the lowermost Higahiwasada Formation is a rhyolite pumice tuff bed with 50 meters or more maximum thickness. The Yabakei pyroclastic flow deposit is situated in the uppermost Higashiwasada Formation.

The Oita Group is composed of Lower to Middle Pleistocene marine and non-marine sediments and is divided into the Katashima and Takio Formations. The Katashima Formation is mainly composed of gravel beds. In this formation, the Imaichi, Magari and Mera pyroclastic flow deposits are intercalated. The Takio Formation is composed of pumiceous sand and gravel, and silt, intercalating the Seiganji pumice bed and the Yufugawa pyroclastic flow deposit. The Takio Formation covers the Sekinan Group with an angular unconformity.

West of the Ryōgo Hills, the andesite and dacite lavas and pyroclastic rocks of the Ojikayama and Takasakiyama volcanoes occurred. These are Middle Pleistocene in age. The Late Pleistocene Aso-3 and Aso-4 pyroclastic flow deposits are mainly distributed along the Ōita and Nanase Rivers.

Terrace deposits and alluvium are distributed along the main rivers and Beppu Bay. The terraces are divided into Higher I to III, Middle I to IV, and Lower I to III. The Middle I terrace was formed during the last interglacial age. These terrace deposits are composed mainly gravel and sand. Alluvium is divided into channel bar deposits, valley floor and back marsh deposits, abandoned channel-fill deposits, natural levee deposits, beach ridge deposits and alluvial fan deposits.

ACTIVE FAULTS

There are several E-W normal faults truncating this district and cutting the Pleistocene sediments. Most of these faults however are not active. Recent active faults are located mainly beneath the Beppu Bay and named as Beppu Bay fault system. These faults may be related to a destructive earthquake in 1596 AD. This earthquake is well-known, associated with the subsidence of Uryu-jima Island.

ECONOMIC GEOLOGY

In this district, mercury deposits related to the Sanbagawa metamorphic rocks are known. All mines are currently closed.

Beppu is one of the most famous hot spring area in Japan. Most of hot springs are located in the Beppu district, but several hot springs are located in Beppu and Ōita Cities within this district.

文献引用例

吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博(1997) 大分地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 65p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Yoshioka, T., Hoshizumi, H. and Miyazaki, K. (1997) *Geology of the Ōita district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 65p. (in Japanese with English abstract 3p.).

平成 9 年 2 月 28 日 印 刷

平成 9 年 3 月 5 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 小 宮 山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町78

© 1997 Geological Survey of Japan