

55(521.7) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

鹿児島 (15) 第 76 号

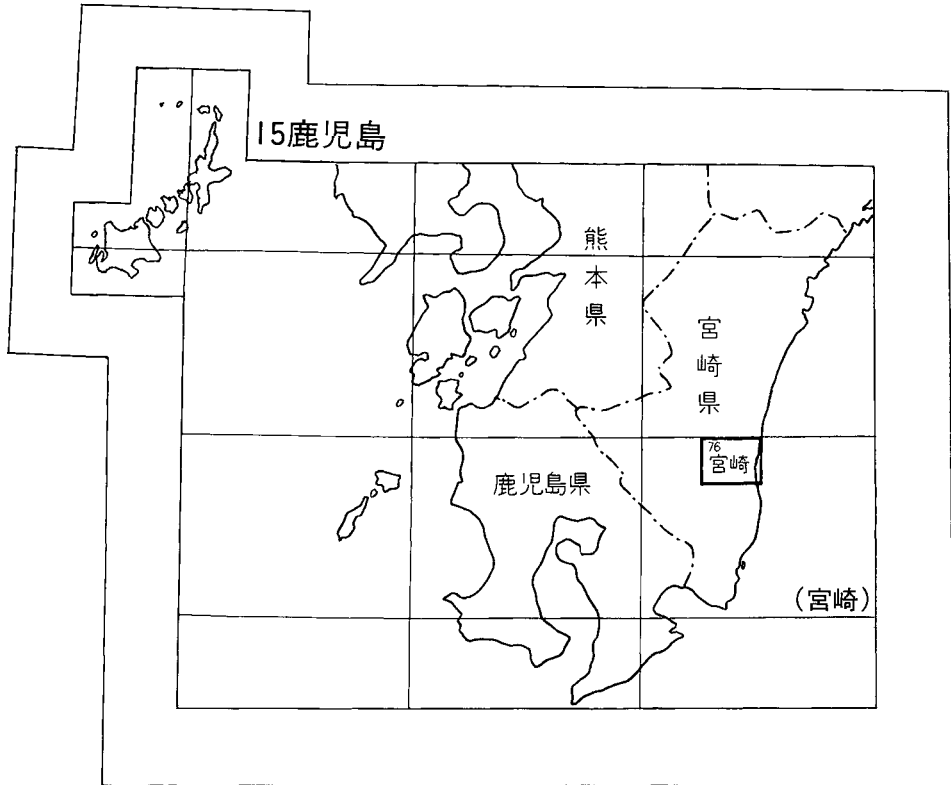
宮 崎 地 域 の 地 質

木野義人・影山邦夫・奥村公男
遠藤秀典・福田 理・横山勝三

昭和 59 年

地 質 調 査 所

位置図



() 内は：200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
I. 1 山地・丘陵	4
I. 1. 1 高岡山地	4
I. 1. 2 丘 陵	5
I. 2 段 丘	8
I. 3 沖積平野及び盆地	9
I. 3. 1 沖積平野	9
I. 3. 2 田野盆地	9
II. 地質概説	11
III. 四万十累層群	14
III. 1 概 説	14
III. 2 内ノ八重層	16
III. 3 内ノ八重層の塩基性岩類	20
III. 4 山之口層	24
III. 5 青井岳層	25
III. 6 砂岩組成	25
III. 7 対 比	27
III. 8 地質構造	29
IV. 宮崎層群	30
IV. 1 田野層	30
IV. 2 綾 層	31
IV. 3 鹿村野層	32
IV. 4 生目層	34
IV. 5 瓜生野層	37
IV. 6 新名爪層	38
IV. 7 佐土原層	40
IV. 8 高鍋層	42
IV. 9 対 比	42
IV. 10 地質構造	47
V. 第四系	50
V. 1 旧期段丘体積物	51
V. 1. 1 未区分高位段丘堆積物	51
V. 1. 2 四家層・小林軽石流堆積物及び久木野層	51

V. 1. 3 仮屋層及び鷺瀬軽石流堆積物	52
V. 1. 3. 1 鷺瀬軽石流堆積物	53
V. 1. 3. 2 仮屋層	53
V. 1. 3. 3 対 比	56
V. 1. 4 池内層	56
V. 2 新期段丘堆積物	57
V. 3 始良火山噴出物	59
V. 3. 1 大隈降下軽石堆積物	59
V. 3. 2 入戸火砕流堆積物	60
V. 4 沖積平野埋没堆積物	63
V. 5 沖積層	66
V. 5. 1 沖積段丘堆積物	66
V. 5. 2 氾濫原堆積物	68
V. 5. 3 海岸平野堆積物	59
V. 6 人工改変地	70
VI. 応用地質	70
VI. 1 天然ガス及び付随資源	70
VI. 1. 1 佐土原ガス田	70
VI. 1. 2 宮崎ガス田	71
VI. 2 マンガン鉱及びアンチモニー鉱	74
VI. 3 窯業原料及び石材	74
VI. 4 水文地質	76
VI. 4. 1 河川の流況	76
VI. 4. 2 地下水賦存状況	78
VI. 4. 3 水質の分布	82
VI. 5 地質災害	84
VI. 5. 1 洪水・氾濫	84
VI. 5. 2 斜面崩壊	86
VI. 5. 3 地震災害	87
文 献	91
Abstract	95

付 図 ・ 付 表 目 次

第 1 図 宮崎平野と宮崎市街	2
第 2 図 大淀川河口と宮崎市街	2

第 3 図	宮崎地域周辺の切峰面図	3
第 4 図	宮崎地域における山地・丘陵・平野の分布	3
第 5 図	宮崎地域の水系	4
第 6 図	高岡山地の遠望	5
第 7 図	高岡山地埋谷図	6
第 8 図	大淀川南岸丘陵地帯	7
第 9 図	大淀川沿岸の氾濫原と北方・ ^{きたかた} 垂水丘陵	10
第 10 図	清武川下流部の氾濫原	10
第 11 図	宮崎市北部の海岸平野	11
第 12 図	九州における四万十累層群の区分及び分布	15
第 13 図	高岡山地における四万十累層群の走向線図	17
第 14 図	内ノ八重層ユニット C の頁岩とその中に挟まれる凝灰岩	18
第 15 図	内ノ八重層ユニット D の砂岩泥岩細互層と砂岩レンズ	18
第 16 図	内ノ八重層ユニット E の千枚岩	19
第 17 図	内ノ八重層ユニット E の層状チャート	19
第 18 図	内ノ八重層中の枕状溶岩の産状を示す露頭の平面図	20
第 19 図	第 18 図中の A における枕状溶岩の断面	21
第 20 図	第 18 図中の B における枕状溶岩	22
第 21 図	第 20 図の写真のスケッチ	22
第 22 図	枕状溶岩の表面構造	23
第 23 図	枕状溶岩の形成を示す模式図	23
第 24 図	四万十累層群砂岩の石英－長石－岩片図	26
第 25 図	宮崎地域及び西隣野尻地域東部における内ノ八重層(ユニット A-F)と 山之口層砂岩のカリ長石/長石比の分布	27
第 26 図	宮崎層群の基底礫岩	31
第 27 図	綾層泥岩の産状	32
第 28 図	鹿村野層分布地域における岩相分布と層序区分との関係を示す模式断面図	33
第 29 図	生目層の露頭柱状図	34
第 30 図	生目層中部の砂岩優勢互層	35
第 31 図	生目層中部の砂岩優勢互層と階段状断層の一部	35
第 32 図	生目層上部の泥岩優勢互層と階段状断層	36
第 33 図	生目層の粒径加積曲線	36
第 34 図	瓜生野層の露頭柱状図	38
第 35 図	瓜生野層の砂岩	39
第 36 図	新名爪層及び佐土原層の露頭柱状図	40
第 37 図	新名爪層塊状泥岩の風化状態	41

第 38 図	新名爪層に挟まれる垂水凝灰岩の産状	42
第 39 図	佐土原町南部地区坑井対比図	43
第 40 図	佐土原層の砂泥互層	44
第 41 図	宮崎層群を構成する部層相互の関係	44
第 42 図	宮崎層群の浮遊性有孔虫の垂直分布と分帯	45
第 43 図	宮崎層群走向線図	47
第 44 図	宮崎層群中の平和台断層のスケッチ	48
第 45 図	平和台断層の共役断層ステレオネット図	49
第 46 図	宮崎地域における等重力線図	49
第 47 図	高岡町松ヶ八重付近稜線上に露出する小林軽石流堆積物の産状	52
第 48 図	仮屋層の砂礫層とその下位の鷺瀬軽石流堆積物	52
第 49 図	仮屋層上面等高線図	54
第 50 図	仮屋層及び池内層の露頭柱状図	54
第 51 図	仮屋層花粉分析結果	55
第 52 図	池内層上部の生痕を含む粘土層	57
第 53 図	宮崎地域における入戸火砕流堆積物に含まれる石質破片の粒径と 軽石片の粒径及び大隈降下軽石堆積物の層厚	59
第 54 図	始良火山噴出物の露頭	60
第 55 図	非溶結の入戸火砕流堆積物	61
第 56 図	溶結部を伴う入戸火砕流堆積物	61
第 57 図	宮崎市街地周辺沖積面下における宮崎層群上面の深度分布	64
第 58 図	宮崎市街地における第四系及び宮崎層群を示す東西及び南北の地質断面図	65
第 59 図	宮崎地域中央部における第四系を示す大淀川沿いの北西-南東の地質断面図	67
第 60 図	宮崎地区ガス抗井の地質柱状図及び対比図	72
第 61 図	灰石の石切場跡	75
第 62 図	灰石の石切場	76
第 63 図	大淀川水系と清武川水系における伏流・表流水源分布	78
第 64 図	大淀川水系沿岸における井戸掘削柱状図と水位	79
第 65 図	本庄川—大淀川沿岸における水理地質断面図	80
第 66 図	シラス台地崖における始良火山噴出物下の礫層からの湧水	81
第 67 図	各水系における硬度と蒸発残留物との関係	83
第 68 図	四万十累層群水系とシラス水系における水質の比較	83
第 69 図	高岡町内山川流域の地すべり地形	85
第 70 図	綾層泥岩の風化状態	86
第 71 図	宮崎における過去 100 年間の主な地震履歴	88
第 72 図	宅地造成地の状況	90

第 73 図	大規模住宅団地の造成工事現場	91
第 1 表	宮崎地域及び周辺地域における段丘面の区分と対比	9
第 2 表	宮崎岡幅地域地質総括表	12
第 3 表	高岡山地周辺における四万十累層群の特徴と他地域との類似性	28
第 4 表	宮崎地域及び周辺地域における宮崎層群対比表	46
第 5 表	宮崎層群の岩相層序と年代層序	46
第 6 表	佐土原ガス田南部の抗井概要	70
第 7 表	佐土原ガス田南部の天然ガスの組成	71
第 8 表	佐土原ガス田南部のガス付随水の水質	72
第 9 表	宮崎ガス田の抗井概要	73
第 10 表	宮崎ガス田の天然ガスの組成	73
第 11 表	宮崎ガス田のガス付随水の水質	74
第 12 表	窯業原料としている粘土の化学組織	75
第 13 表	大淀川・清武川両水系等における流況	77
第 14 表	大淀川・清武川両水系における水質	82

宮崎地域の地質

木野秀典^{*1)}・景山邦夫^{*2)}・奥村公男^{*3)}
遠藤秀典^{*1)}・福田理^{*4)}・横山勝三^{*5)}

宮崎地域の地質図幅の作成は、地震予知特定観測地域の地質図作成計画の一環として行われたもので、現地調査は昭和56・57の両年度に実施された。現地調査に際しては、四万十累層群を奥村・木野、宮崎層群を影山・福田・木野、第四系のうち始良火山噴出物を横山、その他を遠藤・木野、応用地質を福田・木野がそれぞれ分担した。執筆は各分担者ごとに行い、木野がこれらを調整・総括した。そのほか、活断層調査には環境地質部の杉山雄一技官が当たった。四万十累層群の砂岩組成の測定は地質部の寺岡易司技官が行った。宮崎層群の現地調査の一部については燃料部の鈴木祐一郎技官の協力を得た。また、岩石薄片の作成は技術部の大野正一・宮本昭正・安部正治及び野神貴嗣の各技官が行った。

現地調査に際しては、宮崎県商工労働部商工振興課から終始協力を得ると共に、天然ガスその他の鉱産資源に関する資料の提供を頂いた。特に同課の穴戸章技師からは、宮崎層群と応用地質全般に関する資料・情報の収集について助言と便宜を頂いた。宮崎県工業試験場無機化学部の渡辺信夫部長からは、宮崎層群及び窯業原料に関する資料の提供を頂いた。宮崎市水道局・清武町水道課・田野町水道課・高岡町水道課・国富町水道課及び綾町福祉保健課からは、水道水源に関する資料の提供を頂いた。特に宮崎市水道局の平野儀太郎局長からは、同市の水道全般に関する資料のほか、水道建設に伴うボーリング資料の提供を頂いた、日本道路公団宮崎工事事務所及び宮崎県住宅供給公社からは、それぞれ九州縦貫道路及び生目住宅団地造成に伴う地質調査資料の提供を頂いた。伊勢化学工業株式会社からは、佐土原ガス田に関する資料の提供を頂いた。また、株式会社国土地質調査事務所の倉永輝雄専務からは、宮崎市周辺の基礎地盤に関する最新のボーリング資料の提供を頂いた。以上の方々に深甚の謝意を表す。

本研究の執筆を進めるに際しては、四万十累層群について地質部の田中啓策技官、同部の今井功技官（現岩手大学教育学部教授）及び同部の寺岡易司技官から、地形及び第四系について環境地質部の磯部一洋技官から、また、水質について地殻熱部の比留川貴技官から、それぞれ有益な討論・助言を得た。

I. 地 形

本地域は宮崎平野南部に位置し、日向灘に面する。大部分は大淀川と清武川の両水系流域に含まれ、宮崎市は大淀川の河口近くに発達した都市である（第1図、第2図）。本図幅地域外北方及び南方には標高1,000m級の日向山地と南那珂山地が連なり、西方及び南西方には野尻盆地と都城盆地がある。宮崎

*1) 環境地質部 *2) 燃料部 *3) 地質部 *4) 海外地質調査協力部 *5) 熊本大学



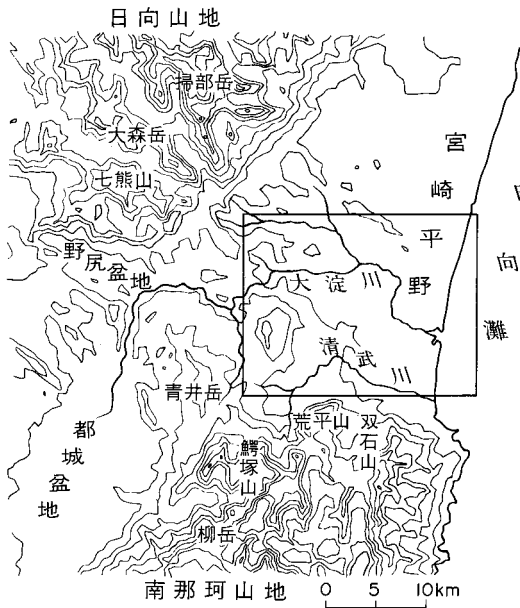
第1図 宮崎平野と宮崎市街

(宮崎市上空から北方を望む) 遠方の山波は日向山地, 中央から右側は尾鈴山塊, 市街地を横断する川は大淀川.
(昭和58年撮影)



第2図 大淀川河口と宮崎市街

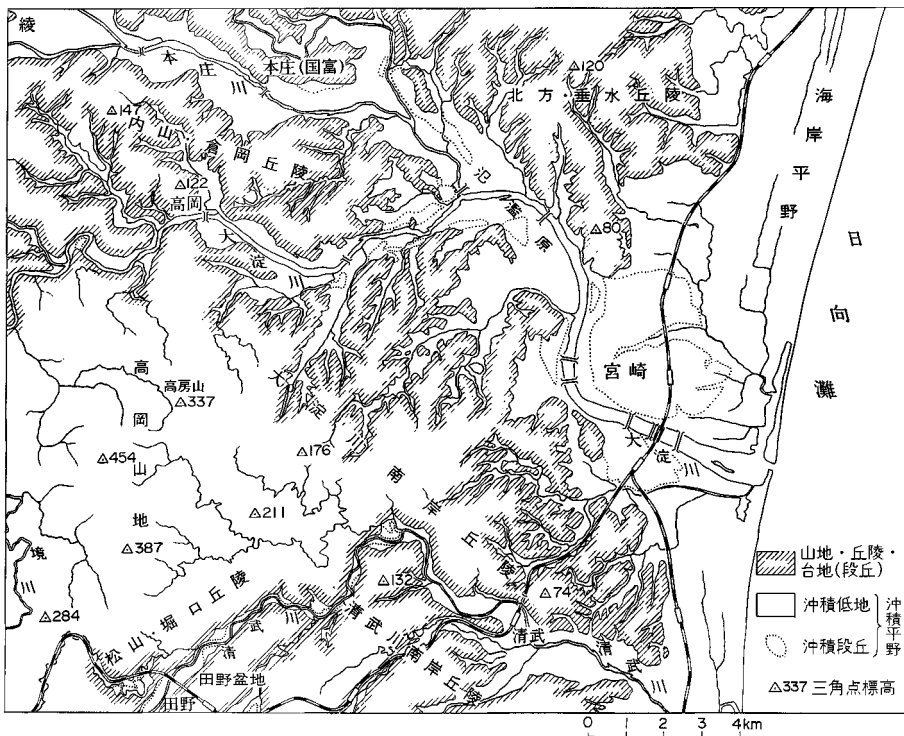
(宮崎空港東方上空から北方を望む) 左手前の黒い部分は砂丘の松林. 右遠方の入江は一ツ葉入江. (昭和54年撮影)



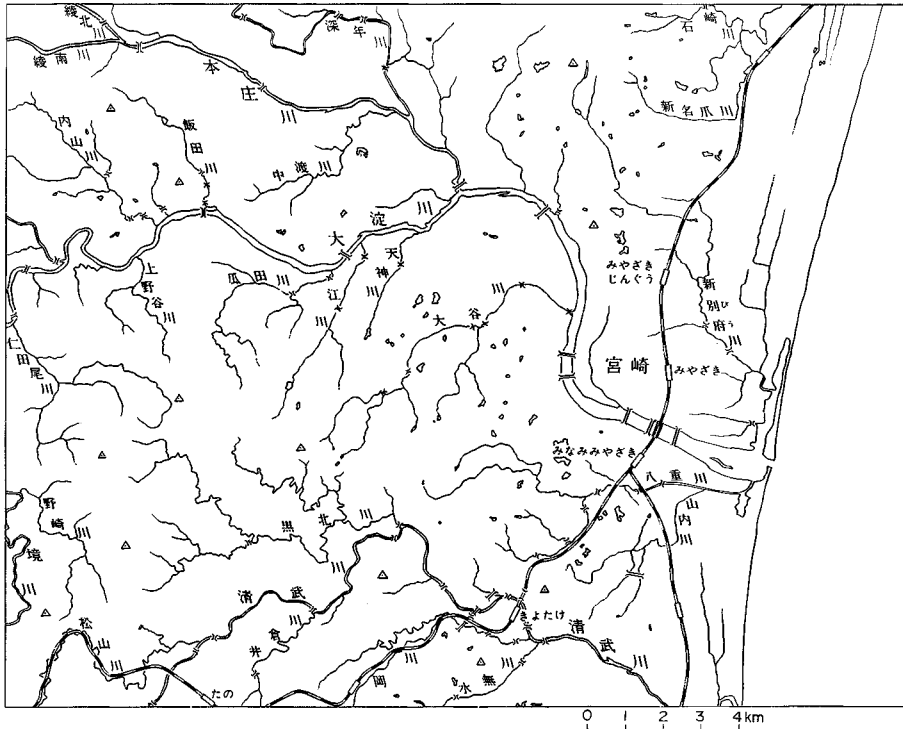
第3図 宮崎地域周辺の切峰面図 (小林ほか, 1970による)

平野とこれらの盆地とは高岡・青井岳山地によって隔てられているが、同山地の標高は300-500m程度である。したがって、巨視的には、宮崎平野からこれらの盆地に至る間は、日向山地南縁と南那珂山地北縁の両山麓線に挟まれた地溝状の凹地帯となっている(第3図)。また、大淀川及び清武川沿いの河谷は、宮崎平野から野尻・都城両盆地に通ずる回廊をなしている。

本地域の地形は山地・丘陵・台地(段丘)沖積平野及び盆地に大別される。山地と丘陵の稜線及び河岸には平坦面が分布し、新旧多数の段丘群が形成されている。山地・丘陵・平野等の分布を第4図に示す。



第4図 宮崎地域における山地・丘陵・平野の分布



第5図 宮崎地域の水系

山地・丘陵及び台地を開析して多数の河川が分布するが、それらは大淀川水系と清武川水系にほぼ2分される。大淀川水系には本流のほか、本庄川・深年川・綾北川・綾南川・内山川・仁田尾川・境川及び大谷川等の支流が含まれ、清武川水系には水無川・岡川・黒北川・井倉川・松山川などの支流が含まれる。また、両水系とは別に東北隅に石崎川がある。これらの水系分布を第5図に示す。高岡山地北部の大淀川支流と清武川中・上流部の本流及び支流においては下刻が著しく、沖積氾濫原が少ないのに対して、その他の大淀川水系各河川沿岸には、小河川に至るまで氾濫原平野が発達している。

沖積平野は、今日では低湿地に至るまで生活の場となっているが、古くから開けた市街地・集落の大部分は、段丘や砂丘地帯などの相対的な高地に立地しており、古代遺跡もこのような場所に集中している。本地域には、人口約27万人の宮崎市をはじめとして、清武町・田野町・高岡町・国富町及び綾町の中心区域が含まれ、これら6市町の総人口は約33万人(昭和55年国勢調査)に達している。また、本図幅地域には佐土原町と山之口町の区域の一部が含まれる。

I. 1 山地・丘陵

I. 1. 1 高岡山地

本地域西部の標高454mの無名峰を主峰とする山地(小林ほか, 1970)で、高岡町南部から田野町西北



第6図 高岡山地の遠望
(清武町黒北付近のシラス台地から西方を望む)

部にわたっている。山容はなだらかで、遠望する稜線の輪郭は丘陵状を呈し、大きな起伏はないように見受けられる(第6図)。しかし、細部地形は極めて複雑で、谷は深く刻まれている。本山地の嶺筋は、上記の無名峰を主峰とする中央嶺(標高450-300 m)を挟んで、その東側の高房山を主峰とする東嶺(標高300-200 m)、それから北西方に伸びる北嶺(標高300-200 m)及び西側の境川に接する西嶺(標高300-250 m)などに区分される。

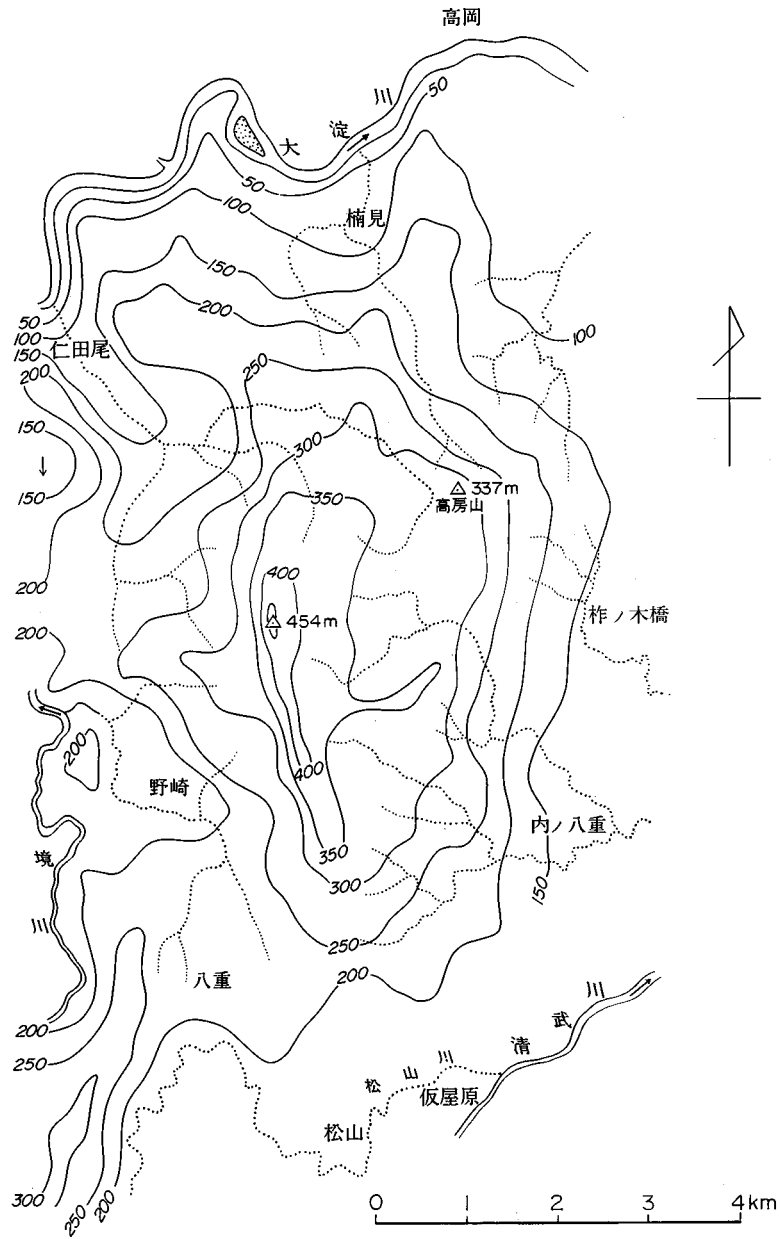
谷の下刻が最も著しいのは中央嶺と東嶺との間で、谷底と稜線との比高は100-200 m程度であるが、谷壁斜面は比較的急で、谷底付近の勾配は 40° 以上に達するところが少なくない。これに対して西嶺では、谷壁斜面は緩やかで、その平均勾配は $20-25^{\circ}$ 程度である。

第7図は谷埋法によって描いた切峰面図である。同図において、中央嶺の西斜面は比較的急勾配であるが、東斜面は緩やかで非対称的な斜面となっている。平均勾配は中央嶺の西斜面で $20-30^{\circ}$ 、中央嶺と東嶺の間で $2-3^{\circ}$ 、東嶺の東斜面で $6-8^{\circ}$ を示している。

高岡山地の大部分は、西方の青井岳山地とともに、かつては照葉樹を主とする原生林に覆われていたが、昭和40年頃からその伐採が大規模に行われ、現在では高房山付近の一部を残して、大部分は杉・檜の人工林に置き換えられている。

1. 1. 2 丘陵

本地域の丘陵地については、小林ほか(1970)によって10地区に細分して詳述されているが、ここでは地質分布との関係を考慮して、次の5地区に統括して述べる(第4図)。なお、これらの丘陵名は本報告



第7図 高岡山地埋谷図 (点線は小河川を示す)

における仮称である。

松山・堀口丘陵

清武川中・上流部の北岸において、松山付近から堀口北東方にかけて分布する丘陵で、北西方は高岡



第8図 大淀川南岸丘陵地帯
(宮崎市西南部上空から北西方を望む)(昭和58年撮影)

山地に接し、南東側は清武川を隔てて田野盆地に面している。八重^{やえ}東方から堀口西方に至る標高220-260 mの稜線を主嶺とし、多くの尾根筋が分岐しているが、各尾根筋とも比較的平坦である。また、これらの尾根は田野盆地に向って200 mから120 mと漸次高度を減じ、平坦面を傾動させた形状を呈している。本丘陵地帯は河川による下刻が進行中で、沿岸の大部分は段丘化し谷底部は峡谷をなしている。

清武川南岸丘陵

清武川中・下流部の南岸に分布する丘陵で、南側は鱒塚山地(南那珂山地の一部)に接し、北側は清武川を隔てて大淀川南岸丘陵に対してしている。本丘陵は清武川支流の岡川と水無川によって3地区に分けられている。稜線高度は、清武川本流と岡川に挟まれた地区では130 m前後、岡川以東ではおおむね100 m以下である。岡川北岸側の尾根筋に平坦面が残されているが、岡川以東地区では、稜線高度が比較的揃っており、平坦面の痕跡を思わせるが、個々の尾根筋はやせ尾根となっていることが多い。清武川中流部及び岡川沿岸の低平部では下刻が進行中で、段丘化しているところが多いが、水無川沿岸は氾濫原となっている。

大淀川南岸丘陵

大淀川と清武川中・下流部に挟まれた丘陵地帯で、高岡^{むかき}町^{いさぎめ}穆佐地区、宮崎市生目地区及び南宮崎地区、及び清武町中野地区などを含む範囲である(第8図)。本丘陵の西北部は高岡山地に連なり、南は松山・堀口丘陵及び清武川南岸丘陵と相対する。柞ノ木橋^{ゆす}東方の三角点(標高176 m)を最高点として、北方及

び東方に向って高度を減じ、稜線高度は概して 120-60 m を示している。尾根筋の平坦面は中野地区を除いてほとんど認められない。

本丘陵を開析する瓜田川・江川・大谷川・八重川及び山内川などの諸河川は、北方及び北東方に向って櫛の歯の如く流下し、分水嶺が清武川寄りに偏在する非対称斜面を呈している。

内山・倉岡丘陵

大淀川本流と本庄川に挟まれた丘陵地で、稜線高度は西方から東方に向って 180-70 m と減じている。標高 120-100 m の山頂部には、しばしば平坦面が残されている。本丘陵地帯を流下する諸河川のうち、内山川と飯田川は本庄川―綾南川寄りに遍在する分水嶺から南東流するのに対して、中渡川は大淀川本流寄りに遍在する分水嶺から北東に向って流下している。これらのうち、内山川と中渡川の沿岸には幅広い段丘面が発達しているので、両河川の谷地形は大淀川と本庄川―綾南川との間を結ぶ流路の跡を示すのもであろう。

きたかた 北方・垂水丘陵

大淀川下流部北岸一帯の丘陵で、稜線高度は垂水付近の三角点及び妻図幅地域との境界付近における約 120 m を最高点として、南方及び東方に向って高度を減じ、80 m 前後まで低下している。これらの稜線高度には平坦面が発達し、特に浦田北方、垂水南方及び池内北方などに広い分布が見られ、妻図幅以北地域における広い平坦面に連続している。

I. 2 段 丘

大淀川・清武川両水系沿岸には、上述の稜線上の平坦面を含めて多数の段丘が分布している。これらの段丘については遠藤ほか (1957, 1962) 及び遠藤 (1963) により、妻図幅以北地域の段丘群と併せて詳細な研究が行われ、また、長岡 (1983) によっても段丘面区分が行われている。これらに基づき、相対分布高度・堆積物の岩相及び日向ロームのテフラ等によって、本地域における段丘面を区分し、妻図幅以北地域と対比し、その結果を第 1 表に示す。

本地域においては、これらの段丘面のうちシラス面が最もよく保存され、田野盆地及び清武川中流部沿岸における数 km² に及ぶものを始めとして、1 km² 前後のものは分布し、広い台地を形成している。シラスは当時の河谷沿いに堆積し残留したと考えられるから、本地質図におけるシラスの分布状態から当時の水系を復元することが可能と思われる。例えば、上述の大淀川と本庄川―綾南川とを結ぶ流路のほか、清武川と境川―野崎川、清武川と八重川などの河谷間にも相互を結ぶ流路があったことがうかがわれる。また、中央嶺を除く高岡山地及び大部分の丘陵稜線部には、新期段丘 II 面以前の段丘が認められるので、本地域における山地・丘陵の多くの部分がそれらの段丘群に覆われていたことが推定される。

第1表 宮崎地域及び周辺地域における段丘面の区分と対比

火山灰層序 (遠藤, 1963)	宮崎 函 幅 地 域		妻 図 幅 以 北 地 域 (遠藤ほか, 1962 長岡, 1983)	関 東 地 方	
	段 丘 面	主 な 分 布 地			
日 向 山 面 第1 オレンジ (アカホヤ) 褐色ローム 第2 オレンジ (始良火山灰) 栗オコシ 岩オコシ 第3 オレンジ	新 期 段 丘 面	沖 積 段 丘 面 (宮 崎 面)	宮崎市街地, 宮崎市跡江・ 富吉, 国富町塚原	立 川 面	
		新 期 段 丘 IV 面 (竹田面及び森永面)	綾町立町, 国富町森永・ 竹田, 田野町屋敷・今村, 清武町木原		低位河岸段丘面
		シ ラ ス 面 (入戸火砕流面)	国富町本庄, 田野町鷺瀬 などシラス台地		中位河岸段丘面
		新 期 段 丘 III 面 (石 久 保 面)	田野町二ツ山西方及び 清武町下大久保		
		新 期 段 丘 II 面 (中山面及び中野面)	高岡町押田西方・中山, 国富町平原, 宮崎市久保 ・下北方及び清武町中野		西 都 原 面
	旧 期 段 丘 面	新 期 段 丘 I 面 (向 高 面)	国富町向高, 高岡町天ヶ城, 宮崎市垂水・竹篠及び下北 方の北方(平和台)	六 ッ 野 原 面 新 田 原 面	小 原 台 面
		池 内 面	宮崎市池内一広原及び浦田 の北方	仲 間 原 面 三 財 原 面	下 末 吉 面
		(仮 屋 面)	田野町松山付近・三角寺の 北方(宮崎大学演習林)及び 清武町黒北の南方		
		久 木 野 面	高岡町松ヶ八重付近	茶 白 原 面	多 摩 面
未区分高位段丘面	高岡町高房山及びその西方	先 茶 白 原 面			

I. 3 沖積平野及び盆地

I. 3. 1 沖積平野

沖積平野は沖積段丘のほか、氾濫原平野と海岸平野に大別される。氾濫原平野は大淀川・清武川両水系沿岸に広がり、水田地帯を形成している(第9図, 第10図)。氾濫原は洪水時において、現在なお河川氾濫の影響が及び得る低地帯で、自然堤防とその後背地に当る谷底低地などに区分される。沖積段丘は氾濫原平野とは2-数mの比高を有する台地で、現在は河川氾濫の影響を受ける可能性はほとんどない。

海岸平野は大淀川河口付近を中心として南北に広がり、砂州・砂丘地帯と、その後背地に当る堤間低地とに区分される。砂州・砂丘は2-3条に区別され、それぞれ部分的に細分される。海岸線沿いの列には標高20m以上の砂丘が見られるが、大部分は標高10m前後の平坦な地形を呈し、砂州と呼ぶべきものである。砂州は居住地や畑地となっている。堤間低地は砂州・砂丘列に挟まれて、比高1-2mの低湿地帯をなし、水田地帯となっている(第11図)。一ツ葉入江は、堤間低地一帯に広く存在していたと思われる潟湖の名残である。

I. 3. 2 田野盆地

清武川本流が清武川南岸丘陵を迂回して、その上流域に開けた平坦地で、主としてシラス面以下の段丘面と沖積氾濫原から成っている。本図幅地域ではその北半部を見るに過ぎないが、南半部は日向青島



第9図 大淀川沿岸の氾濫原と北方・垂水丘陵
きたかた
 (宮崎市西部上空から北を望む) 中央の橋は相生橋。(昭和56年撮影)



第10図 清武川下流部の氾濫原
 (宮崎市南部上空から南を望む) (昭和58年撮影)



第11図 宮崎市北部の海岸平野

(宮崎市街地上空から北を望む) 右側の海岸線に沿って帯状に伸びる黒い部分は砂丘の松林。その左側の白っぽい2条の帯は砂州。砂州の両側に伸びる暗色部は堤間低地。(昭和56年撮影)

図幅地域に含まれる。ここでは鱈塚山地に接し、段丘群は当時の清武川本流や井倉川の氾濫によって形成された扇状地をなし、現在の氾濫原及び河床に見られるような粗大な礫が大量かつ急速に供給された様子うかがわれる。

田野盆地は本図幅地域における特異な存在で、上述の通り、松山・堀口丘陵における尾根筋の平坦面がこの盆地に向かって低下しているほか、シラス面高度も、西方の八重・丸野地区と田野盆地の間には大きな差が認められる。すなわち、前者におけるシラス面高度がほぼ200 mであるのに対して、後者における高度は120 m前後を示している。この差は、清武川の下流側に向かってシラス面高度が120-100-80 mと漸次低下しているのと比較して、異常に大きいと言える。

II. 地 質 概 説

本地域は先新第三紀の四万十累層群、新第三紀の宮崎層群及び第四系によって構成されている。これらは層序・岩相等によって、それぞれ多くの地層・堆積物に区分される。本地域の地質を総括して第2表に示す。

四万十累層群は本地域西部の高岡山地を形成するとともに、その周囲では宮崎層群に覆われて伏在し、東方に向かって漸次その深度を増している。宮崎市街地付近における四万十累層群上面の深度は、海水準面下1,200-1,600 mである。宮崎層群は丘陵地帯を形成するとともに、大淀川・清武川両水系沿岸及び海岸平野における第四系に覆われながら、比較的浅所に伏在する。宮崎市街地付近における宮崎層群上面の深度は、海水準面下0-60 mである。第四系は段丘群・氾濫原平野及び海岸平野を形成し、

第2表 宮崎図幅地域地質総括表

地質時代		層 序		主 要 岩 相	
第 四 紀	完 新 世	沖積層	氾濫原堆積物及び海岸平野堆積物		砂・礫・泥
			沖積段丘堆積物		礫・砂・シルト
		沖積平野埋没堆積物		泥・砂・礫	
	更 新 世	新 期 段 丘 堆 積 物	新期段丘堆積物(Ⅳ)		礫
			始良火山噴出物	入戸火砕流堆積物	流紋岩質軽石凝灰角礫岩及び溶結凝灰岩
				大隅降下軽石堆積物	軽石礫
			新期段丘堆積物(Ⅲ)		礫
			新期段丘堆積物(Ⅱ)		礫・砂・粘土
			新期段丘堆積物(Ⅰ)		礫・砂・粘土
		旧 期 段 丘 堆 積 物	池 内 層		礫・粘土・砂
	久木野層		仮屋層	礫・粘土・砂 ・凝灰岩	
	小林軽石流堆積物		鷺瀬軽石流堆積物	軽石凝灰角礫岩	
	四家層		(鷺瀬層)	礫・粘土	
	未区分高位段丘堆積物		礫・砂・凝灰岩		
新 第 三 紀	鮮 新 世 — 中 新 世	宮 崎 層 群	高 鍋 層	泥岩・砂岩	
			佐 土 原 層	砂岩泥岩互層・砂岩・泥岩	
			新 名 爪 層	泥岩・砂岩・凝灰岩	
			瓜 生 野 層	砂岩・泥岩	
			生 目 層	砂岩泥岩互層・砂岩	
			鹿 村 野 層	礫岩・砂岩・砂岩泥岩互層	
			綾 層	泥岩・砂岩泥岩互層・砂岩	
			田 野 層	礫岩・砂岩	
古 第 三 紀 — 白 亜 紀	四 万 十 累 層 群	青 井 岳 層	砂岩・頁岩砂岩互層・頁岩		
		山 之 口 層	頁岩砂岩互層・頁岩・砂岩		
		内ノ八重層	頁岩・塩基性岩・砂岩頁岩互層・砂岩		

本図幅地域の過半部を覆って分布するが、厚さは100 m以下である。

九州南部に広く分布する四万十累層群は、地質構造区分上、北側より諸塚帯(主として白亜紀)・神門帯・日向一日南帯(主として古第三系)に区別されてきた。本地域の四万十累層群は、従来一括して日南帯とされ、古第三系を主とする日南層群に含まれると考えられていたが、最近、高岡山地の東部におい

て白亜紀の存在が知られた(竹下, 1982)。高岡山地における四万十累層群は、その西半部と東半部とでは、岩相的にも構造的にも大きな違いが認められる。すなわち、西半部は主として頁岩優勢層と砂岩優勢層から成り、走向・傾斜の変化が著しく、乱れた褶曲構造を呈していることが多い。これは日南帯にほぼ共通した岩相・構造であり、西半部は日南層群の一部とみなされる。これに対して高岡山地東半部は、砂岩・頁岩のほか厚い塩基性岩が連続的に発達し、珪質頁岩やチャートも含まれている。また、同東半部は全体として南北方向の一般走向を有し、見掛上東傾斜で、西方に凸面を向けた帯状構造を呈している。このような地質構造は、九州における四万十累層群としては特異なもので、本報告では、この地帯を高岡帯と呼び、日南帯と区別した。

宮崎層群は中新統から鮮新統に至る新第三系を代表する地層群で、鶴戸山塊(日向青島図幅地域以南)から宮崎平野北部(妻図幅地域以北)にわたって、南北に伸びて広く分布している。本図幅地域はそのほぼ中央部に当り、宮崎層群が最も幅広く分布するところで、その西限は野尻図幅地域まで及んでいる。本地域の宮崎層群は、基底礫岩砂岩・泥岩及び礫岩を主とする下部層、砂岩泥岩の有律互層を主とする中部層、及び砂岩と泥岩が不規則に重なる上部層に大別される。これらの各岩相は、高岡山地における基盤(四万十累層群)の東方への突出部を境として、その南川と北側で大きく変化している。すなわち、基底の礫岩は南側では比較的薄い、北側日田川の大淀川に面した部分では厚く発達している。基底礫岩砂岩の上位の泥岩(綾層)は、北側では下部層の大部分を占めて発達しているが、南側に向かって尖滅している。その上位の礫岩(鹿村野層)は、基盤の突出部東方で最も発達しているが、北側では急に尖滅し、南側では薄く連続するが、日向青島図幅地域ではほとんど認められない。中部層は日向青島図幅地域以南の日南海岸から大淀川南岸までは、有律互層が厚く発達しているが、大淀川以北では薄くなり、特に砂岩優勢互層では著しく減少する。本庄川-大淀川以北で広く分布する上部層は、大淀川以南の地表では全く認められない。

宮崎層群分布地域は、地形的特徴によって一ッ瀬川以北の北部地域(妻図幅地域北部以北)、一ッ瀬川以南、加江田川以北の中部地域(ほぼ本図幅地域の全域及び妻図幅地域南部)、及び鶴戸山塊を中心とする南部地域(日向青島図幅地域以南)の3地域に大別される。北部地域では、ほぼ全面的に広い段丘群に覆われ、宮崎層群はほとんど段丘崖に露出するのみである。また、同層群の上面高度は、基底部を除けば100 m以下である。中部地域では、大部分が丘陵地形を呈し、大淀川-本庄川以北を除けば、段丘群に覆われていない部分が多い。また、宮崎層群の上面高度は、基底部を除けば150 m以下である。南部地域における宮崎層群は標高700 mを越える険しい山地を形成し、段丘は認められない。このような地形的な地域差は、段丘群形成期前後における相対的な隆起量の差を示しているものと思われる。

宮崎層群は全体として日向灘に向って緩やかに傾斜する単斜構造を呈し、褶曲構造は認められないが、多数の断層によって走向・傾斜が変化し、巨視的に屈曲ないし褶曲しているように見えるところもある。断層は四万十累層群と宮崎層群を通じて無数に存在するが、本地質図においては、地層の連続及び構造上、明らかに大きな違いが図上に現れる断層のみが示されている。

第四系は更新世の段丘堆積物、沖積平野下に伏在する埋没堆積物及び沖積平野を形成する沖積層に大別され、それらは更に多くの堆積物に区分される。本地域における更新世段丘堆積物の大部分は、妻図幅地域以北において広大な台地を形成している各段丘堆積物と一連のものである。一部に海成層が含ま

れているが、大部分は陸成堆積物と思われる。

シラス台地を形成する始良火山噴出物は、本地域以西及び以南地域固有の段丘堆積物で、鹿児島湾奥の始良火山を起源とし、南九州一帯の当時の低凹部を埋積したものである。大淀川・清武川両水系などの河谷沿い至る所に分布するが、鶴戸山塊では全く認められていない。また、その分布は本庄川及び石崎川沿岸（妻図幅地域南部）を北限とし、一ッ瀬川沿岸以北では認められない。これらの段丘堆積物の上位には霧島火山起源の新旧の火山灰が重なり、日向ロームと呼ばれているが、本地質図では省略されている。

宮崎市街地付近における沖積面下の宮崎層群上面の地形は凹凸に富み、埋没谷や埋没段丘が潜在している。これらの地形を埋積して、海成の泥層と砂層が厚く発達し、最大 50 m に達しているが、これを沖積平野埋没堆積物と呼ぶ。本堆積物は沖積層によって全面的に覆われているので、本地質図では断面図のみに示されている。沖積層は層相や地形的特徴などによって、更に多くの堆積物に細分される。

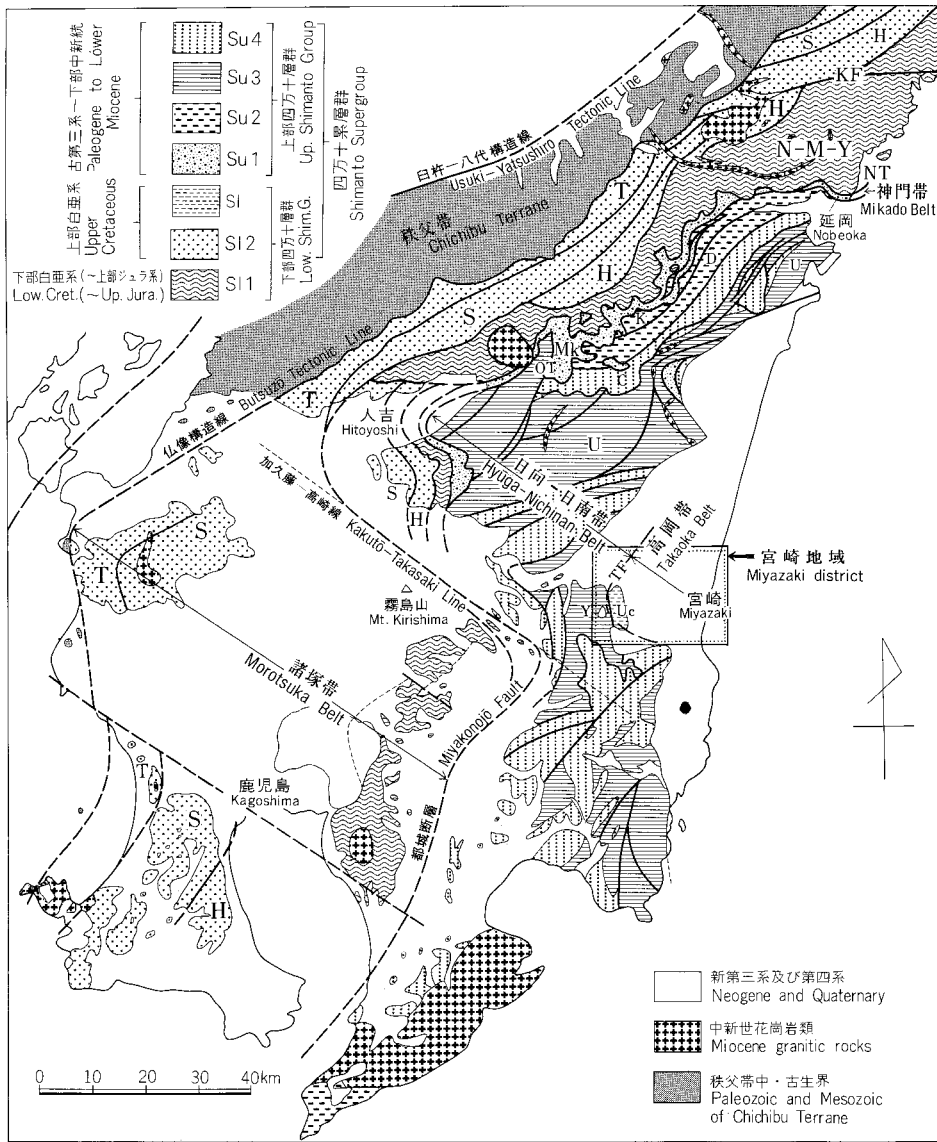
Ⅲ. 四万十累層群

Ⅲ. 1 概 説

四万十累層群は、白亜紀から中新世初期にわたって形成されたと考えられている厚い地向斜堆積物で、塩基性火山岩類を伴いながら、関東から九州まで広く分布している。本累層群は多くの走向断層に切られ、かつ著しく褶曲する複雑な地質構造を呈している。九州では北東-南西の走向で北西に傾斜することが多く、北東-南西の帯状構造をなしている（橋本, 1962; 今井ほか, 1982）。今井ほか（1982）によると、宮崎県北部では、秩父帯から日向灘に向かって、諸塚帯（白亜紀）、神門帯（古第三紀）、日向・日南帯（古第三紀-中新世初期）の各帯が区分されている。諸塚帯の諸塚層群下では広域的に片理が発達しており、緑色片岩相の変成岩となっているが、それ以外では片理の発達が弱く、原岩の組織をとどめており、ぶどう石・パンペリー石相、若しくはそれより低い変成作用を受けている。

本地域の四万十累層群は、下部から順に内ノ八重層（白亜系）、山之口層及び青井岳層（古第三系）に区分される。内ノ八重層と山之口層は高岡断層、山之口層と青井岳層は五反田断層の延長部で、共に逆断層で境される。

本地域の四万十累層群は、橋本（1962）によって日南帯に属する古第三系、今井ほか（1980, 1982）によって日向-日南帯に属する古第三系-中新統下部と、それぞれ推定されていた。竹下（1982）は、内ノ八重層の珪質頁岩中から白亜紀を示す放射虫化石を発見した。筆者等も同様の放射虫化石を含む珪質頁岩が広く分布することを認めた。また、内ノ八重層は、見掛上整然とした帯状構造と見掛上の同斜構造を呈する点において、山之口層ほかの日南帯と異なり、西方に凸面を向けた帯状構造と東側（日向灘側）に傾斜する点で、諸塚帯や日向帯とも異なっている。したがって、内ノ八重層の分布区域を高岡帯と仮称して区別する（第 12 図）。



第12図 九州における四万十累層群の区分及び分布 (今井ほか, 1982を一部変更)

N-M-Y: 長瀬・檳峰・八戸層, H: 日の影層, S: 椎葉層, T: 十根川層, Mk: 神門層, K: 鬼神野層,
 D: 渡川層, U: 上井野層, C: 珍神山層, Uc: 内ノ八重層, Y: 山之口層, NT: 延岡衝上, OT: 大藪衝上,
 KF: 蒲江断層, TF: 高岡断層

III. 2 内ノ八重層

本層は、本地域西部の高岡山地に分布する白亜系で、竹下(1982)の内ノ八重層とその北方延長を含む。本地域内に分布する四万十累層群中で最下部層であり、弱い片理の発達する頁岩や塩基性火山岩、珪質頁岩で特徴付けられる。本層は西縁を西方に凸状の弧を描く高岡断層で画され、高岡山地中央部で幅広く、北方の大淀川及び南方の清武川に向って狭くなる半円形に分布する。本層の東方及び大淀川以北と清武川以南は宮崎層群に覆われる。露出しているだけで、累積層厚は2,000 mに達する。

本層は第13図の走向線に示すように、高岡断層とほぼ平行した多くの南北方向の断層に断たれ、帯状配列を呈している。しかし地層の一般走向は高岡山地北部でN20-30° E、中央部でN-S、南部でN20-50° Wが卓越し、全体として西方の凸の弧状をなす。地層の傾斜は、全体として東方であるが、本層の分布幅が広い山地中央部では緩く、分布幅の狭い山地南部と北部では急である。

高岡断層は地質図学上、東方に40-50° 傾斜していると結論される。しかし、この断層の西縁は急崖をなし、崖錐で覆われることが多く、露頭でこの断層を見ることはできない。

本層は岩相の地質構造の特徴により、走向断層で境される6つの帯状の区域に分けられる。これら相互の層位学的関係の判定ができないので、ここでは各区域の地層をユニットと呼ぶ。

ユニット-A

見かけ上、内ノ八重層の最下部をなし、高岡断層の東側に200-500 mの幅で細長く弧状に分布する。地層の平均傾斜は30-40° Eである。主に枕状構造を呈する玄武岩と少量のドレライト及び赤紫色の凝灰岩から成り、本ユニットの上部と中部に凝灰岩と剪断を受けた砂岩頁岩細互層を挟む。凝灰岩からは放射虫化石を産する。

ユニット-B

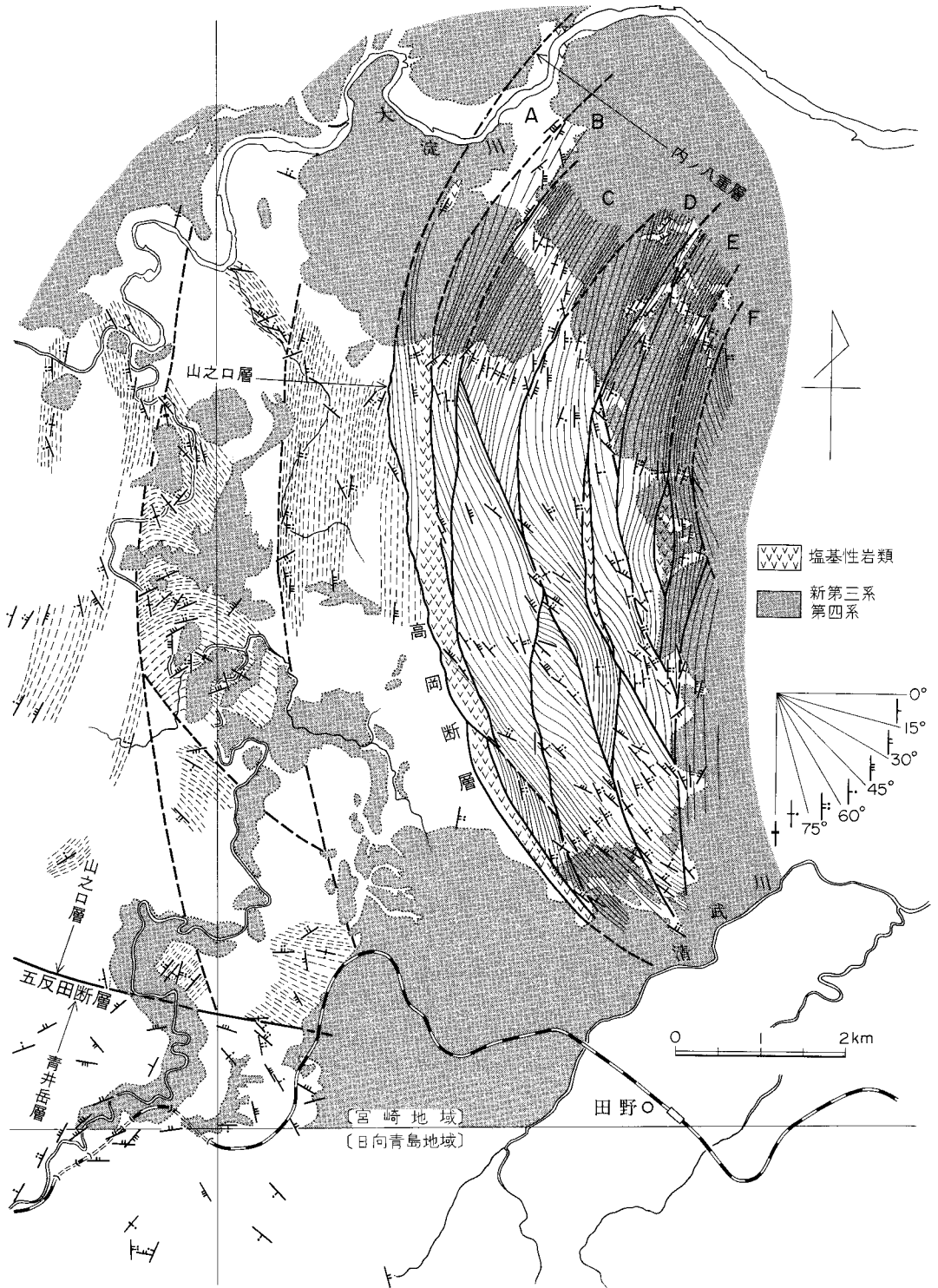
細-中粒の砂岩から構成され、高岡山地の北部に楔状に分布する。大淀川右岸では幅約400 mで分布するが、高岡山地中央部では、本ユニットの両側を境する断層が接合するため、本ユニットは消滅する。

ユニット-C

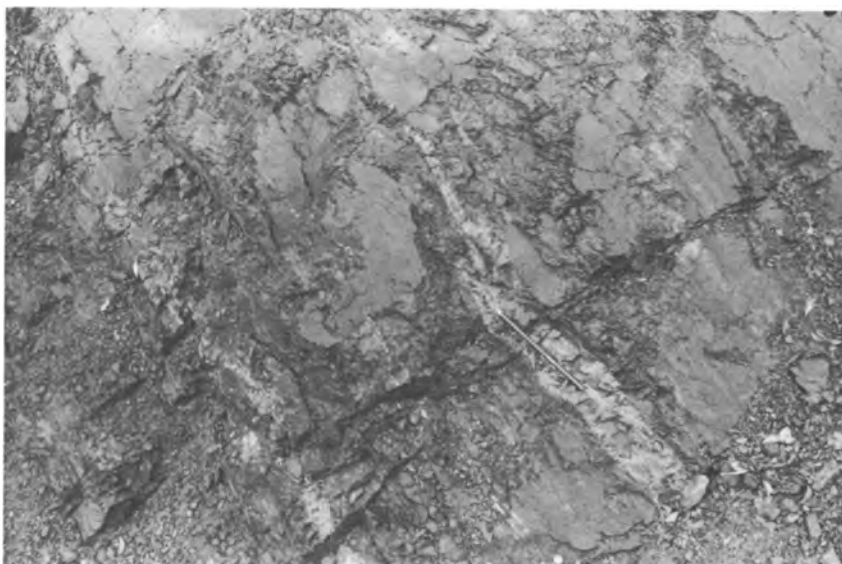
弱い片理を持つ頁岩と少量の砂岩頁岩細互層から成り、厚さ2-100 cmの赤紫-淡緑色の凝灰岩又は凝灰質頁岩を挟む(第14図)。本ユニットは全体として弧状に分布しているが、弧に斜交する断層に切られて、走向及び傾斜を異にする3ブロックに分かれる。中央のブロックは幅が広く、40-70°の傾斜であるが、南のブロックは60-80°と急傾斜であり、分布の幅も狭い。北のブロックは東西両隣の境界をなす断層の近くでは急傾斜を示し、中心部では緩傾斜である。東縁部では東傾斜があり、小さな向斜構造を作っている。

ユニット-D

本ユニットは主として剪断された頁岩優勢の砂岩頁岩細互層から成り、枕状構造を呈する厚さ20 m以上の玄武岩溶岩及び凝灰岩を一層狭む。しばしば、厚さ1 m以上、長さ2 m以上の砂岩レンズを含むスランプ堆積物がある(第15図)。



第13図 高岡山地における四万十累層群の走向線図
 実線：内ノ八重層 破線：山内口層



第14図 内ノ八重層ユニットCの頁岩とその中に挟まれる凝灰岩（優白部）（高岡町内ノ八重西方1.5 km）



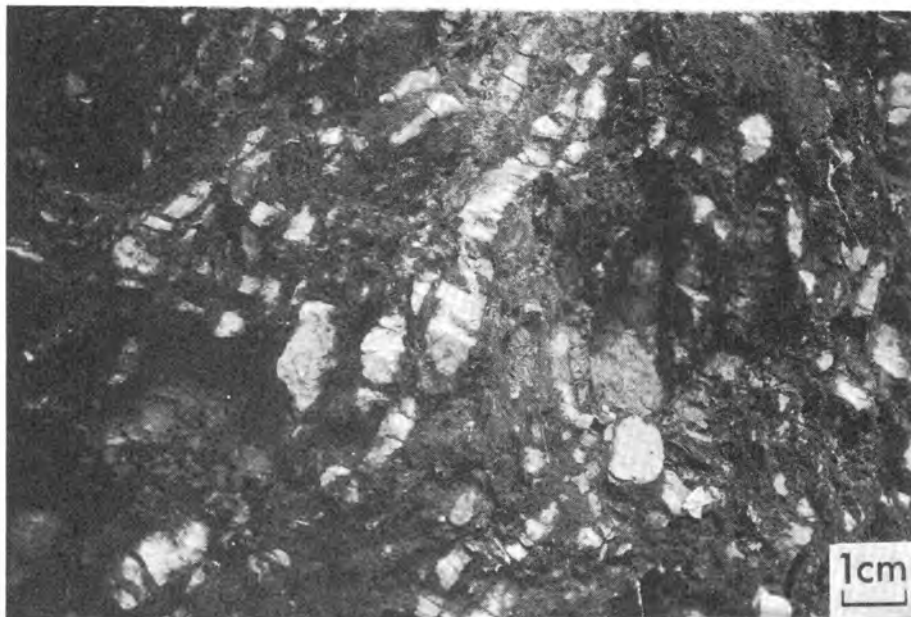
第15図 内ノ八重層ユニットDの砂岩泥岩細互層と砂岩レンズ(SS)（高岡町内ノ八重西方1.2 km）

ユニット-E

本層中でも最も片理の著しいユニットであり、泥質千枚岩（第16図）を主とし、塩基性火山岩、珪質頁岩、チャート（第17図）を伴う。厚さ約100 m以上の塩基性岩体は、その両側を断層で断たれ、レンズ状の分布を示すことが多いが、薄いものは赤紫色の凝灰岩・凝灰質頁岩（又は千枚岩）を上下に持つことが多い。また地層の走向方向に追跡すると、溶岩が消滅したあとも、同一層準に凝灰岩が認められることが多い。本ユニットには、塊状又は1-2 cmの層状の珪質頁岩・チャートが見られる。竹下（1982）はそ



第16図 内ノ八重層ユニットEの千枚岩 片理に平行した石英脈を多く含む (高岡町内ノ八重)



第17図 内ノ八重層ユニットEの層状チャート (高岡町補見南方3 km)

の中から下記の放散虫化石を報告している.

Amphilpyndax cf. *plousios* FOREMAN A. Sp.

Dictyomitra cf. *multicostata* ZITTEL D. Sp.

Stichonitra *asymbatos* FOREMAN

ユニットF

内ノ八重層分布の東縁をなすユニットであり、見かけ上、同層の最上部である。本ユニットのほとんどが宮崎層群に不整合関係で覆われており、大きな谷の底にのみ断片的に露出する。主に塊状の中一粗粒砂岩と砂岩優勢の砂岩頁岩互層から構成される。

III. 3 内ノ八重層の塩基性岩類

本地域の四万十累層群中の塩基性岩類は内ノ八重層のAとC, D, Eの各ユニットに分布する。本図幅の範囲内の山之口層と青井岳層には塩基性岩類を産しない。

内ノ八重層の塩基性岩類は主に枕状構造を呈する玄武岩溶岩と同質の凝灰岩から成り、時としてドレライトを伴う。鏡下の観察によると、斑晶量の多少はあるが多くの場合、普通輝石と斜長石斑晶を持つ玄武岩である。まれには、かんらん石仮像と思われる緑泥石集合体も見られる。石基及び斑晶の緑部は、ぶどう石、パンペリー石、緑れん石、曹長石、方解石に置換されていることが多い、佛石類やアクチノ閃石は見られない。

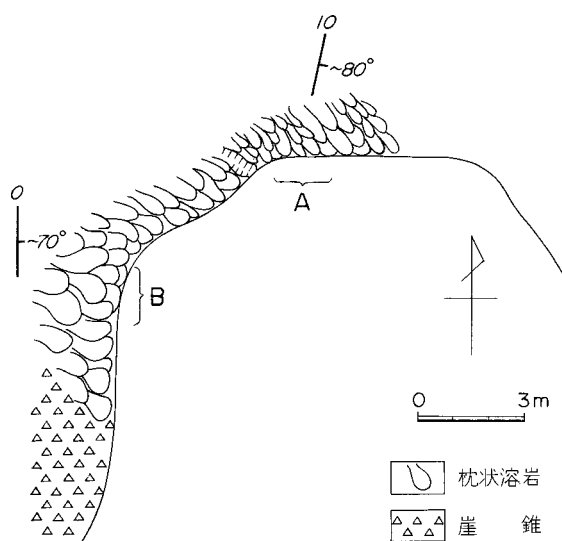
検鏡の結果、しばしばドレライト組織を持つものが見つかるが、変成作用や風化変質などのため露頭でその産状を識別できないことが多いが、観察できた限りでは、このドレライトは厚さ約10m以上の溶岩の中心部の塊状の部分構成している。

ユニットAやユニットEの塩基性岩は、その上下を断層で画されているが、薄いものは溶岩の上下に凝灰岩を伴い、凝灰質頁岩や珪質頁岩を経て頁岩に移化することが多い。内ノ八重層のユニットAとD, Eの溶岩では、枕の重なり方から上下関係の判断ができ、いずれも正順層である。砂岩頁岩互層

の級化層理による上下判定では、時として逆転層が見つかるが、塩基性岩体をも含む大規模な地層の逆転は無いと判断される。

大きな露頭では枕状溶岩が立体的に観察されることがある。第18図は田野町三角寺北西2km（田野町と高岡町の境界線付近）の宮崎大学演習林内の土石採取場で見られる内ノ八重層ユニットAの例である。そこでは、南に面した崖（図中のA）と東に面した崖（図中のB）が近接している。Aの崖はほぼ鉛直であるが、Bの崖は東に約70°傾斜している。

Aの崖の写真を第19図に示す。この露頭では短径40、長径40-60cm程度の比較的円に近い楕円形や、短径は40-50cm



第18図 内ノ八重層中の枕状溶岩の産状を示す露頭の平面図（宮崎大学演習林内） 図中のA及びBの露頭写真を第20図及び第19図に示します。



第19図 第18図中のAにおける枕状溶岩の断面

であるが長径が1-2 mの細長い楕円形の断面を持つ枕状溶岩が見られる。更に、短径が1-2 mで膨縮しながら露頭でみられるだけでも4 mも長く伸びたものもある。枕の縁部は風化が進んでおり、淡赤色を帯びている。この縁部には縁に直角な細かに割れ目と縁に平行な同心円状の細かに割れ目が生じており、この部分を境として枕は剥げやすい。枕の内部は暗緑色緻密で放射状の割れ目が生じている。枕と枕は密着して重なっており、その重なり方から東方（第19図上で向って右側）が堆積時の上位と判断される。

Bの崖の露頭写真を第20図に示す。前述のように、この露頭の枕状溶岩は枕の縁部の風化した部分を境として剥げ落ちるため、崖面には枕状溶岩の表面が露出している。一つの枕は東方（露頭に向って手前側）に頭を向けた「なまず」に似た形をしており、頭に相当する土饅頭上の凸部（第21図中の㊸）と胴体に相当する細長く伸びた凸部（第21図中の㊹）が見られる。枕は隣接の枕と枕の間に埋まっており、一つの枕の立体的な大きさは分からないが、露出している限りで、頭部の土饅頭状凸部は直径0.5-1 mである。胴の部分は幅0.5-1 mで尾に向って幅を減じながら3-4 mも伸びており、別の枕の頭部の側面に



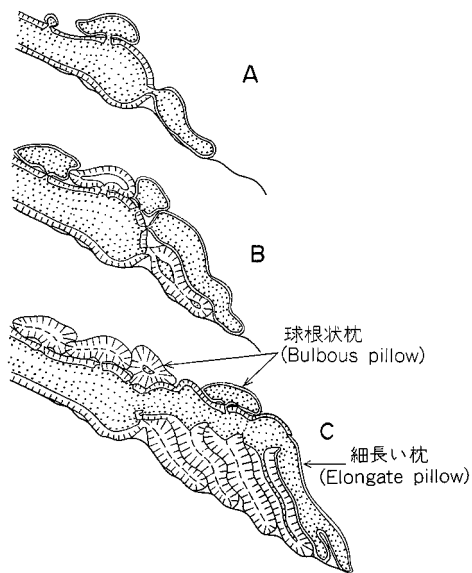
図 20 図 第 18 図中の B における枕状溶岩 崖の傾斜と枕状溶岩の伸長方向が、ほぼ一致しており、枕状溶岩の上面が見られる。



第 21 図 第 20 図の写真のスケッチ 一つの枕は土饅頭状の部分 (図中Ⓐ) と細長く伸びた部分 (図中Ⓑ) から成る。枕の表面には環状凸部で縁どられた穴 (図中のⒸ) が見られる。



第22図 枕状溶岩の表面構造 第21図中で㊸に相当する枕の先端で膨張した土饅頭凸部の表面。(宮崎大学演習林)



第23図 枕状溶岩の形成を示す模式図 (BALLARD and MOORE, 1977) 点を打った部分は未固結を示す。

接して終わっている。枕の上面にはまれに環状の凸部に縁どられた穴(第21図中の㊸)がある。枕の表面には直径3-10 cmの亀甲上の割れ目が生じている(第22図)。これは枕表面の急冷層が剥離して、枕内部の放射状割れ目が表面に現われたものである。

この露頭では枕状溶岩の上下位の地層を見ることができないが、北方約100 mの谷底にはこの枕状溶岩の下位の凝灰質頁岩が露出しており、その傾斜は40-60° Eである。枕状溶岩の上面の傾斜は70-80° Eであり、下位の凝灰質頁岩よりも東方に約30°傾斜が急である。この露頭で見られる枕状溶岩は約30°の斜面を作りながら、東方に向かって流れ、次から次へと積み重なったものと推定される。一つの枕が海水中に流

れるとき、枕の大きさが幅1 m位、高さ0.5 mで長さ3-4 mに成長すると抵抗が大きくなり、その枕は進行を停止するとともに、その先端部が膨張する。更に溶岩の供給が続くと、膨張した先端部の前面が破れて、未固結の溶岩が突出し次の枕が前方に成長していったものと推定される。

これらの枕状溶岩は、BALLARD and MOORE (1977) が水深2,500-2,000 mの大西洋中央海嶺谷での観察結果に基づいて分類したElongate pillowによく似ている。彼らによるとElongate pillowは、枕状溶岩が積み重なってできる丘(Pillow cone)が成長するとき、その前面にできる前置層(Forest bed)の枕であり、細長い形で特徴付けられる。またElongate pillowの上面が破れてできる球形に近い楕円体の比較的小さい枕(Bulbour pillow: 球根状枕)を記載している(第23図)。第21図の◎に見られる環状凸部に縁どられた穴は、この球根状枕の出口であり、第19図断面で見られた比較的小さく、丸い断面を持った枕の一部はこの球根状枕の可能性がある。

III. 4 山 之 口 層

本層は本図幅地域西端部に分布する泥質岩優勢層で、主として標高300 m以下の低い山地を形成している。都城盆地東縁部における山之口層群(遠藤, 1961)、都城図幅地域における山之口頁岩砂岩層(木野ほか, 1977)、南那珂山地北部における山ノ口層(竹下, 1982)及び野尻図幅地域東南部における頁岩優勢部(木野ほか, 1976)と一連の地層である。本層は主に劈開の発達する頁岩及び厚さ数cm程度の砂岩を挟む頁岩優勢薄互層から成る。しかし本層分布地域の東部では劈開の発達が弱く、日南地方における日南層群の塊状泥岩と区別し難いものが認められる。西隣の野尻図幅地域では、境川の沿って比較的厚い砂岩及び砂岩頁岩互層が分布するが、本図幅地域では砂岩の分布は少なく、所々に厚さ数m-数10 mの砂岩層及び厚さ数10 cmサイクルの砂岩頁岩互層を挟む程度である。地質図には頁岩と砂岩頁岩互層とを一括して塗色し、砂岩の比較的厚いものを独立させ砂岩として示した。

本層の一般走向は、西方の野尻及び都城両図幅地域を通じて南北方向で、西傾斜が卓越するが、本図幅地域における走向・傾斜の方向は状ずしも一定しない。しかし、内ノ八重層との境界に近い部分では東傾斜を示すところが多く、その西側の境川沿いでは褶曲構造と見られる地層のうねりが認められる。更に西方ではほとんど西傾斜となる(第13図)。したがって、巨視的には境川に沿って南北性の背斜軸部があり、本図幅地域における本層の大部分が、その東翼部に相当すると考えられる。すなわち、境川に沿う断層帯によって元来の背斜軸が切断され、構造的な乱れが生じたものと考えられる。

本層の東側は高岡断層によって、南側は五反田断層(竹下, 1982)の延長部によって、それぞれ内ノ八重層及び青井岳層と接する。高岡断層に接した部分は著しい擾乱を受けているようであるが、頁岩が塊状を呈する部分が多いので、変形等の状態は明らかでない。一方、五反田断層の延長部に近い部分では走向・傾斜の乱れが著しく、頁岩及び頁岩優勢薄互層は変形・剪断され、薄互層中の砂岩がレンズ状又は礫状を呈して頁岩中にもみ込まれているのが認められる。恐らくこの断層を境にして、山之口層が青井岳層に衛上しているものと思われる。このような頁岩優勢薄互層の剪断状態は、北部の仁田尾川沿岸でもしばしば認められる。なお、本層の傾斜は一般に急で、40°以上70°前後を示す場合が多い。

III. 5 青井岳層

本層は本地域西南隅に小面積を占めて分布する砂岩優勢層であり、都城盆地東縁部における中郷層群高畑部層（遠藤, 1961）、都城図幅地域における東岳砂岩層（木野ほか, 1977）及び南那珂山地北部における鰐塚山層（竹下, 1982）の各上部に相当する。本層は比確定厚い砂岩層に始まり、砂岩頁岩互層及び頁岩優勢薄互層を経て頁岩相に至る堆積輪廻が繰返して累重している。このように比較的整然とした本層は、岩相・構造的に山之口層とは明瞭に区別される。更に本層は青井岳（野尻図幅内）周辺の砂岩優勢層の延長部に当たり、上記の鰐塚山層などのうち、特定範囲の層準に相当すると思われるので、ここでは特に青井岳層として区別した。

上記各岩相の厚さは一定しないが、おおむね砂岩層の厚さは100-150 m、砂岩頁岩互層・頁岩優勢互層及び頁岩相を併せた厚さは50-100 mである。砂岩は一般に細一中粒であるが、一部に粗粒のものが見られる。また、砂岩はしばしば成層し、あるいは1-数mの頁岩を挟んでいる。走向は東西方向及び北西-南東方向で、北側に傾斜するところが多い。傾斜は比較的緩やかで、山之口層と接する断層付近以外はおおむね35°以下である。

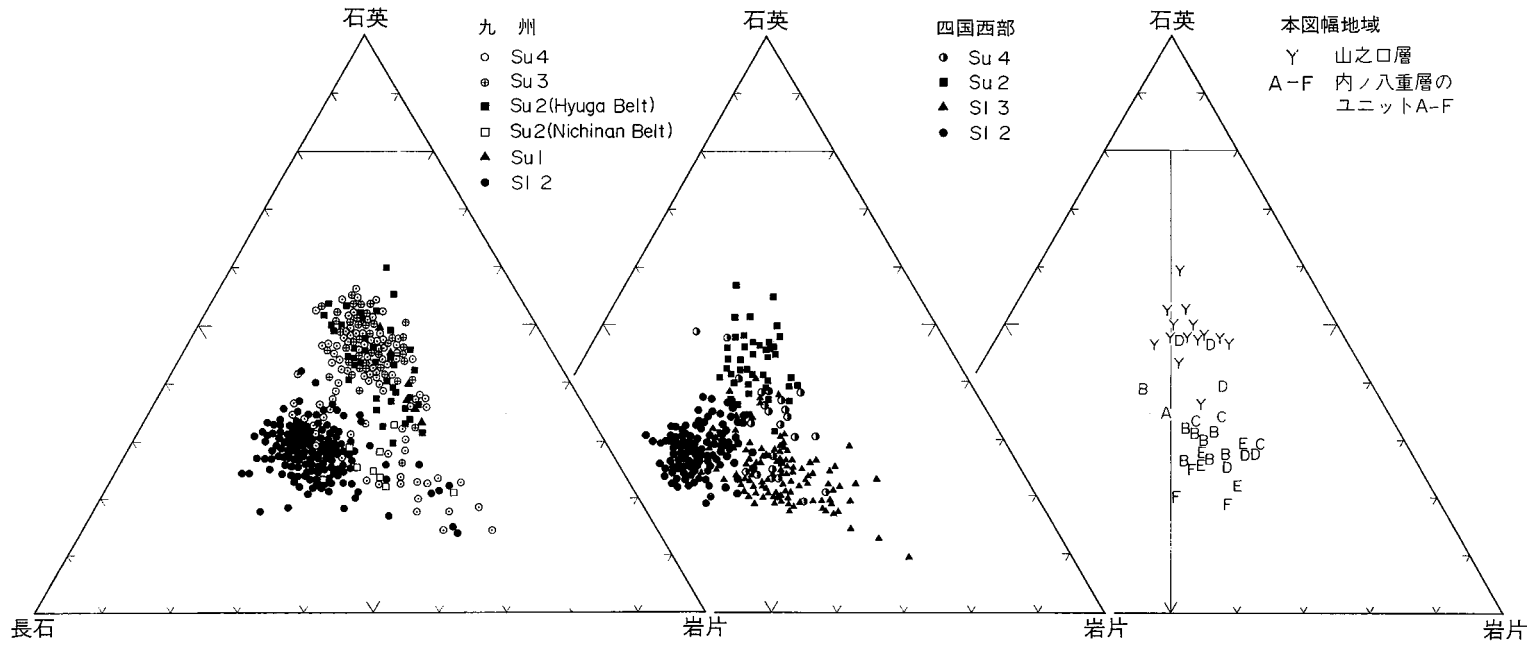
III. 6 砂岩組成

九州の四万十累層群の砂岩組成は時代によって規則的な変化を示すことが寺岡（1977, 1979）によって明らかにされており、化石に乏しい四万十累層群の地層区分や時代推定に利用できる。本報告で記述する砂岩組成は、すべて寺岡（1979）の方法で、寺岡技官が測定したものである。

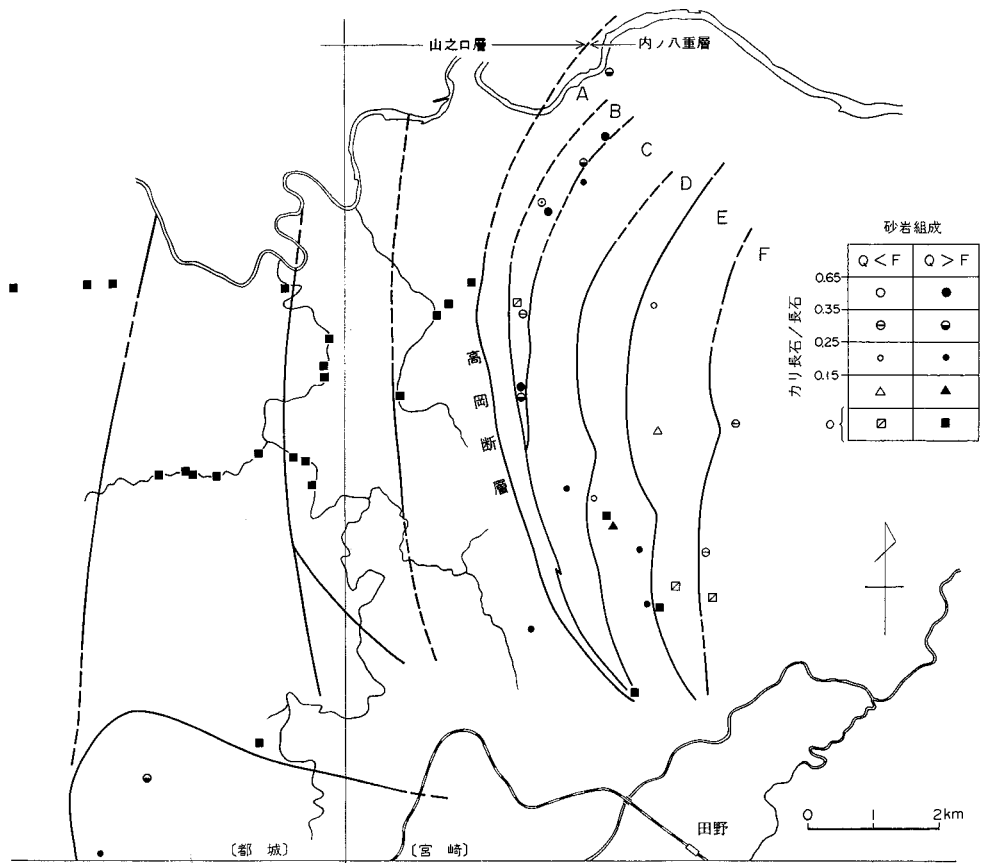
第24図は本地域の四万十累層群砂岩の石英・長石・岩片比を、九州及び四国西部のそれ（寺岡, 1979）と比較したものである。本地域の四万十累層群の砂岩は、大部分が15%以上の基質を含み、かつ長石より石英が多い。岡田（1968）の分類に従うと石質ワッケに属する。この図から明らかなように、山之口層の砂岩は石英に富み、石英/長石と石英/岩片の比がいずれも1以上である。第25図に示すように、カリ長石は含まれない。また、白雲母が普遍的に含まれており、露頭の肉眼観察でも認められる。

一方、内ノ八重層の砂岩は山之口層に比べて岩片に富み、石英に乏しいことから容易に区別される。内ノ八重層のカリ長石/石英比は0-0.65の範囲である。AからFまでの各ユニット別に比べると、ユニットEとFの砂岩が、他のユニットの砂岩よりも石英に乏しく岩片に富む傾向にある。しかし、測定数が少ないので結論を出すに至らない。

青井岳層は本地域の南西隅にわずかに分布するにすぎないので砂岩組成の測定を行わなかった。青井岳層は、本地域南方の鰐塚山で分布が広く、竹下（1982）の鰐塚山層の一部に当たる。また寺岡（1979）はこの地層を四万十累層群の第三系中最上部（第12図のSu4）に位置付けており、その砂岩がカリ長石に富み、広い範囲の石英/岩片比を持っていることを明らかにした。青井岳層は、カリ長石に富むことで山之口層から、石英に富むことで内ノ八重層から識別される（寺岡, 1979; 竹下, 1982）。



第24図 四万十累層群砂岩の石英-長石-岩片図 九州と四国の図は寺岡に(1979)による



第25図 宮崎地域及び西隣野尻地域東部における内ノ八重層(ユニットA-F)と山之口層砂岩のカリ長石/長石比の分布

III. 7 対 比

従来、本図幅地域の四万十累層群は一括して、日南層群(古第三系)の一部及び上部四万十累層群(古第三系一下部中新統)の一部などに含まれてきた(橋本, 1962; 寺岡, 1979; 今井ほか, 1980; 寺岡ほか, 1981)。日南層群は元来、南那珂山地南部の日南地方に分布する、宮崎層群によって不整合に覆われる地層群に対して用いられた名称(黒田・松本, 1942)で、古第三系、特に芦屋層群と類似の貝化石の産出が注目されていた。その後、日南層群の詳しい研究が行われ(首藤, 1963)、貝化石及び有孔虫の上から、全体として漸新世から中新世前半にわたって堆積した地層とされた。本図幅地域の一部を含む南那珂山地北部の四万十累層群の対比については、竹下(1982)によって従来の考え方と異なる結果が得られている。すなわち、放射虫化石の示す地質年代及び岩相や砂岩鉱物組成上の特徴などから、内ノ八重層を上部白亜系とし、高隈山層(寺岡, 1979)及び諸塚層群下部の長瀬層・槇峰層・入戸層(今井ほか, 1975, 1979; 寺岡, 1979)に、山之口層(古第三系)は日向層群の渡川層又は鬼神野層(今井ほか, 1971,

第3表 高岡山地周辺における四万十累層群の特徴と他地域との類似性

地層名	岩相及び砂岩組成上の特徴		神門・諸塚山両図幅地域及び四国西部における類似地層
青井岳層	岩相	砂岩優勢層で、頁岩及び砂岩頁岩互層を伴う。砂岩は成層することが多く、砂岩優勢互層に移化する。同互層には級化層理が見られる。頁岩優勢互層及び厚い頁岩層は比較的少ない。	珍神山層
	砂岩組成	石英と長石の割合は必ずしも一定しないが、概して石英が多い。長石にはカリ長石が多く、25%以上のものが多い。	珍神山層
山之口層	岩相	泥質岩を主とし、砂岩レンズ及び頁岩砂岩薄互層が比較的多い。頁岩は著しく剪断されて、鱗片状を呈することが多い。赤紫色—緑色凝灰岩及び塩基性溶岩を含む。	上井野層・渡川層 鬼神野層・神門層
	砂岩組成	ほとんど例外なく、長石よりも石英が多い。カリ長石はほとんど含まれていない。岩片の量は比較的少ない。	渡川層・鬼神野層 神門層
内ノ八重層	岩相	全体として泥質岩に富み、頁岩砂岩薄互層を顕著に挟む。頁岩と薄互層は著しく剪断されている。特にユニットC及びDにおいて砂質岩はレンズ状—塊状を呈することがある。塩基性溶岩及び赤紫色—緑色凝灰岩が多い。ユニットEには千枚岩及び珪質頁岩が多く、チャートも含まれている。	ユニット A—D: {神門層 弘見層 ユニット E・F: {日ノ影層 八戸層
	砂岩組成	全体を通じて岩片の量が多い。特にユニットE・Fでは長石より岩片が多い。石英と長石の割合は必ずしも一定しないが、ユニットE・Fでは長石の方が多。カリ長石はほとんど含まないものから、25%以上のものまである。	ユニット A—D: {神門層 弘見層 ユニット E・F: {八戸層 嶺峰層

1979; 寺岡, 1979) にそれぞれ対比され、また、鰐塚山層は漸新統と考えられた。なお、内ノ八重層の放散虫化石は珪質頁岩から得られたものであり、同頁岩は本報告におけるユニットEに含まれるものである。本図幅地域における四万十累層群の岩相及び砂岩組成上の特徴には、神門・諸塚山両図幅地域及び四国西部における四万十累層群と類似する点が少なくない(田中, 1977, 1980; 寺岡, 1979; 今井ほか, 1979, 1982; 竹下, 1982)。それらの特徴の類似点について概要を第3表に示す。

以上を総合すれば、内ノ八重層のうち少なくともユニットE及びFは上部白亜系に層し、諸塚層群に対比される可能性がある。また、ユニットA-Dには、諸塚層群に類似する要素と弘見層(四国西部)又は神門層(宮崎県北部)に類似する要素とが混在している。山之口層は、都城・野尻両図幅地域において玄武岩溶岩及び赤紫色—緑色凝灰岩を伴っていること、及び頁岩優勢部が著しく剪断されていることから、神門層から上井野層にわたる地層に対比されると思われる。青井岳層はほぼ問題なく珍神山層に対比できるが、竹下(1982)により漸新統と考えられている。

なお、青井岳層相当層を含む鰐塚山層(竹下, 1982)の分布する鰐塚山周辺地域については、首藤(1963)によって、砂岩優勢部を酒谷亜層群の赤根層及び大矢取層とし、また、赤紫色凝灰岩及び一部に玄武岩溶岩を含む泥質岩優勢層は日南亜層群上部の滝ヶ平山層とされ、いずれも中新統下部と考えられた。したがって、この地域の地層区分及び対比に関する解決は、今後の課題として残されている。

Ⅲ. 8 地 質 構 造

各地層ごとの構造は既に述べたとおりであるが、ここでは主として本地域における四万十累層群の構造的位置づけについて記す。九州の四万十帯は従来多くの地帯に区分され(橋本, 1962; 寺岡, 1979, 198; 今井ほか, 1979, 1982), 本地域は日向帯の南西延長部としての日南帯として一括されている。

北方の諸塚帯-日向帯における四万十累層群は、ほぼ東北東-西南西の一般走向と北西向き傾斜によって特徴付けられ、一般走向と平行又は斜交する断層群によって刻まれているが、全般的には見掛け上整然とした帯状構造を呈する。これに対して日南帯では、巨視的には北東-南西方向の一般走向と北西傾斜が卓越するが、更に細かく見ると、一般走向は南北方向から東北東-西南西に湾曲し、日向灘方向に凸面を向けた弧状配列の繰り返しが著しいほか、東西方向から西北西-東南東方向も認められる。また、傾斜は北方-西方のものが卓越する傾向はあるが、全体としては逆方向のものも少なくなく、見掛けは上短軸褶曲構造(首藤, 1963)の複雑な集合体と見ることできる。また、一般走向及び褶曲構造は、縦横に走る断層群によってモザイク状に分断されているようにも見える。

本地域においては、山之口層と青井岳層は、日南帯における構造の一翼を示しているが、高岡帯の内ノ八重層は独特の構造を有している。すなわち、一般走向は平均的には南北方向であるが、北翼において北東-南西に、南翼においては北西-南東にそれぞれ湾曲した単独の弧状配列を示している。また、傾斜はほとんど東向きで、見掛け上整然とした同斜構造を呈している。このような同斜構造は諸塚帯-日向帯に類似するが、傾斜方向は逆である。また、内陸側に凸面をむけた弧状配列は、日南帯全般のものとは逆であり、九州の四万十帯を通じて特異な構造を示していると言える。なお、高岡帯に類似する構造は、北方の尾鈴山北西斜面において、日向帯に対して東方から西方に向かって衛上する神門帯の一部(寺岡ほか, 1981a; 宮崎県, 1981)及び、四国西部において、中筋帯に向かって衛上する弘見垂帯(田中, 1980)に見ることができる。

前述のとおり、内ノ八重層(高岡帯)は高岡断層によって山之口層(日南帯)に衛上しているが、高岡断層及び内ノ八重層は、北側を大淀川沿いに伏在すると推定される断層帯(木野ほか, 1976)によって日向帯、また、南側を田野盆地に伏在すると推定される東西方向の断層帯によって日南帯と、それぞれ境されているものと思われる。これらの推定断層帯をそれぞれ高岡-野尻断層帯及び清武-田野断層帯と仮称する。山之口層と青井岳層を境する五反田断層(竹下, 1982)の延長は清武-田野断層帯の一部を形成するものとみられる。

後述の宮崎層群の分布と構造も、これらの基盤岩の構造に大きな影響を受けているものと考えられ、特に田野盆地南縁から青島方面にかけて見られる多数の断層群の示す左横ずれ方向(木野, 1958; 宮崎県, 1981など)は、高岡帯の衛上方向と一致する。

次に、高岡帯には日南帯に比べて大規模な玄武岩体が含まれているが、その北東延長方向には更に大規模な玄武岩体が存在している可能性がある。すなわち、空中磁気探査結果によって、高岡-国富付近から高鍋付近を経て、日向灘方面に向かって大規模な強磁性異常岩体が存在することが、渡辺・服部(1980)などによって指摘されており、特に高岡-国富付近のものは帯磁率が1,000(単位 $10^{-6} \text{e.m.u./cm}^2$)に達している。神門帯の玄武岩体の帯磁率は1,200-2,800を示すが、他に600以上を示す岩体が見当らな

いことなどから、このような異常岩体は塩基性岩—超塩基性岩に該当すると考えられている。また、このような大規模異常岩体は高岡付近で途絶え、新たに宮崎市東方沖から南西に向かって伸びていることも指摘されている。このような物理的構造配列は上述の高岡帯を中心とする構造と大きな矛盾はなく、高岡帯の延長部が海・陸にわたる広い地域に伏在する可能性を示唆するものと思われる。

IV. 宮 崎 層 群

宮崎層群は四万十累層群を著しく傾斜不整合で被覆し、新第三紀中新世後期から鮮新世（一部更新世）にわたる海成層で、宮崎平野のほぼ全域と南那珂山地の一部にかけて分布する。層厚は3,000 m以上に達し、宮崎市内でも基盤の四万十累層群まで1,000 m以上の厚さが知られている。岩相は基底部に礫岩・砂岩から始まる砂岩・泥岩の有律砂泥互層で代表される。概括すると基底から礫岩・砂岩→泥岩→砂岩泥岩互層→固結度の弱い砂岩泥岩互層→泥岩→不規則な砂岩泥岩互層→固結度の弱い泥岩と累重する。各地層ともに岩相の側方変化が著しい。本層群は首藤（1952）、Shuto（1961）によって詳細な研究が行われており、本地域においては、岩相により12部層に区分されている。本地質図では主として層序区分によって（新称も含めて）8区分に整理した。すなわち、下位より田野層（礫岩、砂岩相）、綾層（泥岩相）、鹿村野層（礫岩、砂岩相）、生目層（砂岩泥岩互層相）、瓜生野層（砂岩相）、新名爪層（泥岩相）、佐土原層（砂岩泥岩互層相）、高鍋層（やや軟弱泥岩相）と累重する。宮崎層群の走向及び傾斜は、本地域の南部では、ほぼ北東—南西方向、北部では、ほぼ北西—南東方向の走向を示し平和台断層の南西延長線上で走向線が折れ曲っている。傾斜はほぼ10–30°の東傾斜を持ち、南部で比較的急傾斜、北部では緩傾斜の単斜構造を示す。しかし、高岡町^{砂す}柵ノ木橋の東方では、この基盤の四万十累層群が東に突出して潜丘状に盛り上っている。この構造が上に累重する宮崎層群に反映して東に緩いノーズ構造を形成する。この付近には特異な粗粒堆積相が分布するので、その粗粒相を鹿村野層とした。また、この付近には断層系が集中している。この柵ノ木橋の高まりの北西方に奥深く湾入した形の大きな半盆状の構造があり、泥岩相（綾層）が発達する。

IV. 1 田 野 層

本層は宮崎層群最下部の基底礫岩部に当り、高岡山地を囲むように分布する。岩相は礫岩に始まり、上部に向かって次第に細粒になり、*Operculina* と貝化石片等を含む粗粒・中粒砂岩に至る下半部と、中粒砂岩から漸移的に淘汰の悪い泥質砂岩に至る上半部とから成る。含礫砂岩は下半部によく発達し、暗灰色—淡灰色を呈する。その含礫の割合は、下位ほど著しく高く、特に不整合付近では、基盤の四万十累層群の円礫—亜角礫を多く含む（第26図）。この礫岩は南方の双石山付近（日向青島図幅地域）によく発達し、双石層と呼ばれている。北部では細礫—中粒砂が発達する。本層の上半部に発達する細粒砂岩は青灰色—淡青灰色で風化すると赤褐色を呈し、ほとんど塊状無層理で、所により石灰質団塊を含む。この細粒砂岩は北部と中部に発達し、粗粒砂岩を挟有する部分も見られる。中部と南部では、この細粒砂岩は上位層の綾層の泥岩相と一部指交関係にある。本層の層厚は150–200 m前後である。



第26図 宮崎層群の基底礫岩（高岡町楠見南方）。

IV. 2 綾 層

本層は高岡町・綾町にわたってほぼ南北に分布する。宮崎層群中、新名爪層及び最上部の高鍋層と同様に泥岩相に代表される地層である。岩相は大略暗青灰色泥岩で（第27図）、高岡町赤谷付近では、やや粗く砂質泥岩相を示す。その厚さは模式地の綾町周辺（北隣の妻図幅地域内）が最大で、高岡町以南では下位の細粒砂岩（田野層）及び上位の礫岩・砂岩（鹿村野層）と指交関係で岩相が変化し、急激に厚さを減ずる。前述のように半盆状構造を呈する北部では、その厚さを増し安定しシルト岩相を示す。このシルト岩は風化して細片に割れ、上部でやや粒度を増し、一部でたまねぎ状構造が見られる。北部では泥岩優勢互層及び厚さ10 m前後の砂岩層を挟有する。南部では泥岩優勢互層を挟有し、泥岩の厚さ15-20 cm、砂岩の厚さ10 cm前後で、互層のユニットの厚さは25-30 cmである。なお南方に砂岩に移化していく。柞ノ木橋及び的野以南では、礫岩及び含礫互層で特徴づけられる鹿村野層と指交関係を示す。本層の上位は砂岩層及び砂岩泥岩互層の挟有が著しくなり、上位の生目層に漸移する。



第27図 綾層泥岩の産状(高岡町穆佐地区) 白色の薄層は細粒凝灰岩。

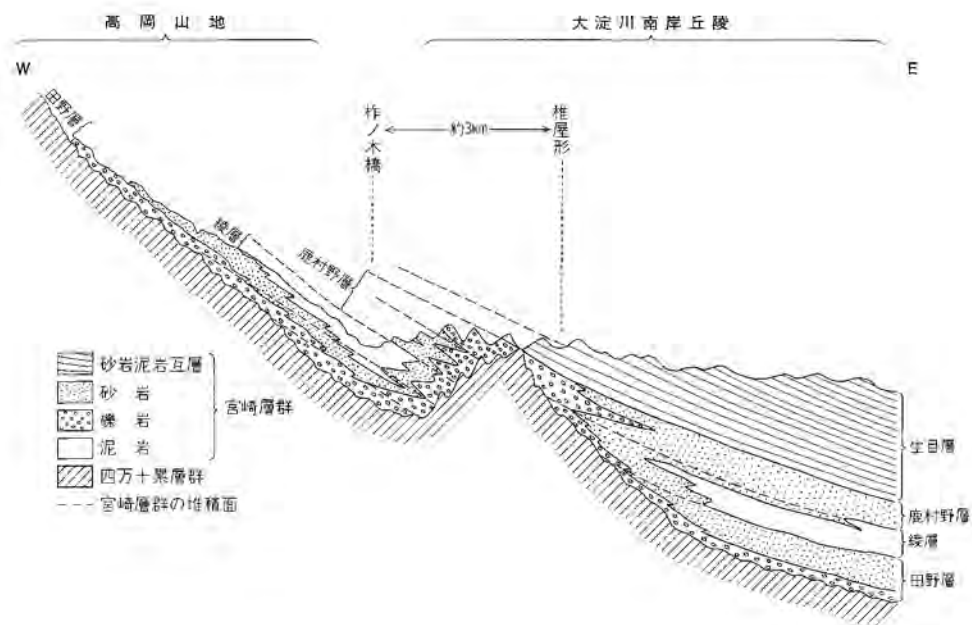
IV. 3 鹿 村 野 層

本層は清武川中流域の鹿村野・椎屋形以西約2 kmの間を中心として分布し、主に礫岩から成る。見掛上の厚さは600-700 mに達する。柞ノ木橋の東方から灰ヶ野付近までは綾層の泥岩層上に整合に重なり、下部の砂岩層と中・上部2層の礫岩層とからなる。中・上部礫岩層の間には、砂岩泥岩互層・砂岩層及び泥岩層又はそのいずれかが挟在する。下部の砂岩層は比較的淘汰の良い細一中粒砂岩、中・上部の礫岩層は胡桃大一拳大の、四万十累層群起源と思われる砂岩及び珪質頁岩礫によってそれぞれ構成されている。上部礫岩層は椎屋形以南では砂岩泥岩互層を主とする生目層に整合に覆われているが、大畑付近では砂岩泥岩互層中に尖滅し、鹿村野層と生目層との境界は不明瞭となる。大畑付近では、上部礫岩層を挟む砂岩優勢互層以下を鹿村野層とし、その上位の泥岩優勢互層以上を生目層とした。

鹿村野層は高岡山地の東方地域のみ分布する特異な存在で、高岡山地斜面における田野層基底の

礫岩層が大豆大―胡桃大の比較的小さい礫を主とするのに対して、鹿村野・椎屋形地区における本層の礫岩層は、厚さや礫の大きさにおいて大規模である。本層の礫岩層と下部砂岩層は、本層分布の北限、的野地区で綾層の泥岩層と指交関係を示すが、同泥岩層が尖滅する清武川南岸丘陵では、鹿村野層下部の砂岩層が田野層の砂岩層上に直接する。また、鹿村野層の礫の大きさは南に向かって次第に小さくなり、岡川以南では径2-3 cm以下の礫からなる礫岩層又は含礫砂岩層に移行し、水無川北岸で尖滅する。本層のこのような分布形態と礫岩層の規模の側方変化は、椎屋形北方約1 kmの地点で内座層として現われている四万十累層群の存在と密接に関連している。すなわち、この四万十累層群の内座層は、伏在する四万十累層群上面の尖頭部に当たり、鹿村野層以下の宮崎層群が堆積する期間が高岡山地における四万十累層群の半島状の陸地に対して島嶼をなしていたものと考えられる。この尖頭部をここで古椎屋島と仮称すれば、当時の古椎屋島付近は外洋性の波浪及び海流の影響によって、礫の優勢な堆積場になり得るのに対して、その西側の柞ノ木橋付近及び高岡山地東斜面は島蔭に当ることになる。この付近の田野層基底礫岩の規模が小さく、綾層の泥岩がこの島蔭に当るところまで厚く分布している状態も理解される。また、鹿村野層の砂岩層と礫岩層は、岩相的には伏在する四万十累層群の上面に沿って田野層と連続しているものと思われるが、層的には綾層を隔てて田野層の上位にあり、当時の海進の進行によって古椎屋島付近における外洋性の波浪、海流の影響が強まるのに伴って、砂の淘汰と礫の発達規模において差を生じたものと思われる。

第28図は古椎屋島を中とする推定模式断面によって、宮崎層群下部の岩相分布と地層区分との関係を示したものである。古椎屋島が海面上又は海面下浅所に存在していた期間には、鹿村野層以下の複雑な堆積相は、凹凸に富む海底地形と複雑な海況の影響を受けて形成されたと思われる。また、古椎屋島

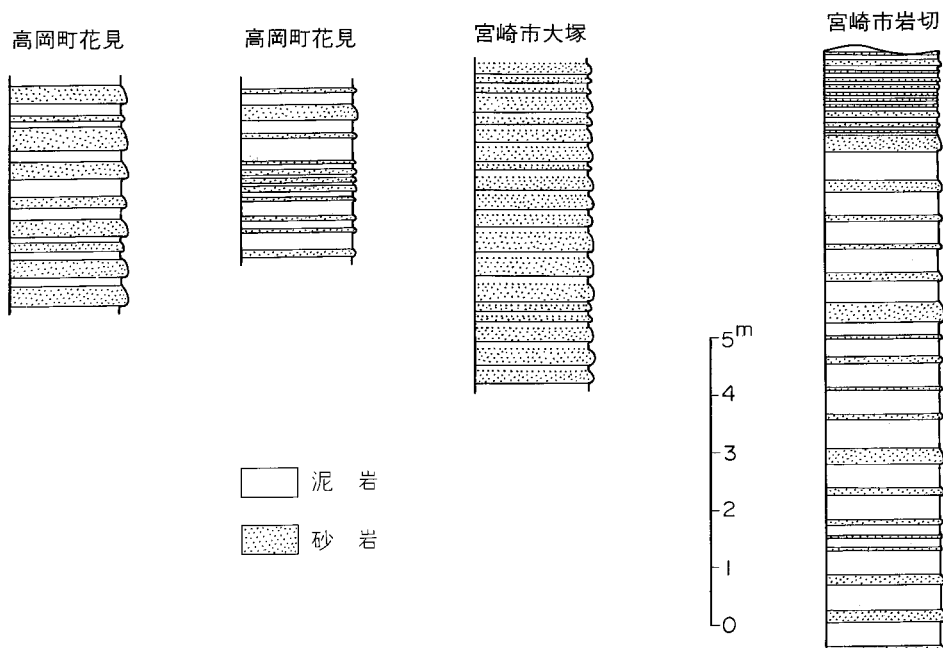


第28図 鹿村野層分布地域における岩相分布と層序区分との関係を示す模式断面図

が次第に海面下深く没し、複雑な海底地形が埋積されるに伴って、周囲一帯には起伏の少ない海底地形と外洋性海域が形成されたものと思われ、上位は生目層の単調な互層へと移化している。なお、椎屋形・鹿村野西方の丘陵地帯には、四万十累層群が地下浅所に伏在している場所が少なからずあるものと推定される。

IV. 4 生 目 層

本層は、下位より首藤 (1952) の命名した高岡部層・倉岡部層・黒北部層及び大淀層の4部層を統合した新称である。また、菅原 (1965) の命名した生目層は、菅原の地質図によると、本説明書の区分による生目層から佐土原層までの厚い累層を一括して生目層としている。この菅原の生目層の下部の部分が本層にほぼ相当する。分布は国富町・高岡町・宮崎市・清武町と本地域の中央部をほぼ南北又は北北西に延びて広い面積を占める。岩相は全般的に砂岩泥岩の有律互層で、いわゆる洗濯岩と言われる互層に特徴づけられ (第29図・第30図・第31図及び第32図)、岩相により下部・中部・上部の3分される。本層の下部は首藤 (1952) の高岡部層にほぼ相当する。宮崎層群中で有律互層相を示す最下位層で、これより下位の綾層に漸移する。その分布は高岡町花見・下倉永・細江にわたるが花見ー中山付近で下位の綾層と指交関係を示し、南部の的野・細江以南では、礫岩で代表される鹿村野層に整合に重なり、その厚さを減じる。岩相は下部から砂岩優勢互層又は泥岩優勢互層に始まる。中部は砂岩優勢互層を主体とし、上部の泥岩優勢互層に漸移する。砂岩優勢互層は厚さ10-35 cmの砂岩層及び10-20 cmの泥岩層から成り、この互層のユニットの厚さは40-50 cmである。泥岩優勢互層の泥岩層は10-40 cm、砂岩層は5-15 cm



第29図 生目層の露頭柱状図



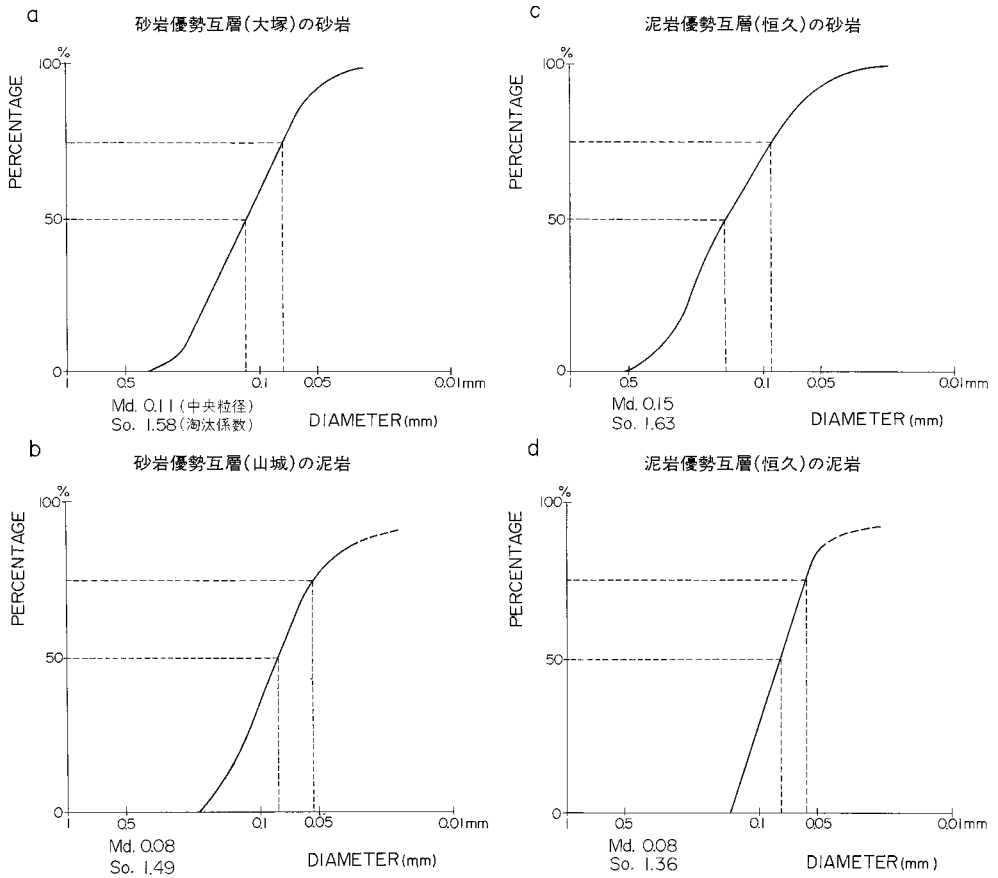
第30図 生目層中部の砂岩優勢互層 (宮崎市大塚)



第31図 生目層中部の砂岩優勢互層と階段状断層 (step fault) の一部 (第30図の一部)



第32図 生目層上部の泥岩優勢互層と階段状断層 (清武町中野)



第33図 生目層の粒径加積曲線

の厚さのものが主である。互層のユニットの厚さは15-50 cm とばらつきがあり不規則である。

風化面は砂岩層が突出し、泥岩部は凹部を示す。岩相変化が顕著で、全般的にみると南部に砂岩層が多く、北に向かっても粗い砂岩層に移化するが、所によりやや厚い泥岩層及び砂岩層を挟有する。

この上に首藤(1952)の倉岡部層にほぼ相当する生目層の中部が重なる。本層中部は本庄・糸原・古城と本地域の中央部に南北に広く分布する。岩相は本層下部と同様に砂岩泥岩互層相を示す。南部は砂岩優勢互層、北部は泥岩優勢互層が主である。砂岩優勢互層は、砂岩部の厚さは全般的に20-30 cm が多く、泥岩部は10 cm 前後である。この砂岩部の粒度分布は中央粒径が0.12 mm、淘汰係数は1.58で互層の単位ユニットの厚さはほぼ40 cm 前後で規則的である。泥岩優勢互層は泥岩部の厚さ15-20 cm、砂岩部は5-10 cm と比較的に薄い互層で、この泥岩部の粒度分布は中央粒径が0.08 mm、淘汰係数は1.45と粒径はシルト径よりやや粗い(第33図)。これらの互層も風化面で砂岩部が突出し泥岩部が凹部を示し、いわゆる洗濯岩状を呈している。この互層中に砂岩の厚層をしばしば挟有する。北部では厚い砂岩層(5-10 m)が著しく発達するようになり硬さもやや軟かくなる。また、南部の清武地区にも砂岩層の発達が顕著である。

この上位の本層上部は、首藤(1952)の大淀部層にほぼ相当する。南宮崎から清武にかけて北北東方向に分布する。岩相は主に泥岩優勢互層で代表されるが、上部に砂岩優勢互層に至る輪廻を示す。首藤(1952)は本層上部を瓜生野部層及び本地域の新名爪層に相当する部分に対比しているが、本報告では瓜生野層の低位層として設定した。岩相は第29図のように泥岩部は40-50 cm、砂岩部10-30 cmの厚さをもつ互層で、互層の単位ユニットの厚さは30-80 cm とばらつきやや不規則である。所により砂岩層・砂岩優勢互層を挟有している。これらの互層の粒度は第33図のように砂岩部の粒度は0.5-0.062 mmの範囲を示し中央粒径は0.15 mmと本層中ではやや粗い方であるが、粒径は微細砂に相当する。その淘汰係数は1.63を示す。泥岩部の中央粒径は0.08 mm、淘汰係数は1.36とシルト径よりやや粗い粒度を示す。

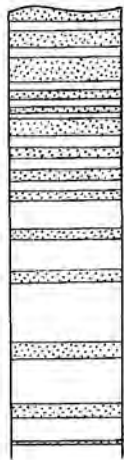
IV. 5 瓜 生 野 層

本層は首藤(1952)の瓜生野部層にほぼ相当する。その層厚は500-600 mで、宮崎市瓜生野を中心に北西-南東方向に分布する。すなわち深年川の東側の木脇、大瀬町、野首以東に分布する。本層は下位の生目層との境界は漸移で判然としない。沖積層下では下位の生目層と断層で接しているものと推測される。岩相は主に泥岩優勢互層及び砂岩優勢互層で、砂岩の厚層を挟む。本層は下位の生目層と較べて固結度はあまり進んでおらず、砂岩層、泥岩層の境界は明瞭でなく、地層の断面は風化による凹凸が見られない。第34図のように全般的に北方に砂岩層が発達するが泥岩を頻りに挟有する。この上部の砂岩層を主とする地層が本層を代表する地層で、第34図及び第35図のように砂岩層に泥岩層を挟み、両者の地層界は不規則で、所により厚い泥岩層及び泥岩優勢互層を挟有する。伊勢化学工業株式会社が佐土原地区で開発している水溶性天然ガスの採取層はこの層準で、比較的固結度の低い粗粒相であり、電検図の最下部の粗粒堆積相に当る。本層は池内南方の平和が丘団地で、平和台断層によって生目層上部と接している。これより以南では、沖積層に被覆されて宮崎平野下に没しているため、その分布は広くない。

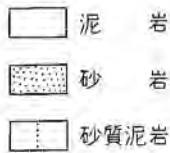
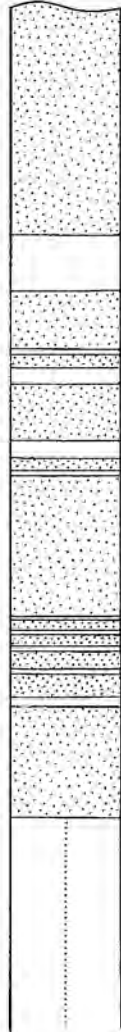
IV. 6 新 名 瓜 層

宮崎市北部の池内と垂水を結ぶ線の東側には、瓜層野層の上位に、泥岩層を主とする地層が带状に分布する。この地層の分布地域は、首藤(1961)によって示された都於郡部層とのおりの分布地域とほぼ一致する

国富町大脇



宮崎市瓜生野・久保

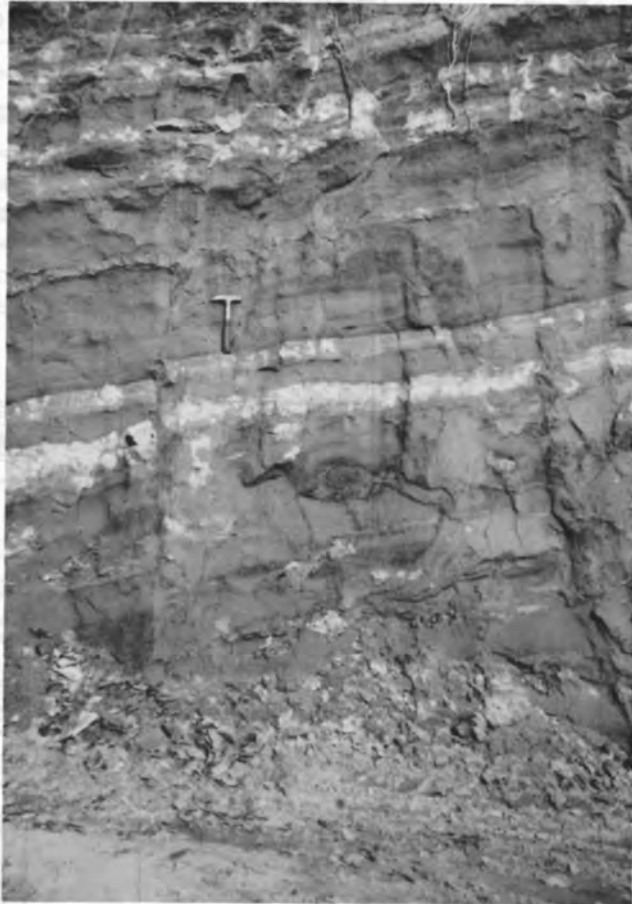


第34図 瓜生野層の露頭柱状図

が、池内・垂水から新名瓜に至る地域には厚い砂岩層は全くなく、砂岩層及び砂岩優勢互層によって特徴づけられている都於郡部層(首藤, 1952)とは岩相的に大きな違いがある。したがって、この泥岩を主とする地層を新たに新名瓜層と呼称する。池内・垂水・新名瓜地域における本層は大部分泥岩からなり、その見掛上の厚さ300-400 mのうち、厚さそれぞれ1-4 mの砂岩と泥岩からなる互層(1つの互層の厚さは10-15 m)が2-4層準にわたって挟在しているにすぎない。本地質図の中で、泥岩中に砂岩単層として示されているものは、主としてこの互層部に当たる(第36図)。本層は瓜生野層の上位に整合に重なり、池内付近においては、瓜生野層最上部の厚さ約5 mの砂岩層の上に重なる泥岩を新名瓜層の最下部とした。本層の泥岩はほとんどシルト質の塊状泥岩で、層理を示さない。新鮮で水分を含むものは青灰色-暗灰色を呈し、軟質であるが、乾燥すると灰色-灰白色を呈し、やや固結状態となる。また、風化によって球状の割れ目が発達し、径1-10 cmのノジュール状の小塊に分離し、斜面の表層剝離を促進させている(第37図)。

池内付近における本層の最下部泥岩中には、瓜生野層最上部砂岩の上方数m-10数mの位置に軽石質の白色凝灰岩が挟在し、北方の垂水方面に向かってほぼ連続的に追跡さ

れる。これを垂水凝灰岩と仮称する。垂水凝灰岩は2層の凝灰岩からなり、下部の凝灰岩の厚さは約70 cmで、この上に厚さ20 cmの泥岩を隔てて、厚さ約20 cmの上部の凝灰岩が見られる(第36図及び第38図)。垂水凝灰岩はこの2枚組凝灰岩によって特徴づけられ、本層下部の層準を識別する有力な鍵層



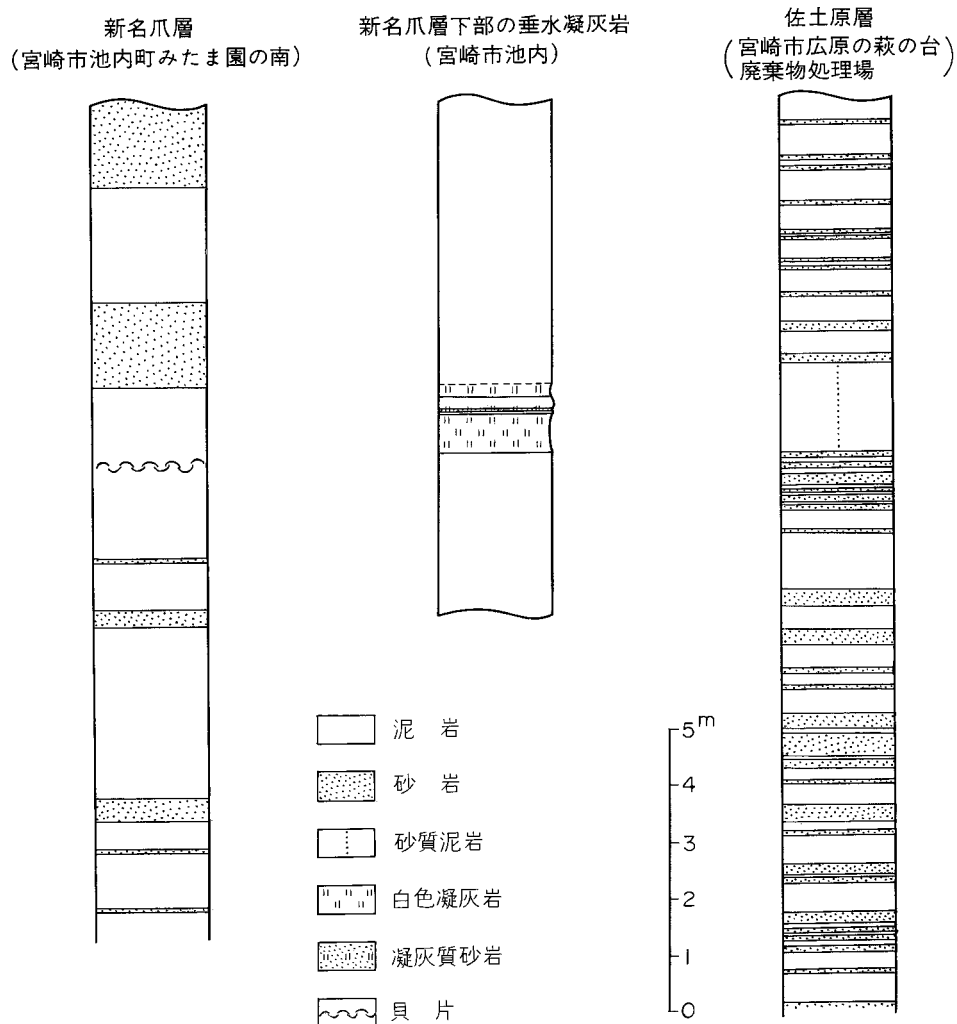
第35図 瓜生野層の砂岩(宮崎市池内北方) 泥岩薄層(白い部分)を頻繁に挟む砂岩で成層している。

となっている。本層の泥岩中には、これ以外にも厚さ 10 cm 前後或いはそれ以下の凝灰岩が、全層にわたって挟在し、例えば垂水凝灰岩の上位約 60 cm には、厚さ 8-10 cm の細粒凝灰岩と凝灰質白色砂岩の薄層が認められる。なお、首藤 (1952) によって富岡凝灰岩の延長と考えられた凝灰岩のうち、下畑 (浦田の北北東約 2 km で、妻図幅地域) のものは、岩相層序からは瓜生野層と新名爪層の境界付近に相当し、垂水凝灰岩の北方延長部に当たる可能性が大きい。

本層の下部は、垂水から北方に向かって次第に砂岩層や砂岩泥岩互層が多くなり、泥岩層から砂岩優勢相に移化する傾向が認められる。したがって、本層の一部は岩相的に瓜生野層又は首藤 (1952, 1961) の都於郡層に側方移化する可能性があるが、上述の垂水凝灰岩を鍵層とすれば、泥岩層と砂岩優勢相とは、新名爪層の走向に斜交する断層で接していることも考えられる。

本層における互層は生目層の有律互層と全く異なり、砂岩の厚さは併せて 2 m 以上 6-7 m に達し、明瞭な級化層理は示さない。また、砂岩は比較的軟質で、水分を含んでいる場合には、瓜生野層や上位の地層と同様に、爪で容易に削ることができる。

本層は全体としてほぼ北北西-南南東の走向を示し、北東方に 10-15° 傾斜するが、新名爪付近の走向



第36図 新名爪層及び佐土原層の露頭柱状図

は西北西-東南東に変化している。その南側は平和台断層の一部と思われる東北東-西南西方向の断層によって切られ、下位の瓜生野層と直接しているが、瓜生野・新名爪両層間には、水平的に左横ずれ、垂直的に北側落ちの大きな変位が認められる。

第39図は新名爪北東方の佐土原ガス田南部におけるI-22号井の電気検層図を示したものである。同図のI-22号井において、深度約600m以下に厚さ約200mの泥岩を主とする地層と、その下位の砂岩優勢層が読みとれる。宮崎層群中に普遍的に存在する多数の段階状断層(anitithetic step fault)を考慮すると、これらの泥岩層と砂岩優勢層はそれぞれ新名爪層と瓜生野層に相当するものと思われる。

IV. 7 佐土原層

本層は宮崎市極楽寺・麓にわたって分布する。走向はほぼ北北東方向を示し、 8° 前後の緩い東傾斜で



第37図 新名爪層塊状泥岩の風化状態（宮崎市池内北方）。

ある。首藤（1952）の佐土原部層にほぼ相当する。下部の新名爪層に漸移的な整合で重なり、最下部の厚い塊状砂岩又は厚砂岩が頻繁に挟在する所から上部を佐土原層とした。岩相は泥岩優勢互層を主体とするが、下部より4-5 mの砂岩に泥岩の薄層を挟有する厚砂岩から始まる。北部の極楽寺付近では、この砂岩層に50-200 cmの泥岩層を挟有する。この砂岩優勢互層の上に泥岩優勢互層が累重する。本層は生目層と比較して固結度は進んでいない（第36図）。この主体となる泥岩優勢互層は、砂質泥岩層の厚さは40-150 cm、砂岩層の厚さは10-30 cmで互層のユニットの厚さは150-30 cmとバラツキが大きく地層界は不規則で風化面は凹凸を示さない。この互層に続いて麓付近で厚い青灰色の泥岩層が重なるが、北方には連続しない。この上に、広原付近では、細粒砂と微細粒砂が互層状に成層する厚い砂岩があり、これは上方に5-30 cmの泥岩層を挟在するようになる。更に上方では、泥岩優勢互層を経て塊状砂質泥岩に移化する（第40図）。

本地域内の本層の厚さは、大略300 mであり、第39図のI-22号井の上部の互層相は本層にほぼ相当する。最上部は沖積層に覆われて判然としない。



第38図 新名爪層に挟まれる垂水凝灰岩の産状(宮崎市池内北方)。ハンマーから上方が、厚さ約20cmの泥岩を挟む2枚セットの凝灰岩。

IV. 8 高 鍋 層

本層は、北隣の妻図幅との境界付近の佐土原町西片瀬原においてその一部が狭い範囲に分布する。

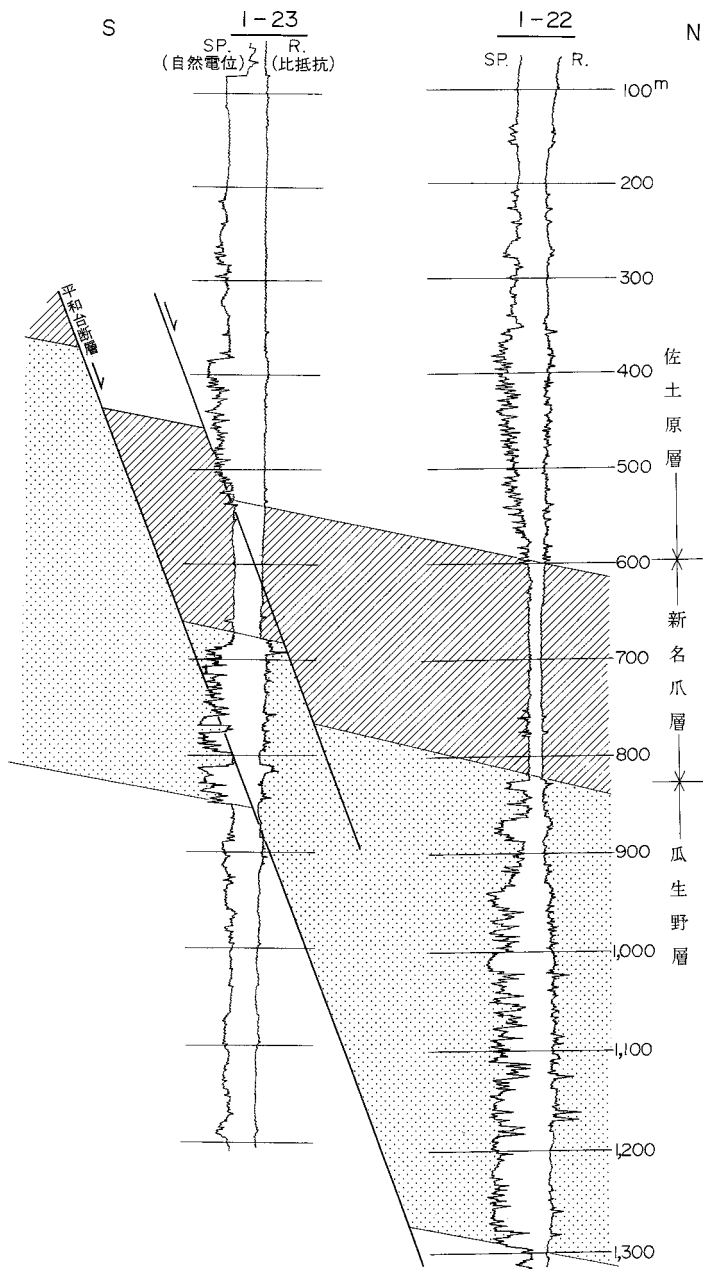
走向はほぼ南北を示し、 8° 前後の緩い東傾斜である。本層の分布が一部分のため首藤(1952)の高鍋部層との関係は判然としないが、下部に相当すると思われる。

首藤(1952)は模式地では、塊状の砂質泥岩から始まり、成層砂岩及び砂岩優勢互層を挟有すると記載しているが、本地域内の岩相は、やや軟かい青灰色の塊状泥岩が主で、これに2mと3mの砂岩層を2層挟有する。

高鍋部層はNATORI, H. (1976)によれば、鮮新世に属し、最上部は更新世にわたると言う。

IV. 9 対 比

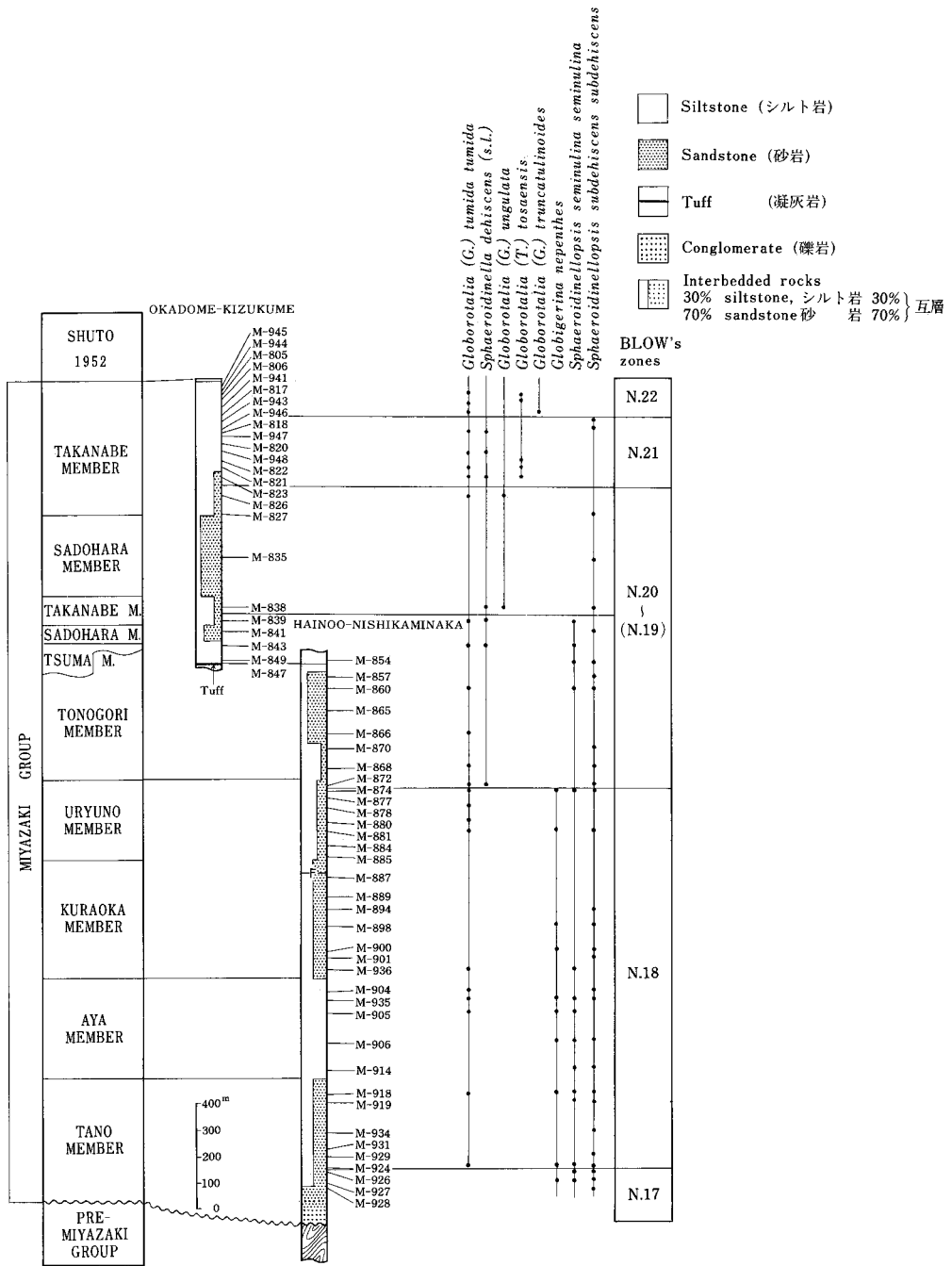
首藤(1952)による本層群各部層相互の関係は、福田・永田(1982)によって、その後の調査・研究結果



第39図 佐土原町南部地区坑井対比図

を総合し、第41図のようにとりまとめられ、一部改訂が加えられた。更に、本図幅調査により、大淀部層（首藤，1952；SHUTO，1961）は倉岡部層（首藤，1952；SHUTO，1961）の一部に含まれる。

すなわち、本地質図に示される通り、宮崎市北部の宮崎層群は左横ずれ断層の平和台断層によって、北側が水平方向に約4 km西にずれている。一方、大淀部層は生目層の上半部に当り、泥岩優勢互層を主



第42図 宮崎層群の浮遊性有孔虫の垂直分布と分帯 (名取, 1979を簡略化)。

表に示す。第42図には一つ瀬川—大淀川ルートの名取(1979)による年代基準面が記入されている。それによれば、*Globorotalia tumida tumida* 年代基準面は田野部層の中に、*Shacroidinella dehiscens immatura* 年代基準面は瓜生野・都於郡両部層の境あたりに、*Globorotalia tosaensis* 年代基準面は佐土原部層の中に、そ

第4表 宮崎地域及び周辺地域における宮崎層群対比表

宮崎図幅地域以北 (SHUTO, 1961の一部を改訂)			宮崎図幅地域	日向青島図幅地域以南		
大淀川以北		大淀川以南		SHUTO (1961)		木野 (1959)
児湯 累層	高鍋部層		高鍋層			
	本庄川 累層	佐土原部層	佐土原層			
		都於郡部層	新名爪層			
		瓜生野部層	瓜生野層			
		倉岡部層	生目層			
高岡部層	清武累層	内海部層		内海互層		
川原部層	東諸県累層	綾部層	綾層	木花部層	東郷部層	鶴戸互層
		鹿村野部層	鹿村野層	郷の原部層		郷之原泥岩層
		田野部層	田野層	双石部層		家一郷砂岩泥岩層
				戸累層		双石山砂岩礫岩層

第5表 宮崎層群の岩相層序と年代層序

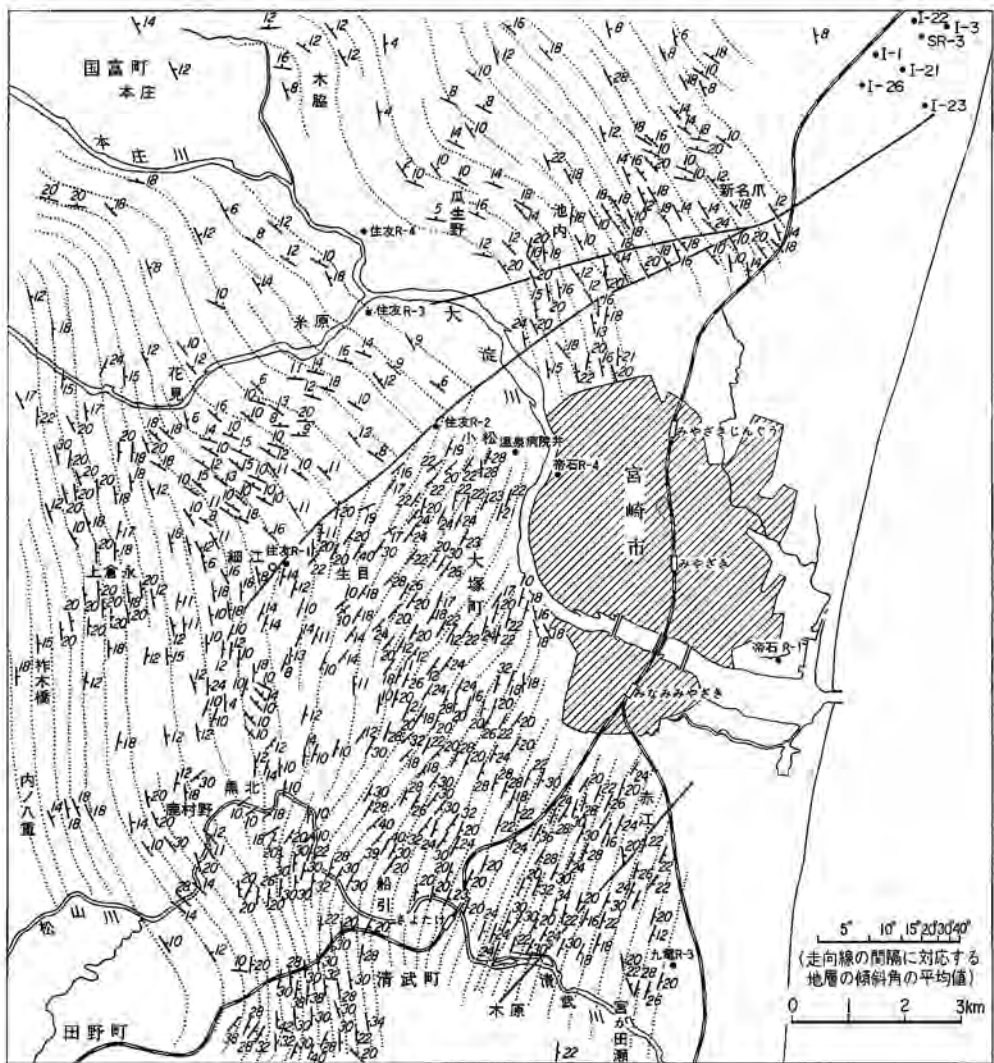
高鍋層	N 21	更新統	1.9 Ma
佐土原層	N 20		
新名爪層	(N 19)	鮮新統	5.1 Ma
瓜生野層	N 18		
生目層			
鹿村野層			
綾層		中新統	5.4 Ma
田野層	N 17		

として、*Globorotalia turncatulinoides* 年代基準面は高鍋部層の下部の中にある。以上の部層名は名取 (1979) の調査ルートで使われている首藤 (1952) の部層名をそのままとったものである。ここで注意を要するのは *Globorotalia tosaensis* 年代基準面で、これは佐土原部層の下部に挟まれた高鍋部層の中に引かれている (第42図)。以上に述べたことから田野部層の中部から瓜生野部層までが BLOW (1969) の N. 18 に、また、都於郡部層から高鍋層の下部までが、(N. 19) - N. 20 に対比されることになる。つまり、田野部層の中部から高鍋部層の下部までの宮崎層群の大部分が鮮新統に属することになる。

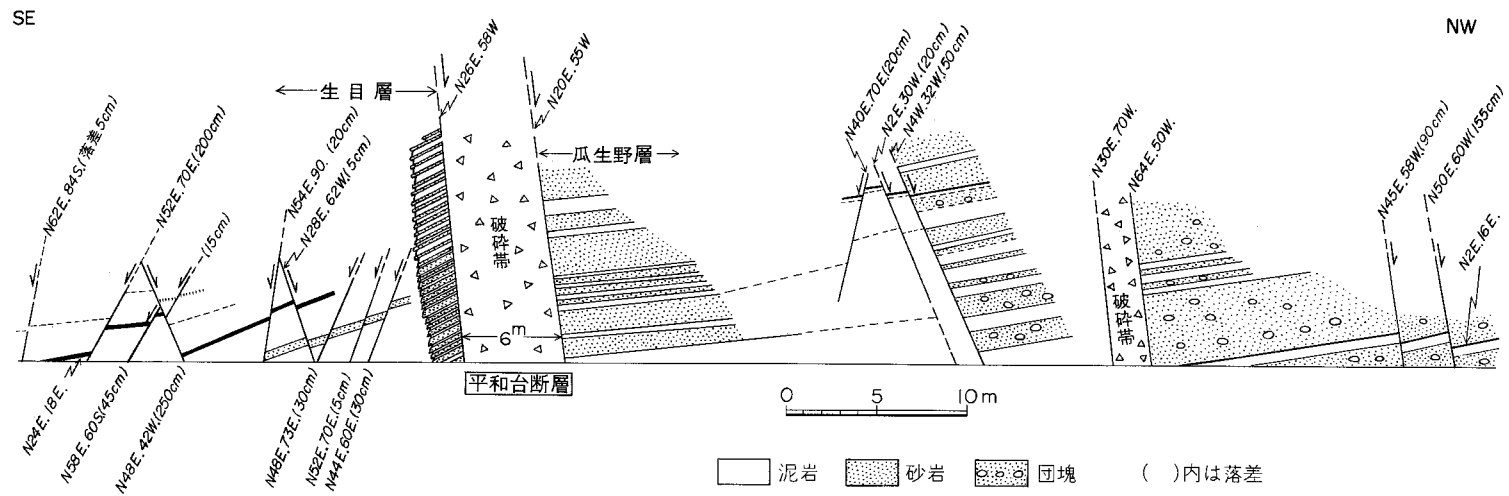
これを本図幅で使った地層名も対比すると、首藤 (1952) の場合と表現が異なってくるのは、*Sphaeroidinella dehiscens immatura* 年代基準面が新名爪層の下部に入ることだけである。本図幅地域の岩相層序、年代層序及び年代をまとめると第5表の通りである。

IV. 10 地 質 構 造

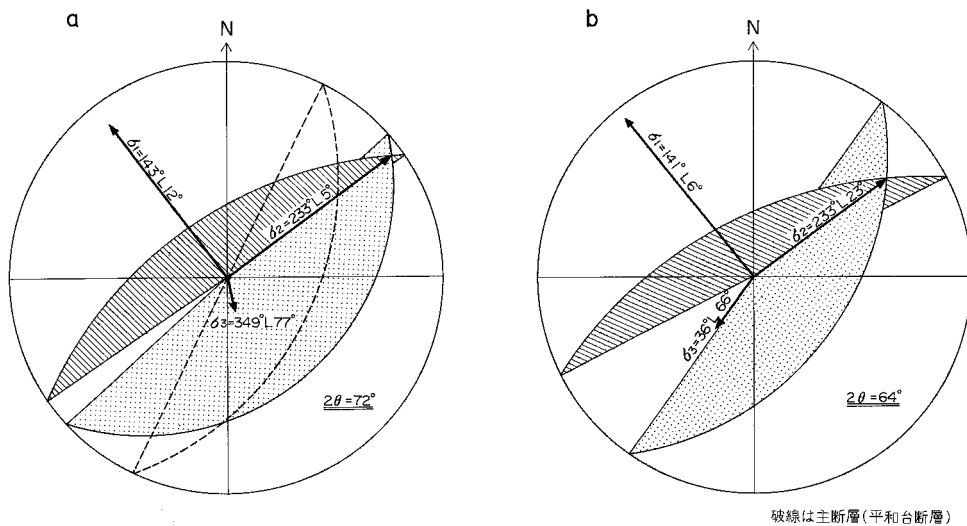
宮崎層群は基盤の四万十累層群と著しい傾斜不整合をもって接し、四万十累層群と宮崎層群とはそれぞれが、全く異なった地質構造を示し、四万十累層群と接する断層や傾動による変形が、宮崎層群の一般的な堆積構造に反映しているものと思われる。これらが岩相の顕著な側方変化及び深部への変化などに反映しているものと思われる。宮崎層群の一般走向は南部では南北方向で、北部では北北西で、東に $10-30^{\circ}$ の傾斜を持つ単斜構造を示す。下倉永、細江以東では緩いノーズ状の構造を呈し、このノーズ状構造の北翼は走向 $N50^{\circ}E-EW$ 、傾斜は 10° 前後である。南翼は走向 $N20-40^{\circ}E$ で、傾斜は $10-20^{\circ}$ と北翼よりやや急傾斜である。第43図は地層の傾斜角に対応した走向線を示したもので、南部の清武町付近で



第43図 宮崎層群走向線図



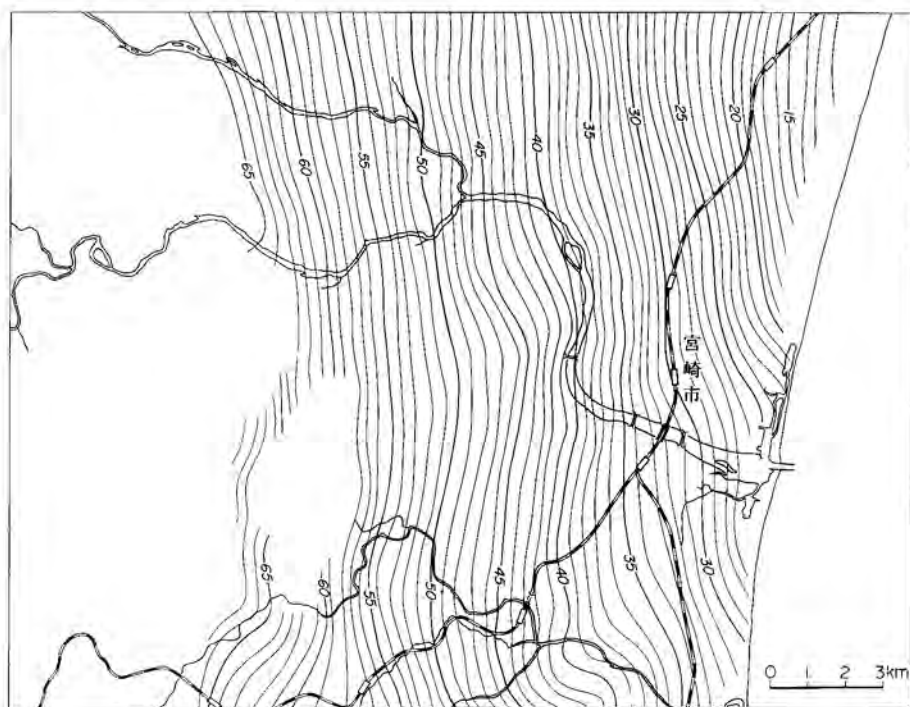
第44図 宮崎層群中の平和台断層のスケッチ (宮崎市平和が丘団地)。



破線は主断層(平和台断層)

第45図 平和台断層の共役断層ステレオネット図 (上半球投影、第44図に示す露頭のデータによる)。

- a. 生目層(下盤側、断層の南側)内の共役断層。
- b. 瓜生野層(上盤側、断層の北側)内の共役断層。



第46図 宮崎地域における等重力線図 (ブーケ異常)(天然ガス鉱業会, 1961による)。

は傾斜が30°と他の地域より急傾斜で走向線は密となる。北側に徐々に緩傾斜となり5-10°とその走向線は粗となる。前記のノーズ状構造の軸部よりやや南東に平和台断層が走り、この断層を境に走向は南北性から東西性に折れ曲がっている。坑井資料などから、宮崎層群の基底には、このノーズ状構造よりも顕著な潜丘的構造が知られている。この構造が北部に発達する綾層や軸部付近の鹿村野層などの堆積を規制しているものと思われる。

断層は、地表露頭では50 cmから数mの小断層が散在するのが認められるが、大きな落差を持つ断層は、地層の分布や地質構造から見て大淀川沿いや大淀川上流の沖積層下に潜在しているものと思われる。地表部で見られる比較的大きな断層は、平和台断層と命名した断層で平和が丘団地の西の崖で観察できる。このスケッチが第44図である。約6mの顕著な破碎帯を伴って生目層と瓜生野層が接している。この断層の方向はN20-26°Eで、NW50-55°の北落ちの正断層である。落差は約300mでこの西南方延長部が首藤(1952)の柞ノ木橋-下倉永断層に連続するものと思われる。この断層は柞ノ木橋方面に変位が小さくなり、更に走向断層になり変位は判然としない。本断層の北東方向へは蓮ヶ池を通り佐土原町のI-23号井の坑内に連続する(第39図参照)。落差は派生した断層も含めて約400mの大きな北落ちを示す。この平和台断層の上盤、下盤に大小の共役形の断層が多く発達し、ほとんどの断層が主断層と同じ北東-南西方向で平行である。これらの共役断層をシュミット・ネットの上半球に投影し平均をとったものが第45図である。この図で σ_1 は最大主応力軸、 σ_2 は中間主応力軸、 σ_3 は最小主応力を示す。第45図aは平和台断層の下盤側(南側)の生目層中の共役形断層の平均投影である。 σ_1 の軸方向は143°でその角度は12°と水平に近い、この共役せん断面のなす角は72°で一般的である。第45図bも同じように平和台断層の上盤側(北側)の瓜生野層中の共役形断層を平均した投影である。この地点も第45図aと同様に σ_1 の軸方向は141°その角度は6°と水平に近く、せん断面角は64°である。この様に上盤側及び下盤側共に似たセンスを示す。この主応力軸の作図からみて、これらの共役形断層は141-143°の方向で、6-12°の水平に近い軸をもつ引張り性の場でできた断層系と考えられる。この共役形断層群は、ほぼ平行の方向性を示し、その性質もお互いに似ており、一定の方向性を示している。

第46図に等重力線図(ブーグ異常)を示した。等重力線は、ほぼ南北方向で、佐土原町海岸に低く、基盤の分布する高岡山地方面に高く約15-65ミリ・ガルの値を示す。下倉永・細江東方に緩いふくらみが見られる。これは前述の下倉永以東のノーズ状構造の反映と思われる。

V. 第四系

本地域には、四万十累層群及び宮崎層群を不整合に覆って第四系が広く分布する。それは大別して旧期段丘堆積物・新期段丘堆積物・始良火山噴出物・日向ローム層・沖積平野埋没堆積物及び沖積層に区分される。これらのうち、日向ローム層は沖積層の一部以下の地層の大部分を覆っているため、地質図には省略されている。厚さは旧期段丘堆積物において100mに達する部分があるが、その他は数m-50m程度である。しかし、日向ローム層を除いた第四系の占める表面積は、本図幅地域の過半数に及んでい

る。なお、これらの第四系を切るような活動層は、これまでのところ確認されていない。

V. 1 旧期段丘堆積物

主として高位の平坦面及び緩斜面を形成している堆積物で、本地域の西部・西南部及び北部における山地・丘陵地帯に分布するが、西南部に分布するものの一部は田野盆地の沖積面下に伏在する。西部のものは未区分高位段丘堆積物・四家層・小林軽石流堆積物及び久木野層に、西南部のものは仮屋層及び鷺瀬軽石流堆積物にそれぞれ区分され、北部に分布するものは池内層と呼ぶ。

V. 1. 1 未区分高位段丘堆積物

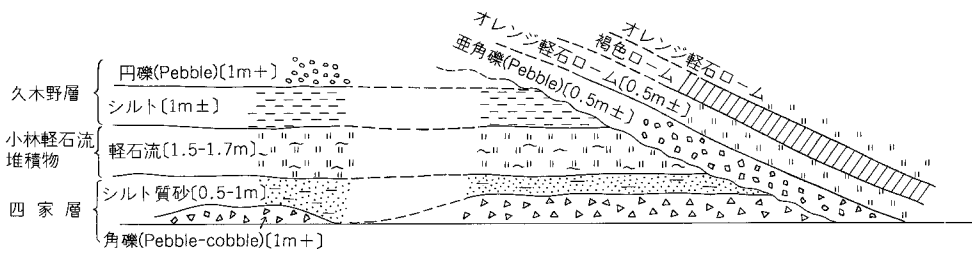
高岡山地の高房山(337 m)付近、標高約300 mの地点において、小礫及び礫質砂を主とする、層厚7 m前後の堆積物が認められ、厚さ1 m前後の凝灰質白色粘土が介在している。また、同地点の西方約2 km、標高約250 mの尾根筋にも、同様の小礫及び礫質砂を主とする堆積物が分布し、厚さ10 cm前後の凝灰質砂及び凝灰質粘土をレンズ状に挟んでいる。これらの分布高度は西隣の野尻図幅地域における漆野原・二反野原(標高180-220 m)よりかなり高いので、久木野層よりも古い高位面堆積物と思われる。

V. 1. 2 四家層・小林軽石流堆積物及び久木野層

西隣の野尻図幅地域東北部において、大淀川及び浦之名川沿岸に広く分布するもの(遠藤ほか, 1957; 木野ほか, 1976)で、これらは相伴って分布するので、一括して諸層群と呼ばれている(遠藤, 1971)。これらは本図幅地域の西隅に分布するが、小範囲に限られているので一括して記す。

高岡町内山地区西部の丘陵には四家層とそれを覆う久木野層が分布するが、いずれも野尻図幅地域東北隅の二反野原を形成するものの連続部分である。この部分における両層はいずれも礫相で、その境界は不明瞭である。両層に挟まれて分布する小林軽石流堆積物の基底高度が、野尻図幅地域で150 m付近にあることから、ほぼ標高150 mの等高線をもって両層の境界とした。なお、ここで小林軽石流堆積物の存在は確認されなかった。

高岡山地西部における松ヶ八重付近の稜線には、野尻図幅地域における漆野原及び二反野原に類似した標高200 m前後の平坦面が残されており、そこには胡桃一拳大の砂岩礫から成る礫層が分布し、砂層・シルト層及び軽石流堆積物を挟んでいる。全体の厚さは6-7 m程度で、四万十累層群及び宮崎層群を不整合に覆い、日向ローム層に覆われている。この軽石流堆積物の分布高度は200-230 mで、二反野原周辺における小林軽石流堆積物の分布高度より高いが、産状・岩相等の類似性から小林軽石流堆積物に相当し、上・下の礫層はそれぞれ久木野層及び四家層に相当するものと思われる。第47図に同軽石流堆積物の産状を示す。同図において、これら一連の地層を不整合に覆って傾斜する亜角礫層が認められるが、これは第2オレンジに相当すると思われる軽石ロームに覆われているので、シラス面形成以前における局地的な崖錐性堆積物と思われる。



第47図 高岡町松ヶ八重付近稜線上に露出する小林軽石流堆積物の産状。



第48図 仮屋層の砂礫層とその下位の鷺瀬軽石流堆積物 (田野町尾平東方)。

V. 1. 3 仮屋層及び鷺瀬軽石流堆積物

本地域西南部の田野盆地周辺には、四万十累層群と宮崎層群を覆って旧期段丘堆積物が広く分布し、新期段丘堆積物及び沖積層に不整合に覆われている。この旧期段丘堆積物については、遠藤ほか(1957)によって詳細な研究が行われ、高位平坦面を形成する仮屋層と、その下位の鷺瀬層とに区分されてい

る。仮屋層は主として礫層から成り、泥層・砂層及び凝灰岩層を挟む。仮屋層全体の厚さは最大 70 m 以上に達する。同層下部の礫層の下位には厚さ 1.5- 数 m の軽石流堆積物が分布し、宮崎層群以下の地層を直接覆う場合と、その下位に軽石質凝灰岩を挟む厚さ数 m の礫層が見られる場合とがある。この軽石流堆積物以下の部分が鷺瀬層と呼ばれているが、同軽石流堆積物より下位の部分は断片的な小露出が見られるに過ぎず、下限は明らかでない。したがって、ここでは同軽石流堆積物を鷺瀬軽石流堆積物と呼び、遠藤ほか (1957) の鷺瀬層は地質図では省略した。

V. 1. 3. 1 鷺瀬軽石流堆積物

本堆積物は長径数 cm の扁平な軽石片を含み、外観は小林軽石流堆積物に類似する。鷺瀬南方の井倉川谷底に標式的に分布するほか、尾平東方及び堀口南方にも見られる (第 48 図)。また、三角寺北方の宮崎大学演習林内でも各所に散在することが知られている (遠藤ほか, 1957)。更に、丸野西方山地の尾根筋にも分布し、そこでは標高 290 m 付近において、角礫層を隔てて四万十層群を覆い、円礫及び角礫層に覆われ、厚さは 2-5 m である。本軽石流堆積物の分布高度は、宮崎大学演習林及び堀口南方で約 140 m、井倉川谷底で約 80 m、尾平東方で 95-120 m をそれぞれ示している。したがって、全体として西方より東方に向かって低下しながら、田野盆地を中心として盆状構造を呈していることがうかがわれる。

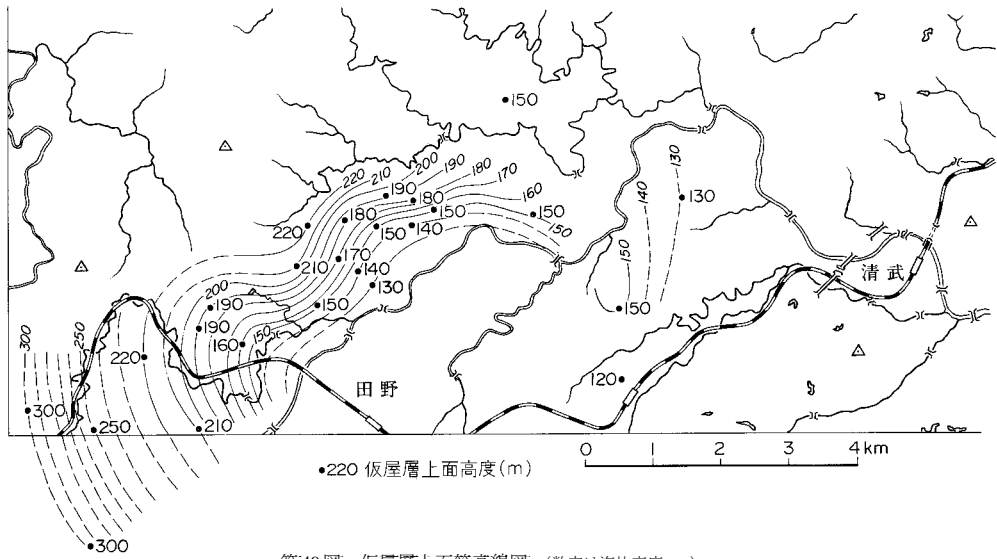
V. 1. 3. 2 仮屋層

本層は田野盆地の沖積面下から、周囲の丘陵・山地における標高 150-300 m に至るまで広く分布し、分布形状は複雑であり、層相変化も著しい。ほぼ仮屋原と杓掛を結ぶ線の北側には、仮屋層の基底部が、一部で下位の鷺瀬軽石流堆積物を伴いながら、宮崎層群の上に露出しているのが見られる。この南側では、仮屋層基底部と鷺瀬軽石流堆積物は沖積面下に没する。

仮屋層は大部分が礫層によって構成されているので、個々の層準を正確に同定することは困難であるが、挟在する凝灰岩によって特定の層準をある程度追跡することは可能である。例えば、松山付近の丘陵には層厚 70 m 以上の礫層が発達しているが、その中に泥質層及び凝灰岩を挟む層準があり、総合的に次の層序が認められる。

- 礫層 (厚さ 40 m 以上)
- 細粒灰白色凝灰岩 (My) (1-4 m)
- 斜交層理を伴う礫層 (約 7 m)
- 軽石凝灰岩 (KyP)
- 中・粗砂大の軽石レンズを含む凝灰質泥層 (1-2 m)
- 暗灰色泥層 (1-2 m)
- 成層した径 2-5 cm の円礫と泥層の互層 (1-5 m)
- 比較的淘汰の悪い礫層

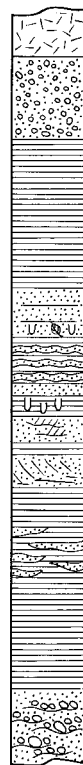
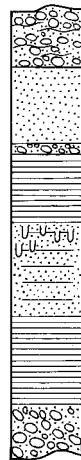
これらのうち、細粒灰白色凝灰岩 (My) は細粒火山灰から成り、また、軽石凝灰岩 (KyP) は径数 mm 大










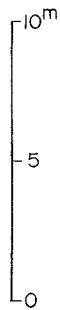
第49図 仮屋層上面等高線図 (数字は海拔高度, m).

仮屋層
(尾平南方)

池内層
(みたま園)

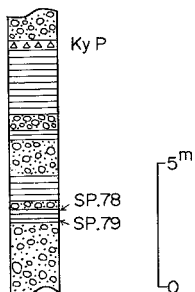


-  風成火山灰
-  泥
-  砂質泥及び泥質砂
-  砂
-  砂礫
-  砂管
-  植物化石

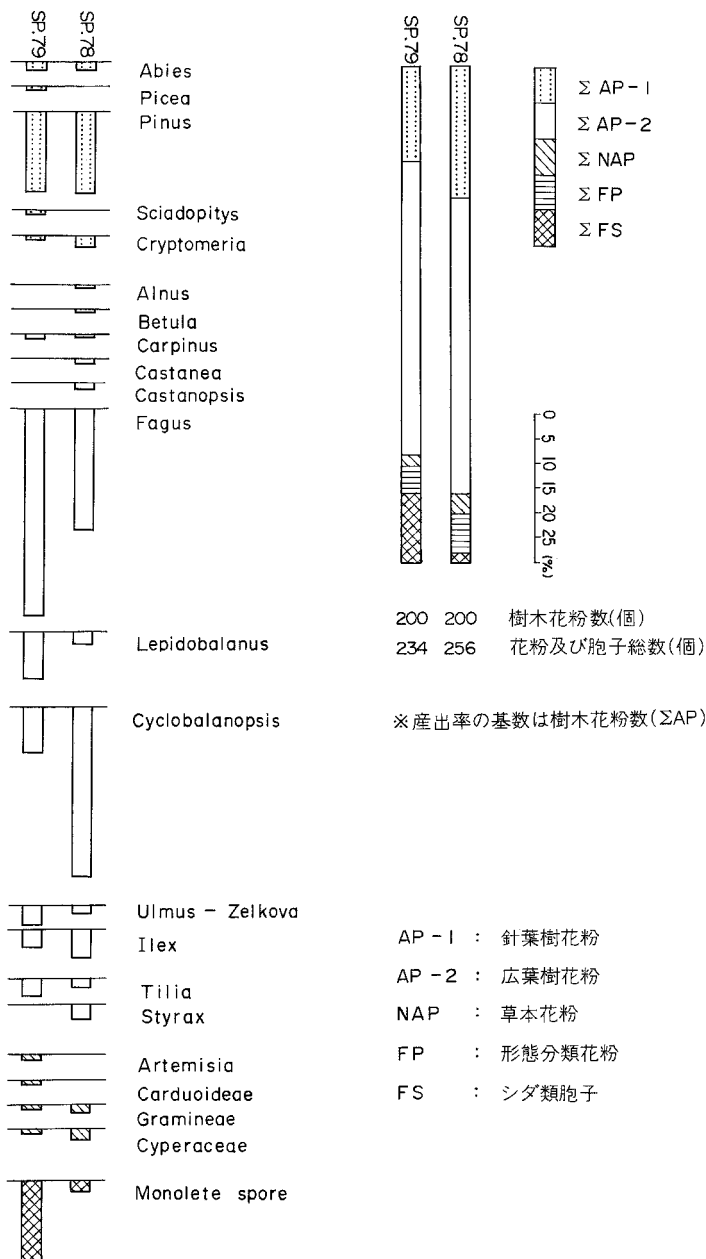


第50図 仮屋層及び池内層の露頭柱状図

試料採取位置



産出花粉ダイアグラム



第51図 仮屋層花粉分析結果 (分析はバリノサーヴェイ株式会社による)。

の軽石から成り、それぞれ松山-堀口丘陵一帯の各所で認めることができる。特にMyは松山・丸野付近ではほぼ連続的に分布する。その分布高度は、丸野西方の山地では四万十累層群の上面に、厚さ数mの礫層を隔てて標高約270mの位置にあり、丸野南方で220m付近、松山付近で170-160mと低下す

る。一方、KyPは松山以東によく連続して分布し、その高度は松山付近で130 m、仮屋原の南側で120 mのほか、宮崎大学演習林内で216 mから約130 mまでの間を示している。両凝灰岩とも、その分布高度は周囲の山地・丘陵地帯から田野盆地に向って低下する傾向を示している。

仮屋層の基底は、白砂ヶ尾しらすから宮崎大学演習林に至る地域では起伏に富み、白砂ヶ尾付近で標高125-110 m以下、同演習林内で200 m前後から120 m前後を示し、全体として南南東に向かつて10/50-10/120の勾配で低下している。同演習林東部から灰ヶ野付近に至る基底高度は比較的平坦で、尾根筋において標高約140 mを示しながら、南南東に向って10/300勾配で低下している。尾平東方の清武川南岸丘陵における仮屋層は宮崎層群にアバットし、基底の一部は標高150 m付近まで達しているが、沓掛付近では90-100 mを維持しながら、緩やかに東方に向って低下している。

仮屋層の堆積面が明瞭に残されているところは少ないので、その堆積面を追跡することは困難であるが、比較的平坦な尾根筋における仮屋層上面の高度分布を示せば第49図の通りである。同図における等高線分布は、鷺瀬軽石流堆積物や仮屋層中の凝灰岩の高度分布と調和的であり、大局的に仮屋層の分布構造を示すものと思われる。

仮屋層中の泥層は仮屋原の南側や尾平-今村間によく発達している。仮屋原南側の段丘崖における層序は第50図の通りであり、花粉分析結果を第51図に示す。この対岸の仮屋層中の砂層には砂管が認められる。また、今村西方の谷沿いの段丘崖にも、厚さ10 mの泥質層が分布し、その中に挟在する砂層の上部にも砂管の生痕化石が含まれている。これらの泥質層からは*Ostrea*の産出も知られており(遠藤ほか, 1957)、この付近の仮屋層の堆積期に、海水の浸入が田野盆地に及んでいたことを示している。

V. 1. 3. 3 対 比

軽石流堆積物を含む鷺瀬層(遠藤ほか, 1957)と仮屋層との関係と、同じく軽石流堆積物を含む野尻層(遠藤ほか, 1957)と久木野層との関係は、軽石流堆積物の外観的特徴や各層の堆積・分布状態において極めて類似しており、仮屋層は久木野層に、鷺瀬層は野尻層にそれぞれ相当すると考えられた(遠藤ほか, 1957)。久木野層に含まれるテフラの1つが仮屋層のKyPテフラに対比できる可能性が大きいことから、両層の少なくとも一部は同時期の堆積物であると考えられる。鷺瀬軽石流堆積物と小林軽石流堆積物とは、重鉱物組成において角閃石に富む点で似ている。しかし、小林軽石流堆積物に特徴的に含まれる黒雲母が鷺瀬軽石流堆積物には含まれていないこと、及び、角閃石の屈折率が異なり、鷺瀬軽石流堆積物の方が著しく低いことから、両者を同層準に対比することは困難である。したがって、野尻層又は四家層と鷺瀬層との層位関係は現在のところ不明である。

. 1. 4 池内層

きたかた
北方・垂水丘陵には、宮崎層群を覆って、比較的厚い泥層の挟在によって特徴づけられる旧期段丘堆積物が分布し、標高120-80 mの平坦面を形成している。この堆積物を池内層と呼ぶ。泥層は池内北東方の丘陵上において標識的に発達する。この付近の池内層は、径2-5 cm(最大20 cmのものも含まれる)の亜円礫を主体とする、層厚10 m前後の基底礫層と、その上位の砂層を挟む泥層とから成る。基底礫層の直上の泥層には植物片が多く含まれ、その上位の砂層中には砂管状の生痕化石が観察されることがあ



第52図 池内層上部の生痕を含む粘土層（宮崎市池内北方）。

る（第52図）。更に上位の泥層は極めて軟質で、凝灰質粘土を含んでいる。この粘土は陶器の原料として利用されている。また、その上位に細小礫を含む厚さ1-3 mの砂層が見られることもある。みたま園付近における池内層の層序は第50図に示した通りである。

本層は、更に北隣の妻図幅地域との境界付近にも各所に分布し、高原の萩の台廃棄物処理場、馬場北方及び浦田北方などに、池内付近と同様の層序と岩相が見られる。これらは妻図幅地域における仲間原泥層及び都於郡砂礫層（遠藤ほか、1962）にほぼ連続的に追跡できる。一方、垂水付近の標高120 m前後には厚さ数mの砂層が分布し、その基底付近に厚さ数10 cmの礫層を伴っている。この基底面はほぼ平坦で、砂層中にはヒメスナホリムシの生痕（菊地、1972）と考えられる白斑が認められる。この砂層を主とする堆積物も池内層の一部（恐らく最上部の砂層）と考えられる。本地域における池内層の泥相部は、この砂相部の分布する垂水付近をとり囲むような地理的分布を示しており、埋谷性の堆積物と考えられる。

なお、池内層の泥相部は仮屋層の泥相部と岩相的に類似するが、上述の通り仮屋層はほぼ久木野層に対比され、また、久木野層の形成する久木野面は茶臼原面に対比される可能性が大きいことから、池内層は仮屋層より新しい堆積物と考えられる。

V. 2 新期段丘堆積物

新期段丘 I 面(向高面) から新期段丘 IV 面(竹田面及び森永面) までの段丘面(第1表) を形成する堆積物を新期段丘堆積物とした。本堆積物は各段丘面に対応して新期段丘堆積物 (I) - (IV) 及び始良火山噴出物に区分されるが、始良火山噴出物については次節で述べる。なお、これら各堆積物の上位には、主と

して霧島火山噴出の火山灰から成る日向ロームが載っているが、本地質図では省略されている。

新期段丘堆積物 (I)

厚さ 10 m 前後の礫層を主とする堆積物で、主として内山・倉岡丘陵及び北方・垂水丘陵の稜線沿いに平頂面をなして分布する。その高度は、国富町向高及び高岡町天ヶ城で約 120 m、宮崎市垂水・竹篠及び上北方で 90-80 m である。内山・倉岡丘陵ではほとんど礫層のみであるが、北方・垂水丘陵では砂層が発達し、粘土層を挟むことがある。本堆積物によって形成される段丘面は、大淀川以南ではほとんど見られないが、妻図幅以北地域では六ッ野原・新田原にゅうたばるなどの広い台地面となっている。

新期段丘堆積物 (II)

厚さ 10 m 前後の礫層を主とする堆積物で、大淀川本流・本庄川沿岸及び清武川中・下流沿岸に分布する。上部に砂層を伴うことが多く、また、礫層中に薄い泥層を挟むことがある。シラス面より 10-20 m 高い面を形成し、その高度は、大淀川沿岸では高岡町内山川西岸で約 100 m、同町中山で約 80 m、宮崎市久保で 60-55 m、同市下北方で 30-20 m と低下している。また、清武川沿岸では清武町上大久保付近で 90 m 前後、同町中野で約 60 m となっている。中野においては、本堆積物上部の厚さ数 m の部分は砂層が卓越している。

新期段丘堆積物 (III)

本堆積物はほとんど礫層から成り、遠藤 (1957) の石久保礫層に相当する。田野町ニツ山の西方及び清武町下大久保付近においては段丘面を形成し、更にニツ山南西方の石久保付近 (日向青島図幅地域) では、岡川の前身の氾濫による扇状地を形成しているが、本図幅地域南縁の日豊線以北 (標高 125 m 以下) において、始良火山噴出物によってアバット状に覆われている。

井倉川河岸における本堆積物は径 20-30 cm に達する粗大な礫を含む礫層から成り、厚さは最大 40 m に達するが、下流側に向って次第に薄くなり、清武川本流沿いでは 10 m 前後から数 m に減ずる。大淀川水系沿岸における始良火山噴出物の下位にも同様の礫層が分布し、本堆積物とほぼ同時期に形成された当時の河床礫と思われるが、本地質図では、上記の段丘面を形成している部分以外は省略されている。

新期段丘堆積物 (IV)

シラス面より 10 m 前後低い段丘面を形成する堆積物で、ほとんど礫層から成り、薄い砂層や泥層をレンズ状に挟むことがある。本庄川及び清武川水系沿岸に分布する。本庄川沿岸では、本堆積物によって形成されている段丘面は 2-3 の面に細分される可能性があるが、ここでは、日向ロームの中の褐色ローム又はアカホヤ (第 1 表) を載せているものを一括して本堆積物に含めている。本庄川沿岸の本堆積物は標高 50-25 m の段丘群を形成し、下流側に向って低下するが、国富町木脇付近より下流側では分布が不明瞭となる。恐らくこれらの段丘面が沖積面下に没するためと思われる。

清武川水系沿岸では、田野町中原及び仮屋原周辺から清武町木原に至るまで分布し、広い台地面を形成している。中原付近の台地面は、清武川本流と井倉川によって形成された扇状地の末端部に当る。ま

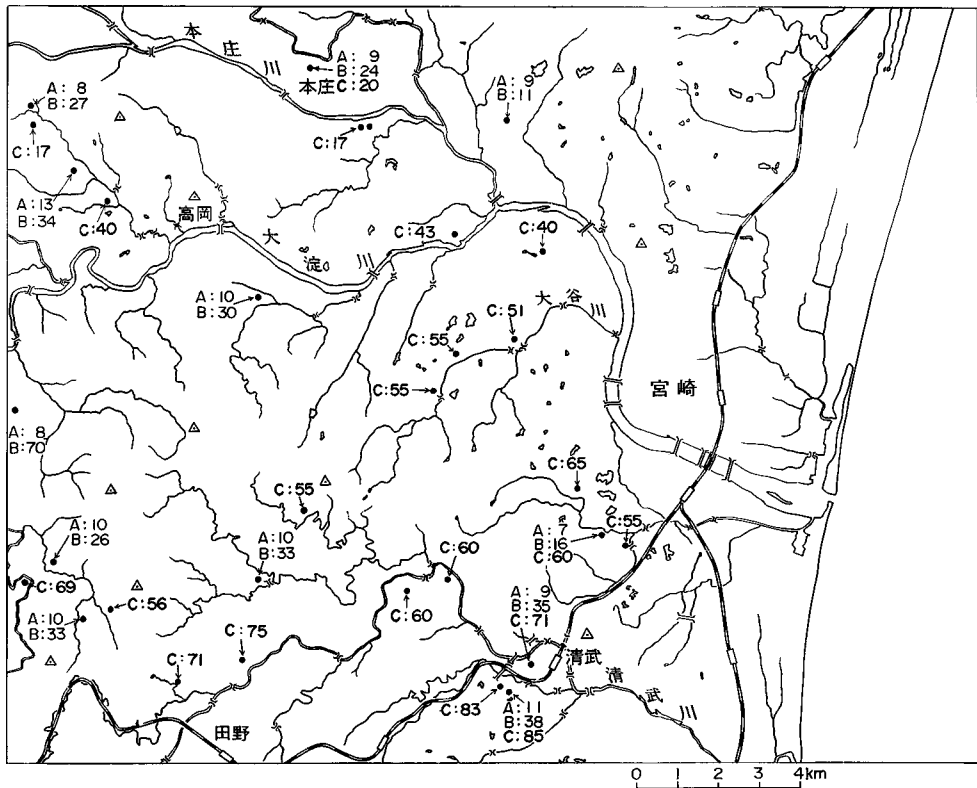
た、木原付近の台地面は水無川によって形成された扇状地の末端部に当り、宮ヶ田瀬付近を東限として沖積面下に没している。

V. 3 始良火山噴出物

本噴出物は本地域のほぼ全域にわたって分布し、特に河谷沿いでは連続的な分布を示し、新时期丘堆積物の一部を形成している。これは約2.2万年前、現在の鹿児島湾奥を占める始良カルデラ付近で起こった一連の大規模な噴火に伴う噴出物の一部である。すなわち、当時大隈降下軽石・妻屋火砕流及び入戸火砕流が相次いで噴出し（木越ほか、1972）、南九州を中心とした広い地域に堆積した。特に大隈降下軽石と入戸火砕流の噴出は規模が大きく、噴出源から北東へ60-80 kmも隔たった本地域にも到達し堆積したものである。

V. 3. 1 大隈降下軽石堆積物

本堆積物は、これに続く妻屋火砕流・入戸火砕流に先行した大規模な噴出物で、噴出源は現在の桜島



第53図 宮崎地域における入戸火砕流堆積物に含まれる石質破片の粒径(A)と軽石片の粒径(B)及び大隈降下軽石堆積物の層厚(C)

単位はA及びBはmm, Cはcm。A及びBは、それぞれ露頭面1m四方に含まれる最大のものから10個についての長径平均値



第54図 始良火山噴出物の露頭(清武町黒北付近) 中央の白色-灰白色の帯は大隈降下軽石層、その下位は新期段丘堆積物(Ⅲ)に相当する礫層、上位は入戸火砕流堆積物溶結部。

付近にあり、堆積物の分布主軸は大隈半島を横切って南東方向に伸びている (ARAMAKI and Ui, 1966). 本地域では、通常この堆積物は後述の入戸火砕流堆積物に整合に被覆されて存在する (第53図). 新鮮な軽石片は白色を呈し、本地域における最大粒径は約 1.5 cm であるが、一般には径 1 cm 以下のものが主体を占め、全体として細粒で良く淘汰されている. しばしば粒度組成を異にする数層のフォールユニット (fall unit) が認められ、上層部が下層部よりも粗粒であることが多い. 全層厚は、本地域では全体として南に厚く北に薄い傾向が認められる (第54図).

V. 3. 2 入戸火砕流堆積物

これは、鹿児島県本土を中心とする南九州一帯に、いわゆるシラス台地を形成して広く分布している大規模な火砕流堆積物である. 本地域では、南部の清武川に沿って田野付近からその下流にかけての地域、大淀川本流沿いの高岡付近、北部の本庄川沿いの本庄付近をはじめ、幾つかの地域にまとまっているほか、海岸部や山地の一部を除くほぼ全域に散点的に分布している. したがって、入戸火砕流堆積物



第 55 図 非溶結の入戸火砕流堆積物(宮崎市柿ノ木原付近) 暗色帯の上位は二次シラスで、斜層理を示す軽石質砂礫からなっている。



第 56 図 溶結部を伴う入戸火砕流堆積物(田野町鹿村野付近石切場) 石材を切り出している部分(下部)が溶結部(灰石)、垂直崖が非溶結部(シラス)。

は、当初は本地域のほぼ全域にわたって連続的に分布していたと思われる。

本地域はその中央部で、始良カルデラの中央から約 70 km 離れた位置にあり、本地域に分布する入戸火砕流堆積物は、同堆積物全体の中では北東端部付近を占めるものである。他地域の同堆積物と同様に、全体としては基盤地形の低所を埋めるような形で分布し（横山，1972）、まとまって分布している所では、いわゆるシラス台地を形成している。

本堆積物は、本地域北半部（大まかに大淀川本流沿い以北）に分布するものはその全体が非溶結であることが多いが、南半部のものは下部に溶結部を伴っていることが多い（第 55 図，第 56 図）。非溶結部は俗にシラスと呼ばれており、一般に良く発泡した白色軽石塊、安山岩・砂岩・頁岩等の異質石質岩片並びにそれらの細粒物質で構成されている。通常、白色を呈するが、やや黄色－赤紫がかかった色調を呈する場合もある。他地域のシラスと同様、非固結で粘着力の小さな堆積物であり、特に多量の水を含むと崩壊しやすい。各地で計測した軽石片と石質破片の最大粒径は第 54 図に示すとおりである。本地域は入戸火砕流の噴出源から比較的遠隔の位置に当るので、鹿児島湾に近い地域における計測結果（横山，1972，Fig. 16）と比べると、軽石片・石質破片共に全体としては、より細粒であることが特徴である。

溶結部は、入戸火砕流堆積物の最下部及び上部に存在する非溶結部（下部及び上部層の厚さは、一般にそれぞれ数 m 以上及び 1-2 m 以下）に挟まれて、同堆積物の中－下部に発達している。溶結部と非溶結部は互いに漸移し、溶結程度は同一地点では溶結部内の下部で最大で、上方及び下方へ漸移的に低下する。溶結部には特有の柱上節理が発達し、通常、暗灰色－灰黒色を呈するが、赤紫色を呈する場所もある。宮崎市源藤付近のものはその例である。溶結部の厚さ、溶結程度並びにこれに伴う岩相の特徴等は場所ごとにかかなりの変化が認められる。本地域西端の境川付近や清武川本流沿いの地域などではかなり強く溶結しており、過去に石材として採取された所もある。溶結部・非溶結部を含めた本堆積物全体の厚さは場所ごとに変化が著しい。本地域における最大層厚は、境川付近で約 70 m に達する。

各地に分布するシラス台地のうち幾つかの台地上は極めて平坦で、入戸火砕流の堆積面に相当する。堆積面高度は本地域西部で最も高く、約 200 m に達するが、全体としては北東方ないし東方に向けて低下し、本地域中部付近では約 50 m である。

シラス台地上にしばしば特有の凹地－シラスドリーネが存在する。その規模や形状は多様であるが、平面形態（輪郭）から大きく 2 つに分けられる。その 1 つは平面形がほぼ円形又は楕円形を示すもので、田野町丸野付近、高岡町高浜・柚木崎付近、宮崎市時雨付近その他に認められる。直径（長径）は 10 m 程度から 100 m 程度にまで及び、深さは通常 10 m 以内である。他の形態は、その輪郭がシラス地域に発達する開析谷と同様の樹枝状を呈するもので、これは、もともと円形又は楕円形を呈していたドリーネが、その後拡大伸長した結果生じたと思われるものである。田野町丸野・尾平付近及び清武町黒北南西方付近等にその例が見られる。特に丸野付近のものは、この型のものとしては最大規模を示し、南隣の日向青島幅地域にかけて発達しており、主谷の長さは約 1 km、深さは 10 m 以上に及び、ドリーネ底は、通常のシラス地域の開析谷の場合と同様、水田として利用されている。

V. 4 沖積平野埋没堆積物

宮崎市地盤図（宮崎市，1979）によれば，宮崎市街地の沖積面下における宮崎層群までの到達深度は，場所によって大きく異なり，埋没谷や埋没段丘などの埋没地形が認められる．また，沖積段丘堆積物の下位には，基底礫層に始まり，泥層及び砂層から成る，厚さ 50 m に達する海成層が伏在し，埋没谷や埋没段丘を埋積して，宮崎市街地を中心とする沖積平野一帯に広く分布していることが知られている．この基底礫層に始まる一連の海成層を沖積平野埋没堆積物と呼ぶ．本堆積物は更新世末の海面最低期から縄文海進に至る期間に形成されたものと思われる．

第 57 図は，宮崎市地盤図に記載されたボーリング柱状図にその後の新しいボーリング資料を加え，同地盤図に示された基盤岩の形状に若干の改補を加えて作製した，宮崎層群上面の高度分布図である．同図から次のような埋没地形が読みとれる．

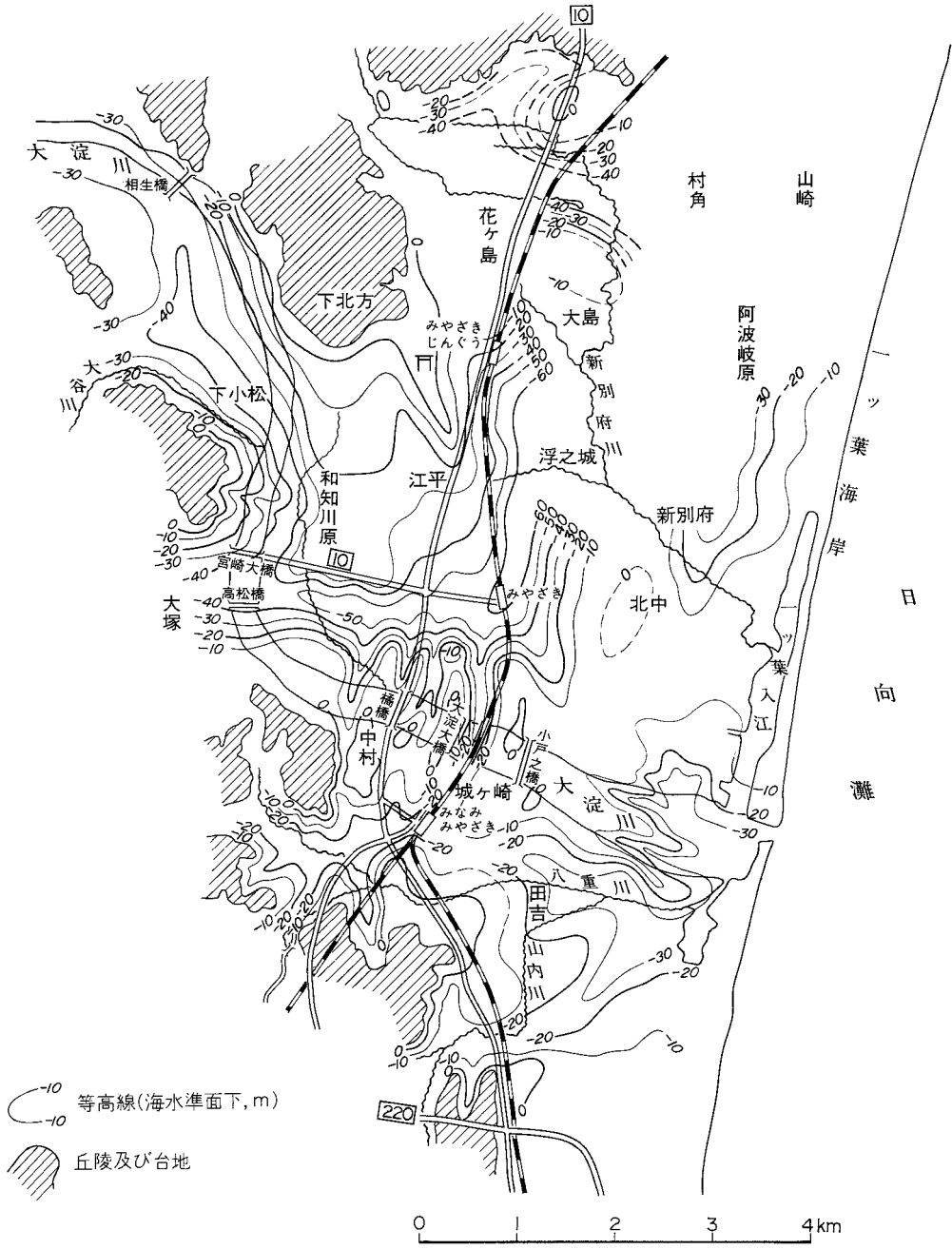
1) 現河川の上流側に向って埋没谷が進入しており，大淀川・新別府川及び八重川などに沿ってそれが認められる．しかし，その径路は現河川の流路とは一致せず，特に大淀川沿いの埋没谷の下流部は，市街地の中心部付近から北に向って大きく蛇行し，山崎方面に向っていることが推定される．

2) 海水準面下深度 0-30 m に埋没段丘が認められ，下北方における丘陵南端から宮崎市街地中心部に向う地域，大淀川下流と新別府川下流との間の地域，及び大淀川南岸の南宮崎（中村・恒久）地域などに広く分布する．また，これらの埋没段丘は埋没谷の支谷によって細かく刻まれ，その谷系は大淀川南岸丘陵における地表の谷地形と調和的である．

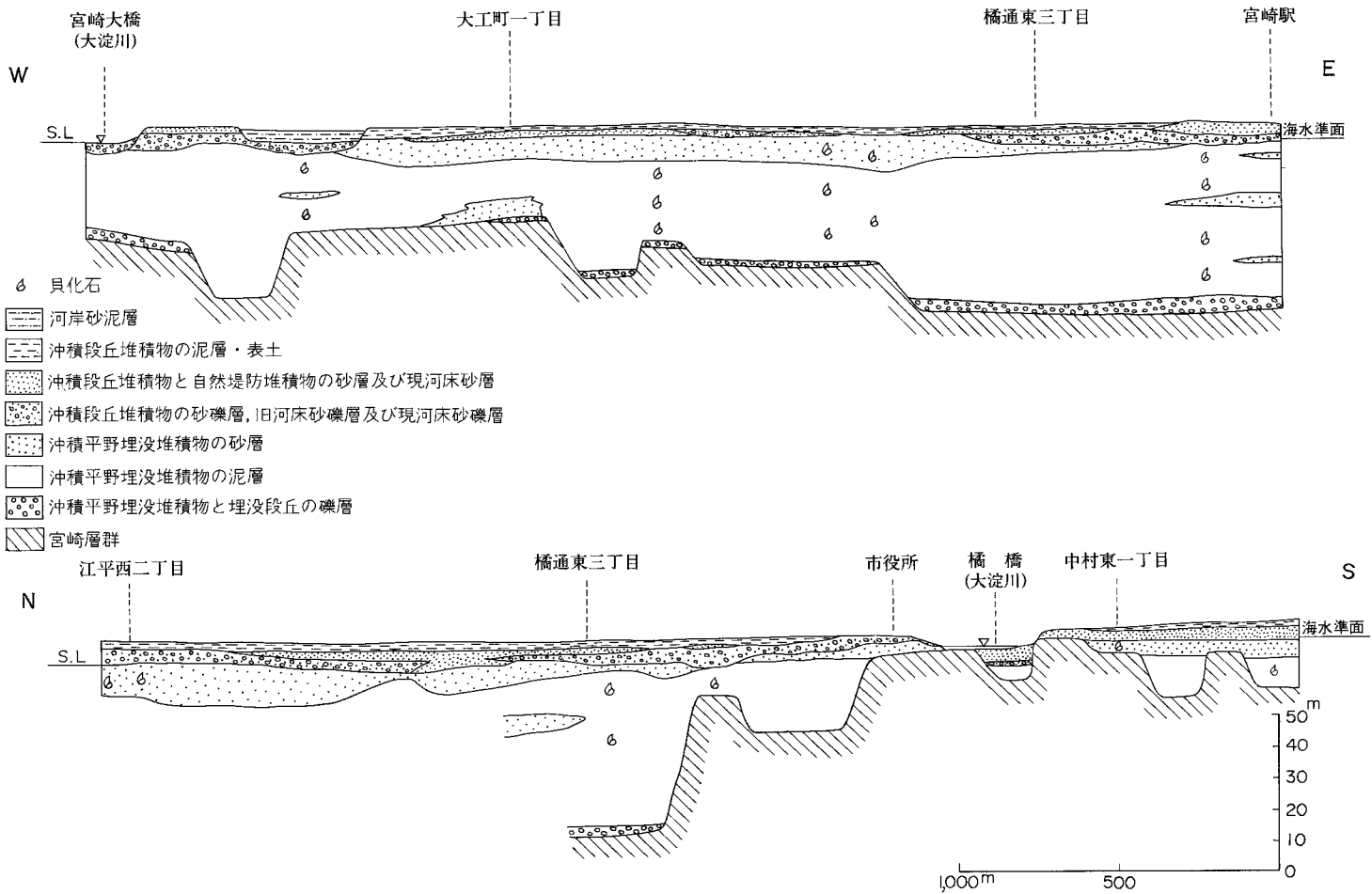
第 58 図は，上記のボーリング資料・柱状図に基づいて，宮崎市街地の中心部を通る東西及び南北断面を示したものである．同図において，ほぼ海水準面以下の部分が本堆積物に相当し，その上位の礫層以上の部分が沖積段丘堆積物その他の沖積層に当る．ただし，海水準面下 25-30 m の埋没段丘上の礫層は側方に連続せず，同段丘上のみ分布しているので，本堆積物ではなく，上述の新期段丘堆積物のいずれか，恐らく新期段丘堆積物（Ⅱ）又は同堆積物（Ⅲ）に相当する可能性がある．

本堆積物のうち，埋没谷底に認められる厚さ 2-5 m の基底礫層は，ボーリング柱状図によれば，大淀川沿いの埋没谷（以下古大淀河谷と呼ぶ）の主谷にのみ分布し，大淀川河口付近，八重川沿い及び大谷川沿いなどには認められていない．したがって，この基底礫層は古大淀河谷の主谷沿いに供給されたものと思われる．

本堆積物の大部分を構成する泥層は，主としてシルト層から成り，粘土層・砂質シルト層などを伴っている．泥層部全体の厚さは最大 50 m に達するが，レンズ状の砂層を挟む程度で，少なくとも大淀川南岸丘陵と北方・垂水丘陵とに挟まれた地域では，礫層の挟在は認められていない．この泥層は海拔 10 m 以深の埋没段丘面まで埋積しているが，第 57 図によって，当時の海面が 0 m 以下であれば，大淀川北岸の宮崎市街地付近が内湾性の堆積環境になることが容易に推察される．また，当時の海は大淀川沿いの氾濫原平野の奥深く湾入しており，泥層堆積期間中の礫の供給は，宮崎市街地付近までは及ばなかったものと思われる．宮崎市街地付近における厚い泥層は，大淀川河口付近及びその北側の砂丘地帯で



第57図 宮崎市街地周辺沖積面下における宮崎層群上面の深度分布



第58図 宮崎市街地における第四系及び宮崎層群を示す東西及び南北の地質断面図

は、ほとんど砂層に側方移化しており、これら東側の地域では外洋性の海流の影響を受けていたことが考えられる。本堆積物の上部を占める厚さ 10 m 前後の砂層は、0 ~ -5 m の埋没段丘上にもオーバーラップしており、海面が現在の海水準面より相対的に高い時期（縄文海進最盛期頃）に、外洋性海流の影響下で形成されたものであろう。

本堆積物の基底深度は、古大淀河谷では、宮崎大橋付近で海拔 - 40 m 以深、市街地中心部付近で - 50 m 以深に達しているが、宮崎駅付近から北に向って更に深まり、- 60 m に達することが推定される。一方、宮崎大橋より上流側では、柳瀬橋（大淀川本流と本庄川との合流点付近）で - 30 m 以深、富吉で - 35 m 以深、糸原北方の低地で - 19 m などを示している。また、大淀川支流の大谷川沿いでは、上小松付近で - 27 m、生目神社付近で - 17.5 m となっている。これらのうち、糸原北方や大谷川沿いなど古大淀河谷の主谷から外れた地域では、ほとんど全層が泥層で、上位の沖積層を含めた泥層の厚さは 20-34 m に達している。その泥層中には、- 30 m から + 5 m にわたって貝化石が認められており、縄文海進最盛期における海面は、相対的に現海水準面上 5 m 以上に達していたことがうかがわれる。八重川に沿う埋没谷における本堆積物の基底深度は、飛江田（宮崎空港北側）で - 30 m 以深、南宮崎地区（南宮崎駅付近）で - 25 m 前後となっている。

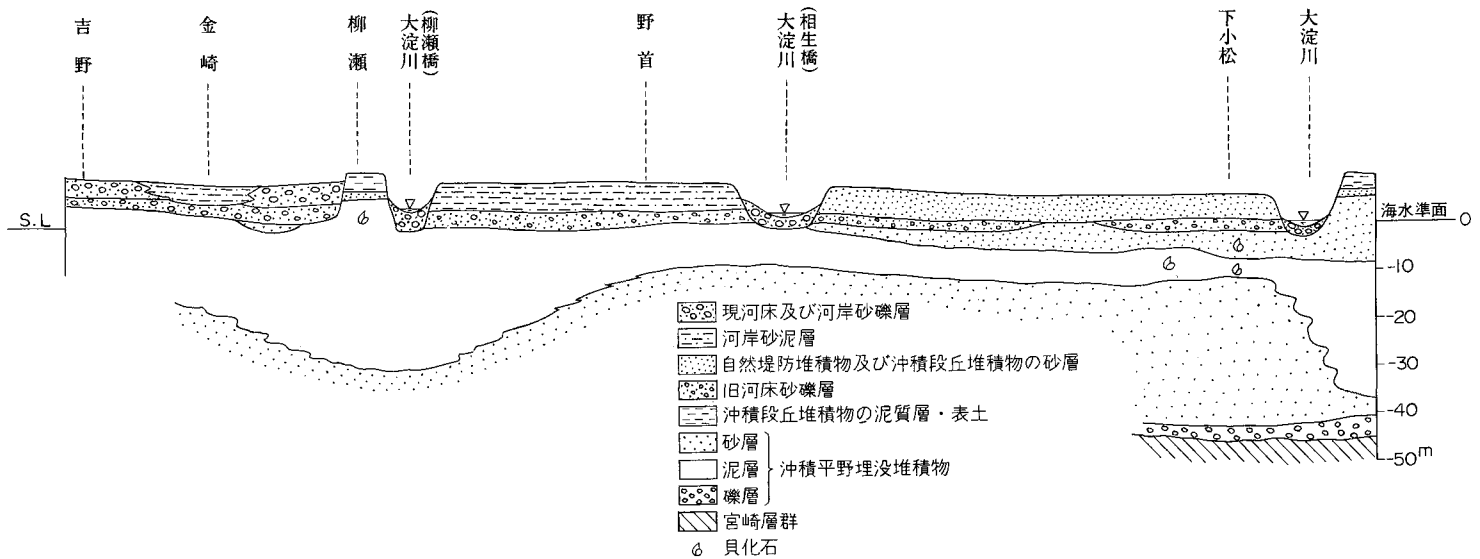
第 57 図には下北方の丘陵南端から南南東に伸びる 0 m 以上の埋没段丘地形が認められるが、宮崎神宮境内におけるボーリング柱状図によれば、+ 3.5 m の宮崎層群表面上に厚さ約 4 m の砂礫層が載っている。下北方の丘陵南端部には新期丘堆積物（Ⅱ）が分布し、そこでは + 10 m 付近の宮崎層群表面上に厚さ 4 m の砂礫層と粘土層が載り、ローム層に覆われている。宮崎神宮境内におけるローム層は確認されていないが、北方・垂水丘陵における新期段丘Ⅱ面は比較的急勾配で南に低下しているため、宮崎神宮における埋没段丘が新期段丘Ⅱ面の延長部に当たる可能性が大きい。更に上述の - 25 ~ - 30 m の埋没段丘は新期段丘Ⅱ面又はⅢ面に相当するであろう。

V. 5 沖 積 層

沖積平野埋没堆積物を覆って沖積平野を形成する表層堆積物を総称して沖積層と呼ぶ。沖積層は沖積段丘堆積物・氾濫原堆積物及び海岸平野堆積物に区分される。これらのうち氾濫原堆積物は、層位的位置・層相及び微地形的特徴などによって、旧河床砂礫層・河岸砂泥層・谷底低地堆積物・自然堤防堆積物及び、現河床及び河岸礫層に細分され、また、海岸平野堆積物は微地形と層相によって、砂州・砂丘及び海浜堆積物と堤間低地堆積物とに細分される。なお、旧河床砂礫層は氾濫原下に伏在し、ボーリング柱状図にのみよって知られる薄い堆積物で、本地質図では省略されている。第 59 図は、大淀川沿いの氾濫原における沖積層各堆積物について、層位的関係と層相の側方移化の状態を模式的に示したものである。

V. 5. 1 沖積段丘堆積物

沖積平野埋没堆積物以下の地層・堆積物を覆い、一般に礫層又は砂層に始まる堆積物で、氾濫原又は堤間低地に対して比高 2- 数 m の段丘面を形成している。大淀川・清武川両水系沿岸の各所に分布する



第59図 宮崎地域中央部における第四系を示す大淀川沿いの北西-南東の地質断面図

が、宮崎市街地を載せる本堆積物が最も広い分布を示している。ここでは第58図に示される通り、下位から順に礫層・砂層及び泥質堆積物によって構成され、全層厚は5-10 mである。層位的関係及び層相から、縄文海進最盛期直後の海退初期に形成されたものと思われる。第59図における柳瀬では礫層を欠き、厚さ2 m前後の砂層と厚さ約4 mの泥質層から成る本堆積物が、標高5 m以下に伏在する海成の沖積平野埋没堆積物の上に重なっているのが認められる。清武川水系沿岸における本堆積物は、大部分が宮崎層群以下の地層を直接覆い、ほとんど礫層と表土のみから成っている。

V. 5. 2 氾濫原堆積物

旧河床砂礫層

大淀川沿いの氾濫原下には、沖積平野埋没堆積物を覆って厚さ3-5 mの砂礫層が広範囲に分布し、ボーリング柱状図によってほぼ連続的に追跡することができる(第59図)。これは沖積段丘形成後の大淀川旧河床に堆積したものと思われ、旧河床砂礫層と呼ぶ。本砂礫層は大淀川本流と本庄川沿いの氾濫原下に分布し、氾濫原堆積物の基底礫層を形成している。縄文海進後の海退が進行した頃の堆積物と思われ、礫の供給がこれらの河谷沿いに旺盛に行われたことを示している。これに対して、上位の氾濫原堆積物は、河道がほぼ現在に近い状態に固定化した後の堆積物と思われ、現河道との位置関係による層相変化が著しい。

河岸砂泥層

主として大淀川本流と本庄川の沿岸に分布し、現在の河道と自然堤防の山側において後背低地を形成している。シルト・砂質シルト及び砂などから成り、全層厚は4-7 mである。大淀川本流沿岸における本砂泥層の堆積面は、現河道によって3-5 mの比高で比刻されているが、洪水時の水位はこれより高くなることがあり、堤防構築以前までは、溢流に伴う活発な堆積が進行していたものと思われる。ちなみに、大淀川沿いの堤防の高さは、宮崎市街地付近で現河床面上8-10 mである。

谷底低地堆積物

主として小河川沿岸の氾濫原を形成する堆積物で、段丘崖や山麓部から直接供給された二次堆積物を含んでいる。主としてシルトと粘土から成り、砂を混えているが、高岡山地周辺の一部を除いて礫の供給はほとんど受けていない。厚さは3-6 m程度であるが、大淀川下流部の小河川沿岸では、旧河床砂礫層の介在を見ることなく、沖積平野埋没堆積物の泥相を直接覆い、併せて20-30 mに達する泥層を形成しているところが少なくない。

自然堤防堆積物

主として大淀川本流の現河道に沿って分布する自然堤防を形成する堆積物で、主として砂から成り、シルト又は礫を混えることがある。旧河床砂礫層との境界は必ずしも明瞭でないが、ここでは砂層の部分のみを本堆積物とした。その厚さは7-8 mである。

現河床及び河岸砂礫層

本砂礫層は堤外地における現在の河床を形成する砂礫層と、堤内地河岸において表層部を形成する砂礫層とを一括したものである。前者は氾濫原堆積物の中で最も新しい堆積物であるが、後者は表層の氾濫原堆積物の中で、大河川の氾濫による礫の供給を著しく受けた部分に相当し、山側に向って自然堤防堆積物及び河岸砂泥層に側方移化する。厚さは3-5 mであるが、下位の旧河床砂礫層と併せて厚さ10 m前後の砂礫層を形成することがある。大淀川本流沿いではほとんど現河床砂礫層のみが分布するが、本庄川と清武川の沿岸では河岸砂礫層が広く発達している。これらの河岸砂礫層の大部分は、伏流水の取水にとって良好な帯水層となっている。

V. 5. 3 海岸平野堆積物

砂州・砂丘及び海浜堆積物

砂州・砂丘及び砂浜海岸を形成する砂質堆積物を一括して本堆積物とした。砂州・砂丘堆積物は主として中・細粒砂から成っている。砂州・砂丘列のうち最も海岸寄りの列では、標高20 m以上の砂丘地形が認められるが、それより内側の列は標高10 m前後の平坦面をなしている。砂州・砂丘堆積物の上部は沖積平野埋没堆積物の上位に重なっているが、下部は指交関係にあると思われる。ボーリング柱状図によれば、海岸平野における沖積平野埋没堆積物はほとんど砂層となっているので、砂州・砂丘堆積物との境界を決定することは困難である。

砂丘においては表土はほとんど認められないが、砂州においては厚さ数10 cm-1 mの風化土壤が形成されている。砂州は縄文海進最盛期に沿岸州として形成されたものと思われ、その後の海退に伴う離水によって風化土壤が生成したものであろう。山崎・阿波岐原^{あわぎ}及び宮崎空港付近などの砂州には弥生前・中期の遺跡が知られている。砂浜海岸を形成する海浜堆積物は、大淀川河口以北の一ツ葉海岸ではほとんど砂から成り、粗砂を混じえる程度であるが、大淀川河口以南では細・小礫を混えている。

堤間低地堆積物

砂丘及び砂州の後背低地を埋積している厚さ1.5-5 mの泥質堆積物である。ボーリング柱状図によって、シルト・粘土及び砂質シルトなどから成っていることが知られている。小林ほか(1970)によれば、本郷南方付近^{みなみかた}の本堆積物は、地表から30-80 cmの間がシルト、80-140 cmが粘土となっており、また、同地付近には深度1.5 mまでの間に暗黒色シルトや腐泥質シルトが分布し、閉塞的な環境における沼沢性堆積物が多いのが特徴である。大淀川河口岸の一ツ葉入江や南岸の入江は、かつて堤間低地一帯に広く分布していたと思われる潟湖の名残りである。本堆積物の下位には、砂州・砂丘堆積物の一部又は沖積平野埋没堆積物が伏在する。

なお、本堆積物の一部とみなされる泥質堆積物は、宮崎市街地を載せる沖積段丘の開析谷にも分布し、厚さは2-5 mである。その主なものは、宮崎神宮の北側、浮之城及び新別府川河口付近などから西に入る谷状の凹地であるが、市街地化に伴う埋立によって、地形的な識別が困難になっているところが多い。

V. 6 人工改変地

自然地形の改変は本地域においても著しく行われ、特に地質分布を変化させ、その境界を不明瞭にしているものとして宅地造成地が挙げられる。本地域における宅地造成は主として宮崎層群の分布する丘陵地で行われているが、沖積谷の部分が埋立てられ、宮崎層群の地山の部分との境界を識別し難い場合が多い。したがって、本地質図には、主として大規模な宅地造成地（一部港湾埋立地を含む）の区域を一括して人工改変地として示した。

大規模な宅地造成地においては、一般に自然斜面や尾根部の地山を切り取り、残土で谷部を埋めて地表が平坦化されている。この場合、切取られた区域には地山としての宮崎層群が分布するが、埋立てられた区域には、沖積層の上に攪乱された砂泥による人工地盤が形成されることになる。すなわち同じ丘陵地内の平坦面や緩斜面の中でも、固結度や透水性を含む地質条件は、地山区域と埋土・盛土区域との間に大きな差異を生じ、複雑な不均質状態が潜在しているものと思われる。なお、本地質図に示されているほか、宮崎市西部の小松付近及び生目南方の宮崎層群丘陵地においても、大規模な宅地造成地が新たに形成されている。

VI. 応用地質

VI. 1 天然ガス及び付随資源

本地域には開発・生産中の佐土原・宮崎両ガス田が含まれ、水溶性天然ガスを産出しているほか、古くからガス付随水を温泉として利用している湯之谷温泉（鉱泉）がある。

1.1.1 佐土原ガス田

本ガス田は佐土原町東北部の低地を中心に発達しており、ガス田の主部は北隣の妻岡幅地域に属する

第6表 佐土原ガス田南部の抗井概要（1983年1月現在）

基地	坑井	掘止 (m)	孔明管 (m)	完工 年	ガス量 (Nm ³ /日)	水量 (kl/日)	水温 (°C)	Cl ⁻ (mg/l)	I ⁻ (mg/l)	備 考
温 泉	SR-5	1,367	913-1,359	1974	100	50	30.0	19,320	94.6	休止前（1979年1月）の値
	SR-5B	708	287-425,445-700	1973	—	—	—	—	—	
明 神	SR-3	1,343	699-1,300	1973	131	121	27.6	15,870	42.1	1982年中に中間遮水部が崩壊したらしい
	I-3	1,334	304-664,868-1,325	1975	231	220	33.5	18,490	53.2	
西下山	I-1	1,198	303-478,694-1,175	1976	214	236	30.2	15,700	68.8	
	I-21	1,242	303-459,717-1,192	1975	320	345	32.8	17,170	69.1	
東下山	I-23	1,207	369-549,648-11,188	1981	159	187	32.0	17,650	75.7	
	I-26	1,170	430-1,106	1981	307	311	35.5	19,660	99.0	
明 神	SR-3	—	—	—	127	105	36.5	19,460	98.8	1982年1月の値

（伊勢化学工業株式会社提供）

第7表 佐土原ガス田南部の天然ガスの組成 (単位: vol. % ; SR-5Bは1976年の値, 他は1983年1月現在)

基地	坑井	ガス層	He	H ₂	O ₂	N ₂	Ar	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	i-C ₄ + H ₁₀	備考
温泉	SR-5B	佐土原	tr	0.000	0.00	0.00	0.43	0.17	98.82	0.032	0.010	tr	空気混入補正值
明神	—	佐土原・都於郡	0.00029	0.00081	0.05	0.56	0.0114	0.49	98.87	0.027	0.003	0.000n	I-2, I-22を含む
西下山	—	佐土原・都於郡	0.00030	0.00015	0.07	0.43	0.0120	0.53	98.93	0.030	0.002	0.000n	
東下山	—	佐土原・都於郡	0.00033	0.00050	0.09	0.29	0.0073	0.33	99.24	0.031	0.004	0.000n	

注) 1) 特記したもの以外は基地別の集合ガスの組成である。

(分析 永田松三)

2) 地層名は首藤(1952)による名称である。

が、本図幅地域にはその南部に属する8坑井(休止井2を含む)がある(第6表)。本ガス田は伊勢化学工業(株)によって開発・生産が行われているが、妻図幅地域で試堀が開始したのは1972年、それが本図幅地域内に及んだのは1973年である。現在そのうち6坑からガス及び付随水が生産されている。その生産概況は次の通りである。

	全ガス田	宮崎図幅地域
稼動坑井	36坑	6坑
休止坑井	6坑	2坑
ガス量	12,400Nm ³ /日	1,362Nm ³ /日
水量	8,000kl/日	1,420kl/日
ヨウ素生産量*	17t/月	3t/月

*水量及び水質からの推定値

天然ガス

本地域における天然ガスの組成を第7表に示す。ガス中のメタンは98.8vol. %を超え、C₃H₈までの重炭化水素をわずかに含有し、N₂及びCO₂を少し含んでいる。このような本地域のガス組成は、ガス層の年代(後期鮮新世)から考える特徴をよく示している。なお、ガス水比の平均値は、全ガス田では1.55であるが、本地域内のそれは0.959で、下部の孔明管又は長孔明管の下部のガス層はほとんど効いていないようである。

ガス付随水

本地域におけるガス付随水の水質を第8表に示す。水温は32.6-35.0℃で、これからも下部の孔明管又は長孔明管の下部のガス層がほとんど効いていないことが想定される。ガス付随水の水質は、ヒドロ炭酸イオンが少ないこと、および臭素イオンとヨウ素イオンとの比が小さいことを除くと、上総層群のものと余り変らない。

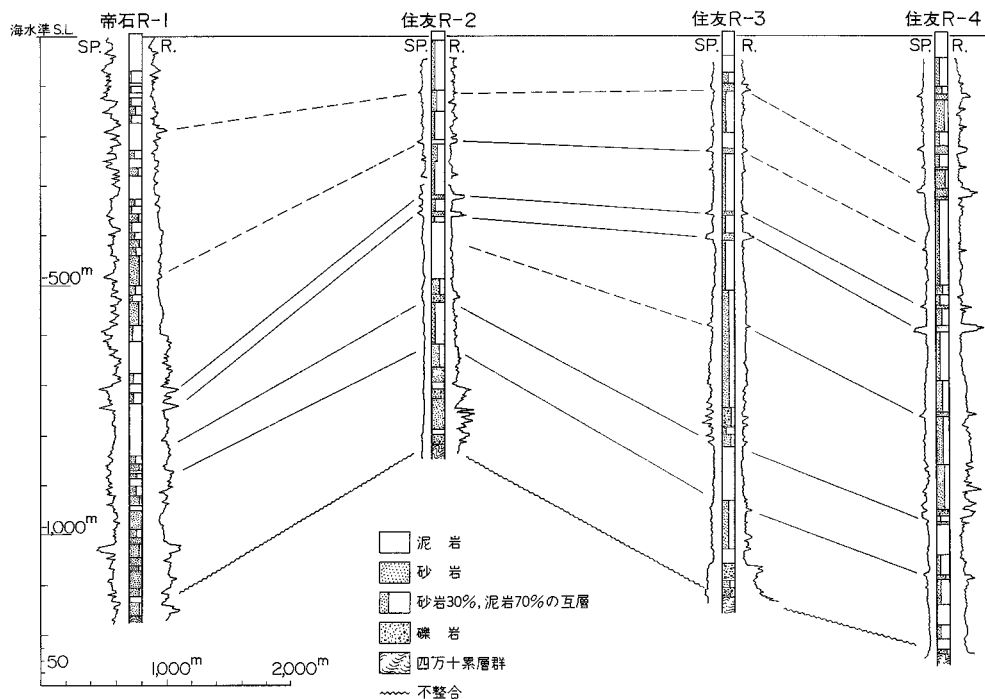
VI. 1. 2 宮崎ガス田

本ガス田は宮崎市西部の大淀川右岸地域に発達している(第60図)が、本報告においては、九州電力(株)赤江R3及び湯之谷湯泉を含める。本ガス田において試堀が盛んに行われたのは、1953年から1960年にかけてと、1977年以後であって、この間に温泉井1坑を含む12坑の試堀が行われたが、そのうち調査で

第8表 佐土原ダス田南部のガス付随水の水質

基地	坑井	水温 (°C)	pH	CO ₂	HCO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	Fe ²⁺	全 Fe	KMnO ₄ cons.
明神	I-22	34.8	7.54	23.2	222	105	2.2	2.2	59.2
西下山	I-21	32.6	7.40	44.4	291	105	2.1	2.1	54.7
東下山	I-26	35.0	7.45	34.4	184	75	2.3	2.3	76.4

注) 1) 坑井は基地別に水量の最も多いものが採用されている。 2) I-22は宮崎図幅地域外にある。



第60図 宮崎地区ガス抗井の地質柱状図及び対比図 (天然ガス鉱業会, 1961による。一部加筆)。

きたのは第9表に示す5坑である。なお、12坑の内訳は次の通りである。

稼動抗井	2坑
休止抗井	2坑
廃坑	8坑*
ガス量	1,000Nm ³ /日
水量	950kl/日

*うち1坑については現在も調査し得る。

天然ガス

宮崎ガス田の天然ガスの組成を第10表に示す。田野層をガス層とする3坑井のガス組成は、宮崎天然ガス開発(株)R1のものにCO₂がほとんど認められない点を除いてはよく似ており、特に0.015vol. %

(特記したもの以外は mg/l, 1983年1月現在)

Cl ⁻	Br ⁻	I ⁻	HBO ₂	SiO ₂	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Li ⁺
17,550	105.0	65.8	52.4	52.4	9,700	120	299	550	1.0
17,240	105.6	166.1	52.0	8.6	8,700	100	335	509	1.1
19,370	120.6	98.5	69.4	12.8	10,700	50	276	608	0.86

(伊勢化学工業株式会社提供)

第9表 宮崎ガス田の坑井概要 (湯ノ谷温泉を含む)

企業	坑井	掘止 (m)	孔明管 (m)	完工 年	ガス量 (Nm ³ /日)	水量 (kl/日)	水温 (°C)	Cl ⁻ (mg/l)	I ⁻ (mg/l)	備考
旧住友石炭 潤和会	R2	851	714-829	1959	1,620	1,330	41.0	3,876	20.7	完工時の値, 自噴
	温泉1	1,084	1,009-1,081	1977	410	470	45.3	—	—	1983年4月測定, 水中ポンプ
宮崎天然ガス	R1	850	547-768	1982	380	432	34.0	2,547	12.8	1982年8月測定, リフト
宮崎地下資源	R1	402	233-402	1972	365	400	26.0	5,647	90.4	1972年5月測定, 自噴
九州電力 個人	赤江 R3 湯ノ谷温泉 露头	802	400以下裸孔 ¹⁾	1956	480	600	—	4,820	21.6	完工時の値
					—	微量	2.16	129	—	

注) 1) は日本天然ガス興業(株)の調査時(1981年10月) 360 m付近まで埋没していた。

第10表 宮崎ガス田の天然ガスの組成 (単位: vol. %)

坑井	ガス層	He	H ₂	O ₂	N ₂	Ar	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	調査年	備考
旧住友 R2-1	田野	0.015	0.000	0.13	3.13	0.053	2.11	94.56	0.011	—	—	1982	自噴
潤和会温泉1	田野	0.015	0.001	0.24	3.06	0.046	2.06	94.55	0.020	—	—	1982	”
宮天 R1	田野	0.016	0.000	0.22	2.98	0.038	0.06	96.69	0.013	—	—	1982	”
宮地 R1	倉岡	0.001	0.000	0.06	0.67	0.011	0.19	98.98	0.000	—	—	1983	”
九電赤江3	大淀	0.004	0.004	0.62	2.85	0.45	2.81	93.55	0.028	—	—	1981	”
湯ノ谷温泉	高岡	0.015	0.000	0.55	24.64	0.70	0.49	73.51	0.001	0.000	0.000	1976	”

注) 地層名は首藤(1952)による名称である。

(分析 永田松三)

以上のヘリウムを含んでいるのが注目される。この点では湯之谷の湯泉ガスも同様であるが、このガスは酸素 0.55vol. %に見合う分を差引いても、相当量の N₂ を含む。これに対して、宮崎地下資源開発(株) R1 及び九州電力(株)赤江3のガスは、前者のメタン濃度が極めて高いほかは、目立った特徴はなく、ヘリウムの濃度もガス層の地質年代相応の値である。

ガス付随水

宮崎ガス田のガス付随水の水質を第11表に示す。同水質は変化に富み、含有成分の濃淡も様々である。潤和会温泉1及び宮崎天然ガス開発(株) R1を除くと、ヒドロ炭酸イオンはいずれも1,000 mg/lを超え、特に湯之谷温泉では塩素イオンが129 mg/lしかないにもかかわらず、それが1,060 mg/lもあるのが注目される。また、宮崎地下資源開発(株) R1を除くと、塩素イオンとの比較において、メタ硼酸の濃度が高い。特に九電赤江3の445.0 mg/lという値は、同濃度において日本で10位以内に入る日南ガス田の北郷町 R-1には及ばないが、新潟県焼山温泉に次ぐ高い値である。潤和会温泉1及び湯之谷温泉のガス付随水は温泉としても利用されているし、また、旧住友石炭(株) R2-1及び宮崎地下資源開発(株) R-1のガス付随水も、最近まで温泉として利用されていた。

第11表 宮崎ガス田のガス付随水の水質

坑 井	水温 (°C)	pH	CO ₂	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	Br ⁻	I ⁻	HS ⁻	SO ₄ ⁻	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Al ³⁺
旧住石 R2	39.8	7.6	32.0	11,435	3.0	3,143	9.2	15.3	0.4	1.2	2,551	21.7	6.1	10.5	15.9	0.2
潤和会温泉	42.8	7.15	41.5	799.7	1.0	6,684	19.6	32.8	0.1	1.8	4,488	48.6	15.6	30.4	66.7	0.3
宮天 R1	21.2	8.85	—	219.7	3.1	2,547	7.9	12.8	—	1.0	2,185	13.7	3.5	5.6	5.1	0.3
宮地 R1	25.8	8.1	—	1,096	—	15,440	95.2	83.2	—	0	9,500	27	33	170	310	—
九電郡司分	21.0	7.80	—	1,800	1.3	5,613	23.6	30.7	—	—	4,140	20.7	6	15.0	14.0	—
湯ノ谷温泉	20.0	8.0	—	1,060	—	129	—	—	—	—	475	2.3	0.4	1.8	3.6	—

宮崎ガス田において、現在天然ガス井として使われているのは、旧住友石炭鉱業㈱ R2-1 及び潤和会温泉 1 の 2 坑井である。後者の生産量は第 9 表に示されている通りであるが、前者はガス量 590Nm³/日、水量 480k/日という自噴状況で運転されている。第 9 表の完工時の値との差は、セパレーターが 7 m の高さに置かれていること、及び坑井そのものの一部破管によるものであろう。

VI. 2 マンガン鉱及びアンチモニー鉱

本地域における金属鉱床として知られているのは、四万十累層群中のマンガン鉱とアンチモニー鉱であるが、現在はいずれも廃坑となっている。マンガン鉱床は高岡町内ノ八重西方約 2 km 付近にあり、かつて上倉永鉱山として稼行されたと言われているが、鉱床の賦存状況等は明らかでない。旧坑口は内ノ八重層の砂岩頁岩互層部にあるが、塩基性岩類に関連した鉱床と思われる。マンガン鉱床は日南帯には全く知られていない。また、宮崎県北部の五箇瀬川及び耳川中・上流域では秩父帯及び諸塚層群以外には知られていない(今井ほか, 1979 ; 1982)。

アンチモニー鉱床は田野町八重の北方約 1 km 付近にあり、かつて田野鉱山として稼行され、1920 年から 1952 年頃まで断続的に出鉱されている(地質調査所, 1955)。宮崎県資料によれば、鉱床は山之口層中に挟在する砂岩中にあり、E-W系断層に伴う粒土層に胚胎している。鉱脈の幅は 7-20 cm で、部分的に 60 cm 肥大していることがある。下盤の砂岩には石英脈が見られる。

周辺地域におけるアンチモニー鉱床としては四家鉱山(野尻図幅地域)及び高城鉱山が知られており、また、境川西岸地域にもその存在が推定されている(地質調査所, 1955 ; 木野ほか, 1976)。いずれも山之口層に含まれ、その他の日南帯には知られていない。宮崎県北部におけるアンチモニー鉱床は主に花崗斑岩(尾鈴酸性岩)周辺に分布し、その火成活動に関連して生成されてものと考えられている(地質調査所, 1955)。また、耳川及び小丸川水系流域では日向層群上野層に含まれている(今井ほか, 1979)。

VI. 3 窯業原料及び石材

本地域における非金属原材料資源として知られているのは、窯業原料としての第四系の粘土と、建築用石材としての始良火山噴出物中の溶結凝灰岩(灰石)である。窯業原料のうち陶器製造用粘土としては、宮崎市池内北方における池内層上部の軟質凝灰質粘土が利用されている。これは可塑性に富み、池

(特記したものは mg/l, 宮崎県衛生研究所の分析によるものは mg/kg)

Fe ²⁺	全 Fe	HSiO ₃	HBO ₂	KMnO ₄ cons.	調査年	備 考
0.2	—	21.0	353.1	11.0	1982	分析 宮崎県衛生研究所 (KMnO ₄ cons. を除く)
3.0	—	30.3	330.1	—	1982	" " (自噴時の値)
14.1	—	22.7	325.9	—	1982	" " (ほかに CO ₃ ²⁻ 219.7 mg/kg)
—	0.7	—	32	27.2	1977	
—	—	—	445.0	58.2	1981	分析 一部日本天然ガス興業㈱, 埋没状態での値
—	—	—	65	—	1977	

(特記したものは永田松三分析)

第12表 窯業原料としている粘土の化学組成 (宮崎県工業試験場資料による)

粘 土	産 地	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	Total
池内粘土 (池内層)	池内北方	59.97	18.29	9.56	0.38	0.17	0.83	2.84	0.89	6.43	99.36
		68.77	16.52	4.19	0.52	0.19	0.64	2.50	2.04	5.05	100.42
	みたま園	67.23	17.78	4.03	0.24	0.20	0.81	2.37	1.20	5.46	99.32
古屋粘土 (沖積層)	古 屋	61.40	21.19	5.13	0.33	0.55	1.57	2.58	1.22	6.24	100.21
		60.18	21.25	5.70	0.28	0.55	1.51	2.79	0.96	6.72	99.94



第61図 灰石 (入戸火砕流堆積物溶結部) の石切場跡 (清武町黒北付近)

内粘土と呼ばれ、製品は池内焼としてその名が知られている。池内粘土は生地は灰白色であるが、火山灰や生物遺骸等含まれる鉄分によって黄褐色を帯びている。宮崎県工業試験場の焼成結果によると、同粘土は焼成によって次第に茶褐色を呈し、収縮率が最高値を示す焼結温度 1,200-1,250° で赤茶色となる。



第62図 灰石（入戸火砕流堆積物溶結部）の石切場跡（高岡町梁瀬付近）

瓦製造用粘土としては綾町古屋における沖積層粘土（谷底低地堆積物）が用いられ、その採掘量は年間約5万tである（宮崎県工業試験場資料）。同粘土は綾層泥岩から供給されたものである。池内粘土及び古屋粘土の分析値を第12表に示す。

始良火山噴石物の溶結凝灰岩は灰石と呼ばれ、建造物の土台・石垣などの自給材料として古くから利用されている。本地域周辺の古い石垣はほとんど灰石である。かつては清武川中流部の船引から灰ヶ野に至る地域の各所で石切場が見られた（第61図）が、現在では同沿岸の鹿村野付近と浦之名川沿岸で稼行されているに過ぎない（第62図）。

VI. 4 水 文 地 質

VI. 4. 1 河川の流況

大淀川・清武川両水系は豊かな水量を維持し、本地域における生活と自然環境に重要な役割を果たしている。第13表は両水系に関する流況を示したものである。同表には、比較のため、地質や気象条件が類似するほかの地域における流況を併示した。流量はおおむね流域面積に対応した値を示すが、比流量（単位面積当りの流量）は流域面積に対応せず、それぞれの流域特性、特に地質分布と密接に関連している。

四万十累層群山地とシラス地帯の河川流況の比較

第13表において、宮崎県北部の小丸川・大分県南部の番匠川及び高知県の四万十川は、本地域外であるが、四万十累層群山地を流域とする代表的な河川である。したがって、これらの河川が示す洪水比流量0.0026-0.007 ($\text{m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$)と最大比流量7.4-9.2 ($\text{m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$)は、四万十累層群を流域とする河川の

第13表 大淀川・清武川両水系等における流況

河川名	観測地点	流域面積 (km ²)	流域地質構成	流量 (m ³ /sec)		年総量 (×10 ⁶ m ³)	比流量 (m ³ /sec/km ²)		流出高 (mm)	流域の平 均年雨量 (mm)	
				最大	渇水		最大	渇水			
大淀川水系	大淀川下流	柏田(本庄川合流)	2,126.0	S, A, M, K	5,394	42.10	4,455	2,537	0.0198	2,096	2,700
	大淀川中流	高岡	1,563.5	A, S, K, M	5,060	37.16	3,452	3,236	0.0238	2,208	
	大淀川上流	樋渡(都城盆地)	860.6	A, S, K	2,300	24.79	1,988	2,673	0.0288	2,310	
	本庄川中流	嵐田	381.0	S, M	2,400	4.95	991	6,300	0.0130	2,602	
清武川水系	清武川中流	船引	102.6	S, A, M		1,326			0.0132		2,800
	清武川上流	灰ヶ野	53.9	S, A, M		0.735			0.0135		
	井倉川下流	"	17.3	S, A		0.262			0.0152		
	別府田野川	上ノ原	18.3	S		0.140			0.0077		
	黒北川	椎屋形	15.8	S, M		0.112			0.0071		
	柞ノ木川	"	7.4	M, S		0.038			0.0051		
	清武川・松山川	上ノ原 (区間増加量)	13.0	A, M,		0.417			0.0321		
	井倉川中流	灰ヶ野 梅谷 灰ヶ野	4.3	A		0.126			0.0293		
本地域外水系	小丸川(宮崎県)	高城	396.3	S	3,260	2.32	1,098	8,226	0.0058	2,772	3,000
	五箇瀬川(")	三輪	1,044.1	C, S, As	6,023	16.00	2,025	5,769	0.0153	1,939	2,400
	番匠川(大分県)	番匠橋	278.0	S	2,560	0.72	377	9,209	0.0026	1,357	2,000
	四万十川(高知県)	具同	1,807.6	S	13,381	13.30	3,680	7,402	0.0070	2,036	2,600
	肝属川(鹿児島県)	俣瀬	450.0	A, S	1,157	16.49	1,102	2,571	0.0366	2,449	2,700

S: 四万十累層群 M: 宮崎層群 A: 始良火山噴火物(シラス) K: 霧島火山岩 C: 秩父帯中・古生層 As: 阿蘇火砕流堆積物

注 1) 流量は、清武川水系については昭和44年12月(宮崎市水道局, 1970), 他は昭和55年以前10-30年の期間(建設省河川局, 1980)における値。

2) 流域の雨量は気象庁(1971)による推定値。

代表的な値とみなすことができる。一方、鹿児島県大隈地方の肝属川はシラス地帯を流域とする代表的な河川であり、渇水比流量0.037 (m³/sec/km²)と最大比流量2.57 (m³/sec/km²)はシラス地帯における代表的な値と見ることができる。シラス地帯の河川の渇水比流量については、阿部ほか(1964)による0.037-0.04 (m³/sec/km²)及び菅野(1976)による0.024-0.04 (m³/sec/km²)がそれぞれ得られている。

大淀川・清武川両水系における比流量と地質

本地域における両水系の各河川に見られる比流量は、上述の本地域外の四万十累層群・シラス地帯両河川における代表値の中間の値を示しながら、それぞれ流域における地質構成の違いをよく反映している。すなわち、大淀川上流と大淀川中流の示す渇水比流量はそれぞれ0.0288及び0.0238 (m³/sec/km²)で、シラス地帯河川の渇水比流量に類似しているが、流域の大部分は始良火山噴石物(シラス)から成り、霧島火山岩類を含めると、流域面積の80-90%を占め、残りが四万十累層群となっている。これに対して、流域面積の約70%が四万十累層群山地となっている本庄川の渇水比流量0.013 (m³/sec/km²)は、上記の四万十累層群を代表する河川にやや近い値となっている。

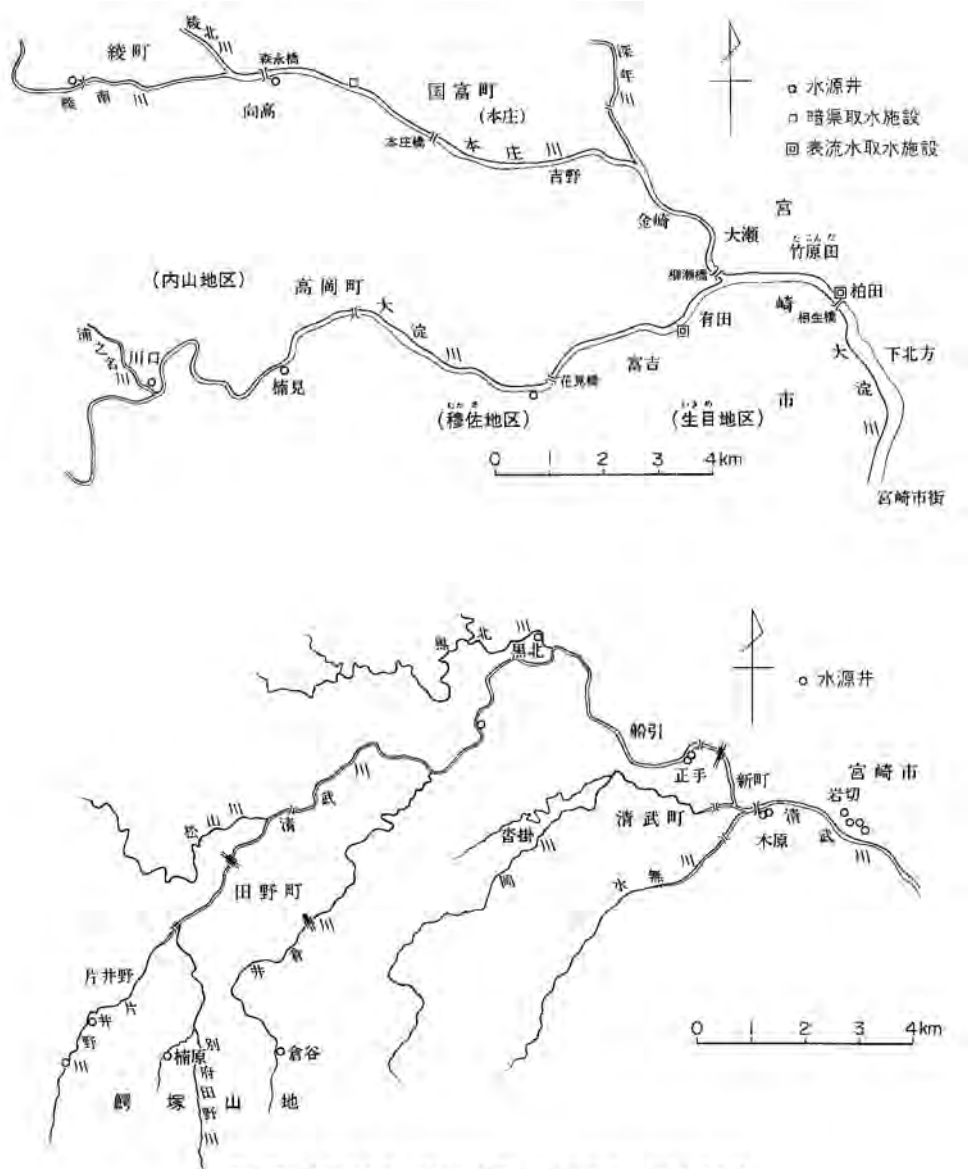
清武川水系においては、流域の大部分が四万十累層群又は宮崎層群によって占められ、一般に渇水比流量は小さいが、シラス台地や段丘を通過する部分の区間増加量(主としてシラス台地や段丘礫層からの湧水量)に関する渇水比流量は0.029-0.032 (m³/sec/km²)を示し、シラス地帯河川の代表値と類似している。

VI. 4. 2 地下水賦存状況

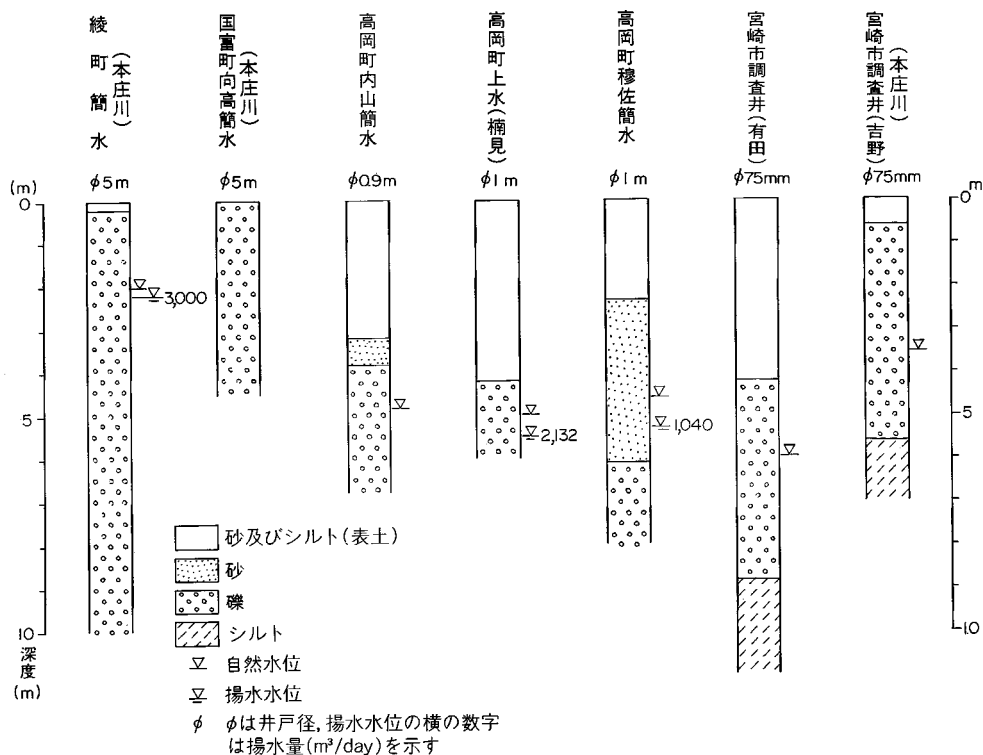
本地域における地下水は沖積平野・シラス台地・その他の段丘など、ほとんどあらゆる平坦地で得られるが、比較的良質かつ大量の地下水は、本庄川・大淀川本流及び清武川本流沿岸において取水されている。また、シラス台地にはしばしば湧水が見られ、台地における貴重な水資源として利用されている。これらはいずれも自由地下水で、砂礫層が主要帯水層となっている。

河川沿岸の地下水

清武川・本庄川及び大淀川本流沿いの沖積砂礫層（現河床及び河岸砂礫層と旧河床砂礫層）中には伏流



第63図 大淀川水系と清武川水系における伏流・表流水源分布



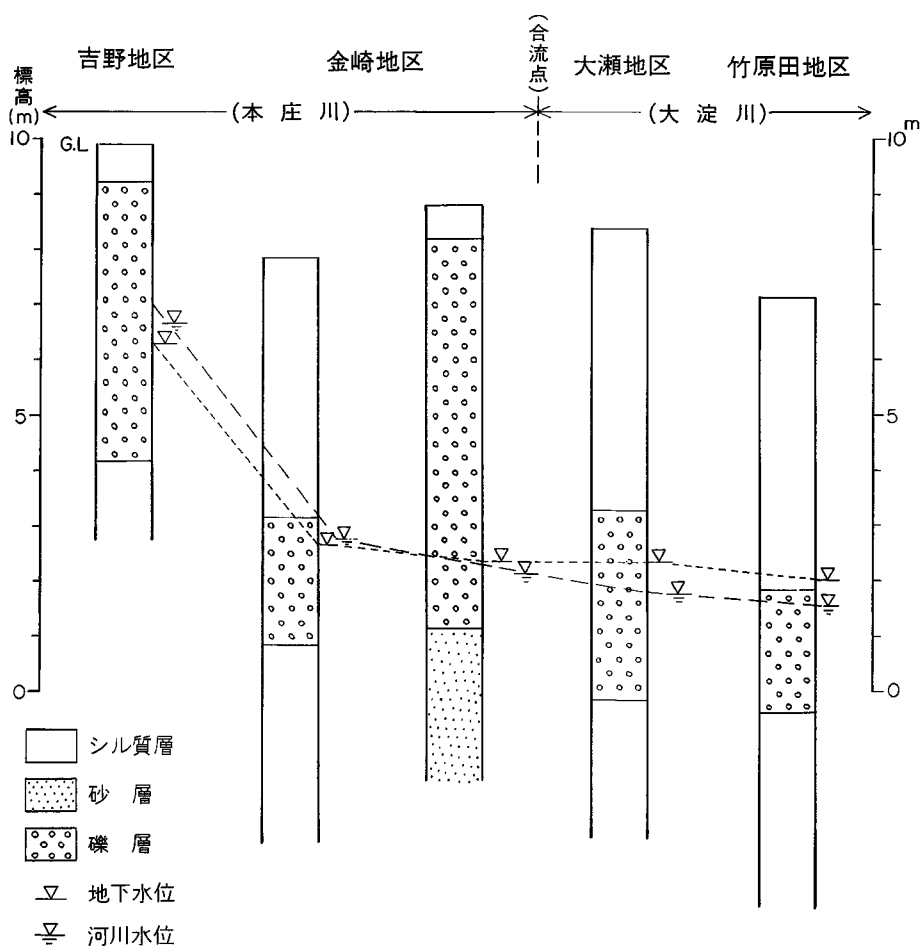
第64図 大淀川水系沿岸における井戸掘削柱状図と水位 (綾町・国富町・高岡町及び宮崎市の各資料による)。

水が認められ、宮崎市を始め各町の水道水源として利用されている(第63図)。清武川下流沿岸における著しい伏流水の存在は、清武町周辺における揚水状況と水質分布から既に推定されていた(木野・比留川, 1962)。その結果は宮崎市の活用するところとなり、昭和39年同市の第2水源として、岩切地区に径8m、深度6-8mの浅井戸群が設けられ、1井当たり日量5,000-6,000m³の取水に成功した。昭和57年現在、宮崎市における1日当たり平均給水量約10万m³のうち、その約14%に当たる14,000m³が岩切地区の伏流水によってまかなわれている。その後、清武川の伏流水は清武町によっても利用され、正手地区及び木原地区の井戸群によって、昭和57年現在、日量平均約7,000m³が取水されている。また、岩切地区の上流側には食飲料及び半導体関連工場が立地し、それらによる取水量は日量5,000m³以上に達する(宮崎県資料)と推定される。

清武川沿岸における河岸砂礫層の透水性は極めて大きく、上記各井戸における揚水量と水位降下量との関係を総合すれば、水位降下1m当りの揚水量はコンクリート浅井戸(径1-8m)で3,000-5,000m³/day、鋼管井(径200-350mm)で1,000-3,000m³/dayと見込まれる。宮崎市水道局(1970)によれば、船引地区における本砂礫層の透水係数は $4.3-5.6 \times 10^{-1}$ (cm/sec)と試算されている¹⁾。

船引地区から正手・木原を経て岩切地区に至る区間における表流水と伏流水の交流は著しく、上流側から下流側に向かって表流水の増減が繰返されている。同じく宮崎市(1970)によれば、船引-正手にお

1) 環境地質部 岸 和男技官解析



第65図 本庄川—大淀川沿岸における水理地質断面図 (宮崎市水道局, 1961による)。

ける伏流水流動量は渇水期において最大 $0.284 \text{ m}^3/\text{sec}$ である。また、岡川と水無川が合流する木原地区で $0.787 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、岩切地区で $0.431 \text{ m}^3/\text{sec}$ と試算されている²⁾。清武川沿岸の砂礫層のこのような水理性は、清武川本流や水無川の河床勾配が大きいこと、及び上流域の鱈塚山地が砂岩に富む地層によって構成され、崩壊による礫の生産と急速かつ大量の礫の供給が行われてきた結果と見る事ができる。

大淀川水系においては、大淀川本流と本庄川との合流点より上流側では、帯水層の位置、地下水位及び河川水位等によって示される水理地質的關係は、伏流水の取水に適しており、高岡町・国富町及び綾町の水道水源として利用されている。第64図はそれらの井戸掘削時の柱状図によって、河岸砂礫層及び旧河床砂礫層の分布状態を示したものである。また、第65図は本庄川と大淀川本流との合流点付近における水理地質的断面を示したものである。第64図に示した自然水位と揚水水位及び揚水量の關係と宮崎市(1967)による試験結果を総合すれば、径1-6mの浅井戸による場合の水位下降1m当りの揚水量は、吉野地区より上流側の本庄川沿岸で $5,000-15,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 、有田地区より上流側の大淀川本流沿岸で $1,500-4,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 、合流点より下流側の大淀川沿岸で約 $700 \text{ m}^3/\text{day}$ となる。有田地区における旧河

2) 環境地質部 菅野敏夫技官解析

床砂礫層の透水係数は $2.3-9.1 \times 10^{-1}$ cm/secと試算されているので、本庄川沿岸における河川砂礫層の透水係数は更に大きな値を示すことが推定される。このことは、本庄川における砂礫の供給が、清武川の場合と同様に急速かつ大量に行なわれていることを示すものである。

シラス台地の地下水

田野盆地には始良火山噴出物から成るシラス台地が広く発達し、各所に湧水が認められる。田野町水道課の資料によれば、同町における水道水源は13箇所、その主力は清武川最上流域の鰐塚山地における谷底砂礫層中の伏流水（日向青島図幅地域）であるが、シラス台地面に散在する鷺瀬・灰ヶ野・鹿村野・七野（日向青島図幅地域）・八重及び野崎等の集落においては、始良火山噴出物の基底部からの湧水を水源とし、ポンプ揚水による供給が行なわれている。これらの湧水のうち、鷺瀬北方の清武川河岸段丘崖におけるものは最も大規模で、基底の礫層（新規段丘堆積物（Ⅲ））からの湧出量は日量 $3,000-5,000$ m³と推定されている。現在約 500 m³/dayが取水され、主として田野町市街地北部地区に供給されている（第66図）。

鷺瀬北方湧水地点における渇水時の湧水量を $3,000$ m³/day、シラス台地における渇水比流量を 0.03 m³/sec/km²とすれば、鷺瀬地区のシラス台地（約 2.6 km²）からの地下水湧出量は約 $6,700$ m³/dayと試算され、その約45%がこの地点に集中していることになる。井倉川を隔てた尾平地区にも約 2 km²のシラス台地が分布するが、同様の条件で試算すれば、その全湧出量は約 $5,000$ m³/dayとなる。

段丘の地下水

宮崎市街地の沖積段丘には同段丘堆積物中の砂層又は礫層を帯水層とする自由地下水が賦存し、生活



第66図 シラス台地崖における始良火山噴出物下の礫層からの湧水（田野町鷺瀬北方の清武川河岸、海拔85m地点）。

用水及び工業用水などに利用されていたが、上水道の普及及び水質の悪下などにより、現在の利用度は少なくなっている。

新規段丘（Ⅰ）～（Ⅳ）の各段丘面には古くから集落が立地し、上水道が普及するまでは個々に井戸又は湧水の汲上げが行なわれていたが、現在の利用度は極めて少ない。なお、これらの地下水は礫層を帯水層としている。

砂州・砂丘地帯の地下水

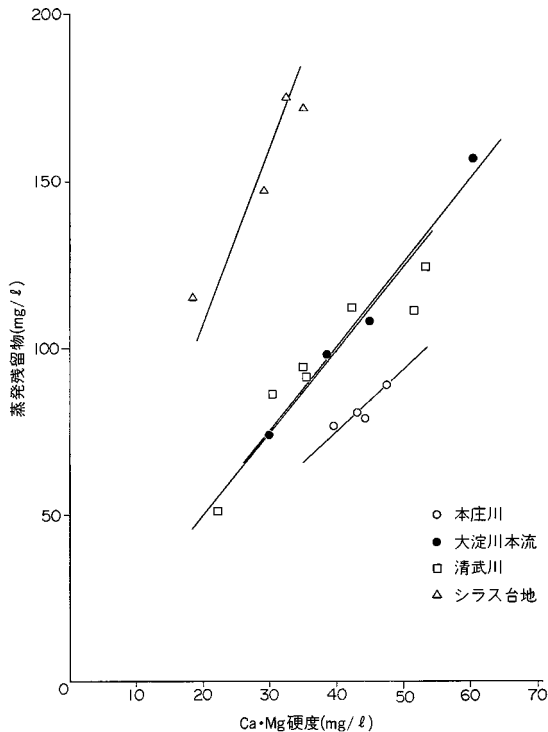
この地帯は独立した地下水涵養区域を形成し、砂層は良好な帯水層となっている。地下水面を海面以上に維持することを条件として、小規模な揚水が可能である。昭和36年当時の地下水利用状況（木野ほか、1962）によれば、汀線からの距離500 m以上、標高10 m以上の地点における1井当りの取水可能量は、日量20-60 m³である。

VI. 4. 3 水質の分布

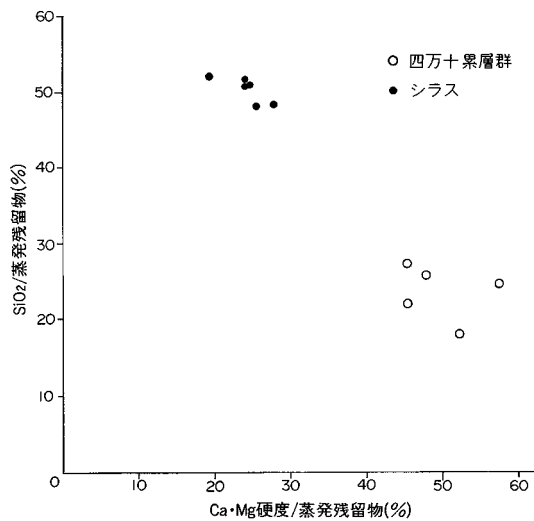
第14表は大淀川・清武川両水系における表流水と伏流水及びシラス台地の湧水について、沿岸各市町の資料に基づく水質の一部を示したものである。これらのうち、伏流水（各水源井）については、上流側から下流側に向う順序で配列されている（第63図）。表流水や伏流水の水質は、気象や人為的な条件による短期的な変化があるので、厳密な比較は困難であるが、両水系とも、Ca・Mg硬度（CaCO₃換算、以

第14表 大淀川・清武川両水系における水質（各市町資料による）

水系	試料採水地点	採水年月 (昭和)	pH	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ・ NO ₂ -N (mg/l)	KMnO ₄ cons. (mg/l)	total Fe (mg/l)	Ca・Mg hardness (as CaCO ₃) (mg/l)	T.S.M (mg/l)	hardness /T.S.M (%)	
大淀川	本庄川	綾町簡易水道水源井	57.4	6.3	7.1	0.9	0.2	<0.05	39.5	77	51.3
		国富町向高簡易水道水源井	57.4	6.3	6.7	1.2	1.0	<0.05	47.5	89	53.4
		国富町上水道水源(本庄)	57.4	6.4	6.7	0.5	0.6	<0.05	43.0	81	53.1
		宮崎市調査井(吉野地区)	42.5	6.7	4.9	0.3	1.5	0.02	44.4	79	56.2
	大淀川本流	高岡町内山簡易水道水源井	57.7	6.1	8.9	1.6	0.7	<0.05	38.5	98	39.3
		高岡町上水道水源井(楠見)	57.7	6.6	9.9	0.4	0.9	<0.05	45.0	108	42.9
		高岡町穆佐簡易水道水源井	57.7	6.6	11.4	1.3	1.0	<0.05	60.5	157	38.5
		大淀川表流水(柏田)	42.4	7.2	8.3	0.2	3.5	0.2	30.0	74	40.5
		同上	57.10	7.6	11.6	1.2	3.7	0.31	47.6	166	28.7
		清武川	田野町上水道第1水源井(片井野)	56.4	6.9	6.9	0.1	0.2	0.05	22.0	51
清武川本流	清武町上水道第2水源井(正手)	57.10	6.5	10.7	1.3	1.0	<0.05	35.5	91	39.0	
	清武町上水道第3水源井(木原)	57.10	6.9	10.3	1.1	1.0	<0.05	35.0	94	37.2	
	宮崎市上水道第2水源井(岩切)	42.4	6.3	19.5	0.9	5.1	0.04	53.4	124	43.1	
	同上	57.5	6.3	15.4	1.6	2.1	0.04	51.6	111	46.5	
	清武川表流水(岩切)	42.4	7.1	10.1	0.4	2.4	0.26	30.3	86	35.2	
	同上	57.5	7.1	13.8	1.5	3.7	0.42	42.4	112	37.9	
シラス台地 (田野盆地)	田野町上水道第2水源(湧水)	56.4	6.3	14.6	5.1	0.4	0.05	32.5	175	18.6	
	鹿村野簡易水道水源(〃)	56.4	6.4	12.5	3.6	0.2	<0.05	35.0	172	20.3	
	野崎簡易水道水源(〃)	56.4	6.9	8.3	1.6	0.1	0.12	18.5	115	16.1	
	八重簡易水道水源(〃)	56.4	6.9	11.1	2.5	0.7	0.16	29.0	147	19.7	



第67図 各水系における硬度と蒸発残留物との関係
(Ca·Mg 硬度は CaCO_3 換算)



第68図 四万十累層群水系とシラス水系における水質の比較
(Ca·Mg 硬度は CaCO_3 換算)

下と同じ)とT.S.M(蒸発残留物)が上流から下流に向かって次第に増加している傾向が見られる。しかし、本庄川・大淀川本流・清武川本流及びシラスの各水系に区分した場合、Ca・Mg硬度とT.S.Mの比は各水系ごとには、ほぼ一定しているが、水系間の比較では異なる値を示している。すなわち、本庄川・大淀川本流(本庄川との合流点より下流側を除く)・清武川及びシラスの各水系における平均値は、それぞれ53.5、40.2、40.3及び18.7%となり、大淀川本流と清武川本流の値は似ているが、本庄川とシラスとの比較において大きな差が認められる。

このような水系間の水質の差は、流域の地質の違いを反映しているものと思われる。すなわち、大淀川本流と清武川本流の流域は主として四万十累層群・宮崎層群及び始良火山噴出物(シラス)によって構成されているのに対して、本庄川流域はほとんど四万十累層群であり、また、シラス水系はほとんどシラスのみから成っている。したがって、このような水系ごとの水質的特徴は、基本的には上・中流域の地質構成によって規定されているものとみられる。

第67図は、各水系についてCa・Mg硬度とT.S.Mの関係を示したもので、各水系ごとの水質は、両成分の平均比率を示す直線によって明瞭に区分される。各直線において、シラス以外の水系については、おおむね左下方が上流側、右上方が下流側の採水地点にそれぞれ該当する。

次に第68図は、Ca・Mg硬度・T.S.M及び SiO_2 の3成分が知られている水質

分析結果(木野・比留川, 1962)に基づき, T.S.M に対する Ca・Mg 硬度及び SiO₂ の比率によって, 四万十累層群(日向山地及び南那珂山地)を主流域とする河川表流水(小丸川・一ッ瀬川及び広渡川)及び伏流水と, 都城盆地における, シラス地域を代表する地下水及び表流水の水質を比較したものである。同図において, 四万十累層群地域においては, T.S.M に対する Ca・Mg 硬度の比率が 50%前後, SiO₂ の比率が 25%前後を示すのに対して, シラス地域においては, T.S.M に対する Ca・Mg 硬度の比率が 25%前後, SiO₂ の比率が 50%前後に集中し, 両地域における Ca・Mg 硬度と SiO₂ の比率が対称的に入れ替わった形となっている。したがって, T.S.M に対する SiO₂ の比率は, 本庄川水系において 25%前後, 田野盆地のシラス水系において 50%前後と類推される。すなわち, 四万十累層群を主流域とする河川表流水と伏流水は, 上流側から下流側に向かう Ca・Mg 硬度によって特徴づけられ, シラス地域の表流水と地下水は, 相対的に多量の SiO₂ 含有によって特徴づけられている。

VI. 5 地 質 災 害

本地域における地質災害には, 洪水・氾濫, 斜面崩壊, 及び地震災害などがある。これらのうち, 洪水・氾濫と斜面崩壊は主に豪雨に伴って発生し, 過去における頻度は大きい。また, これらは自然史的な観点からは, 地形発達史における侵食・堆積過程の現在断面としてとらえることができる。

VI. 5. 1 洪水・氾濫

気象災害としても典型的なもので, 台風の進路に当る本地域では, その発生頻度が極めて大きい。宮崎県(1967), 小林ほか(1970)及び東京天文台(1982)などに基づき, 過去の代表的な例を挙げれば次の通りである。

昭和初頭では, 昭和2年8月の台風によるものが大きく, 大淀川の氾濫により高松橋・橘橋及び赤江橋が流失した。この時の宮崎市における降水量は最大日量 290 mm, 5日間の総量は 540 mm であった。

昭和14年10月の台風は戦前における最大規模の被害をもたらし, 宮崎市周辺の死者・行方不明 58 人, 床上浸水 2,000 戸であった。特に清武川の氾濫による清武町中心部の被害は甚大で, 日豊線の鉄橋も流失している。上記の死者のうち, 同町における溺死者 32 名が含まれている。この時の宮崎市における最大日雨量 587 mm と最大時間雨量 134 mm は, 1886 年(明治19年)同測候所の観測開始以来現在までの最大記録となっている。

戦後も昭和20年の枕崎台風をはじめとして大きな災害に見舞われている。昭和29年には九州南部からの台風上陸が4回に及び, 同年9月の台風12号に際しては, 大淀川と本庄川で堤防の決壊と氾濫があり, また, 支流の中・小河川における水位上昇に伴って内水氾濫が発生した。宮崎市における最大日雨量約 170 mm, 3日間の総雨量は 290 mm で, 本地域としては中規模程度の降水量であったが, 大淀川上流域の都城における3日間の総雨量が 660 mm に達し, 下流側の増水に伴って高松橋と小戸橋が流失した。この時の被害は宮崎県北部の山間部において最も大きく, 同地域を中心に死者・行方不明 64 人に及んだ。

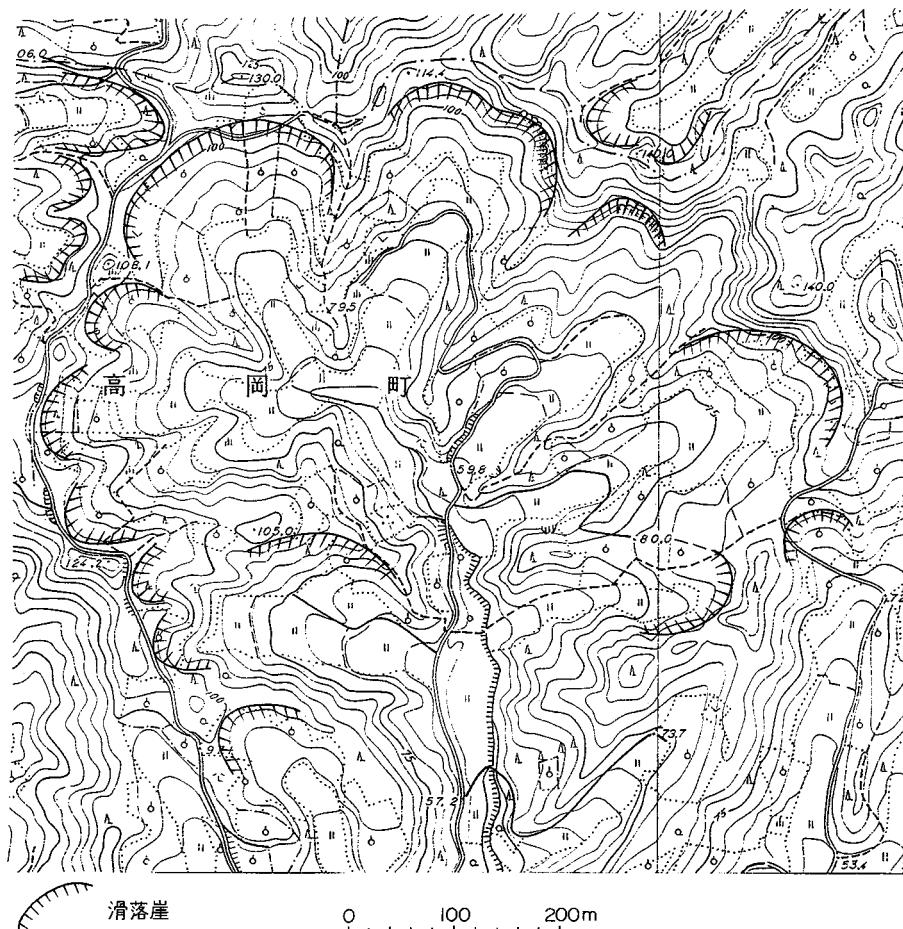
昭和57年には, 7月から8月にかけて, 梅雨前線豪雨によって3回, 台風によって2回の集中豪雨に

見舞われ、大災害は昭和29年時に類似して県北山間部に集中したが、宮崎市における降水量は各回とも200 mm前後に止まり、本地域における被害は比較的少なかった。しかし、大淀川に合流する中・小河川の一部に内水氾濫が発生している。

これら過去の洪水・氾濫の状況から次の事が指摘される。

1) 大淀川本流における平水時の水位は氾濫原より3-5 m下位にあるが、過去の洪水水位は5-6 mに達していることが知られている。したがって、堤防構築以前は、洪水・氾濫による浸食・堆積は氾濫原の大部分、特に河岸砂泥層分布地域に対して頻繁に行われていたと推察され、現在でも堤防決壊時にはこれらの地域に砂泥の堆積が及ぶ可能性がある。

2) 大淀川をはじめとする主要河川における堤防の整備に伴って、本流沿いの洪水・氾濫の被害は減少の傾向にある。しかし、このことは本流下流側の洪水水位の急速な上昇をもたらす結果となり、合流する中・小河川沿岸における内水氾濫の可能性を増大させている。かつては、沖積平野における居住地



第69図 高岡町内山川流域の地すべり地形 (本図は昭和47年度測量、国土地理院発行の1/5,000国土基本図を使用したものである)。

の大部分は沖積段丘、自然堤防、砂州・砂丘地帯及び山麓部等の微高地に限られていたが、都市周辺における市街化地域の拡大に伴って、自然堤防以外の氾濫原や堤間低地などの低地帯にも居住地や施設が進出しつつあり、遊水空間の減少と相まって内水氾濫による被害の拡大を助長している。

VI. 5. 2 斜面崩壊

山崩れ・崖崩れ

本地域の山地・丘陵は比較的なだらかで、かつ、その開析が進んでいるので、斜面の平均勾配や比高が小さく、大規模な山崩れ・崖崩れは余り知られていない。しかし、豪雨時における小規模な崖崩れは、宮崎層群分布地域の丘陵斜面や始良火山噴出物分布地域のシラス斜面などでしばしば発生している。宮崎県資料によれば、本地域の6市町において斜面崩壊危険箇所とされているところは、昭和47年現在約140箇所（本図幅地域外）に達しており、その大部分は宮崎層群およびシラス地域である。これらは斜面下の集落を主対象とし、人家や公共施設等の被害を想定したものであり、斜面全体の危険箇所から見ればごく一部に過ぎない。宮崎層群丘陵地帯では、砂岩・礫岩及び砂岩優勢互層分布地域における山崩れ・崖崩れは少ないが、泥岩及び泥岩優勢互層分布地域では多くの地点でその形跡が認められる。特に泥岩とシラスの複合斜面の多い内山川沿岸では、至るところに小崩壊跡が認められる。

主として四万十累層群から成る高岡山地では、昭和30年代までは照葉樹林に覆われて、山崩れの形跡はほとんど見られなかったが、大規模な伐採の進捗に伴って、この数年間における山崩れが目立っている。



第70図 綾層泥岩の風化状態（高岡町内山地区）。

地すべり

本地域には現在のところ地すべり指定地はないが、妻図幅地域の国富町市之野及び馬場付近の丘陵斜面は地すべり防止区域に指定され、緩斜面を形成する地すべりブロック（崩壊性二次堆積物）中の地下水を排水するための工事などが施されている。これら区域の基岩は宮崎層の泥岩優勢層から成り、綾層の泥岩又はそれに類似する泥岩の北方延長部に相当すると思われる。本地域においても、綾層泥岩地帯には至るところに地すべり又は地すべり性崩壊の形跡が認められ、ほぼ全面的に地すべり地形を呈している。第69図は、高岡町西北部の内山川地域における、綾層泥岩地帯丘陵の谷地形を示したものである。幅広く開析された谷底は泥質の二次堆積物によって埋積され、馬蹄型を呈した滑落崖の泥岩露頭では、気温変化や乾湿の反復によって表層部の脱落・崩壊が絶えず行われ、急速な侵食が進行していることがうかがわれる（第70図）。類似の地すべり地形と泥岩の侵食状態は、新名爪層の泥岩が分布する池内・垂水・新名爪地域にも見られる。

VI. 5. 3 地震災害

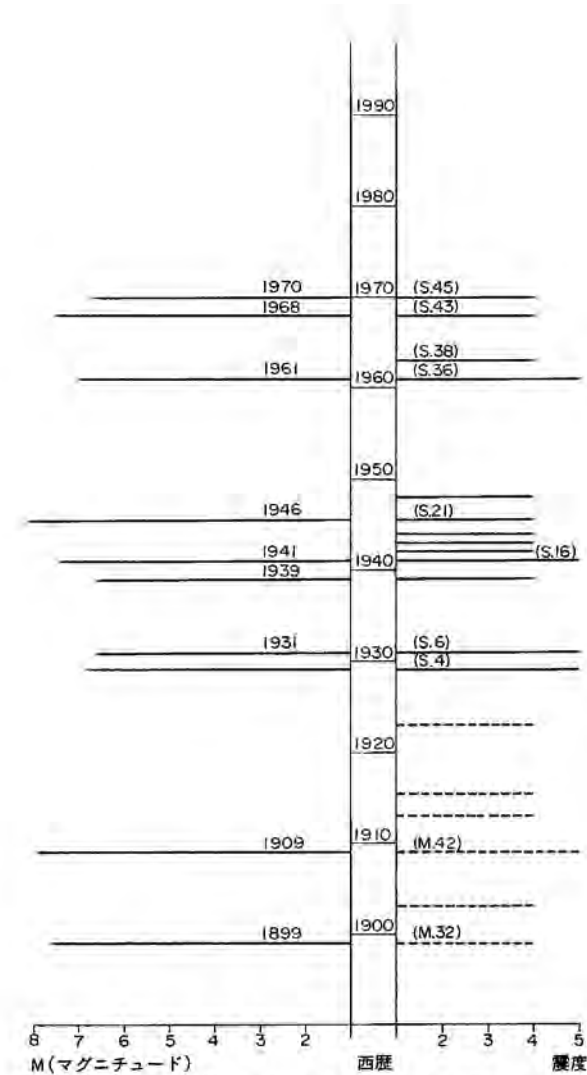
地震の頻度

本地域の地震被害は、記録に残されている範囲では寛文2年のものを除いて比較的少ないが、地震の発生頻度はかなり大きい。第71図は宮崎県災異誌（宮崎県、1967）及び理科年表（東京天文台、1982）によって、過去100年間に発生した地震のうち、宮崎市における震度4以上の履歴を示したものである。これらの地震のうち、明治32年の日向南部地震と昭和21年の南海道地震を除けば、震源はすべて日向灘沖30-100kmの範囲にまとまっている。同図には示されていないが、高岡町において震度4を記録したものに昭和2年の大淀川中流域地震がある。第71図において、地震発生の頻度は震度4以上が5年に1回、震度5が20年に1回の割合となっているが、震度4以上が10年間に7回発生している期間もある。なお、図には示されていないが、震度3以上の発生頻度は比較的大きく、1年間に1-6回の割合となっている。明治33年（1900年）以降昭和57年までの82年間に於ける地震の発生間隔は、震度4以上が平均4.6年、震度5が平均16年となっているが、昭和46年以降現在（昭和58年8月）までは、震度4以上の発生がなく、平均をかなり上廻った間隔となっている。

過去の大地震の概況

主として宮崎県災異誌と理科年表に基づいて、過去の代表的な大地震と被害状況の概要を述べる。記録に残る最大の地震は寛文2年（1662年）9月の日向灘地震である。その被害は現在の延岡市から日南市に及び、潰家3,800、死傷多数に上り、延岡・佐土原・飢肥などにおける城廓の石垣も崩壊した。現宮崎市の前身に当る港町下別府村（大淀川河口の北岸）は海底に没したと伝えられ、港町は城ヶ崎に移っている。この地震は被害状況から推して震度6以上に達していたと思われる。

明治42年（1909年）11月の地震に際しては、煙突の倒壊、壁の崩落および屋根瓦の墜落が多く、海岸地方では地盤に亀裂を生じた。昭和4年（1929年）5月の地震では、煙突・石垣・墓石等の倒壊、硝子窓の破損等が生じた。昭和6年（1931年）11月の地震は、昭和になってから最大の被害をもたらした。死傷者を生じ、煙突は大部分が倒壊、鳥居・墓石等の倒壊も多かった。また、道路・橋梁の被害及び山崩れによる



第71図 宮崎における過去100年間の主な地震履歴（震度の破線は推定）
 （宮崎県，1967及び東京天文台，1982に基づく）

被害は広範囲に及び、日豊線大淀川鉄橋の一部も沈下した。宮崎市付近の海岸沿いの集落では無被害の家屋は皆無であったと伝えられている。昭和16年（1941年）11月の地震は日向灘北部を震源とするもので、宮崎市付近の被害は比較的少なかったが、多数の家屋の壁に亀裂剥落を生じ、煉瓦煙突の倒壊や墓石の転倒を生じた。

昭和36年（1961年）2月の地震は宮崎南東方の日向灘海底を震源として発生し、震度4以上としては昭和23年以来13年振り、震度5としては昭和16年以来20年振りの大地震であった。家屋の動揺は極めて激しく、土壁・屋根瓦の剥落、家具・テレビ受信機などの転倒、ブロック塀の損壊、堤防など盛土部分の亀裂・沈下などを生じた。また、日豊線大淀川鉄橋の一部沈下、宮崎空港滑走路の亀裂などによって、外部との交通が一時遮断された。建物の被害は比較的少なく、損壊家屋は宮崎市付近で数戸に止まって

いる。また、宮崎市付近において死者はなく、負傷者3名に止まっている。建物やブロック塀など構造物の損壊は、大淀川河畔で比較的多く見られたが、日豊線鉄橋付近に集中し、橋橋付近でほとんど異常が認められなかった事は注目される。なお、星野(1961)によれば、青島付近における自噴井(天然ガス試掘井)の水量が地震後倍増し、ガスが噴出している。また、日南市の天然ガス井の一部では、ほとんど空井戸の状態であったものが地震後2-3日間激しい自噴が見られている。

地震災害と宮崎市街地付近の地盤

前述の通り、本地域は100 km 以内の日向灘海底を震源とするM7以上の地震に度々見舞われているが、寛文2年以降昭和57年までの320年間は、地震の規模の割合には比較的少ない被害で経過している。その理由として次のような経緯が考えられる。

- 1) 度重なる地震を経験しているので、居住地としては、過去に地震被害の少なかった比較的安全な場所が経験的に選択されていた。
- 2) 大地震より頻度の大きい台風の試練を受けているので、風圧等に耐える堅固な木造家屋が要求されており、本地域の気候・風土に適した森林資源に恵まれていたので、それが可能であった。
- 3) 台風による洪水・氾濫を毎年のように経験しているので、堤防が整備されるまでの居住地は、必然的に低湿地帯を避けて沖積段丘等の微高地に立地せざるを得なかった。
- 4) 過去の大地震時における人口密度は稀薄で、都市の形態や立地には、1) -3) に見られるような自然順応型が残されていた。ちなみに、宮崎市の人口は現在では30万人に近づいているが、昭和初頭には5-6万人、昭和36年当時で約16万人であった。

これらのうち1)と3)は地盤と密接に関連しており、昭和初頭までに形成された市街地は沖積段丘上に立地している。寛文2年の大地震による、当時の港町下別府の水没後は、大淀川河口から約3 km 遡った南岸の沖積段丘上の城ヶ崎が港町として、更に約1 km 上流側の現在の橋橋北岸の上別府と南岸の中村地区が市街地としてそれぞれ栄え、橋橋付近は明治以降の市街地拡大の起点となっている。橋橋周辺は宮崎層群が浅く伏在するところで、海水準面下10 m 位浅0 m 前後となっている。恐らく、大淀川下流沿岸としては地震被害の最も少ない場所として、経験的にこの地域が選ばれたものであろう。

地震に際して旧市街地の被害が比較的少ない例として、最近では昭和53年の宮城県沖地震における仙台市の、旧藩時代からの旧市街地が挙げられる。すなわち、同地震による家屋の倒壊や構造物の破損が後背低湿地などの新市街地に集中したのに対して、新第三系が浅所に伏在する段丘上に立地していた旧市街地における家屋の倒壊はほとんど見られず、構造物の被害も比較的軽微であった。

宮崎市における最近の人口増は著しく、市街化地域が橋橋周辺の旧市街地の外側に広範囲に拡大しており、微地形や地盤による安全性の違いが経験的に選別されてきた自然順応型の過去に対して、現在の都市条件はかなり変化している。大正9年(1920年)測量による5万分の1地形図「宮崎」によれば、当時の市街地や周辺における人家の分布は現在と大きく異なっている(甲斐ほか, 1981)。すなわち、当時の市街地は橋橋を中心とする上別府・中村両地区に限られ、周囲に城ヶ崎・北中・曾師・新別府・浮之城・江平及び和知川原等の集落が分布していた。また、現在の日豊線沿線(当時は鉄道は敷設されてい

ない)、現在の宮崎駅付近から宮崎大橋及び高松橋に至る区間、上別府と江平及び浮之城との中間及び大淀川河口付近などにはほとんど集落がなく、空地や水田地帯となっていた。これらの集落はすべて沖積段丘等の微高地に立地しているが、沖積面下における宮崎層群上面深度の大きい地域(第57図)を避けているようにも見られる。

望月ほか(1975)によれば、安政江戸地震(1855年)及び関東大地震(1923年)による東京区部の木造家屋の被害は地盤条件に支配されており、総体的に沖積層(ここでは海面最低期以後の堆積物をすべて含む)が厚く、かつ軟弱な泥層の全層厚が厚いところ、すなわち、下町地域や山の手台地を刻む谷の部分などに被害が集中していることが明らかにされている。宮崎市街地付近では、そのような厚い軟弱泥層が直接表層部に分布しているところは比較的少ないが、第58図に示されるように、沖積段丘堆積物等の表層堆積物の下位には、厚さ最大50mに達する泥層(沖積平野埋没堆積物)が分布している。段丘堆積物の砂礫層と砂層のN値は10-40であるが、沖積平野埋没堆積物の泥層のN値はおおむね10以下(宮崎市, 1979)で軟弱層に属する。また、大淀川に合流する中・小河川沿岸の谷底低地堆積物は主に泥層から成り、下位の沖積平野埋没堆積物と併せて全層厚30m前後に達する軟弱泥層が分布しているところが少なくない。なお、宮崎市(1979)によれば、大淀川南岸から清武川沿岸地域では、軟弱泥層が20m以上の厚さで分布するところは、八重川沿いの埋没谷を除いては少ない。

砂州・砂丘地帯における本地域の地震被害は明らかでないが、最近の新潟地震(1964年)や日本海中部地震(1983年)に際して、砂丘地帯の地盤液状化現象が発生し、それによる建造物の被害が目立っている。本地域の堤間低地では未固結の砂層が沼沢性の泥質堆積物に覆われ、地下水面が浅いので、液状化



第72図 宅地造成地の状況 (宮崎市)

右側に宮崎層群の地山の露頭が見られるが、左側の階段状の部分は埋土地に当たる。



第73図 大規模住宅団地の造成工事現場(宮崎市) 後方は宮崎層群の砂泥互層。

及びそれに伴う被害の発生する条件を有していると思われる。

宮城県沖地震に際して、仙台市周辺丘陵地帯の宅地造成地は、後背低湿地における新市街地と並んで大きな被害を受けている。そこでは新第三系の地山を切り取り、残土で谷を埋めて平坦ないし階段状の人工地盤が形成されたが、地震動による地盤の移動と建造物の被害は旧谷底部や斜面の埋土・盛土地に集中している。特に地山と埋土・盛土との境界に沿ってすべり面が生じ、亀裂・滑落崖の発生や水道管・ガス管等の切断事故もこのような境界に多発している。宮崎市周辺の宅地造成地も仙台と地形・地質の類似した丘陵地帯に立地し(第72図, 第73図), その中には埋土・盛土地も含まれている。

文 献

- 阿部雅雄・川原田礼次郎(1964) シラス地帯の地下水特性に関する研究, 第1報, 水理地質と地下水調査の概況. 鹿児島大学農学部学術報告, no. 15, p. 47-66.
- ARAMAKI, S. and UI, T. (1966) . The Asia and Ata pyroclastic flows and related Calderas and depressions in southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanologique*, Ser. 2, vol.29, p.29-47.
- BALLARD, R. D. and MOORE, J. G. (1977) Photographic atlas of the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley. *Springer-Verlag*, New York, p. 114.
- BLOW, W. H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. 1st intern. conf. plank microfossils, Leiden, E.J. Brill*, vol. 1, p.199-421.
- 地質調査所(1954) 日本鉱産誌. 1-a, 253p.
- 遠藤 尚・宮脇 繁・大崎純二・木原貞夫(1957) 宮崎県中部及び南西部の段丘について. 宮崎大学学

芸学部研究時報, vol. 1, p. 124-154

- 遠藤 尚 (1961) 宮崎県都城盆地東縁部における未詳層の層序学的研究. 宮崎大学学芸学部紀要, 自然科学編, no. 12, p. 23-31.
- ・杉田 剛・法元紘一・児玉三郎 (1962) 日向海岸平野も構成する段丘について. 宮崎大学学芸部紀要, no. 14, p. 9-27.
- (1963) 宮崎県中部の段丘を覆う火山灰層. 宮崎大学学芸学部紀要, 自然科学, no. 15-16, p. 29-52
- (1971) 地質・地形と崩壊. シラス地帯における崩壊地調査研究報告, 宮崎県, p. 31-51.
- エンジニアリング振興協会 (1981) 宮崎県地域エネルギー開発利用調査 (天然ガス調査) 報告書. 108p.
- 福田 理・永田松三 (1982) 日本の水溶性ヨウ素鉱床. 石油技術協会誌, vol. 47, p. 18-35.
- 橋本 勇 (1962) 九州南部における時代未詳層群の総括. 九大教養地学研報, vol. 9, p. 13-69.
- 星野一男 (1961) 現地ルポ 日向灘地震を見る. 地質ニュース, no. 80, p. 18.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男 (1971) 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質雑, vol.77, p. 207-220.
- ・———・——— (1975) 九州四万十帯の構造区分. 地団研専報, no. 19, p. 179-189.
- ・———・———・小野晃司 (1979) 神門地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 44p.
- ・———・小野晃司・松井和典・奥村公男 (1980) 50万分の1地質図幅「鹿児島」. 地質調査所.
- ・———・奥村公男・神戸信和・小野晃司 (1982) 諸塚山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 71p.
- 甲斐亮典・下村教馬・杉尾良也・松浦 寿・横山淳一 (1981) 宮崎県内地域誌. 日本地誌, 21, p. 223-300.
- 菅野敏夫 (1976) 流量測定による水文地質構造の予察—シラス地域を例として—. 応用地質, vol.17, p.32-36.
- 建設省河川局 (1980) 流量年表. 第33回, 447p.
- 木越邦彦・福岡孝昭・横山勝三 (1972) 始良カルデラ妻屋火砕流¹⁴C年代. 火山, 第2集, vol. 17, p. 1-8.
- 菊地隆男 (1972) 成田層産白斑状化石生痕とその古地理的意義. 地質雑, vol. 78, p. 137-144.
- 木野義人 (1958) 5万分の1地質図幅「日向青島」及び同説明書. 地質調査所, 63p.
- ・比留川 貴 (1963) 宮崎県下工業用水源調査報告. 地調月報, vol. 13, p. 823-843.
- ・太田良平 (1976) 野尻地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 45 p.
- ・——— (1977) 都城地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 45 p.
- 気象庁 (1971) 日本気候図. 第1集, 地人書館, (plate 52. 年降水量).

- 小林基夫・岡部文武(1970a) 5万分の1地形分類図「宮崎」. 土地分類基本調査, 経済企画庁.
- ・———(1970b) 地形概説及び地形細説. 土地分類基本調査, 5万分の1「宮崎」, 経済企画庁, 総論, p.3-8及び地形細説, p. 1-28.
- 黒田秀隆・松本達郎(1942) 日向南部の地質学的研究(予報), 特に油津町を中心として. 地質雑, vol. 49, p. 255-256.
- 長岡信治(1983) 最終間氷期以降における宮崎平野の形成について(演旨). 日本地理学会予稿集, 23, p. 16-17.
- NATORI, H. (1976) Planktonic foraminiferal biostratigraphy and datum planes in the Late Cenozoic sedimentary sequence in Okinawa-jima, Japan. *Progress in Micropaleontology*, p. 214-243.
- 名取博夫(1979) 宮崎地域. 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p. 7-9.
- 宮崎県(1967) 宮崎県災異誌. 535p.
- (1981) 20万分の1宮崎県地質図及び説明書(第4版). 72p. + 29p.
- 宮崎市(1979) 宮崎市地盤図. 320p.
- 宮崎市水道局(1967a) 大淀川沿岸伏流水源調査報告書. 70p.
- (1967b) 大淀川沿岸伏流水源第二次調査報告書. 113p.
- (1970) 清武川沿岸地下調査報告. 22p.
- 望月利男・松田磐余・宮野道雄(1975) 地盤の応答計算と東京都区内地盤の応答特性. 土と基礎, vol. 23, p.11-17.
- 岡田博有(1968) 砂岩の分類と命名. 地質雑, vol. 74, p. 371-384.
- 首藤次男(1952) 宮崎層群の地史学的研究. 九大理研報(地質学之部), vol. 4, p. 1-40.
- (1963) 日南層群の地史学的研究——とくに高千穂変動について——. 九大理研報(地質学之部), vol. 6, p. 135-166.
- SHUTO, T. (1963) Paleontological study of the miyazaki Group——A general account of the faunas. *Memo. Fac. Sci. Kyushu Univ., D Ser.*, vol. 10, p. 73-206.
- 菅原通敬(1965) 宮崎ガス田(とくに宮崎市西方地区)のガス鉱床について. 鉱山地質, vol. 15, p. 26-35.
- 竹下 徹(1982) 宮崎県南那珂山地北部の四万十層群の層序と構造. 地質雑, vol.88, p.1-18.
- 田中啓策(1977) 四国南西部宿毛地域の四万十累層群. 地調月報, vol. 28, p. 461-476.
- (1980) 伊予鹿島及び宿毛地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 56p.
- 天然ガス鉱業会(1961) 九州地方天然ガス開発利用調査報告, p. 169-210.
- 寺岡易司(1977) 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較——四万十地向斜堆積物の供給源に関連して——. 地質雑, vol. 83, p. 795-810.
- (1979) 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. 地質雑, vol. 85, p. 753-769.
- ・今井 功・奥村公男(1981a) 20万分の1地質図幅「延岡」. 地質調査所.
- ・———・———(1981b) 九州外帯の屈曲構造. 構造総研連絡誌「中生代造構作用の研

究」, no. 3, p. 78-98.

東京天文台 (1982) 理科年表. 丸善株式会社, 895p.

渡辺史郎・服部 仁 (1980) 南東九州の岩石の磁性・密度及び磁気・重力異常について. 地調月報, vol. 31, p. 105-136.

横山勝三 (1972) 始良カルデラ入戸火砕流の流動・堆積機構. 東京教育大学理学部地理学研究報告, XVI, p. 127-167.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kagoshima (15) No.76**GEOLOGY****OF THE****MIYAZAKI DISTRICT**

By

Yoshito KINO, Kunio KAGEYAMA, Kimio OKUMURA

Hidenori ENDŌ, Osamu FURUTA, and Shozo YOKOYAMA

(Written in 1983)

(Abstract)

The Miyazaki district is situated in the central part of Miyazaki Prefecture, Southern Kyushu. The mountaineous area in the western district is mainly composed of the Shimanto Supergroup of Cretaceous to Paleogene age. Hilly land and upland areas spread widely in the district with the Neogene Miyazaki Group and the Pleistocene terrace deposits. The Aira Pyroclastic Flow Deposits rest on one of the terrace deposits. The Alluvium forms the flood plains along Ōyodo Gawa and Kiyotake Gawa and their tributaries, and also the coastal plains fronting on Hyūga Nada of the Pacific Ocean. The stratigraphic succession of the district is summarized in Table 1.

SHIMANTO SUPERGROUP (CRETACEOUS TO PALEOGENE)

The Shimanto Supergroup forms one of the major geotectonic divisions in southern Kyūshū, showing a zonal structure extending roughly in a NE-SW direction. The supergroup in the district is divided into the following three formations; the Uchinohae Formation (Cretaceous), the Yamanokuchi Formation (Paleogene) and the Aoidake Formation (Paleogene) in as-

Table 1

Geologic age		Stratigraphic division			Main rock facies				
Quaternary	Holocene	Alluvium	Flood plain deposits and coastal plain deposits			Sand, gravel and mud			
			Alluvial terrace deposits			Gravel, sand and mud			
		Buried deposits under alluvial plain			Mud and sand				
	Pleistocene	Younger terrace deposits	Younger Terrace Deposits (IV)			Gravel			
			Aira Volcanics	Ito Pyroclastic Flow Deposits			Rhyolite pumice-tuff breccia partly welded		
				Osumi Pumice-fall Deposits			Rhyolite pumice		
			Younger Terrace Deposits (III)			Gravel			
			Younger Terrace Deposits (II)			Gravel, sand and clay			
			Younger Terrace Deposits (I)			Gravel, sand and clay			
			Older terrace deposits	Ikeuchi Formation			Gravel, sand and clay		
		Kugino Formation			Kariya Formation	Gravel, clay, sand and tuff		Gravel, clay, sand and tuff	
		Kobayashi Pumice Flow Deposits			Sagise Pumice Flow Deposits	Pumice tuff breccia		Pumice tuff breccia	
		Shika Formation			(Sagise Formation)	Gravel and Mud		Gravel and tuff	
Undivided higher terrace deposits			Gravel, sand and tuff						
Neogene	Miocene — Pliocene	Miyazaki Group	Takanabe Formation			Mudstone and sandstone			
			Sadowara Formation			Alternation of sandstone and mudstone, sandstone and mudstone			
			Niinazume Formation			Massive mudstone intercalated by sandstone and tuff			
			Uryūno Formation			Sandstone and mudstone			
			Ikime Formation			Rhythmic alternation of sandstone and mudstone, and sandstone			
			Kamurano Formation			Conglomerate, sandstone and alternation of sandstone and mudstone			
			Aya Formation			Mudstone, alternation of sandstone and mudstone, and sandstone			
			Tano Formation			Conglomerate and sandstone			
Cretaceous—Paleogene		Shimanto Supergroup	Aoidake Formation			Sandstone, alternation of shale and sandstone, and shale			
			Yamanokuchi Formation			Alternation of shale and sandstone, shale and sandstone			
			Uchinohae Formation			Basic rocks, shale, sandstone and alternation of sandstone and shale			

ending order. The Uchinohae Formation is bordered by the fault (Takaoka Thrust) from the Yamanokuchi Formation which is also bordered by the fault from the Aoidake Formation.

The Uchinohae Formation is characterized by abundant submarine basic volcanic rocks. The formation consists of the basic volcanic rocks, shale, sandstone, alternation of sandstone and shale with subordinate phyllitic shale, siliceous shale and chert. The basic volcanic rocks occur as basalt lava partly showing pillow structure, dolerite and pyroclastic rocks, and underwent a low grade metamorphism of the prehnite-pumpellyite facies. The siliceous shale contains radiolarian fossils indicating Cretaceous in age. The formation is often sheared and its general structural trend exhibits an arcuate alignment of NNE-SSW to NNW-SSE direction from north to south, with east dipping. The formation has many strike faults, with which the formation can be subdivided into six zonal units. In each unit imbricated structure is recognized. The zonal structure of the Uchinohae Formation together with the general structural trend is peculiar and scarcely found in other strata of the Shimanto Supergroup of Kyushu.

The Yamanokuchi Formation is dominated by shale and thin-bedded alternation of shale and sandstone. The basic volcanic rocks of the formation appear frequently in the neighboring district, though the rocks are absent in this district. The formation in the district are disturbed and scarcely indicate any zonal structure with common trend and dip. However, and indistinct folding structure is seen in sporadically observed data of strike and dip of the strata.

The Aoidake Formation is composed of thick sandstone and alternating shale and sandstone. The thick sandstone is frequently stratified and coarse-grained. Repetition of the thick sandstone layer and the alternated layers in the Aoidake Formation is found in the mountaineous area of the southern adjacent district.

MIYAZAKI GROUP (NEOGENE)

The Miyazaki Group is one of the typical marine deposits of Neogene age in the Outer Zone of Southwest Japan. The group forms the hilly lands and is seen in uplands all over the Miyasaki Plain and in a part of the mountaineous area of the southern adjacent district. The basal conglomerate of the group covers clino-uniformly the Shimanto Supergroup. The group is lithologically characterized by alternating sandstone and mudstone, and by the monoclinic structures gently inclined eastwards to Hyuga Nada, with many faults. The apparent thickness of the group is estimated to be more than 3,000 meters. The group has been economically important as producing natural fuel gas and accompanying water.

The Miyazaki Group in the district is divided into following eight formations; The Tano, the Aya, the Kamurano, the Ikime, the Uryuno, the Ninazume, the Sadowara and the Takanabe Formations in ascending order. In another way, the group is classified into three parts: the lower, the middle and the upper, the lower part of the group is characterized by basal conglomerate and unsorted sandstone in the Tano Formation, thick mudstone in the Aya Formation, and thick conglomerate and sandstone in the kamurano Formation, The thick and coarse conglomerate of the Kamurano Formation appears mainly near the top surface of the concealed Shimanto Supergroup at the west of Miyazaki, and thins out towards the north and south.

The Ikime Formation is the middle part of the Miyazaki Group, and consists of rhythmic alternation of sandstone and mudstone. The apparent thickness of the formation is estimated to about 2,000 meters in the district. Diagnostic feature of the formation is graded bedding in cyclic sedimentation of the sandstone beds and mudstone beds. Thickness of each bed is from several centimeters to several ten centimeters. These alternating beds are further distinguished into two varieties of alternation based on relative abundance of sandstone to mudstone: one is with thin-bedded mudstone (sandstone rich) and the other is with thin-bedded sandstone (mudstone rich). The lower half of the Ikime Formation is generally with sandstone rich variety of alternation, and the upper half is with mudstone rich one. The large scale exposure of the rhythmic alternation is seen on the wave cut bench and cliff along the Nichinan coast to the south of this district where is quite well-known as a scenic spot in Japan.

The last four formations forming the upper part of the group are distributed to the north of Ōyodo Gawa. Dominant rock facies of each formation is as follows: thick sandstone followed by interstratified mudstone in the Uryuno Formation; massive mudstone followed by intercalated beds of tuff and sandstone in the Niinazume Formation; alternated sandstone and mudstone in the Sadowara Formation; mudstone followed by intercalated sandstone in the Takanabe Formation.

These formations of the upper part of the Miyazaki Group are scarcely marked with graded bedding and cyclic sedimentation, and consolidation of the sandstone is loose as compared with that of the underlying formations such as the Ikime Formation. In this connection, a set of the Uryuno Formation represented by sandstone rich variety of alternation and the Niinazume Formation represented by massive mudstone provides reasonable reservoir rocks and the cap rocks for the natural gas, respectively, underneath the coastal plain in the northeastern district.

QUATERNARY

The Quaternary deposits are widely distributed in the district and are composed of the following deposits; the older terrace deposits, the younger terrace deposits, the buried deposits under alluvial plain, Hyūga Loam and Alluvium in ascending order. Besides the Alluvium, most of the deposits belong to Pleistocene in age.

The older terrace deposits are divided into several formations and deposits as shown in Table 1. The Ikeuchi Formation is distributed in the northeastern district, and the others are in the western district. Most of the older terrace deposits remain on the ridges of hills and mountains. The Sagise Pumice Flow Deposits and a part of Kariya Formation, however, situated in the lowland area of Tano, southwestern district, forming a probable basin structure. The Ikeuchi Formation forms the flat plain on the ridges of hills, and its interbedded clay is utilized for pottery material. The muddy sediments of the two formations of the Kariya and the Ikeuchi contain some marine fossils of mollusca and trace.

The younger terrace deposits spread widely in the district, and are divided into several deposits as shown in Table 1. The younger terrace deposits (1) are on the ridges of hills, and the other deposits form many river terraces along two water systems of Ōyodo Gawa and Kiyotake Gawa. Buried terraces are found under the alluvial plain in the central part of Miyazaki shi,

and are likely to correspond to the some river terraces.

The Aira Volcanic Products forming a part of the younger terrace deposit are derived from Aira Volcano which is well-known in the world for its gigantic caldera locating in the northern part of Kagoshima Wan, about 80 km southwest from Miyazaki shi. The products are the Ōsumi Pumice fall Deposit and the Ito Pyroclastic Flow Deposit in ascending order. The Ito Pyroclastic Flow Deposit consists of rhyolitic welded tuff and rhyolitic pumice-tuff breccia. The non-welded and fragile part of the deposits is popularly called “Shirasu”, which literally means white sand, and the welded part is called “Hai-ishi”, which is utilized for building stone as stone wall.

Areal extent of the buried deposits under alluvial plain has been determined by synthesizing many underground data obtained from boring for construction. The deposits are composed of basal gravel, mud and sand fill up the buried valleys and terraces, and are covered by the alluvium. The lower and middle parts of the deposits consist mainly of soft mud, ranging up to 50 meters in thickness. The bottom of the buried valleys filled up by the deposits is located about 60 meters below sea level in the heart of Miyazaki shi, and to the west increases its level to about 30 meters at the junction of Ōyodo Gawa and Honjō Gawa.

The Hyūga Loam consists of accumulated layers of volcanic ashes erupted from Kirishima Volcano. The loam is not shown on the geological sheet map, because it covers, only as a thin carpet, widely most of the Pleistocene deposits and its basement formations.

The Alluvium forms the alluvial plain and is tentatively subdivided into three deposits of the alluvial terrace, the flood plain and the coastal plain. The later two deposits are further subdivided into several deposits as shown on the geological sheet map. The central part of Miyazaki shi is developed on the alluvial terrace deposits which are underlain by the buried deposits under alluvial plain.

ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

The Neogene Miyazaki Group produces abundant natural gas dissolved in water. Recently two natural gas fields in Sadowara and Miyazaki have successfully been developed in the district. The Sadowara Gas Field started its operation in 1972, and now it supplies fuel gas to the public in Miyazaki Shi. The Sadowara Gas Field is extended in a wide area covering the northeastern district to the southeastern part of the northern neighbouring district.

Production capacity of the natural gas reaches up to 12,400 m³N/day from the whole area of the Sadowara Gas Field, and about 1,000 m³N/day from the Miyazaki Gas Field at present. The natural gas is mainly composed of methane gas, with small amounts of a few heavy hydrocarbon and carbonic acid gas. Volume percentage of the methane gas is over than 98 in the Sadowara Gas Field and over than 90 in the Miyazaki Gas Field. Reservoir rocks of the natural gas belong to two horizons; one is the conglomerate and sandstone beds of the Tano Formation in the Miyazaki Gas Field, and the other is the loose sandstone beds of the Uryūno Formation in the Sadowara Gas Field.

Once, two metal mines were operated on a small scale in the Takaoka mountains in the western district. One is manganese mine, of which ore deposits occurred in the Uchinohae Forma-

tion and seems to be germinated in relation to the basic volcanic rocks of the formation. The other is antimony mine, of which ore deposits occurred in the Yamanokuchi Formation. In the Yamanokuchi Formation the antimony ore deposits were known at several portions in the adjacent district. It has been considered that antimony ore deposits are germinated in relation to the igneous activity of acidic rocks such as granite porphyry, however, such acidic rocks are not found in those areas. All of these metal mines had quitted their operations formerly.

The water systems of Ōyodo Gawa and Kiyotake Gawa possess a large amount of water resources throughout the year, and give positive influences upon people and natural environment. Stream flows in dry seasons are kept by the discharged water from the rock bodies in the watersheds. The water abundance of Ōyodo Gawa and Kiyotake Gawa in the low-water season is mainly brought by the discharge from “Shirasu” areas, possessing large specific discharge compared with other rocks. In this connection, the specific discharges in the low-water season are estimated to be $0.0238 \text{ m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$ at the middle reach of Ōyodo Gawa in the district, $0.013 \text{ m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$ at the lower reach of Honjō Gawa of which watershed is mainly composed of the Shimanto Supergroup, and $0.03 \text{ m}^3/\text{dec}/\text{km}^2$ at the upper reach of Ōyodo Gawa of which watershed is mainly composed of “Shirasu”.

Gravel beds of the flood plain deposits along streams of Ōyodo Gawa, Honjō Gawa and Kiyotake Gawa, yield abundant groundwater. The quantity of the underflow in the gravel beds along Kiyotake Gawa is estimated to amount to $0.43 \text{ m}^3/\text{sec}$. The groundwater discharge from a well is capable to produce 6,000 to 7,000 m^3/day at a riverside of lower reach of Kiyotake Gawa.

The district has been so frequently struck by typhoons every year. The typhoons supply a large amount of water to the ground as surface water and ground-water, but often cause floods along the rivers and landslides on the slope of mountains and hills and on the cliff of “Shirasu” upland.

Earthquakes have frequently occurred around the district, however, extreme damage was not reported except the one occurred in 1662 (Kambun 2). The recent earthquake happened in 1961 (Showa 36), and then the road, railway and airport were damaged, however people and buildings could escape from fatal damage. Epicenters of the past earthquakes are mostly located under the sea bottom of Hyūga Nada. During the last twenty years any marked earthquake has not occurred, thus suggesting long duration of quiet time compared to the past occurrences.

※文献引用例

木野義人・影山邦夫・奥村公男・遠藤秀典・福田 理・横山勝三（1984） 宮崎地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，100p.

KINO, Y., KAGEYAMA, K., OKUMURA, K., ENDŌ, H., FUKUTA, O. and YOKOYAMA, S.
（1984） *Geology of the Miyazaki District. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000,*
Geol. Surv. Japan, 100p. (in Japanese with English abstract, 6p.).

昭和59年3月19日 印刷

昭和59年3月23日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山一雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

©1984 Geological Survey of Japan.