

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

福岡(14)第51号

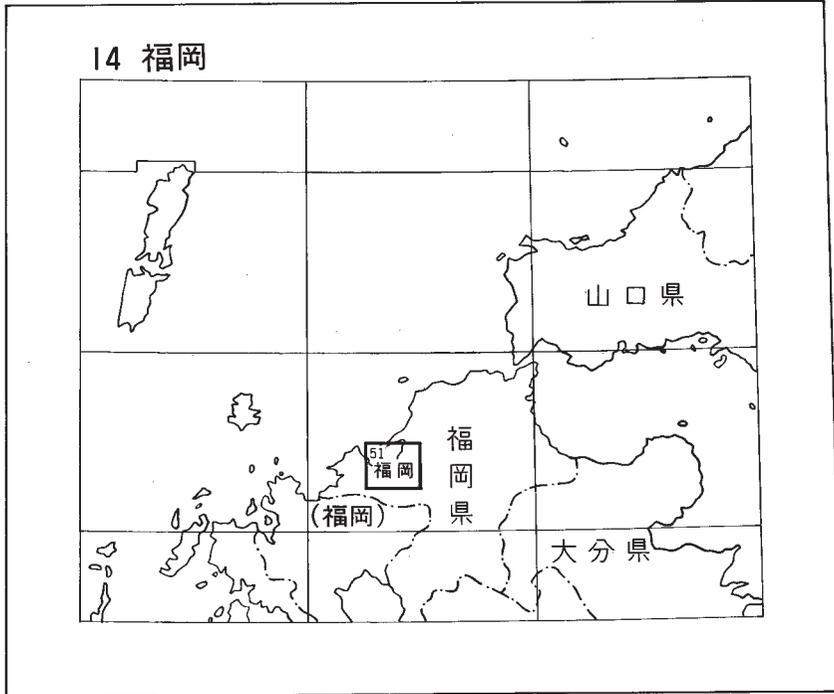
福岡地域の地質

唐木田芳文・富田宰臣・下山正一・千々和一豊

平成6年

地質調査所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	(下山正一) 2
I. 1 山 地	4
I. 2 丘陵及び島	4
I. 3 台 地	5
I. 4 低地及び海岸砂丘	6
II. 地質概説	(唐木田芳文・富田宰臣・下山正一) 9
II. 1 三郡変成岩類	9
II. 2 白亜紀深成岩類	11
II. 3 古第三系	13
II. 4 新第三系	14
II. 5 第四系	14
III. 三郡変成岩類	(唐木田芳文) 15
III. 1 研究史	15
III. 2 飯場-雷山地域	16
III. 2. 1 地 質	17
III. 2. 2 砂質・泥質変成岩	17
III. 2. 3 塩基性変成岩	20
III. 2. 4 結晶質石灰岩	21
III. 2. 5 石灰珪酸塩質変成岩	21
III. 2. 6 グロシュラー-アルマンディンざくろ石	25
III. 3 香椎地域	27
III. 3. 1 地質及び岩石	27
III. 3. 2 三郡広域変成岩類	28
III. 3. 3 接触変成岩	31
III. 4 能古島-今津地域	32
III. 5 立花寺東部地域	34
III. 6 変斑れい岩	35
III. 7 変成蛇紋岩	36
IV. 白亜紀深成岩類	(唐木田芳文) 37
IV. 1 研究史	37
IV. 2 塩基性深成岩類	39

IV. 2. 1	飯場峠地域の混成岩類	39
IV. 2. 2	志賀島塩基性岩類	42
IV. 3	糸島花崗閃緑岩	51
IV. 4	北崎トータル岩	52
IV. 4. 1	トータル岩	52
IV. 4. 2	花崗閃緑斑岩	53
IV. 4. 3	ランプロファイアー	54
IV. 5	志賀島花崗閃緑岩	57
IV. 5. 1	花崗閃緑岩	57
IV. 5. 2	トータル岩相	59
IV. 5. 3	アダメロ岩—花崗閃緑岩質岩脈	60
IV. 5. 4	志賀島花崗閃緑岩中の暗色包有岩	60
IV. 6	早良花崗岩	63
IV. 7	佐賀花崗岩	65
IV. 8	化学組成	67
IV. 9	放射年代	67
V.	古第三系 (富田幸臣・千々和一豊)	73
V. 1	研究史と層序区分	73
V. 2	岩相と古流向	77
V. 2. 1	一般的岩相について	77
V. 2. 2	古流向	79
V. 3	粕屋炭田地域	79
V. 3. 1	粕屋層群	79
V. 3. 1. 1	白井層	79
V. 3. 1. 2	高田層	83
V. 3. 1. 3	宇美層	84
V. 3. 2	志免層群	86
V. 3. 2. 1	名島層	86
V. 3. 2. 2	新原層	89
V. 3. 2. 3	須恵層	90
V. 4	福岡炭田地域	92
V. 4. 1	福岡層群	92
V. 4. 1. 1	残島層	92
V. 4. 1. 2	野間層	95
V. 4. 2	早良層群	98
V. 4. 2. 1	浦谷層	98

V. 4. 2. 2 愛宕層	99
V. 4. 3 姪浜層群姪浜層	99
VI. 新第三系	(唐木田芳文・富田宰臣) 103
VI. 1 能古砂礫層	103
VI. 2 能古島アルカリ玄武岩と周辺地域の同類岩	104
VII. 第四系	(下山正一) 113
VII. 1 研究史及び概要	113
VII. 2 更新統	123
VII. 2. 1 仲原礫層	123
VII. 2. 2 須崎層	123
VII. 2. 3 地行泥層	127
VII. 2. 4 阿蘇-4火砕流堆積物	128
VII. 2. 5 大坪砂礫層	128
VII. 2. 6 奈多砂層	131
VII. 3 完新統	133
VII. 3. 1 住吉層	133
VII. 3. 2 海の中道砂層及び箱崎砂層	133
VII. 3. 3 博多湾シルト層	134
VII. 3. 4 大濠泥層	137
VII. 4 埋立地・ボタ山及び古代の盛土	137
VII. 5 海の中道の地下地質	138
VII. 6 福岡平野の地下地質	139
VII. 7 鳥飼平野の地下地質と大濠の埋め立て	139
VII. 8 早良平野の地下地質	140
VII. 9 風成層	(黄砂堆積物) 143
VII. 10 化石	143
VII. 11 第四紀層の編年	147
VIII. 地質構造	151
VIII. 1 先第三系の地質構造	(唐木田芳文) 151
VIII. 2 古第三系の地質構造	(富田宰臣) 153
VIII. 2. 1 立花断層	154
VIII. 2. 2 須恵-若杉断層	154
VIII. 2. 3 月隈断層	155
VIII. 2. 4 東平尾断層	156
VIII. 2. 5 香椎断層	156

VIII. 2. 6	石堂-海の中道断層	156
VIII. 2. 7	警固断層	157
VIII. 2. 8	那の津断層	158
VIII. 2. 9	室見断層と老岐断層	158
VIII. 2. 10	そのほかの断層	159
IX.	応用地質 (富田幸臣)	160
IX. 1	石炭	160
IX. 2	モリブデン	165
IX. 3	石材及び骨材資源	166
IX. 4	温泉及び鉱泉	167
IX. 5	そのほかの鉱物資源	168
IX. 5. 1	リチウム	168
IX. 5. 2	砂鉄鉱	168
IX. 6	地質災害	168
IX. 6. 1	山崩れ・崖崩れ	168
IX. 6. 2	地すべり	169
IX. 6. 3	地盤沈下	171
IX. 6. 4	ボタ山災害	172
文 献		172
Abstract		184

図・表・図版目次

第 1 図	「福岡」及び「津屋崎」図幅地域の埋谷面図	2
第 2 図	「福岡」図幅地域の地形区分	3
第 3 図	「福岡」図幅地域の段丘面区分図	5
第 4 図	鳥飼平野の地形区分図	8
第 5 図	北部九州の地質概略図	10-11
第 6 図	飯場-雷山変成帯の接触変成分帯図	18
第 7 図	飯場-雷山変成帯における角閃岩中の石灰珪酸塩質レンズ	21
第 8 図	飯場-雷山変成帯における角閃岩中の石灰珪酸塩質薄層	23
第 9 図	飯場-雷山変成帯の石灰珪酸塩質変成岩に基づく接触変成分帯と鉱物	23
第 10 図	飯場-雷山変成帯の石灰珪酸塩質変成岩の ACF ダイアグラム	24
第 11 図	香椎地域と能古島における三郡変成岩類の変成分帯図	28
第 12 図	香椎地域と能古島における三郡変成岩類の変成分帯と鉱物	29
第 13 図	能古島における縞状砂質ホルンフェルスの縞状構造の露頭	32

第 14 図	能古島における縞状角閃岩の縞状構造	34
第 15 図	能古島における変斑れい岩と縞状ホルンフェルスとの接触関係を示す露頭	35
第 16 図	角閃石混成岩にみられる斜長石外套変晶	41
第 17 図	志賀島花崗閃緑岩と志賀島塩基性岩類のモード組成	43
第 18 図	粗粒角閃石斑れい岩中のメタプラスチック岩の露頭	44
第 19 図	粗粒角閃石斑れい岩中の斜長石外套変晶	45
第 20 図	粗粒角閃石斑れい岩と粗粒単斜輝石角閃石モンゾ斑れい岩との接触関係を示す露頭	47
第 21 図	中粒閃緑岩と細粒閃緑岩との境界を示す露頭	48
第 22 図	石英閃緑岩に貫入し、志賀島花崗閃緑岩主岩相に移化する志賀島トーナル岩の露頭	49
第 23 図	石英閃緑岩中にレンズ状・脈状に入り込むトーナル岩の露頭	49
第 24 図	志賀島塩基性岩類及び志賀島花崗閃緑岩と暗色包有岩のモード組成	50
第 25 図	糸島花崗閃緑岩・北崎トーナル岩・早良花崗岩のモード組成	52
第 26 図	縞状砂質片岩に貫入する花崗閃緑斑岩の露頭	54
第 27 図	北崎トーナル岩を切るランプロファイアー岩脈	55
第 28 図	ランプロファイアー岩脈の葉理構造	55
第 29 図	北崎トーナル岩に貫入する志賀島花崗閃緑岩	58
第 30 図	志賀島花崗閃緑岩中の北崎トーナル岩の捕獲岩の転石	59
第 31 図	志賀島花崗閃緑岩中の分割されかかっている暗色包有岩の露頭	61
第 32 図	糸島花崗閃緑岩に貫入する国指定天然記念物「長垂のペグマタイト岩脈」の露頭	66
第 33 図	志賀島花崗閃緑岩の主成分変化図	69
第 34 図	「福岡」 図幅地域の花崗岩類の Sr 含有量	70
第 35 図	「福岡」 図幅及び周辺地域の花崗岩類の岩体別放射年代	71
第 36 図	福岡-粕屋炭田古第三系の分布と古流向	74
第 37 図	臼井層分布地域のルートマップ	80
第 38 図	臼井層基底部・最下部の紫赤色岩層の露頭	81
第 39 図	臼井層最下部のアルコーズ質砂岩の露頭	82
第 40 図	臼井層の地質柱状図	82
第 41 図	高田層の地質柱状図	83
第 42 図	宇美層の地質柱状図	85
第 43 図	宇美層細-中粒砂岩と凝灰質シルト岩の細互層の露頭	86
第 44 図	名島層の地質柱状図	87
第 45 図	国指定天然記念物「名島の檣石」	88
第 46 図	新原層の地質柱状図	89
第 47 図	東部地区の新原層最上部の露頭	90
第 48 図	須恵層の地質柱状図	91
第 49 図	残島層基底部の不整合の露頭	92

第 50 図	残島層の地質柱状図	94
第 51 図	海の中道シオヤ鼻の残島層(?)の露頭	95
第 52 図	野間層の地質柱状図	97
第 53 図	野間層上部層の試錐コア中にみられる火山豆石	98
第 54 図	浦谷層の地質柱状図	99
第 55 図	愛宕層の地質柱状図	100
第 56 図	姪浜層の地質柱状図	101
第 57 図	福岡市西区名柄川河口の姪浜層の露頭	102
第 58 図	火山砕屑層に貫入する玄武岩の露頭	104
第 59 図	玄武岩中の花崗閃緑岩捕獲岩の転石	105
第 60 図	福岡平野と鳥飼平野の第四紀地質図	115
第 61 図	早良平野の第四紀地質図	116
第 62 図	福岡市東区奈多付近と西戸崎北西部の海の中道の地質断面図	117
第 63 図	福岡市東区西戸崎から春日市須玖にかけての地質断面図	118
第 64 図	福岡市早良区西新から東区貝塚にかけての地質断面図	119
第 65 図	福岡市内地下工事現場の第四紀層の柱状図と完新統の ¹⁴ C年代測定値	120
第 66 図	福岡市中央区福浜から六本松にかけての地質断面図と試錐調査位置	121
第 67 図	福岡市西区愛宕浜から早良区東入部にかけての地質断面図	122
第 68 図	須恵町乙植木付近の春日面と仲原礫層の露頭	124
第 69 図	粕屋町江辻付近の須玖面と須崎層の露頭	125
第 70 図	福岡市早良区西油山の須玖面と須崎層の露頭	126
第 71 図	春日市春日原の阿蘇-4火砕流堆積物の露頭断面とそのスケッチ	129
第 72 図	那珂川町恵子付近の阿蘇-4火砕流堆積物の露頭	130
第 73 図	奈多砂層を構成する古砂丘砂層の地質柱状図	132
第 74 図	海の中道砂層及び箱崎砂層の分布と地質断面線の位置	134
第 75 図	海の中道砂層及び箱崎砂層の露頭	135
第 76 図	博多湾シルト層の基底面高度及び水平分布と微地形	136
第 77 図	福岡市中央区大濠の地下完新統の地質柱状図	141
第 78 図	福岡市大濠の湖底地下の地層の露頭	142
第 79 図	福岡市中央区那の津の更新世後期・完新世の花粉・孢子出現率図	144
第 80 図	博多湾シルト層に含まれる斧足類化石集団の組成とその垂直変化	145
第 81 図	博多湾シルト層に含まれる腹足類化石集団の組成とその垂直変化	146
第 82 図	福岡市周辺の過去9千年間における海水準変動の推定曲線	150
第 83 図	月隈断層によって接する三郡変成岩類と早良花崗岩	155
第 84 図	福岡市東区香椎三丁目の香椎断層	157
第 85 図	阿蘇-4火砕流堆積物を切る警固(?)断層	158

第 86 図	「福岡」図幅地域の旧炭鉱位置及び鉱害復旧地	160
第 87 図	志免ボタ山(志免五坑西原ボタ山)と堅坑やぐら	161
第 88 図	粕屋炭田の炭層対比図	162-163
第 89 図	高田層の炭柱図	162
第 90 図	宇美層の炭柱図	163
第 91 図	新原層の炭柱図	164
第 92 図	須恵層の炭柱図	164
第 93 図	愛宕層の炭柱図	164
第 94 図	含モリブデン鉱脈分布図	165
第 95 図	福岡市の山崩れ・崖崩れ危険地	169
第 96 図	能古島西岸の斜面崩壊と海岸に流出した玄武岩礫	170
第 97 図	福岡市の地すべり危険地	171
第 1 表	「福岡」図幅地域の段丘面と同構成層の名称	4
第 2 表	「福岡」図幅及び近隣地域の地質総括表	10
第 3 表	飯場-雷山変成帯の複変成岩類の全岩化学組成	19
第 4 表	飯場-雷山変成帯における石灰珪酸塩質レンズ中の単斜輝石の代表的化学組成	25
第 5 表	飯場-雷山変成帯の石灰珪酸塩質レンズ中のざくろ石の代表的化学組成	26
第 6 表	香椎地域の塩基性片岩中の角閃石の代表的化学組成	30
第 7 表	飯場峠地域の角閃石混成岩と糸島花崗閃緑岩のモード組成	40
第 8 表	早良花崗岩のモナズ石の化学組成	64
第 9 表	早良花崗岩のモナズ石の格子定数	65
第 10 表	「福岡」図幅地域の花崗岩類の代表的化学組成	68
第 11 表	志賀島花崗閃緑岩と閃緑岩の K-Ar 年代	70
第 12 表	「福岡」図幅地域の花崗岩類の従来の放射年代値	72
第 13 表	「福岡」図幅地域の古第三系層序表	75
第 14 表	能古島アルカリ玄武岩及び周辺地域の玄武岩の化学組成	107
第 15 表	能古島アルカリ玄武岩中のかんらん石の代表的化学組成	108
第 16 表	能古島アルカリ玄武岩中の単斜輝石の代表的化学組成	109
第 17 表	能古島アルカリ玄武岩中の金雲母の代表的化学組成	110
第 18 表	能古島アルカリ玄武岩中の石基斜長石の代表的化学組成	111
第 19 表	能古島アルカリ玄武岩石基のカルシウムに富む石灰アノーソクレーヌの化学組成	112
第 20 表	能古島アルカリ玄武岩の K-Ar 全岩年代	112
第 21 表	福岡平野の第四系層序表	114
第 22 表	北部及び中部九州の第四系対比表	148
第 23 表	福岡平野の更新世後期から完新世にかけての古環境変遷	149

第 24 表 「福岡」 図幅地域で検出される広域テフラの特徴	150
第 25 表 「福岡」 図幅地域の温泉及び鉱泉の一覧	167
Table 1 Summaly of the geology of the Fukuoka District	185
第 I 図版 1 : 志賀島塩基性岩類の粗粒角閃石斑れい岩	191
2 : 志賀島塩基性岩類の中粒閃緑岩	
3 : 志賀島塩基性岩類の粗粒単斜輝石角閃石モンゾ斑れい岩	
4 : 志賀島花崗閃緑岩の岩脈状アダメロ岩-花崗閃緑岩	
第 II 図版 1 : 糸島花崗閃緑岩の葉理状石英閃緑岩相	192
2 : 北崎トータル岩の周縁相	
3 : 志賀島花崗閃緑岩の主岩相	
4 : 早良花崗岩の主岩相	

福岡地域の地質

唐木田芳文*・富田宰臣**・下山正一**・千々和一豊***

「福岡」図幅の研究は故松下久道九州大学名誉教授と稲井信雄元地質調査所所員によって昭和 35 年に計画され、唐木田も参加して調査・研究が進められたが、諸般の事情により完成が遅れていた。平成 3 年担当者を新たにして、「福岡」図幅完成のための作業を再開することになり、今日に至った。本図幅研究における作業分担は、三郡変成岩類・白亜紀深成岩類-唐木田芳文、古第三系-富田宰臣・千々和一豊、新第三系-唐木田芳文・富田宰臣、第四系-下山正一、地質構造-唐木田芳文・富田宰臣、応用地質-富田宰臣である。

変成岩類・深成岩類については、主に唐木田によるこれまでの公表・未公表の研究資料に基づいてまとめられた。この間に、造岩鉱物の EPMA 分析には廣渡文利(九州大学名誉教授)・赤嶺秀美(元九州大学)・本村慶信(九州大学)の各位をわずらわした。花崗岩類の調査・研究を一部共同で実施していただいた井沢英二・島田允堯(以上九州大学)・高橋正好(環境技術総合研究所)の諸氏は、野外調査・全岩分析資料の公表を許可され、機会あるごとに有益なご意見をよせられた。石橋 澄氏(福岡大学)には変成岩の全岩分析をしていただき、また長垂のペグマタイトについてご教示を賜った。中田節也(九州大学)・磯 望(西南学院大学)の諸氏は玄武岩の未公表年代測定データの掲載を許可された。また玄武岩について松本徂夫氏(元山口大学)からご助言を賜った。福岡市教育委員会からは長垂のペグマタイトの露頭写真を提供していただいた。また、検鏡に使用した岩石薄片は高須岩夫氏(福岡教育大学)に負うところが大きい。

古第三系は富田によるこれまでの研究資料に加え、露頭の現況調査を千々和一と富田で分担した。地層の大半が市街地に分布しているため、これらの地域の岩相層序は既存資料に多くを負っている。特に浦田英夫・小原浄之介両氏(共に九州大学名誉教授)からは調査資料の提供を受け、有益なご助言をいただいた。山下明夫氏(九州大学)には一部地域で調査・研究を共にし、各種資料や文献の検索の労をとっていただいた。宮地六美氏(九州大学)は研究中のフィッシュントラック年代測定値をご教示くださった。古川俊太郎元所員からは旧炭鉱資料等の供与を受けた。高井真夫氏(東筑紫短期大学)からは故高井保明元所員の研究資料の一部を供与していただいた。

第四系関係の部分は、主に下山によるこれまでの公表・未公表の研究成果に基づいてまとめられた。これらの成果をまとめるに当たって、地下地質については福岡北九州高速道路公社・福岡市の各局・福岡県土木事務所・建設省海の中道海浜公園管理事務所から多数の既存の試錐地質調査資料を提供していただいた。福岡市庁舎・福岡県粕屋総合庁舎・福岡市市営地下鉄・西鉄ソラリアプラザビル・天神イムズビルの建設工事現場の方々からは各掘削工事の段階調査において便宜を計っていただいた。第四紀層序については首藤次男(九州大学名誉教授)・亀山徳彦(北九州大学)両氏、地形については竹下敬司(九州大学名誉教授)・磯 望(西南学院大学)両氏、花粉分析については黒田富美雄(琉球大学)・野井英明(北九州大学)両氏、火山灰については新井房夫(元群馬大学)・竹村恵二(京都大学)両氏、福岡市内の遺蹟分布については山口譲二氏(福岡市教育委員会)から多大のご教示を賜った。放射性炭素年代の測定では木越邦彦氏(元学習院大学)を煩わした。

モリブデン鉱床の現状については島田允堯氏(九州大学)にご教示いただき、岩石の X 線分析等に関して上原誠一郎氏(九州大学)のご協力を賜った。

これらの方々に心からお礼申し上げる。

本報告における K-Ar 年代測定は Teledyne Isotopes 社に依頼した。

*西南学院大学, **九州大学, ***山口大学

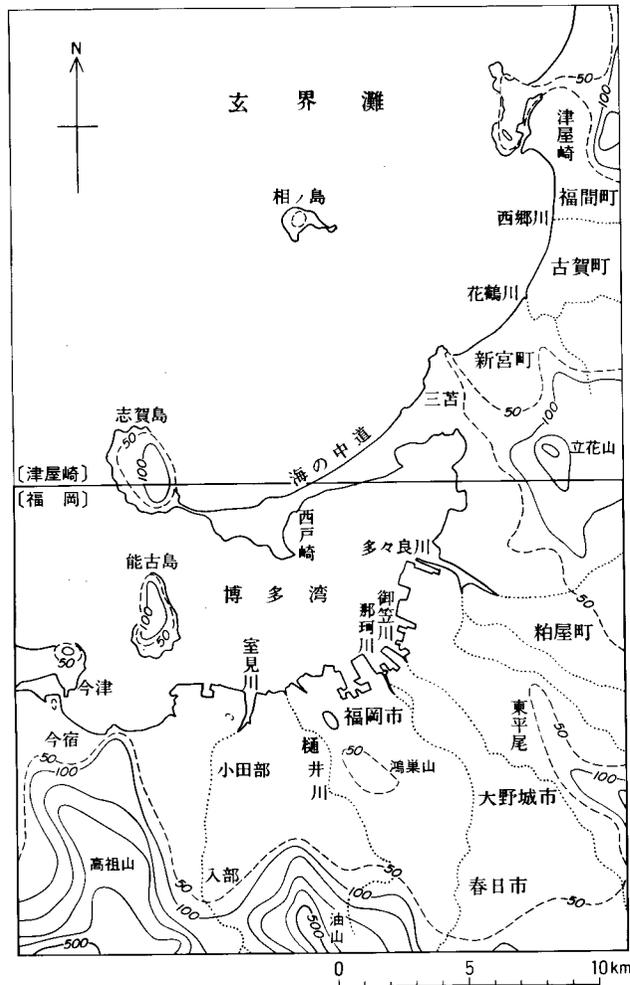
Keywords : geological map, 1:50,000, Fukuoka, Hakata Bay, Shika-no-Shima, Noko-no-Shima, Umi-no-nakamichi, Sefuri Mountains, Paleozoic, Mesozoic, Cretaceous, Eocene, Oligocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Sangun Metamorphic Rocks, granodiorite, tonalite, granite, basalt, Kasuya Group, Fukuoka Group, Shime Group, Meinohama Group, Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit, coal, pegmatite, mollusca

I. 地 形

(下山正一)

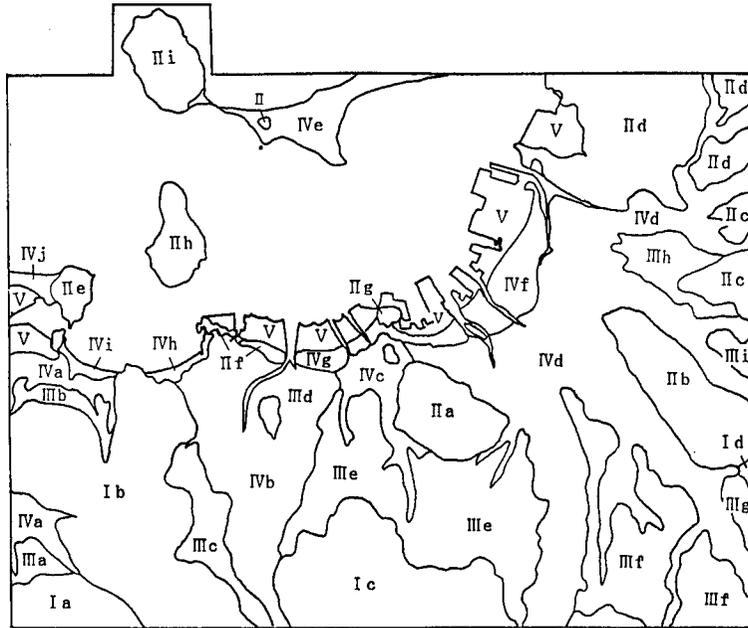
「福岡」図幅地域は、北部九州福岡県の西部に位置し、北緯 $33^{\circ}30'$ - $33^{\circ}40'$ 、東経 $130^{\circ}15'$ - $130^{\circ}30'$ の範囲に志賀島の北半分を加えた領域である。この地域は行政的には福岡市、春日市、大野城市、前原市、粕屋郡久山町・粕屋町・須恵町・宇美町・志免町、筑紫郡那珂川町からなっている。

本図幅地域の大部分は50m以下の丘陵地・台地・低地で占められている（第1図）。図幅北西部には



第1図 「福岡」及び「津屋崎」図幅地域の埋谷面図
 谷埋めの間隔は1km、等高線間隔は50m、枠内と志賀島北側が本図幅地域

博多湾が位置し、図幅面積のほぼ1/5を占めている。外海の玄界灘との間を海の中道うみ なかみちの砂州が隔てている。博多湾沿岸の各河川流域には低地が広がり、上流の河川沿いの谷底平野へつながっている。一方、丘陵及び山地は図幅南西部に位置し、脊振山地せふりにつながる。本図幅地域の地形は、第2図の地形区分図に示されるように、いくつかの山地・丘陵・台地・低地に区分される（竹下，1984）。



地形区分図

地形区分凡例		
I 山地	III 台地	IV 低地・砂丘
I a 背振山地	III a 西堂台地	IV a 糸島平野
I b 高祖・飯盛山地	III b 飯氏台地	IV b 早良平野
I c 油山・片縄山地	III c 金武台地	IV c 鳥飼平野
I d 四王寺山地	III d 小田部台地	IV d 福岡平野
II 丘陵・島	III e 七隈台地	IV e 海の中道砂丘
II a 鴻巣山丘陵	III f 下白水台地	IV f 箱崎砂丘
II b 東平尾丘陵	III g 乙金台地	IV g 西新砂丘
II c 粕屋丘陵	III h 粕屋台地	IV h 生の松原砂丘
II d 香椎丘陵	III i 須恵台地	IV i 今宿砂丘
II e 毘沙門山・今山丘陵	V 埋立地	IV j 大原砂丘
II f 愛宕山丘陵		
II g 荒津山丘陵		
II h 能古島		
II i 志賀島		

第2図 「福岡」図幅地域の地形区分
竹下（1984）を一部修正加筆

本図幅地域を含む北部九州の平坦地形面群は丘陵・台地・低地に見られる。これらは浦田（1962）により、高位平坦面と低位平坦面に2分された。これらのうち、高位平坦面は”侵食面”とされ、地形面のみに、堆積物が存在しない。また、低位平坦面は春日面、須玖面、日佐面の3つに細分され、これらの地形面を構成する地層は、朝倉礫層、須玖層、日佐砂礫層と呼ばれた。一方、下山（1989）は春日面、須玖面、日佐面とその構成層を再吟味した。その結果、福岡平野に存在する、堆積物を伴う平坦面群は有明海研究グループ（1965）の区分に従い、高い方から、中位段丘上位面・中位段丘下位面・低位段丘上位面・低位段丘下位面・沖積面が識別された。本図幅地域には高位段丘面に相当する堆積段丘面は存在しない。春日面は中位段丘上位面を、須玖面は中位段丘下位面を示すものとして再定義され、低位段丘上位面・低位段丘下位面を示す部分は大坪面・^{ひばる}桧原面と呼ばれた。また、日佐面は沖積面に含まれる。

これらの段丘面群のうち、台地上には中位段丘上位面及び下位面が分布し、低地には低位段丘面と沖積面が分布する。本図幅地域の段丘はすべて河岸段丘である。各段丘面の分布は第3図に示されている。本報告では、沖積面を除くこれらの平坦面を春日面、須玖面、大坪面（桧原面を含む）と呼び、これらの面を構成する地層群を、仲原礫層、須崎層（南面里礫層を含む）及び阿蘇-4火砕流堆積物、大坪砂礫層（桧原砂礫層を含む）と呼ぶ。段丘面とその構成層の模式的な対応関係を第1表に示した。

第1表 「福岡」図幅地域の段丘面と同構成層の名称

段丘区分 ¹⁾	段丘面の名称 ²⁾	段丘面構成層の名称 ³⁾
低位段丘面	大坪面	大坪砂礫層
中位段丘下位面	須玖面	阿蘇-4火砕流堆積物 及び須崎層
中位段丘上位面	春日面	仲原礫層

1)有明海研究グループ（1965）

2)浦田（1962）及び下山（1989）

3)下山（1989）及び本報告

I. 1 山地

本図幅地域の山地は、源岩が古生代と言われる三郡変成岩類の結晶片岩類と白亜紀深成岩類からなる。山地の最高点は油山山頂であり、400mクラスの山頂が多数存在する。山地の急峻な部分には硬い岩石が露出しているが、中腹以下では強風化状態にある。特に深成岩類からなる山地では深層風化が進んでいる。本図幅地域の山地は川原川・室見川・那珂川及び御笠川によって、脊振山地、^{たかす}高祖・^{いもり}飯盛山地、油山・^{かたなわ}片縄山地、四王寺山地の4つの山地に分離されている（第2図）。

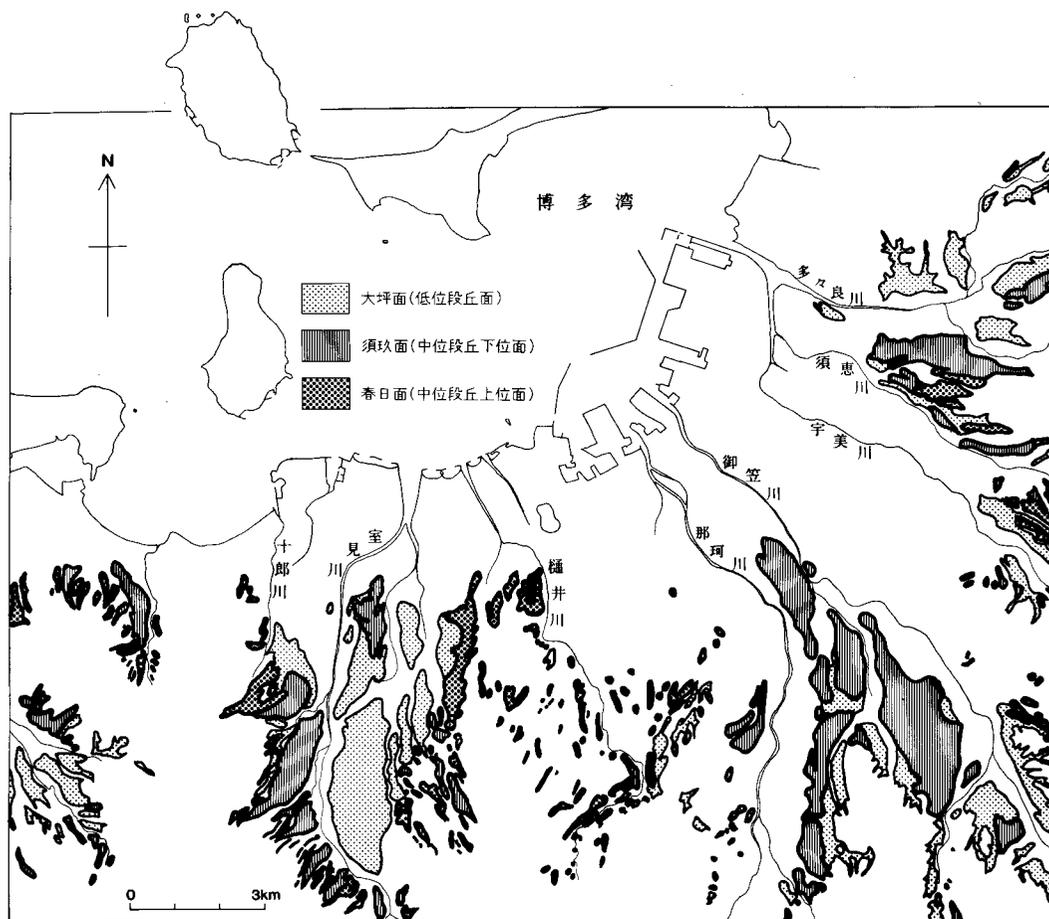
I. 2 丘陵及び島

丘陵は^{こうのす}鴻巣山丘陵、東平尾丘陵、粕屋丘陵、^{かしい}香椎丘陵、毘沙門山・今山丘陵、愛宕山丘陵、荒津山丘陵の7つに分けられる。また、^{このしま}能古島・志賀島は丘陵性の島である。これらは標高50-100mの孤立した丘陵で、多くは古第三紀層の砂岩・礫岩・頁岩からなる。毘沙門山丘陵は三郡変成岩類からなり、そ

の中心を新第三紀のアルカリ玄武岩が貫いている。能古島は頂部を新第三紀の能古島アルカリ玄武岩の溶岩流が覆い、メサ地形をなす。玄武岩の下には古第三紀層や白亜紀北崎トータル岩類がある。志賀島は主に志賀島花崗閃緑岩より構成されている。

I. 3 台地

台地は平野の低地面（沖積面）から分離し、明瞭に区分される平坦面で、河成段丘を形成している。本図幅地域の台地は西堂台地・飯氏台地・金武台地・小田部台地・七隈台地・下白水台地・乙金台地・粕屋台地・須恵台地の9つに分けられる。台地の上面は緩傾斜面あるいは平坦面をなし、有明海研究グループ（1965）によると、これらの段丘面は有明海沿岸地域の中位段丘上位面及び中位段丘下位面に対比される。



第3図 「福岡」図幅地域の段丘面区分図

中位段丘上位面は浦田（1962）の春日面に当たる。本図幅地域の中位段丘上位面構成層は仲原礫層である。春日面は福岡市南区桧原の40から150mの面や、那珂川町片縄の35から40mの面、粕屋町仲原の40mの面をつくっている。西堂台地、飯氏台地の一部、金武台地の一部、七隈台地、下白水台地の一部、乙金台地、粕屋台地、須恵台地がこれに属する（第3図）。沖積面からの比高は粕屋町仲原付近で8m、志免町志免付近で18m、飯倉付近や羽根戸付近で25m、金武や重留付近で30ないし40mである。春日面は地形面の開析が進んでいて、痩せ尾根状を呈している。春日面を構成する仲原礫層は風化した砂礫層からなるが、まれに堆積物が失われ、基盤の深成岩類のみが緩傾斜面をつくっている場合がある。

中位段丘下位面は浦田（1962）の須玖面に当たる。浦田（1962）の須玖面には部分的に低位段丘面も含まれていたが、下山（1989）は須玖面を中位段丘下位面だけにあてはめ、再定義している。中位段丘下位面（須玖面）の構成層は阿蘇-4火砕流堆積物及び須崎層である。飯氏台地の一部、小田部台地、金武台地の一部、下白水台地の一部（須玖台地）がこれに当たる。福岡平野では、福岡市博多区比恵町、那珂、南区井尻、春日市須玖、下白水を経て、「脊振山」^{いたづけ} 図幅地域の那珂川町安徳に延びる須玖面と、福岡市博多区諸岡から板付、麦野、元町を経て春日市春日原に達する須玖面が特に顕著である（第3図）。このほか、粕屋町・志免町にもみられる。一方、^{さわら} 早良平野では、阿蘇-4火砕流堆積物が侵食から取り残されてつくる小田部付近の台地と室見川西側の羽根戸から西入部にかけての地域と野芥付近に須玖面が分布している。小田部台地を除く早良平野の須玖面は須崎層（砂礫層）で構成されている。須玖面の分布標高は15mから100mである。沖積低地からの比高は福岡平野で3mから5m、早良平野で3から8m、那珂川町安徳付近では約20mである。

I. 4 低地及び海岸砂丘

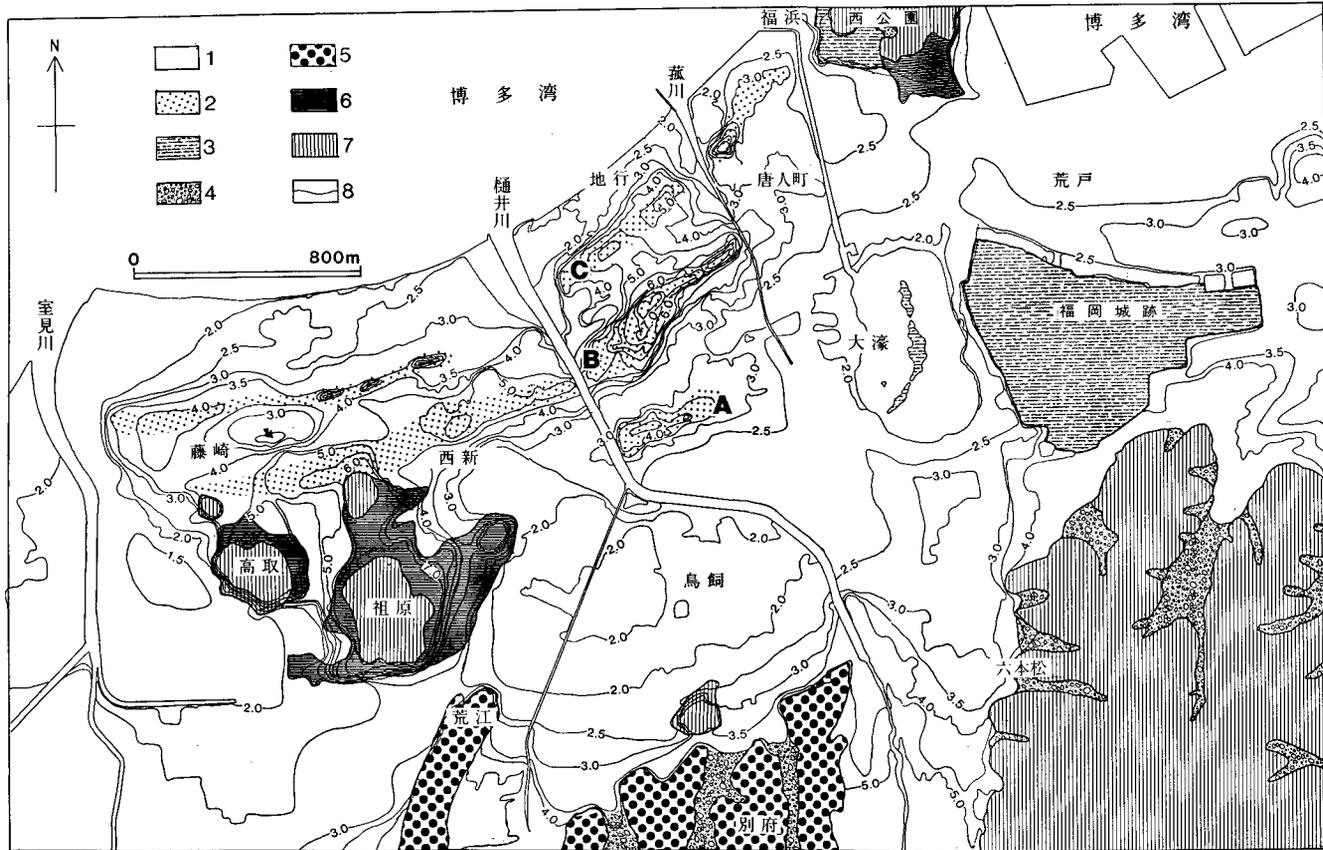
微高地を含む低地は水系区分に従って、図幅西部の糸島平野^{いとしま}、早良平野、図幅中央部の鳥飼平野^{とりかい}、図幅東部の福岡平野の4平野に、それぞれまとまった分布がある。海岸砂丘は海の中道砂丘・箱崎砂丘の2つに大別される。海の中道砂丘は博多湾の北部、新宮から志賀島までを結ぶ、長大な砂州及び海岸砂丘である（竹下，1984）。一方、河川や丘陵によって分離されるが、博多湾の南岸に沿って小規模な海岸砂丘が散点的に分布している。これらを本報告では箱崎砂丘と呼ぶ。

低地には低位段丘面と沖積低地が含まれる。本図幅地域の低位段丘面には堆積面と侵食面が存在する。堆積面は大坪砂礫層で構成されるが侵食面には須崎層が直接露出する。侵食面は早良平野に見られる。各平野には各河川に沿った谷底低地と、河口付近の臨海低地が付随している。福岡平野の低位段丘面群は低位段丘上位面と低位段丘下位面に区分され、大坪面及び桧原面と呼ばれた（下山，1989）。いずれも完新世以前に形成されたものである。早良平野では大坪面と桧原面との比高がわずかで、両者の区別は事実上困難である。このため、本報告では両者を区別せず、便宜上、すべての低位段丘面を大坪面とした。大坪面は標高3mから50mの平坦面を形成しており、日佐面を除き、各平野の最も低い段丘面を形成している。大坪面は本図幅外（「脊振山」図幅地域）の那珂川町針口、大坪、上梶原にかけて模式的に分布するほか、樋井川・多々良川・宇美川・須恵川・御笠川・那珂川・川原川の中・上流域以上の部分に断続的にみられる。早良平野では室見川右岸に、沖積面からの比高差がほとんどない微高地が広

がっている。この部分には最上部を削平された須崎層（中位段丘下位面構成層）が存在している。したがって、この微高地は大坪面に相当する侵食段丘面である（第3図）。

標高3m以下の臨海低地は福岡平野の福岡市東区和白付近、東区社領から吉塚、博多区比恵町をへて住吉に至る地帯にみられる。このほか、鳥飼平野の中央区鳥飼、早良平野の早良区室見・西区姪の浜・糸島平野の西区北原付近に存在する。これらの低地は多々良川・宇美川・須恵川・御笠川・那珂川・樋井川・室見川・十郎川・瑞梅寺川の三角州に当たる。これらの河川の中・上流域には谷底平野が広がる。谷底低地は現河川の河床及び現氾濫原を主体とし、自然堤防や三日月湖を含んでいる。福岡市南区日佐付近には、浦田（1962）の指摘した、沖積段丘面（日佐面）がみられる。その段丘崖は第60図（後出）に破線で示されている。しかし、その延長方向における現河床面との段丘崖は上流側も下流側も収斂するため、不明瞭となる。この段丘面は沖積低地面からの比高約1.0mで、分布是那珂川中流部分にのみ限定される。沖積段丘を構成している、住吉層の礫層中には、縄文時代の土器片が河川堆積物と共に含まれており、明らかに完新世堆積物である。

一方、博多湾の沿岸には、淘汰の良い砂からなる海浜と浜堤あるいは海岸砂丘地形が発達するが、これらは漸移的で明瞭に区別できないので、今回は「砂丘」に含められている。これらは海の中道・箱崎砂丘と呼ばれ、便宜上微高地に入れられる。海の中道砂丘は、博多湾北部の、福岡市東区三苦から西戸崎を経て志賀島に達する全長約10km、最大幅1.25kmにわたって分布し、最高標高は奈多付近で34mである。箱崎砂丘は主に博多湾の南岸に分布しており、東区箱崎から馬出、博多区呉服町、中央区天神、大手門、地行、西新をへて室見川河口に達する長い帯状の分布を示している。箱崎砂丘の延長部は博多湾の東岸では、東区の舞松原・香椎・和白に、博多湾南西岸では、西区姪の浜・生の松原・今宿・長浜海岸に小分布がある。砂丘を詳しく調べると、幾つかの砂丘列からなることが分かる。第4図は中央区地行-早良区西新にかけての砂丘の地形区分図である。ここでは南から北へ、A、B、Cの3つの砂丘列が識別される（下山ほか、1991）。



第4図 鳥飼平野の地形区分図 (下山ほか, 1991)

1: 低地, 2: 海岸砂丘, 3: 人工改变地, 4: 谷底平野, 5: 春日面, 6: 麓斜面, 7: 丘陵, 8: 等高線(m), A・B・Cは砂丘列

II. 地 質 概 説

(唐木田芳文・富田宰臣・下山正一)

「福岡」図幅地域は九州における三郡帯の北端に位置し、主に三郡帯^{さんぐん}変成岩類、白亜紀深成岩類、古第三紀及び第四紀の堆積岩類からなり、ほかに新第三紀の堆積岩・火山岩類をわずかに伴う(第5図)。本図幅及び近隣地域の地質総括表を第2表に示す。

II. 1 三郡変成岩類

本図幅地域に分布する変成岩類は三郡変成岩類(Kobayashi, 1941命名)に属する。模式地は本図幅地域東隣の「太宰府」図幅地域の三郡山地^{さんぐん}篠栗-犬鳴^{いんなぎ}地域(第5図)である。この変成岩類が分布する近畿地方西部から中国地方-北部九州に及ぶ広い範囲は、地体構造的に一般に三郡(変成)帯と呼ばれている。

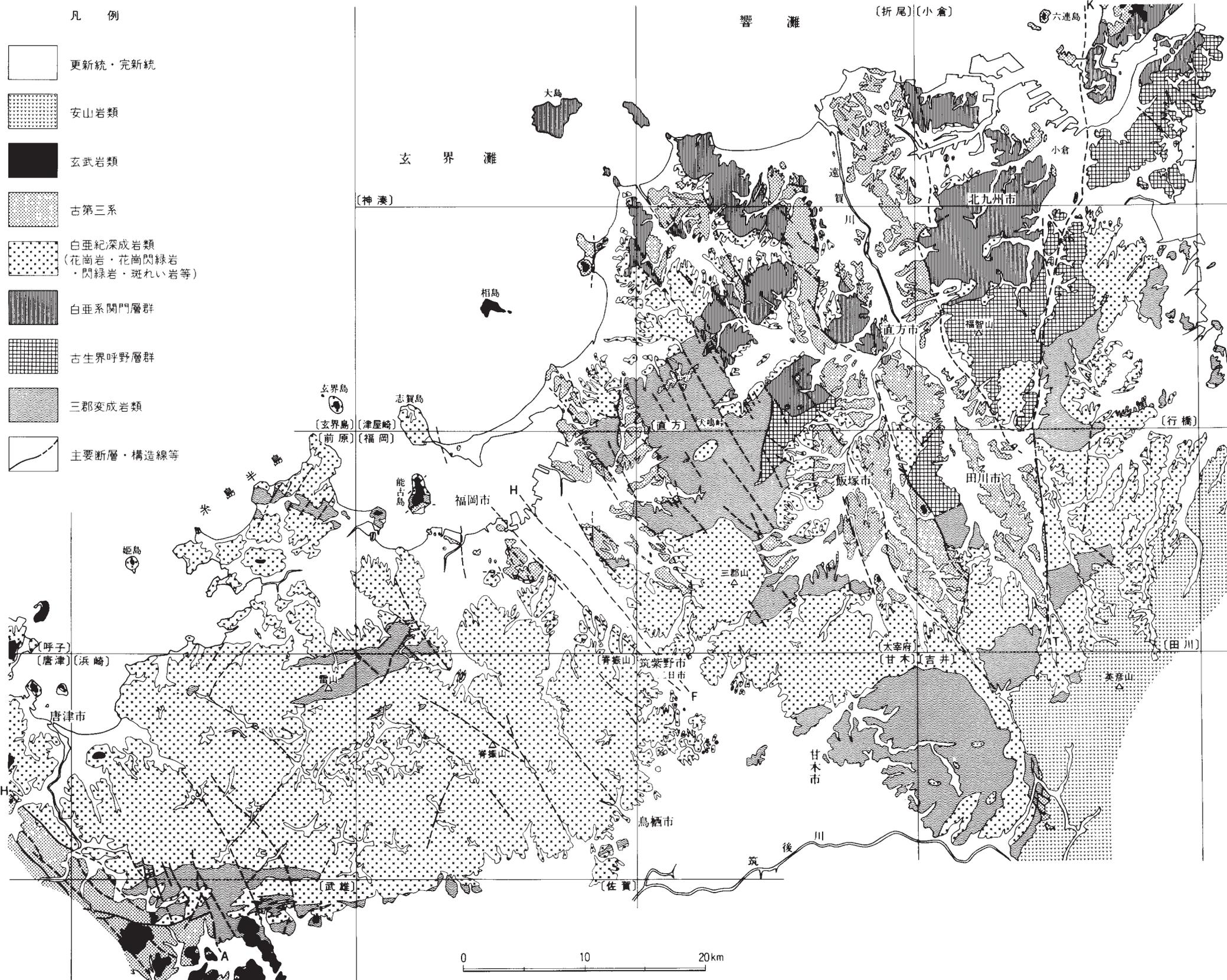
三郡変成岩類の北部九州における分布の西限は、脊振山地西端から有明海にぬける畑島-有明海断層(Hattori and Shibata, 1982)(第5図のH-A線)である。東限は新期火山岩類に広く覆われていて明らかではないが、山口県下松市付近^{すえたけ}の末武川構造線(Kojima, 1953)の南西方への延長部と、それにつづく日田-白草線^{はくそ}(木戸・英彦山団研グループ, 1987)と推定される(唐木田ほか, 1992)。北西側の三郡帯と南東側の領家帯との境をなす末武川構造線の延長部は、国東半島の北西側をとおって大分県日田付近に至る。日田から南南東に向かう日田-白草線は、西側の三郡帯と東側の領家帯との境界をなす。三郡帯の南限は熊本県の木山変成岩からさらに南の肥後変成帯にまで及ぶかもしれない(唐木田ほか, 1969)。

三郡変成岩類は高圧中間群の変成相系列に属する広域変成岩とみなされ、4つの鉱物相に区分されている(橋本, 1972)。また、変成年代は後期石炭紀-前期ジュラ紀の長い地質年代にまたがっている。こうした三郡帯はこれまで一つの変成帯とみなされていたが、最近、変成年代を異にする3つの変成地帯、すなわち三郡-蓮華帯(280-310Ma)、周防地帯(210-230Ma)、智頭地帯^{ちづ}(170-200Ma)に区分する考えが提案された(早坂, 1987; 西村・柴田, 1989; Nishimura, 1990など)。

「福岡」図幅地域及び周辺の三郡変成岩類

分布：博多-二日市構造線(第5図のH-F線)¹⁾の東側では、香椎地域と模式地の篠栗-犬鳴地域の東西約15km・南北約18kmの範囲にまとまった分布域がみられるが、この構造線より西側の脊振山地に

1) 博多-二日市構造線の名称については、山崎ほか(1985)に「所謂博多-二日市線と呼ばれる構造線」という簡単な記述があるだけで、それ以前のことに関しては明らかでない。山崎ほか(1958)は、博多-二日市線を一本の「御笠川に沿う断層」に相当する構造線と考えたが、本報告では後述(第VIII章の地質構造)のように、福岡市街地と二日市とを結ぶ断層帯の意味に使用する。



第5図 北部九州の地質概略図 (九州地方土木地質図, 1986を一部修正簡略化)
 K T : 小倉-田川構造線, H F : 博多-二日市構造線, H A : 畑島 有明海断層

は、花崗岩類が広く露出するため、変成岩は幅 1-6km の 3 つの狭い地帯に分離して分布するにすぎない (第 5 図)。北部帯：能古島-今津-糸島半島地域、中部帯：飯場-雷山^{いしば らいざん}地域、南部帯：脊振山地南縁部 (本図幅地域外) (松本, 1958) である。この 3 地帯の源岩層序は、浦田 (1961) が区分した篠栗-犬鳴地域の層序 (下部・中部・上部層) にそれぞれ対比可能である。すなわち北部帯は下部層-中部層に、中部帯は中部層の上部-上部層、南部帯は中部層以下に相当するとみられる (唐木田ほか, 1969)。

変成作用：辻 (1964) 及び唐木田 (1965) は三郡山地西部の粕屋郡篠栗町-東区 (福岡市東区を意味する。以下同じ) 香椎地域に分布する三郡変成岩類を、塩基性片岩における曹長石斑状変晶の有無により、点紋帯と無点紋帯に分帯した。点紋帯は南部に、無点紋帯は北部に分布し、変成度は見かけの層序の下部から上部に上昇する。点紋帯と無点紋帯との境界付近に分布する塩基性片岩はアルカリ角閃石 (主にクロス閃石) を含み、点紋帯の泥質片岩はざくろ石を伴う。したがって、この変成岩地帯は橋本 (1972) の緑れん石-藍閃石帯に編入される (橋本・唐木田, 1985)。北部九州では各所で白亜紀花崗岩類の貫入を受け、接触変成作用によってほとんど大部分が重複変成されている。

地質関係：三郡山地での西縁は古第三系の直方層群に不整合に覆われ、東縁は主に中生界の呼野層群、下部白亜系の関門層群脇野亜層群と断層で接する。北縁と南縁はそれぞれ北崎トータル岩と早良花崗岩に貫入されている。脊振山地では糸島花崗閃緑岩、北崎トータル岩、深江花崗岩、早良花崗岩、佐賀花崗岩などに貫入され、変成岩類はルーフペンダントやセプタ (隔壁) をなす。

放射年代：篠栗地域における結晶片岩中の白雲母の K-Ar 年代は $259 \pm 6\text{Ma}$, $272 \pm 8\text{Ma}$, Rb-Sr 年代は $298 \pm 12\text{Ma}$, Rb-Sr 全岩年代は $308.4 \pm 19.0\text{Ma}$ である (柴田・西村, 1989)。したがって、三郡山地・脊振山地の三郡変成岩類は三郡-蓮華帯に属することになるであろう。

本図幅地域の三郡変成岩類：本図幅地域は三郡変成岩類が三郡山地の広い分布から脊振山地の狭い分布に急変する部分に当り、博多-二日市構造線の東側の①東区香椎地域及び②博多区福岡空港南東方の立花寺^{りゅうげ じ}東部地域と、その西側の③西区能古島-今津半島地域及び④飯場-雷山変成帯の西区飯場峠地域に分かれて分布する。①は三郡山地分布域の北半部の西端、②は三郡山地分布域南部の西方延長部、③は北部帯の東部、④は中部帯の北東部に当る。

①は主に塩基性変成岩と砂・泥質変成岩からなり、南部には、接触変成作用からまぬがれて、元の三郡変成岩類の性格を残した結晶片岩が分布する。②は主に塩基性変成岩からなり、早良花崗岩のホルンフェルス化を受けている。③は主に砂質変成岩からなり、変斑れい岩と蛇紋岩を伴う。④は主に塩基性変成岩からなり、接触変成作用を強く受けている。特異なグロシユラー-アルマンディンざくろ石が見いだされている。本報告では、塩基性片岩、砂質片岩などの“片岩”は三郡変成岩類の結晶片岩を指し、塩基性変成岩などの“変成岩”は、接触変成作用でホルンフェルス化した岩石または“片岩”をも含む広い意味に使用する。また、変成岩の源岩の記載には単に塩基性“岩”などを用いる。

II. 2 白亜紀深成岩類

脊振山地の西端の牛津-仮屋線 (Yamane, 1933) または畑島-有明海断層 (第 5 図の H-A 線) から東の周防灘まで、北部九州には花崗岩類が広く分布する。それらは中国地方の西方延長と考えられていたが、

最近、ほぼ小倉-田川構造線(木下ほか, 1954)(第5図のK-T線)を境にして、その西側の花崗岩類は北部九州独自の性格を持った独立の複合岩体を構成しており、東側のものとは、特に化学組成の上で異なることが明らかにされた(唐木田ほか, 1984; Izawa *et al.*, 1989など)。小倉-田川構造線の西側に分布するものは北部九州主部花崗岩類、東側のものは北部九州東部花崗岩類と呼ばれる(唐木田ほか, 1992)。

北部九州主部花崗岩類は磁鉄鉱系列に属する。主成分化学組成が日本の花崗岩類の平均値(Aramaki *et al.*, 1972)に比べて、 Al_2O_3 と Na_2O に富み、全Feに乏しい(Shibata *et al.*, 1958, 1960a, b:高橋, 1985MSなど)。微量元素のSr含有量が高く(第34図参照)、高Sr花崗岩として区分される(唐木田ほか, 1984;高橋, 1985MS; Izawa *et al.*, 1989;井沢ほか, 1990)。 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初生値は0.7041-0.7050と低い。(Yanagi, 1975; Shibata and Ishihara, 1979)。

北部九州東部花崗岩類は低Sr・チタン鉄鉱系列に属し、西南日本内帯の領家帯・山陽帯の花崗岩類の西方延長部に当る(唐木田ほか, 1984; Izawa *et al.*, 1989;井沢ほか, 1990)。この花崗岩類は南に延長し、中部九州の三郡帯・肥後帯及び領家帯にも分布している(唐木田ほか, 1992)。

北部九州花崗岩類については40を越す放射年代値が測定されている。そのうちの70%以上を占めるK-Ar年代値の多くは90Ma代に集中しており、主部花崗岩類と東部花崗岩類とのあいだの貫入時期の差は、その放射年代値からは読み取れない。花崗岩体の貫入順序は地質的には大筋として塩基性岩→酸性岩である(唐木田ほか, 1992)が、K-Ar年代値にはその順序差が表れていない。年代差が小さいことによるのか、あるいは複合岩体全体の形成時期を示すことによるのかもしれない。北九州市付近の主部花崗岩類は安山岩類を含む関門層群と、主に酸性火山岩類からなる八幡層に非調和的に貫入している。

北部九州花崗岩類は主にトータル岩-花崗閃緑岩と花崗岩からなり、前者が量的にまさる。斑れい岩や閃緑岩などの塩基性岩は少ない。全体としてカルクアルカリ岩系・Iタイプに属している。岩相、捕獲岩の有無、相互関係やジルコン、化学組成、帯磁率などの特性に基づいて、花崗岩類は15岩体に細分される(唐木田, 1985)。岩体の境界は確認されたかぎりでは、ほとんど貫入関係を示す。博多-二日市構造線の西側の脊振山地では、葉理構造²⁾を持つ岩石が多いが、東側のものは主に塊状で、ときに岩体の周縁部に弱い葉理構造が認められるにすぎない。

本図幅地域には北部九州主部花崗岩類10岩体のうち、糸島花崗閃緑岩^{きたざき}・北崎トータル岩^{しかのしま}・志賀島花崗閃緑岩^{さわら}・早良花崗岩・佐賀花崗岩が分布する。このうち北崎トータル岩と志賀島花崗閃緑岩は累帯深成岩体を構成し、他の3つの岩体とは、セブタ(隔壁)状に分布する三郡変成岩類によって隔てられ、直接接することがない。

糸島花崗閃緑岩体の大部分は、本図幅地域の西隣「前原」図幅、南西隣「浜崎」図幅、南隣「脊振山」図幅地域に分布し、葉理状、花崗閃緑岩質である(唐木田, 1985)。しかし、岩体の北東端中央部が少し露出する本図幅地域では、主に粗-中粒、葉理状のトータル岩-花崗閃緑岩である。時に角閃石斑れい岩質-閃緑岩質の角閃石混成岩を伴う。三郡変成岩類のルーフペンダントとの接触部では、その延びの方向に平行に葉理構造が多少湾曲する。北崎トータル岩は中-粗粒の葉理状トータル岩で、特徴として長石が紫っぽくみえる。三郡変成岩類に調和的に貫入しており、ランプロファイアーの岩脈を伴う。志賀

2) 花崗岩質岩において結晶、包有物などの平行配列によって示される面構造を、本報告では葉理構造(foliationと呼び、その形容詞として葉理状(foliated)を使用する。

島花崗閃緑岩は北崎トータル岩体の中心部に貫入。粗粒で、弱い葉理構造を示す。大量に伴われる塩基性深成岩類には、志賀島花崗閃緑岩による混成現象がよく観察される。早良花崗岩は粗-中粒、主に塊状の黒雲母花崗岩で、モナズ石を含む。糸島花崗閃緑岩に貫入。細粒の白雲母黒雲母花崗岩とペグマタイトを伴い、西区長垂のリシア雲母ペグマタイトは有名である。佐賀花崗岩は主に細粒の白雲母黒雲母花崗岩からなる。本図幅地域では、南西端部にわずかに分布するだけである。

II. 3 古第三系

本図幅地域の古第三系は福岡県中北部に広く分布する一連の夾炭古第三紀層分布地の一角を占め、稼行可能な石炭層を多く挟むことから、その分布域は炭田の名で呼ばれ、明治以降、地域の経済に重要な地位を占めてきた。

地層は第5図に見られるように、隣接する「津屋崎」・「直方」・「太宰府」図幅地域にもまたがり、福岡市とその東方に広がる粕屋郡新宮・久山・篠栗・粕屋・須恵・志免・宇美の各町と太宰府市北端にかけた広い地域に分布するが、福岡市中央部の那珂川・御笠川沖積地を隔てて東の粕屋炭田地域と、西の福岡炭田地域に分かたれている。これらの地層は第四紀層分布域の地下や博多湾の海底にも広く分布が確認され、本来はほぼ一連の堆積物であったと考えられる（山崎ほか、1958；細野ほか、1975；日本国有鉄道編、1975；向山・福岡地盤図作成グループ、1981）。ただし、JR博多駅東方、福岡空港より北西方に向かって古第三系の基盤である早良花崗岩が張り出して、第四系の下位に直接分布しているのが認められ、何らかのバリエーションが古第三系堆積時に存在した可能性も高い（第36図参照）。

これらのうち粕屋炭田地域は、さらに基盤岩の丘陵や多々良川・宇美川の沖積地により東部・北部・西北部・南部の四地区に大別できる（第36図参照）。そのうち東部地区の古第三系分布域の大部分は隣接する各図幅地域に広がっているが、北隣、「津屋崎」図幅地域の立花山より南々東に延びる基盤岩の高まりで他と隔てられ、半ば独立した分布区を示す。西北部地区は南部地区と本来一連の分布区を形成しており、その北端は「津屋崎」図幅地域まで延び、さらにその北側に雁行するように北部地区の分布区が福岡市と粕屋郡新宮町にまたがって海岸まで広がっている。これらはいずれも南北あるいは北西-南東の細長い分布区を形成し、各分布区ともいわゆる筑豊型地質構造（松下、1951）を示し、各地層はその長軸に連なって分布する。古第三系は下位より粕屋・志免の2層群に大別され、前者は臼井・高田・宇美の3累層に、後者は名島・新原・須恵の3累層にそれぞれ区分される（松下、1949）。このうち臼井層はごく一部の地域にしか分布せず、そのほかでは高田層が直接基盤を覆う。これら是一部に海生化石を含むが、おおむね非海成層よりなる。また臼井層・名島層を除き稼行炭層が挟在するが、各層の層厚・炭層発達状況は地区ごとに大きく変化している。ただ一般的傾向として北に向かって炭層が劣化（炭質の粗悪炭-炭質頁岩化、山丈・炭丈の減少など）すること、岩相も粗粒化することなどから、炭田北縁部付近が本来の堆積盆の縁辺部に相当するのであろう。

一方、福岡炭田地域の古第三系は福岡市中心部のうち旧福岡部（那珂川以西の旧市街地）から西部にかけての丘陵地に露出し、その一部は博多湾を隔てて福岡市東区西戸崎地区にも露出している。西端部に近い西区姪の浜地区では東西に長い盆状構造を形成する。市内中心部地域はその東翼をなす形で、北西

方向のほぼ並行する多くの断層で地層が繰り返し露出しているほか、局地的な半盆状・半ドーム状構造も認められる。これらの地層は下位から残島層・野間層よりなる福岡層群・浦谷・愛宕両層に分かたれる早良層群及び純海成層からなる姪浜層のみの姪浜層群があり、各層群は互いに不整合関係にある(松下, 1949)。このうち野間層は炭田地域の南縁部で直接基盤を覆う。また稜行炭層は野間・愛宕両層に挟在する。なお愛宕層は地表には全く露出せず、旧炭鉱坑内でのみ確認されている。全層厚・炭層発達状況とも粕屋炭田地域に比べ劣っているが、炭田地域内でのそれらや岩相の地域変化は露頭が比較的狭い範囲に限られているため明確ではない。

これらの古第三系各層は福岡・粕屋両層群が筑豊炭田の直方層群に、また早良層群・志免層群は同じく大辻層群にそれぞれ対比され、最上部の姪浜層群は同じく海成の芦屋層群に相当するとされる(長尾, 1924-1925, 1928a, b)。

現在、本図幅地域の古第三系は粕屋東部地区を除き、分布域のほとんどが市街地化してしまっているので、露頭は断片的に観察できるに過ぎない。

II. 4 新第三系

本図幅地域に分布する新第三系は、能古島に分布する能古砂礫層とその上位に重なる能古島アルカリ玄武岩と西区の毘沙門山と今山のアルカリ玄武岩類である。

能古砂礫層は礫混じり砂層ないし砂質シルト層からなる。本層は、佐賀・長崎両県に広く分布する松浦玄武岩類の最下部の上部鮮新統八ノ久保砂礫層(岩橋, 1961)に対比される(富田ほか, 1980)。

能古島アルカリ玄武岩と毘沙門山及び今山のアルカリ玄武岩は、北西部九州から北部九州の沿岸地域、さらに東方の山陰・中国地方に広く分布する環日本海新生代アルカリ岩石区(Tomita, 1935)の火山岩類の一部に当る。本岩は、本図幅地域の周辺を含めると、糸島半島の可也山・芥屋大門・毘沙門山・今山やその周辺の能古島・姫島・玄界島、さらに北東方の宗像郡・宗像市・北九州市・下関市の沿岸地域及び内陸部の筑豊地域に、小規模だが広く分布している。これらの大部分はアルカリ岩系の玄武岩類で、わずかにカルクアルカリ岩系のものが伴われる(Ōji, 1961)。アルカリ玄武岩類の噴出年代は、最近の松本ほか(1992)及び中田・磯・下山(未公表)の研究によると、大部分が鮮新世で・下関市のわずかのものが更新世である。

アルカリ玄武岩は能古島では大部分が溶岩流をなし、毘沙門山と今山では岩頸をなす。構成岩石はアルカリ岩系の単斜輝石かんらん石玄武岩と単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩である。

II. 5 第四系

本図幅地域には更新世前期から更新世中期半ばまでの地層は見当らない。更新世中期末から更新世後期にかけての、氷河性海面変動と地殻運動の結果、本図幅地域には数段の段丘面が形成された。これに対応する段丘堆積物が各河川に沿って広く認められる。那珂川中流域では縄文時代後期に沖積段丘が形成された。これらはすべて河成段丘堆積物である。これらの段丘堆積物は有明海研究グループ(1965)の

定義に基づき、阿蘇-4火砕流堆積物を中位段丘下位面構成層として、有明海沿岸地域の段丘構成層群に対比された(第22表参照)。対比の結果、本図幅地域の段丘構成層群は、中位段丘上位面構成層・中位段丘下位面構成層・低位段丘面構成層に区分され、下山(1989)により、それぞれ仲原礫層・須崎層・大坪砂礫層の名称が与えられた(第1表)。これらのうち、仲原礫層は最終間氷期以前、須崎層は最終間氷期とその後、大坪砂礫層は阿蘇-4火砕流の堆積以後かつ最終氷期前に形成された。

更新世に形成された海浜及び海成堆積物として、古砂丘砂層と古博多湾堆積物がある。更新世後期には海の中道の北側と福岡市中央区唐人町付近、西区生の松原及び長浜海岸付近に古砂丘砂層(奈多砂層)が形成された。最終間氷期には古博多湾の堆積物である地行泥層が堆積した。

完新世には、縄文海進をへて高海面相になり、海面が安定した。これを堆積基準面として沖積面が形成された。沖積面を形成する完新世の地層は、博多湾シルト層・箱崎砂層・海の中道砂層及び住吉層である。住吉層は沖積面を構成する非海成層の大部分を占めている。博多湾シルト層は博多湾の海成堆積物である。箱崎砂層及び海の中道砂層は、いわゆる新砂丘砂層である。箱崎砂層は縄文海進極盛期以降に河川堆積物を起源として形成された。海の中道では、海進に伴う前浜侵食によって、奈多砂層が削られ、生じた砂が風により砂丘に供給されて海の中道砂層が形成された。この結果、砂州の前進が生じた。

III. 三郡変成岩類

(唐木田芳文)

まず研究史に触れ、次いで四つの変成岩分布域、すなわち飯場-雷山地域、香椎地域、能古島-今津地域、立花寺東部地域を記載し、最後に変成岩類に伴われる変斑れい岩と変成蛇紋岩について述べる。

III. 1 研究史

Kobayashi (1941) が命名した三郡変成岩類の模式地は本図幅地域の東隣「太宰府」図幅地域と北東隣「直方」図幅地域にまたがる三郡山地北部篠栗-犬鳴地域である。この地域の変成岩類はすでに第二次大戦前から研究されていた。木下・瀧本(1936)はこの地域の変成岩類を片理の著しい新建系角閃岩と粗粒で片麻状-粒状の鳴淵系角閃岩とに区別し、源岩としては後者が前者に貫入したと推定した。自在丸(1937a, 1940)は詳しい岩石記載を行い、新建系の源岩は主に塩基性凝灰岩、鳴淵系の大部分は塩基性火成岩から変成したと考えた。また自在丸(1937b)は東区香椎の城ノ越山麓から発見したクロス閃石片岩を記載している。篠栗地域に大量に分布する蛇紋岩は自在丸(1933)及びUchida(1960)によって研究された。それまでの研究を総括した木下(1938)は新建系と鳴淵系との違いは源岩の差によることを追

認し、それまでしばしば御荷鉾系と考えられていたこの地域の緑色変成岩はむしろ、阿武隈山地の角閃岩に、より類似しているという見解を示した。

変成岩系の層序的研究は松本（1958）及び浦田（1961）によりなされた。松本（1958）はほぼ大分-熊本線以北の筑紫山地の変成岩を下からA・B・C層群に、北九州の非-微弱変成古生層を最上部のD層群に区分し、三郡山地北部の変成岩をE層群とした。浦田（1961）はこのE層群に当たる部分を、全体として砂質泥岩に富む下部層、緑色岩を主とする中部層、主に泥質・砂質岩からなる下部層に3区分した。

その後ひきつづき三郡山地の岩石学的研究が行われてきた。Seki *et al.*（1963）は“鳴淵系角閃岩”を変斑れい岩と考えた。つまり、主に褐色-褐緑色の普通角閃石と斜長石からなる斑れい岩質岩が低温高压変成作用によって、青緑色普通角閃石やアクチノ閃石を含む片岩に変成されたものであり、蛇紋岩との密接な随伴関係から、蛇紋岩化したかんらん岩が地下からしぼり出される時に捕らえられてきたものであると推定した。辻（1964）及び唐木田（1965）は篠栗・香椎地域の塩基性片岩の曹長石点紋の有無によって点紋帯と無点紋帯に分帯した。山本・手島（1975）は“鳴淵系角閃岩”の源岩を、泥質-砂質片岩との関係から火山砕屑岩と考え、蛇紋岩に包みこまれた産状と放射年代値を重視して、黒瀬川構造帯の古期変成岩との類似を推定した。唐木田ほか（1969）は九州各地に点在し、それぞれ地方名で呼ばれていた変成岩類について、源岩層序・変成作用・変成年代などに関するそれまでの知識を総合して、西南日本における地体構造上の位置づけを考察した。そのなかで三郡変成作用の及んだ範囲の南限は肥後変成帯に達するかもしれないと推定した。

最近の放射年代学的研究を核にして、三郡変成帯を変成年代を異にする3つの地帯に分ける考えが提出された（早坂，1987；柴田・西村，1989；Nishimura，1990など）。篠栗-犬鳴地域及びその延長部が分布する本図幅地域は、最も年代の古い（280-310Ma）三郡-蓮華帯に相当するであろう。

杉（1951）は本図幅地域の西区飯場峠地域の角閃岩を研究して、糸島花崗閃緑岩の花崗岩化作用によって部分的にメタプラスチック岩に変成されることを見いだした。同地域の変成岩ファブリックの解析を行ったInoue（1961）は、それを構成する普通角閃石・石英の大部分は三郡変成作用によって形成されたもので、白亜紀の花崗岩類が貫入する以前にすでに角閃岩相に達していたと結論した。その後唐木田（1969a；1971）は接触変成分帯、変成鉱物の研究から、変成岩はあとから貫入した花崗岩類によって接触変成された複変成岩であろうとみている。加納（1981）は泥質ホルンフェルスのアルマンディンざくろ石結晶のコアに三郡変成作用の残晶と思われるざくろ石を見いだした。唐木田・広渡（1974）は塩基性変成岩の石灰珪酸塩質レンズから異常な化学組成のグロシュラー-アルマンディンざくろ石を発見し、これも三郡変成作用の残晶ではないかとの疑問を投じている。

III. 2 飯場^{いしば}-雷山^{らいざん}地域

本図幅地域の南西部から南西方に延びるこの変成岩地帯は主に塩基性変成岩からなり、糸島花崗閃緑岩のルーフペンダントをなしており、接触変成分帯が可能である。また塩基性変成岩の石灰珪酸塩質レンズからは特異なグロシュラー-アルマンディンざくろ石が見いだされた。

Ⅲ. 2. 1 地質

分布 博多-二日市構造線の西側の脊振山地^{せぶり}北東部には、福岡市南西部の飯場峠から福岡・佐賀県境の雷山にかけて東北東-西南西に延びる、幅約3km、長さ12-13kmの帯状地帯に三郡変成岩類が分布している(第5図)。これは脊振山地に分布する三郡変成岩類の中部帯と呼ばれる(松本, 1958)。本図幅地域に含まれるのは、中部帯の東北部約3分の1である。

産状 変成岩地帯は糸島花崗閃緑岩のルーフペンダントをなし、これにほぼ調和的な、接触変成帯が形成されている。これの東側と南側にはそれぞれ、非調和的に貫入する後期の早良花崗岩と佐賀花崗岩が分布する。

岩相 普通の塩基性・砂質・泥質の変成岩類は中粒、縞状で、かなり片状を呈し、一見変化に乏しい複変成ホルンフェルスである。

源岩層序 上・中・下部層に3分される。下部層は主に塩基性岩からなり、最上部に連続性のよい1-2枚の石灰岩層(層厚20-200m)を挟む。下限は佐賀花崗岩の貫入により不明である。見かけの層厚は450m以上である。中部層は主に砂質岩からなり、泥質岩を伴う。見かけの層厚は500-600mである。上部層は主に塩基性岩からなり、泥質岩を挟む。上限は糸島花崗閃緑岩の貫入により不明である。見かけの層厚は650m以上とみられる。本図幅地域には下部層の一部と上部層が分布する。

地質構造 変成岩の縞状構造・片状構造の走向は主に東北東-西南西、傾斜は一般に50-70°で、中央よりやや北寄りの部分に軸を持つ向斜構造が形成されている。

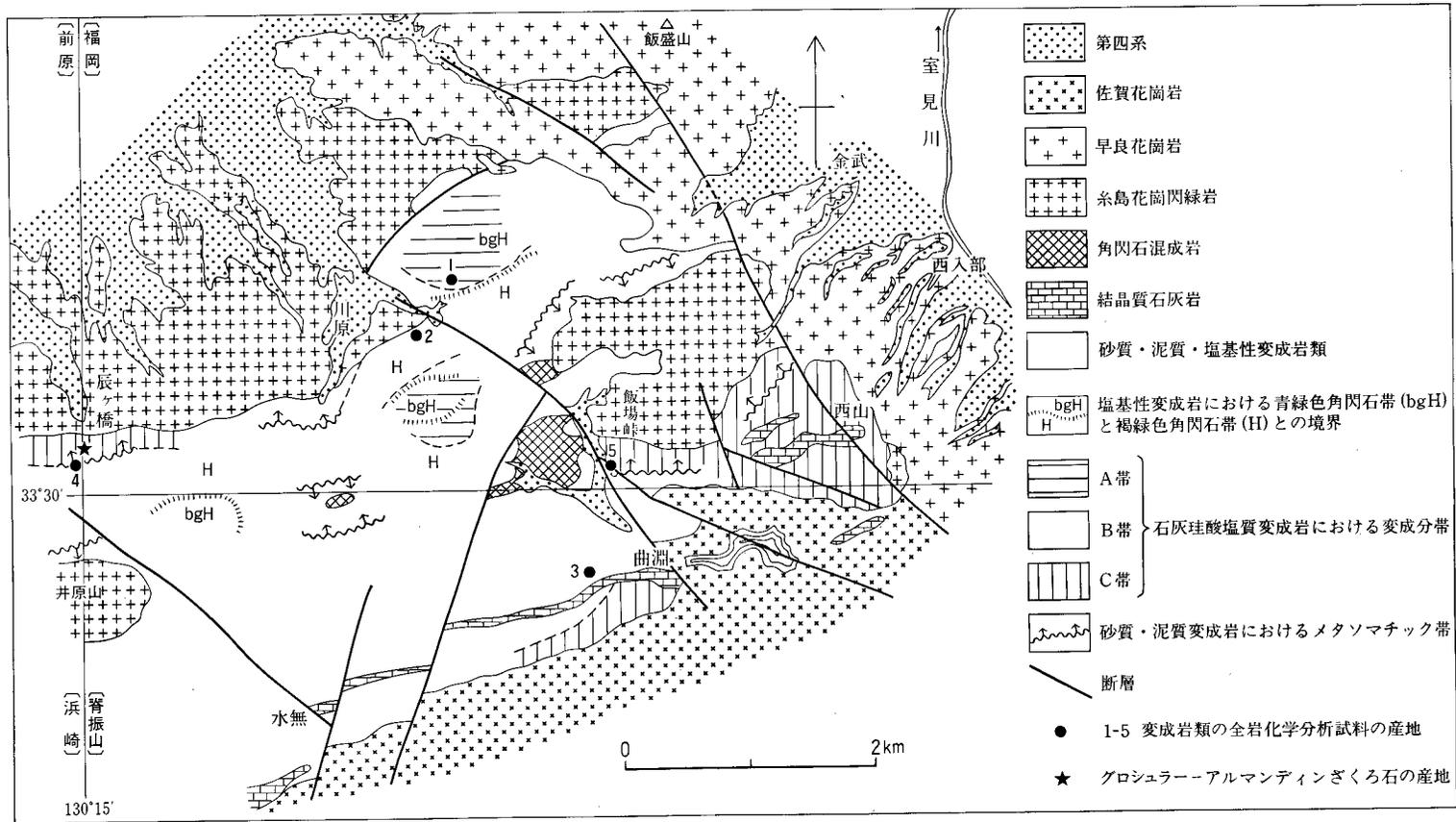
接触変成帯 変成岩地帯は変成鉱物に基づいて接触変成分帯され、変成度は角閃石ホルンフェルス相(Turner, 1968)に相当する。塩基性変成岩では青緑色角閃石帯と褐緑色角閃石帯(唐木田, 1969a)に、石灰珪酸塩質変成岩ではA・B・C帯(唐木田, 1971)に分帯され、砂・泥質変成岩では糸島花崗閃緑岩との接触部、幅約100mの範囲にメタソマチック帯が識別される(唐木田, 1969a)。メタソマチック帯では、白雲母を多く含む片麻岩質岩や縞状角閃岩に粗粒な火成岩様組織を示す脈状部が出現し、糸島花崗閃緑岩による花崗岩化作用が部分的に強く作用したことを示している。これらのアイソグラッドは糸島花崗閃緑岩体の形に調和的で(第6図)、変成度は糸島花崗閃緑岩体に向かって上昇している。しかし、接触変成作用に対する早良花崗岩・佐賀花崗岩の関与の程度は明確ではない。このことから、飯場-雷山ルーフペンダントは主に糸島花崗閃緑岩の接触変成作用による三郡変成岩類の複変成ホルンフェルス地帯であると結論される。

Ⅲ. 2. 2 砂質・泥質変成岩 (ps)

岩相 岩石は一般に縞状で、微褶曲もよくみられる。縞状構造は黒雲母に富む黒色薄層と石英・長石に富む白色薄層とが1-5mmの厚さで交互するものである。泥質変成岩は塩基性変成岩と砂質変成岩に薄く挟まれて分布し、量的にはきわめて少ない。

砂質・泥質変成岩の鉱物は主に黒雲母・斜長石・石英からなり、ほかに特徴的な変成鉱物として珪線石・紅柱石・ざくろ石・カリ長石・白雲母を伴う。主な鉱物組合せは黒雲母-斜長石-石英に加えて

- ①珪線石-紅柱石-カリ長石-白雲母
- ②珪線石-ざくろ石-カリ長石-白雲母
- ③珪線石-カリ長石-白雲母
- ④紅柱石-カリ長石-白雲母



第6図 飯場-雷山変成帯の接触変成分帯図 (唐木田, 1969a, 1971により改作)

- ⑤ざくろ石-カリ長石-白雲母 ⑥ざくろ石-カリ長石
 ⑦ざくろ石-白雲母 ⑧カリ長石である。

白雲母と珪線石は糸島花崗閃緑岩体に近接した部分にのみ出現し、ざくろ石・カリ長石は糸島花崗閃緑岩体から離れた部分（石灰珪酸塩質岩のA帯に相当）には出現しない。

全岩化学組成を第3表に示す。

顕微鏡下の性質

縞状ざくろ石黒雲母ホルンフェルス (Ib88)

主成分鉱物：白雲母・ざくろ石・黒雲母・斜長石・石英。

副成分鉱物：電気石・ジルコン・燐灰石・黒色鉄鉱など。

ざくろ石は赤紫色で、径1-2mmの半自形変斑晶をなし、包有物はきわめて少ない。黒雲母は径0.2-1.0mm、時にそれ以上に達し、比較的厚い板状結晶をなす。集まって薄層を作り、斜長石・白雲母を伴う。板状結晶の底面が縞状構造と平行な定向配列をすることが多いが、斜交することもある。多色性は淡緑黄色から緑褐色に変化。斜長石は径0.2-0.6mmの他形をなし、累帯構造・双晶をほとんど示さない。石英は波動消光を示す。

縞状紅柱石含有珪線石黒雲母ホルンフェルス (1601)

主成分鉱物：黒雲母・白雲母・珪線石・斜長石・カリ長石・石英。

副成分鉱物：紅柱石・ジルコン・電気石・燐灰石。

珪線石は最大長さ0.4mmの繊維状-長柱状のフィブrolaitで、その束は黒雲母に伴うことが多い。紅柱石はまれである。長さ1mmの短柱状をなし、繊維状珪線石を伴う石英と、置換されたように不規

第3表 飯場-雷山変成帯の複変成岩類の全岩化学組成

No.	1	2	3	4	5
SiO ₂	45.14	48.42	60.09	80.02	63.17
TiO ₂	1.06	1.48	0.77	0.46	0.67
Al ₂ O ₃	18.25	15.19	17.16	7.65	16.05
Fe ₂ O ₃	2.85	2.20	0.87	1.39	1.64
FeO	7.36	9.82	5.03	2.76	4.81
MnO	0.206	0.30	0.091	0.111	0.123
MgO	7.97	5.86	2.31	1.71	2.97
CaO	11.57	11.51	3.40	0.75	1.61
Na ₂ O	2.52	2.08	4.00	0.89	1.62
K ₂ O	0.62	0.83	2.82	1.51	3.42
H ⁺ O	1.96	1.87	2.79	1.98	3.19
H ⁻ O	0.43	0.39	0.31	0.42	0.72
P ₂ O ₅	0.05	0.08	0.10	0.08	0.10
C	0.006	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	99.992	100.03	99.761	99.731	100.093

- 1：縞状角閃岩（青緑色角閃石帯），前原市川原北東方750m (Ib260)
 2：縞状角閃岩（褐緑色角閃石帯），前原市川原南東方500m (Ib188a)
 3：縞状黒雲母ホルンフェルス（褐緑色角閃石帯），福岡市早良区飯場峠南方約1km（「脊振山」図幅地域）(Ib133)
 4：縞状ざくろ石黒雲母ホルンフェルス（メタソマチック帯境界部），前原市瑞梅寺辰ヶ橋南方500m (Ib88)
 5：縞状紅柱石含有珪線石黒雲母ホルンフェルス（メタソマチック帯），福岡市早良区飯場峠南西方400m (1601)

分析者 石橋 澄

則にかみ合ってみられる。黒雲母は長さ 0.2-1mm の比較的厚い赤褐色の板状晶である。斜長石は径 0.2-0.5mm の他形で、時に双晶をなす。カリ長石は時にパーサイト構造と不均質消光を示す。時にミルメカイトを伴う。

パイラルスサイト 縞状黒雲母ホルンフェルスに含まれるざくろ石は糸島花崗閃緑岩体からはなれるにつれて急激に粒度を減ずる。メタソマチック帯では径 1-2mm ; 糸島花崗閃緑岩体から地表距離で約 700m 離れたところでは径 0.1 以下-0.3mm ; それより遠い部分にはざくろ石は出現しないようである。ざくろ石の化学組成もまた糸島花崗閃緑岩からの距離に応じてほぼ規則的に変化する。最も離れたサンプル (Ib191) ではスペサルティン成分 (sp) が 37.0 (mol%), アルマンディン成分 (alm) が 50.3 で、最も接触部に近いサンプル (地表距離で接触部から約 500m) (Ib88) では sp14.2, alm72.0 である (加納, 1981)。

最低変成度の岩石に含まれるざくろ石のコアは三郡変成岩類の残晶の疑いがある (加納, 1981)。一般のざくろ石結晶は包有物をあまり含まないのに、最低変成度の岩石では、リング状に密集した微細な包有物を含むコアと包有物をあまり含まないリムからなり、不連続な累帯構造を作っている。化学組成も一般のざくろ石結晶とは異なり、非連続な屈曲点を持った累帯構造パターンを示している (加納, 1981)。

III. 2. 3 塩基性変成岩 (bs)

岩相 塩基性変成岩は一般に縞状角閃岩で、角閃石に富む薄層と斜長石±石英に富む薄層とが交互して縞状をなす。微褶曲はほとんどみられない。糸島花崗閃緑岩体に近づくときそれぞれの薄層が厚くなり、斜長石薄層は 1-2mm, 角閃石薄層は 5mm に達する。主に角閃石と斜長石 (An27-62) からなり、これに単斜輝石・石英・黒雲母・カリ長石のいずれか一つまたは二つを伴うことがある。

メタソマチック帯の角閃岩には、長さ数 mm, 時に数 cm に達する角閃石と斜長石からなるレンズ状部がところどころに形成されている。杉 (1951) はこれをメタプラスチック岩 (metablastic rock) と名づけ、糸島花崗閃緑岩による花崗岩化作用の産物と考えた。

変成分帯 顕微鏡下でみられる角閃石の色に基づいて、低変成度側の青緑色角閃石帯と高変成度側の褐緑色角閃石帯とに分帯される (唐木田, 1969a) (第 6 図)。変成分帯の大部分は褐緑色角閃石帯に属し、青緑色角閃石帯は糸島花崗閃緑岩体から離れた山の頂上部にわずかに分布するだけである。アイソグリップは変成岩の構造とは斜交し、糸島花崗閃緑岩との距離に調和的である。

全岩化学組成を第 3 表に示す。

顕微鏡下の性質

褐緑色角閃石帯の縞状角閃岩 (Ib188a)

主成分鉱物：褐緑色普通角閃石・斜長石。

副成分鉱物：石英・チタン石・燐灰石・鉄鉱など。

角閃石は長さ 0.1-0.7mm の短柱状。X = 淡緑黄色, Y = 緑褐色, Z = 褐緑色で、リムが青みがかかる。縞状構造の面に平行のことが多い。斜長石は径 0.1-0.5mm の他形粒状晶が多いが、それ以下のものもみられる。わずかに石英を伴う白色縞では結晶が大形で、双晶や時に累帯構造を示す。黒色鉄鉱粒を伴った細粒のチタン石が角閃石に伴ってみられる。

青緑色角閃石帯の縞状角閃岩 (Ib260)

主成分鉱物：青緑色普通角閃石・斜長石。

副成分鉱物：単斜輝石・石英・緑れん石・チタン石・燐灰石・黒色鉄鉱。

角閃石は長さ0.6mm以下の柱状をなし、褐緑色角閃石帯のものより一般に細粒である。結晶の長軸は、片理面内で定向性なく任意の方向に配列し、片理面と高角度で斜交するものは少ない。X=淡緑黄色、Y=黄緑-褐緑色、Z=青緑色。斜長石は微粒-径0.2mmの他形粒状晶で、褐緑色角閃石帯のものより全体的に小さい。単斜輝石は厚さ3-5mmの薄層に集中する傾向がある。0.7mm以下の粒状-柱状晶で、大形のもの斜長石・角閃石粒を完全-不完全に包有する。

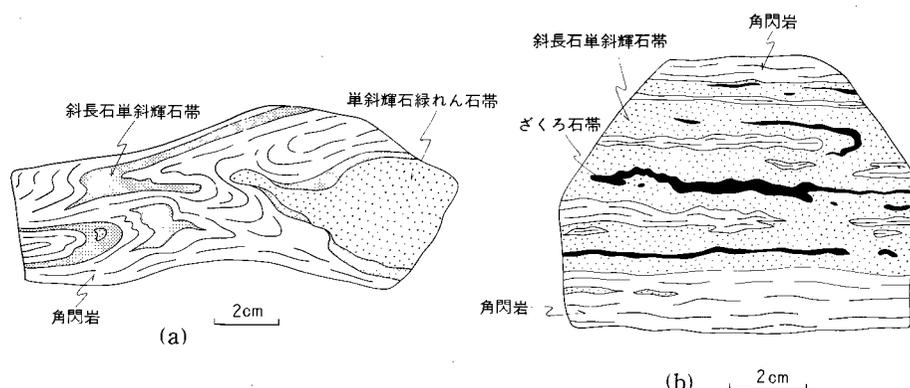
Ⅲ. 2. 4 結晶質石灰岩 (Lm)

分布・産状 早良区西山から西方に、最大層厚約200mの結晶質石灰岩層が2層分布する。この石灰岩層の西南西方への延長部が、南隣「脊振山」図幅地域の野河内から野河内溪谷沿いによく追跡される(第6図)。層厚は普通20-100mで、断層で変位しながら連続する。石灰岩層の層準は源岩層序区分の中中部層の最上部に当たる。西山南方約800mの佐賀花崗岩中には、約70×500mの石灰岩層の捕獲岩がみられる。また、野河内溪谷の上流には水無鍾乳洞が形成されている。

岩相 結晶質石灰岩は、主に径1-5mmの方解石の集合からなり、白色、塊状である。時に不純な暗灰色の薄層が挟在するが、明瞭な石灰珪酸塩鉱物はみられない。次に述べる石灰岩に伴う石灰珪酸塩質変成岩の薄層やレンズは、石灰岩層の周縁部に比較的多く形成されているようである。

Ⅲ. 2. 5 石灰珪酸塩質変成岩

産状 2種類の産状が区別される：①角閃岩や時には砂質変成岩中に、厚さ数cm以下のレンズ・薄層または細脈として伴われる。それらは母岩が微褶曲している時にはともに褶曲する(第7図のa)。



第7図 飯場-雷山変成帯における角閃岩中の石灰珪酸塩質レンズ (唐木田, 1971を改作)

a：接触変成A帯の角閃岩に伴う石灰珪酸塩質レンズ。外側の斜長石単斜輝石帯と内側の単斜輝石緑れん石帯からなり、母岩の角閃岩とともに微褶曲している。前原市川原南東方約700m (Ib190B-2) b：接触変成C帯の結晶質石灰岩に伴う石灰珪酸塩質薄層。外側の斜長石単斜輝石帯と内側のざくろ石帯からなる。福岡市西区西山西方約900m (Ib71-1)

②石灰岩層に含まれる石灰珪酸塩質岩はさまざまな厚さで重なりあい、縞状構造をなす。

これらの石灰質部の多くは構成鉱物の異なる帯に分かれて累帯構造を作る。累帯構造における帯の重なりは大体規則的で、コアからリムに、単斜輝石緑れん石帯→斜長石単斜輝石帯→角閃岩（第7図のa）あるいはざくろ石帯→斜長石単斜輝石帯→角閃岩の順に現れる（第7図のb，第8図）。

変成分帯 鉱物組合せに基づいて低温側からA・B・C帯に分帯される。A帯は単斜輝石・緑れん石・青緑色普通角閃石で特徴づけられ、B帯ではざくろ石が出現し、なお緑れん石がみられる。B・C帯の普通角閃石は褐緑色である。C帯は珪灰石・ベスプ石の出現で特徴づけられる（唐木田，1971）。変成分帯と変成鉱物との関係を第9図に示す。鉱物組合せ（第10図）は角閃石ホルンフェルス相に相当する。分帯のアイソグラッドは深成岩体との境界に平行し、変成度は深成岩体に向かって上昇する（第6図）。

鉱物組合せ 主な鉱物組合せを、石英を除き、多い鉱物種を優先して次ぎに記す（*印は角閃岩中の石灰珪酸塩質レンズ；**は石灰岩中の石灰珪酸塩質岩を指す）：

A帯： * 単斜輝石 - 緑れん石 - 斜長石 - 普通角閃石

B帯： * 方解石 - ざくろ石 - 単斜輝石 - 緑れん石

* ざくろ石 - 単斜輝石 - 緑れん石 - 斜長石

* 単斜輝石 - 斜長石 - 普通角閃石

* 単斜輝石 - 緑れん石 - 斜長石

** ざくろ石 - 単斜輝石 - 緑れん石

** 単斜輝石 - 緑れん石 - 斜長石

** 単斜輝石 - 斜長石 - 普通角閃石

C帯： * ざくろ石 - 単斜輝石 - 斜長石 - カリ長石

* ざくろ石 - 単斜輝石 - 斜長石 - 緑れん石

* 単斜輝石 - 斜長石 - 普通角閃石

** 方解石 - グランダイト - 珪灰石 - ベスプ石 - 単斜輝石

** 方解石 - 単斜輝石 - 斜長石 - カリ長石

** グランダイト - 珪灰石 - ベスプ石 - 単斜輝石

** グランダイト - ベスプ石 - 単斜輝石 - 斜長石 - カリ長石

** グランダイト - 単斜輝石 - 斜長石 - カリ長石

** グランダイト - 単斜輝石 - 斜長石 - 緑れん石

** 単斜輝石 - 斜長石 - 普通角閃石 - カリ長石

主な変成鉱物

斜長石：斜長石はすべての帯に出現する。組成はA帯でAn75-76，B帯でAn42-91，C帯でAn42-90で、周囲の角閃岩中の斜長石よりAn%に富んでいる。B・C帯の角閃岩ではAn29-62である。斜長石は粒状で、B・C帯ではA帯より粗粒になる。B・C帯のものには、粒状単斜輝石を多数包有してポイキロプラスチックに成長したものがときどきみられる。

普通角閃石：Z軸色はA帯で青緑色，B・C帯で褐緑色であり、周囲の角閃岩のそれと一致している。

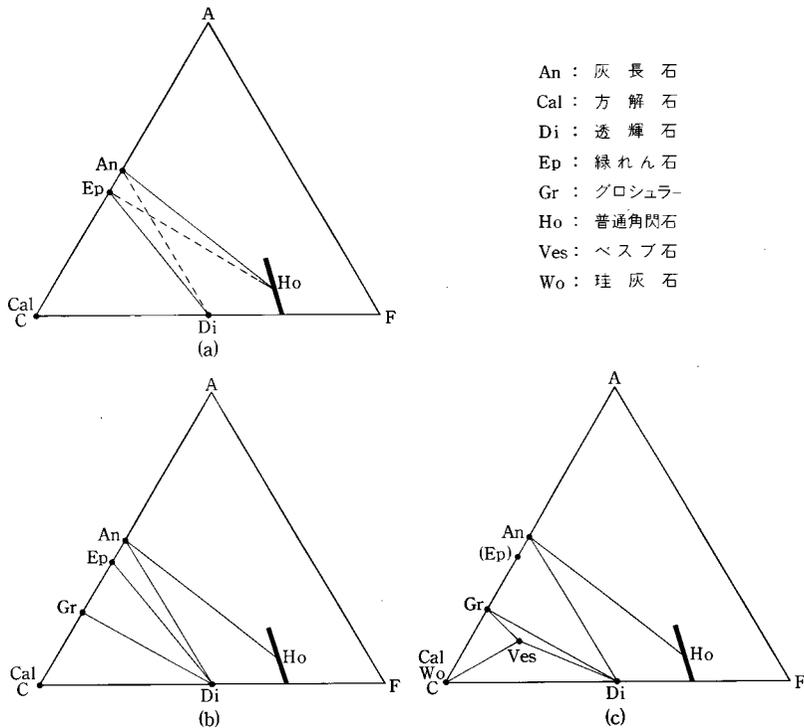
単斜輝石：粒状結晶としてすべての帯に出現する。変成度の上昇とともに粒径が増大し、A帯では平



第8図 飯場-雷山変成帯における角閃岩中の石灰珪酸塩質薄層
 G：ざくろ石帯，D：斜長石単斜輝石帯，A：角閃岩（グロシュラー-アルマンディンざくろ石を含む）
 前原市瑞梅寺辰ケ橋南約方300m (Ib86)

鉱物	分帯	A	B	C
方解石				
石英				
斜長石				
カリ長石				-----
緑れん石				-----
普通角閃石		Blue green	Brownish green	
単斜輝石				
ざくろ石				
珪灰石				
ベスブ石				
チタン石		-----	-----	-----

第9図 飯場-雷山変成帯の石灰珪酸塩質変成岩に基づく
 接触変成分帯と鉱物 (唐木田, 1971)
 A帯：緑れん石・単斜輝石と青緑色普通角閃石で特徴づけられる。
 B帯：ざくろ石が新たに出現する。
 C帯：珪灰石・ベスブ石が出現する。
 BとC帯の普通角閃石はZ軸色が褐緑色である。変成度はA→C帯に上昇する。



第10図 飯場-雷山変成帯の石灰珪酸塩質変成岩のACFダイアグラム (唐木田, 1971)
 a : 石灰珪酸塩質変成岩に基づく接触変成分帯の最低変成度のA帯, b : 中間変成度のB帯, c : 最高変成度のC帯

均径0.1mm前後であるが、C帯の多くのものは径0.2-0.3mmである。顕微鏡下の色は、ほとんど無色か、わずかに緑色味を帯びている。透輝石-ヘデンベルグ輝石系列の輝石である(第4表)。その化学組成(Di成分)は変成度と母岩の化学組成に依存するようである。同じ変成度では、石灰岩中のものが角閃岩中の石灰珪酸塩質バンド中のものよりもDi成分により富み、角閃岩の石灰珪酸塩質バンド中のものでは、変成度の高い方がDi成分に乏しいとみられる(唐木田, 1971)。

ざくろ石 : B・C帯の重要鉱物。大部分はグランダイトであるが、あとで述べる異常なグロシュラー-アルマンディンざくろ石(以下ではGAGと略称する)を含むのみみられる。不規則形をなし、常に立方体である。顕微鏡下の色は、GAGを除きほとんど無色である。代表的なEPMA分析値を第5表に示す。グランダイト系列のグロシュラー寄りとアンドラダイト寄りの2種類がみられる。

緑れん石 : 単独で粒状結晶をなすことや、単斜輝石・ざくろ石・斜長石の粒間をうめ、さらにそれらを包みこんで、大きく成長していることがある。光学性から推定すると、A帯ではFe : (Fe + Al)比が大きく濃い緑黄色種、高変成度側のB・C帯ではFeに乏しい淡緑黄色種となる(唐木田, 1971)。

珪灰石 : C帯の石灰岩に伴う石灰珪酸塩質岩に特徴的である。b軸にのびた柱状-針状結晶で、しばしば(100)を接合面とする双晶が認められる。グランダイト・単斜輝石・ベスプ石・方解石と密接に伴う。光学性は $\alpha = 1.615-1.616$, $2V = 38-40^\circ$ で、ほとんどFeを含まないタイプとみられる。

第4表 飯場-雷山変成帯における石灰珪酸塩質レンズ中の単斜輝石の代表的化学組成 (EPMA)

No.	1	2	3	4
SiO ₂	51.2	51.2	50.9	49.8
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	0.80	0.31	1.1	0.49
FeO ^t	12.0	15.3	16.6	21.2
MnO	0.39	0.35	1.1	0.70
MgO	10.8	9.5	6.9	4.4
CaO	24.1	24.5	24.2	22.7
Total	99.49	101.16	100.80	99.31
Numbers of ions on the basis of 6 (O)				
Si	1.965	1.963	1.972	1.996
Al ^{IV}	0.035	0.014	0.028	0.004
Al ^{VI}	0.002	0	0.023	0.020
Ti	0	0	0	0
Fet	0.392	0.491	0.538	0.710
Mn	0.012	0.012	0.037	0.024
Mg	0.618	0.544	0.398	0.262
Ca	0.992	1.007	1.006	0.975
Molecular proportion (Wt %)				
Di	60.5	52.0	40.9	26.3
Hd	39.5	48.0	59.1	73.7

Di : 透輝石成分, Hd : ヘデンベルグ輝石成分

分析者 廣渡文利・赤嶺秀美

- 1 : 前原市川原南東方約600m (Ib190B) (接触変成A帯)
- 2 : 福岡市早良区野河内 (「脊振山」図幅地域) (Ib400) (接触変成B帯)
- 3 : 福岡市西区西山北西方約800m (Ib313) (接触変成C帯)
- 4 : 前原市瑞梅寺辰ヶ淵南方約300m (Ib86) (接触変成C帯)

ベスプ石 : 石灰岩中の石灰珪酸塩質岩だけにみられる。多くの場合、濃褐色の柱状結晶をなしてグラウンダイトと共生し、単斜輝石・石英を伴う。また、方解石を伴う珪灰石団塊中に小さな結晶として散点し、珪灰石の柱状-針状結晶によって切られた産状を示すことがある。

Ⅲ. 2. 6 グロシュラー-アルマンディンざくろ石

ウグランダイト系とパイラルスパイト系との中間的な化学組成を持つ、産出がまれな異常ざくろ石である (唐木田・広渡, 1974)。

産状・産地 このざくろ石を含む角閃岩中の石灰質レンズ (Ib86) は幅1cm 足らずのざくろ石帯と、それをとり囲む斜長石単斜輝石帯からなる (第8図)。産地は前原市瑞梅寺辰ヶ淵南方約300m, 瑞梅寺川に沿う露頭で (第6図)、北側の糸島花崗閃緑岩体との接触部から地表距離にして70-80m 離れたC帯の中にある。

ざくろ石の顕微鏡下の性質 肉眼で赤褐色にみえるが、鏡下では淡黄褐色で、完全に等方性である。径0.1mm 前後の粒状または単斜輝石と粒状石英 (径0.1-0.2mm) の間をうめた不規則な大形結晶 (時に径1mm の斑状) をなす。

共生鉱物 ざくろ石帯は主にざくろ石・石英・単斜輝石からなり、グラウンダイトと方解石・緑れん石・チタン石などを伴う。斜長石単斜輝石帯は主に単斜輝石・斜長石・石英からなり、チタン石などを伴

う。周囲の角閃岩は主に褐緑色角閃石と斜長石からなり、チタン石・鉄鉱などを伴う。

ざくろ石に伴う単斜輝石は、径0.1mm前後の粒状結晶で、 $\alpha = 1.702$, $2V_z = 59^\circ$ で、 $Di_{26}Hd_{74}$ の鉄サーライトに当たる(第5表)。斜長石単斜輝石帯の斜長石はAn58-90で、C帯におけるほかの石灰質レンズの斜長石よりも石灰質である(唐木田, 1971の第1表)。周囲の角閃岩の斜長石はAn37-62で、ほかの角閃岩のものと同じである。グラウンダイトの組成はalm(アルマンディン成分) = 8.8 (mol%, 以下同じ), sp(スペサルティン成分) = 2.1, pyr(パイロープ成分) = 0.2, gro(グロージュラー成分) = 74.1, and(アンドラダイト成分) = 14.9である。

ざくろ石の格子定数 Ib86のざくろ石は $a = 11.75 \text{ \AA}$, $n = 1.78$ で、ほかの石灰質レンズ中のざくろ石(グラウンダイト)の値($a = 11.85\text{-}11.98 \text{ \AA}$)とは大きく違っており、Stockwell (1927)の“不混和領域”にプロットされる(唐木田・広渡, 1974)。

ざくろ石の化学組成 第5表のIb86bは数個の結晶の測定点13の平均組成である。このざくろ石の化学的特徴は, groとalmとの中間に位置し, spとandを10%前後含み, pyrをほとんど含まないこと

第5表 飯場-雷山変成帯の石灰珪酸塩質レンズ中のざくろ石の代表的化学組成(EPMA)

No.	1	2	3	4	5
SiO ₂	38.2	36.6	37.46	39.1	37.9
TiO ₂	0.73	1.1	0.07	0.21	0.06
Al ₂ O ₃	15.8	13.0	19.08	19.7	20.3
FeOt	10.4	14.8	18.61	5.0	5.4
MnO	0.68	0.19	4.46	0.51	1.4
MgO	0.15	0.08	0.12	0.08	0.14
CaO	34.0	33.5	19.80	35.4	34.1
Total	99.96	99.27	99.60	100.00	99.30
Cation contents (12 oxygen atoms)					
Si	2.958	2.902	2.995	2.978	2.931
Ti	0.042	0.067	0.005	0.014	0.005
Al	1.442	1.210	1.798	1.766	1.849
Fe ³⁺	0.558	0.791	0.202	0.238	0.149
Fe ²⁺	0.116	0.191	1.043	0.082	0.200
Mn	0.047	0.014	0.245	0.032	0.093
Mg	0.019	0.009	0.014	0.009	0.014
Ca	2.819	2.845	1.697	2.887	2.825
Molecular per cent					
Alm	3.9	6.4	34.8	2.8	6.8
Pyr	0.6	0.3	0.5	0.3	0.5
Sp	1.6	0.5	8.2	1.1	3.2
Gro	66.0	52.8	46.5	83.9	82.0
And	28.0	40.0	10.1	11.9	7.6

- 1: 福岡市早良区飯場峠南西方約900m (Ib144) (接触変成B帯)
- 2: 福岡市早良区野河内 (Ib404b) (接触変成B帯)
- 3: 前原市瑞梅寺辰ヶ淵南方約300m (Ib86b) (接触変成C帯)
- 4: 福岡市西区西山西方約850m (Ib71) (接触変成C帯)
- 5: 福岡市西区西山北西方約800m (Ib313) (接触変成C帯)

分析者 廣渡文利・赤嶺秀美

である。マイクロプローブで直接分析されない Fe^{3+} は、ざくろ石の一般式 $\text{X}_3\text{Y}_2\text{Z}_3\text{O}_{12}$ における Y が $\text{Al} + \text{Fe}^{3+} = 2.00$ となるように算出された。このように求められた Fe^{2+} と Fe^{3+} の配分比は、メスバーспекトルの実験から求められた $\text{Fe}^{2+} : \text{Fe}^{3+}$ とほぼ等しいことが認められた (進野勇談話, 1972)。

ウグランドイト-パイラルスパト系ざくろ石 ざくろ石固溶体は広い成分範囲を示すが、固溶限界があり、大きく二つの固溶体系列、gro-and 系と pyr-alm-sp 系 (Stockwell, 1927) あるいはウグランドイト系とパイラルスパイト系 (Winchell, 1933) に分けられる。この両系の固溶体形成は、Ca と Fe・Mg・Mn とのイオン半径差が大きいことから困難とされるが、Hariya and Nakano (1972) は 1000°C -13kb 及び -20kb で gro-alm 系ざくろ石を合成している。alm が 40-50% 付近の alm-gro 系“異常ざくろ石”は、藍閃石片岩相や緑色片岩相などのいずれも低温-高压型の変成岩のざくろ石であることは興味がある (唐木田・広渡, 1974 の引用文献参照)。

飯場-雷山地域の GAG も、このタイプの変成作用 (元の三郡変成作用) で生成されたとは考えられないだろうか。GAG と共存するわずかのグランドイトは、化学組成がほかの石灰質ホルンフェルスのもとと類似し、明らかに糸島花崗閃緑岩による接触変成作用の産物である。これに対し GAG は、ある特殊な条件下におかれたために再結晶作用をまぬがれて残留したのかもしれない。

III. 3 香椎地域

本図幅地域の北東部に当たる香椎東部の変成岩分布域の北部には北崎トータル岩による幅約 1.3km, 接触変成域が、南部には接触変成されていない三郡変成岩類が分布する。香椎付近には蛇紋岩体が伴われる。

III. 3. 1 地質及び岩石

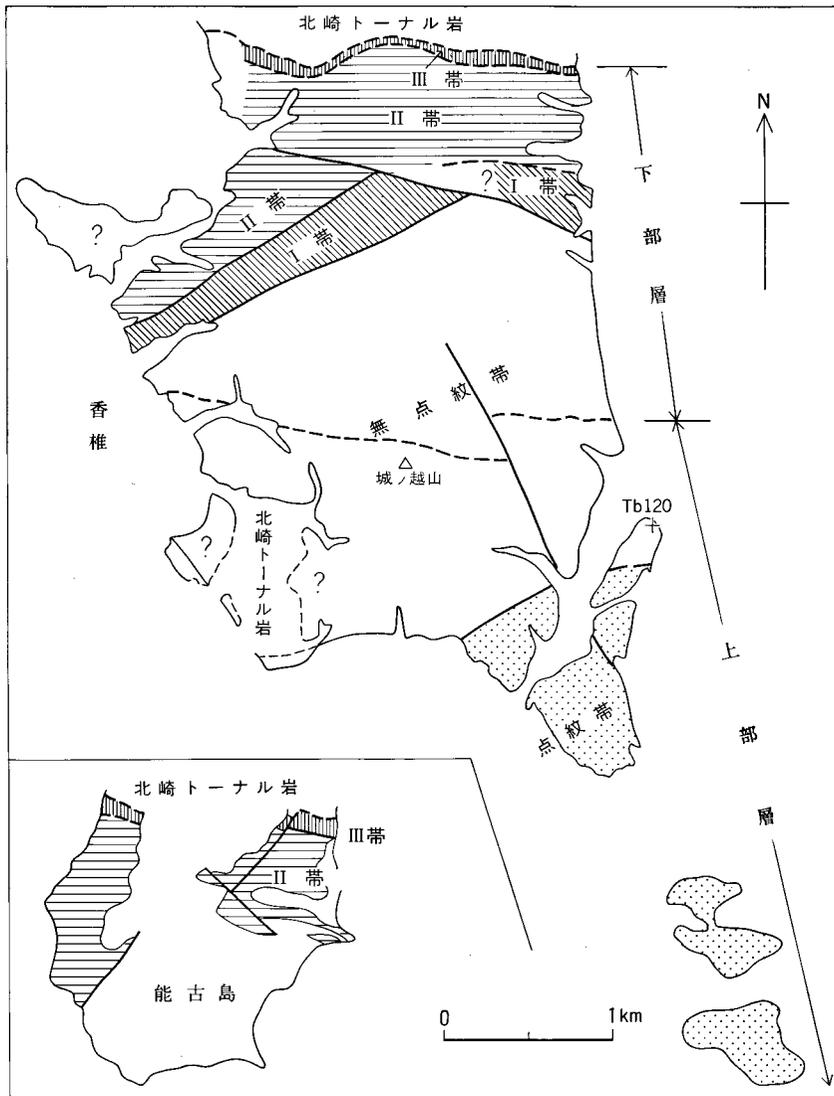
分布・産状 三郡山地の北西端に位置する粕屋丘陵には、東西 2.5km, 南北 10km にわたる地域の南部に変成岩、北部に北崎トータル岩が分布する。東西両側に分布する古第三系によって三郡山地の三郡変成岩類から隔てられている (第5図)。丘陵の北半部を占める北崎トータル岩は三郡変成岩類にほぼ調和的に貫入し、接触変成帯を形成している。

層序 主に塩基性岩と砂質岩からなり、泥質片岩の薄層を挟在する。西部には蛇紋岩体が伴われる。岩相から下部層と上部層に2分される (第11図)。下部層は主に砂質岩からなり、時に塩基性岩、まれに石灰質岩薄層を伴う。上部層は塩基性岩からなり、わずかに泥質岩及び珉質岩の薄層を挟む。

長谷南部を、^{ながたに}ほぼ東西にはしる上・下部層の間の境界部では、塩基性片岩と砂質片岩とが数 cm- 数 10m の厚さで交互する幅約 150m の漸移帯を構成している。

対比 浦田 (1961) が行った三郡山地の三郡変成岩類における層序区分、上部・中部・下部層に比較すると、本地域の下部層・上部層はそれぞれ三郡山地の下部層・中部層に対比される。

地質構造 片理面の走向は一般的に東-西から西北西-東南東であるが、一部では東北東-西南西のこともある。局所的な変化を除くと傾斜は南落ち $40-80^\circ$ で、単斜構造を形成している。泥質変成岩の微褶曲及び塩基性変成岩の片理面上にみられる微褶曲が線構造を示す。その方向・伏角はかなり変動するが、



第11図 香椎地域と能古島における三郡変成岩類の変成分帯図 (唐木田, 1965を一部改変)
 接触変成帯: I・II・III帯, 元の三郡変成帯: 無点紋帯・点紋帯; 下部層・上部層: +,
 Tb 120: クロス閃石片岩の産地

大きくみると東北東-西南西から西北西-東南東方向, 40° 以下の低角度で東または西に傾斜している (唐木田, 1965).

Ⅲ. 3. 2 三郡広域変成岩類

変成分帯 北崎トータル岩による接触変成作用の影響が認められない南部の結晶片岩は, 塩基性片岩における曹長石点紋の有無によって点紋帯と無点紋帯に区分される (辻, 1964; 唐木田, 1965). 前者は上部層のなかにあり, 南部に分布する (第11図). 点紋帯では径1mm前後の曹長石点紋が肉眼で認め

変成分帯 鉱物	三郡変成作用		接触変成作用		
	点紋帯	無点紋帯	I	II	III
塩基性岩					
緑泥石			(欠)	---	
アクチノ閃石				---	
アルカリ角閃石	? - - - - - ?			Pale blue green	Brownish
普通角閃石				---	
緑れん石				An 28-77	An 29-79
斜長石	Albite				
スチルプノメレン	---				
白雲母					
黒雲母					
単斜輝石					
砂質・泥質岩					
石英					
緑泥石			---	?	
白雲母					
黒雲母					
バイラルスバイト					?
斜長石	Albite				An 23-25
カリ長石					
緑れん石					
スチルプノメレン					
石灰質岩					
緑れん石			(欠)		
単斜輝石				? - - - - -	
グラントナイト				? - - - - -	
アクチノ閃石				---	
普通角閃石				---	
緑泥石				---	
斜長石	Albite				An 75-85
方解石					
石英					

—— 多量 ; - - - - 少量

第12図 香椎地域と能古島における三郡変成岩類の変成分帯と鉱物 (唐木田, 1965を改変)

られる。無点紋帯では、肉眼でみえなくても顕微鏡下では、径約0.2mmの変斑晶状曹長石がみられる。分帯の境界付近には、肉眼的に点紋がみられるものとそうでないものが交互に現れてくる。主な構成鉱物の消長を第12図に示す。

塩基性片岩 (bs)

岩相：点紋帯と無点紋帯に分布し、一般的に前者が後者より鉱物の粒度が大きい。一般に片状、暗緑色の緑色片岩。緑れん石、または主に曹長石・石英からなるレンズ・薄層を挟み、ときどき縞状構造を示す。微褶曲は一般に泥質片岩に比べて弱く、板状に割れやすい。源岩の鉱物や組織を残すものはほとんどみられない。

鉱物組合せ：最も一般にみられる特徴的なものは、緑泥石-緑れん石-アクチノ閃石-曹長石-石英である。このほか、白雲母、アルカリ角閃石、スチルプノメレンをそれぞれ伴うものがみられる。副成分鉱物としてチタン石・方解石・不透明鉱物などが含まれる。

顕微鏡下の性質：点紋帯の曹長石変斑晶は径1mm前後の単一結晶あるいは集合体をなす、ほぼ純

粋な曹長石である。包有物として緑れん石・緑泥石・アクチノ閃石・白雲母（絹雲母）などを含むことが多い。時にアルバイト双晶を示す。アクチノ閃石は針状、長柱状で、単独または緑泥石に伴って現れる。点紋帯のものの方が大形。緑れん石は粒状、半自形的で、点紋帯のものが粒度も大きく自形度も高い。緑泥石は葉片状をなし、無点紋帯のものは小形で複屈折がほとんど零に近く、点紋帯のものは大形で複屈折がより大きい傾向を示す。

点紋帯と無点紋帯との境界付近に当たる粕屋郡久山町牛見ヶ原北部の川岸（Tb120）（第11図）の塩基性片岩は、主にクロス閃石からなるアルカリ角閃石を含んでいる。自在丸（1937b）はこの西方の城ノ越山山麓からクロス閃石を報告している。厚さ2-5mmの薄層に集中して現れる傾向があるが、量は少ない。一般に長さ0.05mm以下の不規則な短柱状をなし、多くのものはアクチノ閃石と密接に伴い、それと平行に接し、またはアクチノ閃石結晶のコアをなす。逆に、アルカリ角閃石がアクチノ閃石を取り囲むことはない。多色性はX=淡緑黄色、Y=青紫色、Z=濃青色。EPMA分析値を第6表に示す。

砂質・泥質片岩（ps）

岩相：ほとんどすべて無点紋帯にみられる。岩石は一般に、主に石英・曹長石からなる白色縞と主に緑泥石からなる黒色縞とが幅1-2mm前後で交互して縞状構造を作る。一般に白色縞のほうが多い。

第6表 香椎地域の塩基性片岩中の角閃石の代表的化学組織（EPMA）

No.	1	2	3	4	5
SiO ₂	52.41	52.50	53.43	51.87	54.31
TiO ₂	0.00	0.00	0.07	0.07	0.00
Al ₂ O ₃	3.59	4.25	3.64	3.66	1.15
FeOt	31.29	29.66	28.63	19.82	16.11
MnO	0.10	0.24	0.15	0.35	0.48
MgO	2.45	2.54	3.73	10.64	13.39
CaO	1.56	1.64	1.01	8.61	10.61
Na ₂ O	6.02	5.79	6.58	2.50	0.99
K ₂ O	0.08	0.06	0.04	0.17	0.08
Total	97.50	96.68	97.28	97.69	97.12
Cation contents (23 oxygen atoms)					
Si	7.87	7.93	7.95	7.58	7.93
Al ^{IV}	0.13	0.07	0.05	0.42	0.07
Al ^{VI}	0.51	0.69	0.59	0.21	0.12
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Fe ³⁺	1.35	1.06	1.23	0.76	0.22
Fe ²⁺	2.58	2.68	2.34	1.66	1.75
Mn	0.01	0.03	0.02	0.04	0.06
Mg	0.55	0.57	0.83	2.32	2.91
Ca	0.25	0.27	0.16	1.35	1.66
Na(A)	1.75	1.70	1.84	0.65	0.28
Na(B)	0	0	0.06	0.06	0.00
K	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01

1：リーベック閃石、2・3：クロス閃石、4・5：アクチノ閃石
産地：粕屋郡久山町牛見ヶ原北部の猪野川支流の川岸（Tb120）（第11図）

分析者 廣渡文利・赤嶺秀美

縞状構造・微褶曲は砂質片岩より泥質片岩のほうが強い。

鉱物組合せ：一般に白雲母-緑泥石-曹長石-石英が主で、これにスチルプノメレン、緑れん石、スチルプノメレン+緑れん石、パイラルスパイト+緑れん石の加わったものが出現する。副成分鉱物は電気石・方解石・燐灰石・ジルコン・チタン石・不透明鉱物などである。

顕微鏡下の性質：一般に白雲母が緑泥石より多い。緑泥石は一般に緑青色で、干渉色が低い。曹長石は点紋帯では変斑晶をなす。パイラルスパイトは点紋帯のものに少量含まれていることがある。スチルプノメレンは一般に少量ながら、点紋帯・無点紋帯にわたり広く分布している。板状結晶の底面は片理に平行または斜交する。スチルプノメレンは緑泥石・白雲母に伴ってこれらを貫通していることや、片理に平行に配列した緑れん石・チタン石小粒のつらなる筋を、そのまま包有していることがある。多量に含まれるところでは、スチルプノメレンは集まって暗褐色の厚さ1mm前後の薄層を形成し、特に微褶曲の冠部に濃集する傾向がある。

Ⅲ. 3. 3 接触変成岩

変成分帯 北崎トータル岩による接触変成帯は、変成度の上昇する方向で南から北にⅠ・Ⅱ・Ⅲ帯に区分される(第11図)。この分帯は能古島-今津地域と共通する。接触変成帯の幅は地表距離にして約1.3kmあり、そのうちⅢ帯は北崎トータル岩体の接触部から約100mまでの範囲である。

Ⅰ帯は黒雲母の出現によって特徴づけられる。黒雲母は白雲母に伴うが、緑泥石との共生はみられない。Ⅱ帯は塩基性変成岩における青緑色普通角閃岩の出現により特徴づけられるが、なおアクチノ閃石・緑れん石が伴う。石英珪酸塩質岩では、この帯にはいつてから単斜輝石とグランダイトが出現する。Ⅲ帯は塩基性変成岩の角閃石が褐色味を帯びようになり、アクチノ閃石・緑れん石が消失する(第12図)。

ここの接触変成帯は、ほとんど砂質・泥質変成岩からなる下部層に形成されているので、塩基性変成岩・石英質変成岩に関する詳細はよく分からない。ここでは砂質・泥質変成岩について能古島での観察も含めて述べる。

砂質・泥質変成岩 (ps)

Ⅰ帯：ここで黒雲母が出現するが、岩石の構造・組織は無点紋帯のものとあまり変わらない。鉱物組み合わせは①石英-斜長石-黒雲母、②①+白雲母である。アクチノ閃石及び緑泥石を時に含む。副成分鉱物は電気石、不透明鉱物、燐灰石、ジルコン、チタン石などである。

黒雲母は緑褐色で、主に縞状構造の黒色帯に集中し、板状結晶の底面の方向は不揃いである。白雲母は薄板状で、帯状に集中することが多いが、黒雲母と随伴することもある。石英斜長石縞帯には黒雲母より白雲母がよく伴われる。アクチノ閃石は針状-長柱状で、黒雲母結晶を貫通している。斜長石は非常に細粒で、斜長石同士が縫合線的な境界を持って接すること、モザイク的に石英と集合することがある。

Ⅱ帯：この帯ではざくろ石が少量現れるが、主要鉱物の組み合わせはⅠ帯と変わらない。高変成度側になると鉱物粒がやや増大し、黒雲母の色が褐色味を強める。

Ⅲ帯：この帯にはいとカリ長石が出現し、鉱物の粒度が急激に増大する。黒雲母は赤褐色になり、径0.2mm前後の比較的厚い板状結晶をなす。斜長石は径0.2mm前後の粒状晶で、An23-25。アルバイト双晶がかなりみられる。カリ長石はほとんど均質に消光する。電気石はⅠ・Ⅱ帯で緑青色であった

ものが、Ⅲ帯では緑褐色となり、大形化する。

Ⅲ. 4 ^{のこのしま}能古島 - 今津地域

分布・産状 博多湾の能古島と西区今津半島には、幅 1-2km の三郡変成岩類の北部帯の東部が分布する。能古島では、北半部に北崎トータル岩の貫入による接触変成帯が形成され、南縁は古第三系に不整合に覆われる。今津では北崎トータル岩の露出はみられないが、変成岩はホルンフェルス化されている。

構成岩石 能古島は主に縞状構造を示す砂質-泥質変成岩からなり（第13図）、塩基性変成岩を伴い、変斑れい岩を挟む。今津は主に縞状の塩基性変成岩からなり、砂・泥質変成岩を挟み、蛇紋岩体を伴う。

対比・地質構造 能古島は層序的には模式地である三郡山地篠栗-犬鳴地域の下部層（浦田，1961）に、今津は模式地の中部層に対比される。片理面の走向は一般に西北西-東南東で、南に 50-70° で傾斜し、全体として単斜構造を形成する。

接触変成分帯 香椎東部の粕屋丘陵における北崎トータル岩による接触変成分帯がそのまま適用される。能古島にはⅡ・Ⅲ帯、今津にはⅡ帯の岩石が分布する。Ⅲ帯の幅が能古島では香椎地域よりやや広くなる。砂・泥質変成岩は香椎地域で述べたので、ここでは塩基性と石灰珪酸塩質変成岩について記載する。



第13図 能古島における縞状砂質ホルンフェルスの縞状構造の露頭
黒雲母に富む黒縞と石英・斜長石に富む白縞の規模・重なり・微褶曲をみる事ができる。
西海岸大波戸崎南方(接触変成帯のⅡ帯)(Nk24c)

塩基性変成岩 (bs)

Ⅱ帯：接触変成作用を受けていない塩基性片岩に比べて、より黒味が強く、剝離性に乏しく、固い岩石である。この帯では青緑色普通角閃石が出現するが、なお低変成度の部分にはアクチノ閃石・緑れん石も伴われる(第12図)。主な鉱物は斜長石・普通角閃石で、石英、黒雲母、単斜輝石、緑泥石を伴うことがある。副成分鉱物には方解石・チタン石・電気石・不透明鉱物・燐灰石などがみられる。

主な鉱物組合せには、斜長石+普通角閃岩に加えて

①石英、②黒雲母-石英、③アクチノ閃石-黒雲母-石英、④アクチノ閃石、⑤アクチノ閃石-緑れん石-単斜輝石、⑥アクチノ閃石-緑れん石-緑泥石がみられる。

普通角閃石は低変成度側では長柱状で、より淡色、高変成度側では短柱状で、より濃色である。結晶柱は無方向的である。多色性はX=淡緑黄色、Y=褐緑色、Z=青色。斜長石は主に中性長石である。アクチノ閃石は長柱状で、単独結晶をなすこと、普通角閃石の束状集合体の先端に平行成長していることがある。黒雲母は褐色のほか暗緑褐色のこともある。

Ⅲ帯：アクチノ閃石・緑れん石が完全に消失し、普通角閃石が褐緑色になる(第12図)。岩石は粗粒化し、ときどき角閃岩中には長石と長さ1-5mmの角閃石からなるメタプラスチック岩レンズが形成されている。主成分鉱物は普通角閃石・斜長石で、石英・黒雲母・アクチノ閃石・緑れん石・緑泥石、時に単斜輝石やカリ長石を伴うことがある。副成分鉱物には不透明鉱物・チタン石などである。

主な鉱物組合せは斜長石・普通角閃石のほか、①石英、②黒雲母-石英、③アクチノ閃石-黒雲母-石英、④アクチノ閃石、⑤アクチノ閃石-緑れん石-単斜輝石、⑥アクチノ閃石-緑れん石-緑泥石である。

普通角閃石は長さ0.2-0.6mmの比較的短い柱状で、斜長石とグラノプラスチックに組み合う傾向を示す。多色性はX=淡緑黄色、Y=緑褐色、Z=褐緑色で、結晶の周縁部は一般に青緑色を示す。斜長石は普通径0.1-0.3mmの粒状で、主に中性長石-曹灰長石である。双晶はかなり多いが、累帯構造はほとんどみられない。黒雲母は赤褐色である。

石灰珪酸塩質変成岩

塩基性変成岩中にはときどき、厚さ数mm-数cmで、膨縮のはげしい石灰質薄層-レンズが片理に平行に挟まってみられる。

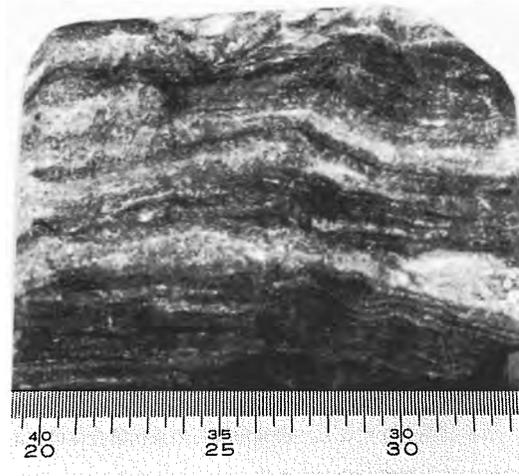
Ⅱ帯：グラウンダイトと単斜輝石はこの帯にはいつてすぐに出現するかどうかよく分からない。前者は石灰珪酸塩質レンズの中心部に、後者は周縁部に含まれる傾向があるが、グラウンダイトの量はまだまだ少なく、累帯構造はあまり明瞭ではない。鉱物組み合わせには次のようなものがある：

①緑れん石-石英-(少量の青緑色普通角閃石・アクチノ閃石・緑泥石・方解石・斜長石・チタン石)

②単斜輝石-緑れん石-グラウンダイト-斜長石-石英-青緑色角閃石

③〈中心部〉グラウンダイト-緑れん石-方解石-石英-チタン石：〈周縁部〉単斜輝石-アクチノ閃石-青緑色角閃石-斜長石-チタン石とに大体分かれて累帯構造をなす。

Ⅲ帯：この帯ではグラウンダイトが緑れん石より多い。中心部と周縁部からなる累帯構造が明瞭である(第14図)。中心部は最大厚さ約5mmのレンズで、主にグラウンダイトからなり、緑れん石を伴う。周縁部は厚さ数mmで、主に単斜輝石・斜長石からなり、青緑色普通角閃石・アクチノ閃石・方解石・緑れん石・チタン石などを伴う。グラウンダイトの中心部を伴わない石灰珪酸塩質レンズも多くみられる。



第14図 能古島における縞状角閃岩の縞状構造
角閃岩に伴う石灰珪酸塩質レンズ・バンドは累帯構造をなす：コアは主にグランダイト、リムは主に単斜輝石・斜長石からなる。西海岸大波戸崎北方(接触変成帯のⅢ帯) (Nk26c)

III. 5 ^{りゅうげじ}立花寺東部地域

分布・地質関係 本図幅地域の東端中央部に当たる博多区立花寺東方の約1×2kmの範囲に三郡変成岩類が分布する。分布域の南縁は早良花崗岩に貫入され、西縁はそれと断層関係にあり、北縁と東縁は古第三系に覆われる。

構成岩石 主に塩基性変成岩からなり、わずかに泥質変成岩を挟む。ほかに滑石蛇紋岩の薄層が伴われる。一般的にホルンフェルス化し、岩石は堅硬である。

対比・地質構造 この地域の変成岩は模式地-三郡山地の篠栗から犬鳴地域-の層序区分(浦田, 1961)の中部層に対比されるであろう。片理面の走向は一般に西北西-東南東から東北東-西南西で、一般に50°以上の高角度で北に傾斜する。全体として北傾斜の単斜構造を形成する。花崗岩との境界をなす北北西-南南東方向の月隕断層の付近では、変成岩の片理が西北西から北西に変化している。

岩相 塩基性変成岩は緑黒色の細粒片状岩で、主に緑れん石からなる緑灰色のレンズや細脈を伴う。泥質変成岩は厚さ1-2mmの白・黒色の縞状構造を示す。塩基性変成岩には青緑色普通角閃石が、泥質変成岩には黒雲母が生じており、香椎・能古島地域の接触変成帯のⅡ帯に相当する。

塩基性変成岩 (bs) : 主成分鉱物は青緑色普通角閃石・斜長石で、単斜輝石・アクチノ閃石・緑れん石・チタン石・方解石・鉄鉱・石英・黒雲母などを伴う。

普通角閃石は長さ0.02-0.7mmの柱状半円形で、定向性は弱い。青緑色-淡緑黄色に多色性。淡色のアクチノ閃石はしばしば普通角閃石の中心に包みこまれて産する。緑れん石は岩石そのものの構成鉱物であるよりは、集合してレンズ・細脈を作ることが多い。黒雲母は局部的にみられる。また時に、黒雲母の細脈が岩石の構造を斜めに切っていることがある。

泥・砂質変成岩 (ps) : 主に黒雲母・石英・斜長石からなり、白雲母・緑泥石・ざくろ石・電気石・チ

タン石・鉄鉱などを伴う。

黒雲母は微細なものから長さ0.1mmで、赤味がかった褐色-淡黄色に多色性を示す。定向性がよい。砂質変成岩での多色性は緑褐色-淡緑黄色である。ざくろ石は砂質変成岩に含まれ、径0.07-0.7mmである。

III. 6 変斑れい岩 (p)

分布・産状 能古島と今津半島にみられる。変斑れい岩体は全体として変成岩の片理に平行に挟み込まれている。能古島西海岸の大波戸崎^{おおはとぎ}の幅約100mの岩体では、変成岩との境界が局部的には斜交して見える(第15図)。能古島白鳥崎周辺の変斑れい岩体の南限の一部は縞状黒雲母ホルンフェルスの片理に平行な小断層面である。

岩石 一般に岩体の中心部では粗粒、塊状で、長さ1-2mmの角閃石が認められるが、周縁部では細粒、片状である。細粒片状岩は中心部にも、さまざまの規模で層状または網状をなして粗粒岩と混在している。

主な構成鉱物は普通角閃石・斜長石・緑れん石で、アクチノ閃石を伴い、部分的には単斜輝石がみられる。副成分鉱物は鉄鉱・緑泥石・方解石・電気石・チタン石などである。

粗粒塊状部:普通角閃石は不規則な短柱状で、先端はハケ状に割れて細い長柱状結晶の集合に変わっている。多色性はX=淡緑黄色, Y=褐緑色, Z=緑青色。アクチノ閃石は比較的大形の普通角閃石の



第15図 能古島における変斑れい岩(P)と縞状ホルンフェルス(B)との接触関係を示す露頭
変斑れい岩側から岩枝様の突出がみられる。西海岸大波戸崎(接触変成帯のII帯)(Nk24)

中心部に包みこまれて現れることが多い。斜長石（亜灰長石）には、径1-2mmで不均質な消光を示すものと、そのなかで再結晶によって径0.02mm前後の粒状晶の集合に変わっているものがみられる。緑れん石、普通角閃石を伴う。今津半島の粗粒岩体の一部にはアクチノ閃石結晶の内部に残存した単斜輝石が認められる。

細粒片状部：普通角閃石は長さ0.1-0.2mmの長柱状結晶の量を増し、斜長石が減少する。部分的には、普通角閃石に代わってアクチノ閃石が多くなり、斜長石が緑れん石とチタン石、緑泥石で置換されている岩石もみられる。

III. 7 変成蛇紋岩 (o)

分布 香椎と今津半島には幅200-500mで露出する大きい岩体が分布し、飯場峠地域、能古島、立花寺東部地域には、地質図に記入されていないものも含めて、小岩体がときどきみられる。長垂山^{ながたれ}南東の早良花崗岩には超塩基性岩の小岩体が捕獲されている。瀧本（1937）はかんらん岩が早良花崗岩を貫くと記載しているが、これは捕獲岩である。

産状 三郡変成岩類に整合的に挟在されている。一般的にみて、その分布域が特に地質構造的に大きな構造帯に当たるといような関係はみられない。しかし香椎岩体の南限には、東北東-西南西の断層が推定され、その南東側約100mの範囲の縞状黒雲母ホルンフェルスは剪断され、片理がこの地域の一般方向から断層方向に曲げられている。

岩石 主に変成蛇紋岩で、時に変成単斜輝石岩やかんらん石が比較的多く残存した部分がみられる。一般に片状、暗黒色。蛇紋岩は、程度に差はあるがほとんどすべて滑石を生じている。香椎岩体の南縁では、変成岩と接する周縁部の50-90mの範囲が滑石化され、その外側に厚さ2,30cmの緑泥石帯が形成されている（Uchida, 1960）。本図幅地域の分布域はすべて白亜紀深成岩類の接触変成帯に当たっている。Uchida（1960）は蛇紋岩の滑石化を、後期の深成岩類の接触変成作用に帰している。

顕微鏡下の性質 主に蛇紋石・鉄鉱からなり、緑泥石・炭酸塩鉱物を伴う。残存鉱物にはかんらん石・単斜輝石がみられる。変成鉱物は主に滑石とトレモラ閃石である。

蛇紋石と鉄鉱からなる基質部はメッシュ組織をとることが多い。X線粉末法によると、香椎の蛇紋石はアンチゴライトとクリソタイルである。かんらん石は割れ目が多く、蛇紋石、緑泥石、トレモラ閃石などに置換され、小結晶に分裂している。単斜輝石岩の単斜輝石は長さ5mm以下の短柱状で、微細な黒色物質を包有し、結晶が折れ曲がり、不均質な消光を示す。滑石は径約2mm以下のさまざまな結晶がアトランダムに組み合って、網目状またはプール状の集合部を基質中に作っている。トレモラ閃石は無色で、長さ2mm以下の長-短柱状結晶をなし、基質の蛇紋石やかんらん石、単斜輝石を貫いている。

IV. 白亜紀深成岩類

(唐木田芳文)

初めに本図幅地域を中心にした北部九州の白亜紀深成岩類に関する研究史を概説し、次いで北部九州主部花崗岩類の活動における先駆的な斑れい岩質岩と5深成岩体、すなわち糸島花崗閃緑岩・北崎トーナル岩・志賀島花崗閃緑岩・早良花崗岩及び佐賀花崗岩の記載を行い、最後にそれらの化学組成と放射年代について述べる。

IV. 1 研究史

北部九州の深成岩類に関する研究は、1939年の九州大学理学部の開設にはじまり、以来50年あまり経過している。フィールド調査と顕微鏡観察による伝統的な方法に加え、花崗岩類の副成分ジルコン、放射年代、化学組成の研究などが行われてきた。ここでは研究分野ごとに述べる。

一般的研究：1934年には、脊振山地南半部の変成岩類と深成岩類の分布が、7万5千分の1地質図幅「小城」(赤木, 1935)で示され、次いで瀧本(1937)は西区長垂から飯場峠にかけての変成岩類と深成岩類の地質を記載した。九州大学で行われた研究を最初に発表した平山(1943)は、東区志賀島の志賀島花崗閃緑岩に伴う塩基性岩類の成因を、斑れい岩-輝緑岩と塩基性変成岩からの花崗岩化作用によって説明した。つづいて、村上(1950)、村上・藤本(1957)は田川地域の花崗岩類の分類・記載を行い、杉(1951)と唐木田(1951)は脊振山地の糸島花崗閃緑岩による角閃岩と斑れい岩の花崗岩化作用をそれぞれ研究した。

これらと平行して、松本(1951)は北部九州-中国西部の地質構造発達史をまとめ、この地方の地質の骨組みをつくった。このなかで、花崗岩類は片状構造を持つ古期と塊状の新期とに2分された。その後のジルコン、年代測定、化学組成などの研究成果を加えて、唐木田ほか(1962)は北部九州の花崗岩類を総括し、花崗岩類の新・旧区分の難しさを指摘した。その後の研究を追加して、唐木田(1985)は北部九州花崗岩類を15の岩体に整理・区分した。

ジルコンの研究：Tomita(1954)が提唱したジルコン法の基礎研究が、北部九州の花崗岩類について行われた。岩石から分離したジルコン粒の群色は、花崗岩体ごとにほぼ均一で、特色があり、岩体の識別に有効である。例えば糸島花崗閃緑岩はピンク-灰色がかったピンク、北崎トーナル岩はピンク-淡暗赤色、志賀島花崗閃緑岩は灰色がかったピンク、早良花崗岩は淡肌色である(唐木田, 1963など)。色の違いは、放射能効果によるジルコン結晶の格子欠陥の割合によるものであり、ジルコンのUとTh含有量

及び生成年代と相関関係にあると考えられている (Tomita, 1954 ; Karakida, 1967). この研究の過程で唐木田 (1964) は早良花崗岩がモナズ石を多量に含むことを発見した.

ジルコンの結晶形態について, 唐木田 (1954, 1963) は結晶の柱面・錐面の種類と結晶の大きさの組合せによって分類し, 一つの岩石サンプルごとに数百粒の結晶を統計的に処理した. その結果, 結晶形態は一つの花崗岩体内ではほぼ同一で, 岩体ごとに差異があり, 岩体の識別に有効であることを明らかにした. 富田ほか (1957) は, 逐次貫入する花崗岩体系列における初期の岩体から後期のものに結晶形態が規則的に変化することを見いだした. ジルコンの結晶形態は結晶時の物理的・化学的環境に支配されて変化し, 花崗岩の生成環境を知る上で一つの手がかりを与えてくれる (唐木田, 1954). 最近, Matsumura and Aoki (1989), 林 (1989) は結晶形態の新しい分類・記載法を提案し, 林ほか (1990) はこの方法を福岡市付近の花崗岩体に適用して, 岩体の分類・対比への有効性を確かめている.

放射年代の測定: 北部九州の花崗岩類の放射年代値は1960年代の初めごろから発表されはじめ, 現在40以上に達している (唐木田ほか, 1992). K-Ar法によるものが最も多い (Shibata and Karakida, 1965 ; 河野・植田, 1966 ; 石原ほか, 1988 ; 村上, 1989 及び本報告). そのほか, Rb-Sr法 (早瀬・石坂, 1967 ; 柳, 1971 ; 1980 ; Yanagi, 1975), U-Pb法 (井上・佐藤, 1961), フィッショントラック法 (Osaki *et al.*, 1978), Pb- α 法 (Karakida *et al.*, 1965) によって測定されている.

測定値は, 1, 2を除き北部九州の花崗岩体のすべてをカバーしている. これらを総覧すると, Rb-Sr年代値がほかの年代値より少し大きめであるが, 90-100Maに集中してしまい, いわゆる古期 (片状) 花崗岩類と新期 (塊状) のものとの間に年代差がみられない. 唐木田ほか (1962), 唐木田 (1969b) はこの傾向を考慮し, 岩体の産状から, 古期 (片状) 花崗閃緑岩類と新期 (塊状) のものとの違いは, 年代差によるものではなく, 貫入・定置の深度差 (Buddington, 1959) に関係していると推論した. 前者は一つの深成岩体におけるメソ帯 (mesozone) に, 後者はエピ帯 (epizone) に貫入した部分に相当する.

化学組成の研究: 1950年代後半から1960年代初期にかけて, 柴田秀賢氏を中心とするグループによる全国の花崗岩類の全岩化学分析の研究が行われ, 北部九州の花崗岩類も50個あまりが分析された (Shibata *et al.*, 1958, 1960a, b ; 柴田編, 1967). 彼らは形成年代とHarkerの成分変化図に表された化学組成の特徴から, 花崗岩類を多くの岩石型に分け, 全国の花崗岩類を18の岩石区にまとめた. 北部九州のものはそれぞれ, 5つの岩石区に編入されている.

1970年代の終わりごろからは, 特に花崗岩に伴う鉍床の成因問題に関連して岩石化学的研究が進んだ (石原ほか, 1979 ; 唐木田ほか, 1984 ; Takahashi *et al.*, 1984 ; Tsusue *et al.*, 1984 ; 高橋, 1985MS ; 井沢ほか, 1985, 1990 ; Izawa *et al.*, 1989). これらの研究から, ほぼ小倉-田川構造線を境にして, 主に東側にチタン鉄鉍系が, 西側に磁鉄鉍系が分布することが明らかにされた. Takahashi *et al.* (1984) は, 北部九州花崗岩類が山陽・領家帯のものと化学的に異なる独特の一種の花崗複合岩体 (Segment) を構成していることを指摘した. 高橋 (1985MS), Izawa *et al.* (1989) などの一連の研究は, ほぼ小倉-田川構造線をはさんだ東側と西側では, 花崗岩類の化学的性質に大きな差異のあることを明らかにした. 東側のものは低Sr・チタン鉄鉍系の特徴を持ち, 山陽・領家帯の花崗岩類に対比される. これに対し, 西側のものは高Sr・磁鉄鉍系に属し, 北部九州独特の複合岩体を構成している. 唐木田ほか (1992) は後者を北部九州主部花崗岩類, 前者を北部九州東部花崗岩類と呼んだ.

IV. 2 塩基性深成岩類 (Gbi・Gbs)

本図幅地域に分布する主な塩基性深成岩類は、①飯場峠地域の糸島花崗閃緑岩に伴う角閃石混成岩(唐木田, 1951)と、②志賀島の志賀島花崗閃緑岩に伴う志賀島塩基性岩類(唐木田, 1967)である。

IV. 2. 1 飯場峠地域の混成岩類 (Gbi)

飯場-雷山^{らいざん}変成帯(第5図)の飯場峠地域に分布する角閃石混成岩の主体は、三郡変成岩に貫入する、長さ1km、幅約500mの岩株状岩体である。糸島花崗閃緑岩の混成作用を受けて角閃石斑れい岩質-閃緑岩質岩相を示す。飯場-雷山変成帯にはこのほかに、類似の性質を示す小規模の岩体がいくつか点在する。ここでは主岩体を中心に述べる。

岩型区分

岩石は粗粒、優黒質で、主に普通角閃石と斜長石からなり、三郡変成岩の片理に平行な弱い葉理構造を持つ。岩質から次の主要な4岩型が識別される：①角閃石斑れい岩質岩(A型)、②角閃石斑れい閃緑岩質岩(B型)、③角閃石巨晶斑れい岩(C型)、④閃緑岩質岩(D型)。

岩相

A型：ほかの岩型よりも角閃石が小さい中粒岩で、葉理構造は弱い。岩相はあまり変化せず、比較的均質である。

B型：粗粒柱状の角閃石結晶の配列により、明瞭な葉理構造を示す。ほぼ等量の斜長石と角閃石が均質に分布することが多いが、不均一に組み合っていることもある。不均一部分では、主に斜長石からなる不規則な形の白色脈が現れ、そこに、長径1cm前後の斑状変晶的な角閃石の単晶や径数cmの集合体(クロット)が伴われる。なお長さ数cmに成長した角閃石の巨晶もしばしばみられる。

C型：長さ1cm前後の柱状角閃石の間を斜長石が埋め、角閃石結晶はしばしば斜長石の小粒をポイキリチックに包有している。主に斜長石からなる幅数cm以下から20-30cmのレンズ・細脈(しばしば網目状)や岩脈がしばしばみられる。そこには小形角閃石が少し伴われる。

D型：B型と糸島花崗閃緑岩との中間的な性質を示す。角閃石はB型のものに比べて小形で、小形黒雲母を多く伴う。葉理構造が明瞭。また斑状変晶的な斜長石による斑状組織もみられる。

産状

角閃石混成岩体の北東縁に糸島花崗閃緑岩が貫入・接触している。岩体内での各岩型の分布状態は錯雑しているが、大局的には、糸島岩体から最も離れた部分にA型、最も接近した部分にD型、A型とD型の間の最も広い中間部分にB型が分布する。C型は、B型の斜長石質脈が多い部分とか、B型が変成岩に接する付近などに、不規則な脈状をなして局部的に現れる。各岩型は互いに移過的である。

三郡変成岩との関係：角閃石混成岩は変成岩に準調和的に貫入する。A型が角閃岩の片理に沿って鋸歯状に、さらにポケット状に入り込んでいるところが観察される(唐木田, 1951の第5図)。両者は境界付近で、岩相をほとんど変化することなく、明瞭な境で接する。B型やC型混成岩と接する壁岩の角閃岩はしばしばメタプラスチック岩(杉, 1951)化する。

混成岩体、特にその周縁部には顕微鏡的から露頭的なさまざまな大きさの角閃岩塊が包有されている。B型混成岩に捕獲されたものは、混成岩から入り込んだ網目状の斜長石質脈に沿ってメタプラスチック岩化していることがある。またB型側もところどころで斜長石質になる。

糸島花崗閃緑岩との関係：角閃石混成岩と糸島花崗閃緑岩の間には、幅約数-10数mのD型混成岩帯が介在する。

顕微鏡下の性質

主成分鉱物：斜長石・帯褐緑色角閃石。

副成分鉱物：カリ長石・石英・黒雲母・燐灰石・ジルコン・磁鉄鉱・絹雲母・方解石・緑泥石・チタン石・緑れん石・褐れん石・スピネル・黄鉄鉱・ぶどう石など。

各岩型のモード組成を第7表に示す。

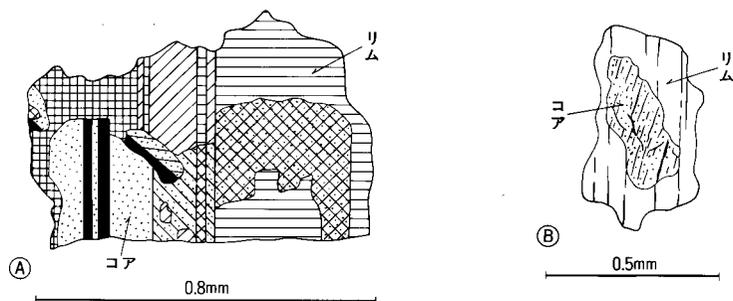
第7表 飯場峠地域の角閃石混成岩と糸島花崗閃緑岩のモード組織 (唐木田, 1951を一部改作)

岩 型 鉱 物			角 閃 石 混 成 岩			糸 島 花 崗 閃 緑 岩
			A 型	B 型	D 型	
斜 長 石	外 套 変 晶	コア	50.1	14.0	60.6 47.0	50.6
		リム	10.5	18.3		
	モザイク	0	14.7			
		カリ長石	0.9	0.3	0.3	+
		石 英	0	1.2	3.9	15.9
		普通角閃石	32.5	38.3	30.9	18.9
		黒 雲 母	0	2.1	5.0	12.6
		そ の 他	6.0	11.1	8.7	2.0
		計	100.0	100.0	100.0	100.0

＋：微量

斜長石：角閃石混成岩の特徴は斜長石の特異な累帯構造である。斜長石には、①外套構造 (mantle structure) に似た累帯構造をとるものと、②モザイク状のものがある。以下に説明するように、①の斜長石の石灰質コアとソーダ質リムとの関係は、普通の火成岩に含まれる斜長石の累帯構造とは異なり、コアは源岩の残晶、リムはあとの花崗岩化作用・混成作用の過程で生成されたものと考えられる。記載の便宜上、ここでは石灰質コアとソーダ質リムからなる斜長石結晶を外套変晶 (mantloblast) と呼ぶ (唐木田, 1951)。

①-a：外套変晶の石灰質コアは、長さ1.5mm前後より大きい卓状のものと、長さ0.5mm前後の拍子木状のものがある。平均組成はA・B・C型を通じてほぼ等しく、An94-96、D型でAn77である (唐木田, 1951)。累帯構造はまったくみられない。結晶の形は岩型で異なり、A型では自形輪郭のものが多いのに対し、C型では不規則で、融食されたような輪郭のものや、同消光位の部分に分離したものが多い。B型ではこの両タイプが混在する。



第16図 角閃石混成岩にみられる斜長石外套変晶 (唐木田, 1951)

A: コアとリムの双晶形式が異なり, 双晶片が不連続である.

B: コアとリムの劈開が斜交する.

双晶がきわめて多く, 大部分がアルバイト式とアルバイト-カールスバド式である. 塵あい状の黒色包有物により, 結晶が少し曇って見える. まれに普通角閃石の小粒を包有する. モザイク状斜長石や外套変晶のリムに比べて, 割れ目が多い. 割れ目はリムとの境界で断ち切られていることが多い. 絹雲母化作用がへき開・割れ目・双晶面に沿ってすすみ, コア全体に及んでいることもある. 一部はソウシュライト化作用を受けている. こうした変質作用はA型で弱く, B→C型に強くなる傾向がある.

①-b: 外套変晶のソーダ質リムの幅はA型で狭く, B→C型に広くなる (第7表). 平均組成はA・B・C型でほぼ等しく, An52-53, D型ではAn45である (唐木田, 1951). リムとコアの境界は, 組成差が大きいために, くっきりしている. コアが累帯構造をまったく欠くものに対して, リムは正規の漸移的な累帯構造を示すことが多い. リムとコアの結晶学的方位は, 一般に平行で, へき開や双晶面が連続している. しかしときには, 両者の劈開が斜交したり, 両者の双晶形式が異なることがある (第16図). リムはコアと対照的に, 二次的な変質作用を受けず, 新鮮である.

②: ソーダ質モザイク斜長石はA型には欠け, B型では小形・少量, C型では大形・多量になる. B型のものは斜長石外套変晶の間をみだし, モザイク状をなし, C型のものは自形度が高い. 平均組成はB・C型でAn49, D型でAn44である. 漸移的な正規の累帯構造を示し, 二次的な変質を受けず, 双晶個体が普通である. 全体として, モザイク斜長石の性格は外套変晶のリムに似ている.

普通角閃石: 半自形-他形で, 主に帯褐緑色の柱状結晶. 大きさは変化に富むが, 全体としての傾向はA→B→C型と順次粗粒になる. 多色性はA・B・C型を通じてほぼ同じで, 帯褐緑色-淡褐黄色に変化し, リムで青色味を強める傾向がある. 光軸角(-2V)はA型とB型でほぼ等しく, C型でより大きい. 平均値はA型75°, B型73°, C型85°, D型79°である (唐木田, 1951). (100)上の双晶がしばしば認められる. 劈開に平行に配列した板状の黒色包有物による閃光構造を示すものが多い. しばしば, 拍子木状の斜長石外套変晶や石灰質斜長石をポイキリチックに包有する. 特にC型に多い. 周縁や劈開に沿って, チタン石や緑れん石を伴った緑泥石化がしばしばみられる.

そのほか: 黒雲母はきわめて少ない. 数mm以下の板状晶をなし, 角閃石に伴う. 多色性は緑褐色-淡緑黄色. カリ長石はきわめて少量ながら各岩型に含まれている. ほかの鉱物の間を埋めたり, 緑泥石・緑れん石・チタン石・カリ長石などと細脈を構成する. 石英はA型に欠け, B型には間隙充填結晶とし

て少量現れる。C型や斜長石に富む部分では、量・大きさが増大する。波動消光、ときに軽微な粒状化が認められる。

角閃石混成岩の成因

以下のことから、角閃石混成岩のA-C型は糸島花崗閃緑岩の先駆的な斑れい岩質貫入岩が、ひき続いて貫入してきた糸島花崗閃緑岩の混成作用によって形成されたものと考えられる（唐木田，1951）。

斜長石外套変晶：角閃石混成岩の特徴は斜長石外套変晶の存在である。①コアとリムとの結晶学的方位が必ずしも平行ではない、②両者の双晶形式が異なり、双晶面の不連続がみられる、③コアが著しく融食されている、④リムが小形の石灰質斜長石を包有している、⑤リムが新鮮なのに、コアがかなり変質している。これらのことは、コアとリムの結晶作用が連続的なものではなく、両者の間に時間的・環境的なギャップのあったことを示している。コアは源岩の残晶であり、リムは混成作用の産物であると推定される。

モザイク状斜長石：①組成が外套変晶のリムとほぼ等しい、②量はリムの量にほぼ比例しており、リムの狭いA型には欠け、B型からC型へとリムの量が増加するにつれて、小形、粒状のものからだんだん大形で、自形度の高い結晶が現れてくる。これらのことから、モザイク状斜長石はリムと同時かやや遅れて晶出したとみられる。

混成作用：新しい斜長石の晶出と苦鉄質鉱物の角閃石化が、糸島花崗閃緑岩の混成作用によるものであることはまた岩石の分布関係からも推定される。外套変晶のリムとモザイク状斜長石を最も多く含み、糸島花崗閃緑岩に近い性質のD型が、糸島花崗閃緑岩体に接して分布し、最も離れた位置には、混成作用の程度の最も低いA型が分布している。

源岩：このA型混成岩の斜長石は、約20%のリムを伴う外套変晶をなし、コアの組成は灰長石質で、形は半自形的であり、量は岩石の50%程度を占めている。混成岩体は変成岩に貫入し、その捕獲岩を含む。このことは源岩が斑れい岩質の貫入岩であることを示唆している。また、斜長石外套変晶のコアには広域変成作用を受けた形跡が認められないので、その貫入時期は三郡変成岩の形成後から糸島花崗閃緑岩の貫入前の間である。したがって、この斑れい岩質岩は糸島花崗閃緑岩の先駆岩体と考えることができる。

IV. 2. 2 志賀島^{しかのしま}塩基性岩類 (Gbs)

東区志賀島には、径1km以下の塩基性深成岩類が志賀島花崗閃緑岩に伴う小岩体群として分布している。岩質的には普通の暗色包有岩と類似するところがあるが、ここでは径数10m以上の比較的大きな岩塊をなすものだけを“志賀島塩基性岩類”として扱う。暗色包有岩については志賀島花崗閃緑岩の項(IV. 5)で述べる。

個々の岩体内部は決して均質ではなく、斑れい岩-石英閃緑岩からなっている。一つの塩基性岩体内におけるそれらの分布状態は複雑であるが、大きくみると、岩体の中心部を、より塩基性の岩石が、志賀島花崗閃緑岩と接する周縁部を、より酸性の岩石が占める傾向を示す。この分布関係は各岩型が志賀島花崗閃緑岩による混成作用の産物であることを示唆している。

ここでは岩型区分と岩石記載、塩基性岩類の相互関係、志賀島花崗閃緑岩との関係、混成現象の順に

述べる。

岩型区分と岩石記載

志賀島塩基性岩類には次の5つの岩型が識別される。すなわち、1. 粗粒角閃石斑れい岩、2. 中粒閃緑岩、3. 細粒閃緑岩、4. 粗粒単斜輝石角閃石モンゾ斑れい岩、5. 石英閃緑岩である。モード組成を第17図に示す。1と4は色指数60以上で他より高く、5は2と3より珪長質鉱物を多く含み、2は3より石英とカリ長石に乏しい。

1. 粗粒角閃石斑れい岩

粗粒、塊状で、短柱状角閃石（最大径約1.5cm）の間を他形の斜長石が埋め、かなり均質である。しかし、角閃石の大きさが部分的に変化することがある。斜長石と長さ数cmの長柱状角閃石とが不均質に混在したメタプラスチック岩がときどき、脈状-レンズ状に現れる（第18図）。

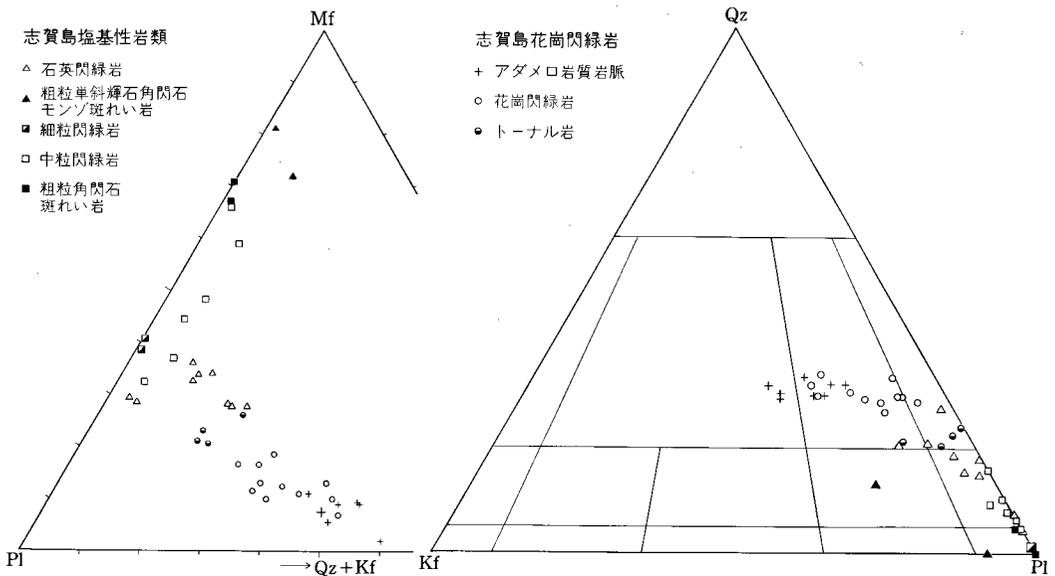
[顕微鏡下の性質]

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石。

副成分鉱物：石英・カリ長石・黒雲母・単斜輝石・燐灰石・黒色鉄鉱・チタン石・緑れん石・ジルコン・緑泥石・方解石など。角閃石/黒雲母比は6-12である（唐木田，1967）。

構成鉱物の性質は全般的に飯場峠地域の角閃石混成岩B型に似ている。

斜長石は他形-半自形で、大部分が外套変晶をなす。コアは一般に外形が不規則で、変質が進み、汚れてみえる。組成はAn77-94で、累帯構造を作らない。リムの組成はAn25-56で、時に軽微な累帯構造



第17図 志賀島花崗閃緑岩と志賀島塩基性岩類のモード組成
Qz：石英，Pl：斜長石，Kf：カリ長石，Mf：苦鉄質鉱物+副成分鉱物



第18図 粗粒角閃石斑れい岩 (G) 中のメタプラスチック岩 (M) の露頭
福岡市東区志賀島東海岸黒崎南東の転石 (Sk82B)

を示す。変質作用をほとんど受けず、透明である。リムはコアを完全に取り囲むことが多いが、不完全なこともある。またまれには、異なる二つのソーダ質斜長石が一つのコアを不完全にとり囲んでリムを作り (第 19 図)、コアとリムとの結晶方位が斜交している。

普通角閃石は他形-半自形で、多色性は X = 淡緑黄色、Y = 緑褐色、Z = 褐緑色を示す。結晶のリムが、より青色味の強いことがある。時には黒色鉄鉱粒の集合体や、劈開方向に密に集合した微細な黒色物質を包有する。ごくまれには、ほとんど無色の単斜輝石を包有している。小形粒状の普通角閃石が、しばしば斜長石外套変晶のリムに包有されるが、コアに包有されることはない。逆に、普通角閃石は小さな外套変晶またはリムを持たない石灰質斜長石を包有することがある。黒雲母は一般に小結晶として角閃石に伴われる。黒雲母の一部または全体は緑泥石に変わっていることが多い。

2. 中粒閃緑岩

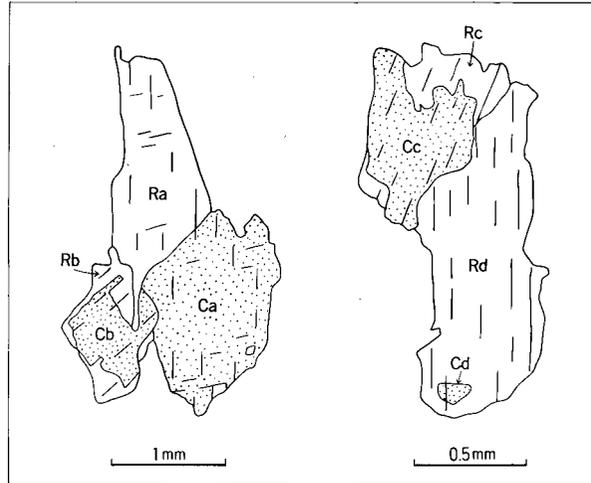
長さ 2-3mm の短柱状角閃石とその間を埋める他形の斜長石からなる塊状岩。時に、長さ 5mm 前後の長柱状角閃石を含むメタプラスチック岩を伴う。

〔顕微鏡下の性質〕

主成分鉱物：斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母。

副成分鉱物：カリ長石・燐灰石・チタン石・鉄鉱・ジルコン・緑れん石など。角閃石／黒雲母比は 2-9 である。

構成鉱物の種類は角閃石斑れい岩と同じであるが、全体として、結晶がより小形で、斜長石・石英がより多く、角閃石／黒雲母比がより低い。斜長石外套変晶はより少なく、コアは一般に小形である。外套変晶のコアの組成は An83-84、リムとそのほかの斜長石は An27-54 で、それぞれ、角閃石斑れい岩の



第19図 粗粒角閃石斑れい岩中の斜長石外套変晶 (唐木田, 1967)
 一つのコアが、部分的に二つのリムで包まれている。
 Ca・Cb・Cc・Cd：コア，Ra・Rb・Rc・Rd：リム

外套変晶のコアとリムの組成にほぼ等しい。この岩石は飯場峠地域の角閃石混成岩D型に類似している。

3. 細粒閃緑岩

細粒の角閃石、斜長石と長さ1-2mmの斑晶様斜長石で特徴づけられ、中粒閃緑岩から区別される。角閃石には長柱状のものが目立って多い。部分により小規模のメタプラスチック岩を伴う。産出はまれである。

[顕微鏡下の性質]

主成分鉱物：斜長石・黒雲母・普通角閃石。

副成分鉱物：石英・チタン石・黒色鉄鉱・緑れん石・燐灰石・ジルコン・緑泥石・方解石など。角閃石／黒雲母比は4-5である。

斜長石の大部分は外套変晶である。半自形、拍子木状で、一般に長さ0.1-0.7mmであるが、ときどき斑晶的なものがみられる。コアは小形で、概して細長い不規則な形をなし、絹雲母化作用を受けている。リムは透明で、弱い累帯構造を示す。コアの組成はAn68-88、リムの組成は斑れい岩・中粒閃緑岩のものとほぼ等しい。石英は間隙充填物をなし、微細包有物を多く含み、弱い波動消光を示す。

普通角閃石は長柱状の半自形または不規則な他形結晶をなす。後者は斜長石の間を埋めたり、それを部分的に取り囲み、または、小形の斜長石を完全に包有してサブオフィチックな組織を示す。多色性はX=淡緑黄色、Y=緑褐色、Z=褐青色を示す。結晶のリムがより青味がかっていることがある。黒雲母は角閃石結晶に伴うことは少なく、不規則な形の単独結晶をなすことが多い。多色性はX=淡い緑黄色、Z≒Y=緑褐色。部分的に緑泥石化する。

4. 粗粒単斜輝石角閃石モンゾ斑れい岩

平山(1943)が優黒質角閃石透輝石閃長岩と呼んだ岩石に相当する。斑状の塊状岩で、短柱状の角閃石斑晶(長径が2-10mm, 最大約20mm)が淡緑色の石基に散点する。カリ長石／斜長石比が部分により変

化し、平山（1943）のデータを含めると、モード組成はIUGS分類図において石英閃緑岩と石英モンゾニ岩との境界付近から石英斑れい岩にわたる広い範囲に分散する。

[顕微鏡下の性質]

主成分鉱物：普通角閃石・単斜輝石・斜長石・カリ長石・石英。

副成分鉱物：燐灰石-チタン石・鉄鉱など。角閃石/黒雲母比は25-61である。

斑状の普通角閃石はほとんどが短柱状自形である。X=淡緑黄色、Y=褐緑黄色、Z=青緑色に多色性を示すが、ときどき結晶の内部に、より褐色味の強い部分がみられる。斜長石に対しては、完全な自形をとることもあるし、相互に不規則にかみ合っていることもある。斑状角閃石は単斜輝石・黒雲母・燐灰石などを包有する。

斜長石は半自形-他形で、累帯構造はあまりなく、組成はAn23-60である。ごくまれに外套変晶がみられる。斜長石の大形結晶は粒状の単斜輝石及び普通角閃石をポイキリチックに包有する。カリ長石は明瞭な格子構造を示す微斜長石で、ほかの大形鉱物の間を埋め、小形、粒状の透輝石・普通角閃石をポイキリチックに包有する。ミルメカイトはみられない。石英は間隙充填物で、弱い波動消光を示し、微細包有物を多く含む。

単斜輝石は径1mm以下の粒状晶で、顕微鏡下では緑がかった無色である。ときどき斑状角閃石に包有されているが、多くは小形の角閃石を伴う。単斜輝石はときどきウラル石を包有する。そのさい、円状あるいは不規則な外形のウラル石は主晶の単斜輝石とC軸を平行にしている。小形の角閃石中にはときに、不規則な形をした同消光位の単斜輝石粒が散在することがある。小形の普通角閃石は短柱状、半自形-他形で、単斜輝石に伴うことも、そうでないこともある。この角閃石は斑状角閃石より少し淡色である。黒雲母はすべて斑状角閃石結晶に包有されてみられる。1つの角閃石結晶に包有された黒雲母が、同じ消光位を示す複数の結晶に分離していたり、また、(001)面が角閃石のC軸に平行していることがある。黒雲母はチタン石をよく伴う。

5. 石英閃緑岩

一般に斜長石（長さ5mm前後）と黒雲母（径2-3mm）が比較的大形に成長し、ほかの鉱物はより細粒である。角閃石は小形針状で量も少ない。ときどきチタン石がみられる。部分的には弱い葉理構造や大形の斜長石・角閃石による斑状組織を示す。一般に岩相変化にとみ、構造・組織・鉱物比を異にする岩相が複雑に混在していることが多い。全体的にみて、石英閃緑岩は粗粒で、珪長質鉱物に富み、大部分が黒雲母>角閃石であることから、中粒及び粗粒閃緑岩から識別される（第17図）

[顕微鏡下の性質]

主成分鉱物：斜長石・カリ長石・石英・黒雲母・普通角閃石。

副成分鉱物：チタン石・緑れん石・燐灰石・鉄鉱・ジルコン・緑泥石など。角閃石/黒雲母比は0.6-2である。

一般に構成鉱物の粒度が不揃いである。径3mm-ごく細粒の斜長石・黒雲母が1枚の岩石薄片中に不均質に混在している。

斜長石は累帯構造が顕著で、An19-60。大部分の結晶は双晶を示す。ごくまれにみられる外套変晶のコアは小形で、絹雲母化がはげしい。コアの組成はAn77-80。カリ長石は間隙充填物で、明瞭な格子

構造とパーサイト構造を示すものが多い。時にミルメカイトがみられる。石英も間隙充填で、微細包有物を含み、弱い波動消光を示す。

普通角閃石は半自形-他形の柱状-粒状結晶で、斑晶的なものは少ない。黒雲母は、不規則な板状晶で、角閃石と密接に伴う。小形の黒雲母が角閃石中に包有されていたり、逆に、大形の黒雲母が角閃石を一部あるいは完全に包み込んでいたりする。黒雲母はまた斜長石の間を埋め、さらに一部または完全に包有してしまうことがある。苦鉄質鉱物は集まってクロットを形成することが多い。ほかの塩基性岩類に比べて、燐灰石は小形になり、チタン石は大形化する。チタン石は黒雲母に伴うほか、くさび形の単独結晶としてもよくみられる。

岩型間の地質関係

1) 志賀島塩基性岩類の岩型間の相互関係

一つの塩基性岩体内での岩型の分布状態は、複雑で地質図には示されていないが、大きくみると、粗粒角閃石斑れい岩（角閃石斑れい岩、以下同じ）が岩体の中央部に、その外側に中粒閃緑岩が、さらに志賀島花崗閃緑岩に接近した岩体の周縁部には石英閃緑岩が分布している。石英閃緑岩は角閃石斑れい岩・モンゾ斑れい岩と直接することはない。全体として、志賀島花崗閃緑岩に近いほど酸性になる傾向がある。志賀島北端の黒崎にみられる最大の塩基性岩塊では、石英閃緑岩が最も広範囲を占め、モンゾ斑れい岩がこれに次ぎ、中粒閃緑岩・角閃石斑れい岩・細粒閃緑岩はこれよりずっと少量で、この順序で少なくなる。

モンゾ斑れい岩と角閃石斑れい岩との境界は明瞭で、その付近で両者の岩相が特に変化するようなことはない（第20図）。細粒閃緑岩は幅最大約1.5mの膨縮に富む岩脈状をなして中粒閃緑岩中にみられる。



第20図 粗粒角閃石斑れい岩 (G)と粗粒単斜輝石角閃石モンゾ斑れい岩 (S)との接触関係を示す露頭
明瞭な境界を示し、両者に岩相の変化はみられない。志賀島黒崎(Sk207)



第21図 中粒閃緑岩 (M) と細粒閃緑岩 (F) との境界を示す露頭
志賀島黒崎南東 (Sk81)

両者の境界は明瞭で、岩相には変化がない (第21図)。角閃石斑れい岩と中粒閃緑岩との間には、観察されたかぎり、幅40-50cmのメタプラスチック岩が介在している。その付近で両岩型の岩相に変化はみられない。中-細粒の石英閃緑岩が中粒閃緑岩と明瞭な境界で接している。

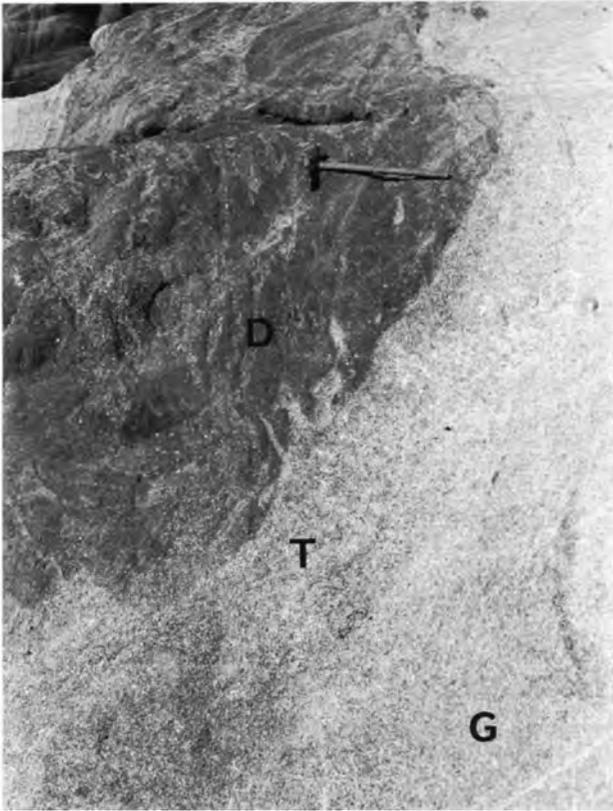
2) 志賀島塩基性岩類と志賀島花崗閃緑岩との関係

志賀島花崗閃緑岩に接する塩基性岩体の周縁部は、規模に大小はあるが、ほとんどすべて石英閃緑岩であり、志賀島花崗閃緑岩体側はすべてトータル岩相を示す。例えば第22図にみるように、塩基性岩体の周縁部をなす細粒石英閃緑岩と志賀島花崗閃緑岩との間には、幅10cm前後の膨縮するトータル岩相が介在している。トータル岩相は部分的に石英閃緑岩に細かく入り込み、境界は一部漸移的であるが大部分は明瞭である。他方、反対側の志賀島花崗閃緑岩に移化する。トータル岩相はまた、志賀島花崗閃緑岩の葉理構造と平行な脈状・レンズ状貫入体をなして、石英閃緑岩や時に中粒閃緑岩のなかにみられる (第23図)。両者の境界は部分的に明瞭または漸移的である。角閃石斑れい岩とモンゾ斑れい岩はトータル岩に直接貫入されていることはない。

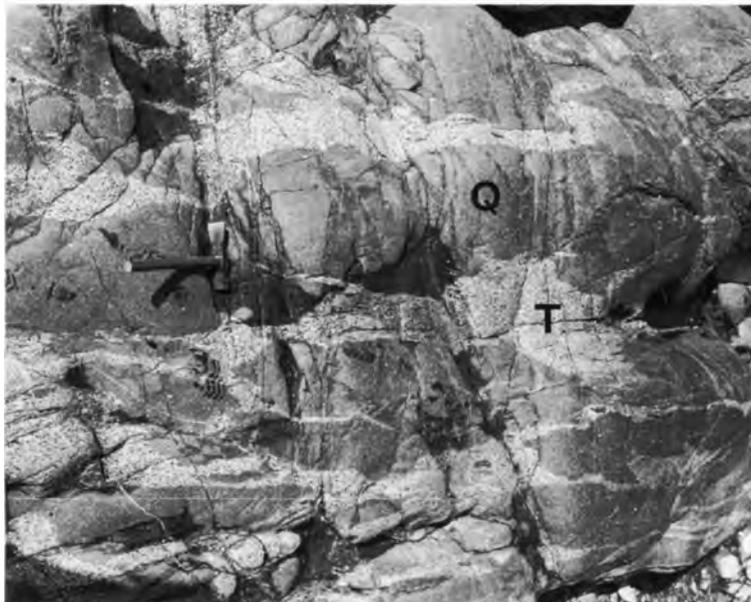
志賀島塩基性岩類における混成現象

次に志賀島塩基性岩類が斑れい岩質及び粗粒玄武岩質の岩石から志賀島花崗閃緑岩の混成作用によって形成されたことについて考察する (唐木田, 1967)。

- ① 塩基性岩体の産状及び岩体内での岩型の分布状態を総合すると、志賀島花崗閃緑岩体に近いところに酸性の岩石、離れるにつれて源岩に近い塩基性岩類が分布している。このことは混成作用が志賀島花崗閃緑岩によることを示している。
- ② 斜長石外套変晶は塩基性岩類にみられる最も特徴的な性質である。そのコアは源岩の残晶であり、リムは志賀島花崗閃緑岩による混成作用の産物であると考えられる。コアは累帯構造を示さない壺



第22図 石英閃緑岩(D)に貫入し、
志賀島花崗閃緑岩主岩相
(G)に移化するトータル岩
(T)の露頭 志賀島北海岸赤
瀬(Sk57)



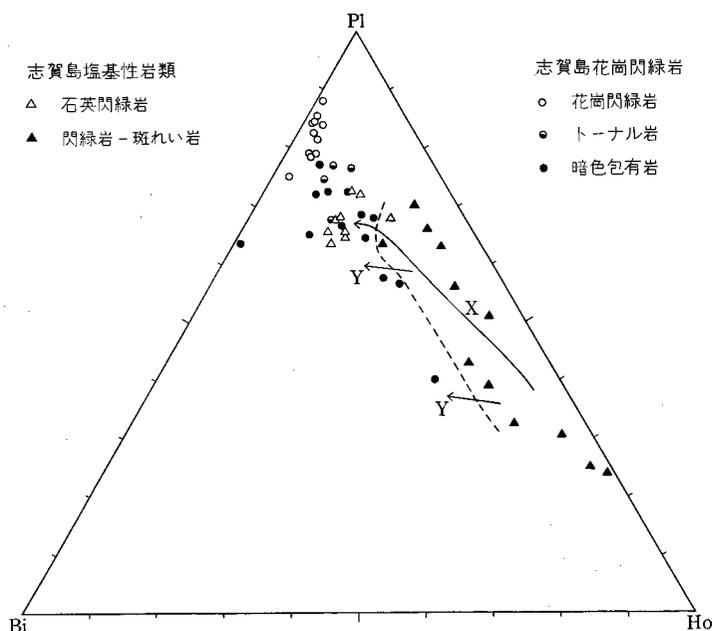
第23図 石英閃緑岩(Q)中にレンズ状・脈状に入り込むトータル岩(T)の露頭
志賀島東海岸黒瀬南東(Sk84)

灰長石-灰長石で、その組成は角閃石斑れい岩から石英閃緑岩まで一様に保たれている。不規則な形に融食され、変質・汚染されている。その量は角閃石斑れい岩→閃緑岩→石英閃緑岩と減少する。逆に、この順でリムの量は増加する。外套変晶以外の斜長石はリムと同じ傾向で量が増加し、変質・汚染されず、2-3層の漸移的累帯構造を示す。組成はAn19-64で、各岩型を通じてほぼ一様である。

- ③ 苦鉄質鉍物は普通角閃石と黒雲母が主である。角閃石は全岩型を通じて褐緑色の普通角閃石である。上述の結晶間の形態的な相互関係からみて、角閃石はソーダ質斜長石（外套変晶のコア以外の斜長石）と相前後して結晶したと考えられる。志賀島塩基性岩では角閃石がときに単斜輝石を包有する。黒雲母は斑れい岩質岩中では小形で角閃石と密接に伴い、より酸性の岩石になるほど、大形・多量化する。

混成作用の前半（斑れい岩質岩→閃緑岩）における特徴は、もとの苦鉄質鉍物→角閃石化、角閃石→黒雲母化とソーダ質斜長石の増加である（第24図のX方向）。後半（閃緑岩→石英閃緑岩）は、角閃石の著しい黒雲母化、石英+カリ長石の増加及び斜長石のソーダ質化によって特徴づけられる（第24図のY方向）。この後半の過程は志賀島花崗閃緑岩の暗色包有岩（IV. 5参照）に、より顕著に現れている。

- ④ 源岩は外套変晶のコアとして残る灰長石質斜長石を含むような斑れい岩質岩と推定される。細粒閃緑岩の源岩は、その組織からみて粗粒玄武岩質岩であろう。これらの源岩は三郡変成作用を受けていないので、花崗閃緑岩活動の先駆的な塩基性の貫入岩体とみられる。もとの苦鉄質鉍物については、単斜輝石の残晶がわずかに残されているほか、はっきりしたことは分らない。



第24図 志賀島塩基性岩類及び志賀島花崗閃緑岩と暗色包有岩のモード組成（唐木田, 1967）
 Pl：斜長石, Bi：黒雲母, Ho：普通角閃石

IV. 3 糸島花崗閃緑岩 (Gi)

糸島花崗閃緑岩(松本, 1951 命名)は博多-二日市構造線の西側の脊振山地を中心に, 北側の糸島半島にもみられ, 東西約 50km, 南北約 30km の広い範囲に分布する.

分布 糸島花崗閃緑岩の大部分は, 本図幅地域の西隣「前原」, 南西隣「浜崎」及び南隣「脊振山」図幅地域に分布し, 本図幅地域では, 岩体の北東部の一部が西区今宿周辺と飯場峠地域にみられるにすぎない.

貫入関係 三郡変成岩に調和的-準調和的に貫入する. 三郡変成岩類の大小のルーフペンダントが散在し, 飯場峠地域は飯場-雷山変成帯ルーフペンダントの北東端周辺部に当たる.

岩相 図幅外にみられる糸島花崗閃緑岩の主部は, 主に粗-中粒, 葉理構造を持つ花崗閃緑岩で, トーナル岩-石英閃緑岩の部分やまたかなり優白質の部分に伴う. 本図幅地域の飯場峠地域のものは, 主部のものより一般に苦鉄質鉱物を多く含み, 色指数 30% 前後のトーナル岩-石英閃緑岩で, 部分的に色指数 25% 前後の花崗閃緑岩に伴う. 他方, 今宿周辺のものは花崗閃緑岩である (第 7 表, 第 25 図).

角閃石・黒雲母に伴う径 2-3 mm のチタン石がしばしば認められる. 暗色包有岩は長さ数 cm から 20-30cm で多くはないが, 普通に含まれている. 柱状の普通角閃石と黒雲母の平行配列によって示される葉理構造の走向は, 東北東から西北西に変化し, 垂直に近い高角度で南または北に傾斜する. ルーフペンダントの周辺では, その方向に平行に変化する. 変成帯との接触部の 200-300m の範囲の一部にみられる主部より細粒で, 葉理構造の顕著な岩相では, 苦鉄質鉱物・珪長質鉱物がそれぞれ集まって, cm オーダーのレンズやプールのつくり, 鉱物の分布が不均質である.

顕微鏡下の性質

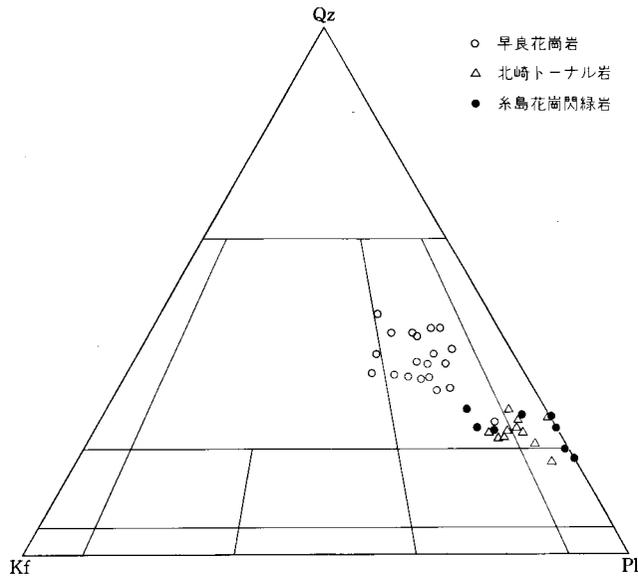
主成分鉱物: 斜長石・石英・黒雲母・普通角閃石.

副成分鉱物: カリ長石・チタン石・燐灰石・ジルコン・黒色鉄鉱・絹雲母・緑泥石・緑れん石・ぶどう石など.

モード組成を第 7 表・第 25 図に示す.

斜長石は径 0.4-3mm の半自形で, 漸移的な正規の累帯構造を示す. 組成は An34-57. まれには灰長石質 (An80-83) で, 部分的に変質したコアに伴う外套変晶に似た結晶がみられる. 多数の石英粒を包有して, ポイキリチック組織を示すことがある. そのさいしばしば, 客晶の石英が主晶の斜長石の外側に接する石英と同消光位をなしている. カリ長石は常にほかの鉱物の間を埋めて現れ, 一般に微斜長石構造を示さない. 時にミルメカイトがみられる. しかしカリ長石はきわめて少なく, 珪長質鉱物の 1% にも満たないものもある. 石英はほかの鉱物の間を埋め, 波動消光を示す.

普通角閃石は短柱状の半自形-他形をなし, 主に Z 軸の軸色が緑青色である. 時に結晶の中心部を占める褐色種が, 周縁の緑青色種に漸移していることがある. しばしば石英・斜長石粒をポイキリチックに包有する. (100) 上の双晶が多い. 黒雲母は一般に角閃石より小形で, 暗褐色, 他形の板状結晶をなす. 湾曲した結晶板が多い. ぶどう石を伴い, 緑泥石への変質がよくみられる. チタン石は黒雲母または角閃石に伴うことが多いが, 大形のものはいくさび形の単独結晶をなし, 最大径 2-3mm に達する.



第25図 糸島花崗閃緑岩・北崎トータル岩・早良花崗岩のモード組成 (唐木田, 1964にデータを追加)
北崎トータル岩は香椎地域の変成岩域の北側(「津屋崎」図幅地域)に分布するものも含む。

IV. 4 北崎トータル岩 (Gk・Dp・L)

北崎トータル岩(唐木田ほか, 1962命名)は, 糸島半島の西区北崎海岸(「前原」図幅地域)の模式地から能古島・志賀島をへて本図幅外の粕屋郡-宗像市に分布し, ほぼ北東-南西に延びた長さ50km, 幅10数kmの範囲を占めている。主体はトータル岩で, 花崗閃緑斑岩・ランプロファイアーの岩脈を伴う。ここでは, トータル岩・花崗閃緑斑岩・ランプロファイアーに分けて述べる。

IV. 4. 1 トータル岩 (Gk)

分布 本図幅地域では能古島の北半部・香椎南東部・志賀島の南端部にみられる。

貫入関係 能古島では三郡変成岩類の片状構造に調和的に貫入する。香椎の岩体は東西約500m, 南北約800mの岩株状である。志賀島では志賀島花崗閃緑岩に貫入された, 長さ500m前後の二つのルーフペンダントをなしている。北東隣の「直方」図幅地域では, 下部白亜系下関亜層群に貫入し, 古第三系に不整合に覆われる(第5図)。

岩相 能古島・志賀島の岩石は, 一般に淡い暗紫色を帯び, 粗粒で, 葉理構造と不明瞭な縞状構造を示す。香椎のものは能古島におけるよりも細粒である。縞状構造に平行または斜交した, 長石に富む細脈・薄層・レンズがよくみられる。葉理構造は三郡変成岩の片理面とほぼ平行している。北崎岩体の全体からみると, 葉理構造は本図幅地域で強く, 博多-二日市構造線を北東側にこえた図幅外の地域でしだいに弱くなり, 北東端部では塊状となる(唐木田, 1965)。香椎の岩株状岩体では葉理構造は不明瞭で

ある。

能古島の西海岸でみられるように、三郡変成岩との接触部の500-700mの範囲には中粒の周縁相がみられる。これは主部よりも細粒で、黒味がかり、変成岩と平行な葉理構造と縞状構造がより強く、長石質細脈・薄層をより多く伴う。また時に三郡変成岩との接触部には、著しく片状なアプライト質花崗岩相がみられる。暗色包有岩をときどき含む。形は葉理構造に平行な円盤状、不規則な帯状、岩脈状などで、大きさは長さ数cmから40-50cmである。岩質は閃緑岩質-角閃石斑れい岩質で、母岩より苦鉄質鉱物がやや多い。まれに変成岩の捕獲岩片を含む。

顕微鏡下の性質

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母。

副成分鉱物：単斜輝石・黒色鉄鉱・チタン石・燐灰石・ジルコン・緑れん石・電気石・ルチール・褐れん石など。

モード組成を第25図に示す。

北崎トータル岩が北部九州のほかの花崗岩類と異なる造岩鉱物の特徴として、次のことが指摘された(唐木田, 1965)：①長石が無数の塵埃状包有物を含むため肉眼的に紫色を帯びてみえる。②黒雲母は普通角閃石より大きく、多量で、著しく湾曲している。③普通角閃石の中心部にしばしば単斜輝石が包有されている。④石英が毛状のルーチルを部分的に多く含む。

斜長石は半自形で、c軸にのびたものが多い。中性長石で、ほとんどつねに累帯構造を示す。双晶が普通で、双晶片の湾曲がよくみられる。微細な包有物が結晶一面にちらばり、肉眼で紫っぽくみえる原因となっている。石英は間隙充填的で、液体包有物を普通に含み、波動消光を示す。ルーチルの毛状結晶を部分的に多く含む。カリ長石もほかの鉱物の間を埋めており、ポイキリチックに斜長石・角閃石・黒雲母粒を包有して大晶をなす傾向がある。微斜長石構造の明瞭なものは少ない。

普通角閃石は緑色種で、軸色がX=淡緑黄色からZ=濃褐緑色に変化するが、周縁部がより緑青色のことが多い。ときどき石英粒をポイキリチックに包有する。しばしば結晶の中心部には不規則な形の単斜輝石粒が含まれる。黒雲母は暗褐色種で、形がきわめて不規則な厚い板状晶をなし、(001)面が湾曲している。副成分鉱物のチタン石は普通小粒で、黒雲母によく伴うが、ときどき長さ1-3mmの大きい結晶をなす。

IV. 4. 2 花崗閃緑斑岩 (Dp)

分布・産状 能古島の西海岸では、北崎トータル岩体との接触部から約800m以内の三郡変成岩地域に幅十数m以下の花崗閃緑斑岩岩脈が分布する。肉眼的に長石が紫味を帯びていて、北崎トータル岩の本体(Gk)と同じグループに入れられる岩石である。北崎トータル岩本体との直接の関係は分からない。明確で、凹凸に富む境界をもって片状黒雲母ホルンフェルスに貫入する(第26図)。貫入方向は変成岩の片理に平行かまたは北20-30°東である。

岩相 岩脈の主部は中粒、塊状の花崗閃緑斑岩で、斑晶は長さ2-3mmの斜長石・角閃石・黒雲母と少量の石英からなる。変成岩との接触部から約50cmの範囲にみられる周縁相は、より細粒である。普通にみられる閃緑岩質包有岩は、母岩より細粒で、斑状-等粒状をなし、苦鉄質鉱物をより多く含み、



第26図 縞状砂質片岩 (B) に貫入する花崗閃緑斑岩 (G) の露頭境界はシャープで、凹凸がある。福岡市西区能古島西海岸大波戸崎 (Nk24)

径 10-30 cm の多少角張った形をしている。

顕微鏡下の性質

主成分鉱物：斑晶は斜長石・普通角閃石・黒雲母・石英。

石基は斜長石・普通角閃石・黒雲母・石英・カリ長石。

副成分鉱物：燐灰石・チタン石・鉄鉱など。

斜長石は北崎トータル岩本体のものと同じ特徴を示し、結晶全体に含まれる微細な包有物のために結晶が一面に曇ってみえる。斜長石斑晶は他形の単独結晶のときと数個の集合体をなす（集斑晶）ことがある。石基の結晶は長さ 0.2mm 前後の拍子木状をなす。漸移的な累帯構造を示し、コアが中性長石、リムがソーダ質灰曹長石である。石英は間隙充填鉱物・斑晶として少量みられ、多少波動消光を示す。カリ長石には格子状構造がみられない、ときに石英とカリ長石は微文象構造をなす。周縁相では石英とカリ長石の量が増加し、両者の連晶が多い。

苦鉄質鉱物の斑晶は 2-3mm 大の単角閃石結晶のこともあるが、多くは径 0.1-0.3 mm の角閃石と黒雲母の集合体からなり、鉄鉱を伴う。普通角閃石は不規則な柱状結晶をなす。一般にきわめて不均質で、結晶の主部は X = 淡黄緑色、Y ≒ Z = 濃褐緑色であるが、部分的に多色性が異なる。一般に周縁部がより淡色である。黒雲母のパッチをつねに伴い、ときには中心部に単斜輝石を含む。黒雲母は角閃石に伴うことが多いが、単独でも現れる。周縁相では主部岩相におけるより大形で、量も多い。大きい単独結晶はチタン石粒を伴うことが多い。

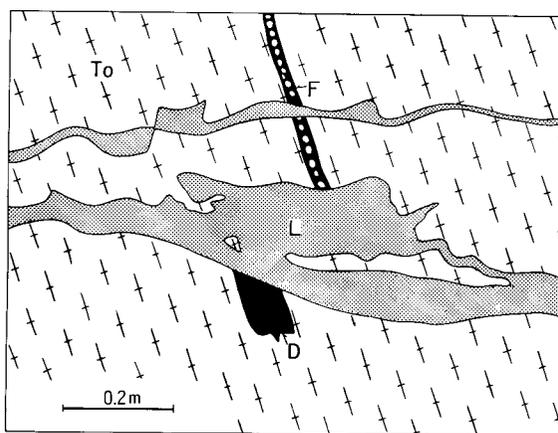
IV. 4. 3 ランプロファイアー (L)

北崎トータル岩に貫入するランプロファイアー岩脈は、トータル岩の節理系の生成と相前後して、それにそって貫入したものであり、岩脈が示す葉理構造は、伸張によって生成されつつあった母岩の交差

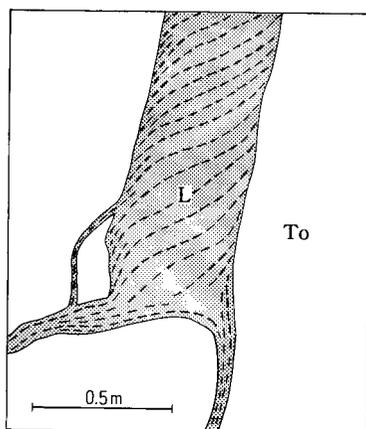
節理 (cross joint) にランプロファイアー岩脈が貫入・流動して形成されたと解釈される。

分布 北部九州では、ランプロファイアーは北崎トータル岩本体及びその接触変成帯に貫入するもの以外は知られていない。地域的には北崎トータル岩本体の南西部側、つまり糸島半島・能古島に比較的多い。主に北崎トータル岩本体内に分布し、変成岩側では北崎トータル岩本体との接触部付近に少しみられるだけである。

産状 能古島の海岸には角閃石ランプロファイアーが多数みられる (唐木田, 1965)。岩脈の主方向は北崎トータル岩の交差節理に平行のことが多いが、細い岩枝は縦節理 (longitudinal joints) や不特定の方向に向いている (第27・28図)。岩脈はトータル岩中の暗色包有岩やアプライト・ペグマタイト脈をシャープに切る (第28図)。ランプロファイアー岩脈がトータル岩の節理で切られていることもある。岩脈幅は



第27図 北崎トータル岩を切るランプロファイアー岩脈 (唐木田, 1965) ランプロファイアー岩脈 (L) は北崎トータル岩 (To) 中の暗色包有岩 (D) と長石貫脈 (F) を切る。能古島西海岸 (Nk12)



第28図 ランプロファイアー岩脈の葉理構造 (唐木田, 1965) L: ランプロファイアー, To: 北崎トータル岩。福岡市西区小田 (It7) (「前原」図幅地域)

数10cm-1m前後であるが、かなり膨縮する。時には周囲の北崎トータル岩壁岩と葉理構造を平行に保ったままのトータル岩塊が、ランプロファイアー岩脈に取り込まれていることがある。

岩相 大部分は角閃石ランプロファイアー（スペッサルタイト）で、黒雲母で特徴づけられるものは今津半島にわずかに分布する。角閃石ランプロファイアーは弱い定向配列を示す長柱状角閃石の斑晶を含むのが特徴である。中粒、黒色で、風化すると青色を帯びてくる。角閃石斑晶の配列は第29図のように、岩脈の周縁部では接触面に平行に近いが、内部ではそれと斜交しており、細い岩枝の部分では岩枝の方向に平行している。北崎トータル岩本体との接触部数cmの範囲にみられるランプロファイアーの周縁相は、角閃石斑晶が少なく、小さく、全体として緻密である。岩脈が厚いほど、全体として粒度が大きくなる。接触部のトータル岩には、はっきりした接触変成作用のあとは認められない。

顕微鏡下の性質

角閃石ランプロファイアー（スペッサルタイト）：

主成分鉱物：普通角閃石・斜長石・黒雲母。

副成分鉱物：石英・カリ長石・鉄鉱・燐灰石・チタン石など。

大形の柱状角閃石により斑状組織を示す。岩脈の端に近い部分のモード組成は、斜長石43.8（vol.%、以下同じ）、石英1.2、カリ長石0.2、角閃石46.8、黒雲母5・7、そのほか2.2である。

斜長石は主に長さ0.05-0.3mの拍子木状をなす。中性長石が主で、一部は灰青長石。小結晶はよりソーダ質である。多くの結晶は中心部がより石灰質な漸移的累帯構造を示す。一般にあまり変質されていないが、大きい結晶では、中心部が多少ソーシュライト化作用を受けて汚れていることがある。間隙充填物として、石英・カリ長石をわずかに含むことがある。

角閃石は長さ0.01-3mmの長柱状結晶をなす。柱の先端がばさばさに分かれ、柱面はでこぼこし、湾曲している。(100)の双晶が割合に多い。主にX=淡黄緑色、Y≒Z=濃緑青色、 $2V \alpha = 73-55^\circ$ であるが、一般に不均質で、しばしば周縁部が部分的にアクチノ閃石で占められている。ときに集斑晶をなす。黒雲母は一般に小形(0.02-0.3mm大)の暗褐色種で、単独で現れるほか、角閃石結晶にパッチ状に含まれている。

母岩との接触部に近い周縁部の岩相は、中心部のものに比べてより細粒で、角閃石の量が多い。小規模の岩脈ほど周縁部の鉱物は小さい。長柱状・針状角閃石の配列により著しい葉理構造が示されており、大きい斑晶の周りには、その外形に沿って小形の針状角閃石が配列している。接触部に近い部分には、母岩の北崎トータル岩に由来する斜長石・石英・角閃石の角張った捕獲結晶がしばしばみられる。捕獲結晶は少しも変質されておらず、境界はシャープであり、その外形に沿ったランプロファイアーの葉理構造がみられる。接触部から2-3mmの範囲の北崎トータル岩中には、接触面にほぼ平行した顕微鏡的な迂り面や破砕面がしばしば形成され、その面に沿ってランプロファイアーの細脈がしみこんでいることがある。この部分のトータル岩の鉱物は、迂り面に沿ってずれたり、部分的に多少破壊されたりしている。これに対し、ランプロファイアー側には、このような破砕作用のあとはまったく認められない。

IV. 5 志賀島花崗閃緑岩 (Gs・A)

井沢ほか(1985)により命名。それ以前(例えば唐木田, 1967など)には平尾花崗閃緑岩とされていた。模式地は本図幅地域の志賀島で, ここを中心に, 南西方の糸島半島北端の西ノ浦地域(「前原」図幅地域)と北東方の宗像市西部地域(「津屋崎」・「直方」図幅地域)にそれぞれ海をへだてて分布し, その範囲は長さ約30km・幅約8kmに及ぶ。北崎トータル岩体の中央部に貫入し, それと累帯深成岩体を構成しているという考えもある(井沢ほか, 1985; Nozawa and Tainosho, 1990)が, ここでは別々の岩体として扱う。

本図幅地域では志賀島にのみ分布し, ①花崗閃緑岩主岩相, ②志賀島塩基性岩類との接触部にみられるトータル岩相, そして③アダメロ岩-花崗閃緑岩の岩脈が識別される。ここでは①-③と①に伴う暗色包有岩に分けて述べる。

IV. 5. 1 花崗閃緑岩 (Gs)

分布・貫入関係 志賀島全島に分布する。島の南端部に分布する径1km前後の北崎トータル岩のルーフペンダントに貫入する。

岩相 中-粗粒で, 黒雲母のクロット(径2・3-数mm)と斑状カリ長石(径1cm前後)をいろいろの程度に含む。色指数は平均12.7である(第17図)。一般に暗色包有岩を多数含み, それが多い部分ほど暗色クロットが多く, 色指数も高い傾向がある。一般に苦鉄質鉱物・斜長石の配列による弱い葉理構造が認められ, その方向は局部的な変化を除くと, 北西-南東から西北西-東南東である。

顕微鏡下の性質

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母。

副成分鉱物: チタン石・鉄鉱・燐灰石・ジルコン・ルチール・褐れん石・緑れん石・方解石など。
モード組成を第17図に示す。

斜長石は一般に半自形で, 比較的厚い卓状晶をなす。組成はAn9-54で, 灰曹長石が多い。累帯構造は一般に弱い, まれには外套変晶に似た組成範囲の広い結晶もみられる。大部分の結晶は双晶を示す。カリ長石は間隙充填鉱物をなすほか, とくどき1cm大の斑状に成長し, ほかの鉱物をポイキリチックに包有する。多くの結晶はほとんど全面に微斜長石構造を示す。パーサイトは少ない。ミルメカイトもあまりみられない。石英と微文象構造をつくることがある。石英も間隙充填鉱物であるが, カリ長石に inclusion 込まれていることがある。微細な液体包有物を全面に含み, 弱い波動消光を示す。

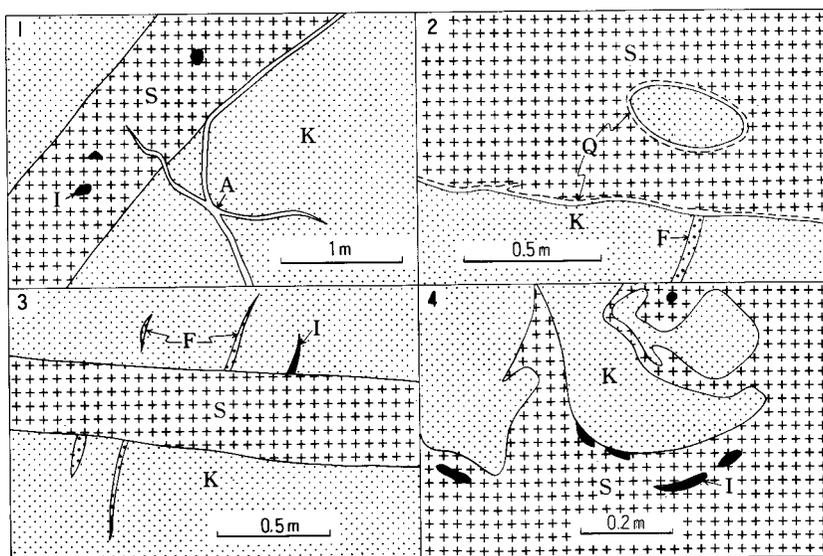
普通角閃石は, 淡緑黄色(X)から濃緑青色(Z)に多色性を示す。結晶の外形はほぼ柱状であるが, 周囲の黒雲母・石英・緑れん石結晶の突出によってかなり凹凸がある。黒雲母は(001)面の湾曲をほとんど示さない不規則な板状晶で, 暗緑褐色から淡緑黄色の多色性を示す。単独結晶のことが多いが, 角閃石には必ず伴われ, 薄い板状結晶の黒雲母が角閃石に包有されたり, 不規則に貫通している。黒雲母及び黒雲母と角閃石の集合部(クロット)には, チタン石・鉄鉱・緑れん石・褐れん石などが伴う。黒雲母はしばしば部分的に緑泥石に変質し, 劈開面に平行なレンズ状のぶどう石が結晶の内部にはさまっている。

ることがある。

チタン石は副成分鉱物のなかで最も多い。不規則な結晶粒をなし、多くは黒雲母に伴う。黒雲母結晶を縁どって細長く鎖状につらなったり、結晶内部で劈開面に沿ってはさまっている。また黒色鉄鉱を薄くとり巻いていることもある。褐れん石は部分的な累帯構造を示し、周囲に緑れん石を伴うことが多い。

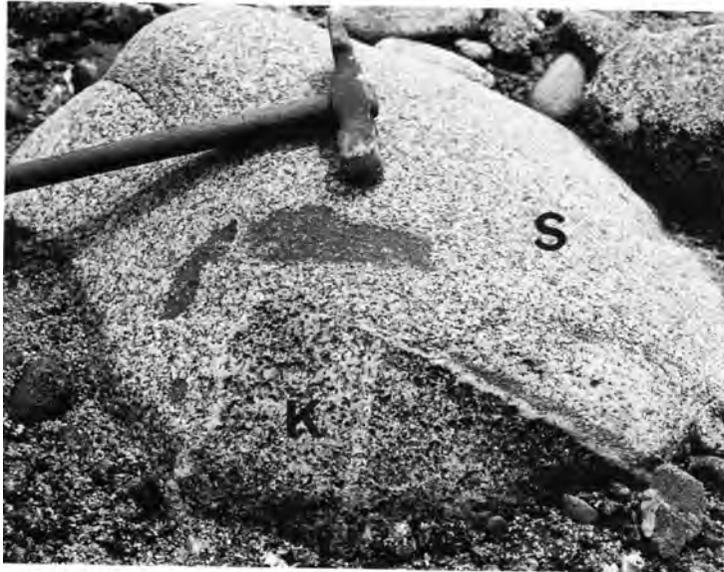
北崎トータル岩と志賀島花崗閃緑岩との関係 島の南部に分布する志賀島花崗閃緑岩は北崎トータル岩のルーフペンダントを伴い、一般に主部より多少優白質である。両岩が直接しているとき、接触部付近で両者の岩相には変化はなく、境界は明瞭である。しかしときには、志賀島花崗閃緑岩側の1cm前後の範囲が石英・長石に富むことや、石英-長石脈が境界に沿って入り込んでいることがある。北崎トータル岩を岩脈状に切る志賀島花崗閃緑岩が、北崎トータル岩の暗色包有岩や石英-長石脈を横切り、北崎トータル岩の捕獲岩片を取り込んでいる。

両岩が直接している露頭のスケッチを第29図に示す。1 (Sk116, 水平断面) では、幅約1mの志賀島花崗閃緑岩と北崎トータル岩との境界は明瞭で、その付近で両者の岩相に変化がない。2 (Sk117, 水平断面) の志賀島花崗閃緑岩は、北崎トータル岩中の長石質脈を横切り、北崎トータル岩の丸味を帯びた岩片を捕獲している。接触部の志賀島花崗閃緑岩側は幅1-0.5cmにわたり石英-長石質である。3 (Sk125, 垂直断面) の幅30-40cmの岩脈状志賀島花崗閃緑岩は、北崎トータル岩の暗色包有岩と長石質脈を横切っている。4 (Sk123, 垂直断面) の志賀島花崗閃緑岩には、北崎トータル岩との境界にほぼ平行した弱い葉理構造と暗色包有岩の配列がみられる。第30図は転石 (Sk123B) でみられる志賀島花崗閃緑岩中の北崎トータル岩の捕獲岩塊である。志賀島花崗閃緑岩は接触部で石英-長石質になり、北崎トータル



第29図 北崎トータル岩に貫入する志賀島花崗閃緑岩 (唐木田, 1967)

K:北崎トータル岩, S:志賀島花崗閃緑岩, A:アプライト脈, Q:接触部に濃集した石英・長石, F:北崎トータル岩中の長石質脈, I:暗色包有岩, 1:Sk116(水平断面), 2:Sk117(水平断面), 3:Sk125(垂直断面), 4:Sk123(垂直断面), 福岡市東区志賀島南海岸



第30図 志賀島花崗閃緑岩 (S) 中の北崎トータル岩 (K) の捕獲岩の転石
志賀島南海岸南ノ浦岬東の転石 (Sk123B)

ナル岩の長石質脈を切る。

IV. 5. 2 トータル岩相

産状 トータル岩相は志賀島花崗閃緑岩の主岩相 (Gs) が志賀島塩基性岩類 (Gb) に接する周縁相として、または主岩相に接近した塩基性岩類中の不規則な脈状・レンズ状岩体として出現する。志賀島花崗閃緑岩本体とは比較的急激に移過する。①北部海岸の露頭 (Sk57) では、塩基性岩類の石英閃緑岩に接して、幅 10cm 前後の膨縮するトータル岩のゾーンがみられる。部分的には石英閃緑岩に細かく入り込み、反対側の比較的苦鉄質鉱物の多い主岩相とは漸移的である (第 22 図)。②北東海岸では、ほぼ一定の方向にのびた不規則な脈状・レンズ状のトータル岩が石英閃緑岩や中粒閃緑岩中に入り込んでいる。両者の境界は部分により明瞭なことで、漸移的なことがある (例えば第 23 図)。

岩相 岩石は中-粗粒で、一般に弱い葉理構造を示す。径数 mm-1・2cm の、主に黒雲母からなる苦鉄質鉱物のクロットが普通にみられる。

顕微鏡下の性質

主成分鉱物・副成分鉱物の種類は主岩相の花崗閃緑岩と同じ。主岩相に比べて、色指数は大きく (平均 22.5) (第 17 図)、(石英+カリ長石) / 斜長石比が小さく (第 17 図)、普通角閃石 / 黒雲母比は高い (平均 0.63) (第 17 図) (唐木田, 1967)。

斜長石は、主岩相のものより石英に対する自形度が高い。組成は An31-54 で、累帯構造は主岩相におけるよりも少ない。カリ長石は明瞭な微斜長石構造を示し、パーサイト構造やミルメカイトはあまりみられず、主岩相のものに似ている。黒雲母は全般的に主岩相のものより小形で、薄く、自形度の高い

板状晶である。普通角閃石もまた比較的自形度の高い柱状結晶をなす。

IV. 5. 3 アダメロ岩 - 花崗閃緑岩質岩脈 (A)

産状 岩脈として、志賀島花崗閃緑岩主岩相・トーナル岩相及び志賀島塩基性岩類に貫入する。このうち志賀島花崗閃緑岩主岩相に貫入する岩脈は、その交差節理に平行な北北東-南南西あるいは北東-南西方向にまっすぐ伸び、急角度で傾斜することが多い。一般に岩脈幅は2・3mあるいはそれ以下であるが、ときには約100mの露出幅を示すことがある。アブライトの細脈をよく伴う。母岩との境界は明瞭で、両者の岩相は境界部でほとんど変化しない。しかし時に岩脈の周縁部が多少苦鉄質鉱物に富み、より細粒になることや周縁部が石英-長石質になることがある。比較的角張った主岩相の捕獲岩片を含む。

岩相 主な岩石は中粒、塊状で、黒雲母のクロットや斑状カリ長石を含み、アダメロ岩-花崗閃緑岩である。部分的には弱い葉理構造を示す。このほか、大形の黒雲母・カリ長石を含む塊状の粗粒岩相や、アブライト質の細粒岩相もみられる。暗色包有岩を少し含むことがある。

顕微鏡下の性質

主成分鉱物：斜長石・カリ長石・石英・黒雲母。

副成分鉱物：普通角閃石・チタン石・黒色鉄鉱・緑れん石・燐灰石・ジルコン・褐れん石・絹雲母・緑泥石など。

斜長石は半自形で、一般的に志賀島花崗閃緑岩のものより絹雲母化などの変質作用を強く受けている。志賀島花崗閃緑岩のものより小形で、累帯構造はやや著しく、双晶の発達はやや劣る。組成は志賀島花崗閃緑岩のものと同様で、灰曹長石である。カリ長石は志賀島花崗閃緑岩のものと同様に、ほとんど全面に微斜長石構造を示す。パーサイトやミルメカイトは少ない。石英はサブグレイン化の傾向があり、弱い波動消光を示す。黒雲母は志賀島花崗閃緑岩のものより自形度の高い板状結晶をなす。ときに小形の普通角閃石粒と黒雲母片の混在した柱状集合体が見られる。角閃石の仮像であろう。

IV. 5. 4 志賀島花崗閃緑岩中の暗色包有岩

志賀島花崗閃緑岩には、明らかに堆積岩または変成岩起源と判断される捕獲岩はきわめて少なく、ほとんどがいわゆる暗色包有岩である。これらは産状・岩質からみて、志賀島塩基性岩類から由来したものと考えられる(唐木田, 1967)。

産状 志賀島花崗閃緑岩中の包有岩(以下この項では、暗色包有岩の意味につかう)の量は、部分的に変化するが、少ないところでも、一つの露頭には必ず2・3個含まれているほど普遍的である。大きさは数cmから数10cm、まれにそれ以上に及ぶ。広域的にみると志賀島塩基性岩類に接近した志賀島花崗閃緑岩が包有岩を多く含む傾向にある。

包有岩の形・組織は一般に母岩の葉理構造に調和的である。母岩の志賀島花崗閃緑岩が塊状のときは包有岩も塊状で、角のとれた不規則な形をもち、母岩が葉理構造を示すときは包有岩の鉱物も概してそれに平行に並び、形は円盤状で、母岩の構造に平行に配列する。

一つの露頭には岩相の異なる包有岩が混在するが、個々の包有岩は一般に岩質・組織が均質で、母岩との接触部で変化することはほとんどない。母岩の岩質・組織も境界付近で特に変化しない。しかしと



第31図 志賀島花崗閃緑岩中の分割されかかっている暗色包有岩の露頭
志賀島東海岸二見岩(Sk51)

きには、境界が一部ぼやけて、包有岩の内部が不均質なことや、まれには境界が完全にぼやけて幽霊状のシュリーレンをつくることがある。また志賀島花崗閃緑岩が一つの包有岩に脈状に侵入して、包有岩がいくつかのブロックに分割されたようにみえるところもある（第31図）。

岩相 包有岩は母岩の志賀島花崗閃緑岩より暗色・細粒で、石英閃緑岩-閃緑岩である。概観すれば、志賀島塩基性岩類の石英閃緑岩に類似し、角閃石斑れい岩・モンゾ斑れい岩・中粒閃緑岩に相当するものは包有岩としてほとんど全くみられない。主な岩相は中-細粒で、針状角閃石が目立つもの；細粒の石基に斜長石・角閃石、ときに黒雲母の斑晶（2-4mm大）が散点するもの；斜長石斑晶が増加し、トータル岩に近いものなどである。ときどき肉眼で認めうる大きさのチタン石が散在し、時には径2mmに達するものがある。

顕微鏡下の性質

主成分鉱物：斜長石・黒雲母・普通角閃石。

副成分鉱物：石英・カリ長石・燐灰石・ジルコン・チタン石・黒色鉄鉱など。

モード組成を第17図に示す。包有岩が志賀島塩基性岩類と異なる特徴の一つは、色指数が同程度であっても角閃石／黒雲母比がより低いことである（第24図）。

斜長石は半自形-他形で、細粒岩では拍子木状、中粒岩では厚い板状結晶をなす。漸移的な累帯構造を示すものが多く、組成範囲は志賀島塩基性岩のものとはほぼ等しい。時に、著しく絹雲母化した石灰質内核を持つ外套変晶がみられる。斑晶状斜長石は自形度が高く、小形の黒雲母・粒状角閃石・黒色鉄鉱や針状燐灰石を多数包有することが多い。カリ長石は明瞭な格子構造を示し、ほかの鉱物の間を埋めている。ときにミルメカイトがみられる。石英は微細な包有物を多く含み、弱い波動消光を示す。

普通角閃石は一般に不規則な柱状で、小形-斑晶状である。ときに小形結晶が集まって、全体として

柱状の集斑晶を形成することがある。多色性はX=淡緑黄色、Y=緑褐色、Z=緑青色で、志賀島塩基性岩類・志賀島花崗閃緑岩のものと同じである。多くの黒雲母は不規則な板状で、角閃石に伴う。斜長石と接するものは斜長石の突出により外形が不規則なことが多い。

成因 志賀島花崗閃緑岩の包有岩は、志賀島花崗閃緑岩マグマによってある程度混成作用を受けた志賀島塩基性岩類が、志賀島花崗閃緑岩に破壊・捕獲され、さらに同化作用を受けた岩片である。つまり、志賀島花崗閃緑岩に伴う志賀島塩基性岩類が包有岩の源岩である。それは次のような観察から推定される(唐木田, 1967)。

- ① 志賀島塩基性岩塊の周縁部を構成する石英閃緑岩は、志賀島花崗閃緑岩のトータル岩相の不規則岩脈に貫かれ、トータル岩の量が多くなるにつれて、小さい岩片に細分化し、包有岩の形態をとるようになる。
- ② 包有岩類は志賀島塩基性岩類と同じように、斜長石外套変晶を含む。斜長石の組成範囲は包有岩と塩基性岩類とでほとんど等しい。
- ③ 包有岩の角閃石/黒雲母比は、同程度の色指数をもつ塩基性岩類のものより低い(第24図)。このことは塩基性岩類が志賀島花崗閃緑岩に分割・捕獲されたあとで、さらに角閃石の黒雲母化が進行したことを示している。塩基性岩類における混成作用が第24図の矢印Xの方向、つまり角閃石→黒雲母化と斜長石の増加の方向に進んだのに対し、包有岩の志賀島花崗閃緑岩による同化作用は、石英・カリ長石・斜長石の増加とともに、角閃石の黒雲母化が主役を演じ、矢印Yの方向に進んだと考えられる。
- ④ このような同化作用は、志賀島花崗閃緑岩の固結作用の後期には弱まり、包有岩の岩質を大きく変化させるほどのものではなかった。そのことは包有岩塊が均質で、接触部で岩相が変化したり、境界が漸移的なことがあまりないこと、一つの露頭において、岩質の異ったものが混在していることなどから推定される。包有岩の性質の大部分は、現在の位置にもたらされる以前にほぼできあがっていたと考えられる。
- ⑤ 包有岩の源岩の多くは志賀島塩基性岩塊の周縁部をなす石英閃緑岩であるが、そればかりでなく、より内部の塩基性岩も包有岩になりえたということは、志賀島花崗閃緑岩が静かな状態で定置したのではなく、塩基性岩類に対する同化作用が相当に進んだあとになっても、部分的にはしばしば流動を繰り返して、塩基性岩体を内部まで破壊し、それを包有岩として運び去ったことを示している。
- ⑥ 志賀島花崗閃緑岩はまれではあるが斜長石外套変晶や、部分により苦鉄質鉱物のクロットを含んでいたり、包有岩の多い志賀島花崗閃緑岩は、少ない部分よりも多少色指数が高いことがある。このことは志賀島花崗閃緑岩が塩基性岩類によって汚染作用(contamination)を受けたことを示すものであろう。
- ⑦ 母岩の志賀島花崗閃緑岩の葉理構造の有無が包有岩の形態及び鉱物配列を支配している。このことは包有岩が母岩にとりこまれた当時、かなりプラスチックであったことを示唆している。

IV. 6 ^{さわら}早良花崗岩 (Gw)

富田ほか(1957)命名。模式地は本図幅地域南部の早良区-城南区の油山周辺。

分布 岩体の主要部分の本図幅地域に含まれる。西は福岡・前原市境、東は嘉穂郡・粕屋郡・太宰府市の境界付近、南は福岡・佐賀県境付近に及び、東北東-西南西約25km、北北西-南南東約18kmの範囲に分布する。

地質関係 本図幅地域では三郡変成岩と糸島花崗閃緑岩に非調和的に貫入し、博多-二日市構造線の東側の岩体は三郡変成岩と朝倉花崗閃緑岩に貫入している。福岡市街地区において岩体の北部が古第三系に不整合に覆われる。

岩相 粗粒岩相と細粒岩相が識別される。前者は岩体の主部を構成し、後者の大部分は岩体の周縁部に分布する。両者は漸移的に移化したり、細粒岩相が大小の岩脈あるいはポケットをなして、粗粒岩相を貫くことがある。細粒岩相はペグマタイト・アプライトをよく伴う。西区長垂のペグマタイトがその好例である。

粗粒岩相：灰色、粗粒で、大形のカリ長石による斑状組織を示す。一般に塊状であるが、弱い葉理構造が時に認められる。暗色包有岩はきわめてまれである。

カリ長石斑晶は一般に長さ0.5-3cmで、時に5-6cmに達する。(010)面に厚い、自形度の高い卓状晶で、ときにカールスバド双晶が肉眼でも認められる。こまかい黒雲母を包有する。カリ長石斑晶の量は地域によってかなり変化し、露頭面上で1m²当り20-1510個である。個数の多い部分ほど結晶が大きくなる傾向を示す。葉理構造と線構造は卵形の石英や卓状斜長石の平行配列によって示される。葉理面は主に走向が北西-南東から西北西-東南東で、傾斜が南に40-90°、線構造はこの面上で20-45°南落ちである。まれにみられる暗色包有岩は、ほとんど黒雲母だけからなる平板状の集合体(直径1-3cm、まれに10cm)と黒雲母・石英・長石などからなるレンズ状・岩脈状の黒っぽい雲状岩塊(幅数cm-1m)である。

細粒岩相：細粒、塊状で、カリ長石斑晶も粗粒岩相のものより小さい。粗粒岩相より多くの白雲母を含み、時にざくろ石を伴う。そのほかは粗粒岩相とほぼ同じである。

顕微鏡下の性質

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母。

副成分鉱物：白雲母・燐灰石・ジルコン・モナズ石・鉄鈦などと細粒岩相のざくろ石。

モード組成を第25図に示す。ほとんどが花崗閃緑岩の領域にプロットされている。これは、後述のようにカリ長石が大形であるため、普通の岩石薄片では実際よりもカリ長石が少なく測定されたことによる可能性がある。色指数は10%以下である(唐木田, 1964)。

斜長石は灰曹長石で、一般に半自形。大部分の結晶は双晶を示す。弱い繰返し累帯構造が普通にみられる。石英は1-5mm大に集合して、斜長石の間を埋めることが多い。帯状-数珠状につらなる点状の包有物を普通に含む。弱い波動消光を示す。カリ長石はほかの鉱物の間隙を充填し、同時に斑状に成長して、小形の石英・斜長石・黒雲母をポイキリチックに包有することが多い。ミルメカイトは少ない。

典型的な微斜長石構造は認められない。時にパーサイト構造を示す。

黒雲母は長さ0.3-1.3mmの厚い不規則板状晶をなし、暗緑褐色種である。時に、劈開片の湾曲や緑泥石への部分的変質がみられる。白雲母は黒雲母に伴うことが多いが、また斜長石や、時にカリ長石に包有されている。

モナズ石 花崗岩の副成分鉱物をなすモナズ石は早良花崗岩から日本ではじめて報告された(唐木田, 1964)。北部九州花崗岩類では勝山・嘉穂花崗岩に少し含まれ、早良花崗岩体では普遍的にみられるようになり、最晩期の佐賀岩体で最も多量になる。モナズ石の性質は椀掛けによって濃集した結晶粒について観察された(唐木田, 1964)。

相対含有量：粗粒岩相の含有量が細粒岩相の約1.5倍。細粒岩相の優白質岩はモナズ石をほとんど含まない。モナズ石/ジルコン結晶数比は、2.6-20.4にわたり、一般に粗粒岩相のものが細粒岩相のものより大きい。

結晶の形：一般に(110)柱面がよく発達してC軸にのびた柱状結晶をなす。このほかに認められた結晶面は(100), (010), (111), (011), ($\bar{1}11$), (101), ($\bar{1}01$), ($\bar{3}11$)などである。またパーティングには(001)と、まれに(100)がみられる。

大きさ：長さの最大は0.7mm, 最小は0.06mmで、一般に粗粒岩相のものが細粒岩相のものより大きい。最大の結晶は風化した早良粗粒岩相から流出・堆積した川床堆積物の重鉱物層から抽出された。最小のものは細粒岩相の岩石から直接抽出された両錐結晶である。

色：結晶により、黄褐色、褐黄色、緑黄色。半透明-不透明。顕微鏡下ではわずかに多色性を示し、Z・Yは褐色味が強く、Xは緑黄色がまさり、より淡色である。

包有物：一般に少ない。屈折率がより高く、長柱状でジルコンらしい結晶と、屈折率がより低く、不透明に近い柱状-卵形結晶などがみられる。これに対し、共存するジルコンがモナズ石の小晶を包有し

第8表 早良花崗岩のモナズ石の化学組成 (唐木田, 1964)

Oxide	Weight %	Atomic ratios (O=16)
CaO	0.51	0.08
MgO	0.14	0.04
MnO	none	
Ce ₂ O ₃	29.20	1.64
[La,Nd] ₂ O ₃	32.32	1.81
[Y] ₂ O ₃	2.06	0.17
Fe ₂ O ₃	0.10	0.02
ThO ₂	4.47	0.16
SnO ₂	0.48	0.03
UO ₃	none	
SiO ₂	1.54	0.24
Al ₂ O ₃	0.67	0.13
P ₂ O ₅	28.80	3.75
H ₂ O(+)	0.26	
H ₂ O(-)	0.12	
Total	100.67	

分析者 今野 弘

産地：福岡市西区重溜北東500m (Ar219)

第9表 早良花崗岩のモナズ石の格子定数 (唐木田, 1964)

	a_0 (Å)	b_0 (Å)	c_0 (Å)	β	V (Å ³)
Ar 219	6.814	7.018	6.483	103°36'	301.3
Ar 22	6.801	7.052	6.484	103°38'	302.2

ていることがある。モナズ石はある時期にはジルコンと相前後して晶出したのであろう。

化学組成：分析値を第8表に示す。分析試料は風化崩壊した早良粗粒岩相から流出・堆積した重鉱物層 (Ar219) からとられた。普通のモナズ石に比べてUとTh含有量が少ない。

格子定数：化学分析試料と同様な産状のモナズ石 (Ar219; Ar22) のX線粉末データ (唐木田, 1964, 第8表) から計算された格子定数を第9表に示す。

^{ながたれ}**長垂のペグマタイト** 西区長垂海岸のペグマタイトは「長垂の含紅雲母ペグマタイト岩脈」として1934年1月22日に国指定天然記念物に指定され、ピンクのリシア雲母やリシア電気石を含むことで有名である。柴田 (1934) はペグマタイトを5種類に区分し、含有鉱物を研究している。

産状：ペグマタイト岩脈群は北20-50°西方向に貫入し、脈幅は1m前後から大きいものは200-300mに達する。母岩は主に糸島花崗閃緑岩である。この分布域は、地質的にみると早良花崗岩に貫入された接触部の糸島花崗閃緑岩に当たる。この付近には早良花崗岩の細粒岩相の白雲母黒雲母花崗岩の岩脈もみられる。第32図に糸島花崗閃緑岩に貫入するペグマタイト岩脈の例を示す。地質図には、ペグマタイトは早良花崗岩として塗色されている。

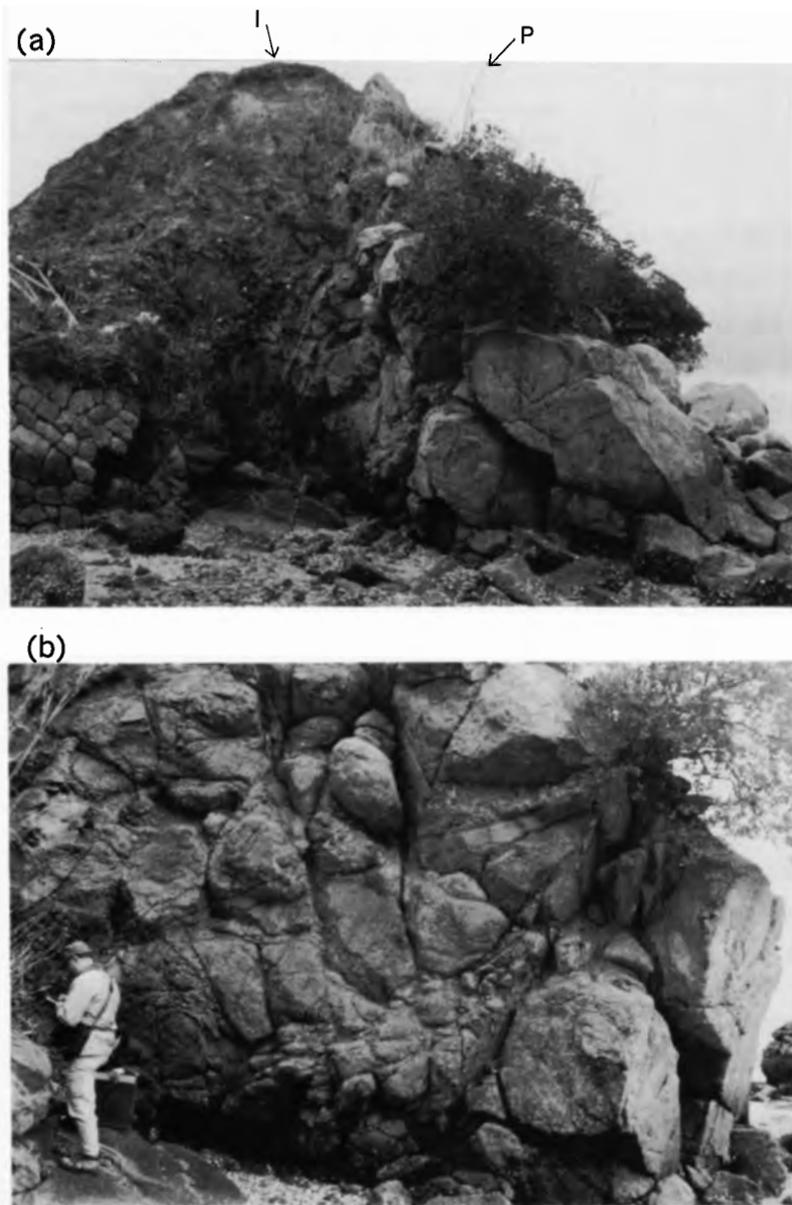
鉱物：ペグマタイトの主要構成鉱物は石英・曹長石・灰曹長石・微斜カリ長石・白雲母・黒雲母。このほかに希元素を含む鉱物が多産し、ここで発見された鉱物種は70以上とも言われている (石橋, 1982)。注目される主な鉱物は、リシア雲母・リシア電気石・亜鉛尖晶石・モンモリロン石・緑柱石 (岡本, 1944)。そのほかモナズ石・変種ジルコン・燐灰石・黄玉・ざくろ石・燐灰ウラン石・ポルクス石・マイクロ石・タンタル石・コロンブ石・モンテプラス石・ペタル石などが見いだされている。

IV. 7 佐賀花崗岩 (Gg)

この花崗岩体の北端の一部が、本図幅地域の南西端にわずかに分布する。本図幅地域からはサンプルもとられていないので、簡単な記載にとどめる。

分布・貫入関係 佐賀花崗岩 (唐木田ほか, 1962命名) の模式地は脊振山地南麓で、主に佐賀県佐賀郡・佐賀市から鳥栖市にかけての地域と福岡市南西部地域に分布する。後者は飯場-雷山変成帯の南東縁から南東方に、福岡・佐賀県境をなす脊振山系の稜線にそって脊振山まで約12km、細長い三角形様の分布域をなす。三郡変成岩類・糸島花崗閃緑岩・早良花崗岩に非調和的に貫入する。

岩相 細粒の白雲母黒雲母花崗岩-黒雲母花崗岩で、モナズ石を含む。ざくろ石を含む部分とそうでない部分がある。一般に塊状であるが、葉理構造を示す部分もある。しばしば岩相が急激に変化したり、多少岩相の異なる岩脈が互いに切りあうことがある。一般にペグマタイト・アプライトを伴う。



第32図 糸島花崗閃緑岩に貫入する国指定天然記念物「長垂のペグマタイト岩脈」の露頭
 I：糸島花崗閃緑岩，P：ペグマタイト，bはaのペグマタイト部分の近接写真。このペグマタイトは白雲母を含むが、
 リシア雲母は見あたらない。ペグマタイト中には幅30-40cmの縞状アプライト-アプライト質花崗岩岩脈がみられる。糸
 島花崗閃緑岩に対する貫入面は、走向北40°西で、南西に70°傾斜する。福岡市西区長垂海岸(福岡市教育委員会提供)

顕微鏡下の性質

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・白雲母。

副成分鉱物：ジルコン・モナズ石・燐灰石・ざくろ石・褐れん石・鉄鉱など。

斜長石は灰曹長石-中性長石で径0.4-2mmあるいはそれ以上の自形-他形結晶である。累帯構造が普通にみられる。カリ長石は間隙充填鉱物で、波動消光を示し、微斜長石構造はみられない。ミルメカイトが多い。石英は波動消光を示し、一部はサブグレイン化する。黒雲母は長さ約1mm以下の不規則な板状結晶をなす。白雲母が現れるときには、黒雲母と斜長石に伴う。斜長石には、薄い板状結晶として包有されていることが多い。

IV. 8 化学組成

主成分：高橋（1985MS）は北部九州の花崗岩類の約300サンプルについて、蛍光X線分析（Rigaku KG-X）を行っている。それらのうち、本図幅地域から唐木田が採集したサンプルによる糸島花崗閃緑岩・北崎トータル岩・志賀島花崗閃緑岩・早良花崗岩の代表的分析値を第10表に示す。

北部九州主部花崗岩類を全体的にみると、日本の花崗岩類の平均値（Aramaki *et al.*, 1972）に比べて、 Al_2O_3 と Na_2O が高く、全Feが低く、ほかの成分はほぼ等しい（Shibata *et al.*, 1958, 1960a, b；柴田編, 1967；高橋, 1985MS）。しかし岩体ごとにみると、少し異なる。志賀島花崗閃緑岩の化学組成の特徴は、第33図の主成分変化図で見られるように、北部九州主部花崗岩類全体の特徴によく似ている。日本平均に比べて、糸島花崗閃緑岩では Al_2O_3 がほぼ等しく、北崎トータル岩では Al_2O_3 が少し低く、 K_2O が高い。早良花崗岩では K_2O が日本平均より低い（高橋, 1985MS）。

Sr含有量：北部九州主部花崗岩類は、Sr含有量の多いことが一つの特徴で、高Sr花崗岩と呼ばれる（Izawa *et al.*, 1989；井沢ほか, 1990など）。高Srと低Sr花崗岩類の区分図（第34図）に、糸島花崗閃緑岩・北崎トータル岩・志賀島花崗閃緑岩及び早良花崗岩のSrの分散範囲と本図幅地域のサンプルのプロットを示す（高橋, 1985MS）。糸島花崗閃緑岩を除くほかの3花崗岩類ではSrが SiO_2 の増加につれて減少しながら高Sr領域におさまっているが、糸島花崗閃緑岩のSrは SiO_2 が低い岩石では低Sr領域にあり、 SiO_2 の増加につれて高Sr領域に入って行き、 SiO_2 -Sr関係がほかの花崗岩類のものと逆である（第34図）。このように高Sr花崗岩類には2つのタイプが識別される（Izawa *et al.*, 1989；井沢ほか, 1990）。本図幅地域外の朝倉花崗閃緑岩と鞍手花崗閃緑岩も糸島花崗閃緑岩タイプの高Sr花崗岩類に属する。

IV. 9 放射年代

放射年代値：これまで放射年代が測定されていなかった志賀島花崗閃緑岩に対する年代測定が、本報告の研究過程で実施された（第11表）。これまでに本図幅地域の試料によって測定されたK-Ar・Rb-Sr・Pb- α 年代を、第12表に示す。このほか、長垂のペグマタイトのリシア雲母と白雲母のRb-Sr年代が早瀬・石坂（1967）によって2個測定されている。新しい壊変定数（Steiger and Jager, 1977）で再計算し

第10表 「福岡」 図幅地域の花崗岩類の代表的化学組成 (高橋, 1985MS)

岩 体	糸島花崗閃緑岩		北 崎 ト ー ナ ル 岩			志 賀 島 花 崗 閃 緑 岩					早 良 花 崗 岩				
	No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	59.42	60.72	61.46	61.25	70.97	61.94	66.95	67.03	70.84	72.20	70.86	72.10	72.25	73.23	
TiO ₂	0.54	0.48	0.55	0.59	0.22	0.52	0.35	0.34	0.20	0.19	0.23	0.21	0.19	0.16	
Al ₂ O ₃	17.60	17.84	16.93	16.32	15.10	17.35	16.41	16.56	15.53	14.81	15.81	15.54	15.57	15.22	
Fe ₂ O ₃	7.02	6.70	5.61	5.88	2.22	5.12	3.36	2.97	1.98	1.75	2.20	1.87	1.84	1.80	
MnO	0.17	0.16	0.12	0.12	0.05	0.10	0.08	0.08	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	
MgO	2.80	1.95	2.51	2.43	0.81	2.28	1.49	1.37	0.81	0.76	0.46	0.45	0.43	0.37	
CaO	6.79	6.56	5.76	5.42	2.23	5.58	3.85	3.21	2.35	2.22	2.66	2.12	2.48	2.14	
Na ₂ O	3.54	3.60	4.22	3.31	3.19	4.25	4.74	4.29	4.27	4.00	4.01	4.05	4.25	4.32	
K ₂ O	1.22	1.19	1.94	3.28	4.63	1.72	1.76	2.95	3.50	3.43	3.30	3.52	2.93	2.84	
P ₂ O ₅	0.26	0.22	0.24	0.24	0.09	0.28	0.16	0.14	0.08	0.08	0.10	0.09	0.10	0.06	
H ₂ O	1.09	1.12	0.85	0.98	0.64	0.90	0.81	0.99	0.65	0.77	0.56	0.62	0.62	0.57	
Total	100.45	100.54	100.19	99.81	100.15	100.04	99.96	99.93	100.27	100.26	100.25	100.60	100.71	100.77	
微量成分															
S	52	141	65	135	58	239	84	98	57	56	55	57	72	56	
Cl	124	105	226	394	214	136	122	98	115	151	64	686	47	256	
Co	12	19	20	13	24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ni	13	20	19	26	21	0	19	0	0	0	0	0	0	0	
Cu	0	11	0	21	15	40	0	0	0	0	0	272	0	0	
Zn	13	102	58	80	22	74	60	82	42	50	64	68	68	91	
Ga	12	29	26	24	10	33	27	29	37	30	19	31	30	0	
Rb	55	68	53	133	211	78	86	156	143	157	96	160	97	145	
Sr	360	326	406	382	266	696	432	600	331	292	457	320	378	473	
Y	21	25	20	30	21	24	14	26	16	8	17	17	12	30	
Zr	93	102	55	164	107	107	99	177	87	82	161	123	136	144	
Nb	0	25	0	37	15	0	23	22	0	15	0	0	31	14	
Ba	404	261	251	844	651	597	365	1150	462	573	900	956	866	835	

1: 福岡市西区飯場峠北東方1 km (21201)

2: 福岡市西区金武南西方1.3km (15701)

3: 福岡市東区志賀島南海岸金印発光碑下 (Sk123a)

4: 福岡市西区能古島西海岸大波戸崎北東方1 km (Nk17)

5: 福岡市西区能古島西海岸大波戸崎北東方800m (Nk27)

6: 福岡市東区志賀島東海岸黒瀬南方200m (Sk154) (石英閃緑岩)

7: 福岡市東区志賀島西海岸大崎 (Sk201a)

8: 福岡市東区志賀島東海岸黒瀬南方150m (Sk156c)

9: 福岡市東区志賀島東海岸二見岩北西方200m (Sk50a)

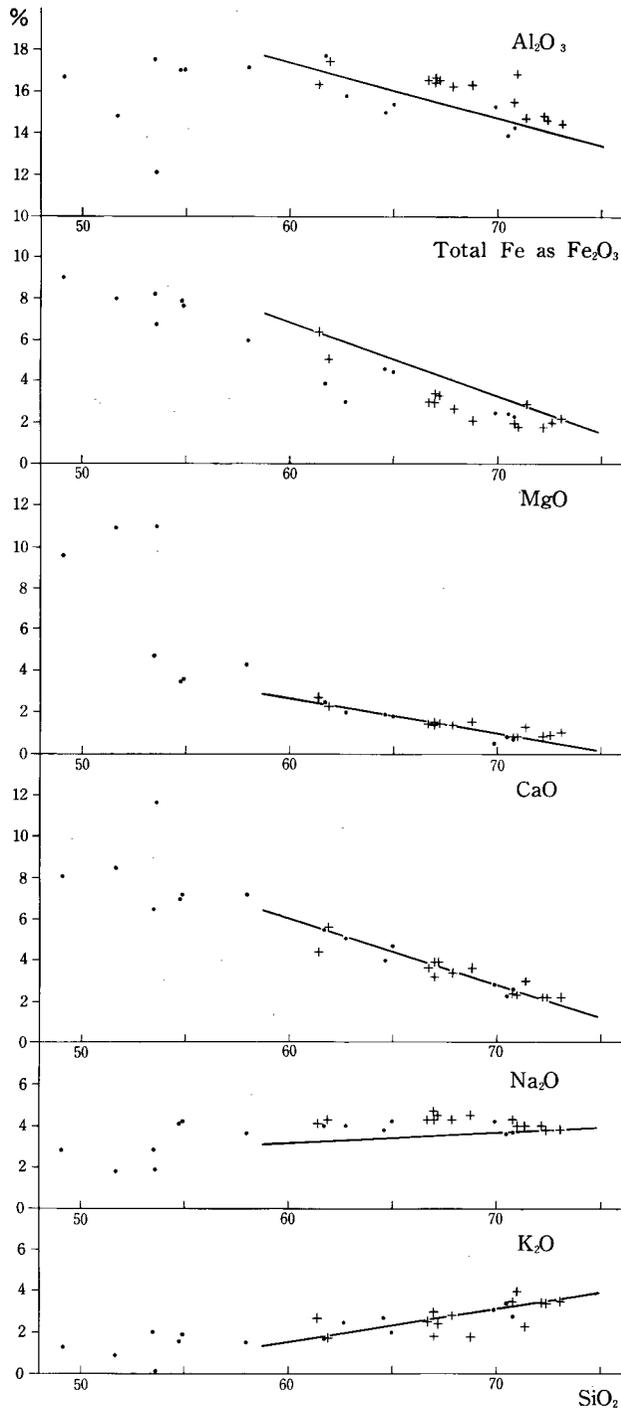
10: 福岡市東区志賀島西海岸弘南方400m (Sk136)

11: 筑紫郡那珂川町片繩山東方800m (Ar375)

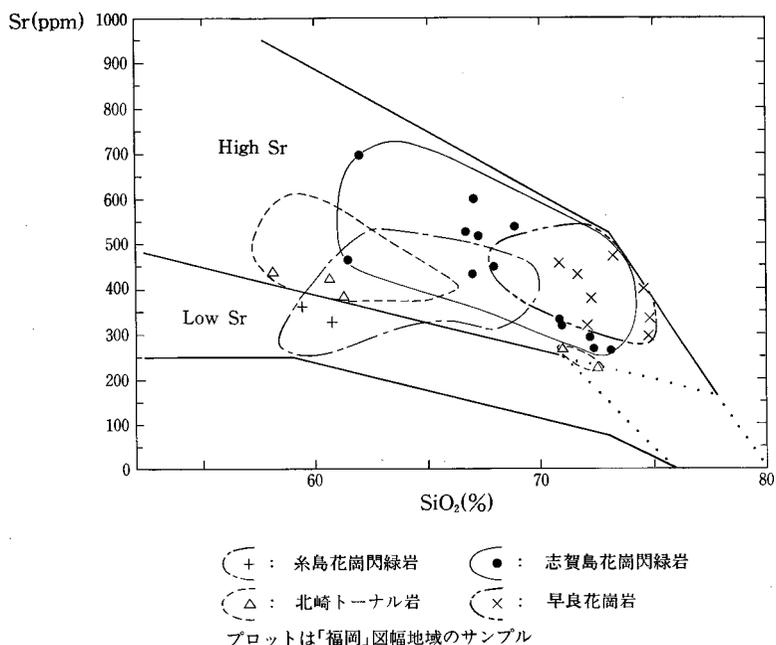
12: 福岡市博多区立花寺東方700m (Dh2042)

13: 福岡市西区重留 (Ar219)

14: 福岡市西区上ノ原北東方800m (Nt41)



第33図 志賀島花崗閃緑岩の主成分変化図
 ・：柴田(1967), 唐木田(1967), +：高橋(1985MS)



第34図 「福岡」図幅地域の花崗岩類のSr含有量 (高橋, 1985MS)
 プロットは「福岡」図幅地域のサンプル

第11表 志賀島花崗閃緑岩と閃緑岩のK-Ar年代

試料番号	岩石	産地	測定試料	年代 (Ma)	K (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ³ STP ml/g)	⁴⁰ Ar rad (%)
Sk48	志賀島花崗閃緑岩	福岡市東区志賀島東海岸二見岩	黒雲母	98.5±4.9	6.13	2.41	96.8
					6.14	2.42	96.7
Sk48	志賀島花崗閃緑岩	福岡市東区志賀島東海岸二見岩	普通角閃石	113±6.0	3.72	1.69	95.6
					3.75	1.70	96.8
Sk152	志賀島塩基性岩 (中粒閃緑岩)	福岡市東区志賀島東海岸白瀬-黒瀬	普通角閃石	101±5.0	0.66	0.273	79.9
					0.66	0.260	79.6

試料位置は地質図に示す。
 (GSJ R60790/Sk48), (GSJ R60794/Sk152)

測定は Teledyne Isotopes 社による。

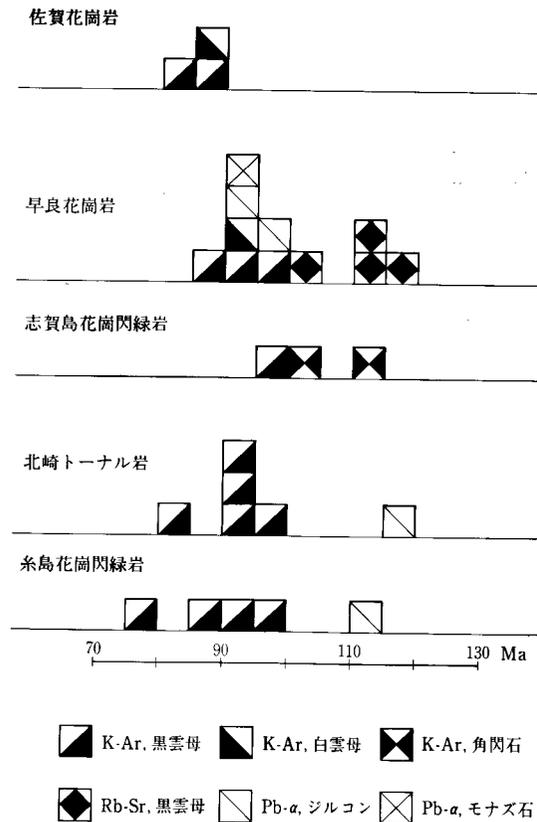
た値は、それぞれ72Maと80Maである。

貫入順序と放射年代値との関係: 本図幅地域に分布する5花崗岩体に対する岩体別の放射年代値ヒストグラムを、隣接図幅地域のデータも含めて第35図に示す。

花崗岩体が直接しているところで認められる貫入関係は、早良花崗岩→糸島花崗閃緑岩(早良花崗岩が糸島花崗閃緑岩に貫入, 以下同じ), 佐賀花崗岩→糸島花崗閃緑岩, 志賀島花崗閃緑岩→北崎トーナ

ル岩である。糸島花崗閃緑岩と北崎トータル岩体との間には三郡変成岩類がつねにセプタ（隔壁）状に介在している。北部九州の花崗岩類を総合的にみると、一般に酸性岩ほど後から貫入し、花崗岩系が花崗閃緑岩系より後期に活動している。

K-Ar年代値は90Ma代に集中し（第35図及び唐木田ほか（1992）の図2.24）、地質的に推定される貫入順序との整合性を示していない。北部九州のように花崗岩体がつぎつぎに上昇・貫入・固結してできた複合岩体では、放射年代値は個々の深成岩体の生成時期ではなく、複合岩体全体の上昇・冷却時期を示しているのかもしれない。また貫入時期の差が、放射年代で判定できるほど大きくはなかったとも考えられる。これに対し、Yanagi（1975）が測定したRb-Sr全岩アイソクロン年代値は、糸島花崗閃緑岩（162Ma*）と早良花崗岩（131Ma*）との間に31Maの年代差が表れている（*新しい壊変定数による再計算値）。



第35図 「福岡」図幅及び周辺地域の花崗岩類の岩体別放射年代データは Shibata and Karakida(1965), Karakida *et al.*(1965), 河野・植田(1966), Yanagi(1975), 石原ほか(1988)及び本報告による。新しい壊変定数(Steiger and Jäger, 1977)により再計算。

第12表 「福岡」 図幅地域の花崗岩類の従来の放射年代値

No.	岩 石	試 料 番 号	産 地	測定方法	測定資料	年 代 (Ma)	文 献
1	北崎トータル岩	Nk17	福岡市西区能古島 西海岸大波戸崎北東方	K-Ar	黒 雲 母	99±10*	Shibata and Karakida (1965)
2	早良花崗岩	Ar375	筑紫郡那珂川町 片繩山東方800m	K-Ar	黒 雲 母	85±7*	
3	早良花崗岩	Ar375	筑紫郡那珂川町 片繩山東方800m	K-Ar	黒 雲 母	91*	河野・植田 (1966)
4	早良花崗岩	76KY16	粕屋郡宇美町 ひばりヶ丘団地	K-Ar	白 雲 母	94.6±3.0	石原ほか (1988)
5	早良花崗岩	SG72907	大野城市中	Rb-Sr	黒 雲 母	116±4*	Yanagi (1975)
6	早良花崗岩	SG72920	福岡市西区油山	Rb-Sr	黒 雲 母	103±4*	
7	早良花崗岩	SG73103	福岡市西区叶岳	Rb-Sr	黒 雲 母	111±4*	
8	早良花崗岩	SG73103	早良花崗岩体中の 8 試料	Rb-Sr	全岩アイソ ク ロ ン	131±25*	
9	北崎トータル岩	Nk16	福岡市西区能古島 西海岸大波戸崎北東方	Pb- α	ジルコン	115±15	Karakida <i>et al.</i> (1965)
10	早良花崗岩	Ar219	福岡市西区重留	Pb- α	ジルコン	90±10	
11	早良花崗岩	Ar22	福岡市南区筑紫ヶ丘	Pb- α	モナズ石	95±10	
12	早良花崗岩	Ar219	福岡市西区重留	Pb- α	モナズ石	90±10	

* 新しい壊変定数 (Steiger and Jäger, 1977) による再計算値

V. 古 第 三 系

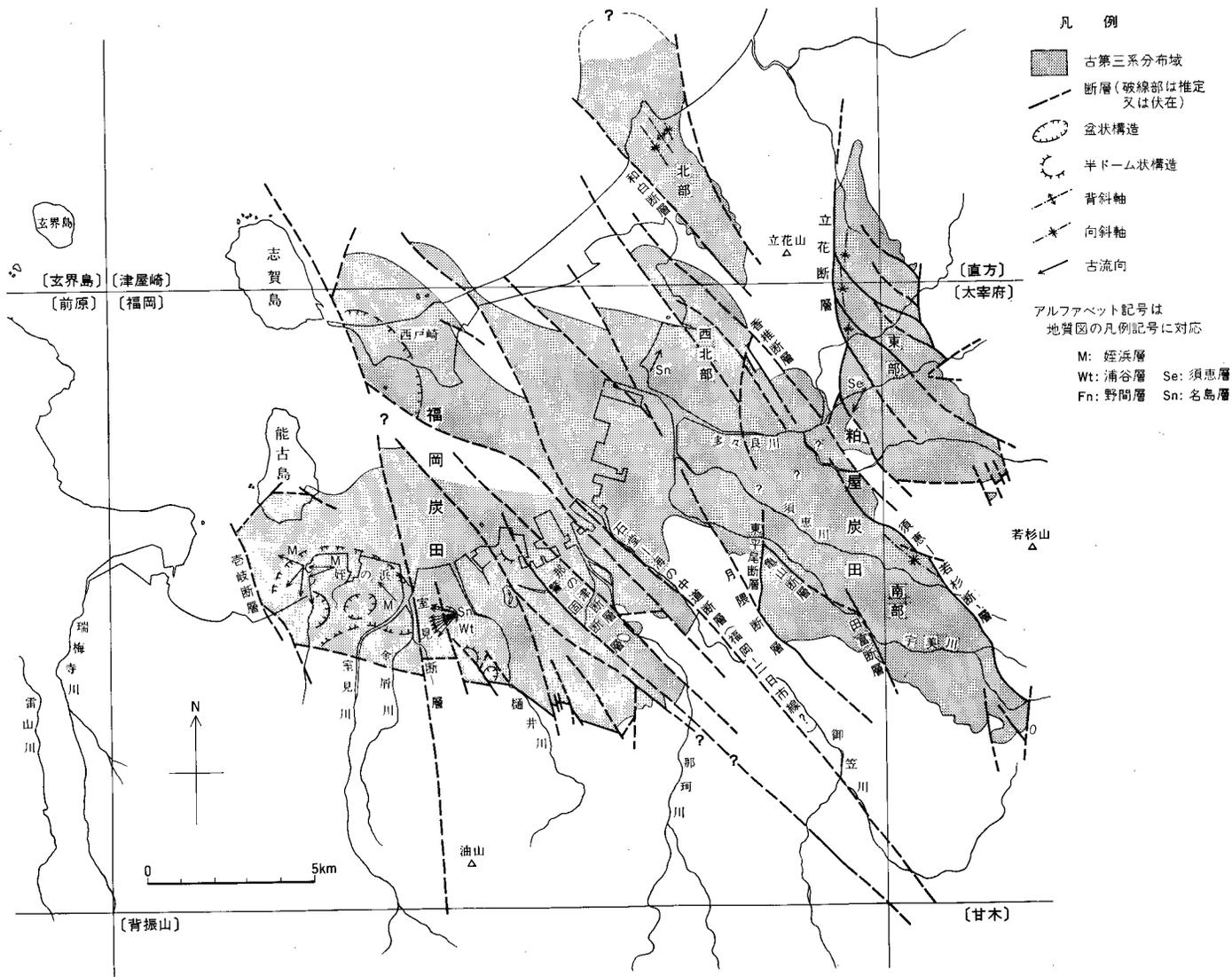
(富田宰臣・千々和一豊)

本図幅地域に分布する古第三系は、北部九州に広く分布するほかの炭田古第三系と同様に稼行可能な石炭を多く挟むことから、粕屋炭田・福岡炭田として開発の対象とされ、1960年代まで石炭の採掘が続けられた。両炭田の古第三紀層分布域は、地表では福岡市街地を流れる那珂川・御笠川（石堂川）の沖積地によって隔てられ、それぞれ独自の層序区分が立てられた。その後、沖積地地下にもこれら古第三紀層の賦存が確認されたため、第二次世界大戦後の石炭開発のために設置された炭田探査審議会（CEAC）で公式には両炭田を統一して福岡炭田とし、共通した層序区分・地層名を採用し、旧炭田地域をそれぞれ粕屋地区・福岡地区と命名した。しかし、後述のように各層とも地表での分布地区ごとに岩相層序・層厚・炭層発達状況などの差異が大きき、特に粕屋・福岡両地区間のそれが著しいので、共通の地層名で一括して扱うのは記述上の困難が感じられていたためか、その後の研究報告でも旧来の炭田・地層名を踏襲する例が多い。本報告でも記述の便宜上、旧来の粕屋・福岡両炭田に分け、それぞれの層序区分・地層名を用いる。

なお、粕屋炭田地域はさらに層厚・岩相層序の地域変化が著しいので、第36図に示すように東部・北部・西北部・南部の4地区に分けた。このうち、北部地区の地層は隣接の「津屋崎」図幅地域にだけ分布するので、記述は割愛する。

V. 1 研究史と層序区分

当地域の古第三紀層分布域のうち粕屋（旧称、糟屋）炭田地域は三池・筑豊両炭田と共に、福岡県内では比較的早くから石炭の採掘が行われ、特に1889年現在の粕屋郡須恵町新原（「太宰府」図幅地域）に旧海軍の直轄炭鉱（新原採炭所）が開坑したこともあって炭層賦存調査も早くから進められてきた。夾炭第三紀層の分布の概要は鈴木（1893, 1894）によって20万分の1地質図幅「福岡」に初めて示され、引き続いて主要な炭層の賦存状況や推定埋蔵量が報告された（鈴木, 1895）。この時、現在の福岡市博多区山王公園の地に小炭坑のあったことが記されている。その後、井上（1913）は全国の夾炭層を概括する中で当地域を筑豊炭田福岡区域として岩相と石炭の発達状況に触れている。徳永（1927）は粕屋炭田の石炭層が数枚ずつ群をなして互いに接近して挟在することから、これらを炭層群にまとめた。同氏は多々良川沖積地の南北（本報告の南部地区・東部地区に当たる）それぞれの地域でいずれも4炭層群を識別した。すなわち、南部では上位から第一-第四炭層群と呼び、北部（東部地区）のものは同じく二組・切土・本組・



第36図 福岡-粕屋炭田古第三系の分布と古流向
 地質構造及び古流向を示す(海域は細野ほか, 1975; 山下, 未公表資料による)

第13表 「福岡」 図幅地域の古第三系層序表

地域 地質時代	福岡炭田地域		粕屋炭田地域				筑豊炭田		北西-北部九州
	長尾(1926a, 1927b)	松下(1949, 1956)・本報告	長尾(1927b)	竹原(1937)	長尾(1926a) 尾崎ほか(1993)			水野(1963)	
漸新世	芦屋層群 姪ノ浜砂岩	姪浜層群 姫浜層	欠	欠	欠	欠	芦屋層群 山鹿層	西彼杵階	
新世	大辻層群 早良層 鹿原層 ↓ ?	愛宕層群 愛宕層	須恵層 新原層	志免層群 須恵層 新原層	大辻層群 D-F層	大辻層群 遠賀層	間瀬階		
始新世		福岡層群 野間層 上部層 中部層 下部層 残島層	名島層 字美層 高田層 白井層	柏屋層群 字美層 勝田層 炭焼層	直方層群 II-IV層 B層 I層 A層	直方層群 出山層 上石層 竹谷層 三尺五尺層 大焼層	船津階 沖ノ島階		
中新世				主に南部地区					

(長尾, 1927b, を除く ↓?等の記号は, 本報告の判断で付した)

臭石炭層群とし, 北部の炭層群は南部の第三・第四炭層群に対比し得るとしている。

当地域の夾炭古第三紀層の本格的な層序区分と他炭田との対比は, 九州の第三紀炭田地域の広範かつ詳細な層序区分と地史の解明を試みた長尾 (1924-1925, 1926a, b, 1927a, b, 1928a, b), Nagao (1926, 1927, 1928) の一連の研究によって初めて明らかにされた (第13表)。長尾 (1926a) は粕屋炭田南部地区で古第三系を下位より炭焼・勝田・宇美・名島・新原・須恵の6層に分けているが, このうち名島層が粗粒の岩相を示し石炭を含まないことから, 筑豊炭田の大辻層群出山層と同様に上・下両夾炭層群を分かち指標となるものとして出山層に対比した (長尾, 1927a)。これにより粕屋炭田の下位3累層を筑豊炭田の直方層群に, 名島層を含む上位3累層を同じく大辻層群に含めた (長尾, 1927b)。また徳永 (1927) の南部地区の4炭層群のうち, 上位の第一・第二炭層群は須恵・新原両層に, 第三炭層群は宇美層に, 第四炭層群は勝田・炭焼両層にそれぞれ含まれる炭層群に相当するものとした。さらに炭焼層は南部地区のみ分布するとしている (長尾, 1928a)。その後, 竹原 (1936, 1937) は石炭層があまり発達せず調査が進んでいなかった炭田東部地区の北半部と, 西北部・北部地区の古第三系の分布を明らかにし, 前者では下位よりA-F層に, また後者では同じくI-V層に区分しているが, これらの地域では長尾 (1927b) の炭焼・勝田両層は岩相的に区別し難いこと, 東部地区では南部地区の須恵層に当たる地層よりさらに上位に堆積岩層が累重している可能性のあることを指摘した。

その後, 松下 (1949), Matsushita (1949) は九州第三紀炭田地域の再検討を行った中で, 粕屋炭田地域の長尾 (1926a) の炭焼・勝田両層は炭田全域にわたる層序単位としては適当でないとして, 両層をまとめて高田層と命名した。さらに長尾 (1928a) が「-或は炭焼層の一部に属すべきか-」と指摘した東平尾丘陵北端に分布する紫赤色岩層を伴う地層を白井層と呼び, 高田層より下位にくる炭田の最下部層

に位置づけた。そしてこれらの地層が粕屋炭田地域という半ば独自の堆積盆地で形成されたものであるとして下位3累層を粕屋層群、上位3累層を志免層群と命名した。その後、波多江（1957）が炭田南部の、また野田（1966）が南部と東部地区南半部の詳しい地質構造と地層分布について報告しているが、いずれも長尾の層序区分に従っている。ただ、波多江（1957）は松下（1949）の紫赤色岩層が発達する臼井層下部を“臼井層”とし、上部は炭焼層に含めている。また高橋（1959）は松下（1949）の層序区分に基づいて東部地区の地層の分布と地質構造について調査報告を行い、さらに各層の細分を試み、この地区での主要炭層である高田層の「本組」炭層について石炭組織学上の検討を行っている。

福岡炭田地域は有力な石炭層が地表に露出していないため鈴木（1894）はあまり言及していない。長尾（1926a）は福岡市西方、早良郡姪浜町（現、福岡市西区姪の浜）に分布する姪ノ浜砂岩とその下位の早良層を識別し、後者をさらに上から愛宕・麓原・別府の3部層に区分した。また長尾（1927b）は姪ノ浜砂岩を産出する海生貝化石により筑豊炭田の芦屋層群に対比し、これと整合関係にある下位の早良層は粕屋炭田地域の新原・須恵両層に相当すること、別府部層の下位にも若干の地層があり、直方層群に相当する可能性があることを指摘した。各部層はそれぞれ姪ノ浜砂岩直下の夾炭層と、早良郡西新町麓原（現、福岡市早良区祖原-高取一帯）及び同郡鳥飼村別府（現、城南区別府付近）に点在して分布する石炭を伴う地層に対し、見掛け上、東南方を下位の層準として命名されたものと推測される。しかし、後に長尾（1928a）は早良層については「-良く区分するを得ず-」と述べている。

松下（1937）は長尾（1926a）が姪ノ浜砂岩とした博多湾内残ノ島（現、西区能古島）の第三紀層が基盤と不整合関係にあること、福岡県内諸炭田の古第三系最下部層に特徴的に見られる紫赤色岩層を伴うことなどから、これを福岡炭田地域の古第三系最下部に位置づけて残島層と名付け、筑豊炭田古第三系の最下部層である大焼層に対比できることを示唆した。さらに松下（1938）は、同様の岩相を示す福岡市東区西戸崎地区のシオヤ鼻に露出する地層を残島層に対比させ、見掛け上、はるか上位にくる同地区大岳の姪ノ浜砂岩（長尾、1927b）とその下位の同地区の炭坑内でのみ見られる夾炭層との関係から、姪の浜地区と同様の層序関係が考えられるとした。また、長尾（1927b）の早良層とされた地層の中で、石炭層をも切る傾斜不整合を見だし、これを境にして下位の野間層と上位の浦谷層に分けた。一方、姪ノ浜砂岩の下位に接する夾炭層（長尾、1927bの愛宕層）は姪の浜・西戸崎両地区の炭鉱坑内でのみ見られ、地表には露出しない一累層として改めて愛宕層を設定した。これらのうち炭田古第三系の最下部層とした残島層と野間層を福岡層群に、また浦谷層を愛宕層の下位において両層を早良層群にそれぞれ含め、姪ノ浜砂岩は当地域で唯一の純海成層であることから一累層として姪浜層群姪浜層とした。なお、粕屋炭田地域との関係については、石炭層を挟む層準から愛宕層中・上部が須恵層に、同下部が新原層に、野間層中・上部が宇美層に、同下部が高田層にそれぞれ相当するものとした。また石炭をほとんど含まず、特徴的な赤色風化相を呈する浦谷層を同様の岩相を示す名島層に、姪浜層群は長尾（1928b）と同じく筑豊炭田の芦屋層群に、それぞれ対比させている（松下、1949、1953；松下・小原、1960）。

その後、斎藤（1955、1956）、Saito（1957）は残島層と他の累層との関係が露頭で見られないこと、残島層が分布する能古島と対岸姪の浜地区の間の狭い海域に上位の野間層から姪浜層下底に至る地層のすべてが分布するのは無理があるとの判断から、残島層は夾炭愛宕層の直下にあつて上位の姪浜層と3層互いに整合な姪浜層群として芦屋層群に対比させ、それらを市内に分布する浦谷層より上位に置いた。

また Takahashi (1957, 1960, 1961), 高橋 (1966) も花粉層序学的見地から斎藤の見解を支持した。これらの経緯については松本ほか (1962) に詳しく紹介されている。これに対し、浦田 (1958) は福岡炭田地域の古第三系層序の詳しい記載を行い、姪の浜地区の旧早良炭鉱坑内試錐資料などから、愛宕層の低位に浦谷・野間両層に相当する厚い地層が連続して賦存すること、愛宕・姪浜両層間は緩やかな傾斜不整合の関係が認められることを報告し、斎藤らの見解を否定している。また同時に海成姪浜層が市内中心部に近い市街地地下にも分布することを明らかにした。

これらの層序の確立と平行して、九州炭鉱技術連盟 (1952) によって北部九州炭田の炭鉱相互の石炭層の対比と標準柱状の作成が試みられ、福岡-粕屋炭田では CEAC の方針に従って両炭田の地層を松下 (1949) による福岡炭田地域での層序区分と地層名を標準として採用し、さらに両地域の石炭層の対比も行っている。この統一地層名と炭層対比はその後、山崎ほか (1958), 松下・小原 (1960) も踏襲している。

このほかに、佐藤 (1922), 加来 (1935, 1936, 1937) が化石等に関して、三木 (1981, 1986), 三木・福岡 (1983) が堆積岩の続成作用について、また Ohara (1961), 小原 (1962) が含有重鉱物について報告している。

本報告では、後述のように残島層の帰属や対比等の問題が残るものの、層序関係は浦田 (1958) によって確定したと考え、松下 (1949) の層序区分に従って記述する。

V. 2 岩相と古流向

V. 2. 1 一般的岩相について

本図幅地域に分布する海成姪浜層を除くいわゆる非海成古第三系（一部に海生-汽水生化石を産するものも含めた）は、福岡県中-北部諸炭田の非海成層に見られるのと同様の、いくつかの共通性が見いだされる。

粗粒岩層は一般に淘汰が悪く、礫混じりの砂岩を中心として礫岩から砂質頁岩ないしシルト岩まで岩相の側方変化が著しい。斜交層理やウォッシュアウトも頻繁に見いだされる。ただし大規模なチャンネル構造は当地域では見当たらなかった。概して河川性ないし上部デルタ性堆積相と考えられる。礫種は多様で周辺の古期岩類に由来する変成岩・堆積岩・半深成岩を主とするが、花崗岩・花崗閃緑岩の礫はきわめてまれである。また層準によってはスコリア礫・安山岩-流紋岩礫など火山性碎屑物を多量に含む。類似の岩相は北部九州の他地域の古第三系、特に津屋崎・宗像地区や筑豊炭田北半部の非海成層で顕著である。なかでも津屋崎地区（「津屋崎」図幅北部）では、明らかに火砕流堆積物とみなされる地層も見いだされていることから、火山岩礫の一部は白亜系関門層群下関亜層群の安山岩質岩に由来するであろうが、多くは至近で生じたであろう火山活動によるものと考えたい。

細粒岩層はしばしば凝灰質で白色-灰白色風化を示し、いわゆる“骨石” (Yamasaki *et al*, 1959) 様岩層も認められる。パッチ状の火山灰片や火山豆石もしばしば見いだされ、一部では鍵層にできるものもある (浦田, 1958)。ただし凝灰岩など明らかな火砕流堆積物や降下火山碎屑物と断定できるものはまれで、ほとんどが陸源碎屑物を伴う水中堆積物である。これらのシルト質ないし泥質岩層には炭化植物片を多く含むことがあり、薄い不連続な炭質頁岩に発達する例もある。石炭層は名島層・浦谷層を除く非

海成層に挟在し、数枚ずつ集中して賦存することが多い。

これらの碎屑岩層は一般に上方細粒化サイクルを示すが、漸移的变化よりむしろ急激に粗粒相から細粒相に移行する。

珪化木は石炭層と密接して産出することが多く、粕屋・福岡両層群で顕著である。特に粕屋層群では炭層が側方に次第に劣化尖滅しても珪化木をその延長部に点在して見いだすことができる。石炭層中に含まれる珪化木は特に松岩と俗称され、その成因や樹種については、古くは門倉(1914)をはじめ、浅野(1964)、亘理(1966)、Watari(1966)、高橋(1969)らの報告がある。この松岩は樹幹化石と共に樹根部の比率が多く、しばしば炭層中に直立しており、いずれも周囲は石炭化している。これに対し石炭層以外の碎屑岩層に含まれる珪化木は周囲が石炭化したものはごくまれで、樹根部より樹幹化石が多く、層理面に平行に横たわっている。また筑豊炭田の大辻層群の石炭層にほとんど珪化木が見いだせないのに対し、これと対比される志免層群では炭層中のもは少ないものの碎屑岩層には多量に産出し、特に名島層中の「ほぼしらいし檣石(帆柱石)」(福岡市東区名島海岸、第45図参照)は国指定天然記念物(1934年)として知られている。

非海成層に特徴的な岩相としてはこのほかに紫赤色岩相・赤色風化相がある。紫赤色相は赤味がかった小豆色ないしチョコレート色を基本とするが、しばしばより赤色の強いものから青色がかかった紫色や帯青緑色に近いものまで多様である。主に古第三系最下部の地層の基底部付近で局地的な分布を示し、多くは白亜系関門層群や三郡変成岩類の角礫ないし亜角礫・小岩片を伴う。その特異な色調は古くから注目され、長尾(1926b, 1928b)、松下(1944, 1949)、Miki and Matsueda(1985)などが成因について論じているが、当地域の帯紫赤色岩は先述の先古第三系が同様の風化色を呈することからも、これらの源岩に由来するものが大きいと考えられる。ただ上位の層準(たとえば粕屋西北部地区の宇美層など)に見られる局地的な紫赤色泥岩ないし砂岩もすべて源岩の風化色に起因するものかの判定は困難である。特に福岡市西区能古島では古第三系の上位にあってこれを一部で覆う玄武岩も紫赤色風化を示し、その風化土壌が第三紀層を汚染着色して紫赤色の厚層と見誤ることがある。とりわけ本来の紫赤色岩層が挟在している露頭では新期に着色したものととの判別に注意を要する。

赤色風化相はラテライト様の赤褐色を中心に、鮮淡紅色ないし淡桃色からくすんだ赤レンガ色までであるが、おおむね礫岩を除く凝灰質岩層で見いだされる。当地域の古第三紀層は一般に不規則な鉄サビ色を中心とする雑色-黄褐色-灰白色に風化するので赤色相を呈する地層はきわめて目立った存在である。松下(1949)はその成因として、「堆積物が一時陸化したため」と説明しているが、粕屋郡久山町大谷の名島層露頭(「津屋崎」図幅地域、粕屋東部地区)の例のように、地表から10m以上掘削すると赤褐色から次第に鮮淡紅色、やがて帯桃灰色ないし白色に変化する(富田ほか, 1994b)ことから、すべてが堆積時ないしその直後に赤化したとは考え難い。そのほか、宇美層などに見られる局地的な赤色相は地表の風化土に限られ、ごく最近に帯色したと考えられる。ただし、後述のように、黄砂堆積物によって新期堆積物や花崗岩分布域の表土にも同様の色調を示すものがあり、遠方からは古第三系の風化物と混同しやすい(第VII章参照)。

V. 2. 2 古流向

姪浜層を含む当地域の古第三紀層の粗粒岩層には、しばしば斜交層理・斜交葉理が観察される。ただ露頭が限られているため、地域ごとのあるいは層準ごとの組織的な計測はできず散点的な測定にとどまっている。このうち計測数が比較的多かったものを第36図に示した。粕屋炭田地域の名島層・須恵層が一箇所ずつのほかは福岡西部の姪浜層と浦谷層（野間層上部も一点含まれる）に限られている。斜交層理はいずれも板状型（planar-type）で一部にハンモック型（hummocky-type）も観察される（早良区祖原公園の浦谷層）。古流向は名島海岸の名島層を除いて北東ないし南東方向からのものが卓越している。これは礫の主要供給源である中・古生層の現在の分布地（松下，1972；山口ほか，1983，1984）からみても妥当である。このことは筑豊・小倉両炭田の山出層が北西ないし北北西方向からの流れが卓越している（Tomita，1972；富田，1974）のと比べ、きわめて示唆に富む。

V. 3 粕屋炭田地域

V. 3. 1 粕屋層群（松下，1949）

V. 3. 1. 1 臼井層（Ku）

命名 松下（1949）。

模式地 福岡市博多区空港前二・三丁目（旧，下臼井）。

層厚 60m 以上（上限不明）。

松下（1949）は臼井層を、福岡炭田地域の残島層と同じく古期岩類を直接不整合に覆い、きわめて特徴的な紫赤色を呈する地層が発達すること、至近に分布する高田層の最下部とは、ひんぱんに石炭層を挟むなど、岩相上著しい相違がみられることから高田層とは別個の累層として設定した。

臼井層は粕屋炭田南部地区の西縁、東平尾丘陵北端部の狭い地域にのみ露出分布する。分布域が狭いにもかかわらず岩相変化に富む。またこの地域が福岡空港に隣接することから急速に市街化し、ルートマップ（第37図）に示すように断片的な露頭しか見られない。本層の分布域の南縁は早良花崗岩と不整合関係にあり、東を東平尾断層で切られ、北と西は沖積地で、ほかの地層との関係は不明である。

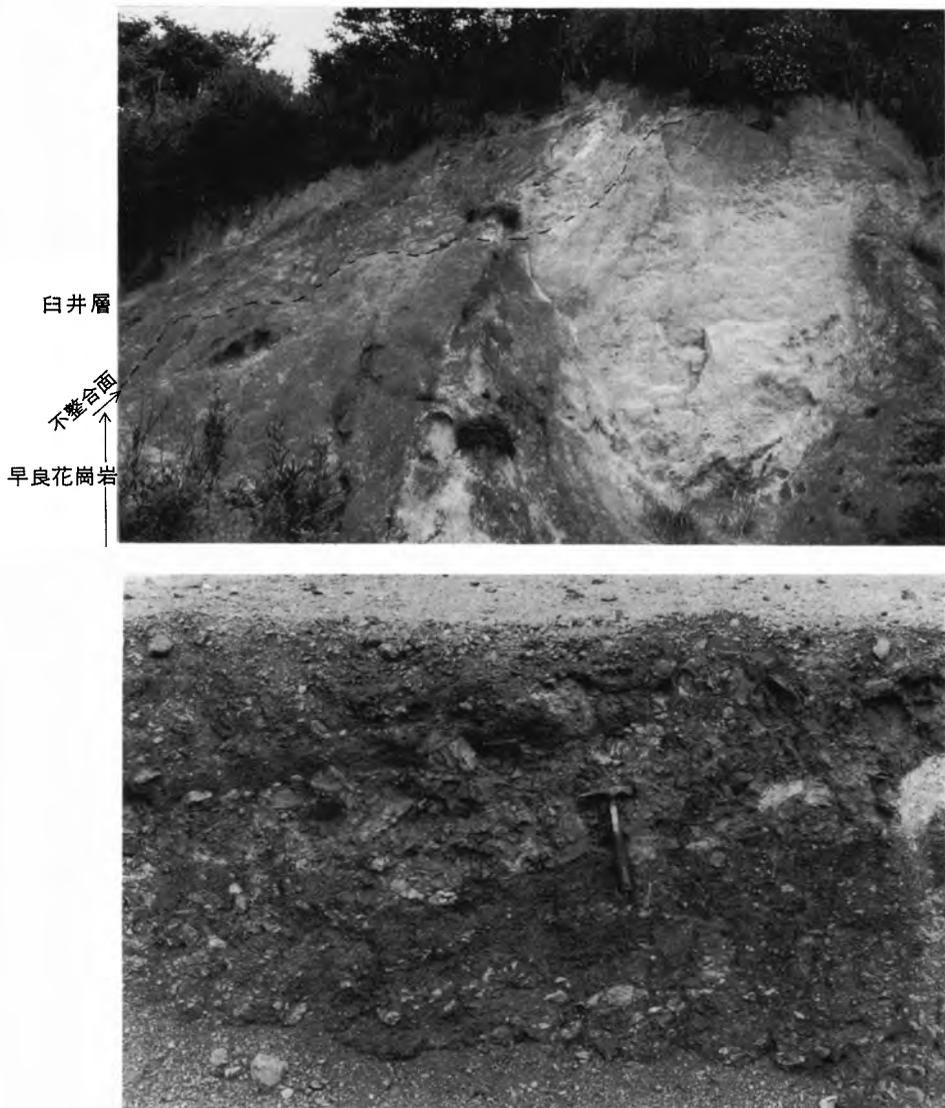
臼井層の基底層は大部分紫赤色を呈する地層で占められ、多少起伏のある基盤の早良花崗岩を不整合に覆い、東に向かってアバットする傾向がみられる。分布域のほぼ中央部では、基底層にわずかにアルコーズ質礫混じり砂岩（第38図上）が分布するが、その東西両側では紫赤色岩層が発達する。東側では三郡変成岩類の角礫ないし亜角礫を不規則に混じえる紫赤色砂質シルト岩が分布し、中央部に向かって礫の密集部が上下に分かれ、次第に尖滅する。また色調も青灰色に移行し、砂岩優勢層となる。西側のものは大小の変成岩の角礫を伴う砂質片岩・雲母片岩からなる三郡変成岩類の細片で占められ泥質物に乏しい（第38図下）。これも中央部に向かって青灰色ないし青紫色礫混じり砂岩に指状状に移行する。なお東側の紫赤色岩の露頭とのあいだ約90mは連続した露頭がなく、両者の関係は明らかではないが見掛け上、東側がやや上位の層準に位置するようである。礫種は前者が角閃岩質緑色岩・石英千枚岩・脈石英などで、片岩礫は最上部にみられるに過ぎないのに対し、西側ではほとんど砂質片岩・黒雲母白雲母片岩・石英千枚岩よりなり、緑色岩類・脈石英は少量みられるだけである。また時に花崗岩の大小円礫



第37図 白井層分布地域のルートマップ(1985年当時) 富田・山下(1987)に加筆

を混じえる。さらにこの角礫岩の下位に、ごく局地的に最大径1mに及ぶ花崗岩の巨礫を伴う無層理灰白色アルコーズ極粗粒砂岩(層厚約4m)が分布する(第39図)。

紫赤色基底層のうち東側のものは類似の岩相が東部地区北半部の高田層基底部(「津屋崎」・「直方」図幅地域)でも散点的に観察でき、地すべりないし土石流による生成物とみなされるが、西側の紫赤色岩層は主部ではほとんど泥質物を含まず、すべて結晶片岩の岩片で占められ、岩片・角礫のファブリックや層理等の構造が全く認められないので、比較的近距离に生じた岩屑流ないし岩なだれによる生成物と考えられる。またその下位の巨礫を含む砂岩は、基盤となる風化花崗岩の丘陵地に生じた雨裂状の小



第38図 白井層基底部・最下部の紫赤色岩層の露頭

上)東西の紫赤色岩層の中間部の白井層基底部(破線部は不整合面, 福岡市博多区空港前三丁目)。露頭の高さ約10m。
 下)白井層最下部。西側の紫赤色岩層(変成岩の角礫と細片のみからなる)(福岡市博多区空港前三丁目)

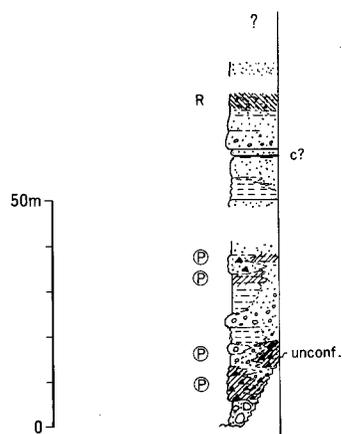
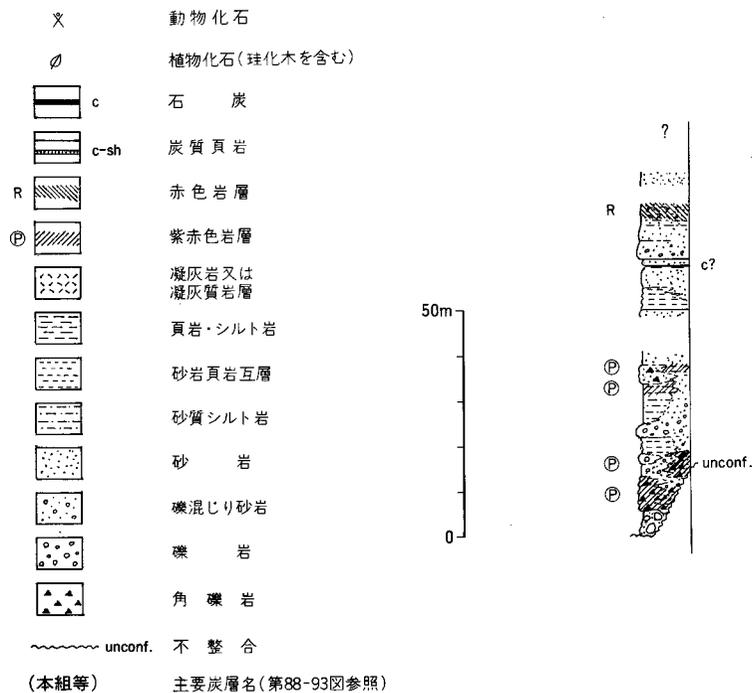
溪谷に集積されたマサ状花崗岩風化物中に、未風化玉石状岩塊が転落混入して形成されたものであろう(富田・山下, 1987)。

これらの帯紫赤色岩の上位には雑色風化を示す砂岩頁岩互層・礫混じり中-粗粒砂岩が重なり、いずれも側方変化が著しい。分布域の上部は砂岩・砂質頁岩が優勢だが、部分的に礫岩を挟む。中位の層準にも局地的な暗紫赤色砂質泥岩を挟む。最上部付近では特徴的な赤色風化を示すことがある。山崎ほか(1958)によれば上部の層準で薄炭層を挟む(第40図)。



第39図 白井層最下部のアルコーズ質砂岩の露頭
 第38図下の下位にくる花崗岩巨礫を伴うアルコーズ質砂岩
 (第38・39図はいずれも1985年撮影)

柱状図凡例



第40図 白井層の地質柱状図(露頭総合) 付, 第41-56図の地質柱状図の凡例

V. 3. 1. 2 ^{たかた}高田層 (Kt)

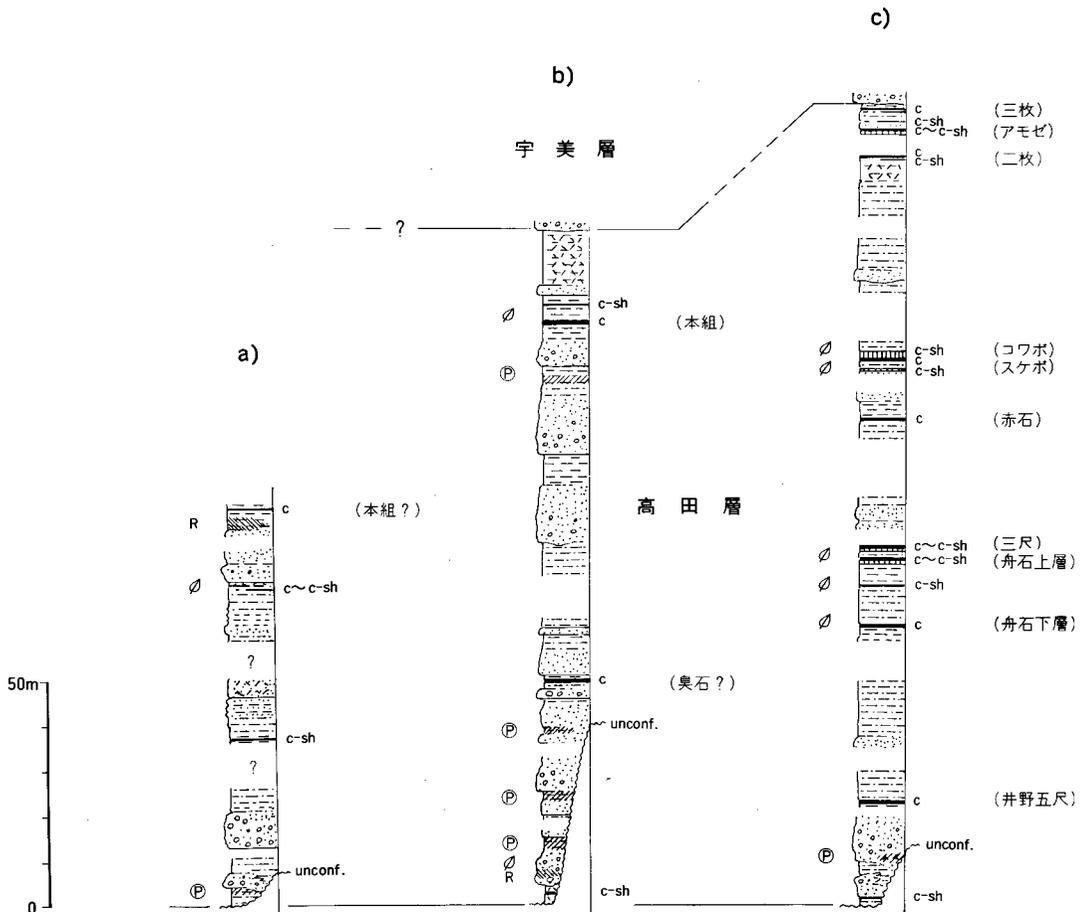
命名 松下 (1949).

模式地 福岡県粕屋郡篠栗町高田 (「太宰府」図幅地域) 及び福岡市博多区東月隈一帯.

層厚 南部地区で 150-170m, 西北部地区 (香椎 - 土井付近) で 90-150m.

粕屋炭田地域のほぼ全域での最下部層として基盤を不整合に覆う. 様々の層準で石炭層を挟み稼行対象とされてきた. 地区により岩相層序・層厚・石炭発達状況は異なる. 特に東部地区や西北部地区の三郡変成岩類に接する地域では起伏に富む基盤岩にしばしばアバットする. 石炭層は南部地区で発達し枚数も多い. 東部地区では「津屋崎」・「直方」・「太宰府」図幅地域に露出分布し, 南半部では南部地区に比べて枚数を減ずるものの 2-3 枚の稼行炭層を挟むが, 北に向かって劣化する. 西北部地区では稼行対称となった炭層は 1 枚のみで, 数箇所小規模に採掘されたにとどまっている (第 41 図 a, b).

南部地区では東平尾丘陵に広く露出分布するが, アルコーズ質礫混じり砂岩ないし粗粒砂岩に始まる.



第41図 高田層の地質柱状図

a) 福岡市東区松香台-香住ヶ丘 [西北部地区] (山崎ほか, 1958を一部修正), b) 福岡市東区土井-青葉台 [西北部地区] (山崎ほか, 1958を一部修正), c) 東平尾丘陵 [南部地区] (山崎ほか, 1958を一部修正). (凡例は第40図に示す)

基底部付近で不連続な炭質頁岩または薄炭層を挟むことがある(第41図c)。一部で基盤の三郡変成岩類の風化残留堆積物と思われる片岩角礫や細片を不規則に含む紫赤色泥岩を伴う。丘陵南東部では基底部の砂岩の上位に比較的発達した石炭層(「井野五尺」と呼ばれる)を挟む。「井野五尺」炭層は丘陵地北端に近い旧亀山炭鉱の地下でも賦存が確認されており、東平尾断層の西に分布する白井層と区別する有力な根拠となっている。井野五尺炭層の上位はしばしば砂岩層を伴う砂質頁岩ないし砂岩頁岩互層で数層準に石炭ないし炭質頁岩を挟む。最上部付近ではやや顕著な凝灰質を呈することがある。石炭層にはしばしば珪化木を伴う。南部地区南半部(ほとんど「太宰府」図幅地域)では、中部の層準で石炭層が発達し「三尺」・「舟石」などと呼ばれて稜行対称とされていた。長尾(1927b)はこの炭層挟在部を含めた下半部を炭焼層、その上位を勝田層と区分した。

西北部地区は基盤の起伏に応じて地層の膨縮が激しい。基底部はおおむね砂岩ないし礫混じり砂岩で、不連続で比較的薄い紫赤色シルト岩のレンズを挟むことがある。中-上部は礫岩ないし礫混じり砂岩にはじまり砂質シルト岩またはシルト岩に終わる上方細粒化サイクルを示す数m-20mのユニットが繰り返す。上部には石炭層を挟む凝灰質砂岩シルト岩ないし砂岩頁岩互層となる(第41図b)。石炭層はこの付近では「本組」炭と呼ばれ、JR香椎線土井駅北方からJR鹿児島本線筑前新宮駅(「津屋崎」図幅地域)付近までの数箇所で大規模に採掘された。竹原(1936)は現在の福岡市東区香住ヶ丘付近の本層最上部の炭層の下位に輝沸石を含む緑色頁岩が挟在すると報告している。岩相層序的に南部地区との相違が大きいので、直接の対比は難しい。南部地区と同様に、石炭層や炭質頁岩層にはしばしば珪化木が含まれる。

V. 3. 1. 3 宇美層 (Km)

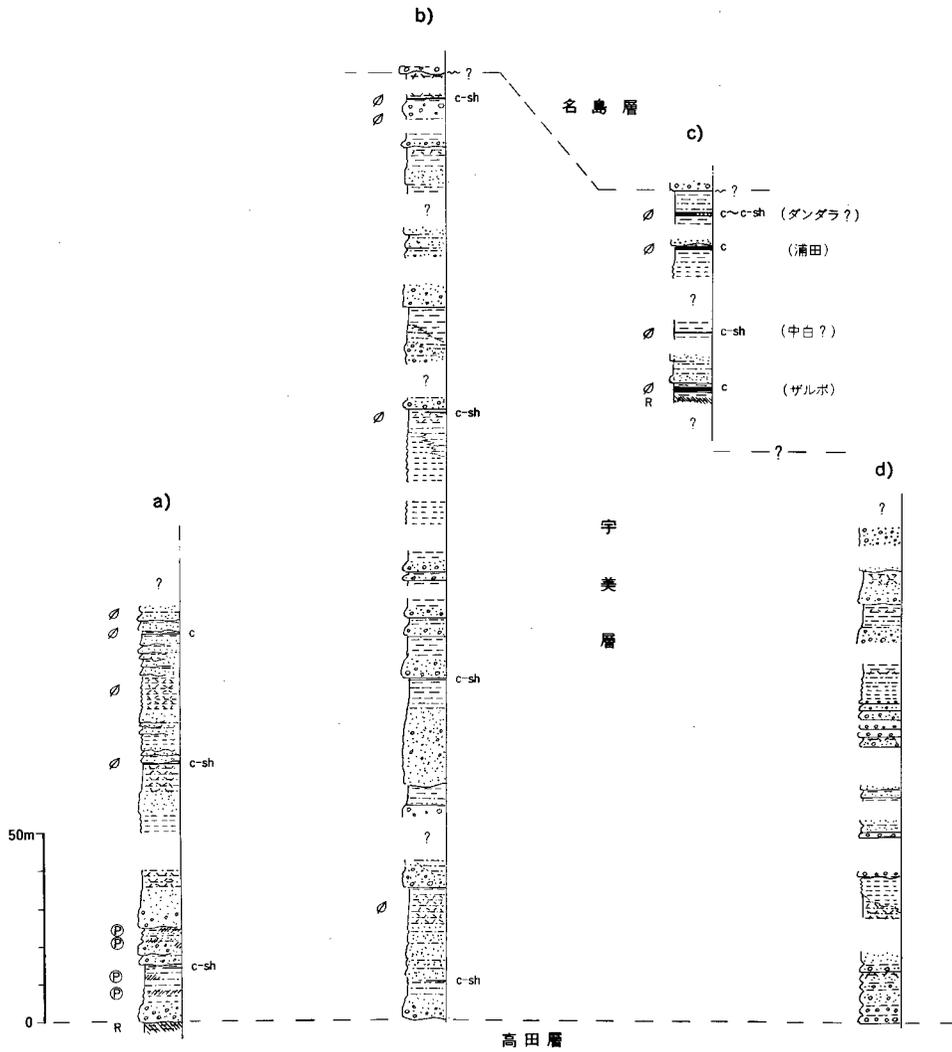
命名 長尾(1926a)。

模式地 福岡県粕屋郡宇美町勝田北方一帯(「太宰府」図幅地域)。

層厚 東部地区で約200m、南部地区で200-250m、西北部地区で約250m。

全体として砂岩から頁岩に至る上方細粒化サイクルの頻繁な繰り返しからなり、様々な層準に石炭・炭質頁岩を挟むが、稜行対象とされた有力な石炭層は上部に集中している(第42図)。

南部地区の東平尾丘陵では中-下部の石炭層の乏しい部分のみが露出分布している(第42図d)。ここでは高田層最上部の石炭層数枚を伴う凝灰質シルト岩ないし同質砂岩の直上にくる礫岩を本層の下底とし、礫岩ないし礫混じり砂岩から急激に凝灰質シルト岩に移行する上方細粒化サイクルか、または凝灰質砂岩・シルト岩互層が連なり、しばしば骨石様凝灰質シルト岩ないし凝灰岩が挟在する。礫岩は最下部と中部の層準でやや著しく、その中間はシルト岩勝ちの互層となる。南部地区北縁の粕屋町駕與丁池周辺では本層上部の凝灰質シルト岩優勢の地層が連なり、最上部に数枚の石炭層を挟む(第42図c)。石炭層には珪化木が頻繁に含まれ、樹根の張った切株状のものも見られる。珪化木は石炭層以外の碎屑岩層中にも多く見いだされ、時には大量の珪化木が集中的に産出することがある。かつて駕與丁池東側丘陵の凝灰質砂岩シルト岩互層で珪化木が密集して産出したが、九州縦貫道の工事によってほとんど失われてしまった。



第42図 宇美層の地質柱状図

a) 福岡市東区香住ヶ丘 [西北部地区] (山崎ほか, 1958を一部修正), b) 福岡市東区舞松原-多々良 [西北部地区] (山崎ほか, 1958を一部修正), c) 粕屋郡粕屋町長者原付近 [南部地区], d) 東平尾丘陵 [南部地区] (山崎ほか, 1958を一部修正)。(凡例は第40図に示す)



第43図 宇美層細-中粒砂岩(ss)と凝灰質シルト岩(sh)の細互層(alt)の露頭
 上部に炭質頁岩(c-sh)を挟む(西北部地区:福岡市東区青葉七丁目, JR土井駅北方, 露頭の高さ約5 m).

で局地的に紫赤色を呈することがある(第42図 a, b). また南部地区に比べ礫岩よりむしろ礫混じりの砂岩や粗粒砂岩の比率が大きい. しばしば青灰色ないし淡緑灰色を呈し, 火砕岩礫を多く含むことがある. 凝灰質シルト岩は時に赤色風化を示すが, 上位の名島層のそれらと異なり, 多くは地表面のみが赤色(ほとんどは鮮紅色または淡桃色)を帯びるにとどまっている. また緑灰色凝灰質頁岩中にしばしば桃色を呈し最大長8mm以上にもなる多量の輝沸石が自生胚胎しているのが観察できる. 石炭層や炭質頁岩層はいずれも山丈30cm以下で稼行対象となるものはない.

東部地区の宇美層は本図幅地域では分布域の一部が見られるに過ぎない. 岩相上の特徴はほかの地区と同様で上部でやや細粒岩層優勢となる傾向を示す. 下部・上部とも数枚ずつの石炭ないし炭質頁岩層を挟み, 上部の2-3枚が稼行対象とされていた. 珪化木も多く含まれ, 篠栗^{つばくろ}町津波黒(「太宰府」図幅地域)の九州大学粕屋演習林付近では大小の樹幹・樹根化石が密集して産出し, 「津波黒化石林」として知られている.

V. 3. 2 ^{しめ}志免層群 (松下, 1949)

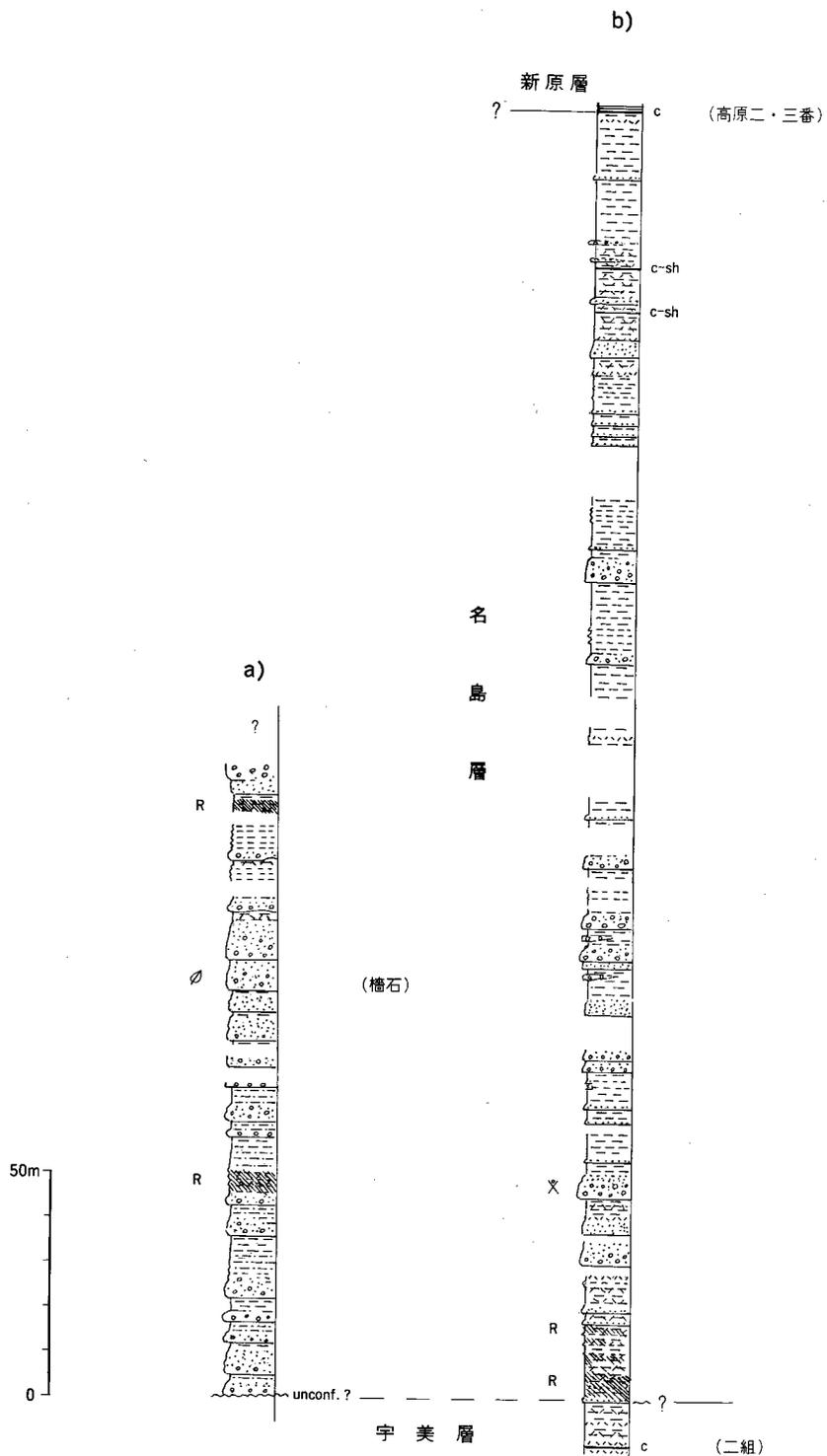
V. 3. 2. 1 ^{なしま}名島層 (Sn)

命名 長尾 (1926a).

模式地 福岡県粕屋郡久山町山田.

層厚 東部地区で200-300m, 南部地区で280-400m (野田, 1966), 西北部地区では140m以上(上限不明).

長尾 (1926a) は多々良川下流の右岸(北側)に広がる香椎丘陵南部一帯(俗称, 名島丘陵)に分布する礫岩を伴う厚い砂岩勝ち互層からなる地層を名島層と命名したが, ここでは本累層の上限は多々良川の沖



第44図 名島層の地質柱状図 a) 福岡市東区名島-多々良[西北部地区](竹原, 1936; 山崎ほか, 1958より編図), b) 粕屋郡久山町山田[東部地区]。(凡例は第40図に示す)

積地のため確認できない。また南部地区でも広範な新期堆積物に覆われ、露頭は断片的に観察できるに過ぎない。従って、全層序が地表で見られるのは東部地区に限られる。松下（1949, 1953）は名島層が下位の粕屋層群と不整合関係にあるとしたが、露頭でみる限り、福岡炭田地域の浦谷層のように下位の地層中の炭層を削ることもないので、明瞭な不整合は確認できない。

西北部地区のいわゆる名島丘陵、特に西端に当たる海岸部では、わずかに薄い砂岩を伴い上方細粒化サイクルを示す礫岩層で占められている。この礫岩層は東に向かって砂岩・砂質シルト岩勝ち厚互層に移行する。基底部は丘陵東部、東区多々良付近の宇美層上部の薄い炭質頁岩を伴う凝灰質砂質シルト岩の上位にくる礫岩に置いた（第44図a）。全層にわたってしばしば赤色風化を示すが、特に中部と上部の層準で著しい赤色相が認められる。いずれも厚い凝灰質細粒砂岩ないし砂質シルト岩で濃赤褐色を示す。上部の帯赤色岩層はJR鹿児島本線香椎操車場跡南東側（東区松崎付近）に広く露出し、遠方からも良く認識できる。

南部地区では旧志免炭鉱資料によれば、同鉱堅坑付近で宇美層最上位の石炭層から新原層最下位の石炭層（「ピンボー」と呼ばれた）まで360mの無炭層が名島層として記録されており、ほとんど頁岩優勢の砂岩頁岩互層よりなる（野田, 1966）。

当地区では、このほか東平尾丘陵北東縁や、粕屋町駕與丁池周辺に部分的に露出分布する。いずれも凝灰質シルト岩ないし砂岩よりなり、赤色風化を示す。

東部地区では頁岩ないしシルト岩優勢で薄い砂岩ないし礫混じり砂岩層を挟む（第44図b）。砂岩層は上方細粒化して凝灰質シルト岩に移行する。まれに葉片化石を含み、中-上部の層準に不連続で薄い石炭層ないし炭質頁岩層を挟む。シルト質岩層はしばしば著しい赤褐色を呈する。粕屋郡久山町大谷（本図幅地域の北縁部）の本層下部から保存不良の二枚貝化石を得たが種の同定はできなかった。



第45図 国指定天然記念物「名島の橋石」
径60-70cm、延長約10mで、10個の小塊に分断している。満潮時にはほぼ水没するため保存状態は良好と言えない。周囲は名島層礫岩。福岡市東区名島海岸。

粕屋郡宇美町柳原（「太宰府」図幅地域）に立地した旧勝田炭鉱の堅坑開削の際、本層から海生-汽水生貝化石 *Pseudoliva japonica* (Nagao), *Calyptoraea cf. mammilaris* (Broderip), *Turritella karatsuensis* Nagao, *Ostrea* sp., *Cultellus izumoensis* Yokoyama が発見されている（松下，1949）。なお名島海岸の「檣石」（第45図）は小倉（1932），Ogura（1932a）により *Quercinium hobashiraishi* Ogura と命名され、同じくその付近で発見された材化石は *Phyllancinium pseudohobashiraishi* Ogura（Ogura，1932b）と報告されている。

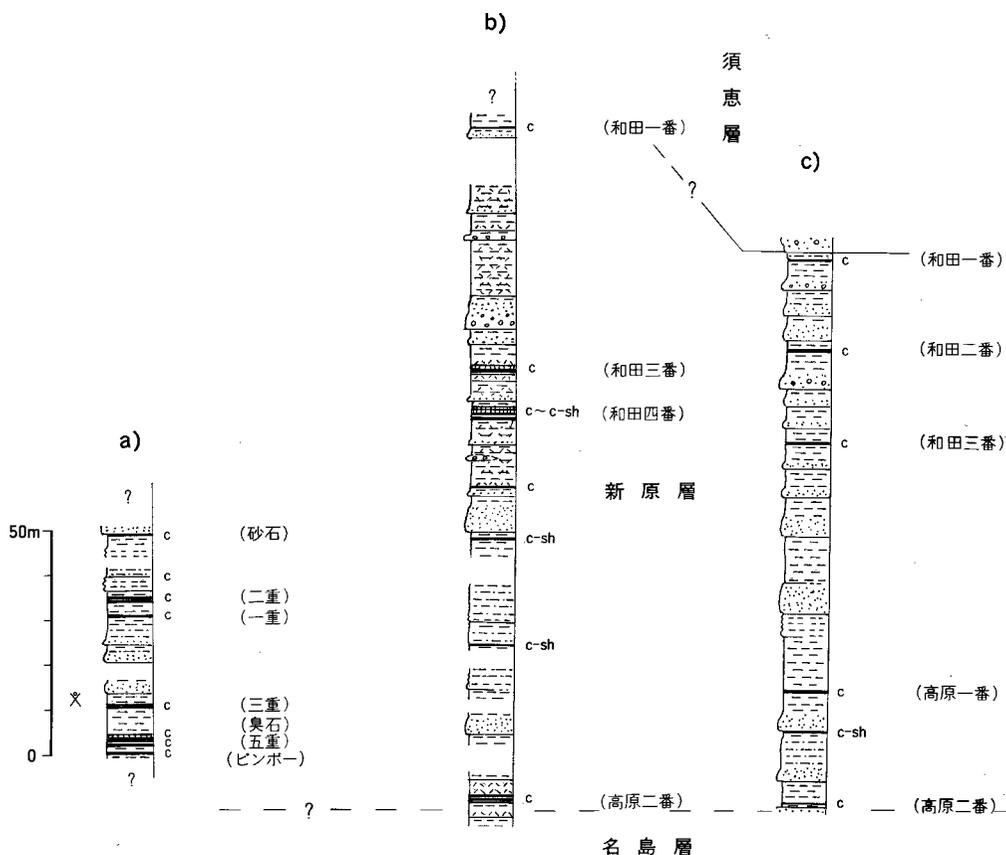
V. 3. 2. 2 ^{しんぼる} 新原層 (Sb)

命名 長尾（1926a）。

模式地 福岡県粕屋郡須恵町新原（「太宰府」図幅地域）。

層厚 南部地区で45-60m，東部地区で約120m。

粕屋郡志免町から須恵町南部にかけて立地していた元海軍新原採炭所（後の旧国鉄志免鉱業所，志免炭鉱と略称する）が稼行対象としていた石炭層の集中する夾炭層部に対し命名されたもので，志免層群



第46図 新原層の地質柱状図

a) 旧国鉄志免鉱業所資料 [南部地区] (上限不明) (松下・小原, 1960), b) 粕屋郡久山町下久原-篠栗町和田 [東部地区], c) 粕屋郡久山町下山田 [東部地区] (山崎ほか, 1958を一部修正)。(凡例は第40図に示す)



第47図 東部地区の新原層最上部の露頭
砂岩シルト岩互層に石炭(c)と炭質頁岩(cs)を挟む(石炭は和田二番層?)。粕屋郡久山町下久原

の最有力夾炭層である。新原東方の現須恵工業団地(「太宰府」図幅地域)から本図幅地域の志免ボタ山付近にかけて本層の石炭層露頭に沿って旧海軍炭鉱の坑口とボタ山が点在していた。

南部地区の本図幅地域に分布する新原層は新期堆積物に覆われ、断片的な露頭が観察できるに過ぎない。旧志免炭鉱付近では約60mの間に4枚の稼行可能炭層を含め、8-10枚の石炭層・炭質頁岩層が挟入する(第46図及び第91図参照)。岩相は一般に暗灰色シルト岩ないし頁岩よりなり、中部でやや厚い砂岩層を伴う。旧志免炭鉱及び旧植木炭鉱坑内で下部の炭層(「三重炭」と呼ばれた)上盤より淡水生貝化石 *Cyrena?* sp., *Unio* sp. の産出が報告されている(長尾, 1927b)。

東部地区の新原層は南部に比べ炭層の枚数を減じ、全層厚は増大している(第46図b, c)。岩相は一般に泥質の灰褐色砂岩と帯緑灰色頁岩の互層で石炭層5枚を挟み、うち2-3枚が稼行された。上部の砂岩は細礫混じりとなり淘汰が悪い。石炭層の上下の頁岩は多量の炭化植物片を含むことがあり、時には不連続な炭質頁岩から薄炭層に発達する(第47図)。

V. 3. 2. 3 須恵層 (Se)

命名 長尾(1926a)。

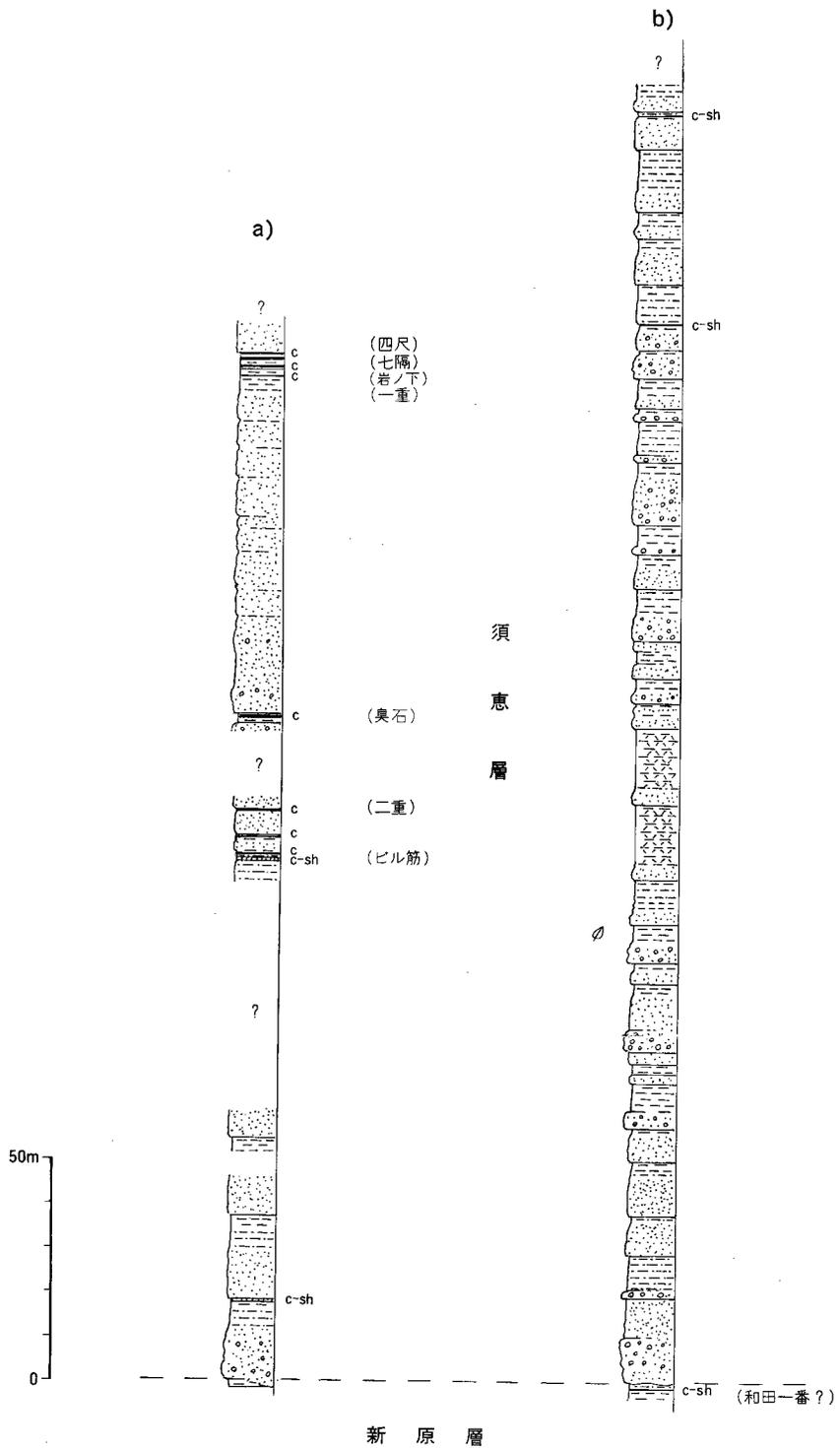
模式地 福岡県粕屋郡須恵町上須恵(「太宰府」図幅地域)。

層厚 南部地区で250m以上(上限不明)、東部地区で280m以上(上限不明)。

粕屋炭田地域の最上部累層である。見掛け上、200m以上の層厚を有するものの、比較的単調な岩相を示す。

南部地区(第48図a)では分布域の大半は「太宰府」図幅地域の粕屋郡須恵町一帯にある。ここでは礫混じり砂岩を含む厚い塊状砂岩層が卓越し、下部の数層準で砂質頁岩を挟むほかは細粒岩層はまれに見いだせるに過ぎない。長尾(1928a)、松下(1949)とも下半部の砂岩は淡緑色を呈す、と記しているが露頭ではおおむね雑色風化を示している。また上半部の砂岩は白色アルコーズ質で粗粒のことが多い。中部と上部に数枚ずつ石炭・炭質頁岩を挟むが、新原層のものとは比べ炭丈・連続性とも劣る。須恵町内数箇所で大規模な採掘が行われた。

東部地区(第48図b)では福岡市東区蒲田の福岡市東部清掃工場一帯に露出分布する。地層は下位の新



第48図 須恵層の地質柱状図

a) 粕屋郡須恵町一帯 [南部地区] (「太宰府」図幅内), b) 福岡市東区蒲田 [東部地区] (山崎ほか, 1958). (凡例は第40図に示す)

東部地区（第48図b）では福岡市東区蒲田の福岡市東部清掃工場一帯に露出分布する。地層は下位の新原層最上位の石炭層（「和田一番層」と称する）の直上にくる礫岩層に始まり、おおむね側方変化の著しい礫岩ないし礫混じり砂岩と凝灰質頁岩-砂質頁岩の厚互層よりなる。細粒岩層は風化すると特徴的な赤色を示す。上部はシルト岩優勢の砂岩シルト岩互層で薄い炭質頁岩を挟むが、一部では石炭層もみられる。上部の砂岩は粗粒でアルコーズ質を示すことがある。

V. 4 福岡炭田地域

V. 4. 1 福岡層群（松下，1949）

V. 4. 1. 1 ^{のこのしま}残島層（Fs）

命名 松下（1949）。

模式地 福岡市西区能古島。

層厚 200m 以上（上限不明）。

能古島（旧称、残ノ島）と福岡市東区西戸崎（通称、海の中道）シオヤ鼻一帯にのみ露出するが、福岡市街地の地下にも分布が確認されている。

能古島では三郡変成岩類を不整合に覆い、ほぼ東西の走向で南に傾斜する。島の南部に分布するため、上限は海に没して不明である。また不整合は島の東南端で観察できる（第49図）。基底部は三郡変成岩類からなる小丘陵の頂部に孤立して分布し、残島層の主分布域とは断層で隔てられている。不整合面は起伏に富み、北西方向（島の内陸部方向）にアバットする傾向がみられる。基底面直上の地層は北西に向かっ



第49図 残島層基底部の不整合の露頭
道路拡幅工事現場（現在はコンクリート擁壁に隠されている）、福岡市西区能古島城ノ浦海岸。

山岩等の円-垂円礫よりなる中礫礫岩からなり、雑色風化を呈する。所によっては基底面直上に基盤の泥質片岩の角礫が点在することがある。

主分布域の地層は基盤岩とはすべて断層で接しており、その下限は見る事ができない。主分布域の地表での残島層全層厚は約 150m と推定されるものの基底部までの層序は不明である。幸い、島の南縁に近い白髭神社裏手で 1970 年頃基盤に達する簡易水道用水源井が掘削され、200m 以上に及ぶ岩相層序が得られた(第 50 図 b)。それによると基盤は三郡変成岩類で、基底層は凝灰質シルト岩であり、その上位は砂岩・礫岩混じり砂岩優勢層で、凝灰質シルト岩・砂質シルト岩を不規則に挟む。上半部は中-細礫礫岩が比較的多く挟在するが、細粒岩層も含め凝灰質を示すことが多い。中部と上部の層準に紫赤色岩層を挟む。

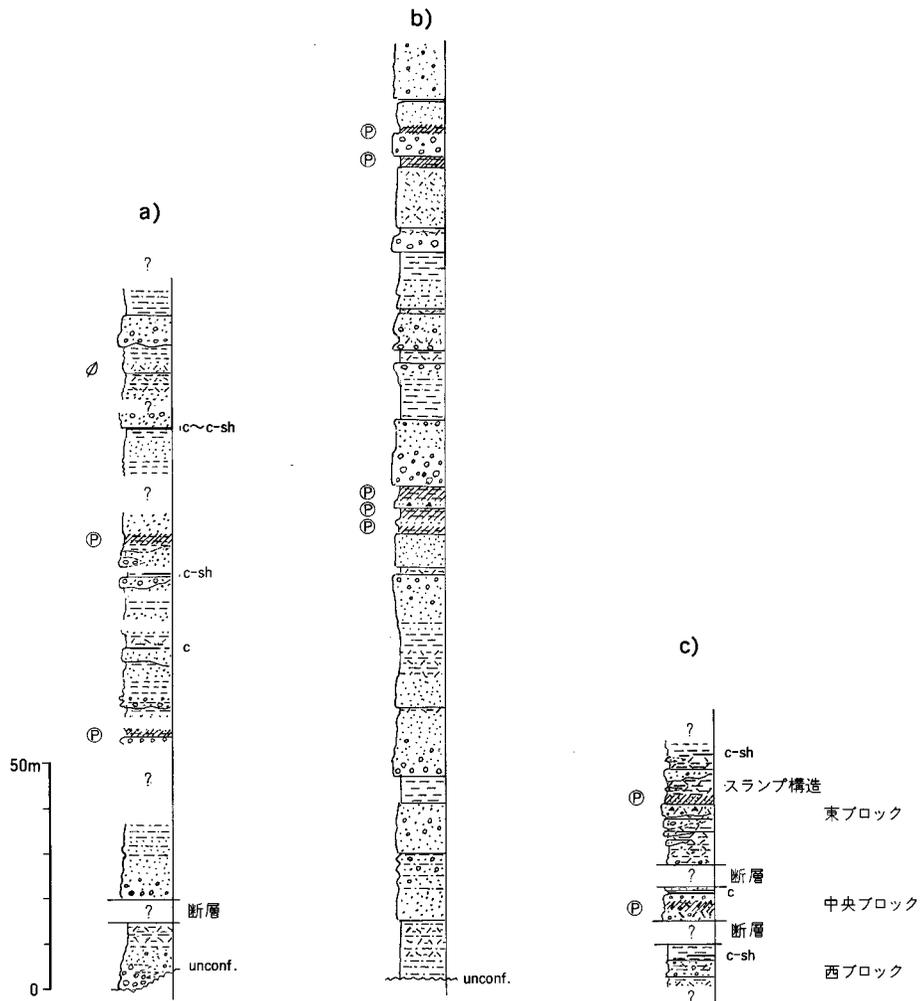
削井記録と地表の露頭とは中部の比較的連続性の良い紫赤色岩層を除けば、岩相の側方変化が著しいので対照できない。この紫赤色岩層は松下(1937)により、「残島紫層」と呼ばれ、層厚 22m と見積られたが、前に述べたように、大半は上方の玄武岩風化物に汚染されたものである(第 50 図 a)。なお、削井記録に示された上部の紫赤色岩層を含む最上部の地層は沖積地地下にある。

西海岸付近では、中部の紫赤色岩層の上位に礫混じり砂岩と凝灰質泥岩の互層が分布し、しばしば炭質物を伴う。互層部の粗粒岩層は軽石細礫をはじめ火砕岩の礫を多く混じえ、パッチ状凝灰岩片も多量に含むことがある。地表部での上部層は島の南斜面周縁部に露出し、同様の凝灰質シルト岩・同質ないしアルコーズ質砂岩の互層で薄炭層を挟む。この炭層は西海岸では炭筋状の葉層だが、東に向かって急速に発達し炭丈約 10cm 程度となり、島の中央部付近まで確認できる。炭層より上位にくる層厚 1-2 m の骨石状白色凝灰岩ないし凝灰質砂岩の下底に葉化石を産する。保存は良好ではないが松下(1937)は *Quercus* sp., *Dryophyllum?* sp. を報告している。この含植物化石層から最近(1993年)宮地(談話)により 46.3 ± 3.2Ma のフィッシュントラック年代が得られている。

東区西戸崎のシオヤ鼻の残島層とされる地層は、海岸砂丘の一角に露岩と海中に延びる沖合いの岩礁として点在露出する(第 51 図)。海岸部ではほぼ南北方向の断層で 3 ブロックに分かたれ、いずれのブロックも薄炭層ないし炭質頁岩層を伴う凝灰質シルト岩と一部に角礫状をなす火砕岩片を多く含む礫混じり砂岩の互層よりなる(第 50 図 c)。ここの地層は紫赤色岩層を挟むことから粕屋地域の臼井層を設定したのと同じ理由で、松下(1938, 1949)によって古第三系の最下部累層として残島層に含められている。粕屋炭田地域の、特に西北部地区で、より上位の地層(宇美層)でも紫赤色相を示すことがあるので必ずしも対比の根拠とはなし難いが、ほかに岩相比較の材料に乏しいので、ここでは一応松下(1949)に従っておく。なお、国立海の中道海浜公園資料によれば、シオヤ鼻のすぐ東方の海岸部では花崗岩の分布が確認されている。

以上のほかに、福岡市街地(現在の JR 博多-竹下両駅のほぼ中間点)での試錐で沖積層の下位に含紫赤色岩層が認められ、周辺の先第四系岩類の地下分布状況から残島層に対比されている(浦田, 1958; 向山・福岡地盤図作成グループ, 1981)。

長尾(1927b)は、伝聞として、オウムガイ化石 *Aturia yokoyamai* が残ノ島(現、能古島)に産出したと報じているが、島内の古第三系はすべて非海成相を示し、海生貝化石の産出は期待できない。また 1940 年頃より 1990 年まで九州大学の地質学実習地として多数の教官・学生が当地を訪れたが、これまで海生・



第50図 残島層の地質柱状図

a) 福岡市西区能古島、霧頭総合、b) 福岡市西区能古島、簡易水道水源井No.4試雑(山下、未公表原因)、c) 福岡市東区西戸崎シオヤ鼻。
(凡例は第40図に示す)

年頃より1990年まで九州大学の地質学実習地として多数の教官・学生が当地を訪れたが、これまで海生・非海生を問わず動物化石は発見されていないので、何らかの誤認に基づく情報ではないかと思われる。

残島層と上位の地層との関係は能古島においては不明である。フィッシュントラック年代からみると尾崎・濱崎(1991)が示した筑豊炭田の直方層群最下部に相当するので、野間層の下位にくるものと考えて問題はないであろう。火山砕屑物を含む凝灰質の岩相は上位の野間層と類似するが、野間層では紫赤色岩層を欠くほかに山型堆積相(Tomita, 1972; 富田, 1974; 富田・石橋, 1990)を示すことから、岩相上は別個の地層として区別できる。またかつて斎藤(1956)らが主張したように芦屋層群と同時異相とする見解はフィッシュントラック年代から見ても否定的である。ただ、臼井層や粕屋東部地区の高田層と異なり、地すべりないし土石流起源の紫赤色岩層が基底部に見られないのは、単に砕屑物の供給源



第51図 海の中道シオヤ鼻の残島層(?)の露頭
 上)西側からみたシオヤ鼻。崖の根元が紫赤色を呈する(西ブロック)。下)露頭東半部の過褶曲構造(東ブロック)。地質柱状図は第50図のcに示す。

(特に三郡変成岩類や白亜系関門層群)から離れていたためだけの理由なのかは判断できない。ほかの累層と比べ連続性の良い紫赤色岩を挟むことが本層の特徴と言えようが、対比の根拠とするには疑問がある。

V. 4. 1. 2 野間層 (Fn)

命名 松下 (1949)。

模式地 福岡市南区野間 - 中央区笹丘一帯 (鴻巣山丘陵)。

層厚 300-320m。

の丘陵地（東和大学構内・市立筑紫丘中学敷地内など）で見られるだけで、そのほかはすべて断層で基盤の花崗岩と接している。野間層は福岡市街地の中-南部に広がる鴻巣山丘陵の大半を占めて露出分布する。地層は礫岩ないし礫混じり砂岩にはじまる上方細粒化サイクルを繰り返す、石炭または炭質頁岩数枚を挟む夾炭部に終わる3回の輪廻相（出山型堆積相）が認められ、上・中・下の3部層に分かつことができる（第52図）。

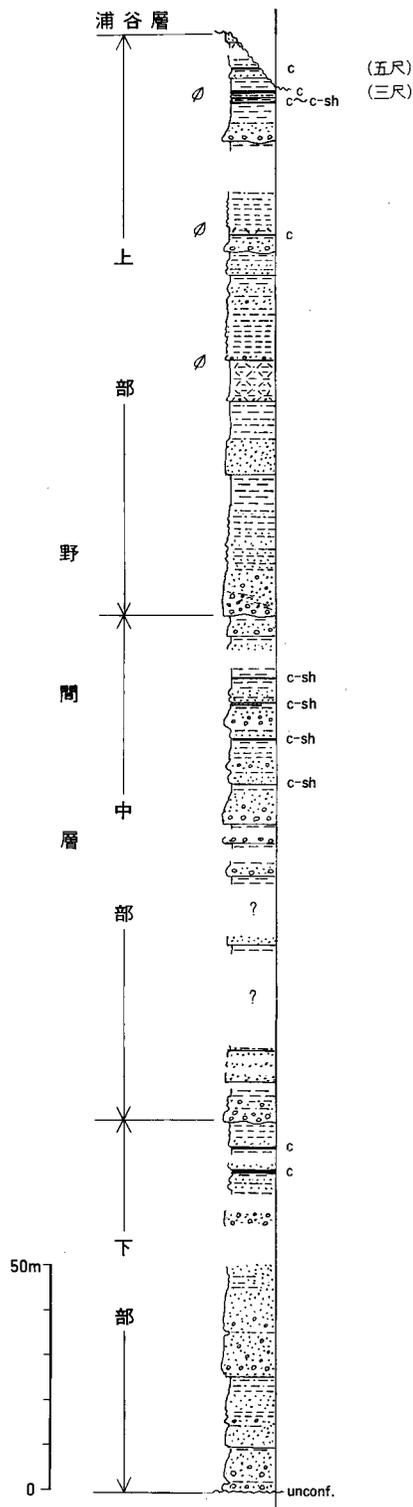
下部層は層厚約80m、基底部は半深成岩礫を伴うアルコーズ質砂岩よりなり、薄い淡青緑色シルト岩を挟む。風化すると基盤の早良花崗岩とは一見して判別し難い。その上位は礫混じり砂岩ないし粗-中粒砂岩の厚層で斜交層理を示す。下部層の最上部は2枚の石炭層を挟む砂岩頁岩層で、南区野間・寺塚付近で小規模に採炭されたことがある。なお鈴木（1895）が、小規模な採炭が行われたと報じた博多区山王公園の砂岩及び凝灰質シルト岩層は、現在は沖積地の中に比高約3mの小丘をなして露出し、かつての採炭の跡は見られないが浦田（1958）により野間層下部に対比されている。また最近、JR博多駅東方、御笠川近く（山王公園の真北）で建設工事に伴う基盤調査の試錐中に石炭が見いだされた（古川、談話）。恐らく山王で採掘対象になった炭層の延長部に当たるものと考えられる。

中部層は下部層夾炭部の上にくる2-3mの著しい礫岩に始まり、礫混じり砂岩ないし礫岩とシルト岩の粗粒岩優勢互層で上半部に数枚の薄炭層ないし炭質頁岩層を挟む。石炭はいずれも貧弱で稼行対象とはなり得ない。粗粒岩は膨縮が激しく、また下層への削り込みも頻繁に認められる。層厚は110-130mと見積られる。

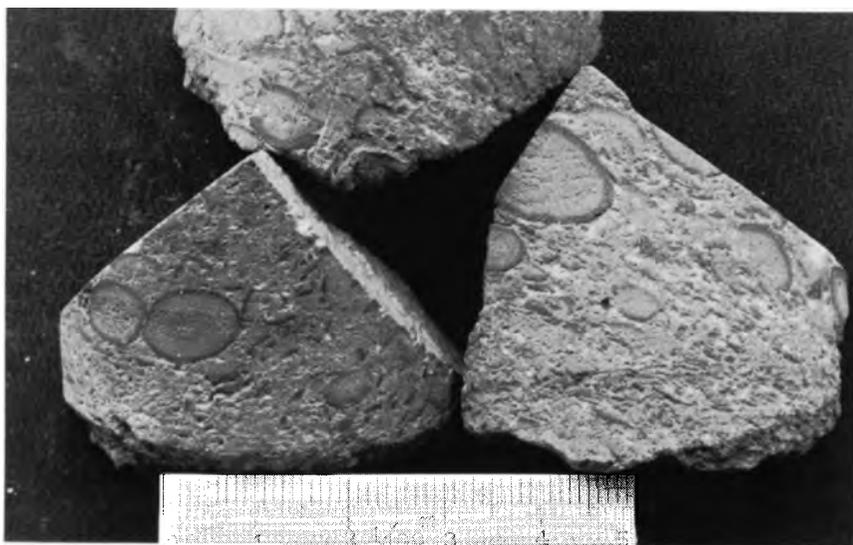
上部層は層厚約130m、中-下部層に比べ礫岩は少なく、また砂岩の量比も小さい。細粒岩層は全般に凝灰質を示し、骨石状頁岩ないし砂質シルト岩が発達するほか中部の層準に火山豆石層（約20cm）を挟む（第53図）。下部でしばしば赤色風化を示すことがある。様々の層準で珪化木が産出するが、中部の凝灰質頁岩層や最上部の夾炭部で卓越している。最上部の石炭層は3-6枚が約30mの間に挟在し、うち1-3枚が稼行対象となり市内各地で採掘されていた。長尾（1927b）は早良層のうち、最上位の愛宕夾炭部層の下位に亀原部層・別府部層がくるとしたが、それらが分布するとされた早良区祖原（旧称、亀原）・城南区別府（むしろ現在の茶山付近か）に露出している含炭層は、いずれもこの野間層上部層に当たる。最上位の石炭層は北東に向かって上位の浦谷層によって削剝されて欠如し、鴻巣山丘陵の東部をはじめ北縁に近い中央区警固-六本松一帯では石炭はほとんど失われている。上部層からは珪化木のほかに葉化石 *Ficus cf. tilieforia* Heer, *Cinamonum* sp., *Sequoia longsdorfii* Bron, *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Quercus* sp., *Metasequoia japonica* Miki などが採集されている（浦田、1958）。

なお、鴻巣山丘陵の南東方、那珂川に隔てられた福岡市南区横手の沖積地において温泉ボーリングの際、基盤の早良花崗岩の下位に、三郡変成岩類に属する片岩ホルンフェルスに続いて、野間層下部と思われる堆積岩が確認されている（松下ほか、1971）。この付近では最近（1992年当時）も試錐コア中に同様の古第三紀層と思われる堆積岩層が花崗岩の下位に見いだされている（山下、談話）。この付近は後述の警固断層の南東延長部に当り、さらに南東方で第四系中に逆断層が確認されている（第85図参照）。このことから、警固断層あるいはそれに随伴する低角度の逆断層の存在が考えられる。

このほかに、野間層上部層と思われる凝灰質シルト岩層が福岡市中央区天神、現博多大丸デパート地下で確認され（浦田、1958）、市街地沖積地の地下に広く分布することが想定される。



第52図 野間層の地質柱状図 (浦田, 1958を修正), 福岡市中央区鴻巣山丘陵。(凡例は第40図に示す)



第53図 野間層上部層の試錐コア中にみられる火山豆石
(福岡市中央区笹丘一丁目)

野間層は中部層の不連続な炭質頁岩-薄炭層を除けば、下部層と上部層に石炭が発達すること、上部で特に著しい凝灰質を示すことから、下部層は粕屋炭田地域の高田層に、中-上部層は同じく凝灰質岩相が卓越し、上部に石炭層を挟む宇美層に対比されている(山崎ほか, 1958)。

V. 4. 2 ^{さわら}早良層群(松下, 1949)

V. 4. 2. 1 浦谷層(Wt)

命名 松下(1949)。

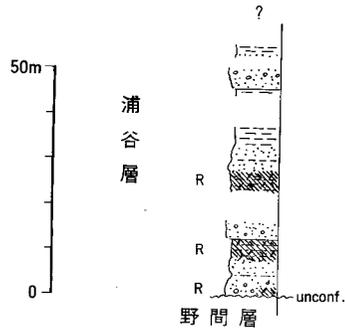
模式地 福岡市中央区警固三丁目-赤坂三丁目。

層厚 推定60m(浦田, 1958)。

鴻巣山丘陵では野間層を不整合に覆って断片的な分布を示す(浦田, 1958; 山崎ほか, 1958)ほか、早良区高取一帯・城南区茶山などにも分布している。分布域最南部の城南区田島付近の旧福正炭鉱資料では、野間層最上部夾炭層部分と上位の浦谷層礫岩とはほぼ平行しており、一見整合的である。上限は不明。礫岩砂岩優勢の岩相を主とし、凝灰質シルト岩ないし砂質シルト岩を伴う(第54図)。凝灰質シルト岩は著しい赤色風化を示す。この赤色風化層の発達によって本層は特徴づけられている。西区姪の浜地区にあった旧早良炭鉱資料では、上部に粗悪炭並びに炭質頁岩が挟まれている(浦田, 1958)。

浦谷層は特徴的な赤色風化を示し、夾炭愛宕層の下位にあつて石炭・炭質頁岩が乏しい。このことから同様の岩相を呈し、夾炭新原層の下位にくる粕屋炭田地域の名島層に対比される(松下, 1949)が、後者に比べて層厚を著しく減じている。地表の露頭では上限は不明であるが、浦田(1958)によれば旧早良炭鉱の資料でも約60mと見積もられている。

なお、浦谷層の名称は西鉄大牟田線平尾駅西方の鴻巣山丘陵地の一角に北東に開けた谷合の旧字名(旧称、浦谷または平尾浦谷、現在の中央区平尾一帯)に由来する。



第54図 浦谷層の地質柱状図 (浦田, 1958)
鴻ノ巣山丘陵及び早良区祖原公園-紅葉八幡宮。(凡例は第40図に示す)

V. 4. 2. 2 愛宕層 (Wa)

命名 長尾 (1926a). 松下 (1949) 再定義.

模式地 福岡市西区旧早良炭鉱坑内(姪の浜一帯, 地表には露出しない).

層厚 姪の浜地区で約 90m, 西戸崎地区で約 120m.

陸上では全く露出せず姪の浜地区の海岸より沖合いにかけて海底に露出していた. そのため海底の石炭露頭から剝離した石炭片が海岸に打ち上げられたのが発見の端緒とされる. したがって本層については採炭を行った西区姪の浜地区 (旧早良炭鉱) と東区西戸崎地区 (旧西戸崎炭鉱) の坑内資料でしか知ることができない (第55図). 地層名は早良炭鉱の本坑口が室見川河口西岸側にある愛宕山の北麓に立地したことに由来する.

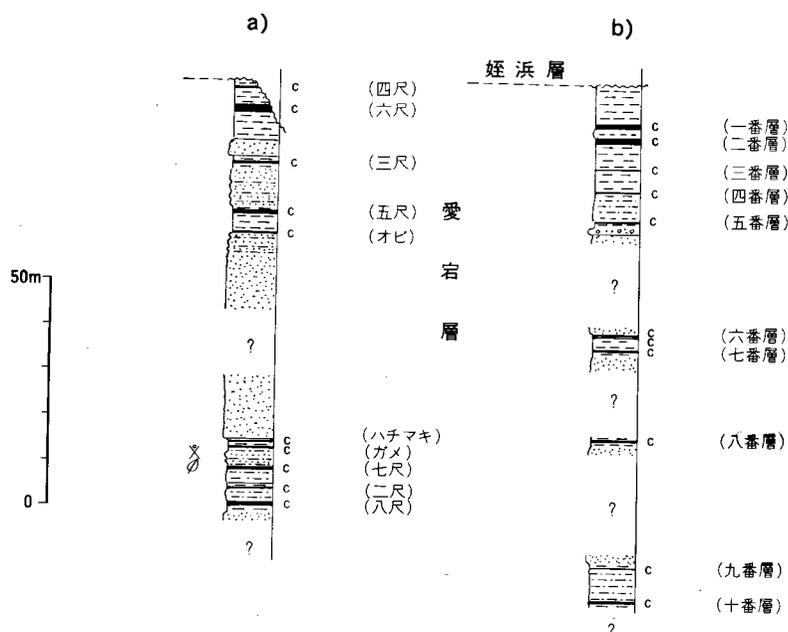
愛宕層は粕屋炭田地域の新原層と同じく, 最下位の炭層の直下にくる粗粒岩層を下位層の上限とし, 上位の姪浜層との不整合面までの夾炭層部分のみでなっている.

姪の浜地区では中部には石炭層の乏しい砂岩の厚層があり, 下部と上部の比較的細粒相を示す層準に石炭層が集中して挟在する. 下部は5-6枚, 上部は4-5枚の炭層があり, 各1-2枚ずつが稼行対象となった. 最上部の炭層は上位の姪浜層により一部で削剝されている (松下, 1956). 下部の炭層群の中程にある「七尺」炭層直上から葉化石 *Sabalites* sp. を, またさらにその上位の泥質砂岩から海生貝化石 *Venericardia nipponica* Nagao, *Callista hanzawai* (Nagao), *Pitar kyushuensis* (Nagao), *Phaxas* sp., *Epitonium submaculosum* Nagao の産出が報告されている (浦田, 1958). なお, 姪の浜地区の愛宕層はJR 姪浜駅付近を中心に, 東西方向に長軸をもつ盆状構造をなし, 室見川河口付近を南北に走る室見断層 (新称) によって上位の姪浜層と共に東への分布が断たれ, 西は生の松原西部を北北西に延びる壱岐断層 (仮称) で基盤岩 (早良花崗岩・糸島花崗閃緑岩・三郡変成岩類) に接する.

西戸崎地区の愛宕層は大岳西南方海域を中心とした半盆状構造を示し, 志賀島との間を通ると見られる断層によって西側が断たれている. 地層は全体に層厚を増し, 中部の層準にも石炭層を挟むが, 上部の2枚を除きいずれも発達状況は良好ではない.

V. 4. 3 ^{めいのはま} 姪浜層群姪浜層 (M)

命名 松下 (1949).



第55図 愛宕層の地質柱状図

a) 旧早良炭鉱(福岡市西区姪の浜, 浦田, 1958), b) 旧西戸崎炭鉱(福岡市東区西戸崎, 松下・小原, 1960). (凡例は第40図に示す)

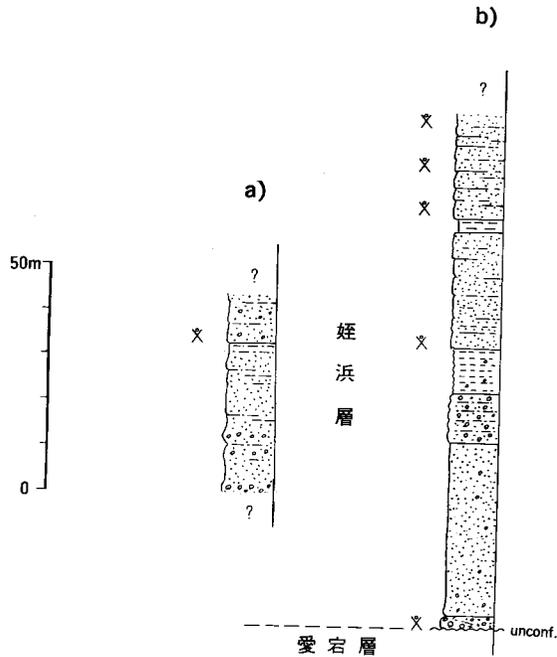
模式地 福岡市西区愛宕山一带.

層厚 110m 以上 (上限不明).

福岡市西区姪の浜-小戸おどに点在する丘陵地を占めて分布するほか, 東区西戸崎大岳・小岳及び博多湾内の小嶋, 端島 (通称, 寅島) にも露出する. いずれも愛宕層の上位にあり, 姪の浜地区では明らかに愛宕層最上部の石炭層を削る軽微な傾斜不整合が坑内で観察されている (松下, 1956).

姪の浜地区の姪浜層は全体として塊状中-粗粒砂岩が卓越し (第56図b), 砂岩は帯緑-青灰色で鏡下では多量の海緑石を含む. 海緑石は時には肉眼でも識別することができる. 大型の斜交葉理がみられ, ところにより頁岩パッチを伴う. 様々の層準に海生動物化石を産する. 最下部は礫混じり砂岩ないし粗粒砂岩で貝化石を産する. その上位は厚い中-細粒砂岩, 薄い砂質頁岩を挟む礫混じり砂岩が累重する. 上部は中間に数mの頁岩を挟む砂岩厚層よりなり貝化石を多産する. 中-上部の中-粗粒砂岩層中に *Globigerina* sp. を主とする有孔虫化石やウニの骨片などを多量に含む厚さ20-30cmのレンズ状泥灰岩が挟在する (第57図).

本層中からは浦田 (1958) により *Terebratalia* ? sp., *Dentalium ashiyaensis* Nagao, *Yoldia* sp., *Glycymeris* sp., *Ostrea* (*Crassostrea*) *lunaiformis* Nagao, *Septifer* sp., *Venericardia* (*Venericor*) *subnipponica* Nagao, *Callista hanzawai* (Nagao), *Pitar kyushuensis* (Nagao), *Angulus maxima* ? (Nagao), *Parapholas satoi* (Nagao), *Neverita* sp., *Turritella* (*Haustator*) *infralirata* Nagao, *Pseudoperissolax* cf. *brakei* (Con.), *Fulgoraria* (*Psephaea*) aff. *megaspira* (Sow.), *Turris* sp. などの貝化石に加え, サメの歯化石 *Carcharodon* cf. *turgidus* Ag., *Carcarias* cf. *cuspidatus* (Ag.) の産出が報告されているほか, 長尾 (1924-1925) は *Crassatella yabei* (Nagao) を, また水野 (1963), Mizuno (1964) は *Euspira ashiyaensis*



第56図 姪浜層の地質柱状図

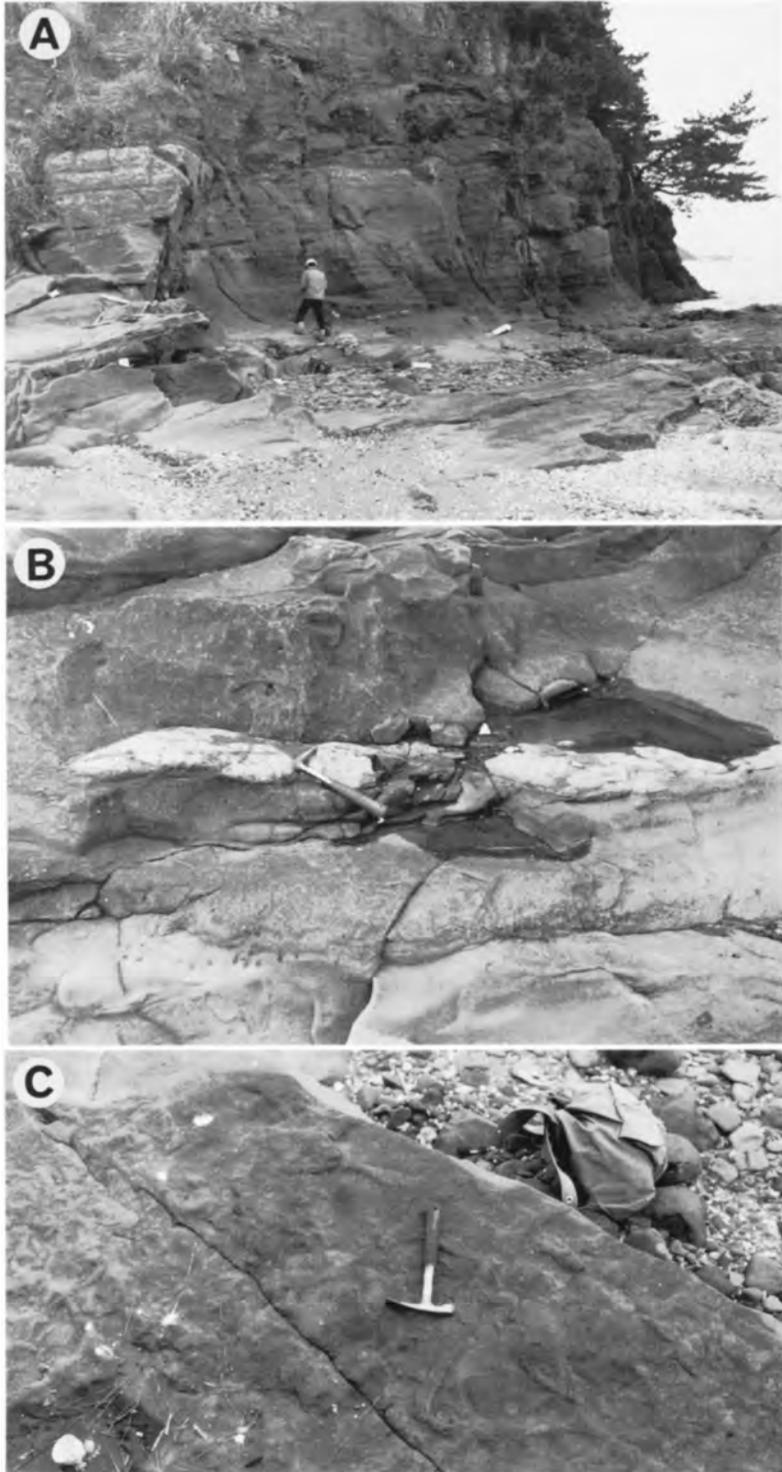
a) 福岡市東区西戸崎大岳, b) 旧早良炭鉱資料(浦田, 1958)及び福岡市西区愛宕山-小戸公園。(凡例は第40図に示す)

(Nagao), *Fulgoraria* sp., *Glycymeris compressa* Mizuno, *Septifer nagaoui* Oyama, *Solamen subforficatum* (Nagao), *Crassatella inconspicua* Nagao, *Venericardia vestitoides* Mizuno, *Diplodonta confusa* Nagao, *Lucinoma nagaoui* Oyama & Mizuno, *Pitar matsumotoi* (Nagao), *Spisula* sp. を報告している。またオウムガイ化石 *Aturia yokoyamai* Nagao (Nagao, 1926), *Neocymatoceras tsukushiensis* Kobayashi (Kobayashi, 1954) の産出が知られている。

西戸崎地区大岳・小岳に露出する姪浜層はいずれも礫を多少混じえる緑灰色砂岩よりなり不連続な頁岩を挟む(第55図a)。砂岩は風化すると雑色を呈し、きわめて崩壊しやすい。姪の浜地区と同様海生貝化石を含み、長尾(1927b)により *Venericardia subnipponica* Nagao, *Callista hanzawai* (Nagao), *C. cf. matsuraensis* (Nagao), *Lucina (Phacoides)* sp. の産出が報告されたほか、松下(1938)は *Ostrea* sp., *Cardium aff. shinjiense* Yokoyama, *Aturia* sp. を報告している。

化石種から筑豊炭田芦屋層群に対比されている(長尾, 1926a, 1928b; 松下, 1949; 水野, 1963)が脊椎動物化石がサメの歯に限られていること、また模式地の芦屋層群では未発見のオウムガイ化石を産すること、などの違いがみられる。

なお、姪の浜地区の姪浜層は室見断層によって東方への延長は断たれているが、市街地中心部の中央区警固小学校横道路地下での水道工事や、中央区天神、岩田屋デパート地下の用水井掘削工事の際、姪浜層に属すると思われる含海緑石帯青灰色砂岩が見いだされ、前者からは貝化石 *Dosinia chikuzenensis* Nagao, *Callista hanzawai* (Nagao) を産している(山崎ほか, 1958)。



第57図 福岡市西区名柄川河口の姪浜層の露頭
 A) 露頭全景, B) 同層に挟在する有孔虫化石を含む泥灰岩レンズ, C) 同じく層理面にほぼ並行して発達する生痕化石,
 (現, 小戸二丁目, 現在は埋立地となって下半分は見られない).

VI. 新 第 三 系

(唐木田芳文・富田宰臣)

VI. 1 能古砂礫層 (Nk)

命 名 富田ほか (1980).

模式地 福岡市西区能古島.

層 厚 約 7m.

福岡市西区能古島のほぼ中央部、バス道路沿いの標高 120-130m 付近で山上の能古島アルカリ玄武岩の下位に延長 70m にわたって半固結の礫混じり粗-中粒砂岩が露出している。また、この露頭の約 200 m 北側にも同じくアルカリ玄武岩の下位に厚さ数 m の白色砂質シルト岩層がみられる。砂岩層はアルコーズ質優白色塊状無層理だが、わずかに礫 (長径 0.5-3cm の亜円礫) の斜交配列が認められる。固結度は低く、ハンマーで容易に掘ることができる。同様の砂岩層は先の露頭の南西方約 400m の地点でも玄武岩質火砕岩層の下位に賦存するのが見いだされている。いずれも岩相は固結度が低く礫が少ないことを除けば、南方に分布する古第三系砂岩のそれらと酷似している。またごく少量の炭化植物片と毬果が採取されたほかに化石は得られなかった。これらの堆積物の形成年代を明示できる証拠は少ないが、採取した炭質物のビトリナイト反射率は $R_o = 0.3, 0.8, 2.4$ の値が得られた。このうち $R_o=0.8$ は残島層に賦存する石炭のそれと一致する。 $R_o = 2.4$ はより古期の地層 (おそらくは関門層群) に由来するとと思われるもので、この堆積物本来の炭質物の反射率は $R_o = 0.3$ で褐炭段階に属することから、堆積物がより新期に形成されたと考え、能古砂礫層と命名した (富田ほか, 1980)。

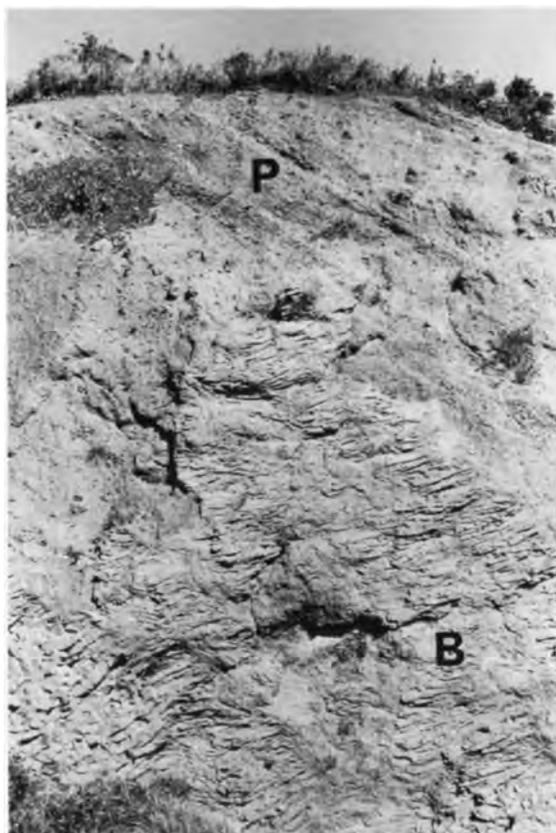
さらに含有礫種を検討した結果、脈石英・アプライト・硬砂岩・砂岩及び頁岩のホルンフェルス・片岩など残島層に含まれるのと同種のものほかに、チャート・黒色-灰黒色讃岐岩様安山岩が見いだされた。石英・サヌカイト様安山岩を除きこれらの礫は著しく風化した、いわゆるくさり礫であるので、古第三紀層からの再堆積礫と思われる。サヌカイト様安山岩礫は古第三紀層中には見いだされていないので、本層は古第三系堆積後に形成されたことが想定できる。当地域の周辺におけるサヌカイト様岩としては佐賀県杵島地方のいわゆる唐津炭田東部地域に点在する松浦玄武岩形成以前の一連の火成岩活動が知られている (山崎, 1959-1960)。本層中の礫が佐賀県下の岩体から直接由来したかどうかは明確ではないが、ほぼ同時期の生成物とみなすことができる。これらのことから、佐賀県下で玄武岩の下位にあり讃岐岩類を不整合に覆う佐留志砂礫層 (山崎, 1959-1960) や、佐賀・長崎両県にまたがって分布する松浦玄武岩類の最下部に広範にみられる八ノ久保砂礫層 (岩橋, 1961) に相当するものと考えられている (富田ほか, 1980)。同様の砂礫層は市街地やその背後の丘陵地にも分布する可能性はあるが、玄武岩

の直下に賦存することで判別できたという経緯からみて、更新統との識別はわずかな固結度の相違によるほかになく、それらの判定は困難である。

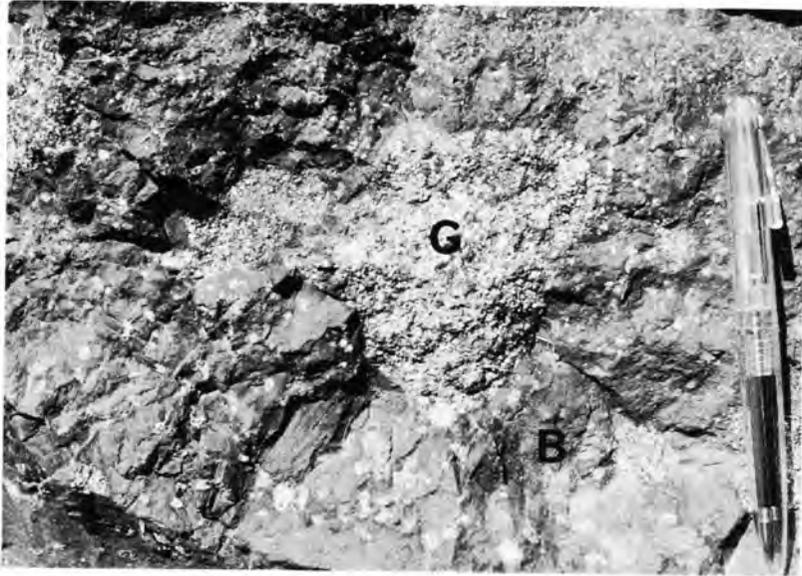
VI. 2 ^{のこのしま} 能古島アルカリ玄武岩と周辺地域の同類岩 (B)

分布・産状 本図幅地域では博多湾西部の能古島・毘沙門山・今山に分布する。ここでは記載の便宜上、能古島に分布するものを能古島アルカリ玄武岩と呼ぶ。

能古島：玄武岩はほとんどすべてが溶岩で、一部に岩頭らしい露出がみられる。溶岩は三郡変成岩類・北崎トータル岩・能古砂礫層をほぼ水平に切る侵食面の上のり、基底面の標高は一般に約80-130mの範囲にある。しかし、標高0m付近の東海岸の土手崎においても、玄武岩溶岩が北崎トータル岩の上に分布している。溶岩の基底には火山碎屑物や砂礫・粘土からなる厚さ2m前後の堆積層がみられる。土手崎と越ノ浦のあいだの海岸には、岩頭らしい玄武岩が波打ちぎわに露出する。数cm大の花崗岩とまれに変成岩・堆積岩の捕獲岩を含み、部分的に角礫化した玄武岩が縞状砂質ホルンフェルスに貫入してい



第58図 火山碎屑層 (P) に貫入する玄武岩 (B) の露頭
層理を示す火山碎屑層に貫入する玄武岩には節理が良く発達している。
福岡市西区今山(1960年10月)



第59図 玄武岩(B)中の花崗閃緑岩捕獲岩(G)の転石
今山熊野神社裏の転石

るようにみられる。貫入面は変成岩の片理に斜交し、北20-30°西である。

毘沙門山：標高約150m以上に分布し、スコリア、玄武岩質岩やまれに花崗岩の岩塊を含む火山碎屑層に貫入する玄武岩の岩頭がみられる。1960年代の採石場での観察によると、柱状節理のよく発達した玄武岩は変成岩の岩片を多数捕獲している。捕獲岩の大きさは、普通、径1cm以下-10数cmで、時に長さ1m以上のこともある。大きな捕獲岩の周辺など部分的に多孔質となる。かつて、沸石を伴う晶洞から岩漿水が採取され、報告された(Kokubu *et al.*, 1957)。

今山：標高40-50m以下は糸島花崗閃緑岩からなり、それ以上には火山碎屑層が分布する。径数mm-40cmの玄武岩岩塊やスコリアからなる火山碎屑層は、層理を示し、花崗岩質岩片を含む。丘陵の頂上部にみられる玄武岩の貫入岩体(第58図)の一部は、走向北55°西で、南西に80°傾斜する境界面を持って火山碎屑層と接している。玄武岩は境界面に平行な葉理構造と節理を示し、極小のものから径20-30cmの花崗岩片を捕獲している(第59図)。捕獲岩は接触部付近で特に多くみられる。

毘沙門山と今山の露頭は、その後の崩壊・植生化または公園化によって、現在では上記のような観察はできない。

岩型と地質関係 二つの岩型が識別される。①単斜輝石かんらん石玄武岩。黒色、緻密で、最大径2mmの斑晶を含む。②単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩。灰色-暗灰色で葉理構造を示し、最大径3mmの斑晶を含む。いずれも多孔質の部分を伴う。②はŌji(1961)及び応地(1962)のかんらん石チタン輝石角閃石玄武岩とチタン輝石かんらん石角閃石粗面安山岩とを合わせたものに相当する。本研究では両者を識別することができなかった。毘沙門山・今山には①のみがみられる。能古島には両者が分布し、②が①の上位に重なる(Ōji, 1961; 松本ほか, 1992)。能古島の西側の基底部に近い部分を①が占めるが、東側では、大泊南東方や土手崎で見られるように、②が北崎トータル岩の上に直接のりことも

ある。しかし、能古島では露頭が不良のため、①と②の溶岩の境界面を地質図に示すことができない。

岩石の記載

[単斜輝石かんらん石玄武岩] (能古島大泊)

斑晶：かんらん石・単斜輝石。

石基：(主成分鉱物) 斜長石・かんらん石・単斜輝石・鉄鉱。

(副成分鉱物) 石灰アノソクレス・金雲母・緑泥石質物質・燐灰石など。

斑晶：かんらん石は半自形-他形で、長さは最大約2mm。結晶の周縁部や割れ目に沿ってイデイングス質物質に変質することが多い。累帯構造は顕微鏡下では明らかではないが、EPMAによると、Feをより多く含んだ狭い周縁部が識別される。単斜輝石は半自形-他形で、大きさはかんらん石と同じであるが、量は少ない。淡黄褐色-紫がかった褐色の弱い多色性を示す。時に、砂時計構造・セクタゾーニングや割れ目に沿う緑泥石質物質がみられる。鉄鉱は磁鉄鉱とチタン鉄鉱で、主に微斑晶をなし、四角または角張った形を示す。

石基：ピロタキシチック組織を示す。部分的には填間状組織がみられる。斜長石は短冊状で、長さ0.1-0.2mm。金雲母は緑泥石質物質を伴う填間状組織を示す部分に出現し、斜長石・単斜輝石の間を埋める。淡黄色-赤褐色に強い多色性を示す。石灰アノソクレスは短冊状斜長石の粒間にわずかに出現する。また、主に単斜輝石・かんらん石・鉄鉱からなり、斜長石・石灰アノソクレスを伴う、径1-0.5mmの集合体がときどきみられる。その構成鉱物は普通の石基鉱物より細粒で、粒状である。

毘沙門山の単斜輝石かんらん石玄武岩岩頭：溶岩をなすものより一般に粗粒である。一部にみられる杏仁状黒色玄武岩の晶洞は、径1cm以下の不規則な形を持ち、白色の沸石でみたまされたり縁どられている。沸石はソーダ沸石に属し(Kokubu *et al.*, 1957のTable 1)、ときに放射状に配列する。モンモリロナイトやまれに方解石を伴う(Kokubu *et al.*, 1957)。

今山の玄武岩中の花崗閃緑岩捕獲岩：造岩鉱物の変質程度はそう高くはない。斜長石は結晶一面に散在する塵埃状物質によって曇ってみえる。劈開に沿う割れ目が発達する。カリ長石には塵埃状物質が沿う多くない。石英は細かく網目状に割れ、ほとんど清澄である。苦鉄質鉱物はすべて完全にオパサイト化し、微細な黒色物質と塵埃状の黒褐色物質に置換されている。一部にはガラスを伴う。チタン石にはほとんど変化はみられない。ジルコン粒の群色は褐色がかったあざやかな赤色で、普通の糸島花崗閃緑岩中のジルコンのピンク色とは異なる(Karakida, 1967)。

[単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩] (能古島大泊)

斑晶：オパサイト・単斜輝石・かんらん石。

石基：(主成分鉱物) 斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱。

(副成分鉱物) 石灰アノソクレス・燐灰石など。

斑晶：オパサイトは主に微粒の鉄鉱からなり、輝石を伴う集合体である。径は普通1mm前後で最大約3mm。外形は柱状で、断面は菱形をなし、角閃石の分解生成物であるが、角閃石そのものは見当たらない。時に、中心部に単斜輝石とともに、石灰アノソクレスや緑泥石質物質を伴うことがある。単斜輝石・かんらん石は主に長さ0.2-0.5mmの微斑晶をなす。

石基：ピロタキシチック組織を示す。短冊状斜長石は長さ0.1mm前後で、一般に単斜輝石かんらん

石玄武岩のものより小さい。単斜輝石も同様により細粒である。

玄武岩の化学組成 本図幅地域の玄武岩の全岩分析値を松本ほか (1992) と Kokubu *et al.* (1957) から引用する (第14表)。SiO₂-(Na₂O + K₂O) 図では松本ほか (1992) の単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩の1個を除き、すべて Kuno (1965) のアルカリ岩領域にプロットされる。松本ほか (1992) によると、この地域のアルカリ玄武岩は、日本火山岩の平均成分に比較して、一般に TiO₂・P₂O₅ が著しく高く、Σ FeO・Na₂O・K₂O がやや高く、Al₂O₃・CaO がやや低い傾向を示す。Kokubu (1956) は今津の玄武岩の F を 0.087% 及び 0.052% と定量し、F 含有量はアルカリ岩に多い傾向のあることを指摘している。

造岩鉱物の化学組成 主な造岩鉱物の化学組成を第15-19表に示す。これらは、九州大学理学部地球惑星科学教室の EPMA (日本電子製 JXA-733) によって本村慶信博士が分析した。

第14表 能古島アルカリ玄武岩及び周辺地域の玄武岩の化学組成 (Kokubu *et al.*, 1957; 松本ほか, 1992)

No.	1	2	3*	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	45.62	45.50	43.78	45.68	50.04	50.42	50.21	50.42	51.28
TiO ₂	3.65	3.62	3.73	3.66	2.29	2.21	2.22	2.15	2.16
Al ₂ O ₃	14.23	13.99	13.79	14.04	16.13	16.27	16.30	16.63	16.34
Fe ₂ O ₃	4.48	5.18	6.16	4.15	4.04	4.66	4.33	5.09	3.56
FeO	10.39	9.83	8.18	10.56	7.56	6.89	7.41	6.80	7.31
MnO	0.22	0.21	0.20	0.21	0.18	0.16	0.19	0.16	0.16
MgO	6.52	6.63	6.89	6.28	5.85	5.63	5.57	5.27	5.47
CaO	9.93	9.97	9.79	10.28	9.18	8.95	9.14	8.76	8.80
Na ₂ O	2.42	2.46	2.77	2.53	2.56	2.58	2.58	2.56	2.59
K ₂ O	1.58	1.59	1.36	1.56	1.46	1.53	1.33	1.37	1.53
P ₂ O ₅	0.97	1.02	1.26	1.07	0.71	0.69	0.73	0.79	0.80
Total	100.01	100.00	99.75	100.02	100.00	99.99	100.01	100.00	100.00
Q	—	—	—	—	2.68	3.96	3.73	5.42	4.48
or	9.34	9.40	8.21	9.22	8.63	9.04	7.86	8.10	9.04
ab	20.48	20.82	23.94	21.41	21.66	21.83	21.83	21.66	21.92
an	23.30	22.43	21.63	22.35	28.21	28.29	28.97	29.84	28.44
wo	8.20	8.51	8.17	9.05	5.30	4.85	4.85	3.53	4.17
en	9.42	10.22	8.94	8.09	14.57	14.02	13.87	13.13	13.62
fs	5.66	5.07	2.16	5.33	7.10	5.45	6.71	5.03	7.21
fo	4.77	4.41	6.02	5.30	—	—	—	—	—
fa	3.16	2.41	1.60	3.85	—	—	—	—	—
mt	6.50	7.51	9.12	6.02	5.86	6.76	6.28	7.38	5.16
il	6.93	6.88	7.24	6.95	4.35	4.20	4.22	4.08	4.10
ap	2.30	2.42	2.98	2.53	1.68	1.63	1.73	1.87	1.89
DI	29.82	30.22	32.15	30.63	32.97	34.83	33.42	35.18	35.44

* H₂O (+)0.75, H₂O (-)1.09及び F0.087を含む。

1 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 毘沙門山

2 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 毘沙門山

3 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 毘沙門山

4 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 今山

5 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 能古島

6 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩 能古島

7 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩 能古島

8 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩 能古島

9 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩 能古島

3 : Kokubu *et al.*, 1957; 1-2及び 4-9 : 松本ほか, 1992

第15表 能古島アルカリ玄武岩中のかんらん石の代表的化学組成 (EPMA)

No.	1	2	3	4	5
SiO ₂	36.41	36.46	36.59	39.10	37.90
TiO ₂	0.09	0.00	0.23	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
FeOt	32.31	31.71	32.18	21.13	28.23
MnO	0.89	0.95	0.74	0.33	0.75
MgO	31.54	32.02	31.86	40.73	33.26
CaO	0.14	0.17	0.17	0.04	0.20
Na ₂ O	0.03	0.08	0.00	0.02	0.00
K ₂ O	0.00	0.03	0.05	0.07	0.11
Total	101.42	101.42	101.82	101.42	100.51
Numbers of ions on the basis of 4(O)					
Si	0.985	0.984	0.984	0.997	1.011
Al	0.001	0	0	0	0.001
Ti	0.002	0	0.005	0	0.001
Mg	1.271	1.288	1.277	1.546	1.322
Fe ²⁺	0.731	0.716	0.724	0.451	0.630
Mn	0.021	0.022	0.017	0.007	0.017
Ca	0.004	0.005	0.005	0.001	0.006
Na	0.002	0.004	0	0.001	0
K	0	0.001	0.002	0.002	0.004
Atomic ratios					
Mg	62.8	63.6	63.3	77.1	67.1
Fe ²⁺ +Mn	37.2	36.4	36.7	22.9	32.9

- 1 : 単斜輝石かんらん石玄武岩(Nk9-2-54) 能古島大泊
 2 : 単斜輝石かんらん石玄武岩(Nk9-2-75) 能古島大泊
 3 : 単斜輝石かんらん石玄武岩(Nk9-2-81) 能古島大泊
 4 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩(Nk9-1-13) 能古島大泊
 5 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩(Nk9-1-25) 能古島大泊
 1-2 : 斑晶, 3 : 石基, 4 : 斑晶(コア), 5 : 斑晶(リム). (GSJ R60799/Nk9-1), (GSJ R60800/Nk9-2) 分析者 本村慶信

かんらん石 : 薄いリムを持つ漸移的な累帯構造が, 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩の斑晶に認められるが, 単斜輝石かんらん石玄武岩には認められない. 石基の組成は斑晶のものより Fa 成分に富む(第15表). 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩の斑晶はコア→リムに Fa₂₃→37, 23→35, 28→33, 石基は Fa₃₄₋₃₇である. 単斜輝石かんらん石玄武岩では斑晶が Fa₃₆₋₃₇, 石基が Fa₃₇₋₃₈である.

単斜輝石 : サーラ輝石寄りの普通輝石(第16表)で, TiO₂含有量は約1%を超し(ほぼ1-3.5%), Ōji (1961)及び応地(1962)はチタン輝石と記載している. 累帯構造には, 普通のタイプとセクタタイプがみられる. 前者ではコア→リムに Fe・Tiが増加し, Mgが減少する傾向がみられる.

金雲母 : 黒雲母に似た石基鉱物を, Ōji (1961)は MgO 含有量の多い phlogopitic biotite と記載している. 単斜輝石かんらん石玄武岩における同種の鉱物の分析結果によると, Mg : Fe 比が 2 : 1 より大きく(第17表), 金雲母の範ちゅうにはいる (Deer *et al.*, 1962). そして比較的 TiO₂ 含有量の多いタイプである.

石基の短冊状斜長石 : 薄いリムを持つ累帯構造を示し, 単斜輝石かんらん石玄武岩と単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩との間に明らかな組成上の差異は認められない. コアは An₅₈₋₆₆, リムは An₄₃₋₄₉で

第16表 能古島アルカリ玄武岩中の単斜輝石の代表的化学組成 (EPMA)

No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51.10	50.69	51.81	51.64	50.61	46.49	47.20
TiO ₂	0.87	1.60	1.19	1.47	0.97	2.40	2.56
Al ₂ O ₃	2.68	2.42	1.79	2.24	3.53	6.08	6.28
FeO _t	7.31	8.43	9.42	8.56	8.37	9.68	9.34
MnO	0.23	0.34	0.31	0.32	0.38	0.13	0.16
MgO	15.26	14.45	15.40	14.63	15.26	12.71	12.72
CaO	21.94	20.70	19.88	20.32	20.75	21.20	21.23
Na ₂ O	0.35	0.48	0.49	0.55	0.22	0.37	0.43
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.01	0.07	0.01	0.03
Total	99.74	99.11	100.31	99.74	100.16	99.07	99.95
Numbers of ions on the basis of 6(O)							
Si	1.903 } 2.000	1.906 } 2.000	1.925 } 2.000	1.924 } 2.000	1.880 } 2.000	1.770 } 2.000	1.776 } 2.000
Al ^{IV}	0.097 } 2.000	0.094 } 2.000	0.075 } 2.000	0.076 } 2.000	0.120 } 2.000	0.230 } 2.000	0.224 } 2.000
Al ^{VI}	0.021 } 2.000	0.013 } 2.000	0.003 } 2.000	0.022 } 2.000	0.035 } 2.000	0.043 } 2.000	0.055 } 2.000
Ti	0.024 } 2.000	0.045 } 2.000	0.033 } 2.000	0.041 } 2.000	0.027 } 2.000	0.069 } 2.000	0.072 } 2.000
Mg	0.847 } 2.027	0.810 } 2.013	0.853 } 2.020	0.813 } 2.004	0.845 } 2.024	0.721 } 2.037	0.714 } 2.028
Fe	0.228 } 2.027	0.265 } 2.013	0.293 } 2.020	0.267 } 2.004	0.260 } 2.024	0.308 } 2.037	0.294 } 2.028
Mn	0.007 } 2.027	0.011 } 2.013	0.010 } 2.020	0.010 } 2.004	0.012 } 2.024	0.004 } 2.037	0.005 } 2.028
Ca	0.875 } 2.027	0.834 } 2.013	0.792 } 2.020	0.811 } 2.004	0.826 } 2.024	0.865 } 2.037	0.856 } 2.028
Na	0.025 } 2.027	0.035 } 2.013	0.035 } 2.020	0.040 } 2.004	0.016 } 2.024	0.027 } 2.037	0.031 } 2.028
K	0 } 2.027	0 } 2.013	0.001 } 2.020	0.000 } 2.004	0.003 } 2.024	0.000 } 2.037	0.001 } 2.028
Mol. %							
Mg	43.3	42.2	43.8	42.8	43.5	38.0	38.2
Fe + Mn	12.0	14.4	15.5	14.6	14.0	16.4	16.0
Ca	44.7	43.4	40.7	42.7	42.5	45.6	45.8

- 1 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 (Nk9-2-51) 能古島大泊
 2 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 (Nk9-2-52) 能古島大泊
 3 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 (Nk9-2-83) 能古島大泊
 4 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 (Nk75-144) 能古島大泊
 5 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩 (Nk9-1-3) 能古島大泊
 6 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩 (Nk9-1-4) 能古島大泊
 7 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩 (Nk9-1-21) 能古島大泊
 1 (コア) → 2 (リム) : 斑晶, 3-4 : 石基,
 5 (コア) → 6 (リム) : 斑晶, 7 : 石基

分析者 本村慶信

第17表 能古島アルカリ玄武岩中の金雲母の代表的化学組成 (EPMA)

No.	1	2	3
SiO ₂	40.90	40.97	40.29
TiO ₂	3.61	4.87	4.42
Al ₂ O ₃	11.74	11.84	11.83
FeOt	6.96	8.33	7.80
MnO	0.23	0.23	0.13
MgO	21.66	20.91	20.97
CaO	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	1.04	0.79	0.89
K ₂ O	9.59	9.72	9.16
Total	95.73	97.66	95.50
Numbers of ions on the basis of 22(O)			
Si	5.865	5.797	5.803
Al	1.984	1.974	2.008
Ti	0.389	0.518	0.479
Fe	0.835	0.986	0.939
Mn	0.028	0.028	0.016
Mg	4.630	4.410	4.502
Ca	0	0	0.002
Na	0.289	0.217	0.249
K	1.754	1.754	1.683

1 : 単斜輝石かんらん石玄武岩(Nk9-2-64) 能古島大泊
 2 : 単斜輝石かんらん石玄武岩(Nk9-2-67) 能古島大泊
 3 : 単斜輝石かんらん石玄武岩(Nk9-2-78) 能古島大泊

分析者 本村慶信

ある(第18表).

カルシウムに富む石灰アノソクレス: 斜長石の粒間を埋めて出現する長石はAn17-24(第19表)を含み, CaOに富むがアノソクレスに属する(Smith and Mackenzie, 1958). 屈折率がバルサム程度に低く, 複屈折が小さい. したがって, 富田(1931), Macdonald(1942), Aoki(1959)のカリ斜長石とは異なるものであろう.

放射年代 最近得られた放射年代測定値は鮮新世中-後期を示している. 松本ほか(1992)によると, K-Ar年代は毘沙門山・今山・能古島の単斜輝石かんらん石玄武岩がそれぞれ3.66Ma, 3.71Ma, 3.67Maで, 能古島の単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩が3.94Ma, 3.64Ma, 3.87Maである. 最近, 中田ほか(未公表)は能古島の単斜輝石かんらん石玄武岩のK-Ar全岩年代として2.5Maを得ている(第20表). 松本ほか(1992)の測定値には, 本図幅地域で地質的に識別される新旧2種類の溶岩流の年代差が表れていない. その平均値は3.7Maで, 中田ほかの2.5Maとは約1Maの差がある. 中田ほかの測定サンプルでは放射源の⁴⁰Arが松本ほか(1992)のものより相対的に小さい. その差がサンプルの質の影響によるものか, 測定方法の相違によるものか, あるいはこれ以外の原因によるものか今のところ不明である.

この地域のアルカリ玄武岩類の年代について, Ōji(1961)は第四紀とみなし, Karakida(1967)は今山玄武岩中の花崗閃緑岩捕獲岩のジルコンの群色から, 最新中新世と推定していた.

第16表 能古島アルカリ玄武岩中の単斜輝石の代表的化学組成 (EPMA)

No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51.10	50.69	51.81	51.64	50.61	46.49	47.20
TiO ₂	0.87	1.60	1.19	1.47	0.97	2.40	2.56
Al ₂ O ₃	2.68	2.42	1.79	2.24	3.53	6.08	6.28
FeO ^t	7.31	8.43	9.42	8.56	8.37	9.68	9.34
MnO	0.23	0.34	0.31	0.32	0.38	0.13	0.16
MgO	15.26	14.45	15.40	14.63	15.26	12.71	12.72
CaO	21.94	20.70	19.88	20.32	20.75	21.20	21.23
Na ₂ O	0.35	0.48	0.49	0.55	0.22	0.37	0.43
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.01	0.07	0.01	0.03
Total	99.74	99.11	100.31	99.74	100.16	99.07	99.95
Numbers of ions on the basis of 6(O)							
Si	1.903	1.906	1.925	1.924	1.880	1.770	1.776
Al ^{IV}	0.097	0.094	0.075	0.076	0.120	0.230	0.224
Al ^{VI}	0.021	0.013	0.003	0.022	0.035	0.043	0.055
Ti	0.024	0.045	0.033	0.041	0.027	0.069	0.072
Mg	0.847	0.810	0.853	0.813	0.845	0.721	0.714
Fe	0.228	0.265	0.293	0.267	0.260	0.308	0.294
Mn	0.007	0.011	0.010	0.010	0.012	0.004	0.005
Ca	0.875	0.834	0.792	0.811	0.826	0.865	0.856
Na	0.025	0.035	0.035	0.040	0.016	0.027	0.031
K	0	0	0.001	0.000	0.003	0.000	0.001
Mol. %							
Mg	43.3	42.2	43.8	42.8	43.5	38.0	38.2
Fe + Mn	12.0	14.4	15.5	14.6	14.0	16.4	16.0
Ca	44.7	43.4	40.7	42.7	42.5	45.6	45.8

- 1 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 (Nk9-2-51) 能古島大泊
 2 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 (Nk9-2-52) 能古島大泊
 3 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 (Nk9-2-83) 能古島大泊
 4 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 (Nk75-144) 能古島大泊
 5 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩 (Nk9-1-3) 能古島大泊
 6 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩 (Nk9-1-4) 能古島大泊
 7 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩 (Nk9-1-21) 能古島大泊
 1 (コア) → 2 (リム) : 斑晶, 3-4 : 石基,
 5 (コア) → 6 (リム) : 斑晶, 7 : 石基

分析者 本村慶信

第19表 能古島アルカリ玄武岩石基のカルシウムに富む石灰アノソクレスの化学組成 (EPMA)

No.	1	2	3
SiO ₂	62.98	61.99	64.89
TiO ₂	0.14	0.16	0.03
Al ₂ O ₃	21.83	22.67	21.33
FeOt	0.45	0.40	0.60
MnO	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.03	0.03
CaO	3.78	4.50	3.27
Na ₂ O	6.41	6.90	8.50
K ₂ O	3.84	2.64	2.22
Total	99.44	99.29	100.87
Numbers of ions on the basis of 32(O)			
Si	11.331	11.152	11.457
Al	4.629	4.807	4.439
Ti	0.019	0.022	0.004
Mg	0.003	0.008	0.008
Fe	0.068	0.060	0.089
Mn	0	0	0
Ca	0.729	0.867	0.619
Na	2.236	2.407	2.910
K	0.881	0.606	0.500
Mol. %			
Ab	56.8	60.6	70.5
Or	22.4	15.3	12.1
An	20.8	24.1	17.4

- 1 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 (Nk9-2) 能古島大泊 分析者 本村慶信
 2 : 単斜輝石かんらん石玄武岩 (Nk75) 能古島大泊
 3 : 単斜輝石かんらん石角閃石玄武岩 (Nk9-1) 能古島大泊

第20表 能古島アルカリ玄武岩の K-Ar 全岩年代 (中田・磯・下山, 未公表)

岩石	試料番号	産地	測定試料	年代 (Ma)	K (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻³ STP ml/g)	⁴⁰ Ar rad (%)
単斜輝石かんらん石玄武岩	NOKO-001	能古島大泊	全岩	2.5±0.2	0.96	0.0094	30.5
					0.96	0.0099	27.2
						0.0088	32.1

測定者 Teledyne Isotopes, U.S.A.

VII. 第四系

(下山正一)

VII. 1 研究史及び概要

本図幅地域地表面の第四系は浦田(1962)によって基礎的研究がなされた。黒田・太田(1978)、黒田・畑中(1978)、Kuroda and Hatanaka(1979)による地下完新統の花粉分析とそれに基づく古環境変遷の研究、下山・首藤(1978)による海成第四紀層の貝化石集団の研究により、地下完新統の形成環境が明らかになった。その後、福岡市内の多数の試錐資料を土質工学的にまとめて、向山・福岡地盤図作成グループ(1981)の福岡市地盤図が作成された。これらの研究成果の蓄積に加えて、下山(1989)は地下鉄工事やビル工事現場の地下地質の層序学的調査成果を基礎に、福岡平野の地表及び地下の第四系の調査を行い、詳細な層序区分を行った。また、下山ほか(1991)は地質学的情報のほか、歴史地理学、日本史学、地形学的情報を組み合わせ、10数万年前から歴史時代に及ぶ鳥飼平野付近の第四紀層の形成環境の変化を調べた。

本図幅地域の第四系は、福岡平野・鳥飼平野・早良平野・糸島平野に分かれて分布している。これらの第四系は、一般に、礫・砂・シルト・粘土・腐植物・貝殻・火山灰などの組合せからなる。形成時期は更新世中期-完新世とみられ、比較的若い。第四系の多くは地形面に基づく区分が可能である。本図幅地域表層部分の第四系の地質図は、浦田(1962)のほか、山口ほか(1984)や首藤ほか(1989)の表層地質図として公表されている。これらの地質図では層序区分の大要は共通するが、地形面や地層の定義がまちまちであった。本報告では地質図及び地質断面上の表示可能なことを条件に、第四紀層をできる限り細分した。本報告における第四系の岩相層序は、下山(1989)によって福岡平野で用いられた地層区分を部分修正の上、使用した(第21表)。ただし、須玖火山灰層は現在までの研究で阿蘇-4火砕流堆積物であることが明らかである(下山, 1989)。したがって、本報告では阿蘇-4テフラの火砕流部分の名称として、阿蘇-4火砕流堆積物を採用する。

本報告では、これらの地形面を構成する地層に対して、岩相・層序それに礫の風化程度を考慮して、仲原礫層・須崎層・阿蘇-4火砕流堆積物・大坪砂礫層・住吉層という地層名をつけた。ただし、室見川中流域の侵食段丘では、例外的ながら、構成層形成と面形成とでは時期がずれる。この場合の地質図の表現は、構成層を優先した。また、地上での露出はないが、過去及び現在の博多湾の海底堆積物に、地行泥層と博多湾シルト層の地層名をつけた。過去及び現在の海岸砂丘堆積物に奈多砂層と海の中道砂層

第21表 福岡平野の第四系層序表 (下山, 1989を一部修正)

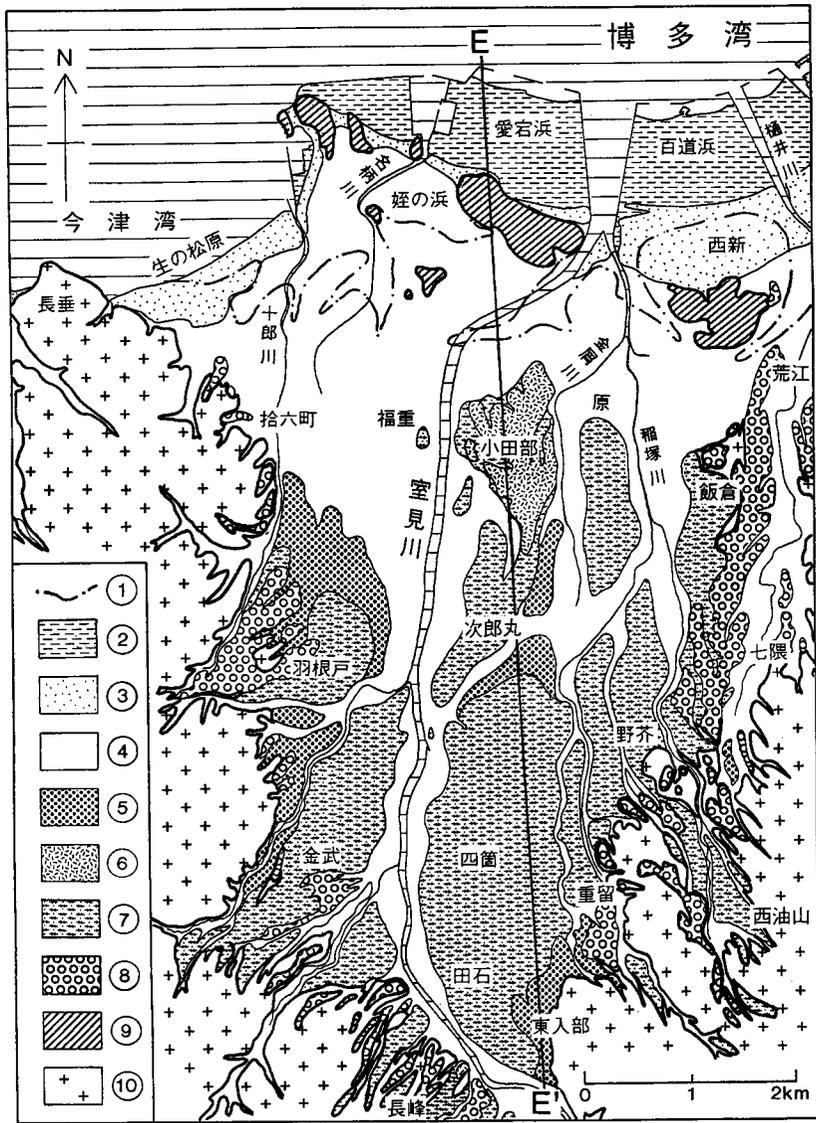
地 域	海の中道	博多湾	奈良屋町	博多駅前	東光寺	南部丘陵地
完新統	海の中道砂層		箱崎砂層		住吉層上部層	
		博多湾シルト層			住吉層中部層	
				住吉層下部層		
更新統				大坪砂礫層		
	奈多砂層			阿蘇-4火砕流堆積物		
			須崎層上部層			
			地行泥層		須崎層	
		須崎層下部層				
基盤岩類		古第三系			花崗岩類	

(箱崎砂層)の名称を与えた。このほか、便宜上、埋立地やボタ山、遺跡・遺構を構成している人工埋積土層についても本項で記述する。地層名はないが、特殊な堆積物として、風積土層(黄砂堆積物)がある。本図幅地域の第四系は各平野の地表部分ではあまり差がないが、低地地下の地層構成には差がある。第四系の地表分布は第60・61図の第四紀地質図に、地下地質は第62-67図の平野別の地質断面図に示されている。



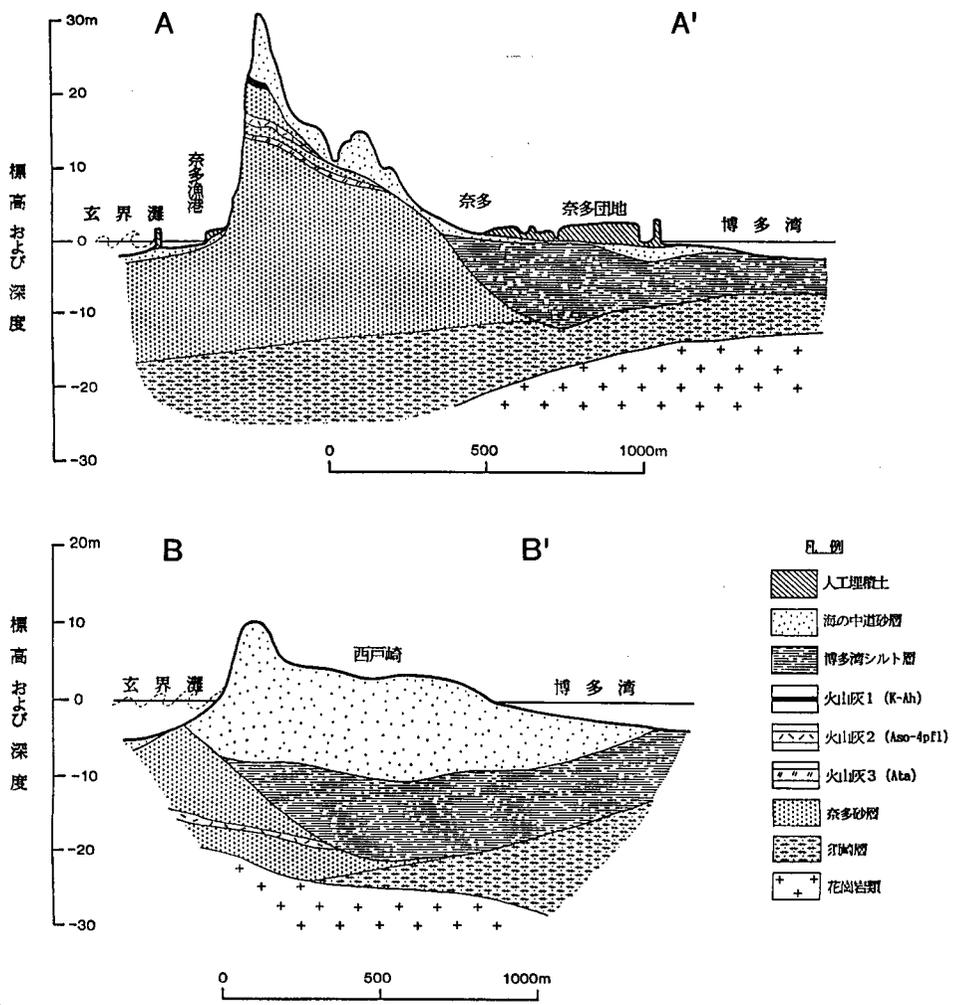
第60図 福岡平野と鳥飼平野の第四紀地質図

A-A', B-B', C-C', a-b, E-E' は第62・63・64・66図の地質断面の位置。(1), (2), (3)は第65図における地質柱状図の調査位置を示す(下山, 1989を一部修正)。1:埋立地(明治以降), 2:住吉層, 3:海の中道砂層及び箱崎砂層, 4及び5:大坪砂礫層, 6:Aso-4火砕流堆積物, 7:須崎層, 8:奈多砂層, 9:仲原礫層, 10:基盤岩類(古第三紀層, 深成, 岩類, 變成岩類), 11:地下海成完新統(博多湾シルト層)の分布限界線, 12:日佐段丘段丘崖の分布, 13:ボタ山

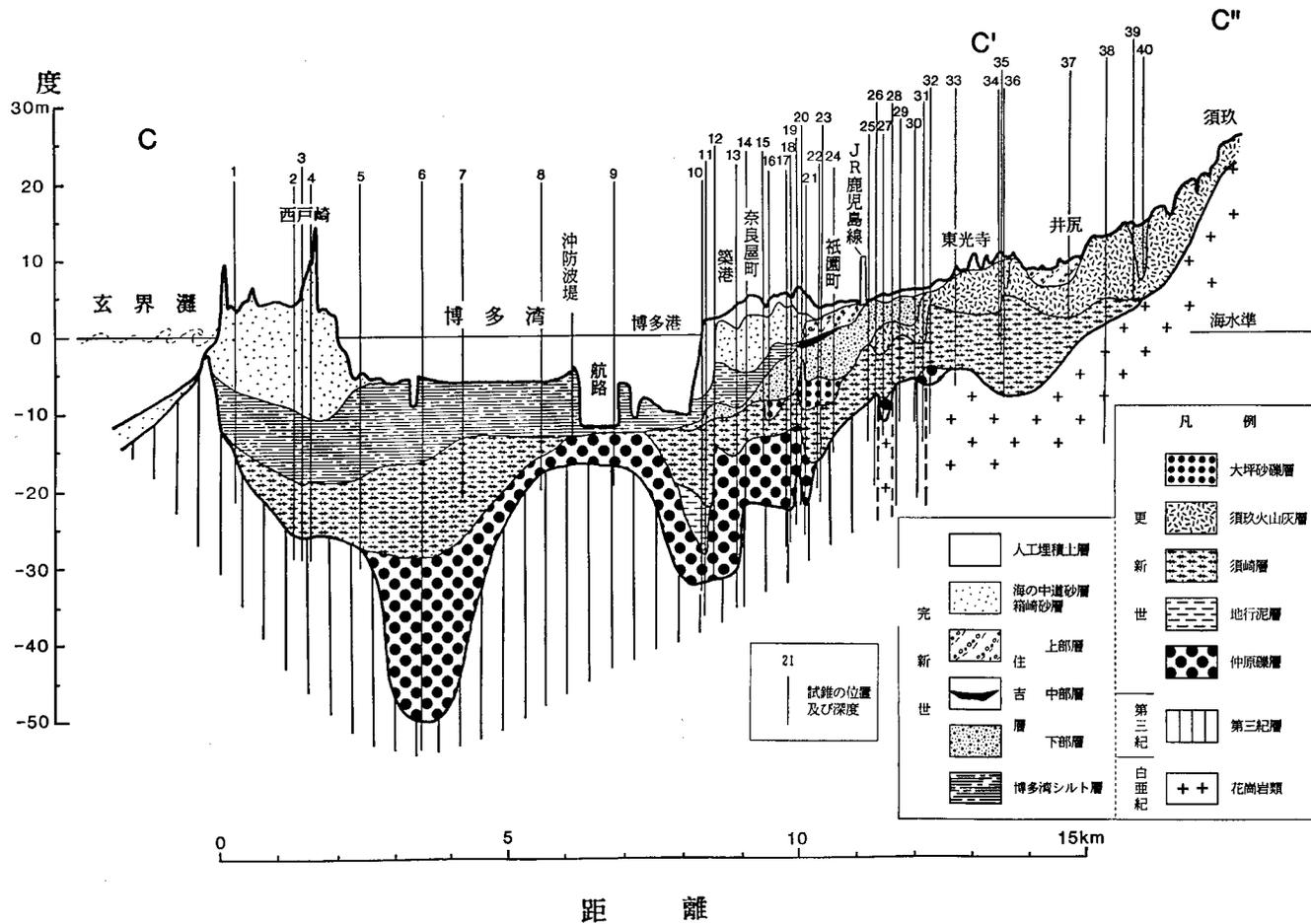


第61図 早良平野の第四紀地質図

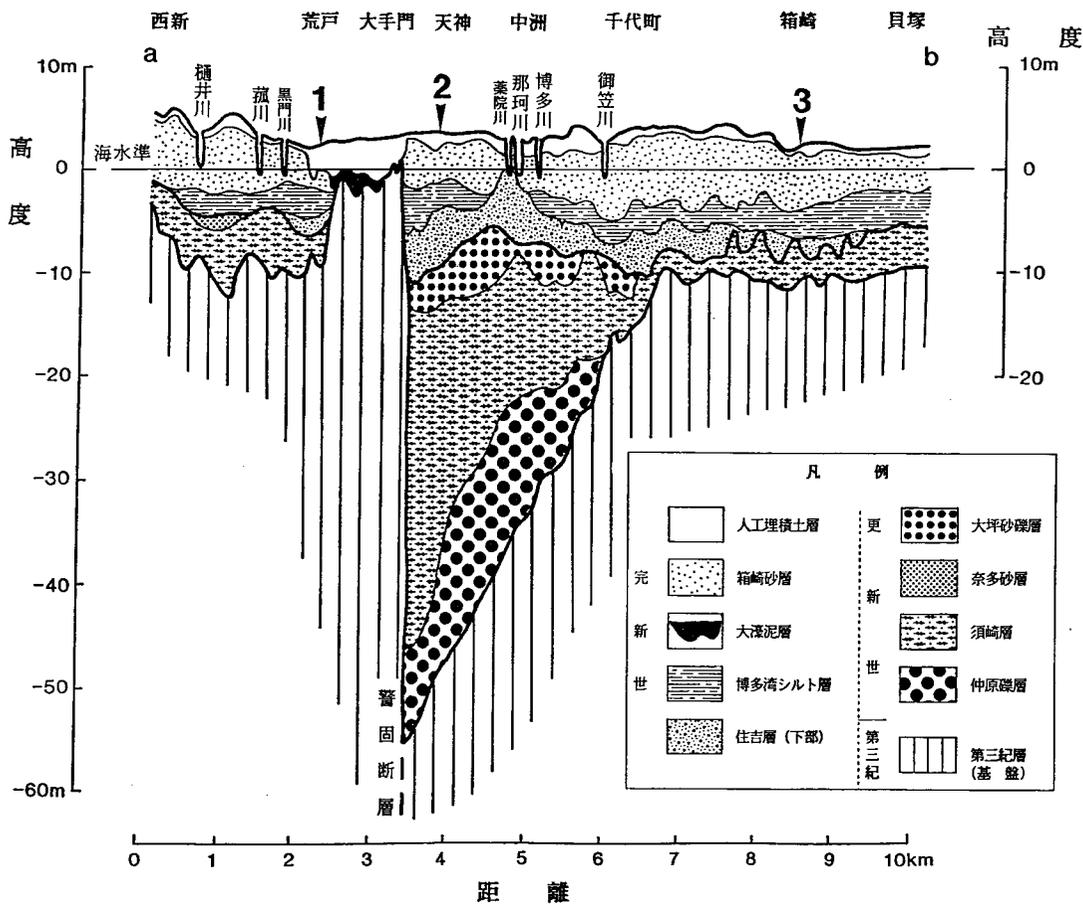
E-E'は第67図の地質断面の位置を示す(下山, 1989を一部修正) 1: 地下海成完新統(博多湾シルト層)の分布境界線, 2: 埋立地, 3: 海の中道砂層及び箱崎砂層, 4: 住吉層, 5: 大坪砂礫層, 6: 阿蘇-4火砕流堆積物, 7: 須崎層, 8: 仲原礫層, 9: 基盤岩類(古第三紀層), 10: 基盤岩類(深成岩類)



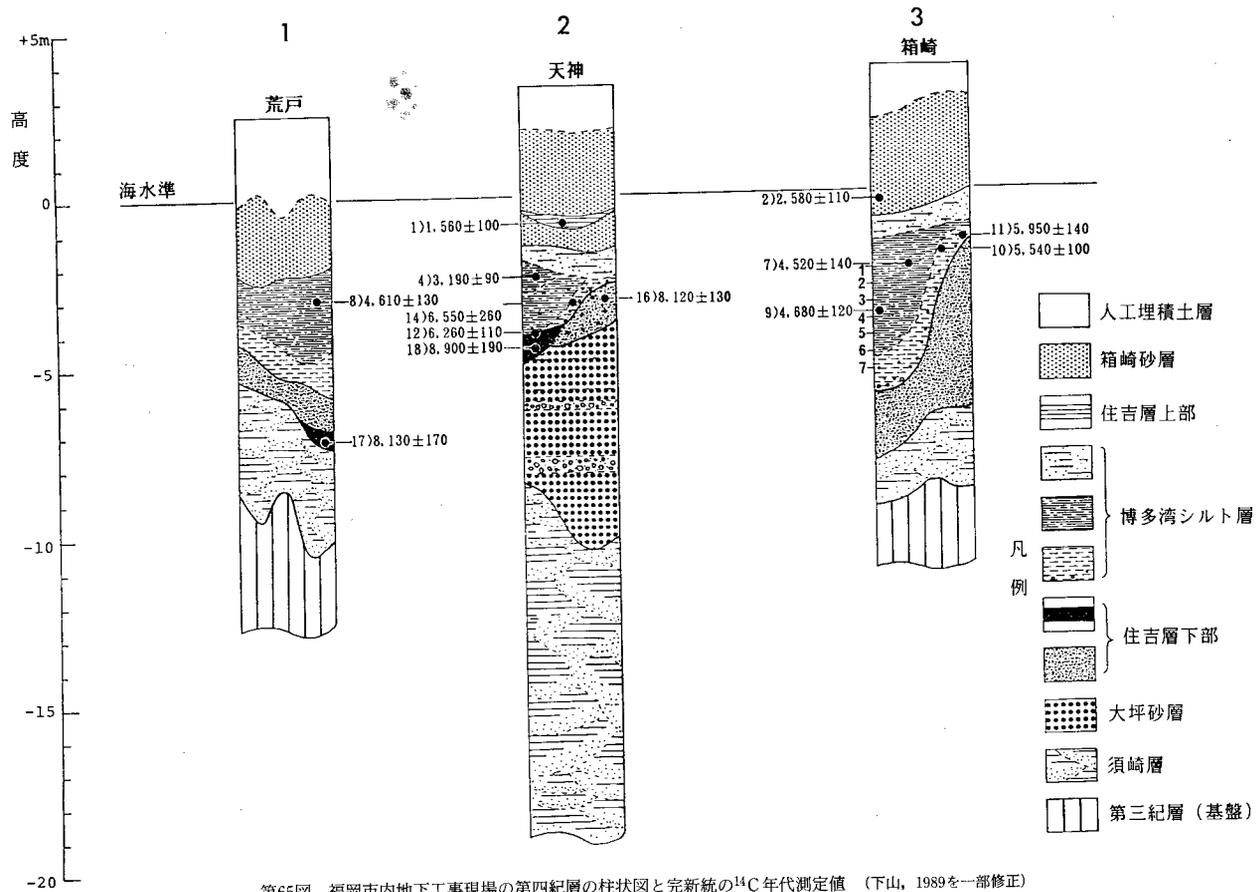
第 62 図 福岡市東区奈多付近と西戸崎北西部の海の中道の地質断面図 (下山, 1989)
 A-A' が奈多, B-B' が西戸崎, 各々の位置は第60図に示されている。火山灰は K-Ah が鬼界アカホヤ火山灰, Aso-4pfl は阿蘇-4 火砕流堆積物, Ata が阿多火山灰を示す。



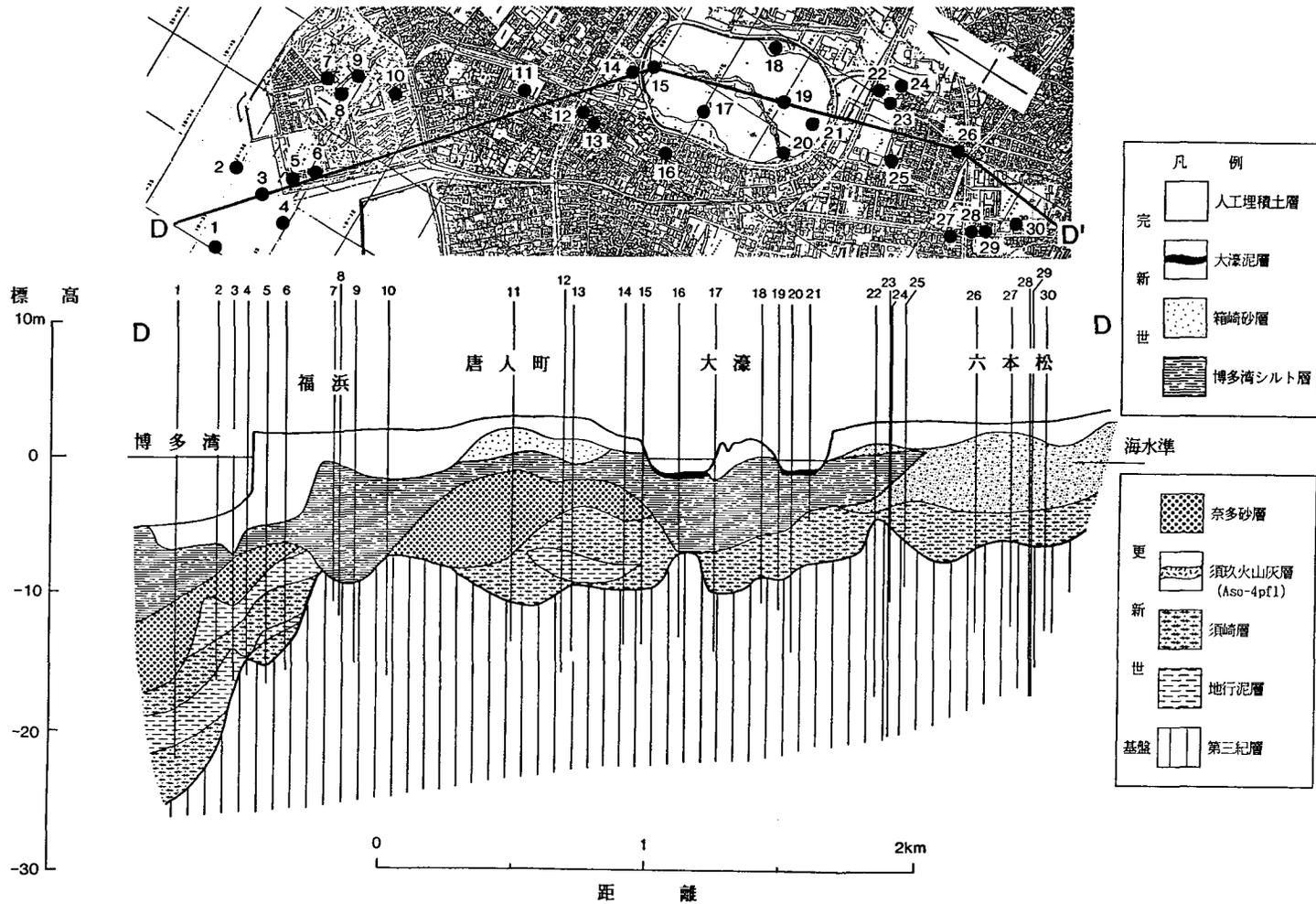
第63図 福岡市東区西戸崎から春日市須玖にかけての地質断面図 (下山, 1989を一部修正)
断面線の位置は第60図のC-C'



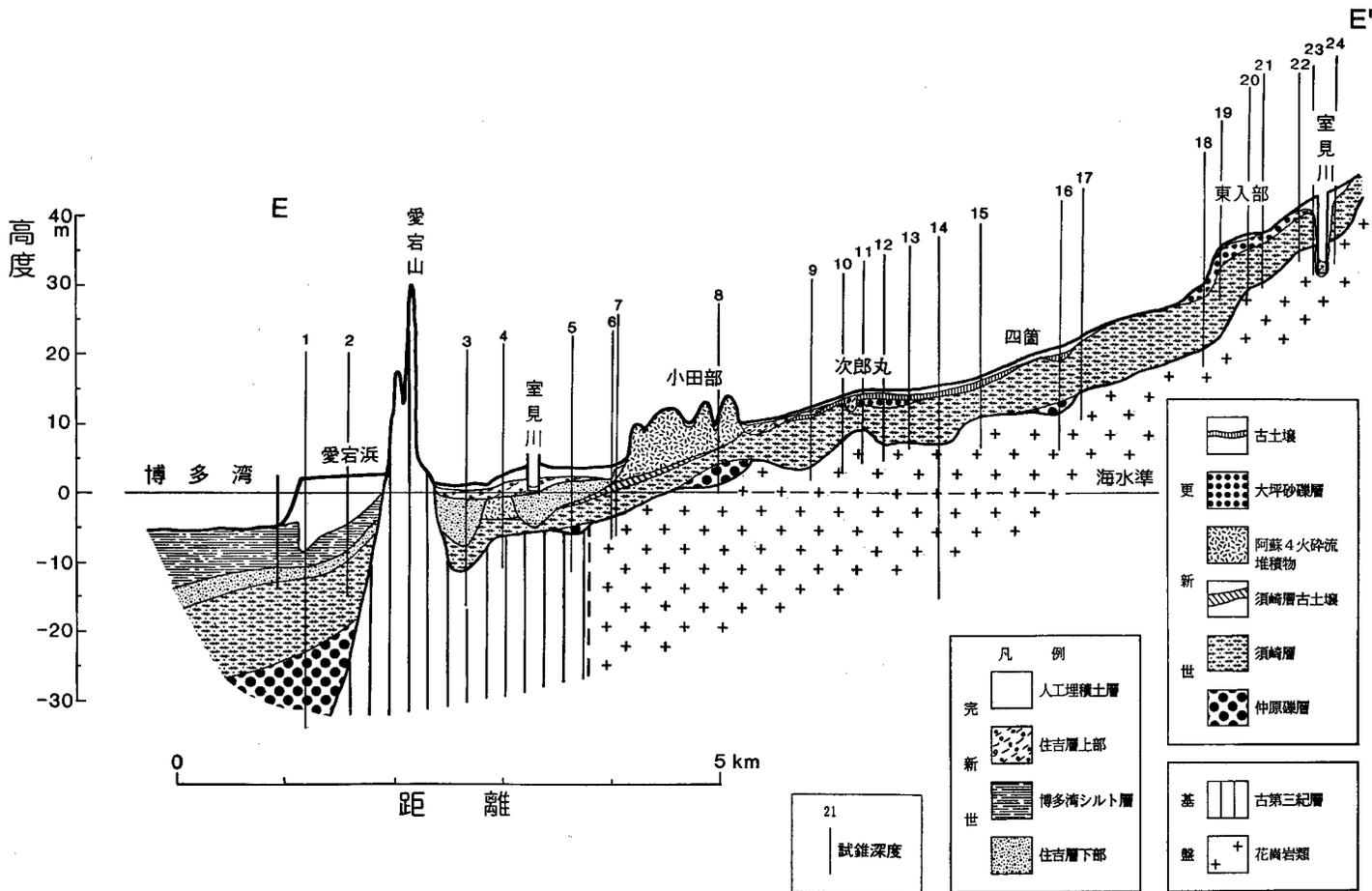
第64図 福岡市早良区西新から東区貝塚にかけての地下鉄1,2号線に沿った地質断面図 (下山, 1989を一部修正)
断面線の位置は第60図のa-bである。1,2,3は第65図における地質柱状図の調査位置を示す。



第65図 福岡市内地下工事現場の第四紀層の柱状図と完新統の¹⁴C年代測定値 (下山, 1989を一部修正)
 地点1: 福岡市中央区荒戸, 地点2: 福岡市中央区天神, 地点3: 福岡市博多区馬出から東区箱崎(第60図に示す), 年代値の単位は Year B.P., 年代値の前の番号は下山(1989)の第5表の地点番号に対応する。箱崎断面の1-7は第80・81図に示した貝化石試料のブロックサンプリング層準。



第66図 福岡市中央区福浜から六本松にかけての地質断面図(下)と試錐調査位置(黒丸)(下山ほか, 1991を修正)
断面線の位置は第60図のD-D'



第67図 福岡市西区愛宕浜から早良区東入部にかけての地質断面図
断面線の位置は第61図のE-E'

Ⅶ. 2 更新統

Ⅶ. 2. 1 ^{なかはら}仲原礫層 (Dn)

命名 下山 (1989).

模式地 福岡県粕屋郡粕屋町原田・仲原, 須恵町乙植木付近.

層厚 台地上では数 m, 平野の地下では 10-20m.

「福岡」図幅地域の中位段丘上位面を構成する礫層である。福岡平野東部の、粕屋町 (第 68 図) に模式的に発達するほか、早良平野の福岡市城南区荒江から飯倉・七隈をへて梅林にいたる台地と西区金武・羽根戸・飯氏, 前原市川原にまとまった分布がある。このほか、福岡平野と早良平野の地下に存在が確認されている。本層は基盤の白亜紀深成岩類あるいは古第三紀層の上に顕著な不整合で載るほか、地下では基盤岩の古第三紀層や白亜紀深成岩類のつくる地形のくぼみを埋めている。

本層は暗褐色 - 赤褐色の粘土混じり砂礫からなる礫層で、礫の大半は白亜紀深成岩礫と石英礫で、変成岩礫や砂岩を伴う。地表近くの礫層は強風化されているため、礫はハンマーでたやすく切れ、いわゆる“クサリ礫”ないし“半クサリ礫”の状態である (第 68 図)。台地上の、表層部分や基質部分は顕著に赤色土壌化していて、本層は少なくとも最終間氷期以前に形成されたと考えられる。七隈・別府・鳥飼や粕屋町などの下流側台地では礫径 2-5cm の石英質の細礫を主体とし、細礫層には斜交層理が発達している。一方、上流側の福岡市南区松原、早良区重留・西入部, 西区上ノ原では、長径 50cm 以上の深成岩類の巨礫からなる礫層が発達する。これらの巨礫の地層は土石流などによって形成された扇状地堆積物である。平野の地下では、深成岩を主体とした礫径 5mm-15cm の亜角 - 亜円礫からなる。風化から免れているため、相対密度は極めて高く、N 値はしばしば 500 以上にも達する。

Ⅶ. 2. 2 ^{すざき}須崎層 (Ds)

命名 下山 (1989).

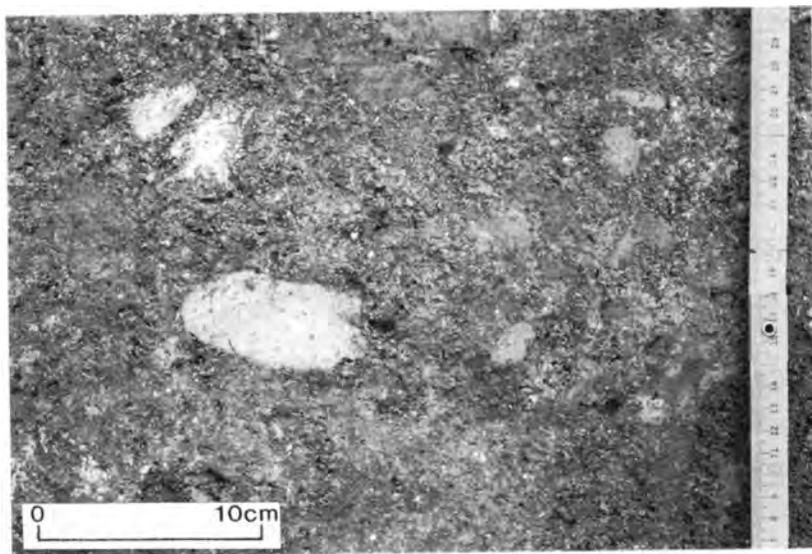
模式地 福岡市博多区須崎町の地下 10-20m 及び「脊振山」図幅地域の那珂川町南面里。

層厚 福岡市中央区天神付近の地下で約 30m, 台地上で約 3-10m.

福岡市の地下に広く認められる固結粘土層と淘汰の悪い粗粒砂層の互層である。また、「福岡」図幅地域の中位段丘下位面を構成する礫層である。後者には最初南面里礫層の名が与えられた (下山, 1989)。しかし、その後の調査で両層は同時異相関係にあることが判明したので、今回再定義し、両者を併せて須崎層と呼ぶ。

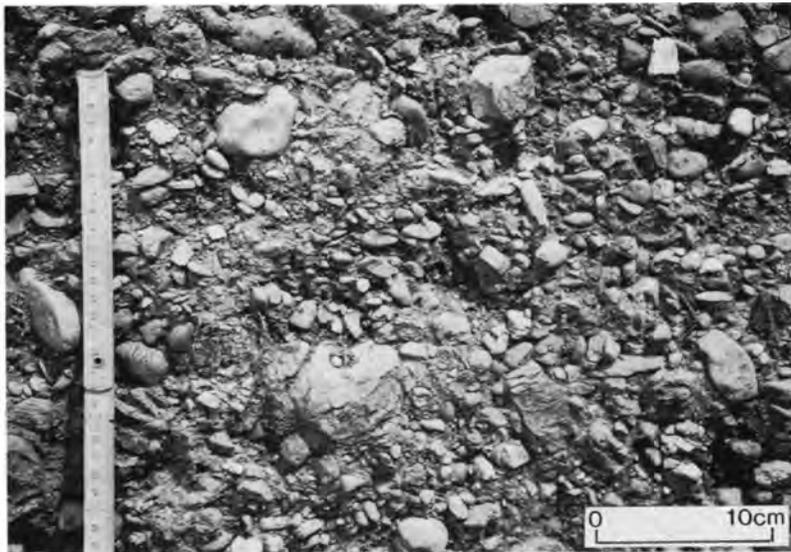
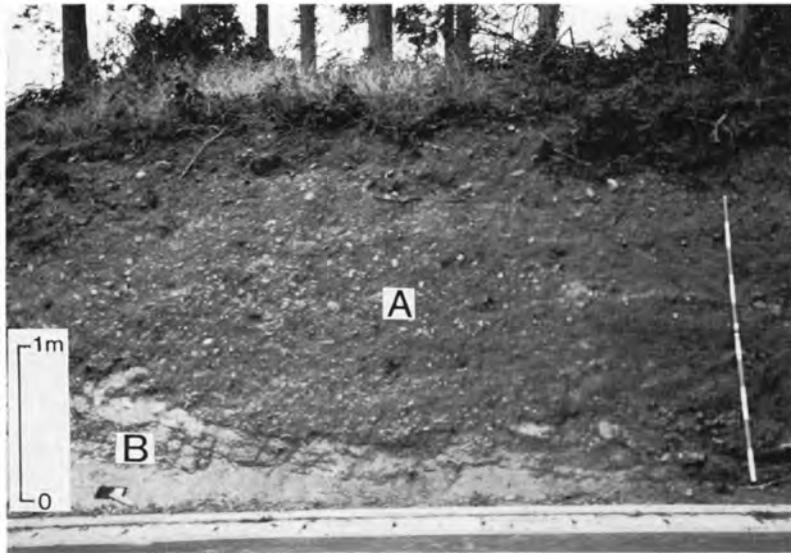
浦田 (1962) は「福岡」図幅地域を含む福岡 - 久留米地区の低位平坦面構成層を須玖層と呼んだ。この須玖層は、下位より、レンズ状粘土層を挟む砂礫層、軽石質火山灰、斜交層理の発達した粗粒砂層から構成されている。これら浦田 (1962) の須玖層は下山 (1989) によって細分され、それぞれ、下部は須崎層、軽石質火山灰は須玖火山灰層、上部は大坪砂礫層と呼ばれた。

郷原ほか (1964) によれば、中位段丘下位面 (本報告の須玖面に当たる) は阿蘇 - 4 火砕流堆積物の堆積面として定義されている。しかし、福岡平野のすべての須玖面上に阿蘇 - 4 火砕流堆積物がみられるわけ



第68図 須恵町乙植木付近の春日面と仲原礫層の露頭

上) 沖積面からの比高は15mである。下) 仲原礫層の拡大図。写真の白色礫は砂岩礫、石英礫以外は強風化されて、クサリ礫-半クサリ礫の状態



第69図 粕屋町江辻付近の須玖面と須崎層の露頭

上)この付近の須玖面は礫層のみで構成され、比高は5-6mである。上図のAが須崎層、Bは基盤の古第三紀層。下図はAの礫層の拡大。三部変成岩や石英などの亜角礫を主体とする。



第70図 福岡市早良区西油山の須玖面と須崎層の露頭
上) 須崎層の礫層は上流域では山麓堆積物の性格を帯び、巨礫含有層になる。
下) その基質部分の拡大で、石英の細礫と風成塵起源の褐色粘土の混合物からなる。

ではなく、粕屋町内橋のように、須崎層が直接須玖面を構成している場合がよくみられる。須崎層は須玖面構成層のうち、阿蘇-4火砕流堆積物を除く堆積物である。

須崎層は本図幅地域の更新統の主部を占めるもので、埋没段丘の構成層として各平野の地下に最も広くみられるほか、博多湾海底下、海の中道の地下にも存在する。地上露出部分は福岡市南区花畑・中尾・若久、早良区西油山、西区今宿青木、前原市高祖などに散点的にみられるほか、早良平野の室見川中流域に広い分布がある。本層は福岡市南区花畑・若久・中尾・屋形原、早良区有田などの場所では阿蘇-4火砕流堆積物の直下にあり、層厚は約3-5m程度である。

室見川中流の早良平野では、元来、本層の上に堆積していた阿蘇-4火砕流堆積物が削剥されて、須崎層の礫層が微高地面に露出している。この微高地は基本的に侵食面であるが、部分的に薄い大坪砂礫層が堆積しているので、構成する地層は須崎層でも基本的には須玖面ではなく大坪面に比較される。

本層と下位の仲原礫層が直接接する場所は少ないが、博多湾の海底下や中央区天神の地下では仲原礫層の直上に本層が載っている。本層は仲原礫層に比べて粘土化及び赤色土化を被っておらず、両者は礫層の風化程度や色調から容易に区別できる。中央区地行の菰川河口埋立地の地下では本層と地行泥層(後述)は指交しているため、地行泥層を境にして、本層を上部層と下部層と2分することが可能である。

須崎層のうち、砂礫層は深成岩質の粗砂層を主体としており、2-5cmの礫を混える(第69図)。基質は暗灰色-緑灰色で、地表では風化して褐色を呈している。台地上の礫層は全体的に半クサリ礫層となっているが風化程度は仲原礫層より低い。礫種は深成岩類、変成岩類、脈石英を主体とする。河川上流域の巨礫層の基質は粗粒砂で、基質はやや風化し、茶褐色を呈している(第70図)。礫は各河川中流より下流になると細粒化し、深成岩の礫径5mm-2cmの亜角-亜円礫となる。下流部ではしばしば粘土混じり粗砂層や砂質粘土層を挟み、模式的な須崎層に移行する。天神地下の本層は青灰色または緑青灰色を呈し、固結粘土及び淘汰の悪い小礫混じりの粗粒砂層のレンズ状互層で、粗粒砂層は一方向の斜交層理を持つ。本層中に頻りに挟まれる粘土のレンズには草本の根の跡が見つかり、腐植物が混入する。このような固結粘土はデルタ性湿地や氾濫原の三日月湖などに堆積した河成粘土と考えられる。

本層の形成時期は上位に阿蘇-4火砕流堆積物が載ること、奈多砂層や地行泥層と一部指交するため、最終間氷期及びその前後と考えられる。

Ⅶ. 2. 3 地行泥層^{じぎょう}

命 名 下山(1989)。

模式地 福岡市中央区地行から福浜にかけての地下7.5-25m付近。

層 厚 福岡市中央区福浜の地下で約15m。

本図幅地域では地上部分の露出はない。本層は阿蘇-4火砕流堆積物の下位にある古博多湾海底堆積物である。福岡市中央区福浜と地行埋立地の地下に小規模に存在が知られる(第66図)。ここでの本層は須崎層中部によって上下2層に分離される。本図幅地域における本層の上限は標高-7.5mである。地行埋立地には標高-9m前後と-1m前後を中心に、2つの貝化石層がある。下部は-1m以下に発達している。本層の直上に阿蘇-4火砕流堆積物が重なっている。地行泥層上部は奈多砂層のC部層、下部はD部層と層序的に対比できる。上部と下部はそれぞれ独立の海進-海退サイクルの高海面相を反映

した海成堆積物と考えられる。

本層は粘土・砂質粘土・シルトからなり、腐植物や貝殻片を混入する。本層に含まれている化石貝殻はマガキ (*Crassostrea gigas*(Thunberg))・ナミマガシワガイ (*Anomia chinensis* Philippi)・イヨスダレガイ (*Paphia*(*Neotapes*) *undulata*(Born)) などの内湾生活種からなる。

Ⅶ. 2. 4 阿蘇-4 火砕流堆積物 (A4)

本報告での名称は、広域指標テフラ名である阿蘇-4 火砕流堆積物とする。本層の新鮮な部分は、暗灰色のいわゆる“灰石”となっており、輝石角閃石デイサイト質の軽石質火山灰である。風化した場合には色調変化が著しく、地下水面より上では黄橙色あるいは暗赤褐色軽石質火山灰からなり、地下水面以下では乳白色粘土となる(第71図)。厚さは博多駅南から須玖では数mないし10m程度である。

福岡市博多区博多駅南から南に那珂、南区井尻、春日市須玖・中白水を経て、那珂川町安徳にいたる分布と、博多区諸岡から板付・麦野・元町を経て春日市春日原にいたる断続的な分布を示すほか、大野城市牛頸、福岡市南区若久などに点在している。早良平野では残丘状の小田部台地を形成している。

「福岡」図幅周辺部では、安徳と筑紫野市原田の阿蘇-4 火砕流堆積物が古くから知られ、Matsumoto (1943) の、“Aso mud-lava”の分布図に図示されている。図幅地域の阿蘇-4 火砕流堆積物は浦田(1962)により、“阿蘇の灰石”に初めて対比された。現在では、火山ガラスの屈折率と岩相上の類似から、阿蘇カルデラ起源のいくつかの火砕流堆積物のうち、阿蘇-4 火砕流堆積物に確実に同定される。阿蘇カルデラの周辺には阿蘇-4 火砕流堆積物の溶結部分が多くみられるが、本図幅地域及び周辺地域には溶結部分は存在せず、すべて非溶結の火砕流堆積物である。

Watanabe (1978) によれば、阿蘇カルデラ周辺の阿蘇-4 火砕流堆積物は8つの軽石流堆積物のサブユニットに分けられる。そのうち2大サブユニットである、八女軽石流と鳥栖オレンジ軽石流が火砕流として火口から100km以上遠方にまで到達し、これらは郷原ほか(1964)の八女粘土層と鳥栖ローム層に対比されることを示した。両者は下底部分に、数cmの厚さの、粗粒なグランドサージ堆積物(グランドレイヤー)を伴うことがある。北部九州では一般に、色調の変化で区別して、上部の暗赤褐色火山灰層を鳥栖ローム層、下部の乳白色粘土層を八女粘土層と呼んでいる。しかし、乳白色粘土層は地下水面下での粘土化を示唆する場合があり、必ずしも八女粘土層と同義ではない。また、両者の時間的間隙は非常に小さいと考えられる。したがって、本報告では両者を区別せず、阿蘇-4 火砕流堆積物と一括して扱う。阿蘇-4 火砕流堆積物の下部には、しばしば木炭化樹木が含まれる(第72図)。町田・新井(1992)によれば、阿蘇-4 火砕流の噴出年代は複数の年代測定法により、7-9万年前とされている。

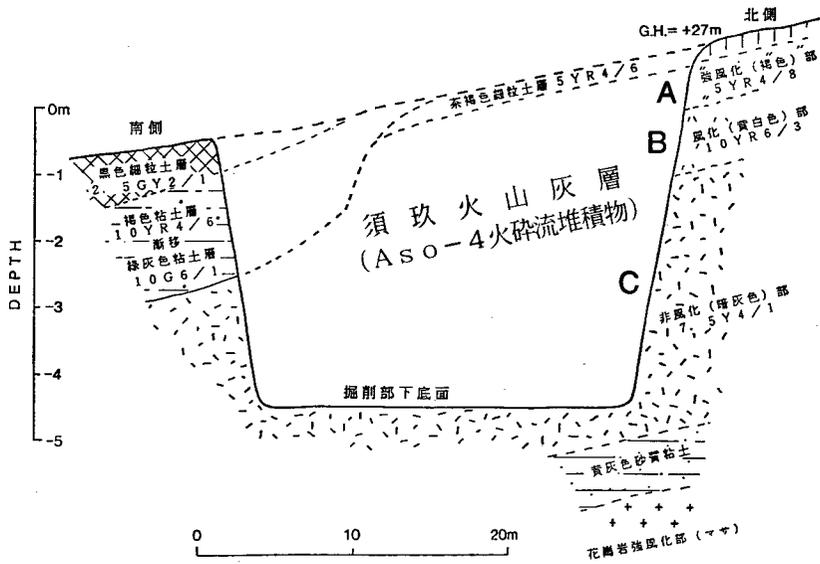
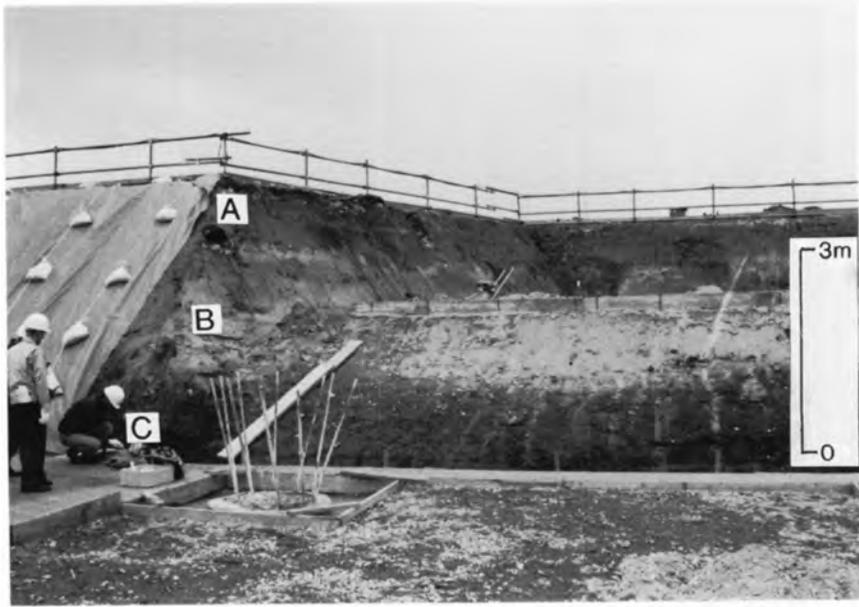
Ⅶ. 2. 5 大坪砂礫層 (Dt)

命 名 下山(1989)。

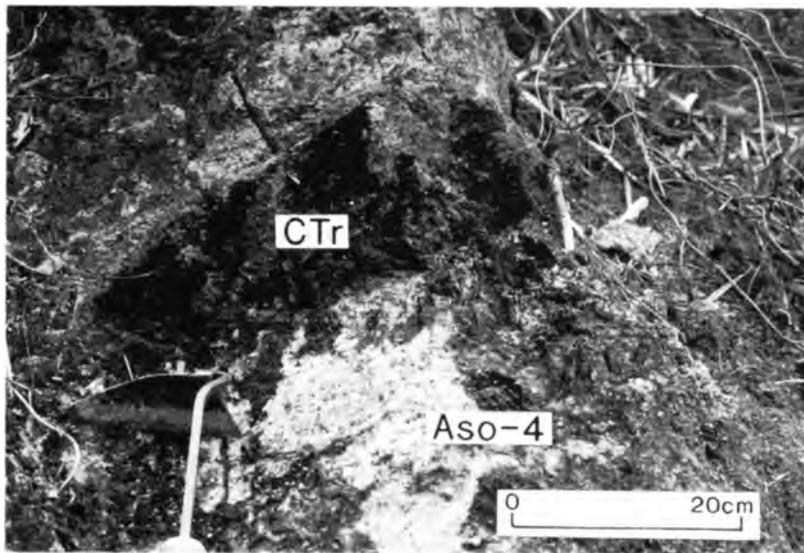
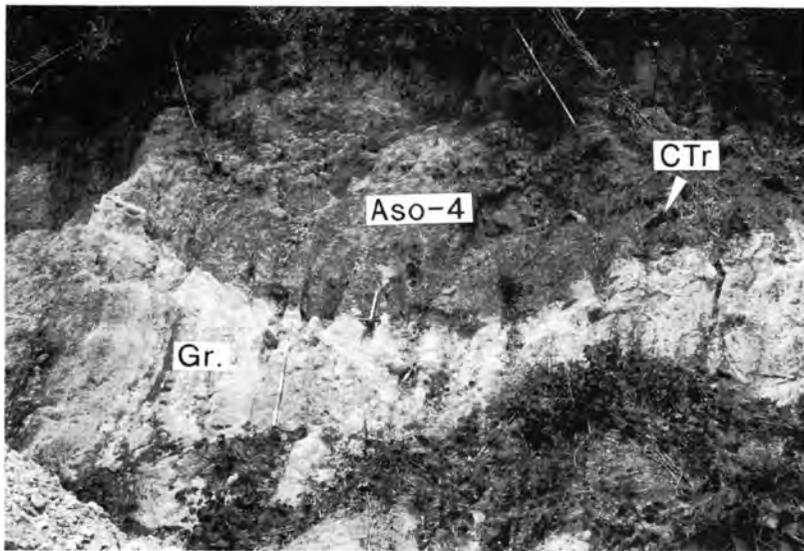
模式地 福岡県筑紫郡那珂川町大坪付近(「脊振山」図幅地域)。

層 厚 数m程度。

「福岡」図幅地域の低位段丘面(大坪面)を構成する砂礫層である。本層は図幅東部の那珂川町炭焼、「脊振山」図幅地域の針口・大坪・上梶原にかけて小分布を示す。これらの分布地では下位の阿蘇-4



第71図 春日市春日原の阿蘇-4火砕流堆積物の露頭断面とそのスケッチ
 Aは鳥栖ローム層，BとCは八女粘土層の強風化部分と非風化部分。



第72図 那珂川町恵子付近の阿蘇-4火砕流堆積物の露頭
 上) 基盤の早良花崗岩(Gr)に阿蘇-4火砕流堆積物(Aso-4)が載っている。CTrは火砕流堆積物中に取り込まれた木炭化木、下)木炭化木の拡大。

火砕流堆積物のつくる平坦面より1段低い、低位段丘面を形成し、同火砕流堆積物を不整合で覆っている。

大坪砂礫層の下部は砂礫を主体とし、しばしば粘土質シルトを挟む。礫は石英細礫が多く、基質にシルト分を混入する。全体的に淘汰が悪く、汚れた感じである。やや風化しており、阿蘇-4火砕流堆積物起源の軽石を再堆積していることがあることから、本層下部は阿蘇-4火砕流の来襲直後、火砕流堆積物に覆われた地形が侵食され、生産された大量の碎屑物によって形成されたものと考えられる。上部の礫層は深成岩質の礫径2mmから5cmの円礫を主体とし、礫は新鮮で硬い。礫層の基質は比較的新鮮な粗砂層からなり、透水性・崩壊性がある。しばしば薄い河成粘土を挟み、腐植物を混入する。本図幅地域南東部及び「太宰府」図幅地域では、大坪面上に黄褐色細粒土層が発達しており、ナイフ型石器や細石器などの旧石器をしばしば産出する。これらの石器類は旧石器であるが、始良-Tn火山灰の火山ガラス集中層及びその上位から産出するので、22,000-10,000年前と考えられる(下山, 未発表)。したがって、本層の主部はそれ以前に形成されていた。

下山(1989)は福岡市南区桧原の低位段丘下位面構成層を桧原礫層として、命名記載した。しかし、桧原礫層の分布は極めて限定的で、地質図に表現するのが困難であること、地下地質において、低位段丘面構成層を桧原礫層と大坪砂礫層の2つに区別するのが難しいため、本報告ではこれらを一括し、桧原礫層を大坪砂礫層上部に含める。

VII. 2. 6 ^{なた}奈多砂層

命名 下山(1989)。

模式地 福岡市東区奈多漁港付近(「津屋崎」図幅地域)。

層厚 約29m。

海の中道の東部の、玄界灘に面した「津屋崎」図幅地域の三苦から雁の巢の海岸の崖に露出しているほか、東区海の中道、中央区唐人町、西区生とうじんまちの松原いき・長浜海岸の地下に存在する(第60・73図)。

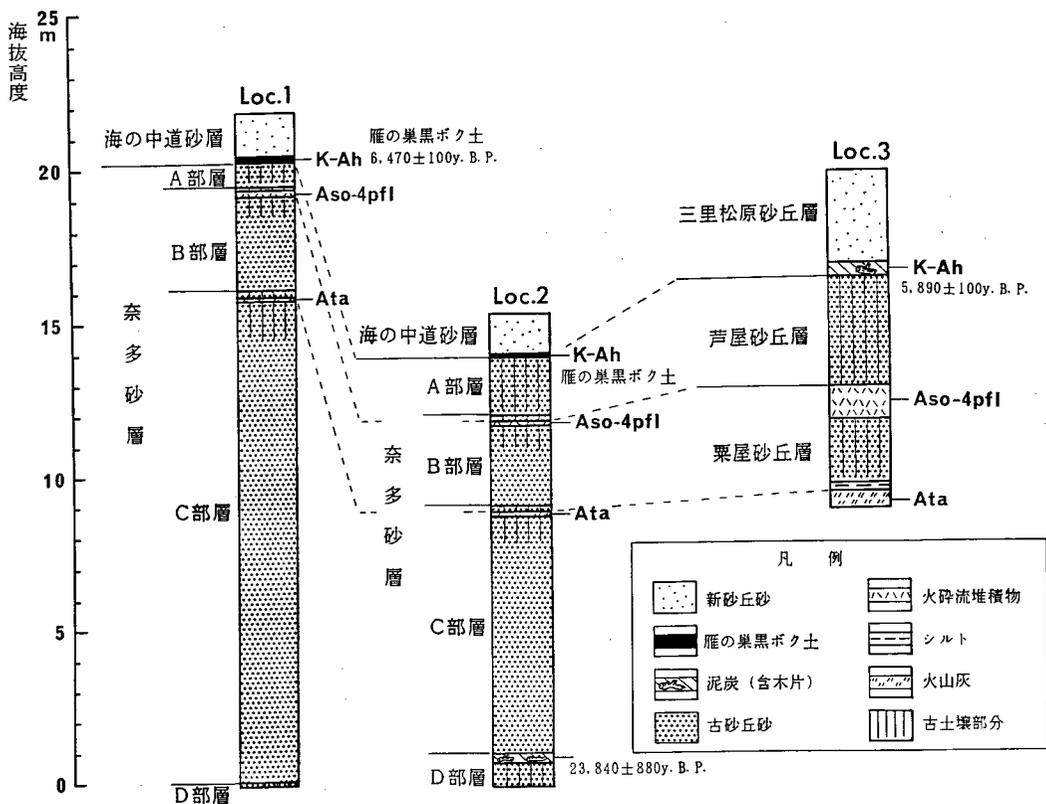
奈多砂層はその大部分を海の中道砂層に覆われていて、本来の規模を推定するのは困難である。しかし、風蝕と波蝕による侵食が現在もお続き、汀線が博多湾側に移動していること、試錐による地質調査では海の中道のうちシオヤ鼻から東部分の地下に奈多砂層が伏在すること、奈多砂層の表面が全体として南東側に傾斜していることなどからみて、本来の奈多砂層の大部分は現在の玄界灘側汀線のさらに北側に広く存在していたものと思われる。

本層は淡黄色の細ないし中粒砂層を主体とし、しばしば褐色の土壌化部分(古土壌)を挟む。本層は新砂丘砂層の下位に発達している砂層で、いわゆる古砂丘砂層である。下山ほか(1991)は土壌化部分を堆積単位の上限として、本層を5つの堆積単位の区分し、上からA部層・B部層・C部層・D部層と呼んだ(第73図)。各部層の砂は粒度のそろった中粒砂ないし細粒砂を主体とし、淡黄色の石英砂からなる。砂丘部分を詳細にみると、砂丘に運ばれた海浜砂と古土壌の縞模様が観察される。これは1年ごとの砂供給サイクルに対応する新砂丘のトラ縞に比較されるものかも知れない。

成瀬(1982)、成瀬・井上(1982)によれば、古砂丘砂層の土壌化した部分は風成砂と風成塵(黄砂-レス)との混合物である。土壌化した部分の表層にはしばしばテフラも混交しており、特にA部層の直上、B部層・C部層の古土壌部分には明瞭なテフラ層が認められる(第74図)。B部層とC部層の古土壌部分に

は阿蘇-4火砕流堆積物 (Aso-4) と阿多火山灰 (Ata) の2つが認められた (下山ほか, 1989)。A部層の古土壌中には、屈折率の値から始良-Tn火山灰 (AT) 起源と思われる火山ガラスが含まれているが、古土壌中に拡散していて、明瞭なテフラ層をつくっていない (下山, 1989)。A部層直上のテフラ層は火山性黒ボク土質で、アカホヤ火山灰 (K-Ah) である。アカホヤ火山灰は、層序関係から、明らかに古砂丘砂層最上部のA部層形成後かつ新砂丘砂層形成前にテフラ層を形成している。

奈多漁港の改修工事の際に、D部層の直上部に厚さ15cmないし20cmの泥炭層が露出し、おびたしい丸太状の樹木片が見つかった。テフラ層序から、本層の上半分は10万年前-2.2万年前に形成されたと考えられる。下半分は優勢な海浜砂の供給源が付近にあったと思われ、最終間氷期の高海面期に比較される。



第73図 奈多砂層を構成する古砂丘砂層の地質柱状図

Loc. 1, 2は福岡市東区雁の巣及び奈多(第74図), Loc. 3は「折尾」図幅地域の遠賀郡岡垣町榎坂。数値は放射性炭素年代値、ただし23,840±880y.B.P.の値は測定限界値(下山ほか, 1989)

VII. 3 完新統

VII. 3. 1 住吉層 (a)

命名 下山 (1989).

模式地 福岡市博多区住吉付近.

層厚 那珂川中流部では約 5m, 同下流部では約 10m.

住吉層は宇美川・御笠川・室見川及び十郎川の流域を中心に、本図幅地域の全域に広く分布し、これらの地域の沖積面を構成している。浦田 (1962) は那珂川中流域に沖積段丘面として臼佐面おきを認め、その構成層を臼佐砂礫層と呼んだ。臼佐砂礫層は住吉層に含まれる。本層は須崎層・阿蘇-4 火砕流堆積物・大坪砂礫層を不整合で覆い、博多湾シルト層と一部指交している。福岡市博多・吉塚・社領付近では住吉層が博多湾シルト層を挟み、これを境にして住吉層が上下に分かれる (第 21 表, 第 63 図)。上・下部は共に粘土・シルト・腐植物混じり粗粒砂層で、層相上は区別ができない。博多湾シルト層の分布限界線 (第 76 図) の陸側やその延長部分には、腐植物混じりのシルト層や黒色粘土層が発達する場合がある。黒色粘土層中にはしばしばアカホヤ火山灰 (K-Ah) が含まれている。この部分を特に住吉層中部と呼ぶ (第 63 図)。

本層の放射性炭素年代は地層中に含まれる樹木片や泥炭によって測定されている。下山 (1989) によれば、本層主部の形成は 9,000 年前-1,500 年前とみられる。基底の一部は 1 万年以前に及ぶ可能性がある。最上部は現在も形成されつつある。

VII. 3. 2 海の中道砂層及び箱崎砂層 (s)

命名 下山 (1989).

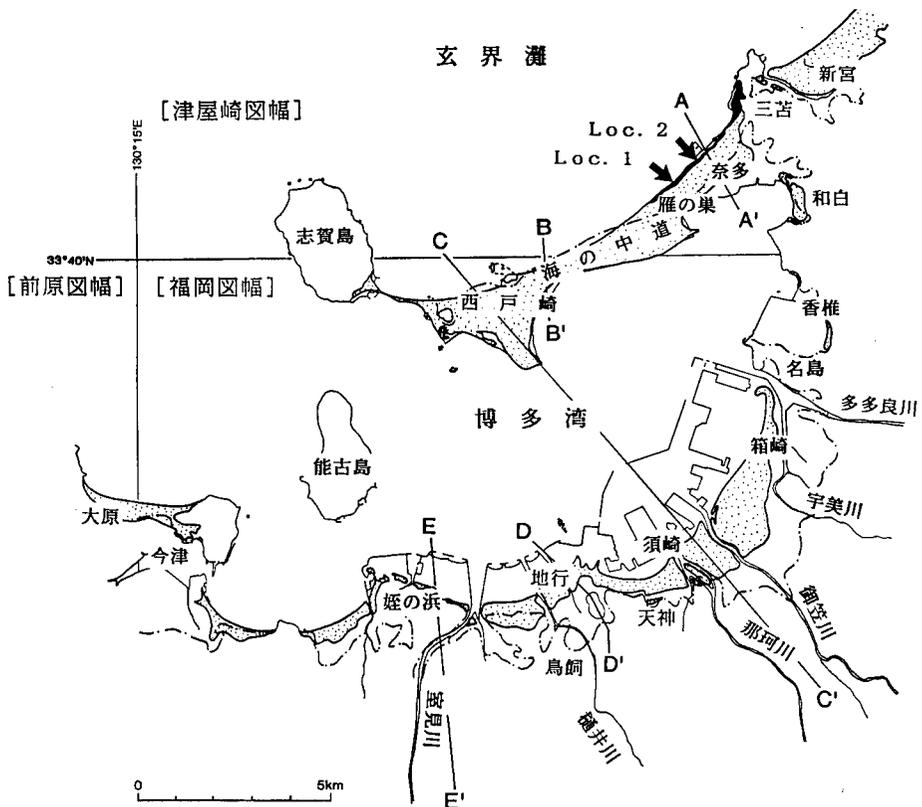
模式地 福岡市東区海の中道及び箱崎付近.

層厚 海の中道砂層の厚さは西戸崎付近で約 15m, 箱崎砂層は博多区で最大 7m.

博多湾沿岸の完新世の海浜砂及び海岸砂丘砂層のうち、北岸に分布するものが海の中道砂層、同南岸に分布するものが箱崎砂層である (第 74 図)。海の中道砂層は福岡市東区三苦みとまから西戸崎を経て志賀島に達する全長約 10km, 最大幅 1.25km にわたって分布し、玄界灘と博多湾を隔てている。一方、箱崎砂層は主に博多湾の南岸に分布しており、模式地から馬出まいだし、博多区呉服町・中洲、中央区天神・荒戸・地行・西新をへて室見川河口に達する福岡市の市街地の主要部分に分布している (第 60・74 図)。このほか、東区の和自・香椎・舞松原、西区姪の浜・生の松原・今宿にも小分布がある。

海の中道砂層はシオヤ鼻で古第三紀層を、雁の巣から三苦にかけては古砂丘砂層 (奈多砂層) を不整合に覆っている。那珂川及び御笠川河口部分では箱崎砂層の上部の砂層が淘汰の悪い住吉層の砂層及びシルト層と互層している。箱崎砂層と住吉層は一部指交関係にあるものと考えられる。

両砂層とも海浜砂層を主体とし、海浜砂と風成砂部分からなる。砂は粒度のそろった中粒砂ないし細粒砂を主体とし、砂は淡黄色の石英粒子からなる。箱崎砂層の砂は海の中道砂層よりも粗粒で、しばしば双方向の斜交層理が発達する。砂丘部分では海岸から砂丘に運ばれた海浜砂の季節的な供給サイクル



第74図 海の中道砂層及び箱崎砂層の分布と地質断面線の位置
 黒色部分が奈多砂層，ドット部分が海の中道砂層及び箱崎砂層，Loc. 1, 2は第73図の柱状図の位置。
 A-A', B-B', C-C', D-D', E-E'は第62・63・66・67図の地質断面線。

に応じて，トラ縞と呼ばれる縞模様ができる（第75図）。

砂丘の下には博多湾シルト層が存在しているので，箱崎砂層の形成開始時期は，縄文海進極盛期後の相対的小海退期（弥生の小海退）と考えられる。

VII. 3. 3 博多湾シルト層

命名 下山（1989）。

模式地 博多湾海底及び福岡市東区馬出の地下。

層厚 博多湾北岸で約11m，築港付近で約7m，呉服町で約2m。

完新世における博多湾の海底堆積物で，貝殻を含む砂質シルト層である。博多湾シルト層は地表には露出せず，現在の博多湾の底質を構成するほか，博多湾岸の海の中道砂層・箱崎砂層・住吉層の分布地の地下に分布する（第62-67図）。第63図の断面に示すように，博多湾シルト層の下の住吉層下部層の分



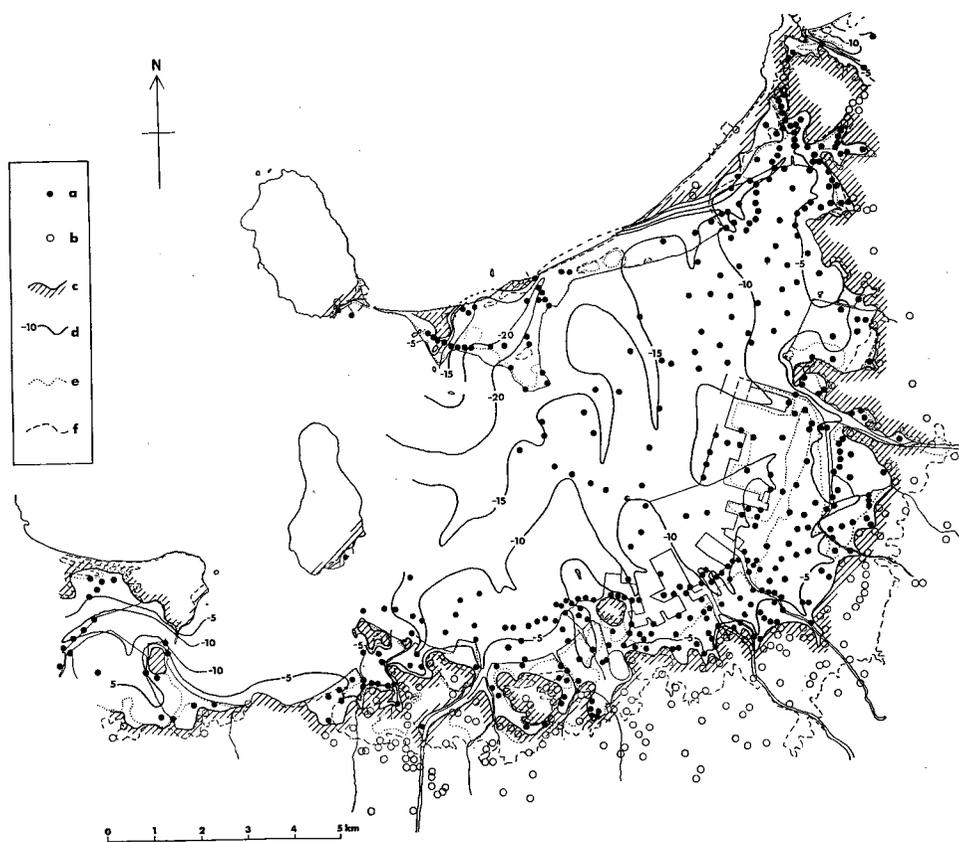
第75図 海の中道砂層及び箱崎砂層の露頭

上)福岡市東区雁の巣付近で見られる海の中道砂層。砂丘砂の部分で、砂の供給の少ない時期は風成塵が混じるため、粒度のわずかな差で成層している。各単層は年周期を示唆する。下)東区箱崎付近の掘削工事現場で見られる箱崎砂層、海浜砂の部分で、粗粒である。

布は博多港海底下まで追跡される。しかし、博多湾中央部での完新統は博多湾シルト層のみとなる。

博多湾シルト層の水平的・垂直的な広がりには第76図に示したように、現在の博多湾より一回り大きい程度である。博多湾シルト層の基底深度の等深度線分布が示すように、博多湾シルト層の基底面は極めて起伏に富んでおり、旧谷地形を埋積しているものと考えられる。第76図に示した本層の分布限界は真性海域の範囲を示していて、縄文海進高頂期の海岸線にはほぼ一致する。現地形との関係は、等高線と博多湾シルト層分布地の地盤高度の関係で示され、博多湾シルト層の分布はおおむね、標高2.5m等高線の外側かつ5m等高線の内側である。

本層はシオヤ鼻・大岳で古第三紀層（姪浜層群）に、雁の巣から三苦にかけては古砂丘砂層（奈多砂層）



第76図 試錐によって確認される博多湾シルト層(海成地下完新統)の基底面高度及び水平分布と微地形 (下山, 1989)
 a : 地下に博多湾シルト層の確認された地点, b : 地下に博多湾シルト層が欠如している地点, c : 博多湾シルト層の分布限界(最高海面期の海岸線にはほぼ一致), d : 博多湾シルト層基底の等深度線・数字は現在の平均海面からの深度 (m), e : 海拔2.5mの等高線, f : 海拔5.0mの等高線

に対して博多湾側からアバットしている。また、呉服町では本層と住吉層との一部指交関係が認められた。また、天神の地下工事現場では本層が住吉層下部層に対し、アバットしている関係が観察された(第65図地点2)。

本層は貝殻混じり砂質シルトを主体とする。本層の層相変化は博多湾北岸で砂質で、南岸では粗粒砂や小礫混じりとなる。本層には腐植物及び貝殻の破片が多数含まれている。貝化石はいずれも内湾性の貝を主体としている。主なものはヒメカノコアサリ (*Veremolpa micra* (Pilsbry))・イヨスダレガイ (*Paphia (Neotapes) undulata* (Born))・ウメノハナガイ (*Pillucina (Pillucina) pisidium* (Dunker))・アサリ (*Ruditapes philippinarum* (Adams & Reeve))・マンゲツシオガマガイ (*Cycladicama lunaris* (Yokoyama))・サナギモツボ (*Eufenella pupoides* (A.Adams))・マメウランシマガイ (*Ringicula (Ringicula) doliolis* Gould) などである。

本層は博多湾で現在もなお、形成され続けている。放射性炭素年代値から、貝殻濃集部分の形成時期は約6,000年前から3,000年前のあいだの、縄文海進極盛期前後と考えられる(下山, 1989)。

VII. 3. 4 ^{おおほり} 大濠泥層

福岡市中央区大濠公園から福岡城跡北の濠には、福岡城の堀割建設以後で埋積以前の自然の堆積物がある。大濠の軟泥がこれに当たる(第66図)。大濠の底質表面の泥層は貝殻を全く含まないが、福岡城大手門前の堀割堆積物の礫混じり泥層中にはヒメシラトリガイ (*Macoma incongrua* v. Martens) など強内湾性貝類の貝殻を含む。本層は分布が限定的で、博多湾シルト層とは直接つながらない。これを特に大濠泥層と呼ぶ(下山ほか, 1991)。

VII. 4 埋立地 (r)・ボタ山 (h) 及び古代の盛土 (R)

「福岡」図幅地域には博多湾南岸を中心に埋立地がひろがり、そこには3種類の人工埋積物がみられる。第1に自然地層(地山)を掘り返し、盛り土したもので、砂礫・粘土のほか、瓦・煉瓦・がいし・材木・コンクリート片・アスファルトなどが雑然と混入している埋積物。第2に、港湾しゅんせつの際、堰堤内側に充填したヘドロないし粗粒砂。第3に石垣で築かれた堰堤で、大きな玉石を捨石として大量に投入してあるものである。最近では愛宕浜や百道浜のように、埋立地のさらに前面に、海砂を入れた人工海浜が造られている。

特殊な人工埋積土として、ボタ山がある。ボタは炭鉱から掘り出された岩石や粗悪な石炭、坑木等が雑然と混入している埋積物である。本図幅地域内の福岡市西区姪の浜、東区八田、粕屋郡粕屋町、志免町、須恵町、宇美町には、大正時代と昭和時代初期を中心に、かつて大小の炭鉱が多く存在したが、その後閉山し、現在では全く稼行していない。しかし、旧炭鉱跡地には古いボタ山ないしボタの埋積土がいまだに残されている。粕屋郡志免町・須恵町・宇美町の3町の境には唯一のボタ山が残存する。しかし、それ以外のボタ山はすべて取り壊され、整地し直されて、現在では工業団地や住宅団地となっている。また、旧炭鉱の地下には、石炭の掘り出されたあとの空洞が数多く残されている場合がある。

そのほか、本図幅地域は日本の古代文化の中心の一つで、土塁や墳墓が数多くみられる。本図幅南東

部と南西部には七世紀後半に築かれた水城と怡土城城壁の土塁線が顕著に認められ、台地や丘陵地上には数多くの古墳がある。これらは歴史的にかなり古い人工埋積物である。古代の土塁の断面は腐植土と黄褐色土が交互に煉瓦状に積み上げられ、締め固められた、「版築」と呼ばれる構造が特徴的である。

一方、江戸時代になると、福岡市の市街地、特に舞鶴城（福岡城）跡周辺には城郭及び町割のために、肥前堀などの堀割が巡らされた。また、西公園の東及び南側は大規模に埋め立てられた。明治時代には、肥前堀をはじめ大部分の堀割が埋め立てられ、道路や市街地に変わった。こうした場所には前述のような人工埋積物がみられる。

VII. 5 海の中道の地下地質

博多湾と海の中道は本図幅地域の景観を代表している（第74図）。海の中道は内湾の博多湾を外海の玄界灘から隔る、一種のバリアー（障壁）である。バリアーは絶えず波浪による前浜侵食や漂砂による変形にさらされる。海の中道は地形だけからみると、海の中道の先端に存在する志賀島から大岳をへて新宮を結ぶ陸繋砂州の典型とみなせる（第60図）。しかし、海の中道にはそれを作った大量の砂を供給すべき大きな河川は隣接しておらず、砂の供給源とバリアーの維持機構はこれまで不明であった。

第62・63図にはそれぞれ海の中道の、奈多付近、西戸崎北東方、西戸崎付近の地質断面図が描かれている。これらの図に示すように、古砂丘砂である奈多砂層は奈多付近では標高20m以上の崖を形成している。しかし、シオヤ鼻東方かつ西戸崎北東方の海の中道の地下では奈多砂層の上限が海水準面下数m付近にある。西戸崎の北方では奈多砂層が欠如し、その代わりに古第三紀層の岩盤で置き替わっている。また、第76図の海成完新統の分布図では博多湾シルト層の北限線が海の中道の下に描かれている。博多湾シルト層は博多湾北岸付近では古砂丘砂層と古第三紀層の岩盤に対しアバットしている。第80・81図（後出）に示すように博多湾シルト層に含まれる貝化石集団は大部分内湾性種で構成されている。したがって、過去8千年間の、博多湾シルト層の堆積の全期間を通じてバリアーが存在し、内湾の構造が維持されていた。第76図の博多湾シルト層の北限及びその付近の同層基底深度の等深度線の分布から、このバリアーに相当するものは古砂丘砂層の、奈多砂層である。奈多砂層は三苦から雁の巣にかけての海の中道北岸の露頭で観察される。その形成期は更新世後期である。奈多砂層の古土壌表面は南東ないし南南東の、博多湾側に傾斜している。また大潮干潮時には玄界灘側の潮下帯に赤褐色の古砂丘砂が、かなり沖まで分布しているのが確認される。これらの状況から、現在の海の中道の北側には古砂丘砂からなる“古海の中道”と言える規模のバリアーが、博多湾シルト層堆積以前から存在していたことは確実である。玄界灘の冬の波浪による侵食が現在もなお進行していること、横山ほか（1982）で認められた砂丘上の遺跡の南進傾向などの状況証拠は、砂丘の主体が次第に南に移動した、という中山（1925, 1984）の考えを裏付ける。すなわち、現在の海の中道の膨大な砂の供給源は古砂丘砂層である。なお、第76図にみられるように、約5千年前の博多湾の北岸線は現在の海の中道の北岸の地下にある。現在の博多湾北岸線との直線距離が500mなので、海の中道南岸は5千年間に500m南進したことになる。

VII. 6 福岡平野の地下地質

第60図は福岡・鳥飼平野の第四紀地質図である。また第63図は福岡平野の西戸崎から博多湾・築港・博多駅をへて須玖に至る、ほぼ南北方向の、第64図は貝塚から姪の浜に至る第四紀地質断面図である。福岡平野低地の第四系は下から仲原礫層・須崎層・地行泥層・阿蘇-4火砕流堆積物・大坪砂礫層・住吉層・博多湾シルト層・海の中道あるいは箱崎砂層・人工埋積土層の順に重なっている。天神地区は本図幅地域では第四系が最も厚く、約60mある(第64図)。天神地区の第四系は下から、風化した砂礫層である仲原礫層、深成岩類からなる礫層と粘土と砂の互層である須崎層、細礫混じり粗砂層である大坪砂礫層、シルト混じり粗砂層と暗灰色粘土層である住吉層下部、粗砂混じりシルト層と砂質シルト層とシルト混じり粗砂層からなる博多湾シルト層、中粒砂層細粒砂層である箱崎砂層、腐植質住吉層上部の砂質粘土層、中粒ないし粗粒砂層である箱崎砂層、人工埋積土層の順に重なる(第65図の2)。中洲付近では住吉層下部層が局部的に海側に突出し、博多湾シルト層はより北側に押しやられている。この付近の住吉層下部層の突出部分は地下工事現場でも確認され、縄文海進極盛期以前に形成された陸域と考えられる。天神の標高0m付近の箱崎砂層には一方向の斜交層理が発達する部分があり、三角州末端の河口の環境を示す。この部分から古墳時代を示唆する素焼の蛸壺が出土している。標高-1.6m付近にはレンズ状の腐植質砂質粘土層を挟む。ここは砂丘背後低湿地の堆積環境を示している。

第64図の貝塚-姪の浜間の地下鉄線に沿う地質断面図をみると、第四系の基底深度は貝塚から千代町までは標高-10m付近にある。しかし、千代町の西で次第に深度を増し、中洲で-38m、天神では-55mに達する。天神の西側は古第三紀層の岩盤が浅い位置にあり、赤坂付近では標高0m付近になる。天神と赤坂の間の第四系の基底深度の変化は大きい。向山・福岡地盤図作成グループ(1981)は地盤図の作成過程で、赤坂-高宮-石城町をつなぐ三角形の凹地を確認し、これを天神凹地と呼んだ。さらに、彼らはこの成因についてもふれ、天神凹地は河川による侵食の結果できたものではなく、断層による東側の陥没であると考え、赤坂と天神間の断層を警固断層と呼んだ。警固断層の両側で古第三紀層の傾斜及び層相が食い違っているため、同断層は明らかに基盤を切っている。警固断層を挟んで天神地区と荒戸地区の両地区にまたがってみられる第四紀の地層は、箱崎砂層・博多湾シルト層・住吉層下部層それに須崎層である。須崎層の上限高度は天神・荒戸両地区で数mの差がある。大野城市上大利では、阿蘇-4火砕流堆積物が警固断層の延長と考えられる断層で切られている(第85図参照)。したがって、警固断層の活動は少なくとも阿蘇-4火砕流堆積物の形成後まで及んだと考えられる。第四紀層を切っていることから、定義上、警固断層は広い意味での活断層に当たる。ただし、博多湾シルト層と住吉層下部層では見かけ上、変位は認めにくく、連続的である。

VII. 7 ^{とりかい}鳥飼平野の地下地質と大濠の埋め立て

第66図は鳥飼平野の地質断面図である。阿蘇-4火砕流堆積物の層準より下位には複数の海成層を含むと見られることから、福岡市域の地行泥層・須崎層の形成時期は少なくとも、下末吉期から小原台期

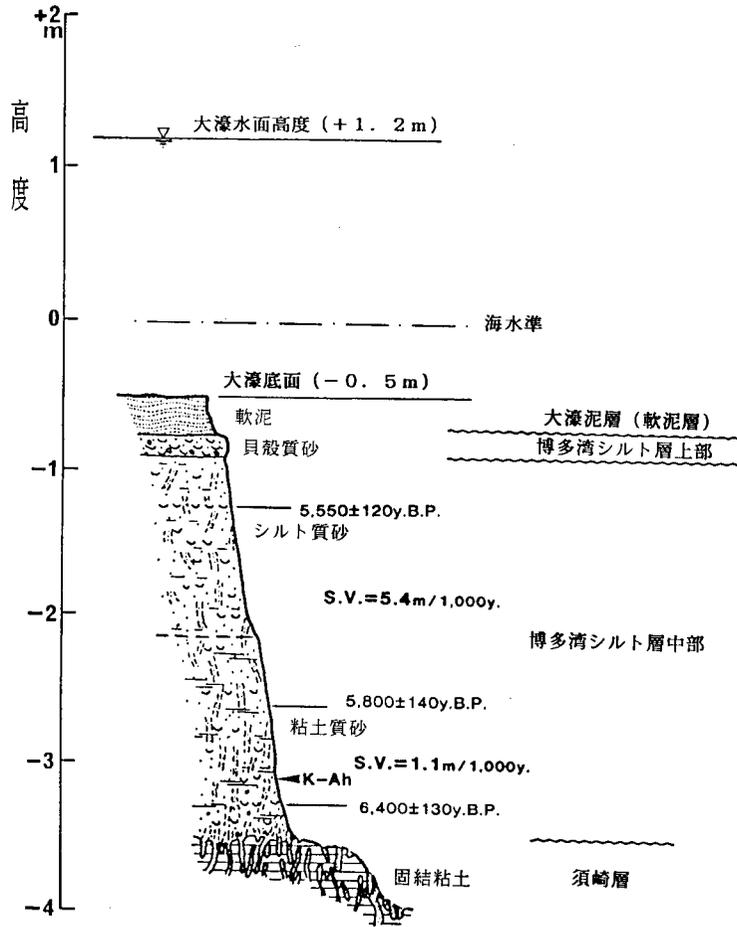
すなわち約13万年前から9万年前と見積られる。地行泥層下部の貝化石はマガキ (*Crassostrea gigas* (Thunberg))・ナミマガシワガイ (*Anomia chinensis Philippi*)・イヨスダレガイ (*Paphia (Neotapes) undulata* (Born)) などの内湾潮間帯から内湾浅海帯にかけての種で構成されている。したがって、地行泥層下部形成期にはすでに外海から内湾を隔てる海の中道のバリアーが完成していた。地行泥層上部の形成時期は阿蘇-4火砕流堆積物の直下の高海面期であることから、小原台期の高海面期に対応すると思われる。地行泥層上部の貝化石も内湾潮間帯から内湾浅海帯種から構成されており、地行泥層上部形成期にも古海の中道の障壁構造は引き続き維持されていたことになる。

大濠公園池の工事現場の博多湾シルト層主部の形成は6,500y.B.P.から5,500y.B.P.の間になされている(第77図)。各層準から得られた貝化石はすべて潮間帯下部の環境を示している。大濠の地質調査の結果は、古鳥飼湾が最終氷期(約18,000y.B.P.)以後の海進の進行と海進ピークの第1波の到来で、現海水準高度付近まで急速に埋積され、一大干潟と化したことを物語っている。特に5,800y.B.P.から5,500y.B.P.の間の博多湾シルト層中部の堆積速度は5.4m/1,000y.とかなり急速である。この急速な堆積作用は多量の砂の供給でなされている。古鳥飼湾を埋めた急速な堆積作用とその後の無堆積は、現在の樋井川三角州の貧弱さからみて、樋井川三角州堆積物の埋積作用だけではなく、主に奈多砂層の破壊によって発生した砂によるものである。この結果、古鳥飼湾は短期間に埋積され、干潟が変わった。ここでは古砂丘砂層の規模はもともと小さかったため、縄文海進による海水準の高まりと共に早期に崩れ去ったと考えられる。埋め立てられてできた干潟には甲殻類のアナジャコ (*Upogebia major* (de haan)) が住みつき、5mに及ぶ垂直なパイプ状巣穴を掘った。この跡は掘削工事の際の壁面で観察された。第78図は博多湾シルト層とその基盤の須崎層に穿孔された巣穴生痕である。同一のパイプでありながら当時の地層の堅さ(古固結度)に応じて保存状態が大きく変わる。

下山ほか(1991)によれば、鳥飼平野における記録に残る人為的な地形改変は、福岡城と城下町構築のためになされた江戸時代初期の西公園南側の埋め立てが始まりである。樋井川はこの時の改変で、河口部分の流路がそれまでの大濠に入って、西公園の東側で博多湾に注ぐ北北東コースから現在のような北西方向に変更された。1909年には「福岡炭鉱」が祖原で操業を始めた。初めの坑口は祖原付近にあったが、のちに鳥飼4丁目付近や高取付近にも新設された。炭鉱の拡大に伴って、掘り出された岩石や石炭片は坑口付近に捨てられ、小規模なボタ山が築かれた。その一方で、坑道崩壊による陥没地が生じた。次に、樋井川河口付近及び伊崎の埋め立てが1911年以降に行われた。さらに1927年に開催された東亜興業博覧会の会場造成のため、大濠の一部が埋め立てられた。これによって、今日の大濠公園池が完成した(下山ほか, 1991)。

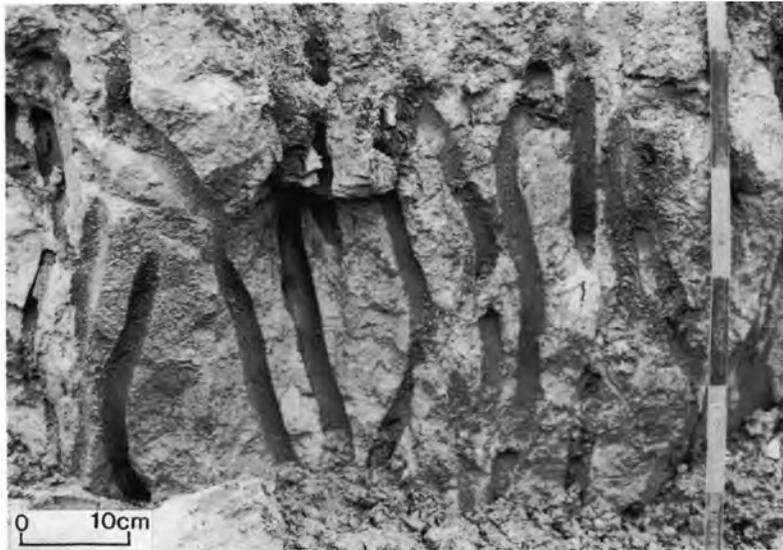
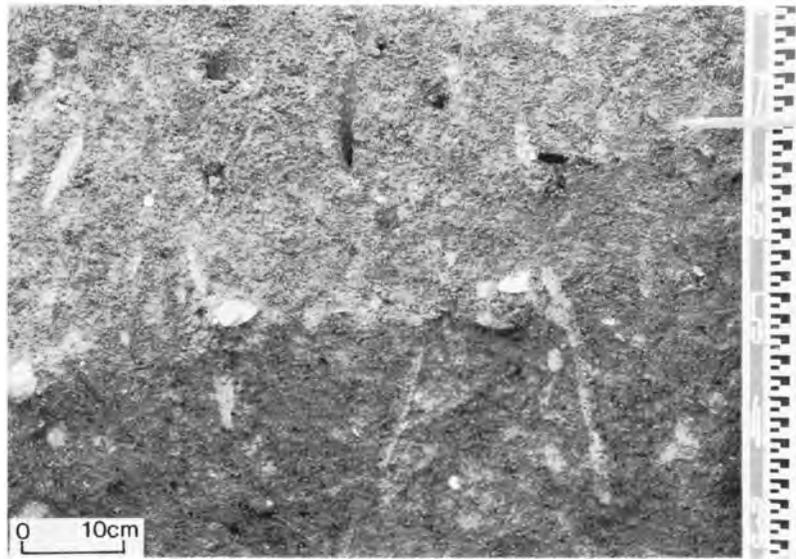
VII. 8 ^{さわら}早良平野の地下地質

第61・67図は早良平野の第四紀地質図及びほぼ南北方向の地質断面図である。表層分布の多くを須崎層が占めているのが目だっている。低位段丘構成層である大坪砂礫層や完新統の住吉層の分布はごく限定的で、層厚も薄い。早良平野の完新統は東北部の百道から原と北部の下山門から福重にかけて分布している。



第77図 福岡市中央区大濠の地下完新統の地質柱状図 (下山ほか, 1991を一部修正)
 調査地点は第66図の地点21付近(大濠湖底)。s.v.は14C年代値から推定される堆積速度。博多湾シルト層と須崎層にはパイプ状のアナジャコ
 巣穴(第78図)が穿孔されている。アナジャコの巣穴は博多湾シルト層上部から掘り込まれており、博多湾シルト層と須崎層を貫いている。

従来の地質図では早良平野中央の微高地群は、地下に人頭大の比較的新鮮な円礫層が卓越することから、沖積地ないし低位段丘とされた(山口ほか, 1984)。実際、微高地間の旧河川跡には沖積地ないし低位段丘をつくる堆積物(住吉層と大坪砂礫層)が認められる。しかし、これらの堆積物はごく薄く、円礫層を不整合に覆っている。ボーリング調査資料によると、この円礫層は小田部の阿蘇-4火砕流堆積物の下の円礫層につながるため、須崎層に相当する。また、長峰付近の台地上に阿蘇-4火砕流堆積物が残存している部分があり、平坦面は須玖面に相当し、小田部の阿蘇-4火砕流堆積物の残丘の面に対比できる。したがってこれらの微高地にはかつて阿蘇-4火砕流堆積物が存在して、広い須玖面を構成していたが、その後の侵食により阿蘇-4火砕流堆積物のみが除去され、大坪面(低位段丘面)相当の侵食段丘面が形成されたと考えられる。大坪面形成期には、早良平野中央部は堆積場ではなく、主に侵食域な



第78図 福岡市大濠の湖底地下の地層の露頭

上)博多湾シルト層の泥質砂層で多くの貝殻を含む、貝殻の放射性炭素年代値は5-6千年前を示す。上下の白い筋はアナジャコの巣穴生痕化石。
 下)その基盤の須崎層の固結粘土層と保存の良いアナジャコの巣穴生痕化石。巣穴の保存程度は掘られた当時の地層のかたさ(古固結度)を反映する。

いし通過域であったと考えられる。微高地表面に近い円礫層の表層には、薄い粘土層が存在している。これはレスを含む風積土壌（後述）と考えられ、火山灰分析の結果、土壌中から始良-Tn 火山灰とアカホヤ火山灰の火山ガラスも検出されている。したがって、微高地の多くは完新世以前に河床からはなれて、風積土の保存される安定な台地が変わっていたとみられる。

VII. 9 風成層（黄砂堆積物）

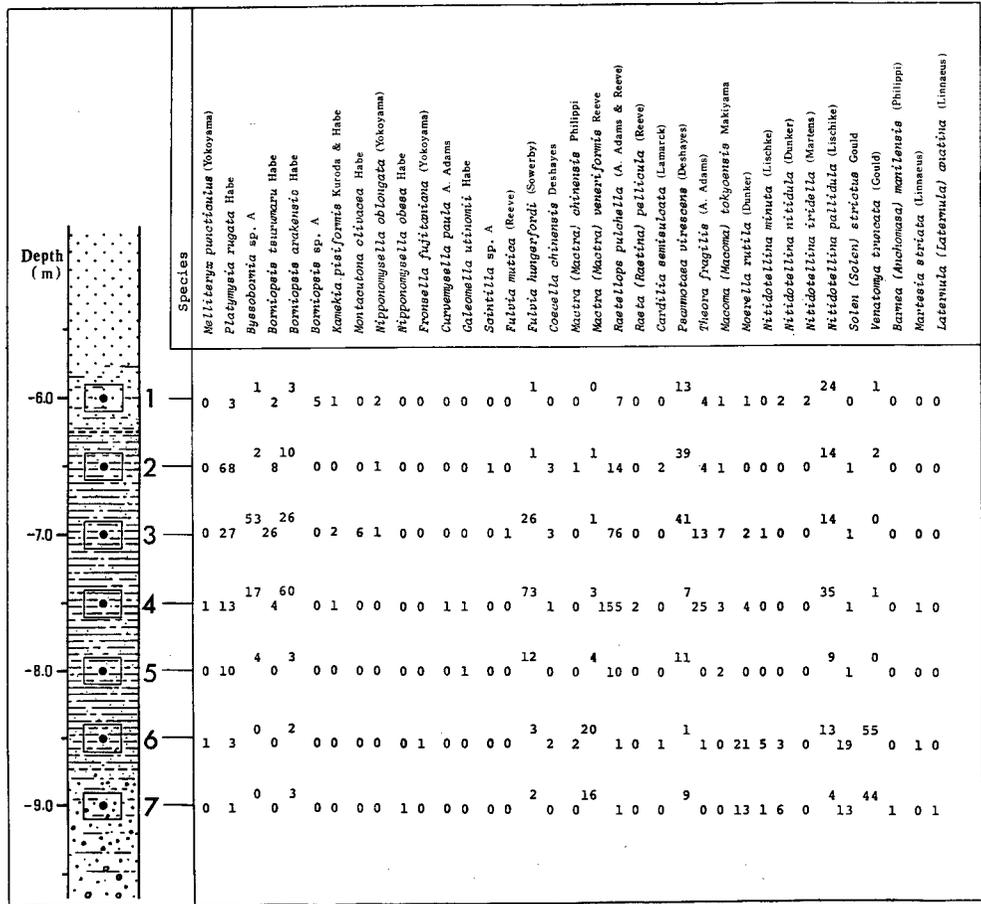
冬の終わりから春先にかけて中国大陸内陸部の乾燥地帯から頻繁に飛来する、いわゆる黄砂（広域風成塵）が、本図幅地域の緩斜面上に堆積し、厚さ数 10cm から数 m の細粒黄褐色土壌を形成している（地質図では省略）。また、奈多砂層の古土壌中の細粒子成分を構成している。広域風成塵は微細な石英及び雲母（直径 50 μ m 以下）（Inoue and Naruse, 1987）を主要鉱物成分として含んでいる。このような細粒土壌は、従来、表土、ロームあるいは石灰岩台地上ではテラロッサと呼ばれ、火山灰あるいは基盤岩の風化生成物にすべて由来するものと考えられてきた（溝田ほか, 1992）。しかし、最近、土壌鉱物学的及び地球化学的手法によって、これらの土壌の生成にはアジア大陸内部起源の広域風成塵（レス：黄砂堆積物）の寄与が著しいことが明らかにされている（井上・溝田, 1988；井上・成瀬, 1990）。溝田ほか（1992）は北部九州の緩斜面上に広く分布する細粒土層を詳しく分析した。その結果、このような土壌中に含まれる石英の粒径分布は著しく均一で、福岡において黄砂現象に伴って降下した風成塵に一致した。また、石英の酸素同位体比及び全岩の Sr 同位体比は基盤岩のものとは著しく異なり、中国北西部黄土高原の黄土に近似していた。したがってこれらの細粒土層は、大陸乾燥地域に由来する風成塵起源物質を主体とするレス層である。

同様の細粒質土層は北部九州各地の高位・中位・低位の各段丘面群の平坦面上をはじめ、平尾台などの石灰岩台地、松浦地域を中心とする玄武岩台地上に普遍的に認められる。また、崖錐の基質を占めたり、風化基盤岩の割れ目にも浸透している。このように北部九州地域には大陸起源風成塵を主な母材とする土壌が広く分布しているものとみられる。

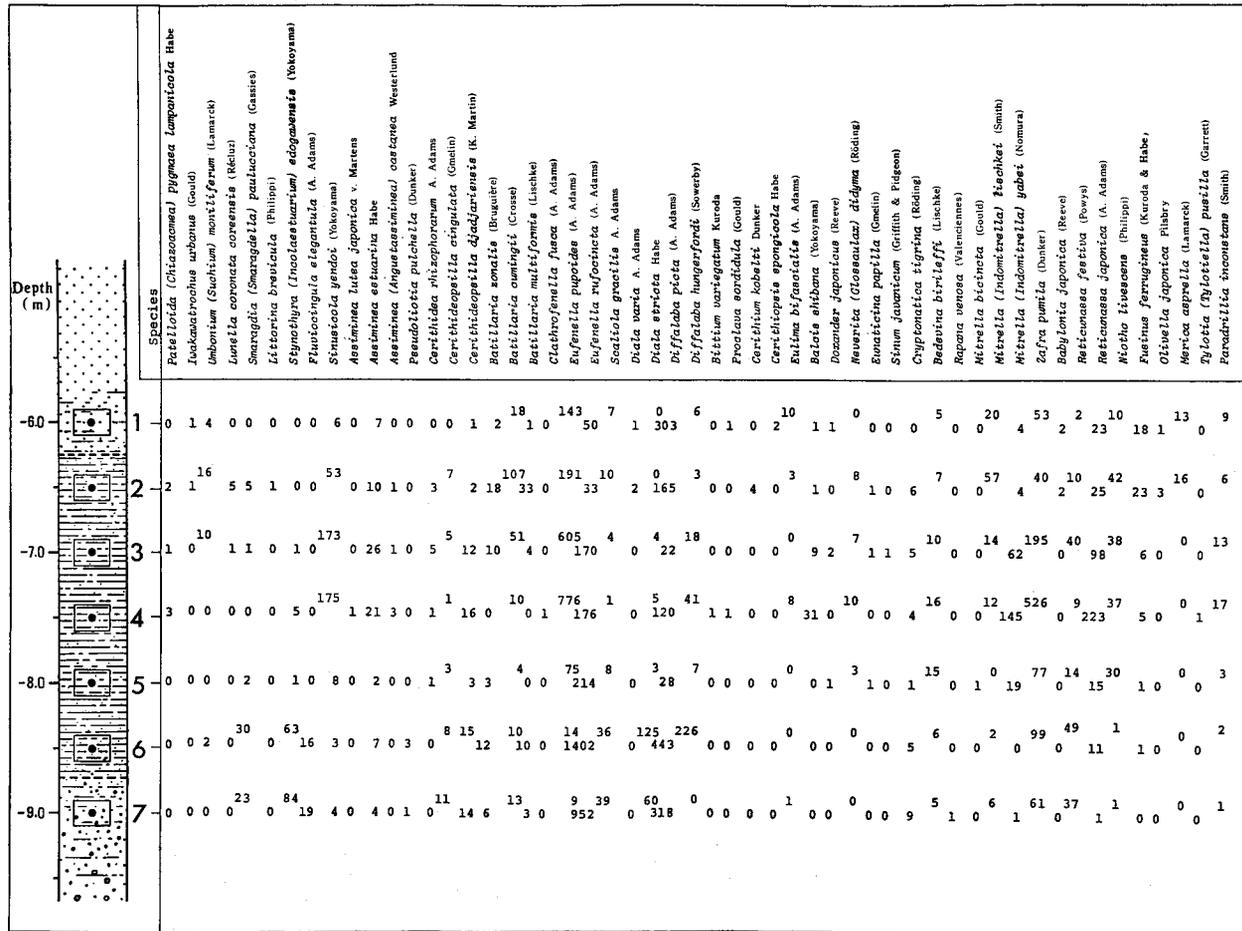
VII. 10 化石

(1) 花粉

本図幅地域の須崎層・住吉層・博多湾シルト層の粘性土層の花粉分析を黒田・畑中（1978）と Kuroda and Hatanaka（1979）が行っている。その結果、Kuroda and Hatanaka（1979）は下から L 帯、R II 帯、R I 帯それに R III a 帯とする花粉帯区分を発表した。本報告の層序区分に照らし合わせると、L は最寒冷期の大坪砂礫層、R I は寒冷から温暖気候への移行時期の住吉層下部、R II と R III a は最温暖期から減暖期に当たり、博多湾シルト層の部分に相当する。第 79 図は黒田によりなされた中央区那の津のポーリングコアの花粉分析表である。この図では、L 帯よりもさらに下位の部分まで花粉帯が延長されており、R 帯、R/W 帯が識別されている（向山・福岡地盤図作成グループ, 1981）。ただし R 帯は寒冷期の須崎層、R/W 帯は最終間氷期の一部である地行泥層上部に当たる。この柱状図には阿蘇-4 火



第80図 福岡市東区箱崎地下の博多湾シルト層に含まれる斧足類化石集団の組成とその垂直変化
 数字は1サンプリングブロック(25cm×25cm×深さ10cm)に出現した各種のうち、2mm以上かつ殻頂部のある個体の数、個体数は左右の貝殻数のうち多い方の数、1-7は第65図の柱状図3に記入されている貝化石試料のブロックサンプリング層準。



第81図 福岡市東区箱崎地下の博多湾シルト層に含まれる腹足類化石集団の組成とその垂直変化
 数字は1サンプリングブロック(25cm×25cm×深さ10cm)に出現した各種のうち、2mm以上かつ外層のある個体数、1-7は第65図の柱状図3に記入されている貝化石試料のブロックサンプリング層準。

砕流堆積物が欠けているが、R/W帯とL帯の間がその層準に当たると考えられる。

(2) 貝化石

下山・首藤(1978)は縄文海進に伴う博多湾の古環境変化を研究するため、博多湾シルト層に含まれる貝化石集団の群集古生態学的解析と共に、特定の種個体集団について殻サイズ頻度分布形の垂直変化を調べた。その調査場所は中央区荒戸の地下工事現場である。その結果、下から I. イセシラガイ(*Anodonta stearnsiana* Oyama) - ゴマフタマガイ(*Paratectonatica tigrina* (Röding)) 化石集団, II. イヨスダレガイ(*Paphia (Neotapes) undulata* (Born)) - ウメノハナガイ(*Pillucina (Pillucina) pisidium* (Dunker)) 化石集団, III. ウミニナ(*Batillaria multiformis* (Lischke)) - イボウミニナ(*Batillaria zonalis* (Burugièrre)) 化石集団, IV. イボウミニナ - ウメノハナガイ化石集団, V. ホソウミニナ(*Batillaria cumingii*(Crosse)) 化石集団が識別された。IとIIの層準は内湾浅海帯及び潮下帯環境, IIIからVの層準は潮間帯の環境を示唆し、優占種には外海群集が全く含まれない。また殻サイズ頻度分布形の検討結果、ヒメシラトリガイ(*Macoma incongrua* v. Martens)などの斧足類化石集団は自生的であるが、腹足類化石集団、特にイボキサゴ(*Umbonium (Suchium) moniliferum* (Lamarck))・イボウミニナ・ウミニナはいずれも内湾性ヤドカリによる再構成を強く示唆しており他生的である。腹足類は、いわゆる混合化石群集である。

福岡市東区箱崎の市営地下鉄2号線建設工事現場の第四紀層(第65図の3)でも、貝化石集団に基づく古環境解析が行われた。ここでは標高-2.3mから-5.3mまでの層準を50cmごとに区切り、合計7層準のブロックサンプリングが行われた(第65図地点3の柱状図の層準1から7)。水洗篩別され、残った1mm以上の貝殻が破片に至るまで総て計数された。その結果、これら7層準にわたって出現した軟体動物化石は斧足類化石35種(第80図)、腹足類化石53種(第81図)、掘足類化石1種に達した。これらの優占種はすべて内湾特徴種であり、外海要素を含まない。これらは自生的であり、内湾の潮間帯から浅海帯上部の環境を示している。これは、博多湾シルト層の堆積の全期間を通じて、博多湾が内湾であったことを物語っている。これは海の中道の砂州の存在を示唆する。

(3) 哺乳類

松尾・吉村(1953)は福岡市出土の旧象の臼歯化石の発見を報告している。彼らの鑑定によれば、この臼歯化石はナウマンゾウ(*Loxodonta (Palaeoloxodon) naumanni* (Makiyama))のものである。この標本は福岡市南区老司^{ろうじ}付近の那珂川^{なかがわ}(警弥郷橋^{あやごう}の下流約50m)で川の中央部から出土したとされている。しかし、川の中のため、出土した地層の決定には当時至らなかった。地下地質からみて、付近の河床に露出する可能性のある更新世の地層は須崎層である。

VII. 11 第四紀層の編年

地表に露出する第四系については、有明海周辺地域の更新統区分(有明海研究グループ, 1965)を基準とする対比が可能である(第22表)。地下第四系については、地上の第四系との岩相的な対比のほか、指標テフラ、¹⁴C年代値、含有土器片による編年が可能である(第23表)。

(1) 広域火山灰に基づく編年

福岡平野ではレスの影響が強く、最近まで阿蘇-4火砕流堆積物以外の指標テフラの報告はなかった。下山ほか(1989)は福岡平野各地の黒ボク土化した埋没土中にアカホヤ火山灰(K-Ah)が多量に含まれており、明瞭なテフラ層を形成していることを確認した。また、彼らは福岡市東区の奈多漁港付近において、古砂丘である奈多砂層中にも阿蘇-4のテフラ層が挟まれているのを発見し、さらにこの阿蘇-4の下位に阿多火山灰層(Ata)を発見した。両者とも明瞭なテフラ層を形成している(第73図)。町田・新井(1992)は、アカホヤ火山灰の年代として約6,300年前、阿蘇-4の噴出年代として約70,000-90,000年前の値を与えている。阿多火山灰は鹿児島県阿多カルデラ付近を噴出源とする降下火山灰で、町田・新井(1992)は阿多火山灰の年代を約100,000年前と推定している(第24表)。

福岡平野ではアカホヤ火山灰は埋没性クロボク土を形成しており、その北部九州での分布はかなり普遍的である。住吉層下部層中、それに海の中道砂層の直下でかつ奈多砂層の上にレンズ状に堆積している。アカホヤ火山灰は天神の地下7.8m付近に含まれ、同層準から採集された炭質物(腐植物)の¹⁴C年代値はアカホヤ火山灰の推定年代値とほぼ一致している。博多湾シルト層の貝殻層の主部はアカホヤ火山灰の層準より明らかに上位にある。

福岡市博多区那珂では阿蘇-4火砕流堆積物の上の風積土層、太宰市及び筑紫野市の御笠川上流域では大坪砂礫層に相当する低位段丘構成層の最上部に始良Tn火山灰(AT)が含まれている。始良Tn火山灰に由来する火山ガラスは玄界灘沿岸地域では純粋な火山灰層を形成せず、大坪面をつくる風成土や奈多砂層の最上部の古土壤中に混交している。このため、明瞭なテフラ降灰層準を捉えるには数センチ刻みで採取した土層試料中の火山ガラス含有量のピークを見つける必要がある。少なくとも大坪砂礫層と

第22表 北部及び中部九州の第四系対比表 (下山, 1989を一部修正)

時代	y. B. P.	有明海沿岸地域 ¹⁾	糸島平野 ²⁾	福岡平野 ³⁾
完 新 世	10,000	有明粘土層 沖積地堆積物	糸島低地帯 新期氾濫原 堆積物 堆積物	海の中道砂層 箱崎砂層 博多湾シルト層 住吉層
		20,000	島原海灣層 低位段丘面構成層1	低位段丘面構成層
更 新 世	70,000	低位段丘面構成層2		
	90,000	阿蘇-4火砕流堆積物 中位段丘下面構成層	阿蘇-4火砕流堆積物 中位段丘下面構成層	奈多砂層 阿蘇-4 火砕流堆積物 須崎層 地行泥層
	200,000?	未区分 洪積層 中位段丘上位面構成層 長洲層	中位段丘上位面構成層	仲原礫層
		高位段丘面構成層 (吉田礫層)	高位段丘面構成層	

1) 有明海研究グループ(1965)

2) 下山ほか(1984)

3) 下山(1989)を一部修正

第23表 福岡平野（福岡市天神付近）の更新世後期から完新世にかけての古環境変化（下山，1989を一部修正）

地表面からの深度	地層名	¹⁴ C年代値 (year.B.P.)	環境	時代	花粉化石帯 ¹⁾
0 m	人口埋積土		市街地	中世-現代	
-1 m					R IIIb
-2 m			海岸砂丘	弥生時代-古代	
-3 m	箱崎砂層				
-4 m		1,560±100 2,580±110	海岸 河口 海岸	縄文時代晩期	R IIIa
-5 m	住吉層上部層				
-6 m		3,190±90 4,520±140	潮下帯 浅海帯	縄文時代後期	
-7 m	博多湾 シルト層	5,500±100 6,260±110	潮下帯 潮間帯	縄文時代前期	R II
-8 m	住吉層下部層	8,900±190	三角州	縄文時代早期	R I
-9 m					
-10m	大坪砂礫層		氾濫原	ウルム氷期 最盛期	L
-11m					
-12m				阿蘇-4 火山灰	
-13m	須崎層		三角州	最終間氷期	R/W
-14m					
-15m					R

1) Kuroda and Hatanaka (1979) 及び向山・福岡地盤図作成グループ (1981)

奈多砂層はATの降灰した約22,000y.B.P.には堆積を完了していた。

奈多砂層中には阿蘇-4と阿多の2枚の明瞭なテフラ層が存在している。古土壌の形成を考慮すると、これらの部層の形成は断続的で、部層間にはかなりの時間間隙があったものと考えられる。奈多砂層の主体をなすのはC・D部層である。C・D部層では純粋な砂層部分が7-15mと、最も厚い。阿多火山灰はC部層の最上部、阿蘇-4はB部層の最上部に含まれている。古土壌部分は砂粒子の供給の少ない、砂丘砂層形成の休止期と考えられるため、奈多砂層の形成の中心時期は阿多火山灰の降灰年代である約10万年前より以前おそらく最終間氷期と考えられる。

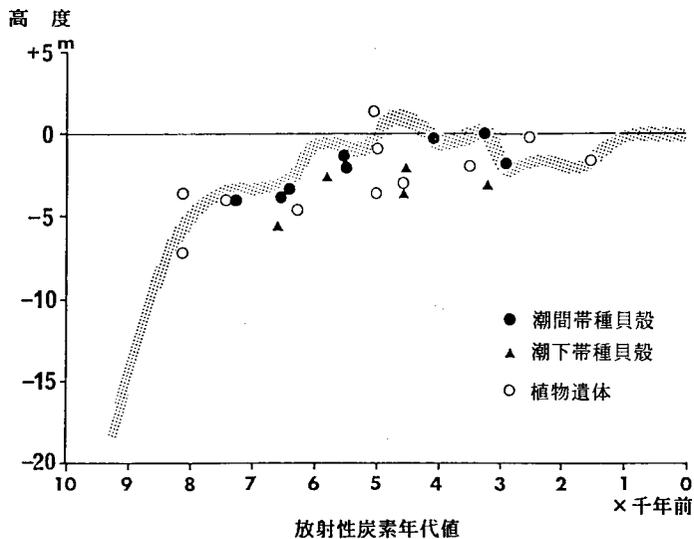
(2) ¹⁴C年代値に基づく編年

博多湾シルト層から測定された多数の¹⁴C年代値をみると、その年代値は約2,900年B.P.から約6,600年B.P.までのいろいろな値を示している(下山, 1989)。しかし、これらの値は適当にバラつくわけではなく、おおむね、① 2,930±100y.B.P.から3,490±140y.B.P.まで、② 4,520±140y.B.P.から4,680±120y.B.P.まで、それに③ 5,540±100y.B.P.から6,570±510y.B.P.の3つの時期にまとまる傾向にある(第82図)。福岡平野の最高海面期は②の時期である。第82図をみると、3つのピークを除いて考えると、時代が古くなるほど海面高度が低くなっており、福岡平野の沈降傾向を示している。その割合は

第24表 「福岡」 図幅地域で検出される広域テフラの特徴 (下山ほか, 1989及び町田・新井, 1992に基づき作成)

テフラ名	(1)	(2)	(3)		(4)	
	噴火年代 (10 ³ 年 BP) (同測定法)	噴火・堆積機構	火山ガラスのタイプ (タイプ)	屈折率 n	斑晶鉱物の特徴 (特徴的鉱物) (屈折率)	
鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah)	6.3 (¹⁴ C)	pfa → pfl → pfl=afa	bw ≥ pm	1.508-1.514	opx, cpx	opx γ 1.709-1.712
始良-Tn 火山灰 (AT)	22-25 (¹⁴ C)	pfa → pfl → pfl=afa	bw ≥ pm	1.498-1.501	opx, cpx	opx γ 1.728-1.734
阿蘇-4 火山灰 (Aso-4)	70-90 (FT, TL, KA)	pfl = afa	bw ≥ pm	1.506-1.510	ho, opx, cpx	ho n ₂ 1.685-1.691 opx γ 1.699-1.701
阿多火山灰 (Ata)	85-105 (層位)	pfl = afa	bw ≥ pm	1.508-1.512	opx, cpx (ho)	opx γ 1.704-1.708

(1)¹⁴C: 放射性炭素年代; FT: フィッショントラック年代; TL: 熱ルミネッセンス年代; KA: カリウム-アルゴン法放射年代; 層位: 年代の判明した他のテフラとの層序関係による推定年代 (2) afa: 降下火山灰; pfa: 降下軽石; pfl: 火砕流; 下線のテフラが広域に分布する (3) pm: 軽石型火山ガラス; bw: バブル型火山ガラス (4) opx: 斜方輝石; cpx: 短斜輝石; ho: 角閃石 (5) n: 火山ガラスの屈折率; γ: 最大屈折率; n₂: へき開片の最大屈折率



第82図 福岡市周辺の過去9千年間における海水準変動の推定曲線 (下山ほか, 1991)

千年に0.3m程である。

住吉層下部層は博多湾シルト層と一部指交関係にあるが、大部分は博多湾シルト層の下位に位置し、シルト混じりの砂礫層で、多くの腐植物や木片を含んでいる。これらの¹⁴C年代は8,100y.B.P.から8,900y.B.P.にわたっており、縄文時代早期に当たる。

(3) 人類遺物包含層(文化層)と自然層(地山)の関係

本図幅地域内には完新統を中心に多くの遺物が出土している。遺跡発掘現場は本図幅地域のように都

市化の進んだ地域では貴重な地質情報源である。また、遺物の包含層と地山の関係は地層編年の手がかりとなる。

先縄文時代（旧石器時代）遺物包含層は福岡市博多区諸岡の阿蘇-4火砕流堆積物の直上と樋井川上流域南区桧原の柏原においてみだされている（山崎ほか，1988）。柏原では大坪砂礫層直上の風成土層部分から、1万年以前の先縄文時代を示唆する細石器・ナイフ型旧石器類が出土している。これらの旧石器類はいずれも後期型の旧石器で、福岡県における細石器類とナイフ型旧石器類の組み合わせ出土層位はすべて始良-Tn火山灰（AT）の降灰層準とほぼ同じかその後1万年前までの時代である。したがって、柏原では大坪砂礫層は更新世最末期以前に形成されたものである。

住吉層上部層にはしばしば縄文時代遺物が包含されている。福岡市博多区板付の板付遺跡では阿蘇-4火砕流堆積物の直上の表土と住吉層上部層の地山の中から縄文時代後期の水田及び遺物が出土している。一方、山口譲治氏による1986年の発掘調査によれば、日佐の沖積段丘面（浦田，1962）を構成する地層（地山）の中から、縄文中期から弥生時代の遺物が出土している。出土状態からみて、同段丘構成層は縄文時代中期以降に形成され、同晩期には生活の場となっていたと推定されている。

弥生時代から古代の遺物は海の中道砂層及び箱崎砂層、住吉層上部の自然層中から産しているほか、台地上の人為的な攪乱土層から産する。横山ほか（1982）による海の中道遺跡の調査報告によれば、海の中道では時代とともに、遺跡の立地場所が博多湾側（南側）に移動する傾向が認められた。

中世以降の遺物包含層は、博多区で行われた福岡市教育委員会のこれまでの発掘状況からみて、試験柱状図上の記載で、“埋土あるいは盛土”とされる人為的な攪乱層の部分に当たる。この遺物包含層は中国産陶磁器片などの遺物や石墨等の遺構、それに大量の有機質土の混入で特徴づけられる。

VIII. 地 質 構 造

VIII. 1 先第三系の地質構造

（唐木田芳文）

本図幅地域を中心にした北部九州の先第三系は、下位から三郡変成岩類、非-微弱変成古生界の呼野層群及び下部白亜系関門層群と、これらに貫入している白亜紀深成岩類である。北部九州地域の地質図（久保ほか，1993及び第5図）を概観すると、福岡市街地から二日市に延びる北西-南東の地溝状地帯を境にして、南西側と北東側とで先第三系の分布が対照的であることに気付く。すなわち南西側は深成岩類が圧倒的に多く、北東側は変成岩や堆積岩類が大半を占めている。このほかに、変成岩及び堆積岩類の層準や変成の程度及び深成岩体の内部構造などにも大きな差がみられる。次に博多と二日市とを結ぶ線

の南西側と北東側との対照的な地質関係についてみる。

①三郡変成岩類の分布状態：南西側は三郡変成岩類の北部帯・中部帯・南部帯が狭く分布するだけで、大部分は糸島花崗閃緑岩を主とする花崗複合岩体が占めている。これに対し、北東側には三郡変成岩類とその上位の古生界・中生界が花崗岩類よりも広く分布している。

地質概説の章で述べたように、三郡変成岩類の北部帯は北側の北崎トータル岩と南側の糸島花崗閃緑岩との間の幅約2kmのセプタ（隔壁）をなして、西の糸島半島（「前原」図幅地域）から今津-能古島に、西北西-東南東から東西に弧を描くように続き、その東の博多-二日市線付近は海と第四系に覆われてわからないが、それより約6km東の香椎付近にくと、三郡変成岩類の模式地の広い分布が急に現れる。分布域の伸びの方向も東西から東北東-西南西に変化する。中部帯は幅約3km、長さ13kmで、東北東-西南西方向に伸び、糸島花崗閃緑岩のループペンダントをなす。飯場峠付近より東の早良花崗岩中には続かない。脊振山地南縁部の南部帯（本図幅地域外）は最大幅約6kmで、東により細く伸びた東西性の分布が鳥栖市付近まで続き、それより東は第四系に覆われて不明になるが、鳥栖市と甘木市とのほぼ中間点付近の博多-二日市線の延長部から東側には、朝倉郡地域の三郡変成岩類（井上，1960）の東北東-西南西に伸びた広い分布域（幅約16km）が現れる（第5図）。

②深成岩類の分布と葉理構造及び貫入関係：博多-二日市線の南西側の深成岩類は一般に葉理構造を示し、北東側のものは局部を除き塊状である。脊振山地に分布する糸島花崗閃緑岩は角閃石・黒雲母及び暗色包有岩の配列により、一般的には西北西-東南東の走向で、60°以上の高角度で傾斜する明瞭な葉理構造を示す。岩体の東縁は二日市南東方の博多-二日市線で限られ、その北東側には塊状の朝倉花崗閃緑岩が代わって現れる。博多-二日市線を挟んで北東-南西に伸びて分布する北崎トータル岩の南西部に当たる糸島半島と能古島では、走向が北西-南東ないし西北西-東南東で、60-70°以上の傾斜を示す葉理構造が顕著であるが、北東部に当たる香椎北方（「津屋崎」図幅地域）では葉理構造が、方向はほぼ同じであるが弱くなる（唐木田，1965）。さらに北東の、北崎トータル岩が関門層群に貫入し、岩体の北東縁に当たる宗像市地域（「直方」及び「折尾」図幅地域）では葉理構造は消えて、塊状の組織を示す（唐木田，1969b；尾崎ほか，1993）。志賀島の志賀島花崗閃緑岩主岩相は主に北西-南東の弱い葉理構造を示す。これより北東方の津屋崎町付近（「津屋崎」及び「直方」図幅地域）に分布する志賀島花崗閃緑岩は風化が著しく、岩石の構造がよく観察されていない。本図幅地域にその主部が分布する早良花崗岩は、北西-南東ないし西北西-東南東の走向で、南に40°以上の角度で傾斜する弱い葉理構造を部分的に示すことがあるが、博多-二日市線より北東側の部分ではそのような構造はよく分からない。

博多-二日市線の南西側の深成岩体は三郡変成岩類の壁岩に主に調和的に貫入しているが、北東側のものは三郡変成岩類と関門層群に主に非調和的に貫入している（唐木田，1969b）。

③接触変成作用：博多-二日市線の南西側の三郡変成岩類に対する接触変成作用は、南部帯（大島，1964）や中部帯（飯場-雷山地域）にみられるように、輝石ホルンフェルス相ないし角閃石ホルンフェルス相の中粒ホルンフェルスを形成し、接触変成帯の幅も広い。これに対し、北東側の三郡変成岩類及び関門層群にみられる接触変成帯では細粒のホルンフェルスの形成にとどまっている。接触変成帯の幅は、例えば能古島のものが香椎のものより広いということから分かるように、博多-二日市線の南西側よりも北東側でより狭くなる。

博多-二日市構造線 以上のような諸性質を総合すると、花崗岩類の貫入深度は博多-二日市線の南西側で深く、北東側で浅いと推定される。つまり、脊振山地の糸島花崗閃緑岩体はメソ帯 (mesozone) の深成岩体 (Buddington, 1959) に相当し、北東側に分布する花崗岩体はエビ帯 (epizone) のものと考えられる (唐木田ほか, 1962; 唐木田, 1969b)。これは博多-二日市線を境に、南西側が北東側に対して相対的に上昇した結果と考えられる。先第三系にみられる諸性質の東西方向変化は漸移的にみえるところもあり、より詳細な研究を要するところもあろうが、博多-二日市線での変化が最も大きいとみられる。また、この方向は北部九州における特徴的な断層系 (松本, 1951) の北西-南東ないし北北西-南南東方向と一致し、下部白亜系と古生界の層理や片理が示す北東-南西ないし東北東-西南西性の構造をほぼ直角に切るものである。この系統の断層はすでに下部白亜系関門層群に認められ、それにひん岩などの岩脈が貫入している (松本, 1951)。脊振山地の花崗岩類を切る断層としてもみられる。

これらのことから、白亜紀深成岩類貫入後-先第三系の時期に、この博多と二日市を結ぶ地溝状地帯に断層運動が比較的集中して起こったと推定される。本報告ではこれを博多-二日市構造線と呼んできた。山崎ほか (1958) は博多-二日市構造線を御笠川に沿う断層 (後述の石堂-海の中道断層) に当たるとしたが、ここでは1本の断層線ではなく、断層帯の意味で使用する。さらに古第三紀以後も北部九州では、この系統の造構運動が、次項で述べられているように、活発に継続されてきている。

VIII. 2 古第三系の地質構造

(富田宰臣)

古第三系は第II章の地質概説において述べたように、粕屋炭田地域では南北ないし北西-南東方向に延びた細長い分布域に分かたれている (第36図参照)。このうち東部地区では地層は西縁を断層 (立花断層) で、東縁を不整合 (一部断層) で基盤岩と接し、北西ないし北北西の走向を示し、おおむね西に傾斜する、いわゆる筑豊型地質構造 (松下, 1951) をなす。立花断層に沿ってこれとほぼ並行に向斜軸が走り、その間の地層は東に急傾斜している。西北部-南部地区 (粕屋炭田主部) の南半部は北東縁を断層 (須恵-若杉断層)、南西側を不整合と東部地区とは逆の構造を示すと言えるが、全体として北東側を断ち切ったような舟底状構造をなす。北半部は南部とは反対に北側が一部で断層 (香椎断層) のほかはおおむね不整合で基盤と接している。

これに対し福岡炭田地域では、炭田西部のJR 姪浜駅北側一帯を中心としてゆるく東西に伸びる盆状構造をなし、能古島の残島層はその北縁部に分布する形となっている。なお南縁は東西方向の断層が推定されている。福岡市内中心部の丘陵地や北方、西戸崎地区はこの盆状構造の周縁を形成する形の分布・構造を示すが、いずれも北西方向の断層で地層が繰り返し露出分布し、一般に西ないし南西への傾斜を示す。また東区西戸崎・中央区西公園・城南区茶山・早良区祖原など数箇所でも半盆状・半ドーム状構造が認められる。このような粕屋炭田地域との構造的な相異の原因は明らかではないが、福岡炭田地域の南縁がほとんど断層で区切られていることから、油山や脊振山地の急激な隆起・上昇もその一因に挙げられよう。

これらの古第三系を切る主要断層はいずれも南北ないし北西-南東系で、北部九州(福岡県中北部)の他の古第三系分布域(小倉・筑豊・宗像・朝倉の諸炭田域)の主構造と調和的で、中-古生層のそれとほぼ直交している。ここでは古第三系を切る断層のいくつかを記載する(第36図参照)。

Ⅷ. 2. 1 ^{たちばな}立花断層(新称)

粕屋炭田東部地区の西縁を画する断層で、三郡変成岩類と北崎トータル岩(「津屋崎」図幅地域に分布)からなる立花山の東麓を西に凸のゆるい弧を幾つか描いてほぼ南北に走る。それぞれの弧の南端は炭田古第三紀層中を南東方に走る派生断層に連なっていて、あたかもこれらの断層の北西端部が互いに収れんし連結しているように見える。同様の形態を示す断層としては坂本(1954)によって報告された筑豊炭田西帯北部の東縁を区切る室木断層(富田・石橋, 1990)の例がある。高橋(1959)はこのことについて立花断層の原型となる基盤との境をなす断層の形成後、古第三紀層を切る派生断層が生じ、前の断層が変形を受けたと解している。断層の北端は粕屋郡古賀町(「津屋崎」図幅地域)地内の基盤の北崎トータル岩中に達し、南は篠栗町(「太宰府」図幅地域)の若杉山地の三郡変成岩類まで延びている。粕屋町大隈付近を通る最南部の弧をなす断層は波多江(1957)によって部木断層と呼ばれている。

立花断層で区切られる炭田東部地区は南北に細長い三角形の分布域を形成し、その東縁はおおむね不整合で基盤岩を覆う典型的な「筑豊型地質構造」(松下, 1951)を示す。地層は北北西方向の走向を有し、 $10-20^{\circ}$ Sの傾斜を示すが、西縁部では断層活動時の引きずりによって、断層とほぼ平行に向斜軸が走り、断層との間の狭い部分の古第三紀層は東に急傾斜している。東部地区の南縁部は大半が平野部にあって明確ではないが、基盤岩の起伏が大きく、小さい断層もこの間に集中していて極めて複雑な構造を示す(高橋, 1959; 野田, 1966; 山口ほか, 1983)。

Ⅷ. 2. 2 須恵-若杉断層(波多江, 1957の葛葉断層を改称)

粕屋炭田南部地区の北東縁をなす断層で若杉山地の南西麓を北西-南東に走り、立花断層と同様、基盤岩分布地の山稜部急斜面と平坦部を区切って地形的にも断層の追跡・確認は容易である。立花断層と異なり、中間部の須恵町城山団地(「太宰府」図幅地域)付近で東西方向のずれが認められる以外はほぼ一条の緩やかに屈曲する断層からなり、南端部は南方に折れて(あるいは南北方向の別の断層か)太宰府市北部の早良花崗岩まで延びている(富田ほか, 印刷中a)。断層の北西延長部は2条に分岐し一本は粕屋町駕與丁池北方を通り、他の一本は古大間池^{だいま}の北部を走り、いずれも沖積層の下に消えている。後者は後出の香椎断層に連なると考えられる。この断層と立花断層との間は基盤の三郡変成岩類が露出分布しているが、粕屋町大隈付近とその北方、部木・福岡市東区蒲田などの変成岩の周辺に高田層と思われる石炭層を伴う古第三紀層が点在分布しており、粕屋炭田東部地区とをへだてるパリヤー中の水路的な役割を果たしていたのであろう。炭田南部の古第三紀層の南縁部は不整合で基盤岩と接し、東西ないし北西-南東方向の走向を有し北に傾斜する「筑豊型」構造を示す。ただし地区の北部に当たる駕與丁池付近では舟底状構造の北翼に位置し、地層はおおむね南傾斜を示す(松下, 1967)。地区の東南端は多くの断層が集中して複雑な地層分布を示す(野田, 1966)。この付近では、これまで基盤岩が分布するとされた部分に、最近も新たに古第三系の小分布地や早良花崗岩中の外座層が見いだされ、また石炭層も南

部ほど発達状況が良好であることを考慮すると、本来の炭田堆積盆地は更に東南に広がっていたものと考えられる。

Ⅷ. 2. 3 月限断層 (新称)

東平尾丘陵の西縁を北西-南東に走り、粕屋炭田南部地区の西縁を区切ると共に月限地域の三郡変成岩類と早良花崗岩の境界を形成している。断層の北西端部は福岡市博多区東平尾、むしろだ席田中学校南方で平野部に入り不明である。後述の東平尾断層とは平野部で斜交するが、いずれが他を切るのかは明確には判断できない。他の北西系の断層からみて、また、向山・福岡地盤図作成グループ (1981) がここにF-Vと仮称する断層を想定しているように、月限断層が福岡空港の東端部を北西方に延びて、博多湾東部の推定断層 (福岡市の未公表資料による) に連なるものと思われる。本断層は鳥越天満宮入口・月限小学校構内などで古第三紀層と早良花崗岩の境界として見ることができるが、花崗岩の風化が激しいため断層面の詳しい観察は困難である。月限小学校の南方で断層は基盤岩中に入り、博多区立花寺りゅうげじ東方まで早良花崗岩と三郡変成岩類の境界として連続して追跡できる。立花寺の月限会館バス停付近の露頭ではN40° W, 75° Nの走向・傾斜を示し、断層面の条線はほぼ垂直である。破碎帯は変成岩側に約20-30cm程度生じているが、花崗岩には約1mの硬化部分が認められる (第83図)。南方の早良花崗岩分布域でも明瞭な破碎帯として確認でき、この断層が何度も活動したことがうかがえる。

月限断層と後出の東平尾断層が合流する付近の古第三紀層は一部で西への傾斜が認められ、局地的な背斜構造を示す。



第83図 月限断層によって接する三郡変成岩類 (SM) と早良花崗岩 (HG)
(福岡市博多区立花寺の月限会館バス停西側の露頭)

Ⅷ. 2. 4 東平尾断層（富田・山下，1987の東平尾-別府断層を改称）

粕屋炭田最西端の主分布域と臼井層分布地を隔てる断層で、波多江（1957）の平尾断層、野田（1966）の別府断層、富田・山下（1987）の東平尾-別府断層に相当する。平尾・別府の名称は本図幅地域の地名としては、福岡市中-西部の同名の方が著名であることから、これを避け、断層東側の東平尾運動公園（博多の森競技場）から断層名をつけた。

この断層は粕屋郡粕屋町亀山付近をほぼ南北に走り、臼井層の帯紫赤色岩層と宇美層の赤色風化を示す凝灰質岩層の境界となっている。断層の南の延長部はわずかな屈曲を示しながら東平尾二丁目付近まで古第三紀層と早良花崗岩の境をなし平野部に至る。北方の延長部は多々良川・宇美川の広大な平野部のため不明である。断層のすぐ東に立地していた旧亀山炭鉱の資料では古第三紀層の下底付近には高田層最下部の「井野五尺」炭層が確認されており（野田，1966）、西側の臼井層とは明らかに異なる岩相を示していることが臼井層設定の根拠の一つとなっている。

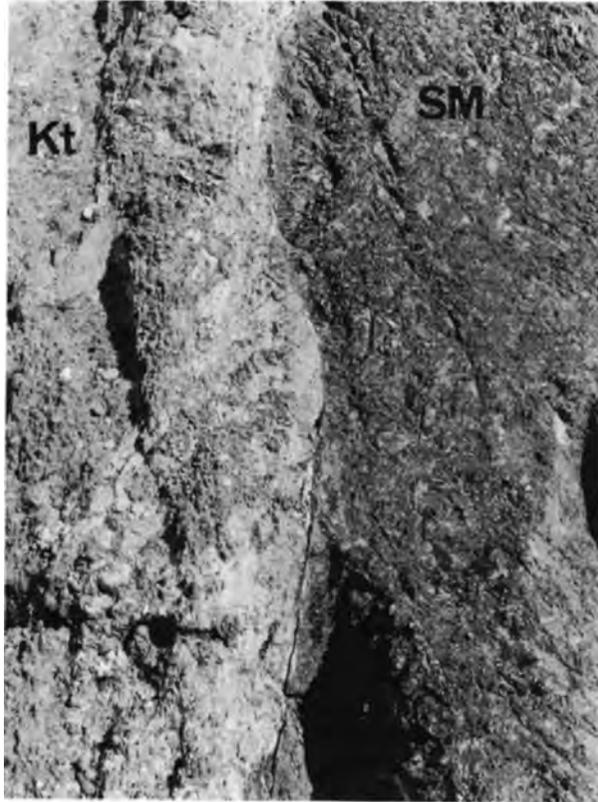
この断層に沿う部分の古第三紀層は高田層中-上部と宇美層下部が分布し、おおむね南北走向で東傾斜を示す。丘陵地の北縁近くで南西に走る北落ちの亀山断層（野田，1966）が合し、断層北側では宇美層最上部と名島層下部が露出分布している。

Ⅷ. 2. 5 香椎断層（新称）

粕屋炭田西北部地区の北東縁を走る断層で、立花・須恵-若杉両断層のように明確な古第三紀層と基盤岩との境界となるものではないが、前出の須恵-若杉断層の北方延長部とみなされ数箇所を確認されている。古第三紀層の境界としての本断層は福岡市東区香椎、香椎宮北方の“不老水”付近（第84図）を通り、その北西方、香椎二丁目付近までの数100m程度で、これと平行する断層が東区青葉中学校西側で同じく古第三系の境界としてみられる他はいずれも不整合関係にある。本断層も三郡変成岩類と北崎トータル岩を隔てているが、現在この露頭は東区香椎台（香椎宮南東方）の住宅団地が造成されたためみられない。

Ⅷ. 2. 6 石堂-海の中道断層（仮称）

山崎ほか（1958）により、いわゆる博多-二日市構造線に当たるとされた断層。この構造線は古第三系では粕屋・福岡両炭田を分かち断層として扱われてきた（松本ほか，1962）。向山・福岡地盤図作成グループ（1981）（同氏らはF-IVと仮称している）によれば本断層と東方の月隈断層の間は基盤の花崗岩が北に大きく張り出しが認められ、また山崎ほか（1958）も博多区山王（現、山王公園一帯）の古第三紀層露出地の東、御笠川を隔てた板付地区の地下に花崗岩を確認し、その間に断層を想定しているなどから地表にはまったく現れないものの、御笠川（下流の旧博多部では石堂川と俗称する）沿いに断層が走ることは十分予想できる。また山崎ほか（1958）は博多区堅町（現、下呉服町）に古くから知られている鉱泉もこの断層に由来すると考えている。この断層は北西方に延びて東区海の中道を横断するものとされている（細野ほか，1975）が、近年の国立海の中道海浜公園による基盤調査（未公表）でも花崗岩と古第三紀層の分布からそのことが裏付けられた。



第84図 福岡市東区香椎三丁目の香椎断層
 右側は三郡変成岩 (SM), 左側は古第三系高田層 (Kt)
 (不老水入口付近の松本邸工事現場:1991年撮影)

VIII. 2. 7 警固断層 (向山・福岡地盤図作成グループ, 1981)

警固断層は松下 (1949) により鴻巣山丘陵に分布する野間・浦谷両層と、その直ぐ東の福岡市中央区警固地区の平野部地下から発見された貝化石を含む姪浜層を隔てる断層として想定された。その後向山・福岡地盤図作成グループ (1981) によって第四紀層が断層推定位置付近で異常に厚くなること、断層より西側約 200m にわたって古第三紀層に著しい破砕が認められることが明らかにされた。市営地下鉄 1 号線の工事では断層付近から東に向かって沖積層が急激に厚くなるものの地層の乱れは見いだせないで、沖積層堆積以降の断層の活動は明確には認められない。ただし、本断層の南東延長部の大野城市上大利 (かみおつり) では阿蘇-4 火砕流堆積物に N50° W, 40° S で早良花崗岩が衝上している (第 85 図) こと (富田ほか, 1989), さらにその東南延長部の太宰府市水城南方、大佐野地区 (「脊振山」・「甘木」図幅地域) が歴史時代 (679 年) の地震 (推定 M=6.7) の震源地に比定されている (福岡県企画開発部, 1987) など、比較的新期の活動が認められるほか、最近でも小規模な地震の震源と想定されている (大塚ほか, 1986)。またその中間に当たる南区三宅・横手・井尻にかけて温泉が湧出し、そのボーリングの際早良花崗岩の下位に古第



第85図 阿蘇-4火砕流堆積物を切る警固(?)断層
 左側が阿蘇-4火砕流堆積物(Aso-4)、右側が風化した早良花崗岩(G)
 (大野城市上大利：1978年頃撮影)

三紀層の賦存が確認される(松下ほか, 1971)など、きわめて注目すべき断層である。

VIII. 2. 8 那の津断層(仮称)

中央区天神から南南東に走る渡辺通りに沿う断層として浦田(1958)・山崎ほか(1958)らによって指摘されたもので、向山・福岡地盤図作成グループ(1981)のF-IIに相当する。天神交差点に面した岩田屋デパート本館地下の姪浜層と、その南東約300mに立地する西日本新聞社社屋(現、博多大丸デパート)地下の野間層とをへだてる断層として想定された。この断層と西方の警固断層とのあいだにだけ姪の浜・西戸崎両地区以外で古第三系最上部の海成姪浜層の分布が確認されており、古第三紀層はいわば地溝状の構造を示す。

VIII. 2. 9 室見断層(新称)と壱岐断層(新称)

福岡炭田姪の浜地区の東西を区切る断層で、探炭試錐で位置が求められた。

室見断層は福岡市西区と早良区の境となる室見川の河口付近を南北に走る。西区姪の浜地区の夾炭愛宕層・海成姪浜層と福岡市街地の非海成野間・浦谷両層が断層で接し、これと警固断層までの間は市街地に姪浜・愛宕両層は分布しない。姪の浜地区の炭鉱でその存在が知られていたが、市営地下鉄1号線工事の際にも、室見-藤崎両駅間で確認された。この断層の南方延長部は向山・福岡地盤図作成グループ(1981)も指摘するように油山西側のリニアメントに連なるようにみえる。油山山塊は南北方向のリニアメントが多数認められ、他にも古第三系の断層に関係するものがあるかも知れない。北方へは博多湾

の中央部を横断して海の中道と志賀島の間を通り、福岡炭田西戸崎地区の西を画する断層に連なるのであろう。

壱岐断層は西区下山門付近から北に生の松原に抜ける。この断層は北に延びて、能古島と今津半島の間を通ると考えられる(細野ほか, 1975)。旧早良炭鉱資料によれば、断層に近い地区西部の古第三紀層は姪の浜地区を中心とするような弧状の構造が認められていて、陸域の盆状構造が海域にも及んでいることが分かる。

VIII. 2. 10 そのほかの断層

(1) 福岡市東区御島付近を通る断層(仮称、御島断層)

東区香椎丘陵の舞松原・若宮間の北西に開けた谷間を通るとみなされる断層。名島海岸一帯の名島層の地質構造と、舞松原-香椎ヶ丘間の高田・宇美両層の分布と構造からその存在を想定していた(山口ほか, 1984)。その後、香椎浜埋立地の造成によって香椎御島崎沖の御島岩礁に三郡変成岩類に属する蛇紋岩の存在が判明したこと、東区和白(「津屋崎」図幅地域)沖埋立て計画の予備調査等の未公表資料から、博多湾内和白-香椎ヶ丘地先の古第三紀層と花崗岩の分布の概要が明らかになったことなどから、海域での断層の位置を推定した(富田・石橋, 1990)。ただ、この断層が香椎丘陵でいずれの方向に走るのかは未だ特定できない。

(2) 福岡市街地平野部の断層

先に挙げた諸断層のほか、浦田(1958)・山崎ほか(1958)は博多区住吉からJR竹下駅付近に延びる断層を報告している。また両氏はこれと平行してJR博多駅南方を通る断層を想定しているが、これは細野ほか(1975)によって博多湾内西戸崎沖を南西に走る断層と結ばれている。向山・福岡地盤図作成グループ(1981)によれば、この断層と那の津断層との間はJR博多駅南方から住吉一帯にかけて花崗岩や古第三紀層が複雑な分布を示すようである(第36図参照)。

(3) 鴻巣山丘陵南部の断層

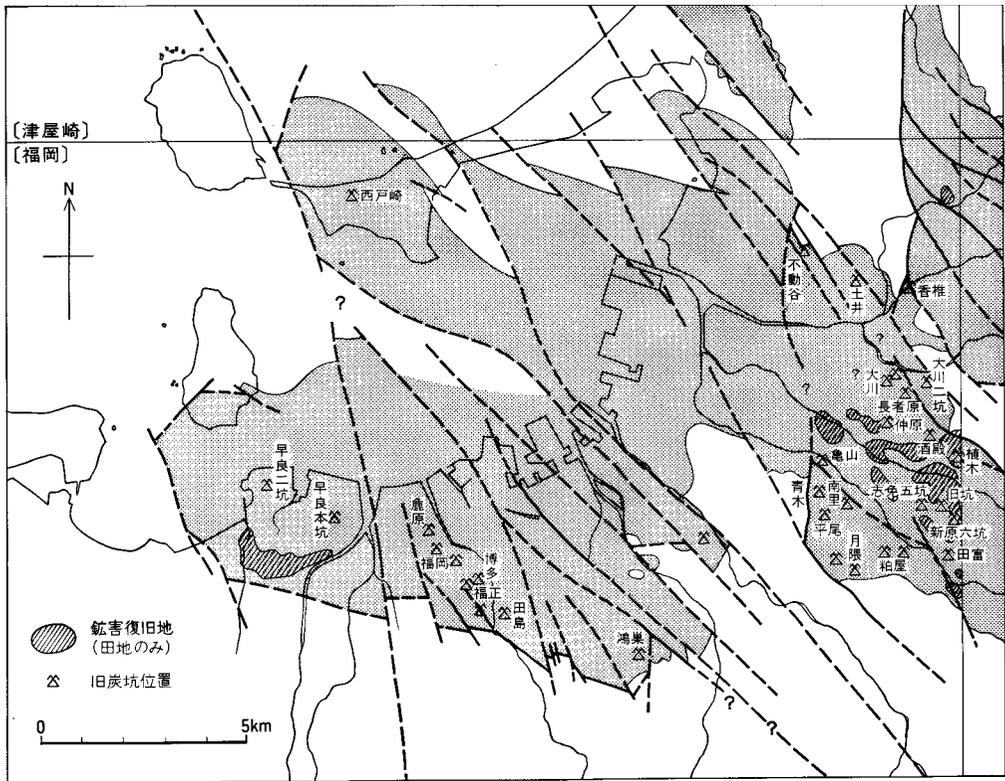
鴻巣山丘陵の古第三紀層は南区野間付近で不整合がみられる以外はすべて断層で基盤の早良花崗岩と接している。断層はおおむね東西方向で、これを南北ないし北西-南東系の断層が切っている。東西系の顕著な断層は粕屋炭田地域にはみられない。あるいは図幅外の南方、脊振山系の稜線が東西に延びているのと同連があるかも知れない。この断層は西方、室見川の平野部を西区下山門付近まで走り、壱岐断層に達する。

IX. 応用地質

(富田宰臣)

IX. 1 石炭

石炭は周知のように本図幅地域における最も重要な鉱産物で、北部九州では粕屋-福岡炭田の名で筑豊炭田に次いで地域の経済を支え発展させた原動力となった。本図幅地域には第86図に示すように多くの炭鉱が立地していたが、1964年国鉄志免鉱業所(1945年、海軍省より移管)や西戸崎炭鉱が閉山したのをはじめ1967年麻生山田炭鉱(久山町山田、「直方」図幅地域)の閉山を最後として、すべての炭鉱が休・



第86図 「福岡」図幅地域の旧炭鉱位置及び鉱害復旧地

炭鉱位置は、1904, 1940, 1951年版5万分の1地形図「福岡」並びに鈴木(1895), 徳永(1927), 竹原(1936, 1937), 黒瀬(1940), 波多江(1957), 浦田(1958), 木下(1961), 野田(1966), 及び山下(未公表資料)を参照。鉱害復旧地(田地のみを示す)は福岡県企画開発部(1987)を一部修正



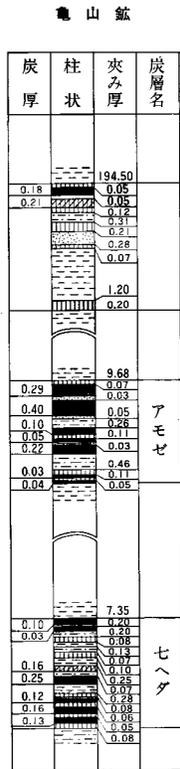
第87図 南々西方向(粕屋郡志免町石橋台団地)から見た志免ボタ山(志免五坑西原ボタ山)と壱坑やぐら

閉山した。現在、かつての炭鉱跡地は工業団地や住宅団地と化し、1993年現在、わずかに旧国鉄志免鉱業所壱坑やぐらとボタ山が当時のなごりをとどめている(第87図)。

石炭層は海成姪浜層を除くすべての古第三紀層中に賦存している。このうち粕屋炭田地域の白井層・名島層と、福岡炭田地域の残島層・浦谷層は石炭ないし炭質頁岩が見られるものの薄くかつ不連続で稼行対象とならなかった。

粕屋炭田地域では本図幅外の北部・東部地区も含め広範に採炭が行われたが、北部地区のものは小規模で十分な記録も残されていない。いわゆる粕屋(糟屋)炭田として栄えたのは東部・南部両地区と西北部地区の一角(福岡市東区土井付近まで)で、各炭鉱の主要石炭層の記載や相互の対比については多くの報告(鈴木, 1895; 井上, 1913; 長尾, 1927b; 徳永, 1927; 松下, 1949; 波多江, 1957; 高橋, 1959; 松下・小原, 1960; 野田, 1966など)がある。ここでは九州炭鉱技術連盟地質委員会編(略称, 九炭技, 1952)による主要石炭層の炭層対比図(第88図)及び炭柱図(第89-93図)を示す。

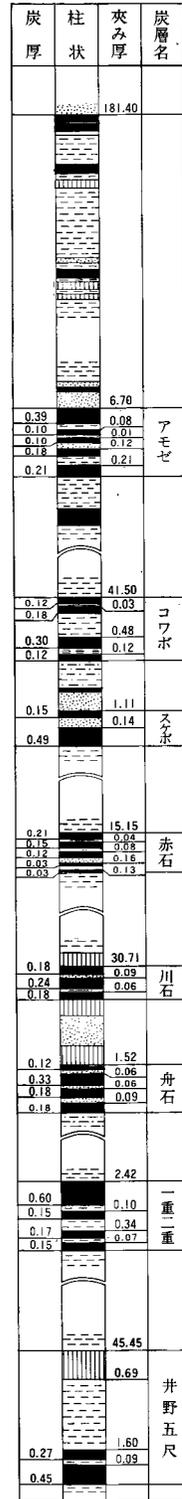
このうち粕屋層群の石炭層は高田層では最下部から最上部まで様々の層準に、宇美層では最上部の層準に挟在しているが、南部-西北部地区・東部地区のいずれも最南部ほど良好な発達を示し、北に向かつて炭質の劣化と薄層化がみられる。特に高田層の石炭層は、西北部地区では1枚だけ(この付近で「本組」炭と呼ばれた)が香椎北方まで断続的に追跡できるが、東部地区では最北部の粕屋郡新宮町内に入るとすべての炭層がほぼ尖滅するか、薄い炭質頁岩のみとなり、炭層の層準には珪化木の散点的な産出がみられる。なお、西北部地区の「本組」炭は南部地区の「アモゼ」炭に相当するとみなされ、いずれも高田層最上部の炭層群に属する。東部地区で、九炭技(1952)によって、これと対比されている「本組」炭層は高田層中部の層準にあり、その上位になお最上部に1-2枚の炭層・炭質頁岩層を挟む数10mの地層が介在し、いわば高田層を上・下に分かつ指標となっている。宇美層の炭層も、稼行可能とされたものは西北部地区ではその南端、福岡市東区土井付近の1枚(「赤土」ないし「五尺」炭層)を除いて皆無



1 m

凡 例

-  商品炭
-  等外炭
-  炭質頁岩
-  頁岩
-  砂質頁岩
-  砂岩
-  細礫岩
-  植物化石



第89図 高田層の炭柱図 (南部地区: 龜山鉱・勝田鉱) 及び炭柱図凡例 (九州炭硯技術連盟, 1952)

亀山 鉱

炭厚	柱状	夾み厚	炭層名
0.24		0.24	赤土
0.26			
0.18		2.45	ゲンダラ
0.06		0.95	
0.06		0.92	
0.07		1.07	浦田中白
0.14		4.67	
0.08		0.20	
0.07		0.04	
0.37		0.23	
0.12		0.07	
0.12		0.26	
0.55			
0.12		0.48	
0.09		0.06	
0.09		0.07	ザルボ
0.10		0.23	
0.14		25.80	
0.27		0.30	
0.33		0.13	
0.06		0.12	
0.06		0.16	
0.52		0.21	
0.21		0.09	
0.30		0.36	

志免 鉱

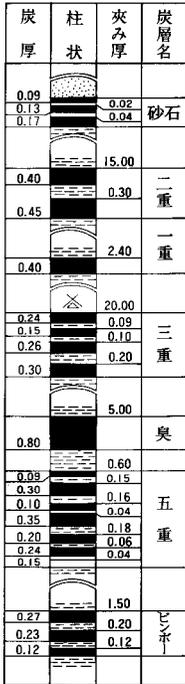
炭厚	柱状	夾み厚	炭層名
0.25		360.00	赤土
0.30		0.24	
0.11		3.20	ゲンダラ
0.10		0.20	
0.09		0.24	
0.10		1.03	浦田中白
0.17			
		2.00	
0.15		0.18	
0.06		0.04	
0.06		0.17	
0.52		0.04	
0.18		0.35	
0.55		0.58	
0.12		0.04	
0.10		0.12	ザルボ
0.04		0.16	
0.26			
0.11		27.00	
0.30		0.19	
0.26		0.13	
0.09		0.17	
0.09		0.13	
0.43		0.22	
0.33		0.13	
0.08		0.37	
0.25		0.26	
0.28		0.19	
0.12		0.03	
0.12			

第90図 宇美層の炭柱図 (南部地区：亀山鉱・志免鉱)
(凡例は第89図に示す。九州炭鉱技術連盟，1952)

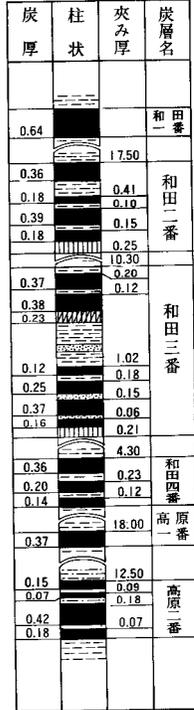
であり、東部地区も中-北部ではほとんど稼行対象にされなかった。志免層群の新原・須恵両累層は南部地区と東部地区にのみ分布しているが、東部地区の石炭層はいずれも南部と比べ発達が悪く、新原層の1-2枚(「和田二番」・「和田一番」または「高原一番」)が稼行されたにとどまるのに対し、南部地区では新原層の石炭は地区の主要稼行対象となっており、4枚(「二重」・「三重」・「臭石」・「五重」)が主に採掘された。しかしこれらも北方、粕屋町付近にかけ急速に劣化する。須恵層中の石炭層はいずれも薄く、南部地区の須恵町内の数箇所まで採掘されたが、東部地区では稼行対象とならなかった。

福岡炭田地域の福岡層群では野間層下部層と上部層の炭層が採掘されている。このうち下部の石炭層は地表での分布が福岡市南区野間周辺に限られており、数箇所まで小規模に採炭が試みられたにとどまっている。なお、第V章にも記した博多区山王の小炭坑も、この野間層下部層の石炭を採掘したとされる(山崎ほか，1958)。上部層では2-3枚を対象として、福岡市南西部地区の早良区西新から城南区田島にかけて1959年頃まで稼行された。これに対し、早良層群愛宕層の石炭は福岡市西区姪の浜・東区西戸崎両地区の2炭鉱で集中的に稼行され、いずれも海底部にまで坑道が展開していた。特に前者は現在の愛宕小学校付近と小戸公園北側に坑口があって上部の3-4枚・下部の3枚が稼行可能で、姪の浜地区の地下で1962年末まで広範な採掘が行われた。

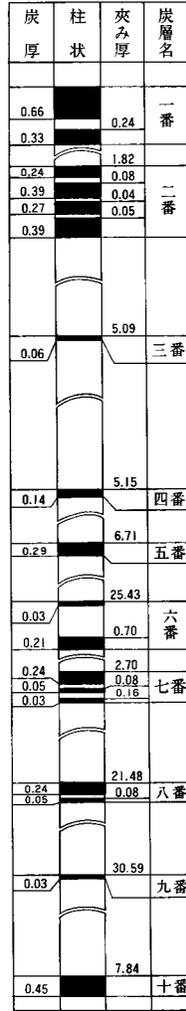
志免鉱
(南部地区)



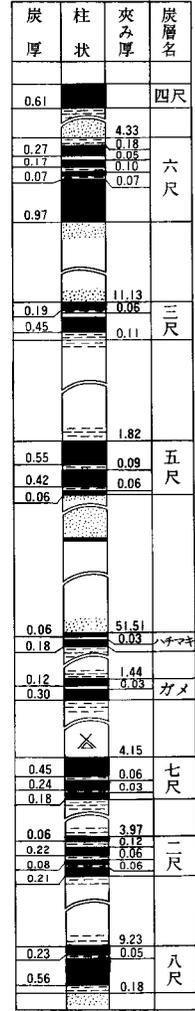
高田鉱
(東部地区)



西戸崎鉱

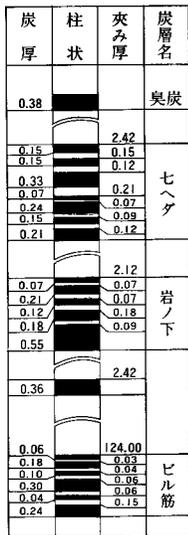


早良鉱



第91図 新原層の炭柱図 (南部地区:志免鉱, 東部地区:高田鉱)
(凡例は第89図に示す。九州炭鉱技術連盟, 1952)

植木仲原鉱



第93図 愛宕層の炭柱図 (早良鉱・西戸崎鉱)
(凡例は第89図に示す。九州炭鉱技術連盟, 1952)

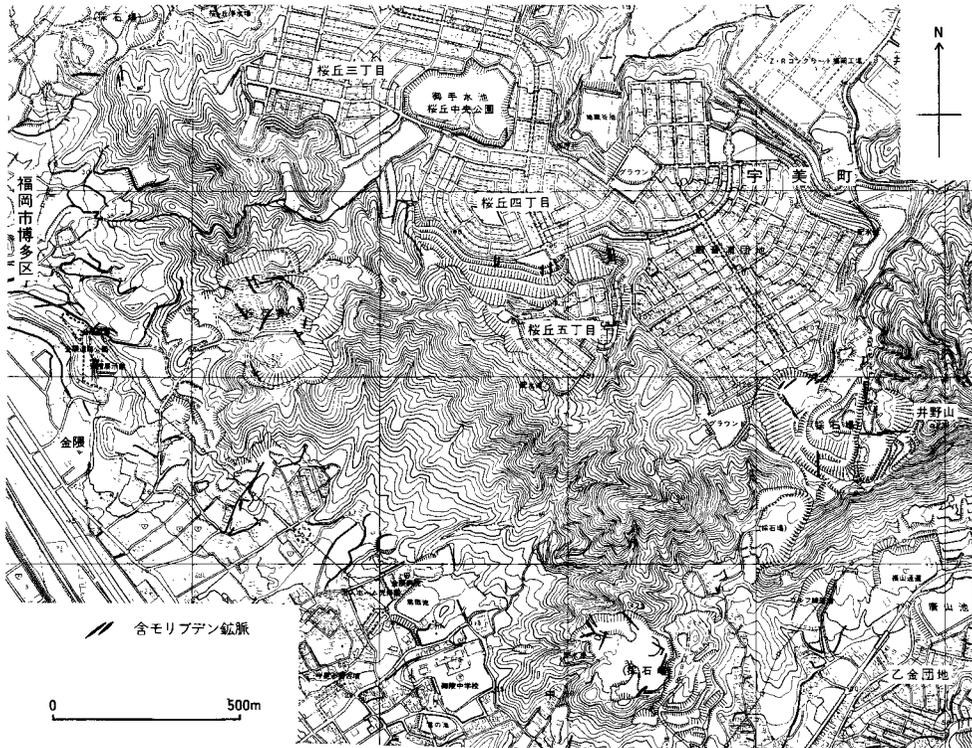
第92図 須恵層の炭柱図 (南部地区:植木仲原鉱)
(凡例は第89図に示す。九州炭鉱技術連盟, 1952)

石炭採掘に伴って必然的に生じる鉱害とボタ山の問題については地質災害の項で述べる。

IX. 2 モリブデン

福岡市博多区立花寺から粕屋郡志免町にかけての東平尾丘陵南部の早良花崗岩と三郡変成岩類の分布域でモリブデンの産出が知られている。当地域の輝水鉛鉱や水鉛華の存在は古くから知られ、志免町南部に水鉛の地名もあり、早くから鈴木（1914）、岡本（1935）、中村（1937）らによって報じられてきたが、鉱床についての記載は松隈（1942）の研究のみである。鉱床は花崗岩と変成岩との境界付近に発達している石英脈に胚胎している。このうち主なものは宇美町井野西方、志免町南端部にかけての一連の鉱床群で1935年頃より開発され、特に宇美鉱山はこれらのうち最大規模で1944-45年には福岡水鉛鉱山として本格的（粗鉱処理能力50t/日）な操業が行われた（木下，1947）。その後、福岡市博多区^{かねのくま}金隈の採石場で発見された鉱脈が金華満鉱山の名で1964-68年の間に採掘が試みられた。

現在、松隈（1942）によって記載された宇美鉱山の鉱床群の分布地域は志免町桜丘四-五目・宇美町観音浦団地（通称、桜丘）として住宅地と化しているが、隣接する採石場にかつての探鉱坑道の痕跡をみることができる。またその周辺では小規模な鉱脈を多数観察できる（第94図）が、いずれも稼行対象とはなり難い。



第94図 含モリブデン鉱脈分布図（竹村，1991MS(九大卒論)の原図を簡略化）
国土地理院発行1万分の1地形図「板付」使用

IX. 3 石材及び骨材資源

本図幅地域では骨材資源の原石として古第三系砂岩・新第三系玄武岩類・白亜系花崗岩類・三郡変成岩類などを対象として採掘されたが、いずれも資源枯渇や市街地化に伴う環境問題等によって、多くは廃止あるいは休止状態にある。

(1) 古第三系砂岩(姪浜砂岩)

福岡市西区姪の浜地区に露出分布する姪浜層砂岩は塊状無層理ないし斜交葉理を示すが頁岩などの挟みが少なく、比較的大型の石塊として切り出すことが可能で、しかも整型も容易なため、姪浜石として福岡市とその周辺で主に護岸や石垣の間知石・家屋の礎石として古くから利用された。採石場(むしろ石切場)は愛宕山北面・名柄川河口西岸・小戸などの旧海岸に面して点在立地し、1950年代末頃まで操業していた。これらの採石の副産物としてオウムガイ化石をはじめ、多くの海生貝化石が発見されている。

(2) 新第三系玄武岩類

福岡市西区能古島及び西区今宿の今山で間知石・割栗石・道路用砕石として採掘された。このうち能古島では最盛期には4-6箇所まで採石が行われていた。この玄武岩はいずれも島の中腹(海拔70m-110m)より上にだけ賦存するため、採掘切羽より海岸までの急斜面をインクラインで降ろし、専用の栈橋から船で搬出していた。いずれの採石場も1950年代に廃止された。

(3) 三郡変成岩類

東平尾丘陵のほぼ中央部、福岡市博多区立花寺付近の三郡変成岩類(花崗岩によるホルンフェルス化縞状角閃石及び黒雲母片岩)を対象として比較的大規模な採掘が1980年代後半まで続けられ、各種用途の砕石として利用された。その後、東平尾地区の県営運動施設(博多の森運動公園)造成に付帯して採石場の中央を通る道路建設のため一時休止していたが、1993年かつての金華満鉦山(モリブデン)跡地に規模を縮小して操業を再開している(第94図の北西端)。このほか緑色岩(角閃岩・変斑れい岩)・蛇紋岩を対象として能古島西岸・西区今津昆沙門山北面などで採石されたことがある。なお本図幅外(「直方」・「太宰府」図幅地域)の粕屋郡久山町東部、犬鳴山地では緑色片岩・砂質片岩を対象として数箇所に大規模な採石場が立地し、1990年まで操業を行って福岡都市圏の骨材需要の大半をまかなってきたが、町当局との契約終了にともない、相次いで閉鎖された。

(4) 早良花崗岩

早良花崗岩は一般に風化深度が大きいため、マサ土として各地で小規模に採取された。主に福岡市城南区油山山麓や西区拾六町付近に点在していたが、宅地化や土砂流出などの災害との関連で取り止めている。砕石用としては東平尾丘陵南部、粕屋郡宇美町から大野城市にかけての井野山周辺で大規模な採掘が行われていたが、1980年代に住宅団地が隣接してきたため宇美町のは休止中で、博多市博多区金隈や大野城市中などの数箇所が操業を続けている。

IX. 4 温泉及び鉱泉

福岡県に届出のあった温泉・鉱泉は第25表のようになっている。このうち福岡市博多区堅町とあるのは現在の下呉服町に当たり、古くからの鉱泉として知られている。そのほかの温泉は開発が比較的新しく1960年代以降のものが多く、このうち福岡市南区横手・井尻一帯は1967年に発見されたもので、泉温も高く湧出範囲もほかと比べて広い。なおここでは花崗岩の下位に古第三紀層の賦存が確認されている(松下ほか, 1971)。泉源の母岩は博多区のもの(第四紀層)を除きいずれも早良花崗岩である。同じ早良花崗岩中の温泉としては、図幅外(「甘木」図幅地域)の福岡市南東方、筑紫野市二日市温泉が歴史も古く有名であるが、南区の一連の温泉群は二日市と同様な温泉発生機構を持つと考えられている(松下, 1975)。

第25表 「福岡」図幅地域の温泉及び鉱泉の一覧 (山口ほか, 1984)

地 名	湧出量 (ℓ/分)	温度 (°C)	泉 質
福岡市博多区堅町2-3	4	17.5	含芒硝・重曹泉
住之江町100	?	20.0	
住吉4丁目	—	—	
上川端12番	—	—	
南区横手1-6-3	26	26.5	
横手3-25-9	34.2	34.7	
横手3-323	54.6	44	食塩性土類・食塩泉
横手3-680-2	60	26	
横手3-281	—	—	
横手4-3-4	125	37.5	
横手4-413-1	110	42	食塩性土類・食塩泉
横手4-420-2	—	—	
横手4-429-3	90	50	
横手361-2	100	49	
横手島田620-1	—	—	
井尻224-7	60	45.5	
井尻688-1	5	25	
井尻字折立406-5	20	27	
下日佐稲荷348-3	38	34	
下日佐稲荷408-2	126.3	45.8	
三宅字イケタ247-1	78	22.8	
三宅銭通88	100	43	
的場2-2-7	—	—	
西区青木ハシノ谷113-1	—	—	
早良区大字田	60	18	食塩性土類泉
有田2-16-6	—	—	

IX. 5 そのほかの鉱物資源

IX. 5. 1 リチウム

福岡市西区長垂^{ながたれ}の花崗岩体には多数のペグマタイト岩脈（IV. 6の早良花崗岩の項を参照）があり、海岸部のは国指定天然記念物としてよく知られている（柴田，1934）。このうちJR筑肥線旧長垂トンネル西口上部付近でリシア雲母・葉長石・アンブリゴナイトなどを中心とする含リチウム鉱物を多量に含むペグマタイトが第二次世界大戦中に開発され、粗鉱約200t（品位2%）を出鉱した（木下編，1961）。そのほかの岩脈にもわずかながらリシア雲母を観察することができる。

IX. 5. 2 砂鉄鉱

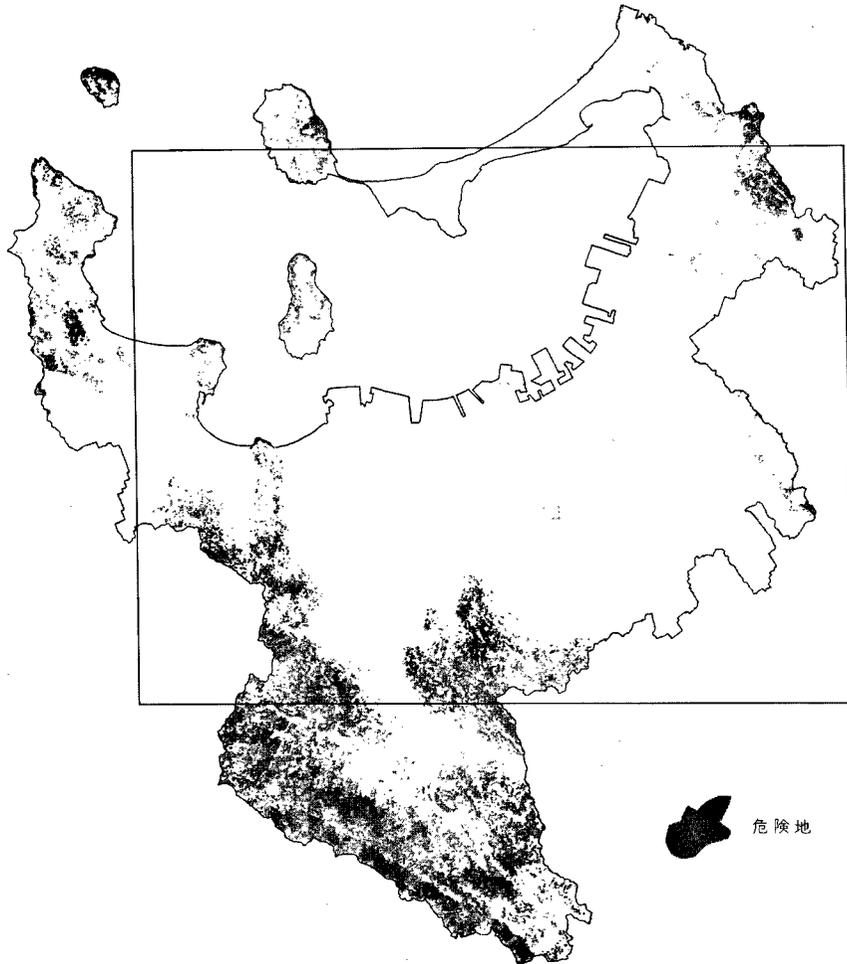
磁鉄鉱・チタン鉄鉱原料としての海岸砂鉄は1950年代に福岡市西区能古島・今宿などの博多湾岸や東区和白（奈多，「津屋崎」図幅地域）の玄界灘沿岸で小規模に（ほとんど手作業）採取されていた。いずれも試掘程度にとどまっていて詳細は不明である。

IX. 6 地質災害

本図幅地域にはこれまで特記すべき地質災害は発生していない。台風・集中豪雨などの風水害も地質条件を主因ないしは誘因とするものは局地的かつ小規模にとどまっている。1984年より福岡市において国土基本計画に基づく土地分類細部調査が実施され、この中で指摘された地質災害危険地（浦田・高橋，1989）について概括する。

IX. 6. 1 山崩れ・崖崩れ

福岡市内で山崩れ・崖崩れの危険箇所と判断された傾斜30°以上の急傾斜地は、ごく小規模に点在する古第三系の露出分布地を除いて、大部分が変成岩類・花崗岩類の分布域にある（第95図）。ここでは地質条件を考慮せず斜面状況のみで評価しているが、実際に各地域を見聞すると、当然ながら地質条件によって被害発生状況に大きな差異が認められる。変成岩地域は急斜面・急崖も多いが、岩質上風化深度が小さいため、これまで大規模な斜面崩壊の報告はない。これに対し花崗岩地域では一部を除き地表からの風化深度は大きく、樹木の伐採などの急激な植生変化によっては崩落しやすくなり、事実しばしば小規模な崩壊を生じており、室見川上流域（「脊振山」図幅地域）では豪雨によって広範囲かつ大規模な崩壊を生じたこともある。一般に花崗岩地域では急傾斜地の多くは風化深度が浅く、半風化・未風化の露岩を見ることが多いが、福岡市西区能古島のように上位に堅硬な未風化玄武岩が帽子のように被うところでは、下位の風化深成岩が波浪などの侵食で急崖を形成し、豪雨などを誘因として斜面崩壊を頻発することがある（第96図，富田・三木，1981）。また宅地造成や採土等で人工的に急斜面を形成し、その保全が不十分な場合は当然ながら崩落や土砂流出を生じた例は多い。



第95図 福岡市の山崩れ・崖崩れ危険地 (浦田・高橋, 1989を簡略化)

IX. 6. 2 地すべり

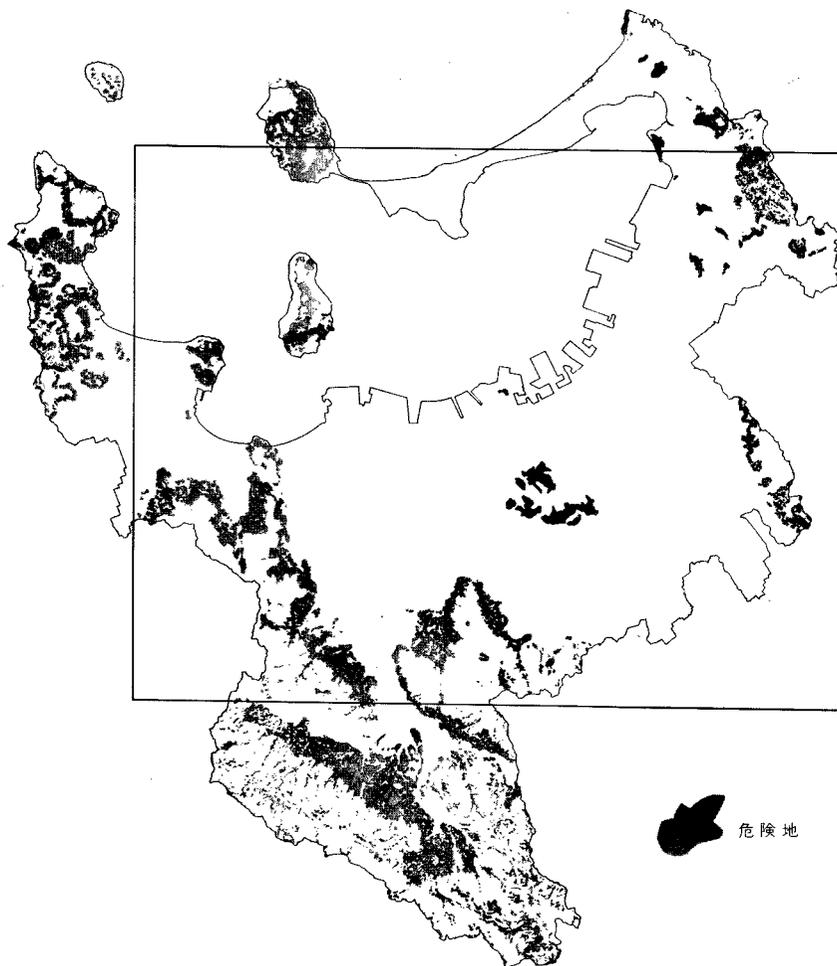
比較的低角度の斜面に発生する地すべりは、急斜面の崩壊以上に地質条件に左右され易い。したがって岩体内に滑り面を形成しやすく、しかもその面が適度の緩傾斜を有する古第三紀層、特に凝灰質岩層を挟む地層が最も要注意ということになる。福岡市の例でも山地・丘陵地周辺部の緩傾斜の部分はすべて危険地とされているが、最も危険度が高いのは古第三紀層分布地域に集中している(第97図)。特に中央区-南区の鴻巣山丘陵南半部一帯が広く危険地とされていることは、この地域を構成する地層が凝灰質岩層に富む野間層を主体としていることからもうなずける(例えば、木下, 1937)。これらの地域は幸いにもこれまでは大規模な地すべりの発生は報じられていない。ただ1960年代に西区能古島において学



第96図 能古島西岸の斜面崩壊(上)と海岸に流出した玄武岩礫(下)
1980年8月豪雨による(1981年2月撮影)

校の運動場造成の際、大量の盛土を行ったため、荷重により古第三系残島層を覆う玄武岩質集塊岩層に小さい地すべりが発生し、直下の道路や林地に亀裂や隆起を見た。また1992年、中央区西公園では古第三系野間層の流れ盤に当たる南西側斜面の基部を建設工事で開削したため斜面が層面滑りを生じている。このほかにも中央区や東区の古第三紀層分布域で荷重滑りの予兆らしい現象が幾つか認められ、慎重な対策が望まれる。

そのほかの岩類、特に変成岩中の結晶片岩が地すべりを生じる例がほかの地域で度々報じられているが、本図幅地域においてはほとんどの片岩類は高角度の片理面を示していて、これまでも地すべりの発生は報告されていない。しかし、1989年、粕屋郡須恵町内(「太宰府」図幅地域)で中学校用地に小規模な地滑りが発生した。このことから、三郡変成岩類の分布域でも、造成工事などに起因する斜面移動には今後とも注意が必要である(富田ほか、1994a)。



第97図 福岡市の地すべり危険地 (浦田・高橋, 1989を簡略化)

IX. 6. 3 地盤沈下

博多湾沿岸の沖積平野は中央区天神付近と西区姪の浜南西部を除き第四系の厚さが比較的薄いため、これまで旧市街地では地下水汲み上げなどによる目立った地盤沈下は生じていない。また海岸部の埋立地も、東区香椎浜で海底の軟弱粘土層がやや厚かったため、完成後利用可能となるまで盛り土の安定に相当の日時を費やしたほかには、造成後の問題は特に生じていない。しかし今後予定されている博多湾東部の埋め立てには香椎浜と同様の事例が生じることが懸念される。

このほかに、炭鉱の石炭採掘に伴う地盤沈下(鉱害)はかつての採炭地域の例にもれず当地でも第86図に示すように各地で発生を見た。特にJR 姪浜駅南側一帯は最大4m以上の沈下を生じたと伝えられて

いる。しかしこの例も含め本図幅地域の鉱害に伴う地盤沈下は現在ではほとんど復旧している。

IX. 6. 4 ボタ山災害

石炭採掘に伴う坑道の掘削岩屑・選炭廃石等を炭鉱周辺に山積み状態に廃棄し、小丘を形成しているものをボタ山と称している。ボタ山は用地の関係でしばしば急傾斜をなし、植生も根着きにくいことから風化崩壊し、周囲に土砂流出や地下水・農業用水の汚染などの被害をもたらす。これに対して鉱山保安監督局の指導で保全工事などの対策が講じられているが、本図幅地域では粕屋郡志免・粕屋・須恵三町にまたがる旧国鉄志免鉱業所ボタ山のみが対象ボタ山として登録されている(第87図)。本ボタ山は高さ75m、集積量320万m³に達する大規模なもので、関係自治体等によって跡地利用計画が講じられているが、1993年の時点ではボタの搬出が困難であるため未確定のままとなっている。そのほかにも大小のボタ山が各地に点在していたが、工場や住宅用地に造成されたり埋め立て用に利用され、ほとんど原型をとどめるものはない。しかし選炭ボタは多量の石炭分を含むため、安易に表層風化部分を剝土すると、内部が空気に触れて酸化発熱し、時には粕屋郡久山町旧山田鉱ボタ山(「直方」図幅地域)のように自然発火に到ることもある(1993年現在、対策工事中)。また石炭に含まれる硫黄分は一般の岩石に比べてきわめて高く、ボタ山を造成した住宅地で土台のコンクリートを劣化させる事態も福岡市内で発生したことがある。地質図には、比較的規模が大きくボタの残量が多いボタ山跡地及びボタ利用埋立地も示した。

文 献

- 赤木 健(1935) 7万5千分の1地質図幅「小城」及び同説明書。地質調査所, 43p.
- Aoki, K. (1959) Petrology of alkali rocks of the Iki Islands and Higashi-matsuura district, *Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 3, vol. 6, p. 261-310.
- Aramaki, S., Hirayama, K. and Nozawa, T. (1972) Chemical composition of Japanese granites, Part 2. Variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, p. 39-49.
- 有明海研究グループ(1965) 有明・不知火海域の第四系。地団研専報, no. 11, 86p.
- 浅野五郎(1964) 松岩の産状と顕微鏡的性質。九州鉱山学会誌, vol. 32, p. 181-201.
- Buddington, A. F. (1959) Granite emplacement with special reference to North America. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70, p. 671-747.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1962) *Rock-Forming Minerals*. vol. 3, Longmans, 270p.
- 福岡県企画開発部(1987) 15万分の1災害履歴図。国土庁土地局編 土地保全図(40, 福岡県), 国土庁。
- 郷原保真・新堀友行・鈴木康司・野村 哲・小森長生(1964) 北九州の第四紀層に関する諸問題。資源研彙報, no. 62, p. 83-108.
- Hariya, Y. and Nakano, S. (1972) Experimental study of the solid solution between the grossular-almandine series. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, vol. 15, p. 173-

178.

- 橋本光男 (1972) 中国地方の三郡変成岩の鉱物相概観. 国立科学博物館研究報告, vol. 15, p. 767-775.
———・唐木田芳文 (1985) 三郡変成帯の変成相および相系列. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p. 15-16
- 波多江信弘 (1957) 福岡県粕屋郡仲原町地域の石炭層と地質構造. 九州鉱山学会誌, vol. 25, p. 229-241.
- Hattori, H. and Shibata, K. (1982) Radiometric dating of pre-Neogene granitic and metamorphic rocks in Northwest Kyushu, Japan —With emphasis on geotectonics of the Nishisonogi zone. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 33, p. 57-84.
- 早坂康隆 (1987) 西南日本内帯西部地域における中・古生代造構作用の研究. 広島大学地学研究報告, no. 27, p. 119-204.
- 早瀬一・石坂恭一 (1967) Rb-Srによる地質年令 (I), 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
- 林 正雄 (1989) ジルコン結晶形の定量的記載. 岩鉱, vol. 84, p. 152-158.
———・渡辺公一郎・渡辺正美 (1990) 福岡市および周辺部に分布する花崗岩類中のジルコン結晶形態. 岩鉱, vol. 85, p. 514-521.
- 平山 健 (1943) 福岡縣糟屋郡志賀島・塩基性岩類の花崗岩化作用. 九州帝国大学理学部研究報告 (地質学), vol. 1, p. 39-58.
- 細野武男・古川俊太郎・坊城俊厚・高井保明 (1975) 北部九州・響灘付近における音波探査の成果について—海底地質調査技術の研究, その1. 地調月報, vol. 26, p. 609-634.
- 井上秀雄・佐藤和郎 (1961) 福岡県竜田鉱山産閃ウラン鉱の産状と絶対年令. 岩鉱, vol. 46, p. 133-137.
- 井上克弘・溝田智俊 (1988) 黒ボク土および石灰岩・玄武岩台地上の赤黄色土の2:1型鉱物と微細石英の風成塵起源. 粘土科学, vol. 28, p. 30-47.
- Inoue, K. and Naruse, T. (1987) Physical, chemical and mineralogical characteristics of modern aeolian dust in Japan and rate of dust deposition. *Soil Sci. Plant Nutr.*, vol. 33, p. 327-345.
- 井上克弘・成瀬敏郎 (1990) 日本海沿岸の土壤および古土壤中に堆積したアジア大陸起源の広域風成塵. 第四紀研究, vol. 29, p. 209-222.
- 井上禧之助 (1913) 本邦における石炭. 地調報告, no. 42, 286p.
- 井上 保 (1960) 福岡県朝倉郡地域の変成岩類の構造岩石学的研究. 福岡学芸大学紀要, no. 10, p. 67-79.
- Inoue, T. (1961) Structural-petrological studies of metamorphic complex of the Seburi Mountainland, with special reference to its bearing on the metamorphism of the Sangun metamorphic zone in northern Kyushu. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 3, p. 403-424.
- 石橋 澄 (1982) 長垂の含紅雲母ペグマタイト岩脈. 福岡県百科事典 (下巻), 西日本新聞社, p.

299-300.

- 石原舜三・唐木田芳文・佐藤興平(1979) 北九州-西中国地域の磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系花崗岩類の分布-特に小倉-田川断層帯の再評価-. 地質雑, vol. 85, p. 47-50.
- ・柴田 賢・内海 茂(1988) 白亜紀-古第三紀花崗岩類に伴う鉄床の鉄化年代-1987年における総括. 地調月報, vol. 39, p. 81-94.
- 岩橋 徹(1961) 北松地域およびその周辺にみられる八ノ久保砂礫層(新称)について-“佐世保炭田”の研究(その2). 九州大学理学部研究報告(地質学), vol. 5, p. 80-97.
- 井沢英二・唐木田芳文・島田允堯・高橋正好・成富雅史(1985) 福岡市の北崎-志賀島累帯深成岩体. 三鉱学会昭和60年秋期連合講演会講演要旨集, p. 37.
- Izawa, E., Karakida, Y., Shimada, N. and Takahashi, M. (1989) High-strontium granites in northern Kyushu, Japan. Structural Development of the Japanese Islands. *DELP Pub.*, no. 28, p. 62-67.
- 井沢英二・唐木田芳文・島田允堯・高橋正好(1990) 高ストロンチウム花崗岩類は厚い地殻の指標となるか-北九州花崗岩類を例として-. 月刊地球, vol. 12, p. 435-439.
- 自在丸新十郎(1933) 篠栗地方の蛇紋岩に就きて. 岩鉱, vol. 9, p. 155-169, p. 222-230, p. 268-283.
- (1937a) 筑前国若杉山附近の結晶片岩. 我等の鉱物, vol. 6, p. 167-176, p. 211-224.
- (1937b) 九州に於ける藍閃石片岩類. 岩鉱, vol. 17, P. 290-303, vol. 18, p. 30-38, p. 62-68.
- (1940) 福岡市附近の変成岩の岩石学的研究. 岩鉱, vol. 24, p. 18-39, p. 71-82, p. 113-139, p. 161-176, p. 229-243.
- 門倉三能(1914) 福岡縣糟屋郡の松岩及石炭に就いて. 地質雑, vol. 65, p. 528-536.
- 加来一郎(1935) 姪ノ浜産腕足貝化石に就いて. 我等の鉱物, vol. 4, p. 390-391.
- (1936) 福岡市近傍産樹幹化石. 地質雑, vol. 43, p. 326-329.
- (1937) 福岡市外名島に発見せられたる単子葉樹幹化石について. 地質雑, vol. 44, p. 187-192.
- 加納 博(1981) 三郡変成帯飯場・雷山地域の複変成ホルンフェルス中のざくろ石について. 秋田大学鉱山学部研究報告, no. 2, p. 23-29.
- 唐木田芳文(1951) 福岡市西南方飯場峠附近の hornblende hybrids (所謂変斑礫岩) について. 九州大学理学部研究報告(地質学), vol. 3, p. 21-30.
- (1954) 北九州白亜紀の花崗閃緑岩・花崗岩接触部における“ジルコン帯”の存在について. 地質雑, vol. 60, p. 517-532.
- (1963) ジルコン晶癖の分類と識別. 西南学院大学文理論集, vol. 3, p. 77-86.
- (1964) 福岡市早良花崗岩のモナズ石. 九州大学理学部研究報告(地質学), vol. 7, p. 121-130.
- (1965) 福岡市能古島・香椎の北崎花崗閃緑岩と三郡変成岩. 西南学院大学文理論集, vol. 6, p. 19-44.

- Karakida, Y. (1967) Color changes in xenolith zircons — Petrological studies of naturally heated zircons. Pt. IV. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 73, p. 419-428.
- 唐木田芳文 (1967) 福岡市北方, 志賀島の平尾花崗閃緑岩に伴う塩基性岩類と暗色包有岩. 西南学院大学文理論集, vol. 8, p. 27-74.
- (1969a) 福岡市西南方, 飯場-雷山地区の複変成ホルンフェルス中のアルマンディンざくろ石. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 9, p. 99-104.
- (1969b) 北九州における片状花崗閃緑岩と塊状花崗閃緑岩との成因的關係についての予察. 西南学院大学文理論集, vol. 9, p. 75-85.
- (1971) 福岡市西南方, 飯場地域の石灰質ホルンフェルス. 松下久道教授記念論文集II, p. 371-380.
- (1985) 北九州花崗岩の地質学的分類. 日本応用地質学会九州支部会報, no. 6, p. 2-12.
- ・早坂祥三・長谷義隆代表編集 (1992) 九州地方. 日本の地質 9, 共立出版, 371p.
- ・広渡文利 (1974) 福岡市西南方, 飯場地域の石灰質ホルンフェルス中のグロッシュラー-アルマンディンざくろ石. 西南学院大学文理論集, vol. 15, p. 1-16.
- ・井沢英二・島田允堯・高橋正好 (1984) 北九州花崗岩類の化学組成 - 特に高ストロンチウム花崗岩について - . 三鉱学会昭和 59 年秋期連合講演会講演要旨集, p. 154.
- Karakida, Y., Tomita, T., Gottfried, D., Stern, T. W. and Rose, Jr., H. J. (1965) Lead-alpha ages of some granitic rocks from North Kyushu and central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 16, p. 249-263.
- 唐木田芳文・富田 達・松本達郎 (1962) 北九州花崗岩類の 2・3 の問題. 地質雑, vol. 68, p. 373-376.
- ・山本博達・宮地貞憲・大島恒彦・井上 保 (1969) 九州の点在変成岩類の特徴と構造地質学的位置. 地質学論集, no. 4, p. 3-21.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦火成岩の K-A dating (V) - 西南日本の花崗岩類 - . 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 木戸道男・英彦山団研グループ (1987) 北中九州, 英彦山・津江地域の中新世と鮮新世の構造運動および火山活動. 地団研専報, no. 33, p. 107-126.
- 木下亀城 (1937) 福岡市平尾浄水場附近の地変. 我等の鉱物, vol. 6, p. 79-88, p. 138-149
- (1938) 福岡市附近の所謂御荷鉾層. 地質雑, vol. 45, p. 844-856.
- (1947) 九州地方鉱山局管内の水鉛鉱床. 九州大学工学部彙報, vol. 19, p. 206-211.
- 編 (1961) 日本地方鉱床誌「九州地方」, 朝倉書店, 695p.
- ・岡本要八郎・松本征夫・宮久三千年 (1954) 北九州平尾台と三ノ岳をめぐる鉱物産地. 地質巡検案内書, 小倉市役所, 49p.
- ・瀧本 清 (1936) 九州帝国大学農学部附属糟屋演習林附近の地質. 九州帝国大学農学部演習林報告, no. 9, p. 1-72.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, sec. II, vol. 5, p. 219-578.

- Kobayashi, T. (1954) A new Cymatoceratid from the Palaeogene of northern Kyushu in Japan. *Jour. Geol. Geogr. Japan*, vol. 24, p. 15-21.
- Kojima, G. (1953) Contributions to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 1, p. 17-46.
- Kokubu, N. (1956) Fluorine in rocks. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. C, vol. 2, p. 95-149.
- , Watanabe, S. and Ide, Y. (1957) Liquid inclusions in the amygdaloidal cavities of olivine-basalt from Imazu, Hukuoka City, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. C, vol. 2, p. 151-160.
- 久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本 博・星住英夫・鎌田耕太郎 (1993) 20万分の1地質図幅「福岡」。地質調査所。
- Kuno, H. (1965) Fractionation trends of basalt magma in lava flow. *Jour. Petrol.*, vol. 6, p. 302-321.
- 黒田登美雄・畑中健一 (1978) 福岡市における海成堆積物の花粉分析学的研究。北九州大学文学部紀要 (B), no. 10, p. 21-27.
- Kuroda, T. and Hatanaka, K. (1979) Palynological study of the Late Quaternary in the coastal plain along Hakata Bay, in Fukuoka City, Northern Kyushu, Japan. *The Quat. Res. (Daiyonki kenkyu)*, vol. 18, p. 53-68.
- 黒田登美雄・太田辰夫 (1978) 福岡市天神地域の後期更新世-完新世堆積学的研究, その1. 第四紀研究, vol.17, p.1-14.
- 黒瀬 白 (1940) 福岡県粕屋炭田の研究. 早稲田大学理工学部紀要, no. 13, p. 1-91.
- 九州地方土木地質図編纂委員会編 (1986) 20万分の1九州地方土木地質図及び同解説書. 国土開発技術研究センター, 485p.
- 九州炭硯技術連盟地質委員会編 (1952) 九州炭田の炭層対比図 (19・20, 福岡炭田) 並同説明書. 九州炭硯技術連盟, 39p.
- Macdonald, G. A. (1942) Potash oligoclase in Hawaiian lavas. *Amer. Mineral.*, vol. 27, p. 793-800.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東大出版会, 276p.
- 松隈寿紀 (1942) 福岡市付近の水鉛鉱床. 九州鉱山学会誌, vol. 13, p. 141-150.
- Matsumoto, T. (1943) The four giantic caldera volcanoes of Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Geogr.*, vol. 19, p. 1-57.
- 松本達郎 (1951) 北九州・西中国の基盤地質構造概説. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 3, p. 37-48.
- (1958) 筑紫山地変成岩地域の地質. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, p. 141-161.

- 松本達郎・野田光雄・宮久三千年(1962) 日本地方地質誌「九州地方」. 朝倉書店, 423p.
- 松本徂夫・山縣茂樹・板谷徹丸(1992) 北部九州および下関市産玄武岩類の K-Ar 年代と主化学成分. 松本徂夫教授記念論文集, p. 247-264.
- Matsumura, A. and Aoki, Y. (1989) A new method for quantitative representation of zircon morphology. *N. Jb. Mineral., Mh. H.*, vol. 7, p. 309-319.
- 松尾信一・吉村圭介(1953) 福岡市出土の旧象の臼齒化石について. 九州大学農学部学芸雑誌, no. 14, p. 189-194.
- 松下久道(1937) 博多湾内残ノ島の地質. 九州大学工学部彙報, vol. 12, p. 172-180.
- (1938) 海ノ中道の地質. 九州大学工学部彙報, vol. 13, p. 259-262.
- (1944) 九州古第三紀諸炭田に発達せる「紫赤色岩層」. 九州鉱山学会誌, vol. 19, p. 67-72.
- (1949) 九州北部における古第三系の層序学的研究. 九州大学理学部研究報告(地質学), vol. 3, p. 1-57.
- Matsushita, H. (1949) A summary of the Paleogene stratigraphy of northern Kyushu. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 3, p. 91-102.
- 松下久道(1951) 九州北部炭田の地質構造. 九州大学理学部研究報告(地質学), vol. 3, no. 2, p. 49-54.
- (1953) 九州炭田にみる不整合. 地球科学, no. 9, p. 14-21.
- (1956) 再び九州炭田にみる不整合について. 九州鉱山学会誌, vol. 24, p. 49-55.
- (1967) 筑豊・粕屋両炭田の 2, 3 の断層. 九州大学理学部研究報告(地質学), vol. 8, p. 181-189.
- (1971) 九州炭田堆積盆地生成の一考察. 九州大学理学部研究報告(地質学), vol. 11, p. 1-16.
- (1972) 5 万分の 1 表層地質図「直方」並同説明書. 福岡県編 土地分類基本調査, 福岡県, p. 19-29.
- (1975) 地質学的にみた温泉. 九州炭硯技術連盟ニュース, no. 8, p. 7-12.
- ・三木 孝・山下明夫(1971) 福岡市南部で知られた逆転構造. 九州大学理学部島原火山観測所研究報告, no. 7, p. 1-8.
- ・小原浄之介(1960) 九州地方. 地質調査所編 日本鉱産誌, BV-a (石炭), 東京地学協会, p. 545-668.
- 三木 孝(1981) 福岡市周辺地域の第三紀層の沸石と石炭化度. 岩鉱, vol. 76, p. 395-402.
- (1986) 地質学的にみた海緑石 - 九州夾炭第三系の例. 鉱物雑, vol. 17 (特別), p. 1-8.
- ・福岡正人(1983) 北部九州の第三紀層に含まれる“海緑石”. 石油技誌, vol. 48, p. 217-226.
- Miki, T. and Matsueda, H. (1985) Genesis of the Paleogene purple-red beds in western Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 25, p. 339-415.
- 溝田智俊・下山正一・窪田正和・竹村恵二・磯 望・小林 茂(1992) 北部九州の緩斜面上に発達す

- る風成塵起源の細粒質土層. 第四紀研究, vol. 31, p. 101-111.
- 水野篤行 (1963) 西日本地域における古第三系および下部新第三系の古生物年代学的研究 (第3報, 貝類化石の層位的・地理的分布). 地質雑, vol. 69, p. 38-50.
- Mizuno, A. (1964) Paleogene and early Neogene molluscan fauna in West Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 204, p. 1-72.
- 向山 広・福岡地盤図作成グループ (1981) 福岡地盤図. 九州地質調査業協会, 174p.
- 村上允英 (1950) 福岡県田川地区放射能鉱物産地の地質鉱物. 九州鉱山学会誌, vol. 18, p. 63-71.
- (1989) 北九州地域産白亜紀花崗岩類の放射年代に関する2, 3の新資料. 別府大学紀要, no. 30, p. 10-17.
- ・藤本重美 (1957) 北九州田川変成帯南部の地質及び岩石. 岩鉱, vol. 41, p. 164-171.
- 長尾 巧 (1924-1925) 九州第三紀夾炭層の時代と基重要化石. 筑豊石炭鉱業組合月報, vol. 20, p. 1079-1084, vol. 21, p. 216-222.
- (1926a) 九州古第三紀層の層序 (1). 地学雑, vol. 38, p. 115-130.
- (1926b) 所謂「紫焦土」(紫赤色頁岩)に就て. 筑豊石炭鉱業組合月報, vol. 22, p. 676-689.
- Nagao, T. (1926) *Aturia yokoyamai* nov. from the Palaeogene of Kyushu. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Geol. & Palaeont.*, vol. 9, p. 29-32.
- 長尾 巧 (1927a) 九州古第三紀層. 筑豊石炭鉱業組合月報, vol. 23, p. 114-122.
- (1927b) 糟屋及福岡炭田の地質. 筑豊石炭鉱業組合月報, vol. 23, p. 991-1004.
- Nagao, T. (1927) Palaeogene coal bearing formations of the Island of Kyushu. *Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ., Geol. & Palaeont.*, vol. 1, p. 1-21.
- 長尾 巧 (1928a) 九州古第三紀層層序 (18・19, 福岡県内諸炭田). 地学雑, vol. 40, p. 7-23, 83-89.
- (1928b) 九州古第三紀層層序 (20, 対比). 地学雑, vol. 40, p. 143-155.
- Nagao, T. (1928) Palaeogene fossils of the Island of Kyushu, I & II. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Geol. & Palaeont.*, vol. 9, p. 97-128, vol. 12, p. 11-140.
- 中村清孝 (1937) 福岡県産水鉛華の分析. 我等の鉱物, vol. 6, p. 180-181.
- 中山平次郎 (1925) 博多湾の海岸線. 地球, vol. 3, p. 26-73.
- (1984) 博多湾の海岸線. 岡崎 敬校訂; 中山平次郎著: 古代の博多, 第6章, 九州大学出版会, p. 253-301.
- 成瀬敏郎 (1982) 最終氷期以降の日本沿岸域の風成堆積層 - 海水準との関連について -. 第四紀研究, vol. 21, p. 223-227.
- ・井上克弘 (1982) 北九州および与那国島のレス - 後期更新世の風成塵の意義. 地学雑, vol. 91, p. 26-42.
- 日本国有鉄道編 (1975) 山陽新幹線地質図 (小瀬川 - 博多間), 付同説明書, 日本国有鉄道下関工事局, 113p.
- Nishimura, Y. (1990) "Sangun metamorphic rocks": Terrane problem. In Ichikawa, K. *et al.* (ed.), *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Pub. IGCP Proj., no. 224, p. 63-79.

- 西村祐二郎・柴田 賢 (1989) “三郡変成帯”中の変斑れい岩質岩石の産状と K-Ar年代. 地質学論集, no. 33, p. 343-357.
- 野田光雄 (1966) 福岡炭田粕屋地区の地質構造. 九州大学教養部地学研究報告, no. 15, p. 1-6.
- Nozawa, T. and Tainosho, Y. (1990) Systematic descriptions of zoned plutons in Japan. In Shimizu, M. and Gastil, G. (ed.), *Recent Advance in Concept Concerning Zoned Plutons in Japan and Southern and Baja California*, Univ. Mus. Univ. Tokyo, Nature and Culture, no. 2, p. 115-242.
- 小倉 謙 (1932) 櫛石の植物学的観察. 植物及び動物, vol. 1, p. 663-669.
- Ogura, K. (1932a) On the structure of “Hobashiraishi” a famous silicified trunk at Najima near Fukuoka City, Japan. *Jour. Bot.*, vol. 6, p. 173-181.
- (1932b) On the structure of silicified wood found near “Hobashiraishi” at Najima near Fukuoka City, Japan. *Jour. Bot.*, vol. 6, p. 183-190.
- Ohara, J. (1961) Heavy mineral associations in the Paleogene system of some coal fields, North Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 11, p. 381-418.
- 小原浄之介 (1962) 重鉱物による北九州諸炭田の地質学的研究. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 6, p. 33-76.
- Oji, Y. (1961) Petrology of the Cenozoic basaltic rocks of western San-in and North Kyushu, Japan. *Bull. Fukuoka Gakugei Univ.*, special vol., no. 1, p. 1-89.
- 応地善雄 (1962) 北九州地域の新生代玄武岩類の岩石学的研究. 岩鉱, vol. 47, p. 23-35.
- 岡本要八郎 (1935) 福岡県に於ける青柳村の水鉛華と水鉛華の新産地. 我等の鉱物, vol. 4, p. 419-422.
- (1944) 福岡縣礦物誌. 日本礦物趣味の会出版部, 208p.
- Osaki, S., Miyazaki, A., Katsube, H., Okaguchi, M. and Takashima, Y. (1978) Annealing characteristics of fission tracks : Application to thermal history of rock. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. C, vol. 11, p. 165-170.
- 大島恒彦 (1964) 背振山地南部変成岩帯に関する予察的研究. 佐賀大学教育学部研究論文集, no. 12, p. 59-69.
- 大塚道男・高浜 聡・田中 修 (1986) 昭和60年6月11日の福岡市の発震機構について. 自然災害科学研究西部地区部会報, no. 1, p. 53-63.
- 尾崎正紀・濱崎聡志 (1991) 福岡県北部に分布する古第三系のフィッション・トラック年代. 地質雑, vol. 97, p. 251-254.
- ・ —— ・ 吉井守正 (1993) 折尾地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 121p.
- 斎藤林次 (1955) 本邦諸炭田の古第三紀層の対比. 九州鉱山学会誌, vol. 23, p. 1-6.
- (1956) 本邦諸炭田古第三紀層の諸問題. 有孔虫, no. 5, p. 3-11.
- Saito, R. (1957) Pre-Kishima (Pre-Aquitania) crustal deformation of Japan and adjacent

- Circum-Pacific regions. *Kumamoto Jour. Sci., ser. B*, vol. 2, p. 33-50.
- 坂本陸泰 (1954) 海老津-宮田地域の古第三系堆積盆地. 九州鉱山学会誌, vol. 22, p. 399-408.
- 佐藤伝蔵 (1922) 筑前国姪浜炭坑附近の化石. 地学雑, vol. 34, p. 648.
- Seki, Y., Kuriyagawa, S. and Horikoshi, T. (1963) Mafic and leucocratic rocks associated with serpentinites in the Sasaguri and Omi-Kotaki areas in the Sangun metamorphic belt of Japan. *Sci. Rep. Saitama Univ., ser. B*, vol. 4, p. 193-216.
- 柴田秀賢 (1934) 福岡縣糸島郡今宿村長垂産リシウムペグマクイト. 地質雑, vol. 41, p. 582-603.
- 編 (1967) 日本岩石誌. 朝倉書店, 377p.
- Shibata, H., Okada, S. and Oki, Y. (1958) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. Part VI. Principal elements. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, sec. C*, vol. 6, p. 31-54.
- , Oki, Y. and Sakakibara, Y. (1960a) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. Part VII. Principal elements. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, sec. C*, vol. 7, p. 71-94.
- , Okada, S. and Ishikawa, H. (1960b) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. Part VIII. Trace elements. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, sec. C*, vol. 7, p. 217-270.
- and Ishihara, S. (1979) Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 70, p. 381-390.
- and Karakida, Y. (1965) Potassium-argon ages of the granitic rocks from the northern Kyushu. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 16, p. 443-445.
- 柴田 賢・西村祐二郎 (1989) 三郡結晶片岩の同位体年代. 地質学論集, no. 33, p. 317-341.
- 下山正一 (1989) 福岡平野における縄文海進の規模と第四紀層. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 16, p. 37-58.
- ・磯 望・野井英明・高塚 潔・小林 茂・佐伯弘次 (1991) 福岡市鳥飼低地の海成第四系と更新世後期以降の地形形成過程. 九州大学理学部研究報告 (地球惑星), vol. 17, p. 1-23.
- ・溝田智俊・新井房夫 (1989) 福岡で確認された第四紀広域テフラ層について. 第四紀研究, vol. 28, p. 199-205.
- ・首藤次男 (1978) 福岡市荒戸の第四紀層の貝化石集団について. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 13, p. 47-59.
- 首藤次男・唐木田芳文・小原浄之介・山下明夫・富田宰臣・亀山徳彦・下山正一 (1989) 2.5 万分の 1 福岡市表層地質図並同説明書. 福岡市都市計画局編 福岡市土地分類細部調査報告書, 福岡市, p. 116-134.
- Smith, J. V. and Mackenzie, W. S. (1958) The alkali feldspars : IV. The cooling history of high-temperature sodium-rich feldspars. *Amer. Mineral.*, vol. 43, p. 872-889.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology : Convention on the use

- of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, p. 359-362.
- Stockwell, C. H. (1927) An X-ray study of the garnet group. *Amer. Mineral.*, vol. 12, p. 327-344.
- 杉 健一 (1951) 背振山塊北域の角閃岩に伴う metablastic rocks について. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 3, p. 13-20.
- 鈴木 敏 (1893) 20 万分 1 福岡地質図. 地質調査所.
- (1894) 20 万分の 1 福岡幅地質説明書. 地質調査所, 157p.
- (1895) 筑豊煤田地質調査報文 (10) (粕屋地区). 地学雑, vol. 7, p. 73-82.
- 鈴木昌吉 (1914) 福岡市附近の石英脈. 地質雑, vol. 21, p. 356.
- Takahashi, K. (1957) Palynologisch-stratigraphische untersuchung der tertären schichten in Kasuya und Fukuoka Kohlenfeld von Nordkyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.* ser. D, vol. 5, p. 199-221.
- (1960) Verlaufige mitteilung über des problem der Ootsuji und Ashiya Stufe des Alttertars von Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 9, p. 165-182.
- (1961) Pollen und sporen des westjapanischen Alttertars und Miozans. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 11, p. 151-225, p. 279-345.
- 高橋 清 (1966) 遠賀沈降について, とくに花粉層位学的立場からみた問題点. 長崎大学教養部紀要 (自然科学), vol. 6, p. 37-47.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Tsusue, A. (1984) Segmented structure in the Cretaceous to early Paleogene granitic batholiths of the Japanese Islands based on statistics of major element chemistry : a reconnaissance study. *Mining Geol.*, vol. 34, p. 373-384.
- 高橋正好 (1985MS) 北九州花崗岩類の岩体区分と広域的特徴一特に高 Sr (ストロンチウム) 花崗岩について一. 九州大学工学部修士論文, 58p.
- 高橋良平 (1959) 北部粕屋炭田の古第三紀層と本組炭層の石炭組織. 九州鉱山学会誌, vol. 27, p. 75-83.
- (1969) 松岩の成因に関する 2, 3 の考察. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 9, p. 45-51.
- 竹原平一 (1936) 福岡市外香椎宮附近の地質. 地球, vol. 26, p. 89-101
- (1937) 福岡縣糟屋炭田篠栗区北部の地質. 九州大学工学部彙報, vol. 12, p. 201-311.
- 竹下敬司 (1984) 5 万分の 1 地形分類図「福岡・津屋崎・神湊」並び同説明書. 福岡県編 土地分類基本調査報告書, p. 23-32.
- 瀧本 清 (1937) 福岡市外長垂・金武附近の地質. 九州帝国大学工学彙報, vol. 12, p. 181-197.
- 徳永重康 (1927) 地質学上より研究したる福岡縣糟屋炭田. 石炭時報, no. 37, p. 225-233.
- Tomita, S. (1972) The Tertiary Ideyama Formation. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 22, p. 239-306.

- 富田幸臣 (1974) 関門地域のいわゆる非海成第三紀層—1. 北九州市地区の火山層について—九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 12, p. 9-26.
- ・石橋 毅 (1990) 北部九州炭田古第三系の地質と化石 (概説). 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 16, p. 99-142.
- ・石橋澄・三木 孝 (1980) 福岡市能古島の能古砂礫層. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 13, p. 329-339.
- ・三木 孝 (1981) 市能古島の地質災害. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 14, p. 73-79.
- ・小原浄之介・岡部 実・浦田英夫 (1989) 宗像炭田に関する新発見—とくに逆断層を伴う第三系分布域について—(福岡市地区の古第三紀層—その2). 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 16, p. 19-26.
- ・下山正一・西山忠男 (1994a) 1万分の1須恵町表層地質図並同説明書. 須恵町編 須恵町土地分類細部調査報告書, 糟屋郡須恵町, (印刷中).
- ・———・———・千々和一豊 (1994b) 1万分の1久山町表層地質図並同説明書. 久山町編 久山町土地分類細部調査報告書, 糟屋郡久山町, (印刷中).
- ・山下明夫 (1987) 福岡市東部の臼井層について (最近の福岡市地区の古第三紀層, その1). 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 15, p. 25-35.
- 富田 達 (1931) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十二). 地質雑, vol. 38, p. 413-431.
- Tomita, T. (1935) On the chemical composition of the Cenozoic alkaline suite of the circum-Japan Sea region. *Jour. Shanghai Sci. Inst.*, sec. 2. no. 1, p. 227-306.
- (1954) Geologic significance of the colour of granitic zircon, and the discovery of the Pre-Cambrian in Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 4, p. 135-161.
- 富田 達・唐木田芳文・桃井 斉 (1957) 北九州新白亜紀花崗岩類の進化とジルコン. 岡山大学温泉研究所報告, no. 19, p. 27-32.
- 辻 慎太郎 (1964) 福岡県篠栗・香椎地方に分布する三郡変成岩. 地質雑, vol. 70, p. 483-492.
- Tsusue, A., Mizuta, T. and Hashimoto, K. (1984) Granitic rocks in northern Kyushu. *Mining Geol.*, vol. 34, p. 385-399.
- Turner, F. J. (1968) *Metamorphic Petrology*. MacGraw-Hill Book Comp., New York, 403p.
- Uchida, Y. (1960) Studies on the genesis of talc deposits. *Mem. Ehime Univ.*, sec. III (Engineering), vol., p. 1-127.
- 浦田英夫 (1958) 福岡炭田の古第三紀層 (特にその層序について). 九州鉱山学会誌, vol. 26, p. 496-510.
- (1961) 福岡市北東犬鳴地区の地質—とくに三郡変成岩類の層序について. 九州大学教養部地学研究報告, no. 7, p. 57-68.
- (1962) 福岡市付近の平坦面の地史学的研究. 九州大学教養部地学研究報告, vol. 8, p. 1-45.
- ・高橋良平 (1989) 福岡市の国土保全分級評価. 福岡市都市計画局編 福岡市土地分類細部調

- 査報告書, 福岡市, p. 222-241.
- Watanabe, K. (1978) Studies on the Aso Pyroclastic Flow Deposits in the region to the west of the Aso Caldera, Southwest Japan. I. Geology. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ. (Natural Science)*, vol. 27, p. 97-120.
- 亙理俊次 (1966) 九州の松岩の樹種. 燃料協会誌, vol. 45, p. 833-837.
- Watari, S. (1966) A new Taxodiioxylon, *T. matsuiwa* Watari, from the Paleogene of North Kyushu, Japan. *Bot. Mag. Tokyo*, vol. 79, p. 165-173.
- Winchell, H. (1933) *Elements of Optical Mineralogy, Pt. II, Description of Minerals*. (2nd ed.) , John Wiley and Sons, Inc., 459p.
- 山口 勝・富田宰臣・亀山徳彦・下山正一・首藤次男 (1984) 5 万分の 1 表層地質図「福岡・津屋崎・神湊」並同説明書. 福岡県編 土地分類基本調査報告書, 福岡県, p. 33-57.
- ・—————・下山正一・野井英明・亀山徳彦 (1983) 5 万分の 1 表層地質図「太宰府」並同説明書. 福岡県編 土地分類基本調査報告書, 福岡県, p. 34-41.
- 山本博達・手島昌徳 (1975) 福岡県篠栗町の三郡変成岩中の“角閃岩”. 岩鉱, vol. 70, p. 225-235.
- Yamane, S. (1933) Physiographic change in the northern coast of Kyushu in the Quaternary Period. *Proc. 5th Pacific Congr. Canada*, vol. 2, p. 1599-1603.
- 山崎達雄 (1959-1960) 唐津炭田の地質構造と貫入火成岩類. 九州大学生産科学研究所報告, no. 26, p. 33-53, no. 27, p. 8-53.
- Yamasaki, T., Matsumoto, Y. and Tomita, T. (1959) Contribution to sedimentary petrology of the so-called “Honeishi”, North Kyushu. *Rep. Res. Inst. Indust. Sci., Kyushu Univ.*, no. 25, p. 39-46.
- 山崎光夫・松下久道・浦田英夫・唐木田芳文・山本博達・小原浄之介・岩橋 徹 (1958) 福岡市の地質並びに地下水 (付 5 万分の 1 福岡市地質図) 報告. no. 1, 福岡市, 34p.
- 山崎純男・杉山富雄・小畑弘己 (1988) 柏原遺跡群 - V. 福岡市埋蔵文化財報告, 第 90 集, 福岡市教育委員会, 180p.
- 柳 哮 (1971) 福岡県杷木町地方に露出する花崗閃緑岩の Rb-Sr 年令. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 11, p. 45-48.
- Yanagi, T. (1975) Rubidium strontium-model of formation of the continental crust and the granite at the island arc. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 22, p. 37-98.
- 柳 哮 (1980) 花崗岩の黒雲母の Rb-Sr 年令, 粒径, と包有鉱物. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 13, p. 155-162.
- 横山浩一・山崎純男・市橋重喜・横大路俊明・小畑弘己・矢野佳代子 (1982) 福岡市海の中道遺跡. 福岡市埋蔵文化財調査報告, 第 87 集, 福岡市教育委員会, 180p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Fukuoka(14) No.51



GEOLOGY

OF THE

FUKUOKA DISTRICT

By

Yoshifumi KARAKIDA, Suzuomi TOMITA, Shoichi SHIMOYAMA

and Kazutoyo CHIJIWA

(Written in 1993)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Fukuoka District lies in the northern margin of Kyushu and is geotectonically situated in the northwestern margin of the Sangun Belt that comprises a part of the Inner Zone of Southwest Japan. In this district are distributed the Paleozoic Sangun Metamorphic Rocks, Cretaceous plutonic rocks and Paleogene and Quaternary sedimentary rocks with some scattered Neogene sedimentary and basaltic rocks.

The stratigraphic succession and geologic history of the mapped district are summarized in Table 1.

SANGUN METAMORPHIC ROCKS

The metamorphic rocks are composed predominantly of basic, psammitic and pelitic rocks with locally intercalated siliceous and limestone beds. Several small

Table 1 Summary of the geology of the Fukuoka District.

Geologic Age		Geological System		Igneous activity	Tectonic movement, etc.							
		Fukuoka District	Northern Kyushu									
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Umino-Nakamichi Sand Mem.	Hakata-Bay Silt Mem.	Hakozaki Sand Mem.	Alluvium	Kikai-Akahoya Volcanic Ash (K-Ah)	Jomon Transgression				
			Pleistocene	Late	Nata Sand Mem.				Osano Sand Gravel Mem.	Jiyo Mud Mem.	Lower Terrace Deposits	Aira-Tn Volcanic Ash (AT)
		Middle		Suzaki Member						Middle Terrace-Lower Surface Deposits	Ata-Volcanic Ash (Ata)	
		Early	Nakabaru Gravel Member						Middle Terrace-Upper Surface Deposits	Aso-3 Pyroclastic Flow (Aso-3)		
	Neogene	Pliocene	Nokoroishima Noko Sand and Gravel Bed	Alkali Basalt		Basaltic-andesitic rocks	Kurume Formation	Basaltic to andesitic volcanism	Formation of Japan Sea			
		Miocene										
	Paleogene	Oligocene	Late						Paleo-Genkai Embayment			
			Early	Meinohama G.			Ashiya G.			Northward spread of the Basin (Chikushi tilting)		
		Eocene	Late	Sawara G.	Shime G.		Otsuji G.		Paleo-Ariake Transgression			
			Middle	Fukuoka G.	Kasuya G.		Nogata G.			Faulting (including the formation of H-F TL)		
Paleocene		Early						Folding				
Mesozoic	Cretaceous	Late	Saga Gr.	Sawara Gr.	Shikanoshima GD.	Kitazaki To.	Itoshima GD.	Basic plutonic rocks	Volcanism and plutonism			
		Early										
	Jurassic								Regional metamorphism			
Paleozoic	Triassic							Regional metamorphism				
	Permian											
	Carboniferous											
Paleozoic	Devonian							Regional metamorphism				
	Silurian											

→ : Intrusion, ⇨ : Fault, Gr : Granite, GD : Granodiorite, To : Tonalite, Fm : Formation, H-F TL : Hakata-Futsukaichi Tectonic Line, Mem : Member, G : Group

masses of metagabbro and metamorphosed serpentinite also are locally interbedded with these. Within this district the metamorphic rocks are mapped in four areas: the Kashii area at the northeastern end of the sheet, the Ryūgeji area in the southeast, the Noko-no-shima Island-Imazu Peninsula area on Hakata Bay and the Iibatōge area at the southwestern extremity.

The rocks of the Kashii and Ryūgeji areas extend eastward and northeastward into the Dazaifu sheet district, respectively, where the typical crystalline schists of the Sangun Belt have yielded K-Ar and Rb-Sr radiometric ages ranging from 259 to 308 Ma. The Sangun Metamorphic Rocks exposed in the southern part of the Kasii area are classified into the spotted and nonspotted schists with and without albite porphyroblasts, respectively, which belong to the epidote-glaucophane zone of the high-pressure intermediate group. Elsewhere the metamorphic rocks have been extensively poly-metamorphosed by Cretaceous plutonic rocks to form the progressive contact-metamorphic zones up to the hornblende hornfels grade. In the Iibatōge area, sillimanite and andalusite are found in banded schistose hornfels only close to their contact with the Itoshima Granodiorite, and grossular-almandine garnet is present in calc-silicate layers intercalated to banded basic hornfels(amphibolite).

CRETACEOUS PLUTONIC ROCKS

The plutonic rocks in the mapped district are composed mainly of tonalite, granodiorite and granite with minor hornblende gabbro to diorite, lamprophyre, pegmatite and aplite. They are grouped into five plutons: Itoshima Granodiorite, Kitazaki Tonalite, Shikanoshima Granodiorite, Sawara Granite and Saga Granite, all of which belong to the Northern Kyushu Principal Granite Complex. The Kokura-Tagawa Tectonic Line separates this granite complex from the Northern Kyushu Eastern Granite Complex on the eastern side of its line. The rocks of the Northern Kyushu Principal Granite Complex have generally high Sr-content and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of 0.7041 to 0.7050 and belong to the magnetite-series, while those of the Northern Kyushu Eastern Granite Complex show low content of Sr and belong to the ilmenite-series, which is probably identical to the granitic rocks of the Sanyō and Ryōke Belts. K-Ar ages for the granitic rocks in northern Kyushu are mostly scattered between 90 and 100 Ma.

The earliest intrusions of the Cretaceous plutonic rocks within this district are hornblende hybrids in the Iibatōge area and gabbroic to dioritic rocks in Shika-no-shima Island. The hornblende hybrids consist of coarse-grained hornblende gabbro to quartz diorite, which appear to have originally been certain gabbroic rocks intruding the Sangun Metamorphic Rocks and which have been hybridized by the Itoshima Granodiorite. In Shika-no-shima Island, several large hornblende gabbro to quartz diorite masses as well as numerous dark inclusions are enclosed in the Shikanoshima Granodiorite pluton.

The Itoshima Granodiorite intruded concordantly to subconcordantly the Sangun

Metamorphic Rocks and was intruded by the Sawara and Saga Granites. It is coarse- to medium-grained, foliated tonalite to granodiorite and characteristically contains scattered titanite grains.

The Kitazaki Tonalite is coarse- to medium-grained, foliated tonalite and contains dull-purple feldspars enclosing numerous dusty inclusions. It intrudes the Sangun Metamorphic Rocks and is intruded by the Shikanoshima Granodiorite. Many lamprophyre dykes occur in the Kitazaki Tonalite body and its contact aureole. There is a septum of the Sangun Metamorphic Rocks between the Itoshima Granodiorite and the Kitazaki Tonalite plutons. Consequently the intrusive relationships of the two plutons are unknown.

The Shikanoshima Granodiorite is coarse-grained, weakly foliated granodiorite, which intrudes the Kitazaki Tonalite and is cut by adamellite to granodiorite dykes. A zoned pluton may be composed of the Kitazaki Tonalite in its outer zone and the Shikanoshima Granodiorite in the core.

The Sawara Granite consists mainly of coarse- to medium-grained granite (major facies) with large tabular megacrysts of K-feldspar, and fine-grained muscovite-biotite granite (minor facies) with locally scattered pink garnets. The former is generally massive but locally has a weak foliation defined by quartz and plagioclase. The minor facies is primarily present in the form of dyke near the border of the major facies with wall rocks, where pegmatite dykes with aplites occur, for example, as lepidolite-bearing pegmatite dykes at Nagatare.

The Saga Granite is generally fine-grained muscovite-biotite granite, locally containing scattered pink garnets.

PALEOGENE

Kasuya Coalfield

The Paleogene sediments in this coalfield cover three separate areas ; East (Hisayama), Northwest (Kasuya Kashii) and South (Shime) areas, and are divided into the Kasuya and Shime Groups in ascending order.

The Kasuya Group, up to 550m thick, is divided into the Usui, Takata and Umi Formations in ascending order. The Usui Formation in the Higashihirao Hills rests unconformably upon the pre-Paleogene rocks and is characterized by the presence of purple beds of debris flow and rockfall origins. The Takata Formation unconformably overlies the pre-Paleogene rocks in most place and contains many thin coal seams throughout the succession. The Umi Formation is composed of sandstone and conglomerate with some intercalated tuffaceous siltstone, pyroclastic materials and frequent silicified wood, and intercalates coal seams in the uppermost part.

The Shime Group, more than 700m thick in the East area, is divided into the Najima, Shinbaru and Sue Formations in ascending order. The Najima Formation crops out in the three areas, while the other two formations are mainly exposed in the East and South areas. The Najima Formation in the type locality, the Kashii Hills in

the Northwest area, consists dominantly of conglomerate and conglomeratic sediments. In contrast, the sediments in the other two area, 350–400m thick respectively, display sandy or silty lithofacies. This formation is characterized by the absence of thick coal beds and the presence of reddish weathered facies. The Shinbaru Formation in the South area, about 60m thick, contains 3–4 thick coal beds. The Sue Formation consists mainly of sandstone with some intercalated coaly beds.

Fukuoka Coalfield

The Paleogene sediments in this district are divided into the Fukuoka, Sawara and Meinohama Groups in ascending order. The Fukuoka Group is divisible into the Nokonoshima and Nona Formations in ascending order. The Nokonoshima Formation crops out in two small areas; the southern part of Noko-no-Shima Island, and Shioyabana in the Saito-Zaki area, and is typified by the presence of some embedded purple bed. The Noma Formation is mainly exposed in the Konosuyama Hill in the central part of Fukuoka and is divided into three members, each of which consists of repeated fining-upward sequences. The uppermost successions of the lower and upper members contain some mined coal beds. The Sawara Group consists of the Uratani and Atago Formations in ascending order. The Uratani Formation unconformably overlies the Noma Formation and exhibits red-weathering in the successions. The Atago Formation was recognized in the closed coal-mines under Mei-no-Hama and Saito-Zaki.

The Meinohama Group consists of one formation named the Meinohama Formation. This formation is composed mainly of glauconite-bearing massive sandstone and yields a rich marine molluscan fauna assignable to the Ashiya Fauna, a fauna representative of Oligocene marine fauna in Japan.

NEOGENE

Noko Sand and Gravel Bed.

The Noko Bed, ranging 1 to 7m in thickness, is observed at the several small outcrops just below the Nokonoshima Alkali Basalt in Noko-no-Shima Island and consists mainly of medium- to coarse-grained arkosic sand with intercalated gravels. This bed contains sanukitic andesite clasts in the gravel beds and low-rank coal materials. These stratigraphic and depositional features suggest that the Noko Bed is correlative with the Sarushi and Hachinokubo Gravel Beds in the Karatsu and Sasebo coalfields in Saga and Nagasaki Prefectures.

Nokonoshima Alkali Basalt and neighboring similar rocks

The alkali basalts in the mapped district belong to the Cenozoic alkaline suite of the circum-Japan Sea region. The basaltic flow deposits rest disconformably on the older rocks: the Sangun Metamorphic Rocks, the Kitazaki Tonalite and the Noko Sand and Gravel Beds in Noko-no-shima Island, and the alkali basaltic plugs intrude

the Sangun basement rocks and the Itoshima Granodiorite in the Imazu Peninsula and at Imayama. The alkali basalts consist of massive, fine-grained, olivene-clinopyroxene basalt, and flow banded, fine-grained, olivene-clinopyroxene-hornblende basalt with thin volcanoclastic deposit on its bases. The columnar jointed basalt plugs in the Imazu Peninsula contain locally abundant amygdales, which include analcime and calcite as well as magmatic water.

K-Ar whole rock dates of the basalt samples from Noko-no-shima Island, ranging from 3.94 to 2.5 Ma, indicate a middle to late Pliocene age for the eruption.

QUATERNARY

The Quaternary sediments in the mapped district are a sequence of the Middle Pleistocene to Holocene. The Middle to Late Pleistocene succession is divided into the Nakabaru Gravel Member, the Jigyō Mud Member, the Suzaki Member, the Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit, the Nata Sand Member and the Ōtsubo Sand and Gravel Member. The Holocene succession is divided into the Sumiyoshi Member, the Hakata-Bay Silt Member, the Hakozaki Sand Member, the Uminonakamichi Sand Member and the artificially reclaimed soil.

The Nakabaru and Ōtsubo Members are ancient alluvial fan deposits. The Suzaki and Sumiyoshi Members are delta, flood plain and alluvial fan deposits that consist of clayey beds with humic material and interbedded sand and gravel beds. The Nata Member, so-called “the Older coastal dune”, intercalates eolian dust of loess origin and marker tephra layers. The Hakozaki and Uminonakamichi Members, so-called “the New coastal dune”, consist of beach sand and eolian sand. The marine Jigyō and Hakata Members contain rich animal fossils indicative of inner bay environment. The former accumulated in and around Hakata Bay between 130,000 and 100,000 years ago. The latter has been deposited in Hakata Bay since 10,000 years ago, during which the Jōmon Transgression (6,000-3,000 years ago) caused the major deposition of the Hakata Member.

The subsurface Quaternary sediments are largely occupied by the Suzaki and Nata Sand Members. The Suzaki Member buried the channels entrenched on the Nakabaru Member and the pre-Quaternary rocks under Tenjin and its neighboring area in Fukuoka. The Nata Member is widely distributed, but very thin, under Uminonakamichi.

The depositional feature of the Holocene sediments in and around Hakata Bay indicates that, at the climax of the Jōmon transgression, the coastal line could have reached in 1 to 4km landward from the present line, and the sea-level reached at 2 to 3m higher than the present level.

ECONOMIC GEOLOGY

In the Kasuya Coalfield, workable coals were once found in the Takata and Umi

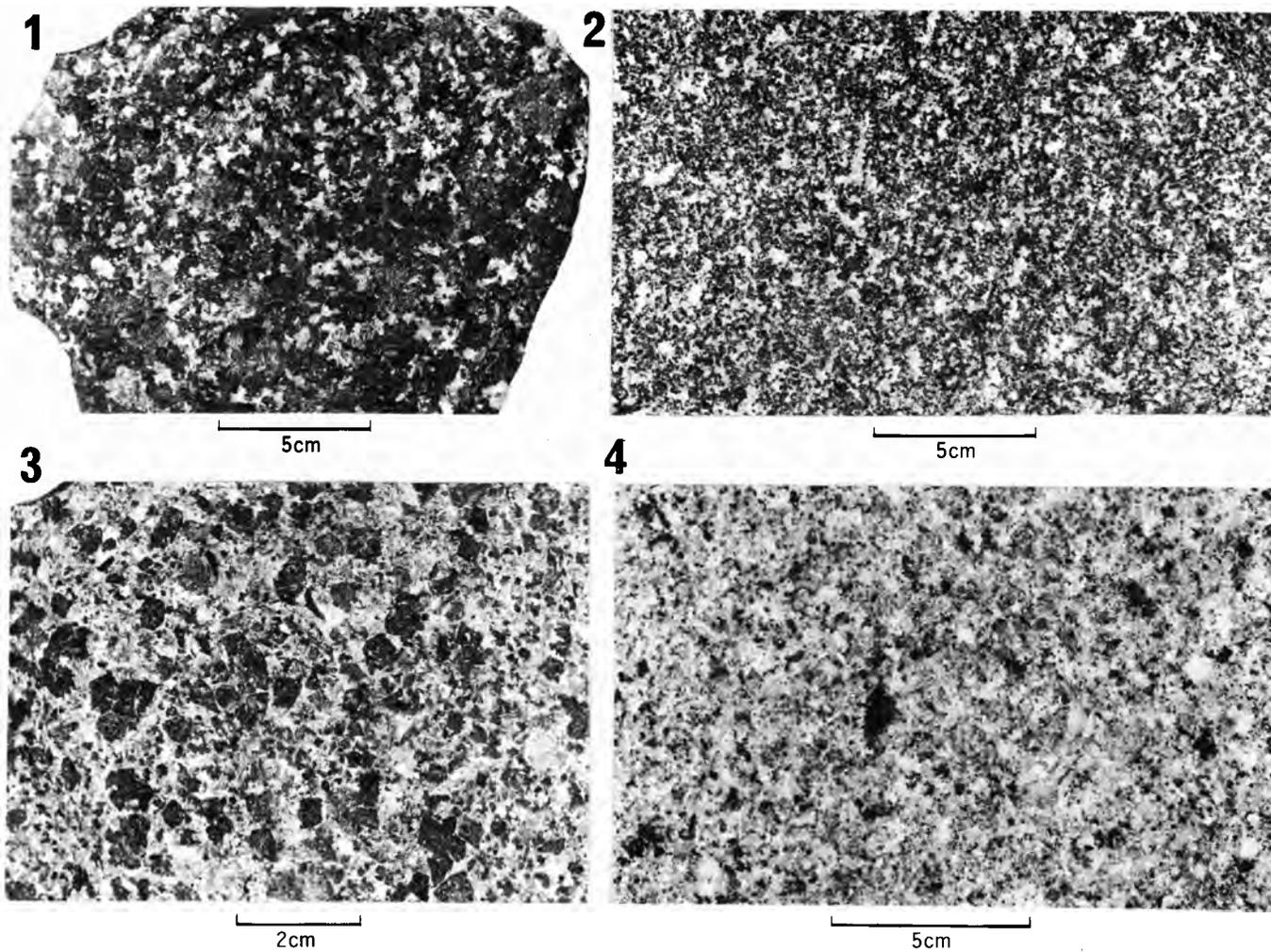
Formations of the Kasuya Group, and in the Shinbaru and Sue Formations of the Shime Group. In the Fukuoka Coalfield, the Atago Formation and the uppermost part of the Noma Formation are the remarkable coal-bearing formations, in which coals were locally mined. But all the coalmines are now closed.

Some molybdenite and molybden-bearing minerals were once mined from the Sawara Granite and the Sangun Metamorphic Rocks in the central part of the Higashihirao Hills.

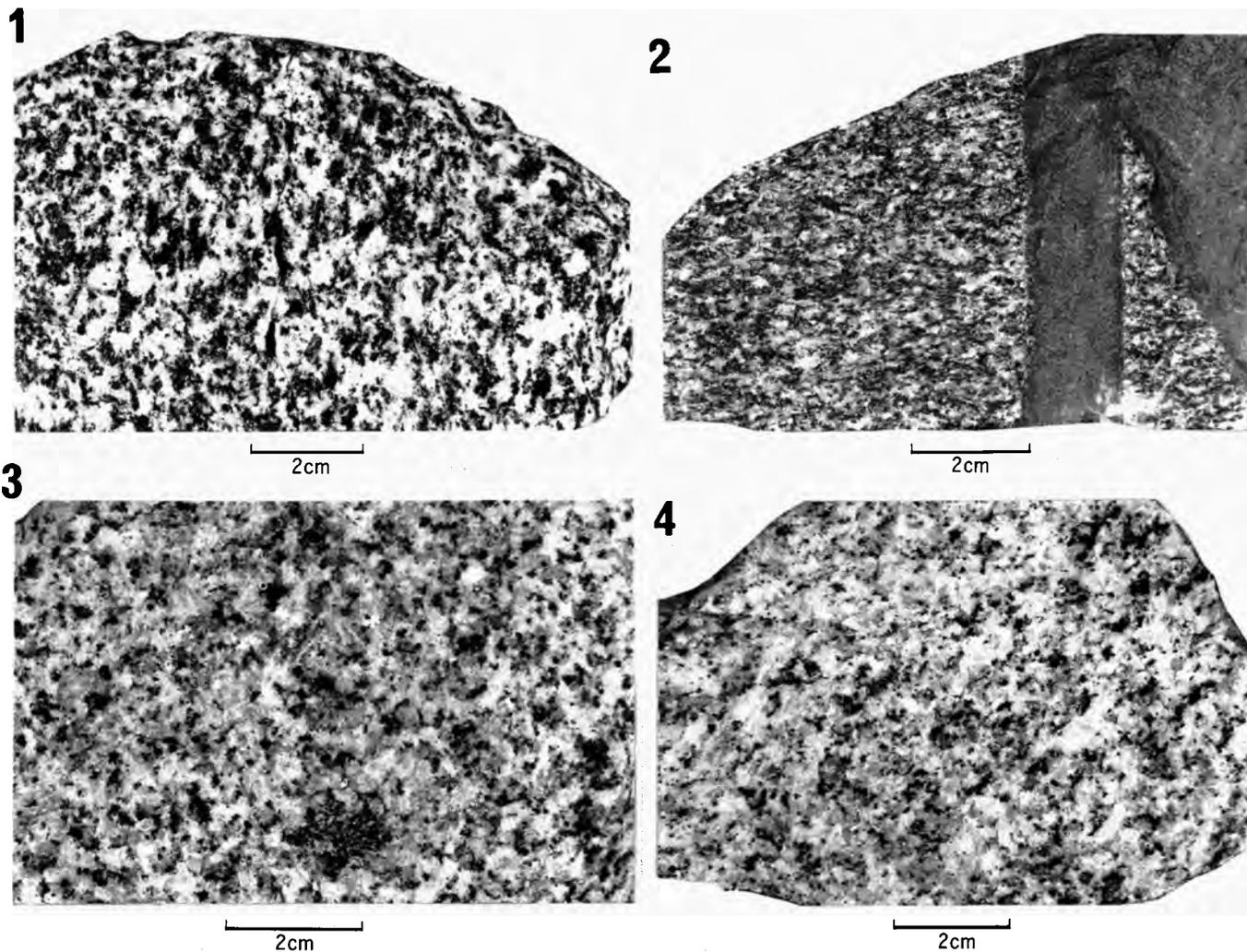
For building stone and aggregate, the Sawara Granite is now quarried at the several places in the Higashihirao Hill, and the other rocks, such as the Sangun Metamorphic Rocks, the Paleogene Meinohama sandstone and the basaltic rocks were once quarried.

The hot springs at Yokote-Ijiri near the Naka Gawa, Fukuoka, are remarkable with their high temperature and are largely pumped up from the subsurface Sawara Granite.

Major geologic hazard has not occurred in this district, but several areas of the granitic rocks and the Paleogene are required special attention for landslide.



- 1 : 志賀島塩基性岩類の粗粒角閃石斑れい岩 福岡市東区志賀島南ノ浦岬 (GSJ R60791/Sk127 : Fno.19)
- 2 : 志賀島塩基性岩類の中粒閃緑岩 福岡市東区志賀島黒瀬南方300m (GSJ R60794/Sk152 : Fno.17)
- 3 : 志賀島塩基性岩類の粗粒単斜輝石角閃石モンゾ斑れい岩 福岡市東区志賀島黒瀬 (GSJ R60795/Sk171 : Fno.11)
- 4 : 志賀島花崗閃緑岩の岩脈状アダメロ岩-花崗閃緑岩 福岡市東区志賀島弘南方400m (GSJ R60792/Sk136 : Fno.25)



- 1 : 糸島花崗閃緑岩の葉理状石英閃緑岩相 福岡市早良区飯場峠西方500m (GSJ R60796/2201 : Fno.4)
- 2 : 北崎トータル岩の周縁相。ランプロファイヤー岩脈に切られる。福岡市西区能古島大波戸崎北東方約800m (GSJ R60798/Nk28b : Fno.10)
- 3 : 志賀島花崗閃緑岩の主岩相 福岡市東区志賀島大崎-弘 (GSJ R60793/Sk144 : Fno.14)
- 4 : 早良花崗岩の主岩相 筑紫郡那珂川町 後野 (GSJ R60797/Ar122 : Fno.1)

文献引用例

唐木田芳文・富田宰臣・下山正一・千々和一豊（1994）福岡地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，192p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Karakida, Y., Tomita, S., Shimoyama, S. and Chijiwa, K. (1994) *Geology of the Fukuoka district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 192p. (in Japanese with English abstract 7p.).

平成6年3月18日 印刷

平成6年3月22日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 沖 敬 三

印刷所 勝美印刷株式会社

東京都文京区小石川 1-3-7

© 1994 Geological Survey of Japan