

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

福岡 (14) 第 33 号

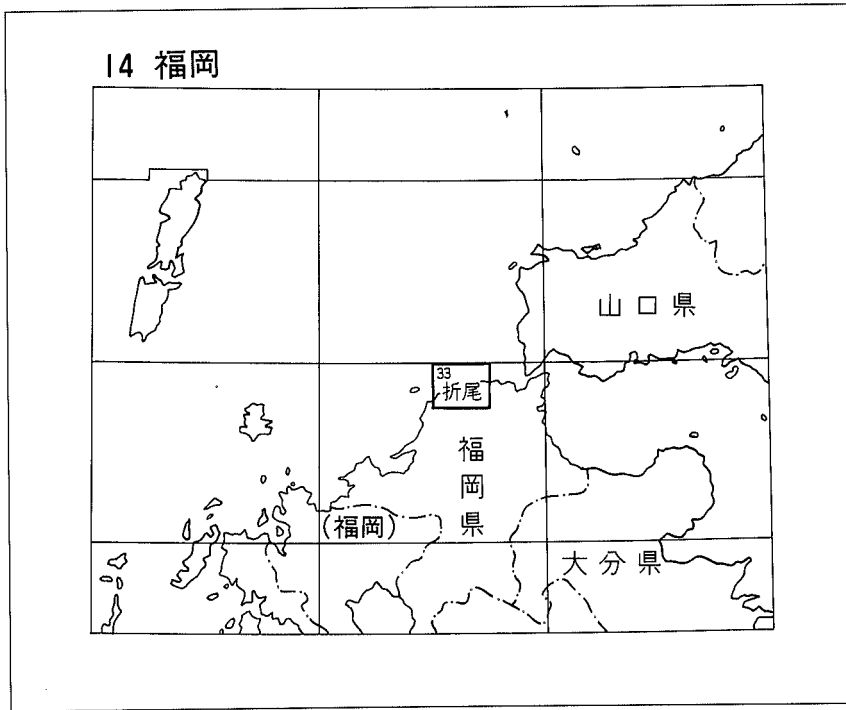
## 折尾地域の地質

尾崎正紀・濱崎聡志・吉井守正

平成 5 年

地 質 調 査 所

位置図



( )は1:200,000図幅名

## 目 次

I. 地 形	(尾崎正紀)	1
I. 1 陸域		3
I. 2 海域		4
II. 地質概説	(尾崎正紀・濱崎聡志・吉井守正)	4
III. 白亜系関門層群	(吉井守正)	12
III. 1 研究史及び概要		12
III. 2 下関亜層群		13
IV. 白亜紀花崗閃緑岩	(濱崎聡志・吉井守正)	16
IV. 1 概要		16
IV. 2 北崎花崗閃緑岩		16
IV. 2. 1 角閃石黒雲母花崗閃緑岩		16
IV. 2. 2 黒雲母花崗閃緑岩		18
IV. 3 香春花崗閃緑岩		18
V. 中部始新統直方層群	(濱崎聡志)	20
V. 1 概要		20
V. 2 三尺五尺層		26
V. 3 竹谷層		26
V. 4 上石層		29
V. 4. 1 下部層		29
V. 4. 2 中部層		29
V. 4. 3 上部層		30
V. 5 地質構造		33
VI. 上部始新統 - 下部漸新統宗像層群	(濱崎聡志)	35
VI. 1 概要		35
VI. 2 吉田層		35
VI. 2. 1 下部層		35
VI. 2. 2 上部層		36
VI. 3 池田層		41
VI. 4 地質構造		42
VII. 上部始新統 - 下部漸新統大辻層群	(濱崎聡志)	45
VII. 1 概要		45
VII. 2 出山層		45
VII. 2. 1 下部層		45

VII. 2. 2 上部層	48
VII. 3 遠賀層	48
VII. 3. 1 下部層	48
VII. 3. 2 中部層	48
VII. 3. 3 上部層	49
VII. 4 地質構造	50
VIII. 漸新統芦屋層群 (尾崎正紀・濱崎聡志)	51
VIII. 1 層序区分	51
VIII. 2 山鹿層	51
VIII. 2. 1 頃末泥岩層	53
VIII. 2. 2 折尾砂岩層	54
VIII. 3 則松層	57
VIII. 4 陣ノ原層	60
VIII. 5 本城層	61
VIII. 5. 1 H1 部層	61
VIII. 5. 2 H2 部層	61
VIII. 5. 3 H3 部層	64
VIII. 5. 4 H4 部層	64
VIII. 5. 5 H5 部層	64
VIII. 6 脇田層	66
VIII. 6. 1 W1 部層	66
VIII. 6. 2 W2 部層	67
VIII. 6. 3 W3 部層	67
VIII. 6. 4 W4 部層	67
VIII. 6. 5 W5 部層	68
VIII. 6. 6 W6 部層	68
VIII. 6. 7 W7 部層	69
VIII. 6. 8 W8 部層	69
VIII. 6. 9 W9 部層	69
VIII. 6. 10 W10 部層	70
VIII. 6. 11 W11 部層	70
VIII. 6. 12 W12 部層	72
VIII. 6. 13 W13 部層	72
VIII. 7 化石	72
VIII. 8 堆積環境	72
VIII. 9 芦屋層群の年代	74

VIII. 10 地質構造	74
IX. 鮮新世斑状玄武岩	(濱崎聡志) 77
X. 第四系	(尾崎正紀) 78
X. 1 研究史及び層序区分	78
X. 2 若松層	79
X. 2. 1 正津ヶ浜泥層	79
X. 2. 2 岩屋砂礫層	82
X. 3 古砂丘堆積物	83
X. 4 阿蘇4火砕流堆積物	86
X. 5 有毛砂層	86
X. 6 中位河成段丘堆積物	89
X. 7 低位河成段丘堆積物	91
X. 8 沖積層	91
X. 8. 1 扇状地堆積物	91
X. 8. 2 谷底平野堆積物及び後背湿地堆積物	91
X. 8. 3 自然堤防堆積物	91
X. 8. 4 砂丘堆積物	92
XI. 埋立地及びボタ山	(濱崎聡志・尾崎正紀) 92
XI. 1 埋立地	92
XI. 2 ボタ山	92
XII. 活断層, リニアメント及び地震活動	(尾崎正紀) 94
XIII. 応用地質	(濱崎聡志・尾崎正紀) 99
XIII. 1 石炭	99
XIII. 2 頁岩粘土(ボタ粘土)	101
XIII. 3 地すべり	101
XIII. 4 温泉	101
文 献	102
Abstract	115

### 図・表・付図・図版目次

第1図 折尾図幅地域の行政区画区分	2
第2図 折尾図幅地域の埋谷面図及び地形区分	2
第3図 湯川山の山腹からみた三里松原の砂丘地形	3
第4図 折尾図幅地域及びその周辺地域の地質総括図	5
第5図 折尾図幅地域及びその周辺地域の地質概略図	6

第 6 図	福岡県-山口県西部における古第三系及び中新統の分布	9
第 7 図	直方層群, 大辻層群, 宗像層群, 芦屋層群の層序区分と年代資料	10
第 8 図	本図幅西部における関門層群の概略的岩相区分	13
第 9 図	湯川山頂付近の安山岩質凝灰角礫岩	14
第 10 図	北崎花崗閃緑岩及び香春花崗閃緑岩の分布図	17
第 11 図	香春花崗閃緑岩の産状及び岩相	19
第 12 図	折尾図幅地域における直方層群の地質図	21
第 13 図	折尾図幅地域における直方層群の主要地質柱状図	22
第 14 図	三尺五尺層の岩相	27
第 15 図	竹谷層の露頭写真	28
第 16 図	上石層下部層基底の凝灰質礫岩	30
第 17 図	上石層下部層上部に挟まれる火山礫凝灰岩層	31
第 18 図	上石層中部層基底の礫岩	32
第 19 図	上石層上部層の岩相	32
第 20 図	上石層上部層の最下部で見られる火山豆石	33
第 21 図	折尾図幅地域における直方層群の地質構造図	34
第 22 図	折尾図幅地域における宗像層群の地質図	36
第 23 図	折尾図幅地域における宗像層群の主要地質柱状図	37
第 24 図	吉田層上部層基底の礫岩	40
第 25 図	吉田層上部層下部に特徴的な岩相	40
第 26 図	吉田層上部層で見られる顕著なチャネル構造	41
第 27 図	池田層基底部付近の露頭	42
第 28 図	折尾図幅地域における宗像層群の地質構造図	43
第 29 図	北崎花崗閃緑岩と宗像層群を境する断層	44
第 30 図	折尾図幅地域における大辻層群の主要地質柱状図	46
第 31 図	遠賀層上部層の基底付近の露頭	49
第 32 図	大辻層群と芦屋層群の境界付近の露頭	50
第 33 図	折尾図幅地域及びその周辺地域における芦屋層群の地質図	54-55
第 34 図	山鹿層の地質柱状図	54-55
第 35 図	折尾砂岩層下部の基底部の岩相	55
第 36 図	折尾砂岩層中の凝灰岩	56
第 37 図	折尾砂岩層上部に認められる <i>Turritella</i> の密集する細粒砂岩層基底の粗粒部 (化石ラグ)	56
第 38 図	折尾砂岩層上部上半分に認められる中礫礫岩層	57
第 39 図	則松層及び陣ノ原層の地質柱状図 (1)	58
第 40 図	則松層及び陣ノ原層の地質柱状図 (2)	59
第 41 図	則松層基底部に挟在する 2 層の凝灰岩及び折尾層と則松層の境界	60

第42図	陣ノ原層の岩相	62
第43図	陣ノ原層最下部の凝灰角礫岩質礫岩	63
第44図	本城層の地質柱状図	64-65
第45図	本城層の岩相	65
第46図	脇田層の地質柱状図	66-67
第47図	脇田層 W1a 部層の岩相	67
第48図	脇田層 W4 部層にみられるハンモッキー斜交層理	68
第49図	脇田層 W9 部層中部のクライミング・リップル層理の発達する細粒-極細粒砂岩	69
第50図	脇田層 W10 部層にみられるプラナー型斜交層理	70
第51図	脇田層 W10 部層砂岩泥岩互層にみられる生痕化石	71
第52図	脇田層 W11 部層下部の砂岩優勢砂岩泥岩互層	71
第53図	山鹿断層の露頭	76
第54図	玄武岩の柱状節理	77
第55図	折尾図幅地域における第四系の層序	80
第56図	正津ヶ浜層の露頭	81
第57図	岩屋砂礫層基底面の等高線図	82
第58図	岩屋砂礫層の地質柱状図	83
第59図	岩屋砂礫層の露頭	84
第60図	古砂丘堆積物に特徴的に発達する堆積構造	85
第61図	三里松原南方における古砂丘堆積物の地質柱状図	87
第62図	阿蘇4火砕流堆積物の露頭	88
第63図	有毛砂層の露頭	89
第64図	中位河成段丘堆積物の露頭	90
第65図	台型を呈するボタ山	93
第66図	若松区西部の更新統の分布と活断層露頭の位置	94
第67図	活断層露頭 (1)	95
第68図	活断層露頭 (2)	96
第69図	活断層露頭 (3)	97
第70図	活断層露頭 (4)	98
第71図	折尾図幅付近における旧炭鉱分布図	100
第1表	芦屋層群の層序区分の変遷とそれらの対比	52
第2表	本図幅及びその周辺地域における芦屋層群の層序区分	53
第3表	芦屋層群に産する軟体動物の化石	54
第4表	芦屋層群に産する脊椎動物化石	73
第5表	折尾図幅地域における第四系の層序区分の変遷と対比	78

付図 A-1	直方層群の地質柱状図作成及び写真撮影の地点	110
付図 A-2	宗像層群の地質柱状図作成及び写真撮影（一部花崗岩類を含む）の地点	110
付図 A-3	大辻層群の地質柱状図作成及び写真撮影の地点	111
付図 A-4	芦屋層群の地質柱状図作成及び写真撮影地点	112
付図 A-5	若松層及び有毛砂層の地質柱状図作成，写真撮影，古流向測定地点	113
付図 A-6	古砂丘堆積物及び中位段丘堆積物の地質柱状図作成及び写真撮影地点図	114
第 I 図版	花崗岩類の切断面	121



## 折尾地域の地質

尾崎正紀\*・濱崎聡志\*\*・吉井守正\*\*

折尾図幅地域の調査及び研究は昭和61年度から平成元年度に実施した。野外調査に当たっては、関門層群を吉井が、花崗岩類を濱崎・吉井が、古第三系を尾崎・濱崎が、鮮新世玄武岩を濱崎が、第四系を尾崎が、応用地質を濱崎・尾崎が担当した。全体の取りまとめは尾崎が行った。

北九州市立自然史博物館の太田正道博士、岡崎美彦、藤井厚志各氏、九州大学の富田宰臣博士からは、有益な御助言をいただいた。芦屋町の宮原大海氏には、現地調査に際してお世話になった。また、本図幅地域で稼行されていた旧炭鉱に関しては、九州通産局石炭部炭政課の奥村民昭氏及び日本石炭協会九州支部の石原隆介氏に大変お世話になった。記して以上の方々に謝意を表する。

地質調査の際、元地質調査所地質部の秦光男氏には現地において御指導を賜った。また、本図幅地域の工業原料鉱物資源については鉱物資源部の須藤定久技官に未公表データを拝見させていただいた。

本研究に使用した岩石薄片は、北海道支所の渡辺真治(元所員)、佐藤卓見技官及び試料調整課の安部正治、佐藤芳治、野上貴嗣及び大和田朗の各技官によって製作されたものである。

### I. 地 形

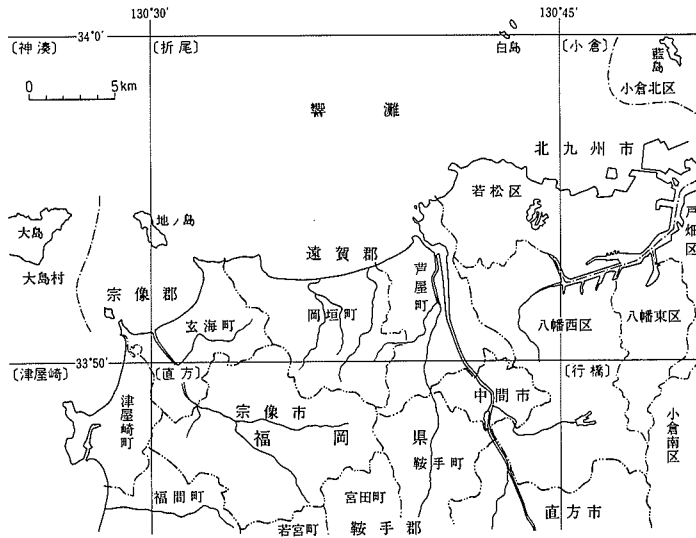
(尾崎正紀)

折尾図幅地域は、東経 $130^{\circ}30' - 130^{\circ}45'$ 、北緯 $33^{\circ}50' - 34^{\circ}0'$ の範囲にあり、福岡県北部に位置する(第1図)。行政区画区分としては、北九州市若松区西部及び八幡西区北西部、遠賀郡芦屋町中北部及び岡垣町中北部、宗像郡玄海町、中間市北端部、宗像市北端部が含まれる。

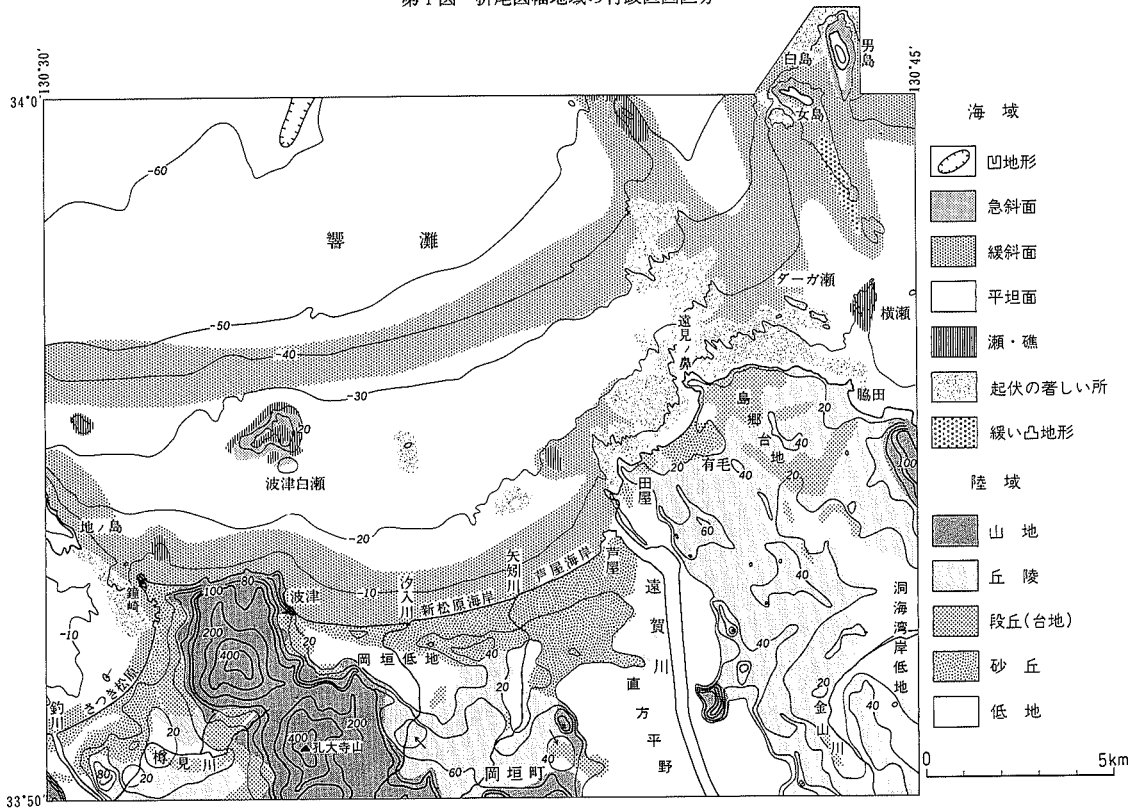
地形的に本図幅地域は、南東部の陸域と北西部の海域(響灘)に区分できる(第2図)。

\*地質部、\*\*鉱物資源部

Keywords: areal geology, geologic map, 1 : 50,000, Ashiya, Fukuoka, Kyushu, Cretaceous, Tertiary, Paleogene, Eocene, Oligocene, Neogene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, Kanmon Group, Kitakyushu Granites, Nogata Group, Munakata Group, Otsuji Group, Ashiya Group, Wakamatsu Formation, Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits, Sand dune deposits, terrace deposits, Botayama, granodiorite, basalt, coal, coal field, Chikuho Coal field, Futajima Fault, Wakamatsu Syncline, active fault



第1図 折尾図幅地域の行政区画区分



第2図 折尾図幅地域の埋谷面図及び地形区分

海域の地形区分及び等深線は海上保安庁水路部（1983）による。陸域の地形区分は福岡県（1972b）、山口ほか（1988）を参照した。山地は山麓玄武岩の侵食地形を、低地は氾濫原・谷底平野・自然堤防・後背湿地・埋立地を、砂丘は完新世-更新世後期の砂丘分布域を、段丘（台地）は一部扇状地を含む。埋谷面図は国土地理院発行、2万5千分の1地形図「岩屋」「折尾」「吉木」を基に500m以下の谷を埋谷して作成。数字は標高m。

## I. 1 陸 域

陸域は地形的に低地、砂丘、台地、丘陵、山地に区分でき、それぞれ陸域の3/10、1/10、5/10、1/10の面積を占める。本報告では土地分類基本調査「折尾」（福岡県、1972b）の地形区分（山地・山麓、丘陵・砂丘、台地・段丘、低地）に従い、各地形の特徴を述べる。

**低 地** 洞海湾岸低地、遠賀川沿いの直方平野、岡垣低地に大きく区分される。ほかに幅500m以下の谷底平野が谷沿いに認められる。低地は扇状地を除く沖積層から構成される。

**砂 丘** 鐘崎－釣川付近、芦屋－波津（三里松原）（第3図）、田屋、有毛に分布する。ほかに小規模であるが脇田東南部にも分布する。三里松原は規模が大きく全長約9kmに及ぶ砂丘地形が発達する。何れも北西ないし北に向いた海岸線に、標高30-50mの地形を形成している。更新世後期－完新世の砂丘によって構成されている。

**段 丘** 本図幅地域に分布する段丘は、金山川、遠賀川水系、<sup>やはぎ</sup>矢矧川、樽見川、釣川沿いに狭く分布し、地形的には大きく島郷台地と樽見川流域の段丘に区分される。若松区北西部の丘陵頂部（島郷台地）に広がる平坦面は更新世後期の若松層及びその相当層の堆積面（堆積物頂面）からなるが、侵食や人工改変のため明確な平坦面は残っていない。河成段丘面は樽見川流域付近を除くと発達が悪く、現在の河川の両側に分布する段丘面の幅は多くは500m以下である。段丘面は中位（厳密には2段）と低位に区分できるが、何れも面積は狭く、現在の河川との比高は、40m以下である。

**丘 陵** 遠賀川沿いの筑豊北部丘陵と釣川沿いの宗像丘陵に区分される。両丘陵の稜線の標高は30-80mで、起伏は10-60mである。丘陵は古第三系から構成され、山地との境界にはほぼ南北に延びる断層



第3図 湯川山の山腹からみた三里松原の砂丘地形

が存在する。

**山地** 本図幅地域西部の岡垣町、玄海町と宗像市境界付近と、東端部の若松区に分布する。山地は関門層群と花崗岩類から構成されている。山地の稜線は西部のもので標高300-500mあり、本図幅地域の最高点は玄海町と岡垣町の境界の孔大寺山（標高499.0m）である。山地の山麓部、花崗岩類と関門層群の境界（地形境界）付近には、崖錐や扇状地が発達する。

## I. 2 海 域

第1図に海底地形図を示す。本図幅地域の海域は凹地形、急斜面、緩斜面、平坦面、瀬・礁、起伏の著しい所、緩い凸地形に区分される（海上保安庁水路部、1983）。最深部は本図幅北西端で水深約63mを示す。

水深30-50m付近の緩斜面を境に、上下面に平坦面が発達する。

下段の平坦面の中で本図幅地域北隣の水深60m前後付近には、NE-SWの方向性を持つ砂堆が東西に並び、その南側には比高4-8mの凹地が並列する地形が認められる。本地域にはそれらの一部が見られる。

水深30m以浅の平坦面には、本図幅地域北東端の白島（北の男島と南の女島に分かれる）、西端の地島（島の東部のみ本図幅地域に含まれる）、岡垣町波津北方約4kmには波津白瀬（海面下）など地形的な高まりなどがあり、急斜面、瀬・礁などの複雑な地形を示す。何れも関門層群・花崗岩類で構成され陸域部の山地の延長である（細野ほか、1975）。

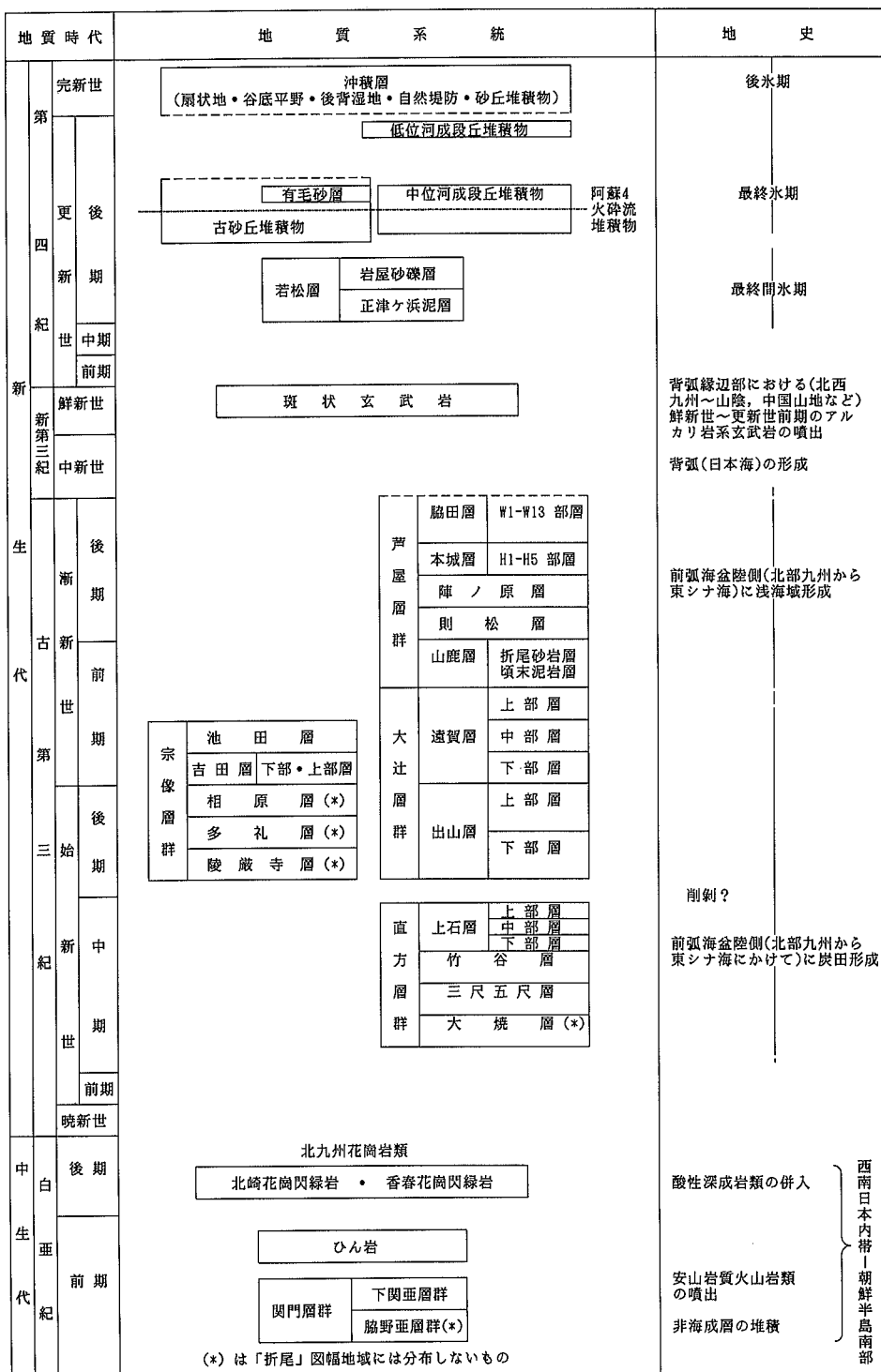
遠見ノ鼻付近を中心として芦屋から脇田に至る海岸の北方には陸域で丘陵を形成している芦屋層群など古第三系の延長が北西方向に広がり、海脚状地形として起伏の著しい海域となっている。同様に分布は狭いが芦屋海岸北西沖や鐘崎北西沖の古第三系の分布する地域に起伏の著しい所が見られる。白島女島-脇田間はリッジ状地形の緩い凸地形が認められる。

砂丘からなるさつき松原・新松原海岸・芦屋海岸の前面の海域には、波津と芦屋の間で水深15m、釣川付近で5m付近まで砂質の底質からなり北方に緩やかな傾斜（15/1,000）を持つ緩斜面が発達する。

## II. 地 質 概 説

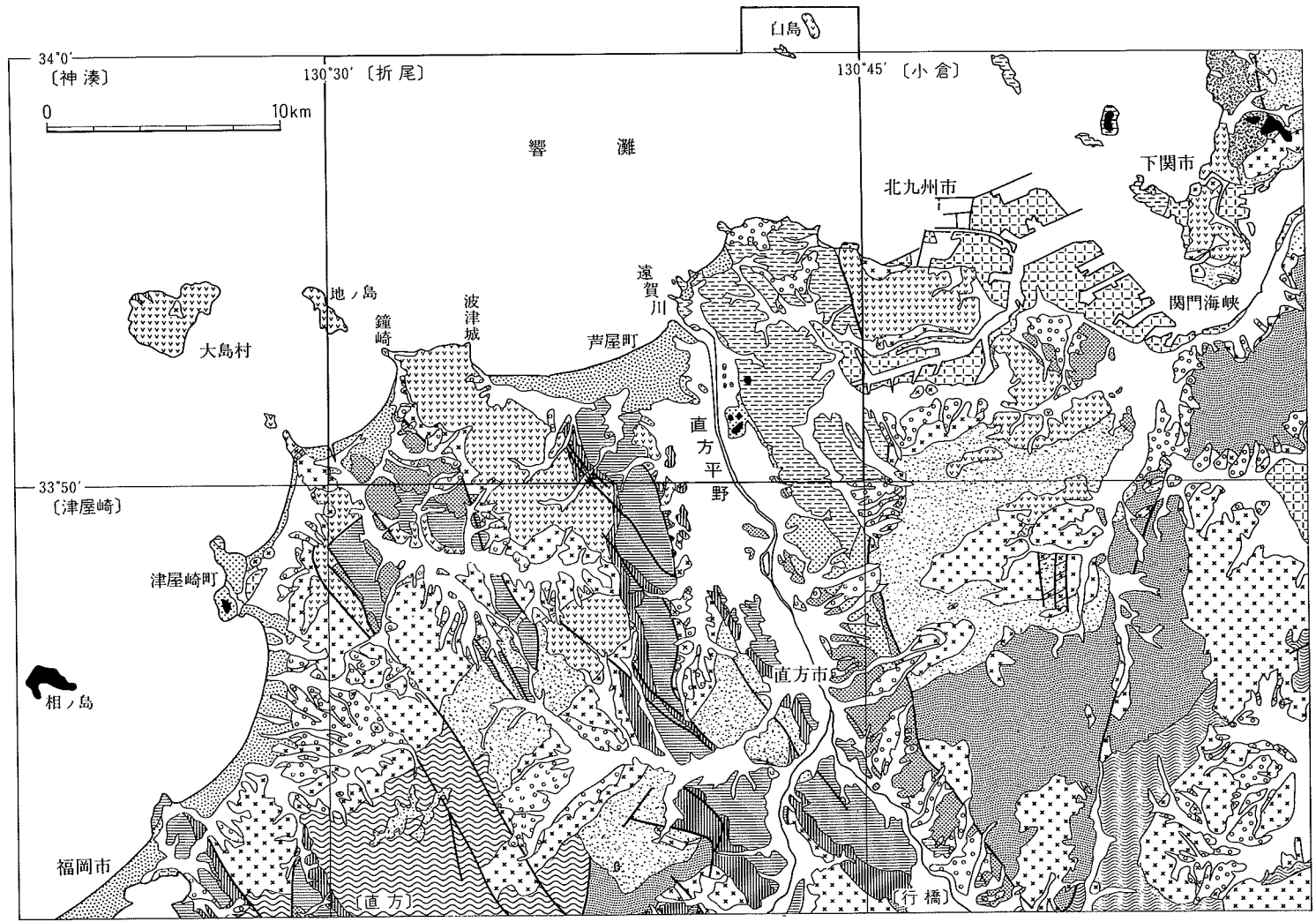
（尾崎正紀・濱崎聡志・吉井守正）

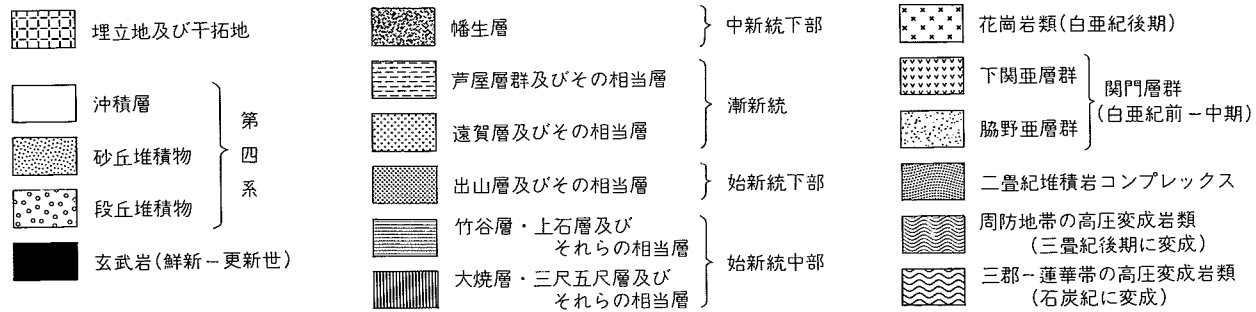
折尾図幅地域は福岡県北部に位置し、西南日本内帯に属する。本図幅地域及び周辺地域を構成する地質系統は第4・5図のようにまとめられる。



(\*)は「折尾」図幅地域には分布しないもの

第4図 折尾図幅地域及びその周辺地域の地質総括図





第5図 折尾図幅地域及びその周辺地域の地質概略図  
久保ほか(1992)を簡略化

本図幅地域の地質は、白亜系関門層群（ひん岩も含む）、白亜紀北九州花崗岩類、古第三系（直方層群・宗像層群・大辻層群・芦屋層群）、鮮新世の玄武岩、第四系から構成されている。

## 白亜系

**関門層群** 関門層群は朝鮮半島南部の慶尚層群（Kyongsang 層群）から西南日本内帯（篠山層群・手取層群）に広く分布する一連の非海成下部白亜系に属する。関門層群は2つの亜層群に区分されている（松本，1951a）が、このうち、折尾図幅地域には関門層群上部の下関亜層群のみが分布する。下関亜層群は変質した安山岩質の溶岩・凝灰岩・凝灰角礫岩からなり、一部堆積岩を挟む。NNE-SSWの一般走向で、40-60°東傾斜の同斜構造を示す。本図幅地域に分布する下関亜層群の全層厚は2,000m以上である。

**花崗岩類** 白亜紀後期に西南日本内帯から朝鮮半島など広域に併入した花崗岩類が本図幅地域にも分布する。北部九州において白亜紀後期花崗岩類は15岩体に分類されている（唐木田，1985）が、そのうち折尾図幅地域には2岩体、すなわち本図幅地域西部に北崎花崗閃緑岩が、東部に香春花崗閃緑岩が分布する。本図幅地域の北崎花崗閃緑岩は角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり、一部黒雲母花崗閃緑岩を伴う。香春花崗閃緑岩は黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなる。これらは関門層群に貫入しホルンフェルス化させているが、海岸を除くと風化が著しいため関門層群や古第三系礫岩との識別が難しい露頭もある。古第三系とは本図幅地域ではすべて断層関係で接する。

## 古第三系

福岡県内の古第三系は、主にNNW-SSE走向の正断層群に規制されて、多くの地域に分かれて分布する。個々の堆積盆地は半地溝（ハーフグラaben）構造を示し、分布域ごとに異なった炭田及び層群の名称が与えられている。本図幅地域は筑豊炭田と宗像炭田の北端部に位置する（第6図）。

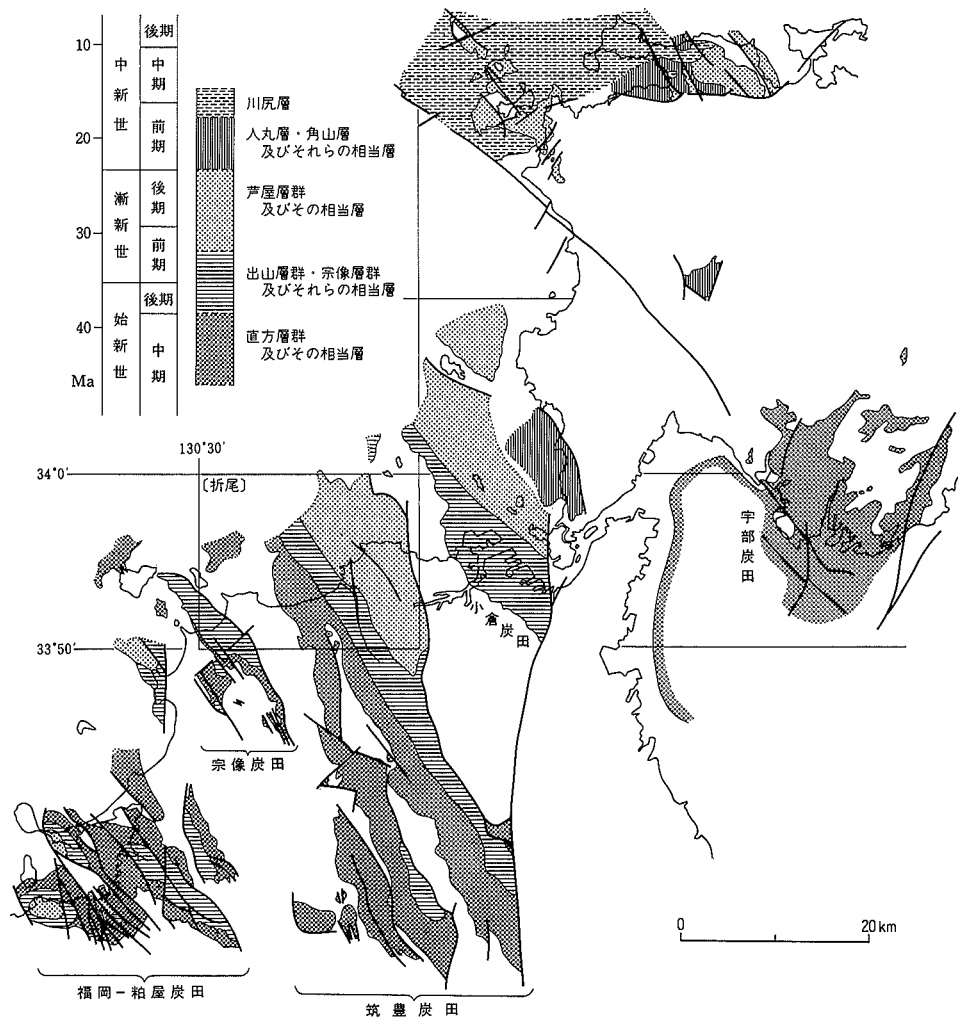
筑豊炭田地域の古第三系は、下位から直方層群・<sup>のおがた</sup>大辻層群・<sup>おおつじ</sup>芦屋層群に区分され、宗像炭田地域は宗像層群のみが分布する（第7図）。

**直方層群** 本図幅地域中央部に分布する直方層群（始新世中期）は淡水-汽水成層で、主に礫岩・砂岩・泥岩からなり石炭・凝灰岩を挟む。本図幅地域での層厚は約500mに達する。関門層群から再堆積した火山性碎屑物と直方層群堆積当時の火山活動による火砕岩類によって、本層群は全体に凝灰質な地層からなる。NNW-SSE走向の正断層及び逆断層によって地層の繰り返しが見られ、変位の大きな断層沿いにはひきずり向斜構造が認められる。これらの構造はE-W走向の正断層によって切られている。関門層群とは、西縁では不整合、東方では断層及び不整合で接する。

**宗像層群** 本図幅地域西部に分布する宗像層群（始新世後期-漸新世前期）は淡水成の地層で、主に凝灰質な礫岩・砂岩・泥岩からなり凝灰岩及び石炭を挟む。本図幅地域での層厚は390m以上ある。直方層群と同様にNNW-SSE走向の正断層及び逆断層によって地層の繰り返しが見られる。断層沿いに向斜構造や局部的であるが背斜構造が発達する。花崗岩類とは断層関係で接する。

**大辻層群** 大辻層群（始新世後期-漸新世前期）は、汽水-淡水成堆積物で、本図幅地域では約350-370mの層厚を持つ。凝灰岩・凝灰質礫岩・砂岩・泥岩からなり、石炭を挟む。下位の直方層群との累重関係

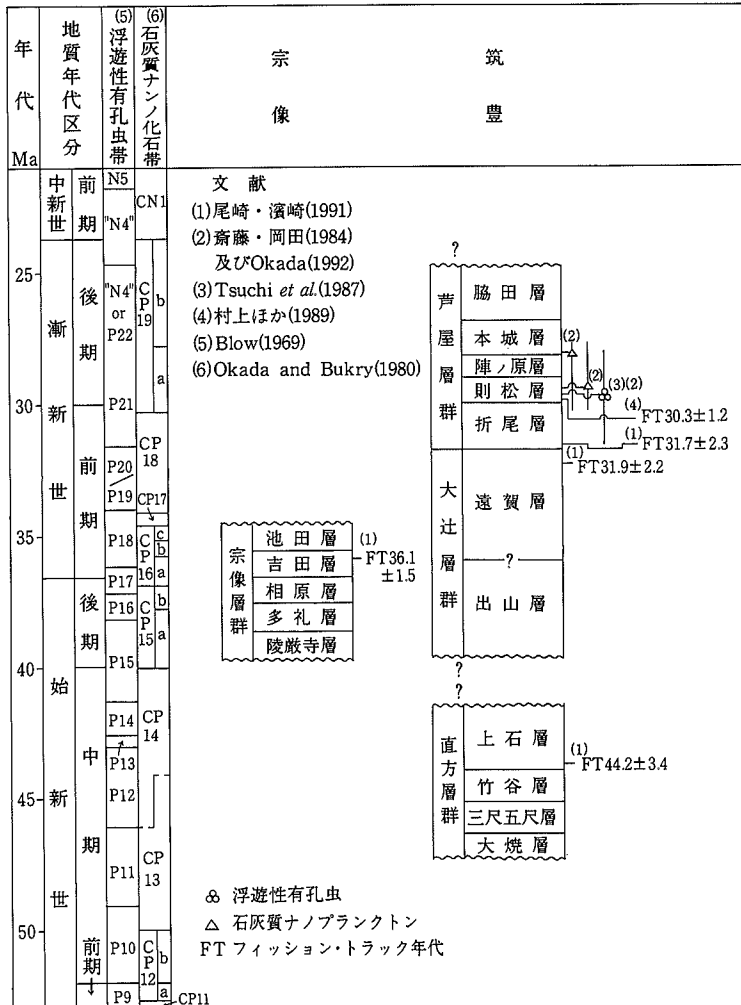




第6図 福岡県-山口県西部における古第三系及び中新統の分布  
海上保安庁水路部(1980, 1983, 1985), 岡本・今村(1964), 富田(1978), 細野ほか(1975),  
高橋ほか(1961), 高橋ほか(1963), 久保ほか(1992)を簡略化

は本図幅地域では直接観察できないが、南方の田川市(田川図幅地域)付近では亜不整合(斉藤・小丸, 1961)もしくは不整合(富田, 1967), 直方市付近(直方図幅地域)では不整合(富田, 1968), 飯塚市付近(太宰府図幅地域)では整合(富田, 1971)関係とされている。

**芦屋層群** 芦屋層群(漸新世)はほかの古第三系とは異なり、ほぼ浅海成層のみからなり、その相当層は山口県西部-福岡県北部の海岸沿いに広く分布する(第6図)。化石の証拠から、芦屋層群の堆積した海域は、鯨、サメ、海鳥、貝などの海生生物が棲む温暖で開かれた海であったと考えられている。本図幅地域の芦屋層群は、全層厚1,100m以上で、下位から山鹿層、則松層、陣ノ原層、本城層、脇田層



第7図 直方層群, 大辻層群, 宗像層群, 芦屋層群の層序区分と年代資料

に区分できる。主に砂岩・泥岩からなり、礫岩・礫質砂岩・凝灰岩を伴い局部的に石炭を挟む。上方粗粒化層の繰り返しからなり、堆積環境はデルタシステムが推定されている(早坂, 1991)。下位の大辻層群とは不整合であるという考え方(岡部ほか, 1974)と整合関係であるとする考え方(尾崎・濱崎, 1991など)がある。主にNNW-SSE走向の正断層によって地層の繰り返しが認められ、NW走向でNE傾斜(15-30°)の構造からなる。本図幅地域最大の変位量を持つ東端の断層(二島断層, 関門層群と接する)沿いには、規模の大きなひきずり向斜構造(脇田向斜)が発達する。

### 鮮新統

**斑状玄武岩** 九州北西部から中国地方北部にかけて日本海沿岸に噴出したアルカリ玄武岩に属するも

ので、鮮新世後期のものと考えられる。本玄武岩はカンラン石玄武岩で、本図幅地域では水巻町において5岩体が近接して分布する。

#### 第四系

第四系は上部更新統と完新統に区分できる。上部更新統は、若松層・古砂丘堆積物・中位河成段丘に区分でき、阿蘇4火砕流堆積物が古砂丘堆積物中に挟在する。完新統は沖積層からなる。

**若松層** 下部の正津ヶ浜泥層と上部の岩屋砂礫層に区分できる。正津ヶ浜層は、層厚数mで、貝化石、有孔虫化石、珊瑚及び炭化木片を多く含むシルト質砂層からなる。岩屋砂礫層は層厚数-20mで、中礫主体の礫、砂、泥からなる。岩屋砂礫層の堆積物頂面は標高20-30数mの定高性が認められ、主に海進時に凹地地形を埋める形で堆着したものと推定できる。

**古砂丘堆積物** 若松区西部に分布する島郷砂層と芦屋町-岡垣町、玄海町に分布する玄海砂層を一括したもので、層厚10-40mの主に淘汰の良い中粒砂からなる。阿藤4火砕流堆積物のほかに、始良火山灰を挟む(下山ほか、1989)ことから、更新世後期前半に主に形成された海岸砂丘堆積物と考えられる。

**阿蘇4火砕流堆積物** 年代は7-9万年と推定されている。デイサイト質(斜方輝石や角閃石を含む)のガラス質火山灰(町田ほか、1985;町田・新井、1992)からなり、古砂丘堆積物と中位段丘堆積物に挟在する。

**有毛砂層** 層厚は15-20m。古砂丘堆積物とは同時異相と考えられる。堆積物頂面は開析された標高20mの定高性が認められる。下部は貝化石を含みウンモの目立つ礫混じりの粗粒砂層から、上部は泥層からなる内湾性の堆積物である。

**段丘堆積物** 河成段丘で、中位と低位段丘に区分できる。中位河成段丘堆積物は、宗像市と玄海町付近の北崎花崗閃緑岩と宗像層詳の境界付近で特に良く発達する。層厚は2-4mで、亜角礫亜円礫(まれに角礫)の大-中礫のクサリ礫からなる。多くの地点で上方細粒化を示し、上部に砂やシルトを挟む。低位河成段丘堆積物は小規模に発達し、段丘面のみ保存され、現在堆積物の認められない地域が多い。層厚2-3mで、亜円礫の中礫主体で一部大礫を含む。

**沖積層** 扇状地堆積物、谷底平野堆積物、後背湿地堆積物、自然堤防堆積物及び砂丘堆積物に区分できる。扇状地堆積物は、本図幅地域西部の関門層群からなる山地沿いに小規模に発達する。扇頂から扇端までの距離は500-1,000mである。露頭は確認できなかったため堆積物の詳細は不明である。谷底平野堆積物は砂・礫・泥から構成され、遠賀川では約40m付近、洞海湾では20mの厚さを持つが、全体には薄く10m程度と考えられている(建設省計画課・北九州市、1968)。後背湿地堆積物は、古砂丘堆積物の内陸側(三里松原の南方など)に広がる低地に良く発達する泥主体の堆積物である。自然堤防堆積物は主に砂から構成され、戸切川と遠賀川沿いに分布する。砂丘堆積物は、古砂丘堆積物とほぼ同じ地域の海岸線寄りに分布する。淘汰のよい中粒砂層からなる。幅100-300m程度の海岸砂丘独特の地形である高まり(比高10数m)を持つ。

### Ⅲ. 白亜系関門層群

(吉井守正)

#### Ⅲ. 1 研究史及び概要

関門層群は、中国地方西部から九州地方北部にかけて分布する非海成の白亜系で、下部の非火山性碎屑物からなる脇野亜層群と上部の火山岩類を主とする下関亜層群から構成される。脇野亜層群は福岡県鞍手郡宮田町脇野、下関亜層群は山口県下関市彦島・筋ヶ浜地区をそれぞれ模式地とし、両者は一部整合、一部非整合の関係にある。

関門層群に関する初期の研究は井上(1896)、巨智部(1903)によって行われた。巨智部(1903)は山口県西部地区の赤紫色の岩石を「硯石材様の頁岩」と記し、以後長年、本層群に対して硯石統の名称が用いられた。

九州北部の本層群については、鈴木(1893, 1906)らによって研究の端緒が付けられた。鈴木(1893)及び長尾(1929)は模式地である脇野付近の本層から貝化石の産出を報告し、小林・太田(1936)はこの地層を脇野層と命名した。

その後、研究の進展に伴って、硯石統に特徴的な赤紫色の火山岩類が、脇野層の一部からも産出することが判明して、層序的混乱を生じた。松本(1951a)は、従来の広義の硯石統を関門層群と改名し、非火山性堆積岩を主体とする下半部を脇野亜層群、火山岩類を主体とする上半部を下関亜層群として、両者の区別を明確にした。

脇野亜層群については、太田(1953, 1955, 1957, 1959)、太田ほか(1979)が模式地付近及び北九州地区での記載をしており、その時代に関しては、太田(1981)が下部は白亜系下部の Valanginian 階、中部層以上は Hauterivian 階とそれぞれ推定している。また松本ほか(1982)は Neocomian 階上部としている。

下関亜層群については、植田(1957)が模式地である下関市付近の研究を行い、太田(1958)が福岡県宗像市及びその南隣地区の脇野亜層群及び下関亜層群を記述した。長谷(1958)は九州北部から中国地方西部に分布する関門層群について総括している。最近では、上田(1983)が山口県西部に分布する下関亜層群中のデイサイト質溶結凝灰岩を報告している。Shibata *et al.* (1978)は下関亜層群に貫入した花崗岩類(「折尾」図幅地域外)の放射年代をほぼ 80-95Ma として、下関亜層群の時代を白亜系下部最上部の Albian 階と推定した。

### III. 2 下関亜層群 (St, Sl, Po)

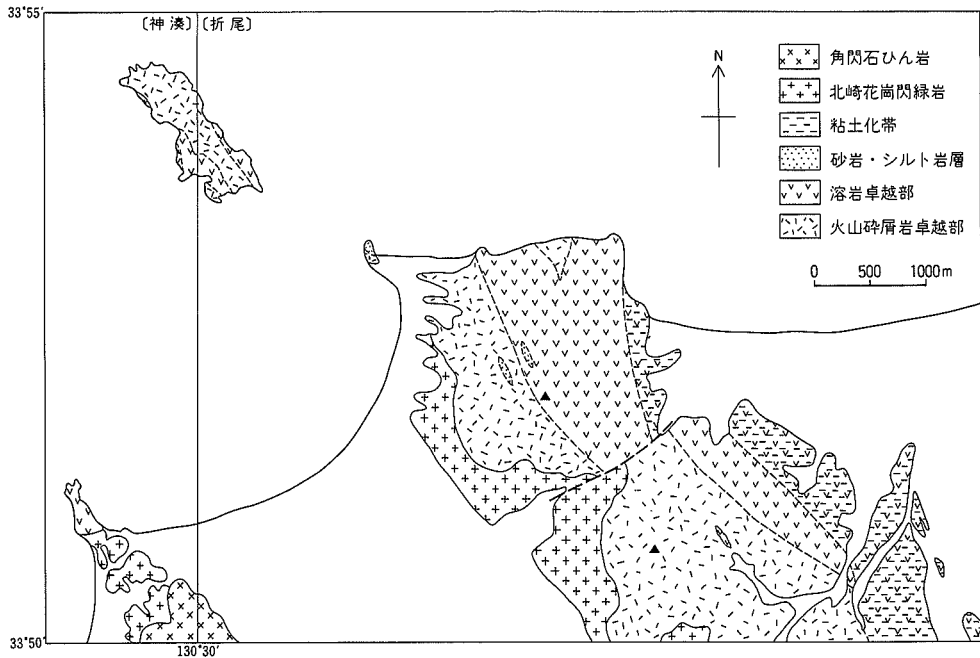
本図幅地域では、主として福岡県宗像郡玄海町及び岡垣町にまたがる湯川山及び孔大寺山の一带に広く露出する。このほか、中央部の岡垣町山田付近、東端部の北九州市若松区頓田付近から東隣の小倉図幅地域に分布する。本図幅地域西部の地島及び北端部の白島を構成する男島・女島は主として本亜層群からなる。

岩質は主として安山岩溶岩・同凝灰角礫岩及び凝灰岩からなり、局所的には火山岩質ないし凝灰質の礫岩・砂岩及び泥岩層を伴う。これらの火山岩類は変質作用を受けて、全般に暗緑色ないし暗赤紫色を呈する。変質作用のために岩質や組織などの詳細が極めて分かりにくい。このために上記の数箇所に分離して露出する地層の相互関係は明らかでない。

また、図幅地域南西隅の玄海町牟田尻付近には、**角閃石ひん岩 (Po)** が貫入している。

本図幅地域の関門層群は、火山岩類が卓越することから、植田 (1957) 及び太田 (1958) による下関亜層群 (恐らく北彦島層) に対比できる。特に湯川山から孔大寺山の地区では、模式地の下関付近や、本図幅地域の南方に比べて溶岩の比率が大きく、太田 (1958) は火山活動のひとつの中心部が、湯川山から孔大寺山の地区にあったと推定している。岩相の区別が比較的容易な湯川山-孔大寺山地区及び地島での概略を第8図に示す。

本図幅地域内に露出する下関亜層群の厚さは2,000m以上と推定する。



第8図 本図幅西部における関門層群の概略的岩相区分

以下、地域ごとにその概要を述べる。

湯川山及び孔大寺山の一带に分布する下関亜層群は、主として輝石角閃石安山岩の溶岩・凝灰角礫岩などからなる火山岩類が累重している。凝灰角礫岩の露頭の例を第9図に示す。

特に湯川山及び孔大寺山の山頂を結ぶ線付近から東側では溶岩が卓越する。本図幅では、この部分をS1、凝灰岩及び凝灰角礫岩など火山砕屑岩類が卓越する部分をStとした。

これらの火山岩類は新鮮な面では暗灰色を示すが、一般に変質作用を受け、緑泥石化ないし炭酸塩化しており、風化面は全般に褐緑色を呈する。凝灰岩も同様の色を示すことが多いが、一部には赤紫色のものもある。分布地の北東部では、幅約1kmにわたる範囲で深層まで粘土化している。

湯山川の北部とその北西、玄海町鐘ノ岬では、火山岩類に挟まれて厚さ約5mの黒色の砂岩及びシルト岩が露出する。砂岩には径2cm以下の火山岩の細礫が散点する。ここでの走向はN15°E、傾斜は50°Eを示す。

頓田北方の海岸付近では、主として安山岩質の凝灰岩・凝灰角礫岩からなる。この付近は全般に露出が悪いが、採石場などの大きな露頭で観察する限りでは、岩質及び変質の程度は、湯川山付近に露出するものと同様で、風化面は褐緑色を呈する。これらは、本図幅地域の東隣の脇之浦付近を中心に露出する香春花崗閃緑岩の貫入を受けてホルンフェルス化し、幅約30cmのアプライトに貫入され、石英・方解石などの細脈にも貫かれている。

頓田南方の小竹付近では、主として火山礫岩が露出する。礫は直径10cm以下の円礫で、主体は安山岩からなる。地層の走向及び傾斜は、大きな露頭でも測定困難であったが、概略的には走向が北西方向、傾斜は北東方向に60°前後を示す。



第9図 湯川山頂付近の安山岩質凝灰角礫岩

地島では、主として輝石安山岩・同質凝灰岩及び凝灰角礫岩からなる。岩質は湯川山付近に露出するものと同一で、新鮮な岩石は暗灰色、風化した面では淡緑色を呈する。島の北東岸では火山岩類の間に暗緑色から暗紫色の粗粒砂岩ないしシルト岩が挟まれている。これらの地層は島の南東部で走向N30°E、傾斜30°E、中軸部では走向50°E、傾斜45°Eを示し、一般走向は島の長軸方向にほぼ一致している。

白島の男島では、主として輝石安山岩・輝石角閃石安山岩・安山岩質凝灰岩、凝灰角礫岩及び凝灰岩、及び凝灰質砂岩・泥岩から構成される。輝石角閃石安山岩溶岩は南端の海岸に小規模露出するだけである。男島の北方約200mにある高さ34mのバンドー島（通称カベ）及びその南東約100mの柱島（通称ハシラ）は主として凝灰角礫岩・凝灰岩からなり、凝灰質砂岩・泥岩を伴う。これらは島の北端では走向N60°E、傾斜10°Sを示す。

女島は主に輝石安山岩・輝石角閃石安山岩・安山岩質凝灰角礫岩及び凝灰岩からなる。輝石角閃石安山岩は斜長石及び角閃石の粗粒斑晶が目立つ。この岩石は北岸の東部では、厚さが少なくとも8mあり、下部の3mは塊状であるが、上部の約5mは「鉄平石」状の節理が発達している。島の東端部では幅1-15mの膨縮が著しい岩脈として露出する。この岩脈は多量の岩片を含んでいる。

火山岩類は一般に走向N15°-30°E、傾斜15°-35°Eを示すが、東端部では走向N40°-60°W、傾斜70°Eを示す。

中央部及び西端部では、花崗岩に貫入されており、その接触部から数百mの範囲はホルンフェルス化が認められる。

## 岩石の記載

輝石安山岩は、肉眼的には長石の斑晶が且立ち、新鮮な面では暗灰色、風化面では淡緑色を呈する。変質作用を受けて黄鉄鉱の微粒が多量に生じている場合もある。

鏡下では、斑状組織を示す。斑晶は、主に斜長石及び輝石からなる。斜長石は長柱状の自形ないし半自形で長さ2ないし4mmのものが多い。しばしば変質を受け、内部にごく微粒の不透明鉱物を生じている。著しく変質されたものは、斑晶鉱物が仮像をしたまま、緑泥石又は炭酸塩鉱物に変わっている。輝石は粒状で、大半が1mm以下である。輝石の大部分が緑泥石又は炭酸塩鉱物に変質して仮像となり、又結晶はオパサイト化し、径0.5mm以下の粒状をした不透明鉱物が散在する。石基は一般に結晶質で、長さ0.2mm以下の拍子木状斜長石が密集する場合が多く、輝石などの有色鉱物に変質して生じたとみられる緑泥石又は炭酸塩鉱物及びオパサイト化して生じた不透明鉱物が、それぞれ0.1mm程度の微粒をなして多量に散在する。

輝石角閃石安山岩は、肉眼的には帯緑灰色ないし暗灰色を呈する。斜長石及び角閃石の粗粒な斑晶が目立つ。

鏡下では斑状組織を示す。斑晶は、主として斜長石・角閃石及び輝石からなる。斜長石は柱状の半自形ないし自形で長さは約2mm。角閃石は長柱状自形で長さ4mm。新鮮な部分は淡黄色から緑色の多色性を示すが、多くは変質作用を受けて緑泥石化している。輝石は、0.5mm以下の粒状で、大部分が仮像をして緑泥石に変化している。輝石・角閃石ともにオパサイト化が認められる。石基は結晶質で、長

さ 0.2mm 程度の拍子木状の斜長石が密集して産出する。苦鉄質鉱物から変質したとみられる粒状の緑泥石及びオパサイト化により生じた不透明鉱物が、径 0.1mm 程度の微粒をして一面に散在する。

## IV. 白亜紀花崗閃緑岩

(濱崎聡志・吉井守正)

### IV. 1 概要

北部九州には広範囲にわたって花崗岩類が分布し、北九州花崗岩類と呼ばれる一大バソリスを形成している。大部分は、カルクアルカリ岩系で I タイプに属する (唐木田ほか, 1983 ; 唐木田, 1990)。

松本ほか (1950) は岩相・相互の貫入関係から岩体区分を行い、松本 (1951b) はこれらについて地質学的意義と問題点を指摘した。次いで富田 (1952), Tomita (1954) は花崗岩中のジルコンが岩体識別に有効であることを示し、唐木田 (1952, 1954), 富田ほか (1957), 唐木田ほか (1962) などはこの方法を加味して岩体区分を行った。また、Shibata *et al.* (1958, 1960), 柴田 (1967) は化学組成による岩体区分を行った。その後、唐木田ほか (1983) はこれらの区分を再検討・整理した。

1970 年代後半からは岩石化学的な研究が行われ始めた (Yanagi, 1975 ; 石原ほか, 1979 ; Tsusue *et al.*, 1981, 1984 ; 高橋・井沢, 1982 ; 井沢ほか, 1985)。その後、唐木田 (1985) はこれらの岩石化学的データも考慮して北九州花崗岩類を 15 岩体に区分した。また、高橋 (1982), Takahashi *et al.* (1984) は主化学組成から北九州花崗岩類は独立した岩石区を形成すると提唱し、さらに唐木田ほか (1984), Izawa *et al.* (1989) はストロンチウムの含有量から地球化学的な考察を行った。

北九州花崗岩類の放射年代は K-Ar 法を中心にこれまで約 40 個報告されており、76-113Ma の K-Ar 年代値を示す (Shibata and Karakida, 1965 ; 河野・植田, 1966 ; 村上, 1985)。

本報告では唐木田 (1985) の区分に従い、本図幅地域内に分布する岩体を北崎花崗閃緑岩及び香春花崗閃緑岩とした。第 10 図に北崎花崗閃緑岩と香春花崗閃緑岩の分布を示す。

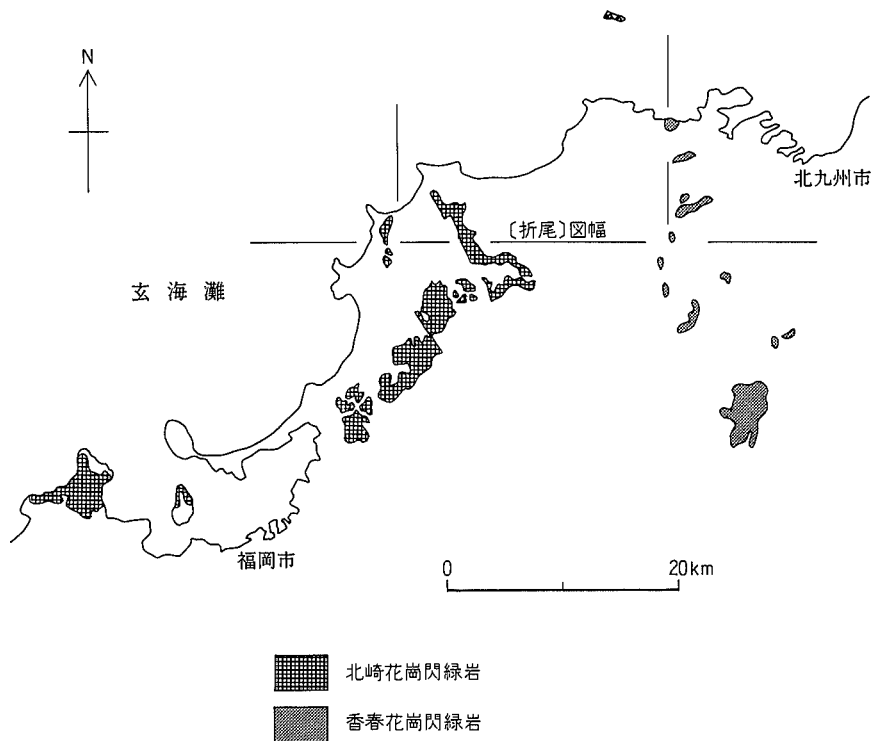
### IV. 2 北崎花崗閃緑岩

#### IV. 2.1 角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Kh)

玄海町鐘崎から宗像市横山及び外原にかけてほぼ北西 - 南東に分布している。

本図幅地域では関門層群中に貫入し、第三紀堆積岩類とは断層で接している。急峻な地形をつくる関門層群に比べて花崗閃緑岩分布域は比較的なだらかな地形を示し、両者の境界は地形の変換線と一致す





第10図 北崎花崗閃緑岩及び香春花崗閃緑岩の分布図  
唐木田 (1985) を一部修正

る。玄海町今井原及び同町椰野で比較的新鮮な露出が見られるが、本図幅地域のほとんどで風化しており、宗像層群の礫岩との区別がつきにくいこともある。

関門層群との貫入関係は、玄海町鐘崎で見られる。両者とも風化が著しく境界部分は酸化しているが、花崗閃緑岩中のアプライト細脈がこの境界と斜交して関門層群中に延びている。

宗像層群との不整合関係は本図幅地域では確認できなかったが、断層関係は玄海町名見・木原・上大王寺において観察できる。断層面は非常に平滑で、堆積岩側に幅 1-2m の破碎帯が見られる (第 29 図)。

岩相は、ほとんど中-粗粒の塊状かつ等粒状を呈する。玄海町今井原及び石川付近において細粒のものが見られるが、岩体縁辺部において特に細粒となる傾向は見いだせない。また、暗色捕獲岩も見いだせない。一般に長径 3mm 前後の暗緑色角閃石を含み、カリ長石は乳白色から淡燈色を呈する。黒雲母は集合体をなすことが多い。新鮮な岩石は全体的にかすかな紫色を帯びる。

岩体中には幅 1-5cm のアプライト脈がいたる所で観察され、また、ピンク色をした幅 1-2cm のカリ長石濃集脈もときどき見られる。両者とも風化によってほとんどモンモリロナイトなどの粘土鉱物に変わっている。更に、2-5cm の石英脈が見られることもあり、玄海町横山では石英脈に黄鉄鉱・閃亜鉛鉱などの金属鉱物が伴われている。

第 I 図版に切断面の写真を示す。

鏡下においては、主成分鉱物として斜長石>石英>カリ長石>黒雲母>角閃石、副成分鉱物及び二次鉱物として燐灰石・ルチル・緑泥石、不透明鉱物として磁鉄鉱などを伴う。斜長石は自形で集片双晶をなし、弱い累帯構造を示す。変質により粘土鉱物化し、部分的に汚濁している。石英は他形で波動消光を示す。カリ長石は他形で著しいパーサイト構造を示す。黒雲母は自形で褐色、しばしば緑泥石に交代されている。

#### IV. 2. 2 黒雲母花崗閃緑岩 (Kb)

玄海町椰野付近に局部的に分布する。

前述の角閃石黒雲母花崗閃緑岩との境界は直接は見られないが、露出面積は直径500m前後と思われる。内陸部に分布するため風化が強い。

岩相は、中粒-やや粗粒の塊状かつ優白質を呈する。角閃石黒雲母花崗閃緑岩と比較すると、石英がかなり粗粒で黒雲母が非常に小さく、また角閃石をほとんど含まないのが特徴である(第I図版参照)。

鏡下では、主成分鉱物として石英>斜長石>黒雲母>カリ長石・角閃石、副成分鉱物及び二次鉱物として燐灰石・緑泥石、不透明鉱物として磁鉄鉱などを伴う。石英は他形で著しい波動消光を示す。斜長石は自形で弱い累帯構造を示し、変質による粘土鉱物化で汚濁している。黒雲母は一部緑泥石に交代されている。

#### IV. 3 香春花崗閃緑岩 (Ka)

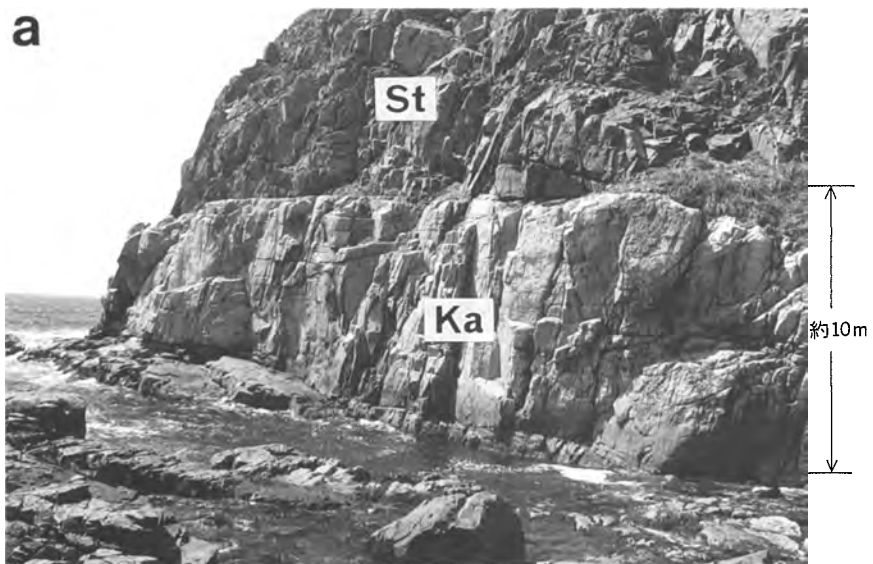
若松区若松火力発電所南東及び女島の中央部・西端部にわずかに露出する。

火力発電所南東付近では海岸に露出するものは新鮮であるが、陸地のもは風化している。周囲の関門層群をホルンフェルス化させており、同層群中に幅約30cmのアプライト脈や石英・方解石細脈などが見られるのは前述と同様である。

女島では、露出が海岸に限られるため新鮮である。島の西端では花崗閃緑岩が同層群中に貫入しているのが見られ(第11図a)、その露頭では接触面はほぼ水平で、花崗閃緑岩の周縁には幅約10cmの急冷緑がある。また直径50cm程度の暗色捕獲岩を多量に含むのが特徴である(第11図b)。一部は若松火力発電所南東付近と同様に幅1-1.5mのアプライト脈として関門層群を貫いている。

本岩は、塊状かつ等粒状の粗粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩である。北崎花崗閃緑岩に比べると黒雲母花崗閃緑岩ほどではないが角閃石黒雲母花崗閃緑岩よりはかなり優白質である。長径5mm前後の暗緑色角閃石を多く含み、最大8mmに達し、北崎花崗閃緑岩よりも大きい。また黒雲母は集合体をなさずに単独のことが多く、この点も北崎花崗閃緑岩と異なる(第I図版参照)。

鏡下では、主成分鉱物として斜長石>石英>角閃石>黒雲母・カリ長石、副成分鉱物として燐灰石・クサビ石、不透明鉱物として磁鉄鉱などを伴う。斜長石は自形で集片双晶をなし、累帯構造を示す。石英は他形で波動消光は弱い。角閃石は自形で緑褐色、黒雲母は自形で褐色を呈する。カリ長石はパーサイト構造を示す。



第11図 香春花崗閃緑岩の産状及び岩相  
 a : 関門層群 (St) 中に水平に貫入している香春花崗閃緑岩 (Ka). 若松区女島  
 b : 香春花崗閃緑岩中の暗色捕獲岩. ハンマーの長さは33 cm. 若松区験浦海岸

## V. 中部始新統直方層群

(濱崎聡志)

### V. 1 概要

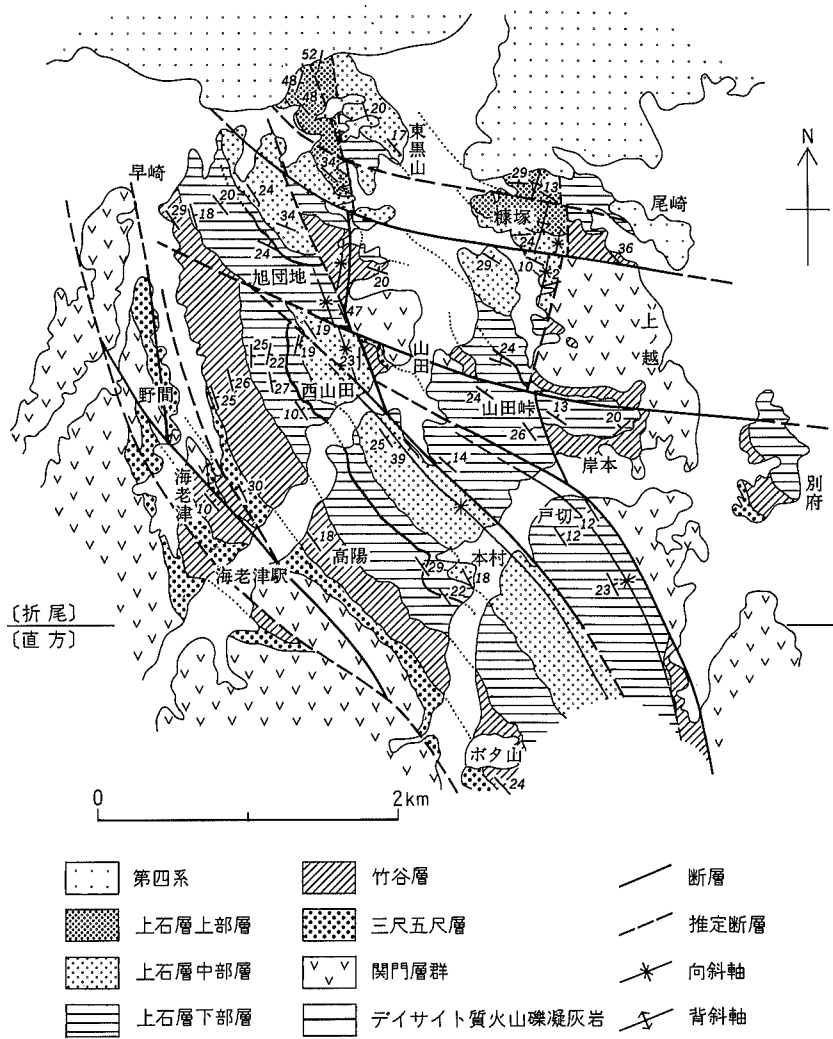
始新統直方層群は夾炭層で特徴づけられ、古くから筑豊炭田として多くの炭層が採掘されてきた。筑豊炭田に関する研究は鈴木 (1892a, b, c) に始まる。また、筑豊地域における地質図の作成は鈴木 (1894a) の4万分の1福岡県豊前及び筑前炭田地質図及び鈴木 (1894b) の20万分の1地質図幅「福岡」に始まる。最初に層序区分に言及したのは鈴木 (1898a, b) であり、遠賀川を挟んで分布している筑豊炭田の石炭層は東側がはるかに上位である指摘した。これを受けて木戸・松田 (1904) は本格的に層序区分を行い、東側の上位層を上部夾炭層、西側の下位層を下部夾炭層として、両者の関係を不整合と推定した。同時に、上部夾炭層を貝化石の多い上層と石炭層の多い下層に2分し、下部夾炭層を石炭の集中する部分と石炭に乏しい部分がいくつか繰り返されるとし、石炭の集中する“炭層群”を下位から大焼・三尺五尺・竹谷・上石炭層群と命名した。その後、長尾 (1925, 1927a) はこれらの地層が古第三系であるとし、先の層序区分の再定義と地層名の命名を行った。つまり、下部夾炭層については炭層群をもとに層序区分を行い、大焼層・三尺五尺層・竹谷層・上石層に4分し直方層群と命名した。

折尾図幅地域は直方層群の最北端部に位置し(第6図)、本図幅地域南方の直方市・飯塚市・田川市付近に比べると層厚が薄く、最下位の大焼層を欠いている。本報告では長尾 (1925, 1927a) に従って、下位から三尺五尺層・竹谷層・上石層に区分したが、上石層は更に下部層・中部層・上部層に3分した。各層は整合関係で接する。

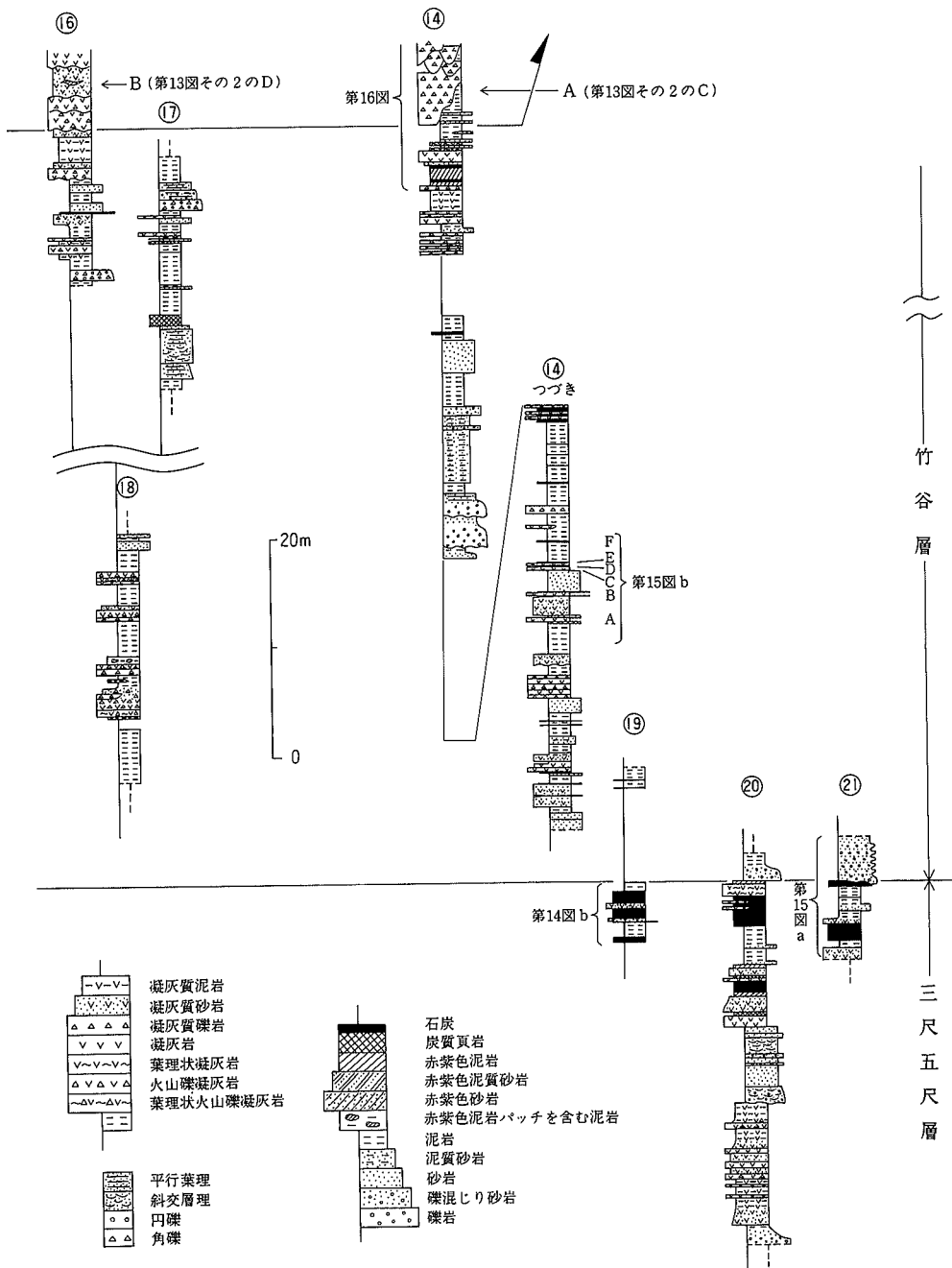
上位の大辻層群との累重関係を示す露頭は確認できなかったが、松下 (1949) は両者を不整合、斎藤・小丸 (1961) は田川市付近(田川図幅地域)で亜不整合、富田 (1967, 1968) は田川市・直方市(直方図幅地域)付近で不整合、富田 (1971) は飯塚市付近(太宰府図幅地域)で整合関係としている。

本図幅地域での直方層群の全層厚は約500mである。関門層群を不整合で覆い、第四紀層に覆われている。主要夾炭層は下位の2累層であり、上石層も下部層の下半部は炭層を比較的多く含む。全層準にわたって凝灰岩を頻繁に挟み、全体的にもかなり凝灰質な岩相を呈する。その程度は宗像・大辻層群よりも強いように思われる。岩相・層序及びこれまでに本図幅地域南方で産出された化石から、直方層群は淡水-汽水性の堆積環境であったと考えられる。

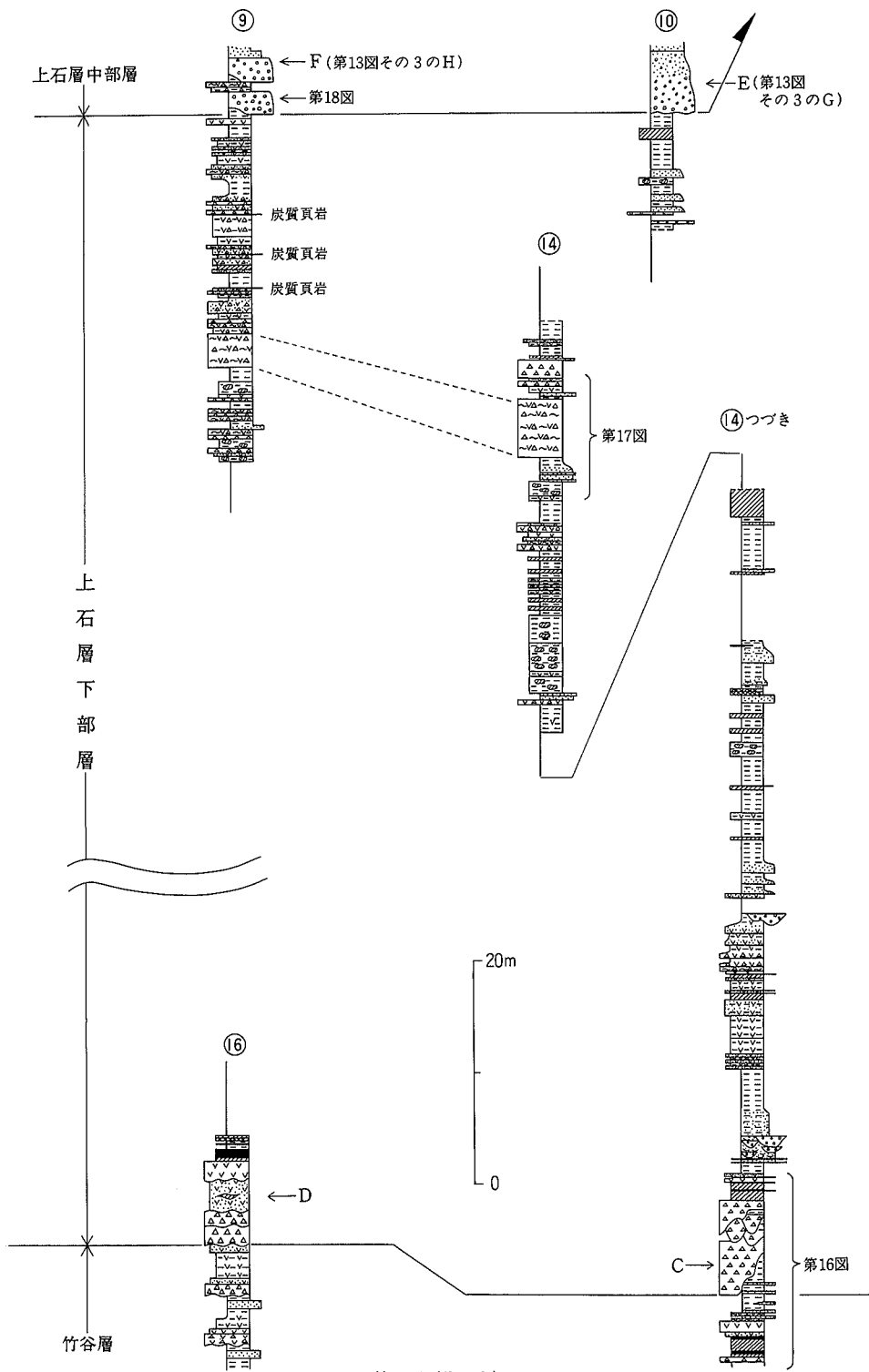
第12図に直方層群の地質図、第13図に主要地質柱状図を示す。



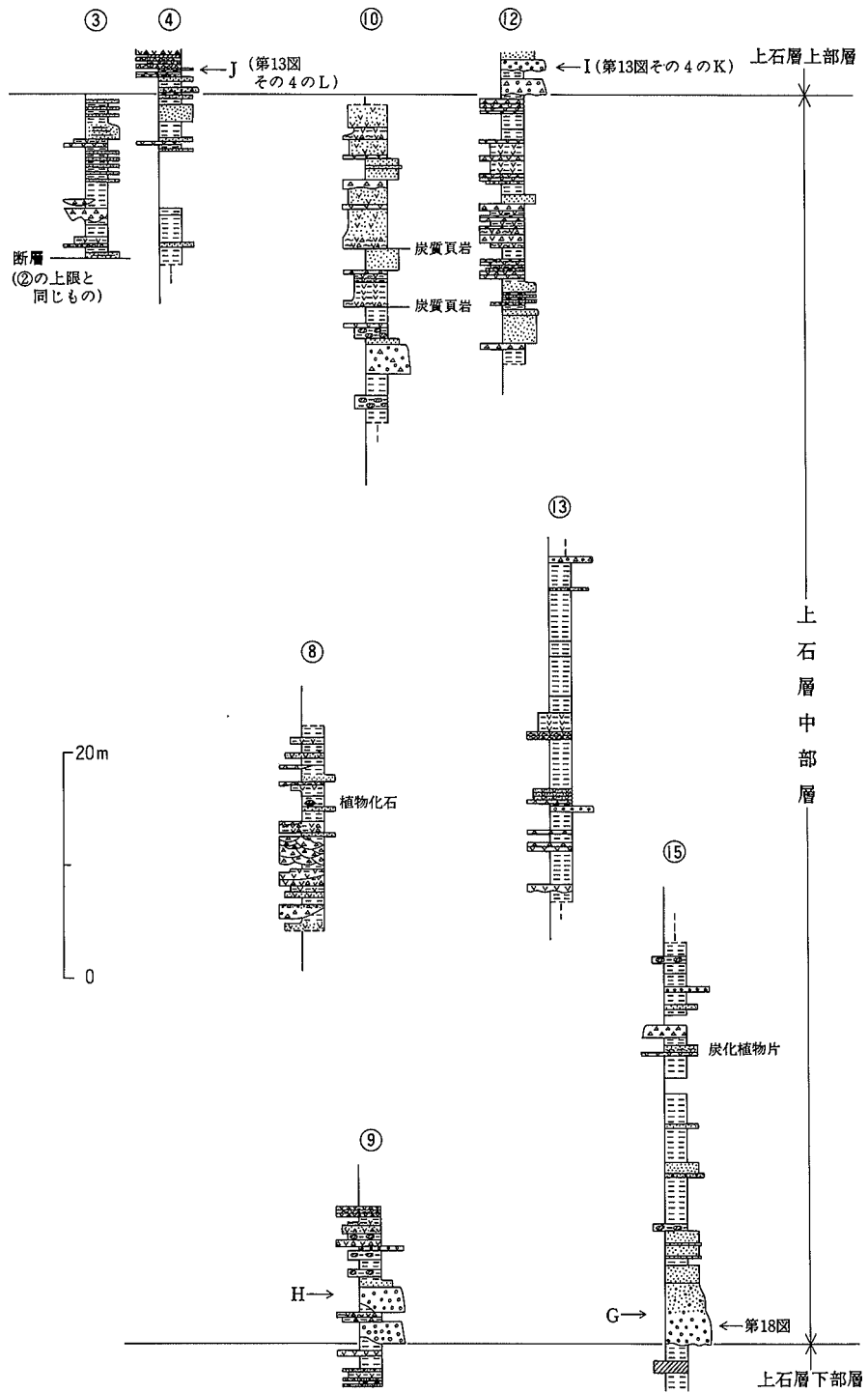
第12図 折尾図幅地域における直方層群の地質図



第13図 折尾図幅地域における直方層群の主要地質柱状図  
地質柱状図作成地点は付図A-1を参照。

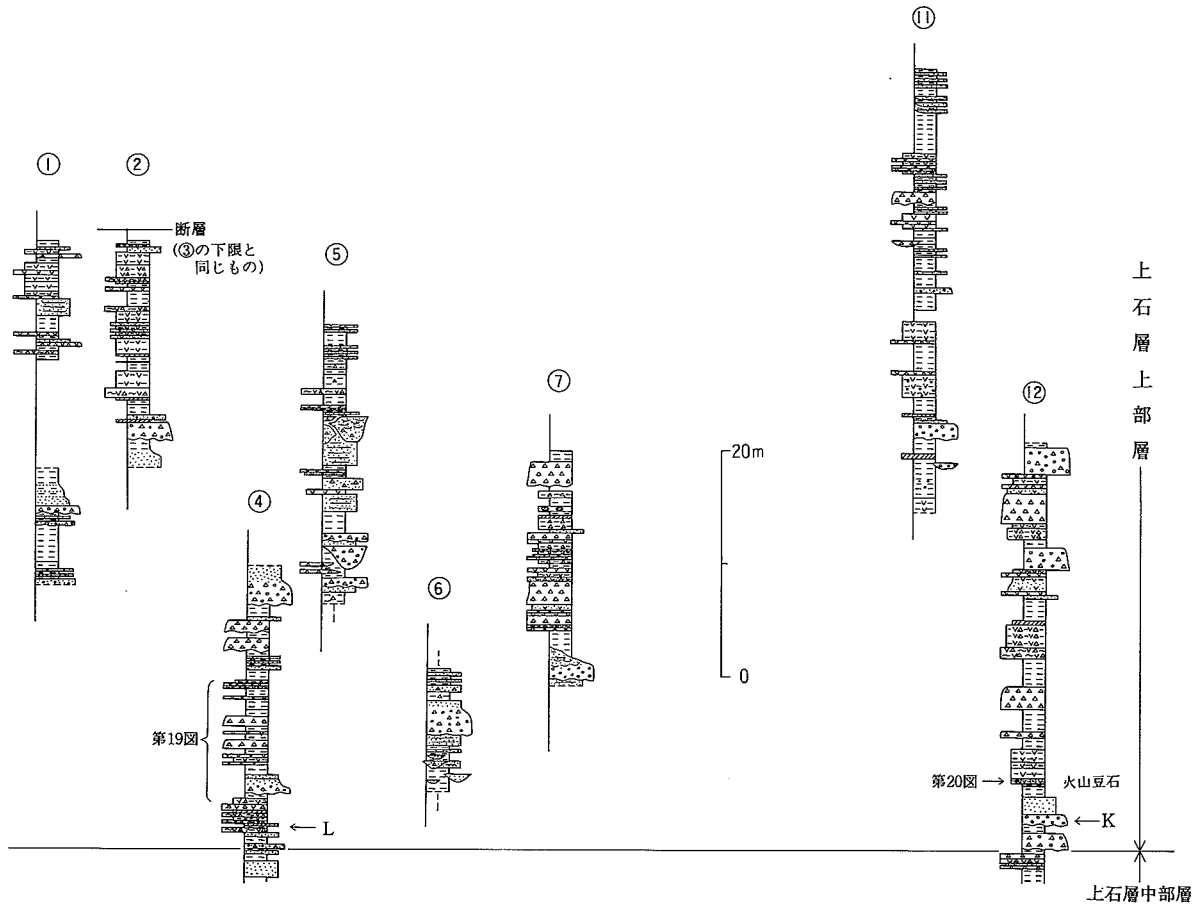


第13図 (その2)



第13図 (その3)





第13図 (その4)

## V. 2 三尺五尺層 (Ns)

**模式地** 田川市後藤寺付近(田川図幅地域, 長尾, 1925), 山田市上山田付近(太宰府及び田川図幅地域, 長尾, 1927a).

**分布** 岡垣町野間-海老津駅付近及び山田付近, 遠賀町岸本・別府付近. 野間-海老津駅付近では NS-NNS 系の数本の断層によって分布が繰り返されている.

**層厚** 20-60m. 基盤の関門層群の地形を反映して, 海老津小学校付近ではやや厚く, 海老津駅南方では薄くなる. また, 山田付近では 20m 前後にすぎない.

**岩相** 最下部は厚さ 5m 以上の主に角礫岩-粗粒砂岩からなり, 泥岩を頻繁に挟む. 礫種としては関門層群由来と思われる火山岩角礫が多く, 花崗岩角礫も見られる. 大きさは 1-10cm のものを主とするが, 淘汰が非常に悪く 30cm 前後のものも珍しくない. ほとんどクサリ礫である(第 14 図 a). 最下部が赤紫色を呈するのが本累層の特徴であり, 本層群が関門層群を直接覆う場合には普遍的に観察でき, 良好な鍵層となる.

下部から中部にかけては良好な露出を欠くが, 上部は砂岩優勢の凝灰質砂岩泥岩互層をなし, 凝灰岩を頻繁に挟む.

最上部には厚さ 1m 及び 1.5m の石炭層が近接して挟まれ(第 14 図 b), かつて採掘されていた主要石炭層に相当する. 石炭層には珪化木が含まれることが多く, 幹の直径が 1m に達するものも珍しくない. また石炭層付近では凝灰岩が多くなる傾向にあり, 石炭層中にも厚さ 10-30cm の粗粒凝灰岩層が数枚挟まれる.

**化石** 本累層からの化石は, 本図幅地域では産出されなかった. しかし飯塚市・山田市付近では汽水生貝化石として, *Mytilus yamadai* Nagao, *Phacoides* sp. aff. *P. pullensis* (Opp.), *Cardita katsumatai* Nagao など(長尾, 1927a), 淡水生貝化石として *Unio* sp., *Anodonta* sp. など(長尾, 1927a), *Ostrea kahoensis* Nagao など(松下, 1949) の化石が報告されている.

## V. 3 竹谷層 (Nt)

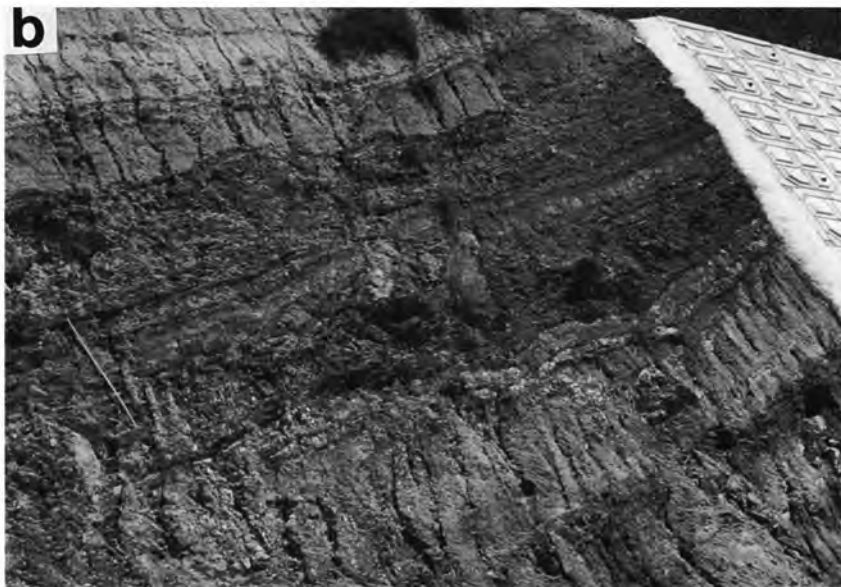
**模式地** 嘉穂郡稲築町-山田市付近(太宰府及び田川図幅地域, 長尾, 1925), 田川郡赤池町-田川市伊田付近(行橋及び田川図幅地域, 長尾, 1927a).

**分布** 岡垣町海老津・高陽・南山田・山田・早崎・旭団地北西, 遠賀町岸本・別府・上ノ越西方・尾崎付近.

**層厚** 100-40m.

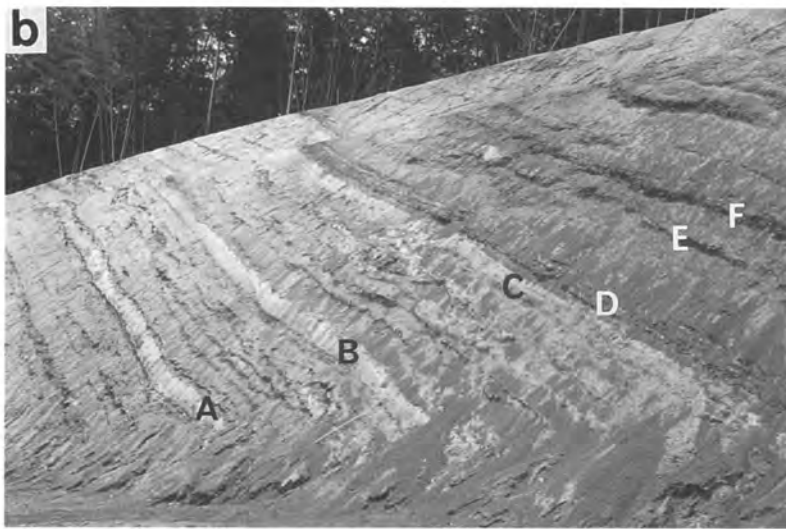
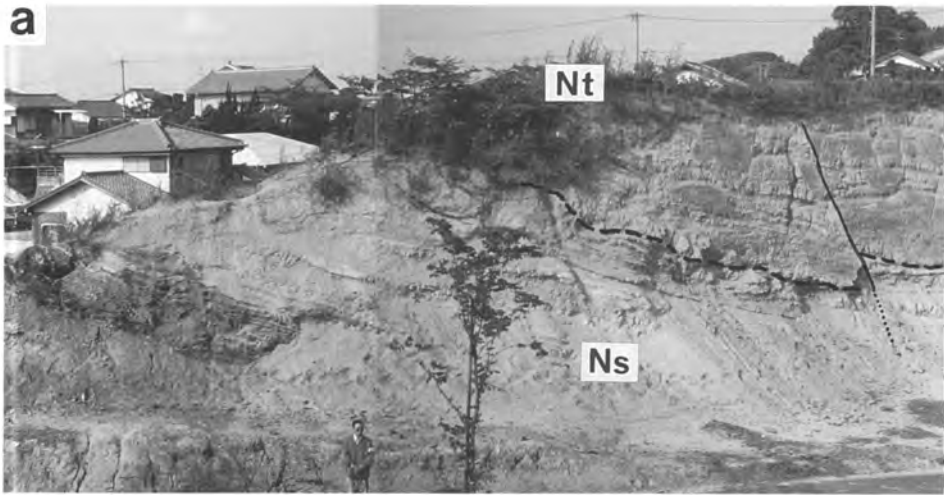
**岩相** 全層を通じて泥岩を主とし, 中粒凝灰岩及び凝灰質角礫岩を頻繁に挟む(第 15 図 b). ただし, 下部は厚さ 4m 前後の礫混じり粗粒砂岩に始まり(第 15 図 a), 砂岩優勢である. また中部付近には厚さ 2m 及び 1m の礫岩と礫混じり中粒砂岩を挟む.

石炭層は全層準に挟まれるが, 最も厚いものでも 20cm 程度と全般に薄い. ほとんどの場合, 各石炭



第14図 三尺五尺層の岩相

- a : 三尺五尺層の基底礫岩。礫は関門層群および花崗岩類由来のものが非常に多く、折尾地域では関門層群を基盤としているため特に前者が多い。角礫質で、最大径は50 cm を越えるものも見られる。基質は特徴的に紫-赤紫色を呈するので有力な鍵層となる。岡垣町海老津（直方図幅地域、付図A-1 参照）
- b : 三尺五尺層最上部付近の主要石炭層。主要石炭層の山丈は約3 m に及ぶ。珪化木を伴うのが特徴で、直径1 m を越えるものも珍しくない。スケールは1 m。岡垣町南山田（付図A-1 参照）



第15図 竹谷層の露頭写真

- a : 竹谷層 (Nt) と三尺五尺層 (Ns) の境界付近。本露頭での竹谷層の基底礫岩は10-15 cmの成層をなしている。厚さは4 m以上あるが、礫は5 mm前後と小さい。露頭右手には小規模な逆断層が見られる。岡垣町海老津（付図A-1 参照）
- b : 竹谷層の岩相。全体的に泥岩を主とする。白色層 (A,B,C) は粗-中粒凝灰岩で、黒色層 (D,E,F) は石炭層である。スケールは1 m。岡垣町南山田（付図A-1 参照）

層付近には凝灰岩が伴われている。珪化木は石炭層の厚さが薄いため、破片しか見られない。

岡垣町旭団地北西地域では最近の宅地造成によって、新たに露頭が多数出現した。その結果、かつて上石層とされていた地域にも本累層が分布することが分った。

岡垣町岸本及び山田東方付近では、三尺五尺層を欠き本累層が直接関門層群を覆っていると思われる。これらは高陽付近よりも層厚がかなり薄く、また関門層群の地形に左右されて走向傾斜及び厚さが一定

しない。特に岸本付近ではほぼ盆状に分布している。

上ノ越西方では、関門層群に石炭層がアバットしている。また尾崎付近では東西系の断層で本累層と関門層群が接する。

本累層からの化石は、本図幅地域では産出されなかった。これまでも報告されていない。

## V. 4 上石層

### V. 4. 1 下部層 (Nl)

**模式地** 田川市伊田付近及び嘉穂郡庄内町 - 山田市付近 (太宰府及び田川図幅地域, 長尾, 1925, 1927a)。

**分布** 岡垣町高陽・男石・西山田・旭団地北西・戸切・山田峠・岸本・東黒山・尾崎付近, 遠賀町別府付近。

**層厚** 120-130m。

**岩相** 厚さ 6-8m の凝灰質礫岩に始まり, チャネルによる顕著な削り込みが見られる (第 16 図)。全体的に泥岩を主とするが, 中・上部に赤紫色泥岩層と, 赤紫色泥岩をパッチ状に含む泥岩層が見られる。これらは特定の層準に見られ, 何層かをひとつのセットとして考えれば有効な鍵層となる。

基底礫岩直上及びその約 15m 上位に各々 3-5 枚の石炭層が挟まれるが泥炭で炭質は良くない。これらは竹谷層と同様に粗粒 - 中粒凝灰岩を伴っている。更に上部には厚さ 2m 前後の火山礫凝灰岩 (Nc, 地質図の青線) を挟み, 良好な鍵層となっている (第 17 図 a)。火山礫は直径 5-15mm で, 白色の軽石包有物もレンズ状に多く含まれる (第 17 図 b)。

また竹谷層の項でもふれたように, 岡垣町旭団地北西の宅地造成地においても本部層基底部の凝灰質礫岩とその直上の石炭層が見られた。

本部層からはフィッション・トラック年代が測定されており, 岡垣町男石付近の中粒凝灰岩から 44.2 ± 3.4Ma という年代値が得られている (尾崎・濱崎, 1991)。

### V. 4. 2 中部層 (Nm)

**模式地** 下部層と同様。

**分布** 岡垣町西山田・本村・旭団地北方・東黒山・糠塚付近。

**層厚** 断層によって切られているため正確な層厚は不明であるが, 少なくとも 110m はある。

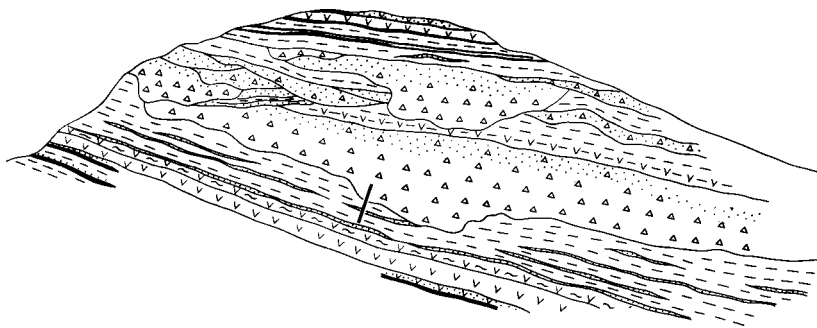
**岩相** 厚さ 4m の非需に硬質な基底礫岩に始まり (第 18 図), 泥岩優勢の砂岩泥岩互層を主とするが, 上部は砂岩優勢となる。全体的に非常に凝灰質であり, 特に上部付近には凝灰岩が多い。









下部付近には火山豆石の含まれる泥岩層も見いだされた。豆石の直径は約 1cm で 5mm ほどの核をもつ。

また上部においては保存不良ながら, 植物化石を産する凝灰質泥岩層が見いだされた。



上石層下部層  
竹谷層



- |   |              |   |               |   |         |   |       |
|---|--------------|---|---------------|---|---------|---|-------|
|  | 凝灰質礫岩 (△は角礫) |  | (やや凝灰質)中-粗粒砂岩 |  | 泥岩      |  | 石炭層   |
|  | 中-粗粒凝灰岩      |  | 葉理構造著しい粗粒凝灰岩  |  | 凝灰質中粒砂岩 |   | 凝灰質泥岩 |

第16図 上石層下部層基底の凝灰質礫岩

礫岩は厚さ約8m. 顕著なチャンネル構造が見られる. スケールは2m. 岡垣町西山田 (付図A-1 参照)

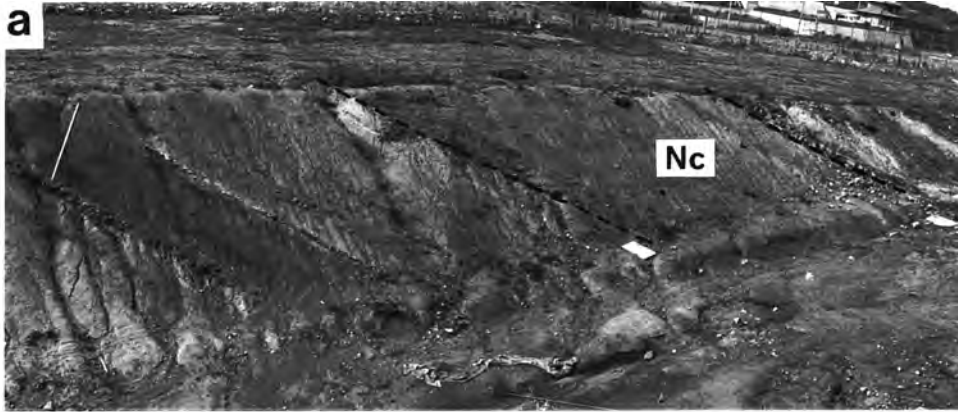
#### V.4.3 上部層 (Nu)

模式地 下・中部層に同様.

分布 岡垣町西黒山付近.

層厚 上限を第四紀層に覆われているため正確な層厚は不明であるが、少なくとも75mはある.

岩相 礫岩から泥岩への上方細粒化を短いサイクルで繰り返すのが特徴である (第19図). 中部層にも礫岩は比較的頻繁に含まれているが、上部層になるとその頻度が増し、一枚の厚さも厚くなる. したがって上石層では泥岩主体であった下部層に始まり中部層・上部層になるにつれて上方粗粒化を示していると言える.



第17図 上石層下部層上部に挟まれる火山礫凝灰岩層

a : 火山礫凝灰岩層 (Nc) の遠景. スケールは 2 m.

岡垣町西山田 (付図A-1 参照)

b : 接近写真. キャップの長さは 6 cm.

また上部層も中部層と同様に凝灰質な岩相で、凝灰岩を非常に頻繁に挟む。最下部付近には直径 5 mm 前後の火山豆石を含む細粒凝灰岩層も見いだされた (第 20 図)。

**化石** 上石層からの化石は、本図幅地域では下-上部を通じて前述の植物化石以外産出されなかった。しかし三尺五尺層と同様に飯塚市・山田市付近では、*Phacoides* sp. aff. *P. pullensis* (Opp.), *Cardita katsumatai* Nagao, *Ostrea* sp. などの化石が報告されている (長尾, 1927a)。



第18図 上石層中部層基底の礫岩

礫は淘汰不良の円-亜円礫で、非常に硬質の岩相で、有効な鍵層となる。マジックの長さは13.5 cm。岡垣町西山田（付図A-1 参照）



第19図 上石層上部層の岩相

c：礫岩，s：砂岩，m：泥岩，t：凝灰岩

礫岩-泥岩への短い上方細粒化サイクルを繰り返し、凝灰岩を挟む。岡垣町西黒山（付図A-1 参照）





第20図 上石層上部層の最下部で見られる火山豆石  
直径5-8mmの火山豆石が、特定の層準に厚さ約2cmにわたって挟んでいる。豆石の下位は中粒凝灰岩層、上位は細粒凝灰岩層である。写真に写っているペン先の部分は長さ6cm。岡垣町糠塚（付図A-1参照）

## V. 5 地質構造

直方層群の地質構造図を第21図に示す。

本図幅地域においては上ノ越-上別府にかけての関門層群によって西部と東部に分布が分かれる。西部の東縁では、関門層群と大部分断層で境され、西縁は不整合で関門層群に重なる。中央部の山田付近では関門層群の小分布がみられ、古第三系はこれを取り巻くように分布する。岸本付近では関門層群中の凹地を埋めるようにして関門層群を不整合で覆っている。

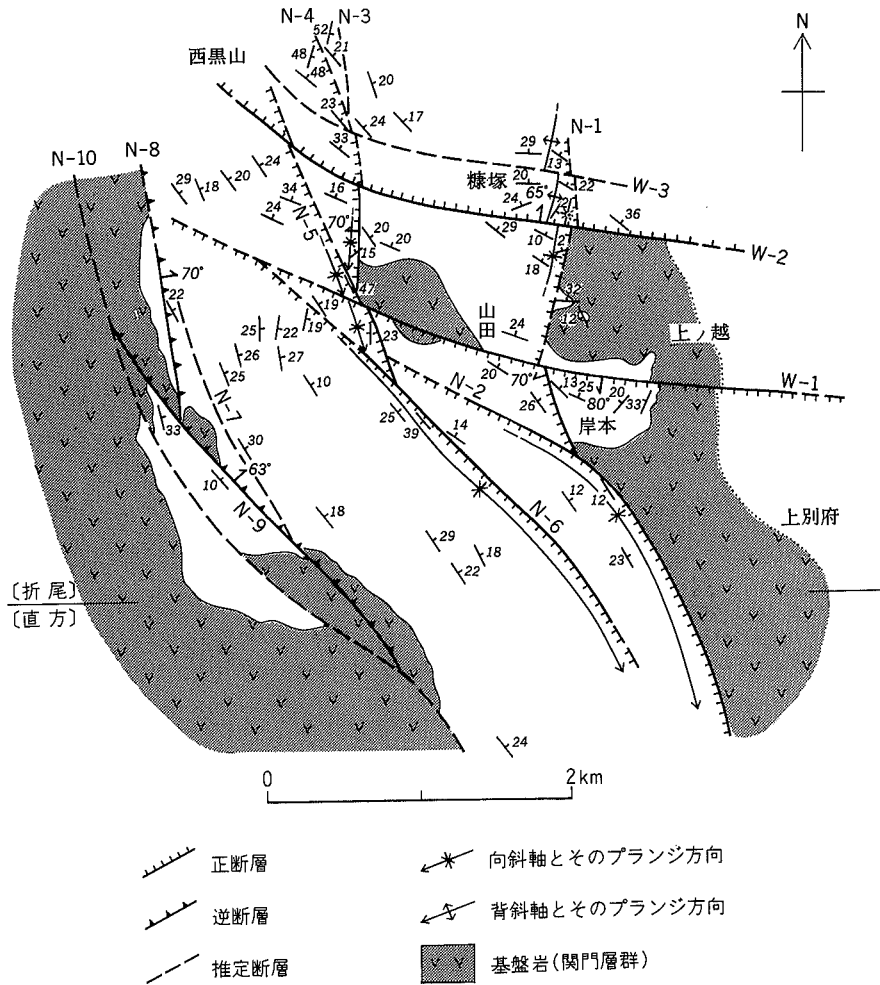
東部では別府付近に見られるだけで、基盤との関係は第四系に覆われてははっきりしない。

**走向傾斜** 一般にはN30-45°Wの走向を示すが、断層による褶曲のため、各断層で囲まれた地域ごとに変化が激しい。また、基盤岩の地形を反映して走向傾斜が変化している地域もあり、山田西方から糠塚へかけての地域及び岸本付近などがそうである。特に岸本付近では基盤地形に左右されて盆状の走向傾斜を示し、この付近の地層は基盤凹地を埋積した部分と思われる。

北端部の西黒山東方付近の上石層上部層では南から北へ行くにつれてNW走向からNE走向へと変化し、傾斜も50°近くになる。

**断層** 主要断層は、NS-NNW系及びWNW系の2方向が存在する。各々10本、3本であり、前者をN-1-10、後者をW-1-3とする。

これらの断層のほとんどは正断層であるが、少なくともN-8・9は露頭での断層面の傾斜及び断層両



第21図 折尾図幅地域における直方層群の地質構造図

側の層序の比較から、逆断層と思われる。また露頭で確認できた断層はほとんど平滑な断層面を示し、顕著な破碎帯を伴うものは見いだせなかった。

**褶曲** 本図幅地域ではN-1・2・4・5・6の西側沿い40-100mの位置に向斜軸が見られる。特にN-2・4・5・6沿いものは南方にプランジしており、向斜軸は何れも北端で消滅している。N-1沿いでは向斜軸西方に南北方向の背斜軸も存在する。

## VI. 上部始新統-下部漸新統宗像層群

(濱崎聡志)

### VI. 1 概要

宗像層群は宗像炭田の古第三系であり、筑豊炭田の古第三系とは分布が離れている(第6図)。

宗像層群に関する研究は鈴木(1894a, 1895)に始まる。最初の層序区分は長尾(1927b, 1928)によってなされ、下位より赤間層・釈迦院層・吉田層・池田層の4層に区分し、直方層群に属するとした。その後、松下(1949)はこれらの層序を再検討し、陵巖寺層・多礼層・相原層・大ノ井層・池田層の5層に区分し、宗像層群と別称した。その後、地質調査所編(1960)は大ノ井層よりも吉田層の名称が適切としたが、福岡県(1972a, b)は再度大ノ井層を適用した。また野田(1962)は東郷層・赤間層・相原層・吉田層・池田層としている。

本報告では地質調査所編(1960)の地層名に従い、下位より陵巖寺層・多礼層・相原層・吉田層・池田層とした。また、今回の調査により吉田層は更に下部層と上部層に2分できた。各累層は整合関係で接する。

本図幅地域に分布するのは、宗像層群上部に相当する吉田層・池田層の2層のみである。池田層についてはそのほとんどが第四紀層に覆われているため、岩相及び層序の詳細は不明である。

本図幅地域を含めて宗像層群からの化石はこれまで報告されていない。今回の調査でも化石の産出はなかったが、全体の岩相及び層序から本層群は淡水性の堆積環境であったと考えられる。

第22図に本図幅地域の地質図、第23図に同じく主要地質柱状図を示す。

### VI. 2 吉田層

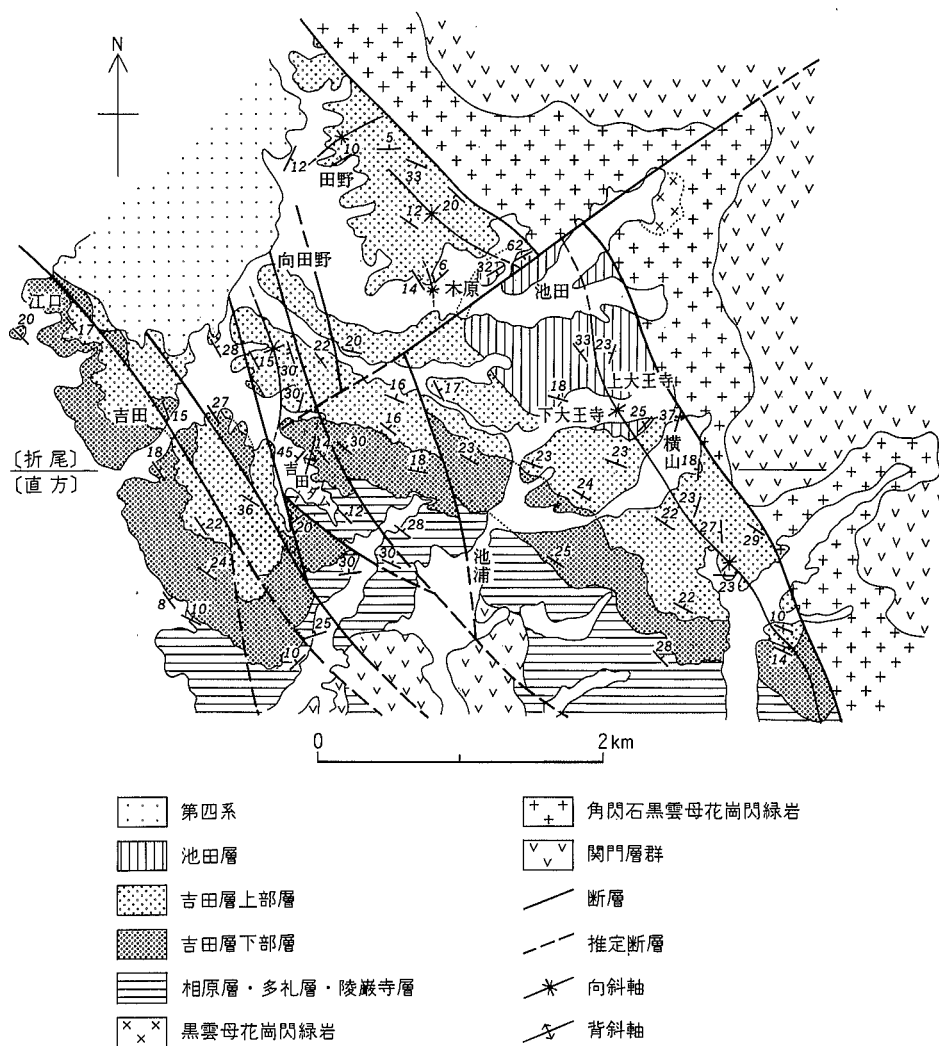
#### VI. 2.1 下部層(MI)

**模式地** 玄海町吉田付近(地質調査所編, 1960)。

**分布** 玄海町江口・吉田 - 吉田ダム北西付近及び宗像市池浦(直方図幅地域)北方。

**層厚** 160-170m。

**岩相** 厚さ10m前後の硬質基底礫岩に始まり(直方図幅地域の宗像市吉田ダム南東)、礫岩と泥岩の繰り返しを特徴とするが、上部になると泥岩優勢の砂岩泥岩互層が多くなる。また上半部には厚さ1m前後の赤紫色泥岩が三層挟在し、最上部には厚さ10cm前後の炭質頁岩を挟む。



第22図 折尾図幅地域における宗像層群の地質図

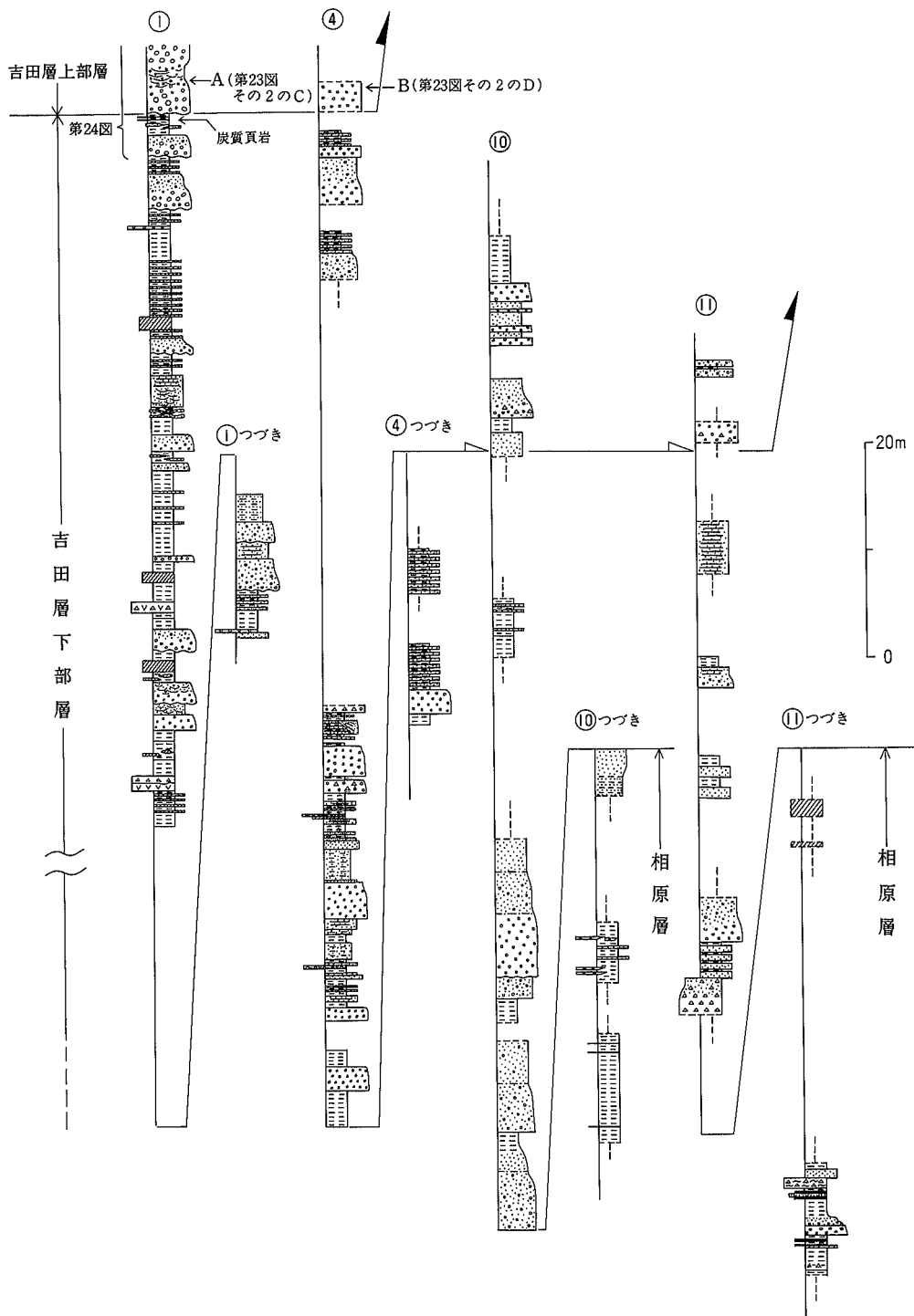
基底礫岩中の礫は、直径2-3cmを主とし最大径5cmの円-亜円礫である。その上位で繰り返される礫岩も、直径1-2cmの比較的淘汰の良い円礫を多く含み、礫は一部斜交層理に沿って配列している。

凝灰岩の挟在は少なく、全体的な岩相もほかの各累層に比べて凝灰質の程度は非常に弱い。砂岩は少ないが淘汰は良好で、斜交層理の発達していることが多い。

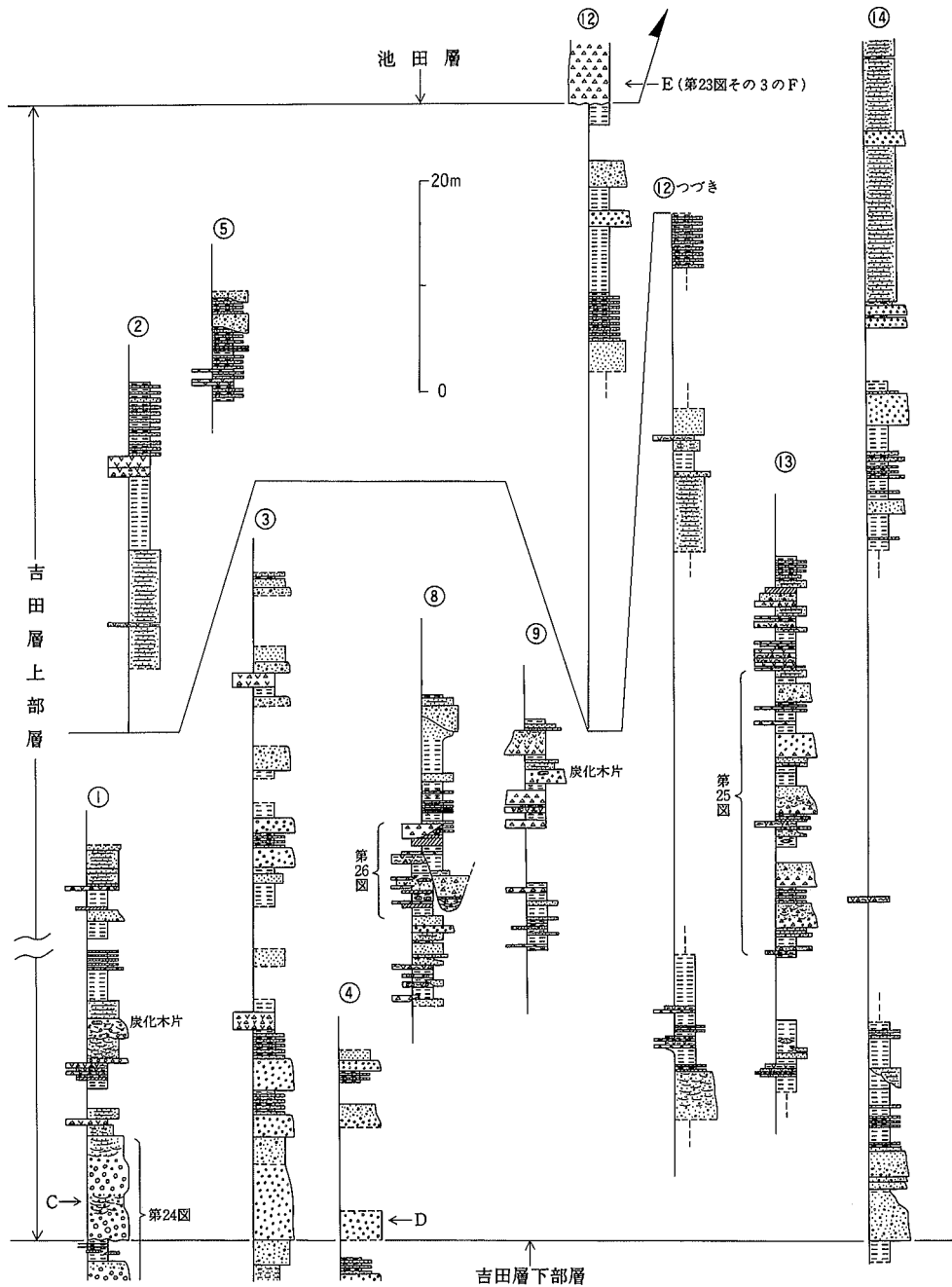
### VI.2.2 上部層 (Mu)

模式地 下部層と同様。

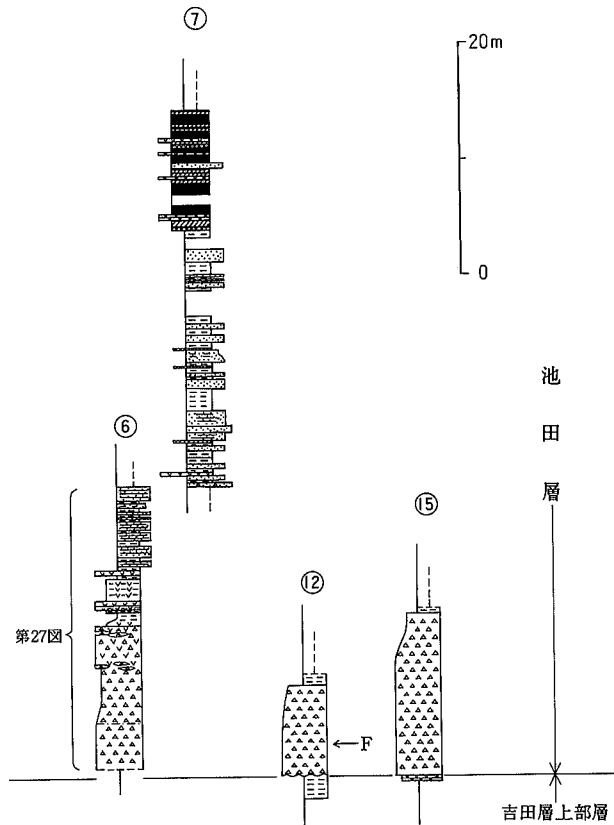
分布 玄海町吉田 - 向田野・田野 - 下大王寺南方付近及び宗像市横山付近。



第23図 折尾図幅地域における宗像層群の主要地質柱状図  
柱状図作成地点は付図A-2を参照。凡例は直方層群と同様。



第23図 (その2)



第23図 (その3)

層 厚 150-160m.

層序関係 吉田層下部層最上部の炭質頁岩直上に見られる厚さ約8mの礫岩をもって吉田層下部層との境界とした(第24図)。

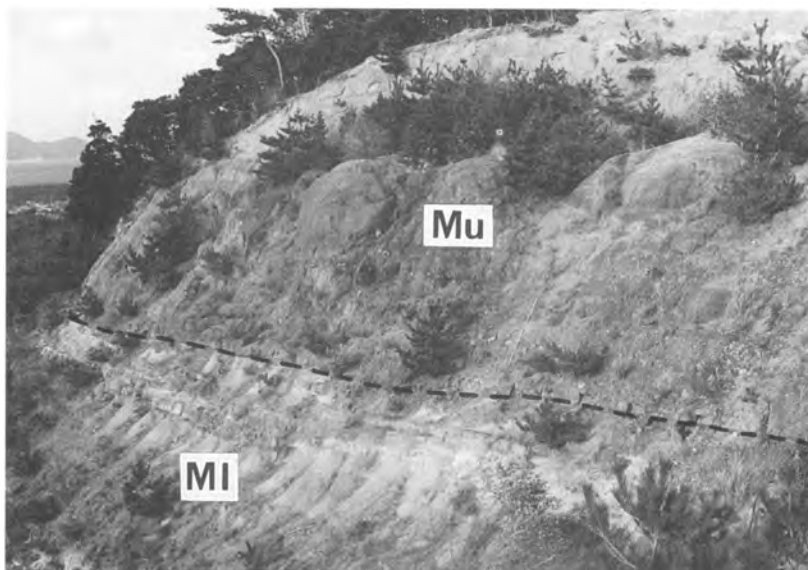
岩 相 厚さ約8mの基底礫岩に始まり、礫岩及び砂岩泥岩互層の繰り返しを特徴とする(第25図)が、中部では砂岩、上部になると砂岩優勢の砂岩泥岩互層が多くなる。

基底礫岩中の礫は淘汰不良の円礫で、最大径10cmを越えるものも見られる。礫径は南部よりも北部の方が大きくなる傾向にある。

吉田層下部層に比べて次の点に違いが見いだされる。1) 礫岩は淘汰が悪く、礫は歪角礫状でクサリ礫がめだってくる。2) 挟まれる凝灰岩の数が増える。3) 砂岩の頻度が増えるものの、堆積構造は斜交層理がほとんど見いだされず平行葉理を主とする。

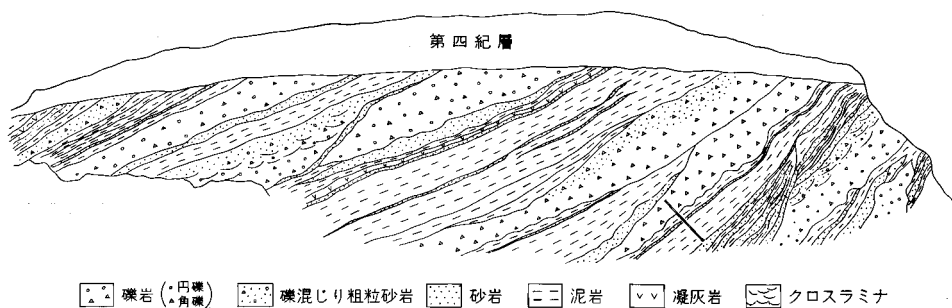
また、吉田ダム北東付近ではチャンネル構造が見られ、削り込みの厚さは9m以上である(第26図)。

本部層からはフィッション・トラック年代が測定されており、玄海町坂名の細粒凝灰岩から  $36, 1 \pm 1.5$  Ma という年代値が得られている(尾崎・濱崎, 1991)。



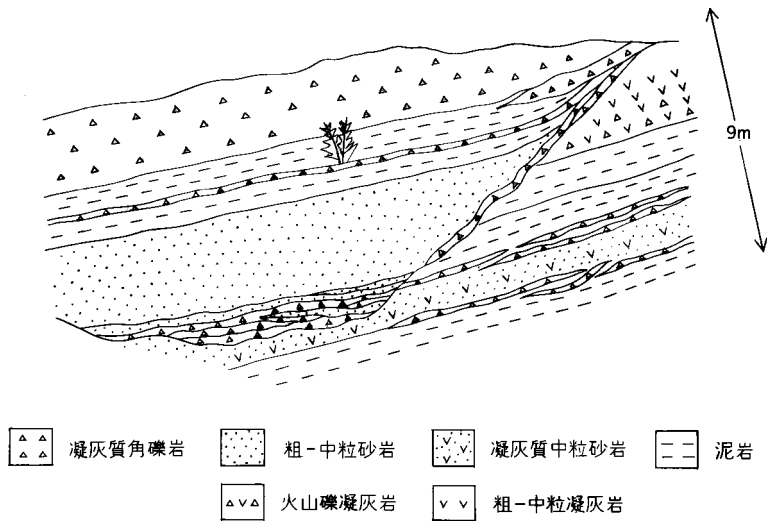
礫岩

第24図 吉田層上部層基底の礫岩  
下部層 (MI) と上部層 (Mu) の境界. 玄海町吉田 (付図A-2 参照)



第25図 吉田層上部層下部に特徴的な岩相  
礫岩と主に泥岩が2-4mサイクルで繰り返されている。チャネルによる削り込みが頻繁に見られる。スケールは2m. 玄海町下大土寺 (付図A-2 参照)





第26図 吉田層上部層で見られる顕著なチャネル構造  
 チャネル基底部に角礫岩が見られる。玄海町吉田ダム東方（付図A-2 参照）

### VI. 3 池田層 (Mi)

模式地 玄海町池田付近（地質調査所編，1960）。

分布 玄海町木原 - 上大王寺にかけて，東縁を断層に切られてほぼ盆状に分布する。

**層 厚** 上限を第四紀層に覆われているため正確な層厚は不明であるが、少なくとも60mはある。

**層序関係** 下位の吉田層とはこれまで断層で接するとされていた(松下, 1949; 富田・石橋, 1990)が、木原及び下大王寺において厚さ10m前後の凝灰質礫岩が見られることから、これを本累層の基底礫岩とみなし、両者の関係を整合と判断する。

**岩 相** 厚さ10m前後の凝灰質礫岩に始まり(第27図)、泥岩優勢の砂岩泥岩互層を主とする。

基底部の凝灰質礫岩は直径1-3cmの角-亜角礫を多く含み、最大径8cmのものも見られる。ときどき白色の軽石包有物が、厚さ数mm長さ3cm前後のレンズ状をなして含まれる。

全体的に吉田層上部層と同程度に凝灰質で、凝灰岩も数層挟在する。これらのうち基底部の凝灰質礫岩直上に見られる火山礫凝灰岩が最も厚く、3mに達する。

石炭層は木原付近で見られ、山丈で10m前後の厚さをもつ。宗像層群中で最も採掘対象とされた石炭層である。

## VI. 4 地 質 構 造

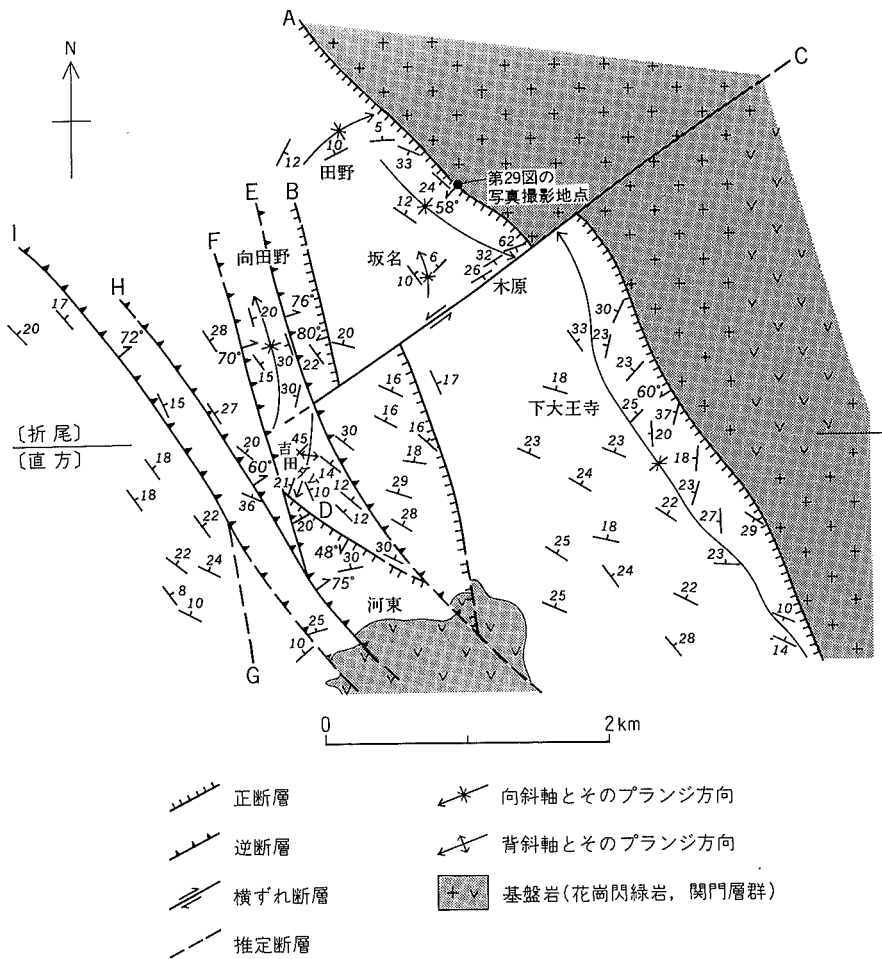
本図幅地域においては、東縁で基盤の花崗閃緑岩と正断層で接しており、西縁は第四系に覆われているため基盤との関係は見られない。しかし本図幅地域南方の河東付近(直方図幅地域)では不整合または断層で関門層群と接している。宗像層群の地質構造図を第28図に示す。

**走向傾斜** 背斜・向斜付近を除くとほぼ全域でN30-50° W走向、15-20° E傾斜を示す。しかし、木原から下大王寺付近ではほぼ円形の盆状構造をなして分布しているため、走向もこれに沿って変化して



第27図 池田層基底部付近の露頭

a: 凝灰質礫岩(基底礫岩), b: 火山礫凝灰岩, c: 凝灰質泥岩, d: 砂岩優勢砂岩泥岩互層  
中央のスケールは2m. 玄海町木下(付図A-2参照)



第28図 折尾図幅地域における宗像層群の地質構造図

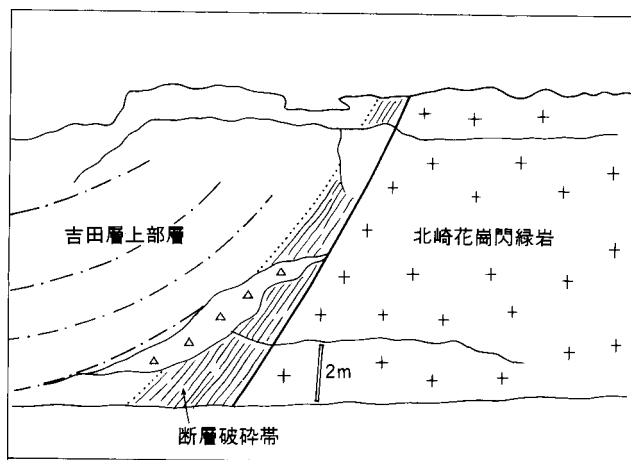
いる。また、木原付近では断層に影響されて40-60°と急傾斜である。

**断層** 主要断層は9本存在する。これらをA-Iとすると、CのみがNE系、残りはNW-NNW系である。

このうちAは基盤の花崗閃緑岩との境界断層で、断層面が約60°西傾斜の正断層である。断層面は非常に平滑で本層群側に幅1-2mの破砕帯を伴う。玄海町名見の露頭では断層によるひきずり褶曲も見られる(第29図)。

Cは若干南に傾斜しているが、ほぼ垂直な断層である。左横ずれ成分に、更に南落ち成分が加わる。このことは周辺の地層分布及び走向傾斜の傾向から、また木原の露頭においてCの南側の地層にひきずり構造が見られることから推定される。CはA・Bを切る。

A・B・Dは正断層であるが、E・F・H・Iは露頭での断層面の傾斜及び断層両側の層序の比較から、逆断層と思われる。露頭で確認できた断層はCを除いてほとんど平滑な断層面を示す。



第29図 北崎花崗閃緑岩と宗像層群を境する断層  
断層面はN46°W, 58°N. スケールは2m. 玄海町名見 (付図A-2参照)

**褶曲** 本図幅地域では断層Aの西側に向斜軸, 坂名・田野付近にも小規模な向斜軸, 更に向田野南方に向斜軸及びその南方の吉田ダム付近には背斜軸が見られる。断層A沿いのものは本図幅南部では断層より約400m, 北へ向かうにつれて断層に近くなり北部では約250mの位置に平行に存在する。そして木原付近に向かって北方と南方からプランジしており, 田野付近で消滅している。

## VII. 上部始新統-下部漸新統大辻層群

(濱崎聡志)

### VII. 1 概要

大辻層群は、長尾 (1925) により下位から出山層・遠賀層の2累層に分けられた。その後、富田 (1971) は出山層を中部付近の石炭層を境に上・下部層に2分した。遠賀層については、岡部・小原 (1972) が下・中・上・最上部層に4分したが、岡部ほか (1974) は最上部層中の産出化石群が芦屋型であることから最上部層を芦屋層群の山鹿層最下部に位置づけ、頃末泥岩層と命名した。

大辻層群と上位の芦屋層群との累重関係は、これまで多くの研究者によって見解が分かれてきた。例えば、整合説には長尾 (1925, 1927a), 松下 (1949) などがあり、不整合説には木戸・松田 (1904), Saito (1957), 岡部ほか (1974) などがある。本報告では、後述の山鹿層頃末泥岩層の項で述べるように、両者の関係は整合と考える。

大辻層群のほとんどは中間市・直方市周辺(直方図幅地域)に露出し、本図幅地域では大部分が第四紀層に覆われており水巻町頃末を除いては遠賀川沿いに点在するのみである。したがって本図幅地域に分布するのは出山層下・上部層及び遠賀層下部層のごく一部分及び同層中・上部層である。岩相・層序及びこれまでに本図幅地域南方で産出された化石から、大辻層群は汽水-淡水性の堆積環境であったと考えられる。

第30図に主要地質柱状図を示す。

### VII. 2 出山層

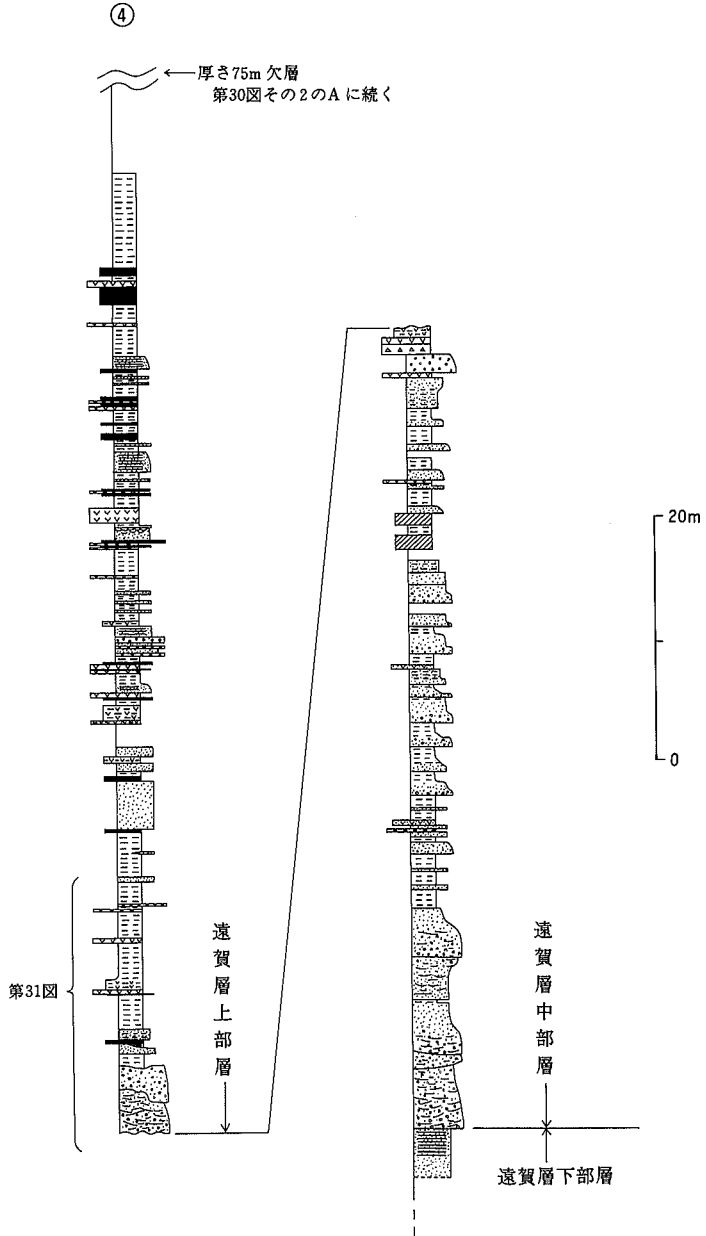
#### VII.2.1 下部層(II)

**模式地** 直方市頓野付近(直方図幅地域, 長尾, 1925)。

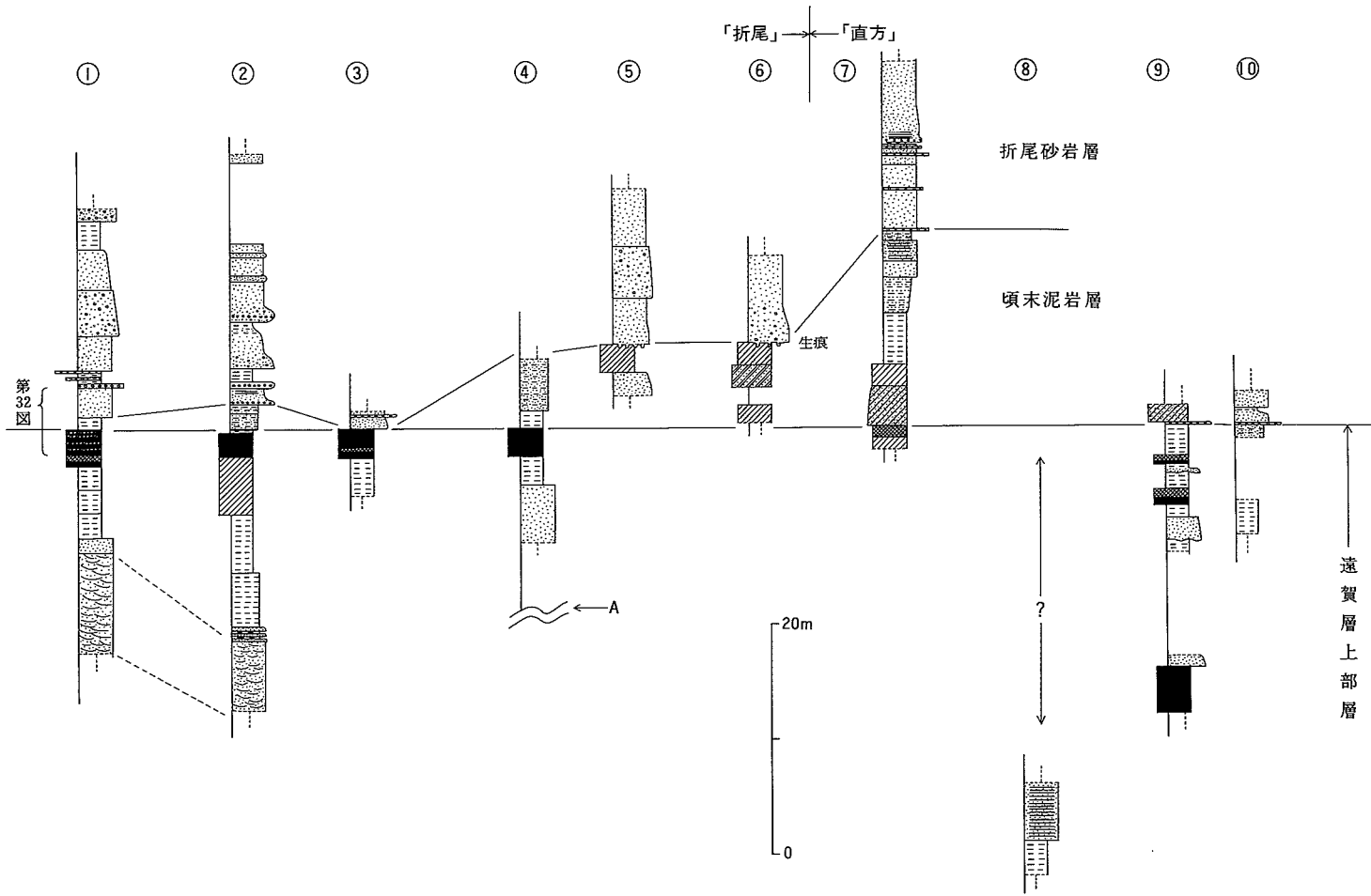
**分布** 遠賀町鬼津・若松付近にわずかに分布する。

**層厚** 露出がわずかなため詳細は不明である。

**岩相** 遠賀町鬼津の露頭はやや泥岩優勢の砂岩泥岩互層で、風化によって黄褐色を呈する。また厚さ10-15cmのレンズ状をなす凝灰質礫岩を1枚挟む。礫は歪角礫状の軽石が多い。



第30図 折尾図幅地域における大辻層群の主要地質柱状図  
地質柱状図作成地点は付図A-3を参照。凡例は直方層群と同様。



第30図 (その2)

## Ⅶ. 2. 2 上部層 (Iu)

**模式地** 下部層に同様.

**分布** 遠賀町若松付近にわずかに分布する.

**層厚** 露出がわずかなため詳細は不明だが、走向傾斜から推定した若松付近での厚さは、断層による地層の繰り返しをたいものと仮定すると約 150m である。ちなみに直方市では 190-360m (富田, 1968), 田川市では 300m 以上 (富田, 1967), 飯塚市では 130m (富田, 1971) である。

**岩相** 若松で見られる県道沿いの露頭では、礫混じり中粒砂岩と泥岩の互層が厚さ 4m にわたって見られる。

また、上述の露頭から南東に約 300m 隔てた露頭では、斜交層理の発達した厚さ 2m の中粒砂岩と、その上位には礫が斜交層理に沿って配列した礫混じり中粒砂岩と細粒砂岩の互層が厚さ 6m 以上にわたって見られる。

**化石** 出山層からの化石は、本図幅地域では下・上部を通じて産出されなかった。しかし稲築町付近 (太宰府図幅地域) や直方市付近では、*Ostrea* sp., *Macrocallista* sp., *Orthaulax japonicus* Nagao, *Volutospina japonica* Nagao, *Macoma* sp. など多くの化石が報告されている (長尾, 1927a, 富田, 1971)。

## Ⅶ. 3 遠賀層

### Ⅶ. 3. 1 下部層 (Ol)

**模式地** 中間市大辻町付近 (直方図幅地域, 長尾, 1927a)。

**分布** 遠賀町島津付近及び水巻町頃末に分布する。

**層厚** 露出が少ないため詳細は不明であるが、走向傾斜から推定される島津-頃末にかけての厚さは、断層による地層の繰り返しがないものと仮定すると 120-130m である。中間市・直方市においては 80-100m とされている (富田・石橋, 1990)。

**岩相** 島津の露頭では、泥岩主体の中に厚さ数 cm の中粒砂岩層が 2-3m 間隔で挟まれるのが厚さ 13m にわたって見られる。泥岩砂岩ともに風化で黄褐色を呈する。露頭の中部付近には厚さ 25cm の粗粒凝灰岩も 1 枚挟まれる。露頭最上部には厚さ 170cm の礫岩も挟まれる。

頃末では、厚さ 8m の礫岩 (遠賀層中部層の項参照) 直下に、平行葉理の発達した淘汰の良い細粒砂岩が厚さ 4m 以上にわたって見られる。この細粒砂岩以下を遠賀層下部層とした。

### Ⅶ. 3. 2 中部層 (Om)

**模式地** 下部層に同様.

**分布** 水巻町頃末.

**層厚** 約 70m.

**岩相** 水巻町頃末の露頭で見られる厚さ 8m の礫岩を基底礫岩とみなし、これ以上を中部層とした (下部層の項参照)。この基底礫岩に始まり、礫混じり砂岩-砂岩-泥岩へと上方細粒化の短いサイクルを 1-3m 間隔で繰り返し、石炭層が見られないのが特徴である。上限近くには赤紫色泥岩層を 2 枚挟在す



る。

砂岩及び礫岩の淘汰は良い。特に基底礫岩からその上位約17mまでの礫混じり粗粒砂岩及び粗粒砂岩は非常に淘汰が良く、強く白色化しており、斜交層理も発達している。

凝灰岩は少ない。最上部に厚さ20cmの粗粒凝灰岩を挟在するだけである。また、凝灰質岩石も遠賀層上部層の直下に厚さ約1mの凝灰質礫岩・同泥岩を挟在するのみである。

### VII.3.3 上部層 (Ou)

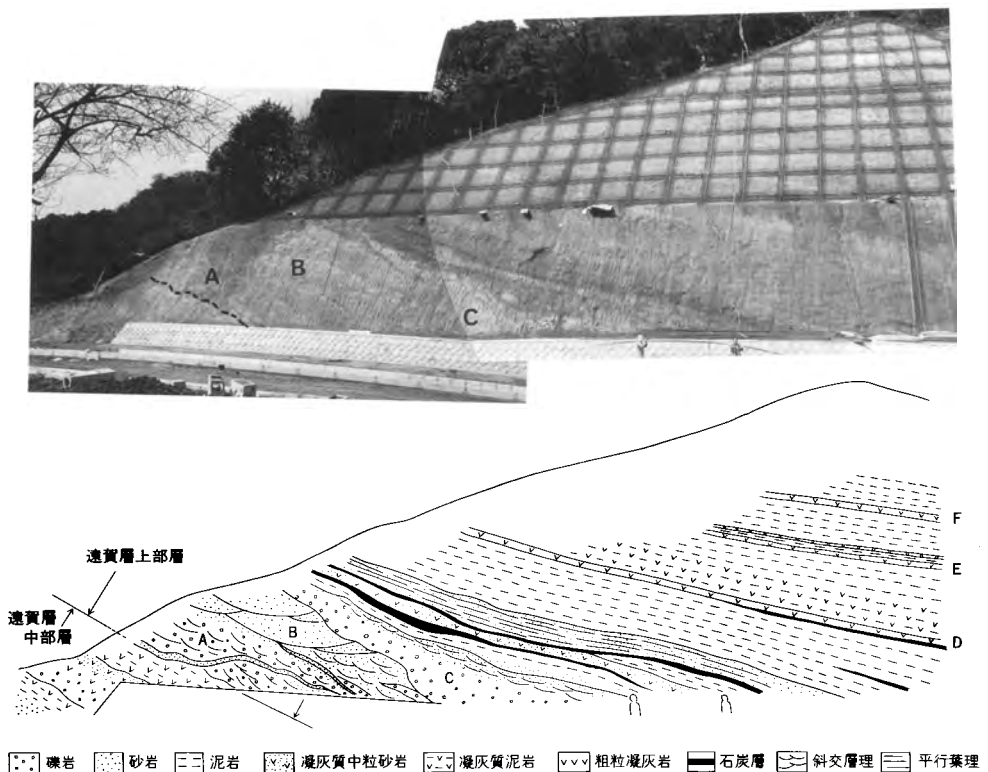
模式地 下・中部層に同様。

分布 水巻町頃末 - 遠賀川東方沿い。

層厚 160-170m。

岩相 厚さ5.5mの基底礫岩に始まり(第31図)、泥岩-シルト岩を主とする。基底から約20m上位の層準に厚さ20-40cmの礫岩を1層挟む。

本層は中部層とは異なり、凝灰岩は頻繁に挟まれ、厚さ20cm前後のクリーム色粗粒凝灰岩が5-10



第31図 遠賀層上部層の基底付近の露頭

基底礫岩(A)は比較的淘汰の良い円礫で、その上位の粗粒砂岩(B)とともに斜交層理が発達している。礫岩(C)も淘汰良好な円礫であるが、斜交層理は見られない。A,Cともにチャネル構造を示す。露頭上半部では粗粒凝灰岩(D,E,F)も挟在している。水巻町頃末(付図A-3参照)

m 間隔で見られる。砂岩及び泥岩も凝灰質でクリーム色を帯びた白色を呈することが多い。

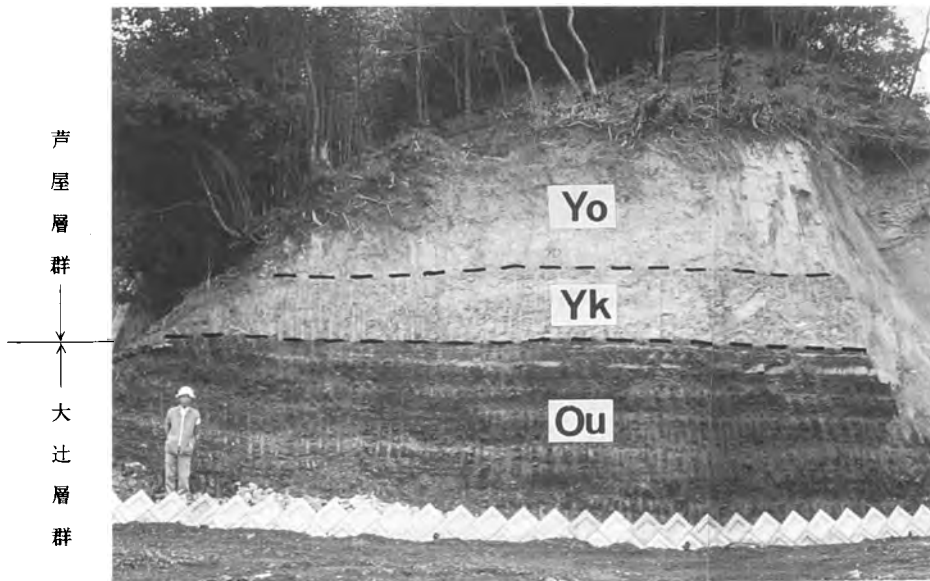
また、石炭層を多数挟在することも本部層の特徴であり、確認できただけでも 15 枚前後挟在する。石炭層の厚さは 20cm 程度のもが多いが、中部付近と芦屋層群との境界に近い最上部の石炭層（第 32 図）は各々 100cm, 320cm に及び、これらはかつて盛んに採掘された主要石炭層である。直方層群中に多くみられた珪化木はほとんど含まれていない。

化石 遠賀層からの化石は、本図幅地域では下-上部を通じて産出されなかった。しかし北九州市香月付近（直方図幅地域）の遠賀層上部層から、*Volutospina cf. japonica* Nagao, *Nucula mazeana* Mizuno, *Chlamys sakitoensis* Nagao などの海生貝化石が報告されている（水野・高橋，1962）。

#### VII. 4 地質構造

本図幅地域における大辻層群の走向傾斜は、N25-35°W 走向，20-30°N 傾斜でほぼ一定である。

断層は、本層群の大部分が第四紀層に覆われているため確認できるものは少ないが、水巻町梅ノ木団地付近において NNW 系の断層（梅木断層）、中間市宮尾南方において NNW 系の推定断層が存在する。



第32図 大辻層群と芦屋層群の境界付近の露頭

遠賀層最上部層 (Ou) の石炭層の山丈は 3.2m に及び、その直上に厚さ 1m の芦屋層群項末泥岩層 (Yk) が整合に覆い、更に折尾砂岩層 (Yo) の中粒砂岩が覆う。本露頭では折尾砂岩層の基底礫岩は見られなかった。芦屋町高須西（付図 A-3 参照）

## VIII. 漸新統芦屋層群

(尾崎正紀・濱崎聡志)

### VIII. 1 層序区分

芦屋層群は、長尾 (1925, 1927a) によって主に岩相により下位から山鹿<sup>やまが</sup>累層、坂水累層、脇田<sup>わいた</sup>累層に区分された。その後これら層序区分は踏襲され、部層単位で異なった区分が行われてきた (第1表)。しかし、これら累層の模式地は現在では都市化に伴い観察可能な露頭はほとんどなく、従来の山鹿・坂水・脇田累層の累層境界も各報告によって一部異なる。また、模式地の柱状図が報告されているのは一部のみで、その区分の定義が明らかでないものもある。部層についても模式地やその岩相や柱状図が示されていないものが多い。更に後述のように芦屋層群は上方粗粒化層の累重で特徴づけられるが、層序区分の境界が上方細粒化サイクルの途中で設定されるなど、層序区分の境界として適当とは言えない区分もある。

以上の問題点を考慮し、本報告では、模式ルートとなるべく海岸線付近におき、本図幅地域の芦屋層群を下位から山鹿層、則松層、陣ノ原層、本城層、脇田層に区分し、改称及び再定義を行った。従来の区分との対応関係を岡部・小原 (1972) 及び岡部ほか (1974) の層序区分を基準に第2表に示す。これら新しい区分による芦屋層群の地質図を第33図に示す

なお、これまで芦屋層群の泥質堆積物を示す用語として頁岩が使用されてきた。しかし、芦屋層群の泥質堆積物はその性状や固結度から、本報告ではシルト岩と泥岩の用語を使用する。

### VIII. 2 山鹿<sup>やまが</sup>層 (Yk, Yo)

**命名・定義** 再定義。頃末<sup>ころすえ</sup>泥岩層 (岡部ほか, 1974) と折尾砂岩層 (岡部・小原, 1972 など) を併せた地層に相当する (第2表)。本層は、下位から主に細粒砂岩とシルト岩からなる頃末泥岩層と砂岩主体で礫層を伴う折尾砂岩層から構成される。後者は更に下部と上部に区分できる。

**模式地** 芦屋超北東部山鹿付近。

**分布** 遠賀川右岸 (東側) 沿いの崖沿い (遠賀層の直上) から直方図幅地域内の八幡西区船越付近にかけて分布する (第33図)

**層厚** 190-310m。芦屋町山鹿付近で150m、若松区高須付近で200m、水巻町頃末付近で300m、八幡西区と中間市の境界付近で300m以上、八幡西区下上津役付近で310mの層厚を持つ。

第1表 芦屋層群の層序区分の変遷とそれらの対比  
 海岸部では各累層及び部層区分の境界はほぼ一致するが、内陸部では必ずしも一致しない。数字は層厚を示す。

文 献	長尾 (1927a)	松下ほか(1957)		高橋(1966)	岡部・小原(1972) 岡部ほか(1974)		船津(1980)	Tsuchi et al.(1987)			
調査地域	全域	全域		全域+試錐資料	全域+試錐資料		北部地域	北部地域全地域			
全層厚	600	未記載		未記載	1100-1400+		未記載	1100			
累層及び 部層区分	脇田累層 (150-200)	脇田層 (500+)	頓田砂岩層(140+)	脇田層 (未記載)	脇田層(400+)		脇田層	J層 (160-180+)	脇田層	八幡崎砂岩層(35)	
			神瀬(じんぜ)凝灰岩層(90)					脇田層	安屋砂岩層(145)		
			新法寺凝灰岩層(65)					脇田層	トモロ砂岩頁岩層 (135)		
			野田砂岩層(75)					脇田層			
			畠田砂岩・砂質頁岩互層(55)					脇田層			
			江川砂岩層(75+)	脇田層							
	坂水累層 (180)	坂水層 (300-340)	二島頁岩層(70)	陣 原 層	上部 (120)	坂水層	二島砂岩頁岩互層 (150+)	坂水層	G層(90-120)	坂水層	相坂頁岩層(135)
			二島砂岩層(30-35)		中部 (120)	本城砂岩頁岩層 (150-170)	F層(120-200)		本城砂岩頁岩層 (190)		
			相坂砂岩頁岩層(40-50)		下部(170)	陣ノ原砂岩層(150-200)	E層(130-230)		陣ノ原砂岩層(135)		
			本城砂岩・砂質頁岩層(55-65)				D層(130-170)				
		陣ノ原砂岩層(120-160)									
山鹿累層 (240-300)	山鹿層 (240-160)	則松頁岩層(80-100)	則末層(100) 折尾層(160)	山鹿層 (300- 440)	則松頁岩層(100-140)	折尾砂岩層(200-300)	山鹿層	C層(80-120)	山鹿層	則松頁岩層(125)	
		折尾砂岩層(80+)			折尾砂岩層(200-300)			B層 170-200)		折尾砂岩層(215)	
					頃末泥岩層(30)			A層(5+)			

第2表 本図幅及びその周辺地域における芦屋層群の層序区分

岡部・小原(1972) 岡部ほか(1974)		折尾図幅(尾崎・濱崎・吉井, 1993)				
		層序区分	層厚(m)	地質図 の記号		
脇 田 層		脇 田 層	W13部層	17+	400 +	W <sub>12-13</sub>
			W12部層	19±		
			W11部層	48±		W <sub>11</sub>
			W10部層	41±		W <sub>10</sub>
			W9部層	38±		W <sub>8-9</sub>
			W8部層	46±		
			W7部層	16±		W <sub>5-7</sub>
			W6部層	27±		
			W5部層	22±		
			W4部層	27±		W <sub>3-4</sub>
		W3部層	43±			
		W2部層	33±	W <sub>2</sub>		
		W1a, b部層	53±	W <sub>1a, 1b</sub>		
坂 水 層	二島砂岩 頁岩互層	本 城 層	H5部層	0-50	180- 250	H <sub>5</sub>
	本城砂岩 頁岩層		H4部層	70-90		H <sub>4</sub>
			H3部層	15-50		H <sub>3</sub>
			H2部層	25-90		H <sub>2</sub>
			H1部層	35-70		H <sub>1</sub>
陣ノ原砂岩層	陣ノ原層	130-240	J <sub>1</sub>			
山 鹿 層	則松頁岩層	則松層	50-190	N		
	折尾砂岩層	山 鹿 層	折尾砂 上部	110-200	190- 310	Y <sub>0</sub>
			下部	50-150		
頃末泥岩層	頃末泥岩層	8-25	Y <sub>k</sub>			

#### Ⅷ.2.1 頃末泥岩層 (Y<sub>k</sub>)

**命名・定義** 岡部・小原(1972)の大辻層群遠賀層最上部を、岡部ほか(1974)が頃末泥岩層と命名し、芦屋層群の最下部層に位置付け再定義したもの。

**模式地** 遠賀郡水巻町頃末(岡部・小原, 1972)。

**分布** 遠賀川沿い東岸の芦屋町大君から中間市船越付近に分布する(第33図)。ただし、岡部ほか(1974)の示した本層の地質柱状図の露頭は現在観察不可能なものが多い。試錐の資料から、若松区蟹<sup>あま</sup>住<sup>ずみ</sup>から八幡西区折尾にかけての地下にも広く分布することが知られている(岡部ほか, 1974)。

**層序関係** 岡部ほか(1974)は、遠賀層最上部の石炭層(七尺炭)(層厚数m)と頃末泥岩層基底面との間の層厚変化から、下位の遠賀層と頃末泥岩層とは不規則な凹凸面で接し、遠賀層上部の諸層準を切っているとして、不整合の可能性を指摘している。しかし、頃末泥岩層は遠賀層を軽微に削り込む程度で、しかも後述のように遠賀層と折尾砂岩層のフィッション・トラック年代にほとんど差がない(尾崎・濱崎, 1991)ことから、海進による侵食は一部あるが、両層群の間に時間的間隙はほとんどなかった可能性が高い。

**層厚** 8-25m。試錐の資料(岡部ほか, 1974)とも併わせて見ると、東北東と南部に層厚が厚くなる傾向がある。

岩相 芦屋層群の基底部層で、下位から礫岩、不淘汰な細粒砂岩とシルト岩、細粒砂岩あるいは細粒砂岩と極細粒砂岩の互層からなる。北九州市船越付近(直方図幅地域)(地点:付図A-4の地点8, 9)の岩相は、礫岩層(層厚数10cm, 量大礫径5cm)から始まり、細粒砂岩ないしシルト岩へ上方細粒化する不淘汰な地層が3-4mの厚さで遠賀層の上位に載る(第34図)。遠賀層との境界は極めて不規則である。全体に灰緑色-青灰色の斑模様を呈し、イオウの析出によって露頭表面が黄色に呈する部分もある。細粒部には *Venericardia* などの貝化石(第3表)や、炭化植物片が産する。上部は厚さ3-4mの細粒砂岩及び細粒と極細粒砂岩の互層からなり、良く成層する(第35図)。折尾砂岩層の基底部の礫層との間に明確な境界が認められる。

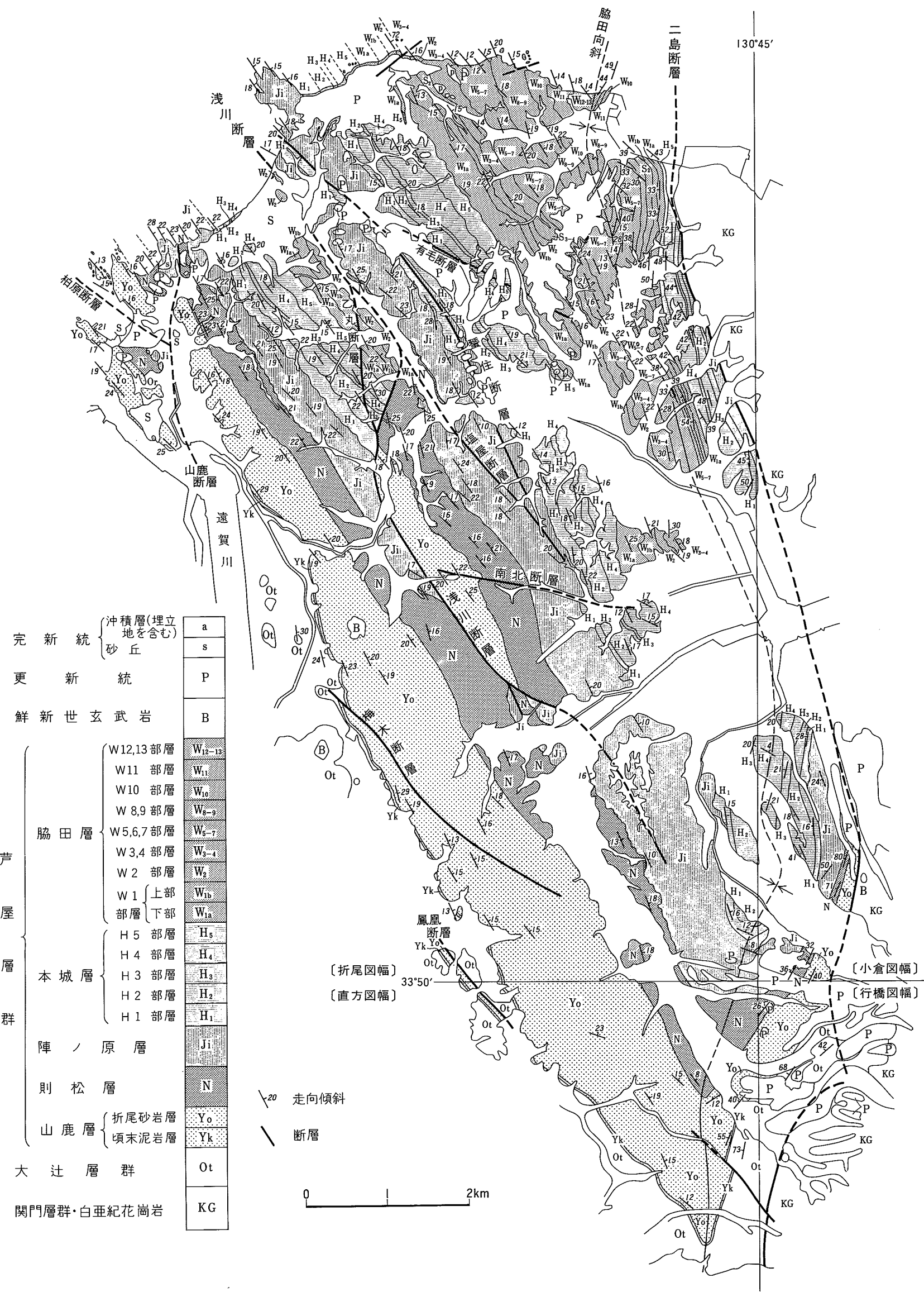
### VIII.2.2 折尾砂岩層 (Yo)

命名・定義 松下ほか(1957)による。折尾砂岩層は岩相により、更に下部と上部に細分できる(第2表)。

第3表 芦屋層群に産する軟体動物の化石  
岡部ほか(1974), 首藤ほか(1979)による。

産出層		折尾層	則松層	陣ノ原層	本城層	臨田層
Mollusca (軟体動物)	<i>Turritella karatsuensis</i> Nagao	○		○	○	○
	<i>T. infralirata</i> Nagao	◎		○	◎	○
	<i>T. sp.</i> Nagao		○	○		
	<i>Cirsotrema (Cirsotremopsis ?) nagaio</i> Oyama et Mizuno	○				○
	<i>Euspira ashiyaensis</i> (Nagao)	○	○	◎	◎	◎
	<i>Colus fujimotoi</i> Hirayama		○	○	○	
	<i>Ancistrolepis chikuzenensis</i> (Nagao)	○	○	○	○	
	<i>Phyllonotus ashiyaensis</i> (Nagao)					○
Scaphopoda (掘足類)	<i>Molopophorus watanabei</i> Nagao			○	○	○
	<i>Dentalium ashiyaensis</i> (Nagao)	○	○	◎	◎	○
Pelecypoda (二枚貝類)	<i>Yoldia laudabilis</i> Yokoyama	○	○	◎	○	○
	<i>Portlandia scaphoides</i> (Nagao)				○	
	<i>Nucula (Ennucula) yotsukuraensis</i> Hirayama	○				
	<i>Acylla (Truncacilla) nagaio</i> Oyama et Mizuno	○				
	<i>A. ashiyaensis</i> (Nagao)	◎	◎	○	○	○
	<i>Glycymeris cisshuensis</i> Makiyama	○		○	◎	◎
	<i>Chlamys ashiyaensis</i> (Nagao)	◎		○	○	○
	<i>Monia sp.</i> Nagao					○
	<i>Ostrea sp.</i>					○
	<i>Crassatella (Eucrassatella) yabei</i> (Nagao)	○				◎
	<i>Venericardia subnipponica</i> Nagao	○	◎	○	◎	○
	<i>V. sp.</i>	○		○	○	◎
	<i>Lucinoma nagaio</i> Oyama et Mizuno	○	◎	◎	◎	○
	<i>Pitar kyushuensis</i> (Nagao)	◎				
	<i>P. ashiyaensis</i> (Nagao)			○	○	
	<i>P. matsumotoi</i> (Nagao)	○		○	○	○
	<i>Callista matsuraensis</i> (Nagao)	○		○		
	<i>C. hanzawai</i> (Nagao)	○		○		
	<i>Phacosoma chikuzenensis</i> Nagao			○	○	◎
	<i>Cyclina japonica</i> Kamada					○
	<i>Macoma optiva</i> (Yokoyama)			○		
	<i>Angulus (Tellinides) maximus</i> (Nagao)	○	◎	◎	○	○
	<i>Spisula sp.</i>			○		○
	<i>Cultellus izumoensis</i> (Yokoyama)	○	○	○	○	○
	<i>Solen conneciens</i> Oyama	○	○	○	○	○
	<i>Periploma besshoense</i> (Yokoyama)	○		○	○	○

○ 産出 ◎ 多産



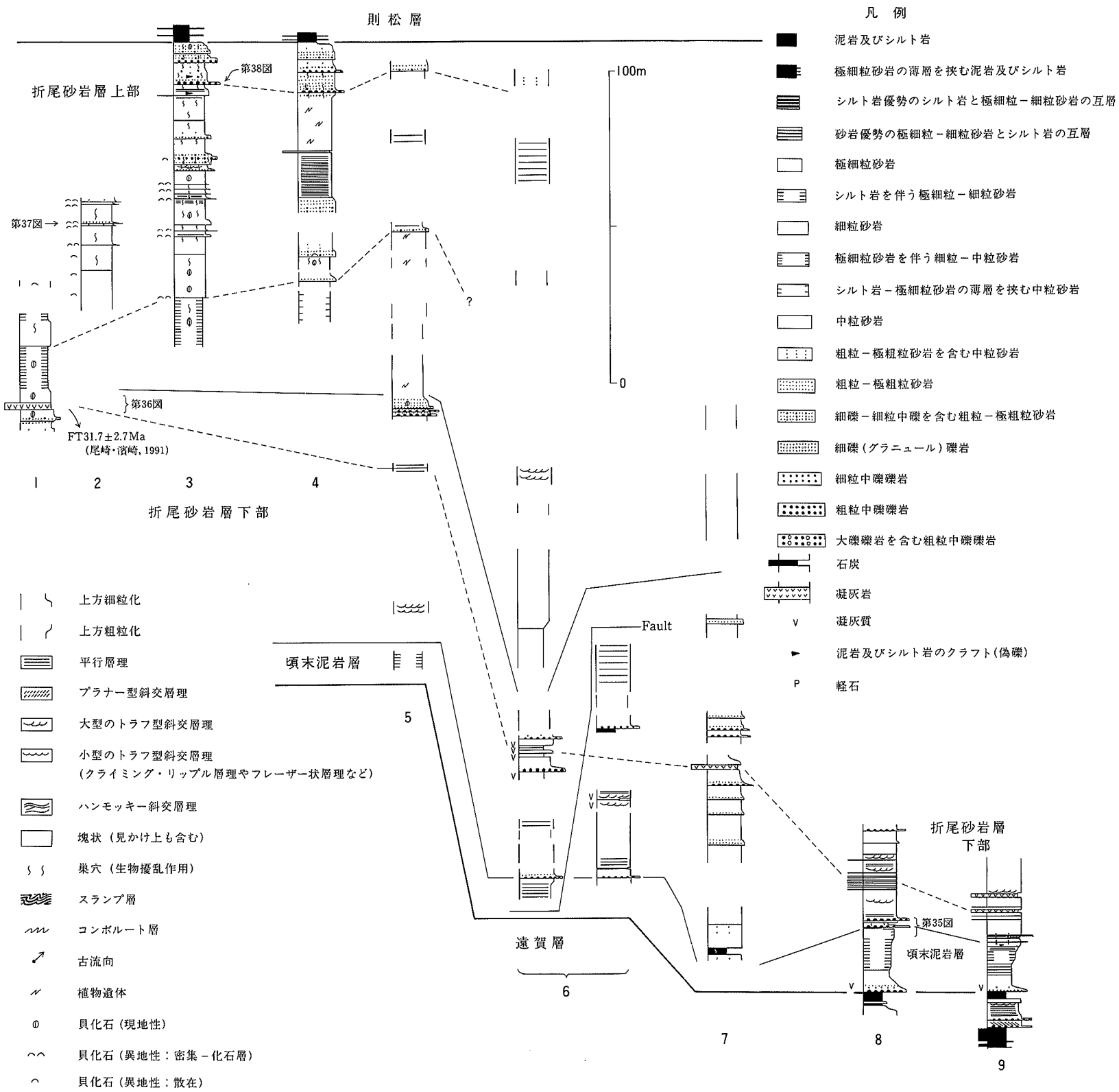
完新統	沖積層(埋立地を含む) 砂丘	a	
更新統		s	
鮮新世玄武岩		P	
芦屋層群	脇田層	W12,13 部層	W <sub>12-13</sub>
		W11 部層	W <sub>11</sub>
		W10 部層	W <sub>10</sub>
		W 8,9 部層	W <sub>8-9</sub>
		W 5,6,7 部層	W <sub>5-7</sub>
		W 3,4 部層	W <sub>3-4</sub>
		W 2 部層	W <sub>2</sub>
		W 1 部層	W <sub>1</sub>
		上部	W <sub>1a</sub>
		下部	W <sub>1b</sub>
		H 5 部層	H <sub>5</sub>
		H 4 部層	H <sub>4</sub>
本城層		H 3 部層	H <sub>3</sub>
		H 2 部層	H <sub>2</sub>
		H 1 部層	H <sub>1</sub>
	陣ノ原層		Ji
則松層		N	
山鹿層	折尾砂岩層	Y <sub>o</sub>	
	頃末泥岩層	Y <sub>k</sub>	
大辻層群		Ot	
関門層群・白亜紀花崗岩		KG	

[折尾図幅] 33°50' [小倉図幅]  
[直方図幅] [行橋図幅]

20 走向傾斜  
断層

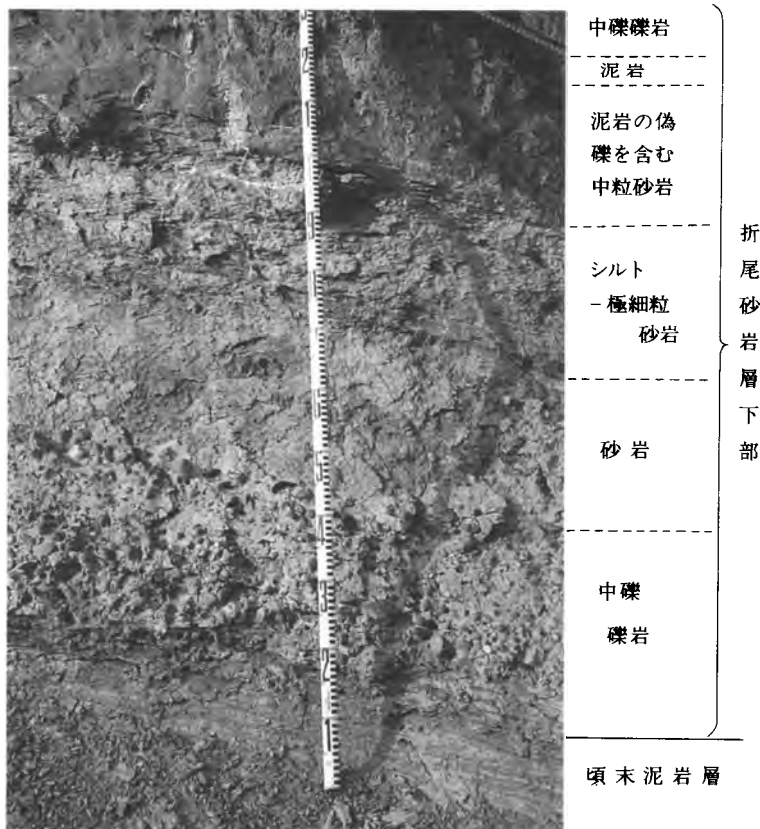
0 2km

第33図 折尾図幅地域及びその周辺地域における芦屋層群の地質図



第34図 山鹿層の地質柱状図  
柱状図作成地点は付図4を参照.





第35図 折尾砂岩層下部の基底部の岩相

撮影地点は付図A-4の地点8, 層準は第34図の柱状図8を参照.

**模式地** 折尾砂岩層の模式地は遠賀郡水巻町頃末 - 北九州市八幡西区折尾駅間 (松下ほか, 1957). この模式地を含め折尾砂岩層の全層準を観察可能な露頭はない.

下部は頃末付近が観察可能である. 上部は全体として層厚が薄いものの, 遠賀郡芦屋町波懸ノ岸 (付図A-4の地点1), 遠賀郡芦屋町田屋北西部 - 狩尾岬付近 (付図A-4の地点3) に良好な露頭がある.

**分布** 芦屋町山鹿付近から若松区高須, 八幡西区浅川, 折尾, 永犬丸, 養福寺 (小倉図幅), 別所 (小倉図幅) にかけてと, 若松区岩屋, 有毛, 蟹住, 大鳥居, 舟尾山, 八幡西区光貞台に分布する (第33図).

**層厚** 190-300m. 模式地の山鹿の海岸付近で190m, 若松区の高須北西 - 南東部で240-280m, 舟尾山南部で300m, 八幡西区永犬丸で245m, 別所で260mと中南部で厚い. 下部で50-150m, 上部で110-200m (芦屋町北東部で110m, 八幡西区永犬丸付近で200m) の層厚変化を示す.

**岩相** 下部は, 中 - 細礫層を基底に伴う上方細粒化を示す不淘汰な中粒 - 粗粒砂岩の累重からなる (第34図). 中粒砂岩の一部にトラフ型斜交層理が認められる. 山鹿では本部層の上部に, 船越では本部層の下部の層準に同一の凝灰岩が挟在する (第36図). 本凝灰岩からは  $31.7 \pm 2.3\text{Ma}$  のフィッション・トラック年代が得られている (尾崎・濱崎, 1991).

上部は、*Acila* などの現地性の貝化石（第3表）に富むのが特徴である細粒砂岩-極細粒砂岩から始まり、基底部に *Chlamys*, *Turritella* などの貝化石が多産する（第37図）粗粒砂岩や細礫岩の薄いラグ堆積物を伴う数 m オーダーの細粒砂岩層の累重、更にその上位には全体の層厚は 10-20m, 1 サイクルの厚さが 3-7m の下底部に中礫や細礫を伴う（第38図）上方細粒化を示す淘汰の悪い含礫粗粒砂岩が堆積



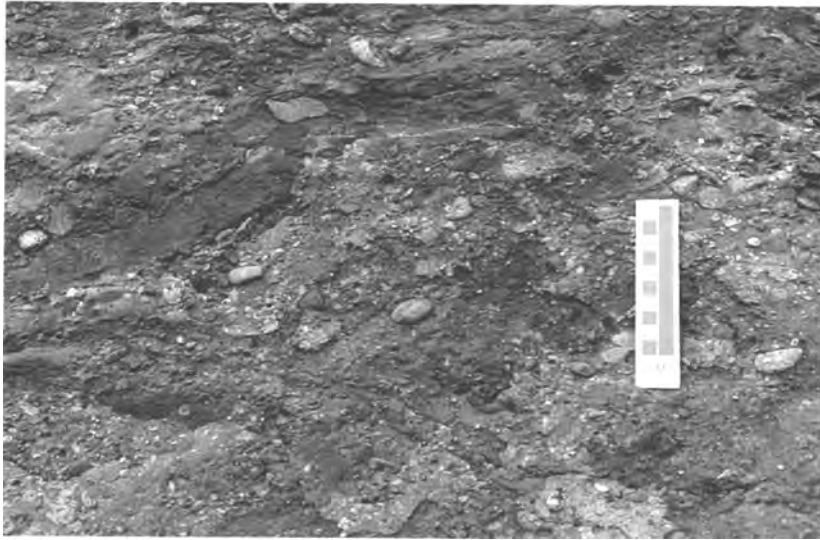
第36図 折尾砂岩層中の凝灰岩

ハンマーの長さは28 cm. 撮影地点は付図A-4の地点1. 層準：第34図の柱状図1を参照.



第37図 折尾砂岩層上部に認められる *Turritella* の密集する細粒砂岩層基底の粗粒部（化石ラグ）

スケールの長さは10 cm. 撮影地点は付図A-4の地点2. 層準は第34図の柱状図2を参照.



第38図 折尾砂岩層上部上半分に認められる中礫礫岩層  
スケールの長さは10 cm. 撮影地点は付図A-4の地点3. 層準は第34図の柱状図3を参照.

する。個々の単層は上方細粒化を示すが、折尾砂岩層上部全体としては上方粗粒化を示す。折尾砂岩層上部の下半分に卓越する細粒砂岩には生痕が多産し、本来の堆積構造が失われていることが多い。

### VIII. 3 <sup>のりまつ</sup> 則松層 (N)

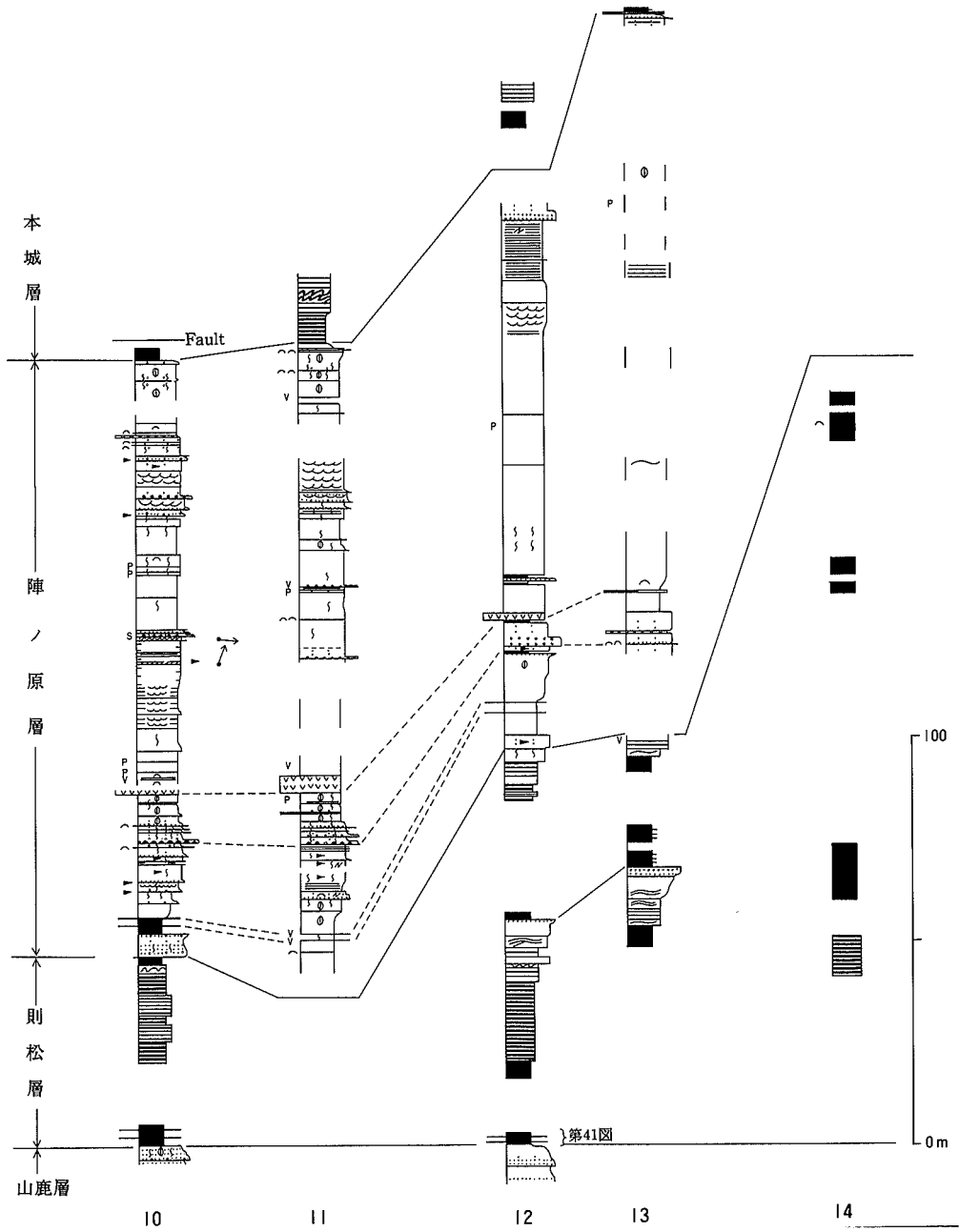
**命名・定義** 松下ほか (1957) によって命名された則松頁岩層を改称。高橋 (1966) の則松層にほぼ一致する。岡部・小原 (1972) の定義に従い、山鹿層直上の泥岩層から陣ノ原層下部の火砕岩質の礫層の下位に認められる泥岩ないし極細粒砂岩基底部より下位の地層を則松層とする。

**模式地** 北九州市八幡西区則松が模式地 (岡部・小原, 1972) となっているが、現在則松付近で良好な露頭はない。芦屋町北東端の夏井ヶ浜 (付図 A-4 の地点 10) にかつて本層が連続して認められたが則松層の下部 (ただし、最下部は観察できる) は現在観察できない。

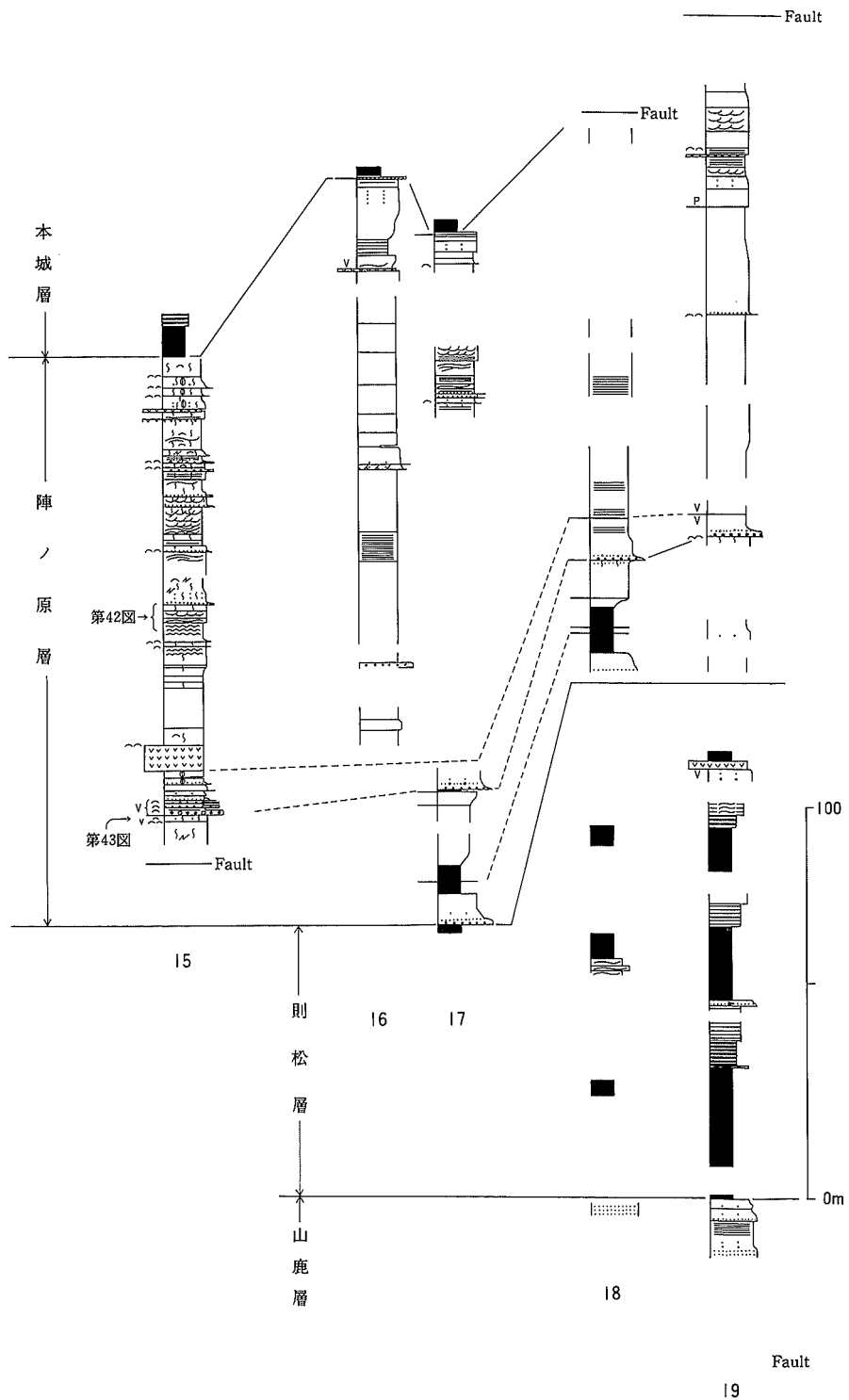
**分布** 遠賀郡芦屋町山鹿付近と夏井ヶ浜、はまゆう付近から若松区の高須、八幡西区の浅川日の峯、折尾・永犬丸、養福寺 (小倉区幅地域)、別所 (小倉区幅地域) にかけてと、若松区の大鳥居、小敷、八幡西区千代ヶ崎に分布する (第 33 図)。

**層厚** 50-190m。芦屋町北東端の夏井ヶ浜で 50m、北九州市八幡西区浅川付近で 110-190m、養福寺で 120m、別所町付近で 80m。分布域の中では北西と南東方向に層厚が薄くなる。

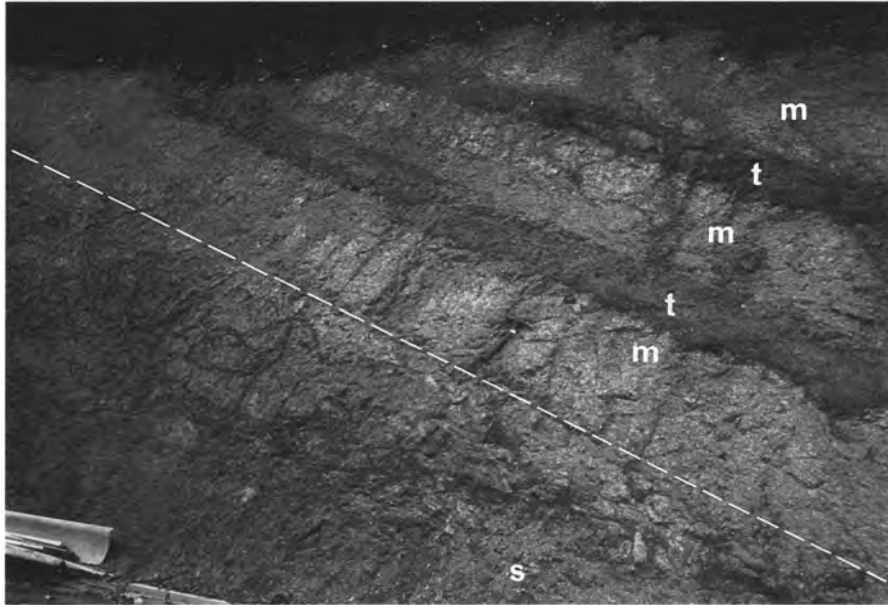
**岩相** 泥岩及び泥岩砂岩互層が卓越する (第 39・40 図)。舟尾山南部での露頭 (第 40 図の柱状図作成地点番号 19) などから判断すると、下位から上位に向かって、主に塊状を呈する泥岩 (*Acila* などの貝化石を産する)、泥岩優勢の砂岩泥岩互層、砂岩優勢の砂岩泥岩互層、シルト岩と極細粒砂岩を挟む細粒砂岩 (ハンモッキー斜交層理が発達)、基底部に粗粒砂岩や泥岩の偽礫を伴う不淘汰な中粒-細粒砂



第39図 則松層及び陣ノ原層の地質柱状図(1)  
 凡例は第34図, 柱状図作成地点は付図A-4を参照.



第40図 則松層及び陣ノ原層の地質柱状図（2）  
 凡例は第34図，柱状図作成地点は付図A-4を参照。



第41図 則松層基底部に挟在する2層の凝灰岩及び折尾層と則松層の境界  
 t：凝灰岩，m：塊状泥岩，s：中粒砂岩，破線：山鹿層と則松層のおよその境界（上部が則松層，砂岩から泥岩へは急激に変化する）。ハンマーの長さは28cm。撮影地点は付図A-4の地点12，層準は第39図の柱状図12を参照。

岩（上方粗粒化を示す），といった一連の上方粗粒化を示す層序が4サイクル認められる。

芦屋町北東部の則松層基底部中には，厚さ数cm-数10cmの凝灰岩が2層，0.6-2m間隔で挟在する（第41図）。舟尾の本層上部の層準にも厚さ1mの凝灰岩が挟在するが，北西部ではその連続は確認できなかった。

#### VIII. 4 陣ノ原層 (Ji)

**命名・定義** 松下ほか(1957)命名の坂水層の最下部陣ノ原砂岩層を改称。岡部・小原(1972)の定義に従い，下限は厚さ2-5mの中礫岩層ないし細礫岩で，上限は本城層基底部の塊状泥岩ないし泥岩卓越の砂岩泥岩互層の下限とする。

**模式地** 模式地は北九州市八幡西区陣原であるが，都市開発によって，現在良好な露頭はない。芦屋町北部の夏井ヶ浜北東部付近（付図A-4の地点10）や北九州市若松区岩屋（付図A-4の地点15）ではほぼ全層準の良好な露頭が観察できる。

**分布** 芦屋町山鹿北東付近から若松区高須西部と，若松区の岩屋，有毛，蟹住，大鳥居東部，舟尾山，八幡西区の光貞台，友田，瀬板貯水池，養福寺町（小倉図幅地域），鉄王町（小倉図幅地域）にかけて分布する（第33図）。

**層厚** 130-240m。若松区北西端から芦屋町北東端では130-140m，若松区の蟹住，高須，八幡西区の舟尾山付近で170-180m前後，八幡西区の陣ノ原付近で240m，鉄王町付近（小倉図幅地域）で180m

の層厚を示す。北北西及び南南東方向に層厚が薄くなる傾向にある。

**岩相** ラグ堆積物を伴う塊状の中粒砂岩、癒着型ハンモッキー斜交層理細粒（-中粒）砂岩及びト  
ラフ型斜交層理（クライミングリップ層理及びメガリップ層理）細粒-中粒砂岩主体の地層（第42  
図）からなり、不淘汰で塊状の含細礫砂岩、礫岩、凝灰岩を伴う。南部の露頭ほど細粒砂岩が卓越し、  
礫岩が減る傾向にある。

ラグ堆積物を伴う塊状中粒砂岩は生痕が多産し初生堆積構造が失われている。本層上部では  
*Glycymeris* などの貝化石がラグ堆積物に多産する。またラグ堆積物を伴う細粒砂岩中には *Phacosoma*、  
*Pitar* などの生息型貝化石が含まれている。

最下部には2層の薄い凝灰岩層が、下部には安山岩火砕岩質の角礫岩層（第43図）とその上位に厚さ  
数mの細粒凝灰岩層が、更に最上部付近には薄い細粒凝灰岩層が2層挟まれる。

## VIII. 5 <sup>ほんじょう</sup>本城層 (H<sub>1</sub>, H<sub>2</sub>, H<sub>3</sub>, H<sub>4</sub>, H<sub>5</sub>)

**命名・定義** 円部・小原（1972）の本城砂岩頁岩層と二島砂岩頁岩互層の下部を併せて本城層と再定  
義する。松下ほか（1957）の坂水層中上部、高橋（1966）の陣ノ原層中部に相当する。本城層は、岩相  
から下位より H<sub>1</sub>, H<sub>2</sub>, H<sub>3</sub>, H<sub>4</sub>, H<sub>5</sub> に区分できる（第44図）。

**模式地** 八幡西区の本城北西部付近（付図A-4の地点26）を模式地とする。

**分布** 北九州市若松区の乙丸、岩屋東部から弘川、塩谷東部、八幡西区の本城、穴生、鷹の巣、若  
葉、鉄王（小倉図幅地域）、青山（小倉図幅地域）、若松区の二島・畠田、頓田貯水池東部、頓田付近に  
かけて分布する（第33図）。

**層厚** 180-250m。岩屋北東部の海岸で185m、有毛東部で240-250m、本城北西部で240m、鉄竜・  
萩原付近（小倉図幅）で220m以上（上限不明）、頓田貯水池東部で140m以上（下限不明）。

### VIII. 5.1 H<sub>1</sub> 部層 (H<sub>1</sub>)

**命名・定義** 新称。H<sub>1</sub> 部層は、坂水層中部の本城砂岩頁岩層（岡部・小原，1972）の最下部の泥  
岩層と砂岩泥岩互層の卓越層に一致する。

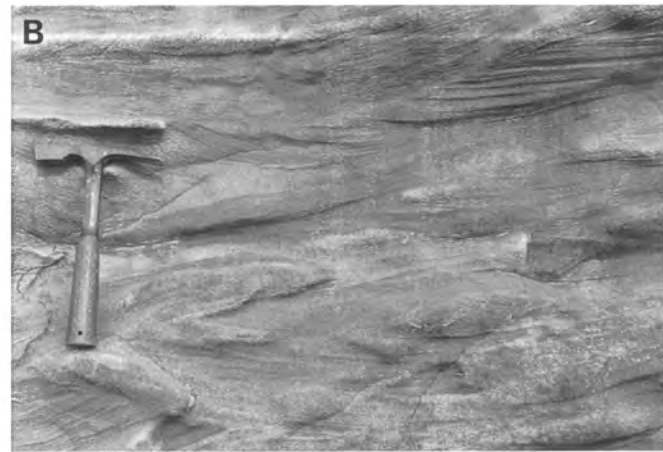
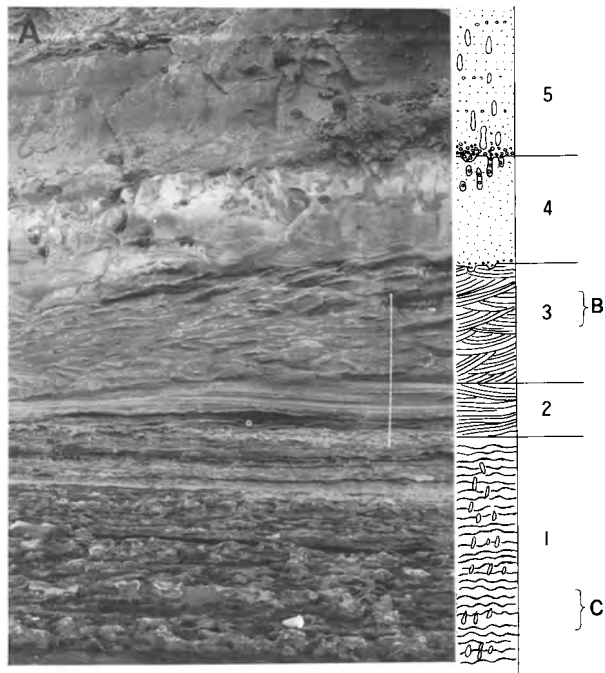
**模式地** 若松区岩屋北東海岸（付図A-4の地点21）とする。

**層厚** 35-70m。乙丸で45m、岩屋の海岸や有毛で60-70m、塩谷で35m、本城で45m、青山で45m、  
鉄王で40m、畠田で20m以上（下限不明）。

**岩相** 一般に主に塊状泥岩から始まり、上位へ泥岩卓越の砂岩泥岩互層、砂岩卓越の砂岩泥岩互層へ  
と岩相変化する。砂岩泥岩互層中には *Phacosoma*, *Turritella* など貝化石を含む粗粒砂岩の薄層やスラ  
ンプ褶曲が認められる。

### VIII. 5.2 H<sub>2</sub> 部層 (H<sub>2</sub>)

**命名・定義** 新称。砂岩泥岩互層から砂岩層へと岩相変化する層準を下限とし、上位のH<sub>3</sub>部層の泥  
岩及び泥岩卓越の砂岩泥岩互層の下限を上限とする。



第42図 陣ノ原層の岩相

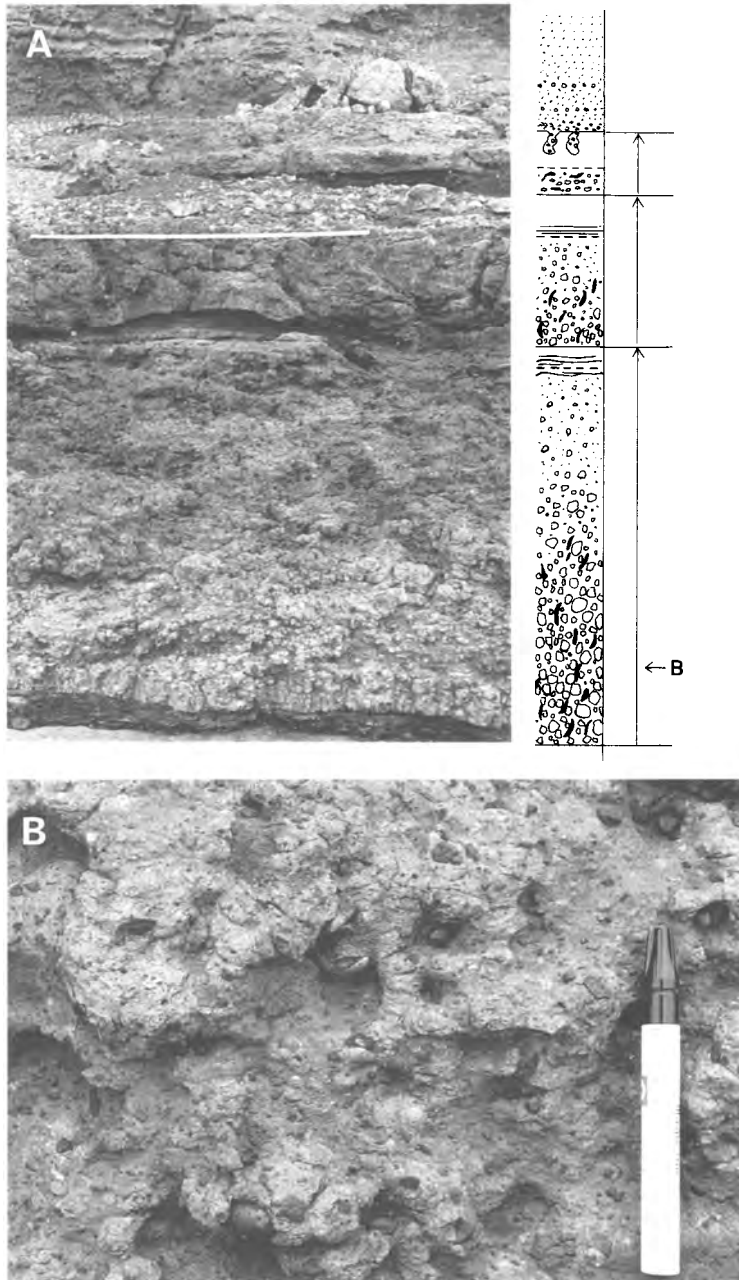
A) 1: 生痕化石の多産するクライミング・リップル層理中粒-細粒砂岩, 2: ハンモッキー斜交層理中粒砂岩, 3: ドラフ型斜交層理(メガリップル層理)中粒砂岩, 4: 塊状中粒砂岩, 5: 生痕化石の多産する細礫を含む不淘汰中-細粒砂岩(基底部は細礫からなる)。スケールの長さは2m。

B) A)の3の拡大。ハンマーの長さは28cm。

C) A)の1の拡大。スケールの長さは13.5cm。

撮影地点は付図A-4の地点15, 層準は第39図の柱状図15を参照。





第43図 陣ノ原層最下部の凝灰角礫岩質礫岩

A) 下位から上位へ凝灰角礫岩質塊状角礫岩，平行-波状層理の発達する凝灰岩質の細礫岩-中粒砂岩，平行葉理-塊状の細粒砂岩-極細粒砂岩への上方細粒化が3回以上認められる。上方細粒化層は上位のものほど薄く，礫層も薄くなる。角礫岩中には貝化石が，細粒砂岩-極細粒砂岩には材化石が多産する。火砕流堆積物の噴出活動に伴い形成されたものと推定できる。スケールの長さは2 m。

B) A) の下部の拡大。スケールの長さは14 cm。

撮影地点は付図A-4の地点15，層準は第40図の柱状図15を参照。

**模式地** 八幡西区塩屋東南付近(付図 A-4 の地点 26)。

**層厚** 25-90m。模式地の塩谷で 70m, 若松区有毛北東耳取池で 25m, 青山で 40m, 鉄竜で 90m, 鉄王で 70m。

**岩相** 下部はハンモッキー斜交層理の発達する砂岩や砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなり, 一部トラフ型斜交層理やコンボルト構造も観察できる。上部は砂岩と砂岩泥岩互層で, プラナー型斜交層理や泥岩の偽礫が認められる。また泥岩中には石炭層・凝灰岩が挟まれる(第 45 図)。

### VIII. 5.3 H3 部層 (H<sub>3</sub>)

**命名・定義** 新称。夾炭層の上位 10-15m から始まる泥岩層 - 砂岩泥岩互層で, 本城砂岩頁岩層の中位に当たる。

**模式地** 八幡西区塩谷東南(付図 A-4 の地点 26)

**層厚** 15-50m。模式地の塩谷で 30m, 有毛北東部で, 15-20m, 青山・鉄王で 50m。北北東へ薄くなる傾向がある。

**岩相** 一般に主に塊状泥岩から始まり, 上位へ泥岩卓越の砂岩泥岩互層, 砂岩卓越の砂岩泥岩互層へと変化する(第 45 図)。

### VIII. 5.4 H4 部層 (H<sub>4</sub>)

**命名・定義** 新称。本城層砂岩泥岩層(岡部・小原, 1972) 上部に当たる砂岩の卓越する砂岩泥岩層からなる。

**模式地** 払川南部から本城北西部付近。

**層厚** 70-90m, 模式地で 90m。

**岩相** 中粒 - 細粒砂岩を主体とし, 砂岩泥岩互層を挟む。石炭層を挟むこともある。砂岩層の下部はプラナー型斜交層理が発達したり, 泥岩の偽礫を含むことがある。

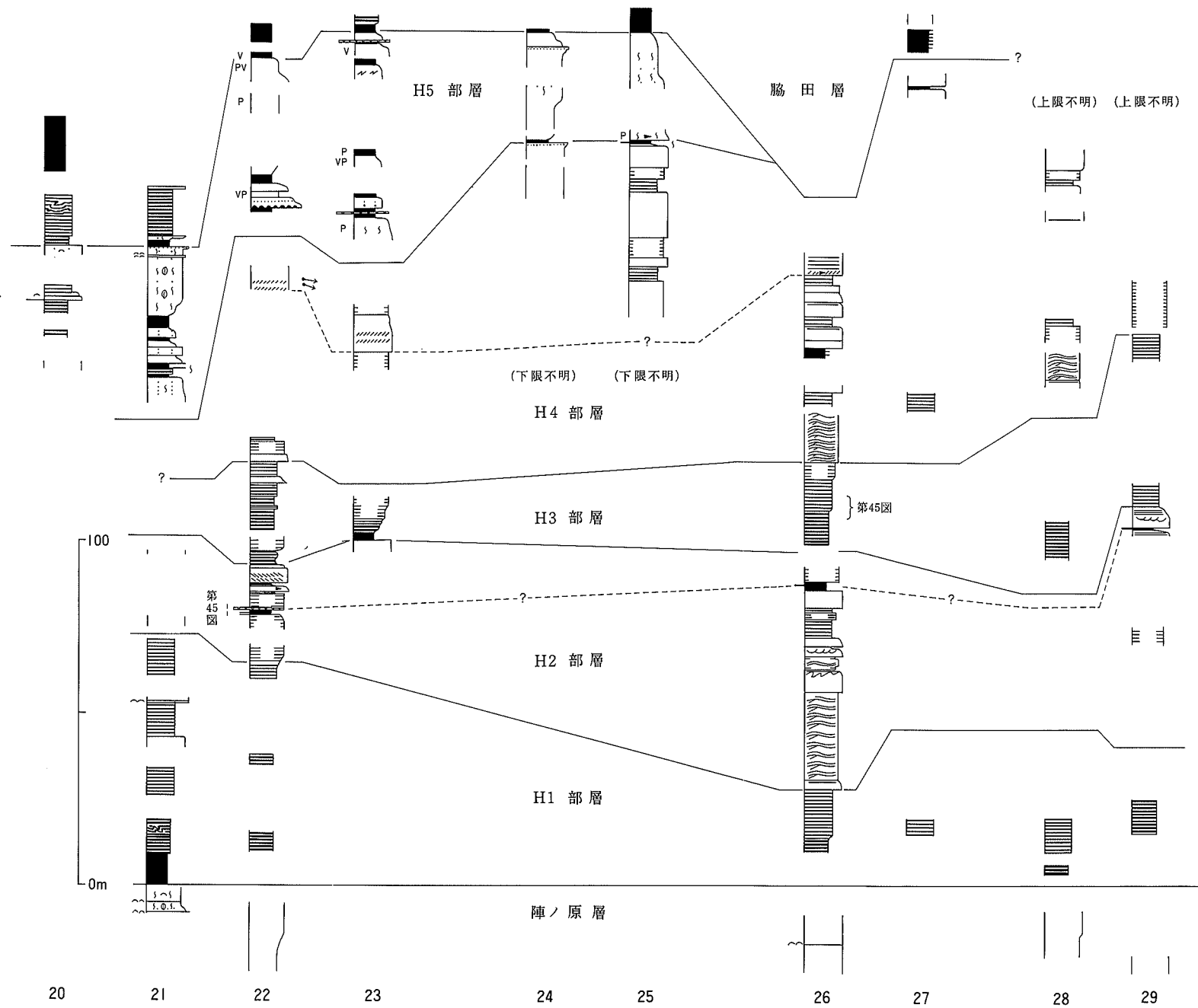
### VIII. 5.5 H5 部層 (H<sub>5</sub>)

**命名・定義** 新称。本城層最上部に位置し, 主に砂岩及び泥岩からなる。

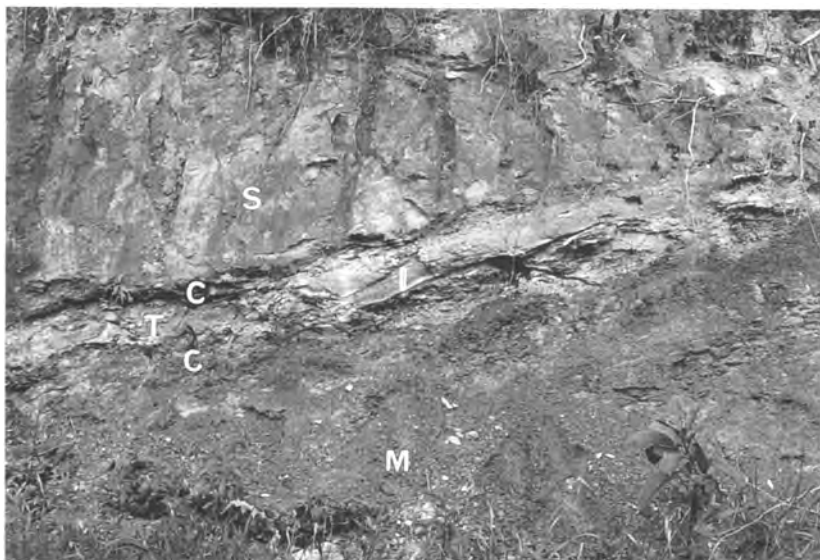
**模式地** 若松区耳取池付近(付図 A-4 の地点 22) の露頭を模式地とする。

**層厚** 0-50m。模式地や逆水池西の海岸付近で約 50m。頓田貯水池北部で約 30m。若松区の払川と頓田以南, 八幡西区では欠如する。

**岩相** 不淘汰な中粒砂岩(ときに細粒砂岩や礫岩) からシルト岩・泥岩へ上方細粒化する地層(層厚数 m) の累重からなる。これら上方細粒化層上部の細粒層は凝灰岩質で, しばしば細礫サイズ以下の軽石や現地性の貝化石(*Pitar*, *Venericardia* など)を含む。また, 厚さ数 10 cm の凝灰岩や *Turritella*, *Dentalium*などを産する化石層を挟むこともある。海岸部の本層最上部は上方粗粒化して細礫岩が載り, その直上に脇田層 W1a の泥岩が堆積する。



第44図 本城層の地質柱状図  
 凡例は第34図，柱状図作成地点は付図4を参照.



第45図 本城層の岩相

上段 H2 部層の石炭層

C : 石炭 (凝灰岩の上下に 2 層認められる, T : 凝灰岩, M : 泥岩, S : 砂岩。スケールの長さは 10 cm。撮影地点は付図 A-4 の地点 21, 層準は第 44 図の柱状図 21 を参照。

下段 H3 部層の砂岩泥岩互層

泥岩優勢の砂岩泥岩互層から砂岩優勢の砂岩泥岩互層へ変化する。スケールの長さは 2 m。撮影地点は付図 A-4 の地点 25, 層準は第 44 図の柱状図 25 を参照。

## Ⅷ. 6 <sup>わいた</sup> 脇田層 (W<sub>1a</sub>, W<sub>1b</sub>, W<sub>2</sub>, W<sub>3-4</sub>, W<sub>5-7</sub>, W<sub>8-9</sub>, W<sub>10</sub>, W<sub>11</sub>, W<sub>12-13</sub>)

**命名・定義** 新称. 岡部・小原 (1972) の二島砂岩頁岩互層上部と脇田層 (後述の W2 部層の上部から脇田層に当たる) を併せて再定義したもの. 高橋 (1966) の陣ノ原層上部と脇田層に相当する (第 33 図).

脇田層は, 海岸部で 13 以上の明確な上方粗粒化層 (1 サイクルの厚さ 10 数 m-50 数 m) の累重からなる (第 46 図). そのため本層は上方粗粒化の 1 つのサイクルを 1 つの部層として, 下位から W1-W13 部層に細分した. しかし, 本層の分布する内陸 (安屋から竹並にかけて) は第四系が分布するため観察できる露頭が少なく, 海岸部の区分をそのまま連続することができなかつた. そのため地質図では W3 と W4, W5 から W7, W8 と 9, W12 と 13 を併せて示した.

**模式地** 北九州市若松区逆水池から脇田に至る海岸地域. W1-W13 部層の模式地も本海岸地域 (付図 A-4 の地点 31) とする.

**分布** 北九州市若松区逆水池・安屋・脇田・竹並・頓田-八幡西区本城, 更に若松区乙丸に分布する (第 33 図).

**層序関係** 本図幅地域北東部で本城層 H5 部層と, 南東部地域は H4 部層と重なる.

**層厚** 模式地で 400m 以上 (上限不明).

**岩相** 典型的には, 下位より上位へ, 塊状泥岩 (泥灰岩や極細粒砂岩の薄層を挟む), 泥岩卓越の砂岩泥岩互層, 砂岩卓越の砂岩泥岩層, 癒着型ハンモッキー斜交層理の発達する細粒砂岩層, トラフ型ないしプラナー型斜交層理の発達する中粒砂岩, 基底部にラグ堆積物 (貝化石, 泥岩の偽礫を含む) を伴う粗粒砂岩の累重から構成される. 模式地の海岸部を基準にすると, このような上方粗粒化層 (平均層厚は約 32m) のサイクルが 13 以上確認できる (第 46 図).

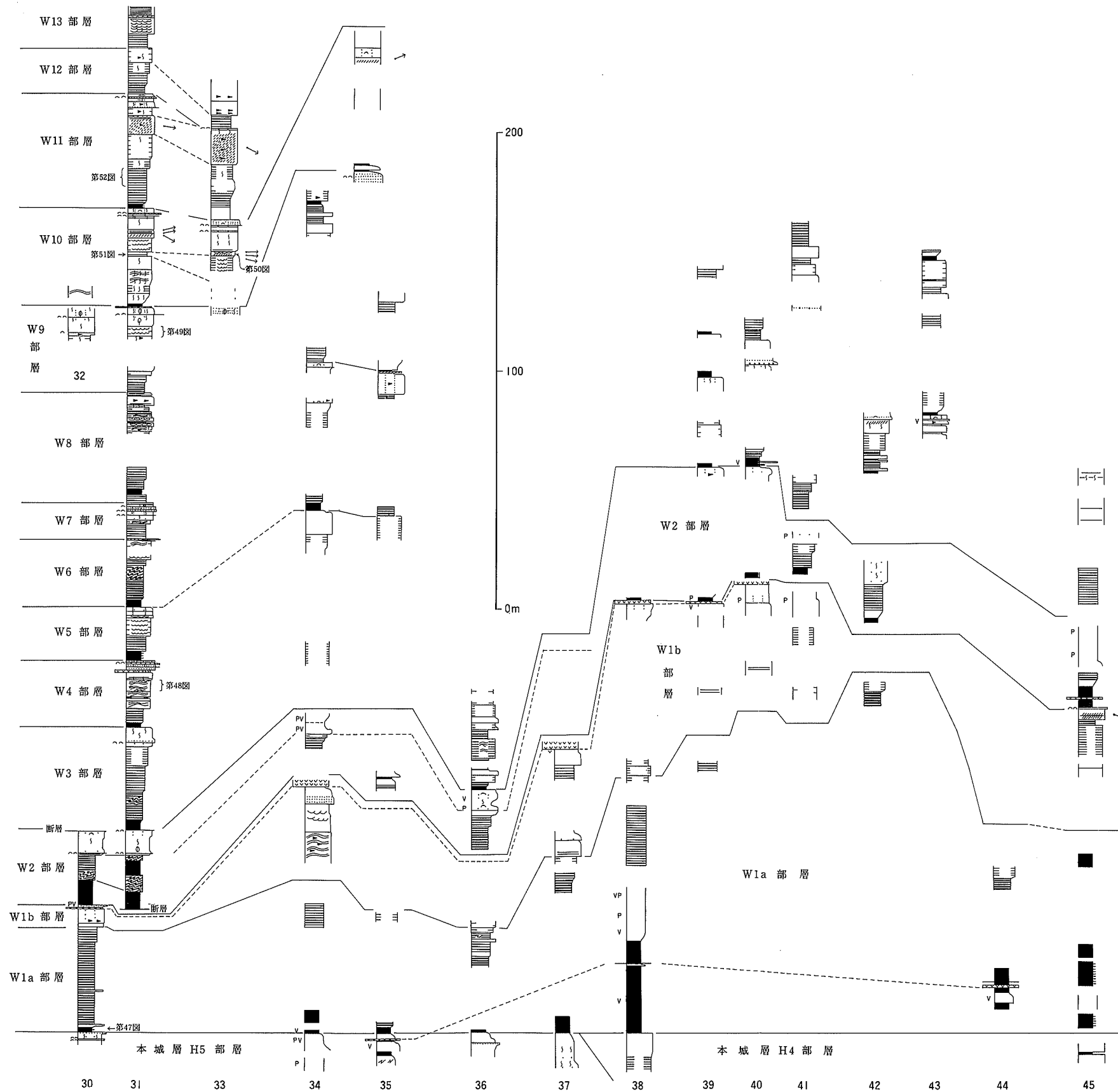
### Ⅷ. 6.1 W1 部層 (W<sub>1a</sub>, W<sub>1b</sub>)

**層厚** 50-190m. 模式地で 53m. 下部と上部に区分され, 下部は模式地で約 45m, 若松区頓田池付近では 70-150m, 八幡西区本城付近で約 85m と内陸部特に頓田付近で厚くなる. 上部の層厚は岩屋東部の海岸付近で約 10m と薄い, 若松区の安屋付近で 40m, 八幡西区の本城付近では 50m と内陸部で厚くなる.

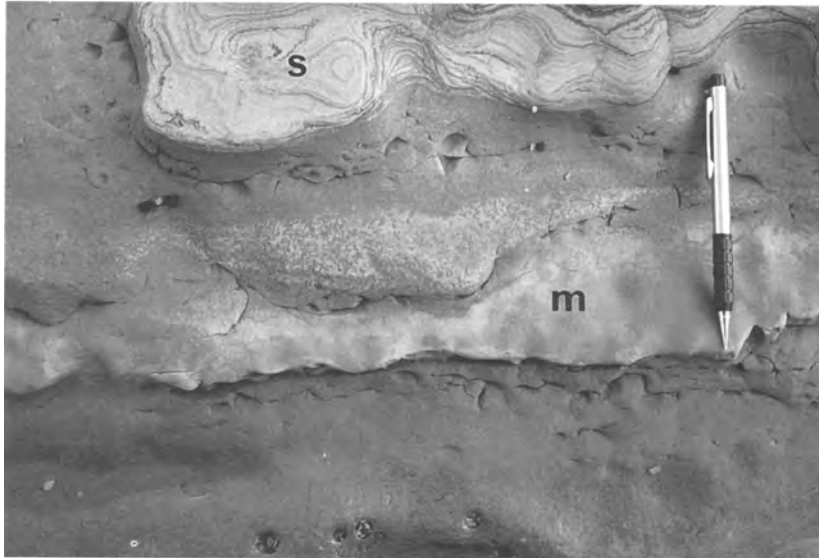
**岩相** 泥岩及び砂岩泥岩互層の下部 (W1a) と砂岩主体の上部 (W1b) に区分できる.

下部は, 下半部の塊状の泥岩-極細粒砂岩 (泥灰岩や細粒砂岩を挟む) (第 47 図) と, 上半部の砂岩泥岩互層からなる. 塊状の泥岩・シルト岩は凝灰岩質で軽石を含む場合が多い. 下部の基底部付近に凝灰岩が挟まれるが, 安屋南部以北では累層区分と斜交して本城層 H5 部層最上部に挟まれる.

上部は, 癒着型ハンモッキー斜交層理の発達する細粒砂岩 (細粒砂岩と極細粒砂岩の互層も含む), 斜交層理の発達する中粒砂岩が堆積する. 上部の最上部には, 泥岩の偽礫を含むことがある不淘汰の中粒-粗粒砂岩 (上方細粒化が認められる) が発達し, *Phacosoma* や *Glycymeris* などを含む化石層を伴うことがある. 上部の最上部には凝灰岩が挟まれている. これは本城付近 (付図 A-4 図地点 45) で W2



第46図 脇田層の地質柱状図  
 凡例は第34図，柱状図作成地点は付図4を参照。



第47図 脇田層 W1 部層の岩相

泥岩に挟まれる泥灰岩 (m) 及び葉理の発達する極細粒砂岩-シルト岩 (s), 撮影露頭はほぼ水平.  
撮影地点は付図A-4の地点30, 層準は第46図の柱状図30を参照. スケールの長さは13.5cm.

部層基底部に挟在しており, 部層区分と斜交する.

#### Ⅷ. 6.2 W2 部層 (W<sub>2</sub>)

層 厚 30-60m. 模式地で33m, そのうち下部の泥岩卓越層は20数m, 上部の細粒砂岩層は10mの層厚を持つ(第46図).

岩 相 下部は泥岩及び泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなり, 逆水池北方の海岸部では, スランプ褶曲が認められる.

上部は全体に凝灰質で現地性の貝化石 (*Phacosoma*, *Pitar*, *Venericardia* など) を産する細粒-中粒砂岩からなり, 最下部と最上部に *Glycymeris* などの貝化石を伴う厚さ数10cmの粗粒砂岩-細礫岩を挟む.

#### Ⅷ. 6.3 W3 部層 (W<sub>3</sub>: 地質図では, 後述の W<sub>4</sub> と併わせ, W<sub>3-4</sub> の記号で示す)

層 厚 模式地で43m.

岩 相 模式地では, 下位から泥岩, 泥岩優勢の砂岩泥岩互層 (スランプ構造が発達する), 砂岩優勢の砂岩泥岩互層, シルト岩を伴う極細粒砂岩と細粒砂岩の互層, 中粒砂岩 (貝化石を含む粗粒-極粗粒砂岩を挟む) へと岩相変化する上方粗粒化層からなる.

#### Ⅷ. 6.4 W4 部層 (W<sub>4</sub>: 地質図では, 前述の W<sub>3</sub> と併わせ, W<sub>3-4</sub> の記号で示す)

層 厚 模式地で27m.

岩 相 模式地では, 下位から上位へ泥岩, 泥岩優勢の砂岩泥岩互層, 癒着型ハンモッキー斜交層理

(第48図) 及びコンボルト層理の発達する細粒砂岩(上部に凝灰岩を挟む), ラグ堆積物(細-中礫を含み, *Glycymeris*, *Phacosoma* などの貝化石を含む)を基底に伴う粗粒-極粗粒砂岩へと岩相変化する上方粗粒化層からなる.

**VIII.6.5 W5部層** ( $W_5$ : 地質図では, 後述の  $W_6$ ,  $W_7$  と併わせ,  $W_{5-7}$  の記号で示す)

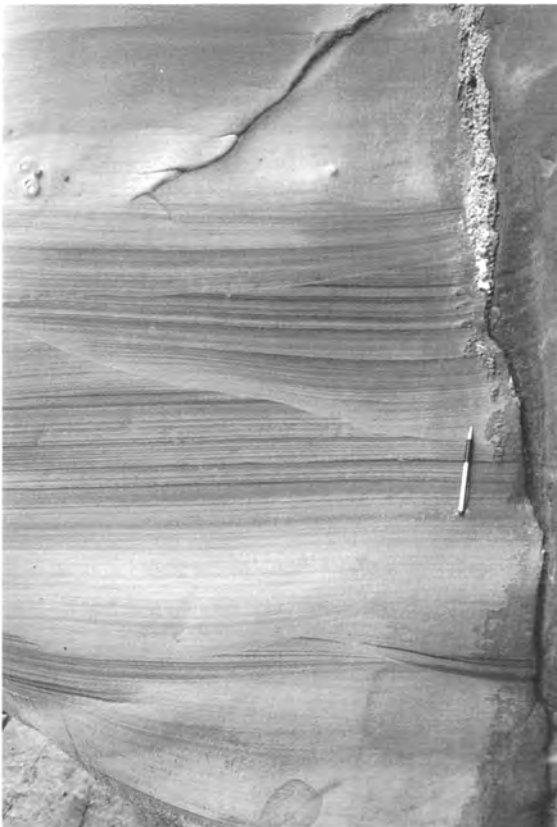
**層厚** 模式地で22m.

**岩相** 模式地では, 下位から上位へ泥岩ないし泥岩優勢の砂岩泥岩互層, 砂岩優勢の砂岩泥岩互層, フレーザー状層理(一部平行層理)の発達する細粒砂岩(シルト岩-極細粒砂岩を挟む), 一部細礫を含む塊状の中粒-細粒砂岩へと岩相変化する上方粗粒化層からなる.

**VIII.6.6 W6部層** ( $W_6$ : 地質図では,  $W_5$ ,  $W_7$  と併わせ,  $W_{5-7}$  の記号で示す)

**層厚** 模式地で27m.

**岩相** 模式地では, 下位から上位へ泥岩, 泥岩優勢の砂岩泥岩互層(スランプ褶曲が発達する), 砂岩優勢の砂岩泥岩互層, 斜交層理(フレーザー状層理)及び癒着型ハンモッキー斜交層理の発達する細粒砂岩, 細礫岩へと岩相変化する上方粗粒化層からなる.



第48図 脇田層 W4部層にみられるハンモッキー斜交層理

下位にはコンボルト層理が認められる。スケールの長さは13.5 cm。撮影地点は付図 A-4 の地点31, 層準は第46図の柱状図31を参照。



Ⅷ. 6.7 W7部層 (W<sub>7</sub>: 地質図では, W<sub>5</sub>, W<sub>6</sub>と併わせ, W<sub>5-7</sub>の記号で示す)

層 厚 模式地で16m.

岩 相 模式地では, 下位から上位へ砂岩優勢の砂岩泥岩互層, 癒着型ハンモッキー斜交層理の発達する細粒砂岩, 粗粒-極粗粒砂岩を挟む塊状で淘汰のあまり良くない中粒砂岩(現地性の貝化石 *Acila*, *Glycymeris*, *Pitar* などとともに3層の異地性の貝化石層 *Venericardia*, *Phacosoma*, *Crassatella*, *Acila*, *Turritella*, *Chlamys*などを産する)へと岩相変化する上方粗粒化層からなる.

Ⅷ. 6.8 W8部層 (W<sub>8</sub>)

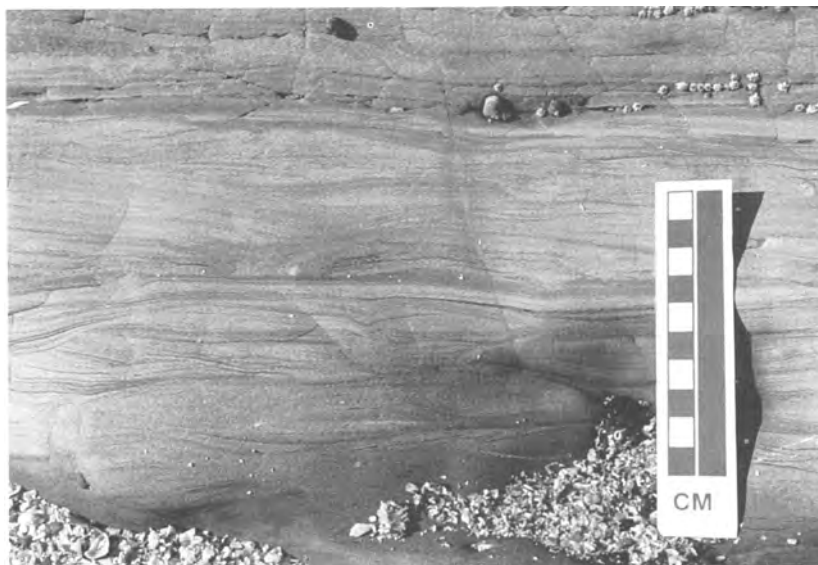
層 厚 模式地で46m.

岩 相 模式地では, 下位から上位へ砂岩優勢の砂岩泥岩互層泥岩, 泥岩, 泥岩優勢の砂岩泥岩互層, 砂岩優勢の砂岩泥岩互層, 癒着型ハンモッキー斜交層理の発達する細粒砂岩(上部に凝灰岩を挟む)とトラフ型斜交層理の発達する中粒砂岩, 細粒砂岩と極細粒砂岩(シルト岩を挟む)の互層, 泥岩の偽礫を下部に含む中粒砂岩へと岩相変化する. 全体として上方粗粒化する.

Ⅷ. 6.9 W9部層 (W<sub>9</sub>)

層 厚 模式地で38m.

岩 相 模式地では, 下位から上位へ砂岩泥岩互層, 塊状あるいは斜交層理(クライミング・リップル層理) 細粒砂岩(細粒砂岩-シルト岩を挟む)(第49図), ラグ堆積物(中礫岩からなり, *Pitar*, *Phacosoma*, *Crassatella*などの貝化石を含む)を伴う塊状で淘汰の悪い中粒砂岩(*Venericardia*, *Euspira*,



第49図 脇田層 W9部層中部のクライミング・リップル層理の発達する細粒-極細粒砂岩  
スケールの長さは10 cm. 撮影地点は付図A-4の地点31, 層準は第46図の柱状図31を参照.

*Acial*, *Phacosoma* などの現地性の貝化石を含む), 細粒凝灰岩層へと岩相変化する上方粗粒化層からなる。

#### Ⅷ. 6. 10 W10 部層 (W<sub>10</sub>)

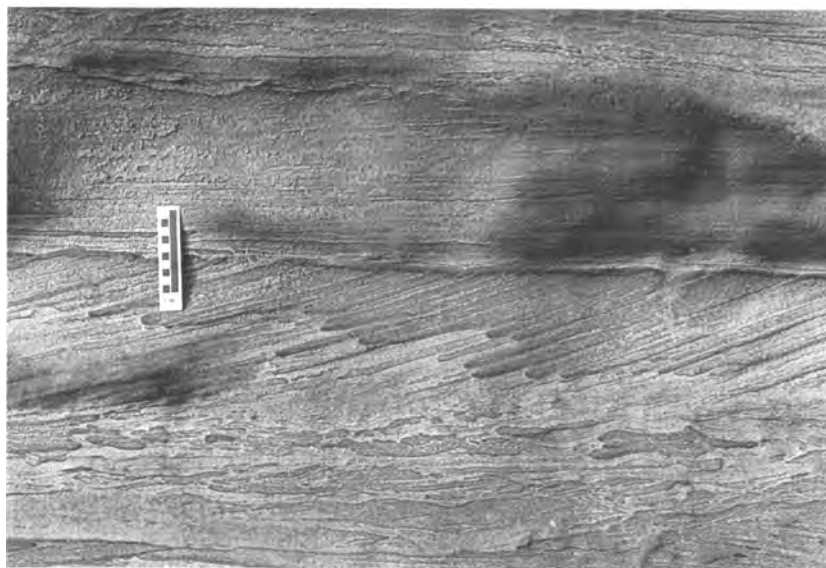
層 厚 模式地で 41m.

岩 相 模式地では, 下位から上位へ泥岩, 塊状-癒着型ハンモッキー斜交層理極細粒-細粒砂岩, 塊状ないし斜交層理(フレーザー状層理)細粒砂岩, プラナー型斜交層理(第 50 図)と平行層理が発達する中粒砂岩, 塊状の砂岩, 貝化石 (*Crassatella*, *Chlamys*, *Venericardia* など) を含むラグ堆積物(細-中礫)を基底部に伴う不淘汰な級化層理を示す中粒砂岩が累重する一連の上方粗粒化層からなる。本部層中に著しい生物擾乱作用を受けている砂岩泥岩互層がある(第 51 図)。

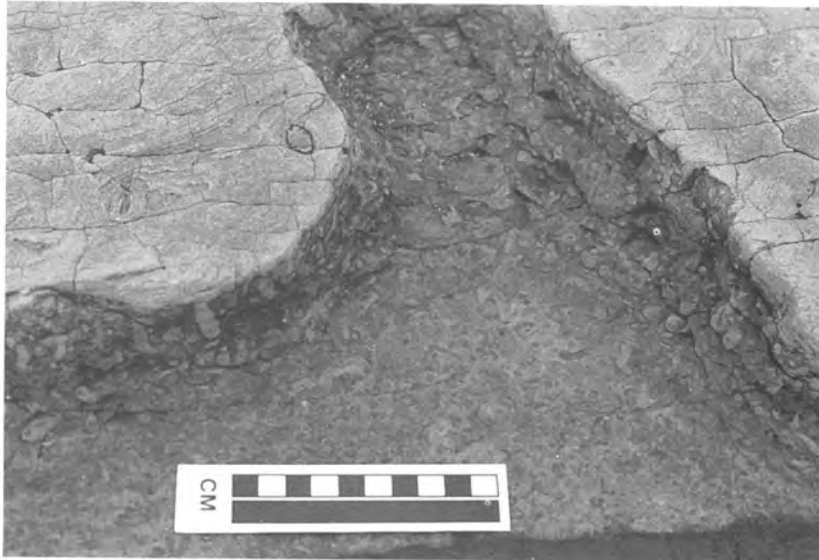
#### Ⅷ. 6. 11 W11 部層 (W<sub>11</sub>)

層 厚 模式地で 48m.

岩 相 模式地では, 下位から上位へ泥岩, 砂岩優勢の砂岩泥岩互層(第 52 図), 平行層理の発達する細粒砂岩(シルト岩-極細粒砂岩の薄層を挟む), プラナー型(一部トラフ型)の斜交層理が発達し泥岩の偽礫を含む中粒砂岩, 平行層理の発達する細粒砂岩(シルト岩-極細粒砂岩の薄層を挟み泥岩の偽礫を伴う), ラグ堆積物(中礫を含み, 泥岩の偽礫や *Crassatella*, *Glycymeris*, *Chlamys* などの貝化石を含む)を基底部に伴う級化層理を示す不淘汰な中粒砂岩へと岩相変化する上方粗粒化層からなる。脇田向斜東翼部(付図 A-4 の地点 33)では模式地でみられる最上部が欠如する。



第50図 脇田層 W10部層にみられるプラナー型斜交層理  
スケールの長さは10 cm. 撮影地点は付図A-4の地点33, 層準は第46図の柱状図33を参照.



第51図 脇田層 W10部層砂岩泥岩互層にみられる生痕化石  
 微細な Skolithos などが多産。スケールの長さは10 cm。撮影地点は付図A-4の地点31。層準は第46図の柱状図31を参照。



第52図 脇田層 W11部層下部の砂岩優勢砂岩泥岩互層

A：砂岩泥岩互層の外観（砂岩部と泥岩部（シルト岩-極細粒砂岩）の境界は凹凸になっている）。生痕を産し、写真は Teichinus(?)。スケールの長さは13.5 cm。撮影地点は付図A-4の地点31。層準は第46図の柱状図31を参照。

Ⅷ. 6. 12 W 12 部層 (W<sub>12</sub> : 地質図では、後述の W<sub>13</sub> と併わせ W<sub>12-13</sub> の記号で示す)

層 厚 模式地で 19m.

岩 相 模式地では、下位から上位へ、泥岩優勢の砂岩泥岩互層、砂岩優勢の砂岩泥岩互層、平行層理の発達する極細粒と細粒砂岩(シルト岩の薄層を挟む)の互層、平行層理の発達する細粒-中粒砂岩(極細粒砂岩の薄層を挟み泥岩の偽礫を伴う)へと岩相変化する上方粗粒化層からなる。

Ⅷ. 6. 13 W 13 部層 (W<sub>13</sub> : 地質図では、前述の W<sub>12</sub> と併わせ W<sub>12-13</sub> の記号で示す)

層 厚 模式地で 17m 以上.

岩 相 模式地の脇田の海岸では、下位から上位へ砂岩優勢の砂岩泥岩互層、トラフ型斜交層理の発達する淘汰の良い中粒砂岩、平行層理の発達する中粒砂岩へと岩相変化する。

## Ⅷ. 7 化 石

芦屋層群には、軟体動物化石を多産するほか、ホ乳類、鳥類、ハチュウ類、板鰓類(サメ、エイの仲間)などの脊椎動物化石も産する。

芦屋層群の貝類化石については、長尾(1927a)、松下(1949)、Murata(1953)、水野(1963)、首藤・白石(1971)、岡部ほか(1974)、首藤ほか(1979)などで記載されている。主な産出貝化石の一覧とそれらの産出層準を第3表に示す。

脊椎動物化石のうち、特に海牛類、鯨類、海鳥などは日本で報告されている最古の脊椎動物化石群として重要である(第4表)。北太平洋地域での古第三紀の板鰓類の研究は遅れており、芦屋層群の産出化石の報告(上野ほか、1984)は極めて重要である。

生痕化石については、岩屋地城(陣ノ原層)(付図A-4地点15)における、Shuto and Shiraiishi(1979)による詳細な報告がある。

## Ⅷ. 8 堆 積 環 境

芦屋層群に関する堆積学的研究には以下のようなものがある。

高橋(1967)は、芦屋層群について古流向を測定している。測定数やその測定された堆積構造の解釈に問題があるが、脇田層の古流向は西から東への向きを示すことを強調している。

溝口(1990)は、本図幅地域の海岸地域の調査から、芦屋層群の堆積環境を北東-南西方向の汀線をもつ北西方向へプログラデーションしたデルタシステムと結論づけている。

溝口(1990)に対し早坂(1991)は、ほぼ同じ範囲の調査結果から芦屋層群を10堆積相に区分し、東方向へのプログラデーションを繰り返す波浪卓越型デルタの堆積システムを求めている。

山鹿層の重鉍物分析についてはOhara(1961)と岡部・小原(1972)の報告がある。それらによると山鹿層の折尾砂岩層は遠賀層に比較し緑簾石を多く含むようになり、無色ジルコンや電気石の含有量が減る特徴がある。また、頃末泥岩層は、遠賀層上部と折尾砂岩層の中間的な重鉍物組成を示し、遠賀層

第4表 芦屋層群に産する脊椎動物化石

分類	化石名	文献	産地	産出層
Mammals (ホニユウ類)	<i>Patriocetus</i> ? sp.	Matsumoto(1923) など	北九州市若松区逆水, 下関市彦島	脇田層, 山鹿層
	<i>Metasqualodon symmetricus</i> Okazaki	Okazaki(1982,1987), 岡崎(1985)	下関市彦島, 北九州市馬島	脇田層
	Squalodontidae, gen. et spp. indet.	Okazaki(1982,1988)に掲載	ともろビーチ, 藍島, 馬島, 彦島	山鹿層, 脇田層
	<i>Squalodon</i> sp.	Okazaki(1988)	北九州市若松区ともろビーチ, 払川	脇田層(W9, W1a部層)
	<i>Mauicetus</i> ? sp.	未報告, Okazaki(1988)に掲載	北九州市八幡西区若菜	脇田層
	<i>Amynodon</i> ? sp.	未報告, Okazaki(1988)に掲載	北九州市小倉北区馬島	脇田層
	Dugongidae, gen. et sp. indet.	岡崎(1984)	北九州市若松区有毛千畳敷海岸	本城層(H5部層)
Aves(鳥類)	Plotopteridae, gen. et sp. indet.	長谷川ほか(1979)	遠賀郡水巻町宮尾, 馬島, 藍島, 彦島	山鹿層
	Odontopterygiformes, gen. et sp. indet.	Okazaki(1989)	遠賀郡水巻町宮尾	山鹿層
Reptiles (ハチユウ類)	Chelonia, gen. et spp. indet.	未報告, Okazaki(1988)に掲載	馬島, 藍島, 彦島	山鹿層
	<i>Trionyx</i> sp.	未報告, Okazaki(1988)に掲載	藍島	山鹿層
	<i>Geoemyda takasago</i> Matumoto	Matsumoto(1923)	不明	
	<i>Carcharodon angustidens</i>	上野ほか(1984); Yabumoto(1987)	北九州市小倉北区藍島, 貝島, 姫島	山鹿層
Fishes(魚類)	<i>Heterodontus</i> sp. A	上野ほか(1984)	北九州市藍島及び貝島 藍島, 貝島など, 逆水, ともろビーチ  北九州市藍島及び貝島	山鹿層 山鹿層, 脇田層             山鹿層
	<i>Odontaspis</i> sp.	上野ほか(1984); Yabumoto(1987)		
	<i>Eugomphodus acutissima</i> (Agassiz)	久家(1985)		
	<i>Cetorhinus</i> sp.	上野ほか(1984)		
	<i>Cetorhinus parvus</i> Leriche	久家(1985)		
	<i>Procarchardon angustidens</i> (Agassiz)	上野ほか(1984)		
	<i>Carcharodon acutissima</i> (Agassiz)	久家(1985)		
	<i>Isurus desori</i> (Agassiz)			
	<i>Galeocерdo</i> sp.			
	<i>Carcharhinus</i> spp.			
	<i>Hexanchus</i> sp. A			
	<i>Hexanchus</i> sp. B			
	<i>Squalus</i> sp. A	上野ほか(1984)		
	<i>Squatina</i> sp. A			
	<i>Myliobatis</i> sp. A			
	<i>Galeorhinus</i> sp.			
<i>Negaprion</i> sp.				
Batoid の仲間の鱗				

から芦屋層群への重鉱物変化は漸移的なものであることが明らかにされている。

## VIII. 9 芦屋層群の年代

1980年代前半までは貝化石群を主体にした年代論が中心で、芦屋層群の年代は漸新世あるいは中新世前期と考えられてきた。その後、以下のように浮遊性微化石と放射年代が得られている(第7図)。

微化石年代：則松泥岩層から浮遊性有孔虫化石(斎藤・岡田, 1984; Tsuchi *et al*, 1987)が、則松層と本城層から石灰質ナノ化石(斎藤・岡田, 1984; Okada, 1992)が得られ、それぞれP21とCP19a(漸新世後期前半で30-28Ma頃)に対比されている。

放射年代：折尾砂岩層下部に挟まれる凝灰岩から $31.7 \pm 2.3\text{Ma}$ (尾崎・濱崎, 1991)、則松泥岩層に挟まれる凝灰岩から $30.3 \pm 1.2\text{Ma}$ (村上ほか, 1989)のフィッション・トラック年代が得られている。尾崎・濱崎(1991)は大辻層群遠賀層上部に挟まれる凝灰岩のフィッション・トラック年代が $31.9 \pm 2.2\text{Ma}$ であることから、芦屋層群と大辻層群の境界をほぼ32Ma頃であると結論づけている。

以上のほかに、折尾砂岩層の海緑石から $14.0 \pm 1.9\text{Ma}$ ,  $13.1 \pm 0.4\text{Ma}$ のK-Ar年代(Kaneoka and Hasegawa, 1971)が得られているが、上記の年代論とともに層序学的・古生物学的な年代資料と大きく異なる。

脇田層については年代資料が得られていないが、最上部の貝化石群は下位の層準の貝化石群と組成上大きな違いはなく、また明確に中新世を指示する種も含まれていない。更に堆積学的な解析結果(早川, 1991)から、脇田層の堆積時間を長く考えることはできない。これらのことから脇田層の中新世前期に及ぶ可能性は少ないと考えられる。

以上のことから、芦屋層群の地質年代は漸新世前期後半から漸新世後期といえる。

## VIII. 10 地質構造

本図幅地域及びその周辺地域の古第三系の分布をみると、NNW-SSEないしNW-SE走向の断層群とN-SないしNNE-SSW走向の断層群が発達する(第5・6図)。古第三系の分布はこれら断層群によって規制され、NNE-SSW方向に細長く延びる分布形態を示す。

NNW-SSEないしNW-SE走向の断層群の活動の変遷は不明であるが、現在認められる変位の主なものは正断層運動の結果もたらされたと考えられる。変位の大きな断層沿いには正断層運動に伴う引きずり向斜構造(非対称で断層側が急傾斜)が形成されている。全体としては芦屋層群の走向はほぼNNW-SSEないしNW-SEを示し、東北東方向に15-30度前後傾斜し(第33図)、形態的には半地溝を埋めるような形で分布する。

N-SないしNNE-SSW走向の断層群はその形態やセンスなどから左横ずれ断層活動が推定でき、NNW-SSEないしNW-SE走向の正断層群に変位を与えている。

本図幅地域に発達する主な断層群は以上の2つのタイプに区分できる。以下に主な断層について述べる。

**二島断層及びそれに伴う脇田向斜構造** 本図幅地域東端において、芦屋層群と関門層群あるいは白亜紀花崗岩類を境する NNW-SSE に走る断層である。洞海断層(岡部・小原, 1972)とも呼ばれる。直方図幅地域の筑豊炭田東縁を走る断層に連続しているが、形態的には北九州市八幡西区上津役付近で走向が屈曲しており、この地域を境に南側を福智山断層、北側を二島断層と2分される(小原ほか, 1989)。

この二島断層沿いには向斜構造が発達する。本報告では、この向斜構造を脇田向斜と呼ぶ。脇田向斜の軸は若松区の脇田から頓田、鴨生田、二島を通過し、八幡西区の萩原、若葉、下上津役、船越に至り(更に南部にまで連続する)、全体として北にプランジする。このため地層は向斜軸部として北部ほどより上位の地層が地表に露出する。向斜軸は二島断層の西方 600-1,000m の範囲にあり、福智山断層沿いのそれに比較し向斜東翼部の範囲が広い。向斜西翼部の芦屋層群の傾斜は 15-30 度、東翼部は 20-60 度に達する。

二島断層の垂直変位(落差)は、この断層活動によって形成された半地溝を堆積盆地として古第三系が堆積したと仮定した場合約 2.8km 以上で、古第三系堆積後に断層活動があったと仮定した場合は小倉図幅地域の古第三系の分布との関係から、約 4 km に達する。

二島断層は、本図幅地域を含め断層露頭はないが、古第三系の走向が断層に大きく斜交しないこと、向斜構造が広い範囲で発達することから、九州北部の古第三系の分布を強く規制している上記の2つの断層系のうちの正断層系に属すると考えられる。

**山鹿断層**(岡部・小原, 1972) はまゆう北の海岸部から山鹿南部に至る NNE-SSW 走向の断層である。海岸部の露頭で幾つかの断層が平行して発達し、およそ N5-15° W, 70° E の走向傾斜を示す(第 53 図)。西落ちで、見かけ上の垂直変位(落差)は海岸露頭で 155m に達する。海岸部の露頭ではひきずり褶曲(断層と褶曲軸の幅は約 17m)が認められる(第 53 図 C の断層西側、向かって写真の右側)。

**浅川断層**(岡部・小原, 1972) 有毛北西の海岸から大鳥居、浅川に至る西落ちの正断層である。断層両側の地層の層準から求められる垂直変位(落差)は有毛付近で約 450m、大鳥居付近で約 310m、小敷西で 250m、折尾付近で 30-40m である。

**蟹住断層**(岡部・小原, 1972) 若松区の岩屋南部から蟹住、八幡西区の塩屋にかけて NNW-SSE 方向に延びる西落ちの正断層。垂直変位は岩屋付近で約 180m、蟹住付近で 55m で、南部ほど変位は小さくなる。有毛東方の断層露頭での主断層の走向傾斜は N45° W, 55° SW、南西落ちの正断層で、ひきずりを伴い、副次的な小断層が発達する。

**塩屋断層**(岡部・小原, 1972) 大鳥居から塩屋西方を NNW-SSE 方向に延びる正断層で、大鳥居付近で浅川断層に収斂する。大鳥居付近で約 75m、塩屋南部で約 50m の垂直変位を示す。

**梅木断層**(岡部・小原, 1972) 遠賀郡水巻町の梅ノ木団地から高尾団地、宮尾付近を NNW-SSE 方向に走る西落ちの正断層。梅ノ木団地付近で垂直変位約 70m で、南部ほど変位が小さくなる。

**南北断層**(岡部・小原, 1972) 千代ヶ崎と光貞台の間を通り、本城に至る WNW-ESE 方向の南落ちの正断層。光貞台付近で約 40m の垂直変位を示す。

**乙丸断層** 大鳥居付近から乙丸、有毛に至るほぼ N-S 走向の西落ちの正断層である。変位は乙丸付近で約 70m である。本断層は南北で浅川断層に収斂する。



第53図 山鹿断層の露頭

矢印は主な断層を示す。スケールの長さは2m。撮影地点は付図A-4の地点10と11の境界付近。



## IX. 鮮新世斑状玄武岩

(濱崎聡志)

遠賀川東方の水巻町頃末・猪熊付近には、大辻層群・芦屋層群を貫く玄武岩が点在する。本図幅地域では5岩体(山名のついているものは豊前坊山・明神ヶ辻山・日ノ峰山)が分布するが、いずれも直径200-400m、比高60-100mの岩頸状を呈し、硬い岩質のため風化はほとんど見られない。このため周囲の古第三系に比べると地形がやや急峻である。また柱状節理が非常によく発達している(第54図)。

これらの玄武岩は、本図幅地域だけでなく北九州地域に広く点在するアルカリ玄武岩の一部であり、ほかに北九州市の城山・妙見山、筑豊地域の剣岳・市室山・摺鉢山などがある。松本ほか(1989)はこれらのK-Ar年代を測定し、城山・妙見山について各々2.63, 2.49Maという値を出している。本図幅地域の玄武岩は5岩体とも近接して分布しているため同時期のものとみなされ、前述の北九州市城山・妙見山にほぼ近い噴出期と思われるので、鮮新世後期に貫入したと考えられる。



第54図 玄武岩の柱状節理  
水巻町猪熊(付図A-3参照)

暗灰色の非常に堅固な岩石であり、柱状節理に対して垂直な方向には流理面が見られることが多い。カンラン石及び磁鉄鉱を斑晶とし、石基は完晶質で斜長石・輝石及び磁鉄鉱からなるカンラン石玄武岩である。

## X. 第四系

(尾崎正紀)

### X. 1 研究史及び層序区分

第5表に段丘堆積物と沖積層を除く本図幅地域の第四系の従来の層序区分と本報告の層序区分との関係を示す。

北九州市若松区西部の第四系の層序については、首藤(1962)、亀山(1968)が、芦屋町付近については郷原ほか(1964)、新堀ほか(1964)、古川・満塩(1968)、角田(1972)、成瀬(1976・1980・1982)、成瀬・井上(1982)、井上・成瀬(1990)が、全体としては山口ほか(1988)、福岡県(1988)の報告が

第5表 折尾図幅地域における第四系の層序区分の変遷と対比  
沖積層と段丘堆積物を除く

首藤(1962)		亀山(1968)		折尾図幅 (尾崎・濱崎・吉井, 1993)		郷原ほか(1964)		成瀬(1976)	
若松区西部		若松区西部		若松区西部, 芦屋町, 岡垣町, 玄海町		芦屋町付近		芦屋町付近	

砂丘砂層		砂丘砂層		新砂丘堆積物		玄 海 砂 層	新砂丘砂層		芦屋砂層	
島 郷 層	島郷赤土層 上部	島 郷 層	早間砂層	古砂丘堆積物  有毛砂層  阿蘇4火砕流堆積物			島郷砂層	上部	粟屋砂層	
	島郷赤土層 下部		島郷 ローム層 沖砂層 山口泥層 逆水砂層					下部	榎坂砂層 I	
	島郷あづき 砂層		若松 層				岩屋砂礫層	若松 層	岩屋砂礫層	島郷 ローム層
若 松 層	岩屋砂礫層	若松 層	岩屋砂礫層	若松 層	岩屋砂礫層		古砂丘層	榎坂砂層 II		
	正津ヶ浜 泥層		正津ヶ浜 泥層		正津ヶ浜泥層		岩屋砂礫層	芦屋砂礫層		

----- 不整合

ある。

首藤 (1962) は、若松区西部付近の第四系を、下位から若松層、島郷層、砂丘砂層に区分した。若松層は河川系の溺れ谷の内湾の堆積物で、下部の正津ヶ浜泥層と上部の岩屋砂礫層に細分される。島郷層は、下位から島郷あづき砂層と島郷赤土層に区分され、それ以前の地層を緩やかにごく浅く削った平坦な場所に堆積した強い化学的風化の時期の生成物と考えられた。砂丘砂層は風成層の砂丘堆積物である。

一方、亀山 (1968) は、首藤 (1962) の島郷層の区分を一部改訂し、鳥栖ローム層より下位の層準を逆水砂層、山口泥層、沖砂層と地域ごとに岩相による区分を行っている。また、鳥栖ローム層より上位の層準を早間砂層と命名している。

郷原ほか (1964) は、首藤 (1962) の岩屋砂礫層の上部を風成砂層に漸移しているとして古砂丘砂層と、また島郷層の島郷あづき砂層と島郷赤土層の下部及び上部をそれぞれ鳥栖ローム層と島郷砂層、更に砂丘砂層を新砂丘砂層と呼んだ。そして、古砂丘砂層から新砂丘砂層を一括して、玄海砂層と命名した。

成瀬 (1976) は、郷原ほか (1964) の岩屋砂礫層、古砂丘層、島郷砂層下部、島郷砂層上部、新砂丘砂層を、それぞれ、芦屋砂礫層、榎坂砂層Ⅱ、榎坂砂層Ⅰ、栗屋砂層、芦屋砂層に命名区分している。しかし、従来の区分との関係が明確に述べられていないので詳細については不明である。

鳥栖ローム層は、現在の知識では阿蘇 4 火砕流堆積物と確認され、その噴出年代は 7-9 万年とされており、広域対比のよい鍵層となっている。

今回の調査結果と従来の研究成果から、本報告では本図幅地域の第四系を下位から若松層、古砂丘堆積物、段丘堆積物 (中位及び低位段丘堆積物)、砂丘砂堆積物、沖積層に区分する (第 55 図)。若松層は首藤 (1962) の区分に従い、下部の正津ヶ浜泥層と岩屋砂礫層に細分した。亀山 (1968) の沖砂層、逆水砂層は古砂丘堆積物に、山口泥層は有毛砂層の上部に、早間層は古砂丘堆積物に相当する。芦屋町付近で命名された成瀬 (1976) の芦屋砂礫層は岩屋砂礫層に相当する。若松区西部の島郷層 (首藤, 1962)、芦屋付近に分布する玄海砂層 (新砂丘層を除く) (郷原ほか, 1964) 及び成瀬 (1976) の榎坂砂層Ⅰ-Ⅱ、栗屋砂層は古砂丘堆積物に含める。

若松層は最終間氷期末末吉期の海成層、古砂丘堆積物と有毛砂層は小原期以降の風成層と海成層、新砂丘砂堆積物は完新世の風成層からなる。内陸部では下末吉期以降の更新世後期中位段丘堆積物と更新世後期末期の低位段丘堆積物が発達し、いずれも河成の堆積物からなる。

## X. 2 若松層

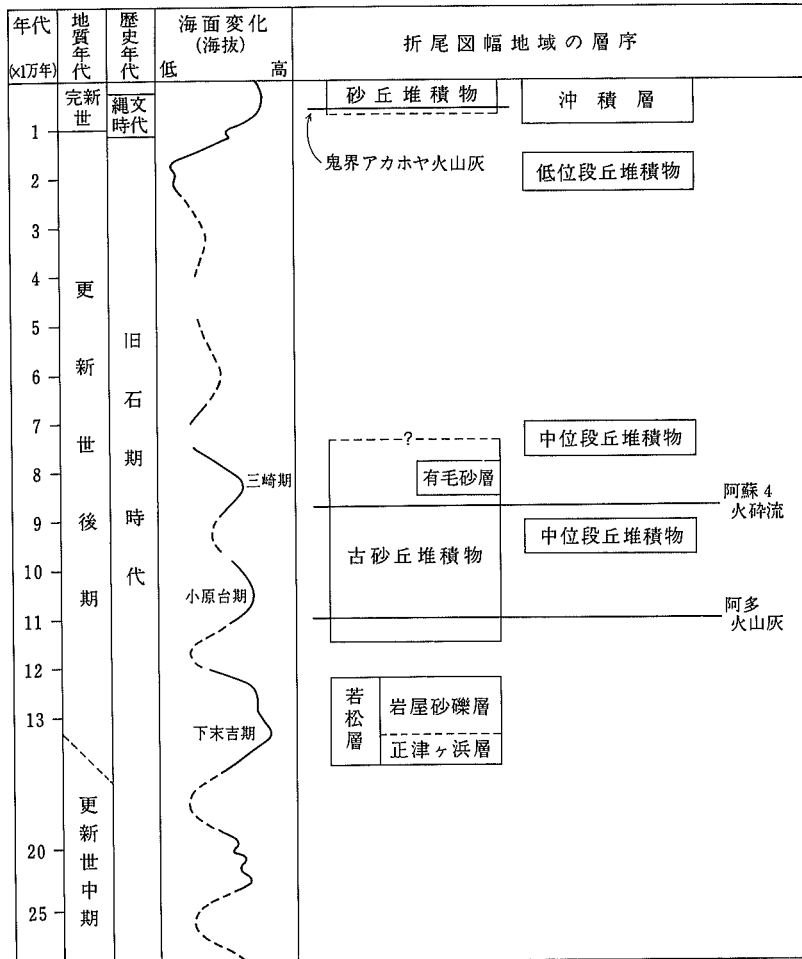
### X. 2.1 正津ヶ浜泥層 (Ws)

**命 名** 首藤 (1962)

**模式地** 芦屋町正津ヶ浜北北西 800m の海岸 (現在、防波堤のため露頭は存在しない)。

**分 布** 芦屋町の夏井ヶ浜から岩屋にかけてと若松区弘川付近の低地 (沖積層下) に分布すると報告されている (首藤, 1962) が、今回の調査では夏井ヶ浜付近 (第 56 図) でしか露頭を確認できなかった。

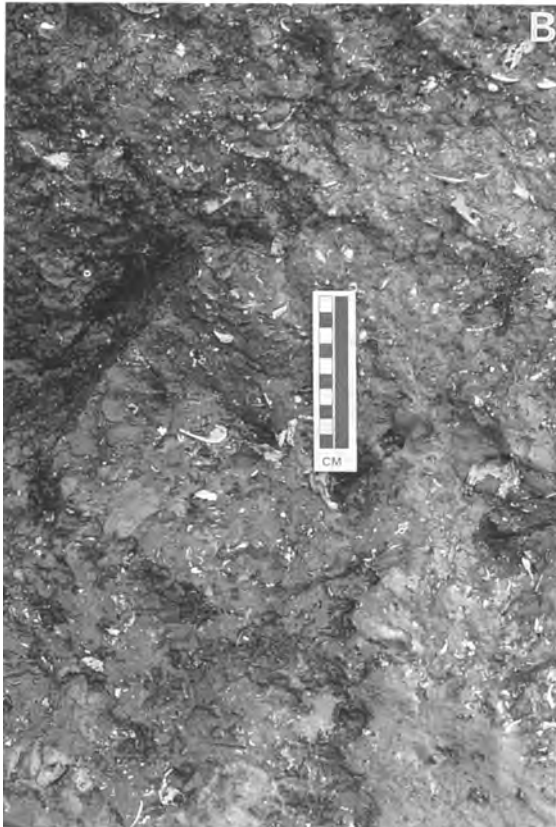
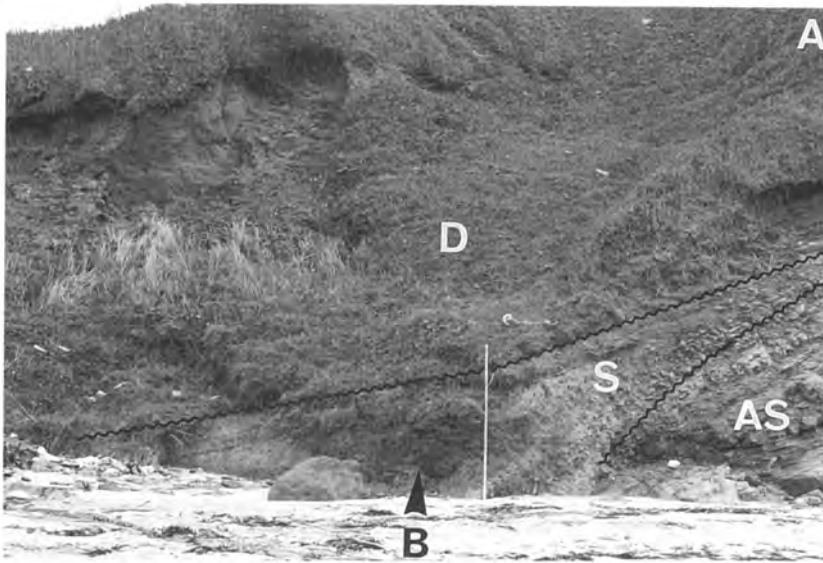
**層 厚** 数 m。



第55図 折尾図幅地域における第四系の層序  
海面変化はMachida (1991) を引用。

岩相 模式地では基底部に粗粒部が薄く存在し、その上部に厚さ 1.4m のシルト質砂層からなるとされ、弱い内湾性の貝化石と有孔虫化石を多く含むほか、群体珊瑚や炭化木片を含んでいる(首藤, 1962)。

形成年代 首藤(1962)は、正津ヶ浜泥層産の温暖気候を示す貝化石と有孔虫化石に基づいて、正津ヶ浜泥層と岩屋砂礫層をそれぞれ関東地方の中部更新統の地藏堂層と藪層に対比した。一方、亀山(1968)は、岩屋砂礫層の礫はクサリ礫とは言えないことと山口県安岡地域の更新統との比較から、若松層を下末吉層に対比した。後述のように島郷層(本報告の古砂丘堆積物)に挟まれる阿蘇4火砕流堆積物(郷原ほか, 1964など)の噴出年代が7-9万年と推定されていること、福岡北部沿岸には高位段丘が未発達であるということとを考慮に入れると、亀山(1968)が述べているように正津ヶ浜層を最終間氷期前半の堆積物とするのが妥当と考えられる。



第56図 正津ヶ浜層の露头

A：芦屋層群 (AS) と古砂丘堆積物 (D) に挟まれた正津ヶ浜層 (S)。スケールの長さは 2 m。

B：貝化石類が密集する正津ヶ浜層の粘土層。スケールの長さは 10 cm。写真撮影地点は付図A-5の地点S。

## X.2.2 岩屋砂礫層 (Wi)

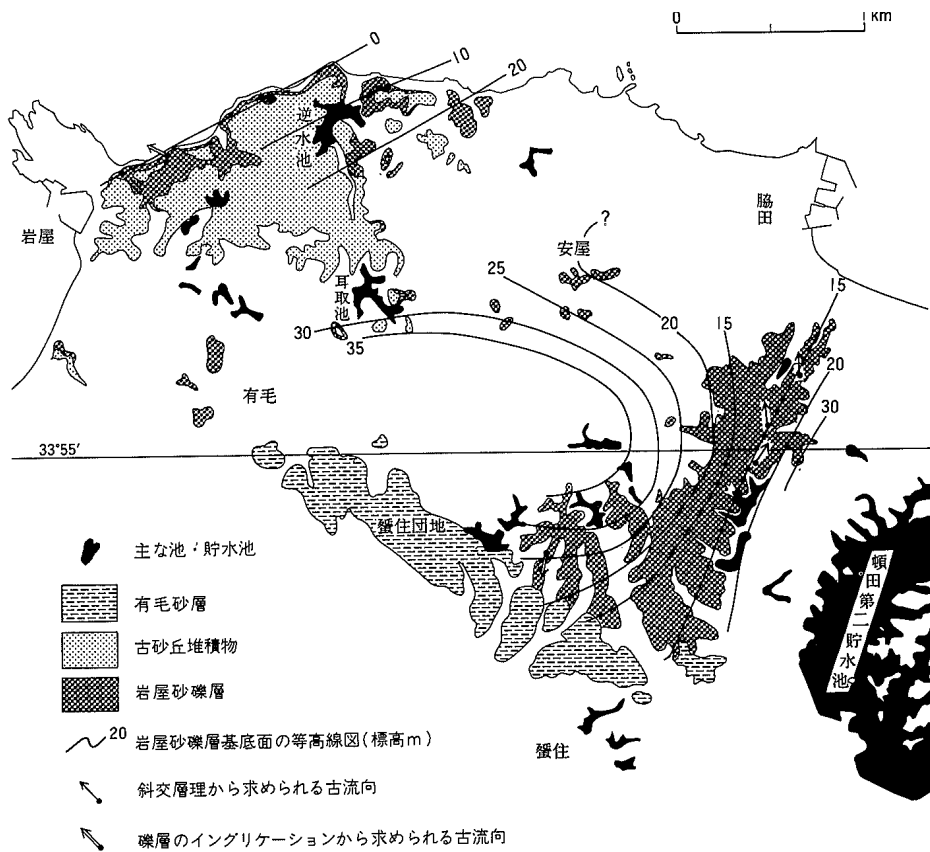
命名 首藤 (1962).

模式地 若松区岩屋・逆水池 (首藤, 1962).

分布 若松区岩屋・逆水池・耳取池付近と安屋, 脇田南部から蟹住北東部にかけて分布する。首藤 (1962) では, 蟹住団地南西部に分布するとされているが, 地形改変のため今回の調査では確認できなかった。なお, 脇田南部で岩屋礫層の上位に島郷層 (本報告での古砂丘堆積物) が載るとされているが, 砂礫層の上位に連続して載る砂層は生痕化石に富みその上位に粘土層を伴い砂丘堆積物とは考えられないことから, 岩屋砂礫層上部に位置付ける。

第57図に岩屋砂礫層の基底面の標高変化を示す。耳取池-安屋以北の岩屋層の基底面の標高は海岸付近の0mから逆水池南部の25m以上と変化する。ENE-WSW方向に等高線が引け, 基底面の標高は約1kmの間に急激に高くなる。脇田南部から蟹住北東部のものは30数-15mの範囲にありNNE-SSW方向の舟底状の凹地が認められる。

層厚 岩屋-逆水池の海岸付近で約15m, 脇田南部から蟹住北東部付近で15-20mに達する。



第57図 岩屋砂礫層基底面の等高線図  
数字は標高 (単位 m).

**岩相及び堆積環境** 第58図に岩屋砂礫層の地質柱状図を示す。海岸部の岩屋砂礫層は数m-15mの層厚で、上部と下部に2分できる。下部は中礫主体の礫層から砂層卓越層へと(第59図上段)上方細粒化し、最上部には厚さ0-80cmの粘土層がある。側方方向に急激に岩相が変化する。岩屋東部の海岸(第58図の地点1, 2, 3など)では、上部は厚さ1-2mの上方粗粒化層からなり、中礫-細礫層と不淘汰な粗粒-中粒砂層の繰り返しからなる。砂層には斜交層理や平行層理が良く発達する。礫は主に砂岩安山岩・ひん岩からなり、チャート・変成岩などを含む。

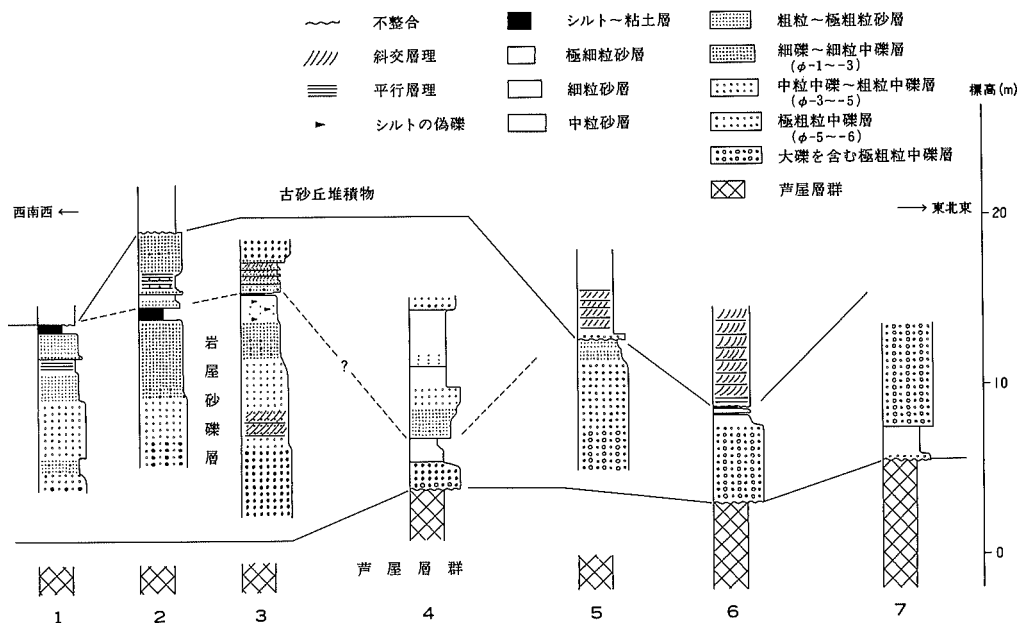
内陸部の岩屋砂礫層の層厚は数m-10数mで、海岸部と同様下位から上位へ中礫層主体の地層から砂層主体の地層へ岩相変化し、その最上部には厚さ1m前後の粘土層が存在する(第59図下段)。内陸部には海岸部における岩屋砂礫層の下部のみが分布していると考えられる。

若松層の堆積物頂面の高さは耳取池-安屋以南では15-30数mを示すが、以北では古砂丘堆積物に覆われるためシルト層の欠如と共にその定高性は不明である。

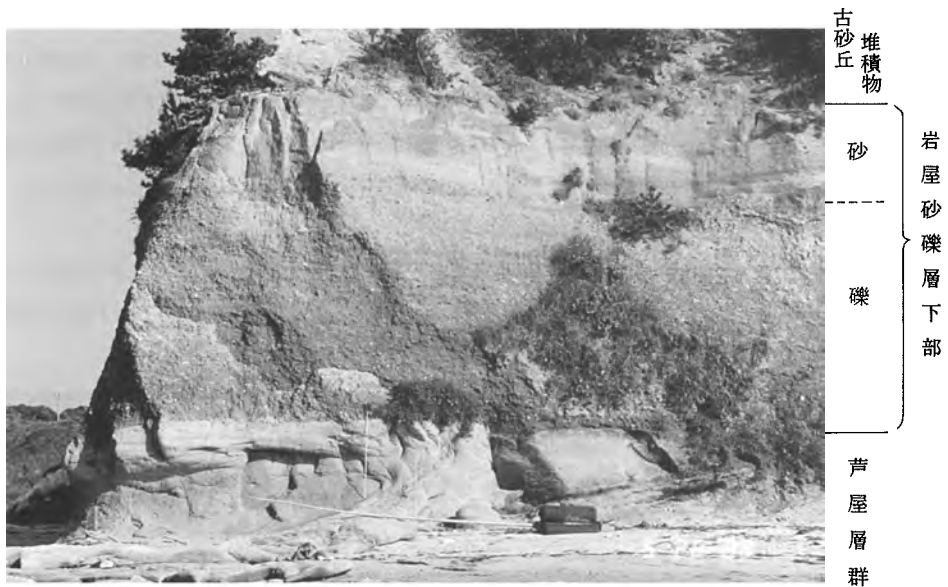
岩屋砂礫層下部は上方細粒化層からなり、海進時の地形の凹地を埋める形で堆積したと思われる。岩屋砂礫層上部は上方粗粒化層の傾向を示し、海退期に堆積した地層と考えられる。

### X. 3 古砂丘堆積物 (D<sub>1</sub>)

**命名・定義** 新称。若松区西部に分布する島郷砂層と芦屋町-岡垣町、玄海町に分布する玄海砂層を一括したもの。厳密には砂丘堆積物との境界を設定するのは困難であるが、海岸線から内陸への最初の高まりまでを砂丘堆積物として区別した。



第58図 岩屋砂礫層の地質柱状図  
柱状図作成点は付図A-5を参照。



第59図 岩屋砂礫層の露頭  
 上段：海岸地域。撮影地点は付図A-5の地点5と6の間の海岸。  
 下段：内陸地域。撮影地点は付図A-5の地点11。

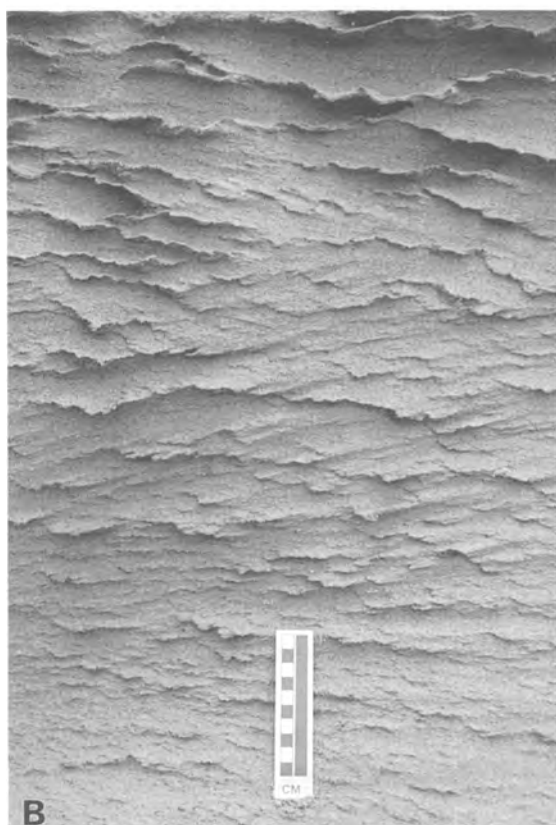
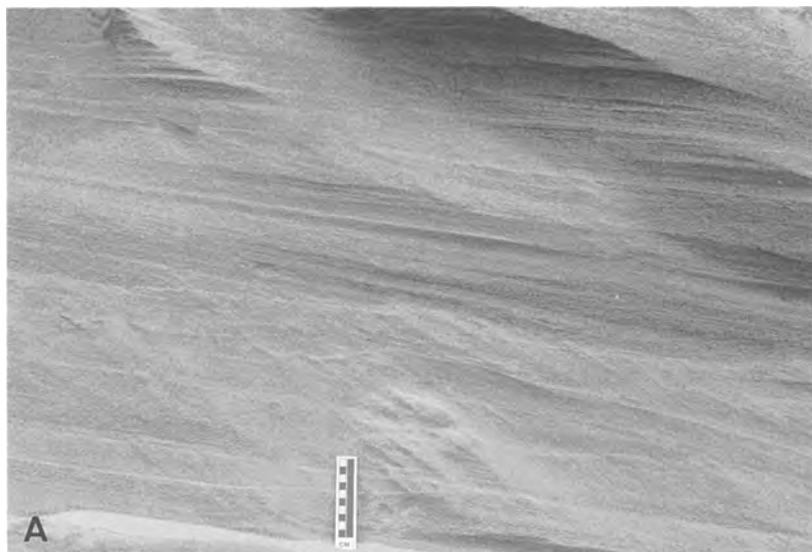
**模式地** 三里松原南方の岡垣町、遠賀町、芦屋町の境界付近。

**分布** 玄海町さつき松原、岡垣町-芦屋町の三里松原（第3図）及び糠塚-鬼塚、若松区の岩屋、逆水池、耳取池、安屋と有毛、若松ゴルフ場、正津ヶ浜付近に分布する。

**層厚** 10-40m.



**岩相** 主に淘汰の良い中粒砂からなり，基底部に細礫-中礫サイズで漂白された円礫からなる基底礫を伴う．平行葉理，斜交葉理やリップル状葉理が良く発達し（第60図），中礫を良く含む．また，砂



第60図 古砂丘堆積物に特徴的に発達する堆積構造  
A：平行葉理．撮影地点は付図A-6の地点10.  
B：リップル状葉理．撮影地点は付図A-6図の10.  
スケールの長さは10 cm

層中に生痕が認められることもある。

阿蘇4火砕流堆積物は三里松原の南方で本堆積物に挟まれているが、ほかの地域の本堆積物中には連続的な挟在は認められない。

**形成年代** 阿蘇4火砕流堆積物のほかに、阿多火山灰を挟む(下山ほか, 1989)ことから、更新世後期の相対的海進期である小原台期に主に形成された海岸砂丘堆積物と考えられる。斜交層理からは南東方向への傾斜が卓越し(成瀬, 1976)、現在の砂丘と同様な地形が更新世後期にも存在したことを示している。

#### X. 4 阿蘇4火砕流堆積物 (A<sub>4</sub>)

本図幅地域及び周辺地域の古砂丘堆積物中には、広域テフラとして阿多火山灰、阿蘇4火砕流の挟在が知られている(下山ほか, 1989)。ただし今回の調査では、始良 Tn 火山灰の確認はできなかった。

阿蘇4火砕流堆積物は、ほぼ日本全国に分布する広域テフラである。噴出年代は小原台高海面期と三崎高海面期との間の海退のあとの海進期に当たり、その噴出年代は7-9万年と推定されている(町田ほか, 1985; 町田・新井, 1992)。デイサイト質(斜方輝石や角閃石を含む)のガラス質火山灰(町田・新井, 1992)からなり、本図幅地域では特に芦屋町、岡垣町付近において連続性が良く、八幡西区永犬丸付近でも中位段丘上に分布する。三里松原南部での分布する標高は9-30mの範囲にあり、10-14mに集中する(第61図)。層厚は低地に厚く高所に薄い特徴がある。

本図幅地域の阿蘇4火砕流は下部と上部に区分できる(第62図)。下部は厚さ0-50cmで白色-灰白色を呈する中粒火山灰からなり、上部は厚さ50-160cmで、灰黄色-黄褐色(オレンジ色)を呈する細粒火山灰からなる。特に下部に角閃石、斜方輝石などの斑晶鉱物が多く含まれる。下部と上部の境界はしばしば不規則で、下部が上部の堆積時に引きずられたり取り込まれたりしたような構造が認められる(第62図下段右)。阿蘇4火砕流堆積物は8つのサブユニットに区分される(Watanabe, 1978, 1979)が、下部と上部はそれぞれその中で特に噴出規模の大きかった基底から4番目のサブユニットである八女軽石流と7番目の鳥栖桃色軽石流に対比できる。

#### X. 5 有毛砂層 (As)

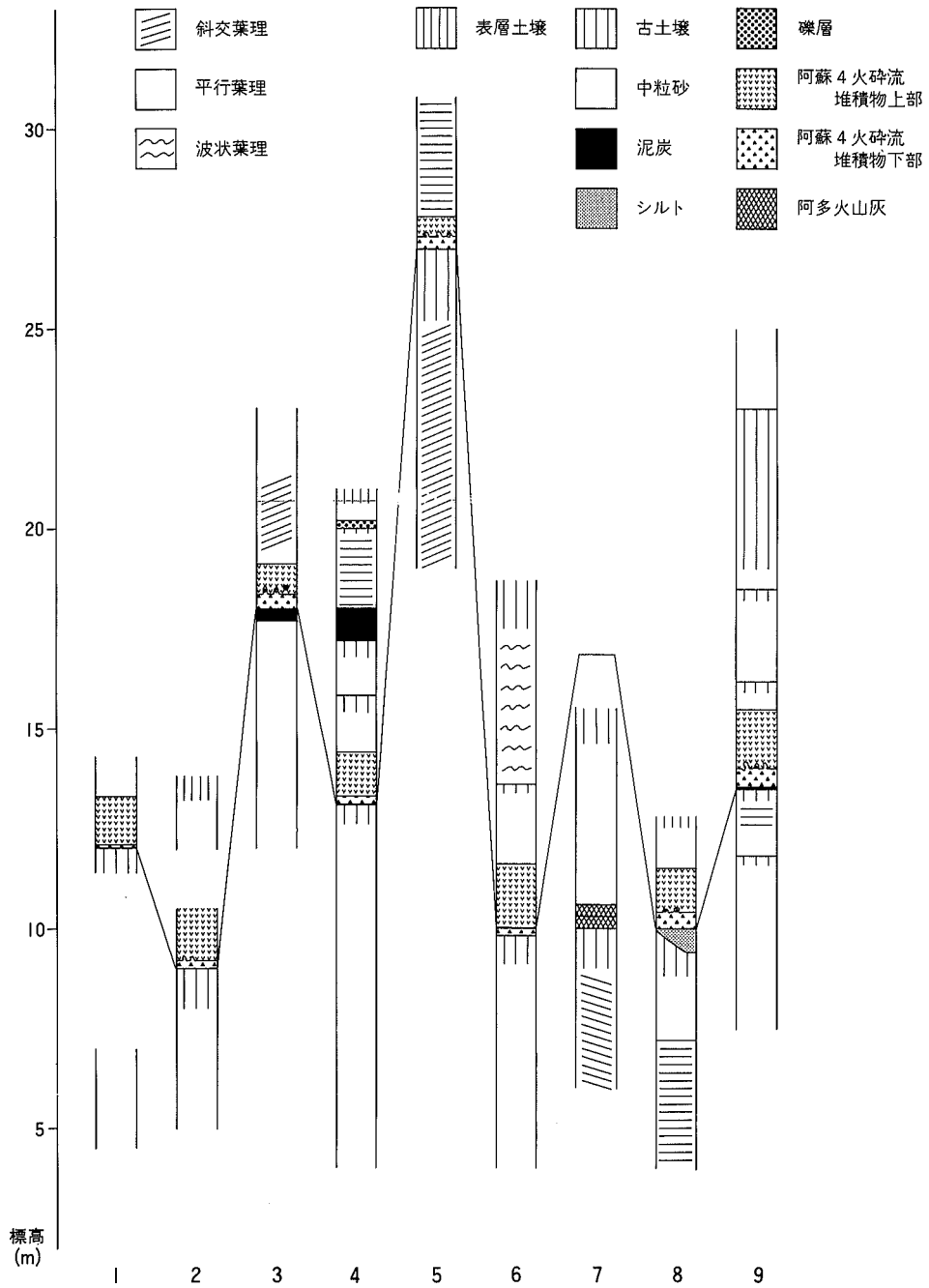
**命名・定義** 新称。首藤(1962)の蟹住東部の島郷層を含む。

**分布** 蟹住団地付近を幅約500mで、NW-SE方向に長さ3kmと長細く分布する。

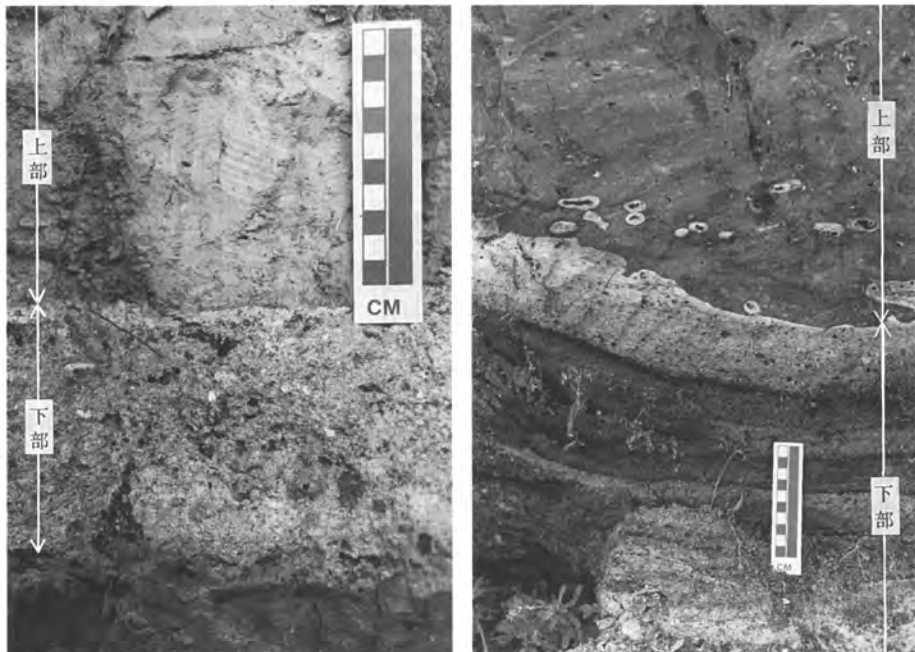
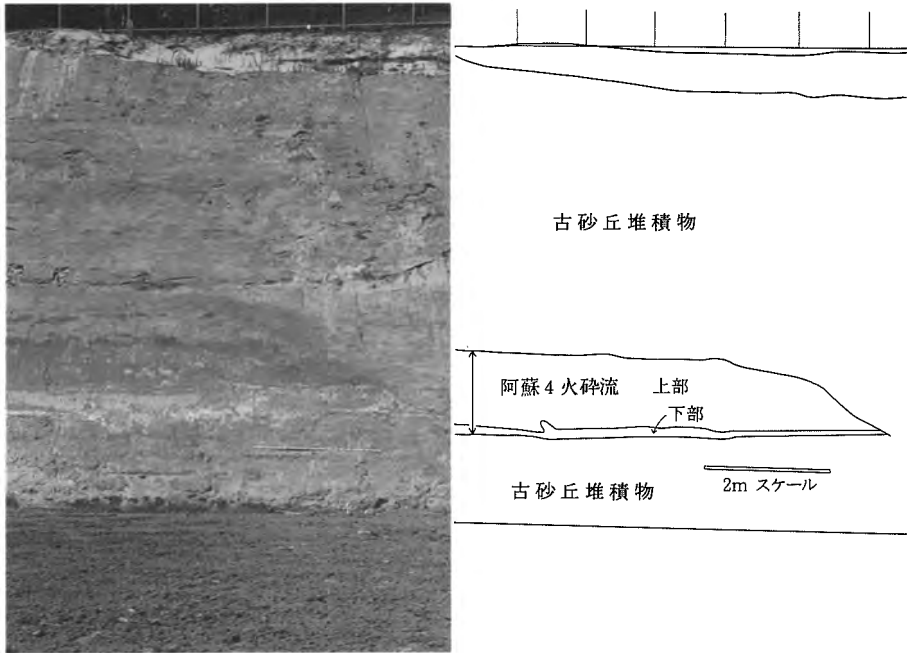
**層厚** 15-20m。

**層序関係** 古砂丘堆積物と同時異相と考えられ、阿蘇4火砕流堆積物を地層中に挟まないことから、古砂丘堆積物の上部に当たると考えられる。

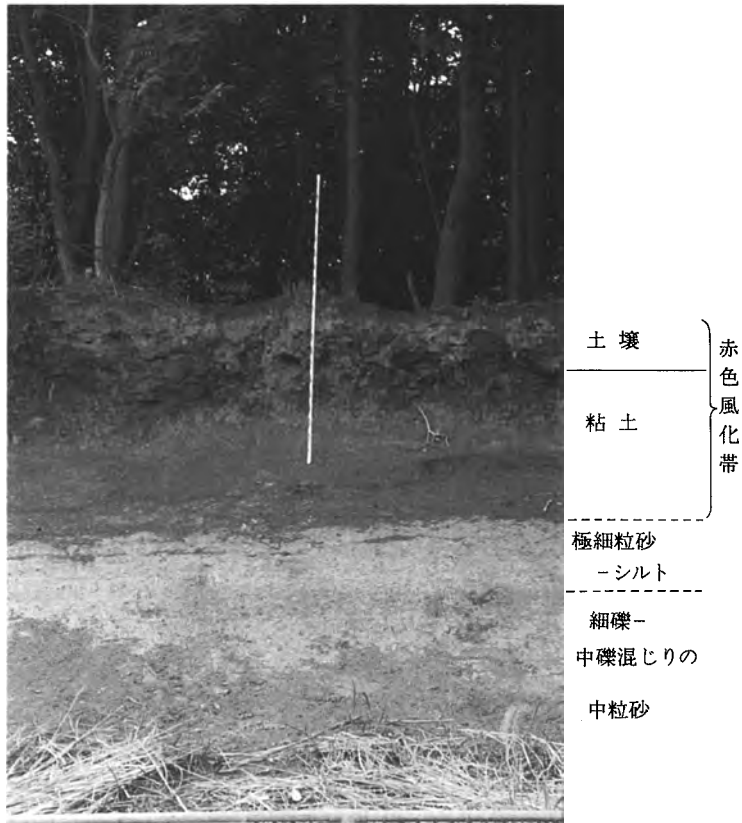
**岩相** 下部と上部に区分できる。下部は層厚5m以上で、雲母の目立つ粗粒砂層で、細礫や貝化石も含む。生痕も観察できる。上部は層厚2m以上の泥層からなり、赤色風化が著しい(第63図)。岩相から内湾性堆積物と推定される。岩屋礫層に比較して礫径は小さく、大礫は存在しない。最上部に粘土



第61図 三里松原南方における古砂丘堆積物の地質柱状図  
柱状図作成地点は付図A-6を参照。



第62図 阿蘇4火砕流堆積物の露頭  
 上 段：スケールの長さは2m. 撮影地点は付図A-6の地点1.  
 下段右：スケールの長さは10cm. 撮影地点は付図A-6の地点3.  
 下段左：スケールの長さは上段が10cm. 撮影地点は付図A-6の地点9.



第63図 有毛砂層の露頭  
スケールの長さは2m. 撮影地点は付図A-5の地点A.

層が堆積する。堆積面は開析されているが、標高20m前後の定高性が認定できる。

## X. 6 中位河成段丘堆積物 (Tm)

宗像市、宗像郡玄海町付近では段丘面は2面あるが、段丘堆積物が観察できる露頭が少ないため、本報告では一括して中位河成段丘堆積物として扱う。

中位河成段丘堆積物は、宗像市-宗像郡玄海町、遠賀町岡垣町内浦・吉木・山田、遠賀郡遠賀町上別府、北九州市八幡西区則松及び永犬丸<sup>えいのまる</sup>東部に分布する。

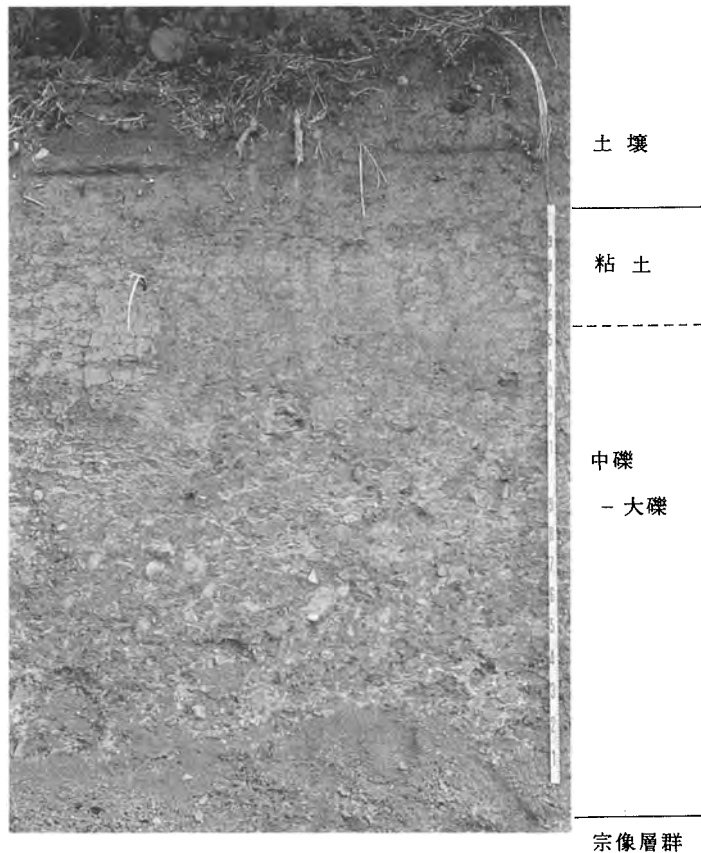
最も広く分布するのは、宗像市と玄海町付近の北崎花崗閃緑岩と宗像層群の境界付近である。ここでの段丘面の標高は10-105mで、西ないし南西方向へ低くなる。沖積面との比高は10-30mで、山地側ほど大きくなる。低位段丘面との比高は10m前後で、どの地域でもほぼ一定している。層厚2-4m。亜角礫-亜円礫(ときに角礫)の大礫-中礫からなる。多くの地点で上方細粒化を示し、上部では砂、シルトを挟むようになり、玄海町原付近では厚さ1m前後のシルト層が礫層の上位に載る(第64図)。全体の

色調は、下位から上位へ light brown-dark yellowish grey から medium reddish brown へと変化し、上位ほど赤色化する。礫種は関門層群の安山岩質の凝灰岩や凝灰岩角礫岩からなり、いわゆる“クサリ礫”化している。

岡垣町吉木付近の段丘面は標高 20 前後で沖積面との比高は約 15m である。垂円礫の中礫からなり一部大礫を含む。層厚は 2-3m の礫層で、淘汰は悪い。礫種は、玄武岩、芦屋層群の砂岩・泥岩・凝灰岩、安山岩質角礫凝灰岩からなる。クサリ礫化している。

岡垣町内浦付近の本堆積面は標高 20-40m で、北ないし東側へ低くなる。沖積面との比高は約 10m である。岡垣町山田のものは、標高 10-13m で、沖積面との比高は 6-7m である。中礫から大礫からなる。遠賀町上別府の本堆積物の堆積面は 18-20m で、氾濫原堆積面との比高は約 15m である。いずれも露頭不良のため、詳細は不明である。

八幡西区の金山川西側の鷹見台から則松にかけて分布する本段丘は上下 2 段に区分される。現在団地造成のため露頭の多くが削り取られている。堆積面は 2 面あり、上位面の標高は 16m-17m で、沖積面との比高は約 15m である。トラ斑模様に風化した厚さ 50cm 以上の礫層から構成され、中礫主体で一部



第64図 中位河成段丘堆積物の露頭  
スケールの長さは 2m. 撮影地点は付図 A-6 の地点 M1.

大礫を含む。亜角礫で、淘汰は普通である。礫は主に古第三紀系の砂岩・泥岩が主体である。下位面は標高 10-14m で、泉ヶ浦の東では阿蘇 4 火砕流堆積物（層厚 1m 以上）が直接芦屋層群の上に載る露頭がある。

永犬丸東部に分布する本段丘面の標高は 35-60m で、東から西に向かって低くなる。亜角礫主体の大礫からなり、礫種はチャート、ひん岩、安山岩質凝灰岩が多い。淘汰は悪い。

## X. 7 低位河成段丘堆積物 (T1)

若松区の弘川、蟹住、玄海町の釣山付近に小規模に分布する。

弘川付近の本段丘面の標高は 9-10m、沖積面との比高は 7-8m である。段丘面は認定されるが、堆積物が認められない地域が多い。

蟹住付近の本段丘面の標高は 6-12m、比高は 5-9m である。亜円礫の中礫主体で一部大礫を含む層厚 2-3m の礫層で、礫種は、玄武岩、芦屋層群の砂岩・泥岩・凝灰岩、細粒花崗岩からなる。

釣山付近の本段丘面の標高は 30-80m で、北北東から南南西へその高さが減じ、沖積面との比高は 3-5 m、中位段丘面との比高は北北東側で約 10m、南南西側で約 15m と下流側で大きくなる。露頭を見出すことができなかつたので、岩相の詳細については不明である。

## X. 8 沖積層

### X. 8.1 扇状地堆積物 (f)

宗像郡玄海町の上八付近と池田付近こうじょうに小規模に分布する。関門層群から構成される山地から北崎花崗閃緑岩・宗像層群から構成される丘陵への地形の変化に対応して発達する。扇頂から扇端までの距離は 500-1,000m である。露頭は確認できなかったため堆積物の詳細については不明である。

### X. 8.2 谷底平野堆積物及び後背湿地堆積物 (a)

河川沿いの沖積層は、主に谷底平野堆積物と後背湿地堆積物からなるが、両者の領域は厳密に区別し難い。

谷底平野堆積物は砂・礫・泥から構成され、遠賀川では 40m 付近、洞海湾では 20m の厚さを持つが、全体には薄く 10m 程度と考えられている。詳細は建設省計画課・北九州市 (1968) に述べられている。

後背湿地堆積物は古砂丘堆積物背後の内陸部に広がる低地を特徴づけ、特に三里松原の南方の沖積層として良く発達する。

### X. 8.3 自然堤防堆積物 (n)

沖積層のうち自然堤防堆積物を区分し地質図に示した。戸切川と遠賀川沿いに分布する。沖積面にたいして 1m 前後の比高を持ち、主に砂から構成されている。

#### X. 8.4 砂丘堆積物 (D<sub>2</sub>)

玄海灘と響灘に向かって凹のアーチ状の海岸の陸側に発達する。幅 100-300m 程度の海岸砂丘独特の地形である高まり（海水面からの比高 10 数 m）が、玄海町のさつき松原や鐘崎北部の海岸、三里松原の海岸（第 3 図）である波津海岸、新松原海岸、芦屋海岸に分布する。そのほか地質図では、若松区岩屋南西の海岸から有毛にかけて幅 1km にわたり広く本堆積物が分布するように描かれているが、薄く古砂丘堆積物の上に載っている程度であり、厳密にはその境界は不明な地域が多い。淘汰の良い中粒の砂層からなり、多くは古砂丘堆積物からの供給による再堆積と考えられる。基底部に鬼界アカホヤ火山灰の挟在が知られている（下山ほか, 1989）。

### XI. 埋立地及びボタ山

（濱崎聡志・尾崎正紀）

#### XI. 1 埋立地 (r)

本図幅地域東端の洞海湾の西奥江戸川沿の八幡西区本城 - 洞南町くきなみに大規模な埋立て干拓が行われている。その大部分は八幡製作所設立（明治 34 年）以降のものである（山口ほか, 1988）。頓田の若松火力発電所のほかに、北九州市若松区の脇田港、遠賀郡の芦屋町（芦屋港）、岡垣町の波津、宗像郡玄海町の鐘崎にも漁港の改修を中心に小規模な埋立てが行われている。

#### XI. 2 ボタ山 (B)

石炭採掘に伴って生じる廃石は通称「ボタ」と呼ばれ、金属鉱山におけるズリに相当するものである。そして、その集積場は一般に「ボタ山」と称されている。

わが国有数の炭鉱地帯であった筑豊炭田でも南は山田市、田川市から北は水巻町、北九州市若松区まで大小約 500、宗像炭田でも 32 のボタ山が点在していた（福岡県, 1957）。炭鉱閉山後、再開発などに伴う整地によって小規模なものはほとんど削られた。しかし比較的大規模なものは現在でも残っており、かつての大炭田の象徴として十分な威容を保っている。

ボタ山は炭鉱開発の初期には小規模であっても、長年にわたり石炭の採掘が続けられると当然巨大なものとなり、やがて土砂崩れなどの災害を引き起こすおそれが出てきた。そして 1955 年 4 月、長崎県佐世保炭鉱でボタ山地滑りの惨事が発生したのをきっかけに、ボタ山の保安に関する研究が本格的に行われた（合志, 1956a,b ; 野口, 1956 ; 水野, 1956 ; 木下ほか, 1956）。また、ボタ山中に含まれる粘土



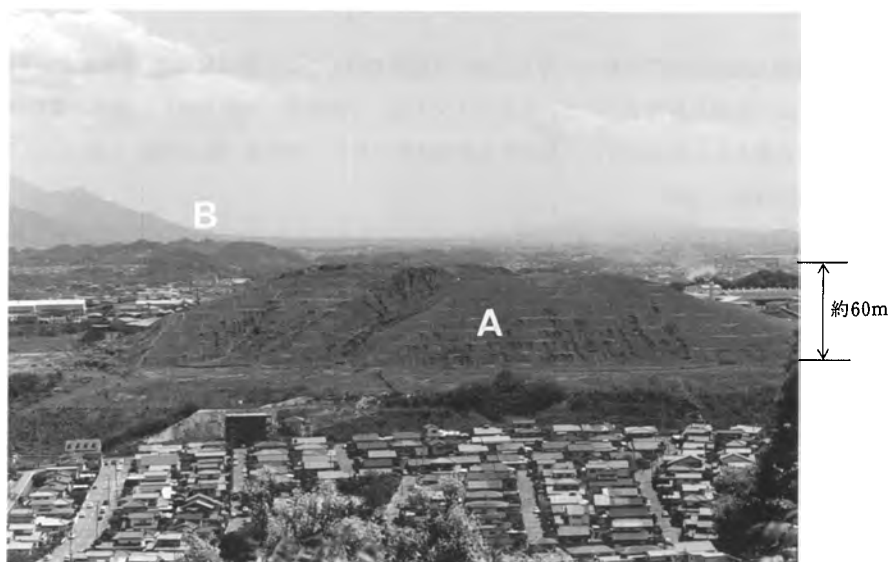
鉱物が地滑りを引き起こす原因の一つとして考えられたため、この方面の研究も行われた（木下ほか、1959 a,b）.

現在、折尾図幅地域で見られるボタ山は次の2箇所である。

水巻町頃末：直径約1km，地盤からの標高差60m，台型（第65図A）.

中間市片山：直径約700m，同標高差95m，ピラミッド型（第65図B）.

炭鉱閉山後20年以上経過しているため両者とも雑草が生え、また崩落防止の処置も行われている。



第65図 台型を呈するボタ山  
台型(A)の左奥にはピラミッド型(B)も見える。水巻町日吉台北方（付図A-3参照）

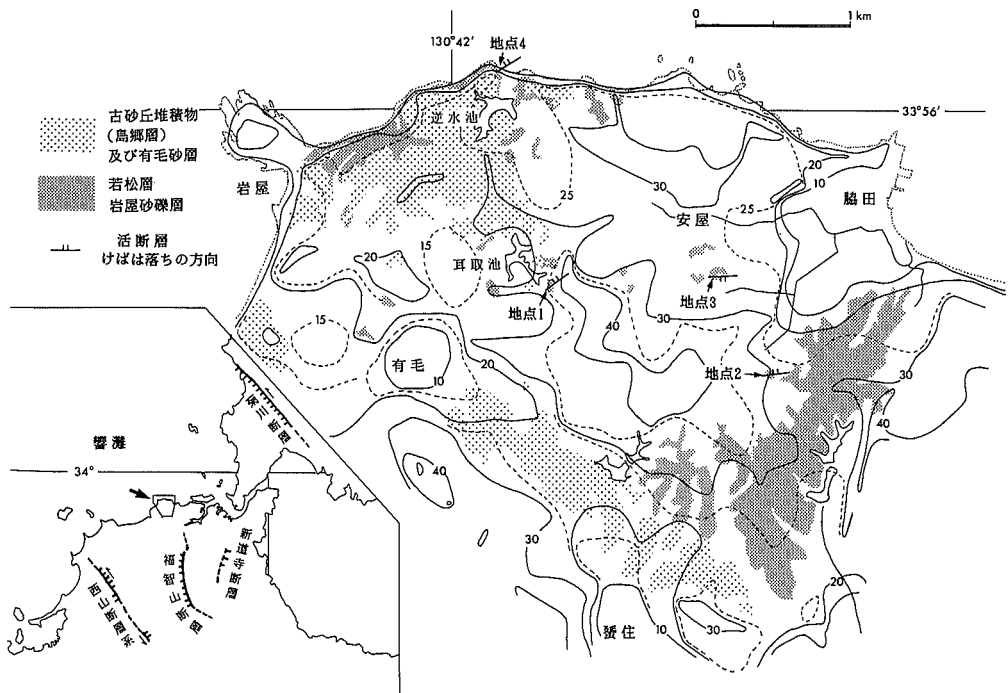
## XII. 活断層, リニアメント及び地震活動

(尾崎正紀)

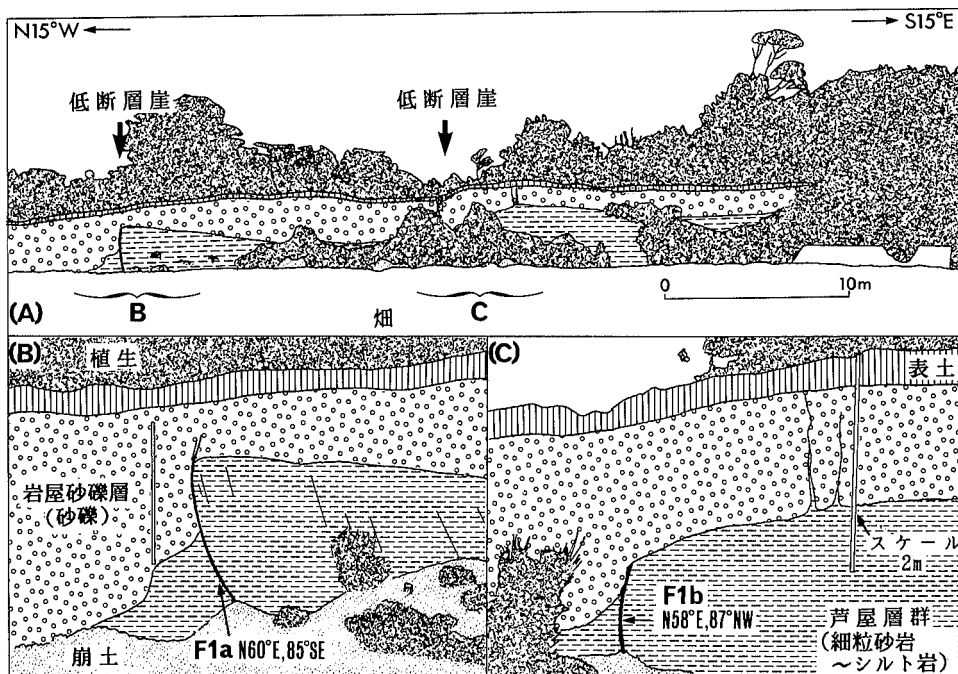
本図幅地域東端部に関門層群からなる山地と芦屋層群からなる丘陵の境界に、リニアメントが存在し、比高 10-20m の急崖が存在する。このリニアメントは、二島断層 (VIII章参照) が走る位置にほぼ一致する。変位の基準となる段丘面などがいないため確実度 III であるが活断層(頓田断層)と推定されている(九州活断層研究会編, 1989)。

九州活断層研究会編(1989)は、以上のほかにリニアメントとして、WNW-ESE ないし NW-SE 方向、NE-SW 方向にやや不明瞭なリニアメントを認めている。これらは組織地形や古期の断層による差別侵食によるものと推定されている。

若松区西部において、地形や空中写真では認定できないが、芦屋層群とともに第四系の岩屋砂礫層を切る活断層が 4 地点で知られている(尾崎, 1989)(第 66-70 図)。いずれも NE-SW ないし E-W の走



第66図 若松区西部の更新統の分布と活断層露頭の位置  
尾崎(1989)を一部修正加筆

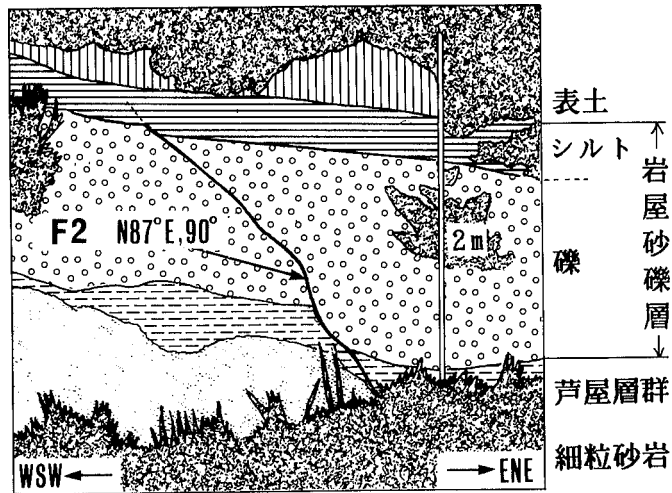


第67図 活断層露頭 (1)

地点1の露頭写真及び露頭スケッチ。スケッチは尾崎 (1989) による。

向を示し、傾斜はほぼ垂直に近く、変位は数10cm-数mである。そのうち地点1では、断層に伴って削剥は進んでいるものの地表面に低断層崖が認められる。また、地点4の断層F4は、芦屋層群に落差約27mの変位を及ぼしている正断層であるとともに、岩屋砂礫層に約1mの垂直変位を及ぼしている(第70図)。これら断層変位の累積性については確認されておらず、形成時期は最終間氷期以降としか分かっていない。

以上のほかに、1) 本図幅地域に隣接する八幡西区小嶺インターチェンジ付近(行橋図幅北西端)には、第四紀層に変位を与えているNNE-SSW走向の逆断層(西上り)とそれを切るNW-SE走向の福智山断層(確実度I, 活動度C)(浦田ほか, 1977; 小原ほか, 1989; 九州活断層研究会編, 1989)が、2) 北九州市(小倉図幅地域)の小倉市街地と足立山の境界付近に中位段丘及び低位段丘に変位を及ぼすNNE-SSW走向で西側隆起の小倉東断層(確実度I, 活動度C)(渡辺, 1989; 九州活断層研究会編,

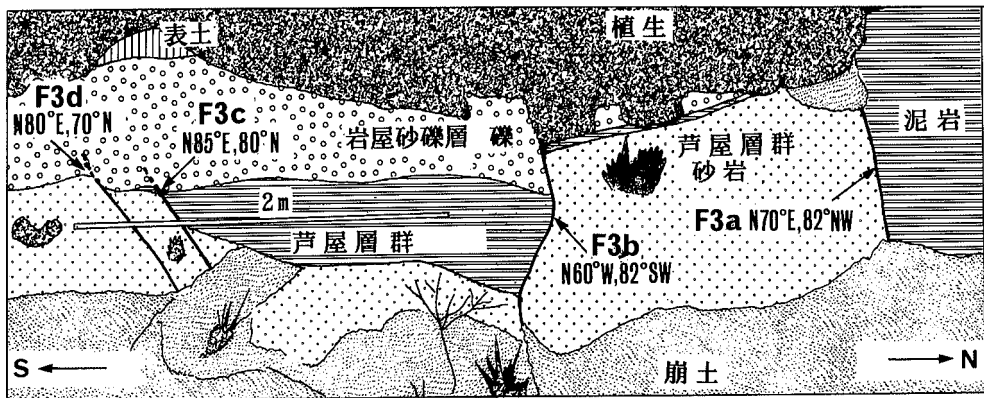


第68図 活断層露頭(2)

地点2の露頭写真及び露頭スケッチ。スケッチは尾崎(1989)による。

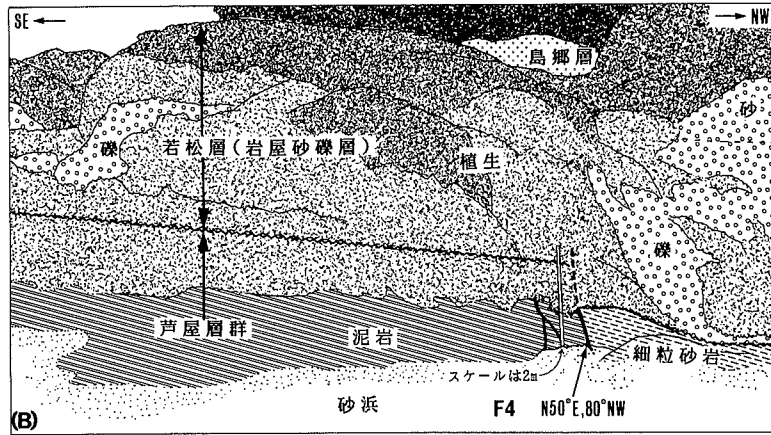
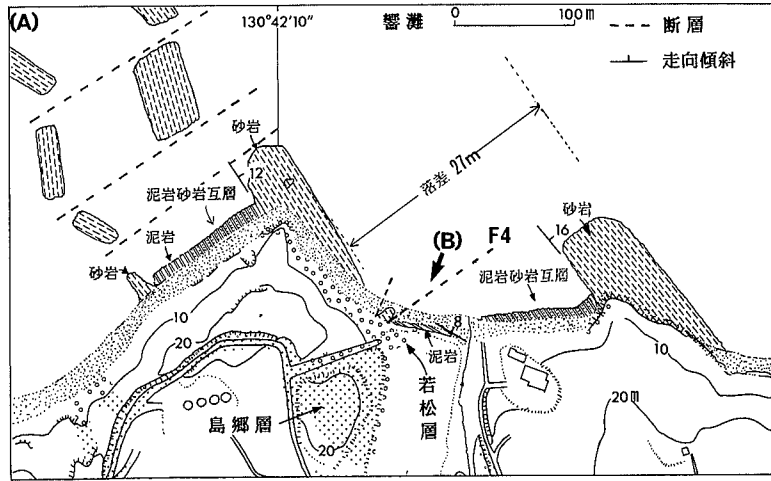
1989) が, 3) 宗像市西部から和宮町にかけて NNW-SSE 走向の西山断層系 (確実度 I, 活動度 B など) (九州活断層研究会編, 1989) などが報告されている。

地震活動については, 折尾図幅付近を震源地とする被害をもたらすような地震は認められていない。近隣のものとしては福岡県糸島半島付近を震源としてマグニチュード 5-6 程度の地震がいくつか知られている (活断層研究会, 1991)。



第69図 活断層露頭 (3)

地点 3 の露頭写真及び露頭スケッチ。スケッチは尾崎 (1989) による。



第70図 活断層露頭 (4)

地点4の露頭写真及び露頭スケッチ。スケッチ及び地質図は尾崎 (1989) による。

## XIII. 応用地質

(濱崎聡志・尾崎正紀)

### XIII.1 石炭

北九州地域には筑豊炭田及び宗像炭田が分布し、特に筑豊炭田は日本を代表する大炭田で明治時代から数多くの炭鉱が稼行されてきた。

**筑豊炭田の沿革** 筑豊地域の石炭については、1400年代に石炭を焚火に用いたという記録があり、1700年代には既に農民によって石炭の採掘が行われていた。天保年間(1830-1843年)には黒田藩によって筑豊炭田内に2箇所の山元取締、芦屋・若松にその出張所が置かれ採掘が統一された(滝本, 1954; 地質調査所編, 1960)。

明治時代に入り藩による操業が廃止されると、地元実業家及び中央の大資本によって筑豊地域で次々に炭鉱の開発が行われた。筑豊地域での最初の炭鉱は、明治5年(1872年)に麻生太吉によって開発された飯塚市の目尾炭鉱である。採掘方法も機械化、大正時代には電化が進み、出炭量は急激に伸びていった。さらに日清・日露戦争、第一次世界大戦は炭鉱事業を飛躍的に発展させることとなった。その後太平洋戦争勃発までは好不況を繰り返しながらも出炭量は増え続け、1940年には全国の総出炭量が5,600万トンを超え史上最高となり、筑豊地域でも1,900万トンを超えた(大同通信社, 1952)。

太平洋戦争が終わると出炭量は一時落ち込んだが、昭和20年代後半には回復し、昭和30年代には再びピークに達した。しかし、エネルギー源が石炭から石油へと変化し始めると、それに伴い出炭量も急速に減少していった。1,500万トン近く(1957年)の出炭量は1973年には100万トンを割り、1956年には279あった炭鉱もついに1984年には全て閉山となった(通商産業省, 1958, 1974, 1986)。

**折尾図幅地域の炭鉱** 筑豊炭田の中心は南部の田川・飯塚・直方市地域、宗像炭田の中心は宗像市東郷付近であったが折尾図幅地域でもいくつかの炭鉱が稼行されていた。折尾図幅付近の旧炭鉱分布を第71図に示す。以下主な炭鉱について記述する。

高松炭鉱：日本炭鉱(株)所有。1935年操業開始、1971年3月閉山。ただし本図幅地域水巻町付近の各坑口は1966年閉鎖。年間出炭量は1962-1970年で平均130-150万トン。採掘炭層は大辻層群遠賀層の七尺層(炭丈165cm)・本石三尺層(同125cm)・三へダ三尺層(同75cm)・四へダ五尺層(同150cm)など。炭質は亜瀝青炭で、Dに分類される。石炭の工業分析値は平均で水分4-5%、灰分10-20%、揮発分35-40%前後、固定炭素35-45%、発熱量5,000-7,000kcal/kg、硫黄分0.5-0.8%。灰分が少なく非粘結性のため燃焼効率がよく、また硫黄分が少ないため炉の損傷が少ないとして、国内で最も優秀な原料炭の一つ



- |           |            |             |             |
|-----------|------------|-------------|-------------|
| 1. 日炭大君炭鉦 | 5. 第一炭鉦    | 9. 高陽炭鉦三坑   | 13. 高陽炭鉦二坑  |
| 2. 高松炭鉦四坑 | 6. 高松炭鉦一坑  | 10. 高陽炭鉦新一坑 | 14. 高陽炭鉦龍王坑 |
| 3. 高松炭鉦三坑 | 7. 高陽炭鉦五坑  | 11. 高陽炭鉦近藤坑 | 15. 高陽炭鉦男石坑 |
| 4. 高松炭鉦二坑 | 8. 高陽炭鉦野間坑 | 12. 高陽炭鉦一坑  | 16. 大和炭鉦    |

第71図 折尾図幅付近における旧炭鉦分布図  
1-6, 16: 地質調査所編 (1960), 7-15: 坊城 (1951)



であった(大同通信社, 1952, 1954; 地質調査所編, 1960)。

高陽炭鉱:九州採炭(株)所有。操業開始年詳細不明, 1957年9月閉山。年間出炭量は1948-57年で平均5-6万トン。採掘炭層は直方層群三尺五尺層の五尺層(炭丈100cm以下)及び竹谷層の針金層(炭丈60-130cm)。炭質は瀝青炭で, Cに分類される。工業分析値は平均で水分2-3%, 灰分15-20%, 揮発分38%前後, 固定炭素40-45%, 発熱量5,500-6,400kcal/kg, 硫黄分1-2%(坊城, 1951; 大同通信社, 1952, 1954)。

大和炭鉱:西日本鉱業(株)所有。旧池田炭鉱。1948年操業開始, 1958年11月閉山。年間出炭量1.5-4万トン。採掘炭層は宗像層群池田層の五尺層(炭丈170cm)・五枚層(同120cm)・三尺層(同130cm)・八枚層(同175cm)・四尺層(同150cm)。炭層の分布域は狭いが優秀な厚層であった。炭質は瀝青炭で, Cに分類される。石炭の工業分析値は平均で水分2-3%, 灰分10-20%, 発熱量6,000-7,000kcal/kg(大同通信社, 1954; 地質調査所編, 1960; 木下, 1961)。

なお地質調査所編(1960)では若松区浅川に日炭二島があるが, 位置は特定できない。また直方層群については高陽炭鉱のほか, 坊城(1951)の時点で旧鉱と記されていたものに山田炭鉱(針金層の炭丈150cm)・岸本炭鉱(同80cm)・友田炭鉱(同40cm)がある。それぞれ岡垣町山田及び岸本付近に位置していたと思われるが, 同様に位置は特定できない。

## XIII.2 頁岩粘土(ボタ粘土)

石炭層中またはその直下に伴われる頁岩中には粘土鉱物が多く含まれ, 「頁岩粘土」と呼ばれる。構成粘土鉱物としてはカオリナイトを主とし, モンモリロナイト・イライト・緑泥石・海緑石なども含まれる。伴われる石炭層の厚さに比例して良質になるとされるが, 良質のものは焼成して耐火煉瓦などの工業用原料に使われる。筑豊地域もかつては“筑豊粘土”と称される重要な産地であったが, 頁岩粘土そのものは薄いことが多いため粘土だけ独立して採掘されたものは少なく, 大部分は炭鉱のボタから採取された。このため通称「ボタ粘土」とも呼ばれていた。折尾図幅地域では石炭層の数が少なく厚さも薄かったので, 産出のほとんどは南部の直方・田川市などであった(木下, 1961; 向山ほか, 1964; 藤井, 1987)。

## XIII.3 地すべり

若松区の頓田貯水池の東側, 小谷付近(二島断層の東側)と岡垣町波津西部に地すべり地形が認められる(九州活断層研究会編, 1989), いずれも下関亜層群から構成される急傾斜地域に発達する。

## XIII.4 温泉

北九州市八幡西区則松(穴田), 浅川に鉱泉があり, かつて浴場などが設けられていた(遠賀郡教育委員会, 1986)。

## 文 献

- Blow, W. H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H., eds., *1st Internat. Conf. Plankton. Microfossils*, vol.1, Brill Leiden, p.199-422.
- 坊城俊厚 (1951) 海老津・宝付近地質調査報告. 福岡通産局内部資料, 14p.
- 地質調査所編 (1960) 日本鉱産誌 BV-a (主として燃料となる鉱石-石炭). 東京地学協会, 775p.
- 大同通信社 (1952) 石炭年鑑 1952 年版, 764p.
- (1954) 石炭年鑑 1954 年版, 616p.
- 藤井紀之 (1987) 耐火粘土およびカオリン. 日本粘土学会編, 粘土ハンドブック (第二版), 技報堂出版, p.695-703.
- 福岡県 (1957) 福岡県における炭鉱捨石集積場 (ボタ山) の実態. 鉱害地帯市町村振興計画資料第 5 号, 222p.
- (1972a) 5 万分の 1 表層地質図「直方」並同説明書. 土地分類基本調査, 51p.
- (1972b) 5 万分の 1 表層地質図「折尾」並同説明書. 土地分類基本調査, 38p.
- 船津 宏 (1980) 北九州市北西部の芦屋層群. 広島県立安古市高等学校研究紀要, no.5, p.52-61.
- 古川博恭・満塩博美 (1968) 玄海砂丘西端, 新砂丘砂層直下の泥炭層の<sup>14</sup>C年代-日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 XLI -. 地球科学, vol.22, p.177-178.
- 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, vol.62, p.83-108.
- 合志正司 (1956a) 九州におけるボタ山災害 (危害, 鉱害) の実状・九州鉱山学会誌, vol.24, p.145-152.
- (1956b) ボタ山の保安植林 (砂防造林) について. 九州鉱山学会誌, vol.24, p.228-237.
- 長谷 晃 (1958) 西中国・北九州の後期中生界の層序構造. 広島大学地学研究報告, no.6, p.1-50.
- 長谷川善和・磯谷誠一・長井孝一・関 麒一・鈴木 直・大塚裕之・太田正道・小野慶一 (1979) 漸新-中新世のペンギン様鳥類化石 (Pts.I-VII). 北九州市自然史博研報, no.1, p.41-60.
- 早坂竜児 (1991) 北九州・芦屋地域に分布する漸新統芦屋層群の堆積相と堆積環境. 地質雑, vol.97, p.607-619.
- 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.
- 井上克弘・成瀬敏郎 (1990) 日本海沿岸の土壌および古土壌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 (1896) 長門南部の中生層について. 地質雑, vol.3, p.341-364.
- 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.
- Izawa, E., Karakida, Y., Shimada, M. and Takahasi, M. (1989) High-strontium granites in

- northern Kyushu, Japan. *Structural Development of 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・成富雅史 (1985) 福岡市の北崎-志賀島累帯深成岩体. 昭和60年三鉱学会講演要旨集, p.37.
- 海上保安庁水路部 (1980) 関門海峡付近調査報告書. 北部九州沿岸域総合整備計画調査, 海上保安庁, 57p.
- (1983) 海底地形地質調査報告「白島」. 5万分の1沿岸の海の基本図, 海上保安庁, 37p.
- (1985) 海底地形地質調査報告「角島」. 5万分の1沿岸の海の基本図, 海上保安庁, 65p.
- 亀山徳彦 (1968) 関門地方の第四系. 地質雑, vol.74, p415-426.
- Kaneoka, I. and Hasegawa, Y. (1971) K-Ar age of glauconite from Orio Sandstone, northern Kyushu. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.77, p.515-516.
- 唐木田芳文 (1952) 北九州の花崗岩類の地質学的関係 (演旨). 地質雑, vol.58, p.277.
- (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.
- (1985) 北九州花崗岩の地質学的分布. 日本応用地質学会九州支部会報, no.6, p.2-12.
- (1990) 北部九州の花崗岩類. 日本地質学会西日本支部会報, no.94, p.1.
- ・井沢英二・島田允堯・高橋正好 (1984) 北部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-. 昭和59年三鉱学会講演要旨集, p.154.
- ・島田允堯・井沢英二 (1983) 北九州花崗岩類の特徴. 文部省科学研究費総合研究A「日本の花崗岩岩石区と鉱床に関する研究」報告書, p.99-112.
- ・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.
- 活断層研究会編 (1991) [新編]日本の活断層-その分布図と資料. 東京大学出版, 437p.
- 建設省計画課・北九州市編 (1968) 北九州市地区の地盤. 大蔵省印刷局, 180p.
- 木戸忠太郎・松田 繁 (1904) 筑豊四郡煤田調査報文. 福岡鉱山監督署, 312p.
- 木下亀城 (1961) 日本地方鉱床誌「九州地方」, 朝倉書店, 695p.
- ・野口 高・小野寺清兵衛 (1956) 添田町硬山地より調査. 九州鉱山学会誌, vol.24, p.238-261.
- ・田中信也・本田庸夫 (1959a) 硬山の粘土鉱物について (I). 九州鉱山学会誌, vol.27, p.61-67.
- ・ ——— ・ ——— (1959b) 硬山の粘土鉱物について (II). 九州鉱山学会誌, vol.27, p.121-134.
- 小林貞一・太田 勇 (1936) 北九州の脇野層について. 地学雑, vol.48, p.298-302.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩のK-Ar dating (V) -西南日本の花崗岩類-. 岩鉱, vol.56, p.191-211.
- 巨智部忠承 (1903) 20万分の1「角島」図幅及び同地質説明書. 地質調査所, 49p.
- 久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本 博・星住英夫・鎌田耕太郎 (1992) 20万分の1地質図幅「福

- 岡]. 地質調査所.
- 久家直之 (1985) 日本の第三紀板鯰類群集について. 地団研専報, no.30, p.37-44.
- 九州活断層研究会編 (1989) 九州の活構造. 東京大学出版会, 553p.
- Machida, H. (1991) Recent progress in tephra studies in Japan. *The Quaternary Research*, vol.30, p.141-149.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス[日本列島とその周辺], 東京大学出版, 276p.
- ・———・百瀬 貢 (1985) 阿蘇4火山灰一分布の広域性と後期更新世示標層としての意義一. 火山第2集, vol.30, p.49-70.
- Matsumoto, H. (1923) Mammalian horizons of the Japanese Tertiary revised stratigraphically, and the interrelation of the terrestrial and marine deposits. *Proc. Pan-Pacific Sci. Congr., Australia*, vol.1, p.887-896.
- 松本達郎 (1951a) 蝦夷層群と関門層群. 地質雑, vol.57, p.95-98.
- (1951b) 北九州・西中国の基盤地質構造概説. 九大理研報 (地質), vol.3, p.37-48.
- ・小島郁生・田代正之・太田喜久・田村 実・松川正樹・田中 均 (1982) 本邦白亜系における海成・非海成層の対比. 化石, no.31, p.1-26.
- ・杉 健一・唐木田芳文・種子田定勝・村上允英・富田 達 (1950) 北九州の変成岩類・深成岩類についての地史学的概察 (演旨). 地質雑, vol.56, p.268.
- 松本徭夫・山縣茂樹・板谷徹丸 (1989) 関門・筑豊地域産玄武岩類のK-Ar年代. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p.503.
- 松下久道 (1949) 九州北部に於ける古第三系の層序学的研究. 九大理研報 (地質), vol.3, p.1-57.
- ・高橋良平・小原浄之介・岩橋 徹・井上英二 (1957) 洞海湾周辺地質調査報告. 日本道路公団若戸橋調査事務所, 28p.
- 溝口 晃 (1990) 福岡県北部, 古第三系芦屋層群の堆積学的研究. 日本地質学会第95年学術大会講演要旨, p.294.
- 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.
- ・高橋 清 (1962) 筑豊炭田遠賀層産の海棲貝類化石について. 九州鉱山学会誌, vol.30, p.62-67.
- 水野高明 (1956) 硬山崩壊の土質工学的研究. 九州鉱山学会誌, vol.24, p.189-194.
- 向山 広・宮木理司・有光 忠・森 健 (1964) 筑豊炭田の夾炭層の粘土鉱物学的研究 (I) 田川 - 山田地区について. 九州鉱山学会誌, vol.32, p.1-16.
- 村上允英 (1985) 中国地方西部における中生代後期 - 古第三紀火成活動史. 地質雑, vol.91, p.723-742.
- ・今岡照喜・雁沢好博 (1989) 山陰西部における古第三紀火山性陥没体の分布と時代に関する2, 3の問題. 地団研専報, no.36, p.41-47.
- Murata, S. (1953) Paleogene foraminifera in the Chikuho Coal Field. *Bull., Kyushu Inst. Technology*, no.3, p.56-62.

- 長尾 巧 (1925) 筑豊炭田第三紀層の層序. 筑豊石炭鉱業組合月報, vol.21, p.1002-1012.
- (1927a) 九州古第三紀層々序 (其十七). 地学雑, vol.39, p.655-674.
- (1927b) 福岡縣宗像炭田地質 (付津屋崎付近). 筑豊石炭鉱業組合月報, vol.23, p.527-537.
- (1928) 九州古第三紀層の層序 (其十八). 地学雑, vol.40, p.7-23.
- (1929) 筑豊炭田地質図及び地質図説明書. 筑豊石炭鉱業組合, 40p.
- 成瀬敏郎 (1976) 北九州海岸のヴュルム氷期の砂丘形成と古土壌. 第四紀研究, vol.15, p.35-46.
- (1980) 後期更新世の砂丘形成に関する諸問題. 地理科学, vol.33, p.41-50.
- (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.164-180.
- 野田光雄 (1962) 北部九州の地質 C 新生界. 松本達郎・野田光雄・宮久三千年編, 日本地方地質誌九州地方, 朝倉書店, p.41-64.
- 野口 高 (1956) 九州に於ける硬山災害の諸型式. 九州鉱山学会誌, vol.24, p.153-160.
- Ohara, J. (1961) Heavy mineral associations in the Paleogene System of some coal fields, North Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [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. *Jap. Jour. Bot.*, vol.6, p.33-76.
- ・富田宰臣・浦田英夫・岡部 実 (1989) 北九州市上津役地域の福智山断層. 九大理研報 (地質), vol.16, p.27-35.
- 岡部 実・小原浄之介 (1972) 筑豊炭田大辻層群と芦屋層群の境界付近の重鉱物組成変化. 九大教養地研報, no.17, p.59-71.
- ・ —— ・浦田英夫 (1974) 筑豊炭田大辻層群と芦屋層群の境界について. 九大教養地研報, no.18, p.1-8.
- Okada, H. (1992) Calcareous nannofossils and biostratigraphy of the Paleogene sequences of the northern Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.98, p.509-528.
- and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code number to the low-atitude coccolith biostratigraphy zonation (Bukry,1973,1975). *Marine Micropaleont.*, vol.5, p.321-325.
- 岡本和夫・今村外治 (1964) 山口県油谷湾付近の第三系. 広島大学地研報, no.13, p.1-42.
- Okazaki, Y. (1982) A Lower Miocene squalodontid from the Ashiya Group, Kyushu, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus, Nat. Hist.*, no.4, p.107-112.
- 岡崎美彦 (1984) 芦屋層群からの海牛化石の産出. 北九州市立自然史博研報, no.5, p.189-195.
- (1985) 北九州芦屋層群 (漸新統) 産の歯鯨類—*Metasqualodon symmetricus* の歯の形態と機能について. 地団研専報, no.30, p.119-126.
- Okazaki, Y. (1987) Additional materials of *Metasqualodon symmetricus* (Cetacea:Mammalia) from the Oligocene Ashiya Group, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no.7, p.133-138.

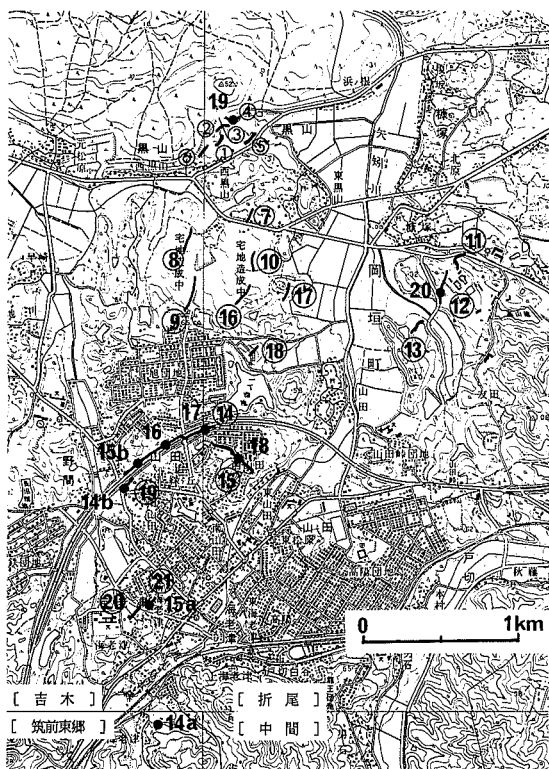
- Okazaki, Y. (1988) Oligocene squalodont (Cetacea:Mammalia) from the Ashiya Group, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no. 8, p.75-80.
- (1989) An occurrence of fossil bonytoothed bird (Odontopterygiformes) from the Ashiya Group (Oligocene), Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no.9, p.123-126.
- 遠賀郡教育委員会 (1986) 遠賀郡誌 (大正6年復刻版). 遠賀町, 1299p.
- 太田喜久 (1953) 北九州における後期中生界の地学的研究, その1 福岡県鞍手郡笠置山付近 (いわゆる脇野地方) の中生界について. 福岡学芸大学紀要 (第3部理科系統), no.2, p.206-213.
- (1955) 北九州における後期中生界の地質学的研究, その2 小倉市道原一帯の中生界の層序と構造福岡学芸大学紀要 (第3部理科系統), no.5, p.29-39.
- (1957) 北九州における後期中生界の地質学的研究, その3 小倉及び八幡市南方の中生界について福岡学芸大学紀要 (第3部理科系統), no.7, p.63-73.
- (1958) 福岡県赤間町南方, 天の坊-鷹山一帯の中生界について (北九州に於ける後期中生界の地質学的研究 その4). 福岡学芸大学紀要 (第3部理科系統), no.8, p.47-53.
- (1959) 北九州における後期中生界の地質学的研究, その門司港周辺の中生界について. 福岡学芸大学紀要 (第3部理科系統), no.9, p.35-42.
- (1981) 脇野亜層群の地質年代. わたしたちの自然 no.8, 北九州市自然市博物館, p.3-9.
- 太田正道・鳥山隆三・北条凱生・曾塚 孝・西田民雄・藤井厚志・杉山昭弘・配川武彦・長井孝一・杉山哲男 (1979) 北九州市小倉南部の関門層群. 北九州自然史博研報, no.1, p.1-10.
- 尾崎正紀 (1989) 北九州市西部の最終間氷期堆積物を切る断層露頭. 活断層研究, no.7, p.99-104.
- ・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.
- 斎藤甚三・小丸伊久雄 (1961) 田川地区の直方層群上石層上部における亜不整合 (diastem) と香春8尺層との関係について. 鉱山地質, vol.11, p.263-268.
- Saito, R. (1957) Pre-Kishima (Pre-Aquitania) crustal deformation of Japan and the adjacent Circum-Pacific regions. *Kumamoto Jour. Sci.* [B], sec.1, Geol., vol.2, p.33-50.
- 斎藤常正・岡田尚武 (1984) 北九州芦屋層群漸新世石灰質浮遊性微化石層序. 斎藤常正・岡田尚武・海保邦夫編, 日本の古第三系の生層序と国際対比, 山形大学理学部, p.85-87.
- 柴田秀賢 (1967) 北九州地方. 日本岩石誌II, 朝倉書店, p.314-336.
- Shibata, H., Okada, S. and Ishikawa, H. (1960) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces, part VIII, trace elements. *Sci. Rep., Tokyo Kyoiku Daigaku*, [C], vol.7, p.217-270.
- , ——— and Oki, Y. (1958) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces, Part VI, principal elements. *Sci. Rep., Tokyo Kyoiku Daigaku*, [C], vol.6, p.31-54.
- Shibata, K. and Karakida, Y. (1965) Potassium-argon ages of the granitic rocks from the northern Kyushu. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.16, p.443-445.

- Shibata, K. Matsumoto, T., Yanagi, T. and Hamamoto, R. (1978) Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. *AAPG Studies in Geology*, no.6, p.143-164.
- 下山正一・溝田智俊・新井房夫 (1989) 福岡平野周辺で確認された広域テフラについて. 第四紀研究, vol.28, p.199-205.
- 新堀友行・郷原保真・野村 哲 (1964) 北九州の玄海砂丘の意義—そのレス状層について. 資源科学研究所彙報, no.62, p.83-108.
- 首藤次男 (1962) 北九州若松市西部の最新統 (九州の最新統の地史学的研究 - I). 地質雑, vol.68, p.269-281.
- ・白石成美 (1971) 岩屋地区の芦屋層群の貝化石群集—群集古生態学への試み—. 九大理研報 (地質), vol.10, p.253-270.
- ・阿南祐二・柴田義哉 (1979) 北九州芦屋地域. 土 隆一編: 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p.104-105.
- Shuto, T. and Shiraishi, S. (1979) A Lower Miocene ichnofauna of the middle Ashiya Group, North Kyshu—Ichnological study of the Ashiya Group—I. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no.15, p.109-134.
- 鈴木 敏 (1892a) 御徳海軍予備炭山. 地学雑, vol.4, p.70-74.
- (1892b) 本邦石炭層の地質的配賦について. 地学雑, vol.4, p.104-107.
- (1892c) 筑豊煤田中に産する一種特異の石炭について. 地学雑, vol.4, p.393-398.
- (1894a) 4 万分の 1 福岡県豊前及び筑前炭田地質図及び同説明書. 地質調査所, 195p.
- (1894b) 第三紀層. 20 万分の 1 福岡図幅及び同地質説明書, 地質調査所, p.72-87.
- (1895) 筑豊煤田地質調査報文. 地学雑, vol.7, p.133-137.
- (1898a) 筑前国鞍手郡西川四近煤田地質調査報文. 地質要報, vol.12, p.1-23.
- (1898b) 筑前国遠賀郡大辻四近煤田地質調査報文. 地質要報, vol.12, p.25-52.
- 高橋英太郎・松尾 裕・日比野至・久保田恵淋・倉田芳明 (1961) 宇部炭田西部の地質. 山口大理科報, vol.12, p.67-74.
- ・渡辺富士男・田中恒夫 (1963) 宇部炭田西部の地質. 山口大理科報, vol.14, p.71-76.
- 高橋 清 (1967) 九州北東部の古第三系にみられる斜層理. 長崎大学教養部紀要 (自然科学), vol.7, p.33-40.
- 高橋正樹 (1982) 日本列島の白亜紀—古第三紀バソリス群における“segment”構造—特に北九州バソリスの位置づけをめぐって. 文部省科学研究費総合研究 A「日本の花崗岩岩石区と鉱床に関する研究」報告書, p.37-43.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Tsusue, A. (1984) Segmented structure in 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・井沢英二 (1982) 北九州“平尾型”花崗閃緑岩の化学組成と有色鉱物. 昭和 57 年三鉱学会講演要旨集, p.91.

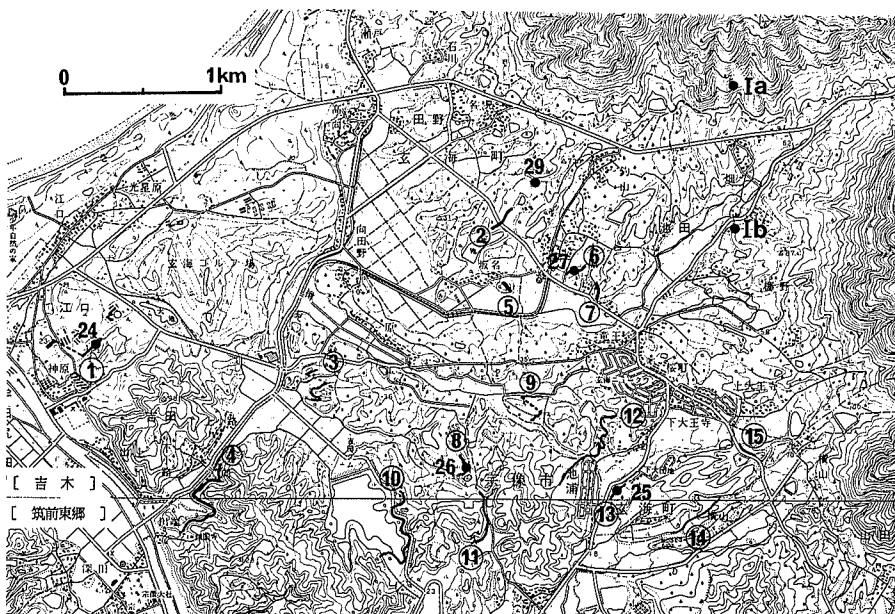
- 高橋良平 (1966) 筑豊炭田直方地区の地質概要 (地質図説明書). 九州炭鉱技術連盟会誌, vol.19, p.159-163.
- 滝本 清 (1954) 石炭鉱業の沿革. 石炭, 白亜書房, p.7-12.
- 富田宰臣 (1967) 田川地区の出山層について (筑豊炭田, 出山層の研究-1). 九大理研報 (地質), vol.8, p.171-180.
- (1968) 直方地区の出山層について (筑豊炭田, 出山層の研究-2). 九大理研報 (地質), vol.8, p.237-251.
- (1971) 飯塚地区の出山層について (筑豊炭田, 出山層の研究-3). 九大理研報 (地質), vol.10, p.123-134.
- (1978) 関門地域のいわゆる非海成第三紀層—その2 山口県西市盆地の第三紀層について—. 九大理研報 (地質), vol.13, p.1-11.
- ・石橋 毅 (1990) 北部九州炭田古第三系の地質と化石 (概説). 九大理研報 (地質), vol.16, p.99-142.
- 富田 達 (1952) 深成岩ジルコンの輪廻性とその應用 (演旨). 地質雑, vol.58, p.343.
- Tomita, T. (1954) Geologic significance of the colour of granitic zircon and the discovery of the Pre-Cambrian in Japan. *Mem. Fac. Sci. kyushu Univ.*, [D], vol.8, p.25-34.
- 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, vol.19, p.27-32.
- Tsuchi, R., Shuto, T. and Ibaraki, M. (1987) Geologic ages of the Ashiya Group, North Kyushu from a viewpoint of planktonic foraminifera. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol.21, p.109-119.
- 通商産業省 (1958) 石炭生産. 昭和32年度石炭・コークス統計年報, p.60-89.
- (1974) 石炭生産. 昭和48年度石炭・コークス統計年報, p.40-70.
- (1986) 石炭生産. 昭和60年エネルギー生産・需給統計年報, p.124-133.
- Tsuse, A., Nedachi, M. and Hashimoto, K. (1981) Geochemistry of apatites in the granitic rocks of the molybdenum, tungsten and barren provinces of southwest Japan. *J. Geochem. Explor.*, vol.15, p.285-294.
- , Mizuta, T. and Hashimoto, K. (1984) Granitic rocks in northern Kyushu. *Mining Geol.*, vol.34, p.385-399.
- 角田清美 (1972) 玄海砂丘, 三里松原砂丘内のクロスナ層の<sup>14</sup>C年代—日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代(77)—. 地球科学, vol.26, p.259-261.
- 上田 薫 (1983) 下関亜層群に見出されたデイサイト質溶結凝灰岩の産状について. *MAGMA*, no. 67, p.77-80.
- 植田芳郎 (1957) 下関の地質—特に関門層群の層序と構造について. 地質雑, vol.63, p.26-34.
- 上野輝彌・藪本美孝・久家直之 (1984) 芦屋層群の魚類化石. 1, 北九州市藍島, 貝島産出の後期漸新世板鰐魚類相. 北九州市立自然史博研報, no.5, p.135-142.



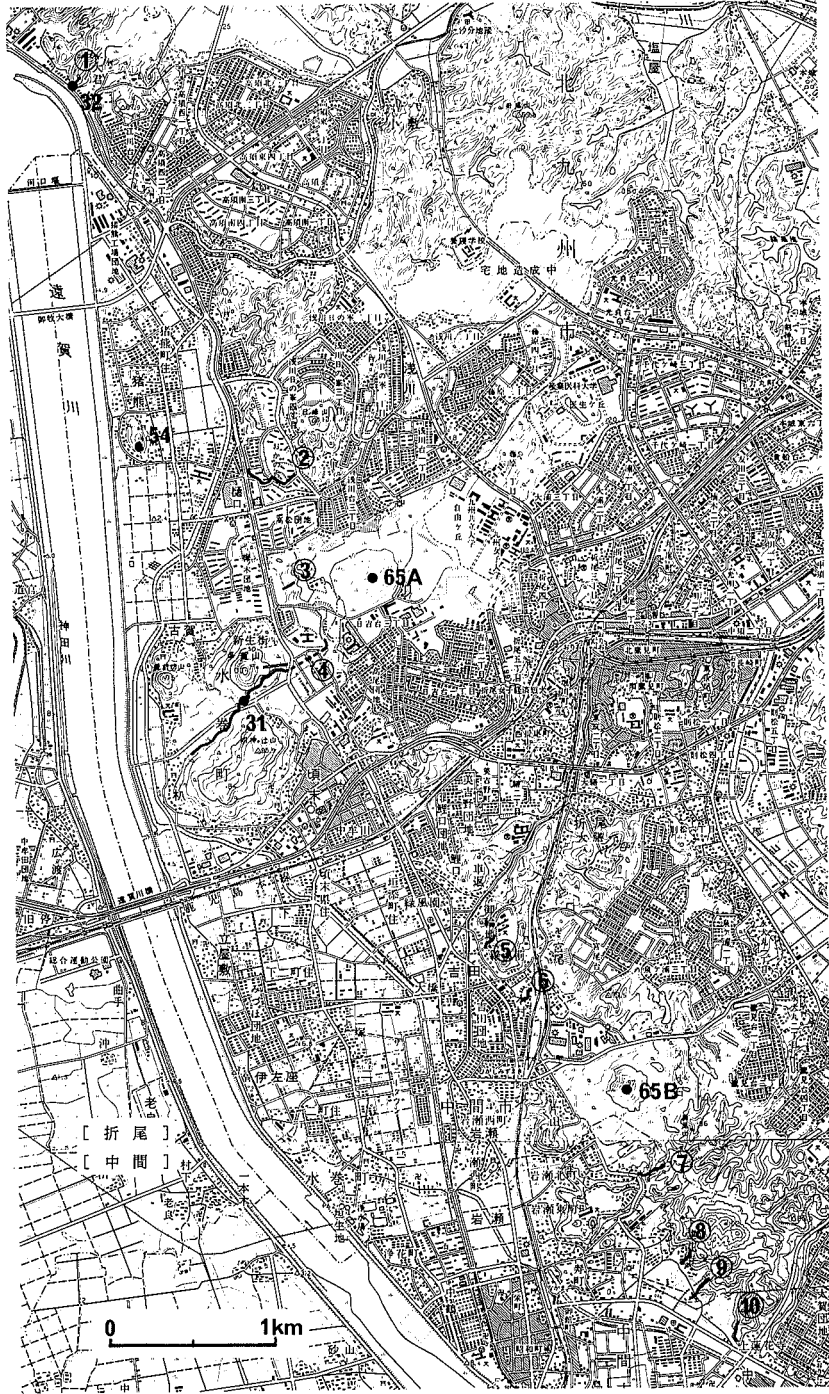
- 浦田英夫・小原浄之介・富田宰臣・三木 孝・岡部 実 (1977) 北九州の活断層. 九大理研報 (地質), vol.12, p.235-242.
- Watanabe, K. (1978) Studies on the Aso Pyroclastic Flow Deposits in the region to the west of Aso Caldera, Southwest Japan, I: Geology. *Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ.*, no.27, Nat. Sci., p.97-120.
- (1979) Studies on the Aso Pyroclastic Flow Deposits in the region to the west of Aso Caldera, Southwest Japan, II: Petrology of the Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits. *Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ.*, no.28, Nat. Sci., p.75-112.
- 渡辺満久 (1989) 北九州北部において新たに見いだされた活断層—小倉東断層—. 活断層研究, no.7, p.93-97.
- Yabumoto, Y. (1987) Oligocene lamnid shark of the genus *Carcharodon* from Kitakyushu, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no. 6, p.239-264.
- 山口 勝・富田宰臣・亀山徳彦・山下正一 (1988) 福岡県の表層地質の概要. 福岡県編: 土地分類基本調査総括報告書, p.59-124, 福岡県.
- Yanagi, T. (1975) Rubidium-strontium model of formation of the continental crust and the granite at the island arc. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], vol.12, p.37-98.



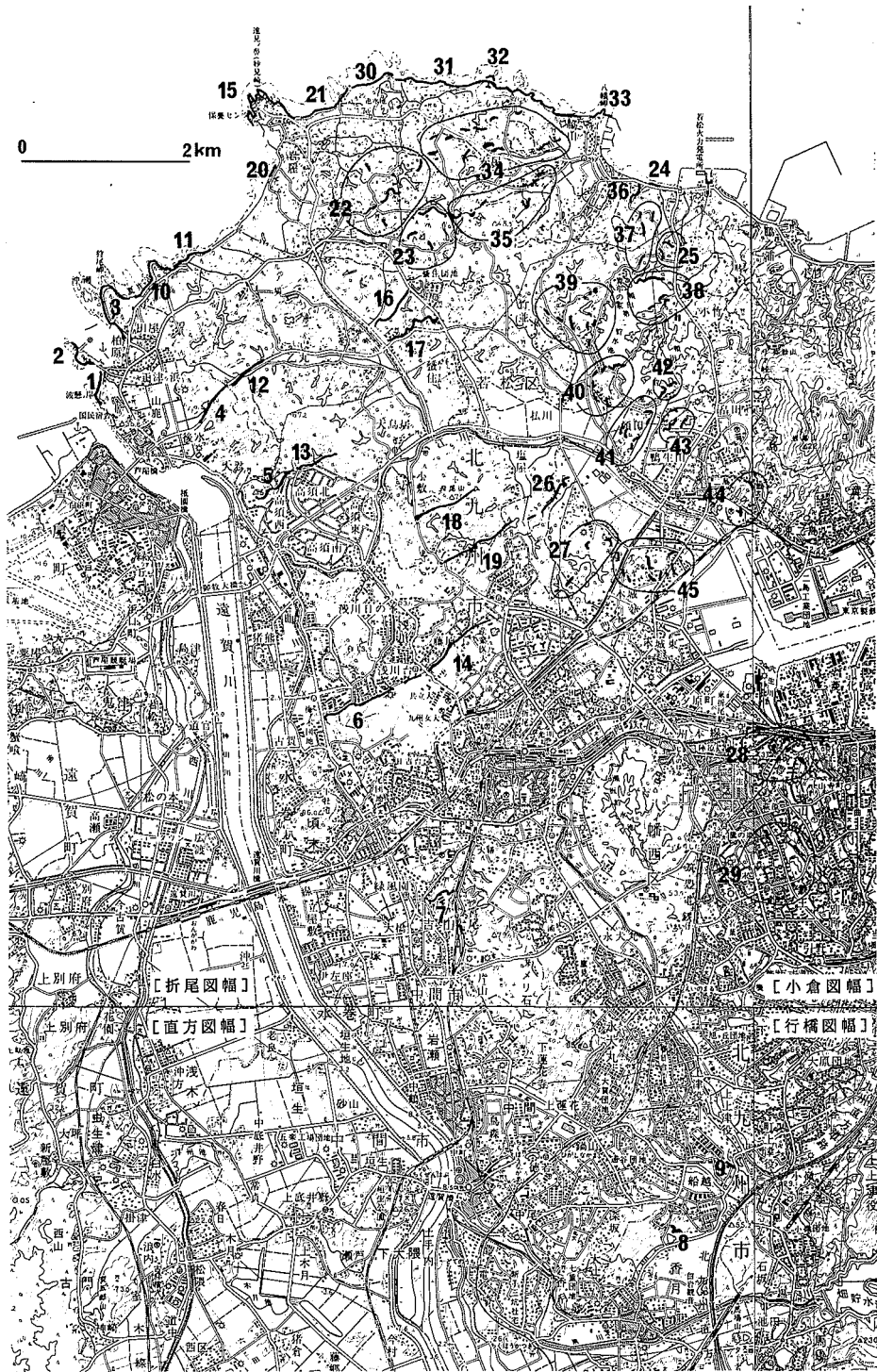
付図A-1 直方層群の地質柱状図作成及び写真撮影の地点  
 囲み数字は柱状図の番号，ゴシック数字は本文中の写真番号。基図は国土地理院発行2万5千分の1「折尾」，「吉木」，「中間」及び「筑前東郷」を使用。



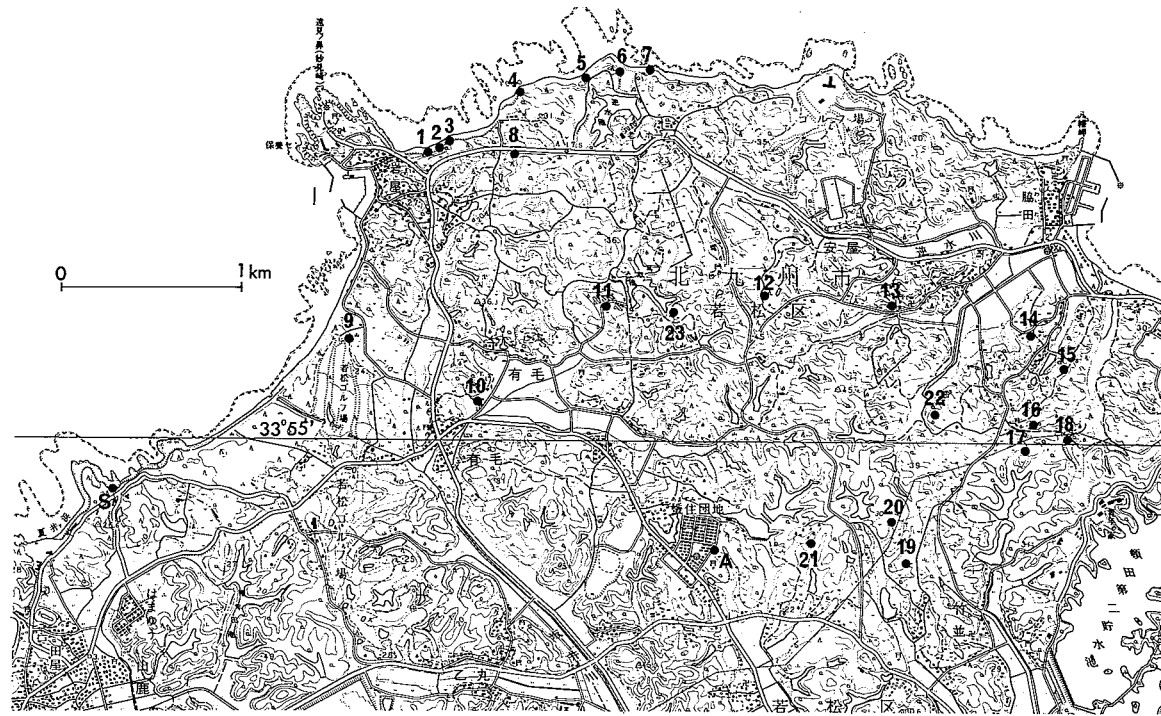
付図A-2 宗像層群の地質柱状図作成及び写真撮影（一部花崗岩類を含む）の地点  
 囲み数字は柱状図の番号，ゴシック数字は本文中の写真番号。基図は国土地理院発行2万5千分の1「吉木」及び「筑前東郷」を使用。



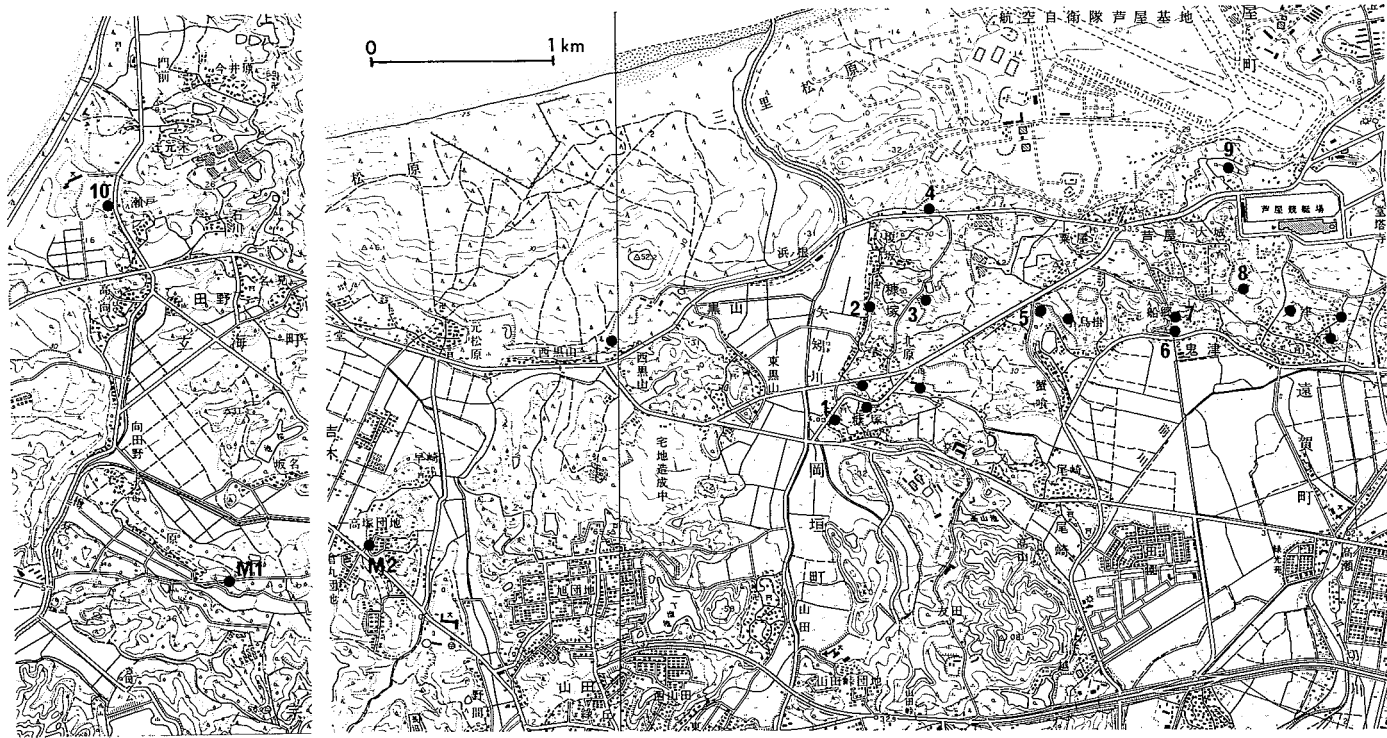
付図A-3 大辻扇群の地質柱状図作成及び写真撮影の地点  
 囲み数字は柱状図の番号，ゴシック数字は本文中の写真番号、基図は国土地理院発行2万5千分の1  
 「折尾」及び「中間」を使用。



付図A-4 芦屋層群の地質柱状図作成及び写真撮影地点  
 基図は国土地理院発行の5万分の1地形図「折尾」、「北九州」、「行橋」及び「直方」を使用。



付図A-5 若松層及び有毛砂層の地質柱状図作成，写真撮影，古流向測定地点  
基図は国土地理院発行2万5千分の1「岩屋」及び「折尾」を使用。



付図A-6 古砂丘堆積物及び中位段丘堆積物の地質柱状図作成及び写真撮影地点図

1-9の数字は第61図の柱状図作成地点を、数字のない地点は阿蘇4火砕流堆積物の挟在の確認できた露頭地点を示す。

基図は国土地理院発行2万5千分の1「折尾」(A)と「吉井」(B)を使用。

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

**Fukuoka (14) No.33**



## GEOLOGY OF THE ORIO DISTRICT

By

Masanori OZAKI, Satoshi HAMASAKI and Morimasa YOSHII

(Written in 1992)

---

### ABSTRACT

The Orio District is situated in the northeastern part of Fukuoka Prefecture and geotectonically belongs to the Inner Zone of Southwest Japan.

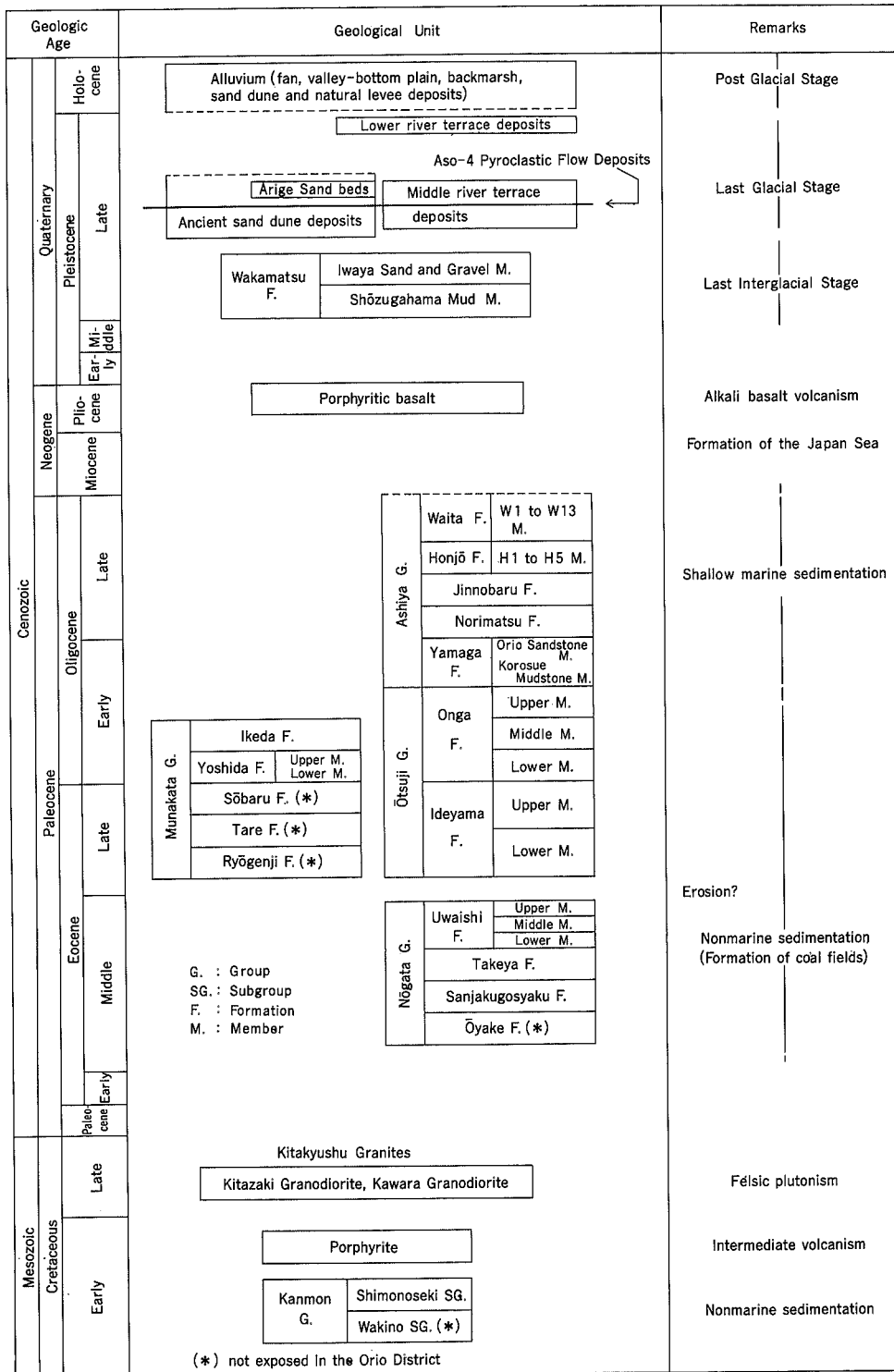
The district can be topographically divided into mountains, hills, diluvial upland, river terrace and lowland plain. The mountains are composed of the Early Cretaceous Kanmon Group. Paleogene strata occupy the hilly land. The diluvial upland and river terrace are underlain by Late Pleistocene deposits. The lowland plain is floored by Holocene deposits.

Figure 1 shows a summary of the geologic units and main geohistorical events of the district and surrounding areas.

### CRETACEOUS

#### Kanmon Group

The late Early Cretaceous Kanmon Group is nonmarine sediments in the southwestern Honshu and is divided into the Wakino and Shimonoseki Subgroups in ascending order. The Wakino Subgroup is made up of nonvolcanic sediments, while the Shimonoseki Subgroup is composed mainly of volcanics. Of these two subgroups the Shimonoseki





Subgroup crops out in the district.

The Shimonoseki Subgroup, up to 2,000m in total thickness, consists mainly of pyroxene andesite lava, pyroxene-hornblende andesite lava, andesite tuff breccia and tuff with thin intercalations of tuffaceous conglomerate, sandstone and mudstone. The volcanic rocks are altered and brownish green to purple red in color.

#### Kitakyushu Granites

Two types of granodiorite, called the Kitazaki and Kawara Granodiorites, intruded into the Kanmon Group during late Cretaceous time.

The Kitazaki Granodiorite in the western part of the district is lithologically divided into medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite and medium- to coarse-grained biotite granodiorite, which are accompanied with many aplite veins and some quartz veins.

The Kawara Granodiorite in the eastern part consists of coarse-grained biotite-hornblende granodiorite and contains many pieces of dark-colored xenolith, which is accompanied with many aplite veins and some quartz and calcite veins.

## PALEOGENE

#### Nogata Group (Middle Eocene)

The Nogata Group of limnetic or brackish origins overlies unconformably the Kanmon Group in the central part and is divided into the Sanjakugoshaku, Takeya and Uwaishi Formations in ascending order.

The Sanjakugoshaku Formation with basal breccia consists of tuffaceous conglomerate, tuffaceous sandstone and tuffaceous mudstone. The basal breccia with a matrix of purple mud contains pebbles of andesitic lava and andesitic tuff. Interbedded tuffaceous sandstone and mudstone occurs in the upper part, and two coal beds of 1 and 1.5m thick in the uppermost part.

The Takeya Formation consists largely of mudstone with many, but thin, intercalations of medium tuff, tuff breccia and coal.

The Uwaishi Formation is divided into the lower, middle and upper members. The lower member is largely composed of mudstone with basal tuffaceous conglomerate, coarse to medium-grained tuff and coal. This formation is characterized by thin intercalations of reddish purple mudstone and lapilli tuff. The middle member is made up mainly of alternating sandstone and mudstone with basal conglomerate and tuff. In the lower part of the middle member, accretionary lapilli is observed. The upper member is typified by the fining-upward sequences of conglomerate to mudstone and by intercalations of tuff. In lower part of the upper member, accretionary lapilli is also observed.

#### Munakata Group (Late Eocene to early Early Oligocene)

The Munakata Group of limnetic origin overlies unconformably the Kanmon Group in the western part and is divided into the five formations. Of these formations, two formations expose in the district.

The Yoshida Formation is divided into the lower and upper members. The lower

member is composed mainly of conglomerate, mudstone and alternating mudstone and sandstone with basal conglomerate. In the uppermost part of the lower member, two coaly shale beds occur. The upper member consists largely of conglomerate and alternating sandstone and mudstone with basal conglomerate and tuff. This member is characterized by channel structures, which reach maximum depth of 9 meters.

The Ikeda Formation is mainly composed of alternating sandstone and mudstone with basal tuffaceous conglomerate and tuff.

#### Otsuji Group (Late Eocene to early Early Oligocene)

The Otsuji Group of limnetic and shallow marine origins rests on the Nogata Group and is divided into the Ideyama and Onga Formations in ascending order.

According to Tomita and Ishibashi (1990), the Ideyama Formation is divided into the lower and upper members but exposes only at few localities in the district.

The Onga Formation is divided into the lower, middle and upper members. The lower member is made up mainly of mudstone with some intercalations of sandstone and conglomerate. The middle member consists mostly of fining-upward sequence of pebbly sandstone through sandstone into mudstone with basal conglomerate and a few intercalations of reddish purple mudstone and tuff. The upper member is largely composed of tuffaceous mudstone with basal conglomerate, tuff and coal.

#### Ashiya Group (late Early Oligocene to latest Oligocene)

The Ashiya Group in the eastern part of the district overlies the Otsuji Group and is bounded on the east by the Futajima Fault of NNW-SSE trend, accompanied with forced fold (the Waita Syncline). The group dips gently east-northeastward, except for the eastern limb of the Waita Syncline and several fault zones of NNE-SSE and N-S trends.

The Ashiya Group (more than 1, 100m thick) consists of coarsening-upward sequences of shallow marine origin and is composed of sandstone and mudstone with a small amount of conglomerate, dacitic tuff and coal. The group is divided into the Yamaga, Norimatsu, Jinnobaru, Honjo and Waita Formations in ascending order.

The Yamaga Formation (190 to 310m thick) is subdivided into the Korosue Mudstone and Orio Sandstone Members in ascending order. The Korosue Mudstone Member (8 to 25m thick) is composed of basal conglomerate, siltstone and fine-grained sandstone. The Orio Sandstone Member (170 to 300m thick) consists of conglomerate, conglomeratic coarse-grained sandstone and fine- to medium-grained sandstone with a small amount of tuff.

The Norimatsu Formation (50 to 190m thick) is composed of argillaceous rock and interbedded siltstone and sandstone, accompanied with hummocky cross-stratified sandstone.

The Jinnobaru Formation (130 to 240m thick) comprises trough and hummocky cross-stratified sandstone, fine-grained sandstone and conglomeratic medium to coarse-grained sandstone with pyroclastic conglomerate and tuff.

The Honjo Formation (180 to 250m thick) is subdivided into the H1 to H5 Members in ascending order. The H1 Member (35 to 70m thick) is made up of argillaceous rock and interbedded siltstone and sandstone. The H2 Member (25 to 90m thick) is composed of

trough and hummocky cross-stratified sandstone and interbedded sandstone and mudstone, accompanied with thin layers of coal. The H3 Member (15 to 50m thick) comprises argillaceous rock and interbedded siltstone and sandstone. The H4 Member (70 to 90m thick) is made up of fine- to medium-grained sandstone and interbedded sandstone and siltstone, intercalated thin beds of coal. The H5 Member (0 to 50m thick) is consists of fining-upward sequence of poorly-sorted sandstone and siltstone.

The Waita Fomation (more than 400m thick) is subdivided into 13 members named the W1 to W13, each of which is characterized by a coarsening-upward sequences composed of mudstone, interbedded sandstone and mudstone, trough and hummocky cross-stratified sandstone, planar cross-stratified sandstone and conglomeratic coarse-grained sandstone in ascending order.

## NEOGENE

Five bodies of Late Pliocene alkali olivine basalt intruded into the Paleogene sedimentary rocks in the eastern part. The largest body is up to 400m in diameter. They contain olivine and magnetite as phenocryst and plagioclase, magnetite and pyroxene as ground-mass.

## Quaternary

The Quaternary deposits in this district includes the Late Pleistocene Wakamatsu Formation, ancient sand dune deposits, the Arige Sand Bed, terrace deposits and alluvium.

The Wakamatsu Fomation in the eastern part can be divided in to the Shozugahama Mud and Iwaya Sand and Gravel Members in ascending order. The Shozugahama Mud Member (about 2m thick) is exposed along the coast in the district is composed of silt with a small amount of pebble and sand. The Iwaya Sand and Gravel Member (15 to 20m thick) is made up mainly of cobble gravel and sand with silt.

Ancient sand dunedeposits are made up of well-sorted, medium-grained sand with intercalations of the Aso-4 Pyroclastic Flow deposits.

The Arige Bed is composed of gravel, sand and silt and has contemporaneous heterotopic lithologies to that of the ancient dune deposits.

The Late Pleistocene river terrace deposits are composed of gravel, sand and silt. The deposits are divided into the middle and lower terrace deposits from older (higher) to younger (lower).

The Alluvium is divided into fan deposits, valley-bottom deposits, backmarsh deposits, natural levee deposits and sand dune deposits.

## ECONOMIC GEOLOGY

### Coal

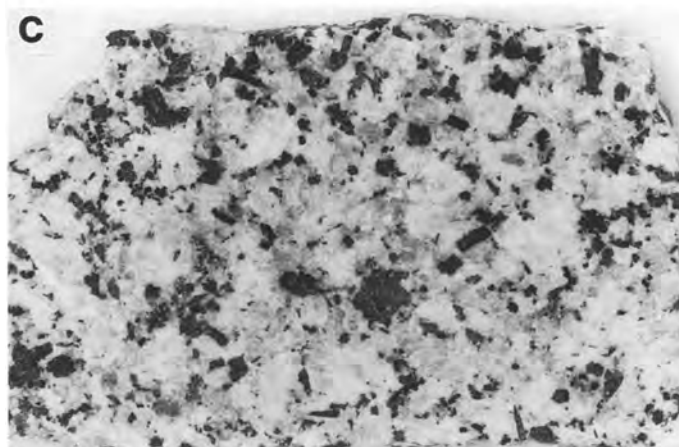
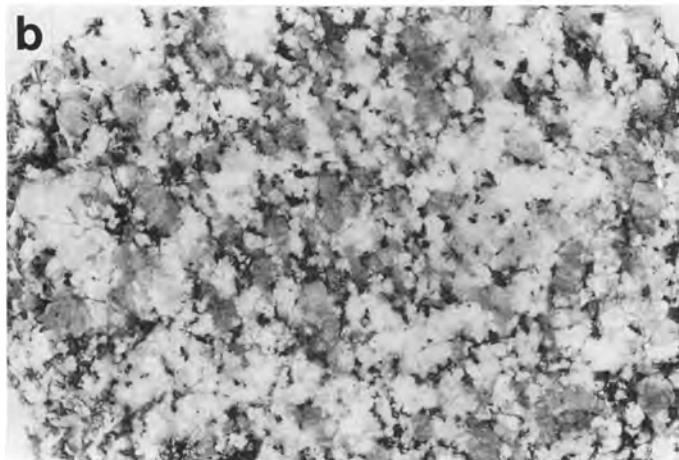
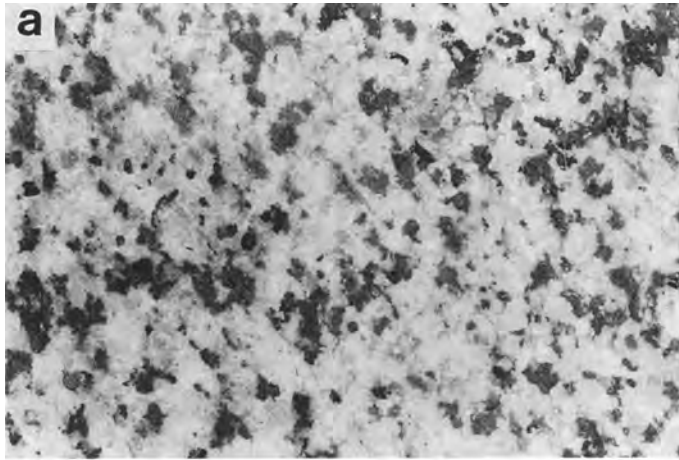
In the district coal beds occur in the Sanjakugoshaku Formation of the Nogata Group, the Ikeda Formation of the Munakata Group and the Onga Formation of the Otsuji Group. There were many coal mines, but none of them are worked today.

## Shale clay

Shale in or under the coal beds contains useful clay minerals. This shale is called “shale clay”. The shale clay consists mainly of kaolinite and is used for industrial materials.

### 第 I 図版 花崗岩類の切断面

- a : 角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (北崎花崗閃緑岩) (GSJ R 60086)  
玄海町畑 (付図 A-2 参照). 黒雲母は集合体をなすことが多く, 角閃石は暗緑色, カリ長石は淡橙色を呈す.
- b : 黒雲母花崗閃緑岩 (北崎花崗閃緑岩) (GSJ R 60087)  
玄海町池田 (付図 A-2 参照). a に比べると, 石英がかなり粗粒で黒雲母が小さい.
- c : 黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (香春花崗閃緑岩) (GSJ R 60088)  
若松区若松火力発電所南東. 北崎花崗閃緑岩に比べて優白質である. 長径 5 mm 前後の角閃石を多く含み, 黒雲母は集合体をなさない.



2 cm

文献引用例

尾崎正紀・濱崎聡志・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.

**BIBLIOGRAPHIC REFERENCE**

Ozaki, M., Hamasaki, S. and Yoshii, M. (1993) *Geology of the Orio district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 121p. (in Japanese with English abstract 6p.)

---

---

平成5年2月22日印刷

平成5年2月26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 溝手堅治

印刷所 アサヒビジネス株式会社

茨城県つくば市竹園2-11-6

---

---

© 1993 Geological Survey of Japan