

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

高知(13)第11号

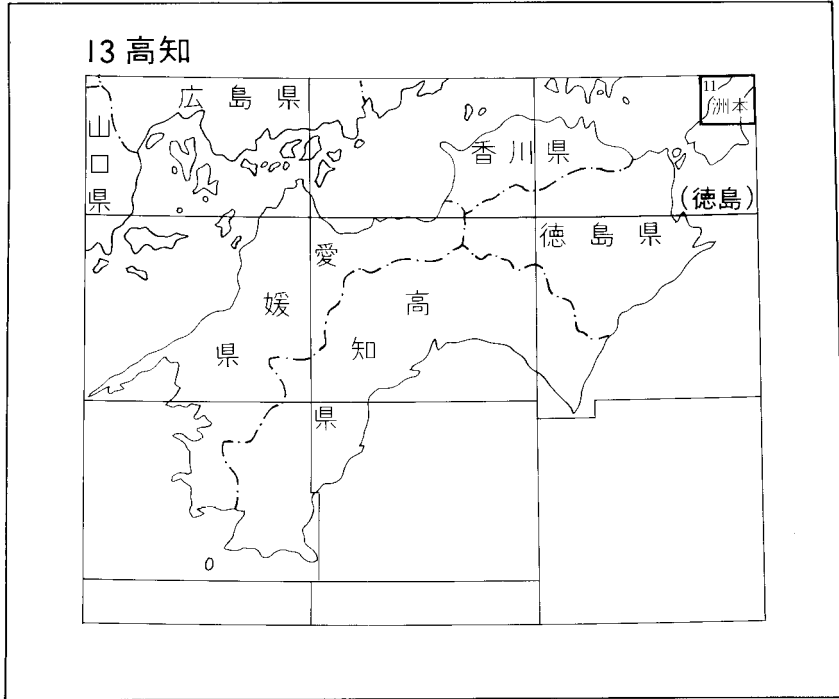
洲本地域の地質

高橋 浩・寒川 旭
水野清秀・服部 仁

平成4年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	(寒川 旭)	1
I. 1 山地		2
I. 2 丘陵・台地		3
I. 3 低地		4
I. 4 活断層		4
II. 地質概説	(高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁)	4
II. 1 花崗岩類・変成岩類及び泉南流紋岩類		5
II. 2 和泉層群		9
II. 3 新生界		10
II. 3. 1 神戸層群		10
II. 3. 2 大阪層群		10
II. 3. 3 上部更新統・完新統及び活断層		11
III. 花崗岩類・変成岩類及び泉南流紋岩類	(高橋 浩・服部 仁)	12
III. 1 研究史及び概要		12
III. 2 変成岩類		14
III. 3 斑れい岩類		16
III. 4 花崗岩類 I		18
III. 4. 1 塩尾花崗岩		18
III. 4. 2 都志川花崗岩		20
III. 4. 3 志筑トータル岩		22
III. 4. 4 江井花崗閃緑岩		23
III. 5 古期岩脈類		25
III. 6 泉南流紋岩類		27
III. 7 花崗岩類 II		28
III. 7. 1 洲本花崗閃緑岩		28
III. 8 花崗岩類 III		30
III. 8. 1 東山寺花崗岩		30
III. 8. 2 先山花崗岩		31
III. 9 新期岩脈類		32
IV. 和泉層群(上部白亜系)	(水野清秀)	34
IV. 1 概要及び研究史		34
IV. 2 層序		35

IV. 2. 1	淡路島の層序区分	35
IV. 2. 2	洲本地域の層序及び岩相	36
IV. 3	対比及び年代	38
IV. 4	地質構造	39
V.	神戸層群岩屋累層(中新統)	(水野清秀) 39
V. 1	概要及び研究史	39
V. 2	層序	40
V. 3	地質構造	41
VI.	大阪層群(鮮新-更新統)	(水野清秀) 42
VI. 1	概要及び研究史	42
VI. 2	層序	43
VI. 2. 1	淡路島の大坂層群の層序区分	43
VI. 2. 2	富島累層	44
VI. 2. 2. 1	浅野互層	44
VI. 2. 2. 2	小倉礫層	45
VI. 2. 3	愛宕累層	46
VI. 2. 3. 1	猪鼻礫層	46
VI. 2. 3. 2	鮎原互層	46
VI. 2. 3. 3	郡家砂礫層	46
VI. 2. 3. 4	竹谷砂泥層	47
VI. 2. 3. 5	都志互層	48
VI. 2. 4	五色浜累層	48
VI. 3	火山灰層	50
VI. 4	産出化石	53
VI. 5	対比及び年代	53
VI. 6	古地理	55
VI. 7	地質構造	56
VII.	上部更新統・完新統及び活断層	(寒川 旭) 60
VII. 1	段丘堆積物	60
VII. 1. 1	海成段丘堆積物	60
VII. 1. 2	河成段丘堆積物	63
VII. 2	沖積層	66
VII. 3	活断層	68
VII. 3. 1	志筑断層	69
VII. 3. 2	野田尾断層	70
VII. 3. 3	安乎断層	70

VII. 3. 4	先山断層	70
VII. 3. 5	鮎原南断層	74
VII. 3. 6	活断層の特徴	75
VIII.	応用地質	(水野清秀・寒川 旭・高橋 浩) 77
VIII. 1	地下水	77
VIII. 2	土木建築材料	77
VIII. 2. 1	骨材	77
VIII. 2. 2	粘土	78
VIII. 3	地盤災害	78
VIII. 3. 1	海岸浸食	78
VIII. 3. 2	歴史上の地震	78
VIII. 3. 3	風水害と地すべり	83
文 献		84
Abstract		93

図・表・付図・図版の目次

第1図	四国北東部-近畿西部の地形及び活断層	2
第2図	「洲本」図幅地域の埋谷面図	3
第3図	淡路島及びその周辺地域の地質図	5
第4図	淡路島における先第三紀基盤岩類分布図	7
第5図	淡路島における花崗岩類の名称と区分の変遷	13
第6図	変成岩類の産状を示すスケッチ	15
第7図	斑れい岩類と都志川花崗岩の関係を示すスケッチ	16
第8図	斑れい岩中の層状構造	17
第9図	洲本花崗閃緑岩に捕獲される角閃石斑れい岩の産状を示すスケッチ	17
第10図	花崗岩類 I のモードを示す三角図	18
第11図	塩尾花崗岩の産状を示す露頭	19
第12図	塩尾花崗岩と志筑トータル岩の関係を示すスケッチ	19
第13図	塩尾花崗岩と都志川花崗岩の関係を示すスケッチ	19
第14図	都志川花崗岩と志筑トータル岩の関係を示す露頭	21
第15図	都志川花崗岩に貫入する志筑トータル岩岩脈	22
第16図	江井花崗閃緑岩に捕獲される都志川花崗岩の岩塊	24
第17図	都志川花崗岩に貫入する江井花崗閃緑岩岩脈	24
第18図	都志川花崗岩に貫入する最古期岩脈の露頭のスケッチ	25
第19図	泉南流紋岩類(流紋岩溶結凝灰岩)の露頭	27

第20図	洲本花崗閃緑岩に捕獲された泉南流紋岩類(流紋岩溶結凝灰岩)の露頭	28
第21図	花崗岩類Ⅱのモードを示す三角図	29
第22図	洲本花崗閃緑岩と都志川花崗岩の関係を示すスケッチ	30
第23図	花崗岩類Ⅲのモードを示す三角図	31
第24図	都志川花崗岩に貫入する先山花崗岩岩脈の露頭のスケッチ	32
第25図	洲本花崗閃緑岩に貫入する先山花崗岩岩脈の露頭のスケッチ	32
第26図	斑れい岩に貫入する新期岩脈類の露頭のスケッチ	33
第27図	淡路島の和泉層群の地質図	35
第28図	「洲本」・「由良」図幅境界付近における和泉層群の地質柱状図	36
第29図	西淡累層の礫岩層	37
第30図	北阿万累層の礫岩, 砂岩, 泥岩互層	38
第31図	淡路島における神戸層群岩屋累層の分布と地質構造	40
第32図	岩屋累層の礫岩層の露頭	41
第33図	大阪層群の模式地, 淡路島北部・中部間の層序及び火山灰層の対比	43
第34図	主要区域における大阪層群の模式的な地質柱状図	45
第35図	郡家砂礫層層準の礫層	47
第36図	竹谷砂泥層層準の青緑色粘土層	48
第37図	都志互層層準のシルト層, 砂層互層と研城ヶ丘2(K2)火山灰層	49
第38図	五色浜累層層準の礫層中に挟まるシルト-粘土層	49
第39図	五色浜累層上部層準の礫層	50
第40図	淡路島及び泉南地域の大阪層群の対比される火山灰層の火山ガラスの化学組成	54
第41図	淡路島における大阪層群の各層準ごとの代表的な岩相分布図	55
第42図	「洲本」図幅地域における断層・撓曲の分布と大阪層群の地質構造概念図	57
第43図	高山撓曲	58
第44図	海成段丘面の分布	60
第45図	海成段丘堆積物の地質柱状図	61
第46図	海成段丘堆積物と大阪層群の不整合面	61
第47図	明石市における海成段丘面の模式図	63
第48図	段丘堆積物の地質柱状図	64
第49図	先山山地東麓中部の段丘面分布図	65
第50図	洲本市周辺における沖積層基底等深線図	67
第51図	洲本市周辺における縄文海進期の海域	67
第52図	洲本市における沖積層の地質柱状図	68
第53図	一宮町及び津名町における沖積層の地質柱状図	68
第54図	志筑断層の断層崖	69
第55図	安乎断層の断層露頭	71

第56図	安乎断層の断層露頭のスケッチ	72
第57図	先山断層の断層露頭のスケッチ	72
第58図	先山断層による中位段丘面(ML面)の変位を示す地形図	73
第59図	先山断層による中位段丘面(ML面)の変位	73
第60図	鮎原南断層による中位段丘面の変位	74
第61図	鮎原南断層による中位段丘面の変位	75
第62図	西日本における主要活断層と応力場	76
第63図	五色町都志浦の分限絵図	79
第64図	五色町都志周辺の地形図	79
第65図	五色町角川村の分限絵図	80
第66図	五色町角川周辺の地形図	80
第67図	津名町塩尾浦の分限絵図	81
第68図	津名町塩尾の地形図	81
第69図	昭和南海地震による洲本市内の惨状	83
第1表	「洲本」図幅地域の地質総括表	6
第2表	「洲本」図幅地域における花崗岩類のK-Ar年代	8
第3表	淡路島における大阪層群の層序区分	44
第4表	大阪層群中の主な火山灰層の諸性質	51
第5表	淡路島北-中部における最近150年間の海岸線の変化	82
付図A-1	大阪層群の火山灰層の採取地点	90
付図A-2	段丘堆積物及び断層露頭観察地点及びボーリング資料の位置	91
付図A-3	淡路島北-中部における海岸線変化の算定に用いた基準点	92
第I図版		99
	1. 黒雲母片岩の研磨面	
	2. 黒雲母片岩の顕微鏡写真	
	3. 塩尾花崗岩の研磨面	
	4. 塩尾花崗岩の顕微鏡写真	
	5. 都志川花崗岩の研磨面	
	6. 都志川花崗岩の顕微鏡写真	
第II図版		101
	1. 都志川花崗岩の研磨面	
	2. 都志川花崗岩の顕微鏡写真	
	3. 志筑トータル岩の研磨面	

4. 志筑トータル岩の顕微鏡写真	
5. 志筑トータル岩起源のマイロナイトの研磨面	
6. 志筑トータル岩起源のマイロナイトの顕微鏡写真	
第Ⅲ図版	103
1. 江井花崗閃緑岩の研磨面	
2. 江井花崗閃緑岩の顕微鏡写真	
3. 泉南流紋岩類(流紋岩溶結凝灰岩)の研磨面	
4. 泉南流紋岩類(流紋岩溶結凝灰岩)の顕微鏡写真	
5. 洲本花崗閃緑岩の研磨面	
6. 洲本花崗閃緑岩の顕微鏡写真	
第Ⅳ図版	105
1. 東山寺花崗岩の研磨面	
2. 東山寺花崗岩の顕微鏡写真	
3. 先山花崗岩の研磨面	
4. 先山花崗岩の顕微鏡写真	
第Ⅴ図版	107
1. 花崗斑岩(最古期岩脈)の顕微鏡写真	
2. 熱変成ひん岩(最古期岩脈)の顕微鏡写真	
3. 花崗斑岩(古期岩脈)の顕微鏡写真	
4. 熱変成ひん岩(古期岩脈)の顕微鏡写真	
5. 花崗斑岩(新期岩脈)の顕微鏡写真	
6. ドレライト(新期岩脈)の顕微鏡写真	

洲本地域の地質

高橋 浩*・寒川 旭**・水野清秀***・服部 仁*

「洲本」図幅地域は、昭和53年に指定された地震予知研究の特定観測地域「名古屋・京都・大阪・神戸地区」の西端に位置する。現地地質調査は、昭和60年度から平成2年度にかけての6年間行われた。

本研究を進める過程において、現地の兵庫県洲本市、津名郡東浦町・北淡町・津名町・一宮町・五色町、三原郡西淡町・緑町及び三原町の市役所並びに役場から資料提供を受けるとともに、調査のための便宜を図っていただいた。また採石調査の際、津名町の鹿島建設・佐藤工業・淡路土建共同企業体並びに三菱マテリアル・間組・新津名開発共同企業体から資料提供を受けるとともに作業場への立ち入りを許された。千葉県立中央博物館の百原 新氏には大阪層群の植物化石に関する未公表資料を提供していただいた。以上の方々のご協力と御援助に厚くお礼申し上げます。

本研究に用いた岩石薄片及び研磨片は当所試料調製課の宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣及び大和田 朗の5技官によって作成された。大阪層群の火山灰層の対比に関しては、地震化学課の吉川清志技官の助言を得た。

なお、本研究の執筆分担は次のとおりであり、総合調整は高橋が行った。

地形〈寒川 旭〉、地質概説〈高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁〉、深成岩類・変成岩類及び泉南流紋岩類〈高橋 浩・部 仁〉、和泉層群〈水野清秀〉、神戸層群〈水野清秀〉、大阪層群〈水野清秀〉、上部更新統・完新統及び活断層〈寒川 旭〉、応用地質〈寒川 旭・水野清秀・高橋 浩〉

I. 地 形

(寒川 旭)

「洲本」図幅地域は、北緯 $34^{\circ}20' - 34^{\circ}30'$ 、東経 $134^{\circ}45' - 135^{\circ}0'$ の範囲にあり、淡路島の中央部に位置する。

*地質部 **近畿・中部地域地質センター ***環境地質部

Keywords : areal geology, geologic map, 1:50,000, Sumoto, Awaji Island, Hyōgo, Shizuki, Gunge, Tsushi, Senzan, Gretaaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary, Shio Granite, Tsushigawa Granite, Shizuki Tonalite, Ei Granodiorite, Sennan Rhyolites, Sumoto Granodiorite, Tōsanji Granite, Senzan Granite, granite porphyry, porphyrite, Izumi Group, Kōge Group Ōsaka Group, First Setouchi Series, Second Setouchi Series, mylonite, foliation, volcanic ash layer, clay, active fault, great earthquake, reverse fault.

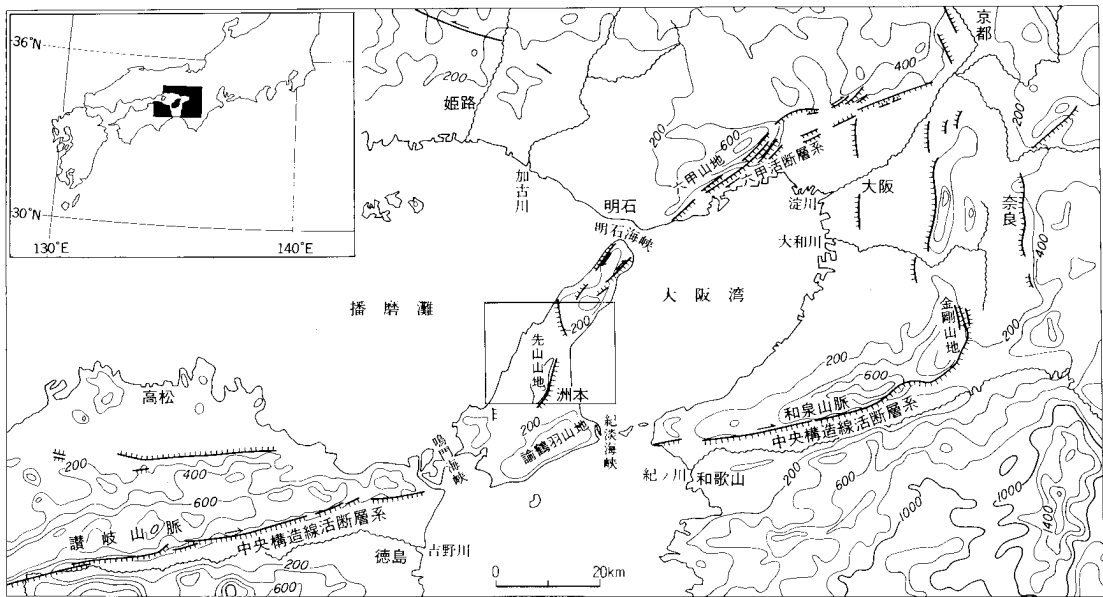
淡路島の地形は、海を隔てた周辺地域と親密な関係を保っている(第1図)。淡路島の北部(主に「明石」^{ゆづりは}図幅地域)は北東延長上の六甲山地に連続するような細長くて山がちの地形を呈している。南部の論鶴羽山地は、紀淡海峡を隔てて東方の和泉山脈に続き、島の西端にある山地地域は、鳴門海峡を介して西方の讃岐山脈に連なっている。

淡路島の中央を占める「洲本」図幅地域では、先山を最高点とする南北方向の小さな山並み(本報告では先山山地と呼ぶ)を大きな「臍」^{へそ}として、低い丘陵地が取り囲んでいる。そして、この地に向かって、六甲山地・和泉山脈・讃岐山脈などに連続する主要な地形配列が集約されているように思える。この意味で、本図幅地域は特異な位置を占め、近畿と四国の地形発達をつなぐを考えると大変重要な地域ともいえよう。

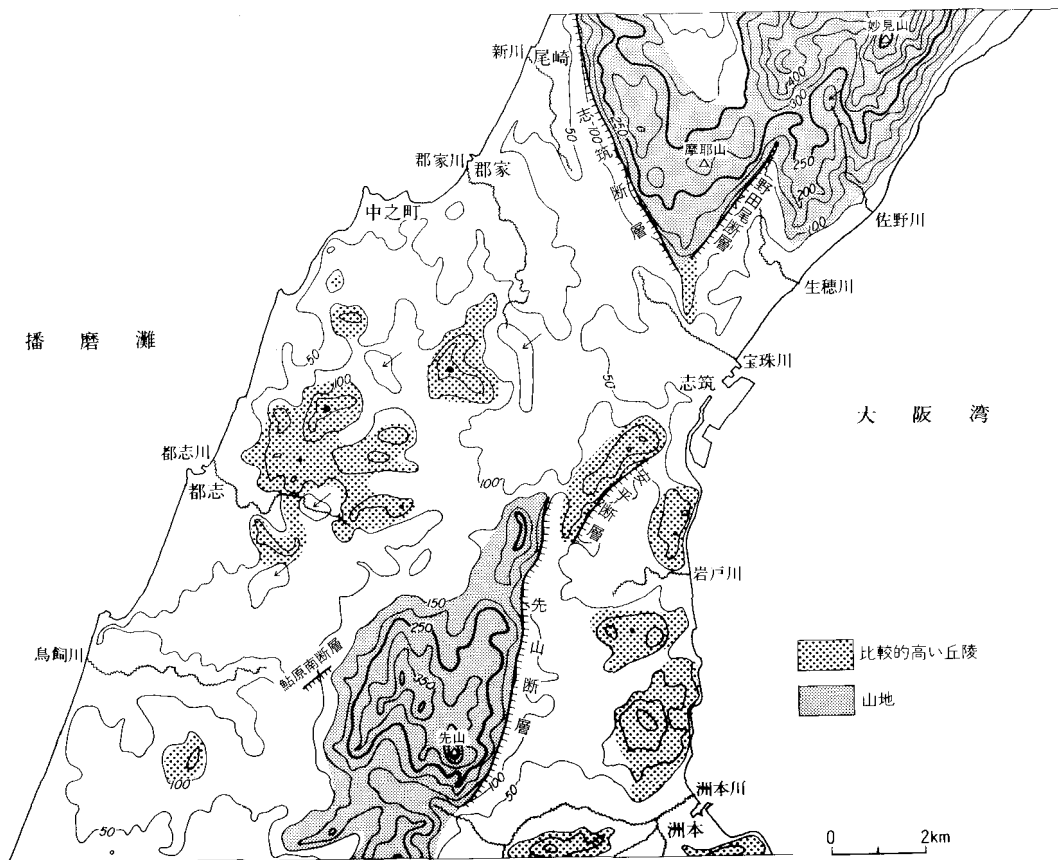
本図幅地域の地形は、山地・丘陵・台地及び低地に区分できる。そして、山地の縁には活断層が分布し、その活動が地形形成に直接関与していることを示している(第2図)。

I. 1 山 地

本図幅地域の北部には、「明石」図幅にまたがって北東-南西方向に延びる山地が発達している。このなかでも、東側の妙見山(標高522m)を中心とする山並みは、花崗岩類よりなり、深い河谷に開析されたやや陰しい稜線を示している。西側の摩耶山(標高359.8m)を中心とする山並みは、定高性のある「浸食小起伏面(大出, 1912など)」を含み、丸みを帯びて柔らかな形態を示している。



第1図 四国北東部-近畿西部の地形及び活断層
埋谷面図に活断層を記入。数字の単位は海拔高度(m)



第2図 「洲本」図幅地域の埋谷面図
数字の単位は海拔高度(m)

本図幅地域の南部には、先山(標高448m)を中心として、幅4km、長さ15kmで北北東-南南西方向に細長く延びる先山山地が発達している。この山地の南部は南隣の「由良」図幅まで及んでいる。

I. 2 丘陵・台地

本図幅地域には、標高250m以下の丘陵地が広く発達している。そして、丘陵の中でも、やや小高い部分が花崗岩類よりなり、それ以外は大阪層群(一部では神戸層群)より構成されている。

台地は、河成及び海成の段丘面より構成されている。

河成段丘の一部は、丘陵を開析する小さな河川に沿って発達している。また、山地の縁を限る断層崖の前面には扇状地性の河成段丘面が広く発達している。河成段丘面は、種々の要因による基準面の変化に伴って多くの時期のものが認められるが、大きく、高・中・低・最低位に区分できる。

播磨灘に面する西海岸に沿って、海成段丘面が断続的に分布している。海成段丘面は大部分が標高34-50mに分布しており、ほぼ同時期に形成されたものと考えられる。そして、本州側の「明石」図幅地

域に分布する多くの海成段丘面の中でも八木(1983)の山手台段丘面又は金ヶ崎段丘面におおむね対比される。

I. 3 低地

本図幅地域の多くの河川が注ぐ地域には沖積層からなる低地が分布し、洲本・志筑^{しづき}・尾崎^{ぐんげ}・郡家・中之町・都志の海岸集落が発達している。

最近になって、海岸浸食の著しかった海岸は急速に整備され、埋立ても進むようになった。「くにうみの祭典」などに伴う志筑沿岸の「おのころアイランド」などの大規模な人工島も作られている。

I. 4 活断層

本図幅地域には、顕著な活断層が発達する。これらに沿って、断層崖・段丘面の切断などの変位地形が認められるとともに多くの地点で断層露頭が確認できる。

活断層として確実に認定できるものは、志筑断層・野田尾断層・先山断層・安乎断層^{あいが}・鮎原南断層^{あいほら}(活断層研究会編, 1980, 1991; 佃ほか, 1982)である。

志筑断層と野田尾断層は、本図幅地域北部に発達する山地と、丘陵・台地・低地を境している。前者は北北西-南南東方向に7km, 後者は北東-南西方向に4kmの長さをもつ。

先山断層と安乎断層は先山山地東縁に位置し、山地の形成に大きく関与している。前者は北北東-南南西方向に約7km, 後者は北東-南西方向に約3kmにわたって延びている。

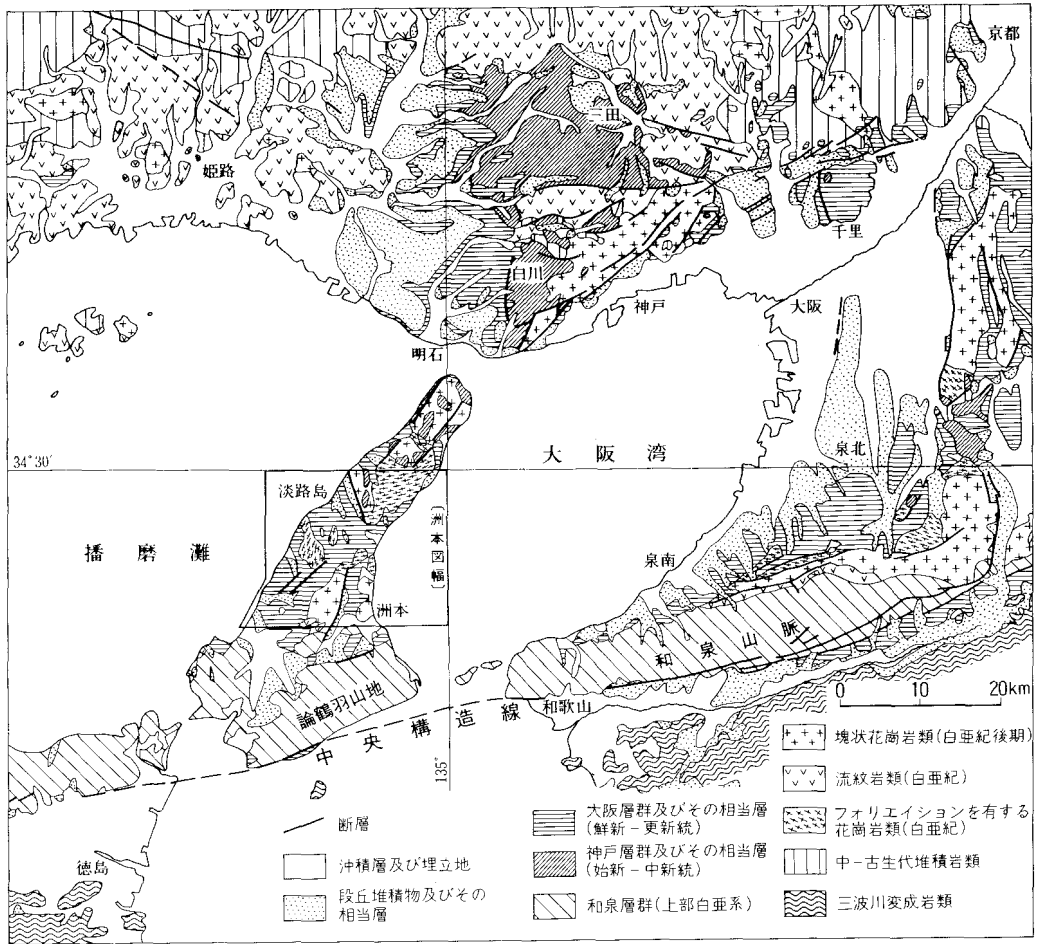
鮎原南断層は、先山山地の西麓に発達し、北東-南西方向で1kmの範囲にわたって段丘面を変位させている。この断層は地形形成にはほとんど寄与していない。

II. 地質概説

(高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁)

「本」幅地域は、西南日本内帯最南部の淡路島中央部に位置しており(第3図)、島の南端を中央構造線がかすめている。本図幅地域の、和泉層群堆積以前の基盤をなすものは、主として、白亜紀に形成された花崗岩類であり、花崗岩類の南縁に泉南流紋岩類¹⁾が小範囲に分布している。これらの分布域の南

1) 大阪府の泉南地方を模式地とし、主に流紋岩溶結凝灰岩からなる地層は、従来、泉南酸性岩類(市川, 1960)、泉南酸性火砕岩類(市川・大橋, 1965)、泉南層群(山田ほか, 1979)などと呼ばれてきた。本報告では市原ほか(1986)に従い泉南流紋岩類と呼ぶ。



第3図 淡路島及びその周辺地域の地質図

広川功(1973), 田中功(1982), 佃功(1982, 1985), 政岡(1982), 寒川功(1983), 市昭功(1986, 1988), 水野功(1990)より編集

側には、白亜紀末期の海成層である和泉層群が分布し、花崗岩類及び泉南流紋岩類を不整合に覆っている。本図幅地域北部には、中新世の神戸層群が分布する。また、本図幅地域全域にわたり、鮮新世から更新世前期にかけて堆積した大阪層群とそれ以降に形成された段丘堆積物、沖積層及び現河床・海岸堆積物が広く分布する。

以上の地質を総括して第1表に示した。以下、花崗岩類・変成岩類及び泉南流紋岩類、和泉層群、新生界の各々について構成岩石と地史の概要を述べる。

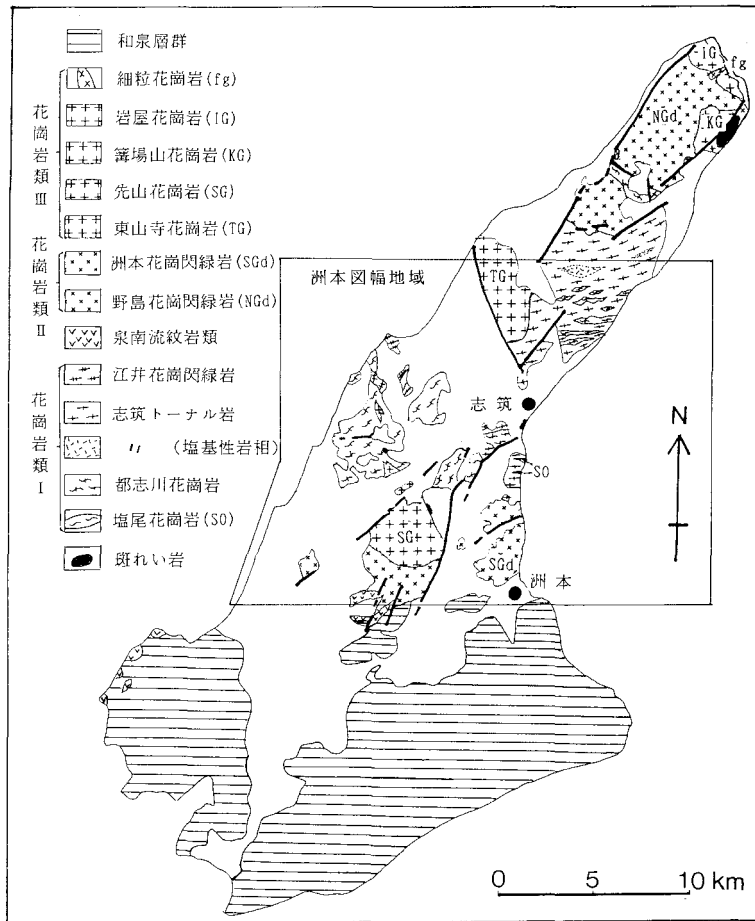
II. 1 花崗岩類・変成岩類及び泉南流紋岩類

花崗岩類・変成岩類及び泉南流紋岩類は淡路島の中-北部に分布し、南縁を白亜紀末期の和泉層群に覆われる(第4図)。これらの岩石のうち花崗岩類の分布が最も広く、変成岩類は花崗岩類の捕獲岩体として

第1表 「洲本」 図幅地域の地質総括表

地質時代		地 質 区 分	主 な 地 質 事 象	
第 四 紀	完 新 世	現河床及び海岸堆積物 沖積層 最低位段丘堆積物 低位段丘堆積物 中位段丘堆積物 高位段丘堆積物	沖積平野の形成 段丘の形成	
	更 新 世	大阪層群 富島累層 淡路島北部 <淡路島中部> 五色浜累層 愛宕累層	大阪層群の堆積	
				後 期
				中 期
前 期				
新 第 三 紀	鮮 新 世	神戸層群 岩屋累層	海進 淡水 第一瀬戸内累層群の堆積	
	中 新 世			
古 第 三 紀	漸 新 世	和泉層群 北阿方累層 西淡累層	和泉層群の堆積	
	始 新 世			
	暁 新 世			
白 亜 紀	後 期	新 期 岩 脈 類 花崗岩類 III { 先山花崗岩 東山寺花崗岩 花崗岩類 II { 洲本花崗閃緑岩 泉南流紋岩類 古 期 岩 脈 類	花崗斑岩・ひん岩岩脈貫入 酸性深成岩類の進入 流紋岩溶結凝灰岩の堆積 マイロナイト化作用 花崗斑岩・ひん岩岩脈貫入	
		花崗岩類 I { 江井花崗閃緑岩 志筑トナル岩 都志川花崗岩 塩尾花崗岩		
	前 期	斑 れ い 岩 類 変 成 岩 類	塩基性及び酸性深成岩類の進入 変成作用	
先 白 亜 紀				

□□ 内は他地域における層準を示す



第4図 淡路島における先第三紀基盤岩類分布図

小範囲に点在している。また、泉南流紋岩類は花崗岩類の南縁の小範囲に分布する。

花崗岩類は主に花崗岩-トータル岩からなり、斑れい岩類を捕獲岩体として包有している。淡路島の花崗岩類は、岩相、分布及び貫入関係から大きく3時期(花崗岩類I, II, III), 11の岩体に区分できる。花崗岩類Iは、本地域中央部の志筑周辺に分布するフォリエーションの発達した花崗岩-トータル岩からなり、斑れい岩類、変成岩類を包有する。本岩類は、いわゆる領家古期花崗岩類と呼ばれているものに相当する。花崗岩類IIは、花崗岩類Iの南側と北側に分かれて分布する塊状の花崗閃緑岩であり、フォリエーションを持たず一部で花崗岩類Iを捕獲し接触変成作用を与えている。花崗岩類IIIは、塊状の花崗岩からなり、花崗岩類I及びIIを貫く。しかし、花崗岩類IIとの間の貫入部には細粒相が認められず、花崗岩類IIに接触変成作用を与えていない。花崗岩類の南縁には、泉南流紋岩類が分布する。泉南流紋岩類の北縁は花崗岩類IIの洲本花崗閃緑岩による貫入を受け再結晶しており、南縁は和泉層群に不整合に覆われ、和泉層群の礫岩中に礫として多量に取り込まれている。以下に、第1表に示された時代の順に、淡路島の和泉層群堆積前の基盤を構成する諸岩石とその形成史について略述する。

変成岩類は、泥質片岩及び砂質片岩からなり、花崗岩類Ⅰの志筑トータル岩中に、最大幅100m程の数のレンズ状捕獲岩体として分布する。また、花崗岩類Ⅰの都志川花崗岩中にも捕獲岩として存在する。片状構造及び線構造は、周囲の花崗岩類Ⅰのフォリエイション・線構造と平行なことが多いが、花崗岩類Ⅰが変成岩類の片状構造を切って貫入している部分も存在しており、花崗岩類Ⅰの貫入以前に広域的な変成作用が生じていたことを示している。

斑れい岩類は、主として花崗岩類Ⅰの都志川花崗岩及び志筑トータル岩中の捕獲岩体として産するほか、花崗岩類Ⅱの洲本花崗閃緑岩中の捕獲岩体としても産する。また、淡路島北部では、花崗岩類Ⅲの篝場山花崗岩中にも産する。いずれも花崗岩類中の小規模な捕獲岩体でありその生成の時期や変成岩類との関係は不明である。

花崗岩類Ⅰは、塩尾花崗岩・都志川花崗岩・志筑トータル岩及び江井花崗閃緑岩からなる。花崗岩類Ⅰの放射年代は、津名町志筑南方の志筑トータル岩で $89.4 \pm 4.5\text{Ma}$ (角閃石のK-Ar年代)、 $88.0 \pm 4.4\text{Ma}$ (黒雲母のK-Ar年代)が得られており(第2表)、花崗岩類Ⅰの固結年代が90Ma以前であることは間違いない。

花崗岩類Ⅰの進入、固結の後に、花崗斑岩を主とし少量のひん岩を伴う古期岩脈類が花崗岩類Ⅰに貫入した。岩脈の方向は、西北西-東南東のものが卓越する。

花崗岩類Ⅰ及び古期岩脈類は、強弱の差はあるものの塑性変形し、フォリエイションが認められる。フォリエイションは、志筑南方で最もよく発達しており、北方ほど不明瞭な傾向が認められる。志筑南方の斑れい岩中に貫入する幅約30m及び20mの2本の岩脈状志筑トータル岩は、変形が著しく典型的なマイロナイトとなっており、非対象プレッシャーシャドウなどの変形組織は、右横ずれ剪断のセンスを示している。フォリエイションは、志筑南方で、ほぼ、走向E-W、垂直で、線構造はほぼ水平である。しかし、西方の五色町周辺では、走向の卓越方向はNE-SWを示すが傾斜は一定しない。また、志筑北方の佐野川流域では、フォリエイションの走向はほぼ東西であるが、傾斜は $60^\circ\text{S}-35^\circ\text{N}$ まで変化し、東西方

第2表 「洲本」 図幅地域における花崗岩類のK-Ar年代

地質区分	岩体名	産地	試料番号	試料	K (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ mSTP/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	年代 (Ma)
花崗岩類Ⅲ	先山花崗岩	五色町上堺	R57697	黒雲母	4.87 4.86	1.33 1.35	68.3 67.7	69.5 ± 3.5
	東山寺花崗岩	北浜町生田田尻	R47315	黒雲母	5.65 5.70	1.96 1.96	93.9 88.1	$86.7 \pm 4.3^*$
花崗岩類Ⅱ	洲本花崗閃緑岩	洲本市古宮	R57696	角閃石	1.98 1.98	0.706 0.721 0.693	91.9 90.4 90.7	89.6 ± 4.5
	洲本花崗閃緑岩	洲本市古宮	R57696	黒雲母	4.57 4.52	1.54 1.53	94.3 94.3	84.9 ± 4.2
花崗岩類Ⅰ	志筑トータル岩	津名町興隆寺	R47310-A	黒雲母	6.05 6.04	1.85 1.93	83.7 88.2	$78.7 \pm 3.9^*$
	志筑トータル岩	津名町塩尾	R57690	角閃石	0.86 0.87	0.308 0.308	87.1 86.5	89.4 ± 4.5
	志筑トータル岩	津名町塩尾	R57690	黒雲母	6.04 6.08	2.13 2.12	93.2 93.3	88.0 ± 4.4
	都志川花崗岩	津名町佐野	R47309	黒雲母	6.43 6.37	1.84 1.85	92.2 88.3	$72.7 \pm 3.6^*$

壊変定数 $\lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$, $\lambda e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$

測定 = Teledyne Isotopes社

⁴⁰K/K = 1.167×10^{-2} atom%

*は水野ほか(1990)による値を再録

向の軸を持つ緩くうねった褶曲構造をなしている。これらの岩石の示すフォリエーションと線構造は、本岩類の進入・固結後の広域的な変形・再結晶作用(マイロナイト化作用)によるものと解釈する。マイロナイト化作用の時期は、塊状の野島花崗閃緑岩(花崗岩類Ⅱ)が、マイロナイト化作用を受けフォリエーションの認められる花崗岩類Ⅰの都志川花崗岩及び志筑トータル岩を捕獲し熱変成を与えていることから、野島花崗閃緑岩の示す放射年代(87.7±4.4Ma, 角閃石のK-Ar年代;高橋, 投稿中)よりも古いことになる。また、佐野川周辺で認められる褶曲構造は、マイロナイト化作用の後の広域的な構造運動によるものであり、その時期は、マイロナイト化作用終了の後から神戸層群の堆積以前であるが詳細は不明である。

泉南流紋岩類は、溶結凝灰岩からなり、本質レンズの定向配列によるフォリエーションは、走向、北東-南西で、40-75°南東に傾く。泉南流紋岩類と花崗岩類Ⅰや古期岩脈類との関係は、分布が離れているために不明である。

泉南流紋岩類の噴出・堆積の後、その北側では、花崗岩類Ⅱの洲本花崗閃緑岩が進入し、流紋岩類を捕獲し熱変成を与えた。同じ頃、花崗岩類Ⅰの北側に花崗岩類Ⅱの野島花崗閃緑岩が進入し、一部で花崗岩類Ⅰの都志川花崗岩及び志筑トータル岩を捕獲し熱変成を与えた。

花崗岩類Ⅱの進入に引き続き、花崗岩類Ⅲの東山寺花崗岩、先山花崗岩、篝場山花崗岩、岩屋花崗岩、細粒花崗岩が相次いで進入した。

花崗岩類Ⅲの進入・固結の後に、新期岩脈類の花崗斑岩及びひん岩が貫入した。新期岩脈類は、花崗岩類Ⅰ、Ⅱ、Ⅲのすべてに対して貫入しており、岩脈の方向は、北北西-南南東のものが卓越し、前期の古期岩脈類の方向とは斜交する。

Ⅱ. 2 和泉層群

深成岩類の進入や泉南流紋岩類の噴出後、白亜紀末期には、「洲本」図幅地域南部を含む淡路島南部は、和泉層群の堆積の場となる。和泉層群は、四国西部から淡路島を経て紀伊半島中部に至る、中央構造線の北側に発達した細長い構造盆地に堆積した白亜紀の地層の総称である(Matsumoto *ed.*,1953)。本層群は全層厚が南北方向で積算して5,000-10,000mに達する厚い海成層から構成される。中央構造線近くに向斜軸があり、かつ東方へブランチする非対称複向斜構造を示している。そして東方へ順次上位の地層が重なるように、堆積の場が東へ移動している。岩相は一般に北縁部の基底礫岩から始まり、その上位に泥岩、さらにタービダイトを主体とする礫岩、砂岩及び泥岩の互層からなる主部が重なる。しかし、側方への層相変化も著しい。また南縁部には塊状の礫岩、砂岩または泥岩が発達することがある。化石では多数のアンモナイト、二枚貝が産出し、そのほかに有孔虫、放散虫などの微化石も報告されている。

淡路島の和泉層群は、四国及び紀伊半島の層準の中間に位置していて、岩相に基づいて、北縁相の西淡累層、主部相の阿那賀累層、北阿万累層、灘累層及び南部相の下灘累層の5累層に分けられている(Morozumi, 1985)。「洲本」図幅内では和泉層群は南端部にわずかに分布するのみであり、その層準は西淡累層の一部及び北阿万累層の一部に当たる。岩相は、西淡累層が主として円礫岩からなる部分と、

円礫岩及び砂岩を主体とし泥岩を挟む部分からなる。また、北阿万累層は円礫岩、砂岩及び泥岩の互層からなり、局部的に砂岩を主体とする層準がある。堆積年代はアンモナイト、放射虫化石群集などから、白亜紀後期のカンパニアン期後期からマストリヒチアン期初期に及ぶと推定されている (Morozumi, 1985など)。本図幅内では和泉層群は概して南ないし南東方向に 20° - 40° 程度の傾斜で傾いている。

II. 3 新生界

「洲本」図幅地域に分布する新生界は、古いほうから神戸層群(中新統)、大阪層群(鮮新-更新統)及び段丘堆積物(上部更新統)及び沖積層(完新統)である。これらのうち神戸層群は第一瀬戸内累層群、大阪層群は第二瀬戸内累層群の構成要素とされ(池辺, 1957, 笠間・藤田, 1957)、瀬戸内区における広域的な造構運動を反映した堆積物である。

II. 3. 1 神戸層群

和泉層群の堆積以後、古第三紀までの堆積物は淡路島には分布していない。したがって、古第三紀には淡路島は陸化していたとみられる。その後、前期中新世後期頃から、「洲本」図幅地域北部を含む淡路島北部には、神戸層群が堆積した。淡路島に分布する神戸層群は岩屋累層と呼ばれ(池辺編, 1961)、淡水成層と海成層からなり、海成層からは貝化石、有孔虫化石などを産する。これらの化石群集は、前-中期中新世に長野県南部から広島県北部に及ぶ瀬戸内区に堆積した、いわゆる第一瀬戸内累層群と多くの共通性がある。特に岩屋累層の海成層は、第一瀬戸内累層群中に認められる3回の海進・海退のサイクルのうち、第3期の海進に相当する堆積物と考えられている(Tai, 1959; 糸魚川・柴田, 1973; 柴田・糸魚川, 1980)。なお、神戸層群は神戸市西部や三田盆地にも分布する(第3図)が、それらの地層の年代は挟在する凝灰岩層の放射年代値に基づき、始新世末から漸新世前期と考えられている(尾崎・松浦, 1988)。

岩屋累層は「洲本」図幅地域ではその北部に分布し、花崗岩類を不整合に覆って小規模に点在している。岩相は主に花崗岩質粗粒砂岩-細礫岩層と中-巨礫サイズの亜角-角礫岩層からなる、淡水成の地層であり、海成層はみられない。層厚は50m以下である。この層準は岩屋累層の中で、下部層に当たる。本図幅より北の「明石」、「須磨」図幅内では、下部層に当たる淡水成の地層の上位に、河川ないし海浜成の中部層、海成の上部層が分布している(水野ほか, 1990)。本図幅内では、岩屋累層は更新世前期以後活動した断層によって変位を受けている。

II. 3. 2 大阪層群

岩屋累層の堆積後、淡路島地域はしばらくは陸化・浸食の時期であったが、鮮新世の中頃から再び沈降・堆積の場へと変化した。これらは瀬戸内地区全体において共通した現象であって、第一瀬戸内累層群堆積後、全体的な隆起・浸食の時期を経て、鮮新世中期前後から大分県から愛知県に及ぶ地域に沈降盆地が点々と形成された。これらの地層が第二瀬戸内累層群と呼ばれるものである。このうち大阪盆地を始め京都、奈良、播磨盆地及び淡路島に分布する地層は大阪層群と称される(市原ほか, 1988など)。

淡路島に分布する大阪層群はすべて河川、湖沼などの淡水成の地層であり、礫層、砂層及びシルト-粘

土層の互層から構成され、植物化石を含む炭質層や火山灰層を挟んでいる。淡路島の大阪層群は、その分布地が淡路島北部、中部及び南部地域に分けられ、層序区分では、北部地域は下位の富島累層と上位の仮屋累層から、中部地域は下位の愛宕累層と上位の五色浜累層から、また南部地域は油谷累層からなる(水野, 1992)。岩相や挟在する火山灰層の対比などから、富島累層は愛宕累層中・上部に、仮屋累層は五色浜累層に、油谷累層は愛宕累層中・下部にそれぞれ対比される。

「洲本」図幅地域北部の志筑断層を境として、その北側がほぼ淡路島北部地域に当たり、図幅内では富島累層が分布する。本累層は300m前後の層厚を持ち、下部がシルト-粘土層と砂層の互層主体層(浅野互層)、上部が礫層主体層(小倉礫層)からなる。志筑断層より南側は淡路島中部地域に当たり、愛宕累層及び五色浜累層が広く分布する。愛宕累層の下部は礫層主体層(猪鼻礫層)、また中部はシルト-粘土層と砂層の互層主体層(鮎原互層)で、上部のうち北側に分布するものはシルト-粘土層を挟む砂礫優勢層(郡家砂礫層)でその上半部には局所的にシルト-粘土主体層(竹谷砂泥層)が発達し、また、南側ではシルト-粘土層と砂層の互層主体層(都志互層)となる。各部層の層厚は50-150m程度である。五色浜累層は層厚150m程度で礫層を主体とし、シルト-粘土層及び砂層を挟む。特に結晶片岩の礫を多量に含むという特徴がある。本累層中の粘土層は、瓦の原料として採掘されている。

大阪層群の模式地の1つである泉南・泉北地域の大阪層群との火山灰層や植物化石などによる対比から、「洲本」図幅地域の大阪層群の年代は、3Maより少し古い時期から1.2Ma前後までに及ぶと推定される。

淡路島は、大阪層群堆積後に多数の断層によってブロック化した。本図幅内でも大阪層群は多くの断層によって変位を受けており、その垂直変位量は50-300mに及んでいる。

II. 3. 3 上部更新統・完新統及び活断層

本図幅の上部更新統は高位・中位・低位・最低位段丘堆積物に区分され、成因から海成段丘堆積物と河成段丘堆積物に大別できる。

海成段丘面は淡路島の西海岸沿いの海拔高度34-50mに断続的に発達し、中位段丘面に属している。段丘堆積物の厚さは6m以下で円磨された礫と砂によって構成される。堆積物の最上部には赤色風化殻が認められることが多く、標準土色帖によるマンセル表示で5YR4/8-5/8程度の色調を示している。

対岸の明石地域には4段の海成段丘が分布しており、その中で最高位の海成段丘面である山手台面が最終間氷期(約12万年前)に形成されたと考えられている(八木, 1987)。本図幅地域の段丘面は、山手台面又は、その下位の金ヶ崎面のいずれかに対比できる。

河成段丘面は、志筑断層や先山断層による断層崖の前縁に扇状地として発達する場合と、河川沿いに河岸段丘として分布する場合がある。前者の場合、淘汰不良の扇状地礫層で構成される。

本地域の海成段丘面が河成の中位段丘面群の中で最も上位の段丘面に対比できる。また、低位段丘面は最終氷期頃に形成されたと考えられる。このため、高位段丘面が最終間氷期より古く、中位段丘面は最終間氷期から、最終氷期にかけて、最低位段丘面が最終氷期及び、それより新しい時代に属する。

本図幅地域の断層の中で、確実に活断層と認定できるものとして、志筑断層・野田尾断層・安乎断層・先山断層・鮎原南断層があげられる。

志筑断層はN30°W方向に延び、多くの断層露頭が観察される。これらは、花崗岩類が大阪層群と逆断層で接するもので、断層面の傾斜は48-68°Eとなる。

安乎断層・先山断層はおおむね北北東-南南西方向に延び先山断層では70°Wの逆断層で接する露頭が認められている。また、先山断層に沿って、花崗岩類と大阪層群が傾斜58-66°Wの逆断層で接する露頭が認められる。そして、先山断層は中位段丘面を変位させ、平均変位速度は0.2mm/10³年と算定される。

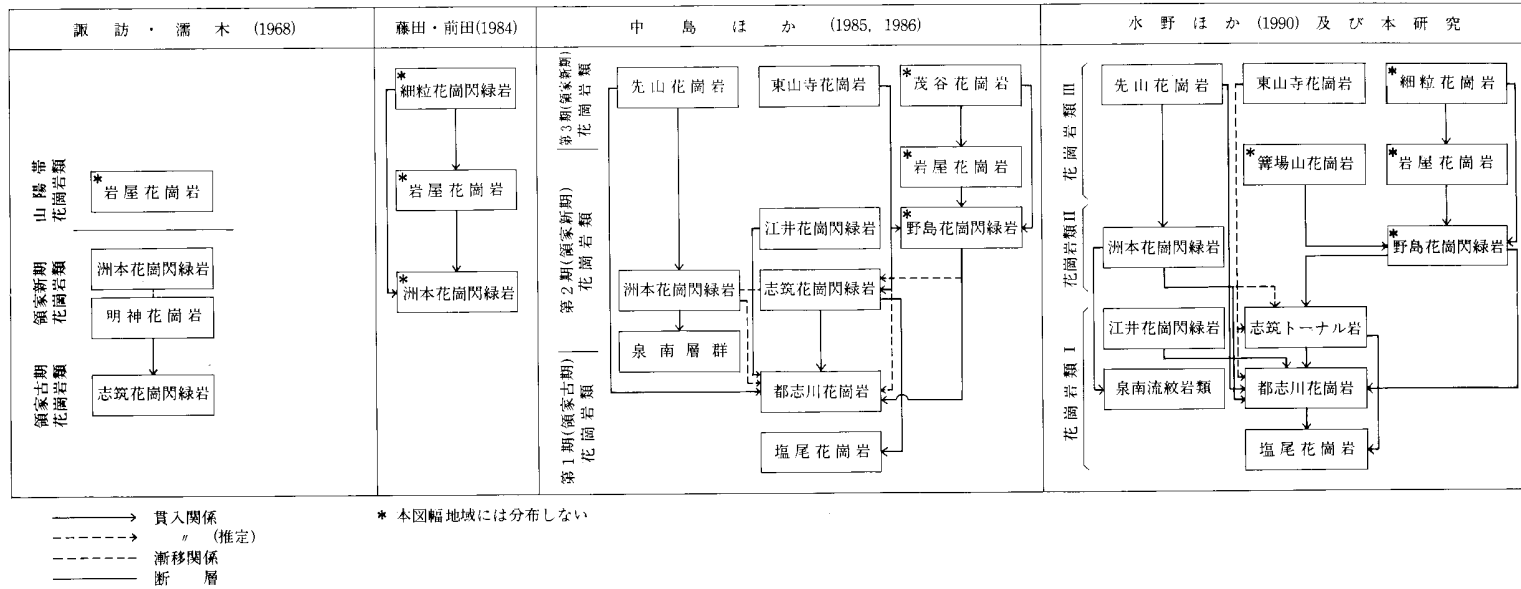
先山山地の西麓に鮎原南断層が発達し、中位段丘面を変位させ(平均変位速度は0.04m/10³年)ているが、山地形成にはほとんど関与していない。

Ⅲ. 花崗岩類・変成岩類及び泉南流紋岩類

(高橋 浩・服部 仁)

Ⅲ. 1 研究史及び概要

淡路島の先第三紀花崗岩類・変成岩類のうち津名町志筑南方の斑れい岩について、小川(1896)、吉澤(1950)の記載的研究があるが、淡路島全体の先第三紀花崗岩類・変成岩類を初めて本格的に研究したのは諏訪・濡木(1968)である。そこでは、淡路島の花崗岩類は、古い順に志筑花崗閃緑岩、明神花崗岩、洲本花崗閃緑岩及び岩屋花崗岩に区分された。そして、志筑花崗閃緑岩を領家古期花崗岩類に、明神花崗岩及び洲本花崗閃緑岩を領家新期花崗岩類に属するものとし、岩屋花崗岩を中国地方に広く分布する後期白亜紀花崗岩類の一つとして位置づけている(第5図)。その後、5万分の1地質図幅「須磨」(藤田・前田, 1984)では、淡路島北東端の花崗岩類の岩体区分と岩石記載が行われた。すなわち、淡路島北東端の花崗岩類を洲本花崗閃緑岩、岩屋花崗岩、細粒花崗閃緑岩に区分し、岩屋花崗岩が洲本花崗閃緑岩に対して貫入関係にあることが示された(第5図)。また、中島ほか(1985, 1986)は、淡路島全体の先第三紀花崗岩類・変成岩類及び泉南流紋岩類について詳細な岩石記載を行いこれらを総括している。中島ほか(1986)のまとめによれば、淡路島の花崗岩類は3時期10の岩体に区分され、第1期花崗岩類を領家古期、第2期花崗岩類を領家新期、第3期花崗岩類を岩質的には山陽帯の小豆島花崗岩や広島花崗岩(細粒相)に類似しているとしながらも領家新期花崗岩類に含めている(第5図)。なお、分布は多少異なるが、中島ほか(1986)の都志川花崗岩、野島花崗閃緑岩はそれぞれ、諏訪・濡木(1968)の明神花崗岩、洲本花崗閃緑岩のうち淡路島北部に分布するものに相当する。さらに、5万分の1地質図幅「明石」(水野ほか, 1990)は、淡路島北部の花崗岩類の岩体区分及び岩石記載を行い、中島ほか(1986)とは異なった見解を示している(第5)。「明石」図幅では、花崗岩類を3時期(花崗岩類Ⅰ, Ⅱ, Ⅲ)、6つの岩体に区分し、志筑ト一



第5図 淡路島における花崗岩類の名称と区分の変遷
 矢印の先は被貫入岩を示す。

ナル岩(中島ほか(1986)の志筑花崗閃緑岩に相当)と野島花崗閃緑岩との貫入時期の間隙を重視し、志筑トータル岩を花崗岩類Ⅰに、野島花崗閃緑岩を花崗岩類Ⅱに含めた。また、中島(1985)、中島ほか(1986)で野島花崗閃緑岩常陸寺花崗閃緑岩相とされたものは志筑トータル岩に含めた(第5図)。

中島ほか(1986)では、志筑花崗閃緑岩(本報告の志筑トータル岩に相当)と洲本花崗閃緑岩を漸移関係とみなし、都志川花崗岩と志筑花崗閃緑岩との貫入間隙を重視し、塩尾花崗岩及び都志川花崗岩を第1期(領家古期)花崗岩類としている。しかし、本報告では、志筑トータル岩は塑性変形しフォリエーションが発達しているのに対し、洲本花崗閃緑岩は塊状で変形していないことから、志筑トータル岩と洲本花崗閃緑岩はマイロナイト化作用を挟んで時期の異なるものとしてとらえ、塩尾花崗岩、都志川花崗岩、志筑トータル岩、江井花崗閃緑岩を花崗岩類Ⅰとしてまとめた。

本図幅地域の花崗岩類・変成岩類及び泉南流紋岩類のうち花崗岩類の分布が最も広く、変成岩類は花崗岩類中の捕獲岩体として小範囲にまとまって分布する。

変成岩類は、泥質片岩及び砂質片岩よりなる。志筑南方において、花崗岩類Ⅰの志筑トータル岩中に、最大幅100mほどの数個のレンズ状捕獲岩体として分布するほか、都志川花崗岩中にも捕獲岩として産する。また、志筑北方の摩耶山南東方でも、志筑トータル岩中の捕獲岩として産する。

花崗岩類は、主に花崗岩-トータル岩からなり、斑れい岩類を捕獲岩体として包有している。斑れい岩類は、志筑南方において花崗岩類Ⅰの都志川花崗岩中の捕獲岩体として分布するほか、先山北方では、花崗岩類Ⅱの洲本花崗閃緑岩中にも捕獲岩体として分布する。また、五色町都志東方及び北東方では、小規模な岩体が都志川花崗岩中に分布している。本図幅地域の花崗岩類は、岩相、分布及び貫入関係から3時期(花崗岩類Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ)、7つの岩体に区分できる(第4、5図)。花崗岩類Ⅰは強弱の差はあるものの塑性変形し、フォリエーションの認められる岩石で、塩尾花崗岩・都志川花崗岩・志筑トータル岩・江井花崗閃緑岩がこれに含まれる。花崗岩類Ⅱは、塊状の花崗閃緑岩からなり、花崗岩類Ⅰに対して貫入する。花崗岩類Ⅱには洲本花崗閃緑岩が含まれる。花崗岩類Ⅲは、花崗岩類Ⅱに引き続いて進入した塊状花崗岩類からなり、花崗岩類Ⅱに対して接触変成作用を与えていない。花崗岩類Ⅲには、東山寺花崗岩、先山花崗岩が含まれる。

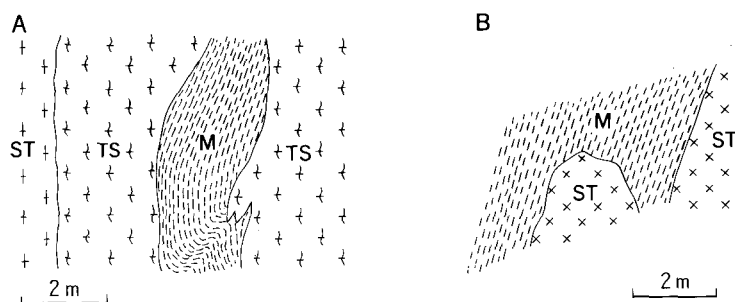
泉南流紋岩類は、花崗岩類Ⅱの洲本花崗閃緑岩に貫入され、接触変成作用を受け再結晶している。泉南流紋岩類と花崗岩類Ⅰとの関係は分布が離れているため確認できない。

岩脈類は、その貫入時期から大きく古期岩脈類と新期岩脈類に区分できる。また、古期岩脈類はさらに二つの時期のものが識別できる。古期岩脈類は、花崗岩類Ⅰのみに貫入しており、花崗岩類Ⅰとともに変形、再結晶している。新期岩脈類は、花崗岩類Ⅰ、Ⅱ、Ⅲのすべてに貫入している。

Ⅲ. 2 変成岩類(M)

変成岩類は、津名町塩尾南方の海岸沿いの地域にまとまって分布するほか、同町摩耶山南東方で志筑トータル岩中の捕獲岩として存在する。

塩尾南方海岸では、変成岩類は、泥質及び砂質の黒雲母片岩からなり、厚さが最大で100m程の東西に延びた数個のレンズ状捕獲岩体として志筑トータル岩中に分布している。また、厚さ数m程のレンズ状ま



第6図 変成岩類の産状を示すスケッチ

- A：都志川花崗岩(TS)に捕獲される黒雲母片岩(M) (津名町塩尾南方)
 黒雲母片岩の片理面は褶曲し、都志川花崗岩は、一部で黒雲母片岩の片状構造を切って貫入している。
 B：志筑トータル岩(ST)に貫入される黒雲母片岩(M) (津名町摩耶山南東方)
 志筑トータル岩は、黒雲母片岩の片状構造を切って貫入している。

たは板状の形態をした小捕獲岩として志筑トータル岩及び都志川花崗岩中に存在する(第6図, A). 変成岩類の片状構造, 線構造は, 母岩の志筑トータル岩, 都志川花崗岩のフォリエイション, 線構造とほぼ平行で, 片理面の走向・傾斜は, $N75^{\circ}-5^{\circ}8W$, $70^{\circ}-90^{\circ}N$ で, 線構造はほぼ水平である. 黒雲母片岩には, 片理面が褶曲しているものが存在し, 都志川花崗岩は一部で黒雲母片岩の片状構造を切って貫入しており, 黒雲母片岩の示す片状構造と都志川花崗岩の示すフォリエイションとは一部で斜交している(第6図, A). また, 野外の肉眼観察では, 黒雲母片岩にはマイロナイト化の影響は認められなかったが, 鏡下では, 石英が塑性変形し引き延ばされており, マイロナイト化の影響が認められる. これらのことから, 都志川花崗岩の貫入前に既に黒雲母片岩の片状構造及び小褶曲構造は形成されており, 広域変成作用により黒雲母片岩の片状構造, 褶曲構造が形成された後に都志川花崗岩による貫入を受け, 捕獲され, 更にマイロナイト化作用を受けたものと解釈する.

摩耶山南東方においては, 志筑トータル岩中に厚さ5mほどの板状の黒雲母片岩が露出する. ここでは, 志筑トータル岩のフォリエイションは弱い, 志筑トータル岩は黒雲母片岩の片状構造を切って貫入している(第6図, B). 黒雲母片岩には, 片状構造・線構造が発達し縞状構造も認められる. 片状構造の走向・傾斜は, $N50^{\circ}W$, $50^{\circ}E$ で, 線構造は 35° 東落ちである.

これらの砂泥質変成岩類は, 石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母が主な構成鉱物である. そのほか, 一部に, 角閃石を含むもの, コランダム及び白雲母を含むものが存在しており, コランダムは斑状の白雲母に包有された残晶状の組織を示す.

岩石記載 黒雲母片岩(GSJ R57686) [第I図版-1, 2]

産地：津名町塩尾南方海岸

本岩は, 肉眼では暗灰褐色を呈する細粒緻密な岩石で, 片状構造, 線構造が発達する. また, 幅1-2mmほどの優白質層が片状構造に平行に存在し, 明瞭な縞状構造を示す.

鏡下では, レピドプラスチック組織を残しているが, 石英は引き延ばされサブグレイン化している. カリ長石の周囲をフィルム状に伸長した黒雲母及び細粒偏平化した石英が取り巻いている.

主な構成鉱物は, 石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母であり, ジルコン, 燐灰石, 不透明鉱物を伴う. 優白質層は, 石英, カリ長石及び少量の黒雲母から構成され, 石英はサブグレイン化し片理面方向に引き延ばされ偏平な形態をしている.

III. 3 斑れい岩類 (Gb)

津名町志筑南方海岸，洲本市先山北方の横尾隧道付近，五色町鮎原北方及び一宮町五斗崎東方に小規模に分布する．そのほかに，地質図には示していないが，津名町興隆寺北方の佐野川流域に分布する志筑トータル岩塩基性岩相中に，細粒閃緑岩-斑れい岩の小岩塊が多量に存在する．以下に各岩体の産状について述べる．

①志筑南方の斑れい岩体

200×500m程の角閃石斑れい岩からなる岩体であり，都志川花崗岩及び幅20-30mの岩脈状の志筑トータル岩による貫入を受けている．斑れい岩と都志川花崗岩との関係を第7図に示す．斑れい岩は，細粒相と中粒相からなり，都志川花崗岩は斑れい岩内部の細粒相と中粒相の境界と斜交して貫入し，斑れい岩の一部を捕獲している．また，上記の都志川花崗岩との境界から20m程離れた斑れい岩中には層状構造が認められる．層状構造は幅約30mにわたり発達しており，優黒質層(斑状細粒角閃石斑れい岩)中に幅10-20cm程の優白質層(斜長岩)が貫入している．特に，中粒角閃石斑れい岩との境界部付近では，幅10cm前後の優黒質層と優白質層が幅約1mにわたり規則的な互層をなしており(第8図)，層状構造の走向・傾斜はN85°W，80°Nを示す．

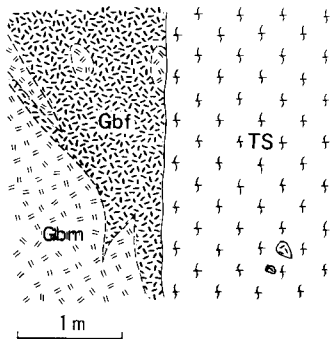
中粒角閃石斑れい岩は，鏡下では自形の斜長石の周囲を褐色角閃石が埋めており，不透明鉱物を伴う．褐色角閃石は無色角閃石を伴っており，一部のものは黒雲母に交代されている．

斑状細粒角閃石斑れい岩(優黒質相)は，肉眼では暗灰色を呈し，定向配列した角閃石の斑状結晶が認められる．鏡下では，角閃石の集斑晶及び自形斑状の斜長石の周囲を細粒で自形短冊状の斜長石及び他形の角閃石が埋めている．

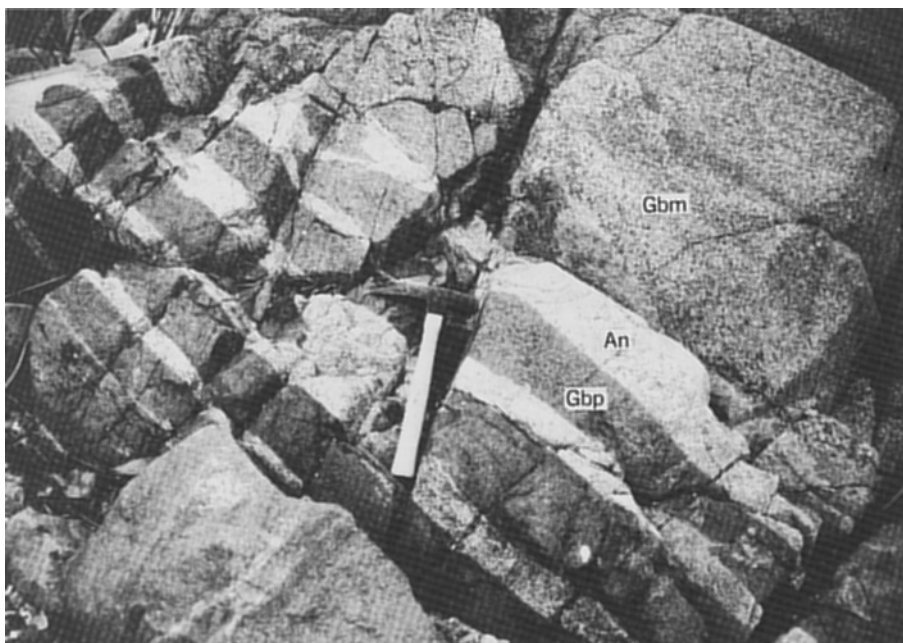
斜長岩(優白質相)は，自形-半自形斜長石の粒間を少量の角閃石が埋める．角閃石の一部は黒雲母に交代され，細粒粒状結晶の集合体となっている．

②横尾隧道付近の岩体

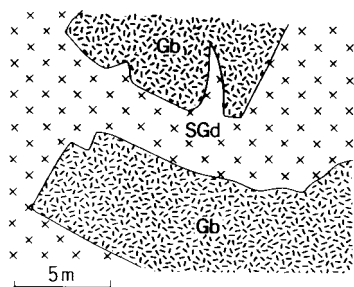
200m×700m程の洲本花崗閃緑岩中の捕獲岩体であり，岩体周辺部の洲本花崗閃緑岩中には，角閃石斑れい岩がブロック状に取り込まれている(第9図)．この岩体は，中粒塊状の角閃石斑れい岩-閃緑岩より



第7図 斑れい岩類と都志川花崗岩の関係を示すスケッチ
(津名町塩尾北方海岸のほぼ水平な露頭)
都志川花崗岩(TS)は，斑れい岩類(Gbm, Gbf)の岩相境界と斜交して貫入し，斑れい岩の小岩塊を取り込んでいる．Gbm：中粒角閃石斑れい岩，Gbf：細粒角閃石斑れい岩



第8図 斑れい岩中の層状構造(津名町塩尾北方海岸のほぼ水平な露頭, 第7図の約20m南方)
 斑状細粒角閃石斑れい岩(Gbp, 優黒質層)と斜長岩(An, 優白質層)が規則的な互層をなしている。
 Gbm: 中粒角閃石斑れい岩



第9図 洲本花崗閃緑岩に捕獲される角閃石斑れい岩の産状を示すスケッチ(洲本市横尾隧道付近)
 SGd: 洲本花崗閃緑岩, Gb: 角閃石斑れい岩

構成され岩相変化に乏しい。鏡下では、自形の斜長石及び角閃石の粒間を黒雲母及び少量の石英が埋めている。主な構成鉱物は角閃石、斜長石、黒雲母、石英でありジルコン、褐れん石、スフェン、不透明鉱物を伴う。角閃石の一部は黒雲母に交代されたり、細粒結晶の集合体になったりしており、これは洲本花崗閃緑岩及び先山花崗岩による熱変成作用によるものと考えられる。

③ 鮎原北方及び五斗崎東方の岩体

いずれも都志川花崗岩中に分布するが、露出不良のため都志川花崗岩との関係は確認できなかった。どちらも、中-細粒塊状の角閃石斑れい岩である。鏡下では、斑状の斜長石及び角閃石が一部に認められるほかは、等粒状組織を示す。主な構成鉱物は、角閃石、斜長石、黒雲母、石英であり燐灰石、不透明

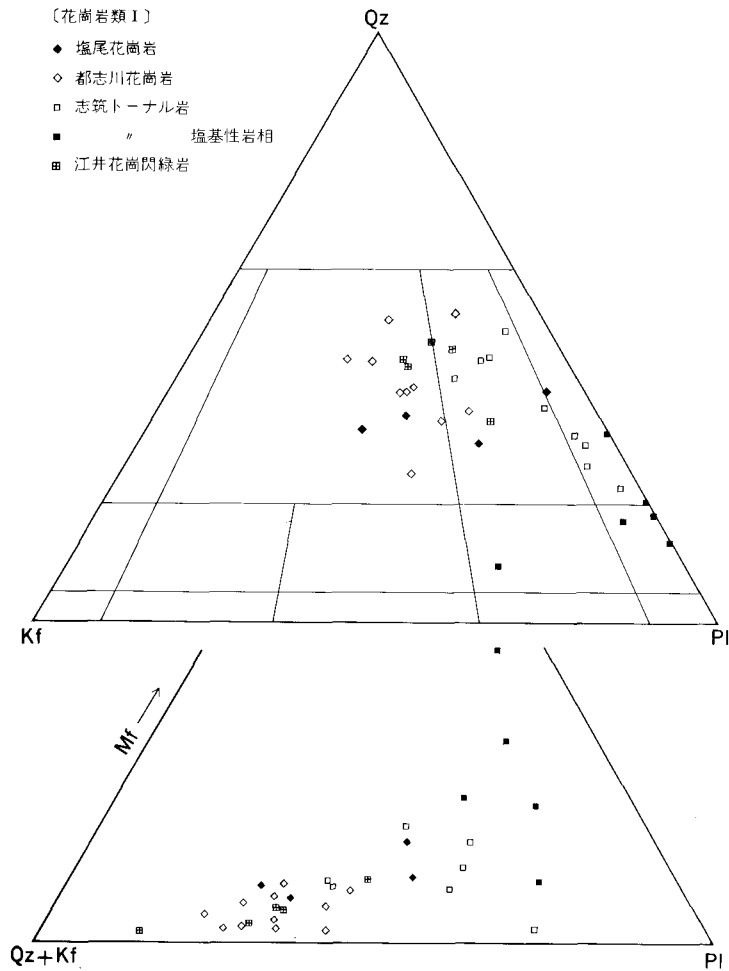
鉱物を伴う。また、五斗崎東方のものには角閃石に交代された単斜輝石が含まれている。

Ⅲ. 4 花崗岩類 I

Ⅲ. 4. 1 塩尾花崗岩 (S0)

分布及び対比 津名町塩尾南方の海岸沿いの地域に分布する。中島ほか(1985)の塩尾花崗岩に相当する。

岩相及び産状 本岩は、定向配列した斑状のカリ長石が特徴的に認められる花崗岩-花崗閃緑岩であり(第10図)、基質部は細粒緻密で灰色を呈し、黒雲母及び細粒石英集合体の定向配列によるフォリエーションが認められる。フォリエーションの走向・傾斜は、ほぼ、E-W、垂直である。また、本岩中には3×30cm-20×200cmほどのレンズ状暗色包有物が普遍的に存在する(第11図)。本岩は、志筑トータル岩中の捕

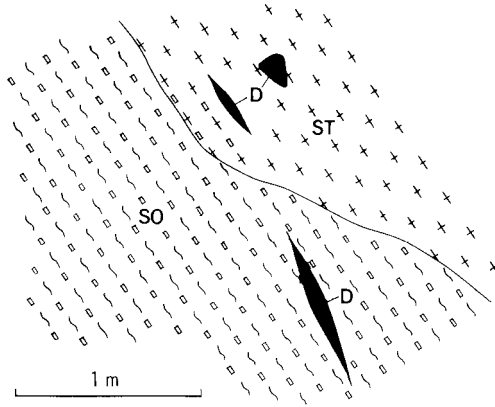


第 10 図 花崗岩類 I のモードを示す三角図

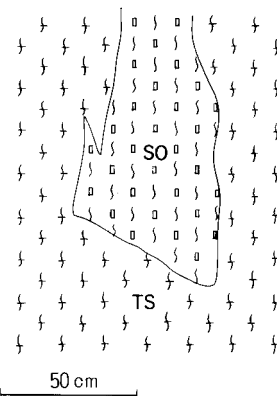
Qz: 石英, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Mf: 苦鉄質鉱物



第11図 塩尾花崗岩の産状を示す露頭(津名町塩尾南方海岸)
斑状カリ長石が特徴的に認められ、また、暗色包有物はレンズ状に引き延ばされている。



第12図 塩尾花崗岩と志筑トールナル岩の関係を示すスケッチ(津名町塩尾南方海岸)
塩尾花崗岩(SO)及び志筑トールナル岩(ST)のフォリエイションは平行であり、塩尾花崗岩との境界部付近の志筑トールナル岩中にはカリ長石捕獲結晶が認められる。D: 暗色包有物



第13図 塩尾花崗岩と都志川花崗岩の関係を示すスケッチ(津名町塩尾南方海岸)
塩尾花崗岩(SO)は都志川花崗岩(TS)に捕獲され、両者のフォリエイションは平行になっている。

獲岩体として産する。志筑トータル岩との境界部には急冷縁は認められず、本岩と志筑トータル岩のフォリエイションは平行であるが、両者の境界とは斜交する(第12図)。また、境界付近の志筑トータル岩中にはカリ長石の捕獲結晶が認められる。これらのことは、塩尾花崗岩に対し志筑トータル岩が貫入した後に変形作用が生じたことを示している。また、本岩は都志川花崗岩による貫入も受けている(第13図)。この場合も両者の境界部に急冷縁は認められずフォリエイションは両者の境界と斜交して東西方向に連続している。

岩石記載 カリ長石斑状黒雲母花崗岩 <GSJ R57687> [第 I 図版-3, 4]

産地：津名町塩尾南方海岸

組織：斑状のカリ長石及び斜長石の周囲を、フィルム状に伸長した黒雲母及び細粒レンズ状の石英の集合体が埋める。

主成分鉱物：カリ長石(容量比32.4%)、石英(29.7%)、斜長石(28.2%)、黒雲母(9.4%)。

副成分及び二次鉱物：褐れん石、スフェン、不透明鉱物。

カリ長石は、自形-半自形、斑状で、パーサイト組織が認められる。一部のものは細粒の斜長石及び石英を包有している。石英は、レンズ状に延びた細粒結晶が集合し、斑状のカリ長石及び斜長石の周囲をうねりながら取り巻いている。斜長石は、自形-半自形、斑状で、展張割れやキンクバンドが認められる。黒雲母は、半自形-他形で、茶褐色(Y=Z軸色、以下同様)を呈し、フィルム状に伸長し、カリ長石及び斜長石の周囲を取り巻き、うねりながらフォリエイションを形成している。

Ⅲ. 4. 2 都志川花崗岩(TS)

分布及び対比 五色町都志から津名町志筑、一宮町江井にかけて広く分布するほか、津名町佐野北方の佐野川流域に分布する。中島ほか(1985, 1986)の都志川花崗岩に相当し分布もほぼ同様である。また、本岩は、諏訪・濡木(1968)の明神花崗岩に相当するが、分布域はやや異なっている。

岩相及び産状 本岩は粗粒の角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩であり(第10図)、暗色包有物をほとんど含まず、黒雲母及び角閃石の定向配列によるフォリエイションが認められる。フォリエイションは、塩尾南方海岸でよく発達しており、北方のものほど不明瞭な傾向が認められる。塩尾南方海岸では、本岩及び志筑トータル岩のフォリエイションの走向・傾斜は、ほぼ、E-W、垂直を示す。両者の境界はフォリエイションと平行であり、境界部には急冷縁は認められない。また、本岩の一部は黒雲母片岩及び塩尾花崗岩を捕獲岩として伴う(第6図A, 13図)。津名町佐野北方の佐野川流域では、本岩は、志筑トータル岩中の東西に伸びたレンズ状の巨大捕獲岩として多量に産する。本岩及び志筑トータル岩には黒雲母及び角閃石の定向配列によるフォリエイションが認められ、フォリエイションの走向はほぼ東西であるが、傾斜は60°S-35°Nまで変化する。フォリエイションは全体として緩くうねった構造をなしており、東西方向に伸びる3本の褶曲軸が存在する。津名町興隆寺西方では、本岩と志筑トータル岩が低角の境界で接しており、本岩の一部は志筑トータル岩中にレンズ状に捕獲されている(第14図)。ここでは、フォリエイションは、両者の境界に平行になっている。

岩石記載 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 <GSJ R47309> [第 I 図版-5, 6]

産地：津名町佐野北方佐野川沿い道路

組織：斑状のカリ長石及び斜長石の周囲を細粒石英の集合体及び黒雲母、角閃石が埋めている。

主成分鉱物：石英(容量比49.4%)、斜長石(33.4%)、カリ長石(11.4%)、黒雲母(3.8%)、角閃石(1.8%)。

副成分及び二次鉱物：ジルコン，褐れん石，燐灰石，電気石，緑泥石。

石英は，細粒結晶が縫合状境界をもって集合し，斑状のカリ長石，斜長石の周囲を埋めている。斜長石は，自形-半自形，斑状で，正累帯構造を示す。一部のは細粒の緑色角閃石，石英を包有する。カリ長石は，自形-半自形，斑状で，パーサイト組織を示す。また，粒間充填状に産する細粒結晶も存在する。黒雲母は，自形-半自形で，褐色を呈し，弱い定向配列が認められる。角閃石は，自形-半自形で，緑色(Z軸色，以下同様)を呈する。

<放射年代>

72.7 ± 3.6Ma(黒雲母 K-Ar年代)

[測定：Teledyne Isotopes 社，第2表を参照]

中-粗粒角閃石黒雲母花崗岩 <GSJ R57688> [第Ⅱ図版-1，2]

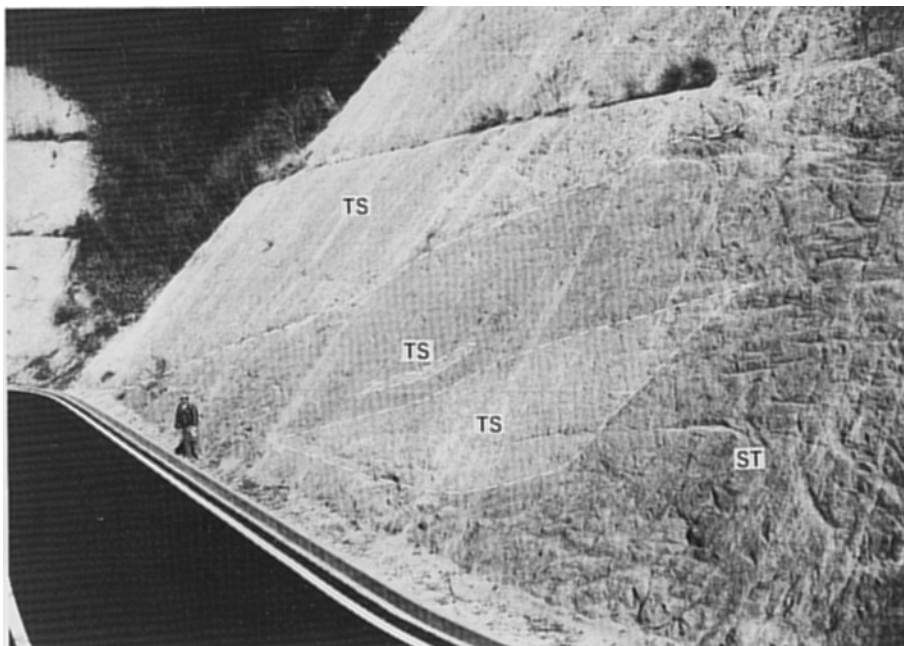
産地：津名町塩尾南方海岸

組織：斑状のカリ長石，斜長石の周囲を細粒で偏平な石英の集合体及び黒雲母，角閃石が埋め，全体としてフォリエイションが明瞭に認められる。

主成分鉱物：斜長石(容量比39.9%)，カリ長石(29.9%)，石英(24.0%)，黒雲母(4.1%)，角閃石(1.9%)。

副成分及び二次鉱物：褐れん石，ジルコン，スフェン，不透明鉱物，緑泥石，方解石。

斜長石は，自形-半自形で，正累帯構造を示し，一部の結晶は湾曲している。カリ長石は，自形-半自形，斑状で，定向配列が認められる。パーサイト組織が存在し，一部のは細粒の斜長石または石英を包有する。石英は，細粒で偏平な結晶の集合体となっており，うねりながらカリ長石及び斜長石の粒間を埋めている。細粒結晶間の境界は入り組み，縫合状を呈する。黒雲母は，半自形-他形で，褐色を呈し，フィルム状に伸長，定向配列し，石英とともにフォリエイションを形成している。一部の黒雲母に湾曲しているものが存在する。角閃石は，自形-半自形で，緑褐色の核部と青緑色の縁部が認められる。



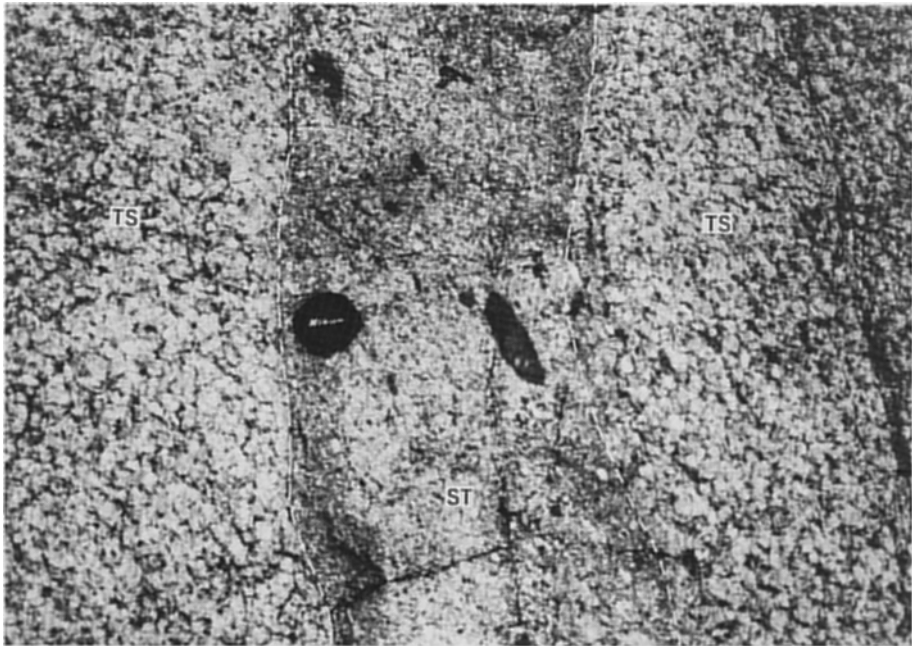
第14図 都志川花崗岩と志筑トータル岩の関係を示す露頭(津名町興隆寺西方)

都志川花崗岩(TS)はレンズ状に志筑トータル岩(ST)中に捕獲されている。フォリエイションは両者の境界とほぼ平行に発達し，およそ30°北に傾斜している。

Ⅲ. 4. 3 志筑トータル岩 (ST)

分布及び対比 津名町志筑南方、志筑北方から東浦町及び北淡町にかけて広く分布し、北隣の「明石」図幅地域に連続する。本岩は、中島ほか(1985, 1986)の志筑花崗閃緑岩にほぼ相当する。しかし、中島ほか(1986)で、野島花崗閃緑岩のうち常隆寺花崗閃緑岩相としたもの(本図幅地域北縁付近に分布)は、志筑トータル岩と岩質が同一であり、両者の間に境界が見いだせなかったため志筑トータル岩に含めた。また、本岩は、諏訪・濡木(1968)の志筑花崗閃緑岩のうち塊状部を除いたものに相当するが、分布範囲はかなり異なっている。

岩相及び産状 本岩は、中粒の角閃石黒雲母トータル岩-花崗閃緑岩を主岩相とし(第10図)、黒雲母、角閃石の定向配列によるフォリエイションが認められる。本岩中には普遍的に細粒閃緑岩質の暗色包有物が存在し、佐野川上流域の津名町興隆寺北方や東浦町釜口周辺には、細粒閃緑岩質の捕獲岩(最大長径10m+)が多量に含まれている。捕獲岩の周辺の志筑トータル岩は石英閃緑岩質となっており、志筑トータル岩塩基性岩相として区別した(第10図)。フォリエイションは、志筑南方に分布するものに最もよく発達しており、北方の佐野川流域のものほど不明瞭である。塩尾南方海岸では、本岩は、黒雲母片岩、塩尾花崗岩及び都志川花崗岩を捕獲している。これらの岩石にはすべて、ほぼ東西走向で垂直のフォリエイションが発達している。本岩とこれらの捕獲岩との境界部は、フォリエイションと平行なことが多い



第15図 都志川花崗岩に貫入する志筑トータル岩岩脈(津名町塩尾北方海岸のほぼ水平な露頭)
都志川花崗岩 (TS) 及び志筑トータル岩 (ST) のフォリエイションは平行であり、フォリエイションと
両者の境界とは斜交する。志筑トータル岩中の暗色包有物はフォリエイションと平行に伸張している。

が、斜交するものも存在する(第12図)。塩尾北方の海岸では、本岩が斑れい岩及び都志川花崗岩中に貫入している。本岩は、幅約30cmの岩脈状に都志川花崗岩中に貫入し、フォリエイションは岩脈の貫入面と斜交しており、暗色包有物はフォリエイションと平行に伸長している(第15図)。このことは、都志川花崗岩中に志筑トータル岩が貫入、固結した後に変形作用が生じたことを示している。斑れい岩中に貫入しているものは、幅約20m及び30mの2本の岩脈状に産し、貫入面は、走向N45°Wで垂直である。これらの岩脈状志筑トータル岩には、貫入面と平行な著しいフォリエイション及びほぼ水平な線構造が発達し、斜長石及びカリ長石のポーフィロクラストが明瞭に認められるマイロナイトとなっている(第Ⅱ図版-5)。

岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 <GSJ R57689> [第Ⅱ図版-3, 4]

産地：津名町塩尾南方海岸

組織：自形-半自形斑状の斜長石の周囲を、細粒偏平な石英の集合体及びフィルム状に伸長した黒雲母がうねりながら取り巻きフォリエイションを形成している。

主成分鉱物：斜長石(容量比44.6%)、石英(29.5%)、黒雲母(12.2%)、角閃石(7.6%)、カリ長石(5.6%)。

副成分及び二次鉱物：ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、緑泥石、緑れん石。

斜長石は、自形斑状で正累帯構造を示す。一部に展張割れや湾曲が認められる。石英は、細粒で偏平な結晶が集合、伸長し、細粒結晶同志の粒界は複雑に入り組み縫合状となっている。黒雲母は、半自形-他形で、褐色を呈し、湾曲しているものが多い。フィルム状に伸長、定向配列し、石英と共に斑状の斜長石の周囲を埋める。角閃石は、自形-半自形で、緑褐色(核部)、褐緑色(縁部)を呈する。石英、黒雲母とともに定向配列し、フォリエイションを形成している。カリ長石は、斜長石と接する場合他形粒間充填状であるが、石英に取り囲まれたものは自形-半自形斑状である。パーサイト、一部に格子状組織が認められる。

<放射年代>

88.0±4.4Ma(黒雲母 K-Ar法)、89.4±4.5Ma(角閃石K-Ar法)

[測定：Teledyne Isotopes 社、第2表を参照]

マイロナイト <GSJ R57691> [第Ⅱ図版-5, 6]

産地：津名町塩尾北方海岸

組織：斜長石、カリ長石、角閃石からなるポーフィロクラストの周囲を、細粒石英の集合体及びフィルム状に伸長した黒雲母が埋めており顕著なフォリエイションが認められる。また、やや粗粒の石英の集合体がフォリエイションと平行に層状またはレンズ状に存在する。

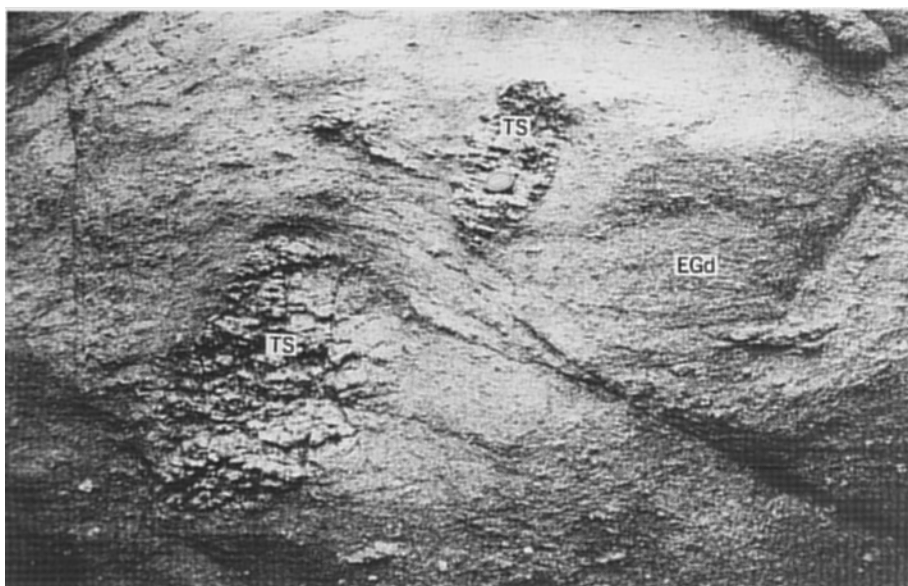
主成分鉱物：斜長石、石英、黒雲母、角閃石、カリ長石。

副成分及び二次鉱物：緑れん石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物、緑れん石。

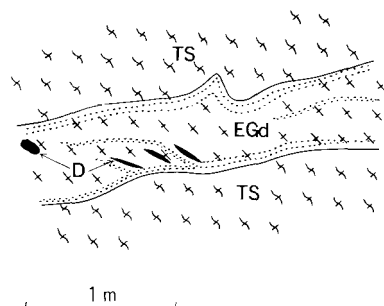
斜長石は、自形-半自形で、ポーフィロクラストをなす。展張割れが認められ、非対称プレッシャーシャドウを伴う。石英は、細粒偏平な結晶が集合して、ポーフィロクラストの基質をなす。細粒結晶の粒界は縫合状となっており、全体として定向配列する。層状またはレンズ状のものには細粒石英の形態定向配列が認められ、右横ずれ剪断のセンスを示している。黒雲母は、半自形-他形で、緑褐色を呈する。著しくフィルム状に伸長し、フォリエイションを形成している。非対象プレッシャーシャドウを伴うものが存在し、右横ずれ剪断のセンスを示している。角閃石は、自形-半自形で、緑褐色(核部)、緑色(縁部)を呈する。黒雲母とともに定向配列し、非対称プレッシャーシャドウは右横ずれの剪断センスを示している。カリ長石は、一部にポーフィロクラストをなすものが存在するほか、細粒石英の粒間を埋める。

Ⅲ. 4. 4 江井花崗閃緑岩(Egd)

分布及び対比 一宮町江井周辺の小範囲に分布する。中島ほか(1985)の江井花崗閃緑岩に相当する。都志川花崗岩との関係が全く同じであること及びその分布からみて、本岩は志筑トータル岩と一連類似の岩石であると考えられる。しかし、志筑トータル岩とは分布が離れており岩質が異なるため、江井花崗閃緑



第16図 江井花崗閃緑岩に捕獲される都志川花崗岩の岩塊
都志川花崗岩 (TS) 周辺の江井花崗閃緑岩 (EGd) 中には、多量のカリ長石捕獲結晶が散点する。



第17図 都志川花崗岩に貫入する江井花崗閃緑岩岩脈
(一宮町明神崎南方)

江井花崗閃緑岩 (EGd) 岩脈中には、貫入面と平行な流理構造 (優色鉱物濃集部) が認められ、貫入面と斜交したフォリエーションが都志川花崗岩及び江井花崗閃緑岩中に形成されている。D: 暗色包有物, 打点部: 有色鉱物濃集部

岩として独立させた。

岩相及び産状 本岩は、中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩-花崗岩であり (第10図)、弱いフォリエーションが認められる (第Ⅲ図版-1)。志筑トータル岩に比べ角閃石が少なく、一般に暗色包有物を含まない。江井崎では、本岩は都志川花崗岩を捕獲岩 (最大長径 3 m) として多量に含んでおり、捕獲岩である都志川花崗岩の周囲の本岩中には粗粒カリ長石が多量に存在する (第16図)。このカリ長石は都志川花崗岩中のもとの粒径、形態が類似すること及び都志川花崗岩の周囲の本岩中にもみ存在することから、都志川花崗岩中のカリ長石の捕獲結晶であると解釈する。また、板状の塩基性捕獲岩 (最大長径 2.5 m) も存在する。これらの岩石にはすべて弱いフォリエーション (N80° W, 50° N) が認められ、また、これらの岩石はすべて熱変成を受け再結晶している。明神崎南方の海岸では、都志川花崗岩中に本岩が幅 50 cm 程の岩脈として貫入しており、貫入面の方向に平行な有色鉱物の濃集部が認められる (第17図)。しかし、暗色包有物や有色鉱物の定向配列によるフォリエーションは、岩脈の貫入面とは斜交し都志川花崗岩のフォリエ

ションとほぼ平行である。また、これらの岩石はすべて熱変成を受け再結晶している。以上のことから、都志川花崗岩の固結後、江井花崗閃緑岩が都志川花崗岩に貫入して流理構造を形成し、江井花崗閃緑岩固結後の変形作用によって都志川花崗岩及び江井花崗閃緑岩に共通のフォリエーションが形成され、さらに、花崗岩類ⅡまたはⅢの貫入により熱変成を受け再結晶したと解釈する。この花崗岩類は、現在、付近の地表では認められないが地下に伏在しているものとする。おそらく、先山花崗岩(花崗岩類Ⅲ)の北方延長部が伏在しているのであろう。

岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗岩 <GSJ R57692> [第Ⅲ図版-1, 2]

産地：一宮町江井崎

組織：フィルム状に伸長した黒雲母の定向配列による弱いフォリエーションが認められる。また、石英はモザイク状集合体となっているが、全体としてフォリエーションに平行に延びている。

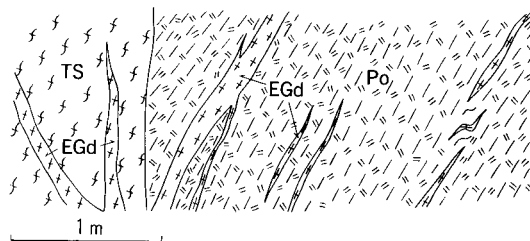
主成分鉱物：石英(容量比43.1%)、斜長石(30.2%)、カリ長石(23.2%)、黒雲母(3.2%)、角閃石(0.3%)。

副成分及び二次鉱物：褐れん石、ジルコン、燐灰石、緑れん石。

石英は、サブグレイン化し、モザイク状集合体となっており、全体として偏平な形態を示し定向配列する。斜長石は、自形-半自形で、正累帯構造を示す。カリ長石との境界部にミルメカイトを伴う。カリ長石は、半自形-他形で、パーサイト組織を示す。黒雲母は、フィルム状に伸長、定向配列し、フォリエーションを形成しており、一部のものは細粒葉片状結晶の集合体となっている。角閃石は、自形-半自形で、緑色を呈する。

Ⅲ. 5 古期岩脈類(Gpo, Po)

本岩脈類は、花崗岩類Ⅰの都志川花崗岩及び江井花崗閃緑岩中のみに認められ、母岩の都志川花崗岩及び江井花崗閃緑岩とともに変形、再結晶している。岩脈を構成する岩石は花崗斑岩及び石英斑岩の酸性岩がほとんどであるが、一部にひん岩-ドレライトの塩基性岩が存在する。また、両者が複合岩脈をなすことがあり、その場合は酸性岩脈の周縁部に塩基性岩脈が分布することが多く、五色町の竜宝寺山南方では、ひん岩岩脈が花崗斑岩岩脈による貫入を受けている。岩脈の幅は、酸性岩脈で5-10mほどのものが卓越し、最大100mほどに達する。塩基性岩脈では、幅1m前後のものが卓越し、最大幅10mほどに達する。岩脈の方向は、WNW-ESEからNW-SEの範囲のものが卓越し、これは新期岩脈類の方向(後述)とは斜交している。



第18図 都志川花崗岩に貫入する最古期岩脈の露頭のスケッチ(一宮町江井崎)
都志川花崗岩(TS)及びドレライト(Po)岩脈中に江井花崗閃緑岩(EGd)の細脈が貫入する。都志川花崗岩、ドレライト、江井花崗閃緑岩のそれぞれのフォリエーションは互いに平行である。

一宮町江井崎では、都志川花崗岩中に幅10mほどの塩基性岩脈が存在し、両者は、花崗閃緑岩質の細脈に貫入されている(第18図)。この細脈は江井花崗閃緑岩体に近接し、岩質が類似することから、江井花崗閃緑岩の派生脈と考える。また、江井花崗閃緑岩中には、都志川花崗岩とともに板状の塩基性岩が捕獲されており、上述の都志川花崗岩中の塩基性岩脈と岩質が類似することより、もともと都志川花崗岩中の岩脈だったものが都志川花崗岩とともに江井花崗閃緑岩中に捕獲されたもの、と解釈する。これらの塩基性岩脈は、江井花崗閃緑岩による貫入を受けており、したがって、都志川花崗岩進入、固結の後、江井花崗閃緑岩進入前に貫入したものであり、本地域では最古期の岩脈に相当する。同質の岩脈は津名町佐野北方の佐野川流域にも認められる。そこでは、塩基性岩脈が都志川花崗岩中に貫入しているが、志筑トータル岩との関係は不明である。また、一宮町明神崎では、都志川花崗岩中に幅約5mのフォリエイションの発達した花崗斑岩が存在する。岩脈の方向はN20°Eであり、岩脈の貫入面とフォリエイションとは斜交しており、都志川花崗岩及び花崗斑岩岩脈のフォリエイションは平行である。この岩脈中には暗色包有物が存在し、フォリエイションの方向に伸長している。この岩脈と江井花崗閃緑岩との関係は分からないが、この岩脈は古期岩脈類とは方向が異なり江井崎の最古期岩脈の方向に近いこと、暗色包有物を伴うなど前述の花崗斑岩(古期岩脈)とは特徴が異なることなどから最古期岩脈の可能性がある(第V図版-1)。

岩石記載 花崗斑岩(最古期岩脈)〈GSJ R57699〉〔第V図版1〕

産地：一宮町明神崎

組織：斑状の石英、斜長石、黒雲母、角閃石の基質を細粒の石英、カリ長石、斜長石及び黒雲母が埋める。斑状黒雲母は著しくフィルム状に伸長し顕著なフォリエイションが認められる。

主成分鉱物：石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、角閃石

副成分及び二次鉱物：ジルコン、不透明鉱物

石英は、リボン状に伸長し内部はサブグレイン化している。基質を構成する細粒結晶はモザイク状となっている。斜長石は自形-半自形で、定向配列する。カリ長石は基質部のみ存在し、粒間充填状に産する。黒雲母は著しくフィルム状に伸長し顕著なフォリエイションを形成している。また、基質を構成する細粒結晶にも定向配列が認められる。角閃石は自形-半自形で斑状のものと細粒結晶のクロット状集合体をなすものが存在する。

熱変成ひん岩(最古期岩脈)〈GSJ R57700〉〔第V図版-2〕

産地：一宮町江井崎

組織：自形斑状の斜長石の周囲を細粒の斜長石、角閃石、黒雲母及び石英が埋める。

主成分鉱物：斜長石、角閃石、黒雲母、石英

副成分及び二次鉱物：燐灰石、不透明鉱物、緑泥石

斜長石は、自形斑状のものと、自形-半自形で基質部を構成する細粒の結晶が存在する。斑状のものは、正累帯構造を示し核部は汚濁している。角閃石は、半自形-他形、褐緑色を呈し、細粒粒状結晶がクロット状に集合する。黒雲母は、半自形-他形、褐色の細粒結晶が基質部を構成する。石英は、少量のものが粒間充填状に産する。

花崗斑岩(古期岩脈)〈GSJ R57701〉〔第V図版-3〕

産地：五色町鮎原田処北方

組織：斑状の石英、カリ長石、斜長石及び黒雲母及び基質を構成する細粒の黒雲母が定向配列しフォリエイションを形成する。

主成分鉱物：石英、カリ長石、斜長石、黒雲母

副成分及び二次鉱物：ジルコン、不透明鉱物、白雲母、スフェン

石英は、半自形-自形の斑状結晶と、基質を構成する他形細粒のものが存在する。前者には弱い定向

配列が認められ、波動消光する。カリ長石は、自形斑状のものと基質部を構成する他形細粒のものが存在する。前者にはパーサイト組織が存在し、一部に展張割れが認められる。斜長石は、自形、正累帯構造を示し内部は白雲母に交代されているものが多い。黒雲母は、斑状の粗粒結晶と基質部を構成する細粒結晶が存在するが、そのいずれも半自形-自形で茶褐色を呈し定向配列する。

熱変成ひん岩(古期岩脈)<GSJ R57702> [第V図版-4]

産地：五色町鮎原葛尾

組織：自形斑状の斜長石の周囲を、細粒の斜長石、角閃石、黒雲母及び石英が埋める。黒雲母及び角閃石には弱い定向配列が認められる。

主成分鉱物：斜長石、角閃石、黒雲母、石英

副成分及び二次鉱物：燐灰石、ジルコン、不透明鉱物、緑れん石

斜長石は、自形斑状のものと、基質部を構成する自形-半自形の細粒結晶が存在する。前者は、正累帯構造を示し、一部に展張割れ、キンクバンドが認められる。角閃石は、半自形-自形、淡褐緑色を呈し、細粒粒状結晶が集合してクロットを形成するものが存在する。黒雲母は半自形-他形、茶褐色を呈し、一部のものに湾曲、キンクバンドが認められる。石英は、他形粒間充填状に産し波動消光する。

III. 6 泉南流紋岩類(W)

分布 本図幅地域最南部の緑町^{しとおり}倭文土井周辺に、二つの地区に分かれて小規模に分布する。

岩相及び産状 本岩は淡緑灰色を呈する流紋岩溶結凝灰岩であり、石英、カリ長石、斜長石、角閃石などの結晶片を多量に含むほかに流紋岩溶岩の岩片が認められることがある(第III図版-3, 4)。本岩は



第19図 泉南流紋岩類(流紋岩溶結凝灰岩)の露頭(緑町倭文安住寺)
本質レンズ(紡錘形暗色部)の定向配列によるフォリエイション(写真の左上より右下にかけて発達する)が認められる。

岩相変化に乏しく野外では塊状を呈するが、まれに、長径1-5 cm程の本質レンズが認められることがある(第19図)。本質レンズの定向配列によるフォリエイションは、全域にわたりほぼ一定しており、 $N50^{\circ}-58^{\circ} E, 45^{\circ}-70^{\circ} SE$ の走向・傾斜を示す。本岩と洲本花崗閃緑岩との関係は倭文安住寺と倭文土井南方で確認され、いずれも、本岩が洲本花崗閃緑岩による貫入を受け、本岩の一部が洲本花崗閃緑岩中に捕獲されている(第20図)。本岩体の北側は洲本花崗閃緑岩による貫入を受け再結晶し、花崗斑岩岩脈の貫入を受けている。本岩体の南方は和泉層群に不整合に覆われ、和泉層群の礫岩中に礫として多量に含まれている。また、本岩体は、NE-SW方向の数本の断層により切られ変位している。



第20図 洲本花崗閃緑岩に捕獲された泉南流紋岩類(流紋岩溶結凝灰岩)の露頭(緑町倭文土井東方)
流紋岩溶結凝灰岩(W)は、洲本花崗閃緑岩(SGd)による熟変成を受け再結晶している。

III. 7 花崗岩類 II

III. 7. 1 洲本花崗閃緑岩(SGd)

分布及び対比 洲本市北部から五色町にかけて広く分布する。本岩は、諏訪・濡木(1968)の洲本花崗閃緑岩のうちの洲本市周辺の岩体にほぼ相当する。また、中島ほか(1985)の洲本花崗閃緑岩に相当する。諏訪・濡木(1968)、藤田・前田(1984)では、本図幅地域北隣の「明石」図幅地域内の北淡町野島周辺に広く分布する花崗閃緑岩を洲本花崗閃緑岩に含めているが、中島ほか(1986)、水野ほか(1990)では、それらを野島花崗閃緑岩として洲本花崗閃緑岩と区別した。

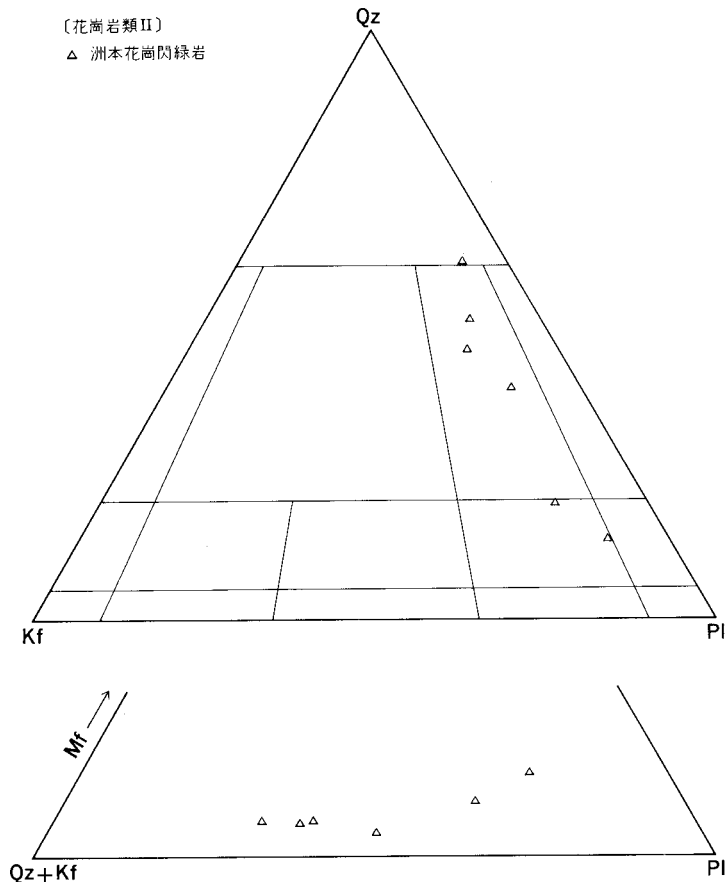
岩相及び産状 本岩は、中-粗粒塊状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩で(第21図)、しばしば、細粒閃緑岩質の暗色包有物を伴う。暗色包有物は、こぶし大で、球状-卵状のものが多い。洲本市奥畑周辺では洲本花

崗閃緑岩中に幅約30mに及ぶ細粒閃緑岩質の岩相が存在する。この細粒閃緑岩と花崗閃緑岩の境界部は漸移的であり、細粒閃緑岩周辺の花崗閃緑岩中には角閃石と黒雲母の濃集部が存在し、長さ8m程の二条のシュリーレンを形成している。志筑トール岩との境界部に近い洲本市平安浦南方では、黒雲母の定向配列による弱いフォリエイションが認められ、E-W, 80°Sの走向・傾斜を示す。このフォリエイションと岩体の境界とは平行であり、この岩石には変形組織が認められないことから、フォリエイションはマグマ侵入時の流理構造を示すと考える。先山東方のものはやや粗粒で、角閃石を含まず暗色包有物に乏しい。横尾隧道北北東約1.5kmの山中では、本岩と都志川花崗岩とが低角の境界で接しており、両者の境界は都志川花崗岩のフォリエイションとほぼ平行であるが、本岩中には変形構造は認められない(第22図)。また、横尾隧道付近では、本岩が角閃石斑れい岩の小岩塊を捕獲しており(第9図)、更に両者は先山花崗岩に貫入されている。また、緑町倭文土井周辺では、本岩が泉南流紋岩類に対し貫入し接触変成を与えている(第20図)。

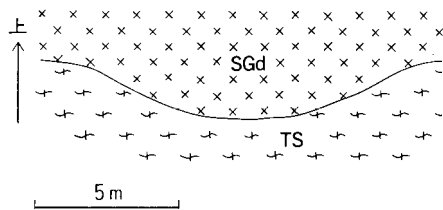
岩石記載 中-粗粒石英モンゾ閃緑岩 <GSJ R57696> [第Ⅲ図版-5, 6]

産地：洲本市古宮

主成分鉱物：斜長石(容量比60.4%)、石英(17.5%)、カリ長石(12.7%)、黒雲母(7.4%)、角閃石



第21図 花崗岩類Ⅱのモードを示す三角図
略字は第10図と同じ



第22図 洲本花崗閃緑岩と都志川花崗岩の関係を示すスケッチ(洲本市古宮北西方のほぼ垂直な露頭)
都志川花崗岩(TS)と洲本花崗閃緑岩(SGd)は低角の境界をもって接し、都志川花崗岩には、フォリエイションが認められるが洲本花崗閃緑岩にはフォリエイションは認められない。

(2.0%)。

副成分及び二次鉱物：ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、スフェン、緑れん石、緑泥石。

斜長石は自形で正累帯構造を示し、核部と縁部の境に汚濁帯の存在するものが認められる。一部のものには、展張割れ、湾曲が認められる。石英は、他形粒間充填状でサブグレイン化し波動消光を呈する。カリ長石は、他形粒間充填状に産し、パーサイト組織を示す。黒雲母は、半自形-他形、茶褐色を呈し、一部、緑泥石に交代されている。角閃石は、自形-半自形で、緑褐色の核部と褐緑色の縁部とからなる。

<放射年代>

84.9±4.2Ma(黒雲母K-Ar法)、89.6±4.5Ma(角閃石 K-Ar法)

[測定：Teledyne Isotopes 社、第2表を参照]

Ⅲ. 8 花崗岩類 Ⅲ

Ⅲ. 8. 1 東山寺花崗岩(TG)

分布及び対比 津名町東山寺から北隣の「明石」図幅地域内の北淡町室津にかけて分布する岩株状岩体である。本岩は、諏訪・濡木(1968)の志筑花崗閃緑岩塊状部のうちの室津南方に分布するものにほぼ相当する。また、中島ほか(1986)の東山寺花崗岩に相当するが分布域は若干異なる。

岩相及び産状 本岩は、中粒塊状の黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩であり(第23図)、暗色包有物を含まない。津名町摩耶山山頂付近では、中-粗粒となり少量の角閃石を含んでいる。摩耶山南西には、本岩に取り囲まれて志筑トータル岩が露出している。また、摩耶山南南西の本岩との境界部近くの志筑トータル岩には、熱変成を受け再結晶しているものが存在する。さらに、志筑トータル岩は変形を受け弱いフォリエイションが認められるが本岩にはフォリエイションは認められない。以上のことから、志筑トータル岩の進入、固結、変形の後に本岩が志筑トータル岩中に貫入し、志筑トータル岩の一部を捕獲し、熱変成を与えたものと解釈する。

岩石記載 斑状中粒黒雲母花崗岩 <GSJ R47315> [第Ⅳ図版-1, 2]

産地：北淡町生田田尻

主成分鉱物：斜長石(容量比38.1%)、石英(36.1%)、カリ長石(21.1%)、黒雲母(4.6%)。

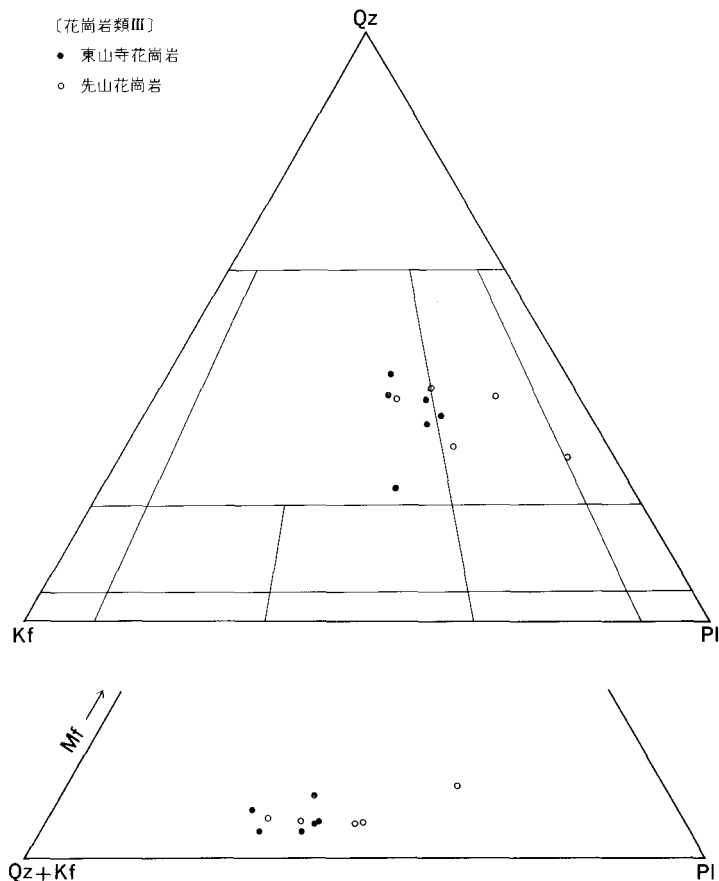
副成分及び二次鉱物：ジルコン、褐れん石、不透明鉱物。

斜長石は、自形-半自形で逆累帯構造を示すものが存在する。核部は時折汚染されていて0.2mm大の黒雲母を包有する。石英は波動消光し石英粒同志の境界は縫合状を示す。カリ長石は、他形で粒間充填的なものと斑状のものが存在し、そのいずれもパーサイト組織を示す。斜長石と接する場合ミルメカイトが斜長石側に生じているほか、カリ長石同志の間には微粒の斜長石が粒界を埋める。黒雲母は、自形-半自形、褐色を呈しキンクバンドが認められることがある。

<放射年代>

86.7±4.3Ma(黒雲母 K-Ar 法)

[測定: Teledyne Isotopes 社, 第2表を参照]



第23図 花崗岩類Ⅲのモードを示す三角図
略字は第10図と同じ

Ⅲ. 8. 2 先山花崗岩(SG)

分布及び対比 洲本市先山から五色町鮎原南谷にかけて分布する岩株状岩体である。本岩は、諏訪・濡木(1968)の洲本花崗閃緑岩のうち洲本市周辺の岩体の北西部分に相当する。また、中島ほか(1985)の先山花崗岩に相当するが、分布範囲は若干異なる。

岩相及び貫入関係 本岩は、中-細粒塊状の黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩であり(第23図)、暗色包有物をほとんど含まない。横尾隧道付近のものは少量の角閃石を含む。鮎原南谷の北方では、本岩が都志川花崗岩に対し幅約6mの岩脈として貫入し、本岩中には角ばった形態の細粒塩基性岩が捕獲されている(第24図)。洲本市奥畑北方では、本岩が洲本花崗閃緑岩に対し幅約1.5m程の岩脈として貫入し、洲本花崗閃緑

岩を捕獲している(第25図)。洲本花崗閃緑岩との接触部においても本岩には細粒相は認められない。

岩石記載 中-細粒黒雲母花崗岩 <GSJ R57698> [第IV図版-3, 4]

産地：五色町鮎原^{とうげ}塔下南方

主成分鉱物：斜長石(容量比43.9%)，石英(28.0%)，カリ長石(20.7%)，黒雲母(5.6%)。

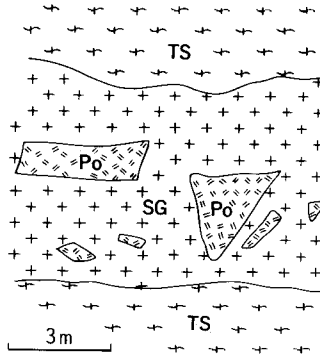
副成分及び二次鉱物：褐れん石，燐灰石，ジルコン，不透明鉱物，緑れん石，緑泥石。

斜長石は，自形で正累帯構造を示し，核部が汚濁しているものが多い。正の反復累帯構造を示すものも存在する。石英は，他形粒間充填状であるがカリ長石に対しては自形である。サブグレイン化しているものが存在し，弱い波動消光を呈する。カリ長石は，他形粒間充填状であるが斑状のものも存在する。その場合は，石英，斜長石，黒雲母の細粒自形結晶をポイキリティックに包有する。黒雲母は，自形-半自形で暗褐色を呈する。

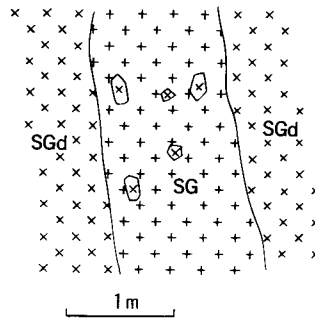
<放射年代>

69.5±3.5Ma(黒雲母 K-Ar法) <GSJ R57697>

[測定：Teledyne Isotopes 社，第2表を参照]



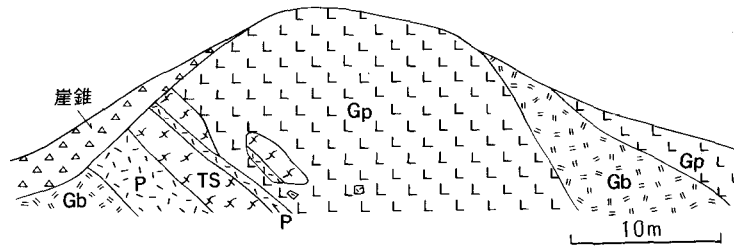
第24図 都志川花崗岩に貫入する先山花崗岩岩脈の露頭のスケッチ(五色町鮎原南谷北方)
都志川花崗岩(TS)に貫入する先山花崗岩(SG)岩脈中には，角ばった形態の塩基性岩(Po)が捕獲されている。



第25図 洲本花崗閃緑岩に貫入する先山花崗岩岩脈の露頭のスケッチ(洲本市奥畑)
先山花崗岩(SG)中には，洲本花崗閃緑岩(SGd)が捕獲されている。

III. 9 新期岩脈類(Gp, P)

本岩脈類は，花崗岩類 I，II，IIIのすべてに貫入しており，変形，再結晶していない。花崗岩類 I 中のものは，花崗岩類のフォリエイションを切って貫入している。岩脈を構成する岩石は，花崗斑岩，グラノファイアなどの酸性岩がほとんどであり，ひん岩-ドレイトの塩基性岩が少量存在する。また，両者が相伴って複合岩脈をなすことがあり，その場合は，塩基性岩脈が酸性岩脈の縁の部分に存在しており，酸性岩脈が塩基性岩脈に貫入している(第26図)。岩脈類の方向は，NNW-SSEのものがほとんどで



第26図 斑れい岩に貫入する新期岩脈類の露頭のスケッチ(津名町塩尾南方)
 花崗斑岩(Gp)岩脈の下縁部はドレライト(P)であり、都志川花崗岩(TS)及びドレライトの一部は花崗斑岩中に捕獲されている。Gb:角閃石斑れい岩

あるが、先山南方や東浦町の妙見山東方ではNNE-SSWのものが卓越する。岩脈の幅は、酸性のもので10m前後のものが卓越し、最大100mほどに達する。塩基性岩脈では、幅1m前後のものが卓越し、最大でも10mほどである。

岩石記載 花崗斑岩 <GSJ R57703> [第V図版-5]

産地：北淡町東山寺西方

組織：斑状の石英，斜長石，黒雲母の基質部を細粒の石英，カリ長石，斜長石及び黒雲母が埋める。

主成分鉱物：石英，斜長石，カリ長石，黒雲母

副成分及び二次鉱物：ジルコン，褐れん石，不透明鉱物，緑れん石，緑泥石

石英は，自形-半自形の斑状結晶と基質部を構成する他形の細粒結晶が存在する。斜長石は，自形斑状の結晶と基質部を構成する自形-半自形の細粒結晶が存在し，前者には正累帯構造が認められる。カリ長石は，他形の細粒結晶が基質部に存在する。黒雲母は，半自形-他形，暗褐色を呈し，細粒結晶が基質部に存在する。

ドレライト <GSJ R57703> [第V図版-6]

産地：洲本市たけのくち炬口北方海岸

組織：短冊状斜長石の粒間を単斜輝石及び角閃石が埋め，サブオフィティック組織を示す。

主成分鉱物：斜長石，角閃石，単斜輝石

副成分及び二次鉱物：不透明鉱物，黒雲母，緑泥石

斜長石は，自形，短冊状の結晶が密集している。角閃石は，半自形-他形，緑褐色を呈し斜長石の粒間を埋める。一部に単斜輝石を交代するものが存在する。単斜輝石は，半自形-他形で，角閃石と共に斜長石の粒間を埋める。

IV. 和泉層群(上部白亜系)

(水野 清秀)

IV. 1 概要及び研究史

和泉層群(Matsumoto *ed.*, 1953)は、四国西部から紀伊半島中部に及ぶ中央構造線の北側、長さ約300 km、南北幅最大15kmの地帯(和泉帯)に分布する後期白亜紀堆積岩の総称である。本層群はHarada(1890)が和泉砂岩層と命名して以来、多数の研究がある。それらを総合すると、和泉層群は南北方向の積算層厚が5,000-10,000mに達する厚い海成層から構成され、向斜軸が中央構造線に近接した位置にあり、かつ東方へブランチする非対称複向斜構造をなす。東方へ順次上位の地層が重なり、東西方向の積算層厚は数10km以上にも達する。南北方向の断面をとると、岩相は多くの場合、北縁部の基底礫岩から始まり、その上位に泥岩、さらにタービダイトを主体とする礫岩、砂岩及び泥岩の互層からなる主部が重なる。また淡路島から東の地域の中央構造線に沿う南縁部では、上部の層準に塊状の礫岩、砂岩または泥岩がみられる。しかしこれらの岩相は凝灰岩層などの鍵層の追跡により、側方への層相変化が著しいことが示されている。また、層厚はタービダイトの発達する中軸部で最も厚くなっている。古流向の解析からは、堆積物の供給方向がおおむね東から西へ向かっていることが示されている。本層群からは多数のアンモナイト、貝化石が産出し、また有孔虫、放散虫などの微化石の研究も行われている。さらに古地磁気層序の研究もされている。これらの結果、和泉層群の年代はカンパニアン前-中期からマストリヒチアン中期頃に及ぶと推定されている(以上、Nakagawa, 1961; 池辺編, 1961; 須鎗, 1973; 寺岡, 1977; Morozumi, 1985; 市原ほか, 1986; 高橋, 1986; 山崎, 1987; 小玉, 1990など)。また和泉層群の地質構造の形成や堆積盆の移動は、中央構造線の左横ずれ運動と関連させて説明が試みられている(平ほか, 1981; 高橋, 1986; Miyata, 1990など)。

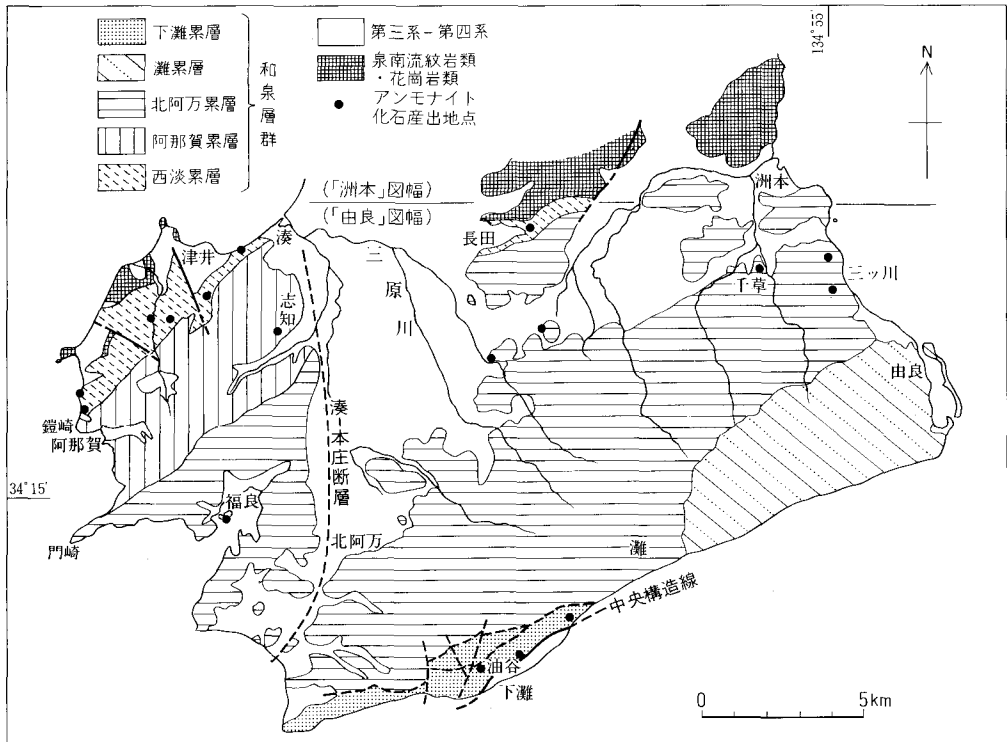
淡路島の和泉層群は鈴木(1897)、Yabe(1901, 1902, 1915)、江原(1921, 1925)などの層序、化石に関する研究をへて、笹井(1936)によってほぼその全貌が明らかにされた。その後田中ほか(1952)によって層序に関する修正が加えられ、池辺編(1961)によって全体のまとめがなされた。層序に関しては、最近では後藤・宮田(1984)、Morozumi(1985)の報告がある。また産出化石についてはほかにIchikawa & Maeda(1958 a, b, 1963, 1966)、市川・前田(1960)による二枚貝の研究、松本・前田(1951)、Morozumi(1985)によるアンモナイトの研究、Yoshida(1969)による有孔虫の研究、山崎(1987)による放散虫・有孔虫の研究などがある。さらに小玉(1990)による古地磁気層序の研究もある。

IV. 2 層 序

IV. 2. 1 淡路島の層序区分

淡路島に分布する和泉層群の層序区分は、池辺編(1961)によって最初にまとめられた。すなわち、和泉層群は下部、中部、上部の3亜層群に大別され、さらに下部亜層群は下位より西淡累層(部層区分として津井礫岩層及び湊頁岩層)と阿那賀累層(鎧崎礫岩層及び志知頁岩層)とに、中部亜層群は北阿万累層と灘累層とに、上部亜層群は下灘細砂質シルト岩層と下灘白色砂岩層とに細分された。後藤・宮田(1984)はこの区分を一部修正し、和泉山脈における岩相区分に対応させて、タービダイトを主体とする主部相と、この側方変化相としての非タービダイトで特徴づけられる、北縁相及び南部相に3分した。そして北縁相は西淡累層に、主部相は阿那賀、北阿万、灘累層に、南部相は下灘細砂質シルト岩層と下灘白色砂岩層を併せたものに相当するとした。Morozumi(1985)も後藤・宮田(1984)の区分に従い、南部相(下灘細砂質シルト岩層及び下灘白色砂岩層)に相当する地層を下灘累層と呼んだ。本報告では、層序区分を後藤・宮田(1984)及びMorozumi(1985)に従って行う。

Morozumi(1985)に基づく両角(1987)の和泉層群の地質図を第27図に示す。「洲本」図幅内での和泉層群の分布は、南端部に限られるが、これは淡路島全体での分布からみれば、その北東縁に当たる。

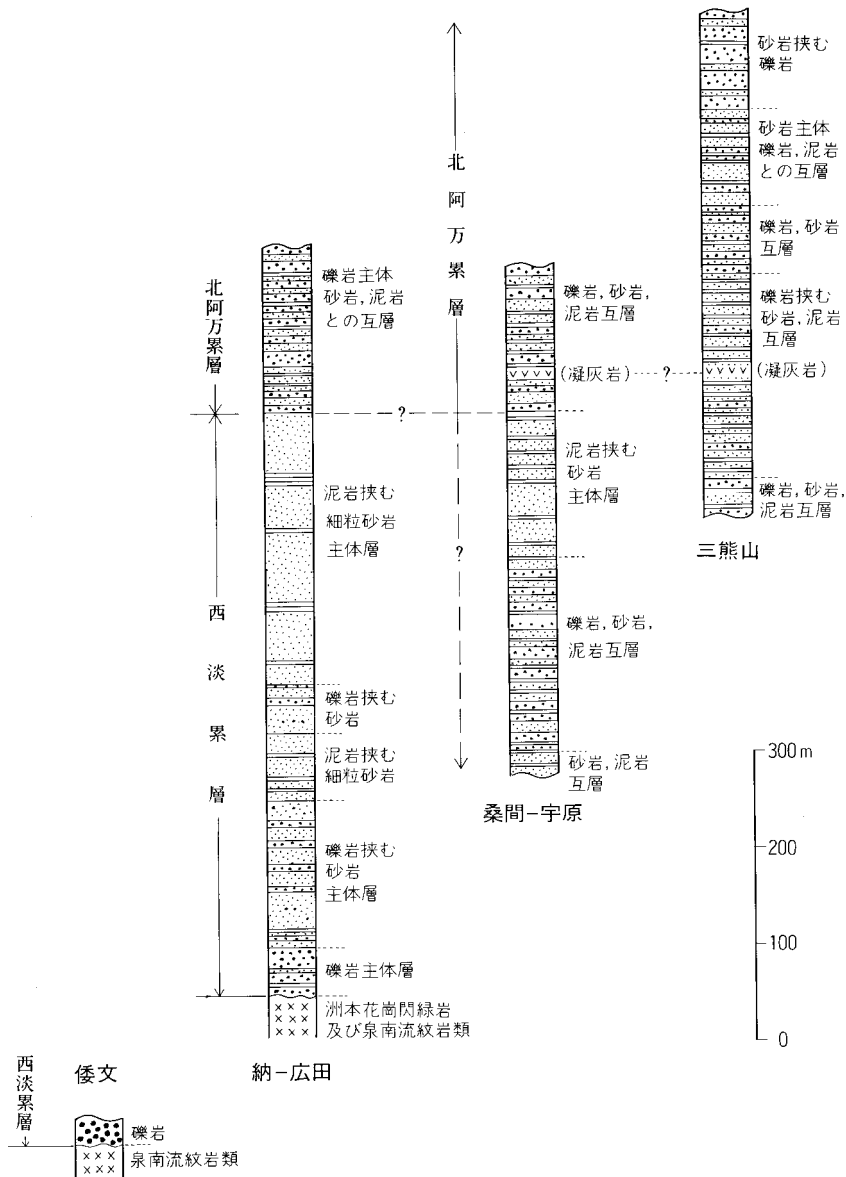


第27図 淡路島の和泉層群の地質図
Morozumi(1985)を修正した両角(1987)の図2.40に加筆・一部修正

IV. 2. 2 洲本地域の層序及び岩相

「洲本」図幅地域の和泉層群は、洲本市街の南及び西に分布し、花崗岩類及び泉南流紋岩類を不整合に覆い、大阪層群(鮮新-更新統)、段丘堆積物及び沖積層に不整合に覆われている。岩相は、主として海成の礫岩、砂岩及び泥岩から構成され、礫岩及び砂岩を主体とする西淡累層と、その上位の礫岩、砂岩、泥岩の互層からなる北阿万累層に区分される。地層は全体として南側に傾斜している。

「洲本」図幅南端部からその南隣「由良」図幅北端部に至る地域での、和泉層群の地質柱状図を第28図に示す。



第28図 「洲本」・「由良」図幅境界付近における和泉層群の地質柱状図

西淡累層 (Sc, Sg)

本累層は「洲本」^{おさめ} 図幅内では緑町倭文付近と洲本市 納 に分布する。

倭文に分布する本累層 (Sc) は、中-巨礫サイズのやや淘汰度の悪い亜円-円礫岩からなり、最大礫径は60cmに達する (第29図)。礫種は泉南流紋岩類を主体とし、少量の岩脈類、まれにチャート、珪質頁岩、砂岩、花崗岩類などを含む。基質は少なくやや固結度が低い。層厚は20m以上である。

納付近に分布する本累層 (Sg) は、礫岩層と砂岩層を主体とし、泥岩層を挟む。下部約50mは主に中礫サイズの流紋岩類からなる円礫岩層で、部分的に角礫を主体とし、ところどころに厚さ50cm以下の砂岩、泥岩層を挟む。この層準は倭文付近の礫岩層よりも上位であると推定される。その上位150m程度までは、薄い中礫サイズの円礫岩層を多数挟む砂岩層が主体である。更にその上位の地層は「由良」図幅内の緑町広田付近に分布することになるが、厚さ数m以内の泥岩層を挟む細粒塊状シルト質砂岩層で、層厚は250mほどに及ぶ。泥岩層からは海棲軟体動物化石を産することがある (Morozumi, 1985)。

北阿万累層 (Ka, Ks)

本累層は「洲本」図幅内では洲本市桑間付近の丘陵と洲本市街の南の三熊山を構成している。

桑間からその南の宇原に至るルートの岩相は、以下のとおりである。下部 (Ka) は層厚200m以上に及ぶ小礫-細礫サイズを主とする礫岩と砂岩及び泥岩の互層からなる (第30図)。単層の厚さは0.5-4m程度で、砂岩が優勢であり、また一般に上方細粒化の級化層理が認められる。中部 (Ks) は層厚約150mの、泥岩層を挟む細-中粒砂岩主体層であり、単層の厚さは砂岩層が2-6m程度、泥岩層は1m以下が多い。上部 (Ka) は単層の厚さ1-4m程度の小礫-細礫岩、砂岩及び泥岩の互層からなり、層厚は150m以上である。この中には厚さ約2mの細粒凝灰岩層が挟まれている (「由良」図幅の範囲)。下部及び中部の層準は、納-広田付近の西淡累層に相当する可能性が高いが、鍵層の欠如のために明確ではない。

三熊山 (Ka) では、下半部250mほどは、単層の厚さ0.5-5m程度の砂岩優勢な、砂岩、泥岩互層で、ところどころに礫岩層を挟み、また中部には厚さ1m程度の細粒凝灰岩層を挟む。この凝灰岩は宇原に分布



第29図 西淡累層の礫岩層 (緑町倭文)

する凝灰岩に対比される可能性が高い。上半部250mほどは、中礫サイズの円礫岩層と砂岩層を主体とし、薄い泥岩層を挟む。特に中部では砂岩層、上部では礫岩層がそれぞれ発達し、単層の厚さは20mに達することがある。



第30図 北阿万累層の礫岩，砂岩，泥岩互層(洲本市桑間)

IV. 3 対比及び年代

淡路島の和泉層群の対比は、二枚貝、アンモナイト、放散虫、有孔虫などの化石層序及び古地磁気層序によって行われている。

池辺編(1961)では、二枚貝やアンモナイト化石から、年代は白亜紀ヘトナイ世古期から新期に及ぶとされた。

Morozumi(1985)は淡路島の和泉層群をアンモナイト化石に基づいて、下位より1) *Didymoceras awajiense* 帯，2) *Pravitoceras sigmoidale* 帯，3) *Pachydiscus awagiensis* 帯，4) *Nostoceras hetonaiense* 帯，5) *Pachydiscus aff. subcompressus* 帯に分帯した。そして4)帯と5)帯の境界を北海道における白亜系ヘトナイ統上部階のK6b1とK6b2(Matsumoto, 1977)境界に対比し、また3)帯と4)帯の境界あたりが上部カンパニアンとマスリヒチアンの境界(Snelling, 1987のタイムスケールによると72Ma)に当たるとした。「洲本」図幅内の和泉層群はほぼ3)帯と4)帯に相当する。

山崎(1987)は四国及び淡路島西部の和泉層群中の放散虫及び有孔虫化石群集の研究を行った。そして淡路島での放散虫群集を *Pseudotheocampe abschnitta* 群集帯に含め、この年代をカンパニアン最後期でマスリヒチアン初期に及ぶ可能性が高いとした。

一方、小玉(1990)は和泉層群の古地磁気層序の研究を行い、淡路島では正帯磁層準が卓越し、また北阿万累層中部に逆帯磁層準があることを示した。そしてこの逆帯磁層準より下の正帯磁ゾーンを Kent and Gradstein (1985)のタイムスケールの、マストリヒチアン初期の Chron 32 中の正磁極 Subchron 32.2 に、また逆帯磁層準を Chron 32 中の逆磁極 Subchron 32.1r に対比している。

IV. 4 地質構造

本図幅地域内の和泉層群は一般に南東に傾斜し、南側により上位の地層が現れている。

納付近では和泉層群は北東-南西方向の走向、80°前後の南東方向への急傾斜を示す。このあたりは先山断層(活断層研究会編, 1980)の南西延長上にあり、この断層の影響があるものと考えられる。また倭文や桑間付近では、ほぼ東西走向で20°-40°程度の南傾斜を示す。三熊山では西部ではほぼ東西、東部で北東-南西走向で、20°前後の南ないし南東傾斜である。

V. 神戸層群岩屋累層(中新統)(I l)

(水野 清秀)

V. 1 概要及び研究史

神戸層群は、淡路島北部及び神戸市西部の白川地区を中心に分布する半固結-固結した第三紀堆積岩に対して命名された(鹿間, 1936)。その後、三田盆地及びその周辺に分布する第三系も神戸層群に含められた(池辺編, 1961)。

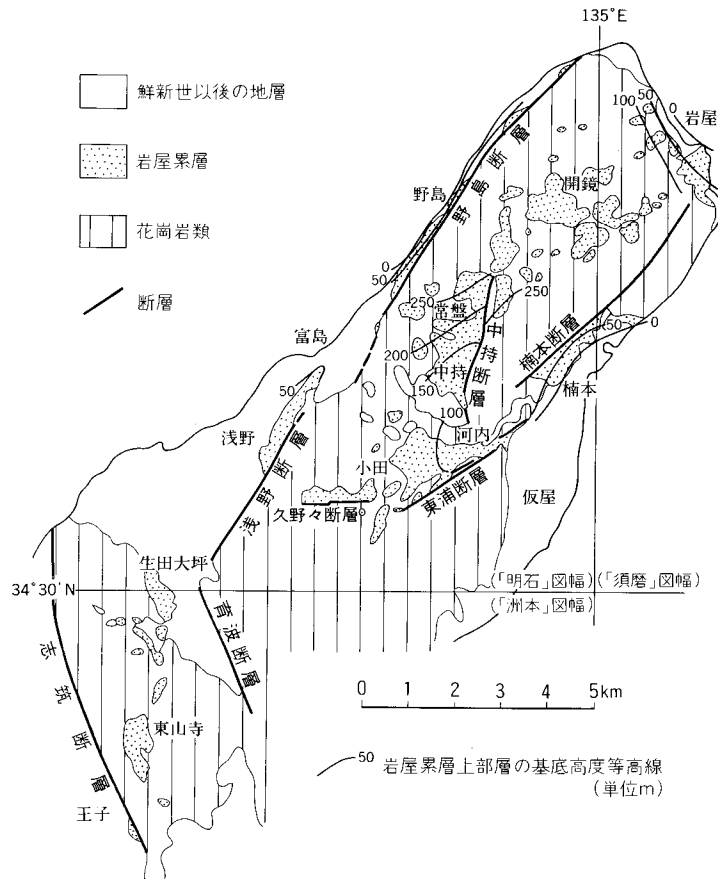
淡路島に分布する神戸層群は鹿間(1936, 1938)によって岩屋層と呼ばれ、その後池辺編(1961)で岩屋累層とされた。岩屋累層は淡水成層と海成層とからなり、海成層からは貝化石などを産する。その層序、化石、地質構造については、鹿間(1938)、Tai(1959)、池辺編(1961)、糸魚川(1969, 1983)、岡・寒川(1981)、後藤(1983)、藤田・前田(1984)、野田(1984)、水野ほか(1990)などの報告がある。岩屋累層は、小型有孔虫や貝化石群集などから、瀬戸内区に属するほかの地域の海成中・下部中新統(第一瀬戸内累層群)とほぼ同時期あるいは相前後する時期の地層であると考えられている(池辺, 1957; 笠間・藤田, 1957; Tai, 1959; 糸魚川・柴田, 1973; 柴田・糸魚川, 1980など)。神戸市西部や三田盆地の神戸層群についても多数の研究があり、それらは5万分の1地質図幅「神戸」(藤田・笠間, 1983)、「須磨」(藤田・前田, 1984)及び「三田」(尾崎・松浦, 1988)にまとめられている。これらの地域の神戸層群は、神戸市西部の一部の地域に海成層が認められる以外はすべて淡水成の地層である。その層準は岩屋累層とほぼ

同じか上位であると推定されていた(池辺編, 1961; 藤田・笠間, 1983). しかし尾崎・松浦(1988)は三田盆地の凝灰岩について始新世末から漸新世前期を示す放射年代値(36.9-32.8Ma)を報告した. そして神戸市西部や三田盆地に分布する神戸層群を古第三紀として扱い, 岩屋累層をより新しい地層とみなした.

本報告では, 水野ほか(1990)と同様に池辺編(1961)の定義に基づき, 岩屋累層を神戸層群に含め, その年代を中新世として扱う.

V. 2 層 序

岩屋累層の分布は淡路島北部の「明石」, 「須磨」及び「洲本」図幅に及ぶ範囲であり(第31図), 脊梁山地上や東西両海岸側の断層沿いに点々と分布している. 模式地は淡路町岩屋付近である(池辺編, 1961). 岩屋累層の部層区分として鹿間(1938), 野田(1984)及び水野ほか(1990)の分類があるが, 本報告では水野ほか(1990)に従う. すなわち岩屋累層は下部層, 中部層及び上部層に細分される. 下部層は砂質泥岩層及び亜炭層を不規則に挟む淘汰の悪い花崗岩質粗粒砂岩-細礫岩層, あるいは亜角-角礫岩層からなる淡水成の堆積物, 中部層は下部層に整合的に重なり, 淘汰のよい砂岩層または砂礫岩層からなる河川ないし



第31図 淡路島における神戸層群岩屋累層の分布と地質構造. 水野ほか(1990)を一部修正

海浜成の地層，上部層はさらに上位のカキ化石の密集した砂岩ないし小礫岩層から始まり，泥岩層及び砂岩層を主体とする海成層からなる．各部層の層厚は数10mのオーダーである．

「洲本」図幅内では，岩屋累層は北淡町生田大坪からその南の津名町東山寺にかけての地域，さらに王子付近の志筑断層（池辺編，1961）沿いに分布する．本累層はこれらの地域では花崗岩類を不整合に覆い，大阪層群に不整合に覆われている．層厚は最大50m程度と推定される．これらの地層の層準はすべて岩屋累層の中でも下部層に相当する．

生田大坪付近では，岩屋累層下部層は花崗岩質粗粒砂岩-細礫岩層を主体とし，淘汰の悪い泥岩層や薄い亜炭層を不規則に挟んでいる．また局所的に中礫-巨礫サイズ（最大径1m）の花崗岩，岩脈類などの礫から構成される亜角-角礫岩層がみられる．東山寺付近では中礫-巨礫サイズ（最大径1m）の亜角-角礫岩層が発達し（第32図），砂岩層を挟んでいる．この地域では，堆積物の固結度は小さく，大阪層群の固結度とあまり変わらない．しかし，構造を詳細に観察すると，小断層が多数入っていることがあり，一度固結した後に再び風化の影響で軟くなったものとみられる．王子の志筑断層沿いに小規模に分布する地層も，東山寺と同様に中礫-巨礫岩層を主体とし，地層中に落差1m前後の小断層が多数みられる．



第32図 岩屋累層の礫岩層の露頭（津名町東山寺）

V. 3 地質構造

志筑断層（池辺編，1961）は一宮町枯木（「明石」図幅内）から津名町王寺に及ぶ長さ約7km，走向N30°W，東側隆起の逆断層であり，岩屋累層は変位を受けている．その垂直変位量は250-300mに達すると推定される．志筑断層の東側では，岩屋累層の分布高度は東山寺の南で最も高く，そこから北東の生田大坪に向かって低くなっている．地層の傾斜は10°-20°NEを示す．

VI. 大阪層群(鮮新-更新統)

(水野 清秀)

VI. 1 概要及び研究史

大阪層群は、大阪、京都、奈良の各盆地及びその周辺の丘陵地を構成する未固結のシルト-粘土、砂、礫からなる一連の地層で、段丘堆積物及び沖積層に不整合に覆われるものに対して与えられた総称である(大阪層群研究グループ, 1951)。その後播磨盆地や淡路島に分布する同様な特徴を有する堆積物も大阪層群に含まれた(池辺, 1959; 池辺編, 1961)。

大阪層群の模式地は大阪盆地の千里丘陵と泉南・泉北丘陵におかれている。泉南・泉北丘陵では、大阪層群の年代の範囲は300万年以上前から約30万年前までとされている。約120万年前から後の地層には、海水準の上昇期に対応したMa-1からMa10と呼ばれる海成粘土層が淡水成層中に挟まれているが、Ma-1より下位の地層はすべて淡水成である。大阪層群は各地域ごとの岩相層序とは別に、Ma 3層中に挟まれているアズキ火山灰層の基底を境に下部(広義)と上部に2分され、更に下部(広義)はメタセコイア植物群(市原, 1960)繁栄期と同消滅期の境界によって最下部と下部(狭義)に区分されている(以上、大阪層群研究グループ, 1951; 市原, 1960; 市原ほか, 1984, 1986, 1988: 第33図参照)。

大阪層群は多数の火山灰層と海成粘土層を鍵層にして層序が組み立てられており、また植物化石、哺乳類化石による生層序、古地磁気層序も確立され、さらに放射年代値も豊富に出されているため、日本における第四紀層の標準層のひとつとなっている(市原ほか, 1988など)。大阪層群を始め、古琵琶湖層群、東海層群などの中央構造線の北側に連なる鮮新・更新統は第二瀬戸内累層群と総称されている(池辺, 1957; 笠間・藤田, 1957)。これらの堆積盆地の形成過程については、広域的な造構運動の反映としてとらえられ、様々なモデルが提唱されている(藤田, 1968; 藤田・笠間, 1982; 桑原, 1985; 川辺, 1989; 杉山, 1991など)。

淡路島の大阪層群は、東中(1951)、田中ほか(1952)、平山・田中(1955)、東中・永井(1960)などによる地質記載、三木(1948)、引田(1954)による植物化石や池辺(1959)による象化石の報告などを含めて池辺編(1961)によって最初にまとめられた。その後ほぼ全島にわたる地質記載が岡・寒川(1981)、後藤(1983)と後藤・宮田(1984)、水野(1992)によって行われた。また淡路島北部地域については水野ほか(1990)、中部地域については稲田(1986)、南部地域については水野(1987)による報告がある。このほか、樽野(1986, 1988)による象化石の報告などがある。これらを総合すると、淡路島の大阪層群は、すべて河川、湖沼な

地質時代	年代	区分	千里丘陵、泉南・泉北地域(市原ほか, 1986)				淡路島北部(水野ほか, 1990)			淡路島中部(水野, 1992)					
			層序区分	海成粘土層	火山灰層	F・T年代(Ma)	植物群	層序区分	火山灰層	F・T年代(Ma)	層序区分	火山灰層	F・T年代*(Ma)		
更新世中期	(万年)	上部	茨木累層	Ma 10	和田	0.34±0.09									
				9	サクラ										
更新世前期	100	大阪層群	下部	千里山累層	8	アズキ	(0.77±0.31)	消滅期	上部						
					7	ピンク									
					6	イエロー	(0.92±0.52)	メタセコイア植物群	下部	久留麻	2.5±0.3	五色浜累層			
					5	千里山	(1.06±0.15)								
					4	福田	1.24±0.17	繁栄期	上部						
					3	三ッ松	1.59±0.22								
					2	真ノ池	1.60±0.25	下部	富島累層	上部					
					1	朝代									
					0	上生滝II		下部		下部	浅野2	浅野1			
					-1	上生滝I	2.71±0.49								
鮮新世	200	最下部	泉南累層		朝代							3.6±0.3			
					水間										
					上丸										
					碑										

第33図 大阪層群の模式地、淡路島北部・中部間の層序及び火山灰層の対比。*フィッション・トラック年代はHorie(1986)による

ど淡水成の地層からなり、大型植物化石や象などの哺乳類化石を産出し、全体の層準はMa 1より下位である。そして最下位の層準は模式地の一つである泉南・泉北地域の最下部とほぼ同じになると推定される。大阪層群は多数の断層によって変位しており、それらの断層の主要な活動時期は大阪層群堆積後であると考えられる。なお、層群名は平山・田中(1955)や岡・寒川(1981)は「淡路層群」を用いているが、池辺(1959)が大阪層群に含めて以来、一般には大阪層群の名称が用いられている(池辺編, 1961)ので、本報告でも大阪層群とする。

VI. 2 層 序

VI. 2. 1 淡路島の大阪層群の層序区分

池辺(1959)及び池辺編(1961)は淡路島に分布する大阪層群を淡路累層として一括した。一方、岡・寒川(1981)は全体を淡路層群と呼び、本図幅地域内の五色町周辺の地層を下位の愛宕層と上位の五色浜層とに、また北隣「明石」図幅内の北淡町に分布する地層を下位の富島層と上位の五色浜層とに、東浦町に分布する地層を下位の富島層と上位の飯屋砂泥層とに区分した。また水野ほか(1990)、水野(1992)は淡路島に分布する地層全体を大阪層群とし、岡・寒川(1981)に基づいて3地域に分けて累層区分を行った。すなわち大阪層群の分布を北部地域(北淡町-東浦町)、中部地域(一宮町-津名町-五色町-西淡町-洲本市)、南部地域(南淡町阿万、灘)とに分け、大阪層群を北部地域では下位の富島累層と上位の飯屋累層とに、中

第3表 淡路島における大阪層群の層序区分(水野, 1992による)

北 部 地 域				中 部 地 域				南 部 地 域		
		北 淡 町	東 浦 町		一宮町 一津名町	洲本市	五色町	西淡町	南淡町 灘-阿万	
仮屋累層	上部	斗ノ内 砂礫層	松帆 礫層	城原 砂層	五色浜		五色浜 累層			
	下部	久留麻 砂泥互層		累層	★竹谷砂泥層					
富島累層	上部	小倉礫層		愛 岩 累 層	上部	郡家砂礫層	都志互層			
	下部	浅野 互層	舟木 礫層		浅野 互層	中部	鮎原互層			
						下部	猪鼻礫層			伊加利 礫層

部地域では下位の愛岩累層と上位の五色浜累層とに区分し、更に南部地域に分布する地層を油谷累層と呼んだ。更に細かな岩相に基づいて各累層を第3表のように部層区分した。岩相や火山灰層の対比などから、富島累層は愛岩累層中・上部に、仮屋累層は五色浜累層に、また油谷累層は愛岩累層中・下部にそれぞれ対比されている。本報告では水野ほか(1990)、水野(1992)に従い、累層・部層区分を行う。なお、稲田(1986)らも独自の部層区分を行っているがここでは用いない。

「洲本」図幅地域では、図幅北部が水野(1992)の地域区分の「北部地域」に含まれ、富島累層が分布する。それを除いた大部分は「中部地域」に含まれ、愛岩累層及び五色浜累層が分布する。各累層はさらに数部層に細分される。

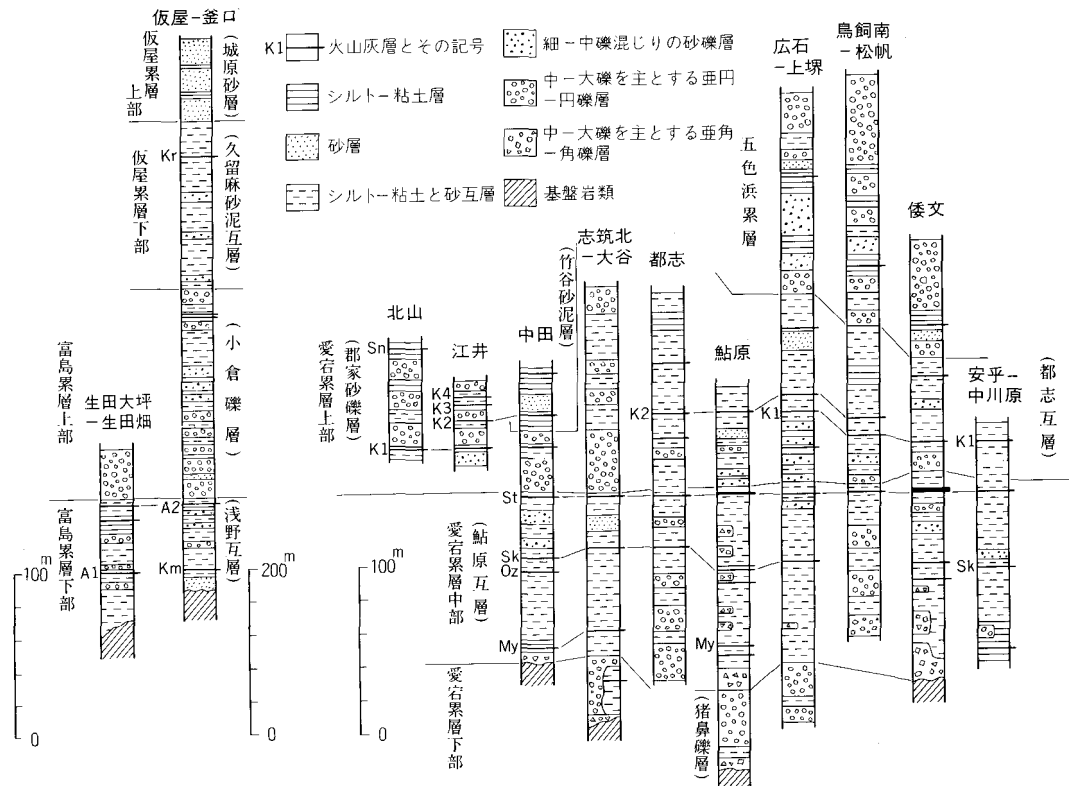
主要な区域における大阪層群の模式柱状図を第34図に示す。以下に各累層・部層の記載を行うが、特にことわらない限り、「洲本」図幅内の地域を対象とする。また挟在する火山灰層については、その名称のみを述べ、詳細については別項で記載する。

VI. 2. 2 富島累層

富島累層(水野ほか, 1990)は岡・寒川(1981)の富島層にほぼ相当する地層である。本累層は「明石」図幅内の北淡町及び東浦町に広く分布し、本図幅内の北淡町生田大坪-生田畑及び東浦町釜口付近に小規模に分布する。本累層は、淡水成のシルト-粘土層、砂層及び礫層の互層からなり、上部に礫層が発達する。この礫層が広く発達し始める層準を境として本累層は下部と上部に2分される。本図幅地域内では下部は浅野互層、上部は小倉礫層からなる。

VI. 2. 2. 1 浅野互層(Ta)

模式地 北淡町浅野(「明石」図幅内)



第34図 主要区域における大阪層群の模式的な地質柱状図

左：淡路島北部地域 右：淡路島中部地域

水野ほか(1990)及び水野(1992)に基づき、一部修正。火山灰層名、Km：釜口、A1：浅野1、A2：浅野2、Kr：久留麻、My：明神、Oz：王子、Sk：佐古、St：倭文、K1：研城ヶ丘1、K2：研城ヶ丘2、K3：研城ヶ丘3、K4：研城ヶ丘4、Sn：園出

分布 北淡町生田大坪-生田畑及び東浦町釜口

層厚 約80m

層位関係・岩相 本部層は淡路島北部地域の大阪層群の最下部の層準に当たり、基盤の花崗岩類及び神戸層群を不整合に覆う。岩相は単層の厚さ10m以内のシルト-粘土層と砂層の互層を主体とし、厚さ数mの比較的淘汰のよい中-大礫層を挟む。本部層中部に浅野1火山灰層(記号A1)、上部に浅野2火山灰層(A2)が挟まれている。

VI. 2. 2. 2 小倉礫層(To)

模式地 北淡町小倉(「明石」図幅内)

分布 東浦町釜口

層厚 約250m

層位関係・岩相 本部層は浅野互層に整合に重なる。浅野2火山灰層の数m上位から礫層が発達しており、この礫層の基底を本部層の下限とする。岩相は礫層を主体とし、厚さ数m以内のシルト-粘土層及び

砂層を挟む。礫層は中-大礫サイズの円-亜角礫が主体で、比較的淘汰がよい。礫種は砂岩、酸性火砕岩類、チャート、花崗岩類が多く、結晶片岩(紅れん石石英片岩など)も少量含まれている。

VI. 2. 3 愛宕累層

愛宕累層(水野, 1992)は岡・寒川(1981)の定義した愛宕層に相当するもので、この上位にくる五色浜累層とは結晶片岩礫を多量に含むか含まないかによって識別され、愛宕累層中の礫層には結晶片岩礫が全くないか少量しか含まれていない。本累層は、富島累層と同様に河川ないし湖沼成の堆積物であり、シルト-粘土層、砂層及び礫層の互層からなる。愛宕累層は岩相から下部、中部及び上部に分けられ、下部及び上部は比較的礫がちの層準で、中部はシルト-粘土層と砂層の互層が主体である。下部は猪鼻礫層、中部は鮎原互層、上部は郡家砂礫層、竹谷砂泥層及び都志互層からなる。

VI. 2. 3. 1 猪鼻礫層(Ai)

模式地 洲本市猪鼻(南隣「由良」図幅内)

分布 津名町生穂-大谷、木曾上、五色町鮎原東部、上堺及び洲本市奥畑

層厚 約50m

層位関係・岩相 本部層は、淡路島中部地域の大阪層群の最下部に当たり、花崗岩類を不整合に覆う。岩相は礫層を主体とし、薄いシルト-粘土層及び砂層を挟む。礫層は中-大礫サイズを主体とし、比較的淘汰のよい亜角-亜円礫が中心で、礫種は砂岩、酸性火砕岩類、花崗岩類が多い。津名町生穂では局所的に炭質層を挟む厚さ30m程度のシルト主体層がみられる。

VI. 2. 3. 2 鮎原互層(Aa)

模式地 五色町鮎原

分布 津名町生穂-塩尾、五色町鮎原-都志、鳥飼南、上堺-緑町倭文、洲本市安乎町-中川原町-上内膳

層厚 100-120m

層位関係・岩相 本部層は、猪鼻礫層に整合に重なり、また直接花崗岩類を覆うことも多い。岩相は、厚さ10m以内の連続性のよくないシルト-粘土層と花崗岩質砂層との互層が主体であり、礫層を挟む。また植物化石を含む炭質のシルト層や砂層もところどころに挟まれている。花崗岩類を直接覆う地域では、最下部に中-巨礫サイズの淘汰の悪い花崗岩類の角-亜角礫層がよくみられる。また上部の層準でも近くの山地から供給された角-亜角礫層をレンズ状に挟むことが多い。都志、鳥飼南付近では比較的円磨された砂岩、酸性火砕岩類、花崗岩類などからなる主として中礫サイズの礫層が下部の層準にみられる。本部層中の鍵層として重要な火山灰層には、下部の明神火山灰層(My)、中部の佐古火山灰層(Sk)、上部の倭文火山灰層(St)がある。

VI. 2. 3. 3 郡家砂礫層(Ag)

模式地 一宮町郡家-北山

分布 一宮町北山-江井-柳沢、津名町大谷-志筑-中田-木曾下

層厚 40-150m

層位関係・岩相 本部層は下位の鮎原互層に整合に重なり、また江井-柳沢では花崗岩類を直接不整合に覆っている。倭文火山灰層の数m-10m上位から礫層が発達しており、この礫層の基底を本部層の下限とする。岩相は砂礫層が優勢で、単層の厚さが30mに達することがあり、また普通厚さ10m以内のシルト-粘土層と互層をなす。礫層は比較的淘汰がよく、トラフ状のクロスラミナが発達していて(第35図)、主として細-中礫サイズの円-亜円礫から構成され、礫種はチャート、砂岩、酸性火砕岩類を主体として、花崗岩類、頁岩、結晶片岩などを少量含んでいる。礫層の厚さは概して北東部の北山、大谷付近から南西部の江井、木曽下に向かって薄くなる傾向があり、江井や木曽下では砂層、シルト-粘土層の割合のほうに礫層より多くなる。同時に礫径も北から南へ向かって細粒化している。本部層中には研城ヶ丘1火山灰層(K1)及び研城ヶ丘2火山灰層(K2)が鍵層として挟まれている。

VI. 2. 3. 4 竹谷砂泥層 (At)

模式地 一宮町竹谷

分布 一宮町竹谷-津名町大町畑周辺及び一宮町遠田

層厚 約40m

層位関係・岩相 本部層は、郡家砂礫層の上半部と指交関係にある。岩相は、砂層を挟むシルト-粘土優勢層で、特に厚さ10m前後の塊状の青灰色-青緑色粘土-シルト層が2、3枚発達する(第36図)。本部層中には研城ヶ丘2火山灰層(K2)が挟まれている。



第35図 郡家砂礫層層準の礫層(一宮町北山)



第36図 竹谷砂泥層層準の青緑色粘土層(一宮町竹谷)

VI. 2. 3. 5 都志互層(As)

模式地 五色町都志

分布 一宮町草香-深草, 五色町都志-鳥飼南, 鮎原栢野-緑町倭文, 洲本市安乎町, 上内膳

層厚 80-120m

層位関係・岩相 本部層は, 下位の鮎原互層に整合に重なり, 郡家砂礫層と指交関係にある。本部層の下限は, 郡家砂礫層下限と同層準と定義する。すなわち, 倭文火山灰層の数m-10m上位の礫層が本部層の下限に当たる。しかし, この部層は細粒, 薄層化し, 消滅している地域もあるので, 実質的には倭文火山灰層の数m上位が本部層の下限となる。草香-深草付近では本部層は花崗岩類を直接不整合に覆っている。岩相は一般に厚さ10m以内のシルト粘土層と砂層との互層が主体で, 中-細礫サイズの礫層を挟む。下位の鮎原互層の岩相と比べると, 礫径は全体的に細かく, また, 円磨度の高いものが多い。さらにシルト層は比較的良好に連続する。本部層中には, 鍵層となる研城ヶ丘1火山灰層(K1), 研城ヶ丘2火山灰層(K2)が挟まれている(第37図)。

VI. 2. 4 五色浜累層(Go)

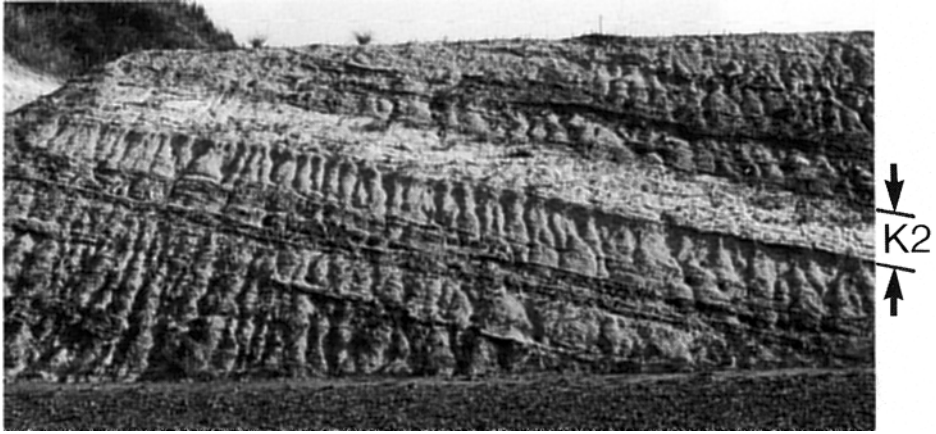
五色浜累層(水野, 1992)は, 岡・寒川(1981)が定義した五色浜層に相当する。下位の愛宕累層に整合的に重なる礫層優勢層で, 河川-湖沼成の堆積物である。

模式地 五色町鳥飼浜-鳥飼南

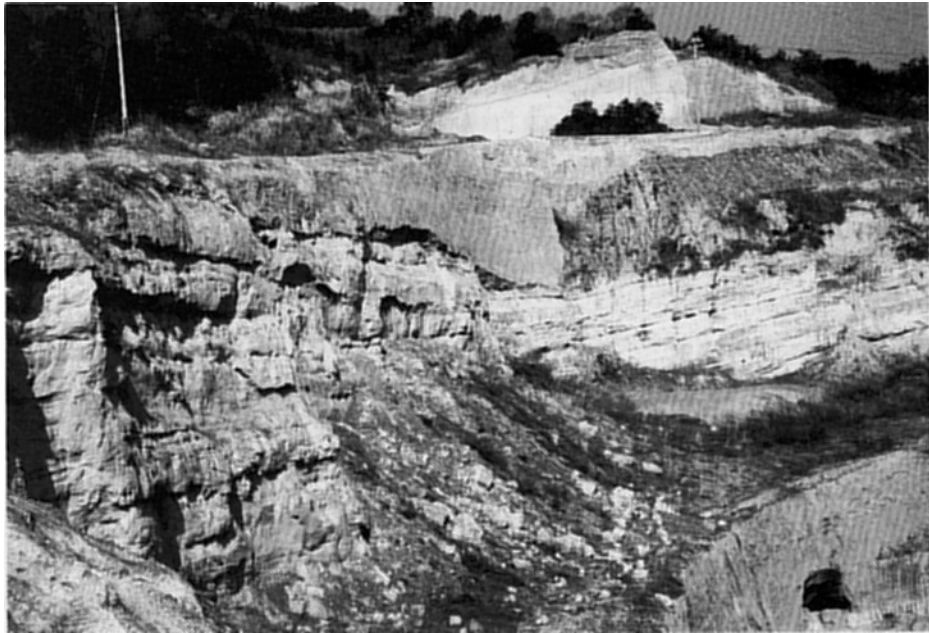
分布 五色町鳥飼浜-広石-下塚, 西淡町松帆-緑町倭文

層厚 150m+

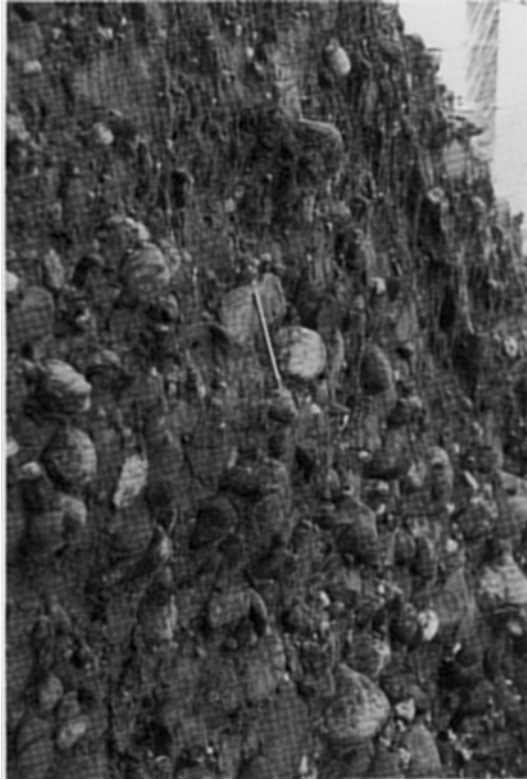
層位関係・岩相 本累層は, 愛宕累層の都志互層を整合的に覆う。岩相は, 中・下部の層準は厚さ10m



第37図 都志互層層準のシルト層，砂層互層と研城ヶ丘2（K2）火山灰層（五色町広石上）
火山灰層（矢印）の厚さは約1m



第38図 五色浜累層層準の礫層中に挟まるシルト-粘土層（五色町鳥飼南）
粘土層の厚さは約10m



第39図 五色浜累層上部層準の礫層(五色町鳥飼浜)

前後の礫層と、砂層を挟む粘土-シルト層の互層である。礫層は淘汰のよい中礫サイズの砂岩、チャート、結晶片岩の円-亜円礫から構成され、愛宕累層の礫層に比べて結晶片岩(紅れん石石英片岩を含む)の礫を多量に含むことで特徴付けられる。また粘土-シルト層は比較的良好に連続するものが2-5枚認められ、青灰色を呈し、厚いものは10m以上に達する(第38図)。上部の層準の岩相は、厚い礫層からなり、中-大礫サイズの円-亜円礫から構成され、中・下部と同様に砂岩、チャート、結晶片岩礫を主体としている(第39図)。

VI. 3 火山灰層

大阪層群中に挟在する主要な火山灰層についてその特徴を以下に記載する。また各火山灰層の火山ガラスの形状、重鉱物組成、屈折率、古地磁気極性を第4表に示す。屈折率測定は遠藤(1982)の方法による。また古地磁気はスピナー磁力計を用いて測定し、200Oeまでの段階交流消磁を行って、残留磁化の安定性を確かめた。

(1) 浅野1火山灰層(A1)(水野ほか, 1990)

本火山灰層は、浅野互層中部の層準に挟在し、本図幅内では北淡町生田大坪-生田畑に分布する。模式

第4表 大阪層群中の主な火山灰層の諸性質

火山灰層の採取地点は付図 A-1 参照

火山灰層名	試料番号	採取地点	ガラスの形状 (吉川,1976の分類)	重鉱物組成*(粒数%)								屈折率		古地磁気極性
				黒雲母	角閃石	斜方輝石	単斜輝石	燐灰石	ジルコン	不透明鉱物	ガラス(n)	斜方輝石(γ)		
浅野 2	A2-1	北淡町浅野	中間,多孔質>偏平	0	49.0	35.0	4.0	0.5	0	11.5	1.504-1.505	1.700-1.709	正帯磁	
浅野 1	A1-1	北淡町浅野	偏平>中間	0	16.5	47.0	5.5	0.5	8.0	22.5	1.501-1.504	1.703-1.737	正帯磁	
浅野 1	A1-2	北淡町生田畑	偏平>中間,多孔質	0	2.5	71.5	8.0	0	0.5	17.5	1.500-1.503	1.704-1.738		
園出	Sn-1	一宮町尾崎園出	偏平>中間	0.5	13.0	58.0	7.5	0	0	21.0	1.499-1.501		正帯磁	
研城ヶ丘 4	K4-1	一宮町江井研城ヶ丘	偏平>中間	++	++	+			++	++	1.497-1.499		逆帯磁	
研城ヶ丘 3	K3-1	一宮町江井研城ヶ丘	多孔質>偏平	+++	+	++	+		++	++	1.496-1.498		逆帯磁	
研城ヶ丘 2	K2-1	一宮町高山	中間>多孔質>偏平	0.5	93.5	3.5	0.5	0	0	2.0	1.497-1.499			
研城ヶ丘 2	K2-2	五色町都志万才南	中間>多孔質,偏平	0	88.0	5.5	0	0	0	6.5	1.498-1.500		逆帯磁	
研城ヶ丘 1	K1-1	一宮町江井研城ヶ丘	偏平>中間	+	++				++		1.498-1.499		逆帯磁	
研城ヶ丘 1	K1-2	五色町鳥飼南	偏平>中間,多孔質		++				++		1.497-1.499			
倭文(中部)	St-1	緑町倭文長田	偏平,中間,多孔質	0	67.5	21.5	2.0	0	0	9.0	1.503-1.504	1.700-1.712		
倭文(中部)	St-2M	津名町中田桑谷	偏平,中間,多孔質	0	43.0	35.5	14.5	0	0	7.0	1.503-1.505	1.701-1.710		
倭文(下部)	St-2L	津名町中田桑谷	中間,多孔質>偏平	0.5	63.5	16.0	8.5	0	0	11.5	1.501-1.504			
倭文(上部)	St-3U	五色町都志大日	偏平,中間>多孔質	4.0	75.0	13.0	1.0	0	0	7.0	1.503-1.505		正帯磁	
倭文(中部)	St-3M	五色町都志大日	偏平,中間,多孔質	0	38.0	34.0	9.0	0	0	19.0	1.502-1.505	1.698-1.712		
佐古	Sk-1	津名町中田佐古	偏平>中間>多孔質	0.5	5.0	56.0	7.5	0	0.5	30.5	1.501-1.503	1.704-1.738+	正帯磁	
佐古	Sk-2	五色町鮎原中邑	偏平>中間	0	4.5	55.5	29.5	0	0	10.5	1.501-1.502	1.707-1.736	正帯磁	
王子	Oz-1	津名町王子	偏平>中間	0	1.0	30.0	3.0	1.5	1.5	63.0	1.498-1.500	1.700-1.710		
明神	My-1	津名町志筑明神	多孔質		++	++	+		++		1.523-1.527	1.699-1.710	正帯磁	

*測定粒径:1/4~1/16mm 測定数100粒未満の場合 +++:多量 ++:普通 +:少量
測定者:水野清秀

地は北淡町浅野(「明石」図幅内)である。本層は層厚40-100cm, 淡黄色-灰白色のガラス質火山灰からなり, 最下部にやや粗粒の部分がある。少量含まれる重鉱物は主として斜方輝石からなる。古地磁気は正帯磁を示す。

(2) 浅野2火山灰層(A2)(水野ほか, 1990)

本火山灰層は, 浅野互層上部の層準に挟在し, 図幅内では北淡町生田畑に分布する。模式地は北淡町浅野(「明石」図幅内)である。

本層は, 層厚30-50cm, 灰白色で, 上・下部はガラス質火山灰, 中部はやや粗粒の, 角閃石, 斜方輝石がごま塩状に散在する結晶粒の含有量が多い火山灰からなる。古地磁気は正帯磁を示す。

(3) 明神火山灰層(My)(水野, 1992)

本火山灰層は, 鮎原互層下部の層準に挟在し, 津名町志筑周辺, 五色町鮎原及び洲本市安乎町に分布する。模式地は津名町志筑明神である。本層は, 層厚30-100cm, 灰色, 細粒の火山灰からなり, 平行ラミナが発達し, 固結している。変質していることが多い。火山ガラスの屈折率がほかの火山灰層に比べて著しく高い。重鉱物含有量は極めて少ない。古地磁気は正帯磁を示す。

(4) 王子火山灰層(Oz, 地質図では省略)(水野, 1992)

本火山灰層は鮎原互層中部の層準に挟在し、津名町王子及び志筑付近にのみ分布する。模式地は王子である。本層は層厚25-35cm、灰白色-白色のガラス質火山灰からなり、下部は上部に比べてやや粗粒である。高温型石英を少量含んでいる。また少量含まれる重鉱物は斜方輝石と不透明鉱物が多い。

(5) 佐古火山灰層 (Sk) (水野, 1992)

本火山灰層は、鮎原互層中部の層準に挟在するが、王子火山灰層との上下関係は不明である。津名町志筑-中田、五色町鮎原、都志、上塚、洲本市安乎町-中川原町に分布し、模式地は津名町中田佐古である。本層は層厚10-120cm、灰白-淡黄色のガラス質火山灰からなり、最下部にやや粗粒の部分がある。少量含まれる重鉱物は斜方輝石を主体とする。古地磁気は正帯磁を示す。本火山灰層は浅野1火山灰層に対比される。

(6) 倭文火山灰層 (St) (稲田, 1986, 水野, 1992, 再定義)

本火山灰層は、鮎原互層上部の層準に挟在し、津名町志筑-中田-木曾上、五色町都志、鳥飼南、鮎原-上塚-緑町倭文、洲本市安乎町、中川原町-上内膳と最も広い分布を示し、重要な鍵層である。模式地は緑町倭文長田(「由良」図幅内)である。本層は層厚50-300cm、灰白色の火山灰からなり下部及び上部はガラス質で、中部にやや粗粒のごま塩状に重鉱物が散在する結晶粒子の比較的多い層が挟まれている。重鉱物は角閃石及び斜方輝石を主体とする。古地磁気は正帯磁を示す。本火山灰層は浅野2火山灰層に対比される。

(7) 研城ヶ丘1火山灰層 (K1) (水野, 1992)

本火山灰層は、郡家砂礫層、都志互層の下-中部の層準に挟在し、一宮町北山-柳沢、江井、津名町大町下、五色町鮎原^{うだに}宇谷、鳥飼南、緑町倭文などに分布する。模式地は一宮町江井南部の通称研城ヶ丘である。本層は層厚40-150cm、灰白色-白色のガラス質の火山灰からなり、また重鉱物の含有量は極めて少ない。古地磁気は逆帯磁を示す。

(8) 研城ヶ丘2火山灰層 (K2) (水野, 1992)

本火山灰層は、郡家砂礫層、都志互層の中部及び竹谷砂泥層の下部の層準に挟在し、一宮町江井-草香、津名町大町畑、木曾下、五色町鮎原-上塚、鳥飼南などに分布する。模式地は江井研城ヶ丘である。本層は層厚20-130cm、灰白色-灰黄色のやや粘土化したガラス質の火山灰からなる。次の研城ヶ丘3、4火山灰層を含めて研城ヶ丘火山灰層層準の中では重鉱物の含有量が比較的多く、それらは主として角閃石からなる。古地磁気は逆帯磁を示す。

(9) 研城ヶ丘3火山灰層 (K3, 地質図では省略) (水野, 1992)

本火山灰層は、郡家砂礫層の上部の層準に挟在し、一宮町江井及び草香にのみ分布する。模式地は江井研城ヶ丘である。本層は層厚約30cm、灰白色-灰黄色のやや粘土化したガラス質の火山灰からなる。黒雲母が点在するのが肉眼で観察されることがあるが、重鉱物の含有量は著しく少ない。古地磁気は逆帯磁を示す。

(10) 研城ヶ丘4火山灰層 (K4, 地質図では省略) (水野, 1992)

本火山灰層は、郡家砂礫層の上部、研城ヶ丘3火山灰層の約2.5-5m上位にあり、一宮町江井及び草香に分布する。模式地は江井研城ヶ丘である。本層は層厚30-80cm、灰白色-灰黄色、やや粘土化したガラス質の火山灰からなる。黒雲母が点在するのが肉眼で観察されることがあるが、重鉱物の含有量は著しく

少ない。古地磁気は逆帯磁を示す。本層は研城ヶ丘3火山灰層に似るが、火山ガラスの形状が異なるために区別できる。

(11)園出火山灰層(Sn, 地質図では省略)(稲田, 1986)

本火山灰層は、郡家砂礫層の最上部の層準に挟在し、一宮町尾崎付近にのみ分布する。模式地は尾崎園出である。本層は層厚20-110cm, 灰白色, ガラス質の火山灰からなる。重鉱物の含有量は極めて少ないが、それらは斜方輝石を主体としている。

VI. 4 産出化石

象化石

五色町都志, 一宮町竹谷付近の愛宕累層上部及び五色町広石の五色浜累層の層準から, ステゴドン属(*Stegodon*)の臼歯, 象牙, 骨片などが産出している。また洲本市加茂の愛宕累層中部及び一宮町江井の愛宕累層上部の層準からステゴドン属?の象牙が産出している(以上, 池辺, 1959; 樽野, 1986, 1988)。

大型植物化石

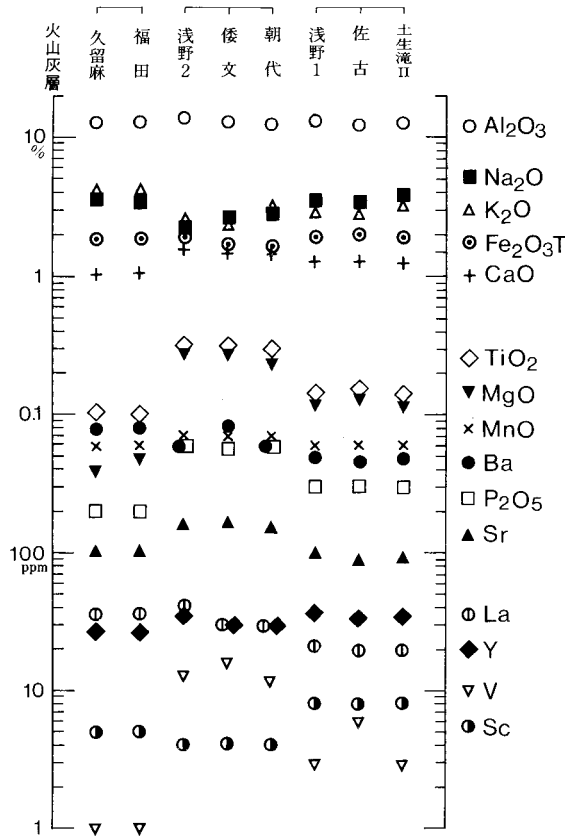
愛宕累層及び五色浜累層中の亜炭層及び炭質シルト-砂層からは大型植物化石が産出する。愛宕累層からは, オオバラモミ(*Picea koribai* Miki), スイショウ(*Glyptostrobus pensilis* Koch), メタセコイア(*Metasequoia disticha* Miki), セコイア(*Sequoia sempervirens* Endl.), タイワンプナ(*Fagus hayatae* Palib.), アカシオニバス(*Euryale akashiensis* Miki), サルスベリ(*Lagerstroemia indica* L.)などの植物化石が報告されている(三木, 1948; 引田, 1954; 稲田, 1986)。このうちのスイショウ, セコイアは鮮新世を示す, いわゆるメタセコイア植物群繁栄期(市原, 1960)の要素である。またこれらの化石のほか, 愛宕累層下部から愛宕累層中部のほぼ明神火山灰層の層準までの間に限って, フウ属(*Liquidambar*), イヌマンサク属(*Fortunearea*)などの大阪層群最下部の中でも比較的下部の層準にしか認められない植物化石が産出している。さらに五色浜累層からはメタセコイア以外のメタセコイア植物群の要素はまだ確認されていない(百原 新氏の未公表資料による)。

VI. 5 対比及び年代

淡路島北部・中部及び南部地域間の対比

愛宕累層中部に挟在する佐古火山灰層及び倭文火山灰層は, それぞれ富島累層下部に挟在する浅野1火山灰層及び浅野2火山灰層に, 鉱物組成, ガラスの形状, ガラス及び斜方輝石の屈折率などの記載岩石学的特徴の一致から対比される(水野, 1992)。今回測定した古地磁気極性のデータも矛盾していない。また各火山灰層の火山ガラスのICP(誘導結合プラズマ)発光分析法による化学組成値を第40図に示した(測定は大手開発株式会社地科学試験所による)。これらの分析値も上述の対比を支持する。

火山灰層の対比を基準にすると, 佐古, 倭文両火山灰層を挟む鮎原互層の層準は, 浅野1, 浅野2両火山灰層を挟む浅野互層に対比される。また上位の郡家砂礫層及び都志互層の層準は小倉礫層に対比される。郡家砂礫層と小倉礫層の岩相, 礫種組成はよく類似しており, 同一水系に属する河川の堆積物と



第40図 淡路島及び泉南地域の大坂層群の対比される火山灰層の火山ガラスの化学組成
ICP(誘導結合プラズマ)発光分析法による。分析値は大手開発株式会社地科学試験所、測定。
採取地点・試料番号：久留麻火山灰層(東浦町久留麻)、福田火山灰層(岸和田市三ヶ山町)、
浅野2火山灰層(A2-1)、倭文火山灰層(S t-1)、浅代火山灰層(泉南市泉南ゴルフ場北)、
浅野1火山灰層(A1-1)、佐古火山灰層(S k-1)、土生滝II火山灰層(岸和田市土生滝町)
試料番号のついた火山灰層の採取地点は付図A-1参照。

推定される。五色浜累層の層準はほぼ仮屋累層(「明石」図幅内に分布)に相当すると考えられる(第33図参照)。

淡路島南端部の南淡町阿万及び灘地区(「鳴門海峡」及び「由良」図幅の範囲)には、油谷累層(水野, 1992)が分布する。本累層は、結晶片岩礫を多量に含み、岩相からは五色浜累層によく似ている。しかしフウ属などの古いタイプの植物化石が産出し、それを基準に愛宕累層の下部ないし中部の下半部に対比された(水野, 1992)。

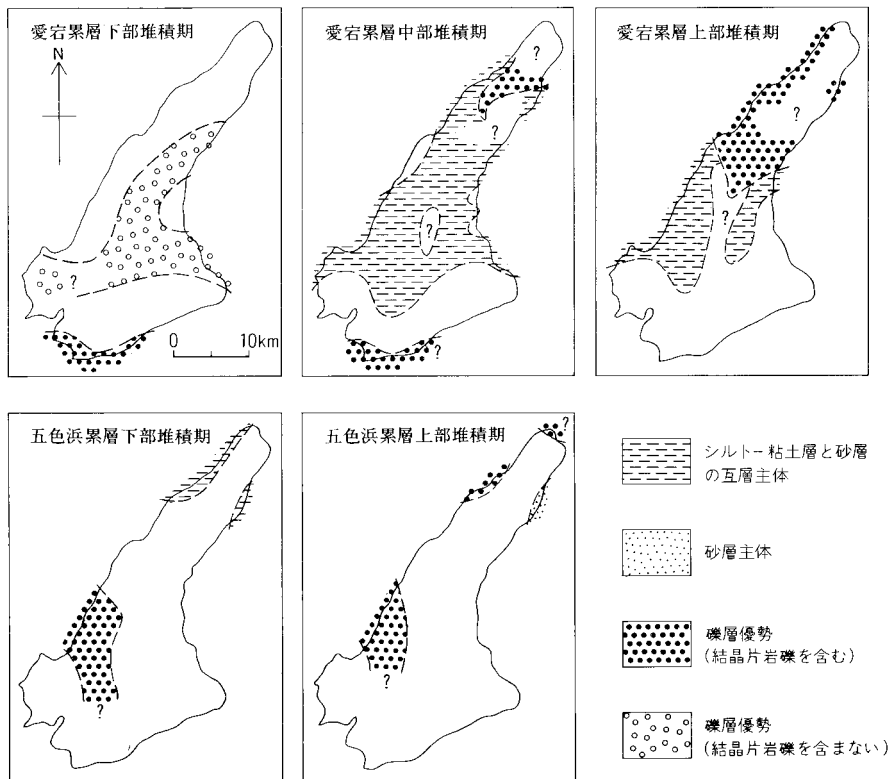
淡路島と泉南・泉北地域間の対比

水野(1992)は、記載岩石学的特徴に基づいて、愛宕累層中の佐古(浅野1)火山灰層及び仮屋累層中の久留麻火山灰層を、大阪層群の模式地の1つである泉南・泉北地域に分布する土生滝II火山灰層及び福田火山灰層(吉川, 1976)にそれぞれ対比される可能性が高いとした。また倭文(浅野2)火山灰層が朝代火山灰層(吉川, 1976)に対比される可能性があるとして指摘した(第33図参照)。火山ガラスの化学組成(第40図)も

この対比を支持する。泉南・泉北地域では、朝代火山灰層の直上にガウス正磁極期と松山逆磁極期の境界(約2.5Ma)があり(Torii *et al.*, 1974), 一方, 淡路島でも下位の明神, 佐古, 倭文火山灰層が正帯磁, 上位の研城ヶ丘1-4火山灰層が逆帯磁で調和的である。また産出する植物化石も泉南・泉北地域と矛盾していない。これらに対して, フィッション・トラック年代は研城ヶ丘火山灰層層準について 3.6 ± 0.3 Ma (Horie, 1986), 浅野1火山灰層より下位の釜口火山灰層について 3.6 ± 0.4 Ma, また久留麻火山灰層について 2.5 ± 0.3 Ma(水野ほか, 1990)が出されていて, 火山灰層の対比に基づく推定年代よりも古い。現段階では, 放射年代値が系統的に古く出ていると判断する。火山灰層の対比を基準にすると, 愛宕累層下部の猪鼻礫層の下限は3Maよりも古くなり, また五色浜累層の上限は, 1.2Ma前後と推定される。

VI. 6 古地理

前述の対比をもとにした, 淡路島の各層準ごとの岩相分布図を第41図に示す。大阪層群の礫層中には結晶片岩の礫が含まれていて, 中でも紅れん石石英片岩はこれまでのところ三波川帯にしかみられないので, 礫は外帯から運ばれてきたと考えられており, 古地理についての考察がなされている(市原, 1966 ;



第41図 淡路島における大阪層群の各層準ごとの代表的な岩相分布図

岡・寒川, 1981など). しかしそれらの議論は地層の層準や年代が正確に把握されていない段階で行われたものなので, ここで新たに若干の検討を加える.

愛宕累層下部の猪鼻礫層は淡路島中部に広く分布し, また円磨度も比較的高いことから, 比較的規模の大きな河川の堆積物とみられる. この中には結晶片岩などの外帯起源の礫はみられない. ほぼ同時期の堆積物とされる油谷累層が淡路島南端部に分布するが, この地層中には多量の結晶片岩礫が含まれており, 猪鼻礫層とは異なった水系の堆積物と推定される. したがって両地域間の論鶴羽山地は当時から既に存在していたと考えられる.

次の愛宕累層中部の堆積期には, 猪鼻礫層を堆積させた河川は消滅し, 淡路島中央部は小規模な湖沼や河川が散在する低地であったとみられる. 淡路島北部には結晶片岩を含む礫層(舟木礫層; 水野ほか, 1990)がみられるが, この礫種組成は油谷累層や五色浜累層と違って結晶片岩礫の含有量は少なく, 代わりに酸性火砕岩類が多いという特徴がある. 次の愛宕累層上部の堆積期には, 結晶片岩を含む礫層(小倉礫層及び郡家砂礫層)はより南側へ分布が広がるが, 全体として北側ほど粗粒である. したがって, これらの礫を供給した河川は遠方の外帯に源を發し, 淡路島北縁部を通過していたものと考えられる. この河川の上流側が大阪湾側か, 播磨灘側なのかははっきりしない.

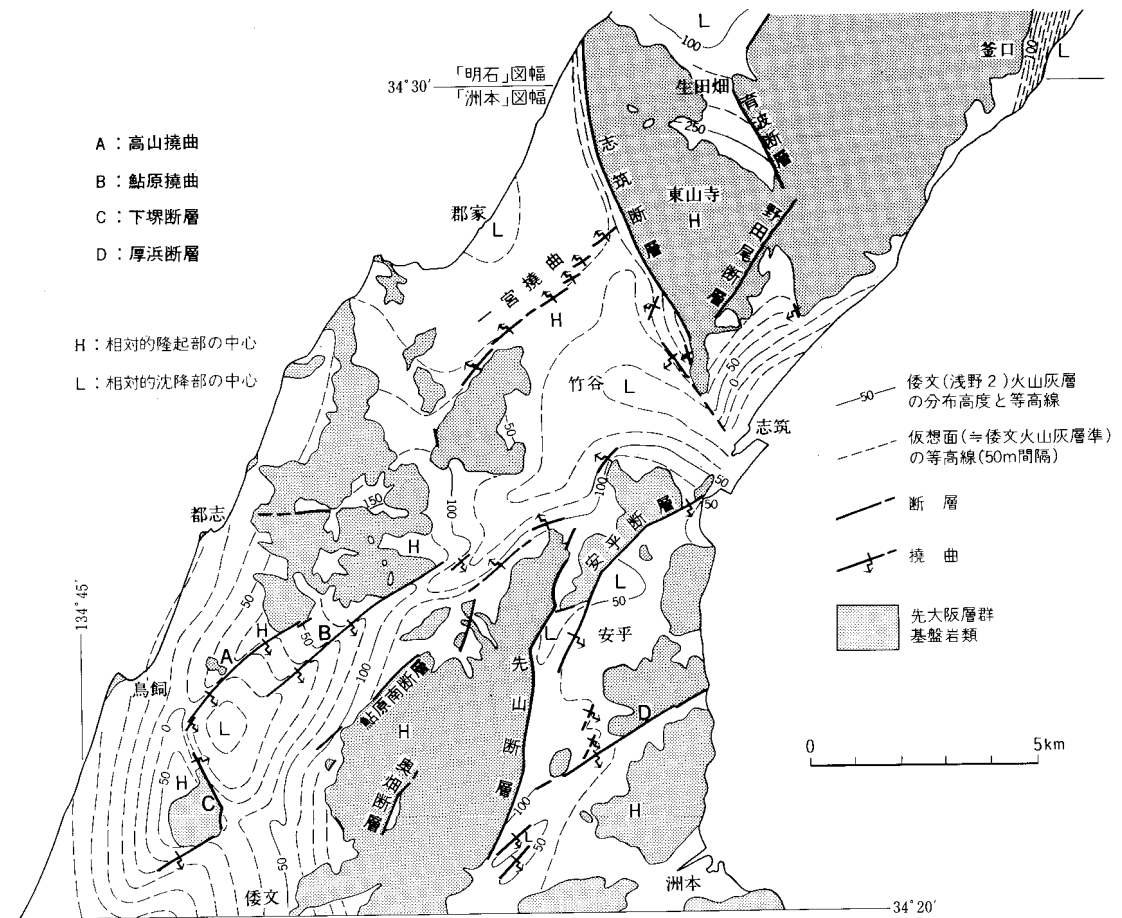
五色浜累層堆積期には, 淡路島中軸部の大部分は隆起し, 堆積の場は西部と北東部に限定された(播磨灘や大阪湾側の海域が堆積場の中心であった可能性は高い). 結晶片岩礫を多量に含む五色浜累層の礫層や同時期の堆積物である仮屋累層中の斗・内砂礫層及び松帆礫層(水野ほか, 1990)は, 西部に発達し, また同じ層準では北側ほど礫径が細くなっているため, この礫を供給した河川は西部を南から北へと流れ下ったと考える. この河川の上流は南淡町阿万付近を通り, さらにその上流部は徳島地域を流れる吉野川に連続するかも知れないが明らかでない.

これらの古地理, 水系についてはより詳細な検討が必要である. 淡路島は, 五色浜累層堆積後に本格的に隆起し, 後述するように多数の断層によってブロック化したと考えられる.

VI. 7 地 質 構 造

本図幅地域に分布する断層, 大阪層群の撓曲帯を第42図に示す. また同図には倭文(浅野2)火山灰層の分布高度をも併せて示した. このうち破線で示したものは倭文火山灰層またはその層準の空中や地下での分布高度を, 地表での地層の走向・傾斜から地層の層厚が変化しないと仮定した上で単純に外挿したもので, 実在の分布とは必ずしも一致しないとみられるため, 標高は示していない. むしろ地質構造のイメージとして見ていただきたい. 第42図からは, 断層によって分けられた個々のブロックが傾動運動を行い, 被覆層としての大阪層群がブロックの境界付近で様々に変形・褶曲していることが読みとれる. 断層や撓曲帯近傍を除いた地域での大阪層群の傾斜は, 東浦町釜口付近では 50° - 70° Eと全体的に急傾斜であり, また津名町大谷付近で 25° - 30° SE, 五色町鮎原, 鳥飼南付近で 15° - 20° NW-W前後で, そのほかの地域ではふつう 10° 以下である.

断層に沿って分布する大阪層群中には, 断層活動に伴う不淘汰な堆積物はほとんどみられず, また, 撓曲帯の両側で大阪層群の同じ層準の岩相や層厚に変化がみられない. これらのことから大阪層群堆積



第42図 洲本地域における断層・撓曲の分布と大阪層群の地質構造概念図. 等高線の説明は本文参照

の時期には、断層はまだ発達しておらず、断層の主要な活動時期は大阪層群堆積後であると推定される。しかし、これらの断層のうち、先山断層など活断層として認められているもの(VII.3 活断層の項でふれられている断層)以外は、段丘堆積物などの大阪層群よりも新しい地層に変位を与えておらず、また、断層変位地形も明瞭でない(活断層研究会編, 1991)。それらの断層の活動時期は、主として大阪層群堆積後、段丘層堆積前であると考えられる。

以下に主な断層・撓曲について、大阪層群の変位を中心に記載する。これらの断層・撓曲は、既に岡・寒川(1981)、稲田(1986)、活断層研究会編(1991)などによって報告されている。なお、活断層としての性質については、VII.3 活断層の項で述べる。

(1) 育波断層(池辺編, 1961)

本断層は、北淡町生田畑付近に存在し、長さ約2.5km、走向N25°W、東側隆起である。大阪層群と花崗岩類が接し、断層面の傾斜は30°-50°Eである。

(2) 志筑断層(池辺編, 1961)

本断層は、一宮町枯木(「明石」図幅内)から津名町王子付近にかけて存在し、長さ約7 km、走向N30°W、

東側隆起である。大阪層群と花崗岩類が接する断層露頭が数地点で観察されている(活断層の項参照)。本断層による大阪層群の垂直変位量は250-300mと推定される。王子付近では志筑断層の西側約0.5kmのところ、ほぼN30°W走向に延びる大阪層群の撓曲帯があり、志筑付近の地下までつながると推定される。地層の傾斜は最大70°Wである。また本撓曲と志筑断層の間に小規模な撓曲帯が2つ存在する。

(3)一宮撓曲(活断層研究会編, 1991)

本撓曲は、一宮町北山から柳沢にかけて、長さ約5km、走向N45°E方向に延びる大阪層群の急傾斜帯で、南東側隆起である。長さ1km前後の雁行する数本の短い撓曲帯からなる。地層の傾斜は最大80°NWであり、大阪層群の垂直変位量は50m程度である。

(4)高山撓曲(活断層研究会編, 1991)

本撓曲は、五色町鮎原西部から鳥飼上にかけて存在し、長さ約4km、走向N50°E方向に延びる大阪層群の急傾斜帯で、北西側隆起である。地層は南東に急傾斜し、直立しているところもある(第43図)。撓曲帯の北東縁では、大阪層群と花崗岩類が接する断層露頭が観察され、断層面の傾斜は45°NWである。本撓曲による大阪層群の垂直変位量は最大150-200mと推定する。

(5)鮎原撓曲(活断層研究会編, 1991)

本撓曲は、五色町鮎原から広石にかけて存在し、長さ約5km、走向N50°E方向に延びる大阪層群の急傾斜帯で、北西側隆起である。地層の傾斜は最大70°SE程度であり、撓曲帯北東縁では、大阪層群と花崗岩類が断層で接していると推定され、その近傍では地層は逆転して60°-80°NWの傾斜を示す。本撓曲による大阪層群の垂直変位量は最大100m程度である。

(6)下堺断層(活断層研究会編, 1991)

本断層は、五色町下堺付近に存在し、長さ約2km、走向N30°W-NSで、西側隆起である。大阪層群と



第43図 高山撓曲(五色町都志角川)
大阪層群が幅30m以上にわたり急傾斜している。

花崗岩類が接し、露頭では断層面は 70° Wの傾斜である。本断層の北部は大坂層群の撓曲帯として現れている。本断層の南西側、西淡町宝明寺付近には、長さ約2 km、走向 $N55^{\circ}$ E方向に延びる大坂層群の撓曲帯があり、北側隆起を示す。地層は最大 50° 程度南へ傾斜する。

(7) 鮎原南断層(活断層研究会編, 1991)

本断層は、五色町鮎原南東部に存在し、長さ1.5 km程度、走向 $N45^{\circ}$ E方向で、南東側隆起である。稲田(1986)による大坂層群と花崗岩類が接する断層露頭の報告がある。断層面の傾斜は 50° - 80° SEである。本断層の南西延長上の大坂層群分布地域中には、同じ走向で北西側が隆起した短い断層がある(活断層の項参照)。また北東延長方向の津名町中田桑谷付近までの間に、長さ1 km程度、走向ほぼNE方向に延び、南東側隆起を示す大坂層群の撓曲帯が約1 km間隔ごとに3つ存在する。地層の傾斜は最大 50° - 70° NW程度である。またこれらの断層・撓曲列から約0.5-1 km南東側に、長さ0.5-1 km、走向 $N20^{\circ}$ E-NS方向に延びる西側隆起の短い断層が散在する。これらでは大坂層群と花崗岩類または大坂層群同志が接する断層露頭が観察され、断層面の傾斜は 70° - 90° Wである。

(8) 奥畑断層(活断層研究会編, 1991)

本断層は、先山山地内部の洲本市奥畑付近に存在し、長さ少なくとも1 km、走向 $N20^{\circ}$ E、西側隆起である。大坂層群と花崗岩類が接し、露頭では断層面の傾斜は 40° Wである。

(9) 安乎断層(活断層研究会編, 1991)

本断層は、津名町塩尾から洲本市安乎町にかけて存在し、長さ約5 km、走向 $N20^{\circ}$ - 45° E、西側隆起である。大坂層群と花崗岩類が接する断層露頭が観察されている(活断層の項参照)。本断層の北東部及び南西部は、大坂層群の撓曲帯となっており、地層は最大 60° 程度東へ傾斜する。

(10) 先山断層(活断層研究会編, 1980)

本断層は、洲本市安乎町から納付近までにかけて先山山地の東縁部に存在し、長さ約7 km、走向 $N20^{\circ}$ - 30° E方向、西側隆起である。大坂層群と花崗岩類が接する断層露頭が観察されている(活断層の項参照)。洲本市上内膳付近には、本断層の東側に0.2-0.3 km間隔で平行する2本の短い大坂層群の撓曲帯がある。これらの撓曲帯は先山断層とほぼ平行し、それぞれの長さ1 km程度で、西側隆起を示す。

(11) 厚浜断層(活断層研究会編, 1991)

本断層は、洲本市中川原町付近に存在し、長さ約3.5 km、走向 $N60^{\circ}$ E、北側隆起である。厚浜では大坂層群と花崗岩類が接する断層露頭が観察され、断層面の傾斜は 40° Nである。本断層の南西部は大坂層群の撓曲帯として現れ、地層の傾斜は最大 70° Sである。この撓曲による大坂層群の垂直変位量は50 m程度である。

VII. 上部更新統・完新統及び活断層

(寒川 旭)

VII. 1 段丘堆積物

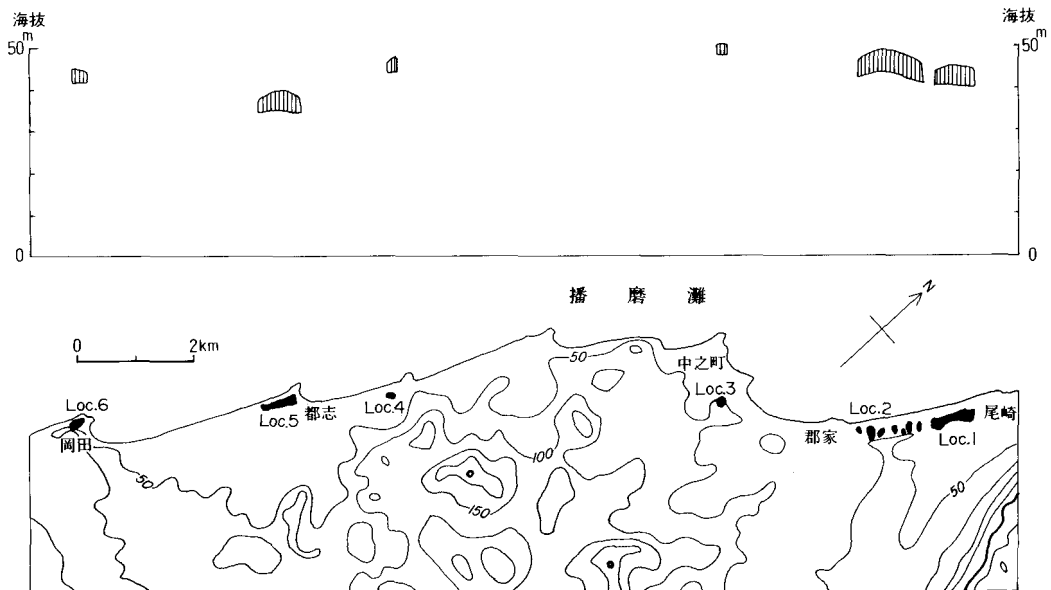
VII. 1. 1 海成段丘堆積物

本図幅地域において、淡路島西海岸沿いに海成の段丘面が断続的に発達している。

一宮町尾崎から郡家にかけての約2.5kmにわたる区間では、海岸から100-500mの範囲に海拔高度34-50mの段丘面が連続的に分布している(第44図)。これらは、開析を受けて、丘陵状の地形を呈しているが、丘陵頂部では堆積原面がよく保存されている。

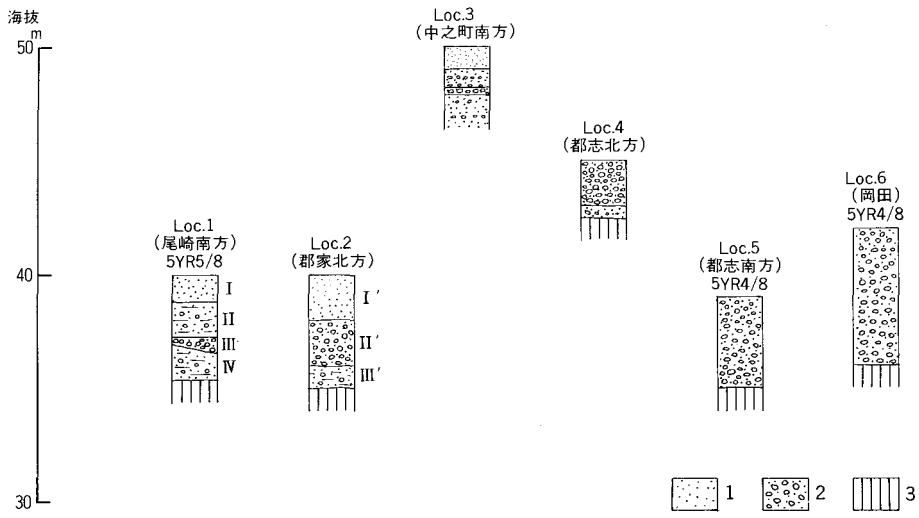
Loc.1(尾崎南方)では、大阪層群(愛宕累層)の中粒砂層を不整合に覆って、厚さ4.6mの砂礫層が堆積している(第45、46図以下Loc.の数字の位置は付図A-2に示す)。

第45図のI層は、厚さ1.2mの中粒砂礫層で構成されている。層理は不明瞭で赤色風化を受けている(標準土色帖によるマンセル表示で5YR5/8)。



第44図 海成段丘面の分布

段丘面の高度は一宮町作成の1:5,000地形図と五色町作成の1:2,000地形図より読み取った。



第45図 海成段丘堆積物の地質柱状図
1: 砂, 2: 砂礫, 3: 大阪層群(愛宕累層)



第46図 海成段丘堆積物と大阪層群の不整合面(Loc.1 下部)

Ⅱ層は厚さ1.5mの砂礫層である。粗粒砂中に最大径8cmの礫を含み、平行層理がよく発達している。礫は長径3cm以内の円-垂円礫(チャートが大部分)が多い。また、上部が赤色風化を受けている。

Ⅲ層は、厚さ0.3-0.7mの砂礫層で礫の比率が特に多い。下位の地層を少し削り込みながら堆積している。礫は最大径8cmの円-垂円礫でチャートが大部分を占めている。砂岩礫(円礫)もわずかに含まれているがかなり風化を受けている。

Ⅳ層は厚さ1.2-1.6mの砂礫層である。粗粒砂層中に最大径7cmの礫を含み、平行層理が発達している。礫は、長径4cm以内の円-垂円礫(チャートが大部分)が多い。大阪層群との不整合面はほぼ水平である。

Loc.2(郡家北方)では、大阪層群の細粒砂-シルトを不整合に覆って、厚さ5mの砂礫層が堆積している。

図のⅠ'層は厚さ2mの細-中粒砂層で良く淘汰されている。Ⅱ'層は厚さ2mの砂礫層で礫の含有量が多い。礫は最大径15cmの円礫で、チャートが大部分を占めている。Ⅲ'層は砂礫層で砂の含有量が多く、平行層理がよく発達している。

中之町南方の丘陵にも段丘面がわずかに残存している。Loc.3には少なくとも3.7m以上の段丘堆積物が認められる。地表面下1mまでは細粒砂-シルト層で風化を受けて赤味を帯びている。さらに、下位に厚さ80cmの砂-礫の互層がみられ、主にチャートの円礫(最大径3cm)から構成されている。さらに、厚さ30cmの礫層(最大径5cmのチャートの円礫)がある。それより下位は、砂層と礫まじり砂層の互層となっている。

都志の北方の丘陵上にも海拔高度44-48mに段丘面がわずかに分布している。

Loc.4では、厚さ2.5mの段丘堆積物が大阪層群の粗粒砂を不整合に覆っている。堆積物の上-中部は、チャートの円-垂円礫(最大径13cm)からなる礫層である。下部(厚さ60cm)は粗粒砂及び円礫(礫径5cm以下)の互層となっている。

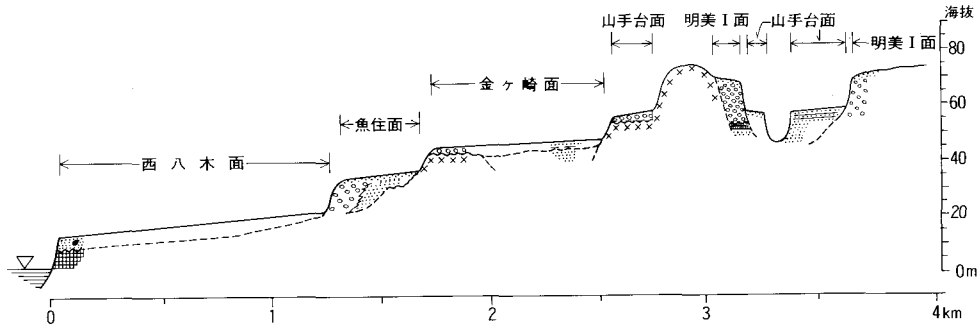
都志南方の丘陵では、海拔高度34-39mで幅150m長さ500mの範囲、海成段丘面が発達している。Loc.5では、厚さ4mの砂礫層(礫が大部分でマトリックスは粗粒砂)が大阪層群の粘土層を不整合に覆っている。礫は大部分がチャートの円礫(最大径10cm)で、地表面下1mまで色調が5YR4/8の赤色風化殻が発達している。

Loc.6(岡田)の周辺でも、海拔高度42-44mに段丘面がわずかに発達している。ここでは、厚さ約6mの砂礫層が大阪層群のシルト層を不整合に覆って堆積している。最大径12cmのチャートの円礫で構成されており、地表付近は風化を受けて5YR4/8程度の赤味を帯びた部分がみられる。

播磨灘をはさんで、対岸の明石市周辺の海岸沿いには、海成段丘面が広く発達している。八木(1983, 1987)はこれらを4区分し、形成時期の古いものから、山手台面・金ヶ崎面・魚住面及び西八木面とした。

八木(1987)は各段丘面の高度分布と堆積物の状況を第47図のように模式的に示している。また、段丘堆積物は古いものほど風化が進み、地表付近の赤色風化殻の発達も進んでいることを示している。赤色風化殻の色調は、山手台-金ヶ崎面で2.5RY, 魚住面で7.5YR, 西八木面で7.5YR-10YRになる。

本図幅地域の海成段丘面は海拔高度34-50mに発達している(第44図)。分布が断続的なので、これらの



第47図 明石市における海成段丘面の模式図(八木, 1987より)

段丘面が同一なのか、2つの時期に及ぶものなのかの判定は困難である。

各段丘面の堆積物はかなり風化を受けており、最も低位置にある都志南方の段丘面でも5 YR以上の赤色風化殻が1 m程度の厚さまで発達している。堆積物の性状や構成礫種の類似している明石地域の海成段丘と赤色風化殻の色調や厚さの比較を行うと山手台又は金ヶ崎面と類似している。

このほかに、段丘面の地形学的特徴も考慮すれば、当地域の海成段丘面は山手台面又は金ヶ崎面のいずれかに対比することが可能である。八木(1987)は山手台面が最終間氷期(約12万年前)に形成されたいわゆる下末吉海進に対応する海成段丘面の可能性が強いと考えている。このため、本図幅地域の海成段丘面は、最終間氷期又はその直前の亜間氷期に形成された可能性が強く、おおむね10-12万年前に形成されたと推定される。

明石地域での両段丘面は海拔高度45-60mに分布している。当地域(一宮町-五色町の海岸)ではこれとほぼ同じかわずかに低い(10m以内)分布範囲を示している。共に隆起地域であり、同様な隆起速度を(前者が少し上まわる可能性がある)示しているものと考えられる。

VII. 1. 2 河成段丘堆積物

本図幅地域の河成段丘は2つのタイプに区分される。顕著な断層崖の前縁に扇状地状に広がっているものと、河川に沿って典型的な河岸段丘として発達するものである。

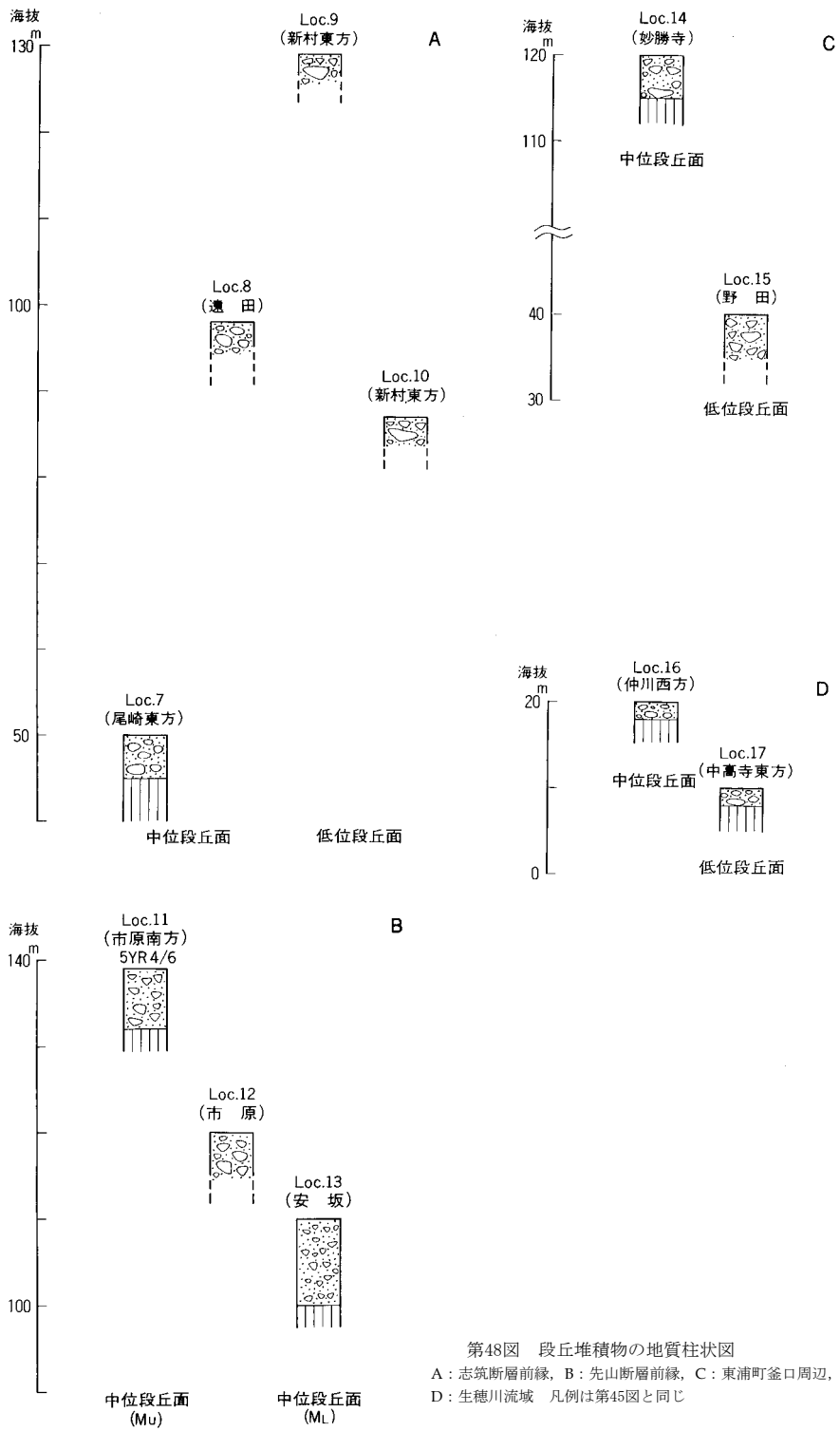
①扇状地性河成段丘

志筑断層による断層崖の前縁には、複数の時期に形成された扇状地性段丘面が広く分布している。段丘堆積物(層厚は5 m前後)は大坂層群を不整合に覆って堆積している。そして、北東から南西へ向かう扇状地の発達が良いため、新川の河道は段丘群の分布する地域の南西端に追いやられている。

高位段丘面と考えられるものは池・内北東にわずかに分布している。開析を受けた丘陵頂部に辛うじて平面が認められ、花崗岩の礫が大坂層群を覆って堆積している。

中位段丘面は広範囲に分布しており、形成時期の少し異なる段丘面の集合体としてとらえることができる。

Loc.7(尾崎東方)では、大坂層群の砂-シルト層を不整合に覆って厚さ5 mの砂礫層が堆積している。礫



は最大径45cmの亜円礫でほとんどが花崗岩類由来である。ごくわずかに、チャートの円礫が混じるが、大阪層群からの二次堆積と考えられる(以下第48図)。

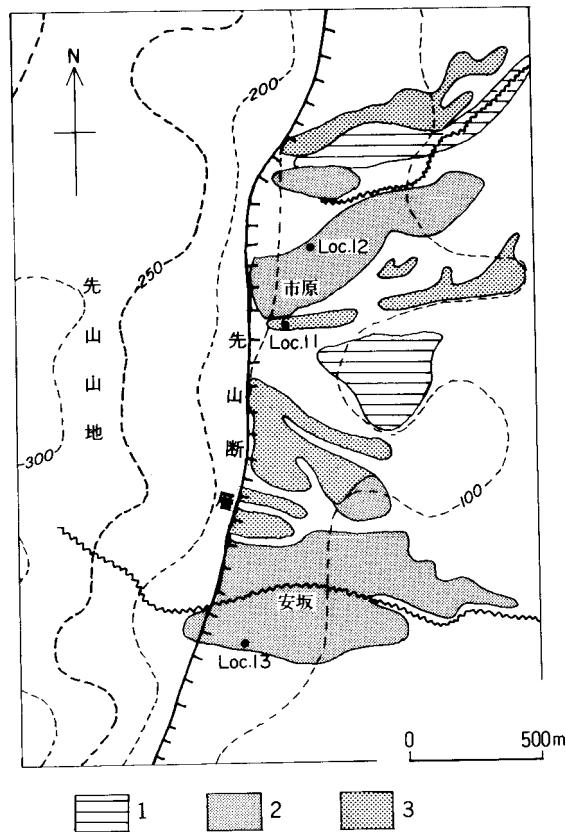
Loc.8(遠田)では、最大径45cmの花崗岩の亜円礫及び粗粒砂が少なくとも3m以上の厚さで堆積している。礫は全体に少し風化を受けており、くさり礫もわずかに含まれる。

低位段丘面は新川の下流域に広く発達している。

Loc.9(新村東方)の扇状地の扇頂付近では、最大径50cmの花崗岩類の亜角礫及び粗粒砂が少なくとも2.5m以上の厚さで堆積している。Loc.10(新村東方)でも、最大径60cmの花崗岩類の亜角礫及び粗砂が3m以上の厚さで堆積している。共に礫全体が軽く風化を受けている。

先山断層による断層崖の前縁にも、扇状地性段丘面が広く分布している。これらを形成した小河川の水系は市原付近を境にして2区分できる。これより北ではすべて岩戸川に合流して平安浦から大阪湾に注いでいる。南では洲本川に合流し洲本市街地を通り抜けながら海域に流入している。

扇状地性段丘面の多くは中段段丘面に属するが、この中でも比較的高位にあるもの(Mu面)と低位にあるもの(Ml面)に大別できる(第49図)。



第49図 先山山地東麓中部の段丘面分布図

1: 低位段丘面, 2: 中段段丘面(Ml面), 3: 中段段丘面(Mu面)

Loc.11(市原南方)では、大阪層群のシルト層を覆う、層厚約7mの砂礫層(Mu面堆積物)が認められる。堆積物は最大径35cmの花崗岩類の亜角礫より構成され、地表下2m近くまで5YR4/6の色調を示す赤色風化殻が発達している。

Loc.12(市原)では、層厚が少なくとも5m以上の砂礫層(ML面堆積物)がみられる。堆積物は最大径40cmの花崗岩の亜角礫よりなり、全体にやや風化を受けている。

Loc.13(安坂)では大阪層群のシルト層を覆って10m前後の厚さで砂礫層(ML面堆積物)が堆積している。堆積物は最大径25cmの花崗岩類の亜角礫から構成され、全体にかなり風化を受けている。この2点におけるML面の堆積物には赤色風化殻がみられない。

本図幅地域北東縁の東浦町釜口周辺には扇状地性の段丘面がよく発達している。

中位段丘面上のLoc.14(妙勝寺)では、花崗岩類を不整合に覆って厚さ5mの扇状地性堆積物が堆積している。主に、最大径50cmの花崗岩類の亜角礫及び砂より構成されており、上下2層に区分できる。下層は厚さ3mの砂礫層で上部50cmが砂がちになる。上層は厚さ2mでほとんどが砂礫より構成されている。堆積物全体がかなり風化を受けており、くさり礫も多く含まれる。

低位段丘面上のLoc.15(野田)では少なくとも厚さ5m以上の段丘堆積物が認められる。主に、最大径40cmの花崗岩類の亜角礫及び砂より構成されており、層全体がわずかに風化を受けている。

②河岸段丘

本図幅地域内の生穂川沿いには中・低・最低位段丘面、群家川と都志川沿いには低・最低位段丘面、鳥飼川沿いには中・低位段丘面がそれぞれ発達している。

この中で、生穂川沿いの中位段丘面上のLoc.16(仲川西方)では、大阪層群の砂礫を不整合に覆う厚さ2mの段丘堆積物が認められる。堆積物は、花崗岩類よりなる最大径30cmの亜円礫、及び粗砂で構成されており、全体にかなり風化を受けている。

低位段丘面上のLoc.17(中高寺東方)では、大阪層群の粘土層を不整合に覆う厚さ2mの段丘堆積物が認められる。堆積物は、花崗岩類よりなる最大径50cmの亜円礫及び粗粒砂で構成されており、全体にわずかに風化を受けている。礫の中にはほとんど風化を受けないものも多く含まれている。

河成段丘のうち、低位段丘は、「明石」図幅(水野ほか、1990)において、段丘堆積物中に始良Tn火山灰が認められた段丘面に対比され、おおむね2-3万年前に形成されたものと考えられる。最低位段丘は低位段丘より下位に発達するもので、おおむね2万年より新しい時期に形成されたものである。中位段丘面の中で最も上位にあるものが、本図幅地域の西海岸に発達する一連の海成段丘面とほぼ同時期と考えられる。このため、本図幅地域の中位段丘面は、最終間氷期より新しく、低位段丘面より古い時代に位置付けされる。本図幅地域にわずかに発達する高位段丘面は最終間氷期より古い時期の河成段丘面である。

VII. 2 沖積層

本図幅地域内に分布する低地は沖積層によって構成されている。

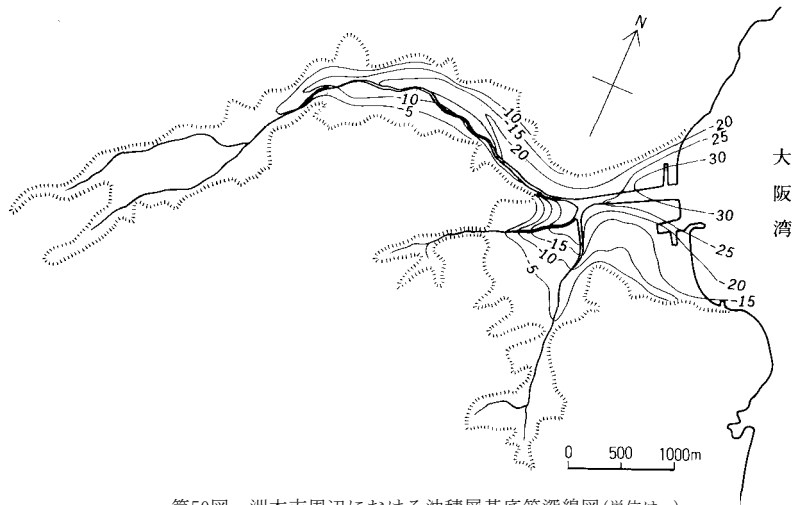
この中で洲本市の市街地が発達する洲本川下流域において、立命館大学地理学研究会自然班(1982)が、

沖積層の区分を行い、古地理変遷図を作成している。

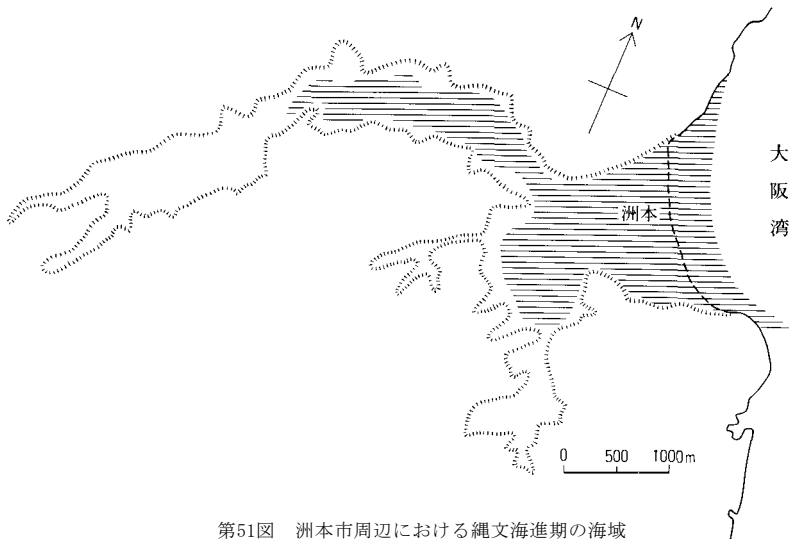
これによると、沖積層は、下位から、下部砂層(LS)、中部粘土・シルト層(MM)、上部砂層(US)、最上部陸成層(TA)に4区分されている。そして、MMは縄文海進の極相期に近い時期の三角州の底置層に相当すると考えられている。

また、第50図のように沖積層の基底等深度図が求められ、最終氷期の河川の状況が明らかにされている。また、縄文海進期には、洲本川に沿って約4km内陸まで海が浸入し、細長い内湾を構成したこと(第51図)が示されている(立命館大学地理学研究会自然班, 1982)。

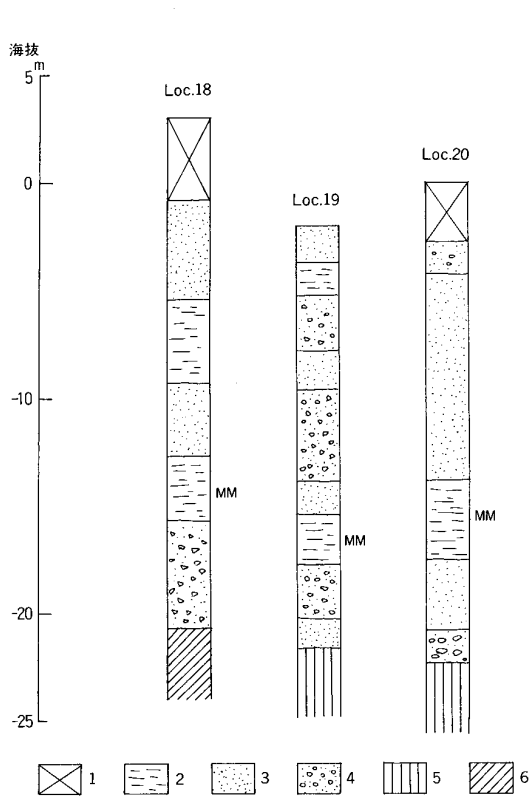
第52図は代表的な地点でのボーリング柱状図を示したものである。前述のMM(縄文海進期の堆積物)



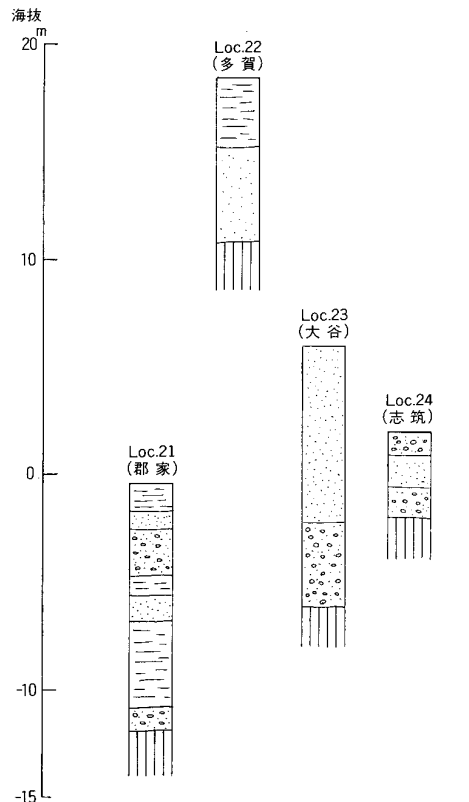
第50図 洲本市周辺における沖積層基底等深線図(単位はm)
(立命館大学地理学研究会自然班, 1982より)



第51図 洲本市周辺における縄文海進期の海域
(立命館大学地理学研究会自然班, 1982より)



第52図 洲本市における沖積層の地質柱状図
1. 盛土, 2. シルト-粘土, 3. 砂, 4. 砂礫, 5. 大阪層群, 6. 和泉層群



第53図 一宮町及び津名町における沖積層の地質柱状図
(凡例は第52図と同じ)

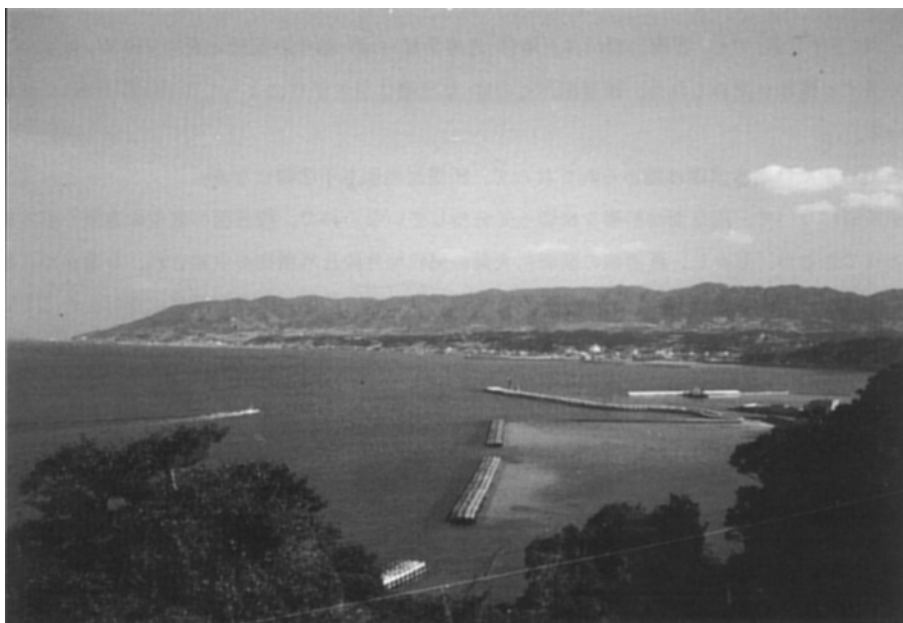
に相当する地層が、洲本市街域に広く分布している状態がよくわかる。

郡家の集落が立地する中央部では、Loc.21(郡家)で厚さ11.5mに及ぶ沖積層が認められる(第53図)。また、郡家川中流のLoc.22(多賀)では厚さ7.6mの軟弱な砂-粘土層が堆積している。

Loc.23(大谷)では厚さ12mの沖積層が堆積し、下部4mは砂礫層より構成されている。Loc.24(志筑)では、大阪層群を覆う厚さ4mの沖積層が認められる。

VII. 3 活断層

本図幅地域で活断層と認定できるものとして、志筑断層・野田尾断層・先山断層・安乎断層・鮎原南断層(藤田, 1974; 寒川ほか, 1979; 佃ほか, 1982; 活断層研究会編, 1980, 1991)がある。この中で志筑断層は北北西-南南東、ほかは北東-南西及び北北東-南南西の走向を持つ、いずれも、山地と丘陵・台地の境界に位置し、地形発達に大きく関与している。



第54図 志筑断層の断層崖。一宮町江井から北東方を見る

VII. 3. 1 志筑断層

志筑断層は、海拔高度300-350mの山地と、海拔高度150m以下に分布する丘陵・台地の境界に位置している。そして、一宮町枯木(「明石」図幅)から津名町王子にかけて、 $N30^{\circ}W$ 方向にのびる約7kmの東側上がりの顕著な断層崖を形成している(第54図)。この断層上の多くの地点で断層露頭及び断層活動に伴う引きずりによって大阪層群(愛宕累層)が急傾斜する露頭が観察された(付図A-2 参照)。

Loc.25(尾崎北東)では、花崗岩類と大阪層群の砂礫からシルトの互層が走向 $N30^{\circ}E$ 、傾斜 $53^{\circ}E$ の逆断層で接していた。断層面には幅1-2cmの断層粘土が発達し、大阪層群も引きずりを受けて走向 $N30^{\circ}E$ 、傾斜 $64^{\circ}W$ とかなり傾いている。

Loc.26(尾崎南東)では、断層の推定位置付近に分布する大阪層群の砂礫層が、走向 $N30^{\circ}W$ 、傾斜 $78^{\circ}E$ と急傾斜(反転)している。

Loc.27(新村)では、大阪層群の砂・粘土の互層が走向 $N15^{\circ}W$ で直立しており、すぐ近くに断層が存在することを示唆している。

Loc.28(新村)では、著しい風化を受けて真砂化した花崗岩類と大阪層群の砂礫層が、走向 $N20^{\circ}W$ 、傾斜 $60^{\circ}E$ の逆断層で接している。断層面に沿って幅数cm以内の断層粘土が発達している。

Loc.29(池・内北東)では、角礫状に破砕を受けた花崗岩類と大阪層群の砂礫層が逆断層関係で接している。断層面に近接する部分は、幅1mの範囲で花崗岩と大阪層群の円-垂円礫が混じり合ったゾーンになっている。断層活動に伴い、上盤側と下盤側の物質が断層面沿いに混合し合ったものと考えられる。下盤側の大阪層群は $20^{\circ}-30^{\circ}W$ の傾斜を示している。

Loc.30(池・内東方)では、花崗岩類と砂-粘土層(神戸層群)が走向 $N40^{\circ}W$ 、傾斜 $48^{\circ}N$ の逆断層で接して

いた。断層面に沿って幅2-4 cmの断層粘土が発達している。

Loc.31(王子北東)でも、花崗岩類が神戸層群(岩屋累層)の砂-粘土の互層と走向N10° W, 傾斜68° Eの逆断層で接する露頭が認められた。断層面付近の砂-粘土層は引きずりによって70°-80° E(反転)の傾斜を示している。

Loc.31以南では断層露頭は認められておらず、断層崖地形も不明瞭になる。

志筑断層について、段丘面が断層を横切って分布していないので、段丘面の変位の有無を直接確認することはできない。しかし、断層崖の前縁に大量の扇状地段丘堆積物が供給され、なおかつ、断層崖地形も明瞭である。このため、段丘面形成期に断層活動に伴う山地の上昇が活発に進行したことは間違いないと活断層と確認できる。

Ⅶ. 3. 2 野田尾断層

野田尾断層は摩耶山(海拔359.8m)の南東縁を限り、海拔高度100m以下に分布する丘陵・台地と境している。

この断層に沿って北東-南西方向に2 kmにわたってのびる鮮明な断層崖地形が認められ、Loc.32(西谷南方)などでは、花崗岩類中に走向N2° E, 傾斜82° Eの断層露頭が認められ軟弱な断層粘土を伴っている。第四紀の堆積物との関係は不明瞭であるが地形的に活断層と考えられ、志筑断層とともに、摩耶山を含む山地の上昇をもたらす活動を行っていると考えられる。

Ⅶ. 3. 3 安乎断層

本図幅地域の中央部にあり、先山断層と一連の断層系を構成している。これらは、先山(海拔448m)やその北方に連なる山地(本稿では先山山地と呼ぶ)・丘陵と、東側の低い丘陵地を境しながら北東-南西方向にのびている。

安乎断層は、海拔高度200m前後で花崗岩類よりなる丘陵と、海拔高度40m程度の大坂層群(愛宕累層)で構成される丘陵を分断しながら北東-南西方向に4 km前後の長さで発達している。

断層の南端付近のLoc.33(宮野原南西)では、顕著な断層露頭が認められた(第55, 56図)。

ここでは、破碎されて角礫化した花崗岩と、砂・シルト・粘土から構成される大坂層群が走向N22° E, 傾斜70° Wの逆断層で接しており、断層面に沿って幅3-5 cmの断層粘土が発達している。

断層面は地表に近づくとつれて急激に低角度(ほぼ水平)になる。これは、表層部が断層面とともに斜面方向に移動する *gravitational spreading* を示している。

断層面から下盤側へ5 mまでの大坂層群は、走向N40° E, 傾斜85° W程度で反転している。さらに、少なくとも断層面から50mの位置まで走向N30° Eでほぼ直立している。

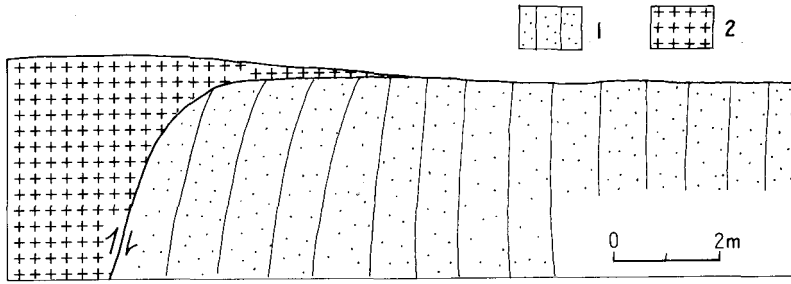
この断層は、花崗岩類と大坂層群を境する逆断層で、大坂層群の幅広い変形を伴いながら現在まで活動を続けているものと考えられる。

Ⅶ. 3. 4 先山断層

海拔高度250-450mで花崗岩からなる先山山地と、海拔100m以下に分布する大坂層群(愛宕累層)の丘陵



第55図 安乎断層の断層露頭(洲本市宮野原)
A: 近景, B: 遠景 矢印は断層面を示す。



第56図 安乎断層の断層露頭のスケッチ(洲本市宮野原)
1. 大阪層群(愛宕累層), 2. 花崗岩類(都志川花崗岩)

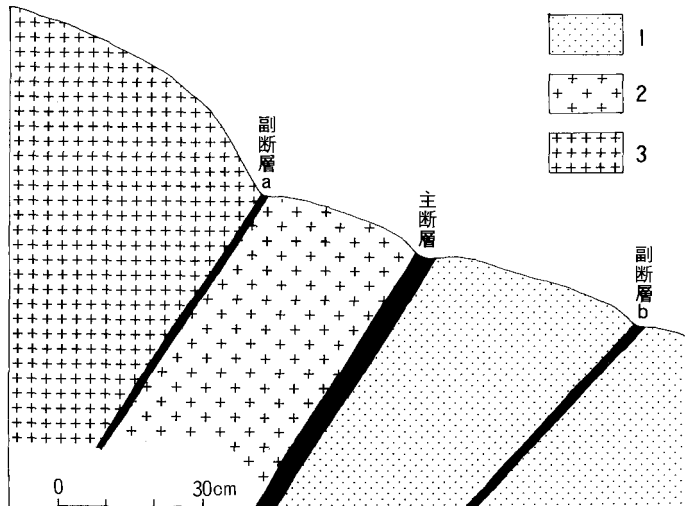
を境している。断層崖は南北方向、又は、北北東-南南西方向に東に凸な緩やかな曲線を描きながら 8 km 前後の長さで発達している。

Loc.34(山田原北東)では、大阪層群の砂-シルト層が、断層の延長上で、走向 $N10^{\circ}E$ 、傾斜 $66^{\circ}E$ とかなり傾いている。

Loc.35(古宮北西)では大阪層群のシルト-砂層が走向 $N35^{\circ}E$ 、傾斜 $82^{\circ}E$ の急傾斜を示し近傍に断層が存在することを示唆している。

Loc.36(市原北方)では、大阪層群のシルト-細砂が走向 $N18^{\circ}E$ 、傾斜 $75^{\circ}W$ (反転)と著しい変形を示している。

Loc.37(市原南方)には顕著な断層露頭が認められた。ここでは花崗岩類と大阪層群が走向 $N-S$ 、傾斜 $58^{\circ}W$ の逆断層で接し、断層面に沿って幅数cmの断層粘土が発達している。さらに、主断層の両側に平行して2本の断層が認められた(第57図のa, b)。aは走向 $N-S$ 、傾斜 $58^{\circ}W$ で、aと主断層の間(幅40cm)



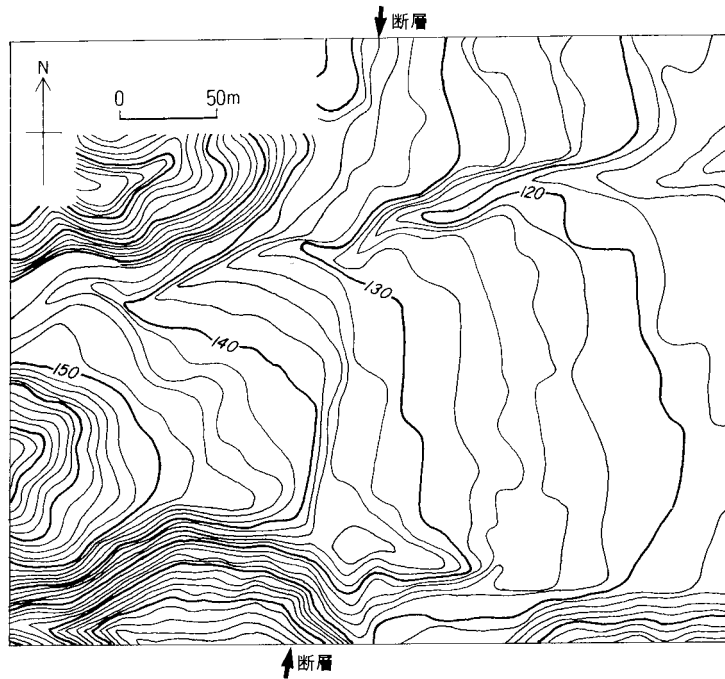
第57図 先山断層の断層露頭のスケッチ(市原南方)
1. 大阪層群(愛宕累層), 2. 粘土化した花崗岩類(洲本花崗閃緑岩), 3. 花崗岩類(洲本花崗閃緑岩)

の花崗岩類は著しい破砕を受け粘土化している。bは走向N10° E, 傾斜50° Wで, 断層面に沿って幅2 cmの断層粘土が発達している。大阪層群は断層付近で著しい引きずりを受け, 断層面にほぼ平行する方向に急斜(反転)しており, 下盤側へ10m離れた位置でも走向N30° Eでほぼ直立している。

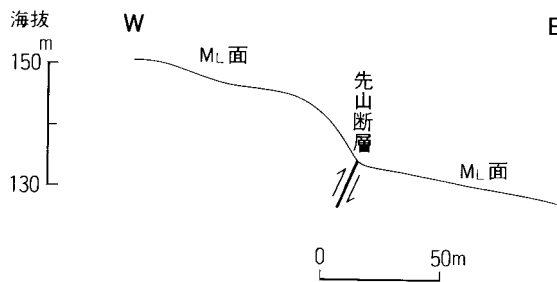
Loc.38(安坂南方)では, 断層の推定位置付近に分布する大阪層群(粘土-砂の互層)が走向N10° E, 傾斜70° W(反転)と著しい変形を受けている。

Loc.39(上内膳北方)でも, 大阪層群の砂-シルト層が走向N20° E, 傾斜88° W(反転)の変形を示している。

Loc.40(安坂)では段丘面の断層変位が認められた。ここでは, 先山山地から流下して東流する河川に



第58図 先山断層による中位段丘面(ML面)の変位を示す地形図(洲本市安坂)
洲本市が1981年に作成した 1 : 2,500地形図より



第59図 先山断層による中位段丘面(ML面)の変位(洲本市安坂)
第58図より

よる扇状地性段丘面の扇頂部が、わずかに断層の上盤側にも分布している。そして、扇状地上で断層の推定位置に、南北方向の直線的な崖地形が発達している。この崖は河川の方とは直交するので浸食による崖の可能性はなく、断層崖と認定できる(第58図)。

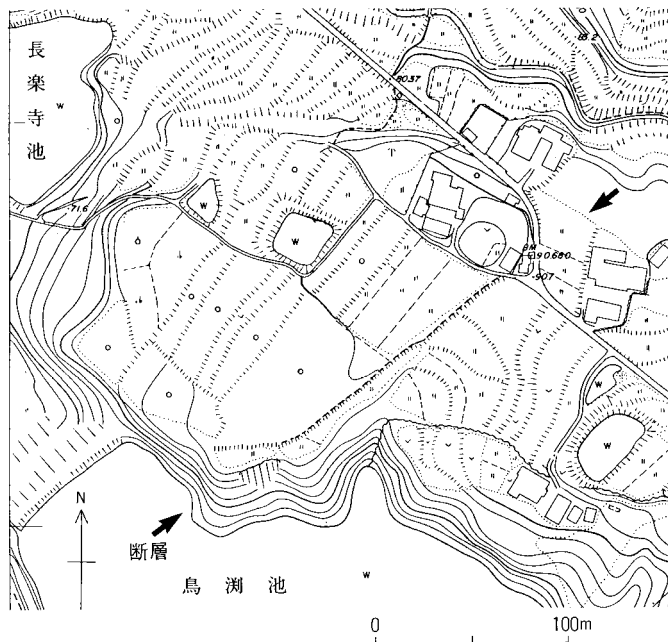
この崖による扇状地面の変位量は、第59図の断面図から約10mと求められた。この面は、本図幅地域の中位段丘面群の中でも最下位に発達するもので、その形成年代もおおむね5万年前後と推定できる。この年代値と、段丘面の変位量より、先山断層の平均変位速度は $0.2\text{m}/10^5\text{年}$ となる。

VII. 3. 5 鮎原南断層

先山山地の西麓に発達し、その南部が第四紀後期にも活動を行い、中位段丘面群を長さ1kmにわたって変位させる北東-南西方向の低断層崖を形成している。この断層崖は西上りの垂直変位成分をもち、山地側に対して丘陵・台地側が相対的に上昇する「逆むき断層崖」の性格をもつ。

Loc.41(広石東方)では、大阪層群(愛宕累層)及び段丘堆積物を切る逆断層が2本平行して発達し、段丘堆積物の基底が3m前後西上りに変位している。断層面は、それぞれ、走向 $N50^\circ E$ 、傾斜 $82^\circ W$ (東側)、及び走向 $N75^\circ E$ 、傾斜 $80^\circ W$ (西側)となり、共に断層面沿いに幅2-3cmの断層粘土が発達している。

Loc.42(広石南東)では、中位段丘面群中の最も下位に発達する段丘面上に鮮明な段層崖が生じている(第60, 61図)。この位置での変位量は約2mと算定され、段丘面の推定年代(5万年前頃)より、 $0.04\text{m}/10^5\text{年}$ の平均変位速度が算定される。



第60図 鮎原南断層による中位段丘面の変位
五色町が1980年に作成した1:2,000地形図を使用



第61図 鮎原南断層による中位段丘面の変位(広石南東)

VII. 3. 6 活断層の特徴

①活動の様式

本図幅地域内の活断層のうち、地形形成に大きな役割を果たしたと考えられる志筑断層・先山断層は、それぞれ、NNW-SSE, NNE-SSW方向で、南北に近い走向を示しており、長さも10kmを越えない。共に、明瞭な横ずれ変位地形が認められず、垂直変位成分が卓越するものと考えられる。

野田尾断層・安乎断層・鮎原南断層は共にNE-SW走向で、断層の長さも3 km以内と小規模な断層である。野田尾断層については、北東延長の楠本断層・東浦断層と同様に右ずれ成分をもつ可能性もあるが、横ずれ成分の有無について現段階では不明である。

主要な2断層について、南北走向の逆断層であることが明らかになった。このため、第四紀中頃以降顕著になった東西方向の圧縮場(藤田, 1968, 1976; 岡田, 1973, 1980; 寒川, 1980, 1986; Sangawa, 1984)において活動を行っていると考えても矛盾はない。

②活動度

先山断層上の洲本市安坂(Loc.40)において、扇状地面を切る断層崖が認められた。これを基準にして、垂直方向で $0.2\text{m}/10^3$ 年程度の平均変位速度が求められた。この値は、松田(1975)による活断層の活動度評価の基準によるとB級下位の値となる。

鮎原南断層上の五色町広石南東では、中位段丘面を切る低断層崖が認められた。これを基準にして、垂直方向で $0.04\text{m}/10^3$ 年の平均変位速度が得られた。この値は、松田(1975)ではC級中位の活動度に相当する。

③地形形成における活断層の役割

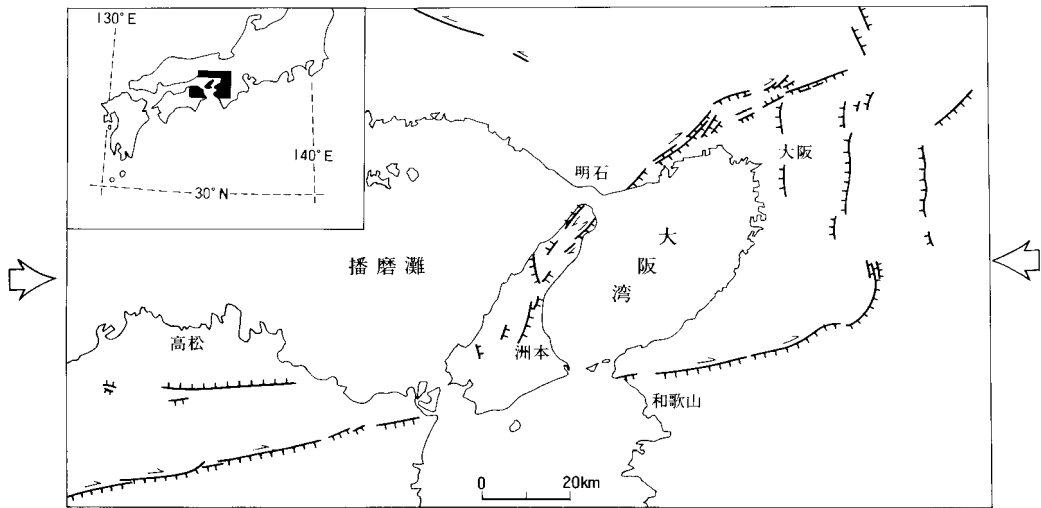
志筑断層は山地と丘陵を境し、断層崖の前縁には、山地を構成する花崗岩の礫を多量に供給している。この断層の南端で交叉するように発達する野田尾断層とともに、摩耶山を含む山地部の隆起に大きく関与している。

安乎断層と先山断層も共に、山地と丘陵の境界を限り、断層崖の前縁に花崗岩由来の扇状地礫層を大量に供給している。このため、先山山地の形成に直接関与していると考えられる。

また、鮎原南断層は、山地の形成には寄与していない。先山断層の活動による山地の隆起に伴って、歪みの集中した地域の既存の断層に沿って断層活動が生じたものであろう。

本図幅地域の北部と南部に分布する山地は共に、活断層の活動と調和的な隆起を行っている。また、山地から流下する、扇状地面を構成する堆積物は、大阪層群を構成する堆積物と基本的に異なる。前者は、山地から直接もたらされた花崗岩類の粗粒な礫よりなり、後者は、チャート・流紋岩など背後の山地とは異なった堆積物より構成され、礫径も小さく淘汰も良好である。

このため、本図幅地域も、「明石」地域(水野ほか, 1990)と同様に、第四紀後半における東西方向の圧縮下での断層活動によって、山地の急激な上昇が進行し地形の概要が形成された(岡・寒川, 1981など)ものと考えられる(第62図)。



第62図 西日本における主要活断層と応力場
水野ほか(1990)より

Ⅷ. 応用地質

(水野清秀・寒川 旭・高橋 浩)

Ⅷ. 1 地下水

本図幅地域内の地下水は、被圧地下水では大阪層群の砂礫層、不圧地下水では段丘堆積物及び沖積層がそれぞれ有力な滞水層である。大阪層群分布地域には、深さ150m程度までの深井戸が多く散在し、主に農業用水及び水道用水として利用されている(国土庁土地局国土調査課, 1975など)。本地域の電気探査や水質調査については清水・黒川(1973)による報告がある。津名町では昭和42年頃から過剰揚水のために深井戸への塩水浸入が発生したが深井戸の埋め戻しなどの措置により防がれた。この塩水浸入の過程が水理地質学的に検討されている(清水・黒川, 1975)。

Ⅷ. 2 土木建築材料

Ⅷ. 2. 1 骨材

本図幅地域内で、現在操業中の採石場は、津名町佐野区域、同町佐野、生穂にまたがる区域の2か所に存在する。現在採掘の対象となっているのは、ほとんどが花崗岩類であり、関西新空港関連の埋立などのため船積みの後阪神の各地に搬出されている。平成3年3月現在における採掘の状況は以下のとおりである。

1) 津名町佐野区域

採取面積：34万m²

採取量：2000万m³

採掘期間：昭和49年4月-平成3年3月

事業主：鹿島建設・佐藤工業・淡路土建

2) 津名町佐野・生穂区域

採取面積：103万m²

採取量：1500万m³(平成3年4月以降の計画採取量：1500万m³)

採掘期間：昭和63年4月-平成3年3月(平成3年4月以降の計画採掘期間：平成3年4月-平成6年3月)

事業主：三菱マテリアル・間組・新津名開発

Ⅷ. 2. 2 粘土

本図幅地域南西部では、粘土が瓦の原料として採掘されている。採掘される粘土は、ほとんどが大阪層群五色浜累層中の単層の厚さ5-10m程度の粘土層からであり、現在では五色町鳥飼南、広石及び西淡町松帆などに採掘場がある。西淡町松帆を中心とする地域には多くの瓦工場があり、瓦の生産は重要な地場産業となっている。

Ⅷ. 3 地盤災害

Ⅷ. 3. 1 海岸浸食

1808(文科5)年から伊能忠敬による四国・淡路島沿岸の絵図作成作業が始まり、淡路島地区では山瀬佐蔵が中心になり、1836(天保7)年に各村ごとの詳細な「分限絵図」を完成させた。淡路島には、この多くが残存しており、海岸線の変化を知る上で重要である。絵図は、一丁を二寸とした約1:1,800の縮尺で統一されており、寺社や一般家屋及び田畑の区画が一つ一つ丹念に描かれている。

「明石」図幅(水野ほか、1990)と同様に、神社などの代表的な建造物の中心点を基準にして海岸からの距離と砂浜の幅を測定し、現在の地形図から得た値と比較することによって1836年以降の海岸線の変化を把握した(付図A-3)。

第63、64図のように、都志浦の分限絵図と1980年に作成された五色町の1:2,000地形図が比較できる。絵図のように都志川の中洲に建てられていた住吉神社の周囲が完全に埋め立てられて景観が一変している。また、都志の海岸に存在した幅10m前後の砂浜も現在では多くが消滅している。

第65、66図は角川村の分限絵図と1980年作成の五色町1:2,000地形図を並べたものである。かつて住吉神社が存在した場所は既に浸食を受けて消滅し砂浜も完全に消滅している。住吉神社自体は海岸線付近で浸食を受けるたびに移転を繰り返している。

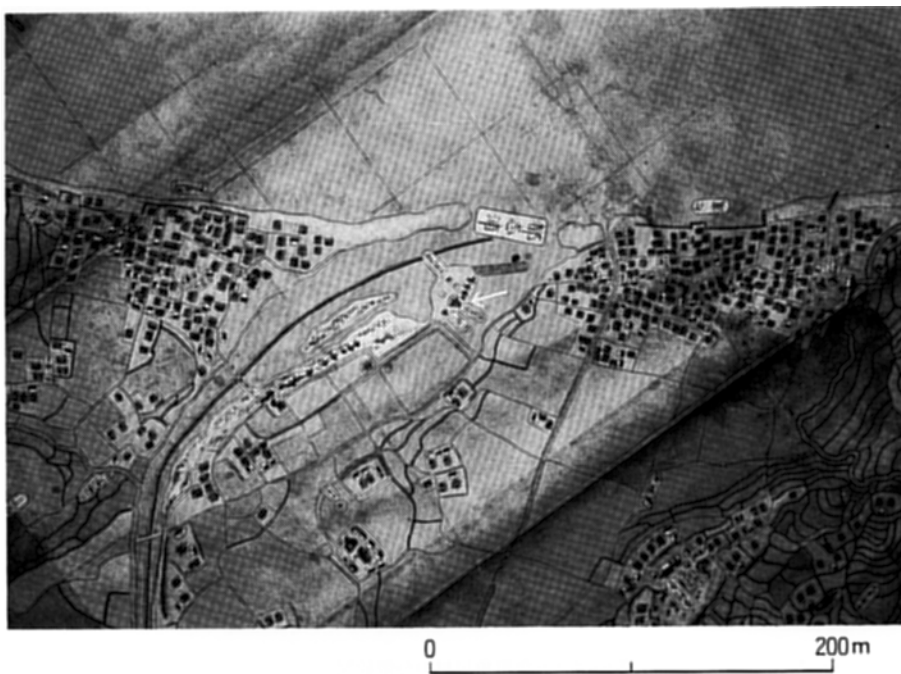
第67、68図は塩尾浦の分限絵図と津名町が1982年に作成した1:2,500地形図である。絵図に描かれている住吉神社(石段や鳥居も含めて)は現在も同じ位置に認められる。しかし、不動堂・エビス社は存在しない。絵図の描かれた時の小さな港は、大きく埋め立てられて大きな港(塩尾港)に変身をとげている。また、砂浜海岸の多くは既に消滅している。

絵図上の寺社を基準にして、「明石」「洲本」両図幅地域での海岸線の後退量を求めたものを第5表に示す。これによって1836年から1980年代までの約156年間における海岸線の変化がある程度把握できる。

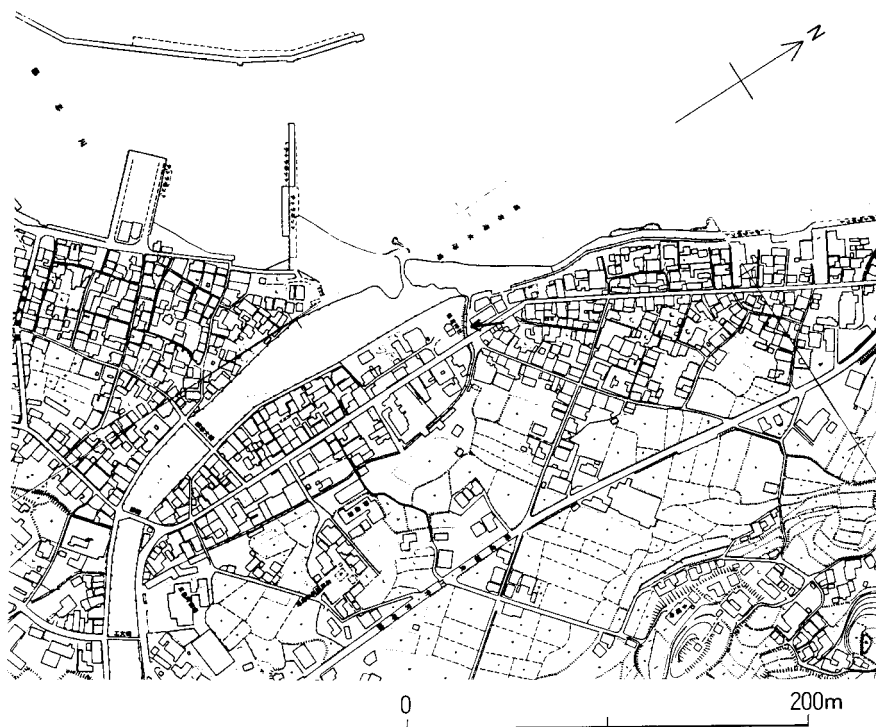
「洲本」図幅地域では、全域的に砂浜の消失が著しい。特に東海岸の塩尾付近では幅30m前後の砂浜が失われている。また、西海岸の角川-都志間では、砂浜も含めて陸域が30m近く後退している。

Ⅷ. 3. 2 歴史上の地震

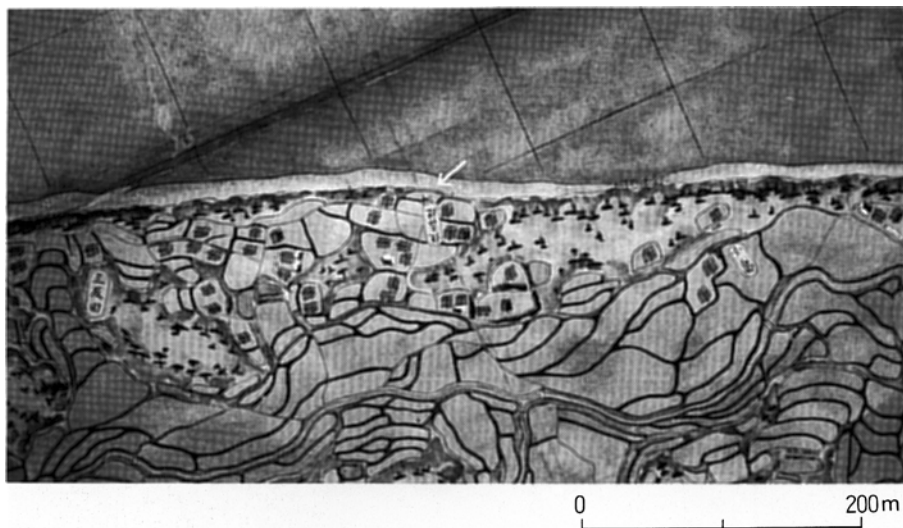
本図幅地域に度重なる被害を与えた地震として南海地震が挙げられる。これは南海トラフ沿いのプレート境界で繰り返し発生する巨大地震である。古文書の記録より、少なくとも1946年、1854年、1707年、1605年、1361年、1099年、887年、684年に発生したことが推定されている(宇佐美、1987など)。また、遺跡の地震跡から、1498年頃にも南海地震が存在したと考えられる(寒川、1990)。



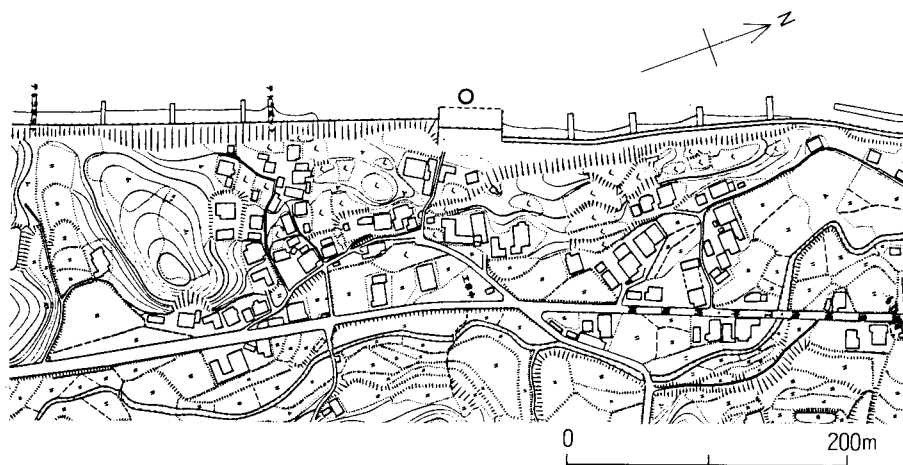
第63図 五色町都志浦の分限絵図. 矢印は住吉神社(五色町役場提供)



第64図 五色町都志周辺の地形図. 2,000分の1原図を約27%に縮小. 矢印は住吉神社(五色町役場提供)



第65図 五色町角川村の分限絵図
 矢印は住吉神社(五色町役場提供)



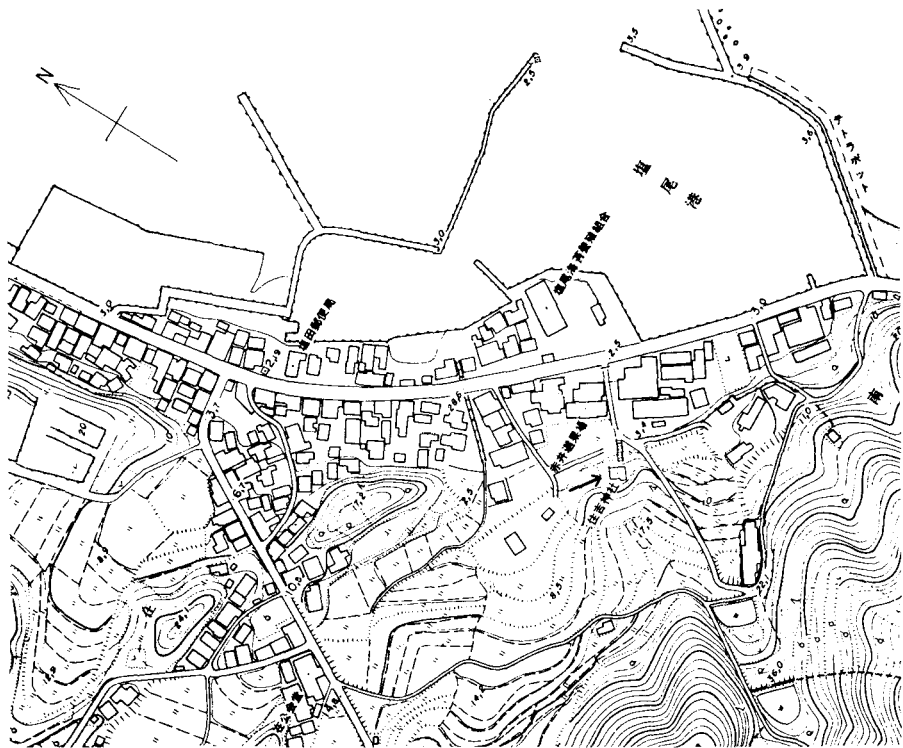
第66図 五色町角川周辺の地形図
 2,000分の1地形図原図を約37%に縮小、○印は分限絵図の住吉神社の位置で既に海中(五色町役場提供)

1946年12月21日4時19分に発生した昭和南海地震(M8.0)は全島規模で著しい被害をもたらした。特に被害の著しかった洲本市では死者40名、全壊家屋125戸を数えた(洲本市史編さん委員会, 1974; 第69図)。また、この地震によって福良や湊で数10cm程度の地盤の沈下が生じたと伝えられる。



0 200m

第67図 津名町塩尾浦の分限絵図. 矢印は住吉神社(津名町役場提供)



0 200m

第68図 津名町塩尾の地形図. 2,500分の1地形図原図を約53%に縮小. 矢印は住吉神社(津名町役場提供)

第5表 淡路島北-中部における最近150年間の海岸線の変化

図幅名	地点	指標	分限絵図による距離		各町発行の地形図による距離		陸域の変化	
			陸	砂浜	陸	砂浜	陸	砂浜
明石	1	えびす(育波)	14.5m	30.5m	15.5m	0	+1m	-30.5m
	2	西えびす(斗ノ内)	27	25.5	12	0	-15	-25.5
	3	東えびす(斗ノ内)	7	36	60	0	+53(埋立)	-36
	4	薬師堂(野島)	63	29	93	0	+30(埋立)	-29
	5	八幡宮(野島)	162	34	175	0	+13(埋立)	-34
	6	阿弥陀堂(野島)	167	18	157	5	-10	-13
	7	観音堂(轟木)	140	18	140	0	0	-18
	8	千手観音(轟木)	131	32	120	12	-11	-20
	9	大蔵明神(平林)	148	16	157	0	+9	-16
	10	貴船神社(平林)	86	11	87	0	+1	-11
	11	阿弥陀堂(平林)	162	18	112	0	-50	-18
	12	薬師堂(江崎)	284	18	260	0	-24	-18
須磨	13	えびす(松帆)	18	27	7	17	-11	-10
	14	八幡神社(岩屋)	59	13	65	12	+6(埋立)	-1
	15	石屋神社(岩屋)	63	20	42	7	-21	-13
洲本	16	ひし池(角川)	93.6	12.6	92	6	-1.6	-6.6
	17	住吉神社(角川)	5.4	12.6	マイナス	0	-6~7	-12.6
	18	明神神社(角川)	122.4	12.6	100	0	-22.4	-12.6
	19	寺代池(都志)	302.4	12.6	276	13	-26.4	+0.4
	20	えびす(都志)	18	5.4	10	0	-8	-5.4
	21	明神社(都志)	81	9	64	0	-17	-9
	22	浄土寺(都志)	77.4	19.1	78	0	+0.6	-19.1
	23	金比羅神社(江井南方)	172.8	7.2	160	0	-12.8	-7.2
	24	蛭子社(江井)	16.2		15		-1.2	
	25	稻荷神社(江井)	27	9	20	6	-7	-3
	26	社日神社(江井)	18	12.6	10	5	-8	-7.6
	27	住吉神社(江井)	10.8		7.5		-3.3	
	28	えびす社(塩尾北部)	10.8	25.2	10	0	-0.8	-25.2
	29	えびす社(塩尾南部)	41.4	19.8	105	0	+29.1(埋立)	-19.8
	30	住吉神社(塩尾南部)	97.2	9	130	0	+32.8(埋立)	-9
	31	地形から(里)		32.4		0		-32.4

1854年の安政南海地震(M8.4)では昭和南海地震をはるかに上回る地震動を豪った。洲本市の齊藤家文書には、南淡町福良で地震に遭遇して翌日洲本へ帰った時の記録がある(洲本市史編さん委員会, 1974)。これには「七つ(嘉永7年11月5日午後4時)頃よりゆりやみなしに相成、潮満事甚し、津浪来りて八幡宮の下にて汐三尺と云。犬も下町一円水なり浦中の人家ことごとくとある。氏宮拝殿并宮殿并岡之原并諸寺小高き所へ家内打連野宿す。」とある。翌日、洲本へ帰る途中では「須本へ帰る道筋も潰家多し。中にも志知川潰家五十軒三ノ橋落ル、下物部本村出店潰家数を知らず、漁師町同断、寺町寺々大損じ、塩屋村西来寺潰ル百姓家潰ル(後略)」と記されている。

1605年の慶長南海地震(M7.9)は著しい津波をもたらしたが、強い地震動を示す記録は少ない。その中



第69図 昭和南海地震による洲本市内の惨状。淡路分化史料館提供

でも、洲本の住人、藤井容信と彰民父子が二代をかけて1825年に完成した「淡路草」には次の記載がある。「三原郡加茂郷、先山千光寺(安坂村にあり)、慶長九年天下大地震の時、諸堂倒る、其時仏像堂前に飛び出すという」。

洲本市教育委員会が1990・1991年に行った洲本市下内膳の下内膳遺跡において、弥生時代Ⅲ期の方形周溝墓の墳丘・溝(埋土も含めて)を引き裂く砂脈が10数本検出された。これらは、Ⅲ(B.C.1世紀)-Ⅳ(A.D.1世紀)の境界付近の地層に覆われており、西暦0年前後にこの地域に激しい地震動を与える地震が生じたものと考えられる。弥生時代の南海地震の可能性が強い。

内陸地震として著名なのは、1596(慶長元)年の伏見地震(M7.5)で、京都盆地南部から大阪平野北部を中心として広範囲に被害が生じた。三原郡史編纂委員会(1979)には、この地震で西淡町湊付近の地盤が隆起したことが原因らしくて、軍船が志知城まで川を上ることができなくなったと書かれている。

Ⅷ. 3. 3 風水害と地すべり

本図幅地域は、台風・豪雨などの風水害に度々見舞われている。地域内に広く分布する丘陵の多くは、未固結の粘土・砂・礫より構成されており、地すべりや洪水を伴った大きな災害を起こしやすい。

洲本市の斉藤家文書には次のような水害の記録がある(洲本市史編さん委員会、1974)。「宝暦十四申年(1764年)八月六日の夜八ツ時(午前2時)過より永雨に付大水に相成、私宅(洲本市紺屋町)へ水入、床板敷より上へ六寸程上り是迄相覚不申大水二而有之候所々老人衆も昔より相覚不申義と物語に御座候、所々に豊多水入に相成、三十畳程水入二相成権り難義致候事」。

文久3(1863)年にも津名町佐野で、7月中雨が続き、数百か所で土地が崩壊し多くの被害をもたらしたことが記されている(津名町史編集委員会編、1988)。

最近では、昭和9年9月21日に室戸台風が淡路島本土を直撃し、津波も伴って著しい被害をもたらした。死者行方不明27名、全壊流失家屋2,265戸を数える大惨状となった。

昭和13年の7月3-5日には集中豪雨が全島を襲い、地すべりや河川の氾濫による死者、行方不明者が13名に及んだ。

昭和25年6月3日ジェーン台風、昭和36年9月16日の第2室戸台風、昭和40年の23・24号台風も甚大な被害をもたらした。

昭和49年7月6日-7日にかけての「たなばた豪雨」もすさまじく、山腹をえぐった濁流が河川にあふれた。中でも志筑に注ぐ河川の氾濫が著しく、志筑の市街地は泥海と化した(津名町史編集委員会編、1988)。その直後の9月8日には台風18号による集中豪雨が襲い洲本市では354mmの雨量を記録した。

文 献

遠藤秀典(1982) 温度変化法による鉱物・ガラスの屈折率測定方法, 地質ニュース, no. 329, p. 8-12.

後藤博弥(1983) 土地分類基本調査「須磨・明石・洲本」, 5万分の1, 国土調査, 表層地質図及び説明書. 兵庫県, p. 31-42.

———宮田隆夫(1984) 土地分類基本調査「由良・鳴門海峡」, 5万分の1, 表層地質図及び同説明書. 兵庫県, p. 33-48.

Harada, T. (1890) Die Japanischen Inseln. Eine topographisch-geologische Übersicht. *Erste Lieferung Kais. Jap. Geol. Reichsanst.*

東中秀雄(1951) 淡路炭田中部及び南部地区調査報告. 地調月報, vol. 2, p. 5-13.

———永井浩三(1960) 淡路島の垂炭(その1). (その2). 地調月報, vol. 11, p. 207-220, 273-288.

引田 茂(1954) 大阪湾周辺に於ける遺体植物の研究. 府立学校教員研究報告書, 第1集, p. 1-17.

平山 健・田中啓策(1955) 7万5千分の1地質図幅「徳島」及び説明書. 地質調査所, 34p.

広川 治・服部 仁・猪木幸男・一色直記・坂本 亨・寺岡易司・上村不二雄・山田直利・小野千恵子
(1973) 50万分の1地質図幅「岡山」. 地質調査所.

Horie, S. (1986) Fission-track dating data on fresh-water sediments for the study of land connection between the Asiatic Continent and Lake Biwa through the Seto Inland Sea. *Proc. Japan Acad.*, vol. 62, ser. B, p. 377-380.

藤田和夫(1968) 六甲変動, その発生前後-西南日本の交差構造と第四紀地殻運動-. 第四紀研究, vol. 7, p. 248-260.

———(1974) 第四紀地殻変動図「近畿」. 50万分の1, 地質調査所.

———(1976) 日本の山地形成論. 中尾佐助・加藤泰安・梅棹忠夫編『山岳 森林 生態学』(今西錦司博士古稀記念論文集1), 中央公論社, p. 85-140.

———・笠間太郎(1982) 大阪西北部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 112p.

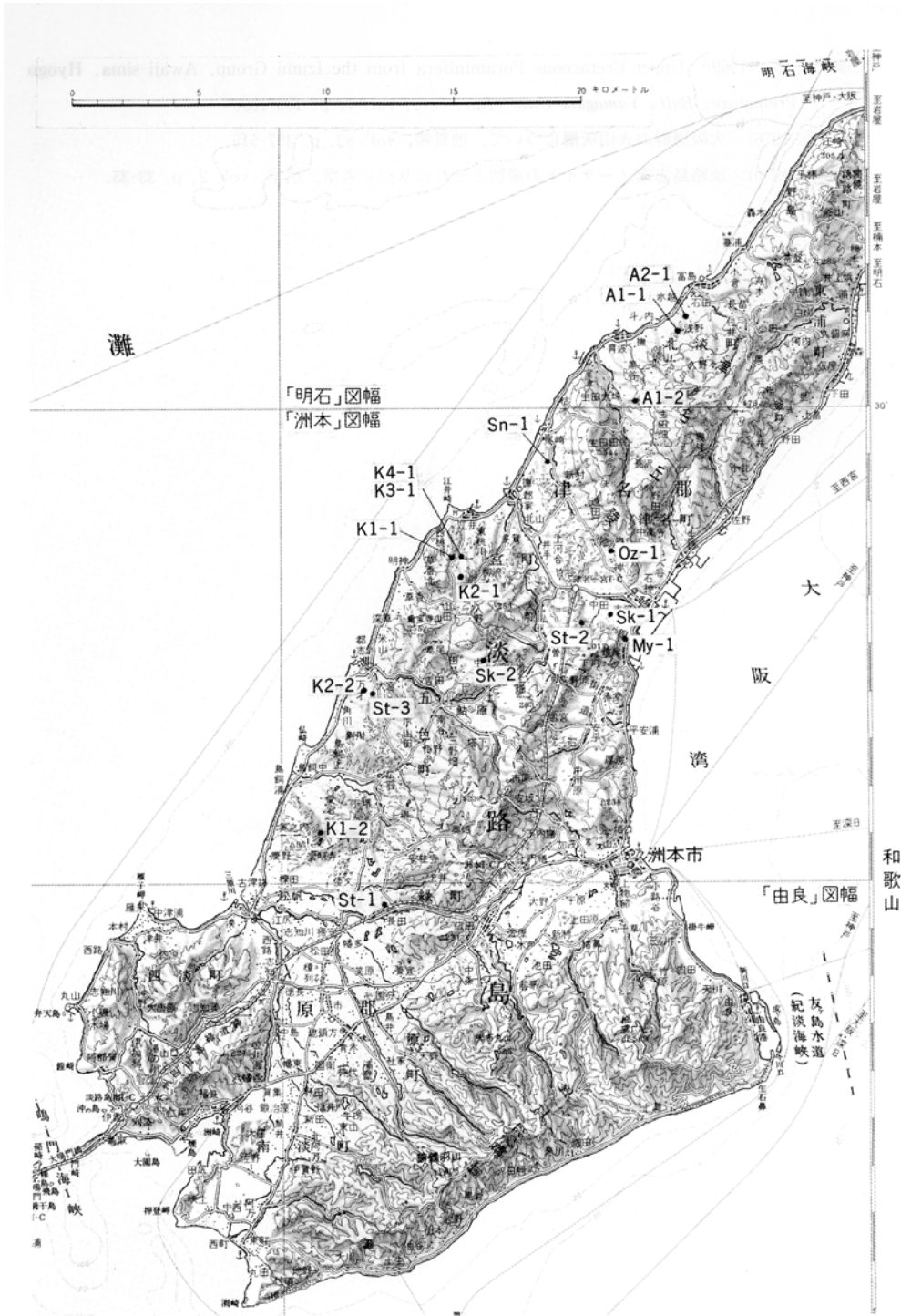
- 藤田和夫・笠間太郎(1983) 神戸地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115p.
- ・前田保夫(1984) 須磨地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 101p.
- 市川浩一郎(1960) 和泉山脈中部の和泉層群の層相変化及び後背地の問題(演旨). 地質雑, vol. 66, p. 466.
- Ichikawa, K. and Maeda, Y. (1958a) Late Cretaceous Pelecypods from the Izumi Group, Part I Cucullaeidae (*Pleurogrammatodon*, nov., *Nanonavis*, and *Indogrammatodon*). *Jour. Inst. Polytechnics, Osaka City Univ.*, ser. G, vol. 3, p. 61-78.
- and—————(1958b) Late Cretaceous Pelecypods from the Izumi Group, part II. Orders Taxodontida, Prionodontida, Dysodontida, Desmodontida and Adapodontida. *Jour. Inst. Polytechnics Osaka City Univ.*, ser. G., vol. 4, p. 77-123.
- 市川浩一郎・前田保夫(1960) 和泉層群(上部白亜系上部)の斧足類化石による生層序区分. 有孔虫, no. 11, p. 5-14.
- Ichikawa, K. and Maeda, Y. (1963) Late Cretaceous Pelecypods from the Izumi Group, Part III. Order Heterodontida (I), *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 7, p. 113-145.
- and—————(1966) *Clisocolus* (*Bivalvia*, Late Cretaceous) from the Izumi Group of the Kinki District, Japan. *Prof. S. Matsusita Memorial Volume*, p. 233-241.
- 市川浩一郎・大橋邦宏(1965) 大阪南部の泉南酸性火砕岩類と和泉層群. 日本地質学会第72年年会地質見学案内書, 19p.
- 池辺展生(1957) 日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成区—. 新生代の研究, no. 24-25, p. 508-517.
- (1959) 近畿における旧象化石の分布. 第四紀研究, vol. 1, p. 109-118.
- 編(1961) 17万分の1兵庫県地質鉱産図及び説明書. 兵庫県, 171p.
- 稲田卓史(1986) 地形と地質. 五色町史, 五色町, p. 12-38.
- 市原 実(1960) 大阪, 明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, no. 49, p. 15-25.
- (1966) 大阪層群と六甲変動. 地球科学, no. 85-86, p. 12-18.
- ・市川浩一郎・山田直利(1986) 岸和田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所. 148p.
- ・吉川周作・亀井節夫・那須孝悌(1988) 近畿地方の第四紀層の層序区分. 地質学論集, no. 30, p. 111-125.
- ・—————・川辺孝幸・三田村宗樹(1984) 岸和田市津田川流域のいわゆる“芝の不整合”について—大阪層群の古地磁気層序とフィックション・トラック年代—. 地球科学, vol. 38, p. 1-16.
- 糸魚川淳二(1969) 瀬戸内東部地域中新統の貝化石群集. 化石, no. 17, p. 50-55.
- (1983) 瀬戸内海東部沿岸地域の中新世軟体動物群集. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 10, p. 29-39.

- ・柴田 博(1973) 古環境の変遷と対比-瀬戸内区中新統の場合. 地質学論集, no. 8, p. 125-135.
- 笠間太郎・藤田和夫(1957) 日本の新生代の堆積区とその変遷(1)-瀬戸内地質区の特性と変遷-。新生代の研究, no. 24-25, p. 518-526.
- 活断層研究会編(1980) 日本の活断層-分布図と資料, 東京大学出版会, 363p.
- (1991) 新編日本の活断層-分布図と資料, 東京大学出版会, 448p.
- 川辺孝幸(1989) 近畿の鮮新-更新統堆積盆地のブロック運動. 地球科学, vol. 43, p. 402-416.
- Kent, D.V. and Gradstein, F.M. (1985) A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 96, p. 1419-1427.
- 小玉一人(1990) 四国および淡路島の中央構造線沿いに分布する和泉層群の古地磁気層位. 地質雑, vol. 96, p. 265-278.
- 国土庁土地局国土調査課(1975) 近畿圏地下水(深井戸)資料台帳. 1233p.
- 桑原 徹(1985) 瀬戸内区構造運動の特性. 地団研専報, no. 29, p. 171-189.
- 政岡邦夫(1982) 近畿地方金剛山地及びその周辺の領家花崗岩類. 地質雑, vol. 88, p. 483-497.
- 松田時彦(1975) 活断層としての石廊崎断層系の評価. 1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告, p. 121-125.
- Matsumoto, T. ed. (1953) The Cretaceous system in the Japanese Islands. *Japan Soc. Prom. Sci.*, p. 1-324.
- (1977) Zonal correlation of the Upper Cretaceous in Japan. *Palaeont. Soc. Japan, Special Papers*, no. 21, p. 63-74.
- 松本達郎・前田保夫(1951) 淡路島産の菊石パッキディスカス. 鉱物と地質, vol. 4, p. 67-69.
- 三原郡史編纂委員会(1979) 三原郡史. 1389p.
- 三木 茂(1948) 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラに就いて. 鉱物と地質, 第9集, p. 105-144.
- Miyata, T. (1990) Slump strain indicative of paleoslope in Cretaceous Izumi Sedimentary basin along Median Tectonic line, southwest Japan. *Geology*, vol. 18, p. 392-394.
- 水野清秀(1987) 四国及び淡路島の中央構造線沿いに分布する鮮新・更新統について(予報). 地調月報, vol. 38, p. 171-190.
- (1992) 淡路島. 市原 実ほか編, 「大阪層群」. 印刷中.
- ・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩(1990) 明石地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90p.
- Morozumi, Y. (1985) Late Cretaceous(Campanian and Maastrichtian) ammonites from Awaji Island, Southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, no. 32, p. 1-58.
- 両角芳郎(1987) 淡路島の和泉層群. 「近畿地方」, 日本の地質6, 共立出版, p. 63-65.
- Nakagawa, C. (1961) The Upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku. *Tokushima Univ. Gakugei, Jour. Nat. Sci.*, vol. 11, p. 77-124.

- 中島和一(1985) 淡路島北部の野島花崗閃緑岩体. *MAGMA*, no. 73, p. 79-82.
- ・政岡邦夫・小笹誠二・森鼻隆夫・田結庄良昭・天野啓三(1986) 淡路島北部の領家花崗岩類. *地球科学*, vol. 40, p. 227-237.
- ・————・田結庄良昭・杭田康弘(1985) 淡路島中央部の領家帯一特に花崗岩類の区分と相互関係について一. *地球科学*, vol. 39, p. 124-135.
- 野田睦夫(1984) 淡路島常磐・中持の神戸層群. *兵庫地学*, no. 31-32, p. 7-13.
- 小川琢治(1896) 淡路島始原界の橄欖輝紫岩ならびに褐簾半花崗岩略説. *地質雑*, vol. 3, p. 264-275.
- 大出 稔(1912) 中国筋の地貌に就て. *地質雑*, vol. 19, p. 152-162.
- 岡 義記・寒川 旭(1981) 東部瀬戸内堆積区の形成と淡路島の隆起. *地学雑*, vol. 90, p. 393-409.
- 岡田篤正(1973) 中央構造線の第四紀断層運動について. 「中央構造線」東海大学出版会, p. 49-86.
- 大阪層群研究グループ(1951) 大阪層群とそれに関連する新生代層. *地球科学*, no. 6, p. 49-60.
- 尾崎正紀・松浦浩久(1988) 三田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 立命館大学地理学研究会自然班(1982) 洲本川流域における発達史的地形研究. *The Contour*, no. 22, p. 13-29.
- 寒川 旭(1980) 西南日本中央部の第四紀における地殻運動と地形発達. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, p. 60-65.
- Sangawa, A. (1984) The history of fault movement since late Pliocene in the central part of Southwest Japan. *The Royal Society of New Zealand Bulletin*, vol. 24, p. 75-86.
- 寒川 旭(1986) 近畿中央部の新时期地殻運動. *地球*, no. 90, p. 752-755.
- (1990) 遺跡から得られた過去の地震情報. *地学雑*, vol. 99, p. 471-482.
- ・岡 義紀・八木浩司(1979) 淡路島の活断層. 日本地質学会予稿集, no. 17, p. 64-65.
- ・杉山雄一・衣笠善博(1983) 50万分の1活構造図「京都」. 地質調査所.
- 笹井博一(1936) 淡路島の和泉砂岩層. *地質雑*, vol. 43, p. 590-602.
- 柴田 博・糸魚川淳二(1980) 瀬戸内区の中新世古地理. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 7, p. 1-49.
- 鹿間時夫(1936) 明石層群に就いて. *地質雑*, vol. 43, p. 565-589.
- (1938) 神戸層群と其の植物群. *地質雑*, vol. 45, p. 621-640.
- 清水欣一・黒川睦生(1973) 農業用地下水調査保全調査淡路中部地区調査報告書. 近畿農政局計画部資源課, 189p.
- ・————(1975) 兵庫県津名町の塩水浸入, *日本地下水学会誌*, vol. 17, p. 68-72.
- Snelling, N. J. (1987) Measurement of geological time and the geological time scale. *Modern Geology*, vol. 11, p. 365-374.
- 杉山雄一(1991) 第二瀬戸内海の右横ずれ沈降盆地一大規模横ずれ断層の活動領域移動に伴う沈降盆地の変遷モデル. *構造地質*, no. 36, p. 99-108.
- 洲本市史編纂委員会(1974) 洲本市史. 994p.
- 須鎗和巳(1973) 阿讃山脈の和泉層群の岩相区分と対比. 東北大理科報告(地質)特別号, no. 6,

- p. 489-495.
- 鈴木 敏(1897) 20万分の1徳島図幅地質説明書. 地質調査所, 134p.
- 諏訪兼位・濡木輝一(1968) 淡路島の領家帯. 地球科学, vol. 22, p. 11-19.
- Tai, Y. (1959) Miocene microbiostratigraphy of west Honshu, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C., vol. 2, p. 265-395.
- 平 朝彦・斉藤靖二・橋本光男(1981) 日本列島形成の基本的プロセス—プレートのななめ沈み込みと横ずれ運動—. 科学, vol. 51, p. 508-515.
- 高橋治郎(1986) 愛媛県松山市周辺地域の“中央構造線”. 愛媛大学教育学部紀要, 自然科学, vol. 6, p. 1-44.
- 高橋 浩(投稿中) 淡路島の花崗岩類のK-Ar年代. 岩鉱.
- 田中啓策・松本達郎・前田保夫(1952) 淡路島最南部の和泉層群. 地学雑, vol. 61, p. 67-72.
- ・山田直利・坂本 亨・吉田史郎・宮村 学(1982) 50万分の1地質図幅「京都」, 第4版. 地質調査所.
- 樽野博幸(1986) 象化石. 五色町史, 五色町, p. 39-49.
- (1988) 地形と地質. 津名町史, 津名町, p. 3-21.
- 寺岡易司(1977) 領家・三波川両帯における白亜紀堆積盆. 秀 敬編. 「三波川帯」, 広島大学出版会, p. 419-431.
- Torii, M., Yoshikawa, S. and Itihara, M. (1974) Paleomagnetism on the water-laid volcanic ash layers in the Osaka Group, Sennan and Senpoku Hills, Southwestern Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophys.*, vol. 2, p. 34-37.
- 佃 栄吉・寒川 旭・衣笠善博(1982) 50万分の1活構造図「高知」. 地質調査所.
- ・———・水野清秀(1985) 50万分の1活構造図「岡山」. 地質調査所.
- 津名町史編集委員会編(1988) 津名町史. 1469p.
- 宇佐美龍夫(1987) 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 434p.
- Yabe, H. (1901, 1902) Note on three Upper Cretaceous Ammonites from Japan, outside of Hokkaido. *Jour. Geol. Soc. Tokyo*, vol. 8, p. 1-4, vol. 9, p. 1-7.
- (1915) Note on some Cretaceous fossils from Anaga on the island of Awaji and Toyajo in the province of Kii. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd Ser., vol. 4, p. 13-24.
- 八木浩司(1983) 播磨灘北東岸地域における段丘面の時代対比. 地理学評論, vol. 56, p. 324-344.
- (1987) 明石海岸の地形学的検討. 国立歴史民俗博物館研究報告, vol. 13, p. 103-115.
- 山田直利・小井土由光・市川浩一郎・原山 智・田辺元祥・村上充英・吉田久昭・吉倉伸一・赤羽久忠(1979) 泉南層群—領家帯南部における後期中生代酸性火山作用—. 地質学論集, no. 17, p. 195-208.
- 山崎哲司(1987) 四国・淡路島西部の和泉層群の放散虫群集. 地質雑, vol. 93, p. 403-417.
- 江原眞伍(1921) 和泉砂岩層と「トリゴニア」砂岩層(一)(二). 地質雑, vol. 28, p. 157-160, 220-226.
- (1925) 和泉砂岩層に就て. 地球, vol. 4, p. 345-357.

- Yoshida, S. (1969) Upper Cretaceous Foraminifera from the Izumi Group, Awaji-sima, Hyogo Prefecture. *Bull. Yamagata Univ. Nat. Sci.*, vol. 7, p. 183-189.
- 吉川周作(1976) 大阪層群の火山灰層について. *地質雑*, vol. 82, p. 497-515.
- 吉澤 甫(1950) 淡路島志筑ノーライトの産状とそれに基づく考察. *地学*, vol. 2, p. 33-35.



付図A-1 大阪層群の火山灰層の採取地点。試料番号は第4表参照。国土地理院発行の20万分の1地勢図「徳島」使用



付図A-2 段丘堆積物及び断層露頭観察地点及びボーリング資料の位置



付図A-3 淡路島北-中部における海岸線変化の算定に用いた基準点

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kōchi (13) No. 11



GEOLOGY

OF THE

SUMOTO DISTRICT

By

Yutaka TAKAHASHI, Akira SANGAWA,
Kiyohide MIZUNO and Hitoshi HATTORI

(Written in 1991)

(Abstract)

The Sumoto district, a quadrangle of lat. 34°20'–34°30'N and long. 134°45'–135°0'E, is located in central Awaji Island.

In the Sumoto district, Cretaceous granitic rocks form mountains and hills as the basement of overlying Neogene and Quaternary deposits. A small amount of rhyolite welded tuff (Sennan Rhyolites) appears at the southern margin of the granitic rocks. And to the south and west of Sumoto City, the Late Cretaceous Izumi Group covers unconformably the granitic rocks and the Sennan Rhyolites.

Granitic Rocks and Sennan Rhyolites

The granitic rocks in the Sumoto district are composed mostly of granites, granodiorites and tonalites, accompanying gabbroic rocks and metamorphic rocks. The gabbroic rocks and metamorphic rocks are included as xenolithic bodies in the granitic rocks.

The granitic rocks in the Sumoto district can be divided into seven bodies, judging from their lithology, areal extent and intrusive relations, and also classified into three age groups : Granitic rocks I, Granitic rocks II and Granitic rocks III. And there are

Table 1 Summary of the geology of the Sumoto district.

Geologic Age		Geologic Units		Main Geologic Events	
Quaternary	Holocene	Recent riverbed & beach deposits		Formation of Alluvial plain	
	Pleistocene	Alluvium			Formation of terraces by uplifting
		Late	Lowest terrace deposits		
		Middle	Lower terrace deposits		
Early	Middle terrace deposits		Deposition of the Ōsaka Group		
	Higher terrace deposits				
Neogene	Pliocene	Ōsaka Group	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Northern part of Awaji Island</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Central part of Awaji Island</div> </div>		
			<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Toshima F.</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Atago F.</div> </div>		
	Miocene	Kōbe Group	Iwaya F.		
Paleogene	Oligocene				Deposition of the "First Setouchi Series"
	Eocene				
	Paleocene				
Cretaceous	Late	Izumi Group	Kita-ama F.	Deposition of the Izumi Group	
			Seidan F.		
			Younger dikes		Intrusion of Younger dikes
		Granitic rocks III	Senzan Granite		Intrusion of acidic plutonic rocks
Tōsanji Granite					
	Granitic rocks II	Sumoto Granodiorite		Felsic pyroclastic flow eruption Mylonitization Intrusion of Older dikes	
		Sennan Rhyolites			
		Older dikes		Intrusion of basic and acidic plutonic rocks	
	Granitic rocks I	Ei Granodiorite			
		Shizuki Tonalite			
		Tsushigawa Granite			
		Shio Granite			
Early	Gabbroic rocks		Metamorphism		
	Metamorphic rocks				
Pre-Cretaceous					

[---] distributed in the neighboring district. F : Formation

many dikes which intruded at two stages, the Older dikes and the Younger dikes.

The Granitic rocks I are composed of the Shio Granite, the Tsushigawa Granite, the Shizuki Tonalite and the Ei Granodiorite. The Granitic rocks I are more or less deformed, exhibiting foliation and form gently undulating folds on a regional scale. Mylonite occurs in the strongly deformed part of the Granitic rocks I, indicating a dextral shear movement. The Shio Granite is a medium- to fine-grained foliated biotite granite with porphyritic K-feldspar, including elongated dark inclusions. It is intruded by the Tsushigawa Granite and the Shizuki Tonalite. The Tsushigawa Granite is a coarse-grained foliated biotite granite, and is intruded by the Shizuki Tonalite, the Ei Granodiorite, the Sumoto Granodiorite and the Senzan Granite. The Shizuki Tonalite is a medium-grained foliated hornblende-biotite tonalite and gradually change more basic lithofacies where plenty of basic rocks are included. The Ei Granodiorite is a weakly foliated medium- to fine-grained hornblende-biotite granodiorite. The granodiorite includes many blocks of the Tsushigawa Granite, and both of the Ei Granodiorite and the Tsushigawa Granite are thermally metamorphosed.

The Older dikes, foliated granite porphyry and meta-porphyrite intrude into the Granitic rocks I, trending WNW-ESE mainly.

Rhyolite welded tuff of the Sennan Rhyolites is exposed as two small bodies and is intruded by the Sumoto Granodiorite of the Granitic rocks II at the northern margin, and covered unconformably with the Late Cretaceous Izumi Group at the southern margin.

The Sumoto Granodiorite is widely exposed in the southern part of this district and intruded by the Senzan Granite. The granodiorite is a massive and medium-grained hornblende-biotite granodiorite often including dark colored oval xenoliths, and does not possess any evidence of deformation.

The Granitic rocks III are composed of Tōsanji Granite and Senzan Granite. Each of the granites forms massive stocks, and is a massive and medium- to fine-grained biotite granite rarely having dark colored oval xenoliths.

The Younger dikes, granite porphyry and porphyrite intrude into all these granitic rocks and the Sennan Rhyolites, trending NNW-SSE mainly.

Late Cretaceous Izumi Group

The Izumi Group is a thick sequence of marine sedimentary rocks, and is distributed in a narrow belt on the north of the Median Tectonic Line from Shikoku through the southern part of Awaji Island to the central part of the Kii Peninsula. It forms a synclinorium plunging to the east and the age becomes generally younger eastwards.

In Awaji Island, the Izumi Group, attaining more than 10,000m in thickness, overlies the granitic rocks and rhyolite welded tuff of the Sennan Rhyolites, and is divided into northern marginal facies (Seidan Formation), main turbidite facies (Anaga, Kita-ama and Nada Formations) and southern facies (Shimonada Formation). In the Sumoto district, the Izumi Group occupies only the southern marginal area, where parts of the Seidan and Kita-ama Formations are distributed. Conglomerate and sandstone are predominant with a subordinate amount of mudstone in the Seidan Formation, while the

Kita-ama Formation consists of alternating beds of conglomerate, sandstone and mudstone. The formations dip generally 20° to 40° S or SE. The Izumi Group in Awaji Island is considered to range in age from Late Campanian to Early Maastrichtian on the basis of ammonites, radiolarians and magnetostratigraphy.

Miocene Kōbe Group

The Kōbe Group distributed in the northern part of Awaji Island is named the Iwaya Formation. It has a thickness of 100m, and is composed of fluvial and marine sediments containing thin peats and some molluscan fossils, and it belongs to the “First Setouchi Series” (late Early to Middle Miocene), which sporadically occurs in the Setouchi Province.

In the mapped district, the Iwaya Formation crops out in the northern part, resting unconformably upon the granitic rocks, and is composed mainly of ill-sorted nonmarine arkose sandstone and breccia. The stratigraphic horizon is situated in the lower part of all the Iwaya Formation.

Plio-Pleistocene Ōsaka Group

The Ōsaka Group is a sequence composed of silt-clay, sand and gravel of fluvial, lacustrine and marine origins. It is widely distributed in Awaji Island, the Ōsaka Plain and adjoining areas, and belongs to the “Second Setouchi Series” (Plio-Pleistocene). The Ōsaka Group in the Ōsaka Plain has been investigated in detail and is one of the standard sections of Plio-Pleistocene age in Japan.

In the mapped district, the Ōsaka Group is divided into the Toshima Formation in the northern area and the lower Atago and upper Goshikihama Formations in the central and southern areas. All of them are nonmarine sediments. The Toshima Formation, 300m thick, is composed mainly of alternating beds of silt-clay and sand in the lower part, but gravel is predominant in the upper part. The lower part of the Atago Formation and the upper part in the central area are characterized by the predominance of gravel, while the middle part of the formation and the upper part in the southern area consists mainly of alternating beds of silt-clay and sand with interbeds of gravel. The total thickness of the formation ranges from 200 to 250m. The Goshikihama Formation, 150m thick, is composed mainly of gravel intercalating silt-clay and sand beds, and characteristically contains pebbles of crystalline schist probably derived from the Sambagawa Belt. The Ōsaka Group in the mapped district is regarded as of Middle Pliocene to Early Pleistocene age from the tephrochronological and plant fossil evidences. The Ōsaka Group is cut by many faults along which the vertical displacement reaches 50 to 300m.

Late Pleistocene Deposits

Late Pleistocene deposits are terrace deposits and alluvium in this district. Terraces are composed of marine and fluvial deposits and recognized as Higher, Middle, Lower

and Lowest surfaces in descending order.

Along the western coast of Awaji Island, some marine terraces are distributed, which belong to the Middle terrace, supposed to be formed during the latest Interglacial age.

Active Faults

Five active faults are recognized in this district : the Shizuki, Nodao, Aiga, Senzan and Aiharaminami Faults. Outcrops of reverse faulting were observed at many localities along these faults.

The Senzan and Aiharaminami Faults, displacing the Middle terrace surfaces, are calculated to have slipped $0.2\text{m}/10^3\text{y}$ and $0.04\text{m}/10^3\text{y}$, respectively.

The outline of landform in this district is formed by fault movements in the second half of the Quaternary.

Environmental Geology

Coastlines in this district have moved toward inland side by tidal erosion. Degree of the regression during the last 150 years is calculated in many places, consulting the old historical drawings, named "Bungen Ezu". Maximum length of the progressive erosion reaches 35m.

Great earthquakes collectively called "Nankai Jishin" occurred in A.D. 1946, 1854, 1707, 1605, about 1498, 1361, 1099, 887 and 684 years. These earthquakes have seriously attacked this district, particularly the A. D. 1605 earthquake gave damages at the Senkōji Temple, locating on the summit of the Senzan Mountains.

Heavy rainfall and storm of typhoon caused natural disaster in form of landslide, flood and erosion of shorelines. Especially, Muroto typhoon(A.D. 1934) brought fatal damage in this district.

Engineering Geology

Groundwater In the mapped district, water is taken mainly from sand and gravel beds of the Ōsaka Group, terrace deposits and the alluvium. There are many wells for the purpose of agriculture and water supply, most of which have a depth of less than 150m.

Crushed rocks and earth Two quarries are now operated. Weathered granitic rocks have excavated on a large scale, to an extent that mountains and hills were transformed into gently inclined flat land spaces. The crushed rocks and earth of weathered rocks are largely shipped to the site of many landfill projects, e.g. Kansai Shin Kūkō (New International Airport in Kansai, off the coast of Sennan, Kii Peninsula).

Clay deposit Clay beds of the Goshikiyama Formation of the Ōsaka Group are quarried for a raw material of roof tile.

第 I 図版

1. 黒雲母片岩の研磨面 <GSJ R57686>

産地：津名町塩尾南方海岸。

黒雲母，石英，斜長石，カリ長石からなる優黒質層と石英，カリ長石及び少量の黒雲母からなる優白質層とが存在する。

2. 黒雲母片岩の顕微鏡写真 <GSJ R57686>

黒雲母は定向配列しレビドプラスチック組織を示すが，石英は引き延ばされサブグレイン化している。

3. 塩尾花崗岩の研磨面 <GSJ R57687>

産地：津名町塩尾南方海岸。

斑状のカリ長石及び斜長石の周囲を，細粒の黒雲母及び石英がうねりながら取り巻き，フォリエイションを形成している。白色部：斜長石及びカリ長石，灰色部：石英，黒色部：黒雲母

4. 塩尾花崗岩の顕微鏡写真 <GSJ R57687>

斑状のカリ長石及び斜長石の周囲をフィルム状に伸長した黒雲母及び細粒レンズ状の石英の集合体を取り巻いている。

5. 都志川花崗岩の研磨面 <GSJ R47309>

産地：津名町佐野北方佐野川沿い道路。

粗粒，斑状のカリ長石が特徴的に存在する。角閃石，黒雲母には弱い定向配列が認められる。白色部：斜長石，淡灰色部：カリ長石，黒色部：黒雲母及び角閃石

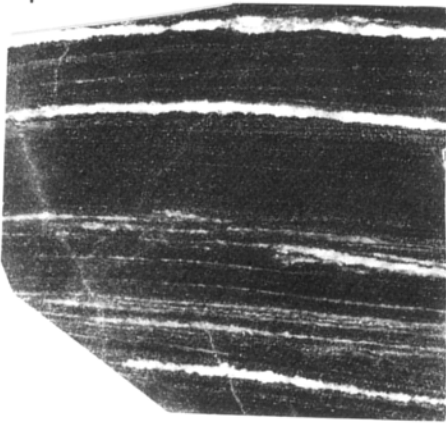
6. 都志川花崗岩の顕微鏡写真 <GSJ R47309>

斑状のカリ長石及び斜長石の周囲を細粒石英の集合体及び黒雲母，角閃石が埋めている。

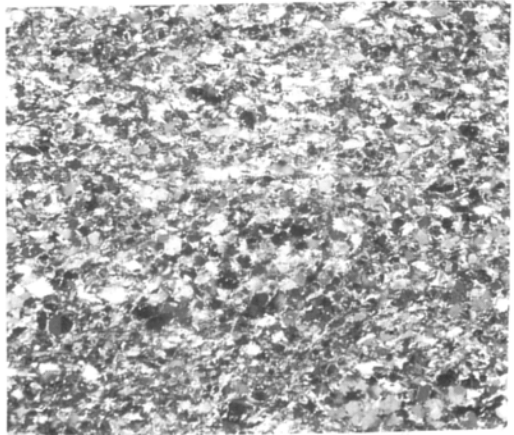
1，3，5 及び 2，4，6 はそれぞれ同スケール。3，5 はカリ長石を黄色に染色して撮影。

2，4，6 は直交ポラーラ

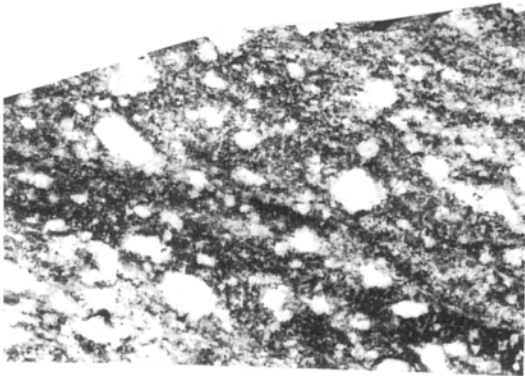
1



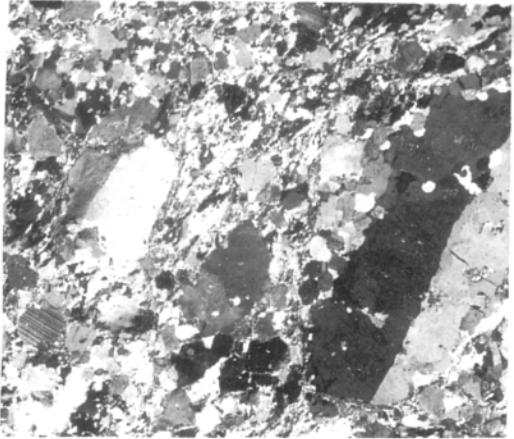
2



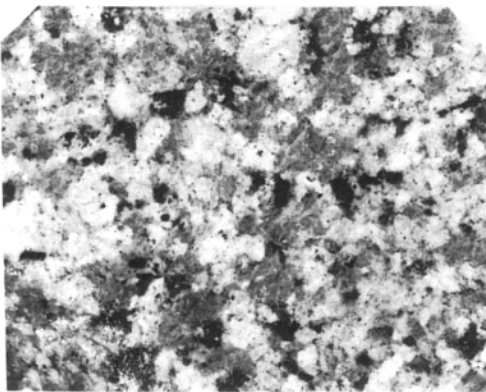
3



4

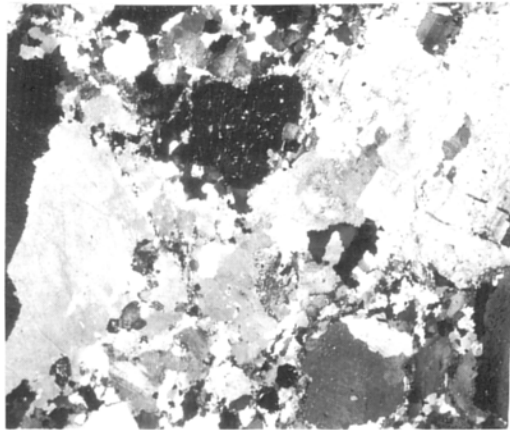


5



3cm

6



3mm

第II図版

1. 都志川花崗岩の研磨面 <GSJ R57688>

産地：津名町塩尾南方海岸.

白色部：斜長石，淡灰色部：カリ長石，暗灰色部：石英，黒色部：黒雲母及び角閃石
黒雲母及び角閃石の定向配列によるフォリエーションが認められる.

2. 都志川花崗岩の顕微鏡写真 <GSJ R57688>

斑状のカリ長石，斜長石の周囲を細粒偏平な石英の集合体及び黒雲母，角閃石が埋めており，フォリエーションが認められる.

3. 志筑トータル岩の研磨面 <GSJ R57689>

産地：津名町塩尾南方海岸.

白色部：斜長石，淡灰色部：カリ長石，暗灰色部：石英，黒色部：黒雲母及び角閃石
黒雲母及び角閃石の定向配列による明瞭なフォリエーション，線構造が認められる.

4. 志筑トータル岩の顕微鏡写真 <GSJ R57689>

斑状斜長石の周囲を，細粒偏平石英の集合体及びフィルム状に伸長した黒雲母がうねりながら取り巻いておりフォリエーションを形成している.

5. 志筑トータル岩起源のマイロナイトの研磨面 <GSJ R57691>

産地：津名町塩尾北方海岸.

白色部：斜長石，淡灰色部：カリ長石，暗灰色部：石英，黒色部：主に細粒の黒雲母，石英からなる集合体

顕著なフォリエーションが認められる.

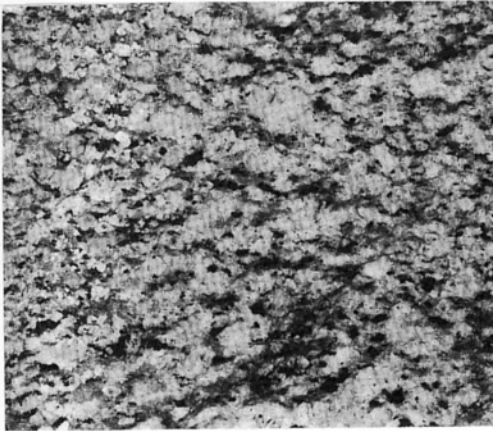
5. 志筑トータル岩起源のマイロナイトの顕微鏡写真 <GSJ R57691>

斜長石，カリ長石及び角閃石からなるポーフロクラストの周囲を細粒石英の集合体及びフィルム状に伸長した細粒黒雲母が埋め，顕著なフォリエーションを示す. 破断長石の再配列(写真左下)，再結晶石英の形態定向配列，マイカフィッシュ，非対象プレッシャーシャドウなどの変形組織は右横ずれ剪断のセンスを示す.

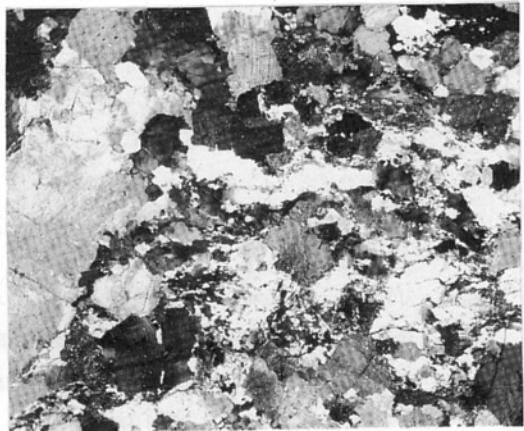
1，3，5及び2，4，6はそれぞれ同スケール. 1，3，5はカリ長石を黄色に染色して撮影.

2，4，6は直交ポラー

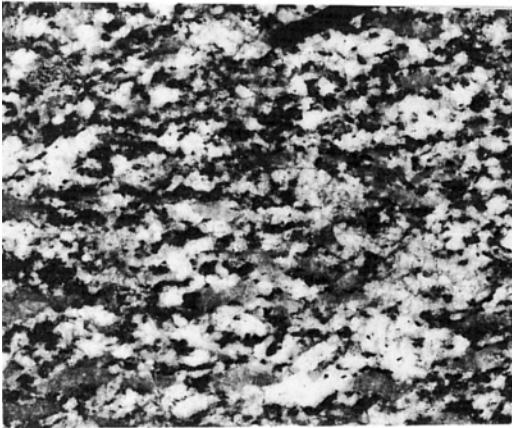
1



2



3



4



5



6



3cm

3mm

第Ⅲ図版

1. 江井花崗閃緑岩の研磨面 <GSJ R57692>

産地：一宮町江井崎。

白色部：斜長石，淡灰色部：カリ長石，暗灰色部：石英，黒色部：黒雲母及び角閃石
黒雲母の定向配列による弱いフォリエーションが認められる。

2. 江井花崗閃緑岩の顕微鏡写真 <GSJ R57692>

石英はサブグレイン化しモザイク状集合体となっている。

3. 泉南流紋岩類(流紋岩溶結凝灰岩)の研磨面 <GSJ R57694>

産地：緑町倭文土井。

写真の左上から右下にかけて溶結構造が認められる。

4. 泉南流紋岩類(流紋岩溶結凝灰岩)の顕微鏡写真 <GSJ R57693>

基質部の石英は再結晶し，細粒粒状結晶の集合体となっている。

5. 洲本花崗閃緑岩の研磨面 <GSJ R57696>

産地：洲本市安乎。

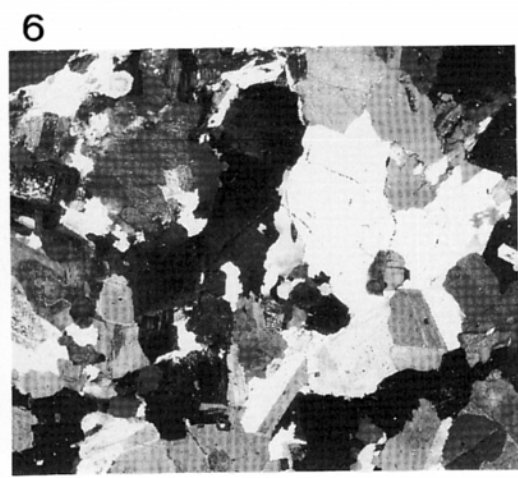
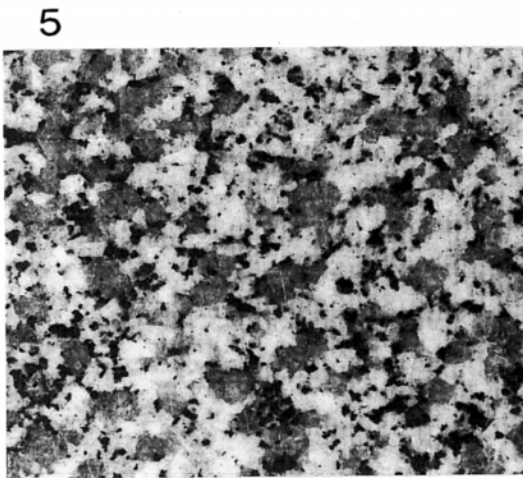
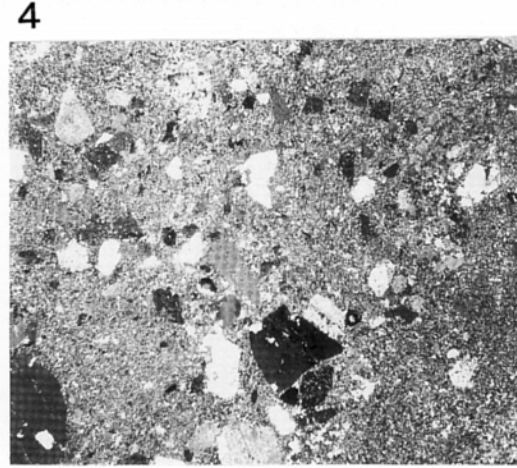
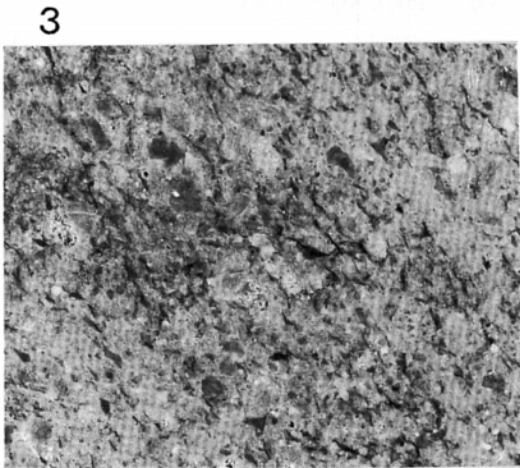
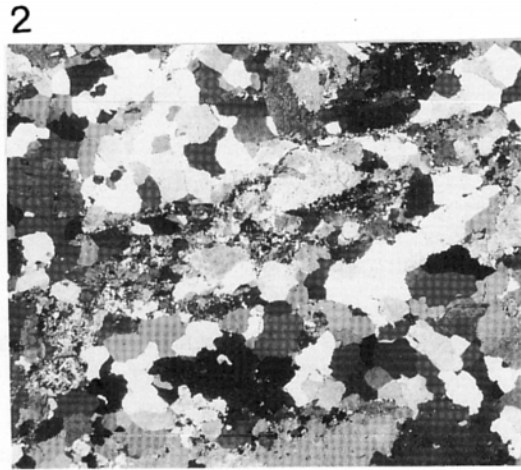
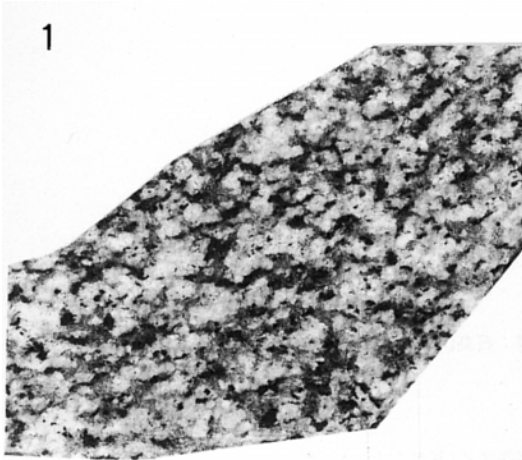
白色部：斜長石，淡灰色部：カリ長石，暗灰色部：石英，黒色部：黒雲母及び角閃石
中-粗粒塊状で斑状の石英が特徴的に認められる。

6. 洲本花崗閃緑岩の顕微鏡写真 <GSJ R57696>

変形組織が認められず斑状石英(写真中央右)が存在する。

1, 3, 5 及び 2, 4, 6 はそれぞれ同スケール。 1, 3, 5 はカリ長石を黄色に染色して撮影。

2, 4, 6 は直交ポーラー



3cm

3mm

第IV図版

1. 東山寺花崗岩の研磨面 <GSJ R47315>

産地：北淡町生田田尻.

白色部：斜長石，淡灰色部：カリ長石，暗灰色部：石英，黒色部：黒雲母
中粒塊状で均質な岩相を示す.

2. 東山寺花崗岩の顕微鏡写真 <GSJ R74315>

カリ長石は外形は他形であるが斑状結晶をなすものが存在する(写真右).

3. 先山花崗岩の研磨面 <GSJ R57698>

産地：五色町鮎原塔下.

白色部：斜長石，淡灰色部：カリ長石，暗灰色部：石英，黒色部：黒雲母
中-細粒塊状で均質な岩相を示す.

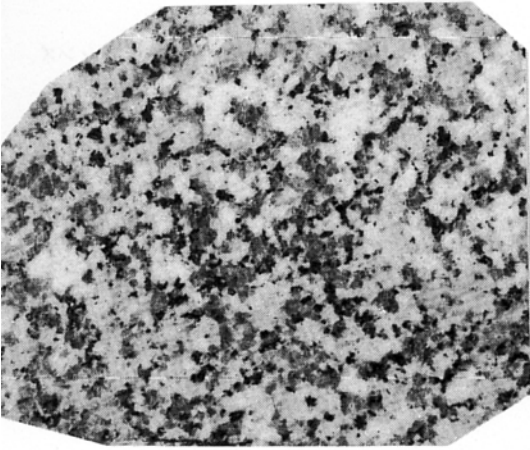
4. 先山花崗岩の顕微鏡写真 <GSJ R57698>

変形組織が認められず一部に斑状のカリ長石が存在する(写真右上).

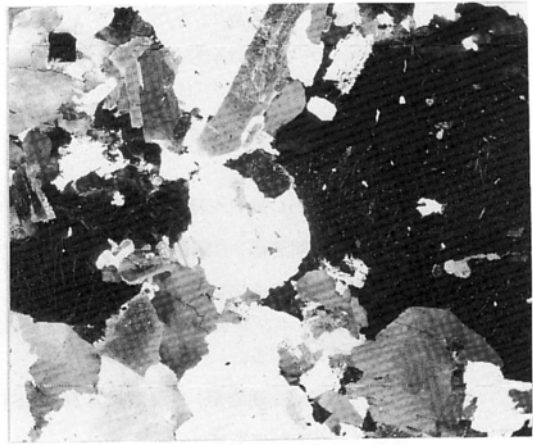
1, 3 及び 2, 4 はそれぞれ同スケール. 1, 3 はカリ長石を黄色化して撮影.

2, 4 は直交ポーラー

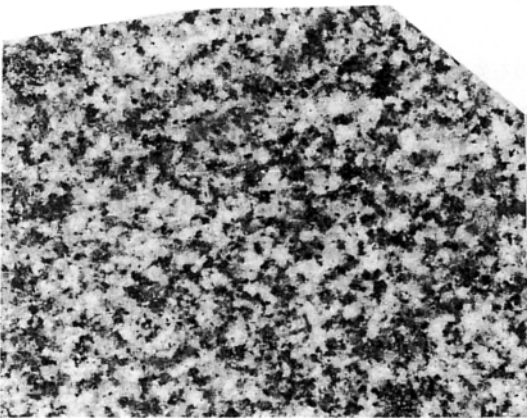
1



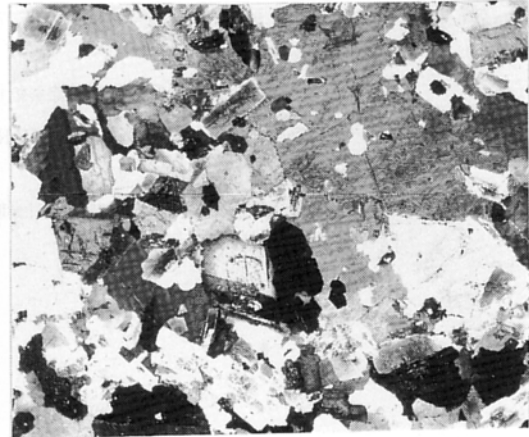
2



3



4



3cm

3mm

第V図版

1. 花崗斑岩(最古期岩脈)の顕微鏡写真 <GSJ R57699>

産地：一宮町明神崎。

黒雲母及び角閃石は細粒結晶の集合体をなし、定向配列しており、主に黒雲母、斜長石よりなるレンズ状暗色包有物が存在する(写真左下)。

2. 熱変成ひん岩(最古期岩脈)の顕微鏡写真 <GSJ R57700>

産地：一宮町江井崎。

斑状の斜長石の基質を細粒斜長石、細粒粒状角閃石の集合体、黒雲母及び少量の石英が埋める。

3. 花崗斑岩(古期岩脈)の顕微鏡写真 <GSJ R57701>

産地：五色町鮎原田処北方。

斑状の石英、カリ長石、斜長石、黒雲母及び基質を構成する細粒の黒雲母が定向配列し、フォリエイションを形成している。

4. 熱変成ひん岩(古期岩脈)の顕微鏡写真 <GSJ R57702>

産地：五色町鮎原葛尾。

自形斑状の斜長石の周囲を細粒の斜長石、角閃石、黒雲母及び石英が埋め、黒雲母及び角閃石は細粒結晶の集合体となっている。

5. 花崗斑岩(新期岩脈)の顕微鏡写真 <GSJ R57703>

産地：北淡町東山寺西方。

斑状の石英、斜長石及び黒雲母の基質部を細粒の石英、カリ長石、斜長石及び黒雲母が埋める。

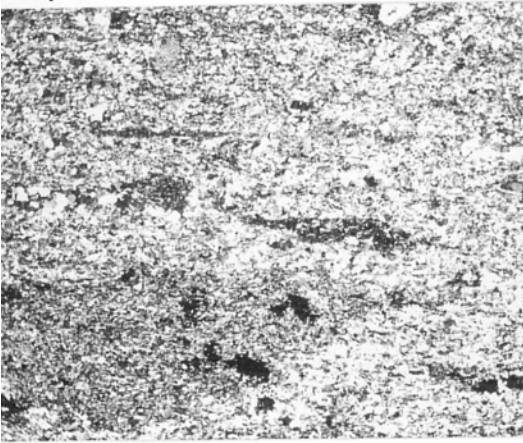
6. ドレライト(新期岩脈)の顕微鏡写真 <GSJ R57704>

産地：洲本市矩口北方海岸。

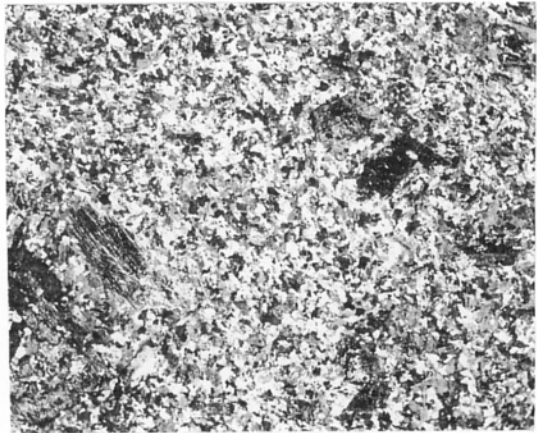
短冊状斜長石の粒間を単斜輝石及び角閃石が埋めサブオフィティック組織を示す。

1-6 はすべて同スケール、直交ポーラー

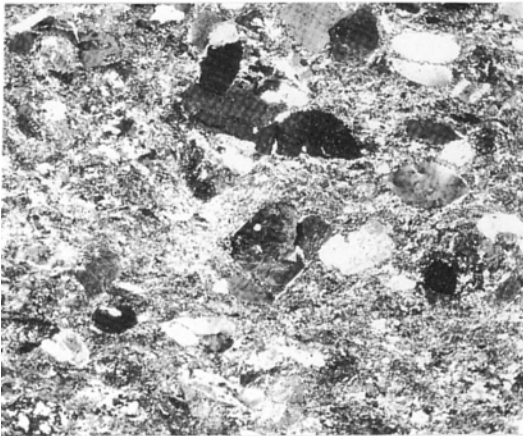
1



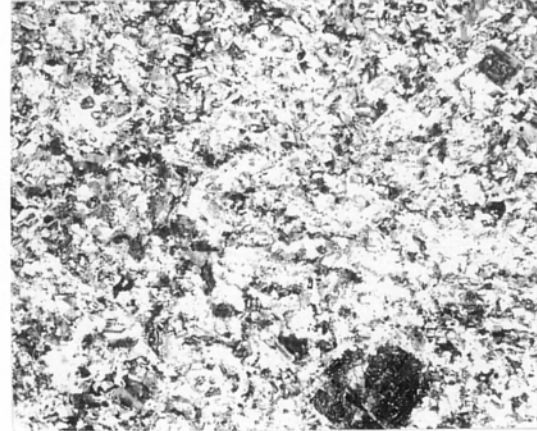
2



3



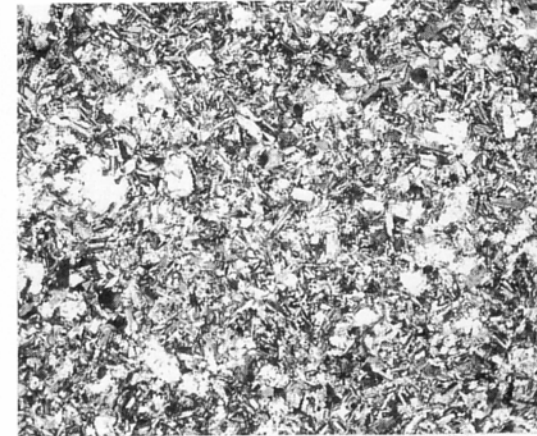
4



5



6



3mm

文献引用例

高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁(1992) 洲本地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1
地質図幅), 地質調査所, 107p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Takahashi, Y., Sangawa, A., Mizuno, K. and Hattori, H. (1992) *Geology of the Sumoto district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 107p. (in Japanese with English abstract 5p.).

平成 4 年 3 月 9 日 印 刷

平成 4 年 3 月 13 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 沖 敬 三

印刷所 勝美印刷株式会社

東京都文京区小石川1-3-7

© 1992 Geological Survey of Japan