

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

岡山(12)第36・37号

NI-53-32-10・14

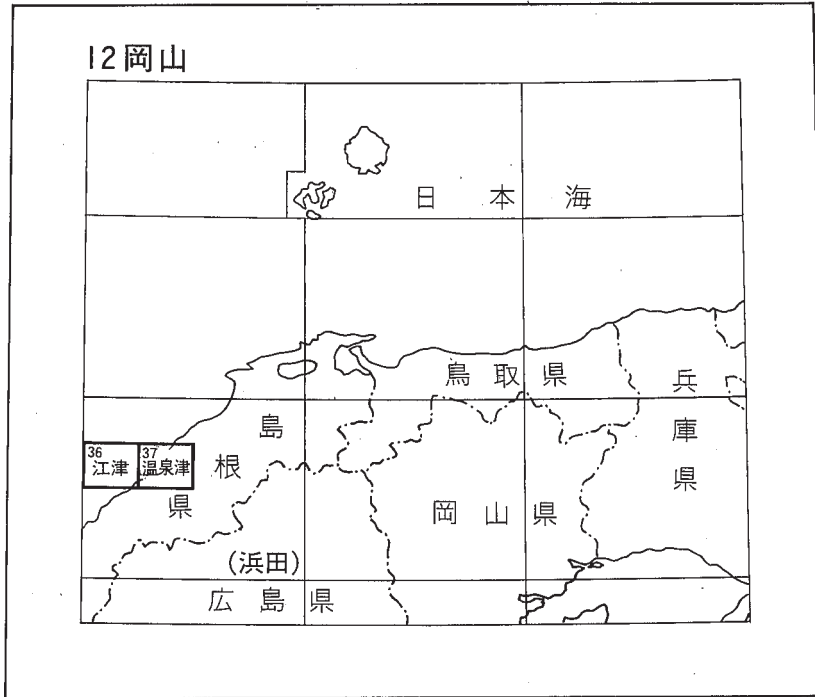
温泉津及び江津地域の地質

鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之・豊 遙秋

平成13年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

5 万分の 1 地質図幅索引図

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

		12-25・26 石見大田及び大浦 Iwami-Ōda and Ōura NI-53-32-5・9 (1998)
		12-36・37 温泉津及び江津 Yunotsu and Gōtsu NI-53-32-10・14 (2001)
12-48 浜田 Hamada NI-53-32-15 (未刊行, unpublished)	12-49 川本 Kawamoto NI-53-32-11 (未刊行, unpublished)	12-50 赤名 Akana NI-53-32-7 (1990)

目 次

I. 地 形	(鹿野和彦)	1
II. 地質概説	(鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之)	4
II. 1 変苦鉄質岩類及び周防帯結晶片岩類	(牧本 博)	4
II. 2 後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類	(鹿野和彦・土谷信之)	6
II. 3 中新統	(鹿野和彦)	9
II. 4 鮮新統 - 完新統	(鹿野和彦・宝田晋治)	13
III. 変苦鉄質岩類及び周防帯結晶片岩類	(牧本 博)	18
III. 1 変苦鉄質岩類		19
III. 2 周防帯結晶片岩類		24
IV. 後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類	(鹿野和彦・土谷信之)	29
IV. 1 邑智層群		29
IV. 2 江津火山岩類		31
IV. 3 桜江層群		34
IV. 4 小谷層		34
IV. 5 有福石英閃緑岩, 川本花崗閃緑岩, 石見花崗岩などの貫入岩		36
IV. 5. 1 有福石英閃緑岩など		38
IV. 5. 2 川本花崗閃緑岩など		38
IV. 5. 3 石見花崗岩など		39
IV. 6 小松地層		39
IV. 7 戸風呂谷層		43
IV. 8 南山岩脈シル群		43
V. 中新統	(鹿野和彦)	44
V. 1 波多層		44
V. 2 川合層		48
V. 3 久利層		49
V. 4 大森層		60
V. 5 貫入岩		61
VI. 鮮新統 - 完新統		61
VI. 1 都野津層群	(鹿野和彦・宝田晋治)	62
VI. 1. 1 都野津層		62
VI. 1. 2 島の星層		74
VI. 1. 3 室神山層		74
VI. 2 大江高山火山噴出物	(宝田晋治・鹿野和彦)	76

VI. 2. 1	柑子谷火山噴出物	77
VI. 2. 2	冠川溶岩	79
VI. 2. 3	大家火山灰流堆積物	80
VI. 2. 4	柿田火山灰流堆積物	84
VI. 2. 5	川上火山岩塊火山灰流堆積物	86
VI. 2. 6	矢滝火山灰流堆積物	90
VI. 2. 7	三久須火山岩塊火山灰流堆積物	92
VI. 2. 8	仙山火山噴出物	92
VI. 2. 9	大江高山溶岩	95
VI. 3	古期扇状地堆積物	(鹿野和彦) 97
VI. 4	差海層	(鹿野和彦) 97
VI. 5	砂州及び海岸砂丘堆積物	(鹿野和彦) 98
VI. 6	三角州, 扇状地及び河川堆積物	(鹿野和彦) 98
VII.	埋立地	(鹿野和彦) 99
VIII.	地質構造	(鹿野和彦) 99
IX.	活断層, リニアメント及び地震活動	(鹿野和彦) 101
X.	応用地質	102
X. 1	金属鉱床	(豊 遙秋・鹿野和彦) 102
X. 2	非金属鉱床	(鹿野和彦) 106
X. 3	石材及び骨材	(鹿野和彦) 108
X. 4	地すべり及び山崩れ	(鹿野和彦) 110
X. 5	温泉	(鹿野和彦) 110
文 献		111
Abstract		124

図・表目次

第1図	山陰地方の地形	2
第2図	温泉津及び江津地域の地形	3
第3図	山陰中部の地質図	4-5
第4図	島根県西部に分布する変成岩類の概略	19
第5図	変苦鉄質岩類を不整合に覆う江津火山岩類	20
第6図	変苦鉄質岩類の産状	21
第7図	縞状構造が発達した角閃岩様の岩石	22
第8図	変苦鉄質岩類の顕微鏡写真	23
第9図	結晶片岩類と新第三系を境する断層	24

第10図	結晶片岩類の産状	25
第11図	主要変成鉱物の分布	27
第12図	結晶片岩類の顕微鏡写真	27
第13図	邑智層群市井原層流紋岩溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真	30
第14図	江津火山岩類基底付近の礫質砂岩タービダイト	32
第15図	江津火山岩類を構成する珪長質溶結凝灰岩	33
第16図	桜江層群中野層デイサイト溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真	35
第17図	小谷層デイサイト溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真	37
第18図	小松地層デイサイト溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真	41
第19図	波多層を構成する玄武岩質安山岩アグルチネートの断面と平面	46
第20図	波多層を構成する安山岩石質火山礫凝灰岩-凝灰岩	47
第21図	久利層を構成するシルト岩砂岩	50
第22図	久利層を構成する安山岩火砕丘火道の水平断面	51
第23図	久利層を構成する安山岩火砕丘火道の火道壁と内側を埋め,成層する安山岩火山礫岩	52
第24図	川合層を貫く久利層の流紋岩溶岩ドーム	53
第25図	久利層を構成する流紋岩水底火砕流堆積物とその基底付近のクローズアップ	54
第26図	多数の岩塊からなる久利層流紋岩水底火砕流堆積物	55
第27図	多数の岩塊を含む久利層流紋岩水底火砕流堆積物の構成物	56
第28図	久利層を構成する流紋岩水底火砕流(サージ)堆積物	57
第29図	久利層を構成する流紋岩水底火砕流(サージ)堆積物(続)	58
第30図	流紋岩軽石火山礫凝灰岩に喰い込み引き剥がす久利層の 流紋岩水底火砕流(サージ)積物	59
第31図	都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図位置と古流向(1)	63
第32図	都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図位置と古流向(2)	64
第33図	都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図(1)	65
第34図	都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図(2)	66
第35図	都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図(3)	67
第36図	都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図(4)	68
第37図	都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図(5)	69
第38図	都野津層海成粘土M4	70
第39図	都野津層の礫質砂岩細礫岩互層	71
第40図	都野津層の石英砂層	73
第41図	島の星層基底の岩相	75
第42図	室神山層の砂層	76
第43図	仁摩町柑子谷の柑子谷川本流から分岐する沢沿いに見られる 柑子谷火山噴出物と母岩との境界	77

第44図	温泉津町西田に分布する柑子谷火山噴出物の火山岩塊火山灰流堆積物柱状図	78
第45図	温泉津町西田に分布する柑子谷火山噴出物の火山岩塊火山灰流堆積物の岩相	79
第46図	都野津層の礫岩層に貫入した大家火砕流堆積物とそのクローズアップ	82
第47図	都野津層の礫岩層に貫入した大家火砕流堆積物の最上部と最下部	83
第48図	柿田火山灰流堆積物の岩相	85
第49図	都野津層の珪砂（石英砂層）と川上火山岩塊火山灰流堆積物	88
第50図	川上火山岩塊火山灰流堆積物を構成するデイサイト岩塊	89
第51図	矢滝火山灰流堆積物の岩相	91
第52図	仙山火山噴出物柱状図	93
第53図	仙山火山噴出物の岩相	94
第54図	都野津層の珪砂を貫く大江高山デイサイト溶岩	96
第55図	都野津層の珪砂を貫く大江高山デイサイト溶岩とその分枝	97
第56図	20万分の1浜田地域内の震源分布図	101
第57図	大森鉱山周辺の地質図と鉱床分布図	104
第58図	福石鉱床産銀鉛石	106
第59図	永久鉱床産鉛石	107
第60図	旧金満鉱山附近，三谷谷上部の都野津層砂岩中に産するマンガン団塊	107
第61図	福光石の採石場	109
第62図	福光石の切り出し面	110
第1表	温泉津及び江津地域の地質総括表	4-5
第2表	都野津層群及び大江高山火山噴出物対比表	16
第3表	温泉津，江津及び周辺地域の年代測定結果一覧	42
第4表	石見銀山産出鉱物一覧	105
Table 1	Summary of the geology of the Yunotsu and Gōtsu districts	124-125

温泉津及び江津地域の地質

鹿野和彦*・宝田晋治**・牧本 博*・土谷信之*・豊 遙秋***

本研究報告は、地震予知研究の上で緊急性があり、かつ、重要な地域として指定された特定観測地域八ヶ所の一つ「島根県東部」に位置する「温泉津」地域及び「江津」地域の地質に関する記述である。

「温泉津」地域及び「江津」地域は国土地理院の5万分の1地形図の区画を異にするが、本報告では、利用しやすさを考慮して、「温泉津」地域と、その西隣の、陸域が狭い「江津」地域とを一括して「温泉津及び江津」地域としてその地質を記述することにした。「温泉津及び江津」地域にかかる地方自治体は、大田市、瀬摩郡仁摩町、同温泉津町、邑智郡川本町、同桜江町、同邑智町、江津市の2市5町である。

現地調査は平成9 - 11年度に実施した。第四系は鹿野と宝田が、新第三系の調査は鹿野が、古第三系 - 上部白亜系の調査は鹿野と土谷が、変成岩類の調査は牧本が行い、全体の取りまとめを鹿野が行った。取りまとめに当たっては、島根大学の山内靖喜教授に新第三系の岩相層序について議論していただいた。また、都野津層群の岩相層序について日本地質学会の水野篤行博士に、海成粘土M4に挟在する凝灰岩の産状と年代について山口大学の宮田雄一郎助教授にご教示いただいた。

地質図の等重力線は、地殻物理部駒澤正夫、海洋地質部岸本清行、同上嶋正人の各技官が編集した。薄片作成は、地質標本館の野神貴嗣、大和田朗及び福田和幸の各技官による。

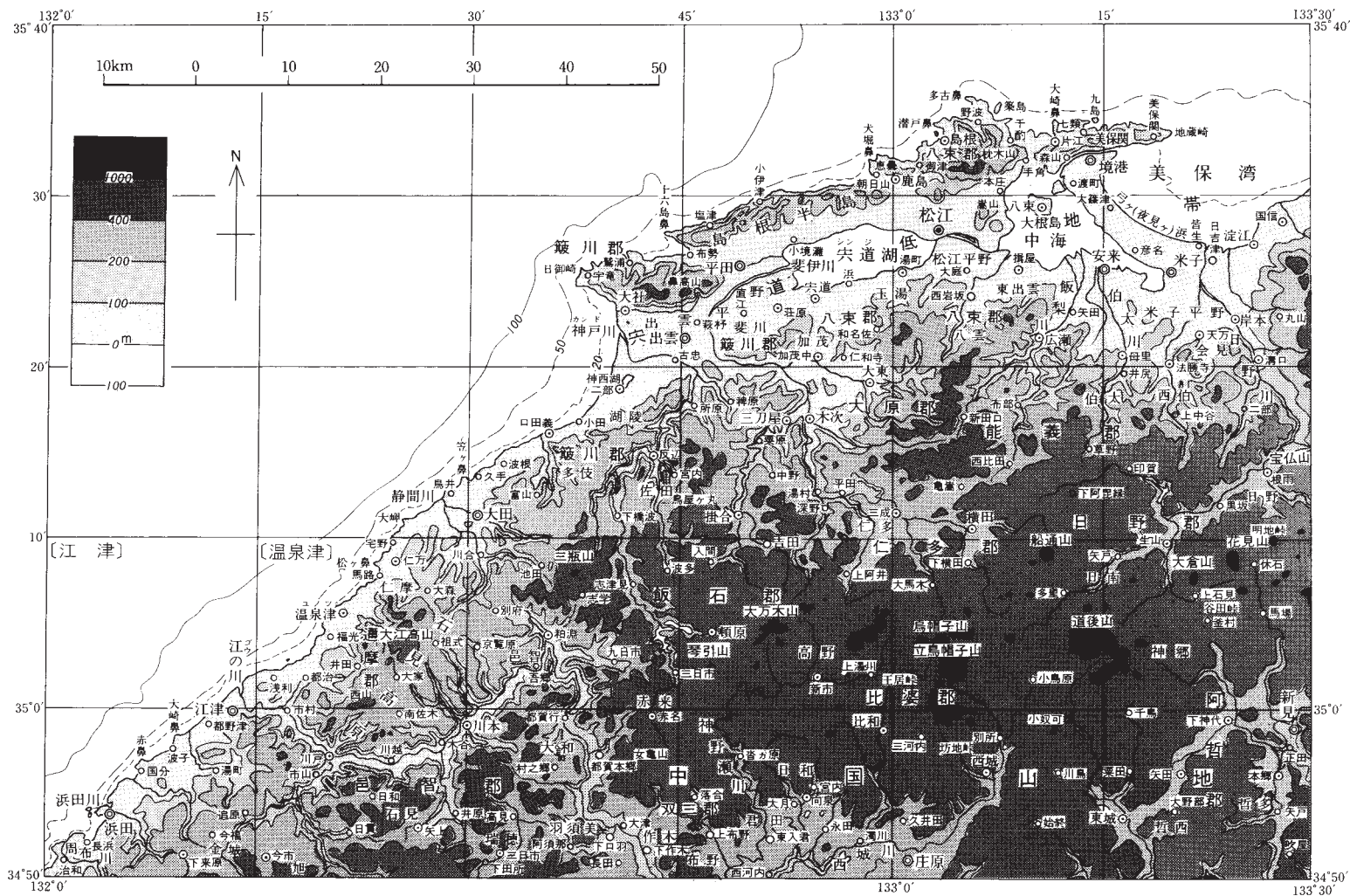
I. 地 形

(鹿野和彦)

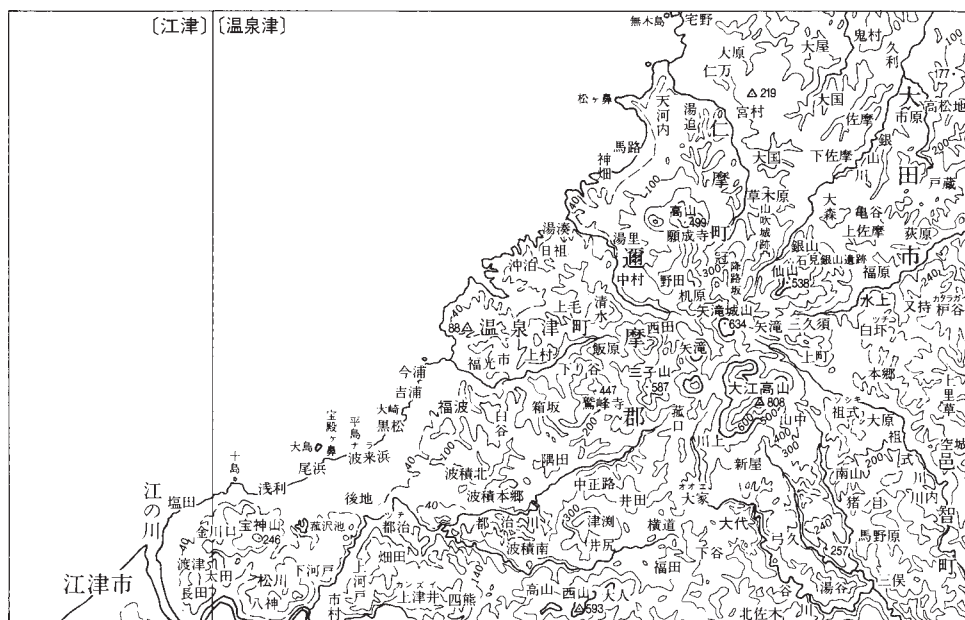
温泉津及び江津地域は北緯35度00分 - 35度10分、東経132度00 - 132度30分の範囲にあり、山陰中部に位置する(第1図及び第2図)。温泉津地域とその西隣の江津地域との境界は、東経132度15分である。

*地質部, **北海道支所, ***地質標本館

Keywords : Geological map of Japan 1 : 50,000, Permian, Triassic, Jurassic, Late Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary, Meta-mafic rocks, Crystalline schists, Suō Belt, Ōchi Group, Gōtsu Group, Sakurae Group, Kotani Formation, Arifuku Quartz Diorite, Kawamoto Granodiorite, Ijimi Granite, Komatsuji Formation, Toburodani Formation, Minamiyama dikes and sills, Hata Formation, Kawai Formation, Kuri Formation, Omori Formation, Tsunozu Group, Oe-Takayama Volcano, Coastal sand dune deposits, Sand bar deposits, Delta, fan, fluvial and flood plain deposits



第1図 山陰地方の地形
 国土院の50万分の1地方図「中国四国」の一部を使用



第2図 温泉津及び江津地域の地形
 国土地理院の20万分の1地勢図「浜田」の一部を使用

両地域とも日本海に面しており、江津市^{かくし}嘉久志町から^{にま}仁摩町の^{たくの}宅野町にかけて南西 - 北東方向に直線的に延びる海岸には中新世の火山岩や堆積岩、後期白亜紀火成岩、ジュラ紀及びそれ以前の変成岩が露出する海食崖が連なる。この海食崖は、さまざまな程度に海食されており、海食が進んだ入り江には野浦浜、琴ヶ浜、^{なら}波来浜、尾浜、高浜などの湾頭砂州と後背湿地が生じている。特に、江津市^{くろまつ}黒松町から^{あさり}浅利町にかけてと、江の川河口からその西側、浜田市にかけては渡来浜、尾浜、高浜など長大な砂州が断続的に分布し、その背後には砂丘が広がっている。

温泉津及び江津地域は、中国山地の北縁に当たり、江の川や小河川沿いの谷底平野を除けば平野はほとんどない。内陸は、ジュラ紀及びそれ以前の変成岩類や、後期白亜紀 - 古第三紀の深成岩類とそれらに貫かれ熱変成を受けた火山岩類の織りなす起伏の少ない山地となっており、隆起準平原の様相を呈する。しかし、温泉津地域の北東部と南西部では内陸から海岸にかけてジュラ紀及びそれ以前の変成岩類や後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類に割り込んで、あるいはそれらを覆って中新世の火山岩類や堆積岩類、鮮新世 - 更新世の大江高山^{むろがみ}火山が分布しており、火山岩類のなす高まりによって起伏が増幅されている。江津市浅利町近くの室神山(標高245.9m)は別名浅利富士とも呼ばれるほど成層火山に似た地形を示すが、これは火山ではなく、後期白亜紀の江津火山岩類がなす浸食地形にすぎない。

大江高山火山は溶岩ドーム群を主体とする火山である。最高点は大江高山の808.0mで、温泉津及び江津地域の中で最も高い。大江高山火山活動期の前後に堆積した都野津層群は、海岸から内陸にかけて標高10 - 250mの谷地形を埋積し、あるいは平坦面を覆いながら、標高20mから270mまで順次高度を上げて分布している。その上面は必ずしも岩相境界と平行ではなく、堆積面とはいえないが、基底

面とほぼ平行であることから、最大海進期の堆積面が傾動した面に沿ってある程度開析された面であるとみなすことができる。

温泉津及び江津地域の河川は江の川ごうかわを除けば小規模で、大江高山火山に源を發するものが多い。いずれも流路の向きは南西 - 北東方向またはこれに直交する南東 - 北西方向が卓越する。南西 - 北東方向は地層や岩体の分布や岩相境界の一般的な延びの方向に、南東 - 北西方向は中国山地や大江高山火山の地形面の一般的な傾斜方向に対応する。南方の内陸部から流れ下ってくる江の川は、中国山地の分水嶺に源を發し、幹線流路延長（本流の長さ）194km、流域面積3,870km²の一級河川で、江津市の渡津町と江津町との間の河口の幅はおおよそ500mに達する。江の川やそのほかの河川に沿っては、現河床との比高が5 - 20mの段丘面が認められる。これらの段丘面は、支流の沖積面に連続する沖積段丘面である。

II. 地 質 概 説

(鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之)

温泉津及び江津地域のうち、その南東部には東隣の三瓶山地域から連なる後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類が、南縁部には変苦鉄質岩類及び周防帯の結晶片岩類とこれらを不整合に覆う後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類が分布する。また、日本海に沿っては、中新世火山岩堆積岩、鮮新世 - 更新世の都野津層群や大江高山火山、完新世の砂州砂丘堆積物などが分布する。これらの分布を第3図に、層序を第1表に示す。

II. 1 変苦鉄質岩類及び周防帯結晶片岩類

(牧本 博)

概要 江の川下流域の江津市から南西方の益田市にかけて変成岩類が分布することは古くから知られており、20万分の1地質図幅「三瓶山」（山上, 1897）や同「浜田」（鈴木, 1897）では“結晶片岩”や“秩父古生層下部”として、また、7万5千分の1地質図幅「須佐」（村山, 1930）では“石墨千枚岩”及び“片状砂岩”として塗色されている。この変成岩類は、Kobayashi (1941) により九州地方北部から中国地方に広がる同様の岩石と合わせて三郡変成岩類と命名され、Kojima (1953) では三郡変成帯山陰支脈 (San-in branch of the Sangun metamorphic zone) と呼称された。三郡変成岩類は、1980年代以降の研究の進展により、主に構成岩石の特徴と放射年代の違いから三分されるようになり (Nishimura, 1990; 柴田・西村, 1989など)、本地域も含めた島根県西部の変成岩類は智頭帯ちづづの構成員に区分され

た。しかし、最近、Nishimura (1998) により“三郡変成岩類”を、330 - 280Maの変成年代を示す^{れんげ}蓮華帯と、230 - 160Maの変成年代を示す^{すおう}周防帯に二分する考えが提案され、これによれば周防帯に属することとなる。

本地域も含めた江の川下流域の変成岩類の分布・岩相・地質構造の概要は、島根県地質図編集委員会 (1982, 1997) の20万分の1島根県地質図や、鹿野ほか (1988) の20万分の1地質図幅「浜田」に示されており、これらの地質図では、おおよそ岡村・岡屋 (1975a) 及び小林 (1979) の地質区分が基礎となっている。このうち、小林 (1979) は、江の川下流域の変成岩類を構成岩石の違いから、北東から南西に順に分布する^{はづみ}波積南層、変塩基性岩、田ノ原川層に区分したが、この区分は基本的に有効と判断される。波積南層については、1980年代の千貫 (1985) や、小林ほか (1985) 、渡辺ほか (1989) などの研究により変成作用の詳細や構造的産状の特徴が明らかとなったが、変塩基性岩及び田ノ原川層についてはその後の研究が少なく、その構成岩石の詳細や波積南層との関係等についてはまだ不明な点が残されている。

岩相層序区分 本地域南西部には、小林 (1979) による変塩基性岩と波積南層が分布する。このうち、変塩基性岩は、島根県地質図編集委員会 (1985, 1997) でも変塩基性岩として区分・表示されているもので、後期始新世の花崗閃緑岩や花崗岩などによりほとんど全域にわたり熱変成を受けている。そのため、熱変成以前の構成岩石を確定することは困難であるが、野外で観察される残存構造や鏡下の観察から玄武岩・ドレライト、斑れい岩、トータル岩及び超苦鉄質岩からなると判断される。本報告では変苦鉄質岩類として記載する。

小林 (1979) による波積南層は、後期始新世の花崗閃緑岩や花崗岩などによる熱変成作用を受けているものの、パンペリー石・アルカリ角閃石やローソン石等を産し、高压中間群の変成作用を受けた結晶片岩類からなる。しかし、渡辺ほか (1989) が波積南テクトニック・メランジと呼んだように、さまざまな変成度の岩石が混在して産するなどコヒーレントな地層として扱うのは困難な地質体である。変苦鉄質岩類とは、両者の構成岩石の違いや、変苦鉄質岩類に高压変成作用を受けた形跡が見いだせないことから区別される。本報告では、Nishimura (1998) の区分に基づき周防帯結晶片岩類として記載する。

変苦鉄質岩類及び周防帯結晶片岩類は、本地域南西部に分布し、その北限は南に急傾斜した断層で新第三系と境されており、東側は高角断層で後期始新世の花崗岩と接している。西側は、後期白亜紀の江津火山岩類に不整合に覆われており、また古第三紀の花崗閃緑岩類に貫入され、その周辺部ではホルンフェルスとなっている。変苦鉄質岩類と周防帯結晶片岩類は、南北方向から西北西 - 東南東方向に延びる断層で境されている。

変苦鉄質岩類 変苦鉄質岩類は、主に玄武岩・ドレライト及び斑れい岩からなり、トータル岩及び超苦鉄質岩を少量伴う。このうち、玄武岩・ドレライトはほぼ松川町市村と同上津井を結ぶ線より北側に分布し、斑れい岩はこれより南側を構成し、この斑れい岩に伴ってトータル岩と超苦鉄質岩の小岩体が産する。しばしば確認できる原岩の縞状構造や砂岩層の挟みなどから、浅利町西部の小分布を除けば、北西方向に開いた盆状構造をなしていると判断される。本岩類の地質時代を判断する資料はないが、その岩石構成や産状から見て、舞鶴帯の夜久野岩類に相当するとみなされ、本報告では周防帯結晶片岩類より古期の地質体とした。

周防帯結晶片岩類 周防帯結晶片岩類は、主に泥質片岩からなり、苦鉄質片岩・石英片岩及び超苦鉄

質岩を伴っている。片理面の一般走向は東西から西北西 - 東南東で、傾斜方向の地域的变化から一つのシンフォームと二つのアンチフォームが存在すると判断される。泥質片岩にはざくろ石・ローソン石が、また苦鉄質片岩にはパンペリー石 - アクチノ閃石や藍閃石 - 緑れん石の変成鉱物組み合わせが認められ、パンペリー石 - アクチノ閃石片岩相から藍閃石片岩相に及ぶ変成度の岩石からなっている。しかし、渡辺ほか(1989)が指摘したように、変成度の異なる変成岩が混在して分布し、明確な変成分帯は困難である。本結晶片岩類の変成作用の時期は、これまでに報告されている放射年代によればジュラ紀前期である。

II. 2 後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類

(鹿野和彦・土谷信之)

概要 本地域及びその周辺地域の後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類は、明治時代の調査(山上, 1897; 鈴木, 1897)以降ほとんど調査されず、長い間、一括して西南日本内帯に広く分布する中生代あるいは白亜紀の火成岩類の一部と考えられていた。これが後期白亜紀 - 古第三紀のさまざまな岩体からなることが明らかにされたのは、第二次世界大戦以降、特に1960年代以降の地質学的研究(吉田, 1961, 1966; 三浦, 1963; 西山・三浦, 1963; 村上・長谷, 1967; 村上・西野, 1967; 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ, 1967; 村上, 1974; 東元, 1975; 松田, 1976, 1977, 1979, 1980, 1981; 中村, 1979; 山陰中生代末火成岩活動研究グループ, 1979; 飯泉・沢田, 1980; 松田・小田, 1982; 今岡ほか, 1982; 服部ほか, 1983; 飯泉ほか, 1985; 松浦, 1989, 1990; 鹿野ほか, 1991a, 1998; 村上・小室, 1993; Resanov *et al.*, 1994)によるところが大きい。これらの成果は、本地域を含む20万分の1地質図幅「浜田」(鹿野ほか, 1988)や、これに隣接する20万分の1地質図幅「松江」(坂本・山田, 1982)や「高梁」(寺岡ほか, 1996)、20万分の1島根県地質図(島根県地質図編集委員会, 1982, 1997)、同説明書(島根県地質図説明書編集委員会, 1985)などに生かされている。

岩相層序区分 本地域の後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類は、古い方から順に、^{おおち}邑智層群・^{ごうつ}江津火山岩類、^{さくらえ}桜江層群、^{こたに}小谷層(新称)、^{ありふく}有福石英閃緑岩、^{かわもと}川本花崗閃緑岩、^{いじみ}石見花崗岩などの貫入岩、^{こまつじ}小松地層(新称)、^{とぶろだに}戸風呂谷層、^{みなみやま}南山岩脈シル群に区分される。これらのうち、小谷層は、^{かわうち}川内層群^{たわら}田原層群(松田, 1976, 1985)に、^{みまた}小松地層は川内層群三俣層群(松田, 1976, 1977, 1985)と小松地デイスাইト層(服部ほか, 1983)を合わせたものにほぼ対応する地層である。川内層群を構成する両層群と、東隣、三瓶山地域において層位が不明とされた小松地デイスাইト層の分布や境界、それらの定義など層序学的に問題となる点を見直し、新たに設定した。

松田(1976, 1977)及び松田・小田(1982)は、^{かわうち}川内石英安山岩(吉田, 1966)、あるいは川内石英安山岩層(村上・長谷, 1967)と呼ばれていた火山岩類の層序と構造を再検討して、川内層群と改称・再定義した。松田(1976)は、川内層群を大きく田原層群と三俣層群とに分け、さらに、田原層群を^{さきはら}笹原デイスাইト質凝灰岩、^{つくしはら}筑紫原デイスাইト質凝灰岩、^{ほだしやま}帆柱山安山岩、^{えどう}絵堂流紋岩質凝灰岩に、三俣層群は^{まつしりだに}松代谷安山岩、^{そらしろ}空城デイスাইト質凝灰岩、^{かみごう}上郷デイスাইト、^{ほんごう}本郷デイスাইト質凝灰岩、^{かきのき}柿木

原デイサイト質凝灰岩、下郷安山岩、横谷デイサイト質凝灰岩、猪ノ目安山岩、馬野原流紋デイサイト質凝灰岩に、それぞれ下位から順に区分した。また、松田・小田（1982）は、田原亜層群と三俣亜層群を下部層と上部層とに改称したが、その後、松田（1985）が名称をもとに戻した。

いずれにしても、田原亜層群と三俣亜層群とに対応する火山岩類は不整合関係にあり、田原亜層群が川本花崗閃緑岩などに貫かれた後に、三俣亜層群が堆積した（松田、1976、1977、1985）ことは確かで、本報告でもこの考え方を踏襲した。ただし、三俣亜層群の基底に置いた松代安山岩は、シルと考えられるので、境界を再定義する必要があった。また、両亜層群の間には数100万年もの時間間隙がある（松浦、1989）ことから、両亜層群を層群として一括することには無理があり、それぞれの亜層群についての定義も明らかにされていない。

小松地デイサイト層については、川内層群に対比される可能性の高い火砕岩層と考えられていた（服部ほか、1983）が、その当時得られていた放射年代と比べると川内層群よりも若いことから、波多層に対比されるとする考え方も提案されていた（鹿野・吉田、1984；鹿野ほか、1993）。しかし、その後の調査で、川内層群三俣亜層群の中に小松地デイサイト層に類似した岩相が存在することが明らかになり、しかも、構造的には両者が連続しているように見えることから、本報告では両者を一括することにした。最近得られた小松地デイサイト層のフィッシュントラック年代値 $27.0 \pm 2.0 \text{Ma}$ は、川内層群三俣亜層群上郷デイサイトのフィッシュントラック年代値 $28.7 \pm 2.1 \text{Ma}$ と $29.8 \pm 1.8 \text{Ma}$ （松田、1979、1980）に近い。

邑智層群 邑智層群は三瓶山地域南西部から本地域南東部、川本地域北東部、赤名地域北西部にまたがって分布する珪長質火砕岩を主体とする後期白亜紀の地層群（山陰中生代末火成活動研究グループ、1979）で、市井原層とその上位の矢谷層とに区分される（松田・小田、1982；服部ほか、1983；松浦、1990）。市井原層は、暗灰色 - 黒色基質に石英と長石の斑状結晶と、長さ3 - 10cm、厚さ1 - 3cm以下のレンズとが点在する流紋岩溶結凝灰岩からなる。また、矢谷層は、主に灰色基質に石英と長石の斑状結晶が点在する珪長質デイサイト凝灰岩からなり、流紋岩溶結凝灰岩や凝灰質砂岩礫岩を挟む（松浦、1990）。矢谷層の主体は赤名地域にあり、本地域には分布しない。邑智層群は高畑花崗岩（松田、1976）や乙原花崗岩（吉田、1961）、川本花崗閃緑岩（吉田、1961）に貫かれて熱変成を受けている（松田・小田、1982；服部ほか、1983；松浦、1990）。それぞれの岩体について報告された放射年代値に基づけば、高畑花崗岩は後期白亜紀、乙原花崗岩は暁新世、川本花崗閃緑岩は後期始新世 - 前期漸新世に定置したと考えられ、したがって邑智層群は後期白亜紀に西南日本の広い範囲にわたって噴出した珪長質火山岩の一部である可能性が高い（松浦、1989）。

江津火山岩類 江津火山岩類は、江津市浅利から江の川を挟んでその南東に広く分布し、流紋岩凝灰岩 - 火山礫凝灰岩を主体とする岩体である（今岡ほか、1982）。変苦鉄質岩類を不整合に覆う。今岡ほか（1982）は江津火山岩類を清見流紋岩層、跡市安山岩層、徳田流紋岩層、島星山流紋岩層に区分し、これを浅利富士流紋岩が不整合に覆うとした。実際には、浅利富士流紋岩が江津火山岩類を不整合に覆う証拠はなく、しかも、その主体は流紋岩溶岩ではなく流紋岩軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩である。清見流紋岩層と浅利富士流紋岩のジルコンのフィッシュントラック年代値はそれぞれ、 $75 \pm 4 \text{Ma}$ と $63 \pm 5 \text{Ma}$ で明らかに年代の差が認められる（今岡ほか、1982）が、その差は誤差の範囲内にある。また、も

との報告では述べられていないが、有福石英閃緑岩などの貫入を受けていることから、フィッシュトラック年代が熱によって若返っている可能性も否定できない。したがって、本報告では、今岡ほか(1982)の江津火山岩類と浅利富士流紋岩とを合わせて江津火山岩類とする。ただし、鳥星山流紋岩層と浅利富士流紋岩は都野津層群に覆われて両者の間の境界が観察できない上、岩質に大きな違いはなく、両者の岩相境界を明瞭に設定することはできない。また、これらの南方に広がる徳田流紋岩層以下の地層群との層序関係についても未調査である。したがって、本報告では江津火山岩類の詳しい層序区分は行わない。

温泉津及び江津地域の江津火山岩類は、江津市浅利西方において変苦鉄質岩類を不整合に覆い、北東-南西方向の開いた向斜と背斜をなす。変苦鉄質岩類との接触関係が直接観察できる浅利西方の海岸では江津火山岩類の基底から120mまでは凝灰質礫岩-砂岩からなり、その上に流紋岩凝灰岩-火山礫凝灰岩が重なっている様子が観察できる。流紋岩火砕岩の多くは溶結しており、江津市長田東方の江の川に面した碎石場では長さ0.2-4cm、厚さ0.1-0.5cmのレンズが流動褶曲している。一方、これらの上位に当たる浅利富士と呼ばれる室神山とその周辺では、厚さ1-数mの塊状もしくはかすかに成層した粗粒凝灰岩-軽石火山礫凝灰岩と波状-平行層理の発達した凝灰岩とがなす流紋岩火砕流堆積物が認められる。いずれも後期始新世の有福石英閃緑岩及び類縁岩体に貫かれており、基質のガラスは再結晶化している。

桜江層群 桜江層群(松田・小田, 1982)は本地域南部から川本地域にかけて分布する中期始新世の地層群(松浦, 1989)である。珪長質凝灰岩-火山礫凝灰岩を主体とし、下位の^{たかほりやま}高堀山層と上位の^{なかの}中野層とに区分される(松田・小田, 1982; 松浦, 1989, 1990)。高堀山層は黒雲母流紋岩溶結凝灰岩-火山礫凝灰岩と輝石デイサイト凝灰岩-火山礫凝灰岩を主体とし、邑智層群を本層基底の凝灰質砂岩頁岩が不整合に覆う。一方、中野層は灰白色の石英斑状角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩からなり、川本地域北東部において川本花崗閃緑岩(吉田, 1961)に一括される川本岩体に、温泉津地域中央部において同じく川本花崗閃緑岩に一括される三原岩体に貫かれる(松田・小田, 1982)。桜江層群は層位的に赤名地域の^{さくぎ}作木火山岩類(吉田, 1961; 松浦, 1990)や^{たかやま}高山層群(山陰中生代末火成活動研究グループ, 1979; 服部ほか, 1983)に対比され、その時代は、放射年代から後期始新世と推定できる(松浦, 1989)。本地域に分布する桜江層群は、そのうちの上部、中野層の岩相で特徴付けられる。

小谷層 小谷層は、桜江層群を不整合に覆い、川本花崗閃緑岩類似の花崗閃緑岩体や石見花崗岩類似の花崗岩体に貫かれる。主にデイサイト軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩からなる。上位の小松地層との直接の関係は観察できないので両者の境界を明瞭に定義することはできないけれども、両者の大半を占めるデイサイト軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩の石英の斑状結晶片が極めて少ないことと、基質がより緻密で暗灰色を呈することから、小松地層とは区別できる。また、両者の溶結面構造は斜交する傾向にあり、小谷層と小松地層とは不整合関係にあると考えられる。小谷層について得られたフィッシュトラック年代値は $34.4 \pm 2.0\text{Ma}$ で(松浦, 1989)、その時代は後期始新世-前期漸新世と考えられる。

小松地層 小松地層は、小谷層と同様に、主にデイサイト軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩からなる火砕岩層で、小谷層を不整合に覆い、本地域東端から三瓶山地域の京覧原にかけて戸風呂谷層に不整合に覆われる。先に述べた放射年代値から、その時代は、後期漸新世と考えられる。

戸風呂谷層 戸風呂谷層は構造的に小松地層の上位に調和的に重なり、後期晩新世 - 前期始新世の高山層群（服部ほか，1983）やそれよりも古い深成岩にアバットしている（服部ほか，1983）。本層は主にデイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩とそれらが再堆積した凝灰質砂岩，泥岩，礫岩からなる。分布の主体はその東側，三瓶山地域内にあり，そこでは，デイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩の上に安山岩の石質火山礫凝灰岩やアグルーチネイト，溶岩が重なる。本層のフィッシュントラック年代は22 - 25 Ma（松田，1979；Otofuji and Matsuda，1983；木村・辻，1992）で，同じ頃に測定された小松地層デイサイト層のジルコンのフィッシュントラック年代値と大差なく，波多層よりはやや古いと考えられる。

有福石英閃緑岩，川本花崗閃緑岩，石見花崗岩などの貫入岩 有福石英閃緑岩，川本花崗閃緑岩，石見花崗岩などの貫入岩は，邑智層群，江津火山岩類，桜江層群，または小谷層を貫き，一つの岩体の中でも石英閃緑岩 - トーナル岩から花崗閃緑岩までの，あるいは花崗閃緑岩から花崗岩までの組成を示す中 - 細粒ないし斑状の不均質な深成岩である。これらの深成岩について得られている放射年代値は33 - 36Maの範囲にあり（松田・小田，1982；Otofuji and Matsuda，1984；松浦，1989；木村・辻，1992），後期始新世 - 前期漸新世に浅所に貫入・定置したと考えることができる。

南山岩脈シル群 小松地層と戸風呂谷層には，両層を貫く細 - 中粒石英閃緑岩または閃緑岩，ひん岩，安山岩 - デイサイトなどの岩脈，シルが多数認められる。岩脈の多くは東北東 - 西南西方向に延びており，また深成岩の多くは細粒である。そのうちの一つ，^{そじき}祖式閃緑岩のジルコンのフィッシュントラック年代値は 23.6 ± 2.8 Ma（松田，1979）と，川本花崗閃緑岩や有福石英閃緑岩に比べてかなり若い。これらの岩体の定置時期は特定できないが，岩脈の延びの方向や岩相の類似性から，後期漸新世 - 前期中新世初期に貫入した南山岩脈シル群として一括した。

地質構造 本地域に分布する後期白亜紀 - 古第三紀の地層は，東北東 - 西南西または北東 - 南西方向に緩く開いた向斜と背斜をなしている。この構造は，前期中新世の地層群と同様で，中期中新世以降に形成されたと考えることができる。川内層群はコールドロンを形成している岩体と考えられていた（松田，1976，1977，1985；松田・小田，1982）が，これに対応する小谷層や小松地層にコールドロンと考えるべき構造は見当たらない。むしろ，南山岩脈シル群の存在から，リフトなど，水平方向に引っ張り応力が働く場に小谷層，小松地層などを構成する火砕岩が噴出・定置したと考える方が合理的である。

II. 3 中新統

（鹿野和彦）

概要 中新統は，中国山地北縁から宍道低地帯，島根半島，そして日本海にかけて広く分布する（第3図）。

島根半島は，宍道低地帯の複向斜と対をなす複背斜で，変形が著しく，向斜や背斜の間には同方向に走る高角度（70 - 90°）の逆断層が発達している。島根半島の古浦西方から境水道を経て，美保関の東端^{じぞうさき}地蔵崎へと続く宍道断層は，中でも最も大きな逆断層である（鹿野・吉田，1985；鹿野・中野，1985b，1986）。Otuka（1937a，b，1939）は，このように著しく変形している島根半島の中新統褶曲帯をShindi

folded zone (宍道褶曲帯)と呼び、その変形をもたらした変動をShindi tectogenese (宍道変動)と名付けた。宍道褶曲帯は鳥取沖まで延伸していることが確認されている(田中・小草, 1981)。

一方、中国山地北縁では、日本海沿岸に沿って北側に単調に傾斜して分布しており、宍道変動に対応して地層の分布や層厚が変化はする(多井, 1973a)ものの、宍道褶曲帯のような著しい変形は認められない。米子、松江、出雲、大田では、大きく内陸側に湾入した基盤を前期中新世初頭の溶岩火砕岩が埋積している(吉田, 1953; 三位・吉谷, 1972; 吉谷ほか, 1976)。

これらの湾入部は藤田(1972)のいう陥没盆地(三位・吉谷, 1972; 山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1973, 1979; 吉谷ほか, 1976; 山内・吉谷, 1981)、コールドロン(沢田, 1978a, b)、あるいはリフト盆地(山内・吉谷, 1992; 鹿野ほか, 1993)と考えられている。温泉津及び江津地域は大田湾入部湾頭部の西方延長に当たる。

岩相層序区分 大田出雲両湾入部の中新統は、1950年代に広島大学の研究者によって集中的に研究された(今村, 1951, 1953; 今村ほか, 1952, 1954, 1958; 吉田ほか, 1952; 吉田, 1953; Mukae, 1954, 1958; 今村・迎, 1955; 岡本・多井, 1957; 岡本, 1959)。今村ほか(1958)とMukae(1958)はその成果をまとめ、両湾入部の中新統を下位から、波多亜層群、川合累層、久利累層、大森累層、布志名累層、松江累層に区分するとともに、波多亜層群から大森累層までを石見層群、布志名累層と松江累層を出雲層群として一括した。その後、大田出雲両湾入部及びその周辺地域の広域調査を実施した通商産業省(1967, 1969, 1970a, b, 1971)は、中新統をほぼ同様に区分し、それぞれ、波多層、川合層、久利層、大森層、布志名層、松江層と呼んだ。この層序区分は、岩相層序、生層序の広域的な対比に基づくもので、金属鉱物探鉱促進事業団(1970, 1971, 1972a, b)、歌田・湊(1972)、三位・吉谷(1972)、多井(1973a, b)、三浦(1973, 1974)、吉谷ほか(1976)、井上(1980)、島根県地質図編集委員会(1982, 1997)、坂本・山田(1982)、鹿野・中野(1985a)、鹿野ほか(1988, 1989, 1991a, 1994)、高安ほか(1992)らによって踏襲されている。

一方、沢田(1978a)は、出雲湾入部の石見層群を詳しく調査し、波多亜層群最上部鍋山累層(Mukae, 1958; 岡本, 1959)を大呂累層として波多亜層群から分離独立させ、大呂累層から大森累層までを釜川亜層群、波多亜層群の波多火山岩類(Mukae, 1958; 岡本, 1959)を波多亜層群とした。また、波多亜層群を、吉田複合岩体、人間累層、穴見累層に分けて、さらに人間累層を成碎屑岩層、松笠火山岩層、八重山安山岩層に、穴見累層を兜山安山岩層、寺谷安山岩層、柄栗石英安山岩層に細分した。大呂累層の大部分は、川合累層の砂岩礫岩の直下にあるものの、一部これと互層、漸移することから、通商産業省(1970a)によって川合層に含められている。

大田湾入部において服部ほか(1983)によって定義された戸蔵川火山岩類(服部ほか(1983)では、戸蔵をコゾウと呼んでいるが、正しい読みはトグラである)は、川合層の砂岩礫岩の直下にあるとの判断から、通商産業省(1969, 1970a, b)や多井(1973a, b)、服部ほか(1983)、鹿野ほか(1988)によって波多(累)層に対比されていたが、本報告の調査で、戸蔵川火山岩類は久利層の流紋岩溶岩火砕岩と同層準にあることが明らかになった。同じく大田湾入部において服部ほか(1983)が定義した戸風呂谷層や小松地デイサイト層は、その放射年代から、それぞれ、川合層下部(沢田(1978a)の大呂層)と波多層に対比される可能性が高い(鹿野ほか, 1993)とされていたが、既存の放射年代値と本報告で新たに得られ

たフィッシュントラック年代から、小松地デイスাইト層は波多層よりも有意に古い。また、戸風呂谷層は波多層よりもわずかながら古く、戸風呂谷層は後期漸新世 - 前期中新世前期、波多層は前期中新世の地層として両者を区別しておくことが妥当であると考えられる。

本報告では、このような事情を勘案して、中新統を下部から順に、通商産業省（1967, 1969, 1970a, b, 1971）とほぼ同様に区分する。ただし、波多層と川合層との区分については、既に述べたように混乱しているが、出雲湾入部においては、沢田（1978a）の波多亜層群を波多層、大呂累層と川合累層とを合わせたものを川合層とする。また、大田湾入部においては、服部ほか（1983）の小松地デイスাইト層を小松地層（新称）の一部、戸蔵川火山岩類を久利層に含め、久利層直下の川合層と、久利層に挟まれる川合層類似の砂岩礫岩とを合わせたものを川合層とする。大田湾入部におけるこの定義は北東隣、石見大田及び大浦地域の調査報告における鹿野ほか（1998）の定義を大きく変更したものであるが、石見大田及び大浦地域の地質図（鹿野ほか, 1998）の上での区分と分布には影響しない。大森層については、鹿野ほか（1991a）の再定義に従い、Tomita and Sakai（1937）の大森統と布志名統来待層とを合わせた地層とする。

波多層 波多層は、本来、出雲湾入部の最奥部、出雲市南方の飯石郡掛合町波多及び周辺地域に分布する火山岩層に与えられた名称で、その大部分が陸上あるいは陸水域に噴出した溶岩火砕岩からなる火山岩層である。この、模式的波多層は、本地域から、木次、三瓶山、頓原の各地域にかけて広がる掛合コールドロンと呼ばれる火山性陥没盆地を埋積している（沢田, 1978a, b）。基盤とは不整合あるいは断層関係で接する。また大森層に直接覆われ、野田山複合岩体（沢田, 1978a）に貫かれる。野田山複合岩体の黒雲母のK - Ar年代値は $18.0 \pm 1.3\text{Ma}$ 、最上位の柄栗石英安山岩層の溶結凝灰岩のジルコンのフィッシュントラック年代値は $26.9 \pm 6.2\text{Ma}$ （鹿野・吉田, 1984）とされていたが、改善された測定方法による最新の測定値は $18.4 \pm 1.2\text{Ma}$ （鹿野ほか, 1998）である。

本地域の波多層は、安山岩 - 苦鉄質デイスাইト凝灰岩火砕流堆積物、玄武岩質安山岩アグルチネート、流紋岩軽石凝灰岩 - 凝灰岩火砕流堆積物と、その再堆積物と思われる凝灰質砂岩礫岩、安山岩石質火山礫凝灰岩 - 凝灰岩火砕サージ堆積物などからなる。基盤とは不整合または断層関係で接する。安山岩 - 苦鉄質デイスাইト溶結凝灰岩のジルコンのフィッシュントラック年代値は、 $19.6 \pm 1.8\text{Ma}$ （本報告）で、模式地の波多層柄栗石英安山岩層のジルコンのフィッシュントラック年代値 $18.4 \pm 1.2\text{Ma}$ （鹿野ほか, 1998）に近い。

川合層及び久利層 川合層と久利層は、それぞれ砂岩礫岩、泥岩で特徴付けられる海成層で、安山岩やデイスাইト、流紋岩の水底溶岩火砕岩を挟む。両層は指交関係にあり、ともに海生動物化石を産する（通商産業省, 1967, 1969, 1970a, b, 1971；岡本ほか, 1971；黄・岡本, 1979；多井・加藤, 1979；竹ノ内ほか, 1981, 1982；野村, 1986b）。通商産業省（1967, 1969）は、江津市付近の海生動物化石を産する砂岩タービダイトや、大田市大森町近くにおいて川合層砂岩礫岩に覆われ砂岩泥岩薄層を挟む流紋岩火砕岩を波多層に対比し、波多層の一部を海成層と考えた。しかし、これらは川合層または久利層と整合または指交関係にあるので、本報告では波多層から除外する。

両層の模式地である大田市川合町と久利町を流れる静間川上流の忍原川（三瓶山地域）沿いでは、川合層から*Vicarya cf. japonica*などの浅海生貝化石が、また、久利層から有孔虫化石が産する（竹ノ内

ほか、1981, 1982). 久利層の下部から産する底生有孔虫化石の殻は石灰質のものと砂質のものがあるが、上部から産する底生有孔虫化石の殻はほとんどが砂質である(竹ノ内ほか, 1981, 1982). 多井(1963)は、底生有孔虫化石群集が明瞭に変わるこのような境界をForam. Sharp Line (FSL)と名付け、日本海に面する各地の堆積盆で広域的に追跡できることを示唆した。米谷・井上(1981)は、FSLをBlow(1969)の有孔虫化石帯N.9とN.10との境界(およそ14.5Ma)に対比した。FSLは日本海拡大の停止とともに西南日本が隆起し始める(鹿野ほか, 1991b)時期に構造運動に伴って堆積盆への底層水の流入が制限され、堆積盆の溶存酸素量が急激に低下したことを示しているらしい(野村, 1989, 1992)。Nomura(1992)は、大和海盆のODP(Ocean Drilling Project) Site 797におけるFSLと微化石層序との対比に基づいてFSLの年代を14.2Maと推定している。

竹ノ内ほか(1981, 1982)は、東隣、三瓶山地域の忍原川沿いで得られた結果に基づいて、久利層の中にFSLが存在すると考えた。しかし、FSLの年代を14.2Maとするとその値は川合層や久利層の火山岩の放射年代値15 - 19Ma(Uto, 1989; Morris *et al.*, 1990; Otofujii *et al.*, 1991; 沢田, 未公表)や川合、久利両層を不整合に覆う大森層の火山岩の放射年代13 - 16Ma(鹿野・吉田, 1984; Uto, 1989; Morris *et al.*, 1990; Otofujii *et al.*, 1991; 沢田, 未公表)に矛盾する。野村(1986b)は、竹ノ内ほか(1981, 1982)と同一のルートについて底生有孔虫化石群集を統計学的に解析し、彼らのFSL認定に問題があったことを指摘している。

大森層 大森層は川合層、久利層などを不整合に覆う地層である。陸上ないし浅海に噴出したデイサイト溶岩、安山岩 - デイサイト火山礫凝灰岩 - 凝灰岩、安山岩石質火山礫凝灰岩 - 凝灰岩、安山岩スコリア - 軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩、安山岩軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩と、これらと指交し、あるいはこれらを覆う礫岩砂岩とからなる。本地域では、仁摩町の海岸付近と、内陸の温泉津町高瀬及び熊谷近くの山頂で本層の安山岩 - デイサイト溶岩が久利層を不整合に覆って分布している。

大森層と久利層以下の地層との間の不整合は、丹後半島(山元・星住, 1988)など西南日本の日本海沿岸で14 - 15Ma頃噴出した安山岩の基底に広く認められるものの一つであり、広い範囲にわたり沿岸域が陸化したことを示す(鹿野・中野, 1985a; 山元・星住, 1988; 鹿野ほか, 1991b)。島根半島では、この当時、褶曲が始まった可能性が高く(山内・吉谷, 1981; 鹿野・吉田, 1985; 野村, 1986a)、海底火山体や褶曲構造の高まりの周囲にあった多量の砕屑物が、不安定な斜面上で頻繁に発生する重力流により運搬され堆積している(Kano and Takeuchi, 1989)。

貫入岩 久利層や川合層には岩脈やシルが貫入している。そのうち、流紋岩岩脈は、同質溶岩ドームとともに北東 - 南西方向に延びていることから、久利層や川合層と同時期に貫入したと考えられる。玄武岩 - デイサイトの岩脈やシルは数が少なく、その貫入時期は特定できない。隣接地域における例では、南北方向に延びた岩脈の多くは大森層の時期かその後に貫入したと推定されている(鹿野ほか, 1998)。温泉津町井田付近には長径3km短径2kmの閃緑岩 - 安山岩の岩体が久利層を貫いて大きな高まりをなしている。その北方延長上の山稜には安山岩溶岩が久利層を覆って分布していることから、それらの給源とも考えられる。

地質構造 本地域では大森層より若い中新統は露出していない。波多層から大森層に至る下部 - 中部中新統は、東隣三瓶山地域の川合町忍原から温泉津町福田まで延びる断層と、江津市都治町から温泉津

町福田へと抜ける断層とに区切られた北側の地域にのみ分布している。これら二つの断層はそれぞれ、南と西に60 - 80° 傾斜して中新統側に衝上するとともに、川合町忍原から温泉津町福田まで延びる断層が江津市都治町から温泉津町福田へと抜ける断層沿いに水平方向に2km程度隔離している。中新統自体は、おおむね西南西 - 東北東方向の走向を示し、10 - 30° 傾斜して開いた褶曲をなしているがこれらの断層近くでは急傾斜し、断層に沿って向斜をなしている。また、都野津層群がこれらの地層や断層を覆っている。したがって、これらの断層は、大森層または久利層以下の地層が西南西 - 東北東方向に直交する方向に褶曲した後、都野津層群が堆積する前に形成されたと考えられる。ただし、これらの断層によって中新統の分布がおおむね限られるので、中新統の堆積時期には堆積盆地を区切る正断層として活動していた可能性がある。多井 (1973a, b) は、川合層及び久利層の層厚分布が東北東 - 西南西方向に延びていることから、その方向に沿った堆積盆地を想定している。

II. 4 鮮新統 - 完新統

(鹿野和彦・宝田晋治)

概要 本地域に分布する鮮新統 - 完新統は、都野津層群、大江高山火山噴出物、古期扇状地堆積物、差海層、砂州及び海岸砂丘堆積物、三角州、扇状地及び河川堆積物である (第1表)。これらのうち、都野津層群と大江高山火山噴出物は後期鮮新世 - 前期更新世の堆積物と火山噴出物で、一部指交関係にある。本地域は宍道低地帯の西方延長上にあるが、宍道湖や中海沿岸とは異なり、目立った段丘はない。江の川沿いに分布する平坦面は、現在の氾濫源である。

都野津層群 都野津層群は、本地域南西隣、浜田地域の都野津を模式地とし、浜田地域から石見大田及び大浦地域と浜田地域にかけて広く分布する海成 - 非海成層である。固結 - 未固結の砂や礫、泥の堆積物からなり、温泉津地域では大江高山火山噴出物を間に挟む。

都野津層群は、当初、島星累層 (今村, 1951)、大屋層群 (今村ほか, 1952)、大江層群 (吉田ほか, 1952) などさまざまな名称で呼ばれていたが、Imamura (1957) によって現在の名称に統一された。当時から、植物化石 (Miki, 1950, 1952, 1956a, b, 1957, 1958; 高橋, 1959, 1961) や岩相から都野津層群は鮮新世の非海成層であると考えられていた。

今村 (1964) がその下部に海生の貝や魚類の化石が産出することを見いだしてから、層序の詳細が検討されるようになった。今村 (1964) は、都野津層群を海成層を挟む下部層と大江高山火山噴出物を挟む上部層とに区分し、産出化石と層相に基づいて大阪層群に対比した。Onishi (1969) は、江津地域内の都野津において四枚の海成粘土層を確認し、下位から順にM1, M2, M3, M4と名付け区分するとともに、花粉化石に基づいて鮮新世と更新世との境界をM3の上限に置いた。また、海成粘土層M4が温泉津地域の大家付近で大江高山火山噴出物と指交することを指摘した。さらに、山陰第四紀研究グループ (1969) は、都野津から東方の広い地域を調査し、今村 (1964) の下部層を都野津層と名付け、また、大江高山の東方、温泉津地域の水上から三瓶山地域の西部にかけて分布する非海成の砂礫堆積物を認めて、これを水上層と名付け、都野津層に対比した。その後、大西・調枝 (1970)、調枝 (1970、

1971), 都野津団体研究グループ (1972, 1983), 福間 (1972), 飯塚ほか (1974), 中国四国農政局計画部 (1976), 島根県立工業技術センター資源科 (1976, 1977, 1978, 1979, 1982, 1983), 宇野 (1978, 1979, 1994), 井岡ほか (1990), 岩内ほか (1993), 水野・武智 (1993), 水野ほか (1993, 1994), 水野 (1996a, b, c) らの研究によって, 都野津層群が下位から, 海成粘土層 (粘土岩) M1 - 4を伴い礫岩砂岩や泥岩からなる層と, 赤色に風化した礫岩を主体とする層, 砂丘砂からなる層とに区分されることが明らかになった. 水野ほか (1994) は, このように区分されるそれぞれの層は特有の堆積環境を反映した特有の堆積相によって特徴付けられると考え, それぞれを「層」 (Formation) として識別し都野津層, 島の星層, 室神山層と呼んだ. さらに, 水野 (1996b) は, 都野津層群をこのように分けた場合の都野津層と都野津層群との混同を避けるために, 都野津層群を江津層群と改称することを提案した. 同じ地名を異なる層序区分単位に使用しないという国際地質科学連合 (International Union of Geological Sciences) の層序区分に関する国際分科委員会 (International Subcommittee on Stratigraphic Classification) がまとめた地層命名指針 (International Subcommittee on Stratigraphic Classification, 1994) に従えば, 都野津層群または都野津層は改称するのは当然ではある. しかし, 都野津層群と都野津層という名称は長い間使われてあまりに有名なので, 混乱を避けるために, 該当する地層群を従来通り, 都野津層群, 都野津層と呼ぶことにした.

水野ほか (1994) によれば, 江津市都野津 (浜田地域) から同浅利地域にかけて分布する都野津層は, 河川が流入する潟湖ないし外浜の環境に堆積した砕屑物で, 大江高山火山噴出物を挟み, 標高120 - 130m以下に分布する. 島の星層は, 火山岩や火山砕屑物起源の砂礫に富む河川堆積物で, 標高70m以下の地域に分布する. 室神山層は, 海浜 - 砂丘堆積物で, 標高50 - 120mの狭い範囲に分布する. 火山屑は挟まない. 都野津層, 島の星層, 室神山層は互いに不整合関係にある.

大江高山火山噴出物 大江高山とその周辺の山々は類似した組成のデイサイト溶岩ドームからなり, 同様に岩石学的に類似したデイサイト溶岩・火砕流堆積物がそれらの直下と周辺に分布している. これらは, 大江高山火山群 (山口, 1958; 都野津団研グループ, 1972, 1983) あるいは大江高山火山 (福間, 1972) と称されてきた火山群または火山を構成する噴出物で, 大江高山石英安山岩類 (福間, 1972), 大江高山火山岩類 (都野津団研グループ, 1972, 1983), 大江火砕岩層・大江高山デイサイト (宇野, 1979, 1994) と呼ばれてきた. 火山か火山群かの認定は難しいので, 本報告では, ここに組成が似た一群の火山噴出物が地形的な高まりをなしているという素朴な観点から, 地形的に最も高い大江高山の名をとって, ここに大江高山火山があると考え, その噴出物を大江高山火山噴出物と称することにする.

大江高山火山噴出物は, 下位から順に, 柑子谷火山噴出物, 冠川溶岩, 大家火山灰流堆積物, 柿田火山灰流堆積物, 川上火山岩塊火山灰流堆積物, 矢滝火山灰流堆積物, 三久須火山岩塊火山灰流堆積物, 仙山火山噴出物, 大江高山溶岩に区分される. いずれも, 黒雲母, 角閃石, 斜長石斑晶で特徴付けられるデイサイトからなる.

柑子谷火山噴出物は柑子谷付近を噴出源とする火山岩塊火山灰流堆積物で, 温泉津町西田周辺に広く分布し, 冠川溶岩に覆われる. 柑子谷川河床を中心に淘汰の悪い石質凝灰角礫岩ないし火山凝灰岩が, 直径500 - 800mの円形をなして分布しており, そこが噴出源と考えられる. 母岩の久利層流紋岩凝灰岩と接する壁は円の中心に向かって50 - 60°傾斜し, 母岩も壁から1mぐらいの範囲でさまざまな

程度に破碎されている。柑子谷火山噴出物は、かつて相子谷凝灰角礫岩と呼ばれていた火砕岩である（都野津団研グループ、1983）。仙山を構成する火砕岩は柑子谷凝灰角礫岩に一括されていたが岩相も層位も異なることから、これを仙山火山噴出物（新称）として柑子谷火山噴出物とは区別し、再定義した。仙山火山噴出物は、石質凝灰角礫岩 - 凝灰岩からなる開析された火砕丘をなしており、大家火山灰流堆積物など一連の火砕流堆積物とは斜交して標高の高い位置を占めることから、それらの噴出後か、火砕流堆積物の最上位にある三久須火山岩塊火山灰流堆積物とほぼ同時期に噴出したと考えられる。柑子谷火山噴出物の噴出源は、谷にわずかに覗いているだけで、かつて存在していたはずの山体は認められないので、相当に開析されていると考えるべきである。

冠川溶岩は都野津団研グループ（1983）の仙山溶岩と西田溶岩とを合わせたものにほぼ相当する。柑子谷火山噴出物を覆い、大家火山灰流堆積物以降の噴出物に覆われる。デイサイト組成にもかかわらず、これといった高まりが認められないことから、著しく開析されていると考えられる。

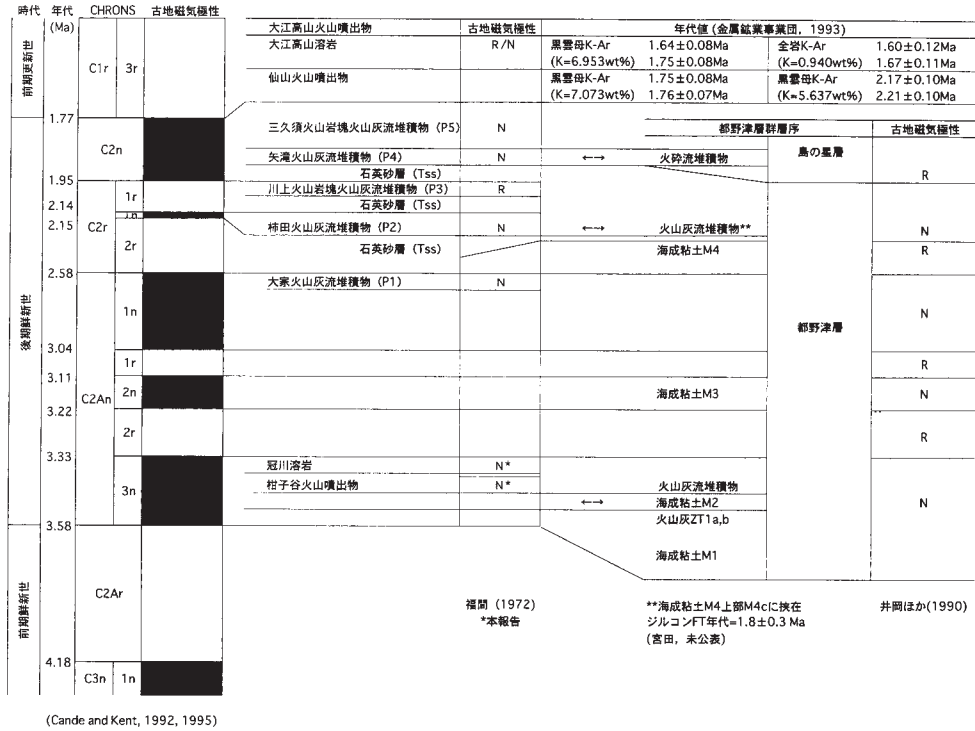
大家火山灰流堆積物、柿田火山灰流堆積物、川上火山岩塊火山灰流堆積物、矢滝火山灰流堆積物、三久須火山岩塊火山灰流堆積物は、それぞれ、都野津団研グループ（1983）の大家軽石凝灰岩（F2）、柿田軽石凝灰岩（F3）、川上凝灰角礫岩（F4）、矢滝軽石凝灰岩（F5）、三久須凝灰角礫岩（F6）に相当するが、付された岩石名が必ずしも適切とはいえないので、堆積物の定置様式をも考慮して改称することにした。

大江高山溶岩は、円頂丘溶岩・溶岩流・岩脈（都野津団研グループ、1983）、要害山石英安山岩・貫入岩デイサイト（金属鉱業事業団、1990、1991、1992、1993）、あるいは大江高山石英安山岩（宇野、1994）などと称され、必ずしも統一された名称がない。その主体は、溶岩ドーム群であるが、溶岩ドーム、溶岩流、岩脈と産状が多様である（都野津団研グループ、1983；金属鉱業事業団、1990、1991、1992、1993）ことを考慮して、本報告では、大江高山溶岩と名付けることにした。

大江高山火山噴出物及び都野津層の年代と対比 要害山で採取した大江高山溶岩試料の黒雲母K - Ar年代がおよそ1.7Maで、全岩K - Ar年代も1.6 - 1.7Maとこれに近い（金属鉱業事業団、1993）ことから、大江高山溶岩の年代は1.7Maと考えることができる。また、仙山火山噴出物については、1.76Maと2.19Maの黒雲母K - Ar年代（いずれも平均値）が報告されている（金属鉱業事業団、1993）が、後者の値を示す黒雲母試料のK含有量が少ないことから、1.76Maが妥当な年代と考えられる。井上ほか（1983）は、円頂丘溶岩（大江高山溶岩）と三久須の仙山溶岩（冠川溶岩）、矢滝の岩脈のジルコンについて、それぞれ、 $1.14 \pm 0.13\text{Ma}$ 、 $1.18 \pm 0.17\text{Ma}$ 、 $0.86 \pm 0.12\text{Ma}$ のフィッシュトラック年代を報告している。ゼータ較正が適切に行われたかどうかについて判断する材料がないので、これらの値の妥当性については確かなことはいえない。大江高山噴出物の噴出年代については、上述のK - Ar年代とそれぞれの噴出物について求められている古地磁気の極性（福間、1972）との組み合わせからある程度推定できる（第2表）。

大江高山溶岩は逆帯磁しており、その年代が先に述べたとおりであるとすると、クロンC1rのサブクロン3rに対比される。仙山火山噴出物は、放射年代から、その直前に噴出した可能性が高い。これらより下位の噴出物については、大きな時間間隙がないものとするれば、三久須火山岩塊火山灰流堆積物と矢滝火山灰流堆積物はクロンC2nに、川上火山岩塊火山灰流堆積物はクロンC2rに、柿田火山灰流堆積物はC2rのサブクロン1nに対比できる。

第2表 都野津層群及び大江高山火山噴出物対比表



江津市島の星町で島の星層の基底付近に挟まれている凝灰岩（島根県工業技術センター，1982）や江津市中央公園で都野津層海成粘土M4の最上部に挟まれている凝灰岩薄層（水野，1996a, c）は，細粒軽石火山礫や微小軽石型火山ガラス，黒雲母などからなり，上記の火山灰流堆積物のいずれかに対比できる可能性が高い．柿田火山灰流堆積物が海成粘土M4の上位にあり，海成粘土M4が逆帯磁，その上の淡水成粘土（粘土岩）が正帯磁している（井岡ほか，1990）ことからすれば，江津市中央公園で都野津層海成粘土M4直上の粘土に挟まれている凝灰岩薄層は柿田火山灰流堆積物に，これより上位の，江津市島の星町で島の星層の基底付近に挟まれている凝灰岩は矢滝火山灰流堆積物に対比できる．上記の対比に基づけば，柿田火山灰流堆積物の年代は2.1Ma前後で，これに対応する江津市中央公園で都野津層海成粘土M4の粘土に挟まれている凝灰岩薄層のジルコンのフィッシュントラック年代 $1.8 \pm 0.3 \text{ Ma}$ （宮田，未公表）に誤差の範囲で一致している．

大家火山灰流堆積物については，柿田火山灰流堆積物と同様にC2rのサブクロン1nに対比することが考えられるが，大家火山灰流堆積物と柿田火山灰流堆積物との間には都野津層海成粘土M4があり，海成粘土M4が逆帯磁している（井岡ほか，1990）ことを考慮すると，大家火山灰流堆積物は，C2Anのサブクロン1nに対比する方がもっともらしい．この対比に基づけば，都野津層群の海成粘土M1 - M4を，同層の古地磁気層序（井岡ほか，1990）に基づいて，それぞれクロンC2Anのサブクロン3n，同2n，C2rのサブクロン2rに矛盾なく対比できる．また，南隣，川本地域の川本町木路原^{きろはら}では，都野津

層（水上層）とされる砂礫岩層のなす標高260mの平坦面をミネット溶岩火砕岩が覆っており、その全岩K - Ar年代として $2.09 \pm 0.09\text{Ma}$ の値が得られている（松浦・宇部，1986）。このミネットの放射年代は上述の対比に基づいて推定される都野津層の年代の上限、およそ2Maに矛盾しない。

冠川溶岩、柑子谷火山噴出物については、年代を位置付ける基準がはっきりしない。しかし、温泉津町吉浦牧場で海成粘土M2とM3との間に挟まれる凝灰岩は、発泡の程度が低いデイサイト岩片（軽石片？）を含む点で、柑子谷火山噴出物と類似しており、これに対比できる可能性がある。また、都野津層中の火山灰（ゼリータフ）ZT1a, bとZT2（宇野，1978，1994）は、柑子谷火山噴出物の先駆けとなる噴出物として位置付けることができるかもしれない、この対比では、大家火山灰流堆積物と冠川溶岩、柑子谷火山噴出物との間に20 - 60万年近くの時間間隙が存在することになるが、冠川溶岩、柑子谷火山噴出物とも開析されているので、あり得ないことではない。

一方、花粉分析では、海成粘土（岩）M3とM4との間に鮮新世と更新世との境界がある（Onishi，1969；都野津団研グループ，1983）とされ、これと井上ほか（1983）のフィッシュントラック年代に基づいた古地磁気層序対比（井岡ほか，1990）は、相互に矛盾なく、一見合理的で、海成粘土M4に挟まれている火山灰のフィッシュントラック年代とも矛盾しない。井上ほか（1983）のフィッシュントラック年代に基づいた対比と、上述の対比のどちらが妥当かは、今後、重鉱物組成などに基づいたテフラの対比とそれらの年代測定に基づいて検討する必要がある。

上述の対比に関する議論をまとめると、都野津層と、柑子谷火山噴出物から三久須火山岩塊火山灰流堆積物までの大江高山火山噴出物は、3.6 - 1.8Maの年代の範囲内にあり、それらの時代は後期鮮新世ということになる。一方、仙山火山噴出物、大江高山溶岩の年代は、1.7 - 1.8Maで、後期鮮新世末期 - 前期更新世初頭に噴出したと考えることができる。島の星層については、その中に挟まれている火山灰流堆積物が矢滝火山灰流堆積物に対比できるのであれば、その下部は後期鮮新世と考えることができる。また、少なくともその一部が逆帯磁していることからすれば、島の星層は、大江高山溶岩と同じ頃にも引き続き堆積していた可能性が高い。室神山層の年代は確定し難いが、大江高山火山噴出物を挟まないことから、大江高山火山の活動終了後に堆積したと考えることはできる（水野ほか，1994）。

古期扇状地堆積物 古期扇状地堆積物は、宍道低地帯沿いに発達する中位段丘堆積物（鹿野ほか，1991a）の堆積時あるいはそれ以前に火山岩がなす高まりの周辺に堆積した火山岩由来の岩屑からなる堆積物である。

差海層 差海層は、鹿野ほか（1989）によって再定義された地層で、三位（1966）の差海層と石谷砂層、すなわち、^{ゆみがはま}弓ヶ浜層と^{やすぎ}安来層（三位ほか，1969）とを合わせたものに相当する。円磨された細 - 中礫からなる礫層や、平行ないし低角斜交層理の発達した砂層、腐植あるいは貝化石を含む泥質堆積物などの海岸や砂州、潟湖の堆積物と、これらを広く覆う淘汰の良い細 - 中粒の砂丘砂からなり、中位段丘堆積物や古期扇状地堆積物とは指交関係にある（鹿野ほか，1989，1991b，1994，1998）。本地域では、仁摩町仁万や^{まじ}同馬路海岸から背後の山麓にかけて、砂丘をなしている。

砂州及び海岸砂丘堆積物など 砂州及び海岸砂丘堆積物は、北隣大社地域の神社町から本地域の多伎町小田にかけて続く砂浜と、大田市^{いそたけ}五十猛町大浦から波根町にかけて点在する小さな入り江の奥の沖積低地へと続く幅の狭い砂浜、そしてそれらの背後の砂丘を構成する堆積物である。これらの直下には現

堆積面から下方に連続する汽水成 - 海成泥質堆積物を主体とする地層、すなわち中海層（三位，1962，1966；三位ほか，1969；水野ほか，1972）に相当する完新統が、また、背後には、周辺の河川から供給された碎屑物が三角州や扇状地、氾濫原、自然堤防、流路をなして堆積している。

III. 変苦鉄質岩類及び周防帯結晶片岩類

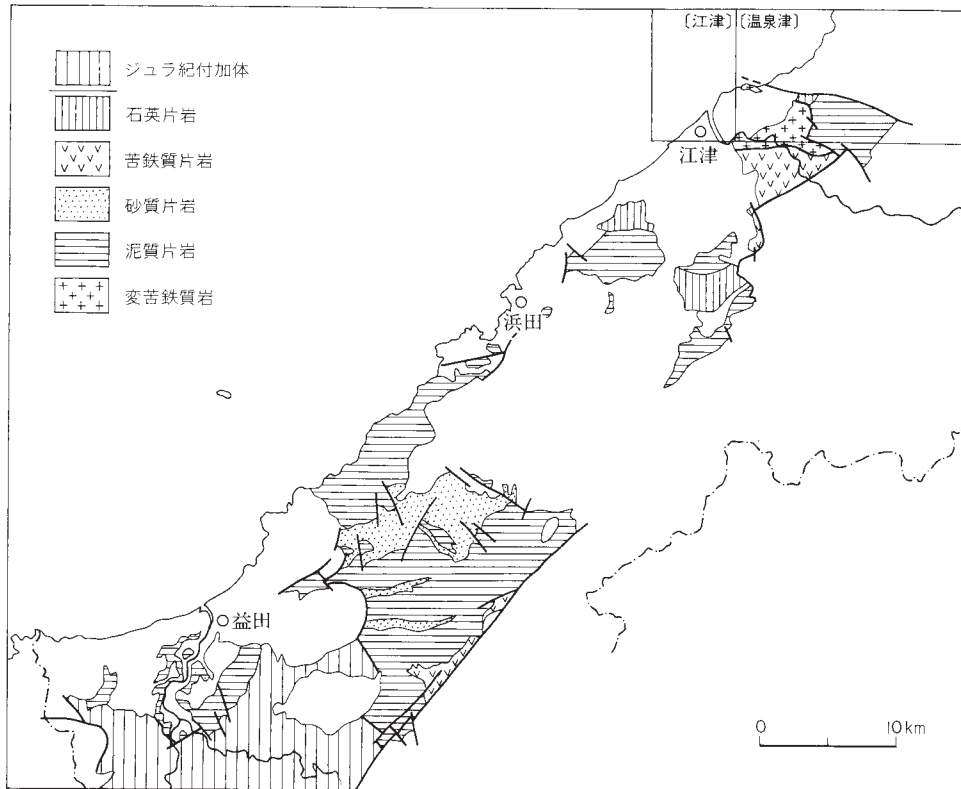
（牧本 博）

島根県西部に分布する変成岩類（第4図）は、その分布が古くから知られており、三郡変成岩類の構成員として認定されていたが、詳しい研究はあまり行われなかった。1970年代以降ようやく研究が進展し、橋本（1972）は、中国地方の三郡変成岩類の変成相をまとめる中で江津地域にも触れ、本地域の結晶片岩類が緑れん石 - 藍閃石帯の鉱物組み合わせを示すことを報告した。岡村ほかは、江津地域（岡村・岡屋，1975a）、浜田地域（岡村・岡屋，1975b）、益田地域（岡村ほか，1975）についての一連の研究で、変成岩類の構成岩石と地質構造、変成鉱物組み合わせなどを報告した。この中で、変成岩類が東西から北東 - 南西走向で、褶曲を伴いながらも全体として構造的に北上位をなすことや、江津地域が最も変成度が高いことなどが明らかとなってきた。

江津地域の変成岩類については、岡村・岡屋（1975a）は、北西 - 南東方向の断層を境に、構成岩石と変成鉱物組み合わせの特徴から東部地域と西部地域に二分できるとした。そして、東部地域は泥質片岩が優勢で凝灰岩起源の苦鉄質片岩を挟んでおり、苦鉄質片岩には藍閃石が広く認められるとした。一方、西部地域は凝灰岩及び輝緑岩 - 閃緑岩起源の苦鉄質片岩を主体とするとした。また、小林（1979）は、岡村・岡屋（1975a）の東部地域を波積南層と命名するとともに、西部地域を二つに分けて、北側を変塩基性岩、南側の苦鉄質片岩を主体とする部分を田ノ原川層と呼んだ。

1980年代には、島根大学を中心とした一連の研究が進められ、特に波積南層についての岩石学的特徴と構造的産状の様子が明らかとなった。Watanabe *et al.*（1983）は波積南層からローソン石の産出を報告し、千貫（1985）はパロワ閃石片岩を含め波積南層の構成岩類について詳細な岩石記載を行った。また、渡辺ほか（1989）は、苦鉄質片岩の形状が不規則なことや、変成度の異なるものが混在して産することなどから、波積南層を波積南テクトニック・メランジと命名した。変塩基性岩については、脇坂・村上（1981）及び脇坂（1985）が、変輝緑岩・変斑れい岩・圧碎花崗岩・超塩基性岩からなること、その帰属が夜久野岩類に対比されることを指摘した。田ノ原川層については、渡辺ほか（1986）がパンペリー石の産出を初めて報告し、また竹下ほか（1987）が泥質岩から放散虫化石 *Follicucullus* (?) sp., *Pseudoalbaillella* (?) sp. の産出を報告し、原岩の時代をペルム紀中世後期 - 新世前期とした。

最近のNishimura（1998）によれば、小林（1979）が波積南層及び田ノ原川層と命名した変成岩類は周



第4図 島根県西部に分布する変成岩類の概略
主に島根県地質図編集委員会（1997）を基に作成

防帯を構成する結晶片岩類に区分される。現時点では、波積南層については、その変成作用の詳細や構造的産状の特徴が明らかとなったが、変塩基性岩及び田ノ原川層の詳細や波積南層を含めた相互の関係等についてはまだ不明な点を残している。

III. 1 変苦鉄質岩類 (Mm)

分布 本地域南西端、松川町太田から江の川沿いに同町市村まで、さらにこれから北北東に延びる都治川に沿って都治町中都治まで分布する。本岩体は、江の川沿いに南東方向に約3km連続して分布する変成岩類の北西部に当たる。この主岩体のほか、本地域には本岩類の小分布が日本海に面した浅利町西部の海岸沿いに認められる。

他の岩体との関係 結晶片岩類とは、岩体西側及び北側で断層で境される。実際の断層露頭は境界部の露頭欠如で観察されないが、分布境界が直線なことと、両岩体内部の地質構造が斜交することから断層関係と判断した。

後期白亜紀の江津火山岩類には、松川町太田付近及び浅利町西部の海岸沿いで不整合に覆われてい



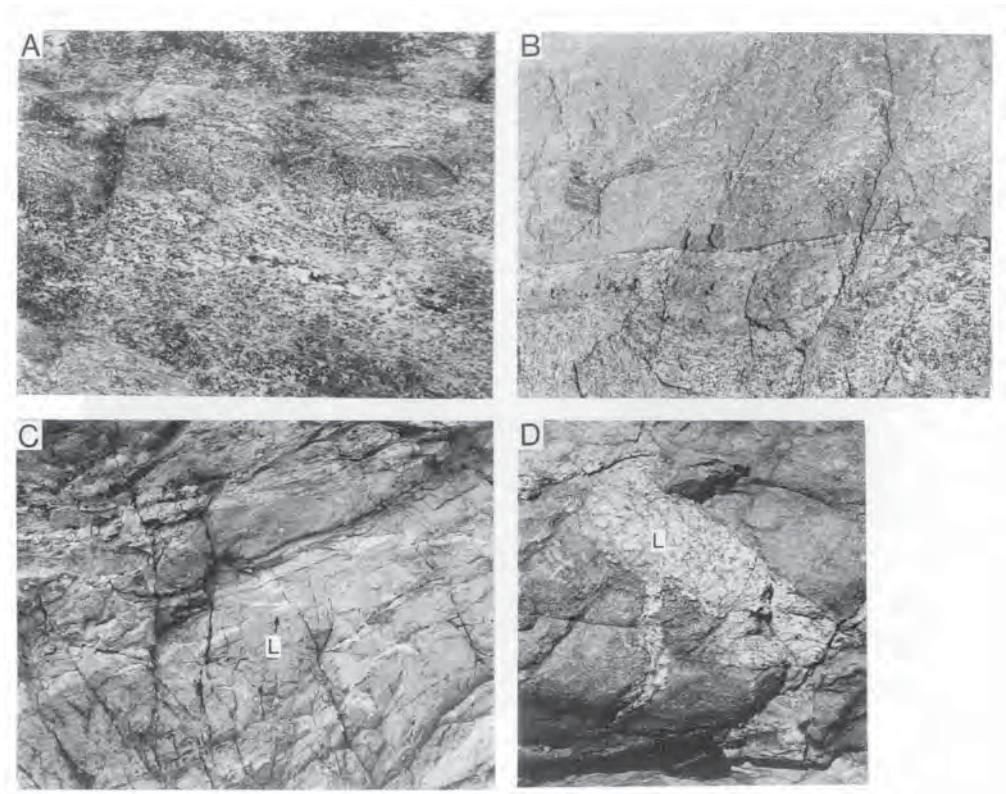
第5図 変苦鉄質岩類を不整合に覆う江津火山岩類

浅利町西部の海岸沿い。ほぼ東西の斜面を南から見る。変苦鉄質岩類 (Mm) は、北に急傾斜した不整合面に境されて江津火山岩類 (Gtr) に覆われる。写真の上下約2m。

る。松川町太田付近では、江津火山岩類との不整合の露頭は観察されないが、両者の境界が地形に沿って入り組んでいることと、江津火山岩類が地形的高所を占めることから不整合と判断した。浅利町西部の海岸沿いでは、十島南方で江津火山岩類との不整合の露頭が観察される(第5図)。不整合面は、走向がENE-WSWで、 70° Nの傾斜を示しており、この北に急傾斜した地質構造は、上位に重なる江津火山岩類の地質構造に一致している。このほか、江津火山岩類との不整合の露頭は、このすぐ南西方の浅利第一トンネルと浅利第二トンネルとに挟まれた入り江においても観察される。

岩体内部の松川町八神、松川町市村西方及び松川町上津井^{かんづい}付近では、後期始新世の石英閃緑岩 - 花崗閃緑岩に貫入される。松川町市村西方の江の川北岸では、本岩体と花崗閃緑岩体との接触部が観察される。また、岩体北側及び松川町市村 - 上津井間の稜線部で後期鮮新世の都野津層に不整合に覆われている。

岩相 有福石英閃緑岩の貫入を受け、熱変成による再結晶は本岩体全域に及んでおり、ほとんどの地域で緑色角閃石±黒雲母の鉱物組み合わせを生じている。さらに、松川町上津井の花崗閃緑岩体の近傍数10mの範囲では、単斜輝石 - 角閃石±黒雲母の鉱物組み合わせが認められる。浅利町西部の小分布では、主岩体に比べやや熱変成の影響が弱いものの、アクチノ閃石 - 緑泥石 - 緑れん石の鉱物組み合わせを生じている。また、この熱変成に加えて、松川町太田ほかでは黄鉄鉱などを伴う鉱化作用や珪化作用を被っている。以上のことから、本岩体の構成岩石の確定は困難であるが、露頭や鏡下で観察される



第6図 変苦鉄質岩類の産状

A：強く片状化した斑れい岩。写真の横幅約15cm。 B：斑れい岩の貫入関係。上半部を構成する斑れい岩は、下半部の斑れい岩との接触部で急冷細粒相を形成している。写真の横幅約20cm。 C：角閃岩と折りたたまれた優白質層（L）。写真の横幅約30cm。 D：斑れい岩に貫入する粗粒で斜長石に富む斑れい岩脈（L）。写真の横幅約25cm。いずれも浅利町西部の海岸沿い。

残存する造岩鉱物や構造・組織などから、主に玄武岩 - ドレライト及び、斑れい岩（第6図及び第7図）からなり、トータル岩及び超苦鉄質岩を少量伴うと判断される。

上記の各岩相は、浅利町西部の小分布を除けば、玄武岩 - ドレライトはほぼ松川町市村と同上津井を結ぶ線より北側に分布し、斑れい岩はこれより南側を構成し、この斑れい岩に伴ってトータル岩と超苦鉄質岩の小岩体が産する。浅利町西部の小分布は主に斑れい岩からなる。

玄武岩 - ドレライトは、暗灰色 - 暗緑色 - 灰緑色・細粒で、熱変成を受け多くの場合原岩としての構造が消失しており、均質・塊状な外観を呈している。ときに、肉眼で細粒・針状 - 長柱状の斜長石の寄せ木状組織が確認されたり、鏡下において有色鉱物起源の斑晶状仮像が認められることから、玄武岩 - ドレライトに由来すると判断した。また、試料の研磨面で葉理状組織を示すものが確認されることから、玄武岩質の火山性碎屑岩も挟まれると考えられる。鏡下では、熱変成で生じた微細な緑色角閃石±黒雲母 - 斜長石の集合からなり（第8図A）、このほかに不透明鉱物・アパタイトや黒雲母が変質して生じた緑泥石などを含む。

玄武岩 - ドレライトは、松川町下河戸や同太田で砂岩・泥岩を挟んでいる。このうち、松川町下河戸に産する砂岩は層厚約1mで泥質の薄層（厚さ5mm以下）を多く挟んでいる。本砂岩は、細粒・優白

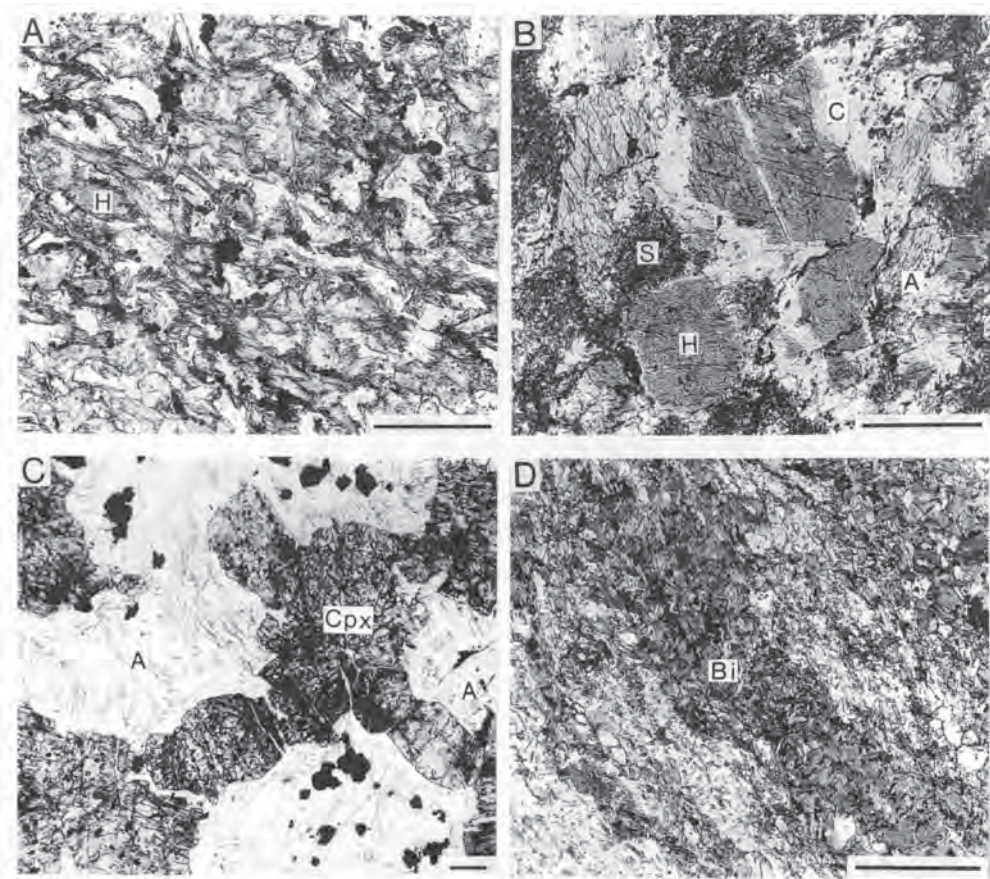


第7図 縞状構造が発達した角閃岩様の岩石
松川町八神東方の江の川北岸. 写真の横幅約30cm.

質で、石英に富んでおり、現在は黒雲母を含むホルンフェルスとなっている（第8図D）。

斑れい岩は、細粒 - 中粒で、一部に粗粒なものが認められる。暗灰色 - 暗緑色を呈し、肉眼で斜長石と有色鉱物からなる粒状組織が観察されることもあるが、多くの場合変成・変質で原岩の組織が不明瞭となっており、強く片状化した岩相も認められる（第6図A）。やや熱変成の影響が弱い浅利町西部では、斑れい岩の貫入関係が観察されたり（第6図B）、斜長石に富んだ優白質な粗粒斑れい岩が脈状に貫入するのが観察される（第6図D）。鏡下の観察では、火成源鉱物として緑色角閃石±単斜輝石 - 斜長石（ソーシュライト化）のほか、不透明鉱物・アパタイトが確認され、角閃石斑れい岩及び単斜輝石角閃石斑れい岩からなると判断される。このほか、変成鉱物として、無色 - 淡緑色角閃石、緑泥石、緑れん石、白雲母等を含む。

この斑れい岩の一つの岩相として、松川町市村西方の江の川北岸に沿って約300mにわたり角閃岩様の岩相が産する。この岩石については既に小林（1979）の報告があり、同岩に伴うロジン岩とともに記載されている。角閃岩様の岩石は、細粒・優黒質で、斜長石に富む優白質な薄層の褶曲（第7図）や粗粒斜長石に富む優白質プールなどが観察される。斑れい岩と比べて片状が強いことを除けば、主に緑色角閃石 - 斜長石（ソーシュライト化）からなり、その他の造岩鉱物も共通する。本岩の成因は未確定だが、この強い片状化を示す岩相は玄武岩 - ドレイイトと斑れい岩の分布の境界部に産出している。なお、同様の岩相は浅利町西部の海岸沿いにも認められ、細粒・優黒質で、折り畳まれた優白質脈を含んでいる（第6図C）。



第8図 変苦鉄質岩類の顕微鏡写真

A: 熱変成した玄武岩 - ドレライト (GSJ R71041) . 松川町の江の川北岸の道路沿い. B: 角閃石斑れい岩 (GSJ R71042) . 浅利町西部の海岸沿い. C: 超苦鉄質岩 (GSJ R71043) . 松川町市村東方約1kmの道路沿い. D: 熱変成を受けた砂岩 (GSJ R71044) . 松川町上川戸. 写真はいずれも下方ポラーで、スケールの長さは0.2mm. H=普通角閃石, A=アクチノ閃石 - トレモラ閃石, C=緑泥石, S=ゾーシュライト, Cpx=単斜輝石, Bi=黒雲母.

トータル岩は、本地域内では、松川町市村の道路沿いに幅2m、延長25m以上の岩脈状小岩体として産するのみであるが、南隣の川本地域内では、江の川北岸に最大幅約400m、延長1.5km規模の東西に延びる岩体として分布している（脇坂，1985）。優白質・細粒 - 中粒の岩石で、ときにやや片状を帯びている。全般に変質が強く、鏡下では石英・斜長石のほか有色鉱物（黒雲母？）に由来する微小な緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石・白雲母などからなり、このほかアパタイト・不透明鉱物が少量含まれる。石英は強い波動消光を示す。カリ長石は含まれず、脇坂（1985）によれば全岩組成でも $K_2O \leq 0.25$ wt%と低い。

超苦鉄質岩は、松川町市村東方の道路沿いに幅約10m程度の孤立した露頭として産する。周辺の斑れい岩との関係は不明だが、苦鉄質鉱物が濃集した岩相であろう。主に蛇紋石、単斜輝石、磁鉄鉱と、熱変成で生じたと判断されるアクチノ閃石 - トレモラ閃石からなる（第8図C）。

地質構造 松川町下河戸の玄武岩 - ドレライト中の砂岩層の挟みは、走向 $N85^\circ E$ 、傾斜 $46^\circ N$ 、同仰

太田では同じく走向N36° W, 傾斜25° Eである。このほか、各岩相の縞状構造で認定される面構造は、地質図に示したように、松川町八神 - 市村ではほぼ東西走向で北傾斜を示し、これより北方の都治町中都治にかけては、北東 - 南西から南北走向で北西または西に傾斜している。これらの面構造から、北西に開いた盆状の構造が想定され、各岩相の分布を考慮すると斑れい岩を主体とする岩相の上位に玄武岩 - ドレライトを主体とする岩相が重なることになる。

主岩体から隔たった浅利町西部の海岸沿いでは、縞状構造は走向はほぼ東西で、北または南に急傾斜している。

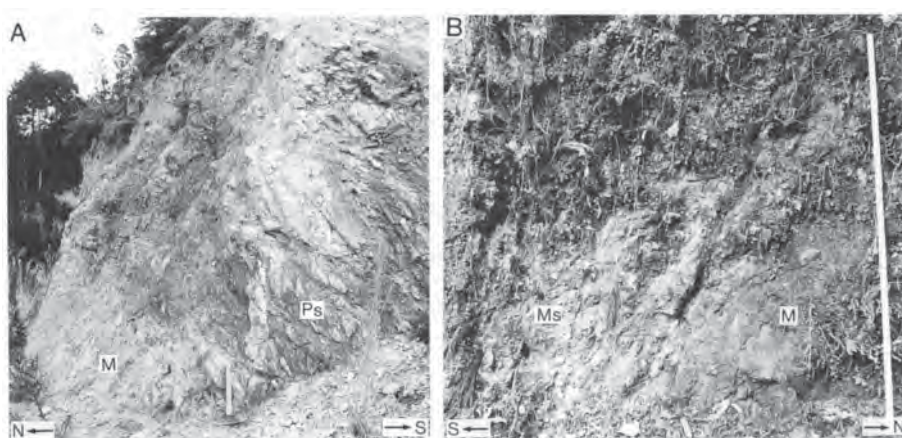
地質時代 現時点では、本岩体の地質時代を特定する資料はない。本岩体は、構成岩石の産状や化学組成から見て舞鶴帯の夜久野岩類に当たる（脇坂・村上，1981ほか）とするのが妥当であろう。

III. 2 周防帯結晶片岩類 (Ps, Ms, Qs, U)

分布 本地域南西部の江津市松川町 - 波積町から邑智郡桜江町にかけて分布する。本地域に分布する結晶片岩類は、江の川下流部を挟んで、東西約10km, 南北約8kmにわたって分布する変成岩類のほぼ北東半部に当たる（第4図）。

他の岩体との関係 岩体北側は、中新統と高角断層で境される。断層露頭は二ヶ所で観察され、都治町上都治南東方の林道沿いでは断層面は走向EWからN65° W, 傾斜60 - 70° S（第9図A）、また波積町本郷南方の神社に至る参道沿いでは断層面は走向EW, 傾斜50 - 70° S（第9図B）と、南傾斜の断層面を持つ逆断層となっている。破碎帯はどちらも主に結晶片岩に由来しており、幅30 - 50cm程度である。

岩体東側は石見花崗岩類縁の後期始新世花崗岩体と、同西側及び南側は先に記したように変苦鉄質岩類と断層で境されると考えられるが、いずれも直接観察できる断層露頭はない。



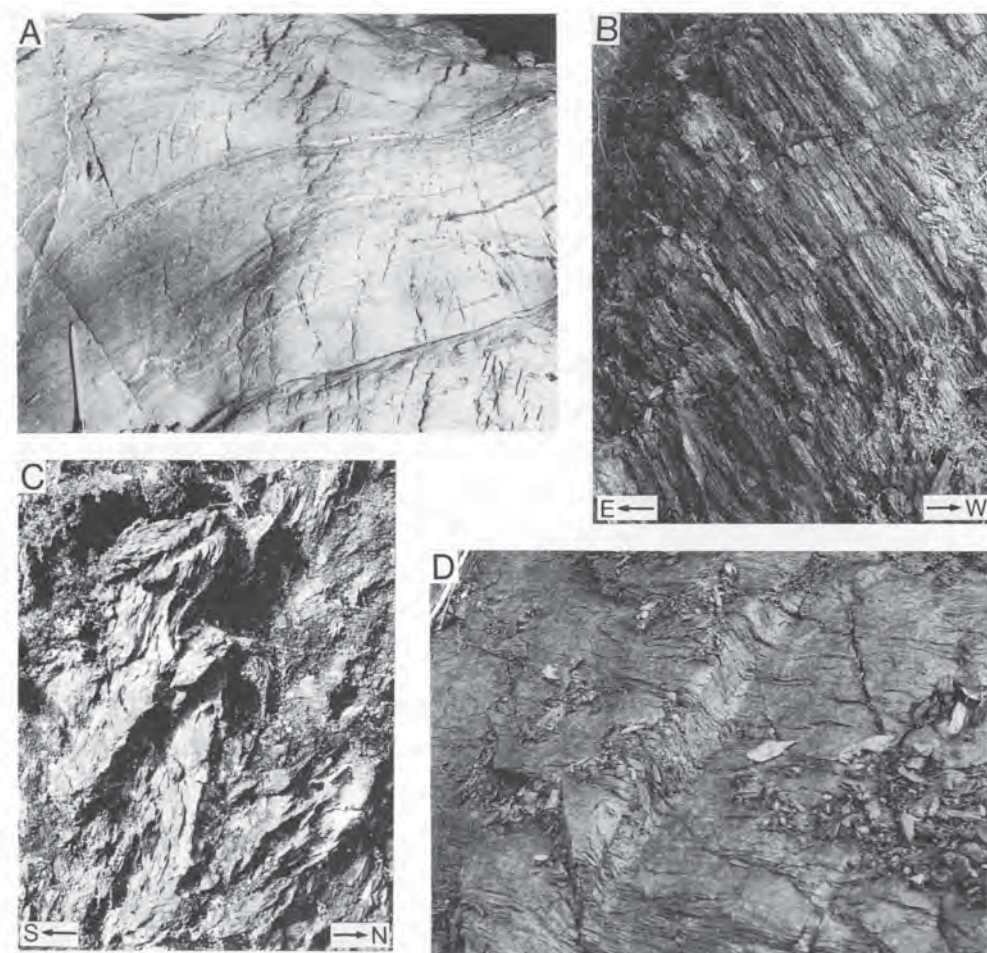
第9図 結晶片岩類と新第三系を境する断層

A : 都治町上都治南東方の林道沿い。泥質片岩 (Ps) 及び中新世波多層 (M)。ハンマーの長さ約35cm。B : 波積町下本郷南方の神社への参道沿い。苦鉄質片岩 (Ms) 及び中新世久利層 (M)。折尺の長さ1m。

このほか、分布の全域にわたり、古第三紀の活動と判断される珪長質岩脈や安山岩岩脈により貫入されている。また、いずれも狭い範囲だが、四ヶ所において鮮新世の都野津層により不整合に覆われている。

岩相 主に泥質片岩からなり、苦鉄質片岩・石英片岩及び超苦鉄質岩を伴っている。このほか、砂質片岩が産するが、層厚数m以下と地質図に表示できる規模ではない。ごく一部の泥質片岩及び苦鉄質片岩に曹長石の点紋（斑状変晶）を有する点紋片岩が認められる。

泥質片岩は、泥質岩を原岩とし、暗灰色で、層厚数mm以下の石英・曹長石に富む層と緑泥石・白雲母に富む層の互層からなる。片理面はこの両層の境界面に相当し、この面に沿ってはげやすい。波積町中向井西方には点紋泥質片岩が分布し（千貫，1985），また波積町四熊にはローソン石を含む泥質片岩が産出する（Watanabe *et al.*, 1983）。なお、今回の調査でも、他地点からのローソン石の産出は確



第10図 結晶片岩類の産状

A：玄武岩質火山性碎屑岩を原岩とする苦鉄質片岩，波積町本郷南西方。B：西方に急傾斜する小褶曲軸，波積町高山南方林道沿い（南隣の川本地域内），写真の横幅約1m。C：泥質片岩に認められる小褶曲，波積町中向井，写真の横幅約25cm。D：泥質片岩に見られるキンク褶曲，松川町郷畑，写真の横幅約50cm。

認められなかった。

苦鉄質片岩は、緑色 - 青緑色 - 灰緑色で、主に玄武岩質な火山性堆積岩を原岩とし層状を呈する（第10図A）が、一部に溶岩起源とみなされる塊状なものも認められる。波積町中向井南方0.7kmの地点（林道河原田線、第11図中のSを付けた×の地点）には、泥質片岩と互層する層厚20cm - 1mの点紋苦鉄質片岩が分布する。点紋の長径約1mmで、肉眼で点紋を確認できる。また、波積南町中向井の南川沿いには、蛇紋岩中のレンズとしてバロワ閃石を含む点紋苦鉄質片岩が産する（第11図中のBを付けた×の地点）。千貫（1985）はこのほかにも1地点同様の岩石を報告しているが確認できなかった。

石英片岩は、チャートなど珪質岩を原岩とし、優白質で層状を呈する。都治町中都治にまとまって分布するほか、地質図に表現できるものとして岩体東端の苦鉄質片岩に挟まれるものがある。このほか、泥質片岩や苦鉄質片岩に挟まれて層厚数m以下のものがしばしば認められる。都治町中都治のものは、熱変成を受けているが、小褶曲が顕著である。

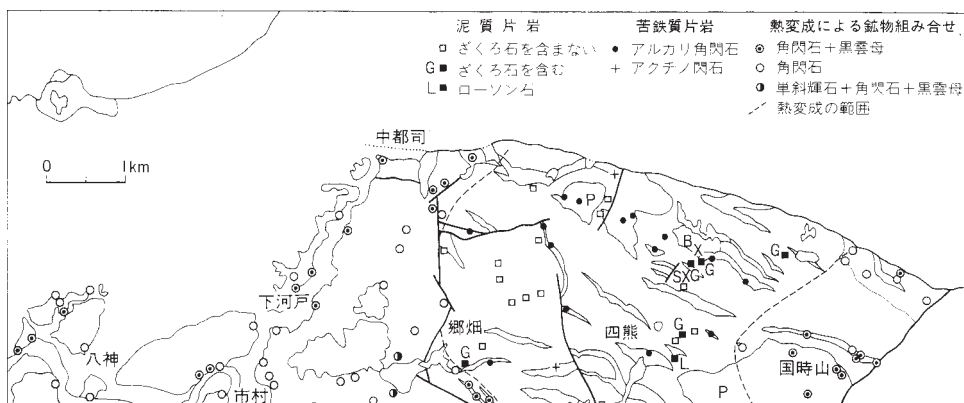
超苦鉄質岩は、地質図に表現できるものとして三つの岩体があり、そのうち波積町中向井の岩体が比較的大きい。いずれも完全に蛇紋岩化しており、暗緑色 - 暗灰色で、一部に塊状な部分もあるが、多くは片状を帯びている。主にダナイトからなり、鏡下では、主体をなす蛇紋石が網目状組織を呈し、微細な磁鉄鉱、トレモラ閃石、方解石などを含む。

変成鉱物組み合わせ 本岩類中の代表的な変成鉱物の分布を第11図に示す。なお、本地域の結晶片岩類の岩石学的特徴については、千貫（1985）及び渡辺ほか（1989）によりその化学組成も含めて詳細な記載がなされている。

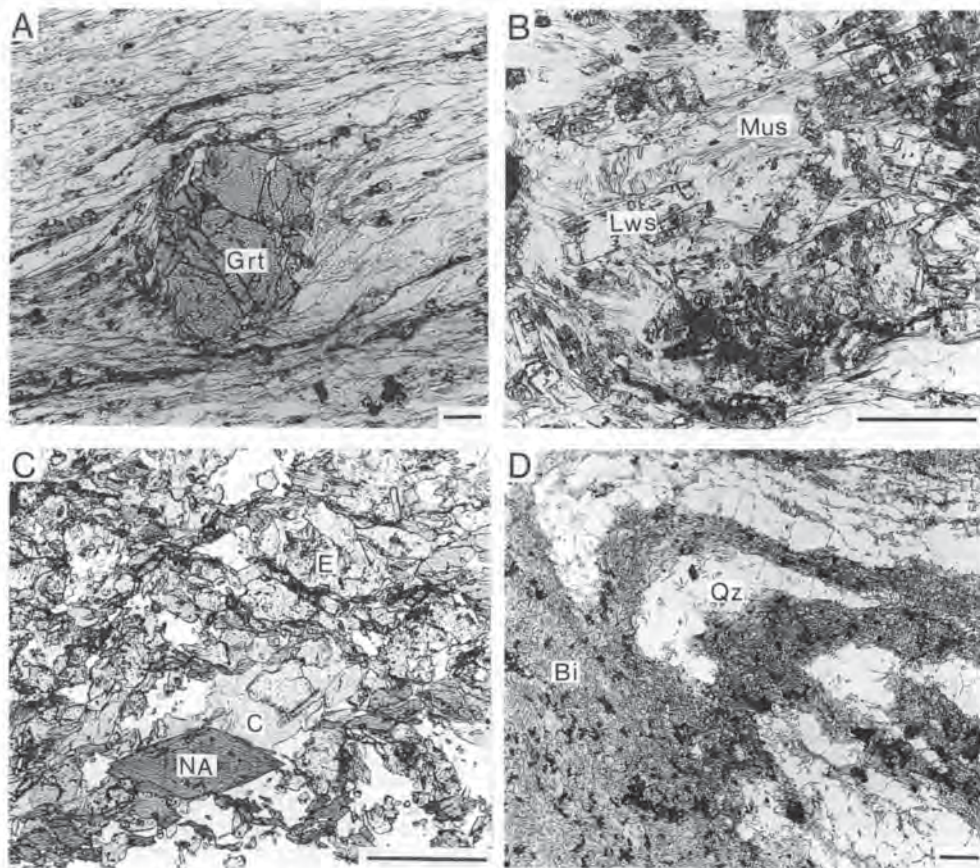
泥質片岩は、大部分が石英 - 曹長石 - 白雲母 - 緑泥石の鉱物組み合わせからなり、このほかに、緑れん石、アパタイト、炭質物、不透明鉱物、方解石、電気石、スフェン、スチルプノメレンなどを少量含む。また、以上の鉱物組み合わせにざくろ石が加わる岩石は、波積町中向井周辺、同四熊西方、及び松川町郷畑付近に認められる（第11図）。このうち、波積町中向井周辺のものは、千貫（1985）の報告にもあるように、点紋泥質片岩の産出も含め再結晶が進んでおり、ざくろ石も半自形で比較的粗粒である（第12図A）。一方、波積町四熊西方及び松川町郷畑付近のものは、再結晶の粒度がざくろ石を含まないものと大差はなく、ざくろ石も細粒・他形で含まれる量も少ない。

波積町四熊に産出するローソン石を含む泥質片岩は、主に石英 - 曹長石 - 白雲母 - 緑泥石 - ローソン石からなり（第12図B）、緑れん石、方解石、アパタイト、炭質物、不透明鉱物、ジルコンを少量含む。ローソン石は長径最大0.3mm程度で、白雲母に富む薄層中に産し、この部分にはしばしば他形・細粒の緑れん石も含まれる。一部のローソン石は、微細粒の白雲母に置換され仮像となっている。

苦鉄質片岩は、熱変成を受けた地域を除いてほぼ全域でアルカリ角閃石 - 緑れん石 - 緑泥石 - 白雲母 - 曹長石の鉱物組み合わせからなる（第12図C）、この組み合わせには、このほか、石英、方解石、アパタイト、スフェン、不透明鉱物などが少量伴われる。これらのアルカリ角閃石の化学組成は、渡辺ほか（1989）によれば、狭義の藍閃石 - クロス閃石 - マグネシオリーベック閃石に及ぶ広い組成範囲となる。アクチノ閃石 - 緑泥石 - 緑れん石 - 曹長石の鉱物組み合わせもしばしば見いだされ、渡辺ほか（1989）によれば、その一部にはパンペリー石も伴っている（第11図中のPを付けた部分）。波積町中向井に産する点紋を有する苦鉄質片岩は主にバロワ閃石 - 緑れん石 - 曹長石からなり。このほか、ざくろ石・白雲



第11図 主要変成鉱物の分布



第12図 結晶片岩類の顕微鏡写真

A: ざくろ石を含む泥質片岩 (GSJ R71045)。波積町中向井南西方。B: ローソン石を含む泥質片岩 (GSJ R71046)。波積町四熊東方の沢沿い。C: アルカリ角閃石を含む苦鉄質片岩 (GSJ R71047)。波積町中向井南東方。D: 熱変成を受けた石英片岩 (GSJ R71048)。都治町中都治南方。泥質層は微細な黒雲母の集合となっている。写真はいずれも下方ボーラーで、スケールの長さは0.2mm。Grt=ざくろ石, Lws=ローソン石, Mus=白雲母, NA=アルカリ角閃石, C=緑泥石, E=緑れん石, Bi=黒雲母, Qz=石英。

母・スフェン・不透明鉱物を少量含んでいる。

石英片岩は、主に石英からなり、少量の白雲母、緑泥石、曹長石、アパタイトなどを含む。

以上の変成鉱物組み合わせから見て、本岩類の変成度はバンペリー石 - アクチノ閃石片岩相から藍閃石片岩相に及んでいる。また、渡辺ほか（1989）が指摘したように、波積町中向井周辺に高変成度の岩石が出現する傾向が認められるが、後に記す地質構造を考慮すると明確な変成分帯は困難である。渡辺ほか（1989）は、岩体の産状や変成度の異なる結晶片岩が混在して分布することから、本岩類をテクトニック・メランジとしている。その認定は妥当と判断されるが、テクトニック・メランジとして扱うべき範囲の認定及び形成メカニズムの解明が今後の課題となろう。

古第三紀花崗閃緑岩体による熱変成を受けた地域の岩石では、いずれの岩相とも黒雲母を、また苦鉄質片岩と一部の泥質片岩ではさらに緑色角閃石を生じている（第11図及び第12図D）。熱変成で生じた角閃石は長柱状 - 針状で、片理とは無関係にランダムな配列を示しており、一方各岩相の優白質部を構成する石英・斜長石は等粒状組織を呈する。

岩石構造 片理面は、泥質片岩や石英片岩で明瞭であるが、一部の苦鉄質片岩ではその発達が弱いことがある。片理面上には一般に線構造が明瞭に発達する。露頭オーダーで観察される褶曲は、より早期の軸面の閉じたもの（第10図B, C）と、これを變形させる開いた褶曲やキング褶曲が認められる（第10図D）。早期の褶曲の軸と片理面上の線構造は平行で、また後に記す地質図規模のシンフォーム及びアンチフォームの軸とも平行である、岩体全体を通じ北西ないし西方向に落としており、特に高時山を中心とする岩体東部で落としの角度が大きく約60°まで達している（第10図B）。

なお、苦鉄質片岩のうち、小規模なものは泥質片岩中に層状に挟まれるように見えるが、国時山周辺や波積町中向井西方のものは、露頭 - 試料スケールで小規模な褶曲が発達しており、これによる厚層化があることを考慮しても、側方への層厚変化が大きく、岩体の外形が不規則なレンズ状をなすと判断される。

地質構造 本岩類の地質構造は、片理面の検討によれば、ほぼ西北西 - 東南東方向に走る軸跡を有し、北からアンチフォーム、シンフォーム、アンチフォームと配置する褶曲構造により規定されている。シンフォームの軸は、松川町畑田付近から断層を挟んで松川町上津井にずれて延びており、この軸と北方の新第三系との境界断層のすぐ南にあるアンチフォーム軸に挟まれた広い範囲では、片理面は北西 - 南東から東西走向で南に20 - 90°傾斜している。このシンフォームの南翼は、傾斜が最大でも50°くらいまでで、北翼に比べやや傾斜が緩くなっている。

地質時代 本岩類の放射年代として、柴田・西村（1989）は、波積町中向井西方の道路沿いの泥質片岩2試料の白雲母について、191Ma及び195MaのK - Ar年代を報告している。また、前者については、併せて白雲母のRb - Sr年代として186Maの値を報告している。これらの年代によれば、変成作用の時期はジュラ紀前期となる。

なお、竹下ほか（1987）は、本岩体南西方の田ノ原川層の泥質岩から二疊紀中 - 後期を示す放散虫化石*Follicucullus* (?) sp.及び*Pseudoalbaillella* (?) sp.を報告している。田ノ原川層と本岩類との関係はまだ明確ではないが、本岩類の原岩として二疊紀の地層が含まれている可能性が高い。

IV. 後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類

(鹿野和彦・土谷信之)

本地域の後期白亜紀 - 後期第三紀火成岩類は地域南部に広く分布しており、古い方から順に、邑智層群及び江津火山岩類、桜江層群、小谷層、有福石英閃緑岩、川本花崗閃緑岩及び石見花崗岩などの貫入岩、小松地層、戸風呂谷層、南山岩脈シル群に区分される。邑智層群及び江津火山岩類は後期白亜紀の珪長質火砕岩を主体とする地層である。桜江層群は邑智層群を不整合に覆う中期始新世の珪長質火砕岩を主体とする地層、小谷層は桜江層群を不整合に覆う後期始新世のデイサイト火砕岩を主体とする地層で、ともに後期始新世 - 前期漸新世の有福石英閃緑岩、川本花崗閃緑岩、石見花崗岩などの中粒 - 斑状深成岩に貫かれる。小松地層は珪長質デイサイト火砕岩を、戸風呂谷層はデイサイト火砕岩と安山岩溶岩を主体とする漸新世の地層で、南山岩脈シル群に貫かれる。

IV. 1 邑智層群 (Oi)

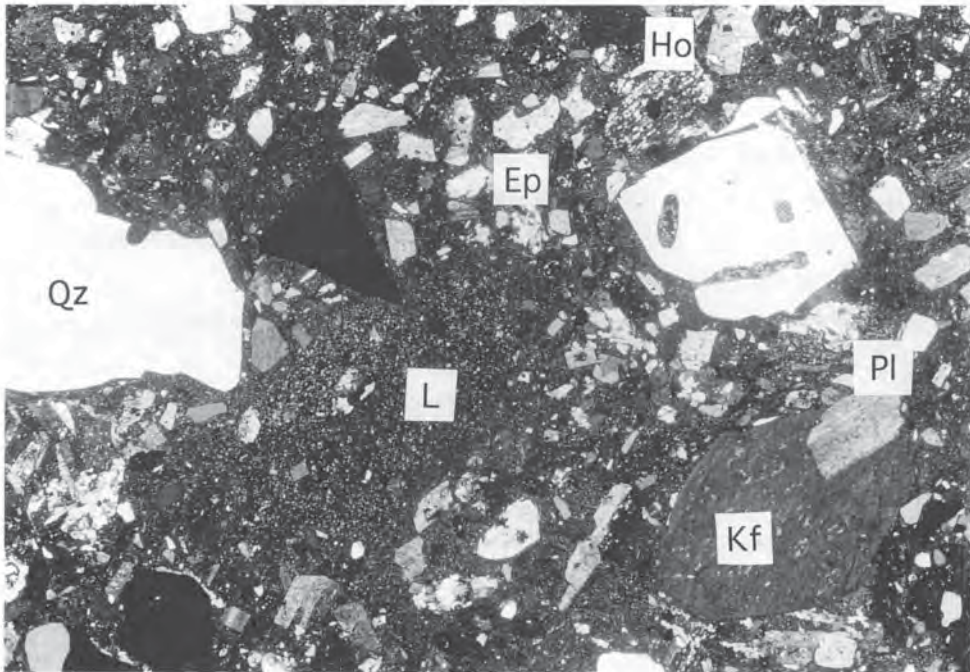
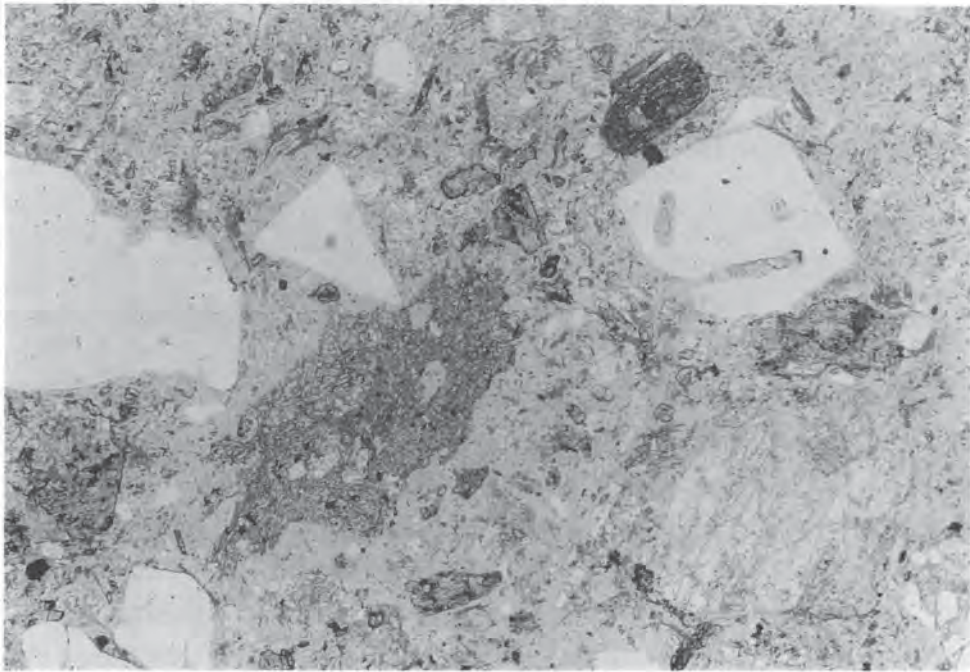
地層名 山陰中生代末火成活動研究グループ (1979) による。邑智層群は下部の市井原層と上部の矢谷層とに区分される (松田・小田, 1982)。吉田 (1961) の明塚流紋岩に相当するが、模式地とされた邑智町明塚には分布していないことから、層序分布の再検討を経て、山陰中生代末火成活動研究グループ (1979) によって改称・再定義された。

模式地 市井原層の模式地は、邑智郡川本町市井原。矢谷層の模式地は、川本町矢谷 (松田・小田, 1982)。

分布及び層厚 本地域の南東隅、川本町半部付近にわずかに市井原層が分布する。分布の主体は東隣の三瓶山地域、南隣の川本地域、南東隣の赤名地域にあり、市井原層の層厚は1,100m以上、矢谷層の層厚も1,000m以上と推定されている (松浦, 1990)。

層序関係 邑智層群は、三瓶山地域や赤名地域において乙原花崗岩などの暁新世深成岩に貫かれ (山陰中生代末火成活動研究グループ, 1979; 松田・小田, 1982; 服部ほか, 1983; 松浦, 1990)、川本地域や赤名地域において桜江層群に不整合に覆われているほか、川本花崗閃緑岩や阿須那花崗岩などに貫かれている (松田・小田, 1982; 松浦, 1990)。本地域でも阿須那花崗岩や石見花崗岩に類似の細粒 - 斑状花崗岩 (本報告では石見花崗岩に一括) に貫かれている。

岩相 本地域に分布する邑智層群は、市井原層とされているものの延長部に当たり、流紋岩火山礫凝灰岩 - 凝灰岩からなる。暗灰色 - 灰色の均質に見える基質に径2 - 3mm以下の石英、カリ長石、斜長



第13図 邑智層群市井原層流紋岩溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真

試料番号Y508：川本町中三島北方玉繰川（川本地域）。写真の横幅約6.7mm。上：下方ポーラー，下：直交ポーラー。Qz=石英，Pl=斜長石，Kf=カリ長石，Ho=角閃石，L=レンズ，Ep=緑れん石。

石斑状結晶が点在し、緑れん石に置換された角閃石と思われる仮像がまれに認められる（第13図）。斑状結晶の量比は、石英>カリ長石=斜長石>>角閃石（仮像）。斑状結晶の多くは破片状であるが、大きな結晶の中には石英のように、自形に近いものや虫食い状に湾入したものがある。長石は部分的に緑れん石や炭酸塩に置換されている。基質は珪長質鉱物に置換されているが、珪長質鉱物の粒径や配列方向の違いによって、火山ガラスや長さ5cm以下、厚さ1cm以下のレンズなどが識別できる。

放射年代と対比 ジルコンのフィッシュオントラック年代として92Maの値が報告されている（松田，1981）。邑智層群は全体にホルンフェルス化しており、フィッシュオントラック年代値が熱によって若返っているとすれば、さらに古いとも考えられ、邑智層群の時代について確かなことはいえない。本報告では、従来の見解に倣い、珪長質で暁新世の深成岩の貫入を受けているという点で、邑智層群を中国山地に広く分布する高田流紋岩類^{たかだ}に対比し、その年代を後期白亜紀と考えておく。

IV. 2 江津火山岩類（Gtr）^{ごうつ}

地層名 今岡ほか（1982）による。今岡ほか（1982）は、江津火山岩類を下位から順に、清見流紋岩層^{せいみ}、跡市安山岩層^{あといち}、徳田流紋岩層^{とくだ}、島山流紋岩層^{しまぼしやま}に分け、これらを浅利富士流紋岩^{あさりふじ}が不整合に覆うとした。これらのうち、本地域には、今岡ほか（1982）の島山流紋岩層と浅利富士流紋岩に相当する部分が分布すると考えられる。

浅利富士流紋岩は流紋岩溶岩からなるとされているが、これは非溶結の流紋岩軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩を貫く岩脈を誤認したものである。島山流紋岩層と浅利富士流紋岩との境界は都野津層群に覆われていて観察できないが、両者の間には大きな構造的不整合は認められず、また定置環境に大きな違いも認められない。今岡ほか（1982）が両者を不整合と考えた理由はフィッシュオントラック年代の違いにあるが、その差は誤差の範囲内である（後述）。したがって、本報告では、浅利富士流紋岩を江津火山岩類の一部として扱う。ただし、島山流紋岩層と浅利富士流紋岩との間には明瞭な岩質の違いはなく、明瞭な境界が設定できない上、これらと、これらの南側に広がる徳田流紋岩層以下の地層群との層序関係については未調査なので、本報告では詳しい層序区分は行わない。

模式地 江津市東部室神山（浅利富士）、島山、跡市及び清見一帯。

分布及び層厚 本地域内の江津市東部室神山（浅利富士）から島山にかけての地域のほか、南隣浜田地域東北部から川本地域西部にかけて分布する。層厚は800m以上。

層序関係 浅利西方の浅利第一、第二トンネル付近とその北方の海岸、及び江津市松川町江の川沿岸で変苦鉄質岩類を不整合に覆う。浅利町西部の海岸沿いでは、十島南方で変苦鉄質岩類との不整合の露頭が観察される（第5図）。また、有福石英閃緑岩に貫かれ、都野津層群に不整合に覆われる。

岩相 浅利西方の浅利第一、第二トンネル付近では基底から2mのところまで細-中礫大の垂角礫からなる凝灰質礫岩があり、その上に流紋岩凝灰岩が重なる。浅利第一、第二トンネル北方の海岸では変苦鉄質岩類を覆って凝灰質礫岩-砂岩の互層が厚さ100m以上にわたって続く。礫岩砂岩互層は級化成層しており、明瞭な浸食面で識別される単層の厚さは20-40cmのものが多い（第14図）。江津市松川町江の川沿岸では、基底面が直接観察できるところはないが、基底面付近には浅利付近と同様の岩



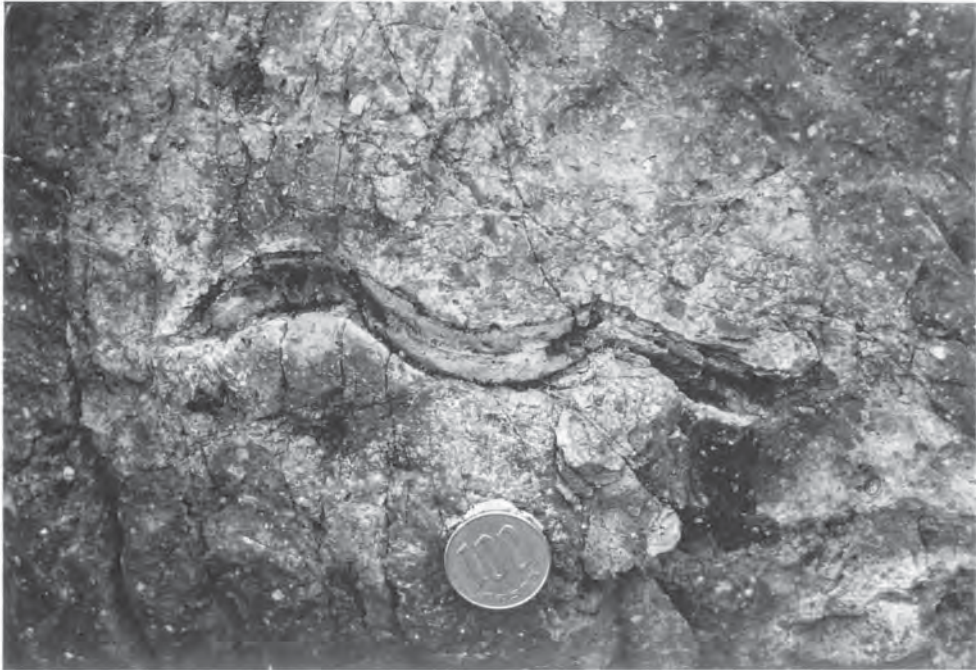
第14図 江津火山岩類基底付近の礫質砂岩タービダイト

江津市浅利西方，第一浅利トンネル北側の海食岸．全体に凝灰質．平行に配列した礫が左手のフローユニット基底に濃集しており，左手の塊状部に漸移している．さらに右手には，これを削割してもう一つのタービダイトユニットが認められる．ハンマーの長さは30cm．

相が認められる．

基底を占める礫岩砂岩の上位には流紋岩軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩が重なる．その多くは溶結しているが，構造的に上位を占める室神山周辺では非溶結のものが多くなる．基底に近い江津市長田東側の砕石場付近では，特に溶結の程度が高く，北北西方向に流動した流動溶結凝灰岩が認められる．溶結火山礫凝灰岩 - 凝灰岩の多くは，厚さ10 - 20m以上にわたって塊状で明瞭な境目が認められないことから，厚い火砕流堆積物の溶結部と考えられる．一方，室神山周辺では，明瞭な浸食面から厚さ数mにわたって淘汰不良で無層理の軽石火山礫凝灰岩と厚さ数10cmで成層した凝灰岩とからなる火砕流堆積物や，厚さ0.5 - 8mで繰り返し級化成層した火砕サージ堆積物が認められる．

流紋岩軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩の多くは，径1 - 2mm以下のカリ長石，石英，斜長石の破片状の



第15図 江津火山岩類を構成する珪長質溶結凝灰岩

江津市嘉戸北方の海岸。熱変成を受け、ち蜜な黒色ガラス質光沢を示すが破片状の結晶や岩片、レンズ（扁平に圧蜜された軽石火山礫）が散在することから火砕岩であることがわかる。

結晶をまばらに含む。また、細粒火山礫以下の大きさの安山岩または珪長質岩片を含むことがある。結晶片の多くは、カリ長石で、斜長石や石英は少ない。基質は緻密で暗灰色 - 灰色を呈し、珪長質鉱物に置換されているが、珪長質鉱物の粒径や配列方向に違いによって、火山ガラスやレンズなどが識別できる（第15図）。レンズは長さは数cm以下、厚さ1cm以下のものが多い。有福石英閃緑岩など深成岩との接触部付近では再結晶化が進み、基質が粗粒となってグラノブラスティック組織を示すほか、長石やレンズが石英、カリ長石、白雲母などの珪長質鉱物や、緑れん石、炭酸塩に置換されている。

放射年代と対比 清見流紋岩層と浅利富士流紋岩のジルコンのフィッシュントラック年代値として、それぞれ、 $75 \pm 4\text{Ma}$ と $63 \pm 5\text{Ma}$ の値が報告されている（今岡ほか、1982）。これらの値は、邑智層群について得られているジルコンのフィッシュントラック年代値 92Ma （松田、1981）よりも若いことから、今岡ほか（1982）は、邑智層群よりも後に噴出したと考えた。しかし、有福石英閃緑岩などの深成岩の貫入を受け、ホルンフェルス化しているので、フィッシュントラック年代が熱によって若返っている可能性も否定できない。また、同様に江津市有福温泉町^{ほんみず}本明北方において跡市安山岩層に覆われる本明流紋岩層については、 $92 \pm 4\text{Ma}$ と邑智層群に近いジルコンのフィッシュントラック年代値が報告されている（今岡ほか、1982）。今のところ、岩相層序の上で本明流紋岩層を清見流紋岩層と区別する理由はない。したがって、本報告では、江津火山岩類の時代を邑智層群と同様に後期白亜紀としておく。

IV. 3 桜江層群 (Skn)

地層名 松田・小田 (1982) による。下部の高堀山層と上部の中野層とに区分される (松田・小田, 1982)。

模式地 高堀山層の模式地は、邑智郡川本町高堀山西方の沢。中野層の模式地は、邑智郡石見町中野 (松田・小田, 1982)。

分布及び層厚 本地域の南端、川本町田窪から南佐木にかけて分布する。桜江層群の主体は南隣の川本地域及び浜田地域にある。本地域では下位の高堀山層を欠いて中野層のみが分布する。構造が不明確なので層厚の見積もりは難しい。水平と仮定すれば、120m以上。隣接する赤名地域では、約400m (松浦, 1990)。

層序関係 川本地域や赤名地域において邑智層群を不整合に覆い、川本花崗閃緑岩に貫かれている (松田・小田, 1982; 松浦, 1990)。本地域では、川本花崗閃緑岩に対比されている川本町三原付近の花崗閃緑岩体 (三原岩体; 松田・小田, 1982) や石見花崗岩に類似した川本町田窪西方の細粒・斑状花崗岩体に貫かれ、小谷層 (後述) に不整合に覆われる。

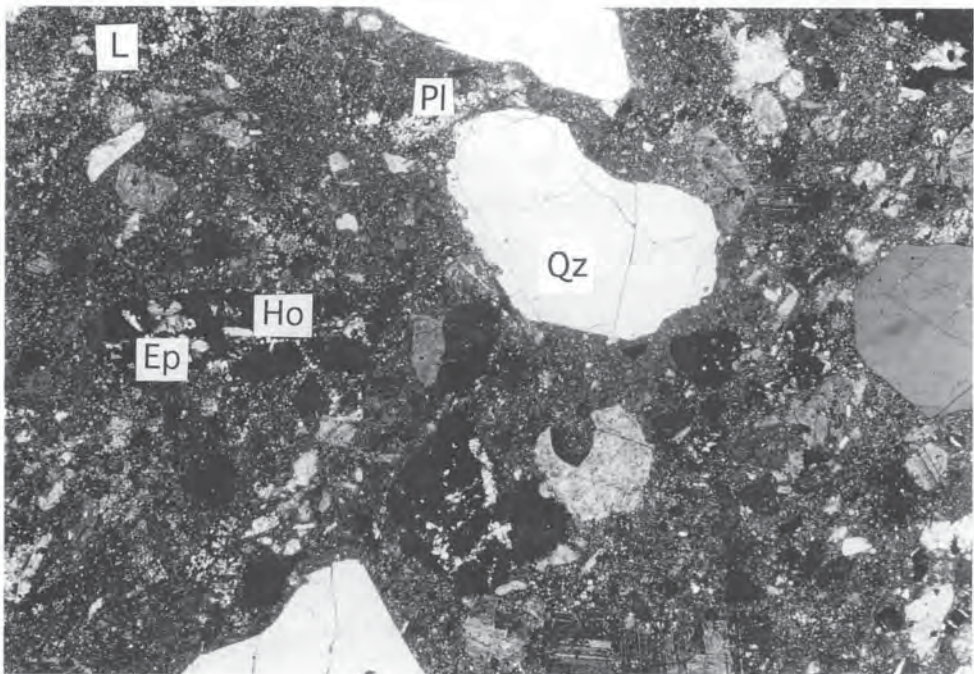
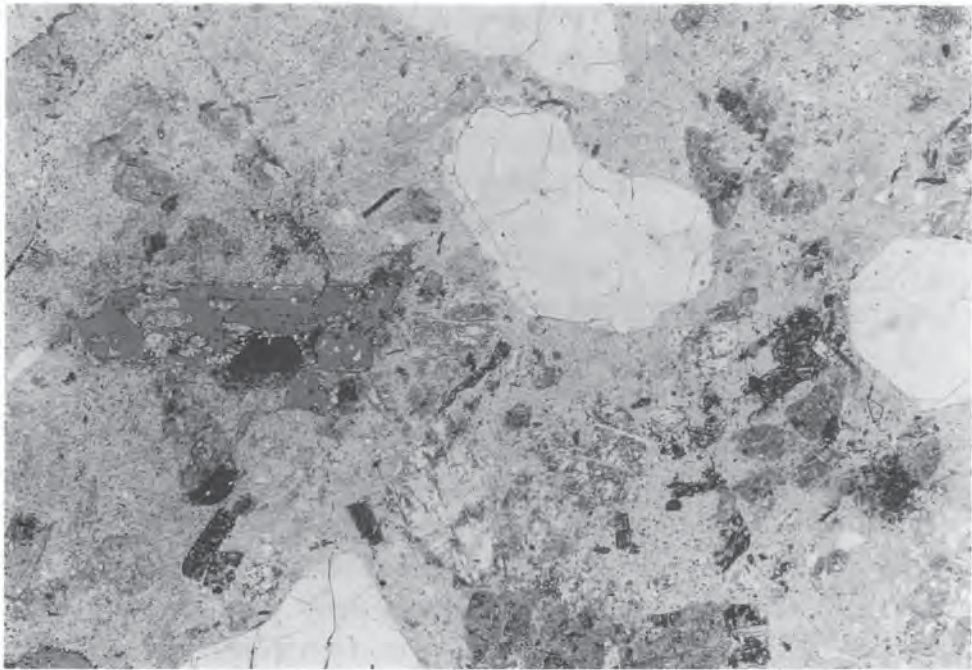
岩相 本地域に分布する桜江層群は、角閃石黒雲母石英斑状デイサイト凝灰岩を主体とする。灰色の均質に見える基質に径2 - 3mm以下の石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、角閃石 (仮像) などの斑状結晶が点在する (第16図)。斑状結晶の量比は、石英>斜長石>>カリ長石、黒雲母、角閃石。見掛けは本地域に分布する邑智層群市井原層の凝灰岩に似ているが、斑状の石英が多く、カリ長石が極めて少ないことから区別できよう。斑状結晶の多くは破片状を呈するが、石英の中には、自形に近いものや虫食い状に湾入したものがある。長石は、白雲母または緑れん石や、アルカリ長石、石英などに、黒雲母や角閃石は緑れん石や緑泥石もしくは緑色粘土鉱物に変質していることが多い。基質は珪長質鉱物に置換されており、深成岩との接触部付近ではグラノプラスティック組織が認められることもある。そのような場合でも珪長質鉱物の粒径や配列方向に違いによって、基質を構成している火山ガラスやレンズなどは識別できることが多い。

放射年代 桜江層群中野層のジルコンのフィッシュントラック年代として58Ma (Matsuda, 1982) と、 40.6 ± 2.3 Ma, 36.5 ± 2.1 Ma (松浦, 1989) の値が報告されている。また、層位が不明ではあるが桜江層群の一部とされている火砕岩について 40.7 ± 2.4 Ma (松浦, 1989) の値が報告されている。測定方法が今日のED2法とは異なるMatsuda (1982) の値と、熱による若返りが考えられる若い値を除けば、桜江層群の中野層の年代は40Ma前後、中期始新世の後半と考えられる (松浦, 1989)。

IV. 4 小谷層 (Kot)

地層名 新称。川内層群田原亜層群 (松田, 1976, 1977) または川内層群下部層 (松田・小田, 1982) にほぼ相当する。

模式地 川本町小谷周辺。



第16図 桜江層群中野層ゲイサイト溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真

試料番号Y516：川本町上石 - 白地間の歩道沿い。写真の横幅約6.7mm。上：下方ポーラー。下：直交ポーラー。Qz=石英, Pl=斜長石, Ho=角閃石, L=レンズ, Ep=緑れん石。

分布及び層厚 川本町小谷周辺から南隣川本地域の川本町川下、三原、北佐木にかけて分布する。本地域での層厚は500m以上。南隣の川本地域では800 - 1000mを超える（松田・小田，1982）。

層序関係 川本町北佐木白地で桜江層群を不整合に覆い、川本町三原付近で川本花崗閃緑岩類似の花崗閃緑岩体に、川本町田窪西方と同町半部南西方で石見花崗岩類似の花崗岩体に貫かれる。上位の小松地層との直接の関係は観察できないので両者の境界を明瞭に定義することはできないけれども、両者の大半を占めるデイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩の石英の斑状結晶片が極めて少ないことと、基質がより緻密で暗灰色を呈することから、小松地層とは区別できる。また、両者の溶結面構造は斜交する傾向にあり、小谷層と小松地層とは不整合関係にあると考えられる。このことは、両者の間には数100万年の時間間隙があり（松浦，1989）、その間に川本花崗閃緑岩などが貫入している（松田，1976，1977，1985；松田・小田，1982）とする考え方に調和的である。

岩相 本層は主にデイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩からなる。川本町北佐木白地では基底から厚さ30 - 50mの範囲を非溶結の火山礫凝灰岩が占め、これをデイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩が覆う。この基底付近の火山礫凝灰岩は、石英斑状デイサイト火山礫凝灰岩 - 凝灰岩や結晶片岩の火山礫岩片を多数含み、直上のデイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩にも同様の岩片が多い。

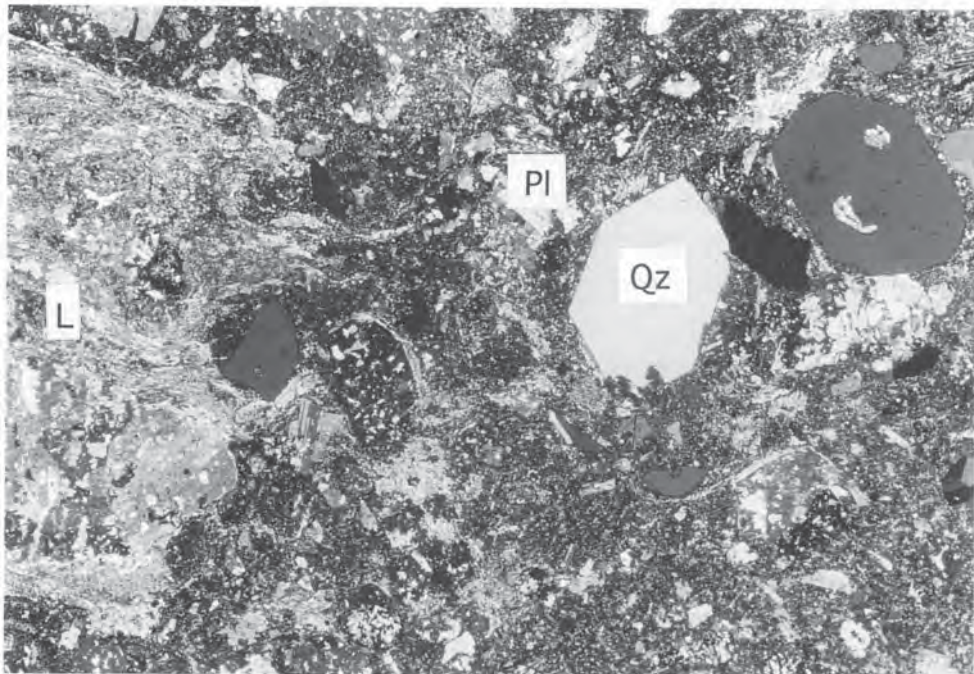
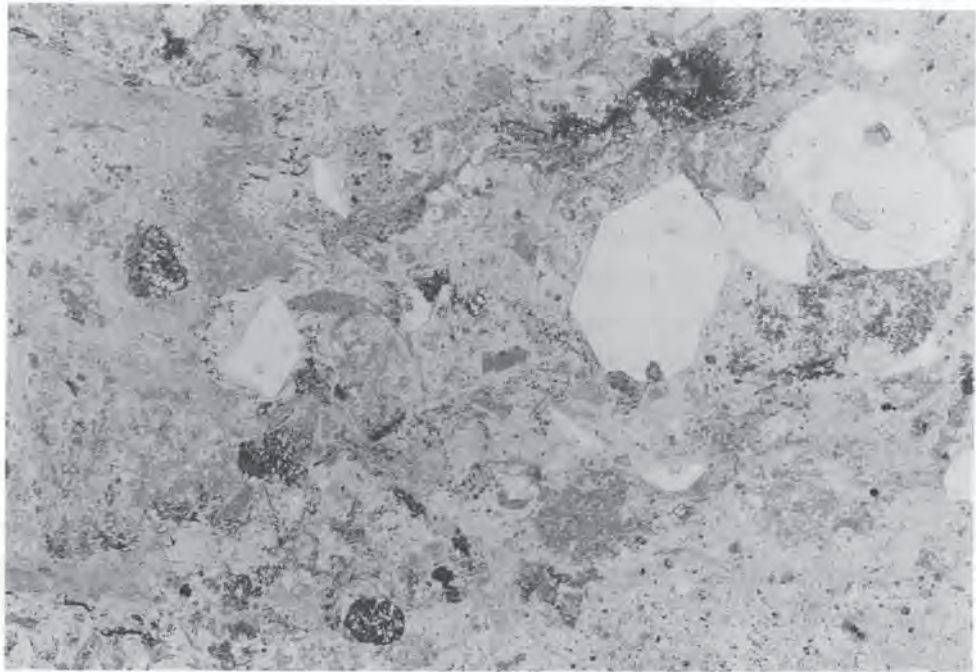
本層を構成するデイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩の多くは溶結しており、数m四方の大きさの露頭では明瞭な岩相境界が識別できないので、厚さ数mを超える火砕流堆積物が累重していると考えられる。川本町小谷付近では、厚さ25m前後の淘汰が良く、成層し、径1 - 8mmの火山豆石を多数含む凝灰岩火砕サージ堆積物が認められる。

デイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩は、径2 - 3mm以下の斜長石、石英、カリ長石のほか、角閃石などの斑状結晶と長さ5 - 10cm以下、厚さ0.5 - 2cm以下の淡緑青色軽石火山礫またはレンズ、そして、ビトロクラスティック組織を示す暗灰色基質からなる（第17図）。斑状結晶の量比は、斜長石 > 石英 > カリ長石 > 角閃石。長石の多くは変質しており、緑れん石や炭酸塩、白雲母などに部分的に、あるいは全面的に置換されている。角閃石は緑泥石などに置換されており、その縁や劈開に沿って不透明鉱物が生じている。軽石火山礫や火山ガラス片は微細な珪長質鉱物に置換されているが、縁に沿って不透明鉱物が生じており、また、珪長質鉱物の粒径に差があるために、それぞれの元の形が容易に識別できる。

放射年代 川本町笹畑から採取した試料のジルコンについて29.8 ± 2.4Ma（松田，1979）と30 ± 2Ma（松田，1980）、28Ma（Otofujii and Matsuda，1983）のフィッシュントラック年代が得られている。また、川本地域内の川本町川下から採取した試料のジルコンについて34.4 ± 2.0Maのフィッシュントラック年代が得られている（松浦，1989）。前者の値は本層を貫く三原付近の花崗閃緑岩体の放射年代値（後述）よりも有意に若く、後者の値は、ほぼこれに近い。したがって、本報告では、後者の値を小谷層の年代と考え、その時代を後期始新世 - 前期漸新世としておく。

IV. 5 有^{ありふく}福石英閃緑岩、川^{かわもと}本花崗閃緑岩、石^{いじみ}見花崗岩などの貫入岩（Qda, Gdk, Gri）

有福石英閃緑岩、川本花崗閃緑岩、石見花崗岩などの貫入岩は、邑智層群、江津火山岩類、桜江層



第17図 小谷層デイサイト溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真

試料番号Y384：邑智町小松地東（三瓶山地域）。写真の横幅約6.7mm。上：下方ポーラー。下：直交ポーラー。Qz=石英、PI=斜長石、L=レンズ。

群，または小谷層を貫き，一つの岩体の中でも石英閃緑岩から花崗閃緑岩までの，あるいは花崗閃緑岩から花崗岩までの組成を示す中 - 細粒ないし斑状の不均質な深成岩である．これらの深成岩ついて得られている放射年代値は33 - 36Maの範囲にあり，後期始新世 - 前期漸新世に浅所に貫入・定置したと考えることができる．

IV. 5. 1 有福石英閃緑岩など (Qda)

岩体名 今岡ほか (1982) による．原記載では有福石英閃緑岩類となっているが，本報告では，類縁関係にあると考えられるほかの岩体と名称の表記を統一するために類を除いた名称を使う．

模式地 浜田地域内の江津市有福温泉町周辺，

分布 浜田地域内の江津市有福温泉町周辺から本地域内の江津市塩田付近にかけて点在する．

層序・貫入関係 江津火山岩類に貫入し，都野津層群に不整合に覆われる．

岩相 主に中 - 細粒，ときに斑状の石英閃緑岩 - トーナール岩からなり，花崗閃緑岩に漸移する部分が認められる．単斜輝石，角閃石，黒雲母，斜長石，カリ長石，石英，鉄鉱などからなる．江津市長田東側の碎石場付近などでは幅数10cm - 数mの石英閃緑斑岩 - トーナール斑岩岩床または岩脈が江津火山岩類にほぼ南北方向に貫入している様子が観察できる．

放射年代 有福石英閃緑岩について，ジルコンのフィッシュントラック年代として 35 ± 2 Ma (松田，1981 ; Otofujii and Matsuda，1984) の値が報告されている．

IV. 5. 2 川本花崗閃緑岩など (Gdk)

岩体名 吉田 (1961) による．松田・小田 (1982) は，川本町三原周辺の岩体を川本花崗閃緑岩の一部と考えて，川本花崗閃緑岩三原岩体と名付けている．本報告では，近隣の類似した岩体を川本花崗閃緑岩とこれに類縁の岩体という意味で，「川本花崗閃緑岩など」に一括した．

模式地 川本及び赤名地域内の川本町川本．

分布 川本及び赤名地域内の川本町川本周辺のほか，岩相の類似した岩体が，川本町三原や，江津市松川町八神周辺にも分布する．

層序・貫入関係 川本周辺の岩体は邑智層群及び桜江層群に貫入している (松田・小田，1982) ．三原周辺の岩体は，邑智層群と桜江層群のほかに，小谷層にも貫入し，都野津層群に不整合に覆われている．また，八神周辺の岩体は変苦鉄質岩類と周防帯結晶片岩類，江津火山岩類に貫入し，都野津層群に不整合に覆われている．

岩相 いずれの岩体も主に中粒花崗閃緑岩からなり，縁辺部で細粒花崗閃緑岩 - 花崗閃緑斑岩もしくは細粒花崗岩 - 花崗斑岩に漸移することがある．花崗閃緑岩は，角閃石，黒雲母，斜長石，カリ長石，石英，鉄鉱などからなり，ときに単斜輝石を伴う．八神周辺の岩体ではところによって石英閃緑岩が混在している．

周防帯結晶片岩類の中には，変成岩の面構造にほぼ調和的に北西 - 南東方向及びこれにほぼ直交して北東 - 南西方向に延びる花崗閃緑斑岩の岩床または岩脈が認められる．その貫入時期は不明であるが，本報告では岩質と延びの方向の二点において，川本花崗閃緑岩と類縁関係にある貫入岩と考えた．

放射年代 川本周辺の岩体について、黒雲母のK - Ar放射年代として25.7Ma (河野・植田, 1966) と34.1±1.7Ma (服部ほか, 1983), 角閃石のK - Ar放射年代として35.5±1.8Ma (松浦, 1989), ジルコンのフィッシュントラック年代として33±2Ma (Matsuda, 1982) の値が報告されている。また、三原周辺の岩体についてジルコンのフィッシュントラック年代として33.5Ma (木村・辻, 1992) の値が報告されている。したがって、川本花崗閃緑岩及びその類縁岩体の年代は34Ma前後と考えることができる。

IV. 5. 3 石見花崗岩など (Gri)

岩体名 吉田 (1961) による。沢田 (1978a) の新期花崗岩類のE1は本花崗岩に相当する。石見花崗岩は、隣接する三瓶山、赤名、川本地域に分布する細粒黒雲母花崗岩を主体とする深成岩体である。本報告では、本地域において、従来、酸性岩脈として記載されてきた花崗岩質岩 (今岡ほか, 1982; 松田・小田, 1982; 松田, 1985) を、貫入している層準と岩相の類似性から石見花崗岩に対比し、これに一括した。

模式地 三瓶山地域内の邑智町石見。

分布 本地域南東隅、川本町半部から南西にかけて、また、本地域南端の川本町田窪西方から南方にかけて分布する。

層序・貫入関係 半部周辺では邑智層群と小谷層に北東 - 南西方向に延びて岩脈状に、田窪西方では桜江層群に餅盤状に貫入している。

岩相 主に細 - 中粒花崗岩からなり、花崗斑岩などの細粒岩を縁辺部に伴う。石英、カリ長石、斜長石などからなり、黒雲母を少量含む。石英とカリ長石は微文象組織をなすことがある。

放射年代 本地域内の岩体については放射年代が得られていない。周辺地域の岩体については黒雲母のK - Ar年代として31.6±1.6Ma (服部ほか, 1983), 白雲母のK - Ar年代として31.5±1.6及び31.2±1.6Ma (松浦, 1989) の値が、また、ジルコンのフィッシュントラック年代値として35.9±2.0 Ma (松浦, 1989) の値が報告されている。このほかに、ジルコンのフィッシュントラック年代として38 Ma (Matsuda, 1982) 及び16 - 20Ma (服部ほか, 1983) 値が報告されている。これらの値は、上記四つの放射年代値とはかけ離れている。これらを除けば、石見花崗岩の年代は32 - 36Maの範囲内に入る。

IV. 6 小松地層 (Ko, Kor)

地層名 新称。川内層群三俣亜層群 (松田, 1976, 1977) または川内層群上部層 (松田・小田, 1982) と小松地デイサイト層 (服部ほか, 1983) を合わせたものにほぼ相当する。

小松地デイサイト層は、川内層群に対比される可能性の高い火砕岩層と考えられていた (服部ほか, 1983) が、その当時得られていた放射年代で比べると川内層群よりも若いことから、波多層に対比されるとする考え方も提案されていた (鹿野・吉田, 1984; 鹿野ほか, 1993)。しかし、その後の調査で、川内層群三俣亜層群の中に小松地デイサイト層に類似した岩相が存在することが明らかになり、しかも、構造的には両者が連続しているように見えることから、本報告では両者を一括することにした。

模式地 三瓶山地域の大田市小松地及び本地域の川内周辺。

分布及び層厚 大田市水上町^{みなかみ}周辺から川本町小谷に至る地域と、その西方に広く及び東方に広く分布する。全体に波曲して詳しい層序が不明なので、層厚を算定することは難しいが、おそらく、600 - 800m程度で、1000mを超えない。

層序関係 川本町北佐木白地から川本町小谷にかけて小谷層を不整合に覆い、本地域東端から三瓶山地域の京覧原にかけて戸風呂谷層に、三瓶山地域の小松地付近で波多層に不整合に覆われる。また、南山や馬野原など各地で南山岩脈シル群に貫かれるほか、広い範囲で都野津層群に覆われている。

岩相 本層は主にデイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩 (Ko) からなるが、大田市猪ノ目から川本町三俣にかけては、珪長質デイサイト溶岩ドーム群 (Kor) がこれを貫いて噴出している。川本町小谷周辺や北佐木白地北方の沢の最下部層準に、安山岩や石英斑状デイサイト溶結凝灰岩の角礫 - 亜円礫を含有する凝灰質砂岩が認められるが、その厚さや広がりなど詳細は不明である。

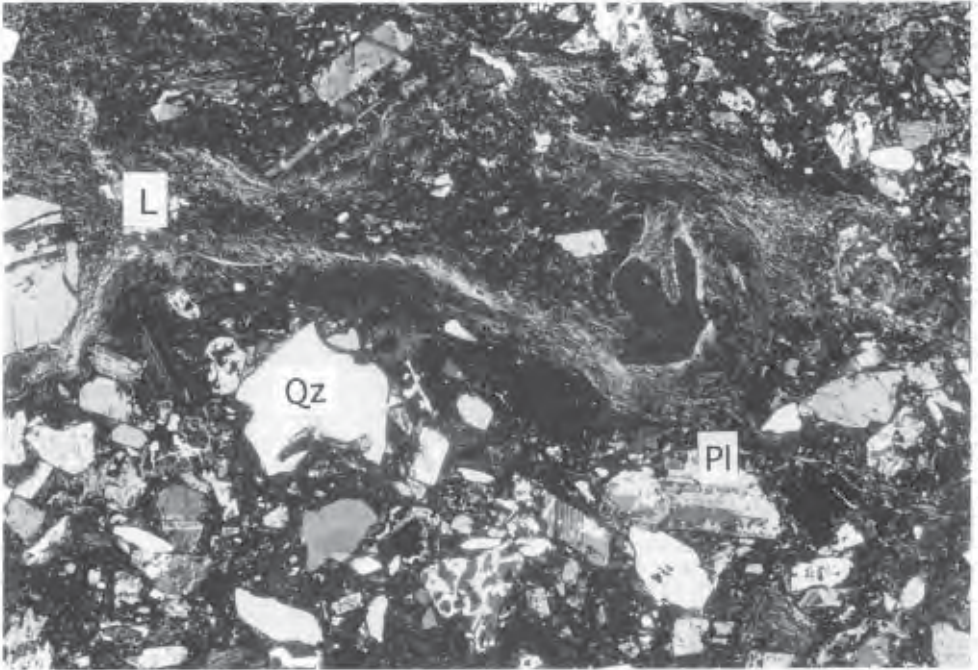
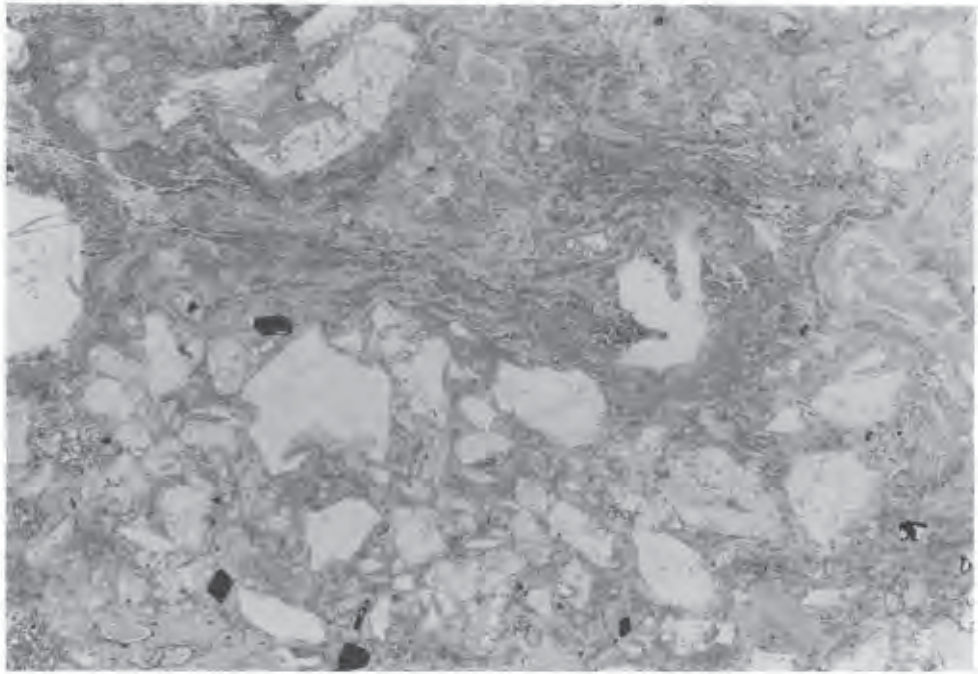
デイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩は、径2 - 3mm以下の斜長石、石英、カリ長石のほか、角閃石、黒雲母などの斑状結晶と長さ数cm以下、厚さ2 - 3cm以下の淡緑青色軽石火山礫またはレンズ、そして、ビトロクラスティック組織を示す灰色基質からなる (第18図)。火山礫大の安山岩、デイサイト、デイサイト火砕岩、結晶片岩などの岩片が含まれていることも多い。斑状結晶の量比は、斜長石 > 石英 > カリ長石 > 角閃石、黒雲母。長石の多くは、炭酸塩、白雲母などに部分的に置換されている。角閃石や黒雲母も緑色粘土鉱物などに部分的に置換されて、その縁や劈開に沿って不透明鉱物が生じていることがある。軽石火山礫や火山ガラス片は微細なスメクタイト様粘土鉱物などの珪長質鉱物に置換されているが、不透明鉱物によって縁取られ、あるいは全体が汚濁しているために、原形は容易に識別できる。全面的に緑れん石に置換され、長石あるいは苦鉄質鉱物に似た碎屑粒子が混在していることがあるが、ほかの斑状結晶が比較的新鮮で、基質にも緑れん石などが見当たらないことから、外来と考えられる。小谷層のデイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩とは見掛けが似ているが、石英がやや多く、変質の程度が低くて基質が明るいことなどから丁寧に観察することによって識別できる。

デイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩の多くは、全体に層理が不明瞭で淘汰が悪く、大きな露頭でも単一の岩相しか認められないことが多い。また、隣接する露頭で、岩片の多い、あるいは、軽石火山礫が多い軽石火山礫凝灰岩、級化成層した凝灰岩がこの順に現れることもあるので、デイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩の多くは火砕流堆積物であると考えられる。それらの単一の厚さは、おそらく、10mを超える。

珪長質デイサイト溶岩ドーム群 (Kor) は、径0.5 - 2kmの三つの溶岩ドームからなる。いずれも斑晶は少なく、流理の発達した部分や真珠状割れ目が顕著なガラス質の部分が認められる。変質して結晶の識別は難しいが、まれに、斜長石、あるいは角閃石と思われる斑晶を含むことがある。苦鉄質鉱物は少なく、肉眼的には流紋岩に近い組成のデイサイトと思われる。

これらのほかに、珪長質デイサイト - 流紋岩質の軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩が、三瓶山地域の邑智町^{おしほら}別府と大田市忍原との間に分布する、いわゆる小松地デイサイト層の中に挟まれている。この火砕岩は、上述の珪長質デイサイト溶岩ドーム群の活動と関連して噴出した可能性が考えられる。

松田・小田 (1982) は、小松地層に相当する三俣亜層群をいくつかの層に分けているが、本報告では、



第18図 小松地層デイサイト溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真

試料番号Y384：川本町上石 - 白地間の歩道沿い。写真の横幅約6.7mm。上：下方ポーラー。下：直交ポーラー。Qz=石英, Pl=斜長石, L=レンズ, Ep=緑れん石。

その区分の妥当性を確認できなかった。というのも、本層の主体をなす火砕流堆積物が同じような特徴を持ち、その一方で、隣接する露頭で岩片や軽石火山礫、結晶など構成物の量が異なり、一つの火砕流堆積物の中でも層準によって見掛けが異なることが予想されたためである。このような状況にあっては、同一の火砕流堆積物、あるいは、火砕流堆積物群を広い範囲にわたって追跡することは特徴的な鍵層がない限り難しく、対比については確信が持てない。

放射年代 川内層群に相当する本層のデイサイト、同凝灰岩について、 $28.7 \pm 2.1\text{Ma}$ と $29.8 \pm 1.8\text{Ma}$ (松田, 1979, 1980) のジルコンフィッシュントラック年代が得られている。また、服部ほか (1983) の小松地デイサイト層に当たるデイサイト溶結凝灰岩について、 $22.4 \pm 2.0\text{Ma}$ (松田, 1979) と $21 \pm 1\text{Ma}$ (Otofujii and Matsuda, 1984) , $18.4 \pm 3.4\text{Ma}$, $23.0 \pm 4.2\text{Ma}$ (Otofujii and Matsuda, 1984) , 22.7Ma (木村・辻, 1992) のジルコンフィッシュントラック年代のほか、全岩 K - Ar年代として $18.9 \pm 0.9\text{Ma}$ の値 (鹿野・吉田, 1984) が得られている。ジルコンのフィッシュントラック年代測定方法は1980年代の後半から規格化され、技術そのものも向上しているため、改めて小松地デイサイト層の溶結凝灰岩を測定したところ、 $27.0 \pm 2.0\text{Ma}$ の値が得られた (第3表Y384) 。この値は、1980年代の後半以降に得られた小谷層や小谷層を貫く川本花崗閃緑岩のジルコンのフィッシュントラック年代よりも有意に若く、戸風呂谷層のそれよりも古い。また、直接比較することはできないが、松田 (1979, 1980) が報告した川内層群に相当する本層のデイサイト、同凝灰岩についてのジルコンフィッシュントラック年代に近い。したがって、本報告では、本層の年代を30Ma前後と考え、時代を後期漸新世とした。

第3表 温泉津, 江津及び周辺地域の年代測定結果一覧

試料番号	岩石名	地層・岩体名	測定物	年代測定値とその誤差δ (Ma)	結晶数		自発核分裂片飛跡		誘発核分裂片飛跡		x ² 検定	熱中性子線量		ρ ₁ とρ ₂ との相関係数 r	ウラン濃度 (ppm)	測定方法
					(個)	ρ ₁ (cm ⁻²)	N ₁ (個)	ρ ₂ (cm ⁻²)	N ₂ (個)	P(x ²)		ρ ₀ (cm ⁻²)	N ₀ (個)			
Y384	デイサイト溶結凝灰岩	小松地デイサイト(小松地層)	ジルコン	27.0 ± 2.0	30	5.08 × 10 ⁵	414	5.43 × 10 ⁵	442	43	7.755 × 10 ⁴	2382	0.878	60	外部面外部ディテクター法 (ED2)	
ODA10	石英閃緑岩	横原複合岩体	ジルコン	13.6 ± 0.7	30	1.42 × 10 ⁵	959	1.50 × 10 ⁵	1011	46	7.755 × 10 ⁴	2382	0.855	160	内部面外部ディテクター法 (ED1)	
Y374	流紋岩	久利層	ジルコン	14.3 ± 0.8	30	1.46 × 10 ⁵	835	1.54 × 10 ⁵	881	97	8.147 × 10 ⁴	2503	0.798	150	内部面外部ディテクター法 (ED1)	
Y121	デイサイト凝灰岩	久利層	ジルコン	18.4 ± 2.0	12	1.34 × 10 ⁵	145	2.26 × 10 ⁵	245	79	8.373 × 10 ⁴	2572	0.883	220	外部面外部ディテクター法 (ED2)	
Y159	安全岩溶結凝灰岩	波多層	ジルコン	19.6 ± 1.8	30	8.60 × 10 ⁵	204	1.37 × 10 ⁵	324	93	8.389 × 10 ⁴	2577	0.767	130	外部面外部ディテクター法 (ED2)	
Y206	デイサイト溶結凝灰岩	波多層	ジルコン	15.7 ± 1.1	30	9.06 × 10 ⁵	369	1.80 × 10 ⁵	734	61	8.392 × 10 ⁴	2578	0.758	170	外部面外部ディテクター法 (ED2)	

試料番号	岩石名	地層・岩体	測定対象	年代測定値とその誤差δ (Ma)	⁴⁰ Ar* (ssc/g × 10 ⁻⁵)	³⁹ Ar*	%K
ODA10	石英閃緑岩	横原複合岩体	全岩	14.4 ± 0.7 (平均)			
				14.3 ± 0.7	0.077	63.0	1.38
				14.5 ± 0.7	0.078	63.2	1.37

IV. 7 ^{とぶろだに} 戸風呂谷層 (Trd)

地層名 服部ほか (1983) による。君谷層群 (吉田, 1953) の一部に相当する。

模式地 邑智郡邑智町戸風呂谷 (三瓶山地域)。

分布及び層厚 本地域東端中程にわずかに分布する。分布の主体はその東側、三瓶山地域内にあり、京覧原から、大田市小松地を経て、邑智町戸風呂谷に至る地域に分布する。層厚は600m程度 (服部ほか, 1983)。

層序関係 本層は構造的に小松地層の上位に調和的に重なり、後期暁新世 - 前期始新世の高山層群 (服部ほか, 1983) やそれよりも古い深成岩にアバットしている (服部ほか, 1983)。また、都野津層群に不整合に覆われる。

岩相 本層は主にデイサイト軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩とそれらが再堆積した凝灰質砂岩、泥岩、礫岩からなる。三瓶山地域では、その上に安山岩の石質火山礫凝灰岩やアグルチネート、溶岩が重なる。

放射年代 東隣三瓶山地域に分布する本層の安山岩とデイサイト火砕岩について、それぞれ、22.9 ± 1.6Ma (松田, 1979) と23Ma (Otofujii and Matsuda, 1983), 24.5Ma (木村・辻, 1992) のジルコンフィッシュントラック年代が得られている。これらの値については、ゼータ較正が行われていたかどうかは不明であるが、良く揃っているので、実際の年代から著しくかけ離れていると考えるべき理由はない。したがって、本報告では、本層の時代を本地域の波多層よりも若干古く、後期漸新世末期 - 前期中新世初頭とした。

IV. 8 ^{みなみやま} 南山岩脈シル群 (D, P)

岩体名 新称。服部ほか (1983) の^{まきはら}横原複合岩体の一部、吉田 (1961) の祖式閃緑岩に相当する。

模式地 大田市祖式町南山。

分布 本大田市祖式町から川本町小谷とその周辺地域にかけて分布する。

層序・貫入関係 小松地層及びその上位の戸風呂谷層に貫入し、都野津層群に不整合に覆われる。南山岩脈シル群としたひん岩や安山岩 - デイサイトの岩脈は構成鉱物や貫入方向が中新統に貫入しているものと区別がつかない。したがって、本報告では、やむを得ず、小松地層と戸風呂谷層に貫入しているものに限って南山岩脈シル群に含めた。

岩相 細 - 中粒石英閃緑岩 (D) または閃緑岩、ひん岩、安山岩 - デイサイトなど (P) からなる。多くは東北東 - 西南西方向に延びた岩脈をなしている。小谷層と小松地層との境界付近では、閃緑岩 - ひん岩がいくつかシルをなしている。南山周辺の細 - 中粒石英閃緑岩脈群は、かつて祖式閃緑岩 (吉田, 1961; 松田・小田, 1982) と呼ばれていた。しかし、それら岩脈の構成岩石の主体は石英閃緑岩 (- トーナラル岩) であり、縁辺部ではより珪長質の細粒ないし斑状岩になっていることから、この名称は踏襲しなかった。

閃緑岩やひん岩、安山岩 - デイサイトの多くは、斜長石のほか、角閃石または普通輝石などの斑晶を

含む。閃緑岩は細粒 - 斑状で、閃緑ひん岩とも呼ぶべきものが多い。

放射年代 南山周辺の石英閃緑岩（祖式閃緑岩）のジルコンについて、 $23.6 \pm 2.8\text{Ma}$ のフィッシュントラック年代値が得られている（松田，1979）。三瓶山地域において、本報告の南山岩脈シル群に対応すると考えられていた岩株状もしくはラコリス状の岩体，すなわち横原複合岩体は，大森層の時期に貫入したと考えられる。横原で採取した同岩体の石英閃緑岩は， $13.6 \pm 0.7\text{Ma}$ のジルコン・フィッシュントラック年代と $14.4 \pm 0.7\text{Ma}$ の全岩K - Ar年代を示す（第3表ODA10）。

V. 中 新 統

（鹿野和彦）

本地域の中新統は，古い方から順に，波多層，川合層，久利層，大森層に区分される。これらの地層にはドレライト - ひん岩や，玄武岩 - デイサイト，流紋岩などが岩株，シルまたは岩脈として貫入している。貫入時期はいくつかに分かれており，また，必ずしも特定できないので，本報告ではこれらを前期 - 中期中新世の貫入岩として一括して記載する。ただし，溶岩に連続するなど貫入時期が直接判断できるものについては，それらが属する層の火山岩として扱う。

V. 1 ^{は た}波多層 (Hr, Hd, Ha)

地層名 通商産業省（1967）による。通商産業省（1967）は，今村ほか（1958）の波多亜層群のうち，川合層の砂岩礫岩と指交する鍋山層（Mukae, 1958；岡本，1959）にほぼ相当する地層を除いて，これを波多層と改名し，再定義した。

今村ほか（1958）を始めとする当時の研究では，先新第三系を不整合に覆い，溶岩火砕岩を主体とする地層を波多亜層群（今村ほか，1958；Mukae, 1958；岡本，1959）とし，その上の砂岩礫岩を主体とする地層，すなわち川合層と区別している。また，Mukae（1958）及び岡本（1959）は，波多亜層群のうち，川合層の砂岩礫岩を主体とする地層の直下にあつて，砂岩，炭質頁岩などと安山岩やデイサイト，流紋岩の溶岩火砕岩とが指交する地層を鍋山層，その下の安山岩やデイサイト，流紋岩溶岩火砕岩からなる地層を波多火山岩類と呼び，これらを区分している。

その後，沢田（1978a, b）は，鍋山層，波多火山岩類にほぼ相当する地層をそれぞれ大呂累層^{おおろ}，波多亜層群と呼び，波多亜層群を不整合に覆い，川合層に漸移する地層として大呂累層を位置付けた。また，波多亜層群を吉田複合岩体^{きちだ}，入間累層^{いるま}，穴見累層^{あなみ}に分け，さらに入間累層^{なるい}を成碎屑岩層^{まつかさ}，松笠火山岩層^{やえやま}，八重山安山岩層^{かぶとやま}に，穴見累層^{てらだに}を兜山安山岩層^{からくり}，寺谷安山岩層^{てらだに}，柄栗石英安山岩層^{からくり}に細分した。通

商産業省（1967）は、大呂累層を川合累層と指交し、火山岩類が卓越する同時異相と考え、これを川合層に一括している。

模式地 厳密には定められていない。一般に、出雲市南方の飯石郡掛合町波多（旧波多村）一帯と考えられている。

分布及び層厚 温泉津町福波から江津市波積町北、そして、その南方の後地町、東方の波積町本郷にかけて広く分布するほか、大田市水上町福原から水上町荻原に至る忍原川に南東から流入する支流沿いにもわずかながら分布する。前者の地域では、層厚は800mを超えるが、後者の地域での層厚は100m程度である。

層序関係 小松地層を不整合に覆い、川合層、久利層、都野津層に不整合に覆われる。島根半島の古浦層に対比される（鹿野，1991；鹿野ほか，1993）。

岩相 波積周辺では、安山岩 - 苦鉄質デイサイト凝灰岩（Hd）を主とする。江津市後地町尾浜宝殿ヶ鼻とその沖合の島では、これより下位の層準に玄武岩質安山岩アグルチネート（Ha）が分布する。一方、水上町南東の岩相はこれらと異なり、流紋岩軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩と、その再堆積物と思われる凝灰質砂岩礫岩（Hr）、安山岩石質火山礫凝灰岩 - 凝灰岩など（Ha）からなる。

安山岩 - 苦鉄質デイサイト凝灰岩は、多くの場合、溶結した緻密な岩石で、茶褐色ガラス片と径2 - 3mm以下の斜長石（An30 - 50）、普通輝石、紫蘇輝石、角閃石などの結晶片、長さ数cm以下の暗灰色レンズからなる。新鮮な岩石では暗灰色ガラス質であるが、多くの岩石は変質して淡灰褐 - 淡緑灰色を呈する。ガラスは微細な淡褐色粘土鉱物や炭酸塩鉱物などに置換され、斜長石には割れ目に沿ってアルバイトや石英などが生じている。また、苦鉄質鉱物は緑色粘土鉱物に置換されている。無層理で淘汰が悪く、火砕流堆積物と考えられるが、露出が悪いため、流動堆積単位の境界が観察できる機会はほとんどない。

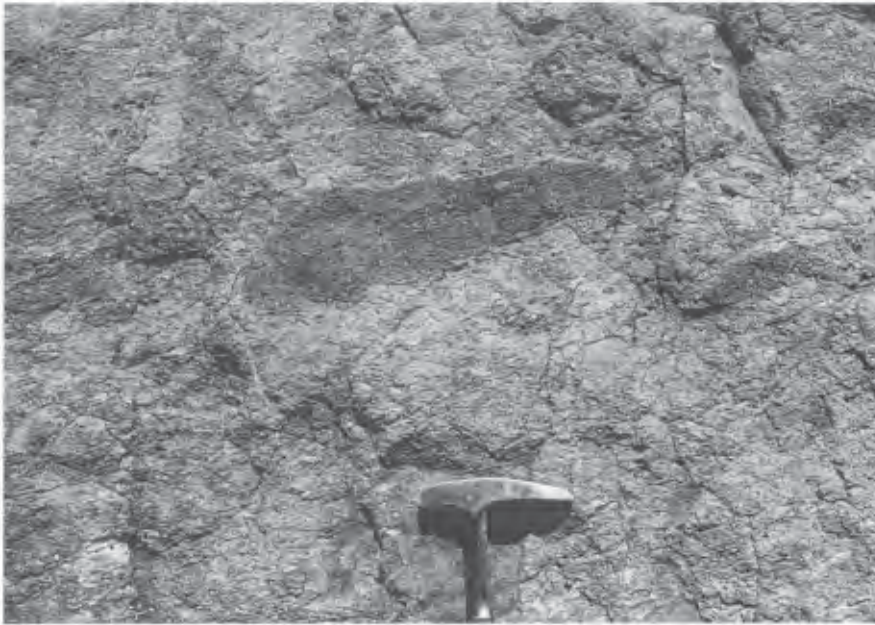
玄武岩質安山岩アグルチネートは、30 - 60cm×20 - 30cm×5 - 10cm以下の扁平な岩片（溶岩餅もしくはスコリア）とそれらの細片とからなる（第19図）。岩片は不定形で互いに平行に配列しており、さまざまな程度に発泡している。径2 - 4mmの斜長石（An80±）と普通輝石の斑晶に富む。

流紋岩軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩は、桃灰白色で火山ガラス片、軽石、斜長石、石英などの結晶からなる。全体に変質してガラスはスメクタイト様粘土鉱物などに置換されている。かすかに層理が認められることがあるが、淘汰が悪いので、火砕流に由来する堆積物と考えることができる。

安山岩石質火山礫凝灰岩 - 凝灰岩は火山礫凝灰岩 - 粗粒凝灰岩と粗粒凝灰岩、細粒凝灰岩が繰り返し重なり合う火砕サージ堆積物である（第20図）。火山礫凝灰岩 - 粗粒凝灰岩は厚さ5cm - 1.5mで、無層理もしくはかすかに成層して逆級化 - 正級化し、1mm - 20cm単位で級化成層した粗粒凝灰岩と細粒凝灰岩との互層に漸移することがある。まれに火山岩塊サグ構造などが認められる。変質が著しく、暗灰色、茶褐色、暗緑色などを呈する。

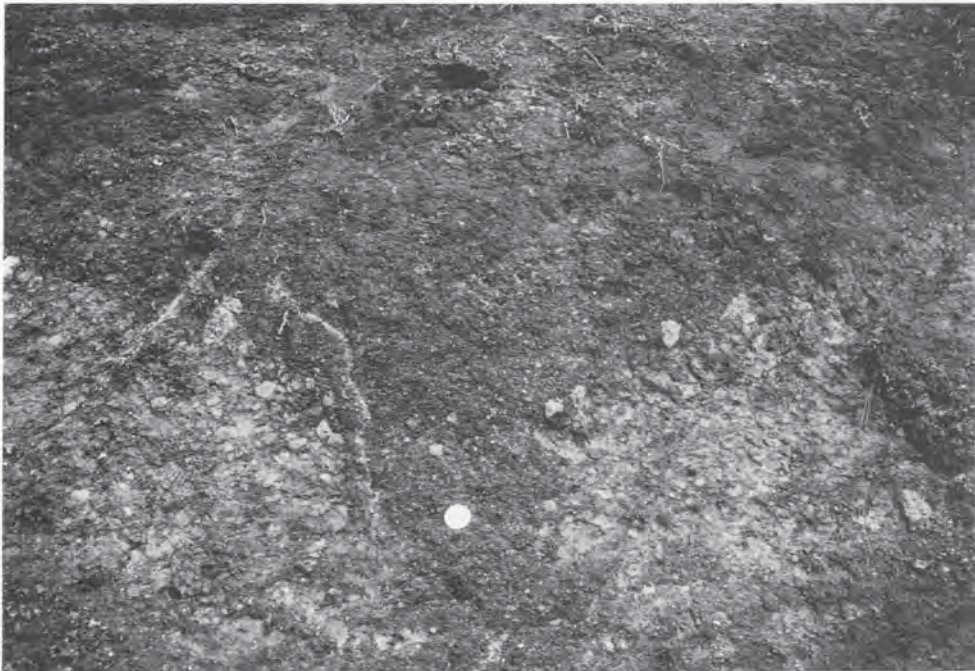
化石 発見されていない。

放射年代 温泉津町福波南方、吉浦牧場東側の道路沿いで採取した周辺の安山岩溶結凝灰岩Y159と、江津市黒松町大崎漁港の海食崖で採取したデイサイト溶結凝灰岩Y206についてジルコンのフィッシュントラック年代測定を行った結果、それぞれ、19.6±1.8Ma、15.7±1.1Maの値を得た（第3



第19図 波多層を構成する玄武岩質安山岩アグルチネートの断面と平面

江津市尾浜北側，宝殿ヶ鼻．数cmないし数10cmの長さの溶岩餅またはスコリアからなり，細粒物に乏しく，明瞭な成層構造も認められない．溶岩餅もしくはスコリアは，断面では，レンズ状，平面では不規則な形に引き延ばされたのし餅状のことが多い．



第20図 波多層を構成する安山岩石質火山礫凝灰岩 - 凝灰岩

大田市田平谷，大田原農場（三瓶山地域）．火山礫凝灰岩 - 粗粒凝灰岩と粗粒凝灰岩，細粒凝灰岩が繰り返し重なり合う（上の写真）．ほとんど発泡していない火山礫とそれらの細片からなり，下位の同質堆積物を削削している部分がある（下の写真）．ハンマーの柄の長さは約20cm．コインの直径は約2.3cm．

表)．後者の試料は変質が著しいことから、そのフィッシュトラック年代は伏在する熱源によってリセットされている可能性も考えられるが、トラック長の短縮は観察できない．得られた値は川合層もしくは久利層の年代を示唆しており、見掛けは本層のものに似てはいるが、上位の川合層、久利層を構成する火山噴出物の給源となる火道を埋めた岩石である可能性も否定できない．

V. 2 川合層 (Kws)

地層名 今村ほか (1958) 命名．本報告では、沢田 (1978a) の大呂累層と川合累層とが指交関係にあると考え、通商産業省 (1967) に倣って、両層を一括して川合層とする．

模式地 厳密には定められていない．一般に、大田市川合町付近と考えられている．竹ノ内ほか (1982) は、大田市忍原^{おしぼら}の忍原川とその支流に沿って川合層からその上位の久利層まで比較的良く連続して露出していることから、これを模式ルートとして推奨している．

分布及び層厚 模式地である大田市川合町川合から久利町松代にかけての地域のほか、江津市波積町北及び本郷周辺、仁摩町仁万町及び宅野町周辺と、大田市久利町市原南方から水上町福原にかけて分布する．層厚は大田市川合町川合 - 久利町松代で150 - 250m、江津市波積町北及び本郷周辺で100m以下．仁摩町仁万町及び宅野町周辺で200m前後、大田市久利町市原南方 - 水上町福原で最大で100m以下である．

層序関係 波多層を不整合に覆い、久利層と指交する．島根半島の成相寺層^{じょうそうじ}下部に対比される (鹿野, 1991 ; 鹿野ほか, 1993) ．

岩相 砂岩及び礫岩 (Kws) からなる．安山岩溶岩火砕岩、流紋岩溶岩火砕岩などを間に挟むが、これらは久利層の泥岩に挟まれるものと同一層準にあることから、久利層に含めた．

本層を構成する砂岩は粗粒 - 中粒でアルコース質のものと、中 - 細粒で凝灰質のものがある．無層理、または正級化しており、平行 - 波状層理や低角斜層理を示すことも少なくない．礫岩はさまざまな程度に円磨された安山岩や花崗岩、珪長質火砕岩の小 - 大礫とアルコース質または凝灰質砂の基質とからなり、砂岩や珪長質凝灰岩と互層する．

凝灰質砂岩は大田市久利町市原南方から水上町福原にかけて分布する久利層の間に挟まれて、久利層のシルト岩に移化している．仁摩町仁万町及び宅野町周辺では、アルコース質砂岩が広い範囲に分布しており、久利層の安山岩溶岩火砕岩に覆われている．その東側では、同じ久利層の安山岩溶岩火砕岩に覆われて泥岩が分布していることから、本層の砂岩が久利層の泥岩に移化していると判断できる．これら二つの地域の砂岩は、模式地や波積周辺の砂岩よりも上位層準にあり、本層が久利層と指交関係にあることを示している．

化石 本地域及び東隣の三瓶山地域の川合層砂岩から多数の海生貝化石が産出する (岡本, 1959 ; 竹ノ内ほか, 1982 ; 岡本ほか, 1971) ．また、木次地域高窪炭田の川合層に挟在する凝灰質頁岩からは台島型植物群に対比される植物化石群が産出する (甲藤・中村, 1952 ; 岡本, 1959 ; 北条, 1964) ．台島型植物群は、22Ma (鹿野・柳沢, 1989) あるいは18Ma (植村, 1989 ; Yamanoi, 1992) 以降に出現した植物群と考えられている．三瓶山地域大田市忍原の川合層から産出する *Vicarya cf. japonica*,

Vicaryella sp.などは、川合層が前期中新世後期に堆積したことを示唆する(竹ノ内ほか, 1982)。黄・岡本(1979)は、本地域に^{にま}摩^{たちめ}町立目及び東山の、模式地の本層砂岩よりも上位にある細粒砂岩から*Grobigerina adamantea*, *Orbulina universa*などの浮遊性有孔虫化石を報告し、これを産出した細粒砂岩をBlow(1969)の浮遊性有孔虫化石帯N.10(14.8 - 12.7Ma; 斎藤, 1999)に対比している。

V. 3 久利層 (Km, Kg, Ka, Kr, Kp)

地層名 今村ほか(1958)命名。

模式地 厳密には定められていない。一般に、大田市久利町付近と考えられている。竹ノ内ほか(1982)は、大田市忍原川とその支流に沿って川合層からその上位の久利層まで比較的良く連続して露出していることから、これを模式ルートとして推奨している。

分布及び層厚 本地域南部の先新第三系及び波多層、川合層を取り囲むように広い範囲にわたって分布する。層厚は大田市大田町から朝山町にかけて最も厚く、700 - 800m。

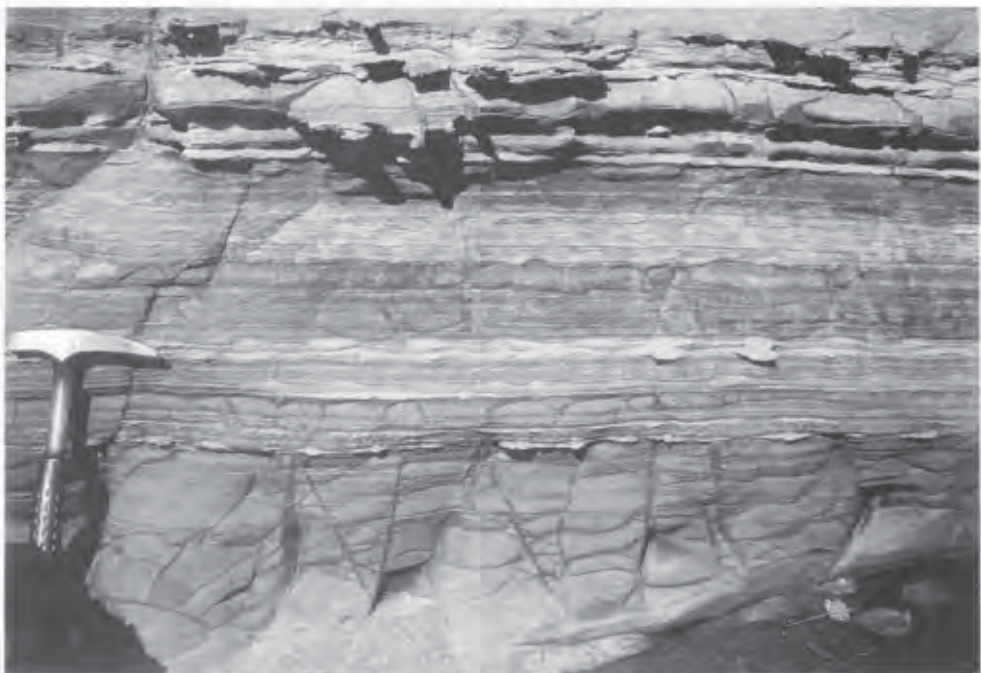
層序関係 波多層を不整合に覆い、川合層と指交する。島根半島の^{じょうそうじ}成相寺層上部に対比される(鹿野, 1991; 鹿野ほか, 1993)。

岩相 泥岩(Km)、安山岩-デイサイト溶岩及び火砕岩(Ka)、流紋岩溶岩及び貫入岩(Kr)、流紋岩火砕岩(Kp)からなり、局所的に泥質礫岩及び凝灰質礫岩(Kg)を伴う。

泥岩(Km)は塊状暗灰色-黒色で、風化すると平板状またはレンズ状の細片になる。久利層の基底付近や流紋岩火砕岩が卓越する地域では砂質-シルト質、または凝灰質で、しばしば極細粒砂岩や流紋岩凝灰岩を挟み、ときにスランプ褶曲をなす(第21図)。

安山岩-デイサイト溶岩及び火砕岩(Ka)を構成する溶岩の多くは非顕晶質で、まれに反応縁を持った普通輝石斑晶が認められる。しばしばジグソー割れ目が顕著で、同質の火山角礫岩に移化する。火砕岩の多くは、さまざまな程度に発泡した安山岩-デイサイトの岩片やスコリアないし軽石火山礫とそれらの細片、斜長石などの結晶片からなる凝灰岩ないし火山礫凝灰岩である。厚さは数m-数10mで、主部は塊状である場合と逆級化ないし正常級化している場合とがあるが、いずれの場合も最上部は平行-波状層理が明瞭で、主部より淘汰が良く細粒になっている。

仁摩町仁万の海岸では、流紋岩火砕岩に囲まれた直径500 - 600mの円形の領域を、厚さ数10cm - 数m単位で成層した安山岩石質火山礫凝灰岩が埋めて分布している(第22図)。その層理は外縁に平行で、60°前後内側に傾斜している(第23図)。流紋岩火砕岩との接触面は平滑で、そのすぐ内側の安山岩石質火山礫凝灰岩には、径数10m以下のさまざまな大きさの流紋岩火砕岩の岩片が点在しているほか(第23図)、珪化木が認められることがある。また、内部には、同質の火山礫岩からなる幅30 - 60cm以下の碎屑岩脈や幅数cm下の石英脈・凝灰岩脈、小断層が認められる。構成物はいずれも多面体形を呈する安山岩の発泡の悪い破片で、細粒物は少ない。これらは、火道を埋積した火砕岩で、その上に火砕丘が形成されていたと考えられる(井上, 1980)。この仁万の海岸周辺から^{おおぐに}大国町にかけて分布する安山岩火山礫凝灰岩-凝灰岩は、おそらく、この火砕丘を給源としている。この火砕岩は、最大層厚が20m以上で、仁万の海岸から離れるにつれて薄くなる。構成物のほとんどが発泡していない安山



第21図 久利層を構成するシルト岩砂岩

温泉津町温泉津湾口西岸。局部的にスランブ褶曲している。また、シルト岩の間に挟在する砂岩は細粒・中粒で、波状リップル斜交葉理を示す。スランブ褶曲の辺にあるザックの幅は25cm程度、ハンマーの長さは約30cm。スランブ褶曲の軸面は東西走向で南に緩く傾斜していることから北側にスランブしたと考えられる。



第22図 久利層を構成する安山岩火砕丘火道の水平断面

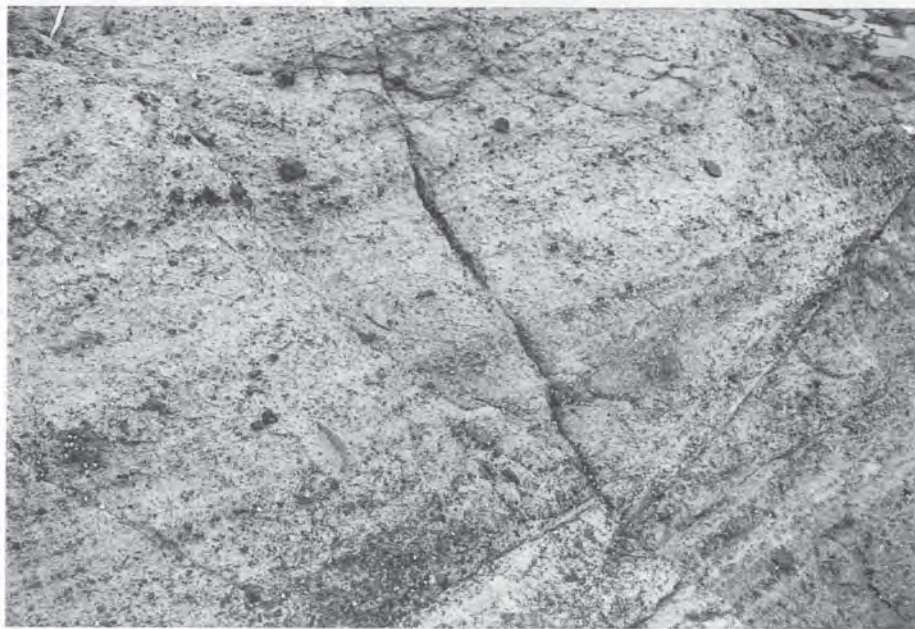
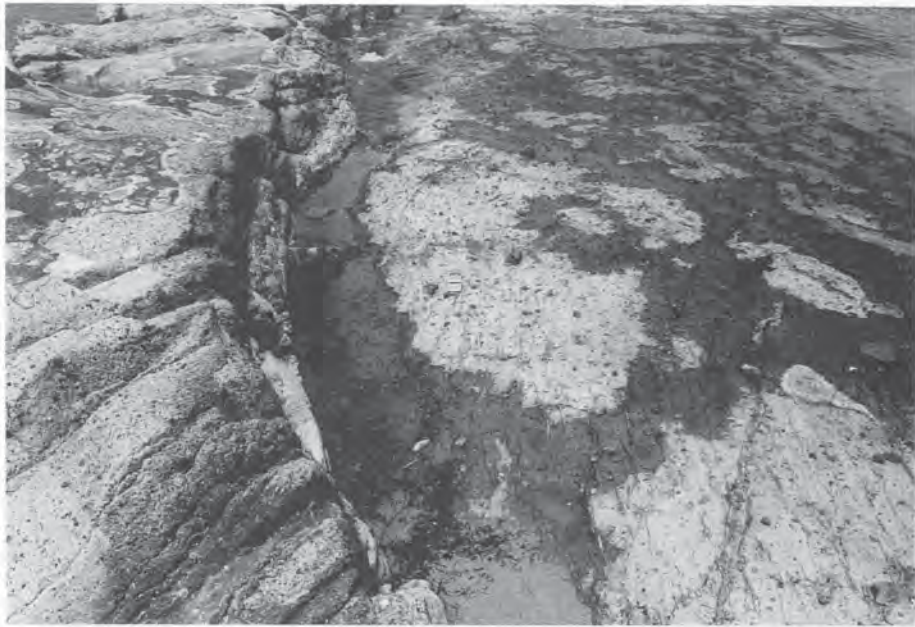
仁万町灘西方の海食台。火山礫岩の層理面が火道壁と平行に湾曲し内側（陸側）に傾いている。海食台の幅は50m程度。

岩の多面体形破片からなり、厚さ数mの火山礫岩と、5 - 15cm単位で級化成層する火山礫凝灰岩 - 凝灰岩との互層をなすことから、これらは、マグマ水蒸気爆発によって生産された火砕粒子が火砕サージあるいはこれに類似した流れとなって運ばれて堆積したと考えられる。

流紋岩溶岩及び貫入岩（Kr）は非顕晶質の、いわゆる斜長流紋岩で、流紋岩火砕岩や泥岩を貫きその上にドーム状に群をなして噴出していることが多い（第24図）。ところによって東北東 - 西南西もしくは北東 - 南西方向の岩脈をなしていることもある。それぞれの岩体の表面近くではジグソー割れ目が顕著で、角礫岩になっている。

流紋岩火砕岩（Kp）の多くは、塊状または正常級化した火山礫凝灰岩と、これに重なる、より細粒で淘汰の良い凝灰岩とからなり、下部の火山礫凝灰岩には安山岩などの火山岩塊や火山礫がしばしば濃集している（第25図）。それぞれの厚さは2 - 20mで、凝灰岩の部分は正級化し、軽石や異質の火山礫の量比の違いで示される平行層理ないし低角の斜交層理が明瞭である。これらは、高温で定置した証拠は保持していないので重力流堆積物と考えるべきものであるが、ほとんど円磨されていない火砕物からなること、軽石が上の方に濃集する傾向が認められることなどから、直接噴火に由来する可能性が高い。

このような「水底火砕流堆積物」の中には、長径数mにも達する類質火砕岩の岩塊を多数含むものがある（第26図）。基質の大半をそれらの細片が占め、厚さ10 - 20mで、塊状。いわゆる火山岩塊火山灰流堆積物（Block and ash flow deposit）の様相を呈する（第27図）。逆級化 - 正級化して、波状 - 低



第23図 久利層を構成する安山岩火砕丘火道の火道壁と内側を埋め、成層する安山岩火山礫岩

仁万町灘西方の海食台、流紋岩凝灰岩からなる母岩（上の写真の左側）と火道を埋める安山岩火山礫岩ないし火山礫凝灰岩（上の写真の右側）との境界は緩く湾曲し、内側に急傾斜している。安山岩火山礫岩の中にはさまざまな形状の母岩の岩片が点在する（上の写真の右端）。鉛直に近い断面では安山岩火山礫岩ないし火山礫凝灰岩が幾重にも逆ないし正級化して平行層埋または低角斜交層理をなしている様子が観察できる（下の写真）。上の写真の中央にあるクリノメータの長さは約20cm。下の写真のレンズキャップの直径は約6cm。



第24図 川合層を貫く久利層の流紋岩溶岩ドーム
仁万町宮村竜登山、流理面がほぼ鉛直に立ち、上方で左手に湾曲している。

角斜交層理の発達した流紋岩凝灰岩に移化することもある。

波状 - 低角斜交層理の発達した流紋岩凝灰岩は、淘汰が良く、その下 - 中部には、類質軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩岩塊が取り込まれている（第28図）。岩塊の多くは扁平で長細く、長さ0.5 - 3m、厚さ0.5 - 1m。端がちぎれており、凝灰岩がそれらの端に楔状に食い込んでいる例（第29図）や、基底の楔状に食い込んで引き剥がしている例（第30図）が認められる。このような現象は、流紋岩凝灰岩が高速の堆積物重力流から堆積したことを示唆している。この流紋岩凝灰岩を特徴付ける波状 - 低角斜交層理（デューン構造）と考え合わせると、その流れは、上述の「水底火砕流」に比べて希薄な高速の乱流、いわば火砕サージに似た流れと考えることができる。

化石 本地域西部から三瓶山地域、そしてその西隣の温泉津地域にかけて、泥岩から多数の有孔虫化石が得られている（通商産業省、1967、1969、1970a、b、1971：金属鉱物探鉱促進事業団、1970、1971、1972a、b；竹ノ内ほか、1982；野村、1986b）。また、石見大田地域、大田市朝山町国道9号線北側の崖に露出する泥岩からワニトカゲギス目ギンハダカ科ギンハダカ属などの魚類化石が得られている（藪本・山内、1996）。

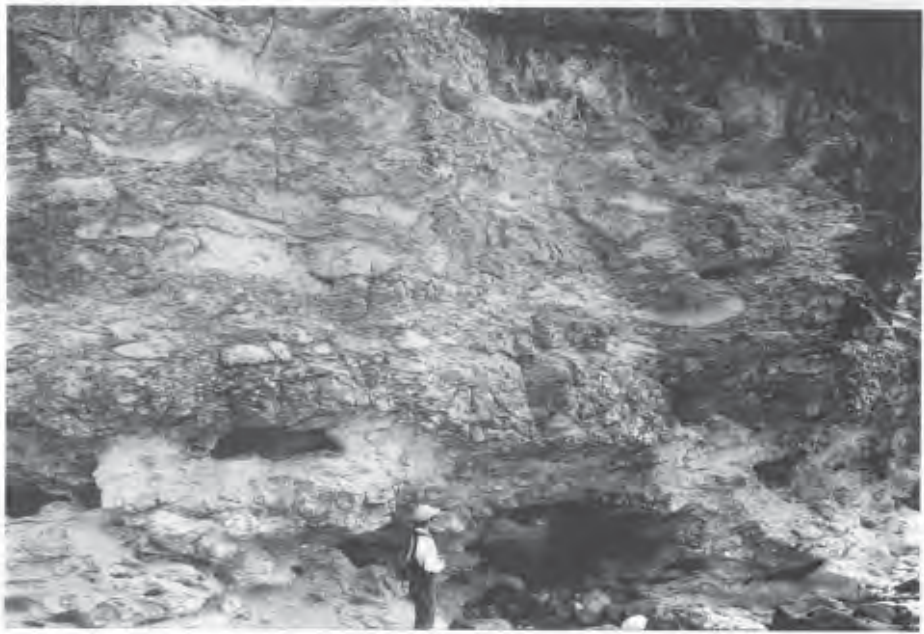
底生有孔虫化石群集は本層の堆積環境が時とともに大陸棚から大陸斜面へと変化していったことを示唆する（野村、1986b）。久利層の堆積末期に堆積盆が浅くなったとする見解がある（多井、1973a、b）が、本地域では確認できない。

多井・加藤（1979）は、石見大田地域、石見大田市朝山町の広域調査ボーリング44EAKS2（通商産業省、1971）の試料から、*Globorotalia mayeri*、*G. peripheroronda*、*G. scitula praescitula*、*G. scitula*



第25図 久利層を構成する流紋岩水底火砕流堆積物とその基底付近のクローズアップ

温泉津町湯里川河口東岸。基底面は明瞭。直下の水底火砕流堆積物を削剝し、起伏を埋めている。下半部は厚さ3m、軽石火山礫凝灰岩ないし粗粒凝灰岩からなる。全体に不明瞭ながら低角斜交層理が認められ、基底付近には長径数10cm以下の類質軽石火山礫凝灰岩岩片が層理に平行に並ぶ。上半部は波状ないし低角斜交層理の発達した粗粒凝灰岩で厚さは5-6mに及ぶ。レンズキャップの直径は約6cm。



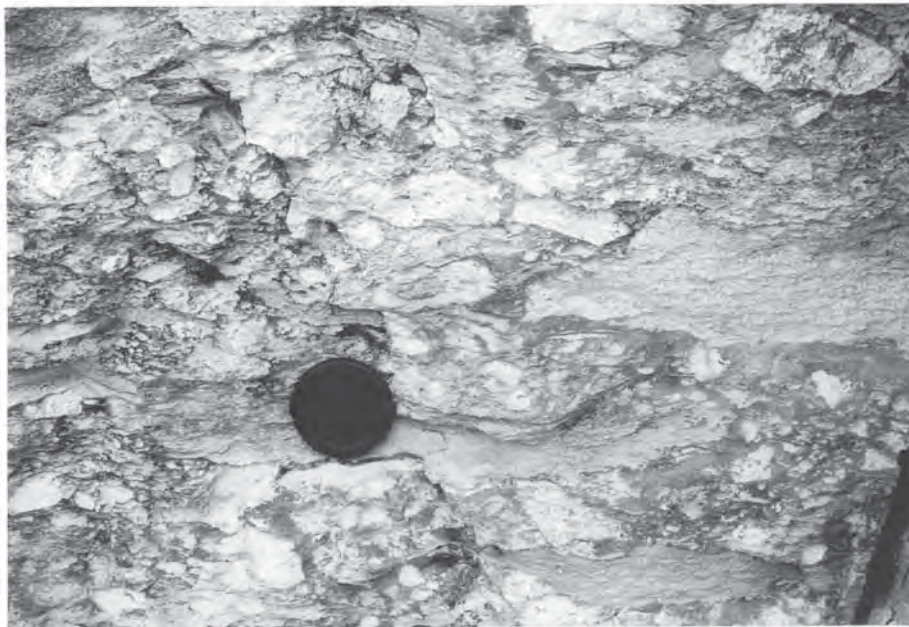
第26図 多数の岩塊からなる久利層流紋岩水底火砕流堆積物

仁万町松ヶ鼻北岸。岩塊の多くはレンズ状の類質火砕岩で、互いに平行に並ぶ。供給源からこの地に至る過程で取り込まれたものと考えられる。基質は粗粒凝灰岩。

*scitula*を、また、大田市大屋町（温泉津地域）周辺の広域調査ボーリング43EASI - 7, 43EASI - 9, 43EASI - 10, 45EASI - 26, 45EASI - 33（通商産業省, 1970a, 1971）の試料から、*Orbulina universa*, *Globorotalia cf. adamantea*, *G. myeri*, *G. siakensis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*などの浮遊性有孔虫化石を報告し、これらが産出した久利層泥岩をBlow（1969）の浮遊性有孔虫化石帯N.10に対比している。一方、既に述べたように近接する仁摩町の川合層の砂岩の中に同様の浮遊性有孔虫化石が確認されている。したがって、これらのことは、久利層と川合層とは指交関係にあるとする見解（通商産業省, 1967, 1969, 1970a, b, 1971ほか）を支持する。

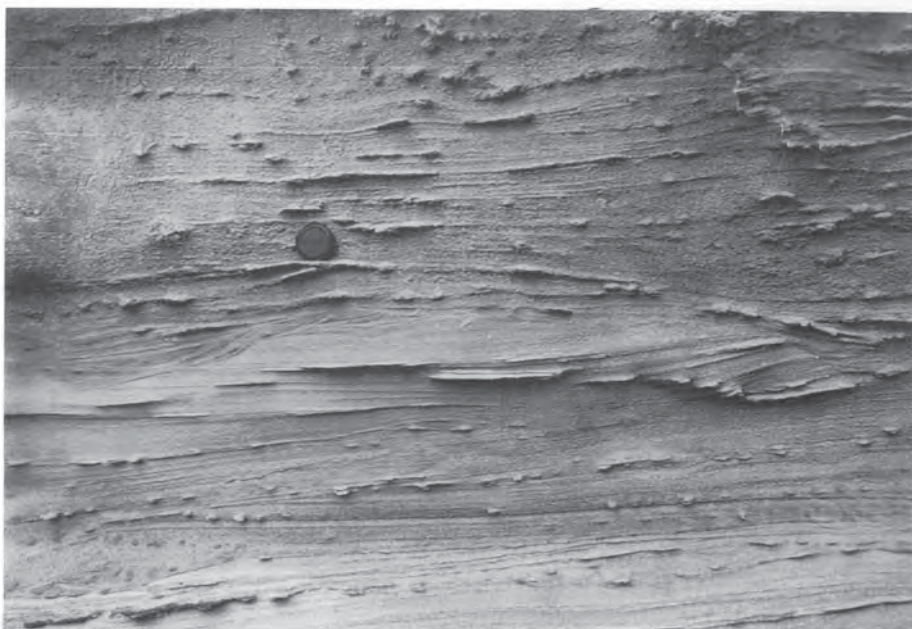
石見大田地域東側の木次地域からは多数の海生貝化石と底生有孔虫化石が産出する（岡本・多井, 1957; 岡本, 1959）が、本地域東部では詳しい検討はなされていない。

放射年代 大田市大屋町及び仁摩町宅野^{たくの}に分布する本層安山岩溶岩について、それぞれ、 14.8 ± 0.6 Ma及び 15.5 ± 1.0 Maの全岩K - Ar年代が得られている（Uto, 1989）。また、温泉津町湯里川河口の本層凝灰岩中の軽石火山礫凝灰岩片と、温泉津町福光北西海岸の本層流紋岩岩脈について、それぞれ、 18.4 ± 2.0 Ma, 14.3 ± 0.8 Maのジルコンフィッシュントラック年代が得られている（第3表Y121, Y374）。これらの放射年代は、浮遊性有孔虫化石が指示する年代の下限とほぼ同じか、それより古く、久利層が14 - 15 Ma以前の地層であることを示唆する。 18.4 ± 2.0 Maの値を示す軽石火山礫岩片は、波多層の年代に近く、波多層に由来する可能性も考えられる。しかし、波多層に類似の岩石はなく、したがって、久利層の下限の年代を示しているとも考えられる。



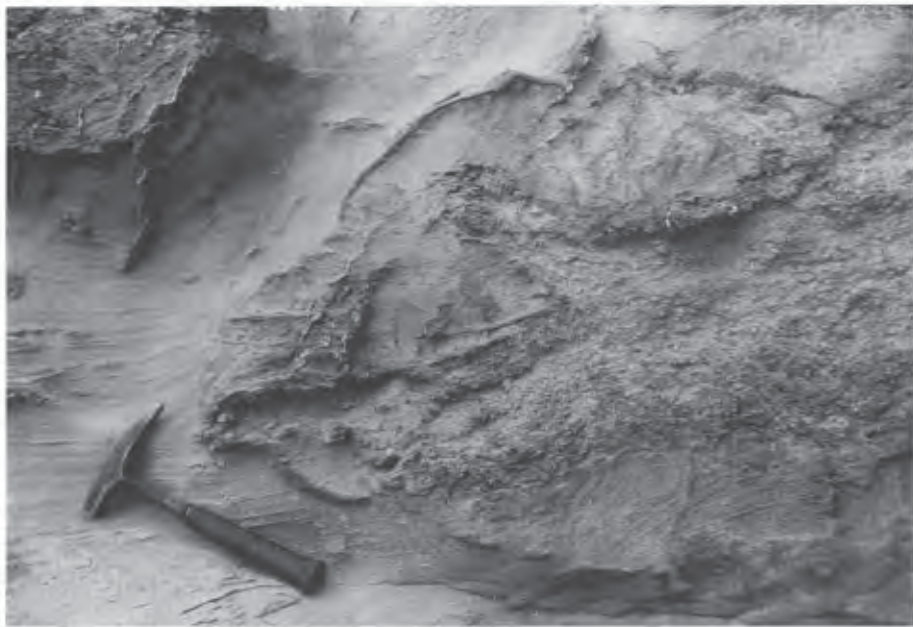
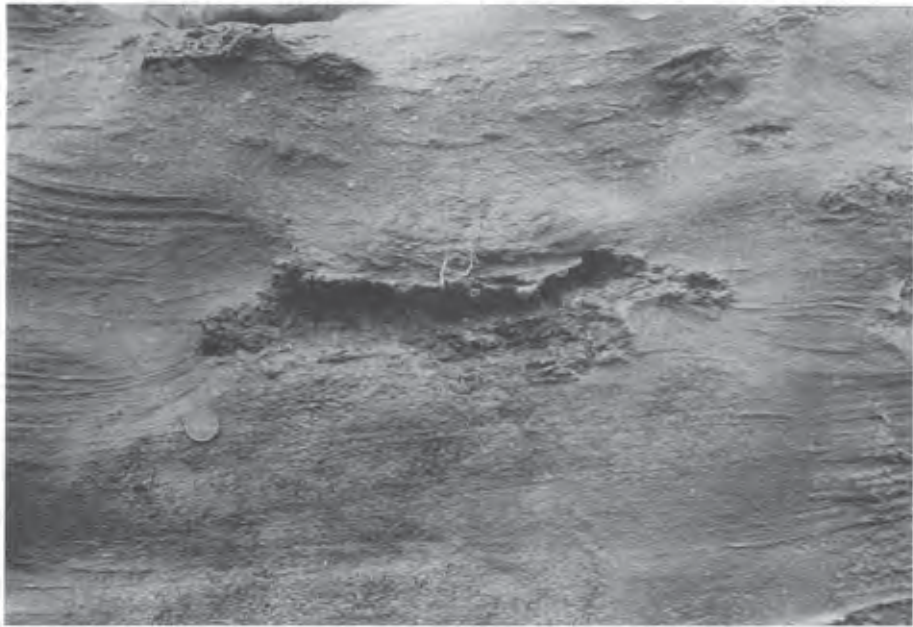
第27図 多数の岩塊を含む久利層流紋岩水底火砕流堆積物の構成物

仁万町松ヶ鼻北岸. 岩塊は層理明瞭な流紋岩凝灰岩や軽石火山礫凝灰岩からなり, レンズ状のものが多く, 基底に点在する火山礫の大きさの同質岩片は不規則な多面体. レンズキャップの直径は約6cm.



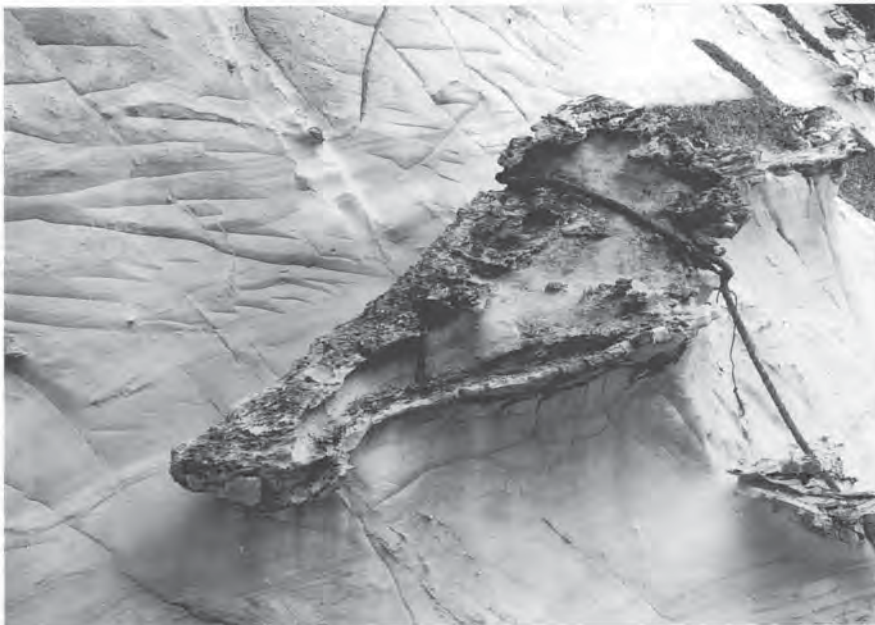
第28図 久利層を構成する流紋岩水底火砕流（サージ）堆積物

温泉津町湯里川河口東岸。粗粒凝灰岩からなり、波状ないし低角斜交層理（デューン構造）が明瞭。ところどころに長径数10cm以下の類質軽石火山礫凝灰岩のレンズ状岩片が認められる。この水底火砕流堆積物は、粒径、構成物、堆積構造の点で陸上の火砕サージ堆積物によく似ている。レンズキャップの直径は約6cm。



第29図 久利層を構成する流紋岩水底火砕流（サージ）堆積物（続）

類質軽石火山礫凝灰岩岩塊の周辺ではその端から発する層理が認められることから、そのまわりで流れの流線が変わったことがうかがえる。また、端が二つに分かれ、その間を粗粒凝灰岩が埋めていることから、流れの中で、岩塊が裂かれたこともうかがえる。10円硬貨の直径は約2.4cm。ハンマーの長さは約30cm。



第30図 流紋岩軽石火山礫凝灰岩に喰い込み引き剥がす久利層の流紋岩水底火砕流（サージ）堆積物
 温泉津町沖泊北方の海岸。流紋岩水底火砕流堆積物は波状ないし低角斜交層理の発達した粗粒凝灰岩からなり、陸上の火砕サージ堆積物に似ている。契状に直下の流紋岩軽石火山礫に喰い込んで引き剥がし、内部に取り込んでいる。ハンマーの長さは約30cm。

V. 4 ^{おおもり}大森層 (Oa)

地層名 鹿野ほか (1991a) は、Tomita and Sakai (1937) の大森統と布志名統^{きまち}来待層を一括した地層を大森層と再定義した。大森統安山岩の下位にあつて礫岩を主とする地層、すなわちTomita and Sakai (1937) の大森層は来待層下部の礫岩が卓越する岩相に漸移しており、年代層序学的にも大森統と来待層とを合わせた地層の堆積期間は極めて短く、おそらく50万年よりも短い (鹿野ほか, 1991a) 。来待層と大森統の安山岩とは構造的には不整合に見えるところが多い。しかし、これは、大森統の安山岩に由来する砕ち物 (来待層) が海進に伴って安山岩火山体周辺の海浜ないし浅海に堆積したことによる (Kano and Takeuchi, 1989 ; 鹿野ほか, 1991a) もので、来待層と大森統との間に大きな時間間隙があることを意味するものではない。本報告では、鹿野ほか (1991a) に倣い、Tomita and Sakai (1937) の大森統と布志名統来待層を一括した地層を大森層として扱う。

模式地 宍道町来待大森及び周辺地域。

分布及び層厚 仁摩町仁万から宅野、さらにその北方の海岸沿いに分布するほか、温泉津町高瀬と熊谷東方の山頂付近に分布する。層厚は内陸で100m以上。海岸では、300m以上。

層序関係 久利層、川合層を不整合に覆う。島根半島の^{うしきり}牛切層に対比される (鹿野ほか, 1991a ; 鹿野, 1991 ; 高安ほか, 1992) 。

本層が広く分布する北東隣の石見大田及び大浦地域において、井上ほか (1981) は、本層上部の礫岩砂岩が下位のさまざまな岩相と構造的に不整合であると考え、これを布志名層の基底に置いた。しかし、礫岩砂岩の間、あるいはその下位にも安山岩火砕岩や安山 - デイサイト溶岩が重なっていることから、不整合説は否定される (鹿野ほか, 1998) 。

岩相 安山岩 - デイサイト溶岩 (Oa) は、厚さが数m - 数10mで、典型的な水底ブロック溶岩 (Kano *et al.*, 1991, 1993) の様相を呈し、柱状節理と板状節理の発達した塊状部分の上下に同質の火山角礫岩を伴う。径2 - 3mm以下の斜長石、径0.5mm以下の普通輝石斑晶、あるいはこれらの集斑状結晶を含み、変質して、炭酸塩、緑泥石、緑れん石などが生じていることがある。この種の岩石に類似した貫入岩体が温泉津町井田に分布しており、近くの温泉津町高瀬と熊谷東方の山頂付近に分布する溶岩はこれから供給された可能性が考えられる。

化石 本地域からは産しない。北東隣の石見大田及び大浦地域、多伎町小田の海岸に露出する砂岩から海生貝化石 *Glycymeris cisshuensis*, *Laevicardium shiobarense*, *Phacosoma hataii* が産出する (Takayasu, 1982, 1986 ; 高安・中村, 1984) 。これらは水深50mより浅い環境を示唆する (小笠原, 私信) 。

放射年代 本地域から松江地域にかけて広い範囲で得られた大森層火山岩の全岩K - Ar年代値は14 - 16Ma (鹿野・吉田, 1984 ; Uto, 1989 ; Morris *et al.*, 1990 ; Otofujii *et al.*, 1991 ; 鹿野ほか, 1998) である。Otofujii *et al.* (1991) は、松江地域と石見大田及び大浦地域周辺で自ら集めた試料15個の全岩K - Ar年代の平均値として、 14.2 ± 0.6 Maを報告している。先に述べたように、三瓶山地域において、本報告の南山岩脈シル群に対応すると考えられていた岩株状もしくはラコリス状の岩体、すなわち

横原複合岩体は、大森層の時期に貫入したと考えられる。横原で採取した同岩体の石英閃緑岩は、 $13.6 \pm 0.7\text{Ma}$ のジルコン・フィッシュオントラック年代と $14.4 \pm 0.7\text{Ma}$ の全岩K - Ar年代を示す（第3表 ODA10）。

V. 5 貫入岩 (B)

波多層、川合層、久利層及び大森層にひん岩、安山岩 - 苦鉄質デイサイト、流紋岩などが岩株、シルまたは岩脈として貫入している。地質図ではこれらのうち苦鉄質デイサイト以下の苦鉄質岩を苦鉄質貫入岩 (B) と一括して示した。流紋岩のように、溶岩に連続するなど貫入時期が直接判断できるものについては、それらが属する層の火山岩として示した。

苦鉄質貫入岩 (B) は、本地域から東方の松江地域にかけて見ても、大森層より上位の地層には貫入していないので、その多くは大森層の時代あるいはそれ以前に貫入したと考えられる。苦鉄質岩脈には北北東 - 南南西を向くものと東北東 - 西南西方向を向くものがある。前者は大森層まで、後者は久利層まで貫いており、前者は大森層の、後者は川合層、久利層の時期に貫入した可能性が高い。川合層、久利層の流紋岩岩脈は東北東 - 西南西方向または北東 - 南西を向く。

VI. 鮮新統 - 完新統

本地域に分布する鮮新統 - 完新統は、都野津層群、大江高山火山噴出物、古期扇状地堆積物、差海層、砂州及び海岸砂丘堆積物、三角州、扇状地、河川及び氾濫原堆積物に区分される。都野津層群は、下位から順に、都野津層、島の星層、室神山層に区分される。地質概説で述べたように、そのうち、都野津層は、後期鮮新世、島の星層は後期鮮新世 - 前期更新世、室神山層は前期更新世の堆積物である（第2表）。また、大江高山火山噴出物は、下位から順に、柑子谷火山噴出物、冠川溶岩、大家火山灰流堆積物、柿田火山灰流堆積物、川上火山岩塊火山灰流堆積物、矢滝火山灰流堆積物、三久須火山岩塊火山灰流堆積物、仙山火山噴出物、大江高山溶岩に区分される。柑子谷火山噴出物、冠川溶岩、大家火山灰流堆積物、柿田火山灰流堆積物、川上火山岩塊火山灰流堆積物は都野津層の、それ以外は島の星層の堆積時期の噴出物である（第2表）。

VI. 1 都野津層群 (Ts, Tss, Tsm, Tsu)

(鹿野和彦・宝田晋治)

地層名 山陰第四紀研究グループ (1969) による. Imamura (1957) の都野津層にちなむ. 水野 (1996 b) は江津層群と改称することを提案している.

模式地 江津市都野津.

分布及び層厚 南西隣の浜田地域から北東隣の石見大田及び大浦地域にかけて分布する. 層厚は170 m以下.

層序関係 上部白亜系 - 中新統を不整合に覆う.

岩相 互いに不整合関係にある都野津層, 島の星層, 室神山層からなる (第31図, 第32図, 第33図, 第34図, 第35図, 第36図, 第37図). 都野津層は, 河川が流入する潟湖ないし外浜の環境に堆積した碎屑堆積物からなり, 標高100 - 300m以下の広い範囲に分布する. 島の星層は, 火山岩や火山碎屑物起源の砂礫に富む河川堆積物で, 標高70m以上の地域に分布する. 室神山層は, 海浜 - 砂丘堆積物で, 標高50 - 120mの狭い範囲に分布する. 都野津層と島の星層は大江高山火山由来の火山灰層を挟む.

VI. 1. 1 都野津層 (Ts, Tss)

地層名 水野ほか (1994) による. 山陰第四紀研究グループ (1969) が定義した都野津層のうち, 最上部礫層より下位の部分に相当する. 本報告では, 山陰第四紀研究グループ (1969) が定義した水上層も都野津層に含める.

模式地 江津市都野津.

分布及び層厚 江津市都野津 (浜田地域) から浅利を経て温泉津町湯里に至る日本海沿岸と, そこから南西に至る内陸の標高100 - 300m以下の広い地域に分布する. 基底面の標高は, 5 - 250mで, 層厚は, 10 - 100m.

層序関係 中新世以前の地層岩体を不整合に覆う. 大江高山の周辺では, 大家火山灰流堆積物, 柿田火山灰流堆積物, 川上火山岩塊火山灰流堆積物を挟む. また, 江津地域では, 柑子谷火山噴出物や柿田灰流堆積物などの大江高山火山噴出物に対応すると考えられる凝灰岩層を挟む (後述).

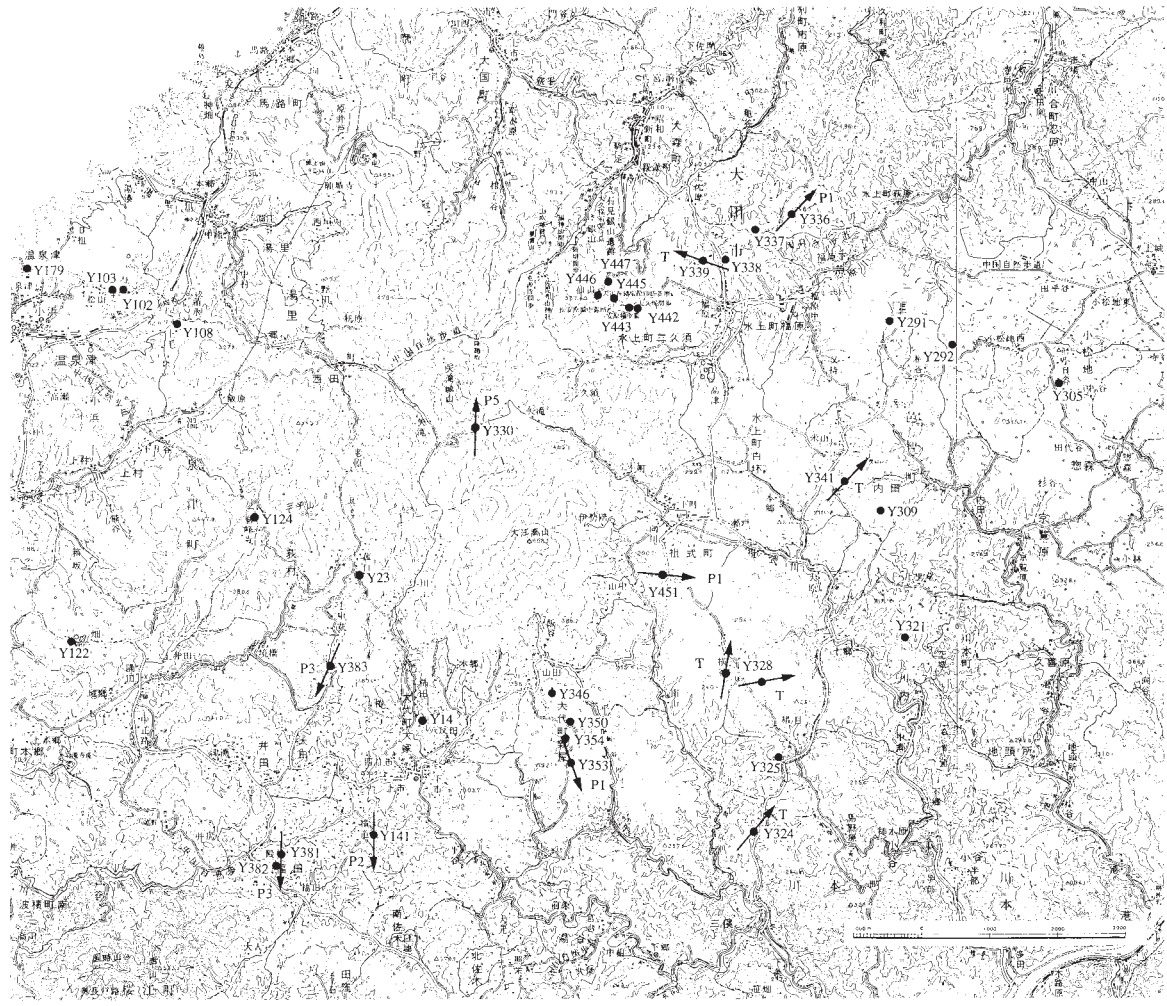
岩相 礫から粘土まで, さまざまな粒度の碎屑堆積物からなる. そのほとんどは固結している. 粗粒碎屑物の中には半固結 - 未固結のものがあるが, 本報告では, 記載の煩雑さを避けるため, 本層最上部の石英砂を除いて固結した岩石として扱った. 石英砂は粘土分が少ないため, 指で容易にほぐれる程度に未固結である.

江津市都野津から浅利を経て温泉津町井田にかけての地域では, 海成粘土と名付けられた幾層かの暗褐色泥岩 - シルト岩と, 砂岩, 礫岩, 灰白色ないし青灰色の泥岩 - 粘土岩とが指交して分布する. また, 大田市大代町大家から東側及び南側の地域では灰白色ないし青灰色の泥岩 - 粘土岩と, 砂岩, 礫岩



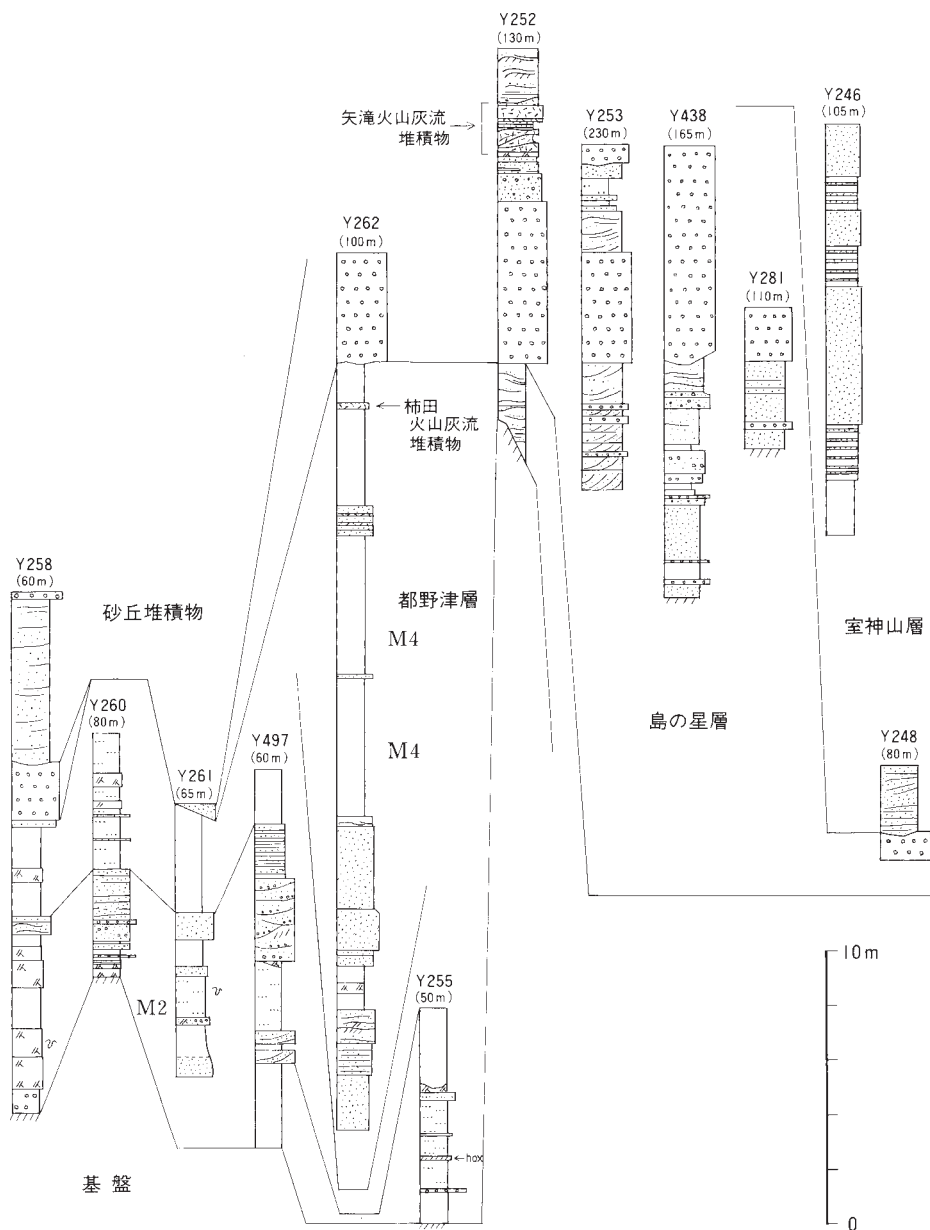
第31図 都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図位置と古流向 (1)

国土地理院S万分の1地形図「温泉津」、「江津」、「川本」及び「浜田」の一部を使用。古流向を示す矢印の添字T, Sは、それぞれ都野津層、島の星層の古流向であることを示す。



第32図 都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図位置と古流向 (2)

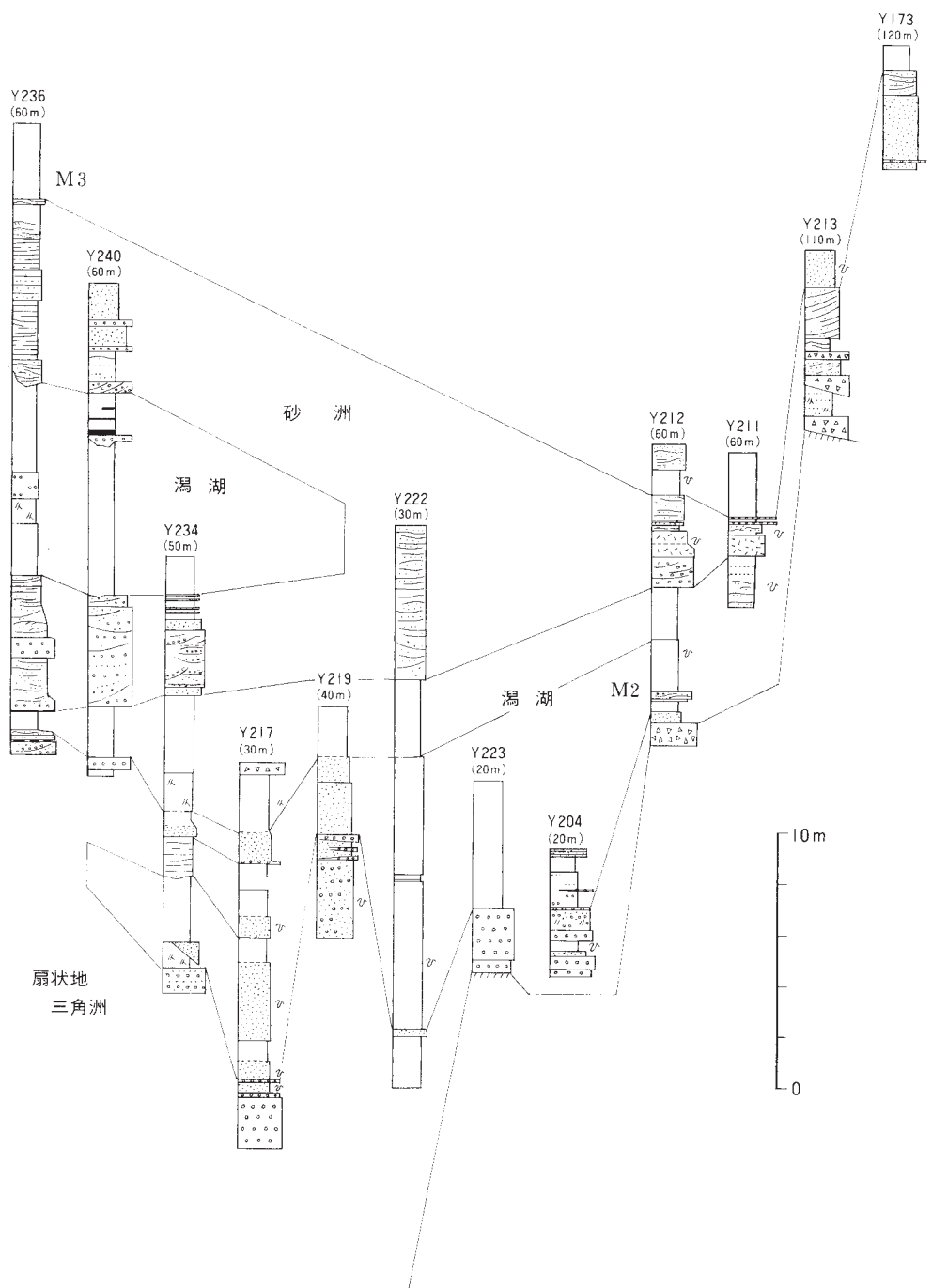
国土地理院5万分の1地形図「温泉津」, 「江津」, 「川本」及び「浜田」の一部を使用. 古流向を示す矢印の添字T, P1, P2, P3, P5は, それぞれ都野津層, 大家火山灰流堆積物, 柿田火山灰流堆積物, 川上山岩塊火山灰流堆積物, 三久須火山岩塊火山灰流堆積物の古流向であることを示す.



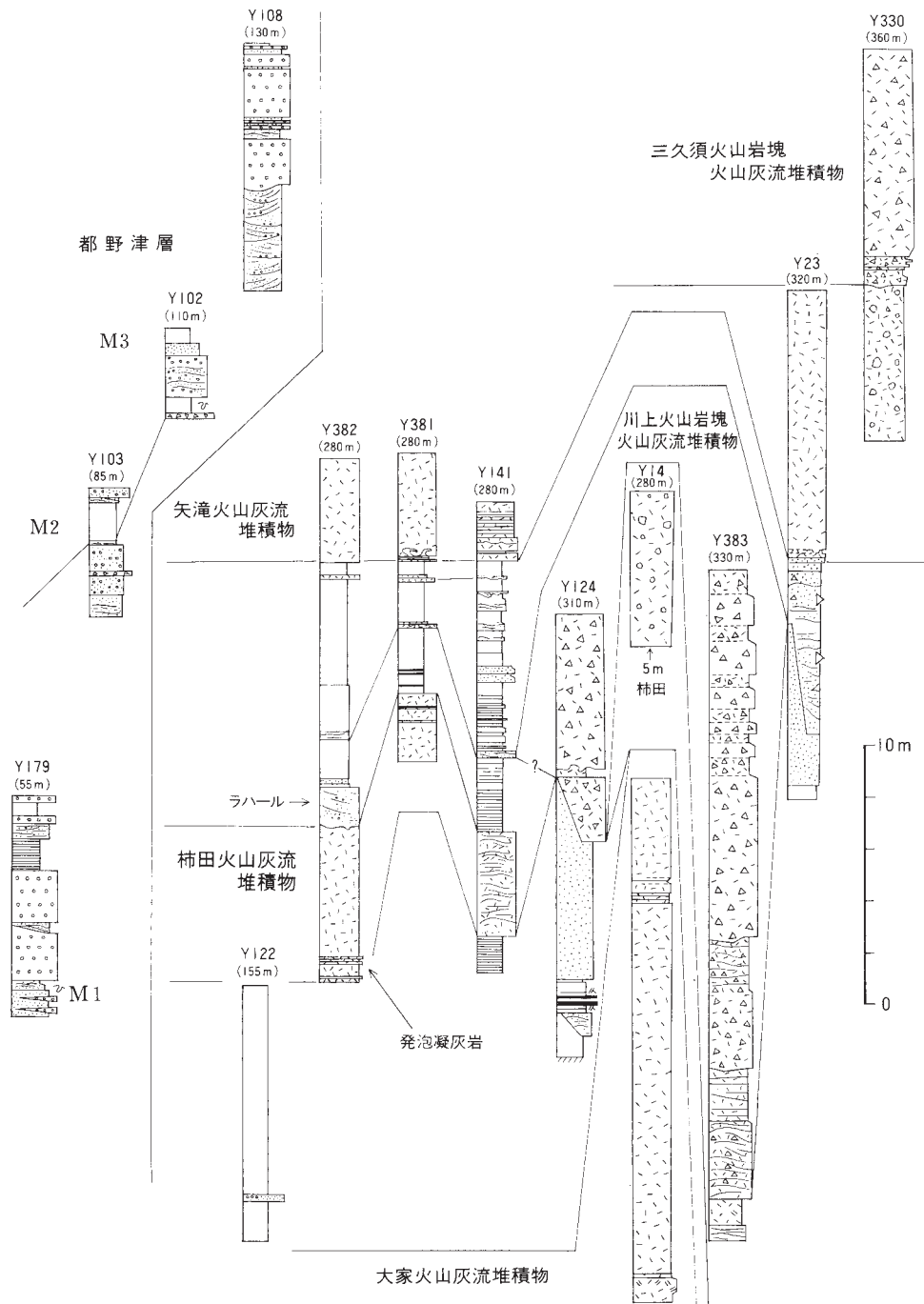
第33図 都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図 (1)
 柱状図の位置は第31図参照。()内の数字は柱状図上面の標高。

とが指交して分布する。

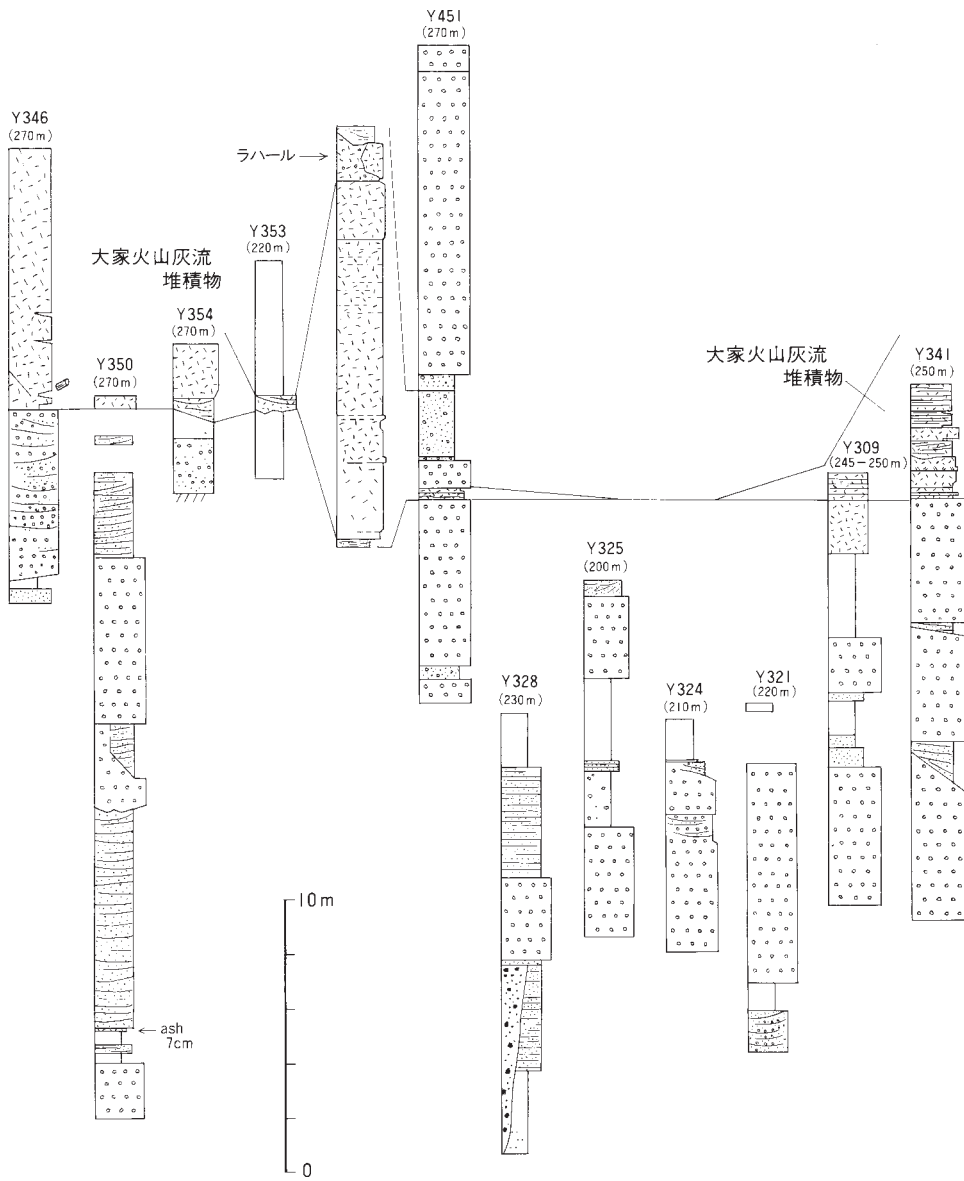
江津市都野津から浅利を経て温泉津町井田にかけての地域に分布する「海成粘土」は、当初、四枚あるとされ、それぞれ海成粘土M1, M2, M3, M4と名付けられた (Onishi, 1969) . その後、数は増え、実際のところ、「海成粘土」の対比は難しい (水野ほか1994) . 「海成粘土」は、粗粒でシルト岩 - 細



第34図 都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図 (2)
 柱状図の位置は第31図参照。()内の数字は柱状図上面の標高。



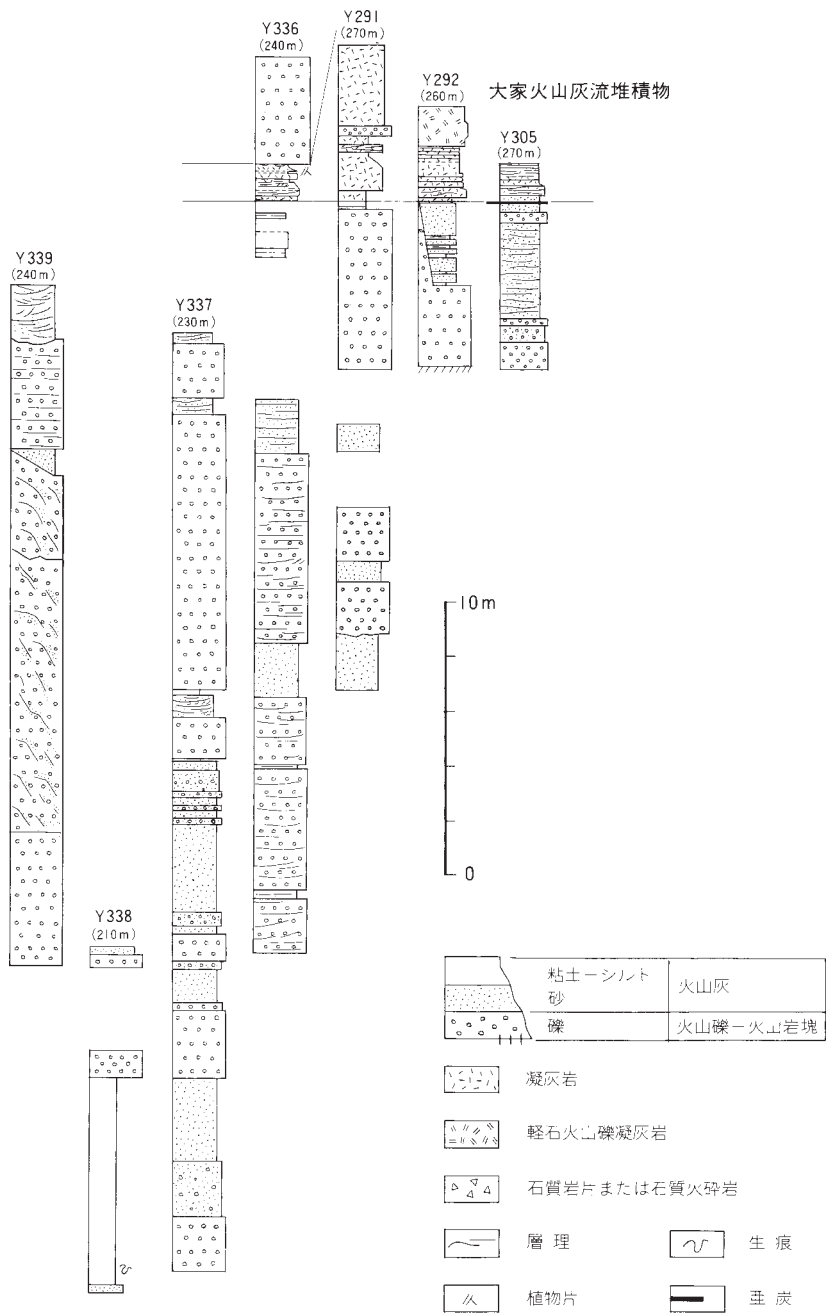
第35図 都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図 (3)
柱状図の位置は第32図参照。()内の数字は柱状図上面の標高。



第36図 都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図 (4)

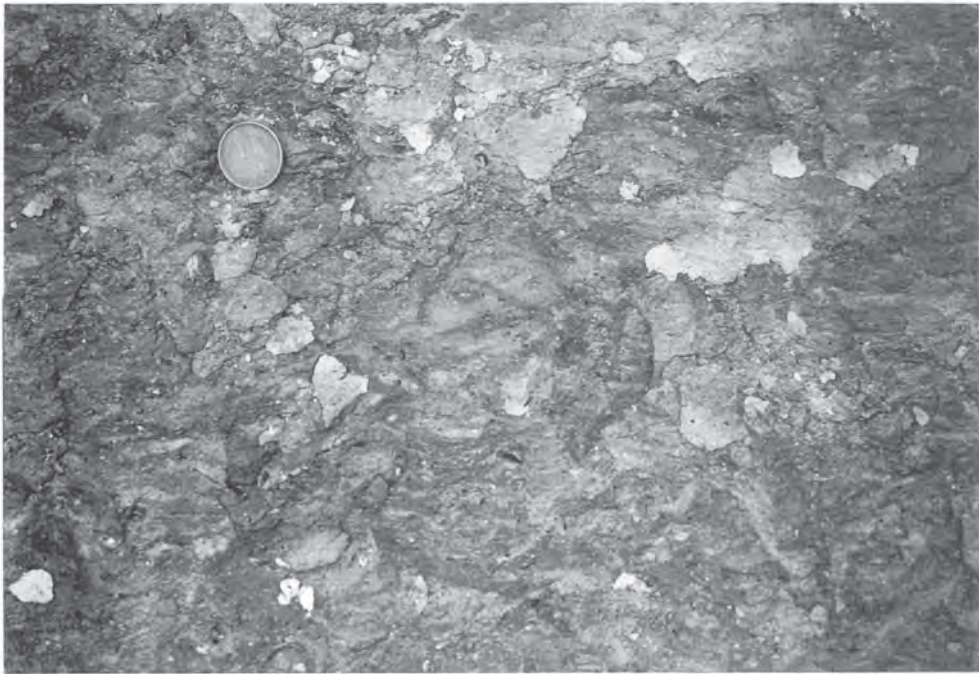
柱状図の位置は第32図参照。()内の数字は柱状図上面の標高。

粒砂岩が多く、新鮮な面で暗褐色を呈し、やや風化した面には黄色粉が析出し、貝殻状に割れる。また、生物擾乱構造が随所に認められるほか(第38図)、まれに海綿骨針やウニ破片、珪藻殻などを産する(水野ほか, 1994; 宇野, 1994)。江津市浅利-温泉津町吉浦の海成粘土M1からアカガイなどの貝化石、フナクイムシに穿孔された木片が(都野津団研グループ, 1983)、温泉津町井田小学校裏の海成粘土M4からシラトリガイやアカガイの化石が産出している(今村, 1964)。このような特徴を備える



第37図 都野津層群及び大江高山火山噴出物の柱状図 (5)

柱状図の位置は第32図参照。()の数字は柱状図上面の標高。



第38図 都野津層海成粘土 M4

温泉津町井田，津淵の道路沿い。暗褐色で生物擾乱が著しい。風化すると表面に黄色の粉が析出する。

海成泥岩 - シルト岩は，側方や上方に向かって灰白色 - 青灰色泥岩 - 粘土岩，平行 - 斜交層理の明瞭な砂岩，さらには礫岩に移化する（第33図，第34図）。灰白色ないし青灰色の泥岩 - 粘土岩には腐植または木片などが含まれ，亜炭を挟むことがある。砂岩礫岩は上方細粒化し灰白色ないし青灰色の泥岩 - 粘土岩に移化する場合と，海成泥岩 - シルト岩と直接指交する場合とがある。前者は河川堆積物に特徴的な岩相で，基底を占める礫岩は礫支持で，幅広いチャネルをなしていることがある（水野ほか，1994）。後者の場合は，平行層理もしくは波状 - 低角斜交層理が明瞭で，生物擾乱構造が認められることもある。このようなことから，海成泥岩 - シルト岩は海水が流入するような潟湖の堆積物で，潟湖の陸側には砂岩礫岩がなす扇状地堆積物が，海側には砂州があり，ときには潟湖も完全に淡水で満たされていた時期もあったと考えられる（第34図）。このような解釈は，内陸側の砂岩礫岩が南北方向の，海側の砂岩礫岩が東西方向の古流向を示すことから指示される（第31図）。

一方，大田市大代町大家から東側及び南側の地域では「海成粘土」は認められず，厚い礫岩から側方及び上方に向かって平行 - 斜交層理の明瞭な砂岩を経て灰白色 - 青灰色泥岩 - 粘土岩に移化する岩相が卓越する（第36図，第37図）。上方細粒化するこのような岩相は河川堆積物に特徴的で，礫支持の礫岩が下位層を深さ幅とも数m以上にわたってU字状に削り，そこを埋めている例がときどき認められる。厚い礫岩はときに幅数10mにわたって20 - 30°の前傾層をなして側方の砂岩に移化するとともに，礫岩水平層に覆われていることもある（第37図Y339）。このような岩相は三角州に特徴的であることから，砂礫の卓越した河川の河口の存在を示唆する。礫岩砂岩の間に挟在する灰白色ないし青灰色の泥



第39図 都野津層の礫質砂岩細礫岩互層

大田市水上町福原北方1kmの採土場跡。平行層理が発達した礫質砂岩と細礫岩とがあいまいな境界を持って重なりあっており、断続的に押し寄せる洪水（高密度流）によって形成されたと考えられる。

岩 - 粘土岩は、河川氾濫源堆積物とするには厚すぎる例があり（第36図Y309, Y325）、河川が流入する淡水の湖沼が存在していた可能性が高い。早い掃流から堆積したと考えられる砂岩 - 礫岩（第39図）などは、河川ではなく、広い水域に流入して堆積したと考える方が妥当である。数少ない古流向から判断すると、大田市祖式町猪ノ目から水上町荻原^{みなかみ}に向かう流れが卓越しており、水上町荻原付近における大家火山灰流堆積物の古流向も同方向を指している（第32図）。灰白色ないし青灰色の泥岩 - 粘土岩は水上町付近で最も厚く、上述の三角州堆積物は古流向から見て上流側の大江高山東麓に位置する。このようなことから、大江高山東側には、水上町に向かう浅い淡水の湖沼があったと推定される。大江高山は、火砕流の古流向（第32図）から判断して、江津及び温泉津側の潟湖とこの湖沼との間の高まりをなしていたことは確かで、本来一続きであったであろうこれらの低地は、大江高山火山によって分断されていたに違いない。両地域の礫岩を構成するは礫には、基盤の珪長質火砕岩のほかにも、大江高山火山噴出物を構成するデイサイトが多い。それらは良く円磨されており、営力の大きい、したがって、勾配の急な河川を通して運搬されたことを示唆している。

大江高山の西側に位置する鷲峰寺、三子山の谷、三子山周辺から菰口と南部の上萩西方にかけての地域と、東側の仙山周辺には、主に石英からなり淘汰の良い中粒 - 粗粒砂（Tss）が分布する。層厚は上萩西方で10m、菰口で30 - 50m、三子山の谷、鷲峰寺で60 - 70m。仙山周辺では80mを超える。

三子山周辺では、石英の含有量は90%を超える。少量のカリ長石、斜長石、粘土鉱物を伴い、石英

は円磨されている。井上ほか（1977）によれば、中央粒径値は1.0 - 1.5 ϕ 。淘汰度は0.5 - 0.7と比較的良好。歪度は0 - 0.3と正で中央粒径値より粗粒部において淘汰が良い。下部では灰白色砂、上部では黄褐色砂が多い。平行 - リップル斜交層理が発達し、ときに砂管などが認められる（第40図）。堆積構造は黄褐色砂中に良く見られ、下部では平行層理が、上部では斜交層理が卓越する。斜交層理が示す流向は西から東、または、北西から南東で、当時の水域の延びの方向にほぼ平行である。仙山周辺では無層理で間にシルト岩の薄層を挟むことがある。

これらの石英砂層は、宇野（1979, 1994）の石英砂層 I（AS - I または AS I）、都野津団研グループ（1983）の風成砂層 AS1 に相当し、風成起源とされている。海成粘土 M4 堆積後に大江高山火山の両側にあった潟湖または湖沼の海側に形成されていることと、上述の堆積学的特徴とを考え合わせると、これらは汀線の前面から背後にかけての砂州をなしていた可能性が高い。

大田市大代町太田橋東方から椿西方にかけては、柿田火山灰流堆積物と川上火山岩塊火山灰流堆積物との間に挟まれて石英砂層（Tss）が分布する。この石英砂層は、温泉津町井田の殿村周辺で同じく柿田火山灰流堆積物と川上火山岩塊火山灰流堆積物との間に挟在する本層の泥岩 - シルト岩中の砂層に対応するもので（第35図）、柿田火山灰流堆積物直上の泥岩 - シルト岩を覆い、層厚は厚いところで5m、薄いところで2m以下。黄褐色、粗粒である。石英を95%以上含み、淘汰は0.45以下（井上ほか、1977）。上述の石英砂層より粗粒で淘汰が良い（都野津団研グループ、1972）。構成物は、0.5mm以下の石英がほとんど。ほかに岩片や斜長石、黒雲母を含む。10cm以下の角閃石デイサイトの岩片を含む。

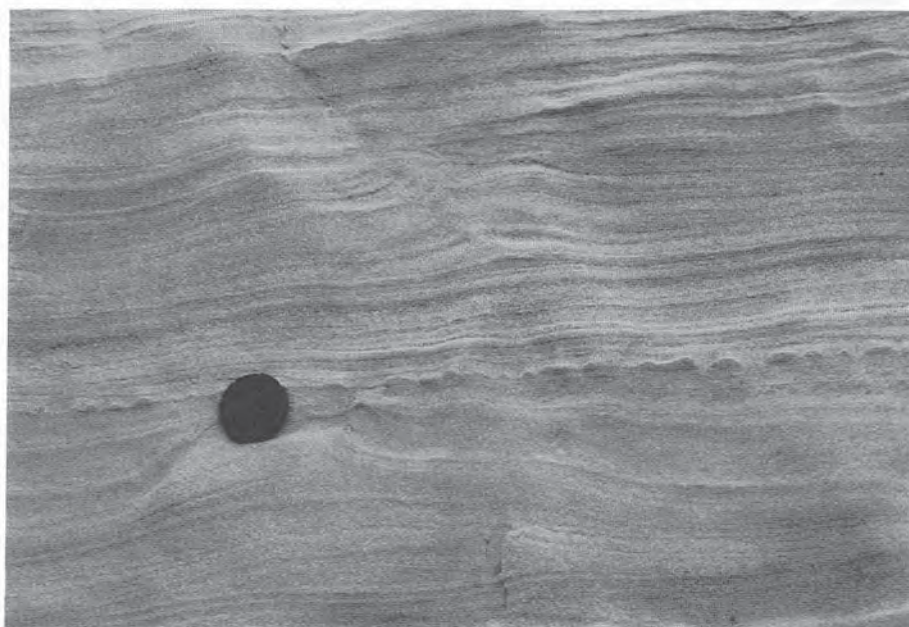
また、大田市大代町本郷付近では、川上火山岩塊火山灰流堆積物を覆って同様の石英砂層（Tss）が分布している。上畝で標高310m、川上峠で標高350mに分布する。層厚は厚いところで15m、薄いところで2 - 3mである。淘汰度は0.5 - 0.6（井上ほか、1977）。この石英砂層は、川上火山岩塊火山灰流堆積物に由来すると思われるデイサイト岩片を局所的に含んでおり、川上火山岩塊火山灰流堆積物や殿村付近の泥岩 - シルト岩とともに、矢滝火山灰流堆積物に覆われる（第35図）。

これらは、宇野（1979, 1994）の石英砂層 II と III（AS - II と AS - III、または AS II と AS III）、都野津団研グループ（1983）の風成砂層 AS2 と AS3 にそれぞれ相当するが、宇野（1994）の柱状図にも示されるように、側方の殿村付近で泥岩 - シルト岩と指交する。露頭が少ないため、内部構造などの詳細は不明だが、いずれも淘汰が良く、構成粒子がほとんど細粒の石英である点は温泉津地域の都野津層群中の珪砂（井上ほか、1977）と良く似ており、その粒度特性はこれが砂丘または海浜の堆積物であることを示唆している。

三子山東側の珪砂採取場では、珪砂の間に挟まれる厚さ数cmの粘土層の直上に、砂粒の間に沈着した二酸化マンガン鉱がなす不規則レンズ状団塊が産出する。水に溶けて運ばれてきたマンガンが不透水層の上で沈殿してできたものらしく（井上ほか、1973）、類似のものがほかの場所のほかの層準の都野津層にも点在する。

殿村付近の泥岩 - シルト岩は、青灰色粘土（DC：宇野、1979, 1994；PM：都野津団研グループ、1983）と名付けられているもので、カラスガイなどの淡水貝化石をまれに産出し、間に、川上火山岩塊火山灰流堆積物起源と思われる凝灰岩を挟む（後述）。

化石 本層からは多数の植物化石が産出する。江津市都野津の江津高等学校東で、海成粘土 M1 上面



第40図 都野津層の石英砂岩層

温泉津町三子山東側の珪砂鉄床。淘汰が良く、ほとんど石英の円磨された粒子からなる。砂丘堆積物といわれてきたが、波状ないし低角板状斜交層理の発達した層をなし、部分的に塑性変形し、ところどころに砂管も認められることから、前浜から沖合にかけての堆積物と考えられる。ハンマーの長さは約30cm。レンズキャップの直径は約6cm。

から約3m上の層準から*Stegodon cf. elephantoides*が産出する（山陰第四紀研究グループ，1969）。また，既に述べたように海成貝化石が産出するほか，江津市浅利付近から，イシガイ，イケチョウガイ，ヌマガイなどの淡水貝化石が産出する（糸魚川，1970）。従来の報告（Miki, 1950, 1952, 1956a, b, 1957, 1958, 1960, 1961；Onishi, 1969）と自らの資料をまとめた都野津団研グループ（1983）によれば，海成粘土M2以下の層準では，オオバラモミ，クロマツ，メタセコイア，フウ，ナンキンハゼ，コハクウンボク，セツリミアサガラなどが産出する。海成粘土M3層準の前後では産出が少なく，M4付近では，スギ，オオバラモミ，メタセコイア，ハンノキ，ブナ，オオバタグルミなどが，また，いわゆる水上層からはイヌカラマツ，オオバタグルミ，クリプトビシなどが産出する。これらのことから，M3付近に鮮新世と更新世との境界があるとされている（Onishi, 1969；都野津団研グループ，1983）が，既に述べたように，放射年代からは支持されない。

VI. 1. 2 ^{しま ぼし}島の星層 (Tsm)

地層名 水野ほか（1994）による。上部礫層（宇野，1978）の一部及び最上部礫層（調枝，1970；島根県工業センター，1982；都野津団研グループ，1983；宇野，1994）に相当する。

模式地 ^{こうつ}江津市島の星町付近及び室神山西麓海岸から東南東の「少年自然の家」に至る道路沿い（水野ほか，1994）。

分布及び層厚 江津市島星山中腹からその北西斜面，江の川を挟んで対岸の室神山南西の丘陵，江津市松川町上津井西側の平坦な山稜など，標高70m以上の平坦面をなして分布する。

層序関係 都野津層を不整合に覆い（水野ほか，1994），江津市嘉久志町から島の星町に至る道路沿いで大江高山火山起源の矢滝火山灰流堆積物に対応すると考えられる火山灰流堆積物を挟む（後述）。

矢滝火山灰流堆積物は，大江高山南西麓で，都野津層とこれに指交する川上火山岩塊火山灰流堆積物に斜交して，これらを広く覆うことから，島の星層の基底にほぼ一致していると考えられることができる。

岩相 本層は，礫岩砂岩を主体とする（第41図）。厚さ5m前後の礫層に始まり，波状 - 斜交層理が発達し，上方細粒化する厚さ2m以下の粗 - 中粒砂層を経て，厚さ数10cm下の砂質泥層に終わる河川堆積物の重なりからなる岩相が卓越する（第33図）。斜交層理が示す流向の多くは北 - 北北東である（水野・武智，1993；第31図）。礫の円磨度が高く，その一方で，海成層を挟まないことから，本層は，海岸から少し離れた網状河川域に堆積したと考えられている（水野ほか，1994）。

江津市嘉久志町から島の星町に至る道路沿いでは，本層最下部の砂礫層の上に，厚さ2mの火山灰流堆積物が重なり，さらにその上に，火山灰流堆積物を削剝してリップル斜交層理が発達した中粒砂層が重なっている（第33図）。この火山灰流堆積物は軽石細粒火山礫に富む層とこれに乏しい層とがなす波状 - 低角斜交層理が明瞭で，粒度組成の急激な変化で分けられる二つもしくは三つの副次的な流動堆積単位からなる。構造物や年代の検討が済んでいないので，確かなことはいえないが，古地磁気層序などによる間接的な対比では，大江高山起源の矢滝火山灰流堆積物の遠方相である可能性が高い。

VI. 1. 3 ^{むらがみやま}室神山層 (Tsu)

地層名 水野ほか（1994）による。



第41図 島の星層基底の岩相

江津市長田の碎石場。江津火山岩類の珪長質溶結凝灰岩（左下隅）を平行・斜交層理を示す砂岩が不整合に覆い、それをチャンネル状に削って礫岩が重なる。

模式地 江津市室神山。

分布及び層厚 室神山北西斜面に分布する。層厚は20m以下。

層序関係 江津火山岩類及び島の星層を不整合に覆う。都野津層や島の星層と異なり、大江高山火山噴出物を挟まない。

岩相 室神山中腹で江津火山岩類と接するところでは、江津火山岩類の中・大礫の大きさの角礫と細・中粒砂とがさまざまな程度に混合した堆積物からなる。そこから離れた浅利第二トンネルの上では、島の星層の細・中礫層を削り込む幅15m、深さ2.5m以上の幅広いチャンネルを本層の中粒砂層が平行・低角斜交層理をなして埋めている（第33図）。チャンネルの表層から数10cmの深さまで風化土壌が認められ、上位層との間に時間間隙があったことがわかる（水野ほか，1994）。その上位に当たる旧国道沿



第42図 室神山層の砂層

江津市浅利から愛真高等学校へ向かう道路沿い、細粒 - 中粒で淘汰が良く、波状リップル斜交層理が発達している。ところどころ砂管が認められることがある。

いでは、厚さ1 - 5mの細粒砂層と厚さ1 - 1.5mの平行層理の発達した細粒砂粘土互層とが何層か交互に重なり合っており（第33図）、旧国道から愛新高等学校に至る道路沿いには、これより上位の層準に、波状リップル斜交層理の発達した淘汰の良い細 - 中粒石英砂層が露出する（第42図）。したがって、本層は、海浜から沖合の泥帯にかけて堆積した一連の海進 - 海退相と考えることができよう。

VI. 2 大江高山火山噴出物 (K1, K2, P1, P2, P3, P4, P5, S, O)

(宝田晋治・鹿野和彦)

大江高山火山噴出物は、下位から順に、^{こうじだに}柑子谷火山噴出物、^{かんりがわ}冠川溶岩、^{おおえ}大家火山灰流堆積物、^{かきだ}柿田火山灰流堆積物、^{かわかみ}川上火山岩塊火山灰流堆積物、^{やたき}矢滝火山灰流堆積物、^{みくす}三久須火山岩塊火山灰流堆積物、^{せんやま}仙山火山噴出物、大江高山溶岩に区分される。いずれも、黒雲母、角閃石、斜長石斑晶で特徴付けられるデイサイトからなる。地質概説での議論に基づけば（第2表）、柑子谷火山噴出物、冠川溶岩、大家火山灰流堆積物、柿田火山灰流堆積物及び川上火山岩塊火山灰流堆積物は都野津層と指交関係にあり、およそ350万年前から200万年前の間に噴出した鮮新世の堆積物である。また、矢滝火山灰流堆積物、三久須火山岩塊火山灰流堆積物、仙山火山噴出物及び大江高山溶岩は、島の星層と指交し、およそ200万年前から170万年前の間に噴出した堆積物と考えられる。柑子谷火山噴出物の噴出源は柑子谷

に、仙山火山噴出物の噴出源は仙山にあったと考えられる。ほかの火砕流堆積物は大江高山周辺で最も厚く（宇野，1979；本報告），数少ないながら測定し得た火砕流の古流向は大江高山に給源があったことを示唆する（第32図）。

VI. 2. 1 柑子谷^{こうじだに}火山噴出物（K1）

地層名 都野津団研グループ（1983）の柑子谷凝灰角礫岩（F1）に相当するが，構成岩石が凝灰角礫岩のみからなるとはいえないので，これを改称した。

模式地 仁摩町柑子谷。

分布及び層厚 仁摩町柑子谷及び温泉津町^{にしだ}西田に分布する。西田周辺の最も厚いところで80m前後。

層序関係 久利層を貫いて不整合に覆い，冠川溶岩に覆われる。

岩相 暗灰色 - 赤紫色を示す角閃石含有石英黒雲母デイサイト火山岩塊 - 火山礫とそれらの細片とからなる。火山岩塊 - 火山礫は直径50cm以下。その多くは3 - 5cmで，角がやや円磨されている。基質は，径数mm以下のデイサイト岩片，2mm以下の石英や2mm以下の黒雲母，1mm以下の角閃石などからなり，堅くしまつて暗灰色 - 赤紫色を呈する。

柑子谷では，周囲の久利層流紋岩火砕岩と明瞭な境界で接し，露出する範囲では内側に60°以上傾いた漏斗状の岩体をなす（第43図）。淘汰不良で，フローユニット（流動堆積単位）や級化構造は見られない。しかも，本堆積物と接する久利層流紋岩火砕岩は，境界から1mの範囲内でさまざまな程度に破碎されているように見える。このような産状から，柑子谷の本堆積物はそれ自身が噴出した火道を埋め

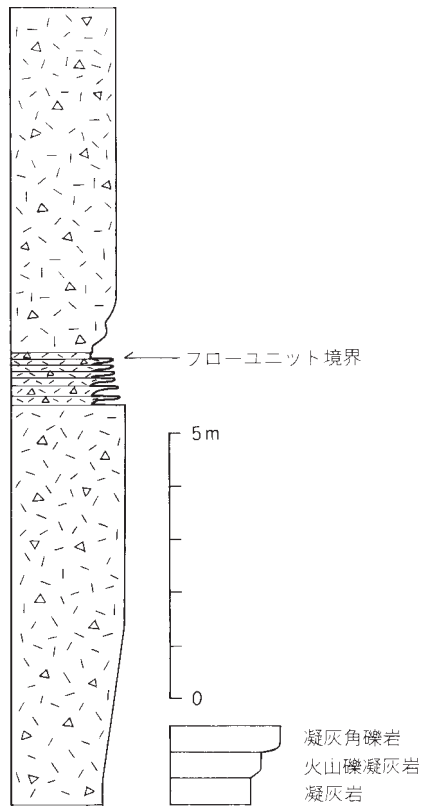


第43図 仁摩町柑子谷の柑子谷川本流から分岐する沢沿いに見られる柑子谷火山噴出物と母岩との境界境界に沿って母岩が浸食されたために，堅くしまつた柑子谷火山噴出物が右手に壁をなして露出している。歩道はその縁をなぞって作られている。

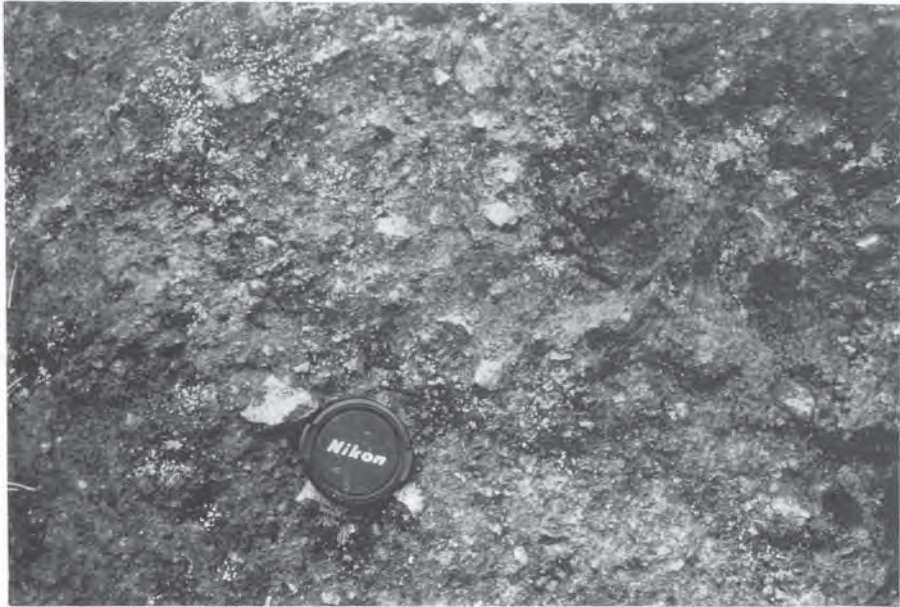
ていると解釈できる。

一方、温泉津町西田では、厚さ7mを超える淘汰不良で逆級化した火山礫凝灰岩 - 凝灰角礫岩の上に厚さ20 - 30cm以下の同様の岩石が上方薄化しながら幾重にも重なり、その最上部を淘汰の良い凝灰岩が占めるフローユニットがいくつか認められる（第44図、第45図）。西田において、磁化方位計で三つの角礫の熱残留磁化方位を測定したところ、すべて正帯磁であった。このようなことから、西田周辺に分布する本堆積物は、火山岩塊火山灰流堆積物といえる。構成するデイサイト岩片や、粒度構成は柑子谷の堆積物に似ており、その噴出源は、柑子谷である可能性が高い。

大田市大代町から10km西方、温泉津町西端に位置する吉浦牧場付近には厚さ1mの凝灰岩が認められる（第35図Y211, Y212）。無層理で、正級化しており、石英や発泡不良のデイサイト岩片（軽石？）の細粒火山礫がその中に点在する。その上部には砂管が認められる。この凝灰岩層の直下には、海成と考えられる暗灰色で生物擾乱が著しい粘土岩から細粒砂岩と粘土岩との互層もしくは低角斜交層理を示す粗粒砂岩に移化する岩相があり、宇野（1994）はこれを海成粘土M2に対比している。この対比に基づけば、凝灰岩層は大家火山灰流堆積物よりも古く、おそらく柑子谷火山噴出物に対比できるものと思われる。



第44図 温泉津町西田に分布する柑子谷火山噴出物の火山岩塊火山灰流堆積物柱状図



第45図 温泉津町西田に分布する柑子谷火山噴出物の火山岩塊火山灰流堆積物の岩相
さまざまな大きさのデイサイト岩片からなり，淘汰不良で無層理．レンズキャップの直径は約6cm.

VI. 2. 2 ^{かんむりがわ}冠川溶岩 (K2)

地層名 都野津団研グループ (1983) の仙山溶岩の一部に相当するが，仙山には分布していないので，模式地を冠川に移し，改称した．

模式地 仁摩町冠川上流．

分布及び層厚 冠川，柑子谷上流，机原，降路坂西側，三久須に分布する．厚さは冠川や柑子谷付近で100m以下，机原や降路坂西側，三久須で60m以下．

層序関係 柑子谷火山噴出物を覆い，都野津層最上部の石英砂層，仙山火山噴出物，矢滝火山灰流堆積物，大江高山溶岩に覆われる．冠川沿いで最も厚く，120m．

岩相 角閃石石英含有黒雲母デイサイト．露頭ではおおむね塊状で柱状もしくは板状節理が発達し，部分的に角礫化していることがある．径8mm以下の黒雲母，少量の4mm以下の角閃石，少量の6mm以下の石英，10mm以下の斜長石を含む．鏡下では，斜長石や黒雲母に再溶融の痕跡がしばしば見られる．融食型の外形を示す黒雲母や斜長石，石英を多く含む．斜長石は集斑晶をなすことがあり，多くの破碎割れ目が見られる．また，0.2mm以下の斜長石などの微斑晶を多量に含み，流理構造を示す場合がある．三ヶ所で溶岩の帯磁方向を磁化方位計で測定したところ，すべて正帯磁であった．

放射年代 井上ほか (1983) が，大田市三久須で採取した本溶岩のジルコンについて， 1.14 ± 0.13 Maと 0.86 ± 0.12 Maのフィッシュトラック年代を報告している．

VI. 2. 3 ^{おこな} 大家火山灰流堆積物 (P1)

地層名 都野津団研グループ (1972) と福間 (1972) のF1とF2を合わせたもので、都野津団研グループ (1983) の大家軽石凝灰岩 (F2) に相当する。構成物と定置様式を考慮して改称。宇野 (1979) は、大代町から祖式町にかけて分布する大家火山灰流堆積物と柿田火山灰流堆積物を三つの軽石流堆積物 (F-1, F-2, F-3) と四つの降下火山灰層 (1/0, 2/1, 3/2, 4/3) とに区分している。降下火山灰層とされたものは、いずれも火砕サージ堆積物で、これらをもって一連の火山灰流堆積物を区分することは難しいので、本報告では宇野 (1979) の区分は採用しない。

模式地 大江高山南西, 大田市大代町大家。

分布及び層厚 大田市大家から西は温泉津町太田からさらに西方の同町吉浦牧場周辺にかけて、東は邑智町小松地にかけて東北東 - 西南西方向に延びて分布する。層厚は大代町から祖式町にかけて最も厚く、15 - 20m。

層序関係 都野津層の砂礫層に重なり、海成粘土M4及び柿田火山灰流堆積物に覆われる。正帯磁している (福間, 1972)。

岩相 大家火山灰流堆積物は、主に火山ガラス片、直径1 - 3mm以下の黒雲母と角閃石、3mm以下の石英と斜長石などの結晶片、発泡度の低い直径8cm以下の軽石火山礫のほか、6cm以下のデイサイト片、シルト片など少量の異質岩片からなり、粒径分布や内部構造の違いに基づいていくつかのフローユニット (流動堆積単位) に区分できる。基質はやや赤く酸化している場合があり、大田市大代町本郷入り口や祖式町上町付近では下半部が弱溶結している。

本堆積物が最も厚い祖式町向川南方では、層厚約15mの堆積物の中に少なくとも四つのフローユニットが識別できる (第36図Y451)。そのうち、最下部のユニットは、粒径や堆積構造の違いによって、下部、上部、最上部の三つに区分できる。下部は、厚さ0.1 - 1m。ところどころに細粒軽石火山礫の濃集層を挟みながら粗粒 - 細粒凝灰岩の正級化薄層が平行 - 波状層理をなして重なり合う。中部は、厚さ0.1 - 0.6m。不明瞭な平行 - 波状層理を示す細粒凝灰岩からなる。最上部は、厚さ5 - 6cm。火山豆石が濃集した細粒凝灰岩からなる。この最下部のユニットは、従来、降下火山灰層と解釈されていた (都野津団研グループ, 1972; 福間, 1972; 宇野, 1979) が、級化成層し、層厚も側方に変化し一定しない上、薄く、最大径2 - 3cmのシルト岩片や円礫を取り込んでいることから、いわゆる火砕サージ (粒子濃度の小さな火砕流) から堆積したと考えられる。

直上のユニットは、淘汰が悪い凝灰岩 - 軽石火山礫凝灰岩からなる。基底の0.1 - 0.3mは、細粒火山灰と軽石火山礫が少ない粗粒凝灰岩で、ところによって火山豆石を含む。これから漸移する上位の軽石火山礫凝灰岩は厚さ3m前後。上方に向かうにつれて軽石火山礫に富むようになり、最上部の20cmは軽石火山礫が濃集している。その上には厚さ1mの軽石火山礫凝灰岩ユニット、厚さ0.5mの凝灰岩とこれに重なる厚さ0.1mの軽石火山礫岩とからなるユニット、厚さ2.5mの軽石火山礫凝灰岩ユニットが順に重なる。さらに上位には、基底から4mまで、ところどころに石質岩片を伴う軽石火山礫凝灰岩からなり、そこから上面までの2mが軽石に富む軽石火山礫凝灰岩からなるユニットがあり、厚さ2mの石質火山礫凝灰岩ユニットがこれに重なる。それぞれのユニットの基底には1cm以下の細粒火山灰の少ない粗粒凝灰岩が、また、最上部には同程度の厚さの細粒凝灰岩が認められることがある

が、ユニット境界は必ずしも明瞭ではない。

最上部には、厚さ5 - 25cmの粗粒凝灰岩層が見られることがある。ところどころに波状 - 低角斜交層理が認められ、層厚は側方に変化する。しかも、細粒火山灰が少なく3cm下の軽石火山礫を含むことから、火砕サージ堆積物であると考えられる。

最下部と最上部のフローユニット以外は、火山灰流堆積物に特徴的な粒度構成と堆積構造を備えている。しかし、それぞれのフローユニット境界は必ずしも明瞭ではなく、ほとんど時間を置かず次々と堆積したことがうかがえる。したがって、全体として見た場合、最下部は、本体の先駆けとなったグラウンドサージから、最上部は火山灰雲サージから堆積したと考えられる。その間のフローユニットにグラウンドサージや火山灰雲サージに対応する堆積物が認められないのは、極めて短い間に発生したいくつかの火山灰流が、先行する火山灰流の火山灰雲サージに追いついて次々と堆積したためと考えられる。

大田市大代町柿田付近では、少なくとも三つのフローユニットが識別できる(第35図Y14)。そのうち、最下部のユニットの下部は植生に覆われて判然としないが、上部1mは淘汰不良の軽石火山礫凝灰岩で、その上部0.5mには軽石火山礫が濃集し、上方に向かって厚さ5cmの凝灰岩に移化する。このユニットは上面から10cmの深さまで赤くなっており酸化されたものと思われる。その上のユニットは、厚さ14 - 15m、淘汰不良の軽石火山礫凝灰岩で、基底から1cmのところまでを平行層理の発達した粗粒 - 細粒凝灰岩が、最上部を平行 - 波状層理の発達した凝灰岩が占める。これに重なるユニットは厚さ0.4mと薄い、同様に淘汰不良の軽石火山礫凝灰岩からなり、最上部5cmは平行層理の明瞭な凝灰岩となっている。さらに上位には石質火山礫と発砲の悪い軽石岩片に富む淘汰不良の凝灰岩が重なる。このユニットは柿田火山灰流堆積物の最下部を構成するもので、火山礫サイズの花崗岩岩片を特徴的に含み、基底0.3mは平行層理が発達した粗粒凝灰岩となっている。

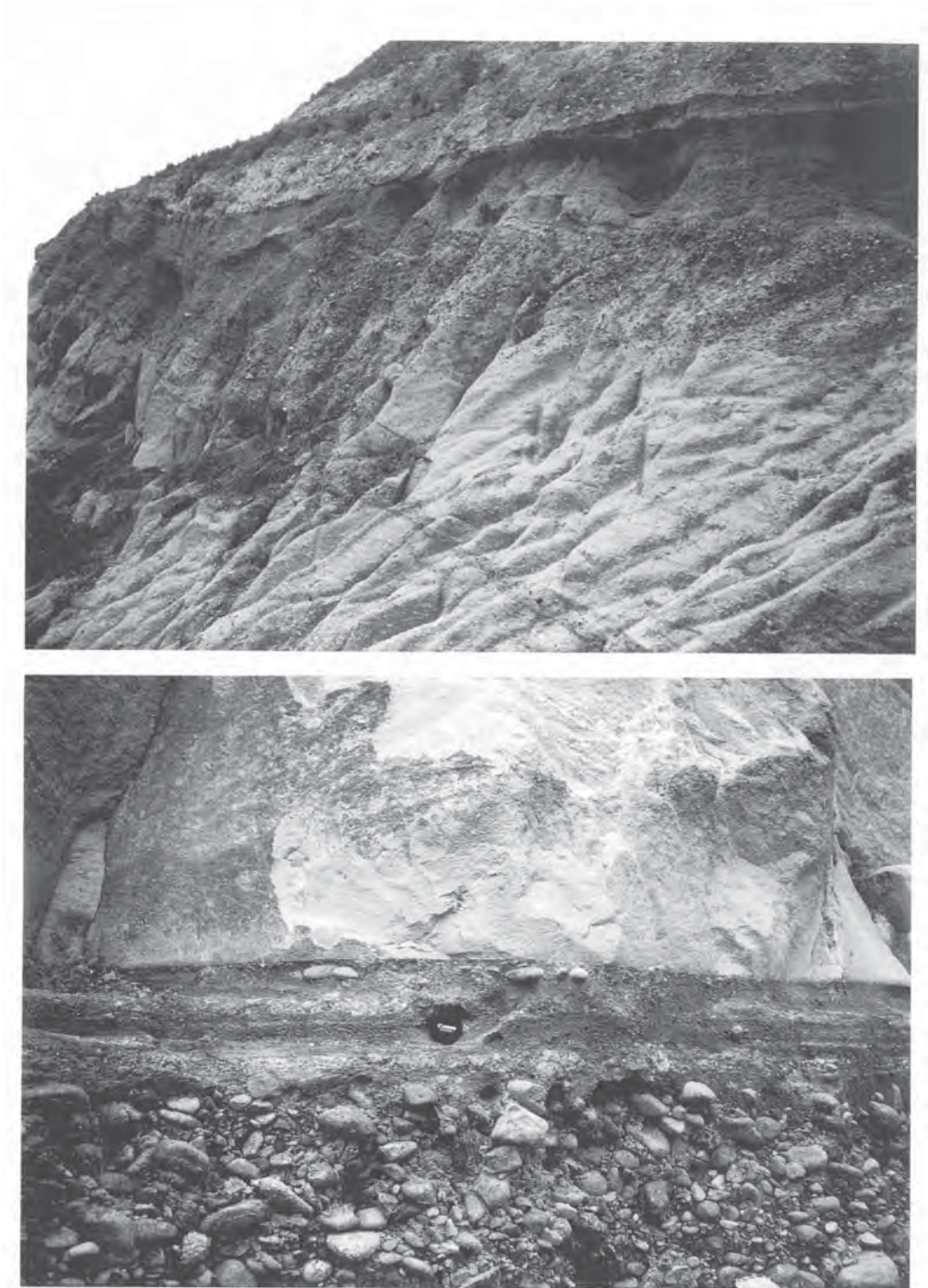
祖式町山中北東の粘土採掘跡では、厚さ30mの大家火山灰流堆積物が都野津層の砂礫岩層の一部を押し上げてその中に楔状に食い込んでいる(第46図)。最下部の25cmはグラウンドサージ堆積物で、軽石火山礫凝灰岩と波状 - 低角斜交層理が明瞭でこれに重なる凝灰岩とがなすフローユニットが二つ認められる(第47図)。直下の礫岩層の円礫を取り込むとともに局部的に塑性変形している。大家火山灰流堆積物の上面には、不明瞭な斜交層理を示す淘汰の悪い火山灰堆積物が大家火山灰流堆積物を削割して重なっている(第47図)。この堆積物は、大家火山灰流堆積物に似た構成物からなるが、大家火山灰流堆積物に比べて石質火山礫に富み、淘汰が良いことから、大家火山灰流堆積物が流走中に流路の水と混合して発生したラハールの堆積物と考えられる。

祖式町 - 大代町から離れると、大家火山灰流堆積物は急激に薄くなり、フローユニットの数も少なくなって、火砕サージ堆積物の様相を呈するようになる。祖式町の東方4km、^{からがい} 柙谷では、都野津層の砂岩と粘土岩との互層とこれに指交する礫岩層とを覆って大家火山灰流堆積物が分布するが厚さは約2mと薄い。下位から順に厚さ25 - 30cm, 25cm, 4 - 6cm, 22 - 25cm, 6 - 8cm, 1.1mのフローユニットが認められる。最下部の二つのユニットは、波状斜交層理をなし、最上部5 - 10cmに細粒軽石火山礫が濃集している。その上のユニットは凝灰岩の薄層で、これに平行 - 波状斜交層理をなし正級化した粗粒 - 細粒凝灰岩のユニットが重なる。さらに上のユニットはこれらに比べて厚い凝灰岩で、基底から30cmの範囲をかすかに低角斜交層理をなす粗粒凝灰岩層が、また、上部の40cmをかすかな平



第46図 都野津層の礫岩層に貫入した大家火砕流堆積物とそのクローズアップ

大田市祖式町向川南方800mの採土場跡。礫岩層の厚さは1 - 6mで円礫からなり、礫支持で幾重にも重なっており、広い水域に面した礫質扇状地をなしていたと考えられる。火砕流堆積物は写真の左手から契状に礫岩層に貫入し、礫岩層とともに変形している。



第47図 都野津層の礫岩層に貫入した大家火砕流堆積物の最上部と最下部

大田市祖式町向川南方800mの採土場跡。最上部（上の写真）は、火山礫が濃集し、分級していることから水と混合してラハールになったと考えられる。上端の左から右に傾斜する層理からラハールの左から右、すなわち、本体の火砕流が楔状に層に貫入した方向に流れたことがわかる。最下部（下の写真）の基底から30cmの範囲は軽石の細粒火山礫岩と凝灰岩の互層とが波状ないし低角斜交層理をなして重なり合うグランドサージ堆積物と考えられるが、ところどころ直下の礫を取り込んでいることから、水と混合した高密度流堆積物である可能性も否定できない。その上の本体は塊状ないし、かすかに成層した凝灰岩ないし軽石火山礫凝灰岩。ハンマーの長さは30cm。レンズキャップの直径は約6cm。

行層理をなす凝灰岩が占める。この上には、これに似た厚さ1.5mの凝灰岩 - 火山礫凝灰岩があるが、これは下位の凝灰岩層に比べて細粒石質火山礫に富み、明瞭な正級化を示すことから、祖式町山中北東の粘土採掘跡で認められたラハール堆積物に対応する堆積物と考えられる。

梶谷の北東、水上町福原の粘土採取場跡では、厚さ3mを超える粘土岩をチャンネル状に埋め、基底が塑性変形した大家火山灰流堆積物の薄層が認められる。基底から2cmまでは凝灰岩で、その上20cmは、径1 - 5mmの火山豆石を含有し平行 - 波状層理が明瞭な粗粒凝灰岩からなり、その上に、厚さ18cm、低角斜交層理を示す凝灰岩、厚さ10cm、平行層理が明瞭な凝灰岩が続く。さらに、この上には、厚さ20cmの塊状凝灰岩、10cmと30cm級化した粗粒 - 細粒凝灰岩が二層認められる。上部の凝灰岩は松葉を大量に含んでおり、再堆積した可能性が高い。

堆積環境 大代町や祖式町の周辺の大家火山灰流堆積物は厚さ数mの円礫岩層や円礫岩層から上方に向かって細粒化する砂岩層や粘土岩層の上に定置している。直下のこれらの堆積物には海成の証拠が認められないが、その西方ではこれらの堆積物と海成粘土岩とが指交する。また、大家火山灰流堆積物の上部は一部ラハール堆積物に移化している。西方の温泉津町吉浦牧場付近では海もしくは汽水の堆積物の上に定置し、その上部が生物擾乱を受けている。このようなことから、大家火山灰流堆積物は、海に面した扇状地三角州もしくは潟湖などの極めて浅い水域に堆積したことが考えられる。

VI. 2. 4 ^{かきだ} 柿田火山灰流堆積物 (P2)

地層名 都野津団研グループ (1972) と福間 (1972) のF3、都野津団研グループ (1983) の柿田軽石凝灰岩 (F3) に相当する。構成物と定置様式を考慮して改称。宇野 (1979) は、大代町から祖式町にかけて分布する大家火山灰流堆積物と柿田火山灰流堆積物を三つの軽石流堆積物 (F - 1, F - 2, F - 3) と四つの降下火山灰層 (1/0, 2/1, 3/2, 4/3) とに区分している。降下火山灰層とされたものは、いずれも火砕サーージ堆積物で、これらをもって一連の火山灰流堆積物を区分することは難しいので、本報告では宇野 (1979) の区分は採用しない。

模式地 大江高山南西麓、大田市大代町柿田。

分布及び層厚 大江高山南西麓、大田市大代町を中心に東北東 - 西南西方向に延びて分布する。層厚は大江高山南麓大代町川上付近で最も厚く30mを超える。東北東及び西南西に向かって薄くなる。東北東では急激に薄くなり、大江高山北東麓では認められなくなる。一方、西南西に向かつては、温泉津町殿村付近で6m程度まで薄くなる。

層序関係 大家火山灰流堆積物及び都野津層海成粘土M4とその上位にある石英砂層 (AS I : 宇野, 1979) を覆い、都野津層の暗青灰色粘土層 (DC : 宇野, 1979 ; PM : 都野津団研グループ, 1983) と名付けられている泥岩 - シルト岩層、及びその上位に位置する都野津層の石英砂層 (AS II : 宇野, 1979) に覆われる。正帯磁している (福間, 1972) 。

岩相 大家火山灰流堆積物と同様、主に火山ガラス片、直径4 - 6mm以下の黒雲母と3mm以下角閃石、石英、斜長石などの結晶片、発泡度のやや低い直径4 - 8cm以下の軽石火山礫のほか、5cm以下のデイサイト、花崗岩質岩、チャート、変質した安山岩、流紋岩、頁岩などの多様な異質岩片からなる。軽石火山礫は2 - 3cm大のものが多く、白色を呈するもののほか灰色と白色との縞をなすものも



第48図 柿田火山灰流堆積物の岩相

大田市大代町柿田。淘汰不良無層理の細粒軽石火山礫含有凝灰岩（火山灰流本体）に級化成層した淘汰の良い凝灰岩（火山灰雲サージ堆積物）が重なる。灰・黒色の斑状の部分はデイサイトなどの岩片。ねじりがまの良さは約30cm。

ある。いずれも径1mm以下の微細な孔隙が多く、つぶれてレンズ状になっていることがある。大家火山灰流堆積物に比べて異質礫の種類、量が多く、基質もやや粗い。基質はやや赤く酸化している場合がある。ところによっては、弱溶結して柱状節理（幅2m前後）が認められる場合がある。粒径分布や内部構造の違いに基づいていくつかのフローユニット（流動堆積単位）に区分できる（第48図）。

柿田付近では、大家火山灰流堆積物最上部の淘汰不良の軽石火山礫凝灰岩の上に柿田火山灰流堆積物最下部の、石質岩片と発砲の悪い軽石片に富む淘汰不良の凝灰岩が重なる（第35図Y14）。この最下部のユニットの基底0.3mは平行層理が発達した粗粒凝灰岩となっている。ここでは、本堆積物の最上部は観察できないが、棒で見る限り、上部3mは平行・低角斜交層理の明瞭な凝灰岩（火山灰雲火砕サージ堆積物）で、そのうち、最上部30cmは赤褐色土壌になっている。

柿田より1km南西の温泉津町横道から南へと続く農道沿いの粘土採取場周辺では厚さ12mを超え

る泥岩 - シルト岩層（暗青灰色粘土層DC：宇野，1979，1994；暗青灰色粘土層：PM都野津団研グループ，1983）に挟まれて柿田火山灰流堆積物が分布する（第35図Y141）。層厚4 - 6m。低角斜交層理が明瞭な凝灰岩で，上部1 - 2mを平行層理が発達した細粒凝灰岩が占める。斜交層理は北から南への流れを示唆する。泥岩 - シルト岩層は，4 - 50cmの平行層理の発達した凝灰質泥岩 - シルト岩の間に厚さ2 - 25cmの正級化し，ときに平行 - 波状層理の発達した凝灰質細粒砂岩を挟むほか，柿田火山灰流堆積物上面から1.2mのところと，9mのところ厚さ30cmもしくはそれ以下の川上火山岩塊火山灰流堆積物の遠方相または再堆積物と考えられる凝灰岩層を挟む（後述）。

柿田より3km南西の温泉津町殿村では，最下部は観察できないが，層厚40cmを超える凝灰岩層の上に，細粒火山灰が少ない厚さ6cmの細粒軽石火山礫含有凝灰岩があり，これから漸移して淘汰不良の凝灰岩が5mほど上へと続く（第35図Y382）。柿田火山灰流堆積物最上部のこのユニットはチャンネル状に削剝されており，そこを厚さ1 - 1.5mの細粒軽石火山礫含有凝灰質泥岩 - シルト岩が埋めている。直下の凝灰岩層は，厚さ3 - 10cmの凝灰岩と5 - 10cmの粗粒凝灰岩との互層で，径数mm以下で楕円 - アメーバ状の微細な孔隙が多数認められる。火山ガラス片はシルトサイズ以下の平板または多面体型のものが多く，発泡壁型のものはほとんど見当たらない上，点在する軽石は繊維状の構造に直交または斜交する平曲面で切断されている。また，凝灰岩層は上位の凝灰岩に比べて硬い。したがって，この凝灰岩層は，マグマ水蒸気爆発起源の火砕サージ堆積物と考えられる。微細な孔隙は堆積したときに水蒸気が粒子間に閉じ込められていたものが抜けた跡で，全体に硬いのは，ガラスの表面が熱い水蒸気に触れて水和して生じた表面の電荷が引き合っているためと推測される。

堆積環境 柿田やその北方の鷲峰寺付近では，柿田火山灰流堆積物の直下に石英砂層が分布する。この砂層は，砂丘堆積物とされている（都野津団研グループ，1972，1983など）が，平行 - 低角斜交層理や層内褶曲が認められることから，砂丘をも含めた海岸砂州堆積物ないし前江堆積物と考えられる。南方の横道や南西方の殿村で柿田火山灰流堆積物が挟在する泥岩 - シルト岩層は，海成の証拠はないことから，砂州の背後にある淡水もしくは汽水潟湖の堆積物と考えられる。ただし，柿田火山灰流堆積物全体が水底に定置した証拠はないので，水深は1m以下と極めて浅かった可能性が高い。

VI. 2. 5 ^{かわかみ}川上火山岩塊火山灰流堆積物 (P3)

地層名 都野津団研グループ（1972）と福間（1972），宇野（1979）のF4，都野津団研グループ（1983）の川上凝灰角礫岩（F4）に相当する。

模式地 大江高山西麓，大田市大代町川上。

分布及び層厚 大江高山を中心に東北東 - 西南西方向に延びて分布する。層厚は大江高山南麓大田市川上付近で最も厚く20mを超える。鷲峰寺付近で15 - 20m。東北東及び西南西に向かって薄くなる。東北東では祖式町下町と矢滝の間を流れる河川のすぐ北東側で急激に薄くなって消える。一方西南西に向かっては，温泉津町殿村付近まで追跡できるが，殿村から先には分布しない。

層序関係 都野津層海成粘土M4，柿田火山灰流堆積物とその直上に位置する都野津層の石英砂層（ASⅡ：宇野，1979）を覆い，矢滝火山灰流堆積物及びその直下に位置する石英砂層（ASⅢ：宇野，1979）に覆われる。逆帯磁している（福間，1972）。

岩相 黒雲母角閃石デイサイト石質火山岩塊 - 火山礫とそれらの細片からなる。火山岩塊 - 火山礫は径50cm以下。角礫 - 亜角礫状で、暗灰色 - 赤紫色を呈し、冷却節理で囲まれているものが多い。斑晶として、径4mm以下の黒雲母と角閃石、10mm以下の斜長石などを含む。角閃石は針状のものが多い。岩片の気泡の中を硫黄の昇華物が埋めている。チャート、変質岩片などの異質岩片をわずかに含むことがある。基質は、黄色がかった色を示し、径6mm大の黒雲母、数mm大の斜長石斑晶、5mm以下のデイサイト片を含む。かなり粗粒で、シルト以下の小さな粒子はあまり入っていない。磁化方位計で三つの角礫の熱残留磁化方位を測定したところ、すべて逆帯磁であった。この結果は、福岡(1972)の測定結果を支持する。

本堆積物はいくつかのフローユニット(流動堆積単位)に分けることができる。温泉津町三子山東側の珪砂採掘場では五つないし六つ以上のフローユニットが(第49図)、また、温泉津町上中萩の採砂場では、表面から0.3mの深さまで赤色化した石英砂層(ASⅡ)の上に厚さ14mを超える本堆積物が広く露出しており、四つのユニットが認められる(第35図Y383)。三子山東側の珪砂採掘場では、本堆積物が直接珪砂を削ちして覆い、荷重痕を与えている(第49図)。火山岩塊火山灰流堆積物のそれぞれのフローユニット境界は岩塊の少ない最上部の層をチャンネル状に削剝して淘汰不良の凝灰角礫岩 - 火山礫岩が覆うことから明瞭に識別できる(第49図)。構成岩塊にはジグソー割れ目や表面の冷却割れ目が認められることがある(第50図)。上中萩の採砂場で観察できる最下部のユニットは厚さ50 - 60cmの淘汰の良い凝灰岩で、その上に厚さ3m、デューン斜交層理の明瞭な火山礫凝灰岩が重なる。その最上部0.3mは赤褐色を呈する細粒凝灰岩となっている。さらにその上に、荷重痕の明瞭な基底面を持って厚さ1 - 3m、平行 - 波状層理の発達した凝灰岩が重なる。これらは極めて発泡の悪い多面体型デイサイト岩片で構成されている。さらに上のユニットは、厚さ5m、基底に明瞭な荷重痕が認められる。その下部3m淘汰不良無層理の火山礫凝灰岩 - 凝灰角礫岩、上部の2mは平行 - 波状層理の発達した凝灰岩からなる。下から三番目の、このユニットの上面は深さ1m、幅数mの幅広いチャンネル状に削剝され、これを下から四番目のユニットが埋めて重なる。露頭の最上位を占めるこのユニットのうち、下部は厚さ6m淘汰不良無層理の火山礫凝灰岩 - 凝灰角礫岩からなり、その上部0.2 - 0.4mを平行 - 低角斜交層理の明瞭な凝灰岩が占める。この上には厚さ0.5 - 1mで淘汰不良無層理の火山礫凝灰岩と、これから上方に漸移して級化成層する厚さ0.3 - 1mの凝灰岩とからなるユニットが繰り返し五つ重なる。これらは、側方に厚さや粒度構成が変化することから、一つの流れの中で形成された可能性が高い。

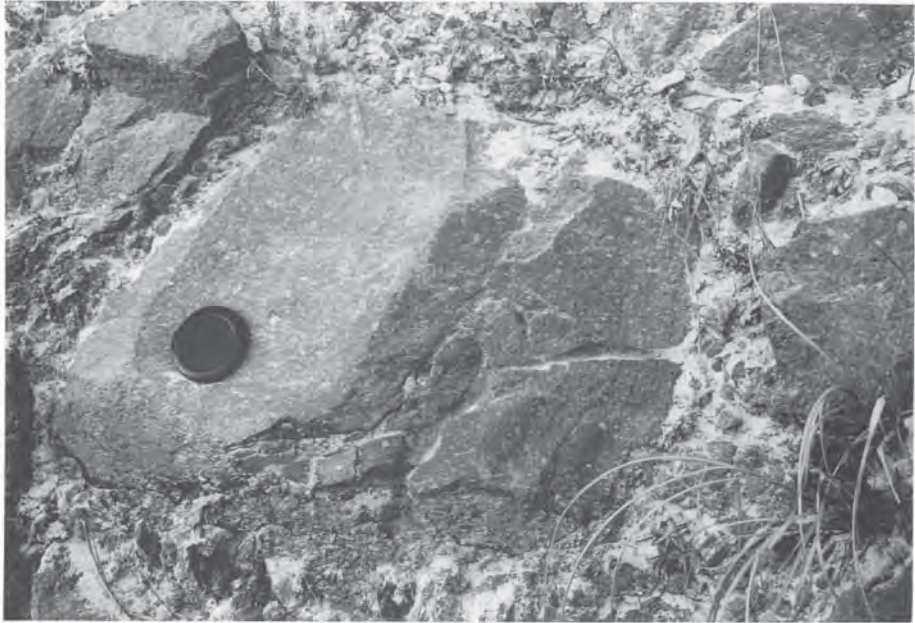
三番目と四番目のユニットは主に発泡していないデイサイトの岩片からなり、重力流堆積物に特徴的な堆積構造を示すことから、火山岩塊火山灰流堆積物と考えられる。一方、下から二番目のユニットは、より細粒で、成層構造が明瞭なことから、火砕サージ堆積物と考えることができる。多面体型で細粒の火砕粒子にわずかながら発泡の悪い細粒軽石火山礫を伴っており、マグマ水蒸気爆発によって火砕サージが発生したことを意味する。また、最下部のユニットは淘汰が良く無層理であることから降下火山灰堆積物といえる。川上火山岩塊火山灰流堆積物本体の火山岩塊火山灰流が発生する前に、マグマ水蒸気爆発が発生していることは、今後、火山岩塊火山灰流の発生機構を解く手がかりとなる。

祖寺町矢滝では本堆積物を削剝して直上にラハール堆積物が認められる。その構成物は本堆積物由来する。大田市萩村の菰日周辺には、本堆積物類似のデイサイト岩片を混じえる砂岩層が分布する(第



第49図 都野津層の珪砂（石英砂層）と川上火山岩塊火山灰流堆積物

温泉津町三子山西側の珪砂鉱床。珪砂は削剥され不規則に変形して川上火山岩塊火山灰流堆積物に注入している。川上火山岩塊火山灰流堆積物はデイサイトの岩片で構成されており、淘汰不良、逆ないし正級化し、下位を削剥して重なる厚さ5 - 15mのいくつかのフローユニットからなる。ハンマーの長さは約30cm。



第50図 川上火山岩塊火山灰流堆積物を構成するデイサイト岩塊

温泉津町三子山西側の珪砂鉱床。ジグソー割れ目が明瞭で、表面には収縮割れ目が認められることから、高温の岩塊が衝突しながら流れてきたと考えられる。レンズキャップの直径は約6cm。

35図Y23) .

柿田より1km南西の温泉津町横道から南へと続く農道沿いの粘土採取場周辺から西方の殿村にかけては、淡水成泥岩 - シルト岩（暗青灰色粘土層DC：宇野，1979，1994；暗青灰色粘土層，PM：都野津団研グループ，1983）の間に厚さ30cmもしくはそれ以下の粗粒凝灰岩薄層が挟在する（第35図Y141）。柿田より3km南西の温泉津町殿村でも、柿田火山灰流堆積物の上に厚さ4.8mの明灰色泥岩 - シルト岩を挟んで矢滝火山灰流堆積物が認められる（第35図Y381，Y382）。両者の間の泥岩 - シルト岩には、柿田火山灰流堆積物の上面から0.3m，1m，2.5m，5.5mのところそれぞれ厚さ1 - 15cmの凝灰岩層が挟在する。これらの凝灰岩層は、先に述べた横道付近の「暗青灰色粘土層」に挟在する凝灰岩薄層に対応するもので、黒雲母，角閃石，石英を含有する粗粒凝灰岩と細粒凝灰岩とが級化成層しているほか、細粒火山灰が少なく、構成火山灰粒子の多くが多面体型ガラスであることから、浅い水底に位置した火砕サージ堆積物または火山砕屑タービダイトと考えられる。また、構成粒子と層位から見て、柿田火山灰流堆積物と矢滝火山灰流堆積物との間に噴出した川上火山岩塊火山灰流堆積物の遠方相または再堆積物と考えられる。下から二番目の凝灰岩層には、基底部に北から南に衝上する低角の逆断層と、これに伴う層内褶曲が認められる。この断層の運動方向は、横道の南方で認められた柿田火山灰流堆積物の流動方向と同じである。

堆積環境 赤色化した石英砂層などの上に堆積し、その遠方相と見られる凝灰岩薄層が淡水成泥岩 - シルト岩の間に堆積していることから、淡水潟湖の汀線からその背後の陸域にかけて堆積したと考えられる。

VI. 2. 6 ^{やたき} 矢滝火山灰流堆積物 (P4)

地層名 都野津団研グループ (1972) と福間 (1972)，宇野 (1979) のF5，都野津団研グループ (1983) の矢滝軽石凝灰岩 (F5) に相当する。

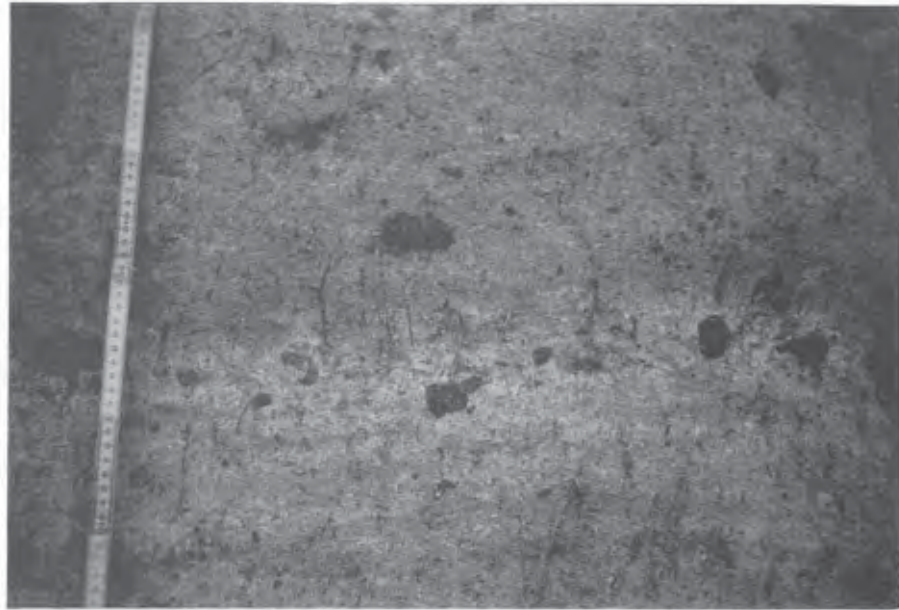
模式地 大江高山北麓，大田市祖式町矢滝。

分布及び層厚 大江高山西麓，大田市大代町川上付近を中心に東北東 - 西南西方向に延びて分布する。層厚は矢滝から川上にかけて最も厚く10m前後。東北東及び西南西に向かって薄くなる。東北東では大田市三久須まで、西南西に向かっては温泉津町殿村付近まで追跡できる。殿村から先、4km西方の江津市島の星町付近にも本堆積物に相当すると考えられる火山灰流堆積物が分布する。

層序関係 海成粘土M4より上位の都野津層粘土岩及び川上火山岩塊火山灰流堆積物を覆う。正帯磁している（福間，1972）。

岩相 火山ガラス片と、径2 - 3mm以下の石英，2mm以下の黒雲母，0.2mm以下の角閃石などからなる火山灰を主体とし、直径2 - 3cm以下の発泡度の低い軽石火山礫とデイサイト岩片，3cm以下のシルト岩，安山岩などの異質岩片を含む（第51図）。デイサイト岩片は、赤紫 - 青灰色を呈し、斑状またはガラス質である。

模式地付近の本堆積物は、全体に淘汰不良無層理の凝灰岩で、下部に異質岩片が濃集している。おそらく全体で一つのフローユニット（流動堆積単位）を構成していると考えられるが、露頭が悪いため確認できない。



第51図 矢滝火山灰流堆積物の岩相

大田市大代町横道から福川へ抜ける峠付近。淘汰不良で、かすかに層理を示し、発泡の悪い細粒軽岩火山礫（白色斑状の部分）のほかに、デイサイト岩片などさまざまな大きさの多種の岩片（黒・暗灰色破片状の部分）を含む。

温泉津町殿村では、紫がかった灰色もしくは茶褐色粘土岩を覆う本堆積物の最下部を観察することができる（第35図Y141, Y381, Y382）。そこでは、厚さ3 - 15cmの粗粒凝灰岩と、それから上方に漸移し波状 - 平行層理の明瞭な細粒凝灰岩とからなるグランドサージ堆積物が基底あり、その上に厚さ4mを超える塊状無層理の凝灰岩が重なる。グランドサージ堆積物と本体の火山灰流堆積物との境界は明瞭で、火災構造が認められることもある。グランドサージ堆積物はところによって全く欠けており、本体が直接直下の粘土岩に楔状に押し入っているところがある。

殿村から14km西方の江津市島の星町付近では、江津市街地から島の星町に向かう道路沿いの露頭に、島の星層基底の円礫層の上の厚さ1.5m前後の中粒砂層を覆って、級化成層した厚さ2m前後の凝灰岩 - 火山礫凝灰岩層が認められる。火山ガラスと細粒軽石火山礫、少量の黒雲母、角閃石、石英などで構成される二つのフローユニットからなる。下部のユニットは、軽石火山礫の多い層と少ない層とが低角斜交層理をなし、これに平行層理の明瞭な凝灰岩が重なる。上位のユニットは、平行層理を示し正級化する軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩からなる。両者のユニットの境界は不明瞭で、一つの流れから連続して堆積したと考えることもできる。軽石火山礫の孔隙が微細であることと、その層位から矢滝火山灰流堆積物に対比できる。

堆積環境 直下の岩相から、大江高山周辺では陸域に、殿村付近では、浅い淡水域に堆積したと考えられる。殿村のはるか西方、島の星町周辺では、円礫層から砂層へと上方に細粒化する堆積相の砂層に堆積している。このような上方細粒化を示す砂礫層は河川堆積物である可能性が高い。したがって、島

の星町周辺でも、大部分が陸域に堆積したと考えるのが妥当であろう。

VI. 2. 7 ^{みくす}三久須火山岩塊火山灰流堆積物 (P5)

地層名 都野津団研グループ (1972) と福間 (1972) , 宇野 (1979) のF6, 都野津団研グループ (1983) の三久須凝灰角礫岩 (F6) に相当する。宇野 (1979) のF6の一部とF7は、下位の川上火山岩塊火山灰流堆積物と矢滝火山灰流堆積物を誤認したものである。

模式地 大江高山北北東, 大田市三久須。

分布及び層厚 大江高山北西麓から矢滝を経て三久須に至る狭い地域に分布する。層厚は矢滝付近で最も厚く20m前後。

層序関係 矢滝火山灰流堆積物を覆い、大江高山溶岩に貫かれ、かつ、覆われる。正帯磁している (福間, 1972) 。

岩相 角閃石黒雲母デイサイト石質火山岩塊 - 火山礫とそれらの細片からなる。火山岩塊 - 火山礫は径60cm以下。角礫 - 亜角礫状で、紫灰色を呈し、冷却節理で囲まれているものが多い。デイサイト火山岩塊 - 火山礫は全体の40 - 60%を占める。異質岩片はほとんど含まれていない。

露出が悪く、全体像は把握できない。矢滝から西側に向かう峠のトンネル西出口側の道路沿いの露頭では、矢滝火砕流堆積物上面の幅1.2m、深さ0.6mのチャンネルを埋めて、本堆積物最下部の火砕サーージ堆積物があり、その上に明瞭な境界で、本体の火山岩塊火山灰流堆積物が重なっている (第35図 Y330) 。火砕サーージ堆積物の下部30cmは正級化した粗粒凝灰岩、中部40cmは細粒火山礫を混じえた無層理の粗粒凝灰岩、上部は厚さ1 - 15cmの粗粒凝灰岩と細粒火山礫とが平行 - 低角斜交層理をなして重なり合う。いずれも構成粒子はデイサイトで、形状も多面体型のものが多いことから、マグマ水蒸気爆発起源と考えられる。上位の火山岩塊火山灰流堆積物は、淘汰不良、無層理で、大半は同質のデイサイト岩片からなるが、基底付近では、直下の凝灰岩に由来する岩塊やそれらの細片も少なくない。

堆積環境 直下の岩相から、陸域に堆積したと考えられる。

VI. 2. 8 ^{せんやま}仙山火山噴出物 (S)

地層名 新称。

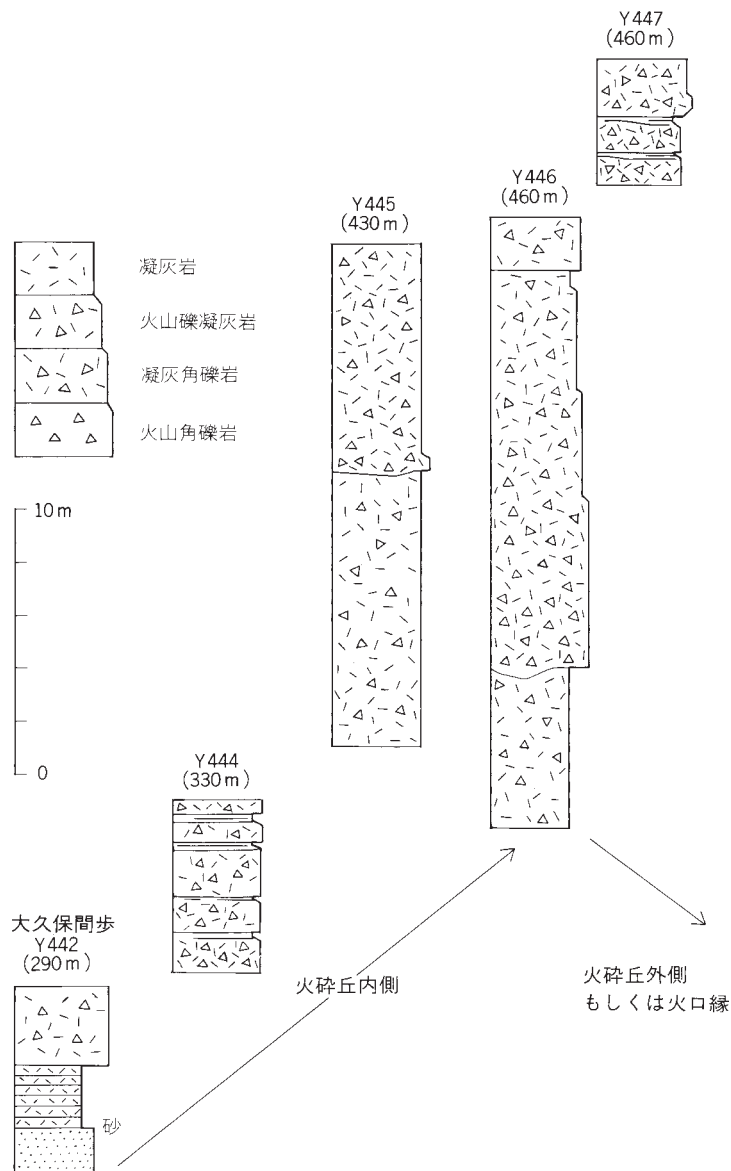
模式地 大田市大森町仙山。

分布及び層厚 仙山一帯に分布する。近接する三久須火山岩塊火山灰流堆積物がこの噴出物に対比される可能性がある。層厚は内部構造の詳細が明らかではないので確かなことはいえないが、最大で250m程度と考えられる。

層序関係 都野津層石英砂層 (AS I) を覆い、大江高山溶岩に貫かれる。都野津団研グループ (1983) は仙山火山噴出物を柑子谷凝灰角礫岩 (本報告の柑子谷火山噴出物) に一括しているが、その放射年代と分布形態から、それとは異なる (後述) 。

岩相 径70cm以下の角閃石黒雲母デイサイト火山岩塊 - 火山礫とそれらの細片とからなる。岩片に含まれている黒雲母は4mm以下、角閃石は1mm以下でごく少量、石英と斜長石は10mm以下。厚さ0.1 - 0.3m以下で平行 - 低角斜交層理を示す粗粒凝灰岩に始まり、厚さ1 - 15m、淘汰不良で無

層理の火山角礫岩 - 火山礫凝灰岩を経て、厚さ0.1 - 0.8m, 平行 - 低角斜交層理を示す凝灰岩に終わるフローユニット（流動堆積単位）が仙山山頂に向かって傾斜し幾重にも重なっている（第52図、第53図）。傾斜は山腹で30 - 40°前後、山頂付近で10 - 20°と緩くなることから、山頂を中心に外側に開いた漏斗状の岩体をなしていると考えられる。各フローユニットは重力流堆積物の特徴を備えており、構成物からいえば、火山岩塊火山灰流堆積物ということになる。しかし、三久須の集落の北側の沢で斜交層理から判定できる流向は西から東でフローユニットの走向にほぼ直交することから、その流れは、漏斗



第52図 仙山火山噴出物柱状図



第53図 仙山火山噴出物の岩相

仙山南東，三久須北側の沢，平行層理の明瞭な凝灰岩の上に，明瞭な境界で粗粒凝灰岩が重なる．この粗粒凝灰岩は上方に向かってさまざまな大きさの火山岩塊・火山礫に富む，淘汰不良無層理の火山礫凝灰岩に急激に移り変わる．折尺の長さは約40cm．

状の岩体の内側に向かってしていると判断できる（第32図）．したがって，仙山火山噴出物は，仙山を噴出源とし，そこから放出された火砕物が戻ってきて噴出口を埋めた堆積物と考えられる．とすれば，仙山火道の上にはかつて火砕丘があり，その周辺にも火砕流（火山岩塊火山灰流）堆積物が広がっていたはずであるが確認できない．仙山から矢滝にかけて仙山とほぼ同じ標高にのみ分布する三久須火山岩塊火山灰流堆積物は構成物も似ていることから，現在は開析されてしまった仙山火砕丘から噴出した可能性が考えられる．しかし，矢滝付近での三久須火山岩塊火山灰流堆積物の流向は南から北なので，その可能性は否定される．

仙山火山噴出物は，菱鉄鉱，菱マンガン鉱，輝銀鉱，自然銀，方鉛鉱，黄鉄鉱，黄銅鉱などで鉱染されており，銀品位の高い鉱石（福石）が14世紀から採掘されている（大森鉱山の項参照）．福石の分布は仙山火山噴出物に限られることから，噴火直後に火道を上がってきた熱水から鉱石が沈殿したと考えられる．仙山北東の林道沿いでは火山噴出物直下の都野津層石英砂層（AS I）を二酸化マンガンや菱マンガン鉱などが膠結した鉱石が認められるが，これも仙山火道における熱水活動に関連して形成されたものであろう．

放射年代 金属鉱業事業団（1993）により，仙山から採取されたデイスайト中の黒雲母二試料について，それぞれ， $1.75 \pm 0.08 \text{Ma}$ と $1.76 \pm 0.07 \text{Ma}$ ， $2.17 \pm 0.10 \text{Ma}$ と $2.21 \pm 0.10 \text{Ma}$ 値が報告されている．後者の値を示す黒雲母試料のKの値は，黒雲母に期待される値よりも低く，変質の影響が懸念される．したがって，本報告では，前二者の平均値に基づいて， 1.76Ma を仙山火山噴出物の年

代と考える。

VI. 2. 9 大江高山溶岩 (0)

地層名 円頂丘溶岩・岩脈（都野津団研グループ，1972），大江高山石英安山岩類石英安山岩（福間，1972），大江高山石英安山岩（宇野，1979）などと呼ばれてきたが，現在は使われていない石英安山岩という表現を避け，定置様式を考慮して改称した。

模式地 大田市大江高山。

分布 大江高山から北側の高山にかけて，いくつかのドームをなして分布する。

層序関係 都野津層及び大江高山火山噴出物の火砕流堆積物群を貫き，覆っている。福間（1972）は各ドームについて1-2個の試料の古地磁気極性を調べたところ，すべて逆帯磁していると報告している。本報告で改めて，矢滝城山の西で三つの溶岩岩塊の熱残留磁化方位を磁化方位計で測定したところ，すべて正帯磁であった。この結果は交流消磁するなど，より定量的な検討が必要であるが，放射年代（後述）は逆帯磁と正帯磁とが共存しても矛盾しないことを示唆する。

岩相 角閃石黒雲母デイサイト溶岩ドームからなる。径6mm以下の黒雲母，6mm以下の長柱状角閃石，10mm以下の斜長石と石英などの斑晶を含む。黒雲母と角閃石の斑晶はほぼ等量含まれている。水冷破砕された兆候はなく，陸上に噴出したと考えられる。

温泉津町鷲峰寺北側，三つ子山麓の珪砂鉱床では，都野津層石英砂層を貫いてこれを覆っている様子が観察できる。そこでは，貫入面近くのデイサイトは角礫化し酸化しているが，その一方では砂に分枝（apophyses）を出しており（第54図，第55図），未固結ないし固結状態で貫入・噴出したことがうかがえる。

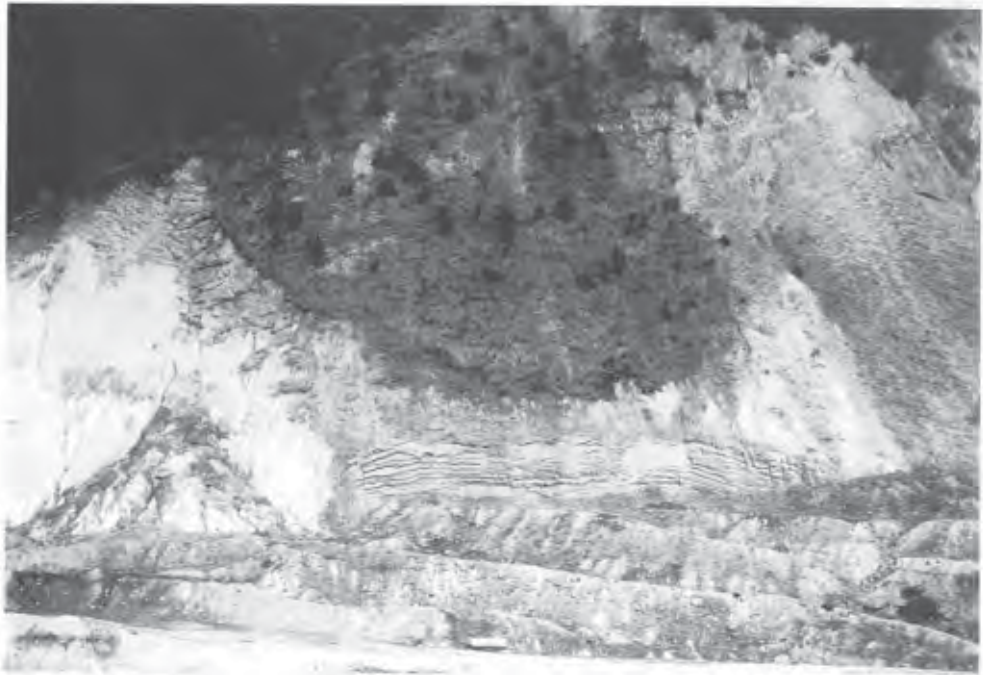
ところで，金属鉱業事業団（1993）及び迫田ほか（2000）は，仙山西方の谷のボーリングで，久利層流紋岩火砕岩中に貫入するデイサイト見だし，そのK - Ar年代から，要害山を構成するデイサイト（大江高山溶岩の一部）よりも若い貫入デイサイト（I型デイサイト）とした。しかし，年代測定した岩石は，セリサイトと炭酸塩などに変質しており，むしろ，その年代は変質年代を表しているのが普通である。また，化学組成から，要害山や仙山火山噴出物を構成するデイサイトとは明瞭に区別できるとしているが，彼らが分析したI型デイサイトは変質しており，仙山火山噴出物も変質していることが多いので，化学分析値で区別することには疑問が残る。I型デイサイトは，ボーリング位置と構成鉱物から見て，仙山の南側に貫入している大江高山溶岩デイサイトドーム（第57図）の一部をなすと考えたい。

放射年代 金属鉱業事業団（1993）により，要害山から採取されたデイサイトの黒雲母一試料について， $1.64 \pm 0.08 \text{ Ma}$ と $1.75 \pm 0.08 \text{ Ma}$ の値が，仙山西方で採取されたデイサイトの全岩一試料について $1.60 \pm 0.12 \text{ Ma}$ と $1.67 \pm 0.11 \text{ Ma}$ の値が報告されている。また，I型デイサイト水ひ試料について，1.2 - 1.4MaのK - Ar年代が報告されている。井上ほか（1983）は，高山及び矢滝で採取した本溶岩のジルコンについて， $1.14 \pm 0.13 \text{ Ma}$ と $0.86 \pm 0.12 \text{ Ma}$ のフィッシュトラック年代を報告している。これらの値は上述のK - Ar年代よりも有意に若い。



第54図 都野津層の珪砂を貫く大江高山デイサイト溶岩

温泉津層町三子山東側の珪砂鉱床。人の取りついている珪砂の右手でデイサイトが左下から右上に延びている。貫入面は不規則で、接触面から数mの範囲にあるデイサイトは角礫化しており、固体貫入したことを物語っている。ハンマーの長さは約30cm。



第55図 都野津層の珪砂を貫く大江高山デイサイト溶岩とその分枝

温泉津層町三子山東側の珪砂鉱床。崖の高さは15 - 20m。板状節理の発達したデイサイト溶岩の左側面から珪砂に向かって指状にいくつもの枝が突き出ている。

VI. 3 古期扇状地堆積物 (f)

(鹿野和彦)

古期扇状地堆積物は、中位段丘堆積物あるいはそれ以前に火山岩などがなす高まりの周辺に堆積した岩層堆積物である（鹿野ほか、1991a）。本地域では、大江高山溶岩のなす高山北麓（仁摩町馬路の南側）にわずかに分布する。この堆積物は、デイサイトの岩屑を混じえた黄褐色 - 赤褐色の泥からなる淘汰の悪い、いわゆる土石流堆積物で、開析された扇状地をなしている。

VI. 4 差海層 (s)

(鹿野和彦)

地層名 鹿野ほか（1989）の再定義による。三位（1966）の差海層と石谷砂層とを合わせた地層。差海層はひかわ こりよう 鉾川郡湖陵町差海海岸にわずかながら露出する更新世堆積物で、層位及び岩相の上でこれに対比し得る堆積物が中海及び弓ヶ浜の地下にも広く分布することが知られている。

模式地 簸川郡湖陵町差海海岸

分布及び層厚 仁摩町馬路周辺に分布する。層厚は現存する部分で10 - 20m程度。

層序関係 馬路の海岸で基底礫層が、基底面から久利層流紋岩火砕岩に向かって延びる貝類の穿孔を埋めて、標高5 - 10mと完新統よりも高い面をなしていることから、中位段丘堆積物に対比される。

岩相 表層で見える限り、ほとんどが細粒砂からなり古砂丘を形成している。馬路から神畑^{かんばた}に向かう琴ヶ浜沿いの道路脇では、厚さ2 - 3m以上の淘汰が良く、円磨された中礫からなる礫層が久利層流紋岩火砕岩を覆っている。直接の関係は観察できないが、この礫層がなす地形面は、上述の砂丘面に連続していることから、古砂丘と一連の海浜堆積物と考えられる。

VI. 5 砂州及び海岸砂丘堆積物 (b, c)

(鹿野和彦)

江津市黒松から浅利と江津市嘉久志町から浜田市国分町にかけて砂浜が続き、その背後には砂丘が広がっている。黒松から北の海岸は海食崖が続き、その間に小さな入り江が点在する。入り江の奥には、沖積低地へと続く幅の狭い砂浜が分布している。仁摩町^{まじ}馬路の琴ヶ浜は、それらの中でも例外的に大きな砂浜で、背後には差海層の砂丘堆積物や古扇状地堆積物のなす山麓斜面が迫っている。琴ヶ浜の砂は細粒で淘汰の良い石英を主体としており、かつては鳴き砂として名高かった。現在では、その面影はほとんどなく、砂を入れて、かろうじて面目を保っている。

これらの砂浜は、いずれも縄文海進の時代に海水が流入する浅い水域だった低地に生じた砂州である。仁摩町宅野や仁万、馬路の砂丘の背後には砂州の発達に伴って海から隔てられた海跡湖が、その後河川によって埋め立てられた低地が認められる。砂州が成長し始めたのはおそらく海退の始まる3,000年前と考えられる。

角田(1978)によれば、江津市^{はし}波子の西側に広がる砂丘には二層のクロズナが挟まれており、そのうち、下位のクロズナ層には縄文時代中 - 晩期の土器や古墳時代の土師器の破片が含まれている。また、上位のクロズナ層に含まれる木炭について、 955 ± 75 y. BPの ^{14}C 年代が得られており、縄文時代中期以降に砂丘が形成されたと考えられる。

VI. 6 三角州、扇状地及び河川堆積物 (v)

(鹿野和彦)

砂州堆積物及び砂丘堆積物の背後には、周辺の河川から供給された碎屑物が氾濫原、自然堤防、流路をなして堆積している。また、河川の始まりとなる扇状地や、その出口となる河口の三角州には、河川の流れだけでなく、湖や海の水、土石流などの重力流などによって運ばれた碎屑物が堆積している。ボーリング資料(三浦・松井, 1977; 米子工業高等専門学校, 1985)によれば、これらの三角州、扇状

地及び河川堆積物は、海浜、砂州、砂丘、潟湖やその後背湿地の堆積物と指交している。これらは、河口付近で最も厚く、最大で15 - 20m前後。

VII. 埋 立 地 (r)

(鹿野和彦)

本地域に大規模な埋立地はない。本報告で埋立地としたものは、1932年作成の5万分の1地形図と最新の5万分の1地形図との比較による。その多くは、入り江の漁港整備・護岸工事のために埋め立てられている。江の川河口付近の比較的広い埋立地は、江の川の流路を固定して整地し、工業用地として利用されている。

VIII. 地 質 構 造

(鹿野和彦)

本地域の中で最も広い面積を占める中新統は、中国山地北縁から島根半島、そして日本海にかけて広がる中新統の一部をなす。中国山地北縁では北側に単調に傾斜しているが、島根半島とその周辺地域で著しく変形して宍道褶曲帯 (Otuka, 1937a, b, 1939; 多井, 1973a) と呼ばれる複背斜を形成している。この構造運動は、最大水平圧縮応力軸が南北になるような応力場で (鹿野・吉田, 1985; 野村, 1986a), 大森層が堆積する直前に始まり、松江付近で和久羅山安山岩が噴出する前まで続いた (多井, 1973a; 山内・吉谷, 1981; 鹿野・吉田, 1985; 野村, 1986a) と考えられている。

日本海沿岸に沿って北側に単調に傾斜して分布する中国山地北縁の中新統は、米子、松江、出雲、大田の南方で、新第三系が基盤に対して大きく内陸部に湾入している (吉田, 1953; 三位・吉谷, 1972; 吉谷ほか, 1976)。これらの湾入部は、前期中新世に生じた陥没盆地 (藤田, 1972), あるいは、火成活動を伴って陥没したコールドロンと考えられている (三位・吉谷, 1972; 山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1973, 1979; 吉谷ほか, 1976; 沢田, 1978a; 山内・吉谷, 1981; 鹿野ほか, 1993)。本地域は東隣の三瓶山地域及び北東隣、石見大田及び大浦地域にまたがる大田湾入部の西方延長部に当たる

(第3図) .

波多層から大森層に至る本地域の下部 - 中部中新統は、東隣三瓶山地域の川合町忍原から温泉津町福田まで延びる断層と、江津市都治町から温泉津町福田へと抜ける断層とに区切られた北側の地域のみ分布している。これら二つの断層はそれぞれ、南と西に $60 - 80^\circ$ 傾斜して中新統側に衝上するとともに、川合町忍原から温泉津町福田まで延びる断層が江津市都治町から温泉津町福田へと抜ける断層沿いに水平方向に2km度隔離している。中新統自体は、おおむね西南西 - 東北東方向の走向を示し、 $10 - 30^\circ$ 傾斜して開いた褶曲をなしているが、これらの断層近くでは急傾斜し、断層に沿って向斜をなしており、都野津層群はこれらの地層や断層を覆っている。したがって、大森層または久利層以下の地層が西南西 - 東北東方向に直交する方向に褶曲する最中かその後、まず、褶曲と同方向の断層が形成され、その後、都野津層群が堆積する前に、西南西 - 東北東方向の断層が形成されたと考えられる。ただし、これらの断層によって中新統の分布がおおむね限られるので、中新統の堆積時期には堆積盆地を区切る正断層として活動していた可能性がある。多井 (1973a, b) は、川合層及び久利層の層厚分布が東北東 - 西南西方向に延びていることから、その方向に沿った堆積盆地を想定している。

本地域では分布が限られているので明確ではないが、隣接する石見大田及び大浦地域では、波多層や川合層、久利層を貫く岩脈が東北東 - 西南西もしくは北東 - 南西方向の平行岩脈群をなし、一方、大森層まで貫く岩脈は北北東 - 南南西方向が卓越した放射状岩脈群をなしているらしい (鹿野ほか, 1998) 。本地域の中新世岩脈の方位も同様で、川合層久利層の時期と大森層の時期に本地域が、それぞれ、北北西 - 南南東の展張応力場、北北東 - 南南西方向の圧縮応力場にあったことを示唆している。多井 (1973a, b) が推定した東北東 - 西南西方向に延びた川合層久利層堆積盆の形態は、岩脈群から推定される応力場に矛盾しない。また、中新統の褶曲の延びの方向は、大森層以降の応力場に矛盾しない。大森層が直下の久利層ばかりでなく川合層や波多層をも不整合に覆っている現象は隣接する石見大田及び大浦地域のみならず、島根半島に至る日本海沿岸で広く認められ (鹿野ほか, 1998) , 大森層が堆積する直前に大きな応力場の転換とそれに伴う構造運動があったことを示唆している (鹿野ほか, 1991b) 。

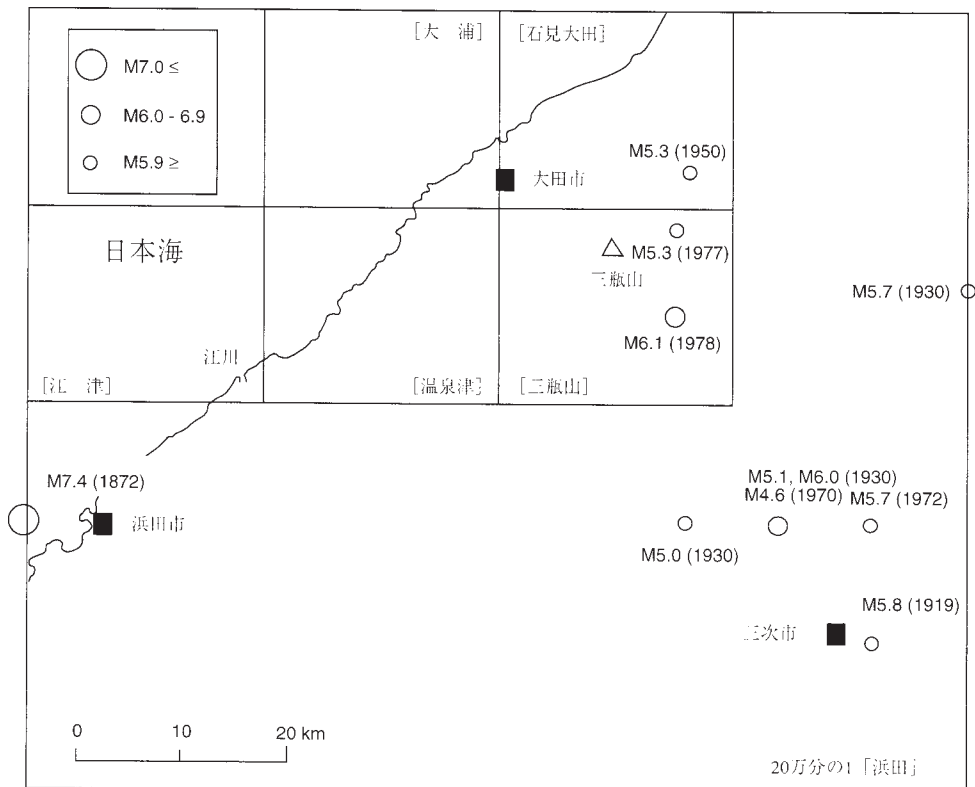
本地域に分布する後期白亜紀 - 古第三紀の地層は、東北東 - 西南西または北東 - 南西方向に緩く開いた向斜と背斜をなしている。この構造は、前期中新世の地層群と同様である。川内層群はコールドロンを形成している岩体と考えられていた (松田, 1976, 1977, 1985 ; 松田・小田, 1982) が、これに対応する小谷層や小松地層にコールドロンと考えるべき構造は見当たらない。むしろ、南山岩脈シル群の存在から、リフトなど、水平方向に引っ張り応力が働く場にこれらを構成する火砕岩が噴出・定置したと考える方が合理的である。

本地域で最も古いと考えられる変苦鉄質岩類と結晶片岩類は相互に断層で接し、また、それらの北側は中新統と断層で接している。変苦鉄質岩類の構造は定かではなく、結晶片岩類の片理面や層状岩塊もさまざまな規模で複雑に変形している。ただし、江津市都治町から温泉津町福田へと抜ける断層 (西側に 60° 前後傾斜した逆断層) を挟んで、その北側の中新統が向斜を、南側の結晶片岩類がアンチフォームをなしていることから、この断層が形成される大森層が堆積した後の後期中新世から都野津層群が堆積し始める後期鮮新世にかけてのある時期に、結晶片岩類が褶曲したことが考えられる。

IX. 活断層，リニアメント及び地震活動

(鹿野和彦)

本地域及び周辺地域で明確に活断層と認定し得るものは報告されていない。また、顕著なリニアメントも認められない(活断層研究会, 1980, 1991)。しかし、本地域及び周辺地域は、明治以降緩慢に隆起しており(国土地理院, 1978), 第56図に示すように、まれにマグニチュード5前後の地震が発生している(加藤, 1979; 活断層研究会, 1980, 1991)。そのうち、最も記憶に新しいのは、1978年6月4日に三瓶山南東約9kmの頓原町南西端(北緯35度09分, 東経132度42分, 深さ0km)で発生したマグニチュード6.1の地震である(気象庁地震課地震予知情報室, 1979)。この地震で、大田市三瓶



第56図 20万分の1浜田地域内の震源分布図(服部ほか, 1983)

町志学一帯で家屋の一部損壊，道路の亀裂，陥没，小規模な崖崩れなどがあったが，被害は軽微で局的であった（加藤，1979）．明治5年の浜田地震は，本地域から50km近く離れた浜田市の沖合いで発生したが，規模はマグニチュード7.4と大きく，浜田付近の海岸が隆起するとともに（今村，1913），浜田から石見大田に至る広い範囲で家屋の損壊などの被害があった（巨知部，1889a, b）．

X. 応用地質

X. 1 金属鉱床

（豊 遙秋・鹿野和彦）

本図幅地域内の金属鉱床に，中新世久利層の流紋岩火砕岩中に胚胎する石膏を伴う黒鉱鉱床（石見鉱山）と，久利層の流紋岩火砕岩及び前期更新世の仙山火山噴出物・大江高山溶岩中に胚胎し，銅・銀を伴う鉱脈及び鉱染鉱床（大森鉱山），鮮新世都野津層中に胚胎するマンガン鉱床（金満鉱山）がある．また，江津市街近くの砂浜には砂鉄漂砂鉱床（江津海浜砂鉄鉱床）がある．

石見鉱山 ^{いのみ} 大田市五十猛町（石見大田地域）に事業所を置き，地頭所の石見鉱床と，その南の大屋鉱床，大田市大屋町鬼村の鬼村鉱床，^{おにむら} 大田市長久町延里の延里鉱床，^{のぶさと} 大田市久利町の松代鉱床を採鉱した鉱山である．これらの鉱床のうち，本地域には鬼村鉱床と松代鉱床が分布する．いずれの鉱床も，久利層の泥岩直下にある流紋岩火砕岩中に胚胎する黒鉱式鉱床である．黒鉱を本格的に採掘したのは石見鉱床だけで，ほかの鉱床では泥岩直下の塊状石膏鉱体のみが採掘された．石見鉱床は，泥岩直下の層状黒鉱鉱体と，石膏鉱体を間に挟み，その下により広い範囲に広がる網状珪化鉱体とからなる．黒鉱は方鉛鉱，閃亜鉛鉱，黄銅鉱などからなり，その粗鉱は，銅，鉛，亜鉛をそれぞれ0.8 - 0.9wt%，1.0 - 1.2wt%，6.8 - 7.5wt%含んでいた（池田，1985）．昭和50年に，採算が取れないために，ほかの鉱床とともに石膏の採掘を停止し，昭和59年には黒鉱の採掘も停止している．石膏の操業を停止するまでの14年間，石見鉱山の主体をなす石見鉱床と延里鉱床からの石膏生産量は，年間2 - 6万tであった（池田，1985；金属鉱物採鉱促進事業団，1970，1971）．松代鉱床と鬼村鉱床からの石膏生産量は，昭和40年当時で，それぞれ年間2万 - 2万4千t，7千t程度あった（東元，1965）．

大森鉱山 ^{おおもり} かつては石見銀山として開発された．延慶2年（1309年）の発見と伝えられている．大永6年（1526年）から本格的に開発され，灰吹法により銀を製錬した．慶長期（1596 - 1615年）から寛永期（1624 - 1644年）には最盛期を迎えた．年間の銀生産量は30 - 40tに達し，ポルトガル船等で海外に輸出された．当時ポルトガルやオランダで発行された日本地図には石見の位置に銀鉱山が記されている．

16世紀末までは，大内，毛利，尼子等による銀山の争奪が繰り返された．その後，豊臣時代，徳川

時代にあっても経済を支える重要な鉱山であった。明治時代に入って、明治20年（1886年）に合名会社藤田組（現在の同和鉱業株式会社）が買い取り、明治21年（1887年）ら大森鉱山として金銀銅を稼鉱した。第一次世界大戦後の不況のあおりで大正12年（1923）に休山した。昭和14（1939）に再開を試みたが、稼行には至らなかった。

大森鉱山（石見銀山）の歴史的な総括は、島根県が中心となり平成5年 - 10年にわたって行われ、石見銀山遺跡総合調査報告書（島根県教育委員会ほか、1999a - f）として出版されている。

本鉱山の鉱床に関する以下の記載は、久原（1926a, b, c）、日本鉱業協会（1968）、通商産業省（1967, 1969）、伊藤（1985）、金属鉱業事業団（1990, 1991, 1992, 1993）、迫田ほか（2000）による。

大森鉱山は、大田市の南西16kmの大森町^{せんにやま}仙山とその西側に位置する。鉱床は、仙山西部の銅及び銀を含む永久鉱床と、東部の銀を主とする福石鉱床に分けることができる（第57図）。これら二つの鉱床を比較すると、胚胎する母岩、鉱床の形態及びび鉱石鉱物が大きく異なる（第4表）。

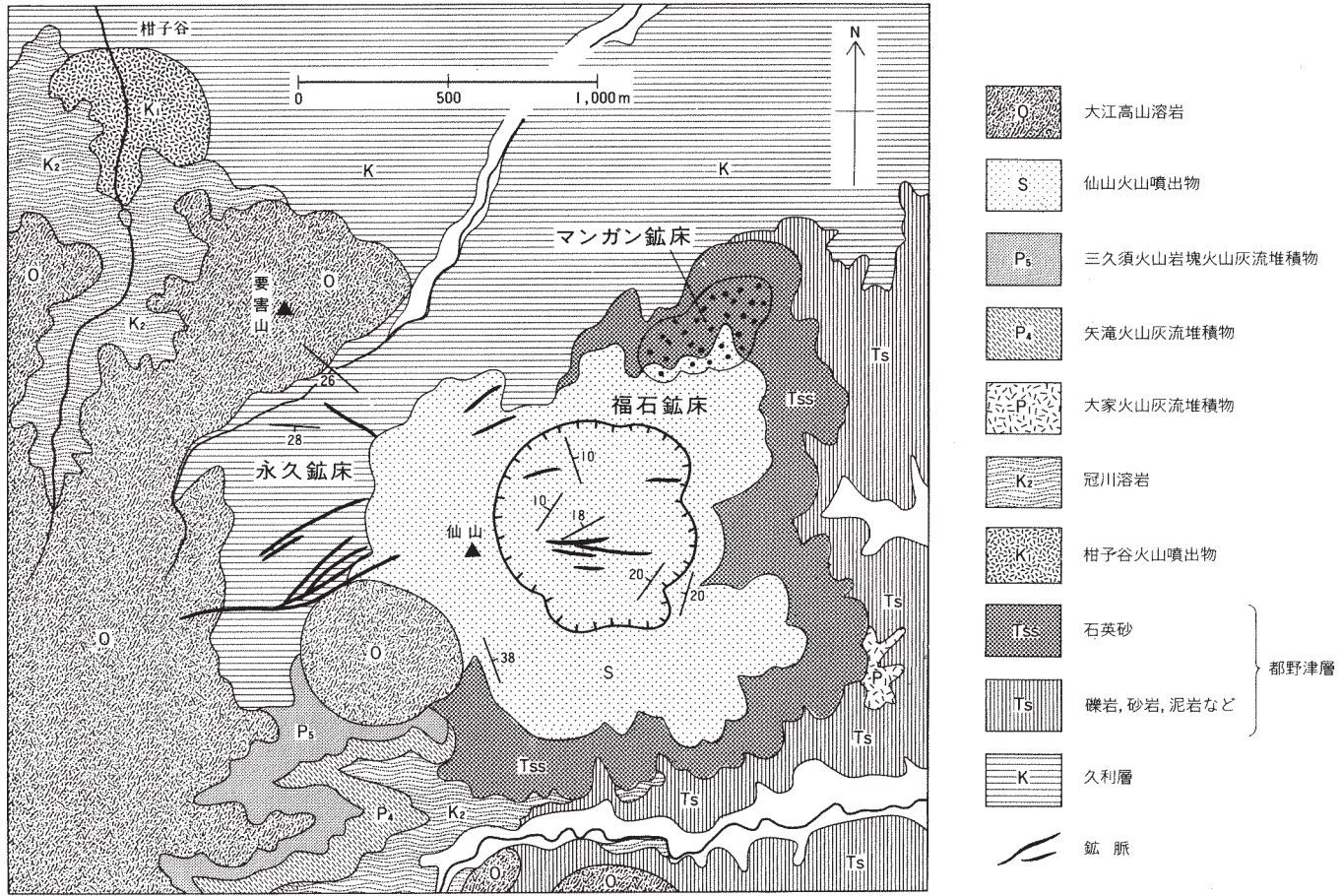
福石鉱床は、仙山火砕丘の内側を埋め立てたデイサイト火砕岩（仙山火山噴出物）中に胚胎する鉱染状の鉱床である。金生山と呼ばれる東西400m、南北200mの範囲に分布し、高低差が約100mくらいまでのロート状をなす部分（第57図のケバをつけた実線で囲まれた部分）が稼行対象となったようである。石見銀山として古くから採掘されたため、鉱床の詳細については不明の点が多い。金生山の頂上部は「福石」と呼ばれる細脈^{つる}（鉱）とその周囲の鉱染部よりなり、細脈は走向EWないしSWW - NEE、幅3mm前後で、輝銀鉱、自然銀と少量の方鉛鉱と赤鉄鉱、菱鉄鉱よりなる（第58図）。自然銀は、筒状、板状をなしている。銀に富む鉱床の下部は「黒條」と呼ばれるマンガン、鉄の酸化物を主とする脈へと変化し、銀品位は低下する。

永久鉱床は、仙山西側の仙山火山噴出物中に貫入するデイサイト溶岩ドーム（大江高山溶岩の一部）とその周辺の久利層流紋岩火砕岩に胚胎する鉱脈型鉱床で、佐藤鉱、馬背鉱、中背（瀬）鉱等約10本の鉱脈群からなる。走向はEW - NEないしEWで、傾斜はほぼ垂直。佐藤鉱と馬背鉱が優勢で走向延長それぞれ400m、300mが開発された。鉱石鉱物は、輝銀鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、菱鉄鉱、菱マンガン鉱、赤鉄鉱等である。二次鉱物として輝銀鉱、自然銀、コペリン、斑銅鉱、輝銅鉱等がある（第59図）。

迫田ほか（2000）は、鉱床を胚胎するデイサイト及びびデイサイト火砕岩、変質帯粘土を対象に測定されたK - Ar年代値（金属鉱業事業団、1991）を基に、永久鉱床の形成年代を1Ma、福石鉱床の形成年代を仙山火山噴出物より後、すなわち、2.2 - 1.8Ma以降、I型デイサイトの貫入に伴って発生した高Fe、Mn熱水によって形成されたとしている。先に述べたように、本報告では、古地磁気極性とこれら放射年代値との組み合わせから、仙山火山噴出物と大江高山溶岩とが1.7Maに順次貫入したと考えた。また、I型デイサイトを大江高山溶岩の一部と考えた。このような考え方に従えば、大森鉱山の鉱床は、1.7Maか、その少し後に形成されたことになろう。

両鉱床は、大江高山に代表されるデイサイトの火山活動に伴う鉱化作用によって形成されたもので、永久鉱床はデイサイトの貫入による東西、もしくは東北東 - 西南西の列罅を充填した鉱脈鉱床、福石鉱床は仙山火砕丘の火道を埋めたたデイサイト火砕岩中に発達する鉱染鉱床と考えることができる。

金満鉱山 ^{きんまん} 仙山の北西約1km三石谷の斜面に露頭として観察することができる。仙山火山噴出物直



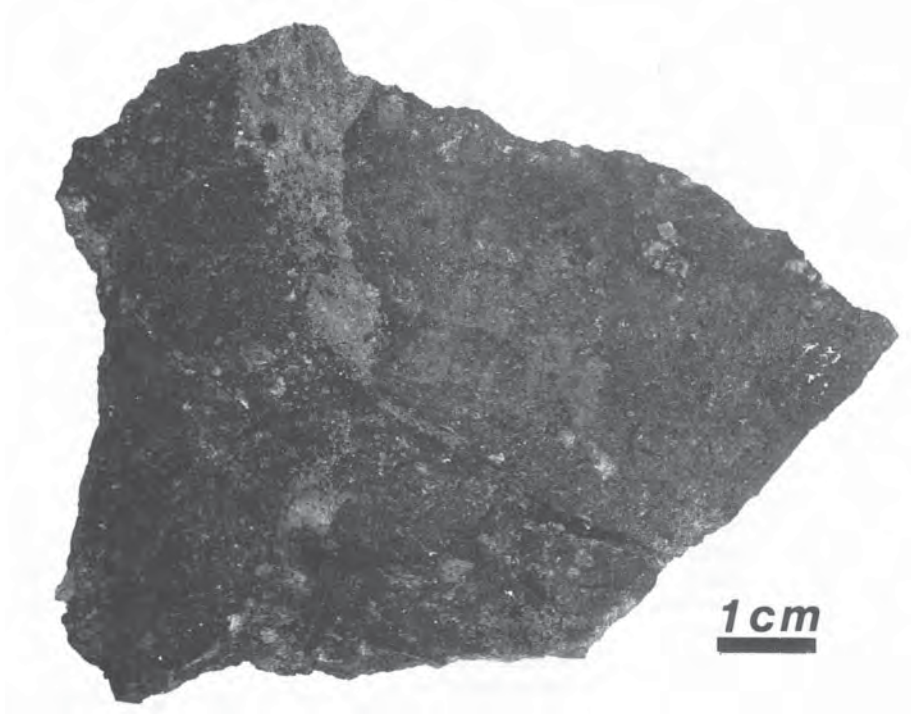
第57図 大森鉱山周辺の地質図と鉱床分布図
 鉱床の分布は島根県教育委員会ほか(1999)による。

第4表 石見銀山産出鉱物一覧（鳥越，1988）

鉱物名	Mineral Name	化学式	産出鉱床		
			福石鉱床	永久鉱床	マンガン鉱床 (金満鉱山)
エレクトラム	electrum	(Au, Ag)		●	
自然銀	native silver	Ag	○	●	
自然銅	native copper	Cu		●	
黄鉄鉱	pyrite	FeS ₂	○	●	
白鉄鉱	marcasite	FeS ₂		●	
黄銅鉱	chalcopyrite	CuFeS ₂	○	●	
閃亜鉛鉱	sphalerite	ZnS	○	●	
ウルツ鉱	wurtzite	ZnS		●	
方鉛鉱	galena	PbS	○	●	
輝銀鉱	argentite	Ag ₂ S	○	●	
ジャルパ鉱	jalpaite	Ag ₃ CuS ₂	○	●	
マッキンストリー鉱	mckinstryite	Cu _{0.8} +xAg _{1.2-x} S	○	●	
輝銅銀鉱	stromeyerite	CuAgS	○	●	
輝銅鉱	chalcocite	Cu ₂ S	○	●	
銅藍	covellite	CuS	○	●	
斑銅鉱	bornite	Cu ₅ FeS ₄		●	
砒四面銅鉱	tetrahedrite	(Cu,Ag) ₁₀ (Zn,Fe) ₂ (As,Sb) ₄ S ₁₃	○	●	
安四面銅鉱	tennantite	(Cu,Ag) ₁₀ (Zn,Fe) ₂ (Sb,As) ₄ S ₁₃		●	
ピアス鉱	peaceite	(Ag,Cu) ₁₆ (As,Sb) ₂ S ₁₁	○	●	
ポリバス鉱	polybasite	(Ag,Cu) ₁₆ (Sb,As) ₂ S ₁₁		●	
硫砒銅鉱	enargite	Cu ₃ (As,Sb) ₃ S ₄	○	●	
ファマチナイト	famatinite	Cu ₃ (Sb,As) ₃ S ₄	○		
閃砒鉛銅鉱	wittichenite	Cu ₃ BiS ₃		●	
アイキナイト	aikinite	CuPbBiS ₃		●	
マチルダイト	matildite	AgBiS ₂		●	
角銀鉱	chlorargente	AgCl	○		
赤鉄鉱	hematite	Fe ₂ O ₃	○	●	
磁鉄鉱	magnetite	Fe ₃ O ₄		●	
菱鉄鉱	siderite	FeCO ₃	○	●	
菱マンガン鉱	rhodochrosite	MnCO ₃	○	●	◇
クリプトメレーン	cryptomelane	KMn ₈ O ₁₆			◇
軟マンガン鉱	pyrolusite	MnO ₂			◇
石英	quartz	SiO ₂	○	●	
重晶石	barite	BaSO ₄		●	

下の都野津層砂岩中に胚胎する。鉱石は、砂岩を構成する石英を膠結した二酸化マンガンを主成分とする。鉱物としては、クリプトメレーン、軟マンガン鉱が認められる。明瞭な層状構造を示すものと、径1cmあまりの球状をなすもの、葡萄状に集合するものがある（第60図）。後者にはカルコファン鉱が確認されている。このマンガン鉱床は、仙山火山噴出物からなる仙山火砕丘の活動以前かその最中にマンガンを含む熱水が都野津層の砂岩中に噴出し、砂とともにマンガンを沈殿して形成されたもので、仙山火砕丘活動後の銀の鉱化作用の先駆的役割を果している。金満鉱山の含マンガン砂岩は古くは三石さんごくと称し、銀製錬の温度降下をもたらすものとして利用された。

江津海浜砂鉄鉱床 江の川河口付近の海浜に打ち上げられた砂鉄が汀線に沿って分布している。1984年の時点で、鳥上木炭鉱工場（株）が、嘉久志町和木の海岸付近でこの砂鉄を対象に稼働していた（横山，1985）が、現状は確認していない。



第58図 福石鉱床産銀鉛石

割目を充填する菱鉄鉱及び輝銀鉱。明治年間に採集された標本で、「西福」は、西部福石鉱床を意味する。

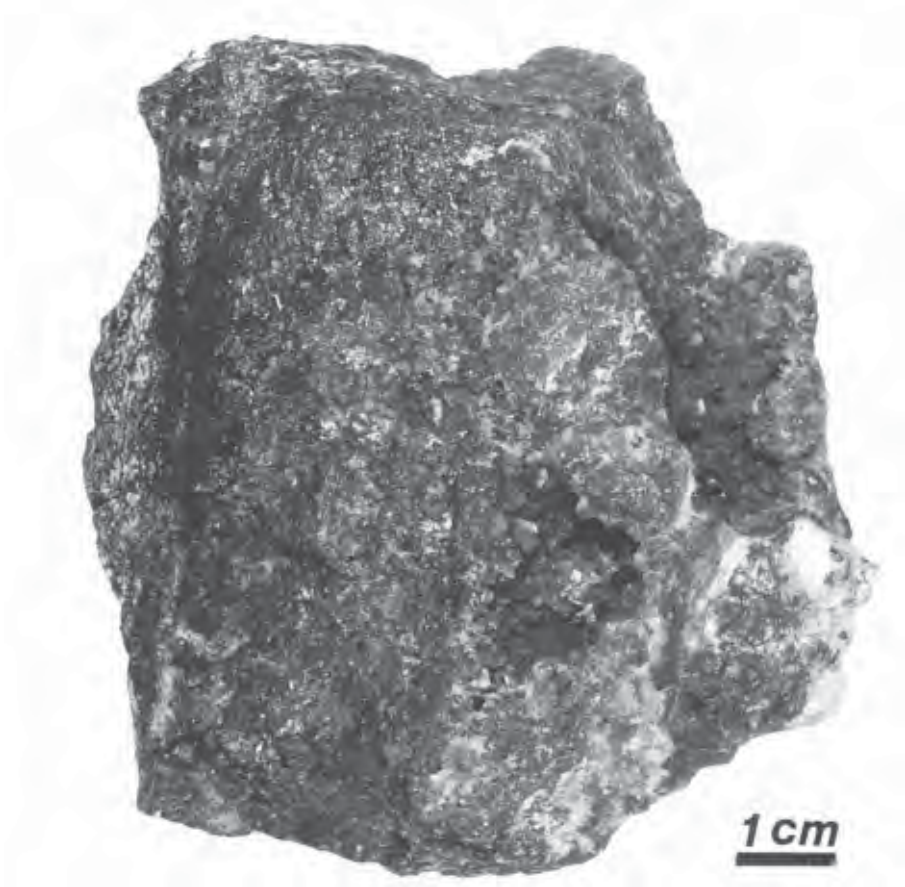
X. 2 非金属鉱床

(鹿野和彦)

天河内ゼオライト鉱床 あまごうち 仁摩町天河内に分布するモルデナイトの鉱床である。鉱石は、 $CEC=130-150\text{meq}/100\text{g}$ で、久利層流紋岩軽石火山礫凝灰岩 - 凝灰岩のガラスが変質して生じたモルデナイト、モンモリロナイトなどからなり、ときに斜ブチロル沸石を含む（飯塚・井上，1975，1977；酒井ほか，1978；井上，1985）。

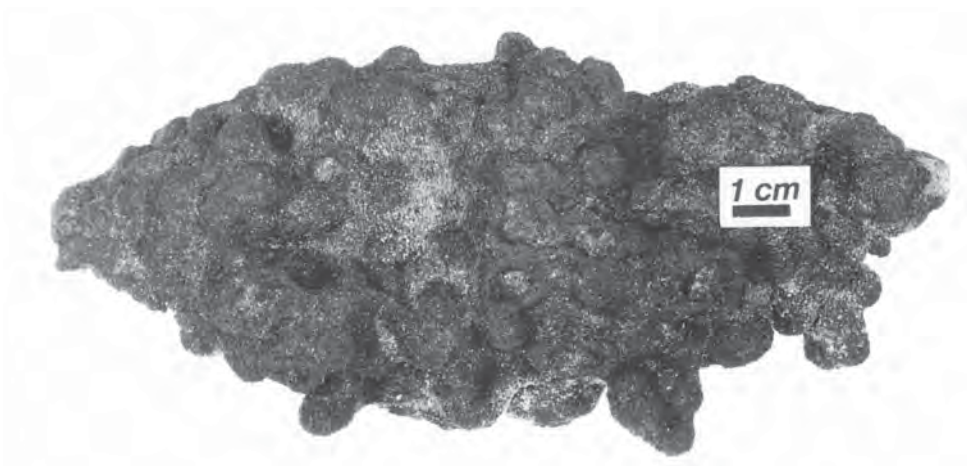
波来浜、尾浜地域の珪砂鉱床 江津市黒松町から浅利町にかけて分布する砂丘と、その直下の都野津層の砂を対象とした鉱床。珪酸を78 - 89wt%含み、円磨されて淘汰の良い細粒砂を水洗、整粒して鑄物砂として供給している（吉村ほか，1966，1973，1974；永島，1985）。

三子山周辺の珪砂鉱床 都野津層最上部の石英砂を対象とした鉱床。三子山西側のわしやじ鷲峰寺（温泉津鉱山）と、東側のこもぐち菰口（三子山鉱山）のほか、南側の上萩石でも採掘している。砂層は、最大層厚20 - 60 m。井上ほか（1977）や、原田（1970），岡本・桑島（1965）によれば、中央値が48メッシュで、35 - 70メッシュの範囲内に80wt%入る、極めて淘汰の良い細粒砂からなる。主に円磨された石英からなり、カリ長石をわずかに含む。珪酸は88 - 97wt%で、粘土分を除去すると94 - 98wt%。西側の温泉津



第59図 永久鉱床産鉍石

菱鉄鉍，閃亜鉛鉍，方鉛鉍に富む。鏡下では多量の輝銀鉍が認められる高品位銀鉍。空隙に黄鉄鉍自形結晶が生成する。



第60図 旧金満鉍山附近，三谷谷上部の都野津層砂岩中に産するマンガン団塊
さんごく
 鉍物としては軟マンガン鉍、カルコファン鉍が確認されている。

鉱山から採掘される珪砂は、水洗浮選してガラス原料としている。東側の三子山鉱山の珪砂は水洗整粒して自動車部品製造用の鋳物砂やみがき砂として供給されている。両鉱山の年間採掘量は1984年頃で50 - 55万tと全国でも大規模鉱床に数えられる（永島，1985）。

温泉津の釉薬鉱床 温泉津町小浜の市街地のはずれで久利層流紋岩凝灰岩が「温泉津長石」として採掘されていたことがある。「温泉津長石」は、石英、クリストバライト、長石などからなり、石見焼の釉薬として利用されてきた。石見焼きには鉛色と白色の二種があり、鉛色は来待石、白色は「温泉津長石」による。

瓦粘土鉱床 都野津層には、カオリンを主体とする粘土が賦存しており、これを原料として石州瓦が生産されている。石州瓦の原料となる粘土は、都野津層（及び水上層）が分布する江津市都野津（浜田地域）から西の浜田市長沢（浜田地域）、東の大田市水上にかけての広い地域で採掘されている。石州瓦はカオリンを主体とする都野津層の粘土を原料としており、江津市都野津から嘉久志町（本地域）に至る地域では、都野津層海成粘土M1とM2の間に何枚か賦存する耐火度SK20 - 30の粘土層（層厚5m）を対象に採掘している。江津市浅利周辺には海成粘土M1とM4まで粘土岩が厚く堆積しているが、砂質で耐火度の低いものが多く、室神山南方と東方の二ヶ所でのみ採掘されている。大田市水上町の福原を中心とした地域では、砂礫岩層に挟まれて広く分布する、厚さ5m前後の良質な二枚の粘土岩層が採掘されている。温泉津では都野津層の粘土岩を利用して瓶や壺などが作られていたが、需要が減り、原料が枯渇していることもあって、現在は、温泉津焼きと称されるさまざまな生活雑器が焼かれているにすぎない。石州瓦の生産の歴史は古く、現在も盛んであるが、島根県工業技術センター（1976，1977，1978，1979，1982，1983）の調査にもかかわらず、原料の枯渇が深刻になっている。

X. 3 石材及び骨材

（鹿野和彦）

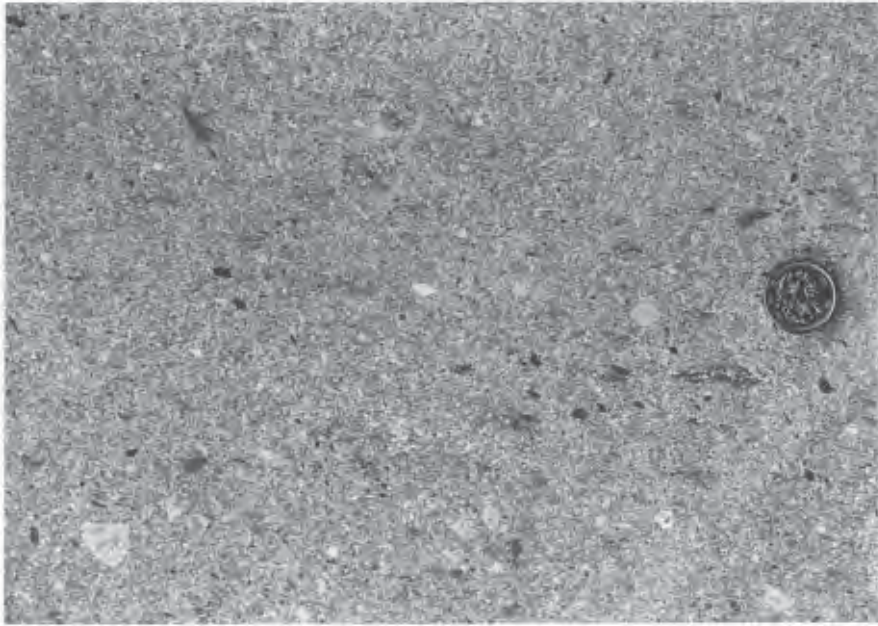
石材 温泉津町福光では、久利層流紋岩軽石火山礫凝灰岩が石仏、墓石などの材料として古くから切り出されていた。現在稼働しているのは、一ヶ所だけで、坑道を使って切り出し、張り石、塀、敷石、灯籠などに利用されている（第61図，第62図）。

骨材 江津市渡津町及び松川町太田で江津火山岩類の珪長質火砕岩が砕石として採掘されている。この岩石は深成岩の貫入を受けてホルンフェルス化しているが、一部熱水変質して脆くなっている場合もある。このほか、江津市浅利町から黒松町にかけては海岸砂丘を構成する淘汰の良い細粒砂が骨材として採掘されている。



第61図 福光石の採石場

温泉津町福光南方1km, 坪内商店経営の採石場. 久利層の流紋岩凝灰岩のうち, 比較的均質な部分を坑道を掘って切り出している.



第62図 福光石の切り出し面

温泉津町福光南方1km，坪内商店の採石場にて撮影．100円硬貨の直径は約2.3cm，全体に淡緑色を呈し，ガラス片と結晶とからなる基質に，圧密され扁平になった軽石細粒火山礫レンズと小さな岩片が点在する．

X. 4 地すべり及び山崩れ

(鹿野和彦)

本地域には大規模な地すべりや山崩れは認められないが，大田市久利町など久利層泥岩の分布地域では泥岩をすべり面とする地すべりが発生している．同様に，大田市水上町周辺の都野津層でも粘土不透水層をすべり面とする地すべりが発生している（三浦・松井，1977）．また，大江高山溶岩がなす溶岩ドーム，特に高山の山腹から山麓斜面にかけて，ところどころに地すべり崩壊地形が認められるほか，大田市祖式町では，大江高山火山噴出物の火砕流堆積物にも小規模の地すべり崩壊地形が認められる．

X. 5 温泉

(鹿野和彦)

金原（1992）ほかの資料によれば，本地域内には，温泉津，小浜，湯迫，湯谷，下谷，南山，波積本郷，上津井の各温泉がある．これらのうち，温泉津温泉以外の各温泉は，温度が25℃以下で，いずれも Na^+ ， Ca^{2+} ， Cl^- ， SO_4^{2-} ， HCO_3^- などを成分とする弱酸性ないし弱アルカリ泉である．これらの位

置を本来の温泉と温度が25°C以下の鉱泉とに分けて地質図に示した。

温泉津温泉は、泉温32 - 49°CのNa - Ca塩化物炭酸水素泉で、海岸に開けた谷沿いに元湯と藤の湯、二つの源泉がある。元湯は昔から続いているが、藤の湯は、明治5年浜田地震で湧出した。そのとき、元湯の湧出位置も少し変わったといわれている。温泉津駅近くの小浜温泉は温泉津温泉に隣接する自噴泉であるが、泉温は28°Cと低く、湧出量も少ない。

文 献

- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Bronnimann, P. and Renz, H.H. eds., *Intern. Conf. Planktonic Microfossils, 1st, Geneva (1967)*, Proc. 1, p.199-422.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1992) A new magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, vol.97, p.13917-13951.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, vol.100, p.6093-6095.
- 調枝勝幸 (1970) 石見地方の瓦粘土鉱床の研究, 第1報, 都野津粘土の産状と鉱物組成. 島根県工業試験場報告, no.6. p.50-59.
- 調枝勝幸 (1971) 石見地方の瓦粘土鉱床の研究, 第2報, 都野津粘土の産状と鉱物組成. 島根県工業試験場報告, no.8, p.67-79.
- 中国四国農政局計画部 (1976) 国営農地開発事業計画大邑地区地質調査書報告書, I 表層地質編. 中国四国農政局, 71p.
- 藤田至則 (1972) グリーンタフ変動と地向斜の発生-発展期の法則. 星野通平・青木 斌編集, 伊豆半島, 東海大学出版会, p.13-34.
- 福岡 進 (1972) 大江火山地域の層序学的・古地磁気学的研究. 地質雑, vol.78, p.381-391.
- 服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之 (1983) 三瓶山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 168p.
- 橋本光男 (1972) 中国地方の三郡変成岩の鉱物相概観. 国立科博研報, no.15, p.767-775.
- 原田種成 (1970) 島根県温泉津町の珪砂鉱床. 地調月報, vol.21, p.155-163.
- 東元定雄 (1965) 島根県大田市松代, 延里, 鬼村の石こう鉱泉. 中国地方工業用鉱物開発調査委員会編集, 中国地方の工業用鉱物資源, 第3輯, p.110-117.
- 東元定雄 (1975) 中国山地中央部大朝地域の広島花崗岩と山陰花崗岩. 地調月報, vol.26, p.513-518.
- 北条凱生 (1964) 島根県高窪亜炭田の地質. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol.4, p.189-200.
- 黄 敦友・岡本和夫 (1979) 山陰川合累層および相当層の浮遊性有孔虫化石群集. 瑞浪化石博物館研究報告, no.6, p.101-110.
- 飯泉 滋・沢田順弘 (1980) 松江南方の白亜紀後期-新第三紀初期火成岩類. 日本地質学会第87年総

- 会・年会見学旅行案内書, 第5班, 38p.
- 飯泉 滋・沢田順弘・先山 徹・今岡照喜 (1985) 中国・四国地方の白亜紀-古第三紀火成活動—火成岩類の対比を中心として—. 地球科学, vol.39, p.372-384.
- 飯塚 赴・井上多津男 (1975) 県内産ゼオライト・ペントナイト鉱床の調査研究 (第2報). 島根県工業試験場報告, no.12, p.89-103.
- 飯塚 赴・井上多津男 (1977) 県内産ゼオライト・ペントナイト鉱床の調査研究 (第3報). 島根県工業試験場報告, no.14, p.94-108.
- 飯塚 赴・井上多津男・酒井禮男・永島晴夫 (1974) 石見地方の瓦粘土鉱床の研究, 第4報, 温泉津長畑及び松山地区の粘土と粘土鉱床について. 島根県工業試験場報告, no.11, p.163-180.
- 池田秋津 (1985) 石見鉱山. 島根県地質図説明書編集委員会編集, 島根県の地質, 島根県, p.448-450.
- 今村明垣 (1913) 明治五年ノ浜田地震. 震災予防調査会報告, vol.77, p.43-77.
- 今村外治 (1951) 山陰西部地方の第三系 (要旨). 地質雑, vol.57, p.307.
- 今村外治 (1953) 島根県中西部における第三系層序の概要. 日本地質学会西日本支部報, no.12, p.6-8.
- Imamura, S. (1957) A new Miocene Sassafra from Shimane Prefecture, Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol.2, p.53-61.
- 今村外治 (1964) 島根県都野津累層に関する新事実について (要旨). 地質雑, vol.70, p.405-406.
- 今村外治・迎三千寿 (1955) Green tuffの層序・火成活動及び鉱床生成の関連, 山陰地方 (要旨). 地質雑, vol.61, p.313.
- 今村外治・迎三千寿・多井義郎ほか (山陰研究グループ) (1958) 山陰地区の中・上部新第三系について. 日本地質学会昭和33年討論会資料—日本第三系シンポジウム—, p.40.
- 今村外治・迎三千寿・吉田博直・多井義郎・和田 健 (1952) 中国地方における後期新生代の地殻運動と火成活動 (要旨). 地質雑, vol.58, p.346-347.
- 今村外治・山陰第三系研究グループ (1954) 山陰地方中・西部のグリーンタフ (要旨). 地質雑, vol.60, p.288-289.
- 今岡照喜・上田 薫・村上允英・山内祐二・松里英男・魚住誠司・谷本 晃 (1982) 島根県江津市の白亜紀火山岩類. 山口大学教養部紀要, vol.16, p.45-52.
- 井上秀雄・吉井守正・寺島 滋 (1973) 島根県温泉津町の都野津層中にみいだされた酸化マンガン鉱. 地調月報, vol.24, p.217-221+2pls.
- 井上秀雄・植田芳郎・寺島 滋 (1977) 島根県浜摩郡温泉津町三子山周辺の珪砂鉱床. 地調月報, vol.28, p.445-459.
- 井上多津男 (1980) 島根県中部, 仁摩地域の下部中新統一とくに波多累層安山岩質火砕岩の噴出源について—. 地質雑, vol.86, p.783-797.
- 井上多津男 (1985) ゼオライト鉱床. 島根県地質図説明書編集委員会編, 島根県の地質, 島根県, p.544-549.
- 井上多津男・酒井禮男・飯塚信之 (1981) 島根県大田市朝山町付近の中新統の層序と変質. 島根県立

- 工業技術センター研究報告, no.18, p.20-28.
- 井上多津男・高島 勲・酒井禮男・飯塚信之 (1983) 大江高山火山群の溶岩類のフィッシュン・トラック年代. 地球科学, vol.37, p.275-278.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification (1994) *International Stratigraphic Guide- A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure, Second Edition* (edited by Salvador, A.) . International Union of Geological Sciences and Geological Society of America, Boulder, Colorado, 214p.
- 井岡 昇・水野篤行・山崎俊嗣 (1990) 山陰西部の鮮新・更新統都野津層: 古地磁気層序と堆積年代. 第四紀研究, vol.29, p.257-266.
- 糸魚川淳二 (1970) 前期更新世の貝類化石. 第四紀研究, vol.9, p.164-167.
- 伊藤瑞章 (1985) 大森鉦山. 島根県地質図説明書編集委員会編, 島根県の地質, 島根県, p.466-467.
- 岩内明子・長谷義隆・水野篤行 (1993) 島根県都野津層 (鮮新統~更新統) の花粉分析. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨, p.284.
- Kano, K. (1991) Miocene pillowed sills in the Shimane Peninsula, SW Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol.48, p.359-366.
- 鹿野和彦 (1991) 年代層序に関する基礎資料, 石見大田-宍道湖南岸. 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編集, 日本の新生界層序と地史, 地質調査所報告, no.274, p.64-65.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編集 (1991b) 日本の新生界層序と地史, 地質調査所報告, no.274, 114p.
- 鹿野和彦・松浦浩久・服部 仁・山田直利・東元定雄 (1988) 20万分の1地質図幅「浜田」, 地質調査所.
- 鹿野和彦・中野 俊 (1985a) 山陰地方新第三系の放射年代と対比について. 地調月報, vol.36, p.427-438.
- 鹿野和彦・中野 俊 (1985b) 美保関地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 28p.
- 鹿野和彦・中野 俊 (1986) 恵曇地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 30p.
- 鹿野和彦・野村律夫・山内靖喜 (1993) 松江市南方の"波多層"の岩相と年代. 地調月報, vol.44, p.659-668.
- Kano, K. and Takeuchi, K. (1989) Origin of mudstone clasts in turbidites of the Miocene Ushikiri Formation. Shimane Peninsula, Southwest Japan. *Sediment. Geol.*, vol.62, p.79-87.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991a) 今市地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79p.
- 鹿野和彦・竹内圭史・大嶋和雄・豊 遙秋 (1989) 大社地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 58p.
- Kano, K., Yamamoto, T. and Takeuchi, K. (1993) A Miocene island-arc volcanic seamount:

the Takashibiyama Formation, Shimane Peninsula, SW Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol.59, p.101-119.

鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊 遙秋（1994）松江地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，126p.

鹿野和彦・宇都浩三・内海 茂（1996）西南日本，出雲，中期中新世神西層中の浅海成アルカリ玄武岩火砕丘。日本火山学会1996年度秋季大会講演予稿集，p.171.

鹿野和彦・松浦浩久・沢田順弘・竹内圭史（1998）石見大田及び大浦地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，118p.

鹿野和彦・柳沢幸夫（1989）阿仁合型植物群及び台島型植物群の年代。地調月報，vol.40，p.647-653.

鹿野和彦・吉田史郎（1984）島根県中・東部新第三系の放射年代とその意義。地調月報，vol.35，p.159-170.

鹿野和彦・吉田史郎（1985）境港地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，57p.

加藤碩一（1979）1978年6月4日の島根県中部地震による墓石の被害について。地調月報，vol.30，p.421-431.

活断層研究会（1980）日本の活断層-分布図と資料。東京大学出版会，東京，363p.

活断層研究会（1991）〔新編〕日本の活断層-分布図と資料。東京大学出版会，東京，437p.

甲藤次郎・中村 純（1952）島根炭田の層位学的並びに花粉分析学的研究。高知大学学術研究報告（1），no.29，p.1-19.

河野義礼・植田良夫（1966）本邦産火成岩のK-A dating（V）—西南日本の花崗岩類—。岩鉱，vol.56，p.191-211.

木村勝弘・辻 喜弘（1992）堆積盆の生成発展過程の研究。石油開発技術センター年報，平成3年度，p.90-98.

金原啓司（1992）日本温泉・鉱泉分布図及び一覧。地質調査所，394p.

金属鉱物探鉱促進事業団（1970）昭和43年度精密調査報告書「北島根地域」。105p.

金属鉱物探鉱促進事業団（1971）昭和44年度精密調査報告書「北島根地域」。139p.

金属鉱物探鉱促進事業団（1972a）昭和45年度精密調査報告書「北島根地域」。123p.

金属鉱物探鉱促進事業団（1972b）昭和46年度精密調査報告書「北島根地域」。93p.

金属鉱業事業団（1990）平成元年度精密調査報告書「北島根地域」。84p.

金属鉱業事業団（1991）平成2年度精密調査報告書「北島根地域」。67p.

金属鉱業事業団（1992）平成3年度精密調査報告書「北島根地域」。56p.

金属鉱業事業団（1993）平成4年度精密調査報告書「北島根地域」。55p.

気象庁地震課地震予知情報室（1979）1978年6月4日の島根県中部の地震について。地震予知連絡学会報，vol.21，p.132-134.

Kobayashi, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the

- Japanese Island. *J. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, ser.2, vol.5, p.219-578.
- 小林英夫 (1979) 江津北東部の塩基性片岩中のRodinite. 島根大学理学部紀要, vol.13, p.145-159.
- 小林英夫・渡辺暉夫 (1985) 三郡変成岩のテクトニックメランジェ. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p.22-23.
- 小林英夫・渡辺暉夫・千貫浩征 (1985) 三郡変成岩類, 江津地域. 島根県地質図説明書編集委員会編集, 島根県の地質, 島根県, p.38-40.
- 巨智部忠承 (1889a) 明五石見の震災. 地学雑, vol.1, p.85-89.
- 巨智部忠承 (1889b) 明五石見の震災 (第二回). 地学雑, vol.1, p.137-141.
- Kojima, G. (1953) Contributions to the knowledge of mutual relation between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone. *J. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol.1, no.3, p.17-46.
- 国土地理院地殻調査部 (1978) 島根県東部の地震活動. 地震予知連絡会会報, vol.19, p.138-141.
- 久原幹雄 (1926a) 大森鉦山地質及鉦床概論 (一). 地質雑, vol.33, p.159-175.
- 久原幹雄 (1926b) 大森鉦山地質及鉦床概論 (二). 地質雑, vol.33, p.211-232.
- 久原幹雄 (1926c) 大森鉦山地質及鉦床概論 (三). 地質雑, vol.33, p.257-272.
- 日下部吉彦・港 種雄 (1980) 島根県大田市大森町の含マンガン砂岩. 水曜会誌, no.19, p.300-305.
- 米谷盛壽郎・井上洋子 (1981) 新潟堆積盆地における中新統下部の有孔虫化石群集と古地理の変遷. 化石, no.30, p.73-78.
- 松田高明 (1976) 山陰中央部・島根県川本町周辺の後期白亜紀-古第三紀火山岩類. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨集, p.235.
- 松田高明 (1977) 島根県川内鍋状陥没地の層序と構造. 日本地質学会第84年学術大会講演要旨集, p.188.
- 松田高明 (1979) 山陰中央部・第三紀中部のフィッション・トラック年代. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨集, p.32.
- 松田高明 (1980) 山陰中-西部の白亜紀-古第三紀火成岩類のフィッション・トラック年代. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨集, p.124.
- 松田高明 (1981) フィッション・トラック年代からみた古第三紀田万川帯. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨集, p.132.
- Matsuda, T. (1982) Fission-track geochronology of Late Cretaceous to Early Neogene igneous rocks in San'in belt, Southwest Japan. *Abstracts for workshop on fission-track dating, June 30, 1982, Nikko, Japan*, p.34-41.
- 松田高明 (1985) 川内陥没岩体. 島根県地質図説明書編集委員会編集, 島根県の地質. 島根県, p.80-81.

- 松田高明・小田基明（1982）島根県本川町周辺の白亜紀-古第三紀火成岩類の地質. 地質経, vol.88, p.31-42.
- 松浦浩久（1989）山陰地方中部に分布する白亜紀後期-古第三紀火成岩類の区分と放射年代. 地調月報, vol.40, p.479-495.
- 松浦浩久（1990）赤名地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）, 地質調査所, 73p.
- 松浦浩久・宇都浩三（1986）島根県川本町に分布するミネツト溶岩の全岩K-Ar年代. 地調月報, vol.37, p.77-79.
- 三位秀夫（1962）山陰団研の概報. 第四紀, no.3, p.47-48.
- 三位秀夫（1966）日本海沿岸における海岸砂丘の問題点. 日本質学会総合討論会「日本海地域の地学的諸問題」資料, p.151-158.
- 三位秀夫・水野篤行・大嶋和雄（1969）出雲海岸平野の問題点. 日本地質学会第76年学術大会シンポジウム資料「海岸平野」, p.167-171.
- 三位秀夫・吉谷昭彦（1972）島根県下のグリーンタフ盆地の構造. 三位秀夫博士遺稿論文選集, p.7-16.
- Miki, S. (1950) Taxodiaceae of Japan, with special reference to its remains. *J. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.*, ser. D, vol.1, p.63-77.
- Miki, S. (1952) Trapa of Japan, with special reference to its remains. *J. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.*, ser. D, vol.3, p.1-30.
- Miki, S. (1956a) Seed remains of Vitaceae in Japan. *J. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.*, ser. D, vol.7, p.242-271.
- Miki, S. (1956b) Endocarp remains of Alangiaceae, Cornaceae and Nyssaceae in Japan. *J. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.*, ser. D, vol.7, p.275-295.
- Miki, S. (1957) Pinaceae of Japan, with special reference to its remains. *J. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.*, ser. D, vol.8, p.221-272.
- Miki, S. (1958) Gymnosperms in Japan, with special reference to its remains. *J. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.*, ser. D, vol.9, p.125-152.
- Miki, S. (1960) Nymphaeaceae remains in Japan, with new fossils Eoephyllites. *J. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.*, ser. D, vol.11, p.63-78.
- Miki, S. (1961) Aquatic floral remains in Japan. *J. Biol., Osaka City Univ.*, ser. D, vol.11, p.63-78.
- 三浦 清（1963）山陰中部における後期白亜紀-古第三期の火成岩類に関する地質学的岩石学的研究（1）, 火成活動史, 岩鉱, vol.50, p.66-76.
- 三浦 清（1973）島根県およびその周辺地域の新第三紀中性-塩基性貫入岩類にみられる岩石化学的地域性について. 地質学論集, no.9, p.173-182.
- 三浦 清（1974）山陰グリーンタフ地域に見られる新第三紀火山岩の岩石化学的地域性. 島根大学教育学部紀要, vol.8（自然科学編）p.51-58.

- 三浦 清・松井整司 (1977) 5万分の1表層地質図「温泉津」及び地質概説, 表層地質図, 表層地質分類と開発及び保全との関係. 土地分類基本調査「温泉津」, 島根県, p.10-12, p.24-31, p.32-34.
- 水野篤行 (1996a) 島根県江津市都野津に分布する鮮新世～更新世前期の都野津層. 日本第四紀学会第四紀露頭編集委員会編集, 第四紀露頭集—日本のテフラ, p.284-285.
- 水野篤行 (1996b) 山陰地域の鮮新-更新統(都野津層群)について. シンポジウム「第四紀層序と古環境」(大西郁夫氏追悼シンポジウム, 1996年11月3日-11月4日) 記念講演要旨, p.42-46.
- 水野篤行 (1996c) 島根県江津市都野津層の露頭. 島根大学地球資源環境学研究報告, no.15, p.75-78.
- 水野篤行・大嶋和雄・中尾征三・野口寧世・正岡栄治 (1972) 中海・宍道湖の形成過程とその問題点. 地質学論集, no.7, p.113-124.
- 水野篤行・武智賢樹 (1993) 山陰西部の都野津層群上部に見られる土石流堆積物とその意義. 地質雑, vol.99, p.403-406.
- 水野篤行・武智賢樹・北尾秀夫・温品 徹 (1993) 山陰西部の都野津層群, とくに層序区分とその中にみられる不整合について. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨, p.337.
- 水野篤行・北尾秀夫・杉浦敏彦・増田哲史 (1994) 山陰西部の鮮新-更新世都野津層群: 模式地周辺における層位学的・堆積学的新知見と今後の課題. 山陰地域研究(自然環境), no.10, p.35-51.
- Morris, P. A., Itaya, T., Watanabe, T. and Yamauchi, S. (1990) Potassium/argon ages of Cenozoic igneous rocks from eastern Shimane Prefecture-Oki Dozen Island, southwest Japan and the Japan Sea opening. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, vol.4, p.125-131.
- Mukae, M. (1954) The Miocene in the southern area of Izumo-city, Shimane Prefecture. *Japan. J. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol.1, p.33-35.
- Mukae, M. (1958) Volcanostratigraphical study on the Miocene volcanism in the Shimane Prefecture, Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol.2, p.129-172.
- 村上 久・小室裕明 (1993) 作木コールドロン—中国山地中央部の古第三紀火山性陥没構造—. 地質雑, vol.99, p.243-254.
- 村上允英 (1974) 西南日本内帯における後期中生代—古第三紀酸性火成岩類の進入と構造とその関係—とくに西中国を例にして. 地団研専報, no.18, p.9-31.
- 村上允英・長谷 晃 (1967) 西南日本内帯における後期中生代火山岩層の層序と対比. 地団研専報, no.13, p.1-24.
- 村上允英・西野英之 (1967) 中国西部における後期中生代酸性岩類の火山層序学的研究(II) 火山岩類の噴出機構に関する2, 3の考察. 山口大学理科報告, vol.17, p.35-40.
- 村山賢一 (1930) 7万5千分の1地質図幅「須佐」及び同説明書. 地質調査所, 本文40p.+英文要旨3p.
- 永島晴夫 (1985) 珪砂鉱床. 島根県地質図説明書編集委員会編, 島根県の地質, 島根県, p.513-522.
- 中村栄三 (1979) 島根県那賀郡旭町地域の古第三紀火山性陥没構造について. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p.275.
- 日本鉱業協会 (1968) 大森鉱山. 日本の鉱床総覧(下巻), p.701-706.

- Nishimura, Y. (1990) "Sangun Metamorphic Rocks": Terrane problem. *In: Ichikawa, K. et al., eds., Pre-Cretaceous terranes of Japan*, p.63-79. Publication of IGCP 224, Nippon-Insatsu, Osaka.
- Nishimura, Y. (1998) Geotectonic subdivision and areal extent of the Sangun Belt, Inner Zone of Southwest Japan. *J. Metamorphic Geol.*, vol.16, p.129-140.
- 西山省三・三浦 清 (1963) 20万分の1島根県地質図説明書. 島根県, 23p.
- 野村律夫 (1984) 島根半島古江層の浮遊性有孔虫化石. 地質雑, vol.90, p.755-758.
- 野村律夫 (1986a) 島根半島中央部中新統の地質—その1 層序について—. 地質雑, vol.92, p.405-420.
- 野村律夫 (1986b) 島根県大田市久利層の模式地における底生有孔虫化石. 的場保望・加藤道雄編集, 新生代底生有孔虫化石の研究, 秋田大学鉱山学部, p.135-150.
- 野村律夫 (1989) 備北層群中のForam. Sharp Lineについて. 山陰地域研究, no.5, p.35-44.
- 野村律夫 (1992) 日本海の拡大期における備北層群の底生有孔虫化石群集. 地質学論集, No.37, p.139-148.
- Nomura, R. (1992) Miocene benthic foraminifers at sites 794, 795, and 797 in the Sea of Japan with reference to the Foraminiferal Sharp Line in the Honshu arc. *In: Pisciotta, K.A., Ingle, J.C., Jr., von Breyman, M.T., Barron J., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Research Results*, vol.127/128, pt.1, p.493-541.
- 岡本和夫 (1959) 島根県出雲市南東部の新第三系. 地質雑, vol.65, p.1-11.
- 岡本和夫・桑島純一 (1965) 島根県邇摩郡温泉津町の天然珪砂. 中国地方工業用鉱物開発調査委員会編集, 中国地方の工業用鉱物資源, 第3輯, p.105-109.
- 岡本和夫・多井義郎 (1957) 島根県出雲市南部玉造層群の中新世小型有孔虫化石群. 地質雑, vol.63, p.340-356.
- 岡本和夫・高橋由美子・寺内雅美 (1971) 島根県仁摩中新世川合累層の貝化石群集. 松下久道教授記念論文集, p.179-185.
- 岡村義彦・西村裕二郎・長谷 晃・添田 晶・沖村雄二・広渡文利・木村慶信・明塚政美・井上多津男・安居院弘輔・大谷顕一・弧島章一郎 (1975) 島根県益田地域の三郡変成岩類. 山口大学教育学部研究論叢, vol.25, p.19-36.
- 岡村義彦・岡屋 勉 (1975a) 島根県江津地域の三郡変成岩類. 山口大学教育学部研究論叢, vol.25, p.39-45.
- 岡村義彦・岡屋 勉 (1975b) 島根県金城町・浜田市東部付近の三郡変成岩類. 山口大学教育学部研究論叢, vol.25, p.47-52.
- Onishi, I. (1969) Pollen flora of the Tsunozu Group in Shimane Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci., Shimane Univ., Nat. Sci.*, vol.2, p.42-62.
- 大西郁夫・調枝勝幸 (1970) 都野津層群. 山陰地方の鮮新・更新統. 第四紀研究, vol.9, p.149-152.
- Otofuii, Y., Itaya, T. and Matsuda, T. (1991) Rapid rotation of southwest Japan-paleomagnetism

- and K-Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan. *Geophys. J. Int.*, vol. 105, p.397-405.
- Otofujii, Y. and Matsuda, T. (1983) Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.62, p.349-359.
- Otofujii, Y. and Matsuda, T. (1984) Timing of rotational motion of Southwest Japan inferred from paleomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.70, p.373-382.
- Otuka, Y. (1937a) Tertiary folding in Japan. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, vol.13, p.78-81.
- Otuka, Y. (1937b) Some geologic consideration of the folded Tertiary zones in Japan (advanced paper) . *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol.15, p.1041-1046.
- Otuka, Y. (1939) Tertiary crustal deformations in Japan. *Jubilee Pub. Commemor. Prof. Yabe's 60th Birthday*, p.481-519.
- Resanov, A. I., Kagami, H. and Iizumi, S. (1994) Rb-Sr isochron ages of Cretaceous-Paleogene granitoid rocks in the central part of the Chugoku district, Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, vol.100, p.651-657.
- 斎藤常正 (1999) 最近の古地磁気層序の改訂と日本の標準化石層序. 石油技誌, vol.64, p.2-15.
- 酒井禮男・井上多津男・石飛 裕 (1978) 県内産ゼオライト・ベントナイト資源の調査研究 (第4報) . 島根県工業技術センター研究報告, no.16, p.160-175.
- 坂本 亨・山田直利 (1982) 20万分の1地質図幅「松江及び大社」. 地質調査所.
- 迫田昌敏・児玉敬義・井上常史 (2000) 島根県大森鉱山 (石見銀山) のAu-Cu-Ag鉱化作用とK-Ar年代. 資源地質, vol.50, p.45-60.
- 山陰中生代末火成活動研究グループ (1979) 島根県中央部邑智町周辺の白亜紀-古第三紀火成岩類. 地質学論集, vol.17, p.249-258.
- 山陰第四紀研究グループ (1969) 山陰海岸地域の第四系. 地団研専報, no.15, p.354-376.
- 山陰グリーン・タフ団体研究グループ (1973) グリーン・タフ成盆の発生期にまつわる二, 三の問題—山陰・松江湾入部を一例として—. 地質学論集, no.9, p.107-122.
- 山陰グリーン・タフ団体研究グループ (1979) 松江市南方の下部および中部中新統の陥没盆地. 地質学論集, no.16, p.33-53.
- 沢田順弘 (1978a) 島根県出雲市南方地域の地質. 地質雑, vol.84, p.111-130.
- 沢田順弘 (1978b) 島根県掛合陥没岩体に伴われる貫入複合岩体—非アルカリ岩のマグマ型と岩石系列に関する2, 3の問題—. 地質, vol.84, p.111-130.
- 千貫 浩 (1985) 江津市波積地域の三郡変成岩類 (岩石記載) . 島根大学地質学研究報告, no.4, p.41-59.
- 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ (1967) 西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史. 地団研専報, vol.13, p.1-50.
- 柴田 賢・西村祐二郎 (1989) 三郡結晶片岩の同位体年代. 地質学論集, no.33, p.317-341.
- 島根県地質図編集委員会 (1982) 島根県地質図 (20万分の1) . 国土地図株式会社.

- 島根県地質図編集委員会（1997）島根県地質図（20万分の1）．内外地図株式会社。
- 島根県地質図説明書編集委員会（1985）島根県の地質．島根県，646p.
- 島根県経済部（1951）島根県地下資源概査報告書，122p.
- 島根県教育委員会・大田市教育委員会・温泉津町教育委員会・仁摩町教育委員会（1999a）平成5年度
- 平成10年度石見銀山遺跡総合調査報告書「石見銀山」，第1冊 [遺跡の概要]，島根県教育委員会，195p.+図版2.
- 島根県教育委員会・大田市教育委員会・温泉津町教育委員会・仁摩町教育委員会（1999b）平成5年度
- 平成10年度石見銀山遺跡総合調査報告書「石見銀山」，第2冊 [発掘調査・科学調査編]，島根県教育委員会，244p.
- 島根県教育委員会・大田市教育委員会・温泉津町教育委員会・仁摩町教育委員会（1999c）平成5年度
- 平成10年度石見銀山遺跡総合調査報告書「石見銀山」，第3冊 [城跡調査・石像物調査・間歩調査編]，島根県教育委員会，129p.
- 島根県教育委員会・大田市教育委員会・温泉津町教育委員会・仁摩町教育委員会（1999d）平成5年度
- 平成10年度石見銀山遺跡総合調査報告書「石見銀山」，第4冊 [歴史文献研究会編]，島根県教育委員会，155p.
- 島根県教育委員会・大田市教育委員会・温泉津町教育委員会・仁摩町教育委員会（1999e）平成5年度
- 平成10年度石見銀山遺跡総合調査報告書「石見銀山」，第5冊 [石見銀山関係歴史年表—1334年から701年]，島根県教育委員会，119p.
- 島根県教育委員会・大田市教育委員会・温泉津町教育委員会・仁摩町教育委員会（1999f）平成5年度
- 平成10年度石見銀山遺跡総合調査報告書「石見銀山」，第6冊 [民俗調査・港湾調査・街道調査編]，島根県教育委員会，154p.+地図4葉.
- 島根県立工業技術センター資源科編集（1976）石見地方粘土鉱床調査報告書．第1報益田地区．島根県立工業技術センター，20p.
- 島根県立工業技術センター資源科編集（1977）石見地方粘土鉱床調査報告書．第2報浜田-江津地区．島根県立工業技術センター，22p.
- 島根県立工業技術センター資源科編集（1978）石見地方粘土鉱床調査報告書．第3報大田-邑智地区．島根県立工業技術センター，21p.
- 島根県立工業技術センター資源科編集（1979）石見地方粘土鉱床調査報告書．第4報金城地区．島根県立工業技術センター，27p.
- 島根県立工業技術センター資源科編集（1982）石見地方粘土鉱床調査報告書．第5報江津地区．島根県立工業技術センター，27p.
- 島根県立工業技術センター資源科編集（1983）石見地方粘土鉱床調査報告書．第6報温泉津・大田・川本地区．島根県立工業技術センター，31p.
- 角田清美（1978）島根県・大平山砂丘地内のクロスナ層の¹⁴C年代（121）．地球科学，vol.32，p.45-46.
- 角田清美（1979）島根県・江津砂丘地内の沖積段丘の¹⁴C年代 - 日本の第四紀層の¹⁴C年代（130）．地球科学，vol.33，p.169-171.

- 鈴木 敏 (1897) 20万分の1地質図幅「浜田」及び同説明書. 地質調査所, 136p.
- 多井義郎 (1955) 古江累層の微小古生物学的研究 - 島根半島第三系の地質学的研究 (その3). 地質雑, vol.61, p.407-420.
- 多井義郎 (1963) 瀬戸内・山陰新第三紀有孔虫群の変遷とForam. Sharp Line. 化石, no.5, p.1-7.
- 多井義郎 (1973a) いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集, no.9, p.137-146.
- 多井義郎 (1973b) 山陰中新統久利累層の環境解析図. 広島大学教養部紀要Ⅲ, vol.7, p.7-24.
- 多井義郎・加藤道雄 (1979) 島根県石見大田地域. 土 隆一編集, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p.101-102.
- 高橋英太郎 (1959) 西部本州における中生代以降の植物群の変遷. 山口大学理科報告, vol.10, p.181-238.
- 高橋英太郎 (1961) 島根県中部の都野津層群について. 山口大学理科報告, vol.12, p.61-62.
- Takayasu, K. (1982) On some molluscan fossils from the vicinity of Lake Jinzai, Izumo district. Molluscan fossils from various localities in Shimane Prefecture. Part 3. *Mem. Fac. Sci., Shimane Univ.*, vol.16, p.91-107.
- Takayasu, K. (1986) Diversification in the molluscan fauna of the Miocene Izumo Group, San-in District, southwest Japan. *Paleontol. Soc. Japan, S.P.*, no.29, p.173-186.
- 高安克己・中村武史 (1984) 宍道湖南岸のデスモステルス産出層と貝化石からみたその古環境, 地団研専報, no.28, p.91-99.
- 高安克己・山崎博史・上田哲郎・赤木三郎・松本俊雄・野村律夫・岡田昭明・沢田順弘・山内靖喜・吉谷昭彦 (1992) 山陰地方の中新統層序と古地理. 地質学論集, no.37, p.97-116.
- 竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄 (1981) 島根県大田市中新統模式川合・久利両累層の再定義と *Vicarya* の発見. 日本地質学会西日本支部報, no.72, p.3.
- 竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄 (1982) 島根県大田市中新統の微化石層位学的研究—特に模式川合・久利両累層について—. 広島大総合科学部紀要Ⅳ, vol.7, p.49-89.
- 竹下浩征・石賀裕明・渡辺暉夫 (1987) 島根県江津市田ノ原層 (三郡変成岩) 中からのペルム紀放射状化石の発見. 地質雑, vol.93, p.435-438.
- 田中 隆・小草欽治 (1981) 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質雑, vol.87, p.725-736.
- 寺岡易司・松浦浩久・牧本 博・吉田史郎・神谷雅晴・広島俊男・駒津正夫・志知龍一 (1996) 20万分の1地質図幅「高梁」. 地質調査所.
- Tomita, T. and Sakai, E. (1937) Cenozoic geology of the Huzina-Kimati district, Izumo Province, Japan-A contribution to the igneous geology of the East-Asiatic Province of Cenozoic Alkaline Rocks. *J. Shanghai Sci. Inst.*, sec. II, vol.2, p.147-204.
- 鳥越俊行 (1998) 島根県大森鉱山 (石見銀山) 福石鉱床について. 日本鉱業史研究, no.36, p.24-30.
- 都野津団体研究グループ (1972) 島根県大田市大家付近の都野津層群. 三位秀夫博士遺稿論文選集, p.17-23.
- 都野津団体研究グループ (1983) 島根県中部の都野津層と大江高山火山群. 地団研専報, no.25,

p.151-160.

- 通商産業省（1967）昭和41年度広域調査報告書「北島根地域」．26p.
- 通商産業省（1969）昭和42年度広域調査報告書「北島根地域」．23p.
- 通商産業省（1970a）昭和43年度広域調査報告書「北島根地域」．44p.
- 通商産業省（1970b）昭和44年度広域調査報告書「北島根地域」．26p.
- 通商産業省（1971）昭和43年度広域調査報告書「北島根地域」．14p.
- 植村和彦（1989）環日本海地域のグリンタフ下部層の比較層序．古植物と古地理学的意味．昭和63年度科学研究費補助金（一般研究C）研究成果報告書，41p.
- 宇野泰光（1978）島根県江津-浜田地域の都野津層の層序と構造—都野津層群の研究（その1）—．地質雑，vol.84，p.571-582.
- 宇野泰光（1979）島根県大田市祖式-大家地域の都野津層群，とくに大江高山火砕岩について—都野津層群の研究（その2）—．地質学雑誌，vol.85，p.239-257.
- 宇野泰光（1994）島根県江津-温泉津地域の鮮新-更新世都野津層群の岩相層序と岩相分布．地質雑，vol.100，p.815-827.
- 歌田 実・湊 秀雄（1972）島根県西部（仁摩-塩泉津地区）の新第三紀凝灰岩類にみられる沸石の累帯分布．地質雑，vol.78，p.329-340.
- Uto, K. (1989) Neogene volcanism of Southwest Japan: Its time and space based on K-Ar dating. Univ. Tokyo Ph.D. Thesis, 184p.
- 脇坂安彦（1985）変塩基性岩．三郡変成岩類，江津地域．島根県地質図編集委員会（編），島根県の地質，島根県，p.40-43.
- 脇坂安彦・村上允英（1981）島根県江津市東部の夜久野型火成岩類．日本地質学会第88年学術大会講演要旨，p.379.
- Watanabe, T., Kobayashi, H., Sengan, H. (1983) Lawsonite from quartzfeldspathic schist in the Sangun Metamorphic Belt, Shikuma, Shimane Prefecture. *Mem. Fac. Sci., Shimane Univ.*, no.17, p.81-86
- 渡辺暉夫・竹下浩征・中沢雅之（1986）パンペリー石-アクチノ閃石片岩相の高温限界に関する一考察—江津市田ノ原川層（三郡変成岩）中のパンペリー石—．山陰地域研究，自然環境，no.2，p.105-110.
- 渡辺暉夫・千貫 浩・小林英夫（1989）島根県江津市東部に分布する波積南テクトニック・メランジ—地質・岩石・構造—．地質学論集，no.33，p.107-124.
- 藪本美孝・山内靖喜（1996）島根県の中新世川合-久利層産ギンハダカ属等魚類化石について．日本古生物学会第145回例会予稿集，p.53.
- 山上萬次郎（1897）20万分の1地質図幅「三瓶山」及び同説明書．地質調査所，140p.
- 山口謙次（1958）大江高山火山群の地質（演旨）．地質雑，vol.61，p.340-341.
- 山元孝広・星住英夫（1988）丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火成活動．地質雑，vol.94，p.769-781.

- Yamanoi, T. (1992) Miocene pollen stratigraphy of leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standard Neogene pollen floras of northeast Japan. In: Pisciotto, K.A., Ingle, J.C., Jr., von Breymann, M.T., Barron J., *et al.*, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Research Results*, vol.127/128, pt.1, p.471-491.
- 山内靖喜・吉谷昭彦 (1981) グリーンタフ堆積盆地発展の構造運動—島根県東部を例にして—。地質雑, vol.87, p.711-724.
- 山内靖喜・吉谷昭彦 (1992) 日本海南部およびその沿岸地域における中新世の構造運動。地質学論集, no.37, p.311-326.
- 横山 鼎 (1985) 嘉久志鉦山。島根県地質図説明書編集委員会編集, 島根県の地質, 島根県, p.477-478.
- 米子工業高等専門学校 (1985) 島根県地盤図 (解説・資料編) . 441p.
- 吉田博直 (1953) 島根県第三紀層に関する2, 3の問題。広島大学地学研報, no.3, p.25-31.
- 吉田博直 (1961) 中国地方中部の後期中生代の火成活動。広島大学地学研報, no.8, p.1-39.
- 吉田博直 (1966) 中国地方中部地域の後期中生代の火成活動について。西南日本内帯総研連絡紙, no.5, p.2-4.
- 吉田博直・今村外治・迎三千寿 (1952) 島根県中部の火成活動について (要旨)。地質雑, vol.58, p.255.
- 吉村孝二・藤原謙一・福田孝雄・宮廻信夫・田辺俊夫・神村茂宏 (1966) 県内産鑄物砂の常温性質について (第2報)。島根県工業試験場報告書, no.2, p.60-90.
- 吉村孝二・宮廻信夫・田辺俊夫・飯塚 赳・井上多津男 (1973) 県内産鑄物砂の資源調査 (I), 浅利地区波来浜の風成砂について。島根県工業試験場報告書, no.10, p.177-192.
- 吉村孝二・宮廻信夫・田辺俊夫・飯塚 赳・井上多津男 (1974) 県内産鑄物砂の資源調査 (II), 鑄物砂の概要と馬路, 尾浜の風成砂について。島根県工業試験場報告書, no.11, p.90-118.
- 吉谷昭彦・山内靖喜・小坂哲朗・大西郁夫 (1976) 島根地域を中心とした新第三紀・第四紀火山活動・地球科学. vol.30, p.95-101.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Okayama (12) No. 36 and No. 37



GEOLOGY

OF THE

YUNOTSU AND GŌTSU DISTRICTS

By

Kazuhiko KANO, Shinji TAKARADA, Hiroshi MAKIMOTO,

Nobuyuki TSUCHIYA and Michiaki BUNNO

(Written in 2000)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Yunotsu and Gōtsu districts (quadrangles) are located in the San-in province on the Japan Sea side of southwest Japan. Hilly land extends mainly in a NE-SW direction and rivers run parallel to or normal to the same direction. Sand bars and dunes are developed along the sea coast with local rocky capes and embayments. The NE-SW-oriented topographic structure reflects the Cenozoic geologic structures along the back-arc sea of SW Japan, but is intervened by Late Pliocene to Pleistocene Ōe-Takayama Volcano in the central area of the Yunotsu district.

Exposed in the Yunotsu and Gōtsu districts are Pre-Jurassic meta-mafic rocks, Pre-Jurassic to Jurassic crystalline schists, Late Cretaceous to Oligocene igneous rocks, Miocene sedimentary and volcanic rocks, Pliocene to Pleistocene volcanic rocks and sedimentary rocks, and Pleistocene to Holocene sediments (Table 1). Miocene sedimentary and volcanic rocks are developed in the coastal area. The

southeastern extension is bounded by a NE-SW-oriented concealed reverse fault, and is in contact with Late Cretaceous to Oligocene igneous rocks. The southwestern extension is bounded by a NW-SE reverse fault, and is in contact with Late Cretaceous to Oligocene igneous rocks and an underlying block of Pre-Jurassic and Jurassic metamorphic rocks. These rocks are gently folded in a NE-SW direction, and is extensively covered by Pliocene to Pleistocene sediments and contemporaneous products of Ōe-Takayama Volcano.

META-MAFIC ROCKS AND CRYSTALLINE SCHISTS IN SUŌ BELT

Oldest rocks exposed in the districts are metamorphosed mafic rocks and crystalline schists. Both rock bodies constitute a large block in the southwest of the Yunotsu district. The meta-mafic rocks in the western part of the block contact with the crystalline schists by a combination of faults.

Basalt to dolerite, gabbro, tonalite and ultramafic rocks constitute the meta-mafic rocks. The association of these rocks suggests an ophiolite origin. Pelitic schists and minor psammitic schists constitute the major part of the crystalline schists and accompany lenticular bodies of mafic schist, quartz schist and serpentinized ultramafic rocks. Muscovite K-Ar ages for pelitic schists indicate the rocks metamorphosed in Early Jurassic. Pelitic schist sparsely contains Permian radiolarian fossils, and the protolith is likely Permian in age. According to the rock association and the radiolarian age, the crystalline schists are interpreted to be the eastern extension of a Permian accretionary complex of the Suō Belt. The associated meta-mafic rocks are, therefore, most likely correlated to the Yakuno Complex.

LATE CRETACEOUS TO PALEOGENE IGNEOUS ROCKS

Late Cretaceous Gōtsu Volcanic Rocks unconformably overlie the metamorphic rocks in the Gōtsu coastal area. Felsic volcanic and pyroclastic rocks of Late Cretaceous Ōchi Group are distributed in the southeastern inland area of the Yunotsu district. Composed mainly of dacite pyroclastic rocks, the Late Eocene Sakurae Group unconformably overlies the Ōchi Group and is unconformably overlain by the dacite pyroclastic rocks of Late Eocene to Early Oligocene Kotani Formations. These Late Cretaceous to Early Oligocene rocks are intruded by the shallow-seated Arifuku Quartz Diorite, Kawamoto Granodiorite, Ijimi Granite and allied rocks. The Late Oligocene Komatsuji Formation is lithologically similar to the Kotani Formation. This formation is not intruded by these plutonic rocks and remain fresh relative to the Kotani Formation. The contact between the Komatsuji and overlying Toburodani Formations are covered by Late Pliocene to Early Pleistocene sediments and still remain unsettled. Andesite to dacite pyroclastic rocks and lava flows of the Toburodani Formation, however, appear to occur in structure at upper horizons and is likely to be Late Oligocene to early Early Miocene in age. Penecontem-

poraneous Minamiyama dikes and sills of intermediate to felsic compositions are intruded into the Komatsuji and Toburodani Formations.

Major components in the Ōchi Group, Gōtsu Volcanic Rocks, Sakuræ Group, Kotani Formation, and Komatsuji Formation are pyroclastic flow deposits of unknown sources. The Gōtsu Volcanic Rocks and Ōchi Group are correlated to the Late Cretaceous volcanic rocks extensively distributed in the Chūgoku Mountains to the southeast of the Yunotsu and Gōtsu districts. The Sakuræ Group is correlated to the Takayama and Yasaka Groups and Sakugi Volcanic Rocks, and is supposed to fill a cauldron centered in the Asahi Machi to the southwest of the Yunotsu district. The Kotani and Komatsuji Formations are the formerly-called Tawara and Mimata Subgroups of the Kawauchi Group. They have been supposed to fill a cauldron centered in the southeastern part of the Yunotsu district, but have no explicit evidence. The Sakuræ Group, and Kotani, Komatsuji and Toburodani Formations lie in ascending order from southwest to northeast and contact with the Late Cretaceous igneous rocks bounded mainly by NE-SW trending faults. The Arifuku Quartz Diorite, Kawamoto Granodiorite, Ijimi Granite and allied rocks are elongated mainly in a NE-SW direction and dike swarms of the Minamiya dikes and sills parallel to the same direction. These facts collectively suggest that the pyroclastic flow deposits flowed over the unknown sources and were emplaced in the NE-SW oriented depression repeatedly subsided.

MIOCENE

The Miocene of the Yunotsu and Gōtsu districts includes the Hata, Kawai, Kuri and Ōmori Formations. They unconformably overlie the Late Cretaceous to Paleogene igneous rocks described above, with NE-SW-trending strikes and gentle folds.

The Hata Formation is composed mainly of andesite to mafic dacite tuff, basaltic andesite agglutinate and lithic lapilli tuff to tuff, and rhyolite pumice lapilli tuff to tuff. Andesite to mafic dacite tuff is mainly welded and is distributed in the southwestern part of the Yunotsu district and is locally accompanied by basaltic andesite agglutinate. This rock is 19.6 ± 1.8 Ma in fission track age, and is close to the fission track age, 18.4 ± 1.2 Ma of the dacite welded tuff collected at the type locality of the Hata Formation. Basaltic andesite lithic lapilli tuff to tuff and rhyolite pumice lapilli tuff to tuff unconformably overlie the Komatsuji Formation in the southeastern part of the Yunotsu district. Basaltic andesite lithic lapilli tuff to tuff shows sedimentary features of pyroclastic surge deposits. Rhyolite pumice lapilli tuff to tuff is poorly sorted and locally stratified, and is interpreted to be pyroclastic flow deposits. Epiclastic (reworked) rocks are commonly associated with these rocks.

The Kawai Formation comprises non-marine to shallow marine sandstone and conglomerate. This formation unconformably overlies the Hata Formation and inter fingers with the marine Kuri Formation composed of mudstone, and rhyolite and andesite lavas and volcanoclastic rocks.

Within the Kuri Formation, andesite lavas and volcanoclastic rocks locally constitute marine composite volcanoes. A dissected tuff cone of andesitic composition is exposed on the Nima coast, and lithic pyroclastic surge deposits or volcanoclastic turbidites erupted from the tuff cone are intercalated in the lower part of the adjacent Kuri Formation. Rhyolite volcanoclastic rocks are commonly monomictic and show features of sediment gravity flow deposits. They are distributed extensively in the Yunotsu district and are intruded by penecontemporaneous lava domes and dikes lying mainly in a NE-SW direction. According to the radiometric ages and micro fossils, the Kawai and Kuri Formations range in age from 14-15 Ma to 18 Ma. The Ōmori Formation unconformably overlies the Kuri and Kawai Formations and comprises non-marine to shallow-marine andesite to dacite lavas and volcanoclastic rocks, which are exposed in small areas of the Yunotsu district. Radiometric ages for the Ōmori Formation obtained in adjacent areas range mainly from 13 to 15Ma.

The Kawai and Kuri Formations represent an Early to early Middle Miocene marine transgression that occurred along the Japan Sea coast by rifting accompanied with the Japan Sea spreading. Coincident with the cessation of the Japan Sea spreading, southwest Japan was uplifted by colliding with Pacific plate or Philippine Sea plate. The unconformity between the Ōmori and the underlying formations represents this event. Sea level probably rose while increasingly accelerated uplifting, resulting in a marine transgression-regression cycle from the Ōmori Formation to the upper formations. Rhyolite dikes and domes, and some mafic dikes in the Kawai and Kuri Formations have an ENE-WSW trend, whereas many other mafic and felsic dikes intruding into the Ōmori Formation have a NNE-SSW trend. This implies that the stress field changed when the regional unconformity between the Ōmori and underlying formations was produced.

LATE PLIOCENE TO HOLOCENE

The Miocene formations are unconformably overlain by Late Pliocene to Early Pleistocene Tsunozu Group and Ōe-Takayama Volcanic Products. Old fan deposits and sand dune deposits of the Sashimi Formation of Middle to Late Pleistocene age overlie the northern slope of Mt. Takayama just behind the Kotogahama shore. Holocene sand bars and coastal sand dunes are developed in wide embayed shores. Delta, fan and fluvial deposits are distributed behind the sand bars, river mouths, or valley bottoms.

The Tsunozu Group includes the Tsunozu, Shimanohoshi and Murogamiyama Formations. The Tsunozu Formation is represented by clastic rocks emplaced in a fluvial to lagoonal system developed along the shore and in another fluvial to inland shallow water system isolated by Ōe-Takayama Volcano. The Shimanohoshi Formation is composed of upward fining fluvial deposits in filling the channels developed on the surface of the Tsunozu Formation. The Murogamiyama Formation is composed

mainly of well sorted parallel to cross-stratified sand and minor mud or clay and gravel. This formation onlaps the Tsunozu and Shimanohoshi Formations, and is interpreted to have been emplaced in a shore to offshore environment.

The Ōe-Takayama Volcanic Products are composed of hornblende-biotite dacite, and are divided in ascending order into the Kōjidani Volcanic Products, Kanmuri-gawa Lava, Ōe Ash Flow Deposits, Kakida Ash Flow Deposits, Kawakami Block-and-Ash Flow Deposits, Yataki Ash Flow Deposits, Mikusu Block-and-Ash Flow Deposits, Senyama Volcanic Products and Ōe-Takayama Lava. The Kōjidani Volcanic Products fill a conduit 800 m across at Kōjidani and correlative block-and-ash flow deposits are distributed thick in the adjacent Nishita area. The Kanmuri-gawa Lava overlies the Kōjidani Volcanic Products and the top surface is flat perhaps due to erosion. The Ōe Ash Flow Deposits and overlying other pyroclastic flow deposits are distributed mainly around Mt. Ōe-Takayama and sparse flow directions of these deposits radiate from this mountain. The Senyama Volcanic Products are deposits quite similar to block-and-ash flow deposits which constitute a dissected pyroclastic cone 1 km across and fills an inner funnel-shaped depression. Domes of Ōe-Takayama Lava intrude into and spread over the Tsunozu Formation and these volcanic products.

The Ōe Ash Flow Deposits, Kakida Ash Flow Deposits and Kawakami Block-and-Ash Flow Deposits are intercalated in the upper Tsunozu Formation, and the Yataki Ash Flow Deposits, Mikusu Block-and-Ash Flow Deposits are overlain by the Senyama Volcanic Products, and the Ōe-Takayama Lava. The Senyama Volcanic Products and Ōe-Takayama Lava are 1.7 Ma in K-Ar age, and a tuff supposedly correlative to the Ōe Ash Flow Deposits is 1.8 Ma in fission track age. These facts collectively indicate the Late Pliocene to Early Pleistocene age for the Tsunozu Group and Ōe-Takayama Volcanic Products.

ACTIVE FAULTS AND LINEAMENTS, AND EARTHQUAKES

Few lineaments are recognized and no active faults are ascertained in the Yunotsu and Gōtsu districts. There is no historical record of large earthquakes that occurred in this district. Minor earthquakes of M 5-6, however, occasionally occurred in the surrounding area of Sambe Volcano. The Hamada earthquake of M 7.6 occurred in 1872 under the sea off Hamada City to the west of the Yunotsu and Gōtsu districts. This earthquake destroyed houses and other architectures in these adjacent districts.

ECONOMIC GEOLOGY

There are many closed metal mines of small scale in the border area between the Yunotsu and Iwami-Ōda districts. Onimura and Matsushiro mines in the Yuotsu district worked Kuroko-type deposits in the rhyolitic rocks of the Kuri Formation.

Major products of these mines were, however, gypsum. Ōmori mine (Iwami Gin Zan: Iwami Silver Mine) is famous for prolonged mining of silver-enriched sulfidated ores, which occur mostly inside of the pyroclastic tuff cone of Senyama Volcanic Products.

Quartz sand is worked from the sand beds of the uppermost Tsunozu Formation on the western and eastern foothills of Mt. Mitsugoyama, a dacite dome of Ōe-Takayama Volcano. The sand is used for silica glass and diecast molds. Sand dune deposits on the Narahama and Ohama beaches and underlying sand beds of the Tsunozu Formation are also worked but for building materials and diecast molds. Non-marine clay beds in the Tsunozu Formation are worked as raw materials of roofing tiles

文献引用例

鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之・豊 遙秋 (2001) 温泉津及び江津地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 129p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Kano, K., Takarada, S., Makimoto, H., Tsuchiya, N. and Bunno, M. (2001) *Geology of the Yunotsu and Gōtsu Districts*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 129p. (in Japanese with English abstract 5p.).

平成 13 年 2 月 9 日 印 刷

平成 13 年 2 月 14 日 発 行

経済産業省産業技術総合研究所 地質調査所

〒305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目1-3

印 刷 者 株式会社 エムディー

印 刷 所 株式会社 エムディー

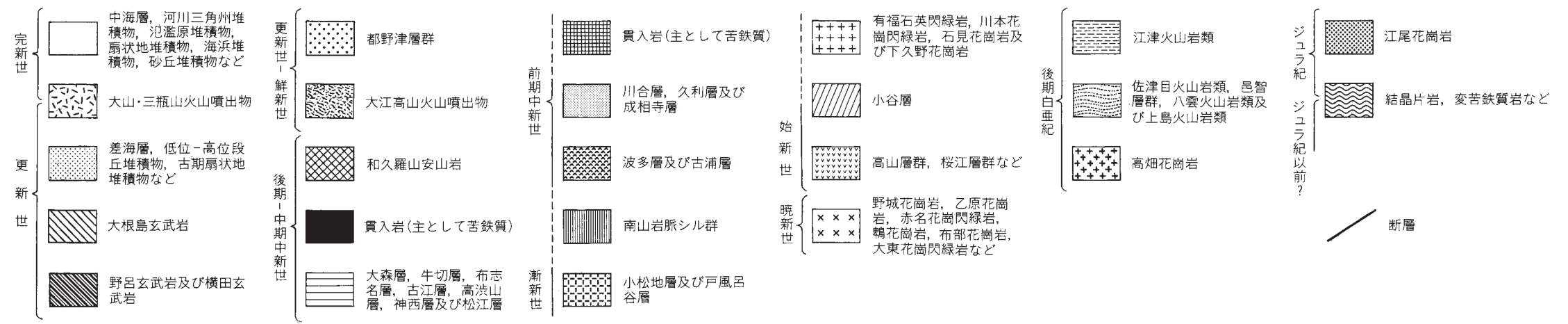
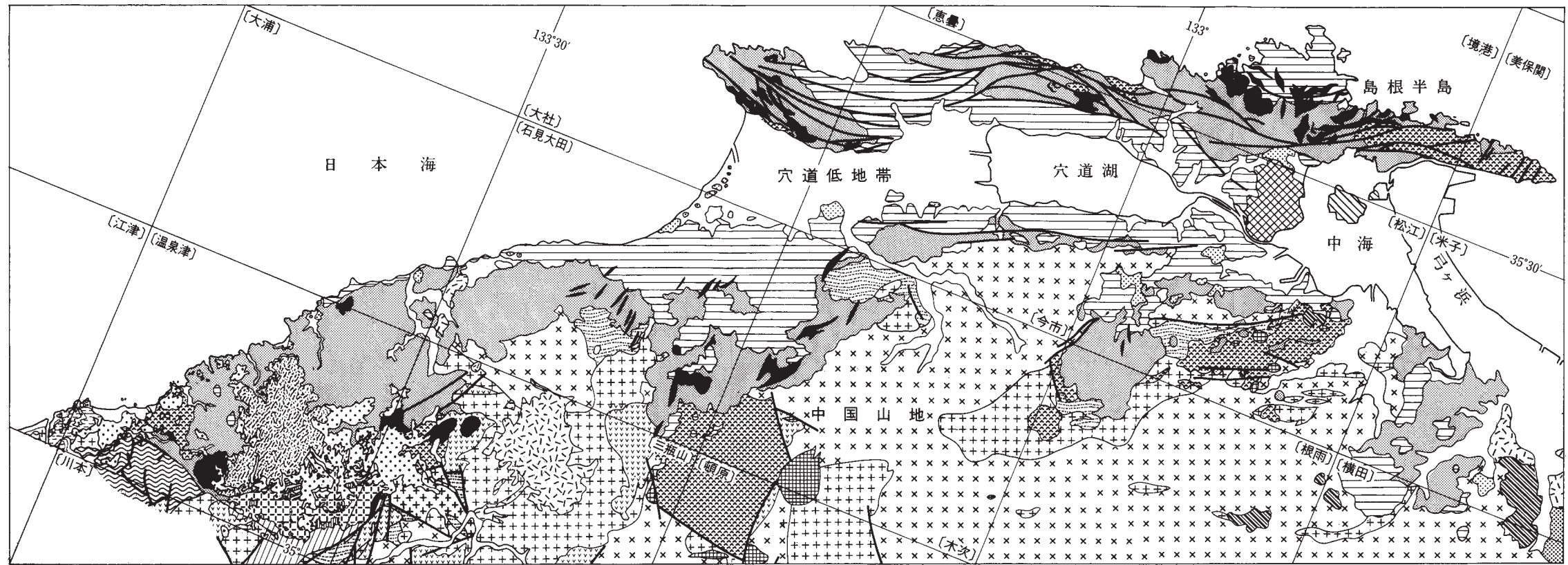
茨城県北相馬郡藤代町山王345-1

©2001 Geological Survey of Japan

Table1 Summary of the geology of the Yunotsu and Gotsu districts

Geologic Age		Stratigraphy (Thickness)		Lithology		Igneous activity	Depositional environment	Crustal movement	Radiometric ages and fossils					
Quaternary	Holocene	Delta, fan, and fluvial deposits	Sand bar and coastal sand dune deposits	Sand, gravel and mud	Sand, gravel and mud					Intermittent eruptions of Oe-Takayama volcano	Shore to offshore Fan-delta Coastal sand bar, sand dune, lagoon, river, fan and inland shallow water			
	Pleistocene	Sashimi Formation (10 - 20 m)	Old fan deposits	Sand, gravel and mud	Debris (Ggravel, sand and mud)									
			Murogamiyama Formation (20 m *)		Sand, gravel and mud									
	Late Pliocene	Oe-Takayama Volcanic Products	Tsunozu Group	Shimanohoshi Formation (25 m + *)	Öe-Takayama Lava	Hornblende-biotite dacite lava	Gravel, sand, silt and clay with felsic tuff							1.7 Ma (K-Ar) 1.8 Ma (K-Ar)
					Senyama Volcanic Products (250 m *)	Hornblende-biotite dacite lithic pyroclastic rocks								
					Mikusu Block-and-Ash Flow Deposits (20 m *)	Hornblende-biotite dacite lithic pyroclastic rocks								
				Yataki Ash Flow Deposits (10 m *)	Hornblende-biotite dacite tuff to pumice-lapilli tuff									
				Kawakami Block-and-Ash Flow Deposits (20 m + *)	Hornblende-biotite dacite lithic pyroclastic rocks	Conglomerate, sandstone, siltstone, mudstone and claystone with felsic tuff, lignite and quartz sand								
				Kakida Ash Flow Deposits (30 m + *)	Hornblende-biotite dacite tuff to pumice-lapilli tuff									
				Öe Ash Flow Deposits (20 m *)	Hornblende-biotite dacite tuff to pumice-lapilli tuff									
Kanmuriyama Lava (120 m *)				Hornblende-bearing biotite dacite lava										
Kōjidani Volcanic Products (80 m *)				Hornblende-bearing biotite dacite lava										
	Tsunozu Formation (100 m *)													
Neogene	Late Miocene to Early Pliocene													
										Middle Miocene	Ōmori Formation (100 - 300 m +)	Andesite to dacite lavas	Dolerite to porphyrite and basalt to dacite	
	Early Miocene	Kuri Formation (600 - 800 m *)	Mudstone, andesite lavas and volcaniclastic rocks, rhyolite alavas and volcaniclastic rocks, and muddy to tuffaceous conglomerate											
		Kawai Formation (250 m *)	Sandstone, conglomerate and mudstone											
	Early Miocene	Hata Formation (100 - 800 m +)	Andesite to mafic dacite welded tuff, basaltic andesite agglutinate and lithic lapilli tuff to tuff, rhyolite pumice lapilli tuff to tuff, and others											
		Oligocene	Toburodani Formation (600 m)	Minamiyama dikes and sills	Dacite pumice lapilli tuff to tuff with epiclastic deposits	Andesite to dacite, porphyrite, diorite and quartz diorite								
	Komatsuji Formation (600 - 800 m)													
	Paleogene	Late Eocene to Early Oligocene		Arifuku Quartz Diorite, Kawamoto Granodiorite, Ijimi Granite and allied rocks		Quartz diorite to tonalite, granodiorite, granite and others	Felsic igneous activity	Land	Development of rift basin in a NE-SW direction	23-25 Ma (FT) 23-30 Ma (FT) 31-36 Ma (FT, K-Ar)				
											Middle Eocene	Sakurae group (Nakano Formation, 120 m +)	Biotite-hornblende quartz-porphyrific dacite tuff (mainly welded)	28-34 Ma (FT) 37-41 Ma (FT)
		Paleocene to Early Eocene												
Late Cretaceous	Gōtsu Volcanic Rocks (800 m +) Ōchi Group (Ichiibara Formation, 1100 m +)		Rhyolite lapilli tuff to tuff (mainly welded) Quartz-porphyrific rhyolitic lapilli tuff to tuff	Felsic igneous activity	Land	63 Ma (FT) 75 Ma (FT) 92 Ma (FT)								
Early Cretaceous														
Jurassic and pre-Jurassic		Crystalline schists in Suō Belt (age of protoliths is mainly Permian)	Serpentinized ultramafic rocks (mainly dunite)	Pelitic schist, psammitic schist, quartz schist, and mafic schist				Permian radiolaria						
				Basalt to dolerite, gabbro, tonalite, and ultramafic rocks	Tholeiitic igneous activity									

* : Maximum thickness K-Ar: K-Ar dating FT: Fission-track dating



第3図 山陰中部の地質図
 鹿野ほか(1994)の第4図及び20万分の1地質図「浜田」(鹿野ほか, 1987), 「高梁」(寺岡ほか, 1996)などを基に作成

第1表 温泉津及び江津地域の地質統括表

地質時代	層序 (層厚)	岩相	火成活動	堆積環境	地殻変動	放射年代及び化石				
第四紀	完新世	三角州、扇状地及び河川堆積物	砂、礫及び泥	砂、礫及び泥						
	更新世	差海層 (10-20 m)	古期扇状地堆積物	砂、礫及び泥	岩屑(礫、砂及び泥)					
	更新世	室神山層 (20 m*)			砂、礫及び泥					
	後期鮮新世	大江高山火山噴出物	都野津層群	島の星層 (25 m+*)	黒雲母角閃石デイサイト	礫、砂、シルト及び粘土 (珪長質凝灰岩を伴う)	1.7 Ma (K-Ar)			
					角閃石黒雲母デイサイト石質火砕岩			1.8 Ma (K-Ar)		
					角閃石黒雲母デイサイト石質火砕岩					
					角閃石黒雲母デイサイト凝灰岩-軽石火山礫凝灰岩					
					角閃石黒雲母デイサイト石質火砕岩					
					角閃石黒雲母デイサイト凝灰岩-軽石火山礫凝灰岩					
角閃石黒雲母デイサイト凝灰岩-軽石火山礫凝灰岩										
角閃石含有黒雲母デイサイト										
角閃石含有黒雲母デイサイト石質火砕岩										
新第三紀	後期中新世	都野津層群	都野津層 (100 m*)	礫岩、砂岩、シルト岩、泥岩及び粘土岩(珪長質凝灰岩、亜炭、石英砂を伴う)	海棲-淡水棲貝化石など					
				冠川溶岩 (120 m*)						
				柑子谷火山噴出物 (80 m*)						
				大家火山灰流堆積物 (20 m*)						
				柿田火山灰流堆積物 (30 m+*)						
				川上火山岩塊火山灰流堆積物 (20 m+*)						
				矢滝火山灰流堆積物 (10 m*)						
				三久須火山岩塊火山灰流堆積物 (20 m+*)						
				仙山火山噴出物 (250 m*)						
				大江高山溶岩						
新第三紀	前期中新世	貫入岩	安山岩-デイサイト溶岩	ドレイト-ひん岩及び玄武岩-デイサイト	急激な隆起とNE-SW方向の褶曲					
						砂岩、礫岩及び泥岩				
						泥岩、安山岩溶岩火砕岩、流紋岩溶岩火砕岩及び泥質-凝灰質礫岩				
						安山岩-苦鉄質デイサイト溶結凝灰岩、玄武岩質安山岩アグルチネート、石質火山礫凝灰岩-凝灰岩、流紋岩軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩など				
						川合層 (250 m*)				
						久利層 (600-800 m*)				
						大森層 (100-300 m+)				
						波多層 (100-800 m+)				
						後期漸新世	南山岩脈シル群	デイサイト軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩(再堆積物を伴う)	安山岩-デイサイト、ひん岩、閃緑岩、石英閃緑岩	NE-SW方向の堆積盆形成
						後期漸新世	小松地層 (600-800 m)	角閃石もしくは黒雲母含有珪長質デイサイト軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩(主として溶結)及び珪長質デイサイト溶岩ドーム		NE-SW方向の堆積盆形成
後期漸新世	戸風呂谷層 (600 m)	デイサイト軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩(再堆積物を伴う)								
古第三紀	前期漸新世	有福石英閃緑岩、川本花崗閃緑岩、石見花崗岩など	石英閃緑岩-トータル岩、花崗閃緑岩、花崗岩など		31-36 Ma (FT, K-Ar)					
						小谷層 (500 m+)	デイサイト軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩(主として溶結)	28-34 Ma (FT)		
						桜江層群 (中野層, 120 m+)	黒雲母角閃石石英斑状デイサイト凝灰岩(主として溶結)	37-41 Ma (FT)		
						後期始新世-前期漸新世				
白亜紀	後期白亜紀	江津火山岩類 (800 m+)	流紋岩火山礫凝灰岩-凝灰岩(主として溶結)など	珪長質火成活動	陸上	63 Ma (FT)				
	前期白亜紀	邑智層群 (市井原層, 1100 m+)	石英斑状流紋岩火山礫凝灰岩-凝灰岩(主として溶結)	珪長質火成活動	陸上	75 Ma (FT)				
ジュラ紀及びそれ以前		周防帯結晶片岩類 (原岩の年代は主に二疊紀)	泥質片岩、砂質片岩、珪質片岩及び苦鉄質片岩	珪長質火成活動	陸上	92 Ma (FT)				
		変苦鉄質岩類	玄武岩-ドレイト、斑れい岩、トータル岩及び超苦鉄質岩	ソレアイト火成活動		二疊紀放射虫				

*: 最大層厚 K-Ar : K-Ar年代 FT : フィッショントラック年代