

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

岡山(12)第17号

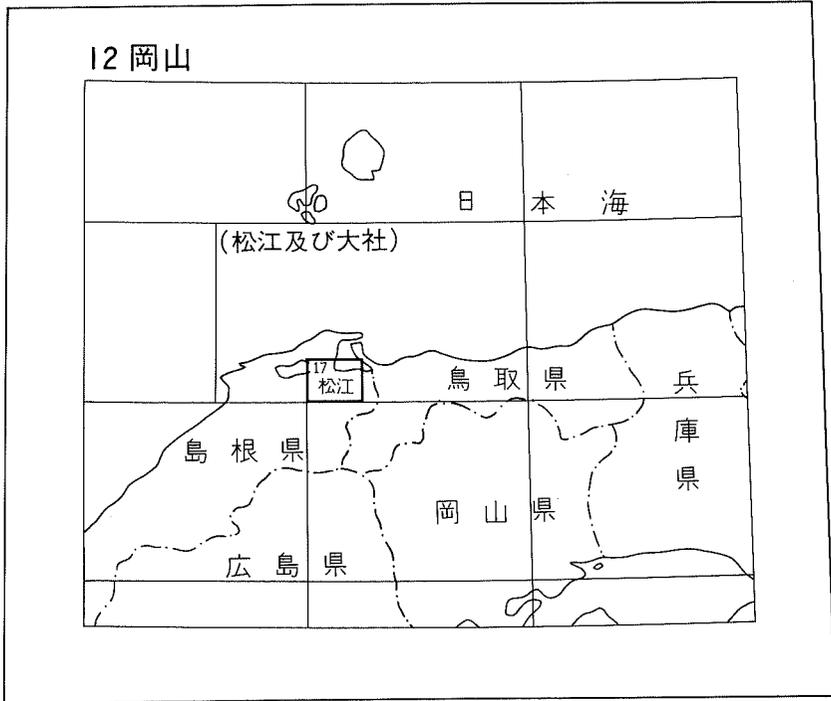
松江地域の地質

鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊 遙秋

平成6年

地質調査所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	(鹿野和彦)	1
II. 地質概説	(鹿野和彦・山内靖喜・高安克巳・松浦浩久)	4
II. 1 上意東及び鳥屋郷変成岩		6
II. 2 白亜紀後期 - 古第三紀火成岩類		6
II. 3 新第三系		7
II. 4 第四系		11
III. 上意東及び鳥屋郷変成岩	(松浦浩久)	12
III. 1 上意東変成岩		12
III. 2 鳥屋郷変成岩		15
IV. 白亜紀後期 - 古第三紀火成岩類	(松浦浩久)	15
IV. 1 八雲火山岩類		15
IV. 2 大東花崗閃緑岩		17
IV. 3 鴨花崗岩及び布部花崗岩		20
IV. 3. 1 鴨花崗岩		20
IV. 3. 2 布部花崗岩		21
IV. 4 下久野花崗岩		22
IV. 5 岩脈		24
V. 新第三系		26
V. 1 波多層	(鹿野和彦・山内靖喜)	26
V. 2 成相寺層及び川合層, 久利層	(鹿野和彦・山内靖喜)	34
V. 2. 1 成相寺相		35
V. 2. 2 川合層		38
V. 2. 3 久利層		42
V. 3 牛切層及び大森層	(鹿野和彦)	52
V. 3. 1 牛切層		52
V. 3. 2 大森層		55
V. 4 古江層及び布志名層	(鹿野和彦・高安克巳)	60
V. 4. 1 古江層		60
V. 4. 2 布志名層		61
V. 5 松江層	(鹿野和彦・山内靖喜・高安克巳)	66
V. 6 和久羅山安山岩	(鹿野和彦)	73
V. 7 塩基性 - 中性貫入岩	(鹿野和彦)	76
VI. 第四系	(鹿野和彦)	77

VI. 1	野呂玄武岩	78
VI. 2	高位Ⅰ段丘堆積物	78
VI. 3	高位Ⅱ段丘堆積物	81
VI. 4	高位Ⅲ段丘堆積物	81
VI. 5	大根島玄武岩	81
VI. 6	中位Ⅰ段丘堆積物	86
VI. 7	中位Ⅱ段丘堆積物	86
VI. 8	古期扇状地堆積物	86
VI. 9	差海層	87
VI. 10	低位段丘堆積物	88
VI. 11	中海層	89
VI. 12	砂州及び海岸砂丘堆積物	91
VI. 13	三角州, 扇状地及び氾濫原堆積物	91
VII.	干拓地及び埋立地	(鹿野和彦) 96
VIII.	地質構造	(鹿野和彦・山内靖喜・松浦浩久) 97
IX.	活断層とリニアメント及び地震活動	(鹿野和彦) 100
X.	応用地質	(鹿野和彦・豊 遙秋・松浦浩久) 103
X. 1	金属鉱床	103
X. 2	非金属鉱床	105
X. 3	石炭	106
X. 4	石油及び天然ガス	106
X. 5	石材及び骨材, 真砂	107
X. 6	地すべり及び山崩れ	108
X. 7	地盤の液状化	108
X. 8	温泉	108
X. 9	地下水	110
文 献		110
Abstract		122

図・表目次

第1図	島根半島及び周辺地域の埋谷面図	2
第2図	星上山より望む宍道低地帯と島根半島	3
第3図	弓ヶ浜及び中海の微地形	4
第4図	松江及び周辺地域の地質図	4-5
第5図	上意東砂質変成岩の顕微鏡写真	13

第 6 図	上意東砂質変成岩の顕微鏡写真	14
第 7 図	角閃石に富む上意東変成岩の顕微鏡写真	14
第 8 図	八雲火山岩類の地質柱状図	16
第 9 図	八雲火山岩類デイサイト溶結凝灰岩の顕微鏡写真	16
第 10 図	大東花崗閃緑岩, 鴨花崗岩及び布部花崗岩のモード組成	18
第 11 図	下久野花崗岩のモード組成	23
第 12 図	松江地域に分布する中性 - 塩基性岩脈の方位	25
第 13 図	布部花崗岩を不整合に覆う波多層基底の碎屑岩	27
第 14 図	大東町海潮の南, 飛石付近の赤川沿いにおける波多層と大東花崗閃緑岩との関係を示す ルートマップ	27
第 15 図	松江地域に分布する後期新生代火山岩の $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 図	30
第 16 図	松江地域に分布する後期新生代火山岩の $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ 図	30
第 17 図	広瀬町三郎谷から面ノ子へ至る道路沿いに分布する波多層デイサイト火砕流堆積物の岩相	31
第 18 図	波多層の安山岩岩屑堆積物	31
第 19 図	波多層安山岩岩屑堆積物の級化成層部	32
第 20 図	成相寺層流紋岩ロープ	36
第 21 図	川合層の安山岩水冷溶岩	39
第 22 図	川合層の火山岩屑堆積物	40
第 23 図	川合層のデイサイト水底火砕流堆積物	41
第 24 図	久利層のやや風化した泥岩	43
第 25 図	久利層の地質柱状図	44
第 26 図	八雲村須谷付近の久利層泥岩の分布とスランプ方向	45
第 27 図	久利層流紋岩溶岩の塊状部	46
第 28 図	久利層の流紋岩岩屑堆積物	46
第 29 図	久利層の流紋岩凝灰岩	47
第 30 図	久利層の黒雲母流紋岩軽石火山礫凝灰岩	47
第 31 図	松江地域に分布する中新世流紋岩岩脈の方位	48
第 32 図	広瀬町富田付近の火道を埋めた流紋岩溶結凝灰岩の分布	49
第 33 図	広瀬町富田付近の火道を埋めた流紋岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真	50
第 34 図	牛切層及び大森層の等層厚線図	53
第 35 図	牛切層の地質柱状図	53
第 36 図	牛切層の泥岩凝灰質砂岩互層	54
第 37 図	大森層のデイサイト溶岩とそれに重なる礫岩と安山岩溶岩	57
第 38 図	大森層の安山岩に由来する礫岩, 砂岩	58
第 39 図	布志名層基底の礫岩	61

第40図	布志名層と松江層との境界付近の地質柱状図	67
第41図	松江層の成層した玄武岩火山礫凝灰岩及び凝灰岩	69
第42図	松江層の玄武岩水冷溶岩	70
第43図	松江層の炭質泥岩に見られる乾裂	71
第44図	松江層の粗面安山岩陸上溶岩	72
第45図	松江層の砂岩を覆う和久羅山安山岩の火山角礫岩	74
第46図	和久羅山安山岩基底のジグソーパズル状割れ目	75
第47図	和久羅山安山岩の板状節理	75
第48図	宍道低地帯の第四系層序区分	79
第49図	布志名層の礫岩を覆う野呂玄武岩	80
第50図	高位Ⅱ段丘堆積物の地質柱状図	81
第51図	高位Ⅲ段丘堆積物の地質柱状図	82
第52図	松江層の成層したシルト岩, 砂岩を覆う高位Ⅲ段丘堆積物	82
第53図	大根島玄武岩の分布と地形	83
第54図	宍道低地帯における第四紀堆積物の基底等深線図	85
第55図	中位Ⅰ段丘堆積物の地質柱状図	86
第56図	中位Ⅱ段丘堆積物の地質柱状図	87
第57図	古期扇状地堆積物の地質柱状図	87
第58図	宍道低地帯における完新世堆積物の基底等深線図	90
第59図	飯梨川河口付近のボーリング柱状図	92
第60図	飯梨川河口付近における完新世汽水成泥質堆積物とそれに重なる三角州堆積物の等層厚線 図	93
第61図	飯梨川河口の空中写真と地形図	94
第62図	飯梨川河口から中海にかけての地質断面図	95
第63図	三角州前面の位置の変化とマッドランプ出現との関係	95
第64図	松江市南方地域の地質図	99
第65図	松江及び周辺地域のリニアメント	101
第66図	中国地方中部の主な震央分布	102
第67図	島根県東部及び周辺地域の地震分布	102
第68図	宝満山鉾山坑内図	104
第69図	液状化発生危険度図	109
第1表	松江地域の地質総括表	5
第2表	島根半島新第三系層序の変遷	8
第3表	中国山地北縁新第三系層序の変遷	8
第4表	大東花崗閃緑岩, 鴨花崗岩及び布部花崗岩の全岩化学組成とCIPWノルム組成	19

第 5 表	鴨花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代測定結果	21
第 6 表	下久野花崗岩の全岩化学組成と CIPW ノルム組成	24
第 7 表	波多層安山岩の化学組成	29
第 8 表	中新世火山岩及び火砕岩のフィッシュトラック年代測定結果	33
第 9 表	中新世火山岩の全岩 K-Ar 放射年代測定結果	33
第 10 表	成相寺層、牛切層及び古江層の浮遊性有孔虫化石	36
第 11 表	成相寺層、牛切層及び古江層の底生有孔虫化石	37
第 12 表	川合層及び久利層火山岩の化学組成	39
第 13 表	大東町北村付近に分布する川合層の火山岩屑堆積物に挟まれる泥岩及び火山岩屑堆積物中の溶岩岩片に産する底生有孔虫化石	40
第 14 表	八雲村平原草谷付近の道路沿いに分布する久利層中の底生有孔虫化石	51
第 15 表	牛切層の貝化石	55
第 16 表	大森層火山岩の化学組成	56
第 17 表	大森層の貝化石	59
第 18 表	松江 - 玉湯間に産する布志名層中の大型化石	62
第 19 表	布志名層の貝化石種一覧	64
第 20 表	布志名層の底生有孔虫化石	65
第 21 表	布志名層の浮遊性有孔虫化石	65
第 22 表	松江層のアルカリ玄武岩及び粗面安山岩の化学組成	68
第 23 表	和久羅山安山岩の化学組成	74
第 24 表	野呂玄武岩及び大根島玄武岩の化学組成	80

松江地域の地質

鹿野和彦*・山内靖喜**・高安克已***・松浦浩久*・豊 遙秋****

松江地域は、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8ヶ所の一つ「島根東部」に位置する。

現地調査は平成2-4年度に実施した。新第三系及び第四系の調査は鹿野、山内、高安が、先新第三系の調査は松浦が、鉱床の調査は豊が実施し、全体のとりまとめは主として鹿野が行った。現地調査とそのまとめにあたっては、島根県立工業センターの井上多津男氏ならびに島根大学地質学教室から貴重な地質情報を提供していただいた。島根大学教育学部野村律夫助教授には底生有孔虫を鑑定していただくとともに、その意義について教示していただいた。運輸省第三港湾局境港工事事務所には境港と江島の間で得られたボーリング資料の一部を、また、玉湯町役場から温泉ボーリング資料を提供していただいた。

地質図上に併記した等重力線図は地殻物理部広島俊男技官及び中井順二技官(当時)が、金属鉱業事業団から提供を受けた重力探査資料を基に編集した。環境地質部の衣笠善博技官からは地震関係資料の、近畿・中部地域地質センターの寒川 旭技官からはリニアメント資料の提供を受けた。薄片製作は地質標本館の安部正治、佐藤芳治、野神貴嗣、大和田 朗技官及び北海道支所の佐藤卓見技官による。

I. 地 形

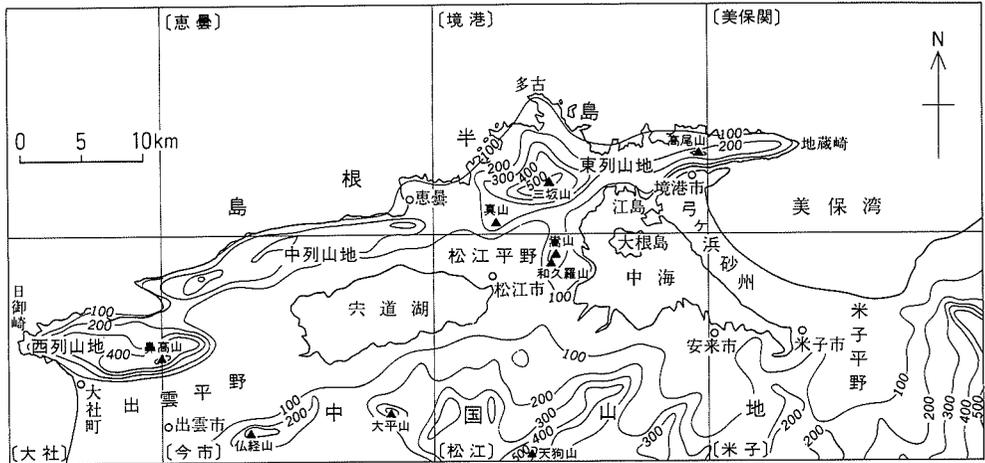
(鹿野和彦)

松江地域は北緯 $35^{\circ}20'$ - $35^{\circ}30'$ 、東経 $133^{\circ}0'$ - $133^{\circ}15'$ の範囲にある。本地域の中央部には、宍道湖や松江平野、中海がほぼ東西に連なる低地帯、宍道低地帯があり、その北側には島根半島の丘陵地帯が、そして南側には中国山地の北縁部が位置する(第1図)。

島根半島には、東列、中列及び西列の3つの山地が雁行状に並ぶ。これらは、それぞれ新第三系がな

*地質部、**島根大学理学部地質学教室、***島根大学汽水域研究センター、****地質標本館

Keywords: geologic map, 1:50,000, Matsue, Shimane, Nakaumi, Shinjiko, Sashimi, Daikonjima, Wakurayama, Fujina, Furue, Ushikiri, Ōmori, Kuri, Kawai, Hata, Jōsōji, Koura, Shimokuno, Fube, Hiyodori, Daitō, Yakumo, Toriyagō, Kamiitō, alkali, basalt, volcanoclastic rock, hornfels, granite, Cretaceous, Paleogene, Neogene.



第1図 島根半島及び周辺地域の埋谷面図 幅2km埋谷. 鹿野・吉田(1985)を改変

す複背斜に対応しており、南北方向の地形断面を見ると、地層の傾斜を反映して南または北側斜面が他方の斜面より緩やかな非対象な形をなす。松江地域北部の丘陵地は、これら3つの山地のうちの一つ、中列山地の東端部にあたる。

中国山地は、主として白亜紀後期-古第三紀の花崗岩類と珪長質火山岩類からなり、準平原の様相を呈するなだらかな山地である。松江地域内では、標高100-600mの山々の間を小河川が樹枝状に流れている。松江地域内での最大標高は天狗山の610.4mで、そこから京羅木山きょうらぎやまの方向、すなわち東北東方向に尾根が続く。この尾根は浸食から取り残された前期中新世の火山岩からなる。花仙山とその東西方向に連なる尾根や八雲山やくもやま、空山そらやまなどの山々が連なる地域西部の忌部高原などは、天狗山よりもやや若い中期中新世の火山岩からなり、古い火山地形の名残をとどめている。

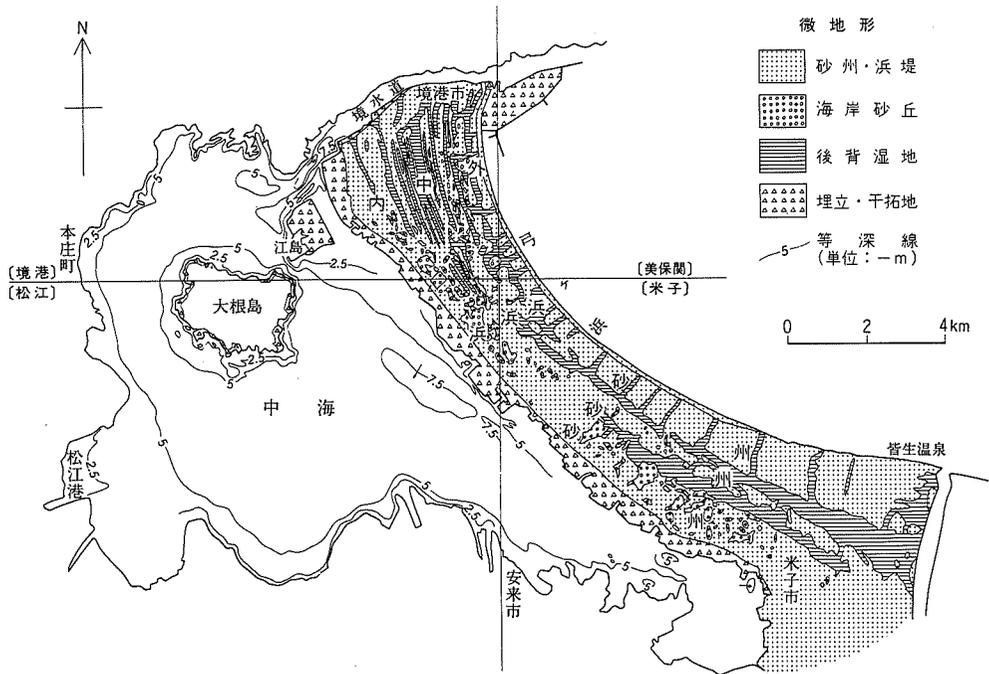
宍道低地帯は、新第三系の分布と地質構造(第4図)に示されるように、中国山地の北側への傾動と島根半島の複背斜形成によって生じた凹地とみとすることができる。宍道湖と中海の水深は、最大でそれぞれ、5-6m、7-8mと極めて浅く、低地を埋める第四紀堆積物も80-90mを越えない。宍道低地帯の中で際だって標高の高い和久羅山と嵩山は、この凹地の上に噴出した後期中新世末期の火山である。

ボーリングなどの既存資料によれば、宍道低地帯には中期更新世-現世の堆積物が厚く分布する。これら堆積物は、主として湾または湖沼の環境に堆積している。弓ヶ浜(第2, 3図)は縄文海進以降に美保湾の湾頭を段階的に埋積した砂州で、碎屑物の多くは中海岸の飯梨川などから供給されたらしい。宍道低地帯の西端、宍道湖と大社湾の間の地域(大社及び今市地域)にも、縄文時代には弓ヶ浜と同様に砂州が発達していたと考えられるが、縄文海進以降神戸川及び斐伊川から流入した土砂によって埋積され続けた。江戸時代には鉄穴流しによって大量の土砂が斐伊川や飯梨川などから流入したため急速に埋積が進み、現在は広い海岸平野となっている。

宍道低地帯は中新世に形成された凹地にもかかわらず、そこには後期鮮新世-前期更新世の堆積物は確認されていない。境港地域の境港と江島との間で運輸省第二港湾局境工事事務所によって最近行われ



第2図 星上山より望む穴道低地帯と島根半島



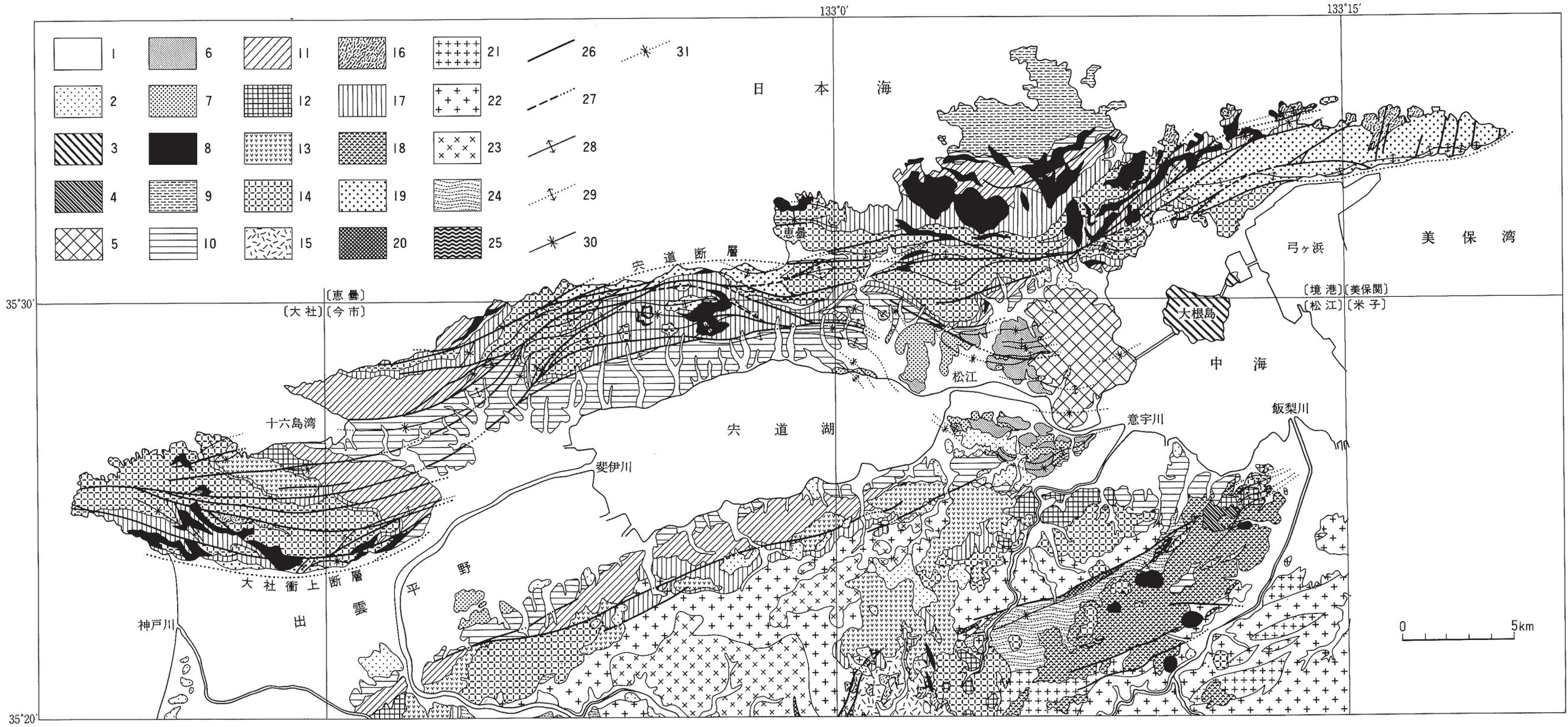
第3図 弓ヶ浜及び中海の微地形 式・藤原(1979)原図に鹿野・吉田(1985)が修正した図に加筆

たいくつかのボーリングでも、大根島玄武岩の下位に湖沼堆積物などが厚く堆積していることは確認されたものの、堆積物の年代は不明である。ただし、ボーリング1-PW1-5では、大根島玄武岩の下位およそ25mのところの粘土から後期中新世-鮮新世以降に出現する淡水生珪藻化石(柳沢幸夫, 未公表資料)が得られており、この粘土が前期更新世の堆積物である可能性も考えられる。いずれにしても、後期鮮新世-前期更新世の堆積物が本当に存在しないのか宍道低地帯及びその周辺地域の地形発達史を知る上で確認を要する重要な問題である。

II. 地質概説

(鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久)

松江地域のうち、島根半島には新第三系が、宍道低地帯には第四系が、そして中国山地北縁には新第三系と白亜紀後期-古第三紀火成岩類、時代未詳の堆積岩を起源とする接触変成岩が分布する(第4図, 第1表)。



第4図 松江及び周辺地域の地質図 鹿野・吉田(1985), 鹿野・中野(1985, 1986), 鹿野ほか(1989, 1991)及び本報告の地質図より編集。1-4 = 第四系, 5-19 = 中新統, 20-23 = 古第三系, 24 = 上部白亜系, 25 = 時代未詳の変成岩類。1 = 完新世堆積物及び埋立地, 2 = 更新世堆積物, 3 = 大根島玄武岩, 4 = 野呂玄武岩, 5 = 和久羅山安山岩, 6 = 松江層アルカリ玄武岩-粗面安山岩溶岩, 同火砕岩及びそれらの再堆積物, 7 = 松江層の砂岩, シルト岩など, 8 = 塩基性-中性貫入岩, 9 = 高洪山層, 10 = 古江層及び布志名層, 11 = 牛切層及び大森層の砕屑岩, 12 = 牛切層及び大森層のデイサイト-流紋岩溶岩・火砕岩, 13 = 牛切層及び大森層の安山岩溶岩・火砕岩, 14 = 成相寺層及び川合層, 久利層の流紋岩溶岩・火砕岩, 15 = 成相寺層及び川合層, 久利層のデイサイト火砕岩・溶岩とそれらの再堆積物, 16 = 成相寺層及び川合層, 久利層の安山岩溶岩・火砕岩, 17 = 成相寺層及び川合層, 久利層の砕屑岩, 18 = 波多層の安山岩溶岩・火砕岩, デイサイト火砕岩及びそれらの再堆積物, 19 = 古浦層, 20 = 石英斑岩及び花崗斑岩の岩脈, 21 = 下久野花崗岩, 22 = 鴨花崗岩及び布部花崗岩, 23 = 大東花崗閃緑岩, 24 = 八雲火山岩類及び上島火山岩類, 25 = 上意東変成岩及び鳥屋郷変成岩。26 = 断層, 27 = 推定断層(破線)及び伏在断層(点線), 28 = 背斜, 29 = 伏在背斜, 30 = 向斜, 31 = 伏在向斜。

第1表 松江地域の地質総括表

地時	層序		主要岩相	火成活動	堆積環境	構造運動	放射年代及び化石帯・群集			
	島根半島	宍道低地帯 中国山地北縁								
第四紀	完新世	三角州、扇状地、氾濫原、砂州及び海岸砂丘堆積物及び中海層(<50m)	砂、泥及び礫(泥炭を挟む)	アルカリ玄武岩 火山活動	内湾-潟湖と海岸平野	放射年代及び化石帯・群集	汽水-海生動物化石			
		低位段丘堆積物	礫、砂及び泥		河川流域		汽水-海生動物化石			
	後期更新世	差海層(<50m)	泥、砂及び礫(泥炭及び火山灰を挟む)		泥、礫及び砂		アルカリ玄武岩 火山活動	野平野	放射年代及び化石帯・群集	汽水-海生動物化石
		中位II段丘堆積物	礫、砂及び泥		礫及び礫質泥			扇状地		
		中位I段丘堆積物	アルカリ玄武岩溶岩及びブスコリア		湖と海岸平野			放射年代及び化石帯・群集		
		古期扇状地堆積物	礫、砂及び泥		湖と海岸平野					
	中期更新世	大根島玄武岩	礫、砂及び泥		湖と海岸平野		放射年代及び化石帯・群集			
		高位III段丘堆積物	礫、砂及び泥		湖と海岸平野					
		高位II段丘堆積物	礫、砂及び泥		湖と海岸平野					
		高位I段丘堆積物	礫、砂及び泥		湖と海岸平野					
前期更新世	野呂玄武岩	アルカリ玄武岩溶岩	内陸	放射年代及び化石帯・群集	1Ma(K-Ar)					
	和久羅山安山岩	角閃石含有安山岩溶岩	海岸平野		5-6Ma(K-Ar)					
第三紀	鮮新世	松江層 <1100m		アルカリ玄武岩 火山活動	内湾-潟湖	放射年代及び化石帯・群集	海-汽水動物化石 植物化石 11-12Ma(K-Ar) N10-11* N9* N8-9* 15Ma (FT, K-Ar) 20Ma(FT) 23-26Ma(FT) 台島型植物群 淡水-汽水生貝化石			
		古江層 (450-900m)	布志名層 (500m)		泥岩及びシルト岩			シルト岩、泥岩及び砂岩	内湾-潟湖	
	中中新世	牛切層 (<300m)	大森層 (<500m)		流紋岩凝灰岩凝灰質砂岩泥質互層			礫岩、砂岩、安山岩溶岩、テイスサイト溶岩など	浅海	
		成相寺層 (>1200m)	久利層 (200-800m)		泥質岩、流紋岩溶岩、流紋岩火砕岩など			泥岩、流紋岩溶岩、流紋岩火砕岩など	半深海	
	川合層 (0-400m)		テイスサイト火砕岩、安山岩溶岩、火山岩層堆積物、砂岩、礫岩など		ソレアイト及びカルクアル系 安山岩流紋岩を主とする火山活動			沿岸		
	前中新世	古浦層 (>800m) (伏在)	波多層 (<800m)		砂岩、礫岩、泥質岩、安山岩溶岩・火砕岩及び流紋岩火砕岩			火山岩層堆積物、テイスサイト火砕岩及び安山岩溶岩	浅海	
	古第三紀	漸新世	下久野花崗岩		細粒黒雲母花崗岩			珪長質火成活動	島根半島	放射年代及び化石帯・群集
始新世				布部花崗岩 鶴花崗岩		細-中粒黒雲母花崗岩	放射年代及び化石帯・群集			
		晩新世								
白堊紀後期				八雲火山岩類 (>800m)		流紋岩-テイスサイト火砕岩(主として溶結)及び流紋岩溶岩	内陸			
時未代詳	上意東変成岩 鳥屋郷変成岩	スカルン及び角閃石ホルンフェルス(砂岩、泥岩及び礫岩起源)	浅海	放射年代及び化石帯・群集						

*: Blow(1969)の浮遊性有孔虫化石帯 K-Ar: K-Ar年代 FT: フィッシュトラック年代 **: 対比可能な周辺地域の貫入岩体の年代を含む。

II. 1 上意東及び鳥屋郷変成岩

松江地域中部の東出雲町^{かみいとう}上意東と八雲村^{とりやごう}鳥屋郷東方には堆積岩起源の接触変成岩が小範囲に分布している。このうち上意東に分布するものを上意東変成岩、鳥屋郷に分布するものを鳥屋郷変成岩と呼ぶ。上意東変成岩は凝灰質泥岩及び砂岩、鳥屋郷変成岩は凝灰質砂岩及び泥岩と礫岩、炭酸塩を含む堆積岩を原岩とし、両者とも古第三紀花崗岩類による接触変成作用を被っている。化石は発見されておらず、原岩の時代を示すほかの証拠も得られていない。ただし、上意東では八雲火山岩類に上意東変成岩由来の礫が含まれており、白亜紀後期よりも古いことは確かであろう。これらと類似する接触変成岩は南西隣の木次地域^{きすき}にも分布している（石原, 1966; 資源エネルギー庁, 1987, 1988, 1989）。いずれの場合も走向が南西-北東で、走向方向に点在しており、この方向に白亜紀後期よりも古い地質体が配列していることが考えられる。

II. 2 白亜紀後期-古第三紀火成岩類

松江地域及び周辺地域の先新第三紀火成岩類は、一括して西南日本内帯に広く分布する白亜紀火成岩類の一部と考えられていた。これが白亜紀後期-古第三紀の様々な岩体からなることが明らかにされたのは、1960年代以降の地質学的研究（三浦, 1963, 1961; 石原, 1966, 1967a; 服部ほか, 1973, 1983; 飯泉・沢田, 1980; 飯泉ほか, 1983, 1985; 松浦, 1989; 鹿野ほか, 1991）、特に南西隣木次地域から南隣の横田地域^{よこた}にかけて分布するモリブデン鉱床に関連した研究（山本, 1954; 瀧本ほか, 1965; 石原, 1971; 資源エネルギー庁, 1987, 1988, 1989 など）とこれに関連した K-Ar 法による放射年代学的研究（河野・植田, 1966, 1967; 石原, 1967b; 石原ほか, 1988; Shibata and Ishihara, 1974）によるところが大きい。近年では、坂本・山田（1982）、島根県地質図編集委員会（1982）、鹿野ほか（1988）らがこれらの成果をまとめて 20 万分の 1 地質図幅に表現している。

松江及び周辺地域の白亜紀後期-古第三紀火成岩類は、白亜紀後期の八雲火山岩類^{やくも}、暁新世の大東花崗閃緑岩^{ひよどり}及び鴨花崗岩^か、布部花崗岩、始新世の下久野花崗岩^{しもくの}、そして岩脈に区分される。

八雲火山岩類は、大部分が溶結したデイサイト-流紋岩火砕岩及び流紋岩溶岩からなり、東出雲町上意東から八雲村熊野にかけて北東-南西方向に細長く分布する。途中に新第三系を挟むものの、この南西延長上にある大東町塩田付近（木次地域）にも白亜紀火山岩類が分布している（石原, 1967a; 服部ほか, 1973）。八雲火山岩類は、暁新世の鴨花崗岩に貫入され接触変成を受けていることから、中国山地に広く分布する白亜紀後期火山岩類の一部と考えられる。

大東花崗閃緑岩は、松江地域から今市、木次地域にかけて底盤状に分布する中-粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩で石英閃緑岩の暗色包有物を含む。鴨花崗岩に貫かれている。黒雲母の K-Ar 年代は 63-44 Ma と幅があるが、若い値は測年試料位置に近いセリサイト鉱床形成年代と考えられており（資源エネルギー庁, 1987）、定置固結した年代は、後期暁新世と考えてよさそうである。

鴨花崗岩は、松江地域東出雲町市原から今市地域にかけて分布する中-細粒黒雲母花崗岩である。こ

の花崗岩は局所的に石英が斑状になる。大東花崗閃緑岩との接触部付近では角閃石黒雲母花崗岩に変わり、花崗閃緑岩との境界が不明瞭になることがある。黒雲母の K-Ar 年代値は $54.1 \pm 2.7 \text{ Ma}$ であるが、大東花崗閃緑岩との貫入関係からみて、鶴花崗岩の実際の年代はもう少し古く、後期暁新世の末期頃と考えられる。

布部花崗岩は、松江地域東部から横田地域に分布する中-細粒の黒雲母花崗岩の均質な岩体で、ミアロリティックな空隙にしばしば白雲母を含む。岩相と貫入関係などから鶴花崗岩や、布部花崗岩の南東側に分布する根雨花崗岩に対比される(飯泉ほか, 1983)。ちなみに、根雨花崗岩の K-Ar 年代は $64-59 \text{ Ma}$ (Hattori and Shibata, 1974) で、この対比は、上記の大東花崗閃緑岩と鶴花崗岩との貫入関係及び両岩体の放射年代に矛盾しない。

下久野花崗岩は細粒黒雲母花崗岩で、しばしば白雲母を含む。また、一般に細粒閃緑岩ないしトータル岩の捕獲岩を含み、部分的には捕獲岩が密集することがある。木次地域南西部から横田地域北西部、本地域南西部にかけて布部花崗岩に壁面接触で貫入しているほか、本地域東部の布部花崗岩全域に岩脈状の小岩体として貫入している。下久野花崗岩の放射年代値はないが、これに対比されている木次地域内の大内谷花崗岩(山本, 1954; 瀧本ほか, 1965)の黒雲母 K-Ar 年代として後期始新世後期-前期漸新世に相当する 36 Ma の値(石原, 1971)が報告されている。

以上の火山岩類、花崗岩類は花崗斑岩、石英斑岩及びマイクロダイオライトの岩脈に貫かれる。花崗斑岩と石英斑岩は、脈幅が $20-400 \text{ m}$ で、北東-南西方向に貫入するものが多い。マイクロダイオライト岩脈は、脈幅が $1-3 \text{ m}$ で、まれに 10 m を越えるものがある。東西ないし西北西-東南東方向に貫入するものが多い。いずれの岩脈も中新世の岩脈より粗粒で、卓越方位も中新世の岩脈とは異なる。

II. 3 新第三系

山陰地域では、中国山地北縁から島根半島、そして日本海にかけて新第三系が広く分布する。中国山地北縁では北に単調に傾斜し、島根半島南側では大局的に見て南に傾斜しており、その間の宍道低地帯にも伏在することがうかがわれる。等重力線図(地質図参照)や出雲平野の地震探査断面図(通商産業省, 1970)、中海や宍道湖の音響探査結果(三梨ほか, 1986, 1987, 1988; 後藤・中海宍道湖自然史研究会, 1988)、出雲平野及び宍道湖のボーリング資料(九里・本島, 1953; 米子工業高等専門学校, 1985; 大西・松田, 1985; 山内ほか, 1988; 鹿野ほか, 1989)などと併せて考えると、宍道低地帯の地下に伏在する新第三系は、東西方向に延びる大きな向斜または複向斜をなしていると推定できよう。島根半島の新第三系はこれに対応する複背斜をなし、褶曲軸にほぼ平行に走る逆断層によって寸断されている。Otuka (1937a, b, 1939)はこの著しく変形している島根半島の新第三系褶曲帯を 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。

これら新第三系のうち島根半島側については富田・酒井(1938)、多井(1952, 1953, 1955)をはじめとし、西山(1962)、加藤(1969)など、中国山地北縁については Tomita and Sakai (1937)、富田・酒井(1937)など、多くの人々により研究されている(第2, 3表)。1966-68年には通商産業省により島根半島から中国山地北縁にかけて広く地質調査が実施され、これらの成果は3編の報告書(通商産業省,

第2表 島根半島新第三系層序の変遷¹⁾ 鹿野ほか(1989)を一部改変

富田・酒井 (1938)	嘉藤 (1949) ²⁾	多井 (1952) ³⁾	西山 (1962) ²⁾	加藤 (1969) ⁴⁾	通産省 (1967,1969)	山内ほか(1980)	鹿野・吉田 (1985) ⁵⁾	野村 (1986a) ³⁾
松江統		松江累層		松江層	松江層	松江層	松江層 高洪山層	松江層
古江統	古江層	西田累層群	古江泥岩層	古江層	古江泥岩部層	古江層	古江層	古江層
講武統	本庄層	鱈淵砂岩累層	牛切互層	鱈淵層	相代互層	牛切層	牛切層	相代層
講武統	安山岩類	相代火成 砕屑岩累層	成相寺頁岩層	唯浦層	成相寺層	成相寺層	成相寺層	成相寺層
島根統	講武層	唯浦頁岩累層	成相寺頁岩層	唯浦層	成相寺層	成相寺層	成相寺層	成相寺層
島根統	流紋岩類 斑れい岩- 閃緑岩 島根層?		古浦砂岩層	大社層	成相寺砂岩部層	古浦層	古浦層	古浦層
古浦統	古浦層	古浦累層	古浦頁岩層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層
							腕山部層 七類部層 高尾山部層 宇井部層	

1) 和久羅山安山岩を除く 2) 半島西部 3) 半島中央部 4) 半島中・西部 5) 半島東部

第3表 中国山地北縁新第三系層序の変遷 鹿野・吉田(1985)を一部改変

TOMITA and SAKAI (1937)	岡本 (1959)	通商産業省 (1970) ¹⁾	多井 (1973)	山陰グリーン・クラブ 同研グループ (1979) ²⁾	OGAWARA and NOMURA (1980)	高安・中村 (1984)
松江統		松江層			斐川層	神西層
布志名統	布志名層	布志名層	布志名累層		志布名層	志布名層
布志名統	来待層				来待層	来待層
大森統	複輝石安山岩 大森層	大森層	大森累層	大森累層	大森層	大森層
玉造統	玄武岩 上部玉造層	久利層 (上部玉造層)	玉造累層	意宇川累層	佐倉層	久利層
玉造統	下部玉造層	川合層	川合層 (下部玉造層)		玉造層	川合層
	波多亜層群	波多層		大東累層		

1) 出雲市南部を含む 2) 松江市南方松江湾入部

1967, 1969, 1970) にまとめられている。

金属鉱物探鉱促進事業団 (1970, 1971, 1972a, b) は、これらの成果を受けて島根半島西列山地及びその周辺地域で多数の坑井を掘削し、精密調査を行った。島根半島については、その後、山内ほか (1980) が東部の美保関、境港両地域の第三系について調査再検討した結果をまとめており、多井 (1973) 及び山内・吉谷 (1981) は島根半島を含めた島根県東部の地質構造発達史を議論している。また、近年では地質調査所による地震特定観測地域の地質研究の一環として行われた境港地域 (鹿野・吉田, 1985)、美保関地域 (鹿野・中野, 1985b)、恵曇地域 (鹿野・中野, 1986)、大社地域 (鹿野ほか, 1989) 及び今市地域 (鹿野ほか, 1991) の研究や、これらと相前後して行われた野村 (1986a, b) の研究がある。

一方、中国山地北縁の第三系については、貝化石や哺乳動物化石が産出することからかなり早くか

ら研究されている。しかし、層序を明らかにしたのは Tomita and Sakai (1937)、富田・酒井 (1937) が最初である。その後通商産業省 (1970) の報告が出るまでは詳しい調査報告はなされなかったが、1970 年以後、改めて化石の研究 (岡本・今村, 1971 など) や地質の研究が行われた。中でも Ogasawara and Nomura (1980) や高安・中村 (1984) の研究は、従来の層序を再検討した上で、貝などの化石群集の詳細を明らかにした点で特筆される。松江市南方のいわゆる松江湾入部を占める新第三系下部層についても詳しい調査が行われたのは 1960-1970 年代になってからのことで、広域地質調査報告 (通商産業省, 1970) 以降、山陰グリーン・タフ団体研究グループ (1973, 1979) によって松江湾入部が前期-中期中新世の陥没盆地である可能性が議論されている。また、最近では、希少金属鉱物資源の賦存状況調査に関連して松江及び周辺地域の地質がまとめられており (資源エネルギー庁, 1987, 1988, 1989), その中で前期中新世に松江湾入部の縁辺部に貫入した石英閃緑岩などの貫入岩体の存在が明らかにされている。

このほか、松江地域や周辺地域の新第三紀火山岩の化学組成について、三浦 (1973a, 1974), Morris (1986) らが系統的に調べている。

松江地域の新第三系は宍道低地帯の南側と北側に分かれて分布することから、両地域で異なった層序が立てられている (第 2, 3 表)。本報告でもこれらに従い、別々の層序を立てて化石及び放射年代値を基に対比した (第 1 表)。両地域の中新統下部の対比については、鹿野・中野 (1985a), 鹿野ほか (1989, 1991), 鹿野 (1991), 高安ほか (1992) によって試みられているが、放射年代や生層序データが十分でないために必ずしも確定していない。

宍道低地帯北側にある島根半島の新第三系は下位から古浦層、成相寺層、牛切層、古江層、松江層及び和久羅山安山岩に、中国山地北縁の新第三系は下位から波多層、川合層、久利層、大森層、布志名層及び斐川層または神西層に区分される。ただし、ここでいう大森層は従来の大森層と来待層を一括したものである (鹿野ほか, 1991)。その理由については後で詳しく述べる。川合層、久利層はそれぞれ下部玉造層、上部玉造層と呼ばれることもある。斐川層と神西層は、それぞれ Ogasawara and Nomura (1980), 高安・中村 (1984) によって近年設けられた地層で、岩相層序上松江層に対比されている。松江地域においては、島根半島の新第三系最下部層である古浦層と中国山地北縁の斐川層、神西層は分布しない。

各説で述べる生層序及び放射年代資料に基づけば、波多層は古浦層に、川合層及び久利層は成相寺層に、大森層は牛切層に、布志名層は古江層に対比される。

波多層は、本来、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あるが、松江地域においても、新第三系またはそれに連なる一連の地質系統の最下部層を占める陸成火山岩層を波多層に対比し得る地層と考え、これを波多層と呼ぶことにする。松江地域に分布する波多層は、白亜紀後期-古第三紀火成岩類などを不整合に覆う。その主体は陸上の安山岩溶岩で、デイサイト火砕流堆積物や火山岩屑堆積物 (volcanic debris deposits) などを挟む。

成相寺層は、淡水-汽水の湖成堆積物からなる古浦層を整合に覆い、島根半島に広く分布する海成層である (鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985b, 1986; 野村, 1986a; 鹿野ほか, 1989, 1991)。主として黒色泥質岩及びそれと指交する流紋岩火山岩類からなる。成相寺層の流紋岩は海底火山を形成した大規模な酸性火山活動の産物で、安山岩を伴う。酸性火山活動は成相寺層の堆積期を通じて間欠的に続いている。今市地域から大社地域にかけて分布する鱒淵鉞床などの黒鉞及び黒鉞式鉞床は主に成相寺層

中に胚胎している。古浦層と成相寺層とは不整合関係にあるとする説もある(山内ほか, 1980; 山内・吉谷, 1981)。

川合層は、花崗岩類に由来する礫岩、砂岩及びそれらと指交する安山岩水砕溶岩、デイサイト水底火砕流堆積物、火山岩屑堆積などからなる海成層である。久利層は、川合層と指交関係にある海成層で、川合層を欠いて波多層または白亜紀後期-古第三紀火成岩類などを直接覆うことも多い。泥岩、デイサイトないし流紋岩水底火砕流堆積物及び水砕溶岩などからなる。宝満山ほうまんざんの黒鉱式鉱床は、久利層の流紋岩火山岩類に胚胎している。

牛切層は、成相寺層に引続いて堆積した海成層で、礫岩ないし砂岩、砂質凝灰岩、泥質岩の互層を主体とする。今市及び大社地域では下部-中部に局所的に水底に噴出した安山岩溶岩が分布する(鹿野ほか, 1989, 1991)。礫岩、砂岩の多くは重力流堆積物で、その碎屑粒子はこの安山岩や大森層の安山岩に由来するものらしい。安山岩に由来する重力流堆積物は、島根半島の西部と北側に厚く分布するが、島根半島の南側ではほとんど見られず、砂質凝灰岩と泥質岩との互層が卓越し、層厚もかなり薄くなる(Kano and Takeuchi, 1989)。

大森層は久利層を不整合に覆う地層である。その下部は陸上-浅海底に噴出した安山岩とデイサイトで、基底に礫岩を伴うことがある。上部は直下の安山岩に由来する浅海成の礫岩と砂岩で、中には重力流堆積物とみなせるものもある。

大森層と久利層の間の不整合は、丹後半島(山元・星住, 1988)など西南日本の日本海沿岸で14-15 Ma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)。また、島根半島の南部と北部とでは牛切層の層厚が著しく異なり、牛切層の堆積時に島根半島の褶曲が始まった可能性が高い(山内・吉谷, 1981; 鹿野・吉田, 1985; 野村, 1986a)。成相寺層や牛切層及び大森層の堆積期に噴出した火山岩のなす高まりや褶曲によって形成された高まりの周囲にあった多量の碎屑物が、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たものが、牛切層の互層なのであろう(Kano and Takeuchi, 1989)。

古江層は泥岩とシルト岩、布志名層は砂岩とシルト岩からなる海成層である。布志名層はデスモステルスを産する地層として、また海生貝化石を多産する地層として有名で、多産する貝及び有孔虫化石群集の解析により浅海から沖合いの環境に堆積したことが明らかにされている(Ogasawara and Nomura, 1980; 野村, 1986b; 高安・中村, 1984など)。また、この頃、島根半島の南側にはすでに始まっていた褶曲運動によって生じた東西方向の深い(おそらく水深500-1,000m位の)凹地があり、そこに堆積した地層が、古江層だと考えられている(多井, 1955; 野村, 1986b)。

松江層は古江層と布志名層に引続き堆積した海成-汽水成堆積物で、アルカリ玄武岩-粗面安山岩を挟む。古江層や布志名層に比べ、堆積物は粗粒で、ところにより石炭を挟む。この岩相変化は、古江層や布志名層が堆積した盆地が急速に浅くなり、松江層の堆積時には内湾ないし現在の宍道湖や中海のように浅い湖沼になったことを示唆している。アルカリ玄武岩-粗面安山岩は、その浅い水底ないし陸上に噴出したらしく、マグマ水蒸気爆発によって生じた火砕岩や底部が枕状を呈し、スパイラルクルが発達した溶岩として産する例が見られる。島根半島の北端では、古江層の堆積する頃にソレライト質玄武岩-安山岩活動が始まり(13 Ma: Morris *et al.*, 1990)、間欠的にこの頃まで続いた(9-10 Ma: 鹿野・吉

田, 1984 ; Uto, 1989).

和久羅山安山岩は, 松江市街地の東側にある和久羅山及び高山を構成するドーム状溶岩である. 後期中新世末期に, 松江層を不整合に覆いながら陸上に噴出している.

新第三系の地質構造が完成したのは, 褶曲する松江層を和久羅山安山岩が不整合に覆って噴出する前(多井・1973 ; 山内・吉谷, 1981 ; 鹿野・吉田, 1985 ; 野村, 1986a)の後期中新世後期である. 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起こったらしい(鹿野・吉田, 1985 ; 野村, 1986a). 山内・吉谷(1981)は, 東西方向に延びた基盤のブロックが上昇することによってこの構造が形成されたとしている.

II. 4 第四系

宍道低地帯に分布する第四系の本格的な研究が始まったのは1960年代に入ってからのものである. 1960年代は, 海岸平野の形成について関心が高まった時代で, 宍道低地帯においても, 中海臨海地帯の開発などとも関連して三位(1962, 1966), 小畑(1967), 建設省計画局ほか(1967), 三位ほか(1969), 山陰第四紀研究グループ(1969), 水野ほか(1972)などによって研究が進められ, 多くの知識が集積された. 大西(1979, 1985), 大西・松田(1985)は, これらの成果を踏まえ, その後の知見を加えて, 宍道低地帯全域の第四系について層序と分布をまとめている. 最近では, 中海・宍道湖自然史研究会により, 中海, 宍道湖の音響探査やピストンコアの分析などが系統的に行われており, その成果は, 三梨・徳岡(1988)編集の資料集「中海・宍道湖-地形・底質・自然史アトラス」にまとめられている.

宍道低地帯の第四系の区分は, 1960年代に提案されて以降, 段丘堆積物の区分に若干の変更が加えられたものの, 大西(1985), 大西・松田(1985)による最近の区分でもほとんど変わっていない. しかし, 宍道低地帯地下にある更新世堆積物の層序区分, これと宍道低地帯縁辺部の段丘堆積物や扇状地堆積物との対比については不明な点が残されていた. このため, 最近になって, 鹿野ほか(1991)が, 大山松江軽石層及び三瓶木次軽石層という二つの更新世テフラを基準にして, 地下の堆積物については, その堆積相と層序, 分布を, 地表の段丘堆積物及び扇状地堆積物については, 面高度や構成物をあらためて検討した上で, 大西(1985), 大西・松田(1985)の区分を修正した区分を提案している. それによると, 宍道低地帯に分布する第四紀堆積物は, 古い方から高位Ⅰ段丘堆積物, 高位Ⅱ段丘堆積物, 高位Ⅲ段丘堆積物, 中位Ⅰ段丘堆積物, 中位Ⅱ段丘堆積物, 古期扇状地堆積物, 差海層, 低位段丘堆積物, 中海層, 三角州, 扇状地及び氾濫原堆積物に区分される. このうち, 段丘堆積物については, 大西(1985), 大西・松田(1985)の区分と重なるところも多いが, 区分が変更された部分について従来の区分との混乱を避けるためと, 新たになされた区分と対比が必ずしも確定していないことを考慮して, 模式地を特定するような固有地名を避けた形ですべての名称を変えている.

松江地域の第四系を記載するに当たっては, この鹿野ほか(1991)の区分を踏襲する. ただし, 松江地域にあっては, 鹿野ほか(1991)が区分した堆積物に加え, 陸上に噴出した野呂玄武岩と大根島玄武岩, そして弓ヶ浜には砂州及び海岸砂丘堆積物が分布する. 水野ほか(1972)は, 境水道近くの弓ヶ浜(境港地域)のボーリング資料を基に, 中海層と差海層との間に挟まれる堆積物として境港層を設定してい

るが、その分布はおそらく境水道付近に限られており（水野ほか、1972）、松江地域内においても確認されていないので、境港層については本報告では触れない。

野呂玄武岩の年代は、地形の開析の程度から更新世前期と予測されていた通り、最近行われた全岩 K-Ar 放射年代測定によれば、およそ 1 Ma である（Uto, 1989）。大根島玄武岩についてはテフラとの関係から中位 I 段丘堆積物と中位 II 段丘堆積物との間に位置付けられてきた。しかし、後で述べるように、その基底面の高さと周囲の堆積物の堆積面の高さとの関係から、大根島玄武岩は中位 I 段丘堆積物よりも古いと考えることができる。地形面が良く保存されていて風化もあまり進んでいない点を考慮すると、その時代は高位 II または III 段丘堆積物が堆積する前後ではないかと思われる。

高位 I, II, III 段丘堆積物は、それぞれ従来の山廻層、乃白層、乃木層に相当する。中位 I 段丘堆積物は従来の乃木層の一部と湯町層に、中位 II 段丘堆積物は安来層に相当する。また、低位段丘堆積物は従来の奥谷層などに相当する。古期扇状地堆積物は、宍道低地帯の南側に分布する大森層安山岩などの周辺にあって、従来の調査では大森層の礫岩や高位ないし中位段丘堆積物と混同されていた堆積物である（鹿野ほか、1991）。

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）の弓ヶ浜層と安来層とを合わせたものに相当する。中海層とともに宍道低地帯の地下にあって地表には分布しない。北隣の境港地域では中海層の直下に境港層と呼ばれる海成-汽水成堆積物が分布する（水野ほか、1972）とされているが、中海層との関係も含め、その層序学的位置づけは明確に示されていないために松江地域及び周辺地域においてこれを認定することは極めて難しい。

以上の堆積物のうち、差海層と中海層は主として内湾ないし湖の堆積物からなる。高位及び中位段丘堆積物は当時の湖または湖周辺の堆積物、低位段丘堆積物は河成堆積物と考えられる。三角州、扇状地及び氾濫原堆積物や砂州及び海岸砂丘堆積物は中海層と指交関係にある。

III. 上意東及び鳥屋郷変成岩

（松浦浩久）

III. 1 上意東変成岩 (m)

岩体名 新称。

模式地 八束郡東出雲町上意東本谷中組から下組に至る意東川沿い。

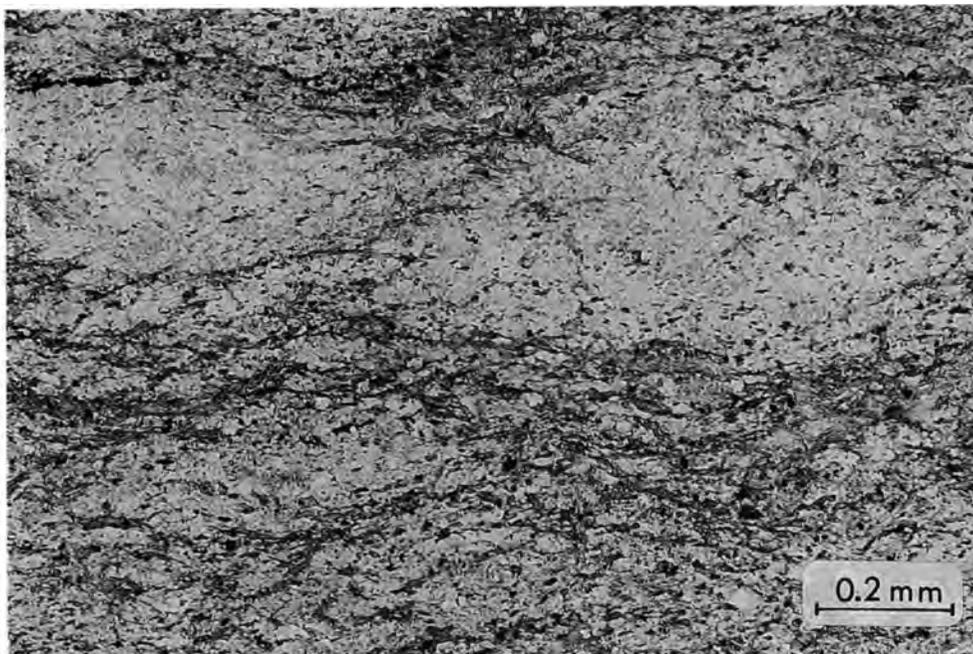
分布及び層厚 上意東の本谷中組から下組に至る意東川に沿って、北東-南西方向に長さ約 1.5 km、幅約 400 m の範囲にわたって分布する。また、本谷下組から金山に至る道沿いにもわずかながら分布す

る。層厚は下限が露出しないので不明。

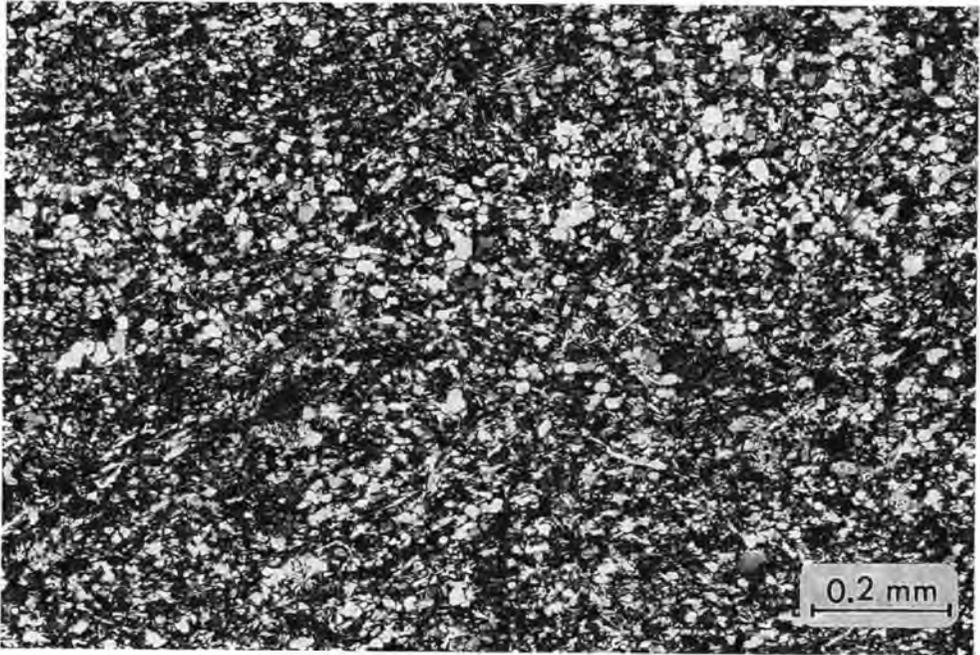
層序及び貫入関係 八雲火山岩類に囲まれて背斜の軸部に分布しており、また、本谷中組の乗光寺北側の道路脇の小露頭で八雲火山岩類の流紋岩溶結凝灰岩中に礫として含まれていることが観察できるので、直接の関係は見えなくても、八雲火山岩類に不整合に覆われると推定される。また、鴨花崗岩の貫入を受けている。

岩相 角閃石ホルンフェルスからなる。このホルンフェルスは凝灰質砂岩及び泥岩を原岩とし、石英、斜長石、黒雲母、角閃石（Z＝緑色）、単斜輝石のほか、鉄鉱、緑れん石、ぶどう石、緑泥石、柘榴石を含むことがある。本谷中組の乗光寺北側の道路沿いでは、磁鉄鉱と硫化鉄からなる塊状の鉱体（報国鉱山）を胚胎する。葉理や級化構造など原岩の構造が残されていることが多いが、この鉱体の付近では再結晶化が著しく、細粒岩では原岩の構成粒子が判別できない。砂岩-泥岩を原岩とする比較的細粒のホルンフェルスの中には片状に見える部分がある（第5図）が、そのような場合でも全体にホルンフェルス特有のモザイク組織が明瞭に認められる（第6図）。凝灰岩（？）起源の角閃石に富む岩石では、角閃石が等粒状の珪長質鉱物と組み合わせさせたモザイク状の組織が明瞭である（第7図）。渡辺（1985）及び井上（1990a, b）は、片状に見えるものがある点を重視して、接触変成作用の前に広域変成作用を受けていた可能性を指摘し、これを三郡変成岩の一部と考えた。しかし、変形構造は軽微で、広域変成作用を示す確実な証拠は得られていない。

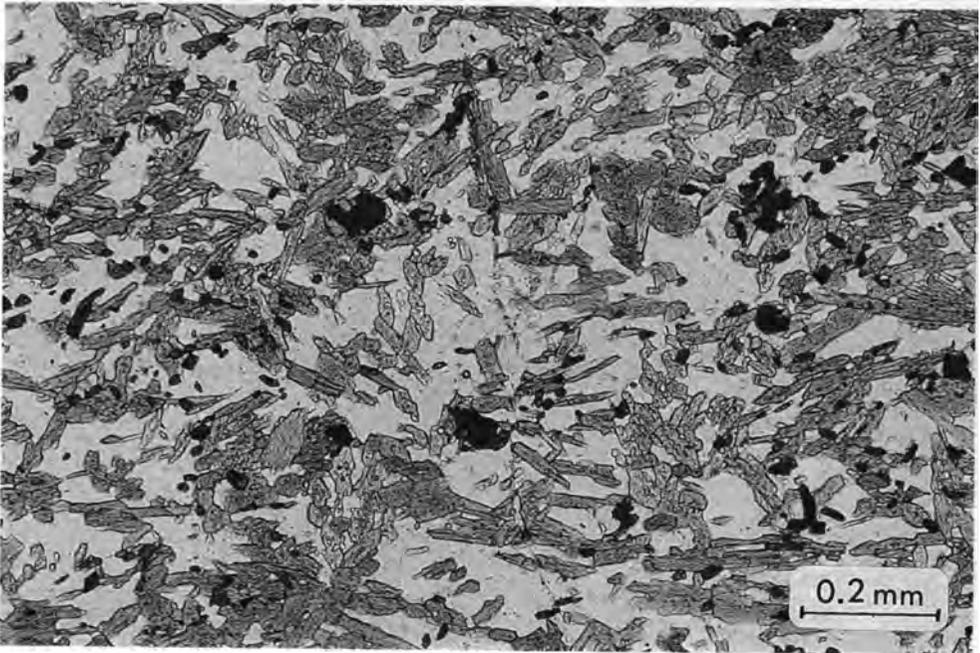
時代 白亜紀後期の八雲火山岩類よりも古いと考えられるが、それ以上のことはわからない。



第5図 上意東砂質変成岩の顕微鏡写真 下方＝コルのみで撮影。薄片状の黒雲母結晶（灰色の部分）が薄層をなしてほぼ平行に配列しているほか、珪長質鉱物（より明るい灰色-白色の部分）の間にも点在する。試料<GSJ R 59474>。東出雲町上意東本谷下組より採取



第6図 上意東砂質変成岩の顕微鏡写真 直交ニコルで撮影。珩長質鉱物と黒雲母とがモザイク組織をなしている。試料は第5図に同じ



第7図 角閃石に富む上意東変成岩の顕微鏡写真 下方ニコルのみで撮影。長柱状または菱形の角閃石(灰色に見える結晶)と斜長石と微量の石英(より明るい灰色-白色を呈する部分), そして不透明鉱物(黒く見える部分)とが入り組んでいる。試料<GSJ R 59480>。東出雲町上意東本谷下組より採取

III. 2 ^{とりやごう}鳥屋郷変成岩 (m)

岩体名 新称.

模式地 八東郡八雲村西岩坂鳥屋郷東方の桑並川沿い.

分布及び層厚 模式地付近の谷間に沿って、北東-南西方向に長さ約1 km、幅約300 m の範囲にわたって分布する。層厚は下限が露出しないので不明。

層序及び貫入関係 下久野花崗岩が幅約100 m にわたって岩脈状に貫入している。また、新第三紀波多層に覆われる。上意東変成岩と同様に、主たる原岩が砂岩、泥岩であること、磁鉄鉱と硫化鉄の鉄体を胚胎すること、同程度の熱変成を受けていることなどから、上意東変成岩と一連の変成岩と考えられる。

岩相 角閃石ホルンフェルスとスカルンとからなり、下久野花崗岩との接触部に磁鉄鉱、硫化鉄を主たる鉄石とするスカルン鉄床（豊生鉄山）を胚胎する。ホルンフェルスは、凝灰質砂岩、凝灰質泥岩、礫岩を原岩とする。再結晶化が著しく、細粒岩では原岩の組織が不明瞭であるが、径1-2 mm の自-半自形長石の残晶が普通に認められる。礫岩のホルンフェルスでは、かろうじて砂岩、頁岩及び酸性-中性火山岩と思われる礫を識別できることがある。砂岩または泥岩を起源とするホルンフェルスには石英、長石のほか、黒雲母（Y = Z = 緑褐色）、角閃石（Z = 緑色）、鉄鉱、燐灰石及びスフェンが生じている。スカルンにはほとんど柘榴石（灰鉄柘榴石）のみからなるものから、柘榴石をほとんど含まず、緑れん石（黄緑色）、緑泥石、角閃石（Z = 緑色）、石英、単斜輝石、鉄鉱、スフェン、燐灰石などからなるものまでであるが、いずれも炭酸塩鉄物を含む。柘榴石の中には淡黄色の縞と無色で光学異常のある縞とからなる累帯構造を示すものがある。また、三浦（1961）によると、スカルンにはヘデンベルグ輝石が含まれていることがある。スカルンの原岩は石灰質泥岩など炭酸塩を含む堆積岩と思われる。

時代 上意東変成岩に対比可能であるが、原岩の時代は不明。

IV. 白亜紀後期-古第三紀火成岩類

(松浦浩久)

IV. 1 ^{やくも}八雲火山岩類 (Yrp, Yrl, Ydp)

岩体名 新称.

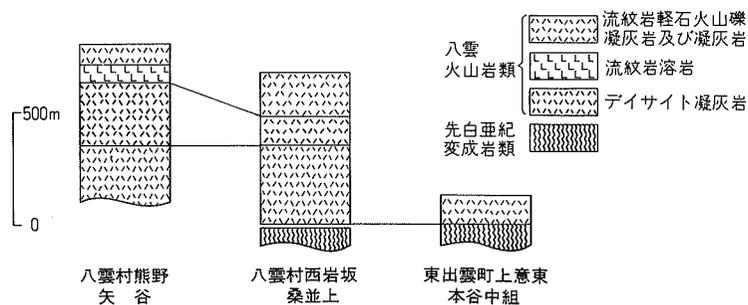
模式地 八東郡八雲村熊野の矢谷川に沿う村道脇.

分布及び層厚 八雲村熊野から西岩坂桑並上、東岩坂別所、東出雲町上意東にかけて分布する。この

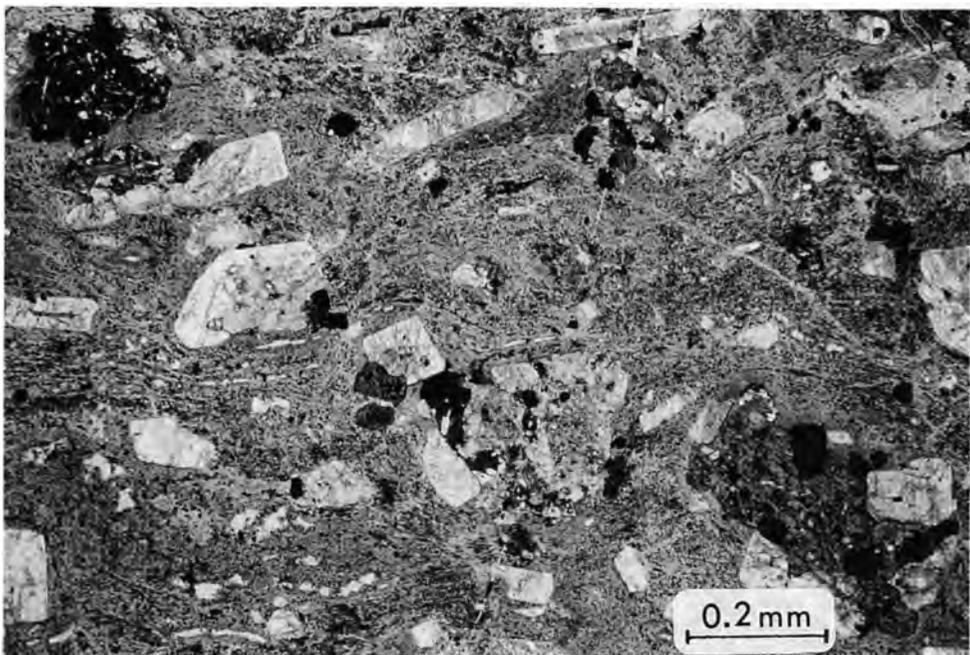
ほか能義郡広瀬町^{おし}祖父谷^{とだ}と富田に古第三紀布部花崗岩中に捕獲された小岩体が分布する。層厚は800m以上。

層序及び貫入関係 上意東変成岩を不整合に覆うと推定される。鴨花崗及び下久野花崗岩に貫かれている。

岩相 大部分が溶結した流紋岩軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩とデイサイト凝灰岩及び流紋岩溶岩からなる。模式地の矢谷では下位から流紋岩凝灰岩、デイサイト凝灰岩、流紋岩溶岩、流紋岩凝灰岩の順に重なる(第8図)。全体に再結晶化しているが、凝灰岩の場合、厚さ2-7mm、径1-5cmの扁平な軽石が肉眼で認められるほか、鏡下でもユータキシティック構造など原岩の組織が観察できる(第9図)。



第8図 八雲火山岩類の地質柱状図



第9図 八雲火山岩類デイサイト溶結凝灰岩の顕微鏡写真 下方ニコルのみで撮影。薄く引き延ばされたガラス片が斜長石などの結晶片を隙間なく取り囲んでいる。試料<GSJ 59408>。八雲村熊野日野採石場で採取

流紋岩火山礫凝灰岩-凝灰岩は溶結と再結晶の程度の違いによって暗灰色から灰白色まで見掛けが変化する。径 0.3-2 mm の斜長石、石英、カリ長石、鉄鉱などの結晶片を 10-20 vol.% 含み、径 1-2 cm の砂岩、凝灰岩、珪長岩の岩片を多量に含むことがある。流紋岩溶岩は八雲村熊野稲葉から矢谷の入口にかけて厚く分布する。弱い流理構造を持ち、径 1-3 mm 前後の黒雲母斑晶を含む。デイサイト凝灰岩は肉眼では灰緑色を呈する緻密な岩石である。短冊状自形の斜長石（長形 0.2-3 mm）、柱状自形の斜方輝石（仮像、長径 1-2 mm）、単斜輝石（径 0.3-0.5 mm）、石英（径 0.1-0.6 mm）、鉄鉱（径 0.02 mm 前後）などの結晶片のほか、微量の流紋岩凝灰岩や流紋岩の径 1-5 mm の岩片を含む。

時代と対比 層序及び貫入関係から、中国山地に広く分布する白亜紀後期火山岩類の一部をなすと考えられる。八雲火山岩類は西隣の今市地域の上島火山岩類（鹿野ほか、1991）に対比できる可能性が高い。上島火山岩類上部の安山岩質の部分を除けば、両者は岩相が類似しており、ともに鶴花崗岩による貫入と接触変成を受けている。

IV. 2 ^{だいとう}大東花崗閃緑岩 (D, QD)

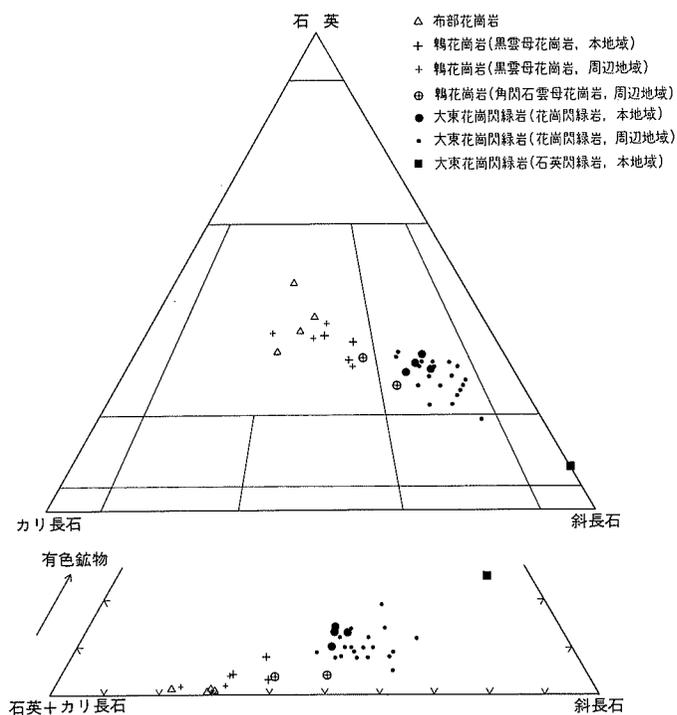
岩体名 山本 (1954)。

模式地 特に定められてはいない。鹿野ほか (1991) では大東町幡屋（今市地域）で見られる岩相を模式とした。

分布 松江地域西部の玉湯町大谷から隣接する今市地域と木次地域にかけて、北東-南西方向に長さ約 23 km、幅約 11 km にわたり底盤状に分布する。また、松江市忌部川沿いと八雲村森脇では、小岩体が鶴花崗岩に囲まれて分布する。このほか、石英閃緑岩の小岩体が八雲村桑並上南東約 1 km で八雲火山岩類中に貫入している。この小岩体は大東花崗閃緑岩本体とは離れて分布しており、その位置づけは必ずしも明らかではないが、ここでは岩相が類似する大東花崗閃緑岩に含める。玉湯町布志名と松江市嫁島町よめがしまの掘削井ではそれぞれ地表下約 700 m と約 1100 m で花崗閃緑岩に達しており（島根県地質図説明書編集委員会、1985）、大東花崗閃緑岩は少なくとも宍道湖南岸の地下まで分布していると推定される。

層序及び貫入関係 木次地域せいいたの大東町清田から磨石山にかけて分布する時代未詳の堆積岩に接触変成作用を与えている（山本、1954）。八雲村桑並上東方の石英閃緑岩の小岩体は八雲火山岩類に貫入し、接触変成作用を与えている。

岩相 塊状で中粒ないし粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩で（第 10 図、第 4 表）、径 3 cm-5 m の細粒トータル岩ないし石英閃緑岩の暗色包有物を含む。玉湯町玉造南東から松江市西忌部町にかけて分布する岩相は比較的細粒で、花崗閃緑岩としてはカリ長石や石英に乏しく、トータル岩ないし石英閃緑岩に近い。八雲村桑並上東方の孤立した小岩体は、細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩で、花崗閃緑岩中の暗色包有物に酷似する。中-粗粒の花崗閃緑岩は節理に沿って風化が進み、真砂化まさしていることが多い。



第10図 大東花崗閃緑岩、鶉花崗岩及び布部花崗岩のモード組成 周辺地域のデータは、三浦(1966)、石原(1966)及び資源エネルギー庁(1987)による

岩石記載

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 <GSJ R 59435>

産地：松江市東忌部町宮内。

主成分鉱物：斜長石，石英，カリ長石，黒雲母，角閃石（多い順，以下同じ）。

副成分鉱物：鉄鉱，燐灰石，褐簾石，ジルコン。

長石及び石英は径0.5-7mm（多くは径2-5mm）。斜長石は半自形を示すが，カリ長石と石英は他形の粒状組織を示す。カリ長石には細いひも状のパーサイトが発達する。角閃石はZ=緑色，長径2-8mmの柱状自形結晶である。黒雲母はY≒Z=茶褐色で，底面の径0.2-1.5mmの板状自形。鉄鉱は径0.05-0.1mmの四-六角形の断面を持つ粒状自形結晶で，多くの場合，黒雲母結晶内に包有されている。

細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩 <GSJ R 59440>

産地：八雲村桑並上東方。

主成分鉱物：斜長石，角閃石，黒雲母，石英，鉄鉱。

副成分鉱物：燐灰石，スフェン。

径0.3-6mmの半自形-自形の斜長石が全体の約7割を占め，その隙間を半自形-他形の角閃石，黒雲母，鉄鉱，石英などが充たしている。角閃石はZ=淡緑ないし青味を帯びた淡緑色を示す。角閃石には半自形短柱状（長径0.5-0.8mm）で内部に傷や空隙，包有物が見られるものと，他形で傷など無く澄んで見える長径0.2mm前後のものがある。黒雲母はY≒Z=茶褐色，底面の径0.1-0.3mmの他形小結晶で，斜長石の粒間に密集して産する。鉄鉱は径0.1-0.6mmの半自形粒状結晶で全体の6-7vol.%含まれる。

第4表 大東花崗閃緑岩，鴨花崗岩及び布部花崗岩の全岩化学組成とCIPWノルム組成

岩体	大東花崗閃緑岩						鴨花崗岩			布部花崗岩
	大東町遠所 今市 三浦(1966) 原番号 A	加茂町東谷 今市 三浦(1966) B	三刀屋町三刀屋 木次 三浦(1966) C	大東町東阿用 木次 龍本ほか(1965) 4	大東町石畑 木次 石原(1971) 6412-17	三刀屋町粟谷 木次 石原(1971) 6511-138	加茂町尖道峠 今市 三浦(1966) D	三刀屋町伊萱 木次 三浦(1966) E	加茂町大竹 今市 三浦(1966) F	広瀬町上山佐中谷 横田 石原(1971) 5907-55
SiO ₂	66.63	67.27	66.43	64.3	62.28	67.36	72.21	74.52	73.42	75.62
TiO ₂	0.40	0.14	0.24	1.25	0.66	0.44	0.20	0.08	0.11	0.19
Al ₂ O ₃	14.74	16.81	17.39	15.6	19.72	17.56	15.62	13.31	14.85	13.64
Fe ₂ O ₃	3.39	2.09	1.69	2.32	1.76	1.28	1.59	1.03	0.98	0.68
FeO	2.26	2.08	1.71	2.66	2.73	1.87	0.94	0.96	1.11	0.54
MnO	0.13	0.10	0.13	0.05	0.08	0.08	0.04	0.09	0.01	0.06
MgO	2.07	2.03	1.88	2.80	2.51	1.61	0.83	0.36	0.72	0.40
CaO	3.66	3.65	3.86	3.63	4.71	3.25	1.43	0.88	1.85	1.15
Na ₂ O	3.66	3.10	3.44	3.94	3.01	3.18	3.00	4.03	3.63	3.66
K ₂ O	2.13	2.46	2.00	3.96	1.91	2.54	2.69	3.48	2.60	3.29
P ₂ O ₅	0.14	0.10	0.08	0.13	0.14	0.13	0.03	0.07	0.36	0.06
H ₂ O+	1.12	0.39	0.30	0.39	0.10	0.12	0.34	0.43	0.13	0.46
H ₂ O-	0.22	0.23	0.37	0.21	0.30	0.38	0.30	0.25	0.23	0.02
Total	100.55	100.45	99.52	101.24	99.91	99.80	99.22	99.49	100.00	99.77
Q	26.28	28.40	26.21	14.1	22.79	29.29	40.32	35.05	37.42	38.73
C	0.15	2.71	2.84	—	4.45	3.94	5.30	1.47	3.23	2.10
or	12.57	14.51	11.79	23.0	11.29	15.01	15.56	20.52	15.35	19.44
ab	30.97	26.20	29.08	35.0	25.47	26.91	25.36	34.11	30.71	30.77
an	17.07	17.29	18.38	13.5	22.52	15.38	7.12	3.95	7.73	5.36
wo	—	—	—	1.4	—	—	—	—	—	—
en	5.13	5.03	4.66	7.8	6.25	4.01	2.06	0.89	1.79	1.00
fs	0.94	2.03	2.65	0.8	2.63	1.78	0.24	1.02	1.06	0.22
mt	4.92	3.04	2.06	2.4	2.55	1.86	2.32	1.48	1.42	0.99
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
il	0.76	0.26	0.46	1.8	1.25	0.84	0.40	0.15	0.21	0.36
ap	0.34	0.24	0.20	0.3	0.31	0.28	0.06	0.17	0.54	0.13
Total	99.13	99.71	98.33	100.1	99.47	99.28	98.74	98.81	99.46	99.30

放射年代 本地域内の試料についての年代測定値はないが、本地域から連続する木次地域からは、河野・植田 (1966, 1967) によって、黒雲母の K-Ar 年代として 63, 58, 51 及び 44Ma の値が報告されている。これらの年代値のうち、若い年代値 (51 と 44 Ma) を示した試料の産地は本花崗閃緑岩南西端のセリサイト化した部分に近く、変質のために若返っていることが考えられる (資源エネルギー庁, 1987)。放射年代値から見て大東花崗閃緑岩の定置、固化した年代は後期暁新世と考えられる。

IV. 3 鴨花崗岩及び布部花崗岩

IV. 3. 1 ^{ひよどり}鴨花崗岩 (H)

岩体名 鹿野ほか (1991)。

模式地 大東町鴨 (今市地域内)。

分布 大東花崗閃緑岩の外側をとり囲むように分布する。松江地域内では南西隅の大東町中屋北方地域、西端の玉湯町玉造から松江市千本貯水池に至る地域、八雲村熊野北部から東出雲町市原に至る地域に分布する。

層序及び貫入関係 八雲火山岩類及び大東花崗閃緑岩に貫入している。八雲村熊野大社南方と岩室東方では白亜紀後期の八雲火山岩類の岩片を捕獲している。玉湯町大谷の二子山西方と、玉造南方では、本花崗岩が大東花崗閃緑岩に貫入し、これを径 1 m- 数 100 m 規模の捕獲岩にしている。

岩相 鴨花崗岩は黒雲母花崗岩を主体とし、角閃石黒雲母花崗岩を伴う。黒雲母花崗岩は、細粒-中粒で地域によって結晶の粒径が変化し、石英が斑状の斑状花崗岩になることもある。大東町中屋や、玉湯町大谷、玉造には細粒花崗岩が卓越し、中新統が分布する地域を間に挟んで、その東側にある八雲村北部-東出雲町南部では中粒花崗岩が卓越する。角閃石黒雲母花崗岩は、玉湯町玉造から松江市東忌部町にかけて見られるように、大東花崗閃緑岩との接触部付近にのみ認められる。そのモード組成は大東花崗閃緑岩と鴨花崗岩の主岩相である黒雲母花崗岩との中間で (第 10 図)、両岩体が成因的に関連していることをうかがわせる。

いずれの岩石も、ときに径 1-10 cm 程度の細粒石英閃緑岩ないしトータル岩の捕獲岩片を含み、また、しばしば径 0.5-2 cm のミアロリティックな空隙を生じて、そこに自形の石英・長石の小結晶を含むこともある。鴨花崗岩の風化部は均質な真砂になる点で、玉石状の硬岩を残す大東花崗閃緑岩と異なる。

岩石記載

中粒黒雲母花崗岩 <GSI R 59456, 年代測定試料>

産地：八雲村東岩坂別所北西。

主成分鉱物：斜長石、石英、カリ長石、黒雲母。

副成分鉱物：鉄鉱、燐灰石、ジルコン。

斜長石は径 0.5-5 mm、卓状自形-半自形を示す。石英とカリ長石は径 0.5-5 mm の他形を示す。特に石英は内部に多角形状のカリ長石を規則的に含み、外側はカリ長石と不完全な微文象組織を作る傾向が強い。カリ長石には細いひも状のパーサイトが生じている。黒雲母は底面の径 0.5-2 mm の新鮮な厚板状自形-半自形結晶で、Y ≒ Z = 茶褐色を示す。鉄鉱は径 0.1-0.6 mm の四-六角形断面を見せる粒状自形結晶で他の結晶との間に散在する。

中粒角閃石黒雲母花崗岩 <GSJ R 59451>

産地：八雲村熊野大社北西の林道。

主成分鉱物：斜長石，石英，カリ長石，黒雲母，角閃石。

副成分鉱物：鉄鉱，燐灰石，ジルコン，褐れん石。

捕獲岩片：細粒角閃石石英閃緑岩

斜長石は径1-5 mmの卓状自形-半自形結晶で，大粒の結晶には角閃石や黒雲母の小結晶を包有するものがある。石英とカリ長石は径1-5 mmの他形結晶で，部分的に不完全な微文象組織を作る。カリ長石には細いひも状パーサイトがある。黒雲母は径1-2 mmの厚板状自形結晶で一部緑泥石化している。黒雲母の新鮮な部分はY≒Z=赤味がかかった茶色を呈する。角閃石は径1-2 mmの柱状結晶で内部に多数の亀裂がある。Z=褐色がかかった緑色を示す。鉄鉱は径0.1-0.6 mmの粒状自形結晶で燐灰石の小結晶を包有する。

放射年代 八雲村東岩坂別所北西の東岩坂川右岸の露頭から採集した中粒黒雲母花崗岩の黒雲母 K-Ar年代は 54.1 ± 2.7 Ma である (第5表)。この値は前期始新世に相当する。しかし、鶉花崗岩は岩相上大東花崗閃緑岩と漸移し入り交じることがあり、大東花崗閃緑岩に引き続き貫入したことが示唆されるので、その実際の年代はもう少し古く暁新世末と考えられる。

IV. 3. 2 布部花崗岩 (F)

岩体名 飯泉ほか(1983)の布部花崗岩のうち、これに貫入する下久野花崗岩相当の小岩体を除いたものとして再定義する。東隣の米子地域に分布する部分は、太田(1962)によって G1 として記述された。また、南隣の横田地域に分布する部分は、服部ほか(1973)によって G6 として記述されている。

模式地 特に定められていない。横田地域の広瀬町布部周辺に模式的な岩相が露出している。

分布 横田地域の広瀬町奥田原から松江地域の安来市安来町、米子地域の伯太町母里付近にかけて、北東-南西方向に長さ 22 km、幅 10 km の範囲にわたり楕円形をなして分布する。

層序及び貫入関係 広瀬町祖父谷と富田で白亜紀の八雲火山岩類の一部を捕獲し、これを強く再結晶化させている。横田地域内では南東側に分布する無名の中-粗粒斑状黒雲母花崗岩に貫入し、その一部を捕獲している(飯泉ほか, 1983)。岩体の西縁では下久野花崗岩が貫入しており、また、東部では下久野花崗岩の岩脈状小岩体と古第三紀-新第三紀の岩脈群が多数貫入している。

岩相 中粒の均質な黒雲母花崗岩で岩相変化に乏しいが、東部の安来市上吉田町から下吉田町に至る地域では、やや細粒になる傾向が認められる。鶉花崗岩と同様に径0.3-1 cm のミアロリティックな空

第5表 鶉花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代測定結果

試料	$^{40}\text{Ar}^* \text{mlSTP/gm} \times 10^{-5}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	%K	年代(σ)Ma
MAT152	1.53	86.3	7.24	53.6 (2.7)
(GSJ R59456)	1.54	86.8	7.23	53.9 (2.7)
	1.56	84.0		54.6 (2.7)
			平均	54.1 (2.7)

測定はテレダイナイトープス(株)による。 $^{40}\text{Ar}^*$ は ^{40}K の壊変による ^{40}Ar 、 σ は分散。試料の産地及び記載は本文参照。

隙に、石英や長石の自形結晶のほか、径1-5 mmの白雲母の自形単結晶または球果状集合体が生じている。しかし、鶴花崗岩に比べて石英とカリ長石に富み、有色鉱物に乏しい(第10図)。

岩石記載

中粒黒雲母花崗岩 <GSJ R 59464>

産地：広瀬町上山佐志引。

主成分鉱物：石英，カリ長石，斜長石，黒雲母。

副成分鉱物：鉄鉱，白雲母，燐灰石，ジルコン。

石英は径1-5 mmの他形結晶であるが、高温型自形に近い粒状である点で鶴花崗岩の石英と異なる。またカリ長石も径2-7 mmの卓状-短冊状半自形である。カリ長石には比較的幅の広いパーサイトが発達し、カリ長石どうしの接合部に清澄な曹長石質斜長石の粒間結晶を生じている。斜長石は径0.5-4 mmの自形-半自形である。黒雲母は長径0.2-2.5 mmの板状自形結晶で、Y ≒ Z = 茶褐色。鉄鉱は径0.05-0.2 mmの粒状自形-半自形である。白雲母は空隙中のほか径0.1-0.2 mmの小結晶が石英中に含まれることがある。

時代及び対比 布部花崗岩は、岩相や貫入関係などから鶴花崗岩や布部花崗岩の南東側(横田及び根雨地域)の根雨花崗岩に対比される(飯泉ほか, 1983)。根雨花崗岩のK-Ar放射年代は59-64Maで(Hattori and Shibata, 1974)、大東花崗閃緑岩と鶴花崗岩の放射年代に近く、この対比に矛盾しない。

IV. 4 ^{しもくの}下久野花崗岩 (Sa)

岩体名 山本(1954)は木次地域内の大東町下久野付近の細粒黒雲母花崗岩を下久野半花崗岩と呼んだ。石原(1966)はこれをアプライト(Ga)と呼び、その延長部から本地域に至る部分については、岩相がわずかに違うことからこれを両雲母花崗岩(Gm)または山佐優白花崗岩と呼んだ。しかし両者は分布や岩相に類似性が多く一連の花崗岩として扱ってよい(石原, 1971)。また、服部ほか(1973)は石原(1966)のGaとGmに相当する花崗岩をG7として一括している。ここでは、これらを一連の岩体とみなし、石原(1966, 1971)が山佐優白花崗岩の一部とした布部花崗岩中の小岩体をも含めて、下久野花崗岩と呼ぶことにする。

模式地 特に定められていない。大東町下久野付近に模式的な岩相が露出する。

分布 木次地域の木次町坂水付近から大東町下久野、横田地域北西部、松江地域内の八雲村若松谷、広瀬町下山佐にかけて、北東-南西方向に長さ23 km、幅2-3 kmにわたって細長く分布する。また、広瀬町菅原から安来市月坂町にかけて岩脈状の小岩体が点々と分布する。

層序及び貫入関係 八雲村西岩坂鳥屋郷東方で鳥屋郷変成岩に、八雲村熊野南方では八雲火山岩類に貫入している。広瀬町下山佐本郷北方、同町富田獅子遊東方では布部花崗岩に貫入し、これを捕獲している。広瀬町下山佐須釜北方では花崗斑岩の岩脈に貫かれ、波多層に不整合に覆われている。

岩相 斜長石とカリ長石をほぼ等量含む細粒黒雲母花崗岩で(第11図, 第6表)、時に白雲母を含む。しばしば石英やカリ長石が斑状になる。また、黒雲母に乏しい微細な石英と長石からなるアプライト質のものも認められることがある。本地域に分布する花崗岩は周辺地域のものに比べて石英に富む(第11

図). ところにより径1-5 mm のミアロリティックな空隙が多数認められる. また, 径10 cm - 数10 m 規模の細粒閃緑岩ないしトータル岩の岩片を捕獲している. 特に, 広瀬町下山佐大谷周辺と富田獅子遊付近にはこれらの捕獲岩が多数密集している. 下久野花崗岩は小規模ながらモリブデンの鉱脈を胚胎しており, 横田地域の上山佐鉦山のほか, 松江地域の八雲村天狗山北方や広瀬町富田南方などで採掘された(石原 1971).

岩石記載

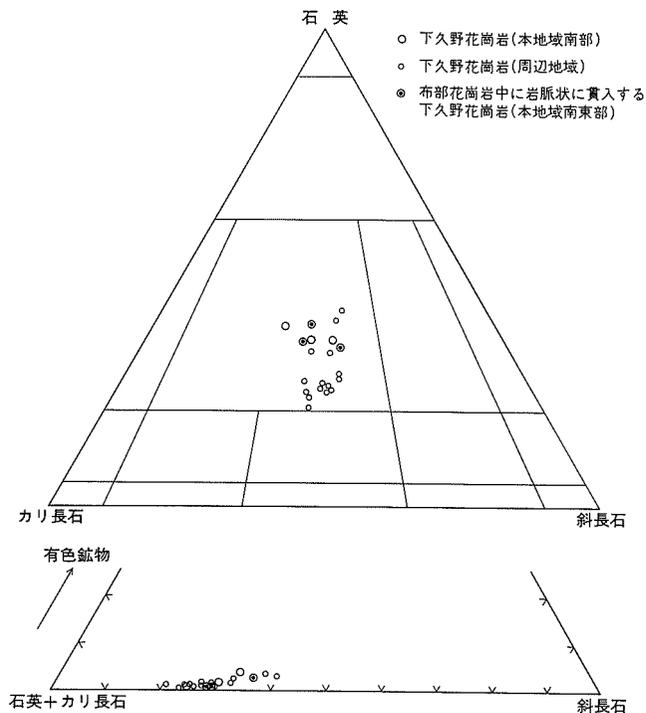
細粒黒雲母花崗岩<GSJ R 59477>

産地: 広瀬町上山佐森口(横田地域).

主成分鉱物: 石英, カリ長石, 斜長石.

副成分鉱物: 黒雲母, 鉄鈦, 褐れん石, ジルコン.

石英は径0.1-1 mm の他形結晶, カリ長石は径0.2-1.5 mm の他形結晶で, 霜降り肉に似たパーサイト構造を持つ. カリ長石同志が接する部分には自形で清透な曹長石質斜長石の粒間結晶が境界に沿って並ぶ. 斜長石は径0.2-1 mm のものが多いが, 径4-5 mm の斑状結晶も少量認められる. 黒雲母は底面の径0.1-1 mm で, 大きい結晶は薄板状になる. Y ≐ Z = 茶色を示す. 褐れん石は赤褐色-黄褐色の多色性を示し, 黒雲母と接する部分では黒雲母内に多色性ハローが生じている. ジルコンは比較的大粒で, 長径0.1 mm に達するものがある.



第 11 図 下久野花崗岩のモード組成 周辺地域のデータは石原(1966)による

第6表 下久野花崗岩の全岩化学組成と CIPW ノルム組成

産地	大東町西阿用 日南佐世鉾東	大東町塩田 スクモ塚	大東町下久野
地域	木次	横田	横田
文献	瀧本ほか(1965)	石原(1971)	石原(1971)
原番号	1	6506-5	6506-4
SiO ₂	77.3	76.76	76.28
TiO ₂	0.65	0.19	0.20
Al ₂ O ₃	12.4	12.90	13.16
Fe ₂ O ₃	0.30	0.80	0.74
FeO	0.36	0.36	0.22
MnO	tr.	0.04	0.04
MgO	0.44	0.17	0.16
CaO	0.54	0.53	0.50
Na ₂ O	3.06	3.35	3.32
K ₂ O	4.37	3.94	4.79
P ₂ O ₅	tr.	0.01	0.02
H ₂ O+	0.08	0.28	0.09
H ₂ O-	0.18	0.32	0.38
Total	99.68	99.65	99.90
Q	38.5	40.83	37.37
C	1.7	2.18	1.65
or	26.4	23.28	28.31
ab	27.9	28.35	28.09
an	3.0	2.58	2.38
wo	—	—	—
en	1.2	0.42	0.40
fs	—	—	—
mt	0.3	0.74	0.26
hm	—	0.29	0.56
il	1.0	0.36	0.38
ap	—	0.02	0.04
Total	100.0	99.05	99.44

放射年代 下久野花崗岩は木次地域に分布する大内谷花崗岩と密接な関係をもってほぼ同時期に相次いで貫入したと推定される(瀧本ほか, 1965)。大内谷花崗岩の黒雲毎の K-Ar 年代値は 36 Ma (石原, 1971) である。層序及び貫入関係とこの年代値に基づけば, 下久野花崗岩は後期始新世-前期漸新世に定置, 固結したと考えられる。下久野花崗岩中に胚胎する輝水鉛鉍の Re-Os 年代は, 山佐鉍床で 60 Ma, 高木鉍床で 67 Ma である(鈴木ほか, 1993)。これは, マグマが 60-70 Ma 頃には生じていて, Re-Os 系については閉鎖系になったことを示唆する。

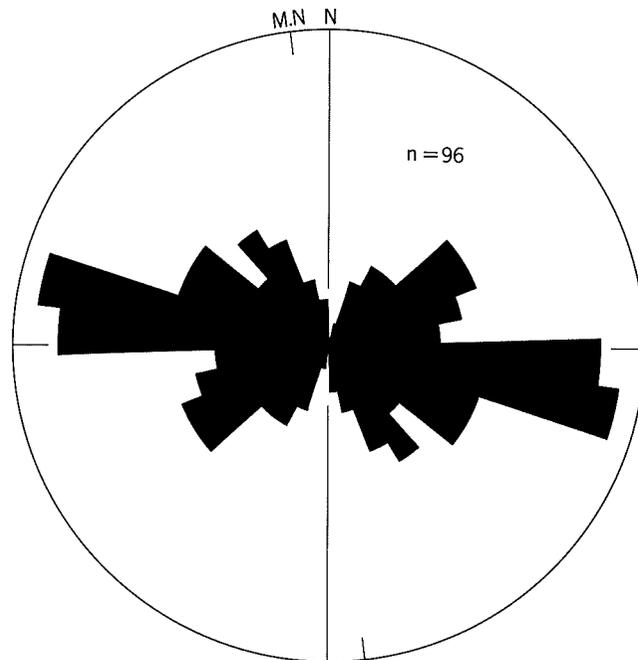
IV. 5 岩脈 (Gp, Qp, d)

古第三紀と考えられる岩脈は花崗斑岩, 石英斑岩及びマイクロダイオライトの3種類である。これらの岩脈は白亜紀後期-古第三紀火成岩類にのみ貫入し, 新第三紀以降の地層には貫入しない。

花崗斑岩は広瀬町下山佐須釜北方で下久野花崗岩に東北東-西南西方向に貫入している。自形の石英（径 2-8 mm）、カリ長石（径 1-5 mm）、斜長石（径 2-8 mm）、黒雲母（径 0.5-4 mm）斑晶を含み、径 0.05 mm 前後の石英、斜長石、カリ長石と少量の鉄鉱及び磷灰石、ジルコンの石基とからなる。脈幅は約 100 m である。これに類似する花崗斑岩は木次地域や横田地域においても認められる。それらは大内谷花崗岩や下久野花崗岩体及びその周辺に貫入していることが多い。

石英斑岩は八雲村熊野西部、東岩坂、東出雲町上意東の八雲火山岩類と鶴花崗岩の境界付近に貫入しているものが多い。肉眼では径 3-5 mm の高温型自形の石英斑晶の目立つ灰白色の岩石で、しばしば変質して白濁して見える。脈幅は 20 m ないし 400 m で、北東-南西方向に貫入する。

マイクロダイオライトは西隣の今市地域東部の大東花崗閃緑岩分布地域と本地域南東部の布部花崗岩分布地域に東西ないし西北西-東南東方向に多数貫入している（第 12 図）。新鮮なものは暗灰-暗緑色を呈し、長径 2 mm 程度の斜長石が斑状に認められる。鏡下では、径 0.5-1 mm の自形ないし半自形斜長石と、変質した半自形-他形の輝石がオフィティックないし粒状組織を示す。脈幅は 0.3-10 m で、1 m 前後のものが多い。



第 12 図 松江地域に分布する中性-塩基性岩脈の方位 本図は岩脈の時代を区別せずに作成してある。中性-塩基性岩脈の大部分は古第三紀のマイクロダイオライト(d)で、東西ないし西北西-東南東を向く。松江地域には、このほかに中新世のドレライトや、ひん岩-安山岩(B)が少数ながら分布する。それらは北北西-南南東または東北東-西南西方向に貫入している。

V. 新 第 三 系

V. 1 波多層 (Ha, Hc, Hdw, Hd)

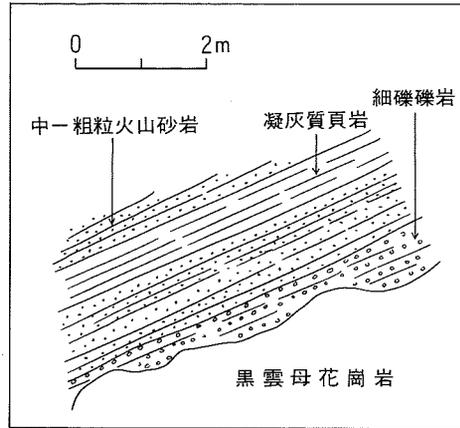
(鹿野和彦・山内靖喜)

地層名 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)をはじ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、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、デイサイト、流紋岩の溶岩、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。沢田(1978)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層、波多亜層群と呼び、大呂層を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位置づけた。通商産業省(1967)は、大呂層を川合層と指交し、火山岩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。本報告では、通商産業省(1967)の定義に従う。

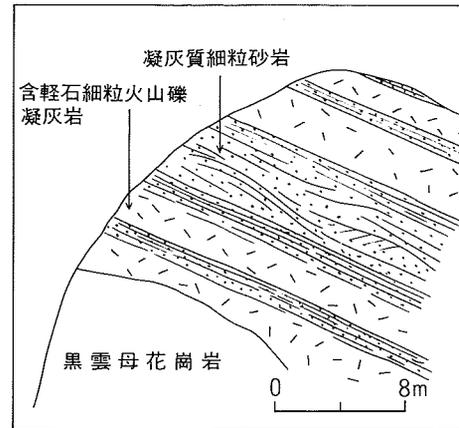
模式地 厳密には定められていない。通念上、出雲市南方の飯石郡掛合町波多(旧波多村)一帯と考えられている。

分布及び層厚 大東町中屋及びその南方の地域、天狗山から京羅木山を経て安来市に至る地域及び広瀬町富田南東方の大辻山に分布する。層厚は、削剥された部分を除けば800mを越えない。

層序関係 後期白亜紀ないし古第三紀火成岩類を不整合に覆う。広瀬町石原付近の沢沿いでは、布部花崗岩のなす起伏した面を火山岩由来の礫岩、凝灰質の砂岩、頁岩、または級化成層した火砕岩が覆う様子が観察できる(第13図)。また、大東町山王寺南方の海潮、飛石橋から90m上流地点までの赤川本流(木次地域)及びその南方の清田(木次及び横田地域)、北方の中屋(松江地域)に至る地域には、径0.5-1.5m以下の花崗閃緑岩または花崗岩の角礫ないし亜角礫とその細粒物からなる岩石が、その西側では大東花崗閃緑岩や鴨花崗岩と、東側では波多層のデイサイト凝灰角礫岩やデイサイト溶結凝灰岩などと接している(第14図)。伊藤(1972)及び山陰グリーン・タフ団体研究グループ(1973, 1979)は、これを、断層崖沿いに堆積した淘汰不良の礫岩、すなわち崖錐性礫岩と考え、波多層堆積盆が陥没によって

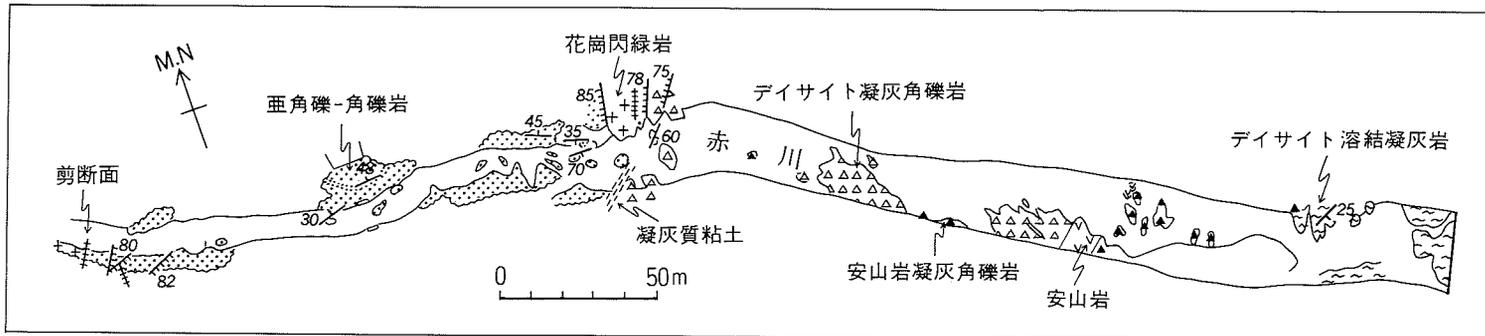


広瀬町石原から半場へ至る道路沿い



広瀬町石原北方の沢

第13図 布部花崗岩を不整合に覆う波多層基底の碎屑岩 広瀬町石原及び安来市植田町付近



第14図 大東町海潮の西，飛石付近(木次地域)の赤川沿いにおける波多層と大東花崗閃緑岩との関係を示すルートマップ
山陰グリーン・タフ団体研究グループ(1973)に加筆。ここで言うデイサイト-安山岩凝灰角礫岩は本文の火山岩屑堆積物に対応する

生じたとする根拠とした。この角礫-亜角礫岩は、まれにデイサイト火砕岩を間に挟み、その内部には、ほぼ南北、すなわち角礫-亜角礫岩の分布する延びの方向に沿ってほぼ直立する剪断面が多数認められる(山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1973)。また、これに接する大東花崗閃緑岩、鴨花崗岩も、この付近に限って、幅 50-100 m にわたって北北西-南南東方向に繰り返し剪断され圧砕されており、中新統と花崗岩類との境界付近にはこれと同方向の断層が走っている。従って、波多層の基底礫岩とされているこの角礫-亜角礫岩は、圧砕された花崗閃緑岩や花崗岩、あるいは花崗閃緑岩や花崗岩に由来する角礫岩が圧砕された岩石で、断層破碎帯の一部をなしている可能性が高い。山陰グリーン・タフ団体研究グループ(1973, 1979)は、中屋谷沿いの断層の西側で鴨花崗岩及び大東花崗閃緑岩を覆って島状に分布する砂岩礫岩を、この角礫-亜角礫岩と同一層準の堆積物とみなし、それが級化成層していることから、角礫-亜角礫岩を断層角礫岩ではなく、崖錐堆積物とする根拠の一つとしている。しかし、山陰グリーン・タフ団体研究グループ(1973)も述べているように、砂岩はアルコースアレナイトで、礫岩も細礫-巨礫大の花崗岩、花崗閃緑岩の亜角礫-亜円礫とアルコースアレナイト質の基質からなり、それらの間にはシルト岩が挟まれている。この岩相は、すぐ近くの川合層の砂岩礫岩に酷似していることと、隣接する波多層に比べて著しく傾斜が緩いことから川合層に含めるのが妥当であろう。

執筆者の一人、山内は、この角礫岩を圧砕された礫岩と考えている。確かに花崗岩や花崗閃緑岩起源の角礫岩が圧砕された場合には圧砕された花崗岩や花崗閃緑岩との区別が難しいと予想されるので、その可能性を全く否定することはできない。しかし、本地域内で見られる限りほぼ単一の岩石で構成されていて、かつ剪断面が発達している露頭が多いこと、礫岩とするには基質に相当する細粒物が少ないことなどから、本報告では、その大部分が圧砕された花崗岩類であると考えて、これを大東花崗閃緑岩と鴨花崗岩の一部として扱う。なお、山陰グリーン・タフ団体研究グループ(1973)は彼らの言う崖錐性基底礫岩を上部と下部とに分けているが、後で述べるように、中屋谷上流に分布し火山岩礫を含む上部崖錐性基底礫岩は川合層に対比した。

岩相 大東町中屋及びその南方の地域の波多層は、火山岩屑堆積物(volcanic debris deposits)及び角閃石デイサイト火砕流堆積物(pyroclastic flow deposits)からなる。火山岩屑堆積物は、火山岩や火砕流堆積物などの再堆積物で、軽石火山礫、デイサイトや無斑晶安山岩、花崗岩類などの岩塊ないし火山礫を含み、凝灰質基質からなり、波多層の基底を占める。この上に重なる角閃石デイサイト火砕流堆積物は、大部分が溶結した黒色-灰色緻密な岩石で、その中に厚さ 1-2 cm 以下、長さ 1-8 cm 以下の淡緑青色レンズと少量の斜長石、微量の角閃石(仮像)、石英結晶片、大礫以下の大きさの花崗岩類岩片が認められる。大東町海潮温泉付近(横田地域)では、それぞれのユニットの最上部に厚さ数 m の級化成層した非溶結凝灰岩層を伴う厚さ 60 m 前後のフローユニットが二つ認められる(山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1973)。

天狗山から京羅木山をへて安来市赤江町に至る地域及び広瀬町富田南方の大辻山に分布する波多層は、無斑晶質安山岩、普通輝石斜長石安山岩、角閃石?(仮像)輝石?(仮像)デイサイトなどの溶岩を主体とし、デイサイト火砕流堆積物及び火山岩屑堆積物を挟む。

溶岩はソレナイト質であるが、シリカに富むものが多く(第7表及び第15, 16図)、厚さ 20-60 m と厚く、ブロック溶岩の様相を呈する。厚さ数 m の赤色に変質した火山礫岩-火山角礫岩(おそらくフ

第7表 波多層安山岩の化学組成(三浦, 1974)

試料	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	59.92	52.12	51.21
TiO ₂	1.48	1.34	1.62
Al ₂ O ₃	17.86	18.59	18.26
Fe ₂ O ₃	2.89	3.48	4.96
FeO	2.92	5.62	5.41
MnO	0.21	0.22	0.10
MgO	2.15	4.41	3.83
CaO	5.58	5.28	8.89
Na ₂ O	3.39	3.19	2.90
K ₂ O	0.85	2.91	0.37
P ₂ O ₅	0.06	0.12	0.06
H ₂ O+	2.80	1.07	0.55
H ₂ O-	0.38	2.20	1.57
Total	100.49	100.55	99.74

(1) 八雲村秋吉(現在の鳥屋郷付近)

(2) 八雲村秋吉(現在の鳥屋郷付近)

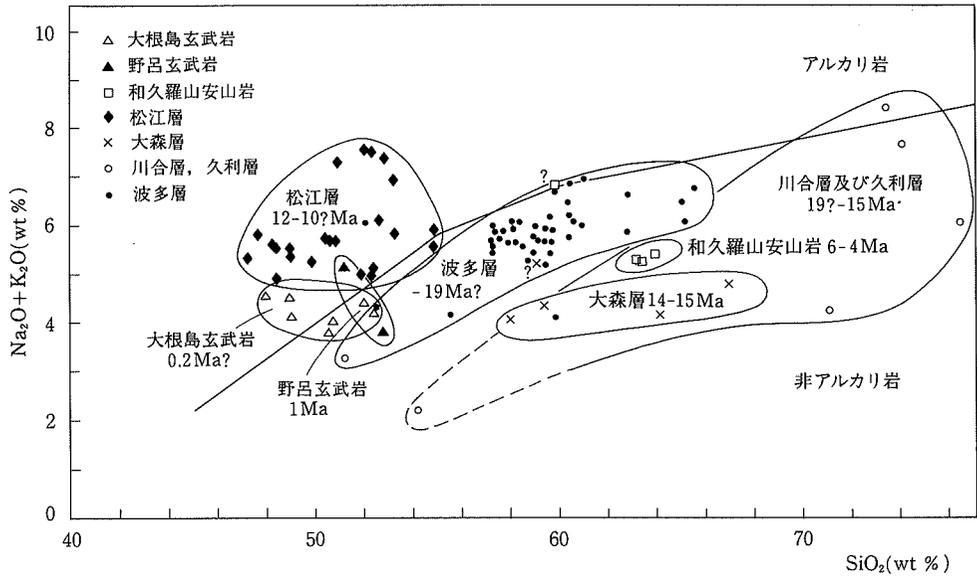
(3) 東出雲町上意東本谷

ロープレッチャ)をその上下に伴い、板状節理が発達しており、ところによってランプ構造を観察することができる。井上(1990a, b; 1991)の調査結果に基づけば、下部では無斑晶質の安山岩溶岩が、上部では斜長石斑晶を有する安山岩ないしデイサイト溶岩が多いように見える。井上(1990a)は、広瀬町紙屋谷から鍋谷に至る下山佐地域一帯において、何枚かの溶岩を識別し、それらの石基斜長石の長軸の配列方向から、それらが南西-西南西から北東-東北東方向に流動したと推定している。

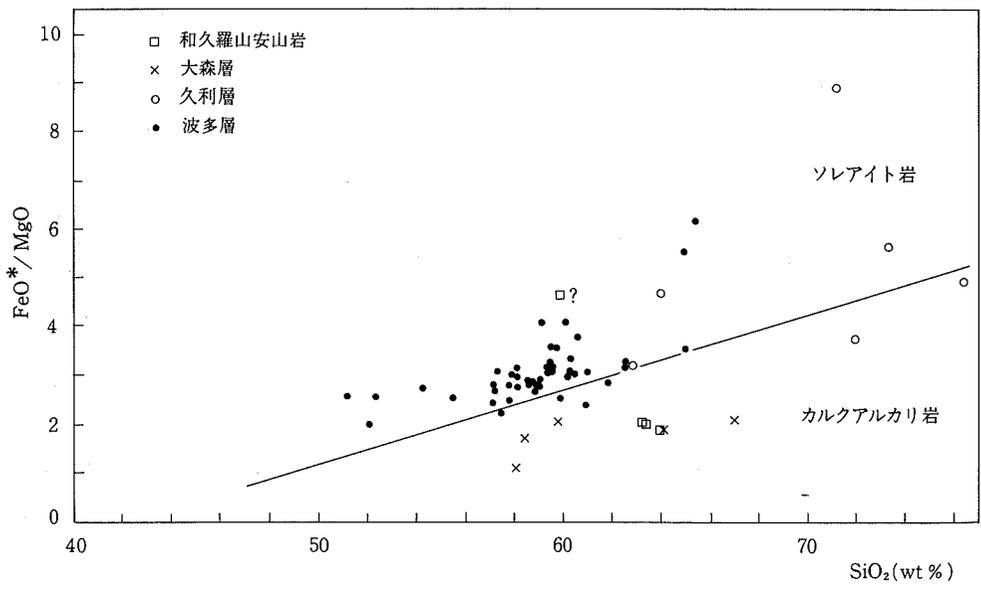
デイサイト火砕流堆積物は下部から中部にかけて3層準に認められる。そのうち、基底付近の角閃石デイサイト火砕流堆積物は、淡緑灰色を呈し、緻密で溶結している。安来市飯梨町飯梨に露出するのみで、その詳細は不明であるが、色調が異なる点を除けば、構成物やレンズの大きさなど大東町海潮付近の火砕流堆積物に類似し、層準も同様に基底付近にあることから、これに対比できる可能性が高い。

これより上位2層準のデイサイト火砕流堆積物は、径5 cm以下の軽石と火山灰を主とし、径20 cm以下の安山岩岩片を含む。それぞれの層準で、厚さ10 m前後のフローユニットが少なくとも二つ確認できる。いずれも塊状で、その基底部で軽石片、石質岩片とも逆級化している(第17図)。その下には、火山豆石を含み、淘汰の良い細粒降下火砕堆積物と、軽石を含み、低角斜交層理が部分的に見られる火砕サージ堆積物が認められることがある(第17図)。

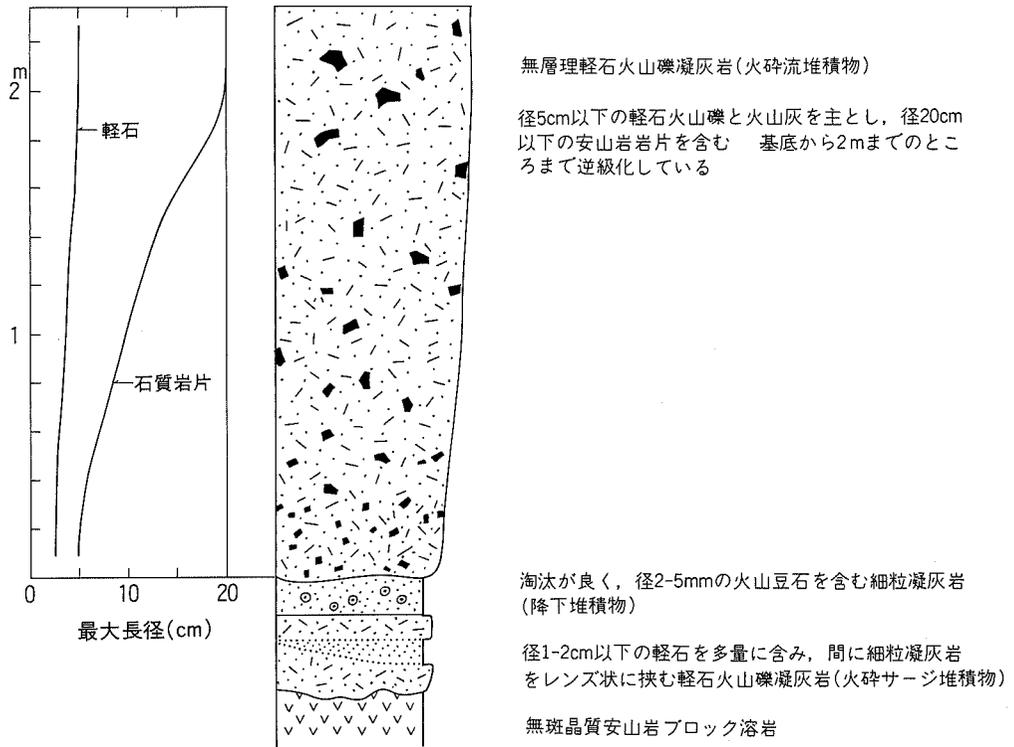
これらデイサイト火砕堆積物と安山岩や安山岩ないしデイサイトの溶岩との間、溶岩と溶岩との間には、径10-20 cm以下の安山岩岩片を主とする塊状無層理の、もしくは級化成層した火山岩屑堆積物が分布する。その厚さは10-200 mで北東に向かって厚くなる傾向が認められる。塊状無層理の堆積物は、厚さが1 m-数 mで、淘汰が悪く岩屑流堆積物と考えられる(第18図)。また、級化成層した堆積物は、厚さが数10 cmで淘汰が良く、火山礫ないし粗粒砂からなる(第19図)。しばしば岩屑流堆積物と互層、またはそれから漸移する(第18図)。その多くは、岩屑流などの高密度の流れから派生した混濁流、あるいは河川の流れよりも非常に密度が高く、混濁流に類似した洪水などの陸域での流れ、すなわちSmith and Lowe(1991)らが言うhyperconcentrated flowから生じた堆積物である可能性が高い。



第 15 図 松江地域に分布する後期新生代火山岩の SiO_2 - $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 図 アルカリ岩と非アルカリ岩の境界は Miyashiro(1978)による。分析値は本報告に掲載したものほかに、波多層については、井上(1990a)のものを使用した。松江地域の成相寺層の火山岩分析値はない。



第 16 図 松江地域に分布する後期新生代火山岩の SiO_2 - FeO^*/MgO 図 FeO^* は FeO で表わされる総鉄量。ソレライト岩とカルクアルカリ岩との境界は Miyashiro(1974)による。分析値は本報告に掲載したものによる。ただし、波多層については、井上(1990a)による。松江地域の成相寺層の火山岩分析値はない。



第17図 広瀬町三郎谷から面ノ子へ至る道路沿いに分布する波多層デイサイト火砕流堆積物の岩相



第18図 波多層の安山岩岩屑堆積物 安来市田瀬町車山西側の沢。中央の岩屑堆積物では、細礫-巨礫大の安山岩岩片を多量に含む塊状の部分に粗粒砂-細礫大の安山岩を主とし、級化成層した部分が漸移関係で重なる。ハンマーの下の軽石を含む凝灰岩薄層に覆われる岩屑堆積物は、塊状で、級化成層した部分を欠く。塊状の部分は岩屑流、級化成層した部分は、その岩屑流から派生した混濁流またはそれに類似した流れから堆積したものであろう。ハンマーの長さは30cm



第 19 図 波多層安山岩岩屑堆積物の級化成層部 安来市田頼町車山西側の沢。第 18 図と同じ露頭。粗粒砂 - 細礫大の安山岩岩片からなる。サージ降下堆積物に類似するが、岩片が円磨されていることや、火山豆石、火山弾が見られないことなどから、混濁流またはそれに類似した流れから堆積したものと思われる。ハンマーの長さは 30 cm

東出雲町上意東，畑の金比羅神社や本谷奥組付近で見られるように，中には，安山岩石質火山礫からなる堆積物と同質の火山灰からなる層とが互層し，ところによっては火山豆石と思われるものを含むものもある。これらは，分布が局所的で，マグマ水蒸気爆発によってもたらされたサージ降下堆積物である可能性も考えられるが，露出が悪く，判然としない。安山岩の岩屑堆積物層は，京羅木山から北東に向かうにつれて厚さも数も増える。安来市西赤江付近では，その中から小型の二枚貝と思われる化石が 1 個体産出したが，保存が悪く鑑定に耐えない。

京羅木山から南西の地域では，基底から最上部まで安山岩ブロック溶岩が卓越し，一方，京羅木山から北東の地域では，火山砕屑物堆積物が増える傾向にある。このことは，北東に向かって低くなる地形を想定させる。

化石 ほとんど産出しない。

放射年代 大東町中屋赤川支流及び安来市飯梨町飯梨で採取した角閃石ゲイサイト溶結凝灰岩のジルコンのフィッシュントラック年代は，それぞれ $16.0 \pm 1.5 \text{ Ma}$ ， $20.4 \pm 2.7 \text{ Ma}$ である（第 8 表 m 12，m 59）。両者のジルコンとも細粒で，ウラン濃度も 130 ppm，100 ppm と共通して低く，岩質と層準から互に対比しうるとする推論と調和的である。前者の試料は後者の試料よりも若い値を示すが，自発フィッシュントラックがやや短いのでは，これは何等かの熱的影響を受けたためと考えられる。測定誤差が大きいのは，ジルコンが細粒で，ウラン濃度が低いことに起因する。天狗山及び安来市久白の安山岩の

全岩 K-Ar 年代として、 11.9 ± 2.1 Ma 及び 9.2 ± 1.0 Ma の値が得られている (第 9 表 MAT 80, Y 2) が、ガラスが様々な程度に変質または水和しているので、実際の年代はこれよりも古いと考えられる。飯梨町飯梨で採取した角閃石デイサイ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に基づけば、松江地域の波多層は 20Ma 前後の地層で、島根半島の新第三系最下部を占める陸成-海成層、古浦層にはほぼ対比できよう。古浦層については 3 つのフィッシュントラック年代値が報告されており (鹿野・吉田, 1984 ; 木村・辻, 1992), それらは 18-26 Ma の範囲にある。

第 8 表 中新世火山岩及び火砕岩のフィッシュントラック年代測定結果

試料	$\rho_s \text{ cm}^{-2}(\text{Ns})$	$\rho_i \text{ cm}^{-2}(\text{Ni})$	$\rho_d \text{ cm}^{-2}(\text{Nd})$	U ppm	年代(σ)Ma
m12	6.77×105 (178)	1.24×106 (325)	7.87×104 (2426)	130	16.0(1.5)
m59	6.68×105 (98)	9.54×105 (140)	7.86×104 (2421)	100	20.4(2.7)
m63	9.93×105 (624)	1.89×106 (1191)	7.84×104 (2416)	190	15.3(0.8)
MAT114	1.14×106 (483)	2.15×106 (912)	7.50×104 (2310)	230	14.8(0.9)
MAT150	5.93×105 (260)	1.17×106 (514)	7.50×104 (2310)	130	14.1(1.1)
MAT42	1.14×106 (776)	2.00×106 (1362)	8.07×104 (1242)	200	17.1(0.9)

測定は京都フィッシュントラック機による。測定対象はジルコンで、測定した結晶の数は 30 個、測定方法は外部ディテクター法(ED 2)。 ρ = トラック密度, N = トラック数, s = 自発核分裂, i = 誘発核分裂, d = ドシメーター, U = ウラン濃度。

試料の層準, 岩石名及び採集地

m12(GSJ R59636): 波多層 角閃石デイサイト溶結凝灰岩 島根県大原郡大東町中屋	MAT114(GSJ R59541): 久利層 流紋岩溶結凝灰岩 島根県能義郡広瀬町塩谷
m59(GSJ R59659): 波多層 角閃石デイサイト溶結凝灰岩 島根県安来市飯梨町飯梨	MAT150(GSJ R59504): 久利層 流紋岩岩脈 島根県安来市上吉田町大光寺東
m63(GSJ R59660): 久利層 黒雲母流紋岩凝灰岩 島根県安来市荒島町猪子塚西方	MAT42(GSJ R59514): 大森層 普通輝石角閃石デイサイト溶岩 島根県八東郡八雲村雨乞山東

第 9 表 中新世火山岩の全岩 K-Ar 放射年代測定結果

試料	$^{40}\text{Ar}^* \text{ mlSTP/gm} \times 10^{-5}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	%K	年代(σ)Ma
MAT80	0.012	10.5	0.27	11.4 (2.9)
	0.013	10.7	0.27	12.3 (3.1)
	平均			11.9 (2.1)
Y2	0.062	15.2	1.74	9.1 (1.5)
	0.063	17.3	1.75	9.3 (1.3)
	平均			9.2 (1.0)
m75	0.014	8.1	0.29	12.4 (4.2)
	0.014	6.5	0.29	12.4 (5.4)
	平均			12.4 (3.4)

測定はテレダインアイストープ機による。

試料の層準, 岩石名及び採集地

m75(GSJ R59666): 川合層 普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩 大原郡大東町中屋付近, 赤川 本流の北側の北に延びた小沢 に入る林道の入口近く	MAT80(GSJ R59528): 波多層 普通輝石安山岩溶岩 八東郡八雲村と能義郡広瀬町との境界上の天狗山頂上付近 Y2(GSJ R59707): 波多層 安山岩 安来市久白町北側の小沢沿いの農道脇
--	--

V. 2 成相寺層及び川合層, 久利層

(鹿野和彦・山内靖喜)

川合層と久利層は一部指交関係にある。模式地の大田市付近で得られている生層序学的資料(岡本ほか, 1971; 黄・岡本, 1979; 多井・加藤, 1979; 竹ノ内ほか, 1982 など)によれば, 川合層の砂岩礫岩層及び久利層は Blow (1969) の N8-10 である。川合層及び久利層は, 従来, 岩相層序などに基づいて, 成相寺層に対比されてきた(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970; 山内ほか, 1980)。これに対し, 鹿野・吉田(1984)及び鹿野・中野(1985a)は, 成相寺層及びその下位の古浦層の放射年代に基づいて, 川合層及び久利層を成相寺層の中-上部に対比可能であるとする意見を提出した。しかし, 鹿野(1991)は, その後報告された川合層及び久利層に挟在する火山岩の放射年代(後述)に基づいて, 川合層及び久利層が成相寺層下-上部に対比されるとの修正意見を提出している。これは従来の対比を追認したものである。ただし, 鹿野・吉田(1984)が島根半島において最初に示したように, これら地層の年代は従来考えられていた年代よりもかなり古いことになる。松江地域からは対比に有効な化石は得られていないが, 安来市荒島町の久利層流紋岩凝灰岩のジルコンのフィッシュントラック年代は15 Maで, これに矛盾しない。

出雲市南方の地域に分布する川合層の砂岩礫岩の下にはこれと一部指交し, 漸移する水底溶岩と火砕岩があり, それらの全岩 K-Ar 放射年代は, 15-19 Ma の範囲にある(Uto, 1989; 沢田・板谷, 1987)。このことは, これに不整合に覆われる波多層が19 Maよりも古いことを意味する。出雲南方地域の波多層の安山岩溶岩などの全岩 K-Ar 放射年代は15-19 Maである(沢田・板谷, 1987)が, 波多層が川合層下部の火山岩類の下位にあることを考えれば, これらの値は, 先に述べた松江地域の場合と同様, 変質によって若返っている可能性が高い。同一地域の波多層火砕岩のジルコンのフィッシュントラック年代は27 Ma, そしてそれを貫く野田山複合岩体の角閃石の K-Ar 年代は18 Ma(鹿野・吉田, 1984)なので, 波多層の実際の年代は19 Ma以前と考えてもよさそうである。松江地域においても, 波多層基底付近の火砕岩のジルコンのフィッシュントラック年代として20 Maの値が得られている。

成相寺層の年代については, その下部から年代決定に有効な微化石が産出しないために議論が絶えない。鹿野・吉田(1984)は, 成相寺層下部の流紋岩溶岩とその下位の古浦層上部に挟在する火砕岩のジルコンのフィッシュントラック年代から, 成相寺層と古浦層との境界の年代を22 Ma前後と考えた。しかし, 日本海沿岸地域に分布する新第三紀海成層の始まりが多くの場合で Blow (1969) の N8 の時代(16 Ma)であることが生層序学的に明らかにされていたために, この値は疑問視された。その後, 鹿野・柳沢(1989)は, 日本各地の放射年代, 生層序資料を検討して, 台島植物群の出現時期が22 Ma前後であるとし, 台島植物群を産する古浦層が22 Maよりも若いことを示唆した。また, 鹿野ほか(1991)及び鹿野(1991)は, これを受け, フィッシュントラック年代測定値の誤差を考慮した上で, 成相寺層と古浦層との境界の年代を20 Ma前後に修正した。最近では, 木村・辻(1989)が, 古浦層及び成相寺層のジルコンのフィッシュントラック年代としてそれぞれ18.2 Ma, 16.1 Maの値を報告している。また, 植村(1989)は, 阿仁合植物群の産出する地層の放射年代測定値には20 Maよりも古いものが, 台島植

物群の産出する地層の放射年代測定値には18Maよりも若いものが多いことを指摘しており、Yamanoi (1992)も、日本海のポーリング試料の花粉を検討し、台島植物群に相当する花粉帯の始まりを17-18.5Maとしている。従って、いまのところ、成相寺層の始まりは20-18Maまたはそれ以降としておくのが妥当なところであろう。

以上述べた各層の年代に関する考察に基づけば、川合層及び久利層は成相寺層に対比できる。

V. 2. 1 ^{じょうそうじ} 成相寺層 (Jm, Jp, Jr)

地層名 通商産業省 (1967) は、多井 (1952) の成相寺頁岩を成相寺層と改名した。これ以降、成相寺層の名称が定着し、広く使われており (山内ほか, 1980; 山内・吉谷, 1981; 坂本・山田, 1982; 島根県地質図編集委員会, 1982; 島根県地質図説明書編集委員会, 1985; 鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985b, 1986; 鹿野ほか, 1989, 1991), 本報告でもこれを踏襲する。

模式地 松江市成相寺 (今市地域)。

分布及び層厚 松江市市街地の北側に真山 (境港地域) に続く山体をなして分布する。層厚は最大で1200m前後と推定されている (鹿野・吉田, 1985)。

層序関係 島根半島新第三系最下部の古浦層に整合で重なる (鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985b, 1986; 鹿野ほか, 1989, 1991)。山内ほか (1980) 及び山内・吉谷 (1981) は、境港地域から美保関地域にかかる日本海側の海岸において、古浦層と成相寺層とが構造的に不整合であることを重視し、両者を不整合関係にあるとした。鹿野・吉田 (1985) 及び鹿野・中野 (1985b) は、両者の岩相、堆積環境が漸移し、また、両者の間の構造的な不整合も地層境界付近で両層を巻き込んだスランプによって生じたと解釈できることから、両者の関係を整合と考えた。その後、地域を広げて行われた調査でも、両者の関係を不整合とすべき積極的な証拠は見いだされていない (鹿野・中野, 1986; 鹿野ほか, 1989, 1991)。

岩相 黒色泥質岩、流紋岩溶岩及び火砕岩 (volcaniclastic rock) からなる。下部から上部にかけて流紋岩溶岩、流紋岩火砕岩、泥質岩の順に重なる。流紋岩溶岩、火砕岩は境港地域にあるすぐ北隣の真山を中心とした地域で最も厚く (鹿野・吉田, 1985)、ここに一つの噴出中心があったと考えられる。

流紋岩は、斜長石に富みNaの多い、いわゆる斜長石流紋岩で、苦鉄質鉱物の斑晶はほとんど認められない。流紋岩溶岩は、流理の発達した塊状でローブ状の形態を示す部分 (第20図) やジグソーパズル状に割れた部分、そしてそこから火山角礫岩に移化している例が認められ、堆積環境から見ても水底に噴出したと考えることができる。流紋岩火砕岩は級化成層した軽石火山礫凝灰岩ないし凝灰岩で、厚さ数cm-数mの層をなして互層しており、間に同程度の厚さの凝灰質砂岩、泥質岩を挟む。

泥質岩は、一般に硬く、破断した岩片の端は鋭利である。風化すると層理面に平行に細片状に割れる頁岩質のものが多い。

化石 魚鱗、有孔虫、貝などの海生動物化石を産する。模式地近くを調査した多井 (1952) は、*Bathyamussium* sp., *Megayoldia* sp., *Nuculana* sp., *palliolum* sp., *Propeamussium* cf. *tateiwai*, *Solemya* sp. などの貝化石を報告している。また、成相寺層から有孔虫はほとんど産しないと言われていたが、野村ほか (1984) が、境港地域で報告して以降、島根半島^{うつぶるい}十六島湾から松江市古志町 (大社及び今市地域)、そして美保関町^{ちくみ}千酌 (境港地域) に至る広い範囲にわたって成相寺層上部から多数の浮遊性有孔虫 (第10

表), 底生有孔虫 (第 11 表) が産出することが明らかになった (野村, 1986a, b, c). 成相寺層上部に産出する浮遊性有孔虫群集は, Blow (1969) の N 8-9 に対比される可能性が高い. また, 底生有孔虫群集は, 大陸棚外縁ないし大陸斜面中部の環境を示唆する. このほか, 小伊津付近 (今市及び恵曇地域) から



第 20 図 成相寺層流紋岩ロープ 松江市白鹿山付近. 柱状節理に直交する板状節理の分布から右上隅に向かって突き出るロープ状の形態をうかがうことができる. 露頭の高さは約 20m

第 10 表 成相寺層, 牛切層及び古江層の浮遊性有孔虫化石 野村(1984, 1986a)より編集

種 名	成相寺層 中-上部	牛切層(相代層)	古 江 層
<i>Globorotalia adamantea</i> SAITO			○
<i>Globorotalia birnageae</i> BLOW	○		
<i>Globorotalia continuosa</i> BLOW	○	○	○
<i>Globorotalia quinifalcata</i> SAITO and MAIYA	○	○	○
<i>Globorotalia siakensis</i> (LEROY)	○		○
<i>Globigerina angustumbilicata</i> BOLLI	○	○	
<i>Globigerina falconensis</i> BLOW	○	○	○
<i>Globigerina praebulloides praebulloides</i> BLOW	○	○	○
<i>Globigerina praebulloides pseudociperonensis</i> BLOW		○	
<i>Globigerina weissi</i> SAITO	○	○	○
<i>Globigerina woodi</i> JENKINS		○	○
<i>Globigerinita glutinata</i> (EGGER)	○	○	○
<i>Globoquadrima cf. venezuelana</i> (HEDBERG)	○	○	○
<i>Globoquadrima cf. immaturus</i> LEROY	○	○	

第 11 表 成相寺層, 牛切層及び古江層の底生有孔虫化石 野村(1986b)を改変

成相寺層	牛切層	古江層	地層名
	<i>Uvigerina akitaensis</i> ~ <i>Epistominella shimanensis</i>	<i>Cyclammina cancellata</i> ~ <i>Uvigerina segundoensis</i> (s.l.)	化石帯 化石種
R A R E F O R A M I N I F E R A			<i>Ammodiscus incertus</i>
			<i>Cribrostomoides</i> cf. <i>crassimargo</i>
			<i>Cyclammina cancellata</i>
			<i>Cyclammina ezoensis</i>
			<i>Cyclammina incisa</i>
			<i>Cyclammina pusilla</i>
			<i>Gaudryina ishikiensis</i>
			<i>Martinottiella nodulosa</i>
			<i>Plectina nipponica</i>
			<i>Reophax pilulifer</i>
			<i>Reophax curtus</i>
			<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>
			<i>Spirosigmoilinella compressa</i>
			<i>Ammonia tochiensis</i>
			<i>Amphicoryna fukushimaensis</i>
			<i>Anomalina glabrata</i>
			<i>Brizalina marginata masudai</i>
			<i>Buccella</i> cf. <i>frigida</i>
			<i>Brizalina</i> sp. A
			<i>Bulimina striata</i>
			<i>Bulimina</i> sp. A
			<i>Cibicides malloryi</i>
			<i>Criboelphidium imanishii</i>
			<i>Epistominella pulchella</i>
			<i>Epistominella shimanensis</i>
			<i>Fursenkoina ishikiensis</i>
			<i>Globobulimina pyrula</i>
			<i>Gyroidina orbicularis</i>
			<i>Gyroidinoides shinjiensis</i>
			<i>Hastilina bradyi</i>
		<i>Islandiella</i> cf. <i>helenae</i>	
		<i>Lenticulina nikobarensis</i>	
		<i>Melonis pompilioides</i>	
		<i>Nonionella miocenica</i>	
		<i>Nonionella</i> cf. <i>stella</i>	
		<i>Oridorsalis umbonatus</i>	
		<i>Pullenia salisburyi</i>	
		<i>Sphaeroidina compacta</i>	
		<i>Uvigerina segundoensis</i> (s.l.)	
		<i>Uvigerina akitaensis</i>	
		<i>Valvulineria masudai</i>	
		<i>Virgulinea miocenica</i>	

産出頻度： ——— 普通 ■■■■■ 多い ■■■■■ 非常に多い

クモヒトデ *Astrophiura?* sp. (大久保, 1976) が、鹿島町片^{かた}句東方の海食崖(恵曇地域)からは鯨の椎骨(鹿野・中野, 1986)が発見されている。

V. 2. 2 ^{かわい}川合層 (Kws, Kwc, Kwa, Kwr, Kwd)

地層名 今村ほか(1958)命名。松江地域から今市地域にかけて分布する川合層は、下部玉造層(Tomita and Sakai, 1937), 玉造層下部(多井, 1973), あるいは玉造層(Ogasawara and Nomura, 1980)と呼ばれてきた。しかし、岩相層序上、大田市から仁摩町にかけて分布する川合層に対比される(通商産業省, 1970)ことから、1980年代以降は川合層に一括されている(坂本・山田, 1982; 島根県地質図編集委員会, 1982; 島根県地質図説明書編集委員会, 1985; 鹿野ほか, 1988, 1991)

模式地 島根県大田市川合町付近。竹ノ内ほか(1982)は、大田市忍原^{うしぼら}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 宍道低地帯の南側にあつて、大東花崗閃緑岩、鴨花崗岩、波多層を覆って分布する。八雲村を通して中海に注ぐ意宇^い川の東側には分布しない。層厚は0-400 m。大東町須賀南方の地域で最も厚い。

層序関係 波多層を不整合に覆い、久利層と指交する。

岩相 玉湯町玉造から忌部高原南端の大東町山王寺にかけて分布する川合層は、主として細粒-極粗粒アルコースアレナイトからなり、下部では径数 cm-30 cm の花崗岩、花崗閃緑岩、アプライトなどの亜角礫-円礫からなる礫岩を挟む。アレナイトは、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母などのほか、しばしば砂-細礫大の花崗岩類岩片を含む。平行-低角斜交層理が発達し、厚さ数 cm 以下の亜炭薄層を挟むことがある。

大東町山王寺、須賀及びその南方の地域の川合層は、これに連なる砂岩礫岩を基底とし、デイサイト火砕岩、安山岩溶岩及び火砕岩、火山岩屑堆積物などからなる。

基底の砂岩は厚さ 20 m 以下で、中粒-粗粒アルコースアレナイトである。礫岩は細礫-巨礫大の花崗岩類や安山岩、デイサイトなどの亜角礫-円礫を主体とする。花崗岩類に直接する基底付近にのみ見られ、砂岩に漸移する。

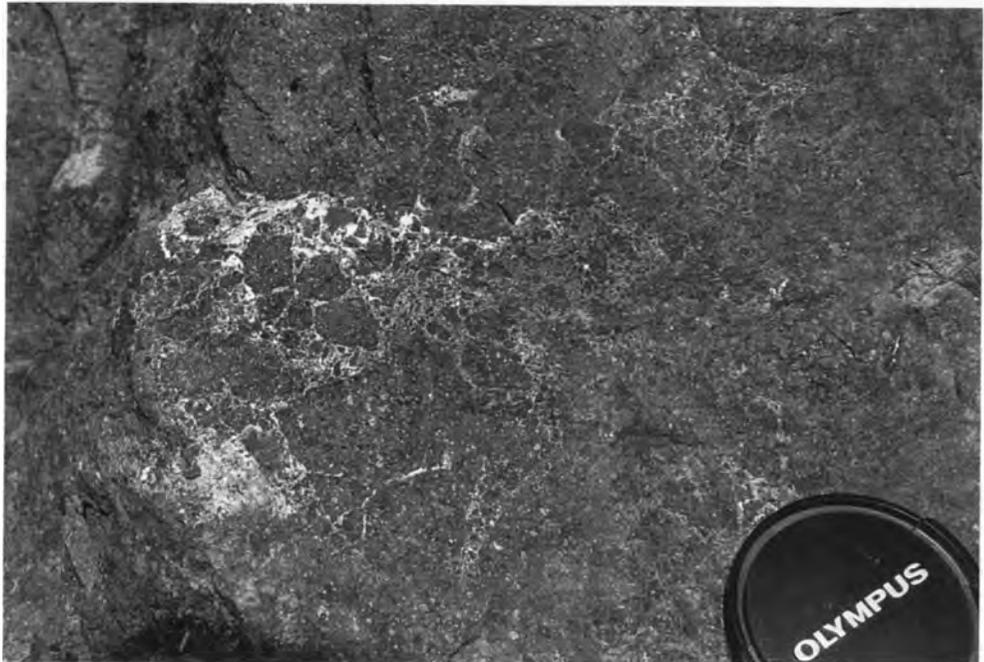
基底の砂岩礫岩の直上にある安山岩溶岩は、普通輝石紫蘇輝石安山岩(第12表の7)で、しばしば、水で急冷されて生じたと思われるジグソーパズル状の割れ目が発達し(第21図)、同質の火山角礫岩に漸移する。この安山岩層の厚さは50 m 程度である。

これに重なる火山岩屑堆積物は、厚さ1-10 m で塊状または逆級化ないし正常級化した部分と厚さ数10 cm-1 m で成層した部分とからなる、火山岩起源の岩屑流堆積物の互層(第22図)を主体とし、間に凝灰質砂岩や暗褐色-黒色のシルト岩、泥岩を挟む。それぞれの岩屑流堆積物は、石英、長石、黒雲母などの結晶片、火山ガラス片、砂粒-火山礫大のやや円磨された安山岩、デイサイト溶結凝灰岩などの岩片、軽石などで構成され、火山礫大の暗褐色-黒色シルト岩、泥岩と中礫-巨礫大の花崗岩類角礫-亜角礫を多量に含む。花崗岩類の礫は大東町北村と中屋の間の地域で最も大きく、量も多いが、そこから遠ざかるにつれて大きさも量も急激に減ずる。これと対照的に、大東町北村の北方及び東方の地域で

第 12 表 川合層及び久利層火山岩の化学組成

試 料	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO ₂	76.43	73.97	73.34	71.12	54.19
TiO ₂	0.22	0.17	0.56	0.72	0.84
Al ₂ O ₃	12.27	13.29	14.40	14.87	12.27
Fe ₂ O ₃	0.94	1.42	0.62	1.20	7.71
FeO	0.74	0.70	0.46	0.61	6.01
MnO	0.04	0.04	0.02	0.06	0.18
MgO	0.32	0.70	0.18	0.19	4.56
CaO	1.27	0.76	0.75	2.77	9.32
Na ₂ O	3.42	3.74	2.20	3.82	2.08
K ₂ O	2.70	4.00	6.26	0.60	0.35
P ₂ O ₅	0.00	0.07	0.06	0.02	0.04
H ₂ O+	1.00	0.67	0.70	1.15	1.02
H ₂ O-	0.64	0.68	0.25	2.12	1.06
Total	99.99	100.21	99.80	99.25	99.63

- (1) 久利層流紋岩岩脈, 東出雲町高庭(三浦, 1974)
- (2) 久利層流紋岩岩脈, 東出雲町高庭(東元, 1988)
- (3) 久利層流紋岩岩脈, 東出雲町中意東(三浦, 1974)
- (4) 久利層流紋岩岩脈, 安来市西荒島町(三浦, 1974)
- (5) 川合層安山岩溶岩, 大東町海潮中屋(三浦, 1974)



第 21 図 川合層の安山岩水冷溶岩 大東町中屋, 赤川本流の北側の沢に入る林道脇(横田地域).
ジグソーパズル状の割れ目が顕著. レンズキャップの直径は 6cm

は、径数 m にも達する安山岩火山角礫岩や泥質岩の岩塊が認められる。ところによっては、軽石やガラスが多く火砕岩に見える所もあり、これら堆積物が水底火砕流、あるいは水底や陸上の火砕流が水や周囲の岩石、堆積物を取り込んで生じた流れから堆積した可能性もある。岩屑流堆積物の間に挟まれる凝灰質粗粒砂岩やシルト岩、岩屑流堆積物に含まれている泥質岩礫から底生有孔虫が産出する(第13表)。厚さは全体で100mを越えない。

この上のデイサイト水底火砕流堆積物は、厚さ1-20mで塊状の軽石火山礫凝灰岩ないし凝灰岩と厚



第22図 川合層の火山岩屑堆積物 大東町北村。ハンマーの長さは30cm

第13表 大東町北村付近に分布する川合層の火山岩屑堆積物に挟まれる泥岩及び火山岩屑堆積物中の泥岩岩片に産する有孔虫化石 野村律夫鑑定

<i>Ammodiscus incertus</i> (d'Orbigny)	<i>Discamina?</i> sp.
<i>Ammodiscus</i> sp.	<i>Gaudryina ishikiensis</i> Asano
<i>Bathysiphon</i> sp.	<i>Gaudryina yabei</i> Asano
<i>Cribrostomoides</i> cf. <i>crassimargo</i> (Norman)	<i>Globobulimina</i> sp.
<i>Cyclamina?</i> sp.	<i>Hippocrepinella</i> sp. -
<i>Cyclamina cancellata</i> Brady	<i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny)
<i>Cyclamina</i> cf. <i>cancellata</i> Brady	<i>Plectina nipponica</i> Asano
<i>Cyclamina pusilla</i> Brady	<i>Recurvooides</i> sp.
<i>Cyclamina</i> sp.	<i>Reophax</i> spp.
<i>Discamina compressa</i> (Goes)	<i>Spirosigmoilinella compressa</i> Matsunaga
	Agglutinated miscellaneous

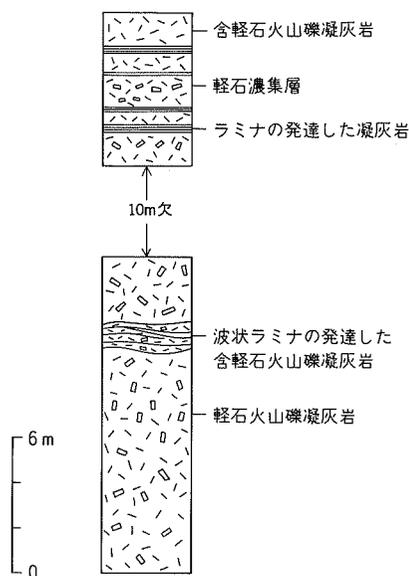
さ0.1-1mで平行ないし波状ラミナの明瞭な凝灰岩とからなる火砕流堆積物の互層で、全体の厚さは、40m以下である。これらの堆積物は、淡緑色の軽石片、ガラス片、やや発泡し、斜長石に富むデイサイトないし安山岩や花崗岩類の岩片、斜長石、石英、カリ長石、微量の輝石?(仮像)のほか、泥岩、シルト岩の礫を含む。成層部には、径1-5mmの火山豆石が含まれていることがある(山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1973)。上方ほど細粒で、1フローユニットの厚さも減ずる(第23図)。火山豆石が降灰中か、火砕流が浅い水底を流れる時に生ずる(Kano, 1990)ものとすれば、成層部の火山豆石は、火砕流を生じた噴煙柱が水面を突き抜けるほど高かったか、あるいは噴火そのものが陸上で起こったことを示唆する。

デイサイト水底火砕流堆積物は火山岩屑堆積物とは泥質岩などの異質物が少ない点で区別し得るものの、両者の岩相は漸移的である。厚さは、全体で120m程度と推定される。

これを覆う火山岩屑は、厚さ20m以下で、ジグソーパズル状に割れた溶岩を主とし、同質の火山角礫岩、火山礫凝灰岩を伴う。溶岩は変質が著しく、苦鉄質鉱物は残っていないため、岩質が判然としなないが、みかけの色指数では安山岩ではないかと思われる。

大東町山王寺から八雲村須谷^{すだに}にかけては、これらを覆って、泥岩、シルト岩、流紋岩、安山岩などの礫を含み、凝灰質の砂ないしシルトを基質とする塊状礫岩ないし礫質砂岩が分布する。この岩相は、間に砂岩、シルト岩、泥岩を挟み、泥岩が卓越する久利層に漸移するが、本報告では粗粒碎屑物が卓越することからこれを川合層に含めた。礫岩中の泥岩やシルト岩の礫は、塊状暗灰色ないし黒色で、間に挟まれている泥岩、シルト岩に由来するものと思われる。

化石 大東町山王寺、須谷^{すが}及びその南方の地域の火山岩屑堆積物中の泥質岩岩塊及びこれに挟在する



第23図 川合層のデイサイト水底火砕流堆積物 大東町北村から山王寺に至る道路沿い

泥質岩から底生有孔虫が産出する(第13表)。また、天然記念物、海潮カツラ付近(横田地域)の基底砂岩から、海生貝化石 *Cardium* sp., *Dosinia* sp., *Gastropoda* gen. and sp. indet., *Macoma* sp., *patinopecten* (*Kotorapecten*) *yamasakiensis ninoheisis*, *Patinopecten* sp., *Venericardia* sp. のほか、若干の海生動物化石が産出する(小田ほか, 1974; 山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1979)。このほか、大東町山王寺西方の砂岩凝灰岩互層から広葉樹の葉の化石が報告されており(山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1979)、また、玉湯町付近の砂岩から植物化石片が産するが鑑定に耐え得るものは得られていない。

松江地域及び周辺地域では時代を示す化石が産出していない。しかし、模式地に近い大田市忍原の川合層からは、*Vicarya* cf. *japonica*, *Vicaryalla* sp. などが産出することからその時代は前期中新世後期と考えられている(竹ノ内ほか, 1982)。これに近い大田市大屋町、久利町、朝山町の久利層から産出する有孔虫化石群集が Blow (1969) の N9-10 に対比可能(多井・加藤, 1979)であれば、大田市周辺の川合層は、それより古く、14-15 Ma 以前の地層ということになる。

放射年代 大東町中屋近くの林道沿いで採取した安山岩について全岩 K-Ar 年代値 12.4 ± 3.2 Ma が得られている(第9表 m75)。この試料は結晶は比較的新鮮であるが、ガラスがやや変質し水合しており、実際の年代はこれより古いはずである。出雲市南方の川合層砂岩礫岩層の下には波多層を不整合に覆う火山岩火砕岩層、すなわち通商産業省(1967)の川合層下部、沢田(1978)の大呂層が発達する。この川合層下部の火山岩の全岩 K-Ar 放射年代は 15-19 Ma (沢田・板谷, 1987; Uto, 1989) で、上述の生層序から推定される模式地付近の川合層の年代に矛盾しない。

V. 2. 3 ^{くり}久利層 (Km, Kp, Kr)

地層名 今村ほか(1958)命名。松江地域から今市地域にかけて分布する久利層は、上部玉造層(Tomita and Sakai, 1937)、玉造層上部(多井, 1973)、あるいは佐倉層(Ogasawara and Nomura, 1980)と呼ばれてきた。しかし、岩相層序上、大田市から仁摩町にかけて分布する久利層に対比される(通商産業省, 1970)ことから、1980年代以降は久利層に一括されている(坂本・山田, 1982; 島根県地質図編集委員会, 1982; 島根県地質図説明書編集委員会, 1985; 鹿野ほか, 1988, 1991)

模式地 島根県大田市久利町付近。久利町付近での露出は悪い。むしろ大田市忍原の忍原川支流で比較的良く連続して露出していることから、竹ノ内ほか(1982)は、これを模式ルートとして推奨している。

分布及び層厚 宍道低地帯の南側に断続的に分布する。流紋岩溶岩と火砕岩が卓越する東出雲町内馬を中心とした地域で最も厚く、層厚 500-800 m。流紋岩火砕岩が卓越する八雲村須谷、若須で 200-300 m、泥岩が卓越する八雲村平原で 150 m 以上、玉湯町玉造では 200-300 m またはそれ以上と推定される。

層序関係 川合層と一部指交関係にある。松江市大草町より東側では、川合層を欠いて下位の地層、岩体を直接覆う。

岩相 泥岩及び流紋岩溶岩、火砕岩からなる。玉湯町玉造から八雲村平原、八雲村若須にかけては泥岩が、八雲村須谷及びその東方、東出雲町内馬及び周辺地域では流紋岩の溶岩、火砕岩が卓越する。

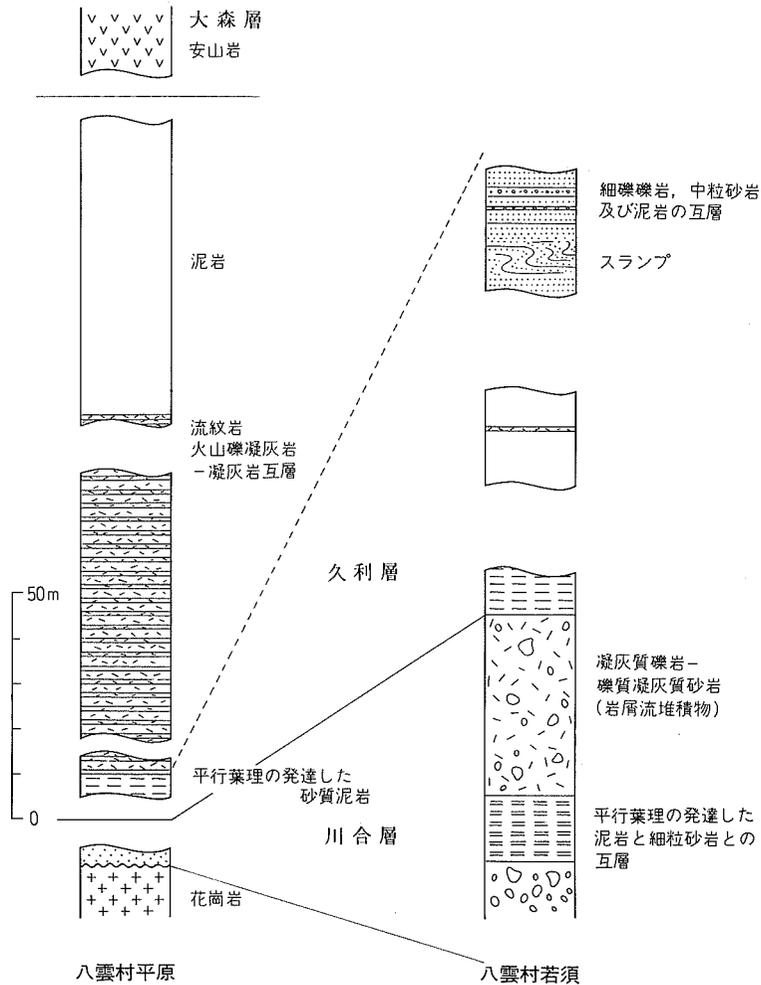
泥岩は、多くの場合、塊状暗灰色-黒色で、風化すると平板状またはレンズ状の細片になる(第

24図). 久利層の基底付近では砂質で, 火砕岩が卓越する層準に近い所では, 厚さ数 mm-数 10 cm の中粒砂岩ないし細礫礫岩を頻繁に挟む(第 25 図). 八雲村須谷付近では, この砂岩-細礫礫岩を挟む泥岩や川合層の火山岩屑堆積物に挟まれる泥岩がスランブしている. その褶曲軸や断層から求めたスランブの移動方向は南東から北西, あるいは南南東から北北西で, 泥岩もその方向に厚くなる(第 26 図). このことから, この付近には北西に傾く斜面あるいは幅広いチャネルがあつて, その方向に碎屑岩が供給されていたことが考えられる.

流紋岩溶岩は, おそらくソレライト質である(第 12 表及び第 15, 16 図). 露出が悪いために全体の産状を明確に知ることはできないが, それぞれの露頭での観察を総合すると, 水冷された溶岩ドームまたは溶岩流で, 所により浅所貫入岩に連続しているらしい. 八雲村安田から宝満山にかけては, 傾斜 60-90° の流理が明瞭な流紋岩(第 27 図)が分布し, その周囲にジグソーパズル状割れ目が発達した部分が認められる. さらにその外側では流紋岩火山角礫岩が卓越しており, 水底ブロック溶岩(Kano *et al.*, 1991)の様相を呈する. 八雲村山村広場では, ジグソーパズル状割れ目が発達した流紋岩の周辺を覆つて, 径 1-3 m にも達する流紋岩の巨大な礫を含み, ほとんど流紋岩の碎屑物からなる塊状の岩屑堆積物が広い範囲にわたって露出している(第 28 図). 変質が著しいため判然としないが, ジグソーパズル状割れ目が発達した流紋岩の一部はこの岩屑堆積物と指交しているように見え, 溶岩の分枝した部分かもしれない.

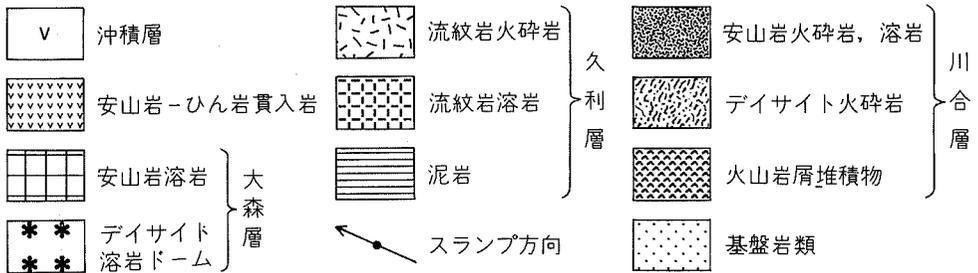
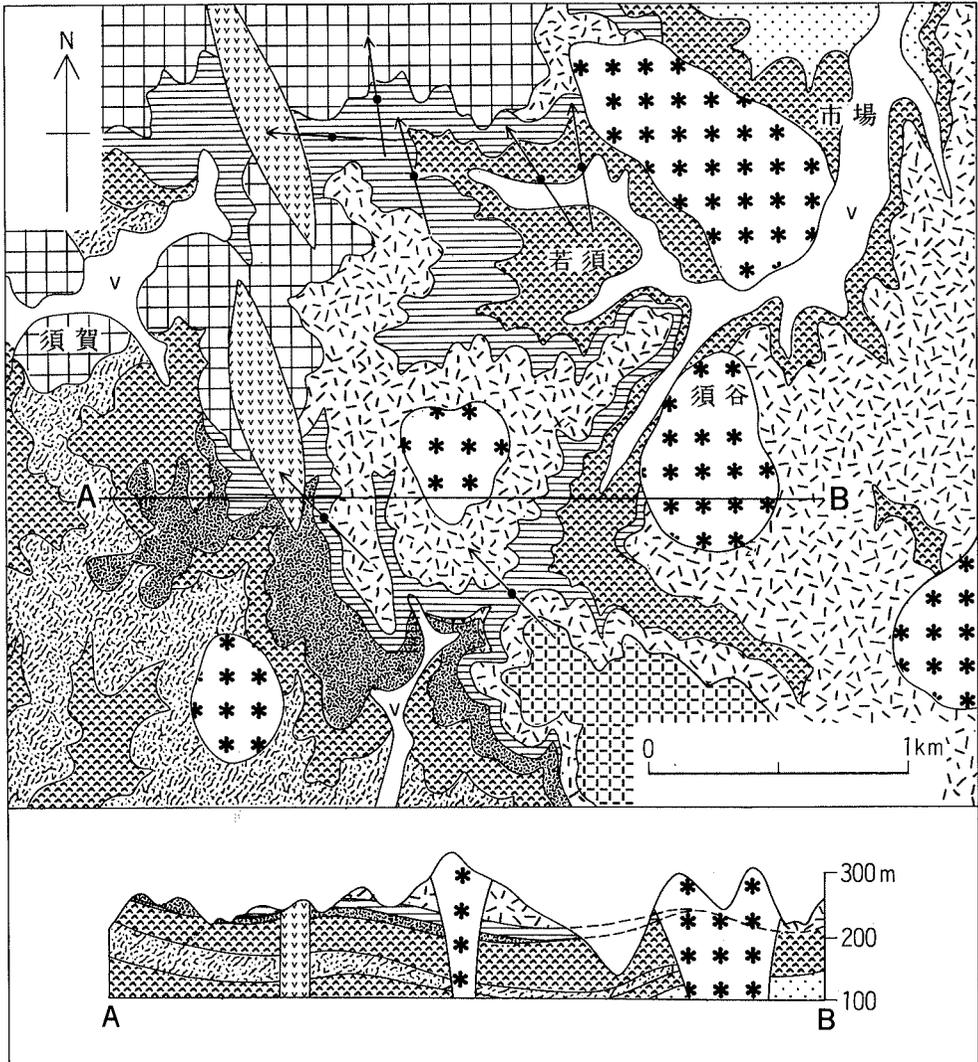


第 24 図 久利層のやや風化した泥岩 八雲村平原保久曾 久利層の泥岩は風化すると平板ないしレンズ状に細かく割れる. レンズキャップの直径は 6 cm



第 25 図 久利層の地質柱状図

八雲村平原では、上下を泥岩が卓越する岩相に挟まれて、単位層厚数 cm-数 m の級化成層した流紋岩凝灰岩ないし軽石火山礫凝灰岩層が互層している (第 25, 29 図)。この流紋岩火砕岩層は、東出雲町内馬周辺では、流紋岩火山角礫岩を間に挟み、上下を流紋岩溶岩が卓越する岩相に挟まれる。八雲村若須及びその東方では、泥岩や流紋岩、安山岩などの火山礫を含み、凝灰質の砂ないしシルトを基質とする塊状礫岩、礫質砂岩ないしシルト岩、砂岩などからなる川合層や久利層の泥質岩を主体とする岩相 (第 25 図) を覆って、軽石火山礫凝灰岩ないし凝灰岩が分布する (第 26 図)。これらの火砕岩はほかの地域の流紋岩火砕岩と異なり新鮮な断面では淡い緑色を呈する。また、局所的にデイサイトの溶岩を間に挟む。軽石は緑泥石またはサポーナイトなどに変質し、基質には緑れん石、炭酸塩が生じている。外部から鉄、カルシウム、マグネシウムなどが供給されていないと仮定すると、この変質鉱物の組み合わせは、火砕岩の組成がデイサイトであった可能性を示唆する。しかし、結晶片には石英、カリ長石も多く



第 26 図 八雲村須谷付近の久利層泥岩の分布とスランプ方向



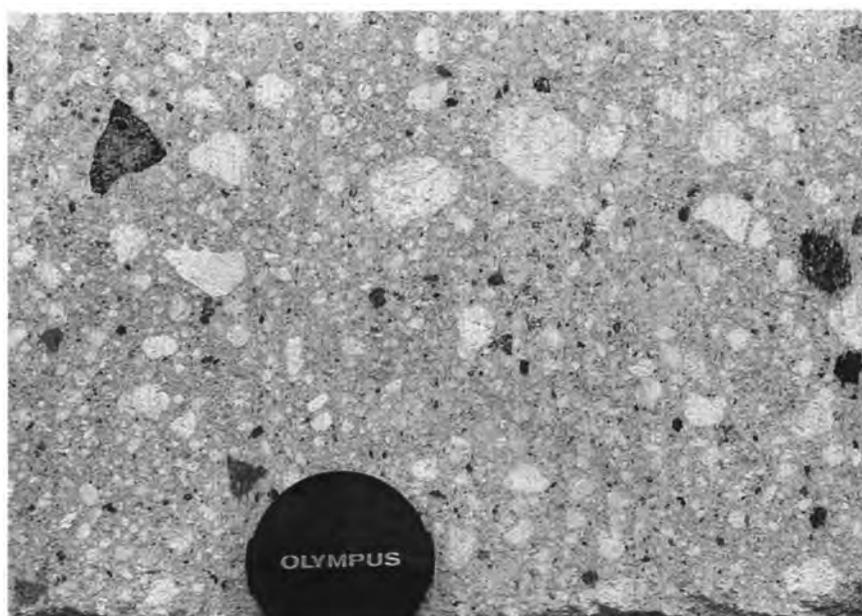
第 27 図 久利層流紋岩溶岩の塊状部 八雲村安田. 写真の縦方向に延びた流理構造が顕著である.
レンズキャップの直径は 6cm



第 28 図 久利層の流紋岩岩屑堆積物 八雲村山村広場. 塊状で、すぐ近くの流紋岩溶岩に由来する岩塊や細片のみからなる堆積物. 溶岩のフロープレッチャまたはその再堆積物と考えられる. ハンマーが置いてある巨大な岩塊は、ジグソーパズル状に割れており、水冷破碎された溶岩の一部であろう



第 29 図 久利層の流紋岩凝灰岩 八雲村平原、塊状ないし級化成層した粗粒凝灰岩(a)と成層した細粒凝灰岩(b)とが
なすフローユニットが互層する。ハンマーの長さは 30cm

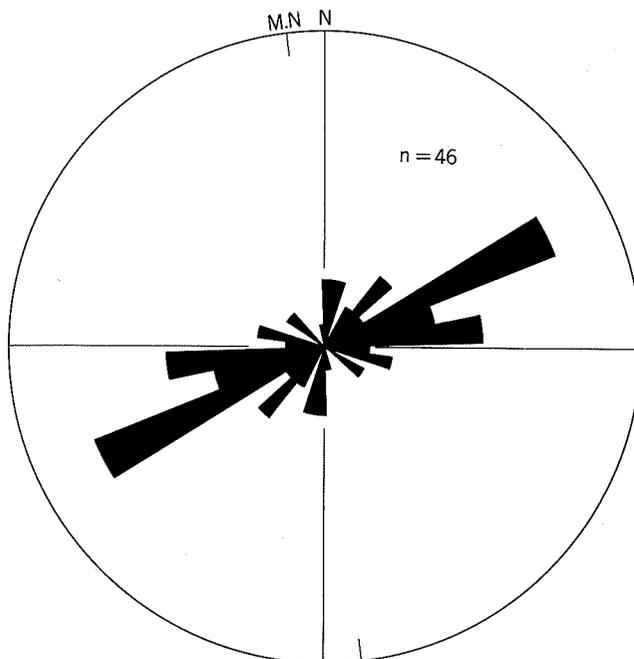


第 30 図 久利層の黒雲母流紋岩軽石火山礫凝灰岩 安来市荒島町猪子塚西方の荒島石採掘場。
白色の部分が軽石、黒色の部分はガラス質流紋岩岩片、レンズキャップの直径は 6cm

判然としないので、地質図では流紋岩火砕岩に含めている。この変質はこの地域に多数分布する大森層のデイサイトの貫入によるものであろう。

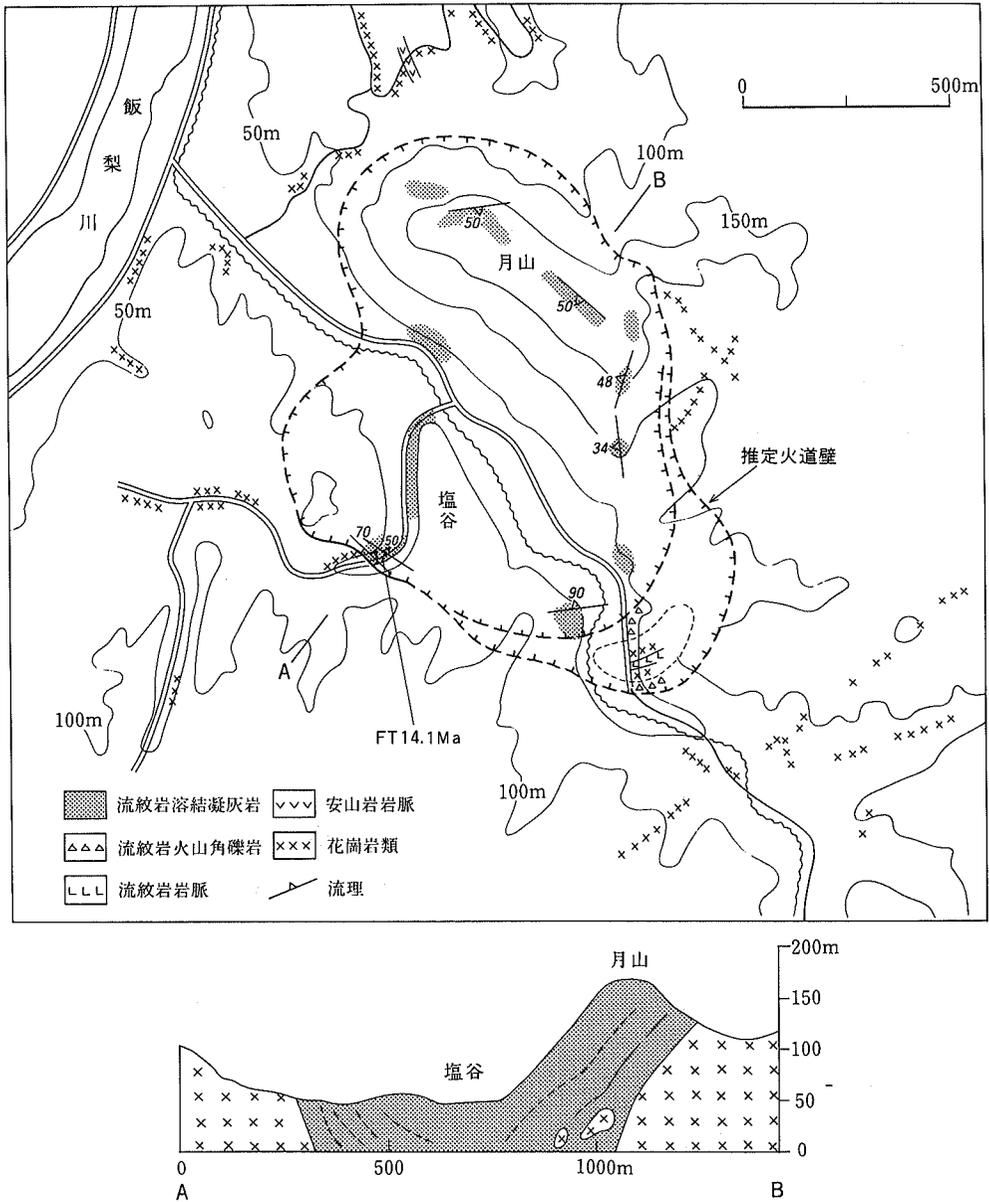
八雲村東岩坂の^{ひげ}髭や^{ほしがみ}星上山、安来市荒島町では波多層の安山岩を流紋岩火砕岩が直接覆い、これを流紋岩またはデイサイトの溶岩ドームが貫いている。荒島町に分布する流紋岩火砕岩は、厚さ1.5-10 mの黒雲母流紋岩軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩からなる火砕流堆積物で、塊状で比較的均質で軟らかく、加工しやすいことから、建材用に採掘されている(第30図)。それぞれのフローユニットの最下部数 cm-数10 cmの部分と最上部数 cm-30 cmの部分は細粒で淘汰が良く、平行-波状葉理を示す。また、極めてまれではあるけれども、ガス抜けパイプらしい構造も認められる。この火砕流堆積物は、産状から見る限り、水底噴火によって生じた水底火砕流堆積物や陸上の火砕流堆積物というよりも陸上から水底に流入した火砕流堆積物(例えば、Kano, 1990 ; Cole and DeCelles, 1991)に類似しており、陸上から水底に流入し堆積したものかもしれない。

以上の流紋岩溶岩、火砕岩の噴出源は、東出雲町内馬付近の溶岩が厚い所や東岩坂の溶岩ドームなど、各地に点在していたと考えられる。東北東-西南西方向に延びた流紋岩岩脈(第31図)が、天狗山から安来市荒島町にかけて分布する波多層を貫いているほか、その南西では布部花崗岩を貫いて密に分布する。安来市上吉田町大光寺で採取した流紋岩岩脈は安来市荒島町で採取した流紋岩軽石火山礫凝灰岩とほぼ同じフィッシュトラック年代を示しており(第8表)、これら岩脈が地表に達したところが噴出源になったものと思われる。

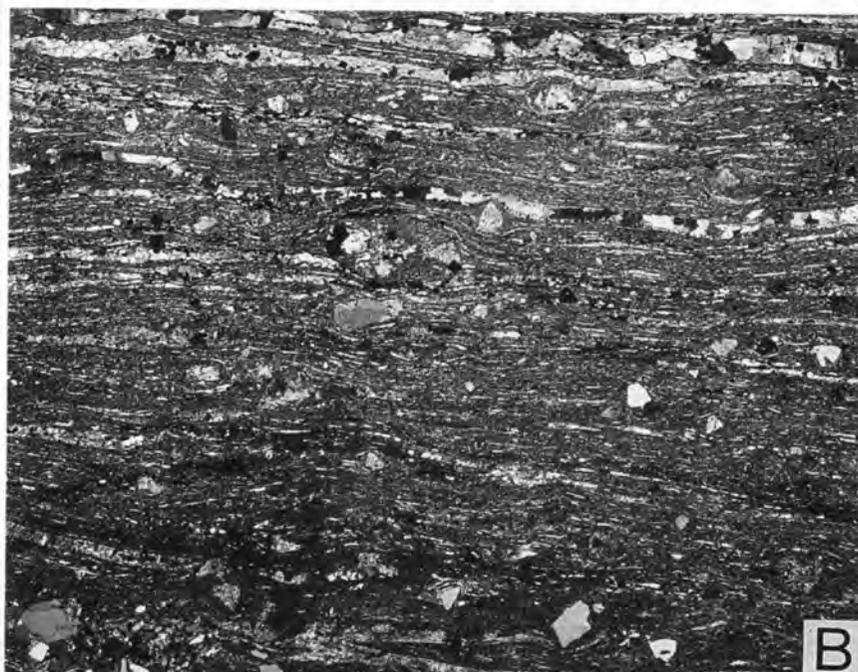
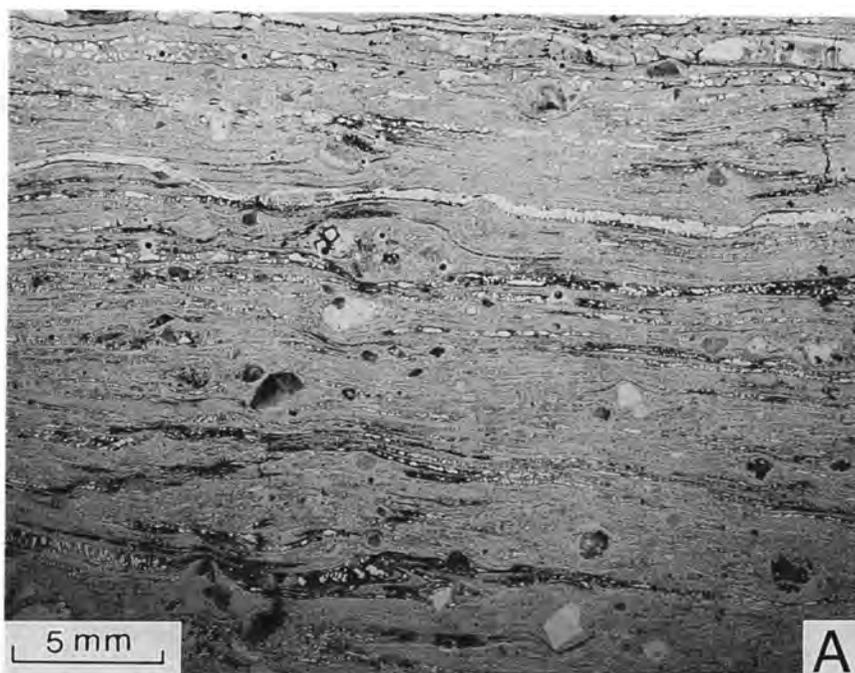


第31図 松江地域に分布する中新世流紋岩岩脈の方位

広瀬町富田にはこれらとほぼ同じ年代(第8表)の流紋岩溶結凝灰岩が環状に分布している(第32, 33 図)。谷沿いでは、母岩との接触面はみかけ60-90°と高角度であり、接触部の溶結凝灰岩は母岩の花崗岩角礫を多数取り込んでいる。一方、谷に面し、より高い位置にある月山(標高183.8m)の周辺では40-60°の角度で母岩と接している。すなわち、富田のこの溶結凝灰岩は、水平断面では環状、垂直断



第32図 広瀬町富田付近の火道を埋めた流紋岩溶結凝灰岩の分布
溶結凝灰岩は著しく二次流動し、火道の外形に調和的な面構造を示す。



第 33 図 広瀬町富田付近の火道を埋めた流紋岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真 Aは下方ニコール、Bは直交ニコールで撮影、著しく二次流動している

面ではジョウゴ状の形をなして分布しており、久利層の流紋岩活動期の火道を埋めた埋め戻し（フォールバック）堆積物と推定される。井上（1985）は流紋岩溶岩の岩頸としてこの火道を記載しているが、あらためて火道であることが確認された。八雲村矢谷南方の採石場付近では、八雲火山岩類の中に非溶結の流紋岩質の凝灰質堆積物と流紋岩火山角礫岩などの混合した岩体が富田の火道と同様に環状に直径数100 m にわたって分布し、その中に流紋岩が貫入している。これもおそらく火道と考えられる。新第三系の基盤を貫くこの種の火道は、これより南方の横田地域内でも記載されている（井上, 1986）。

化石 底生有孔虫（第14表）のほか、保存の悪い魚鱗、貝、放散虫などをまれに産する。Ogasawara and Nomura（1980）は、海生貝化石 *Portlandia cf. tokunagai* を報告している。底生有孔虫の組み合わせは、川合層の岩屑堆積物の中や間にある泥質岩から産する底生有孔虫群集（第13表）に類似しており、大陸棚-半深海の環境を示唆する（野村, 私信）

放射年代 安来市荒島町猪子塚西方の荒島石の石切場から採取し、京都フィッシュン・トラック(株)で測定された黒雲母流紋岩凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代値は、 15.3 ± 0.8 Ma である（第8表 m 63）。この値は大森層の放射年代14-15 Ma（鹿野・吉田, 1984；Uto, 1989）よりも明らかに古く、層序に矛盾しない。

同じく京都フィッシュン・トラック(株)で測定された、安来市上吉田町大光寺付近の流紋岩岩脈及び広瀬町富田塩谷付近の流紋岩溶結凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代は、それぞれ、 14.1 ± 1.1 Ma, 14.8 ± 0.9 Ma であった（第8表 MAT 114, MAT 150）。これらの値は、大森層の放射年代14-15 Ma（鹿野・吉田, 1984；Uto, 1989）に重なるが、測定誤差を考慮すると、荒島町の流紋岩凝灰岩試料の年代値に近く、また、これらと同種の流紋岩が近くの大森層には見られないので、これらの岩石が久利層の流紋岩活動期に噴出したことを示すと考える。

第14表 八雲村平原草谷付近の道路沿いに分布する久利層中の有孔虫化石 野村律夫鑑定

<i>Ammodiscus incertus</i> (d'Orbigny)	<i>Gaudryina yabei</i> Asano
<i>Ammonia cf. beccarii</i> (Linnaeus)	<i>Haplophragmoides?</i> sp.
<i>Amphicoryna fukushimaensis</i> (Asano)	<i>Hippocrepinella</i> sp.
<i>Baggina notoensis</i> Asano	<i>Lagena</i> spp.
<i>Bathysiphon</i> sp.	<i>Lenticulina nikobarensis</i> (Schwager)
<i>Buccella frigida</i> (Cushman)	<i>Nodosaria</i> spp.
<i>Cibicides</i> sp.	<i>Nonion kidoharaense</i> Fukuda
<i>Cribrostomoides cf. crassimargo</i> (Norman)	<i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny)
<i>Cyclammmina cancellata</i> Brady	<i>Plectina nipponica</i> Asano
<i>Cyclammmina pusilla</i> Brady	<i>Recurvoides</i> sp.
<i>Cyclammmina</i> sp.	<i>Reophax</i> spp.
<i>Discammmina compressa</i> (Goes)	<i>Spirosigmoilinella compressa</i> Matsunaga
<i>Gaudryina ishikiensis</i> Asano	<i>Trochammmina?</i> sp.
	<i>Uvigerina proboscidea</i> Schwager
	Agglutinated miscellaneous

V. 3 牛切層及び大森層

(鹿野和彦)

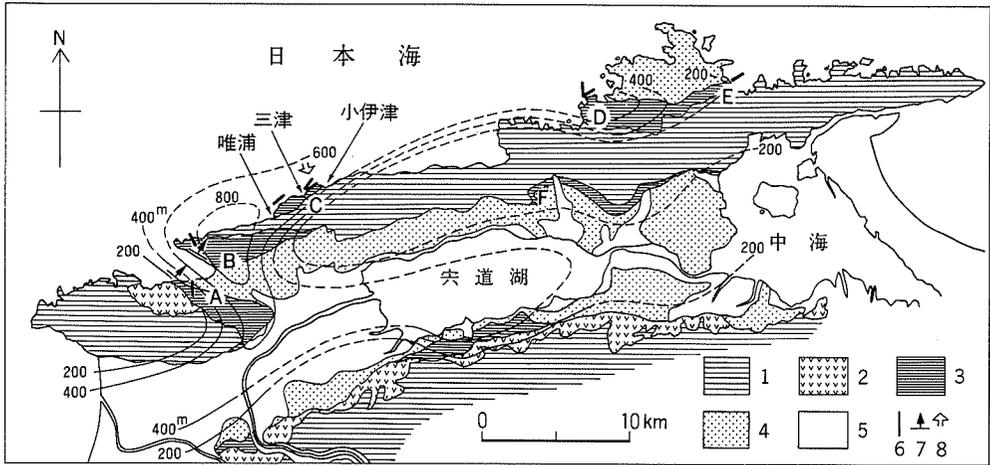
本報告では、鹿野ほか(1991)にならい、大森層を Tomita and Sakai (1937) の大森統(大森層及び複雑石安山岩)と布志名統^{きまろ}来待層を併合した地層として扱う。大森層火山岩の全岩 K-Ar 放射年代は 14-16 Ma (鹿野・吉田, 1984; Morris *et al.*, 1990) であり、牛切層に挟在する凝灰岩のジルコンのフィッシュントラック年代が 14Ma (鹿野ほか, 1989), 牛切層から産出する浮遊性有孔虫化石は Blow (1969) の N9 に対比可能(野村, 1986 a) なので、大森層と牛切層はほぼ同時期の地層と考えることができる(鹿野ほか, 1991)。島根半島北部(境港地域)に広く分布する玄武岩-安山岩溶岩と玄武岩-デイサイト火砕岩を主とする地層は、通商産業省(1969)や山内ほか(1980), 山内・吉谷(1981)らによって牛切層に含められていたが、鹿野・吉田(1985)は、その上部の溶岩の全岩 K-Ar 放射年代がおよそ 9 Ma である(鹿野・吉田, 1984) こと、牛切層本来の岩相を示す堆積岩層とこの火山岩層との間にある泥岩層から古江層に対比可能な底生有孔虫化石群集が産出する(野村ほか, 1984; 野村, 1986 c) ことから、これを古江層上部ないし松江層に対比可能な地層^{たかしびやま}と考えて高洪山層と命名し、牛切層から切り離れた。その後、Morris *et al.* (1990) は、高洪山層下部の安山岩溶岩の全岩 K-Ar 放射年代を測定し、13 Ma の値を得たことからこれを牛切層に含めるべきであると主張している。しかし、Uto (1989) は、高洪山層上部の安山岩溶岩の全岩 K-Ar 放射年代としておよそ 10 Ma の値を得ており、高洪山層は 13 Ma から 9 Ma あるいはそれ以降にまたがる可能性が高まった。また、野村(1986 c) は高洪山層直下の泥岩層の底生有孔虫群集が、さらにその下にある泥質岩砂岩凝灰岩互層、すなわち本来の牛切層の岩相から得られた底生有孔虫群集とは明らかに異なり、模式地とそれに連続する地域の古江層の底生有孔虫群集に対比できること、そして高洪山層は、その直下の泥岩層とともに生層序学的には牛切層とは区別されるべきであるとしている。仮に高洪山層が牛切層と同時異相であるとしても、岩相の上では堆積岩を主体とする牛切層とは切り離して扱われるべき地層であることに変わりはない。このような観点から、以下で牛切層及び大森層の時代の松江及び周辺地域の古地理に言及する際には、高洪山層を除く。

V. 3. 1 ^{うしきり}牛切層 (Us)

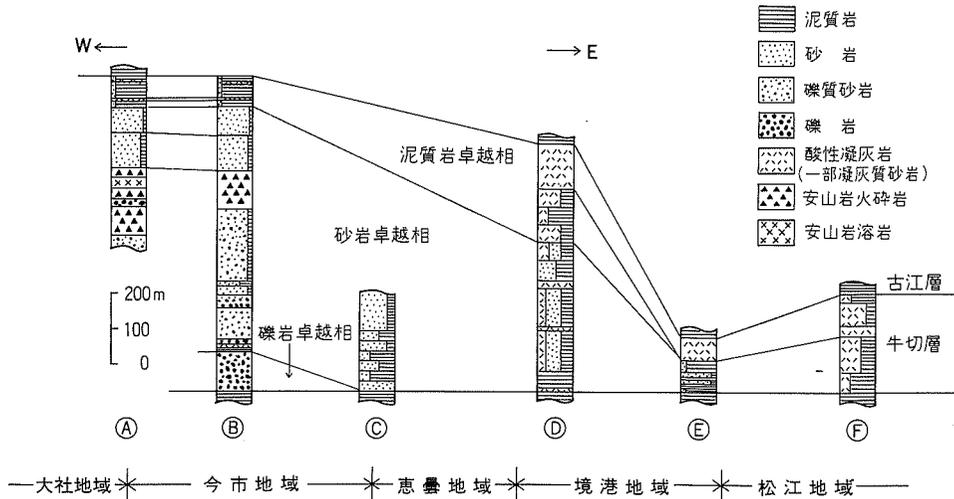
地層名 通商産業省(1967)は、多井(1952)が古江層の下部として扱っていた牛切互層を古江層から切り離してこれを牛切層と改名した。この名称は、その後も広く用いられており(坂本・山田, 1982; 島根県地質図編集委員会, 1982)、本報告でもこれを踏襲する。牛切層は、島根半島西部^{あい}にあつては、相代^{しろ}火砕層岩累層及び鰐淵砂岩累層(嘉藤, 1949)、または相代層及び鰐淵層(西山, 1962)、相代互層(加藤, 1969)と呼ばれていたが、通商産業省(1967, 1969)はこれらを牛切層として一括した。野村(1986 a)は、模式地において牛切層と下位の成相寺層とは岩相上区別できないとして、牛切層を成相寺層に含めるとともに、礫岩、砂岩、砂岩、泥質岩の互層などからなる島根半島西部の牛切層については、相代層として再定義し、成相寺層とは指交関係にあるとした。牛切層は、島根半島西部から東部に向かう

につれて砂岩礫岩よりも泥質岩の割合が増え、かつ酸性凝灰岩または凝灰質砂岩が卓越するようになる(第34, 35図)。このために模式地も含め東部では成相寺層との区別がつきにくくなる。しかし、岩相層序の上では古江層の直下にあつて砂岩、泥質岩、凝灰岩などの互層からなる地層として広く追跡できる(第35図)ので、鹿野ほか(1989, 1991)にならい、これを牛切層として扱う。

模式地 松江市牛切(今市地域)。



第34図 牛切層及び大森層の等層厚線図 Kano and Takeuchi(1989)を一部改変、断層及び褶曲は省略。1: 牛切層及び大森層より古い新第三系及び先新第三系。2: 牛切層及び大森層の火山岩。3: 牛切層及び大森層の砕層岩。4: 牛切層及び大森層より若い新第三系。5: 第四系。6: グループキャストの方位。7: リップルマークの頂部の方位と流向。8: スランプの移動方向。A-Fは第34図の柱状図の位置



第35図 牛切層の地質柱状図 Kano and Takeuchi(1989)及び鹿野ほか(1991)による。柱状図A-Fの位置は第34図参照

分布及び層厚 島根半島に広く分布する(第34図)。松江地域では、模式地の松江市牛切から西持田町にかけて成相寺層を取り巻くように分布する。松江地域における層厚は300 m 以下。

層序関係 成相寺層に整合で重なる。平田市野石谷町周辺(今市地域)では成相寺層と指交している(野村, 1986a)とされているが、確かな証拠はなく(鹿野ほか, 1989, 1991)、なお検討が必要である。

岩相 流紋岩凝灰岩と凝灰質砂岩、泥質岩との互層からなる。松江地域では凝灰岩が卓越し、成相寺層の流紋岩凝灰岩卓越層と類似するが、成相寺層との境界付近では、厚さ1-50 cm の凝灰質砂岩が黒色泥質岩と互層をなし(第36図)、その下の成相寺層の黒色泥質岩卓越相とは区別できる。上部では凝灰岩が卓越するが、これは背斜を挟んでその北側に分布する牛切層と共通する特徴である(第35図)。

化石 大社地域から松江地域、さらには境港地域にかけて多数の有孔虫化石(野村, 1984; 1986 b, c; 野村ほか, 1984)が産出する(第10, 11表)。島根半島西部(大社及び今市地域)では第15表に示す貝化石が、また、北隣の境港地域からは *Palliolium peckhami*, *Propeamussium*, *Acesta golith* などの貝化石(山内ほか, 1980)のほか、ミル(*Codium*)やワカメ(*Undaria*)に類似した海藻の化石(山陰古生態団研グループ, 1976)や鯨の骨(広田, 1981)が産出する。底生有孔虫化石群集に基づけば、牛切層は大陸棚外縁-大陸斜面中部の環境に堆積したと考えられる(野村, 1986 b)。牛切層の浮遊性有孔虫化石は Blow (1969) の N9 に対比される(野村, 1986a)。

放射年代 鹿野ほか(1989)は、大社地域の牛切層最上部の流紋岩凝灰岩(夫婦タフ)のジルコンのフィッシュトラック年代として、 14.3 ± 1.4 Ma の値を報告している。この値は、浮遊性有孔虫化石帯 N



第36図 牛切層の泥岩凝灰質砂岩互層 松江市西持田町(境港地域)。ハンマーの長さは30 cm

第 15 表 牛切層の貝化石 嘉藤(1949), 西山(1962), Okamoto and Nakano(1967)及び岡本・今村(1971)より編集

Acesta cf. *smithi* SOWERBY
Acesta sp.
Buccinum? sp.
Conchocele nipponica (YABE and NOMURA)
Coptothyris grai (DAVIDSON)
Doliocassis yokoyamai (NOMURA and HATAI)
Dosinia kaneharai YOKOYAMA
Fulgolaria striata (YOKOYAMA)
Nautilus izumoensis YOKOYAMA
Palliolium peckhami (GABB)
Patinopecten kagamianus YOKOYAMA
Phos nakamurai (KURODA)
Propeamussium cf. *tateiwai* KANEHARA

9 と N 10 の境界の年代, およそ 14.5 Ma (尾田, 1986) に近い.

V. 3. 2 ^{おおもり}大森層 (0c, 0d, 0a, 0s)

地層名 鹿野ほか (1991) は, 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あ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, 1991). 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碎屑物 (来待層) が海進にともなつ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, 1991) 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 (1991) にならい, 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 玉湯町花仙山から東方の松江市佐草町, 大草町, 東出雲町出雲郷, 安来市日白町にかけて分布するほか, 松江市佐草町から南方の東忌部町, さらには西忌部町から大東町山王寺や須賀にかけて広がる, いわゆる忌部高原にも広く分布する. 松江市大草町より東側にはほとんど分布しない. 層厚は最大で 500 m 以下.

層序関係 下位の久利層, 川合層などを不整合に覆う. 地質図上で明瞭な傾斜不整合を読み取ることができ, 西隣今市地域の^{わの}上野山周辺では露頭でこれを確認できる (鹿野ほか, 1991).

岩相 大森層の主体は塊状で板状節理が発達した安山岩ブロック溶岩で, その直下に厚さ数 m 以下の基底礫岩を伴うことがある. 玉湯町上野山南麓 (今市地域) や佐草町大沢などに点在する基底礫岩は, 最大径 1 m 以下の流紋岩, 泥岩, 安山岩, 珪長質凝灰岩, 花崗岩質岩などの小礫-巨礫を含み, 塊状無

層理で、主として凝灰質粘土基質からなる。松江市乃白町田中の採石場においては、基質が少なく円磨度の高い細礫-小礫からなり、河川堆積物の可能性が考えられる。玉湯町岩屋前付近に分布する基底礫岩は、これらとは異なり、大森層の安山岩に由来する亜円礫を主とする。基底礫岩の厚さは最大でも10 m 前後である。

安山岩の多くは、普通輝石、紫蘇輝石を斑晶として含み、斜長石に富み、シリカが高い(第16表及び第15, 16図)。その噴出環境は、松江地域では陸上であるが、西へ向かうにつれて陸上から浅海に変わるらしく、出雲市から西方では水冷破碎された安山岩溶岩やマグマ-水蒸気爆発によって生じた安山岩降下サージ堆積物が認められるようになる(鹿野ほか, 1991)。

松江市佐草町大沢から神魂神社^{かもちす}に至る道路に近い露頭では、安山岩溶岩が枕状の底面をなして厚さ2-2.5 m の礫岩に重なる(第37図)。この礫岩は、直下のデイサイト由来の小礫-巨礫を数多く含み、凝灰質粘土基質からなる塊状無層理の岩屑流堆積物である。安山岩は基底から1 m の範囲では枕状を呈するものの全体としては塊状であり、おそらく極めて浅い陸上の水たまりに噴出したことが考えられる。

礫岩直下のデイサイトは、八雲村日吉の雨乞山付近において久利層流紋岩溶岩、火砕岩を貫いてその上に広がる普通輝石角閃石デイサイト溶岩の一部である。八雲村室山、安来市荒島付近の普通輝石角閃石または角閃石普通輝石デイサイトは、八雲村日吉付近のデイサイトと同様に久利層の流紋岩溶岩、火砕岩を貫き、溶岩ドームをなしており、層序、岩相の両面においてこのデイサイトに対比される。八雲村室山のデイサイトは粗粒で、石基が微細なマイクログラフィック組織を示す。これらのデイサイトはカルクアルカリ岩である(第16表及び第15, 16図)。

第16表 大森層火山岩の化学組成

試料	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO ₂	66.98	64.05	59.38	58.90	58.11
TiO ₂	0.50	0.58	0.80	0.72	0.48
Al ₂ O ₃	15.98	14.80	17.02	16.19	19.65
Fe ₂ O ₃	2.03	3.61	2.64	4.71	1.14
FeO	1.52	2.08	3.48	3.51	3.79
MnO	0.04	0.26	0.14	0.11	0.04
MgO	1.60	2.85	3.44	2.83	4.18
CaO	3.82	3.83	5.72	6.60	6.24
Na ₂ O	3.83	2.94	2.74	3.24	2.67
K ₂ O	1.04	1.17	1.68	2.20	1.31
P ₂ O ₅	0.12	0.06	0.06	0.20	0.10
H ₂ O+	0.85	1.35	0.85	0.27	1.13
H ₂ O-	1.48	2.10	1.29	1.25	0.31
Total	99.79	99.68	99.24	100.73	99.15

- (1) デイサイト溶岩, 松江市東忌部町大谷貯水池付近(三浦, 1974)
- (2) デイサイト溶岩, 松江市大草町日吉(三浦, 1974)
- (3) 安山岩溶岩, 松江市東忌部町下忌部(三浦, 1974)
- (4) 安山岩溶岩, 松江市東忌部町明神砕石場(東元, 1988)
- (5) 安山岩溶岩, 松江市西忌部町大川端(三浦, 1974)



第 37 図 大森層のデイサイト溶岩とそれに重なる礫岩と安山岩溶岩 松江市神魂神社南方の道路脇。礫岩は凝灰質で、久利層の流紋岩や大森層のデイサイトの小礫-巨礫を含み、大森層デイサイトを直接覆う(A)。その上に重なる安山岩溶岩の底面は滑らかで、枕状を呈する(B)。ハンマーの長さは 30 cm



第 38 図 大森層の安山岩に由来する礫岩，砂岩 松江市神魂神社付近の道路沿い。礫岩は円磨された安山岩礫を主とし(A)，そのあいだにハンモック斜交層理を示す粗粒砂岩を挟む(B)。これらは，安山岩のなす火山体の江線付近に堆積したと考えられる。ハンマーの長さは 30 cm

Anadara sp.
Glycymeris sp.
Conchocele sp.
Vasticardium sp.
Clinocardium shinjiense (YOKOYAMA)
Clinocardium sp.
Mercenaria yokoyamai (MAKIYAMA)
Mercenaria sp.
Clementia papyracea GRAY
Macoma sp.
Calliostoma simane NOMURA and HATAI
Euspira sp.
Sinum yabei OTUKA
Fissidentalium yokoyamai (MAKIYAMA)

安山岩溶岩及びデイサイト溶岩は、これらに由来する石質岩片や結晶片を主とする細粒-粗粒砂岩及び細礫-中礫大の安山岩亜円礫-円礫を主とする礫岩に覆われる。この砂岩礫岩層は、玉湯町岩屋前付近で安山岩を欠いて基底礫岩から漸移する。そこでは中粒-粗粒砂岩が卓越し、その中に、厚さ 1-2 m 以下の細礫-中礫大の安山岩亜円礫-円礫を主とする礫岩をしばしば挟む。上部で細粒となり、布志名層との境界付近では厚さ 1-20 cm のシルト岩をしばしば挟む。安山岩由来のこれら砕屑岩が来待層と呼ばれてきた地層に当たる。“来待層”は玉湯町の花仙山より東では急激に厚さを減じ、松江市乃白町付近で尖滅する。乃白町の東、松江市神魂神社付近において安山岩を覆ってわずかに分布する礫岩は、布志名層の基底礫岩とする意見もあるが、円磨された安山岩の砕屑物を主とし、同質の砂岩を挟んでおり(第 38 図)、“来待層”とみなすことができる。これが布志名層の基底礫岩とみなされていた理由の一つは、神魂神社より東側において、デイサイトの礫を多く含むようになることにある。しかし、礫岩に含まれるデイサイト礫は直下のデイサイトに由来するものであり、礫岩の層準は変わらない。

化石 玉湯町岩屋前から西方の宍道町来待(今市地域)にかけて分布する砂岩層(来待層)から若干の海生貝化石が産出する(第 17 表)。また、来待石(来待層の砂岩)石切場から、*Paleoparadoxia tabatai* の左下顎骨(大久保ほか, 1980)、*Carcharocles megalodon* (サメ)の歯(大久保・高安, 1980)が発見されている。このほか、陸生哺乳類 *Dicrocerus* aff. *furcatus* の下顎骨(広田, 1979)、珪化木、極めて保存の悪い底生有孔虫などが産出する。最近では、玉湯町玉湯中学校前に近い“来待層”からカン化石 *Mursia takashii* が報告されている(作本ほか, 1992)。

放射年代 花仙山及びその東方に連なる安山岩の全岩 K-Ar 放射年代値は、 13.9 ± 0.7 Ma (鹿野・吉田, 1984)、 14.6 ± 0.5 Ma (Uto, 1989) である。Morris *et al.* (1990) は、石見大田地域の^{いわみおおだ}大森層デイサイトの全岩 K-Ar 年代として、 15.8 ± 0.9 Ma、 16.2 ± 0.9 Ma の値を報告している。

雨乞山南西の道路沿いの露頭から採取し、京都フィッシュン・トラック(株)で測定された角閃石普通輝

石ダイサイト溶岩のジルコンのフィッシュントラック年代値は、 17.1 ± 0.9 Ma (第8表 MAT 42) で、大森層の全岩 K-Ar 年代値 14-15 Ma や牛切層のジルコンのフィッシュントラック年代 14 Ma, 浮遊性有孔虫化石に基づく推定年代 14-15 Ma, そして安来市荒島町猪子塚西方の久利層黒雲母流紋岩凝灰岩のジルコンのフィッシュントラック年代値 15.3 ± 0.8 Ma (第8表 m 63) より古く、層序に矛盾する。この理由は判然としないので、いまのところ、この値を採用すべきか否か判断がつかない。

V. 4 古江層及び布志名層

(鹿野和彦・高安克巳)

古江層中-上部は Blow (1969) の N 10-11 に、布志名層もおそらくほぼ同じ浮遊性有孔虫化石帯に対比される(野村, 1984; 野村・米谷, 1984)。両層とも松江層に覆われており、その境界の年代は、これらの化石帯の年代と松江層に挟在するアルカリ玄武岩の全岩 K-Ar 放射年代から 12 Ma と推定される(鹿野・中野, 1985 b)。古江層と布志名層はほぼ同時期の堆積物ではあるが、古江層は東西に延びた上部大陸斜面程度の深さの凹地に、布志名層はその凹地の南側の浅い陸棚に堆積した海成層である(多井, 1955; 野村, 1986 b)。

V. 4. 1 古江層 (Fu)

地層名 富田・酒井 (1938) 命名。多井 (1952) の古江泥岩に相当する。

模式地 松江市 (旧古江村) 古曾志町

分布及び層厚 島根半島側に広く分布する。層厚は、東側で 450 m, 西側で 600-900 m 程度である。

層序関係 下位の牛切層から漸移する。

岩相 主として黒色-暗褐色の泥岩とシルト岩からなり、流紋岩凝灰岩や砂岩の薄層を挟むことがある。まれに、握り拳大の炭酸塩団塊を含む。古江層の泥岩、シルト岩は、成相寺層や牛切層のものに比べて褐色味が強く、かつ軟らかく、風化すると小角礫状に割れるのが特徴である。上部ではやや粗粒で、松江層との境界付近では砂質になる。松江地域西部及びその西側では、下半部の特定層準に厚さ数 cm-1 m で斜長石に富む流紋岩凝灰岩が 1 枚以上挟まれており、断続的に追跡できる(野村, 1986 b)。地質図ではこれらの凝灰岩を 1 枚の鍵層とみなして示した。

化石 西隣の今市地域を中心とした地域から、第 10, 11 表に示される有孔虫化石(野村, 1986 a, b)のほか、海生貝化石 *Solemya* aff. *tokunagai*, *Thyasira bisecta*, *Lucinoma acutilineata* (大塚, 1938), *Cultellus izumoensis* (多井, 1952), *Acila* sp., *Lucina* sp., *Nuclulana* sp., *Ostrea* sp., *Palliolium peckhami*, *Solemya tokunagai* (加藤, 1969) などが産出する。松江地域の東部及び境港地域においても、第 10, 11 表と共通する有孔虫化石が産出することが知られている(野村ほか, 1984; 野村, 1986c)。古江層の底生有孔虫群集は、地域によらず *Uvigerina segundoensis* (s.l.) と *Cyclamina cancellata* が多産することによって特徴づけられる(野村, 1986 b)。

V. 4. 2 布志名層 (Fc, Fj, Fm)

地層名 Tomita and Sakai (1937) 命名. 通商産業省 (1969) は, Tomita and Sakai (1937) の布志名統を布志名層とした. その後, 高安・中村 (1984) は, これを来待層, 布志名層, 神西層 (松江層相当層) に分けた. 本報告では, 高安・中村 (1984) の定義に従い, Tomita and Sakai (1937) の下部布志名統を布志名層として扱う.

模式地 玉湯町布志名.

分布及び層厚 宍道低地帯の南側に広く分布する. 層厚は最大でおよそ 500 m.

層序関係 大森層とは整合. ただし, 大森層火山岩のなす山体の急斜面ではオンラップする. すなわち, 大森層との間には大きな時間間隙はないものの, 陸域に噴出した大森層の火山体は, 大森層から始まる海進によって水没するにつれて埋積されたために, 布志名層と構造的に整合しない部分が現れている.

岩相 安来市荒島町から東出雲町揖屋町, 東出雲町出雲郷にかけて, 細礫-大礫大の花崗岩質岩, 安山岩, 流紋岩などの亜円礫-円礫を主とする礫岩が, 布志名層の基底を占めて分布する (第 39 図). この礫岩は, 塊状で, 礫の覆瓦構造なども認められない. 基質は中粒-粗粒砂大の長石, 石英などで, 礫岩全体の半分を越えることはまれである. 全体の厚さは最大で 150 m 程度で, 厚さ数 10 cm の粗粒砂岩を挟むことがある. 礫岩の上には, 厚さ数 10 cm 以下の細礫-小礫礫岩の薄層を時々挟む極細粒-中粒砂岩が重なる. 砂岩は淘汰が良く, 上方に向かって細粒化し, 帯緑暗灰-褐色シルト岩に移化する. シ



第 39 図 布志名層基底の礫岩 東出雲町揖屋町付谷. ハンマーの長さは 30 cm. 円磨された礫が多く, 基質も少なく, 淘汰が良い

ルト岩は1-5 m 毎に厚さ10-50 cm の細粒砂岩シルト岩互層を挟むことがある。この砂岩からシルト岩に至る一連の岩相は、最大層厚300-400 m で、貝化石などを核にした炭酸塩団塊を含むことがある。礫岩とは異なり、宍道低地帯の南側に広く分布する。ただし、佐草町付近では砂岩の部分は薄く、シルト岩が大森層の安山岩を直接覆うかのように見える。

化石 布志名層の砂岩に海生貝化石が多産することは古くから知られており、Yokoyama (1913, 1923), Nomura and Hatai (1939) をはじめとする多くの研究者によって60種以上の貝化石が記載されている。それらの産出地点を地質図に、また、それらの地点から産出する種を第18表に示す。揖屋町の揖屋神社付近では、シルト岩へ移化する辺りの砂岩から、*Phacosoma hataii* を多産し、*Glycymeris cisshuensis*, *Kaneharaiia kaneharai*, *Serripes fujinaensis*, *Macoma optiva*, *Cultellus izumoensis*なども産出する。玉湯町布志名から西方の地域では、大森層の砂岩との境界付近から *Kotorapecten kagamianus* が多産し、それより上位の層準から *Macoma optiva*, *Cultellus izumoensis* が多産する。高安・中村 (1984) は、これらの種で特徴づけられる群集をそれぞれ *Pecten* 群集, *Macoma-Cultellus* 群集と呼び、群集の広がりを示した。Ogasawara and Nomura (1980) の系統的記載 (第19表) によれば、これらの貝化石群集は、塩原型動物群の要素に耶麻動物群の要素を加えた種構成になっており、全体的に暖流よりも寒流の影響が強くなる中で、水深20-60 m 程度の浅海から沖合いのやや深い環境に生息していたらしい

第18表 松江-玉湯間に産する布志名層中の大型化石 本表の産出地点番号は地質図に示される産出地点番号に対応する

	110	120	130	140	150	160	161	162	163	164	170	171	180	190	191	192	194	195
Mollusca																		
Bivalvia																		
<i>Acila (Acila) divaricata submirabilis</i> Makiyama				○	◎	○			◎	○			◎					
<i>Ennucula praeipponica</i> Kamada					○	○			◎				○					
<i>Saccella confusa toyomaensis</i> Kamada					◎													
<i>Portlandia (Megayoldia) gratiosa</i> (Yokoyama)	○				○				◎				◎					
<i>Anadara tazawaensis</i> Tanaka													○					
<i>Glycymeris izumoensis</i> Matsukuma & Okamoto									○									
<i>Modiolus (Modiolus) modiolus difficilis</i> (Kuroda & Habe)					○				○				○	○			◎	○
<i>Chlamis</i> sp. (cf. <i>Ch. farreri</i>)													○					
<i>Kotorapecten kagamianus kagamianus</i> (Yokoyama)					○						○		○	○				
<i>Lima (Acesta) cf. yagenensis</i> Otuka													○					
<i>Crassostrea gigas</i> (Thunberg)					○	○			○									
<i>Lucinoma annulata</i> (Reeve)													○					
<i>Cyclocardia fujinaensis</i> Ogasawara & Nomura	○				◎				○									
<i>Clinocardium (Ciliatocardium) shinjiense</i> (Yokoyama)		○											○					
<i>Suptisula (Mactrameris) cf. vayi</i> Gabb					○							◎						
<i>Macoma optiva</i> (Yokoyama)					○	◎	○	○	◎	◎		◎	○	○			○	
<i>Cultellus izumoensis</i> Yokoyama					◎	○			○	◎		○	◎	○			○	
<i>Mercenaria yokoyamai</i> (Makiyama)					○	◎	○	○	○	◎		◎	○					
<i>Phacosoma hataii</i> (Masuda)					○				○	○			○					
<i>Kaneharaiia kaneharai fujinaensis</i> (Masuda)						○												
<i>Mya (Arenomya) cf. japonica</i> (Jay)					○								○					

第18表 (つづき)

	110	120	130	140	150	160	161	162	163	164	170	171	180	190	191	192	194	195	
Bivalvia																			
<i>Panope nomurae</i> Kamada																	○		
" <i>Teredo</i> " spp.					○	○													
<i>Pandora</i> sp.					○	○													
<i>Periploma (Aelga) besshoensis</i> (Yokoyama)													○						
<i>Thracia higashinodonoensis</i> Oinomikado				○	◎	○			○	○									
Scaphopoda																			
<i>Fissidentalium yokoyamai</i> Makiyama										○		○	○			○			
Gastropoda																			
<i>Margarites sinzi</i> Nomura & Hatai									○										
<i>Calliostoma (Tristichotrachus) cf. miyokoe</i> Kamada		○																	
<i>Protorotella</i> sp.																			
<i>Turritella (Idaella) tanagraensis</i> Kotaka	○				◎				○				○						
<i>Crepidula cf. jimboana</i> Yokoyama														○					
<i>Sinum yabei</i> Otuka						○													
<i>Nevarita kiritaniana</i> (Yokoyama)	○				◎							○	○						
<i>Lunatia cf. pila</i> (Pilsbry)	○		○		◎							○	○						
<i>Cryptonatica cf. tugaruana</i> Nomura & Hatai	○				◎							○	○						
<i>Livacassis japonaca</i> (Yokoyama)														○					
<i>Phos iwakianus fujinaensis</i> Ogasawara & Nomura					◎	○						○							
<i>Siphonaria</i> sp.	○				◎								○						
<i>Neptunia</i> sp.					○														
<i>Buccucinum yatukanum</i> Nomura & Hatai																			
<i>Sydaphera</i> sp.						○							○						
<i>Boreotrophon cf. elegantula</i> Dall						○						○	◎						
<i>Olivella iwakiensis</i> Nomura			○		○								○						
<i>Fulgoraria sinziensis</i> Nomura & Hatai																			
<i>Sulcurites cryptoconoides</i> (Makiyama)						○													
Brachiopoda																			
<i>Coptothyris grayi</i> (Davidson)									○										
Decapoda																			
<i>Platepistoma kaedei</i> (Karasawa)						○													
<i>Mrusia takahashii</i> Imaizumi									○										
<i>Scylla ozawai</i> Glaessner							○												
<i>Carcinoplax antiqua</i> (Ristori)							○		○										
Elasmobranchia																			
<i>Isurus hastalis</i> (Agassiz)						○		○											
<i>I. retroflexus</i> (Agassiz)						○													
<i>Carcharhinus priscus</i> (Agassiz)						○							○						
<i>Pristis</i> spp.						○													
Mammalia																			
Pinnipedia gen. et sp. indet. (cf. <i>Eumetopias jubata</i>)						○													
Cetacea gen. et sp. indet.						○	○												

このほか、*Desmostylus japonicus* Tokunaga & Iwasakiが松江市乃木福富町の宍道湖底から報告されている (Yoshiwara and Iwasaki, 1902).

Ennucula praenipponica KAMADA
Acila aivaricata submirabilis MAKIYAMA
Acila sp.
Saccella confusa toyomaensis KAMADA
Portlandia gratiosa (YOKOYAMA)
Glycymeris sp.
Kotorapecten kagamianus kagamianus (YOKOYAMA)
Mizuhopecten sp.
Crassostrea sp.
Anomia sp.
Modiolus difficilis KURODA and HABE
Cyclocardia fujinaensis OGASAWARA and NOMURA
Conchocele sp.
Lucinoma annulata (REEVE)
Vasticardium sp.
Clinocardium shinjiense (YOKOYAMA)
Serripes cf. *groenlandicus* (BRUGUIERE)
Dosinia kaneharai fujinaensis MASUDA
Mercenaria yokoyamai (MAKIYAMA)
Mercenaria sp.
Paphia sp.
Macoma optiva (YOKOYAMA)
Macoma sp.
Cultellus izumoensis YOKOYAMA
Panope nomurae KAMADA
Panope sp.
Periploma sp.
Thracia higashinodonoensis OINOMIKADO
Pandora sp.
Teredo sp.
Margarites sinzi NOMURA and HATAI
Umbonium sp.
Turritella tanaguraensis KOTAKA
Neverita kiritaniana (YOKOYAMA)
Siphonalia cf. *spadicea* (REEVE)
Phos iwakianus fujinaensis OGASAWARA and NOMURA n. subsp.
Nassarius sp.
Buccinum yatukanum NOMURA and HATAI
Buccinum sp.
Fulgoraria sinziense NOMURA and HATAI
Fulgoraria sp.
Liracassis japonica (YOKOYAMA)
Olivella sp.
Cancellaria sp.
Sulcurites cryptoconoides (MAKIYAMA)
Fissidentalium yokoyamai (MAKIYAMA)

(Ogasawara and Nomura, 1980). その後の Takayasu (1986) 及び高安 (1986) による研究においても同様の結論が得られている。布志名層の上半部から多数産出する底生有孔虫化石群集 (第 20 表) は、大陸棚外縁の環境を示唆しており (多井, 1955; 野村・米谷, 1984; 野村, 1986b), この推定に矛盾しない。まれに産する浮遊性有孔虫化石 (第 21 表) は、示準種こそ確認できないものの、種構成から見て Blow (1969) の N 10-11 に対比できる可能性が高い (野村・米谷, 1984)。

このほか、松江市大庭町神田からタコブネ *Argonauta tokunagai* などが (大久保, 1975 a), 玉湯町布志

第 20 表 布志名層の底生有孔虫化石 野村(1986b)による

<i>Ammonia tochiensis</i>	R
<i>Anomalina glabrata</i>	R
<i>Amphicoryna fukushimaensis</i>	C
<i>Amphicoryna pauciloculata</i>	R
<i>Buccella frigida</i>	R
<i>Criboelphidium imanishii</i>	C
<i>Cribrorostomoides cf. crassimargo</i>	C
<i>Cyclammina cancellata</i>	R
<i>Epistominella pulchella</i>	A
<i>Guttulina yabei</i>	R
<i>Gaudryina ishikiensis</i>	C
<i>Islandiella cf. helenae</i>	A
<i>Pullenia salisburyi</i>	R
<i>Quinqueloculina adneriana</i>	R
<i>Quinqueloculina sakaii</i>	R
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	R
<i>Uvigerina akitaensis</i>	A
<i>Uvigerina cf. hootsi</i>	C

R:まれ C:普通 A:多い

第 21 表 布志名層の浮遊性有孔虫化石 野村・米谷(1984)による

<i>Globigerina angustumbilicata</i> BOLLI	18
<i>Globigerina praebulloides praebulloides</i> BLOW	2
<i>Globigerina praebulloides pseudociperonensis</i> BLOW	2
<i>Globigerina weissi</i> SAITO	3
<i>Globigerina woodi</i> JENKINS	1
<i>Globorotalia continua</i> BLOW	3
<i>Globorotalia quinifalcata</i> SAITO and MAIYA	7
<i>Globigerinita glutinata</i> (EGGER)	7
Miscellaneous	4

数字は試料160g中の個体数を示す。

名から同じくタコブネ *Mizuhobaris izumoensis* が (Noda *et al.*, 1986 ; 作本ほか, 1992), *Desmostylus japonicus* の臼歯が乃木福富町沖合いの宍道湖湖底 (Yosiwara and Iwasaki, 1902) と出雲市一の谷公園近く (今市地域) (一の谷団体研究グループ, 1982) から, また, 魚類耳石 (高安・高橋, 1988), サメの歯などが宍道町から松江市にかけて散点的に発見されている。最近では, 玉湯町布志名及び玉造, 今市地域の宍道町鏡及び来待, 伊志見からカニ化石 *Carcinoplax antiqua* などの産出が報告されている (作本ほか, 1992)。宍道町鏡から産出するカニ化石の一つは, Karasawa *et al.* (1992) によって提唱された新属 *Itoigawa* の一種, *Itoigawa minoensis* である。

V. 5 ^{まつえ} 松江層 (Ms, Mb, Mc, Md)

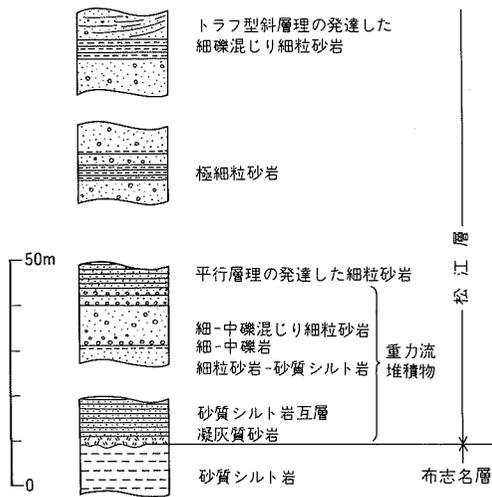
(鹿野和彦・高安克己・山内靖喜)

地層名 Tomita and Sakai (1937) の松江統にちなむ。多井 (1952) は, Tomita and Sakai (1937) の布志名統上部布志名層と松江統とを併せて松江層とした。本報告では多井 (1952) の定義に従う。Tomita and Sakai (1937) の岩相層序区分に従えば, このように定義された松江層は, 下位から砂岩 (上部布志名層), かんらん石玄武岩, 砂岩及び砂質泥岩, 礫岩 (津田層), 角閃石普通輝石玄武岩, 砂岩及び礫岩, 泥質岩 (松江層) からなる。富田・酒井 (1938) は, 角閃石安山岩類を松江統に含めたが, その後, 岩質が松江統の玄武岩と異なることや松江統を不整合に覆うことから, 和久羅山安山岩として松江層からは切り離して扱われている (西山・三浦, 1963 ; 応地・応地, 1966 ; 通商産業省, 1969 ; 宮嶋ほか, 1972)。

模式地 松江市法吉町^{ほつき}

分布及び層厚 松江市市街地の中央を流れる大橋川を挟んでその北側と南側に広く分布する。松江層の層厚は 350-400 m 以上と推定されている (高安・中村, 1984 ; 野村, 1986b)。削剥された部分を除けば, 最大積算層厚は 1,100 m を越えない。

層序関係 下位の布志名層及び古江層との関係について, 整合 (多井, 1952 ; 通商産業省, 1969, 1970 ; 宮嶋ほか, 1972), 部分不整合 (高安・中村, 1984) または不整合 (山内・吉谷, 1981 ; 野村, 1986b) とする説がある。不整合説の主たる根拠は松江市北西-西部にかけて見られるような下位層との構造の不調和 (地質図参照) にある。確かに, 松江層下部の砂岩層の中には下位の砂岩層をチャンネル状に削り, 基底付近に下位層の砂岩のみならず古江層に由来すると思われるシルト岩の巨礫を取り込んでいるものがある (鹿野ほか, 1991) ことから, 松江層が堆積している時, 少なくとも古江層の一部が削剥され始めたことが考えられる。しかし, 松江市西部, 大塚の宍道湖湖岸付近 (今市地域) においては, 布志名層または古江層とは岩相上, 漸移するように見える。そこでは国道 431 号線の北側に古江層最上部のシルト岩及び極細粒砂岩が露出し, その南側の宍道湖湖岸に本層の基底付近のシルト岩と細粒砂岩の互層が露出する。さらに, この互層は上方に向かって細-粗粒砂岩に移化している。この古江層最上部から松江層にかけての岩相変化は, 一連の上方粗粒化を表していると考えられる (鹿野ほか, 1991)。また, 東出雲町下意東の崎田鼻付近でも布志名層の帯緑暗灰色砂質シルト岩から松江層の極細粒砂岩泥岩互層, 礫混じり細粒砂岩へと移り変わる様子が観察できる (第 40 図)。以上の点から, おそ



第40図 布志名層と松江層との境界付近の地質柱状図 東出雲町崎田鼻

らく、堆積盆の中心では古江層及び布志名層から堆積が引続き、堆積盆の縁辺では下位層が削剥されたと見るのが妥当なところであろう。すなわち、堆積盆の縁辺部では古江層や布志名層と構造的に調和しないとしても、松江層との間に時間間隙の大きな不整合を考える必要はない。

岩相 主として細-粗粒砂岩及びアルカリ玄武岩-粗面安山岩(第22表及び第15図)からなる。先に述べたように、基底付近では、上方粗粒化が認められ、下位の古江層及び布志名層のシルト岩から砂岩が卓越した岩相に移り変わる。砂岩は、厚さ数mで塊状のものが多く、その間に厚さ数m以下の砂礫岩、厚さ数10cm以下のシルト岩、泥岩、石炭薄層を挟む。矢田町から西津田町にかけての地域と城山から黒田町、浜佐田町にかけての地域には軽石を含む凝灰岩または砂質凝灰岩が分布する(宮嶋ほか、1972)。この凝灰岩は火山ガラス、軽石片、角閃石、黒雲母、石英、斜長石結晶などのほか、ときに径1cm以下の火山豆石を含む。露出が悪く、その詳しい産状は不明である。

アルカリ玄武岩-粗面安山岩は溶岩を主とし、貫入岩を伴う。西川津町楽山などでは溶岩の周辺に溶岩に由来すると思われる火山角礫岩または礫岩が分布する。また、西川津町から下東川津町にかけては玄武岩-粗面安山岩の火山礫凝灰岩-凝灰岩と、やや円磨された同質の碎屑物を主とし、ときに貝化石を含む中-極粗粒砂岩、細-中礫を主とする礫岩が広く分布する。

この火山礫凝灰岩-凝灰岩は、おそらくマグマ水蒸気爆発の産物で、数cm-数10cm、時に数m単位で級化成層し、成層した部分には平行-波状斜交葉理が認められる(第41図)。これを構成する碎屑物は、様々な程度に発泡した玄武岩で、比較的滑らかな平面また曲面に囲まれた多面体をなす。

溶岩の産状が観察できる露頭は少ないが、東津田町の道路沿いの造成地では、厚さ0.5-3mの塊状溶岩が厚さ1-2.5mで同質の火山角礫岩を下に伴いながら何枚も重なっている様子が観察できる(第42図)。塊状溶岩の基底面は荷重痕のように不規則な曲面をなし、ほぼ一様に厚さ数cm以下の急冷縁に覆われる。ところによっては底面から直径20-30cmの枕状ロープが火山角礫岩の中に分枝し(第42

第 22 表 松江層アルカリ玄武岩及び粗面安山岩の化学組成

試料	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
SiO ₂	54.82	54.78	53.32	53.24	52.77	52.73	52.43	52.28	52.27	52.02	51.83	50.88
TiO ₂	1.05	1.00	1.18	1.24	1.52	1.04	1.17	1.50	1.13	2.00	1.09	0.87
Al ₂ O ₃	18.00	18.59	17.45	17.17	16.46	17.57	17.52	16.61	16.82	16.30	16.36	16.95
Fe ₂ O ₃	3.36	2.72	3.86	4.47	4.10	1.83	2.30	3.71		2.70	3.11	3.98
FeO	2.89	3.15	3.25	3.41	2.81	5.07	5.22	5.24	6.71*	4.93	3.74	3.81
MnO	0.23	0.11	0.12	0.19	0.09	0.13	0.04	0.09	0.11	0.17	0.11	0.08
MgO	3.36	2.94	5.63	3.32	3.70	6.91	7.53	3.51	8.27	3.47	8.02	6.82
CaO	7.24	7.02	7.17	6.94	7.58	7.76	7.70	6.62	7.96	8.03	7.34	7.74
Na ₂ O	3.89	3.27	3.80	4.20	4.09	3.55	3.53	5.00	3.55	4.74	3.55	4.78
K ₂ O	1.70	2.52	2.01	2.67	3.36	1.53	1.53	2.53	1.46	2.87	1.49	2.53
P ₂ O ₅	0.32	0.62	0.19	0.52	1.20	0.20	0.52	0.58	0.24	0.84	0.23	0.19
H ₂ O+	3.22**	1.31	1.36	1.66	2.17**	0.77	0.23	1.04		1.16	3.35**	1.15
H ₂ O-		1.55	0.60	1.08		0.45	0.53	0.82		0.81		0.39
Total	100.08	99.58	99.94	100.11	99.85	99.54	100.25	99.53	98.52	100.04	100.22	99.91

試料	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)	(20)	(21)	(22)	(23)	(24)
SiO ₂	50.76	50.54	50.43	49.80	49.02	48.98	48.53	48.42	48.17	47.60	47.16	45.44
TiO ₂	1.89	2.00	1.60	1.60	1.02	1.81	1.77	1.80	1.96	1.92	1.17	2.87
Al ₂ O ₃	16.96	17.55	17.73	16.60	17.58	18.18	17.14	15.30	17.46	15.30	17.76	15.46
Fe ₂ O ₃	3.70	2.97	2.87	4.05	2.35	2.73	5.32	5.18	4.24	3.71	2.20	3.96
FeO	4.57	5.02	5.21	3.91	6.68	5.24	4.52	6.32	3.65	5.08	8.82	5.38
MnO	0.16	0.15	0.12	0.12	0.06	0.14	0.49	0.20	0.13	0.13	0.10	0.17
MgO	6.87	4.94	4.94	7.89	5.22	4.92	3.73	6.47	5.52	8.46	7.18	9.19
CaO	7.48	6.06	6.81	7.12	8.65	8.84	8.26	8.41	8.05	10.06	8.30	9.61
Na ₂ O	4.18	3.83	4.16	3.74	3.48	3.62	3.75	4.21	3.61	3.09	3.62	3.63
K ₂ O	1.57	1.85	1.57	1.52	1.93	1.84	1.19	1.34	2.06	1.77	1.70	1.81
P ₂ O ₅	0.42	0.83	0.37	0.43	0.90	0.60	0.37	0.60	0.67	0.60	0.62	0.40
H ₂ O+	0.54	2.82	2.71	3.69**	1.47	2.62	5.11**	1.00	4.38**	1.50	0.55	1.83
H ₂ O-	0.46	1.14	1.09		1.32	0.32		0.56		0.80	0.38	0.65
Total	99.56	99.70	99.61	100.40	99.95	99.84	100.18	99.81	99.90	100.02	99.56	100.40

*total Fe as FeO **Ignition loss

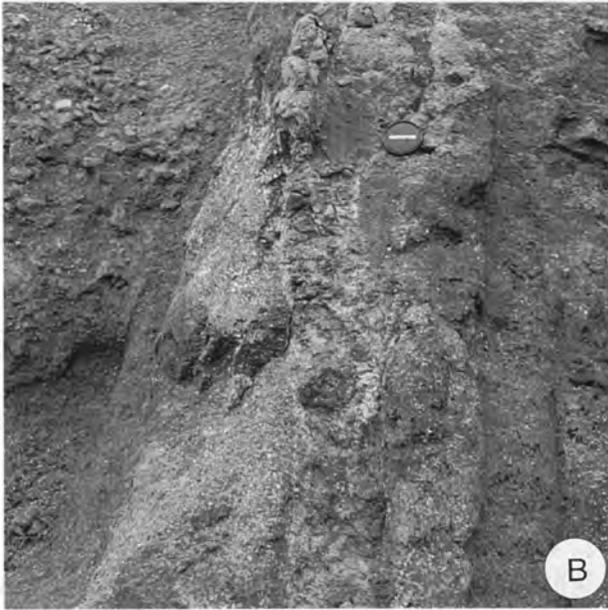
- (1) 松江市矢田町(Morris, 1986)
- (2) かんらん石角閃石普通輝石粗面安山岩, 松江市矢田町(応地・応地, 1966)
- (3) 角閃石含有かんらん石普通輝石玄武岩, 松江市矢田町(藤村, 1973)
- (4) かんらん石角閃石玄武岩, 松江市新山(応地・応地, 1966)
- (5) 松江市東津田町(Morris, 1986)
- (6) かんらん石玄武岩, 松江市茶臼山(応地・応地, 1966)
- (7) かんらん石普通輝石玄武岩, 松江市茶臼山(藤村, 1973)
- (8) かんらん石普通輝石玄武岩, 松江市楽山(藤村, 1973)
- (9) 松江市茶臼山(Iwamori, 1989, 1991)
- (10) かんらん石普通輝石玄武岩, 松江市新山(藤村, 1973)
- (11) 松江市山代町(Morris, 1986)
- (12) 角閃石含有かんらん石普通輝石玄武岩, 松江市西津田町上谷(藤村, 1973)
- (13) 角閃石含有かんらん石普通輝石玄武岩, 松江市西津田町上谷(藤村, 1973)
- (14) 普通輝石かんらん石玄武岩, 松江市国屋町清光院(藤村, 1973)
- (15) 普通輝石かんらん石玄武岩, 松江市堂形町(応地・応地, 1966)
- (16) 松江市売豆紀神社近くのトンネル脇(Morris, 1986)
- (17) かんらん石玄武岩, 松江市井手平白百合保育園(藤村, 1973)
- (18) 普通輝石かんらん石玄武岩, 松江市向山(応地・応地, 1966)
- (19) 松江市床几山(Morris, 1986)
- (20) 沸石含有普通輝石かんらん石玄武岩, 松江市床几山(藤村, 1973)
- (21) 松江市向山山代神社付近(Morris, 1986)
- (22) かんらん石玄武岩, 松江市古志原町(藤村, 1973)
- (23) かんらん石玄武岩, 松江市古志原町(藤村, 1973)
- (24) かんらん石玄武岩, 松江市古志原町(藤村, 1973)



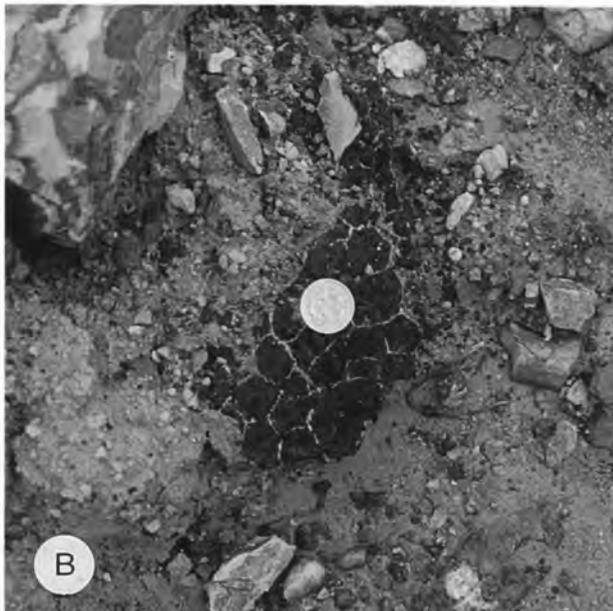
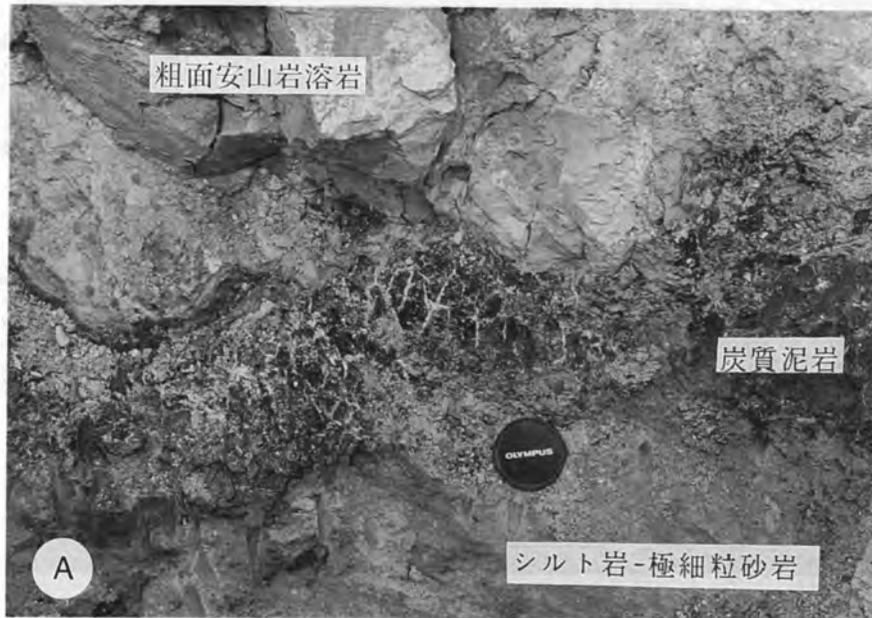
第41図 松江層の成層した玄武岩火山礫凝灰岩及び凝灰岩 松江市西尾町から上東川津町に至る道路沿いの造成地。平行-波状葉理が認められる。レンズキャップの直径は6cm

A図), また, 底面から上方に向かって延びるスパイラルクルが認められることがある(第42B図)。溶岩の上面は平坦で, 次の溶岩の下底を占める火山角礫岩に覆われる。この一連の溶岩は厚さ6mの平行葉理の発達したシルト岩-極細粒砂岩に覆われる。シルト岩-極細粒砂岩層の上面から10-25cm下の所には厚さ15-20cmで乾裂の発達した炭質泥岩が認められる(第43図)ので, 下位の溶岩は極めて浅い水域に定置したと考えることができる。このシルト岩-極細粒砂岩の上に重なる溶岩の底面は下位の溶岩と同様に荷重痕の様な不規則な曲面をなすが, 明瞭な急冷縁もなく, 塊状で板状節理が発達し(第44図), その上部に火山角礫岩を伴う。この溶岩は, 底面こそ水に飽和した堆積物上で塑性変形しつつ冷やされて枕状になったものの, ほとんどの部分は陸上に定置したものであろう。

先に述べたように, Tomita and Sakai (1937)は層準, 岩質とも異なる2枚の溶岩層を区別した。松江層の細分を試みた宮嶋ほか(1972)は, 松江層に挟在する玄武岩溶岩が6枚あると考えた。また, 鷹村(1973)は, 岩質から, (1)国屋町, 床几山, 古志原町, 向山に分布する(普通輝石含有)かんらん石玄武岩, (2)茶臼山及び周辺地域に分布するかんらん石普通輝石^{しょうぎ}玄武岩, (3)楽山, 新山に分布するかんらん石普通輝石角閃石玄武岩または粗面安山岩, (4)東津田町から矢田町にかけて分布するかんらん石普通輝石角閃石玄武岩または粗面安山岩に分けられることを明らかにしている。しかし, 松江層は軸長数kmの複数の褶曲が繰り返す複向斜をなしている上に露出が悪い。そのために確かな鍵層がない限り松江層中に玄武岩層が何枚あるかを数えることには無理がある。



第 42 図 松江層の玄武岩水冷溶岩 松江市西津田町の住宅団地，パークヒル西津田内。この露頭は造成中に現れたもので、その後改変されて消滅した。溶岩は、塊状の部分と角礫の部分とからなる(A)。溶岩の塊状部分の上面と底面は白色の変質鉱物に充填された気孔で縁どられている。塊状部分の上下は同質の角礫で、底面は枕状を呈するが、上面は比較的平坦である。塊状の部分には、同質の角礫に充填されたパイプまたは脈、すなわちスバイラクルが認められることがある(B)。ハンマーの長さは 30cm。レンズキャップの直径は 6cm



第43図 松江層の炭質泥岩に見られる乾裂 松江市西津田町の住宅団地，パークヒル西津田内。この露頭は造成中に現れたもので，その後改変されて消滅した。断面(A)では黒い炭質泥岩層を縦に走る細脈となっており，平面(B)では亀甲状の模様をなす。この直上にある粗面安山岩溶岩の底面は平滑である。レンズキャップ及び硬貨の直径は，それぞれ6cm，2.3cmである



第 44 図 松江層の粗面安山岩陸上溶岩 松江市西津田町道路沿い。板状節理が顕著。ハンマーの長さは 30 cm

これらアルカリ玄武岩-粗面安山岩の噴出源の一つは茶臼山付近に、もう一つは松江市西部の市成付近にあったと考えられる。茶臼山から矢田町にかけて分布するアルカリ玄武岩岩体は、周囲の堆積物と非調和に分布し一つの高まりをなしている。また、市成付近ではアルカリ玄武岩-粗面安山岩岩株が同質または類質の火砕岩を貫いている。そのほかにも噴出源があった可能性もあるがいまのところ特定できていない。Uto (1989) 及び Iwamori (1989, 1991) によれば、松江層などの中期中新世以降のアルカリ玄武岩は、マントル下部のダイアピルの上昇によって生じたものらしい。

化石 西川津町から下東川津町にかけて広く分布する玄武岩火山礫凝灰岩及びその再堆積物の中に多数の浅海生-汽水生貝化石が産出する (Otuka, 1938 ; 加藤, 1969 ; Takayasu, 1980 ; 岡本, 1981) ほか、汽水に生息するエビ類 (大久保, 1975 b) と魚類 (佐藤, 1974) が報告されている。主要な貝化石は、*Glycymeris cisshuensis*, *Saxidomus purpuratus*, *Protothaca* cf. *tateiwai*, *Phacosoma hataii*, *Anadara tazawaensis*, *Turristella tanaguraensis* などで、このほかに腕足類の *Coptothyris grayi* が産出することがある。この群集は、布志名層に共通する種を含むが、松江層の水域が布志名層よりも温暖な海流の影響下にあったことを示唆する。また、これ以外の細粒砂岩や砂質泥岩からは *Cultellus izumoensis*, *Modiollus difficilis*, *Ostrea* などが産出することがある。これらの化石から、松江層が温暖な浅海ないし汽水性の内湾に堆積したことがうかがわれる (佐藤, 1974 ; 岡本, 1981)。和久羅山東方の一ノ原付近のボーリング試料の有孔虫化石を検討した Nomura (1990) は、*Ammonia* cf. *beccarii*, *Elphidium izumoense*, n.sp., *Elphidium matsuense*, n.sp., *Buliminella elegantissima*, *Buccella* cf. *kuromatsunaiensis*, *Elphidiella praesomaensis*, n.sp., *Elphidium perforatum*, n.sp., *Pseudonion japonicum*, *Trichohyalus* sp. などの特徴種とする 38 タクサの底生有孔虫を認め、堆積環境も下部から上部にかけて湾口付近の環境から水

深 3m 程度の内湾的環境へと変化していることを指摘している。これら底生有孔虫群集は暖流の影響下にあったものの冷水塊の影響も受けていたらしい (Nomura, 1990)。

放射年代 鹿野・中野 (1985) は、松江市東津田町森脇南方の普通輝石角閃石粗面玄武岩質安山岩と松江市西川津町市成と西尾町との間の普通輝石含有かんらん石角閃石粗面玄武岩質安山岩について、全岩 K-Ar 放射年代値 11.5 ± 0.6 Ma と 11.9 ± 0.6 Ma を報告し、松江層と布志名層との境界の年代が、およそ 12 Ma であることを指摘した。Morris *et al.* (1990) は、松江市東津田町の角閃石含有普通輝石玄武岩、松江市山代神社付近の普通輝石含有アルカリかんらん石玄武岩、松江市売豆^{めつき}紀神社付近のアルカリかんらん石玄武岩について、全岩 K-Ar 放射年代として、それぞれ 11.1 ± 0.6 Ma 及び 11.2 ± 0.6 Ma, 10.7 ± 0.5 Ma 及び 10.8 ± 0.6 Ma, 10.7 ± 0.7 Ma 及び 11.7 ± 0.8 Ma の値を報告し、鹿野・中野 (1985) の結果が妥当であることを裏付けている。

V. 6 和久羅山^{わくろやま}安山岩 (Wa)

(鹿野和彦)

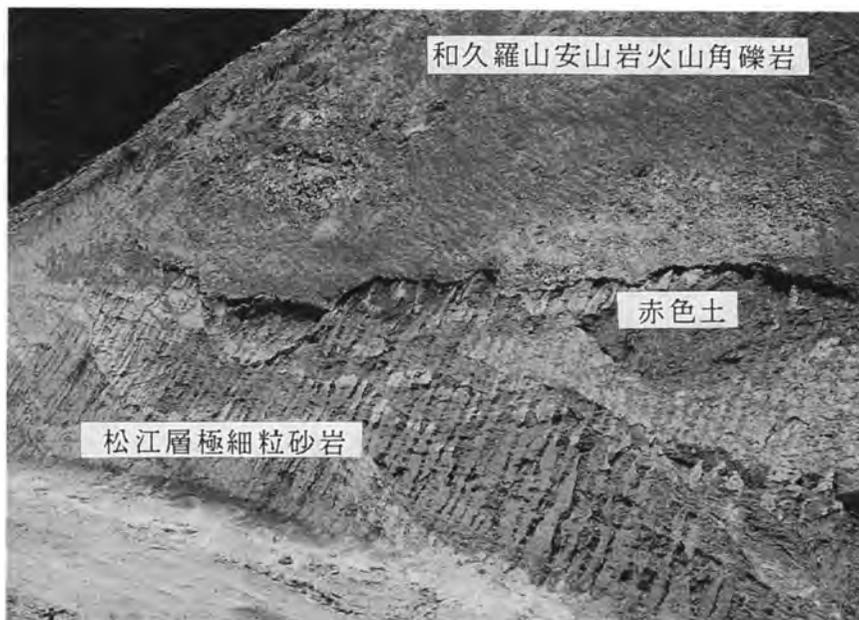
岩体名 松江市東部に広く分布する角閃石含有無斑晶質安山岩溶岩。当初富田・酒井 (1938) によって角閃石安山岩と呼ばれていたが、その後、和久羅山安山岩類 (徳永, 1947), 和久羅山火山 (西山・三浦, 1963) あるいは和久羅山安山岩 (応地・応地, 1966) と異なった名称が与えられてきた。本報告では、和久羅山安山岩と呼ぶことにする。

模式地 特に定められてはいない。和久羅山及び嵩山^{だけ}周辺の道路沿いの切り割りや碎石場でその産状が観察できる。

分布 松江市東部の和久羅山及び嵩山を中心として半径 3-5 km の地域に分布する。

層序関係 地質図から読み取れるように、松江層がなす褶曲を切って、これを不整合に覆う。和久羅山の南側斜面を通り松江市西尾町^{あきくみ}と朝酌町との間を結ぶ道路沿いで、炭質泥質岩をレンズ状に挟み低角斜交葉理の発達した松江層の極細粒砂岩を和久羅山安山岩の火山角礫岩が覆っている様子が直接観察できる (第 45 図)。ここでは、砂岩が不規則な形で緩く褶曲 (スランブ褶曲?) しており、その最上部は層理面に斜交して、見かけ上ほぼ水平な層をなして厚さ 1m 前後にわたって赤色化している。火山角礫岩はこの赤色化した層を不規則な凹凸をなして覆っている (第 45 図)。

岩相 オパサイト化した角閃石を含有する黒ないし灰色で緻密な安山岩 (第 23 表及び第 15, 16 図) からなる。和久羅山の南側斜面を通り松江市西尾町と朝酌町との間を結ぶ道路沿いでは、安山岩の基底部分が厚さ 2-3m にわたって火山角礫岩となっており、厚さ数 m のジグソーパズル状に割れた部分を間に挟んで上方の塊状部分に移化している。ジグソーパズル状に割れた安山岩は、中海に近い松江市大井町の道路沿いの基底部に近い部分でも観察できる (第 46 図)。基底の角礫化した部分を除けば、ほとんど塊状で、流理とこれに平行な板状節理が認められる (第 47 図)。流理面が観察できる場所は限られており、流動方向を特定することは難しいが、嵩山に近い碎石場では 60° 前後またはそれ以上の傾斜を示し、そこから離れ中海に近い大海崎^{おおみさき}町付近では 30° 前後と緩くなる。



第 45 図 松江層の砂岩を覆う和久羅山安山岩の火山角礫岩 松江市西尾町東方の道路沿い、砂岩は極細粒で斜交層理が発達し、火山角礫岩直下では赤色化している。道路から和久羅山安山岩基底までの高さは 2-3m

第 23 表 和久羅山安山岩の化学組成

試 料	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	63.91	63.39	63.21	59.84
TiO ₂	0.37	0.39	0.35	0.68
Al ₂ O ₃	17.97	18.10	17.49	17.51
Fe ₂ O ₃	2.05	0.95	1.90	3.93
FeO	2.27	2.89	2.05	3.38
MnO	0.08	0.05	0.07	0.09
MgO	2.15	1.84	1.78	1.37
CaO	5.49	5.68	5.20	4.93
Na ₂ O	4.93	4.80	4.12	4.96
K ₂ O	1.45	1.37	1.17	1.70
P ₂ O ₅	0.13	0.10	0.13	0.76
H ₂ O+	0.05	0.34	1.57*	0.75
H ₂ O-	0.21	0.14		0.13
Total	101.06	100.04	99.04	100.03

*Ignition loss

(1) 角閃石安山岩, 松江市上宇部尾砕石場(東元, 1988)

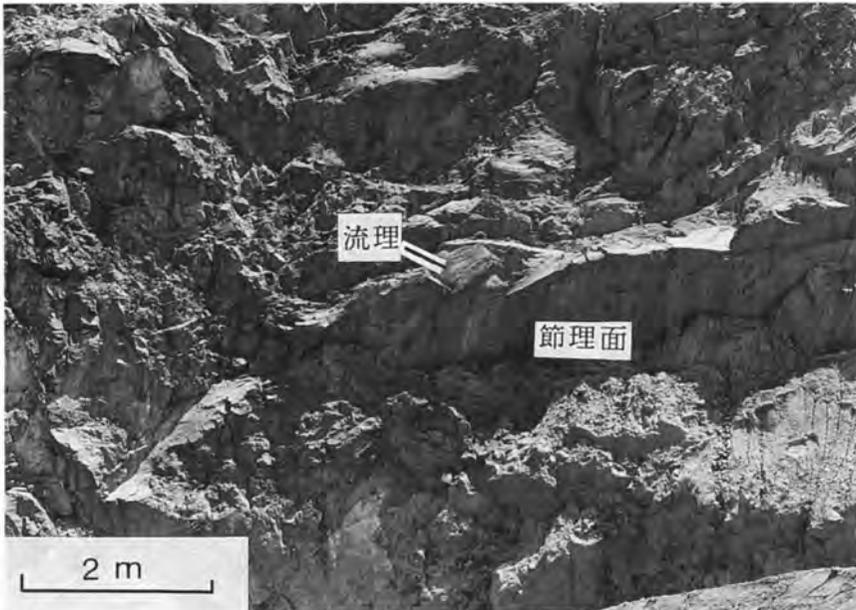
(2) 無斑晶質安山岩(応地・応地, 1966)

(3) 角閃石安山岩, 松江市平林(Morris, 1986)

(4) 角閃石安山岩, 松江市大海崎鼻(藤村, 1973)



第 46 図 和久羅山安山岩基底のジグソーパズル状割れ目 松江市大井町道路脇。
ハンマーの長さは 30cm



第 47 図 和久羅山安山岩の板状節理 松江市上宇部尾町の碎石場。
板状節理は流理と平行に発達している。

和久羅山安山岩は和久羅山、嵩山など2, 3の山体に分かれているように見えるが、岩質に違いはなく、もともと一つのドーム状の火山をなしていたものがその後開折されて分かれた可能性が高い。嵩山と和久羅山を中心とした山体の西側斜面は急で、東側ではその頂部から中海方面に緩い斜面が延びており、嵩山から和久羅山へ続く稜線のどこかから噴出した溶岩が主として中海側へ流れたことを示唆する。

放射年代 全岩 K-Ar 年代として、 6.34 ± 0.19 Ma (川井・広岡, 1966), 4.96 ± 0.25 Ma, 4.99 ± 0.25 Ma (Morris *et al.*, 1990) の値が報告されている。

V. 7 塩基性 - 中性貫入岩 (B)

(鹿野和彦)

波多層及び久利層に(かんらん石含有)普通輝石ドレライト、普通輝石安山岩などが岩株、岩床または岩脈として貫入している。地質図ではこれらを塩基性-中性貫入岩として一括して示した。いずれも急冷された証拠はなく、大森層より上位の地層には貫入していない。また、安来市荒島町では、布志名層に覆われる。従って、貫入時期は大森層火山岩の噴出期またはそれ以前と推定される。松江地域に隣接する島根半島や宍道湖南岸に分布する同種のソレライトないしカルクアルカリ質のドレライトや安山岩貫入岩(三浦, 1973; Morris, 1986)の全岩 K-Ar 放射年代値は 12-16 Ma で (Morris *et al.*, 1990) で、大森層火山岩の噴出年代 14-15 Ma (鹿野・中野, 1985; Uto, 1989) と重なり、層序学的立場からなされたこの推定と矛盾しない。

岩脈のうち、北北西-南南東を向くもの(第12図)は大森層を貫いており、その貫入時期は大森層火山岩の噴出時期とほぼ同じであろう。波多層を貫く岩株や布部花崗岩を貫く岩脈は、久利層の時期に波多層や布部花崗岩などに貫入した流紋岩岩脈とほぼ同じく東北東-西南西を向いており(第12, 31図)、波多層-久利層の時期に貫入した可能性が高い。岩株は、直径数 100 m と大きく、しかも波多層の分布地域にのみ認められることから、波多層を構成する火山噴出物の火道を埋めたマグマの固結した姿かもしれない。

VI. 第四系

(鹿野和彦)

宍道低地帯の第四系層序については、大西(1979, 1985)及び大西・松田(1985)のまとめがあり、大西(1988)により、中国地方のほかの地域との対比も試みられている。しかし、宍道低地帯地下にある更新世堆積物の層序区分、これと宍道低地帯縁辺部の段丘堆積物や扇状地堆積物との対比、さらに大根島玄武岩の層序学的位置付けについては検討の余地がある。

鹿野ほか(1989, 1991)によれば、三位ほか(1969)、水野ほか(1972)らによって弓ヶ浜層と安来層とに二分されていた内湾-汽水成の更新世堆積物は差海層として一括できる。この差海層の泥やシルトを主とする堆積物の間には海面低下を示す砂礫や腐植泥または泥炭が存在し、これが二分する根拠になっていた。しかし、鹿野ほか(1989)は、中海や宍道湖の沿岸では段丘を形成する程度に海面が低下したものの、湖底下、すなわち堆積盆の中軸部では顕著な堆積間隙を示す証拠がないことから、そこでは連続して堆積が続いたと考えたのである。鹿野ほか(1989)も述べているように、これは堆積相が連続しているかどうかの違いであり、同一時間面上で堆積相とその分布を明らかにしない限り決着がつかない問題である。とはいえ、宍道低地帯には、2枚の降下火砕堆積物、大山松江軽石層と三瓶木次軽石層が広く分布し、また、宍道湖及び中海湖底直下の堆積物についてはいくつかの¹⁴C年代が得られてはいるものの、いまのところ、このほかに年代を知る有力な手がかりはない。そこで、鹿野ほか(1991)は、堆積面の高度、風化土壌の色と厚さ、降下火砕堆積物との関係などを基に宍道低地帯での第四系の対比を進めるとともに、宍道低地帯が日本海に直接面していることに着目し、宍道低地帯では海進-海退輪廻に対応して堆積と浸食が繰り返されたと考えて、大きな浸食間隙をもって区分されるそれぞれの堆積物を関東南部で推定された日本の第四紀海水準変動(Machida, 1975)に対応させることを試みている。この方法は、堆積物の年代が詳しくは分からない時に、しばしば用いられているものではあるが、できるなら基準となる時間面がおさえられていることが望ましい。鹿野ほか(1991)がこれを試みる際に主たる基準となったのが大山松江軽石層と三瓶木次軽石層の年代である。大根島玄武岩については、大山松江軽石層よりも古いことは明らかにされているが、後で述べるように最近のボーリング調査でその基底面が意外に深いところにあることが判明し、従来考えられていた年代よりも古いと考えざるを得ない。

大山松江軽石層は、上乃木火山灰層(三位, 1962)、上乃木軽石(大西, 1979)に相当する。主な重鉱物は角閃石で、磁鉄鉱と微量の黒雲母、カミングトナイトを伴う(町田・新井, 1979)。三瓶木次軽石層は、古志原火山灰層(三位, 1962)、木次軽石(松井・井上, 1971)に相当する。鉱物組成は斜長石 ≧ 黒雲母で、微量の角閃石と鉄鉱を含み、三瓶雲南軽石層と類似するものの、比較的ガラスが少ない点で区別

し得る(林・三浦, 1986). 全体として米ぬか状で黄褐色を呈する. 宍道低地帯及び周辺地域に分布する大山松江軽石は数 10 cm-1 m, 三瓶木次軽石層は 1-3 m と厚く, この地域でこれらに匹敵する厚さを有する降下火砕堆積物がほかに見あたらない上, 主な重鉱物が異なるので両者の区別も容易で, よい鍵層となっている.

三瓶木次軽石層は, 三瓶山周辺において阿蘇 4 火山灰層 (7-9 万年前: 町田ほか, 1985; 町田・新井, 1992) に直接覆われており(林・三浦, 1986), その年代は 7-9 万年か, あるいは若干それよりも古い. 一方, 大山松江軽石層は, 高位 I, II, III 段丘堆積物の赤色土壌を覆っており, また, 段丘堆積物の赤色土壌化は第四紀の温暖期(多くは最終間氷期, 一部はそれより古い間氷期または最終氷期の亜間氷期)に進んだ(松井・加藤, 1962)とされているので, おそらく 13 万年前よりもやや新しく(町田・新井, 1979, 1992; 津久井・柵山, 1981), 7-9 万年前よりも古い. 津久井・柵山(1981)は, 大山山麓で得た火砕堆積物の層序を基に, 大山松江軽石層の年代を 11-12 万年前と仮定し, 大山倉吉軽石層の年代を 4.5-4.7 万年前(町田・新井, 1979), その間の火山灰土の堆積速度を一定とすると, 三瓶木次軽石層の年代が 7-8 万年前になることを指摘している. この推定値は層序から推定された値に矛盾しないので, 彼らによって仮定された大山松江軽石層の年代には合理性がある. なお, その後, 大山倉吉軽石層については, ²³⁸U-²³⁰Th 放射非平衡系による年代測定で 4.3 万年前の値が報告され(大村ほか, 1988)ており, 計算に用いたこの軽石層の年代値が妥当であったことが裏付けられている.

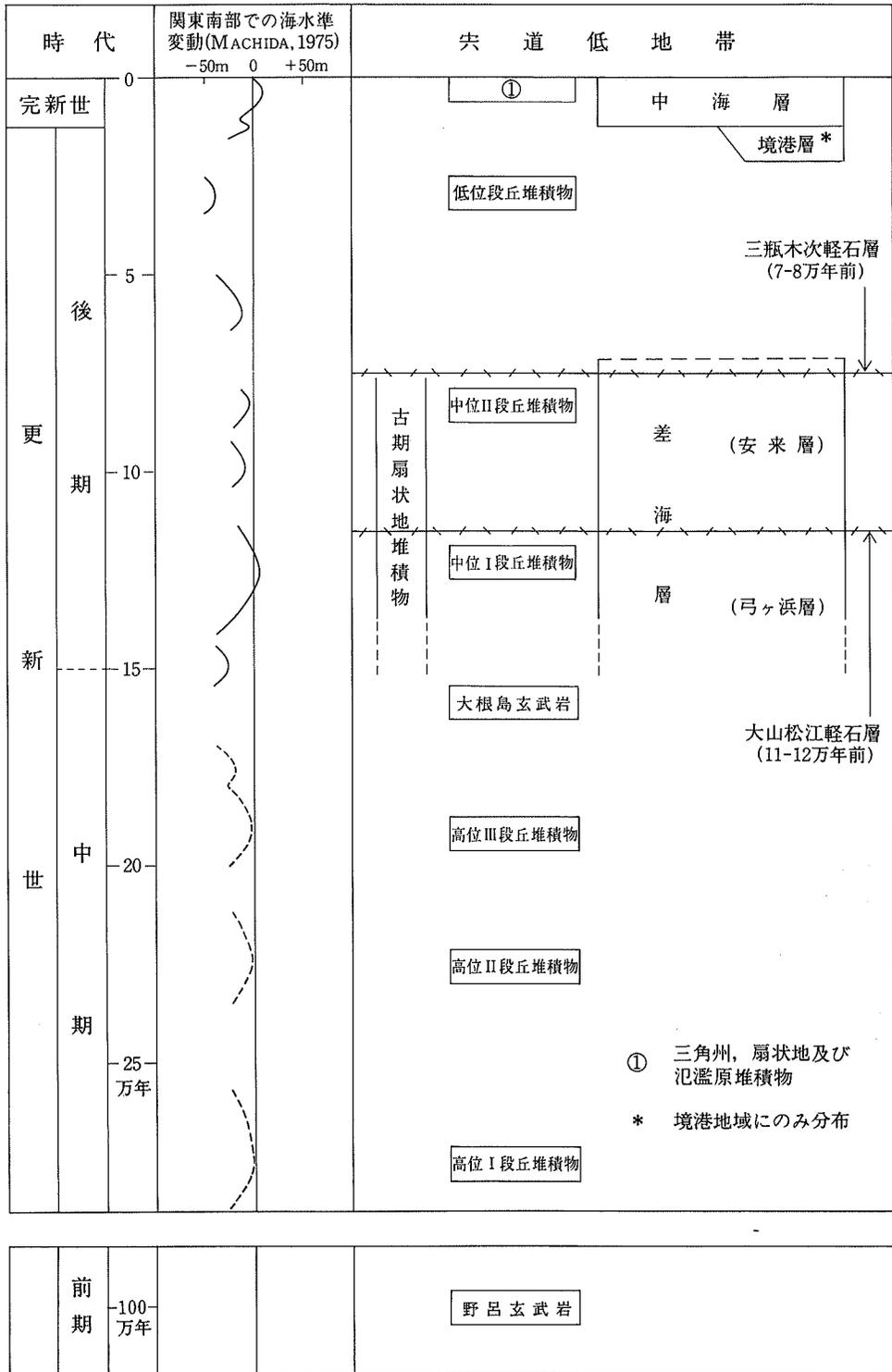
宍道低地帯における第四系の層序と対比については, なお問題が残るが, 本報告では鹿野ほか(1989, 1991)の層序区分と対比に基づいて第四系の記載を行う(第 48 図).

VI. 1 ^{のろ}野呂玄武岩 (Nbl)

東出雲町野呂から安来市大丸^{おおまわり}にかけて標高 70-150 m の平坦面上に最大標高 172 m のなだらかな山体をなして分布するアルカリかんらん石玄武岩(第 24 表)を野呂玄武岩という. 波多層の安山岩溶岩, 大森層のデイサイト貫入岩, 布志名層の礫岩を不整合に覆い(第 49 図), 大山松江軽石層及び三瓶木次軽石層に覆われる. 斑晶として斜長石 (An_{51-62}) とかんらん石 (Fa_{15-24}) を含み, 石基には斜長石 (An_{45-61}), かんらん石 (Fa_{18-29}) のほかに単斜輝石が認められる(鷹村, 1973). 野呂玄武岩の全岩 K-Ar 放射年代値は 1.09 ± 0.19 Ma で, 横田玄武岩(横田地域の南東部及び周辺地域に分布するアルカリ玄武岩及び玄武岩質安山岩)の値 1.11-2.05 Ma に近い(Uto, 1989).

VI. 2 高位 I 段丘堆積物 (Th₁)

標高 50 m 前後の平坦面をなす段丘堆積物で, 出雲市山廻^{やままわり}(今市地域)を模式地として命名された山廻砂礫層(岡本, 1959)または山廻層(大西, 1979)に相当する. 松江地域では飯梨川沿いにわずかに分布するにすぎない. 赤色化した砂礫を主とする. 礫の一部はいわゆるクサリ礫となっている.



第 48 図 宍道低地帯の第四系層序区分 鹿野ほか(1991)を改変

第 24 表 野呂玄武岩及び大根島玄武岩の化学組成

岩 体 試 料	野呂玄武岩		大 根 島 玄 武 岩						
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
SiO ₂	52.70	51.06	52.39	52.04	50.69	50.50	48.97	48.90	48.00
TiO ₂	1.54	1.68	1.47	1.48	1.68	1.44	1.94	1.19	1.53
Al ₂ O ₃	15.70	16.67	15.62	16.10	16.40	17.57	15.59	16.25	15.63
Fe ₂ O ₃	2.79	2.76	1.50	2.09	3.08	11.10*	4.07	2.73	3.41
FeO	6.07	4.11	8.06	7.60	7.17		6.11	7.80	7.61
MnO	0.16	0.15	0.13	0.11	0.15	0.14	0.16	0.18	0.21
MgO	6.29	7.42	6.92	7.06	6.73	7.03	6.87	8.76	8.87
CaO	9.45	8.84	8.68	8.42	8.85	9.06	9.45	8.94	8.75
Na ₂ O	2.88	3.87	3.43	3.55	3.55	2.93	3.07	3.39	3.72
K ₂ O	1.01	1.33	0.79	0.82	0.46	0.37	1.07	1.13	0.76
P ₂ O ₅	0.12	0.48	0.33	0.11	0.23	0.20	0.30	0.20	0.39
H ₂ O+	0.79	0.87	0.22	0.55	1.38**	0.32**	1.45**	0.50**	0.61**
H ₂ O-	0.86	0.63	0.24	0.21					
Total	100.36	99.87	99.78	100.14	100.37	100.29	99.05	99.92	99.49

*total Fe as Fe₂O₃ **Ignition loss

- (1) かんらん石玄武岩, 東出雲町野呂(鷹村, 1973) (6) 江島(Nakamura *et al.*, 1990)
 (2) かんらん石玄武岩, 東出雲町野呂(鷹村, 1973) (7) かんらん石玄武岩, 八東町大根島大塚山(Morris, 1986)
 (3) かんらん石玄武岩, 八東町大根島寺津(酒井, 1939) (8) かんらん石玄武岩, 八東町江島(鷹村, 1973)
 (4) 普通輝石含有かんらん石玄武岩, 八東町大根島(応地・応地, 1966) (9) かんらん石玄武岩, 八東町江島(鷹村, 1973)
 (5) かんらん石玄武岩, 八東町大根島大塚山(Morris, 1986)



第 49 図 布志名層の礫岩を覆う野呂玄武岩 東出雲町野呂北方. 玄武岩は風化しており, 風化から取り残されている部分が角礫に見える. 礫岩の層理面は写真の左側に緩く傾き, これと斜交して玄武岩が礫岩を覆っている. 玄武岩直下 10-20 cm の範囲は赤色化している. ハンマーの長さは 30 cm

VI. 3 高位Ⅱ段丘堆積物 (Th₂)

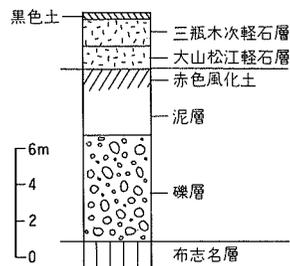
標高 35-45 m の平坦面をなす段丘堆積物で、松江市^{のしら}乃白を模式地として命名された乃白層（大西，1979）に相当する。松江市大庭町のほか、飯梨川に沿っては、安来市^{のぎ}能義神社周辺にわずかながら分布する。模式地の乃白では、厚さ約 5 m の礫層に厚さ約 3 m の泥層が重なり、大山松江軽石層及び三瓶木次軽石層に覆われる（第 50 図）。泥層の最上部約 1.5 m は赤色土壌化している。

VI. 4 高位Ⅲ段丘堆積物 (Th₃)

高位Ⅱ段丘堆積物より一段低い、標高 25 m 前後の平坦面を成す段丘堆積物。大西（1979）が松江市乃白を模式地として乃木層と命名した段丘堆積物に相当する。松江市上^{のぎ}乃木町から大庭町にかけての広い地域及び東出雲町下意東崎田鼻付近に分布する。礫、泥を主とし、厚さは 5-6 m（第 51 図）。最上部約 1 m は赤色土壌化しており、これを大山松江軽石層及び三瓶木次軽石層が覆う（第 52 図）。

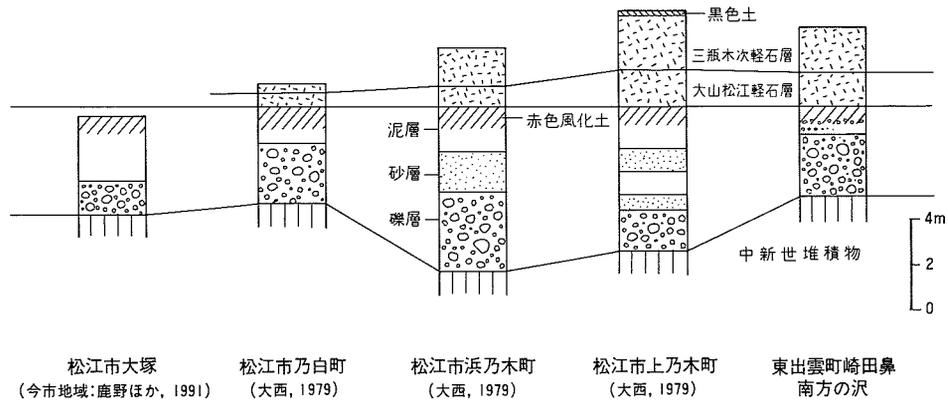
VI. 5 大根島玄武岩 (Dbl, Dbs)

大根島、江島（境港地域）及び周辺地域に分布する玄武岩を総称して大根島玄武岩という。パホイホイ溶岩を主体とするなだらかな山体をなし、その中に、標高 9-40 m の独立した高まりが東北東-西南西方向に連なって分布する（第 53 図）。これらの高まりのうち、大根島にあって最も高い、標高 42.2 m の大塚山はスコリア丘である。また、標高 9.9 m の江島の高まりをなす溶岩は大根島の溶岩と組成が異なっており（第 24 表）、今は開析されて直接の証拠をみいだすことはできないけれども、これも噴出口の一つと考えられる。実際、大根島では少なくとも 2 枚（大根島研究グループ，1975）、江島から弓ヶ浜にかけて掘られたボーリングでは 5-6 枚の溶岩あるいはフローユニットが識別されており（運輸省第三港

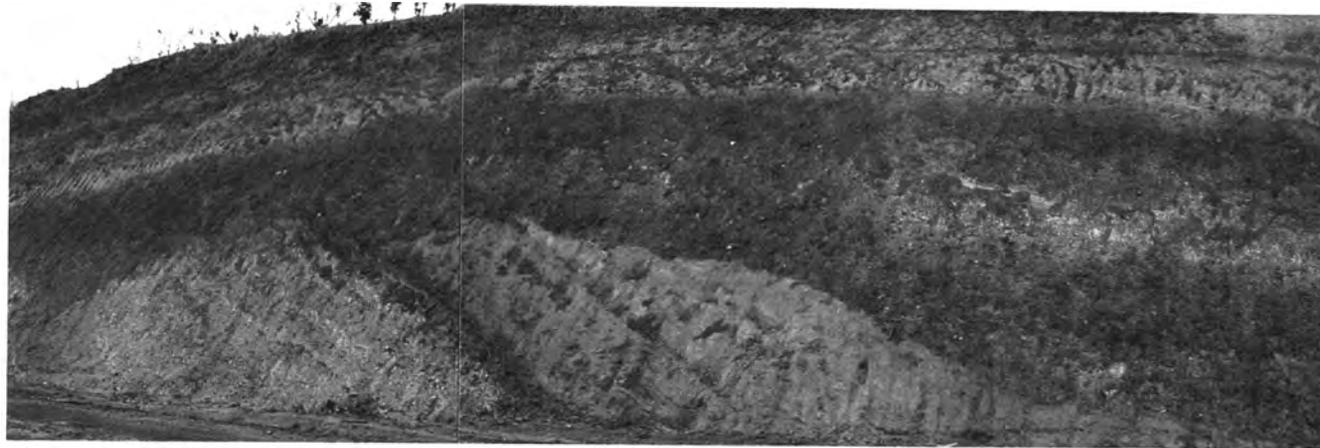


松江市乃白町
(大西, 1979)

第 50 図 高位Ⅱ段丘堆積物の地質柱状図



第 51 図 高位Ⅲ段丘堆積物の地質柱状図

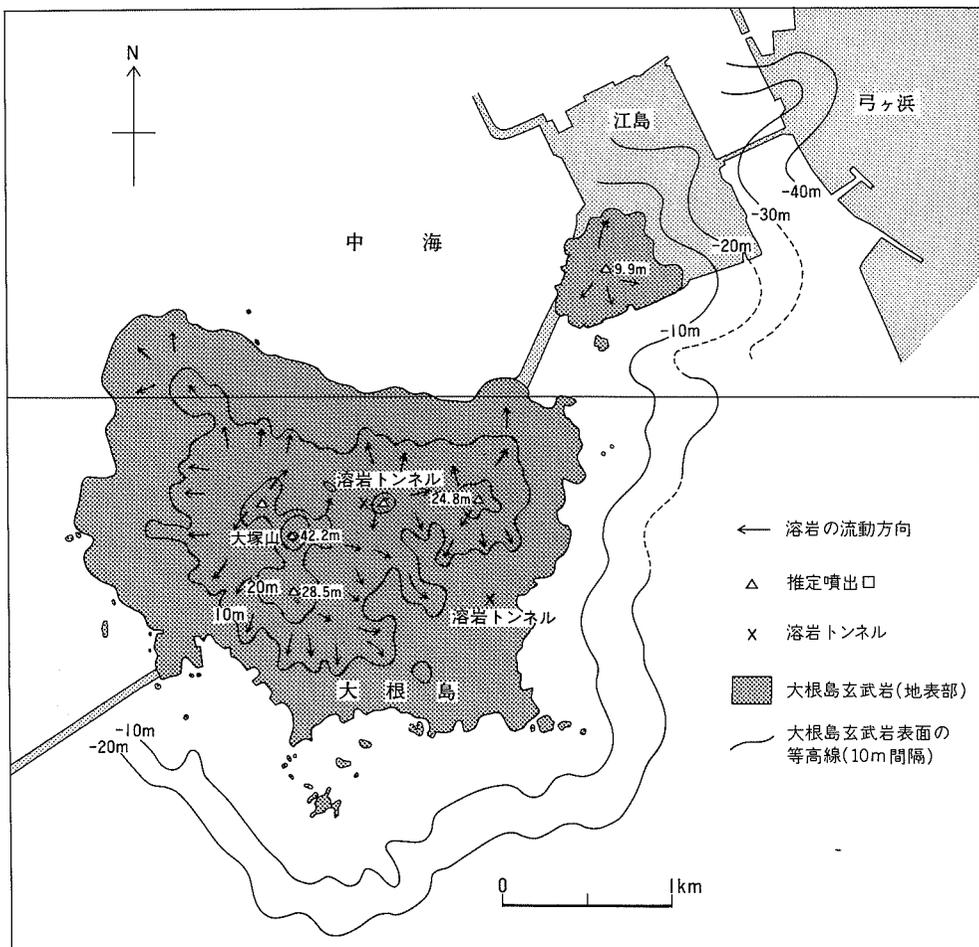


第 52 図 松江層の成層したシルト岩，砂岩を覆う高位Ⅲ段丘堆積物 東出雲町崎田鼻南方の沢。段丘堆積物の下半部は礫が多い。これを覆う明るい色の層は大山松江軽石層と三瓶木次軽石層。三瓶木次軽石層の基底には厚さ 1cmほどの酸化鉄濃集層があり，その下の大山松江軽石層との境界が見える。大山松江軽石層の直下 1m までの範囲は赤色土壌化している。ハンマーの長さは 30 cm

湾建設局境港工事事務所, 未公表資料), ほかの高まりも同様に開析された噴出口である可能性が高い。大根島の大塚山東方 500m の道路沿い及び同島遅江^{おそえ}の近くでは溶岩トンネルが観察できる(第 53 図)。

大根島玄武岩を構成する主な岩石はアルカリかんらん石玄武岩である(第 24 表)。一般に, 斑晶として, かんらん石, 斜長石まれに単斜輝石を含み, 石基は斜長石, かんらん石, 単斜輝石, 鉄鈹, アンソクレーズ, 燐灰石, ガラスからなる(応地・応地, 1966; 鷹村, 1973; Moriss, 1986)。酒井(1939)及び鷹村(1973)は捕獲結晶として石英を, また, 応地・応地(1966)は大根島の試料についてビジョン輝石を報告している。鷹村(1973)は江島の化学分析試料(第 24 表の試料番号 8 と 9)の斑晶斜長石及びかんらん石の組成として An_{54-68} , Fa_{16-22} の値を, またその石基の斜長石及びかんらん石の組成として An_{47-60} , Fa_{19-32} の値を報告している。

大根島研究グループ(1975)の観察によれば, 大塚山のスコリアは大山松江軽石層に直接覆われる。ま



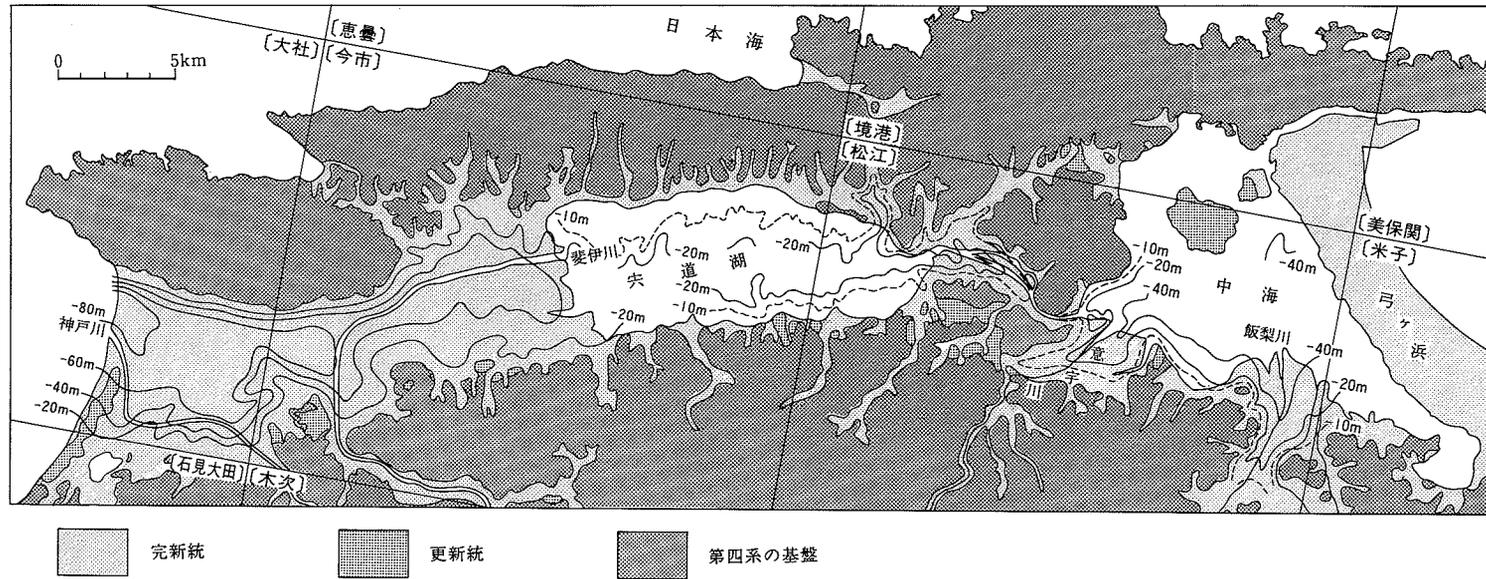
第 53 図 大根島玄武岩の分布と地形 建設省建設局ほか(1967), 後藤・中海実道湖自然史研究会(1989), 運輸省第三港湾局境港工事事務所未公表資料より編集。溶岩の流動方向は, 舌状に広がる溶岩の延びの方向から推定した。噴出口の位置は, 溶岩の流動軸が集中する地形の高まりにあると考えて推定した

た、数は少ないが、大根島の溶岩の上に風化層を挟まずに大山松江軽石層が直接重なる露頭があるという。三梨ほか(1986)は、中海の音波探査断面の記録から、大根島の玄武岩が中海湖底下において、三位ほか(1969)の定義した安来層(本報告の差海層上部)に覆われていることを示した。また、大根島玄武岩のK-Ar放射年代値は、 0.10 ± 0.12 Ma, 0.07 ± 0.12 Ma (Morris *et al.*, 1990)であり、その古地磁気は正帯磁である(Ito, 1970; 岡田, 1981)。これらのことは、大根島玄武岩の年代が第四紀で、おそらく11-12万年前よりも古いことを示す。

大根島研究グループ(1975)、大西(1985)、大西・松田(1985)は、風化層を欠いて大山松江軽石層が玄武岩を覆うことを重視し、大根島玄武岩の年代をこの軽石層とほぼ同じと考え、層序学的には、この軽石層を間に挟む安来層の直下にあつて弓ヶ浜層(三位, 1966)を覆うとした。中海及び周辺地域で知られている安来層の基底面(大西, 1985; 大西・松田, 1985; 後藤・中海宍道湖自然史研究会, 1989)は最も深くて-30ないし-45mであり、弓ヶ浜層の基底面(第54図)も-80ないし-90mを越えない。一方、和田(1985)は未公表資料に基づいて作成した地質断面図において、大根島における大根島溶岩の基底が-50mから-70mの間にあることを示した。運輸省第三港湾建設局境港工事事務所が弓ヶ浜から江島にかけて実施したボーリングの未公表資料でも、江島から弓ヶ浜にかけて、およそ-60mの比較的平坦な面があつて、その上にパホイホイ玄武岩溶岩が広がっていることがうかがわれる。このことは大根島玄武岩が安来層よりも確かに古く、おそらく弓ヶ浜層よりも古いことを示している。基底面深度からは、大根島玄武岩が弓ヶ浜層と指交していることも考えられるが、大根島玄武岩が陸上に噴出し現海水準よりも高い火山体を形成したことを考えれば、これは否定される。

大根島玄武岩直下の堆積物は、厚さ1-10mでN値20-30の粘土ないしシルト層と厚さ1-8mでN値40以上の砂礫層の互層からなり、その厚さは50m以上である。江島と弓ヶ浜の間の中海のボーリングで得られた泥質試料について珪藻化石の抽出を試みたところ、ボーリング深度-72mの試料から後期中新世-鮮新世以降に出現し淡水の湖沼を特徴づける珪藻化石、*Aulacoseira* spp., *Stephanodiscus astreae*が多産し、このほか、*Achnanthes lanceolata*, *Cocconeis placentula*などの淡水生種が検出された(柳沢幸夫, 未公表資料)。しかし、-79m, -92m, -108mの泥質試料からは珪藻が検出されなかった。すなわち、大根島玄武岩の下にある堆積物の少なくとも一部は、淡水の湖沼に堆積したと考えられる。弓ヶ浜層が汽水成-海成堆積物であり、安来層を淡水-汽水の湖沼堆積物である(水野ほか, 1972)とすると、この堆積物は、安来層に対比される可能性もあるが、既に述べた層序関係からこれは否定される。従つて、各地質体の堆積面、基底面分布からのみならず、堆積環境の面からも、大根島玄武岩の直下から下に続く堆積物が弓ヶ浜層よりも古いことが示唆される。

このように大根島玄武岩は、弓ヶ浜層よりも古い第四紀の火山である可能性が高い。その時代を示す明確な証拠は得られていないけれども、大根島玄武岩の直下から下に続く堆積物のN値は弓ヶ浜層とほぼ同じ程度で、また、大根島玄武岩の成す地形面も保存され、しかも高位I段丘堆積物ほど風化していないので、古くても高位IIまたはIII段丘堆積物が堆積する前後の年代ではないかと思われる。



第 54 図 穴道低地帯における第四紀堆積物の基底等深線図 建設省建設局ほか(1967), 三浦(1974), 米子工業高等専門学校(1985), 山内ほか(1988), 三梨ほか(1988), 後藤・中海穴道湖自然史研究会(1989)より編集。穴道低地帯の地下には差海層(または弓ヶ浜層)よりも古い第四紀堆積物が存在しないとされているので、この図は、差海層(または弓ヶ浜層)の基底等深線図と見なすことができる。ただし、大根島玄武岩直下の堆積物のように差海層よりも古い堆積物が差海層と解釈されている可能性もあり、厳密には未固結堆積物の基底等深線図と考えておくべきである。

VI. 6 中位 I 段丘堆積物 (Tm₁)

松江市乃木を模式地として命名された乃木層(富田・酒井, 1937)の一部と玉湯町湯町^{ゆまち}を模式地として命名された湯町層(大西, 1974)に相当する段丘堆積物で、標高約 15 m の平坦面をなす。礫、泥を主とし、間に砂を挟むことがある(第 55 図)。最上部 0.8-1 m は赤味を帯びた褐色 - 黄褐色を呈する土壌になっており、大山松江軽石層及び三瓶木次軽石層がこれを覆う。層厚は 8m 前後。湯町に産する花粉群集は、*Picea*, *Pinus* を主とし、*Cryptomeria*, *Buxus*, *Tsuga*などを伴い(大西, 1974)、冷温帯上部の気候を示唆する(大西, 1977)。

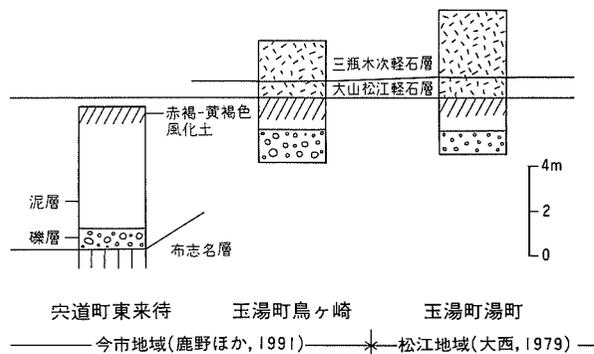
VI. 7 中位 II 段丘堆積物 (Tm₂)

大西(1979)により安来層^{やすき}(三位ほか, 1969)とされた段丘堆積物に相当し、標高 5-10 m の平坦面をなす。松江地域では東出雲町下意東などでこの平坦面に対比される面が認められるが、堆積物は観察できない。鹿野ほか(1991)によれば、西隣の今市地域では泥を主とし、下位に礫や砂を伴う。最上部約 20-50 cm の泥は土壌化し、褐色を呈する。厚さは 5 m 以上で、三瓶木次軽石層に覆われる。

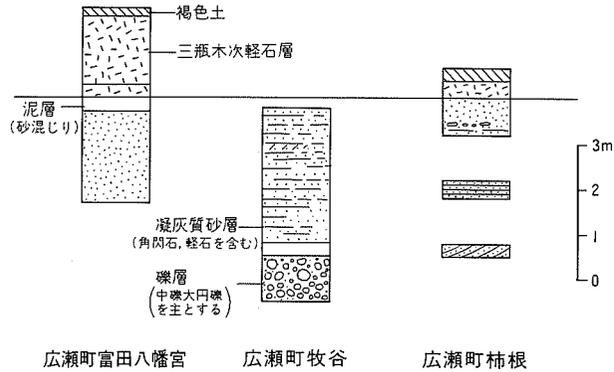
飯梨川上流の広瀬町柿根や牧谷、富田八幡宮には、角閃石を含み成層した砂ないし砂礫からなり、三瓶木次軽石層に覆われる段丘堆積物が分布する(第 56 図)。宍道湖や中海湖岸の中位 II 段丘面に比べて、この堆積物がなす平坦面の標高は 40-60 m とかなり高いが、層序学的には中位 II 段丘堆積物に対比される。

VI. 8 古期扇状地堆積物 (f)

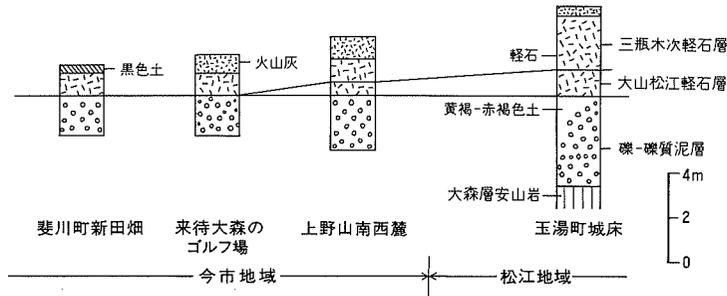
大森層安山岩などがなす山体の斜面に分布する淘汰の悪い礫層で、大山松江軽石層または三瓶木次軽石層に覆われる(第 57 図)。礫の多くは径数 cm-1 m の安山岩亜角礫 - 亜円礫で、一部はクサリ礫にな



第 55 図 中位 I 段丘堆積物の地質柱状図



第 56 図 中位Ⅱ段丘堆積物の地質柱状図



第 57 図 古期扇状地堆積物の地質柱状図 鹿野ほか(1991)に加筆

っている。基質は泥質で黄褐色-赤褐色を呈し、その量は50%を越えることが多い。この堆積物は、主として大森層安山岩の風化層または崩土を起源とする、いわゆる土石流堆積物で、西忌部町や大東町山王寺、玉湯町花仙山の南斜面などに見られるように、開析された扇状地をなしている。大山松江軽石層及び三瓶木次軽石層との関係及び風化の程度の目安となる基質の色から見て、この扇状地堆積物の主体は中位Ⅰ、Ⅱ段丘堆積物に対比される。

VI. 9 差海層 (s)

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 こりょう 簗川郡湖陵町差海海岸(大社地域)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にも広く分布することが知られている。

三位・藤井(1972)は、大社地域において、三位(1966)の差海層の最上部の砂礫層とその直下の泥炭、粘土、砂からなる堆積層との間に浸食面を認め、それぞれを差海砂礫層、外圍層とした。しかし、大社地域の外圍層は潟湖の堆積物であり、下部が海浜砂礫、上部が風成砂からなる差海砂礫層は海浜-砂州

堆積物と考えられるので、両者の間に浸食面があったとしても著しい時間間隙を想定する必要はない。差海砂礫層の上部とその上位の石谷砂層との関係については、両者が共に風成砂からなるので漸移関係にあると考えることができる。また、三位ほか(1969)は、中海及び弓ヶ浜のボーリングコア記載に基づいて、大社地域と同様にこの堆積物中に不整合が存在すると考えてこれを二分し、下位からそれぞれ弓ヶ浜層、安来層と命名しているが、中海の音波探査結果(三梨ほか, 1986, 1987)では、それぞれ弓ヶ浜層と安来層とに相当すると考えられる音響層の間に顕著な構造的な不整合は発見されていない。宍道湖の音響探査結果(三梨, 1988)では、安来層、すなわち、ここでいう差海層の上部のみが分布しているとされている。このようなことから、本報告では弓ヶ浜層と安来層、差海層と石谷砂層との区別は行わず、また、地層はできる限り、地表に模式があるほうが好ましいとの立場から、鹿野ほか(1989)にならい、これらをまとめて差海層と呼ぶことにする。

模式地 簸川郡湖陵町差海海岸(大社地域)

分布及び層厚 宍道低地帯に広く分布するが、宍道湖では薄く、上部のみが分布するとされている(三位・藤井, 1972; 大西・松田, 1985; 三梨ほか, 1986, 1987; 1988; 山内ほか, 1988; 後藤・中海宍道湖自然史研究会, 1989; 鹿野ほか, 1989, 1991; 徳岡ほか, 1991)。本層の基底は最も深いところで-80ないし-90m程度(第54図)。層厚は、ボーリング資料や音波探査資料から知られている限りでは、最大で30-50mである。なお、今市地域の地質の記載において、鹿野ほか(1991)は、宍道湖東部のボーリングや音波探査では差海層は分布しないと述べているが、これは誤りである。

層序関係 新第三系を不整合に覆う。模式地では上部(石谷砂層)に大山松江軽石層と三瓶木次軽石層を挟む。中海、宍道湖湖底下では本層上部(安来層)の下部に大山松江軽石層を、上部に三瓶木次軽石層を挟む(正岡, 1972)。大西(1979)は、上部の火山灰層を三瓶木次軽石とは異なるとしているが、その重鉱物組成(正岡, 1972)は林・三浦(1986)の示した三瓶木次軽石層の重鉱物組成に類似している。

岩相 既存のボーリング資料によれば、本層の下部は礫と砂、上部はシルト質粘土からなる。砂礫層、粘土層の厚さはそれぞれ最大で50m, 20-30mである。粘土層の下部では、*Ostrea*などの汽水-海生貝化石を含み、上部に向かうにつれて腐植を混じえ、部分的に厚さ数10cm以上の砂層や泥炭層を挟むようになる。また、本層の基底は松江市の中心部付近を境に西の大社湾、東の美保湾に向かって深くなっている。これらのことから、本層は、日本海に開いた内湾または潟湖の環境に一連の海進-海退にともなって堆積した地層と考えられる。

VI. 10 低位段丘堆積物(TI)

松江市東奥谷町の小河川沿い及び飯梨川沿いの広瀬町石原にわずかながら分布する段丘堆積物で、標高10-20mの平坦面をなす。大西(1974, 1977, 1979)の奥谷層に相当する。東奥谷町では泥、砂及び礫からなり、厚さ3-4m。*Abies firma*, *Pseudotsuga japonica*, *Tsuga sieboldii*, *Cryptomeria japonica*, *Fagus* sp.などの植物化石を産する(大西, 1974)。石原では厚さ1-1.5mの細-中礫層とそれを覆う厚さ数10cmの粘土層との繰り返しが少なくとも2回認められる。

VI. 11 ^{なかうみ} 中海層 (n)

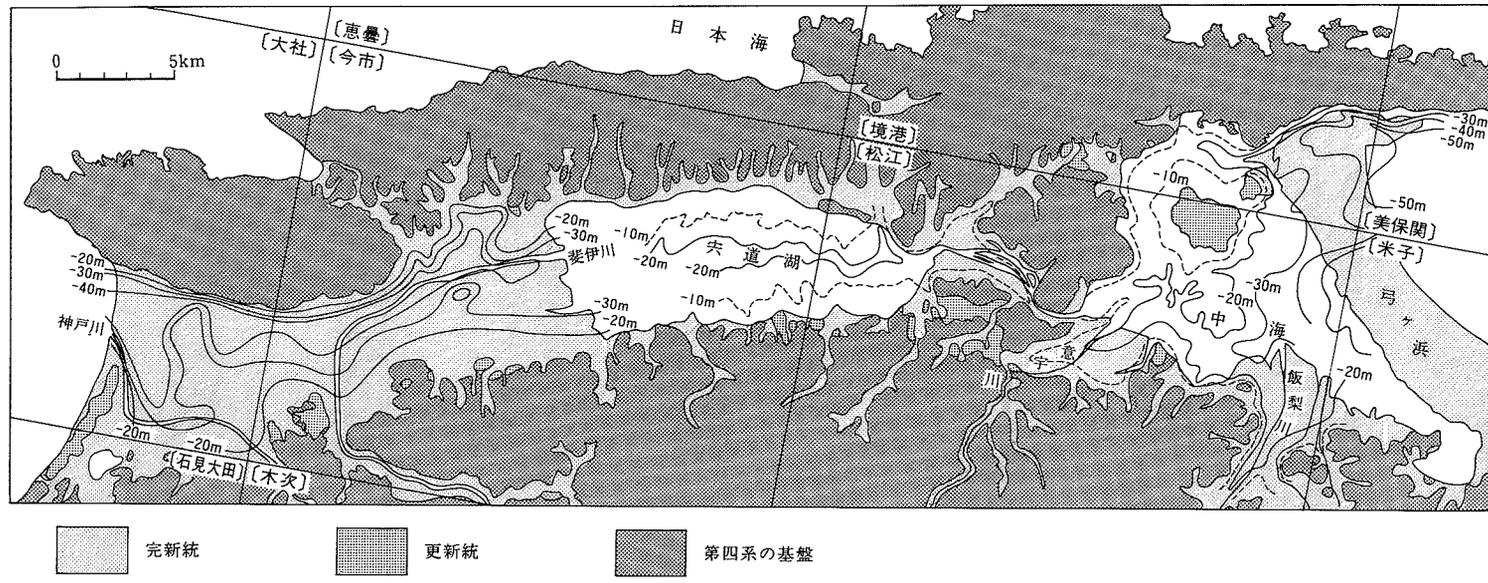
地層名 三位 (1962) 命名. 三位 (1966), 三位ほか (1969) や水野ほか (1972) は, 中海及び宍道湖において, 現堆積面から下方に連続する泥質堆積物を主体とする地層を中海層と呼び, 砂州や沿岸の三角州, 扇状地, 沖積平野をなす堆積物についても特に区別することなく, これらを中海層に一括して扱っている. すなわち, 三位 (1966), 三位ほか (1969) や水野ほか (1972) に従うと, 宍道低地帯の完新世堆積物, すなわち“沖積層”を一括して中海層と呼ぶことになる. しかし, 現堆積面上ではそこにある堆積物と堆積環境との関係が分かるので, 堆積物の性格を知って, その分布を地質図の上に表現するほうが情報量が多く, 地質図の利用価値を高めることになる. 一方, 水底や地下に埋積されている堆積物については, 堆積環境や堆積物の特徴を一つ一つ確かめることは極めて困難である. そこで, 本報告では鹿野ほか (1989, 1991) にならい, 便宜上, 宍道低地帯の地下または水底にある“沖積層”を中海層として扱い, 現在地表上にある“沖積層”及びその延長部については, それぞれの堆積学的特徴に応じて区分し記載する. このようにした場合でも, 中海層が汽水成-海成の泥質堆積物を主体とする地層であることに変わりはない.

模式地 中海湖底下.

分布及び層厚 宍道湖から松江平野, 中海, さらに弓ヶ浜から美保湾にかけて湖底または地下に広く分布する (建設省計画局ほか, 1967; 米子工業高等専門学校, 1985; 大西・松田, 1985; 三梨ほか, 1986, 1987, 1988; 後藤・中海宍道湖自然史研究会, 1989; 徳岡ほか, 1991). 層厚は松江地域内では最大で20-30 m. 境港から美保関にかかる地域にある境水道付近では50 m 以上にもなる. 完新世堆積物の基底面 (第58図) 及びそれと現地地形面との差から読み取れるように, 飯梨川及び意宇川から弓ヶ浜北部にかけて深い埋没谷があり, それらの谷筋に堆積物が厚く堆積している.

層序関係 差海層 (安来層及び弓ヶ浜層) を数 m-10 数 m 削剥した地形面を埋積して堆積している. 水野ほか (1972) は, 中海及び宍道湖のボーリングコアを検討して, 中海層を貝化石群集から上, 中, 下部の3層に区分し, それぞれの年代を貝殻の¹⁴C年代測定値に基づいて, それぞれ, <3,000年前, 3,000-6,000年前, 6,000-10,000年前とした. 大西 (1977, 1986) 及び大西ほか (1990) は, 水野ほか (1972) と同一のコアを含むいくつかのボーリングのコア試料について花粉分析し, 中海層が7つの花粉帯に区分できることを示した. ただし, 大西 (1977) 及び大西ほか (1990) は, 最下部とその上の2つの花粉帯が境港 (境港地域) の地下に分布する境港層にも認められるとして, それらを境港層の花粉帯と考えている. 境港層は水野ほか (1972) が弓ヶ浜北端のボーリング資料から定義した地層で, 中海層の泥質堆積物の直下にあつて, 汽水成ないし海成堆積物からなり, 下部砂層, 中部泥層, 上部砂層に分けられる. その分布は境港付近に限られると予想されており (水野ほか, 1972), 中海及び宍道湖で行われた音波探査では, 境港層の存在を示す結果は得られていない (三梨ほか, 1986, 1987, 1988; 徳岡ほか, 1991).

岩相 粘土, シルトを主とし, 下部と上部では砂, 時に礫を伴う. 中海や宍道湖の沿岸では三角州, 扇状地堆積物など粗粒な“沖積堆積物”や砂州, 砂丘堆積物と指交する. 水野ほか (1972) によれば, 中部



第 58 図 宍道低地帯における完新世堆積物の基底等深線図 建設省建設局ほか(1967), 米子工業高等専門学校(1985), 後藤・中海宍道湖自然史研究会(1989), 鹿野ほか(1989, 1991)より編集

の泥層は海生貝化石やウニ類が多産し、上部及び下部では汽水生-海生貝化石を産する。すなわち、本層は一つの海進-海退サイクルを示す。また、これらの化石群集について、宍道湖と中海とで比べた場合、中部では差がないが、上部と下部では宍道湖の方が塩分濃度のより低い環境に生息するものが多いらしい。これらのことは、有孔虫群集の解析からもうかがうことができる(紺田・水野, 1987)。

VI. 12 砂州及び海岸砂丘堆積物 (b, c)

中海の北東側に主として砂からなる砂州及び海岸砂丘堆積物が分布する。これらは、米子市から北北西に延び、美保湾と中海とを分かち全長 18 km, 幅 4 km 前後の湾口砂州、弓ヶ浜の一部をなす(第 3 図)。

弓ヶ浜は、標高 6 m 以下の平坦な地形であるが、式・藤原(1967)は市瀬(1964)と同様に、微細な起伏から、美保湾から中海側に向かって並ぶ外浜、中浜、内浜の三列の砂州を認め(第 3 図)、それぞれ縄文時代の海面上昇期、弥生時代から 900 年頃、900 年以降に形成されたと考えた。しかし、土砂の供給が著しくない限りは、海進最盛期に湾口に砂州が形成されるとは考え難く、中海・宍道湖自然史研究会(1982)が指摘するように、弓ヶ浜が形成されたのは、海面が低下する縄文時代後期以降のことであろう。

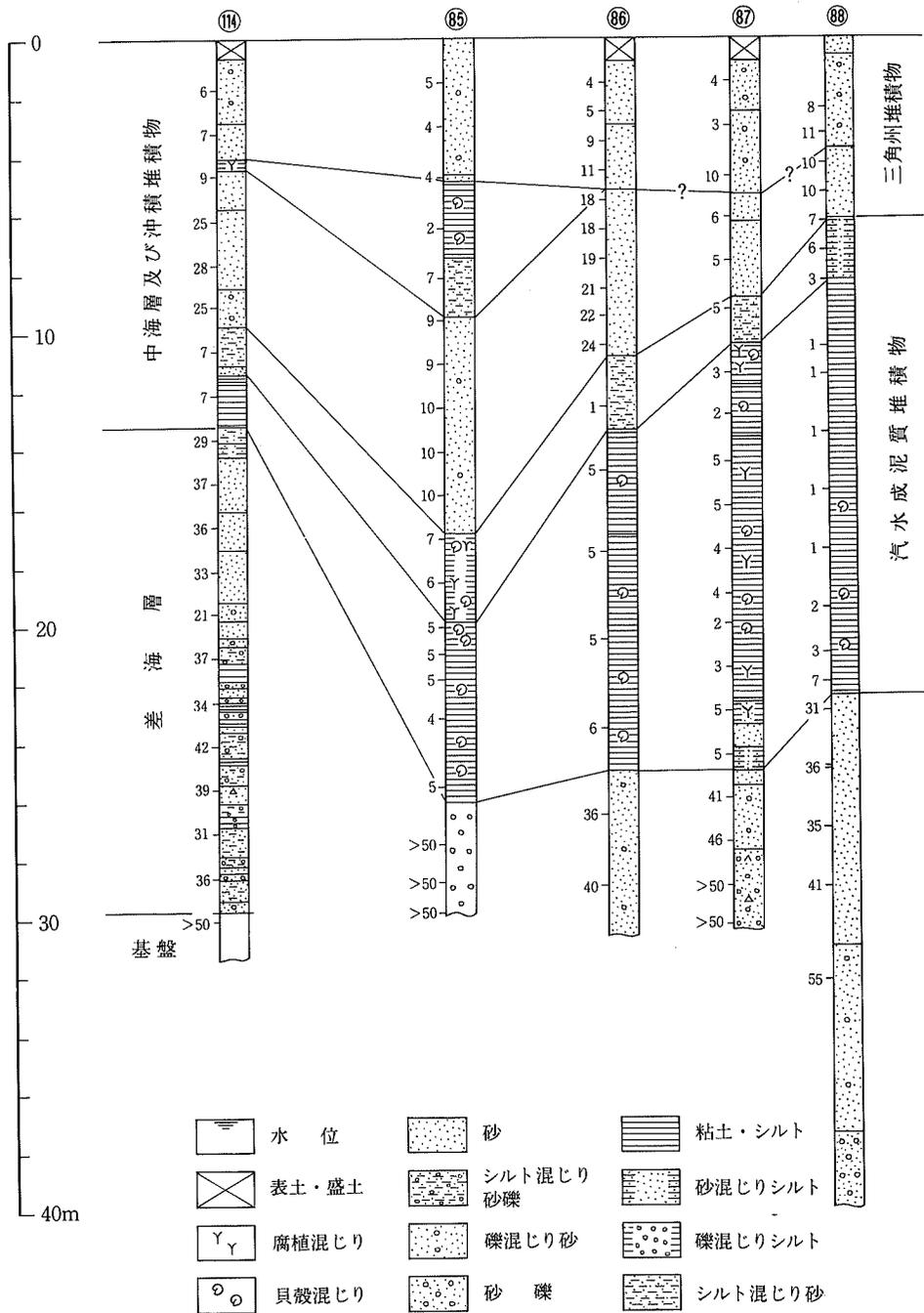
中海層などの完新世堆積物の基底等深線図(第 58 図)から読み取れるように、これら堆積物は飯梨川から弓ヶ浜の北部にかけて厚く、弓ヶ浜砂州を形成した砂の大半は中海側に注ぐ飯梨川水系と美保湾側に注ぐ日野川水系(米子地域)から供給されたと見ることができる。後で述べるように飯梨川の河口では中海層の泥質堆積物が厚く分布し、その上に砂を主とする堆積物が堆積している。これらのことは、飯梨川から弓ヶ浜への砂の供給が始まった時期が縄文海進の最大海進期の後であることを示唆する。

このようにして、形成された弓ヶ浜の砂州には風によって形成された砂丘が砂州と平行に分布する。松江地域にあっては、米子空港建設などによって整地されたため、広い範囲にわたって砂丘や砂州を表す地形が失われているが、地質図には、明治 32 年測量昭和 9 年修正測量の 5 万分の 1 地形図などに基づいて、整地される以前の砂丘や砂州の分布を示した。

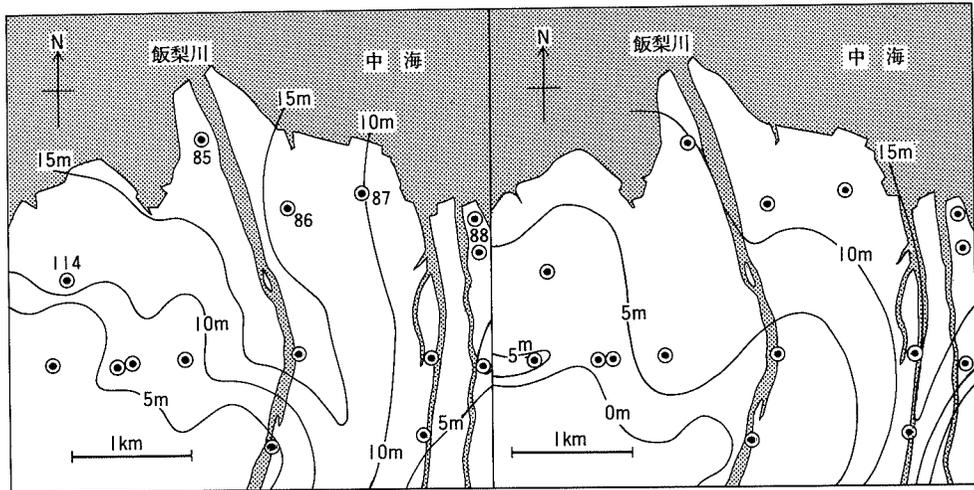
VI. 13 三角州、扇状地及び氾濫原堆積物 (v)

中海へ注ぐ飯梨川、宍道湖へ注ぐ玉湯川、宍道湖から恵曇へ下る佐陀川などの河川に沿う地域では、それらの河川によって運ばれた砂礫や泥などが、数 m-10 数 m の厚さの三角州、扇状地、氾濫原をなして分布する。特に、飯梨川河口には三角州がよく発達し、流路周辺に広がる氾濫原は水田として利用されている。

飯梨川河口の三角州の起源は縄文海進の頃にまで遡ることができる。河口付近のボーリング資料(第 59 図)に示されるように、この三角州では、貝殻混じりの泥質堆積物の上に、飯梨川やこれと並行する吉田川、伯太川から供給された砂礫が流路に沿って扇状に厚く堆積している(第 60 図)。海進期または砂礫の供給量が少ない時は砂礫を主とする三角州堆積物が陸側へ後退し、海退期または砂礫の供給量が



第59図 飯梨川河口付近のボーリング柱状図 三浦・松井(1974)より編集。柱状図の上の番号は三浦・松井(1974)のボーリング記載番号。ボーリングの位置は第60図に示す。柱状図の左側の数字はN値



三角州堆積物の等層厚線図

汽水成泥質堆積物の等層厚線図

◎ ボーリング地点(添字は第59図のボーリング番号)

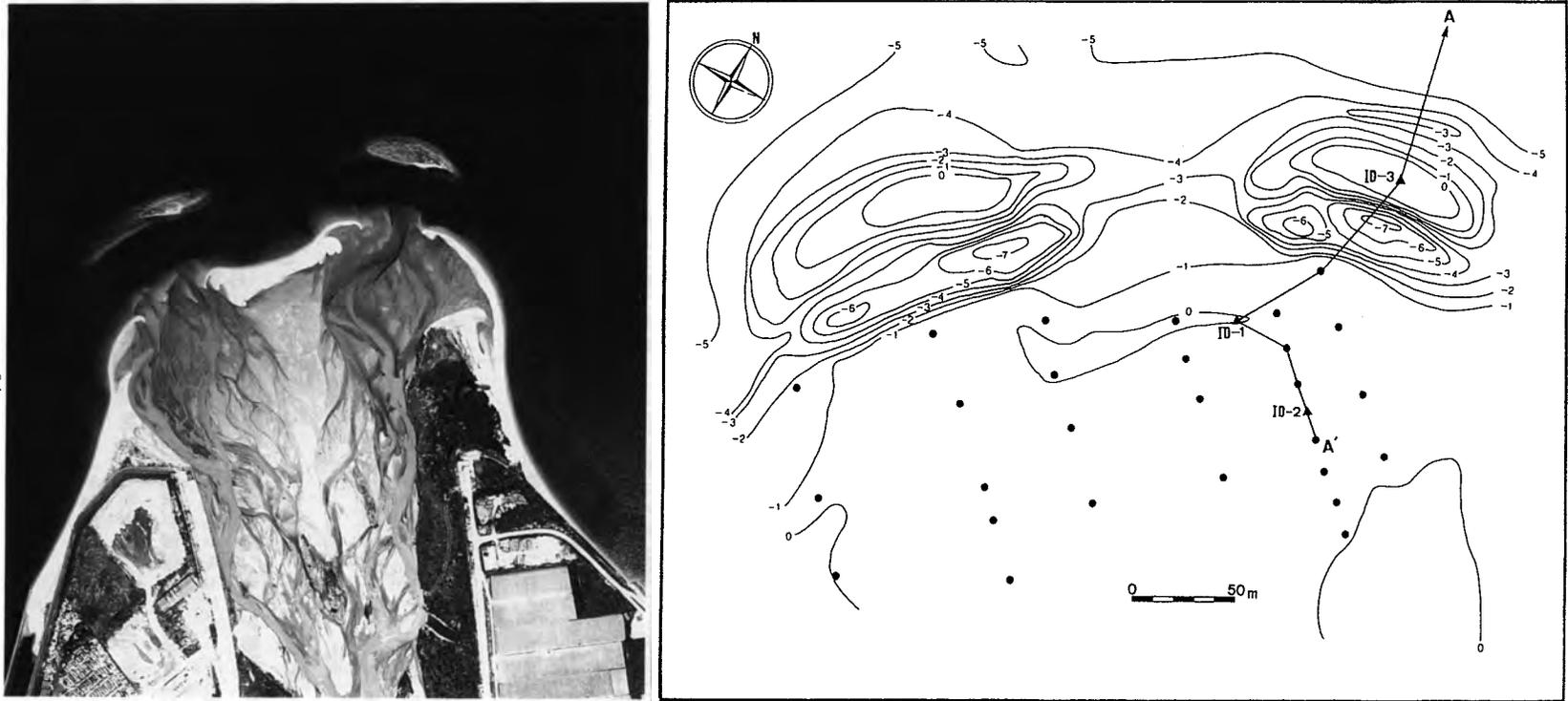
第60図 飯梨川河口付近における完新世汽水成泥質堆積物とそれに重なる三角州堆積物の等層厚線図
三浦・松井(1974)に掲載されたボーリング資料より作成。◎はボーリングの位置。

多い時は中海側に前進する。このように考えると、N値の高い砂礫層(差海層)を直接覆う貝殻混じりの泥質堆積物は、縄文海進期の堆積物で、その上の砂礫を主とする堆積物は、その後の海退期の堆積物とみなすことができる。砂礫を主とする三角州堆積物の間に貝殻混じりの泥質堆積物が挟在する(第59図のボーリング番号85)のは、一時的な海進または砂礫の供給の減少を示すのであろう。

ところで、1990年11月頃から1991年4月頃にかけて、飯梨川河口の沖合い200 mのところ流路を挟んで150 m 離れて左右対称に長さ70 m, 幅30 m の二つの島が現れた(第61図)。これらの島は、その後沈水したが、1992年3月に東側の島だけが再び水面上に現れ、現在は沈水している。この一連の現象については、Tokuoka *et al.* (1992) の詳しい調査報告がある。以下ではこれに基づいてこの現象について述べる。

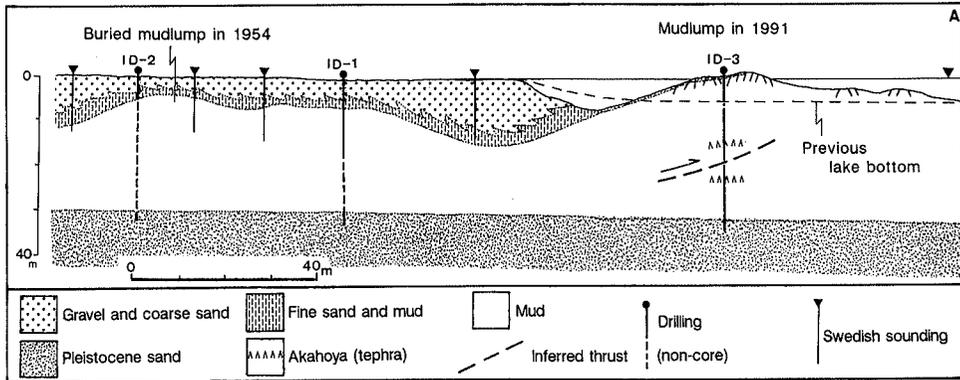
この種の島はこれ以前、おそらく第一次世界大戦以前から現れては消えていたらしく、目撃した地元の人々はこれをゴミ島と呼んでいた。昭和22年(1947)及び昭和29年(1954)撮影の空中写真、昭和36年(1961年)測量、昭和39(1964年)年補足測量の国土地理院の5万分の1地形図には飯梨川河口にゴミ島が記されている。

Tokuoka *et al.* (1992)によれば、1991年の二つのゴミ島は、いずれも泥質堆積物からなり、河口の外側に凸なレンズ状の形態を示す。表面は外縁に平行に波打ち、これと直行する割れ目が放射状に発達する。内部には広域テフラのアカホヤが2層準に認められ、逆断層により繰り返している。このことは、三角州が前進したために、その荷重で三角州前面の泥質堆積物が円弧状の逆断層によって水面まで上昇することによって島が出現したことを示す(第62図)。干満の差が大きい、または沿岸流が速い三角州の前面には汀線に平行な沿岸砂州が形成されることが多い(Coleman and Wright, 1975; Wright,

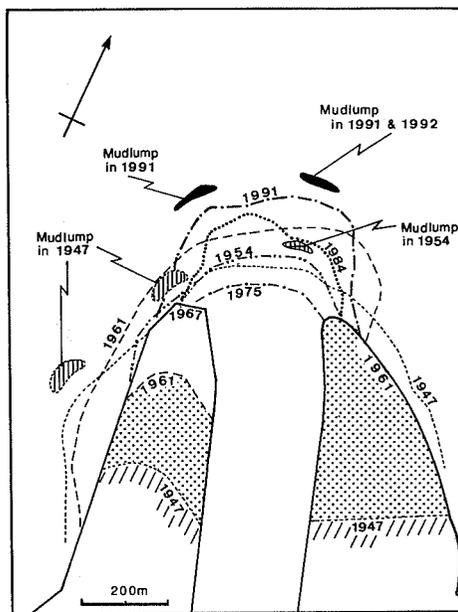


第 61 図 飯梨川河口の空中写真と地形図 Tokuoka *et al.*(1992)による。空中写真は1991年5月14日撮影。地形図は1991年5月建設省測量。
半月状の高まりがマッドランプ。●: ボーリング地点。▲: 音響探査(Swedish sounding)実施地点。

1977) が、地中海では干満の差は大きくないし、沿岸流も速くない。島の表面は泥質堆積物からなり、しかも突然現れたことから沿岸砂州とは考え難い。外部形態と内部構造、そして構成物から見て、これらの島は、ミシシッピ川の三角州でしばしば観察される泥質堆積物のマッドランプ (mud-lump structure: Fisk, 1961) に類似している。ミシシッピ川のマッドランプはダイアピルの一種と考えられている (Morgan *et al.*, 1968) が、飯梨川のマッドランプ、ゴミ島が円弧すべりによって生じたとする Tokuoka *et al.* (1992) の説は、マッドランプの成因を考える上で重要である。



第 62 図 飯梨川河口から地中海にかけての地質断面図 Tokuoka *et al.* (1992) による。
断面の位置は第 61 図参照。



第 63 図 三角州前面の位置の変化とマッドランプ出現との関係 Tokuoka *et al.* (1992) による

地形や堆積物の分布を見ると、飯梨川の流路は、荒島と吉田川、伯太川辺りとの間で度々移動していたと考えられる。江戸時代前期までは東赤江町辺りを北北東に向けて流れていたが、江戸時代中期になって現在の位置に水路が改修された。明治以降の飯梨川河口における地形変化を5万分の1地形図と空中写真に基づいて調べると、1961年までは河口三角州が中海側に前進していたことが分かる。この間にゴミ島が繰り返し目撃されている。しかし、1960年代に建設材料として土砂が大量に採取され始めると砂州は後退してしまい、ゴミ島が現れることはなくなった。1972年に土砂採取が禁止された後、砂州は再び前進し、現在は1961年当時よりも前進し、そして再びゴミ島が出現した(第63図)。

1990年から1991年にかけて現れた島がその後沈水したのは、夏になって中海の水面が約1m上昇したことで、水が抜けて間隙水圧が低下したためらしい。1992年の冬には、春と秋の降雨で土砂が河口に流れ込んで三角州の荷重が増したこともあって、冬になって水面が下降すると再びゴミ島が水面に姿を現した。その位置は、前年よりも北側に移動しており、マッドランプが前進したことを物語っている。

VII. 干拓地及び埋立地 (r)

(鹿野和彦)

中海及び宍道湖の沿岸には干潟または比較的浅い河口付近などを干拓し、埋め立てた場所が多数ある。地質図に示した干拓地及び埋立地の分布は、式・藤原(1967)や明治32年以降に度々修正されてきた5万分の1地形図「松江」の大正4年修正図、昭和9年修正図、昭和28年応急修正図、昭和39年補足調査図、昭和45年資料修正図、昭和52年編集図、昭和59年修正図などにより求めた。

弓ヶ浜では水没した砂州の延長部がなす浅瀬が明治以前から埋め立てられてきた。米子空港の中海側への張り出し部分は昭和の初期に、畜産団地付近の埋立地は昭和50年以降に埋め立てられた。大根島の汀線付近の浅瀬は、弓ヶ浜と同様、古くから埋め立てられ、昭和50年代になると中海干拓事業に関連して更に埋め立てが進んだ。

中海の西岸にある馬潟港(松江港)の埋立地は、明治から昭和の前半にかけて埋め立てられた。昭和30年代の埋め立ては特に規模が大きく、その面積は現在まで埋め立てられた土地の大半を占める。掛屋の広大な入江が干拓され埋め立てられたのは昭和40年代の後半のことである。

中海に注ぐ飯梨川河口や宍道湖に注ぐ玉湯川河口の三角州前面、嫁島や松江温泉周辺の宍道湖湖岸の干潟の埋め立ては、昭和20-30年代に行われている。

このように、中海や宍道湖の浅瀬は第二次世界大戦後、次々と干拓され、埋め立てられてきた。しかし、社会情勢が変化する中で、中海宍道湖の淡水化事業にあわせて開発される予定であった掛屋などの埋立地は荒地のままになっており、淡水化事業も中断されている。

VIII. 地 質 構 造

(鹿野和彦・山内靖喜・松浦浩久)

先新第三系についてみると、白亜紀後期火山岩が東北東-西南西方向に延びた向斜をなし、古第三紀の花崗岩類や岩脈も同方向に延びている。また、上意東及び鳥屋郷の変成岩も同じく東北東-西南西方向に延びて分布する。これらの構造は新第三系に覆われており、おそらく北北西-南南東方向の伸張応力場の下で古第三紀に形成されたと考えることができる。

島根半島側の新第三系は東西ないし東北東-西南西方向に延びた緩やかに波曲する褶曲をなし、ほぼ同じ方向に延びた高角度の逆断層によって切られている(第4図)。しかし、砂岩や火山岩を主とする松江層と成相寺層の流紋岩とが隣接する松江都市街地の北側では、地層が直立ないし転倒し、転倒褶曲が認められる。また、松江層は大局的にみて緩やかな複向斜をなすが、松江都市街地西方ではその直下にある古江層の泥岩シルト岩が緩やかながら、より短い波長で繰り返し褶曲している。これは、岩質の違いによって生じた変形の差と見ることができよう。褶曲の軸跡は2 km ないし数 km 以上、波長100 m 以上で、翼間角は40° 以上のものが多い。

一方、宍道低地帯の南側にある新第三系は、東北東-西南西方向に延びるいくつかの逆断層によって切られているものの緩やかに北側に傾斜し、宍道低地帯の地下に潜る(第4図)。大社地域では、出雲平野(簸川平野)の下で非常に緩やかな向斜となっていて大社衝上断層を境に島根半島側の新第三系と接していることが地震探査の結果から推定されている(鹿野ほか, 1989)。負のプーグ重力異常から示唆されるように、宍道湖湖底下でも同様の構造が推定される(鹿野ほか, 1991)。この向斜は、西側にプランジし、宍道湖底の音波探査結果(三梨ほか, 1988)から読み取れるように、いくつかの波長の短い褶曲からなる。また、中海湖底下では松江都市街から東方にプランジして続く複向斜が伏在していると予想される(第4図)。

これらの新第三系の地質構造は、褶曲する松江層を和久羅山安山岩が不整合で覆うことから、これが噴出した5-6 Ma 頃(川井・広岡, 1966; Morris *et al.*, 1990)にはほぼ完成されたと考えることができる(多井, 1973; 山内・吉谷, 1981; 鹿野・吉田, 1985; 野村, 1986a)。宍道低地帯の南側では久利層から大森層にかけて急激に陸化し、同じ頃、島根半島においても成相寺層から牛切層にかけて急激にタービダイトが堆積するようになった。このタービダイトを主体とする牛切層の層厚は、複背斜をなす島根半島の南側と北側とでは著しく異なり、北側で厚い(山内・吉谷, 1981; 鹿野・吉田, 1985; 野村, 1986a など)。しかも北側では、西から東に向かって堆積物が運ばれている(山内ほか, 1980; Kano and Takeuchi, 1990)。これらのことは、中新統の褶曲が、この時期(山内・吉谷, 1981; 鹿野・吉田,

1985；野村，1986 a），すなわち14-15 Ma 頃（鹿野・中野，1985；鹿野ほか，1989，1991）に始まったことを示唆する。この頃に隆起した中国山地北縁地域は，島根半島側で褶曲が進む中，大森層の火山岩やそれらの碎屑物で覆われる。興味深いことに，その分布は川合層及び久利層の分布とほぼ一致している。これは，隆起後も火山岩の噴出位置や碎屑物の堆積域が，それまでの堆積盆を規制していた地質構造にある程度規制されたためであろう。

山内・吉谷（1981）は，松江市南方地域に分布する下部中新統，波多層-久利層の堆積盆地の形態（山陰グリーンタフ団体研究グループ，1973，1979）などから，島根半島から中国山地北縁の新生代堆積盆はマグマの上昇に伴って派生した高角度の正断層群に囲まれた直径10-20 km オーダーの多角形陥没盆地が連なることによって形成されたと考えた。第64図に示されるように，山内・吉谷（1981）が陥没盆地と特定した松江市南方の大東町，八雲村，広瀬町にまたがる地域では，波多層-久利層が北東側に開いた半盆状の凹地を埋めて，その北西から南西，そして南東にかけて基盤にアバットまたはオンラップしており，その縁辺を取り巻く正断層も認められる。また，横田地域清田の南西にあるモリブデン鉱床地域には，この正断層と調和的に分布する正断層がいくつか確認されている（資源エネルギー庁，1987，1988，1989）。波多層及び川合層下部の分布は正断層及び高角度の不整合面に囲まれた地域にほぼ限定されるが，川合層上部及び久利層の一部は正断層に切られてはいるものの，正断層を越えて分布する。この半盆状の凹地が開いている北東部では波多層を欠いて川合層と久利層が直接基盤を覆って緩やかに南西に傾斜している。しかし，その北東延長上には波多層が分布しており，その分布は，凹地の北西側と南東側を限る正断層または高角度不整合面の延長上にあつて断続的に北東側に延びる正断層に境された地域にほぼ限定される（第4図）。このような地質構造と地層の分布から，この地域には，波多層が堆積し始める頃から正断層に境され，北東に半盆状に開いた地溝状の凹地があつて，沈降を続けるこの凹地を埋めながら波多層-久利層が堆積したと考えることができる。しかも，川合層が堆積し始める頃にはこの地域にも海進が及び，海成層が凹地の境の高まりを越えてオーバーラップするようになったと考えられる。この堆積域や周辺地域の基盤中には波多層-久利層の時期の安山岩や流紋岩の平行岩脈や噴出口が凹地と同様に北東-南西方向に分布しており，波多層-久利層の時期にこの地域が伸張応力場にあつたことがうかがえる。凹地の南方には著しく変質した安山岩-デイサイトの溶岩と火砕岩が分布する（服部ほか，1973；資源エネルギー庁，1987，1988，1989）。この火山岩は，石英閃緑岩に半環状に貫かれ，円筒状に分布しているらしく（資源エネルギー庁，1987，1988，1989），この凹地を埋積した波多層あるいは川合層の火山岩の噴出中心の一つではないかと思われる（第64図）。

山内・吉谷（1992）は，北陸から山陰にかけての日本海沿岸に分布する新生代堆積盆は東西ないし北東-南西方向に延びたグラーベン群をなすとの考えを提示している。上述の凹地もその一部と考えられる。しかし，その形成機構を明らかにするには更に詳しく調査検討する必要がある。

第四紀堆積物の基底面高度分布（第54図）は新第三紀の構造（第4図）と調和的であり，その上に堆積した第四系はほとんど変形を被っていないかのように見える。しかし，宍道低地帯の南側に発達する段丘面は北側に傾斜し，しかも島根半島側では段丘が発達しない。このことは，この地域の1951年から1977年にかけての水準点変動（三梨ほか，1983）と調和的で，この地域ではおそらく南側が隆起し北側が沈降する傾向にあることを示している。

IX. 活断層とリニアメント及び地震活動

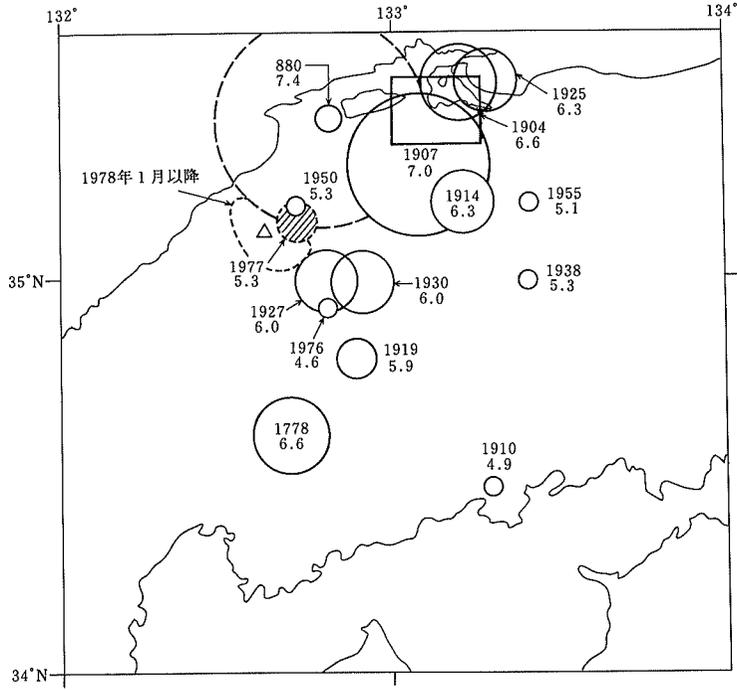
(鹿野和彦)

松江地域及び周辺地域の活断層とリニアメントについては、橋本ほか(1980)及び活断層研究会(1980, 1991)の報告があるが、松江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(第65図)。ただし、北隣境港地域南講武付近にあって宍道断層に沿って東西に走る七田断層は、長さ2 km にわたり支谷の系統的な右屈曲が認められる活断層である(鹿野・吉田, 1985)。活断層研究会(1980, 1991)は、宍道断層を確実度の高い活断層と推定しているが、宍道断層あるいはその周辺の断層で確実に活断層として認定し得るのはこの七田断層のみである。広瀬町石原付近のリニアメントは地質断層に一致しているが、現在の地形からは変位が読み取れない。

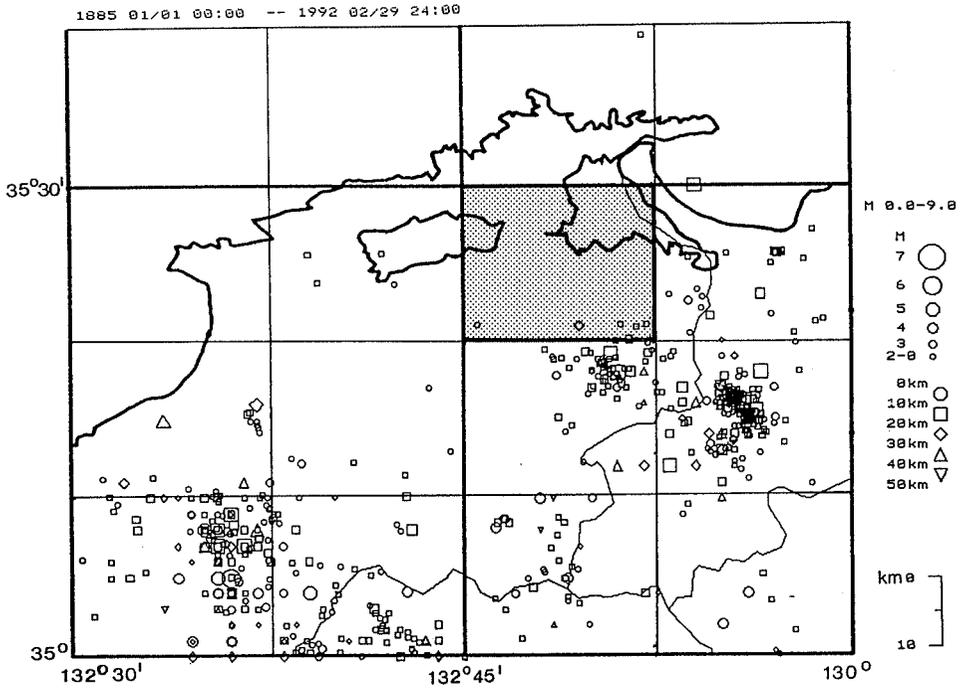
過去の記録を見ると、宍道低地帯及びその南方地域に震央があるM5-7の地震がいくつか認められる(第66図)。そのうち、松江地域内あるいはその近くに震央があるものとして、弓ヶ浜付近を震源とする1904年のM6.6の地震と1925年のM6.3の地震、南隣横田地域を震源とする1907年のM7.0、1914年のM6.3の地震、東隣米子地域南端付近を震源とする1955年のM5.1の地震、同じく米子地域の島根鳥取県境にある要害山付近を震源とする1991年8月のM5.9の地震などがある。南東隣根雨地域の北西部では1989年から地震が群発しているが、1993年8月現在、やや静穏になっている。1993年春からは米子地域でM2.0-2.9の地震が東西ないし東北東-西南西方向に並んで群発している。島根県東部から鳥取県にかけて発生したこのような微小地震については、京都大学防災研究所鳥取微小地震観測所の観測網で詳しく観測データが集められ、整理されている(例えば西田ほか, 1991)。これに比べてM2以下の微小地震に関しては詳しくはないけれども、長期にわたる地震発生の傾向を見るには、気象庁が定めた1885年1月1日から1992年2月29日までの期間に発生した地震の分布図(第67図)が便利である。これによれば、この地域の地震の多くはM6-7以下で40 km 以浅のところでは発生している。880年に発生した出雲地震の震央は、今市地域にあるとする説(第66図)、松江地域にあるとする説(活断層研究会, 1991)などがあり、確定していない。



第 65 図 松江及び周辺地域のリエアメント 鹿野ほか(1991)による。実線部は活断層



第66図 中国地方中部の主な震央分布 笠原(1983)を一部改変. 枠内が松江地域



第67図 島根県東部及び周辺地域の地震分布 本図は気象研究所石川有三氏ほかの作成したソフトSEIS-PCにより、気象庁汎用全国地震ファイルを使用して作成したもので、1885年1月1日-1992年2月29日の間に発生した地震を示す。右肩の記号はマグニチュード(M)と震源の深さを表す。アミかけの部分が松江地域

X. 応用地質

(鹿野和彦・豊 遙秋・松浦浩久)

X. 1 金属鉱床

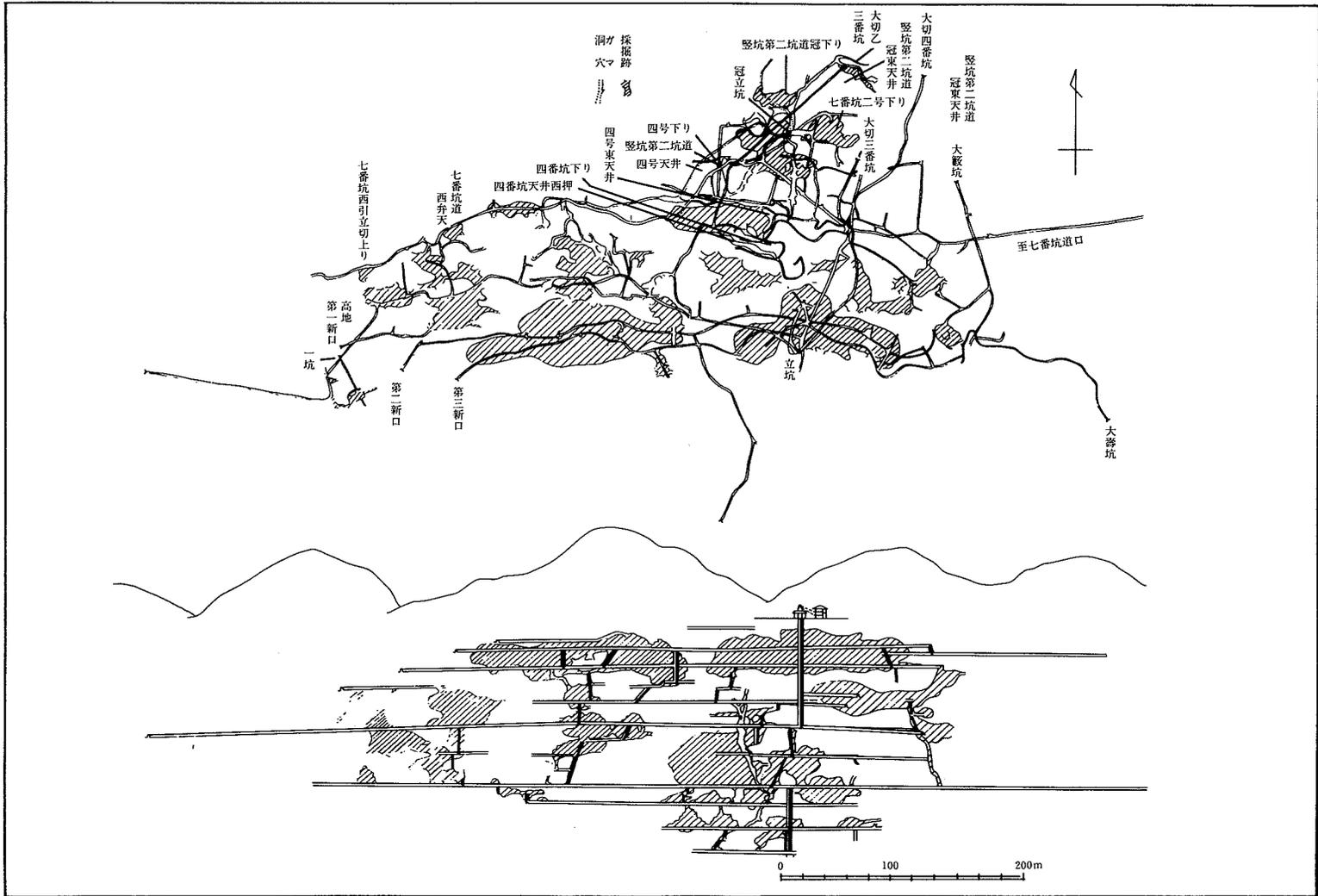
松江地域には見るべき金属鉱床は少なく、稼行実績の残されているものは、八束郡東出雲町と八雲村との境にある宝満山鉱山のみである。この他には八雲村豊生鉱山、報国鉱山、及び広瀬町大富鉱山、神明鉱山があるが、後二者は十分な資料もなく、現地において旧坑と多少のズリを残すのみである。

宝満山鉱山 JR 山陰本線東松江駅南方約4kmの宝満山(標高138m)を中心とする地域に位置する。1914年頃には年間産銅量482tに達する程の我が国有数の銅鉱山ではあったが、1967年に休山した。1975年-1982年に金属鉱業事業団及び島根県によって、鉱山周辺の鉱害防止事業が行われ、客土や専用水路を設置するなどの土地改良が実施されている。従って、現在は鉱山の形跡はほとんど残されていない。最近では松江市のベッドタウンとして周辺地域の宅地開発も進み、鉱山の存在すら忘れられつつある。

島根県経済部(1951)、鳥屋尾ほか(1985)などによれば、宝満山鉱山は、1985年(慶応元年)、当時の松江藩によって開発が始められた。1907年-1916年が最盛期で年平均産銅量は約340tに達し、鉱脈型銅鉱床としては我が国有数の鉱山となった。しかし、その後は経営に失敗し、往時の盛況を取り戻すことなく、1939年からは宝満山鉱山(株)の経営で細々と稼行された。1951年粗鉱722tの出鉱を最後に1955年頃まで沈澱鉱の回収(月産2-5t)を行っていたが、1967年に休山した。

鉱床は、この付近に分布する中新世久利層の流紋岩溶岩及び火砕岩中に胚胎する裂罅充填鉱床で、本^ひ鍾、宝来鍾、鍛冶鍾、水越鍾と、これに伴う細脈群よりなる。脈幅は0.1-1mと一定していない。鉱脈の走向はN20°-60°E、傾斜は60°-75°Sである(第68図)。母岩全体が強い変質を受け、緑泥石、セリサイトの生成が著しい。鉱石鉱物は黄銅鉱、黄鉄鉱を主とし、部分的に方鉛鉱、閃亜鉛鉱を伴う。鉱山のズリからは輝銅鉱、孔雀石などの二次鉱物が確認され、地表付近に二次富化帯が存在していたことが予想される。脈石鉱物は石英が主で、母岩同様、緑泥石、セリサイトを伴う。鉱石の品位は、Cu 3-5%、S 10-40%である。

豊生鉱山 八束郡八雲村鳥屋郷(秋吉)に位置し、桑並川の谷に沿って旧坑が点在する。三浦(1961)によると、鉱山の発見は1887年頃と伝えられ、岩坂鉱山として磁鉄鉱を採掘していた。1935年頃からは硫安原料として黄鉄鉱を目的に開発したが、1954年休山した。その後田中ほか(1962)によって磁気探査が行われたものの再開されることはなく、現在に至っている。



第 69 図 宝満山鉱山坑内図 宝満山鉱業株式会社資料. 鳥屋尾ほか(1985)より転載.

鉍床は、この地域の基盤と考えられている時代未詳の堆積岩を原岩とする接触変成岩の一つ、鳥屋郷変成岩中の不規則塊状のスカルンで、ほぼNE-SWの方向に16個の鉍体が配列する。この方向は鳥屋郷変成岩の一般的走向であり、この変成岩に貫入する細粒黒雲母花崗岩(下久野花崗岩)によって炭酸塩を含む堆積岩、例えば石灰質泥岩がスカルン化したものと考えられる。鉍石に伴うスカルン鉍物は、灰鉄柘榴石を主とし、緑れん石、角閃石などで、単斜輝石はほとんど見られない。鉍床に近い接触変成岩には緑れん石、緑泥石、灰鉄柘榴石、単斜輝石、黄鉄鉍などが生成している。鉍石鉍物は、粗粒、塊状の磁鉄鉍を主とするが、塊状の黄鉄鉍を伴う部分があり、稼行の対象となった。鏡下で黄銅鉍、閃亜鉛鉍が認められることがある。

現在、大切坑、旭坑など、谷の南側に旧坑が残っているが、水没して入坑は難しい。しかし、大切坑からのものと考えられるズリはまだ残されていて、鉍石やスカルンを採取することはできる。秋吉の民家裏には試掘坑があり、灰鉄柘榴石よりなるスカルンが観察できる。

報国鉍山 八束郡東出雲町上意東に位置し、本谷中組集落乗光寺北側の道路沿いに旧坑跡がある。鉍床は上意東変成岩、すなわち、鳥屋郷変成岩と同様に時代未詳の堆積岩を原岩とする角閃石ホルンフェルス^{のび}を母岩とする接触交代鉍床である。坑口には塊状緻密の磁鉄鉍鉍体が露出している。この鉍石には黄鉄鉍のほか、鏡下で少量の黄銅鉍が認められる。規模はそれよりも小さいけれども、前述の豊生鉍山に類似した鉍床と考えられる(三浦, 1961)。

大富鉍山 能義郡^{のび}広瀬町富田、藤谷に旧坑がある(島根県経済部, 1951)。坑口付近には少量のズリが見られるが、堰堤工事のため大部分が埋まってしまっている。鉍床は細粒花崗岩(下久野花崗岩)中の石英脈に黄鉄鉍と、少量の黄銅鉍を伴うものである(横山, 1985)。

神明鉍山 能義郡広瀬町牧谷、大辻山(標高365 m)の北北西500 mに旧坑がある。坑口は崩落し、付近にズリが見られる。鉍床は細粒花崗岩(下久野花崗岩)中の石英脈で、多量の黄鉄鉍を含む。極少量の黄銅鉍を伴うほか、細粒泥状の輝水鉛鉍が存在する。母岩の花崗岩は極めて強いセリサイト化を受け、脈に近い部分ではセリサイトのみからなるものもある。1955年頃探鉱し現在に至っている。

X. 2 非金属鉍床

珪砂鉍床 松江市黒田町と浜佐田町との間に分布する松江層の風化した中粒-細粒砂岩は、島根県下の鑄物工場で鑄型用砂として使われてきた。SiO₂が80-85%、灼熱減量が2-6%と純度は高く、通気度、粒形も鑄物用砂に適している(吉村ほか, 1974)。現在は、市街化が進み、採掘されていない。

陶石 能義郡広瀬町牧谷の北東約200 mの沢沿いに、布部花崗岩中に幅2 mの脈をなして、セリサイトを主とする陶石が産出する。酒井ほか(1981)によれば、セリサイトのほか、クリストバライト、石英、長石を含み、耐火度はSK 16^{しおだに}で可塑性に乏しい。明治初期に広瀬町で磁器である塩谷焼の主な原料として採掘されたといわれている。このほか、利用はされていないけれども、東出雲町と八雲村との境界付近にある宝満山鉍山(閉山)周辺では、久利層の流紋岩火砕岩が熱水変質を受けてセリサイト、緑泥石などが生じている。また、この変質帯の中に局所的ではあるけれども、ダイアスポアとパイロフィライト、カオリン、石英、またはパイロフィライトと石英からなる多孔質な変質岩が認められる(井上

ほか, 1982).

沸石 玉湯町玉造から宍道町来待大森にかけて分布する久利層の流紋岩凝灰岩には, 火山ガラスを交代して斜ブチロル沸石, モルデン沸石が生じている(飯塚ほか, 1974; Minato and Aoki, 1978). この凝灰岩層は厚さ 4-6 m (鹿野ほか, 1991) と厚みに欠けるためか採掘されていない。

めのう 玉湯町玉造の花仙山周辺に分布する大森層の安山岩中に脈石として産する. 古く古墳時代から平安時代にかけて勾玉, 管玉まがたま くだたまの原石として採掘された. 幕末からは装身具の原石として再び採掘されてきたが, 現在は採掘が制限されている. 緑, 赤, 白色の3種類の原石が知られているが, 緑色のめのうは全国でも珍しく, 玉湯町の特産品になっている。

X. 3 石 炭

中新世の浅海または湖沼に堆積した川合層, 松江層には薄い亜炭-亜れき青炭層が挟まれていることがある. そのうち, 松江炭田と総称される松江市矢田町, 黒田町, 楽山などの地域においては, 松江層の砂岩中に炭丈 20-90 cm 程度の薄い褐炭-亜れき青炭層が 1-3 枚挟まれていることが確認されており(松井ほか, 1960), 黒田町及び矢田町において稼行されたことがある. 1956年当時の通商産業省の統計によると, 松江炭田の可採埋蔵量は 950 万 t と見積られている(松井ほか, 1960).

商工省鉱山局(1932)によれば, 松江炭田の開発は明治 20 年頃に浜佐田町, 黒田町, 比津町などで始まり, 細々と続けられた. 表層において採炭可能な石炭は次第に少なくなり, 昭和 4 年に松江炭鉱が黒田町において立坑を掘って採炭を続けようとしたが, 翌年, 不況により操業停止となった. 昭和 7 年までの採炭量は 3 千 t と推定される. 矢田町の石炭は山陰炭鉱によって稼行されたことがある. 昭和 22 年の出炭量は 1 万 2 千 t である(松井ほか, 1960).

X. 4 石油及び天然ガス

松江地域及び周辺地域には中新世の海成泥質堆積物が広く分布する. それら堆積物に含まれる有機炭素と炭化水素の平均含有量は, 島根半島西部-中部(大社及び今市地域)においては, 成相寺層で 0.71%, 570 ppm, 牛切層で 0.52%, 90 ppm, 古江層で 0.65%, 440 ppm である(島田ほか, 1986). また, 島根半島東部(境港及び松江地域)においては, 成相寺層で 0.49%, 148 ppm, 牛切層で 0.53%, 259 ppm, 古江層で 0.54%, 381 ppm である(島田・山本, 1990). これら平均値から炭化水素/有機炭素比を計算すると, その値は 0.02-0.06 となり, 石油根源岩となりうることを示唆する.

これら各層の泥質岩を構成する主要粘土鉱物はイライトと緑泥石で, 鉱物の変化がかなり進んでおり(石黒・島田, 1986), 炭化水素の発生が期待される. 島田・山本(1990)によれば, ロックエバル熱分解装置によって求められる単位時間当りの有機物の熱分解量が最大に達する温度 T_{max} は, 成相寺層, 牛切層, 古江層でそれぞれ 446-485, 438-456, 415-457°C であり, 有機溶媒に溶けない高分子有機物ケロジエンがその熱分解によって液体の炭化水素を発生する後期の段階, あるいはもっと進んで炭化水素ガスを発生し始める程度までに変成していることが示唆される. また, 古江層, 牛切層, 成相寺層に

含まれるピトリナイト反射率 R_o は、0.4-1%の範囲内にあり、我が国の石油生成帯のピトリナイト反射率の範囲内にある。

要するに、松江地域及び周辺地域においては、中新世海成泥質堆積物を根源とする炭化水素鉱床の賦存が期待される。実際に、鰐淵鉱山(大社及び今市地域)では坑内の成相寺層泥質岩またはガマから石油が浸出したことがある(伊木, 1922; 牧・永田, 1978; 島田・山本, 1990)し、簸川平野ではガス兆がある。しかし、秋田県, 山形県, 新潟県の油田地域の石油根源岩に比べて有機炭素量がかなり少ない(島田ほか, 1986)ことと、適当な集油構造が見られないこと, 火成岩が多く, しかも火成岩体の周囲で有機物の変成が進んでいるように見受けられる(島田・山本, 1990)ことを考えると商業的に価値のある大規模な鉱床は期待できない。むしろ, 新生代堆積盆の中心がある日本海での探査が重要であろう。

簸川平野(大社及び今市地域)のガス兆については, 島根県, そして引続き帝国石油㈱が試掘井を掘るなどして探査した結果, 沖積層に胚胎し, メタンを主とする水溶性ガスが発見された(本島, 1962)。しかし, 賦存量が少なかったことなどから開発されるには至らなかった。このガスは, 沖積層の泥炭や腐植質粘土から発生したと考えられ, 現在は, 細々ながら家庭用燃料として利用されている(島田, 1988)。探査が実施された当時, 古江層からのガス兆も認められたために, 松江地域でも帝国石油㈱によって平野部で炭化水素鉱床探査のための試掘が行われたことがあるが, ここでは石油もガスも発見されなかった。とはいえ, このときの試掘で温泉水が湧出し, これが松江市内の温泉開発の契機となった。

X. 5 石材及び骨材, 真砂

石材 安来市荒島から産出する荒島石と八束町大根島から産出する島石(大根島石)などが知られている。

荒島石は, 久利層の流紋岩軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩で, 加工し易く, 耐火性, 保温性に優れている。水槽, 礎石, 火鉢などのほか, 最近では建築物の張り石として内装, 外装に利用されている。1985年当時の採掘量は約100tであった(鳥屋尾, 1985)。

島石は, 大根島玄武岩で, 墓石, 石垣, 礎石として用いられるほか, 多孔質で苔が付き易いため, 庭石などにも利用されている。1985年当時の年間採掘量は約160tであった(鳥屋尾, 1985)。

骨材 松江地域内で現在骨材を採取している場所は, 松江市乃白町金山, 同東忌部町明神, 同上宇部尾, 八束郡東出雲町上意東, 同八雲村熊野の2ヶ所, 計6ヶ所である。松江市乃白町と東忌部町明神の2ヶ所では中新世大森層の安山岩, 松江市上宇部尾では和久羅山安山岩, 上意東では中新世の流紋岩岩脈, 熊野では白亜紀後期の熱変成した流紋岩-デイサイト溶結凝灰岩と流紋岩を砕石している。これらの資源量, 岩石の物性, 操業状況については東元(1988)によってまとめられている。このほか, 可採量不足, 運搬上の問題などによって休廃止された砕石場が多数ある(井上, 1989)。

真砂 松江市千本木付近で鶯花崗岩の真砂を採取している。

X. 6 地すべり及び山崩れ

松江地域には地すべり防止区域に指定されている場所が、松江市西忌部町、八雲村萱野、平原、大東町山王寺、東出雲町上意東、広瀬町三本栃などにある。これらの区域では、大森層安山岩由来の礫と風化土壌などで構成される古い扇状地堆積物(主として土石流堆積物)が大森層の下位にある久利層泥岩凝灰岩とともに再移動する、あるいは急斜面上にあって波多層の風化層が再移動する可能性が高い。

指定された区域以外では、風化した松江層の玄武岩や安山岩、真砂化した花崗岩類が作る急崖が豪雨などで崩落する可能性が考えられる。

X. 7 地盤の液状化

宍道低地帯には第四紀堆積物が広く分布しており、地震対策の一環として、それら未固結堆積物が地震動に対してどのように応答するか調べる必要がある。そのうち、液状化については、寺見・三梨(1983)によって液状化発生危険度図が作成され公表されている(第69図)。これによれば、大きな地震(おそらく震度5以上)に襲われた場合、松江地域では弓ヶ浜、飯梨川河口付近、東出雲町揖屋町の埋立地、松江市街の南部などで液状化が起こる可能性が高い。実際、1991年8月に島根鳥取県境の要害山でM5.9の地震が発生した折に、揖屋町の埋立地で液状化による噴砂が起きている。

X. 8 温泉

松江地域には玉造、松江、天倫寺、嫁島、八雲、鷲湯温泉がある。

玉造温泉 山陰の代表的な温泉で、出雲大社や日御碕(大社地域)、鱒淵寺や一畑薬師寺(今市地域)、松江市及び周辺の名所旧跡(境港、恵曇及び松江地域)、美保関(美保関地域)の観光基地として栄えている。もともと玉湯川河床に自然湧出していたらしく、古くは奈良時代から温泉として利用されていた。現在は、ほかの四つの温泉と同様ボーリングによって得られた温泉水を湯浴みに供している。

玉造温泉の温泉水は、鴨花崗岩または大東花崗閃緑岩中から湧出し、川合層砂岩礫岩中に滞留する。実際に利用されているものの多くは、地下20-120m、川合層砂岩礫岩中に滞留している $\text{Na}\cdot\text{Ca}\cdot\text{SO}_4\cdot\text{Cl}$ 泉である。pH7.0-8.3、温度は幅があるが、ほとんどが 40°C 以上の高温で、最大で 72°C に達するものがある(高橋ほか、1985; 金原、1992, p.242-243)。平成2年に玉湯町によって温泉街の西側の沢で掘削された温泉は、花崗閃緑岩から直接湧出しているもので、これらとやや異なり、泉質はアルカリ性単純温泉、pH8.7、温度は 40°C である。

松江及び天倫寺温泉 昭和36年に帝国石油㈱が天然ガス探査のために松江市天倫寺近くで試錐した際に地下1000mの所で 49°C の温泉水が湧出したことから、これを利用した天倫寺温泉がここに始まった。昭和46年には松江市が新たな温泉源を求めて天倫寺温泉の近くを掘削したところ、深度1250mの所で温度 76°C の温泉水が湧出した。これが松江温泉である。温泉水はともに $\text{Na}\cdot\text{SO}_4\cdot\text{Cl}$ 泉で、弱ア

ルカリ性であるが、松江温泉は成相寺層の破碎された流紋岩から、天倫寺温泉は同層の流紋岩凝灰岩からそれぞれ湧出している（高橋ほか，1985）。

嫁島温泉 松江温泉の南側にあつて、松江温泉と同様、ボーリングによって得られた温泉である。花崗閃緑岩から湧出する Na-Cl・SO₄ 泉で、pH 6.2、温度は最大で 65°C（高橋ほか，1985；金原，1992，p. 242-243）。

八雲温泉 昭和 47 年に八雲村宮内当方の沢（内容）で掘削したところ、深度 120 m の所から温度 29°C、pH 7.7 の含 As-Na-SO₄ 泉が湧出した。八雲村は熊野大社の門前に国民保養センター熊野荘を開設し、ここにこの温泉水を引いて浴用に供した。これが、八雲温泉の始まりである。平成 3 年には、新たに掘削したボーリングから、深度 500 m の所で温度 41°C、pH 7.2 の含弱放射能 Ca・Na-SO₄ 泉が得られ、現在は二つの温泉水を混合して利用している。

鷺湯温泉 玉造温泉と同様、花崗岩類から湧出する温泉で、その直上の沖積層に滞留していることが知られている。高橋ほか（1985）によれば、歴史は古く、室町時代頃には尼子氏の御殿湯として栄えたといわれている。もともと飯梨川沿いの沖積層から自然湧出していたもので、寛文 6 年（1666 年）に水害で温泉が消滅したが、明治 42 年に再び発見された。現在は、ボーリングによって布部花崗岩中の温泉水を直接利用している。Na・Ca-SO₄・Cl 泉で、温度は 51-61°C、pH 6.9-7.6。

X. 9 地下水

三浦・松井（1974）によれば、飯梨川及び伯太川流域の沖積層の中に砂層あるいは砂礫層を帯水層とする地下水があり、安来市の上水道、飯梨町の簡易水道などの水源として利用されている。また、島根県企業局は、飯梨川河床下 4 m の所に延べ 500 m の長さの埋渠を設け、昭和 49 年当時で一日当り 5 万 t の水を汲み上げていた。このほか、松江市街では地下 100- 数 100 m の松江層の砂岩、玄武岩や安山岩の溶岩、火砕岩を帯水層とする深層地下水が工場や公共施設の用水として採取されている。

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.
- Cole, R.B. and DeCelles, P.G.(1991) Subaerial to submarine transitions in early Miocene pyroclastic flow deposits, southern San Joaquin basin, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 103, p. 221-235.
- Coleman, J.M. and Wright, L.D. (1975) Modern river deltas. In: Broussard, M.L. ed., *Deltas, models and exploration*, Huston Geol. Soc., p. 99-149.
- 大根島研究グループ (1975) 大根島は第四紀の火山である。地球科学, vol. 29, p. 297-299.
- Fisk, H.N. (1961) Bar-finger sands of the Mississippi delta. In: Peterson, J.A. and Osmond, J.C.

- eds., *Geometry of sandstone bodies*, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma, p. 29-52.
- 後藤慎二・中海宍道湖自然史研究会(1989) 中海宍道湖の自然史研究-その7. 音響探査による中海
・宍道湖の湖底堆積層と完新統基底面高度分布-. 島根大地質学研究报告, no. 7, p. 13-23.
- 橋本知昌・星野一男・加藤禎一(1980) 島根県東部-鳥取県西部地域の活断層について. 地調月報,
vol. 31, p. 93-97.
- 服部 仁・猪木幸男・石原舜三・坂本 享・村山正郎(1973) 横田地域の地質(5万分の1地質図幅),
地質調査所.
- ・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
研究报告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 168p.
- Hattori, H. and Shibata, K. (1974) Concordant K-Ar and Rb-Sr ages of the Tottori Granite,
western Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 25, p. 157-173.
- 林 正久・三浦 清(1986) 三瓶雲南軽石層の鉱物特性と分布の広域性. 山陰地域研究(自然環境),
no. 2, p. 17-26.
- ・————(1987) 三瓶火山のテフラの層序とその分布. 山陰地域研究(自然環境), no. 3,
p. 43-66.
- 東元定雄(1988) 昭和62年度砕石資源調査報告書. 通商産業省生活産業局・工業技術院地質調査所,
58p.
- 広田清治(1979) 島根県産脊椎動物化石目録. 化石研究会誌, no. 12, p. 21-27.
- (1981) クジラの化石. 大久保雅弘・赤城三郎編, 山陰化石物語, p. 30-41.
- 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.
- 市瀬由自(1964) 砂丘と沖積平野の形成. 法政大学文学部紀要, no. 10, p. 1-26.
- 一の谷団体研究グループ(1982) 島根県布志名層より *Desmostylus* の産出. 地球科学, vol. 36, p. 224-
228.
- 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.
- ・————・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.
- ・山陰バソリス研究グループ(1983) 鳥取県西部-島根県東部に分布する白亜紀-古第三紀迸
入岩類の相互関係, *MAGMA*, no. 67, p. 7-11.
- 飯塚 勉・井上多津男・赤木和夫・板倉雅之・大森保幸(1974) 県内産ゼオライト・ペントナイト鉱床
の調査研究. 第1報 玉湯聴衆編に産する沸石岩の産状と塩基交換能について. 島根県工業試
験場報告書, no. 11, p. 143-162.
- 伊木常誠(1922) 島根県罫淵鉱山の石油に就いて. 地質雑, vol. 29, p. 33-37.
- 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
-日本第三系シンポジウム-. 日本地質学会昭和33年討論会資料, p. 40.

- 井上多津男(1985) 火山噴出源としての, 島根県東部月山の地質. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p. 295.
- (1986) 松江市南方に産する中新世火道の記載. 島根大学地質学研究報告, no. 5, p. 71-80.
- (1989) 出雲地方東部の砕石資源(第一報). 島根県工業技術センター研究報告, no. 26, p. 35-40.
- (1990 a) 松江市南方の前期中新世安山岩溶岩の流動方向と噴出源. 地質雑, vol. 96, p. 641-651.
- (1990 b) 荒島湾入部の下部中新統-(第1報 北部地域)-. 島根県立工業技術センター研究報告, no. 27, p. 9-18.
- (1991) 荒島湾入部の下部中新統-(第2報 中部地域)-. 島根県立工業技術センター研究報告, no. 28, p. 51-56.
- ・酒井禮男・飯塚信之(1982) 島根県東部, 東出雲町の中新世酸性火砕岩から含ダイアスポアろう石化変質岩の産出(予報). 島根県立工業技術センター研究報告, no. 19, p. 59-62.
- 石黒靖彦・島田昱郎(1986) 島根半島の中新世泥質岩の堆積鉱物相. 島根大地質学研究報告, no. 5, p. 43-50.
- 石原舜三(1966) 島根県東部の花崗岩類とモリブデン鉱床の地質的位置-本邦モリブデン鉱床の研究(1)-. 地質雑, vol. 72, p. 553-572.
- (1967 a) 島根県大東町塩田付近「石英斑岩」について. 地質雑, vol. 73, p. 277-280.
- (1967 b) 島根県東部の火成活動史とモリブデン鉱化作用に関する諸問題-本邦モリブデン鉱床の研究(4)-. 鉱山地質, vol. 17, p. 272-283.
- (1971) 日本の主要モリブデン鉱床および関連する花崗岩質岩類. 地質調査所報告, no. 239, 183p.
- ・柴田 賢・内海 茂(1988) 白亜紀-古第三紀花崗岩類に伴う鉱床の鉱化年代-1987年における総括. 地調月報, vol 39, p 81-94.
- Ito, H. (1970) Polarity transitions of the geomagnetic field deduced from the natural remanent magnetization of Tertiary and Quaternary rocks in southwest Japan. *Jour. Geomagn. Geoelectr.*, vol. 22, p. 273-290.
- 伊藤 正(1972) 山陰グリーン・タフ層の基底にみられる角礫岩について(短報). 地質雑, vol. 78, p. 625-626.
- Iwamori, H. (1989) Compositional zonation of Cenozoic basalts in the central Chugoku district, southwestern Japan: evidence for mantle upwelling. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, vol. 34, p. 105-123.
- (1991) Zonal structure of Cenozoic basalts related to mantle upwelling in southwest Jpan. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 96, B4, p. 6157-6170.
- Kano, K. (1990) An ash-flow tuff emplaced in shallow water, Early Miocene Koura Formation, southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm Res.*, vol. 40, p. 1-9.

- 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, 日本の新生界層序と地史, 地質調査所報告, no. 274, p. 64-65.
- ・松浦浩久・服部 仁・山田直利・東元定雄 (1988) 20 万分の 1 地質図「浜田」. 地質調査所
- ・中野 俊 (1985 a) 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.
- ・——— (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, 28 p.
- ・——— (1986) 惠曇地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 30 p.
- 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.
- Kano, K., Takeuchi, K., Yamamoto, T. and Hoshizumi, H. (1991) Subaqueous rhyolite lavas in the Miocene Ushikiri Formation, Shimane Peninsula, SW Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 46, p. 241-253.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991) 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, 79 p.
- ・———・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, 58 p.
- ・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.
- ・吉田史郎 (1984) 島根半島中・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.
- ・——— (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, 57 p.
- Karasawa, H., Sakumoto, T. and Takayasu, K. (1992) A new portunid genus *Itoigawa* (Decapoda: Crustacea) from the Miocene Southwest Japan. *Bull. Muzunami Fossil Museum*, no. 19, p. 455-457.
- 笠原慶一 (1983) 島根地方の地殻活動. 島根大学地質学研究报告, no. 2, p. 55-66.
- 加藤穰司 (1969) 島根半島中西部の層序. 九大理研報 (地質), vol. 10, p. 31-49.
- 嘉藤良次郎 (1949) 宍道褶曲帯の一部について. 地質雑, vol. 55, p. 193 (演旨).
- 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, 363 p.
- (1991) [新編] 日本の活断層 - 分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437 p.
- 川井直人・広岡公夫 (1966) 西南日本新生代火成岩類若干についての年代測定結果. 地質学会等 4 学会
学術大会総合討論会資料「年代測定結果を中心としてみた日本の酸性岩類の形成期」, p. 5.
- 建設省計画局・鳥取県・島根県編 (1967) 都市地盤調査報告書, vol. 15, 142 p.
- 木村勝弘・辻 喜弘 (1992) 堆積盆発展過程の研究. 平成 3 年度石油開発技術センター年報, 石油公団
石油開発技術センター, 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, 394 p.
- 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」. 105 p.
- (1971) 昭和44年度精密調査報告書「北島根地域」. 139 p.
- (1972 a) 昭和45年度精密調査報告書「北島根地域」. 123 p.
- (1972 b) 昭和46年度精密調査報告書「北島根地域」. 93 p.
- 紺田 功・水野篤行 (1987) 宍道湖・斐川平野東部のポーリングコアの有孔虫群集. 山陰地域研究 (自然環境), no. 3, p. 175-184.
- 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.
- ・ —— (1967) 本邦火成岩の K-Ar dating (VI) - 花崗岩類総括 -. 岩鉱, vol. 57, p. 177-187.
- 九里尚一・本島公司 (1953) 簸川平野天然ガス試掘井 (R-3) 調査報告. 地調月報, vol. 4, p. 203-207.
- 牧 真一・永田松三 (1978) 島根県下の新第三系堆積岩中の有機物について. 地調月報, vol. 29, p. 377-394.
- Machida, H. (1975) Pleistocene level of South Kanto, Japan, analysed by tephrochronology. In Suggete, R.P. and Cressdwell, M.M., eds. *Quaternary Studies*, Roy. Soc. NZ, p. 215-222.
- 町田 洋・新井房夫 (1979) 大山倉吉軽石層 - 分布の地域性と第四紀編年上の意義 -. 地質雑, vol. 88, p. 313-330.
- ・ —— (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺], 東京大学出版会, 276 p.
- ・ —— ・ 百瀬 貢 (1985) 阿蘇4火山灰 - 分布の広域性と後期更新世示標層としての意義 -. 火山, 第2集, vol. 30, p. 49-70.
- 正岡栄治 (1972) 重鉱物組成からみた中海・宍道湖底下の第四紀火山灰. 第四紀研究, vol. 11, p. 61-69.
- 松井 寛・徳永重元・喜多河庸二・佐藤 茂・福田 理 (1960) 松江炭田. 日本鉱産誌 B V-a 石炭, 地質調査所, p. 460-463.
- 松井 健・加藤芳朗 (1962) 日本の赤色土壌の生成期・環境に関する二, 三の考察. 第四紀研究, vol. 2, p. 161-179.
- 松井整司・井上多津男 (1971) 三瓶山火山の噴出物と層序. 地球科学, vol.25, p.147-163.
- 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.
- 三位秀夫 (1962) 山陰団研の概報. 第四紀, no. 3, p. 47-48.
- (1966) 日本海沿岸における海岸砂丘の問題点. 日本地質学会総合討論会「日本海地域の地学的諸問題」資料, p. 151-158.
- ・ 藤井一泰 (1972) 出雲砂丘地の第四系について. 三位博士遺稿・論文選集, p. 25-38.
- ・ 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.

- Minato, H. and Aoki, M. (1978) The mode of formation of clinoptilolite from volcanic glass-In the case of Tamatsukuri, Shimane Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Gener. Educ., Univ. Tokyo*, vol. 28, p. 205-214.
- 三梨 昂・後藤慎二・大西郁夫・瀬戸浩二・高安克己・徳岡隆夫・安間 恵・松岡弘和・中原昌樹・井内美郎 (1987) 中海の地形と堆積層 (続報). 山陰地域研究 (自然環境), no. 3, p. 167-174.
- ・—————・—————・高安克己・徳岡隆夫・渡辺正己・安間 恵・松岡弘和・中原昌樹・水野篤行・井内美郎 (1988) 宍道湖の湖底地形と堆積層. 山陰地域研究 (自然環境), no. 4, p. 43-50.
- ・—————・鈴木徳行・大西郁夫・高安克己・武田伸二・徳岡孝夫・山内靖喜・安間 恵・浅野 広・金井 豊・井内美郎・水野篤行 (1986) 中海西南部の湖底地形と堆積層 (概報). 山陰地域研究 (自然環境), no. 2, p. 71-79.
- ・徳岡隆夫 (編) (1988) 中海・宍道湖-地形・底質・自然史アトラス. 島根大学山陰地域研究総合センター, 115 p.
- ・山内靖喜・小室裕明・寺見保正・藤井伸治・今村哲克己 (1983) 山陰地方における測地的地殻変動と新第三紀以降の構造運動についての試論. 島根大学地質研究報告, no. 2, p. 3-13.
- 三浦 清 (1961) 中国地方島根県東部地区, 豊生鉱山及び報国鉱山. 未利用鉄資源, 第9輯, 通商産業省, p. 195-199.
- (1963) 山陰中部における後期白亜紀〜古第三紀の火成岩類に関する地質学的岩石学的研究 (I), 火成活動史. 岩鉱, vol. 50, p. 66-76.
- (1966) 島根県加茂町付近の花崗岩類とその崩壊について (I). 岩鉱, vol. 56, p. 256-283.
- (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.
- (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, 自然科学編, vol. 8, p. 51-58.
- ・松井整司 (1974) 5万分の1表層地質図「松江」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「松江」, 島根県, p. 14-15, p. 28-36, p. 37-43.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, vol. 274, p. 321-355.
- (1978) Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 66, p. 91-104.
- 宮嶋聖隆・永島晴夫・大西郁夫 (1972) 松江市周辺の地質-出雲層群の研究, I. 島根大学文理学部紀要, 理学科編, no. 5, p. 131-138.
- 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.
- Morgan, J.P., Coleman, J.M. and Gagliano, S.M. (1986) Mudlumps: diapiric structures in Mississippi delta sediments. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, no. 8, p. 145-161.

- Morris, P.A. (1986) Geochemistry of some Miocene to Quaternary igneous rocks bordering an ensialic marginal basin – an example from eastern Shimane Prefecture and Oki Dozen Island, southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, no. 20, p. 115–133.
- , 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. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.*, vol. 4, p. 125–131.
- 本島公司 (1962) 島根県松江・出雲両市付近の天然ガスについて. 地調月報, vol. 13, p. 861–898.
- Mukae, M. (1958) Volcanostratigraphical study on the Miocene volcanism in the Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser.C, vol. 2, p. 129–172.
- 中海・宍道湖自然史研究会 (1982) 中海・宍道湖の自然史研究. 島根大学地質研究報告, no. 1, p. 29–46.
- 西田良平・岡田昭明・渋谷拓郎 (1991) 鳥取地方の地震と活断層. 鳥取大学教養部, 231 p.
- 西山省三 (1962) 鱒淵鉦山と出雲市新第三系. 地質巡検案内書 8, p. 8–12.
- ・三浦 清 (1963) 20 万分の 1 島根県地質図説明書. 島根県, 23 p.
- Noda, H., Ogasawara, K. and Nomura, R. (1986) Systematics and paleogeographic studies on the Japanese argonautid “Nautilus” izumoensis. *Sci. Rept. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, sec.B*, no. 7, p. 15–42.
- 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.
- (1986 a) 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.
- (1986 b) 島根半島中央部中新統の地質 – その 2 底生有孔虫化石群集について –. 地質雑, vol. 92, p. 461–475.
- (1986 c) 島根半島千酌地域の泥質岩の層序について. 島根大学教育学部紀要, 自然科学編, no. 20, p. 63–69.
- ・米谷盛寿郎 (1984) 浮遊性有孔虫による島根県布志名層の地質時代. 山陰文化研究紀要, vol. 23, p. 1–19.
- ・吉田史郎・鹿野和彦 (1984) 島根半島東部新第三系からの有孔虫化石. 地調月報, vol. 35, p. 261–268.
- Nomura, R. (1990) Late Middle Miocene foraminifera from the Matsue Formation, Shimane Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc, Japan, N.S.*, no. 158, p. 459–484.
- Nomura, S. and Hatai, K. (1939) Fossil mollusca from the Neogene of Izumo. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol. 16, p. 1–9.
- 小畑 浩 (1967) 中海・宍道湖周辺の第四系と地形発達史. 第四紀研究, vol. 6, p. 69–78.
- 尾田太良 (1986) 新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点 – 中部及び東北日本を中心として –. 北村 信教授記念地質学論文集, p. 297–312.
- 小田基明・山内靖喜・村上 久 (1974) 島根県の新第三系波多層から海棲動物化石の発見 (短報). 地球

- 科学, vol.28, p.257-258.
- Ogasawara, K and Nomura, R. (1980) Molluscan fossils from the Fujina Formation. Shimane Prefecture, San-in district, Japan. *Professor Saburo Kanno Memorial Volume*, p. 79-98.
- 応地恭子・応地善男 (1966) 東山陰地域のアルカリ玄武岩類の岩石学的研究 (IV) - 松江・米子地区の玄武岩類 -. 岩鉱, vol. 56, p. 141-156.
- 岡田昭明 (1981) 鳥取・島根県境付近に分布する新生代玄武岩類の古地磁気. 鳥取大学教育学部研究報告, 自然科学, vol. 30, p. 71-84.
- 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.
- (1981) 山陰地方中新統の貝類化石. 大森昌衛教授還暦記念論文集「軟体動物の研究」, p. 347-355.
- ・今村外治 (1971) 山陰西部下~中部新統貝類化石. 化石, no. 22, p. 19-28.
- Okamoto, K. and Nakano, M. (1967) Some Miocene limit fossils from the area around the Wanibuchi mine, Izumo Province, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 68, p. 185-192.
- 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.
- 大久保雅弘 (1975 a) 山陰地方の中新世頭足類, 島根大文理学部紀要, 理学科編, no. 10, p. 145-150.
- (1975 b) 松江層のエビ化石. 山陰文化研究紀要, no.15, p.211-216.
- (1976) 島根半島中新統産の化石クモヒトデ. 島根大文理学部紀要, 理学科編, no. 10, p. 145-150.
- ・高安克己 (1980) 島根県第三紀無脊椎動物化石誌. 山陰文化研究紀要, no. 20, p. 79-111.
- ・ ——— ・広田清治 (1980) 来待層より *Paleoparadoxia* の発見. 地球科学, vol. 34, p. 350-353.
- 大村明雄・河合貞行・玉生志郎 (1988) ^{230}U - ^{238}Th 放射非平衡系による火山噴出物の年代測定. 地調月報, vol. 39, p. 559-572.
- 大西郁夫 (1974) 山陰地方の第四紀中・後期の植物化石. 島根大文理学部紀要, 理学科編, no. 7, p. 101-115.
- (1977) 出雲海岸平野下第四紀堆積物の花粉分析. 地質雑, vol. 83, p. 603-616.
- (1979) 出雲海岸平野の第四系. 島根大理学部紀要, no. 13, p. 131-144.
- (1985) 中・上部更新統および完新統. 島根県の地質, 島根県, p. 126-140.
- ・松田志朗 (1985) 出雲海岸平野下の第四紀堆積物. 山陰地域研究 (自然環境), no. 1, p. 51-60.
- (1986) 中海・宍道湖湖底表層コアの花粉分帯と環境変遷. 山陰地域研究 (自然環境), no. 2, p. 81-89.
- (1988) 中国地方の第四紀層. 地質学論集, no. 30, p. 127-144.
- ・千場英樹・中谷紀子 (1990) 宍道湖湖底下完新統の花粉群. 島根大学地質研究報告, no. 9,

p. 117-127.

- 太田良平 (1962) 5 万分の 1 地質図幅「米子」及び同説明書. 地質調査所, 説明書本文 29 p. + 英文要旨 3 p.
- Otuka, Y. (1937 a) Tertiary folding in Japan. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, vol. 13, p. 78-81.
- . (1937 b) Some geologic consideration of the folded Tertiary zones in Japan (advanced Paper). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 15, p. 1041-1046.
- . (1938) Mollusca from the Miocene of Tyugoku. *Japan. Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, vol. 2, p. 5.
- 大塚弥之助 (1938) 島根県宍道湖北岸の第三紀化石. 地質雑, vol. 45, p. 367-368.
- Otuka, Y. (1939) Tertiary crustal deformations in Japan. *Jubilee Pub. Commemor. Prof. Yabe's 60th Birthday*, p. 481-519.
- 酒井栄吾 (1939) 出雲国大根島の地質 (特に石英捕獲斑晶玄武岩) に就いて. 地質雑, vol. 46, p. 275-277.
- 酒井禮男・飯塚信之・井上多津男 (1981) 島根県出雲地方における熱水性非金属鉱床の概査報告. 島根県工業技術センター研究報告, no. 18, p. 51-54.
- 坂本 亨・山田直利 (1982) 20 万分の 1 地質図「松江及び大社」. 地質調査所.
- 作本達也・柄沢宏明・高安克巳 (1992) 出雲層群産の十脚甲殻類. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 19, p. 441-453.
- 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・タフ積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.
- . (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.
- 山陰古生態団体研究グループ (1976) 島根県の中新統産海藻化石. 化石研究会誌, no. 12, p. 1-5.
- 佐藤次郎 (1974) 松江の魚類化石. 日本地質学会第 81 年学術大会講演要旨, p. 237.
- 沢田順弘 (1978) 島根県出雲市南方地域の地質. 地質雑, vol. 84, p. 111-130.
- . 板谷徹丸 (1987) 島根県東部における第三紀火山岩類の K-Ar 年代. 日本地質学会第 94 年学術大会講演要旨集, p. 417.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1974) K-Ar ages of the major tungsten and molybdenum deposits in Japan. *Economic Geology*, vol. 69, p. 1207-1214.
- 資源エネルギー庁 (1987) 昭和 61 年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書「松江地域」. 149 p.
- . (1988) 昭和 62 年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書「松江地域」. 135 p.
- . (1989) 昭和 63 年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書「松江地域」. 180 p.
- 式 正英・藤原健蔵 (1967) 中海臨海地帯の微地形. 建設省計画局・鳥取県・島根県編, 都市整備地盤調査報告書, vol. 15, p. 8-21.
- 島田昱郎 (1988) 賦川平野沖積層の水溶性天然ガスに関する覚え書. 山陰地域研究 (自然環境), no. 4, p. 35-42.

- 島田昱郎・鈴木徳行・矢野寛幸・木幡信弘・高橋尚彦・前田正光 (1986) 島根半島の新第三系泥質岩の抽出性有機物. 山陰地域研究 (自然環境), no. 2, p. 91-103.
- ・山本順三 (1990) 島根半島の中新統泥質岩の有機変成. 山陰地域研究 (自然環境), no. 6, p. 65-76.
- 島根県地質図編集委員会 (1982) 島根県地質図 (20 万分の 1).
- 島根県地質図説明書編集委員会 (1985) 島根県の地質. 島根県, 646 p.
- 島根県経済部 (1951) 第二班調査報告, 能義郡, 八束郡. 島根県地下資源概査報告書, p. 14-29.
- 商工省鉱山局 (1932) 松江炭田. 石炭埋蔵量調査概要, p. 265-267.
- Smith, G.A. and Lowe, D.R. (1991) Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. In Fisher, R.V. and Smith, G.A. eds., *Sedimentation in volcanic settings*, SEPM Special Publ. no. 45, p. 59-70.
- 鈴木勝彦・清水 洋・増田彰正 (1993) モリブデンナイトの Re-Os 年代: 鉱床形成史. 地球惑星科学関連学会 1993 年合同大会予稿集, p. 342.
- 多井義郎 (1952) 島根半島中央区の層序と構造 - 島根半島第三系の地質学的研究 (その 1) -. 地質雑, vol. 58, p. 573-582.
- (1953) 島根半島中央区の層序と構造 (続) - 島根半島第三系の地質学的研究 (その 2) -. 地質雑, vol. 59, p. 93-98.
- (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.
- (1973) いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集, no. 9, p. 137-146.
- ・加藤道雄 (1979) 島根県石見大田地域. 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p. 101.
- 高橋昭雄・安田清之助・井上多津男 (1985) 温泉. 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. 587-593.
- 鷹村 權 (1973) 中国地方新生代玄武岩類の岩石学的並びに岩石化学的研究. 広島大学地質学研究報告, no. 18, p. 1-167.
- Takayasu, K. (1980) Fossils from Nange, Matsue City - Molluscan fossils from various localities in Shimane Prefecture, Part 1. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, no. 14, p. 133-145.
- 高安克己 (1986) 山陰地方中部の中新世貝化石群集特性. 瑞浪市化石博物館専報, no. 6, p. 65-100.
- Takayasu, K. (1986) Diversification in the molluscan fauna of the Miocene Izumo Group, San-in District, southwest Japan. *Paleontol. Soc. Japan, Spec. Pap.*, no. 29, p. 173-186.
- 高安克己・中村武史 (1984) 宍道湖南岸のデスモスチ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.
- ・高橋正志 (1988) 中新統布志名層産魚類耳石化石. 島根大地質学研究報告, no. 7, p. 113-115.
- ・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(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.
- 瀧本 清・港 種雄・佐野美則(1965) 島根県大東地域におけるモリブデン鉱床の研究(1). 鉱山地質, vol. 15, p. 36-47.
- 田中弘蔵・金山英夫・松浦陽治(1962) 豊生鉱山. 国内鉄鋼原料調査, 第1報, 通商産業省鉱業審議会 鉱山部会, p. 67-71.
- 寺見保正・三梨 昂(1983) 宍道湖・中海低地帯周辺の地震動災害の予測に関する研究. 島根大地質学 研究報告, no. 2, p. 49-54.
- 徳永重元(1947) 松江市東方の含炭第三系. 資源科学研究所第三研究部速報, no. 4, p. ?
- 徳岡隆夫・大西郁夫・高安克己・米元正一・安間 恵・後藤慎二・園田 巖・鹿島 薫(1991) 中海北西(本庄工区)の固定地形と堆積層. 山陰地域研究(自然環境), no. 7, p. 23-38.
- Tokuoka, T., Yamauchi, S., Sampei, Y. and Miyata, Y. (1992) Mudlumpus formed at the mouth of the Inashi River, Shimane Prefecture, Japan. *Landslide News*, no. 6, August 1992, p. 24-26.
- 富田 達・酒井栄吾(1937) 島根県布志名及び来待地方の地質. 地質雑, vol. 44, p. 482-483.
- 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. *Jour. Shanghai Sci. Inst.*, Sec. II, vol. 2, p. 147-204.
- 富田 達・酒井栄吾(1938) 松江市付近の中新統に就いて(特に粗面玄武岩類の地質時代). 地質雑, vol. 45, p. 529-532.
- 鳥屋尾 暁(1985) 石材. 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. 561-563.
- ・島田昱郎・岡谷雅生(1985) 宝満山鉱山. 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. 439-442.
- 津久井雅志・柵山雅則(1981) 大山山麓における三瓶山起源の降下軽石層の発見とその意義. 地質雑, vol. 87, p. 559-562.
- 通商産業省(1967) 昭和41年度広域調査報告書「北島根地域」. 26 p.
- (1969) 昭和42年度広域調査報告書「北島根地域」. 23 p.
- (1970) 昭和43年度広域調査報告書「北島根地域」. 44 p.
- Uto, K. (1989) Neogene volcanism of Southwest Japan: Its time and space based on K-Ar dating. Univ. Tokyo Ph. D. Thesis, 184 p.
- 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, 41 p.
- Wright, L.D. (1977) Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 88, p. 857-868.
- 和田温之(1985) 水資源. 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. 572-586.

- 渡辺暉夫 (1985) 三郡変成岩類, 東出雲地域ほか. 島根県の地質, p. 43. 島根県, 646 p.
- 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.
- 山本豊穂 (1954) 島根大東鉱山付近の地質及び鉱床について. 広大地研報, np. 4, p. 1-14.
- 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 Breyman, 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・稲原克哉・大西郁夫 (1988) 出雲平野地下の第四系とその基底面高度, 島根大地質学研究報告, no. 7, p. 5-12.
- ・三梨 昂・山本洋一郎 (1980) 島根半島の中新統. 日本地質学会第87年総会・年会見学旅行案内書第2班, 39 p.
- ・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.
- ・——— (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) 大富鉱山. 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. 442.
- Yokoyama, M. (1913) On two new fossil cephalopoda from the Tertiary of Izumo. *Jour. Geol. Soc. Tokyo*, vol. 20, p. 1-3.
- . (1923) On some fossil mollusca from the Neogene of Izumo. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol. 2, p. 1-9.
- 米子工業高等専門学校 (1985) 島根県地盤図 (解説・資料編). 441 p.
- 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 (Ⅲ). 松江市黒田町周辺の山砂について. 島根県工業試験場報告書, no. 11, p. 119-133.
- Yoshiwara, S. and Iwasaki, J. (1902) Note on a new fossil mammal. *Jour. Coll. Sic., Imp. Univ. Tokyo*, vol. 16, p. 1-13.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Okayama (12) No.17

GEOLOGY

OF THE

MATSUE DISTRICT

By

Kazuhiko KANO, Seiki YAMAUCHI, Katsumi TAKAYASU, Hirohisa MATSUURA
and Michiaki BUNNO

(Written in 1993)

ABSTRACT

OUTLINE

The Matsue district is located in the San-in province, Japan Sea side of southwest Japan. The northern part of this district is a hilly peninsula, Shimane Hantō, and the southern part is the northern margin of Chūgoku Mountains. Between the Shimane Peninsula and Chūgoku Mountains, the Izumo Plain, Shinji-Ko Lake, Matsue Plain, Naka-Umi Lake and Yumigahama Sandbar spread from west to east, forming the Shinji Lowland.

The Shimane Peninsula is a folded zone of Neogene volcanic and sedimentary rocks, which form E-W trending anticlines and synclines and are cut by E-W trending reverse faults and minor normal faults. Volcanic and sedimentary rocks correlative with the Neogene rocks of the Shimane Peninsula overlie Late Cretaceous volcanic rocks and Paleogene plutonic rocks in the northern margin of Chūgoku Mountains. These Neogene rocks of both areas interfinger with each other and form a broad syncline under the cover of Quaternary sediments in the Shinji Lowland. The geology of the Matsue district is summarized in Table 1.

Table 1 Summary of the geology of the Matsue district.

Geologic Age	Stratigraphy		Lithology	Igneous activity	Depositional environment	Crustal movement	Radiometric ages and fossils						
	Shimane Peninsula	Shinji Lowland Chūgoku Mountains											
Quaternary	Holoc.	Delta, fan, flood-plain, sand bar and sand dune deposits and Nakaumi F. (<50m)	Sand, gravel and mud with peat	Alkali basalt volcanism	Bay, lagoon & coastal plain		Brakish to marine fauna						
		Lower terrace deposits	Gravel, sand and mud		Fluvial		Brakish to marine fauna						
	Late Pleistocene	Sashimi F. (<50m)	Middle II terrace deposits		Mud, sand and gravel with lignite and ash		Mud, sand and gravel	Bay to lagoon & coastal plain	E-W trending normal-faulting and basin formation	Marine fauna			
		Middle I terrace deposits	Older fan deposits		Mud, sand and gravel		Gravel and gravelly mud	Fan					
	Middle Pleistocene	Daikonnjima Basalt			Alkali basalt lava and scoria		Coastal plain	E-W trending normal-folding and reverse-faulting					
		Higher terrace III deposits			Gravel, sand and mud		Lagoon and coastal plain						
		Higher terrace II deposits			Gravel, sand and mud		Lagoon and coastal plain						
		Higher terrace I deposits			Gravel, sand and mud		Lagoon and coastal plain						
	Early Pleistoc.	Noro Basalt			Alkali basalt lava		Inland					1Ma (K-Ar)	
	Neogene	Pliocene	Wakurayama Andesite		Ho-bearing andesite lava		Coastal plain					5-6Ma (K-Ar)	
Middle Miocene			Matsue Formation (<1100m)		Sandstone, siltstone, alkali basalt to trachytic andesite lava, etc.		Bay to lagoon					Brakish to marine fauna 11-12Ma (K-Ar) N10-11*	
	Furu F. (450-900m)	Fujina F. (500m)	Mudstone and siltstone	Siltst. mudst. & sandst.	Shallow sea	E-W trending normal-faulting and basin formation	N9*						
	Ushikiri F. (<300m)	Ōmori F. (<500m)	Alternation of rhyolite tuff sandstone and argillaceous rock	Sandstone, conglomerate, andesite lava, dacite lava, etc.	Shallow sea				N8-9* 15Ma (FT, K-Ar)				
	Early Miocene	Jōsōji F. (>1200m)	Kuri F. (200-800m)	Argillaceous rocks Rhyolite lava and volcanoclastic rock	Mudst., rhyolite volcanics, etc. Andesite lv. dacite & andesite volcanoclastic r. conglomerate, etc.				Bathyal	E-W trending normal-folding and reverse-faulting		20Ma (FT) 23-26Ma (FT) Daijima-type Flora Brakish to fresh water molluscs	
Koura F. (>800m) (not exposed)		Hata F. (<800m)	Sandst., conglom., andesite & rhyolite pyroclastic r. etc.	Andesite lava and dacite volcanoclastic rock	Shallow sea								
Paleogene	Eocene	Shimokuno Granite		Fine-grained biotite-granite		Shimane Peninsula Northern margin of Chūgoku Mountains	36Ma (K-Ar) 36-53Ma (K-Ar)**						
		Paleocene	Fube Granite	Hiyodori Granite	Fine- to medium-grained Bi-granite								
	Daitō Granodiorite		Medium- to coarse-grained Bi-Ho grd.		Inland			54Ma (K-Ar) 43-60Ma (K-Ar)** 44-63Ma (K-Ar)**					
Late Cretaceous	Yakumo Volcanic Rocks (>800m)		Rhyolite to dacite pyroclastic rock & rhyolite lava			Shallow sea							
Age Unknown	Kamitō and Toriyagō Metamorphic Rocks		Skarn, and amphibole hornfels after sandstone, mudstone and conglomerate										

*: Planktonic foraminifera zone of Blow(1963) K-Ar: K-Ar age FT: Fission track age. **: including the ages of correlative, adjacent intrusive bodies.

METAMORPHIC ROCKS OF AGE UNKNOWN

Skarn and amphibole hornfels after sandstone, mudstone and conglomerate occur in two small areas, Kamiitō and Toriyagō. They are presumed to be unconformably overlain by Late Cretaceous volcanic rocks, and are thermally metamorphosed by intrusion of Paleogene plutonic rocks. The age of the original rocks is unknown.

CRETACEOUS AND PALEOGENE

The Cretaceous and Paleogene of the Matsue district include the Yakumo Volcanic Rocks, Daitō Granodiorite, and Hiyodori, Fube and Shimokuno Granites.

The Yakumo Volcanic Rocks include dacite and rhyolite pyroclastic rocks mostly welded, and rhyolite lava. This unit is intruded by Paleogene granitic rocks and is lithologically correlative with the Late Cretaceous volcanic rocks extensively exposed in the Chūgoku Mountains.

The Daitō Granodiorite is medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite, and is intruded by the fine- to medium-grained biotite granite of Hiyodori Granite with transitional to sharp, irregular contacts. The Daitō Granodiorite and Hiyodori Granite are 63-44Ma and 54Ma in K-Ar age, respectively and were emplaced probably in Paleocene.

The Fube Granite is lithologically very similar to the Hiyodori Granite, and is intruded by the Shimokuno Granite. The Shimokuno Granite is fine-grained biotite granite and is presumably Late Eocene to Early Oligocene in age.

Dikes of granite porphyry, quartz porphyry and microdiorite intrude into these granitic rocks. These rocks are more crystalline than Neogene dike rocks, and are locally found to be intruded or overlain by Neogene volcanic rocks.

NEOGENE

The Neogene of the Shimane Peninsula is divided into the Koura, Jōsōji, Ushikiri and Furue Formations in ascending order. Similarly, the Neogene of the northern margin of Chūgoku Mountains is divided into the Hata, Kawai, Kuri, Ōmori and Fujina Formations. Occurring in the Shinji Lowland, the Matsue Formation overlies both the Furue Formation of Shimane Peninsula and the Fujina Formation of the northern margin of Chūgoku Mountains. The Wakurayama Andesite further overlies the Matsue Formation. The Neogene formations of both areas are correlative with each other as shown in Table 1.

The Koura Formation is an Early Miocene nonmarine sequence composed of sandstone, conglomerate, finely laminated argillaceous rocks, rhyolite pyroclastic rock, and andesite lava and pyroclastic rock. This formation is not exposed in the Matsue district, but presumably occurs under the Jōsōji Formation.

The Jōsōji Formation is an Early to Middle Miocene marine sequence composed mainly of rhyolite lava and volcanoclastic rock and argillaceous rock with a small amount of andesite lava and volcanoclastic rock. Rhyolite lava flows and domes commonly form submarine highs flanked with rhyolite volcanoclastic rock and argillaceous rock. This forma-

tion conformably overlies the Koura Formation and conformably underlies the Ushikiri Formation.

The Ushikiri Formation is a Middle Miocene marine alternation of rhyolite tuff, sandstone and argillaceous rock. To the west of the Matsue district, this formation locally includes submarine lava and volcanoclastic rock of andesite and rhyolite.

The Furue Formation is a Middle Miocene marine sequence of massive argillaceous rock, and conformably overlies the Ushikiri Formation.

The Hata Formation is composed of andesite to dacite block lava, dacite pyroclastic rock and andesite to dacite volcanoclastic rock, and directly overlies Late Cretaceous volcanic rocks and Paleogene plutonic rocks.

The Kawai Formation is an Early to Middle Miocene, shallow marine to upper bathyal sequence of arkosic sandstone, conglomerate, andesite lava, dacite pyroclastic rock and andesite to dacite volcanoclastic rock. This formation overlies the Hata Formation with a structural gap, and interfingers with the marine Kuri Formation composed of mudstone, and rhyolite lava and volcanoclastic rock.

The Ōmori Formation is a Middle Miocene nonmarine to shallow marine sequence of andesite lava, dacite lava, sandstone and conglomerate. This formation unconformably overlies the underlying Kawai and Kuri Formation with a very small time gap. Andesite and dacite volcanic piles of the Ōmori Formation interfinger with the conglomerate and sandstone derived from the piles and are overlapped by the Fujina Formation.

The Fujina Formation is a Middle Miocene shallow marine sequence of sandstone, siltstone, mudstone. In the eastern area of the Matsue district, a basal conglomerate underlies this sequence. The conglomerate includes a wide variety of rounded to subrounded gravels and differs from the conglomerate of the Ōmori Formation in this respect. This formation represents the shallow marine part of the Furue Formation of the Shimane Peninsula.

The Matsue Formation, overlying the Fujina and Furue Formations, is a Middle to Late Miocene, shallow marine to lagoonal sequence of sandstone, siltstone, alkali basalt to trachytic andesite lava and volcanoclastic rock and others. Erosional contacts are common between this and underlying formations and within this formation.

Dolerite, porphyrite to andesite, dacite and rhyolite intrude as sills, dikes, or stocks into the Neogene formations. Some dolerite and porphyrite to andesite dikes, and dacite domes and dikes trend a N-S direction and intrude into the Ōmori and Ushikiri Formations. Rhyolite dikes and domes, and some other porphyrite to andesite dikes and stocks trend an E-W direction, and never intrude into the Ōmori and Ushikiri Formations and overlying formations.

The Neogene of the Matsue district represents a marine transgression-regression cycle. The sea transgressed southward beyond the earlier-formed depression where the Koura Formation accumulated, so that most of the formations show deeper facies in the Shimane Peninsula than in the northern margin of Chūgoku Mountains. This transgression occurred with E-W trending normal-faulting as revealed by Early to Middle Miocene parallel dikes of rhyolite and minor porphyrite to andesite. E-W trending folding and reverse faulting started in the Middle Miocene time, and resulted in a northward marine regression, the unconformity between the Kuri and Ōmori Formations and

the remarkable, abrupt facies change from the Jōsōji Formation to the Ushikiri Formation. After this rapid uplift, a short-term marine transgression occurred, but the Chūgoku Mountains and Shimane Peninsula became land in late Late Miocene.

QUATERNARY

The Quaternary of the Matsue district comprises the Noro Basalt, Higher I , II and III terrace deposits, Daikonjima Basalt, Middle I and II terrace deposits, Older fan deposits, Lower terrace deposits, Sashimi and Nakaumi Formations, and delta, fan, flood-plain, sandbar and coastal dune deposits. The former 10 units are Pleistocene and the remaining units are Holocene in age.

The Higher I , II and III , Middle I and II and Lower terrace deposits are composed of gravel, sand and mud, and are sporadically distributed around the Shinji Lowland, forming terraces 5 to 50 m above sea level.

The Older fan deposits are composed of gravel and gravelly mud, and are locally distributed mainly around the andesite volcanic piles of the Miocene Ōmori Formation.

The Sashimi Formation consists of marine to brackish mud, sand and gravel. This formation unconformably overlies the Daikonjima Basalt and Neogene rocks at depths of several tens of meters below sea level, and is extensively distributed beneath the Nakaumi Formation in the Shinji Lowland.

The Nakaumi Formation consists of marine to brackish mud, sand and gravel. This formation grades upward and laterally into alluvial delta, fan, flood-plain, sandbar and coastal dune deposits, spreading over the Shinji Lowland.

ACTIVE FAULTS AND LINEAMENTS, AND EARTHQUAKES

A few lineaments are recognized in the Matsue district, coinciding with rock boundaries or inactive old faults. There are no faults ascertained to be still active. No large earthquakes have occurred, though epicenters of M5-6 class earthquakes are sometimes identified to be in this district.

ECONOMIC GEOLOGY

The Hōmanzan mine south of Matsue City once produced a large amount of sulfides from the veins in the rhyolite volcanic piles of the Kuri Formation. Small amounts of magnetite and sulfide ores occur in the skarn of Kamiitō and Toriyagō Metamorphic Rocks.

The Yakumo Volcanic Rocks, andesite of the Ōmori Formation and Wakurayama Andesite are quarried for the aggregates of building and road basements.

文献引用例

鹿野和彦・山内靖喜・高安克巳・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, 126 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KANO, K. YAMAUCHI, S. TAKAYASU, K. MATSUURA, H and BUNNO, M (1994) *Geology of the Matsue district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 126 p. (in Japanese with English abstract 5 p.)

平成 6 年 2 月 4 日 印 刷

平成 6 年 2 月 8 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒 305 茨城県つくば市東 1 丁目 1-3

印 刷 者 溝 手 堅 治

印 刷 所 アサヒビジネス株式会社

茨城県つくば市竹園 2-11-6

© 1994 Geological Survey of Japan