

55 (521.81/.82) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

岡山(12)第7号

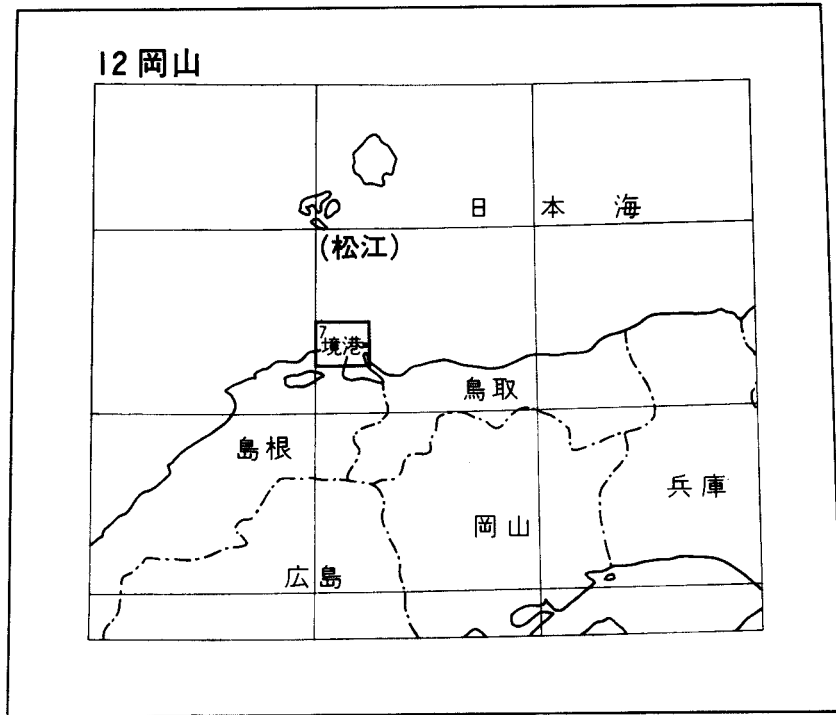
境 港 地 域 の 地 質

鹿野和彦・吉田史郎

昭 和 60 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 新第三系	11
III. 1 古浦層	11
III. 2 成相寺層	16
III. 3 牛切層	20
III. 4 古江層	24
III. 5 高湊山層	25
III. 6 和久羅山安山岩	30
III. 7 新第三紀貫入岩	31
III. 7. 1 塩基性-中性貫入岩	31
III. 7. 2 酸性貫入岩	33
III. 8 地質構造	33
IV. 第四系	36
IV. 1 山廻層	36
IV. 2 乃木層	38
IV. 3 大根島玄武岩	38
IV. 4 奥谷層	41
IV. 5 沖積層	41
V. 埋立地・干拓地及び人工改変地	41
VI. 活断層とリニアメント及び地震活動	42
VI. 1 活断層とリニアメント	42
VI. 2 地震活動	46
VII. 応用地質	47
VII. 1 鈎 床	47
VII. 2 碎 石	47
VII. 3 地すべり・山くずれ	47
VII. 4 地盤の液状化	49
文 献	49
Abstract	53

図・表・図版目次

第 1 図	島根半島及び周辺地域の埋谷面図	2
第 2 図	境港地域の埋谷面図	2
第 3 図	弓ヶ浜砂州・中海の微地形	3
第 4 図	島根半島及び周辺地域の地質略図	5
第 5 図	島根半島及び周辺地域の等重力線図	6
第 6 図	古浦層柱状図	11
第 7 図	古浦層の主要岩相	12
第 8 図	古浦層最上部の柱状図	14
第 9 図	古浦層と成相寺層の境界部付近のルートマップ	15
第 10 図	成相寺層の岩相・層厚の変化を示す模式柱状図	16
第 11 図	成相寺層の代表的泥質岩	17
第 12 図	成相寺層中の流紋岩火砕岩の産状を示す柱状図	18
第 13 図	牛切層の層厚の変化を示す模式柱状図，並びに古流向・地すべり方向	21
第 14 図	牛切層柱状図	21
第 15 図	牛切層の砂岩・泥質岩・凝灰岩互層	22
第 16 図	牛切層の凝灰岩勝ち互層	23
第 17 図	古江層・高洪山層柱状図	26
第 18 図	高洪山層水中火砕流堆積物のフロー・ユニットごとの柱状図	27
第 19 図	高洪山層中の火砕岩の産状	28
第 20 図	境港地域北部における貫入岩の分布	31
第 21 図	第 20 図に示される範囲の主として高洪山層を貫く塩基性・中性岩脈の方位の頻度分布	32
第 22 図	境港地域に分布する新第三系の断層・褶曲及び層理面の傾斜	34
第 23 図	境港地域東部の宍道断層及び周辺の断層の露頭とリニアメント	35
第 24 図	北陸 - 山陰沖の堆積盆とその断面	37
第 25 図	大根島・江島の地形	39
第 26 図	大根島全景と大塚山スコリア丘周辺の露頭	40
第 27 図	鹿島町周辺のリニアメントと活断層	43
第 28 図	枕木山東リニアメント	44
第 29 図	境水道北側のリニアメント	45
第 30 図	境港地域及びその周辺の顕著な地震の震央	46
第 31 図	境港地域及び周辺の液状化発生危険度図	48

第 1 表	島根半島新第三系層序の変遷	6
第 2 表	宍道湖・中海南岸新第三系層序の変遷	6
第 3 表	宍道低地帯の第四系層序	7
第 4 表	境港地域の地質総括表	9
第 5 表	古浦層礫岩中の礫種	13
第 6 表	古浦層産貝化石	15
第 7 表	古浦層産植物化石	15
第 8 表	成相寺層流紋岩の化学分析値	17
第 9 表	成相寺層上部の泥質岩に産する有孔虫化石	20
第 10 表	牛切層産有孔虫化石	24
第 11 表	北部の古江層に産する有孔虫化石	25
第 12 表	古江層泥岩の試料 KKS K 73-27 中の花粉化石	25
第 13 表	高洪山層の玄武岩・安山岩溶岩の化学分析値	29
第 14 表	和久羅山安山岩の無斑晶安山岩の化学分析値	30
第 15 表	新第三紀貫入岩の化学分析値	32
第 16 表	大根島玄武岩の化学分析値	39

第 I 図版 成相寺層流紋岩火砕岩の産状

第 II 図版 高洪山層安山岩枕状溶岩の産状

第 III 図版 桂島の安山岩岩脈群

第 IV 図版 高洪山層上部の安山岩溶岩・火砕岩の産状

等重力線図に関する付記

1 重力値の基準

任意の点を基準とした比較測定. 島根県平田市の北方北緯 $35^{\circ} 26. 67'$ 東経 $132^{\circ} 49.43'$ における重力測定値が 185.89mgal に設定されている.

2 緯度補正

北緯 $35^{\circ} 20'$ における緯度補正值が 1mgal と決められている.

境港地域の地質

鹿野和彦*・吉田史郎*

境港地域は、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 箇所のひとつ「島根県東部」に位置する、

現地調査は昭和 57-58 年度の 2 年間行われた。調査及びそのまとめは主として鹿野が行い、一部を吉田が担当した。また、環境地質部衣笠善博技官は活構造の調査・執筆を分担した。地質図上に併記した等重力線図は、金属鉱業事業団から提供を受けた重力探査資料を物理探査部中井順二・広島俊男の両技官が編集したものである。

本研究を進める過程において、島根大学三浦 清教授・三梨 昂教授・島田 昱郎教授・山内靖喜助教授・野村律夫博士から種々の御教示を受けた。特に山内靖喜助教授には新第三系の層序・構造について多くの御教示を受けた。また、野村律夫博士には有孔虫化石の鑑定をしていただいた。野外調査に当たっては、航空自衛隊高尾山駐とん地の方々には専用道路調査の便宜を図っていただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

地質調査所垣見俊弘、地質部佐藤博之・尾上 亨・柳沢幸夫・中野 俊の各技官から現地において直接御助言をいただいた。

植物及び貝化石の鑑定はそれぞれ地質部尾上 亨、坂本 亨技官によって、花粉分析はバリノ・サーヴェイ(爾徳永重元博士)によって行われた。地質部服部 仁技官及び技術部大森江い・大森貞子両技官(現在退職)からは蛍光 X 線分析法の指導を、三村弘二・一色直記・山田直利技官をはじめとする地質部の方々からは種々の御教示を受けた。また、環境地質部寒川 旭技官にはリニアメントについて御教示いただいた。本研究に用いた薄片は技術部特殊技術課薄片係大野正一・宮本昭正・安部正治・野神貴嗣・木村 朗各技官によって作製された。

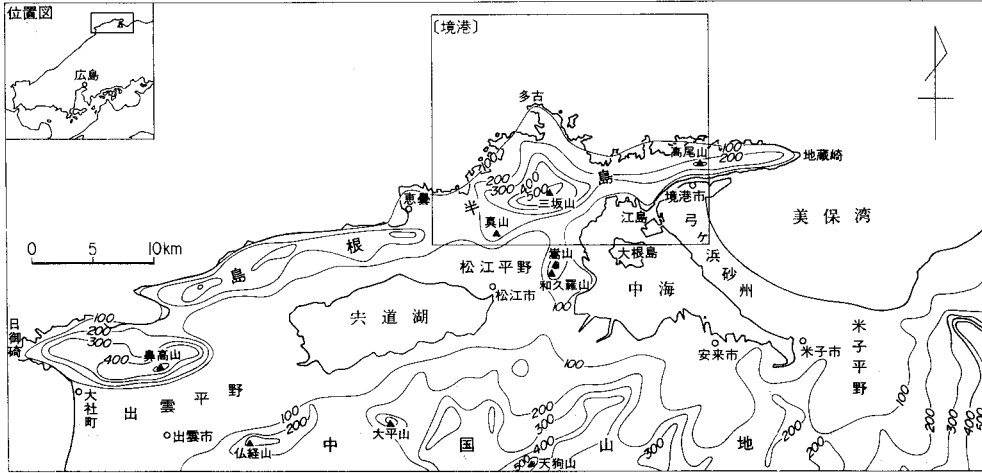
1. 地 形

境港地域は、北緯 $35^{\circ} 30' - 35^{\circ} 40'$ 、東経 $133^{\circ} 0' - 133^{\circ} 15'$ の範囲にあり、島根県東部に位置する。島根県東部の地形を概観すると、まず南側に中国山地が広がり、日本海側に張り出した島根半島の山地との間に、出雲平野・宍道湖・松江平野・中海そしてマヅ浜砂州へと連なる低地帯、すなわち宍道低地帯が広く分布していることが分かる(第 1 図)。

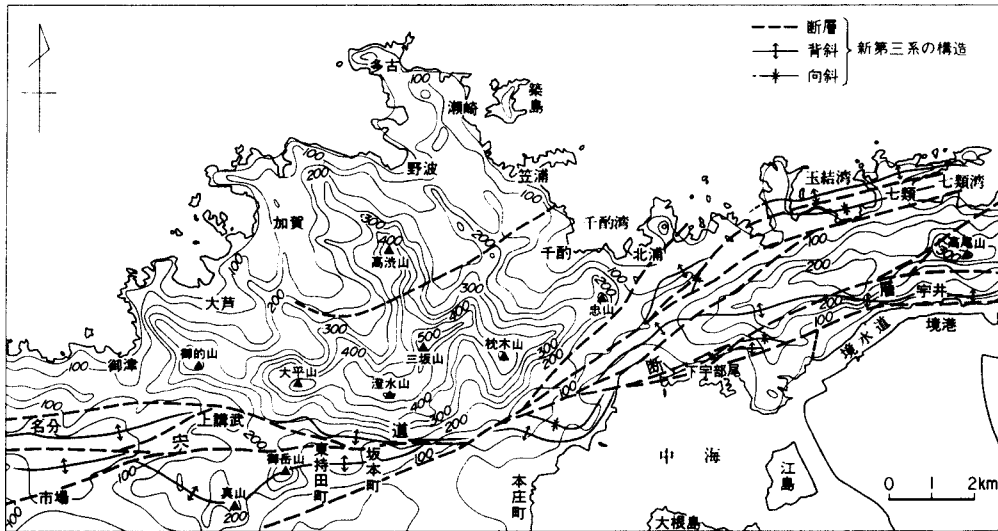
島根半島と宍道低地帯はいずれも東西方向に延び、大局的な地質構造の延びの方向とほぼ一致している。島根半島では三列の山地が雁行して並び、それぞれの山地を形成する新第三系の背斜あるいは複背斜に対応している。西列山地及び東列山地の南縁には、大社衝上断層・宍道断層と呼ばれる北上りの高角逆断層が通り、両山地とも南斜面が急峻な傾動地塊になっている。一方、宍道低地帯は、新第三系の向斜あるいは複向斜に対応しているが、低地帯東側の中央部には、第四紀の火山である大根島・江島、そして新第三紀火山岩(和久羅山安山岩)のなす高まりである嵩山^{だけ}・和久羅山が点在する。

第 1 図に示すように、境港地域には東列山地主部と中列山地東端部、宍道低地帯の東端部、更に嵩山

* 地 質 部



第1図 島根半島及び周辺地域の埋谷面図(幅2km谷埋) 実線:100mごとの等高線



第2図 境港地域の埋谷面図(幅500m谷埋) 実線:50mごとの等高線, 破線:断層

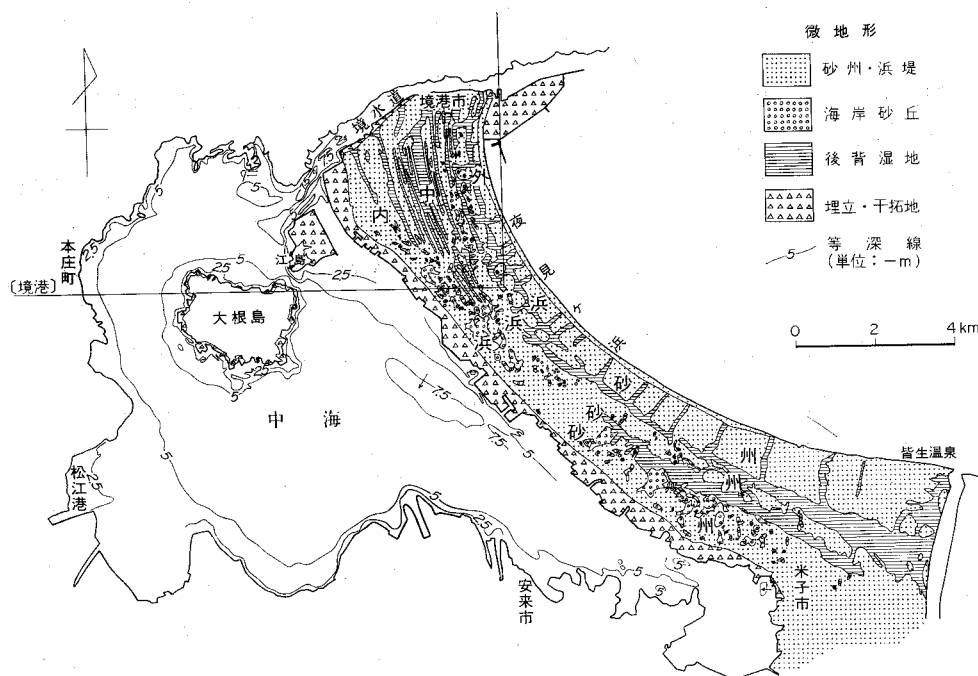
の北端部が含まれる。東列山地は、三坂山(標高535.7m)を中心とする枕木山地¹⁾、高尾山(標高332.0m)を最高点とする美保関山地に分けられる。枕木山地は、主に成相寺・牛切・古江・高洪山層の泥質岩・火山岩類と、それらを貫く貫入岩体からなる。美保関山地は、主として古浦層の砂岩・礫岩・泥質岩・火山岩類から構成される。中列山地は、真山(標高256.3m)、御岳山(標高294.7m)を主とする湖北山地であり、主に成相寺層の流紋岩類によって構成されている。これら3つの山地は、穴道断層及びその派生断層によって境される(第2図)。このうち、穴道断層の北にある枕木・美保関山地は、いずれも北へ傾く傾動地塊であり、地層の傾斜方向と傾動の方向がほぼ一致するため、ケスタ状の地形

1) 以下、山地名は島根県(1980)に従った。なお、各山地の起伏量・谷密度などの記載はこれに詳しい。

を示している。美保関山地の分水嶺は直線状の形態をなすが、枕木山地のそれは地層のうねりに対応して花綵状を示す。いずれも分水嶺は南に偏在し、その南側では急な、その北側では比較的緩やかな河床勾配を持つ必従河川が発達する。湖北山地では、各山体は、ケルンバット状に並び、真山・御岳山などの独立標高点が連なる方向は、後期中新世に形成された背斜の軸方向に一致する。断層線一特に各山地を画する断層線に沿っては、ケルンコルが見られ、長海町・坂本上・南講武などでは、宍道断層の方向に延びる河川が発達する。

弓ヶ浜砂州・中海を除くと、境港地域の丘陵・台地・平野の発達は極めて乏しく、島根半島側では、宍道低地帯に含まれる上本庄町-坂本町一帯にややまとまって分布するだけである。丘陵は、古江層の泥質岩からなり、高度40-50mの定高性が認められる。一方、台地は、中部-上部更新統の礫・砂・泥から構成される。平野は主に、上本庄町-坂本町及び佐陀川に沿って、数100m-1km弱の幅で分布する。これらは主に、谷底平野堆積物からなるが、上本庄町、福原町には扇状地堆積物が、中海に流入するあたりでは、小規模の三角州平野堆積物が発達する。

境港地域の島根半島の海岸線は、境水道を除いて複雑に入り組み、沈水海岸の様相を呈する。そのため、半島北岸では特に離島・離岩が数多く見られ、美しい景観を生み出している。湾奥部背後には、小規模の谷底・三角州平野が見られるが、その前面に発達する湾頭砂州によって閉塞されている。また、北浦・桂島では陸繋砂州が見られる。湾口部には、比高20-40mに達する海食崖の発達が顕著である。また、海岸線に沿っては、海食洞(多古の七ツ穴・新旧潜戸)・波食棚・海食台が良く発達してい



第3図 弓ヶ浜砂州・中海の微地形(式・藤原, 1967)なお、国土地理院発行の地形図をもとに、中海の等深線及び弓ヶ浜砂州先端東の埋立地をつけ加えた

る。なお、境水道沿いの直線状の海岸線は、宍道断層によって形成された断層海岸線とみなされよう。このような海岸線は、恵曇から西方にも見られ、宍道断層の延長方向と一致している点が注目される。

弓ヶ浜砂州は、米子市から北々東に延び、美保湾と中海を分かち全長18km、幅4km前後の規模を持つ日本有数の湾口砂州である。一般に標高6m以下の極めて平坦な地形であるが、詳細にみれば、砂州・海岸砂丘・浜堤列などの微地形が複雑に発達しており、その形成が単純なものではないことをうかがわせている。その形成過程については、市瀬(1964)、式・藤原(1967)の詳しい研究があり、いずれも3列の砂州からなること、それらが中海側から美保湾側に順次形成されたとする点で一致している。式・藤原(1967)によれば、第3図に示すように弓ヶ浜砂州は内浜・中浜・外浜砂州からなり、各形成期は、内浜砂州が縄文時代の海面上昇期、中浜砂州が弥生時代から約900年前頃まで、外浜砂州が約900年前以降であると考えられている。

中海は、弓ヶ浜砂州の背後に形成された潟湖であり、境水道を通じて美保湾と連結する。境港地域には、その約4分の1の面積に当たる部分が含まれる。一般に水深は6-8mの領域が広いが、最深部は弓ヶ浜砂州側と島根半島側に寄っている(第3図)。湖底には主に泥からなる中海層が露出し、湖上には低平な地形を示す大根島・江島の2島が浮かぶ。

なお、弓ヶ浜砂州と江島には埋立地・干拓地がある。これらは、江戸時代に主として水田耕作用に作られた古いものと、戦後、産業用に造成された新しいものの2種がある。

II. 地 質 概 説

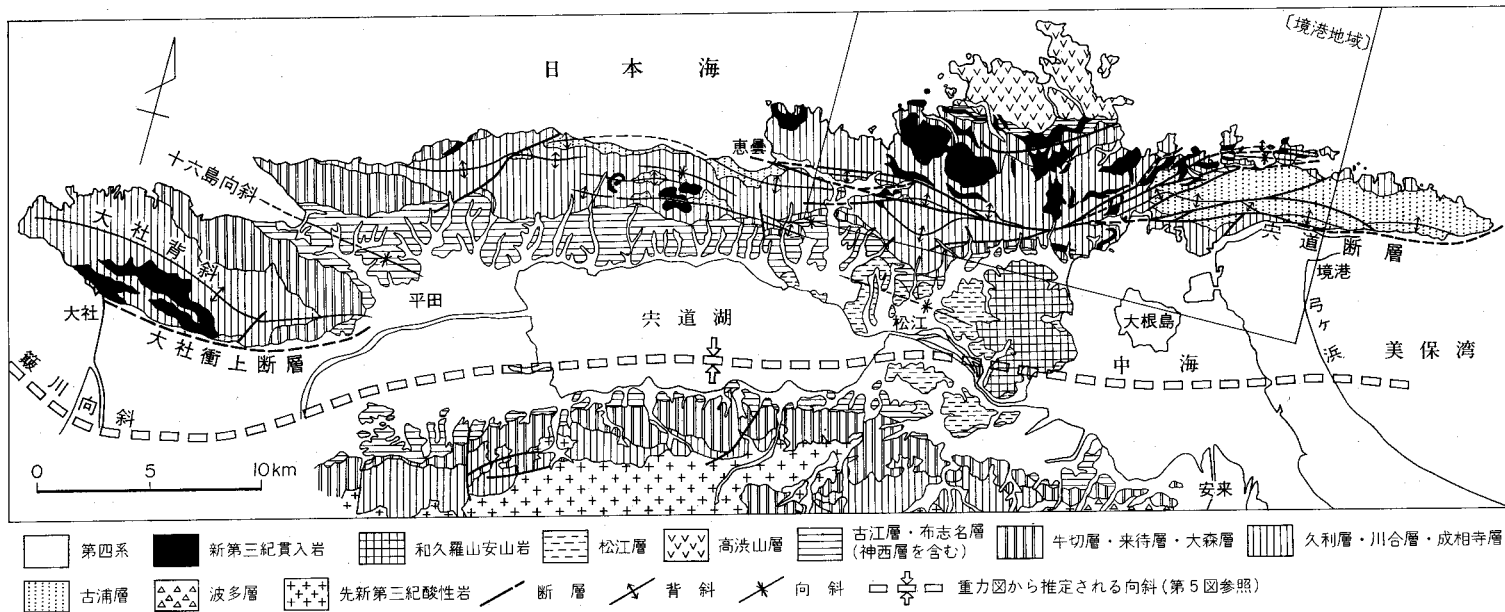
境港地域は、宍道低地帯の北側、すなわち、島根半島側に位置し、地域南端部の宍道低地帯沿いに分布する第四系のほかは、すべて新第三系中新統からなる。

本地域にみられる新第三系は、東方及び西方へと連なり、島根半島に広く分布する。また、宍道低地帯沿いに広がる第四系を挟み、その南側にも新第三系が分布する(第4図)。

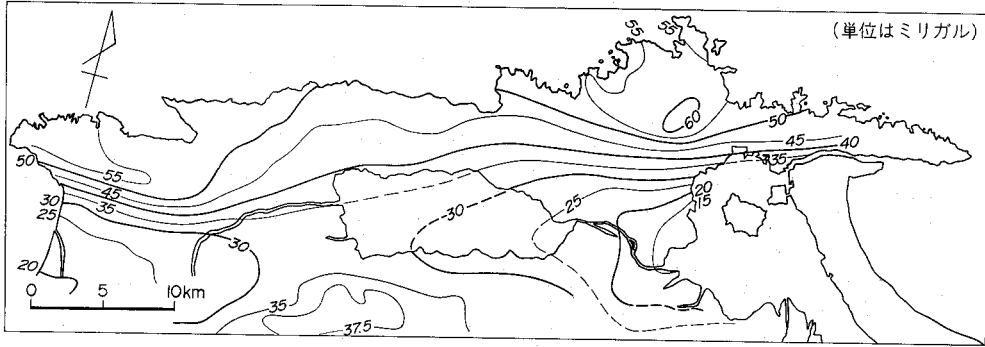
島根半島及び宍道湖・中海南岸の新第三系は、Tomita and Sakai(1937)、富田・酒井(1938)、多井(1952, 1953, 1955)をはじめとする多くの人々により研究され、層序を中心とした議論が展開されてきた(第1及び第2表)。一方、宍道低地帯に分布する第四系の本格的な研究が始まったのは1960年代に入ってからで、中海臨海地帯の地盤の研究(建設省計画局ほか、1967)や山陰第四紀研究グループ(1969)、更に中海・宍道湖底下の第四系調査(水野ほか、1972)などの組織的研究により急速に知識が集積された。その成果は、大西(1979)によりまとめられている(第3表)。

島根半島の新第三系は、下部から古浦層・成相寺層・牛切層・古江層・松江層・和久羅山安山岩に区分されているが、境港地域内では、古江層上部-松江層に相当すると考えられる火山岩層“高洪山層”が付け加えられる(第1及び第4表)。高洪山層は、従来牛切層の一部とされていた火山岩層で後述のように松江層にほぼ対比されるが、層相・分布が異なることから本報告で新たに設定された地層である。

これらの分布は、一般に、東西方向に延びた褶曲と断層で規制されている(第4図)。断層のうち、最も大きなものは、美保関から恵曇にぬける宍道断層と、大社北側の山地南縁の山麓線を走る大社衝上断



第4図 島根半島及び周辺地域の地質略図 通商産業省(1967,1969,1970), 多井(1973), 坂本ほか(1982),
島根県地質図編集委員会(1982)及び本報告などを基に編図



第5図 島根半島及び周辺地域の等重力線(ブーゲ異常)図 (坂本ほか(1982)中の須田による)

第1表 島根半島新第三系層序の変遷¹⁾

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)	
松江統				松江累層				松江層		松江層		松江層	
古江統	古江層 本庄層	西田累層群		古江道層群	古江泥岩層	古江層	古江層	古江泥岩部層	古江層	古江層	古江層	古江層	古江層
講武統	安山岩類 講武層	蘇川層群	鱈淵砂岩累層		鱈淵層	相代層							
島根統	流紋岩類 斑レイ岩・閃緑岩類 島根層		相代大成砂層岩累層		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	成相寺層	
	古浦統	古浦層	唯浦頁岩累層		古浦砂岩層	大社層	成相寺砂岩部層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層
				古浦頁岩層		古浦頁岩部層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層
						地合凝灰岩部層							腕山部層 七類部層 高尾山部層 宇井部層

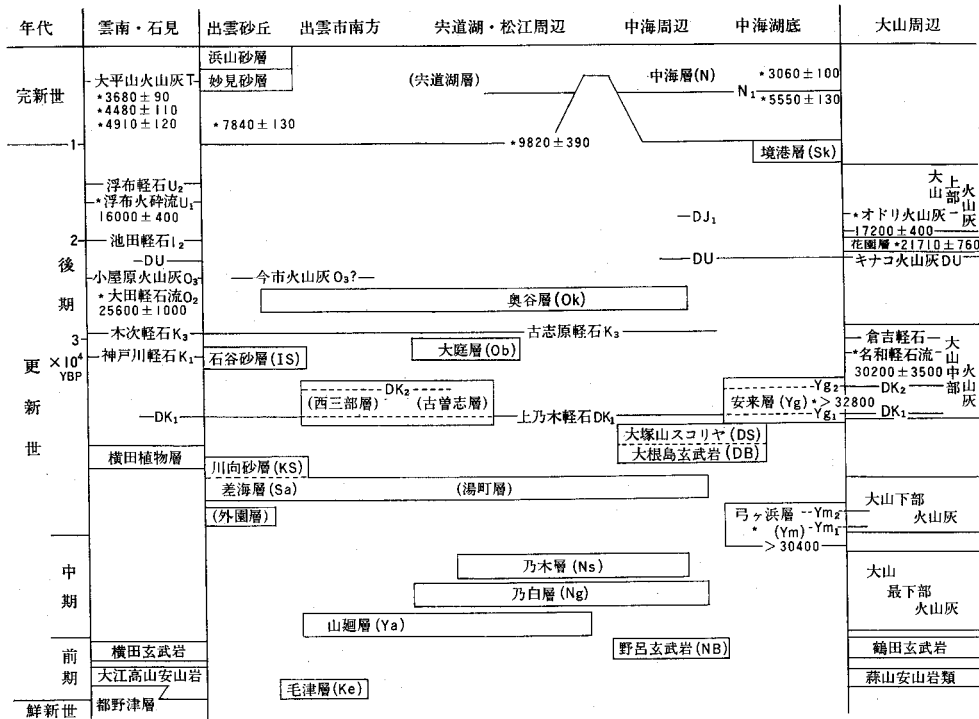
1) 和久羅山安山岩を除く 2) 半島西部 3) 半島中央部 4) 半島中・西部

第1表 島根半島新第三系層序の変遷¹⁾

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)	
松江統				松江累層				松江層		松江層		松江層	
古江統	古江層 本庄層	西田累層群		古江道層群	古江泥岩層	古江層	古江層	古江泥岩部層	古江層	古江層	古江層	古江層	古江層
講武統	安山岩類 講武層	蘇川層群	鱈淵砂岩累層		鱈淵層	相代層							
島根統	流紋岩類 斑レイ岩・閃緑岩類 島根層		相代大成砂層岩累層		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	成相寺層	
	古浦統	古浦層	唯浦頁岩累層		古浦砂岩層	大社層	成相寺砂岩部層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層
				古浦頁岩層		古浦頁岩部層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層
						地合凝灰岩部層							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

第3表 宍道低地帯の第四系層序 (大西, 1979)



層である(多井, 1973)。十六島湾^{うつぶるい}と松江, そして境水道を結ぶ線の北側にある幅5 km 内外の地域の新第三系は変形が著しく, 東西方向の軸を持った多数の褶曲からなる複背斜を形成している。ここでは, 下部の古浦層・成相寺層を取り巻くように牛切層・古江層・松江層などが分布する。第5図に示されるように, 島根半島西部では, この複背斜の南側に十六島向斜・大社背斜^{ひのかわ}・簸川向斜(多井, 1973)が平行に並ぶ。また, 周辺の地質構造, 重力図及び地震探査結果(通商産業省, 1970)から, 中海・宍道湖を通る伏在向斜が推定される。この向斜は恐らく, 簸川向斜へ続くものである。しかし, 多井(1973)は, 十六島向斜へ続くものと考え, この向斜を平田-松江向斜と命名している。この向斜の南側の新第三系は, 緩やかに北側に傾斜しており, 島根半島側とは対照的である。OTSUKA(1937a, b, 1939)は, 島根半島側をthe Shindi folded zone(宍道褶曲帯)と呼び, その変形をもたらした変動をthe Shindi tectogeneseと名付けた。宍道褶曲帯を形成した運動は, 和久羅山安山岩噴出前に終了したと考えられている(多井, 1973)。

境港地域内に限ってみると(第4図), 新第三系の最下部層である古浦層は, 境水道と日本海に挟まれた地域に最も広く分布し, 美保閑地域へ続く背斜を形成している。この背斜の南側は宍道断層に, また北側は宍道断層から派生したと考えられる断層によって断たれている。宍道断層を西方にたどると, その南方にもうひとつの大きな背斜がみられる。この背斜の最下部層は古浦層であるが, 分布はごく狭く, それを取り巻くように成相寺層・牛切層・古江層が分布する。以上二つの背斜の北方では, 緩やかに北側に傾斜し, 成相寺層の上に牛切層・古江層・高浜山層が重なる。また, 南方では, 宍道低地帯を

走る向斜の軸部付近に和久羅山安山岩が分布する。

第4表に示されるように、境港付近の古浦層は、砂岩・礫岩・安山岩-デイサイト火砕岩を主体とし、しばしば泥質岩を伴う。淡水棲貝化石と植物化石を多産することから湖成堆積物と考えられるが、上部では、上位の成相寺層(海成層)を特徴づける黒色泥質岩の薄層を挟み(本報告)、*Ostrea*²⁾を産することがある(山内ほか, 1980)。これは、古浦層の堆積末期になって、淡水湖に海水が流入し始めたためであろう。本層の時代は、植物化石とフィッシュン・トラック年代から前期中新世と考えられている(鹿野・吉田, 1984)。

成相寺層は、硬質黒色泥質岩と流紋岩火山岩類を主体とする海成層である。本層の最下部は黒色泥質岩で、東部ではその上に安山岩溶岩・火砕岩、流紋岩溶岩・火砕岩が重なる。一方、西部では、安山岩溶岩・火砕岩を欠き、直接、流紋岩溶岩・火砕岩が重なる。この上の黒色泥質岩は、しばしば流紋岩火砕岩を挟みながら、流紋岩火砕岩・溶岩が卓越し、かつ部分的に安山岩溶岩・火砕岩を伴う層に移化する。そして、その上では再び黒色泥質岩が卓越するようになる。

成相寺層最下部の黒色泥質岩から浅海棲貝化石(山内ほか, 1980)が、また、最上部の黒色泥質岩からは上部-中部半深海の有孔虫化石群集(野村ほか, 1984)が得られている。すなわち、本層の堆積環境は、浅海から半深海へと次第に移り変わっていった。

成相寺層と古浦層とは不整合関係にあるとする説(山内ほか, 1980; 山内・吉谷, 1981)があるが、先に述べた両層の堆積環境の変化は漸移的である。また、両層の間に大きな地質構造の差が認められない(本報告)。鹿野・吉田(1984)は、これらの事実に加え、古浦層上部のデイサイト凝灰岩と成相寺層下部の流紋岩のフィッシュン・トラック年代に大きな開きがないことから、両層の関係を整合とし、両層の境界の年代をおよそ22Maと推定している。

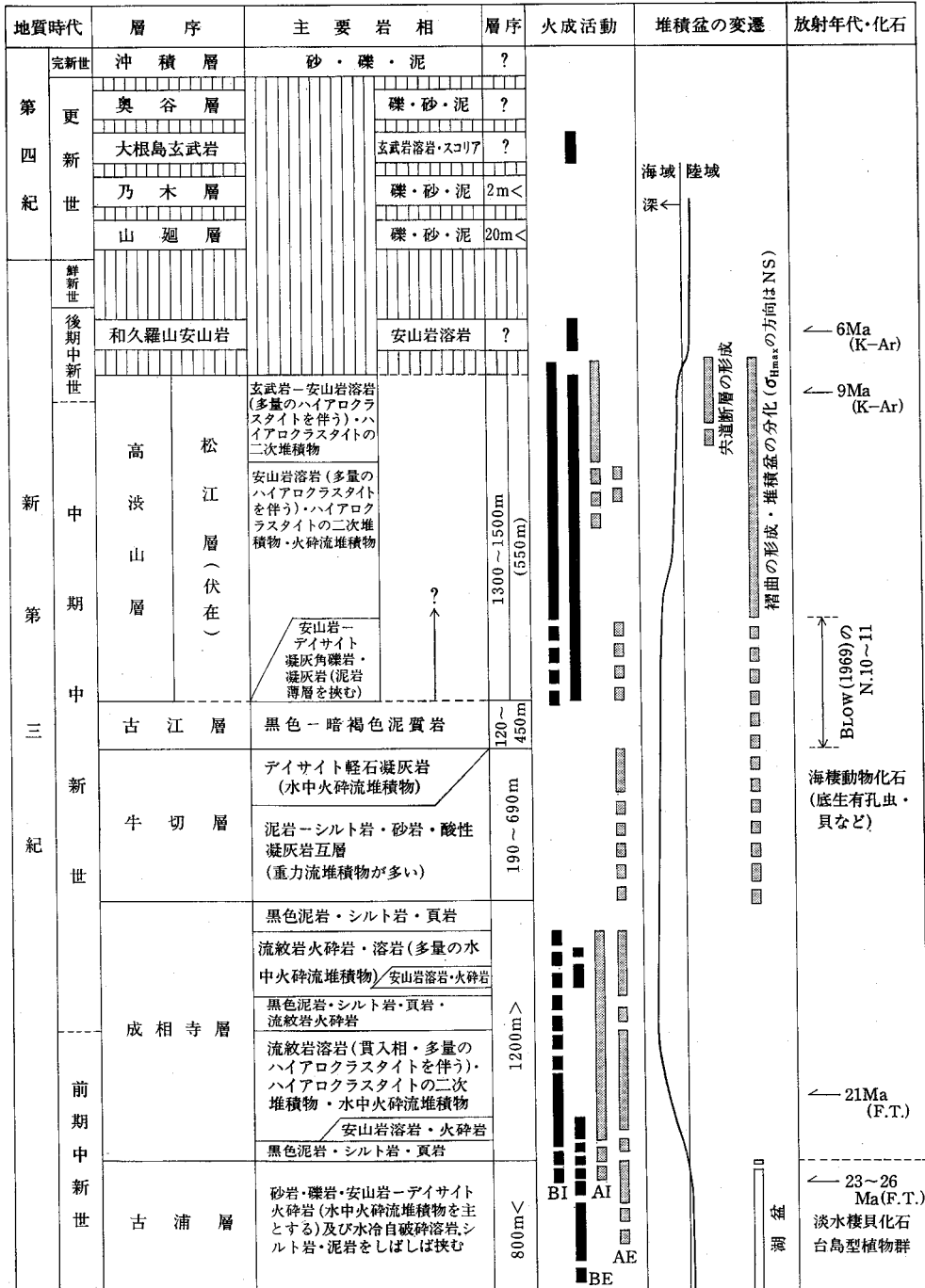
牛切層は、黒-黒褐色泥質岩・砂岩・凝灰岩の互層を主体とする海成層で成相寺層に整合に重なる。北部では、これらの互層の上にデイサイトの水中火砕流堆積物を主体とする火砕岩層が重なるが、南部ではほとんど確認されない。互層をなす凝灰岩はデイサイト-流紋岩で、混濁流堆積物あるいは水中火砕流堆積物である。また、砂岩も混濁流堆積物の特徴を示す。本層からは、*Palliolium peckhami*, *Propeamusium*, *Acesta goliath*など(山内ほか, 1980)の浅海-上部半深海にかけて棲息する貝化石が得られている。

古江層は、黒色-黒褐色泥質岩を主体とし、下位の牛切層とは整合である。北部の古江層は、従来牛切層の一部として扱われてきた泥質岩層で、その岩相やそこから産する有孔虫化石群集は模式地の古江層のものと類似する(鹿野・吉田, 1984; 野村ほか, 1984)。本層からは*Propeamusium tateiwai*, *Macoma*, *Solenidae*, *Doliocassis*などの浅海-半深海に棲息する軟体動物化石(山内ほか, 1980)と、上部-中部半深海に棲息する有孔虫化石群集(野村ほか, 1984)が得られている。野村(1984)によれば、模式地の古江層はBlow(1969)のN. 10-11に対比される。

高洪山層は、本報告で新たに設定された火山岩層で、玄武岩-安山岩の溶岩・火砕岩を主体とする。

2) 本報告で山内ほか(1980)から引用した産出化石は、島根大学卒業論文から山内ほか(1980)が転載したものである。しばしば山内ほか(1980)では*Ostrea*のようにsp. ca. spp. なのか判然としない記述が多いが、原著を見ていないので、以下ではすべて山内ほか(1980)に基づいて記述する。

第4表 境港地域の地質総括表



BI: 塩基性~中性貫入岩 BE: 塩基性~中性噴出岩 AI: 酸性貫入岩 AE: 酸性噴出岩 K-Ar: K-Ar 全岩年代
 F.T.: ジルコンのフィッシュトラック年代

北部のみに分布し、古江層とした泥質岩に整合で重なる。従来、牛切層とされてきたが、本層上部の溶岩は、古江層上部-松江層に対比可能な年代(およそ9Ma)を示す(鹿野・吉田, 1984)。

高洪山層の最下部は安山岩-デイサイトの火砕岩層で、西方に向かって薄化する。また古江層のものに類似した泥岩の薄層を挟むことがある。下部は安山岩溶岩が卓越し、上部及び側方に向かって火山角礫岩-凝灰岩の二次堆積物、特に重力流堆積物が卓越する。この傾向は東部で著しく、二次堆積物から生痕化石と *Dosinia*, *Pectinidae*, *Glycymeris*, *Nemocardium*, *Palliolum* などの浅海に棲息する貝化石が得られることがある(山内ほか, 1980)。一方、本層の上部では、玄武岩溶岩が優勢となるが、最上部で再び安山岩溶岩が卓越するようになる。これらの溶岩は、いずれも水中に流れ出たもので、かなりの部分が水冷破砕されている。また、溶岩と溶岩の間にハイアロクラスタイトの二次堆積物を挟むことがある。

松江層は、地表には露出していない。しかし、南隣の松江地域では和久羅山安山岩に不整合に覆われて広く分布する(通商産業省, 1969)。したがって、境港地域の和久羅山安山岩の直下にも伏在している可能性が高い。松江層は、粗-中粒砂岩及びアルカリ玄武岩溶岩・凝灰岩からなり(宮嶋ほか, 1972)、およそ550mの層厚を有する(通商産業省, 1969)。本層からは、中新世(-鮮新世)の海棲貝化石、いわゆる“松江動物群”を産する(岡本, 1981)ほか、汽水に棲息するエビ類(大久保, 1975)と魚類(佐藤, 1974)が報告されている。松江層の堆積環境は、温暖な浅海ないし汽水性の内湾であったと推定されている(佐藤, 1974; 岡本, 1981)。

和久羅山安山岩は、角閃石含有安山岩-無斑晶安山岩からなる陸上火山の噴出物である。本岩の年代は、 $6.34 \pm 0.19\text{Ma}$ (川井・広岡, 1966)で後期中新世である。

以上の新第三系のうち、和久羅山安山岩を除く各層中には種々の貫入岩が認められる。それらは、塩基性-中性のものゝ酸性のものゝに大別されるが、酸性のものゝのうち、成相寺層の流紋岩火山活動に関係する貫入岩は成相寺層に一括してある。

塩基性-中性の貫入岩は岩脈・岩床あるいは大規模なラコリス様岩体をなし、岩体の規模に応じて火山岩-深成岩組織を示す。その貫入時期を特定することは難しいが、少なくとも2期、すなわち、成相寺層と牛切層-高洪山層の堆積時に貫入したものがあらしい。これに対し、酸性の貫入岩は流紋岩岩脈がほとんどで、その貫入時期は塩基性-中性貫入岩の後で、恐らく高洪山層堆積時かその直後と推定される。

第四系は、下位から山廻層、乃木層、大根島玄武岩、奥谷層、沖積層に区分される。これらの区分は基本的に大西(1979)に基づいているが、本報告の乃木層は大西(1979)の乃白層をも含めたものである。

山廻層・乃木層・奥谷層は、いずれも礫・砂・泥からなる段丘堆積物であり、これらは、上本庄町付近に分布する。

大根島玄武岩は、アルカリかんらん石玄武岩の溶岩を主体とし、大根島・江島に分布する。大根島のほぼ中央部に位置する大塚山(南隣松江地域内)はスコリア丘である。

上本庄町や南講武などでは河川沿いに沖積層が比較的広く分布する。また、境港市では砂州・海浜砂丘堆積物で構成される弓ヶ浜砂州が発達している。

III. 新 第 三 系

III. 1 古 浦 層

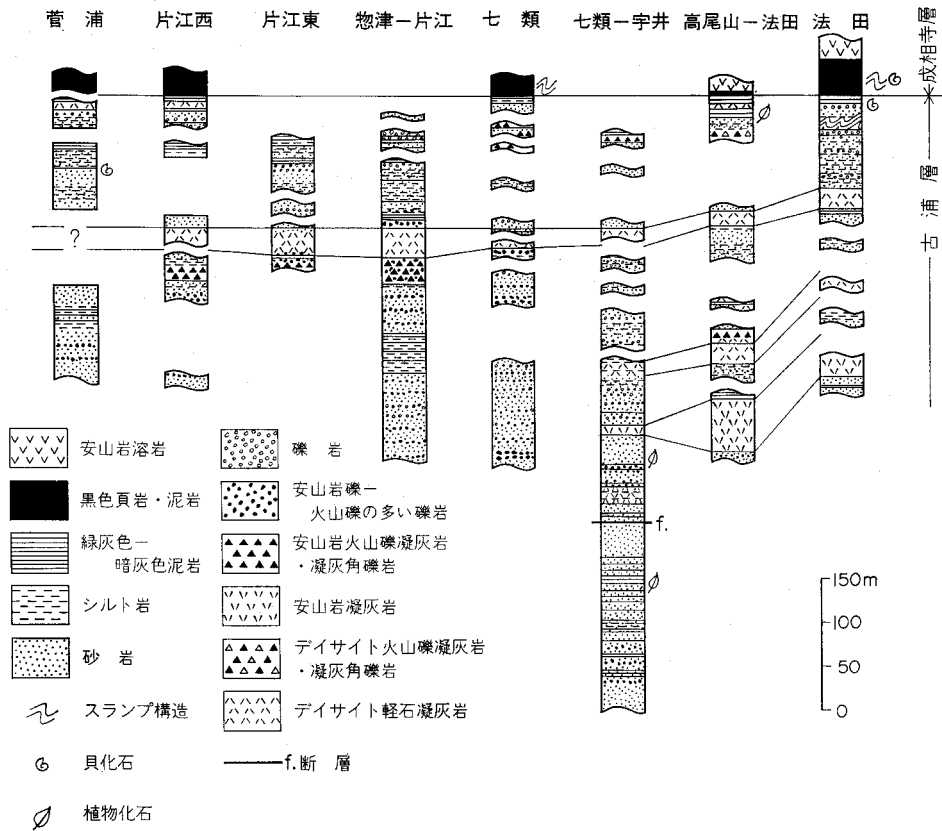
地層名 富田・酒井(1938)

模式地 島根県八束郡鹿島町古浦

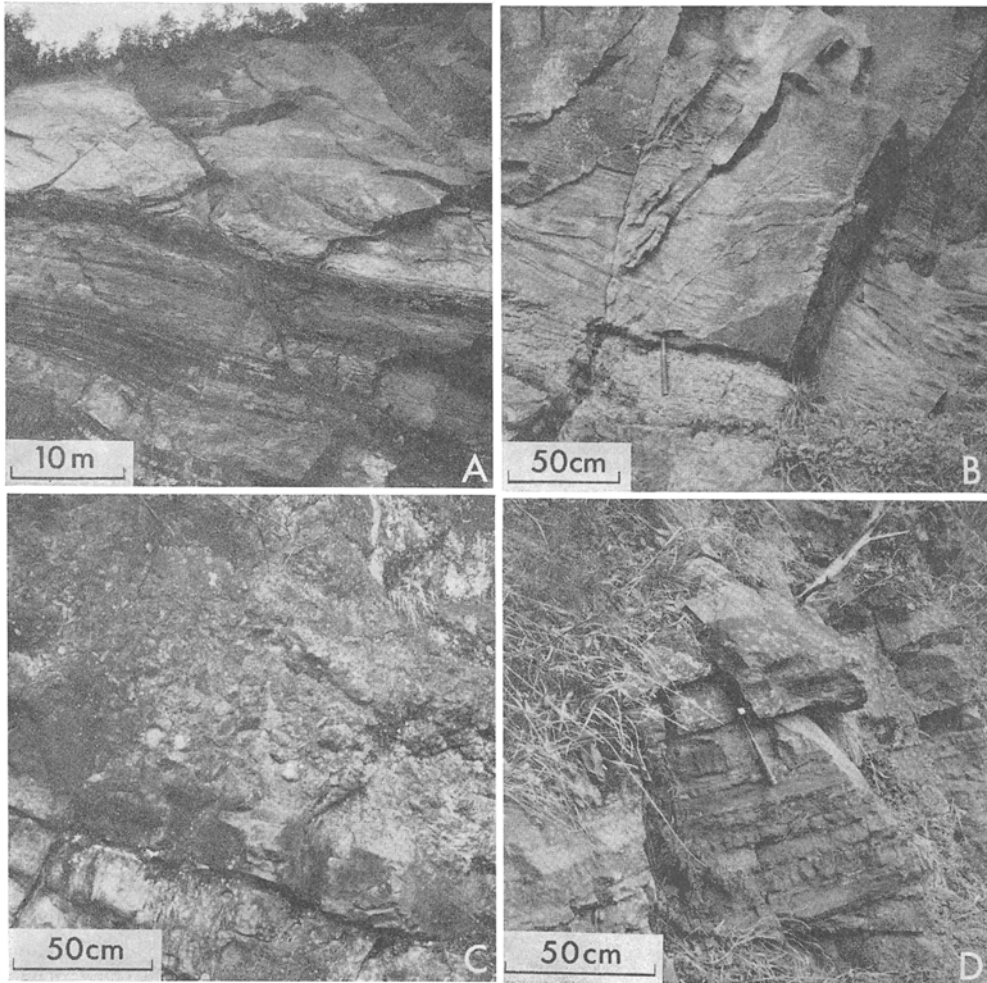
分布・層厚 美保関町手角と北浦を結ぶ線の東側の地域に広く分布する。また、南講武の沢沿いに2箇所、小規模ながら露出している。一般走向は東西で南あるいは北に20-40°傾斜し、背斜の中心部を占める。下限は不明で、層厚は800m以上と推定される。

層序関係 本層の礫岩中に含まれる礫種(後述)から判断して、先新第三紀の深成岩などを不整合に覆っていると考えられる。

岩相 本層は、砂岩・礫岩・安山岩及びデイサイト火砕岩を主体とし、しばしば泥質岩を伴う(第6



第6図 古浦層柱状図



第7図 古浦層の主要岩相

- A: デイサイト水中火砕堆積物（上の塊状に見える部分）と砂岩・泥岩
（宇井一七瀬間旧道トンネル側の採石場）
B: クロスラミナを持つ砂岩（美保関町法田）
C: 層状砂岩に重なる礫岩（自衛隊道路）
D: 安山岩火砕岩の級化成層部（法田-福浦間の道路）

図). 砂岩は、粗-中粒で淘汰が悪く、細礫を含むことも多い。単層の厚さは数cm-数mと変化に富み、クロスラミナ・平行ラミナ・級化層理が認められることがある(第7図)。砂岩の構成物は、石英・斜長石・カリ長石・輝石・角閃石・雲母などの鉱物と、安山岩・酸性火山岩・花崗岩質岩などの岩片で、とりわけ斜長石と火山岩片が多い。そのため、火砕岩層と指交する付近では、火砕岩と区別することが困難となる。このことは、礫岩の場合も同じである。礫岩を構成する礫は、数cmから20あるいは30cm程度の亜円礫ないし亜角礫で第5表に例示されるように、安山岩、デイサイトが多い。少ないながら認められる花崗岩、石英閃緑岩、角閃石片岩などは、それらの岩石学的特徴が島根半島周辺の先

第5表 古浦層礫岩中の礫種 (自衛隊道路沿い)

礫種(試料番号)	構成鉱物	特徴	相対量
中粒角閃石英閃緑岩 (KKSK 136-1)	角閃石・斜長石・カリ長石・ 石英・ジルコン・アバタイト・ 鉄鉱	鉱物の破断・再結晶化 弱い片理面有	少
角閃石片岩 (KKSK 136-2)	淡緑色角閃石・珪長質 鉱物・赤鉄鉱など	片状組織。角閃石は波動消光 珪長質鉱物の一部はグラノプラス ティック組織を示す	少
中粒黒雲母花崗岩 (KKSK 136-3)	黒雲母・斜長石・カリ長石・ 石英・ジルコン・スフェン・ アバタイト・鉄鉱	石英粒は互いに縫合線様の 接触面を持つ	少
デイサイト溶結凝灰岩 (KKSK 136-4)	石英・斜長石斑状結晶・ 酸性火山岩片・ガラス・ ジルコン・鉄鉱など	弱溶結・緑泥石・緑れん石 ・セリサイト・炭酸塩など を生じている	中程度
普通輝石・角閃石安山岩 (KKSK 136-5)	斑晶：斜長石・角閃石・ 普通輝石 石基：微細な斜長石・有色鉱物	有色鉱物は比較的新鮮 部分的に緑れん石などを生じている	多
普通輝石含有デイサイト (KKSK 136-6)	斑晶：斜長石・普通輝石 石基：斜長石・単斜輝石 ・黒雲母・石英	珪長岩様組織 緑れん石・石英などを生じている	中程度

礫種はランダムに採取された礫から種類の異なるものを選んである

新第三紀花崗岩や三郡変成岩類のそれと類似することから、先新第三系に由来するものと判断される³⁾。

第6図に示されるように、本層の中部には、安山岩火砕岩の厚層が一枚認められる。この火砕岩層は、火山礫岩あるいは火山角礫岩ないし凝灰岩を主体とし、ときに厚さ数mの変質輝石安山岩溶岩を挟む。安山岩火砕岩はしばしば級化成層し、異質岩片も少ないことから恐らくその多くは水中火砕流堆積物⁴⁾であろう。西方に向かって薄くなり、砂岩あるいは礫岩に移化する。このほかにも安山岩火砕岩が所々に分布するが、いずれも厚さ10-20m以下のレンズ状薄層で側方へ追跡できない場合が多い。

上述の安山岩火砕岩層の上位にある2枚のデイサイト軽石凝灰岩層は、デイサイト火山礫と多量の軽石片を含む。両層とも下部ほど火山礫が、また上部ほど軽石片が目立ち級化成層するので水中火砕流堆積物と判断される。共に最大層厚は20-30m。下位のもの西方に向かって尖滅するが、上位のものは比較的連続して追跡できるので良い鍵層となっている。これらのほかに、高尾山の自衛隊道路沿いに厚さ18m内外のデイサイト軽石凝灰岩が認められる。これは先に述べた安山岩火砕岩層より下位に位置し、高尾山から東方へ続く。ほとんど軽石からなり、下部12mは一見塊状に見えるが、上部6mは軽石

3) 三浦(1973b, c)は、このほかに隠岐・飛騨片麻岩類の片麻岩礫を報告している。

4) 本報告でいう水中火砕流堆積物とは、あまり円磨されていない同質火砕物が大部分を占める層をなし、かつ、下部が一見塊状あるいは級化している部分からなり、上部に向かうにつれて平行層理(ときに斜交層理やコンボリューション)が明瞭になり、しかも平行層理で境される各ユニット内では級化が認められるようなものを言う。すなわち、FISHER and SCHMINCKE(1984)が用いているように広い意味での水中火砕流堆積物を指す。ただし、その下部、上部あるいはそれらの一部しか認められないような場合でも水中火砕流堆積物に含めた。また“水中”の判定はその上下の地層の堆積環境から行った。

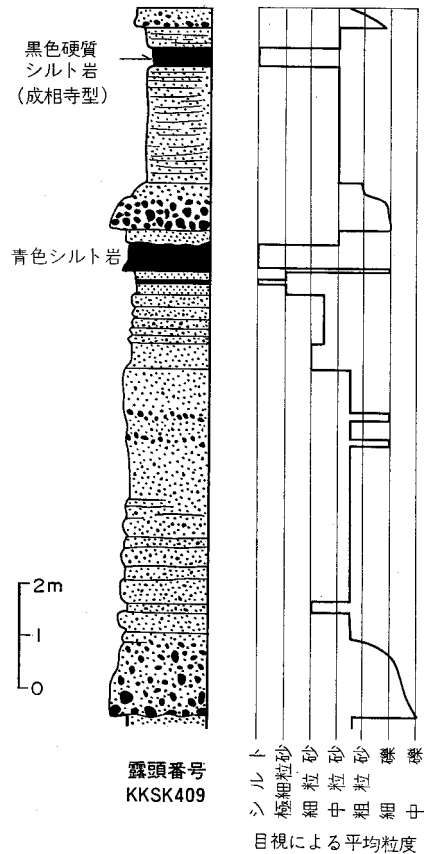
- 細粒凝灰岩となり級化成層しているのでやはり水中火砕流堆積物と判断される。

手角-北浦間の道路沿いを中心とした地域には、上述のデイサイト軽石凝灰岩の上位に溶岩を主体とする安山岩層が分布する。溶岩の間にはしばしば成層した同質の凝灰岩・火山礫凝灰岩が挟まれている。また溶岩は1mm内外の気泡を有する変質輝石安山岩で、しばしば小岩片に分かれ、その間を方解石などの二次鉱物が充填している。この安山岩層は手角-北浦間の北寄りの背斜部に最も厚く、50m程度と推定されるが、その周囲では急激に薄化し尖滅する。したがって噴出源はその付近にあった可能性が高い。七類南方に分布するレンズ状の安山岩層(第6図)は、これとほぼ同層準にある。

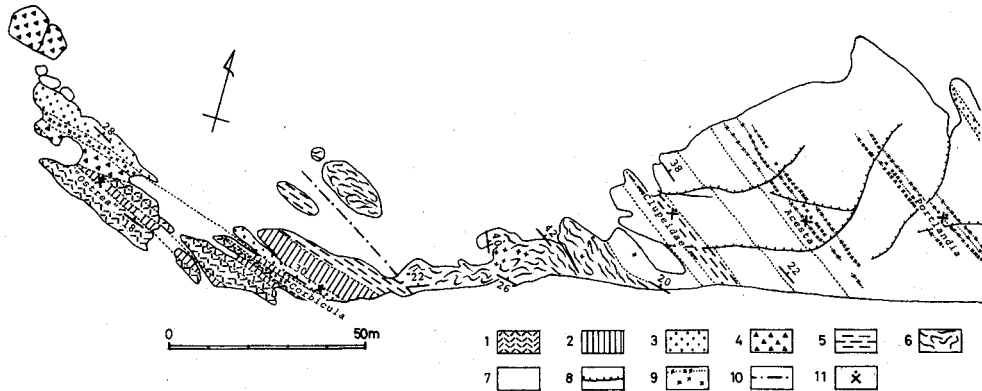
泥質岩は、露出する範囲で見ると、下部と上部に多く挟まれている。下部が最も良く露出している宇井-七類間の旧道では、砂岩の間に、数cm-数mの灰-灰黒色の硬質泥岩・シルト岩がしばしば挟まれている部分(山内ほか、1980の宇井部層にほぼ相当する)を観察することができる。そこでは、厚さ数-数10cmの泥岩・シルト岩が厚さ4-数10mの砂岩級化層の上に漸移して重なる例が認められる。一方、上部付近に挟在する泥質岩の多くは、緑色を帯びた暗灰-灰色シルト岩で、一部に、淡水棲貝化石を多量に含む灰-灰褐色泥質岩薄層やごく薄い平行ラミナの発達した凝灰質泥岩が見られる。本層の泥質岩からはしばしば植物化石を産する。

古浦層の最上部は、酸性火山岩源碎屑物を多量に含む礫質-砂質岩の単層の重なりの中に、灰色シルト岩あるいは凝灰質シルト岩の薄層をかなりの頻度で挟むようになり、成相寺層との境界付近では、シルト岩・泥岩が優勢となる。惣津の海岸では、成相寺層を特徴づける黒色泥質岩の薄層が砂岩・礫岩層に挟まれている(第8図)。また、法田の北東の海岸では、古浦層の中に *Ostrea* を産し、それに重なる成相寺層基底部付近では、*Clupeidae*, *Acesta*, *Portlandia* などの浅海に棲息する動物化石が見つかっている(第9図)。更に西方の海岸にはスランブ構造が顕著な凝灰質泥岩ないし凝灰岩が分布する。そこでのスランブのすべり方向は概略南から北を指している。一方、南講武に分布する岩相は、流紋岩凝灰岩あるいは酸性火山岩源碎屑物を多量に含む粗粒砂岩を主体とし、成相寺層の泥岩に移化する。一部に礫岩の薄層を挟むこともあるが、岩相上、成相寺層の流紋岩の卓越する部分と類似するので、成相寺層に含まれるかもしれない。

化石 本層からは次の化石を産する(第6及び第7表)。



第8図 古浦層最上部の柱状図(惣津の玉結湾に面した海食台)この上に乱堆積構造を持つ黒色頁岩が重なる



第9図 古浦層と成相寺層の境界部付近のルートマップ(法田西方の海食台) 山内ほか(1980)による
 1-5:古浦層(1:デイサイト凝灰岩 2:頁岩 3:砂岩 4:デイサイト凝灰角礫岩 5:暗緑色頁岩)
 6-7:成相寺層(6:乱堆積黒色頁岩 7:黒色頁岩) 8:断層 9:ノジュール 10:山内ほか(1980)
 による不整合面 11:化石産出地点

第6表 古浦層産貝化石(山内ほか, 1980及び坂本 亨鑑定)

<i>Ostrea</i> sp.	<i>Lamprotula sakaii</i> SUZUKI (MS.)
<i>Portlandia</i> sp.	<i>L.</i> sp.
<i>Viviparus</i> sp.	<i>Cuneopsis nagahamai</i> MIZUNO
<i>Semisulcopira sakamotoi</i> SUZUKI (MS.)	<i>C. praeambiguus</i> MIZUNO
<i>Anodonta etomoensis</i> SUZUKI (MS.)	<i>C.</i> sp.
<i>A.</i> sp.	<i>Corbicula</i> sp.

第7表 古浦層産植物化石

美保関町小中村北方採石場跡 (山内ほか, 1980)

Metasequoia japonica MIKI
Salix sp.
Quercus sp.
Alnus sp.
Potamogeton sp.
Acer sp.

美保関町自衛隊道路 (尾上 亨鑑定)

Metasequoia occidentalis (NEWBERRY) CHANEY
Lindera miyataensis HUIZIOKA and UEMURA
Parabenzoin cfr. *trilobum* (SIEBOLD and ZUCCARINI) NAKAI
Parrotia fagifolia (GOEPPERT) HEER
Vitis sp.

Ⅲ. 2 成 相 寺 層

地層名 通商産業省(1967). 多井(1952)の成相寺頁岩層に相当する.

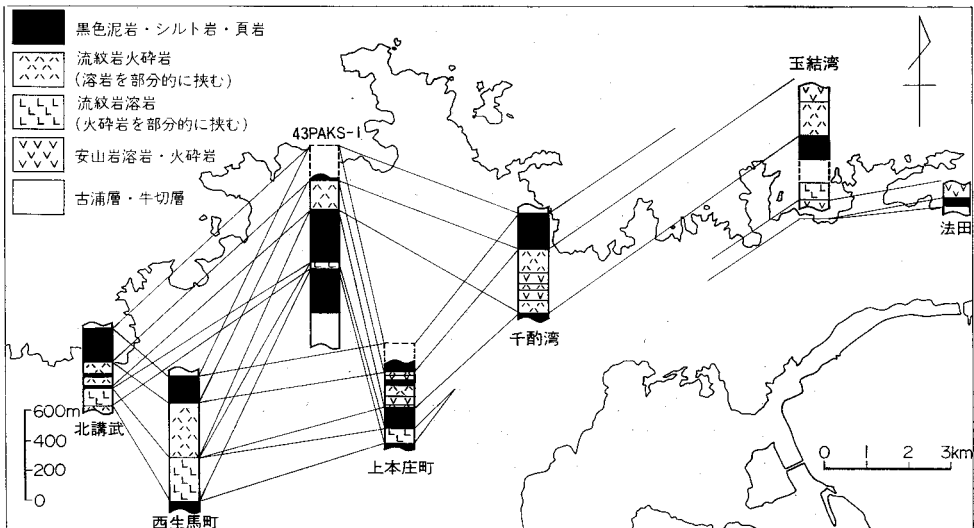
模式地 松江市成相寺

分布・層厚 千酌と御津を結ぶ線の南側に広く分布する. 一般走向は東西で普通南あるいは北に20-40°傾き, 古浦層を取り巻く. 断層で寸断されている部分があるので正確な層厚は不明だが, 最大で1200m程度と推定される.

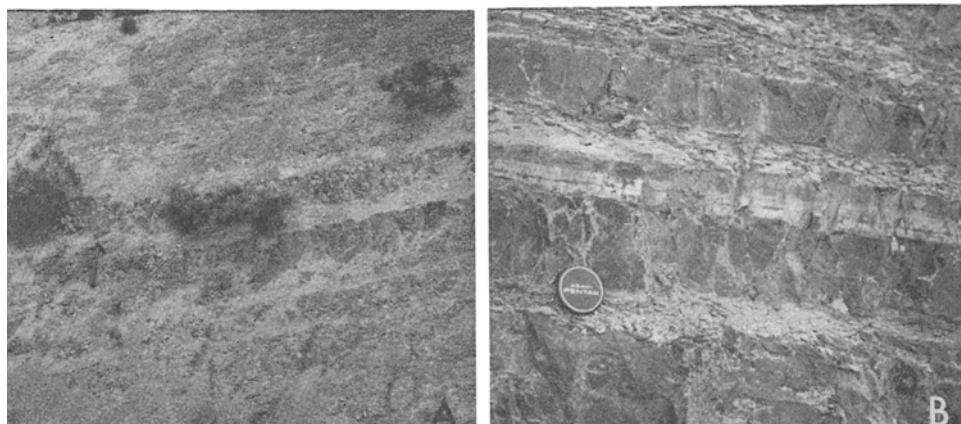
層序関係 古浦層に整合で重なると考えられる. 山内ほか(1980)及び山内・吉谷(1981)は不整合関係にあるものとしたが, 地質図から判断されるように, 両者の構造は整合的である. また, 先に述べた古浦層最上部から成相寺層下部にかけて産出する化石の変化(第9図)は, 両層の間の堆積環境が, 淡水湖-汽水湖から浅海へと漸移的に変化したことを示唆している. 古浦層最上部付近に見られる“成相寺型”の黑色シルト岩薄層はこのことを裏付けるものであろう(第8図). 法田付近の海岸と惣津の海岸では, スランプ構造などの乱堆積構造を示す黑色頁岩が古浦層にやや斜交して接する(第9図). 山内ほか(1980)は, その接触面を不整合面と解しているが, その付近では, 古浦層の砂岩片を取り込んでいる場合や, 面と平行な小断層が多数見られることもあり, 海底地すべり面の可能性がある.

岩相 本層は黑色泥質岩と流紋岩溶岩・火砕岩を主とし, 部分的に安山岩溶岩・火砕岩を挟む(第10図).

黑色泥質岩は本層基底から最上部まで見られるが, 本層中に占める厚さは火山岩, 特に流紋岩の卓越する所では薄く400-500m, ほかでは最大800m前後である. 火山岩中にもしばしば挟まれるので, 黑色泥質岩と火山岩は指交関係にあると推察される. 産出化石から海成であることは確かである. 本層の



第10図 成相寺層の岩相・層厚の変化を示す模式柱状図
試錐 43 PAKS-1 の柱状図は通商産業省(1970)による



第11図 成相寺層の代表的泥質岩
 A: 黒色シルト岩・泥岩と頁岩の互層 (御津-恵壽間の道路)
 B: 黒色シルト岩・泥岩と頁岩の互層 (鹿島町上講式)

黒色泥質岩はかなり硬いのが特徴で、シルト岩-泥岩が最も多く、頁岩がそれに次ぐ。シルト岩-泥岩は数-30cmの単層の重なりをなし、かつその間に頁岩あるいは凝灰岩の薄層を挟むことが多く、級化層理あるいは平行ラミナなどの内部構造が認められることがある(第11図)。頁岩はシルト岩と泥岩の互層中であって微細な小片に剥離するもの(第11図)と、微細な平行ラミナを持つものがある。黒色泥質岩の中には、ときとして長径数-数10cmの炭酸塩団塊が含まれることがある。

流紋岩は本層下部及び中部に多く、下部では溶岩が、中部では火砕岩が卓越している(第10図)。流紋

第8表 成相寺層流紋岩の化学分析値

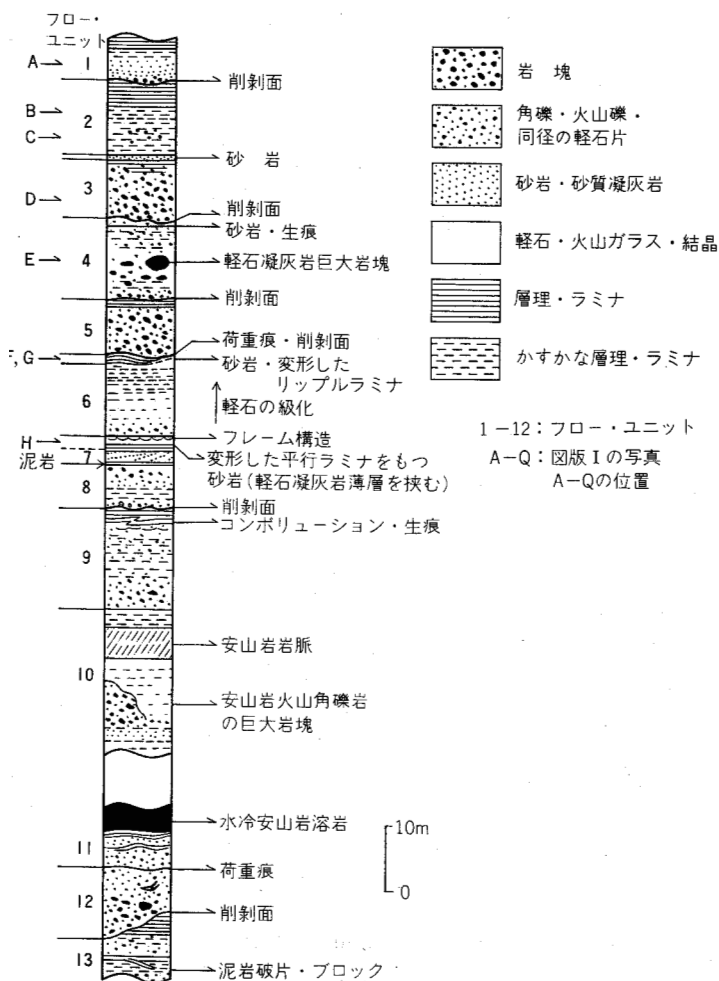
	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	74.98	75.30	74.26	73.20
TiO ₂	n. d.	n. d.	0.50	0.54
Al ₂ O ₃	14.42	14.46	12.34	12.85
Fe ₂ O ₃	1.06	0.89	1.84	2.93
FeO	0.16	0.15	1.42	
MnO	n. d.	n. d.	0.10	0.10
MgO	0.16	0.11	0.34	0.77
CaO	0.16	0.32	0.00	0.89
Na ₂ O	5.65	5.40	4.11	5.74
K ₂ O	2.30	1.80	2.87	1.03
P ₂ O ₅	n. d.	n. d.	0.02	0.13
H ₂ O(+)	1.34	1.85	1.20	1.33
H ₂ O(-)			0.43	0.22
Total	100.23	100.28	99.33	99.43

(1),(2) 美保岡町下宇部尾去ルガ浜 (MUKAE, 1957)

(3) 松江市真山 (三浦, 1974)

(4) 島根町御手洗滝上流 (GSJ R 26510: KKSK 209-86)

(4)は蛍光X線分析法による分析値で全鉄を Fe₂O₃として求めた



第12図 成相寺層中の流紋岩火砕岩の産状を示す柱状図(菅浦湾西岸)

各フロー・ユニットは削剥面、荷重痕、間に挟まれる砂岩層などによって区分できる。フロー・ユニット1・2・6・7・8・11は軽石を主体とし、下部には級化した部分が、上部には平行層理の明瞭な部分が認められる。フロー・ユニット3・4・5は角礫岩塊を主体とし、下部は一見塊状で部分的に逆級化が見られ、上部には級化部、更に上に平行層理の明瞭な部分が認められる。フロー・ユニット9・10は上記二つの型の中間的様相を示す。フロー・ユニット12・13は泥岩のブロックを取り込んでいる。ユニット13の中部には斜交層理が認められる。図版Iにこれらの写真を示す

岩はNaに富む(第8表)いわゆる斜長流紋岩である。溶岩は黒色泥質岩や成層した流紋岩火砕岩を挟むことがあり、海底に噴出したものであろう。溶岩の多くは、その上下及び側方に向かって角礫化が著しくなり、火山角礫岩に移化する。恐らく水冷破碎を受けている。また、第12図に例示されるように、本層中部に卓越する流紋岩火砕岩の多くは圧密された軽石片あるいは火山角礫-岩塊を多量に含む。それらは巨大な岩塊を取り込んでいることがあり、しばしば下位を削剥している。また、下底面には荷重痕が多く(第12図)、流痕が認められることもある。火砕岩層の間には、しばしばリップルラミナあるいは

は平行ラミナを有する砂岩-泥岩の薄層が挟まれている(第12図)。火砕岩の各ユニットの下部は級化し、上部では成層しているなど、上記の事実と考え併わせると、水中を流下した火砕堆積物であると推定される。

下部の流紋岩は、真山・御岳山で最も厚く、下宇部尾・森山及び七類湾北岸などの数箇所にも厚い所が見られる。それらの地域では、流理が垂直に近く、しかも柱状節理の発達した部分があり、その近辺には同質の溶岩・火山角礫岩が認められる。また厚さも側方に向かって減少する。例えば、第10図に示されるように、真山・御岳山を中心とした地域(第10図西生馬町近く)では、最大200-300mであったものが、周辺では、50-100m以下となっている。したがって、下部の流紋岩は、各所に噴出した溶岩ドームあるいは大きな火山体の連なりと推定される。噴出の中心は、恐らく、流紋岩の厚い所にあったであろう。

中部の流紋岩は、先に述べたように火砕岩が卓越する。その厚さは最大で400m前後である。下部の流紋岩ほど明瞭ではないが、下部流紋岩が厚い所ほど厚い傾向が認められる(第10図)・溶岩は、忠山と澄水山しみずの間の地域にやや厚く分布する。本層中部の流紋岩の噴出源の一つは、片江湾西岸にあったらしい。ここではドーム状の流紋岩岩体から溶岩・火砕岩に移化する様子が観察できる。このほかに、本層の黒色泥質岩を貫き、同質の溶岩・火砕岩に移化していると思われるドーム状あるいは岩脈状の流紋岩岩体が手角町などに分布しており、やはり中部の流紋岩の噴出源であった可能性がある。これらの延びの走向ははっきりしないが、東西であり、後で述べるように新第三紀貫入岩としてまとめられる酸性貫入岩の貫入方向(N-S~NNW-SSE)とは異なる。また後者は角閃石を含む点で区別される。

安山岩は、本層の基底部近くと本層中部の流紋岩層中に認められる。いずれも輝石安山岩で、溶岩を主体とする。溶岩は所々で急冷縁を持つ角礫に分かれ、火山角礫岩に移化する。また、中部の流紋岩層に挟まれる安山岩溶岩には枕状の部分が認められることがある。

本層基底近くの安山岩は本地域東部でのみ観察される。七類湾周辺で最も厚く100m前後。七類湾南岸では同質岩が古浦層を貫き、それ自身、急冷縁を持つ角礫の集合体になっている部分が認められる。すなわち、この貫入岩は、成相寺層の堆積が始まった頃に貫入したもので、本層基底近くの安山岩の噴出源の一つは恐らく七類湾南岸付近にあったものと推定される。

本層中部の流紋岩層に挟まれる安山岩層は2-3枚ある。いずれも北浦周辺で最も厚く、最大のものが100m前後である。忠山西方では確認されないが、更に西方の枕木山付近では北浦付近のものとほぼ同層準にあるレンズ状安山岩層が2枚認められる。

岩石記載

流紋岩 <GSJ R24993⁵⁾>

産状・産地：溶岩。松江市東持田町納蔵西の林道沿い。

斑晶：斜長石・石英とごく少量のカリ長石。

いずれも0.1-1mm内外で、一部に破片状になっているものがある。また石英には虫食い状の部分が見られることがある。

石基：珪長質鉱物・ジルコン・アパタイト・鉄鉱・セリサイト・炭酸塩鉱物を生じている。

5) GEMS 登録番号

第9表 成相寺層上部の泥質岩に産する有孔虫化石 (野村ほか, 1984)

砂質殻種 <i>Bathysiphon</i> ? sp. <i>Cyclamina pusilla</i> BRADY <i>Cyclamina</i> sp. indet. <i>Cribrostomoides</i> cf. <i>crassimargo</i> (NORMAN) <i>Cribrostomoides</i> sp. ? <i>Discamina</i> cf. <i>compressa</i> (GOËS) <i>Martinottiella nodulosa</i> (CUSHMAN) <i>Proteonina</i> sp. <i>Textularia</i> sp.	石灰質殻種 <i>Cibicides</i> ? sp. <i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA and MARUHASI <i>Globobulimina</i> sp. indet. <i>Gyroidina orbicularis</i> d'ORBIGNY <i>Hastilina</i> sp. <i>Lagena sulcata</i> (WALKER and JACOB) <i>Nonionella miocenica</i> CUSHMAN <i>Nonionella</i> ? sp. <i>Sphaeroidina</i> cf. <i>compacta</i> CUSHMAN and TODD <i>Uvigerina subperegriana</i> CUSHMAN and KLEINPELL <i>Uvigerina</i> sp. indet.
石灰質殻種 <i>Ammonia</i> sp. indet. <i>Brizalina argentea</i> (CUSHMAN) <i>Cibicides</i> cf. <i>floridanus</i> CUSHMAN	

化石 法田西方の海岸にある成相寺層の基底部付近の泥質岩から *Acesta*, *Portlandia* と魚骨が、また片江 - 北浦間の沿岸から *Propeamusium tateiwai* と魚骨や魚群が産出する (山内ほか, 1980)。最近、千酌付近及び本庄町東方の上部層準の泥質岩から、上部 - 中部半深海に棲息していたと考えられる底生有孔虫群集の産出が報告されている (第9表)。

III. 3 牛 切 層

地層名 通商産業省 (1967)。多井 (1952) の牛切互層に相当する。ただし、境港地域北部の牛切層は、デイサイト水中火砕流堆積物 (軽石凝灰岩) の卓越する層準までとし、その上の泥質岩層は古江層とする。

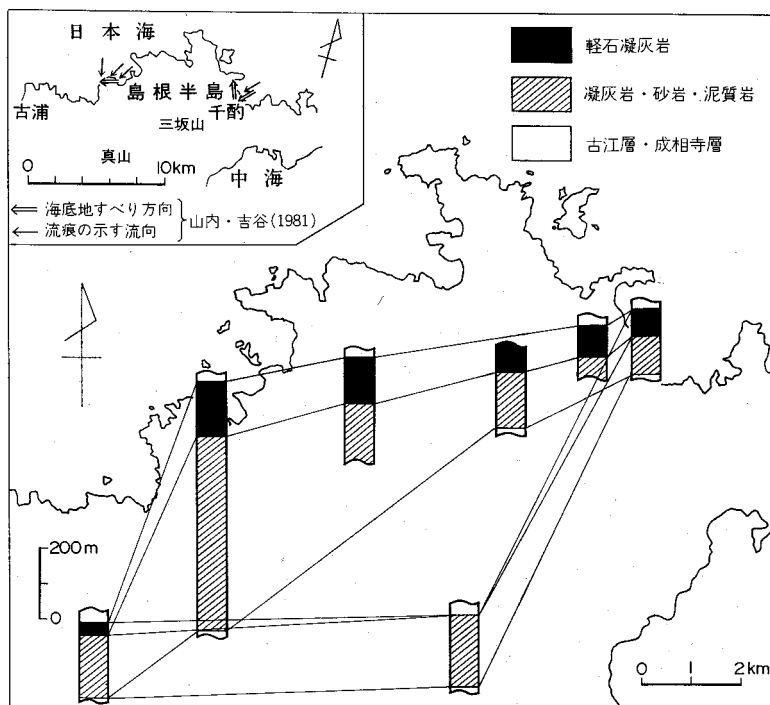
模式地 松江市牛切

分布・層厚 上本庄町 - 松江市街地の北部 - 上佐陀町を結ぶ線の南側の地域と、千酌・笠浦 - 大芦・御津を結ぶ線の北側の地域に分かれて、成相寺層を取り巻くように分布する。一般走向は東西で、南側の地域では南傾斜、北側の地域では北傾斜となっている。層厚は、御津・大芦付近で最も厚く、南及び東に向かって薄くなり、190-690m 程度である。

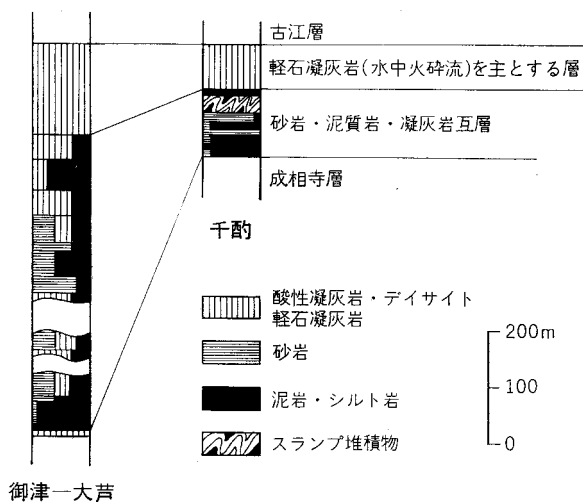
層序関係 下位の成相寺層と漸移整合

岩相 本層は、下部の砂岩・泥質岩・凝灰岩互層と上部のデイサイト軽石凝灰岩層に分けられる (第13図)。ともに大芦付近で最も厚く、南及び東に向かって薄くなる。デイサイト軽石凝灰岩層の場合は、南側で特に薄く、ほとんど追跡できなくなる (第13図)。

砂岩・泥質岩・凝灰岩互層中の砂岩・泥質岩・凝灰岩の構成比率は層準、場所によって異なる (第14図)。最も厚い御津・大芦付近では、下部ほど砂岩が多く、上部ほど凝灰岩が多くなる。また、その東方延長では泥質岩が、南部では凝灰岩質砂岩・凝灰岩が多くなる。単層の厚さは、数 cm - 1m 内外。砂岩は数 - 10 数 cm 大の円礫を含むことがある。また、凝灰岩の中には厚さ数 m で塊状 - 級化部の上に多重



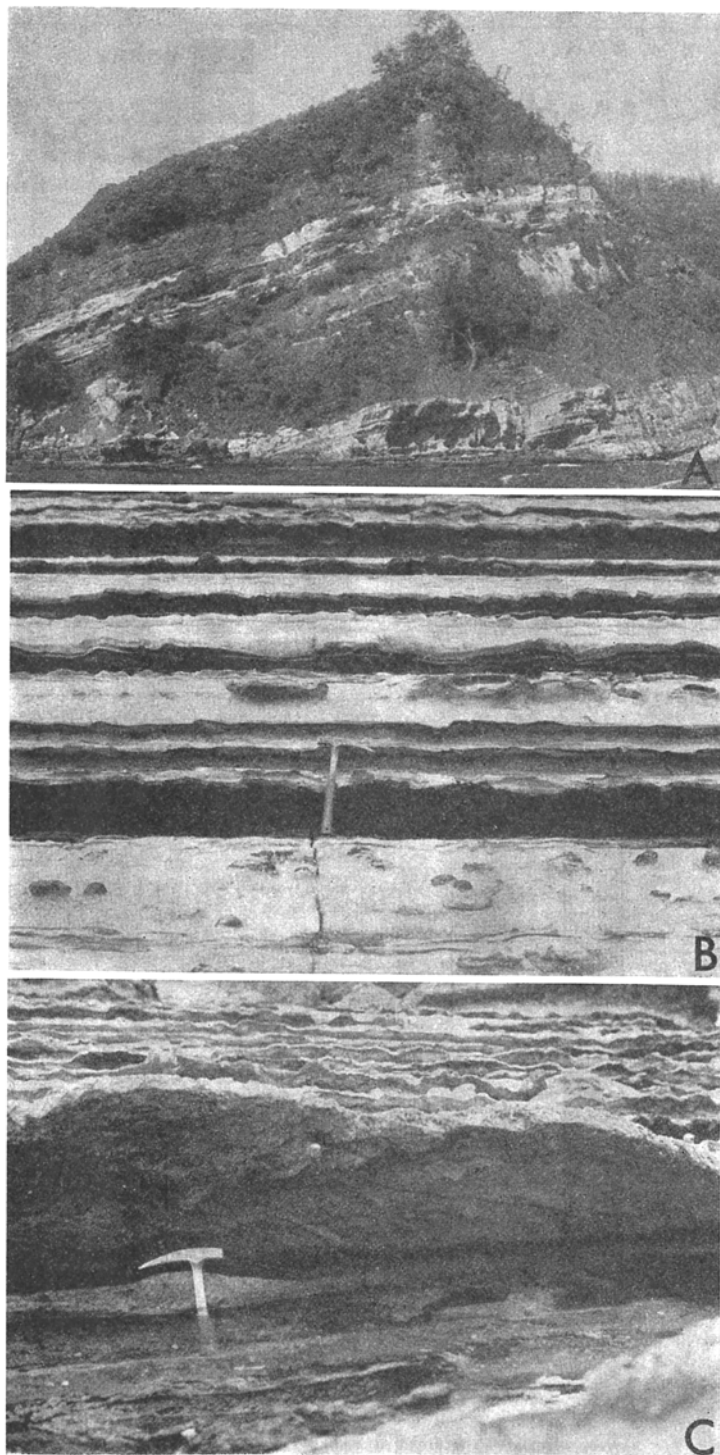
第13図 千切層の層厚の変化を示す模式柱状図、並びに古流向・地すべり方向



御津一大芦

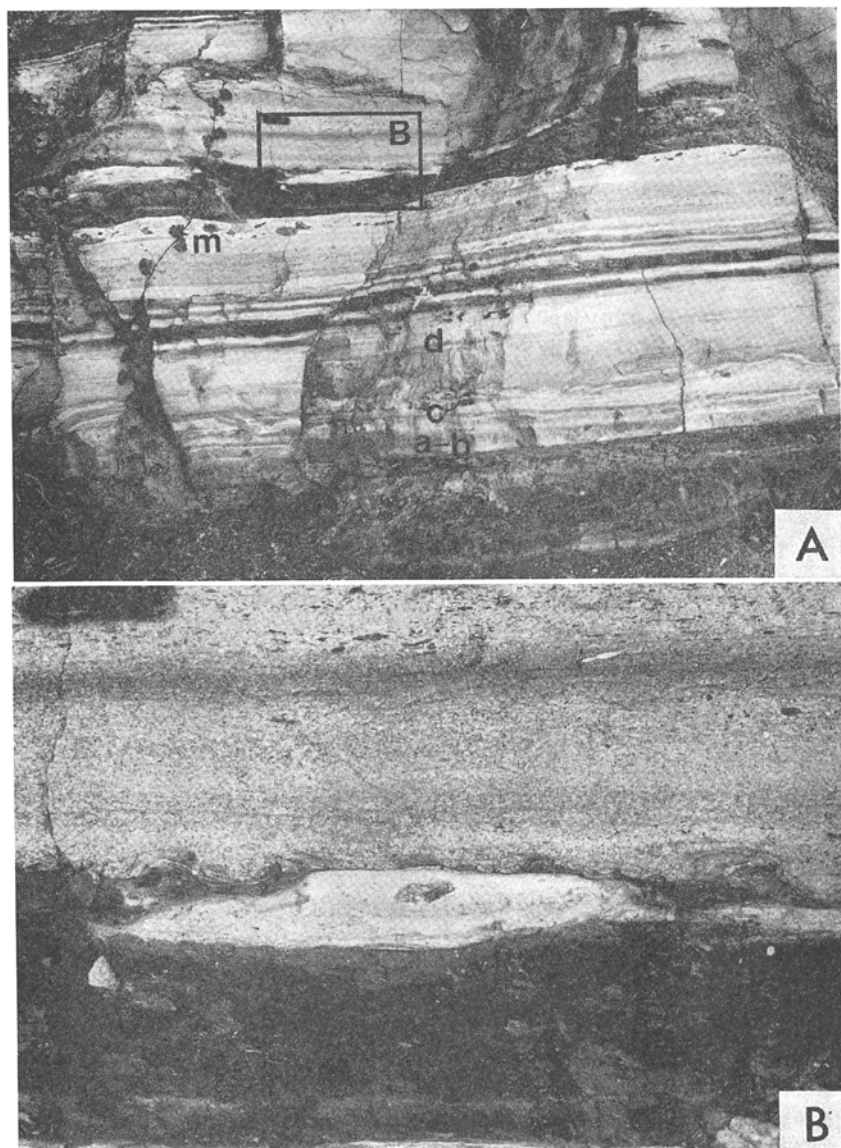
第14図 千切層柱状図(御津-大芦・千酌付近)

級化層理部が重なることから、水中火砕流堆積物と判断されるものもある。凝灰岩・砂岩の下面にはしばしば荷重痕・流痕が見られ(第15図B, C), 単層内に級化層理・平行あるいはクロスラミナ・コンボリューションなどが認められることが多い(第16図)。したがって、泥質岩については良く分からない



第15図 牛切層の砂岩・泥質岩・凝灰岩互層

- A：凝灰岩・砂岩勝も互層（御津東方の海岸）
 B：砂岩，泥岩互層，荷重痕が顕著（御津北方須々海湾）
 C：砂岩の底面に見られる流痕（御津北方須々海湾）



第16図 牛切層の凝灰岩勝ち互層（御津-大芦間道路）

- A：凝灰岩層中には級化・平行ラミナ (a-b) ・コンボリューション (c) ・平行ラミナ (d) ・泥岩片 (m) が見られる
 B：凝灰岩層の下面または直下に見られる堆積時の荷重による変形 (Aの部分拡大写真, Aにその位置を示す)

が、凝灰岩・砂岩の多くは混濁流堆積物であろう。

千酌や大芦西方の海岸で見られるスランプは、堆積盆にある程度の傾斜があったことを示している。山内・吉谷(1981)によれば、流痕の示す砂岩の流向は南あるいは西向きが多く、スランプのすべり方向は西あるいは北向きが多い(第13図)。本層の泥質岩は黒-黒褐色で、その中に数-数10cm大の炭酸塩団塊が見られることがある。

第10表 牛切層産有孔虫化石 (美保岡町千酌の海岸; 野村ほか, 1984)

砂質殻種 <i>Cribrostomoides</i> cf. <i>crassimargo</i> (NORMAN)	石灰質殻種 <i>Nodosaria</i> sp. indet.
石灰質殻種 <i>Ammonia tochigiensis</i> (UCHIO)	<i>Nonionella miocenica</i> CUSHMAN
<i>Bulimina inflata</i> SEGUENZA	<i>Nonionella</i> ? sp.
<i>Cibicides</i> cf. <i>floridanus</i> CUSHMAN	<i>Sphaeroidina</i> cf. <i>compacta</i> CUSHMAN and TODD
<i>Denalina</i> sp. indet.	<i>Uvigerina subperegrina</i> CUSHMAN and KLEINPELL
<i>Elphidium</i> sp.	浮遊性種
<i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA and MARUHASI	<i>Globigerina praebulloides praebulloides</i> BLOW
<i>Globobulimina</i> cf. <i>pyrula</i> (d'ORBIGNY)	

上位のデイサイト軽石凝灰岩層は、軽石を多量に含む水中火砕流堆積物を主体とする。火砕流堆積物の厚さは10-20mで、何枚か認められる。個々の水中火砕流堆積物は、基底部に厚さ数mのデイサイト岩片(径数cm-30cm)が濃集していて、上方に向かうにつれて、それらの量が減少する一方、軽石が増える。そしてそのあたりでは弱い平行層理が認められることが多い。上部では、凝灰岩・泥岩・シルト岩の薄い互層をしばしば伴い、古江層と考えられる黒-暗褐色泥質岩層に漸移する。

化石 下位の互層からは、*Palliolum peckhami*, *Propeamussium*, *Acesta goliath* などの深い水深を示す貝化石(山内ほか, 1980)と有孔虫化石(第10表)が、上位のデイサイト軽石凝灰岩層の分布する千酌北方の白島からは、海藻の化石が(山陰古生態団研グループ, 1976)報告されている。

III. 4 古江層

地層名 西山(1962)。多井(1952)の古江泥岩層と同じ。ただし通商産業省(1969)、山内ほか(1980)、山内・古谷(1981)により牛切層中の部層として扱われていた北部地域の泥質岩の卓越する層も、岩相及び底生有孔虫群集の類似性(野村ほか, 1984)と年代層序学的考察(鹿野・吉田, 1984)から古江層に含める。

模式地 松江市(旧古江村)古曾志^{こそし}

分布・層厚 上本庄町-松江市街の北部-上佐陀町を結ぶ線の南側の地域と、千酌・笠浦-加賀^{かか}を結ぶ線の北側の地域とに分かれて分布する。いずれの地域でも一般走向は東西で、成相寺層・牛切層を取り巻くように分布する。南側の地域では30-80°南傾斜で層厚は450m程度、北側の地域では15-30°北傾斜で層厚は120-220mと推定される。

層序関係 下位の牛切層と漸移整合

岩相 黒色-暗褐色泥岩・シルト岩を主体とする海成堆積物で、まれに凝灰岩・砂岩の薄層を挟むことがある。泥質岩は成相寺層・牛切層のものに比べて褐色が強かつ軟らかい。一般に無層理であることが多く、風化すると小角礫状に割れがちである。しかし、貫入岩が多く見られる所では必ずしもそうはならず、成相寺層・牛切層のものとの区別が難しくなる。

化石 *Propeamussium tateiwai*, *Macoma*, *Solenidae*, *Doliocasis* などの軟体動物化石(山内ほか, 1980)のほか、野村ほか(1984)によって第11表のような有孔虫化石が報告されている。また1試料で

第11表 北部の古江層に産する有孔虫化石 (美保関町千酌北方・島根町浜; 野村ほか, 1984)

砂質殻種 <i>Bathysiphon</i> ? sp. <i>Cyclammina cancellata</i> BRADY <i>Cyclammina</i> cf. <i>ezoensis</i> ASANO <i>Cyclammina incisa</i> (STACHE) <i>Cyclammina pusilla</i> BRADY <i>Cribratomoides</i> cf. <i>crassimargo</i> (NORMAN) <i>Martinottiella nodulosa</i> (CUSHMAN) <i>Proteonina</i> sp.	石灰質殻種 <i>Buccella</i> sp. <i>Elphidium</i> sp. <i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA and MARUHASI <i>Fissurina</i> sp. indet. <i>Gyroidina orbicularis</i> d'ORBIGNY <i>Hastilina</i> sp. <i>Lagena sulcata</i> (WALKER and JACOB) <i>Nodosaria</i> sp. indet. <i>Nonionella miocenica</i> CUSHMAN <i>Sphaeroidina</i> sp. <i>Uvigerina proboscidea</i> SCHWAGER
石灰質殻種 <i>Ammonia tochigiensis</i> (UCHIO) <i>Amphicoryna</i> cf. <i>fukushimaensis</i> (ASANO)	

第12表 古江層泥岩の試料 KSK 73-27中の花粉化石
(美保関町千酌-笠浦間道路沿い, 白鳥付近)

種	個体数
針葉樹花粉	
<i>Abies</i>	2
<i>Tsuga</i>	1
<i>Pinus</i>	7
広葉樹花粉	
<i>Carya</i>	1
<i>Petrocarya-Juglans</i>	3
<i>Alunus</i>	10
<i>Ulmus-Zelkova</i>	2
形態分類花粉	
cf. <i>Klukisporites</i>	1

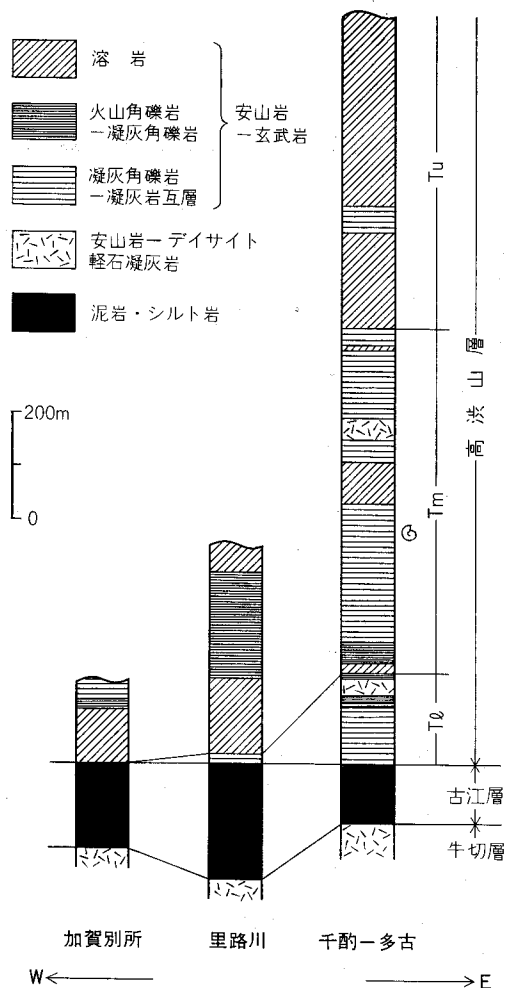
分析: バリノ・サーベイ(株) (個体数は泥岩 20g 中の数)

はあるが花粉化石の存在が確認されている(第12表)。

III. 5 高 浜 山 層

地層名 新称. 境港地域内において, 従来牛切層上部層とされていた安山岩-玄武岩を主体とする火山岩層(通商産業省, 1969; 山内ほか, 1980)の総称. 名称は, 本層の下部が分布する島根町高浜山にちなむ.

模式地 島根県八束郡美保関町千酌から島根町多古, 更に同町加賀に至る日本海沿岸一帯と, 島根町野波から高浜山に至る道あるいは沢沿い.



第17図 古江層・高洪山層柱状図 T1:安山岩-デイサイトの火砕岩層 Tm:安山岩溶岩・火砕岩を主とする層 Tu:玄武岩-安山岩溶岩・火砕岩を主とする層

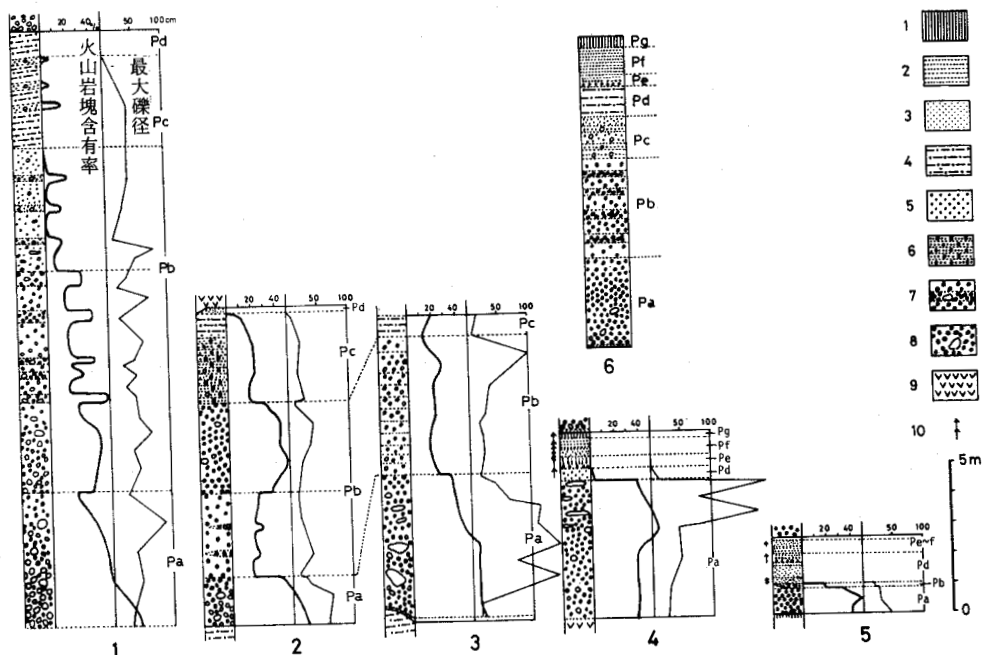
分布・層厚 笠浦付近と加賀を結ぶ線より北側に広く分布する。北側に緩く傾斜し、多古付近で日本海に没する。したがって上限は不明であるが、陸地で確認できる部分の層厚は1300-1500mである。

層序関係 下位の古江層と整合。

岩相 本層の最下部は、まれに古江層のものと同化した黒色泥岩の薄層を挟む安山岩-デイサイトの火砕岩層(第17図T1)で、笠浦付近で最も厚く、西方に向かって薄化する(地質図及び第17図)。この火砕岩層は、凝灰角礫岩-凝灰岩の二次的な重力流堆積物あるいは水中火砕流堆積物で、級化構造・級化平行層理のほかスラソプなどの乱堆積構造が認められることもある。笠浦の半島部にあるデイサイト水中火砕流堆積物には、比較的発泡の良い軽石あるいは軽石様破片が多量に認められる。また、その中に、細粒黒雲母角閃石花崗岩など外来の亜円礫が含まれていることがある。

これに重なる安山岩溶岩・火砕岩を主体とする層(第17図Tm)では、西方ほど溶岩が卓越し、東方ほど火砕岩が卓越する傾向が認められ、両者は指交関係にある。また、上部ほど火砕岩が多くなり、一部にデイサイト(-安山岩?)軽石凝灰岩を挟むようになる。溶岩は、水冷自破砕あるいは枕状を呈して

(図版II)、火山角礫岩-凝灰角礫岩、凝灰岩などに移行する。溶岩の卓越する加賀の近く、桂島では、幅1-10数mのガラス質安山岩岩脈が環状、S字状など様々な形態をとりながら水冷破砕された同質溶岩中に貫入し(図版III A・B・C)、それ自身も一部水冷破砕されている様子が見られる(図版III D)。岩脈の節理と直交し、岩脈と平行に伸びた大きな気孔が多数見られる(図版III E・F)。岩脈が特定の方向を向かないこと、気孔が大きいことは岩脈が封圧の小さい、すなわち表層あるいは表層に近い所に貫入したことを示している。したがって、桂島は溶岩のひとつの噴出源だったと判断される。一方、溶岩と指交する安山岩火砕岩は、笠浦半島北部で山内ほか(1980)が詳しく観察したように(第18図)、水中火砕流堆積物の特徴を示すことが多い(第19図A・C)。火砕岩の細粒部に貝化石・生痕化石が認められることがある(第19図B)。



第18図 高渋山層水中火砕流堆積物のフロー・ユニットごとの柱状図 (笠浦半島北岸; 山内ほか, 1980)

1: 泥の粒子大以下の凝灰岩ないし凝灰質泥岩 2: 平行葉理を持つ凝灰岩 3: 葉理を伴わない粗-中粒凝灰岩 4: 平行葉理を持つ火山礫凝灰岩 5: 葉理を伴わない火山礫凝灰岩
6: 平行葉理を持ち、一部に火山岩塊を含む火山礫凝灰岩 7: 火山岩塊が密集した葉理を持ち、全体にも火山岩塊を含む部分 8: 火山岩塊が葉理を伴わずに密集した部分 10: 級化構造が発達する部分

柱状図2と3は同一の火砕流堆積物で約100m離れている。柱状図6は理想モデル

Pa部: 30-70%の火山岩塊(直径32mm以上)を含み、無構造な部分。軟泥礫を取り込むことがある。また、基底部に火山灰ないし砂質堆積物の薄層を伴うことがある。多くの場合、下部から上部に向かって火山岩塊の含有率は減少するが、中部で増加したり、上部と下部でほとんど変わらない場合もある

Pb部: この部分はPa部と比較的明瞭な境を持つ。一般に、Pb部の基底で火山岩塊含有率が急減する(第16図A)。この部分では、火山岩塊が密集した不明瞭な平行葉理が発達する。葉理の連続性はあまりよくないが、1m以上の厚さの葉理が発達することもある

Pc部: 火山礫を主体とし、わずかの火山岩塊を含み、厚さ10cm前後の平行葉理が多く発達する部分。葉理の発達がまばらな場合には、葉理以外の部分の火山岩塊の含有率は極めて少ない。火山岩塊の含有率は上部に向かって次第に減少する

Pd部: 火山岩塊をほとんど含まず、平行葉理が発達した火山礫を主体とする部分。級化構造が見られることもある

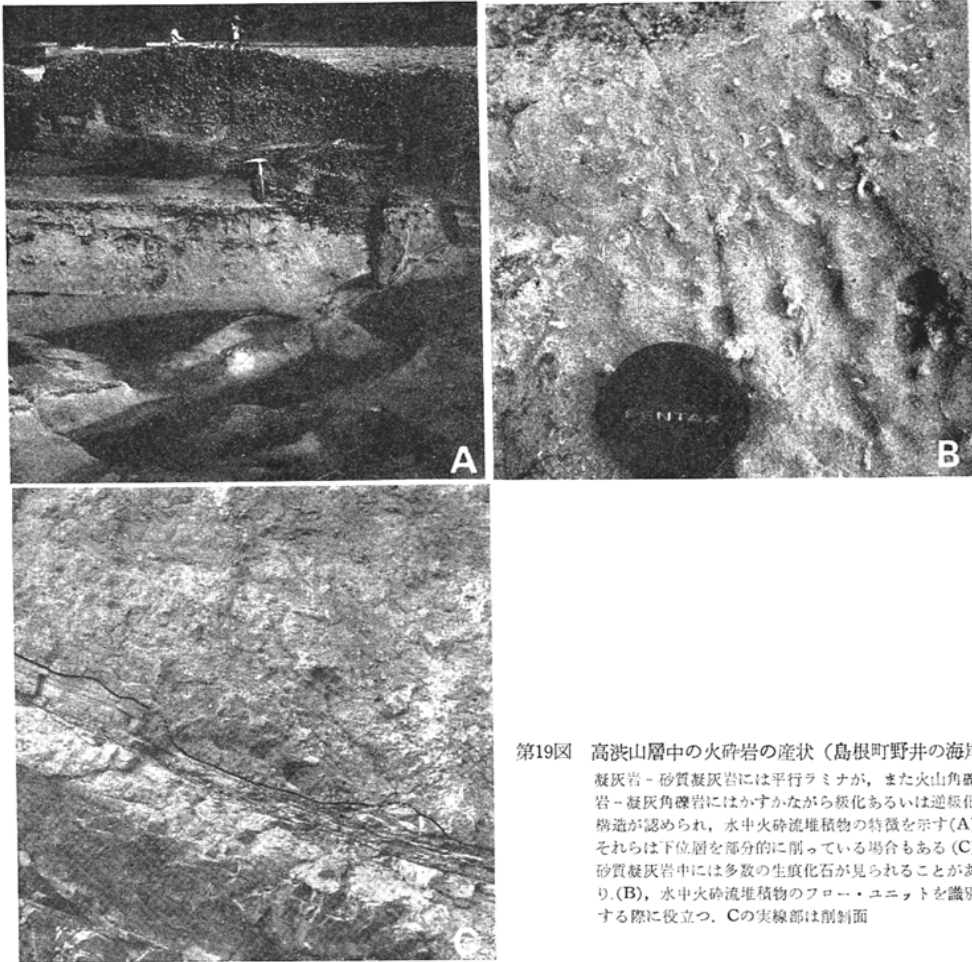
Pe部: 構成物が火山礫大から粗-中粒火山灰大に級化している部分。この部分より上位には、一般に火山岩塊は含まれない(第16図B)

Pf部: 平行葉理が良く発達した粗-細粒火山灰からなる部分(第16図B)。この中部には current rippleが見られることもある。1枚の葉理内で1回の級化構造が見られることが多い

Pg部: 泥の粒子大の火山灰、あるいは泥質堆積物からなる部分(第16図B)。一般に上部に向かってより細粒になり、全体で1回の級化構造を示す

1 flow unitの水底火砕流堆積物において、Pa部からPg部までが全部を占めているのはまれである。一般に、Pe部-Pg部が直上にくるunitに削られている場合が多い

これらの火砕岩の更に上位では、瀬崎から北方の多古に向かうにつれて、再び溶岩が卓越するようになる(第18図Tu)。この層準の溶岩は玄武岩あるいは玄武岩質安山岩が多いが、より上位の層準ではデイサイトよりの安山岩に変わる。いずれも水冷自破砕溶岩で(図版IV A・B)、二次的に水中を流れて堆



第19図 高洪山層中の火砕岩の産状（島根町野井の海岸）

凝灰岩 - 砂質凝灰岩には平行ラミナが、また火山角礫岩 - 凝灰角礫岩にはかさかなから緩化あるいは逆級化構造が認められ、水中火砕流堆積物の特徴を示す(A)。それらは下位層を部分的に削っている場合もある(C)。砂質凝灰岩中には多数の生痕化石が見られることがあり(B)、水中火砕流堆積物のフロー・ユニットを識別する際に役立つ。Cの実線部は削り面

積した同質の火砕岩を挟むことがある(図版IVC)。しかし、多古から沖泊にかけては、層理面と平行な節理が多数発達し水冷された徴候の認められない厚い溶岩(図版IVC)が観察される。この溶岩は、沖泊付近で火山角礫岩に移化するが、その漸移部近くの溶岩にはジグソーパズル状に破砕(恐らく水冷破砕)された部分が一部に認められる。

岩石記載 本層の火山岩は安山岩 - 玄武岩がほとんどである。下位のものから順に幾つかの試料の鏡下での性状・化学組成を以下に示す。

紫蘇輝石普通輝石安山岩<GSJ R26512>

産状・産地：岩脈、島根町桂島。

化学組成：SiO₂=58.55%(第13表(10)参照)。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石。

一般に斜長石は1-1.6mm以下・普通輝石・紫蘇輝石は0.1-0.2mm程度。

石基：ガラス・斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鋳。

最大2mmの細長い気孔が斜長石の長径とほぼ平行に並び、その内壁に緑がかった黄褐色粘土鉱物が生じている。

第13表 高浜山層の玄武岩・安山岩溶岩の化学分析値

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO ₂	59.36	53.98	50.03	50.80	50.98	59.47	60.91	59.89	50.91	58.55
TiO ₂	1.37	1.11	1.19	1.13	1.14	1.35	0.67	0.90	1.37	1.29
Al ₂ O ₃	15.74	16.55	17.28	18.05	17.59	16.89	17.74	15.68	18.20	14.69
Fe ₂ O ₃	7.36	8.16	8.89	7.51	9.13	2.44	1.90	5.98	4.76	9.03
FeO						4.63	2.15		4.77	
MnO	0.12	0.14	0.15	0.14	0.14	0.11	0.07	0.12	0.17	0.19
MgO	2.36	4.64	6.59	5.17	5.46	2.32	1.22	2.50	4.02	1.98
CaO	4.88	7.93	10.49	10.95	10.27	6.06	7.66	6.08	9.71	4.84
Na ₂ O	3.99	2.95	2.46	2.63	2.61	4.05	3.82	3.96	2.52	4.33
K ₂ O	2.44	1.20	0.63	0.49	0.67	1.11	1.07	0.38	0.19	1.25
P ₂ O ₅	0.35	0.27	0.24	0.23	0.23	0.34	0.21	0.23	0.23	0.51
H ₂ O(+)	1.20	1.77	1.08	1.42	0.78	1.67	0.34	3.38	3.33	2.26
H ₂ O(-)	0.61	0.33	0.47	0.75	0.59	0.40	2.62	0.49	0.57	0.79
Total	99.78	99.03	99.50	99.27	99.59	100.84	100.38	99.59	100.75	99.71

- (1) 紫蘇輝石・普通輝石安山岩 島根町多古 (GSJ R26517: KKSK19-5)
- (2) 紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石安山岩 島根町多古 (GSJ R24992: SKDT 3)
- (3) 紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石玄武岩 島根町多古 (GSJ R26516: KKSK23-5)
- (4) 紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石玄武岩 島根町多古 (GSJ R26515: KKSK10-3)
- (5) かんらん石紫蘇輝石普通輝石玄武岩 島根町多古 (GSJ R26514: KKSK 9-2)
- (6) 島根町瀬崎 (三浦, 1974)
- (7) 島根町野井 (三浦, 1974)
- (8) かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 島根町野井 (GSJ R26513: KKSK53-15)
- (9) 島根町野波 (三浦, 1974)
- (10) 紫蘇輝石普通輝石安山岩 島根町桂島 (GSJ R26512: SKDT12)

(1)-(6), (8), (10)は蛍光X線法による化学分析値で, 全FeはFe₂O₃として求めた。

かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 <GSJ R26513>

産状・産地: 溶岩. 島根町野井.

化学組成: SiO₂=59.89%(第13表(8)参照).

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・かんらん石.

斜長石は一般に2-4mm以下, 普通輝石・紫蘇輝石は1-2mm以下で, いずれも虫くい状組織を呈することがある. かんらん石は褐色粘土鉱物に置換された0.2-4mm大の仮像で, 単斜輝石・斜長石に取り囲まれ, 更にそれは石基より暗色の隠微晶質物質に囲まれる.

石基: 暗褐色ガラス・斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱.

紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石玄武岩 <GSJ R26516>

産状・産地: 溶岩. 島根町多古南方の道沿い.

化学組成: SiO₂=50.03%(第13表(3)参照).

斑晶: 斜長石・普通輝石・かんらん石・紫蘇輝石・鉄鉱.

どの斑晶も4mm以下. 0.1mm以下のピコタイトがかんらん石中に包有されている. かんらん石は反応縁を持たない. 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石には虫くい状を呈する部分がある. また, それらは最大8mm程度の集斑をなすことがある.

石基: ガラス・斜長石・輝石・かんらん石・鉄鉱.

気孔があり, その中に緑色粘土鉱物・炭酸塩鉱物が生じている. また, 斑晶・石基を問わず, かんらん石・輝石の一部は緑色粘土鉱物に置換されている.

紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石安山岩〈GSJ R24992〉

産状・産地：溶岩。島根町多古北方の海岸。

化学組成：SiO₂=53.98% (第13表(2)参照)。

斑晶：斜長石・普通輝石・かんらん石・紫蘇輝石。

斜長石は3-4mm大のものが多く、その中心部あるいは中心部と縁辺部との間に虫くい状を呈する部分が認められることがある。輝石は1mm以下で、紫蘇輝石はまれ、かんらん石は0.01-0.1mmで、そのまわりに反応縁がある。かんらん石の多くは緑色粘土鉱物に置換されている。

石基：ガラス・斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱。気孔の中に緑色粘土鉱物・炭酸塩鉱物を生じている。

化石 島根町野井・瀬崎南方の海岸から *Dosinia*, *Pectinidae*, *Glycymeris*, *Pancturella*, *Nemocardium*, *Cardiomya*, *Palliolium* などの海棲貝化石が報告されている(山内ほか, 1980)。また、野村ほか(1984)により笠浦半島の泥岩1試料から有孔虫化石 *Cribrostomoides cf. crassimargo* (NORMAN) が報告されている。

III. 6 和久羅山安山岩

松江市橋北地区東部に広く分布する安山岩溶岩。当初富田・酒井(1938)によって角閃石安山岩類と呼ばれていたが、その後、和久羅山安山岩類(徳永, 1947)、和久羅山火山(西山・三浦, 1964)あるいは和久羅山安山岩(応地・応地, 1966)と色々な呼称が使われている。本報告では、和久羅山安山岩と呼ぶことにする。

和久羅山安山岩は、下位の松江層を不整合に覆い、^{だけやま}嵩山・和久羅山の互いに接する二つの山体を形成しているが、嵩山・和久羅山とも岩質に違いはなく、オパサイト化した角閃石を含有する黒-灰色安山岩及び無斑晶安山岩からなる。山体の主体は緻密な溶岩で山体の側部に崖錐状の火山角礫岩が見られることがあるが、水冷された証拠はない。一方、南隣松江地域内にある松江市嵩・平林付近の石切場では、垂直に立った流理が観察され、ここが一つの噴出源かそれに近い場所だったことをうかがわせる。本岩のK-Ar年代値は6.34 ± 0.19Maである(川井・広岡, 1966)。応地・応地(1966)によれば、本岩の代表的岩石はいわゆる粗面岩構造を呈する無斑晶安山岩で、斑晶として極く微量の斜長石とオパサイト化した角閃石を含み、石基には斜長石・アノソクレス・紫蘇輝石・普通輝石・アパタイト・鉄鉱・珪酸鉱物・ガラスが認められる。SiO₂は63%程度。

第14表 和久羅山安山岩の無斑晶安山岩の化学分析値 (応地・応地, 1966)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)	Total
63.39	0.39	18.10	0.95	2.89	0.05	1.84	5.68	4.80	1.37	0.10	0.34	0.14	100.04

産地：松江市朝酌(松江地域内)

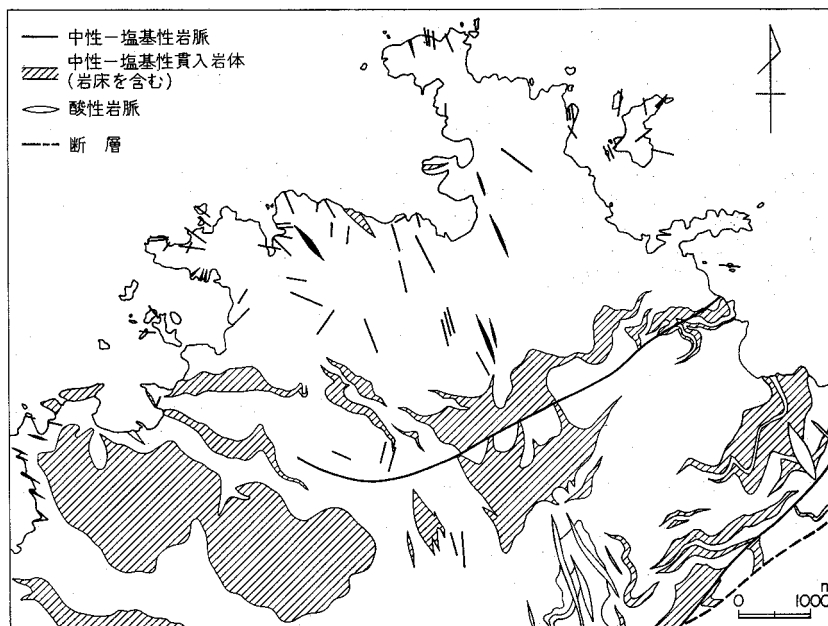
Ⅲ. 7 新第三紀貫入岩

境港地域内には、塩基性-中性の岩脈・岩床あるいはラコリス様岩体と、流紋岩・デイサイト岩脈が多数認められる。なかでも前者は量が多く、大規模岩体は母岩に熱変成を与えている。流紋岩岩脈の中には、成相寺層中の流紋岩溶岩と同時期のものと判断されるものがあるが、それらについては成相寺層の流紋岩として扱った。

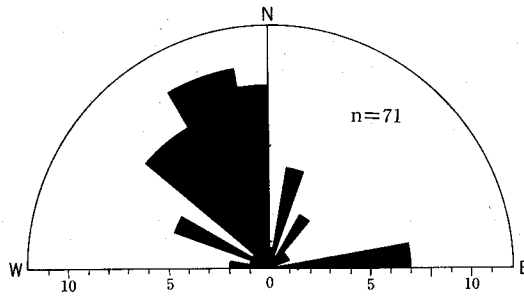
Ⅲ. 7. 1 塩基性-中性貫入岩

古浦層-高洪山層中に岩脈・岩床あるいはラコリス様岩体として貫入している(第20図)。一般に、岩床は東西に伸びた形を示し(第20図)、岩脈は走向NS-NNWに伸びている(第20・21図)。

ラコリス様岩体及び大規模な岩床は牛切層・成相寺層中に見られ、それらは一つの岩体内でも斑れい岩-石英閃緑岩あるいはドレライト-ひん岩までの岩相変化を示す。多くの場合、母岩に熱変成あるいは変質を与えていることから牛切層堆積期あるいはそれ以後に貫入したと判断される。しかし中には例外もあり、例えば玉結湾笹子付近の古浦層上部-古浦層下部中の斑れい岩岩床の縁辺部とみられる部分は水冷破碎されており、岩床が成相寺層堆積期に貫入したことを示唆している。このような例はほかに確認されていないが、この例から推して、中には成相寺層堆積期に貫入したものがないとは断言できない(古浦層中の岩床は母岩に塑性変形を与えていないし、水冷破碎の徴候も認められないので成相寺層堆積期あるいはそれ以後に貫入したものである)。



第20図 境港地域北部における貫入岩の分布



第21図 第20図に示される範囲の主として高洪山層を貫く塩基性-中性岩脈の方位の頻度分布

第15表 新第三紀貫入岩の化学分析値

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO ₂	48.67	53.42	49.37	49.47	49.45	50.56	48.11	45.88	58.83	75.01
TiO ₂	0.83	1.92	2.14	1.01	0.99	1.39	0.88	0.96	1.16	0.39
Al ₂ O ₃	18.08	17.68	15.15	22.31	20.73	18.73	18.41	16.86	16.04	12.67
Fe ₂ O ₃	2.03	1.34	2.45	3.78	2.50	1.70	4.03	9.45	7.53	1.67
FeO	5.78	6.55	9.22	3.59	5.03	9.90	5.43			
MnO	0.15	0.17	0.26	0.14	0.14	0.16	0.19	0.18	0.16	0.03
MgO	7.57	2.99	4.51	3.11	4.49	3.82	6.09	7.81	2.14	0.30
CaO	9.23	5.93	7.59	10.98	11.79	10.17	10.13	12.27	5.58	0.84
Na ₂ O	3.21	4.77	3.78	2.69	2.70	2.93	2.42	1.33	4.44	4.17
K ₂ O	0.65	1.94	0.58	0.39	0.50	0.28	0.50	0.28	1.47	2.74
P ₂ O ₅	0.21	0.93	0.24	0.26	0.29	0.25	0.15	0.16	0.32	0.04
H ₂ O(+)	1.84	1.72	4.93	1.11	1.71	1.41	2.21	2.98	1.73	1.19
H ₂ O(-)	2.18	0.68	0.46	1.83	0.42	0.19	1.13	1.00	0.13	0.46
Total	100.43	100.04	100.68	100.67	100.74	101.49	99.68	99.16	99.53	99.51

(1), (2)美保関町笹子北(山口, 1929). (2)は(1)を貫くダイオライトアプライト.

(3)鹿島町御津, (4)-(6)島根町加賀, (7)美保関町七類(以上(3)-(7)は三浦, 1973による).

(8)単斜輝石ドレライト 三坂山北東(GSJ R26519)

(9)角閃石含有斜方輝石単斜輝石石英閃緑岩(島根町大芦別所(GSJ R26518))

(10)角閃石流紋岩 美保関町北浦忠山(GSJ R26520). (8)-(10)は蛍光 X 線法による化学分析値で, 全 Fe は Fe₂O₃ として求めた.

一方, 岩脈及び小規模な岩床の大部分は牛切層-高洪山層中に見られる. 牛切層中の岩脈及び小規模岩床は母岩に塑性変形を与えていないし水冷破碎の徴候も認められないが, 高洪山層中のものでは, 既に述べた桂島の岩脈群や築島で岩床から岩脈が枝分かれし, それが同層の溶岩に連なっている例が観察されるなど, 同層の玄武岩-安山岩溶岩と同時期に活動した可能性が高い. 以上, 要するに塩基性-中性の貫入岩の大部分は牛切層-高洪山層堆積期に貫入したと判断される. しかし, 個々の貫入岩の貫入時期を特定することは難しく, 成相寺層堆積期に貫入したと思われるものもある. そこで地質図では塩基性-中性貫入岩は一括して示した. 第15表に幾つかの試料の化学組成を示す. なお, 先に述べた玉

結湾笹子付近の斑れい岩岩床中の閃緑岩脈や方解石の多い脈中にパンペリー石、ぶどう石が認められる。

細粒角閃石含有斜方輝石単斜輝石石英閃緑岩 <GSJ R26518>

産地：島根町大芦別所

化学組成： $\text{SiO}_2=58.83\%$ (第15表(9)参照)。

主に0.5-4mmの斜長石・石英・単斜輝石・斜方輝石からなり、4mm以下でZ軸色褐色の角閃石と微細なカリ長石を少量含む。石英は時としてカリ長石とともに微文象組織をなす。そのほかに、ジルコン・鉄鉱・アパタイトを含む。変質著しく、緑泥石・緑れん石・炭酸塩鉱物を生じている。

単斜輝石ドレライト <GSJ R26519>

産地：里路川上流(三坂山北東)沢沿いの林道。

化学組成： $\text{SiO}_2=45.88\%$ (第15表(8)参照)。

主に5mm以下の斜長石と3mm以下の単斜輝石からなり、オフィティック組織を示す。チタン鉄鉱・アパタイトなどを含む。緑泥石・緑れん石・炭酸塩鉱物を生じており、粒間に時として微細な石英がみられるが、これも変質鉱物かもしれない。

細粒黒雲母含有斜方輝石単斜輝石斑れい岩 <GSJ R26512>

産地：美保関町笹子。

4mm以下の斜長石・単斜輝石・斜方輝石を主とし、少量の黒雲母・チタン鉄鉱・磁鉄鉱・アパタイトなどを含む。セリサイト・緑色粘土鉱物などを生じている。

III. 7. 2 酸性貫入岩

成相寺層堆積期に貫入したものを除くと、酸性貫入岩は少なく、忠山や三坂山南方の沢、大芦の浜などに比較的大きな岩脈が認められるほか、地質図には示されていない小岩脈が散点的に見られる程度である。デイサイトはまれで、忠山・三坂山南方の沢のものは、角閃石流紋岩である。また、それらの岩脈は**NS - NNW**に延び、しかも塩基性-中性貫入岩を貫く。したがって、塩基性-中性貫入岩より後期で、最大水平圧縮主応力軸が南北方向にあった時期に貫入したのではないかと思われる。

角閃石流紋岩 <GSJ R26520>

産地：美保関町北浦忠山。

化学組成： $\text{SiO}_2=75.01\%$ (第15表(10)参照)。

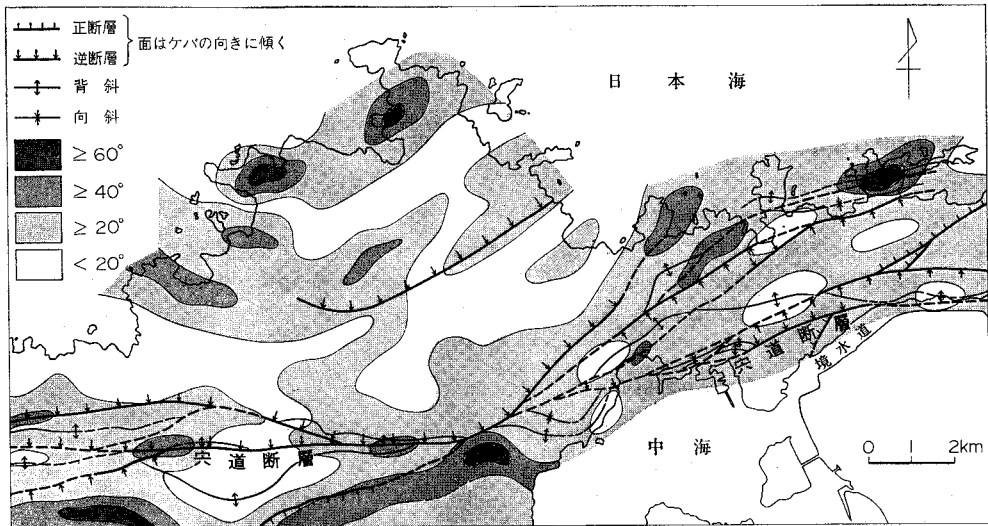
斑晶：斜長石・角閃石

斜長石は0.2-4mmで自形-半自形。角閃石は0.1-1.5mm。長柱状自形でZ軸色は褐色である。

石基：主として珪長質鉱物からなり、鉄鉱・アパタイトを含む。

III. 8 地質構造

境水道・中海と日本海に挟まれた地域とその西方延長部にある幅2-4kmの地域にある新第三系は、大局的にみて、南側が急で北側が緩やかな背斜をなしている(第22図)。この背斜は、詳しくみると複背



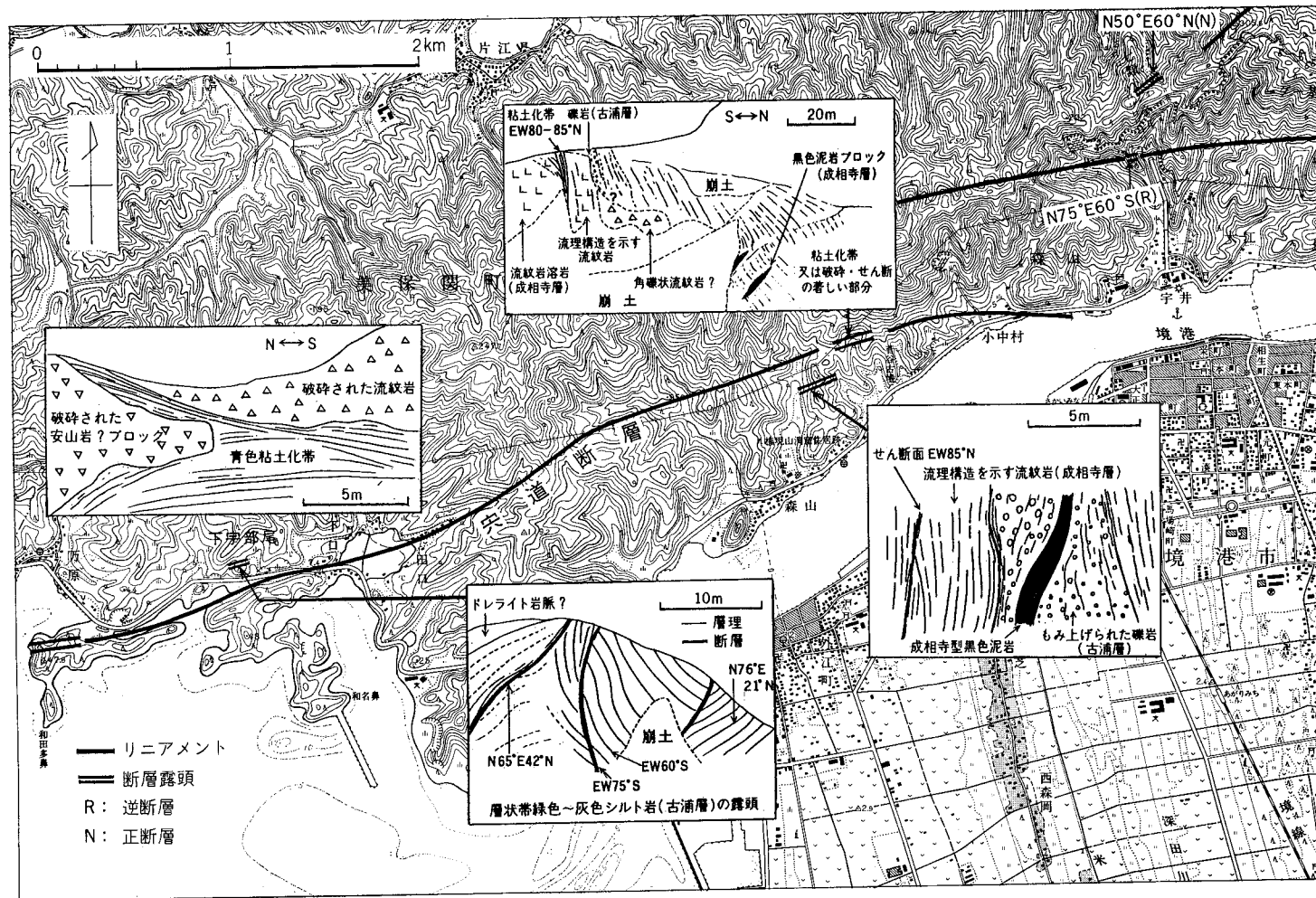
第22図 境港地域に分布する新第三系の断層・褶曲及び層理面の傾斜
 一般走向は概略E-W. 一般に, 宍道断層及びその派生断層の北側の地層は
 北傾斜で南側の地層は南傾斜となっている. 破線は推定部分

斜であり, その軸部の北側と, また, 図幅外ではあるが南側に幾つかの背斜が存在する. いずれも延びの方向は東西である.

興味深いことに, 境港地域内の断層は, ほとんど上述の複背斜部に集中し, その延びも複背斜とはやや斜交するもののほぼ東西である(第22図). これらは, リニアメントとして認定される場合が多い. 断層の中で最も大きなものは宍道断層で, 西隣恵曇地域の恵曇から南講武・上本庄町を通り, 宇井付近で境水道に没する. 破碎帯の幅は数10m以下, 断層面は $60-90^{\circ}$ Nで, 相対的に北上りの逆断層と考えられる(第22及び第23図). 宍道断層の周辺には, それから派生したと思われる北あるいは南上りの高角逆断層が幾つか見られる. 千酌から加賀別所にかけて通る断層も, 断層面が $70-90^{\circ}$ N, 北上りの逆断層で, 宍道断層と類似したセンスを示す. 一方, 七類トンネルから法田に抜ける断層と森山付近の断層は, 走向NE, 傾斜 $50-70^{\circ}$ NWの正断層である(第22図).

複背斜構造は, それを挟んで, 牛切層の層厚が異なる(第13図)ことから, 牛切層の堆積期には形成されつつあったと判断される. もちろん, 背斜軸部にある成相寺層の流紋岩が海底火山をなし, 堆積の障壁となっていた可能性がある. しかし, 牛切層堆積の頃, 宍道湖南岸では, 海成層を不整合に覆って陸上火山噴出物(大森層)が堆積しており(山内・吉谷, 1981), この時期に, 島根半島とその周辺地域で変動が始まったことは確かであろう. 松江層は, 背斜から離れるにつれて緩傾斜となるいわゆる将棋倒し構造を示し(宮嶋ほか, 1972), 松江層自体が大きく褶曲している(山内ほか, 1980). そしてこの褶曲構造は和久羅山安山岩に不整合に覆われている(多井, 1973). このことから, 松江層堆積の初期から次第に変形が著しくなり, 末期に変形量が最大になった. そして, 多井(1973)が述べたように和久羅山安山岩噴出時($6.34 \pm 0.19\text{Ma}$; 川井・広岡, 1966)には変形が終了していたと推察される.

また, 宍道断層をはじめとする逆断層群も, 複背斜とほぼ同じ方向に延び, 変形の著しい付近にみられ



第23図 境港地域東部の突道断層及び周辺の断層の露頭とリニアメント (国土地理院発行2万5千分の1地形図「境港」を使用、図中のリニアメントはすべて断層と認定される)

ることから、複背斜形成の末期に形成されたと考えて良さそうである。この複背斜は大局的にみて南側で急で北側で緩やかな構造を示し、東西方向に延びている。宍道断層やそれから派生している断層も、東西方向の逆断層である。更に、小林(1979)は、高浜山層中の玄武岩・安山岩岩脈の方位を測定し、**NS**方向に集中することから、高浜山層堆積の頃の最大水平圧縮主応力軸が**NS**方向にあったと推論している。先に述べたように、高浜山層中の玄武岩・安山岩岩脈の多くは、確かに高浜山層の堆積期に貫入していると判断される。また、地域を広げて測定してみると、ややW方向に傾き、**NNW**方向の方位が卓越する(第20及び第21図)。すなわち、小林(1979)の推論のように、高浜山層堆積期の最大水平圧縮主応力軸はほぼ**NS - NNW**方向にあったと考えても良い。そして、その時期は、高浜山層上部の**K - Ar**年代が $9.3 \pm 2.4 \text{ Ma}$ (鹿野・吉田, 1984)であることから、中期中新世末から後期中新世初めに限定されよう。これらの点から、複背斜と宍道断層などの逆断層群は、**N - S ~ NNW - SSE**方向の最大水平圧縮応力下で形成された可能性が高い。また、複背斜の形成が牛切層の堆積時に始まったとすると、牛切層 - 松江層の堆積時まで最大水平圧縮主応力軸が**N - S ~ NNW - SSE**方向にあったと推察される。

以上の推論は最近行われた日本海の地震探査結果からも同様に得られている。すなわち、田中(1979)及び田中・小草(1981)は鳥取沖で、島根半島の褶曲構造、いわゆる宍道褶曲帯の東方延長部を捉え、そこでは1-2条の背斜とそれらの南翼を切る北上りの逆断層(恐らく宍道断層あるいはそれと一連の逆断層)が認められると報告している。そして第24図に示されるように、それらの構造に参加している中新統は、鮮新統に不整合に覆われている。すなわち、構造の特徴も形成時期も境港地域の場合と類似していると言えよう。

IV. 第四系

IV. 1 山廻層

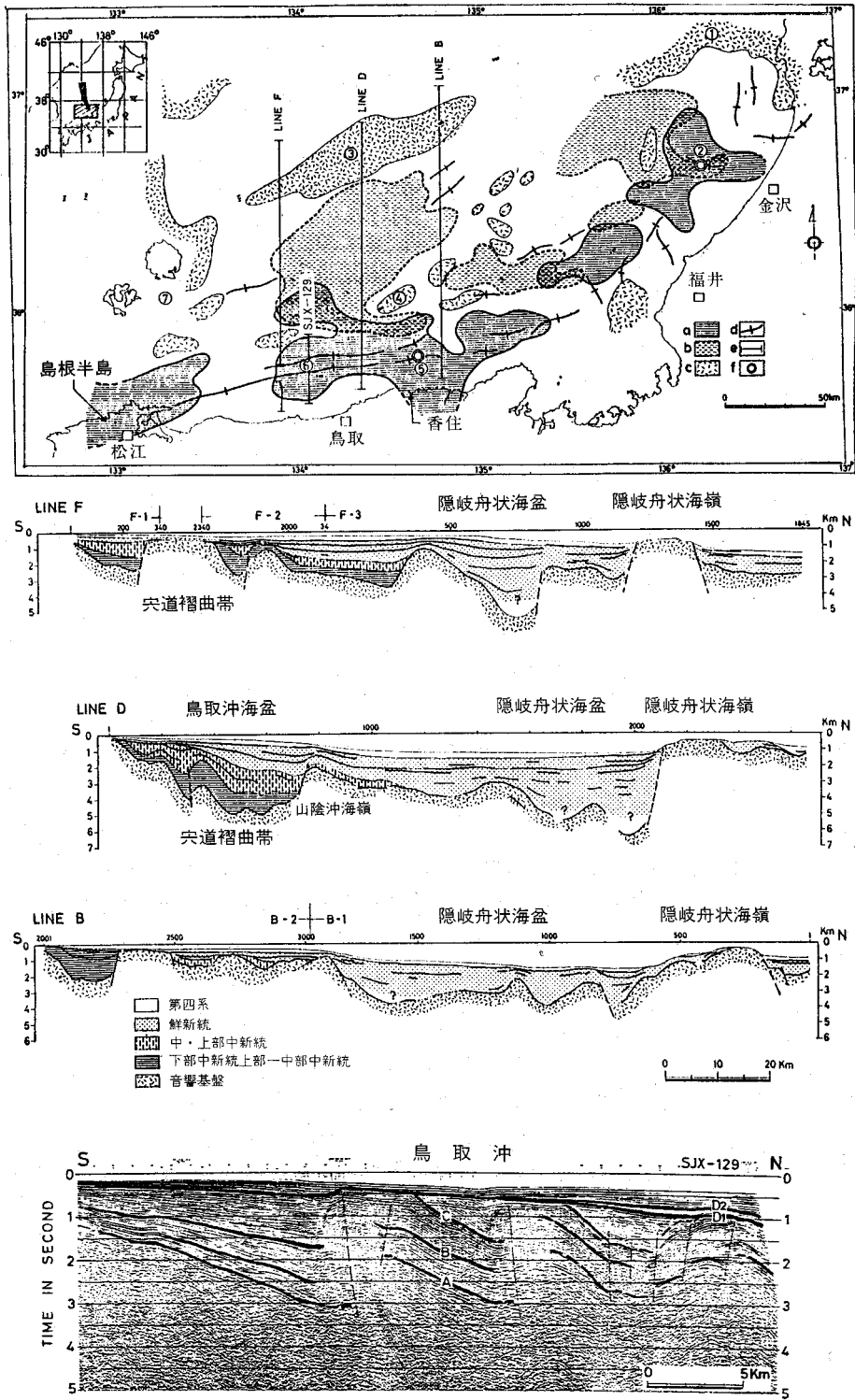
地層名 大西(1979)・岡本(1959)の山廻砂礫層に相当する。

模式地 出雲市山廻付近。

分布・層厚 上本庄町と坂本下の間に分布し、標高40-55mの緩やかな平坦面をなす。旭之森・向村周辺の道路沿いに良い露頭がある。層厚は一般に北から南に向かって厚くなり、向村付近では20m以上に達する。

層序関係 新第三系を不整合に覆う。

岩相 本層は一般に密集した礫層からなり、露頭の色調は茶褐色である。礫は亜円礫-亜角礫で最大のもは径50cmに達する。大部分の礫は流紋岩・流紋岩凝灰岩・泥岩などの“クサリ礫”であるが、比較的新鮮な無斑晶安山岩の人頭大礫が含まれていることがある。礫層の基質はその割合が30-60%、粘土-砂で赤褐-黄褐色または灰-灰白色を呈する。礫層の間には厚さ1-数mの灰-赤褐色粘土層が何枚か挟まれており、礫層の上位には厚さ約1mの赤色土が見られる。



第24図 北陸—山陰沖の堆積盆とその断面 (LINE B・D・F 及び SJX-129)

- ①: 能登海台 ②: 金沢沖1-X ③: 隠岐舟状海盆 ④: 山陰沖海嶺 ⑤: 香住沖1-X ⑥: 宍道褶曲帯 ⑦: 隠岐-島根海台
- a: 前期中新世後期-後期中新世堆積物の厚い地域 b: 鮮新世-更新世堆積物の厚い地域 c: 堆積物が100mより薄い地域
- d: 背斜 e: 断面線 f: 試錐
- A: 音響基盤の上限 B・C: 中新統の中の対比層準 D₁・D₂: 鮮新統下部層及び上部層の下限 (田中・小島, 1981)

IV. 2 乃 木 層

地層名 TOMITA and SAKAI (1937) 及び富田・酒井(1937)・大西(1979)により、乃木層は乃白層・乃木層に区分されているが、境港地域では区分し難いので一括して乃木層とする。

模式地 松江市浜乃木町乃木

分布・層厚 本庄川西方・福原町及び坂本中に分布し、標高 30-50m の平坦な段丘面を残す。層厚は 2m 以上。

層序関係 山廻層を不整合に覆うと考えられる。

岩相 本層は、福原町南西の道路切りで模式的に観察される。そこでは、厚さ 2m 以上の礫層に厚さ 50cm の赤色土が重なる。礫層の中・下部では礫がやや密集しているが、上部は細礫混じりの泥である。礫は亜円礫-亜角礫で、最大のもは 20cm に達する。礫種の構成は、山廻層の場合と良く似ているが、無斑晶安山岩礫はほとんど見当たらない。礫の風化の程度は山廻層ほどは進んでおらず、例えば、泥岩礫の中にはその中心部が硬く、固有の黒色を呈するものがある。赤色土は山廻層に比べ褐色味を帯びる。

IV. 3 大 根 島 玄 武 岩

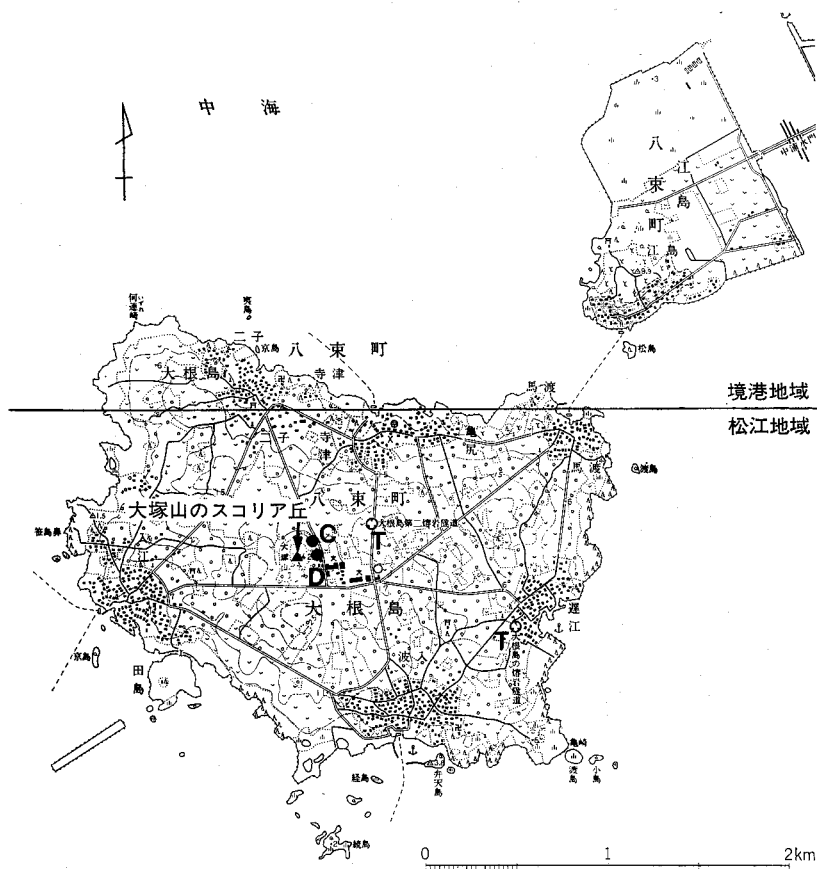
大根島・江島は海拔 25m 以下のなだらかな台地をなし、大根島のほぼ中央には大塚山と呼ばれる平地からの比高約 20m、直径 200m のドーム状の高まりがある(第 25 図)。両島のなだらかな台地はかんらん石玄武岩の縄状溶岩からなり、2 箇所溶岩トンネルも見られる。大塚山は玄武岩のスコリア丘で、第 25 図 C 地点などのスコリア層が認められる(第 26 図 C)。これらは一括して大根島玄武岩と呼ばれる陸上火山噴出物である。溶岩は、黒-灰色多孔質で、かんらん石・斜長石斑晶と石英の捕獲結晶、褐色ガラスなどを含む(応地・応地, 1966 ; 鷹村, 1973)。かんらん石と単斜輝石との反応関係はなく、アルカリ岩と考えられる(第 16 表)。

大根島研究グループ(1975)の観察によれば、大塚山のスコリア層の直上に大山上部火山灰層が、そしてその上に木次軽石層、倉吉軽石層が重なる(第 26 図)。また、数は少ないが大根島の溶岩の上に風化層を挟まずに倉吉軽石層が直接重なる露頭があるという。これらの事実から大根島研究グループは、大根島玄武岩の噴出時期をリス・ウルム間氷期とゲトワイゲル亜間氷期後期-ウルム II 亜氷期の間としている。ちなみに、本岩は正帯磁していて、自然残留磁気の偏角・伏角はそれぞれ 4° W、 50° N で、古磁極は北緯 84° 、西経 84° である(伊藤 1970)。

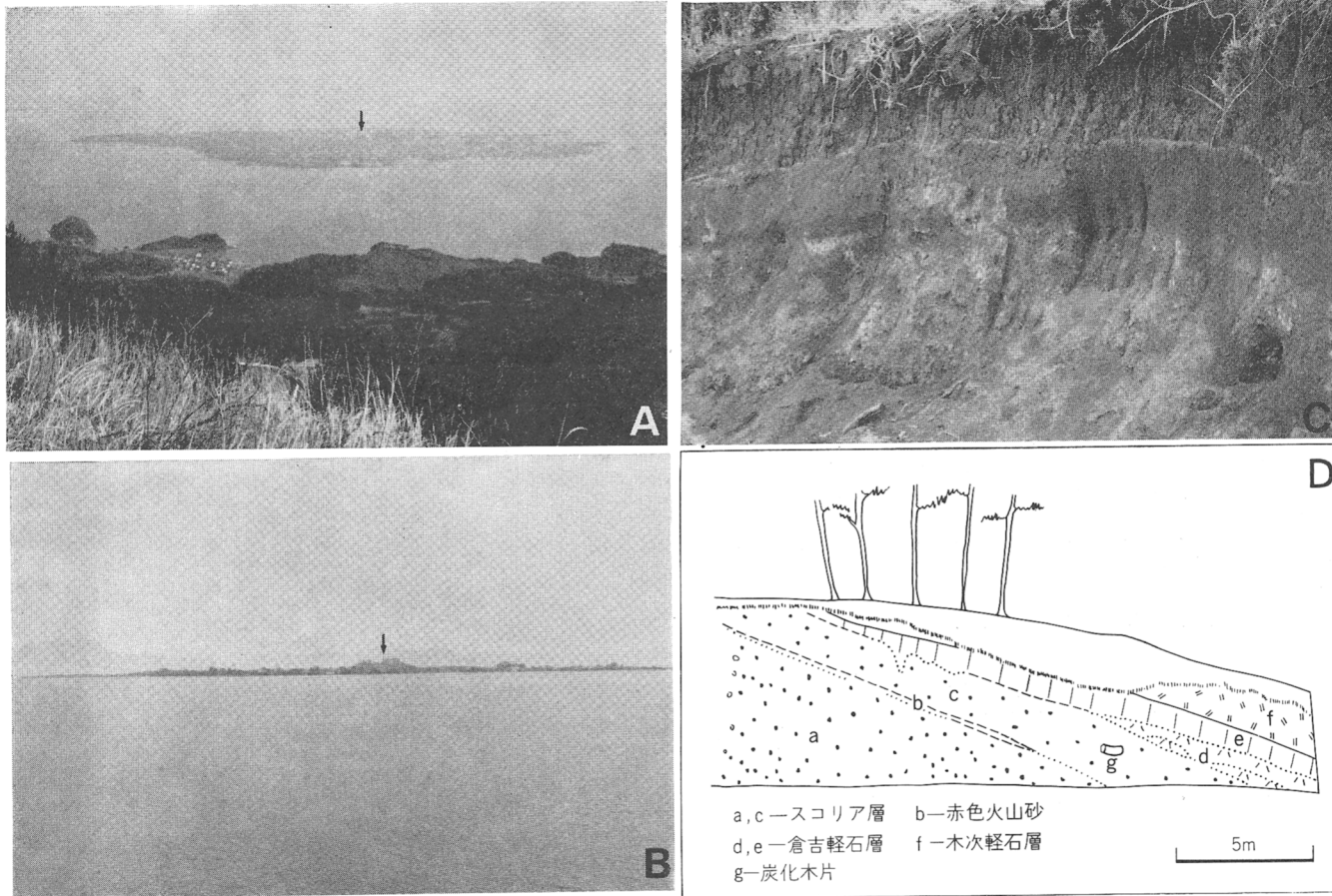
第16表 大根島玄武岩の化学分析値

	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	52.39	52.04	48.90	48.00
TiO ₂	1.47	1.48	1.19	1.53
Al ₂ O ₃	15.62	16.10	16.25	15.63
Fe ₂ O ₃	1.50	2.09	2.73	3.41
FeO	8.06	7.60	7.80	7.61
MnO	0.13	0.11	0.18	0.21
MgO	6.92	7.06	8.76	8.87
CaO	8.68	8.42	8.94	8.75
Na ₂ O	3.43	3.55	3.39	3.72
K ₂ O	0.79	0.82	1.13	0.76
P ₂ O ₅	0.33	0.11	0.20	0.39
H ₂ O(+)	0.22	0.55	0.50	0.61
H ₂ O(-)	0.24	0.21	0.32	0.32
Total	99.78	100.14	100.29	99.81

- (1) 含石英捕獲斑晶かんらん石ラブラドライト玄武岩, 八束町寺津(大根島)(山口, 1929)
 (2) 石基ピジョン輝石質普通輝石含有かんらん石玄武岩, 八束町大根島(応地・応地, 1966)
 (3) 含石英かんらん石アルカリ玄武岩, 八束町江島(藤村, 1973)
 (4) 同上



第25図 大根島・江島の地形 (国土地理院発行の2万5千分の1地形図「境港」及び「揖屋」を使用)
 C・D: 第26図C・Dの露頭位置 T: 溶岩トンネル入口



第26図 大根島全景と大塚山スコリア丘周辺の露頭

大根島はなだらかな台地状の地形を示す (A・B)。そのほぼ中央部には大塚山スコリア丘 (A・Bの矢印) があり、その側部でスコリア層が見られる (C)。第25図Dの露頭ではスコリア層の上に倉吉軽石層などがのる (D: 大根島研究グループ, 1975) というが、現在はコンクリート吹き付けによって見るできない

IV. 4 奥谷層

地層名 大西(1979).

模式地 松江市東奥谷町

分布・層厚 本庄町及び川部に分布し、本庄町では5-20m、川部付近では高度40m前後の段丘面をなす。層厚不明。

層序関係 本層の層序関係は未定である(大西, 1979)が、境港地域では、現河川である本庄川沿いのみ見られ、しかも段丘面高度が比較的低いことから、山廻層・乃木層よりも新しいと考えられる。

岩相 境港地域では露頭は観察されなかったが、大西(1974, 1979)によれば、模式地では厚さ3-4mの礫-泥層からなり、*Abies firma*, *Pseudotsuga japonica*, *Tsuga sieboldii*, *Cryptomeria japonica*, *Fagus* sp. などの植物化石を産する。

IV. 5 沖積層

境港地域の沖積層は、砂州堆積物、海岸砂丘堆積物、谷底平野・三角州平野・扇状地堆積物からなる。

砂州堆積物の主なものは、弓ヶ浜砂州を形成する。そのほか、島根半島北岸にも小規模なものが見られる。弓ヶ浜砂州のうち、中浜砂州には10数列の浜堤列が発達する。弓ヶ浜砂州の砂州堆積物は、厚さ12-17mの範囲にあり(式・藤原, 1967)、主に花崗岩質の砂からなるが、堤間低地には泥質堆積物が分布する。島根半島北岸の砂州は、主に砂及び礫からなり、笹子・北浦・小波・桂島等に分布する。

海岸砂丘堆積物は砂からなり、主に弓ヶ浜砂州の内浜・中浜砂州に分布し(第3図)、砂州堆積物の上にある。

谷底平野・三角州平野・扇状地堆積物は、島根半島の海岸線沿い、及び佐陀川沿いに分布する。海岸線沿いの谷底平野・三角州平野堆積物は、後氷期の海水準上昇によって生じた沈水海岸の埋積堆積物を主体とし、礫・砂及び泥からなる。扇状地堆積物は、上本庄町・福原町に比較的規模の大きなものがあり、主に礫及び砂からなる。

以上述べた沖積層のうち、中海周辺に分布するものは完新統中海層上部(三位, 1967)を構成する。

V. 埋立地・干拓地及び人工改変地

境港地域には、弓ヶ浜砂州・江島にやや規模の大きな埋立地・干拓地がある。そのほか、大根島・島根半島にも小規模のものが存在する。また、原子力発電所建設のため、原地形を崩し造成した人工改変地がある。ここでは、地層の分布状況が正確に把握できないので、地質図の上では人工改変地として表示してある。以下では、比較的規模の大きい弓ヶ浜砂州・江島の埋立地・干拓地に限って述べる。

弓ヶ浜砂州の内浜砂州の西側に、米子市から外江町にかけて帯状に埋立地が分布する(第3図)。式・藤原(1967, P. 19)は、この埋立地について次のように述べている。「内浜砂州に接する中海には、古弓ヶ浜砂州の堆積面が潜在する。現在中海にある2m以浅の砂堆がこれで、幅は南西部で400m、北東部で1200mであり、800m前後の部分が多い(一部省略)。その造成は米川用水の開通以後とされ、初期には米川から中海側への落とし水によって砂を流し、埋立が行われた。こうして造成された「砂流し新田」の限界は現在舟入の奥に点在する孤立荘宅を結ぶ線と考えられ、米川の流量が多くかつ砂州高度の高い南部ほど、幅広く大崎以北ではあまり顕著ではない。つまり砂流し工法による土地造成にはおのずから限界があり、この限界に達した後は「砂上げ新田」が開発されていった。埋立地の輪郭(現海岸線)は櫛の歯状に出入りのはげしい線を描くが、これは砂上げ方式の埋立が各地ばらばらに、小規模に進められたことを物語る。以上の臨界低地では、水田が細長く続き、中央部の流し新田と上げ新田の境界付近は畑である。」。

そのほか、外江町と昭和町に埋立地が戦後造成されている。外江町のもは、1948年に農業用として埋立が着手され、1954年に53ヘクタールが造成された。なお、1964年には、工業用に転用され、木工団地となっている。昭和町のもは、埠頭・工業用地として、1959年-1962年にかけて151ヘクタールが造成された。

江島本島の埋立地の南半部は江戸時代を通じて埋立られたものであり、北半部は1952年からの江島干拓によって完成されたものである。式・藤原(1967, P. 16)は、この地域の埋立地について次のように述べている。「江島ではその北東側に本島面積の5倍に及ぶ干拓地があるが(一部省略)、この一帯は水深2m未満の砂堆であり、現在の弓ヶ浜半島形成の母胎となった古弓ヶ浜砂州の堆積面である。」。

VI. 活断層とリニアメント及び地震活動

VI. 1 活断層とリニアメント

境港地域及びその周辺地域の活断層については、橋本ほか(1980)及び活断層研究会(1980)による記載がある。しかしながら、後者の20万分の1「松江」地域の記載担当者は前者の筆頭著者である橋本であり、両者の記載は基本的に同一であるとみなせる。

これらとは見解を異にするが、以下に地質調査及び空中写真判読に基づき、本地域内の活断層及びリニアメントを記述する。

活断層は第四紀、特にその後期における断層運動の反復の有無によって定義されるものであり(衣笠・垣見, 1983)、第四紀層を欠く地域での活断層の認定は主観に頼らざるを得ない部分がある。以下の記述においても同様である。更に、目的に応じては詳細な調査が必要であることは言うまでもなく、それによって以下の記述が将来修正される可能性もある。

古浦東方リニアメント(第27図④)

橋本ほか(1980)の古浦断層。活断層研究会(1980)の古浦東方断層。

主部は西隣恵曇地域内にあり、佐陀川の沖積地の南限を画する。このリニアメントに沿って分離丘陵や山脚部の急傾斜が点在するが、確実に断層変位地形とみなせるものはない。

古殿北及び古殿南リニアメント(第27図㉔及び㉕)

橋本ほか(1980)の古殿断層。活断層研究会(1980)の古殿北及び南断層。

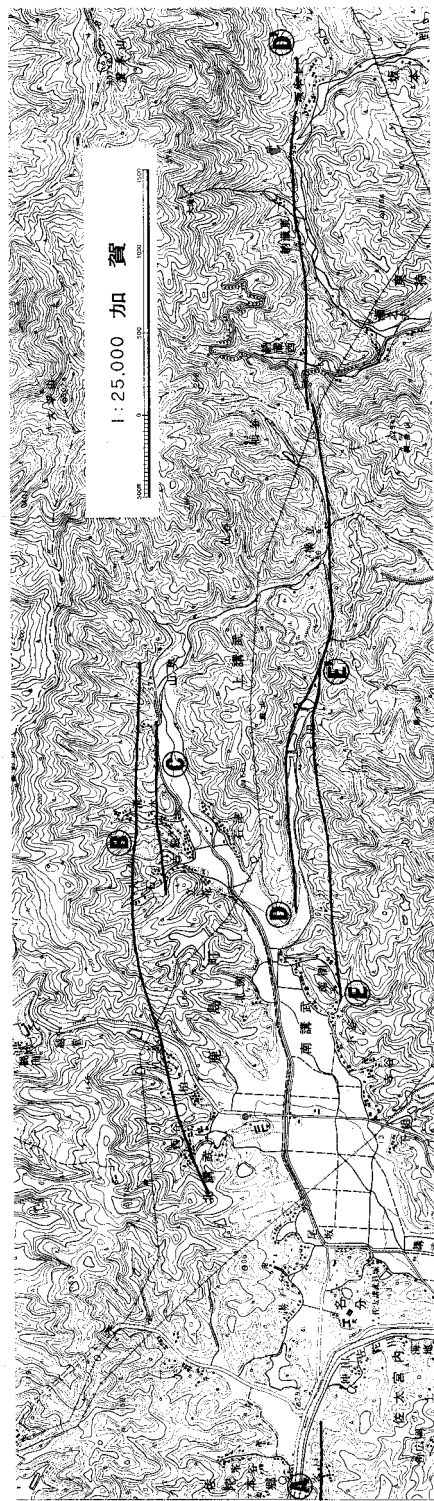
鹿島町古殿地域を東西に走る2本のリニアメント。山地高度は古殿北リニアメントを境に南が低く、古殿南リニアメントを境に北が低くなっており、この2本のリニアメントに挟まれた部分は地溝状の地形を呈する。このグラーベン状の部分には著しく風化したドレライト-ひん岩の貫入岩体が分布している。また、これらのリニアメントに沿って確実に断層変位地形とみなせるものはない。したがって、この2本のリニアメントは貫入したドレライト-ひん岩が風化によって浸食されやすくなったために生じた組織地形であると判断される。

講武-納蔵リニアメント及び七田断層(第27図㉖-㉗及び㉘-㉙)

橋本ほか(1980)及び活断層研究会(1980)の宍道断層。

南講武から納蔵東にかけて東西に走る明瞭なリニアメントが認められる。橋本ほか(1980)及び活断層研究会(1980)はこれを宍道断層と呼んでいるが、宍道断層は多井(1952)によって恵曇から境水道・美保湾に至る断層に対して付けられた名称であり、混同を避けるためにここでは以下のように講武-納蔵リニアメント及び七田断層と呼ぶ。

講武-納蔵リニアメントは七田から納蔵東



第27図 鹿島町周辺のリニアメントと活断層(国土地理院発行2万5千分の1「加賀」の一部を使用)
 ㉔:古浦東方リニアメント ㉕:古殿北リニアメント ㉖:古殿南リニアメント ㉗:講武-納蔵リニアメント ㉘:七田断層

にかけては明瞭なリニアメントとして認められるものの、断層変位地形は見られない。納蔵東から坂本上までは弱いリニアメントとして追跡可能であるが、坂本上より東へは続かない。

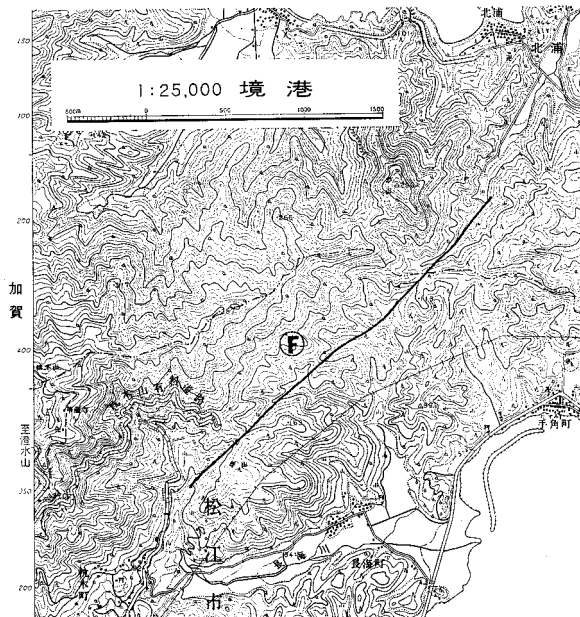
七田から西、南講武までの間では南北2条のリニアメントが認められる。そのうち、北側のものはここで言う講武-納蔵リニアメントの一部に相当するもので、講武川支流の流路に沿う直線状の崖からなる。この七田から南講武までの間の北側のリニアメントに沿っては断層変位地形は認められない。

一方、このリニアメントの南に、七田から南側(地名)の間2kmにわたって支谷の系統的な右屈曲が認められる。上流の長い谷ほど屈曲量が大きい傾向が認められ、最大屈曲量は約150mである。これらのことから七田から南側(地名)の間約2kmのリニアメントは活断層であると判断され、これを七田断層と呼ぶことにする。七田断層の変位速度を求めるための基準となるものは存在しないが、断層変位地形の明瞭さは日本国内の他地域においてB級(1.0m-0.1m/10³年)とされているものに匹敵する。

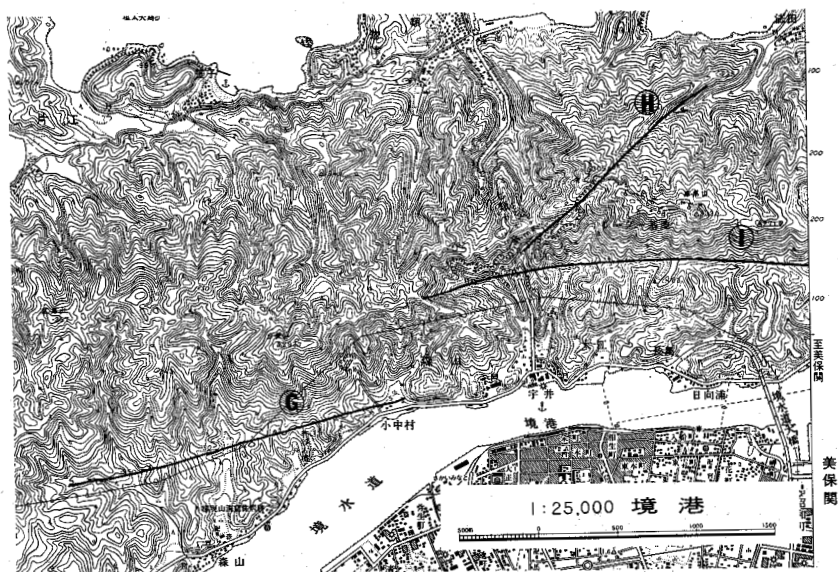
枕木山東リニアメント(第28図㊦)

橋本ほか(1980)の枕木山東断層、活断層研究会(1980)では破線のみを図示。

枕木山有料道路ゲート付近から北浦に向けて北東-南西方向に延びるリニアメントが認められる。このリニアメントに沿っては断層変位地形は認められないが、リニアメントを境にして北西側の山地高度は南東側に比べてやや高い。このリニアメントは宍道断層から派生したと考えられる地質断層と一致し、断層の両側には断層とほぼ平行な走向をもって成相寺層の泥質岩及びドレライト岩床が分布する。これらのことにより、このリニアメントは組織地形によるものと判断される。



第28図 枕木山東リニアメント、㊦(国土地理院発行2万5千分の1「境港」の一部を使用)



第29図 境水道北側のリニアメント (国土地理院発行2万5千分の1「境港」の一部を使用)
 ㊸: 森山リニアメント ㊹: 法田リニアメント ㊺: 高尾山リニアメント

森山リニアメント(第29図㊸)

橋本ほか(1980)及び活断層研究会(1980)の森山断層.

境水道に面する小中村の集落から西方へ約2kmにわたって弱いリニアメントが認められる. このリニアメントを境とし山地高度の不連続があり, 北側の山地に比べ南側の山地は低い.

このリニアメントは地質的には宍道断層の一部に一致し, 森山の北東の露頭では幅数mの破碎帯が認められる. このリニアメントは前述の枕木山東リニアメントや後述する法田リニアメント, 高尾山リニアメントに比べ不明瞭であり, 断層変位地形も認められないので宍道断層に沿う組織地形と判断される.

法田リニアメント(第29図㊹)

橋本ほか(1980)及び活断層研究会(1980)の法田断層.

七類トンネル(旧道)の南口付近から法田に向けての北東-南西方向のリニアメント. このリニアメントは地質の上では古浦層を切る断層に一致し, 断層の走向はほぼNE-SW, 傾斜は50-70°NWであり, 正断層である. 地質断層と一致し, 明瞭なリニアメントとして認められるものの断層変位地形は伴っていない.

高尾山リニアメント(第29図㊺)

橋本ほか(1980)及び活断層研究会(1980)の高尾山断層.

七類トンネル南口付近から東隣美保関地域内の福浦付近まで続く東西性のリニアメント. 地質の上では古浦層を切り宍道断層の北側を走る断層に一致する. この断層の北側の古浦層は走向が東西で砂岩を

主体とし、南側の古浦層は走向が東西-南北でドーム状の構造を示し、かつ泥質岩と砂岩の互層を主体とする。地質断層とリニアメントが一致するものの、リニアメントに沿って確実に断層変位地形と認められるものがないこと及び断層両側の地層の浸食に対するコントラストが大きいことなどから、このリニアメントは組織地形であると判断される。

以上のリニアメント・活断層のほか、橋本(1980)は垣ノ内北東を北西-南東に走る垣ノ内断層及び松江市坂本町付近を北北西-南南東方向に走る坂本断層を認め記述している。活断層研究会(1980)にもほぼ同様の記述がなされている。しかしながら、これらの“断層”は、前述の七田断層はもとより、そのほかのリニアメントに比べてもはるかに明瞭さを欠くものであり、活断層とする根拠は乏しい。

VI. 2 地 震 活 動

境港地域内に震央があり、被害を伴うような顕著な地震は現在までのところ観測されていないし、歴史記録にも記されていない。第30図に本地域及び隣接図幅地域内に求められた顕著な地震の震央を示す。このうち、④、⑤及び⑥は、西暦880年(元慶4年)出雲地方の神社仏閣に被害を与えたとされる地震である。④は理科年表に記されている震央であり、河角のマグニチュード**M_k**は7.4とされている。宇佐美(1975)は、被害の著しかったとされる出雲の国府は東出雲にあったとし、震央を⑥地点に改めた。萩原ほか(1982)は史料の詳細な検討を行い、この地震のマグニチュード算出の根拠となっているこの地震を京都でも強く感じたという記録はこの地震とは無関係な記録であることを明らかにした。そして、この地震そのもののマグニチュードは6.3-6.5であり、震央は現在の大原郡西南部(第30図⑥付近)であるとしている。

1904年(明治37年)に島根県東部を襲った地震は若干の被害をともなった。その震央は中央气象台

(1952)のリストでは第30図④の地点とされており、その規模は $M_k = 6.7$ とされている。その後宇佐美(1975)は震央位置を⑤に改めた。更に宇津(1979)は震央位置を⑦に改め、 $M = 5.8$ ($M_k = 6.7$)とした。

1925年7月の地震は宇佐美(1975)、宇津(1979)ともに震央位置は第30図⑧地点であるとし、 $M = 5.8$ ($M_k = 6.3$)を採用している。

これらのいずれの地震においても地震断層の出現は記録されていない。

VII. 応用地質

VII. 1 鉱床

境港地域には片江鉱山(島根鉱山)・枕木鉱山・野波鉱山・野波村トチ谷鉱山などの小規模な鉱山があるが、いずれも現在は廃山になっている。埋蔵量・稼行量とも記録が十分でなく不明。

片江鉱山は、片江半島の突端に近い所にある黒鉄鉱床である(島根県経済部, 1951; 清島・山田, 1960)。鉱床は、成相寺層の流紋岩類の直下にある黒色泥岩中にこぶし大-数1000tの扁桃状鉄塊として点在していたらしい。鉄石はいわゆる黒鉄で、力鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱を主とし、脈石として少量の石英・方解石・石膏を伴う(清島・山田, 1960)。

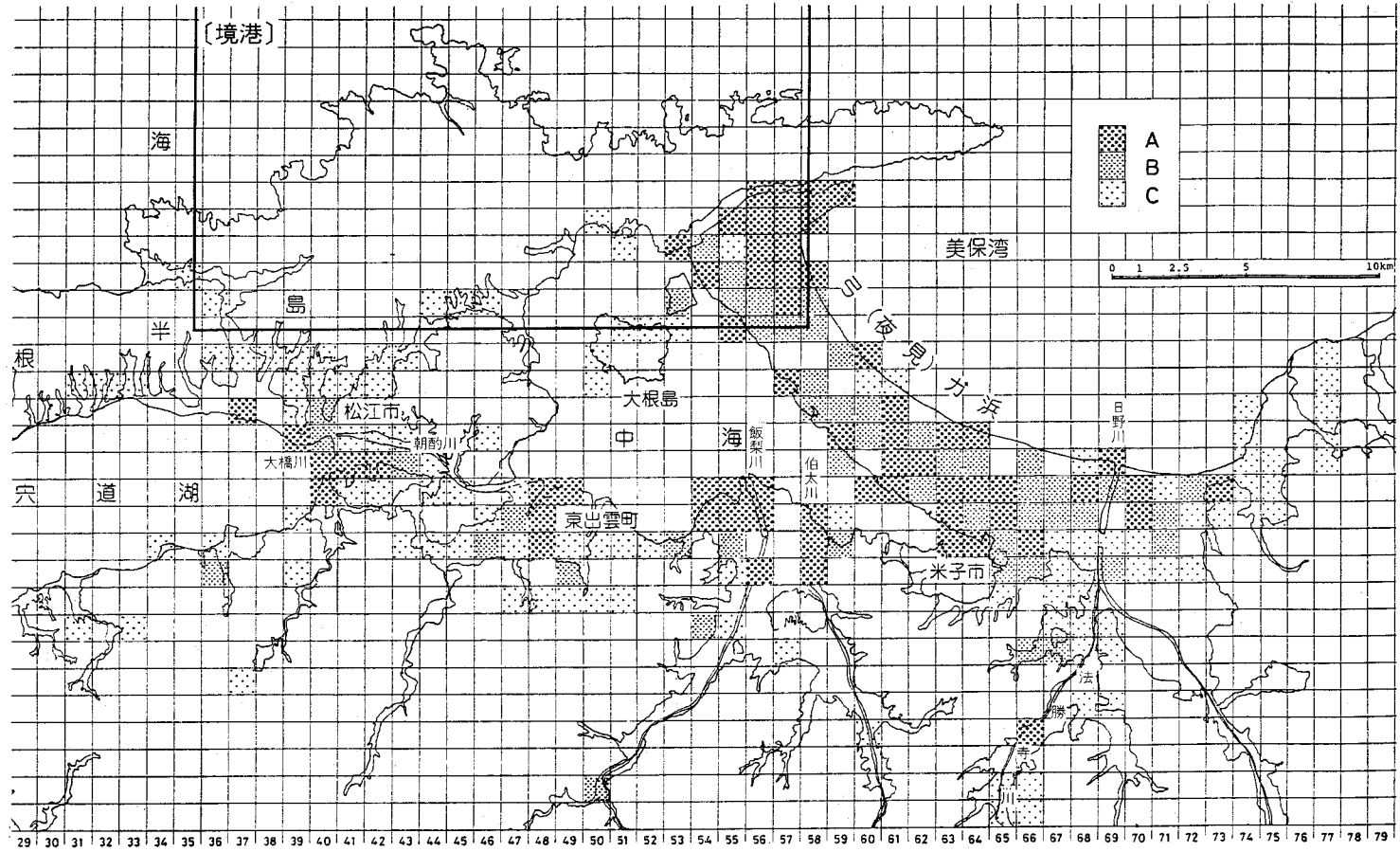
枕木鉱山では流紋岩脈中の黄鉄鉱脈を採掘したらしいが、ほとんど掘り尽くしたという。また、野波鉱山・野波村トチ谷鉱山では高浜山層中の硫化鉄(銅・鉄)を採掘したらしいが、鉄床の種類、鉄石の性状は不明である(以上、島根県経済部, 1960による)。野波鉱山・野波村トチ谷鉱山の正確な位置は不明なので地質図には示されていない。

VII. 2 砕石

宇井-七瀬間の旧道沿いに2箇所、また、既に廃止されているが小中村の北方で1箇所砕石場がある。いずれも古浦層の砂岩・泥質岩・凝灰岩を対象としている。それらの砕石は、港湾工事や道路の路床・路盤及び宅地造成などに用いられている。

VII. 3 地すべり・山くずれ

塩基性-中性貫入岩の広く分布する地域では、それらが厚い風化帯を作り赤色土化している。また、古浦層が広く分布する東部地域では、部分的ではあるが厚い崩土に覆われている場所がある。境港地域には顕著な地すべり・山くずれはみられないが、これらが土木工事によって切り取られたり、集中豪雨に会った場合には災害につながる地すべり、山くずれあるいは土石流が発生する可能性はある。実際、1983年7月に山陰地方を襲った集中豪雨により、手角-北浦間の道路切り取り面で小規模ながら地すべりが発生した。特に土木工事に際しては、上記の点に注意する必要がある。



第31図 境港地域及び周辺の液状化発生危険度図 (寺見・三梨, 1983の原図の一部を転載)

A: 液状化の可能性が大きい, B: 液状化の可能性が少しある, C: 液状化の可能性がほとんどない,
白ぬきの部分は資料なし。1区画は1km²

VII. 4 地盤の液状化

宍道低地帯には第四系が広く分布しているが、そこでは過去にマグニチュード6前後の地震が何回か発生している。したがって、未固結堆積物の広がる宍道低地帯の地盤の特性を調べることは防災上の急務である。いまのところ、地震災害の観点から系統的に地盤を調べた研究は多くはないが、最近、寺見・三梨(1983)は、境港地域周辺について大まかな地震動による液状化発生危険度図を作成し公表している(第31図)。それによれば、大きな地震動(恐らく震度5以上)に出会った場合、境港地域では弓ヶ浜の北端部にある境港市の市街地で液状化が起きる可能性が高いことが分かる。しかし、これだけではどの程度のものかなど具体的なことは分からない。このような試みは緒についたばかりで、これからの研究の進展が待たれる。

文 献

- BLOW, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, in BRONNIMANN, P. and RENZ, H. H. eds., *Inter. Conf. Planktonic Microfossils, 1st, Geneva* (1967), *Proc.*, 1, p. 199-422.
- 中央気象台(1952) 日本付近におけるおもな地震の規模表(1885年-1950年). 地震観測法付録12.
- 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.
- FISHER, R. V. and SCHMINCKE, H.-U. (1984) *P roclastic ocks*. Springer-Verlag, 472p.
- 萩原尊礼(編著)(1982) 古地震—歴史資料と活断層からさぐる. 東京大学出版会, 東京, 312p.
- 橋本知昌・星野一男・加藤磧一(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.
- 市瀬由自(1964) 砂丘と沖積平野の形成. 法政大文学部紀要, no. 10, p. 1-26.
- ITO, H. (1970) Polarity transitions of the geomagnetic field deduced from the Natural Remanent Magnetization of Tertiary and Quaternary Rocks in southwest Japan. *o r Geo a . Geoelectr.*, vol. 22, p. 273-290.
- 鹿野和彦・吉田史郎(1984) 島根県中・東部新第三系の放射年代とその意義. 地調月報, vol. 35, p. 159-170.
- 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) 日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 363p.
- 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学会連合学術大会総会討論会資料「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(1967) 中海臨海地帯の基盤. 都市地盤調査報告, vol. 15, 142p.

- 衣笠善博・垣見俊弘(1983) 活断層の地質学的意義と地震予知. 地学雑誌, vol. 92, p. 542-546.
- 清島信之・山田正春(1960) 島根県片江鉦山の銅・鉛・亜鉛鉱床. 地調月報, vol. 11, p. 255-256.
- 小林洋二(1979) 西南日本内帯における新第三紀後半の岩脈群と広域応力場. 火山, vol. 24, p. 153-168.
- 三位秀夫(1967) 中海臨海地帯の地質および地質構造. 建設省計画局・鳥取県・島根県編, 都市地盤調査報告書, vol. 15, p. 22-27.
- 三浦 清(1973a) 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.
- (1973b) 島根半島古浦累層の片麻岩質礫について. 岩鉱, vol. 68, p. 284-286.
- (1973b) 島根半島新第三紀古浦累層に含まれる片麻岩礫とその地質学的意義. 地質雑, vol. 79, p. 701-702.
- (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. 島根大教育学部紀要(自然科学), vol. 8, p. 51-58.
- 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. 島根大文理学部紀要, 理学, vol. 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.
- MUKAE, M. (1957) A trial for the rapid determination of volcanic rocks; The relation of the refractive indices of melted rock-glasses to their chemical compositions. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 2, p. 21-28.
- 西山西省(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. 島根県水産商工部商工課, 23P.
- 野村律夫・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.
- (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.
- OGASAWARA, K. and NOMURA, R. (1980) Molluscan fossils from the Fujina Formation, Shimane Prefecture, San-in district, Japan. *Professor Saburo Kanno Memorial Volume*, p. 122-123.
- 応地恭子・応地善雄(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一. 岩鉱, vol. 56, p. 141-156.
- 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) 山陰中新統の貝類化石. 軟体動物の研究(大森昌衛教授還暦記念論文集), P. 347-355.
- 大久保雅弘(1975) 松江層のエビ化石. 山陰文化研究紀要, vol. 15, P. 211-216.
- 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, vol. 7, P. 101-105.

- 大西郁夫(1979) 出雲海岸平野の第四系. 島根大理学部紀要, vol. 13, p. 131-144.
- OTSUKA, Y. (1937a) Tertiary folding in Japan. Proc. Imp. Acad. Tokyo, vol. 13, p. 78-81.
- (1937b) Some geologic considerations of the folded Tertiary zones in Japan (advanced paper). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 15, p. 1041-1046.
- (1939) Tertiary crustal deformations in Japan. *Jubilee Pub. Commemor. Prof. Yabe's 60th Birthday*, p. 481-519.
- 坂本 亨・山田直利・須田芳朗(1982) 1:200,000地質図, 松江及び大社. 地質調査所.
- 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. 355-376.
- 山陰古生態団研グループ(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) 松江層の魚類化石. 日本地質学会第81年学術大会講演要旨, P. 237.
- 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, 都市地盤調査報告書, vol. 15, P. 8-21.
- 島根県(1980) 土地分類基本調査「美保関, 境港」(5万分の1). 44.
- 島根県地質図編集委員会(1982) 島根県地質図1:200,000.
- 島根県経済部(1951) 島根半島東部地区. 島根県地下資源調査報告書, p. 33-36.
- 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.
- 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. 広島大地研報, no. 18, 167p.
- 高安克己(1983) 山陰地方の中新統—鮮新統の層序と古地理. 地団研第37回総合学術シンポジウム資料集「島弧背後の地質学的性格」, p. 139-143.
- 田中 隆(1979) 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技誌, vol. 44, p. 308-320.
- ・小草欽治(1981) 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質雑, vol. 87, p. 725-736.
- 寺見保正・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. 島根大地研報, 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, p. 4.
- 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.*, ser. 2, vol. 2, p. 147-204.
- 富田 達・酒井栄吾(1937) 布志名及来待地方の地質. 地質雑, vol. 44, p. 482-483.
- ・——— (1938) 松江市付近の中新統に就て(特に粗面玄武岩類の地質時代), 地質雑,

vol. 45, p. 529-532.

通商産業省(1967) 昭和41年度広域調査報告書「北島根地域」. 26p.

——— (1969) 昭和42年度広域調査報告書「北島根地域」. 23p.

——— (1970) 昭和43年度広域調査報告書「北島根地域」. 44p.

宇佐美龍夫(1975) 資料日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 東京, 327p.

宇津徳治(1979) 1885-1925年の日本の地震活動——M6以上の地震および被害地震の再調査——. 地震研究所彙報, vol. 54, p. 253-308.

山口鎌次(1929a) 出雲笹子に於ける輝緑岩中のダイオライト, アプライト脈に就きて(其一). 地学雑, vol. 41, p. 129-133.

——— (1929b) 出雲笹子に於ける輝緑岩中のダイオライト, アプライト脈に就きて(其二). 地学雑, vol. 41, p. 218-228.

山内靖喜・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, 39p.

——— ・吉谷昭彦(1981) グリーンタフ堆積盆地発展期の構造運動—島根県東部を例にして—. 地質雑, vol. 87, p. 711-724.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Okayama (12) No. 7

GEOLOGY
OF THE
SAKAIMINATO DISTRICT

By

Kazuhiko KANO and Fumio YOSHIDA

(Written in 1984)

(Abstract)**OUTLINE**

The Sakaiminato district is located in San-in of west Japan.

Northern half of this district is in Japan Sea, and southern half is on a peninsular land. The peninsular land is divided into a hilly land and a lowland, namely Shimane Hantō (Peninsula) and the Shinji lowland. Shimane Hantō faces Japan Sea with a rocky and rugged shoreline. On the other hand, the Shinji lowland spreads south of Shimane Hantō, and connects Shimane Hantō with the main land. In this lowland, Yumi-ga-Hama, Naka Umi, Matsue Heiya(Plain), Shinji Ko(Lake) and Hi-no-Kawa Heiya lie from east to west. Yumi-ga-Hama is one of the largest sand bars in Japan and faces Miho Wan(Bay), a bay of Japan Sea. Miho Wan is connected with a brackish lake Naka Umi, through a narrow channel, Sakai Suidō, and further with a brackish lake Shinji Ko which is to the west of the mapped district. Notable is that both Shimane Hantō and the Shinji lowland lie in the E-W trend.

Geologically this district is situated in the Green Tuff Region. Included are a thick pile of Neogene volcanics and sediments, and concomitantly thin sediments and a small volcano of Quaternary. The Neogene crops out mainly in Shimane Hantō forming an anticlinorium, while the Quaternary spreads over the Shinji lowland, probably underlain by a Neogene synclinorium. The anticlinorium and the inferred synclinorium of the Neogene have the E-W trending axes, conformably with the topographic arrangement

mentioned above. Further, the anticlinorium is cut by the Shinji Fault and its derivatives, most of which are reverse faults steeply dipping northward or southward with ENE to EW strikes. The geology of this district is summarized in Table 1.

NEOGENE

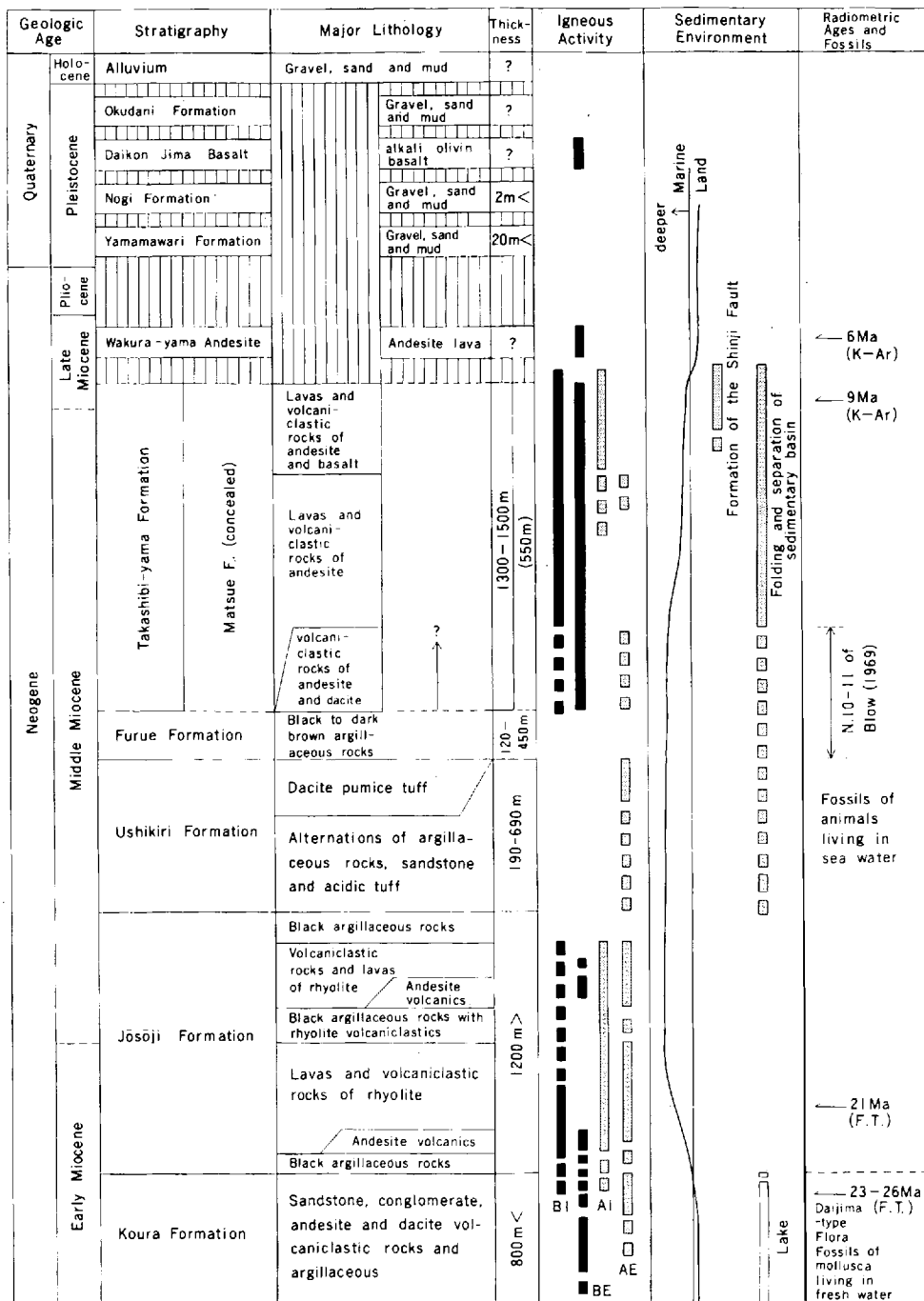
The Neogene in this district is divided into 7 major stratigraphic units, namely the Koura Formation, the Josoji Formation, the Ushikiri Formation, the Furue Formation, the Takashibiyama Formation and the Wakurayama Andesite in ascending order, and the Neogene intrusive rocks. The lower two formations form cores of the anticlinorium, and three other formations except the Wakurayama Andesite, surround them.

The Koura Formation is the earliest Miocene sequence of lacustrine deposits, mainly composed of sandstone, conglomerate and andesite to dacite volcanoclastic rocks. Thin layers of argillaceous rocks are frequently intercalated, and appears to dominate in the middle and upper-most parts of the formation. Volcanoclastic rocks are mainly of subaqueous pyroclastic flows. Sandstone and conglomerate include abundant volcanic fragments and occasionally grade into volcanoclastic rocks. From this formation, reported are non-marine molluscan fossils such as *Corbicula* and *Viviparus*, and plant fossils suggesting warm climate (Miocene Daijima-type. Flora).

The Josoji Formation is the early to early middle Miocene marine sediments conformably overlying the Koura Formation. The formation characteristically comprises large amounts of black and hard argillaceous rocks and rhyolite volcanic rocks, which interfinger with each other. Water-chilled lavas and hyaloclastites of rhyolite dominate in the lower part of the formation. The lavas and associated hyaloclastites form several lava domes. On the other hand, subaqueous pyroclastic flow deposits of rhyolite composition appear to dominate in the middle part. Black argillaceous rocks commonly include framboidal pyrite suggesting reducing and/or anoxic environment. Shallow-marine molluscan fossils are sometimes found in the argillaceous rocks of the lowest part and benthonic foraminiferal fossils probably living in upper to middle bathyal zone in the argillaceous rocks of the upper part. The boundary between the Koura Formation and the Josoji Formation is dated at about 22 Ma by a fission track method for zircon.

The Ushikiri Formation comprises two major lithologic units; the alternation sequence of argillaceous rocks, sandstones and acidic tuffs, and the overlying sequence composed mainly of subaqueous pumice flow deposits. Sandstones are usually turbidites, and acidic tuffs are also turbidites and/or subaqueous pyroclastic flow deposits. Current marks at the base of sandstone turbidite indicate its current directions from NE to SW and from N to S. The alternation sequence sometimes shows slump structures with the flow directions from E to W and from S to N. This middle Miocene Ushikiri Formation is deposited in deep-marine basin, succeeding to the Josoji Formation. Though, the thickness of the formation varies in places; it becomes thinner eastward and southward, especially the sequence of pumice flow deposits decreases in thickness eastward and diminishes in the southern flank of the anticlinorium. These must have occurred probably as the anticlinorium set up and grew in the time of the Ushikiri Formation.

The Furue Formation conformably overlying Ushikiri Formation consists mainly



BI: basic to intermediate intrusive rocks BE: basic to intermediate effusive rocks
 AI: acidic intrusive rocks AE: acidic effusive rocks K-Ar: K-Ar age of whole rock
 F.T.: Fission-track age of constituent zircon

of black to dark brown argillaceous rocks less hard than those of the Josoji Formation and the Ushikiri Formation. In contrast with the Ushikiri Formation, this formation is thinner in the northern flank of the anticlinorium, though it is deposited in the upper to middle bathyal zone as well.

The Takashibiyama Formation, newly defined in this report, is the latest middle to late Miocene volcanic sequence; water-chilled lavas and hyaloclastites of andesite and basalt are piled up together with subaqueous gravity flow deposits of volcanoclastics and subaqueous pyroclastic flow deposits mainly of andesite composition. This formation conformably overlies the Furue Formation, however, its distribution is limited to the northern part of this district. Instead the Furue Formation in the southern part is overlain by the Matsue Formation, which is however concealed by the Quaternary in this district. The Matsue Formation is nearly contemporaneous with the Takashibiyama Formation. However, it is composed mainly of shallow-marine sandstone and lava and tuff of alkaline basalt, lithologically different from the Takashibiyama Formation.

The Wakurayama Andesite is constituted by aphyric andesite erupted on land in latest Miocene time. It unconformably overlies the Matsue Formation, the relationship can be observed in the Matsue district south of this district. The andesite, however, is not involved in the folding of the preceding formations. This indicates that the folding has completed before eruption of the Wakurayama Andesite.

Basic to intermediate intrusive rocks abundantly occur as dikes, sheets and laccolith-like bodies in the Miocene formations except the Wakurayama Andesite. Large bodies of quartz, diorite, porphyrite and dolerite appear to dominate at the lower horizons of the Miocene formations, and dikes and sheets of andesite, basalt, porphyrite and dolerite at their upper horizons, especially in the Takashibiyama Formation. Therefore, most of them are believed to have intruded during late Miocene time. Some of these basic to intermediate intrusive rocks are intruded by rhyolite dikes petrographically distinguished from rhyolites of the Josoji Formation. Among these basic to acidic intrusives, dikes commonly trend normal to the axes of the anticlinorium, suggesting that horizontal maximum compressional principal stress during late middle to late Miocene time is normal to the axes of the anticlinorium.

QUATERNARY

The Quaternary in this district includes the Yamamawari Formation, the Nogi Formation, the Daikonjima Basalt, the Okudani Formation and alluvium.

The Yamamawari Formation, the Nogi Formation and the Okudani Formation are terrace deposits composed of gravel, sand and mud. They are distributed at the elevations of 40-55 m, 30-55 m and 5-40 m respectively. The Daikonjima Basalt forms a small volcano of alkali olivine basalt, which constitutes the islands Daikon Jima and E Shima in Naka Umi. A scoria cone is observed at the center of Daikon Jima, though it is outside this mapped district. The ages of the Daikonjima Basalt and three terrace deposits mentioned above are Pleistocene, but not known more in detail.

Alluvium spreads forming sand bars and dunes of the Yumi-ga-Hama and other embayed small coasts, and forming plains and fans along several streams.

ACTIVE FAULTS AND LINEAMENTS, AND EARTHQUAKES

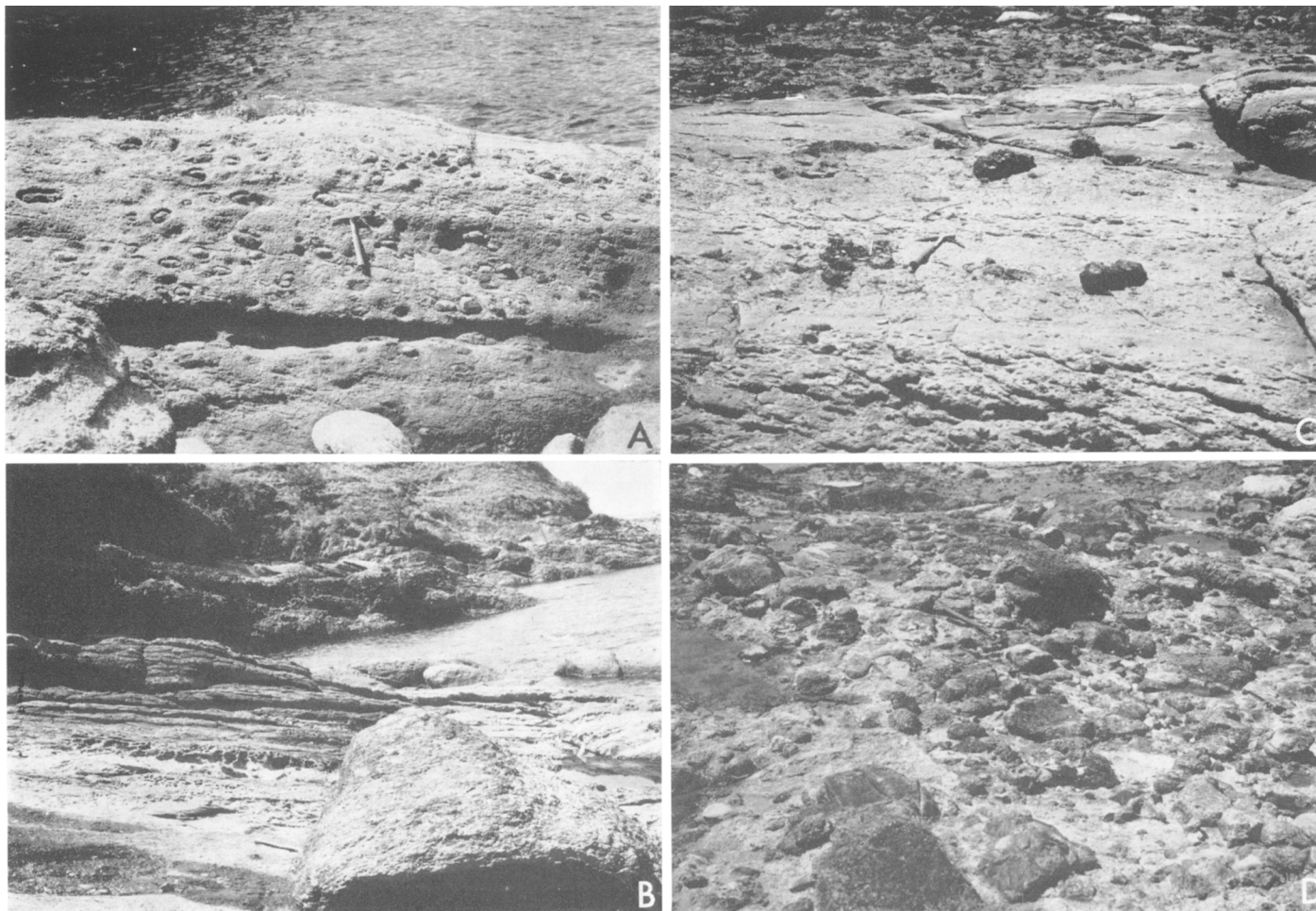
In this district, 8 lineaments are recognized through an inspection of detailed topography. Most of them coincide with the Shinji Fault and its derivatives formed during late middle to late Miocene time, and show little evidence of active fault. One lineament on the Shinji Fault around Shichita can, however, be recognized as an active fault. The fault named as Shichita Fault is about 2 km in length and topographically shows maximum slip of about 150 m in right-hand direction.

Notable earthquakes which have the epicenters within this district and brought about considerable disaster have never been reported. On the other hand, three earthquakes relatively greater in magnitude (M) occurred in the adjacent areas: M=6.2-6.3 in A.D. 880, M=5.8 in A.D. 1904 and M=5.8 in A.D. 1925.

ECONOMIC GEOLOGY

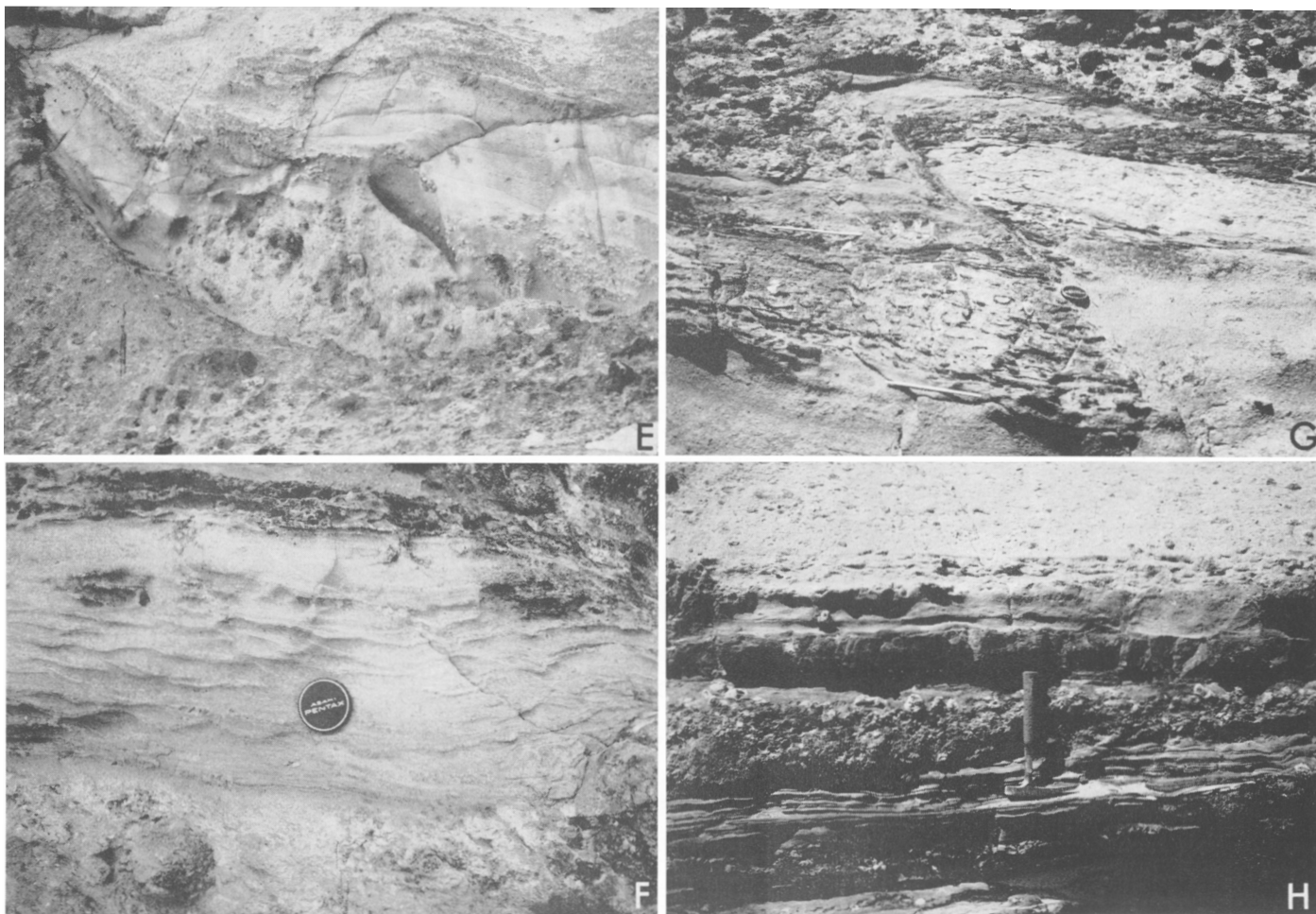
In spite of occurrences of many intrusive rocks that may offer positive signs of mineral resources, only a few ore deposits are found in this district. Several mines near Katae, Makuragi, Nonami and nearby were worked years ago and now are closed; all are very small and have not been studied in detail. The deposit near Katae is a Kuroko-type deposit occurring in the black argillaceous rocks of the Josoji Formation. Its total amount is inferred to be less than several ten thousands tons. The deposits near Makuragi and Nonami are vein types of iron and/or copper sulfides. Little is known as for other deposits.

Quarries at the two places along the old road between Ui and Shichirui of Mihonoseki Machi supply crushed stone from the clastic rocks of the Koura Formation for aggregates of the base of road and buildings.



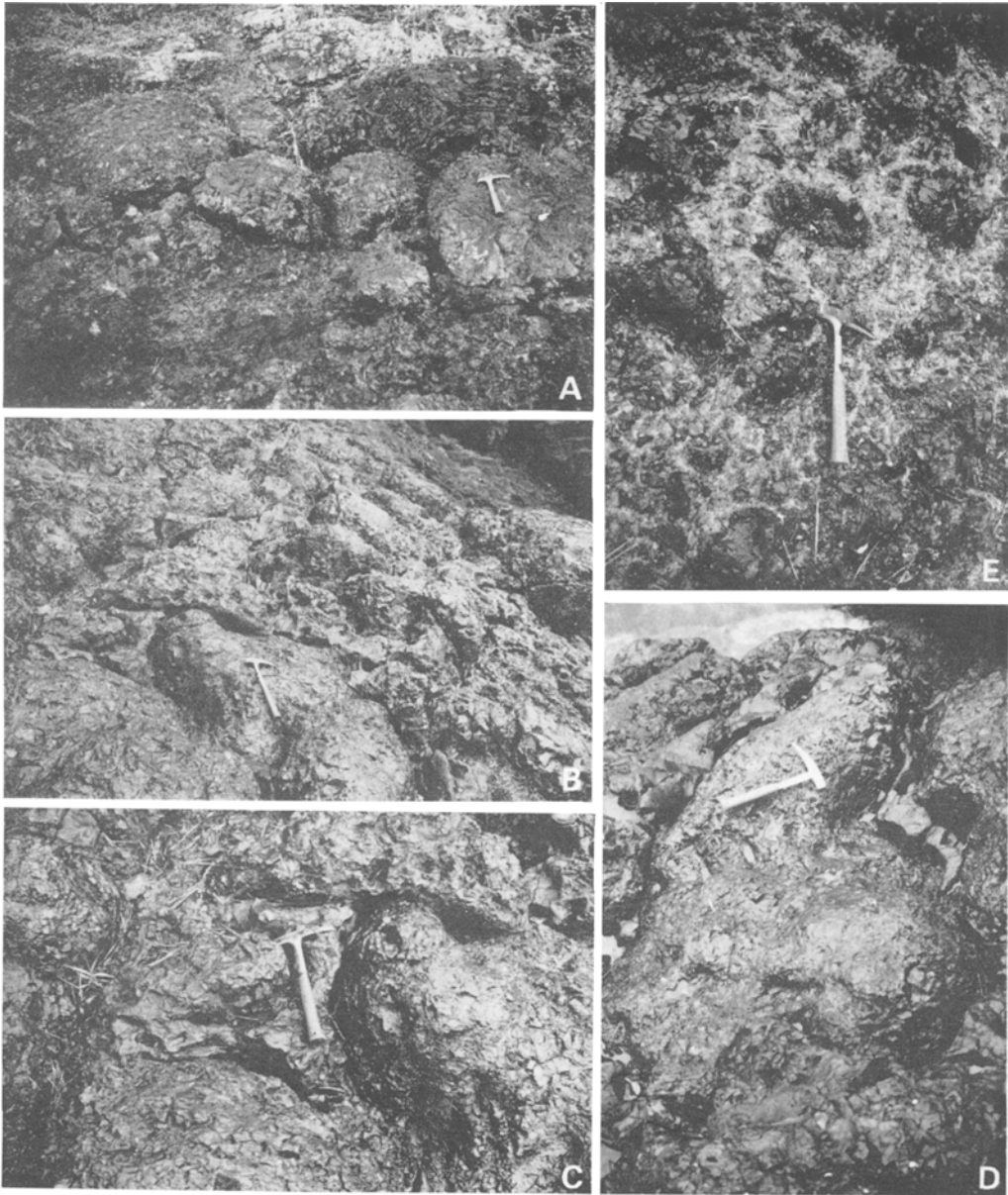
成相寺層流紋岩火砕岩の産状（菅浦湾西岸）写真A-Dは第12図の柱状図に示されるA-Dの位置を写す

- A：下位を削削したフロー・ユニット1の中部に見られる弱い平行ラミナとそれに平行に配列する流紋岩礫
- B：フロー・ユニット2の中-上部に見られる平行層理。その下の部分には不明瞭ながら平行ラミナが認められる
- C：フロー・ユニット2の下部。不明瞭ながら平行ラミナ，平行層理が認められる。散点的に流紋岩礫が含まれている
- D：フロー・ユニット3の中部。このユニットは流紋岩角礫-岩塊が多く，写真ではそれらが不規則に分布する。この上位ではそれらの量が減少する



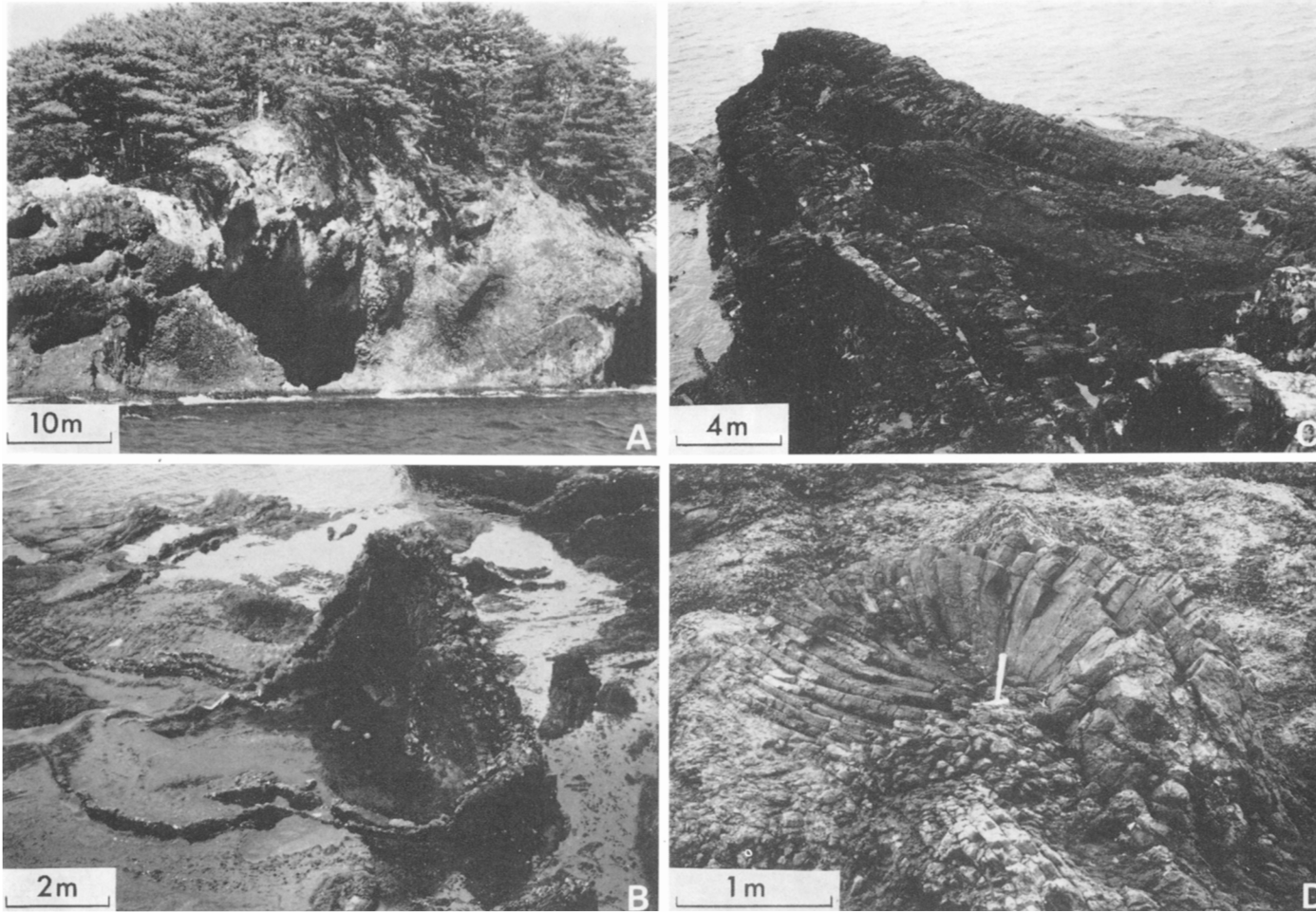
成相寺層流紋岩火砕岩の産状(菅浦湾西岸)

- E: フロー・ユニット中に取り込まれた軽石凝灰岩の巨大岩塊。このユニットはユニット3と同様、流紋岩角礫-岩塊を多量に含む
 F・G: フロー・ユニット5と6の間に挟まれる砂岩の薄層。リップラミナが認められる(F)が、変形している。また、層全体も変形している(G)。これらは、角礫-岩塊の多いフロー・ユニット5の堆積時の荷重による
 H: フロー・ユニット6と7の間に挟まれる碎屑岩層。砂岩と軽石片の多い凝灰岩薄層が互層している。ハンマーの上の砂岩には生痕が認められる。また、下の平行ラミナを持った砂岩(ハンマーの頭の付近)はうねっており塑性変形したことを示している



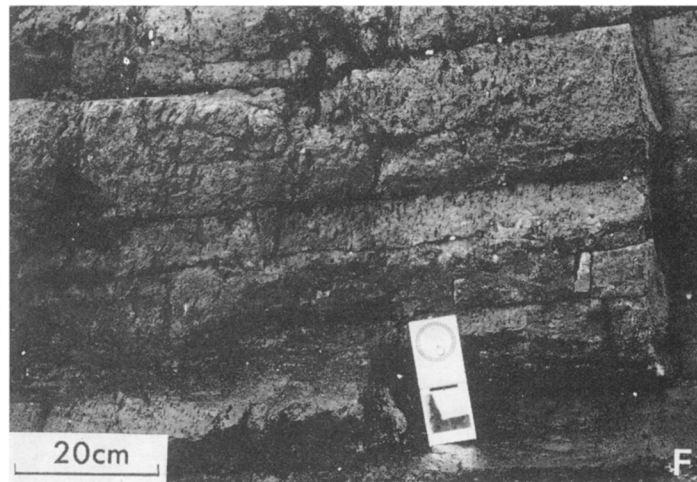
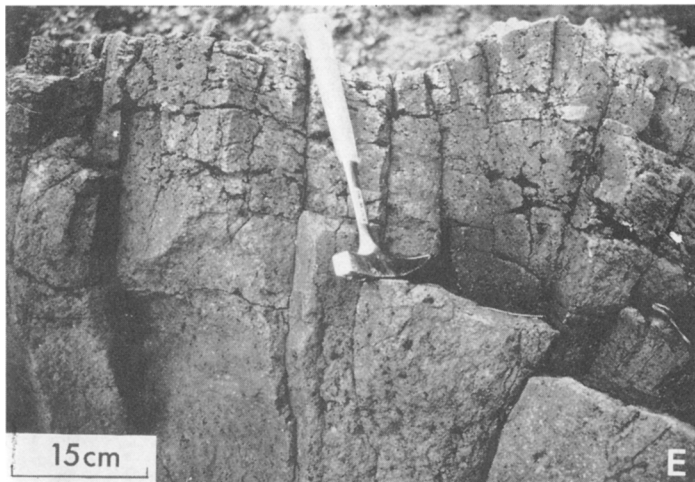
高浜山層安山岩枕状溶岩の産状（島根町佐波の入江西岸）

- A : 枕状団塊の破片とガラス片などからなる堆積物に枕状団塊が積み重なる
- B : Aの枕状団塊が積み重なった部分を横からみた写真。団塊は斜面に沿って長く延び、それらの間を砂粒大の岩片・ガラス片が埋めている
- C : Bのハンマーを置いた部分の周辺を上から見た写真
- D : 枕状団塊は写真下から上（Bの左上から右下）に向かって流動したらしく、手前の膨らみから上方に突き出た先端部との間にくびれができ、そこには胎を伸ばした時にできるような筋が認められる
- E : Aの団塊が重なった部分の下に見られる岩相。団塊の破片（暗色部）及び同質の細粒岩片などで構成される



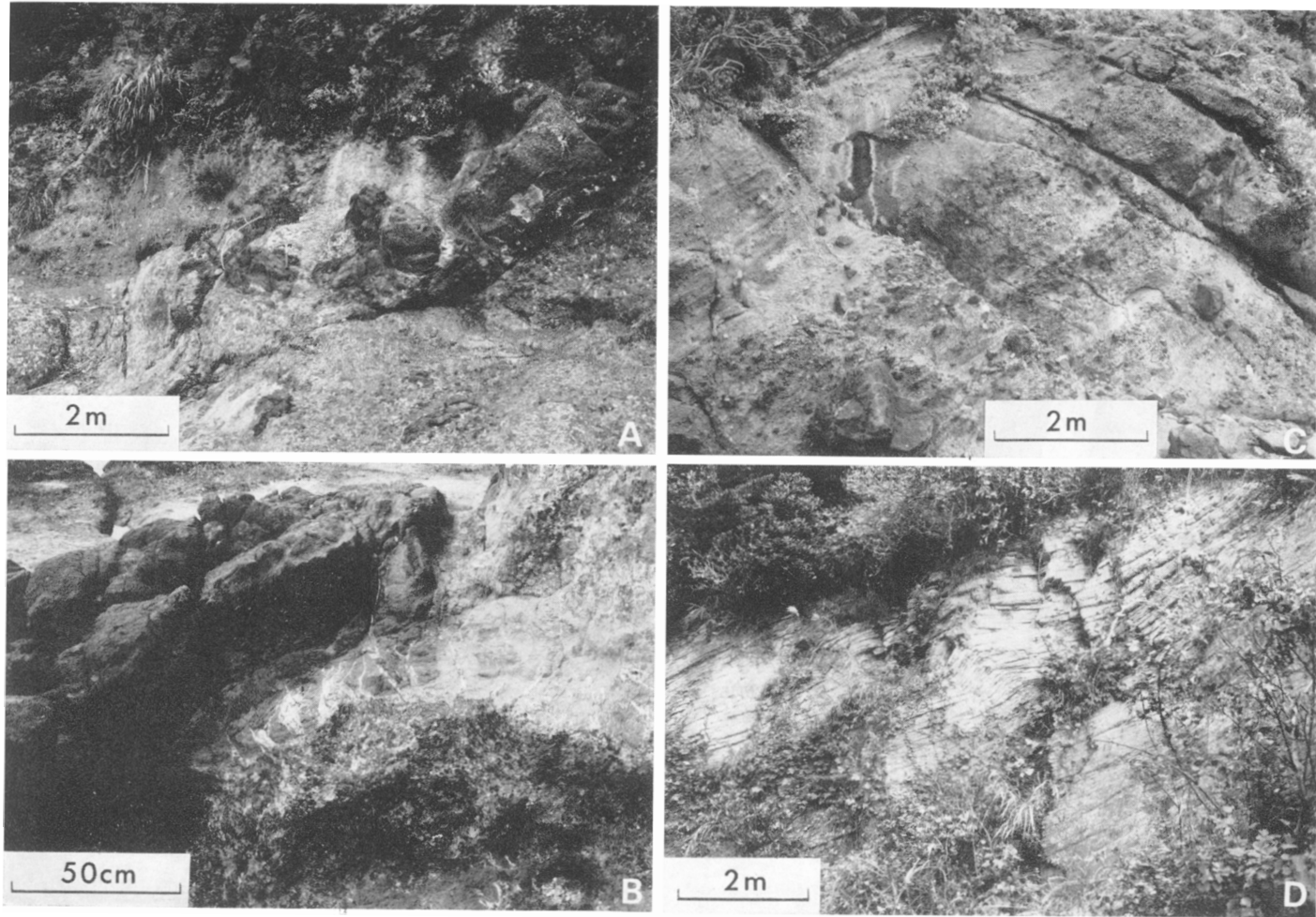
桂島の安山岩岩脈群

- A: 節理を有し、突出して見える部分が岩脈。右下のS字状の部分がその1例。周囲は溶岩
- B: 環状に突出した部分が岩脈。その環状の岩脈の背後にも柱状節理をもった岩脈が見える
- C: U字状の岩脈。柱状節理のはっきりしない写真中央の部分はU字状の岩脈が閉じた部分
- D: 放射状節理を有する岩脈。左下の部分で節理が不明瞭になる位細かく割れ、周囲の水冷破砕された溶岩との境界の識別が困難になる



桂島の安山岩岩脈群

E・F：岩脈の外壁に平行な（節理と直交する）方向に配列する大きな気孔



高浜山層上部の安山岩溶岩・火砕岩の産状（島根町多古付近）

- A : 右上から左下に延びる溶岩。左下に向かうにつれてブロック化し、周囲のハイロクスタイト-水冷破砕された溶岩との区別が困難になる
 B : 左中央から右上に延びる溶岩。右上端及び溶岩の下面は1cm以下の同質岩片の集合体（恐らくハイロクスタイト）に変わる。岩片の間は方解石などの2次鉱物で充填されている。溶岩の下面に見られる白色の筋は同質岩片・方解石などで充填された割れ目で下方ほど開いており、水冷されると同時に下面が動くためにできたものと思われる
 C : 溶岩と溶岩の間に挟まれる火砕岩層。周囲の溶岩と同質の岩片を多量に含み、成層している D : 流理面に平行な細かな節理の発達した溶岩

※文献引用例

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

KANO, K. and YOSHIDA, F. (1985) *Geology of the Sakaiminato district. Quad-*
range Series, scale 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 57 p. (in Japanese
with English abstract 5 p.).

昭和60年1月10日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷所 泰成印刷株式会社

〒130 墨田区両国3-1-12

©1985 Geological Survey of Japan