

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

福岡(14)第15号

NI-52-3-14

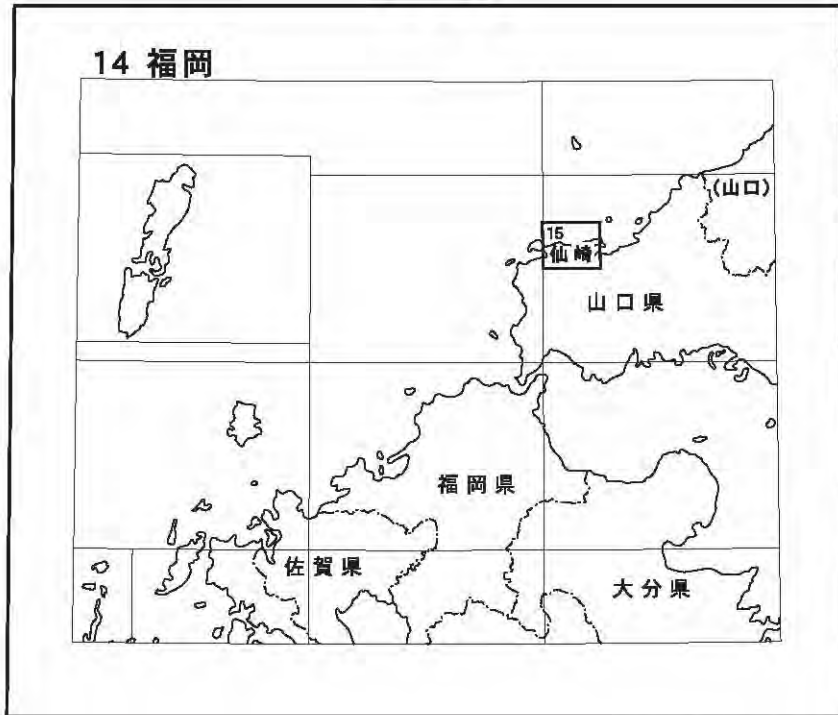
仙 崎 地 域 の 地 質

尾崎正紀・今岡照喜・井川寿之

平成 18 年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

| | | |
|--|---|---|
| | | 14-11 相島 Ai Shima NI-52-3-9 (未刊行, unpublished) |
| 14-14 阿川 Agawa NI-52-9-2 (未刊行, unpublished) | 14-15 仙崎 Senzaki NI-52-3-14 (2005) | 14-16 萩 Hagi NI-52-3-10 (未刊行, unpublished) |
| 14-20 小串 Kogushi NI-52-9-3 (未刊行, unpublished) | 14-21 西市 Nishiichi NI-52-3-15 (未刊行, unpublished) | 14-22 山口 Yamaguchi NI-52-3-11 (未刊行, unpublished) |

小串 Kogushi
1:75,000 (1922)

山口 Yamaguchi
1:75,000 (1927)

仙崎地域の地質

尾崎正紀*・今岡照喜**・井川寿之***

地質調査総合センターは1882年にその前身である地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するため調査研究を行い、その成果の一部としてさまざまな縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、自らの調査に基づく最も詳細な地質図シリーズの一つで、基本的な地質情報が網羅されている。「仙崎」地域の地質図幅の作成は、この地質図幅作成計画の一環として行われたもので、環境保全や地質災害軽減対策等の基礎資料として活用されることを目的としている。

研究報告の作成にあたっては、地形を尾崎・今岡が、地質概説・関門層群を尾崎・今岡・井川が、阿武層群・貫入岩類を今岡・井川が、古第三紀火山岩類・資源地質を今岡・尾崎が、日置層群・油谷湾層群・中新世火山岩類・第四紀堆積物・災害地質を尾崎が担当した。また、全体のとりまとめは尾崎が行った。

野外調査の一部は、西日本技術開発株式会社地質部の永松秀崇、山口大学理工学研究科の井村 隼、高橋巖己の諸氏にご協力頂いた。また、本研究で使用した薄片は、地質標本館の野神貴嗣・大和田 朗と北海道産学官連携センターの佐藤卓見の各氏（所属は当時）によって作製されたものである。更に、旧長門市・油谷町・日置町・三隅町（以上の市町は2005年3月15日に長門市に合併）にはボーリングの資料を、山口県業務課には温泉の資料を提供して頂いた。以上の方々及び関係諸機関に深く感謝申し上げます。

(平成18年度稿)

所 属

*地質情報研究部門

**山口大学大学院理工学研究科自然科学基盤系学域地球科学分野（平成11～12年地質調査所併任，平成13～15年度産業技術総合研究所併任，平成16～17年度客員研究員）

***八千代エンジニアリング株式会社地質部（平成16～17年度客員研究員）

Keywords : areal geology, geologic map, 1:50,000, Senzaki, Yamaguchi, Cretaceous, Tertiary, Paleogene, Neogene, Quaternary, Kanmon Group, Wakino Subgroup, Shimonoseki Subgroup, Abu Group, Nagato Formation, Hohoku Formation, welded tuff, granite, granodiorite, Imamisaki Basalt, Tsuō Andesite, Hioki Group, Yuyawan Group, dike, alkali basalt, terrace deposit, Alluvium, landslide, submarine geology

目 次

| | |
|-------------------------------|----|
| 1. 地 形 | 1 |
| 1. 1 概要及び研究史 | 1 |
| 1. 2 大陸棚 | 1 |
| 1. 3 青海島 | 1 |
| 1. 4 油谷半島及び向津具半島 | 3 |
| 1. 5 仙崎・深川・油谷湾及び三隅・仙崎・油谷・日置平野 | 4 |
| 1. 6 中国（長門）山地 | 10 |
| 2. 地質概説 | 11 |
| 2. 1 陸域の地質 | 11 |
| 2. 1. 1 白亜系 | 11 |
| 2. 1. 2 第三系 | 12 |
| 2. 1. 3 第四系 | 16 |
| 2. 1. 4 災害地質及び資源地質 | 16 |
| 2. 2 海域の地質 | 16 |
| 3. 関門層群 | 18 |
| 3. 1 概要及び研究史 | 18 |
| 3. 2 脇野亜層群 | 20 |
| 3. 3 下関亜層群 | 22 |
| 3. 4 地質構造 | 24 |
| 3. 5 地質年代 | 24 |
| 4. 阿武層群 | 27 |
| 4. 1 研究史 | 27 |
| 4. 2 概 要 | 27 |
| 4. 3 豊北層 | 27 |
| 4. 3. 1 粟野礫岩砂岩部層 | 27 |
| 4. 3. 2 大藤山凝灰岩部層 | 27 |
| 4. 3. 3 阿惣川頁岩凝灰岩部層 | 30 |
| 4. 3. 4 大泊山火山礫凝灰岩部層 | 30 |
| 4. 3. 5 大平場頁岩砂岩部層 | 32 |
| 4. 4 長門層 | 32 |
| 4. 4. 1 大坊川流紋岩凝灰岩部層 | 32 |
| 4. 4. 2 熊野岳流紋岩凝灰岩部層 | 32 |
| 4. 4. 3 国広安山岩部層 | 34 |
| 4. 4. 4 船越流紋岩凝灰岩部層 | 34 |
| 4. 4. 5 原岡山安山岩部層 | 36 |
| 4. 5 地質構造 | 36 |
| 5. 貫入岩類 | 38 |
| 5. 1 流紋岩・珪長岩・石英斑岩・斜長斑岩・花崗斑岩 | 38 |
| 5. 2 ひん岩及び閃緑斑岩 | 40 |
| 5. 3 貫入性凝灰角礫岩 | 40 |
| 5. 4 黒雲母花崗岩 | 40 |
| 5. 5 花崗閃緑岩 | 45 |
| 6. 古第三紀火山岩類 | 47 |
| 6. 1 今岬玄武岩 | 47 |
| 6. 2 津黄安山岩 | 47 |
| 6. 3 デイサイト岩脈 | 52 |

| | |
|--------------------------|-----|
| 7. 日置層群 | 53 |
| 7. 1 概要及び研究史 | 53 |
| 7. 2 十楽層 | 55 |
| 7. 3 黄波戸層 | 55 |
| 7. 4 峠山層 | 64 |
| 7. 5 人丸層 | 66 |
| 7. 6 地質構造 | 68 |
| 7. 7 化石 | 68 |
| 7. 8 地質年代 | 69 |
| 8. 油谷湾層群 | 71 |
| 8. 1 概要及び研究史 | 71 |
| 8. 2 伊上層 | 72 |
| 8. 3 川尻層 | 76 |
| 8. 4 地質構造 | 77 |
| 8. 5 地質年代 | 78 |
| 9. 中新世火山岩類 | 79 |
| 9. 1 中期中新世岩脈 | 79 |
| 9. 2 向津具層 | 79 |
| 9. 3 大津玄武岩 | 80 |
| 10. 第四紀堆積物 | 85 |
| 10. 1 段丘堆積物 (上部更新統) | 87 |
| 10. 1. 1 概要 | 87 |
| 10. 1. 2 中位段丘堆積物 | 89 |
| 10. 1. 3 低位段丘堆積物 | 103 |
| 10. 2 沖積層 (上部更新統最上部-完新統) | 103 |
| 10. 2. 1 表層部の区分 | 103 |
| 10. 2. 2 地下区分と地域特性 | 103 |
| 10. 3 埋立地 | 109 |
| 11. 災害地質 | 110 |
| 11. 1 活断層及び地震 | 110 |
| 11. 2 地すべり | 112 |
| 11. 2. 1 概要及び研究史 | 112 |
| 11. 2. 2 地すべり堆積物 | 114 |
| 11. 2. 3 地すべりの実例 | 114 |
| 12. 資源地質 | 117 |
| 12. 1 金属鉱床 | 117 |
| 12. 1. 1 古第三紀砂鉄鉱床 | 117 |
| 12. 1. 2 その他の金属鉱床 | 117 |
| 12. 2 石炭 | 117 |
| 12. 3 碎石 | 118 |
| 12. 4 温泉及び鉱泉 | 118 |
| 文献 | 119 |
| Abstract | 125 |

図表目次

| | |
|--------------------------|---|
| 第 1. 1 図 「仙崎」地域の行政区分 | 2 |
| 第 1. 2 図 「仙崎」地域及び周辺地域の地形 | 3 |
| 第 1. 3 図 青海島の海岸地形 | 4 |

| | | |
|-----------|-----------------------------------|----|
| 第 1. 4 図 | 深川湾及び仙崎湾の海岸地形 | 5 |
| 第 1. 5 図 | 油谷半島北岸の地形 | 6 |
| 第 1. 6 図 | 「仙崎」地域の平野地形 | 7 |
| 第 1. 7 図 | 「仙崎」地域の地形変遷 | 8 |
| 第 2. 1 図 | 「仙崎」地域の地質総括図 | 12 |
| 第 2. 2 図 | 中国地方中・西部の白亜紀-第三紀火成岩類の分布と放射年代 | 13 |
| 第 2. 3 図 | 「仙崎」地域における新生界の層序区分・年代と沿岸海域の音響層相区分 | 14 |
| 第 2. 4 図 | 「仙崎」地域における第三系の分布 | 15 |
| 第 3. 1 図 | 山口県西部の関門層群の分布 | 19 |
| 第 3. 2 図 | 脇野亜層群の石灰岩礫を多く含む礫層 | 21 |
| 第 3. 3 図 | 下関亜層群の礫岩頁岩互層 | 23 |
| 第 3. 4 図 | 関門層群の年代 | 25 |
| 第 4. 1 図 | 阿武層群の層序区分の変遷 | 27 |
| 第 4. 2 図 | 阿武層群の地質構造 | 29 |
| 第 4. 3 図 | 粟野礫岩砂岩部層の露頭写真 | 30 |
| 第 4. 4 図 | 阿惣川頁岩凝灰岩部層の露頭写真 | 31 |
| 第 4. 5 図 | 大平山凝灰岩部層と大平場頁岩砂岩部層の関係を示す露頭写真 | 31 |
| 第 4. 6 図 | 大平場頁岩砂岩部層の露頭写真 | 32 |
| 第 4. 7 図 | 大平場頁岩砂岩部層と熊野岳流紋岩凝灰岩部層の関係を示す露頭写真 | 33 |
| 第 4. 8 図 | 熊野岳流紋岩凝灰岩部層の顕微鏡写真 | 33 |
| 第 4. 9 図 | 国広安山岩部層の顕微鏡写真 | 35 |
| 第 4. 10 図 | 船越流紋岩凝灰岩部層の溶結構造 | 35 |
| 第 4. 11 図 | 船越流紋岩凝灰岩部層の顕微鏡写真 | 35 |
| 第 4. 12 図 | 原岡山安山岩部層の顕微鏡写真 | 36 |
| 第 5. 1 図 | 青海島紫津浦北-船越地域の地質図 | 38 |
| 第 5. 2 図 | 流紋岩岩脈の顕微鏡写真 | 39 |
| 第 5. 3 図 | 石英斑岩と斜長斑岩の顕微鏡写真 | 39 |
| 第 5. 4 図 | 貫入性角礫岩の露頭写真 | 40 |
| 第 5. 5 図 | ルーフペンダントと花崗岩の境界部のクローズアップ写真 | 41 |
| 第 5. 6 図 | 母岩を水平に貫く花崗岩の産状 | 42 |
| 第 5. 7 図 | 大平場頁岩砂岩部層を貫くアプライト質花崗岩 | 42 |
| 第 5. 8 図 | 黒雲母花崗岩中に見られるトータル岩包有物の産状 | 43 |
| 第 5. 9 図 | トータル岩包有物のクローズアップ写真 | 44 |
| 第 5. 10 図 | 青海島平家台における深成岩の顕微鏡写真 | 45 |
| 第 5. 11 図 | 花崗岩類のモード組成 | 46 |
| 第 6. 1 図 | 今岬地域の地質図 | 48 |
| 第 6. 2 図 | 今岬玄武岩の火砕岩 | 49 |
| 第 6. 3 図 | 今岬玄武岩に見られる流理構造 | 49 |
| 第 6. 4 図 | 津黄安山岩の地質図 | 50 |
| 第 6. 5 図 | 津黄安山岩中の堆積岩の岩相 | 51 |
| 第 6. 6 図 | 津黄安山岩を貫くダイサイト岩脈の産状 | 52 |
| 第 7. 1 図 | 日置層群及び油谷湾層群の地質図 | 54 |
| 第 7. 2 図 | 十楽層の地質柱状図 | 56 |
| 第 7. 3 図 | 十楽層の岩相 | 59 |
| 第 7. 4 図 | 黄波戸層及び峠山層下部の地質柱状図 | 60 |
| 第 7. 5 図 | 黄波戸層の岩相 | 63 |
| 第 7. 6 図 | 峠山層上部及び人丸層の地質柱状図 | 65 |
| 第 7. 7 図 | 人丸層の岩相 | 67 |
| 第 8. 1 図 | 油谷湾層群の層序区分 | 71 |

| | | |
|-----------|--|-----|
| 第 8. 2 図 | 伊上層の地質柱状図 | 73 |
| 第 8. 3 図 | 伊上層の岩相 | 75 |
| 第 8. 4 図 | 川尻層に見られる横臥褶曲 | 76 |
| 第 9. 1 図 | 油谷湾層群に貫入する 2 方向の中新世岩脈の露頭 | 80 |
| 第 9. 2 図 | 川尻層を不整合に覆う向津具層と大津玄武岩 | 81 |
| 第 9. 3 図 | 山口県北西部の大津玄武岩の分布 | 82 |
| 第 9. 4 図 | 沖ノ島に認められる大津玄武岩の岩脈及び放射状節理 | 83 |
| 第 10. 1 図 | 「仙崎」地域の第四紀堆積物の層序区分 | 85 |
| 第 10. 2 図 | 第四紀堆積物の分布 (その 1-4) | 86 |
| 第 10. 3 図 | 第四紀堆積物の地質柱状図断面 (その 1-11) | 90 |
| 第 10. 4 図 | 上川西西方の中位段丘 (上位面構成層) の層相 | 101 |
| 第 10. 5 図 | 深川湾と仙崎湾の底質分布図 | 108 |
| 第 11. 1 図 | 「仙崎」地域及び周辺の活断層及びリニアメントの分布 | 110 |
| 第 11. 2 図 | 「仙崎」地域の地すべり分布図 | 111 |
| 第 11. 3 図 | 妙見山南東部の地すべり地のポーリング柱状図 | 113 |
| 第 11. 4 図 | 妙見山南東の地すべり地の推定断面 | 115 |
| 第 11. 5 図 | みのが峠北方の地すべり地のポーリング柱状図 | 116 |
| 第 12. 1 図 | 古第三紀砂鉄砂岩の露頭写真 | 117 |
| 第 3. 1 表 | 関門層群の層序区分 | 18 |
| 第 4. 1 表 | 熊野岳流紋岩凝灰岩部層のフィッシュトラック年代 | 34 |
| 第 5. 1 表 | 黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩の K-Ar 年代 | 46 |
| 第 6. 1 表 | 津黄安山岩の全岩 K-Ar 年代 | 51 |
| 第 9. 1 表 | 「仙崎」地域に分布する大津玄武岩の化学組成 | 84 |
| 第 12. 1 表 | 「仙崎」地域の主な温泉の諸特性 | 118 |
| Fig.1 | Summary of the geology in the Senzaki District | 125 |

第1章 地 形

(尾崎正紀・今岡照喜)

1.1 概要及び研究史

「仙崎」地域は山口県北部に位置し、国土地理院発行の5万分の1地形図「仙崎」、2万5千分の1地形図「仙崎」,「長門古市」,「青海島北部」の地域に一致し、世界測地系で東経 130° 59' 51" 4~131° 14' 51" 3 (日本測地系で 131° 0' ~131° 15'), 北緯 34° 20' 11" 6~34° 30' 11" 5 (あるいは6) (同34° 20' ~34° 30') の範囲にある。

行政区分としては、長門市の中・北部によってほぼ「仙崎」地域の全域が占められ、本地域南西端のみ下関市が含まれる(第1.1図:上図)。なお、現在の長門市は、旧長門市、三隅町、日置町及び油谷町が平成17年3月22日に合併したもので、旧行政区分としては旧長門市の中・北部と、大津郡のうちの日置町のほぼ全域、油谷町の中・北部、三隅町の西部が含まれる(第1.1図:下図)。また、現在の下関市は、旧下関市と豊浦郡の菊川町、豊田町、豊浦町及び豊北町が平成17年2月13日に合併したもので、本地域南西端は旧豊北町にあたる。なお、地質図は上記合併以前に作成したため、旧市町名で表記されている。

本地域の北部には日本海が、南部には本州の陸域が広がる。陸域は、北から青海島、油谷半島、向津具半島が日本海に突きだしており、それらの間の湾入部として仙崎湾、深川湾、油谷湾が、それら湾の内陸側には三隅、深川、日置-油谷平野が発達し、更に本地域南沿いには中国山地西北端の山地(長門山地)が広がる(第1.2図)。

「仙崎」地域の地形に関しては、土地分類基本調査「阿川・仙崎」(小野・三浦, 1977), 長門市史(伊藤, 1979), 日置町史(陶山, 1983), 油谷町史(陶山, 1990)に詳細に記述されている。また、海底地形に関しては、青海島周辺海域の「沿岸の海の基本図」(海上保安庁水路部, 1985・1996)の報告がある。

1.2 大陸棚

「仙崎」地域北半部には日本海が広がり、大陸棚が発達する。大陸棚の海底は北ないし北北西へ深さを増し、本地域の北西端で最深部90mに達する(第1.2図)。青海島や油谷半島ではその海食崖を反映するように、海岸から沖へは2~5/100の急な勾配を示し、1~2.5km沖で深度50~60mに達する。特に竹の子鼻では勾配1/10と急で、約500m沖で深度50mに達する。深度50

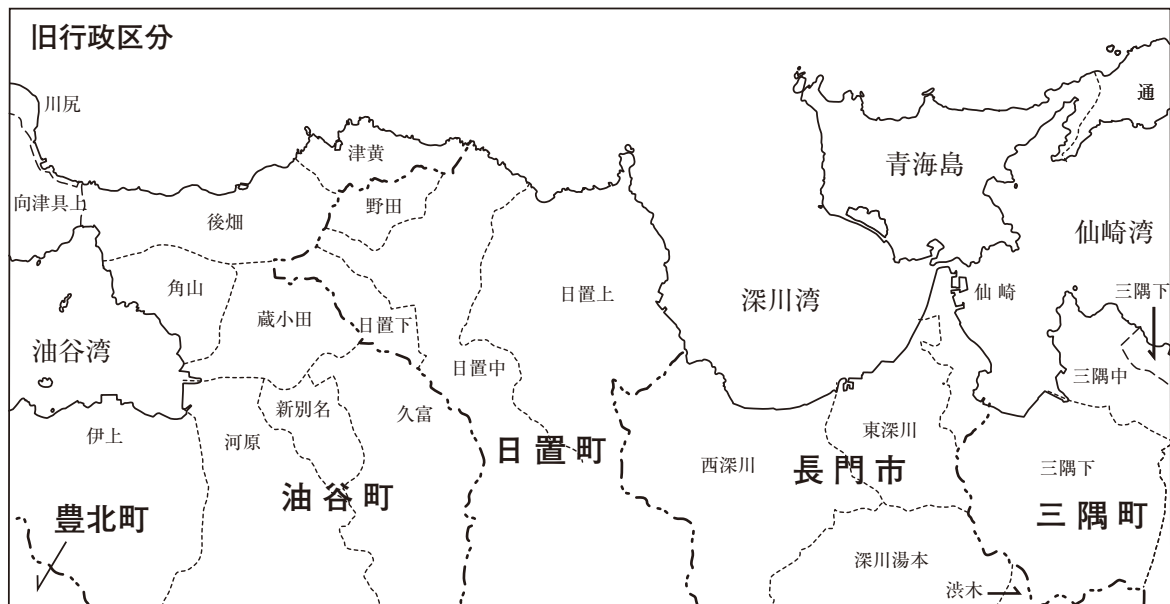
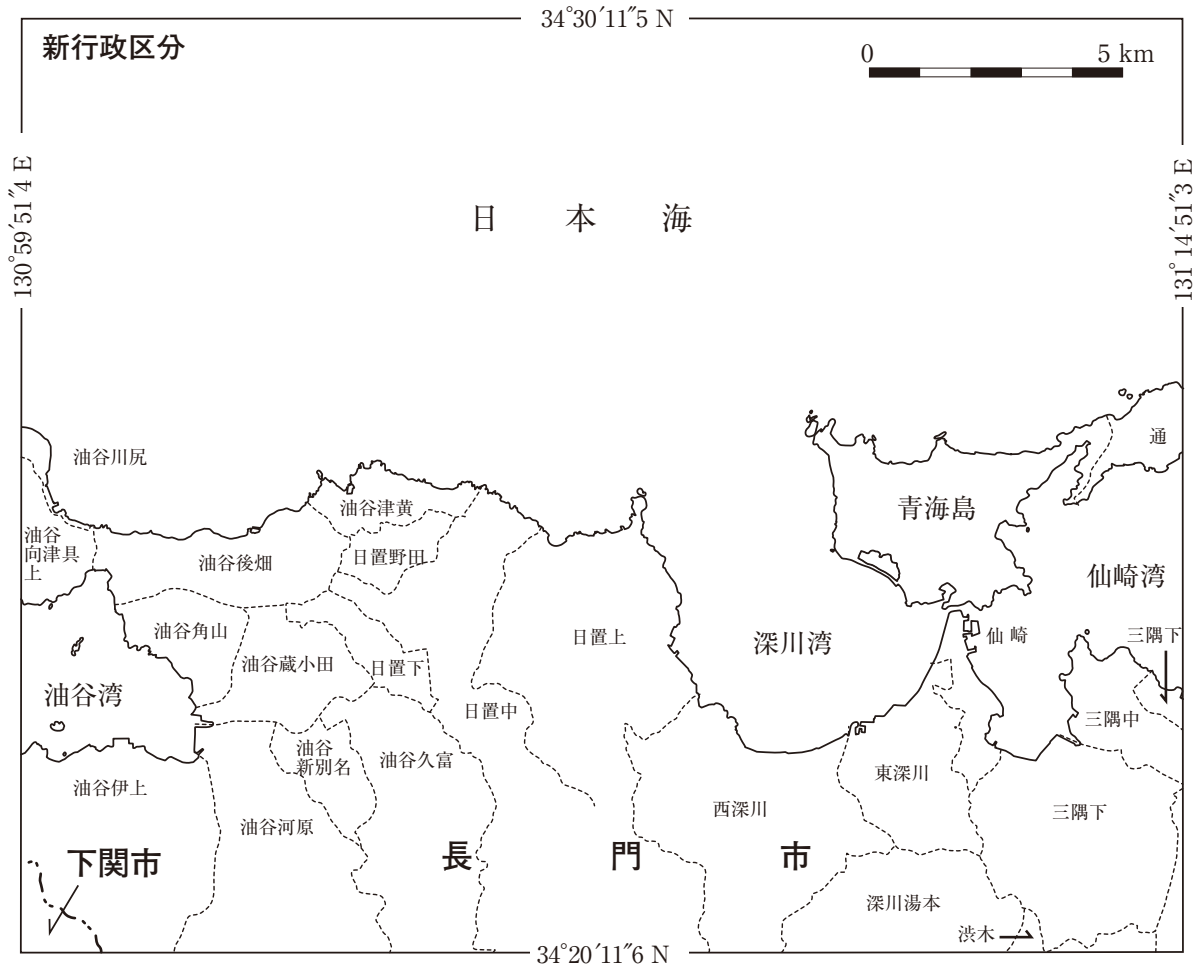
~60mより深い沖合では、勾配0.2~0.7/100の比較的緩い傾斜の海底が広がり、これらの海底には沖積層に対比される堆積物が分布する(第2.2章参照)。

1.3 青海島

青海島は、長門市街地の北の海上に位置する東西約8.7km、南北約4.4km、周囲約28kmの日本海に横たわる陸繋島である(第1.2図;第1.3図;第1.4図)。青海島は、その優れた景観などから大正15年10月20日に国(内務省告示第158号)の名勝及び天然記念物に指定されている。島は主に阿武層群から構成され、島の北西端である竹の子島付近に花崗岩、大泊山付近に関門層群が分布する。また、高山(標高319.9m:島の最高峰)などの山頂部には後期中新世の大津玄武岩が分布する。

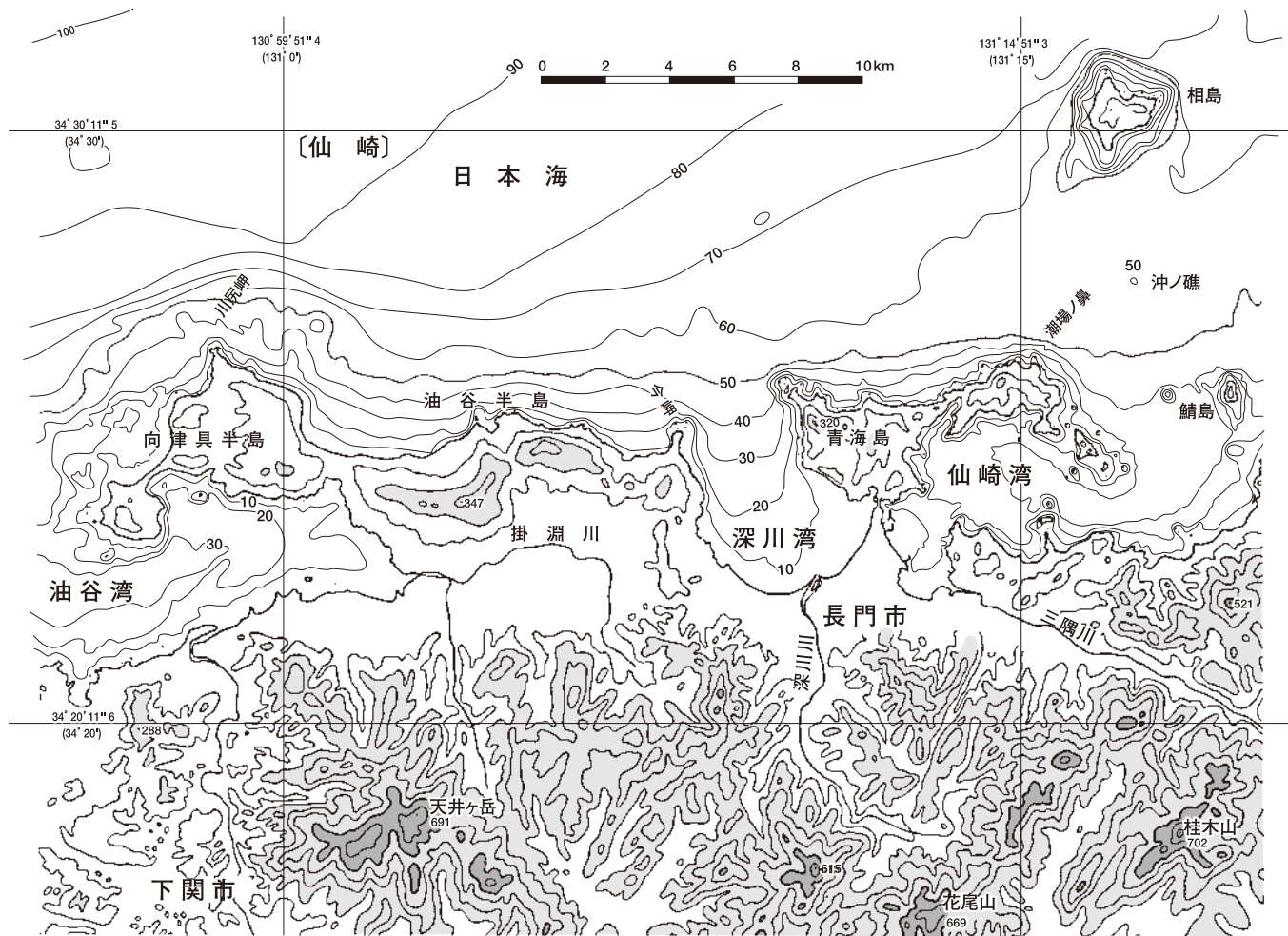
北岸の崖は日本海に洗われて、海食崖(絶壁)、岩石の群立、深さ数十mの海食洞(洞門)などが見られる。絶壁の顕著なものは、屏風岩(第1.3図B:青海島の東端で、「萩」地域内)、金冠山、壁岩、高屋幕岩などと呼ばれている。岩石の林立しているものとしては、十六羅漢(第1.3図C)、松島、石門、筍岩(地形図では「竹の子岩」と表記)(第1.3図D)などがある。いずれも、阿武層群に貫入した流紋岩や珪長質岩脈、花崗岩が節理に沿って浸食作用をうけた結果形成されたものである。屏風岩は珪長岩の岩脈からなり、板状の岩脈形態が良く分かる。カモメ岩(第1.3図C)に代表されるような珪長質岩脈や貫入性凝灰岩からなる小島は、ガラス質凝灰岩からなる小島に比べて規模が大きく浸食に耐えて良く残っている。更に、海食洞としては、鼻大門、小門、観音洞門、横道の洞窟、鳥見門、凱旋門などがある。

一方、仙崎湾や深川湾と接する青海島の南岸では低地も発達し、後述のように深川湾側には山口県最大の砂州と潟湖である「波の橋立」(礫州;地表部分の幅20~40m、長さ1.5km)と「青海湖」(潟湖(ラグーン))が形成されている(第1.4図B;第10章参照)。この礫州は中-大礫主体の円礫からなり、潟湖は礫州の東端の江尻で深川湾と連なっている。大泊や大日比の低地は、現在、潟湖は存在しないが、青海湖と同様な堆積過程をたどって形成された沖積低地で、出口に浜堤(礫-砂州)が発達する。なお、青海島の船越では、かつて日本海と仙崎湾を結ぶ狭い水路が発達していたが、現在



第 1.1 図 「仙崎」地域の行政区分

上段は、平成 17 年 3 月 15 日の新長門市（旧長門市・旧三隅町・旧日置町・旧油谷町の合併による）と、平成 17 年 2 月 13 日の新下関市（旧下関市・旧菊川町・旧豊田町、旧豊浦町・旧豊北町の合併による）の誕生後の行政区分を示す。下段は上記合併以前の行政区分を示す。市町名以外の地名は大字。地形図は国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「仙崎」に基づく。なお、地質図は下段の地名で表記されている。



第 1.2 図 「仙崎」地域及び周辺地域の地形
海上保安庁水路部（1977）の 20 万分の 1 海底地形図の一部を使用し、加筆して作成。

は円礫が埋積して陸続きとなっている。

1.4 油谷半島及び向津具半島

油谷半島及び向津具半島は、深川湾と油谷湾に挟まれた日本海に突き出た半島である。本報告では、油谷半島は日置町の黄波戸から油谷町掛淵川に至る地域より北側の山地・丘陵からなる半島部を、向津具半島は油谷町小田より西側の半島部を指す。なお、油谷半島の西部から向津具半島までを向津具半島と呼ぶこともある。

油谷半島から向津具半島にかけては、東より矢ヶ浦（標高 279.4 m）、千畳敷（329.8 m）、雨乞岳（347 m）、妙見山（275 m）などの山々がほぼ東西に連なり、これら脊梁部は厚さ 70～100 m の後期中新世の天津玄武岩からなる。油谷湾層群川尻層などを覆って分布するこれら天津玄武岩は、キャップロックとして作用し、下位の川尻層などとの不整合面より天津玄武岩の厚さだけで急な山地を形成している。天津玄武岩からなる脊梁部

にはザキング、滑落崖、ハンモック状地形及び凹地、不動地、地すべり地塊、分離崖などといった地形が認められる。また、天津玄武岩の基底部（200～270 m）付近からは、地すべり地塊と共に地すべり堆積物によって覆われた緩斜面地（地すべり地帯）が発達している（第 11 章参照）。これら天津玄武岩周辺に発達する緩斜面地から海岸へは比較的急な崖を挟んで海域へと至る。日本海側沿いの油谷町後浜の東立石から向津具上の川尻へ至る海岸は、天津玄武岩の円礫からなる礫浜（第 1.5 図 B）や砂浜が狭く発達するのみで、まとまった低地は発達していない。

一方、天津玄武岩が分布せず、かつ関門層群下関亜層群及び津黄安山岩などからなる長門市津黄から黄波戸にかけての油谷半島東部は、標高 220～260 m と玄武岩の分布する山地より標高は低いものの、その日本海海岸沿いでは高さ 200 m 以上に達するほどの海食崖が発達する。これら海食崖のうち、油谷町津黄の津黄安山岩中の海食洞は、洞窟内にたまった海水が水圧によって間欠的に吹き上げられ、特に「龍宮の潮吹」と呼ば



第 1.3 図 青海島の海岸地形

- A) 黄波戸からみた青海島西部：高山の山頂部は大津玄武岩からなる。
- B) 青海島屏風岩：青海島の急崖の典型。岩石は珪長岩の岩脈からなる。板状の形態がよくわかる。
- C) 青海島十六羅漢：岩石は船越流紋岩凝灰岩部層，貫入性凝灰岩，珪長岩からなる。
- D) 青海島筍岩：地形図での名称は竹の子岩。岩石は黒雲母花崗岩からなる。

れている（第 1.5 図 Aの(a)）。また，二位ノ浜東方から黄波戸にかけては，上位より大津玄武岩，油谷湾層群川尻層，日置層群，今岬玄武岩が分布し，日置層群と今岬玄武岩の分布域は急激に海岸へと変化する急傾斜地で今岬など海食崖からなる海岸がよく発達するのに対して，川尻層の分布域は地すべり地形が発達する丘陵的な山地が形成されている。

1.5 仙崎・深川・油谷湾及び三隅・仙崎・油谷-日置平野

仙崎・深川・油谷湾及びそれに連なる三隅・仙崎・油谷-日置平野（低地及び台地）は一連の地形で，特に更新世以降繰り返されてきた海水準変動による浸食と堆積によって形成された地形である（第 1.2 図）。低地には，縄文海進と呼ばれる海進（海水準の上昇）によって堆積した内湾堆積物・海浜堆積物・河川堆積物が，台地には後期更新世の低地と同様な堆積物が分布して



第1.4図 深川湾及び仙崎湾の海岸地形

A) 仙崎砂州とその周辺の地形：三隅町，三隅下平野の南部より撮影。

B) 青海島の波の橋立と青海湖：青海島の青海北東の山腹より撮影。

いる。

仙崎湾と三隅平野 仙崎湾は青海島の箕越と三隅町望ヶ鼻を結んだ地域でくびれて、北東と南西側とに2分でき、瓢箪のような形態を示す。南西側の湾は、西縁に仙崎の砂州が、南縁に三隅低地が発達する。この湾は深度10~20mの海底であるが、北東部の湾と同様、砂州の発達する仙崎、白潟、沢江海岸も含めて、海岸から急に10~20mまで深くなる。北東側の湾は岩石海岸で縁取られ、狭い海岸低地がわずかに認められるのみで、海岸から深度20~30mまで急に深くなる。深度

25m付近からは傾斜が緩やかで細粒堆積物が堆積する海底が続き、青海島東部の湾の出口（「萩」地域内）で深度40~50mに達する。

三隅平野は仙崎湾の湾入奥部に発達する低地で、三隅川及びその支流による堆積物の供給と仙崎湾沿岸部の砂州によって形成された幅0.5~1kmの沖積平野である（第1.6図A；第1.7図A,C）。この平野部北縁の山地との境は、西北西-東南東方向へと直線的に発達し、同方向の三隅断層が作る組織地形を反映していると考えられる。これに対し、三隅平野の南縁沿いには段丘



第 1.5 図 油谷半島北岸の地形

- A) 油谷町黄津西津黄の龍宮の潮吹地域：津黄安山岩からなる畑島（標高 15 m）付近の岩石海岸で、手前は後期始新世のデイサイト岩脈（第 6.4 図参照）。（a）は潮吹の様子（デイサイト岩脈の海側）。
- B) 油谷町後畑、西立石の巨礫を含む円礫浜。ほとんど大津玄武岩の円礫からなる。

（標高 10~20 m，北北西から北へ 1.6~2.2/100 傾斜）や丘陵が発達し，直線的なりニアメントは認められない。三隅低地では豊原など海岸から離れた砂州のような地形がいくつか認められることから，縄文海進期頃に海岸がこの付近にまで及んでいたと推測される。

仙崎砂州 仙崎湾と深川湾の間には，仙崎を先端として，西方は長門市湊や後ヶ浜まで，東方は白濁にまで発達する砂州が発達する（第 1.4 図 A；第 1.7 図 A,C）。砂州の高さは深川湾沿いの海岸付近で標高約 4m，仙崎湾沿いで約 2~3 m と，東側の深川湾沿いが高くなっており，砂州を形成した堆積物は主に深川湾から供給されたと推定されている（伊藤，1979；10.2.2 の仙崎地域参照）。現在は，深川の河口の移動や治水ダム等によって堆積物の供給が減り，砂州は海岸浸食のため縮小しているため，護岸や消波ブロックが施されている（第 1.

7 図 C）。

深川湾と深川平野 深川湾は北北西方向に開く馬蹄形の湾である。後ヶ迫から仙崎にいたる海域では 15 m より浅い比較的遠浅な海底が形成されているが，湾の出口に近い湾の北部ほど急激に深度が深くなり，竹の子鼻から今岬付近を結ぶ湾の出口では深度 40~50 m に達する。深川湾西縁の長門市境川の千畳敷や日置町黄波戸・平瀬付近の海岸では，西方へ緩く傾斜した日置層群（主に黄波戸層）の層理面に沿った波食台（ベンチ）がよく発達する。なお，礫岩層主体の十楽層が分布する只の浜では，黄波戸層と比較して礫岩層が浸食に弱いことを反映して，高さ 10 m 前後の低い浸食崖と狭い砂礫海岸が発達するのみで波食台は認められない。

深川平野は深川川によって形成された沖積平野で，海岸は前述の仙崎から続く砂州に縁取られている。深



第 1.6 図 「仙崎」地域の平野地形

A) 三隅平野の地形：三隅断層と平野北縁とが一致する。三隅町，三隅下平野の南部より撮影。

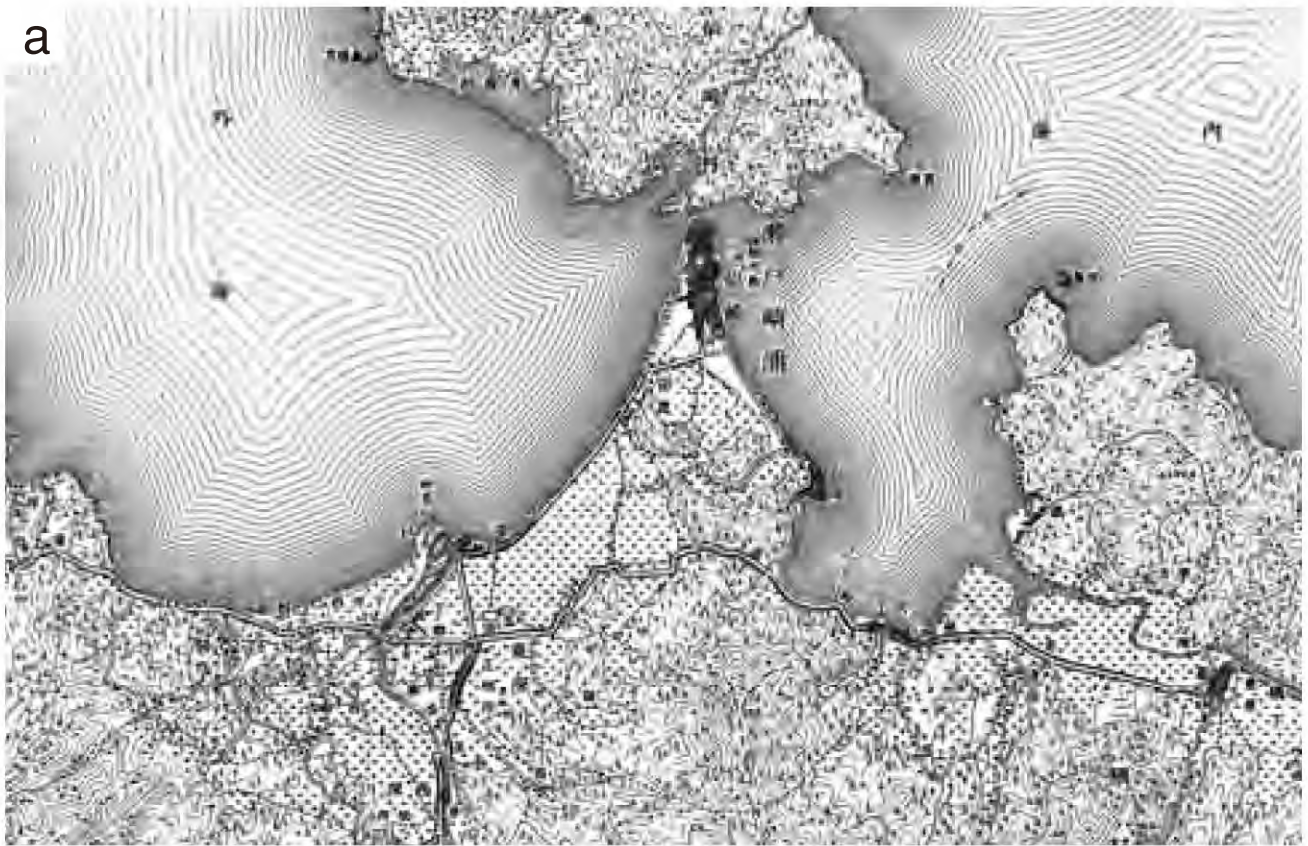
B) 日置-油谷平野の地形：十楽-貝川断層が中国（長門）山地との境界となっている。千畳敷より撮影。

川平野は幅数百m～1 km の低地を形成し，深川の西側である長門市西深川（開作，上ノ原，川上西，板持，河原など）などには幅500m～1.5kmの段丘面（北東から東北東へ3.7～3.3/100傾斜する）がよく発達し，沖積層による南北方向の浸食崖に縁取られている。なお，深川川の河口はかつて妙見山東側にあったが，洪水時における湊港の安全性と河川による砂礫の埋積作用に伴う機能低下から，妙見山の西側に移されている（伊藤，1979；第1.7図A→C）。また，仙崎から続く砂州にハの字状に囲まれた田屋や正明市など低地は，三隅川と深川の影響を直接受けていない後背湿地で，明治頃まで湿地が広がっていた（伊藤，1979）。

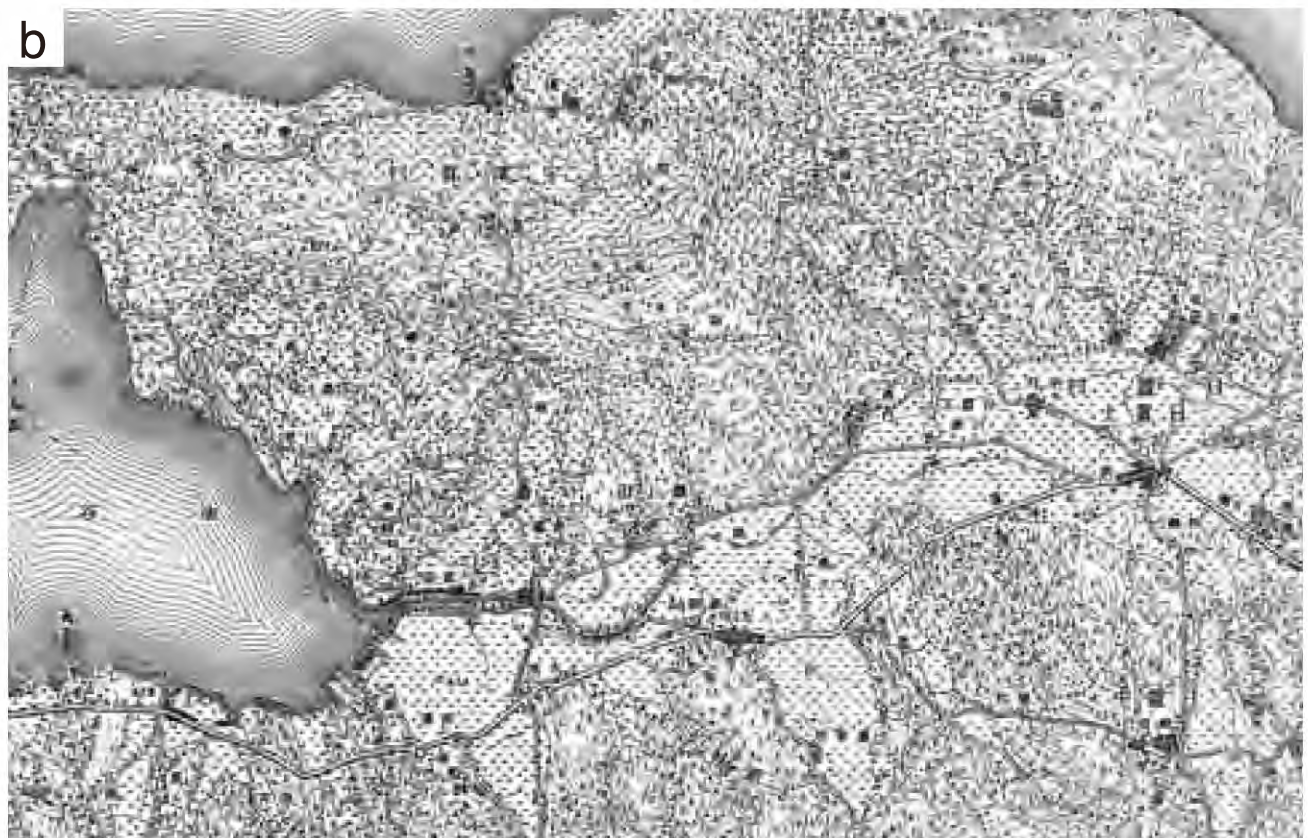
油谷湾と油谷-日置平野 油谷湾は向津具半島西方より湾入する船底状の湾で，そのうち東部のみが「仙崎」

地域に含まれる。日本海側と比較すると，湾に面した海岸は規模の小さい海食崖と波食台からなり，それら海食崖の間の小さな湾入部には砂礫浜が発達する。油谷湾は海岸から深度20～30mまでは急激に深くなるが，湾中央部で比較的緩やかな海底が東西に連なる。西隣「阿川」地域内の角島と向津具半島西端（油谷島）を結んだ油谷湾の日本海への出口付近の深度は，仙崎や深川湾と同様，約50mに達する。なお，油谷湾内に分布する竹島，手長島などの島々は油谷湾層群からなる。油谷湾の主な海岸では，砂防ダムによる堆積物の供給量減少に加え，海岸保全や埋立地によるコンクリート岸壁，階段式岸壁，テトラポット設置などが行われ，砂礫浜自体が減少している。

日置-油谷平野は油谷半島と中国山地に挟まれた，油



1 km



第 1.7 図 「仙崎」地域の地形変遷
 A, C : 深川-仙崎湾地域
 B, D : 油谷湾東部及び油谷-日置平野地域

C



1km

d



A, B は、明治36年発行の大日本帝國陸地測量部5万分の1地形図「仙崎」(明治30年測圖同32年製版)の一部を使用。C, D は、平成15年発行の国土地理院5万分の1地形図「仙崎」(明治30年測量, 昭和45年編集, 平成2年修正, 平成14年要部修正)の一部を使用。

谷湾の東方に形成された東西方向の低地、台地、丘陵地からなる（第1.6図B；第1.7図B,D）。丘陵は標高20～60 mで、主に日置層群と油谷湾層群からなり、その南縁は東西に延びる十楽-貝川断層で山地と境界をなす。台地は、後期更新世の堆積物（段丘堆積物）の分布域からなり、掛淵川沿いの古市、新市、稲石、山根、大江などに比較的狭い範囲に発達する。河川は西流する掛淵川を中心として、黒川、久富川、大坊川、泉川などが山地から掛淵川と合流して、油谷湾に流れ込む。

1.6 中国（長門）山地

「仙崎」地域の南部は山地で、主に白亜紀の関門層群、阿武層群及び貫入岩類からなる。伊藤（1979）は長門市を含む北浦一帯を長門山地と、また太田ほか編（2004）では中国地方の脊梁部分を狭義の中国山地と呼び、その中国山地より標高の低い島根県から山口県北西部地域を一括して石見・周防高原と呼んでいる。

東から西へ鉄割山（標高490.1 m）、草添山（517.4

m：本地域の最高地点）、原岡山（415.3 m）、熊野岳（359.2 m）、大藤山（標高374.7 m）、ザレ山（390.3 m）など、標高350～500 m、起伏約200～300 mの山々が連なる（第1.2図）。これら山地の稜線や河谷の方向は、西北西-東南東、北東-南西方向が卓越し、阿武層群などに発達するリニアメント（線構造）や断層の方向と一致する。

山地内の河川は東から掛淵川、久富川、大坊川、泉川が山地を削り北流して、低地に流れ込む。これら河川が削り込んだ谷を利用して、多くのダムが建設されている。農業用として、掛淵川の畑ダム（昭和33年完成、47年改修：有効貯水容量及び利水容量49.9万 m^3 ）、久富川の有宗ダム（平成3年完成：有効貯水容量及び利水容量43.9万 m^3 ）、狩音川の狩音ダム（平成8年完成：有効貯水容量及び利水容量79.6万 m^3 ）などが、また治水ダムとして大坊川の大坊ダム（昭和49年完成：有効貯水容量341万 m^3 ：洪水調節水容量265万 m^3 ：利水容量76万 m^3 ）がある（山口県地域振興部統計課編、2004）。

第2章 地質概説

(尾崎正紀・今岡照喜・井川寿之)

「仙崎」地域の地質は、後述のように白亜系、第三系及び第四系に区分される(第2.1図)。本地域の白亜系は、西南日本弧の内帯のほか、朝鮮半島など広範囲において認められ、当時は大陸に接した陸弧であった。第三系は下部始新統-中新統の火山岩と堆積岩からなり、西南日本弧の背弧堆積盆として日本海の形成・発達に密接に関連して分布する。第四系は後期更新世以降の海水準変動の影響を受けた軟弱な堆積物からなる。

なお、「仙崎」地域を含め山口県西部周辺の地質を統括した広域の地質図として、戦前は旧20万分の1地質図である「山口」(鈴木, 1907)や「角島」(巨智部, 1903)、戦後は山口県地質図として20万分の1地質図(今村ほか, 1954, 河野ほか, 1975)、15万分の1地質図(村上ほか, 1988; 西村ほか, 1995)が出版されている。また、山口県全体の地質をまとめた報告書として、小島ほか(1954)、高橋ほか(1973)、高橋ほか(1975)が、山口県の放射年代をまとめたものとして西村・今岡(1995)がある。一方、「仙崎」地域の5万分の1地質図としては、山口県の地質図「仙崎」(村上, 1968)と表層地質図「仙崎」(河野ほか, 1977a)が出版されている。

以下、「仙崎」地域の陸域及び海域の地質の概要を述べる。

2.1 陸域の地質

2.1.1 白亜系

中国地方には、白亜紀の火山岩類及び花崗岩類が広く分布する(第2.2図)。そのうち、白亜紀火山岩類は、下位よりかんもん層群、しゅうなん層群、ひきみ層群、あぶ層群、高田流紋岩類及び江津・三原流紋岩類に区分されている(今岡・村上, 1986; 今岡ほか, 2000)。白亜紀火山岩類や花崗岩類はほぼ瀬戸内から山陰海岸にかけて分布するが、古第三紀火山岩類及び花崗岩類の分布は日本海側に限られる。本地域の陸上部の南部から東部にはこのうち前期白亜紀関門層群と後期白亜紀阿武層群が広く分布し、それらに後期白亜紀の火成岩類が貫入する。

関門層群 関門層群は山口県の北西部(第3.1図)を中心に、九州北部-中国地方西部に広く分布する前期白亜紀の陸成層で、阿武層群などの後期白亜紀火山岩類に覆われている。同様な地層は、北陸や朝鮮半島南東部にも分布する。関門層群は下部のわきのの脇野亜層群と上部のしもせきの下関亜層群に区分され、本地域の脇野亜層群は三隅

川下流や泉川流域に、下関亜層群は青海島・三隅川下流・鉄割山周辺・大河内川流域に分布する。脇野亜層群は、主に頁岩、砂岩、礫岩からなり凝灰岩を挟み、特に三隅川下流に分布するものは石灰岩礫岩を多く含む。下関亜層群は堆積岩・火砕岩層と火砕岩・溶岩層の卓越層に2分できる。堆積岩は、全体に火砕岩質な礫岩・砂岩・頁岩からなり、頁岩は特徴的に灰赤色(赤褐色)を呈する。火砕岩・溶岩は主に安山岩からなり、一部デイサイトを含む。三隅川下流域で脇野亜層群と下関亜層群とは整合的に分布するが、関門層群の化石及び放射年代から判断すると両者の間には時間的なギャップが認められる。

阿武層群 本地域に分布する阿武層群は、関門層群を不整合に覆うか、断層関係で接し、下部の豊北層と上部の長門層に区分される。豊北層は碎屑性堆積岩類を主体とし、頁岩、砂岩、礫岩、細粒凝灰岩、凝灰質砂岩及び非溶結の凝灰岩などからなり、その積算層厚は約900mである。豊北層は本地域西部の豊北・油谷地域と東部の仙崎・青海島地域に分かれて分布し、豊北・油谷地域では下位から栗野礫岩砂岩部層、大藤山凝灰岩部層、阿惣川頁岩凝灰岩部層に、仙崎・青海島地域では下位の大泊山火山礫凝灰岩部層と、上位の大平場頁岩砂岩部層に細分される。

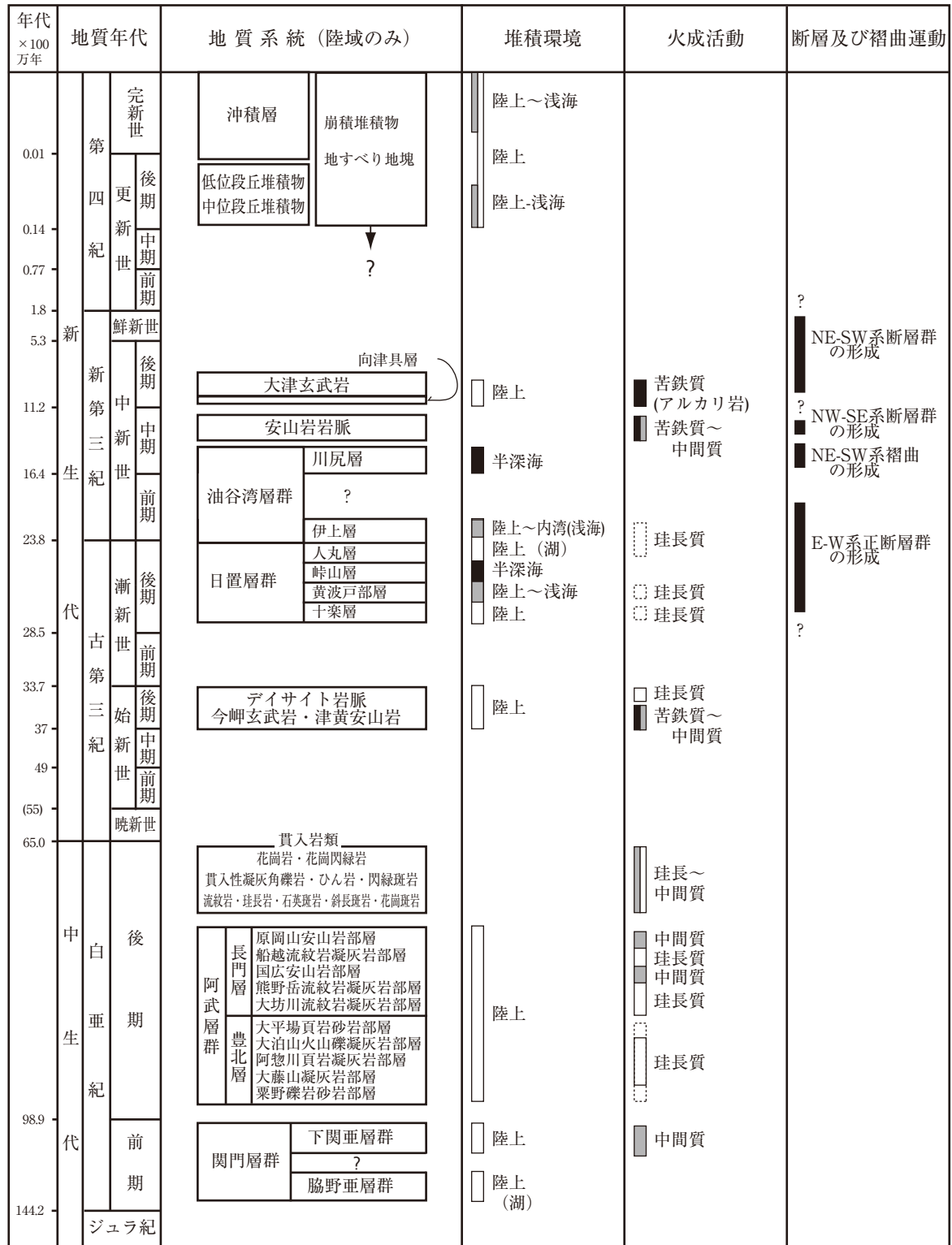
一方、長門層は本地域南部全域に広く分布し、乾陸上に堆積した流紋岩-流紋デイサイトの溶結凝灰岩と安山岩溶岩のバイモーダルな組成を示す。長門層は豊北層よりも活発な火山活動の産物からなり、その積算層厚は約1,900mに達する。下位から大坊川流紋岩凝灰岩部層、熊野岳流紋岩凝灰岩部層、国広安山岩部層、船越流紋岩凝灰岩部層及び原岡山安山岩部層に細分される。

貫入岩類 後期白亜紀の貫入岩類は、流紋岩、斜長斑岩、石英斑岩、ひん岩、黒雲母花崗岩、花崗閃緑岩などからなる。阿武層群とは、青海島、日置中や草添山において同時代の花崗岩や花崗閃緑岩またそれらに含まれるトータル岩包有物を密接に伴っており、一連の火山-深成作用の産物と見なされる。

2.1.2 第三系

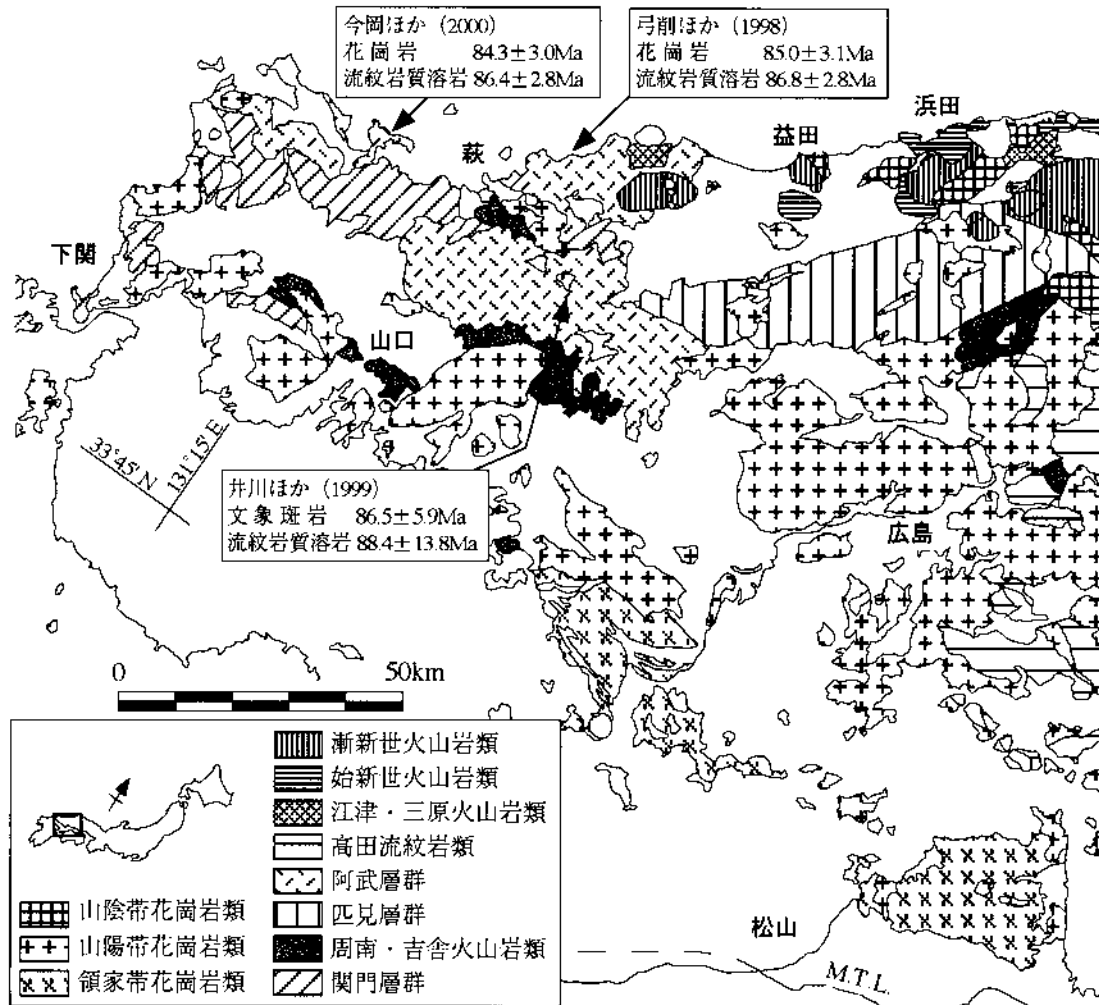
「仙崎」地域に分布する第三系は、古第三紀火山岩類、日置層群、油谷湾層群、中期-後期中新世火山岩類(岩脈、向津具層、大津玄武岩)に区分される(第2.3図; 第2.4図; 第6.4図; 第7.1図)。

古第三紀火山岩類 古第三紀火山岩類は、今岬玄武



第2.1図 「仙崎」地域の地質総括図

地質時代区分の年代は Gradstein *et al.* (1995), 及び Berggren *et al.* (1995) に基づく. 火成活動の破線部分は火砕降下堆積物を主体とするもの.



第2.2図 中国地方中・西部の白亜紀-第三紀火成岩類の分布と放射年代
井川・今岡 (2001) による。

岩・津黄安山岩・デイサイト岩脈に区分され、日置層群に不整合に覆われる。今岬玄武岩 (最大層厚 110 m) は今岬に分布する玄武岩溶岩と同質の火砕岩で構成される。津黄安山岩 (層厚 200~250 m) は、油谷半島東部に分布し、主に安山岩溶岩からなり、下部に巨礫岩、中部に火砕岩質の礫岩、砂岩、泥岩を挟む。デイサイト岩脈は津黄海岸で津黄安山岩を貫く。これら古第三紀火山岩類の放射年代はほぼ後期始新世の値を示す。

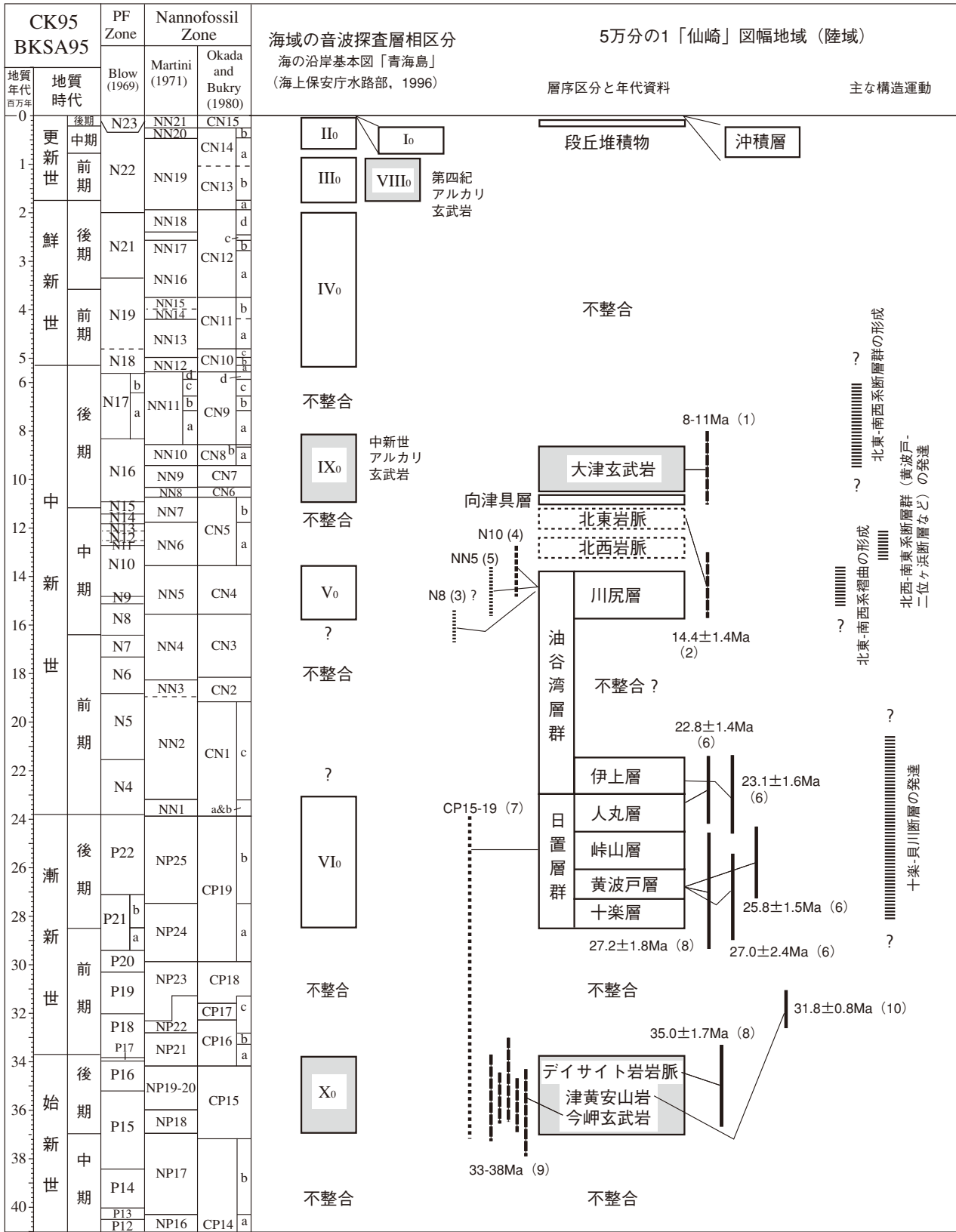
日置層群 日置層群は、九州北部から本地域にかけて広く分布する一連の古第三紀堆積物で、下位より十楽累層、黄波戸累層、峠山累層、人丸累層に区分される。

十楽層 (層厚 30~370 m) は陸成層からなり、下部の礫岩と上部の泥岩・凝灰岩卓越層に区分される。黄波戸層 (層厚 110~160 m) は貝類化石が多産する干潟・海浜-浅海の堆積物で、砂岩・泥岩・礫岩からなり、中部はデイサイト凝灰岩 (火山礫凝灰岩を含む) や火砕岩質礫岩が卓越する。峠山層 (層厚 200~300 m) は浅海-深海性の堆積物で、泥岩から泥岩砂岩互層や砂岩が

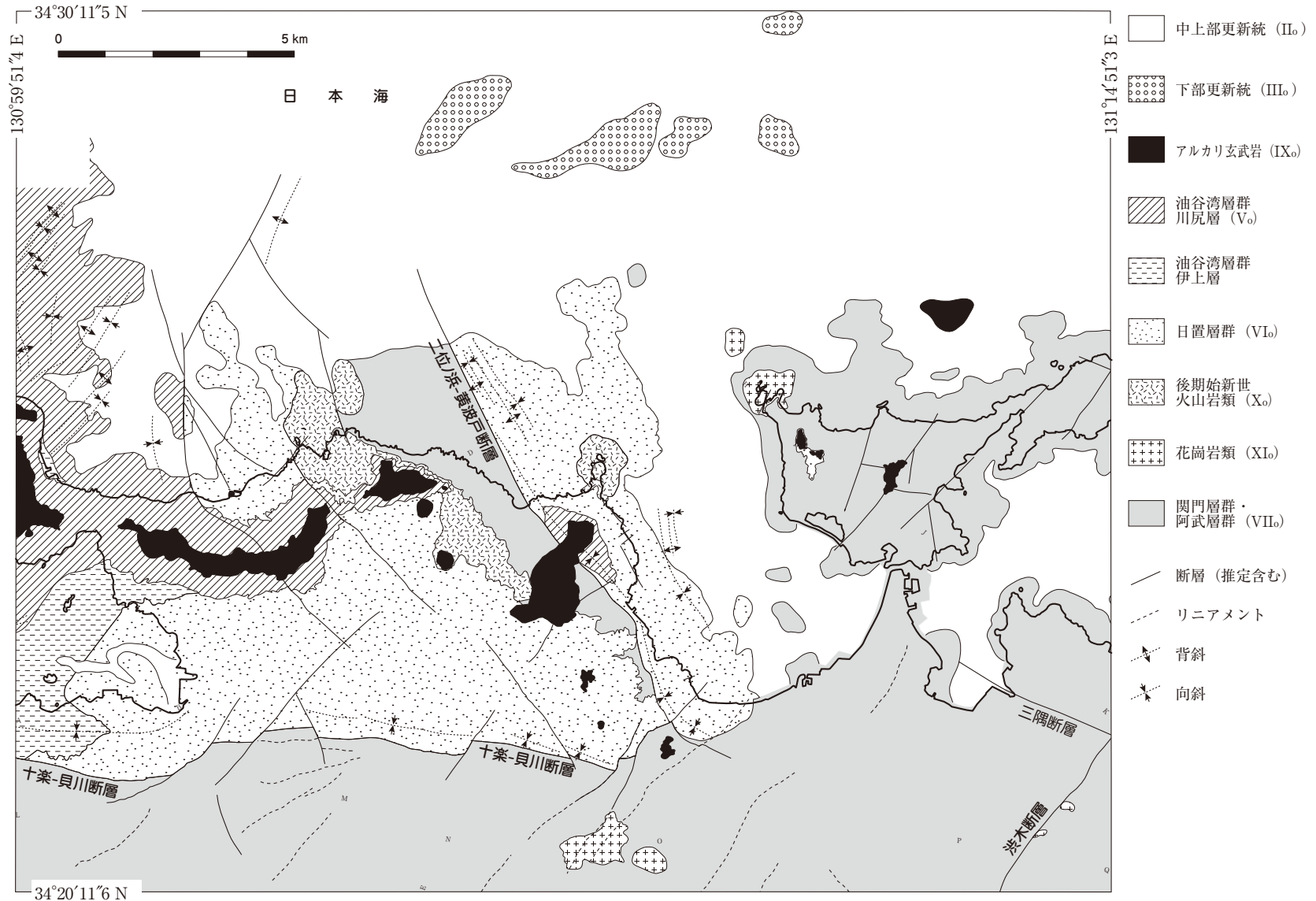
累重する上方粗粒化層で特徴づけられる。人丸層 (層厚 300~500 m) は汽水-淡水成の堆積物で、斜交層理のよく発達する砂岩・礫岩、石炭の薄層を伴う泥岩からなり、下部にはシジミ (*Corbicula*) や植物化石が産出し、凝灰岩を多くの層準に挟む。

日置層群は本地域南部を東西に走る十楽-貝川断層によって南限を規制されて、断層沿いには引きずり向斜が発達する。下位の地層ほど引きずり向斜の変形が強く、十楽-貝川断層の活動と日置層群の堆積に関与していると推定される。また、川尻層までを変位させる二位ノ浜-黄波戸断層で代表される北西-南東方向の正断層が広域に発達している。これらの断層群は、更に北東-南西方向の断層に切られている。

油谷湾層群 油谷湾層群は伊上層と川尻層に区別されるが、両層の分布・地質構造・放射年代・微化石年代などから、本報告では伊上層は前期中新世の前半、川尻層は中期中新世の前半の堆積物として位置づけ、伊上層は人丸層と整合関係、伊上層と川尻層との間に



第2.3図 「仙崎」地域における新生界の層序区分・年代と沿岸海域の音響層相区分
 地質年代は、Berggren *et al.* (1995) に基づく。音響層相区分の地質年代は陸域の年代データに対応させ、部分的に時代を修正している。



第2.4図 「仙崎」地域における第三系の分布

凡例にある地層・岩体は、第2.3図を参照。海域は海上保安庁水路部（1985, 1996）の海域地質構造図を簡略化し、一部修正。特に油谷湾内の海底地質図は大幅に修正した。なお、陸域は花崗岩類を除く貫入岩類・向津具層・第四紀堆積物を、海域は完新世堆積物を省略している。また、海域の地質図のうち、鮮新世の堆積物に対比されるIV_o（海上保安庁水路部, 1996）はおおよそ深度50~60m付近の海底面下で第四紀堆積物（II_o及びIII_o）にオーバーラップされているため、沖積層を剥いだ海底基底面にも露出しない。

は時間的な間隙があると推定している（第2.3図）。

伊上層（層厚220m以上）は油谷湾周辺地域に分布し、岩相により下位から Yi_1 、 Yi_2 、 Yi_3 、 Yi_4 に区分される。 Yi_1 は主に陸成の泥岩と礫岩からなり、断層沿いに粗粒堆積物が卓越する。 Yi_2 は粗粒砂岩、 Yi_3 は砂岩泥岩互層からなる浅海堆積物で、生痕化石 *Cylindrichnus* sp. の産出で特徴づけられる。 Yi_4 は粗粒砂岩と礫岩が主体で、一部藻類化石などの化石を含み石灰質となり、最上部には角礫岩も含まれる。 Yi_1 から Yi_3 へは海進が、 Yi_3 から Yi_4 へは顕著な海退が認められる。全体として斜交層理がよく発達し、古流向は西方へ卓越する。分布の南限を十楽-貝川断層に規制され、断層沿いの引きずり向斜、断層沿いに卓越する粗粒堆積物や古流向など、伊上層の堆積は十楽-貝川断層の活動と関連づけられる。

川尻層（層厚300m以上）は油谷半島、向津具半島などに分布する深海性堆積物で、大津玄武岩に不整合で覆われている。川尻層は、主に泥岩と砂岩泥岩互層とからなり、大陸斜面中・上部の環境が推定され、古流向やスランプ構造から堆積域の当時の斜面は北北西方向に傾いていたと推定される。北東-南西方向の軸を有する褶曲と北西-南東方向の正断層がよく発達する。

中期-後期中新世火山岩類 岩脈、向津具層、大津玄武岩からなる。

岩脈は安山岩-玄武岩からなり、日置層群や油谷湾層群などに北北西-南南東方向（貫入幅1~14m）と北東-南西方向（幅1~2m以下）の2方向に貫入している。中ノ森の海岸では、北北西岩脈が北北東岩脈に貫入する関係が認められる。岩脈のK-Ar年代と、大津玄武岩に貫入する岩脈の露頭がこれまで確認されていないことから、中期中新世の後半に貫入したと推定される。

向津具層（層厚5m以下）は、大津玄武岩の下位に分布する河成礫層で、本地域では大礫主体の円-亜円礫層からなる。基質は砂質-凝灰質で、礫は関門層群、阿武層群、日置層群、油谷湾層群由来のものから構成され、著しい赤色風化を受けている。

大津玄武岩（層厚40~70m）は山口県北西部の海岸沿いの角島、向津具半島から青海島にかけて噴出したもので、妙見山、雨乞岳、千疊敷、高山などの標高200~300m級の脊梁部を構成する。油谷町西立石では貫入の様子も観察される。半島脊梁部の大津玄武岩の層厚は20~70mで、主にアルカリ玄武岩溶岩からなり、火山礫凝灰岩、凝灰岩、砂岩及び礫岩の薄層を挟む。溶岩は黒色緻密-暗灰色で細粒-中粒の溶岩からなる。K-Ar年代から、大津玄武岩は後期中新世の前半頃に噴出したと推定されている。

2.1.3 第四系

本地域に分布する第四系は、段丘堆積物と沖積層に区分される。これら堆積物は三隅川・深川川・掛淵川

流域に分布し、台地と低地を構成している（第10.2図）。

段丘堆積物 後期更新世前半の中位段丘堆積物と後期更新世後半の低位段丘堆積物に区分される。中位段丘堆積物は有する地形面の高低で更に2分でき、上位段丘面の構成層（tm1）と下位段丘面の構成層（tm2）に区分した。上位段丘面の構成層は顕著な赤褐色化やクサリ礫を含む特徴を持つが、下位段丘面の構成層は赤褐色化やクサリ礫はほとんど認められない。低位段丘堆積物は赤色化やくさり礫化が全く認められず、本地域での分布は限られ、段丘面の傾斜は中位段丘面より急で、多くは沖積層下に埋没して分布している。

沖積層 沖積層は、表層部では沖積錐、谷底平野、後背湿地、自然堤防、海浜（砂丘堆積物を含む）の堆積物に区分される。沖積層は内陸部では層厚5m以下であるが、沿岸部では厚く20mに達する。仙崎砂州付近ではシルト層の上位に層厚10~15mの砂層が砂州を形成している。掛淵川河口付近では約10mの内湾堆積物シルト層の上位に約5mの厚さの海浜堆積物が分布する。

2.1.4 災害地質及び資源地質

「仙崎」地域では渋木断層と三隅断層に活断層の可能性のあるものの、活断層としての変位は確認されていない。周辺地域では菊川断層や山口市などを通る断層帯が、比較的活動度の高い活断層として知られている（第11.1図）。

地すべりは、大津玄武岩と川尻層との分布境界付近によく発達する（第11.3図）。主に第四紀以降に活動したもので、地質図では崩積堆積物（崩積土）と地すべり地塊に区分した。地すべり地塊は主に大津玄武岩の巨大ブロックからなる。崩積堆積物は滑落崖直下の凹地では厚さ約20mに達する。

本地域で稼行中の鉱床はないが、日置層群黄波戸累層の砂岩中に砂鉄層が挟在し、大正初期にその一部は採掘されていた。また、長門市（旧日置町）の奥畑、草添川の上流にて、大正初期に重徳鉱山として花崗岩に胚胎する数条の鉱脈から黄銅鉱・灰重石を稼行した記録がある。非金属鉱床は日置層群人丸層を対象として大正初期に油谷町で試験的に石炭が採掘されていた記録がある。また、採石は、現在大坊川流紋岩凝灰岩部層（流紋岩ガラス質凝灰岩）を対象とした採石場が存在する。

温泉は非火山性の11源泉が散在し、主にアルカリ性単純温泉からなる。

2.2 海域の地質

本地域内の沿岸海域は、海上保安庁水路部による5万分の1沿岸の海の基本図「青海島」（海上保安庁水路部、1996）の西部、及び「角島」（海上保安庁水路部、1985）

の北東端部にあたり、海域の地質に関して詳細な報告が行われている。以下は、海上保安庁水路部（1996）に基づき「仙崎」地域内の沿岸海域の地質概要を示し、若干の地表地質との関連を加えた。

「仙崎」地域の海域地質は、音響層相として堆積岩類はⅠ₀～Ⅶ₀層、火成岩類はⅧ₀～Ⅺ₀層に区分される（第2.3図；第2.4図）。なお、これらの区分は時代順にローマ数字が付されていないので、数字と音響層相の新旧とは異なる。

Ⅶ₀層は青海島や津黄の沿岸部に分布し、断続的に海底へ露出する。音波探査記録パターンは全体として散乱状のパターンを示すが、仙崎湾内などの一部で層理面が見られる。陸域の地質との関係から、白亜紀の関門層群及び阿武層群に対比される。一方、竹の子岩周辺に分布するⅪ₀層は白亜紀の花崗岩類、今岬の周辺や黄津付近に分布するⅩ₀層は本報告での後期始新世火山岩類に対比される。

Ⅵ₀層は今岬から西深川、津黄から西立石の沿岸部に分布する。散乱状のパターンを示すが、層理面も発達する。陸域の地質との連続性などから日置層群に対比される。

Ⅴ₀層は、西立石以西の沖合及び油谷湾に分布する。音波探査記録パターンは全体として、散乱状のパターンを示すが、層理面も発達する。下限は不明で、その連続性から油谷湾層群に対比される。

Ⅳ₀層は青海島の北方沖のみに分布し、音波探査記録は濃い散乱パターンを示す。Ⅳ₀層より下位にあること、Ⅹ₀層から分布が離れていることから、鮮新世-中新世の火山岩類に対比されている。恐らく本報告での中新

世の大洋玄武岩に対比される。

Ⅳ₀層は上位のⅢ₀層より分布域が狭く、下位の地層にアバットする。音波探査記録は散乱状のパターンを示し、層理面はほとんど認められない。下限は不明である。Ⅲ₀層に覆われ、Ⅸ₀層より上位にあることから、鮮新世堆積物と推定されている。なお、Ⅳ₀層は、本地域内ではⅡ₀層、Ⅲ₀層に不整合で覆われているため、第2.4図の沖積層を除いた海底地質図には分布は示していない。

Ⅲ₀層は、多くはⅡ₀層にオーバーラップされ、第四紀アルカリ岩と考えられるⅧ₀層（「仙崎」地域には分布しない）とは指交関係が認められ、前期更新世の堆積物に対比されている。音波探査記録は淡い散乱状を呈する中に平行層理面を有するパターンを示す。Ⅲ₀層が散乱する場所はⅧ₀層分布域周辺で特に多い。層厚は最大50m以上で、下限不明の地域が多い。

Ⅷ₀層は本地域の東方である相島周辺などに分布し、音波探査記録は濃い散乱パターンを示す。Ⅷ₀層の基底面が、下位層のⅣ₀層にオーバーラップし、かつⅢ₀層と指交関係があることから、第四紀のアルカリ玄武岩に対比される。

Ⅱ₀層は、Ⅰ₀層の下位で、一部はⅢ₀層と指交関係にあることから、中・後期更新世堆積物（本報告での段丘堆積物）に対比されている。また、Ⅰ₀層はほぼ全域に分布し、埋積谷としての不整合を伴い、深度80～90m付近に平坦面や開口部が見られることから、沖積層に対比されている。Ⅰ₀層の厚さは仙崎湾付近で最大層厚20mに達するが、沖合では層厚2.5～5mと薄い。

第3章 関門層群

(尾崎正紀・今岡照喜・井川寿之)

3.1 概要及び研究史

関門層群は九州北部-中国地方西部に広く分布する前期白亜紀の陸成層で、同様な地層は北陸、更に朝鮮半島南東部にも分布する。山口県では北西部を中心に分布し、ジュラ紀豊浦層群、三疊紀美祢層群などを不整合で覆い、阿武層群などの白亜紀火山岩類に広く覆われている(第3.1図)。

山口県下の関門層群については、井上(1896)による山口県南西部地域の報告や巨智部(1903)、鈴木(1906~1907)の20万分の1地質図幅の作成以降、多くの調査研究が行われてきた。その研究史の詳細については、長谷(1958)、村上・長谷(1967)、太田・藪本(1998)などによって述べられている。

松本(1951)は、それまで硯石層と呼ばれていた時代未詳非海成層を北九州市-下関市南部地域を模式地として関門層群と命名し、下部を脇野亜層群と上部を下関亜層群と区分した。その後、太田(1953)、植田(1957)、長谷(1958)、Hase(1960)、村上・長谷(1967)、太田・藪本(1998)などによって研究が進み、詳細な層序区分や対比が試みられた(第3.1表)。

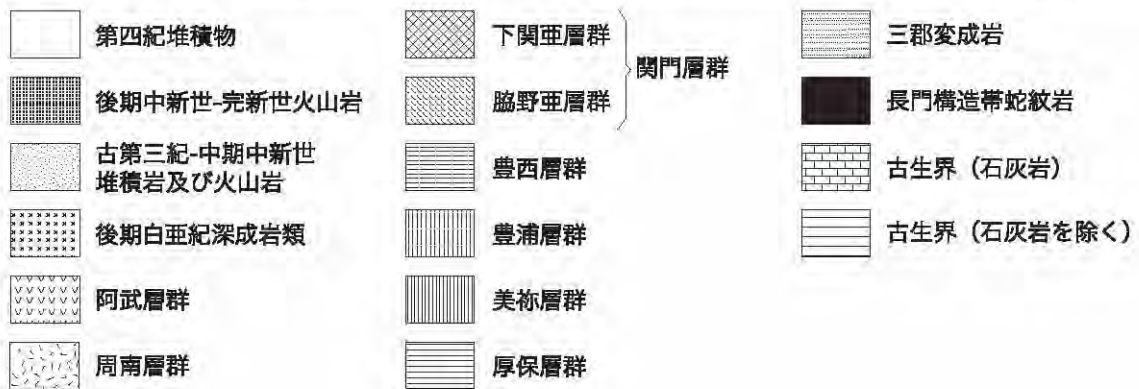
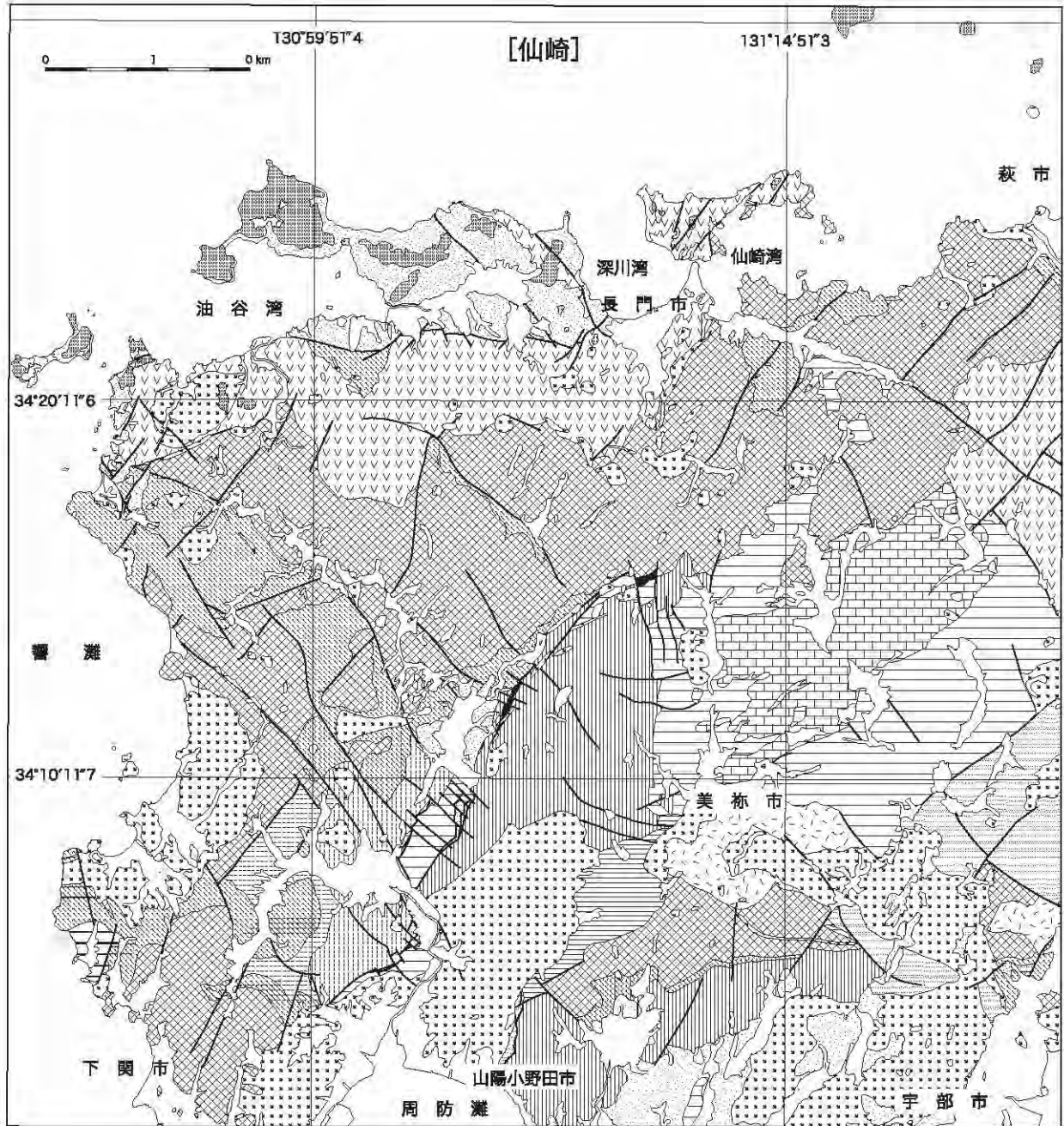
脇野亜層群は、一般的に礫岩、緑灰色-灰色砂岩、赤

紫色凝灰質砂岩-頁岩、黒色頁岩などからなる堆積岩層で、礫岩はしばしば石灰岩礫を含む。脇野亜層群の模式地である福岡県宮若市(旧宮田町)脇野付近では、基底部の礫岩層(赤紫色-緑色の砂岩・泥岩を伴う)を細分の基準として、下位より千石層(層厚360m)・如来田層(120m)・下部若宮層(120m)・上部若宮層(350m)に細分される(太田, 1953)。一方、北九州市に分布する脇野亜層群は、下位より道原層、高津尾層、蒲生層、熊谷層に区分されている(太田・藪本, 1998)。山口県下の脇野亜層群については、模式地と比較すると層厚は薄く、最下部の千石層を欠き、如来層-上部若宮層が分布するとする見解(長谷, 1958; Hase, 1960)と、下部若宮層と上部若宮層に相当する地層が分布するとする見解(村上, 1975)がある。脇野亜層群には *Viviparus*, *Brotiopsis*, などの淡水生貝化石(Hase, 1960など)、植物化石のほか、カイエビ類(Chen, 1996)、貝形類(Cao, 1996)、魚類(Yabumoto (1994)など)、恐竜(Okazaki, 1992・岡崎, 1997)など、淡水及び陸上域を示す多くの化石が産する。

下関亜層群は火山円礫岩、凝灰質砂岩・頁岩、角閃石安山岩、輝石安山岩、安山岩凝灰岩、軽石質凝灰岩などからなる火山岩優勢層である。下関亜層群は、初

第3.1表 関門層群の層序区分

| 太田(1953) | | | 植田(1957) | | | 太田・藪本(1998) | | | 村上・長谷(1967) | | | | |
|------------|-------|-----|---------------|-------|---------|-------------|---------|---------|--------------------------|--------|---------|------|-----|
| 福岡県宮田町脇野付近 | | | 下関市南部(旧下関市)地域 | | | 北九州市地域 | | | 山口県全域 | | | | |
| 層序区分 | 層厚m | | 層序区分 | 層厚m | | 層序区分 | 層厚m | | 層序区分 | 層厚m | | | |
| 下関亜層群 | 福江層 | 200 | 下関亜層群 | 筋ヶ浜層 | 800 | 下関亜層群 | 福江層 | 200 | 下関亜層群 | 福江層 | 200 | | |
| | 筋ヶ浜層 | 800 | | | | | 筋ヶ浜層上部 | 500 | | 筋ヶ浜層 | 800 | | |
| | 北彦島層 | 700 | | | | | 北彦島火山岩層 | 700 | | 筋ヶ浜層下部 | 300-350 | 北彦島層 | 700 |
| | | | | | | | | | | 小門安山岩 | 130-400 | | |
| 塩浜層 | 350 | 塩浜層 | 300-350 | 老町安山岩 | 150-200 | 塩浜層 | 350 | | | | | | |
| | | | | 福浦安山岩 | 150-200 | | | 塩浜層 | (北)400-600 (彦)300-350 | | | | |
| 脇野亜層群 | 上部若宮層 | 350 | 脇野亜層群 | 最上部層 | 200-250 | 脇野亜層群 | 熊谷層 | 150-200 | 脇野亜層群 | 上部若宮層 | 200 | | |
| | 下部若宮層 | 120 | | 上部層 | 340-390 | | 蒲生層 | 350-400 | | 下部若宮層 | 400 | | |
| | 如来田層 | 120 | | 中部層 | 240-250 | | 高津尾層 | 200-300 | | 如来田層 | 100 | | |
| | 千石層 | 360 | | | 200-280 | | 道原層 | 200-280 | | 千石層 | 350 | | |



第3.1図 山口県西部の関門層群の分布
 一部, 20万分の1地質図幅「小串」(尾崎ほか, 2006) による.

め塩浜層、北彦島層（あるいは北彦島火山岩層）、筋ヶ浜層の3層に区分された（植田，1957；長谷，1958）が、後に福江層が追加された（村上・長谷，1967）。下関亜層群の化石は、塩浜層相当層にわずかに *Viviparus* などが報告されている（Hase, 1960）のみである。

脇野亜層群は層厚 1,000 m 以下、下関亜層群は層厚約 2,000 m で、下関亜層群は脇野亜層群より広範囲かつ厚く分布する。また、関門層群はいずれの岩石も普遍的な広域の変質作用をうけており、石英-曹長石化斜長石-緑泥石-(イライト)-(赤鉄鉱または黄鉄鉱)の組合せが見られる（歌田・澤田，2005）。なお、脇野亜層群と下関亜層群は地質構造的に大きな差がなく、非整合関係（松本，1951；植田，1957）、一部整合、一部不整合（長谷，1958）などと考えられているが、両亜層群の層序関係や 3.5 でまとめて記述する化石及び放射年代からは、時間的なギャップがある可能性が高い。また、これほど広範囲な地層では、必ずしも同様な岩相が同じ層準の地層を示すとは言えず、堆積域・火山活動域の移動に伴う岩相変化や同時異相などがあると考えられる。

「仙崎」地域には、後述のように泉川中流域や泉川流域周辺に脇野亜層群が、長門市青海島・仙崎・東深川や三隅下・三隅中に下関亜層群が分布する。Hase (1960) は、「仙崎」地域に分布する関門層群について長門市（旧油谷町）畑地域や旧三隅町二条窪川沿いなどに分布するものを脇野亜層群上部に、三隅中や鉄割山山麓のものを下関亜層群の塩浜層に、鉄割山及びその東方のものを下関亜層群の北彦島層に、青海島のものを筋ヶ浜層-福江層に位置づけている。15 万分の 1 山口県の地質図（村上ほか，1988；西村ほか，1995）では、関門層群を脇野亜層群、下関亜層群下部層、下関亜層群上部層と 3 分して、Hase (1960) が北彦島層と筋ヶ浜層-福江層相当層に対比した地層をそれぞれ下関亜層群の下部層と上部層に位置づけている。なお、山口県 5 万分の 1 地質図「仙崎」（村上，1968）では、脇野亜層群は未確定脇野亜層群と脇野亜層群の 2 つに、下関亜層群は未区分下関亜層群、塩浜層下部層、下部層、中部層に細分している。

本報告では脇野亜層群及び下関亜層群については岩相による区分のみ示し、地層名も与えていない。確証が持てないため、模式地の層序区分との対比は行っていない。例えば、本地域の脇野亜層群については赤紫色岩を伴わないことから、模式地の脇野亜層群の上部（上部若宮層・下部若宮層）に対比可能であるが、下限が不明な本地域の脇野亜層群では特に赤紫色岩の有無が本質的なものかどうか不明である。また、下関亜層群は本報告では堆積岩・火砕岩層と火砕岩・溶岩層に 2 分したが、これらを模式地の層序区分に機械的に対比すると、三隅下・三隅中の東部に分布する堆積岩・火

砕岩層は塩浜層、火砕岩・溶岩層は北彦島層、火砕岩・溶岩層の上位にあると思われる青海島の堆積岩・火砕岩層は筋ヶ浜層に対比される可能性がある。しかし、火山活動が広域に認められる下関亜層群は漸移的かつ同時異相を示す岩相変化が想定されるので、単純には対比できない。

3.2 ^{わきの}脇野亜層群 (W₁, W₂)

地層名 松本 (1951) が福岡県若宮市周辺の地層に対して命名。後に長谷 (1958) 及び Hase (1960) が山口県北西部全域に広げて定義。

模式地 福岡県宮田町脇野付近（太田，1953）。

分布 本地域内では三隅川下流及び周辺域（長門市（旧三隅町）の三隅中・三隅下）と長門西部の泉川中流域（長門市（旧油谷町）伊上）に分布する。

対比 岩相からは模式地の脇野亜層群の上部（下部若宮層-上部若宮層）に対比可能であるが、泉川中流域では下限及び上限が、三隅川下流域及びその周辺では下限が不明のため確かなことはわからない。

層序関係 本地域内では下限は不明で、泉川中流域では阿武層群に不整合に、三隅川下流周辺では、地質構造の関係から下関亜層群に整合的に覆われる。

層厚 長門市三隅川下流周辺で 1,000 m 以上（下限不明）、長門市泉川中流域周辺で 700 m 以上（下限不明）と推定される。

岩相 脇野亜層群は頁岩・砂岩・礫岩からなる砕屑岩主体層であるが、泉川流域に分布する脇野亜層群は石灰岩礫岩をほとんど含まないのに対して、三隅川下流域及びその周辺に分布する脇野亜層群は石灰岩礫岩を多く含む特徴を持つ。以下、地域毎に岩相を記述する。

1) 長門市（旧油谷町）泉川中流域 (W₁)

主に頁岩からなり、砂岩・礫岩を含み、まれに珪長質の凝灰岩の薄層（厚さ数十 cm 程度）を含む。総じて上部は礫岩・砂岩の量比が多くなる傾向にある。

頁岩は主に暗灰色を呈するが、接触変成作用を受け暗緑色、暗青色、暗灰色などで、まだら模様を示すこともある。頁岩は本層の主体を占めるが、しばしば細粒から中粒主体砂岩や細礫から中礫の礫岩の薄層（数十 cm 前後）を挟む。見かけ上、厚い頁岩でも厳密には、厚さ数十 cm から数 m の地層の繰り返しで、基底部に砂岩や礫岩の薄層を伴う場合が多い。なお、熱変成の影響もあると考えられるが、頁岩は塊状に割れるものが多い。

比較的砂岩の卓越する地域では、砂岩の基底部に厚さ数十 cm の礫岩がよく認められる。極めてまれに 10 m 以上の厚さで、ほぼ砂岩が連続して分布することもある。牛が迫やその北側の谷沿いの上流側には礫岩層がよく認められる。礫岩層は層厚 2~4 m で、上位に砂岩、

泥岩を伴うことが多い。また、礫岩・砂岩が多く分布する層準では、茶灰色を呈する頁岩が認められることもある。礫岩の礫種としては、チャートの円礫が多い。

2) 長門市(旧三隅町西部) 三隅川下流及び周辺地域 (W2)

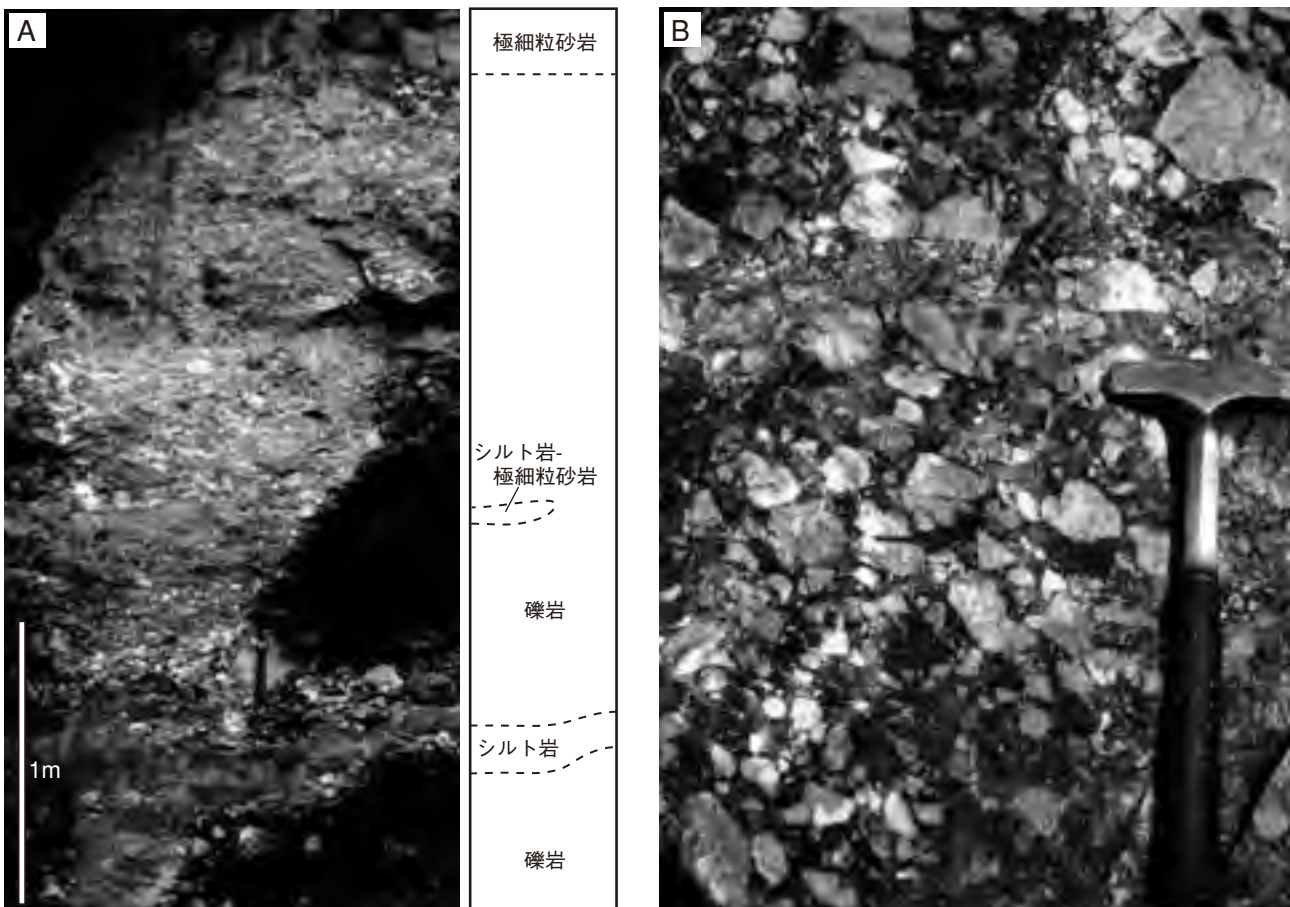
本地域の脇野亜層群は、下部は主に礫岩からなり、上部は頁岩が卓越し、砂岩・礫岩を伴う。三隅下平野から岳ノ山へ向かう林道では、下部に層厚約 50 m の礫岩相が、上部に層厚約 150 m の細粒砂岩層や薄い礫岩を伴う頁岩相が認められる。両者は漸移的で礫岩層は次第に減り、より多く頁岩が挟まれるようになり、頁岩相となる。

三隅川下流周辺に分布する脇野亜層群の下部は主に大礫から中礫・細礫からなる礫支持礫岩からなり、砂岩、シルト岩の薄層を挟む。礫岩は角礫から円礫を含み淘汰が悪い(第 3.2 図)。礫種は石灰岩(露頭での面積比 20~70%), チャート, 砂岩, 頁岩, 緑色岩などからなり、石灰岩礫が多いものは露頭では白色を呈し、風化が著しい露頭では赤色化も認められる。溶解のため、石灰岩礫の基質との境界が凹状に縁取られ、石灰

岩礫の脱けた跡が蜂の巣状に発達している露頭も多い。礫岩は厚さ数十 cm - 数 m で、細かい緩やかな級化を繰り返す。厚さ数十 cm のシルト岩、細粒砂岩を挟む。礫岩層のより上位では、厚さ数 m の泥岩と互層し、上方細粒化サイクルも一部で認められる。

なお、石灰岩礫の運搬距離は短く(沖村, 1982)、例えば石灰岩礫は供給源から 1~2 km で円礫の円磨度を示す(Krumbein, 1941)。このことから、三隅川下流域の脇野亜層群中の多量の石灰岩角礫は、極めて近接した石灰岩分布域から由来した可能性が高い。ちなみに、石灰岩が広く分布する秋吉台から三隅川下流地域までの距離は最短でも 10 km ほどあり、秋吉台から石灰岩礫が直接由来したとは考えられない。

三隅川下流周辺に分布する脇野亜層群の上部は、頁岩を主体とし、砂岩、礫岩の薄層を挟む。頁岩(主に粘土岩)は、比較的新しい露頭では暗灰色(いわゆる黒色)を呈し、風化すると淡紫色に変色することもある。なお、頁岩は細粒砂岩やまれに礫岩の薄層を挟み、塊状に割れるものがほとんどで、剥離性は顕著でない。



第 3.2 図 脇野亜層群の石灰岩礫を多く含む礫層

地点：長門市三隅下の平野から岳ノ山へ向かう林道沿い

A：シルト岩-極細粒砂岩の薄層を挟む礫岩層。このような岩相が層厚約 50 m 以上分布する。

B：石灰岩礫岩。白い礫が石灰岩礫。礫支持礫層で、ほかにチャート、砂岩、頁岩、緑色岩を含む。

砂岩は新鮮な露頭では青灰色を呈し、厚さ数 mm 程度のシルト岩の薄層を挟む細粒-極細粒砂岩が多く、頁岩に数十 cm から数 m の厚さで挟まれる。平行葉理が発達し、リップル葉理、コンポリュート層理も認められることがある。砂岩は全体として新鮮な露頭では青灰色を呈するが、風化すると褐色を呈する。礫岩は厚さ数 cm 以下で、中礫以下の礫からなる。まれに石灰岩の細礫を含むこともある。頁岩中にわずかに石灰岩礫が含まれるが、細かく見ると下位細粒砂岩から頁岩へ変化する上方細粒化層（層厚 2.5~6 m）の基底部の礫岩を構成している場合が多い。

化石 本地域では特に報告はない。なお、岡本・今村（1964）によって末石（旧日置町）の脇野亜層群の頁岩に産するとされた化石は、現在は阿武層群産の化石に位置づけられている（吉村，1991；Chen *et al.*, 1993）。

3.3 下関亜層群（Ss, Sk）

地層名 地層名は松本（1951）。その後、植田（1957）が下関市周辺で定義したものを、長谷（1958）及び Hase（1960）が山口県北西部全域に広げ定義。

模式地 下関市彦島及び吉見・福江地域。

分布・層厚 青海島の箕越，大日比東部，法瀬の鼻から，三隅町西部の小鳥山東方の向山・野波瀬・上東方にかけては 2,000 m 以上，鉄割山周辺では 1,200 m 以上と推定される。

層序・貫入関係 本地域の下位の脇野亜層群とは地質構造から見ると大きな違いはなく整合的に両者は同斜構造を示す。ただし、両者とも陸成層で、かつ精度のよい放射年代や化石年代が得られていないことから、時間的間隙については不明である。なお、青海島では断層で阿武層群と接すると共に、各地で北北西-南南東や南北方向の石英斑岩（珪長質岩脈）やひん岩岩脈（幅数 m 以内のものが多い）に貫入されている。

対比 前述の模式地の下関市では、下位より塩浜層、北彦島層、筋ヶ浜層、福江層に区分されている（村上・長谷，1967）が、本地域には岩相的には塩浜層（Ss）と北彦島層（Sk）に対比可能なものが分布すると思われる。ただし、岩相だけでは確実に対比されるものではないため、本報告では堆積岩・火砕岩層（Ss）と火砕岩・溶岩層（Sk）の 2 分にするに留めた。なお、本地域において、堆積岩・火砕岩層と火砕岩・溶岩層との関係は、必ずしも上下関係ではない。

岩相 堆積岩・火砕岩層（Ss）と火砕岩・溶岩層（Sk）に区分できるが、一部漸移的である。長門市三隅中・三隅下では、脇野亜層群とは地質構造の点からは整合的に分布し、堆積物からは脇野亜層群の湖成主体層から、火山岩を多く含む下関亜層群の網状河川堆積物主体層へと変化が認められる。火山岩を含むことや頁岩

がほぼ灰赤色を呈すること、全体として単層の厚さが薄く上下・側方の変化が著しいことで、本地域の下関亜層群は脇野亜層群と区別できる。

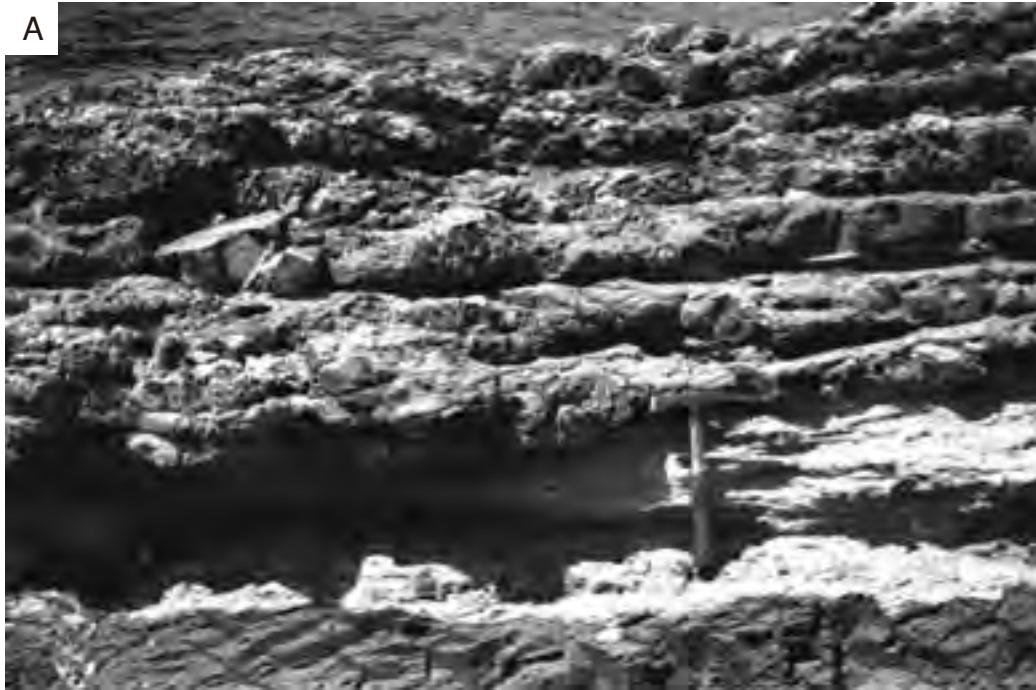
（1）堆積岩・火砕岩層（Ss）

長門市の青海島地域（大泊山東部，弁天島，法瀬の鼻付近），三隅川下流域（野波瀬・向山・上東方や沢江・上げ・小浜）や鉄割山周辺及び大河内・二条窪にかけて分布する。

礫岩・砂岩・頁岩の堆積岩と凝灰岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・火山角礫岩の火砕岩からなり、総じて堆積岩と火砕岩は漸移的な関係にある。青海島地域や三隅川下流域の野波瀬・向山・上東方や沢江・上げ，鉄割山の北から北西側山麓部，二条窪周辺では堆積岩が卓越し，火砕岩質の礫岩・砂岩と泥岩を主体として凝灰岩を挟む。一方，鉄割山周辺やその西方，大河内では火砕岩が多く含まれる。

礫岩は厚さ数十 cm~8 m のものが多く、主に中-大礫からなり、巨礫（径 50 cm 以下）も含む（第 3.2 図 A）。大礫を含む中礫岩が卓越するが、青海島では巨礫岩が認められる。礫岩は岩相及び層厚変化が著しく、上位や側方で砂岩礫岩互層、中-細礫混じり砂岩、中-細粒砂岩に、更に砂岩頁岩の互層や頁岩へ移化する。礫岩の基底部に層厚数十 cm の粗粒砂岩や礫混じり砂岩を伴い、基底部のみ上方粗粒化が認められることもある。礫岩は礫や基質（粗粒砂主体）支持で、主に角礫-亜角礫から構成されるが、ときに亜円礫、円礫を比較的多く含む礫岩もある。ほぼ角礫からなる火山礫岩、凝灰角礫岩様の再堆積礫岩も認められる。礫種は安山岩質の溶岩、凝灰岩、凝灰角礫岩、火山礫岩を主体とし、デイサイト質の火砕岩や堆積岩も含む。堆積岩は砂岩・チャートが主体で、亜円礫、円礫であることが多い。花崗岩類は認められない。向山・野波瀬付近の礫岩には特徴的に石灰岩の細-中礫（角礫-円礫）も含まれる。礫岩は正級化を基本とし斜交層理が認められ、下位の地層とはチャンネル構造で接することもある。礫岩層の堆積構造は塊状-成層を示し、まれにインプリケーションが認められる。また、砂岩には平行層理が発達することが多い。礫岩は新鮮な露頭では緑灰色を呈することが多いが、まれに頁岩と同様に灰赤色を呈するものもある。砂岩は明灰色を呈することが多い。

頁岩は特徴的に灰赤色（赤褐色-茶褐色）を呈するものが多いが、暗灰色や淡緑色を呈することもある。層厚数十 cm~10 m で、数 cm-数十 cm の砂岩を挟み、側方では砂岩が厚くなり砂岩頁岩互層へと移化することもある。頁岩の多くはシルト岩（極細粒砂岩）から粘土岩への細粒化が認められ、基底部は薄い礫岩や砂岩を部分的に伴うことがある。また、頁岩は凝灰岩質のものも多く、発泡の少ない軽石を多く含む厚さ数-20 cm の凝灰岩を挟むこともある。鏡下において赤色頁岩



第3.3図 下関亜層群の礫岩頁岩互層
 場所：青海島大泊山東方の箕越の海岸露頭
 A：灰赤色頁岩とそれを覆う巨礫を含む大礫岩
 B：砂岩下限から灰赤色頁岩中に認められる生痕化石

凝灰岩には、石英、斜長石及び黒雲母の斑晶状結晶のほか、小さな安山岩溶岩片が見られる。頁岩に挟まれる砂岩（細粒砂岩）はよく連続するが、礫まじりの砂岩の場合は側方での層厚変化が著しい。頁岩中には上位の砂-細礫岩で充填された生痕化石（*Thalassinoides* 様）も認められことがある（第3.3図B）。また、上位の砂岩

下面との間に不規則な荷重痕が認められることもある。火砕岩は主に暗緑色、暗灰色、灰紫色の安山岩質火山角礫岩、凝灰角礫岩、凝灰岩からなり、鉄割山周辺ではデイサイト質の火山角礫岩、凝灰角礫岩も認められる。側方や上位で淡緑色か薄紫色を示す火砕岩質の礫岩、砂岩、頁岩へと変化する事が多く、伴う砂岩

も凝灰岩質で細粒-中粒の緑灰色を呈するものが多い。

(2) 火砕岩・溶岩層 (Sk)

長門市三隅町西部の小島山周辺(野波瀬・向山・上東方)に分布する。同じ層準と考えられる火砕岩・溶岩層が青海島の通の東部-南部(「萩」地域内)に分布する。小島山周辺の火砕岩・溶岩層は、三隅川下流域の野波瀬・向山・上東方や沢江・上げ・小浜の堆積岩・火砕岩層の上位、青海島の大泊山東部、弁天島、法瀬の鼻付近の堆積岩・火砕岩層の下位に位置づけられる。なお、火砕岩が多く含まれる鉄割山付近に分布する堆積岩・火砕岩層は、上記と同じ層準で、側方の岩相変化をみている可能性が高い。

火砕岩と溶岩は主に輝石安山岩からなり、一部デイサイト質も含む。全体として一部は既噴出の溶岩を取り込んだ火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩からなる。全体に変質が著しく、全体に暗緑色、一部暗紫色を帯びる暗灰色を呈する。

火砕岩は暗黄灰色、暗茶灰色、緑灰色の火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩からなり、下記の暗緑灰色の安山岩礫の火山岩塊-火山礫を多く含むが、外来岩片をほとんど伴わない。全体として安山岩溶岩と同質的であるが、基底部などデイサイト質なものもある。

安山岩溶岩は塊状均質なものも多く、緑色を帯びた黒色-暗灰色の緻密なものが多いが、変質して紫-赤褐色を帯びた暗灰色を呈することもある。火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩の角礫岩として含まれることが多い。肉眼で斜長石や輝石の斑晶が認められ、径1mm前後で比較的目的なものから斑晶が小さく目立たないものまである。鏡下では斑状構造を示し、斑晶は斜長石が多く、ほかに輝石、磁鉄鉱が認められるが、変質が著しく他の詳細不明。斑晶が目立つものは、鏡下では斜長石の斑晶は径2mm以下で1mm以下が主で長柱状の自形を示すものが多い。輝石の斑晶は径2mm以下で1mm以下が主で、自形を示すものも多く、特に変質が著しい。

なお、鉄割山付近の火砕岩の多いSsの層準は火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、凝灰岩を含み、礫岩や砂岩へと漸移する岩相を示し、上記の漸移相の可能性もある。

3.4 地質構造

長門市伊上の泉川中流域に分布する脇野垂層群は泉川より西では西へ12~32°傾斜、泉川東部では45°東へ傾斜する。見かけ上、北北西-南南東方向の軸を持つ向斜構造を呈する。一方、浅井の南方、十楽-貝川断層の南側沿いの脇野垂総層は北へ傾斜する。長門市三隅下付近に分布する脇野垂層群は、全体として南北走向で西傾斜10~30°、三隅中付近や青海島大泊付近では全体として北東-南西走向、北西傾斜10~30°を示す。

一方、青海島の大泊山東部・弁天島付近に分布する

下関垂層群の走向は北東-南西~北北東-南南西で北西へ12~28°傾斜、法瀬の鼻付近では一部貫入岩によって走向傾斜が乱れているが全体として北西-南東走向で10~20°南西傾斜を示す。向山から小島に至る三隅断層の北側の下関垂層群は北東-南西走向で北西へ10~30°傾斜し、見かけ上脇野垂層群を整合的に覆う。三隅断層以南の下関垂層群は、おおよそ南北走向で西へ10~30°傾斜する。

主な断層との関係 山口県豊田郡東部から長門市三隅へ走る渋谷断層は、二条川の中・上流において直線的な谷を形成し関門層群を切る(第11.2図)。関門層群の走向も断層の走向に沿うよう変化が認められ、見かけ上100~200mの西側隆起の変位が認められる。また、渋谷断層沿いには、粘土鉱物、炭酸塩鉱物、ゼオライトなどの変質鉱物によって特徴づけられる熱水変質帯が認められる(歌田・澤田, 2005)。

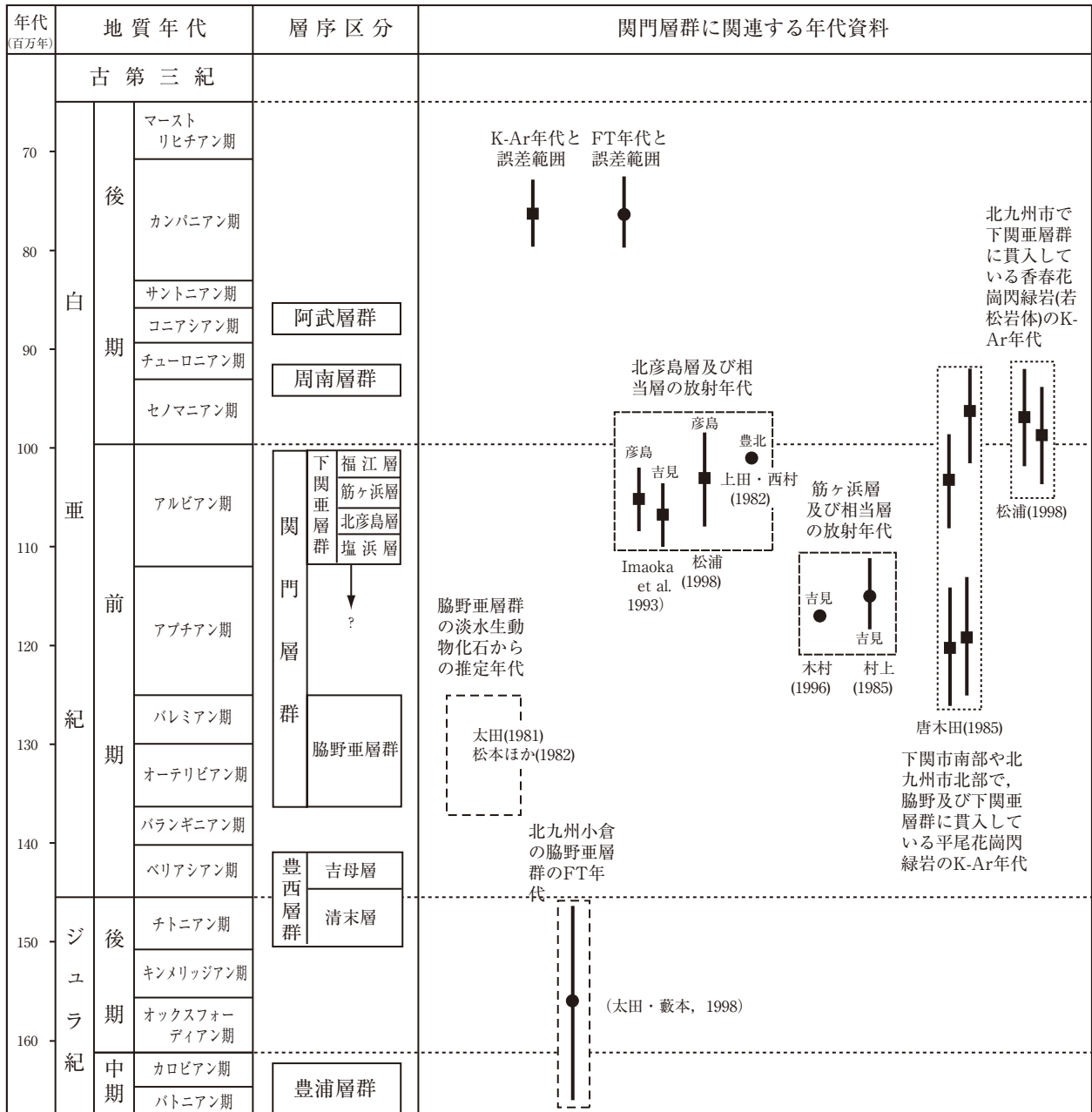
一方、三隅川沿いに発達する三隅断層は、長門市白濁から市ノ瀬(「萩」地域内)、更には南東方の萩市の学ヶ峠(「山口」地域内)、旭村の田ノ原付近まで連続する長さ約25kmの断層である(第11.1図)。その変位は現在の三隅断層沿いの地形から判断すると北側隆起が推定されるが、三隅川下流域の関門層群の岩相分布から見ると、見かけ上右横ずれ約1.5km、あるいは450~600m南側隆起の垂直変位が推定される。なお、三隅断層沿い(三隅川沿い)の下関垂層群の走向は東西に振れて、右横ずれの変位とも整合的な地質構造であることから、地質断層としては右横ずれ変位が卓越していると考えられる。

3.5 地質年代

関門層群の地質年代に関する既存資料を第3.4図にまとめて示す。以下のように脇野垂層群が前期白亜紀のほぼオーテリビアン期からバレミアン期頃に、下関垂層群北彦島層がアルビアン期に位置づけられる可能性が高い。関門層群は広範囲に分布し、時代によって堆積域や火山活動域が異なる(村上・長谷, 1967)ことも考慮する必要があるが、両垂層群の間には大きな時間間隙が存在する可能性が高い。

脇野垂層群 産出する淡水生動物化石などから、太田(1981)は脇野垂層群を前期白亜紀のパランギニアン期後半-オーテリビアン期に、松本ほか(1982)はネオコミアン世上部(オーテリビアン期-バレミアン期に相当)に対比している。一方、関門層群の下位にある豊西層群の上部である吉母層から産出する汽水生動物群集は、八代地域の下部白亜系川口層など(太田, 1981; 田代ほか, 1994)との共通性からベリアシアン期に対比されている(松本ほか, 1982)。

一方、「小倉」地域の脇野垂層群熊谷層の珪長質凝灰



第 3.4 図 関門層群の年代

岩から後期ジュラ紀の年代を示す 156 ± 10 Ma のフィッシュオントラック年代 (以降, FT 年代と略記) が得られている (太田・藪本, 1998)。ただし, 上記吉母層との関係から太田・藪本 (1998) は, この FT 年代を参考値と扱っている。

以上のように, 豊西層群との層序関係と淡水生動物化石から, 脇野亜層群の堆積年代は前期白亜紀のオーテリビアン期からパレミアン期頃に位置づけられる。

下関亜層群 下関亜層群は, 放射年代として, 下関亜層群の模式地である北彦島層相当層の下関市南部の安山岩 (吉見地区) 及びデイサイト (下関市街西海岸) 中の角閃石から 105.2 ± 3.3 Ma と 106.7 ± 3.3 Ma の K-Ar

年代 (Imaoka *et al.*, 1993) が, 下関市彦島北部海岸の角閃石単斜輝石安山岩の角閃石から 103 ± 5 Ma の K-Ar 年代 (松浦, 1998) が報告されている。また, 下関市北部 (旧豊北町) のデイサイトからも 101 Ma の FT 年代が得られている (上田・西村, 1982)。これらの年代はいずれもアルビアン期の放射年代を示す。一方, 吉見地域の筋ヶ浜層相当層の酸性凝灰岩からは 115 ± 3.8 Ma (村上, 1985) と 117 Ma (木村, 1996) の FT 年代が得られ, いずれもアプチアン期にあたる。筋ヶ浜層の FT 年代値の方が, その下位にある北彦島層の K-Ar 年代よりも古い値を示している。

なお, Shibata *et al.* (1978) は, 下関亜層群に貫入す

る花崗岩類の放射年代が 80-95 Ma であること、下関亜層群が正帯磁であることから、下関亜層群の年代をアルビアン期と推定した。また、下関市南部や北九州市北部で脇野及び下関亜層群に貫入している平尾花崗閃緑岩の K-Ar 年代 (103 ± 5 Ma, 96.6 ± 4.8 Ma, 120 ± 6 Ma, 119 ± 6 Ma) (唐木田ほか, 1995) から、太田・藪本 (1998) は下関亜層群の堆積年代をアプチアン期以前である可能性を述べている。ただし、上記の K-Ar 年

代は福岡県の行橋市と苅田町の平尾花崗閃緑岩の年代値で、直接、貫入関係にある北九州市の妙見や下関市の熊野に平尾花崗閃緑岩の岩体からは放射年代値は得られていない。

以上の年代資料のうち、信頼性が高いと考えられる Imaoka *et al.* (1993) と松浦 (1998) を基本とすると、下関亜層群の年代は概ねアルビアン期と推定される。

第4章 ^あ ^ぶ 阿武層群

(今岡照喜・井川寿之)

4.1 研究史

西南日本内帯に広範囲に分布する後期中生代珪長質火山岩類は、古くから流紋岩あるいは石英斑岩というような漠然とした名で呼ばれ、その大部分は専門的な研究をされることなく長らく放置されてきた(西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ, 1967)。

第4.1図は「仙崎」地域における下記の研究者による白亜紀火山岩層の層序対比をまとめたものである。本地域に分布する阿武層群についても、今村ほか(1954)による山口県地質図(1:200,000)では、北九州市八幡付近を模式地とする八幡層(松本, 1953)や「流紋岩及石英斑岩」として塗色されている。長谷(1958)は西側に隣接する「阿川」地域の栗野川下流域及び南側に接する「西市」地域の天井ヶ岳付近の火山岩層を八幡層として関門層群から識別した地質図を公表している。岡本・今村(1964)でも八幡層と流紋岩・石英斑岩が使用されている。

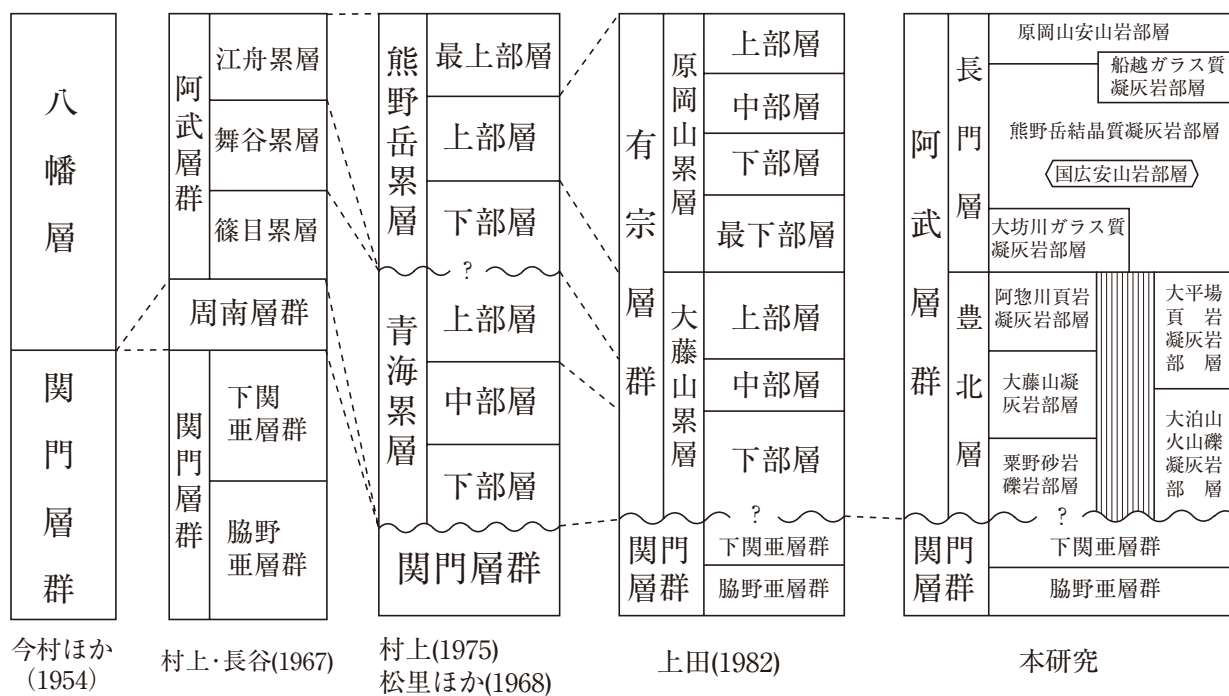
阿武層群など珪長質火山岩類の岩相区分、対比に関する研究が開始されたのは、実質1960年頃以降で、1963年から3年間にわたって行われた総合研究「西南日

本内帯における後期中生代・新生代の火成活動及び構造発達史」によって各模式地におけるこれら火山岩層の層序や対比が明らかとなってきた(村上・西野, 1965; 村上・長谷, 1967など)。この総合研究の成果の一つとして、村上・長谷(1967)は「阿武層群」を提唱し、模式地の山口県長門峡^{ちやうもんきやう}を中心とした地域では下位から篠目^{しのめ}、舞谷、江舟の3累層に区分した。

松里ほか(1968)は青海島の詳細な地質図を公表し、それまで八幡層に対比されてきたものを阿武層群に相当するものであるとし、「青海累層」を提唱した。

その後、村上(1975)や高橋ほか(1975)による山口県地質図(1:200,000)では、本地域の火山岩層を阿武層群とし、下位の青海累層と上位の熊野岳累層に区分した(第4.1図)。それらによると「仙崎」地域には熊野岳累層が広く分布し、青海累層は青海島や仙崎付近や旧油谷町西部に小規模に分布するにすぎない。

その後、上田・西村(1982)は阿川-湯本地域の火山岩類の層序、構造、FT年代を検討し、火山岩層中には96Maの古いFT年代を示すものがあることから周南層群と阿武層群を含むものとして有宗層群を提唱した(第4.1図)。しかし、上田(1982)によって報告された



第4.1図 阿武層群の層序区分の変遷

FT年代は、Hurford (1990) の FT 年代較正法に関する国際勧告以前に報告されたもので、再検討の必要がある。また、層序・構造の詳細はその後報告されていない。

西村ほか (1995) による新編山口県地質図 (1:150,000) では、山口県北西部の長門市から下関市豊北町北西部にかけて広く分布する阿武層群を、村上 (1975) や高橋ほか (1975) と同様に大きく下位の青海累層と上位の熊野岳累層に区分しているが、両層の分布を大幅に修正している。このように本地域の火山岩層の層序区分については、研究者により異なっており、地層は明瞭に定義されていない。

4.2 概要

阿武層群は、中国地方西部の脊梁山地から山陰海岸にかけて広大な分布域を有する後期白亜紀火山岩層である。本層群を構成する岩石は、主に乾陸上に堆積した流紋岩-デイサイト凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・溶岩からなり、火砕岩は大部分溶結している。部分的に安山岩溶岩や凝灰質砂岩・頁岩などの湖成堆積層を伴う。全層厚は1,400~2,200 mで、多くの地域で基盤の中・古生界を不整合に覆うが、断層関係の所もある (村上・今岡, 1987)。阿武層群は、主に山口県中央部の長門峡を中心とした地域、山口県北東部の阿武町や萩市須佐周辺地域、山口県北西部の長門市-下関市豊北町にかけての地域に分布する (第 2.1 図)。山口県中央部の阿武層群層序については、最近、井川・今岡 (2001) により再検討され、下位から、阿東層、生雲層及び佐々並層の3層に区分され、佐々並コールドロンが発見された。山口県北東部の阿武層群は福賀累層と呼ばれ、村上・長谷 (1967) や神谷 (1974) による調査・研究報告がある。

「仙崎」地域に分布する阿武層群は、関門層群を不整合に覆うか、断層関係で接し、下位の豊北層と上位の長門層に区分される。豊北層は本地域西部の豊北・油谷地域と本地域東部の仙崎・青海島地域に分かれて分布し、前者は下位から栗野礫岩砂岩部層、大藤山凝灰岩部層、阿惣川頁岩凝灰岩部層に、後者は下位から大泊山火山礫凝灰岩部層、大平場頁岩砂岩部層にそれぞれ細分される。長門層は、本地域南部全域に広く分布し、下位から大坊川流紋岩凝灰岩部層、熊野岳流紋岩凝灰岩部層、国広安山岩部層、船越流紋岩凝灰岩部層及び原岡山安山岩部層に細分される (第 4.1 図)。豊北層は碎屑性堆積岩類を主体とし、頁岩、砂岩、礫岩、細粒凝灰岩、凝灰質砂岩及び非溶結の凝灰岩などからなり、その積算層厚は890 mである。一方、長門層は乾陸上に堆積した流紋岩質-流紋デイサイト質の溶結凝灰岩と安山岩溶岩のバイモダルで豊北層よりも活発な

火山活動の産物からなり、その積算層厚は1,870 mに達する。

4.3 豊北層 (Haw, Hot, Has, Hod, Hoh)

4.3.1 栗野礫岩砂岩部層 (Haw)

地層名 新称。村上 (1968) の熊野岳累層中部層の一部に相当する。

模式地 下関市豊北町栗野 (西接する「阿川」地域内) の南東の林道沿い。

分布 主として「仙崎」地域に西接する「阿川」地域の栗野川右岸沿いに分布する。本地域では西部の泉川の西側に狭長に分布する。

層序関係 関門層群脇野亜層群を不整合に覆う。

構造 走向はおおよそ西北西-東南東で、南南西方に14~20°傾斜する (第 4.2 図)。

層厚 90 m。

岩相 礫岩 (第 4.3 図 A)、良く成層した凝灰質砂岩・シルト岩の互層からなり (第 4.3 図 B)、礫岩が最も卓越する。礫岩は円礫-亜角礫を含み、礫径は最大で1 mに達するが、10~20 cm以下のものが多く大半は2~3 cm程度である。礫種は流紋岩火山凝灰岩ないし流紋岩が主体であるが、基盤に由来する頁岩や砂岩も多い。基質は凝灰質の砂岩であり、塊状無層理である。また直径数mmの火山豆石もまれに含まれる。砂岩は灰白色でしばしば級化構造やラミナが見られる。シルト岩は灰白色-緑灰色で、岩石が細かく割れていることが多い。

4.3.2 大藤山凝灰岩部層 (Hot)

地層名 新称。村上 (1968) の熊野岳累層中部層及び上部層の一部に相当する。

模式地 長門市 (旧油谷町) 大藤山北東の沢。

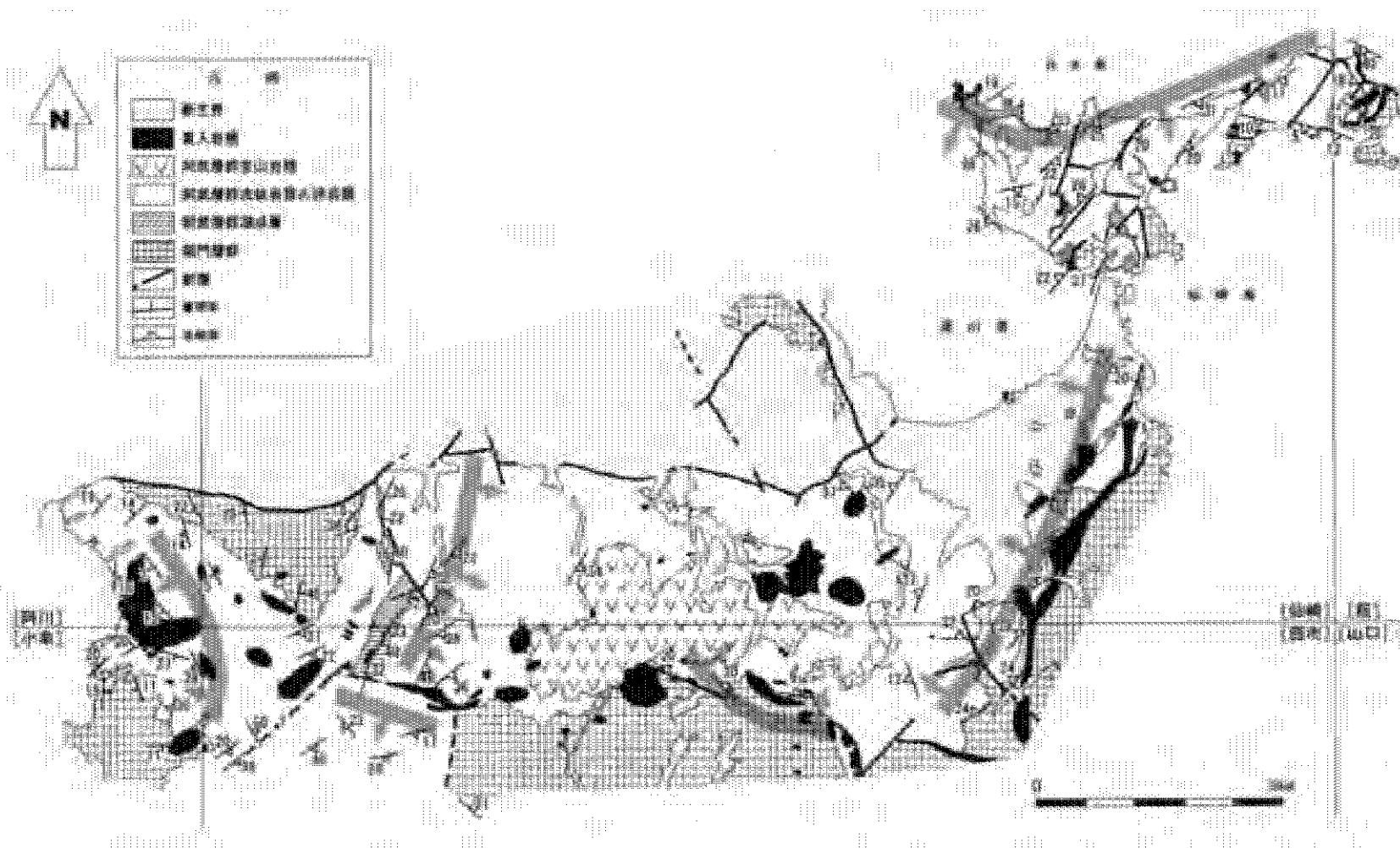
分布 「仙崎」地域西部の旧油谷町河原南西に分布する。

層序関係 関門層群脇野亜層群を不整合に、栗野礫岩砂岩部層を整合にそれぞれ覆う。

構造 泉川より西側では溶結構造の走向はおおよそ西北西-東南東で、南西に14~28°傾斜し、泉川の東側では走向が北北東-南南西で、一般的には東に22~28°傾斜するが、部分的には40~65°の高角の部分もある (第 4.2 図)。

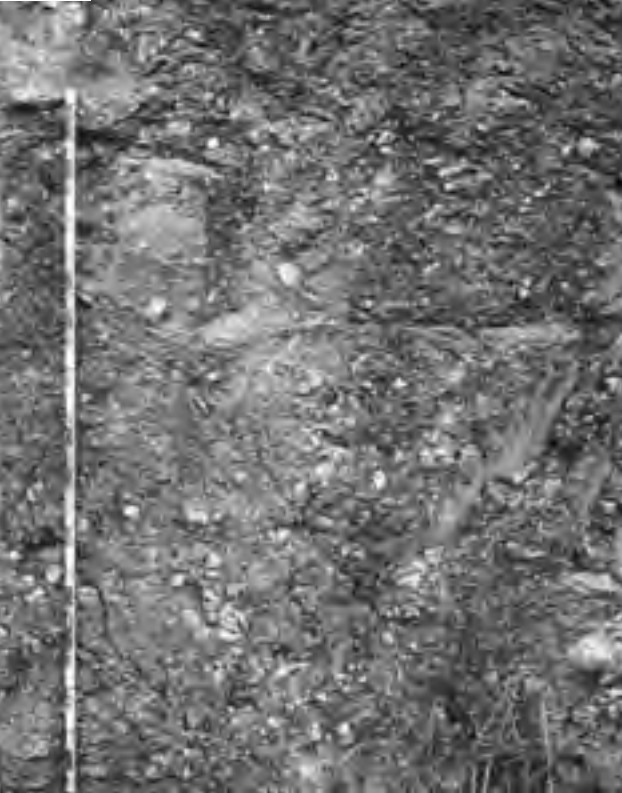
層厚 530 m。

岩相 おもに非溶結ないし弱溶結の流紋デイサイト凝灰岩からなり、礫量の多い火山礫凝灰岩も多い。またしばしば凝灰質砂岩やシルト岩・頁岩を挟在する。火山礫凝灰岩は径2~3 cm以下の砂岩・泥岩からなる亜角礫-亜円礫を含む。砂岩などの碎屑性堆積岩類は大半が凝灰質である。シルト岩・頁岩では幅数 mmの平行葉理が認められる場合が多い。これら碎屑岩類は薄く分布



第 4.2 図 阿武層群の地質構造

A



B



第 4.3 図 粟野礫岩砂岩部層の露頭写真
 撮影：豊北町粟野から東方に向かう林道沿い（「阿川」地域内）
 A：礫岩層（礫は円磨されている）、
 B：凝灰質砂岩とシルト岩の互層

域も小さいが、模式地付近ではやや広く分布している。

4.3.3 阿惣川頁岩凝灰岩部層 (Has)

地層名 新称。村上（1968）の熊野岳累層中部層の一部に相当する。

模式地 長門市（旧油谷町）大坊川支流阿惣川の上流部。

分布 「仙崎」地域西部の阿惣川と、大坊川支流室ヶ浴（南接する「西市」地域内）に分布する。

層序関係 大藤山凝灰岩部層を整合に覆う。

構造 北東-南西走向で、南東に 25~55° 傾斜する同斜構造を示す（第 4.2 図）。

最大層厚 270 m。

岩相 阿惣川流域では本層の下部が露出しており、頁岩・砂岩互層と細粒凝灰岩が良く成層し互層している（第 4.4 図）。頁岩には層理面に平行な葉理が認められる。阿惣川の南側を流れる室ヶ浴（「西市」地域内）では本層上部が露出しているが、火山礫凝灰岩が多く、その中に凝灰質砂岩が挟在されている。火山礫凝灰岩

は径 2~3 cm 程度の角礫を含み一部は溶結している。

4.3.4 大泊山火山礫凝灰岩部層 (Hod)

地層名 新称。松里ほか（1968）による青海累層下部層の一部に相当する。

模式地 長門市青海島大泊山。

分布 調査地域東部の青海島大泊山周辺と長門市仙崎田屋や小浜に分布する。

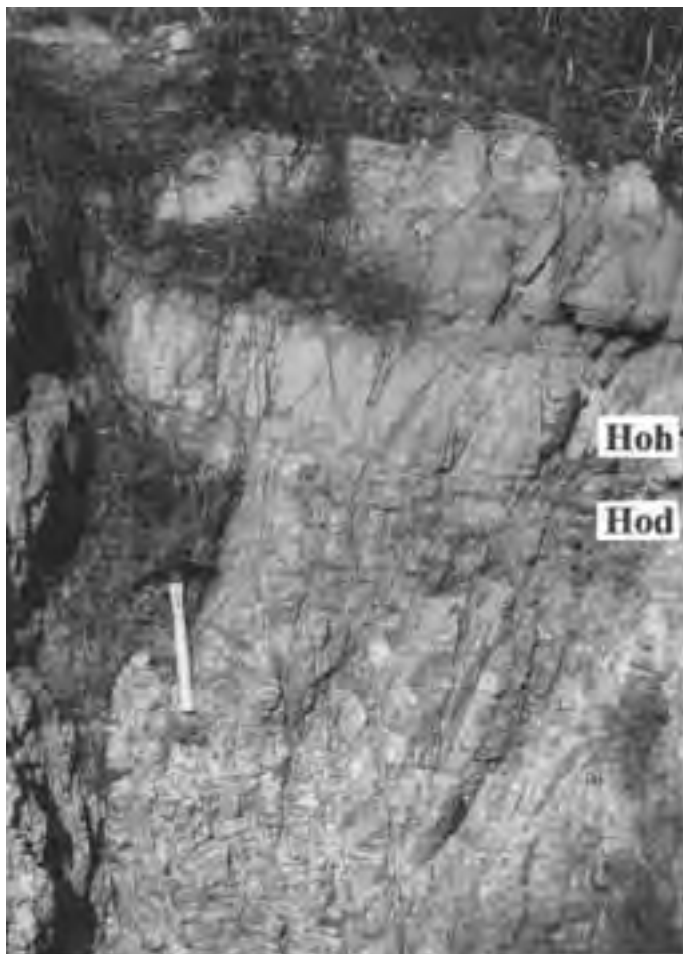
層序関係 大泊山において関門層群下関亜層群と断層で接する。

層厚 大泊山で 180 m 以上。

岩相 流紋岩質で、灰色-淡灰緑色の細粒基質中に、0.5~1 cm の緑色のレンズ状軽石片や岩片を多量に含む塊状の火山礫凝灰岩からなる。軽石は繊維状でその中には、自形で長径が最大 2.5 mm の斜長石斑晶が見られる。岩片は、安山岩、珪長岩、凝灰岩、砂岩、頁岩からなる。斜長石（1.2 mm 以下）、カリ長石（1.0 mm 以下）、石英（0.6 mm 以下）、変質苦鉄質鉱物（0.4 mm 以下）、不透明鉱物（0.3 mm 以下）の結晶片を含む。基質は、ビトロク



第 4.4 図 阿惣川頁岩凝灰岩部層の露頭写真
 撮影：阿惣川沿い。頁岩，砂岩及び凝灰岩の互層。



第 4.5 図 大泊山凝灰岩部層と大平場頁岩砂岩部層の関係を示す露頭写真
 撮影：長門市清水場の海岸露頭。
 Hoh：大泊山凝灰岩部層の火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩層，Hoh：大平場頁岩砂岩部層。両者の境界は，HohとHodの間。

ラスティック組織を示し、石英、斜長石などの破片状の結晶、ジルコン、アパタイトの副成分鉱物を含む。変質鉱物として緑泥石、緑簾石、方解石が見られる。

4.3.5 ^{おおひらば}大平場頁岩砂岩部層 (Hoh)

地層名 新称。村上(1968)による熊野岳累層中部層の一部に、松里ほか(1968)による青海累層下部層の一部に相当する。

模式地 長門市清水場(青海大橋下)の海岸露頭。

分布 青海島北西の大平場と大泊、青海、江尻、清水場、通に小規模に分布する。

層序関係 大泊山火山礫凝灰岩部層を整合に覆う(第4.5図)。

構造 長門市清水場(青海大橋下)の海岸露頭、江尻、清水場では、北東-南西走向で、北西に20~30°傾斜する。一方、大平場付近では北東-南西走向で、南東に20~25°傾斜する。

最大層厚 大平場で250 m。

岩相 主に頁岩ないしシルト岩と凝灰質砂岩の互層からなり、細粒の凝灰岩も認められる(第4.6図)。細粒の岩石には層理面に平行な葉理が認められることが多い。

4.4 長門層 (Nda, Nkm, Nkn, Nfu, Nha)

4.4.1 ^{だいぼうがわ}大坊川流紋岩凝灰岩部層 (Nda)

地層名 新称。村上(1968)による熊野岳累層上部

層の一部に相当する。

模式地 長門市(旧油谷町)大坊川ダム付近油谷採石工業採石場。

分布 「仙崎」地域西部の旧油谷町大坊川西岸に分布する。

層序関係 阿惣川頁岩凝灰岩部層を整合に覆う。

構造 阿惣ダム付近及びその北部では、北北西-南南東走向で、東に20°前後傾斜する同斜構造を示す。これは下位の阿惣川頁岩凝灰岩部層の構造と同じである。大坊川ダム西部では北北東-南南西走向で、東に40~50°傾斜している。

最大層厚 250 m。

岩相 主に流紋岩凝灰岩からなり火山礫凝灰岩を伴う。すべて溶結している。溶結凝灰岩はガラス質で黒色を呈する。強溶結で結晶片は少ないが、結晶片として、斜長石(0.05~0.9 mm)、カリ長石(0.05~0.9 mm)、石英(0.05~0.7 mm)及び一部オパサイト化した黒雲母(0.5 mm以下)を含む。黒雲母はX=黄色、Z=褐色の多色性を示す。また安山岩や珪長岩の岩片を少量含む。

モード測定の結果は、結晶量は10%前後、基質の量は90%前後で、Pettijohn(1957)による凝灰岩の分類・命名法に従うと、流紋岩凝灰岩と火山礫凝灰岩はいずれもガラス質凝灰岩となる。

4.4.2 ^{くまのだけ}熊野岳流紋岩凝灰岩部層 (Nkm)

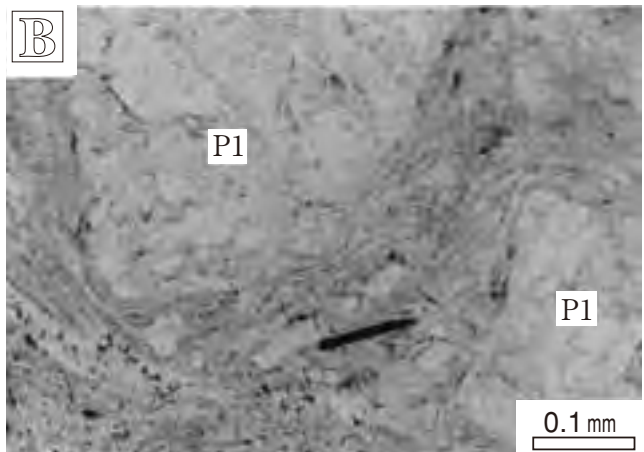
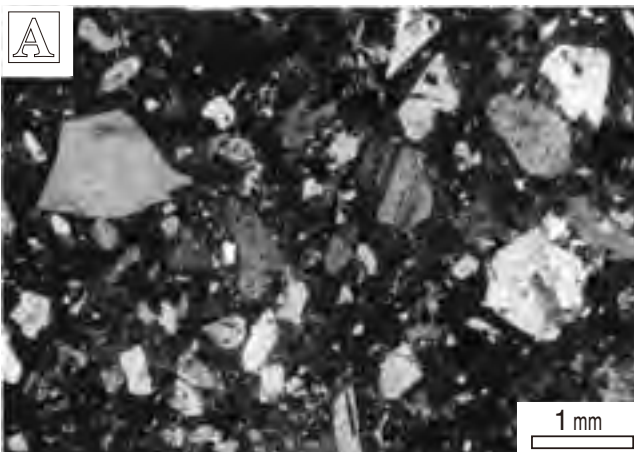
地層名 新称。村上(1968)による熊野岳累層上部



第4.6図 大平場頁岩砂岩部層の露頭写真
撮影：青海島北西の大平場付近
岩相は凝灰質砂岩・頁岩・礫岩互層からなる。



第4.7図 大平場頁岩砂岩部層と熊野岳流紋岩凝灰岩部層の関係を示す露頭写真
 撮影：長門市大泊。Hoh：大平場頁岩砂岩部層の凝灰質砂岩・頁岩・礫岩層と熊野岳流紋岩凝灰岩部層，Nkm：熊野岳流紋岩凝灰岩部層，両者の境界は大平場頁岩凝灰岩部層の層理面と平行。



第4.8図 熊野岳流紋岩凝灰岩部層の顕微鏡写真
 A：結晶に富む一般的な岩相，クロスニコル，B：溶結構造，オープンニコル

層の一部に相当する。

模式地 長門市（旧油谷町）の熊野岳周辺。

分布 本地域の東南部から西南部の深川湯本-草添山-有宗-熊野岳-阿惣川にかけて広く分布する。また、青海島のほか、油谷半島東部の黄津海岸，十楽や今岬にも分布する。

層序関係 大坊川で大坊川流紋岩凝灰岩を、仙崎白湯、緑ヶ丘及び青海島で大平場頁岩砂岩部層を（第4.7図）、それぞれ整合に覆う。

構造 全体に塊状で構造要素に乏しいが、溶結構造が認められ、原岡山付近を中心とした緩やかな盆状構造を示す。

層厚 熊野岳-原岡山周辺で1,200 m，青海島で560 m，黄津海岸から十楽で800~900 m。

岩相 結晶に富む流紋岩凝灰岩で、広範囲にわたって均質な岩相を呈する。大半の岩石は塊状であるが、溶結構造が認められることもある。溶結構造はしばしば風化面で識別しやすい。異質礫としては、流紋岩溶

第 4.1 表 熊野岳流紋岩凝灰岩部層のフィッシュトラック年代

| 試料名 | 結晶数 (個) | 自発核分裂片飛跡 $\rho_s (\times 10^7 \text{cm}^{-2})$ (Ns) | 誘導核分裂片飛跡 $\rho_i (\times 10^6 \text{cm}^{-2})$ (Ni) | χ^2 検定 P(c ²) (%) | 熱中性子線量 $\rho_d (\times 10^4 \text{cm}^{-2})$ (Nd) | 相関係数 r | U濃度 (ppm) | 年代値 (Ma) |
|--------|------------|--|--|---------------------------------------|--|-----------|--------------|-------------|
| SZ-426 | 30 | 1.02 (6612) | 2.04 (1318) | 77 | 8.379 (4290) | 0.739 | 230 | 79.4 ± 2.8 |

(1) 測定手法: 外部ディテクター法をジルコン内部面に適用 (ED1法), (2) 熱中性子線量測定用標準ガラスはNIST-SRM612を使用, (3) 照射場所: 日本原子力研究所JRR-4号炉気送管, (4) P(c²): c²値の自由度n-1 (nは粒子数)の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981), (5) 相関係数: 自発および誘導FT密度の相関係数, (6) 年代値: $T = \ln(1 + \lambda d \cdot \zeta \cdot 1/2 \times r_s \cdot r_d / r_i) / \lambda d$; r_s, r_i, r_d : 自発, 誘導, 線量ガラスそれぞれのFT密度, z : ゼータ値, (7) 誤差: $s_t = T \cdot [1 / (SN_s + SN_i + SN_d + (\sigma \zeta / \zeta)^2)]^{1/2}$; SN_s, SN_i, SN_d : 自発, 誘導, 線量ガラスそれぞれの総FT数, s_z : z の1s誤差, (8) ²³⁸Uの全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$, (9) ゼータ値: $\zeta_{ED1} = 380 \pm 3(1s)$ (Danbara and Iwano, 2001).

岩や珪長岩を少量含むことがある。最下部にも火山礫凝灰岩等は認められず、下位の部層を結晶の多い凝灰岩が直接覆っている。

新鮮なものは、青灰色から灰青色を呈し、肉眼で数mmの石英、斜長石、カリ長石、黒雲母の結晶片が目立つ岩石である。鏡下では、石英 (0.05~1.8 mm)、斜長石 (0.1~1.4 mm)、カリ長石 (0.1~1.0 mm)、黒雲母 (0.5 mm 以下) の結晶片を 40~50% 含み、基質は 50~60% である。Pettijohn (1957) の凝灰岩の分類・命名法に従うと、結晶ガラス質凝灰岩である。第 4.8 図 A は本岩の代表的な顕微鏡写真である。他形で破片状あるいは融食を受けた石英、斜長石、カリ長石がピトロクラスティック組織を示す基質中に多数散在している。一般に弱-強溶結をしている。第 4.8 図 B は溶結構造を示すもので、左右の斜長石結晶のまわりにそれぞれ溶結したガラスが取り巻いている。しばしば斜長石の結晶が熱水変質で方解石化したものや、オパサイト化した黒雲母が見られる。オパサイト縁は磁鉄鉱やチタン鉄鉱などの暗黒な微粒子集合体で、これは噴火時の変質であると考えられる。方解石化した斜長石や緑泥石化・オパサイト化した黒雲母は本地域の火砕岩中には一般的に認められる。

二位ノ浜や末石の熊野岳流紋岩凝灰岩部層には頁岩・砂岩・礫岩が挟まれることもある。特に日置町末石では平行葉理のよく発達した層厚約 30 m の化石を産する黒色頁岩が挟まれ (岡本・今村, 1964; 吉村, 1991)、貝甲類化石 (*Linhaiella* aff. *ovata*) 及び貝 (介) 形類 (*Mongolocypris* sp., *Lycopterocypris* sp., *Zizophocypris* sp.) の産出が報告されている (Chen et al., 1993)。

年代・対比 大坊川ダムの北方 500 m の地点で新鮮な結晶質凝灰岩 (no.SZ-426) を採取し、FT 年代測定を株式会社京都フィッシュ・トラックに依頼した。測定結果を第 4.1 表に示す。本試料は均質で褐色を呈する自形結晶を豊富に含み、良好な FT 年代試料と判断される。ランダムに測定対象とした 30 粒子データのまとまりは非常に良く、 χ^2 検定にも合格する。したがって全測定粒子を同一起源とみなし、74.9 ± 2.8 Ma の年代値が

算出された。この結果はこれを貫く後述の黒雲母花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代 84.3 ± 3.0 Ma や角閃石 K-Ar 年代 86.0 ± 1.9 Ma に比較して火山岩の噴出年代とするには若すぎる。したがって、今回得られた年代は、噴火後の変質年代と解釈される。

4.4.3 国広安山岩部層 (Nkn)

地層名 新称。村上 (1968) による熊野岳累層最上部層の一部に相当する。

模式地 長門市 (旧日置町) 日置中の国広周辺

分布 「仙崎」地域中部の国広、及び草添山東方に分布する。後者の分布は狭長で、南接する「西市」地域内で尖滅する。

層序関係 熊野岳流紋岩凝灰岩部層中に挟在する。構造 構造要素に乏しいが、原岡山方向へ 20~30° 傾斜した緩やかな盆状構造をなすと推定される (第 4.2 図)。

最大層厚 草添山南東で 200 m。

岩相 主に灰黒色-緑暗灰色の安山岩溶岩からなり安山岩凝灰岩を伴う。熱水変質したものは暗青緑色-淡緑灰色を、接触変成作用を受けたものは暗紫色を呈する。肉眼では緑簾石の目立つものもある。

第 4.9 図は国広安山岩の顕微鏡写真である。斑状組織を示し、斑晶は、斜長石 (長径 1.8 mm 以下)、単斜輝石 (0.1~1.0 mm)、斜方輝石 (長径 1.1 mm 以下)、±角閃石 (長径 1.0 mm 以下)、Fe-Ti 酸化鉱物 (0.02~0.35 mm) からなる。斜長石斑晶は自形-半自形で、累帯構造が顕著である。石基は斜長石、Fe-Ti 酸化鉱物、変質マフィック鉱物、ガラスからなる。斜長石の緑簾石化が顕著である。そのほか、変質鉱物として緑泥石、方解石、アクチノ閃石が認められる。

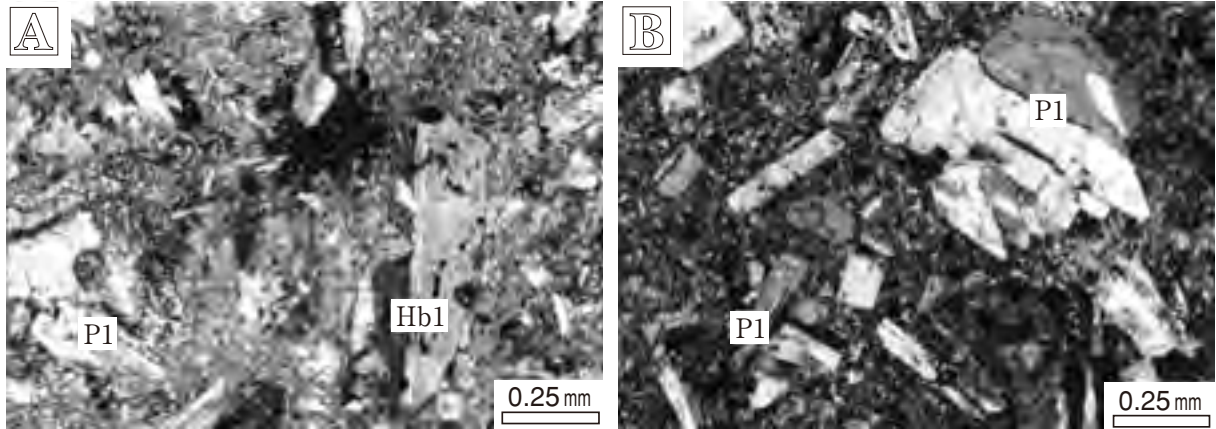
4.4.4 船越流紋岩凝灰岩部層 (Nfu)

地層名 新称。松里ほか (1968) による青海累層上部層にほぼ相当。

模式地 長門市青海島船越。

分布 青海島のほぼ全域にわたり分布する。

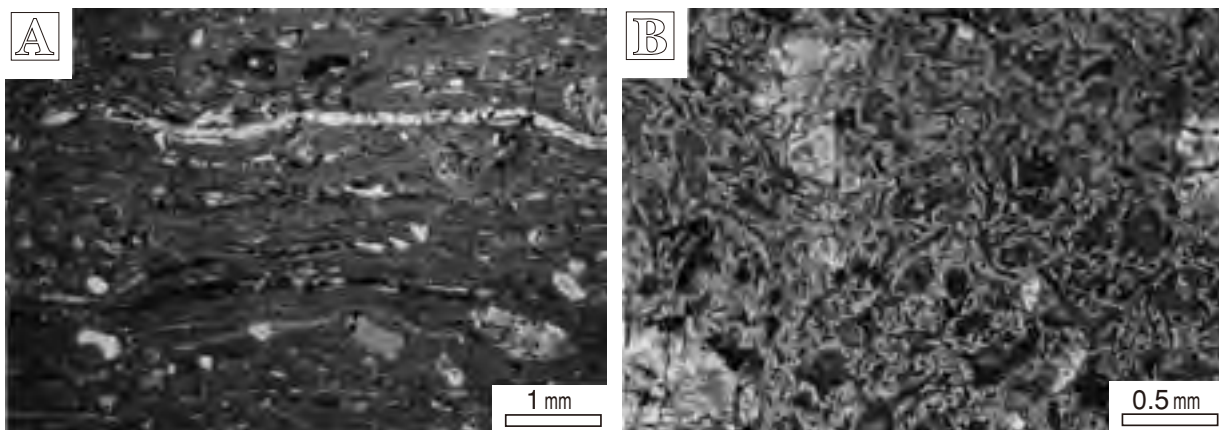
層序関係 熊野岳結晶質凝灰岩部層を整合に覆う。



第 4.9 図 国広安山岩部層の顕微鏡写真
試料：長門市（旧日置町）国広



第 4.10 図 船越流紋岩凝灰岩部層の溶結構造
試料：長門市青海島船越海岸



第 4.11 図 船越流紋岩凝灰岩部層の顕微鏡写真
試料：いずれも長門市船越
A：強溶結し，ガラスが引き伸ばされている，B：ガラスシャード．A,B はいずれもオープンニコル．

構造 断層によりブロック化しているが、概ね北東-南西、あるいは東-西方向の走向で、南に5~25°傾斜している。

層厚 船越南西で290 m。

岩相 黒-黒褐色を呈する流紋岩ガラス質溶結凝灰岩で、しばしば幅1 cm 厚さ数 mmの扁平な繊維状軽石が本質岩片として含まれる(第4.10図)。本質岩片にはしばしば球果構造が認められる。ごく少量の安山岩岩片を含む。

第4.11図に代表的なガラス質溶結凝灰岩の顕微鏡写真を示す。本層の岩石は概ね強溶結しており、鏡下ではガラスが狭長にひきのばされているが(第4.11図A)、一部には非溶結のガラス質凝灰岩が認められ、Y字形のガラス片が観察される(第4.11図B)。結晶片として、斜長石(0.05~0.8 mm)、カリ長石(0.05~0.7 mm)、石英(0.05~0.8 mm)及び一部オパサイト化した黒雲母(0.8 mm以下)を含む。溶結作用によって黒雲母の劈開面はしばしば湾曲している。モード測定の結果、ガラス質凝灰岩の結晶量は10%前後、基質の量は90%前後であり、Pettijohn(1957)の凝灰岩の分類・命名法に従うとガラス質凝灰岩である。変質鉱物として方解石、緑泥石を含む。

4.4.5 ^{ほらおかやま}原岡山安山岩部層(Nha)

地層名 新称。村上(1968)による熊野岳累層最上部層の一部に相当する。

模式地 長門市(旧日置町及び旧油谷町境)の原岡山周辺。

分布 原岡山周辺に広く分布する。

層序関係 熊野岳流紋岩凝灰岩部層を整合に覆う。船越流紋岩凝灰岩部層とは分布が離れているため直接の層序関係は不明であるが、本調査地域の長門層の最

上位を構成すると思われる。

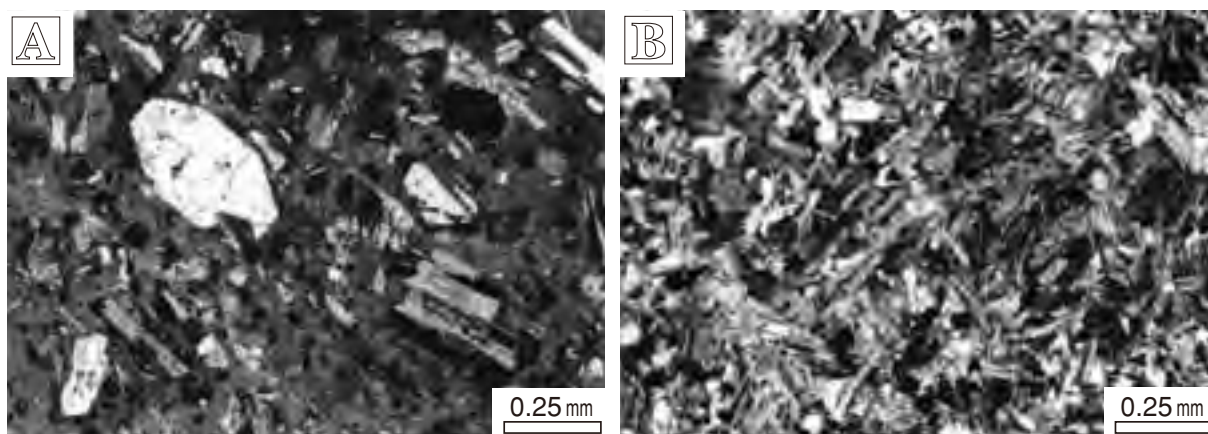
最大層厚 420 m。

岩相 主として塊状の安山岩溶岩からなり、ごく少量の安山岩凝灰岩を伴う。一般に変質して暗青緑色を呈する。肉眼では、青緑色-暗灰色の石基中に2~5 mmの斜長石の斑晶が多く見られる。旧日置町奥畑では花崗岩の貫入によりホルンフェルス化し、多量の黒雲母が生成し、赤褐色となっている。一部に石英脈も見られる。

斑状組織を示すものと無斑晶組織を示すものがあるが、前者が圧倒的に多い。前者は、流理構造が顕著で、ピロタキシティック組織を示すものも見られる(第4.12図)。斑晶は、斜長石(長径0.1~1.4 mm)、単斜輝石(長径0.1~1.0 mm)、斜方輝石(長径0.75 mm以下)、±普通角閃石(長径0.6 mm以下)、Fe-Ti酸化鉱物(0.02~0.2 mm)からなる。斜長石斑晶は自形-半自形で、顕著な累帯構造を示す。時に自形の骸晶状結晶が認められる。単斜輝石斑晶は新鮮、自形で、時に集斑状組織をなす。Fe-Ti酸化鉱物等を包有する。斜方輝石斑晶は仮像として認められ、完全に緑泥石などの粘土鉱物や方解石、不透明鉱物で置換されている。石基は斑状組織を示すものも無斑晶組織を示すものも微細な斜長石、Fe-Ti酸化鉱物、変質苦鉄質鉱物、ガラスからなる。変質鉱物として、緑泥石、緑簾石、方解石が認められ、緑簾石-シリカ鉱物(オパール)脈、緑泥石-緑簾石脈に貫かれる。

4.5 地質構造

青海島では、地質図に見られるように北東-南西方向の断層が卓越し、これによって火山岩類は、いくつかのブロックに分割されている。火山岩類は島の南西部



第4.12図 原岡山安山岩部層の顕微鏡写真

A: 斑状組織を示す単斜輝石安山岩(長門市坂根、「西市」地域内)

B: 無斑晶組織を示す安山岩。接触変成作用による黒雲母が見られる(長門市(旧日置町)奥畑)

を除いて南傾斜を示すものが多い（第4.2図）。

本地域中・南部に分布する火山岩類は、原岡山を中心に10～40°傾斜する直径約12kmの盆状構造をなしている。一方、調査地域西部-「阿川」地域内では10～30°の西傾斜を示す。この地域に分布する豊北層の構造

は下位の脇野垂層群の構造と一部を除いて調和的である。

また「西市」地域内では一部南傾斜を示す部分もある。

第5章 貫入岩類

(今岡照喜・井川寿之)

5.1 流紋岩・珪長岩・石英斑岩・斜長斑岩・ 花崗斑岩 (Rp)

珪長質岩脈類としては流紋岩，珪長岩，石英斑岩，斜長斑岩及び花崗斑岩が見られるが，これらを一括した。

分布 調査範囲全域で大小様々な規模の流紋岩，珪長岩，石英斑岩，斜長斑岩及び花崗斑岩が見られる。図幅東部ではこれらの岩石から構成される岩脈が阿武層群と関門層群の境界ないし境界付近に貫入し，最大幅500m，長さ5kmにわたって連続して分布している。

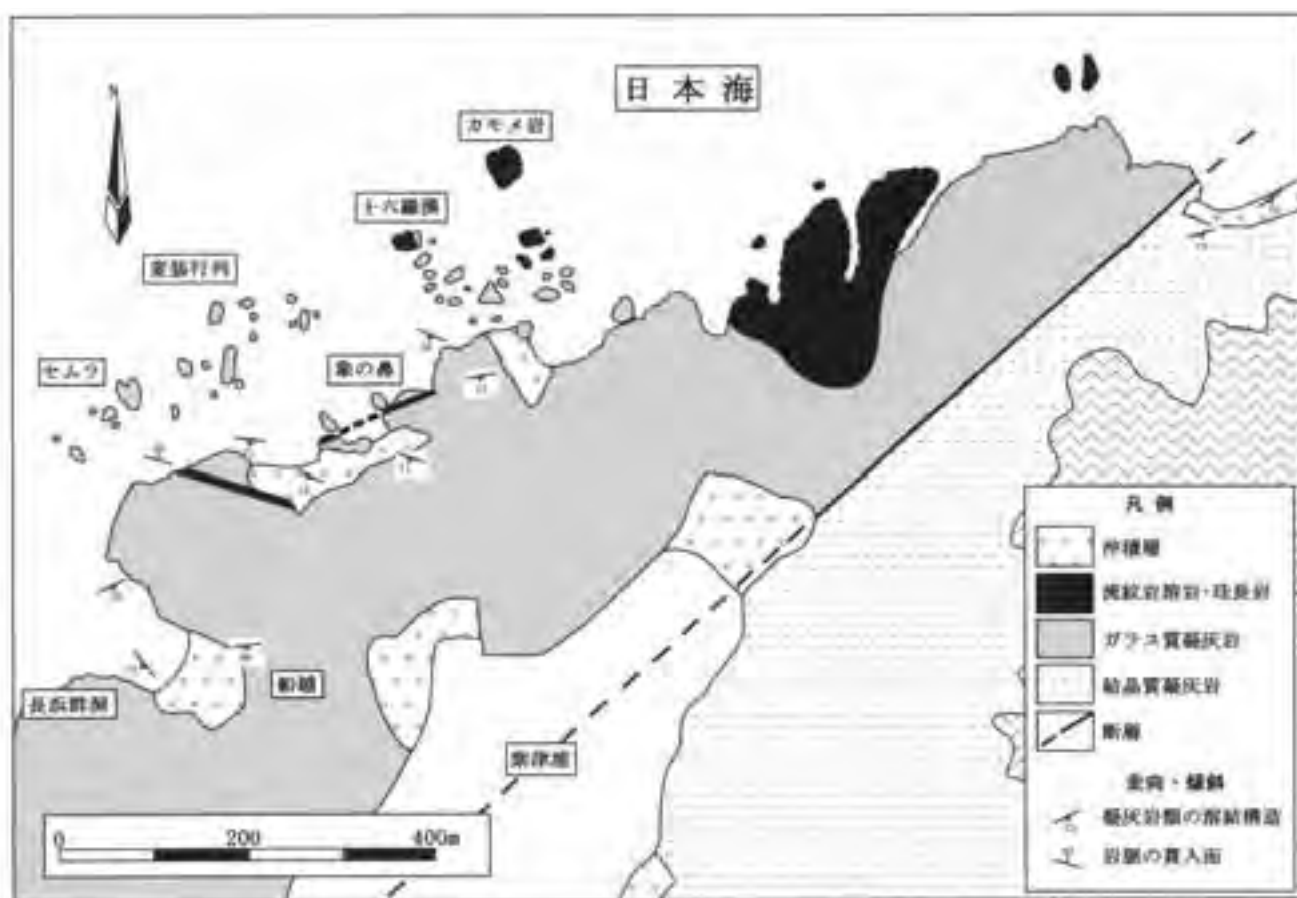
層序関係 周囲の岩石とは貫入・被覆関係あるいは断層関係にある。

岩相・特徴 十六羅漢付近（紫津浦北部）については，小島の一つ一つについて詳細な調査を行い，地質図を作成した（第5.1図）。ガラス質凝灰岩や流紋岩・珪長岩からなる小島が多数林立している。カモメ岩

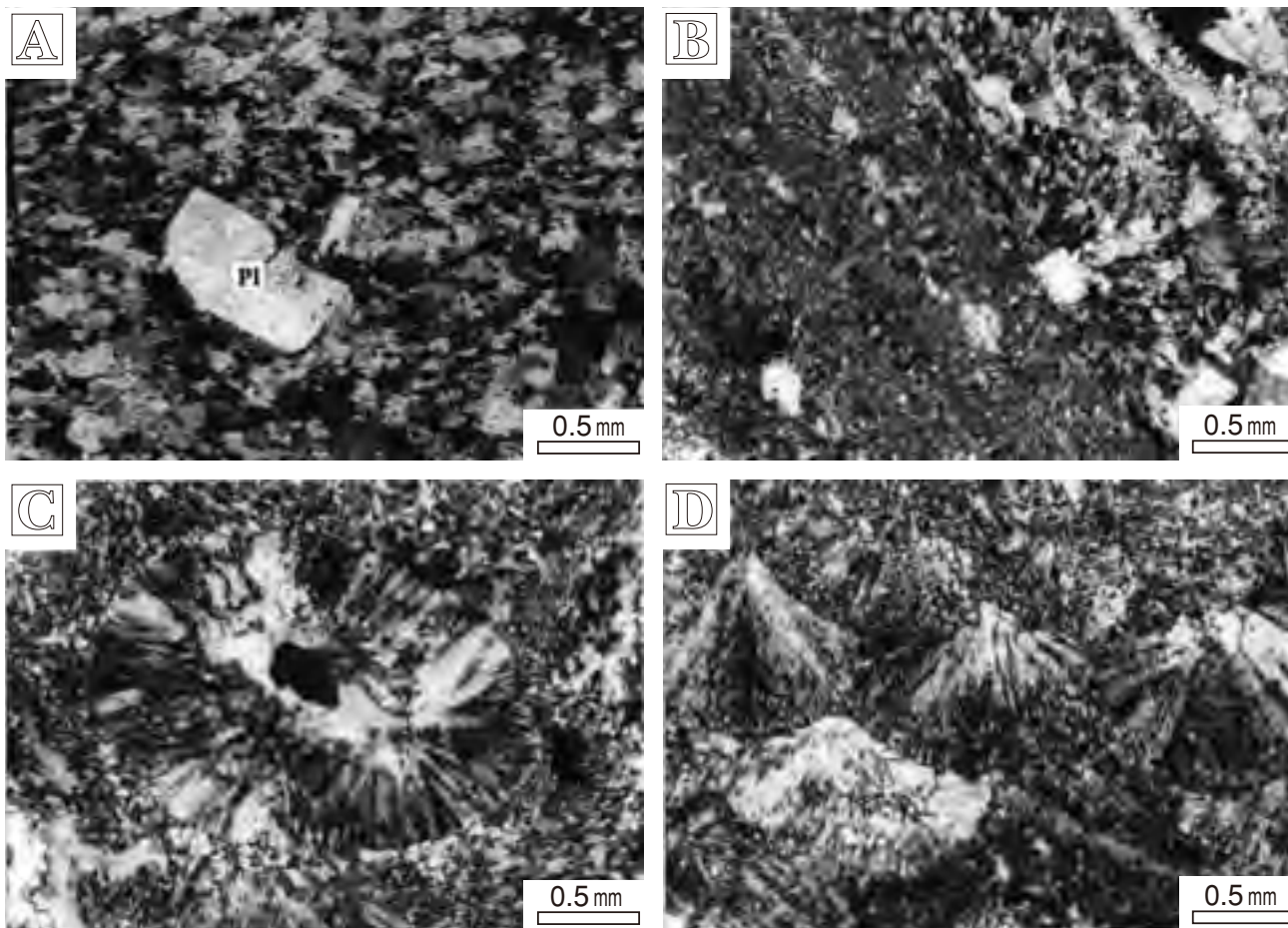
（第5.1図）に代表されるような流紋岩・珪長岩からなる小島は，ガラス質凝灰岩からなる小島に比べて規模が大きく浸食に耐えて残っている。また，静ヶ浦海岸には比較的規模の大きい流紋岩・珪長岩が分布している。青海島の北東部に位置する屏風岩（東接する「萩」地域内）は珪長岩から成り，浸食から免れて板状形態をしている（第1.2図）。

岩石記載

流紋岩は灰白色で，石基が細粒で顕著な流理構造を呈するもの（第5.2図B）から，石基が完晶質で流理構造の認められない塊状の石英斑岩様の岩石あるいは珪長岩組織を示し珪長岩とよべるような岩相（第5.2図A）まで変化する。流紋岩にはしばしば石基中に直径1-2cm程度の球顆がみられる（第5.2図B,C,D）。流紋岩はしばしば部分的に角礫化し，流理に沿って礫が配列し



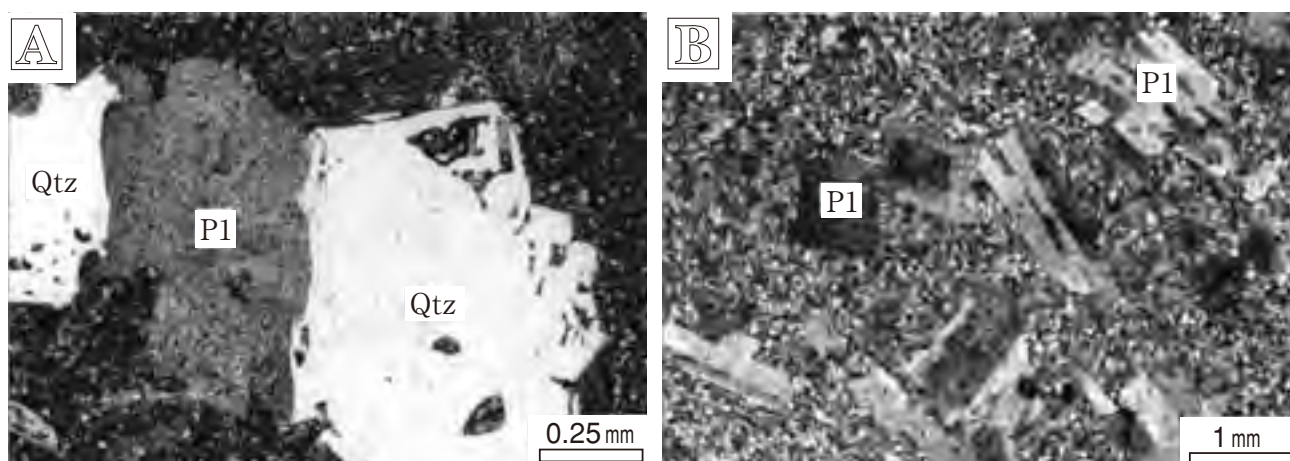
第5.1図 青海島紫津浦北-船越地域の地質図



第 5.2 図 流紋岩岩脈の顕微鏡写真

試料：豊北町郷東南方

A：珪長岩組織と自形の斜長石斑晶 (Pl)，B：流理構造と球果構造，C, D：球果構造。いずれもクロスニコル。



第 5.3 図 石英斑岩と斜長斑岩の顕微鏡写真

A：石英斑岩，B：斜長斑岩。いずれもクロスニコル。

た flow breccia と考えられるものもある。flow breccia 中の礫はすべて基質と同じ流紋岩で、流理に平行して長軸が並んだり、不規則に分布したりする。

珪長岩は非常に緻密で硬く、チャートに似た外観を示す。直径 1 mm 以下の石英斑晶を少量含み、部分的に鉍化し、黄鉄鉍をまばらに含む。全体に見える縞模様は流理構造である。鏡下では石基の結晶質な様子や破片状の球類が見られる。

石英斑岩は肉眼では、石基は灰色で均質緻密で、斑晶としては融食を受けて丸くなった数 mm 大の半自形の石英、白色の斜長石、黒色の黒雲母が見られる（第 5.3 図 A）。

斜長斑岩は斑状組織を示し、斑晶として 3 mm 以下の自形斜長石が多く見られ、石基は肉眼で淡緑灰色、緻密である（第 5.3 図 B）。

花崗斑岩は、青海島平家台において凝灰質砂岩・頁岩・礫岩層を貫く幅 3 m の岩脈として産する。この花崗斑岩は岩床状の花崗岩の貫入によって接触変成作用を受けており、鏡下では、斑晶として自形あるいは融食他形の石英（0.3~1.5 mm）、カリ長石、斜長石（1.6 mm 以下）及び黒雲母（0.1~0.4 mm）が見られる。カリ長石、斜長石及び黒雲母は半自形-他形を示す。黒雲母は一部緑泥岩化している。石基は石英、カリ長石、斜長石、白雲母、緑色角閃石、アパタイト及び不透明鉍物からなりグラノプラスチック組織を示す。

5.2 ひん岩及び閃緑斑岩 (Po)

分布 図幅西部の旧油谷町畑南方に小規模なひん岩、閃緑ひん岩が見られる。

層序関係 関門層群や阿武層群を貫く。

岩相・岩石記載 ひん岩は青灰色を呈し、斑状組織が著しい。斑晶は融食を受けて丸みを帯びた石英（0.1~1.5 mm）、白色の斜長石（0.4~2.2 mm）や黒色の自形角閃石（0.4~1.8 mm）よりなる。

鏡下では細粒で完晶質の石基中に石英、斜長石の融食された斑晶が確認できる。

5.3 貫入性凝灰岩角礫岩 (Ib)

分布 青海島の清水場、カモメ岩、黒瀬や仏岩において観察される。

層序関係 第 5.4 図に大泊山南の清水場で見られる貫入性凝灰岩の産状を示す。大平場頁岩砂岩部層の凝灰質砂岩・頁岩・礫岩層の層理面を切って高角度に貫入している。

岩相・特徴 不淘汰の角礫岩を含む珪長質な凝灰岩で、周囲の地層を貫く。仏岩では溶結凝灰岩の示す面構造が貫入性凝灰岩角礫岩によって切られている様子

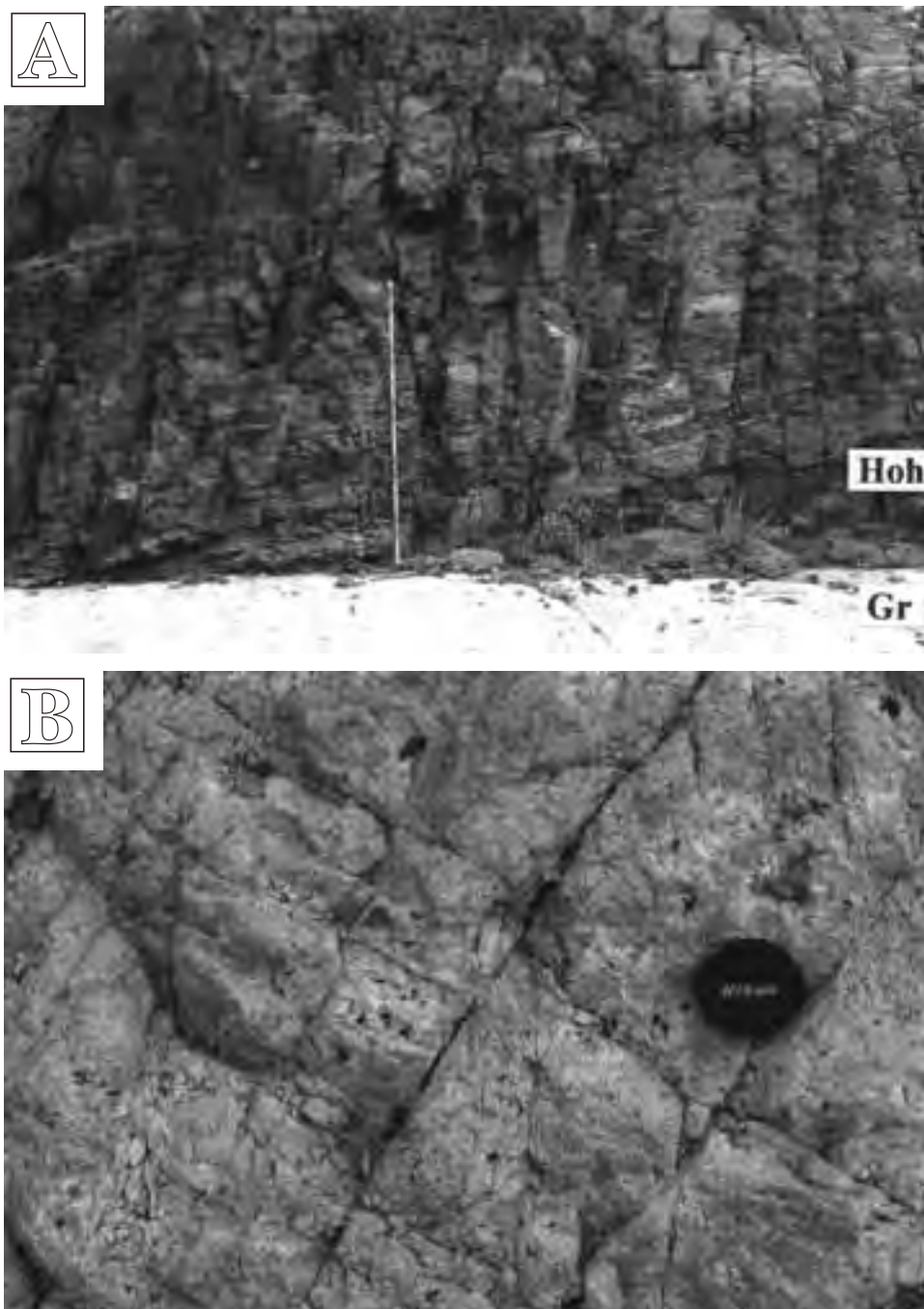


第 5.4 図 貫入性角礫岩の露頭写真
撮影：長門市清水場の海岸露頭
Ib：貫入性凝灰岩角礫岩、Hoh：大平場頁岩砂岩部層

が観察できる。黒瀬では関門層群中の赤色砂岩・砂泥互層を径 1 cm の球類を有する流紋岩溶岩が貫き、更にそれを凝灰岩角礫岩が貫いている。

5.4 黒雲母花崗岩 (Gr)

分布・構造 青海島平家台と「仙崎」地域中・南部の旧日置町奥畑の畑ダム貯水池周辺の 2 箇所分布する。竹の子鼻や平家台には花崗岩類が見られ、その構造的上位には凝灰質砂岩・頁岩・礫岩からなる大平場頁岩砂岩部層が分布している。花崗岩類と大平場頁岩砂岩部層の貫入境界は南側に緩く傾斜しているのが海岸沿いの露頭で確認され、花崗岩類は岩床状形態をしているものと考えられる。平家台では、裏表紙の写真のように大平場頁岩砂岩部層が花崗岩の上にルーフペンダントとして残っている。その境界部のクローズアップ写真を第 5.5 図 A に示す。境界部の花崗岩にはミアロリット空隙やベグマタイトが発達している（第 5.7 図 B）。大平場頁岩砂岩部層は花崗岩類により接触変成作用を受けている。花崗岩帯との境界から 7.5 m 以内の鉍物組み合わせは、堇青石-黒雲母-白雲母-斜長石-石



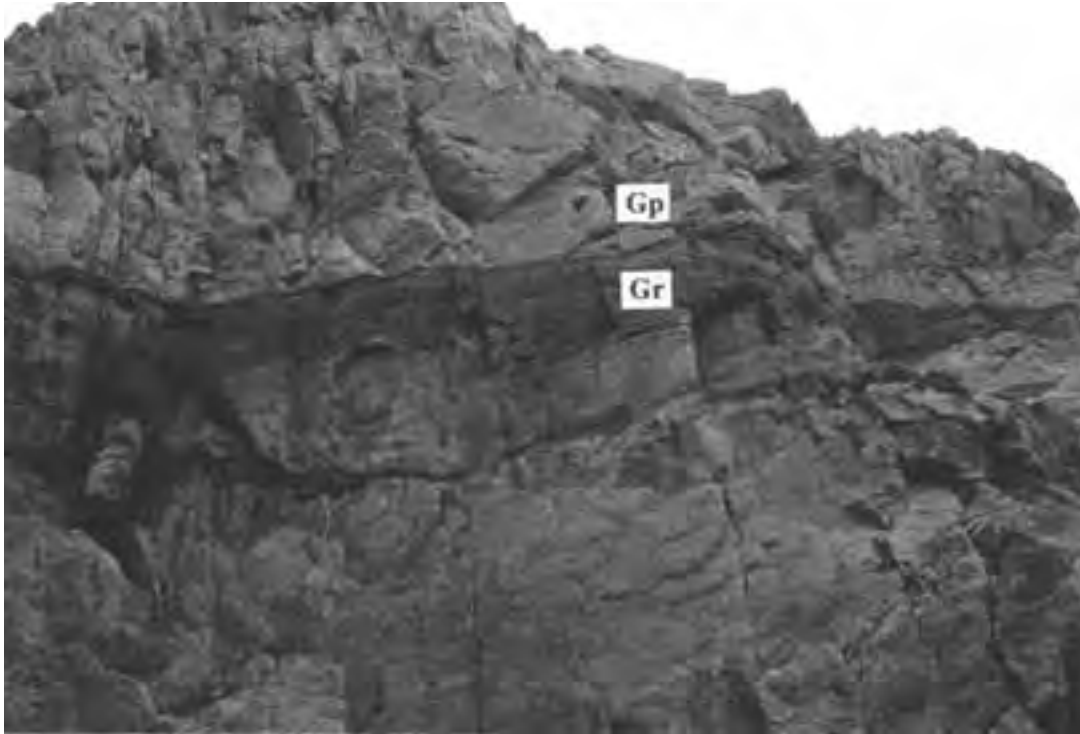
第 5.5 図 ルーフペンダントと花崗岩の境界部のクローズアップ写真
 A：大平場頁岩砂岩部層の成層構造と貫入面の様子
 B：花崗岩に発達するペグマタイトやミアロリット空隙
 裏表紙写真に、ルーフペンダントと花崗岩の関係を示す（遠景）。

英±紅柱石を示し、角閃岩相の中-低温部に相当する。また、大平場頁岩砂岩部層に高角度で貫入する花崗斑岩に岩床状の花崗岩が貫入している様子も観察できる(第 5.6 図)。花崗岩の境界部は細粒のトータル岩質で、貫入面に平行な流理構造が発達している。第 5.7 図の中央部に見えるのは、「白旗岩」と呼ばれているアプライト質花崗岩である。この直下には花崗岩の岩床があり、

そこから派生したものである。

層序関係 平家台では大平場頁岩砂岩部層に、旧日置町奥畑では熊野岳結晶質凝灰岩部層と原岡山安山岩部層に貫入し、それらに接触変成作用を与えているのが確認された。

岩相 花崗岩類は細粒から中粒の黒雲母花崗岩で、しばしばトータル岩の苦鉄質火成包有岩 (MME) を伴



第5.6図 母岩を水平に貫く黒雲母花崗岩の産状
 Gp：母岩（阿武層群の大平場頁岩砂岩部層を貫く花崗斑岩），Gr：黒雲母花崗岩



第5.7図 大平場頁岩砂岩部層を貫くアプライト質花崗岩
 撮影：長門市青海島平家台．その見掛けから「白旗岩」と呼ばれている．
 Hoh：大平場頁岩砂岩部層，Gr：黒雲母花崗岩



第5.8図 黒雲母花崗岩中に見られるトータル岩包有物の産状
 撮影：長門市青海島平家台
 MME：トータル岩の苦鉄質火成包有岩

う。しかし、阿武層群や基盤岩に由来する捕獲岩は見られない。

平家台の南の対岸の露頭では花崗岩中にトータル岩の苦鉄質火成包有岩が含まれる（第5.8図）。苦鉄質火成包有岩は岩床状岩体の上面側に数十mのゾーンをなして多数含まれる。第5.9図のように苦鉄質火成包有岩の平面形態は、球形、楕円形、岩脈状、蛇のような形のものなどさまざまであるが、角礫状のものは認められない。また花崗岩との境界部には急冷周縁相が認められない。トータル岩中には花崗岩が脈状に入り込んでおり（いわゆる back vein）、明らかに花崗岩に由来すると考えられる捕獲結晶が見られる。以上の事実は花崗岩マグマとトータル岩マグマが同時に液体状態で共存していたことを示唆し、トータル岩質苦鉄質火成包有岩はシンプルトニック岩脈と考えられる。

花崗岩類は、白色から灰白色を呈し、数mmから数cmの石英、カリ長石、斜長石の結晶が見られる。鏡下では、石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、白雲母が見られ、板状の黒雲母が見られることもある（第5.10図A）。また、アプライトを伴ったり、文象組織や、ミアロリティック組織が見られたりすることから、比較的浅いところで形成されたと考えられる。アプライトは白色を呈し、肉眼で微細な結晶が見られる。文象斑岩は白色を呈し、肉眼では結晶を確認できない。花崗岩

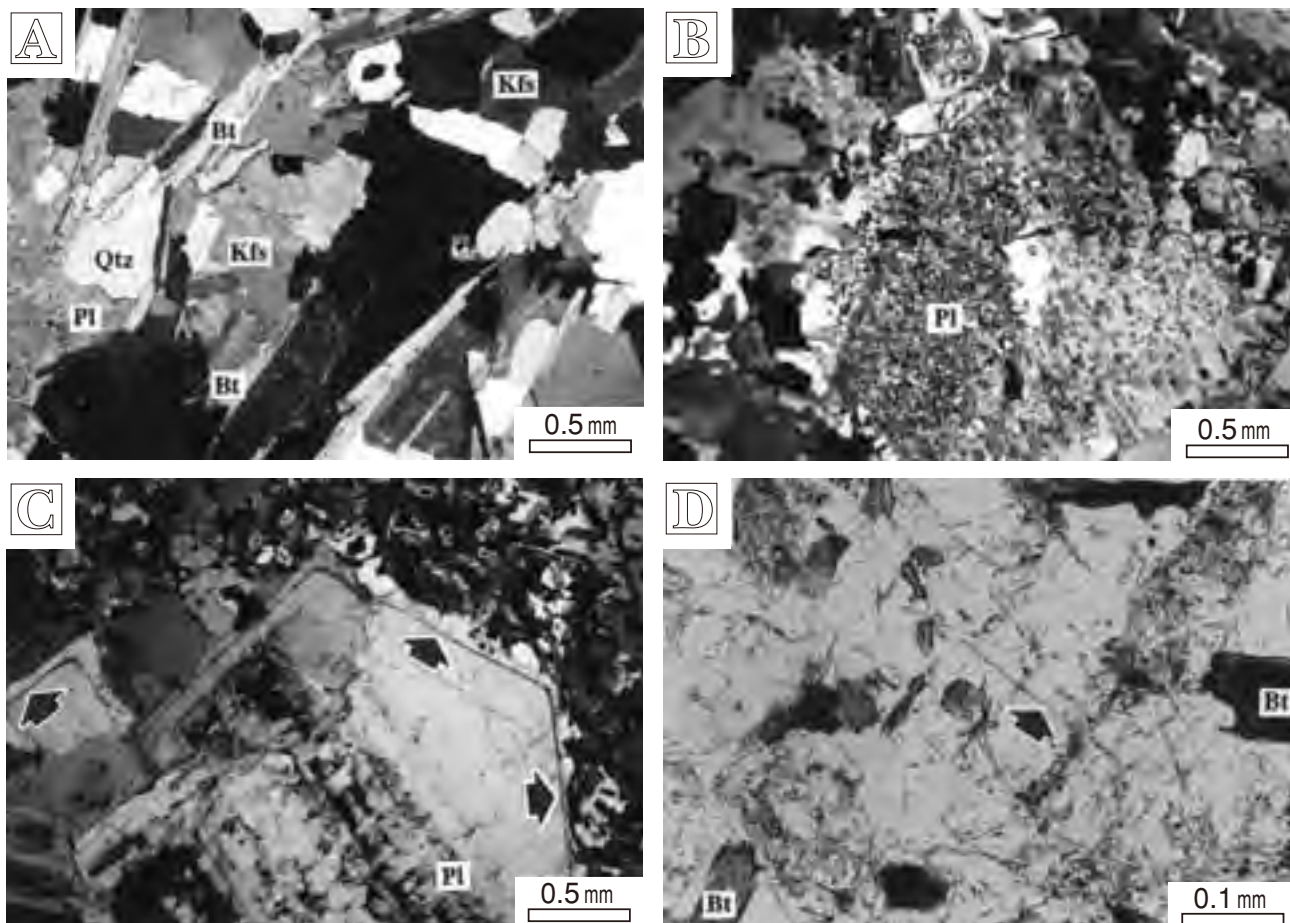
のモード組成を第5.11図に示す。

苦鉄質包有岩のトータル岩は、黒色を呈するものから灰色-淡青灰色を呈するものまで変化し、花崗岩との混成の程度によっては数mmの石英やカリ長石、斜長石の捕獲結晶を含むものもある。鏡下では斑状組織を示し、おもに斜長石、石英、黒雲母、不透明鉱物からなる。また、アパタイトの針状結晶をかなり多く含む（第5.10図D）。このようなアパタイトは急冷した岩石に見られる（Wyllie *et al.*, 1962）。トータル岩中の斜長石捕獲結晶の縁辺部には全て黒色反応縁が認められる（第5.12図C）。また斜長石には、spongy cellular dissolution（第5.10図B）/ melting plagioclaseが含まれる。これらの組織は、Hibbard（1991）のいう“magma - mixing - compatible textural assemblage”で、トータル岩が花崗岩マグマとの混合によって急冷・固結したことを示している。これは、トータル岩マグマと花崗岩マグマの大規模な混合や混交が起こったことを示している。

年代 山口県長門市青海島平家台に分布する黒雲母花崗岩（no. 827-2）について黒雲母を分離し、K-Ar年代測定を蒜山地質年代研究所に依頼した。結果を第5.1表に示す。アルゴン同位体比測定が2回実施され、両試料とも誤差2%未満であったため、試料の不均質ではなく、再現性は良いと判断される。青海島の花崗岩の



第5.9図 トーナル岩包有物のクローズアップ写真
第5.8図トーナル岩の苦鉄質火成包有岩（MMR）に富むゾーンの近接写真
下段中央のハンマーの長さは40cm



第 5.10 図 青海島平家台における深成岩の顕微鏡写真

A：刃状黒雲母，B：トータル岩中の斜長石に見られるスポンジ組織，C：トータル岩中の斜長石捕獲結晶のリムに見られる黒色ダストリム（矢印），D：トータル岩中に見られるアパタイトの針状結晶（矢印）．A～Cはクロスニコル，Dはオープンニコル．

黒雲母年代は 81.6 ± 1.8 , 81.2 ± 1.8 Ma である．

今岡ほか（2000）によれば，青海島の平家台及び竹の子鼻の花崗岩類の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は 84.3 ± 3.0 Ma，カリ長石，全岩，斜長石で引いたアイソクロン年代は 82.7 ± 1.0 Ma である．青海島の花崗岩の K-Ar 黒雲母年代は誤差範囲で Rb-Sr 全岩-鉱物アイソクロン年代と一致し，冷却年代を示すと考えられる．

5.5 花崗閃緑岩 (Gd)

分布 長門市（旧日置町と長門市境）の草添山南西のほか，長門市（旧三隅町）の二条窪川中・上流に分布する．

層序関係 脇野垂層群及び熊野岳流紋岩凝灰岩部層に貫入する．

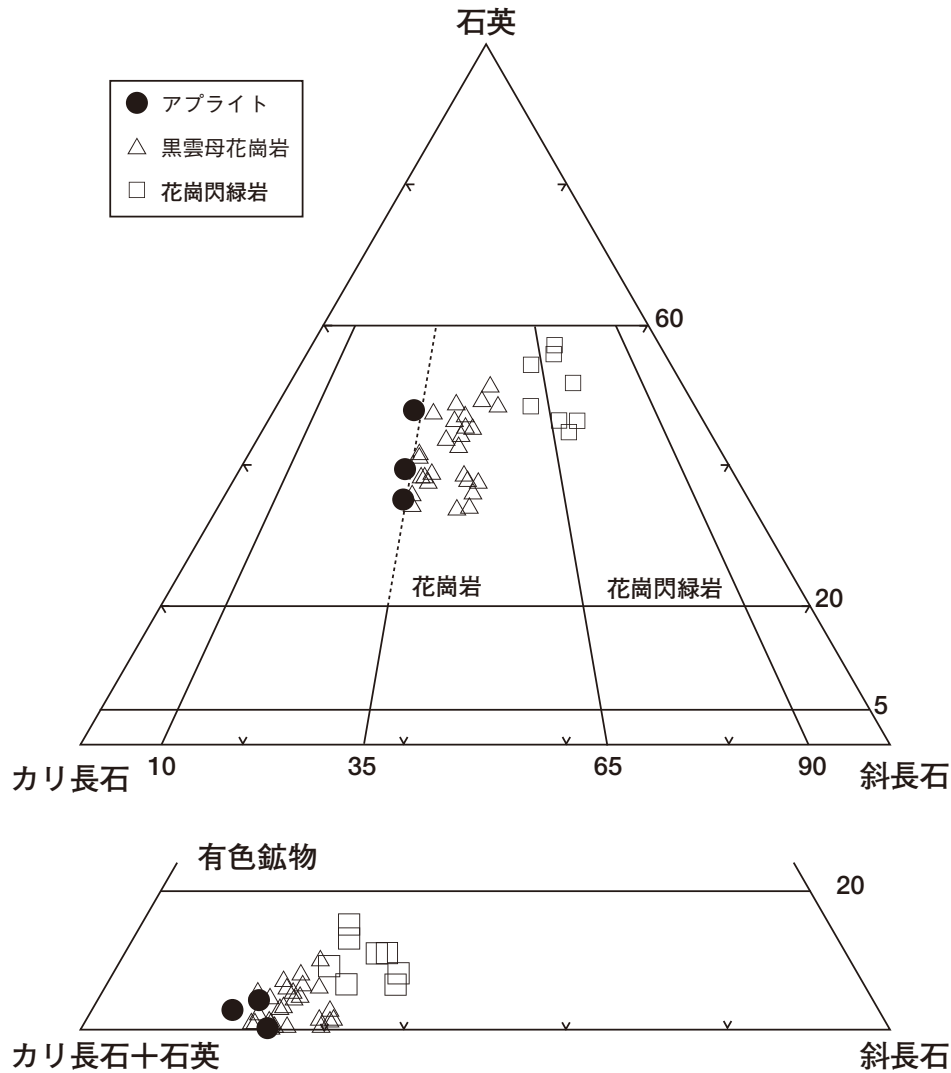
岩相 斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩である．肉眼で 0.5～1 cm の石英，斜長石，カリ長石及び黒雲母，角閃石が見られる．

顕微鏡下では，完晶質等粒状組織を示すものや，長

石の結晶中に楔形文字状の石英が見られる微文象組織を示すもの，顕著な斑状組織を示し，普通角閃石を含むものもある．しばしば刃状黒雲母が観察される．刃状黒雲母は c 軸方向に発達していないため，カミソリの刃のような形を示すものである．刃状黒雲母や微文象組織はマグマが急冷したために生成したものと考えられている．斜長石にはしばしばパッチ累帯構造が見られる．これはマグマ混合を示唆し（Hibbard, 1995），苦鉄質マグマが珪長質マグマによって急冷されて，小さい斜長石結晶集合体が形成されたものであると考えられる．

第 5.11 図はモード測定の結果を石英-カリ長石-斜長石の三角図にプロットしたものである．IUGS Subcommission (1973) による花崗岩の分類では，狭義の花崗岩及び花崗閃緑岩の両領域にプロットされる．

年代・対比 長門市（旧日置町）ブリカ沢（草添山南方）の花崗閃緑岩（no.SZ-266）について普通角閃石を分離し，K-Ar 年代測定を蒜山地質年代研究所に依頼した．結果を第 5.1 表に示す．アルゴン同位体比測定が



第5.11図 花崗岩類のモード組成

第5.1表 黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩のK-Ar年代

| 試料番号 | 岩石名 | 測定鉱物 | 粒度 (#) | K (wt.%) | rad. ^{40}Ar ($\times 10^8$ cc STD/g) | non-rad. ^{40}Ar (%) | K-Ar年代 (Ma) |
|--------|--------|-------|-----------|-------------------|--|----------------------------------|----------------|
| 827-2 | 黒雲母花崗岩 | 黒雲母 | 80-150 | 5.973 ± 0.119 | 1935 ± 22 | 12.7 | 81.2 ± 1.8 |
| | | | | | 1925 ± 21 | 12.7 | 81.6 ± 1.8 |
| SZ-266 | 花崗閃緑岩 | 普通角閃石 | 80-150 | 0.555 ± 0.011 | 190.4 ± 2.0 | 9.9 | 86.3 ± 1.9 |
| | | | | | 189.7 ± 2.0 | 9.3 | 86.0 ± 1.9 |

壊変定数は、 $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}$ /year, $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}$ /year, $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ (Steiger and Jäger, 1977) を用いた。カリウムの定量やアルゴン同位体比の測定法は長尾ほか (1984), Itaya et al. (1991) に従った。

2 回実施され、花崗閃緑岩の角閃石年代は 86.3 ± 1.9 , 86.0 ± 1.9 Ma を示した。試料の不均質さも見られず再現性が良い。花崗閃緑岩の角閃石K-Ar年代は 86.0 ± 1.9 Ma で、青海島の花崗岩類について得られた 84.3 ± 3.0

Ma のRb-Sr 全岩アイソクロン年代と誤差範囲で一致する。青海島の花崗岩と草添山の花崗閃緑岩は一連の火成活動の産物であることを示している。

第 6 章 古第三紀火山岩類 (Imb, Ta, Da)

(今岡照喜・尾崎正紀)

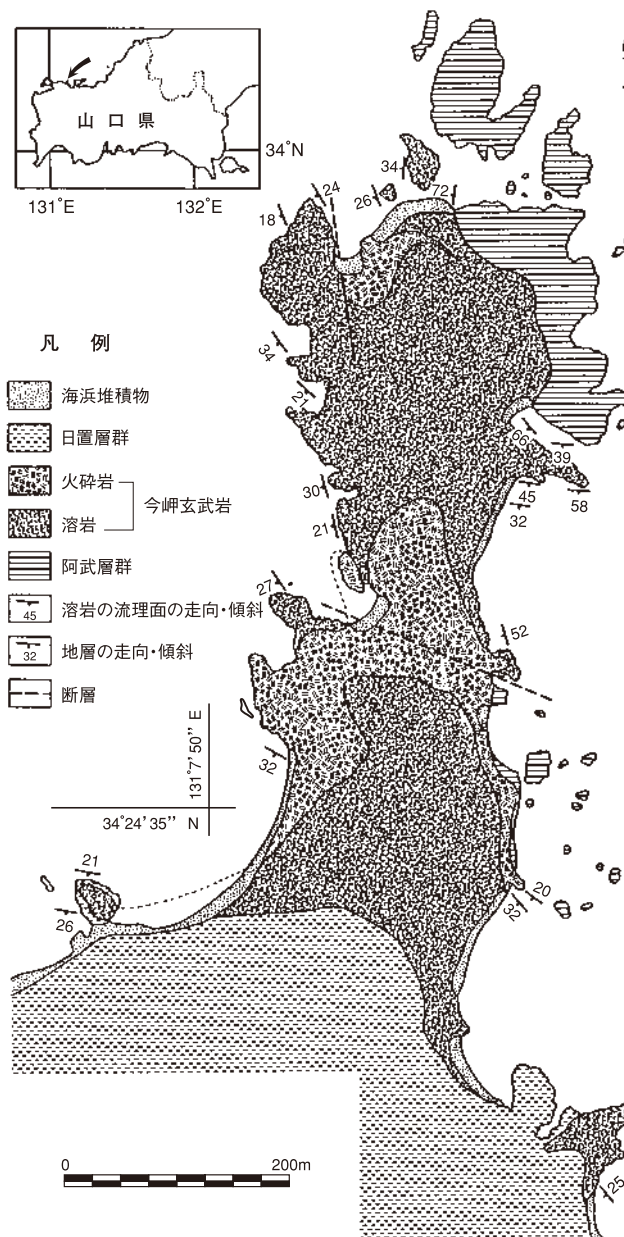
油谷半島東部には古第三紀火山岩類が分布し、今岬玄武岩、津黄安山岩及びデイサイト岩脈に区分される。

6.1 ^{いまみさき}今岬玄武岩 (Imb)

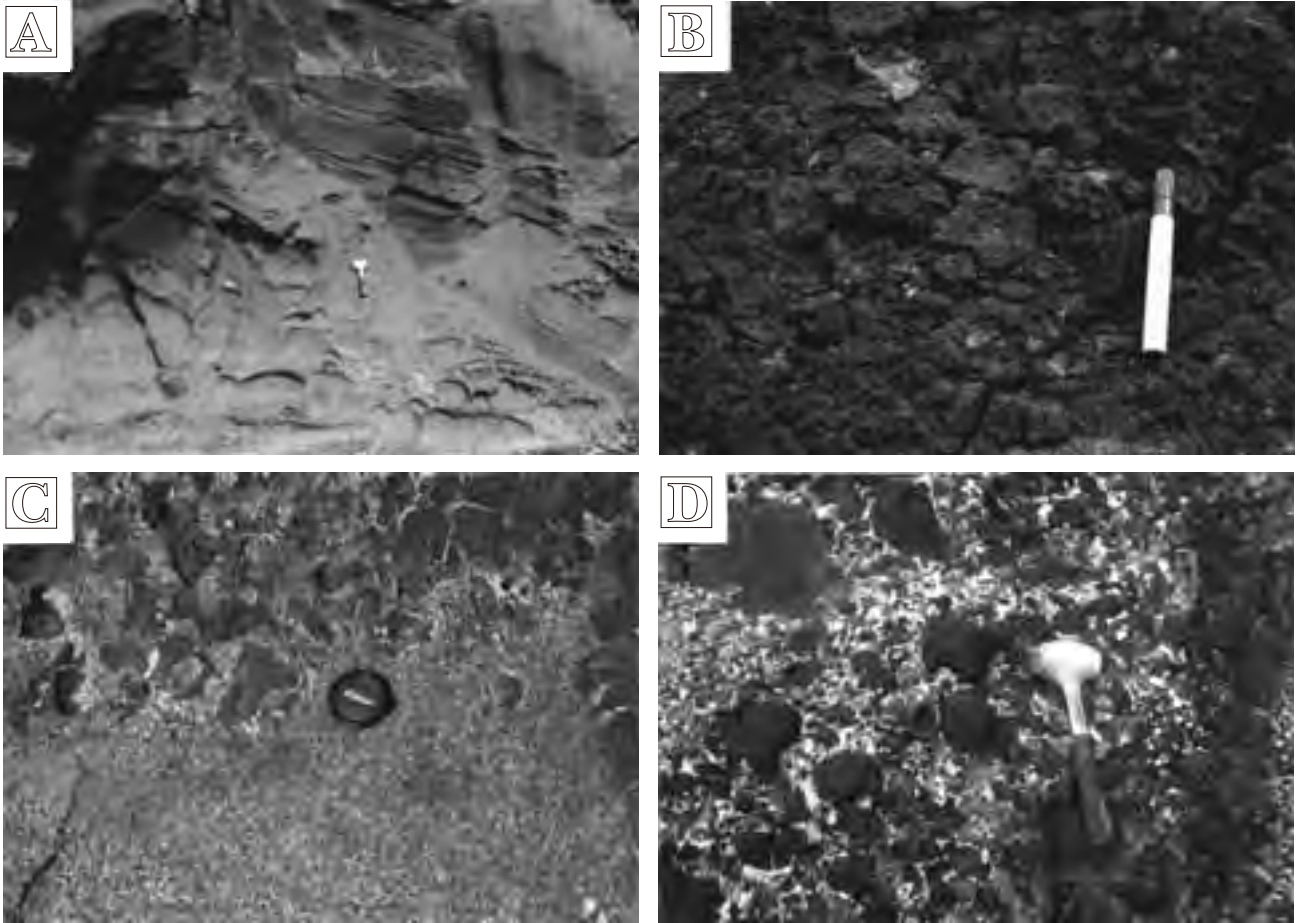
地層名 岡本 (1974) 命名。

模式地・分布 油谷湾の北東、長門市 (旧日置町) の今岬に分布する。

層序関係 白亜紀阿武層群を高角で貫くかあるいは高角の不整合で覆い、漸新世日置層群に不整合に覆われる (岡本・今村, 1964; 岡本・君波, 1985; 今岡・板谷, 1989)。



第 6.1 図 今岬地域の地質図
今岡・板谷 (1989) による。



第 6.2 図 今岬玄武岩の火砕岩
 A：細粒凝灰岩-凝灰質砂岩，B：凝灰質砂岩と礫岩，C：スコリア堆積物，D：火山円礫岩（基質の一部は方解石で充填されている）



第 6.3 図 今岬玄武岩に見られる流理構造
 ハンマーの長さは約 28 cm

6.2 津黄安山岩 (Ta)

岩相 玄武岩溶岩と同質の火砕岩で構成され、今岬の中央部に分布する火砕岩を挟んで溶岩流は2枚に区分される(第6.1図)。下位の溶岩流は、主に塊状溶岩からなり、紫赤色砂質-泥質凝灰岩や、火山円礫岩に近接する部分では水冷自破砕溶岩も見られる。上位の溶岩流は主に塊状溶岩からなる。火砕岩としたものは、赤褐色-暗紫色の火山角礫岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩、火山円礫岩、砂質-泥質凝灰岩などからなる(第6.2図)。砂質-泥質凝灰岩にはしばしば明瞭な葉理が発達する。この凝灰岩には玄武岩の水冷自破砕状溶岩が挟在される。火山円礫岩の基質の一部には方解石や東沸石等の沸石類が充填している部分がある。また、方解石脈も見られる。

構造 溶岩の塊状部には流理構造が比較的良く発達し(第6.3図)、全体として北西-南東走向を示し、南西に70~20°傾斜する同斜構造を示す(第6.1図)。今岬灯台の西と岬中央部には各々北北西-南南東、西北西-東南東方向の断層が見られる。今岬灯台の西側では、比較的良く成層した火砕岩層と溶岩とが断層で接している。岬中央部の断層は最大約3m幅の断層角礫岩を有する。

層厚 下位の溶岩流の最大層厚は110m、上位の溶岩流は55m以上、火砕岩は46m以上と推定される。

岩石記載 溶岩は黒色を呈し、鏡下では、斑晶として斜長石(An=51-86)、かんらん石(仮像)、ブロンザイト、普通輝石を含む。斜長石は自形-半自形で、正累帯を示し、アルバイト、カールスバッド、ペリクリン双晶を示す(応地, 1961)。かんらん石は自形-半自形である。ブロンザイトのまわりにはかんらん石(仮像)、普通輝石、ピジョン輝石、磁鉄鉱がコロナを形成している。普通輝石にはしばしば砂時計構造が発達する。石基は完晶質で、短冊状の斜長石(An=47~76)、かんらん石(仮像)、ブロンザイト、ピジョン輝石、磁鉄鉱、イルメナイト、アバタイト、黄銅鉱(±)からなる。磁鉄鉱にはイルメナイトのラメラあるいはイルメナイトとの粒状連晶が見られる。イルメナイトはしばしば普通輝石とシンプレクタイトをなす。変質の程度は、かんらん石が緑泥石などの粘土鉱物に置換されること、石基に黄銅鉱が見られることがあるが、それ以外はほとんど新鮮である。

本玄武岩中には、鮮緑色のCr-エンディオプサイド、ピッチブラックのAl-普通輝石、アノーサイト(An=90-91)、石英のメガクリストや捕獲結晶がほぼ普遍的に見られる(今岡・早坂, 1988)。

年代・対比 全岩のK-Ar年代として、35-36 Maの値が報告されており、田万川期火山岩類に対比される(今岡・板谷, 1989)。

地層名 岡本(1974)命名。

模式地・分布 津黄安山岩は油谷湾の北東、長門市津黄(旧油谷町)から北山などを経て黄波戸口付近(旧日置町)まで分布する(第6.4図)。

層序関係 白亜紀阿武層群を不整合で覆い、漸新世日置層群、大津玄武岩に不整合に覆われる(今岡・板谷, 1989)。今岬玄武岩との層序・接触関係は不明。

構造 北西-南東走向で、南西に10~20°前後の傾斜の同斜構造を示す。東津黄の北の海岸では北西-南東走向で、南西に約10°前後の傾斜を示す。

層厚 上限は不整合で不明であるが、傾斜を15~20°と仮定した場合(以下同様)、200~250mと見積もることができる。なお、岡本・今村(1964)は層厚を230mとしている。

岩相 主に安山岩溶岩からなり、基底部に巨礫岩、中部に礫岩、砂岩、泥岩を挟む。

基底部の巨礫岩層は津黄の海岸付近(第6.5図A)で最も厚く層厚50~60m以下で、黄波戸口付近では10~20m、また部分的に欠如する。礫岩層は主に礫支持の角礫岩からなるが、砂岩、基質支持礫岩層のやや細粒部もあり、全体として成層する。礫種は関門層群や阿武層群由来と推定される流紋岩、デイサイト、安山岩の巨-大礫(礫径は一部最大3~4mに達する)からなり、わずかに中礫以下の頁岩、チャートも認められる。角礫岩層の基質は全体として凝灰岩質で、細粒凝灰岩の充填で特徴づけられ、赤色化を呈することもある。基底部の泥岩は黄波戸口付近でも認められ、しばしば細礫を含み、赤褐色を呈する。

主体を占める安山岩溶岩は津黄から西坂本に連なり、層厚は全体として200~250mと推定される。安山岩のうち層間的に下部(層厚120~160m)のものは見かけ上、塊状、暗灰色-黒色(新鮮な部分でやや淡い青灰色)を呈し、風化するとやや明るい灰色を呈する。かんらん石、輝石、斜長石の斑晶が認められる。特に上記の基底部の礫岩層直上に分布するもの(第6.5図B)は、やや粗粒で、輝石や斜長石の斑晶が目立ち、黒色縁の杏仁状の方解石(径1mm前後)を含むこともある。

中部は主に無斑晶安山岩からなり(第1.4図Aの畑島)、全体として塊状の灰色を呈するが、風化するとやや明るい灰色を呈し、暗灰色のガラスの斑点がやや目立つ。

上部の安山岩(層厚80~100m、上限不明)は斜長石の斑晶(径3mm以下)が目立ち、石基部分は新鮮な部分ではやや明るい灰色、風化部分は特徴的に茶灰色-灰紫色を呈する。なお、後述の、今回得られた津黄安山岩のK-Ar年代はこの岩相(第6.5図S-628)の試料を測定したものである。



第6.4図 津黄安山岩の地質図

地質図では区分していないが、本図では津黄安山岩基底部の巨礫岩層を区分した。

上部と中部の安山岩の間には層厚0～数十mの堆積岩が挟まれる(第6.5図C)。「龍宮の潮吹」の鳥居のある海岸露頭の上部部分でよく観察でき、無斑晶安山岩の直上を覆って、礫岩、砂岩、赤褐色泥岩からなる。全体としては、下部により礫径の大きい礫岩層が卓越し、上方へしだいに細粒化する。礫岩は亜角礫(一部亜円礫)の巨礫を含む大礫サイズ主体の礫岩層で、軽石に富む成層中礫岩層からなるが、径1～2mのブロックを含む中礫サイズ主体の礫支持角礫岩層(ほぼ火砕岩)も認められる。砂岩層は、中礫を含む粗粒-中粒砂岩層、淘汰のよい細粒砂岩層からなり、一部は斜交層理も認められる。泥岩は、赤褐色を呈するシルト-細粒砂岩からなり、下部はしばしば基質が赤褐色細粒砂岩からなる中礫サイズの角礫岩からなる。

岩石記載 応地(1961)による記載に筆者らの知見を加えて記載する。津黄安山岩は、かんらん石安山岩、含紫蘇輝石ピジョン輝石普通輝石かんらん石安山岩、無斑晶安山岩からなる。

かんらん石安山岩には、斑晶として、自形のかんらん

石(0.5mm以下)と自形の斜長石(2mm以下)が見られる。かんらん石は全て蛇紋石等の粘土鉱物に変わっている。石基は、斜長石、かんらん石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物、アパタイト、アノーソクレスからなる。

含紫蘇輝石ピジョン輝石普通輝石かんらん石安山岩は、黒色緻密で、斑晶としてかんらん石(0.1～0.5mm)、ピジョン輝石(0.1～0.3mm)、紫蘇輝石(0.1～1.0mm)、斜長石(0.1～3.0mm)が見られるが、まれである。石基は、上記のかんらん石安山岩と同様であるが、褐色ガラスが含まれる。

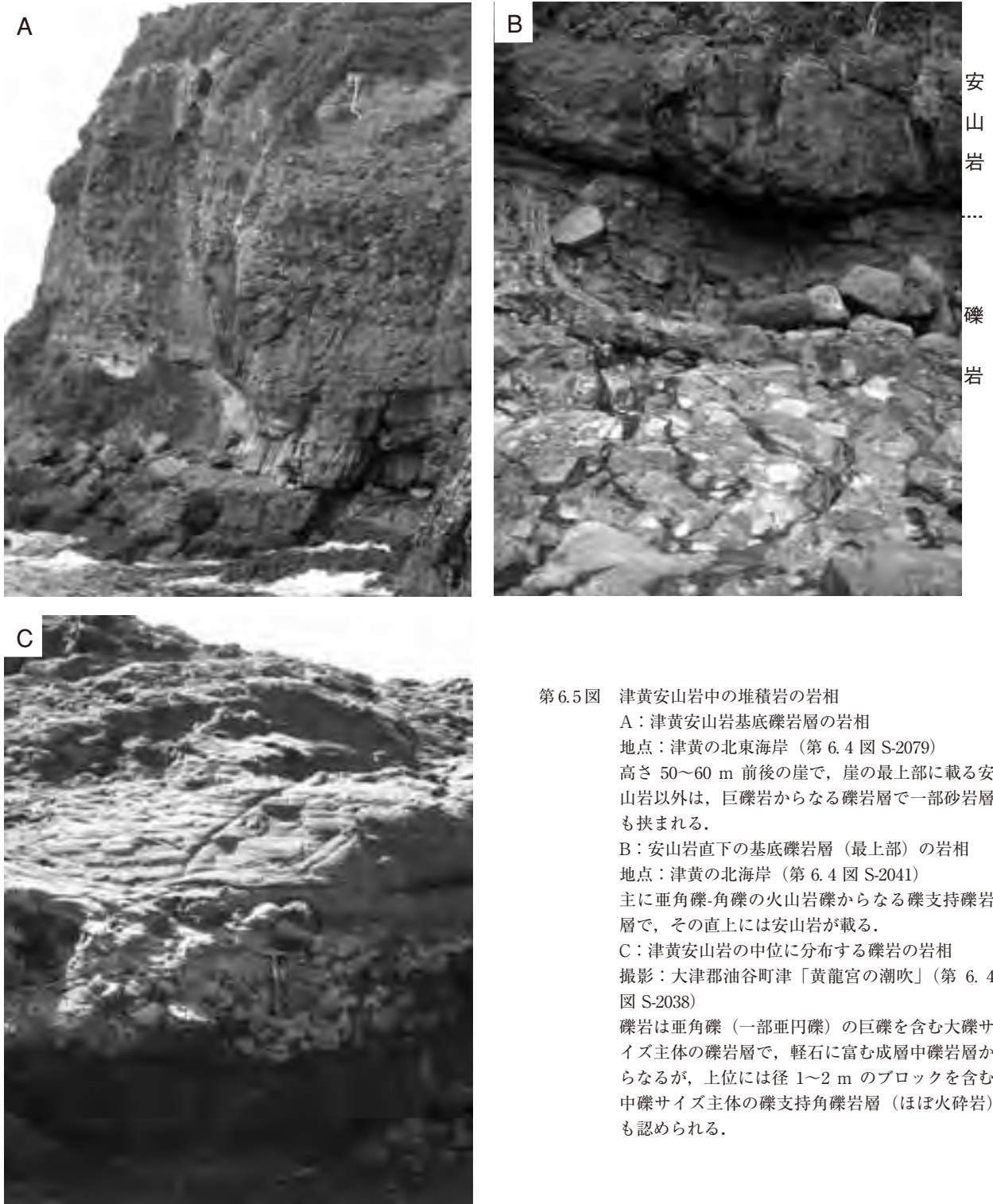
無斑晶安山岩は、斜長石、不透明鉱物からなり、毛織状斜長石が流理構造を示す。ごくまれに斜長石の微斑晶を含む。

年代 今回、津黄安山岩上部の安山岩溶岩の全岩 K-Ar 年代を測定した結果、前期漸新世の 31.8 ± 0.8 Ma (平均)の値が得られた(第6.1表;第6.5図 S-628)。なお、古地磁気学的研究から漸新世と推定されている(笹嶋ほか, 1968)。

第 6.1 表 津黄安山岩の全岩K-Ar年代

| 試料番号 | 岩石名 | 測定鉱物 | K (wt. %) | ^{40}Ar ($\text{scc/g} \times 10^{-5}$) | $\%^{40}\text{Ar}$ | K-Ar年代 (Ma) |
|-----------------------|-----|------|--------------|---|--------------------|---------------|
| S-628 (GSJ R50000) | 安山岩 | 全岩 | 1.37 | 0.168 | 83.1 | 31.3±0.8 |
| | | | 1.37 | 0.172 | 81.9 | 32.0±0.8 |
| | | | | | | 31.6±0.8 (平均) |

測定はジオスペース・サイエンス (株)



第 6.5 図 津黄安山岩中の堆積岩の岩相

A：津黄安山岩基底礫岩層の岩相

地点：津黄の北東海岸（第 6.4 図 S-2079）

高さ 50～60 m 前後の崖で、崖の最上部に載る安山岩以外は、巨礫岩からなる礫岩層で一部砂岩層も挟まれる。

B：安山岩直下の基底礫岩層（最上部）の岩相

地点：津黄の北海岸（第 6.4 図 S-2041）

主に亜角礫-角礫の火山岩礫からなる礫支持礫岩層で、その直上には安山岩が載る。

C：津黄安山岩の中位に分布する礫岩の岩相

撮影：大津郡油谷町津「黄龍宮の潮吹」（第 6.4 図 S-2038）

礫岩は亜角礫（一部亜円礫）の巨礫を含む大礫サイズ主体の礫岩層で、軽石に富む成層中礫岩層からなるが、上位には径 1～2 m のブロックを含む中礫サイズ主体の礫支持角礫岩層（ほぼ火砕岩）も認められる。

6.3 デイサイト岩脈 (Da)

模式地・分布 向津具半島中部の津黄海岸の龍宮の潮吹きに模式的に分布する。

層序関係 長門市（旧日置町）津黄海岸で津黄安山岩を貫く。

岩相 津黄安山岩との接触部には流理構造が発達している（第 6.6 図）。斑状組織が見られ、斑晶として自

形の斜長石（0.1～1.5 mm）、輝石を有し、石基は斜長石、不透明鉱物、変質苦鉄質鉱物からなる。熱水変質作用が顕著で、輝石はすべて緑泥石などの粘土鉱物に変わっている。また、珪化作用によって石英（0.05～0.1 mm）が生成している。

年代・対比 35.0±1.7 Ma のジルコン FT 年代が報告され、田万川期火山岩に対比されている（村上ほか，1989）。



←———— デイサイト岩脈 —————→

第 6.6 図 津黄安山岩を貫くデイサイト岩脈の産状
撮影：大津郡油谷町津黄龍宮の潮吹き
（第 6.4 図）

人の位置より向かって右側がデイサイト岩脈，左側が津黄安山岩。デイサイト岩脈は北西方向に貫入し，デイサイト岩脈には津黄安山岩との境界に平行な流理構造が発達している。なお，地質図では強調して描いてあるが，岩脈の幅は約 15～20 m である。

第7章 日置層群

(尾崎正紀)

7.1 概要及び研究史

日置層群は、山口県北西部、長門市北西部（主に旧油谷町及び旧日置町）及び下関市北部（旧豊北町）と、その周辺の海域に分布する後期漸新世の堆積物である。層厚は、陸域では積算 1,000 m 前後と推定される。「仙崎」地域には日置層群の主体が広く分布し（第 7.1 図）、今岬で今岬玄武岩を、千畳敷付近や津黄西方で津黄安山岩を、十楽付近や青海島の高山で阿武層群を不整合に覆う。また、矢ヶ浦・蔵小田では油谷湾層群川尻層に、青海島の高山では大津玄武岩に不整合で覆われる。伊上では油谷湾層群伊上層に覆われる。なお、日置層群と油谷湾層群の関係は不整合と考えられている（岡本・今村, 1964; 岡本, 1970; 布施・小高, 1986; 葦津・岡田, 1989）が、第 8 章で述べるように伊上層と日置層群との層序関係は整合と考えられる。

日置層群を対象とした研究は、古くは巨智部 (1903)、鈴木 (1906-1907)、小倉 (1919)、須藤 (1942) などによるものがあり、第三紀層として知られていた。戦後、化石と層序を中心とした本格的な研究が行われたが、福岡県北東部に分布する芦屋層群と類似することから最初は芦屋層群と呼ばれていた（和田ほか, 1951; 今村, 1958; 今村・岡本, 1959; 岡本, 1960・1961）。その後、岡本・今村 (1962) で初めて日置層群が使用され、岡本・今村 (1964) や Okamoto (1965) で日置層群の層序・化石・地質構造などが詳細に記載された。

岡本・今村 (1964) では、日置層群を下位より境川累層、峠山累層、人丸累層（角島では角島砂岩層）に層区分されたが、岡本 (1970) では境川累層を 2 つに細分し、下位より十楽累層、黄波戸累層、峠山累層、人丸累層とされた。本報告でも岡本 (1970) の区分に従う。なお、以降「累層」は「層」と記述する。

黄波戸層の上限はよく連続する凝灰岩層の上限によって定義されている（岡本・今村, 1964; 岡本, 1970）。しかし、黄波戸層とその上位の峠山層下部（層厚 20~40 m）とは岩相・化石・堆積環境が類似し、その上位の泥岩・砂岩泥岩互層からなる峠山層とは地盤特性及び組織地形の発達が異なる。このため本報告では、岡本 (1970) の定義した黄波戸層に峠山層基底部を加えたものを、新たに黄波戸層として再定義した。なお、早坂 (1994) は、特牛地域の日置層群について、岡本 (1970) が定義した峠山層最下部の礫岩卓越層を黄波戸層に含めている。

日置層群には多くの、かつ多様な化石に関する研究報告があるが、その概要については後述の化石の項で示す。

「仙崎」地域の日置層群の堆積学的研究は、主に貝化石群集の生息域に基づいて行われている（岡本・今村, 1964; 布施・小高, 1986; 岡本・松岡, 2001）。布施・小高 (1986) は貝化石を、下記のように 9 つの群集の生息環境に基づき、特牛地域（下関市豊北町）も含め日置層群の堆積環境を推定している。

Venericardia-Acila 群集（生息域は泥質浅海带やや深い浅海带）

Venericardia-Periploma 群集（上部浅海带の深所から下部浅海带の細砂-細砂泥底）

Venericardia 群集（上部浅海带から下部浅海带の浅所の細砂-砂礫底）

Glycymeris-Dosinia 群集（潮間帯下部から下部浅海带の浅所の細砂-砂泥底）

Meretrix-Spisula 群集（干潟や岩礁に近接浅海）

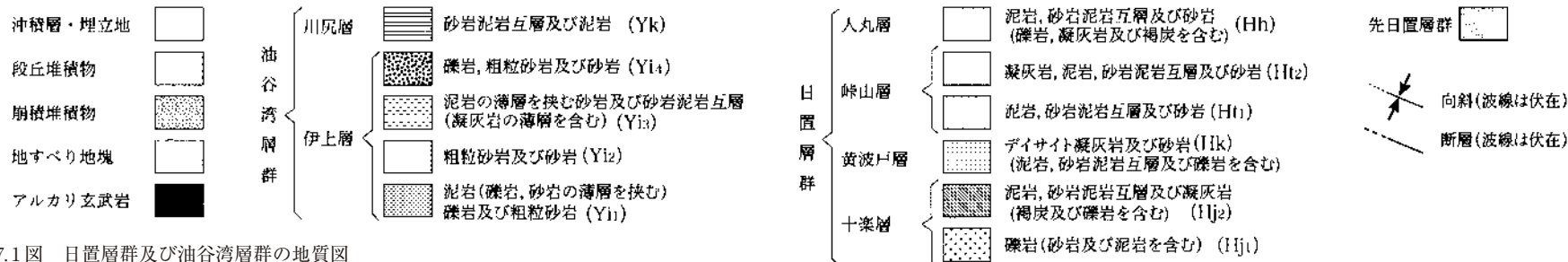
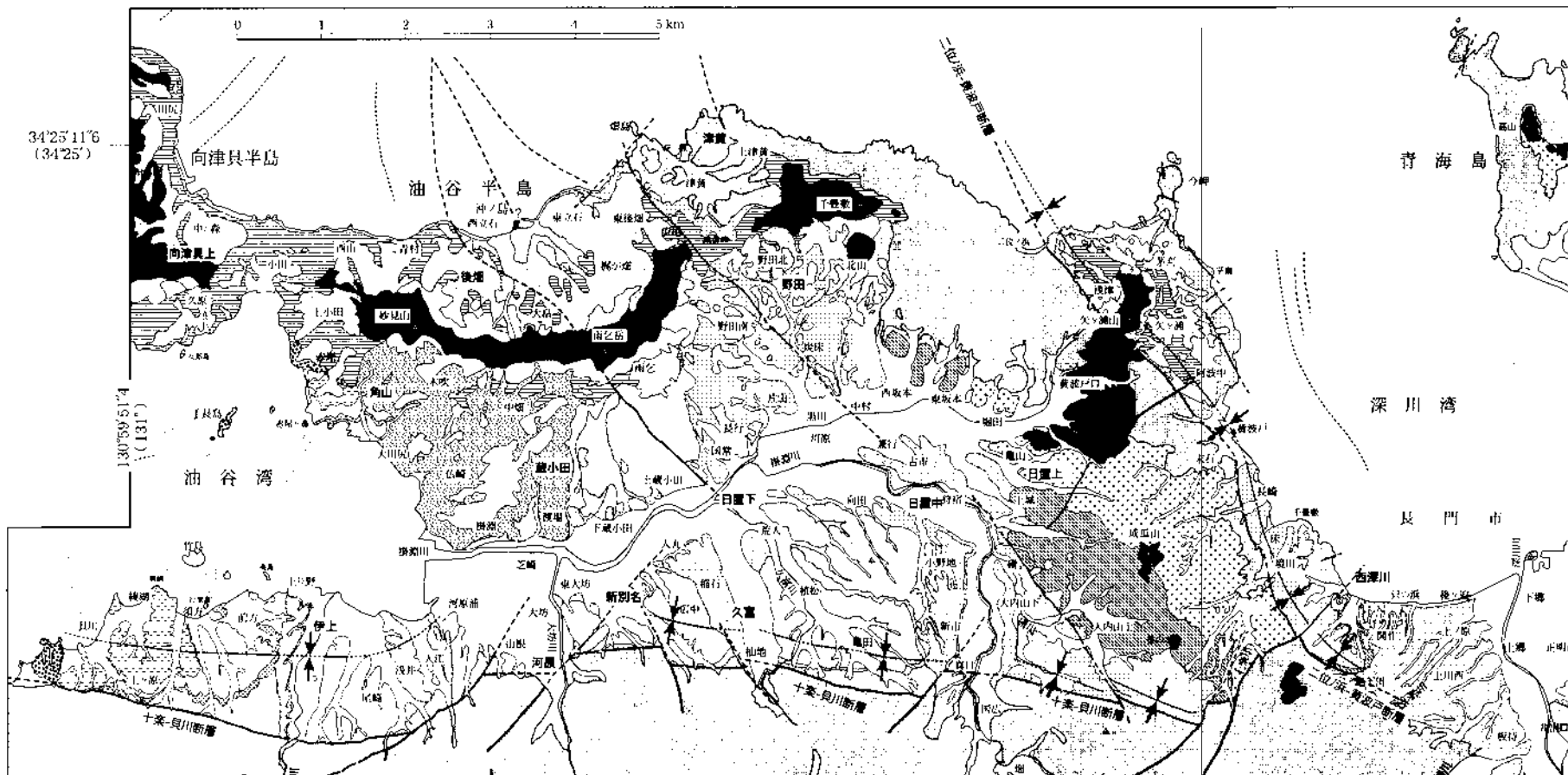
Siliqua 群集（やや深い浅海带）

Crassostrea 群集（内湾潮間帯）

Corbicula 群集（汽水から淡水域）

黄波戸層は全体として *Venericardia* 群集, *Glycymeris-Dosinia* 群集, *Crassostrea* 群集, *Corbicula* 群集で特徴づけられ、上部浅海带、潮間帯、汽水-淡水域の堆積環境が推定されている。また、峠山層の下部（本報告での黄波戸層上部に相当）は *Crassostrea* 群集や *Glycymeris-Dosinia* 群集からなり潮間帯-上部浅海带が推定されている。峠山層の下部以外の峠山層は *Siliqua* 群集や *Venericardia-Periploma* 群集などの産出で上部浅海带の深所から下部浅海带に、また *Glycymeris-Dosinia* 群集, *Venericardia* 群集, *Meretrix-Spisula* 群集の産出から上部浅海带の堆積環境に推定されている。更に人丸層は、*Corbicula* 群集で特徴づけられ淡水域の堆積環境が推定されている。

下関市豊北町に分布する日置層群の堆積学的研究は、早坂 (1994)、坂井・安里 (1997) の報告がある。早坂 (1994) は、十楽層は網状河川の粗粒相、黄波戸層と峠山層は河川と波浪の作用の卓越するデルタのような沿岸域であると結論づけた。その海岸線は南北方向で海域は東側に広がり、堆積物は西方から供給されたと推定した。また現地性の産状を示しているものとして 4 つの貝化石群を識別し、*Venericardia-Turritella* assemblage と *Glycymeris-Dosinia* assemblage は潮下帯ないし



第7.1図 日置層群及び油谷湾層群の地質図

油谷湾の点線は、油谷湾層群の地質構造を理解しやすくするために加えた補助線。
緯度経度は世界測地系と日本測地系(括弧内)を示す。

潮間帯の干潟状の砂底, *Crassostrea-Batillaria* assemblage は河口付近の砂底, “*Unio*”? sp. Assemblage は湿地と, 堆積相の解釈に基づき4つの群集の生息環境を推定した. 一方, 坂井・安里(1997)は, アブストラクトのみで詳細は不明であるが, 12の碎屑性堆積相と再堆積性並びに水中火砕流起源の4つの火砕性堆相に区分している. また, 古流向に関しては, 斜交層理と生痕による古流向解析から, 黄波戸層は南南東へ碎屑物が供給されたとの長浜(1967a)の報告もある.

7.2 十楽層 (H_{j1}, H_{j2})

地層名・定義 岡本(1970). 岡本・今村(1964)の十楽礫岩頁岩層に一致する.

模式地 長門市十楽付近から南西地区(岡本・今村, 1964).

分布 長門市の青海島の高山周辺, 西深川, 十楽(以上旧長門市), 今岬南東部, 末石, 大内山上, 上城, 掘田(以上旧日置町)に分布する.

層厚 今岬で45~50 m, 末石から大内山上で最大370 m, 十楽で190 m以上(一部下限不明), 西深川で100 m以上, 青海島の高山で30 m以上の層厚が推定できる. 全体として長門市(旧日置町)成瓜山東部付近で最も厚く, 北へ向かい急激に薄くなる(第7.2図). なお, 十楽層は基盤にアバットするため, 近接する地域でも著しく層厚が変化する. また, 十楽層は急な傾斜も認められるが, ステップ断層の変位の影響もあり, 地質図に表示した地層の傾斜から見積もられるほど層厚は大きくない.

岩相・化石 本層は, 礫岩主体の下部(H_{j1})と泥岩・凝灰岩主体の上部(H_{j2})からなる(第7.2図). 下部と上部とは漸移的である. なお, 日置層群の泥質岩について, 既存論文では頁岩という用語が使用されるが, 本層の泥質岩は剥離性の発達したものはほとんどないため, 本報告では泥岩を使用する.

[下部(H_{j1})] 下部は主に礫岩からなり, 赤紫色泥岩や石炭・凝灰岩の薄層を挟む. 礫岩は主に礫支持の中礫-大礫からなり, 巨礫を含むこともある(第7.3図A). 礫岩の多くは級化を示し, 砂岩, 泥岩(石炭の薄層を含む)を上位に伴う. 礫岩は上位に伴う細粒化層も含め層厚0.2~5 mで累重する. 礫岩の淘汰は普通から悪いものが多く, 垂角-垂円礫主体からなるものが多いが, 今岬では垂角礫-角礫主体の塊状な礫岩が多い. 弱い平行層理や斜交層理やインプリケーションも観察されることもある. 礫種は安山岩や流紋岩の凝灰岩・溶岩が主体で, 頁岩, 砂岩, チャートに伴う. また, オルソコーツァイト礫も含まれる(上田, 1981). 砂岩は粗粒砂や細礫を含み不淘汰なことが多い. 十楽層の基底部分には濃い赤紫色を呈する不淘汰な泥岩があり, 伴う砂

岩や礫岩も同色を呈することがある. なお, 赤紫色泥岩は基底部分以外の層準でもまれに認められる.

[上部(H_{j2})] 上部は主に泥岩と凝灰岩からなり, 一部礫岩, 砂岩, 石炭の薄層を挟む. 泥岩は主に層厚0.1~1 mの地層の累重からなり, 累重して層厚10 mを超えることもある. 泥岩は層厚数cm-2 mの砂岩や凝灰岩を伴うが, 境川付近では凝灰岩・礫岩が卓越し, 泥岩は少なくなる. 泥岩は有機質を含み, 層厚数mm-数cmの石炭の薄層を伴う. また泥岩・凝灰岩を中心に植物化石が産出する.

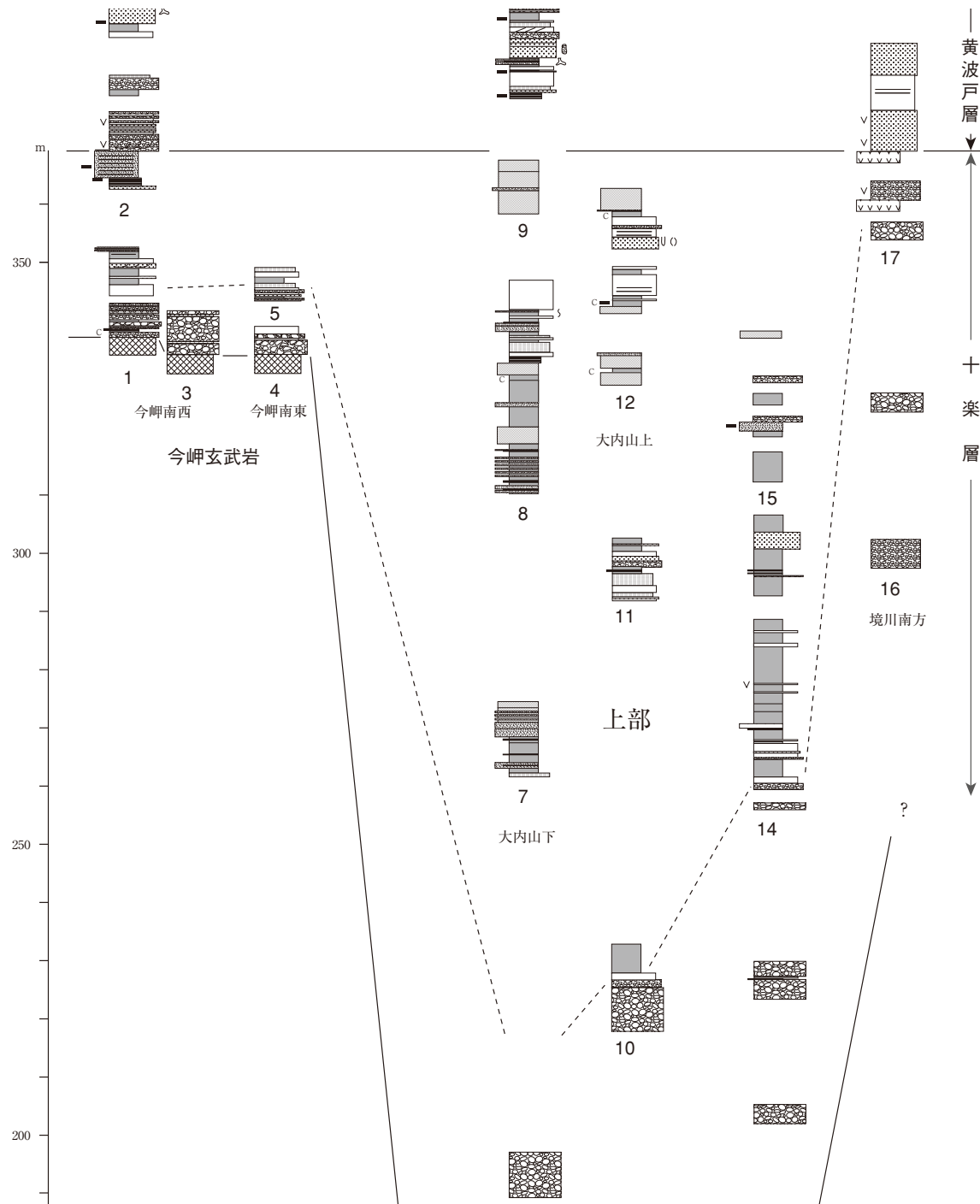
凝灰岩及び火山礫凝灰岩は上部の上部層準で特に多くの層準で挟まれる. 主に層厚数-5 mで, 層厚数mm-数十cmのデイサイト質(一部安山岩質)の粗粒凝灰岩, 細粒凝灰岩, 軽石火山礫凝灰岩の累重したものからなり, 一部凝灰角礫岩を含むこともある. 長門市(旧日置町)大内上などでは, これら礫岩が累重して全体として層厚10 m以上になるものが多い. 凝灰岩及び火山礫凝灰岩はデイサイト質で, 全体として淘汰はよく, 級化や平行層理が発達し, まれに斜交層理も観察できる. また, 樹幹片(一部珪化木)も観察される.

堆積環境 十楽層は堆積物の特徴から陸成層で, 下部は主に扇状地(一部網状河川), 上部は主に氾濫原, 後背湿地, 湖などの懸濁堆積物が堆積する環境が推定される. なお, 最上部では生痕化石や貝化石が認められ(第7.2図:柱状図12), 十楽層の最上部の層準において, 一部海域沿岸域の堆積環境も存在した可能性がある. 一方, 全体の層厚や礫岩や泥岩の層厚などから, 十楽層の堆積の中心は上城から大内山上, 十楽南西部付近にあったことが推定できる. また, 主に基底部分に分布する赤紫色泥岩は, 九州北部の古第三系挟炭層の基底部分付近でしばしば観察される紫赤色岩層と同様, 基盤岩類の風化に伴う鉄分の供給による(Miki and Matsueda, 1985)と考えられ, 十楽層堆積直前に存在した風化生成物及びそれ起源とする移動距離の少ない碎屑物と推定される. 十楽層産の植物化石群からは, 落葉広葉樹を主体に常緑広葉樹や針葉樹を混交した暖温帯林が推定されている(Tanai and Uemura, 1983; 植村ほか, 1998).

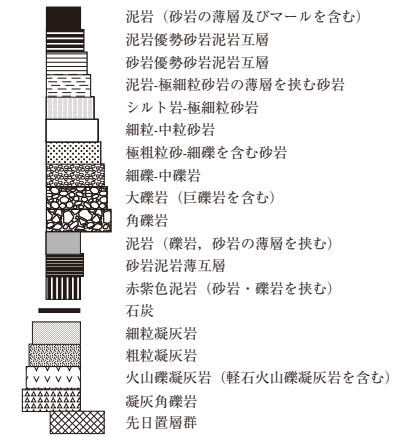
7.3 黄波戸層 (Hk)

地層名・定義 岡本(1970)の定義を一部変更. 岡本(1970)では, 堆積物の岩相変化の最上部の凝灰岩層の上限を黄波戸層の上限としているが, 本報告では, 主に干潟-浅海環境で特徴づけられる地層を一括できるよう, 岡本(1970)の黄波戸層に峠山層の基底部分20~40 mを加えたものを黄波戸層とした(第7.4図).

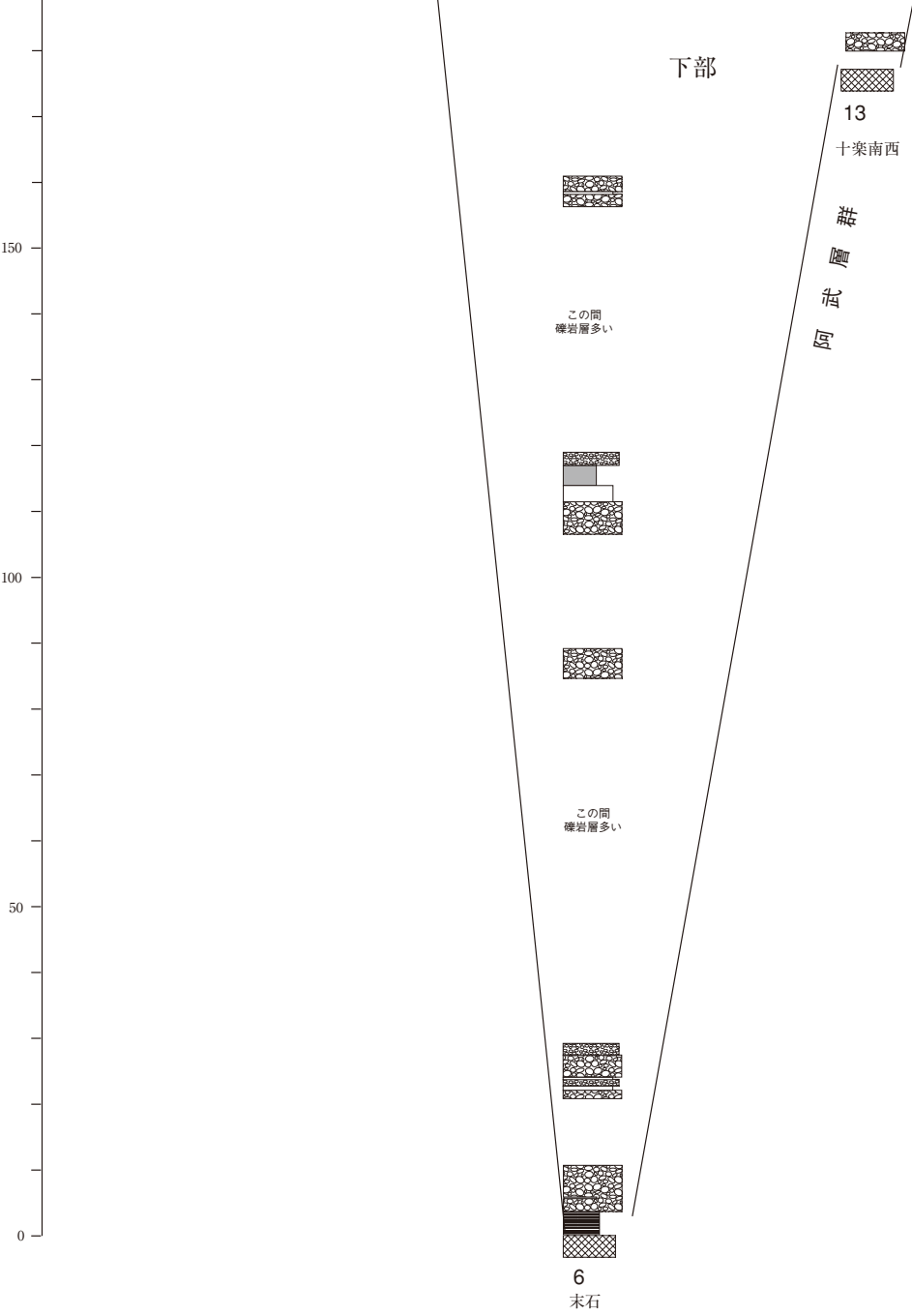
模式地 長門市(旧日置町)の黄波戸(岡本・今村, 1964)付近. ただし, 黄波戸(阿波中や長崎)付近は



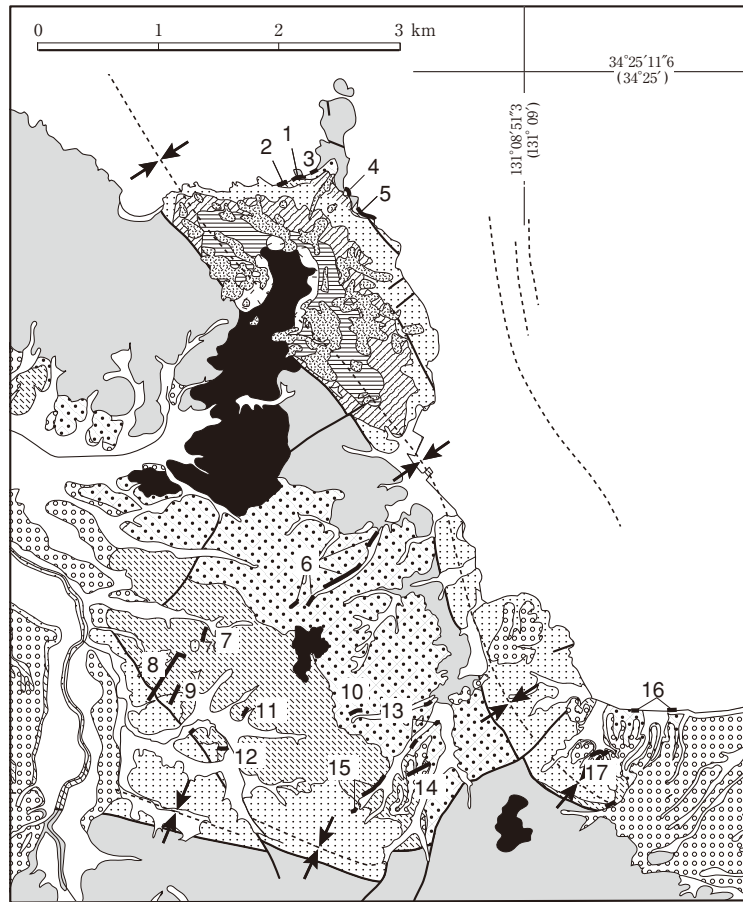
凡例



- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> ==== 平行層理 /// プラナー型斜交層理 (大型) /// トラフ型斜交層理 (大型) /// トラフ型斜交層理 (小型) /// ハンモック斜交層理 /// ヘリングボン斜交層理 /// コンポリエート層理 ▲ 凝灰岩の角礫 (堆積岩中) ▲ シルト岩の角礫 SP スランプ構造 MD マッドドレイブ p 軽石 ~ 化石層 (一部散在含む) o 合弁二枚貝 ■ 材化石 C 炭質 v 凝灰岩質, 火砕岩質 | <ul style="list-style-type: none"> △ 主要産出生物化石 s 生痕化石 (属不明) u <i>Skolithos</i> sp. ⊗ <i>Ophiomorpha</i> sp. ⊕ <i>Thalassinoides</i> sp. ● <i>Cylindrichnus</i> sp. |
| <ul style="list-style-type: none"> △ 主要産出軟体動物化石 Ve <i>Venericardia</i> Gl <i>Glycymeris</i> Si <i>Siliqua</i> Me <i>Meretrix-Spisula</i> Cr <i>Crassostrea</i> Co <i>Corbicula</i> | |



第7.2図 十楽層の地質柱状図
 柱状図作成位置図の地質図の凡例は第7.1図に示す。なお、十楽層の柱状図作成位置は、比較的正確な岩相が得られる露頭を選択したため、層準と地域が限られている。



第 7.2 図 その2

走向方向に沿った海岸露頭が多く、かつ走向方向の断層も多いため、全層準の正確な層序を把握しにくい。

分布 長門市の境川、開作西方（以上旧長門市）、今岬の西方や南部、黄波戸、野田、日置下、日置中、大内山下（以上旧日置町）、津黄（旧油谷町）などに分布する。

層厚 模式地の黄波戸で 110～130 m（定義の変更により、岡本（1970）定義の峠山層の最下部 30～35 m 分を含む）。今岬西方で 80 m 以上、大内下や境川（一部上限不明）で最大 160 m、津黄西方で 50 m 以上。なお、露頭条件で正確な見積もりができなかったが、野田の南西方の黄波戸層も大内下や境川の地域と同様な層厚を持つと推定される。

岩相・化石 下位より下部、中部、上部に区分できる。黄波戸層下部と中部は、岡本（1970）の肥中砂岩部層と荒田凝灰岩部層にほぼ一致する。

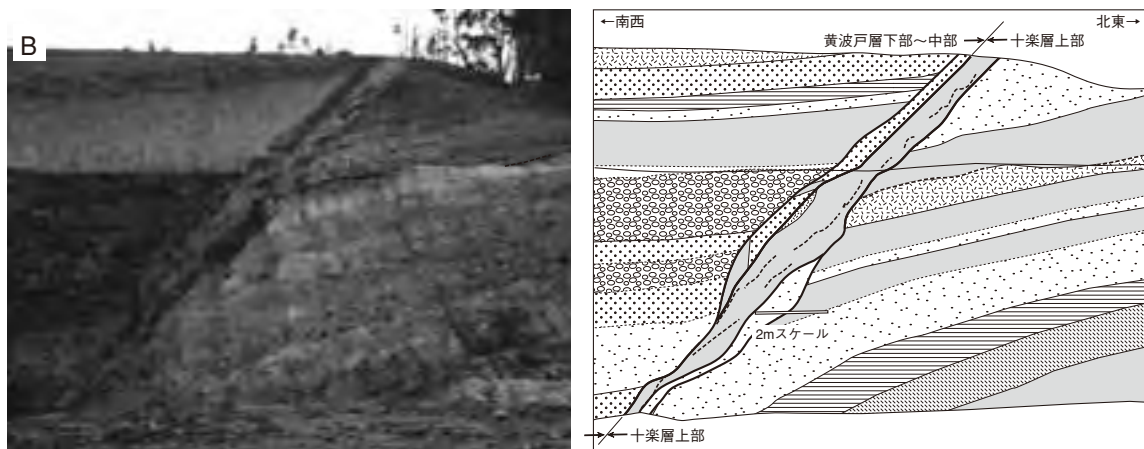
〔下部〕黄波戸層下部は層厚 40～70 m で、一部、凝灰岩を挟むこともあるが、全体として、1) 泥岩、2) 砂岩泥岩互層-シルトの薄層を挟む砂岩、3) 砂岩-礫質砂岩、4) 礫岩-礫質砂岩の 4 つの岩相からなる地層が各々

数十 cm-10 m の厚さで累重する。

泥岩は見かけ上塊状の極細粒砂岩-シルト岩を主体とし、黄波戸層下部の基底部-下部の層準に分布する。野田付近では *Venericardia-Acila* 群集の産出が報告されている（布施・小高，1986）。

砂岩泥岩互層-シルトの薄層を挟む砂岩は、厚さ数 cm 以下の小型の斜交層理、特にカレントリップル、フレーザー斜交層理がよく発達し、マッドドレイプも認められる。ときに内湾潮間帯の群集である *Crassostrea* からなる層厚数 cm の薄い化石層も黄波戸層下部の中位あたりの層準でよく認められる（第 7.4 図 25, 27, 31）。全体として *Thalassinoides* や *skolithos* などの生痕化石が認められる。

礫質砂岩-中粒砂岩は、大型の斜交層理と生痕化石 *Ophiomorpha* の産出で特徴づけられ、全体として層厚 10 m に及ぶものがある。基底部に層厚数十 cm-2 m 以下の礫質砂岩や礫岩を伴うほか、また個々の斜交層理の基底部に礫岩や礫質砂岩、泥岩の偽礫を伴い、粗粒部に *Glycymeris* が貝化石層として産することもある（第 7.4 図 21, 9）。砂岩の堆積構造は *Ophiomorpha* によって擾



- | | | | | | | | |
|--|--------------|--|--------------|--|-------------|--|-------|
| | 泥岩(砂岩の薄層を挟む) | | シルト岩-極細粒砂岩 | | 細礫-中礫岩 | | 細粒凝灰岩 |
| | 砂岩泥岩薄互層 | | 細粒-中粒砂岩 | | 大礫岩(巨礫岩を含む) | | 粗粒凝灰岩 |
| | | | 極粗粒砂-細礫を含む砂岩 | | | | 石炭 |

第7.3図 十楽層の岩相

A：十楽層下部と上部の境界付近の岩相変化

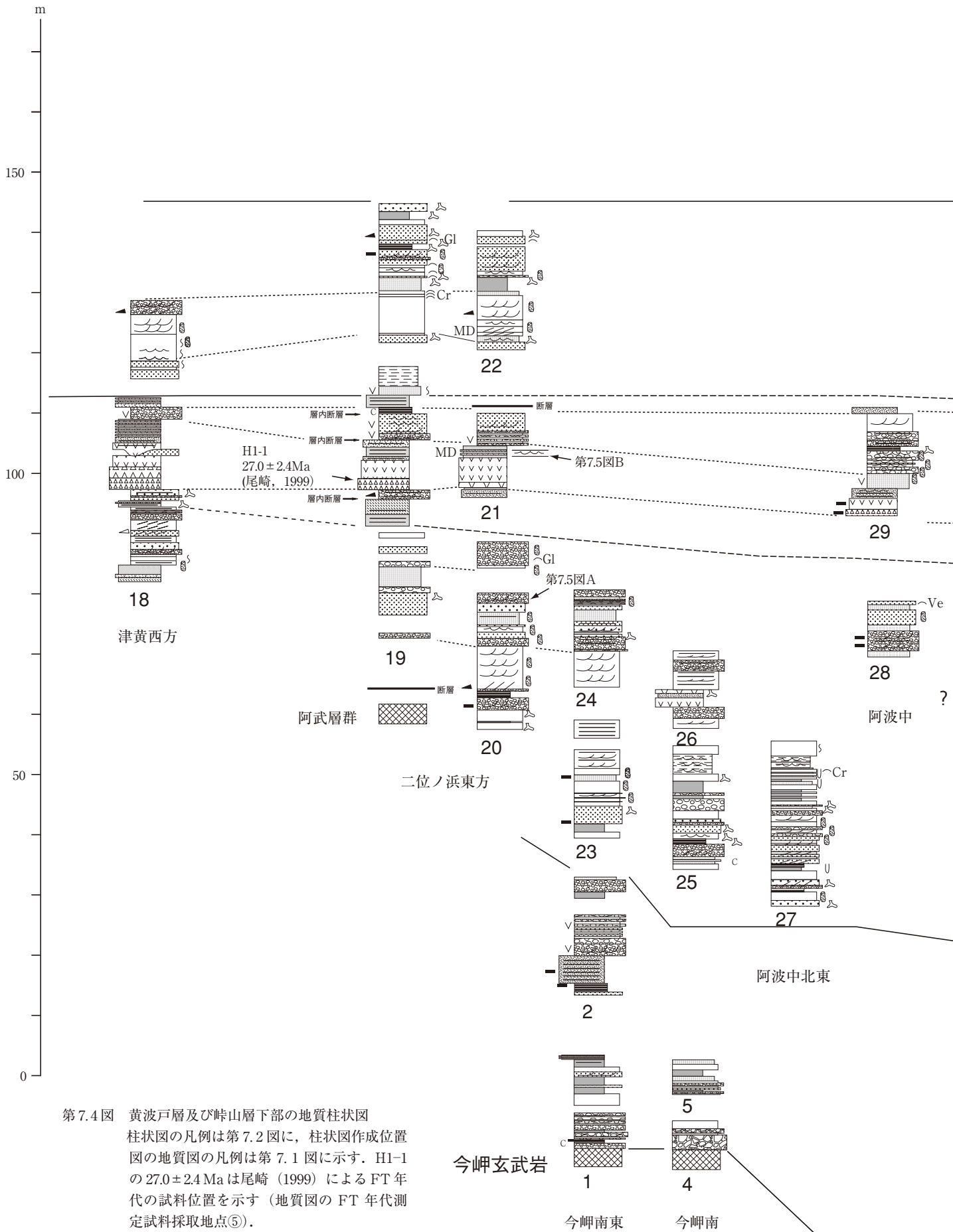
撮影地点は長門市十楽南東（第7.2図14）。厚い礫岩層から泥岩主体層へと変化する。北西-南東正断層系の小断層が発達するが、中位段丘堆積物に不整合に覆われる（第10章参照）。北西-南東正断層系の小断層は、北東落ちの二位ノ浜-黄波戸断層とは共役的關係にあり、南西側落ちの変位が認められる。なお、写真撮影位置の關係で両断層は逆断層に見えるがいずれも正断層である。断層①の走向傾斜はN40°W70°SW。南東側落ち8m以上の垂直変位が認められる。断層②の走向傾斜はN40°W80°SW。南東側数十cm落ちであるが、変位は上位で認められなくなる。

B：十楽層上部及び黄波戸層下部の岩相

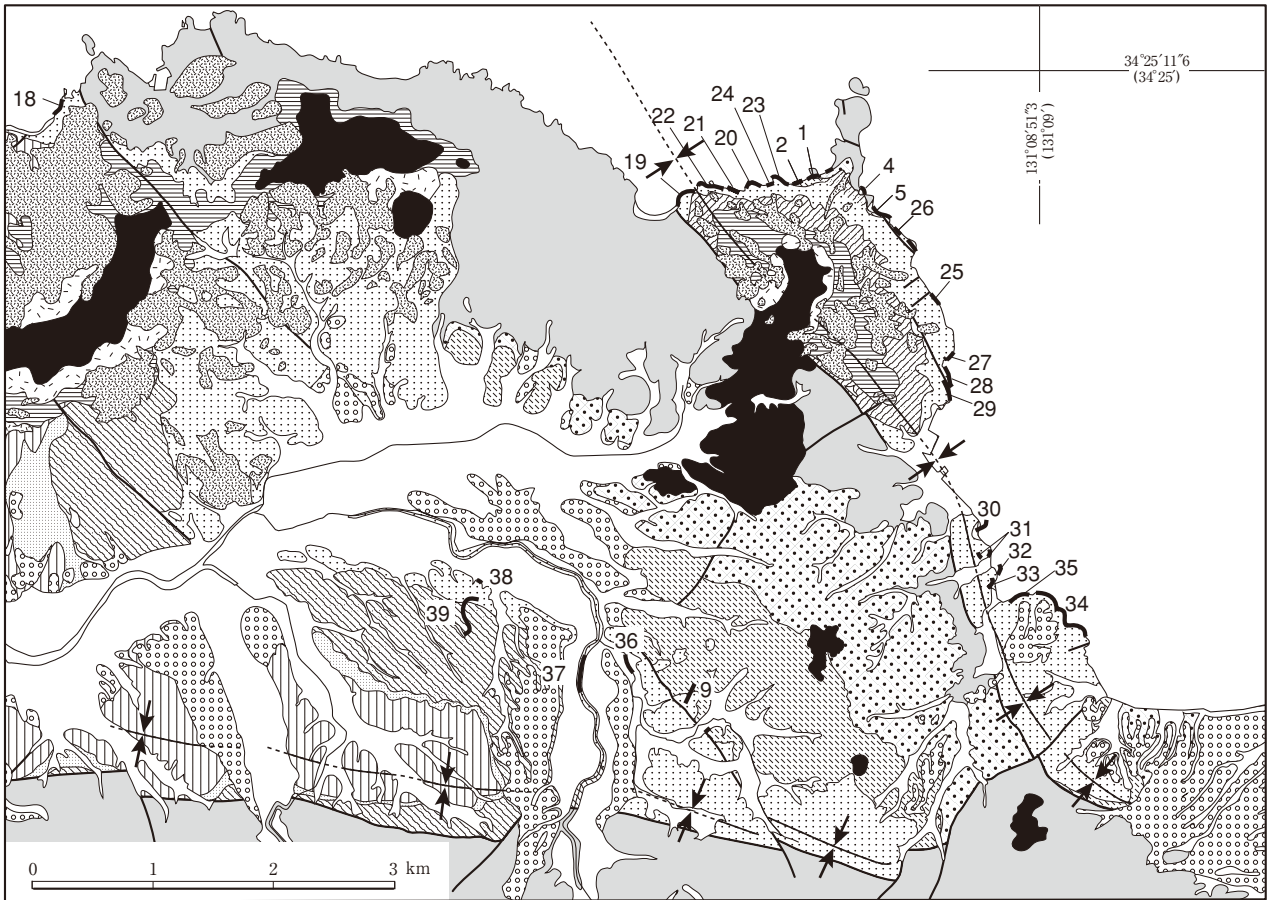
撮影地点は長門市（旧日置町）大内山下（第7.2図8）。撮影は1992年。崖の高さは約10m。

写真右側（断層下盤側）は十楽層上部の岩相変化（第7.2図の柱状図8上部）を、左側は黄波戸層下部を示す。中央の断層は地質図にも示している北西-南東正断層で、走向傾斜はN40°W60°SWで、南東側20~30m落ちの変位を示す。層厚1~1.5mの断層破砕帯に、断層帯には黄波戸層上部の主に石炭層の薄層を含む泥岩が挟みこまれている。一方、断層の上盤側挟み込みの粗粒砂岩と泥岩は黄波戸層の地層からなる。なお、右図は断層帯内部の主な断層のみ示しており、部分的には細かな断裂が多く認められる。主な断層沿いには層厚3~4cmの断層粘土を伴う。なお、本断層の南西側（写真範囲外）に共役断層として2mの落差を示す北西-南東走向で北東側落ちの断層が存在する。

第7.4図 その1



第7.4図 黄波戸層及び峠山層下部の地質柱状図
 柱状図の凡例は第7.2図に、柱状図作成位置
 図の地質図の凡例は第7.1図に示す。H1-1
 の $27.0 \pm 2.4 \text{ Ma}$ は尾崎 (1999) による FT 年
 代の試料位置を示す (地質図の FT 年代測
 定試料採取地点⑤)。



第 7.4 図 その2

乱されていることが多い(第 7.4 図 9, 21, 25, 36 など)。斜交層理は高さ 5~30 cm で、トラフ型を主体とする。

礫岩-礫質砂岩は層厚数十 cm-4 m で、大型斜交層理が発達する。その上位にはそれぞれ層厚数十 cm-数 m の砂岩、泥岩の薄層を挟む砂岩、砂岩泥岩互層薄層、泥岩が累重することが多く、礫岩-礫質砂岩を含め全体として上方へ細粒化する。斜交層理の発達と *Ophiomorpha* の産出で特徴づけられる厚い砂岩-砂質礫岩などを削り込んで堆積していることが多い。礫岩は主に細-中礫からなり、礫岩-礫質砂岩は大型の斜交層理がよく発達し、基底部にはチャンネル構造が発達する(第 7.5 図 A)。また、泥岩の偽礫(角礫)や上位の泥岩-砂岩泥岩互層も含め材化石を産することがある(第 7.4 図 9, 20, 28)。上部の細粒礫岩は塊状、砂岩-砂岩泥岩互層は小型の斜交層理がよく発達する。小型の斜交層理は、主にカレントリップルで 2 方向の古流向を示すこともある。また、全体として生痕化石 *Thalassinoides* が多産することが多い。

【中部】黄波戸層中部は層厚 20~35 m で、火山礫凝灰岩(凝灰角礫岩を含む)・凝灰岩・凝灰質泥岩(層厚 1

~10 m) からなる火山碎屑物主体層と、礫岩・礫質砂岩・砂岩・砂岩泥岩互層(層厚 1~12 m) からなる碎屑物とが累重する。

火山礫凝灰岩、凝灰岩及び凝灰質泥岩は、二位ノ浜や、津黄西方、今岬付近を除くと凝灰岩主体層となる。凝灰岩の基底部や下部にコンポルト葉理やリップル葉理が観察できることもある。また、火山礫凝灰岩や凝灰岩基底部は、細礫や泥岩、砂岩の薄層を挟むことがある。火山礫凝灰岩及び凝灰岩はデイサイトからなり、火山礫凝灰岩は緑色のラピリサイズ軽石が密集する軽石火山礫凝灰岩、凝灰岩は主に硬質なガラス質細粒凝灰岩からなり、凝灰岩上部には軽石を多く含む薄層がしばしば認められる。凝灰岩のうち上部では粗粒凝灰岩と細粒凝灰岩の互層がよく発達する。凝灰岩は新鮮な露頭では全体に緑-青灰色を呈し、風化すると白色-薄灰色を呈する。凝灰質泥岩は凝灰岩の上位に分布し、凝灰岩とは漸移的で、平行葉理が発達する。特に凝灰岩-凝灰質泥岩には大型植物化石が含まれることがあり、野田南西部の凝灰質泥岩産のものは、後述のように野田植物化石群と呼ばれる。一方、二位ノ浜や、



第7.5図 黄波戸層の岩相

A: 黄波戸層下部の大型斜交層理の発達する礫岩 (第7.4図20)

B: 黄波戸層中部の細粒凝灰岩と粗粒凝灰岩(一部軽石凝灰岩)の互層に発達する平行層理及びカレントリップル(第7.4図21). 古流向は南北の2方向が卓越する.

津黄西方, 今岬付近では, 火山碎屑物の基部は火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩からなり, 上方へ凝灰岩や凝灰質泥岩へと細粒化が認められる. 火山岩塊は多くは不定形に変形した白色を呈する凝灰岩のブロックで, これを除くと火山岩塊の少ない火山礫凝灰岩が多い.

礫岩・礫質砂岩・砂岩・砂岩泥岩互層の累重は, 主に火山碎屑岩の再堆積物からなる. 礫岩・礫質砂岩は平行層理や大型斜交層理が発達し, 泥岩の偽礫を含むものもある. また, 細粒砂岩と粗粒砂岩-細粒礫岩の互層では平行層理(一部低角の斜交層理)やカレントリップルが発達し, 一部マッドドレイプや2方向の古流向が認められる. 礫岩・礫質砂岩の最上部には, 石炭層の薄層を伴う泥岩・砂岩の薄互層を伴うこともある. 特牛地域では礫岩-礫質砂岩層の最上部に現地性(自生)の *Venericardia subnipponica* が産出する(岡本・早田, 1995など).

【上部】層厚 20~50 m で, 露頭条件から部分的な記載であるが, 堆積物の特徴から岩相は下記のように3分できる.

黄波戸層上部の基底部(層厚数m-10数m)は, 泥岩, シルト-極細粒砂岩, 砂岩の薄層を挟む砂岩などからなる上方細粒化層からなる. 基底部には層厚1~2mの細-中礫岩を伴うこともある(第7.4図36). 特牛地域では, この層準の泥岩から *Corbicula* 群集(布施・小高, 1986)や“*Unio*”? (早坂, 1994)の産出が報告されている.

波戸層上部の中位層準には大型の斜交層理が発達し, 主に *Ophiomorpha* などの生痕化石の産出で特徴づけられる中粒-粗粒砂岩が分布する. この砂岩には, マッドドレイプも認められ(第7.4図22), *Crassostrea* 主体の層厚数cmの薄い貝化石層を伴うこともある.

黄波戸層上部の上部は, 主に砂岩・礫岩と泥岩の互

層からなる. 砂岩・礫岩は層厚 0.2~2 m で, 級化が著しく, 泥岩を欠いて累重することもある. この砂岩・礫岩は円-亜角礫の中礫, 軟体動物化石(潮間帯下-下部浅海帯の *Glycymeris-Dosinia* 群集: 布施・小高, 1986), 流木化石を基底部に伴い, 基底部にはチャンネル状構造も認められ, 側方でプラナー型及びトラフ型斜交層理が発達する中礫サイズの礫岩-細粒砂岩へと変化する. また, 生痕化石の *Ophiomorpha* 及び上位に伴う下記のような泥岩からの *Thalassinoides* によって擾乱されている. 一方, 泥岩は塊状-平行葉理が発達し, 層厚数cmの波状-レンズ状層理の発達した砂岩を伴う. また, 石炭や凝灰岩の薄層を挟むこともある. この泥岩はしばしば径 2~4 cm の *Thalassinoides* によって擾乱されている.

堆積環境 黄波戸層下部の基底部は海進ラグの堆積物と推定され, 野田付近では生息域が泥質浅海帯やや深い浅海帯 *Venericardia-Acila* 群集(布施・小高, 1986)の産出が報告されている. この基底部上位の泥岩の堆積に顕著な海進が認められるが, 層厚は薄く, その上位は全体としてやや粗粒な堆積物が供給されており, 同じ海成層でも峠山層のようには広く沖合相は認められない.

黄波戸層全体の特徴は, 砂岩泥岩互層-シルトの薄層を挟む砂岩は砂質の潮汐平底, 上位に砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩を伴い型斜交層理の発達し *Thalassinoides* の産出で特徴づけられる礫岩-礫質砂岩は分流チャンネル-周辺湿地, 大型の斜交層理と *Ophiomorpha* の産出で特徴づけられる礫質砂岩-砂岩は波浪の影響も受けた河口州やその前面の外浜の堆積環境が推定される. 貝化石は *Crassostrea* 群集が示唆する潮間帯や *Glycymeris-Dosinia* 群集や *Venericardia* 群集が示唆する上部浅海帯

のものが産出している。

黄波戸層中部を特徴づける火山碎屑岩は、それらの岩相変化や層厚変化から推定すると、それらの主な供給源は二位ノ浜や津黄の北西方にあり、火山活動は少なくとも3回あったと考えられる。また、碎屑物からは2方向の流れを示す堆積構造も認められることから、これら火山碎屑岩は、黄波戸層下部及び上部と同じように粗粒堆積物の供給が多い浅海-干潟の堆積環境に堆積したと推定される。火山碎屑岩の大量の供給は浅海化を促し、特牛地域からの *Corbicula* 群集の産出から、内湾などの汽水環境や淡水域に近い湿地が出現するようになったと思われる。

7.4 峠山層 (Ht₁, Ht₂)

地層名・定義 名称は今村・岡本 (1959)、定義は岡本・今村 (1964)。黄波戸層で述べたように、特定の凝灰岩の上限を層区分の境界とせず、泥岩、砂岩泥岩主体の沖合相を峠山層として、岡本・今村 (1964) の定義した峠山層のうち岩相や堆積環境が黄波戸層と類似した下部を除いたものを峠山層として再定義した。

模式地 岡本・今村 (1964) により、現在の長門市向田南部 (当時の日置村峠山南部)、及び長門市 (旧油谷町) 大江東部。

分布 長門市西部 (旧油谷町北部、旧日置町の北部) に分布する。

層厚 200~300 m。

岩相・化石 岩相の特徴から、下部と上部に区別される。

[下部] 層厚 200~350 m で、層厚十数 m-30 数 m の上方粗粒化及び上方浅海化層の繰り返しで特徴づけられる。層準が不明なものが多く、柱状図で一部しか示していないが、典型的には下位より塊状-平行葉理の発達する泥岩、砂岩泥岩の互層、泥岩の薄層を挟む砂岩-不淘汰な細粒砂岩からなり、まれに不淘汰含貝化石粗粒砂岩・礫岩の薄層 (層厚 1 m 以内) を上位に伴う地層からなる。全体として細粒堆積物が多く、黄波戸層と比較し、峠山層はなだらかな地形をつくる。

泥岩は層厚数 m-20 m で、厳密にはシルト岩が多い。極細粒-細粒砂岩の層厚数 cm 薄層を挟む。小型の *Venericardia subnipponica* の産出や、散在的であるが、泥岩からはやや深い下部浅海帯の *Venericardia-Periploma* 群集や下部浅海帯の *Siliqua* 群集の産出が報告されている (布施・小高, 1986)。

砂岩泥岩互層は層厚 5~30 m で、多くが下位から上位へ、泥岩優勢から砂岩優勢泥岩砂岩互層へと変化する。泥岩優勢砂岩泥岩互層の砂岩は層厚数 cm-数十 cm で極細粒-細粒砂岩からなり、塊状、平行葉理、リップル葉理も認められる。また生痕化石は、まれに *Skolithos* が

観察できる。川尻層と比較すると少ないが、全体にスランプ褶曲も認められる。一方、砂岩優勢泥岩砂岩互層の砂岩にはハンモッキー型斜交層理やウェーブリップルが発達するものが多く認められる。

泥岩の薄層を挟む細粒砂岩は、*Ophiomorpha*, *Scalarituba*, *Cylindrichnus*, *Skolithos* の生痕化石などで、生物擾乱を受けて不淘汰な細粒砂岩となっているものも多く、また不規則に中粒-粗粒砂を含むこともある。

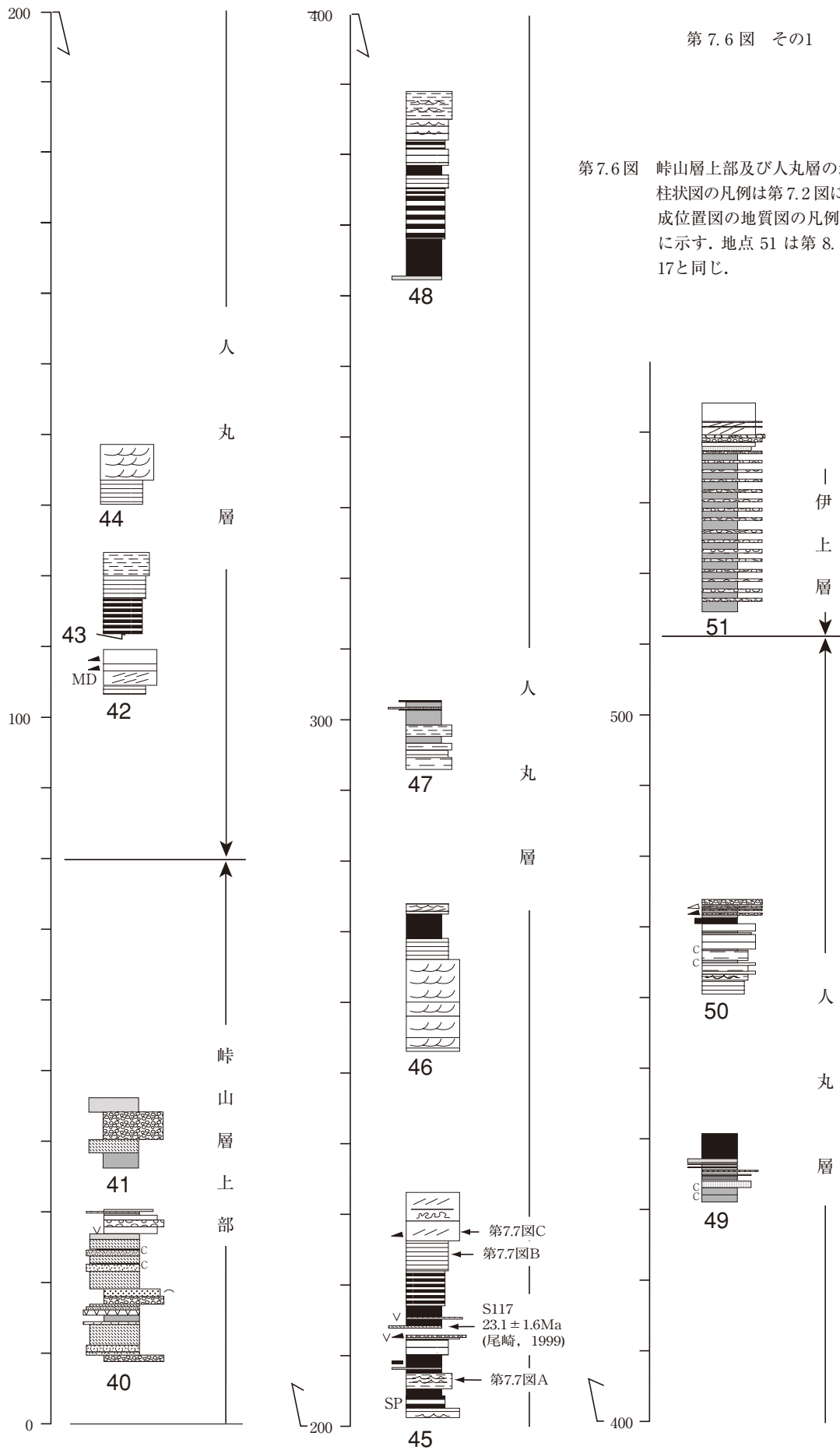
[上部] 峠山層上部の層厚 20~80 m で、総じて東方ほど薄くなる。泥岩、礫岩-砂岩、凝灰岩を主体とする。礫岩・砂岩→凝灰岩質泥岩、あるいは火山礫凝灰岩→凝灰岩の上方細粒化層の累重で特徴づけられる。

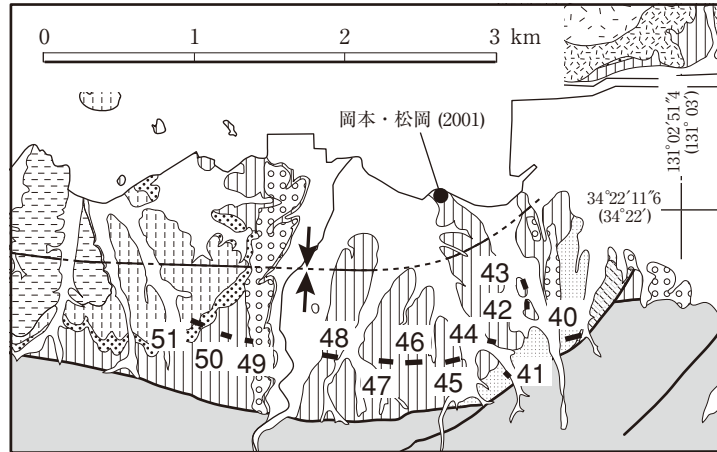
礫岩・砂岩の多くは層厚 1~2 m で、淘汰が悪いが正級化で特徴づけられ、貝化石を散在させるものがある (第 7.6 図 40, 41)。布施・小高 (1986) の報告した Loc. Mo-21 の *Glycymeris-Dosinia* 群集は、この峠山層上部の層準に位置づけられる。全体に火山礫凝灰岩・凝灰岩質で、火山礫を含むこともある。その上位に載ってくる泥岩は層厚数 m で、弱い平行葉理を示す凝灰岩質で、*Cylindrichnus* と思われる渦巻き状の生痕化石が特徴的に産する。

凝灰岩は層厚 1~3 m で、粗粒凝灰岩と細粒凝灰岩からなり、粗粒凝灰岩は一部火山礫凝灰岩を含むことがある。上方細粒化を示し、粗粒凝灰岩が基底部を、中・上部を細粒凝灰岩が占める。粗粒凝灰岩は塊状からやや級化を示し、いわゆるミソと呼ばれる軽石や火山礫を含むものが多い。細粒凝灰岩の多くは平行葉理の発達する淘汰のよい硬質で白色を呈する凝灰岩からなる。峠山層上部のうち、より上位の細粒凝灰岩ほど、石炭や粗粒凝灰岩の薄層 (層厚数 cm 以下) や炭化した植物片を含むことが多くなる。

堆積環境 峠山層下部を特徴づける泥岩や砂岩泥岩互層は、主に外浜より沖合の波浪作用限界下の堆積物で、産出する *Siliqua* 群集 (下部浅海帯) や *Venericardia-Periploma* 群集 (やや深い浅海帯) (布施・小高, 1986) の示す堆積環境とも整合的である。また、砂岩優勢の砂岩泥岩互層中のウェーブリップルやハンモック状斜交層理からは、一部波浪・暴風の影響下の沖浜の堆積物も推定される。一方、*Venericardia* 群集 (布施・小高, 1986) が産出する、層厚 1 m 以下の薄い不淘汰含貝化石粗粒砂岩-礫岩は、外浜浸食の移動堆積物と推定できる。

峠山層上部の堆積物は、全体として火山碎屑物の多量の供給と相対的な海水準低下が認められ、低地や分流通チャネルの発達する前面の浅海域での堆積環境が推定される。より上位の凝灰岩で石炭の薄層を挟むようになり、上位ほど浅海化が顕著になる。





第 7.6 図 その2

7.5 人丸層 (Hh)

地層名・定義 地層名は今村・岡本 (1959), 定義は岡本・今村 (1964) による。なお, 布施・小高 (1986) では, 人丸層の最下部の凝灰岩-凝灰質シルト岩を鍵層として下位の峠山層と区分したとあるが, 岡本・今村 (1964) の柱状図に示されているように, 凝灰岩卓越層の多くは峠山層に属する。また, 布施・小高 (1986) は, *Corbicula matusitai* の産出を峠山層最上部及び人丸層最下部に及ぶとしているが, 岡本・今村 (1964) や岡本・松岡 (2001) に従い *Corbicula matusitai* の産出層は人丸層基底部に属するものとする。

模式地 長門市 (旧油谷町) 大江西部 (岡本・今村, 1964)。なお, 岡本・松岡 (2001) は油谷町伊上 (地質図での油谷湾温泉付近) の試錐試料を詳細に記載し, 人丸層の模式柱状図に位置づけている。

分布 長門市西部の亀田, 人丸, 新別名, 伊上, 小田蔵, 西立石 (以上旧油谷町) に分布する。なお, 川尻の海岸 (森末海岸) に分布する伊上層に関しては, 葦津・岡田 (1989) 及び本報告でも伊上層 (角山層) に位置づけたが, 植物破片や有機物に富む葉理で特徴づけられ, 伊上層より人丸層のそれに似ており, 層準については今後の課題である。

層厚 層厚 300~500 m で, 比較的走向傾斜が安定した伊上の東西方向の南翼で約 450 m (第 7.6 図) の層厚が推定できる。向斜軸北側, 伊上の油谷湾温泉の試錐資料では層厚 220 m で, 堆積盆の周辺部のため薄いと解釈されている (岡本・松岡, 2001) が, この試錐位置から推定すると更に上位に人丸層が 100 m ほど分布するものと思われる。更に北方の小田蔵付近では, 見積もりが難しいが 200 m 以上の層厚を持つと推定される。

岩相・化石 1 サイクルが層厚 5~40 m の上方粗粒化

及び浅海化層の累重で特徴づけられる。典型的には泥岩, 泥岩優勢泥岩砂岩互層, 砂岩優勢泥岩砂岩互層, シルト岩の薄層を挟む細粒砂岩, 大型斜交層理の発達する砂岩, 石炭や凝灰岩の薄層を挟む泥岩・砂岩・礫岩層からなる。

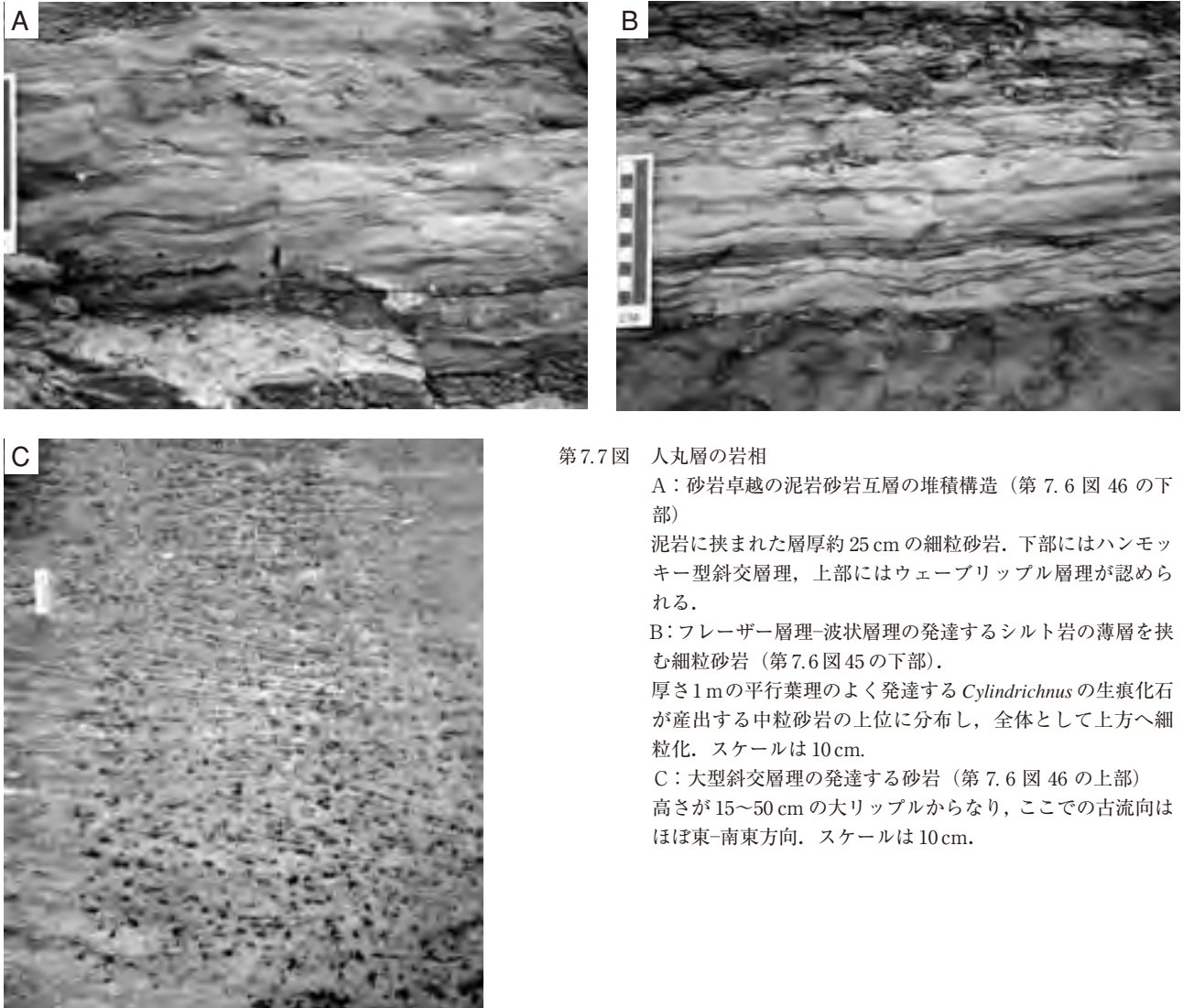
泥岩は, ほぼ泥岩のみからなるものから層厚数 mm~数 cm の細粒砂岩, 凝灰岩, マールの薄層や材化石を挟むものまである。全体に有機質に富む。ただし, 人丸層の基底部の本岩相は, 堆積域周辺での峠山層上部の再堆積を反映して, シルト岩主体かつ凝灰岩質である。主に人丸層基底部には佐世保非海成軟体動物群の要素で, 淡水あるいは汽水環境に生息すると考えられている *Corbicula matusitai* が産する (岡本・今村, 1964; 岡本・松岡, 2001)。

泥岩優勢砂岩泥岩互層のうち砂岩層は層厚 10 数 cm 以下で, 綫化が認められる中粒-極細粒砂岩からなり, 塊状-平行葉理 (まれにコンボルト葉理), リップル葉理が認められる。また, スランプ構造が発達することもある。

砂岩優勢泥岩砂岩互層は, 層厚数 cm-1.5 m の砂岩層とそれ以下の厚さの泥岩層の互層からなる。互層の砂岩層は細粒砂岩が主体で, 平行層理・ウェーブリップル層理が発達し, 一部ハンモック状斜交層理も認められる (地点: 第 7.6 図 45 下部; 第 7.7 図 A)。また, 砂岩層の基底部に軟堆積物褶曲が観察されることもある。

シルト岩の薄層を挟む細粒砂岩は, 厚さ数 cm 以下の小型カレントリップル, フレーザ-層理, 波状層理 (一部レンズ状層理) が発達し (地点: 第 7.6 図 45 上部; 第 7.7 図 B), 葉理などに沿って葉化石や炭質物を含むことがある。

大型斜交層理の発達する砂岩は, 多くは層厚数 m 前後であるが, 累重して 10 数 m 以上になることもある。淘汰のよい中粒砂岩を主体とし, 大型のトラフないし



第7.7図 人丸層の岩相

A：砂岩卓越の泥岩砂岩互層の堆積構造（第7.6図46の下部）

泥岩に挟まれた層厚約25 cmの細粒砂岩。下部にはハンモッキー型斜交層理，上部にはウェーブリップル層理が認められる。

B：フレーザー層理-波状層理の発達するシルト岩の薄層を挟む細粒砂岩（第7.6図45の下部）。

厚さ1 mの平行葉理のよく発達する *Cylindrichnus* の生痕化石が産出する中粒砂岩の上位に分布し，全体として上方へ細粒化。スケールは10 cm。

C：大型斜交層理の発達する砂岩（第7.6図46の上部）

高さが15~50 cmの大リップルからなり，ここでの古流向はほぼ東-南東方向。スケールは10 cm。

プランナー型斜交層理（高さ10~50 cm）に加え，一部平行層理が発達する。大型のプランナー型斜交層理には，特に斜交層理のラミナに沿ってあるいは基底部に泥岩の偽礫がよく見られ，古流向は一方向が卓越する（地点：第7.6図45上部；第7.7図C）。また，これら砂岩にはコンボルト葉理，*Cylindrichnus* の生痕化石が認められることもある。

石炭や凝灰岩の薄層を挟む泥岩・砂岩・礫岩層は，多くは上方細粒化層として累重する。泥岩は炭質なものが多く，一部不淘汰なものもある。現在の大江付近に分布する人丸層基底部の炭質泥岩から得られた花粉群は佐世保花粉群の特徴と類似する（Takahashi, 1993b）。

人丸層上部の礫岩は中礫以下で層厚は1 m以下で，しばしば泥岩の偽礫も含む。砂岩層は多くは数十 cm 以下と薄く，1.2 m の泥岩層の基底部に伴うことが多い。泥岩，砂岩，礫岩には，少なくとも5層準で層厚数十 cm

以下の安山岩-デイサイト質の凝灰岩及び火山礫凝灰岩の薄層が認められる。

堆積環境 人丸層最下部の *Corbicula* 群集の存在から汽水~淡水域の堆積環境への変化が推定されること（布施・小高，1986），転石のため正確な層準は不明であるが人丸層からは淡水生種である *Bellamyia kosasana* や *Lamprotula nagahamai* が産出すること（岡本・松岡，2001），比較的観察条件のよい露頭でも生痕化石を確認できなかったこと（あるいは生痕化石が極めて少ないこと）から，人丸層は *Corbicula matusitai* が産出する基底部を除き，ほぼ淡水堆積環境下にあった広い湖での堆積が推定される。岩相の特徴から推定すると，全体としては波浪と河川の影響下が推定される淡水域（基底部は汽水域）のデルタ堆積物で，泥岩や泥岩優勢砂岩泥岩はプロデルタに，フレーザー層理・波状層理の発達する薄い泥岩を挟む砂岩層，ハンモック状斜交層

理-ウェーブリップ層理砂岩、大型斜交層理の発達する砂岩はデルタフロントに、一方向の斜交層理を持つ厚い砂岩や石炭の薄層を挟む泥岩・砂岩・礫岩がデルタプレインの堆積物に、それぞれ位置づけられる可能性が高い。

7.6 地質構造

日置層群を切る地質構造は、岡本・今村（1964）で述べられているように、卓越する走向方向によって、(1) 東西正断層系（十楽-貝川断層など）、(2) 北西-南東正断層系（二位ノ浜-黄波戸断層など）、(3) 北東-南西断層系の3系統の断層群に区分できる。東西正断層系は北西-南東正断層系と北東-南西断層系に、北西-南東正断層系は北東-南西断層系に切られる。

東西正断層系（十楽-貝川断層など） 主断層は長門市十楽から貝川（旧油谷町）に至る15 kmの十楽-貝川断層で、同断層系と考えられる小断層が日置層群と伊上層中に発達する。十楽-貝川断層の東方延長部は北東-南西断層系や二位ノ浜-黄波戸断層に変位を受ける影響もあり詳細にはわからない。一方、西方延長部は海域のため不明であるが、更に約6 km西方の下関市豊北町の島戸地方の油谷湾沿い海岸には日置層群を切る東西走向で北落ちの正断層があり（岡本，1970）、この断層まで十楽-貝川断層が連続する可能性がある。

日置層群と伊上層の地質構造は十楽-貝川断層によって規制され、十楽-貝川断層より南側には日置層群と油谷湾層は分布しない。また、十楽-貝川断層沿いの日置層群と伊上層には、東西方向の軸を持ち西へプレンジする向斜構造が発達する。伊上付近のこの向斜構造は伊上向斜とも呼ばれている（葦津・岡田，1989）が、伊上地域だけではなく十楽-貝川断層全体に沿って発達する向斜構造である。十楽-貝川断層と向斜軸との距離は伊上付近では750 m-1 km、久富付近では500 m、大内山上の南方では100~200 mと、総じて西側のより上位の地層と接する断層地域ほど向斜軸と断層は離れており、西側ほど厚い地層が埋積していることが分かる。十楽-貝川断層の垂直変位は最大1,000 mと推定される。断層沿いの向斜南翼の傾斜は30°~50°に達し、露頭ではいずれも見かけ上正断層を示すものの、北東-南西断層の影響か後の変形（十楽-貝川断層の横ずれ、あるいは逆断層化）のため、一部断層沿いに地層の走向が断層方向と斜交している部分もある。

北西-南東正断層系（二位ノ浜-黄波戸断層など） 二位ノ浜-黄波戸断層（岡本・今村，1964）をはじめ、大内山下（第7.3図B）、上小田蔵、広尾などの北西-南東走向の断層が含まれる。小断層レベルもよく観察される。また、安山岩岩脈が同方向に認められ（第9章参照）、この断層の形成と関連づけられる（岡本・今村，1964）。

本断層系の代表としての二位ノ浜-黄波戸断層は、長門市二位ノ浜、黄波戸、境川、開作に至る約6 kmの北西-南東走向北東落ちの断層で、二位ノ浜の北西沖の海域においても延長部が描かれている（海上保安庁水路部，1996）。二位ノ浜-黄波戸断層は日置層群の分布を東西に2分し、川尻層にも変位を与えている。二位ノ浜-黄波戸断層沿いには断層変位に伴う引きずり向斜も認められ、断層沿いの向斜の西翼は30°前後、東翼は10°前後の傾斜を示す。上記黄波戸層中部の凝灰岩層の下面や上面では層理面に沿って断層が発達している。なお、地質図では表現しきれていないが、二位ノ浜-黄波戸断層と同じ方向の断層が日置層群などに多く発達しており、東翼部分の地層でも、これら断層により部分的に急な傾斜を示すことも多い。断層面を直接観察できる露頭はないが、これらの垂直層成分の卓越した変位の正断層が想定される。

二位ノ浜-黄波戸断層などの北西-南東正断層系は、後期中新世の天津玄武岩には不整合に覆われている。このため、主な活動時期は川尻層堆積後から天津玄武岩噴出前と考えられる。

北東-南西断層系 地質図のように、浅井の南から山根に達するもの、大坊川を横断する川原-新別名、新口、十楽-西深川の断層などで代表される断層群である。小断層の露頭での観測では垂直な断層が多く、横ずれ成分を持つ断層の可能性もある。一方、一部を除き天津玄武岩基底の標高変化は北西-南東方向に変化しており（第9章参照）、北東-南西断層系は天津玄武岩標高変化に影響を与えた地殻変動に関連した活動に伴う断層の可能性が高い。なお、山地に分布する先第三系中には北東-南西断層系と同方向の断層が発達するが、これら断層の多くは、先第三系に認められる断層と一致し、一部が本断層系として再活動したものがあると考えられるが、詳細については不明である。また、同方向には安山岩岩脈が同方向に認められ（第9章参照；岡本・今村，1964）、断層活動と関連するものと思われる。以上のことから、日置層群など新生界に発達する北東-南西断層系の形成時期は、後期中新世以降と推定される。

7.7 化石

軟体動物化石 「仙崎」地域及び下関市豊北町に分布する日置層群は多くの軟体動物化石などを産出し、今村・和田（1956）、今村・岡本（1959）、岡本（1961, 1969, 1970, 1981 a, 1981 b）、岡本・今村（1964）、Okamoto（1965）、岡本・君波（1985）、布施・小高（1986）、早坂（1994）、阿波・奥村（1993）、岡本・松岡（2001）などの研究報告がある。

布施・小高（1986）は、日置層群の軟体動物化石群を以下のような9つの群集に区分している。

- 1) *Venericardia-Acila* 群集：構成属のほとんどは上部浅海帯の深所から下部浅海帯の細砂-細砂泥底に潜行して生息する suspension feeder で、グループとしては泥質浅海帯やや深い浅海帯に生息した群集。
- 2) *Venericardia-Periploma* 群集：構成属は上部浅海帯の深所から下部浅海帯の細砂-細砂泥底に潜行して生息する suspension feeder で、グループとしてはやや深い浅海帯で、*Venericardia-Acila* 群集より深い部分を占める。
- 3) *Venericardia* 群集：構成される属は上部浅海帯から下部浅海帯の浅所の細砂-砂礫底。*Venericardia-Acila* 群集より浅い部分を占める
- 4) *Glycymeris-Dosinia* 群集：潮間帯下部から下部浅海帯の浅所の細砂-砂泥底。*Venericardia* 群集より浅い部分を占める。
- 5) *Meretrix-Spisula* 群集：干潟（潮汐平底）や岩礁に近接浅海。*Glycymeris-Dosinia*群集。
- 6) *Siliqua* 群集：やや深い浅海帯。
- 7) *Crassostrea* 群集：内湾潮間帯。
- 8) *Corbicula* 群集：汽水から淡水域。

なお、岡本（1970）の *Venericardia-Angulus* 群、*Venericardia*-I 及び II 群、*Dosinia-Glycymeris* 群集は、それぞれ布施・小高（1986）の *Venericardia-Acila* 群集、*Venericardia* 群集、*Glycymeris-Dosinia* 群集にほぼ一致する。また、早坂（1994）による下関市北部（旧豊北町）特牛地域に分布する日置層群の *Crassostrea-Batillaria assemblage*、*Venericardia-Turritella assemblage*、*Meretrix-Spisula assemblage* は、それぞれ布施・小高（1986）の *Crassostrea* 群集、*Venericardia* 群集、*Glycymeris-Dosinia* 群集にほぼ一致すると思われる。

群集の構成属のほとんどが、温帯（北緯 35~40°）以南にしか生息しておらず、暖温帯以南にしか生息していない属も多いことから、日置層群産軟体動物化石群は暖温帯に生息していたと推定されている（布施・小高，1986）。また、黄波戸層や峠山層は芦屋動物群（Otsuka, 1939）、人丸層は佐世保非海棲軟体動物群（Suzuki, 1941）に対比されている（岡本・今村，1964 など）。

植物化石 十楽層（岡本・今村，1964；Tanai and Uemura, 1983；植村ほか，1998）、黄波戸層（野田植物群：今村，1958；今村ほか，1958；高橋，1959；Tanai and Uemura, 1991 a・b；植村ほか，1998）、人丸層下部（大坊化石植物群：今村・和田，1956；今村・岡本，1959；岡本・今村，1964；Huzioka, 1974）で産出する。特に Huzioka（1974）、Tanai and Uemura（1983, 1991 a, 1991 b）、植村ほか（1998）で、植物化石の詳細な記載が行われている。なお、植村ほか（1998）で記載された黄波戸層産植物化石は、暫定的に黄波戸層下部に位置づけられたが、産出地点や岩相記載から見ると十楽層上部の泥岩・凝灰岩主体層の植物化石と

考えられる。

十楽層から産出する植物化石に関しては、特に *Engelhardia* が記載され、北朝鮮北部から沿海州、北海道にかけて産出する東アジアの後期漸新世に特徴づけられる植物化石として位置づけている（Tanai and Uemura, 1983）。また、黄波戸層から産出する野田植物群は常緑樹を含む温帯落葉樹で、時代は後期漸新世に位置づけられている（Tanai and Uemura, 1991 a・b；植村ほか，1998）。大坊化石植物群は、常緑樹を含む落葉樹林からなり暖温な気候を示し、かつて台島型植物群に対比されていた（Huzioka, 1974）が、ほかの日置層群産植物化石と同様に、主に落葉広葉樹から構成され常緑広葉樹・針葉樹を含む暖温帯林の組成を示し、中新世要素を含む後期漸新世の植物群に位置づけられている（Tanai and Uemura, 1991 b）。なお、鹿野・柳沢（1989）によると、阿仁合型植物群の産出下限が 26 Ma で、その後 19~18 Ma, 16~15 Ma 頃に阿仁合型とされる冷温型の植物群が出現しているものの、台島型と呼ばれる植物群の出現下限は 22 Ma であったとしている。台島型植物群の出現下限が 22 Ma とすると、後述のように人丸層の FT 年代とも整合的で、人丸層産植物化石がかつて台島型植物群に対比されていたとしても不思議でない。全体として、十楽層植物群、野田植物群、大坊植物群は、組成的特徴・共通種で類似点が多い（植村ほか，1998）

以上の大型植物化石のほかに、黄波戸層中部（長門市黄波戸付近）と人丸層基底部（河原浦付近）から産出する花粉化石は、漸新世の中頃から前期中新世の前半の佐世保花粉群に対比されている（Takahashi, 1963 a・b）。

その他の化石 人丸層を除く日置層群からは底生有孔虫化石（岡本，1960）、峠山層からは CP 15~19（後期始新世-漸新世；Okada and Bukry（1980））の石灰質ナノ化石 *Dictyococites bisectus* の産出報告がある（布施・小高，1986）。また、下関市豊北町の日置層群からはスナモグリ科の十脚甲殻類化石（Karasawa, 1993；柄沢，1997）の研究報告がある。

7.8 地質年代

日置層群は産出する軟体動物化石群が芦屋層群（下部漸新統）に産する芦屋動物群に対比されている（岡本・今村，1964；布施・小高，1986 など）が、芦屋層群は FT 年代や微化石年代から前期漸新世の中位から後期漸新世初期の堆積物に位置づけられており（尾崎・濱崎，1990；Okada, 1992）、後述のように日置層群の FT 年代から見るとやや芦屋層群よりも若い堆積年代を示す。一方、前述のように日置層群産の植物化石群は後期漸新世に位置づけられている（Tanai and

Uemura, 1991b など).

日置層群の FT 年代は、長門市二位ヶ浜の黄波戸層中部の凝灰岩から 27.0 ± 2.4 Ma (地点：第 7.4 図 19 の H1-1 及び地質図の放射年代測定地点 5；尾崎, 1999), 下関市豊北町北部の同じく黄波戸層中の凝灰岩から 27.2 ± 2.4 Ma (村上ほか, 1989) 及び 25.8 ± 1.5 Ma (尾崎, 1999) が得られ、3 つのデータは誤差範囲で一致する (第 2.3 図). 一方、人丸層中部の緑灰色を呈し軽石を多く含む層厚 20 cm の安山岩質の中粒凝灰岩からは

22.8 ± 1.4 Ma (第 7.4 図 45 の S117；地質図の放射年代測定地点 6) の値が得られ (尾崎, 1999), 後期漸新世末-前期中新世初頭の FT 年代を示す. なお、木村・辻 (1990, 1992) からも FT 年代が得られているが、年代値の扱い方に疑問があるため (尾崎, 1999), 第 2.3 図には掲載しなかった.

以上のように、日置層群はほぼ後期漸新世の堆積物で、一部前期中新世初頭に及ぶ可能性がある.

第8章 油谷湾層群

(尾崎正紀)

8.1 概要及び研究史

油谷湾層群は、日置層群と同様、長門市西部（旧油谷町及び日置町）の油谷湾や下関市豊北町角島など山口県北西部沿岸域とその周辺海域に分布する前-中期中新世の層厚700m以上（海域では更に厚いと推定される）の堆積物である。油谷半島やその周辺で日置層群を広く覆い、角島東部や油谷半島などで、岩脈類に貫入され、向津具層、大津玄武岩、第四系に不整合で覆われている。

油谷湾層群は、日置層群と同様、古くは巨智部(1903)、鈴木(1906-1907)、小倉(1919)、須藤(1942)などによって第三紀層として知られていた。戦後、層序・岩相・化石の研究を主体に本格的な研究が行われ、和田ほか(1951)、今村・和田(1956)、今村・岡本(1959)、岡本(1960)、岡本・今村(1961)、岡本(1961)、岡本・今村(1963)などの研究を経て、岡本・今村(1964)やOkamoto(1965)で詳細にまとめられた。後に、堆積学的及び層序学的研究が葦津・岡田(1989)によって行われた。

油谷湾層群を最初に命名したのは和田ほか(1951)で、油谷湾東部に分布する日置層群を覆う角山層（以

降、原典において「累層」とあるものも「層」と呼称する）と川尻層からなるとしていたが、後に今村・岡本(1959)は今村・和田(1956)が定義した菱海層（現在の油谷湾南岸に分布する伊上層と人丸層に相当）の伊上層相当層を油谷湾層群に含めた。岡本・今村(1964)で、詳細な記載とともに油谷湾層群は下位より伊上層、角山層、川尻層に区分され、油谷湾の南岸に分かれて分布する伊上層と北岸に分布する角山層及び川尻層とは同時異相の関係にあるとされた（第8.1図）。その後、日置層群産貝類化石の研究を行った布施・小高(1986)は油谷湾層群を伊上層と川尻層と2層のみとして、両層を同時異相の関係にあるとした。

一方、葦津・岡田(1989)は、角山層と伊上層とは堆積相などに基づいて同じ地層に位置づけられると結論づけた（第8.1図）。また、葦津・岡田(1989)は岡本・今村(1964)の定義した川尻層の基底部にありとされた浅海性堆積物を角山層の最上部に含め、川尻層は深海性堆積物で特徴づけられる地層とした。本報告では葦津・岡田(1989)に従うが、葦津・岡田(1989)で便宜上そのまま残されていた角山層を廃止して伊上層に統合した。

油谷湾層群と日置層群は不整合関係にあるとされる（岡本・今村, 1964；岡本, 1970；布施・小高, 1986；葦津・岡田, 1989）。ただし、岡本・今村(1964)では時間的な間隙はほとんどなく、その間に明瞭な構造運動がなく非整合程度と表現しているように、伊上層と人丸層とは構造的には整合的であると考えられている。油谷湾東部の伊上層（角山層）と川尻層は油谷湾東端の赤屋海岸で整合的な累重関係が認められるとしているが、伊上層と川尻層は赤屋海岸以東では伊上層とはオーバーラップの関係が認められること、人丸層と伊上層は地質構造上大きなギャップは存在せず整合的に重なっていること、角山層の微化石年代は川尻層のものである可能性が高いことなどから、本報告では伊上層は前期中新世前半、川尻層を中期中新世の前半の堆積物と位置づける（第8.1図）。なお、詳細については後述の地質年代の項で記述する。

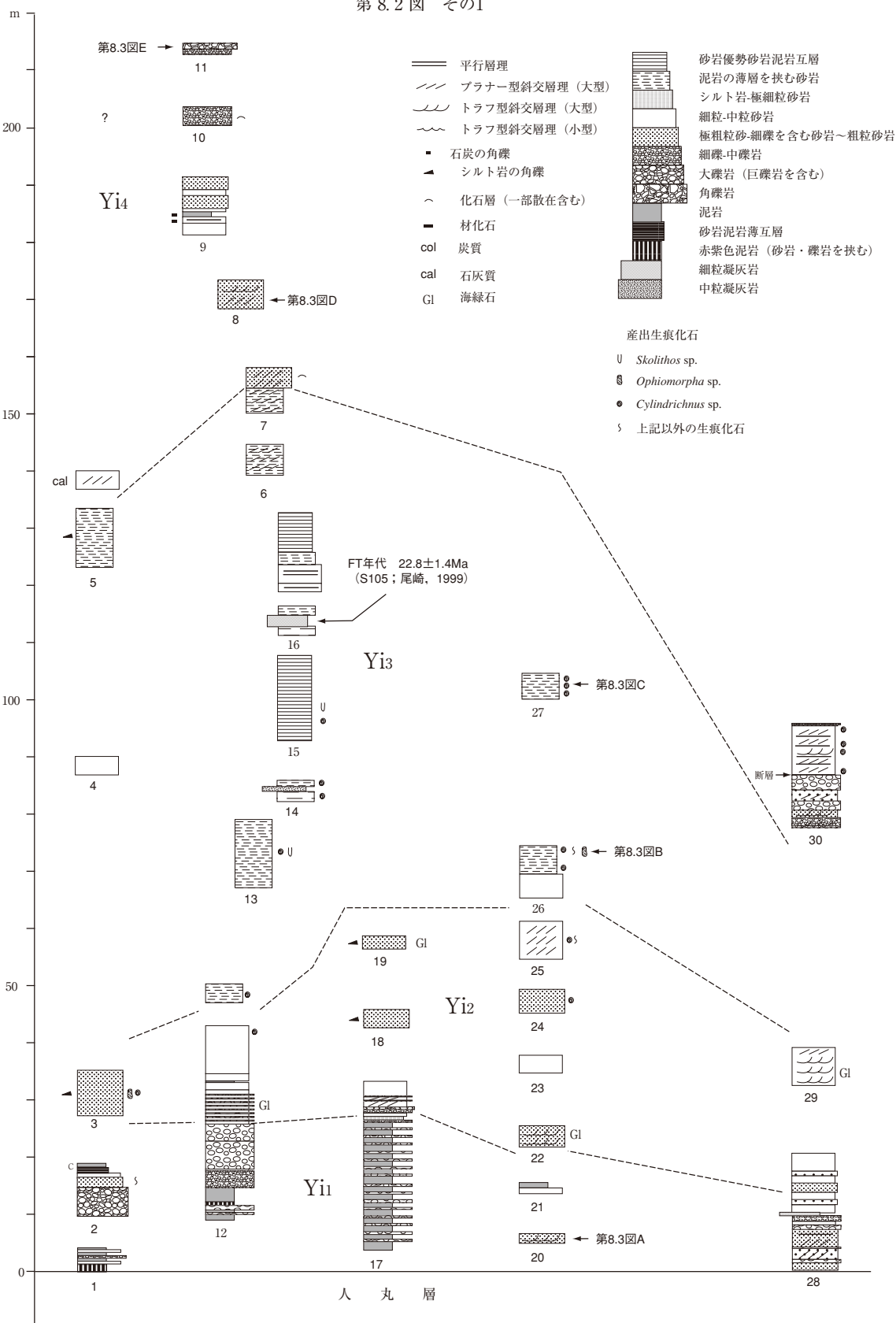
伊上層（角山層）からは、貝類化石（岡本・今村, 1964・1971；岡本, 1977・1981a・1981b；岡本・君波, 1985）、底生有孔虫化石（岡本, 1960）、カニ化石（柄沢ほか, 2004）など化石に関する研究報告が多くある。また、角山層下部の泥岩からは浮遊性有孔虫化石 *Globigerinoides sicanus*（南, 1979）が報告されているが、

| 地質時代 | 岡本・今村 (1964) | 葦津・岡田 (1989) | 本報告 (1989) | |
|------|--------------|--------------|------------|-----|
| 中新世 | 後期 | | | |
| | 中期 | 川尻層 | 川尻層 | 川尻層 |
| | | 伊上層 角山層 | 伊上層 角山層 | |
| | 前期 | | | ? |
| 漸新世 | 日置層群 | | 伊上層 | |
| | | 日置層群 | 日置層群 | |

第8.1図 油谷湾層群の層序区分

岡本・今村(1964)では、当時の年代資料から日置層群の現在の十楽層を漸新世、それ以外をAquitanian（前期中新世の前半）の地層としていた。後に岡本・君波(1985)では十楽層から峠山層を漸新世、人丸層を前期中新世の前半の堆積物に位置づけており、葦津・岡田(1989)ではそれが反映されている。

第 8.2 図 その1



地質年代で述べるように、本報告では地すべり地帯の西側海岸にあたるこの露頭は岩相・化石から川尻層であると考へて、第2.3図では南(1979)のデータは川尻層に位置づけている。

一方、川尻層からはやや深い環境で寒冷な貝類化石(*Lucinoma*, *Akebiconcha*を主とする)が、スランプによってもたらされたと考へられる *Ostrea* などの極めて浅い環境の貝類化石とともに産出する(岡本・今村, 1964・1971)。また、津黄峠付近の川尻層下部の含礫泥岩からは、八尾-門ノ沢動物群を特徴づける *Batillaria toshioi*, *Conus cf. tokunagai*, *Turbo ozawai*, *Placopecten protomolitus* などの貝化石が産する(布施・小高, 1986)。なお、石灰藻岩塊(Ishijima, 1962; 岡本・今村, 1964; 長浜, 1967b)の産出が報告されており、スランプに伴う異地性のもので伊上層産の可能性が高いとされる(葦津・岡田, 1989)。更に、川尻の森末海岸の川尻層下部からは浮遊性有孔虫 *Globorotalia adamantea* (黄・岡本, 1979)が産出し N10 (Blow, 1969)に、また NN5 (Martini, 1971)に対比される石灰質ナノ化石が産出している(Huang and Okamoto, 1980; 第2.3図)。

油谷湾層群の堆積学的研究には長浜(1967a)、葦津・岡田(1989)、木元・前島(1995)の研究があり、特に葦津・岡田(1989)で詳細に記載されている。

8.2 伊上層 (Y₁, Y₂, Y₃, Y₄)

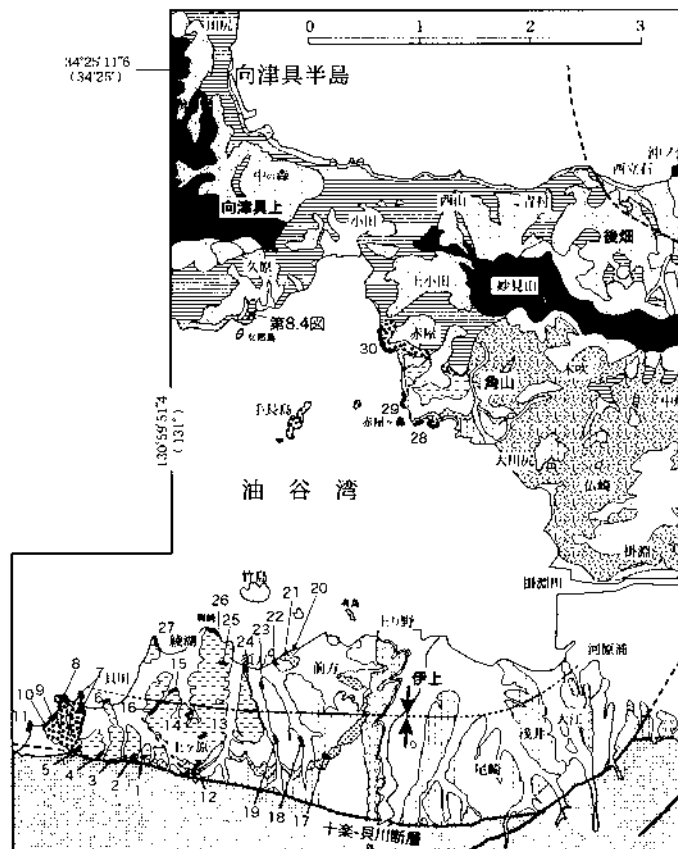
地層名・定義 葦津・岡田(1989)による伊上層と角山層及び川尻層の層序関係に従い、葦津・岡田(1989)の定義した角山層と伊上層を統合したもの。ただし、掛淵西方の角山層は川尻層に含めた。なお、葦津・岡田(1989)の角山層は岡本・今村(1964)が定義した角山層に川尻層の基底部を加えたものである。

模式地 長門市(旧油谷町)伊上西方の海岸線付近(岡本・今村, 1964)。ただし、模式地では伊上層下部の岩相がほとんど観察できない。

分布 長門市(旧油谷町)の伊上・角山・川尻のほか、油谷湾内の竹島、手長島などに分布する。なお、掛淵北部から西部にかけて分布する地層について、岡本・今村(1964)は角山層に位置づけているが、本報告では一部角山層が含まれている可能性があるものの、川尻層を主体とする地すべり堆積物・ブロックとして存在しているものと位置づけている。

層序関係 人丸層の上位、川尻層の下位に位置づけられる。

層厚 伊上で220 m以上(上限不明)、角山付近で100~120 m。



第8.2図 その2

層序区分 岡本・今村(1964)は下位より Ia~f, 葦津・岡田(1989)はその本文中で油谷湾南部に分布する伊上層を[最下部],[主部],[上部],[最上部](説明の便宜上,[]を付加)に細分している. 本報告では岩相によって Y_{i1} , Y_{i2} , Y_{i3} , Y_{i4} の4つの岩相に区分した(第8.2図). なお, 単純に岩相で区分したため, 一部時間軸や堆積環境とは斜交する. 概ね Y_{i1} は Ia 下部と[最下部]の下部, Y_{i2} は Ia 上部~Ib と[最下部]の上部, Y_{i3} は Ic~Id と[主部], Y_{i4} は Ie~If と[上部]及び[最上部]に相当する.

岩相・化石 基底部と最上部で礫岩・粗粒砂岩が卓越し, 中部では砂岩, 砂岩優勢の泥岩砂岩互層が認められ, 特に伊上では細粒化から粗粒化への変化が明確に認められる.

(1) Y_{i1}

伊上層の基底部を構成し, 層厚 15~35 m の粗粒堆積物からなる. 主体は非海成層であるが, 上部及び北部は海成層からなる. 伊上では礫岩主体層と礫岩を挟む泥岩層とから構成され, 特に十楽-貝川断層沿いで礫岩層が, 断層から離れた向斜軸付近では礫岩を挟む泥岩層が卓越する. また須方や赤屋ヶ鼻では斜交層理の発達した礫岩を含む粗粒砂岩が卓越する.

十楽-貝川断層近傍(第8.2図の地点2,11など)では, 基底部に泥岩主体層を2~10 m 伴い, 礫岩層が10~20 m 発達する. 断層近傍の泥岩主体層(一部礫岩も含む)は, 一部エピクラスティックな礫岩・砂岩の薄層を挟む. 泥岩は赤色化が一部で認められる. また, 礫岩層は下位から大礫岩, 中礫岩, 砂岩礫岩互層, 礫岩を含む砂岩へと変化し, 全体として上方への細粒化が認められる. 礫種は, 日置層群の凝灰岩・シルト岩・砂岩, 阿武層群の流紋岩類(一部安山岩類を含む), 関門層群の頁岩からなる. 特に人丸層産と推定される細粒凝灰岩の大礫サイズの角礫が多く, 風化して白色を呈して目立つ. 阿武層群や関門層群の礫は亜円礫を主体とする. Y_{i1} 上部の砂岩礫岩互層や礫岩を含む砂岩(第8.2図地点11など)には *Chlamys*, *Lima*(岡本・今村, 1964)などの貝化石を産出することがある.

礫岩を挟む泥岩層は十楽-貝川断層沿いから離れた宮ノ馬場付近の Y_{i1} を特徴づける岩相で, 断層縁辺部の礫岩主体層とは漸移関係にある. 灰色-青灰色(顕著な赤色化は認められない)の泥岩を主体とし, 厚さ数十 cm~2 m の亜角礫-角礫主体の細礫-中礫岩(一部大礫も含む)層をレンズ状に多くの層準で挟む. また, 一部凝灰岩質粗粒砂岩の薄層(層厚数十 cm)や凝灰岩質泥岩も含まれる. 泥岩は基底部に砂岩を伴い, 砂岩から泥岩へ上方細粒化がしばしば認められる. 挟まれる礫岩基底部はチャンネル構造を示すことが多く, 地点16のチャンネルの堆積構造では北ないし北西方向の古流向が求められる. 礫は人丸層起源の薄い灰白色を呈する凝灰

岩の角礫が目立ち, 阿武層群起源火山岩の亜円礫-円礫も多く含まれる.

前方付近(第8.1図地点16)では大型斜交層理の発達する粗粒砂岩が分布する. 粗粒砂岩は亜角礫の細礫を含む円磨度・淘汰の悪い砂岩からなる. トラフ型の大型斜交層理がよく発達し(第8.3図A), 古流向は概ね南東を示す.

伊上地域の北端から角山地域では, 下部あるいは北への側方変化として斜交層理の発達した礫岩を含む粗粒砂岩が卓越する. 角山の海岸(第8.1図地点28)の大型斜交層理粗粒砂岩($n=10$)から得られる古流向は, 南ないし南東を示す.

(2) Y_{i2}

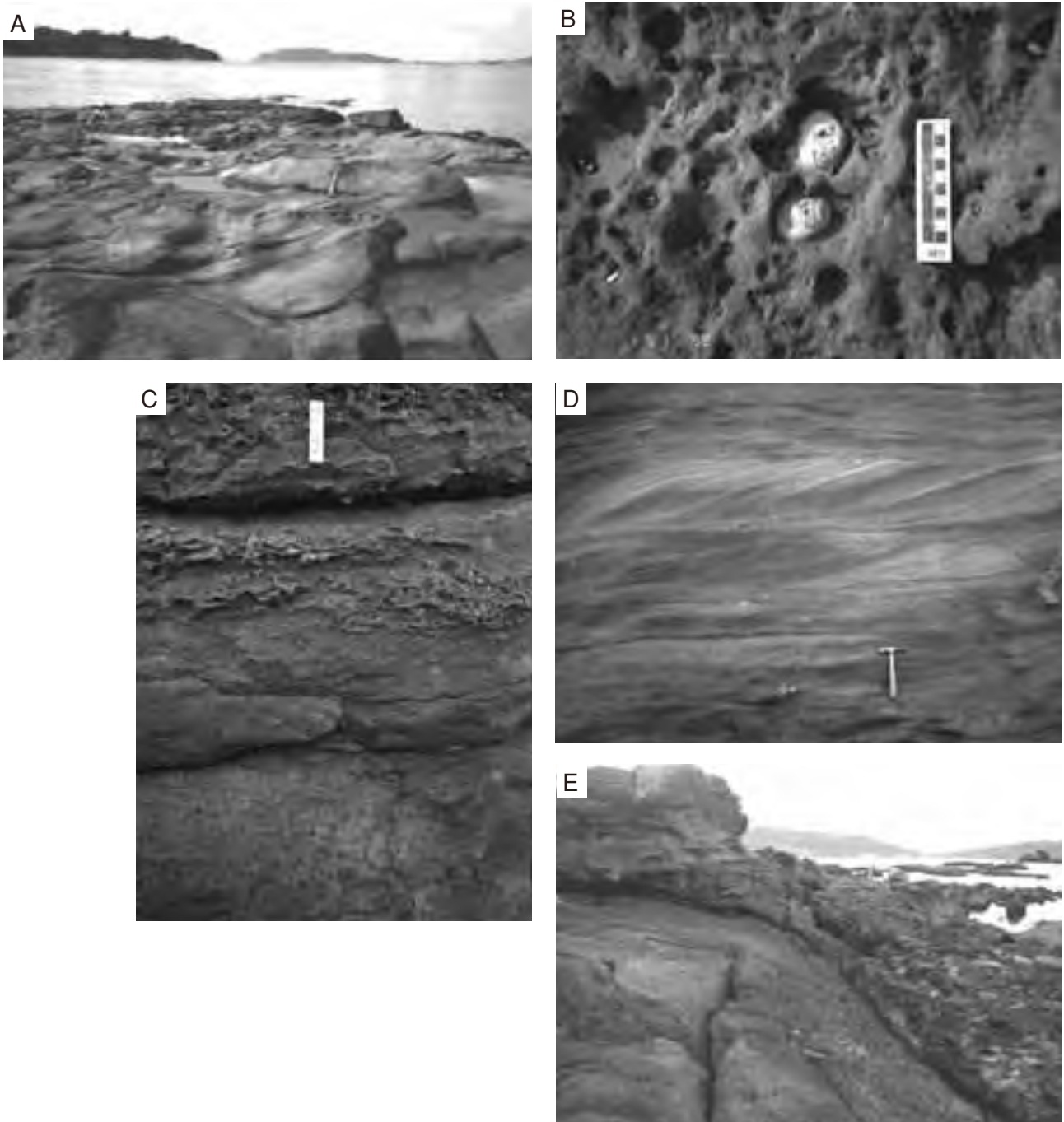
層厚 10~35 m. Y_{i1} 及び Y_{i3} とは漸移的な関係にある. 中粒-粗粒砂岩を主体とする浅海成層からなり, 斜交層理が発達する. *Cylindrichnus* sp. の産出で特徴づけられ, 海緑石を産することが多い. 生痕化石は *Cylindrichnus* sp. が多産し, ほかに *Skolithos* sp. や *Ophiomorpha* sp. も認められる. 貝川(地点3)では, 細礫を含む粗粒砂岩-砂岩が厚く堆積し, シルト岩や凝灰岩の中礫サイズ以下の角礫を多く含む.

(3) Y_{i3}

層厚 35~100 m. 伊上層中で最も細粒堆積物が卓越する浅海成層で, 上ヶ原・綾湖付近(第8.2図の地点11~15)では, 下位より泥岩の薄層を挟む砂岩, 砂岩優勢の砂岩泥岩互層, 砂岩, 泥岩の薄層を挟む細粒-中粒砂岩(一部粗粒砂岩), 斜交層理の発達する中粒砂岩, 泥岩の薄層を挟む細粒-中粒砂岩からなる. 総じて, 向斜中軸部より離れた十楽-貝川断層沿いで粗粒かつ層厚が薄くなる傾向が認められる. また, 本層の中部付近には, それぞれ向斜軸部付近で厚さ2 m と30 cm の淘汰のよい, 平行葉理がよく発達する珪長質の中-細粒凝灰岩が挟まれる. 凝灰岩は, まれにつぶれた軽石(径数 mm)を含むこともある.

Y_{i3} の主体をなす泥岩の薄層を挟む細粒-中粒砂岩は, 層厚 10~30 cm の厚さで細粒-中粒砂岩とシルト岩-極細粒砂岩が互層, あるいは中粒-細粒砂岩からシルト岩-極細粒砂岩へと級化層からなる. 全体に貝類化石は, ほとんど認められない. Y_{i3} の特に下の泥岩の薄層を挟む砂岩や砂岩優勢の砂岩泥岩互層中には *Cylindrichnus* sp. が多産し(第8.3図B), 部分的に *Skolithos* sp., *Ophiomorpha* sp., 針状の生痕も認められ, 一部に著しく生物擾乱を受けることもある(第8.3図C).

最上部の泥岩-極細粒砂岩の薄層を挟む砂岩には, *Chlamys* や *Balanus* の破片が認められ(岡本・今村, 1964), プラナー型斜交層理が発達する(地点6,7など). わずかであるがヘリンボーン斜交層理と思われる堆積構造も観察され, シルト岩の偽礫など, 潮汐の影響を受けたと推定される堆積物が分布する.



第 8.3 図 伊上層の岩相

A: Yi_1 の大型斜交層理の発達する細礫・中礫を含む粗粒砂岩（一部礫岩）（須方；第 8.2 図 20）

B: *Cylindrichnus* sp. の産状（綾湖；第 8.2 図 26 上部）

Yi_3 の泥岩の薄層を挟む中粒砂岩で，ほかの属の生痕化石も多い。

C: Yi_3 の泥岩の薄層を挟む中粒砂岩の *Cylindrichnus* sp. による著しい生物擾乱作用と（綾湖（「阿川」地域内）；第 8.2 図 27）

D: Yi_3 上部のプラナー型斜交層理（撮影地点：貝川「阿川」地域内第 8.2 図 8）

岩相は中粒砂岩-細礫を含む粗粒砂岩からなり，古流向は南東方向。

E: Yi_4 最上部の礫岩層（貝川（「阿川」地域内；第 8.2 図 11）

上部は角礫を多く含む大-巨礫岩層からなり，チャンネル底を示し下位の中礫岩層を削り込んでいる。チャンネル壁面の方向は北北東-南南西方向。礫種は多くは阿武層群からの流紋岩類と人丸層-伊上層由来の凝灰岩（礫岩も含む）からなる。

角山赤屋の油谷湾海岸では露頭が欠如し露頭が限られているが、全体として細粒砂岩や泥岩の薄層を挟む砂岩が卓越し、伊上の Yi_3 の堆積物と一致する岩相が分布する。

なお、川尻の中ノ明付近の海岸（森末海岸；岡本・今村，1964）に分布する植物破片や有機物に富む小型斜交層理砂岩に関しては、岩相と *Cylindrichnus* sp. の産出などで特徴づけられることから、本報告では Yi_3 に位置づけた。なお、葦津・岡田（1989）では角山層の最上部に位置づけている。

(4) Yi_4

層厚 60 m 以上で貝川付近（「阿川」地域内）、手長島、赤屋に分布する。貝川付近では、 Yi_4 の下部は極粗粒砂岩主体層、上部は礫岩主体層からなる。赤屋付近では、下限がはっきりしないが、下部に礫岩層、上部に砂岩層（最上部に礫岩の薄層を伴う）が分布し、その上位を川尻層が覆う。

貝川付近の Yi_4 の下部は、斜交層理のよく発達する極粗粒砂岩-細礫岩を含む砂岩を主体とし、中粒砂岩や泥岩を挟む。全体にコケムシ、藻類化石を含み石灰質となっている。上ヶ原西方の砂岩（第 8.2 図：地点 5 の柱状図上部）や貝川付近の極粗粒砂岩-細礫岩を含む砂岩（第 8.2 図地点 8 など）などではコセット 20~40 cm のプラナー型~トラフ型の大型斜交層理がよく発達する。

貝川付近の Yi_4 の上部は化石を含む細礫-中礫岩を主体とし、全体に *Chlamys*、*Ostrea*、コケムシ、藻類化石を含み（岡本・今村，1964）、下部と同様に堆積物は石

灰質となる。また、 Yi_4 の最上部（層厚 4 m 以上、上限不明。は岡本・今村（1964）の Ig に一致）の大礫岩は基底がチャンネル構造を示し、径 1 m 前後の巨礫を含む大礫-中礫主体の円礫-角礫岩からなり、上位で角礫が増加する。礫種は阿武層群の流紋岩類や関門層群頁岩のほか Yi_3 由来の礫も多く、含まれる貝化石は *Polinices*、*Chicoreus*、*Balanus* などの破片のみである。

堆積環境 岩相変化から見ると、伊上層は Yi_1 から Yi_2 、 Yi_3 へと海進が進み、 Yi_3 から Yi_4 へは海退、粗粒化が認められる。全体に粗粒堆積物の供給が多く、最も海進が進んだ Yi_3 でも、泥岩の少ない砂岩泥岩互層が認められるのみである。葦津・岡田（1989）は、泥岩が卓越しないことや *Cylindrichnus* の産出や海緑石の産出から、伊上層の堆積環境を極浅海と推定している。また、上記のように、十楽-貝川断層沿いを除くと、伊上層は西方への古流向が卓越していること、化石（岡本・今村，1964）や堆積構造（葦津・岡田，1989）は潮汐の影響を強く受けた堆積環境下であったこと、十楽-貝川断層沿いの Yi_1 や Yi_4 で礫岩が卓越すること、この断層に平行して発達する向斜軸付近で層厚が大きくなる傾向にあることから、伊上層は十楽-貝川断層活動の影響を強く受けた堆積盆で西方に開いた湾での堆積が推定される。

8.3 川尻層 (Yw)

地層名・定義 葦津・岡田（1989）による。岡本・



第 8.4 図 川尻層に見られる横臥褶曲
旧油谷町指定天然記念物。撮影地点は、長門市（旧油谷町）向津具上くばら久原（第 8.1 図参照）で、今岡撮影。

今村 (1964) の定義した川尻層のうち、基底部に存在するとした浅海性堆積物を除いた深海性堆積物のみで特徴づけられる地層である。

模式地 長門市 (旧油谷町) 角山から小田, 森末を経て川尻に至る県道及び海岸付近 (岡本・今村, 1964)。

分布 油谷半島, 向津具半島, 油谷島, 及び周辺海域に広く分布する。

層厚 300 m 以上。葦津・岡田 (1989) は 350 m 以上と積算。

岩相・化石 深海性堆積物で, 塊状-平行葉理の発達する泥岩, 泥岩優勢の砂岩泥岩の互層, 砂岩優勢の砂岩泥岩からなる。しばしばこれらの上方粗粒化層で特徴づけられ, 多くのスランプ褶曲が認められる (第 8.4 図)。スランプ層には化石と共に砂岩, 礫岩を含むことがある。

泥岩は層厚数 m-20 m で, 厳密には黒色から暗灰色の粘土岩主体で, 層厚数 cm 以下のシルト, 極細粒-細粒砂岩の薄層を挟む。また, *Zoophycos* 様 (葦津・岡田, 1989) の生痕化石を産する。

砂岩泥岩互層は層厚 5~30 m で, 主に下位から上方に向かって泥岩優勢から砂岩優勢泥岩砂岩互層へと変化する。厚さ数 cm-数十 cm の砂岩は極細粒-細粒砂岩からなり, 塊状, 平行葉理, リップル葉理の堆積構造も認められる。特に砂岩卓越部分の厚さ 20~50 cm の砂岩層の上部にはハンモック状斜交層理も認められる。また, 脱水構造, 面なし断層が観察される。砂岩泥岩互層の泥岩部は葉化石や炭質物を比較的多く含む。

スランプ褶曲に伴い, 砂岩, 石灰岩, 礫岩の礫を含む含礫泥岩が認められ, 海底地すべりによって浅海よりもたらされた *Batillaria*, *Anadara*, *Chlamys*, *Ostrea* などの貝類化石 (岡本・今村, 1964) が含まれる。油谷島の本油谷・俵島付近 (「阿川」地域内) では, 特に浅海性石灰藻 (*Lithothamnium*) 石灰岩のブロックが報告されている (岡本・今村, 1964; 葦津・岡田, 1989 など)。

川尻層のスランプ褶曲の移動方向から北へ傾く斜面が, また底痕からは南東-北西あるいは南西-北東方向の古流向, タービダイト Tc 部の斜交層理から南から北あるいは南西から北東が卓越する古流向が求められている (葦津・岡田, 1989)。

堆積環境 川尻層は上述の岩相から低密度混濁流や暴風時の振動での堆積が推定でき, 主に大陸斜面中部から上部の半深海におけるタービダイト重力流堆積物 (葦津・岡田, 1989) であり, 一部ハンモック状斜交層理で代表されるストーム堆積物 (木元・前島, 1995) が認められる。また, 上述のように, スランプ褶曲, 底痕, タービダイト Tc 部の斜交層理から, 北方への堆積盆の斜面で川尻層が堆積したと推定されている (葦津・岡田, 1989)。

なお, 長浜 (1967 a) も斜交層理と漣痕から, 伊上層

は西へ, 川尻層は東北東へ碎屑物が供給されたとする古流向を得ている。

8.4 地質構造

十楽-貝川断層の北側に分布する伊上層は, 断層の影響を受け向斜構造が形成されている。この向斜構造は西へ数度ブランチした東西方向の褶曲軸を持つ。北翼では数-10° の南西傾斜を, 南翼の断層沿いでは北西から北への傾斜 20~60° を示す。全体として人丸層の地質構造と整合的である。ただし, 上ヶ原西方の十楽-貝川断層沿いでは, 人丸層と伊上層が斜交傾斜して接する。峠山層から伊上層を通して下位の層準ほど十楽-貝川断層沿いの傾斜が急なこと, 伊上層の古流向が西方向である (葦津・岡田, 1989) ことから, 伊上層は十楽-貝川断層の活動による堆積盆 (例えばハーフグレーベン) の堆積物の可能性が高い。なお, 上記の上ヶ原西方付近のような伊上層と人丸層の部分的な不整合関係は, 伊上層の堆積期間中の断層活動の再活動 (横ずれ断層化など) により起こったと推定される。

角山付近の伊上層の全体の分布を考えると, 北東-南西走向, 北西へ 10° 程度傾斜する地質構造が認められる (第 7.1 図)。一方, 千畳敷から小田付近に至る川尻層の分布からは, 細かな褶曲構造を無視すると, 全体として北東-南西走向, 北西へ 5~6° 傾斜する地質構造が求められる。この地質構造は, 前述の伊上層の分布から求められる傾斜よりも緩く, 角山の赤屋付近では整合的であるものの, 角山東方や蔵小田北方では人丸層や峠山層を, 野田方面では黄波戸層を不整合に覆っている。

油谷半島東部の川尻層は二位ノ浜-黄波戸断層 (第 7 章参考) など, 北西-南東正断層系に切られており, 後述の北東-南西から東西方向の褶曲構造に先行する地質構造と推定される。

川尻層を細かく見ると軸方向が北東-南西から東西方向で振幅が 500 m 程度の褶曲がよく発達する (岡本・今村, 1964; 葦津・岡田, 1989)。なお, 川尻層中には北東-南西方向のこれら褶曲構造形成に伴う副次的な正断層がよく発達する。

中-後期中新世の山陰から対馬沖海域においては, 北西-南東方向の圧縮による北東-南西方向の断層・褶曲の発達, 火成岩の貫入, 広域不整合の形成が知られている (南, 1979; 井上, 1982; Itoh and Nagasaki, 1996 など)。主に川尻層に発達する北東-南西方向の褶曲構造がこれに対応する地質構造と推定される。

角山の油谷湾沿いの海岸では南北から北東-南西方向, 北西-南東方向の正断層がよく発達する。これら断層に関連したと推定される北西-南北方向に岩脈が赤屋ヶ鼻付近から中ノ森の北の海岸まで連続している。同様に川尻層群にも, 北西-南東方向, 北東-南西方向の

小断層（多くは正断層）もよく発達する。古流向やスランプ構造から斜面は北北西方向にあると推定されて（葦津・岡田，1989）いることから、これら褶曲構造全体が後生のテクトニックなものとは単純に言えず、海底地すべりによる影響もあると考えられる。

8.5 地質年代

油谷層群の化石年代については、角山層下部（岡本・今村，1964；以下の化石が産出する掛淵の西方に分布するとされた角山層は本報告では川尻層に含めている）から N8 に対比される浮遊性有孔虫化石の *Globigerinoides sicanus*（南，1979；原典では *Globorotalia sicanus* と記述）が、川尻層から N10 に対比される浮遊性有孔虫化石（黄・岡本，1979）、石灰質ナノ化石から NN5 に対比されるもの（Huang and Okamoto, 1980）、CN3 を特徴づける属種（布施・小高，1986）の産出が報告されている（第 2.3 図）。また、地層の重なりとしても、角山の伊上層（角山層）と川尻層は整合関係にあり中新世中期前半に位置づけられている（葦津・岡田，1989）。

一方、伊上地域に分布する伊上層からは海生微化石の産出の報告はないが、長門市（旧油谷町）貝川における伊上層中部の層厚 2 m のデイサイト質凝灰岩（第 2.3 図；第 8.2 図の地点 15）から FT 年代（ 22.8 ± 1.4 Ma）が得られている（尾崎，1999）。なお、木村・辻（1992）も角山層の年代値として 17.1 Ma を得ているが、木村・辻（1990）ではその年代は人丸層の年代とされ、かつ試料の採取地点や年代値以外のデータについては掲載されていないなど、取り扱いが不明のため第 2.3 図では示していない。

尾崎（1999）は、人丸層と伊上層との間に構造的ギャップがないこと、伊上層から 22.8 ± 1.4 Ma の FT 年代が得られたことから、N8 の浮遊性有孔虫化石（南，1979）を産出する角山層と伊上層とは別の地層と考えた。しかし、本調査の結果、葦津・岡田（1989）の指摘のとおり、伊上層と角山層は同じ地層との結論を得た。伊上層と角山層は同じ地層であるとする、上記の伊上層と角山層の年代データでは矛盾が生ずる。この矛盾に関して、本報告では以下のように考える。

1) 南（1979）の報告にある N8 の浮遊性有孔虫化石の産出に関しては、角山層下部産とされるが、野外調査の結果から角山層（本報告の角山地域の伊上層）はごく浅い浅海性堆積物で浮遊性有孔虫化石が産出しそうな岩相が認められない。一方、地すべり堆積物やブロックが存在する掛淵西方の海岸付近では岡本・今村

（1964）、岡本（1977）が角山層（本報告での伊上層）と位置づけている層厚 12 m 以上の灰黒色頁岩が存在する。しかし、この頁岩の産出貝化石は *Limopsis-Propeamussium* 群集として特徴づけられ浅海下部で冷温水環境のものが産出し（岡本・今村，1964）、かつオウムガイ類の *Aturia* sp. の産出が報告されている（岡本，1977）。浅海下部で冷温水環境の化石群に加え、*Aturia* sp. は近くでは川尻層に対比されている布志名層や同じ層準から産出することから、この露頭は川尻層中の地すべりブロックの可能性が高いと思われる。更に、油谷湾南岸（伊上付近）と北東岸（角山付近）に分布する伊上層の地質構造を見ると、蔵小田付近は褶曲構造の背斜部にあたり伊上層（角山層）が分布するとは考えにくい（第 7.1 図）。以上のことから、南（1979）が報告した化石も地すべりブロックの川尻層から得られた可能性がある。

2) 鹿野・柳沢（1989）は、阿仁合型植物群の産出下限が 26Ma で、その後 19–18 Ma、16–15 Ma 頃に阿仁合型とされる冷温型の植物群が出現しているものの、台島型と呼ばれる植物群の出現下限は 22 Ma であったと述べている。このことが正しいとすると、伊上層から産出する化石から得られる温暖な環境が中期中新世初頭に限定されるものではないといえる。

3) 地質構造で述べたように、川尻層と伊上層（岡本・今村（1964）の角山層）とは湾北東岸では整合に見えるものの、その東方で伊上層や日置層群をオーバーラップしている。一方、伊上層と人丸層とは地質構造からは整合的な関係にある。

4) 岡本・今村（1964）は、伊上層基底部とそれに近接する人丸層とは走向傾斜は同じ傾向であるが、伊上層の基底部に礫岩と共に一部赤紫色の泥岩（頁岩）が認められることから、伊上層と人丸層とが不整合である可能性が強いとしている。これは汽水–淡水での堆積が推定される人丸層の堆積域周辺には当然陸域が広がっていることが想定され、かつ人丸層中には台島型植物群に類似する大坊植物群（Huzioka, 1974）が産出しており、時代的な大きなギャップがなくても赤褐色の泥岩が堆積する可能性はある。一方、貝川地域の岩相変化を見る限り、伊上層上部は明瞭な海退を示し、粗粒堆積物が卓越するようになる。少なくとも、一連の堆積物として伊上層から川尻層へ連続的に海進が進んだとはいえない。

以上のことから、本報告では伊上層の堆積年代は前期中新世前半、川尻層は中期中新世前半の堆積物と推定し、両者の間には時間的なギャップがあると考えられる。

第9章 中新世火山岩類

(尾崎正紀)

「仙崎」地域には、中期中新世岩脈、向津具層、大津玄武岩からなる中新世火山岩類が分布する。なお、このうち向津具層は大津玄武岩に覆われて分布するものの、厚さが薄いため地質図では示していない。

9.1 中期中新世岩脈 (D)

概要及び研究史 日置層群や油谷湾層群には主に北西-南東(～北北西-南南東)方向と北東-南西方向に貫入方向する安山岩-玄武岩岩脈が分布する(応地, 1961; 岡本・今村, 1964; 岡本, 1970; 新谷, 1989)。新谷(1989)はそれぞれ北西岩脈群及び北東岩脈群と呼んでいる。

「仙崎」地域内の北西岩脈群は、境川から黄波戸、十楽の南東、前方、角山の赤屋ヶ鼻-後畑の小田-向津具上の中ノ森に、北西-南東～北北西-南南東方向に幅1～14 m で貫入している。また、北東岩脈群は、油谷町新別所の東大坊、後畑の西山北方の海岸、向津具上の中ノ森北方の海岸などで認められ、北北東-南南西～北東-南西方向に幅1～2 m 以下で貫入している。両岩脈群の関係は中ノ森の北海岸(第9.1図の地点SE-Y2)で観察され、北西岩脈が北東岩脈に貫入している(応地, 1961)。

岩石学的特徴 新谷(1989)は両岩脈群について詳細に記載し、以下のような特徴を述べている。

北西岩脈群は、斑晶が斜長石と輝石(主に単斜輝石)から構成されるものと、斜長石のみから構成されるものがある。石基は斜長石、輝石、石英、黒雲母、アパタイトなどからなり、主にインターサタル組織を示す。また、斑晶輝石中に石英、斑晶斜長石に輝石が存在するポイキリチック組織が認められる。

一方、北東岩脈群の斑晶は累帯構造を特徴とする斜長石のみで、石基は斜長石、輝石(主に単斜輝石)、石英、黒雲母、アパタイトなどからなり、インターサタル組織を示す。

新谷(1989)は、岩石学と化学的性質を明らかにし、2方向の岩脈群はソレイイト系列に属するとしている。

化学的特徴 北西岩脈群と北東岩脈群のSiO₂比はそれぞれ50～59 wt%及び53～58 wt%で何れも玄武岩ないし安山岩組成を示し、D.Iは24～53及び32～42でこれも両者では多少違いを示す。しかし、両岩脈群はいずれもノルム石英が算出されるシリカに富んだソレイア

イトで、鉄の濃集の程度が異なるものの、類似した特徴を示す(新谷, 1989)。

貫入年代 両岩脈とも川尻層に貫入するが、少なくとも大津玄武岩に貫入する露頭はこれまで確認されていない。したがって、これら岩脈群の貫入年代は川尻層と大津玄武岩の間で、中期中新世後半(14-10 Ma)頃と推定される(第2.3図)。なお、新谷(1989)は中ノ森の北西岩脈(地点SE-Y2; 第9.1図)及び西山の北方の海岸の北東岩脈から、それぞれ14.4±1.4 Ma及び13±6MaのK-Ar年代値を得ている。そして、これら北東岩脈群の年代値14.4±1.4 Maと油谷湾層群の地質年代から、北西岩脈群は15～16 Ma、北東岩脈群は13～15 Maに貫入したと推定しているが、川尻層の微化石年代から考えると、上記のように両岩脈群とも14 Ma以降に貫入した可能性が高い。

9.2 向津具層

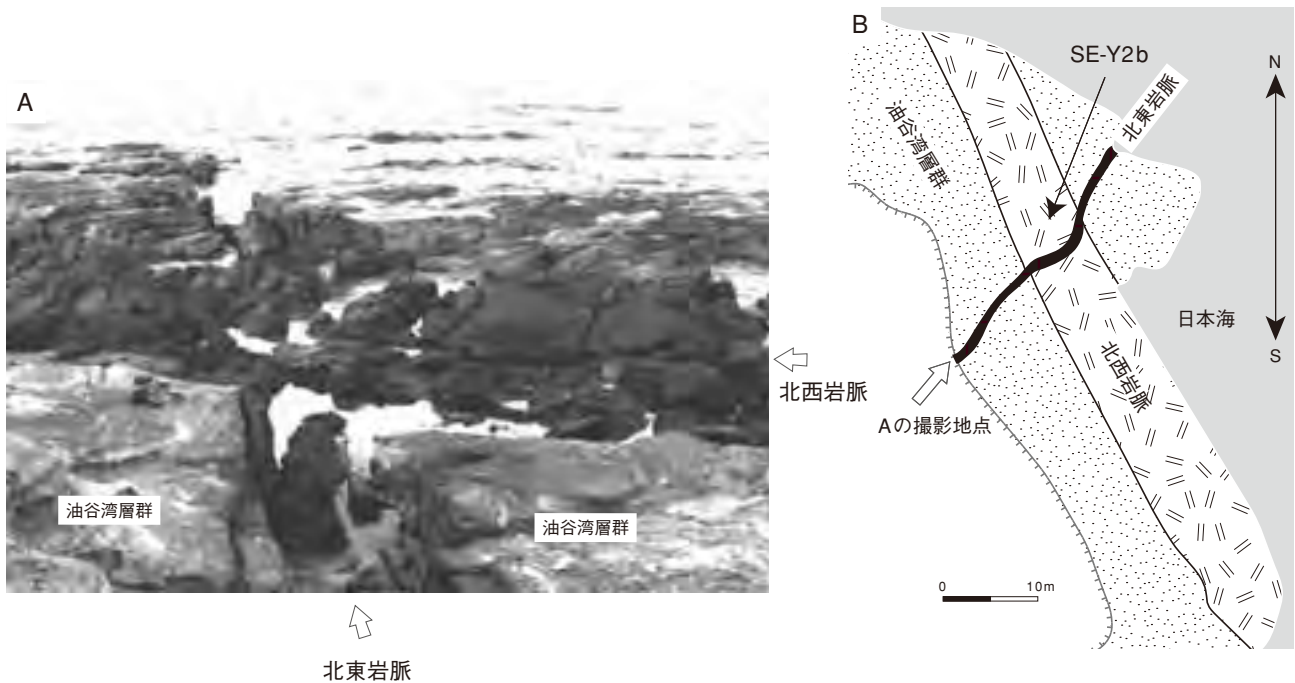
地層名 岡本・今村(1964)の向津具礫層を、本報告では「層」を基本とする地層の命名規約(Salvador et al., 1994)に従い、向津具層とした。

模式地 向津具半島の油谷町迫田、宗清付近(岡本・今村, 1964; 「阿川」地域内)。

分布・層序関係 向津具半島や、島戸地域・角島東部(下関市; 旧豊北町)に分布する。「仙崎」地域では、油谷町角山木吹、日置町千疊敷東方などで、川尻層を不整合で覆い大津玄武岩、特に大津玄武岩基底部に分布する厚さ数十cmの火山礫岩層に覆われる(第9.2図)。下位の地層との不整合面は凹凸が激しく、上位との境界も凹凸面が認められる。なお、平面図では分布が限られて描けないため、地質図では向津具層の分布を示していない。

層厚 5 m 以下で、本地域では確認できる露頭が限られるが1～2 m が主。

岩相 淘汰不良-普通の大礫主体の円-亜円礫岩層からなり、礫は巨礫を含むことがある。基質は砂質及び凝灰質である。上部は厚さ数十cmの粘土-シルト層を伴うこともある(第9.2図)。礫種は関門層群や阿武層群から由来する流紋岩・安山岩類、砂岩・頁岩、日置層群や油谷湾層群から由来する砂岩・泥岩・礫岩・凝灰岩などからなる。礫層は著しい赤色・赤褐色風化を受けクサリ礫となっている。雑多な色を呈し、赤褐色(赤紫・暗褐色・灰赤色)を呈するものは関門層群や阿



第9.1図 油谷湾層群に貫入する2方向の中新生岩脈の露頭（地点：油谷町北部，向津具上の中ノ明南東の海岸；SE-Y2）

A：露頭写真（北東に向いて撮影），B：露頭付近の平面概略図

油谷湾層群伊上層（泥岩の薄層を挟む砂岩層）を幅5～7.5 mの単斜輝石・普通輝石安山岩（北西岩脈）が、また幅約1～1.5 mの石英粗粒玄武岩（北東岩脈）が、両者を屈曲しながら貫入する。なお、この露頭及び周辺露頭（伊上層）に発達する小断層群は、より形成が古いものから、断層走向が北西系、北東（北北東）系、東北東（東西）系に3分される。前2つはそれぞれ北北西系と北東系岩脈と同方向の小正断層群で、東北東（東西）系は横ずれ断層群の可能性がある。なお、北北西系小断層群は面なし・根なし断層が多い。

武層群の安山岩類・流紋岩・堆積岩などが多く、黄褐色の礫は日置層群の砂岩などからなる。なお、向津具層は、露頭では下位の川尻層と比較すると極端なほど著しい赤色風化を受けて、軟弱化した堆積物の様相を示す。以上の岩相の特徴からは当時の粗粒河川堆積物が推定される。

堆積年代 向津具層の堆積年代は鮮新世-更新世（高橋，1953）や鮮新世（岡本・今村，1964）と推定されてきたが、下記のように大津玄武岩のK-Ar年代から判断すると、大津玄武岩噴出直前の中期中新世末-後期中新世初頭頃の堆積物と推定される。

9.3 大津玄武岩（Ba）

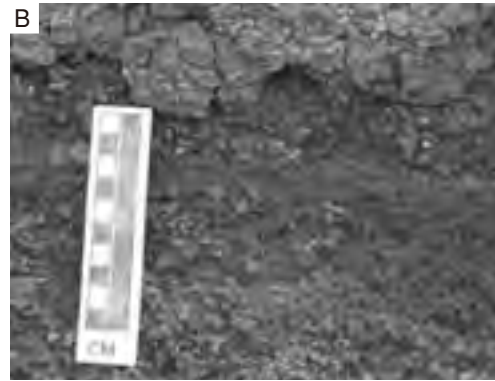
概要及び研究史 本地域内に分布する後期中新世のアルカリ玄武岩は、山口県北西部の海岸沿いの角島、向津具半島、油谷半島、青海島などにかけて広く分布する（第9.3図）。これら山口県北西部に分布するアルカリ玄武岩類は、一つの時空的まとまりとして「大津地区」と総称されることが多いので、本報告では大津玄武岩と呼ぶ。

大津玄武岩については、小倉（1919）以降、倉沢・

高橋（1960）、応地（1961）、鷹村（1973）によって詳細な岩石学的及び岩石化学的研究が行われてきた。また、柴田（1968）は岩石誌の中で、既存の論文に基づき大津地区の玄武岩類を環日本海アルカリ岩石区の山陰沿岸地区のものとしてまとめ、その特徴を総括的に示している。大津玄武岩の年代については、従来鮮新世（鷹村，1973）と考えられてきたが、後述のように宇都・岩森（1987）、Uto（1989）によって中新世のK-Ar年代が得られている。また、川尻岬における大津玄武岩の磁性（渋谷・寺山，1989）や晶洞鉱物（特に沸石鉱物）（渋谷・原田，1988）についての研究報告、Uto（1989）や角縁ほか（1995）などによる岩石成因論に関する研究報告がある。

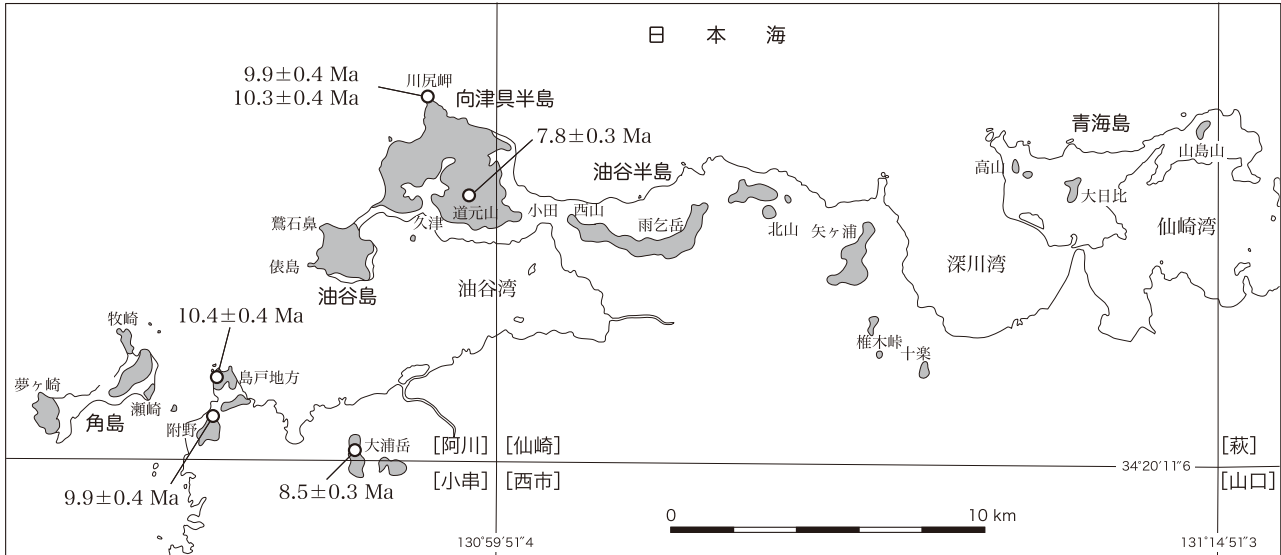
分布 「仙崎」地域の大津玄武岩は、油谷半島-向津具半島、青海島に分布する。油谷町西立石などを除き多くは山頂部付近に分布し、妙見山（標高275 m）から雨乞岳（標高347.6 m）、千畳敷（329.8 m）などの脊梁部を構成するものが多い（第11.3図）。

後述の東端の矢ヶ浦やその南方の分布を除く油谷半島-向津具半島地域では、大津玄武岩の分布頂部あるいは基底部の標高は定高性を持ち、全体として北西方向へ約2°傾斜する（第11.3図）。すなわち、千畳敷東方



第9.2図 川尻層を不整合に覆う向津具層と大津玄武岩

(地点：SB-1001)。下位より、川尻層，向津具層，大津玄武岩（火山礫岩層，明灰色玄武岩，暗灰色玄武岩）が分布する。向津具層は川尻層を不整合で覆い，大津玄武岩に整合的に覆われる。向津具層と川尻層との不整合面は凹凸が激しく，また火山礫岩との境界も細かい凹凸面が認められる。向津具層は層厚 2.5 m 前後で，下部（1.5～2 m）は大礫を含む中礫主体の礫支持円・亜角礫岩層（図中 A）から，上部（50～60 cm）は粘土岩層からなる。向津具層は，大津玄武岩下部と共に著しい赤色風化を受けて軟弱化している。なお，川尻層はスランプ褶曲の発達した泥岩，泥岩卓越砂岩泥岩互層で，スランプ褶曲内では中礫サイズの円礫を含むこともある。大津玄武岩の基底には，赤色・赤褐色化が著しい厚さ 30～40 cm，径 1～3 cm 以下の角礫からなる火山礫岩層（図中 B）が分布する。この火山礫岩層の上位には厚さ 3～4 m の明灰色の溶岩層が覆う（図中 C）。また，この溶岩層では方解石脈や径 1～2 cm の晶洞が認められ，灰色溶岩の周辺部には赤褐色，灰紫色の風化した溶岩が不規則に取り囲まれ，特に上部は赤色・赤褐色が著しい。明灰色溶岩層の上位には厚さ 3 m 以上の暗灰色溶岩層（図中 E）が重なる。明灰色溶岩層は餅状・タマネギ状風化を呈し，円礫化したコアの部分は極めて硬質である。



第 9.3 図 山口県北西部の大津玄武岩の分布
地すべりブロックは省略。数字は Uto (1989) による K-Ar 年代。

では玄武岩基底部の標高は約 290 m であるが、向津具半島西のほぼ川尻の西から俵島を結んだ北西-南東方向付近での玄武岩基底部の標高は海水準付近まで低下する。更に、その西方海域では、海水準下に没した玄武岩の分布が認められている（海上保安庁水路部，1996）。

一方、千疊敷の東方の矢ヶ浦山（標高 279.4 m）付近に分布する玄武岩は、矢ヶ浦山から西側へ分布し黄波戸口にまで至る（第 11.3 図）。玄武岩の基底部は標高 220 m から 40 m 付近まで変化し、西坂本に分布するものを含め、周辺地域の天津玄武岩の分布の様子と全く異なる。

後述のように、矢ヶ浦山のアルカリ玄武岩は他の天津玄武岩と比較し SiO_2 や $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ の量が少なく、後期中新世のアルカリ玄武岩ではない可能性もある。

また、矢ヶ浦山の南方、成瓜山（標高 187.4 m）や椎の木峠南東約 500 m の山頂（標高 171.9 m）部にも小規模であるが分布が認められる。

青海島では、西部の山頂部 3 箇所、東部 1 箇所に小規模に分布し、高山（標高 319.9 m）などの山頂部を形成している。推定される基底部の標高は、高山で約 250 m、大日比の西で約 210 m と東方へ低くなる。ほかに、海域の音響探査から、青海島の大門・小門の北約 1.5 km 沖合（海底地形の高まり部分）にも本報告の天津玄武岩に属すると思われる岩体が推定されている（海上保安庁，1996；第 2.4 図）。

層厚 全体として 40~70 m。妙見山、雨乞岳、千疊敷では 50~70 m、矢ヶ浦山付近で約 60~70 m、成瓜山で約 40 m、椎の木峠の南東で 20~30 m、青海島西部で 60~70 m と推定される。

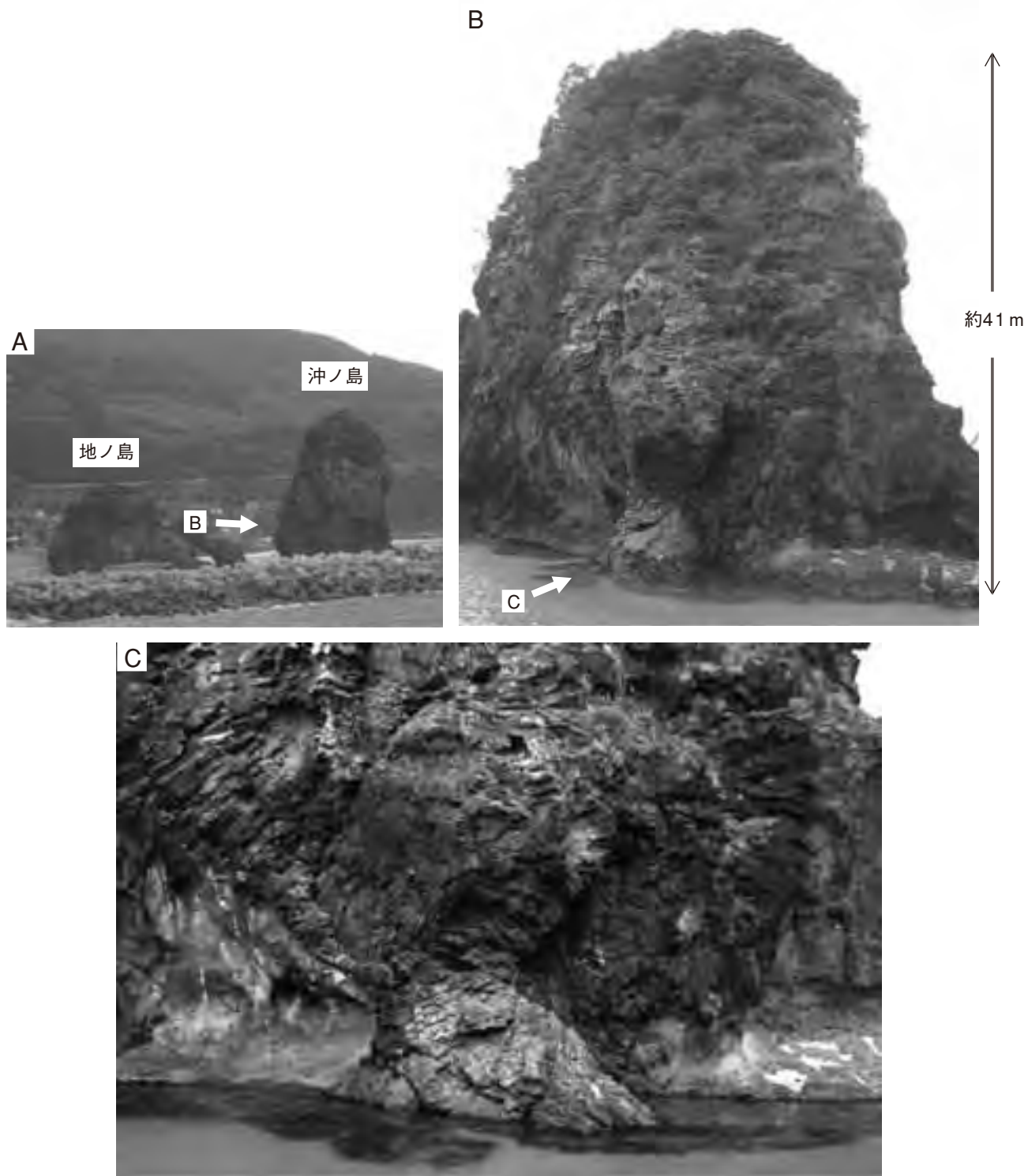
貫入関係 油谷湾層群川尻層や向津具層を溶岩とし

て広範囲に覆う（第 9.2 図）。また、一部は貫入している部分も認められ、油谷町大字後畑西立石の海岸の「沖ノ島及び地ノ島」では、マグマが貫入して冷えて固まる際に形成されたと推定される貫入面に垂直な節理が発達する岩体（応地，1961；第 9.4 図）、油谷町小田南東の海岸にも北西-南東方向のアルカリ玄武岩岩床（岡本・今村，1964；新谷，1989）が認められる。また、俵島では石灰岩（川尻層）を捕獲岩としている。

層序・岩相 本地域内の天津玄武岩は、山地頂部付近に分布し、かつ分布周辺には地すべりが発達するため、千疊敷周辺の道路拡張による露頭以外では良好な露頭を見いだすことはできず、天津玄武岩全体の溶岩及びそれに挟まれる堆積岩や火砕岩による区分や累重関係は確認できなかった。

一方、「阿川」地域内の向津具半島や油谷島では天津玄武岩が海岸に露出するため、良好な露頭が多い。例えば、向津具半島川尻岬の高さ約 60 m の露頭では、溶岩流はそれぞれ層厚約 2 m の 2 層準の赤褐色角礫凝灰岩を境に 3 分されている（染谷・寺山，1989）。この露頭で最下部を占める第 1 層は層厚 32 m 以上の暗褐色の溶岩流で、基底部は塊状な部分があるものの上位ほど柱状節理、板状節理が発達する。第 2 層は層厚約 14 m、第 3 層は 10 m 以上で、両層とも塊状である。全体として、このように何層かの溶岩が流出したと推定されている。

「仙崎」地域の千疊敷周辺付近では、向津具層を覆って、天津玄武岩の基底部には厚さ数十 cm の火山礫岩層が認められる。この火山礫岩層を覆って、暗灰色から黒色緻密の斑晶が目立たない溶岩と灰-暗灰色を呈する斑晶が肉眼で確認できる溶岩が分布している（第 9.2



第9.4図 沖ノ島に認められる大津玄武岩の岩脈及び放射状節理

露頭地点はSB-2081。油谷町西立石の海岸に分布する沖ノ島は約41m、地ノ山は約20mの標高の大津玄武岩からなる岩塊である (A)。沖ノ島の中軸部は、下位から貫入した溶岩が五平餅のような形態を示し、中央部から放射状節理がよく発達している (B,C)。その周辺は茶褐色に風化した凝灰角礫岩状溶岩が取り囲んでいる。

第 9.1 表 「仙崎」地域に分布する大津玄武岩の化学組成

| 採取地点 ¹⁾ | 西山 | 雨乞岳・西 | 雨乞岳 | 雨乞岳・東 | 雨乞山(岳) | 北山 | 刈谷(矢ヶ浦) | 矢浦(矢ヶ浦) | 椎木峠 | 十楽 |
|--------------------------------|----------------------|----------------|----------------|----------------------|--------------|--------------|----------------------|--------------|----------------------|----------------------|
| 試料番号 ²⁾ | 39 | San-30 | San-31 | San-33 | 36 | 35 | San-35 | 32 | 33 | 34 |
| 岩石名 | 普通輝石 かんらん石 玄武岩 | かんらん石 粗面玄武岩 | かんらん石 粗面玄武岩 | かんらん石 アルカリ 玄武岩 | かんらん石 玄武岩 | かんらん石 玄武岩 | かんらん石 アルカリ 玄武岩 | かんらん石 玄武岩 | 普通輝石 かんらん石 玄武岩 | 普通輝石 かんらん石 玄武岩 |
| SiO ₂ | 46.78 | 48.28 | 49.40 | 49.70 | 48.92 | 49.02 | 46.78 | 45.86 | 47.28 | 47.38 |
| TiO ₂ | 1.92 | 2.08 | 2.53 | 2.31 | 2.01 | 2.34 | 2.10 | 2.14 | 1.68 | 1.53 |
| Al ₂ O ₃ | 16.20 | 16.42 | 16.10 | 16.39 | 15.81 | 16.20 | 16.38 | 17.00 | 16.79 | 16.50 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.72 | 3.10 | 2.79 | 1.37 | 3.34 | 2.87 | 3.28 | 4.19 | 3.77 | 3.11 |
| FeO | 6.91 | 7.46 | 7.72 | 7.20 | 5.91 | 7.09 | 6.51 | 5.31 | 6.93 | 9.03 |
| MnO | 0.23 | 0.16 | 0.08 | 0.09 | 0.18 | 0.17 | 0.21 | 0.13 | 0.18 | 0.18 |
| MgO | 8.06 | 8.16 | 6.38 | 7.35 | 7.76 | 7.11 | 8.42 | 9.84 | 7.64 | 6.73 |
| CaO | 9.87 | 7.54 | 8.02 | 8.74 | 8.74 | 8.80 | 10.12 | 10.10 | 8.41 | 8.30 |
| Na ₂ O | 3.10 | 3.26 | 3.75 | 3.25 | 3.15 | 2.92 | 2.57 | 2.78 | 3.72 | 2.98 |
| K ₂ O | 2.13 | 2.25 | 2.66 | 1.41 | 2.25 | 1.32 | 1.28 | 1.38 | 1.88 | 1.60 |
| P ₂ O ₅ | 0.46 | 0.67 | 0.40 | 0.66 | 0.46 | 0.36 | 0.68 | 0.80 | 0.40 | 1.20 |
| H ₂ O(+) | 1.22 | 0.48 | 0.31 | 0.43 | 0.42 | 1.03 | 0.77 | 0.76 | 0.82 | 0.72 |
| H ₂ O(-) | 0.26 | 0.46 | 0.35 | 1.00 | 0.62 | 0.40 | 0.68 | 0.28 | 0.47 | 0.46 |
| Total | 99.86 | 100.32 | 100.49 | 99.90 | 99.57 | 99.63 | 99.78 | 100.57 | 99.97 | 99.80 |
| 引用文献 | 鷹村(1973) | 倉沢・高橋(1960) | | | 鷹村(1973) | | 倉沢・高橋(1960) | 鷹村(1973) | | |

¹⁾引用文献中の地域名。()は本報告での地名 ²⁾引用文献中の試料番号

倉沢・高橋(1960)及び鷹村(1973)による。「仙崎」地域のみ掲載。岩石名は引用文献による。

図). 暗灰色(-黒色)緻密な玄武岩は、風化露頭ではタマネギ状風化が著しい。タマネギ状風化のコアの部分はかなり硬質で、磁鉄鉱などが赤鉄鉱化のため特に著しく赤褐色化し、軟質となった玄武岩中に円礫として存在する。一方、明灰色玄武岩は、肉眼で鉛色のかんらん石斑晶(径0.5~1mm)が確認できる。また、風化しているが赤褐色化していない切り出したばかりの新鮮な露頭、例えば千畳敷の頂部付近での道路沿いでは一見シルト岩の様相を示す明灰色玄武岩が厚さ15~20m以上分布する。

なお、両溶岩の基盤に近い基底部付近のものは晶洞がよく認められ、径数cm以下の杏仁状構造を示し、沸石や方解石などが晶出している。捕獲岩としては、輝岩・かんらん岩が認められている(鷹村, 1973)。

岩石学的特徴 大津玄武岩の斑晶はかんらん石が多く、他に斜長石や輝石が認められ、組織は粗面岩状-間粒状組織が主で粗粒玄武岩状組織も認められる(倉沢・高橋, 1960; 鷹村, 1973)。

例えば、日置町千畳敷西(地点SB-1004)の灰色を呈するものは、斑晶としてかんらん石(径0.5~1mm)、斜長石が認められ、石基は斜長石(長径0.02~0.15mm)、かんらん石(径0.01~0.2mm)、単斜輝石、不透明鉱物(径0.01~0.03mm)、イルメナイト、アルカリ長石、少量のガラス及び変質鉱物からなる。また、かんらん石斑晶は周辺地域の黒色-暗灰色の溶岩よりやや多く、割れ目に沿って緑泥石などに変質している。かんらん石斑晶には輝石の反応縁は認められない。石基は完晶質

(細粒結晶質)で、主に短冊状・柱状の斜長石と粒状かんらん石からなる。斜長石の長軸は方向性を持ち粗面岩構造を呈する。

なお、島戸浦、夢ヶ崎の溶岩は単斜輝石に富み、俵島・島戸浦、夢ヶ崎のものは磁鉄鉱が著しく濃集し、金雲母が普遍的に認められる(倉沢・高橋, 1960)。

化学組成 大津玄武岩の全岩化学組成に関しては、倉沢・高橋(1960)、応地(1961)、鷹村(1973)の報告がある。第9.1表に、倉沢・高橋(1960)と鷹村(1973)による本地域内の大津玄武岩の化学分析の結果を示す。

倉沢・高橋(1960)は、油谷半島、向津具半島、島戸、角島にかけての大津玄武岩を、化学組成によって鉄に富む系列と富まない系列に区別している。鉄に富む系列は俵島浦、島戸・角島夢ヶ浦のもので、「仙崎」地域のもは鉄に富まない岩系として識別され、全体としてSiO₂:46~50, Total FeO:8~10, MgO:5.5~9.0, CaO:7.5~10.0, Na₂O+K₂O:4.0~6.5%の成分範囲が求められている。これらの多くはノルムフェリオンが算出され、アルカリ玄武岩の組成を示す。

噴出年代 山口県北西部の大津玄武岩からは、後期中新世の前半(7.8~10.4Ma)の全岩K-Ar年代が得られている(第2.3図;宇都・岩森, 1987;Uto, 1989)。ただし、測定試料はいずれも「阿川」地域内、すなわち向津具半島の川尻岬と向津具(道元山付近)、大浦岳と島戸の試料の年代値であり、本地域内の大津玄武岩からは年代値は得られていない。

第10章 第四紀堆積物

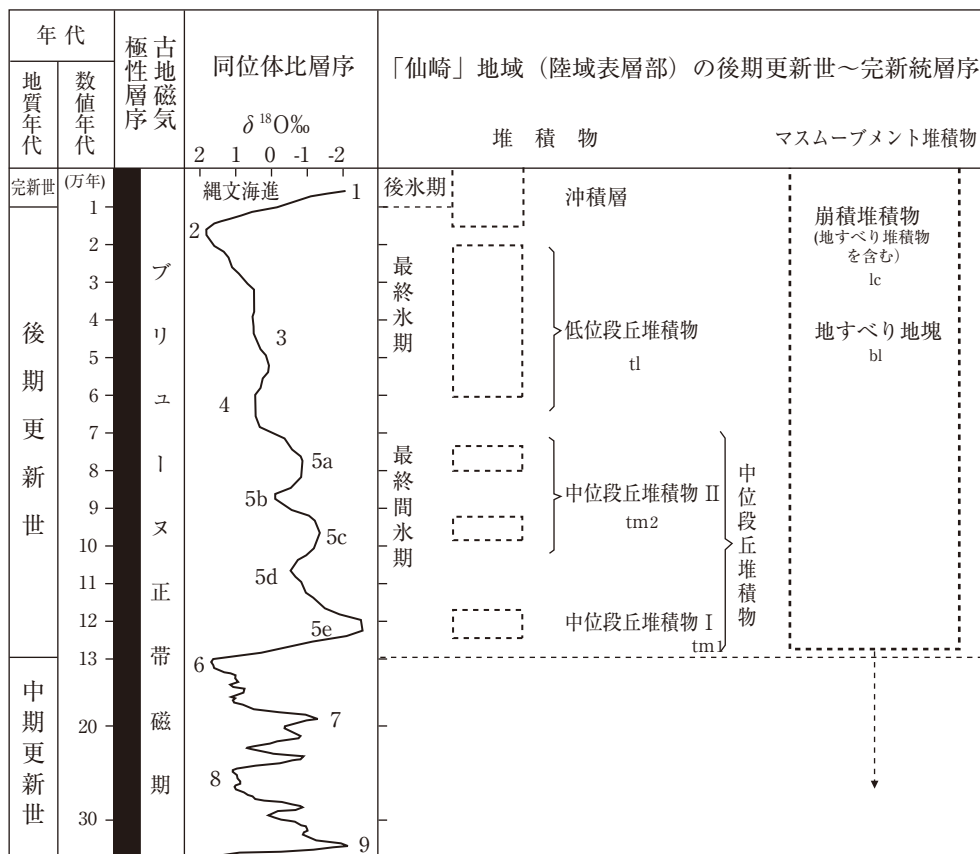
(尾崎正紀)

「仙崎」地域の陸域に分布する第四紀堆積物は、後期更新世の段丘堆積物（いわゆる洪積層）、後期更新世末-完新世の沖積層に区分される（第10.1図）。海域には前期-中期更新世堆積物の分布も報告されている（海上保安庁水路部，1985・1996）。なお、埋立地についてはボーリング資料に基づき若干の記述を行ったが、崩積堆積物及び地すべり地塊は、第11章の地すべりの項で記述する。

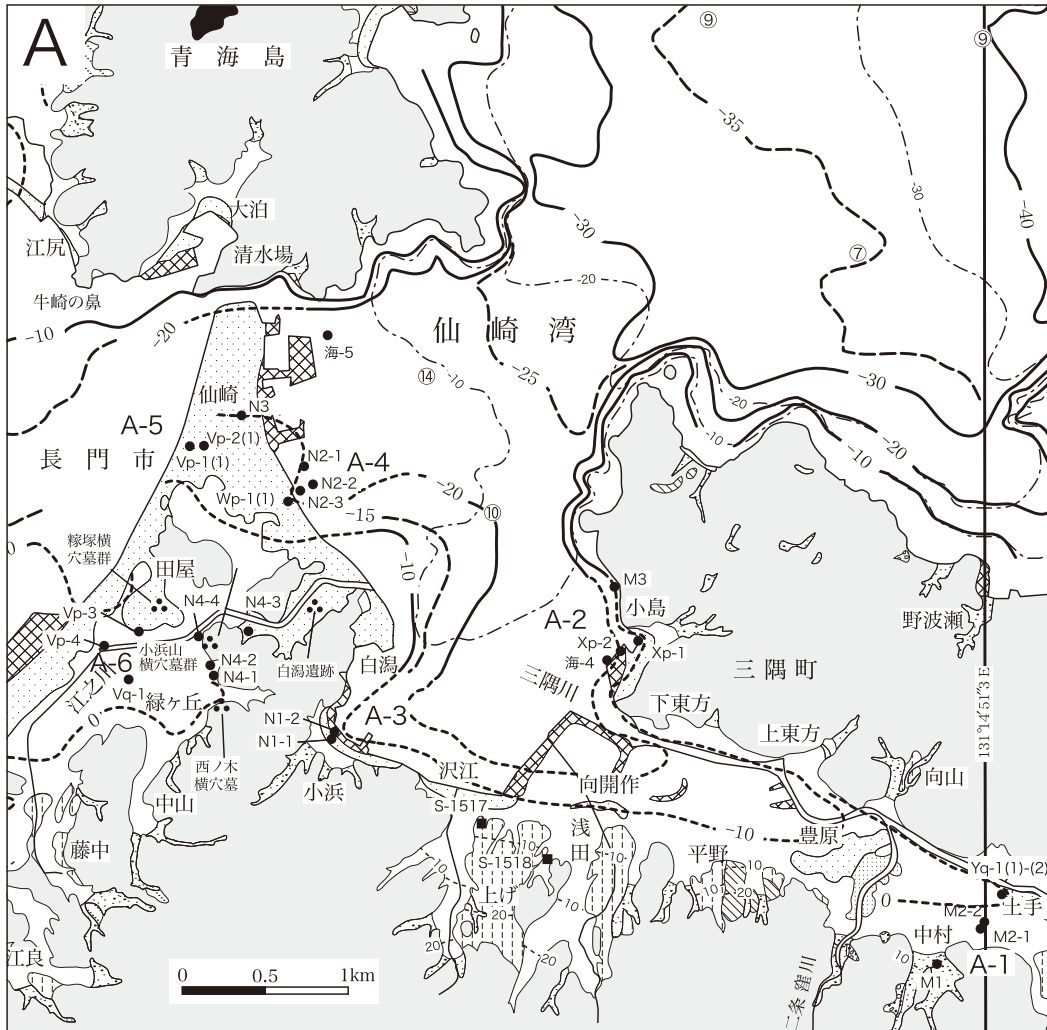
以下、第四紀堆積物の記載で用いたボーリング資料は、旧長門市、旧三隅町、旧日置町、旧油谷町（2005年3月22日より、長門市と合併）の公共事業で実施された資料と山口県地盤図'02（中国地方基礎地盤研究会，2002）の一部を引用した（第10.2図；第10.3図）。なお、図に示したボーリング番号の頭文字であるN、M、H、Yとはそれぞれ旧長門市、旧三隅町、旧日置町、旧油谷町の各市町の頭文字を付したものである。その他のアルファベットを付した番号は中国地方基礎地盤研究会

（2002）掲載のボーリング番号をそのまま記した。なお、凡例を統一するため、模様等を修正している。

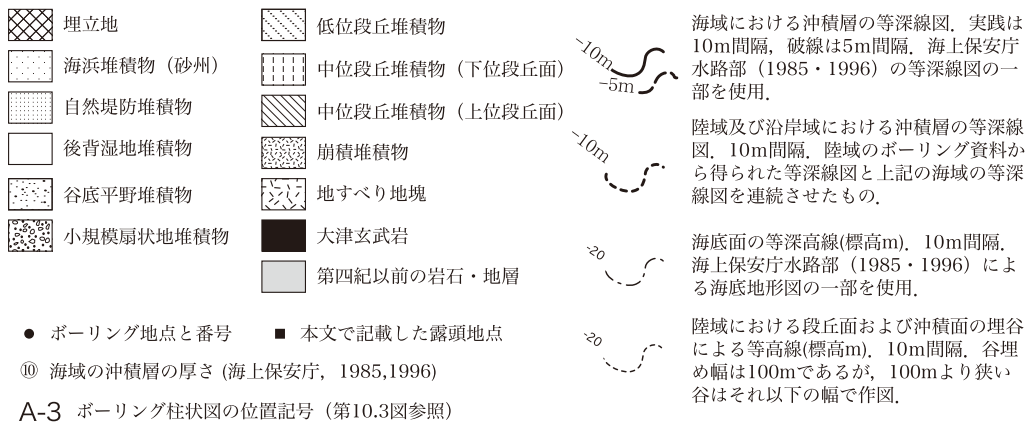
堆積物の記載は、ボーリング資料での記載用語を基本としたが、理学的な記載用語も併用し説明に加えた。また、礫の大きさはボーリング資料では100mmなどと数字が記載されているが、本報告では、細礫、中礫、大礫、巨礫（それぞれ、径2~4mm、4~64mm、64~256mm、256mm以上を指す）の記述で表現した。ボーリング資料で用いられているN値については、そのまま掲載したが、砂礫層の場合、礫をたたいてN値が過大になっていることが多くある。また50以上でも50と記されているものがある。基盤岩類の中で、硬岩・軟岩と岩質が併記されたものは、岩質を優先させて示した。



第10.1図 「仙崎」地域の第四紀堆積物の層序区分
年代、古地磁気磁性層序及び酸素同位体比層序は町田（2001）の図2.2に基づき作成。



凡例 (第10.2図(その1~4)で共通)



第10.2図 第四紀堆積物の分布(その1)

A: 三隅川下流-仙崎砂州地域

沖積層基底面の等深線は、陸域のボーリング資料及び海上保安庁水路部(1985・1996)より作成。沖積層の厚さのうち、陸域はその付近のボーリング資料から推定される平均的沖積層の厚さを、海域は海上保安庁水路部(1985・1996)の海底地質構造図より引用。沖積層基底面の等深線と海底面の等高線図との差が、沖積層のおおよその層厚を示す。ボーリング資料が十分ではないため、陸域で推定された等深線の精度は低い。(以上の説明は、第10.2図(その2)~第10.2図(その4)で共通)



第10.2図 (その2)
B: 深川川下流及び深川湾西岸地域

10.1 段丘堆積物 (上部更新統) (tm₁, tm₂, tl)

10.1.1 概要

段丘堆積物とは、堆積物が離水するとき形成される平坦面を有する堆積物を指すが、本報告では、後述

のように後期更新世の地層の総括的な名称として使用する。

本報告の中位段丘堆積物の一部は古市層 (岡本・今村, 1964) とも呼ばれる。古市層は、主に長門市 (旧日置町) の古市周辺に分布する大津玄武岩より新期の

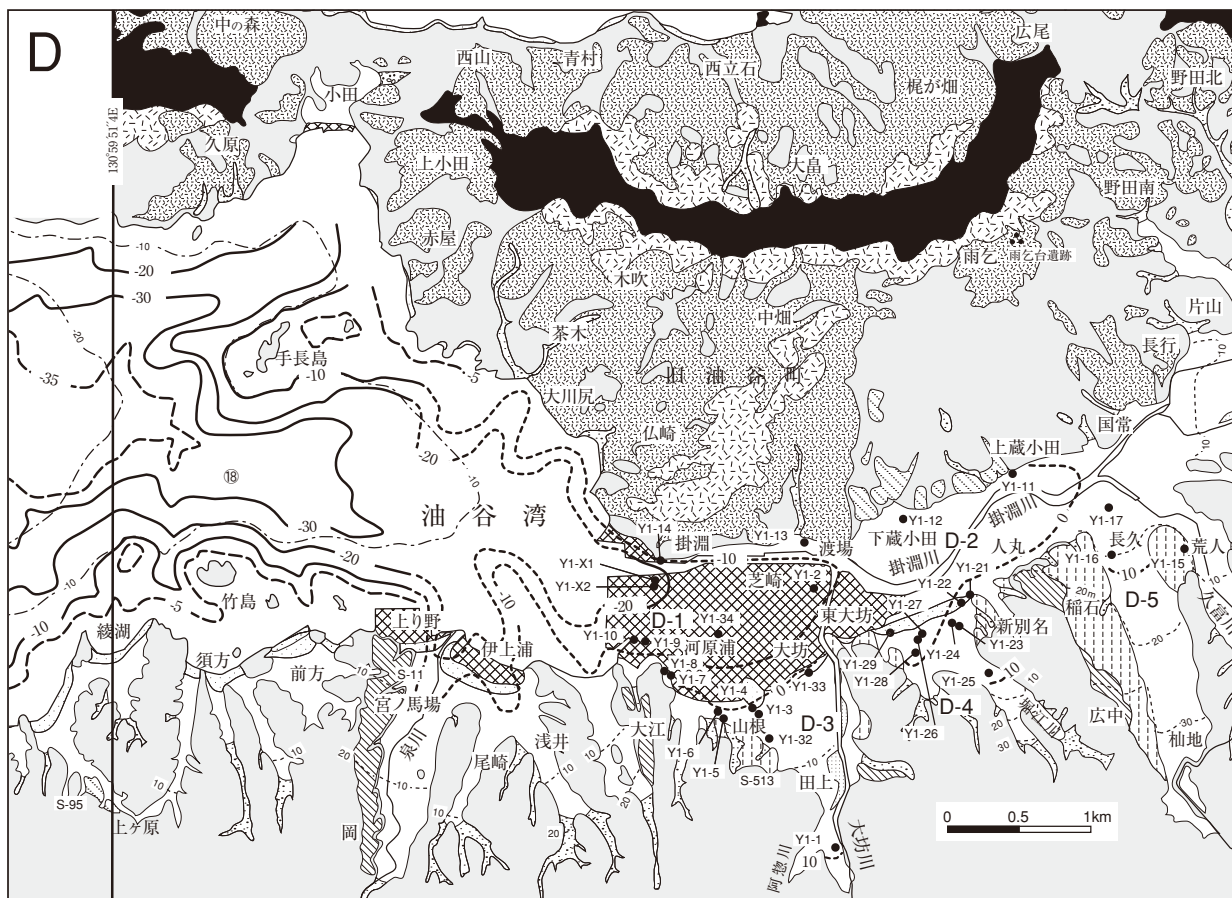


第10.2図(その3)
C: 掛淵川中流域

礫層を指すものであるが、細区分や他地域との層序関係から新たに再定義することが難しいと判断し、本報告ではこの地層名は使用しなかった。

後期更新世の段丘堆積物は中位段丘堆積物と低位段丘堆積物に区分できるが、本報告では、中位段丘堆積物は後期更新世の前半(最終間氷期)、低位段丘堆積物は後期更新世の後半(最終氷期)に形成された堆積物

と意味づけて使用している(第10.1図)。すなわち中位段丘堆積物とは酸素同位体層序のステージ5に、また低位段丘堆積物はそれ以降のステージ4~2に呼応する地層と推定している。ただし、本報告においての区分は、堆積物の風化状況や段丘の発達状況など地質学的な判断から行ったもので、これら地層から直接年代資料は得られていない。



第 10.2 図 (その 4)
D: 掛淵川下流-油谷湾東部地域

中位段丘堆積物は主な河川沿いに分布し、地形学的に台地を形成する地層である。三隅川流域の南縁沿い、深川川の西側から千畳敷・十楽方面、掛淵川中流域の小野地・新市・古市、旧久富川流域の西側沿いや泉川下流の西側などに分布する。中位段丘堆積物は有する地形面の高低で更に2分できる地域が多く、上位の段丘面構成層 (tm_1) と下位の段丘面構成層 (tm_2) に区分した。両段丘面の傾斜は類似するが、上位中位段丘面の構成層は顕著な赤褐色化やクサリ礫を含む特徴を持ち、下位中位段丘面の構成層は赤褐色化やクサリ礫は一部表層部のみ認められる。

低位段丘堆積物の分布は、中位段丘堆積物と比較すると限られている。段丘面の傾斜は中位段丘面より急で、低位段丘堆積物及びその堆積面は沖積面下へ潜りこんでおり、堆積物には赤色化やくさり礫化が全く認められない。低位段丘堆積物の分布形態は主に規模が小さい扇状地からなる。

なお、後述のようにボーリング資料は沖積層下に更新世堆積物の分布が記載されているが、本報告の地表に分布する段丘堆積物との対比は困難な場合が多い。そのため、第 10.3 図の柱状図では後期更新世の堆積物

として一括してT層とした。

10.1.2 中位段丘堆積物 (tm_1, tm_2)

1) 三隅川下流域 (第 10.2 図 (その 1))

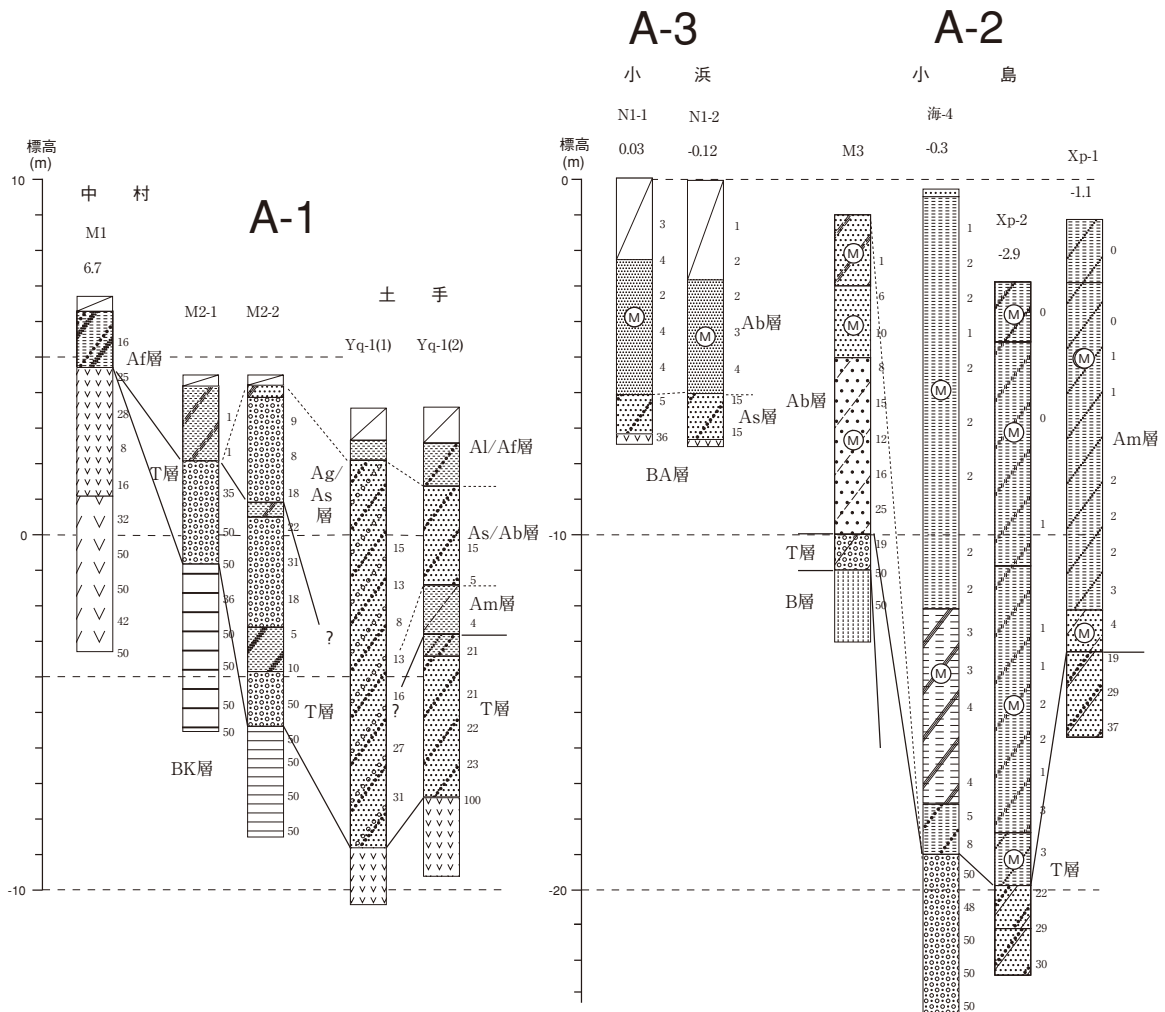
分布 三隅川下流域の中位段丘堆積物は、長門市(旧三隅町)の上げ、浅田、平野など、三隅川の南側沿いに分布する。

段丘面 上位段丘面は旧三隅町の平野に分布し、その段丘面は標高 10~20 m で開析が著しく、沖積面との比高は 10~15 m である。下位段丘面と沖積面との比高は平野で 6~7 m、浅田や上げで 5~8 m を示し、段丘面は北北西から北へ 1.6~2.2/100 傾斜する。

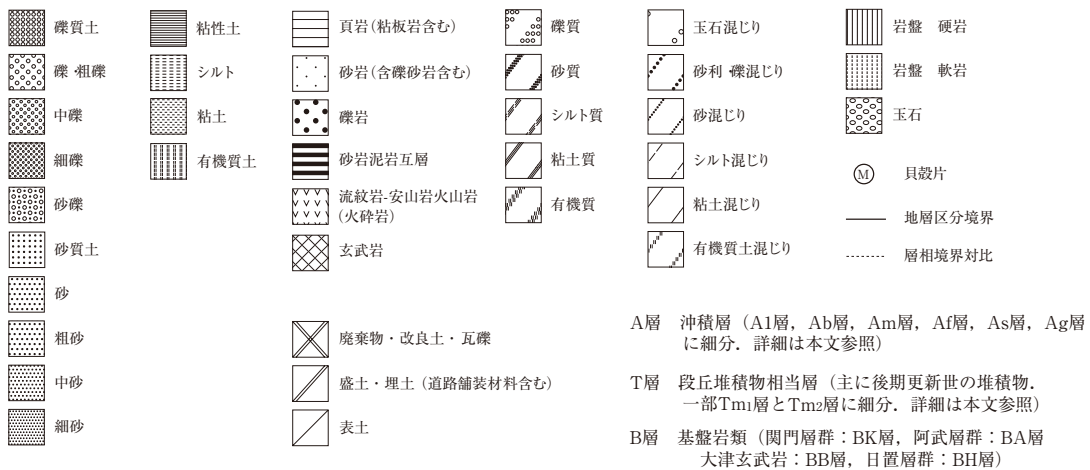
上位段丘面構成層の層相 露頭及びボーリング資料から情報を得ることができなかった。

下位段丘面構成層の層相 沢江の南の露頭 (S-1517, S-1518) では、亜円礫主体 (一部亜角礫主体) の中-大礫主体の礫支持礫層 (層厚 3 m 以上、下部の層相は不明) が認められる。礫は阿武層群の火山岩類や赤色頁岩・砂岩が多い。

2) 仙崎砂州地域 (第 10.2 図 (その 1); 第 10.3 図 (その 2) A-4,5)



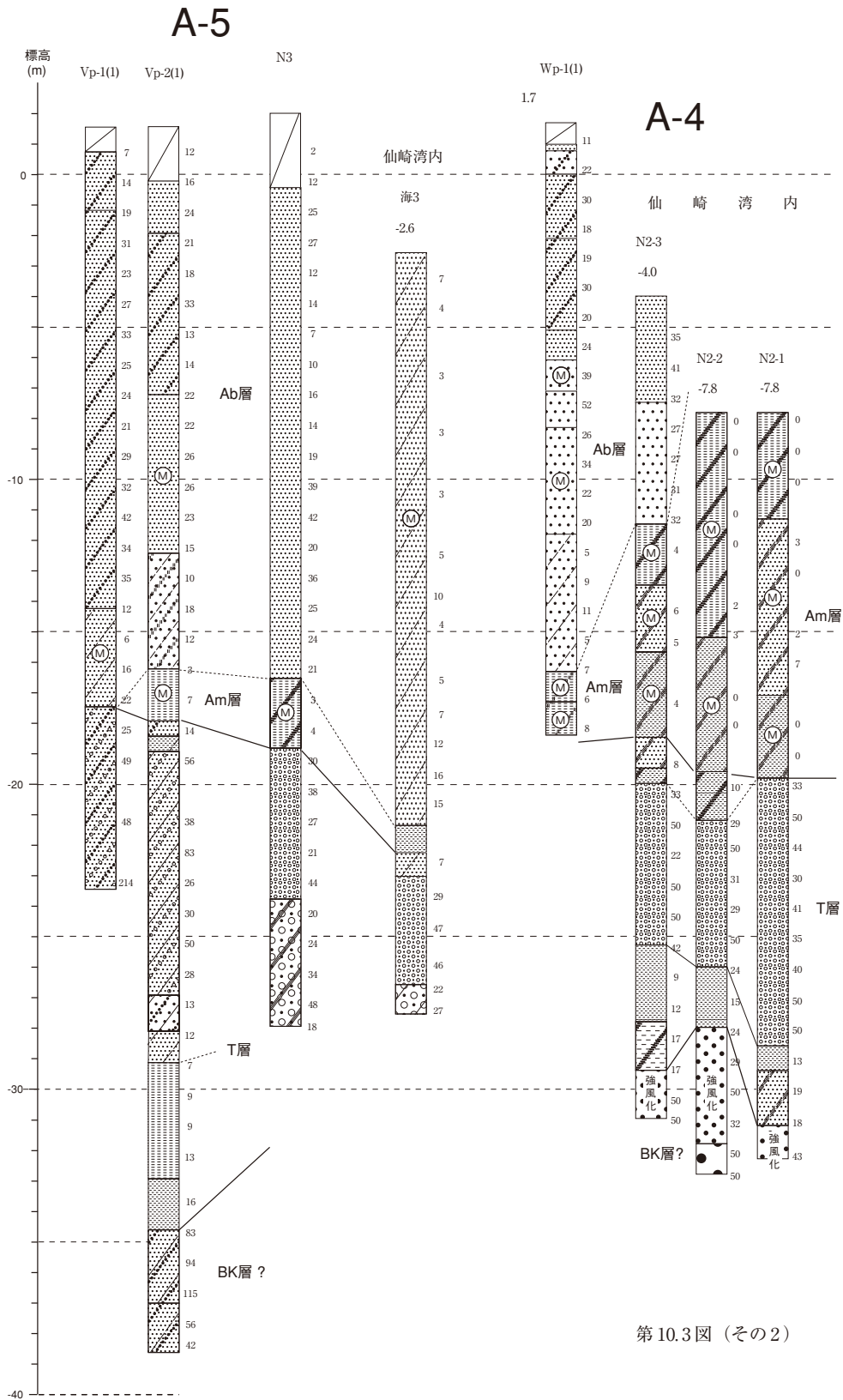
凡例 (その1-11で共通)



第 10.3 図 第四紀堆積物の地質柱状図断面 (その1)

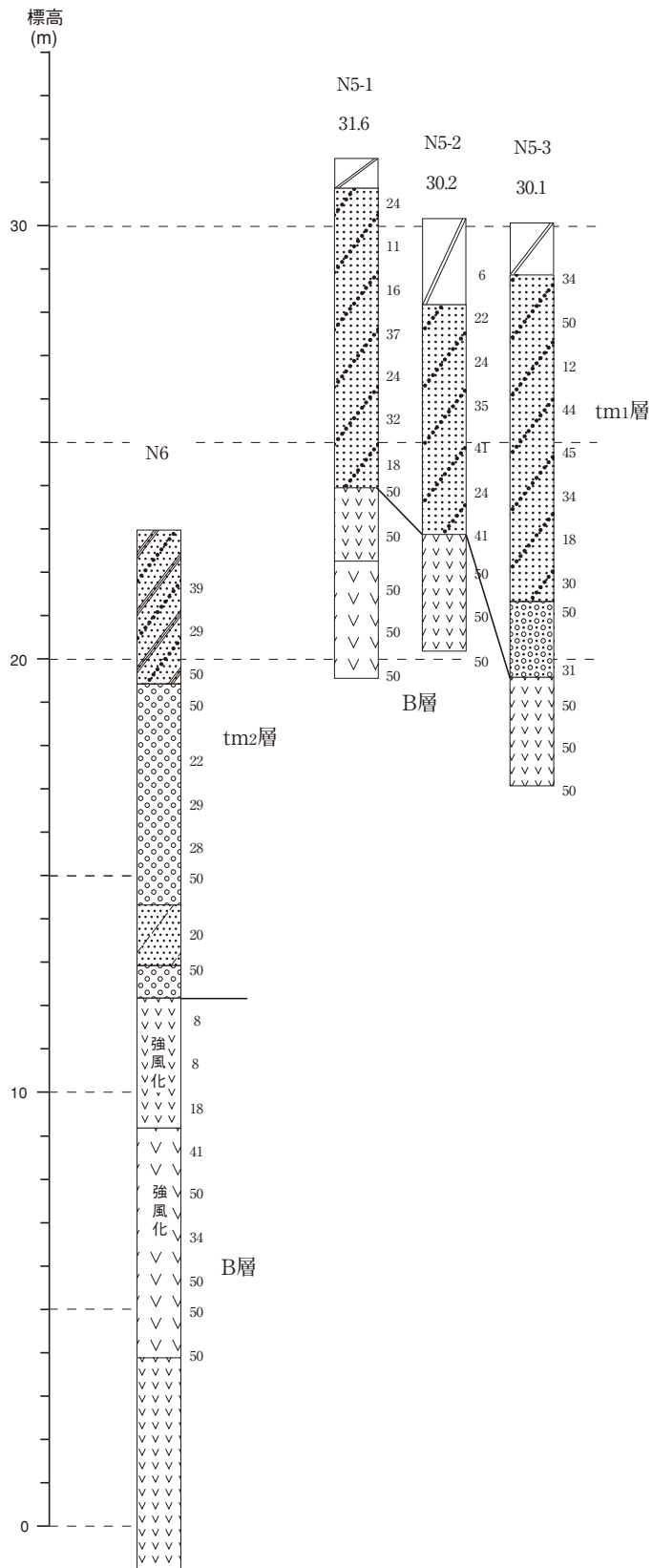
以下は、その1~11に共通

A-1~6, B-1~5, C-1~9, D-1~4 の柱状図の位置は、それぞれアルファベットに対応させ第 10.2 図の A, B, C, D に示す。ボーリング資料の番号の最初の M, N, H, Y は、それぞれ三隅町、長門市、日置町、油谷町で実施された公共事業のボーリング資料を示す。アルファベットの後の数字は、各々の市町村でのボーリング資料に番号を付したもので、-の次に数字が付されたものは同じボーリング資料から複数引用していることを示す。ボーリング資料番号のその下の数字は孔口標高 (m; 数センチ単位のものとは四捨五入) を示す。なお、資料に孔口標高が未記載のもの、地形と記載標高が明らかに異なるものは、数字は未記載とし地形図から読み取れる標高の位置にボーリング資料を配した。また、M, N, H, Y 以外のア

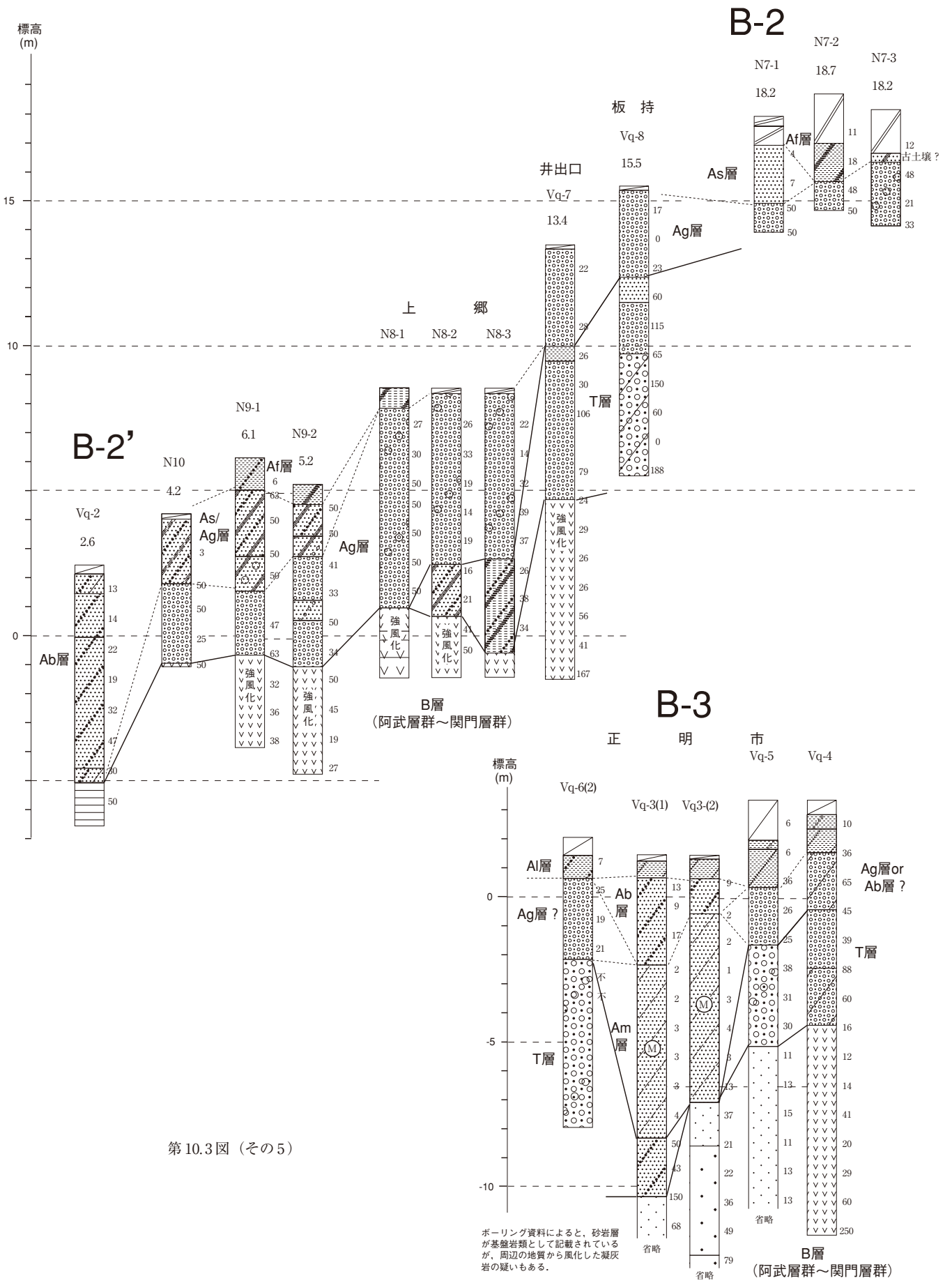


ルファベットの記述されているボーリング資料は中国地方基盤地盤研究会編（2002）の一部を引用した。
 なお、ボーリング資料での沖積層や更新世堆積物へ位置づけに関して、層相の記載内容や周辺の地質から判断し、一部修正している。
 柱状図の土質凡例区分は、(財)日本建設情報総合センターの地質調査資料整理要領(案)（平成 14 年 7 月改訂）にほぼ従った。
 柱状図右側に添えてある数字はN値。なお、N値のうち、50は50以上を含む。孔口標高（標高m）はボーリング資料番号下の数字で示したが、ボーリング資料に未記載のものは地形図等により推定した標高で配置した。

B-1



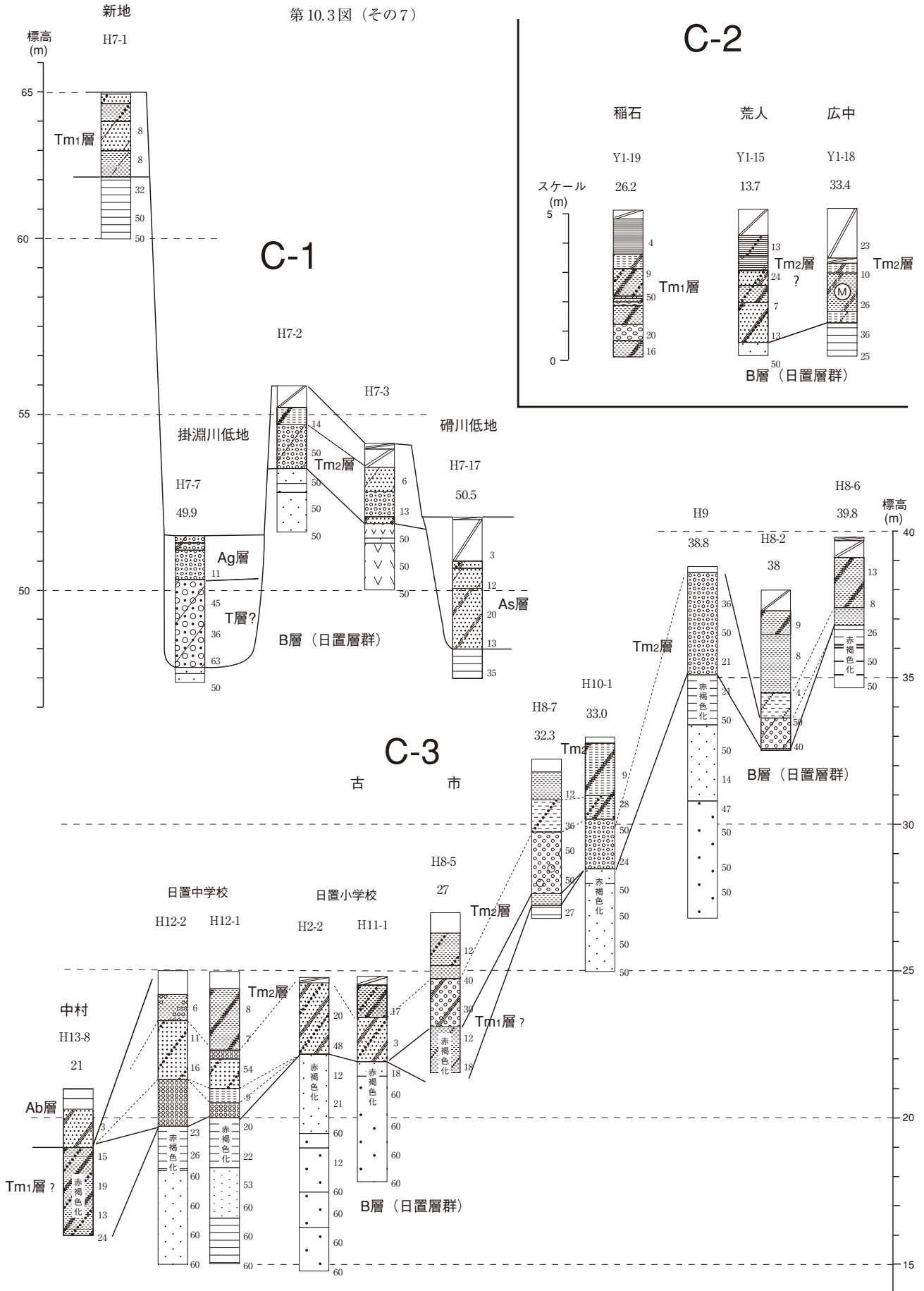
第 10.3 図 (その 4)

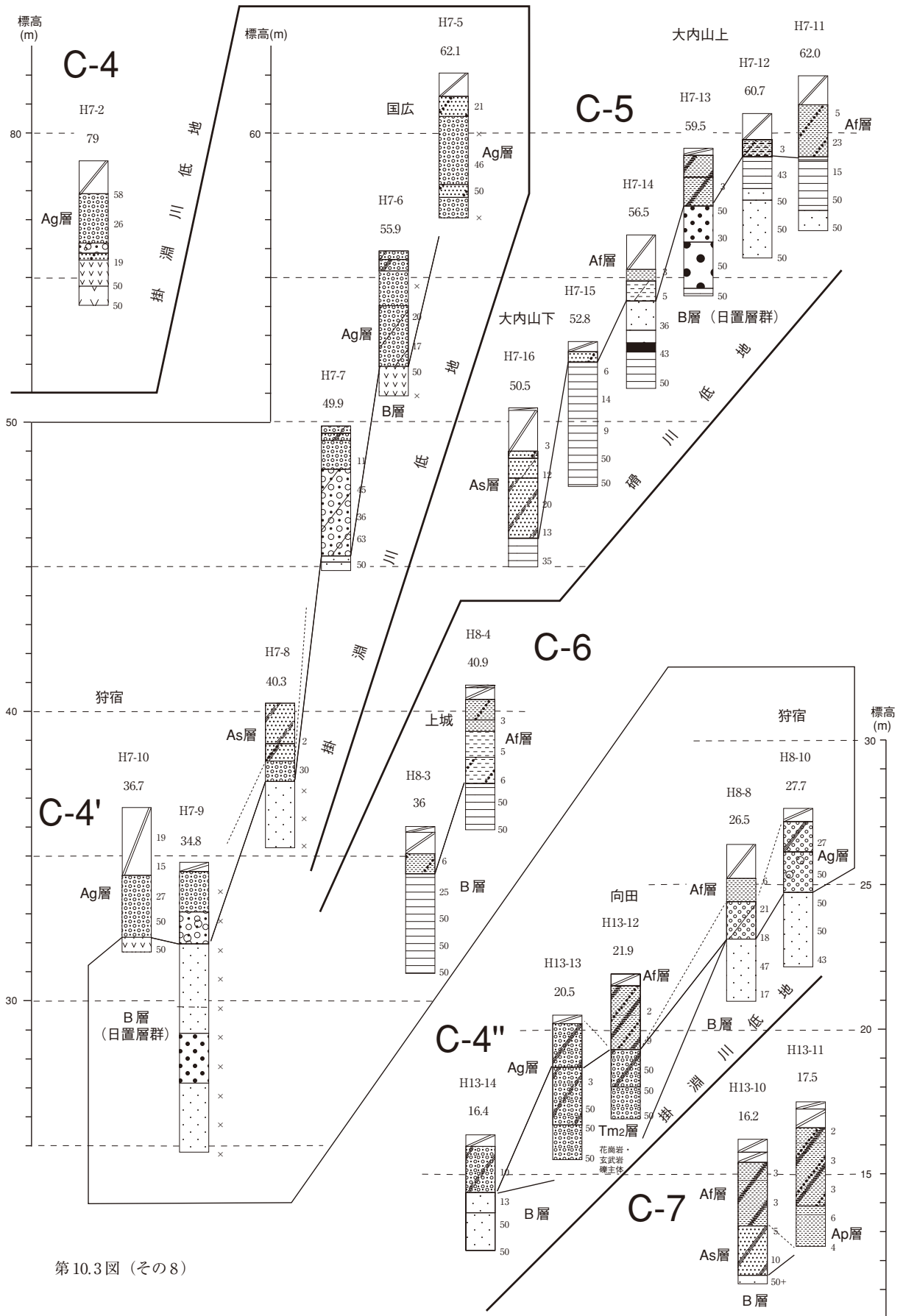


第 10.3 図 (その 5)

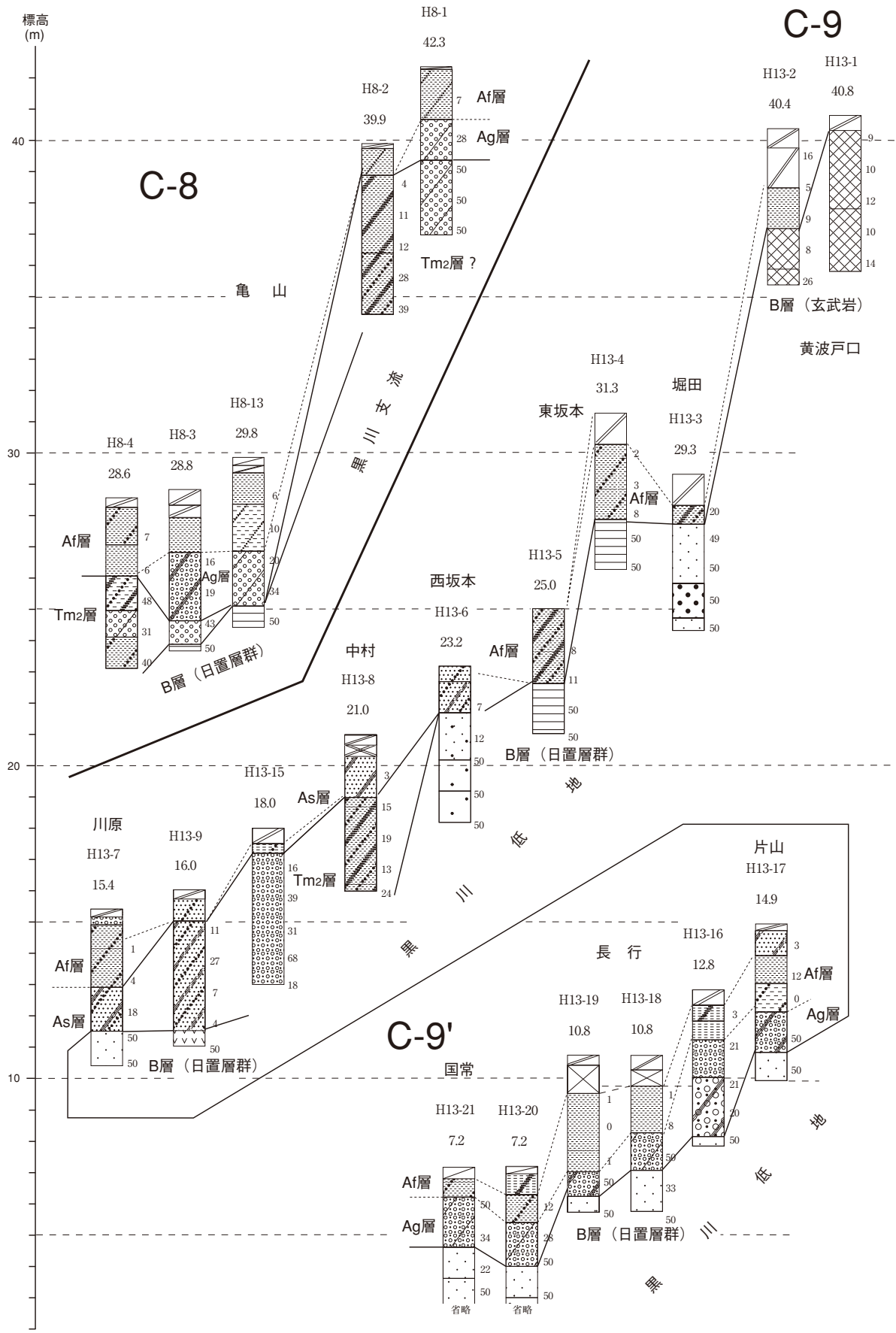
ボーリング資料によると、砂岩層が基盤岩類として記載されているが、周辺の地質から風化した凝灰岩の疑いもある。

第 10.3 図 (その 7)

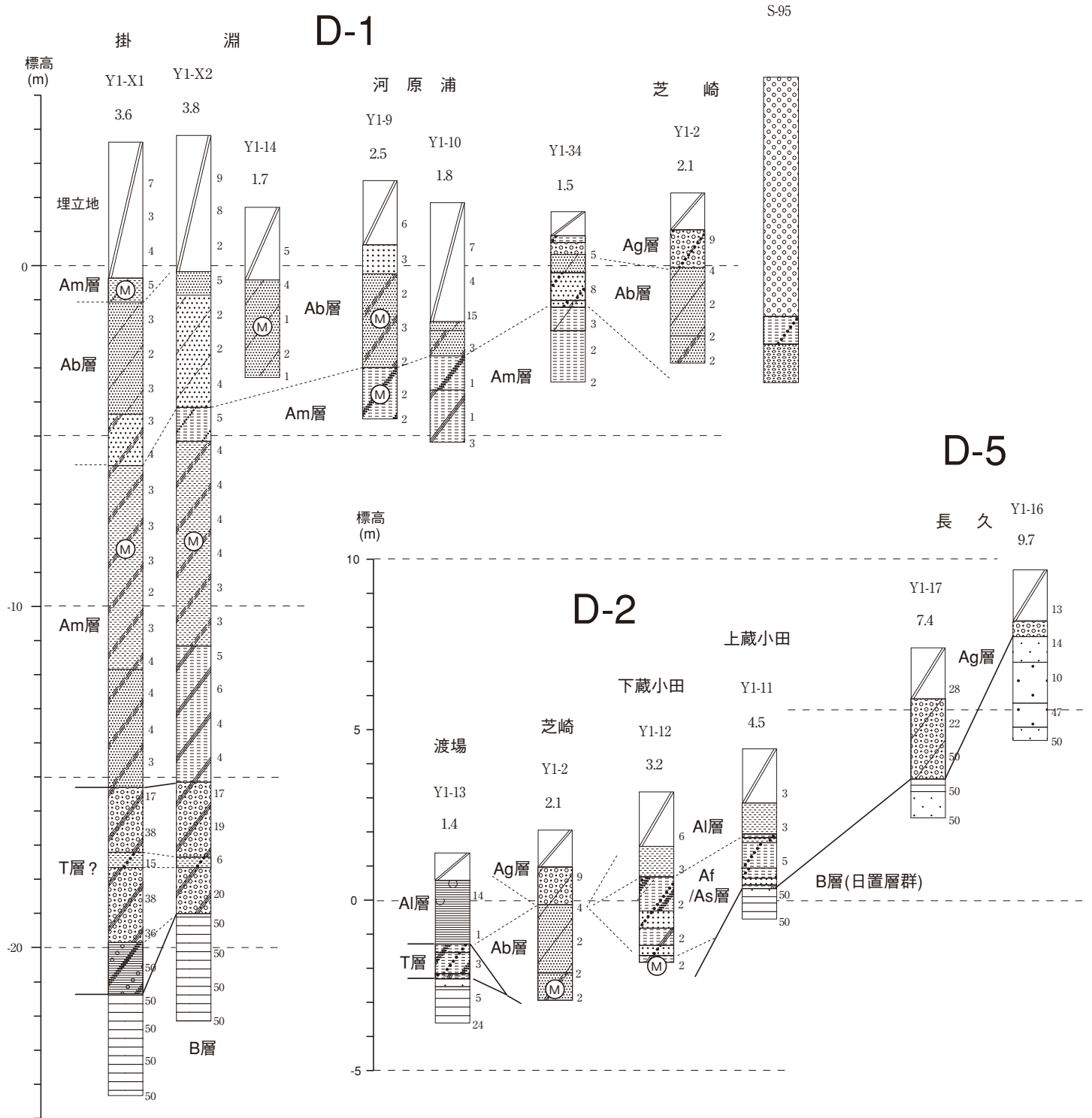




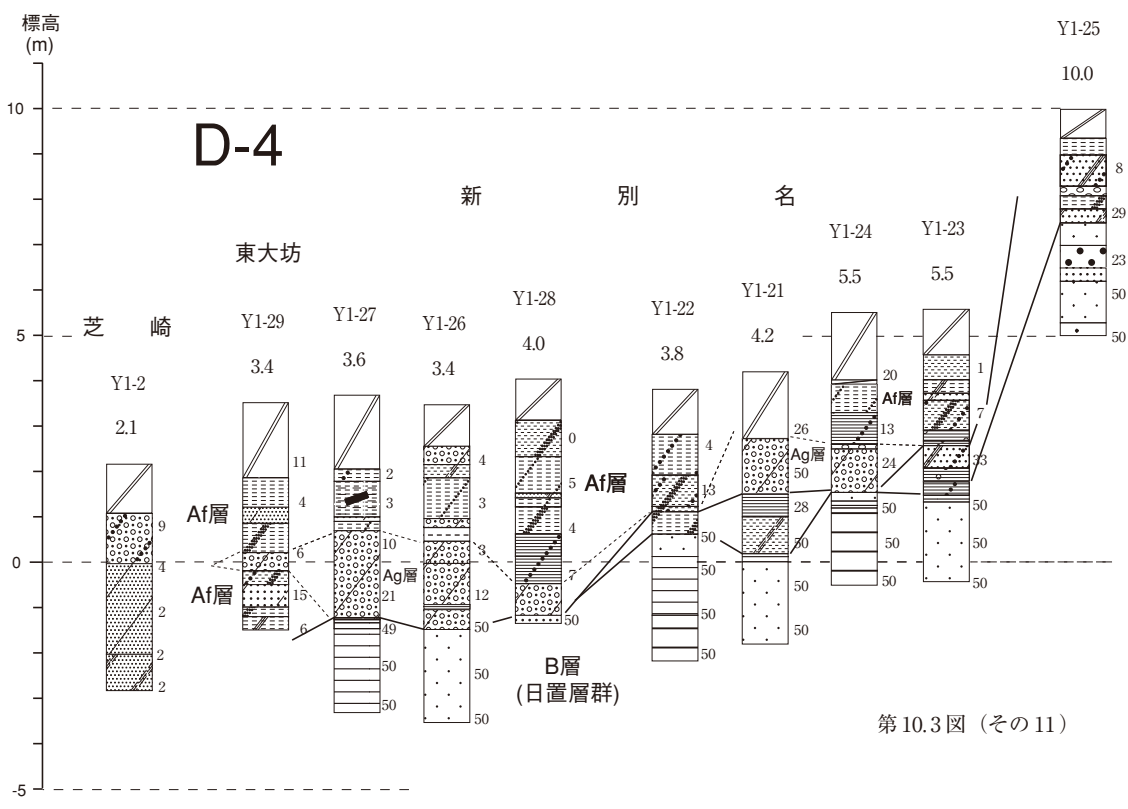
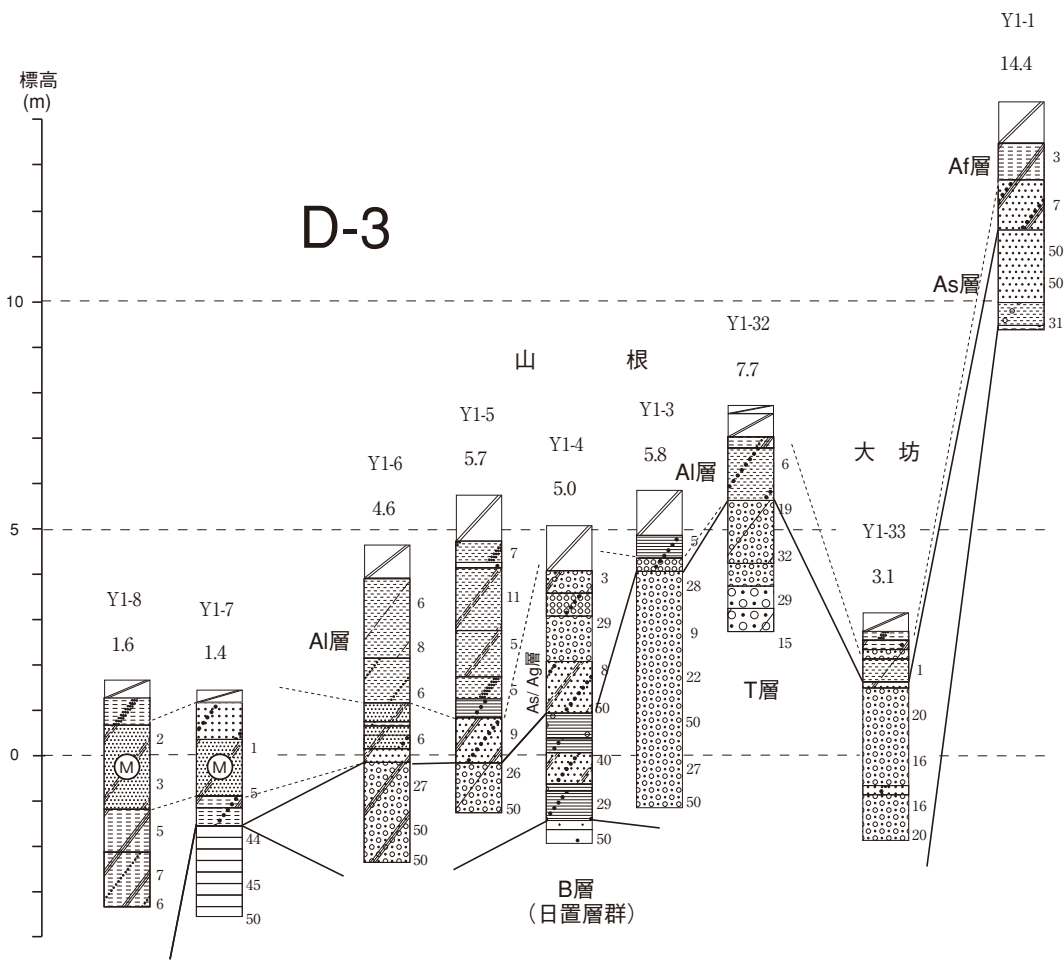
第10.3図 (その8)



第10.3図 (その9)



第10.3図 (その10)



第10.3図 (その11)



第 10.4 図 上川西西方の中位段丘堆積物（上位面構成層）の層相

層厚 4 m 以上の礫層。砂層を覆って分布。主に巨礫を含む大礫からなり、上方への細粒化が認められる。礫層は下位の砂層と共に赤褐色が著しく、クサリ礫化が著しい。礫種は流紋岩、安山岩からなる（地点：S-2108；第 10.2 図 B）。ハンマーの長さは 32 cm.

地表では中位段丘堆積物は分布しないが、ボーリング資料から仙崎砂州の地下標高約 -20 m 付近以下に、強風化の礫岩層（白亜系の可能性が高い）などを覆う層厚約 10~15 m の更新世堆積物が分布する（第 10.3 図（その 2）A-4.5 の T 層）。その下部（層厚約 2~5.5 m）は N 値 10~20 の粘土・シルト主体層、上部は N 値 20~30 以上の砂礫層あるいは N 値 20~50 の礫・粘土混じり砂層からなる。砂礫層は中礫主体で、大礫の垂角礫も多く含む。また、最上部には層厚 1~2 m の N 値 10 前後のシルト質砂層や砂質粘土層が部分的に認められる。

3) 深川川下流域及び周辺地域（第 10.2 図（その 2）；第 10.3 図（その 4）B-1）

分布 深川川沿いの中位段丘堆積物は、長門市の小河内・河原・板持・上川西・開作から、十楽川沿いの千畳敷・十楽にかけて分布する。なお、十楽以南では、緩斜面の連続が分布するのみで堆積物はほとんど分布しない。

段丘面 小河内・河原・板持・上川西・開作の段丘面は、十楽川、走下川、五十鈴川、板持川を起点とし

て北東方向へ扇状地状の形態を示し、他の地域の同段丘面と比較し傾斜角が大きい。小河内付近を除くと、上位の段丘面は北東方向へ傾斜し（約 3.6/100）、下位の段丘面はやや東に振れて東北東へ傾斜する（約 3.2/100）。また、中位段丘面の上位と下位の比高は、五十鈴川沿いで 2 m 程度、板持・河原・大河内南西で 5~8 m と、南部ほど差が大きい。また、上位の中位段丘面と沖積面（あるいは海水面）との比高は千畳敷付近で 20 m、十楽で 50~70 m に達する。以上のことから、中位段丘堆積時には板持付近から境川付近まで扇状地が発達していたが、段丘形成後に海岸浸食によって千畳敷付近から只の浜付近が大きく削剥されたことが推定される。

上位面構成層の層相 上川西の西の露頭（S-910）では、層厚 11 m 以上の中位段丘堆積物が分布する。下位から砂層、褐炭を挟む砂混じりの灰白色の粘土-シルト層（2.5 m 以上）、大礫主体（最大礫は径 30 cm）の礫層（層厚約 5.5 m）、礫混じりシルト層（層厚約 1 m）からなる。礫層のうち大礫及び巨礫は垂角礫主体、中礫は

亜角礫-亜円礫からなり、少なくとも2回の上方細粒化が認められる。全体に赤色化し、最上部の礫混じりシルト層はトラ斑模様が著しい。

上川西の西の露頭(S-2108)では、層厚4m以上の礫層が砂層を覆って分布する(第10.4図)。礫層は主に亜角礫の巨礫を含む大礫からなり、上方への細粒化が認められる。砂層と共に礫層は赤褐色が著しく、クサリ礫化が認められる。

開作の深川湾沿いの露頭(S-H630)では、主に大礫サイズの角礫からなる赤色化の著しい礫層(層厚7m以上)が認められる。また、境川でも赤褐色を呈しクサリ礫化が著しく、露頭H7-4では日置層群を不整合で覆って、下位から褐色-赤褐色の礫混じりの砂層(層厚2~3m)、大-巨礫サイズの亜角礫-亜円礫からなるシルト層(層厚数十cm)を挟む礫支持礫層(面積比70%程度、層厚7m以上)が分布する。

板持付近のボーリング資料(N5-1,2,3)からは、基盤の凹凸を埋めるように、層厚10m以下の亜円礫-亜角礫の中礫を含む砂層が認められる。場所によっては巨礫も含む。N値は11-50である。なお、表層部(層厚1~2m)は砂質粘土も認められるが、多くは主にコンクリート片、レンガ、採石等を含む埋土である。

小河内南東の露頭(S-1520)では、層厚3m程度の上位が赤褐色化した大礫主体で巨礫も含む亜円礫-亜角礫からなる礫層が分布する。

境川の露頭(S-H704)では、日置層群を覆い、下位より層厚約2mの細粒砂層、層厚7m以上(上限不明)の礫層からなる。礫層は亜円礫主体で層厚数十cmのシルト層を挟む。全体に赤褐色化が著しく、クサリ礫化している。

十楽南西に分布する上位面構成層(第7.2図地点14;第7.3図Aの最上部)は、層厚3~4mで、上部1~1.5mは強風化で赤色化が著しく、クサリ礫も認められる。角礫-亜角礫で礫種は主に阿武層群の流紋岩凝灰岩からなり、わずかに阿武層群の安山岩、大津玄武岩や日置層群由来の凝灰岩、チャートの礫が認められる。

本地域の上位面構成層の礫種は全体として主に流紋岩凝灰岩と安山岩溶岩からなるが、日置層群分布域付近では日置層群起源の砂岩、泥岩、凝灰岩も多く含む。また、千畳敷と十楽西方の本層からはオルソコーツァイト礫(上田,1981)も得られている。

下位面構成層の層相 上川西南(ボーリング資料N6)では、風化の著しい阿武層群を覆って層厚11mの段丘堆積物が載る。下位より層厚1.1mの礫層(礫分50%、最大径8cm)、層厚1.4mのシルト混じり砂層、層厚5.1mの明褐-青灰色を呈する礫層(礫50~70%で基質は粘土質砂)からなる。最上部(層厚3.5m)は盛土での礫混じり砂層などからなる。N値は礫による影響を除くと全体として20~29で、著しい赤色化は認められない。

4)掛淵川中・下流域及び周辺地域(第10.2図(その3,4);第10.3図(その7)C-1,2,3)

分布 上位段丘面を有する中位段丘堆積物は旧日置町の真口・新市・小野地、炭木、また旧油谷町の稲石、大江、宮ノ馬場・岡に、また下位段丘面を有するものは旧日置町の大内山下・碓^{かなめ}や古市及びその周辺、旧油谷町の杣地^{そぼち}、稲石の東、東大坊などに分布する。

段丘面 真口・新市・小野地の上位段丘面及び大内山下・碓の下位段丘面は、ほぼ北へ1.6/100傾斜し、沖積面との比高はそれぞれ12~15m、7~8mである。

古市・亀山の下位段丘面と沖積面との比高は4~6mで、全体として北西方向へ1.2/100傾斜する。

稲石の上位面と沖積面との比高は10~14m、杣地・稲石の下位面と沖積面との比高は約5mで、中位段丘面の両面はそれぞれ北へ1.9/100及び1.8/100傾斜する。

宮ノ馬場と岡の間の上位面は北東へ約1.3/100で、上り野では傾斜が緩くなる。海水準との比高は7~8mである。

上位面構成層の層相 新市付近のボーリング資料(H9-19;第10.3図(その7)C-1)によると、本中位段丘堆積物の層厚は3~4mで、基底部からシルト混じり粘土層、粘土混じり砂層、礫混じり粘土層が分布し、全体として細粒堆積物(N値8)からなる。周辺露頭の部分的な観察結果も含め、この中位段丘堆積物には著しい赤褐色化が認められる。

古市付近の地表部には中位段丘堆積物の上位面構成層は分布しないが、ボーリング資料によると、下位面構成層の下位にはN値12~24の赤色化の著しい砂や礫混じりシルト層(第10.3図(その7)C-3のH13-8, H8-5)が存在し、これらが上位面構成層に対比される可能性がある。同様に、川原・中村(標高10~20m)地域のボーリング資料H13-8,15(第10.3図(その9)C-9)にも、層厚4m以上の、赤褐色を呈しクサリ礫を含む、礫混じり粘土・砂層や砂礫層が、1~2mの薄い沖積層に不整合に覆われて分布する。

稲石(Y1-19)では、中位段丘堆積物の上位面構成層は層厚5m以上の礫・砂層を挟むシルト・粘土層(N値4-20)からなる。上部は黒色炭化物の薄層を挟む。

炭木付近では、開析されているが定高性のある平坦面が谷の東側沿いに連続して分布する。層相については、確認することができなかった。

伊上の露頭S-11では、上位面構成層の最上部2m部分の層相が観察され、下部約1mは主に不淘汰な亜角礫から亜円礫の中礫層からなり、その上部にトラ斑模様の赤褐色化が著しい礫を含むシルト層が載る。また、上部約1mは大礫を含む中礫層からなり、上方への細粒化と赤褐色化が認められる。上部下部共に礫は多くがクサリ礫となっている。

下位面構成層の層相 大内山下のH7-2,3(第10.3図

(その7) C-1) では層厚 3~4 m で、下部は礫層 (層厚 1~2 m) と上部 (層厚 1~2 m) のシルト・砂層主体の地層が認められる。礫層は亜角礫の中礫主体層で、基質はシルト・粘土やシルト質砂からなる。全体に淘汰が悪い。

ボーリング資料から見ると、古市付近には広く層厚 3~5 m の中位段丘下位面構成層が分布し (第 10.3 図 (その7) C-3)、下部に砂礫層・礫層・礫混じり砂層が、上部には砂や礫混じりのシルト層が分布する。なお、上部のシルト層の N 値は 6~36 で、特に上部は 10 前後のものが多い。向田では、沖積層下に花崗岩・玄武岩礫主体の角礫-亜円礫層 (第 10.3 図 (その8) C-4) の H13-12, 13) が分布するが、風化が著しくないことから本層に対比した。

広中のボーリング資料 Y1-18 (第 10.3 図 (その7) C-2) からは、シルト・粘土を主体とする堆積物 (層厚約 4 m。ただし上部約 2 m は盛土のため不明) が日置層群を不整合で覆っている。まれに貝殻片 (径 1 mm) を含むが、海成か淡水成なのかは不明である。

東大坊のボーリング資料 (Y1-18) では、地下約 4 m (ただし上部約 3 m は盛土のため不明) 部分の砂礫層が日置層群を不整合で覆うが、詳細については不明である。

10.1.3 低位段丘堆積物 (tl)

深川川下流域では、支流である板持川の上流に谷埋め的に角礫層が分布するのみである。

掛淵川流域では、下蔵小田、畑、山根などに分布する。下蔵小田の低位段丘面の傾斜は約 15/100 で、沖積面下に埋没する。畑では谷埋めタイプの角礫-亜角礫層の断片が分布している。山根の南の低位段丘堆積物の露頭 (第 10.2 図 (その4) S-513) では、巨礫を含む大礫層からなり、主に亜円礫 (ただし結晶流紋岩礫は主に亜角礫) からなる礫層 (層厚 2 m 以上) が観察された。

一方、油谷湾沿岸の上ヶ原 (本図幅西接の 5 万分の 1 「阿川」地域内) の露頭 (S-95) には層厚 7 m 以上の厚い低位段丘堆積物が分布する。下部 (層厚 2 m 以上) は亜円-亜角礫の不淘汰な中礫層から細礫を含む極細粒砂-シルト層へと細粒化し、上部 (層厚 5 m 以上) は大礫 (一部巨礫も含む) 層からなる。礫種は主に阿武層群の火山岩礫の亜角礫-角礫からなり、一部は亜円礫も含む。

10.2 沖積層 (上部更新統最上部-完新統) (c, v, m, n, b, p)

10.2.1 表層部の区分

沖積層とは最終氷期から後氷期へ至る一連の海進 (縄文海進) によって形成された上部更新統最上部及び完新統からなる地層である。地形及び層相の特徴から、本報告では、沖積錐堆積物、谷底平野堆積物、後背湿

地堆積物、自然堤防堆積物、海浜堆積物に区分した。

沖積錐堆積物 (c) 沖積錐堆積物は山地と低地の間の小さな谷の出口の付近に小規模 (幅・長さ 100 m 以下) に発達するもので、主に亜角礫、角礫などの粗粒な堆積物からなる。

谷底平野堆積物 (v) 本地域の谷底平野堆積物は丘陵や山地に発達する概ね幅 300 m 以下の谷に分布する沖積層で、主に礫砂層、砂層、シルト・粘土層からなる。河川の発達が良い地域では砂礫が主体 (おおむね層厚 5 m 以上) となり、最上部は層厚 1~2 m のシルト層が覆うことが多い。一方、日置層群や油谷湾層群の分布する地域で標高が 100 m 以下の低い丘陵部を埋める谷底平野堆積物で、特に河川の発達が悪い地域は、上部に層厚数 m と比較的厚いシルト・粘土層が覆うことが多く、基底部に砂礫層を伴う場合でも薄い。特に表層部の層相は氾濫原堆積物と同様な層相変化を示すため、両者は漸移関係にある。

後背湿地堆積物 (m) 後背湿地堆積物は、主にシルト・泥・砂層やそれらの薄互層からなる。砂州の後背湿地 (潟湖が干上がったもの) も含む。なお、流路埋積堆積物は省略した。

自然堤防堆積物 (n) 自然堤防堆積物は砂層を主体として、それらはしばしば氾濫原の中に微高地として存在する。地質図ではこれらは現在地形的に確認できるものだけを示した。

海浜堆積物 (河口州を含む) (b) 海浜堆積物は、主に淘汰のよい礫層あるいは砂層からなる。日本海に面した浜では礫浜がよく発達 (第 1.4 図 B) し、内湾では礫浜と共に海岸線に平行した砂浜堤 (第 1.5 図 B の砂州) が発達しやすい。海浜堆積物は現在の沿岸に沿ったより陸側の地域に連続的に分布する。これらは縄文海進高頂期以降に発達したと推定され、時代と共により海側へ堆積域が移動し、現在の海浜堆積物 (埋立地付近に分布) に至ったと推定される。地質図では海岸線の前進によって陸域に固定されたものの一部も示した。後述の仙崎砂州で砂層が 20 m の層厚に達する地域もあるが、一般的には層さ数 m のものが多い。

現河床堆積物 (p) 現在の河川の流路内に分布する層厚 1~2 m 以下の砂礫層からなる。本来は洪水の度に、海域に大量の土砂を運び、河道内の分布も変化するが、ダムなどによる水量調整のため、現在、堆積物の多くは植生に覆われている。

10.2.2 地下区分と地域特性

ボーリング資料から、地域ごとの沖積層の特徴と層相変化に加え、若干の沖積層下の更新世堆積物の記述を行う (第 10.3 図)。

地質柱状断面図は完新統-最上部更新統 (沖積層) と推定される地層を A 層、更新統 (特に上部更新統で、

最上部更新統を除く。土木工学的には洪積層と呼ばれることが多い)を T 層, それらの基盤岩類を B 層と略して記した。

なお, ボーリング資料にはテフラ, 放射年代の記載はなく, 堆積学的記載も少ないが, 沖積層 (A 層) は更に地質学的に下記のように区分できる。

Al 層: 主にシルト・粘土からなる有機質な細粒堆積物で, 流木や貝殻片を含むこともある。N 値は 0~5 で軟弱である。砂州によって外洋と隔てられた沿岸潟湖及び干上がった後背湿地の堆積物と推定される。

Ab 層: 主に比較的淘汰のよいシルト質砂層-細粒砂層, 礫層を含む砂層, 礫層からなる。礫層は円礫を主体とし, 砂層の礫も円礫を含むことが多い。仙崎湾や深川湾では礫混じりの中粒砂層-細粒砂層が, 油谷湾沿岸では細粒砂層が比較的多い。また, 一般的に含水比が高く, 貝殻片を含む。砂州あるいは砂浜 (一部礫浜) を伴う海浜堆積物, 一部に河口州の潮流の影響を受けた堆積物も含まれると推定される。

Am 層: 貝殻片を混じる有機質なシルト・粘土層や砂混じりシルト層からなる N 値 0~10 の軟弱な堆積物である。現在の海岸付近や砂州の下位や側方に分布する。主に縄文海進高頂期直前頃に堆積した内湾堆積物 (汽水-海成層) と推定される。

Af 層: 主にシルト・細粒砂層からなる有機質な細粒堆積物で, 数十 cm 以下の砂層や礫層をしばしば挟む。主な河川沿いの後背湿地堆積物と推定される。なお, 粗粒堆積物の供給の少ない小さな谷では, 粗粒堆積物を含まない, 粘土・シルト層からなる腐植木片などを含む有機質な細粒堆積物からなる。

As 層: 砂層主体層からなる堆積物で, しばしばシルト層や礫層を伴う。網状河川の砂層主体部分や蛇行河川の自然堤防などの堆積物と推定される。

Ag 層: 中礫から巨礫を含む礫支持の礫-砂礫層からなる。多くが亜円礫-円礫であるが, 上流域では亜角礫も認められる。砂層や薄いシルト・粘土層を挟むこともある。堆積環境としては, 網状河川堆積物や氾濫原中の河道の堆積物などが推定される。一部基質支持の角礫層 (土石流堆積物) も含まれる。

海岸付近の低地では, 現在の砂州や海浜として Ab 層がよく発達し, Am 層は Ab 層の下位から海側へ広がり, Al 層は Ab 層の陸側に同時異相の関係で分布する。一方, 現在の大きな河川沿いのうち, 河口付近以外では, Ag 層を主体として, その上位に As 層や Af 層が分布する関係が認められる。

表層部を示した沖積層の地質図区分との関係は, 沖積錐堆積物は Ag 層, 谷底平野堆積物は Ag 層を下位に伴う Af 層, 後背湿地堆積物は Al 層や Af 層, 自然堤防堆積物は As 層, 海浜堆積物は Ab 層, 現河床堆積物は Ag 層や As 層に相当する地層と比較される。Am 層に相

当する地層は地表では認められない。

なお, 本報告でもその一部は柱状図対比図に引用した山口県地盤図 '02 (中国地方基礎地盤研究会, 2002) では, ボーリング資料等に基づき第四紀堆積物の地盤地質区分を以下のように細分している。

沖積層 (完新統及び最上部の更新統)

最上部層 Um (潟湖末期堆積層で埋立地を含む)

上部砂レキ層 US (河成堆積層あるいは崖錐)

上部粘土層 UC (海進時代堆積層)

上部砂レキ層 US (崖錐)

洪積層 (下部更新統の最上部を除く更新統)

下部砂レキ層 LS (河成堆積層)

最下部層 Lm (砂レキ, 粘土の互層)

下部粘土層 LC (海成堆積層)

下部砂レキ層 LS' (崖錐: 流積真砂)

Um 層は, 埋立地を除き本報告の Am, Al, Af 層にほぼ相当する。US 層は, Ab, As, Ag 層を一括したものに對比される。UC 層は Ab 層に一致する。US 層は Ag 層に對比される。なお, Lm, LC, LS, LS' は広い範囲での対比が困難と判断されたため, 本報告では多くの場合 T 層と一括し, 地表部との関係でその層準が分かる一部地域でのみ中位段丘堆積物の上位面と下位面の構成層に対比し Tm₁層と Tm₂層とした。

1) 三隅川下流域及び周辺地域 (第 10.2 図 (その 1))

三隅低地は三隅川及びその支流による堆積物の供給と仙崎湾沿岸部の砂州によって縁取られた沖積平野で, その北縁は低地と山地とが明瞭な境 (三隅断層とほぼ一致) を形成し, 三隅川がこの境界付近を流れる。一方, 南縁沿いには段丘や丘陵が発達し, 明瞭な低地と山地を示さない。豊原から向開作に関してはボーリング資料を欠き詳細は不明であるが, 縄文海進期頃に海岸が豊原付近にまで層厚 10 m 前後の軟弱な Am 層が堆積し, 豊原付近では砂州あるいは河口州が発達していたと推測される。

中村-土手地域 (第 10.3 図 (その 1) A-1) 旧三隅町中村 (M2-1, 2; 一部「萩」地域内) では層厚 3~4 m, 土手 (「萩」地域内: Yq-1, 2) で 7 m 前後の沖積層が関門層群の頁岩などを基盤として分布する。M2-1, Yq-1 (1)~(2) の最上部 (層厚約 2 m) は極めて軟弱な粘土層が分布する。下部は角礫-亜角礫からなる中礫主体の砂礫層からなり, Yq-1 (2) では基底部に Am と推定される粘土層が約 1.5 m 分布する。

小島地域 (第 10.3 図 (その 1) A-2) 小島の海岸 (Xp-1, 2) では層厚 15~20 m, また, 小島の北方のすぐそばに基盤が露出する海岸 (M3) でも 10 m の沖積層が分布する。いずれも溺れ谷に沖積層が堆積したことを示している。Xp-1, 2 では下部の粘土混じりの砂礫層 (層厚 3 m 以上, N 値 22~37) の上位に, 極めて軟弱な貝

殻片を含むシルト層（層厚 10~15 m, N 値 0~3）が堆積している。M3 では、海浜堆積物と推定される砂層が卓越する。

小浜地域（第 10.3 図（その 1）A-3） 三隅低地西方の小浜の線路沿いに行われたボーリング（N1-1, 2）によると、沖積層は約 7m で、下位より、層厚 1m の礫混じり砂層（N 値 5~15）、3~4m の貝殻片を含む中-細粒砂層（N 値 2~4）、約 2 m の盛土（マサ土、花崗岩礫含む：N 値 1~4）からなる。いずれも全体に軟弱な地盤である。これら砂層は砂州と推定され、このボーリング資料の陸側では小規模ながら後背湿地の分布が推定される。

2) 仙崎-江之川地域（第 10.2 図（その 1））

仙崎地域（第 10.3 図（その 2）A-4,5） 仙崎湾と深川湾の間に発達する砂州で、西南部の正明市、東南部の白濁から南北に延び、仙崎湾と深川湾は青海島と仙崎の間の約 100m の狭い水路のみで結ばれている。

仙崎砂州の沖積層の層厚は約 20 m と見積もられ、後述の 7) 海域の沖積層で述べるように深川湾や仙崎湾の沖積層の層厚と比較し厚い。沖積層は大きく Am 層と Ab 層に区分され、両者は仙崎湾沿いで一部同時異相の関係で Am 層は仙崎湾の底質に連なる。なお、中国地方基礎地盤研究会（2002）では、この Am 層を下部粘土層（海成の洪積層）と対比しているが、本報告では砂州形成以前の縄文海進期の海進堆積物と判断した。また、Am 層の下位には、層厚約 2 m の N 値 10 前後のシルト質砂層や砂質粘土層が部分的に認められる。地質学的に沖積層に含めるべきなのか、段丘堆積物に対比されるものなのかは判断できないが、本報告では段丘堆積物に対比している。

Am 層は貝殻片・腐植植物を混入する粘土・シルト層を主体とし、シルト質-シルト混じり砂層を含む海成層である。標高 -20 m 付近で堆積が始まっている。N 値 0~10 と多くは軟弱で、特に海域の N 値は極めて小さい。Ab 層は砂層及び礫混じりの砂層からなり、地表で見られる仙崎の砂州そのものを構成する堆積物で、陸域では層厚 15 m 前後、仙崎湾の N1-3 での層厚 7.5 m と仙崎湾へ向かって薄くなり、Am 層と同時異相の関係にある（第 10.3 図（その 2）A-4）。この Ab 層はより西方で円礫を多く含む傾向にあること、仙崎砂州は地形的に西側の方で標高が高いことから、仙崎砂州を構成する堆積物は主に西側（旧深川川など）から供給されたと推定される。ボーリング資料には年代値がなく正確な年代は推定できないが、海成層は標高 -18~20 m 付近からの海成層が認められることから、おおよそ 1 万年前頃からの海水の進入が推定される。

江之川流域（第 10.3 図（その 3）A-6） 仙崎砂州の基部にあたる正明から田屋へ至る江之川流域から仙崎南方の低地は、下位より Am 層、Ab 層、Al 層が分布する。

Am 層は田屋南東部で下位の T 層（更新統）を覆い分布する。田屋南東（Vp-4, Vp-3）で 4~5 m、田屋東方（N4-3）で約 4 m の層厚で、貝殻片を多く含む粘土層、粘土質砂層などの N 値 0~5 の軟弱な細粒堆積物からなる。Ab 層は層厚 1~4 m で、貝殻片を含むシルト質砂層-礫混じり砂層からなり、仙崎砂州の主部の Ab 層（第 10.3 図（その 2）A-4,5）と同様、東側ほど礫を含み粗粒となる傾向を示す。Al 層は層厚 1~3 m で N 値 0~5 の軟弱な粘土-シルト層からなる。Al 層は砂州によって隔たった潟湖や後背湿地の堆積物と推定される。

この地域には、縄文時代後期の白濁遺跡や古墳時代後期の塚塚・小浜山・西ノ木横穴墓群の遺跡が認められる（山口県編，2000）。白濁遺跡は砂州に立地する遺跡で、多くの釣針が発見されているが、ここは現在海岸から 300~400 m も離れている。また、その江之川沿い西方のボーリング資料（N4-3）にも、Am 層を覆って、層厚 2 m のシルト質砂層（N 値 2）からなる Ab 層が分布する。これらのことから、江之川下流域の沖積層は、下部には内湾環境の細粒堆積物が、上部には白濁海岸の砂州に連続する砂層が広く分布していると推定される。なお、白濁の砂嘴は南に伸びており、この分布から推定すると仙崎湾の西部の湾部は反時計回りの流れが推定され、江之川下流域の砂州も北から供給されたと推定される。

一方、田屋の南部に分布する塚塚横穴墓群は標高 10 m あまりの丘陵（現在削られ高校のグラウンドに利用されている）に立地しているが、この地域の地名である田無にもあるように、古墳時代、遺跡の周りの低地は海が干上がっていなかったかと推定されている（山口県編，2000）。このことは、ボーリング資料 Vp-3 や N2-4（砂質粘土層：N 値 0）の最上部の層厚数 m の軟弱な粘土層（Al 層）の存在からも伺える。

3) 深川川下流域（第 10.2 図（その 2））

河原-下郷地域（第 10.3 図（その 5）B-2~2'） 仙崎から続く砂州（浜堤海岸）に海岸線を縁取られた深川川流域で幅数百 m-1 km の低地に堆積した沖積層である。深川下流域の特に西側には幅 500 m-1.5 km の段丘面が広く発達し、沖積層とは南北方向の浸食崖で接する。

深川川の河口は、洪水時の長門市湊港の安全性と河川による砂礫の埋積作用に伴う機能低下という理由から、妙見山の東側から西側に改修されて現在に至る（伊藤，1979）。深川湾の沖積層基底部の等深線図から伺える湊の北西方に連なる基盤の高まり（第 10.2 図（その 2））の存在から推定すると、本来の河口は妙見山と後ヶ迫の間に位置し、この旧河口を中心として河川は発達していたが、海水準の上昇に伴って基盤を沖積層が覆うようになり、かつ後ヶ迫付近から砂州が発達することによって、河口は妙見山の東側へ移動したと考えられる。

下郷・上郷 (Vq-2, N9-1, 2, N10) から井手口付近 (N8-1~3, Vq-7, 8) では、層厚 5~8 m の沖積層が阿武層群などを不整合で覆って分布する。沖積層は主に砂礫層などの粗粒堆積物 (Ag 層) からなり、最上部に層厚約 1 m の細粒堆積物主体層 (Af 層) を伴う。この Ag 層は大礫、巨礫を含む中礫を主体とする亜円-円礫主体層で、基質は粗粒-中粒砂やシルト質砂からなり、河床の礫州などの層相を示す。また Af 層は N 値 2~13 の礫混じり粘土・シルト質砂層からなる。なお、礫層の N4-2 と N4-3 の下位に部分的に認められる層厚 2 m の亜角礫からなる中礫混じり砂層は更新世堆積物に対比した。

一方、板持南東側から小河内にかけては、本地域の深川川流域としてはもっとも広い氾濫原が発達する。この氾濫原の発達を反映するように、大礫を含む砂礫層 (2 m 以上; 下限不明) からなる Ag 層の上位に、層厚 2~3 m (農地整備で地表付近は盛土となっている) の砂層、シルト質砂層、砂質粘土などの細粒堆積物 (N 値 3~18) からなる Af 層が分布し、深川川河口から板持まで同じような層相変化を示す。ボーリング資料はないが、深川川東側の小河内から殿台にかけての氾濫原下にも、板持南東部と同様な層相変化を示す沖積層が分布すると推定される。

なお、N8-2, 3, Vq-7, Vq-8 の下位に認められるように、深川下流域西岸に広く分布する中位段丘堆積物の延長部分として、沖積層下には支持基盤としては安定した礫層主体層 (T 層) が分布する。

正明市地域 (第 10.3 図 (その 5) B-3) Vq-3 で認められるように、凹地に N 値 1~4 の軟弱なシルト混じりの砂層が分布するが、その層相から Am に対比される可能性が高い。上部には Ag 層、As 層、Al 層にそれぞれ対比される礫層、砂層、シルト層が分布する。

4) 深川湾北部海岸地域 (第 10.2 図 (その 2))

波の橋立・青海地域 (第 10.3 図 (その 6) B-4) 波の橋立は青海島の南東にある全長約 1 km の湾口礫州で、その山側には青海湖と低地が分布する。なお、波の橋立を構成する堆積物は主に円礫層からなる。

青海湖と連続する後背地のボーリング資料によると、青海湖東の N11-1 では標高 -10 m 付近で流紋岩の基盤に達し、約 11 m の沖積層が分布する。下部 (約 8 m) は礫・粘土混じりの砂層 (N 値 8~12) で、その最上部から貝殻片を含むようになる。上部は貝殻片・腐植物を含むシルト層 (N 値 1) と礫やシルト混じり砂層 (N 値 4) からなる。このシルト層は波の橋立の潟湖の堆積物と推定される。青海の N11-2 では下部に砂礫層 (N 値 14~18) が、上部に礫混じり砂質粘土層 (層厚 2 m 以上; N 値 4~6) が分布し、上部は波の橋立形成後の後背湿地の堆積物を示している。

黄波戸地域 (第 10.3 図 (その 6) B-5) 深川湾東岸は現在浸食域で、沖積層の分布域は狭い範囲に限られ、

沖積層の層厚も 1.5~5 m と薄い。

阿波中から、小畑、黄波戸にかけては、円礫主体の砂礫層-砂層 (層厚 1~2 m) とそれを覆うシルト・砂混じりの軟弱な粘土層 (層厚 1~2.5 m, N 値 3~6) が分布し、それぞれ Ab 層と Al 層に対比される。一方、長崎付近 (H3-1, H3-2, H5, H6) では、細粒堆積物が欠如し、層厚 3~5 m の礫層、砂礫層、砂層 (Ab 層) が分布する。

また、阿波中 (H1-1) や末石 (H1-4, H4) の谷では、下部に層厚粘土層 (層厚 1~1.5 m)、上部に砂礫層 (層厚 2 m) が分布する。

5) 掛淵川中流域及び周辺地域 (油谷-日置低地東部) (第 10.2 図 (その 3))

油谷湾の東方、向津具半島と山地に挟まれた地域に東西に発達する油谷-日置平野には、掛淵川とその支流によって形成された谷に沖積層が分布する。後述のように掛淵川河口付近では沖積層の層厚が 20 m 以上であるが、掛淵川中流域とその支流の沖積層の層厚は 6~7 m 以下で、多くの場合、下部が網状河川堆積物と推定される砂礫主体層、上部は氾濫原堆積物 (後背湿地) のシルト-粘土主体層となる。以下、地域ごとにその特徴を記述する。

畑-向田地域 (第 10.3 図 (その 8) C-4) 上流側にあたる旧日置町の畑の沖積層は、多くはダム建設に関係して造成されているが、この地域の沖積層は基本的に層厚 2~4 m (H7-2 など) の、巨礫・大礫を含む亜角-亜円礫の中礫主体層で、基質は粘土混じり淘汰の悪い砂からなる。

日置層群の分布域である旧日置町国広、狩宿、向田にかけての地域 (H7-5, 6, 7, 8, 9, 10, H8-8, 10, H13-12, 13, 14) では、層厚 3~5 m の沖積層が分布する。これら沖積層は、主に中礫主体で大-巨礫を含む砂礫層 (Ag 層) からなるが、上部に H7-5, H7-8 などでは砂層・シルト質砂層 (As 層) が、H8-8, H13-12 では粘土主体層 (Af 層) が層厚 1~3 m で分布する。

碓川流域-大内山下・上地域 (第 10.3 図 (その 8) C-5) 碓川流域に分布する沖積層は上流域と下流域で層相が異なる。碓川上流域である旧日置町の大内山下 (H7-11, 12, 13, 14) には、層厚 1~3 m の薄いシルト-粘土層を主体とする細粒堆積物 (Af 層) が分布する。一方、下流域の大内山上 (H7-15, 16) ではシルト質砂層など砂層主体層 (As 層) とやや粗粒な堆積物からなる。これは、大内山上では日置層群十楽層の泥岩・凝灰岩主体層が分布するため、粗粒な堆積物が供給されにくいことを反映していると考えられる。

上城地域 (第 10.3 図 (その 8) C-6) 2 箇所をみのボーリング資料によると、この付近の沖積層は層厚 2~3.5 m の一部礫が混じる粘土層からなる。N 値は 6 以下で軟弱である。砂礫層が欠けるのは、大内山上と同様、基

盤を反映して、粗粒堆積物の供給がないためである。

向田の西方(第 10.3 図(その 8) C-7) 本地域の小さな谷の沖積層は、シルト質砂層、粘土層・砂・シルト混じり粘土層と細粒堆積物が主体となる(H13-10, 11)。河川の発達が悪いことを反映した層相を示す。

亀山地域(第 10.3 図(その 9) C-8) 黒川の支流である旧日置町の亀山付近では層厚 3~5 m の沖積層が分布する。下部は砂礫主体層(層厚 2~3 m; 亜角礫主体)、上部は粘土主体層(層厚 2~3 m; N 値 10 以下)からなり、部分的に砂礫主体層は欠如する。

黒川流域-黄波戸口~国常地域(第 10.3 図(その 9) C-9~C-9') 黒川流域は昭和 26 年から 8 年をかけて改修されている。黒川流域のうち、上流側の旧日置町の黄波戸口・堀田・東坂本・西坂本では層厚 3 m 以下、下流域の旧日置町の国常・長行・片山では層厚 4~5 m の沖積層が分布する。東坂本付近までは粘土層など細粒堆積物が主体で、西坂本、国常から炭木地域では基底部に玄武岩礫を含む礫層(0.8~1.3 m)が、その上位には粘土層(一部礫混じり)(層厚 1~4 m, N 値 0~12)が分布する(H13-7, 17, 18, 19, 20, 21)。一方、西坂本以東では、礫混じりの砂層や粘土層を主体とし、崩積土的な性格を有する堆積物が風化した基盤を覆う(H13-2, 3, 4, 5, 6, 7)。

6) 掛淵川下流域(油谷-日置低地西部)(第 10.2 図(その 4))

油谷湾の東方、山地に挟まれた地域に東西に発達する油谷-日置平野には、掛淵川とその支流によって形成された谷に沖積層が分布する。沖積層のうち、掛淵川河口付近では沖積層の層厚は 20 m に達し、下部に海成層のシルト-粘土層・細粒砂層(Am 層)、上部に海浜堆積物(砂州などの砂堤堆積物)の細粒砂層・砂礫層(Ab 層)が分布する。その周辺地域の沖積層の層厚は 6~7 m 以下で、多くの場合、下部が網状河川堆積物と推定される砂礫主体層(Ag 層)、上部は氾濫原堆積物(後背湿地)のシルト-粘土主体層(Af 層)からなる。以下、地域ごとの特徴を記述する。

溝淵川河口(第 10.3 図(その 10) D-1) 溝淵川の河口付近(地質図では表層部は埋立地)のうち、油谷大橋の南(ボーリング資料 Y1-X1, 2)では沖積層の基底深度は標高 -20 m 付近に達し、油谷-日置低地で沖積層の最も厚い地域である。

Y1-X1, 2 のボーリング資料から沖積層は大きく下部と上部に区分される。下部は層厚 9~11 m で、炭化物・貝殻片を含み硫黄臭に富む粘土・シルト・細砂(N 値 5 以下)からなる。上部は層厚 5~6 m で、シルト混じり細砂や細砂からなり、シルト塊、貝殻を含む堆積物である。下部と上部は、それぞれ Am 層と Ab 層に対比され、いずれも N 値 5 以下の軟弱地盤である。下限は不明であるが、河原浦(Y1-9, 10, 34)でも、同様な層相

変化が認められる。なお、河原浦(Y1-34)や芝崎(Y1-2)の沖積層上部は細砂層に砂礫層を多く挟むようになり、河床堆積物の影響が推定される。

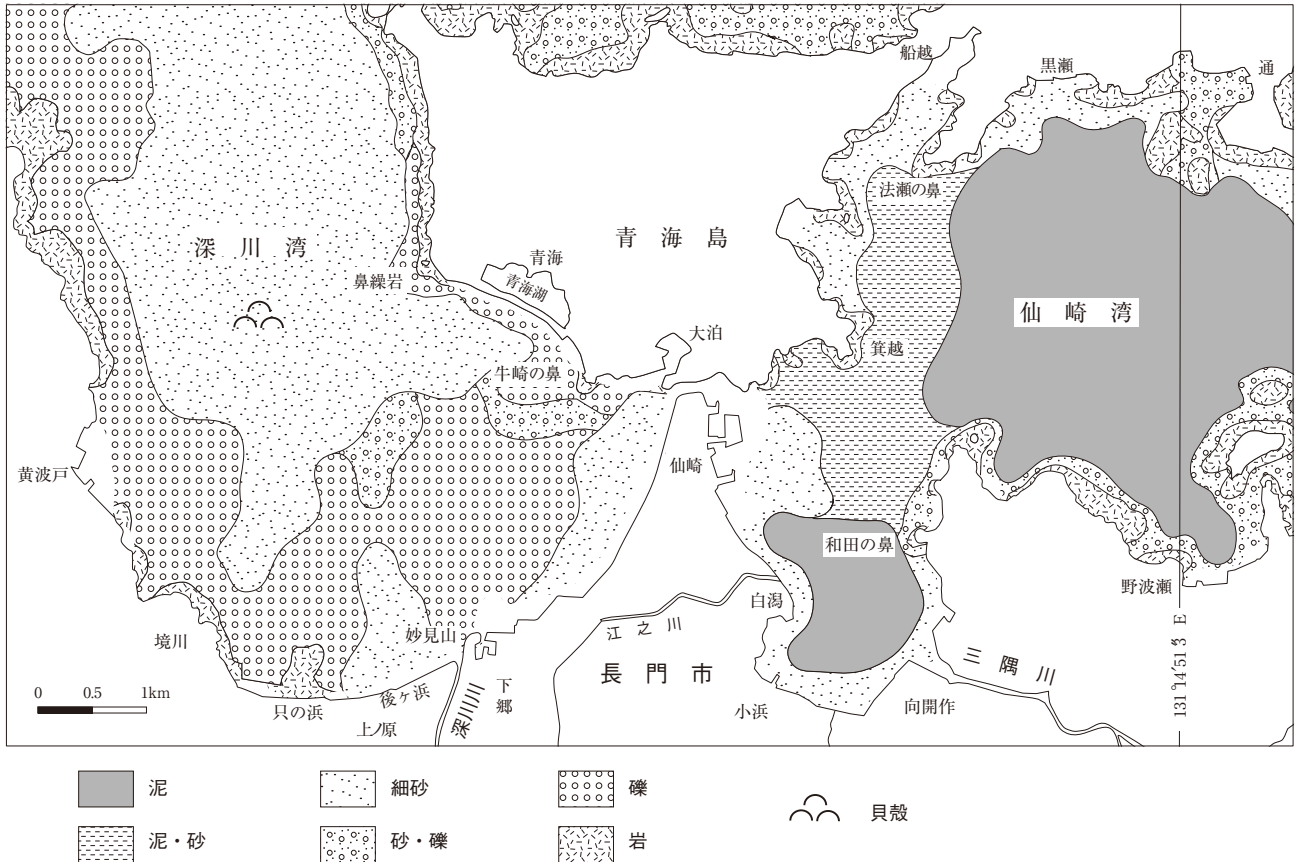
なお、沖積層の下位には、更新世の堆積物に対比されると推定できる層厚約 6 m の粘土質の砂礫層や粘土層(N 値 15~40)が分布するが、この一部は沖積層に含まれる可能性もある。

溝淵川下流域-芝崎~上蔵小田地域(第 10.3 図(その 10) D-2) 溝淵川下流域の北側沿いの沖積層は、一部を除いて層厚 3~5 m と薄く、しかも上部 1~2 m は造成されている。芝崎(Y1-2)や下蔵小田(Y1-12)のボーリング資料からは、下部に N 値 2 の軟弱な貝殻片を含むシルト質砂層やシルト層が分布する。一方、芝崎(Y1-12)では、下部には礫を含むシルト・粘土主体層やれ混じり砂層(Af 層/As 層)が分布する。更に沖積層の上部には軟弱な粘土主体層(N 値 1~3; Al 層)が渡場から下蔵小田・上蔵小田にかけて分布する。これらの層相分布から、芝崎付近が海成-汽水性層(Ab 層)分布の東限にあたり、この付近に発達した砂州や浜堤によって陸側の河川沿いに後背湿地(Af 層)や潟湖(Al 層)が発達して分布したと推定される。

大坊川流域-山根地域(第 10.3 図(その 11) D-3) 旧油谷町札場・大坊・山根付近(Y1-1, 3, 4, 5, 6, 32, 33)、大坊川下流域では沖積層は層厚 2~6 m の沖積層が礫層主体の T 層を覆って分布する。Y1-4 を除くと、全体として細粒堆積物が主体で、特に Y1-5, 6 では下部 1 m を除くと、腐植木片を含むシルト質からシルト混じり粘土層が 3~4 m と細粒堆積物が厚い。この細粒堆積物は Al 層に対比されるが、Y1-33, 1 以外は N 値 5~6 のことが多い。Y1-4 は河道付近だったのか、砂礫層主体層からなる。

堀江川流域(第 10.3 図(その 11) D-4) 沖積層の層厚は 4~5 m で、主に下部は砂礫層主体(N 値 6~50)、上部は腐植片を含むシルト・粘土主体層(N 値 1~7)からなる(Y1-21~29)。これらの層相は芝崎の Y1-2 と大きな違いがあり、ほぼ現在の JR の線路沿いに海浜堆積物が発達し、後背湿地がその山側に発達していたと推定される。

久富川流域-長久(第 10.3 図(その 10) D-5) ボーリング資料が少なく、地下の様子は不明であるが、久富川流域である長久(Y1-16, 17)の沖積層は層厚 2~5 m で礫層主体となる。元々久富川は久富付近を流れていたものを人工的に植松・荒戸の谷へ河道を移し替えられたものであり、久富川が流れ込んでいた長久の南側の低地では砂礫主体層の沖積層が発達していたと推定される。また、現在久富川が流れている荒戸・植松や亀田の低地では、元々河川の流入が貧弱なためシルト・粘土主体層が分布していると推定される。ボーリング資料から判断すると、縄文海進の最大海進時の海岸線



第 10.5 図 深川湾と仙崎湾の底質分布図
海上保安庁水路部（1996）の第 39 図の一部に基づき作成。

は下蔵小田付近に存在したと考えられる。また、荒戸の丘陵と低地の境界付近にサザエ・アサリなどの貝類と条痕土器が埋積している亀石貝塚跡が分布し、南はこの付近まで海岸線が及んでいた可能性が指摘されている（前田，1990）。なお、久富・蔵小田・新別名地区は昭和 59 年からの久富ほ圃場整備事業（長尾，1990）によって地形的特徴が全く失われ、全体として 1.5～2 m の盛土・埋土に覆われている。

油谷湾南縁沿い地域 大江以西の油谷湾に面する伊上浦，前方，須方地域の沖積層の様子は，ボーリング資料の欠如のため詳細は不明である。掛淵川下流域の層相変化などを考慮すると，大坊川流域のような層相変化が推定される。すなわち，下部は砂礫層，上部は海成層を挟む細粒堆積物（軟弱地盤）からなる層厚 10 m 前後の沖積層が分布していると考えられる。また，谷の出口付近では，下部に内湾の堆積物が，上部には山側に潟湖や後背湿地を伴いながら海浜堆積物（砂州）が発達することが推定される。

7) 海域

海上保安庁水路部（1996）によると，湾を除く日本

海側の I_o 層（沖積層）の層厚は 2～5 m で，一部 10 m を超える場所も存在する。岩石海岸部付近では基盤が露出し，沖積層を欠く。I_o 層に埋積された谷の開口深度は 80～95 m，深度 50～60 m は，それぞれ最大海退期と海水準停滞期の海水準を示唆していると推定されている。

仙崎湾の I_o 層の層厚は 10 m 前後であるが，深川湾のそれは数 m（最大 8 m）程度で，仙崎湾の方が厚い（第 10.2 図（その 1））。仙崎湾のうち仙崎の東方 1 km 付近までは細砂が分布するが，それ以外は泥・砂の底質からなる（第 10.5 図）。また白濁-小島間の仙崎湾の最も奥まった湾底には泥が堆積している。一方，深川湾は牛崎の鼻，妙見山，境川-黄波戸沿い沖では礫の底質からなり，仙崎砂州沿いの海岸付近と鼻線岩沖の深川湾沖では細砂の底質が認められる（第 10.5 図）。上記のような仙崎湾と深川湾の堆積物の違いは仙崎砂州の層相変化（第 10.3 図（その 2））と一致しており，海水準の上昇に伴い堆積物は主に深川湾から仙崎湾へ移動し，やがてその堆積物がトラップされる形で仙崎砂州が発達していったものと推定される。

油谷湾の竹島と手長島間の海域の沖積層の層厚は

18 m (第 10.2 図 (その 4)) で、湾軸部では 20 m 前後 (最大 30 m) の IT 層 (沖積層) が分布している (海上保安庁水路部, 1985)。前述のに掛淵川河口付近の約 20 m の沖積層 (第 10.3 図 (その 10) D-1) と同様、深川湾や仙崎湾と比較し、油谷湾の沖積層は厚い。

10.3 埋立地 (r)

掛淵川や三隅川の河口などの干拓を中心とした埋立地のほか、深川川河口の港湾の整備に伴う河口の変更、仙崎東海岸の港湾整備、日置町黄波戸の住宅造成、漁港の整備に伴う小規模な埋め立てが行われている。ボーリング資料を基に、それらの一部について概要を以下述べる。なお、地質図の凡例では、干拓地も埋立地に含めている。

小浜海岸 ボーリング資料から見ると、小浜海岸は層厚 2~2.5 m で埋め立てが行われ、ボーリング実施期の N 値は 4 以下の軟弱地盤からなる。

仙崎東海岸 日置町黄波戸付近の深川湾に面した地域は、県道の直線化と宅地造成を目的とした黄波戸海

岸開発事業によって、昭和 46 から 48 年度に護岸工事と海岸の埋め立てが行われた。住宅地と利用されている埋立地では日置層群の砂岩層を層厚約 4 m の砂質粘土主体の盛土で覆っている。盛土で N 値は 0~12 で、一部軟弱な地盤もある。

また、黄波戸の南、長崎南部の海岸に面した埋立地は層厚 1.5~2.5 m の盛土で埋め立てられている。盛土は礫混じり砂から砂礫で、N 値 6~50 以上の巨礫も混じる不均質なものからなる。その下位には砂層及び礫層が 1.5~4 m の沖積層が日置層群の砂岩層を覆って分布する。沖積層の下部は層厚約 1.1~1.6 m のシルト混じりの砂礫層 (N 値 7~27)、上部は層厚 1~2.5 m の砂層 (N 値 4~9) からなり、全体としてやや軟弱な地盤である。

掛淵川河口 掛淵川河口の東大坊から河原浦にかけての埋立地 (西岸部分以外は干拓地) では層厚 1~2 m の盛土が、更に海岸沿いの埋立地では層厚 3.5~4 m の盛土によって埋め立てが行われている。ボーリング資料では、N 値 10 以下の礫質土・礫混じり砂質土・砂礫・礫混じり粘性土などが記載されている。

第 11 章 災害地質

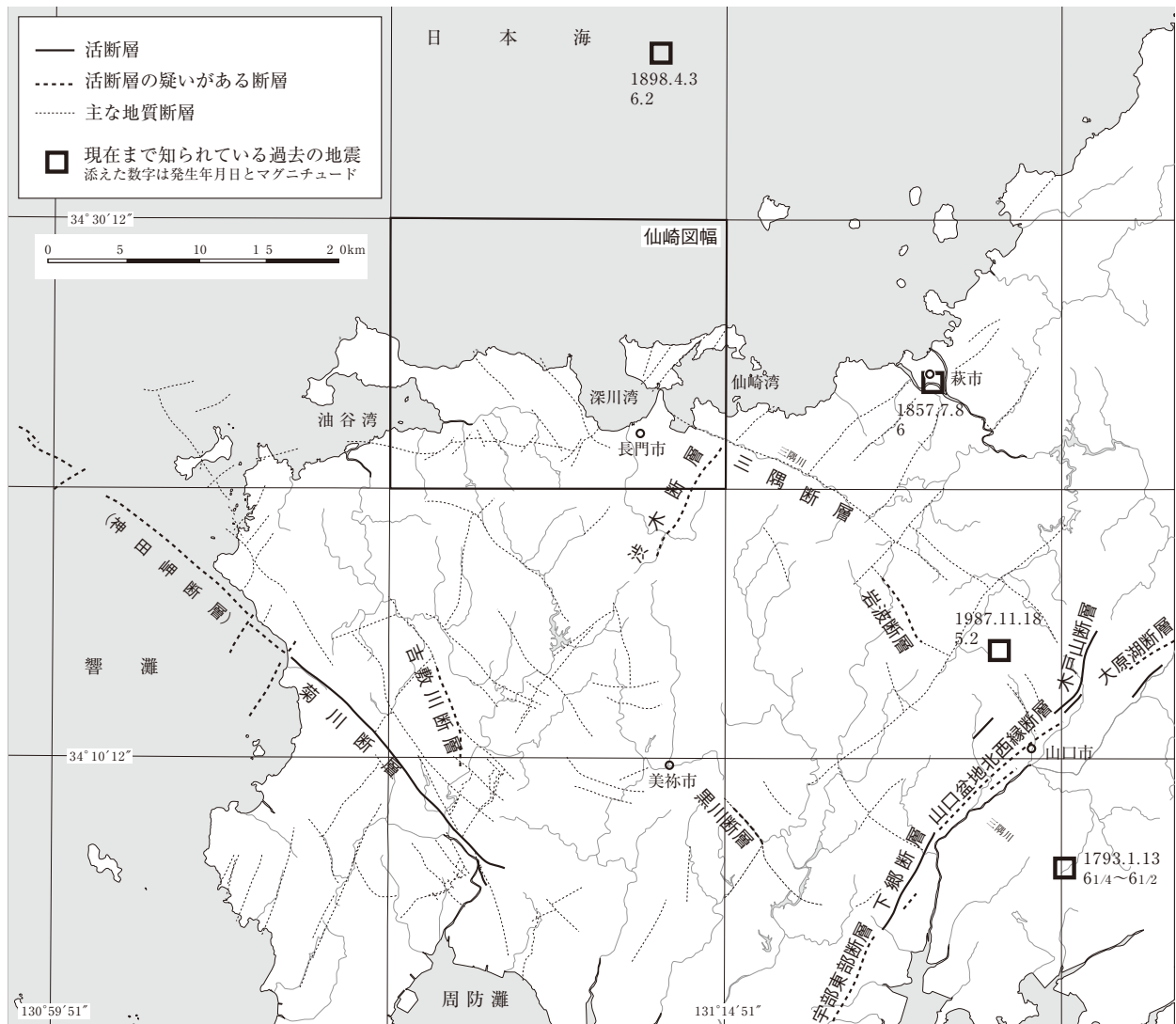
(尾崎正紀)

11.1 活断層及び地震

活断層 周辺地域では菊川断層（堤，1991；山口県，1997・1998a・1998b；地震調査研究推進本部，2003）や下郷断層，木戸山断層などが連なった断層帯（金折，2003・2004；水野ほか，2003・2004；小松原ほか，2004）が比較的活動度の高い活断層として知られている（第 11.1 図）。本地域は両断層帯に挟まれた地域に位置する。本地域で活断層の疑いがある断層として渋木断層と三隅断層があるが，いずれも活断層としての証

拠は「仙崎」地域内では得られていない。以下，両断層の概要について記述する。

渋木断層 渋木断層は，50 万分の 1 活構造図（山崎ほか，1985）で活断層として認識されたもので，活断層研究会編（1991）では，山口県豊田郡東部から長門町三隅へ走る，西側が隆起した，長さ 15 km の確実度Ⅱの活断層としている。ただし，重力異常に基づく渋木断層の地下密度構造の報告（割ヶ谷ほか，1999）はあるものの，活断層としての実態は不明である。本地域では，地質断層としても存在し，二条川中・上流に



第 11.1 図 「仙崎」地域及び周辺の活断層及びリニアメントの分布

海上保安庁水路部（1985），活断層研究会編（1991），西村ほか（1995），中田・今泉編（2002），地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003），金折（2003），水野ほか（2004）に基づく。

において直線的な谷を形成する(第11.2図)。関門層群の分布からは、見かけ上100~200m西側隆起が認められる。また、見かけ上、洪水断層は三隅断層によって切られるものの、その延長部は北東方の長門市(旧三隅町)立目浜(「萩」地域内)へ連続し、日本海に達する。

三隅断層 三隅断層は三隅川沿いに発達する西北西-東南東走向の地質断層で、長門市白湯から、市ノ瀬(東隣の「萩」地域内)、萩市の学ヶ峠(「山口」地域内)、旭村の田ノ原付近まで、長さ約25kmの地質断層あるいはリニアメントとして発達する(河野ほか, 1976・1977a・1977b; 西村ほか, 1995)。三隅川沿いの低地は北縁沿いが直線的で、断層は低地の北縁沿いの基盤との境界付近に存在すると推定される。

これまで活断層として認識されたことはないが、中国地方西部によく発達する菊川断層などの同方向の左横ずれ断層群との関連など、調査の必要な断層と考えられる。現在の三隅川沿いの地形から判断すると北側隆起が想定される。一方、本地域の三隅川下流域の関門層群の分布からは、見かけ上水平変位のみと仮定すると右横ずれ約1.5km、垂直変位のみと仮定すると450~600m北側落ちの地質断層としての変位が推定され、いずれも活断層として想定される変位と異なる。なお、三隅川下流域から西方への三隅断層の延長は不明で、少なくとも周辺地域の沖積層の分布(第10.3図(その1))に影響を与えているようにはみえない。

地震 「仙崎」地域周辺で発生した地震としては、1857年7月8日萩市で起こった地震(マグニチュード6と推定)、青海島沖20km北の日本海の見島付近を震源地とする1898年4月3日の地震(マグニチュード6.2)、1987年の山口市北部を震源とすると推定される地震(マグニチュード5.2)が知られている(活断層研究会編, 1991; 第11.1図)が、洪水断層の活動や、本地域内の他の断層によって発生したと推定される地震の記録はない。また、本地域において、大きな被害を及ぼしたという地震の記録もない。

11.2 地すべり

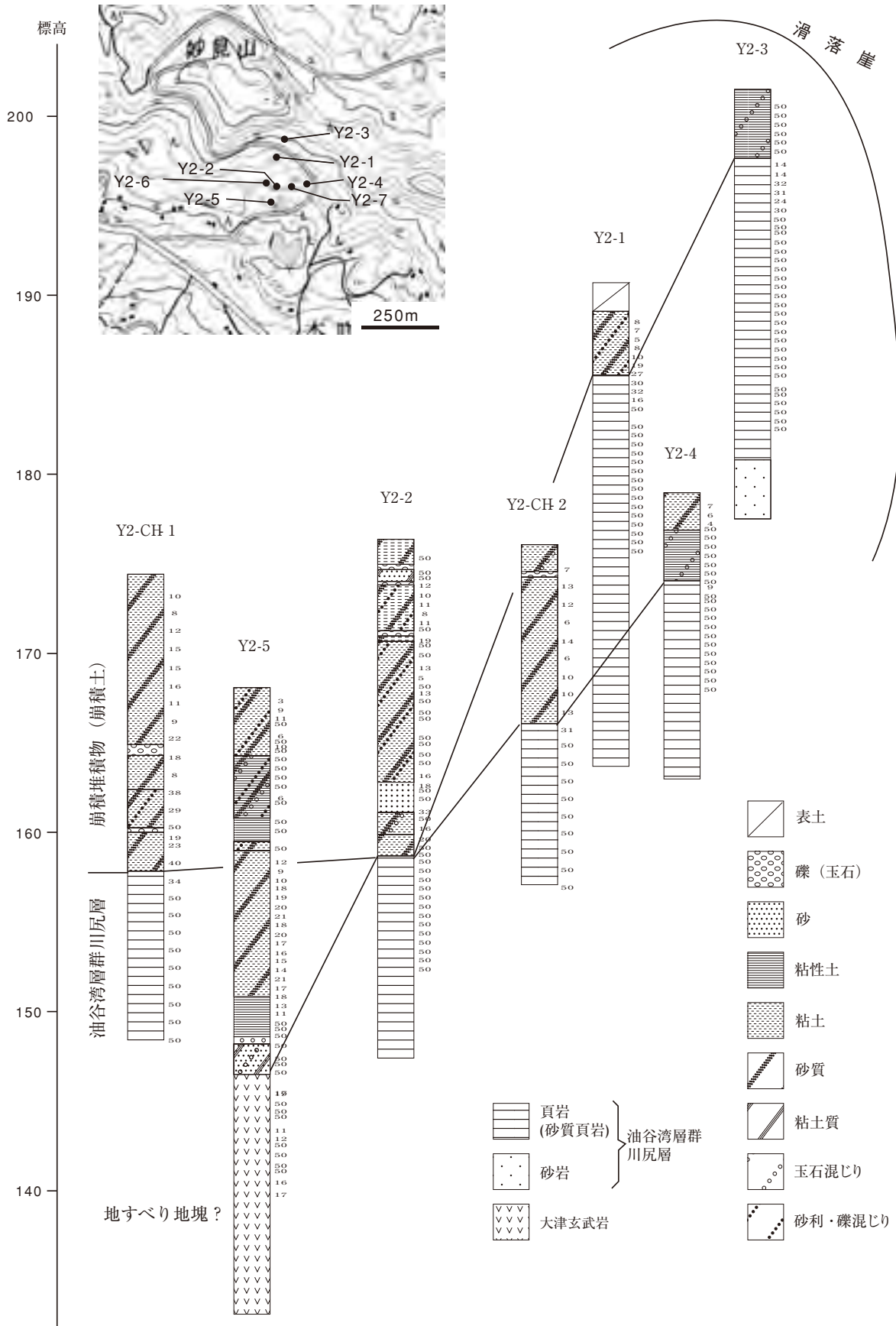
11.2.1 概要及び研究史

油谷半島や向津具半島は、地すべりの多発する地域で、油谷地すべり(玉田ほか, 1994)とも呼ばれ、多くの研究報告等がある(大原ほか, 1988; 原田ほか, 1990; 久保田, 1994, 玉田ほか, 1994; 丸本ほか, 2000; 久永・金折, 2001; 廣瀬ほか, 2002; 久永ほか, 2002, 岩永ほか, 2003; 手島・久永, 2005)。本地域では、特に川尻-久原周辺、妙見山周辺、雨乞岳北側、千畳敷の西側、矢ヶ浦周辺が、浸食が著しい地域、すなわち崩積堆積物や地すべり地塊の移動が著しい地域で、妙見山、みのが峠、雨乞岳、千畳敷、矢ヶ浦山などの

稜線沿いの滑落崖を基点として周辺域の平坦な山麓域に地すべりが広く発達し(第11.3図)、稜線部にはザキングやハンモック状地形、分離崖が、稜線の周辺には滑落崖、凹地、地すべり地塊などが認められる。

地すべりは、後期中新世の天津玄武岩(基底部の向津具層を含む)と、中期中新世の川尻層との境界付近をすべり面の下限として発生している。なお、天津玄武岩の時代に関しては、更新世(洪積世)とされているものが多いが、第9章で述べたように、後期中新世の前半に噴出したと考えられる。また、素因として天津玄武岩と油谷湾層群及び日置層群との関係が指摘されている。例えば、地すべり堆積物直下の基盤は厚さ1m前後の著しい風化帯となっており、地下水貯留が行われるとクリープ破壊が起こりやすく、基盤最上部の風化帯の層準が地すべり面となる可能も高いとされる(玉田ほか, 1994)。確かに油谷湾層群伊上層や日置層群が崩積堆積物の再堆積物に被われ、それが地すべりを繰り返す際に油谷湾層群伊上層や日置層群との境界が地すべり面として利用されることはあるが、地質素因としては天津玄武岩と川尻層との関係にほぼ限定される。なお、久永・金折(2001)は、大規模地すべりの発生機構に関して、「海岸線にスランピングによる横臥褶曲が認められることから、過去の大規模すべりの根源は第三紀層を玄武岩溶岩が被う地質構造に支配された海底地すべりであったと判断される」として、溶岩の荷重により未だ固結度が低い第三紀層がスランピングを起こしたとしている。しかし、川尻層は大陸棚の元々不安定な場所で形成されたもので、多くの層準で海底地すべりが認められる地層である。川尻層の変形が起こる可能性はあるものの、それは崩積堆積物の移動に伴う下位のブロック化や、陸上露出による斜面形成の過程で不安定になるブロック化を指すものと思われ、久永・金折(2001)で述べられた「海底地すべり」というものではない。

天津玄武岩の基底部には風化が著しい厚さ数m以下の礫岩層(従来の向津具礫岩層(岡本・今村, 1964)で、本報告の向津具層)が伴うことがある。手島・久永(2005)は、溶岩流入前の地形は現時の油谷半島尾根部付近で東から西に穏やか傾斜した溝状の凹地を形成し、向津具礫岩層は溝状の凹地に堆積したとし、溶岩も尾根を中心に東から西に流下したとしている。しかし、下関市豊北町の島戸地方にまで広範囲に分布する向津具層は、部分的な凹地での堆積ではなく、天津玄武岩が当時の沖積低地周辺の礫質網状河川や扇状地などに噴出したものと想定される。手島・久永(2005)はかんらん石玄武岩礫と思われるものが含まれるとしているが、それらの礫は地すべりの影響で混在したものと推定される。むしろ、玄武岩が噴出したときは現在のような高い標高ではなく、低所に噴出したと考えられ、



第 11.3 図 妙見山南東部の地すべり地のボーリング柱状図

旧油谷町の「平成 11 年災害 町道妙見山線 地すべり調査解析業務報告書」のボーリング資料を簡略化及び加筆して作成。
 ボーリング位置図は、国土地理の 2 万 5 千分の 1 地形図「長門古市」(平成 14 年 10 月 1 日発行)の一部を使用。

噴出後の地殻変動によって現在の高度に至ったと考えられる。北西へ傾動する地殻変動の元、川尻層との境界を基点とした滑落崖の形成が地すべりを多発させる要因となったと推定される。この隆起の主な時期は周辺域のテクトニクス（南，1979；伊藤，2000など）から、ほぼ中新世末から鮮新世頃と推定される。

また、特に油谷半島北側の地すべり面はいくつかの高さに区分されるが、これらの定高性は更新世以降の浸食基準面変化に対応した地形発達（いわゆる段丘面形成）に対応する崩積土の再堆積の結果といえる。

主な地すべり被害としては、最近では昭和19年9月、25年7月・9月、27年7月・10月などが知られており、台風の通過による集中豪雨を誘因として被害が発生している。現在、横穴ボーリング集水井工事や水路改修工事等の地すべり防止工事などの方法で、山口県長門土木建築事務所や旧油谷町（油谷町史編纂委員会，1990など）が中心となって被害の軽減対策がとられている。なお、上記の地すべり活動は崩積堆積物の2次、3次の地すべりであるが、上記のように脊梁部の玄武岩の地形的特徴を見る限り、今後も大規模な1次の地すべりが発生する可能性は高く、注意が必要である。

11.2.2 地すべり堆積物

本報告では、地すべり堆積物を、地すべり及び崩積堆積物 (lc) と地すべり地塊 (bl) に二分した。地すべりの報告書や論文では崩積土が使用されるが、本報告では崩積堆積物と呼ぶ。なお、滑落崖に関しては、規模の大きなものを地質図に示し、地すべり及び崩積堆積物そのものが地すべりを引き起こした小規模な滑落崖は省略した。また、大津玄武岩分布地域以外の山地、丘陵部の斜面などには比較的小規模な崩積堆積物が分布し、崖錐などと曖昧に扱われるものがあるが、地質図では省略した。

地すべり堆積物の発生は少なくとも鮮新世ないし中期中新世末に及ぶと推定されるが、現在認められるものの多くは後期更新世以降のものとして推定されるため、地質図凡例での崩積堆積物と地すべり地塊は後期更新世～完新世の堆積物とした。

崩積堆積物 (cl) 崩積堆積物は、玄武岩の風化物（砂質・粘土質化）、玄武岩の未風化の硬質な礫（タマネギ状風化の中心部の未風化部分として円礫化したものや、巨礫サイズの角礫ブロック化したものなど）を主体とするものと、下位の油谷湾層群などの風化碎屑物が混在したものからなる。表層部の層厚1～2m部分は植物根などを含み土壌化していることもあるが、基盤との間にはいくつか地すべり面が発達し、崩積堆積物は2次、3次と地すべりを発生させている。なお、タマネギ状風化による玄武岩の円礫（玉石）の影響を除くと、玄武岩の巨礫を含む粘性土のN値は10以下であ

る。

下記の既存ボーリング資料や研究報告などから、本地域の崩積堆積物の層厚は滑落崖直下付近では数m、押し出し域では約20mに達する。また、小規模な滑落崖が多く認められる谷地形部分では、その削剥された部分だけ崩積堆積物が薄くなっているケースが多い。なお、崩積堆積物と基盤とは層厚1m前後の風化帯で接しており、現在のすべり面はこの風化帯を下限としている。久永ほか（2002）は青村・東立石・西立石・大畠地区の棚田が広がる緩斜面に層厚5～25mの新旧崩積堆積物が分布すると報告している。

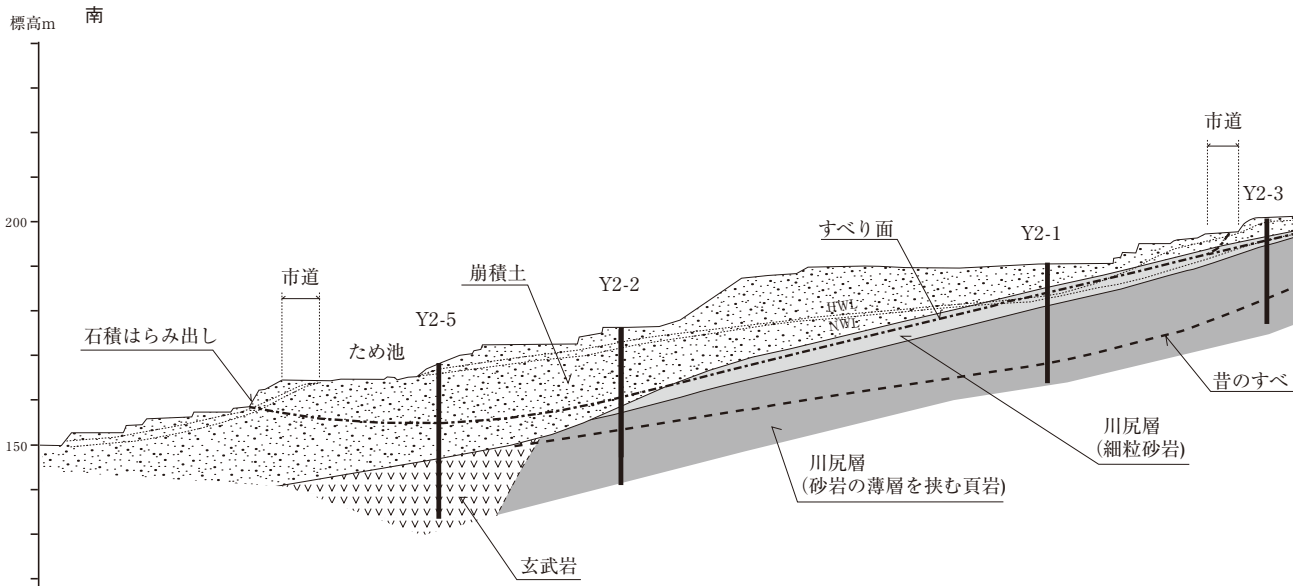
地すべり地塊 (bl) 地すべり地塊とは基本的に玄武岩の巨大ブロックを指す。現在の山稜部に分布する玄武岩の周辺には、滑落崖の形成によって生じた、玄武岩の巨大ブロック群が滑落崖周辺に分布する。ある程度の比高を持つものや、径数m以下のブロックの集合体などが認められる。なお、露頭においてすべて確かめられたものではなく、多くは地形学的特徴から分布を示したもので、一部崩積堆積物の肥厚部も含まれる可能性がある。

久永・金折（2001）は崩積土の層序を新期崩積土、古期崩積土に区分し、更に古期崩積土は泥岩起源粘土、砂岩起源粘土、玄武岩起源粘土、滑落岩盤に細分している。本地質図で示した崩積堆積物は、久永・金折（2001）の新期崩積堆積物に、また、地すべり地塊は古期崩積堆積物の滑落岩盤に相当するものと思われる。なお、久永・金折（2001）は、長門市（旧油谷町）西立石の海岸に分布する大津玄武岩からなる岩塊である沖の島と地の島（第9.4図）も滑落岩盤としている。沖ノ島の中軸部は、地下から貫入上昇した溶岩が杓文字（五平餅）のような形態を垂直方向に示し、壁面に垂直に発達する放射状節理（第9.4図B、C）は壁からの冷却を物語る。これは壁面と玄武岩が相互の位置関係を保っていることを示し、玄武岩マグマの火道の様子をよく保存しているものと考えられる。したがって、滑落岩盤とは考えにくい。また、泥岩起源粘土、砂岩起源粘土、玄武岩起源粘土は、多くは崩積堆積物の再堆積による鮮新世-更新世堆積物（段丘堆積物など）など、浸食基準面の変化に伴う扇状地を含む河川堆積物の縁辺部の岩相を示していると思われる。

11.2.3 地すべりの実例

以下に、ボーリング資料（旧油谷町所蔵）から得られた地すべり例の概要を示す。本地域内では、以下のもの以外に、みのが峠～妙見山北側斜面（久永・金折，2001；玉田ほか，1994）や、千畳敷南西部（岩永ほか，2003）の地すべりについて詳細に報告されている。なお、既述のように、本報告で使用している崩積堆積物はボーリング資料で使用されている崩積土に一致する。

1) 妙見山南東の滑落崖下の凹地（第11.4図；第11.5図）



第 11.4 図 妙見山南東の地すべり地の推定断面

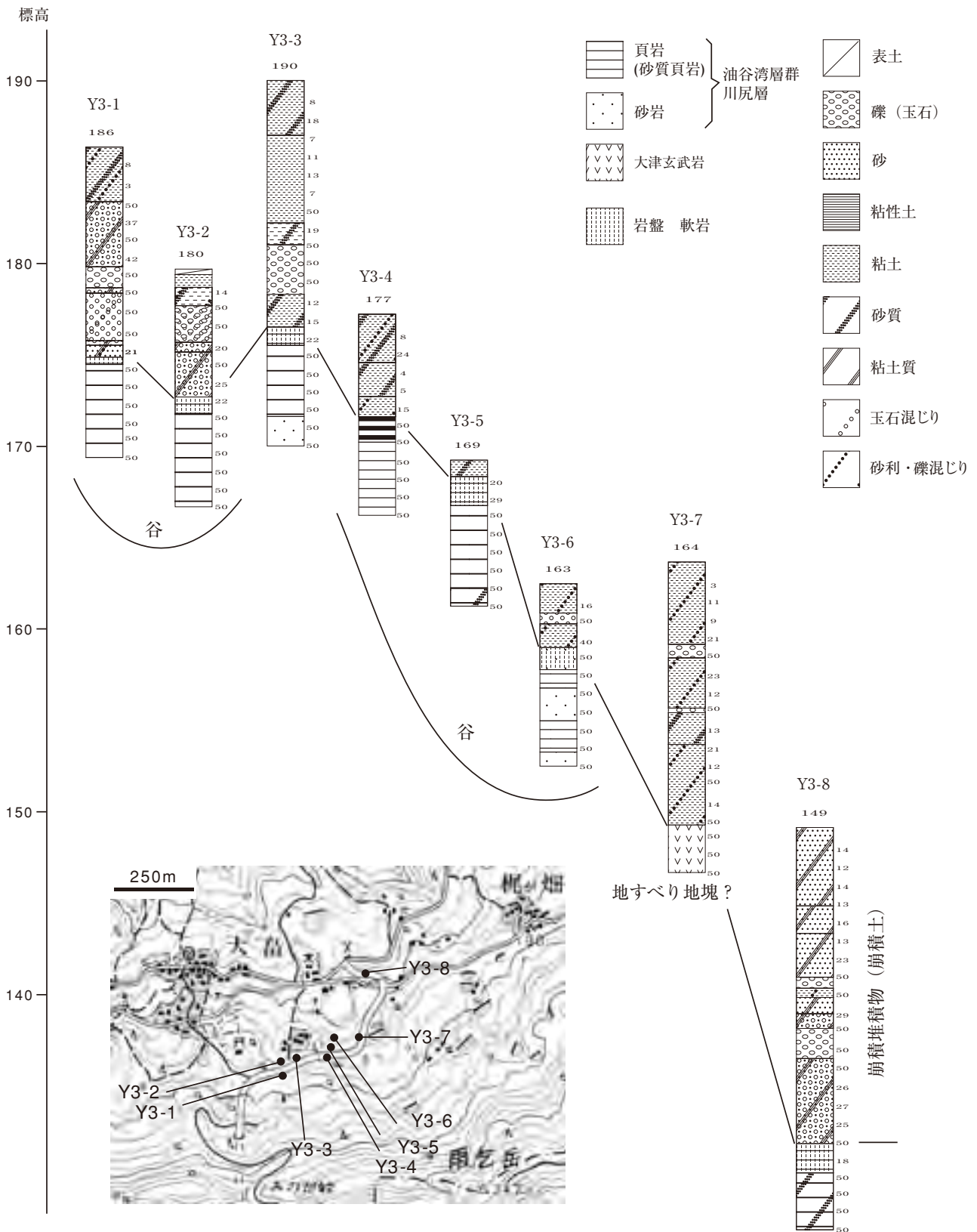
旧油谷町の「平成 11 年災害 町道妙見山線 地すべり調査解析業務報告書」の第 5-1 図を簡略化及び加筆して作成。

妙見山南東の馬蹄状の滑落崖の直下には崩積堆積物（崩積土）が分布する。旧油谷町のボーリング資料によると、崩積堆積物の厚さは、地形的に上位の滑落崖近く（Y2-1,3,4）で3~5m、滑落凹地の中央付近（Y2-2,5, CH-1, CH-2）で約 20 m 前後と変化する。崩積堆積物は玄武岩の風化した赤褐色化、粘土化が著しいもので、たまねぎ状風化のコア部分としての中礫サイズの硬質の玄武岩礫を多く含む。崩積堆積物の下位には油谷層群川尻層が分布するが、Y2-3, 1, 2 では崩積堆積物直下では細粒砂岩砂質が分布し、その上部数 m は風化して粘土化し、すべり面となっている。この層準はいわゆる押し出し下底面（2次すべり面）の性格も持つ層準としても機能していると思われる。Y2-5 以外は地すべり面より下位に N 値 50 以上の川尻層（砂質頁岩・砂岩）が存在するが、Y2-5 の想定される地すべり面の下位には厚さ 13 m 以上の風化玄武岩が分布する。これは過去に滑落した玄武岩の巨大なブロックと考えられるが、火道を埋めた火砕岩の可能性もある。なお、川尻層中には鏡肌面や粘土化・破碎化が確認され、昔の地すべり面（第 11.5 図）と記載されているが、詳細については分からない。また、Y2-5 の地表から -20 m に存在する地すべり面のほぼ直上には、滑落崖が形成された直後の凹地の堆積物と考えられる層厚 2m あまりの湖成堆積物と推定される植物片を多く含む粘性土が薄

い礫層を覆って分布している。

2) 油谷町大畑地区（第 11.6 図）

位置は久永・金折（2001）で示された、みのが峠から立石地域の上位にあたる。Y3-1~8 のボーリング資料によると、崩積堆積物の厚さは 5~17 m で、その下位は川尻層の頁岩及び砂岩が分布する。川尻層の頁岩及び砂岩は、いずれも N 50 以上であるが、その最上部 0.6~0.8 m 部分は顕著な風化で粘土状になっており、N 値も 20 前後となっている。崩積堆積物の直下に地すべり面が想定されているが、現状では川尻層との境界付近が地すべり面として滑っているというよりも、積み重なった崩積層の一部が地すべりを起こしている。したがって、ボーリング資料の報告書では、小規模な地すべり地形に対応する地すべり面が崩積堆積物の下限にまで及んでいるかは判断されていない。現在は特に地すべりを起こしていない谷と谷の間の稜線部分にあたる部分（Y3-3, Y3-7）で崩積堆積物が厚い（層厚 13.5~17.3 m）のに対して、地すべり地形を有する谷の部分（Y3-1, 2, 4, 5, 6）では薄く（0.9~11 m）になっている。これは、崩積堆積物が削剥され谷が形成されたため、薄くなっていることを示す。なお、妙見山南東と同様、一部のボーリング資料で崩積堆積物の下位に玄武岩（層厚 2.6 m 以上）が確認されているが、これは滑落した玄武岩ブロックの一部と思われる。



第 11.5 図 みのが峠北方の地すべり地のボーリング柱状図

旧油谷町実施の「平成 8 年度 町道蔵小田宇津賀千測量調査報告書」のボーリング資料を簡略化及び加筆して作成。ボーリング位置図は、国土地理の 2 万 5 千分の 1 地形図「長門古市」(平成 14 年 10 月 1 日発行)の一部を使用。

第12章 資源地質

(今岡照喜・尾崎正紀)

12.1 金属鉱床

12.1.1 古第三紀砂鉄鉱床

古第三紀日置層群黄波戸累層の砂岩中には、厚さ1～2mの数枚の砂鉄層が挟在される。黄波戸観光ホテル前の道路沿いに見られる砂鉄層の露頭写真を第12.1図に示す。黄波戸鉱山は黄波戸-船付に位置し、その沿革はかなり古く、すでに大正初期にその一部は採掘された。鉱床の規模は南北約200m、東西100～150mである(竹田ほか, 1959)。おもな鉱石鉱物は磁鉄鉱、チタン鉄鉱、赤鉄鉱で、少量の黄鉄鉱、黄銅鉱、斑銅鉱を伴う。鉱量は約16万トンと見積もられており、品位はFeが15～50%である。

この砂鉄層中の鉱物の磁性や鉱物学的性質及び砂鉄層の後背地については、渋谷(1988, 1991)によって詳しく研究されており、砂鉄は近傍に分布する津黄安山岩の風化に伴って分離した鉄鉱物に由来するものと

推定されている。

12.1.2 その他の金属鉱床

長門市(旧日置町)の奥畑の草添川の上流にて、大正初期に重徳鉱山として花崗岩に胚胎する数条の鉱脈から黄銅鉱・灰重石が稼行された記録がある(山口県大津郡役所, 1920; 油谷町史編纂委員会編, 1990)。また、稼行の対象とはならなかったが、長門市(旧三隅町)二条窪で、北東-南西方向に貫入した花崗閃緑岩と関門層群脇野垂層群の石灰岩礫岩の接触部分に、黄銅鉱を含む黄鉄鉱の網状細脈が発達しているとの報告がある(土井, 1955)。

12.2 石炭

大正初期に油谷町で試験的に石炭が採掘されていた記録がある(油谷町史編纂委員会編, 1990)。稼行対象



第12.1図 古第三紀砂鉄砂岩の露頭写真

撮影地点：大津郡日置町黄波戸観光ホテル前

砂鉄砂岩は、縞模様に入ったモルタルの下部(露頭最下部のハンマー(長さ40cm)の置いてある部分)。

は恐らく日置層群人丸層の褐炭と思われる。

12.3 砕石

大坊川流域において、阿武層群長門層大坊川流紋岩凝灰岩部層（流紋岩ガラス質凝灰岩）を対象として比較的規模の大きな採石場が存在する。過去には、大正初期に宇津賀村（旧油谷町の大島を中心とした油谷半島西部）で採石（岩質は不明）していた記録がある（油谷町史編纂委員会編，1990）。

12.4 温泉及び鉱泉

「仙崎」地域内の温泉は、個人所有を含めると11源泉ある。全て非火山性の温泉で（西村，1988），泉質はアルカリ性単純温泉，カルシウム・ナトリウム-塩化物冷鉱泉，カルシウム・ナトリウム-塩化物強塩温泉，単純弱放射能冷鉱泉，含弱放射能カルシウム・ナトリウム-塩化物冷鉱泉，含弱放射能ナトリウム-塩化物冷鉱泉である。以下，町有あるいは法人所有の温泉で，現在一般に使用されているものについてその諸特性を第12.1表に示す。

第12.1表 「仙崎」地域の主な温泉の諸特性

| 温泉名 | 新黄波戸温泉 (日置町有2号泉) | 日置町農村活性化交流センター (日置町有3号泉) | へき温泉Yuiの家 | 油谷湾温泉 |
|--------------|--|--|--|--|
| 湧出地 | 大津郡日置町日置上黄波戸 | 大津郡日置町矢ヶ浦 | 大津郡日置町日置上 | 大津郡油谷町伊上 |
| 泉質 | カルシウム・ナトリウム-塩化物冷鉱泉 | アルカリ性単純温泉 | アルカリ性単純温泉 | アルカリ性単純温泉 |
| 温度 | 21.1°C | 31.2°C | 26.8°C | 26.2°C |
| 性状 | 無色透明，わずかに硫化水素臭，塩味 | 無色透明，無味，微硫黄臭 | 白濁，微硫化水素臭 | 無色透明，無味無臭 |
| 成分 (/kg) | ナトリウムイオン 438.5mg カルシウムイオン 774mg 塩素イオン 1890mg 蒸発残留物 3.602g | ナトリウムイオン 70.15mg 塩素イオン 51.02mg 炭酸イオン 15.01mg/kg 炭酸水素イオン 39.66mg 蒸発残留物 0.198g | ナトリウムイオン48.00mg 塩素イオン 22.89mg 蒸発残留物 0.224g | ナトリウムイオン 122.00mg 塩素イオン 17.70mg 炭酸イオン 59.14mg 炭酸水素イオン170.56mg 蒸発残留物 0.378g |
| pH 値 | 7.83 | 8.88 | 9.47 | 9.60 |
| ラドン | 7.8×10^{-10} Ci/kg | 2.56×10^{-10} Ci/kg | 23.9×10^{-10} Ci/kg | 検出限界以下 (1.5×10^{-10} Ci/kg) |
| 分析年月日 | 昭和62年6月24日 | 平成15年2月3日 | 平成2年8月21日 | 平成12年3月21日 |
| 分析者 | 山口県衛生研究所 | 山口県環境保健研究センター | 山口県衛生公害研究センター | 山口県環境保健研究センター |

文 献

一部の書籍や土地分類基本調査の文献に、表紙などで示された西暦が年度を示すものがある。そのため本文献欄では、序文・奥付等で正確な発行年が確かめられるものは、その発行年で掲載した。なお本文で引用したものを除き、入手困難な卒業論文等の未公表論文は省略した。

- 阿波和男・奥村 清 (1993) 山口県日置層群黄波戸累層における軟体動物化石 (演旨). 日本古生物学会年会講演予稿集, 1993, p.41.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III and Aubry, M. P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, no.54, p.129-212.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H., eds., *Proc. First Intern. Conference on Planctonic Microfossils (Genova, 1967)*, Leiden, no.1, p.199-421.
- Cao, M. (1996) Nonmarine Cretaceous ostracods from Inner Zone of SW Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no.15, p.13-30.
- Chen, P. J. (1996) Lower Cretaceous conchostracans of SW Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no.15, p.1-12.
- Chen, P. J., Naito, G., Kameya, A. and Okamoto, K. (1993) Late Cretaceous from Kiwado of Yamaguchi Prefecture, Japan. *Bull. Yamaguchi Museum*, no.19, p.1-11.
- 中国地方基盤地盤研究会編 (2002) 山口県地盤図'02. 中国地方基盤地盤研究会, 256p.
- Danhara, T. and Iwano, H. (2001) System calibration for fission track dating of zircon using the new standard glass dosimeter IRMM-540. *Fission Track News Letter*, no.14, p.1-14.
- 土井啓司 (1955) 大隅郡三隅町地区. 1954 未利用鉄資源 第1輯, 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会編, p.393-396.
- 布施圭介・小高民夫 (1986) 山口県日置層群産貝化石群集. 瑞浪市化石博物館専報, no.6, p.119-141.
- Galbraith, R. F. (1981) On statistical model for fission track counts. *Math. Geol.*, no.13, p.471-488.
- Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry, J. and Huang, Z. (1995) A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P. and Hardenbol, J. eds., *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub., no.54, p.95-126.
- 原田義博・久永喜代志・松田 博 (1990) 中国地方の代表的工事例, 1. 山口県油谷地域の地すべり対策. 土と基礎, vol.38, p.89-94.
- 長谷 晃 (1958) 西中国・北九州の後期中生界の層序と構造. 広島大学地学研究報告, no.6, p.1-50.
- Hase, A. (1960) The Late Mesozoic formations and their molluscan fossils in West Chugoku and North Kyushu. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, vol.3, p.281-342.
- 早坂竜児 (1994) 山口県西部特牛地域に分布する漸新統日置層群の堆積環境と“芦屋動物群”の古生態. 地質雑, vol.100, p.331-347.
- Hibbard, M. J. (1991) *Textural anatomy of twelve magma systems*. In Enclaves and Granite Petrology, J. Didier and B. Barbarin, eds., Elsevier, Amsterdam, p.431-444.
- Hibbard, M. J. (1995) *Petrography to Petrogenesis*. Printice Hall, 587p.
- 廣瀬史典・金折裕司・久永喜代志 (2002) 山口県北西部, 油谷半島南西部に発達する第三紀層地すべりの分布と性状. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集2002, p.111-114.
- 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. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.6, p.101-110.
- Huang, T. C. and Okamoto, K. (1980) Calcareous nannofossils from the Miocene Formations in Yuya and Iki, Southwest Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no.7, p.69-72.
- Hurford, A. J. (1990) Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology. *Chem. Geol.*, vol.80, p.171-178.
- Huzioka, K. (1974) The Miocene Daibo Flora from the western end of Honshu, Japan. *Jour. Min. Coll. Akita Univ.*, Ser. A, vol.5, p.85-108.
- 井川寿之・今岡照喜 (2001) 山口県中央部, 白亜紀阿武層群の火山層序・構造と佐々並コールドロンの発見. 地質雑, vol.107, p.243-257.
- 今村外治 (1958) 植物化石群からみた山口県油谷湾地方の芦屋層群の地質時代 (演旨). 地質雑, vol.64, p.700.
- 今村外治・岡本和夫 (1959) 山口県油谷湾地方の新・古第三系の層序と構造 (演旨). 地質雑, vol.65, p.440-441.
- 今村外治・和田 健 (1956) 山口県油谷湾地方の菱海層群について (演旨). 地質雑, vol.62, p.390.
- 今村外治・小島丈児・長谷 晃・迎 三千壽・中野光雄・吉田博直・吉野言生・高橋英太郎・岡村義彦・村上允英・松本達郎・松下久道・鳥山隆三・唐木田芳文・植田芳郎 (1954) 山口県地質図 (1:200,000). 山口県.

- 今村外治・遠藤誠道・岡本和夫 (1958) 山口県油谷湾地方芦屋層群の野田化石植物群 (演旨) 地質学会西日本支部会報, no.21, p.1-3.
- 今岡照喜・早坂康隆 (1988) 山陰西部古第三紀今岬玄武岩中のブロンザイト, オージャイト及び斜長石メガクリストについて (演旨). 三鉱学会連合学術講演会講演要旨集・日本鉱山地質学会・日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱物学会連合学術講演会講演要旨集 1988, p.81.
- 今岡照喜・板谷徹丸 (1989) 山陰西部今岬玄武岩の地質とK-Ar年代. 地質雑, vol.95, p.785-788.
- 今岡照喜・村上允英 (1986) 匹見層群および関連貫入岩類. 村上允英・今岡照喜編, 「西中国および周辺地域の酸性から中性火成活動」. 山口大教養部紀要, 村上允英教授記念号, p.84-99.
- 今岡照喜・永松秀崇・井川寿之・秋山美代・加々美寛美 (2000) 火山活動と深成活動 - 西中国の例 -. 月刊地球/号外, no.30, p.127-133.
- Imaoka, T., Nakajima, T. and Itaya, T. (1993) K-Ar ages of hornblendes in andesite and dacite from the Cretaceous Kanmon Group, Southwest Japan. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.88, p.265-271.
- 井上英二 (1982) 対馬海峡をめぐる白亜系・第三系の地質学の問題-その2-海域の地質と総括. 地質ニュース, no.340, p.46-61.
- 井上禧之助 (1896) 長門南部の中生層に就て. 地質雑, vol.3, p.341-364.
- Ishijima, W. (1962) Calcareous algae of Corallinaceae in the Tertiary System around Yuya Bay, Yamaguchi Prefecture, Japan. *St. Paul's Rev. Sci.*, vol.2, p.17-24.
- Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, T. (1991) Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. Jour.*, vol.15, p.203-221.
- 伊藤 彰 (1979) II 自然と環境. 長門市史編集委員会編, 長門市史 (民族編), p.49-92.
- 伊藤康人 (2000) 日本海南部～九州周辺の新生代後期テクトニクス. 石油技術協会誌, vol.65, p.48-57.
- Itoh, Y. and Nagasaki, Y. (1996) Crustal shortening of Southwest Japan in the Late Miocene. *Island Arc*, vol.5, p.337-353.
- IUGS Subcommission (1973) Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, vol.18, p.26-30.
- 岩永正志・金折裕司・福塚康三郎・吉原和彦 (2003) 山口県北西部, 油谷半島中南部に発達する第三系地すべりの地形・地質学的特徴. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集 2003, p.5-8.
- 地震調査研究推進本部, 地震調査委員会 (2003) 菊川断層帯の長期評価について. 平成15年度9月10日. (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03sep_kikukawa/)
- 海上保安庁水路部 (1977) 20 万分の 1 海底地形図「見島沖」. 大陸棚の海の基本図 (20 万分の 1), 第 6343 号.
- 海上保安庁水路部 (1985) 海底地質構造図・海底地形図・海底地形地質調査報告「角島」. 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1), 第 6344 号³, 65p.
- 海上保安庁水路部 (1996) 海底地質構造図・海底地形図・海底地形地質調査報告「青海島」. 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1), 第 6343 号⁶, 54p.
- 角縁 進・永尾隆志・加々美寛雄・藤林紀枝 (1995) 西南日本, 後期新生代玄武岩類の起源マントルの特徴. 地質学論集, no.44, p.321-335.
- 神谷雅晴 (1974) 山口県阿武地域白亜系の層序および地質構造 - 阿武地区ろう石鉱床の研究 その 1 -. 地調月報, vol.25, p.105-118.
- 金折裕司 (代表) (2003) 平成 14 年度原子力安全基盤調査研究 (原子力安全基盤調査研究 (地震断層の再活動性と地震テクトニクスに関する研究)) に関する報告書. 山口大学, 72p.
- 金折裕司 (代表) (2004) 平成 15 年度原子力安全基盤調査研究 (原子力安全基盤調査研究 (地震断層の再活動性と地震テクトニクスに関する研究)) に関する報告書. 山口大学, 41p.
- 鹿野和彦・柳沢幸夫 (1989) 阿仁合型植物群及び台島型植物群の年代. 地調月報, vol.40, p.647-653.
- 唐木田芳文・太田正道・藤井厚志・吉村和久 (1995) 長野の岩海地域の平尾花崗閃緑岩. 北九州市文化財調査報告書第 67 集, 北九州市教育委員会文化部, p.2-12.
- Karasawa, H. (1993) Cenozoic Decapod Crustacea from Southwest Japan. *Bull. Mizunami Fossil Museum*, no.20, p.1-92.
- 柄沢宏明 (1997) 西日本の新生代大型甲殻類. 瑞浪市化石博物館専報, no.8, 81p.
- 柄沢宏明・高橋文雄・土井英治 (2004) 山口県産第三紀十脚甲殻類. 美祢市歴史民俗資料館調査研究報告, no.19, p.1-9.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層 - その分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 木元高子・前島 渉 (1995) 新第三紀油谷湾層群川尻累層のストーム堆積物. 日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨, p.172.
- 木村勝弘 (1996) 関門地域と韓国慶尚盆地の白亜系年代層序 (演旨). 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨, p.80.
- 木村勝弘・辻 喜弘 (1990) 堆積盆の生成発展過程の研究. 平成元年度石油開発技術センター年報, p.10-14.
- 木村勝弘・辻 喜弘 (1992) 堆積盆の生成発展過程の研究. 平成 3 年度石油開発技術センター年報, p.90-98.
- 巨智部忠承 (1903・1904) 20 万分の 1 「角島」 圖幅及び同地質説明書. 地質調査所, 49p.

- 小島丈児・長谷 晃・高橋英太郎・村上允英・鳥山隆三(1954) 山口県地質図説明書. 山口県, 39p.
- 小松原 琢・水野清秀・下川浩一・田中竹延・柳田 誠・松木宏彰・小笠原 洋・松山紀香(2004) 山口県大原湖断層帯東部, 大原湖断層及び仁保川断層のトレンチ調査. 活断層・古地震研究報告, no.4, p.209-219.
- 河野通弘・岡村義彦・村上允英・三上貴彦・西村祐二郎・高橋英太郎(1975) 山口県地質図(1:200,000). 山口地学会.
- 河野通弘・岡村義彦・村上允英・三上貴彦・西村祐二郎・陶山義仁(1976) 5万分の1表層地質図「山口」及び同説明書. 土地分類基本調査「山口」, 山口県, 22-29p.
- 河野通弘・岡村義彦・村上允英・三上貴彦・西村祐二郎・陶山義仁(1977a) 5万分の1表層地質図「阿川・仙崎」及び同説明書. 土地分類基本調査「阿川・仙崎」, 山口県, p.24-29.
- 河野通弘・岡村義彦・村上允英・三上貴彦・西村祐二郎・陶山義仁(1977b) 5万分の1表層地質図「萩・相島・見島」及び同説明書. 土地分類基本調査「萩・相島・見島」, 山口県, 24-29p.
- 久保田昇助(1994) 山口県の地すべりについて. 地すべり研究, vol.38, p.25-33.
- 久永喜代志・金折裕司(2001) 応用地質学的見地に立った総合的な地すべり調査—山口県油谷半島を例として—. 応用地質, vol.41, p.363-370.
- 久永喜代志・鈴木素之・山本哲朗(2002) 非活動的な地すべりの強度定数決定にかかわる簡便法の提案—油谷半島における長大緩斜面の崩積土地すべりへの適用例—. 応用地質, vol.43, p.75-82.
- Krumbein, W. C. (1941) Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Jour. Sed. Pet.*, vol.11, p.64-72.
- 倉沢 一・高橋 清(1960) 山陰西部・新生代火山岩類の化学的性質. 火山2集, vol.5, p.110-127.
- 町田 洋(2001) 段丘編年の基準となる第四紀テフクロロジー. 小池一之・町田 洋編, 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版, p.3-9.
- 前田 勲(1990) 第二編 歴史, 第一章 原始・古代の油谷. 油谷町史編纂委員会編, 油谷町史, p.85-151.
- Martini, E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In Farinacci, A., ed., *Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma 1970*, Tecnoscienza Roma, p.739-785.
- 丸本和典・金折裕司・久永喜代志(2000) 山口県北西部油谷地域の第三紀層地すべりの層相と層序. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集2000, p.65-68.
- 松本達郎(1951) 蝦夷層群と関門層群. 地質雑, vol.57, p.95-98.
- 松本達郎(1953) 白亜紀. 地史学, 下巻, 朝倉書店, p.408-477.
- 松本達郎・小島郁生・田代正之・太田喜久・田村 実・松川正樹・田中 均(1982) 本邦白亜系における海成・非海成層の対比. 化石, no.31, p.1-26.
- 松浦浩久(1998) 下関亜層群と香春花崗閃緑岩(若松岩体)のK-Ar年代. 岩鉱, vol.93, p.307-312.
- 松里英男・村上允英・西野英之(1968) 青海島の地質. 山口地学同好会誌, no.2, p.7-10.
- Miki, T. and Matsueda, H. (1985) Genesis of the Paleogene purple-red beds in Western Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ. [D]*, vol.25, p.399-415.
- 南 明(1979) 山陰・対馬沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技術協会誌, vol.44, p.321-328.
- 水野清秀・下川浩一・佃 栄吉・小松原 琢・新見 健・井上基・木下博久・松山紀香・金折裕司(2003) 山口県大原湖断層帯の活動性に関する地質調査(序報). 活断層・古地震研究報告, no.3, p.175-184.
- 水野清秀・小松原 琢・下川浩一・金折裕司・森野道夫・三輪敦志・信岡 大(2004) 山口盆地地下の伏在断層調査. 活断層・古地震研究報告, no.4, p.221-230.
- 村上允英(1968) 仙崎. 山口県地質図(5万分の1), 山口県.
- 村上允英(1975) 白亜系. 山口県の地質, 山口博物館, p.123-140.
- 村上允英(1985) 中国地方西部における中生代後期〜古第三紀火成活動史. 地質雑, vol.91, p.723-742.
- 村上允英・長谷 晃(1967) 西南日本内帯における後期中生代火山岩層の層序と対比. 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ編「西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史」, 地団研専報, no.13, p.1-24.
- 村上允英・西野英之(1965) 中国西部における中生代後期酸性火山岩類. 西南日本内帯総研連絡誌, no.4, p.4-6.
- 村上允英・今岡照喜(1987) 西中国および周辺地域の酸性〜中性火成活動. 山口大学教養部紀要, 村上允英教授記念号, 419p.
- 村上允英・西村祐二郎・宇多村謙・橋本恭一(1988) 山口県地質図(1:150,000). 山口地学会.
- 村上允英・今岡照喜・雁沢好博(1989) 山陰西部における古第三紀火山性陥没岩体の分布と時代に関する2, 3の問題. 地団研専報, no.36, 41-47.
- 長浜春夫(1967a) 山口県油谷湾付近の第三系にみられる古流系. 地調月報, vol.18, p.642.
- 長浜春夫(1967b) 長崎県壱岐島勝本港および山口県油谷町小田北方から産する石灰岩層—対馬の海老島によく類似する—. 地調月報, vol.18, p.645-646.
- 長尾倫次(1990) 第二編 歴史, 第七章 現代 三節 産業経済の発達 — 農業. 油谷町史編纂委員会編, 油谷町史, p.628-648.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一(1984) K-Ar法による年代測定. 岡山理科大学蒜山研究所研究報告, no.9, p.19-38.
- 中田 高・今泉俊文編(2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東

- 京大学出版会, 1マップ, DVD-ROM 2枚, 60p.
- 西村祐二郎 (1988) 山口県の温泉概観. 山口県の自然, vol.5, p.1-8.
- 西村祐二郎・今岡照喜 (1995) 山口県放射年代図 (1:150,000) 付: 山口県の放射年代—1994年総括, 13p, 山口地学会.
- 西村祐二郎・今岡照喜・宇多村譲・亀谷 敦 (1995) 新編山口県地質図 (1:150,000). 山口地学会.
- 小倉 勉 (1919) 山口縣大津郡の第三紀層に就いて. 地学雑, vol.31, p.238-245.
- 大原資生・判野充昌・久永喜代志・村田秀一・松田 博 (1988). 油谷地区の地すべりとその対策について. 土質工学会中国支部論文報告集, vol.6, p.119-120.
- 応地善雄 (1961) 西山陰地域の新生代玄武岩類の岩石学的研究 (その3) —大津地区の玄武岩類—. 岩鉱誌, vol.45, p.1-8.
- 太田喜久 (1953) 北九州における後期中生界の地質學的研究 (其の1) —福岡縣鞍手郡笠置山附近 (いわゆる脇野地方) の中生界について. 福岡学芸大学紀要, no.2, p.206-213.
- 太田喜久 (1981) 脇野重層群の地質年代. わたしたちの自然, no.8 (北九州市自然史博物館開館記念論文特集号), p.3-9.
- 太田正道・藪本美孝 (1998) 小倉地域の地質, IV. 下部白亜系関門層群. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, p.32-45.
- Okada, H. (1992) Calcareous nannofossils and biostratigraphy of the Paleogene sequences of the northern Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.98, p.509-528.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973;1975). *Marine Micropaleontology*, vol.5, p.321-325.
- 岡本和夫 (1960) 山口県油谷湾付近第三系の小型有孔虫化石群 (予報). 有孔虫, no.11, p.47-53.
- 岡本和夫 (1961) 山口県豊浦郡豊北町角島の新生界. 地質雑, vol.67, p.476-483.
- Okamoto, K. (1965) Tertiary Formations in the Yuya-wan (bay) district, southwest Japan, with references to the Tertiary geologic history of West Chugoku. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser.C, vol.5, p.81-111.
- 岡本和夫 (1969) 山口県特牛港付近日置層群の芦屋動物化石群. 化石, no.18, p.35-40.
- 岡本和夫 (1970) 山口県豊浦郡豊北町特牛港付近の第三系—とくに日置層群の貝化石群集と堆積環境—. 地質雑, vol.76, p.235-246.
- 岡本和夫 (1974) 山陰西部の第三系. 地質ニュース, no.243, p.12-21.
- 岡本和夫 (1977) 山口県油谷湾層群産Aturiaと本邦中～後期中新世 Aturia の地史的意義. 地質雑, vol.83, p.359-362.
- 岡本和夫 (1981a) 山陰中新世貝化石化石からみた古対馬海峡. 化石, no.30, p.49-53.
- 岡本和夫 (1981b) 山陰地方中新統の貝類化石. 軟体動物の研
- 究 (大森昌衛教授還暦記念論文集), p.347-355.
- 岡本和夫・早田直子 (1995) 山口県豊北町特牛付近漸新世日置層群に見られる *Venericardia subnipponica* Nagao (二枚貝) の生息状態. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.22, p.51-60.
- 岡本和夫・今村外治 (1961) 山口県油谷湾付近の第三系—特に油谷湾層群について— (演旨). 地質雑, vol.67, p.401.
- 岡本和夫・今村外治 (1962) 山口県油谷湾付近の第三系—特に“芦屋層群”について— (演旨). 地質雑, 地質雑, vol.68, p.413-414.
- 岡本和夫・今村外治 (1963) 山口県油谷湾第三系と北部九州・山陰第三系との対比. 地質雑, vol.69, p.313-314.
- 岡本和夫・今村外治 (1964) 山口県油谷湾付近の第三系. 広島大学地学研究報告, no.13, p.1-42.
- 岡本和夫・今村外治 (1971) 山陰西部下～中部中新統の貝類化石. 化石, no.22, p.19-28.
- 岡本和夫・君波和雄 (1985) 油谷湾地域の第三系. 日本地質学会 92 年学術大会見学旅行案内書, p.99-117.
- 岡本和夫・松岡敬二 (2001) 山口県油谷湾地域漸新世日置層群人丸果層の試錐柱状図と化石. 豊橋市自然史博物館研究報告, no.11, p.13-21.
- Okazaki, Y. (1992) A new genus and species of carnivorous dinosaur from the Lower Cretaceous Kanmon Group, northern Kyushu. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no.11, p.87-90.
- 岡崎美彦 (1997) 北九州市内から新たに産した恐竜化石 (概報) (演旨). 日本古生物学会 1997 年会講演予稿集, p.33.
- 沖村雄二 (1982) 石灰岩. 地学双書 23, 地学団体研究会, 168p.
- 小野忠熙・三浦 肇 (1977) 5 万分の 1 地形分類図及び同説明書. 土地分類基本調査「阿川・仙崎」, 山口県, p.13-23.
- 太田陽子・成瀬敏郎・田中真吾・岡田篤正編 (2004) 日本の地形 6 近畿・中国・四国. 東京大学出版会, 東京, 383p.
- Otsuka, Y. (1939) Tertiary Crustal Deformations in Japan (with Short Remarks on Tertiary Palaeogeography). *Jub. Publ. Comm. Prof. H. Yabe's 60th Birthday*, vol.1, p.481-519.
- 尾崎正紀 (1999) 山口県北西部に分布する日置層群と油谷湾層群の FT 年代—特に伊上層の層序学的位置づけについて—. 地球科学, vol.53, p.391-396.
- 尾崎正紀・濱崎聡志 (1990) 福岡県北部に分布する古第三系のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, vol.97, p.251-254.
- 尾崎正紀・松浦浩久・脇田浩二・大野哲二・森尻理恵・駒澤正夫・岸本清行 (2006) 20 万分の 1 地質図幅「小串」. 産総研地質調査総合センター.
- Pettijohn, F. J. (1957) *Sedimentary rocks*. Harper&Brothers, New York, 718p.
- 坂井 卓・安里長浩 (1997) 山口県西部特牛地域の日置層群の堆積相とシーケンス層序 (演旨). 日本地質学会西日本支部会報, no.111, p.16.
- Salvador, A. ed. (1994) *International Stratigraphic Guide 2nd ed*;

- a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. International Union of Geol. Soc. America, Inc., 214p.
- 笹嶋貞雄・島田昌彦・西田潤一 (1968) 西南日本内帯古第三系の古地磁気—主として古地磁気編年試論について—。地質雑, vol.74, p.597-606.
- 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ (1967) 西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史, 地団研専報, no.13, 50p.
- 柴田秀賢 (1968) 15. 環日本海アルカリ岩石区 3) 山陰沿岸地帯. 柴田秀賢編, 日本岩石誌Ⅲ, 朝倉書店, 東京, p.185-195.
- Shibata, K., Matsumoto, T., Yanagi, T. and Hamamoto, R. (1978) Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. *AAPG Studies in Geology*, no.9, p.143-164.
- 新谷昭仁 (1989) 山口県油谷湾地区にみられる中期中新世岩脈群の研究. 筑波大学卒業研究, 47p.
- 渋谷五郎 (1988) 大津郡日置町黄波戸の第三紀砂鉄層—鉱物の磁性に関連して—. 山口地学会誌, no.21, p.1-7.
- 渋谷五郎 (1991) 山口県鉱物誌—山口県産鉱物の研究—. 山口県鉱物誌刊行会, 210p.
- 渋谷五郎・原田進造 (1988) 山口県大津郡油谷町川尻の新生代玄武岩の晶洞鉱物—特に沸石鉱物について. 山口地学会誌, no.20, p.1-12.
- 渋谷五郎・寺山 知 (1989) 大津郡向津具半島の中新世玄武岩の磁性—特に川尻岬の正逆混在帯磁の成因—. 山口地学会誌, no.23, p.1-9.
- Steiger, R. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet Sci Lett.*, vol. 36, p. 359-362.
- 須藤俊男 (1942) 本邦に於ける第三紀砂鉄層の地質學的並びに礦物學的通性. 地質雑, vol.49, p.335-355.
- 陶山義仁 (1983) 第一編 日置町の自然環境, 第一章 地理と地質. 日置町史編纂委員会編, 日置町史, p.4-30.
- 陶山義仁 (1990) 第一編 自然と環境, 第一章 地形と地質. 油谷町史編纂委員会編, 油谷町史, p.3-29.
- Suzuki, K. (1941) The Palaeogene Corbiculids of Northwestern Kyushu. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, Ser.2, vol.6, part 3, p. 39-62.
- 鈴木 敏 (1906-1907) 20 万分の 1「山口」圖幅及び同地質説明書. 地質調査所, 176p.
- 高橋英太郎 (1953) 西部瀬戸内海の成立—山口県第四紀編年—. 地学研究, vol.6, p.130-135.
- 高橋英太郎 (1959) 西部本州における中生代以降の植物群の変遷. 山口大学理研報, vol.10, p.181-237.
- 高橋英太郎・三上貴彦・西村祐二郎 (1973) 山口県の地史. 山口地学会, 140p.
- 高橋英太郎・河野通弘・岡村義彦・村上允英・渋谷五郎・三上貴彦・西村祐二郎・岡本和夫・太田正道・陶山義仁 (1975) 山口県の地質. 山口県立山口博物館, 286p.
- Takahashi, K. (1963a) Sporenpaläontologische Untreschungen der Hioki-Schichtengruppe von Waku und Kiwado. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, Ser. D, vol.14, p.143-157.
- Takahashi, K. (1963b) Pollenformen aus den Hitomaru-Schichten in der Yuya-Wan Gegend. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no.51, p.120-127.
- 鷹村 権 (1973) 中国地方新生代玄武岩類の岩石學的並びに岩石科學的研究. 広島大学地学研究報告, no.18, p.1-167.
- Tanai, T. and Uemura, K. (1983) *Engelhardia* fruits from the Tertiary of Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser.4, vol.20, p.249-260.
- Tanai, T. and Uemura K. (1991a) The Oligocene Noda Flora from the Yuya-wan area of the western end of Honshu, Japan. Part 1. *Bull. Natn. Sci. Mus.*, Tokyo, Ser. C, vol.17, p.57-80.
- Tanai, T. and Uemura K. (1991b) The Oligocene Noda Flora from the Yuya-Wan Area of the western end of Honshu, Japan. Part 2. *Bull. Natn. Sci. Mus.*, Tokyo, vol.17, p.81-90.
- 竹田英夫・井田太治・安藤高明 (1959) 黄波戸地区. 1959 未利用鉄資源 第 6 輯, 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会編, p.161-167.
- 玉田文吾・久保田昇助・布田昌司 (1994) 油谷地すべりとキャップロック. 地すべり, vol.31, no.1, p.64-78.
- 田代正之・田中 均・坂本伝良・高橋 努 (1994) 九州南西部田浦・日奈久地域の白亜系. 高知大学學術研究報告 自然科学, vol.43, p.69-78.
- 手島明宏・久永喜代志 (2005) キャップロック地すべりの地すべり機構に関する一考察—山口県油谷半島の地すべりを例として—. 山口地学会誌, no.55, p.11-15.
- 堤 浩之 (1991) 1991 年菊川断層 (上岡枝地区) トレンチ調査. 活断層研究. no.9, p.103-111.
- 上田 薫 (1981) 山口県北西部, 日置層群十楽累層および古市礫層からのオーソコーツァイト礫の発見. 山口地学会誌, no.9, p.9-13.
- 上田 薫 (1982) 山口県西部の下関亜層群中から発見されたデイサイト質熔結凝灰岩 (予報). 山口地学会誌, no.10, p.9-13.
- 上田 薫・西村 進 (1982) 阿川—湯本および青海島地域に分布する白亜紀後期火山岩類の層序とフィッシュトラック年代. 日本地質学会第 89 年學術大会講演要旨. 382p.
- 植田芳郎 (1957) 下関市の地質—特に関門層群の層序と構造について—. 地質雑, vol.63, p.26-34.
- 植村和彦・土井英治・高橋文雄 (1998) 山口県日置町大内山山の黄波戸層産植物化石群 (漸新世). 美祿市歴史民俗資料館調査研究報告, no.15, p.1-59.
- 歌田 実・澤田臣啓 (2005) 西日本, 関門層群 (白亜紀前期) の変質作用. 地質雑, vol.111, p.206-216.
- Uto, K. (1989) Neogene volcanism of Southwest Japan: Its time

- and space based on K-Ar dating. Ph. D. Thesis, Univ. of Tokyo, 184p.
- 宇都浩三・岩森 光 (1987) 西南日本新生代アルカリ玄武岩類の時空分布. 日本火山学会講演予稿集 (1987 年度秋季大会), no.2, p.93.
- 和田 健・今村外治・長谷 晃 (1951) 山口縣大津郡油谷湾東部の古第三系 (演旨). 地質雜, vol.57, p.306.
- 割ヶ谷隆志・金折裕司・安野泰伸 (1999) 重力異常に基づく徳佐一地福断層及び渋木断層の地下密度構造 (ポスターセッション) (演旨). 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM), 1999, La-P003.
- Wyllie, K., Cox, G. and Bigger, G. M. (1962) The habit of apatite in syenitic systems and igneous rocks. *Jour. Petrol.*, vol.3, p.238-243.
- Yabumoto, Y. (1994) Early Cretaceous freshwater fish fauna in Kyushu, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no.13, p.107-254.
- 山口県 (1997) 平成 8 年度地震調査研究交付金 菊川断層に関する調査成果報告書. 205p.
- 山口県 (1998a) 平成 9 年度地震関係基礎調査交付金 菊川断層に関する調査成果報告書. 99p.
- 山口県 (1998b) 地震関係基礎調査交付金 菊川断層に関する調査 概要版. 28p.
- 山口県地域振興部統計課編集 (2004) 山口県統計年鑑 平成 16 年刊, 358p.
- 山口県編 (2000) 山口県史 資料編 考古 1. 1050p.
- 山口県大津郡役所 (1920) 山口縣大津郡郡勢概要. 附録 山口縣大津郡地質調査報文, 526p.
- 山崎晴雄・下川浩一・水野清秀 (1985) 50 万分の 1 活構造図「福岡」. 地質調査所.
- 吉村高男 (1991) 化石カイエビ類の形態学的分類—黄波戸産化石カイエビ類の位置付け—. 山口地学会誌, no.27, p.1-10.
- 葦津賢一・岡田博有 (1989) 山口県新第三紀油谷湾層群の堆積地質学的研究. 九大理研報 (地質), vol.16, p.1-17.
- 油谷町史編纂委員会編 (1990) 油谷町史. 1061p.

Geology of the Senzaki District

By

Masanori OZAKI*, Teruyoshi IMAOKA** and Toshiyuki IKAWA***

(Written in 2006)

(ABSTRACT)

The Senzaki district, at longitude 130°59'51"4E - 131°14'51"3E and latitude 34°20'11"6 N -34°30' 11"5N, is located in the northwestern part of Yamaguchi Prefecture on the westernmost of Honshu.

The northern part of this district is occupied by the Japan Sea, whereas the southern part comprises peninsulas, islands, lowland and mountains. Peninsulas divided Yuya and Mukatsuku Peninsulas, and Ōmi Jima (Island) reach an altitude of 200 to 300m and develop many cliffs along the coast faced on the Japan Sea. The lowland areas adjacent to Senzaki, Fukawa, and Yuya Wans (Bays) are at an altitude of 0 to 100 m, are made up of hill, terrace, and plain. The mountain areas reach an altitude of 350 to 500 m and are made up of Cretaceous rocks.

This district geotectonically belongs to the Inner Zone of Southwest Japan and situated in the back arc basin of the Honshu Arc, which had been formed through Oligocene to Miocene time. Rocks distributed in the district are Cretaceous sedimentary, igneous rocks, Eocene to Miocene volcanic and sedimentary rocks, and Quaternary sediments. A summary of the geologic units and the main geohistorical events of the Senzaki district, is shown in Figure 1.

CRETACEOUS ROCKS

Cretaceous rocks in the district are divided into the Kanmon Group, Abu Group and intrusive rocks.

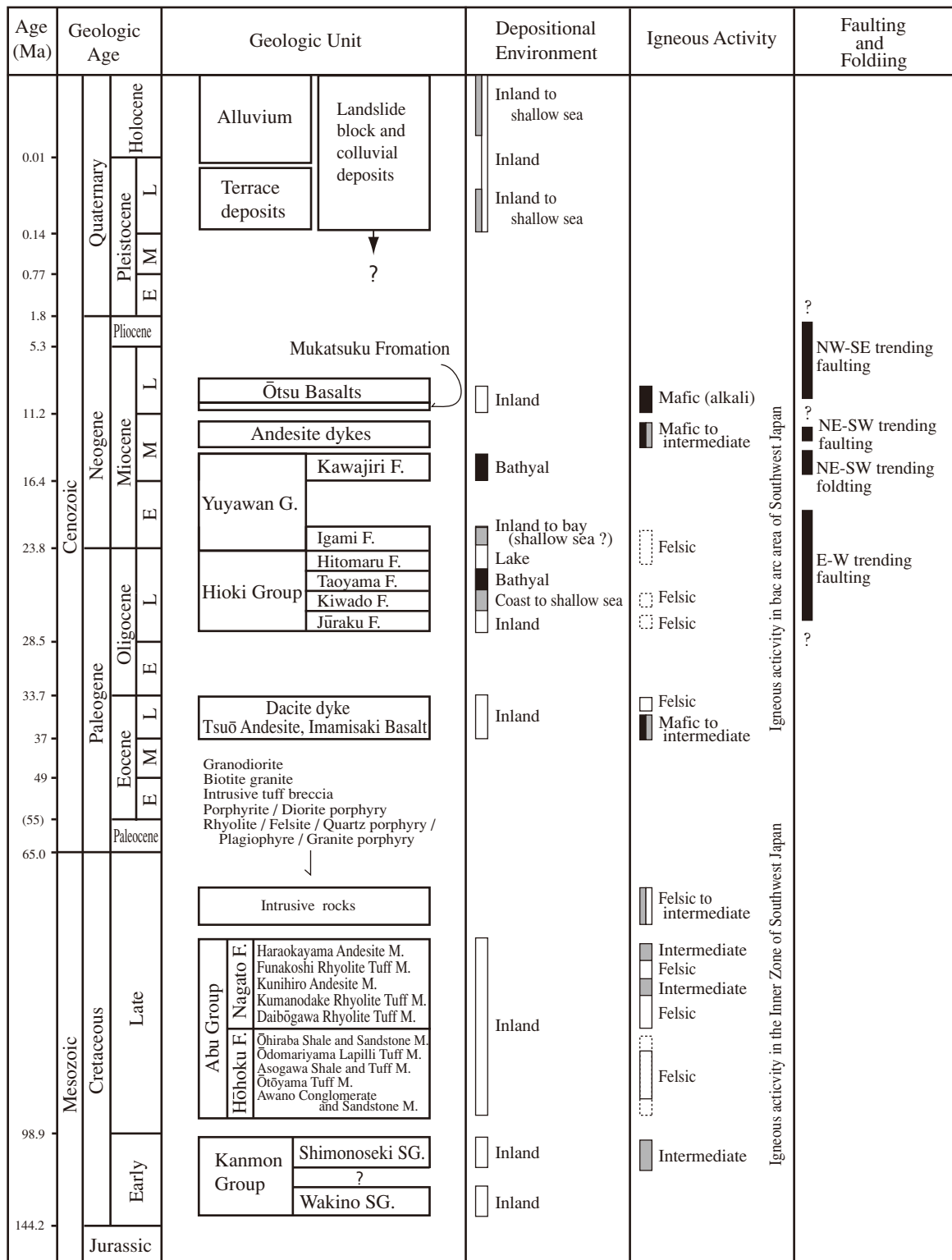
The Early Cretaceous Kanmon Group is exposed in the eastern and westernmost part of the district, and overlain by the Abu Group and intruded by Late Cretaceous igneous rocks. The Kanmon Group is divided into two subgroups, the lower Wakino Subgroup and upper Shimonoseki Subgroup. The Wakino Subgroup consists of fluvial to lacustrine sediments with small amounts of tuff and limestone conglomerate. The Shimonoseki Subgroup is made up of andesite to dacite volcanoclastic rocks and fluvial sediments distinguishing grayish red shale .

The Late Cretaceous Abu Group, 890m in accumulated thickness, unconformably covers the Kanmon Group, and is composed mainly of rhyolite welded tuff intercalating andesite lava and sandstone, mudstone and conglomerate. The Group is divided into the Hōhoku and Nagato Formations in ascending order. The Hōhoku Formation is subdivided into the Awano Conglomerate and Sandstone, Ōtōyama Tuff, Asōgawa Shale and Tuff, Ōdomariyama Lapilli Tuff, Ōhiraba Shale and Sandstone Members. The Hōhoku Formation is consists of mainly tuffaceous sedimentary rocks of lacustrine origin, i.e., shale, sandstone, conglomerate, fine-tuff, tuffaceous sandstone and non-welded pyroclastic rocks. The Nagato Formations is subdivided into the Daibōgawa Rhyolite Tuff, Kumanodake Rhyolite Tuff, Kunihiro Andesite, Funakoshi Rhyolite Tuff, Haraokayama Andesite Members in ascending order. This formation widely distributes in the southern part of the district, and is composed mainly of bimodal volcanic rocks of rhyolitic to rhyodacite welded tuffs and andesite lavas.

* Institute of Geology and Geoinformation

** Graduate School of Science and Engineering, Yamaguchi University

*** Yachiyo Engineering Co., Ltd.



G : Group SG : Subgroup F : Formation M : Member

Fig.1 Summary of the geology in the Senzaki District

Intrusive bodies of rhyolite, felsite, quartz porphyry, plagiophyre, granite porphyry, porphyrite, diorite porphyry, intrusive tuff breccia, biotite granite, granodiorite are sporadically scattered in the Kanmon and Abu Groups. In biotite granite, mafic enclave dikes exhibit various ovoid and elongated pillow-shaped bodies, snake-like in form, and they also show various textures compatible with magma mixing between tonalite and granite magma. Intrusive rocks are closely associated with volcanic rocks of Abu Group. Base on mode of occurrences, petrological and isotopic studies of volcanic and intrusive rocks, they were derived from a common source, and are considered to form a typical volcano-plutonic complex.

TERTIARY ROCKS

Tertiary volcanic rocks are divided into Late Eocene and Miocene volcanic rocks. They are considered to be volcanic activities of early and later stage events of the Japan Sea formation.

Late Eocene volcanic rocks are distributed in the eastern part of the Yuya Peninsula and made up of the Imamisaki Basalt, Tsuō Andesite and dacite dyke. Miocene volcanic rocks consist of late Middle Miocene andesite to basalt dykes and the Late Miocene Otsu Basalt in Yuya and Mukatsuku Peninsulas, and Ōmi Island.

Tertiary sedimentary rocks are divided into the Late Oligocene Hioki Group and the Early to early Middle Miocene Yuyawan Group. They are fluvial to marine sediments with some volcanoclastic rocks, and yield abundant molluscan and plant fossils.

The Hioki Group is divided into the Jūraku, Kiwado, Taoyama and Hitomaru Formations in ascending order. The Jūraku Formation of fluvial origin is composed of thick cobble-boulder conglomerate and mudstone with some intercalations of thin lignite and dacite tuff layers. The Kiwado Formation consists of sandstone, conglomerate, mudstone, dacite tuff and lapilli tuff of river-dominated delta origin. The Taoyama Formation is made up of mudstone, interbedded sandstones and mudstones, and sandstone of marine origin deposited mainly below fair-weather wave base. The Hitomaru Formation is composed of tuffaceous brackish lake of brackish to freshwater water of brackish, lacustrine and fluvial origin.

The Yuyawan Group is divided into two formations, the lower Igami Formation and upper Kawajiri Formation. The Igami Formation is made up of sandstone, conglomerate, interbedded sandstones and mudstones with calcareous deposits, and is considered to be deposited in a bay and its vicinity. The Kawajiri Formation consists of interbedded sandstones and mudstones, and mudstone with slumped and slurried beds, and considered to be turbidity sediments in a north-northwest sloping open marine shelf.

The Igami Formation is conformably overlies the Hioki Group, whereas the Kawajiri Formation is presumably unconformably overlies the Hioki Group and Igami Formation. The Igami Formation and Hioki Group cut by the E-W trending the Jūraku-Kaikaw Fault, are considered to be half-graben fill sediments related to the opening of the Japan Sea.

QUATERNARY SEDIMENTS

Quaternary sediments in the district are divided into Late Pleistocene and Holocene sediments. Late Pleistocene sediments consist of gravel, sand, and clay of fan to beach or marine origin, and have two or three terrace surfaces. The higher terrace deposits are partly covered by reddish soil. Holocene sediments are composed of cone (small fan), valley bottom plain, flood plain, beach, present river bed deposits.

DISASTER PREVENTION AND ECONOMIC GEOLOGY

The NE-SW trending Shibuki and NE-SW trending Misumi Faults have the potential to be active faults. However, no damaged earthquakes are especially reported in this area. However, landslide blocks and deposits are mainly distributed along the base of the Otsu Basalt over the Kawajiri Formation in the Yuya and Mukatsuku Peninsulas.

Some copper and tungsten, iron sand and lignite had been mined in the district. There are some hot and cold mineral springs in Senzaki, Kawahara, Kiwado and Igami Formations.

執筆分担

| | |
|--------------|----------------|
| 第1章 地形 | 尾崎正紀・今岡照喜 |
| 第2章 地質概説 | 尾崎正紀・今岡照喜・井川寿之 |
| 第3章 関門層群 | 尾崎正紀・今岡照喜・井川寿之 |
| 第4章 阿武層群 | 今岡照喜・井川寿之 |
| 第5章 貫入岩類 | 今岡照喜・井川寿之 |
| 第6章 古第三紀火山岩類 | 今岡照喜・尾崎正紀 |
| 第7章 日置層群 | 尾崎正紀 |
| 第8章 油谷湾層群 | 尾崎正紀 |
| 第9章 中新世火山岩類 | 尾崎正紀 |
| 第10章 第四紀堆積物 | 尾崎正紀 |
| 第11章 災害地質 | 尾崎正紀 |
| 第12章 資源地質 | 今岡照喜・尾崎正紀 |

文献引用例

尾崎正紀・今岡照喜・井川寿之（2006）仙崎地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，127p.

章単位での引用例

尾崎正紀・今岡照喜（2006）仙崎地域の地質，第1章，地形．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，p.1-10.

Bibliographic reference

Ozaki, M., Imaoka, T. and Ikawa, T. (2006) Geology of the Senzaki district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 127p. (in Japanese with English abstract 3 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Ozaki, M. and Imaoka, T. (2006) Geology of the Senzaki district, 1. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-10. (in Japanese).

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）仙崎地域の地質

平成18年12月26日発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 榎高山

© 2006 Geological Survey of Japan, AIST