

地域地質研究報告  
5 万分の 1 地質図幅  
金沢(10)第 3・4, 6, 7 号  
NJ-53-4-11・15, 12, 16

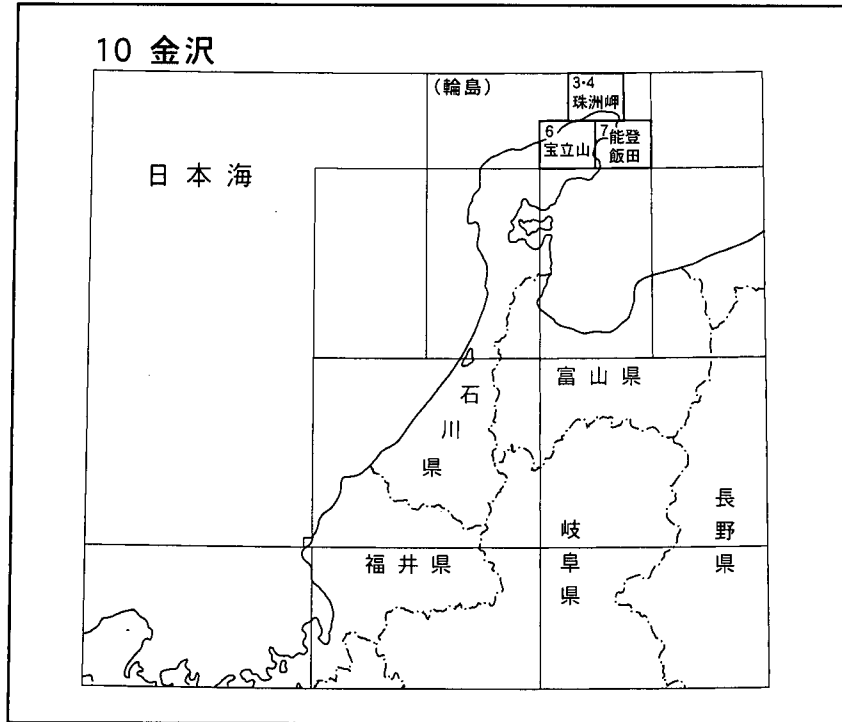
## 珠洲岬，能登飯田及び宝立山地域の地質

吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫・駒澤正夫・上嶋正人・木川栄一

平成 14 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

10-3・4, 6, 7	
10-5 輪島 Wajima NJ-53-10-4 (未刊行, unpublished)	珠洲岬, 能登飯田及び宝立山 Suzumisaki, Noto-iida and Hōryūzan NJ-53-4-11・15, 12, 16 (2002)
10-9 穴水 Anamizu NJ-53-11-1 (未刊行, unpublished)	10-10 宇出津 Ushitsu NI-53-20-7 (未刊行, unpublished)

## 珠洲岬，能登飯田及び宝立山地域の地質

吉川敏之\*・鹿野和彦\*・柳沢幸夫\*・駒澤正夫\*・上嶋正人\*\*・木川栄一\*\*\*

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所の1882年の創設以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのうちで、5万分の1地質図幅は独自の地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

「珠洲岬」及び「能登飯田」地域の現地調査は平成4-6年度に、「宝立山」地域の現地調査は平成6-11年度に行った。調査は主に吉川が行い、鹿野と柳沢がこれを補った。本報告及び地質図幅のとりまとめは吉川が行い、これについて鹿野と柳沢が火山岩及び堆積岩の産状、層位を中心に、それぞれの立場から検討を加えた。重力異常は駒澤、上嶋及び木川による。

埼玉大学教育学部の松丸国照博士には大型有孔虫化石を、国立科学博物館の植村和彦博士には植物化石、新潟大学理学部の栗田裕司博士には渦鞭毛藻化石を、石油資源開発株式会社技術研究所の小布施明子研究員には花粉化石を、チュラローンコン大学(タイ)の佐藤喜男博士には軟体動物化石をそれぞれ同定していただいた。帝国石油株式会社の船山政昭氏からは、本図幅地域東部の地質と層序に関する資料を提供していただいた。これらの方々に厚く感謝する。

本研究に使用した薄片は、成果普及部門地質標本館の安部正治氏、野神貴嗣氏、大和田朗氏、佐藤卓見氏の製作による。

(平成13年度稿)

---

### 所 属

\* 地球科学情報研究部門

\*\* 海洋資源環境研究部門

\*\*\* 海洋科学技術センター

Keywords: geological sheet map, 1:50,000, Noto, Suzumisaki, Noto-iida, Hōryūzan, Oligocene, Miocene, Pleistocene, Holocene, Kōnosuyama Formation, Gōroku Formation, Kamiwazumi Formation, Matsunagi Formation, Hōryūzan Formation, Higashi-innai Formation, Hōjūji Formation, Awagura Formation, Iida Formation, Iizuka Formation, terrace deposits, landslide deposits, fault, rifting, inversion tectonics

## 目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
II. 1 第三系	3
II. 1. 1 岩相層序区分	3
II. 1. 2 対比と地質年代	5
II. 2 第四系	10
II. 3 地質構造	10
III. 第三系	13
III. 1 高洲山層	13
III. 2 忍閃緑岩	17
III. 3 合鹿層	17
III. 4 神和住層	20
III. 5 馬縹層	23
III. 6 宝立山層	27
III. 7 貫入岩	31
III. 8 東印内層	33
III. 9 法住寺層	37
III. 10 粟蔵層	39
III. 11 飯田層	43
III. 12 飯塚層	46
IV. 第四系	52
IV. 1 段丘堆積物	52
IV. 2 地すべり堆積物	53
IV. 3 河川及び扇状地堆積物, 砂州及び砂丘堆積物, 及び海浜堆積物	53
IV. 4 人工改変地	54
V. 地質構造	55
V. 1 断 層	55
V. 2 褶 曲	58
V. 3 第三系地史	59
VI. 活構造及び地震	61
VII. 応用地質	62
VII. 1 鈹 山	62
VII. 2 珪藻土	62
VII. 3 採 石	62
VII. 4 温 泉	62
VIII. 重力異常と密度構造	63
VIII. 1 重力データの編集	63
VIII. 2 重力データの処理	63
VIII. 3 重力異常の概要	63
VIII. 4 表層密度推定と密度マッピング	65
VIII. 5 残差重力図	67
VIII. 6 重力基盤図	67
文 献	70
Abstract	73



## 図・表目次

第 1 図	能登半島北東部の地形概略図	1
第 2 図	本図幅地域の層序総括図	4
第 3 図	本報告の地層区分と従来の区分との対比	5
第 4 図	第三系の年代層序	6
第 5 図	本図幅地域及びその周辺の火山岩の放射年代	7
第 6 図	珠洲市般若川における珪藻化石層序と堆積速度	9
第 7 図	本図幅地域の地質構造と海成層の分布	11
第 8 図	高洲山層の分布地域	13
第 9 図	高洲山層の産状を示す柱状図	14
第 10 図	高洲山層かんらん石含有輝石安山岩溶岩	15
第 11 図	高洲山層の礫岩に貫入する輝石安山岩シル	16
第 12 図	合鹿層デイサイト火砕岩の産状を示す柱状図	18
第 13 図	合鹿層の火砕流堆積物	19
第 14 図	合鹿層デイサイト溶結火山礫凝灰岩の断面	19
第 15 図	神和住層及び宝立山層の柱状図	21
第 16 図	神和住層無斑晶安山岩ブロック溶岩	22
第 17 図	神和住層の角礫岩	22
第 18 図	馬縹層かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩のエア溶岩	24
第 19 図	馬縹層かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩の水底ブロック溶岩	24
第 20 図	馬縹層斜方輝石含有単斜輝石安山岩の産状	25
第 21 図	珠洲市高屋町から馬縹町にかけて分布する馬縹層の柱状図	26
第 22 図	宝立山周辺における宝立山層の柱状図	28
第 23 図	山伏山周辺における宝立山層の柱状図	29
第 24 図	宝立山層の火砕流堆積物基底部	30
第 25 図	宝立山層の火砕流堆積物に見られる脱ガス構造	31
第 26 図	宝立山層の火砕サージ及び降下堆積物	32
第 27 図	宝立山層の輝石流紋岩貫入岩	32
第 28 図	合鹿層のデイサイト凝灰岩に貫入するドレライト岩脈	33
第 29 図	東印内層から飯塚層までの模式柱状図	35
第 30 図	輪島市東印内町周辺でのルートマップと柱状図	36
第 31 図	柳田村大箱北方の尾根に分布する東印内層礫岩	37
第 32 図	法住寺層の岩相及び層厚変化	38
第 33 図	法住寺層の石灰質シルト岩及び珪質シルト岩	39
第 34 図	栗蔵層の岩相及び層厚変化	40
第 35 図	栗蔵層流紋岩火砕岩の柱状図	41
第 36 図	栗蔵層の流紋岩火砕岩の産状	42
第 37 図	栗蔵層黒雲母流紋岩にみられる柱状節理	43
第 38 図	柳田村上町-久田における法住寺層及び飯田層の珪藻化石層序	44
第 39 図	飯田層の岩相及び層厚変化	44
第 40 図	飯田層海緑石砂岩の産状	46
第 41 図	飯塚層流紋岩凝灰岩の層厚変化	48
第 42 図	飯塚層流紋岩凝灰岩のスケッチ及び露頭写真	49
第 43 図	飯塚層の砂質シルト岩に見られる生痕化石	50
第 44 図	輪島市三ツ子浜-白崎での飯塚層の珪藻化石層序	50
第 45 図	輪島市白米町の地すべり	53
第 46 図	砂丘堆積物	54

第 47 図	本図幅地域の地質構造図	55
第 48 図	白米坂断層北側の地層の変形	56
第 49 図	西海断層北側の地層の変形	56
第 50 図	宝立山層を切る正断層	57
第 51 図	柳田村神和住周辺のルートマップと地質断面図	58
第 52 図	宝立山層のデイサイト火砕岩に見られる小正断層	59
第 53 図	本図幅地域の重力異常図(ブーゲー異常)	64
第 54 図	上方接続残差の比較による宝立山周辺の表層密度	65
第 55 図	上方接続残差の比較による面的な表層密度分布図	66
第 56 図	上方接続 1 km をトレンドとした残差重力図	68
第 57 図	本図幅地域の重力基盤図	69
第 1 表	フィッション・トラック年代測定結果	8
第 2 表	K-Ar 年代測定結果	8
第 3 表	神和住層から産出した植物化石	23
第 4 表	法住寺層及び飯田層から産出した珪藻化石	45
第 5 表	飯塚層から産出した珪藻化石	51
Fig. 1	Summary of the geology of the Suzumisaki, Noto-iida and Hōryūzan district	74

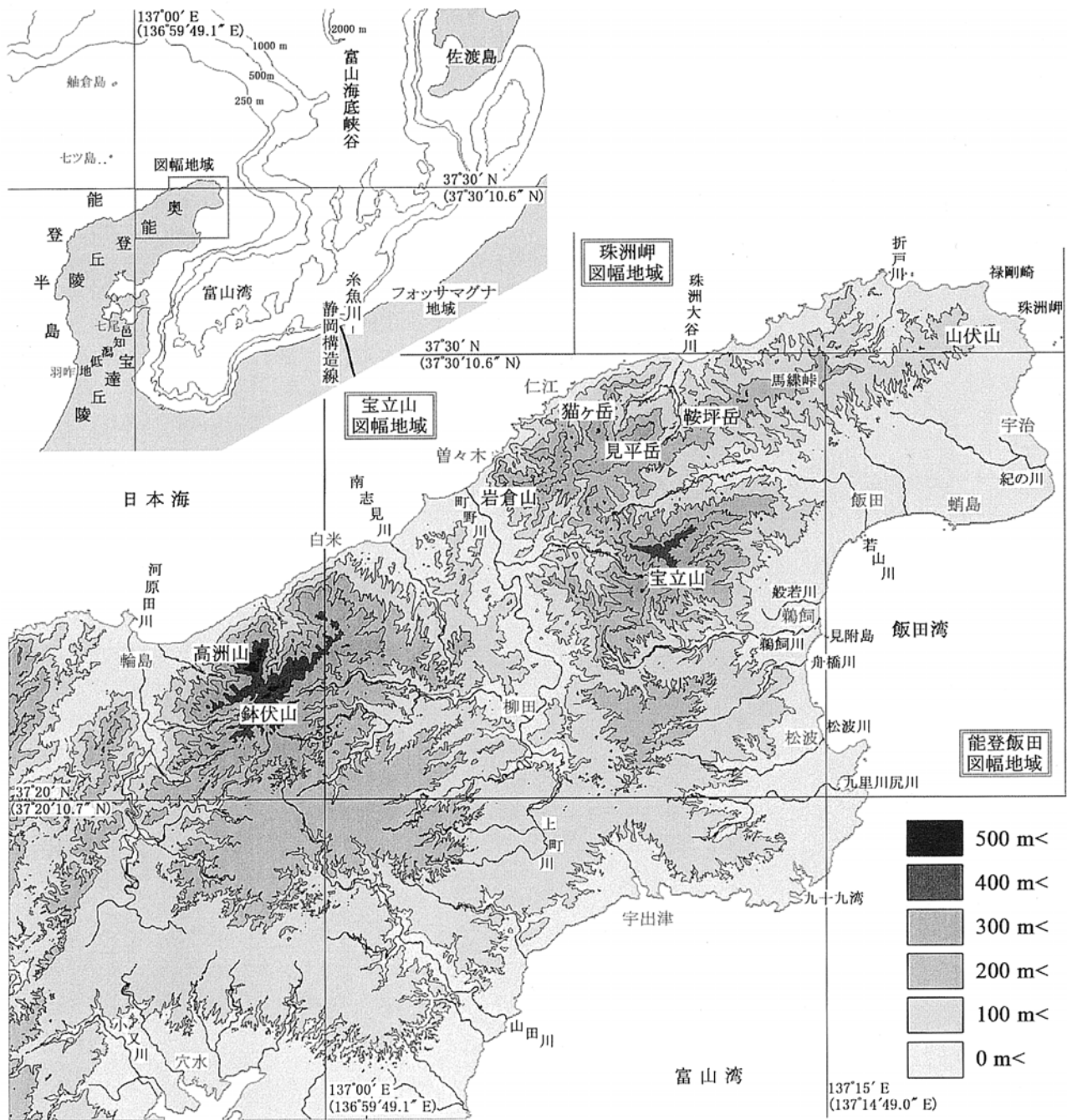
# I. 地 形

(吉川敏之・鹿野和彦)

「珠洲岬、能登飯田及び宝立山」地域は、日本測地系北緯 $37^{\circ}20' - 37^{\circ}32'30''$ 、東経 $137^{\circ}00' - 137^{\circ}22'30''$ (世界測地系では北緯 $37^{\circ}20'10.7'' - 37^{\circ}32'40.6''$ 、東経 $136^{\circ}59'49.1'' - 137^{\circ}22'18.9''$ )の範囲にある(第1図)。「珠洲岬、

能登飯田及び宝立山」地域にかかる行政区は石川県珠洲市、輪島市、珠洲郡内浦町、鳳至郡柳田村、同能都町の5市町村である。

能登半島は日本海側では最も大きな半島である。その



第1図 能登半島北東部の地形概略図  
 図中の緯度経度は上段が日本測地系，下段(括弧内)が世界測地系。

東側には富山湾と、富山湾から日本海盆へと続く富山海底峡谷、そしてフォッサマグナがある。富山湾に接する半島の付け根には東北東-西南西方向に伸びて宝達丘陵があり、羽咋から七尾へと続く昆智低地を挟んで、その北側に奥能登丘陵と呼ばれる起伏の小さな丘陵が広がる。奥能登丘陵は、宝達丘陵と同様、東北東-西南西方向に伸びる小起伏の丘陵で、その北東部を「珠洲岬、能登飯田及び宝立山」地域が占める。「珠洲岬、能登飯田及び宝立山」地域が位置する半島北東端には禄剛崎があり、富山海底峡谷を挟んで、その 90 km 北東延長上には佐渡島がある。

「珠洲岬、能登飯田及び宝立山」地域のうち、禄剛崎を境に、日本海に面した北西岸側を外浦、富山湾に面した南東岸側を内浦と呼ぶ。飯田湾は、内浦の珠洲市飯田に面した湾で、富山湾の北端部にあたる。内浦では砂浜海岸が卓越し、砂丘及び砂嘴などからなる比較的単調な弧状-直線状の地形をなす。その中で、海岸線から突出した見附島は急崖に囲まれた比高 30 m ほどの小島で、景勝地として知られている（裏表紙）。

日本海に面した外浦の海岸は東北東-西南西方向に伸びた岩石海岸である。珠洲市仁江町付近や禄剛崎周辺には広い波蝕台があり、国の名勝及び天然記念物に指定されている輪島市曾々木海岸のように、岩石が露出する海食崖には海食洞が認められることがある。海岸線は小さな半島と湾が連続して入り組んでおり、すぐ背後に山伏山、見平岳、猫ヶ岳、岩倉山、高洲山（西隣「輪島」図幅地域）などの山々が迫る。海岸に平行に連なるこれらの山々は急峻で、海側に急傾斜している。中でも高洲山へと連なる山々は、とりわけ急峻で、高洲山山地と呼ば

れている。

急峻な地形をなすこれらの山々の南側には、本図幅地域内での最高峰宝立山（標高 468.6m）を中心とした標高の高い地域が広がる。本図幅地域南部には小起伏の丘陵が広がり、その広い範囲に海成段丘が認められる（太田・平川，1979）。丘陵の斜面には地すべり地が数多く分布している。輪島市白米町の国指定名勝「千枚田」は、地すべり地に築かれた棚田群である。

本図幅地域内には、半島先端部という地理条件から特に大きな河川はない。河川の流路は地質構造と岩質に規制されており、多くの河川は東西方向の伸びの卓越する流路を示している。例えば飯田湾に注ぐ若山川は、上流部では複向斜に沿って流れている。また、柳田村西部では断層の方向に谷が伸びている。河川勾配は火山岩の分布地域では大きく、海成堆積岩の分布地域では小さい。本図幅地域で最も大きな河川である町野川は、例外的に地質構造を大きく切る方向に流下している。この町野川及びその支流は著しく蛇行している。若山川中流域にも小規模ながら蛇行による河川争奪地形が残されている。町野川及び若山川など、主要な河川の流域には谷底平野と河岸段丘が小規模に分布する。内浦の飯田湾周辺には小規模ながら海岸平野が分布し、飯田湾に面した珠洲市蛸島海岸、宇治海岸に 3 列の浜堤からなる砂丘が認められる。また、外浦の輪島市町野にも、南方の谷底平野から延伸する小規模な海岸平野が広がり、海岸に小規模な砂丘が分布している。人工改変地は少ないが、珠洲市正院町、飯田町など海岸沿いに港湾整備による小規模な埋め立て地がある。

## II. 地質概説

(吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫)

「珠洲岬、能登飯田及び宝立山」地域には第三紀堆積岩・火山岩及び第四紀堆積物が分布する(第2図)。そのうち、第三系は、日本海に突き出た能登半島北東端にあって、日本海拡大に関連した漸新世以降の火成活動の変遷や堆積盆の形成過程、日本海拡大後の堆積盆の消長を記録している。

### II. 1 第三系

#### II. 1. 1 岩相層序区分

第三系は、下位より順に、高洲山層、合鹿層、神和住層(北部では馬縹層)、宝立山層、東印内層、法住寺層、栗蔵層、飯田層、飯塚層に区分される。下部の高洲山層から宝立山層までの地層は火山岩を主体とする地層である。一方、上部の東印内層から飯塚層までの地層は海成の堆積岩を主体とする地層で、新潟地域の七谷層-上部寺泊層中部、秋田地域の西黒沢層-船川層下部に対比される。これらの地層の層序区分は従来とほぼ同じであるが、層序区分の階層を見直して部層を層に格上げするなど、いずれの地層も本報告で新たに定義・命名または再定義した地層である。そうした事情と従来の層序区分との対比や年代については次項で述べる。

高洲山層は安山岩溶岩を主体とする陸成層で、礫岩及び凝灰質砂岩を伴い、特に最上部には厚い礫岩が発達することが多い。溶岩は変質の著しい斜方輝石単斜輝石安山岩、かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩-安山岩などで、同質貫入岩を伴う。層厚は1,200 m以上ある。輪島市忍町付近の高洲山層には、黒雲母単斜輝石角閃石閃緑岩-ひん岩からなる忍閃緑岩(Ishida, 1959)が貫入している。

合鹿層はデイサイト火砕流堆積物を主体とした地層で、輝石デイサイトを伴い、高洲山層を不整合に覆う。デイサイト火砕流堆積物は、しばしば溶結しており、間に砂岩、礫岩及びシルト岩を挟む。層厚は最大200 mである。

神和住層は無斑晶安山岩溶岩を主体とする陸成層で、合鹿層を整合に覆う。凝灰質砂岩、礫岩、シルト岩及びデイサイト火砕岩を挟み、まれに亜炭を伴う。層厚は最大230 mである。

馬縹層は、岩相及び放射年代から神和住層に対比される地層で、北部の海岸の限られた地域に分布する。輝石安山岩溶岩、礫岩、砂岩、泥岩、デイサイト火砕流堆積物などからなる。下限は不明で、層厚は140 m以上あ

る。地表に露出する馬縹層の最下位層準を占める岩石はアア溶岩であるが、その上位には輝石安山岩-玄武岩碎屑粒子からなる礫岩・砂岩、水底ブロック溶岩などが重なり、上部の水底ブロック溶岩に挟まれている泥岩、砂岩からは海棲軟体動物、単体サンゴの化石が産する(Kano *et al.*, 2002)。

宝立山層は神和住層及び馬縹層を整合に覆う地層で、デイサイト火砕流堆積物を主体とし、輝石デイサイト-流紋岩溶岩・貫入岩、シルト岩、砂岩及び礫岩を伴う。層厚は最大300 mである。輝石デイサイト-流紋岩はドーム状に貫入または噴出しており、表面にジグソー割れ目やペペライトが認められることがある。珠洲岬地域に分布する宝立山層はシルト岩を挟んでおり、その中から狼煙化石植物群(Ishida, 1970)と称される植物化石群が産する。

これらの地層中にはドレライト及び玄武岩-安山岩シル、岩脈、または形状不定の浅所貫入岩体が認められる。ドレライトの多くは合鹿層及び神和住層を、玄武岩-安山岩は主に合鹿層を貫く。安山岩岩脈の中には神和住層を構成する無斑晶安山岩と同質のものがある。その他、高洲山層を貫くかんらん石玄武岩岩脈及びシルがまれに認められる。

東印内層は神和住層以下の地層を傾斜不整合に覆う海成層で、礫岩、砂岩及び黒色塊状泥岩-細粒砂岩からなる。礫岩は南西部地域に、黒色塊状泥岩-細粒砂岩は北部地域に主に分布する。いずれの岩相も側方で急激に薄くなって消滅しており、当時の浸食谷に堆積したと考えられる。層厚は最大85 mである。汽水-浅海棲の軟体動物化石や有孔虫化石を産する。

法住寺層は石灰質シルト岩、珪質シルト岩及び珪藻質シルト岩からなる海成層で、東印内層を整合に覆い、本図幅地域内に広く分布する。従来は、本図幅地域南部の珪藻質シルト岩を主体とする地層を法住寺層、本図幅地域北部に広く分布する珪質シルト岩を主体とする地層を赤神層としていた。しかし、珪質シルト岩と珪藻質シルト岩の違いは続成変質の程度だけで、両者は一連の堆積物と考えられることから、本報告では赤神層を法住寺層に含めた。石灰質シルト岩は主に本図幅地域北部の下部層準にのみ分布する。層厚は最大180 mである。

栗蔵層は法住寺層を整合に覆う海成層で、黒雲母流紋岩溶岩・火砕岩、凝灰質砂岩を主とし、一部では珪質シルト岩と互層する。最大層厚は290 m以上である。流紋岩火砕岩の給源は溶岩の分布する輪島市岩倉山付近と

考えられる。層厚はその周辺で最も大きく、東方及び南方へ薄くなり、本図幅地域東端で尖滅する。南部に分布する凝灰質砂岩からは浅海棲の軟体動物化石や *Aphrocallistes* が産し、海緑石を含む。

飯田層は石灰質シルト岩、珪質シルト岩、珪藻質シルト岩及び海緑石砂岩からなる海成層で、下位の栗蔵層を整合に覆う。珪藻質シルト岩は側方で珪質シルト岩に移化する。飯田層の主体は珪藻起源の外洋性細粒堆積物で

地質時代	層序区分	層厚	岩相	火成活動	堆積環境	海水準変動	構造運動		
第四紀	完新世	河川及び扇状地堆積物、砂州及び砂丘堆積物、海浜堆積物	礫、砂及び泥 砂及び礫		海岸	海進と海退の繰り返し	構造運動 褶曲の形成 断層活動		
	更新世	低位段丘堆積物	礫、砂及び泥						
		中位段丘堆積物	シルト、砂及び礫						
		高位段丘堆積物	砂、シルト及び礫						
		最高位段丘堆積物	シルト及び礫						
新第三紀	鮮新世			珪長質 苦鉄質	陸上	海退	沈降 隆起		
	後期中新世	飯塚層	350 m +					砂質泥岩－泥質砂岩 流紋岩凝灰岩 珪質シルト岩及び珪藻質シルト岩	
		飯田層	10 - 180 m					海緑石砂岩 珪質シルト岩及び珪藻質シルト岩 石灰質シルト岩	
	中期中新世	栗蔵層	0 - 290 m					凝灰質砂岩 珪質シルト岩 黒雲母流紋岩溶岩ドーム 黒雲母流紋岩火砕岩	
		法住寺層	0 - 180 m					珪質シルト岩及び珪藻質シルト岩 石灰質シルト岩	
		東印内層	0 - 85 m					礫岩、砂岩及び黒色泥岩	
	前期中新世	宝立山層	300 m					輝石デイサイト－流紋岩溶岩及び貫入岩 デイサイト火砕岩	
		神和住層	230 m					デイサイト火砕岩 砂岩及び礫岩 無斑晶安山岩	海成砂岩 安山岩－デイサイト火砕岩 安山岩
		馬縹層	140 m +						
		合鹿層	0 - 200 m					砂岩及び礫岩 輝石デイサイト溶岩及び貫入岩 デイサイト火砕岩（主として溶結）	
古第三紀	漸新世	忍閃緑岩	砂岩及び礫岩	閃緑岩					
	高洲山層	1200 m +	かんらん石玄武岩－安山岩溶岩及び貫入岩 輝石安山岩溶岩及び貫入岩		陸上		正断層活動		

第2図 本図幅地域の層序総括図  
年代層序及び放射年代値は第4図及び第5図を参照。

あるが、最上部を海緑石砂岩が占める。下位の栗蔵層が厚く堆積している地域では本層の主岩相である細粒堆積物を欠いて、この海緑石砂岩が栗蔵層を直接覆う。層厚は10-180 mである。

飯塚層は下位の飯田層を整合に覆う海成層である。主として珪質シルト岩及び珪藻質シルト岩からなるが、上部では砂質シルト岩に移化する。厚さ数10 cm以下の流紋岩凝灰岩を3層準に挟在し、特に下位の2層準は良い鍵層となっている。飯塚層は白米坂断層より北部の地域と飯田湾周辺に広く分布するが、柳田村、内浦町地域には分布しない。層厚は350 m以上である。

### II. 1. 2 対比と地質年代

本報告の層序区分と従来の層序区分との対比を第3図に、火山岩の放射年代と堆積岩から産する微化石年代尺度に基づいた年代層序を第4図に示す。

最下部の高洲山層は、従来穴水層(鈴木, 1950)と呼ばれてきた地層の一部に相当する。穴水層は、火山岩を主体とする地層で、能登半島で最も下位に位置づけられている。しかし、その定義は曖昧で、50 Ma から20 Ma までの幅広い放射年代が得られている(柴田ほか, 1981

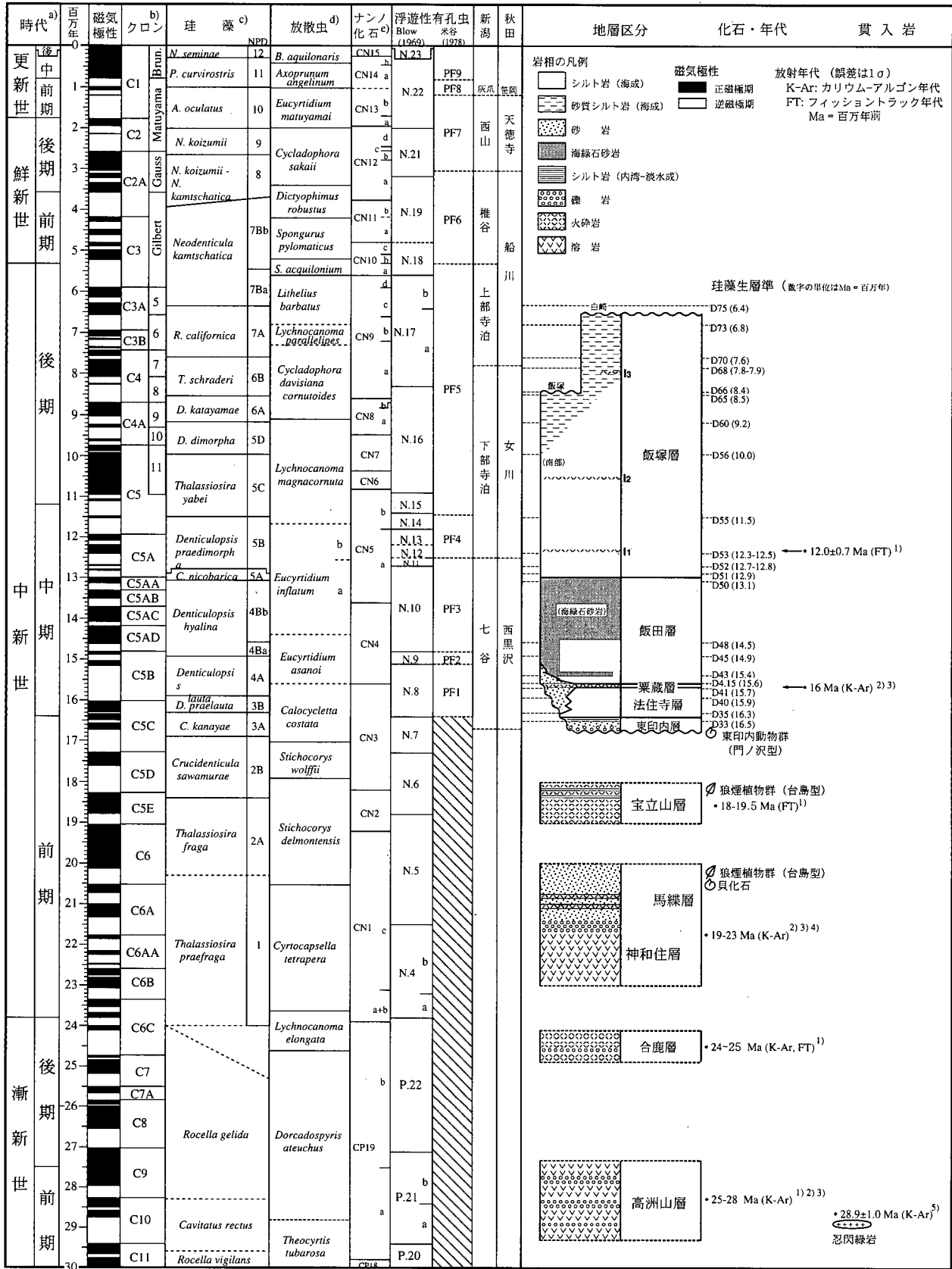
など)ことから、様々な年代の火山岩が一括されている可能性が高い(紘野, 1993など)。そこで、本報告では、穴水層との混同を避けるため、本図幅地域西部にあって層位が明らかな高洲山火山岩(増田, 1954)にちなみ、高洲山火山岩及びこれと同層準にあって火山岩を主体とする地層を高洲山層として定義・命名した。高洲山層の放射年代は29-20 Ma と幅がある(第5図)。しかし、高洲山層に貫入する忍閃緑岩からは、 $28.9 \pm 1.0$  Ma の全岩 K-Ar 放射年代値が報告されている(柴田ほか, 1984)。高洲山層の岩石は一般に変質しており、忍閃緑岩の年代より若い高洲山層の年代値は若返っている可能性が高い。また、産状が不明な試料については、後の時代に貫入した試料を高洲山層の試料として測定している可能性も考えられる。後述するように上位の合鹿層が約25 Ma の年代を示すこと、高洲山層の岩石が合鹿層より有意に変質を受けていることを考えると、本図幅地域の高洲山層の年代は30-26 Ma と推定される。

本図幅地域外の“穴水層”の火山岩の中には、より古い年代を示すものの存在が知られている。能都町大田原の安山岩から $52.1 \pm 1.6$  Ma、能都町上鮭尾北方採石場の安山岩から $56.7 \pm 1.7$  Ma、穴水町大角間採石場の流

本報告	Kano et al (2002)	船山(1988)	保科 (1984)	紘野ほか(1965)	Ishida (1959)	石田・増田 (1956)	増田 (1954)	鈴木・北崎 (1952) ほか	長浜 (1951)
飯塚層	海緑石砂岩の層準	南志見層 熊谷珪藻質泥岩部層 飯塚珪藻土部層 飯田珪藻質泥岩部層	飯田・鶴岡地区 飯塚珪藻泥岩層 飯田珪藻泥岩層	南志見泥岩層	珠洲層	南志見層	南志見層	鳳至累層	町野泥岩累層
飯田層									
栗蔵層	Unit 5	栗蔵層	鳳至累層	栗蔵凝灰岩層	柳田層	栗蔵層	栗蔵層	皆月累層	栗蔵層
法住寺層	Unit 4	東印内層 赤神泥岩部層 法住寺珪藻質泥岩部層 藤尾砂岩部層*	皆月累層	赤神頁岩層 法住寺泥岩層		東印内層	東印内層		東印内層
東印内層	Unit 3	東印内層		皆月累層	東印内互層	東印内層	東印内層	東印内層	東印内砂岩
宝立山層	Unit 2 Unit 1	徳成層 折戸層	上部 柳田累層	柳田累層	柳田層	徳成層	徳成層	皆月累層	徳成凝灰岩累層
神和住層 馬縹層		神和住層 馬縹層	柳田累層			柳田層			徳成層
合鹿層	Unit 1	穴水層	下部 柳田累層	穴水累層	穴水層	角間火山岩類	高洲山火山岩類	穴水累層	
高洲山層		穴水層	穴水累層	穴水累層	穴水層	角間火山岩類	高洲山火山岩類	穴水累層	

第3図 本報告の地層区分と従来の区分との対比

石田・増田(1956)の東印内層折戸部層は本報告の馬縹層及び宝立山層に、船山(1988)の東印内層藤尾砂岩部層の一部は本報告の馬縹層に対比される。鈴木・北崎(1952)ほかには、同様の区分を踏襲した赤嶺(1952)、鈴木・北崎(1952)、久保(1953)、鈴木・久保(1953)が含まれ、それぞれ調査地域ごとに多くの部層を区分しているが省略した。



第4図 第三系の年代層序

a) Berggren *et al.* (1995); b) Cande and Kent (1995); c) Yanagisawa and Akiba (1998), Barron and Gladenkov (1995); d) Motoyama (1996), Riedel and Sanfilippo (1978), Sanfilippo and Nigrini (1998); e) Okada and Bukry (1980); f) Yanagisawa and Akiba (1998). 1) 本報告, 2) 柴田ほか (1981), 3) 塚本 (1988), 4) Kano *et al.* (2002), 5) 柴田ほか (1984).



紋岩質火砕岩から $45.7 \pm 1.4$  Ma の全岩 K-Ar 放射年代値が得られている(塚本, 1988)。これらは、高洲山層の火山岩に比べて著しく古く、高洲山層とは異なる地層として扱う必要がある。

合鹿層、神和住層及び宝立山層は、これまで一般に柳田層(Ishida, 1959)と呼ばれてきた。本報告では、主体となる岩相及び岩質に違いがあること、構造的に非調和に重なること、これらの地層を構成する火山岩の放射年

本報告での層序区分	年代値(Ma)	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	文献	試料番号	試料採取地点	
飯塚層	$12.0 \pm 0.7$	○	○																	(1)	OKADA	珠洲市正院町岡田	
栗蔵層	$15.9 \pm 1.5$					●														(2)	IWA-3	輪島市町野町曾々木海岸	
	$16.1 \pm 0.4$					●														(3)	NT-5	輪島市曾々木海岸	
東印内層	$15.8 \pm 1.8$					○														(4)	NO235D	珠洲市高屋町小浦出	
宝立山層	$13.9 \pm 0.6$					●														(1)	NO258	内浦町駒渡	
	$15.3 \pm 0.6$					●														(3)	NT-6	珠洲市海方寺西の採石場	
	$18.2 \pm 1.6$																			(1)	Su-144	内浦町比那仏穴	
	$16.4 \pm 1.1$																			(1)	NO562	柳田村寺分	
	$17.3 \pm 0.8$																			(1)	NO584	内浦町不動寺	
馬縹層	$19.5 \pm 0.9$																			(1)	NO283	珠洲市宝立町泥ノ木	
	$16.6 \pm 1.3$																			(4)	NO235C	珠洲市高屋町小浦出	
	$27.8 \pm 1.0$																			(4)	NO263B	珠洲市赤神海岸	
	$18.9 \pm 1.0$																			(4)	NO408	珠洲市馬縹町大崎	
	$19.7 \pm 0.7$																			(4)	NO07D	珠洲市馬縹町大崎	
	$22.7 \pm 0.8$																			(4)	NO263A	珠洲市赤神海岸	
	$22.0 \pm 0.6$																			(4)	Su14-1	珠洲市馬縹町大崎	
	$17.8 \pm 1.3$																			(4)	Su56	珠洲市赤神	
	$18.2 \pm 1.8$																			(4)	NO235B	珠洲市高屋町小浦出	
	$17.6 \pm 1.3$																			(4)	NO407B	珠洲市馬縹町大崎	
	$17.1 \pm 1.2$																			(4)	Su55	珠洲市赤神	
	$19.4 \pm 1.6$																			(4)	NO407A	珠洲市馬縹町大崎	
	$21.3 \pm 1.4$																			(4)	NO235A	珠洲市高屋町小浦出	
	$19.1 \pm 0.6$																			(4)	NO07dt	珠洲市馬縹町大崎	
	$19.4 \pm 0.7$																			(4)	NO03dt	珠洲市高屋町岳山	
	$19.9 \pm 0.7$																			(2)	SZU-5	珠洲市金剛崎海岸	
	$21.1 \pm 0.6$																			(2)	SZU-6	珠洲市金剛崎海岸	
	神和住層	$55.9 \pm 1.7$																			(2)	SZU-7	珠洲市三崎町小泊海岸
		$19.3 \pm 0.6$																			(2)	Y-6	柳田村黒川北方
$19.6 \pm 0.6$																				(2)	Y-7	柳田村神和住	
$19.7 \pm 0.5$																				(3)	NT-3	柳田村四谷採石場	
$21.1 \pm 0.6$																				(2)	Y-2	柳田村黒川	
合鹿層	$22.8 \pm 0.7$																			(2)	Y-8	柳田村五十里西方	
	$14.5 \pm 0.5$																			(3)	Y-9	柳田村小柳生奥の採石場跡	
	$24.5 \pm 1.5$																			(1)	NO525	柳田村多々羅	
忍閃緑岩	$25.2 \pm 1.3$																			(1)	NO13	珠洲市大谷町作ヶ平南方	
	$28.9 \pm 1.0$																			(5)	KA No.710	輪島市忍町石部落北端	
高洲山層	$20.9 \pm 1.0$																			(1)	NO303dt	内浦町駒渡(南西方)	
	$25.3 \pm 0.8$																			(2)	SZU-1	珠洲市大谷町西方海岸	
	$27.3 \pm 0.7$																			(3)	NT-7	柳田村東谷南方	
隣接地域の高洲山層相当層(穴水層)	$20.3 \pm 0.7$																			(2)	HM-j	能都町本木国道249沿い採石場跡	
	$21.1 \pm 0.7$																			(2)	HSY-1	輪島市三井町細谷西方林道	
	$23.5 \pm 0.8$																			(2)	ARAKE	能都町新耕南方採石場	
	$23.9 \pm 0.6$																			(3)	NT-9	柳田村鉢伏山南東方	
	$24.7 \pm 0.8$																			(2)	NIG-1	輪島市三井町仁行東方採石場	
	$25.3 \pm 0.8$																			(2)	SNG-1	輪島市三井町仁行北方林道	
	$25.8 \pm 0.8$																			(2)	YRM-A	輪島市三井町仁行東方採石場	
	$26.0 \pm 0.8$																			(2)	110205	輪島市三井町仁行北方林道	
	$26.9 \pm 0.8$																			(2)	KON-2	輪島市高洲山山頂付近林道	
	$27.0 \pm 0.8$																			(2)	KON-1	輪島市高洲山山頂付近林道	
	$27.9 \pm 0.9$																			(3)	NT-10	輪島市神田谷採石場	
$27.9 \pm 1.1$																			(3)	NT-11	能都町本木採石場		
$28.9 \pm 0.9$																			(2)	92705	輪島市三井町洲衛東方広域農道沿い		

○ ジルコン フィッション・トラック年代 ● 全岩K-Ar年代 ● 黒雲母K-Ar年代  
 (1)本報告, (2)塚本(1988), (3)柴田ほか(1981), (4)Kano et al.(2002), (5)柴田ほか(1984)

第5図 本図幅地域及びその周辺の火山岩の放射年代

網掛け部は参考値。試料が強く変質していたり、野外で観察される層序関係と矛盾するなど、確度が低いと判断されるもの。詳しくは本文参照。

同じ地層の中での順番は、高洲山層から神和住層までは年代値順、馬縹層から上位は野外で観察される上下関係を考慮した順になっている。本報告の測年試料の採取地点は地質図参照。

代値 (柴田ほか, 1981; 柴田ほか, 1984; 塚本, 1988; Kano *et al.*, 2002; 本報告) から各層の間にある程度の堆積間隙が推定されることを重視してこれらの地層に区分した。合鹿層のジルコンフィッション・トラック年代は  $24.5 \pm 1.5$  Ma (第1表), 全岩 K-Ar 放射年代は  $25.2 \pm 1.3$  Ma (第2表) で, 神和住層の無斑晶安山岩の全岩 K-Ar 放射年代は 23-20 Ma である (柴田ほか, 1981; 塚本, 1988)。宝立山層のデイサイト火砕岩からは 19.5-16.5 Ma のジルコンフィッション・トラック年代が, また, これに貫入する輝石デイサイト-流紋岩からは  $18.2 \pm$

1.6 Ma のジルコンフィッション・トラック年代が得られている (第1表)。宝立山層の上位にある東印内層及び法住寺層の地質年代を考慮すると, 宝立山層は 19.5-18 Ma に形成された可能性が大きい。

馬縹層は宝立山層に覆われているが, 本図幅地域北部に孤立して分布しているため, 高洲山層, 合鹿層及び神和住層との関係は分からない。Kano *et al.* (2002) は, 馬縹層 (Kano *et al.*, 2002 の Unit 1 及び 2) から 23-19 Ma の全岩 K-Ar 放射年代及び 21-17 Ma のジルコンフィッション・トラック年代を報告している。宝立山層

第1表 フィッション・トラック年代測定結果

試料番号	岩石	結晶数 (個)	自発トラック		誘発トラック		$\chi^2$ 検定 P ( $\chi^2$ ) (%)	熱中性子量		相関係数 r	ウラン 濃度 (ppm)	年代値 (Ma)
			$\rho_s$ ( $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$ )	$N_s$	$\rho_i$ ( $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$ )	$N_i$		$\rho_d$ ( $\times 10^4 \text{ cm}^{-2}$ )	$N_d$			
OKADA	流紋岩凝灰岩 (飯塚層)	29	1.84	523	4.67	1325	38	8.15	1255	0.702	460	$12.0 \pm 0.7$
Su-144	流紋岩 (宝立山層)	15	0.140	212	0.243	368	99	8.508	2614	0.974	230	$18.2 \pm 1.6$
NO562	デイサイト 軽石火山礫凝灰岩 (宝立山層)	30	0.708	429	1.34	813	83	8.370	2571	0.627	130	$16.4 \pm 1.1$
NO584	デイサイト 軽石火山礫凝灰岩 (宝立山層)	30	0.718	847	1.29	1526	96	8.377	2574	0.687	120	$17.3 \pm 0.8$
NO285	デイサイト 軽石火山礫凝灰岩 (宝立山層)	30	3.22	1025	5.09	1619	69	8.277	2543	0.968	490	$19.5 \pm 0.9$
NO525	デイサイト 溶結凝灰岩 (合鹿層)	30	1.37	582	1.72	730	43	8.280	2544	0.820	170	$24.5 \pm 1.5$

いずれも測定鉱物はジルコン, 測定方法はED2である。

測定者: (株)京都フィッション・トラック 榎原 徹, 照射場所: 立教大学原子炉 TRIGA MARK II 回転試料棚  
熱中性子線量測定用標準ガラス: NBS-SRM612, P ( $\chi^2$ ):  $\chi^2$ 値の自由度n-1の $\chi^2$ 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)

年代値:  $T = \ln(1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot \rho_d \cdot \rho_s / \rho_i) / \lambda_D$ , 誤差 ( $1\sigma$ ):  $\sigma_t = T \times [1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_i + 1/\Sigma N_d + (\sigma_\zeta / \zeta)^2]^{1/2}$

$^{238}\text{U}$ の全壊変定数:  $\lambda_D = 1.480 \times 10^{-10} / \text{yr}$ ,  $\zeta_{ED2} = 372 \pm 5$  (Danbara *et al.*, 1991)

エッチング条件: KOH:NaOH=1:1 (mol) etchant, 225°C,

23 hours (NO285), 25 hours (OKADA), 28 hours (NO525), 29 hours (NO562, NO584), 30 hours (Su-144)

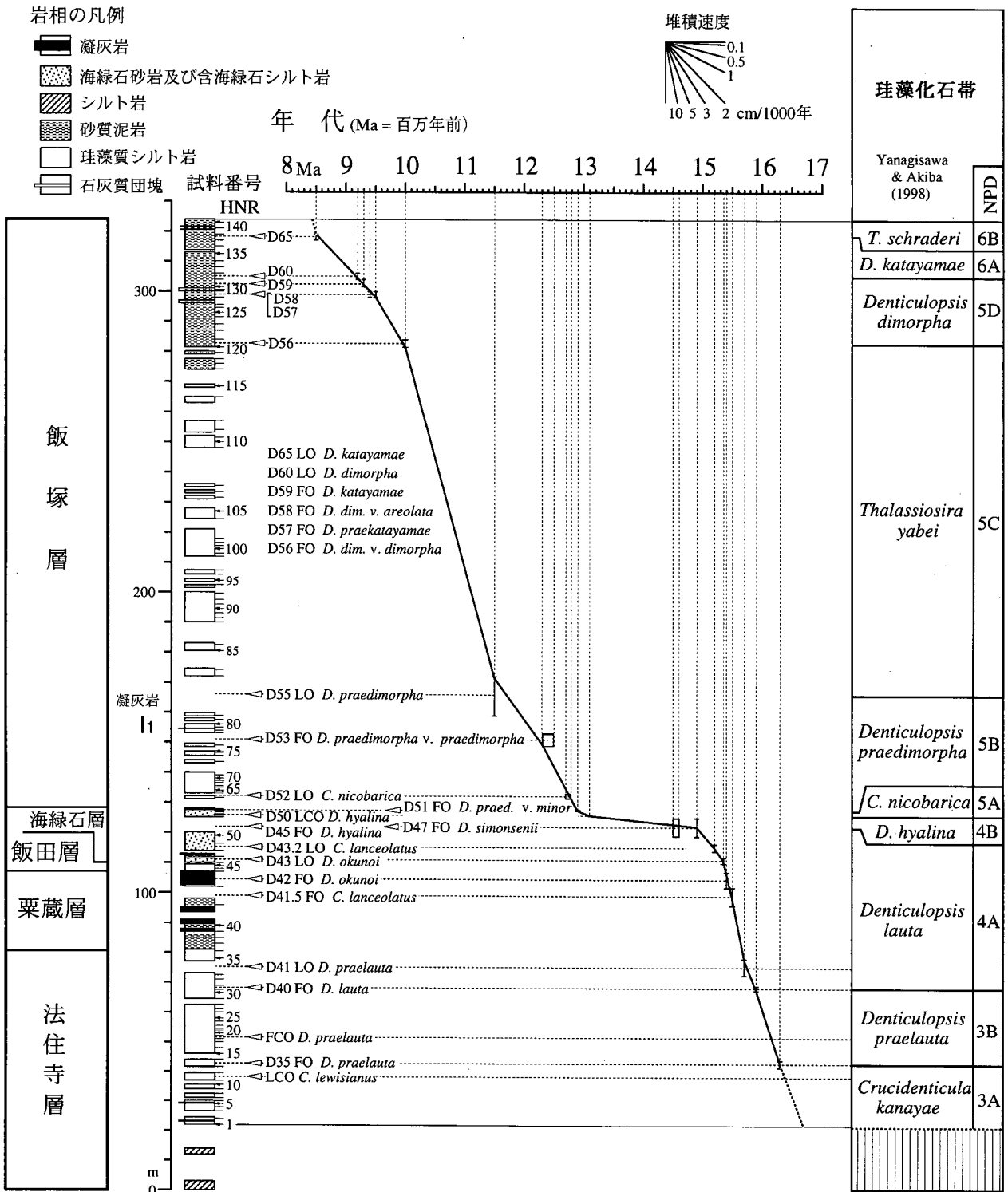
第2表 K-Ar 年代測定結果

試料番号	岩石	測定方法	放射年代値 (Ma)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ( $10^5 \text{ scc/g}$ )	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K (wt%)
NO258	ドレライト (貫入岩)	全岩	$13.6 \pm 0.8$	0.036	35.9	0.68
			$14.3 \pm 1.0$	0.038	30.5	0.68
			(平均) $13.9 \pm 0.6$			
NO13	単斜輝石デイサイト (合鹿層)	全岩	$25.3 \pm 1.3$	0.312	95.4	3.16
			$24.8 \pm 1.2$	0.305	95.8	3.13
			$25.4 \pm 1.3$	0.313	94.4	
			(平均) $25.2 \pm 1.3$			
NO303dt	かんらん石含有 単斜輝石斜方輝石安山岩 岩脈 (高洲山層)	全岩	$21.3 \pm 1.1$	0.059	78.8	0.71
			$20.5 \pm 1.0$	0.057	73.0	0.71
			(平均) $20.9 \pm 1.0$			

測定: (株)アレゲニー・テクノロジーズ・ジャパン (NO13のときは(株)テレダイン・ジャパン)

$^{40}\text{K}$ :  $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} / \text{yr}$ ,  $\lambda_\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} / \text{yr}$ ,  $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-2} \text{ atom\%}$

各試料の岩石記載は, 本文参照。



第6図 珠洲市般若川における珪藻化石層序と堆積速度  
 柳沢(1999)に基づく。下限は珠洲市法住寺、上限は珠洲市中ノ釜に相当。試料採取地点及び産出化石は柳沢(1999)を参照。柱状図右の数字はYanagisawa and Akiba (1998)による珪藻生層序基準面。FO: 初産出, FCO: 初多産出, LO: 終産出, LCO: 終多産出。NPDは化石帯のコード番号 (Yanagisawa and Akiba, 1998)。

の年代を考慮すれば、馬縞層の年代は約 23-19 Ma と考えられ、神和住層とほぼ同じである。

東印内層から飯塚層までの地層は、海成堆積物を主体とする地層である。これらの地層群は岩相変化が激しいため、地域によって異なる層序区分がなされてきた(第 3 図)。本報告では、基本的には従来の岩相層序区分を踏襲したが、近年微化石層序から明らかになった地質時代(船山, 1988; 柳沢, 1999)と堆積環境、更に海進・海退のサイクルを考慮した層序区分(第 6 図)を行い、区分の階層と定義を見直して、各地層を再定義または改称した。

東印内層は内湾-浅海堆積相である礫岩、砂岩及び黒色泥岩からなる。従来の東印内層は、本報告の東印内層と外洋性堆積相のシルト岩からなる法住寺層を合わせた地層として定義され使用されてきたが(増田, 1954; 船山, 1988 など)、内湾-浅海堆積相と外洋性堆積相は明確に区別されるので、本報告では内湾-浅海堆積相のみを東印内層として新たに定義した。法住寺層は従来珪藻質シルト岩に限定的に用いられ、同層準の珪質シルト岩及び石灰質シルト岩は赤神層と呼ばれることが多かった。しかし、珪藻質シルト岩と珪質シルト岩は続成の程度が違うだけで本来一連の堆積物であり(柳沢, 1999)、同時異相の石灰質シルト岩も本図幅地域で最初に出現する外洋性堆積物という性格は共通しているため、これらを法住寺層として一括した。栗蔵層は流紋岩火山活動によって形成された地層で岩相上の違いが大きいため、1つの層として区分する。飯田層と飯塚層はいずれも珪藻質シルト岩で特徴づけられる地層で、従来は両者を一括して扱うことが多かった。しかし、両者の間には海緑石砂岩の出現で特徴づけられる広域的にほとんど無堆積となる時期がある(第 6 図)。海緑石砂岩の出現は何らかの広域的なテクトニック・イベントを反映している可能性が大きく、その層準は不整合と同様の意味をもつ基準面と考えることができる。したがって、本報告では海緑石砂岩の上面を境界として、下位の飯田層と上位の飯塚層に区分した。

## II. 2 第四系

本図幅地域の第四系は段丘堆積物、地すべり堆積物(地すべり地塊を含む)、河川及び扇状地堆積物、砂洲及び砂丘堆積物、海浜堆積物、人工改変地に区分される。

段丘堆積物は、段丘面高度の違いに基づいて、大きく最高位段丘堆積物、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物及び低位段丘堆積物に区分される。更に、高位段丘堆積物は高位 1 段丘堆積物、高位 2 段丘堆積物及び高位 3 段丘堆積物に、中位段丘堆積物は中位 1 段丘堆積物、中位 2 段丘堆積物及び中位 3 段丘堆積物に区分される。高位及び中位段丘堆積物は、本図幅地域東部から南部の丘陵地

に平坦面をなして広く分布している。平坦面は標高の高い地域にも発達しており、海拔高度 300 m に最高位段丘堆積物がなす平坦面が認められる。最高位段丘堆積物は主にシルトからなり、礫を挟む。高位段丘堆積物は主に砂とシルトからなり、礫を挟む。中位段丘堆積物はシルト、砂及び礫からなる。珠洲市三崎町の中位段丘堆積物中には、特徴的な形態の珪質コンクリーションが含まれている(赤羽ほか, 2000)。低位段丘堆積物は若山川及び町野川などの流域に分布し、主に砂、シルト及び礫からなる。最高位段丘堆積物から中位段丘堆積物は海成、低位段丘堆積物は河成と考えられる。

地すべり堆積物は、本図幅地域内各地に多数分布する。その多くは岩盤すべりで移動したブロック、または、それが破碎された岩屑からなる。珠洲市馬縞町には長径約 1 km のブロックが地層境界を越えて移動している例が見られる。地すべりは東印内層の黒色泥岩及び砂岩の分布域、栗蔵層の流紋岩火砕岩及び凝灰質砂岩の分布域に特に多い。また、地層がその傾斜方向にすべっている例が多数認められる。

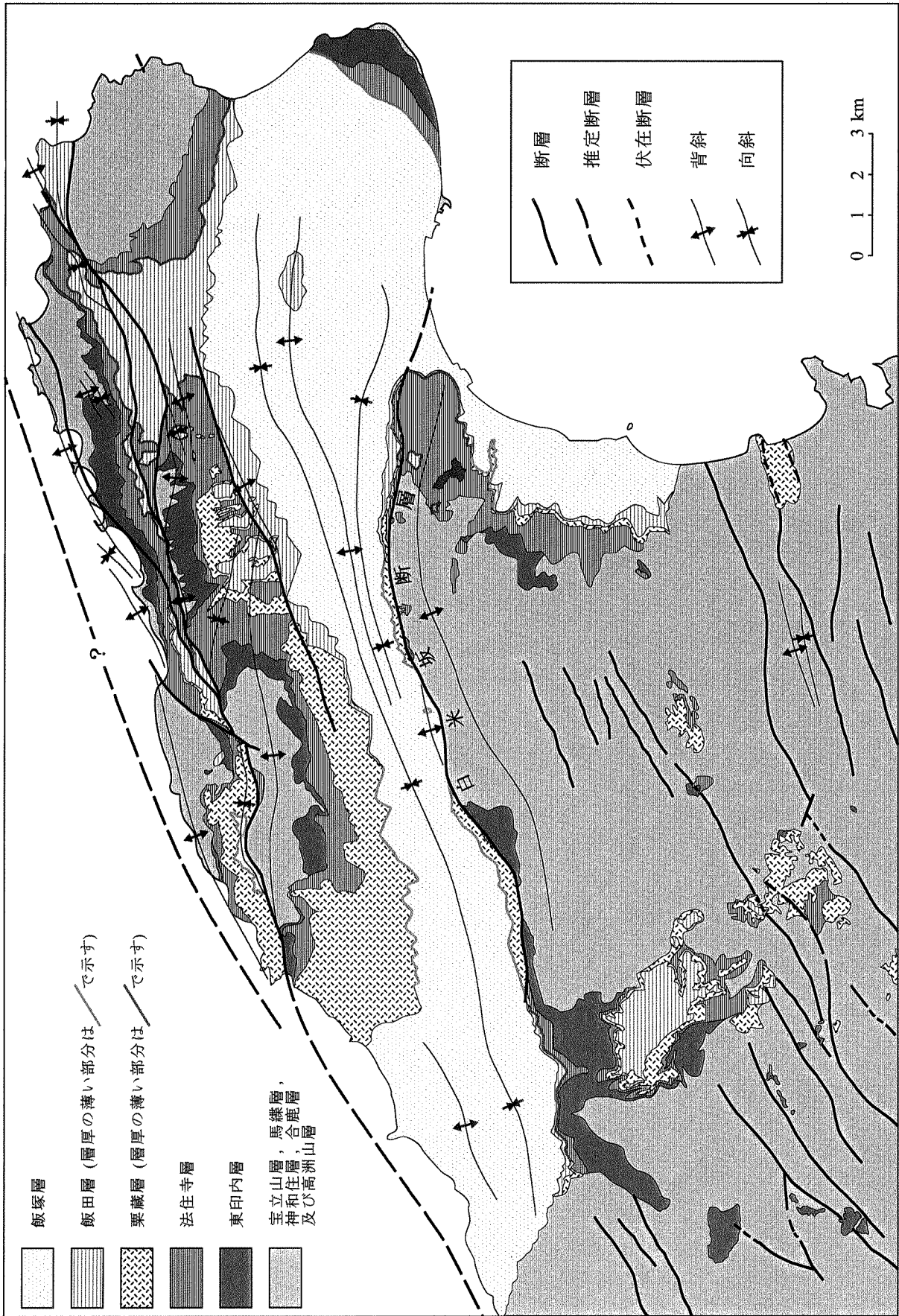
河川及び扇状地堆積物、砂洲及び砂丘堆積物、及び海浜堆積物は主に海岸沿いと河川の流路に分布している。河川及び扇状地堆積物は飯田湾周辺と町野川及びその支流の流域に多い。砂洲及び砂丘堆積物は珠洲市三崎町宇治と飯田湾沿岸部、輪島市町野町に海岸線に沿って分布している。海浜堆積物は各地の海岸沿いに小規模に分布する。いずれも砂質の碎屑物からなる。その他、各地の海岸に小規模な港湾埋め立て地がある。

## II. 3 地質構造

本図幅地域の第三系は北東-南西から東西方向に褶曲し、同方向の逆断層または正断層に切られている(第 7 図)。数ある断層のうち、中央部をほぼ東西に伸びる白米坂断層(Ishida, 1959)は、断層を挟んで接する地層の層位と断層面の傾斜から、見かけ上、変位が最も大きな逆断層と判断される。しかも、その南側と北側では地質構造や地層の分布・層厚に顕著な違いがある。

白米坂断層より南側には主に東印内層より下位の地層が広く分布しており、多数の北東-南西ないし東西方向の断層に断たれている。これらの断層は多くが南落ち正断層、一部北落ち正断層で、観察された断層面はいずれも高角である。断層の傾斜側にある地層は断層に向かって傾斜し、しかも、下位の地層ほど傾斜が大きい。したがって、これらの断層は地層の形成時期に活動していた成長断層と考えられる(第 V 章参照)。

一方、白米坂断層より北側では主に東印内層-飯塚層が広く分布しており、多数の褶曲と逆断層が繰り返す。褶曲は東北東-西南西ないし東西方向に伸び、ほぼ同方向の逆断層が例外なく背斜の北翼を切っている。このよ



第7図 本図幅地域の地質構造と海成層の分布

うな変形様式から類推すると、能登半島北側の海域にも逆断層が伏在していると考えられる（第7図）。

東印内層-飯塚層は、白米坂断層より北側のほとんどの地域でほぼ整合に累重しており、層厚も大きい。しかし、白米坂断層より南側では急激に薄くなり、下位の陸成層のなす地塊の北及び東に開いた谷を埋めるように内陸側にオンラップしている。すなわち、白米坂断層はこれら海成層の堆積当時に堆積盆南限を境する地形的な境界で、東印内層堆積時には既に北落ちの正断層として活動していたと考えられる。現在観察される白米坂断層は、南側の宝立山層が北側の海成層の地層境界及び褶曲構造を切って上昇する逆断層である。これは、海成層堆積後に南北方向の圧縮により、多数の褶曲が形成されるとともに、正断層であった白米坂断層が逆断層に転じたことを意味する。白米坂断層より北に位置する多数の逆断層

も、同様に南側が北側にのし上げる形態が多い。ただし、これらがもともと正断層であったかどうかはわからない。

本図幅地域は、段丘堆積物の高度分布から第四紀を通じて隆起傾向にあり、隆起速度は1 m/1000年と推定されている（活断層研究会編，1991）。太田ほか（1976）は本図幅地域南部に活断層（滝ノ坊断層）の存在を指摘している。また、太田・平川（1979）は、禄剛崎南方に東西方向の活褶曲があるものと考えている。ただし、いずれも現在活動中である確証は得られていないため、地質図には示していない。

能登半島周辺では海域を震央とする地震が時々発生しており、近年では1993年2月7日に、能登半島東方沖を震源とするマグニチュード6.6の地震が発生した。この地震では輪島で震度5を観測し、珠洲市を中心に被害が報告されている（気象庁地震津波監視課ほか，1995）。

### III. 第三系

(吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫)

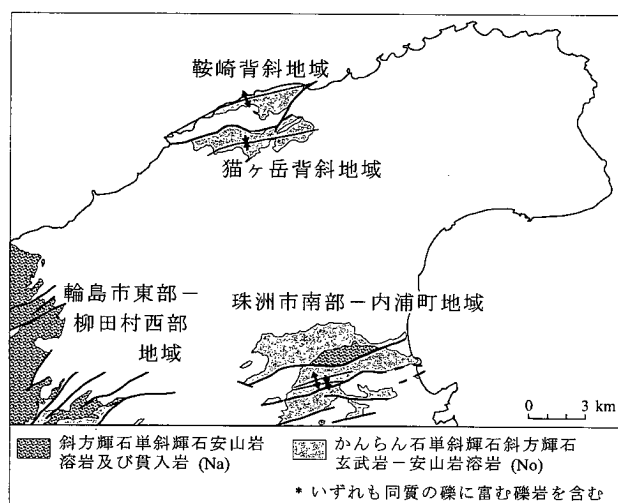
本図幅地域の第三系は下位より高洲山層、合鹿層、神和住層（北部では馬縹層）、宝立山層、東印内層、法住寺層、栗蔵層、飯田層、飯塚層に区別される。高洲山層から宝立山層には多くのシル、岩脈または岩株が貫入している。このうち、深成岩としての岩相を示すのは高洲山層に貫入する閃緑岩のみで、従来から忍閃緑岩(Ishida, 1959)と呼ばれて他とは区別されてきた。したがって、本報告ではこれを独立させて扱う。それ以外の貫入岩は、高洲山層から宝立山層を貫入しているが、その活動時期は必ずしも特定できないので、本報告では単に貫入岩として一括する。ただし、野外での産状から活動時期が特定できるものは、貫入岩の産状であってもその層に属する火山岩に含めた。

#### III. 1 <sup>こうのすやま</sup>高洲山層(Na, No, Nc)

**地層名** 増田(1954)の高洲山火山岩を改称し、再定義した。

**模式地** 増田(1954)では模式地は定義されていないが、地層名の由来となった西隣「輪島」図幅内の高洲山一帯と想定される。本図幅地域内では柳田村中芥から当目周辺に比較的良好な露出が見られる。

**分布及び層厚** 本図幅地域内では高洲山層は輪島市東部から柳田村西部の丘陵地に最も広く分布し、次いで珠洲市南部から内浦町地域、図幅北部の猫ヶ岳背斜及び鞍崎背斜軸部にまとまって分布する(第8図)。層厚は断層が多いため不正確であるが、高洲山山地で最大1,200 m



第8図 高洲山層の分布地域

以上ある。

**層序関係** 本図幅地域では第三系の最下部にあたる。

**岩相** 高洲山層は安山岩溶岩・貫入岩を主体とし、礫岩及び砂岩を伴う。安山岩溶岩・貫入岩は風化及び変質が著しく、赤褐色化しているほか、しばしばシリカ鉱物及び炭酸塩鉱物に充填された脈や孔隙が認められる。溶岩・貫入岩の多くは、斜方輝石単斜輝石安山岩とかんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩-安山岩である。礫岩及び砂岩は溶岩と指交して普遍的に産するが、いずれも薄い。

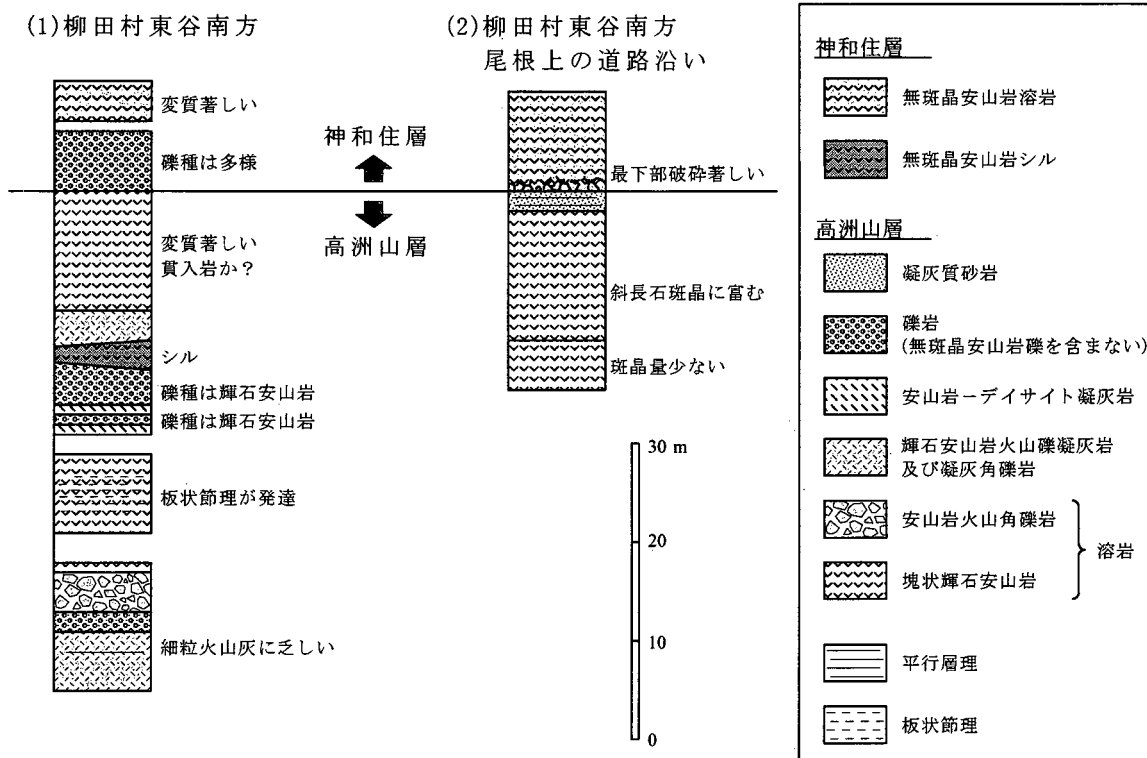
以下では、本層を、主たる構成物に応じて、斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩及び貫入岩からなる岩相(Na)、かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩-安山岩溶岩からなる岩相(No)、及び礫岩を主体とする岩相(Nc)に区分してそれぞれの岩相の特徴、地域ごとの特徴の順に記載する。各岩相は、ときにデイサイト-安山岩火砕岩を伴う。

斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩及び貫入岩 (Na)

斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩及び貫入岩(Na)は、柳田村西部から輪島市東部にかけて広く分布するほか、珠洲市宝立町馬渡、内浦山口付近にも孤立して分布している。また、地質図には示していないが、珠洲市片岩町の海岸に礫岩を貫く岩脈またはシルとして産する。一部には斑晶にオパサイト化の著しい普通角閃石を含む角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩がみられるが、その分布は珠洲市馬渡、柳田村当目及び北河内北西方に限られており、地質図では一括して区分した。

斜方輝石単斜輝石安山岩は、変質して暗青灰色、暗青褐色、灰緑色など多様な色を呈するが、風化露頭では赤褐色化していることが多い。主に塊状安山岩と安山岩火山角礫岩からなるブロック溶岩の産状を示し、ときに礫岩、砂岩や、デイサイトもしくは安山岩組成の凝灰岩、火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩を挟む(第9図)。溶岩塊状部には板状節理が発達することがある。貫入岩は本図幅地域西端部に多く、シルまたは岩脈の産状を示すが、露出の悪い地域では産状が不明なことも少なくない。溶岩、貫入岩とも斑晶は斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱であるが、単斜輝石と斜方輝石の量比はほぼ同等である。粗粒な斜長石斑晶に富む。石基は通常微晶質-隠微晶質で、ガラス質なこともある。まれにかんらん石を含有することがある。

角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩は、暗青灰色、暗赤紫褐色を呈するブロック溶岩である。馬渡ではブロック溶岩の上部を構成する火山角礫岩の上に礫岩が重なる。角



第9図 高洲山層の産状を示す柱状図

閃石は酸化普通角閃石で、肉眼では 5-8 mm 大の粗粒な斜長石斑晶が目立つ。

**岩石記載** 斜方輝石単斜輝石安山岩 (NO328:GSJ R77928)

産地：柳田村東谷。

産状：溶岩上部の火山角礫岩。

斑晶：斜長石，単斜輝石，斜方輝石。

斜長石は径 1.5 mm 以下で，ほぼ自形を呈し，累帯構造を示すものが多い。単斜輝石は径 2.5 mm 以下で柱状-粒状，斜方輝石は長径 0.5 mm 以下で，長柱状を呈するが，変質しているものが多い。

石基：斜長石，鉄鈹，ガラス，斜方輝石，単斜輝石。

斜長石は長径 0.08 mm 以下，斜方輝石は長径 0.1 mm 以下，単斜輝石及び鉄鈹は微細で，インターサータルないしインターグラニューラー組織を示す。

**岩石記載** 角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩 (NO124:GSJ R77916)

産地：珠洲市宝立町二口。

産状：溶岩の塊状部。

斑晶：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鈹，角閃石。

斜長石は 2.2 mm 以下で，その多くは汚濁し，あるいは累帯している。融食形も見られる。単斜輝石は長径 1.8 mm 以下で柱状-粒状，斜方輝石は長径 0.8 mm 以下で，柱状を呈する。鉄鈹は径 0.6 mm 以下である。

角閃石は長径 1.5 mm 以下で，酸化して赤褐色を呈する。しばしばオパサイト化している。集斑晶が見られる。

石基：ガラス，斜長石，斜方輝石，鉄鈹。

斜長石は 0.25 mm 以下，斜方輝石は 0.15 mm 以下，鉄鈹は 0.01 mm 以下で，ハイアロピリティック組織を示す。不定形の気泡が見られる。

**かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩-安山岩溶岩 (No)**

かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩-安山岩溶岩 (No) は，塊状部と火山角礫岩部からなるブロック溶岩である (第 10 図)。猫ヶ岳背斜，鞍崎背斜及び珠洲市南部-内浦町地域に広く分布し，本図幅地域南西端付近にも分布する (第 8 図)。かんらん石斑晶の量は多様で，岩質も安山岩から玄武岩まで幅がある。斜長石の粗粒斑晶に富む斑状組織を示す。変質しており，暗灰色，緑褐色，暗青灰色などを呈することが多いが，風化して赤褐色となる。礫岩及び砂岩，ときにデイサイトないし安山岩の凝灰岩，火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩を挟む。また，まれに同質の岩脈を伴う。

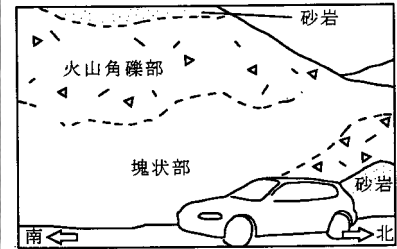
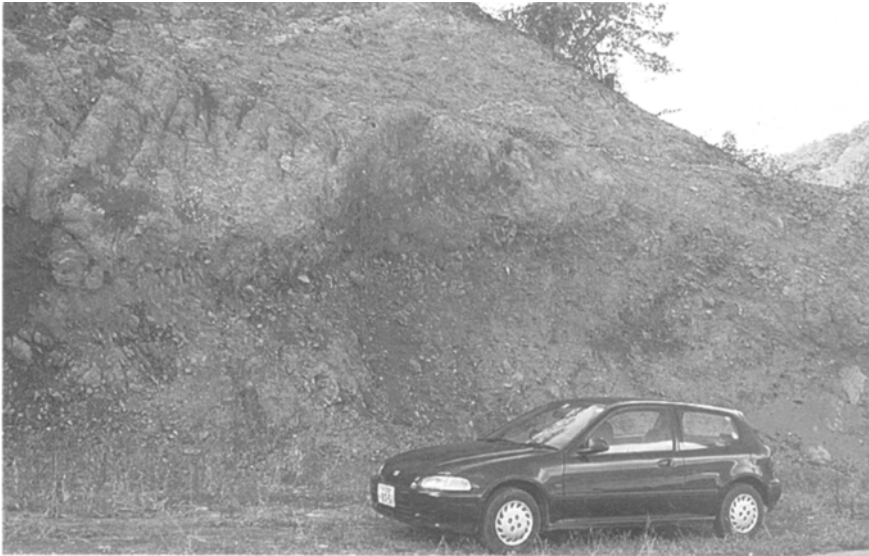
**岩石記載** かんらん石含有単斜輝石斜方輝石安山岩 (NO303dt:GSJ R77926)

産地：内浦町滝ノ坊西方。

産状：厚い火山角礫岩を貫く同質の岩脈。

斑晶：斜長石，斜方輝石，単斜輝石，かんらん石，鉄





第 10 図 高洲山層かんらん石含有輝石安山岩溶岩  
柳田村中斉の露頭。溶岩は自破碎が進み、上下に火山角礫岩(流動角礫岩)が認められる。溶岩の上位及び下位の砂岩はいずれも赤褐色化している。

鉱。

斑晶量は多い。斜長石は長径 3.5 mm 以下で、ふるい状に汚濁したもの、累帯構造を呈するものがある。斜方輝石は長径 2.5 mm 以下で主に長柱状、単斜輝石は長径 2.0 mm 以下で、短柱状-粒状を呈する。かんらん石は径 0.8 mm 以下で、骸晶をなすものもみられ、完全に変質している。鉄鉱は 0.2 mm 以下で、輝石の縁に多い。

石基：斜長石、単斜輝石、ガラス、鉄鉱、斜方輝石。

斜長石は 0.4 mm 以下、単斜輝石は 0.1 mm 以下、鉄鉱は 0.1 mm 以下、斜方輝石は 0.1 mm 以下で、いずれもほぼ新鮮である。インターサタル組織を示す。

#### 岩石記載 単斜輝石斜方輝石かんらん石安山岩 (NO311:GSJ R77927)

産地：内浦町恋路西方。

産状：溶岩の塊状部。

斑晶：斜長石、かんらん石、単斜輝石、斜方輝石。

斑晶量は多い。斜長石は 2.5 mm 以下で、汚濁したもの、累帯構造を呈するものが多い。かんらん石は 20 mm 以下で、薄い反応縁をもち、部分的に変質している。単斜輝石は長径 1.5 mm 以下、斜方輝石は長径 0.5 mm 以下で、融食を受けた形態を呈するものが多い。

石基：斜長石、ガラス、単斜輝石、鉄鉱、斜方輝石。

斜長石は長径 0.2 mm 以下、単斜輝石は長径 0.1 mm 以下である。鉄鉱は径 0.05 mm 以下で、斜方輝石は長径 0.1 mm 以下である。インターサタル組織を示す。

礫岩 (凝灰質砂岩及び安山岩火砕岩を伴う) (Nc)

この岩相は、礫岩を主体とし、凝灰質砂岩及びデイサイトないし安山岩組成の凝灰岩、火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩を伴う。安山岩-玄武岩の溶岩と指交し、本図幅地域南部及び西端部に分布する。特に高洲山層の最上部で卓越する。礫岩を構成する礫は高洲山層の火山岩類起源のものが多い。円磨度は円-垂角礫程度であるが、溶岩の直上などでは角礫となっている。礫径は変化が大きいが、一般に最大径 20-35 cm 程度で、基質支持である。顕著な級化成層構造は見られず、塊状で無構造のことが多い。しばしばクサリ礫になっている。

礫岩に挟在する凝灰質砂岩及びデイサイトないし安山岩組成の凝灰岩、火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩は薄く、ふつう層厚数 m 以下である。凝灰質砂岩は一般に赤褐色、灰褐色を呈する。比較的良く淘汰されているが、しばしば細礫を含む。多くは塊状で、ときに平行-斜交層理を示す。デイサイトないし安山岩組成の凝灰岩、火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩は一般に塊状で、淘汰が悪く、暗赤褐色を呈する。珠洲市馬渡では層厚 15 m 以上の輝石安山岩火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩が 2 層あり、かんらん石単斜輝石安山岩岩脈・シルが貫入している。この火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩は側方への連続が悪く、地形的な凹地にのみ堆積した可能性が大きい。

本層の礫岩は、神和住層及び東印内層最下部の礫岩と似ているため、孤立して分布している場合は識別が難しい。本報告では無斑晶安山岩の礫を含まないことで神和住層及び東印内層最下部の礫岩と区別した。これは本層中に無斑晶安山岩がほとんど見あたらないことによる。ただし、風化及び変質の著しい場合は高洲山層の輝石安山岩の斑晶に乏しい岩相と無斑晶安山岩との判別が難し

く、また無斑晶安山岩の分布しない地域では礫岩の区分も困難なことがある。

#### 地域ごとの岩相の特徴

##### 輪島市東部-柳田村西部地域

この地域の高洲山層は、久保(1953)の白坂山両輝石安山岩の一部、増田(1954)の高洲山火山岩類に相当する。斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩及び貫入岩(Na)を主体とし、礫岩及び凝灰質砂岩(Nc)を挟む。南部の柳田村中芥付近には、かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩-安山岩溶岩(No)が小規模に分布する。全体の構造は南東から北西に向かって上位の地層が10-20°北に傾斜して単調に重なるが、数本の東北東-西南西方向の断層で断たれており、ここでは傾斜がやや急になり30-40°となる。南部の柳田村当目周辺では斜方輝石単斜輝石安山岩の溶岩が卓越するが、上位の柳田村北河内へ向かうにつれて礫岩及び同質の火砕岩を挟在するようになる。この地域の安山岩は、ときに石英及び黒雲母の捕獲結晶を含む。柳田村当目周辺では角閃石含有輝石安山岩を伴う。角閃石斑晶の量は少なく、肉眼的には角閃石を含まない輝石安山岩と区別がつかないことがある。かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩-安山岩(No)は主に溶岩で、まれに貫入岩が見られる。

輪島市忍町からその西方の「輪島」図幅内の小富士山、鉢伏山、高洲山にかけては、主に斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩(Na)が、礫岩及び凝灰質砂岩(Nc)と互層している。東端部で忍閃緑岩の貫入を受け、一部に緑れん石が認められるなど著しく変質している。接触部では傾斜も40°前後と南方の当目周辺よりも急になっている。忍閃

緑岩の周辺には溶岩と同質の岩脈やシルが多産する(第11図)。その出現頻度は忍閃緑岩から離れるにつれて低下する。このことは、安山岩溶岩の噴出・貫入時期が忍閃緑岩の貫入時期とほぼ重複していることを示唆する。安山岩の多くは斑晶に富み、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱、まれに普通角閃石を含む。本図幅西端部から「輪島」図幅地域の輪島市小富士山周辺に分布する安山岩は、他と比べて斑晶が少なく、まれに少量のかんらん石を含むことがあるなどやや玄武岩に近い。ただし、変質が著しく、本図幅地域内での出現がわずかなため、本報告では斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩を主とする岩相に一括した。

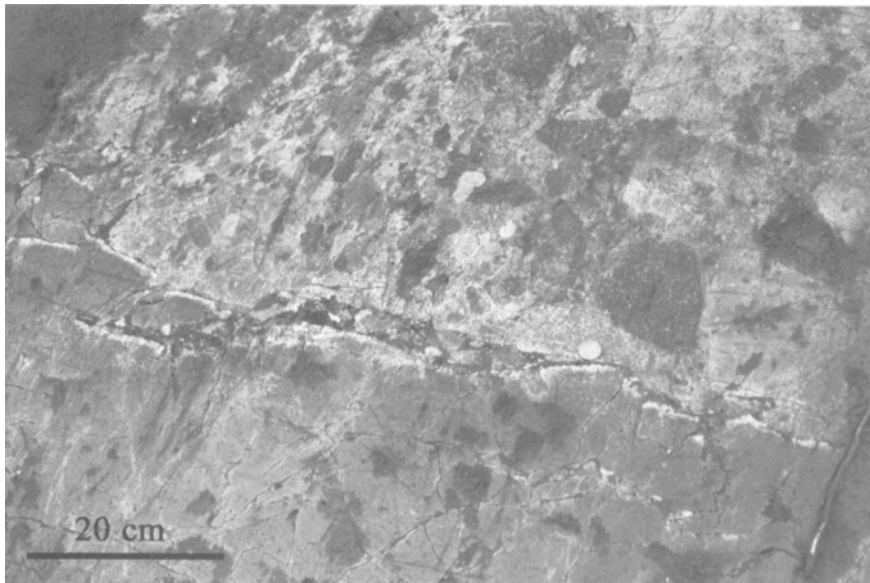
##### 珠洲市南部-内浦町地域

この地域では、主にかんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩-安山岩(No)の溶岩と礫岩、凝灰質砂岩(Nc)の互層が分布する。馬渡東方の角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩(Na)はひとつのまとまった岩体をなす。局所的に南傾斜も認められるが、全体としては10-20°程度北に傾いている。

内浦町上周辺には数枚の溶岩が累重しており、上位に30 m以上の厚い凝灰質砂岩及び礫岩が重なる。溶岩の上面は起伏に富み、礫岩はその起伏を埋めてレンズ状をなしていることが多い。内浦放牧場西方に分布する礫岩は、上部にまれにデイサイト凝灰岩を挟む。

##### 猫ヶ岳背斜地域

この地域の高洲山層は、鈴木・久保(1953)の角間輝石安山岩層、石田・増田(1956)の角間火山岩類のそれぞれ一部に相当する。この地域に分布するのはかんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩-安山岩の溶岩を主体とする岩相



第11図 高洲山層の礫岩に貫入する輝石安山岩シル  
柳田村北河内北方、尾根の林道。礫岩(上)に貫入する塊状輝石安山岩シル(下)。境界は明瞭で、ほぼ平滑である。

(No)で、同質の火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩及び礫岩を挟む。猫ヶ岳周辺の溶岩はかんらん石の量がやや多く、見平岳周辺の溶岩はかんらん石に乏しい。このことは、これらが別個の2つの火山体をなしている可能性を示唆する。全体に西方ほど石基の粒度が粗粒になる傾向がある。斑晶は細粒で、斜長石に富むが、ソーシユライト化が著しい。有色鉱物は完全に変質している。特に猫ヶ岳周辺では変質が著しい。猫ヶ岳東方で溶岩に挟まれる火山礫凝灰岩には角閃石輝石安山岩岩塊が含まれている。

#### 鞍崎背斜地域

この地域の高洲山層は、鈴木・久保(1953)の角閃輝石安山岩層、石田・増田(1956)の角閃火山岩類のそれぞれ一部に相当し、鈴木・久保(1953)の鞍崎石英安山岩層を含む。この地域にはかんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩-安山岩(No)に区分したかんらん石含有輝石安山岩と礫岩及び凝灰質砂岩(Nc)が分布している。かんらん石含有輝石安山岩は主に溶岩で、塊状-火山角礫岩状を呈し、しばしば玄武岩-ドレライトの捕獲岩を含む。大谷町の海岸に産する火山角礫岩にはジグソー割れ目が認められる。この他、珠洲市片岩町の海岸には数本の斜方輝石単斜輝石安山岩の岩脈またはシルが礫岩及び凝灰質砂岩(Nc)を貫いているが、小規模なため地質図では省略した。

**化石** 高洲山層からの化石の産出は少ない。山野井(1989)は、柳田村中芥のシルト質泥岩から阿仁合型植物群に相当する花粉組成を報告している。

**年代** 本図幅地域内の高洲山層及び周辺地域の“穴水層”の放射年代を第5図に示す。内浦町滝ノ坊西方に分布するかんらん石含有単斜輝石斜方輝石安山岩貫入岩から  $20.9 \pm 1.0$  Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られた(第2表)。これは厚い火山角礫岩を貫く同質の岩脈として産するため、火山角礫岩の供給岩脈と判断し、年代測定試料としたが、後の時代の貫入岩である可能性もある。本層の放射年代は 29-20 Ma と非常に幅がある。ただし、高洲山層に貫入する忍閃緑岩からは、 $28.9 \pm 1.0$  Ma の全岩 K-Ar 放射年代値が報告されている(柴田ほか, 1984)ほか、高洲山層を覆う合鹿層から約 25 Ma の年代値が得られた(後述)。高洲山層及び“穴水層”は一般に変質していることから、若い年代値はその影響を受けている可能性がある。したがって、高洲山層は漸新世に形成されたと考えられる。

### III. 2 忍閃緑岩(Sd)

忍閃緑岩(Ishida, 1959)は、輪島市忍町を中心とした半径約 1.5 km の範囲に分布し、高洲山層の輝石安山岩溶岩、礫岩に貫入している。登坂(1986)は本岩体の岩相区分を行い、細粒石英閃緑岩、中粒-粗粒石英閃緑岩、細粒はんれい岩、粗粒はんれい岩及び細粒岩相の5相に区分している。それによると、忍閃緑岩は小規模ながら

累帯構造を成しているようであるが、貫入関係などの詳しい記載はない。中心となる岩相は角閃石閃緑岩で、普通角閃石及び鉄鉱を普遍的に含むほか、黒雲母、単斜輝石を含むことが多い。しばしば変質が著しく、普通角閃石は緑泥石に変わっている。また、変質していない単斜輝石もポイキリティックまたはダイアレイジ状で、汚濁が著しい。ときに苦鉄質鉱物の量が多く、はんれい岩に近い岩質も認められる。岩体の周縁部は細粒閃緑斑岩-安山岩からなる。露出がよくないため明確ではないが、中心部の粗粒な岩相に漸移しているように見える。

本岩体周辺の高洲山層は著しく変質し、一部では2次的に硫化鉱物が生成している(上松ほか, 1995)。また、忍閃緑岩周辺の高洲山層には輝石安山岩貫入岩が多く見られる。これらのことや構成岩相から判断して、忍閃緑岩はそれらの給源となったマグマだまりをなしていた可能性がある。

**年代** 忍閃緑岩からは、 $28.9 \pm 1.0$  Ma の全岩 K-Ar 放射年代値が報告されている(柴田ほか, 1984)。この年代値は、周辺の高洲山層の年代値の多くよりも古く、忍閃緑岩の熱の影響を受けた高洲山層の年代が若返っていることを示唆する。忍閃緑岩の北東端部では、最も粗粒な岩相が東印内層の礫岩に覆われ、かつ礫として多量に取り込まれている。このことは、東印内層堆積時には忍閃緑岩が地表に露出していて削剝を受けたことを示している。

#### 岩石記載 黒雲母単斜輝石角閃石閃緑岩(NO496:GSJR77934)

産地: 輪島市東山町南方。

産状: 貫入岩。

主成分鉱物: 斜長石, 角閃石, 鉄鉱, 単斜輝石, 黒雲母, 石英。

斜長石は 4.5 mm 以下で、多くは自形に近い。角閃石は 2.0 mm 以下で、変質が進み、一部は緑泥石に変わっている。鉄鉱と黒雲母はしばしば相伴って産し、黒雲母が鉄鉱を取り込んで成長していることがある。単斜輝石は 5.0 mm 以下で、汚濁が著しい。石英は他の鉱物の粒間を埋めている。

副成分鉱物: スフェーン, ジルコン。

### III. 3 合鹿層(Gt, Gd)

**地層名** 新称。合鹿層は、柳田村地域では保科(1984)の柳田層下部軽石凝灰岩部層にはほぼ一致する(第3図)。また、Ishida(1959)及び粕野ほか(1965)の柳田層の一部に相当する。また、従来穴水層の一部とされていた輝石デイサイトを含む。

**模式地** 柳田村合鹿周辺。

**分布及び層厚** 合鹿層は本図幅地域南部の柳田村合鹿

周辺に主に分布するほか、西端部の柳田村北河内西方、輪島市野田町にも分布している。本図幅地域内での最大層厚は約 200 m である。

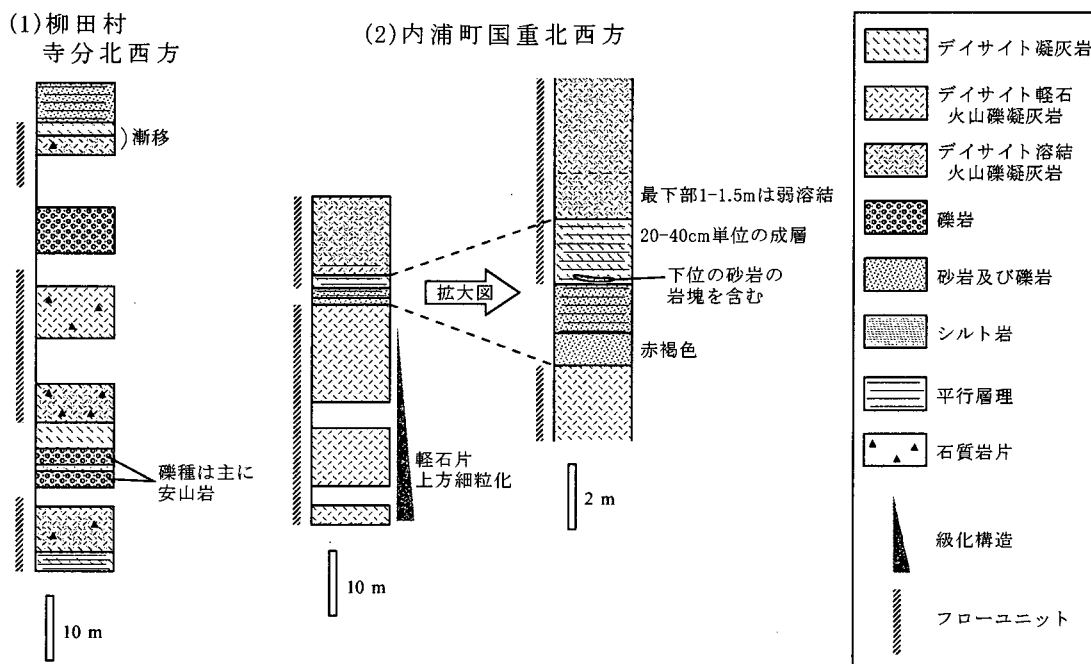
**層序関係** 柳田村久田及び桐畑では合鹿層の非溶結火山礫凝灰岩が高洲山層のかんらん石単斜輝石斜方輝石安山岩溶岩を覆っており、境界はやや凹凸に富んでいる。本図幅地域西部では、境界を直接観察できる露頭はないが、高洲山層の輝石安山岩溶岩に対し、合鹿層の溶結火山礫凝灰岩が非調和に重なって分布している。また、本図幅地域南部では高洲山層の礫岩に、調和的に重なっている。このように高洲山層の様々な岩相を覆うことから、どれほどの時間的及び構造的な差があるのか明確ではないが、両者は不整合関係にあると考えた。

**岩相** 合鹿層は主に礫岩、砂岩及びシルト岩を挟在する単斜輝石デイサイト火砕岩 (Gt) からなり、輝石デイサイト (Gd) を伴う。

単斜輝石デイサイト火砕岩は、多くが溶結-非溶結の火山礫凝灰岩-凝灰岩からなる火砕流堆積物である。強溶結を示す下部、非溶結の上部からなる塊状の火山礫凝灰岩が主体をなし、基底に成層した凝灰岩 (グラウンドサージ堆積物) を伴う (第 12 図)。フローユニットの厚さは上限下限を確認できる例が少ないが、産状から判断して一般に 20-30 m 程度である。溶結部と非溶結部の比率は一定せず、柳田村小間生では厚さ 20 m 以上に及ぶ溶結部の上位に、約 3 m の弱溶結部と約 2 m の非溶結

部があるのが認められる。柳田村鈴ヶ峰の採石場跡では厚さ 8 m 以上の溶結部、約 6 m の弱溶結部、7 m 以上の非溶結部が観察できる (第 13 図)。溶結部は赤褐色-赤紫灰色を呈し、斜長石片に富む。断面では本質レンズが並ぶユータキシティック構造を示し (第 14 図)、本質レンズはときに長さ 20 cm 近くに及ぶこともある。新鮮な断面では本質レンズが見分けにくく、デイサイト溶岩と誤認しやすい。合鹿東方では溶結凝灰岩が部分的に角礫岩状に破碎され、基質をその碎屑物と粘土鉱物が充填している構造が観察されたが、これはスパイラルの一種と考えられる。非溶結部は淡灰褐色-淡紫灰色を呈し、塊状で、淘汰は一般に悪い。軽石がやや偏平化していることもある。フローユニット主部の火山礫凝灰岩は、径数 cm 以下の安山岩もしくはデイサイトの石質岩片を含む。火砕流堆積物の基底をなすグラウンドサージ堆積物は、厚さ数 10 cm から 1 m 程度単位のほぼ平行な成層構造をなすことが多い。淡灰褐-淡黄褐色、ときに淡赤白色を呈する。細粒の火山灰と少量の軽石から構成され、淘汰は比較的良い。ときに火砕流堆積物の直下に降下堆積物起源と思われる淘汰の良い細粒凝灰岩を伴うことがある。これらは塊状を呈するか、もしくは緩く波曲した層理が見られるほか、火山豆石を含むことがある。淡灰白色-淡黄緑褐色を呈する。

砂岩、礫岩及びシルト岩は、一般に塊状で、層厚数 m と薄い。側方への連続性は悪く、厚さ数 10 cm から



第 12 図 合鹿層デイサイト火砕岩の産状を示す柱状図

(1)では礫岩を挟みながら、3枚の火砕流堆積物が累積している様子が観察される。いずれも部分的に溶結している。(2)では2枚の火砕流堆積物の間に薄い砂岩が挟在する。(1),(2)とも火砕流堆積物の基底には比較的淘汰の良い細粒の火砕物からなる成層した凝灰岩を伴うことが多く、グラウンドサージ堆積物と考えられる。



第 13 図 合鹿層の火砕流堆積物

柳田村鈴ヶ嶺南方。デイサイト火砕岩の溶結部から非溶結部の断面。溶結部には柱状節理が発達し、強溶結部には更に板状節理が発達する。非溶結部はほぼ均質無構造で、長径 13 cm 以下の軽石片に富む。崖の高さは約 20 m。

数 m のデイサイト軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩を挟むことがある。砂岩及び礫岩に挟在するデイサイト軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩は塊状で、淘汰は比較的良い。礫岩の礫種は主に高洲山層の安山岩で、合鹿層起源の礫は少ない。

輝石デイサイトは、珠洲市大谷町作ヶ平、柳田村久田東方及び東谷東方の限られた狭い範囲に分布する。基質がガラス質で、粗粒な斜長石斑晶及び集斑晶が目立つ。

作ヶ平に分布する単斜輝石デイサイトは、流理が明瞭で、青灰色、風化して白色-紫灰色を呈する。周囲の高洲山層かんらん石輝石安山岩との関係はわかっていないが、分布形態から貫入岩の可能性が大きい。東谷東方の輝石デイサイトは火山角礫岩状で、ブロック溶岩と考えられる。久田東方の輝石デイサイトは、露出が悪いため

産状は不明である。両者とも周囲の地層との直接の関係は観察できないが、本報告では、分布状況及び岩質から合鹿層に含めた。

#### 岩石記載 単斜輝石デイサイト (NO13:GSJ R77913)

産地：珠洲市大谷町作ヶ平。

産状：分布形態から貫入岩と考えられる。

斑晶：斜長石、鉄鋳、単斜輝石。

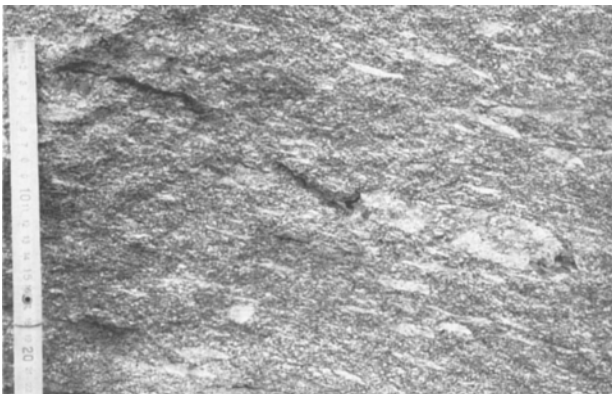
斜長石は長径 3.0 mm 以下で、ほぼ自形に近いものが多い。累帯構造を呈するものを含む。鉄鋳は径 0.3 mm 以下、単斜輝石は長径 0.7 mm 以下で、劈開に沿って粘土鋳物化している。集斑晶が見られる。

石基：ガラス、斜長石、鉄鋳。

斜長石は 0.1 mm 以下、鉄鋳は微細で、ハイアロピリティック組織を示す。

化石 本層からは珪化木、植物化石が産する。

年代 柳田村多々羅の合鹿層デイサイト溶結火山礫凝灰岩から  $24.5 \pm 1.5$  Ma のジルコンのフィッション・トラック年代が得られた(第 1 表)。また、珠洲市大谷町作ヶ平の輝石デイサイトから  $25.2 \pm 1.3$  Ma の全岩 K-Ar 年代が得られた(第 2 表)。これらの値は本層が後期漸新世末-前期中新世初頭に形成されたことを示唆する。柳田村小間生の溶結凝灰岩については、塚本(1988)によって  $14.5 \pm 0.5$  Ma の全岩 K-Ar 年代が報告されているが、この値は後述の栗蔵層岩倉山流紋岩の年代値よりも新しく、検討を要する。



第 14 図 合鹿層デイサイト溶結火山礫凝灰岩の断面  
柳田村合鹿南方。扁平なガラスレンズが目立つ。

### III. 4 神和住層 (Kg, Ks)

**地層名** 新称. 神和住層は, Ishida (1959)及び粕野ほか(1965)の柳田層の一部に相当し, 保科(1984)が柳田村地域で柳田層中部無斑晶質安山岩部層とした地層にほぼ一致する(第3図).

**模式地** 柳田村神和住周辺及び黒川周辺.

**分布及び層厚** 神和住層は神和住など主に本図幅地域南西部に分布するほか, 南東部の内浦町山口ダム周辺, 城ヶ崎にも小規模に分布している. 層厚は最大 230 m 程度である.

**層序関係** 下位の合鹿層を整合に覆う. また, 場所によっては合鹿層の下位に位置する高洲山層を直接不整合に覆う. 本図幅地域北部に分布する馬縹層とは層序関係, 岩相及び放射年代からみて同時異相と考えられる.

**岩相** 神和住層は無斑晶安山岩溶岩(Kg)と, 砂岩, 礫岩及びシルト岩(Ks)からなる. 大局的には無斑晶安山岩溶岩の上位に砂岩, 礫岩及びシルト岩がある(第15図).

#### 無斑晶安山岩 (Kg)

無斑晶安山岩はガラス質の緻密な安山岩で, 斑晶量はごく少ない. かんらん石を含有し, 輝石を含有するものとしなないものがある. 両者は相伴って産し, 野外での判別は困難である. 保科(1984)によれば, 両者の化学組成に大きな違いはない. かんらん石は一般に粘土鉱物に変質している.

無斑晶安山岩の多くは, 塊状及び火山角礫状で, 上下に流動角礫岩を伴うブロック溶岩の産状を呈する(第16図). 塊状部には顕著な板状節理が発達することがある. 火山角礫岩部の岩塊は, しばしば多量の気泡を含み, その形態は伸張したものが多い. 新鮮なものは暗青褐色を呈し, 破断面にはガラス光沢があるが, 風化して脱ガラス化しやすい. 溶岩流の1フローユニットの厚さは15-20 m 程度で, 厚さ数 m 以下の礫岩や砂岩を挟むことがある.

地質図では主に凝灰質砂岩, 礫岩及びシルト岩からなる岩相(Ks)を, 無斑晶溶岩を主とする岩相とは区分して示しているが, 両者は指交関係にある. 柳田村神和住では凝灰質砂岩を覆う無斑晶安山岩溶岩の末端部が観察できる, 溶岩は西方へと連続し, それが西方から東方へ流動したことを示している. 柳田村黒川では, 数枚の溶岩流が上部を砂岩及び礫岩(Ks)に覆われるが, その砂岩及び礫岩中にも無斑晶安山岩溶岩が挟在している様子が観察できる.

**岩石記載** かんらん石含有無斑晶安山岩(NO155A:GSJ R77918)

産地: 柳田村神和住東方.

産状: 溶岩の塊状部.

斑晶: かんらん石.

斑晶はごくまれにかんらん石が含まれるのみである. 1.0 mm 以下の粒状で, 反応縁をもち, 完全に変質している.

石基: 斜長石, ガラス, 斜方輝石, 単斜輝石, 鉄鉱.

ガラスはやや脱ガラス化が進んでいる. 斜長石は 0.5 mm 以下, 斜方輝石は 0.5 mm 以下, 単斜輝石は 0.08 mm 以下, 鉄鉱は 0.02 mm 以下である. 鉄鉱は針状の形態を呈するものが多く, イルメナイトと考えられる. ハイアロピリティック-インターサータル組織を示す.

#### 凝灰質砂岩, 礫岩及びシルト岩 (Ks)

凝灰質砂岩, 礫岩及びシルト岩を主とする岩相は, 神和住層分布域各地に見られる. 主体となる岩相は地域により変化が著しい. 無斑晶安山岩(Kg)の上位に厚く発達することが多く, 層厚はときに 60 m 以上に及ぶ. 上述のように, その一部は無斑晶安山岩溶岩と同時異相である. 無斑晶安山岩溶岩の直上及び側方では礫岩が卓越し, 無斑晶安山岩溶岩から離れると砂岩が主体となる傾向が認められる. 本岩相が厚い地域では塊状の礫岩から成層した砂岩及びシルト岩へと上方細粒化していることがある(第15図).

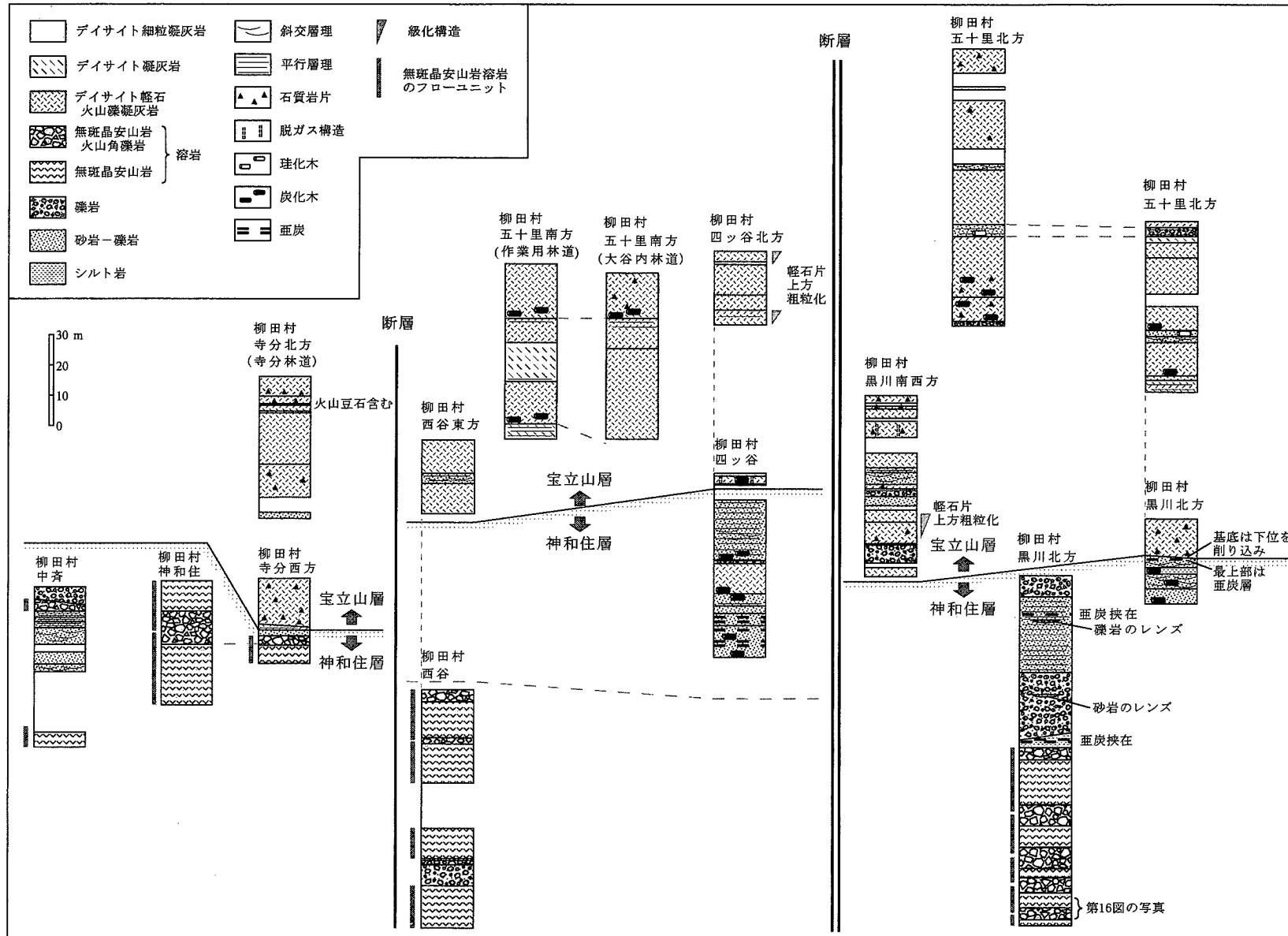
礫岩は一般に塊状で, 基質支持である. 礫はほとんどが下位または側方の安山岩に由来する. 礫径は最大径 30 cm 程度, 円-亜円礫程度の円磨度のことが多い. 高洲山層と接する付近では, 例外的に礫支持の亜角-亜円礫岩が発達する. 柳田村四ッ谷南方では合鹿層デイサイト溶結凝灰岩の岩塊からなる角礫岩が観察される(第17図). これらは崖錐性の堆積物と考えられる.

砂岩は数cm-数10cm単位で成層し, しばしばトラフ型斜交層理を示す. 軽石片を多量に含むことがあり淡褐色-淡黄褐色, 淡赤褐色を呈する.

シルト岩は塊状である場合と, 数 cm-15 cm 単位で成層する場合とがある. 淡灰白色, 淡黄褐色, 淡赤褐色を呈する. ときに植物化石を多産する.

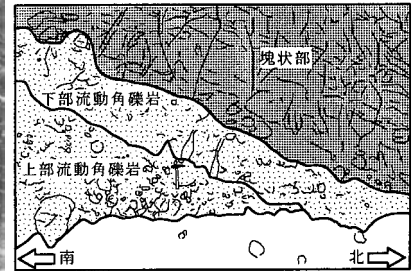
本岩相は, 厚さ数 m 以下のデイサイト軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩及び亜炭層を挟むことがある. デイサイト軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩は塊状で淘汰が悪く, 火砕流堆積物と考えられる. 柳田村四ッ谷では, 基底部に多数の炭化木を含んでいる.

**化石** 本層からの化石の産出は少ないが, 神和住周辺では凝灰質砂岩及びシルト岩から植物化石が産する(第3表). 鑑定者の植村和彦博士(国立科学博物館)によると, これは, 一見すると阿仁合型植物群に類似するが, 双子葉植物が水生草本の *Terapa* を除いてすべて落葉の広葉樹であることや, マツ科針葉樹が多様で産出量も多いことから, 温帯性の化石群とみることができる. 最も多産するのは *Quercus miovariadilis* で, *Liquidambar*



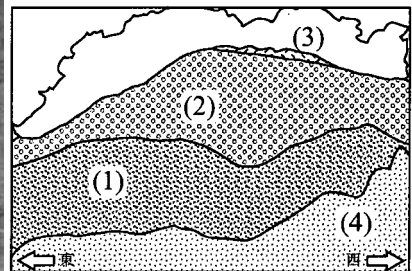
第 15 図 神和住層及び宝立山層の柱状図  
柱状図作成ルートはおおむね南西(左)から北東(右)に並べてある。





第 16 図 神和住層無斑晶安山岩ブロック溶岩

柳田村黒川の採石場。無斑晶安山岩溶岩は一般に塊状部(写真上部)と火山角礫岩(写真下部)からなる。この露頭ではハンマーの位置で火山角礫岩の色及び基質の量に違いがあり、重なっている 2 枚の溶岩流の境界が識別できる。



第 17 図 神和住層の角礫岩

柳田村四ッ谷南方(露頭位置は第 51 図参照)。この露頭では(1)神和住層角礫岩、(2)神和住層礫岩、(3)宝立山層デイサイト火砕岩及び(4)現在の崖錐が観察される。(1)神和住層角礫岩は淘汰が悪く、径数 m 以下の合鹿層デイサイト溶結凝灰岩の角礫のみからなる。礫支持ときに基質支持で、基質も同じ溶結凝灰岩の碎屑物からなる。(2)神和住層礫岩は、下部に最大 5 m 厚の礫密集部を伴う。礫種は神和住層無斑晶安山岩で、礫密集部では亜角-角礫、一般には亜円程度の円磨度を示す。一般に基質支持である。(3)宝立山層デイサイト火砕岩は、火山ガラス、軽石及び少量の石質岩片からなる。(1)の角礫岩は、その産状から崖錐性の角礫岩と考えられ、この露頭の南側に北落ち正断層(第 51 図の F3)が推定される。崖の高さは約 20 m。



第3表 神和住層から産出した植物化石  
同定：植村和彦

Family Pinaceae (マツ科)	Family Ulmaceae (ニレ科)
<i>Abies</i> sp.	<i>Zelkova ungeri</i> (Ett.) Kovats
<i>Picea ugoana</i> Huzioka	Family Lauraceae (クスノキ科)
<i>Picea</i> sp. cf. <i>P. kaneharai</i> Tanai et Onoe	<i>Lindera</i> sp.
<i>Pinus</i> ( <i>Diploxylon</i> ) sp.	Family Hamamelidaceae (マンサク科)
<i>Pseudolarix japonica</i> Tanai et Onoe	<i>Liquidambar miosinica</i> Hu et Chaney
<i>Tsuga</i> sp.	<i>Parrotia pristina</i> (Ett.) Stur
Family Taxodiaceae (スギ科)	Family Leguminosae (マメ科)
<i>Cunninghamia</i> sp.	<i>Cladrastis</i> sp.
Taxodiaceae (cf. <i>Cryptomeria</i> )	<i>Maackia onoiei</i> Matsuo
Family Juglandaceae (クルミ科)	<i>Wisteria fallax</i> (Nathorst) Tanai et Onoe
<i>Pterocarya</i> sp.	<i>Leguminosites</i> sp.
Family Betulaceae (カバノキ科)	Family Aceraceae (カエデ科)
<i>Alnus</i> sp.	<i>Acer rotundatum</i> Huzioka
<i>Betula</i> sp.	<i>Acer</i> sp. cf. <i>A. cissifolium</i> Sieb. et Zucc.
<i>Carpinus heigunensis</i> Huzioka	Family Hippocastanaceae (トチノキ科)
<i>Carpinus</i> sp. cf. <i>C. mioturczaninowii</i> Hu et Chaney	<i>Aesculus</i> sp.
Family Fagaceae (ブナ科)	Family Trapaceae (ヒシ科)
<i>Fagus antipofi</i> Heer	<i>Trapa</i> sp. cf. <i>T. ezoana</i> Tanai et N. Suzuki
<i>Quercus miovariabilis</i> Hu et Chaney	Family Oleaceae (モクセイ科)
	<i>Fraxinus</i> sp.

*miosinica* も普通に産する。この2種と産出量は少ないが *Parrotia pristina* をあわせた3種は、台島型植物群に特徴的な要素である。したがって、本化石群は台島型植物群の一型とみることができる。

**年代** 無斑晶安山岩の全岩 K-Ar 放射年代として、柳田村四ッ谷から  $19.7 \pm 0.5$  Ma (柴田ほか, 1981), 柳田村黒川付近から  $21.1 \pm 0.6$  Ma,  $19.3 \pm 0.6$  Ma,  $22.8 \pm 0.7$  Ma, 柳田村神和住から  $19.6 \pm 0.6$  Ma (塚本, 1988) の報告がある。これらの年代値は、下位の合鹿層及び高洲山層の年代値より明らかに若く、層序関係と調和的である。したがって、これらの放射年代から、神和住層の地質時代は前期中新世前期-中期初頭と考えることができる。

### III. 5 馬縹層 (Mb, Ma, Mm)

**地層名** 新称。石田・増田(1956)の東印内層折戸部層及び船山(1988)の折戸層の下部, Kano *et al.* (2002)の unit 1 及び unit 2 に相当する(第3図)。

**模式地** 珠洲市馬縹町の大崎から烏川河口。

**分布及び層厚** 馬縹層は主に本図幅地域北部の珠洲市馬縹町から折戸町にかけて分布する。また、珠洲市三崎町寺家及び三崎町小泊の海岸にも露出する。層厚は模式地付近で 140 m 以上である。

**層序関係** 馬縹層の下限は不明であるが、上位は宝立山層に覆われ、一部では宝立山層を欠いて東印内層に覆われる。馬縹層は本図幅地域南部に分布する神和住層と

ほぼ同じ放射年代を示し、また同様に宝立山層に直接覆われることから、両者は同時異相と判断される。

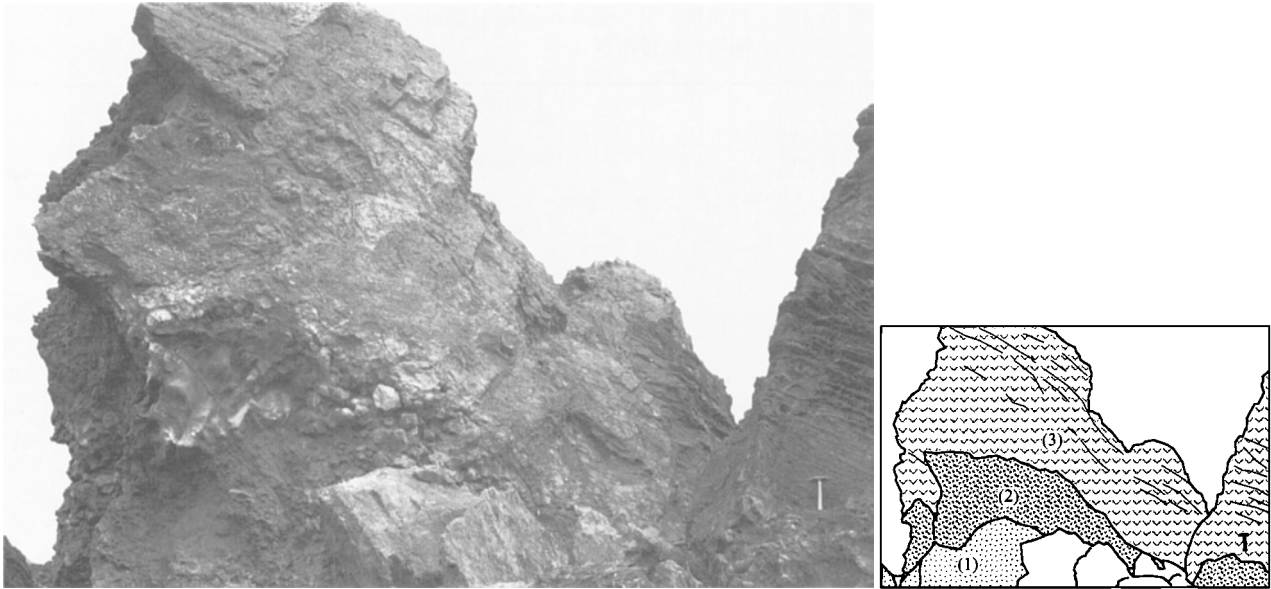
**岩相** 馬縹層はかんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩(Mb), 斜方輝石含有単斜輝石安山岩(Ma), 礫岩, 砂岩, 安山岩-デイサイト火砕岩及び泥岩(Mm)からなる。前2者は別々の地域に分布し、礫岩, 砂岩, 安山岩-デイサイト火砕岩及び泥岩とは指交関係にあるが、いずれも下部に卓越する。

かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩(Mb)

かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩は、細粒の斜長石斑晶に富む溶岩及びシルである。珠洲市木ノ浦から馬縹町赤神に分布し、木ノ浦周辺及び分布西部の馬縹町赤神周辺で特に厚い。暗褐色、暗緑褐色-暗青褐色を呈する。一般に変質が著しく、気泡をシリカ鉱物や炭酸塩鉱物が埋めている。馬縹町大崎に見られる最下部の溶岩には赤褐色に変色した火山角礫岩(クリンカー)が認められるが(第18図)、その上位にあたる赤神の溶岩には普遍的にジグソー割れ目が認められ(第19図)、水冷破碎を受けていることがうかがえる。0.2-1 mm 大の斜長石に富み、単斜輝石, 斜方輝石, かんらん石(完全に変質)斑晶を含む。基質はガラス質で、少量のイルメナイトを含むなど、神和住層の無斑晶安山岩に似ている。

**岩石記載** かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩(NO07:GSJ R77910)

産地：珠洲市馬縹町大崎。



第 18 図 馬縹層かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩のアア溶岩  
 珠洲市馬縹町大崎. 2 枚の溶岩流の境界部に当たり, (1)が下位の溶岩の上部流動角礫岩, (2)が上位の溶岩の下部流動角礫岩, (3)がその塊状部である. 塊状部には流理が見られるが, 写真左上に向かって緩く突き上げた形態を呈し, ランプ構造をなしている. 流動角礫岩は赤褐色化しており, 高温酸化を受けたことを示唆する.

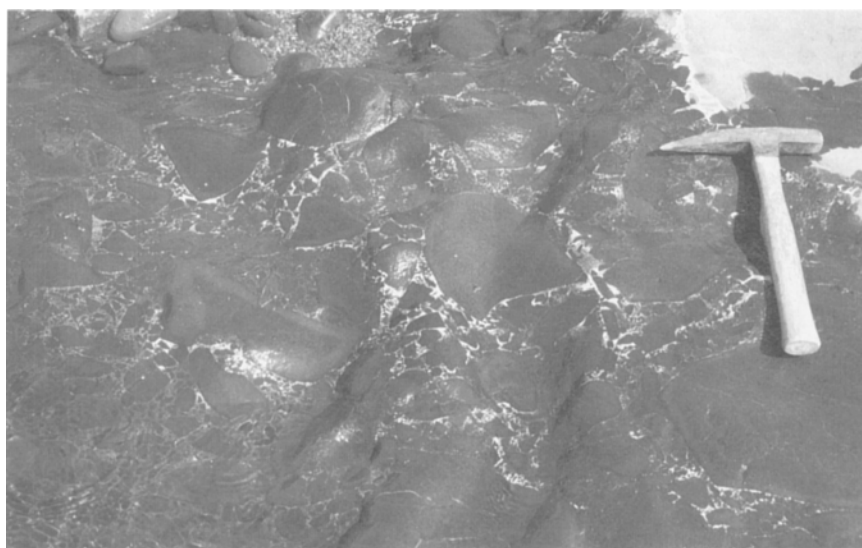
産状: 溶岩の塊状部.

斑晶: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 変質苦鉄質鈹物 (かんらん石).

斜長石は長径 1.0 mm 以下, 単斜輝石は長径 1.0 mm 以下, 斜方輝石は長径 1.2 mm 以下で, 長-短柱状を呈する. かんらん石は反応縁をもち, 完全に変質している.

石基: ガラス, 斜長石, 輝石, 鉄鈹.

ガラスは脱ガラス化が進んでいる. 斜長石は 0.1 mm 以下, 輝石は 0.05 mm 以下で, ほぼ完全に変質している. 鉄鈹は 0.02 mm 以下で, 一部は針状の形態を呈し, イルメナイトと考えられる. ハイアロピリティック組織を示す.



第 19 図 馬縹層かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩の水底ブロック溶岩  
 珠洲市馬縹町赤神海岸汀線. 溶岩の火山角礫岩部にジグソー割れ目が発達している. 割れ目を埋めている白色部は炭酸塩鈹物.

### 斜方輝石含有単斜輝石安山岩 (Ma)

斜方輝石含有単斜輝石安山岩ブロック溶岩を主体とする岩相である。珠洲市山伏山北方に分布する。一部には斜方輝石単斜輝石安山岩 (Mb) に似た輝石安山岩の貫入岩、神和住層の無斑晶安山岩 (Kg) に似たかんらん石玄武岩質安山岩溶岩、斑晶に乏しいデイサイト-安山岩岩脈を伴う。溶岩の多くは 1 ユニットの厚さが数 m 程度で、暗褐色-暗青褐色を呈する。塊状部には柱状及び板状節理が発達することが多く (第 20 図A)、一方で火山角礫岩との漸移部にはしばしばジグソー割れ目が認められる (第 20 図B)。一般に変質が著しく、気泡をシリカ鉱物や炭酸塩鉱物が埋めている。斑晶に斜長石、単斜輝石、ときに斜方輝石を含む。斑晶量や基質の粒度はやや多様であるが、多くは斑晶に乏しく、細粒を岩相を呈する。

### 岩石記載 単斜輝石斜方輝石安山岩 (NO75:GSJ R77914)

産地：珠洲市狼煙新町東方。

産状：溶岩の塊状部。

斑晶：斜長石、斜方輝石、単斜輝石。

斜長石は長径 1.2 mm 以下で、累帯構造を示すもの、融食形を呈するものを含む。斜方輝石は長径 1.5 mm 以下、単斜輝石は長径 0.6 mm 以下で、長-短柱状を呈する。ときに集斑晶をなす。

石基：ガラス、斜長石、斜方輝石、単斜輝石。

ガラスはほぼ新鮮である。斜方輝石及び単斜輝石は 0.05 mm 以下で、ハイアロピリティック組織を示す。

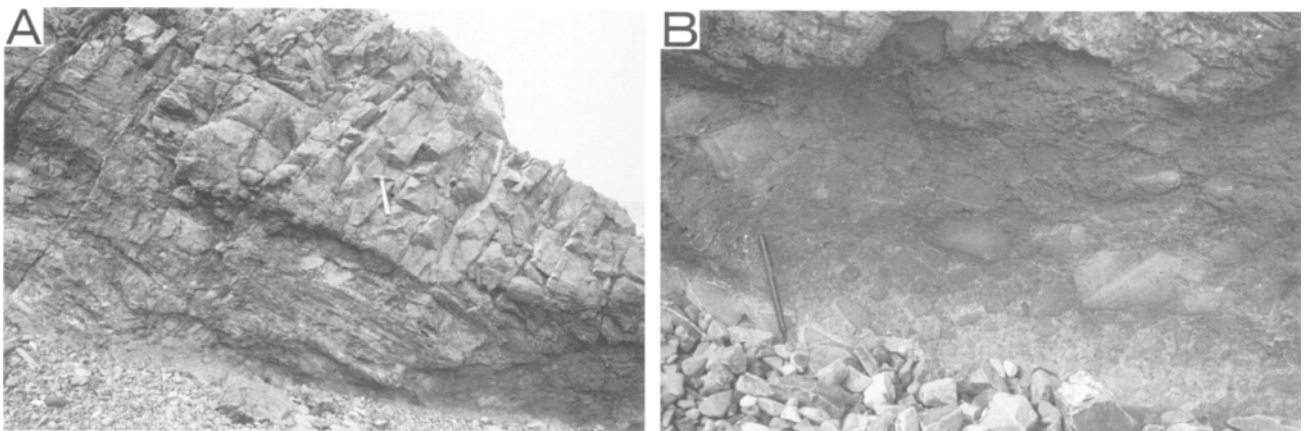
### 礫岩、砂岩、安山岩-デイサイト火砕岩及び泥岩 (Mm)

本岩相は、珠洲市高屋町から馬縵町にかけての海岸と、珠洲市三崎町寺家、珠洲市三崎町小泊の海岸に分布する。

珠洲市高屋町から馬縵町にかけての海岸ではかんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩 (Mb) と指交する。珠洲市三崎町寺家には礫岩、砂岩及び泥岩が、珠洲市三崎町小泊の海岸にはデイサイト火砕岩-礫岩のみが分布する。

珠洲市高屋町から馬縵町にかけての海岸で見られるように、礫岩、砂岩及び泥岩は安山岩-デイサイト火砕岩とともに本層の上部を占めると考えられる (第 21 図)。礫岩は溶岩に近いところに多く、溶岩から離れるに従って砂岩、泥岩が卓越するようになる。礫岩は青褐色、灰褐色を呈し、礫支持ときに基質支持である。構成礫は近くに分布する馬縵層の安山岩溶岩に由来し、円磨度は円-亜円礫程度、礫径は 5-25 cm、最大では 50 cm 程度である。砂岩は淡褐色、灰緑褐色を呈し、淘汰はやや不良からやや良で、炭質物に富むことがある。一般に平行層理が明瞭でトラフ型斜交層理を示すこともある。ときに 1-2 cm 大の硫化鉄鉱コンクリーションを含む。泥岩には比較的淘汰の良いシルト岩と、淘汰の悪い泥岩があり、シルト岩は通常は淡青灰色、淡灰褐色を呈し、砂岩と互層する。泥岩は暗灰色-暗緑褐色を呈し、塊状である。

安山岩-デイサイト火砕岩は一般に火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩で、緑褐色、灰褐色を呈する。高屋町から馬縵町の海岸に分布する 2 層の安山岩-デイサイト火砕岩は側方へよく連続している (第 21 図)。これらは火山岩塊、火山礫の密集した塊状の下部と、成層構造を呈するより細粒な上部の組み合わせからなる。下部には周囲よりも細粒火山灰に乏しく、かつ、粗粒な火山礫-岩塊が濃集したパイプ状または不定形の脱ガス構造が認められるほか、下位の砂岩やシルト岩、泥岩の偽礫を含む。上部は相対的に軽石に富む。馬縵町赤神では下位の安山岩-デイサイト火砕岩最上部は厚さ約 20 cm の凝灰岩からな



第 20 図 馬縵層斜方輝石含有単斜輝石安山岩 (Ma) の産状

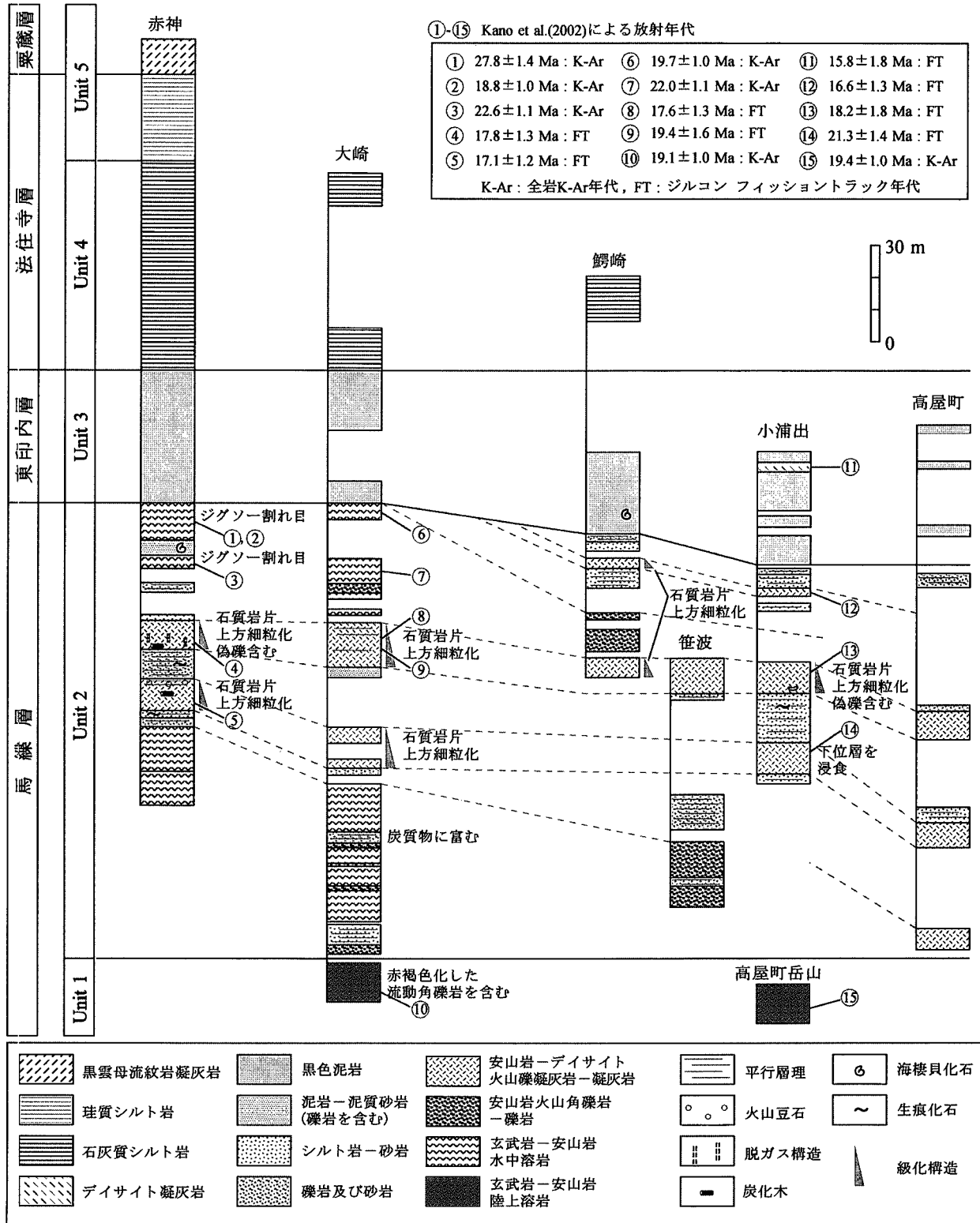
A. 珠洲市珠洲岬能登双見の安山岩水底ブロック溶岩。露頭最下部に火山角礫岩が見られるほかは、大部分が塊状部からなる。塊状部下部には流理とそれに垂直な柱状節理が発達する。

B. A の右下部分にあたる火山角礫岩の拡大写真。火山角礫岩部の厚さは 0.5-1 m 程度で、塊状部との漸移部にはジグソー割れ目が発達している。

り、数 mm-1 cm 大の火山豆石を含む。これらの特徴から、安山岩-デイサイト火砕岩はきわめて浅い水底に定置した火砕流堆積物と考えられる。なお、馬縹町赤神海岸の安山岩-デイサイト火山礫凝灰岩には溶結凝灰岩

塊が含まれているが、現在の地表の分布域では周辺地域に溶結凝灰岩は認められず、その起源は不明である。

化石 赤神の海岸でかんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩に挟在する砂岩から、*Anadara* sp., *Conus*



第 21 図 珠洲市高屋町から馬縹町にかけて分布する馬縹層の柱状図  
Kano et al. (2002) を一部改変。Unit 番号は Kano et al. (2002) による区分。

(*Chelyconus*) *tokunagai* 及び *Placopecten* sp. cf. *P. nomurai* の、泥岩からは *Anadara* cf. *watanabei*, *Cras-satellites osawanoensis*, *Dosinia* cf. *kawagensis* 及び *Mizuhopecten kibiyamai* の海棲貝化石が、安山岩-デイサイト火砕岩に挟在する砂岩からは生痕化石の *Ophiomorpha* が、また、シルト岩及び泥岩から海棲もしくは淡水棲の渦鞭毛藻化石が産する (Kano *et al.*, 2002). Ishida (1959) によれば、三崎町寺家上野の礫岩砂岩互層 (Ishida, 1959 の区分では穴水層) の砂岩中から有孔虫化石が産する。珠洲市高屋町及び馬縹町に分布する砂岩及び泥岩からは渦鞭毛藻及び花粉化石が産出し、このうち花粉化石は台島型化石植物群に対比される (Kano *et al.*, 2002). Ishida (1970) は本報告の馬縹層と宝立山層に相当する地層から得られた植物化石群集を記載し、これを狼煙化石植物群と命名するとともに、台島型化石植物群に対比している。藤・河合 (1982 a) 及び山野井 (1989) はそれぞれ珠洲市高屋町から得られた花粉組成を調べているが、これらは本報告の馬縹層層準に相当する可能性が大きい。藤・河合 (1982 a) は分析の結果、当時の気候を現在より年平均気温が 2℃ は高かったこと、及びかなり湿度の高かったことを推定している。また、その植物群は、湖沼近辺及び氾濫原群集が約 70%、谷壁斜面群集が約 50%、山地群集が約 5% であると報告している。山野井 (1989) は現在よりやや暖かい程度 of 古気候を推定している。ただし、山野井 (1989) は藤・河合 (1982 a) の花粉分析結果は再現性に乏しいとしている。Kano *et al.* (2002) が報告した unit 2 の花粉化石群集 (小布施明子, 未公表) は山野井の結論を指示しているように見える。

**年代** 馬縹層からは台島型植物群に対比される狼煙植物群が産する。台島型植物群は、約 22 Ma (鹿野・柳沢, 1989) または約 18 Ma (植村, 1993) に出現し、13-14 Ma に消滅したといわれている。

かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩の全岩 K-Ar 放射年代として、珠洲市高屋町岳山から 19.4±0.7 Ma, 珠洲市馬縹町大崎から 19.1±0.6 Ma, 19.7±0.7 Ma, 22.0±0.6 Ma, 珠洲市赤神海岸から 18.9±1.0 Ma, 22.7±0.8 Ma, 27.8±1.0 Ma の年代値が報告されている (Kano *et al.*, 2002)。また、斜方輝石含有単斜輝石安山岩全岩の K-Ar 放射年代として、珠洲岬北岸の安山岩から 19.9±0.7 Ma 及び 21.1±0.6 Ma の年代値が報告されている (塚本, 1988)。

そのほか、安山岩-デイサイト火砕岩のジルコンのフィッション・トラック年代として、珠洲市赤神の 2 層の火山礫凝灰岩からそれぞれ 17.1±1.2 Ma, 17.8±1.3 Ma, 馬縹町大崎の 2 層の火山礫凝灰岩からそれぞれ 19.4±1.6 Ma, 17.6±1.3 Ma の年代値が報告されている (Kano *et al.*, 2002)。また、珠洲市高屋町小浦出の火山礫凝灰岩から、21.3±1.4 Ma, 18.2±1.8 Ma,

16.6±1.3 Ma の年代値が報告されている (Kano *et al.*, 2002)。

馬縹層から得られた放射年代には測定方法により違いがあり、全岩 K-Ar 放射年代とジルコンのフィッション・トラック年代では前者の方がより古い年代値を示す。しかし、馬縹層から得られたジルコンのフィッション・トラック年代は上位にある宝立山層のジルコンのフィッション・トラック年代と同じか若く (後述)、さらに上位にある東印内層、栗蔵層の生層序学的位置づけや放射年代にも矛盾する (Kano *et al.*, 2002)。本報告では全岩 K-Ar 放射年代の方が実際の年代に近いと考え、馬縹層の地質時代を神和住層と同様に前期中新世前期-中期初頭とする。

塚本 (1988) によれば、珠洲市三崎町小泊の安山岩は 55.9±1.7 Ma の全岩 K-Ar 年代を示す。しかし、小泊には馬縹層の礫岩は分布するが溶岩あるいは貫入岩は見られない。したがって、この古い年代については礫岩中の礫の年代と考えておく。

### III. 6 宝立山層 (Rt, Rr)

**地層名** 新称。宝立山層は柳田層 (Ishida, 1959; 粕野ほか, 1965) の一部に相当し、柳田村地域では柳田層上部軽石凝灰岩部層 (保科, 1984) にほぼ一致する (第 3 図)。また、徳成凝灰岩累層 (長浜, 1951)、徳成層 (増田, 1954; 石田・増田, 1956; 船山, 1988) を含む。

**模式地** デイサイト火砕岩の模式地は、下部から上部まで連続して観察できる輪島市町野町寺山から宝立山に至る林道とする。デイサイト溶岩及び貫入岩の模式地は、良好な露出のある内浦町布浦赤崎付近の海岸とする。

**分布及び層厚** 宝立山層は宝立山周辺をはじめ、本図幅地域南西部の柳田村、南部の内浦町松波周辺、北部の珠洲市山伏山ドーム、高屋背斜南翼、珠洲市石神町周辺、珠洲市見平岳西方など各地に分布する。特に宝立山周辺では分布が広く、層厚は 300 m 以上に及ぶ。本図幅南部の地域では北東-南西から東西方向の多数の断層に断たれており、層厚は内浦町不動寺では最大 90 m 程度、柳田村黒川や神和住では最大 80 m 程度である。北部の地域では、珠洲市山伏山西方で最大 160 m、折戸町付近で最大 100 m あるが、他では数 10 m 以下である。

**層序関係** 下位の神和住層及び馬縹層を整合に覆い (第 15 図)、合鹿層及び高洲山層を不整合に覆う。

**岩相** 宝立山層は主にデイサイト凝灰岩、軽石火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩からなり、その再堆積物であるシルト岩、砂岩及び礫岩を挟む (第 22 図及び第 23 図)。デイサイト火砕岩 (Rt) として一括したこの岩相は輝石デイサイト-流紋岩溶岩及び貫入岩 (Rr) を伴う。輝石デイサイト-流紋岩溶岩及び貫入岩 (Rr) の分布は偏っており、内浦町城ヶ崎から珠洲市蛸島まで飯田湾に沿って分布す

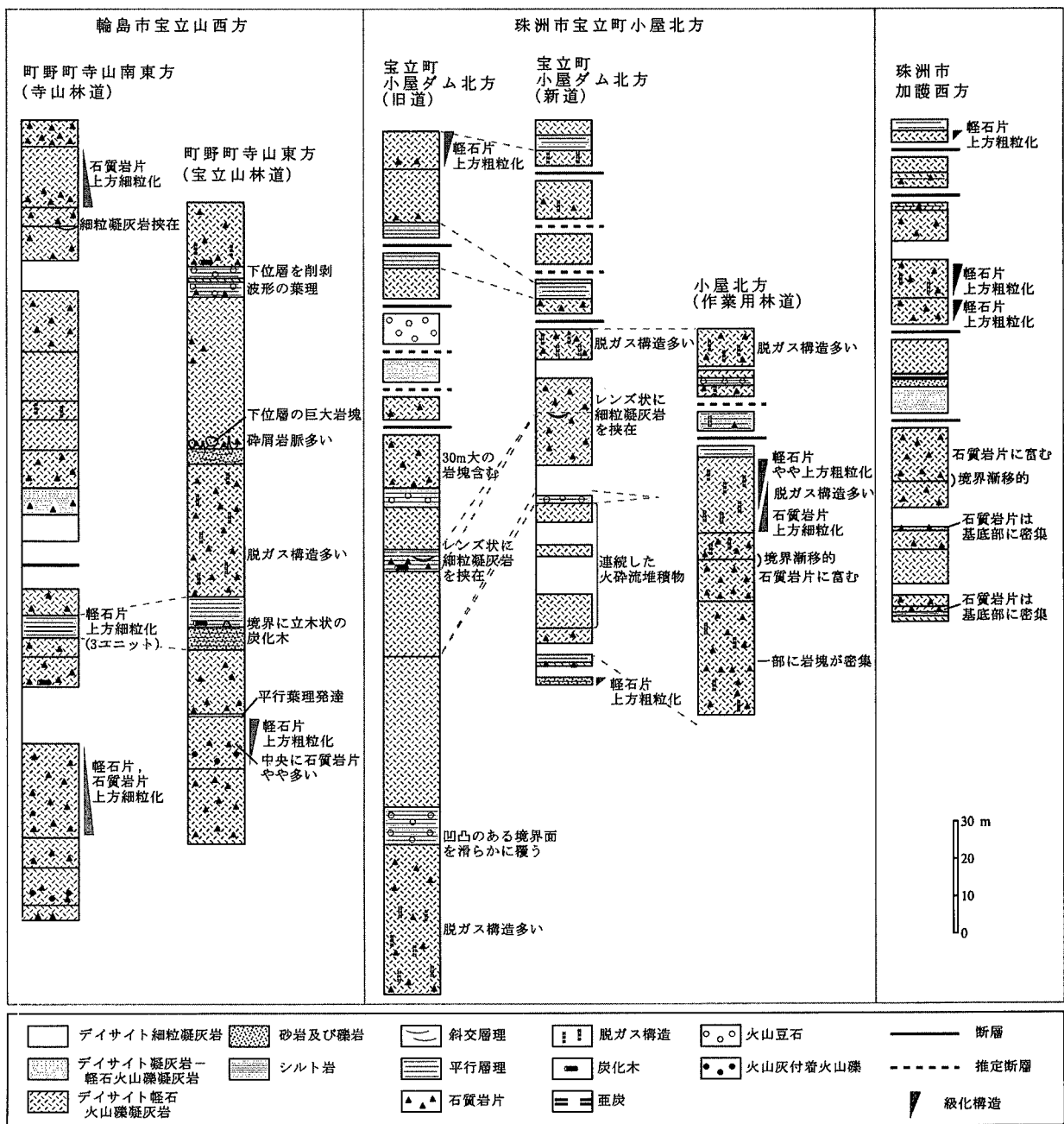
るほか、山伏山にも認められる。

デイサイト火砕岩 (Rt)

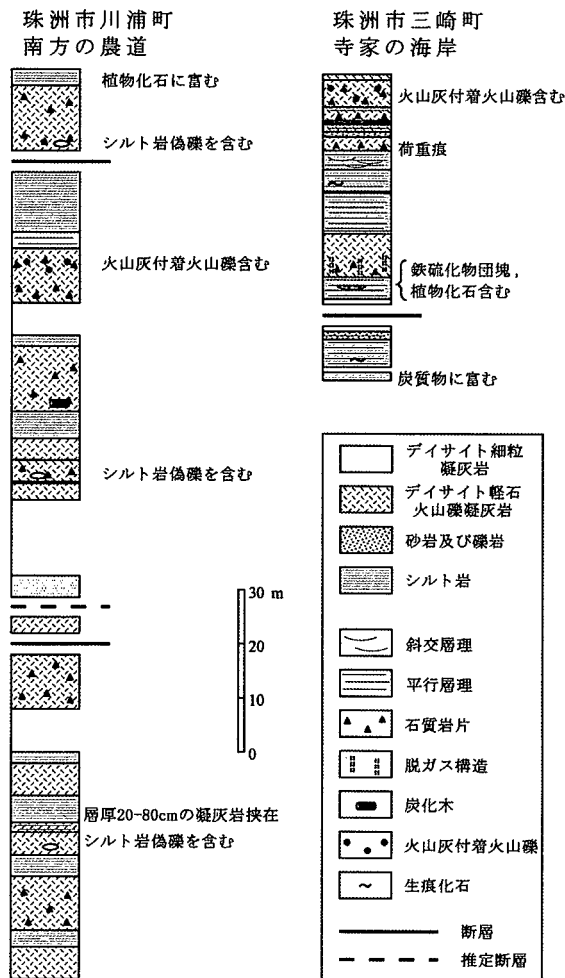
デイサイト火砕岩(Rt)の大部分は凝灰岩、軽石火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩で構成される火砕流堆積物である。主たる構成物は火山ガラス片と軽石片で、石質岩片を伴う。一般に緑色を帯び、灰緑色、淡(黄)緑色、淡-暗灰色を呈するが、乾燥すると淡黄褐色を呈する。変質して暗緑-緑褐色を呈する。

火砕流堆積物の主部は塊状で淘汰の悪い軽石火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩で、その基底部に平行層理または斜交層理が見られることがある(第24図)。フローユニット

の厚さは通常 10 m 以上で、40 m 以上に達する場合もある。軽石は通常は数 cm から 10 cm 大程度で、ときに 30 cm 以上に及び、上部に濃集する傾向が認められる。軽石の中には淡黄褐色部と暗紫褐色部が縞状構造を呈するものがある。石質岩片は通常 5 cm 大以下で、ときに数 10 cm に及び、基底部に濃集する傾向が認められる。その多くは斑晶に乏しいデイサイトで、肉眼的特徴が後述の輝石デイサイト-流紋岩とよく似ている。柳田村地域では高洲山層及び神和住層の火山岩類起源の石質岩片を含む。特に大箱-下目目では、8 m 大を越える無斑晶安山岩岩塊が含まれていることがある。しばしば周囲よりも粗粒な岩片が濃集したパイプ状-不定形の脱



第 22 図 宝立山周辺における宝立山層の柱状図



第 23 図 山伏山周辺における宝立山層の柱状図

ガス構造があり(第 25 図), ときに炭化木及び珪化木を含む。「内浦町不動寺の珪化木群」は道路の工事中に発見された大量の珪化樹幹群で, 県の天然記念物に指定されている(石川県教育委員会, 1990)。

火砕流堆積物の主部をなす厚い塊状軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩礫岩の下位及び上位には, グラウンドサージ, 火山灰雲サージ及び降下火砕堆積物に相当する凝灰岩-軽石火山礫凝灰岩が認められることが多い。それらは, 厚さ 1-5 m で, 一般に淡灰白色, 淡黄褐色を呈する。ほぼ平行層理もしくは低角の斜交層理を示し, 細粒の火山灰-火山礫からなる。淘汰はやや良好で, 少量の軽石及び岩片を含む。

凝灰岩-軽石火山礫凝灰岩の中には, 淡灰褐色-淡灰白色, 淡黄褐色を呈し, 発泡不良の石質岩片に富み, ほぼ平行から低角の斜交層理が発達するものがある(第 26 図)。淘汰はやや良好から良好で, 層厚の薄いものほど良く, ときに多量の火山豆石を含む。これらはマグマ水蒸気爆発起源の火砕サージ及び降下堆積物と考えられる。

シルト岩, 砂岩及び礫岩は, 凝灰質で, デイサイト火砕岩に由来すると思われる軽石や火山ガラス片, 結晶片

からなる。シルト岩は, 淡黄褐色, 白色-淡紫褐色を呈し, 厚さ 2-10 cm の薄層をなす。しばしば葉理に沿って保存の良い植物化石を含む。砂岩は淡-暗褐色, 灰褐色, 淡黄褐色を呈し, 成層構造を示すことが多い。礫岩は一般に塊状で, 4-30 cm 大の円-亜角礫からなり, 基質支持ときに礫支持である。礫種は神和住層及び馬縹層の安山岩が主体で, 高洲山層の安山岩-玄武岩を伴う。

#### 輝石デイサイト-流紋岩溶岩及び貫入岩 (Rr)

輝石デイサイト-流紋岩は, デイサイト火砕岩(Rt)に挟まれたりこれに貫入して溶岩ドームをなす。斑晶に乏しいものと斑晶に富むものがあるが, 予察的な XRF 分析では共に  $\text{SiO}_2$  が約 70% で, デイサイトと流紋岩の境界付近の組成を示す。

内浦町赤崎, 城ヶ崎, 珠洲市上戸町寺社北西方などに分布するデイサイト-流紋岩は, 斑晶に乏しく, 微量の斜長石のほか, ごくまれに鉄鋳, 輝石を含む。石基はほぼガラスのみで, 真珠岩状割れ目が発達することがある。一般に気泡が多い。灰白色-青灰色, 淡黄褐色を呈し, 風化により淡橙褐-紫灰色を呈する。

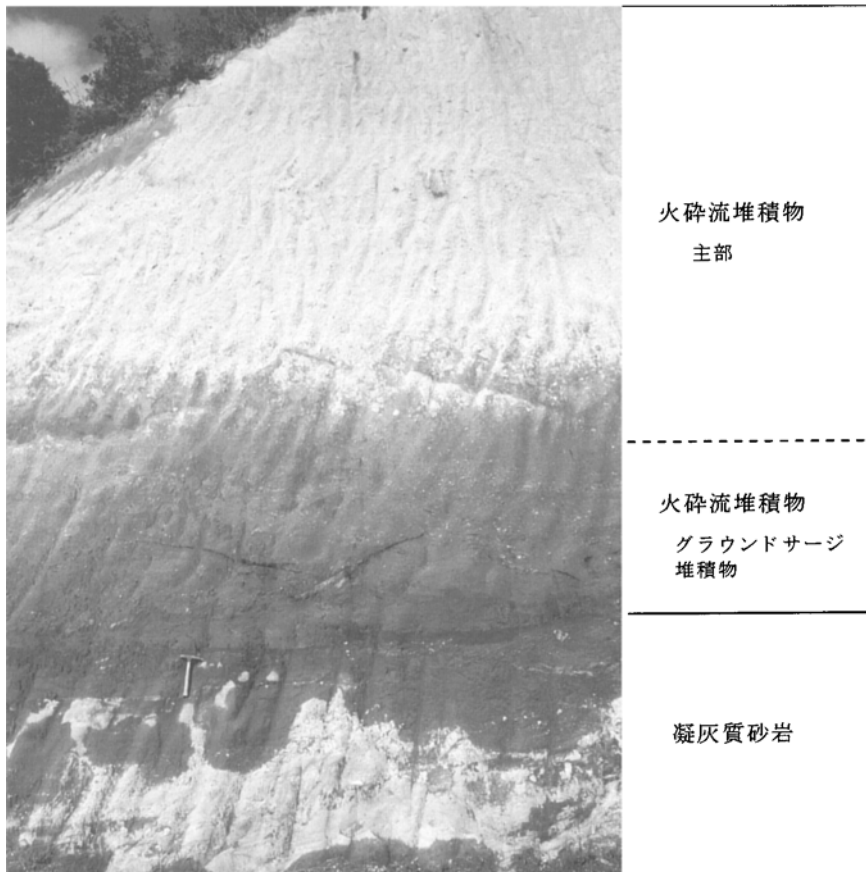
内浦町赤崎-城ヶ崎の岩体は流理が発達し, 赤崎では本層のデイサイト凝灰岩礫岩, 城ヶ崎では神和住層の無斑晶安山岩溶岩に貫入している。いずれも母岩との境界部はガラス質で, ジグソー割れ目が認められる。赤崎では境界部で母岩の砕屑物と溶岩の破片とが混じり合っている(第 27 図)。

斑晶に富むデイサイト-流紋岩は珠洲市宝立町鶴島, 同町柏原-黒峰, 法住寺西方-春日野加護, 石坂西方, 蛸島町などに分布する。赤褐色, 暗青灰色, 暗青-緑色, 暗紫緑色を呈する。斑晶は斜長石, 輝石, 鉄鋳で, 斜長石斑晶は自形の形態をよく残している。ガラス質で, しばしば著しい流理を呈する。春日野加護では本層のデイサイト軽石火山礫凝灰岩に貫入しており, 岩体の西縁部で接触部が確認できる。一方, この岩体の東部の一部では本層の凝灰岩礫岩や礫岩に覆われており, 本層の形成期に貫入岩体の頂部が地表近くのかかなり浅いレベルもしくは地表にまで達していたことを示唆する。

珠洲市山伏山の岩体は, 分布が他から孤立してはいるが, 岩質や産状及び産出層準が共通していることから宝立山層に含めた。ガラス質で斑晶に乏しく, 流理が認められ, 灰白色-青灰色, 淡黄褐色を呈する。この岩体の上部にはランプ構造とジグソー割れ目が認められ, 頂部で火山角礫岩に移化している。周囲の地層との関係は確認できないが, その産状と地形から判断してドームをなしていると考えられる。

#### 岩石記載 単斜輝石斜方輝石デイサイト (NO151A : GSJ R77917)

産地: 珠洲市春日野加護。



第 24 図 宝立山層の火砕流堆積物基底部  
柳田村寺分の露頭。厚さ 10 m 以上に及ぶ火砕流堆積物が、トラフ型斜交層理の発達する凝灰質砂岩を覆っている（境界はハンマーの直上）。火砕流堆積物の基底 1.5-2 m にはやや不明瞭な斜交層理が見られ、多数の炭化木を含んでいる。

産状：溶岩ドーム。

斑晶：斜長石，斜方輝石，単斜輝石，鉄鋳。

斜長石は 2.5 mm 以下で，累帯構造を呈するものが多い。斜方輝石は長径 2.0 mm 以下で，完全に変質している。単斜輝石は長径 1.0 mm 以下で，短柱状を呈する。鉄鋳は 0.5 mm 以下である。しばしば集斑晶が見られる。

石基：ガラス，斜長石，鉄鋳，輝石。

ガラスはほぼ新鮮である。斜長石は 0.1 mm 以下，鉄鋳は 0.01 mm 以下，輝石は 0.05 mm 以下で完全に変質している。ハイアロピリティック組織を示す。

#### 岩石記載 デイサイト (NO114 : GSJ R77915)

産地：内浦町布浦赤崎。

産状：溶岩ドーム。

斑晶：斜長石。

斑晶量はごく少ない。斜長石は長径 1.2 mm 以下である。

石基：ガラス。

ガラスはほぼ新鮮である。大小多数の気泡が認められ，不規則に流動した形態を示す。

化石 本図幅地域北部に分布する宝立山層では，デイサイト火砕岩に挟在するシルト岩から植物化石が産する。

Ishida (1970) は本報告の馬縷層と宝立山層に相当する地層から多数の植物化石を記載し，それらを狼煙化石植物群と命名し，台島型植物群に対比した。Ishida (1970) はこのシルト岩から海棲-汽水棲の珪藻化石を報告しているが，今回の調査では確認できなかった。ただし，Ishida (1970) が海棲-汽水棲と判断した珪藻化石は，現在の湖沼性珪藻化石層序 (たとえば，Krebs, 1994) から判断するとすべて淡水棲種である可能性が高い。山野井 (1989) は，本報告の宝立山層に相当する珠洲市山伏山東方，折戸町の凝灰質泥岩の花粉組成を調べ，現在よりやや暖かい程度 of 古気候を推定している。

年代 宝立山層のジルコンのフィッシュン・トラック年代として，最下部の珠洲市宝立町泥ノ木の弱溶結軽石火山礫凝灰岩から  $19.5 \pm 0.9$  Ma，柳田村寺分の軽石火山礫凝灰岩から  $16.4 \pm 1.1$  Ma，内浦町不動寺の軽石火山礫凝灰岩から  $17.3 \pm 0.8$  Ma，内浦町比那仏穴のデイサイトから  $18.2 \pm 1.6$  Ma の年代値が得られている (第 1 表)。これらの放射年代値はややばらつきが大きい，宝立山層を不整合に覆う東印内層及び法住寺層の微化石年代を考慮すると，宝立山層は 19.5-18 Ma 頃，すなわち，前期中新世中-後期に形成されたと考えられる。なお，柴田ほか (1981) は珠洲市宝立町柏原の柳田層溶結凝灰岩から， $15.2 \pm 0.6$  Ma の全岩 K-Ar 放射年代値を報告している。この試料は，宝立山層のデイサイト-流紋





第 25 図 宝立山層の火砕流堆積物に見られる脱ガス構造  
 珠洲市宝立町泥ノ木南方。周囲よりも粗粒かつ密度の大きな火山礫が濃集した部分が、円筒状の断面を呈するほか、とぎれながらも右上方に続いている。

岩と思われるが、この年代値は宝立山層を不整合に覆う法住寺層の珪藻化石年代(下限が約 16.5 Ma)と調和しない。

### Ⅲ. 7 貫入岩 (D)

高洲山層から宝立山層にかけて、多数の苦鉄質シル、岩脈または岩株がこれらの地層群に貫入している。それらのうち、忍閃緑岩など活動時期が明らかなもの及び溶岩に移化するなど野外での産状から活動時期が判定できるものについては、対応する地層として扱い記述した。しかし、それ以外の活動時期が特定できないものについては、本報告では単に貫入岩(D)として一括し、ここに記載する。

貫入岩(D)のうち、無斑晶安山岩は主に図幅地域南部の柳田村寺分から合鹿周辺にかけてシルまたはラコリス状、もしくは岩株状の小岩体をなして分布する。それら

は、暗灰緑色、暗褐色-暗赤褐色、暗紫青褐色を呈し、神和住層の無斑晶安山岩溶岩(Kg)と似ているが、一般にやや粗粒で、ごく少量のかんらん石斑晶を含むことがある。一部は後述のかんらん石玄武岩やドレライトとの中間的な岩相を呈し、またドレライトの外縁に無斑晶安山岩が漸移する岩体の例も見られる。塊状で、風化すると著しい玉ねぎ状構造を呈する。

かんらん石玄武岩は、図幅地域内の各地に岩脈及びシルをなして点在する。柳田村四辻ノ峠で高洲山層の砂岩にシルとして貫入しているのが認められる以外、かんらん石玄武岩と周囲の地層との関係は観察できない。暗青灰-青褐色を呈し、肉眼では無斑晶安山岩と似ているが、風化面では変質で赤橙褐色化したかんらん石が目立つ。鏡下での観察では、斑晶は通常はかんらん石のみで、かんらん石斑晶の中にクロムスピネルを含むことがある。基質は完晶質に近く、少量のイルメナイトを含む。

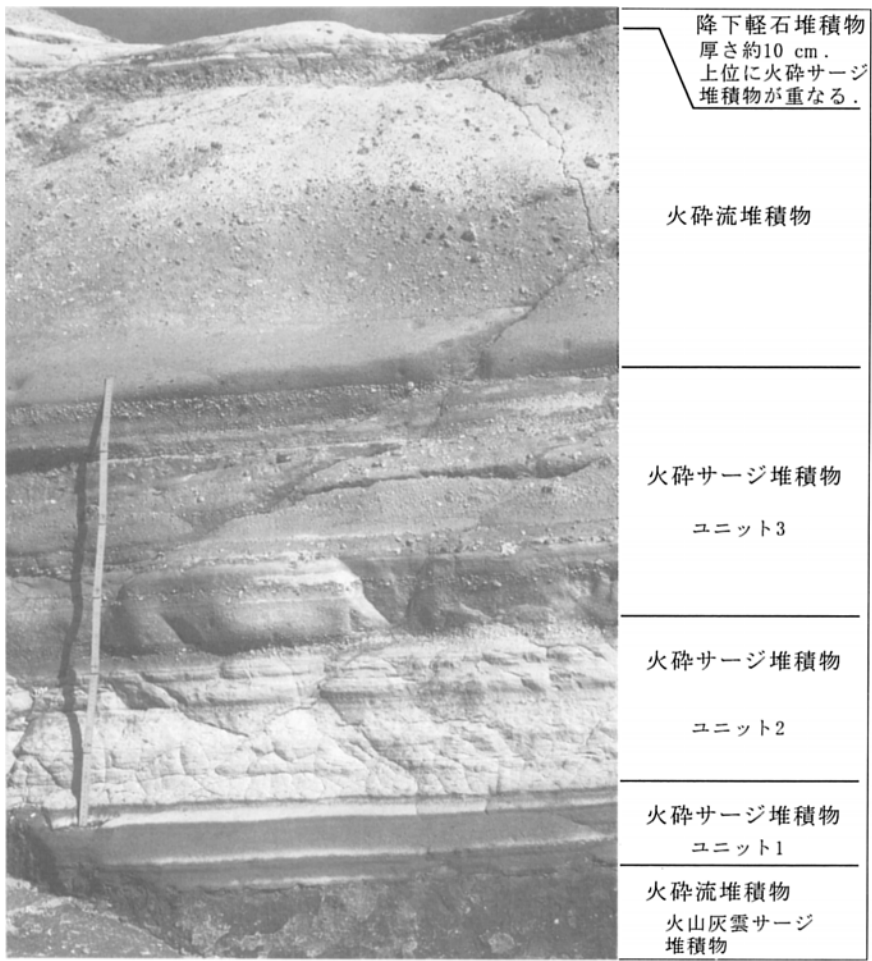
ドレライトは集斑状斜長石斑晶を含むものと、斑晶に乏しいものがある。前者は、保科(1984)がカンラン石粗粒玄武岩とした岩石で、主に柳田村小間生から久田、合鹿付近を中心に分布する。後者は、見平岳周辺や珠洲市白米坂及び南山、内浦町恋路周辺などに分布する。いずれも青灰色、暗青褐色-暗褐色を呈する。しばしば風化により玉ねぎ状構造を呈する。

野外で観察されるドレライトの産状は、一般にシル及び岩脈であるが、岩脈からシルへ移化することもあり、その形態は複雑である。珠洲市宝立町鶴島では、高洲山層の砂岩及び泥岩に調和的に貫入しており、合鹿では合鹿層の凝灰質砂岩及び成層したデイサイト凝灰岩を貫入しているが、いずれも接触面は不規則な形態を呈する(第 28 図)。柳田村天坂南方では神和住層の無斑晶安山岩溶岩を貫入しているのが認められ、上町東方では貫入岩(D)の無斑晶安山岩を貫入している。このように、ドレライトは一般に合鹿層のデイサイト火砕岩及び神和住層の無斑晶安山岩溶岩を高角で貫き、神和住層の凝灰質砂岩、礫岩及びシルト岩中にシルとして産することが多い。厚いドレライトシルには成層構造が認められることがあり、また母岩を薄いレンズ状に挟在する例も見られる。しばしば多量の気泡を含む。

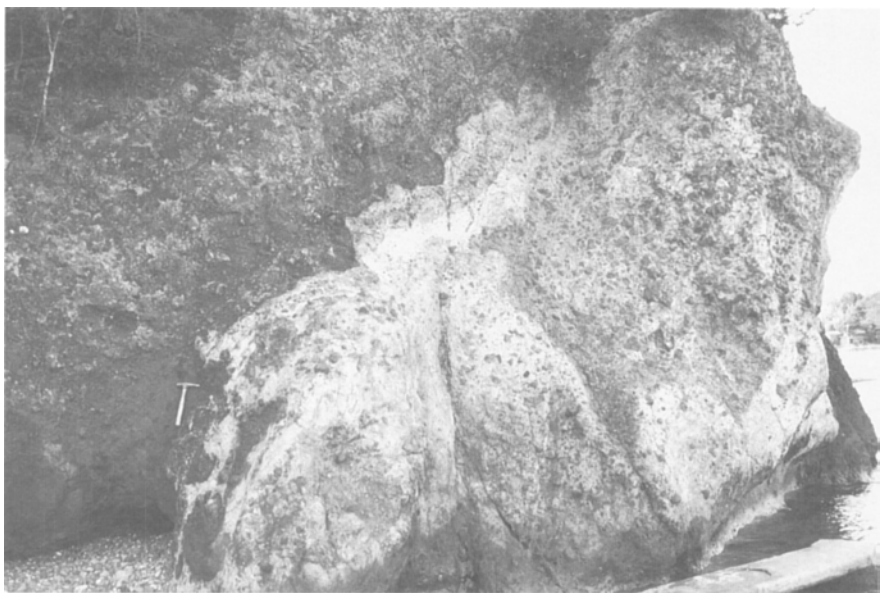
ドレライトは東印内層に礫として含まれ、神和住層及びそれ以下の地層を貫くことから、その主な活動時期は神和住層から宝立山層にかけての時期、すなわち前期中新世中期と考えられる。内浦町渡津に分布するドレライトシルの全岩 K-Ar 年代は、 $13.9 \pm 0.6 \text{ Ma}$ であった(第 2 表)。しかし、これは飯田層の年代に相当し、柳田村地域で飯田層の下位にある東印内層の礫岩にドレライトの礫が多量に含まれることと矛盾する。

**岩石記載** かんらん石玄武岩(NO333:GSJ R77929)

産地：柳田村東谷。



第 26 図 宝立山層の火砕サージ及び降下堆積物  
 内浦町恋路。火砕流堆積物と互層する。火砕サージ堆積物は明瞭な境界を持つ3つのユニットに区分できる。5-20 cm 単位の成層構造をなす凝灰岩-火山礫凝灰岩でほぼ平行から低角の斜交層理が見られる。ユニット1は多量の、ユニット2は少量の火山豆石を含む。上位の火砕流堆積物は4 cm以下の軽石片に富むが、下部ほど軽石片に乏しく逆級化構造を呈する。スケールは1 m.



第 27 図 宝立山層の輝石流紋岩貫入岩  
 内浦町布浦赤崎。デイサイト凝灰角礫岩に貫入する輝石流紋岩（暗色部）。凝灰角礫岩にも同質の輝石流紋岩岩塊が含まれ、一連の火山活動で形成されたことを示唆する。両者の境界は不規則に塑性変形しており、凝灰角礫岩が堆積後間もない時期に貫入したことを示す。輝石流紋岩には多数の割れ目が発達し、一部にジグソー割れ目が見られる。



第 28 図 合鹿層のデイサイト凝灰岩に貫入するドレライト岩脈  
柳田村合鹿。ドレライトと母岩との境界は不規則な形態を呈する。母岩の層理は上方に湾曲しており、ドレライトが上方へ向けて貫入してきたことを示す。

産状：高洲山層を貫く岩脈。

斑晶：かんらん石。

かんらん石は 1.0 mm 以下で、多くはほぼ自形の粒状を呈し、部分的に変質している。

石基：斜長石，単斜輝石，ガラス，鉄鋳，斜方輝石。

ガラスは脱ガラス化が進んでいる。斜長石は 0.2 mm 以下，単斜輝石は 0.1 mm 以下である。鉄鋳は 0.05 mm 以下で，一部は柱状-針状を呈し，イルメナイトと思われる。斜方輝石は 0.08 mm 以下で，インターグラニューラー-ピロタキシティック組織を示す。

#### 岩石記載 かんらん石ドレライト (NO258:GSJ R 77923)

産地：内浦町駒渡。

産状：露頭では周囲の地層との関係は不明。近接する露頭では合鹿層を貫くシルであり，その一部と考えられる。

斑晶：斜長石，かんらん石。

斜長石は長径 4.0 mm 以下で，集斑晶をなすものが多い。劈開に沿って一部粘土鋳物化し，ときにふるい状に汚濁したものが認められる。かんらん石は 0.6 mm 以下の柱状または粒状で，半自形を呈し，部分的に粘土鋳物化している。

石基：斜長石，ガラス，単斜輝石，鉄鋳。

ガラスは脱ガラス化が進んでいる。斜長石は 0.5 mm 以下で，ほぼ新鮮である。単斜輝石は 0.8 mm 以下で，部分的に粘土鋳物化している。鉄鋳の多くは針状で，イルメナイトと思われる。球形の気泡が見られ，微細なシリカ鋳物が充填している。サブオフィティック-ハ

イアロオフィティック組織を示す。

### III. 8 東印内層 (Hc, Hs, Hm)

**地層名** 長浜(1951)の東印内砂岩礫岩累層に由来する。ただし，従来の東印内層は，本報告の法住寺層も含んでいることがあるため(第 3 図；長浜，1951；増田，1954；石田・増田，1956；船山，1988)，再定義する。本報告の東印内層はIshida(1959)の珠洲層の中に区分された東印内部層，及び紮野ほか(1965)の東印内互層にほぼ相当する。また，Kano *et al.* (2002)の unit 3 に相当する。

**模式地** 現在の輪島市東印内町。ただし，東印内町周辺には厚い黒色泥岩(Hm)が分布しないため，この模式地として珠洲市小浦出南方の沢を挙げておく。

**層序関係** 下位の宝立山層(またはより下位の地層)を不整合に覆う。模式地南西の輪島市東山町では，塊状の礫岩が忍閃緑岩を覆っており，輪島市町野町寺山では，やや成層した礫岩が宝立山層のデイサイト軽石火山凝灰岩を覆っている。また，珠洲市馬縹町では黒色泥岩が馬縹層の安山岩溶岩を覆っており，基底部には数 cm 大の礫を含む。

**分布及び層厚** 東印内層は，下位層のつくる起伏に富んだ地形の凹地部分に堆積しており，岩相及び層厚の変化が大きい(第 29 図)。輪島市町野町寺山では，東印内層の砂岩礫岩が北に開いた狭い谷を埋めて分布する。同様に輪島市東印内町-東山町付近でも，北東-南西に伸びる狭い谷を埋めている(第 30 図)。輪島市西山町付近では，東印内層から上位の飯田層までの地層がいずれも緩

傾斜で南側に湾入しており、この付近では相対的に幅広い谷地形を埋めてこれらの地層が堆積した可能性がある。このように、東印内層の堆積している谷地形は、北側及び東側に開いた形態をなす。これらは、当時の古地形が南部及び西部ほど高所で、北東に向かって低くなっていたことを示唆する。層厚は模式地付近で約 85 m、柳田村徳成では約 45 m、珠洲市加護では 20-30 m である。

**岩相** 本層は、礫岩(Hc)、細-粗粒砂岩(Hs)及び黒色泥岩(Hm)からなる。地域によって主体となる岩相が異なり、南部及び西部に粗粒相が、北東部に細粒相が分布している。

#### 礫岩 (Hc)

礫岩は主に輪島市東山町、柳田村大箱北方、珠洲市大谷町土口に分布し、また柳田村地域の各地に小規模ながら点在して分布する。これ以外にも細-粗粒砂岩(Hs)の基底部をなし、あるいはその中に薄く挟まれていることがある。

礫岩は新鮮なときは灰緑-青灰色を呈するが、しばしば変質して暗緑褐-赤褐色になっている。通常は塊状無構造で、ときに中-粗粒砂岩を挟在し、15 cm から 1 m 程度の単位で両者が互層することもある。輪島市東山町に分布する礫岩は、一般に 20 cm 大以下ときに 60 cm 大の円-亜角礫に富み、礫支持-基質支持である。礫種は直下の忍閃緑岩に由来するものが圧倒的に多い。大谷町土口では高洲山層の変質した安山岩を起源とする 40 cm 大以下の円-亜円礫に富み、基質支持-礫支持である。礫岩から漸移する直上の凝灰質粗粒砂岩から大型有孔虫の *Operculina complanata* と *Operculina ammonoides* が産する(鑑定:松九国昭氏)。

柳田村大箱北方の尾根上に厚く分布する礫岩は、塊状で、数 10 cm から 2 m 大の円礫に富み(第 31 図)、基質支持ときに礫支持である。構成礫の多くは無斑晶安山岩、輝石安山岩からなり、ときに変質した溶結凝灰岩、軽石火山礫凝灰岩を伴う。北河内に向かう農道沿いの露頭では宝立山層のデイサイト火砕岩の見かけ上位に位置するが、今回の調査では直接の境界を観察できなかった。しかし、風化してクサリ礫化しているほか、大型の礫に富む岩相は、下位にある宝立山層の礫岩には見られない特徴である。久保(1953)はこの礫岩を免谷礫岩層と名付け、古期段丘堆積物の可能性があるとしている。しかし、その分布域は北方に分布する東印内層の礫岩の延長部に当たっているため、本報告ではこの礫岩は東印内層に含めた。これ以外にも、同様の礫岩が、柳田村黒川南西方の尾根、西谷北東方の尾根上など柳田村の各地に点在する。いずれの場所でも淘汰が悪く、粗粒な礫に富み、基質に乏しい。また、風化が著しく、礫はクサリ礫化している。これらについても、時代を判断する証拠はないが、下位の宝立山層または神和住層の構造とは非調和でほぼ水平

に分布するため東印内層の礫岩に含めた。

#### 細-粗粒砂岩 (Hs)

細-粗粒砂岩は主に珠洲市大谷町から藤尾に厚く分布する。石田・増田(1956)は藤尾の地名をとって、これを藤尾部層と名付けている。模式地の輪島市東印内町付近では礫岩と一部同時異相関係にあり、南東方の西山町から柳田村柳田へかけて広く分布している。その他、輪島市町野町寺山、珠洲市三崎町高波、春日野加護、宝立町鳥屋尾に分布する。本図幅地域北東部の馬縷町赤神海岸付近で側方(東方)の黒色泥岩に移化する。

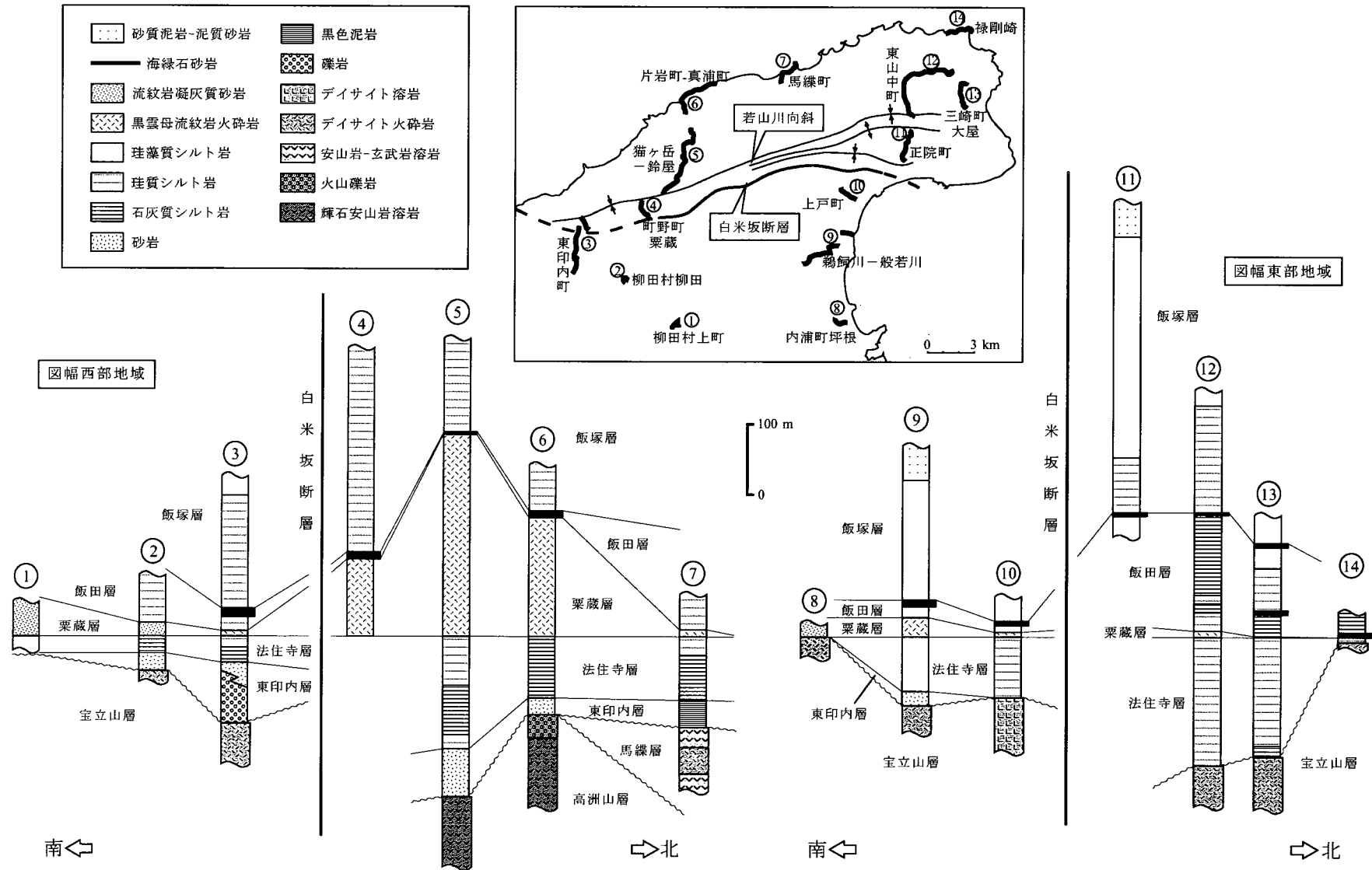
細-粗粒砂岩は新鮮なときは青灰-淡緑灰色、淡青褐色を呈し、風化して淡褐色-灰褐色を呈する。一般に淘汰が悪く、しばしば礫岩を挟在する。塊状を呈することが多いが、ときに細粒砂岩と粗粒砂岩-礫岩の互層状をなす。生物擾乱を受けていることもある。また貝化石を含み、炭質物に富むこともある。大谷町角間では高洲山層を覆う礫岩及び粗粒砂岩から大型有孔虫の *Operculina* が産する。若山町南山東方の沢では、宝立山層デイサイト火砕岩を覆う礫岩の上位に *Operculina* を含む砂岩が認められる。ここでは *Operculina* 産出層準の上位には黒色泥岩が挟在している。

なお、久保(1953)が東印内層の側方岩相(久保, 1953 では皆月累層)として記載している柳田村神和住、柳田村黒川、柳田村当目などに分布する砂岩や礫岩は、東印内層の層準よりは下位にあたり、高洲山層及び神和住層に区分される。

#### 黒色泥岩 (Hm)

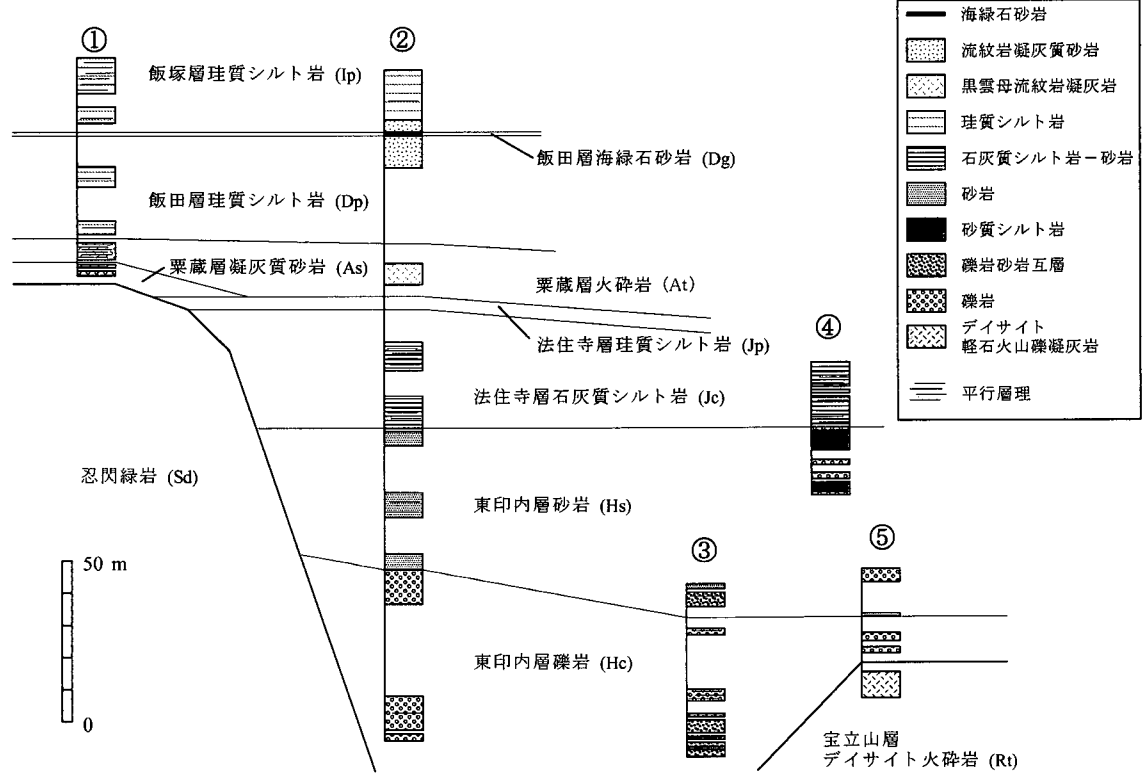
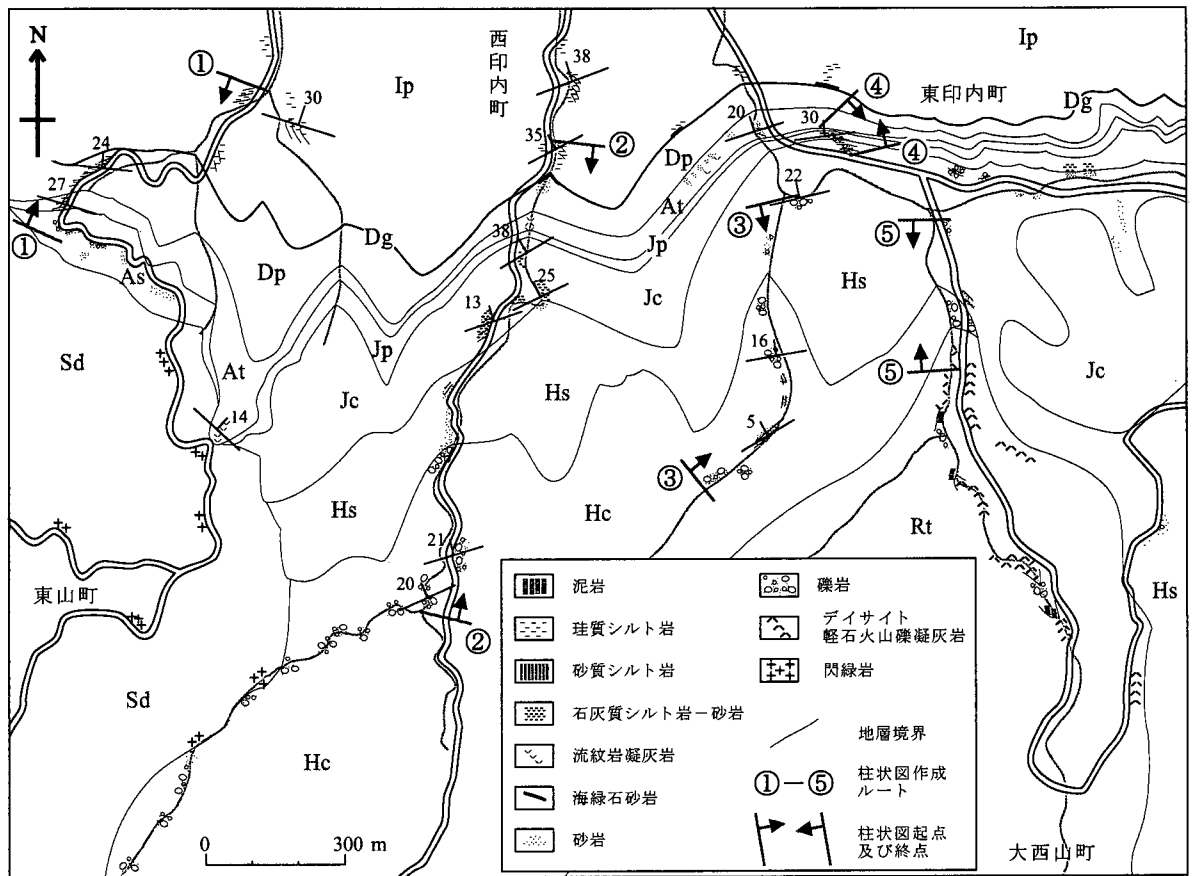
黒色泥岩は薄いものは砂岩に挟在して各地に認められるが、分布の主体は本図幅地域北部の赤神から東方の海岸地域である。黒色泥岩の層厚は、赤神より東方へ向かって大きくなり、高屋町南方で最大になるが、珠洲市洲崎で尖滅し、祿剛崎には分布しない。その他、露出は悪いが珠洲市三崎町雲津にも認められる。なお、黒色泥岩は軟質で、その分布地域は地形的には緩傾斜地をなしている。

黒色泥岩は暗灰褐色-黒褐色を呈し、塊状、軟質で、風化により 1-2 cm 大の細片に割れる玉ねぎ状構造をなす。淘汰はやや悪く、下部では泥質砂岩を挟在することもある。軟体動物及びカニ化石を含むことがある(珠洲市笹波町北方)。しばしば鉄硫化物の小コンクリーションを含む。また、珠洲市小浦出や則貞東方の沢では、黒色泥岩に厚さ数 m のデイサイト凝灰岩が挟在する。従来の東印内層模式地付近では、この軟質黒色泥岩に直接対比される岩相がない。従来の東印内層模式地付近の岩相はより粗粒で、泥岩をほとんど含まない(第 30 図)。



第 29 図 東印内層から飯塚層までの模式柱状図

柱状図の配置は南北方向の 2 本の断面を示している。栗蔵層の下限を基準に対比した。層厚は白米坂断層を境に大きく変化し、断層北側に比べて南側では薄い。また断層北側でも若山川向斜地域で最も大きい。これは、白米坂断層の活動により、その北側に堆積盆が形成されたことを示す。



第30図 輪島市東印内町周辺でのルートマップと柱状図  
東印内層及びその上位の海成層は谷地形を埋積する形で分布し、西側では忍閃緑岩にアバットしている。



第 31 図 柳田村大箱北方の尾根に分布する東印内層礫岩  
粗粒な円礫に富む塊状の礫岩。礫種は無斑晶安山岩が多く、輝石安山岩がそれに次ぐ。風化してクサリ  
礫化している。

**化石** 東印内層は多数の貝化石、海綿化石、花粉化石、渦鞭毛藻化石を産する。このうち珠洲市三崎町高波からは、*Anadara (Hataiarca) kurosedaniensis* Hatai et Nishiyama, *Placopecten? protomollitus* (Nomura), *Caryocorbula peregrina* (Yokoyama), *Vasticardium ogurai* (Otuka), *Cyclocardia* sp. cf. *C. siogamaensis* (Nomura) の二枚貝と、*Conus tokunagai* Otuka, *Turbo ozawai* Otuka (殻及び蓋), *Cerithidea* spp., *Vicaryella ishiana* (Yokoyama) の巻貝化石を産出した(鑑定：佐藤喜男)。Masuda(1955, 1956, 1966 a, b, 1967)は東印内層から産する化石を多数報告し、この群集を黒瀬谷動物群に対比した。東印内層の貝化石群集は、東印内層がマングローブ湿地ないし浅海に堆積したこと、そして、その堆積場が次第に深くなっていったことを示す(Masuda, 1966a)。花粉化石群集は、当時の温暖な環境を反映して常緑広葉樹と落葉広葉樹が卓越している(小布施明子, 私信)。また、渦鞭毛藻化石は産出する種数は限られてはいるが上位の栗蔵層にも共通して、*Diphyes latiusculum* Zone(Matsuoka et al., 1987)を特長づける(栗田裕司, 私信)。

**年代** 上述のように、本層から産する貝化石は黒瀬谷動物群に対比される。黒瀬谷動物群の年代は 16 Ma 前後、前期中新世後期-中期中新世初期と考えられている(小笠原, 2000)。珠洲市高屋町小浦出の黒色泥岩に挟在する凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代  $15.8 \pm 1.8$  Ma (Kano et al., 2002)は、この年代と調和的である。この他、珠洲市鶴飼のボーリング試料における本層から、西田ほか(2001)が浮遊性有孔虫化石及び石灰質ナンノ化石を報告しているが、これらは外洋性の微

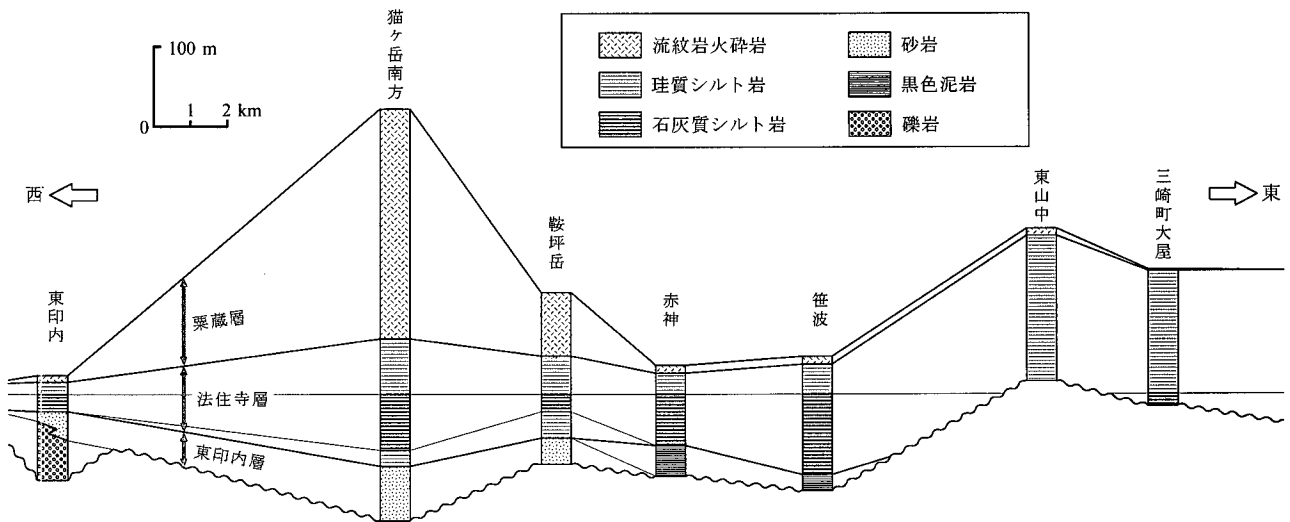
化石であって内湾-浅海成の地表の東印内層との対比に問題が残されている。また、本層を覆う法住寺層からは珠洲市法住寺西方(柳沢, 1999)及び柳田村上町(第 38 図；第 4 表)で Yanagisawa and Akiba (1998) の *Crucidentacula kanayae* 帯(NPD 3A)上部に相当する珪藻化石が産している。これらのことから、東印内層は前期中新世末期-中期中新世初期に形成された地層と考えられる。

### III. 9 法住寺層 (Jc, Jp, Jd)

**地層名** 赤嶺(1952)の法住寺泥岩砂岩層に由来する。ただし、これは珠洲市法住寺周辺のものに限られる。本報告では、鮎野ほか(1965)の法住寺泥岩層及び赤神頁岩層を合わせたもの、または船山(1988)の法住寺珪質泥岩部層及び赤神泥岩部層を合わせたものを法住寺層と再定義する(第 3 図)。Kano et al. (2002)の unit 4 と unit 5 の一部は、本報告の法住寺層に相当する。

**模式地** 旧来の法住寺層に相当する岩相の模式地は珠洲市法住寺の谷(赤嶺, 1952)である。赤神頁岩層(鮎野ほか, 1965)または赤神泥岩部層(船山, 1988)に相当する岩相の模式地は赤神西方の道路の崖である(石田・増田, 1956)。

**層序関係** 下位の東印内層を整合に覆う。また、模式地をはじめ、東印内層の分布しない場所では宝立山層以下の地層を不整合に覆う。模式地北方の春日野付近では東印内層の砂岩及び礫岩の上位に珪質シルト岩が重なるので、この珪質シルト岩の基底から上位を法住寺層とした。珠洲市馬縹町では東印内層の淘汰の悪い黒色泥岩か



第 32 図 法住寺層の岩相及び層厚変化

図幅北部地域の法住寺層の模式的な岩相と層厚を、石灰質シルト岩から珪質シルト岩に岩相変化する層準を基準に示す。石灰質シルト岩は層厚変化が大きく、凹地を埋める形態を示すが、東印内層の岩相変化とも調和的で、当時の古地形を反映していると考えられる。珪質シルト岩も場所により堆積速度の違いが大きい。

ら淘汰の良い石灰質シルト岩に漸移する層準を法住寺層の基底とした。輪島市東印内町南方では東印内層の砂岩の上位に石灰質の貝殻片を多数含む厚さ 50 cm の粗-極粗粒砂岩を挟んで、石灰質シルト岩-細粒砂岩が重なるが、これには多くの有孔虫化石が含まれることから、これより上位を法住寺層とした。

**分布及び層厚** 法住寺層は本図幅地域内に広く分布する。その層厚は地域により変化が著しい(第 32 図)。本図幅の西部地域では一般に薄く、最大で 40 m、しばしば 0 m になる。一方、北東部では厚く、珠洲市東山中町周辺では 180 m を越える。珠洲市法住寺付近では約 80 m である。

**岩相** 法住寺層は石灰質シルト岩、珪質シルト岩及び珪藻質シルト岩からなる。旧来の法住寺層に相当する岩相は主として珪藻質シルト岩からなり、南部地域にまとまって分布する。一方、赤神頁岩層または赤神泥岩部層に相当する岩相は珪質シルト岩を主体とし、その下部に石灰質シルト岩を伴い、図幅中央-北部の広い地域に分布する。珪質シルト岩は珪藻質シルト岩が続成変質した岩石で、珪藻質シルト岩とは同時異相の関係にある。

#### 石灰質シルト岩 (Jc)

石灰質シルト岩は淡灰-青灰色を呈し、有孔虫化石を普遍的に含むほか、ノジュールを含むことがある。不明瞭ながら波状層理が発達し、単位層厚 15-20 cm の成層構造を示す。

#### 珪質シルト岩 (Jp)

珪質シルト岩には、塊状無構造なもの、不明瞭に成層

するもの、単位層厚 10 cm 程度の成層を示すものがある。また、続成変質の程度を反映して孔隙に富むものから緻密なものまでである。孔隙に富むものは、乾燥するときわめて軽くなる。石灰質シルト岩から漸移する境界付近では軟質なことが多い(第 33 図)。いずれの岩相にも、しばしば海綿骨針や有孔虫殻が認められる。

#### 珪藻質シルト岩 (Jd)

珪藻質シルト岩は新鮮な場合は暗青灰-緑灰色を呈するが、風化すると淡黄褐色-淡灰白色を呈する。一般に均質無構造を産状を示す。珠洲市上戸町北方では、1.5 cm 大の鉄硫化物のコンクリーションを含む。また、珠洲市上戸町では、風化した珪藻質シルト岩中に多数の珪質コンクリーションが層状配列している(赤羽ほか、2000)。

珠洲市二艘舟から柳田村桐畑に分布する砂岩及び珪藻質シルト岩について、赤嶺(1952)は桐畑泥岩層として柳田層の上部の 1 岩相に区分した。しかし、この砂岩及び珪藻質シルト岩は下位にある礫岩から漸移し、礫岩の礫に宝立山層のデイサイト火砕岩、ドレライトなどを含むことから、より上位の地層とみなすことができる。本図幅では、礫岩とそれから漸移する砂岩を東印内層(Hc)に、その上位の珪藻質シルト岩を法住寺層(Jd)に区分した。また、その東方で珠洲市小屋ダム周辺では宝立山層の凹地を埋めて珪藻質シルト岩が点在する。これは見かけ上栗蔵層の凝灰質砂岩の下位にあるので、法住寺層の珪藻質シルト岩(Jd)に含めた。

**化石** 本層からは浮遊性有孔虫(米谷、1976；高山ほ





第 33 図 法住寺層の石灰質シルト岩及び珪質シルト岩  
 珠洲市三崎町大屋西方。ハンマーの位置で、下部の石灰質シルト岩から珪質シルト岩へ漸移する。ともに成層し、見かけはよく似ているが、石灰質シルト岩は青灰色を、珪質シルト岩は淡灰褐色-淡褐色を呈する。

か、1979；池田，1982；船山，1988），石灰質ナンノ化石（高山ほか，1979；船山，1988），放散虫（船山，1988），珪藻（Ichikawa *et al.*, 1964；小泉，1979，1981；高山ほか，1979；船山，1988；柳沢，1999），珪質鞭毛藻（Ichikawa *et al.*, 1964），渦鞭毛藻化石（栗田裕司，未公表），花粉化石（藤・河合，1982b；山野井，1989；小布施明子，未公表）が産する。山野井（1989）は、珠洲市川浦町の本層（Jp）から得た茶灰色の硬質頁岩を分析し、花粉組成から公海性の堆積物と推定した。また、同時に当時の古気候を、宝立山層よりやや冷涼化していたと推定した。藤・河合（1982b）は珠洲市鶴飼の本層から得られた花粉化石を分析し、法住寺層堆積当時の古環境は初期と後期に一時的に温暖化しているが気候的には現在と大差なく、低山-丘陵に海が迫った堆積盆地であったと推定している。

**年代** 米谷（1976），高山ほか（1979）及び船山（1988）は、本層から Blow（1969）の N. 8 帯に相当する浮遊性有孔虫化石を、また、高山ほか（1979）及び船山（1988）は Okada and Bukry（1980）の CN 3-CN 4 帯に相当する石灰質ナンノ化石を報告している。船山（1988）はまた、珠洲市地域において定義した放散虫層序のうち、本層が *Colocyletta costata* 帯に相当することを報告している。高山ほか（1979）は、珪藻質シルト岩から Yanagisawa and Akiba（1998）の *Denticulopsis praelauta* 帯（NPD 3B）に相当する珪藻化石を、柳沢（1999）は、珠洲市鶴飼地域の本層から、*Crucidentacula kanayae* 帯（NPD 3A）から *Denticulopsis lauta*（NPD 4A）下部に相当する珪藻化石を報告している。また、今回、柳田村上町の本層

に *C. kanayae* 帯に相当する珪藻化石が確認された（第 38 図；第 4 表）。その他、珠洲市鶴飼のボーリング試料における本層から、西田ほか（2001）が浮遊性有孔虫及び石灰質ナンノ化石を報告している。以上から、法住寺層の地質時代は前期中新世末期-中期中新世初期とみなすことができる。

### III. 10 栗蔵層（At, Ar, As）

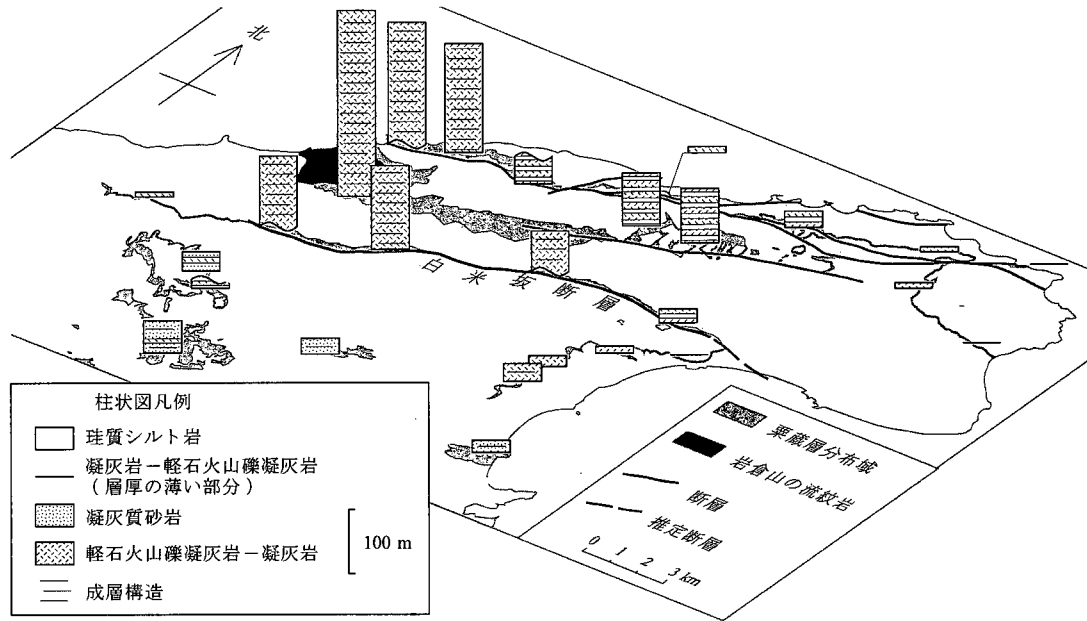
**地層名** 長浜（1951）の栗蔵層灰岩累層に由来する。ただし、本報告の栗蔵層は従来より多くの岩相を含むよう再定義した。Kano *et al.*（2002）の unit 5 の rhyolite tuff は本層に相当する。

**模式地** 長浜（1951）では特に模式地を指定していない。本報告では、良好な露出が見られる輪島市曾々木から珠洲市真浦町北方のツバ崎一帯の海岸を模式地としておく。

**層序関係** 下位の法住寺層を整合に覆う。また、本図幅南部地域では、より下位の地層を不整合に覆う。

**分布及び層厚** 輪島市町野町曾々木の岩倉山を中心とした広い範囲に分布する（第 34 図）。層厚は岩倉山周辺で非常に厚く、輪島市大久保では約 290 m に及ぶ。大谷峠付近で約 80 m，唐笠町付近で約 25 m と、東方へ向かって急速に薄くなり、本図幅地域の東端で尖滅する。岩倉山の西方や、白米坂断層南側の珠洲市飯田町から上戸町、法住寺にかけての地域にも分布するが、極めて薄い。

**岩相** 栗蔵層は黒雲母流紋岩の火山活動によって形成された地層である。卓越する岩相から流紋岩火砕岩（At），黒雲母流紋岩（Ar）及び凝灰質砂岩（As）に区分される。



第 34 図 粟蔵層の岩相及び層厚変化

図幅地域の粟蔵層の模式的な岩相と層厚を示す。断層に断たれ、正確な層厚が不明な箇所もあるが、岩倉山の流紋岩から離れるほど層厚が小さくなっており、岩倉山の流紋岩に火砕岩の起源を求めることができる。白米坂断層の南側では凝灰質砂岩が卓越し、層厚も目立って薄い。これは白米坂断層の活動により南側が地形的な高所に位置し、重力流を起源とする軽石火山礫凝灰岩が堆積しなかったためと考えられる。岩倉山から東方向のより詳しい柱状図は第 35 図に示す。

#### 流紋岩火砕岩 (At)

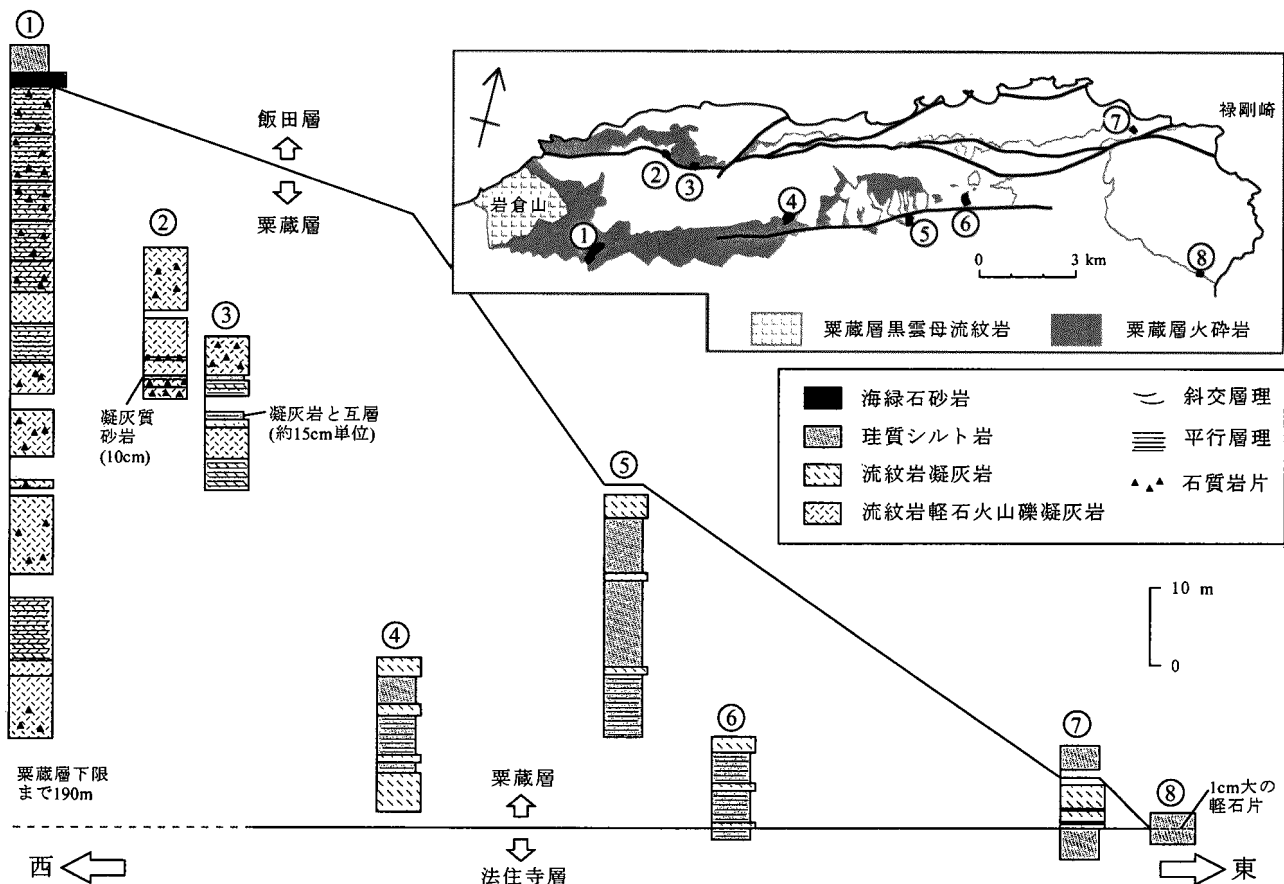
本岩相は、主に黒雲母流紋岩軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩からなり、凝灰質砂岩、珪質シルト岩を挟む。黒雲母流紋岩軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩は、一般に淡黄色ないし淡黄緑色を呈し、有色鉱物として黒雲母を含む。岩相及び層厚の変化から、その供給源は岩倉山を中心に分布する黒雲母流紋岩と考えることができる(第 34 図、第 35 図)。岩倉山周辺の黒雲母流紋岩に近接した地域では粒度が粗く、塊状軽石火山礫凝灰岩が卓越する。その北東方にあたる珠洲市真浦町の海岸では、塊状もしくは不明瞭な層理を示す火山礫凝灰岩と成層した火山礫凝灰岩-凝灰岩とがなす厚さ数 10 cm ないし数 m のフローユニットが多数累重している(第 36 図 A, B)。これらは、細粒火山灰に乏しく、軽石片に富み、基底付近に流紋岩などの岩片が濃集している。岩倉山から更に離れると、細粒になり、フローユニットも薄くなり(第 36 図 C)、平行層理など層流によって生ずる成層構造が卓越するようになる(第 36 図 D)。さらに遠方では、珪質シルト岩と互層し、フローユニットの厚さも数も減じて尖滅する。珠洲市東山中町付近では、厚さ数 m 以下の数枚の凝灰岩が珪質シルト岩と互層している(赤嶺, 1952 の東山中凝灰岩泥岩互層)。東方の珠洲市祿剛崎では厚さ約 30 cm の凝灰岩層、図幅地域東端部の珠洲市三崎町粟津では、径 1 cm 大の円磨された軽石が珪質シルト岩中に含まれるだけになる。同様の岩相と層厚の変化は南北方向にも認められる。例えば、層厚について、若山川向斜の

両翼で比べた場合、北翼側の輪島市大久保では約 280 m、南翼側の輪島市町野町寺山では約 130 m と、北翼側の方が南翼側よりも層厚が大きい(第 34 図)。白米坂断層の南側では東西方向に比べて急激に薄く、かつ細粒になり、南方の柳田村地域では凝灰質砂岩に置き換わる(第 34 図)。このような層厚と岩相の変化は、岩倉山から噴出した火砕粒子が主に東方に流れたこと、そして、白米坂断層の南側は波浪によって火砕粒子が洗われる浅い陸棚になっていたことを示唆する。輪島市町野町地方南東方では、流紋岩軽石火山礫凝灰岩の中に礫岩が挟在し、礫を供給しうる陸域が近かったことを示している。

#### 黒雲母流紋岩 (Ar)

黒雲母流紋岩は輪島市町野町曾々木の岩倉山付近を中心に分布する。鈴木・久保(1953)は、これを岩倉山流紋岩と名付けている。本報告では、この他に珠洲市白米坂に分布する黒雲母流紋岩も岩質が似ていることから粟蔵層に含めた。

岩倉山付近の流紋岩は主に塊状の流紋岩及び火山角礫岩からなり、外縁部には凝灰角礫岩が厚く分布する。灰白色-淡青灰色、淡灰緑色-淡青緑灰色、淡黄褐色、ときに緑灰色を呈する。流紋岩は一般に流理構造を呈し、しばしば真珠岩割れ目が発達している。また、柱状節理が認められることがある。曾々木の「千体地蔵」は流理にほぼ直交する柱状節理をもつ流紋岩が風化してできた造形である(第 37 図)。火山角礫岩は、流紋岩が節理及び



第 35 図 栗蔵層流紋岩火砕岩の柱状図

栗蔵層火砕岩の東西方向の岩相変化を示す柱状図。西部地域の厚い火砕岩は、幾つものフローユニットからなり、非火山性の堆積物をほとんど含まない。一方、東部地域では珪質シルト岩の占める割合が大きくなる。火砕物の中でも密度の大きい石質岩片は、一般に西方地域ほど量が多い。

真珠岩割れ目に沿って破碎して生じた角礫からなる。大きな角礫にはジグソー割れ目が認められることがある。曾々木東方の海岸には流紋岩の中に垂直方向に伸びる角礫岩が発達している。この角礫岩は、塊状で、その中に径 15 cm 大以下の黒雲母流紋岩亜円-亜角礫が密集しており、細粒物に乏しい。海岸に突出している露頭のため、正確なスケールは不明であるが、大型のスパイラルもしくは火道の一部と考えられる。岩倉山流紋岩の外縁部に見られる凝灰角礫岩は、平滑な面で囲まれた大型の角礫を多数含んでいる。1-5 cm 大の石質岩片に富み、少量の軽石片も含む。野外では流紋岩と流紋岩火砕岩 (At) との間に明瞭な貫入関係や被覆関係は観察できないので、漸移関係にあると考えられる。

白米坂に分布する黒雲母流紋岩は、白米坂断層に断られて岩体の下部から上部まで観察できる。下部は塊状で、淡灰色を呈し、斑晶の石英、黒雲母が目立つ。しばしば石英脈が認められる。上部は軽石質の塊状流紋岩及び火山角礫岩で、淡青灰白色を呈し、ときに流理構造が認められる。周辺の地層との直接の境界は観察できないが、近接する宝立山層の火砕岩は変質が著しい。分布形態か

らドーム状の貫入岩体と考えられる。

#### 岩石記載 黒雲母流紋岩 (NO491:GSJ R77933)

産地：輪島市町野町曾々木。

産状：溶岩ドーム。

斑晶：斜長石、石英、黒雲母。

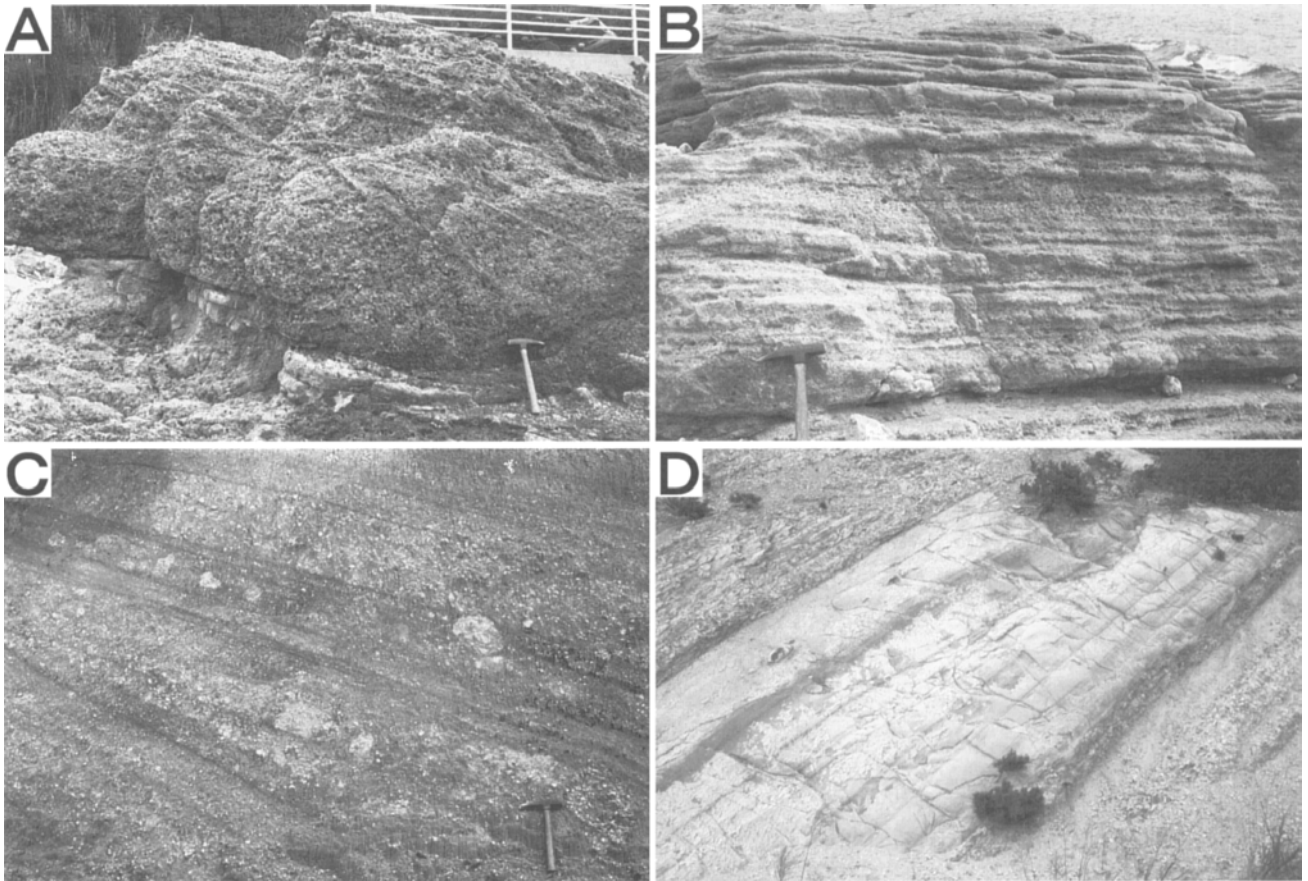
斜長石は 2.5 mm 以下、石英は径 0.5 mm 以下で、融食形を呈する。黒雲母は長径 1.8 mm 以下で、定向配列する。

石基：ガラス。

ガラスはほぼ新鮮である。流理がみられ、真珠岩組織を示す。

#### 凝灰質砂岩 (As)

凝灰質砂岩は図幅中部-南部地域の柳田村金山、国光、野田、久田-上町、五郎左エ門分、珠洲市長谷、内浦町松波、輪島市東山町にそれぞれ分布する。化石を含むことも多く、岩相が似ていることから、これまで多くが東印内層相当と考えられてきた。層厚は柳田村地域では約 30 m、内浦町松波では約 20 m である。岩相は流紋岩質



第 36 図 粟蔵層の流紋岩火砕岩の産状

- A. 水底火砕流堆積物の基底部をなす火山礫凝灰岩。主に粗粒な石質岩片と軽石片からなり、ほぼ塊状を呈する。珠洲市真浦町北方。
- B. 水底火砕流堆積物の上部を構成する軽石火山礫凝灰岩。顕著な成層構造を呈する。軽石片はややつぶれている。珠洲市真浦町北方。
- C. 成層した流紋岩軽石火山礫凝灰岩。粗粒な軽石が点在している。輪島市町野町大久保南方。
- D. 珪質シルト岩に挟在する流紋岩凝灰岩。写真中央の平滑な部分が凝灰岩で、厚さは約 2 m。珠洲市折戸町南方。

の凝灰質細粒-粗粒砂岩からなり、淡褐色-淡青灰色を呈する。ときに淘汰の良い流紋岩凝灰岩を挟む。また、海緑石を含むことがある。柳田村鴨川では凝灰質細粒砂岩と流紋岩凝灰岩とが、1-2 m 単位で互層している。内浦町松波や柳田村上町では全体に粗粒化しており、粗粒砂岩が多く、一部礫岩も含む。

柳田村久田-上町では、凝灰質砂岩が法住寺層の珪藻質シルト岩を覆い、飯田層の珪藻質シルト岩に覆われている。赤嶺(1952)は、この凝灰質砂岩を坪の内砂岩泥岩層として柳田層の下部の 1 岩相とし、増田(1954)は、これを東印内層と位置づけている。しかし、上下の珪藻質シルト岩から産出する珪藻化石(第 38 図; 第 4 表)は、この凝灰質砂岩が粟蔵層に対比されることを示す。この地域では、凝灰質砂岩の中に局所的に海綿化石 *Aphrocallistes* に富む砂岩と石灰質砂岩が認められ、一部で多量の見緑石を含む。これは粟蔵層直上の飯田層にも認められる特徴であるが、この地域が相対的に最も内陸に位置し、水深が浅かったことに起因する。

珠洲市長谷北東方の尾根に分布する本層は、淘汰の良い砂岩とシルト岩からなり、下位の高洲山層及び宝立山層を傾斜不整合に覆っている。船山(1988)はこれを東印内層に区分しているが、軽石片を含み、風化した凝灰岩を挟在することから、本報告では粟蔵層の凝灰質砂岩 (As) に含めた。

内浦町松波付近に分布する凝灰質砂岩は、淘汰の良い極細粒-中粒砂岩を主体とする。平行層理が認められることが多く、地層はほぼ水平である。柳田村笹川及び内浦町坪根では *Aphrocallistes* が密集して産するほか、内浦町尾ノ崎南方では多数の巻貝化石と保存の良い生痕化石が含まれている。

**化石** 本層の凝灰質砂岩 (As) から化石が産する。柳田村久田-上町地域の本層からは、貝化石、有孔虫化石、放射虫化石が産する(赤嶺, 1952; 増田, 1954)。また、同じ地域で Masuda (1966 a) が報告した東印内層産貝化石のうち、4 th horizon (Locality 18-22) は、本報告の



第 37 図 粟蔵層黒雲母流紋岩にみられる柱状節理  
輪島市町野町曾々木。水平方向に認められる  
流紋岩の流理に対し、ほぼ直交する柱状節理  
が発達する。風化して部分的に丸みを帯びた  
その造形から千体地蔵と呼ばれている。節理  
の間隔は 15-25 cm 程度。

粟蔵層凝灰質砂岩に相当する。珠洲市二艘舟からは大型有孔虫の *Operculina japonica* Hanzawa, 珠洲市菅田からは *Solamen* sp., “*Palliolum*” sp. の報告がある(赤嶺, 1952)。

**年代** 輪島市曾々木に分布する黒雲母流紋岩からは、柴田ほか(1981)により  $16.1 \pm 0.4$  Ma の黒雲母 K-Ar 年代が、塚本(1988)により  $15.9 \pm 1.5$  Ma の全岩 K-Ar 年代が報告されている。下位の法住寺層及び上位の飯田層の珪藻化石年代から求められる粟蔵層の年代は、珠洲市鶴飼地域では約 15.7-15.6 Ma (柳沢, 1999)である。また、柳田村上町-久田では約 16.3-15.0 Ma の範囲内にある(第 38 図)。したがって、粟蔵層は中期中新世初期、15.6 Ma 前後に形成されたと考えることができる。

### Ⅲ. 11 飯田層 (Dc, Dp, Dd, Dg)

**地層名** 鈴木(1950)の飯田凝灰質泥岩に由来する。

鮎野ほか(1965)は飯田珪藻泥岩層と呼んでいる(第 3 図)。ただし、本報告の飯田層は従来の区分を再定義し、鮎野ほか(1965)の南志見層の一部を含む。また、Kano *et al.* (2002)の Unit 5 の上部は本層に相当する。

**模式地** 鈴木(1950)は模式地を指定していない。赤嶺(1952)が模式地とした飯田町脇田と山岸の間の丘陵は法住寺層に相当する。本層は地域により岩相が異なるが、本報告では石灰質シルト岩の模式地を珠洲市東山中町、その他の岩相の模式地を三崎町大屋とする。

**層序関係** 下位の粟蔵層を整合に覆う。ただし、岩倉山周辺など、粟蔵層が厚い地域では本層下部の岩相を欠いて粟蔵層にオンラップしている。

**分布及び層厚** 飯田層は図幅地域内の広い範囲に分布する。珠洲市若山町以東の図幅地域北東部で厚く、東山中町周辺では層厚約 180 m と最も厚い。一方、西部及び白米坂断層以南では層厚は一般に 30 m 以下、ときには 10 m 以下と薄い。ただし、柳田村金山-柳田周辺では最大約 160 m と厚い。

**岩相** 飯田層は主に石灰質シルト岩、珪質シルト岩及び珪藻質シルト岩からなり、最上部は海緑石砂岩からなる。これらのうち、海緑石砂岩は特に広く分布しているが、他の岩相は偏在している。

法住寺層及び飯田層は間に粟蔵層を挟在してはいるが、その岩相及び岩質はほぼ同じで、一連の堆積作用により形成された地層といえる。ただし、粟蔵層の層厚が大きい地域では飯田層の石灰質シルト岩、珪質シルト岩及び珪藻質シルト岩は欠如していることも少なくない。

#### 石灰質シルト岩 (Dc)

石灰質シルト岩は珠洲市祿剛崎、東山中町周辺などの北東部及び柳田村地域に広く分布している。

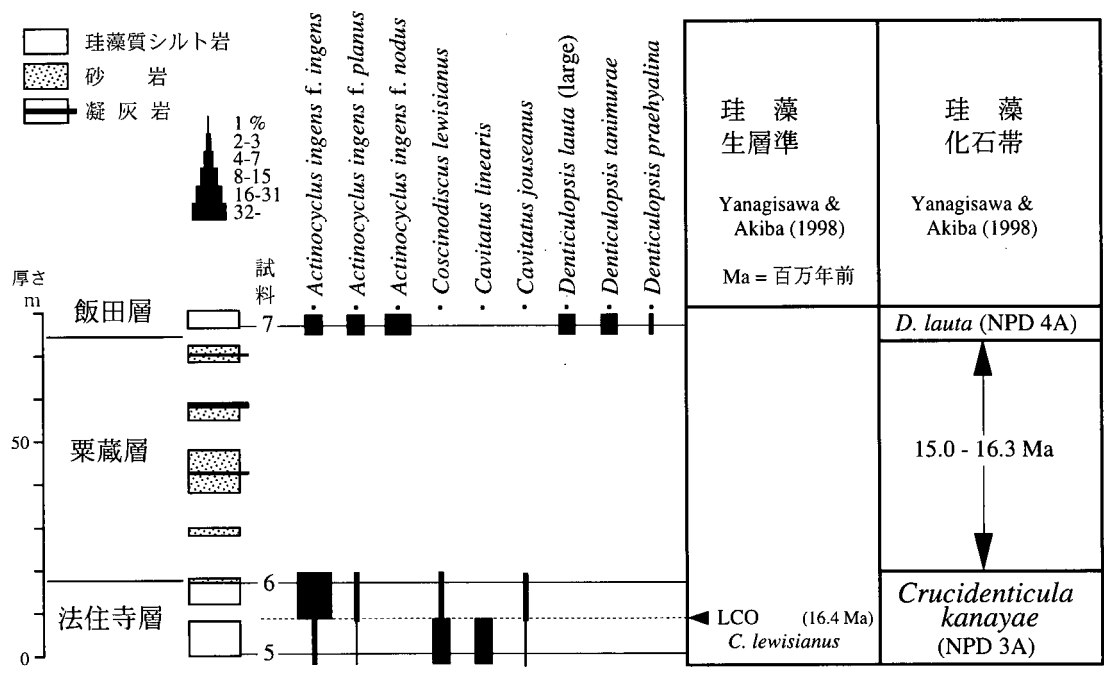
石灰質シルト岩の岩相上の特徴は、法住寺層の石灰質シルト岩(Jc)とほぼ同じで、淡灰-青灰色を呈し、やや不明瞭な層理を示す。しばしば海緑石を含む。祿剛崎では、炭酸塩に富む軟質シルト岩及びノジュールを挟む。また、後述するように堆積速度の速い地域では海緑石密集層が 2 層あることが知られているが(船山, 1988, 柳沢, 1999), 2 層の海緑石砂岩に挟在された部分には石灰質シルト岩が発達することが多い。

#### 珪質シルト岩 (Dp)

珪質シルト岩は珠洲市折戸町南方や馬縹峠から大谷峠付近、馬縹町赤神南方、柳田村地域に主に分布する。

珪質シルト岩の岩相上の特徴は、法住寺層の珪質シルト岩(Jp)とほぼ同様である。淡灰褐色-灰白色、淡青灰色を呈し、しばしば海緑石を含む。珪藻質シルト岩とは続成の程度が異なるだけで、同時異相の関係にある。

珪藻質シルト岩 (Dd)



第 38 図 柳田村上町-久田における法住寺層及び飯田層の珪藻化石層序  
LCO: 終多産出. NPD は化石帯のコード番号 (Yanagisawa and Akiba, 1998).

珪藻質シルト岩は地域東部及び南部に分布し、柳田村 笹川東方の尾根にも孤立して分布している。

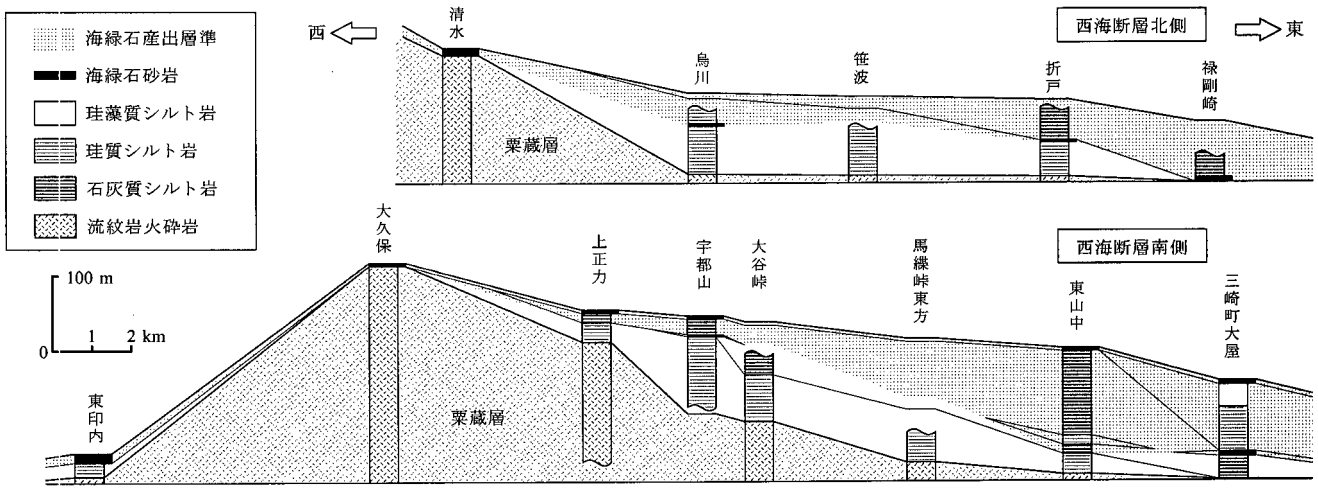
飯田層の珪藻質シルト岩は一般に層厚が薄く、通常は 20 m 以下である。岩相の特徴は法住寺層の珪藻質シルト岩 (Jd) とほぼ同じである。多くは暗青灰色を呈するが、風化して淡黄褐色-淡白色を呈する。

海緑石砂岩 (Dg)

海緑石砂岩は飯田層分布域のほぼ全域に広く分布して

いる。

海緑石砂岩は海緑石を多量に含む中-粗粒砂岩で、含海緑石シルト岩を含む。飯田層中の 2 層準に認められ、このうち上位のものが本層最上部に位置する。海緑石砂岩の下限及び上限は一般に明瞭で、他の岩相に挟在する濃集層をなしている。柳沢 (1999) は珪藻化石の詳細な検討により、海緑石砂岩は基本的には 2 層で、堆積速度の速い地域では 2 層が分離しているが、堆積速度の遅い地域では 2 層が合体して 1 層に見えていることを示した。



第 39 図 飯田層の岩相及び層厚変化  
図幅北部地域の飯田層の模式的な岩相と層厚を、粟蔵層基底を基準に示す。粟蔵層の層厚の小さい地域で飯田層の堆積速度が大きく、粟蔵層を形成した火山活動でつくられた山体の周囲に飯田層が堆積していることが分かる。上限の明らかでない地域が多いため、正確ではないが、石灰質シルト岩と珪質及び珪藻質シルト岩の堆積中心は異なっている可能性が高い。

第4表 法住寺層及び飯田層から産出した珪藻化石

地層名	?	Jd	Jd	Jd	Jd	Jd	Id
珪藻化石帯 (NPD)	?	3A	3A	3A	3A	3A	4A
試料番号	1	2	3	4	5	6	7
原試料番号 (Suz)	315	298	331	328	249	252	418
保存状態	P	P	P	P	P	P	M
含有量	C	R	A	A	C	A	A
<i>Actinocyclus ingens</i> f. <i>ingens</i> (Rattray) Whiting et Schrader	-	1	25	47	2	44	9
A. <i>ingens</i> f. <i>nodus</i> (Baldauf) Whiting et Schrader	-	-	-	-	-	-	19
A. <i>ingens</i> f. <i>planus</i> Whiting et Schrader	-	1	6	9	1	3	13
A. <i>octonarius</i> Ehrenberg	1	2	1	1	2	-	-
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	1	3	3	+	2	3	6
<i>Arachnoidiscus</i> spp.	-	-	-	-	1	-	-
<i>Aulacoseira</i> spp.	1	2	3	+	2	7	-
<i>Azpeitia vetustissima</i> (Pantocsek) Sims	-	1	1	-	-	-	1
<i>Cavitatus exiguus</i> Yanagisawa et Akiba	-	1	-	-	5	-	-
C. <i>jouseanus</i> (Sheshukova) Williams	1	1	1	2	1	2	-
C. <i>linearis</i> (Sheshukova) Akiba et Yanagisawa	-	13	6	3	15	-	-
C. <i>miocenicus</i> (Schrader) Akiba et Yanagisawa	+	-	-	-	-	-	+
<i>Coscinodiscus lewisianus</i> Greville	-	35	-	-	14	1	-
C. <i>marginatus</i> Ehrenberg	-	5	7	2	5	11	1
C. <i>perforatus</i> Ehrenberg	1	-	-	2	8	-	-
C. <i>radiatus</i> Ehrenberg	3	-	-	-	2	-	-
<i>Clavicula polymorpha</i> Grunow et Pantocsek	-	-	-	1	1	1	-
<i>Crucidentacula kanayae</i> var. <i>kanayae</i> Akiba et Yanagisawa ?	+	-	-	-	-	-	-
C. <i>paranicobarica</i> var. <i>paranicobarica</i> Akiba et Yanagisawa	-	-	-	-	-	-	4
<i>Delphineis miocenica</i> (Schrader) Andrews	-	+	+	-	+	-	-
D. <i>penelliptica</i> Andrews	29	-	2	1	-	-	-
<i>Denticulopsis lauta</i> (Bailey) Simonsen	-	-	-	-	-	-	5
D. <i>praehyalina</i> Tanimura	-	-	-	-	-	-	1
D. <i>tanimurae</i> Yanagisawa et Akiba	-	-	-	-	-	-	8
Girdle view of <i>D. lauta</i> group	-	-	-	-	-	-	8
<i>Diploneis smithii</i> (Brébisson) Cleve	-	-	1	-	-	-	-
<i>Eucampia</i> sp. A (= <i>Hemiaulus polymorphus</i> Grunow)	1	1	-	-	-	-	-
<i>Grammatophora</i> spp.	-	+	+	+	-	-	-
<i>Hemiaulus bipons</i> (Ehrenberg) Grunow	5	-	-	-	-	-	-
<i>Hyalodiscus obsoletus</i> Sheshukova	1	2	-	1	-	-	2
<i>Ikebea tenuis</i> (Brun) Akiba	+	-	-	-	-	-	-
<i>Melosira sol</i> (Ehrenberg) Kützing	+	-	-	3	-	1	-
<i>Nitzschia challengerii</i> Schrader	-	-	-	-	-	-	+
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	7	5	2	7	8	4	2
<i>Plagiogramma staurorophorum</i> (Gregory) Heiberg	1	1	-	-	-	-	-
<i>Proboscia interposita</i> (Hajós) Jordan et Priddle	-	1	-	-	-	-	-
<i>Pseudodimerogramma elegans</i> Schrader	+	-	-	-	-	-	-
<i>Rhizosolenia hebetata</i> f. <i>hiemalis</i> Gran	-	-	-	-	-	-	1
R. <i>styliformis</i> Brightwell	1	-	-	-	-	1	-
<i>Stellarima microtrias</i> (Ehrenberg) Hasle et Sims	2	3	3	-	1	1	-
<i>Stephanogonia hanzawae</i> Kanaya	+	-	-	-	-	-	-
<i>Stephanopyxis</i> spp.	1	13	24	7	17	16	8
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo	44	3	14	14	7	5	12
<i>Thalassiosira leptopus</i> (Grunow) Hasle et Fryxell	-	5	1	-	2	-	-
T. <i>mizunamiensis</i> Yanagisawa	+	-	-	-	1	-	-
<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow	-	1	+	+	3	+	+
全計数蓋殻数	100	100	100	100	100	100	100
<i>Chaetoceros</i> 属の休眠胞子の数	52	27	19	6	20	11	5

地層名 Jd : 法住寺層, Id : 飯田層

試料 1 : 珠洲市加護, 2 : 珠洲市法住寺, 3 : 珠洲市黒峰, 4 : 珠洲市下鳥越, 5-7 : 柳田村久田

保存状態 G : 良好, M : 中間, P : 不良 含有量 A : 多産, C : 普通, R : 稀産 産出 + : 存在, - : 非産出.



海緑石砂岩は、層厚は一般に 2-5 m で、2 層準が合体している場合でも最大で 10 m 程度である(第 40 図 A)。海緑石が密集して暗緑色を呈する。生痕化石に富み、著しい生物擾乱を受けており(第 40 図 B)、しばしば海綿化石 *Aphrocallistes* を多産する。珠洲市三崎町伏見西方では、層厚 5 m の海緑石砂岩の中で上端から約 50 cm 下位の位置に、生痕化石の *Thalassionides* が密集している。珠洲市三崎町伏見西方では基底部に、珠洲市脇田谷内では全体に軽石(約 3 cm 大以下)を含む。

珠洲市三崎町大屋では 2 層の海緑石濃集層が認められ、その間は層厚にして約 90 m 隔たっている。禄剛崎及びその西方の折戸町付近でも、観察できる海緑石濃集層は 1 層であるが、その上位に海緑石が散点的に含まれていることから海緑石濃集層は実際には 2 層準あり、上位のものは削剥されているものと考えられる。一方、東山中町付近や柳田村金山周辺では下位の海緑石濃集層は確認できないことが多いが、本層の石灰質シルト岩及び珪質シルト岩(凡例上は Dp 及び Dc に含めた)中に海緑石が散在している。このような地域は栗蔵層の層厚が小さい地域、すなわち栗蔵層を形成した水底火山噴出物による埋積を受けていない場所にあたる。従って、下位の海緑石濃集層は当時の海底斜面の中のある特定の水深に局所的に形成され、海緑石が散在する産状はこの海緑石が再堆積してできたと考えたと説明がつく。一方、上位層準の海緑石濃集層は本図幅地域の広い範囲で認められることから、能登半島北部地域全体が海緑石の形成されやすい環境にあったことを示唆している。なお、岩倉山南方及び南西方では栗蔵層と飯塚層の間に飯田層の海緑石砂岩は認められない。これは、栗蔵層の黒雲母流紋岩のなす山体が、海緑石の形成に適さない水深にあったか、堆積物の堆積しえない急斜面をなしていたためと推定される。

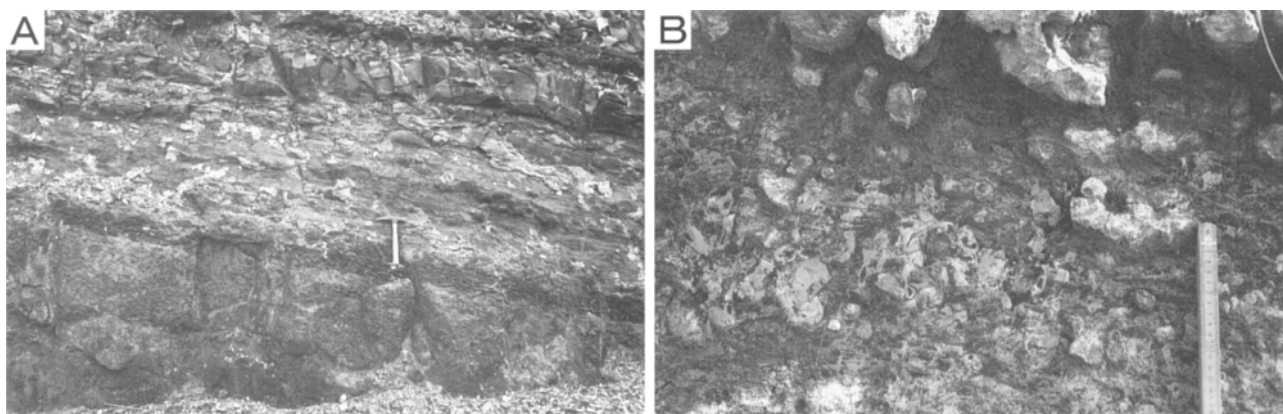
**化石** 海緑石砂岩及び石灰質シルト岩からしばしば

*Aphrocallistes* を産するほか、石灰質シルト岩からまれに海棲貝化石が産する。また、海緑石砂岩から生痕化石の *Thalassionides* が産する。また、本層からは浮遊性有孔虫(米谷, 1976; 池田, 1982; 船山, 1988)、放散虫(船山, 1988)、珪藻(船山, 1988; 柳沢, 1999)及び珪質鞭毛藻(Ichikawa *et al.*, 1967)が産出する。

**年代** 米谷(1976)は、本層から Blow (1969)の N. 9 帯に相当する浮遊性有孔虫化石を、船山(1988)は珠洲市南黒丸の本層最上部から、N. 10 帯に相当する浮遊性有孔虫化石を報告している。船山(1988)は珠洲市地域において定義した放散虫層序のうち、本層が *Calocycletta costata* 帯の上部から *Eucyrtidium inflatum* 帯下部に相当することを報告している。柳沢(1999)は珠洲市地域の本層から産する珪藻化石を検討し、Yanagisawa and Akiba (1998)の *Denticulopsis lauta* 帯(NPD 4A)から *Crucidenticula nicobarica* 帯(NPD 5A)に相当し、およそ 15.5 Ma から 13 Ma に形成されたと考えられること、また、海緑石砂岩のうち、下位の海緑石砂岩は約 15.3 Ma 前後、上位の海緑石砂岩は 14.5-13.1 Ma の年代を示すことを明らかにした(第 4 図)。2 層が合体している場合も、下限は 15.3 Ma、上限は 13.1 Ma 前後である。植田・鈴木(1973)の K-Ar 年代測定によれば、珠洲市脇田の海緑石砂岩の年代は 15.2 Ma (新壊変定数により補正: 柴田, 1981)である。以上のことから、飯田層は中期中新世初期-中期に形成されたと考えることができる。

### III. 12 飯塚層 (Ip, Id, I<sub>1</sub>, I<sub>2</sub>, I<sub>3</sub>, Is)

**地層名** 望月(1932)命名。ただし、本報告ではこれを再定義し、望月(1932)の若山層の一部も含む。また、従来は本報告の飯田層とあわせて南志見層と呼ばれることが多かった(第 3 図)。



第 40 図 飯田層海緑石砂岩の産状

A. 海緑石濃集層。ハンマーより上位は飯塚層の珪質シルト岩。珠洲市清水町。

B. 海緑石濃集層にみられる生物擾乱。スケールは約 18 cm。珠洲市三崎町伏見西方。



**模式地** 望月(1932)は模式地を指定してない。同様の区分を踏襲した鈴木・北崎(1952)は正院町飯塚を模式地に指定している。現在でも珠洲市正院町岡田から南方の飯塚町一帯の露出は良好である。

**層序関係** 本図幅内では、第三系の最上部に相当する。下位の飯田層を整合に覆うほか、一部では更に下位の地層を傾斜不整合で覆う。

**分布及び層厚** 主に若山川向斜の東部とその延長部に広く分布する。珠洲市三崎町付近では地層の傾斜は水平に近く、緩く褶曲している。珠洲市若山町付近では複向斜構造をなしている。また、珠洲市上戸町から南黒丸にも連続して広がっており、珠洲市清水町にも狭い範囲に分布している。層厚は最大 350 m 以上。

**岩相** 主に珪質シルト岩(Ip)、珪藻質シルト岩(Id)からなり、両者の岩相の違いは続成の程度の違いを反映している。最上部は砂質泥岩-泥質砂岩(Is)からなる。薄い流紋岩凝灰岩(I<sub>1</sub>, I<sub>2</sub>, I<sub>3</sub>)を挟在する。

#### 珪質シルト岩 (Ip)

珪質シルト岩は若山川向斜付近に広く分布するほか、珠洲市清水町にも分布する。

珪質シルト岩は、一般に単位層厚 5-20 cm のやや不明瞭な成層構造を示す。黒褐-暗灰色を呈するが、風化乾燥すると白色を呈し、ごく軽い。やや硬-軟質の珪藻質シルト岩を経て上位の珪藻質シルト岩に漸移する。漸移部の珪藻質シルト岩は暗灰色を呈し、風化により数 cm 大の玉ねぎ状構造を示す。1-4 m 大の石灰質のコンクリーションを含むことがある。

#### 珪藻質シルト岩 (Id)

珪藻質シルト岩は、珠洲市三崎町から正院町、若山町にかけて、また珠洲市上戸町から南黒丸まで連続して広く分布する。輪島市真喜野周辺及び白崎にも東西に長く分布する。

珪藻質シルト岩は、黒色-暗緑灰色を呈し、ほぼ均質無層理で、軟質である。ときに著しい生物擾乱構造が認められる。長径 1 m に及ぶ石灰質のコンクリーションを含むことがある。また、まれに油臭がする。

#### 流紋岩凝灰岩 (I<sub>1</sub>, I<sub>2</sub>, I<sub>3</sub>)

流紋岩凝灰岩は本層中部に 6 枚(I<sub>1</sub>)、やや上部に 2 枚(I<sub>2</sub>)、最上部に 1 枚(I<sub>3</sub>)挟在している。I<sub>1</sub>及びI<sub>2</sub>は東部に、I<sub>3</sub>は西部の三ツ子浜に見られる。これらは下部のものほど側方によく連続するほか、構造物や堆積構造などにそれぞれ特徴をもっており鍵層として有効である。一般に軽石片、岩片、結晶片から構成され、淘汰は良い。層厚は 10-80 cm であるが、ひとつの露頭でも膨縮が著しく、また同じ凝灰岩層でも地域による変化も大きい(第 41 図)。凝灰岩層の模式的なスケッチと写真を第 42 図に示

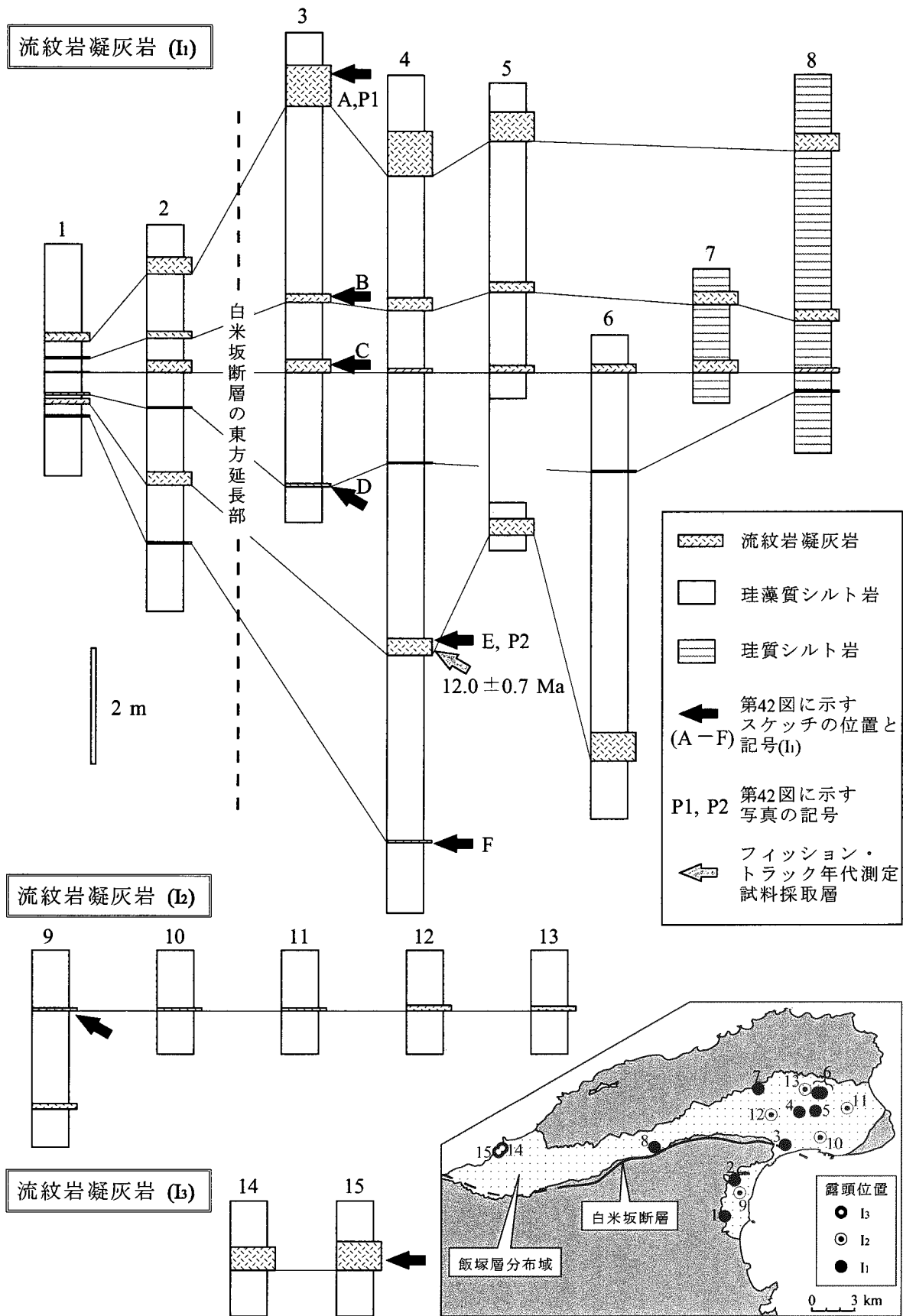
す。

#### 砂質泥岩-泥質砂岩 (Is)

砂質泥岩-泥質砂岩は本層最上部を占めて、珠洲市熊谷町、中ノ釜、見附島、輪島市白崎、名舟町に分布する。層厚は熊谷町で 50 m 以上、白崎では 80 m 以上である。この岩相は、船山(1988)の熊谷珪藻質泥岩部層に相当する。暗灰褐色-暗灰緑色を呈し、生痕化石に富む(第 43 図)。珪藻質で、ときに石灰質のコンクリーションを含む。均質塊状を呈することが多いが、厚さ 1-数 m の層をなしていることがある。下位の珪藻質シルト岩とは漸移関係にあるが、両者の境界の年代は、飯田湾岸の珠洲市鶴飼で約 10 Ma、珠洲市正院町で約 9.5 Ma と南部ほど古い(柳沢, 1999)。また、輪島市白崎周辺では、その境界の年代は、約 7 Ma 前後と飯田湾岸よりも更に若い(第 44 図)。このことは、南部ほど早くから浅海化が進んだことを示唆する。

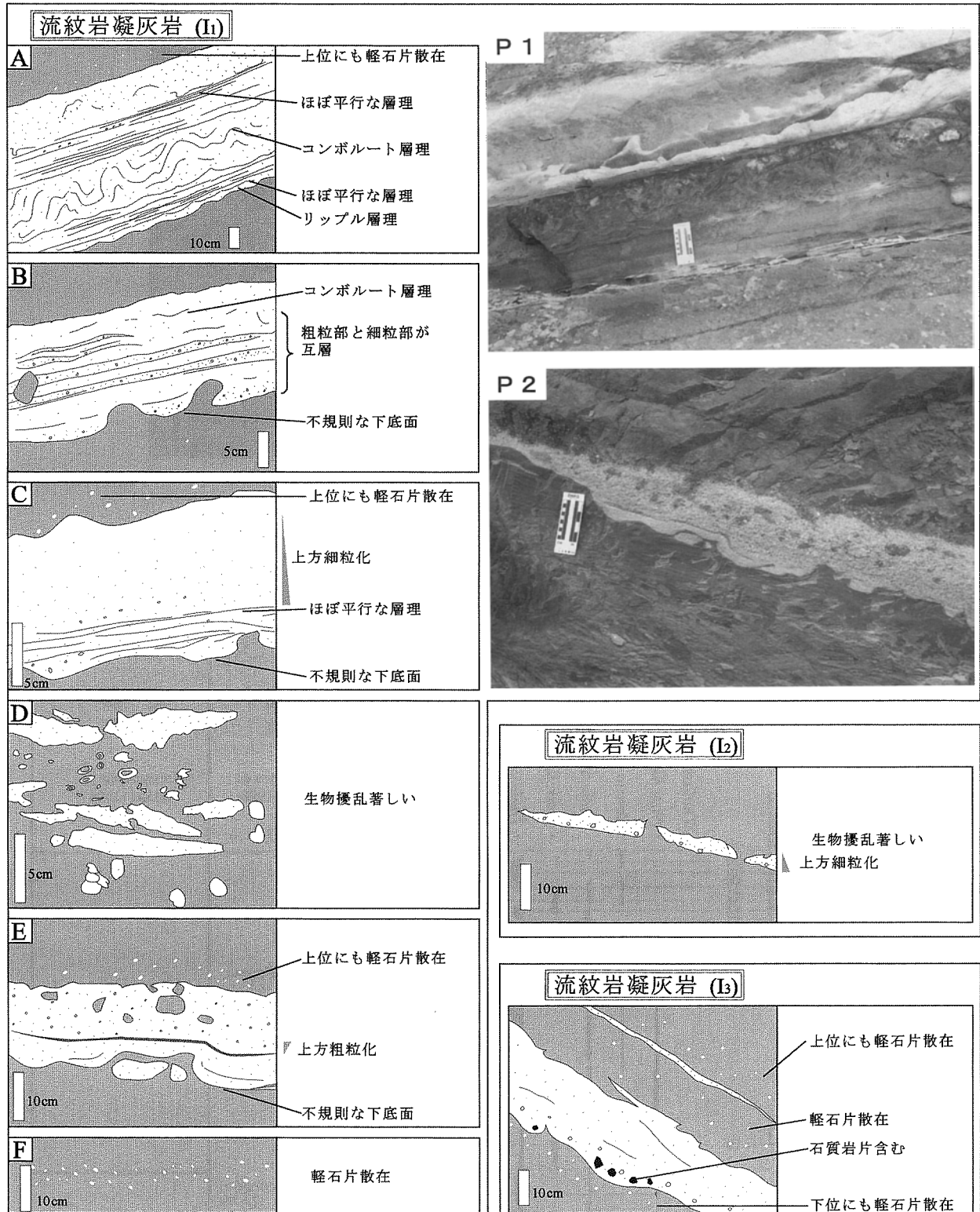
**化石** 松浦(1992)によれば、輪島市三ツ子浜の本層からクジラ類の肋骨、椎骨などが、珠洲市上戸町の本層からイルカ類の肋骨化石が産している。小西ほか(1998)は珠洲市三崎町杉山の珪藻土採掘坑から絶滅鰭脚類 *Al-lodesmus* 属の産出を報告している。藤・河合(1982 b)は珠洲市正院町岡田の本層から得られた花粉化石を分析し、本層堆積当時の古気候は現在とほぼ同じで、地形は法住寺層堆積時と比べて低山化していたと考察している。また、本層からは浮遊性有孔虫(池田, 1982)、放散虫(船山, 1988)、珪藻(市川, 1950; 船山, 1988; 柳沢, 1999)が産出する。

**年代** 池田(1982)は、珠洲市鶴飼の本層最下部から、Blow (1969)の N. 10 帯に相当する浮遊性有孔虫化石を報告している。船山(1988)は珠洲市地域における本層が *Eucyrtidium inflatum* 帯(船山, 1988)下部から *Lychnocanoma magnacornuta* 帯(本山・丸山, 1998)に相当することを報告している。柳沢(1999)は、珠洲市地域の本層が珪藻化石分帯で Yanagisawa and Akiba (1998)の *Crucidenticula nicobarica* 帯(NPD 5A)から *Thalassiosira schraderi* 帯(NPD 6B)の最下部に位置し、13 Ma から 8.4 Ma に相当することを明らかにした。また、輪島市白崎付近では *T. schraderi* 帯(NPD 6B)から *Rouxia californica* 帯(NPD 7A)に相当し、最上部は約 6.5 Ma にまで及んでいることが明らかになった(第 44 図; 第 5 表)。珠洲市正院町岡田の珪藻土採掘場に産する流紋岩凝灰岩(I<sub>1</sub>)からは、ジルコンのフィッシュン・トラック年代として 12.0±0.7 Ma の値が得られた(第 41 図; 第 1 表)。この年代は、凝灰岩を挟在する珪藻質シルト岩の微化石年代(柳沢, 1999)とほぼ一致する(第 4 図)。したがって、本層は中期中新世後期から後期中新世にかけて形成されたと考えられる。



第41図 飯塚層流紋岩凝灰岩の層厚変化

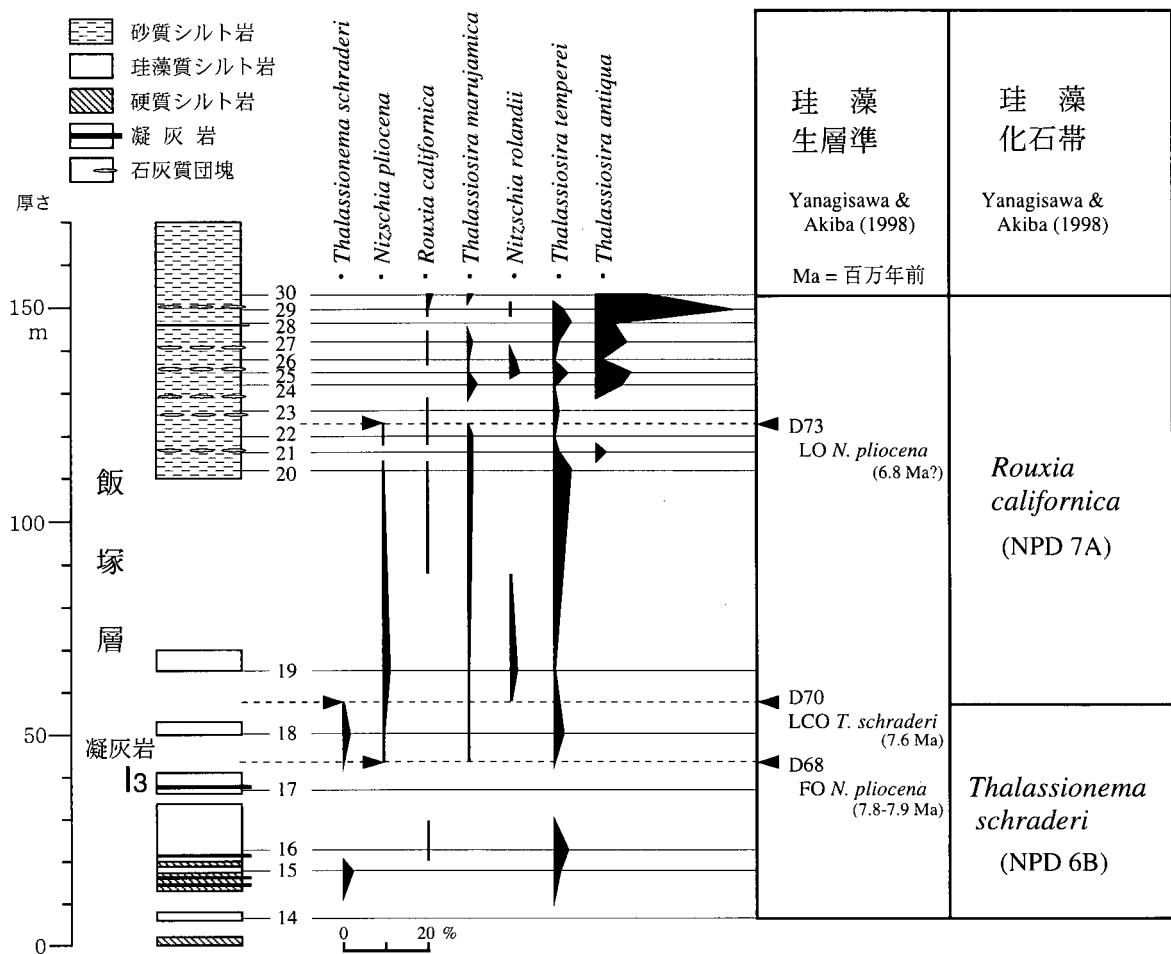
I<sub>1</sub>及びI<sub>2</sub>は東部によく発達し、I<sub>3</sub>は西部にのみ分布している。I<sub>1</sub>の柱状図2と3の間に白米坂断層の東方延長部が通るが、堆積速度及び層厚とも断層南部の方が明らかに小さくなっている。各凝灰岩はそれぞれ構成物及び堆積構造に特徴がある(第42図)。正確な露頭位置は地質図を参照。



第 42 図 飯塚層流紋岩凝灰岩のスケッチ及び露頭写真  
各凝灰岩の一般的な堆積構造及び構成物の例。これらの特徴は分布地域内ほぼ共通で、鍵層として有効である。厚い凝灰岩には層理が見られるが、薄いものは均質で、生物擾乱が著しい。写真の P1 は図中のスケッチ A に、P2 はスケッチ E にそれぞれ対応する。露頭位置は第 41 図と地質図を参照。



第 43 図 飯塚層の砂質シルト岩に見られる生痕化石  
輪島市日崎. 塊状の砂質シルト岩に *Teichichnus* が多産する.



第 44 図 輪島市三ツ子浜-白崎での飯塚層の珪藻化石層序  
番号は試料番号. 産出化石は第 5 表を参照. FO: 初産出, LO: 終産出, LCO: 終多産出. NPD は化石帯のコード番号 (Yanagisawa and Akiba, 1998).



## IV. 第四系

(吉川敏之)

本図幅地域に分布する第四系は、段丘堆積物、地すべり堆積物(地すべり地塊を含む)、河川及び扇状地堆積物、砂州及び砂丘堆積物、海浜堆積物及び人工改変地からなる。

### IV. 1 段丘堆積物

本図幅には、海岸周辺を中心に内陸部まで広がる海成段丘堆積物と、若山川及び町野川流域などに主に見られる河成段丘堆積物がある。本報告では、ほぼ太田・平川(1979)の面区分に従って最高位段丘堆積物、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物及び低位段丘堆積物に大別した。ただし、内陸部に広く認められる平坦面のうち、堆積物を確認できなかったものについては地質図には表現していない。最高位段丘堆積物から中位段丘堆積物は海成、低位段丘堆積物は河成と考えられる。

#### 最高位段丘堆積物 ( $th_0$ )

最高位段丘堆積物は、太田・平川(1979)の T 面を構成する堆積物で、図幅地域南部の柳田村当目、中斉、神和住、合鹿、内浦町駒渡、福光などに分布する。太田・平川(1979)の区分では、面高度別に T2, T3, T5, T6, T7 に細分されているが、堆積物の確認できないものも多いため、本報告では堆積物の確認できたものを一括して最高位段丘堆積物とした。段丘面高度は標高 200 m から 300 m に及ぶ。堆積物は主に赤褐-淡褐色を呈する塊状のシルトで、ときに平行層理を示し、下部や基底部に中礫サイズの垂円礫を含むこともある。層厚は観察された中では最大 2.5 m 程度である。

#### 高位段丘堆積物 ( $th_1, th_2, th_3$ )

高位段丘堆積物は太田・平川(1979)の H 面を構成する堆積物で、図幅地域南部の内浦町福光、宮犬、珠洲市宝立町と、珠洲岬地域の山伏山周辺などに分布する。太田・平川(1979)は H 面を H1-H4 に細分しており、本報告では、H1, H2 及び H3, H4 を構成する堆積物を、それぞれ高位 1 段丘堆積物、高位 2 段丘堆積物、高位 3 段丘堆積物、に細分した。段丘面高度は標高 60 m から 200 m に及ぶ。堆積物は最下部-下部に礫を伴う中-粗粒砂、シルトで、淡灰褐色-赤褐色を呈する。砂は淘汰やや良好で、ときに斜交層理が認められる。礫は 12 cm 以下で、垂円-垂角程度の円磨度を示すが、扁平な形状が卓越することがある。堆積物の層厚は一般に 1.5 m

以上で、最大 6 m まで確認できた。

#### 中位段丘堆積物 ( $tm_1, tm_2, tm_3$ )

中位段丘堆積物は太田・平川(1979)の M 面を構成する堆積物で、珠洲市正院町、三崎町付近に広く分布するほか、輪島市名舟町-南志見町、珠洲市高屋町-川浦町、内浦町松波、鹿泊-立壁などにも分布する。太田・平川(1979)は M 面を M1, M2, M3 に細分しており、本報告では、それぞれに対応する堆積物を中位 1 段丘堆積物、中位 2 段丘堆積物、中位 3 段丘堆積物に細分した。段丘面高度は標高 15 m から 50 m 程度である。本図幅南端部の内浦町布浦と立壁の間で、中位 2 段丘堆積物の高度が不連続に見える箇所もあるが、太田・平川(1979)の区分を踏襲している。堆積物は主にシルト、砂、礫からなり、互いに成層あるいは指交することもある。淘汰は一般に良くない。層厚は最大 6 m 程度である。豊蔵ほか(1991)は、平床台地上の段丘堆積物(本報告の中位 2 段丘堆積物)から最大約 15 cm 厚の三瓶木次テフラを報告している。

能登半島北部の段丘のうち、特に珠洲市正院町平床付近に分布する海成中位段丘は、平床貝層(望月, 1932)または平床層(鈴木, 1950)と呼ばれ、化石や古環境に関して古くから研究されている(Asano, 1937; 浅野, 1938; 藤・吉村, 1979など)。また、珠洲市三崎町宇治付近の段丘堆積物からも化石群集が報告され、宇治貝層と呼ばれている(北陸第四紀研究グループ, 1961; 藤・山岸, 1980)。当初、平床貝層と宇治貝層は異なる海進の産物と解釈されたが(北陸第四紀研究グループ, 1961)、化石群集の比較(藤井, 1976)や単体サンゴ化石の放射年代( $Th^{230}$ 成長法: 約 120 Ka)と  $\delta O^{18}$ の測定結果(Omura, 1980)から、現在では同じ海進時の深度の異なる貝類群集であると考えられている。平床層の模式地とされた珠洲市正院町平床付近では、飯塚層の珪藻質シルト岩の上に厚さ約 4.5 m の、中位 1 段丘堆積物に相当するシルト-細粒砂(平床貝層)が分布しており、その中から保存の良い貝化石が産出する。シルト-細粒砂は下部がシルトで上方に細粒砂に漸移し、塊状で、暗緑灰色を呈する。中位 2 段丘堆積物に相当する厚さ約 15 m の礫層がこれを覆う。Omura (1980)による単体サンゴ化石の放射年代( $Th^{230}$ 成長法)結果から、中位 1 段丘堆積物は約 12 万年前に形成されたと考えられる。これは、酸素同位体ステージの区分では 5e に相当する(太田・国土地理院地理調査部, 1997)。また、三瓶木次テフラを挟在する

ことから、中位 2 段丘堆積物は約 8-9 万年前頃に形成されたと考えられる。

珠洲市三崎町の段丘堆積物中には、特徴的な形態の珩質コンクリーションが含まれていることがあり、「子ぶり石」、「仏石」、「菩薩石」などと呼ばれている。その成因はよくわかっていないが、これらの中には生痕の形態を呈するものも含まれている(赤羽ほか, 2000)。

#### 低位段丘堆積物 (t1)

低位段丘堆積物は、町野川とその支流の上町川、若山川、鶺鴒川及び松波川流域に分布する比高 2-10 m の面を構成する。柳田村鴨川から笹川周辺などでは、比高の異なる面が 2 段認められるが、本報告では一括した。堆積物は礫、砂及び泥からなる。

### IV. 2 地すべり堆積物 (m)

能登半島北部は地すべりの多い地域であり、地すべり堆積物は図幅内各所に分布する。地質図では、もとの地層が破碎されて岩屑及び岩塊からなる堆積物と、地質構造を残したまま移動した地すべり地塊 (m) とに区分する。

地すべりと基盤の岩相及び構造には密接な関係が認められる。図幅北部地域の珠洲市木ノ浦、笹波町、馬縹町の地すべりは、東印内層の黒色泥岩分布域で発生している。馬縹町では黒色泥岩を滑り面にして、東西約 1 km、南北約 500 m の地すべり地塊が認められる。輪島市町野町地域から柳田村地域では、地すべりは主に栗蔵層の凝灰質砂岩、東印内層の砂岩、宝立山層のデイサイト火砕岩分布域に発生している。珠洲市真浦町や輪島市白米

町では、地層の傾斜方向に地すべりが発生している。白米坂の地すべり地には多数の棚田が作られ、「千枚田」と呼ばれる景勝地になっている(第 45 図)。

珠洲市馬縹峠から鞍坪岳に連なる山々の頂部付近は、地すべり地特有の平坦地形を呈する。七曲南方では、この地域に分布する栗蔵層の流紋岩火砕岩と珩質シルト岩の岩塊が、地すべり堆積物中に認められた。珠洲市若山町吉ヶ池や北山でも、栗蔵層の流紋岩火砕岩の分布地域が大規模な地すべり地となっている。

### IV. 3 河川及び扇状地堆積物 (f)、砂州及び砂丘堆積物 (d)、及び海浜堆積物 (b)

河川及び扇状地堆積物 (f) は、主に飯田湾周辺部と、若山川、町野川流域に広く分布する。礫、砂及び泥からなり、鮎野・山田(1995)によればその厚さは各河川の河口付近で最大約 30 m である。

砂州及び砂丘堆積物 (d) は、珠洲市三崎町高波-栗津、珠洲市三崎町雲津から内浦町松波にかけての飯田湾沿岸、輪島市町野町大川に分布する。珠洲市三崎町高波-栗津と珠洲市三崎町雲津-蛸島町の宇治砂丘、蛸島砂丘と呼ばれている砂丘は、2 つもしくは 3 つの砂丘列からなる(北陸第四紀研究グループ, 1961; 藤, 1975)。これらの砂丘の露頭は少なく、堆積物の詳細は明らかではない。珠洲市三崎町鉢ヶ崎では淘汰の良い中粒砂からなるのが観察された。また、輪島市町野町大川の砂丘は、淘汰の良い中粒砂からなり、断面には海側に傾斜する層理が認められる(第 46 図)。

海浜堆積物 (b) は規模の大きなものは少ないが、各地



第 45 図 輪島市日米町の地すべり  
地すべり地は階段耕作され、千枚田と呼ばれる棚田になっている。



第 46 図 砂丘堆積物  
輪島市町野町大川．海側に傾斜した層理を示す．崖の高さは約 8 m．

の河口や入り江に分布し，淘汰の良い砂からなり，礫を含む．

#### IV. 4 人工改変地 (r)

人工改変地は，飯田湾周辺，珠洲市高屋町，輪島市名

舟町にみられ，いずれも港湾地として海浜を整備したものである．

なお，能登半島北部の海岸では，かつて揚げ浜塩田による製塩が広く行われていた．現在では珠洲市仁江町に残るのみとなったが，その他の地域にも海岸の波蝕台に塩田の跡が見られることがある．



## V. 地 質 構 造

(吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫)

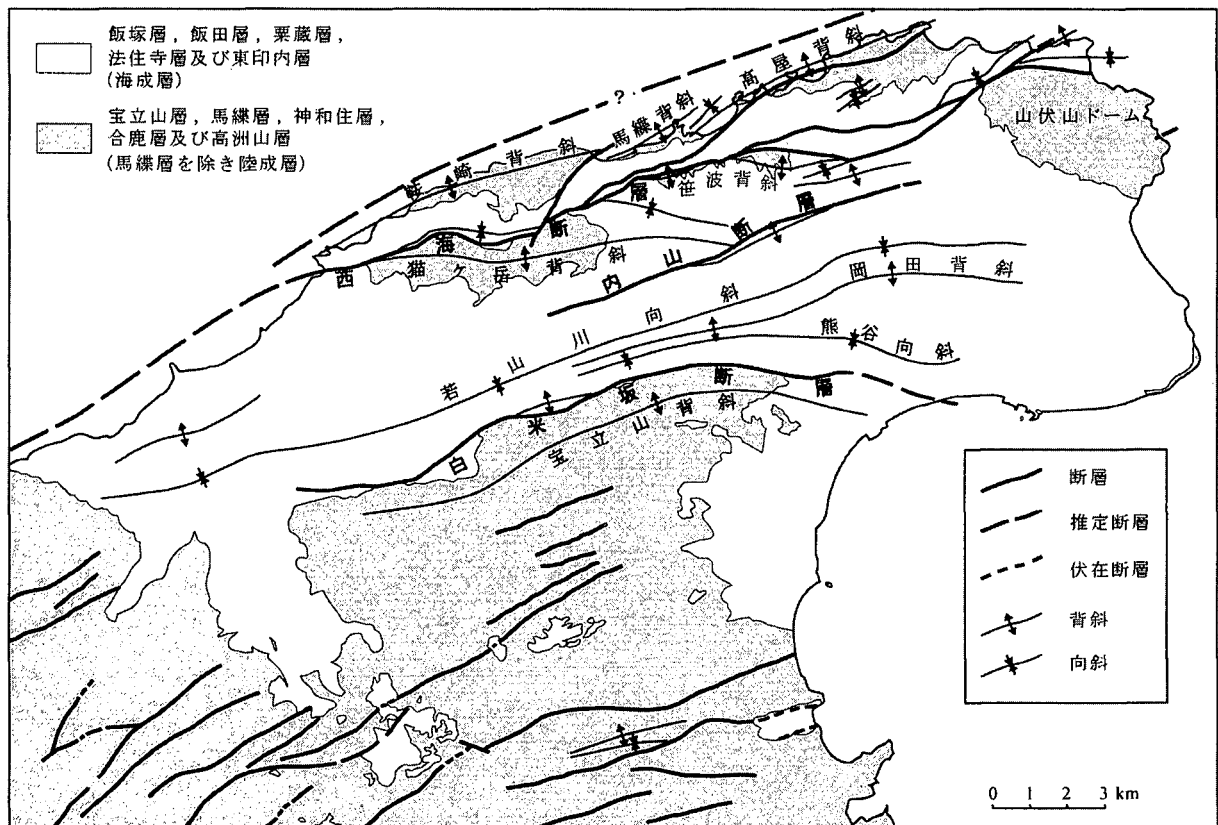
### V. 1 断 層

本図幅地域には第三系の中に北東-南西ないし東西方向の逆断層または正断層が多数認められる(第47図)。そのうち特に長大な白米坂断層、西海断層、内山断層について以下に詳述する。

**白米坂断層** Ishida (1959)命名。図幅ほぼ中央部を東西に伸び、延長約15 kmに及ぶ。本断層の露頭は見つかっていないが、断層近傍では北側の地層に傾斜の直立や破碎などの変形が目立つ。珠洲市白米坂北方では栗蔵層の流紋岩凝灰岩珪質シルト岩互層が逆転している(第48図)。また、珠洲市若山町白滝では飯塚層の珪質シルト岩と宝立山層のデイサイト火山礫凝灰岩が接しており、飯塚層はやや破碎されている。その境界部は幅約1.5m、 $N80^{\circ}W$  走向の沢となっていることから、破碎帯が形成され浸食に弱くなっていたものと考えられる。珠洲市八太郎峠南方では飯塚層から栗蔵層の傾斜は

$70-80^{\circ}N$  と直立に近く、小断層( $N76^{\circ}W, 60^{\circ}S$  など)が認められる。断層近傍の地質構造から見て、ほぼ垂直から高角南傾斜の断層面をもつと推定される。白米坂断層の変位量はよく分からないが、断層を挟んで南側に下位層が、北側に上位層が分布すること、南側の下位層が北側の上位層の地層境界及び褶曲構造を切っただけのし上げていることから、南上りの逆断層と考えることができる。断層を挟んで接する地層の層準から判断して、層位落差は白米坂から宝立山北方で最も大きく、それより東部及び西部では小さくなる。

白米坂断層の北側には、主に東印内層に始まる一連の海成層が、南側には主に宝立山層以下の地層が分布する。東印内層に始まる一連の海成層は、白米坂断層を越えて宝立山層以下の地層にオンラップし、北側及び東側に開いた谷を埋めるように分布している(第7図)。したがって、東印内層やその上位の海成層堆積当時、白米坂断層を境に、その北側に沈降量の大きな堆積盆が形成され、



第47図 本図幅地域の地質構造図



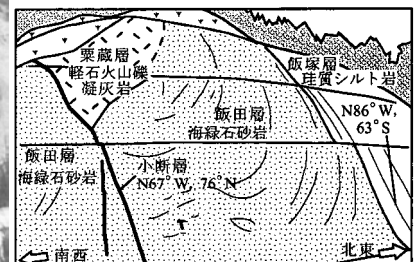
第 48 図 白米坂断層北側の地層の変形  
 珠洲市白米坂北方の林道沿いの露頭。白米坂断層の北側約 150m に位置する。粟蔵層流紋岩凝灰岩珪質シルト岩互層がたわみ、一部では逆転している。崖の高さは約 8 m.

南側には山地に谷が刻まれていたと考えられる。このことは、当時、白米坂断層が北落ちの正断層として活動していたこと、そして、この正断層がその後逆断層に転じ、現在の白米坂断層になったことを意味する。

**西海断層** Ishida (1959)命名。珠洲市真浦町から狼煙町まで東西方向に連続する断層である。Ishida (1959)は笹波背斜の東方で消滅するとしているが、今回の調査ではより東方の飯田層分布域にも著しく傾斜の急な箇所を見出したことから山伏山ドーム北方へと連続し

ていると考えた。本断層は珠洲市笹波町から東山中町にかけては2本の平行する断層に分かれている。また、珠洲市赤神町南方では北方へ分枝する断層が見られ、珠洲市馬縹町を経て高屋町東方まで連続している。

西海断層の露頭は見つからないが、断層近傍で堆積岩の層理が著しく乱されている。猫ヶ岳北方では、尾根部と谷部の断層推定位置から判断して断層面が南に傾き、南側の高洲山層が北側の粟蔵層とその上位層にのし上げている。また、断層北側の飯田層海緑石砂岩及び飯



第 49 図 西海断層北側の地層の変形  
 珠洲市猫ヶ岳北方の林道。西海断層の北側約 120 m に位置する露頭で見られる粟蔵層-飯塚層は直立し、一部は逆転している。

塚層珪質シルト岩は傾斜が逆転し、軸面が北へ傾く非対称な向斜構造をなしている(第 49 図)。西海断層の垂直変位量は、珠洲市大谷町付近で最低でも 200 m、猫ヶ岳北方では 350 m である。また、西海断層北側にあたる珠洲市赤神海岸では馬縞層と東印内層が不整合で接し、宝立山層を欠くのに対し、その南方の西海断層南側では宝立山層を東印内層の黒色泥岩が不整合で覆っている。断層北側でこの関係が見られるのはより東方の珠洲市高屋町であり、西海断層が右ずれ変位をもつことを示唆し、推定される水平変位は 5 km 以上になる。西海断層では断層を挟んだ南北間の地層の層厚には明瞭な違いは認められず、白米坂断層のように、かつて正断層として活動していた可能性は低い。

**内山断層** 新称。珠洲市内山を中心に東北東-西南西方向にほぼ直線的に伸びる断層である。東は珠洲市東山中町付近で、西は珠洲市吉ヶ池付近で消滅する。西端部の吉ヶ池付近は広い地すべり地となっており、断層の位置や変位はよく分からない。断層面は直接観察できなかつたが、断層北側は複背斜を、南側は向斜もしくは複向斜をなしており、また、相対的に北側に上位層が分布することから、北側上りの逆断層と考えることができる。断層に沿った地層の分布から判断して断層面は垂直に近い。断層を境に接する地層の層位と厚さから見積もられる層位落差は最大で約 100 m に達する。

白米坂断層の南側には、これらの逆断層と同様に北東-南西もしくは東西方向に走る断層が多数認められる(第 47 図)。その多くは、逆断層ではなく、高洲山層から宝立山層までの各地層を切る南落ちの正断層である

(第 50 図)。北落ちの正断層または撓曲と考えられる構造も認められるが、南落ち正断層に比べると少ない。直接観察できる断層露頭は少なく、多くは地層の分布や構造から判断した。

柳田村黒川南西方では神和住層の礫岩(Ks)と宝立山層のデイサイト軽石火山礫凝灰岩(Rt)が N25° E, 81° E の断層で接している。この断層は、北東-南西方向の谷の伸びとほぼ平行な、南東落ち正断層である。内浦町不動寺北方では高洲山層の安山岩火山角礫岩と、宝立山層のデイサイト軽石火山礫凝灰岩が N59° E, 62° S の南落ち正断層で接している。いずれの岩相も露頭では風化が著しいが、断層面に顕著な破碎帯は認められない。柳田村寺分-神和住では神和住層の見かけ上位に北傾斜を示す高洲山層及び合鹿層があることから、南落ちの断層があることは確実である(第 51 図の F2)。この断層近傍の神和住層には、不淘汰を角礫岩が認められ(第 17 図)、断層崖の崖錐と推定される。

多くの場合、高洲山層や合鹿層、神和住層は南落ちの正断層に向かって下位層ほど急傾斜する。宝立山層になると宝立山南方で北東-南西から東西方向の南落ち正断層が観察されるものの、地層の傾斜は緩く、顕著な傾動は受けていない。したがって、正断層は合鹿層から宝立山層堆積時期に活動していた成長断層で、当時は、それらの傾斜側に半地溝状の凹地が生じていたと推定される。柳田村四ッ谷南方や下目などでは、両側を正断層に限られた地溝状の凹地が生じていたと考えられる。

正断層が発達する白米坂断層以南の地域には、その北側の地域とは対照的に、逆断層あるいは褶曲構造などの



第 50 図 宝立山層を切る正断層

珠洲市宝立町泥ノ木。宝立山層のデイサイト火砕岩(Rt)が N45° W, 61° S の断層に断たれている。断層左側の層理が断層近傍で下方に引きずられており、断層の右側(南西側)、すなわち上盤側が落ち込んだ正断層であることがわかる。

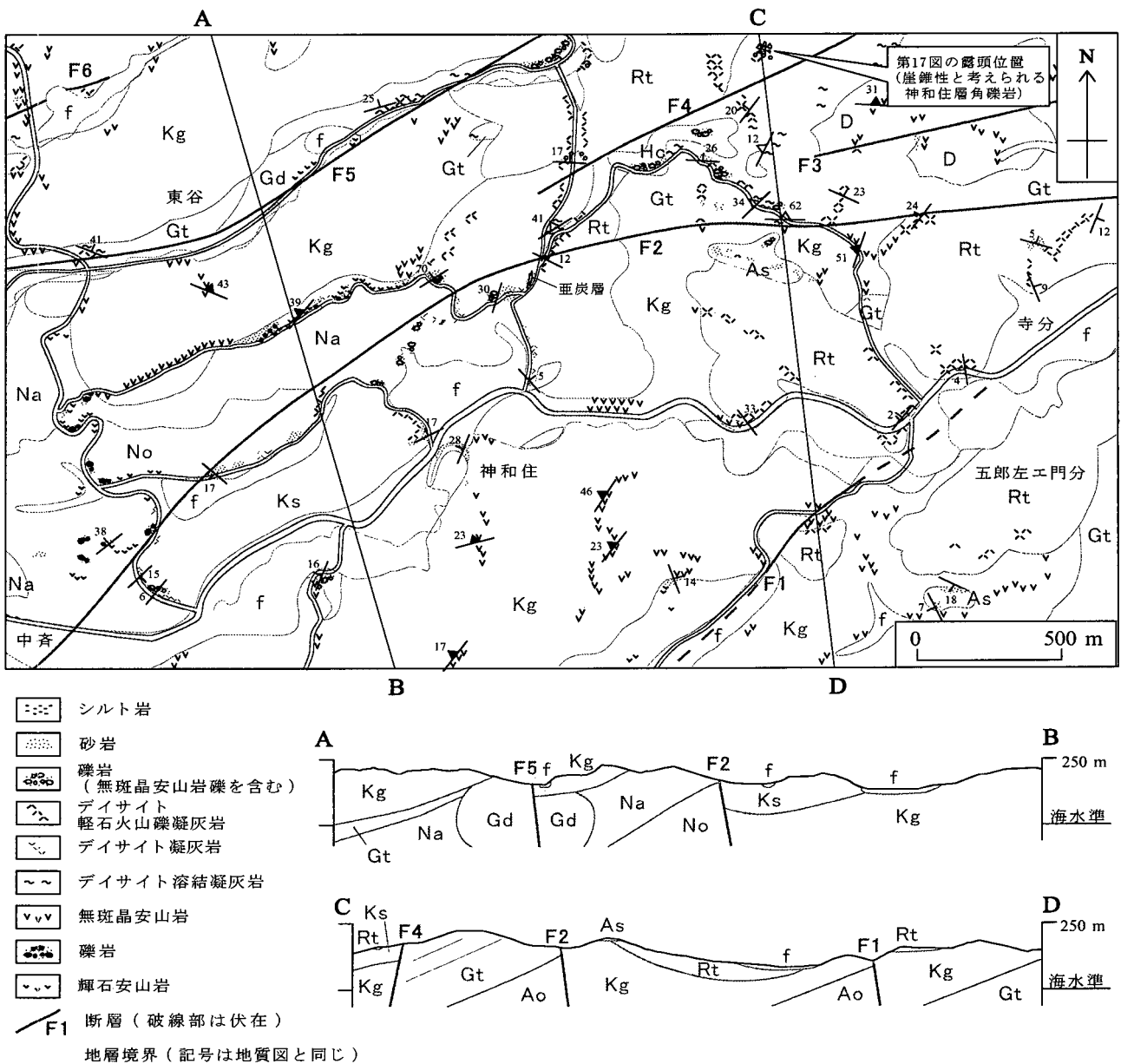
圧縮変形はほとんど認められない。このことは、白米坂断層北側の地域が圧縮変形を被った時期に、南側は、白米坂断層を境に一体となって上昇したことを意味する。

## V. 2 褶曲

本図幅地域の第三系の褶曲は、白米坂断層より北側の地域に集中しており(第47図)、第三系最上部の飯塚層までが変形している。これらの褶曲は断層と密接に関係しており、断層と褶曲軸の方向はほぼ同じである。更に

背斜構造を基本とするドーム構造またはカルミネーションが各地で発達しており、これらの場所ではいずれも下位の古い地層が山体の高所に隆起して現れている。また、これらのドーム構造は一般に北翼側を逆断層で断たれている。

**山伏山ドーム** 鮎野ほか(1965)命名。珠洲市山伏山周辺に見られる東西に伸びたドーム構造である。東は海に断たれるため、陸上ではドーム構造の約西半分が現れているものとみられる。東部の海岸では珠洲岬付近を通るほぼ東西軸の背斜をなしているが、西部では軸部は



第51図 柳田村神和住周辺のルートマップと地質断面図  
記号は地質図と同じ。

はっきりしない。また、北翼では地層の変形が著しいが、南翼では地層の傾斜も緩やかな非対称褶曲である。ドーム構造の中心をなす宝立山層のデイサイト火砕岩には多数の小規模な正断層が発達しており、それぞれが少しずつ地層を変位させている(第 52 図)。これらの正断層群はドーム構造と同時期に形成されたと考えられる。

**高屋背斜** 新称。珠洲市高屋町を中心に、本図幅地域北部の海岸に沿って東西に伸びる長さ約 6 km の背斜である。南翼側には南落ち右横ずれの走向断層が並行している。

**馬縹背斜** 新称。珠洲市馬縹町から海岸沿いに西に伸びる長さ約 3 km の背斜である。東側の高屋背斜、そして両者の間にある向斜とともに雁行する。

**笹波背斜** Ishida (1959) 命名。珠洲市馬縹町南方から石神町及び笹波町地域にほぼ東西方向に伸びる長さ約 5.5 km の背斜である。東西両端及び北翼側を西海断層に断たれており、一部不連続になっている(第 47 図)。北翼側の傾斜がやや大きく、非対称である。

**鞍崎背斜** 新称。珠洲市大谷町鞍崎を中心に、東西方向に伸びる長さ約 8 km の背斜である。両端はいずれも海でとぎれる。北翼側の傾斜がやや大きく、非対称である。

**猫ヶ岳背斜** 新称。珠洲市猫ヶ岳を中心に東西方向に伸びる長さ約 10 km の背斜である。東は内山断層に断たれ、西は西海断層に断たれる。翼間隔の開いた正立褶曲である。

**岡田背斜** 鮎野ほか(1965)の岡田ドームを改称。珠洲市正院町岡田付近に見られる長さ約 8 km の背斜である。東端の岡田付近では地層の傾斜が 20° 以下と緩やかに開いている。

**熊谷向斜** 新称。珠洲市熊谷町から若山町にかけて東西方向に連続する長さ約 8 km の向斜である。東端の熊谷町周辺では東に開いた形態をしている。

**若山川向斜** 鮎野ほか(1965)命名。Ishida (1959)は

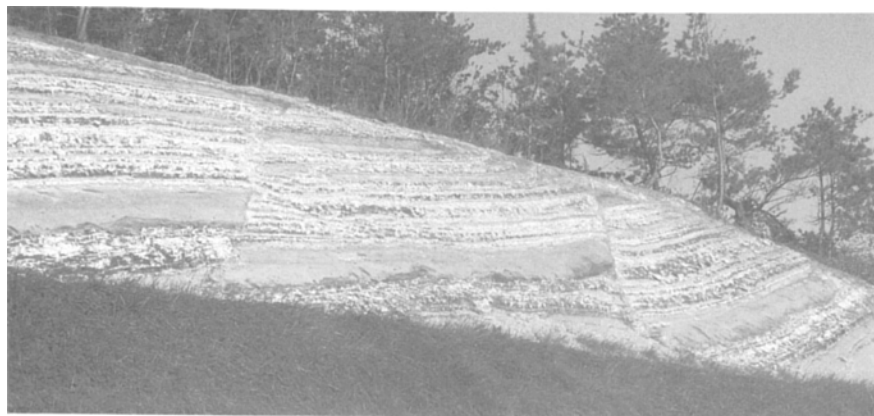
珠洲向斜と呼んでいる。本図幅地域内を横断する最も大きな向斜構造で、白米坂断層とほぼ平行に東西に伸びる。西は輪島市名舟町で消滅し、東は珠洲市三崎町杉山付近まで追跡できるが、岩坂ダムより東方では地層の傾斜が緩く、不明瞭になる。若山川中流域では岡田背斜及び熊谷向斜と近接し、複向斜構造をなしている。若山川向斜では一般に南翼側の傾斜が大きく、しばしば 60° を超え、南限の白米坂断層に近い場所ではほぼ直立から逆転していることもある。北翼側の傾斜は最大でも 30° 程度である。

**宝立山背斜** Ishida (1959) 命名。本図幅地域中央部の宝立山層分布域を東西に伸びる背斜構造で、背斜軸は白米坂断層とほぼ並行している。Ishida (1959)はこれを西方の東印内町付近まで連続するものとしているが、西は町野町付近で不明瞭になり、東は飯田町付近まで連続する。この背斜は非対称で、宝立山北方では北翼側は 20-30° であるが、南翼側はほぼ水平に近い。

### V. 3 第三系地史

これまでの記載に基づいて本図幅地域の地史をまとめると以下ようになる。

第三系最下部の高洲山層は、29 Ma、あるいはそれ以前から 25 Ma にかけて噴出した安山岩を主体とする地層である。模式地の高洲山周辺では、安山岩溶岩が同源の礫岩や砂岩と指交して火山体をなしていたと考えられる。忍閃緑岩は、その直下のマグマだまりであった可能性が高い。このような火山体は、柳田村南西部及び内浦町北部を中心とした南側の地域にもあったらしく、溶岩とこれに指交する砕屑岩とが、広い範囲に分布している。合鹿層は 25 Ma 前後に噴出したデイサイト火砕流堆積物を主体とする地層で、高洲山層の火山体群の間の凹地を埋めている。神和住層は、引き続き噴出した安山岩溶岩やデイサイト火砕流堆積物などからなる地層で、合鹿



第 52 図 宝立山層のデイサイト火砕岩に見られる小正断層  
珠洲市川浦町南方。露頭の高さは約 4.5 m。

層を覆い尽くしている。

神和住層では、無斑晶安山岩の上位に発達する堆積岩に、礫岩から始まり砂岩、シルト岩へと上方細粒化する例が見られる(柳田村神和住, 黒川など)。これは、堆積盆が埋め立てを受けながらも深くなっていたことを意味し、少なくとも一部が沈降域にあったことを示している。同じ頃、その北側の地域に堆積した馬縞層の岩相は、そこが水際の火山麓扇状地から浅い淡水湖、そして浅海へと変わっていったことを示す(Kano *et al.*, 2002)。このことは、南西-北東もしくは東西方向の、北側に開いた堆積盆地の存在を示唆する(Kano *et al.*, 2002)。その後、宝立山層の時期になると、大量の珪長質火砕流が噴出してこれらの地層群を覆った。その噴出源は不明であるが、北東側で水域に堆積した岩相が卓越することから、南西-北東もしくは東西方向の北側に開いた堆積盆地が存在していたと考えられる。

この後、東印内層の堆積が始まる 17 Ma 前後までは高洲山層から宝立山層までの地層群が削剝され、浸食された谷や窪地ができたらしい。17 Ma 前後になると、白米坂断層を境に、その北側が急速に沈降し、海進が始まる。海進は白米坂断層を越えて急速に内陸に及び、東印内層やその上位の法住寺層、粟蔵層、飯田層がそこに堆積した。東印内層堆積の初期には、南側にマングローブが繁茂する汽水域が、北側に内湾から外海へと続く海域が広がっていたが、その後も沈降が続き、法住寺層から飯田層へと連続して珪藻あるいは石灰質プランクトンの殻が厚く堆積した。その間、火山活動の主体は、白米坂断層の北側にある沈降域に移り、15.6 Ma 頃には岩倉山を噴出中心とする流紋岩海底火山体が形成され、さらに、そこから噴出した火砕粒子が沈降主軸に沿って東方へ流れ東西に伸びた山麓を形成した。これが粟蔵層である。しかし、飯田層堆積の末期になると、堆積速度が極めて遅くなり、酸素極小帯の上限と下限の辺りに生ずるといわれている海緑石が濃集し、浅海を特長づける生痕化石や石灰質海綿が多数認められるようになる。このことは、おそらく本図幅地域が全体に隆起へと転じたことを意味する。その後、堆積盆は水深が回復して再び珪藻の殻などが堆積した。これが飯塚層である。飯塚層の

上部が堆積する頃には次第に水深が浅くなり、堆積物は粗粒化してゆく。この堆積物の粗粒化は鵜飼付近で 10 Ma、正院付近で 9.5 Ma、白崎周辺では 8 Ma 頃に始まり、南東側から北西側へと及んだ。

本図幅地域では漸新世から引張場にあつて、活発な火山活動を伴いながら沈降した。しかし、前期中新世前半も終わり頃になると一時的に隆起し、浸食が進んだ。この間の火山活動を見ると、最初苦鉄質マグマが優勢であったが、隆起が始まる頃には珪長質マグマが圧倒的に優勢になった。前期中新世後半になると急速に沈降して海進が内陸まで及び海成層が厚く堆積した。沈降の中心部では珪長質マグマが爆発的噴火を繰り返して海底火山体を形成した。この沈降と海進は日本海の拡大と沈降(リフティング)に対応している(Kano *et al.*, 2002)。中期中新世初頭には急速に隆起して極めて緩慢に海緑石砂岩が堆積した。この時期、日本海拡大が停止し、西南日本が一斉に隆起している。鹿野ほか(1991)は、フィリピン海プレートが西南日本に衝突して沈み込み始めたことが西南日本の隆起につながっていると考えた。本図幅地域のこの時期の隆起も、おそらく同様に考えることができよう(Kano *et al.*, 2002)。この後、本図幅地域では、外洋性の細粒を堆積物が約 600 万年にわたり堆積している。

本図幅地域のリフティングから隆起にいたるまでの一連のプロセスでは、白米坂断層が大きな役割を果たしている。リフティングの時期には白米坂断層を境に、その北側が沈降し、圧縮変形の時期には、北側に対して相対的に、その南側が隆起している。白米坂断層に認められるような正逆反転断層は、日本海海底の探査から佐渡以北の日本海東縁部に多数存在することが明らかになっている(Okamura *et al.*, 1995など)。これはインバージョン・テクトニクスと呼ばれ、広域応力場が圧縮に転換したときに正断層が逆断層として再活動したためにできたと考えられている。本図幅地域では既に述べたように中期中新世初頭には圧縮による隆起が認められ、また、北陸地域全体では中期中新世以降、堆積盆地が縮小してゆく(山下ほか(編), 1988; 藤井ほか 1992)。

## VI. 活構造及び地震

(吉川敏之)

能登半島北東部は、海成段丘の分布高度からみると、隆起速度の大きい地域である(1 m/1000 年：活断層研究会(編), 1991)。この地域の活構造については、太田ほか(1976)、太田・平川(1979)の研究がある。

太田ほか(1976)は珠洲市二口から内浦町滝ノ坊にかけて北北東-南南西に伸びる活断層(滝ノ坊断層)の存在を指摘している。太田ほか(1976)によれば高位段丘面を最大約 12 m 変位させるほか、谷の方向を一部規制している東側上がりの逆断層であるとされているが、活断層であるとの確証は得られていない。

禄剛崎西方の段丘面の傾斜は、東西方向の谷に向かってかなりの急傾斜を示す。太田・平川(1979)は、これを活褶曲の現れと考えている。

能登半島周辺では海域を震央とする地震が時々発生している。1993 年 2 月 7 日には、能登半島東方沖を震源とするマグニチュード 6.6 の地震が発生し、輪島で震度 5 を観測した。この地震により、輪島港で微小な津波が観測されたほか、珠洲市を中心に鳥居の倒壊やトンネルの落盤、道路の陥没などの被害があった(気象庁地震津波監視課ほか, 1995)。

## Ⅶ. 応用地質

(吉川敏之)

### Ⅶ. 1 鉦山

珠洲市若山町中田には石膏鉦床があり、能登鉦山及び若山鉦山として知られていた(石川県, 1953). しかし、いずれも既に閉山となり、現在本図幅地域内に稼行中の鉦山は残っていない。能登鉦山の出鉦量は昭和初期に増え、第二次世界大戦中及び終戦直後には国内の石膏鉦山中最高を記録している(石川県, 1953; 石川県地方開発事務局, 1953). 1960年に出鉦量のピークを迎えるが、1961年に能登鉦山及び若山鉦山が合併した後、1969年に閉山に至っている(鮎野ほか, 1987). 本鉦山の鉦床は主に飯田層中に胚胎する浅熱水性交代鉦床と考えられている(石川県, 1953; 鮎野ほか, 1987).

### Ⅶ. 2 珪藻土

珪藻質シルト岩は成形性に優れることから、古くは製塩業の炉材などに、また戦後間もない頃までは煉瓦やこんろの材料として広く利用されていた。近年の珪藻土の利用は、各種の家庭用こんろなどのほか、細粒で多孔質を物性が注目されるようになり、建築用塗壁材、飲料水のろ過剤、脱臭剤、増量材、陶芸原料などのさまざまな用途に利用が広がりつつある。本図幅地域東部の飯塚層(一部法住寺層及び飯田層)の珪藻質シルト岩の分布域は日本でも有数の珪藻土生産地で、かつては20を越える業者によって露天掘り及び地下採掘で大量に採掘が行われていた。現在でも4社の業者が採掘を行っており、珠洲市正院町岡田、三崎町杉山など数ヶ所に採掘場がある。本図幅地域を含む能登半島地域の珪藻土については、市川・鮎野(1963)及び石川県珪藻土利用研究会基礎部会編(1966)によって地質・物理・化学的な研究が行われている。

岩松ほか(1966)によれば本地域の珪藻土の化学組成は $\text{SiO}_2$ が65-75%で、高純度の珪藻土と比較すると珪藻以外の成分が多いことを示している。このため、吸水率が低いかわりに成形性が良いという特徴があり、ろ過剤などよりはこんろや耐火煉瓦に利用されることが多い。藁を燃やして焼成する珠洲焼は、藁灰でやや黒ずんだ色調を与える素朴な印象と、微細な穴を通して蒸発する水の気化熱によって器の中の水や酒が冷たいまま保たれる特長とが相まって、静かな人気を呼んでいる。

### Ⅶ. 3 採石

高洲山層の安山岩は、内浦町上で骨材資源用に採掘されている。上では現在稼行中の採石場のほかにも、かつて3ヶ所で採石が行われていた。

神和住層の無斑晶安山岩は、柳田村寺分、五郎左エ門分及び黒川で骨材資源として採石されている。無斑晶安山岩を採掘する採石場は、柳田村四ツ谷にもあったが、現在は休業中である。合鹿層のデイサイト溶結凝灰岩は、柳田村鈴ヶ嶺地内の2ヶ所で採掘されていたが、こども既に採掘されていない。

宝立山層の輝石デイサイト-流紋岩は、珠洲市宝立町南黒丸及び珠洲市春日野加護で、骨材資源用に採掘されている。輝石デイサイト-流紋岩は、宝立町柏原、内浦町坪根、山伏山でも、かつては採石されていたようである。

粟蔵層黒雲母流紋岩は、珠洲市白米坂北方で採掘されていたが、現在は稼行していない。

### Ⅶ. 4 温泉

本図幅地域には主に海岸地域を中心に、いくつかの温泉がある。珠洲市の1箇所を除いて、いずれも温度は42℃未満である。未利用のものもあるが、多くは宿泊施設のために利用されている。以下、石川県(1983)、金原(1992)、鮎野(1993, 2001)、藤・板倉(1994)に基づき、各地の主な温泉について述べる。

珠洲市飯田湾に面した飯田町、上戸町、宝立町にやや集中して温泉がある。泉質は食塩泉または緑礬泉で、温度は11.2-36.0℃とやや幅がある。また、蛸島町鉢ヶ崎には46.4℃の食塩泉、真浦町には19.3℃の食塩泉がある。その他、祿剛崎に21.0℃の緑礬泉が、狼煙に18.0℃の重曹泉が、三崎町寺家には15.2℃、16.5℃の食塩泉が自然湧出している。

柳田村地域には、柳田に34.0℃の硫酸塩泉が、上町、黒川にそれぞれ30.0℃、27.5℃の食塩泉がある。

内浦町には恋路に28.0℃の食塩泉があり、輪島市には町野町曾々木と白崎に、それぞれ19.6℃と17.0℃の食塩泉がある。



## VIII. 重力異常と密度構造

(駒澤正夫・上嶋正人・木川栄一)

### VIII. 1 重力データの編集

本図幅地域とその周辺地域の重力異常図は、西南日本重力編集グループ(1994)による縮尺 70 万分の 1 によるブーゲー異常図や駒澤ほか(1999)による縮尺 100 万の 1 の日本重力図によりその概略は示されてはいるが、海域のデータが未編集であったりグリッド間隔が十分な条件で描かれたものではなかった。今回は、重力データを以下の要領で編集した。編集面積は約 925 km<sup>2</sup>、編集に用いた重力データの総数は海域も含めて約 1,900 点である。今回の編集域のデータについては、日本重力図(縮尺: 1/100 万)の資料を踏襲した。陸域資料としては、新エネルギー・産業技術総合開発機構(2000)の全国地熱資源総合調査(1982 年測定)のものである。今回編集に用いたデータは全て定数検定を行った LaCoste & Romberg 重力計で取得されており、絶対重力値に変換する際の種々の問題は生じていない。測定重力値は国土地理院の閲覧資料に基づき日本重力基準網 1975 (JGSN75) (鈴木, 1976)に準拠させて決定した。海域データは、1988年の白嶺丸の航海(調査航海名: GH882 及び GH884)のものである。重力測定に用いた重力計は、LaCoste & Romberg 社製の船上重力計で、編集データには 10 秒サンプリングデータを用いた。重力値の計算には白嶺丸の専用基地(千葉県船橋市)の岸壁を重力基準とし、JGSN75 系の絶対重力値を求めた。このタイプの船上重力計のドリフトは 1 ヶ月で 1 mgal 程度であることと、編集域については短期間での測定であることを考慮すると 1 mgal 以上の精度は充分保たれており、広域の重力場を求める上では問題がないものである。

### VIII. 2 重力データの処理

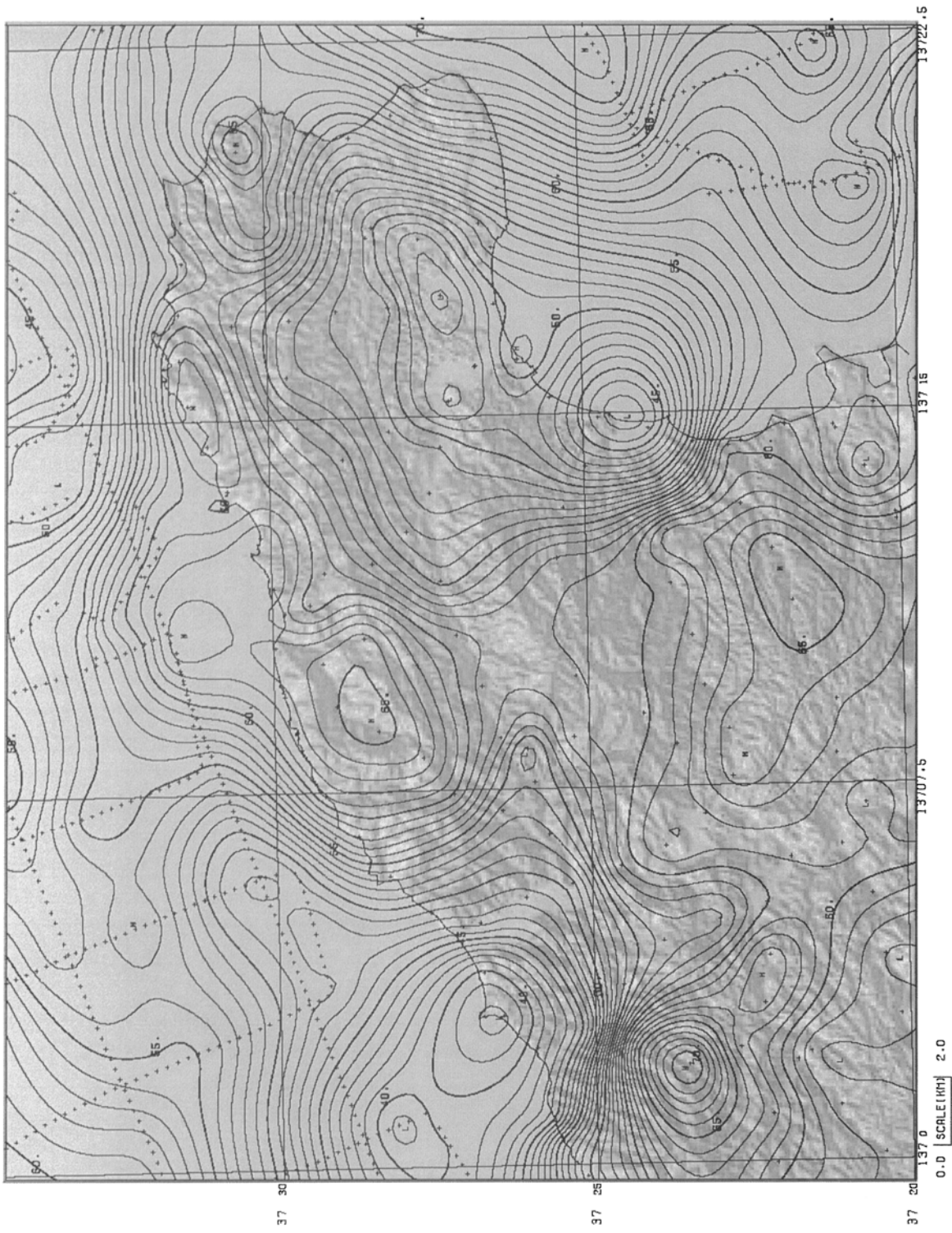
データ処理の概要は以下のとおりである。地形補正については、地形を球面効果による沈み込みを考慮した仮想扇形の集合体に近似する方法(駒澤, 1988)で実施した。この地形補正法は、測定点が地表面だけでなく海上にあっても適用でき、陸海データの編集作業にも有効に適用できた。使用した地形データは、陸域は建設省国土地理院が作成した標高に関する国土数値情報 KS-110 の 250 m メッシュデータと 50 m メッシュの数値地図データ(50 m DEM)を用いた。海域については調査船白嶺丸による測深データと運輸省海上保安庁水路部による海図を読みとったものを併用して用いた(駒澤・岸本, 1995)。

補正範囲については、本来、地球全表面にわたるべきであるが、60 km 以遠の超遠方域による影響は長波長のトレンドを生じさせるだけで数 10 km スケール以下の重力異常にはパターンを乱すことはなくバイアスを生ずるだけなので、ここでは 60 km までとしている。陸域の極近傍域(0 m~500 m)は 50 m DEMを、近傍域(500 m~4 km)は国土数値情報 KS-110 の 250 m メッシュデータ(実際には 7.5"×11.25"の格子)をそのまま使用し、海域については海上保安庁水路部の海図を読み取ったものを用いて計算した。また、中間域(4~16 km)と遠方域(16~60 km)については、各々 1 km (30"×45")と 4 km (2'×3')のメッシュデータに間引いて地形補正計算を行って効率化を図った。海域の極近傍域の地形補正については、細かい地形の起伏も水深の分でスムージングがかかってしまい、細かいメッシュデータを用いても意味がないので、1 km (30"×45")メッシュを用いた。ブーゲー補正については従来行われていた無限平板による方法では地形の急峻な所では不適切な質の異常をつくるので、地形補正と同じ範囲である 60 km の弧長の球殻(球帽)による方法によった(駒澤, 1988)。この処理により地形効果が厳密に除去でき、独立峰や尾根部の見掛けの低重力異常がなくなり地質構造が忠実に反映する重力図になる。ブーゲー異常(重力異常)の算出には表層の密度を仮定する必要があるが、本図幅地域の大部分は火山岩が分布している点を考慮して 2.3 g/cm<sup>3</sup>を採用した。重力異常は概ね表層地質構造を反映している。

第 53 図に、広域的に分布している火山岩の平均密度と考えられる 2.3 g/cm<sup>3</sup>を仮定密度としたブーゲー異常図を示す。図化には重み付きの二次曲面を局所領域にフィティングさせ、測点から離れた点については水平方向の 2 次微分までが滑らかに連続する条件を付加させる計算法によってグリッド値を計算し、コンタリングも電算機により行った。測点分布やグリッド間隔によって抽出される地下情報は規制されるが、ここではグリッド間隔を x-座標、y-座標とも 250 m とした。なお、第 53 図には情報の精度を示すために測点を表示し、情報の抽出向上のためコンター間隔は 1 mgal としている。なお、地質図に併記されている重力コンターも 1 mgal である。

### VIII. 3 重力異常の概要

本図幅北部の猫ヶ岳から珠洲岬にかけての高重力異常域は、前期中新世のデイサイト火砕岩の分布域に相当し、



第53図 本図幅地域の重力異常図(ブーゲー異常)  
 仮定密度は、 $2.3 \text{ g/cm}^3$   
 コンタール間隔は、 $1 \text{ mgal}$ . H: 重力異常極大域. L: 重力異常極小域. レリーフは地形.

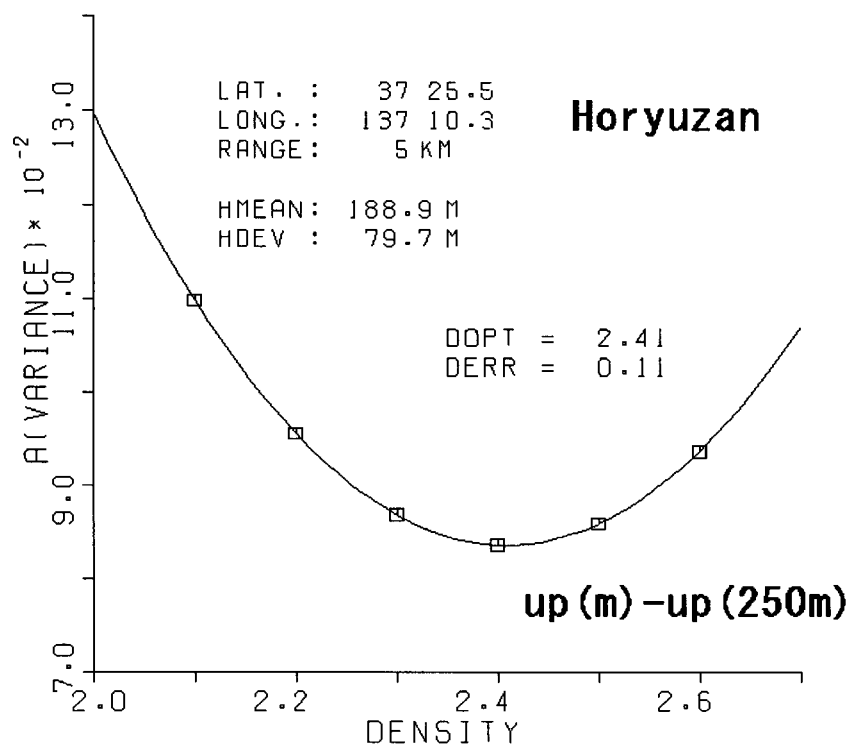
東西方向に伸びる背斜軸とも調和的である。一方、その南側には飯田湾を囲むように飯田、鶺鴒周辺には低重力異常域が顕著で飯塚層にあたる海成層の分布と一致する。特に、飯田周辺は向斜軸部にあたり低密度の海成層が厚くなっているものと考えられる。更に、飯田より西に伸びる低重力異常域が見られ、これは向斜軸の堆積層の層厚を示している。曾々木西部の白崎付近で大きな低重力異常を示しているの、この周辺で低密度の海成層がいちばん厚くなっていると考えられる。珠洲市南部-内浦町地域にも緩やかな高重力異常域が見られるが、ここは背斜軸部に相当する。図幅西南部の東山町周辺には局所的なシャープを高重力異常域が見られ貫入岩体の先端部を表しているものと考えられる。

#### VIII. 4 表層密度推定と密度マッピング

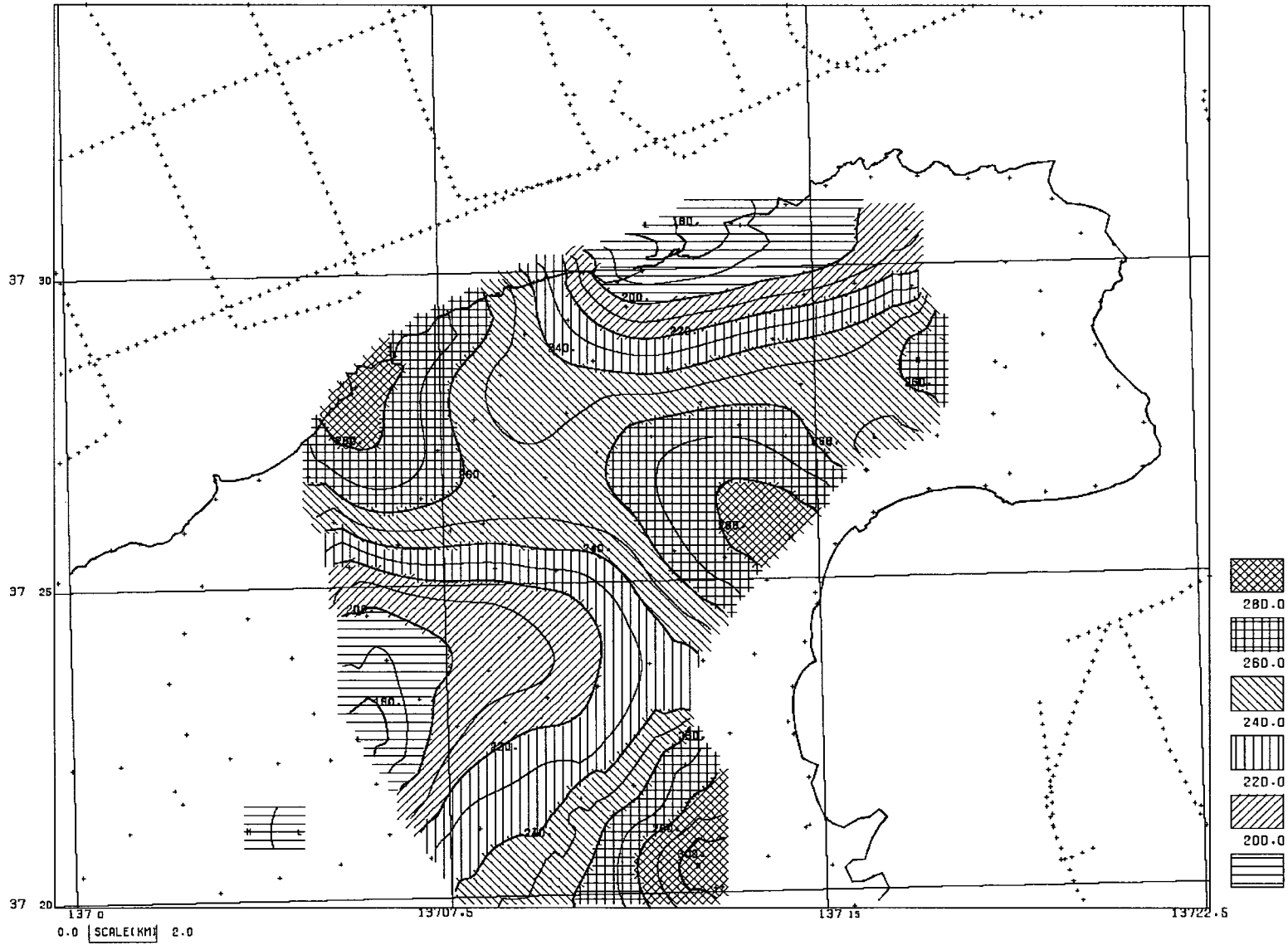
本報告では、「上方接続残差分散比較法 (Comparison of Variance of Upward Residual : CVUR 法)」（Komazawa, 1995）で行った密度推定の結果を示す。その方法を以下に簡単に述べる。構造的には地形が第1層目に当たり、重力効果として最も短波長の成分を発生すると考えられる。仮定密度が、地形を作っている表層密度に一致すれば、第1層目は密度的に透明になって地形による短波長の重力成分は消失する。つまり、仮定密度と表層密度が一致した場合、短波長成分の比率が深い構造が原因の長波長成分に比べ最も少なくなると考えられる。こ

こでは短波長成分だけを取り出すようなフィルターを掛けて、その残差重力異常の分散量(ランダム性)が一番小さくなる仮定密度が最適な表層密度であると考えられる。具体的な方法としては、2面の接続面を仮定した上方接続フィルターを組み合わせて作成したバンドパス・フィルターを用いるのが簡潔で、多項式を用いたトレンド除去に比べると定量的な意味も明瞭である。また、この方法は、各仮定密度のブーゲー異常値を算出するには標高データが使われており地形との相関が考慮されている。当然、解析結果は測点間での標高差が大きければそれだけ精度が上がる。本手法はパラメータである2面の接続面の値やサンプリング半径を変えれば、表層密度だけでなく山塊や山脈・山地全体の平均密度のようなやや深い場所の密度推定にも利用できる。ただ、サンプリング半径を大きく取り過ぎると表層密度の異なった領域のデータが含まれることになり、結果の信頼性が低下することにも注意する必要がある。

第54図に、宝立山を中心とした半径5kmのサンプリング半径で解析した例を示す。解析された密度は2.41 g/cm<sup>3</sup>となり、この周辺に分布する前期中新世のデイサイト火砕岩の密度としてはやや大きいと考えられる。比較的浅部に高密度の基盤岩類が存在している可能性が考えられる。なお、第54図の例は、指定した固定点での推定であるが、解析位置をずらしながらスキャンさせれば、面的な密度分布が得られる。そうして得られた結果を第55図に示す。但し、密度の推定は地形の起伏が小



第54図 上方接続残差の比較による宝立山周辺の表層密度



第 55 図 上方接続残差の比較による面的な表層密度分布図  
コンター値は、密度値を 100 倍して表示、

さいところでは誤差が大きくなるので除外した。また、本測定データの測点密度は 0.2 点/km<sup>2</sup>程度で、精密な密度推定を行うには充分でない。

第 55 図を見ると、宝立山周辺から南部にかけて 2.6 g/cm<sup>3</sup>を越えて極大値を示し、浅部での高密度の基盤岩類の存在を示している。岩倉山-猫ヶ岳や珠洲市南部-内浦町地域にも高密度域が見られるが、これらは背斜軸部に相当し、高密度の岩体が浅部に達しているものと考えられる。図幅南西部の柳田村周辺に低密度域が解析されたが、海緑石砂岩、珪質シルト岩、硬質珪質シルト岩、石灰質シルト岩などの堆積岩が低密度であることを示している。

### VIII. 5 残差重力図

第 53 図に示した重力図は、広域の傾向面や数 km 以上の深い構造が原因の重力異常を含むので、比較的深部の浅い地質構造との対比という点で適当とは言えない。ここでは、深部構造による広域トレンドを上方接続値と考えて分離し、地表付近(数 km より浅い)の重力異常を抽出する。具体的には、ここでは上方接続 1 km のものを広域トレンドとした。地表付近の微細な不均質構造や位置や標高値の不確実性によるノイズ成分は、測点間隔が 2 km 程度と大きいと重力図には含まれないと考えられるので、特にハイカット処理は施さなかった。結果を第 56 図に示す。なお、仮定密度は、2.3 g/cm<sup>3</sup>である。

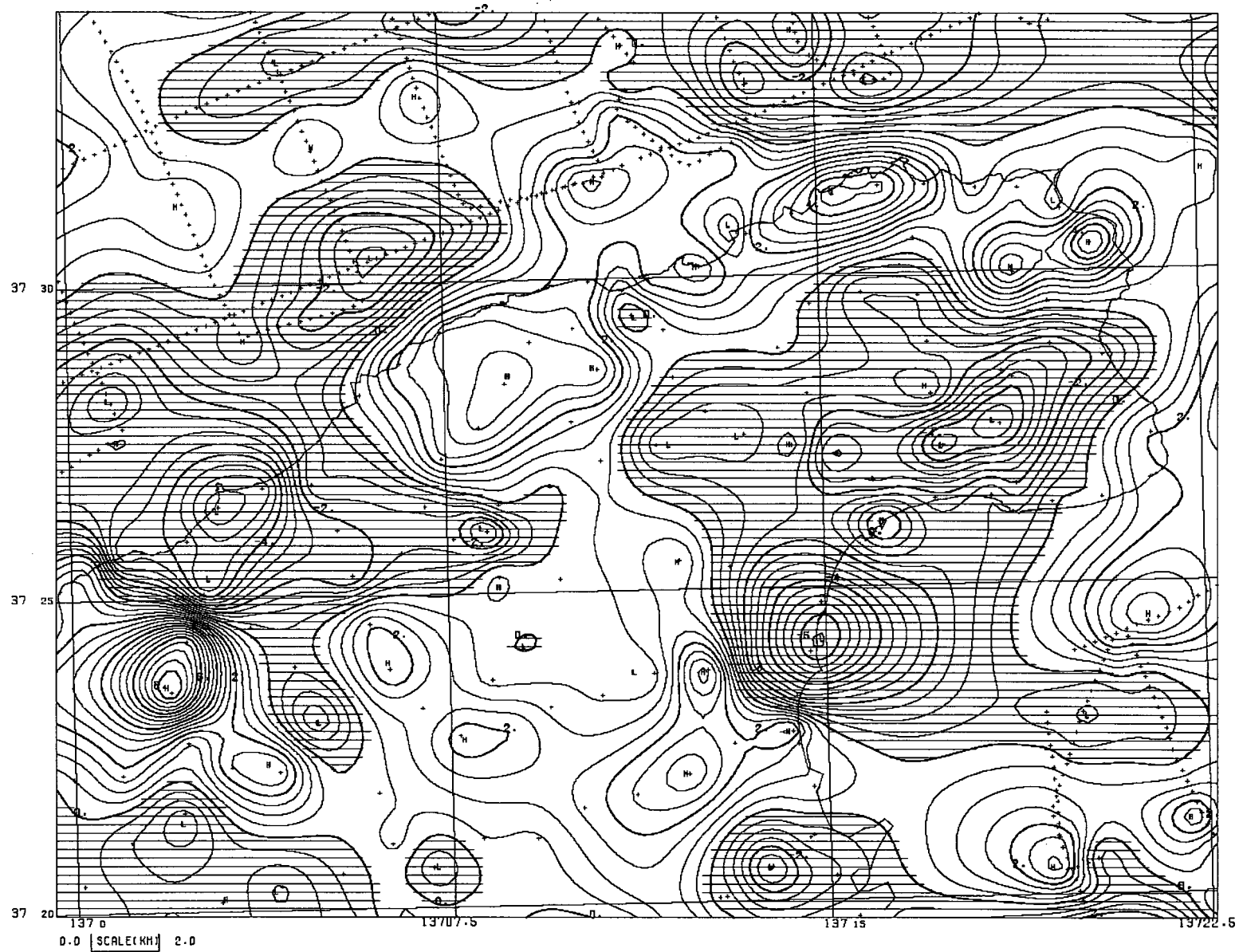
第 56 図は、負値に横線の陰を付けて表示した。負値の領域、言い換えれば浅部構造に対比される低重力異常域が、飯田湾を囲むように見られ飯塚層の分布とほぼ一致する。更に、曾々木西部の白崎付近にも低重力異常が見られるが、これも飯塚層の分布と調和的である。正負の境界部は断層等の地質境界を通常は示すことが多いが、飯塚層と宝立山層より下位の地層を分ける白米坂断層は残差重力図からは明瞭でない。断層を挟んで大きな密度差がない可能性も考えられるが、断層の落差が小さい場合は測点が充分でないと明瞭な構造を抽出することは難しく、宝立山南方の白米坂断層周辺ではそれだけの重力測定が行われていない。岩倉山-猫ヶ岳や珠洲市南部-内浦町地域の正值の領域は、背斜軸部に相当している。

### VIII. 6 重力基盤図

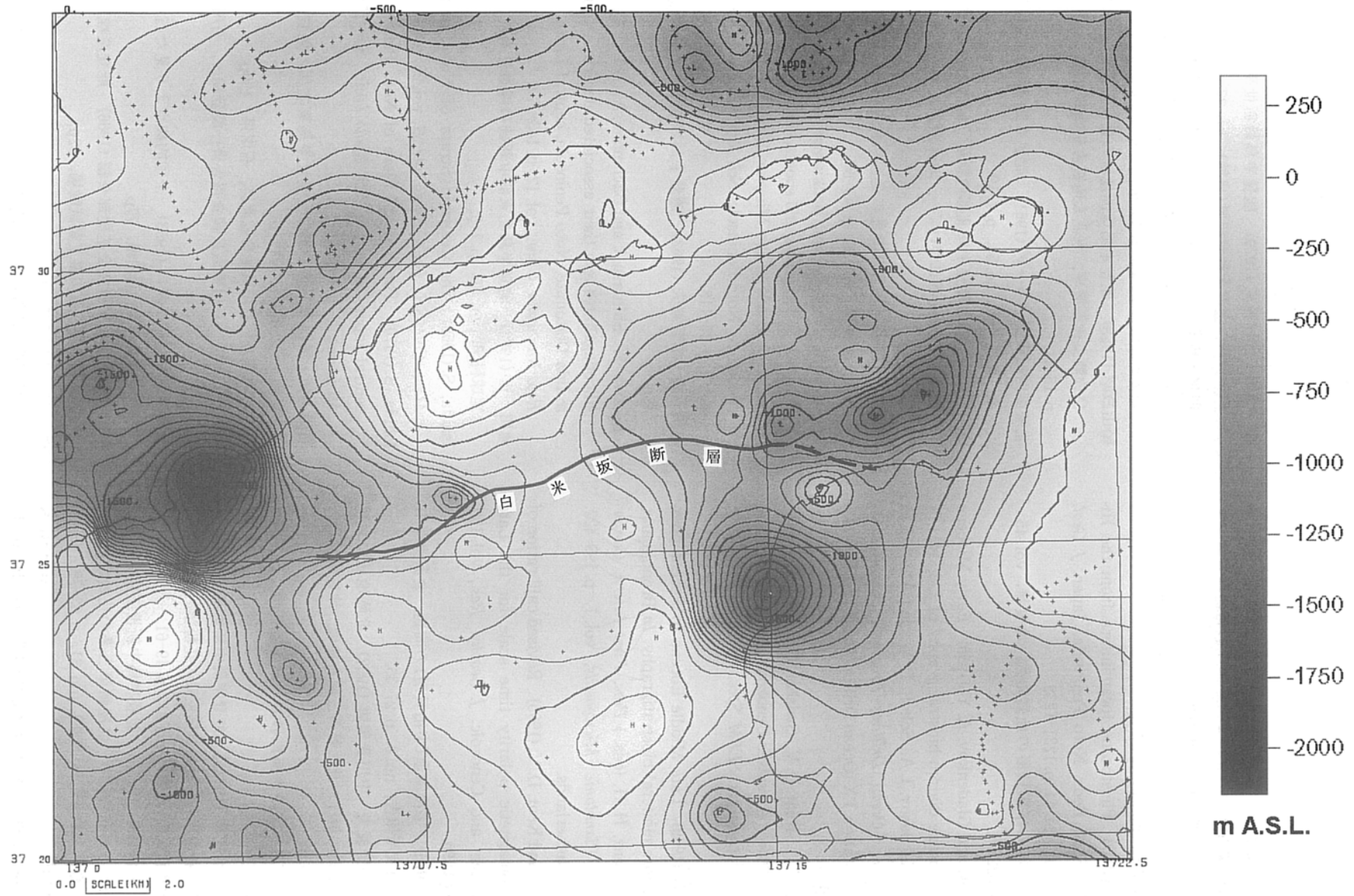
重力基盤を 100 m 間隔の等高度線で示し、250 m 毎の各深度階を段階表示した(第 57 図)。つまり、重力基盤の数値は標高値である。なお、重力基盤(先新第三系及び最下部中新統に相当)とその上位の堆積との密度差は、一様に 0.4 g/cm<sup>3</sup>と仮定した。重力基盤解析は、地表下数kmの構造を抽出するため上方接続 5 km のものを深部構造による広域トレンドとして除去した残差重力データについて行った。結果については、実際の構造が多層構造となっている等、モデルと異なってくれば、実際の基盤の深さも異なってくることになる。また、今回使用した重力データは 250 m という格子間隔であるが、山間部には重力測点が少なく急激な構造変化やローカルな地質異常の拾い上げが充分とは言えず、得られた構造は全体に平滑化されている。実際には基盤及び堆積層とも密度は一様でないため、本図に示した基盤深度は実際の先新第三系の地質的な基盤と一致しない部分もあり得るが、基盤の落差や基盤の概略的な起伏を把握するには充分有効と考えられる。また、基盤構造の急激な落差域には構造境界、大きな断層構造、向斜構造などと整合する。

重力基盤の主な特徴として、いくつか指摘できる。

- (1) 宇治より曾々木に伸びる東西方向に場所によっては深度が 1 km に達する基盤の凹みが見られるが、白米坂断層のつくる凹地と考えられる。また、重力測点が粗いため白米坂断層周辺での構造変化は緩やかで、その北方に位置する若山川向斜に対比されるようにも見える。
- (2) 飯田湾の奥部域の鶴飼、松波地域には 1.5 km に達する凹みが解析された。中期中新世以降の海成層が厚いことを示している。
- (3) 基盤標高が数 100 m より浅い領域は、それ以降のものとは不整合で画された前期中新世以前の宝立山層の分布域に対比され、構成物質の密度が大きくなっていることが考えられる。
- (4) 日本海に面した岩倉山、見平岳といった山塊域の基盤は盛り上がりしており地殻変動との関連性が考えられるが、宝立山周辺は基盤の凹部の縁にあり火成活動による構造と考えられる。



第 56 図 上方接続 1 km をトレンドとした残差重力図  
コンター間隔は 0.5 mgal.



第 57 図 本図幅地域の重力基盤図  
密度差は、 $0.4 \text{ g/cm}^3$ 。  
コンター間隔は、100 m. H : 重力基盤凸域. L : 重力基盤凹域.



文 献

- 赤羽久忠・大森昌衛・藤井昭二・井川耽石(2000) 能登半島北端の新生界から産出する特異な形態の珪質コンクリーション. 地質雑, vol. 106, XVII-XVIII.
- 赤嶺秀雄(1952) 能登半島北部宝立山地の地質. 資源科学研究所彙報, no. 26, p. 27-33.
- Asano, K. (1937) Pleistocene foraminifera from the Hiradoko Shell Beds, Noto Peninsula, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 44, p. 1231-1238.
- 浅野 清(1938) 平床貝層の地質時代. 地質雑, vol. 45, p. 321-322.
- Barron, J. A. and Gladenkov, A. Y. (1995) Early Miocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Leg 145. In Rea, D. K., Basov, I. A., Scholl, D. W. and Allan, J. F. (eds.) *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results, College Station TX (Ocean Drilling Program)*, vol. 145, p. 3-19.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III and Aubry, M. -P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Spec. Publ.*, no. 54, p. 129-212.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H. H. (eds.) *Proc. First Intern. Conference on Planktonic Microfossils*, vol. 1, p. 199-422. Leiden, Netherlands.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, vol. 100, p. 6093-6095.
- 藤井昭二(1976) 宇治海進(宇治貝層)の問題. 金沢大学日本海域研究所報告, no. 8, p. 27-35.
- 藤井昭二・細野義夫・中川登美雄(1992) 北陸地域における新第三系の層序対比と新第三紀古地理. 地質学論集, no. 37, p. 85-95.
- 藤 則雄(1975) 北陸の海岸砂丘. 第四紀研究. vol. 14, p. 195-220.
- 藤 則雄・河合明博(1982 a) 能登半島中新世高屋植物化石層からの花粉化石—北陸新第三系の花粉学的研究(1)—. 金沢大教育紀要(自然), no. 31, p. 49-61.
- 藤 則雄・河合明博(1982 b) 能登半島中新世法住寺層及び飯塚層からの花粉化石—北陸新第三系の花粉学的研究(2)—. 金沢大教育紀要(自然), no. 31, p. 63-79.
- 藤 則雄・山岸美津子(1980) 能登半島最新世後期宇治貝層の古環境解析. 金沢大教育紀要(自然), no. 28, p. 31-50.
- 藤 則雄・吉村春美(1979) 能登半島最新世平床貝層の古環境解析. 金沢大教育紀要(自然), no. 27, p. 45-60.
- 藤 則雄・板倉 淳(1994) 能登地区における地質学的・地球化学的視点からの温泉の実態について. 金沢大教育紀要(自然), no. 43, p. 77-90.
- 船山政昭(1988) 能登半島珠洲地域の新第三系の岩相および放散虫化石層序. 東北大地質古生物研報, no. 91, p. 15-41.
- 北陸第四紀研究グループ(1961) 能登半島平床台地の第四系. 地球科学, no. 54, p. 1-19.
- 保科 裕(1984) 能登半島北部の新第三紀火山岩類—特に無斑晶質安山岩類について—. 地質学論集, no. 24, p. 45-58.
- 市川 渡(1950) 能登半島並に金沢市付近の含珪藻泥岩の対比. 地質雑, vol. 56, p. 49-56.
- Ichikawa, W., Fuji, N and Backmann, A. (1964) Fossil diatoms, pollen grains and spores, silicoflagellates and archaeomonads in the Miocene Hojuji Diatomaceous Mudstone, Noto Peninsula. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. 9, p. 25-118.
- 市川 渡・細野義夫(1963) 能登半島の珪藻土. 石川県, 45 p.
- Ichikawa, W., Shimazu, I. and Bachmann, A. (1967) Fossil silicoflagellates and their associated uncertain forms in Iida Diatomite, Noto Peninsula, central Japan. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. 12, p. 143-172.
- 池田 正(1982) 能登半島北東部中新統の浮遊性有孔虫. 地球科学, vol. 36, p. 1-9.
- Ishida, S. (1959) The Cenozoic Strata of Noto, Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, ser. B*, vol. 26, p. 83-101.
- Ishida, S. (1970) The Noroshi Flora of Noto Peninsula, central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Min.*, vol. 37, p. 1-112.
- 石田志朗・増田孝一郎(1956) 能登半島東北部の地質. 地質雑, vol. 62, p. 703-716.
- 石川県(1953) 石川県地質産誌. 石川県, 130 p.
- 石川県(1983) 石川県温泉調査報告書—能登編—. 石川県, 54 p.
- 石川県地方開発事務局(1953) 全国的観点より見た石川県の非金属鉱物. 石川県, 77 p.
- 石川県珪藻土利用研究会基礎部会編(1966) 能登産珪藻土の基礎研究. 石川県工業試験場, 52 p.
- 石川県教育委員会(1990) 石川県内浦町行延の珪化木群—珠洲郡内浦町行延木郎地区農免道路新設工事に伴う天然記念物(珪化木群)調査報告書. 石川県, 99 p.



- 岩松基茂・上田俊三・山本善一(1966) 化学組成. 石川県珪藻土利用研究会基礎部会編, 能登産珪藻土の基礎研究, 石川県工業試験場, p. 85-88.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎(1991) 日本の新生界層層序と地史. 地質調査所報告, no. 274, 114 p.
- 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. 地質調査所月報, vol. 40, p. 647-653.
- Kano, K., Yoshikawa, T., Yanagisawa, Y., Ogasawara, K. and Danhara, T. (2002) An unconformity in the early Miocene syn-rifting succession, northern Noto Peninsula, Japan: Evidence for short-term uplifting precedent to the rapid opening of the Japan Sea. *Island Arc*, vol. 11, p. 170-184.
- 粕野義夫・石田志朗・中西信弘・市川 渡(1965) 能登半島の地質. 能登半島学術調査書, 第1部, 石川県, p. 1-84.
- 粕野義夫(編)(1993) 石川県地質誌. 石川県, 315 p.
- 粕野義夫(編)(2001) 石川県地質誌・補遺. 北陸地質研究所, 194 p.
- 粕野義夫・山田一雄(1995) 土地分類基本調査「宝立山・能登飯田・珠洲岬」表層地質図. 5万分の1国土調査, 石川県, p. 19-34.
- 粕野義夫・山田一雄・中西信弘(1987) 能登半島珠洲市中田の石膏鉱床と周辺の地質. 金沢大学日本海域研究所報告, no. 19, p. 23-36.
- 活断層研究会編(1991) 68 輪島. [新編]日本の活断層一分布図と資料, 東京大学出版会, 東京, p. 236-237.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽. 地質調査所, 394 p.
- 気象庁地震津波監視課・気象庁地震予知情報課・金沢地方気象台(1995) 1993年2月7日能登半島沖の地震調査報告. 駿震時報, vol. 58, p. 97-114.
- 小泉 格(1979) 能登半島北部珠洲地域. 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料, p. 93-94.
- 小泉 格(1981) 珪藻群からみた日本における初一中期中新世の海洋環境. 化石, no. 30, p. 87-100.
- 駒澤正夫(1988) 仮想扇形地形による重力地形補正法. 測地学会誌, vol. 34, p. 11-23.
- Komazawa, M. (1995) Gravimetric Analysis of Aso Volcano and its Interpretation. *J. Geod. Soc. Japan*. vol. 41, p. 17-45.
- 駒澤正夫・岸本濱行(1995) 日本列島周辺域の地形データ(1 km メッシュ). 日本地震学会ニュースレター, vol. 7, p. 3-4.
- 駒澤正夫・広島俊男・石原丈実・村田泰章・山崎俊嗣・上嶋正人・牧野雅彦・森尻理恵・志知龍一・岸本清行・木川栄一(1999) 100 万分の1日本重力図(ブーゲー異常). 地質調査所.
- 小西健二・甲能直樹・柳沢幸夫・宮本正規・鍵主 直(1998) 能登半島の中新統・飯塚珪藻土部属から産出した絶滅鱗脚類 *Allodesmus* について. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, p. 279.
- Krebs, W. N. (1994) The biochronology of freshwater planktonic diatom communities in western North America. In Kociolek, J. P. ed., *Proc. 11th Intern. Diatom Symp.*, California Acad. Sci., San Francisco, California, p. 485-499.
- 久保恭輔(1953) 奥能登柳田地方の地質. 地質雑, vol. 59, p. 489-496.
- 米谷盛壽郎(1976) 裏日本新第三系の浮遊性有孔虫化石層序と表日本との対比. 総研 A 研究連絡誌「太平洋側と日本海側の新第三系の対比と編年」, 北陸地方の新第三系の対比と編年, p. 27-34.
- 増田孝一郎(1954) 石川県鳳至郡町野町・南志見村・柳田村付近の地質. 地質雑, vol. 60, p. 145-152.
- Masuda, K. (1955) Miocene mollusca from Noto Peninsula, Japan, Part 1, (I). *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 20, p. 119-127.
- Masuda, K. (1956) Miocene mollusca from Noto Peninsula, Japan, Part 1, (II). *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 21, p. 161-167.
- Masuda, K. (1966 a) Molluscan fauna of the Higashi-innai Formation of Noto Peninsula, Japan, I. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 63, p. 261-293.
- Masuda, K. (1966 b) Molluscan fauna of the Higashi-innai Formation of Noto Peninsula, Japan, II. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 64, p. 317-337.
- Masuda, K. (1967) Molluscan fauna of the Higashi-innai Formation of Noto Peninsula, Japan, III. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 65, p. 1-18.
- Matsuoka, K., Bujak, J. P. and Shimazaki, T. (1987) Late Cenozoic dinoflagellate cyst biostratigraphy from the west coast of northern Japan. *Micropaleontol.*, vol. 33, p. 214-229.
- 松浦信臣(1992) 石川の化石. 北國新聞社, 156 p.
- 望月勝海(1932) 能登平床貝層と珠洲岬附近の第三紀層(概報). 地質雑, vol. 39, p. 26-37.
- Motoyama, I. (1996) Late Neogene radiolarian biostratigraphy in the subarctic Northwest Pacific. *Micropaleontol.*, vol. 42, p. 221-262.
- 本山 功・丸山俊明(1998) 中・高緯度北西太平洋地域における新第三系珪藻・放散虫化石年代尺度: 地磁気極性年代尺度 CK92 および CK95 への適合. 地質雑, vol. 104, p. 171-183.
- 長浜春夫(1951) 能登半島町野岬炭田周縁の地質. 地質調査所月報, vol. 2, p. 511-516.
- 西田史朗・紺田 功・石田志朗(2001) 珠洲市越路, 赤神

- 頁岩層の石灰質微化石層序. 日本地質学会第108年学術大会講演要旨, p. 232.
- 小笠原憲四郎(2000) 束柱類の古環境と北西太平洋地域第三紀事件史. 足寄動物化石博物館紀要, no. 1, p. 25-34.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Burky, 1973, 1975). *Marine Micropaleontol.*, vol. 5, p. 321-325.
- Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R. and Satoh, M. (1995) Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. *Island Arc*, vol. 4, p. 166-181.
- Omura, A. (1980) Uranium-series age of the Hiradoko and Uji Shell Beds, Noto Peninsula, central Japan *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 117, p. 247-253.
- 太田陽子・平川一臣(1979) 能登半島の海成段丘とその変形. 地理学評論, vol. 52, p. 169-189.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣(1976) 能登半島の活断層. 第四紀研究, vol. 15, p. 109-126.
- 太田陽子・国土地理院地理調査部(1997) 1:100,000地殻変動土地条件図「能登半島」. 国土地理院技術資料D・1-No. 347.
- Riedel, W. R. and Sanfilippo, A. (1978) Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleontol.*, vol. 23, p. 61-96.
- Sanfilippo, A. and Nigrini, C. (1998) Code numbers for Cenozoic low latitude radiolarian biostratigraphic zones and GPTS conversion tables. *Marine Micropaleontol.*, vol. 33, p. 109-156.
- 西南日本重力研究グループ(1994) 日本列島中央部の重力異常図. 地質調査所報告, no. 280, 29-36.
- 柴田 賢(1981) K-Ar法による新第三紀放射年代資料(1979-1980). 土 隆一(編)「日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料 続編」, p. 101-104.
- 柴田 賢・佐藤博明・中川正巳(1981) 能登半島新第三紀火山岩のK-Ar年代. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 76, p. 248-252.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫(1984) K-Ar年代測定結果-2-地質調査所測定未公表資料. 地質調査所月報, vol. 35, p. 331-340.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(2000) 重力測定データ. 日本重力CD-ROM, 数値地質図, P-2.
- 鈴木弘道(1976) 国際重力基準網1971と日本重力基準網1975. 測地学会誌, vol. 22, p. 112-129.
- 鈴木好一(1950) 能登の地史についての修正. 地質雑, vol. 56, p. 305-306.
- 鈴木好一・北崎梅香(1952) 奥能登東端部の地質. 資源科学研究所彙報, no. 28, p. 90-98.
- 鈴木好一・久保恭輔(1953) 奥能登北端の海岸地方の地質. 資源科学研究所彙報, no. 31, p. 46-53.
- 高山俊昭・小泉 格・米谷盛寿郎(1979) 28. 能登半島北部一珠洲市鶴飼川地域. 土 隆一(編)「日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料」, p. 95-96.
- 登坂一彦(1986) 能登半島北部, 忍閃緑岩体の地質学的岩石学的研究. 糸野義夫(編)(1993)石川県地質誌. 石川県, p. 88-89.
- 豊蔵 勇・大村一夫・新井房夫・町田 洋・高瀬信一・中平啓二・伊藤 孝(1991) 北陸海岸段丘における三瓶木次テフラの同定とその意義. 第四紀研究, vol. 30, p. 79-90.
- 塚本一朗(1988) 能登半島北西部の第三系層序とK-Ar年代. 糸野義夫(編)(1993)石川県地質誌. 石川県, p. 225-226.
- 植田良夫・鈴木光郎(1973) 東北日本産海緑石とセラドナイトのK-Ar年代. 地質学論集, no. 8, p. 151-159.
- 植村和彦(1993) 大型植物化石に基づく新生代の古気候変遷と気温. 化石, no. 54, p. 24-34.
- 上松昌勝・周藤賢治・加々美寛雄(1995) 能登半島北部漸新統穴水累層に塵するソレアイト質玄武岩, 高マグネシア安山岩, 古銅輝石安山岩およびアダカイト様安山岩の成因. 地質学論集, no. 44, p. 101-124.
- 山野井徹(1989) 能登における中部中新統の花群集. 松尾秀邦教授退官記念論文集, p. 5-13.
- 山下 昇・糸野義夫・糸魚川淳二(編)(1988) 日本の地質「中部地方II」. 共立出版, 310 p.
- 柳沢幸夫(1999) 能登半島珠洲地域の中新統の珪藻化石層序. 地質調査所月報, vol. 50, p. 167-213.
- Yanagisawa, Y and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 104, p. 395-414.

## Geology of the Suzumisaki, Noto-iida and Hōryūzan District

By

Toshiyuki YOSHIKAWA\*, Kazuhiko KANO\*, Yukio YANAGISAWA\*, Masao KOMAZAWA\*  
Masato JOSHIMA\*\* and Eiichi KIKAWA\*\*\*

(Written in 2002)

(ABSTRACT)

### OUTLINE

The Suzumisaki, Noto-iida and Hōryūzan district is situated in the northeastern Noto Peninsula, Ishikawa Prefecture, central Japan. The district faces the Japan Sea to the north and east. The northern coast is rocky and rugged, whereas the eastern coast consists mainly of sand beach and dune. The land behind the coasts is almost hilly, being composed mainly of Oligocene to Miocene volcanic and sedimentary rocks. Quaternary terrace deposits are distributed especially in the eastern and southern hilly area, and minor alluvial systems are developed along the rivers running through the hilly inland to the coasts. Landslide occurs in places of the hilly area.

### OLIGOCENE TO MIOCENE

The Oligocene to late Miocene sequence is divided into the Kōnosuyama, Gōroku, Kamiwazumi, Hōryūzan, Higashi-innai, Hōjūji, Awagura, Iida, and Iizuka Formations in ascending order. In the northern coast area the Matsunagi Formation replaces the Kamiwazumi Formation.

The Kōnosuyama Formation is distributed separately in the northern, southern and western areas of this district. This formation mainly consists of subaerial andesite lava, volcanoclastic rocks, and intrusive rocks, which are commonly altered moderately to intensely. The andesite lava and volcanoclastic rocks are laterally replaced by conglomerate and sandstone. The Kōnosuyama Formation ranges mainly from 29 to 20 Ma in K-Ar age and is thought to be older than 25 Ma. The Shinobu Diorite of  $28.9 \pm 1.0$  Ma in K-Ar age intrudes into the lower part of the Kōnosuyama Formation.

The Gōroku Formation is mainly distributed in the southern area of this district. This formation is almost composed of dacite pyroclastic flow deposits densely welded in places, with a minor amount of sandstone, conglomerate and siltstone. Pyroxene dacite lava flows and dykes are scattered in the district. The fission-track age of this formation is about 25 Ma.

The Kamiwazumi Formation occupies a wide area of the southern part of this district. This formation consists mainly of subaerial aphyric andesite lava flows with minor sandstone, conglomerate and siltstone. Aphyric andesite from this formation is around 22–20 Ma in whole rock K-Ar age.

The Matsunagi Formation is mainly distributed in the northern coast of this district, which includes subaerial to subaqueous andesite to basalt lava flows and intrusive rocks, conglomerate, sandstone, siltstone and andesite to dacite volcanoclastic flow deposits. Sandstone and siltstone include marine mollusca fossils indicating an open sea environment. Many radiometric ages are reported from the upper part of this formation; 21–17 Ma in fission-track age of volcanoclastic flow deposits and 28–19 Ma in K-Ar age of lava flows. The age of the overlying Hōryūzan Formation suggests that the Matsunagi Formation is older than 20 Ma and correlative with the Kamiwazumi Formation.

The Hōryūzan Formation is widely distributed in this district. This formation contains a large amount of dacite pyroclastic flow deposits. Dacite to rhyolite lava domes locally intrude into the deposits or occur between them. The pyroclastic flow deposits are locally intercalated with tuffaceous sandstone, conglomerate and siltstone. Dacite pyroclastic flow deposits are mainly non-welded and closely associated with surge and fall deposits. Although the fission-track ages of the Hōryūzan Formation range 19.5–16 Ma, this formation is most likely to be formed in 19.5–18 Ma according to the

---

\* Institute of Geoscience

\*\* Institute for Marine Resources and Environment

\*\*\* Japan Marine Science and Technology Center

microfossil ages of overlying formations.

Dolerite, aphyric andesite and olivine basalt sills and dykes are observed in this district. Dolerite and aphyric andesite intrude mainly into the Gōroku and Kamiwazumi Formations. They show irregular contacts in places and often contain many vesicles, implying intrusion at shallow levels. Olivine basalt occurs mainly in the Kōnosuyama Formation.

The Higashi-innai Formation is distributed mainly in the northern part of this district. This formation constitutes an upward-fining transgressive succession of conglomerate, sandstone, and black mudstone with minor felsic tuff, which fill the incised valleys and overlap the Hōryūzan Formation and other underlying formations. Molluscs and foraminifera

Geologic age	Geological unit		Thickness	Lithofacies	Igneous activity	Environment	Sea level change	Tectonics	
Quaternary	Pleistocene	Fluvial and fan deposits, sand bar and dune deposits and beach deposits		Gravel, sand and mud Sand and gravel	Felsic Basic	Coastal	Cyclic transgression and regression	Reverse faulting EW-trend folding	
		Lower terrace deposits		Gravel, sand and mud					
		Middle terrace deposits		Silt, sand and gravel					
		Higher terrace deposits		Sand, silt and gravel					
		Highest terrace deposits		Massive silt with Gravel					
Neogene	Late Miocene	Iizuka Formation	350 m +	Sandy mudstone to muddy sandstone Rhyolite tuff	Felsic Basic	Subaerial	Regression		
				Siliceous and diatomaceous siltstone					
	Middle Miocene	Iida Formation	10 - 180 m	Glaucinite sandstone Calcareous siltstone Siliceous and diatomaceous siltstone		Restart of deposition Stagnation of deposition	Transgression		Subsidence Uplifting
				Awagura Formation		0 - 290 m			
		Hōjūji Formation	0 - 180 m				Siliceous and diatomaceous siltstone Calcareous siltstone		Sublittoral - bathyal
				Higashi-innai Formation		0 - 85 m	Conglomerate, sandstone and black mudstone		Coastal
	Early Miocene	Hōryūzan Formation	300 m	Pyroxene dacite to rhyolite lava and intrusive rock Dacite volcanoclastic rocks		Subaerial	Regression Transgression		Normal Faulting
				Kamiwazumi Formation Matsunagi Formation		230 m 140 m +			
		Gōroku Formation	0 - 200 m						
				Paleogene		Oligocene			
Kōnosuyama Formation	Olivine basalt to andesite lava and intrusive rock Pyroxene andesite lava and intrusive rock								

Fig.1 Summary of the geology of the Suzumisaki, Noto-iida and Hōryūzan district.

collectively indicate also a temporal environmental change from brackish to shallow marine water.

The Hōjūji Formation is widely distributed in this area. The formation consists mainly of calcareous siltstone, siliceous siltstone, and diatomaceous siltstone. Calcareous siltstone occurs mainly in the lower part. Siliceous siltstone occurs in the northern part whereas diatomaceous siltstone is confined in the southeastern part where the total thickness of this and overlying formations is thin relative to the northern part. Siliceous siltstone commonly contains opal-CT and represents an advanced stage of silica diagenesis from diatomaceous siltstone. Diatoms and other microfossil assemblages indicate this formation was formed around 16 Ma.

The Awagura Formation is made up mainly of submarine volcanoclastic mass-flow deposits of biotite rhyolite. A source is inferred to be the Iwakurayama lava dome, toward which the unit thickness and total thickness increase. The volcanoclastic deposits are interbedded with siliceous or diatomaceous siltstone and tuffaceous sandstone at distal places. The K-Ar age of the biotite from the Iwakurayama lava dome is  $16.1 \pm 0.4$  Ma, slightly older than the diatom age of 15.7–15.6 Ma.

The Iida Formation consists mainly of calcareous siltstone, siliceous siltstone, diatomaceous siltstone, and glauconite sandstone. The major lithofacies is quite similar to the Hōjūji Formation, except the glauconite sandstone which occupies the top of this formation with a thickness of 5–10 m. The Iida Formation ranges in microfossil age and radiometric age from 15.5 to 13 Ma. The glauconite sandstone represents quite slow deposition in the oxygen minimum zone, shallower than before.

The Iizuka Formation is distributed in the eastern and northern area of this district. This formation is composed of siliceous siltstone, diatomaceous siltstone and sandy siltstone to silty sandstone, and ranges from 13 to 6.5 Ma in the microfossil age. The fine-grained facies in the lower to the middle part shows a return to a deeper depositional environment, and the upward coarsening at the upper part, perhaps represents rapid marine regression with shifting of the depocenters to the north and east.

## QUATERNARY

Middle to late Pleistocene terrace deposits are widely developed on hilly areas. They are divided into the highest terrace deposits ( $th_0$ ), higher terrace deposits ( $th_1$ ,  $th_2$ ,  $th_3$ ), middle terrace deposits ( $tm_1$ ,  $tm_2$ ,  $tm_3$ ) and lower terrace deposits ( $tl$ ). They are mainly composed of silt, sand and gravel. Fluvial and fan deposits are distributed along rivers and coast. Sand bar and dune deposits are mainly observed on the eastern coast. Beach deposits and reclaimed land can be shown at some coast. Many landslides occur in places, especially in the sandstone and mudstone of the Higashi-innai Formation and rhyolite tuff of the Awagura Formation.

## GEOLOGIC STRUCTURES AND EARTHQUAKE

The Hakumaizaka Fault runs through from east to west in the central area of this district. This fault is a reverse fault but was a normal fault at least during the marine transgression of 17–14 Ma. On the southern side of the Hakumaizaka Fault, there are many normal faults trending NE–SW to ENE–WSW mainly with southward downthrow. These normal faults had been active during the time marked by the Kōnosuyama Formation to Hōryūzan Formation, and producing minor rifts along the faults. On the northern side of the Hakumaizaka Fault, there are many NE–SW- to ENE–WSW-trending reverse faults and folds. These structures represent crustal shortening since the Late Miocene time.

No faults have been confirmed active in this district, though an E–W syncline on the south of Rokugousaki is thought to be active as marine terraces tilt to form a syncline.

The Noto-Hanto-Oki (Off Noto Peninsula) Earthquake took place on February 7, 1993. Tunnel roofs, roads and architectures in Suzu City area were damaged by this earthquake of M 6.6.

## ECONOMIC GEOLOGY

No working mine is present in this district. Some quarries of crushed stone are working in some places and diatomite quarries are present in Suzu City area. There are several hot springs for example the coast area along the Iida Bay and in the Yanagida area.

## GRAVITY ANOMALIES AND DENSITY STRUCTURE

A high anomaly area extends from Nekogatake to the Suzumisaki in coincidence with Early Miocene dacite exposed on an anticlinal axis. A low anomaly is distributed in Iida, Ukai and surrounding area covered with Iizuka Formation. Especially in the Iida area a syncline plunges eastward. A local sharp high anomaly at Higashiyama, a southwest part of this map, is closely correlated with the mafic intrusive rock exposed there.

The surface density is estimated to be  $2.4 \text{ g/cm}^3$  in the central Hōryūzan area. This density is slightly larger than the dacite exposed there, and it suggests that a denser mass is seated at the shallow depth.

A gravity basement based on a two layer model with densities  $2.0$  and  $2.4 \text{ g/cm}^3$  is inferred to be deeper than  $1.5 \text{ km}$  in the Iida-Ukai area. It shows that the sea-deposit layer of low density is thickly deposited there.

執筆分担

I. 地形	吉川敏之・鹿野和彦
II. 地質概説	吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫
III. 第三系	吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫
IV. 第四系	吉川敏之
V. 地質構造	吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫
VI. 活構造及び地震	吉川敏之
VII. 応用地質	吉川敏之
VIII. 重力異常と密度構造	駒澤正夫・上嶋正人・木川栄一

文献引用例

吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫・駒澤正夫・上嶋正人・木川栄一 (2002) 珠洲岬，能登飯田及び宝立山地域の地質．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，76 p.

章単位での引用例

吉川敏之・鹿野和彦 (2002) 珠洲岬，能登飯田及び宝立山地域の地質，I. 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. 1-2.

Bibliographic reference

Yoshikawa, T., Kano, K., Yanagisawa, Y., Komazawa, M., Joshima, M., and Kikawa, E. (2002) Geology of the Suzumisaki, Noto-iida and Hōryūzan district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 76 p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Yoshikawa, T. and Kano, K. (2002) Geology of the Suzumisaki, Noto-iida and Hōryūzan district, I. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-2. (in Japanese).

---

---

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)

珠洲岬，能登飯田及び宝立山地域の地質

平成 14 年 12 月 24 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 0298-61-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 住友出版印刷株式会社

---

---