

宍岐の地質

国際航業株式会社土木地質部 神田 淳男

緒 言

国際ハイウェイ建設事業団は、日韓トンネル計画における基礎資料を得る目的で、昭和57年度に、九州の東松浦半島地区・糸島半島地区・宍岐島地区及び対馬地区からなる4地区の陸域について、第1次の地表地質概査を行なった。小論は、その内の宍岐島地区における調査結果について、概要をとりまとめたものである。

この調査を行なうにあたり、国際ハイウェイ建設事業団の関係各位並びに北海道大学の佐々保雄名誉教授をはじめ世界平和教授アカデミーの各位より、御指示、御助言を賜わった。また、サンヨーコンサルタント株式会社の各位には、この調査の全般にわたって、種々御世話をいただいた。ここに記して謝意を表する。

調査概要

調査件名：日韓トンネル陸上部第1次地質調査
(宍岐島地区)

調査目的：宍岐島及び周辺の小島を含む地区において、地表地質調査を実施し、この地区の地質層序・地質構造並びに水文学的状況を把握し、日韓トンネル計画における陸上部の基礎資料を得ることを目的とする。

調査箇所：宍岐島全域および周辺の小島（福岡県鳥帽子島を含む）を含む地区。調査位置図参照。

調査期間：昭和57年7月15日～昭和57年11月29日

調査方法とその内容

1) 地表地質調査

国土地理院発行の地形図(1/25,000)を延図して作成した(1/10,000)地形図に基づいて地質踏査を実施し、各ルートに沿った詳細なルートマップを作成して、地質構造を図示した地質平面図(1/25,000)及び地質断面図(1/25,000)を作成した。

2) 岩石試験

地表踏査に際し、代表的露頭から岩石のブロックサンプルを採取して、下記項目についての岩石試験を行なった。

- a. 一軸圧縮強度試験 17個
- b. 超音波伝播速度試験 17個
- c. 比重測定 17個
- d. 吸水膨張試験 6個
- e. X線分析 6個
- f. 岩石顕微鏡鑑定 8個

3) リニアメント調査

1/20,000縮尺の空中写真の判読を行ない、断層の可能性を有するリニアメントを抽出した。抽出したリニアメントについては、文献などとの対比を行ない、地表踏査による確認を行なった。

4) 水文調査

水文調査は、トンネル湧水量の概略を推定し、また、そのトンネル湧水が地表の利水面におよぼす影響の度合などを推察するために、下記内容の調査を行なった。

- a. 主要河川の流量調査
- b. 水利用の実態調査
- c. トンネルの湧水量及びそれに伴う渇水域の予測調査
- d. 降水量・気温等の気象調査
- e. 湯本地区における温泉の泉源調査

調査者

国際航業(株)	技術士	神田淳男
〃		伊藤雅晋
〃		鈴木 肇

既往の研究調査

宍岐島の地質についての全島的な調査文献としては、大築(1910)の20万分の1及び松井(1958)の5万分の1図幅とその説明書があり、また近年には、宍岐団体研究会(1973)の宍岐島の地質全般についての予察的報告並びにとくに中新統宍岐

層群についての詳細な地質層序の報告がある。

松井は沓岐島の地質を勝本層（中新世）・沓岐層（鮮新世）・玄武岩熔岩類（鮮新世～更新世）に区分し、それぞれは地質構造上不整合の関係にあるとした。八幡長者原崎海岸に露出する含珪藻土層については、主として勝本層の全体的な層相変化などの面から、勝本層の最上部に対比し、この長者原珪藻土層を含めた勝本層の沓岐島陸域における分布の南限は、湯本一筒城を結ぶ構造線によって規制されているとした。また、この構造線の形成期に関しては、第三系火山岩類の噴出活動の前、すなわち沓岐層生成前に造構造運動があり、北部地域の上昇が行なわれたものと考えた。沓岐層については、流紋岩質凝灰岩を主として伴なう沓岐層下部と、安山岩及び流紋岩の噴出岩類を伴なう沓岐層上部に区分し、両者は一部不整合の関係にあり、堆積岩類の層相や火山活動との関連などから鮮新世の生成であろうと推定した。玄武岩類については、肉眼的あるいは顕微鏡の特徴から、ほぼ5時期の噴出活動による10種類の熔岩に細分できるとし、それらの噴出様式は、各所に新しい火山地形を残していることなどから、割目噴出ではなく、中心噴出であったと考えた。

沓岐団体研究会は、1970年より沓岐島地学総合研究会として3面の野外調査を行ない、また、1972年には団研として2回の調査を実施して、沓岐島の地質層序とくに中新統沓岐層群の火山層序と中央部の地層について詳細なまとめを行なった（沓岐団研、1973）。沓岐島の地質層序については、勝本層群（漸新世～中新世前期）・沓岐層群（中新世前期～後期）・芦辺層群（鮮新世～更新世）・郷ノ浦層群（更新世）に区分し、この内、勝本層群・郷ノ浦層群については子察の報告にとどめ、また、芦辺層群については検討中のため未区分玄武岩類としながらも、湯野本付近の堆積物（*Stegodon* を産する）と玄武岩類を湯野本累層、八幡付近の堆積物（一部に亜炭層を伴なう）と玄武岩類を八幡累層として区分した。沓岐層群については、それぞれの堆積物の層相とその中に産する化石や火山噴出物の岩質の特徴などから、下位より若松累層（中新世前期）・久喜累層（中新世前期～中期）・物部累層及び初瀬累層（中新世後期）に区分した。なお長者原珪藻土層については

若松累層の上部に対比し、その珪藻が沿岸深湖から塩水湖の生成環境を推定させることと岡本（1965）の後期筑紫階古地理図を関連させて、沓岐島のグリーンタフ活動と古地理について論じた。湯本一筒城構造線については、住吉東触などにおける露頭の観察から、勝本層群の地表分布の南西限を規制する北東上り南西落ちの逆断層であると推定した。

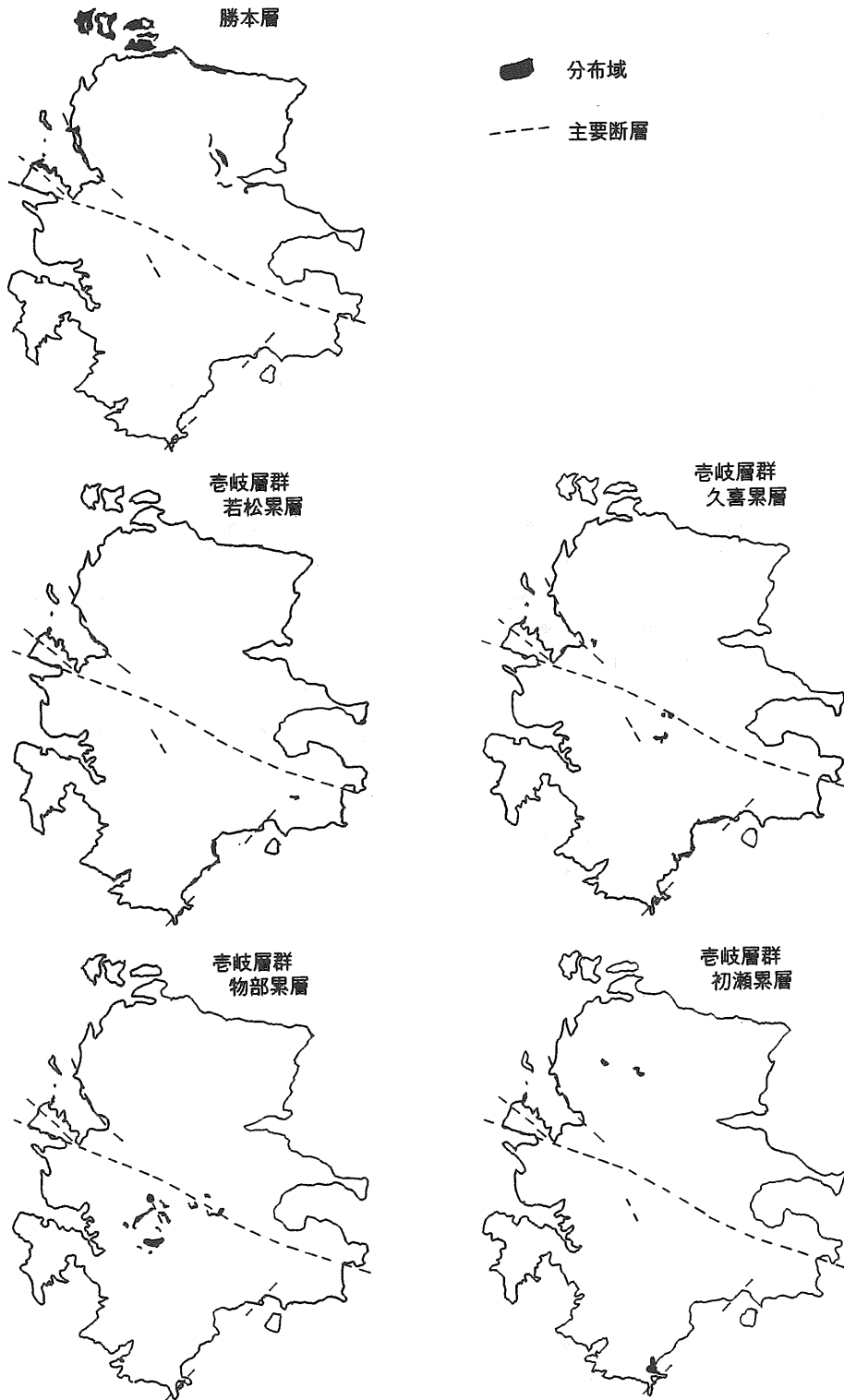
沓岐島の地質及び化石に関する研究文献としては、JORDAN（1919）の長者原崎の魚化石について、江崎（1935）及び金滝（1935）の昆虫化石について、樗木（1952）の魚・昆虫・植物化石についての報告がある。野田・宮久（1962）は長者原崎の珪藻土層について、その植物化石からおそらく中新世で、勝本層に含められないとした。三木・粉川（1962）は玄武岩類にはさまれる亜炭層をとりあげて鮮新世であるとした。また近年には、石田他（1970）の長者原珪藻土層とその化石について、林（1974）の長者原珪藻土層産化石と楠橋産化石について、林（1975）の長者原産化石誌などの報告がある。

岩石・鉱物学的研究には、松本（1954）、砂川他（1955）、青木（1958）、青木・松本（1959）などの報告がある。

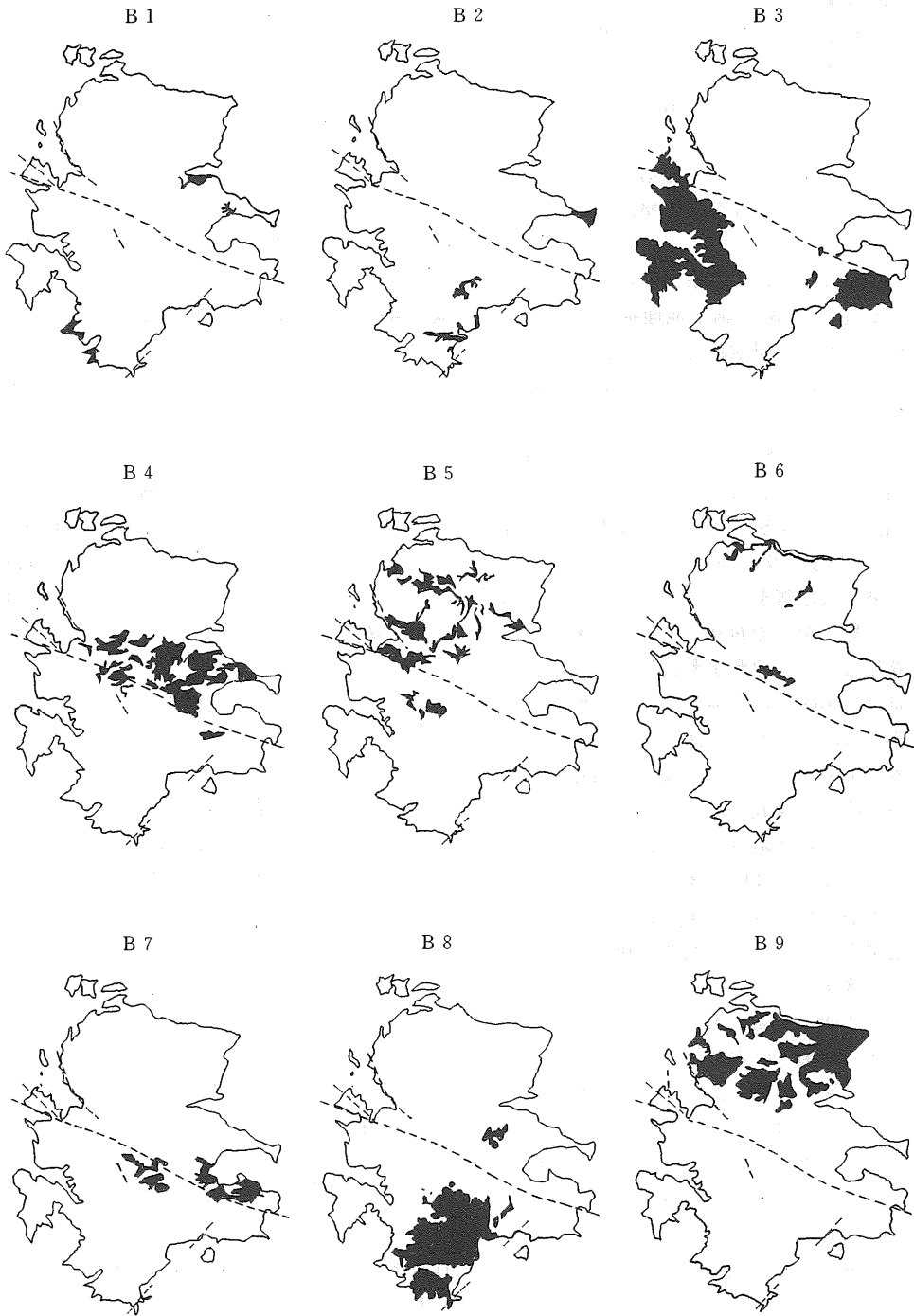
地形概説

沓岐島は、対馬と九州の中間にあってやや九州よりのところに位置し、まわりを玄界灘に囲まれた、長崎県の離島である。本島の主部は、南北約17km、東西約15kmにして、面積約139km²である。内陸部は標高100m以下の低山地・丘陵地を主体とする玄武岩台地からなり、全島が平坦な島であるが、海岸線は一般に著しく屈曲に富み、きり立った海侵崖が連なっている。本島の周辺には、北部に名鳥島・若宮島・辰の島が、南西部に大島・長島・原島が、また、南東部には妻ヶ島・名島などの、多数の小島が存在している。

沓岐島は太古から対馬とともに、九州本土と朝鮮半島及び大陸を結ぶ交通の要路として知られ、島内には弥生時代・古墳時代の遺跡が多く、遺跡の島として著名である。現在、郷ノ浦・芦辺・勝本・石田の4町からなつて、長崎県沓岐郡を構成



芦辺層群玄武岩類分布図



し、人口は約42000であり、道路網が四通八達して土地利用の比率が高い。

宍岐島の地表部は、その90数%以上を新期の玄武岩熔岩類が被覆しており、基盤の先第四系は一部の海岸沿いや島中央の低地部などに極く小範囲に分布するにすぎない。したがって宍岐島の地形は、直接的には新期玄武岩類の噴出活動様式に強く支配されたものとなっているが、基本的な島の地形の骨格は玄武岩類噴出前の先第四系古地形が支配しており、この両側面からの検討が必要である。

新期玄武岩類は各所にその噴出時の地形をとどめていて(松井、1958)、国土地理院の2万5千分の1地形図をもとに現地踏査すると、玄武岩類をいくつかの山体に区分することが比較的容易である。その主なものとして、岳ノ辻(212.5m)・鹿ノ辻(101.1m)・津の上山(133.7m)・高尾山(142.0m)・岳の山(110.2m)・男岳及び女岳(147.2m)などがあり、この内南部地域の岳ノ辻が島内で標高が最も高い。これらの火山地形は、島中央の低地帯をとりまくようにして、ほぼ環状に近い配列をしており、それらが複合して全体に平滑な熔岩台地地形を形成している。玄武岩類噴出前の先第四系の古地形は、現地形にほぼ調和して準平原に近いものであったと推定され、各火山々体の中央部に近い付近などが相対的に高度の大きい丘陵地を構成していたものと考えられる。なお、島中央の低地帯は、玄武岩活動の初期には比較的高標高の丘陵性山体であったものが、火山活動の中期頃から著しい差分的な侵食を受けて、低地化するにいたった可能性が強い。

宍岐島に発達する河川は、東海岸に注ぐ幡鉾川と谷江川が二級河川で島内第一位及び第二位をしめてやや大きく、第三位の河川として西海岸の片苗湾に注ぐ刈田院川があるが前二者に比較して極く小規模である。他は玄武岩熔岩の帯水層からの流出水を主として集める小規模水系が多数発達するが、それらはいずれも小川程度のものである。

幡鉾川は、島の中央低地帯をほぼ東西に流れて内海に注いでおり、その流域には標高5~15mの谷底平野が広がって、宍岐島の主要な水田地帯となっている。流域沿いには、深江付近をはじめとして所々に狭窄部があって、その上流側に平坦地

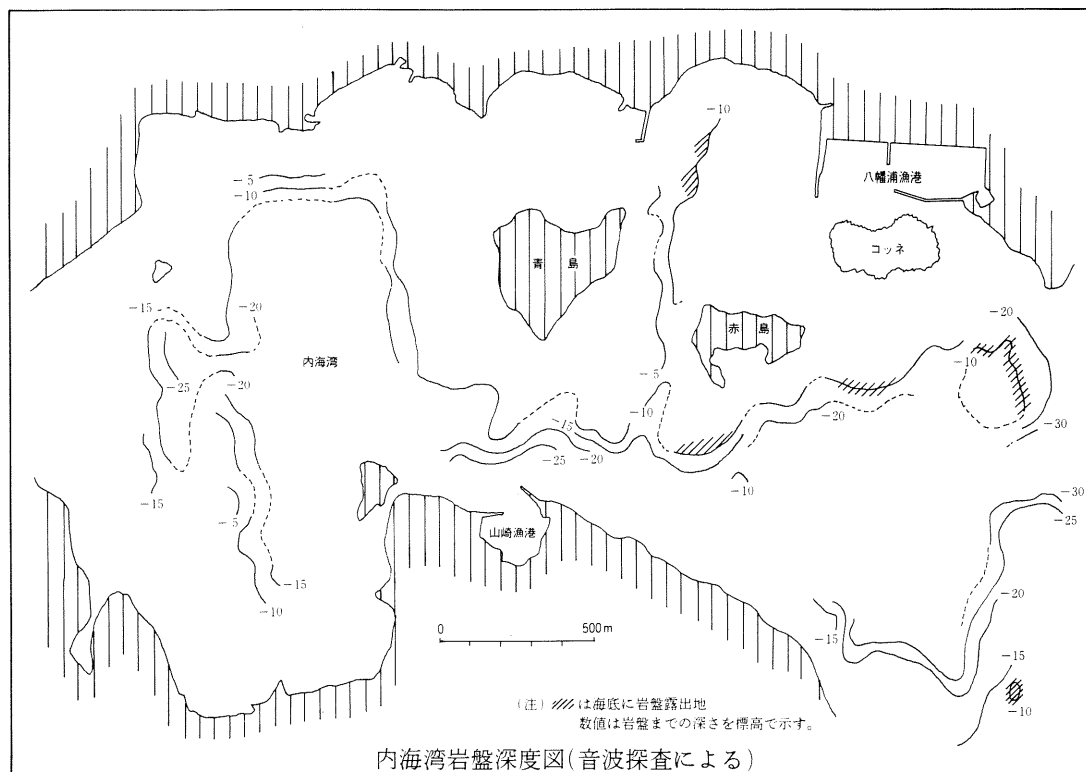
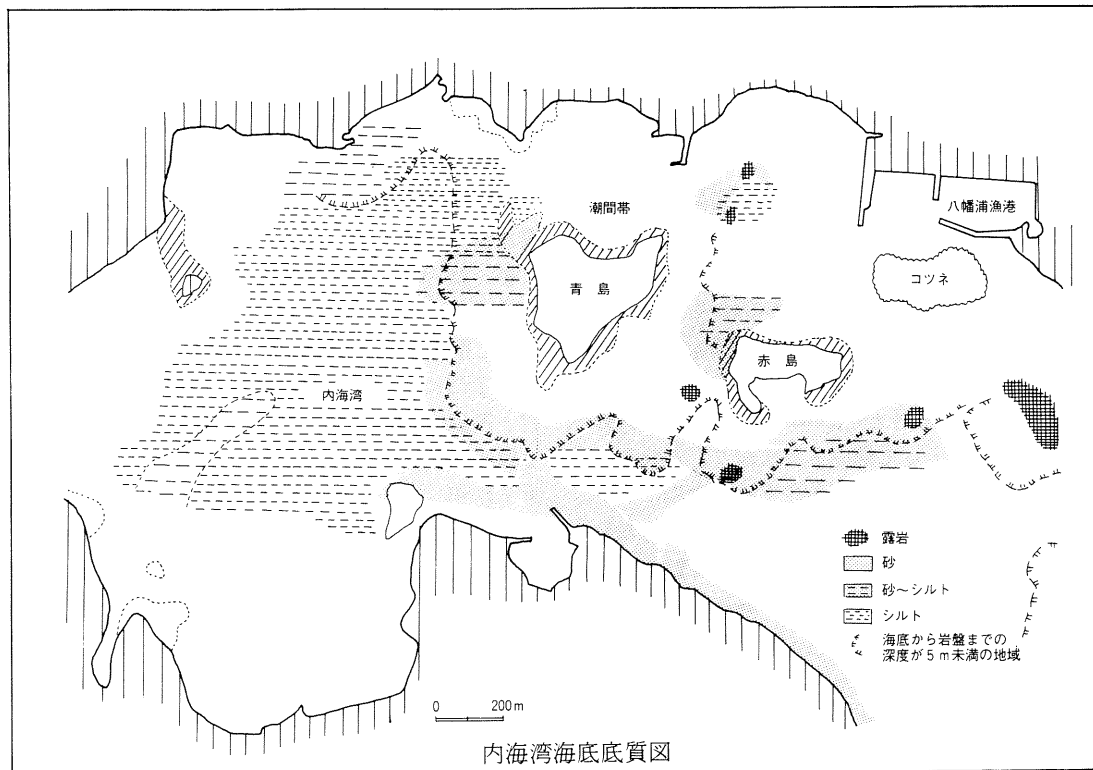
が広がる流域地形を呈しており、このような地形々状は内海の海底部にも連続していることが音波探査によって確認されている(九州農政局、1982)。谷江川は宍岐島の北部地域を北西-南東方向に流れて東海岸の外海に注いでおり、海底谷は八幡半島の方向とほぼ調和している。下流域では基盤の勝本層を削剝して函型の谷底平地を形成し、上流域の玄武岩地帯では樹枝状の水系模様を呈している。

宍岐島の海岸線は、著しく屈曲に富み、所々に比高差50m以上の海侵崖が発達して、沈降海岸の特徴をよく示している。陸上部の海岸域及び河岸域ともに、明瞭な段丘地形は認められないが、国土地理院の2万5千分の1地形図及び空中写真の判読などから、100m~115m・50~60m・30~35m・15~20mの各標高の付近に、海侵平坦面の名残りと推定される地形が見られ、とくに、湯本湾をかこむ沿岸域では段丘礫層の露頭が部分的に点在するところがある。砂浜の分布は東海岸の一部に限られており、八幡半島の北岸や筒城浜などに、小規模な砂丘が形成されており、砂のほとんどが生物遺体からなる白浜である。

地質概説

宍岐島は周辺の小島を含めて第三系および第四系の火山岩類と堆積岩層からなり、第三系の基盤岩は、島全体にしめる露出面積が数%にすぎず、沿岸部および内陸部の一部に極く限定されて分布しており、島のほとんどの地表部が第四系火山岩の玄武岩類によって被覆されている。

基盤の第三系は下位の勝本層群と上位の宍岐層群からなり、前者は島の北半部に、後者は主として南半部に分布して、両者は断層および不整合の関係で接しており、勝本層の分布の南西限は湯本-筒城構造線によって規制されている(松井、1958・宍岐団研、1973)。勝本層群は砂岩・頁岩の互層を主体とする地層からなっており、これまでの層位学的研究結果などから対州層群に対比される漸新世から中新世にわたる時代の地層であると考えられる(宍岐団研、1973)。宍岐層群は、新第三紀のいわゆるグリーンタフ層に相当し、下位から若松累層・久喜累層・物部累層及び初瀬累



層の4つの累層からなっている(壱岐団研,1973)。若松累層は久喜から若松にかけての島の南東海岸と八幡半島の先端部などに露出し、主として変質乃至弱変質の安山岩質の火山岩類と凝灰質泥岩からなり、この最上位に淡水型の魚・珪藻化石を産する長者原珪藻土層が分布する。久喜累層は、若松累層との直接の関係は不明であるが久喜を中心にした島南東海岸における地質構造から若松累層の上位に位置づけられ、他に島の中央部や北部などに地窓状に孤立して露出している。玄武岩・安山岩・石英安山岩および流紋岩の多様な岩質からなる火山噴出物層とそれに挟在する凝灰質の泥・砂質岩層によって構成されており、これらの火山活動は中新世の前期から主として中期において顕著であったと推定される(壱岐団研,1973)。物部累層は島の中央低地帯に限定されて露出しており、下位から玄武岩質火砕岩、凝灰質礫岩・砂岩・シルト岩・泥岩・凝灰岩・凝灰角礫岩及び角閃石石英安山岩熔岩などからなっている。本累層の泥岩から産する植物化石には、中新世前～中期を示すものは発見されておらず、中新世後期の地層と考えられる(壱岐団研,1973)。初瀬累層は、模式地の初瀬北方海岸の他に島の北内陸部及び東・西海岸部などの所々に露出しており、流理構造・球顆構造の発達した流紋岩と軽石質凝灰岩・凝灰角礫岩を主体とする火山岩層からなっている。物部累層との直接の関係は不明であるが、火山層序の面などから、物部累層の最上部に対比される(壱岐団研,1973)。

壱岐島の第三系の地質構造は、湯本・住吉山信・筒城を結ぶ北西—南東方向の湯本—筒城構造線の規制を強く受けており、その北東部地域と南西部地域では基盤を構成する地質的条件が既述のように著しく異なっている。この構造線は、西海岸側で同系の派生断層を伴ない、湯本ではこの派生断層に沿って中新世末期の活動と推定される石英斑岩の小岩体が露出しており、また、周辺には60℃以上の高温々泉が自然湧出している。なお、この構造線の活動の主時期は、久喜累層堆積後から物部累層堆積前(中新世中期～後期の間)にあり、その後も第四系の玄武岩類の噴出後に至るまで、部分的かつ断続的な活動を行なったことが、断層露頭の観察から明らかである。

基盤岩を不整合に覆う第三系～第四系の新期岩層は、芦辺層群及び郷ノ浦層群の玄武岩類を主体とする火山噴出物層と谷底平野や砂丘を構成する沖積層からなる。芦辺層群の主体は、地形・岩質及び噴出期から10種に細分される玄武岩類からなり(松井,1958)、それらのほぼ最下部に位置して、湯本・馬ノ瀬及び八幡半島の北岸棚江原の付近には砂・礫・軽石流堆積物層及び泥・亜炭層などが分布する。湯本の砂質層からは鮮新世中頃の型(亀井)と推定される *Stegodon* の化石を産し、また、その上位に分布する軽石流の年代は110万年(西村・笹島,1972)である。棚江原の泥・亜炭層は2枚の玄武岩熔岩にはさまれて露出しており、三木・粉川(1962)は亜炭層の植物遺を記載して鮮新世であるとした。郷ノ浦層群は、松井(1958)によって記載されている噴石丘を構成する最新期の火山噴出物層を、壱岐団研(1973)が更新世後期のものであるとして層序区分したものであり、筆者等も現地踏査での確認をもってその区分にしたかった。

地質各説

勝本層群

壱岐島中央部を北西—南東方向に走る、湯本—筒城構造線以北に分布する。模式的露出地は、勝本町の本島北部海岸沿いにあり、名島島・若宮島及び辰の島にもよく露出している。他に湯本湾の沿岸部、谷江川の下流域河岸部、内陸部では住吉東触・刈田院川上流の河床部及び幡鉾川下流の狭窄部左岸などに小規模に露出する。

勝本層群の層相は、土木地質的に大別すると、主体をなす砂岩・頁岩互層と砂岩優勢層及び頁岩優勢層の3層に層相区分され、砂岩優勢層が全体の上部に位置している。

砂岩・頁岩互層は、一般的には、0.05～1.0m厚の細～中粒砂岩と0.01～0.5m厚の頁岩(泥岩)からなる。部分的に砂岩優勢なものや頁岩優勢な互層部を伴うが、両者は漸移的に変化し、分層は困難である。本互層の砂岩部は、一般に塊状を呈するが、しばしば層面節理と層理面に垂直な柱状節理が発達し、また、スランプ構造が発達するところも認められる。新鮮部は非常に堅硬である。

地質層序対比表

地質時代		松井 (1958) 1/5万図幅説明書	彦岐団体研究会 (1973)	本調査結果 (1982)
第四紀	現世	沖積層	沖積層	沖積層
	更新世	玄武岩熔岩類 <ul style="list-style-type: none"> ・石英玄武岩熔岩 ・上部斑晶質玄武岩熔岩 ・中部斑晶質玄武岩熔岩及び無斑晶質玄武岩熔岩 ・粗粒玄武岩 ・下部斑晶質玄武岩熔岩 	郷ノ浦層群 岳ノ辻累層・津ノ上累層 (その他鹿ノ辻、角上山) 男岳、女岳など	郷ノ浦層群 噴出石丘
新第三紀	鮮新世	彦岐層上部 流紋岩類熔岩 安山岩類熔岩	芦辺層群 湯野本累層・八幡累層	芦辺層群 玄武岩類 ビッチストーン流 石英玄武岩 新規斑晶質玄武岩 カンラン石・普通輝石玄武岩 カンラン石玄武岩 無斑晶質玄武岩 斑晶質玄武岩 斑晶質(球類)玄武岩 カンラン石粗粒玄武岩 古期斑晶質玄武岩
		彦岐層下部 棚江原泥・亜岩層植物遺体産出 馬ノ瀬礫層 湯野本累層		
	後期 更新世 前期	長者原硅藻土層 勝本層	彦岐層群 物部累層 初瀬累層 久喜累層 若松累層 長者原硅藻土層	彦岐層群 貫入岩 初瀬累層 物部累層 久喜累層 若松累層 長者原硅藻土層
	漸新世	勝本層群	勝本層群	
古第三紀	漸新世			

地質時代		岩層名		柱状	記号	層厚	記事				
新	第四紀	沖積世			al	m					
		更新世	郷ノ浦	噴出石丘		cc	50	凝灰質砂岩、火山礫凝灰岩など			
			芦辺層群	玄武岩類	ピッチストーン流		pfl	20	芦辺層群最後期の活動		
					石英玄武岩		B 9	60			
					新期斑晶質玄武岩		B 8	150			
					カンラン石・普通輝石玄武岩		B 7	80			
					カンラン石玄武岩		B 6	50 50			
					無斑晶質玄武岩		B 5	80			
					斑晶質玄武岩		B 4	100			
					斑晶質(球顆)玄武岩		B 3	100			
	カンラン石粗粒玄武岩					B 2	80				
	古期斑晶質玄武岩		B 1	2.5							
	新	鮮新世	堆積累層	泥・亜炭層			2.5	棚江原泥・亜炭層植物遺体産出			
				砂・礫層		Amu	>3.8	馬ノ瀬礫層			
				砂・礫層、軽石流堆積物(凝灰角礫岩)			20	湯野本累層 Stegodon sp.			
	生	第三紀	中期	若松層群	初瀬累層	軽石質凝灰岩		Ht	150		
						凝灰角礫岩(流紋岩質)					
						流紋岩		Rh	200	玄武岩岩脈に貫かれる	
					物部累層	角閃石英安山岩		Dm	20		
						凝灰角礫岩		Mtb	100		
凝灰質砂岩・シルト岩											
凝灰質砂岩・シルト岩			Mts	50							
凝灰岩・凝灰角礫岩・礫岩											
玄武岩			Bm	40							
同質凝灰角礫岩			Dk	100							
角閃石英安山岩(流紋岩)											
新		世	前期	久喜累層	粗面安山岩		Ak	50			
					軽石質凝灰岩		Pk	300	凝灰角礫岩が卓越する。		
	凝灰質砂岩(安山岩質)										
凝灰質砂岩・シルト岩											
安山岩・玄武岩											
代	紀	後期	若松層群	凝灰岩、凝灰質砂岩・シルト岩、泥岩(含珪藻土；長者原層)安山岩同質凝灰角礫岩		Wt	+500	長者原層珪藻土中より多数の植物化石、魚化石を産出する。			
				貫入岩	石英斑岩		Qp	湯野本温泉街に分布			
				勝本層群	砂岩優勢層		Kss	200	珪質砂岩を含む		
頁岩優勢層		Ksh	400								
砂岩・頁岩優勢層		Kalt	+1000								
古第三紀	漸新世										

本互層の頁岩部は、数mm間隔の層理が発達し、層理面に沿って剝離が進行し易く、風化部は非常に脆弱で細片状に破碎される。新鮮部は比較的堅硬であるが砂岩部に比べ強度的に劣る。砂岩優勢互層は塊状の細～中粒砂岩が卓越して、それに頁岩を挟在するものであり、また、しばしば15～30cm厚の中～極粗粒の珪質砂岩・石英砂岩を挟在する。本層の新鮮な砂岩部は非常に堅硬である。頁岩優勢層は層面節理が発達する頁岩層中に、約10cm厚の砂岩を挟在するものであり、頁岩部は剝離に富んで風化部は一般に脆弱である。

本層群の頁岩には、谷江川下流右岸の芦辺付近・勝本港付近及び名鳥島などの各地から、貝・植物化石を産するが、いずれも保存は良好でない。松井(1958)は、芦辺町諸吉大石触の県道南側に露出する暗灰色頁岩から、下記の化石を記載した。

Sequoia sp.

Nuculana(*Thestylela*) sp.

Naticidae gen. sp. indet

Macoma sp.

(同定：棚井敏雅・水野篤行)

本層群の地質構造については、あとに記述するが、基本的には地域北半部において北東―南西方向の背斜軸をもって南西側にプランジする、半ドーム状構造を呈している。これをもとに地質断面図を作成して、本層群の層厚を概略的に検討すると、砂岩・頁岩互層は1,000m以上、砂岩優勢層は400m、頁岩優勢層は200mと見積もられる。

長浜(1967)は、勝本層の流向を調査・検討して、勝本層の砂岩の供給源は西南西にあるとし、対馬の対州層群の流向とほぼ同じであることを指摘した。松本徠夫(1971)は、高橋清の九州第三系の花粉学的研究の結果をもとに、対州層群・勝本層群が共に花粉があまり産出しない点を考慮して、勝本層群を対馬層群に対比している。対州層群については、これまでに多くの層位学的研究があり、それらの既往文献の検討も含めて、勝本層群は漸新世から中新世前期にわたる時代の地層であると考えられる(壱岐団研、1973)。

壱岐層群若松累層

久喜から若松にかけての島の南東海岸を模式地とし、他に初瀬の小山崎付近、梅津湾の主として北岸沿岸部、石田東触の県道付近及び八幡半島先端の長者原崎などに露出する。

久喜南海岸の標式地では、久喜港防波堤の南方約300mの付近を中心にしていわゆるグリーンタフ変質を蒙った帯緑暗灰色の安山岩(～玄武岩)質の凝灰角礫岩層とその上に重なる帯緑色の凝灰岩・凝灰質砂岩及び泥岩の互層が露出して、略東西方向で西側にプランジする軸をもつ小規模な背斜構造を形成している。この凝灰質泥岩中からは *Podogonium knorrii* の小葉の化石のほかに、植物化石と小型の魚の骨辺の化石を産する(壱岐団研、1973)。これより更に南西方の若松触の海岸沿いには、弱変質の安山岩熔岩及び同質の火山角礫岩・凝灰角礫岩層がほぼ水平に近い構造で分布する。上記の緑色変質岩層との中間部には、初瀬累層流紋岩の岩脈・熔岩と芦辺層群の玄武岩熔岩が海岸にたれさがって分布していて、直接の関係は不明であるが、変質の程度や走向・傾斜などから、この弱変質安山岩層は緑色変質安山岩層の上に重なるものと推定される。

初瀬の小山崎付近にかけての東海岸沿いには、弱変質の安山岩熔岩と同質凝灰角礫岩層が、2～5m層厚で高頻度の互層を呈し、80～90°の急傾斜で成層している。梅津湾北岸の沿岸部に露出するものも、上記とほぼ同様の岩質及び産状を呈する、弱変質の安山岩層である。

これらの安山岩熔岩は、顕微鏡鑑定によると、単斜輝石・斜方輝石及び斜長石(An%：30～40)の斑晶を有する複輝石安山岩で、斑状組織・ハリ基流組織を呈し、石基は単斜輝石・斜長石・石英(地形、少量)及び火山ガラスなどからなっている。安山岩熔岩は、一般に堅硬な岩質で塊状を呈するが、数方向の節理・亀裂が発達し、比較的高透水性である。凝灰角礫岩は、熔岩部周辺で火山角礫岩に漸移し、巨礫・大礫を含むが、全体に塊状を呈して、礫質部と基質部は膠結度が比較的良好な透水性の岩層である。

石田東触の付近には、県道の切土面の一部に、緑色凝灰角礫岩の露頭が孤立して認められる。この周辺は芦辺層群の玄武岩類が広く被覆してい

て、不明確な露頭ではあるが、岩相及び変質の状況などから、若松累層の下部に相当する露頭と考えられる。

八幡半島先端の長者原崎付近には、その北西海岸部と北東海岸部に、安山岩質の凝灰岩及び凝灰角礫岩層が点在分布して、ほぼ南北方向の軸をもって南側に緩くプランジする向斜構造が認められ、この安山岩層の岩質・層相は若松東海岸や梅津湾北岸のものに酷似した弱変質の安山岩層である。この安山岩層の上位に整合に重なって、珪藻土質の泥岩・シルト岩・細粒砂岩、砂質の凝灰岩及び凝灰角礫岩などからなる互層が分布しており、これがいわゆる長者原珪藻土層である。

長者原珪藻土層からは、魚・珪藻・昆虫及び植物化石が多産し、これまでにそれらの化石についての多くの研究報告がある。魚・珪藻化石の多くは淡水型であり、また、昆虫化石・大型植物化石には台島型植物化石群あるいはそれらが指示する古環境を推定できるものが産することなどから、長者原珪藻土層は中新世前期～中期の時代の地層であると考察される（宍田研、1973）。

若松累層と勝本層群の関係については、直接に観察できる露頭がなく、極めて不明確であるが、今回の調査結果を主体にして付図の地質断面図に示す如く推定した。すなわち、若松累層と勝本層群は湯本一箇城構造線沿いのところは断層で接し、それより北東側の八幡半島などの地下深所では不整合の関係で接するものと考察した。この地質断面図と若松東海岸や梅津湾北岸の安山岩層の露出状況などから、若松累層の層厚は少なくとも500m以上と見積もられる。

（長者原珪藻土産化石リスト）

- ①植物化石・魚化石、林（1974）
- ②珪藻化石・昆虫化石 石田他（1970）

宍田層群久喜累層

久喜港の東防波堤から印通寺港西の岬までの海岸線を標式地とし、他に島中央低地帯の角上山及び住吉東触付近、湯本湾の沿岸部、箱崎江角触北部海岸の一部などに、それぞれ地窓状に孤立して露出している。

模式地の久喜港の東海岸では、白色軽石質凝灰

岩、凝灰質砂岩及びシルト岩（頁岩）互層、玄武岩熔岩及び同質の火山円礫岩・凝灰角礫岩、安山岩熔岩などの主として火山噴出物からなる地層が分布して、北西―南東方向の軸をもつ褶曲構造を呈している。更にこの上位には海岸から辻山の山地部にかけて、石英安山岩及至流紋岩質の熔岩が分布する。この熔岩は、顕微鏡鑑定によると、黒雲母・アノーソクレーヌ・斜長石・石英の斑晶を有するアノーソクレーヌ流紋岩で、斑状組織・ピロタキシテイク組織を呈し、石基は斜長石・石英・火山ガラスなどからなっている。

中央低地帯の一部をなす角上山及び鉾の木山の西部には、角閃石粗面安山岩と同質の凝灰角礫岩層が孤立して分布する。本岩は淡緑黄色を呈して、数mmの長石・角閃石の斑晶を多く含有しており、全体に著しく風化作用を受けている。地質構造的には上位の物部累層の堆積岩層がこの粗面安山岩層の上にアバットする産状を呈しており、久喜累層の一部を構成するものと考えられる。住吉東触では、久喜累層の軽石質凝灰岩層と勝本層群が、断層で接する露頭が見られる。断層の走向は北西―南東系で45°前後で南西側に傾斜しており、幅10～15cmの断層粘土を伴っている。断層上盤側の軽石質凝灰岩層は断層運動によって傾斜が南西側に90～60°にねじれた構造を呈している。この露頭では更に、断層で接する勝本層群と久喜累層を物部累層の基底礫層が緩く不整合に覆うのが観察される（露頭写真参照）。

湯本湾の南西及び北部沿岸沿いには、安山岩質凝灰角礫岩・凝灰岩及び凝灰質のシルト岩・泥質岩が部分的に露出し、下位の勝本層群及び上位の芦辺層群（湯野本累層）とは、それぞれ不整合の関係で接している。また、中新世後期の活動と推定される石英斑岩が貫入して、全体に選択的な温泉変質作用を蒙っている。この火山岩層については明確な地質的根拠に乏しいが、その層相並びに産状などから久喜累層に含めた。

本累層は、模式地の久喜海岸で、下位の若松累層と近接して分布するが、中間に港があって両者の直接の関係は認められない。この海岸部一帯における踏査結果によれば、両者は地質構造的に不調和であり、地質断面図に示す如く不整合の関係にあるものと推定した。この地質断面図をもとに

すると、久喜層群の最大層厚は久喜東方の辻山付近にあって、約450mと見積もられる。

宍岐層群物部累層

本累層は島の中央低地帯にはほぼ限定されて露出しており、このうち比較的よく露頭が見られるのは、住吉東触・住吉山信触・湯岳今坂触・田中触の西方丘陵地及び住吉前触の県道付近などである。

本累層を構成する地層は、下位から玄武岩層、凝灰質礫岩・砂岩・シルト岩・泥岩・凝灰角礫岩層、凝灰岩・凝灰角礫岩層、角閃石石英安山岩層の4つの部層に区分される。

玄武岩層は、住吉山信触の東部と湯岳今坂触などの極く限られたところに露出しており、アルカリかんらん石玄武岩熔岩（宍岐団研、1973）とその火砕岩からなるが、詳細は不明である。湯岳今坂触の谷沿いの山際部、田中触の西方丘陵地、木田触の山裾部などには凝灰質砂岩・シルト岩・泥岩を主体とする地層が比較的厚くまとまって分布している。部分的に安山岩質の凝灰角礫岩と凝灰質礫岩層をはさみ、全体に塊状を呈して難透水性であるが、岩質は軟岩から軟弱岩の部類に属する。凝灰岩・凝灰角礫岩を主体とする部層は、住吉東触・国分川迎触・住吉前触及び牛方触などの各地に分布し、安山岩質の凝灰岩及び凝灰角礫岩が主体をしめ、部分的に凝灰質砂岩・シルト岩をはさんで成層するところがある。上記の凝灰質砂岩・シルト岩・泥岩を主体とする部層と共に、全体に地層の傾斜は緩く、地質構造的に両者は同時異相の関係にあると推定される。岩質は前者に比してより軟弱であり、かつ、透水性が高い。既述したように、住吉東触には断層で接する勝本層と久喜累層を物部累層の基底礫層が緩く不整合に覆う露頭がある。礫層の層厚は5~10mで、拳大から人頭大の円礫ないし亜円礫からなり、礫種は勝本層群起源のものが多い。この基底礫層の上位には安山岩質の凝灰岩・凝灰角礫岩層が重なる。角閃石石英安山岩層は、物部累層の最上位に位置して、住吉山信触とその東方の峠付近に露出する。灰色ないし暗灰色を呈する斑状の岩相をなし、住吉山信触のものは流理構造があって産状は熔岩であり、その東方の峠付近のものは柱状節理が発達して産状は貫入岩と推定される。顕微鏡鑑定によ

ると、本岩は角閃石・黒雲母・斜長石（An%:20~30）の斑晶を有する角閃石・黒雲母石英安山岩で、斑状組織・ピロタキソティック組織を呈し、石基は斜長石・石英（他形）・火山ガラスなどからなっている。

物部累層と下位の久喜累層は不整合の関係にあることがほぼ明らかであり、付図の地質断面図に示すように、勝本層群から久喜累層までの下位層を広く不整合に被覆して、全体的にはほぼ水平に近い構造を呈して分布するものと推定される。物部累層の凝灰質泥岩層には、楠橋及び湯岳今坂触から、植物化石を産し、このうち楠橋の植物化石については林（1974）の報告がある。林はその報告の結論として、水草の化石を多産し落葉性広葉樹の化石の出現頻度が高いことから、長者原珪藻土層と比較して、両者の古環境に顕著な相違点のあることを指適した。上記したような物部累層の層相・地質構造並びに産出化石の特徴と更にはこの上位に分布する芦辺層群との関係から、物部累層の形成時代は、宍岐団研（1973）も述べているように中新世後期であると考えられる。またこの下位久喜累層については、物部累層との不整合関係と火山層序の面から、中新世中期の時代を主体にして形成されたものと考えられる。なお、物部累層の層厚については、地質断面図と各部層の代表的露出地から、最大層厚は玄武岩層が40m以上、凝灰質砂岩・シルト岩・泥岩主体層が100m、凝灰岩・凝灰角礫岩主体層は50m、角閃石石英安山岩層が20m以上と見積もられる。

（楠橋産植物化石リスト 林（1974））

宍岐層群初瀬累層

本累層は、初瀬及びその北東海岸部を代表的な模式地としており、流理構造の発達した流紋岩と同質軽石質凝灰岩・凝灰角礫岩を主体としたものからなる。

初瀬及びその北東海岸に分布する流紋岩は、白色（風化部）乃至灰色（新鮮部）を呈し、この白色部と灰色部が頻繁な縞状をなす流理面は一般に急傾斜しており、また、部分的に球顆構造が発達してやや塊状を呈するところがある。この模式地には、芦辺層群の玄武岩が流紋岩を貫く岩脈露頭があり、天然記念物に指定されている。久喜の南西

海岸とその西方当田川のダムサイト付近に、模式地と同岩質の流紋岩が分布し、若松累層及び久喜累層中に貫入している。この初瀬から久喜の海岸にかけて分布する流紋岩は、アノソクレスの斑晶を有し石基にアルカリ長石の微晶を多く含むもので、アルカリ岩系に属する（松井、1958）。島内陸の北部地域にも、神通の辻・谷江川上流の勝木ダム付近及び箱崎本村触西方の谷間に、流紋岩が芦辺層群の玄武岩類に不整合に覆われて地窓状に露出している。この一連の流紋岩の露頭は、灰白色乃至褐灰色を呈し、流理構造と球顆構造が発達しているもので、肉眼的には初瀬の模式地の流紋岩に酷似している。松井（1958）はこの北部地域の流紋岩を、斑晶に斜長石・黒雲母・石英を有する、カルクアルカリ岩系の黒雲母流紋岩として、初瀬の模式地の流紋岩と区分した。

なお、勝木ダム付近の流紋岩については、長崎県杵岐支庁がダム建設の目的でボーリン等による詳細な地質調査を実施し、この流紋岩体の下部にも芦辺層群の玄武岩類が分布することをほぼ明らかにして、勝木ダム付近に分布する流紋岩の活動時期は松井（1958）が区分した無斑晶質玄武岩の生成後から石英玄武岩の噴出前の間にある可能性が高いことを報告している。（村川、他、島の科学16号）。また、松井（1958）は梅津湾の北岸部に分布する流紋岩を、勝木ダム付近に分布する流紋岩と同岩質の、カルクアルカリ岩系の第三系火山岩として報告しており、杵岐団研（1973）も初瀬累層の流紋岩として地質図に示している。しかし、筆者等は今回の現地踏査によって、土地造成工事の切上面に出現した露頭観察から、松井（1958）の区分した新期斑晶質玄武岩を不整合に覆うより新期の流紋岩の熔岩流であることを明らかにし、あとで述べるようにこの熔岩流を黒曜石の小粒を多量に伴なうピッチストーン流として区分した。

酸性軽石質凝灰岩及び凝灰角礫岩を主体とする地層は、初瀬・印通寺・筒城仲触東方沿岸部・山崎触・深江鶴亀触などに、それぞれ孤立して分布している。印通寺港の東岸では凝灰質のシルト岩・礫岩を伴っており、筒城仲触では軽石質凝灰岩・凝灰角礫岩・凝灰質砂岩及びシルト岩が互層を呈する。深江の幡鉾川下流狭窄部の左岸では軽石質凝灰岩が勝本層群を不整合に覆っている。

初瀬累層はその分布が極めて孤立しており、その下位の地層と考えられる物部累層との関係が不明確であるが、物部累層の上部層に部分的に軽石のレンズを伴う酸性火山噴出物が含まれており、それが初瀬累層火山岩類の先駆的活動である可能性があることと、地質構造などの面から、初瀬累層は物部累層の最上部に対比される（杵岐団研、1973）。なお、初瀬累層の層厚については筒城仲触における分布状況と地質断面の検討から最大150mと見積もられる。

〈石英斑岩〉

湯本湾南岸の集落の平地部に孤立して石英斑岩の小規模岩体が露出する。著しい温泉変質と風浪侵食によって表面は灰白色で粗鬆な岩相を呈し、2～5mm大の自形石英の斑晶が目立つ。岩体の長軸は湯本一筒城構造線の派生断層の方向とほぼ一致しており、他のグリーンタフ地域における同岩種の火成活動との対比から、中新世末期の時代のものと推定され、この周辺に自然湧出する高温々泉の熱エネルギーの賦存とその上昇の場を規制している可能性が強い。

〈次号につづく〉

