

55 (522.2) (084.32 M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

福岡(14)第68号

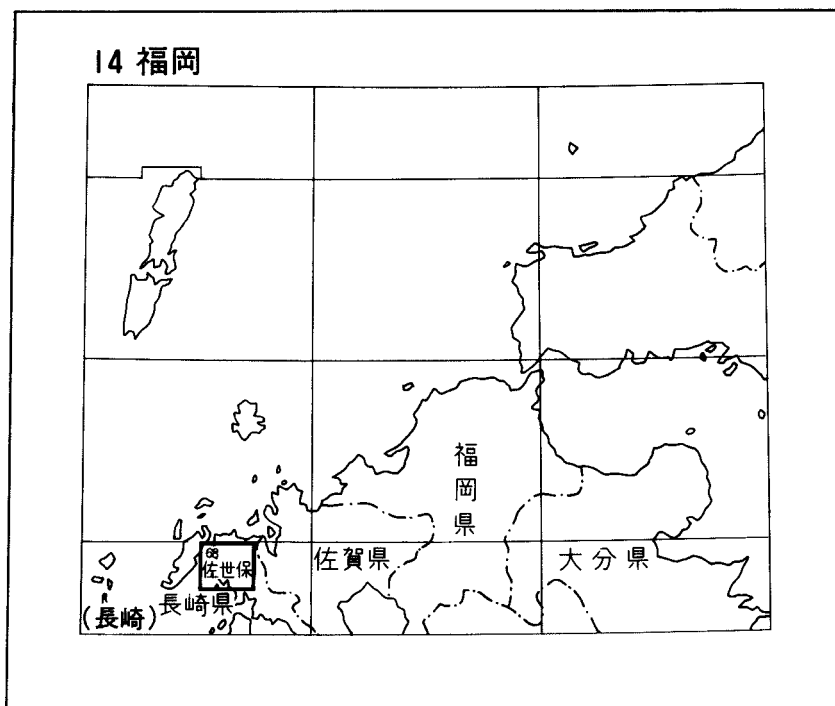
佐世保地域の地質

松井和典・古川俊太郎・沢村孝之助

昭和64年

地質調査所

位置図



() は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	2
III. 第三紀堆積岩類	4
III. 1 研究史	5
III. 2 杵島層群	8
III. 2. 1 曲川層	9
III. 2. 2 三川内層	9
III. 2. 3 早岐層	12
III. 2. 4 大塔層	14
III. 3 相浦層群	15
III. 3. 1 尼潟層	16
III. 3. 2 鹿子前層	21
III. 3. 3 但馬岳層	24
III. 4 佐世保層群	25
III. 4. 1 中里層	26
III. 4. 2 柚木層	26
III. 4. 3 世知原層	31
III. 4. 4 福井層	31
III. 4. 5 加勢層	35
III. 5 野島層群	36
III. 5. 1 大屋層	36
III. 5. 2 深月層	38
III. 5. 3 南田平層	39
III. 6 平戸層	39
III. 7 八ノ久保砂礫層	40
IV. 新第三紀火成岩類	44
IV. 1 閃緑岩類	44
IV. 2 紐差安山岩類	44
IV. 2. 1 岩脈・岩床	45
IV. 2. 2 火砕岩	45
IV. 2. 3 安山岩溶岩	46
IV. 3 北松浦玄武岩類	46
IV. 3. 1 研究史	46

IV. 3. 2 玄武岩岩脈	47
IV. 3. 3 火砕岩	49
IV. 3. 4 初期斑状玄武岩類	53
IV. 3. 5 初期無斑晶玄武岩類	56
IV. 3. 6 中期斑状玄武岩類	58
IV. 3. 7 後期斑状玄武岩類	59
IV. 3. 8 玄武岩類の地質年代	61
IV. 3. 9 標準岩石試料(JB-1)	62
IV. 3. 10 玄武岩化学組成	65
V. 地質構造	65
V. 1 西部地域	65
V. 2 東部地域	74
VI. 第四系	76
VI. 1 段丘堆積物	76
VI. 2 沖積層	76
VI. 3 崖錐	76
VI. 4 地すべり滑落崖と変動地	76
VI. 5 埋立地	77
VII. 応用地質	77
VII. 1 石炭	77
VII. 2 自然水銀	80
VII. 3 骨材資源	80
VII. 4 地すべり	81
文 献	83
Abstract	88

図・表目次

第1図 相浦・杵島両層群間の不整合	9
第2図 杵島層群柱状図	10
第3図 大塔層皆島砂質泥岩層基底の触付礫岩層	14
第4図 大塔層古川頁岩層	15
第5図 相浦・杵島両層群境界部の岩相	16
第6図 相浦層群柱状図	18-19
第7図 新田五尺炭層炭丈の等層厚線図	19
第8図 新田五尺炭層直上め浸食構造	20

第 9 図	新田五尺炭層上位の局部的不整合	20
第 10 図	相浦層群基底の砂岩層	20
第 11 図	相浦三枚・四枚炭層中に見られる浸食構造	21
第 12 図	石嶽凝灰岩層	22
第 13 図	新田四尺炭層露頭	23
第 14 図	大瀬五尺炭層中に貫入するドレライト	23
第 15 図	但馬岳層の岩相	25
第 16 図	川釣炭層下位のカキ化石礁	25
第 17 図	八ノ久保砂礫層に不整合に覆われる大瀬五尺炭層	26
第 18 図	佐世保層群柱状図	28-29
第 19 図	中里層中の大瀬四枚炭層と砂岩層	29
第 20 図	中里層上部の柚木三枚炭層付近の岩相	29
第 21 図	佐世保・相浦両層群境界部の岩相	31
第 22 図	松浦三尺炭層炭丈の等層厚線図	32
第 23 図	加勢層堆積前における福井層の浸食量	33
第 24 図	歌ヶ浦凝灰角礫岩層	33
第 25 図	上岩石炭層の上位に見られる浸食構造	34
第 26 図	福井三枚物炭層と本ヶ浦凝灰岩層	34
第 27 図	福井・加瀬両層境界部の岩相	35
第 28 図	野島層群柱状図	37
第 29 図	大屋層の頁岩砂岩互層	38
第 30 図	深月層下部の岩相	39
第 31 図	平戸層・八ノ久保砂礫層及び北松浦玄武岩類基底部の柱状図	40
第 32 図	八ノ久保砂礫層に不整合に覆われる松浦三尺炭層	41
第 33 図	佐世保炭田地域の北松浦玄武岩類の基底面及び岩脈群と八ノ久保砂礫層の分布	42
第 34 図	八ノ久保礫層中の玄武岩岩脈	43
第 35 図	初期斑状玄武岩類下位の凝灰集塊岩	49
第 36 図	成層している爆発角礫岩	50
第 37 図	火山弾を含む層状の凝灰集塊岩	50
第 38 図	八ノ久保砂礫層と玄武岩溶岩の境界部の柱状図	51
第 39 図	火山弾を多く含む凝灰集塊岩	52
第 40 図	中期斑状玄武岩類下位の火山礫凝灰岩層と凝灰集塊岩	52
第 41 図	初期斑状玄武岩類を覆う八ノ久保砂礫層	54
第 42 図	世知原層群を覆う八ノ久保砂礫層	54
第 43 図	初期無斑晶玄武岩類と中期斑状玄武岩類に挟まれる凝灰質堆積岩	56
第 44 図	初期無斑晶玄武岩類と中期斑状玄武岩類に挟まれる薄い凝灰岩層	57

第 45 図	佐世保市妙観寺峠付近の地質図	62
第 46 図	佐世保・伊万里両図幅地域内の玄武岩類の $MgO-(FeO+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O)$ 図	68
第 47 図	佐世保・伊万里両図幅地域内の玄武岩類の $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ 図	68
第 48 図	佐世保図幅及び隣接地域の地質構造図	69
第 49 図	深江断層の露頭	72
第 50 図	佐々川衝上断層付近の構造	73
第 51 図	長浜断層付近の構造	75
第 52 図	賞観断層の露頭	75
第 53 図	佐々川衝上断層東側における大瀬五尺炭層炭丈の等層厚線図	78
第 54 図	吉井町樽川内・平山地区の地すべり崩壊地	81
第 55 図	佐世保図幅内の旧炭鉱位置図	82-83
第 56 図	佐世保図幅及び隣接地域の地すべり地分布図	82
第 1 表	佐世保地域の地質総括表	3
第 2 表	杵島層群の層序区分	11
第 3 表	杵島層群産動物化石	13
第 4 表	相浦層群産動物化石	17
第 5 表	相浦層群の層序区分	18
第 6 表	佐世保層群産動物化石	27
第 7 表	佐世保・野島両層群の層序区分	28
第 8 表	北松浦玄武岩類の放射年代	61
第 9 表	JB-1 の主成分	63
第 10 表	JB-1 の微量元素	64
第 11 表	佐世保図幅地域内の北松浦玄武岩類の化学組成	66
第 12 表	佐世保図幅地域の主要断層一覧表	70

佐世保地域の地質

松井和典*・古川俊太郎**・沢村孝之助***

佐世保地域の地質図幅の調査研究は、炭田地域開発事業(昭和21-29年)の成果を基礎として、昭和43年度及び補備調査として昭和55年度に野外調査が実施された。調査に当たって第三紀堆積岩類を古川が、火成岩類を松井が担当し、沢村は玄武岩分布地域の資料を提供した。又、本研究に先立ち昭和39-41年に科学技術庁の北松型地すべりに関する研究が実施され、その資料も一部本研究に活用された。本報告書は、佐々川断層以西については沢田秀徳氏の研究資料を、九十九島上・下小高島周辺については井上英二技官の研究資料をそれぞれ引用させていただいた。報告書全体は松井が総括した。

地質調査の際、旧日鉄鉱業株式会社、旧日室鉱業株式会社・旧飯野炭鉱株式会社・旧麻生鉱業株式会社・旧太田鉱業株式会社・旧栗山鉱業株式会社・旧長尾鉱業株式会社・旧中里鉱業所・旧山住鉱業所及び旧鉄源三協鉱業所から資料の提供や調査上多くの便宜を受けた。旧麻生鉱業㈱の高山久雄氏、旧日鉄鉱業㈱の大村達雄氏ほかの方々から有益な助言をいただいた。記して深く謝意を表する。

又、本研究に当たって北海道支所の倉沢一技官から種々の資料及び助言を受けた。検鏡薄片の製作は技術部宮本昭正技官、大野正一技官(元技術部)及び谷津良太郎技官(元北海道支所)を煩わした。

I. 地 形

佐世保地域は北緯 $33^{\circ}10'$ - $33^{\circ}20'$ 、東経 $129^{\circ}30'$ - $129^{\circ}45'$ の範囲にあり、北松浦半島の中央部に位置している。地形も東隣伊万里図幅地域の西半部から連続し、第三紀層とそれを覆う台地状の玄武岩類によって形づくられたケスタ地形がよく見られる。

本地域は、東から西及び北西方向に玄武岩溶岩台地が広がり、南部では、標高約300m、北部では100m以上が玄武岩溶岩である。主な河川は、相浦川・佐々川・江迎川及び志佐川で、溶岩台地を開削して西流するがその下流は湾曲して南と北に別れている。

本地域のほぼ中央部には、北北東-南南西に延びる佐々川衝上断層があり、その西側地区は大観山(373.7m)、金比羅岳(348.1m)を中心として放射状に小河川が発達している。東側地区は、相浦川・佐々川・志佐川によって刻まれた玄武岩台地が東西方向に延び、その下の第三紀層をも深く削剝している。玄武岩台地の縁辺はいずれも急斜面か懸崖を形成しており、更に第三紀層の分布する地区でも所により150mに近い急斜面が形成されている。玄武岩と第三紀層との分布境界に傾斜変換線をもっている。又、この境界付近では、地すべり変動によって生じた地形を各所に残している。この主な地区は、鷲尾岳北側・大瀬・知見・牧の地・愛宕山・樽川内・五蔵岳北西及び長田代である。

江迎川北部地域は、高法知岳(411.9m)から白岳(373.3m)を経て、北西方に緩傾斜で平坦地形が広がっている。本図幅地域の南及び西側海岸は、著しい湾曲に富んだリアス海岸で小島が多く、南九十九島、北九十九島と呼ばれて国立公園の一部となっている。

*地質部 **元九州出張所 ***元地質部

II. 地 質 概 説

本図幅地域は、佐世保炭田のほぼ中心部に当たる。本地域を構成する地質系統は第1表に示す通りで、第三紀層、新第三紀火山岩類及び第四紀層からなっている。本地域の第三系は、中央部を南北に縦走する佐々川衝上断層を境として、東側と西側では地層の分布状態や地質構造が大きく異なっている。この断層は、その西側が東側に対してのし上げており、西側はより古期の地層が分布するとともに、断層の発達度合も東側より著しい。

本地域最下位の地層である杵島層群(漸新世)は、北部九州に広く分布する芦屋層群に対比される地層で、芦屋海進によって堆積・形成された海成層である。本層群は佐々川衝上断層西側に背斜構造(北東-南西ないし南-北方向)を形成し、世知原盆状構造(長浜・松井, 1958)の外縁をなして分布する。一般に暗灰色の砂岩が優勢で、凝灰岩を挟有している。全層厚が約1,200mに達する一連の海成層で、多くの海生動物化石を含む。

杵島層群堆積末に著しい海退が起こり、佐世保炭田域では海退に続いて西方及び北西方向に地盤の緩やかな傾動運動が起こり、再び浅海の浸す環境となって、相浦層群が堆積する。しかし、その堆積は杵島海進末とは大いに異なった沈降様式と、動揺の著しい環境を示す。

相浦層群は、杵島層群の海進期の堆積環境から上位の佐世保層群の汽水-淡水性の環境へ移り変わる漸移相である。すなわち、海成層と比較的薄い非海成層との交互層で、しばしば浅海-淡水生の動物化石を含んでいる。本層群は、主として厚い砂岩と泥岩の互層からなり、礫岩・凝灰岩及び炭層を挟み、層厚は約560-675mである。本層群は、地域中央部の佐々川衝上断層西側の狭長な地帯と、他に佐々川衝上断層以東では賞観断層より南部に発達する。

佐世保層群は、中新世前-中期の淡水-汽水-海成の地層で主に砂岩・泥岩互層からなり、数多くの薄炭層と凝灰岩を挟み、約720-1,220mの層厚も持つ。本層群の植物化石群は、阿仁合型植物群の典型的組成を示す温帯性落葉樹で大半を構成されている(棚井・尾上, 1956)。本層群の上部の福井・加勢両層からは多数の海生動物化石が採集され、この時期における海進を示している。

野島層群は海退期の堆積物であり、大屋・深月・南田平の各層は大部分が淡水成で、南田平層の一部に海成層を含む。それらは互いに不整合関係で累重し、全層厚は最大2,550mである。

平戸層は、主として砂岩と火山岩砕屑物からなる浅海成層で、500m以上の厚さを持つ。平戸層の堆積後、海域は徐々に浅化あるいは陸化して大規模な削剝を受け、準平原地形を生じた。続いて地盤は沈降し、八ノ久保砂礫層がこれ以下の第三紀層を傾斜不整合に覆って堆積した。

八ノ久保砂礫層は、玄武岩類の活動初期に堆積した砂礫層である。本層は、淡水湖かそれに近い環境下で積成が行われたもので、砂礫層は水平的な連続性に乏しく、北松浦玄武岩類最下部中に挟まれていることもある。

新第三系の堆積期後半から火成活動が始まり、閃緑岩類の貫入に続いて、中新世後期には安山岩(紐差安山岩類)の活動があり、終末期には北松浦玄武岩類が噴出して広大な溶岩台地を形成した。

北松浦玄武岩類は、主として本図幅地域の北部と東部を広く覆って分布し、一部は佐々川断層の西側

第1表 佐世保地域の地質総括表

時代	層序		鍵層	岩相	火成活動		
第四紀	完新世	沖積層 (a)		礫・砂・粘土	玄武岩		
	更新世	段丘堆積物 (te)		礫・砂・粘土			
新第三紀	中新世後期	北松浦玄武岩類 (B1-8, Bd, Vp, Vt)		後期斑状玄武岩類 中期斑状玄武岩類 初期無斑晶玄武岩類 初期斑状玄武岩類	溶岩流・火砕岩 ・岩脈		
		八ノ久保砂礫層 (Hg)				砂・礫・シルト・凝灰岩	
		紐差安山岩類 (Ad, Av, Alf)				輝石安山岩・凝灰角礫岩・岩脈	
		平戸層 (tH)		アルコース砂岩・泥岩・凝灰岩			
		中新世中期群	野島層	南田平層 (Tb)		砂岩泥岩互層・石炭	
				深月層 (F)		砂岩・頁岩互層・凝灰角礫岩	
	佐世		大屋層 (O)		中細粒砂岩・砂質泥岩・泥岩・凝灰岩・凝灰角礫岩 (野島化石帯又は横辺田化石帯)		
			加勢層 (K)		礫質砂岩・砂岩・黑色頁岩 (田ノ平化石帯)		
	中新世前期	保層群	福井層 (Fk)		楠泊礫質砂岩 本ノ浦凝灰岩層 歌ノ浦凝灰角礫岩層 砂盤炭層	中-粗粒砂岩・頁岩・凝灰角礫岩・石炭 (中山化石帯)	
			世知原層 (S)		砂質頁岩泥岩・砂岩・石炭 (矢岳化石帯)		
			相浦層群	柚木層	上部(Yu)	松浦三尺炭層	中-細粒砂岩・頁岩・凝灰角礫岩・石炭 (池野化石帯又は上野化石帯)
		下部(Yl)			江里凝灰角礫岩層	細粒砂岩頁岩互層・石炭	
		相浦層群	中里層 (N)		柚木三枚炭層	砂岩・砂質頁岩・石炭 (大瀬化石帯)	
			但馬岳層 (Au)		大瀬五尺炭層	中粒砂岩・砂質頁岩・頁岩・石炭 (真申化石帯)	
	鹿子前層 (Am)		モエズ上層炭層 石嶽凝灰岩層	砂岩・頁岩・礫質砂岩互層			
	古第三紀	漸新世	杵島層群	古川頁岩層 (Du)		頁岩・砂岩互層	
				皆島砂質泥岩層 (Dl)		砂質泥岩・細粒砂岩・凝灰質礫質砂岩	
			三川内層	長島砂岩層 (Hu)		軸付礫岩層	粗-細粒砂岩・頁岩砂岩互層
				上小高島砂岩層 (Hl)			細粒泥質砂岩・凝灰岩
				下小高島互層 (Mu)			頁岩細粒砂岩互層・凝灰岩
下小高島砂岩層 (Ml)				細粒砂岩・凝灰岩・頁岩			
曲川層			木原砂質頁岩層 (Ks)		骨石帯	砂質頁岩細粒砂岩互層・軽石・海緑石	
			原明凝灰質岩層*			砂岩頁岩互層・凝灰岩	
			黒川砂岩層*			砂岩	

* 本図幅地域に露出しない

と平戸島に及んでいる。これら溶岩流の主部は東隣の伊万里図幅西域にあり、全体的に伊万里図幅内から緩傾斜で西方及び北西方に向かってその分布高度を減じて、溶岩流の先端が北隣の平戸図幅内で海中に没している。溶岩流は常に佐世保・野島両層群を直接被覆するか、八ノ久保砂礫層を挟んで、その露出高度が南東から北西に向かい、300m、250m、100mとなっている。また、玄武岩溶岩の厚さは、北部地区の志佐川兩岸の石盛山・高法知岳付近が最も厚くて300mに達し、そのほかの地域では50-150mとなっている。

北松浦玄武岩類は、大部分が溶岩からなるが、一部に火砕岩を挟み、岩脈を伴う。溶岩の種類・枚数及び火砕岩は、高法知岳の北西部付近で特に多い。溶岩は、挟在する火砕岩やその岩質によって伊万里図幅での区分に従い、下位より初期斑状玄武岩類・初期無斑晶玄武岩類・中期斑状玄武岩類及び後期斑状玄武岩類として大別される。

玄武岩類の大部分は、石基にアルカリ長石を含有する粗面玄武岩で、初期無斑晶玄武岩類及び後期無斑晶玄武岩類の一部には石基に珪酸鋁物あるいは紫蘇輝石を含有する玄武岩が分布する。伊万里図幅内の玄武岩類と同様に、初期斑状玄武岩類にはドレライトが挟在し、初期無斑晶玄武岩類の下部には一見讚岐岩様の紫蘇輝石安山岩が発達している。

玄武岩類の噴出活動について、今井ほか(1958)は青螺山付近を中心とする一大盾状火山を考え、玄武岩溶岩に挟まって分布するスコリア層は、断層に沿った小規模の活動としている。しかし、第33図から明らかのように、北部の楠久断層と国見山断層の間で、北西-南東方向に延びる幅約5kmの地区では、玄武岩溶岩流の底面地形に、火口跡とも考えられるような直径0.5-2.8km、深さ100-150mの播鉢型の凹地形が数個並んでいる。また、この地区の炭坑内資料によれば、大小の玄武岩岩脈が平行岩脈群をなしており、この付近の地表では各所で大小規模の凝灰集塊岩が分布し、玄武岩の激しい活動を示している。この地区の南部、国見山断層と芳ノ浦・賞観断層に挟まれた相浦川・佐々川上流地区にも、前記ほど顕著な播鉢型地形は少ないが、同方向の岩脈群が密集しており、火砕岩の分布も見られる。

本地域中央北部の火砕岩分布域は北松浦玄武岩溶岩の最も厚い地区で火山活動の中心に当たり、佐々川・国見山両断層の交錯する地点である。このほか江迎北部・妙観寺峠・佐々町大岳・将冠岳などで見られる火砕岩は、小範囲の分布ではあるが、粗粒なもので、その地点での激しい活動が推定できる。溶岩の流出地点と岩脈群、及び火砕岩の分布の間には、活動様式の上で密接な関連を持つものとする。

第四紀には、溶岩台地が著しい浸食作用を受けて現在のような地形が形成され、志佐川及び佐々川沿いに段丘礫層が堆積している。また、沖積層は主流河川沿いや河口付近に堆積している。

Ⅲ. 第三紀堆積岩類

本図幅地域には杵島(西彼杵)・相浦・佐世保・野島の各層群及び平戸層が分布している。更に、上位に八ノ久保砂礫層を挟んで北松浦玄武岩類が広がっている。

Ⅲ. 1 研究史

佐世保図幅地域は、北松強粘結炭を産する北松炭田の中心部に位置する。北松炭田又は北松浦炭田と言う名称は古くから用いられてきたが、第二次大戦後CEACにおいて佐世保炭田と改称され、以後佐世保炭田と言う名称が広く一般に使用されるようになった。

本図幅地域の地質学的研究の主なものとしては、大築(1917)の20万分の1平戸図幅をはじめ、徳永(1925)、長尾(1926, 1927)、上治(1935, 1938)、松下(1949, 1951, 1953, 1956)、松下・高橋(1956)、野田・山崎(1950)、野田(1952, 1953)、野田・朱雀(1955)、長浜(1952, 1953a, 1953b, 1954, 1965)、長浜・松井(1958)、長浜・水野(1965)、竹原・長浜(1952)、竹原(1956)、弥吉ほか(1952)、高橋・植田ほか(1953, 1957)、高橋(1960)、沢田ほか(1955)、沢田(1958)、棚井・尾上(1956)、岩橋(1953, 1960, 1961a, b, 1963)、浦田(1956)、井上(1963)、古川(1959, 1969, 1970, 1974)、古川ほか(1971)などがある。

大築(1917)は第三紀層を古層と新層に分け、古層の時代を植物化石(水松科)から中新期とした。そして古層を下帯(相知層群相当)と上帯(佐世保・相浦両層群に相当)に二分し、それらの層序・構造・岩層などの概略を初めて明らかにした。

徳永(1925)は挟炭層の層序、炭層の膨縮、炭層間隔、炭層のカザリなどについて詳述し、地質図においても佐々川衝上断層に当たる断層をはじめ多くの断層を示した。挟炭層の時代については、池野炭砒4坑内の柚木三枚炭層から発見された *Anthracotheridae* (偶蹄類、炭獣科) の下顎及び歯によって本炭田の下部層を漸新世とした。

長尾(1927)の研究は、本地域のみならず北九州の古第三紀層に関する重要なものである。長尾は佐世保・唐津両炭田で芦屋層群(杵島層群)を整合又は不整合に被覆する白色砂岩の顕著な挟炭層(大築, 1917の新層)を佐世保層群と命名し、第三系を芦屋(杵島)・佐世保の両層群に分け、杵島層群を下位から、杵島・佐里砂岩・行合野砂岩・畑津砂岩及び畑津頁岩の5層に、佐世保層群を下位から日宇・世知原及び江迎の3累層に細分した。

本地域に佐世保層群より古い疑いのある一連の第三紀層が分布することを長尾(1927)は指摘した。松本・沢田ほか(1950)は佐世保市九十九島において、相浦層群の下位に引続く地層を見だし、これを長尾(1927)の杵島層群の行合野砂岩・畑津砂岩・畑津頁岩の3層に対比した。これが、佐世保炭田での古第三紀層の最初の発見である。又、松本ほか(1950)は、佐々川断層の南方延長が黒島と浅子間の海底を走るとした。

その後、杵島層群については、高橋・植田(1953, 1957)、山崎・森永(1954)、野田・朱雀(1955)、沢田(1958)、岩橋(1953)、井上(1963)、古川(1969, 1970)など多くの研究が行われている。沢田、野田・朱雀、岩橋、井上は本図幅地域の杵島層群の層序区分・岩相・堆積環境・化石・時代及び地質構造についての詳細な研究を行い、本層群について多くの新知見を得た。

長尾(1926, 1927)は、芦屋(杵島)層群の基底がほぼ漸新世と始新世の境界に当たるとし、又、*Brachyodus japonicus* 及び貝化石から佐世保層群の一部は漸新世中期又は後期とした。この漸新世と考えられる地層から産した化石88種中10種は、新第三紀及び現生の種と認められるべきものであるとした。

なお、TAKAI(1952)は、東アジアにおける *Brachyodus* 層の生存期間は中新世中期に限られるとした。

上治(1938)の研究は、本地域の第三系に関する画期的なものである。上治は、佐世保炭田・伊万里炭田と呼ばれていたものを一括して北松炭田と命名し、北松炭田の新しい層序の確立・地質構造の解明・炭層対比などを行った。そして堆積環境について、初め浅海性環境で相浦層(相浦層群)が堆積し、その後、柚木・福井両層の大部分は海進期、中里・世知原・野島の各層は海退期の所産とした。又、淡水及び汽水貝化石8種を記載し、これらの淡水生貝化石がアジア大陸のものに似るとした。第三紀層に進入あるいはこれを覆う新期噴出岩として、集塊岩・玄武岩質溶岩及び玄武岩質侵入岩の3種を挙げ、侵入岩は炭質に深い関係があるが溶岩は地表を覆うだけで炭層への影響は少なく、更新世礫層堆積後に進入又は流出したとしている。第三紀の時代については、火山活動・化石などから野島層は中新世下部に相当するとした、地質構造について上治は、佐々川衝上断層以西の平戸海峡の方向に並走する向斜構造と、以東の志佐川溪谷にはぼ沿う世知原向斜構造とを認め、地層は同断層以西は比較的急傾斜しているが以東では緩傾斜の所が多いとしている。本断層は地盤圧縮によって生成されたもので、西方から東方に衝動した落差750m以上の本炭田最大の構造線であるとした。このほか、佐々川断層に伴う若干の褶曲や賞観断層・小佐々断層・長浜断層名など、東西方向に近い断層について記述した。炭層については海成層から陸成層へ、又は、陸成層から海成層へ漸移部で炭層の発達が良好であるとしている。

松下(1949, 1951, 1953)は九州北部地域全体の新第三系を総括したものであり、上治の芦屋層群を杵島層群に、松浦層群を佐世保層群に改めた。本地域の第三紀層については、層序・化石・地質構造・鍵層などについて簡単に述べ、海生化石について杵島以上を新第三系、それより下位の地層の時代を漸新世とした。又、杵島層群と佐世保層群は同一の沈積輪週に属するものとし、これを筑紫階と命名した。杵島層群を堆積環境に基づいて5層に細分し、佐世保層群についても同様に主要炭層を地層区分の鍵層とし、炭層を各累層の最上位に置き第7表のように区分した。松下・岩崎(1956)は“相浦層”の上位の中里層以上の佐世保層群と下位の杵島層群との両者に見られる動物化石が混在すると言う古生物学上の特異性から、従来の相浦層を佐世保層群から切り離して相浦層群と命名した。本層群については、野田(1952)、野田・朱雀(1955)、弥吉ほか(1952)、竹原(1956)、沢田(1958)、古川(1959, 1969)などの詳しい研究がある。

松下(1949)は古地理について論じ、筑紫期初期には壱岐-五島をほぼ軸とした古玄海湾入が南西から北東へ、同期後期には海が退き、湾の大部分が陸化し、佐世保炭田地域は淡水-汽水域になり柚木層上部の堆積期までは海水の動揺があったとした。その後、海水は北松浦半島地域から完全に後退した。佐世保層群は三角洲の堆積物であることから玄海湾入の形は一種の河口を思わせるとした。この湾入は、筑紫期後期後半にはその堆積盆地の中心が次第に西へ移動したとしている。佐世保層群の堆積期は、北東-南西に延びた幅広い南流する一大河川を考え、北東方向に後背地を考えた。

長浜(1952, 1953a, 1954, 1965a, b)は、本図幅地域の佐世保・野島両層群と平戸層の層序・化石、地質構造・堆積環境、時代などを明らかにした。長浜の佐世保炭田第三紀の地層区分は第7表に示してある。野島層下部に二つの不整合を発見し、両不整合間にある海成層を加勢層と命名して佐世保層群に含め、この加勢層を除いた野島層を野島層群と改名した。又、長浜は福井層を再定義した。

長浜は前述の福井層と加勢層、加勢層と大屋層、深月層と南田平層、南田平層と平戸層などの間に不

整合が存在することを指摘した。又、佐世保炭田では袖付礫岩層・長崎山凝灰角礫岩層・江里凝灰角礫岩層・歌ヶ浦凝灰角礫岩層・本ヶ浦凝灰岩層・楠泊礫質砂岩層・小島崎凝灰角礫岩などが鍵層として良く追跡できることを示した。長浜は、佐世保層群上部の加勢層と福井層間の不整合による地層欠如の地域的变化を明示した。又、佐世保層群では炭層が海成、汽水成層の境界部に比較的多く、新田五尺・大瀬五尺・柚木三枚・松浦三尺・砂盤及びゴマ炭の各炭層はこれに当たると指摘した。火山砕屑物については、北東方向に行くに従ってその量を減じて細粒となる傾向があることを明らかにし、福井・大屋及び深月の各層の堆積時における火山活動の中心は、この地域の南西方にあったと説いている。長浜(1965)は、斜層理を用いて堆積物の供給方向を推測し、その他の資料も加えて各堆積期における古地理図を作成し、砕屑物堆積の場と供給地域と地史的変遷を明らかにした。

長浜・水野(1965a), MIZUNO(1966)は、野島層群下部及び五島におけるその相当層から多くの淡水生貝化石が産出することに注目し、五島層群を野島層群と同時代と対比した。又、これらの堆積域を五島-野島沈降帯と呼び、その形成時代を中新世後期とした。

沢田(1958)は、佐世保炭田西部の強粘結炭産出地域の層序・堆積環境・層相変化及び石炭について研究し、第三紀層を第2, 5, 6表のように区分した。そして、佐々川衝上断層の西側に背斜構造を呈して分布する層厚約700mの一連の海成層を杵島層群とし、その層序を岩相と堆積輪廻に基づいて下位から K_1-K_9 の9層に区分した。沢田は佐世保層群(長浜, 1952の加勢層を除く)を S_1-S_4 の4層に分け、更に45の堆積輪廻層に細分した。そして S_1-S_4 期は、佐世保層群の挟炭層堆積環境期に相当し、 S_4 期は、佐世保炭田の主要炭層が形成された時期(第17-45輪廻)であるとしている。

沢田(1958)は、上治(1938), 松下(1949), 長浜(1954)の野島層群と加勢層を合わせたものを九十九島層群と呼び、それは下位の佐世保層群と不整合関係にあるとした。又、沢田は第三紀層を覆う北松浦玄武岩類下位の礫層を松浦砂礫層と新称し、洪積世(更新世)に至って準平原化された第三紀層上に不整合関係で堆積したとしている。本地域の最も重要な構造要素として佐々川衝上断層を挙げ、これは東部地区に対し、西部地区の地塊が側圧によって衝動して生じたもので、落差800m、傾斜約 $60^\circ W$ の大断層であるとした。炭層と輪廻層の関係について、沢田は次のように指摘した。顕著な炭層を有する地層には概してはっきりした輪廻層が認められ、かつその輪廻層の広がりも大きい。これに反して不明瞭な輪廻層では、顕著な炭層が少なく、輪廻層や炭層の発達する区域も比較的狭い場合が多い。

以上のほか、沢田は、松浦三尺炭層の発達状況とダイアシステム、 S_4 期の地層の水平変化、佐世保炭田における石炭化度の差異の主因などにも言及し、杵島・佐世保両層群の堆積期を通じて、堆積の著しい中断はなかった、と結論している。

岩橋(1960, 1961, 1963)は、佐世保炭田及び周辺の杵島・相浦・佐世保・野島の4層群とその上位の平戸層・八ノ久保砂礫層及び北松浦玄武岩等を調査した。その層序・岩相変化などの研究と炭層発達状況、火成岩脈と岩床の分布状況及び地質構造等の地域的特異性などを検討して、石炭化度の地域的差異の要因等について述べた。

岩橋(1960)は、杵島層群の層相・層厚の変化を検討し、その堆積盆地の中心部は、佐々川河口から佐世保市早岐町・佐賀県有田町を結ぶほぼ東西に延びた地帯であると述べている。この点については、井上(1963)も同様な見解である。本層群全体を通して堆積盆地の動揺が最も大きかったのは骨石帯から長

島砂岩(岩橋の生島砂岩)までの堆積期間で、皆島砂岩泥岩層から相浦層群基底までは堆積盆地は安定していたと述べている。

岩橋(1961)は、八ノ久保砂礫層について、礫の種類と大きさ、分布状況、それが被覆する平坦面などを詳述し、同砂礫層基底面の等高線図を作成した。その図から、現在みられる八ノ久保砂礫層の起伏は必ずしも堆積当時の原地形を表現しているとはばかりは言えず、同砂礫層堆積後の断層運動や褶曲動によって助長され、あるいは逆に減衰された結果であると論述している。砂礫層の時代を岩橋は、鮮新世末-更新世(初期?)と考えた。一般に東部-北東部の方へ細粒化し、堆積物の運搬が南西から北東に向かって行われたとしている。本砂礫層の堆積環境については、豊富な流水のもとに積成した三角洲洪涵堆積物であるとしている。又、岩橋(1961)は、相浦層群の層序と岩相変化及び堆積状況について詳述し、本層群の堆積時には、2回の海進と3回の海退期があったとした。岩橋による本層群の区分は第7表に示してあるが、志田累層と臼ノ浦累層間に顕著なダイアステムがあるとされている。相浦層群は、佐世保市相浦・日野・日宇方面で最も厚く、多数の炭層を挟んでおり、北東方向に向かって層厚及び炭層数も著しく減少すると指摘した。この傾向は下位の杵島層群のそれとほぼ一致し、杵島・相浦両層群は堆積環境が異なっても堆積機構の面では類似を示すとしている。凝灰岩-凝灰質岩層は、相浦層群の炭層ばかりでなく、佐世保層群の炭層の上下あるいは炭層の挟みとしても発達し、火山活動と炭層の生成とに密接な関係があると説いている。

岩橋(1963)は“佐世保炭田”における東西方向での石炭化度の差異の主因は、被覆岩層の厚さが西域では大きく、東域では小さいためと結論した。また、この石炭化度の相違は野島層群・平戸層堆積後に生じたもので、佐々川衝上断層はこの東西両地域での石炭化度の相違をある程度生じた後に生成したと詳論している。

井上(1963, 1972)は、佐々川断層西側に分布する杵島層群の試錐結果を詳細に検討し、この地層群が唐津炭田南西部及び崎戸松島炭田の杵島層群に部層単位で対比できることを明らかにした。また、大型動物化石群の研究から、同層群の堆積環境は海湾状の盆地に堆積した瀬海成及び浅海成層であると述べている。

水野(1956, 1962, 1963), MIZUNO(1964, 1966)は、九州北西部の古第三系を海生貝化石によって3帯に分け、本地域の杵島層群は *Venericardia vestitoides* 帯にはいるとし、その時代を漸新世後期と考えた。

Ⅲ. 2 杵島層群

杵島層群(漸新世)は、長尾(1926)により芦屋層群と称され、後に松下(1949)によって杵島層群とされた地層である。杵島層群の地質時代について、井上(1963)は採集した大型動物化石群が、長尾(1926)の *Crassatellites Yabei* 帯、水野(1956)の *Venericardia vestitoides* 帯に属することから漸新世新期とした。最近、TSUCHI(1986)の浮遊性有孔虫化石の研究から、杵島層群に対比される芦屋層群の年代が漸新世後期であることが明らかにされた。本報告ではこの見解に従って本層群を漸新世とみなした。なお、本地域内では、本層群下部の杵島層は分布していない。

杵島層群は本図幅地域では、最古期の地層で、上位の相浦層群とは部分的不整合関係にある(第1

図). 本図幅地域内では本層群の中部以上の地層が背斜ないしドーム状構造を呈して分布している. 佐々川衝上断層沿いの地帯では北から南に向かって順次下位の地層が露出し, トノコ島東海岸には地表で見られる最下位の地層が露出している. その全層厚は約900mに達する. それ以下の地層は断層のため地表で観察することができない. 本図幅では, 岩橋(1960), 井上(1963)に従って杵島層群を下位から曲川・三川内・早岐・大塔の4層に分ける. また, 各層は2-3の部層に細分される(第2図). なお, 従来公表された層序区分との対比を第2表に示す.

Ⅲ. 2. 1 曲川層

本層は高橋ほか(1957)によれば, 下位から黒川砂岩層・原明凝灰質岩層及び木原砂質頁岩層に3分される. 本地域では木原砂質頁岩層最上部厚さ約40mが露出し, それ以下の地層は地表では見られない.

木原砂質頁岩層(Ks)

模式地: 南九十九島トノコ島東海岸

層厚: 地表調査と下小高島試錐資料(井上, 1963)を総合すると層厚は約260mである,

地表では, 本部層最上部(層厚約40m)がトノコ島東岸と下小高島東側の瀬に露出する. 地層は, 主として暗灰色頁岩・砂質泥岩・泥質細粒砂岩の互層で, 時に軟質粗粒白色凝灰岩と硬質の粗粒板状砂岩との細互層や帯緑色のやや凝灰質を帯びた塊状砂岩を挟む単調な地層である. ところにより軽石粒や海緑石を含有している. 動物化石は少なく, 最上部に二枚貝・砂管を有する硬質石灰質砂岩厚さ10cmの薄層を挟んでいる.

Ⅲ. 2. 2 三川内層

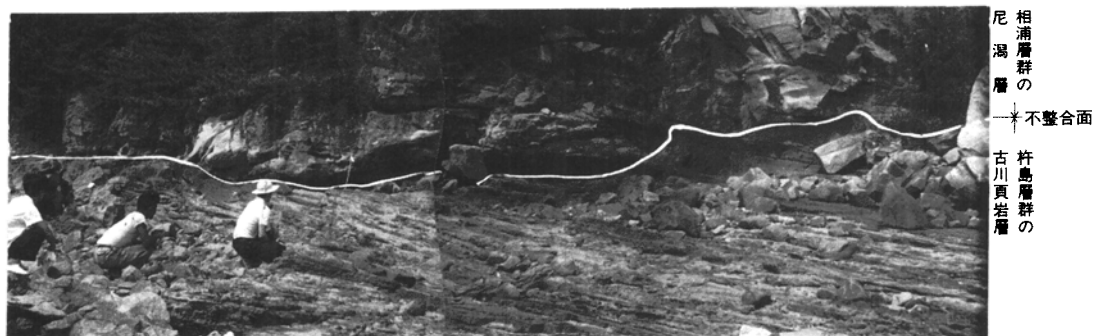
下位から下小高島砂岩層・下小高島互層に二分される.

下小高島砂岩層(M1)

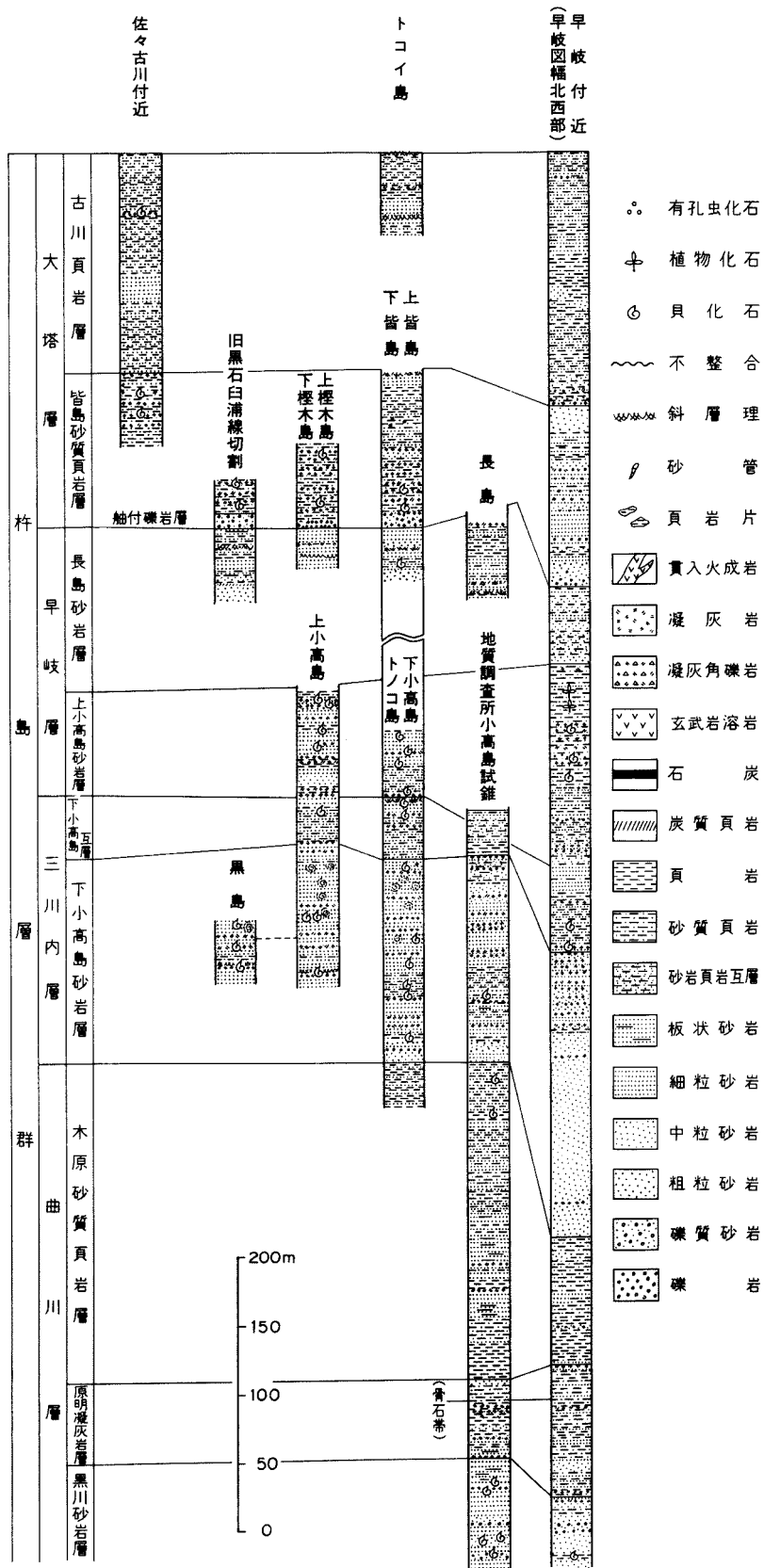
模式地: 下小高島

層厚: 150m

本部層は下小高島で連続的に露出が見られ, 上小高島・トノコ島西側及び黒島にも分布している. 主として塊状無層理の淡緑灰-灰白色の中-細粒砂岩の厚層からなり, 凝灰岩・凝灰質礫岩・泥岩の薄層を



第1図 相浦・杵島両層群間の不整合(九十九島安ヶ島一筋ノ浦地質図幅北東部一)



第2図 杵島層群柱状図。凡例は第2, 6, 18, 28, 31図共通

第2表 杵島層群の層序区分

長尾 1927		高橋ほか 1957		野田・朱雀 1955		岩橋 1960		沢田 1958		井上 1963		本報告 松井ほか1988	
杵島(西彼杵・芦屋)層群	畑津頁岩累層	上部層	大塔層	脇崎砂岩・頁岩互層 (55-80m)	大塔累層	脇崎砂岩・頁岩互層 (75)	大塔累層	古川頁岩層	K9	古川頁岩層	大塔層	古川頁岩層	
		中部層		田ノ浦頁岩層 (90-100)		田浦頁岩層 (115)			K8				
		下部層		勝磯砂岩・頁岩互層 (55-60)		勝磯砂岩・頁岩互層 (65)			K7				
	畑津砂岩累層	上部層	早岐層	軸付砂岩層 (50-80)	早岐累層	軸付砂岩層 (70-75)	早岐累層	軸付砂岩層	K6 K5	皆島砂質泥岩層	皆島砂質泥岩層		
		下部層		生島砂岩層 (30-60)		生島砂岩層 (40-50)		生島砂岩層 (45)	K4	長島砂岩層	長島砂岩層		
	行合野砂岩累層	上部層	三川内層	鳥越凝灰質岩層 (50-70)	田累層	鳥越凝灰質岩層 (60-100)	三川内累層	鳥越凝灰質岩 80	K3	上小高島砂岩層	早岐層	上小高島砂岩層	
				広田砂岩層 (30-50)		広田砂岩層 (45-80)		広田砂岩層 22					
		中部層	新行江砂岩凝灰岩層 (30-70)	新定砂質頁岩層 60-120	新行江砂岩凝灰岩層 50	K2	下小高島互層	下小高島互層					
	下部層	蔵宿砂岩層 (120)	蔵宿砂岩層 170-200	蔵宿砂岩層 120	下小高島砂岩層		下小高島砂岩層						
	佐里砂岩累層	上部層	曲川層	木原砂質・頁岩層 (40)	佐里累層	佛ノ原砂質頁岩層 (60)	曲川累層	木原砂質頁岩層 ?	K1	木原砂質頁岩層	曲川層	木原砂質頁岩層	
		下部層		原明凝灰質岩層 (120)		黒牟田砂岩頁岩互層 (60)							原明凝灰質岩層 (40)
	杵島累層		杵島層 (未区分)		杵島互層 180-200								

挟有している，基底部は凝灰質の極粗粒－中粒の砂岩又は細礫岩からなる．下部は凝灰岩の薄層を挟み，海緑石を含む暗灰色－青灰色泥質細粒砂岩と砂質頁岩の互層から構成される．本部層基底から約40m 上位の層準に，一見スコリヤに似た厚さ1-2m の凝灰質細礫岩の薄層がある．その直上の泥岩中に *Lima (Acesta) nagaoui* の密集層があつて，良好な鍵層となっている．この上位25m 付近には堅硬な凝灰質砂岩があり，その中にサンゴ類の化石が密集して産する．上部は塊状の青灰色細粒砂岩の厚層からなり，凝灰岩の薄層を数層準に挟んでいる．砂岩は風化すると玉葱状構造を呈し，紫色に変色する特徴を持ち，径数10cm の球状砂質結核が散在する．本部層の下部には動物化石が多く，上部は貧化石相である．下小高島砂岩層は唐津炭田南西の有田・早岐付近での蔵宿砂岩層に対比される地層である．

下小高島互層

模式地：下小高島西岸

層厚：30-40m

下部と上部は，植物片を多く含む暗灰色砂質頁岩と薄板状の暗灰色細粒砂岩との互層からなり，凝灰岩・凝灰質頁岩・凝灰質細礫岩の薄層を挟んでいる．上部の凝灰岩はいわゆる“骨石”状を呈し，3.5 m の厚さを有する．中部は暗灰色－灰白色の細粒砂岩で，やや凝灰質粗粒砂岩－細礫岩の薄層が互層状に挟まっている．

本部層の上限近くには，乱堆積を示す厚さ4m の細粒砂岩がある．基底部では，下位の塊状砂岩から細互層に変わる所に厚さ50-70cm の骨石状凝灰岩が挟在する．化石は上部を除くほか一般に少ない．

Ⅲ. 2. 3 早岐層

下位の上下小高島砂岩層と上位の長島砂岩層からなる．高橋ほか(1957)，岩橋(1960)の広田砂岩層・鳥越凝灰質岩層及び生島砂岩層に相当する．

上小高島砂岩層(H1)

模式地：上小高島北西岸

層厚：75m

本部層は白色凝灰粗粒砂岩(2-3m)をもってはじまり，火山碎屑物に富む地層で，下部は主として暗灰色泥質細粒砂岩からなり，風化すると玉葱状構造を示す．厚－薄板状細粒砂岩を挟むほか，粗粒凝灰質砂岩の薄層を挟むことがある．上部は凝灰質頁岩・粗粒凝灰岩・細礫岩の薄層，泥質細粒砂岩等の互層である．最上部は主として灰白色塊状あるいは板状の細－粗粒硬質砂岩である．本層には化石が豊富で，数層準に二枚貝・巻貝・サンゴ類を多産する(第3表)．特に，上限近くの層準には *Chlamys ashiyaensis* NAGAO, *Venericardia vestitoides* MIZUNO の多産層が良く追跡でき，鍵層として有効である．

長島砂岩層(Hu)

模式地：南九十九島長島

層厚：120m

高崎山南側・上榎木島・下皆島の東岸に本部層の上部が露出し，その上限は黒石南西方の旧国鉄臼ノ線切割りで観察できる．しかし，下部は海底下に没し，陸域では断層のため欠如しており，地表では観察できない．本部層は瀕海成－汽水成的な岩相を示す．下部は砂岩・頁岩・砂質頁岩の互層を主とし，

第3表 杵島層群産動物化石(井上, 1963に基づく)

化石	杵島層群									
	杵島層	曲川層			三川内層		早岐層		大塔層	
		黒川砂岩層	原明凝灰質岩層	木原砂質頁岩層	下小高島砂岩層	下小高島互層	上小高島砂岩層	長島砂岩層	皆島砂質頁岩層	古川頁岩層
BRYOZOA				○						
CORAL				○				○		
<i>Terebratalia</i> ? sp.				○				○		
<i>T.</i> ? sp.								○		
<i>Lischkeia</i> sp.				○				○		
<i>Orectospira</i> cf. <i>wadana</i> (YOKOYAMA)				○						
<i>Turritella</i> cf. <i>infralirata</i> NAGAO				○	○			○		
<i>Euspira ashiyaensis</i> NAGAO				○					○	
<i>Calyptraea</i> sp.									○	
<i>Ficus</i> sp. nov.								○		
<i>Ancistrolepis</i> sp.						○		○		
<i>Nassarius</i> ? sp.								○		
<i>Fulgoraria</i> ? sp.								○	○	
<i>Dentalium ashiyaensis</i> NAGAO				○	○	○		○	○	
<i>Yoldia</i> sp.				○	○			○		
<i>Portlandia</i> cf. <i>thraciaeformis</i> (STORER)								○	○	
<i>Acila ashiyaensis</i> (NAGAO)							○			
<i>Arca</i> sp.								○		
<i>Septifer nagaoui</i> OYAMA				○						
<i>Solamen subfornicatum</i> (NAGAO)				○				○	○	
<i>Chlamys ashiyaensis</i> (NAGAO)				○		○				
<i>Lima nagaoui</i> OYAMA				○						
<i>Ostrea lunaeformis</i> NAGAO					○	○	○			
<i>Crassatellites inconspicuus</i> NAGAO				○	○	○	○		○	
<i>Venericardia vestitoides</i> MIZUNO				○	○	○	○	○	○	
<i>V. subnipponica</i> NAGAO							○	○		
<i>V.</i> cf. <i>harukii</i> MIZUNO & OYAMA							○			
<i>V.</i> ? sp.								○		
<i>Lucinoma nagaoui</i> OYAMA & MIZUNO		○						○	○	
<i>Cardium</i> ? sp.				○						
<i>Pitar matsumotoi</i> (NAGAO)				○	○	○	○	○	○	
<i>Macoma</i> ? sp.							○	○		
<i>Phaxas izumoensis</i> (NAGAO)							○		○	
<i>Periploma</i> cf. <i>iesakai</i> O. & M.				○						
<i>Cuspidaria</i> sp. nov.				○				○		
<i>Ctenocherus sujayaku</i> IMAIZUMI				○				○		

下限近くに風化して玉葱状を呈するシルト岩が観察される。中部はやや紫色を帯びる灰色シルト岩で、細-中礫を含む灰白色の粗-細粒砂岩・凝灰質岩・薄い石灰質頁岩などを挟んでいる。下-中部の互層部では砂岩砂質頁岩細互層が優勢で時に石炭薄層を挟むことがある。また、中部の凝灰質砂岩-礫質砂岩には、砂管が発達している。上部は板状の細-中粒砂岩を主とし、シルト岩・礫岩を挟んでいる。また中部に砂岩・泥岩互層またはシルト岩・細粒シルト岩の互層が見られる。本部層中には数層準に乱堆積

構造があり、いわゆるソーセージ状砂岩(沢田, 1958)が観察される。また、乱堆積構造付近の層準には砂管が発達している。黒石-新田間の国鉄旧白ノ浦切割り付近の本部層から *Glycymeris cisshuensis* MAKIYAMA, *Chlamys ashiyaensis* NAGAO, *Crassatellites yabei* NAGAO などの海生貝化石を産する(沢田, 1958)。

Ⅲ. 2. 4 大塔層

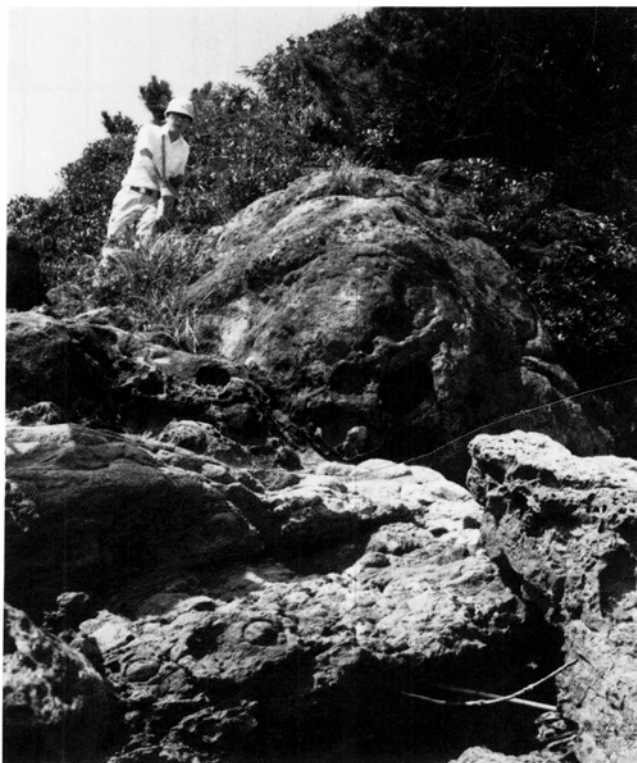
本大塔層は沢田(1958)のK5・K6・K7・K8・K9, 高橋ほか(1957)の軸付砂岩層・勝磯砂岩頁岩互層・田ノ浦頁岩層及び脇崎砂岩頁岩互層に当たる。本層は皆島砂質泥岩と古川頁岩に二分される。

皆島砂質泥岩層(D1)

模式地：南九十九島の上皆島-下皆島

層厚：105m

本部層は砂岩を挟む暗紫色の砂質泥岩ないし極粒砂岩を主とし、凝灰岩の薄層を挟んでいる。砂質泥岩は炭質物・雲母片を含有し、風化すると特徴的な玉葱状構造を呈する。下部は比較的厚い板状砂岩と泥質砂岩が互層をなし、中・上部と同様に歛質の粗粒凝灰質砂岩・凝灰質頁岩を数層準に挟有している。基底部には、厚さ6-10mの海緑石を多量に含有する帯紫緑灰色の凝灰質礫質砂岩・細礫岩層がある。この礫岩層は、軸付礫岩層と称せられ、石木場・黒石・下-上樫木島・下皆島にかけて良く追跡でき(第3図), 更に、隣接の早岐・伊万里図幅内の早岐・桑木原・福吉・曲川・山本及び針尾島周辺地域



第3図 大塔層皆島砂質泥岩層基底の軸付礫岩層(佐世保市上堅木島)



第4図 大塔層古川頁岩層(佐々町志方). A: 砂岩頁岩互層, B: 砂質頁岩, C: 砂岩頁岩互層

にまで追跡できる良好な鍵層である。本部層主部の砂質泥岩及び細粒砂岩には、石灰質の小団球が多く含まれ、この中に *yoldia* sp. を主とする貝化石が密集して産する。なお、本層の最上部約40mの暗灰色シルト岩には *Nonion* sp. などの有孔虫化石が含まれている。

古川頁岩層(Du)

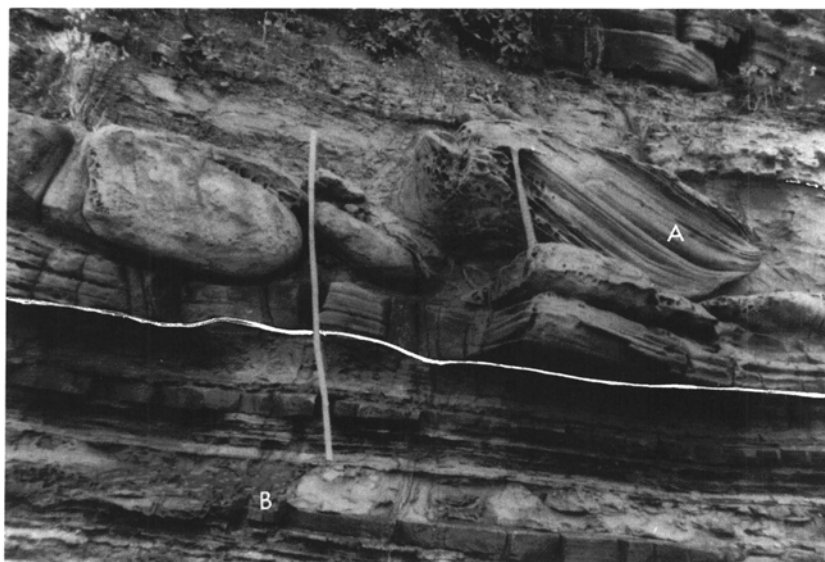
模式地：佐々町古川付近の佐々川西岸

層厚：100-160m

本部層は、佐々町古川付近に好露頭があり、佐々町市ノ瀬・小佐々町黒石及びトコイ島東海岸にも分布する。下部は厚さ数10cm程度の暗灰色頁岩と灰色細-中粒砂岩の互層である(第4図)。本層は風化すると玉葱状構造を示す泥質砂岩のほか暗灰色頁岩を挟有している。上位ほど次第に砂岩が増加し、厚さ20-30cmの青灰色・灰白色で雲母片に富む中粒アルコース砂岩となる。本砂岩は岩質からは上位の相ノ浦層群の砂岩と区別しがたい。最上部は砂岩と頁岩の細互層で、それを相浦層群の基底部を構成する厚さ4-5mの乱堆積の著しい砂岩が局部的不整合で覆っている(第5図)。本部層の下・中・上部には層間異常が認められるほか、上部に斜交層理が発達し、互層中には炭質物の細片を含有することがある。本部層全体としては化石に乏しいが、上限から30-40m下位に、海緑石粒を含む厚さ30cm内外の凝灰質粗粒砂岩があって、この中に貝化石が局部的に多産する。

III. 3 相浦層群

相浦層群は、佐世保・相浦周辺及び佐々川衝上断層の西側に分布し、下位の杵島層群とは整合、一部不整合関係にあり、上位の佐世保層群とは整合である。本層群は松下ほか(1956)の命名によるもので、



第5図 相浦・杵島両層群境界部の岩相(佐世保市南九十九島トコイ島)。A：相浦層群尼潟層，B：杵島層群古川頁岩層

白色砂岩に富み数枚の酸性ないし中性凝灰岩層と10数枚の炭層を挟む。特に石嶽凝灰岩及び真申化石帯が鍵層として有効である(第2図)。本層群の植物化石は中新世前期を代表するものと考えられ、相浦型植物群と呼ばれている(棚井・尾上, 1956)。動物化石群(第4表)は、古第三紀型と新第三紀型の化石が混在するものであり、高井(1952)及び長浜(1953)はこれの時代を中新世中期とみなしたが、MIZUNO(1964)は中新世前期とした。本層群から産する芦屋動物群は中新世前期まで連続することが知られている(TSUCHI, 1986)。杵島層群の時代を考慮すると、相浦層群の大部分は中新世前期の堆積物とみなすのが妥当であるがその下限が漸新世までさかのぼる可能性はある。相浦層群は560-675mの層厚をもち、下位から泥潟・鹿子前及び但馬岳の3層に区分される(古川, 1959)。本層群の柱状図は第6図に示す。

Ⅲ. 3. 1 尼潟層

模式地：相浦町志田北方(旧相浦炭砒付近)

層厚：120-155m

尼潟層は岩橋(1961)の志田累層、沢田(1958)のS₁層、古川(1969)の尼潟亜層に相当する。

本層は砂岩が優勢な地層で、中部と上部に炭層が発達する淡水-汽水性堆積物であり、神田から市ノ瀬・金比羅岳周辺・トコイ島及び相浦から大崎鼻に至る海岸部に分布している。

下部は、層理の乏しい灰白色のアルコウス質の粗-中粒砂岩を主とし、局部的に頁岩の薄層を挟み、斜層理に富むことが多い。中部は青灰色の砂質頁岩と頁岩を主とし、細粒砂岩を挟む互層でこの頁岩中には数枚の炭層を挟有している。炭層は膨縮に富むが、主な炭層は上位から五寸炭・新田五尺炭層・同下層炭層及び一枚炭層である。新田五尺炭層は一般に良く発達し、各地でしばしば稼行の対象になっている(第7図)。本炭層は、地域によっては同時浸食により削剝されていることがある(第8, 9, 10図)。

第4表 相浦層群産動物化石(古川, 1955, 1965; 竹原, 1956; 沢田, 1956; 岩橋, 1961aに基づく)

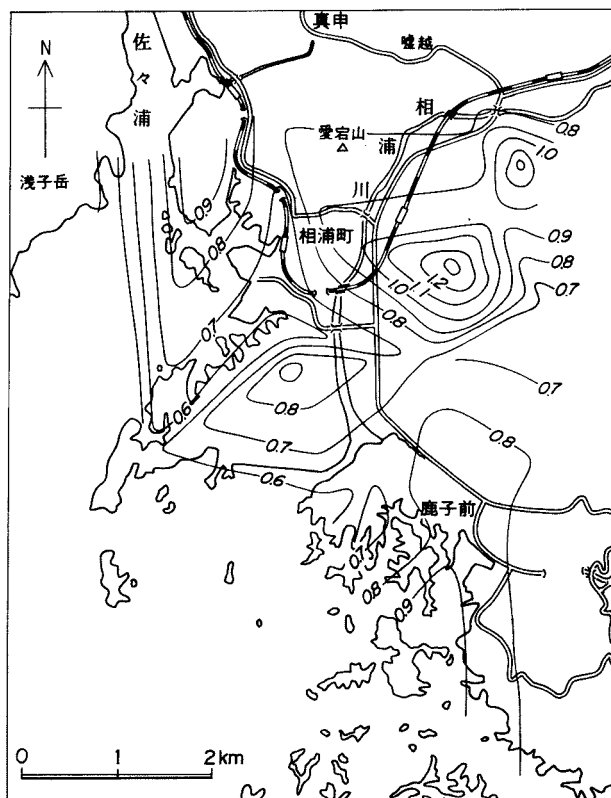
化石	相浦層群							
	尼渦層		鹿子前層			但馬岳層		
	↓1	2↓	↓3	4↓	5↓	6	↓7	8↓
<i>Melania</i> ? sp.						○		
<i>Batillaria</i> sp.						○	○	
<i>Vicaryella bacula</i> (YOKOYAMA)						○		
<i>Cerithium</i> sp.						○		
<i>Vicinocerithium</i> ? sp.						○		
<i>Polinices</i> sp.						○	○	
<i>Euspira</i> cf. <i>ashiyaensis</i> (NAGAO)						○		
<i>Ocenebra</i> sp.						○		
<i>Nassa denselineata</i> NAGAO						○	○	
<i>Dentalium ashiyaensis</i> NAGAO						○	○	
<i>D.</i> sp.						○		
<i>Yoldia laudabilis</i> YOKOYAMA						○		
<i>Y.</i> sp.			○					
<i>Cuculaea</i> sp.						○	○	
<i>Glycymeris cisshuensis</i> MAKIYAMA			○			○	○	○
<i>G.</i> cf. <i>altoumbonata</i> NAGAO						○		
<i>G.</i> sp.		○					○	
<i>Chlamys ashiyaensis</i> (NAGAO)							○	
<i>Ostrea</i> sp.	○		○			○	○	○
<i>Lanceolaria pisciformis</i> (YOKOYAMA) sub. sp.					○			
<i>Lamprotula</i> ? sp.					○			
<i>Corbicula</i> sp.	○	○		○				○
<i>Crassatellites yabei</i> NAGAO						○		
<i>Venericardia subnipponica</i> NAGAO			○			○	○	
<i>V.</i> sp.							○	
<i>Lucinoma</i> sp.						○		
<i>Cardium</i> sp.		○	○			○		
<i>Pitar ashiyaensis</i> (NAGAO)						○	○	
<i>P. kyushuensis</i> (NAGAO)						○		
<i>P.</i> cf. <i>itoi</i> (MAKIYAMA)						○	○	
<i>P.</i> sp.		○				○	○	
<i>Callista hanzawai</i> NAGAO						○		
<i>C.</i> sp.						○	○	○
<i>Meretrix</i> sp.							○	
<i>Dosinia</i> cf. <i>chikuzenensis</i> NAGAO						○		
<i>D.</i> sp.						○		
<i>Cyclina</i> ? sp.						○	○	
<i>Venus</i> cf. <i>chitaniana</i> YOKOYAMA						○		
<i>Macoma</i> sp.						○	○	
<i>Sanguin oralia</i> sp.						○		
<i>Balanus</i> sp.			○			○		
<i>Carcharias</i> cf. <i>cuspidatus</i> (AGASSIZ)						○		

1. 新田五尺炭層, 2. 相浦三枚炭層, 3. 石嶽凝灰岩層, 4. 新田四尺炭層, 5. モエズ炭層, 6. 真申化石帯,

7. 川釣炭層, 8. 大瀬五枚炭層

第5表 相浦層群の層序区分

野田・朱雀 (1955) 早岐, 日字			沢田 (1958) 佐世保炭田西部			古川 (1959) 日字 北方			岩橋 (1961) 佐世保炭田全域			松井ほか (1989) 本報告														
相浦果層	越波越砂岩層	170±	=大瀬五尺 =川釣層	佐世保群	S ₄	第17輪廻層	-C21 -C20 =C19-	但馬岳 相岳	=大瀬五尺層	相浦群	水ノ島果層	第19輪廻層	-大瀬五尺 -Csh -Csh	相浦群	但馬岳層	=大瀬五尺層										
		金比羅頁岩層				30±	S ₃					第16輪廻層	-C17				上部	川釣層	真申果層	第18輪廻層	-C	鹿子前層	=川釣層			
						真申砂岩層						30-50	第15輪廻層							-C16	下部			=モエズ上層	第17輪廻層	-Csh
	日野果層	福石砂岩層	30-70		=新田四尺		第14輪廻層	-C15 -C14	日部野砂岩層		=モエズ下層 =新田四尺層 =新田四尺下層	第16輪廻層	-五尺下二枚 (川釣層)		棚方果層	第10輪廻層	-モエズ上層 -モエズ下層	鹿子前層	=モエズ下層 =新田四尺層 =新田四尺下層							
			崎辺砂岩層			90±	第13輪廻層	-C13				石部嶽砂岩層	=相浦三枚層 =二枚炭 =相浦四枚層 八寸炭			第15輪廻層	-Csh			白ノ浦果層	第9輪廻層	-新田四尺層 -新田四尺下層	鹿子前層	=石嶽凝灰岩		
						犬尾果層	矢保佐砂岩頁岩層	50-70								=相浦三枚	第12輪廻層				-C12 -C11 =C10. 1. 2	鹿砂岩部 子質部 前頁層			=相浦三枚層 =二枚炭 =相浦四枚層 八寸炭	第14輪廻層
			相浦果層					牽牛崎砂岩層				80±	=相浦四枚				第11輪廻層			-C9 -C8 -C7 -C6	牽砂岩部 崎層		=五寸炭 =新田五尺層 =新田五尺下層 =一枚物炭	第13輪廻層		-Tf
	尼浦果層	俵ヶ浦頁岩層			10-20	=五尺上層 =新田五尺層 =五尺下層	第10輪廻層		-C5		俵砂岩部 浦層	=五寸炭 =新田五尺層 =新田五尺下層 =一枚物炭			第12輪廻層	-Csh	志田果層	第6輪廻層	-Csh	尼溝層		=相浦三枚層 =二枚炭 =相浦四枚層 八寸炭				
			相浦果層		夫婦石砂岩層		70-80	=五尺上層 =新田五尺層 =五尺下層	第9輪廻層				-C4		尼溝層	=五寸炭 =新田五尺層 =新田五尺下層 =一枚物炭		第11輪廻層	-Csh		志田果層		第5輪廻層	-	尼溝層	=相浦三枚層 =二枚炭 =相浦四枚層 八寸炭
	相浦果層	夫婦石砂岩層				70-80	=五尺上層 =新田五尺層 =五尺下層		第8輪廻層		-C3 -C2 -C1	尼溝層	=五寸炭 =新田五尺層 =新田五尺下層 =一枚物炭				第10輪廻層	-	志田果層	第4輪廻層		-	尼溝層	=五寸炭 =新田五尺層 =新田五尺下層 =一枚物炭		
相浦果層			夫婦石砂岩層	70-80	=五尺上層 =新田五尺層 =五尺下層	第7輪廻層		-	尼溝層	=五寸炭 =新田五尺層 =新田五尺下層 =一枚物炭	第9輪廻層			-	志田果層	第3輪廻層	-C.Csh	尼溝層		=相浦三枚層 =二枚炭 =相浦四枚層 八寸炭						
	相浦果層	夫婦石砂岩層		70-80		=五尺上層 =新田五尺層 =五尺下層	第6輪廻層	-			尼溝層	=五寸炭 =新田五尺層 =新田五尺下層 =一枚物炭	第8輪廻層	-		志田果層	第2輪廻層		-		尼溝層	=相浦三枚層 =二枚炭 =相浦四枚層 八寸炭				
相浦果層			夫婦石砂岩層	70-80	=五尺上層 =新田五尺層 =五尺下層		第5輪廻層	-	尼溝層	=五寸炭 =新田五尺層 =新田五尺下層 =一枚物炭			第7輪廻層	-	志田果層		第1輪廻層	-	尼溝層	=五寸炭 =新田五尺層 =新田五尺下層 =一枚物炭						
	相浦果層	夫婦石砂岩層		70-80		=五尺上層 =新田五尺層 =五尺下層	第4輪廻層	-			尼溝層	=五寸炭 =新田五尺層 =新田五尺下層 =一枚物炭	第6輪廻層	-		志田果層	第1輪廻層	-			尼溝層	=五寸炭 =新田五尺層 =新田五尺下層 =一枚物炭				

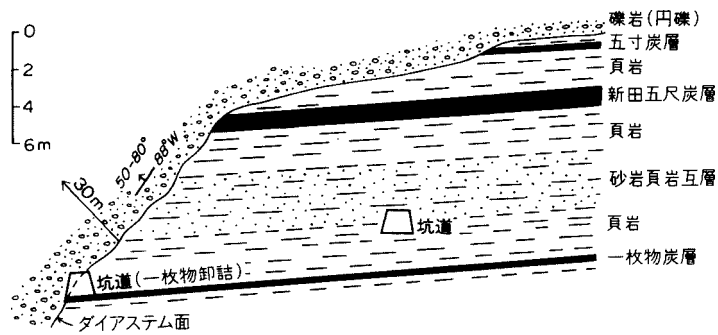


第7図 新田五尺炭層炭丈の等層厚線図(日野・三協・相浦炭砒周辺)

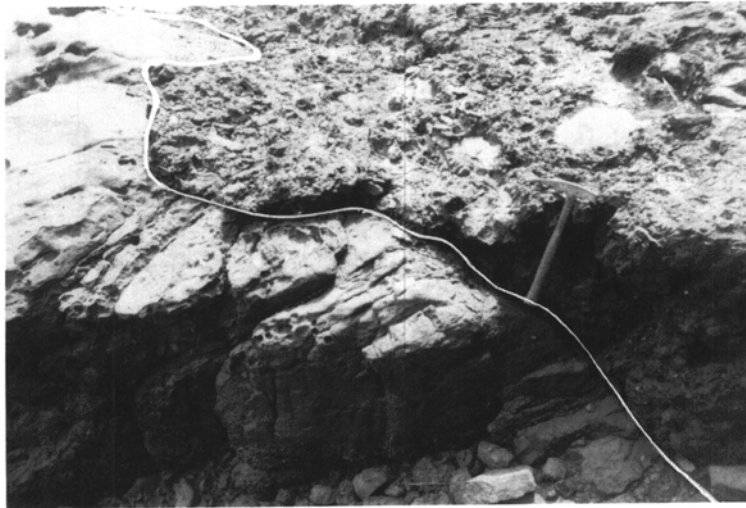
本層下部の砂岩は、佐々町金比羅岳・城辻山の山嶺において顕著な崖を形成している。この上半部は古川(1969)の索牛崎砂岩部層、岩橋(1961)の第2輪廻層に相当する地層である。砂岩の大部分は灰白色を呈する塊状中-粗粒で、いわゆる糖状砂岩である。下部の上半部に礫岩ないし礫質砂岩を挟み、良く斜層理が発達している。この砂岩は、上位になるに従って板状の中粒-細粒砂岩となり、最上部に暗灰色頁岩層が発達する。この頁岩中には、上位から相浦三枚炭層・相浦四枚炭層及び八寸炭層を挟有している。炭層はいずれも膨縮変化が著しく、相浦三枚炭層上盤には水底下における様々な浸食構造が見られ、地域によっては炭層が削剝されている(第11図)。トコイ島西岸のChannel conglomerateについて、岩橋(1961)は三輪廻層基底がダイアステムで、その浸食面が第一輪廻層上部に及んで、第二輪廻層のほぼ全層を欠如すると指摘している。しかし、これはそんな大規模なものではなく、岩橋の第一輪廻層と第二輪廻層との境界のダイアステムで、新田五尺炭層上位の五寸炭上盤砂岩の基底面に当たると考えた。

沢田(1958)は、新田五尺炭層を採掘した佐々町木田炭砒の「ぼた」から、棚井・尾上(1956)め鑑定による次のような植物化石を報告している。

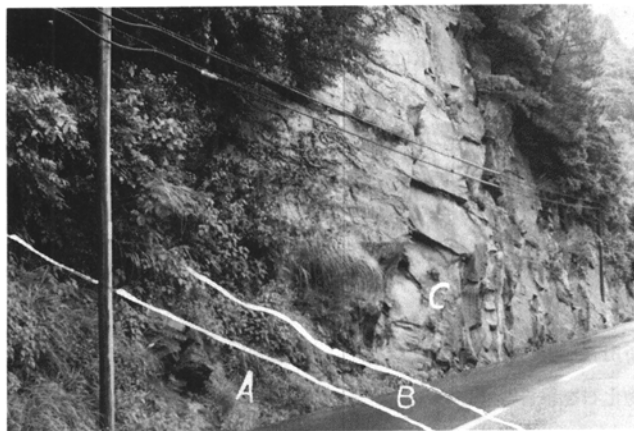
Metasequoia occidentalis (NEWB.), *Glyptostrobus europaeus* (BRONG.), *Taxodium dubium* (STERNB.), *Juglans shanwanensis* HUET CHANEY, *Betula mioluminifera* HU et CHANEY, *Betula mitai* TANAI et ONOE, *Carpinus miocordata*



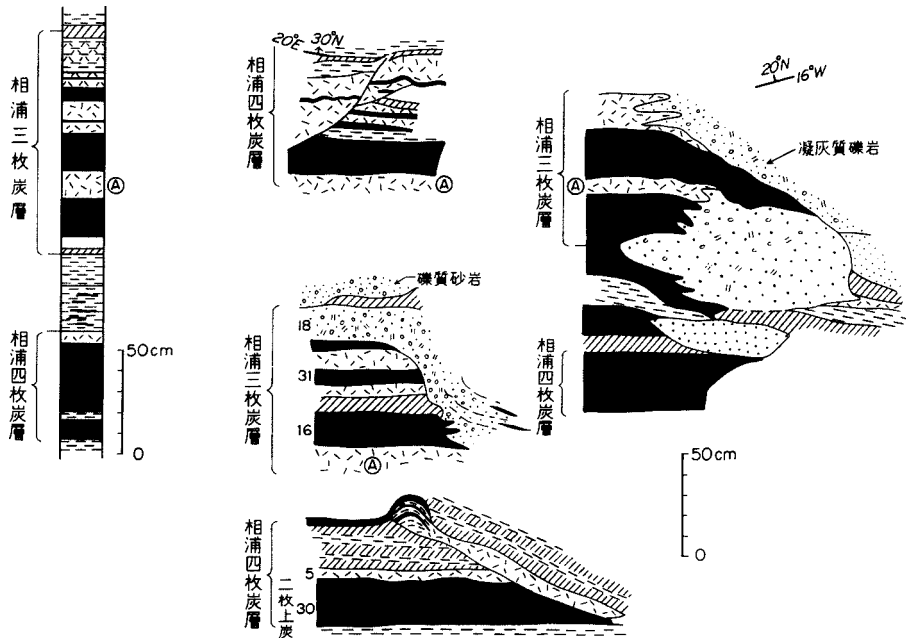
第8図 新田五尺炭層直上の浸食構造(佐世保市俣ヶ浦旧船越炭坑内)



第9図 新田五尺炭層上位の局部的小整台(佐世保市九十九島トコイ島四岸)



第10図 相浦層群基底の砂岩層(佐々川中流松瀬-立石免間の道路沿い)
 A: 杵島層群古川頁岩層, B・C: 相浦層群尼潟層 (B: 層間異常を呈する凝灰礫質砂岩, C: アルコース砂岩)



第11図 相浦三枚・四枚炭層中に見られる浸食構造(佐世保市旧日秀炭鉱内(右九片詰))

HU et CHANEY, *Fagus antipofi* (ABICH.), *Nelumbo nipponica* ENDO, *Hydrangea lanceolimba* HU et CHANEY, *Malus parahupehensis* HU et CHANEY, *Pyrus precommunis* TANAI et ONOE, *Sophora miojaponica* HU et CHANEY, *Evonymus protobungeana* HU et CHANEY, *Alangium aequalifolium* (GOEPP.).

動物化石については、第4表に示すような化石が報告されている。

Ⅲ. 3. 2 鹿子前層(Am)

模式地：佐世保市相ノ浦町愛宕山南側

層厚：150-230m

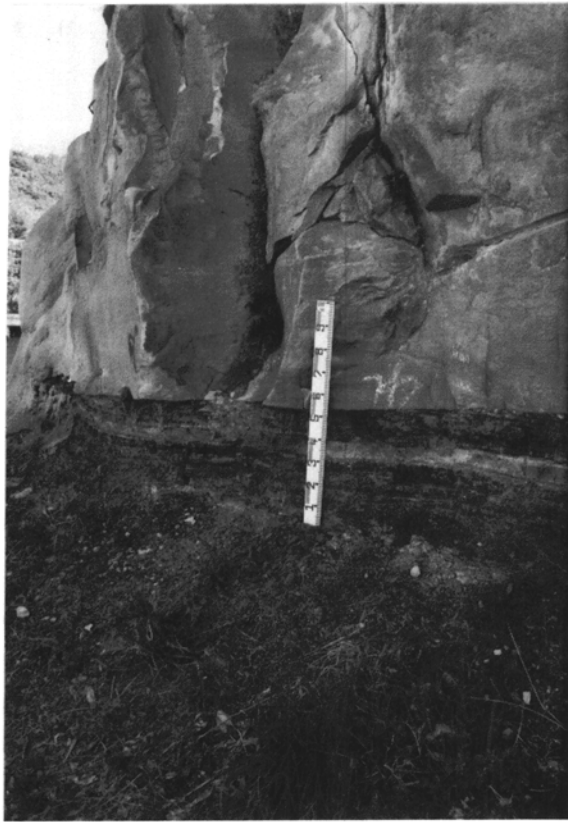
本層は、岩橋(1961)の臼ノ浦・棚方両累層や古川(1959)の鹿子前亜層に当たる。相浦三枚炭層の上限からモエズ上層炭層の上限に至る地層で、高島東側・佐々町臼ノ浦・佐世保市日野町・吉井町神田付近に分布している。本層の下部は、古川(1969)の鹿子前砂質頁岩、岩橋(1961)の第三輪廻層に当たる地層で、下位の尼瀉層とは軽微な不整合である。本層下部は、含海緑石粒を含む礫粗粒砂岩・細-中粒砂岩(厚さ20m)に始まり、板状細粒砂岩と風化すると淡チョコレート灰色を呈するシルト岩と細粒砂岩(各々厚さ2-10cm)との互層である。一般に斜交層理に富み岩相変化著しく、スランブ構造が観察される。互層中にはレンズ状の炭質頁岩や細礫岩の薄層を挟んでいる。これは沢田(1958)の長崎山互層に当たる。基底部の含海緑石粒を含む灰白色粗粒-礫質砂岩中には、海生化石の密集帯がある。臼ノ浦高崎山北側海岸道路で、*Venericardia subnipponica* NAGAO, *Glycymeris* sp. cf. *cisshuensis* MAKIYAMA, *Ostrea* sp.等の化石が採集できる。

本層中部は、古川(1969)の石嶽砂岩層に当たり、灰白色を呈する礫質粗粒ないし中粒砂岩を主とする地層である。又、白色凝灰質岩片を含み、石英質に富む塊状又は厚い板状の細-中粒砂岩を経て、斜層理の著しい砂岩と数枚の砂質頁岩を挟んでいる。砂岩中には、斜葉理・漣痕が発達し、円礫を散点的に含み、海緑石様綠色鉱物を含んでいる。なお、下部の厚さ約10mの層理に乏しい礫質粗粒砂岩層は懸崖を形成し、連続性に富んでいるので良い鍵層の一つである。

本層上部は古川(1969)の日野砂質頁岩層、岩橋(1961)の棚方累層に当たる。下部には厚さ4-5mの灰白色で風化すると赤紫色に変色する含礫・角礫質凝灰岩層を挟み、その直上・直下には、薄い炭層を伴う特徴的な石嶽凝灰岩層(It)がある(第12図)。この凝灰岩層は流紋岩質で全域に分布し、良く追跡できる鍵層である。その上部には厚さ約5mの砂質頁岩と頁岩の互層があり、薄層理を示す中粒白色砂岩2・3層を挟む。その下部は一般に砂岩が優勢である。石嶽凝灰岩上位20m付近には凝灰岩を伴う尺無炭層が挟在する。この炭層の上盤をなす砂岩は、粗粒凝灰質砂岩に移化することがある。その上位にある厚さ約20mの頁岩中には、新田四尺炭層(第13、14図)と6m下位には新田四尺下層炭が胚胎されている。この両炭層は、当地域における主要炭層で一部採掘されている。新田四尺炭層は主要稼行炭層であって、佐世保市相浦町・日野町付近に良く発達しており、各地で広範囲に採掘されたようである。この新田四尺炭層の上盤は、7-8mの灰白色-灰色細粒砂岩で、それを5mの凝灰質細礫岩が覆っている。この凝灰質細礫岩層は、相浦町棚方付近から白ノ浦・高島小佐々町平原地区の西・西北部に良く発達しており、佐世保市主部及び相浦川左岸日野付近では発達が悪く尖滅するようである。凝灰岩の上位には、白色凝灰岩・灰白色頁岩・板状砂岩の互層、砂岩と頁岩の細互層などが累重している。その上位の灰-暗灰色頁岩・砂質頁岩を主とする泥岩中には、モエズ上層炭・モエズ下層炭が挟在する。これらの岩層は広く分布するが、地域によって小規模なダイアステムによって欠如することがある。著しい^{へだ}隔物で、炭質も悪く下層炭が局部的に採掘されたようである。



第12図 石嶽凝灰岩層(厚さ4.1m)(佐世保市椎木町)



石炭
ゴマ
ゴマ
石炭

第13図 新田四尺炭層露頭(佐世保市棚方町)
山丈54 cm, 炭丈42 cm



第14図 大瀬五尺炭層中に貫入するドレライト
(小佐々町浅子)

石嶽凝灰岩層直上の礫質粗粒砂岩から古川(1969)は, *Venericardia subnipponica* NAGAO, *Glycymeris* sp. cf. *cisshuensis* MAKIYAMA, *Yoldia* sp., *Balanus* sp. の化石を採取し, 旧鉄原三協炭砒坑内でモエズ炭層上盤の頁岩中から *Nelumbo nipponica* ENDO を採集した. 同種の化石は棚井・尾上(1956)によっても報告されている.

石嶽凝灰岩は, 火山ガラス質破片を多く含む流紋岩凝灰岩で少量の軽石を含有し, 斑晶状の斜長石・石英が見られ, ビトロクラスチック構造を呈している. ガラスは玉髓及びクリストパル石となっている.

Ⅲ. 3. 3 但馬岳層(Au)

模式地: 佐世保市真申周辺

層厚: 約290m

本層は岩橋(1961)の真申・永ノ島の両累層, 古川(1969)の但馬岳亜層に当たる. モエズ層の上盤から大瀬五尺炭層の上盤に至る地層である. 本層は, 南西部の大瀬半島浅子・小佐々湾周辺・国鉄潜竜駅北東部から江里・志方を経て平原北方に至る地域に分布している. 一般に但馬層は鹿子前層上に整合に重なるが, 場所によっては両者間に軽微な浸食面が認められる. 本層は, 厚層理-塊状の灰白色中粒砂岩と礫質粗粒砂岩を主とし, 砂岩頁岩互層及び頁岩を挟んでいる. 中には川釣炭層(五尺下2枚炭層), 最上部に大瀬五尺炭層を挟在するほか, 上部に数枚の薄層炭を挟んでいる(第15, 16図). 又, 海緑石粒・砂管及び数層準に海生化石を包蔵し, ときに凝灰岩をレンズ状に挟有している. 含化石層準は, 長尾(1927)の真申化石帯に相当する. 以下では, 川釣炭層を境として本層を上部層と下部層とに二分し, それぞれについて記述する.

下部層は岩橋(1961)の真申累層, 古川(1969)の金比羅砂岩と金比羅頁岩層を合わせた地層に当たり, 化石を多産する海進期の堆積物である. この下部(50m)では塊状・板状の灰白色粗-中粒砂岩が優勢で, 薄い頁岩・礫岩・凝灰岩が挟在する. この砂岩は海緑石粒や砂管を含み, 密集した多数の海生化石を産する真申化石帯である. この上位は砂管に富む青灰色砂質頁岩・頁岩を主とし, 灰白色の細-中粒板状砂岩を従とする層厚25-30mの互層である. この板状砂岩から多量の化石を産する(第4表). 更にその上位には, 主として灰白色の塊状中-粗粒砂岩からなる地層が続き, ときに細粒あるいは礫質となり, 黒色頁岩と薄層理の細粒砂岩の特徴ある互層を伴う. 又, 下部の塊状砂岩中には海緑石粒や砂管を含むほか海生化石を産する.

上部層は, 岩橋(1961)の永島累層, 古川(1969)の鶴渡越砂岩層に当たる相浦層群最上部の地層で, 一部に貝化石を産する. その大部分は海退期の汽水-淡水成堆積物とみなされる. これは灰白色の粗粒-細粒砂岩を主とし, 頁岩を従とする地層である. 下部は灰白色粗粒-極粗粒砂岩が優勢であるが, 上位に向かい泥岩を増す. 砂岩は一枚の厚さが10-20mで良く懸崖を形成し, まれに礫質となる. 頁岩中には薄い炭層・炭質頁岩を挟むことがあるが, 鶴渡越炭層を除いては一般に連続性に乏しく, レンズ状に尖滅する. 最上部の灰-暗灰色頁岩, 砂岩頁岩互層中の泥岩中には, 主要稼行炭層の大瀬五尺炭層が賦存する(第17図, 第21図).



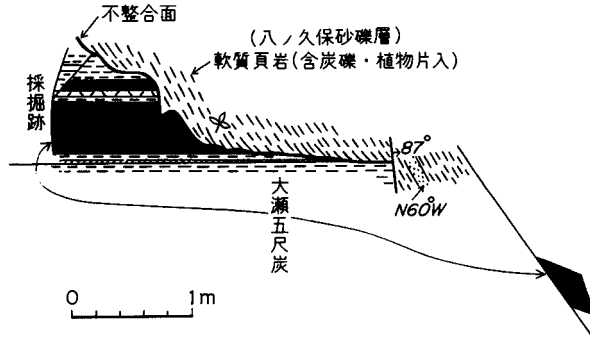
第15図 但馬岳層の岩相(佐々町鴨川一大茂間林道)



第16図 川釣炭層下位のカキ化石礁(小佐々町臼ノ浦長崎山南西海岸)

III. 4 佐世保層群

佐世保層群は、相浦層群を整合に覆い、野島層群に不整合に覆われている。本層群は主として白色砂岩・泥岩とそれらの互層からなり、多くの稜行炭層を挟む主要挟炭層で、鍵層として有効な数層の化石



第17図 八ノ久保砂礫層に不整合に覆われる大瀬五尺炭層(佐世保市旧但馬炭鉱坑内)

帯と数枚の凝灰角礫岩層・凝灰岩を含む。本層群からは、汽水-淡水生貝化石(上部は海生)や植物化石のほか、陸亀や鹿類の化石を産している(第6表)。

佐世保層群上部の福井・加勢両層から産する貝化石は、首藤(1981)によれば、中新世前期の最後期から中新世中期の最前期にまたがっており(No8. に相当)、加勢層以上を中新世中期とみなしている。本報告ではこの見解に従った。

佐世保層群は松下(1949)の佐世保層群から相浦層を除いた地層であり、岩橋(1961)の佐世保層群にはほぼ相当する。本層群は約720-1,220mの層厚をもち、下位から中里・柚木・世知原・福井及び加勢の5層に区分される(第18図, 第7表)。

Ⅲ. 4. 1 中里層

模式地：小佐々町足毛馬

層厚：140-150m

本層は、大瀬五尺炭層上盤から柚木三枚炭層の上盤までの地層である。主として、佐々川衝上断層以西の国鉄潜竜駅(田ノ元)付近から江里・禅佛峠・竹田・平原北方付近まで断続的に分布し、大瀬半島及び将冠岳周辺にも分布している。下部は板状-塊状の細-中粒砂岩を主とし、頁岩・礫質砂岩の薄層をレンズ状に挟み、岩相変化に富んでいる。中部は灰・暗灰色頁岩・砂質頁岩・細粒砂岩の互層で、ときに砂管状生痕が発達する。泥質部には大瀬四枚炭層・大瀬三枚炭層及び薄い炭層を挟有している(第19図)。上部は、灰白色塊状の中-粗粒砂岩の厚層から凝灰岩の薄層を挟む暗灰色頁岩となる。最上部の頁岩中には主要稼行炭層の柚木三枚炭層を挟有している(第20図)。大瀬五尺炭層上盤の暗灰色砂質頁岩から、*Corbicula procera* SUZUKI, *Corbicula hizenensis* UEH, *Sequoia* sp. などの淡水生貝化石や植物化石を産する。この含化石層は松下(1949)の大瀬化石帯に当たるが、このほか2・3の層準から海生化石を産する。徳永(1925)は、旧池野炭鉱の柚木三枚炭層の「ぼた」から *Brachyodus japonicus* MATUMOTO を発見している。

Ⅲ. 4. 2 柚木層(YI, Yu)

模式地：佐世保市柚木

層厚：270-320m

第6表 佐世保層群産動物化石(沢田, 1958; 竹原, 1956に基づく)

化石	佐世保層群												
	中里層			柚木層				世知原層		福井層		加勢層	
	1	2	3	下部	5	7	8	9	10	11	12	13	
<i>Turritella</i> sp.										○			
<i>Semisulcospira</i> sp.							○	○	○	○			
<i>Melanatria</i> sp.										○			
" <i>Potamides</i> " sp.	○									○			
<i>Vicaryella</i> ? sp.										○			
<i>Batillaria takeharai</i> MIZUNO										○			
" <i>Cerithium</i> " <i>nagahamai</i> MIZUNO (MS)												○	
<i>C.</i> sp.									○	○		○	
<i>Calyptraea</i> sp.										○			
<i>Natica</i> sp.										○			
<i>Epitonium</i> sp.												○	
<i>Dentalium</i> sp.										○		○	
<i>Balanus</i> sp.										○		○	
<i>Schizaster</i> sp.												○	
<i>Nucula</i> sp.												○	
<i>Acila</i> sp.												○	
<i>Portlandia</i> cf. <i>watasei</i> (KANEHARA)												○	
<i>Yoldia</i> sp.										○		○	
<i>Anadara</i> sp.										○		○	
<i>Glycymeris</i> cf. <i>matsumoriensis</i> NOMURA & HATAI												○	
<i>G.</i> sp.										○			
<i>Septifer</i> sp.										○			
<i>Ostrea gravitesta</i> YOKOYAMA	○	○										○	
<i>O.</i> cf. <i>lunaeformis</i> NAGAO	○	○										○	
<i>O.</i> sp.	○	○	○			○		○	○	○		○	
<i>Lamprotula nojimensis</i> UEJI								○					
<i>L.</i> sp.							○	○	○				
<i>Corbicula hizenensis</i> UEJI	○		○					○		○	○		
<i>C. nakayamana</i> UEJI								○		○	○		
<i>C. procera</i> (S.)	○												
<i>C.</i> sp.				○									
<i>Crassatellites</i> cf. <i>yabei</i> NAGAO												○	
<i>Chlamys</i> sp.												○	
<i>Venericardia "subnipponica"</i> NAGAO												○	
<i>Pitar itoi</i> MAKIYAMA												○	
<i>P.</i> cf. <i>itoi</i> (MAKIYAMA)												○	
<i>P.</i> sp.												○	
<i>Callista</i> sp.												○	
<i>Meretrix</i> sp.												○	
<i>Cyclina japonica</i> KAMADA										○		○	
<i>Venerupis siratoriensis</i> (OTUKA)												○	
<i>V.</i> cf. <i>siratoriensis</i> (OTUKA)												○	
<i>V.</i> sp.										○			
<i>Protothaca tateiwai</i> MAKIYAMA												○	
<i>Phaxas</i> sp.	○											○	
<i>Geoemyda (Geoliemyo) takasago</i> MATSUMOTO							○						
<i>Senryuemys kiharai</i> SHIKAMA							○	○					
<i>Brachyodus japonicus</i> MATSUMOTO			○										

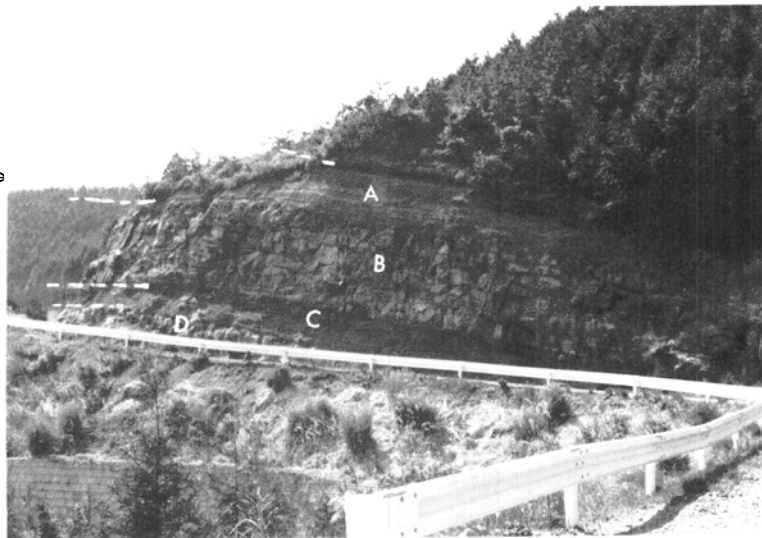
1. 大瀬四枚炭層, 2. 大瀬三枚炭層, 3. 柚木三枚炭層, 4. 七へ夕炭層, 5. 岩石二枚炭層, 6. 江里凝灰角礫岩, 7. 柚木二枚炭層, 8. 松浦三尺炭層, 9. 第三鱗状炭層, 10. 砂盤炭層, 11. 歌ヶ浦凝灰角礫岩, 12. 上岩石炭層, 13. 本ヶ浦凝灰岩



大瀬四枚炭層

第19図 中里層中の大瀬四枚炭層と砂岩層
(小佐々町東臼ノ浦浅子)

柚木三枚炭層 →



第20図 中里層上部の柚木三枚炭層付近の岩相(佐々町磯川-大茂間林道)
A: 頁岩, B: 細粒砂岩, C: 頁岩, D: 砂岩

本層は、柚木三枚炭層の上盤から松浦三尺炭層上盤に至る地層で、上治(1938)によって命名され、松下(1949)、長浜(1954)、沢田(1958)、岩橋(1963)等によっても柚木層として取り扱われてきた。本層は、下位の中里層を整合に覆っており、上位の世知原層基底の細礫砂岩及び粗粒砂岩とは整合、局部的

には軽微な不整合関係で接している。

本層は佐世保市北部，大観山東側竹田付近及び目暗ヶ原東麓地域に分布している。岩相は塊状細-中粒砂岩を主とし，暗灰色頁岩・砂質頁岩を伴っており，地層は一般に西方へ層厚を減しながら細粒化する傾向が見られる。特に西部の鹿町付近では頁岩・砂質頁岩が卓越して砂岩の薄層を挟む地層に移化している。本層には数枚の炭層を胚胎するほか，上部に上野原化石帯，中部に江里凝灰角礫岩(Et)と称せられている主要な鍵層を挟有している。本図幅では，この江里凝灰角礫岩層の基底を境として本層を下部層と上部層とに二分する。

下部層(YI) 本層は，西部の鹿町付近では泥岩が卓越し，東部は主に塊状灰白色-青灰色の中粒-細粒砂岩で，薄い頁岩及び凝灰質岩を挟む層厚120-150mの互層である。基底部と上部は，主として青灰-灰白色の中-細粒砂岩からなり，時に頁岩と細互層をなす。基底から約40m上位の層準付近にある青灰色凝灰質塊状砂岩からは二枚貝化石を多産する。中部は濃緑色頁岩層を主とし，砂岩・砂質頁岩・凝灰岩の薄層を挟む。頁岩は植物化石を産し，数枚の薄い炭層を挟んでいる。本層上部に上野原化石帯・中部に江里凝灰角礫岩と称せられている主要な鍵層を挟有している。本図幅では，この江里凝灰角礫岩層の基底を境として上部・下部に二分した。本層は，佐世保市北部，大観山東側竹田付近及び目暗ヶ原東麓地域に分布している。主要な炭層は，上位から江里二枚炭層・岩石二枚炭層・ハジキ山炭層・八寸炭層の4枚である。岩石二枚炭層は山丈80-45cm，炭丈35-45cmの炭層で，ほぼ全域にわたって良く発達し，南東部の松瀬町及び矢岳では以前盛んに稼行された。

上部層(Yu) 江里凝灰角礫岩基底から松浦三尺炭層上盤までの層厚155-170mの地層で，沢田(1958)の第29輪廻層にほぼ相当する。鹿町付近では，泥岩が卓越するが，そのほかの地区では，一般に砂岩厚層と泥岩を挟む交互層からなっている。基底部は，層厚2-5mの江里凝灰角礫岩層からなる。下部は主に灰白-青灰色塊状中粒-細粒砂岩で，上部には凝灰岩を挟む頁岩・砂質頁岩互層(5-10m)がある。この互層中には凝灰岩を伴う柚木二枚炭層又は辻炭層(岳下炭砒)と呼ばれる炭層が胚胎されている。この上位には薄い砂質頁岩あるいは頁岩を挟む板状砂岩が発達している。更に，上位は暗灰色頁岩を主とする地層で，厚さ5-15mの白色砂岩を挟んでいる。この砂岩の下位の頁岩中には七隔炭層^{ヘド}，上位の頁岩中には粗悪炭層が挟在している。これらの上位には，薄い頁岩層の2-3枚を挟んだ斜層理を示す石英粒の多い灰白色中粒砂岩の厚層があつて，最上部は暗灰色頁岩あるいは砂質頁岩層となる。この頁岩中には，本地域での主要稼行炭層の松浦三尺炭層(鹿町三尺炭層，山丈60-105cm・炭丈35-100cm)を胚胎している(第22図)。松浦三尺炭層の直上には，水底下における顕著な浸食構造が見られる。竹原(1952)によれば，浸食で失われた地層の厚さは最高25mに達する。

柚木層の化石としては，最上部の泥岩中から *Alnus* sp. その他の植物化石を産する。松浦三尺炭層上部から *Lamprotula nojimensis* UEH, *Semisulcospira* sp., *Corbicula hizenensis* UEH などの淡水生貝化石を産するほか，旧潜竜炭鉱・松浦炭鉱の松浦三尺炭層下位から亀の化石 *Senryuemys kiharai* SHIKAMA が沢田(1958)によって報告されている。本図幅調査の際，旧山住炭砒坑内の松浦三尺炭層上盤の頁岩中からも亀の化石を採集した。又，柚木二枚炭層直上の砂岩及び七隔炭層上位約20-30mの砂質頁岩ないし薄葉状細粒砂岩から *Ostrea* sp. その他の貝化石が沢田(1961)により報告されている。七隔炭層上位の頁岩層からは，貝化石のほか *Cyclammina incisa* (STACHE), *Rotalia niponica* var. などの有孔虫も産出し，この部分は上野原



第21図 佐世保・相浦両層群境界部の岩相(佐々町鴨川一大茂間林道)

青灰色細-中粒砂岩の厚層を主とする。中-下部は薄い凝灰岩・炭層を挟み、上部は薄炭層を数枚挟有する頁岩または頁岩優勢な頁岩砂岩互層が発達する地層からなり、岩相変化がはなはだしい。最上部は連続性の良い泥岩で、炭丈・炭質とも変化に乏しい砂盤層へだもの(隔物炭層)を胚胎しており、これは佐世保炭田の主要炭層の一つである。最下部の砂岩はしばしば懸崖を特徴的に形成する。世知原層中の主な炭層は、上位から砂盤炭層・下岩石炭層(岩石炭)・一枚物(六寸炭)・第一鱗状(中盤土層)・第二鱗状(一枚物炭・ゴマ炭)・第三鱗状・六寸炭の8層である。砂盤炭層を除いては下岩石炭層が小規模に稼行されたほかは、いずれも薄炭層で変化に富み、稼行の対象にならない。これらの炭層は、一般に炭層中かその上・下に凝灰質岩を伴う特徴から、地区によっては炭層名を鱗状炭と呼んでいる。特に第二鱗状炭は、厚さ4-5mの乳青灰色を呈する凝灰質礫質砂岩と凝灰岩との互層で、鱗片状にはげる性質をもつ。本層からは第6表に示す貝化石のほか、植物化石を産する。

Ⅲ. 4. 4 福井層(F)

模式地：吉井町牧岳周辺

層厚：90-250m

本層は世知原層に整合に重なり、加勢層基底部の楠泊礫岩層に不整合に覆われる。これは上治(1938)の福井層を長浜(1954)が再定義したものである。本層の層厚は、加勢層基底の不整合のため場所によってかなり異なる(第23図)。長浜(1955)によると、福井層削剝の度合は志佐川流域の横辺田付近が最も大きく110mに達し、松山田で30m内外、楠泊から神林付近では20m、鹿町・江迎・寺尾の北西地区で最も小さい。波多江ほか(1961)は長浜と同様探炭試錐から、志佐川流域の稗木場を中心に北北西-南南

化石帯と命名されている(波多江ほか, 1961)。本化石帯は、比較的広範囲に追跡でき東部の世知原地区では鍵層となる、

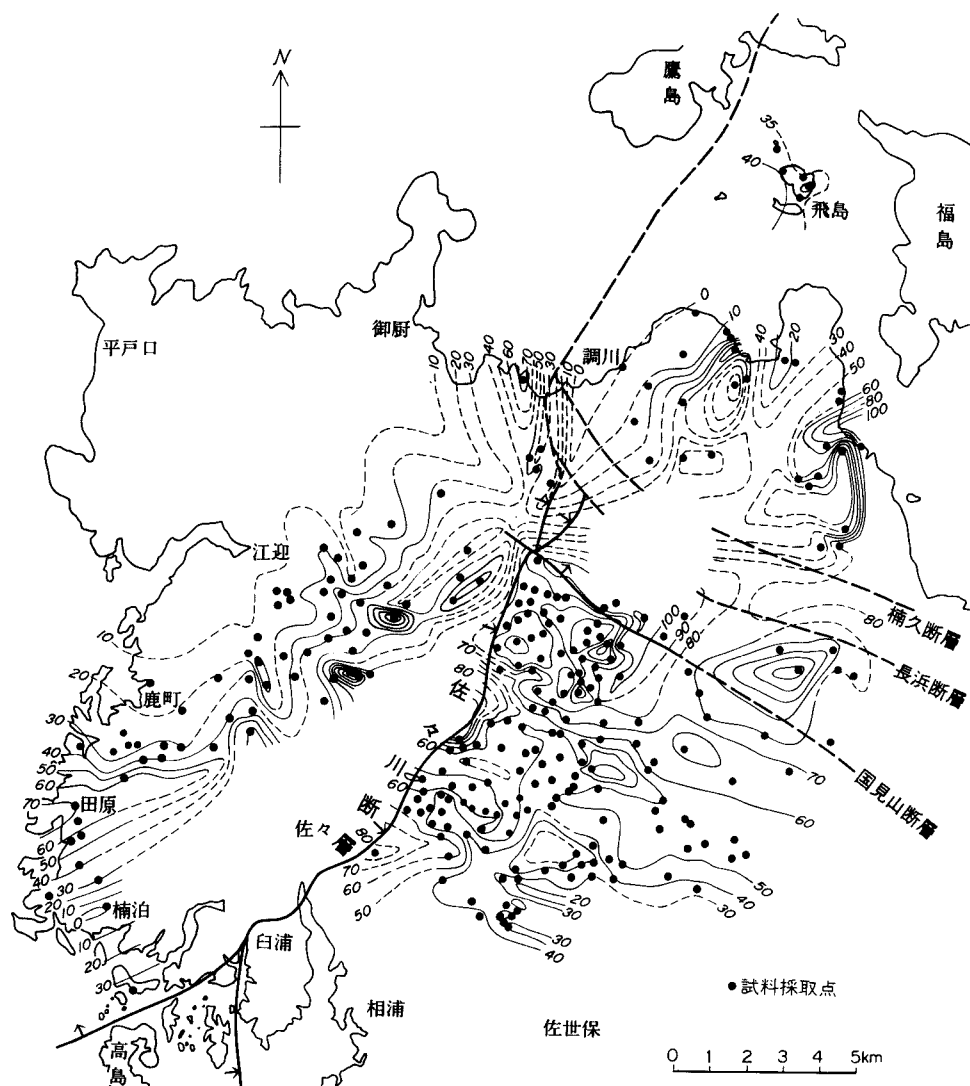
Ⅲ. 4. 3 世知原層(s)

模式地：世知原町

層厚：120-150m

本層は松浦三尺炭層上盤の塊状灰白色砂岩の下底から砂盤炭層上限に至る地層で、上治(1938)の命名によるものである。これの分布は、模式地のほか目暗ヶ原・大野・小川内及びび佐々川断層以東の佐々川流域でも断続的にみられる。

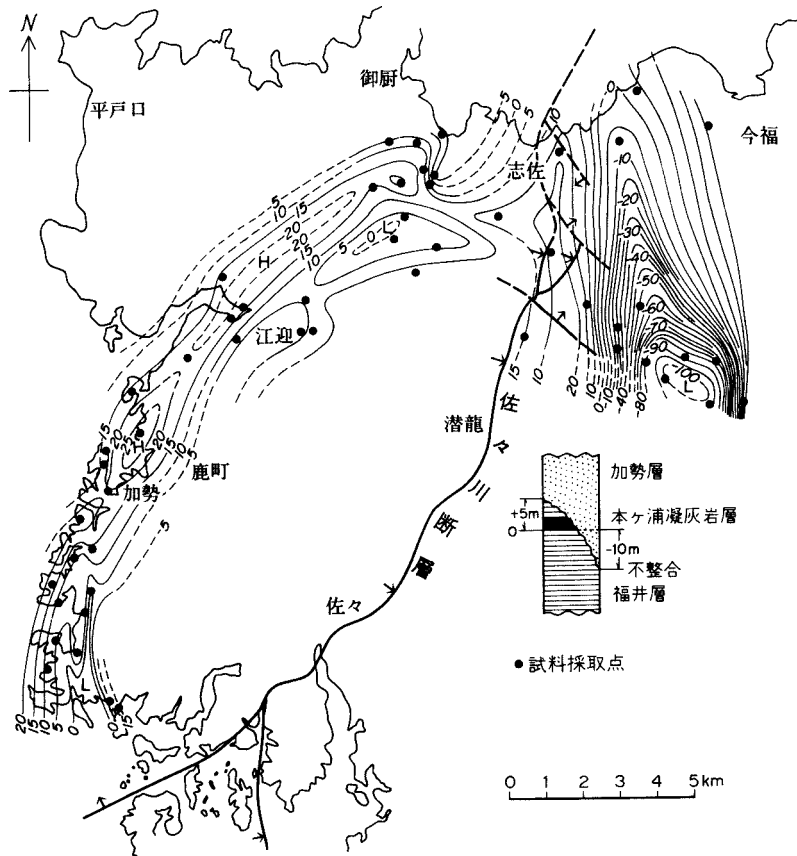
本層の最下部は、灰白色で中粒塊状の迷彩状砂岩の厚層で始まり、帯



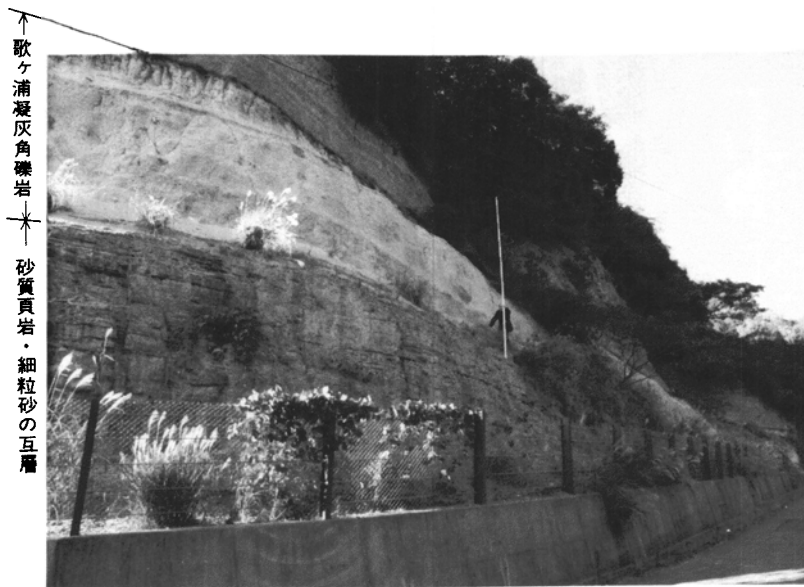
第22図 松浦三尺炭層炭丈の等層厚線図(m)(長浜, 1965)

東方向を軸とする径約4kmのほぼ円形の範囲が深く削剝されていることを指摘し、最大120mに及ぶとしている。長浜(1965)によると福井層の浸食・削剝の度合は、志佐川流域の横辺田付近が最も大きく110mに達し、松山田で30m内外、楠泊から神林付近では20m、鹿町・江迎・寺尾の北西地区が最も小さい。波多江ほか(1961)は長浜と同様探炭試錐から、志佐川流域の稗木場を中心に北北西-南南東方向を軸とする径約4kmのほぼ円形の範囲が深く削剝されていることを指摘し、その凹凸は120mに及ぶとしている。

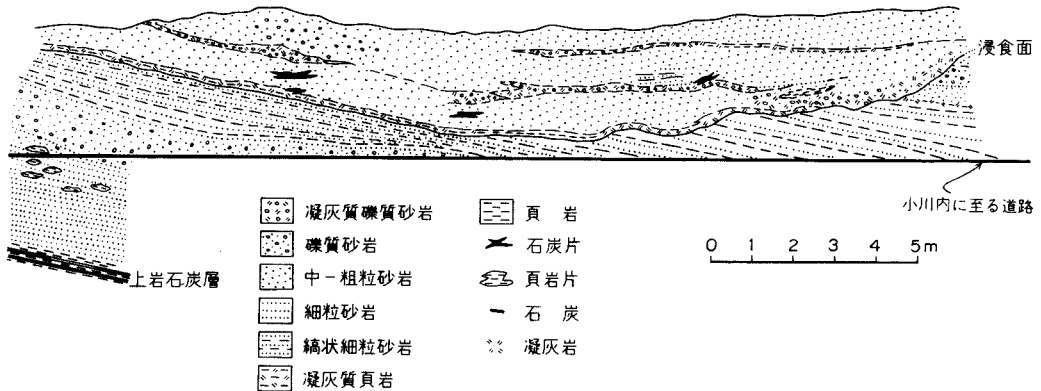
本層最下部(20-35m)には薄い凝灰岩を挟有している頁岩優勢の頁岩縞入砂岩が発達している。この頁岩層から、地域によっては*Corbicula* (s.s.) *hizenensis* UEH, *Ostrea* sp. などの貝化石を産し、上治(1938)の太田化石帯や中山化石帯に当たる。この上位に3-5mの砂質泥岩層を挟んで2層に分岐する凝灰岩及び凝灰角礫岩層がある。この層は、本地域における鍵層の一つである歌ヶ浦凝灰岩礫岩である(第24



第23図 加勢層堆積前における福井層の浸食量(長兵, 1965)



第24図 歌ヶ浦凝灰角礫岩層(厚さ3.2 m)(吉井町御橋観音入口)



第25図 上岩石炭層の上位に見られる浸食構造(江迎町岩石-小川内間の道路の切り割り)

図). この直上の泥岩ないし細粒砂岩中には、砂管が多量に含まれるほか、厚さ 20-15cm の貝化石の密集帯がある。中部には比較的厚い白色塊状砂岩が発達し、頁岩及び薄い炭層、いわゆる“ゴマ”炭層(底六寸炭)・上岩石炭層が挟在する。この上岩石炭層上位の砂岩は、斜層理をもつ厚さ 20-40m の連続性の良い細-中粒砂岩で、崖やケスタ地形を形成する。なおこの砂岩の基底にはときに浸食面が認められる(第 25 図)。本層上部は主として泥岩からなり炭層を挟む。主な炭層は、下位から四寸炭・八寸炭・ガメ炭(福井一枚)及び三枚物炭の 4 層である。三枚物炭の直上に厚さ 2-5m の本ヶ浦凝灰岩層があり(第 26 図)、これは歌ヶ浦凝灰角礫岩と共に福井層中の良い鍵層となっている(第 24 図)。本ヶ浦凝灰岩より



本ヶ浦凝灰角礫岩層
三枚物炭層

第26図 福井三枚物炭層と本ヶ浦凝灰岩層(小佐々町大野岳南側)
三枚物炭層: 山丈85cm, 炭丈65cm

上位の佐世保層群最上部の地層はシルト岩・泥岩・炭層又は炭質頁岩の互層からなり、それに挟在する主な炭層は上八巻炭と八巻炭の 2 層である。本層には比較的連続性の良い 10 枚の炭層が挟在するが、炭丈・炭質は場所によって変化する。特に三枚物炭層は、西部の岳下・鹿町地区で、福井一枚炭層は、北東部の福井・志佐・江迎地区で、又、上岩石炭層は北西部の江迎地区で良く発達し、これらは主要稼行炭層となっている。

歌ヶ浦凝灰角礫岩層(Ut)は長浜(1954)の命名によるもので、上治(1938)の大蛇目集塊岩、沢田(1958)の T24-25 の凝灰岩に当たる。これは厚さ 5-15m 暗灰色を呈し、風化すると青灰ないし黄灰色を呈する石炭安山

岩質凝灰岩と凝灰角礫岩からなる。前述のように、Utは泥岩・シルト岩・炭質頁岩を挟み、上・下層に分かれていることが多い。

本ヶ浦凝灰岩層(Ht)は長浜(1954)の命名によるもので、上治(1938)の小蛇目集塊岩、沢田(1958)のT26凝灰岩に当たる。三枚物炭層直上にある顕著な凝灰岩・凝灰角礫岩層で、帯暗緑灰色を呈し、風化すると灰白色となる。層厚は2-5mである。下底に近い部分の細粒凝灰岩層中に、豆石・軽石を多量に含有する薄層を1-2枚挟んでいる。本ヶ浦凝灰岩層は、風化浸食に耐え極めて良い鍵層となり、三枚物炭層の露頭の追跡に有効である。しかし、上位の加勢層基底の不整合によって、地域によっては本ヶ浦凝灰岩層は欠如することがある。北東部の志佐川流域の横辺田・田の平・稗木場付近では探炭試錐によって確認されている。

Ⅲ. 4. 5 加勢層(K)

模式地：鹿町加勢・平原海岸・小佐々町楠泊

層厚：100-350m

本層は長浜(1953)の加勢層に当たる。本層は*Chclammina tanai* ISHIZAKI, *Portlandia nagahamai* MIZUNO (MS)などを産する海成層で、福井層以下の佐世保層群とは堆積環境を異にする。上位の野島層群や下位の福井層とは不整合関係をもって接している。本層は岩相・層厚変化に著しく富む地層で、稗木場付近で350m、柚木川内で220m、笛吹付近で180mの層厚を有する。下位から上位へ礫質砂岩層、含有孔虫黒-暗緑色頁岩層、斜層理や漣痕に富むアルコース層、炭層及び凝灰岩を挟む砂岩泥岩互層という岩相変化を示す。最下部の礫質砂岩層は、厚さ2-20mの膨縮の著しい灰白色基底礫岩であり、長浜(1954)の楠泊礫質砂岩層に相当する(第27図)。礫はチャート・軽石などで、大部分が大豆ないし小豆粒



第27図 福井・加瀬両層境界部の岩相(鹿町町本ヶ浦坑横)
A-C：福井層(A：三枚物炭層，B：本ヶ浦凝灰岩層，C：鉢巻炭層)，D：加勢層楠泊礫質砂岩

の円礫からなり、風化すると暗褐色を呈する特徴を有する。本層は場所によって礫質部を欠き、灰緑色砂岩に緑色珪質岩の小角礫が散在し、多少凝灰質となる。上部は緑色岩片を含み砂管が著しく、二枚貝などの海生貝化石を産する。楠泊礫質砂岩の上位に重なる頁岩層は層厚30-150mで、下部は黒色頁岩、上部は砂岩頁岩細互層からなる・互層中には、厚さ50-150cmの細粒の硬い凝灰質シルト岩を挟み、最上位には厚さ約3mの淡灰青色の凝灰質頁岩がある。下部の黒色頁岩はしばしば雲母片・石灰質団塊を含み、又、有孔虫及び小型二枚貝を多産し、よい鍵層となる、これの上位にくるアルコース砂岩は、斜層理に富む灰白色の細-中粒砂岩で礫を含むこともある。この砂岩層には頁岩の薄い挟みが多く、一部では互層を形成している。中-上部は板状砂岩が発達し、最上部の頁岩中には薄い炭層を胚胎することがある。本砂岩層下部の青灰色砂岩中には、7-10mの層間を隔て厚さ20-50cmのカキ化石の密集層が二層ある。これは、竹原(1956)の田ノ平化石帯、上治(1938)・長浜(1954)の加勢化石帯に当たる。

Ⅲ. 5 野 島 層 群

野島層群は、砂岩・泥岩・凝灰岩・凝灰角礫岩からなる淡水-海成層であり、下位の佐世保層群及び上位の平戸層とは不整合関係にある。佐世保層群に較べて火山砕屑岩を多く挟み、岩層は比較的単調で、炭層も少なく厚さ16cm以下の薄炭層及び炭質岩がまれに挟在するにすぎない。本層群の地質時代については、浦田(1956)は中新世前期、岩橋(1961)は中新世中期、長浜・水野(1965)、MIZUNO(1966)は中新世後期としており、本図幅では中新世中期とみなした。なお、棚井・尾上(1956)は、本層群の植物化石は台島型植物群に属するとしている。野島層群は大屋・深月及び南田平の3層に区分される(第28図)。

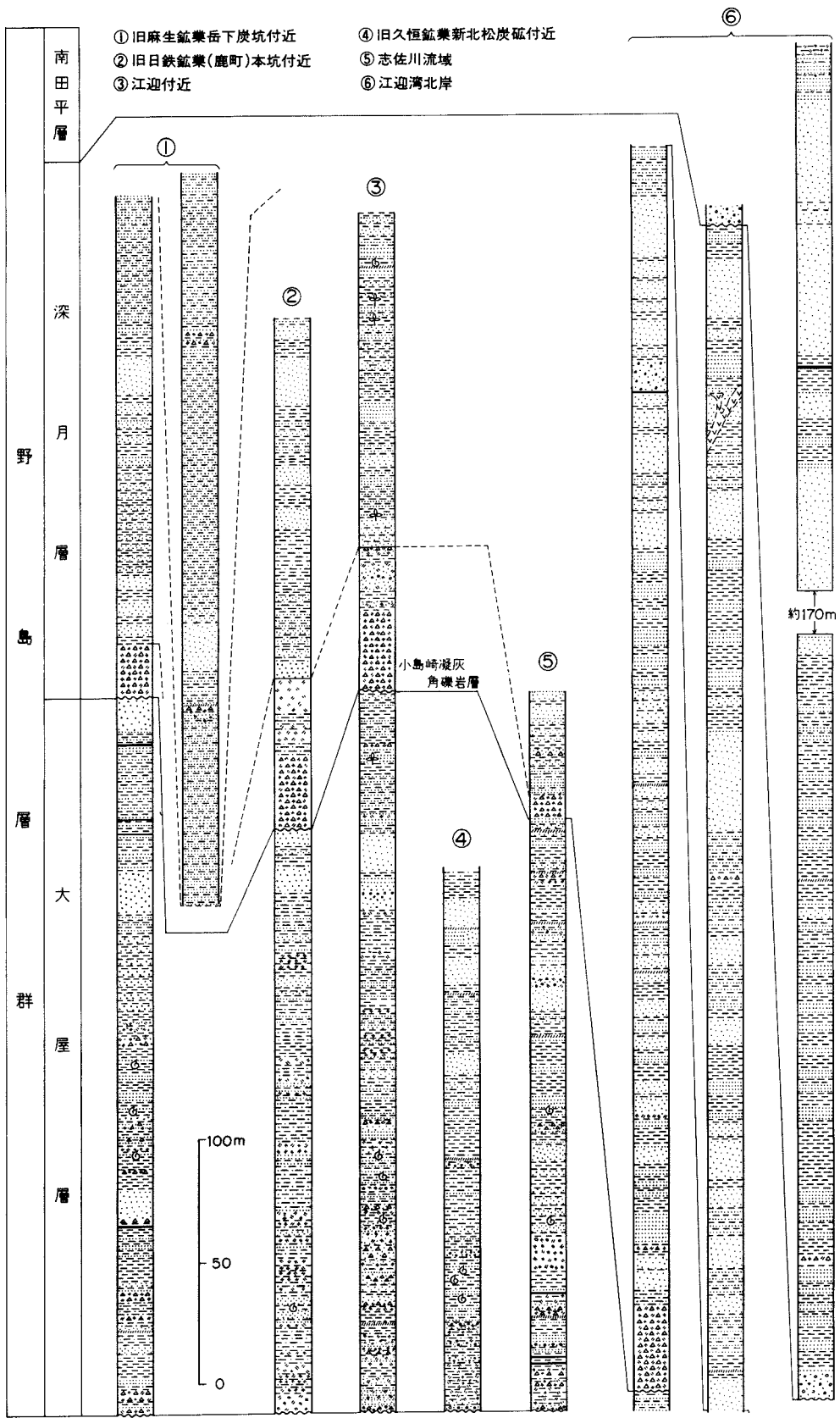
Ⅲ. 5. 1 大屋層(O)

模式地：鹿町町大屋・神林

層厚：約300m

本層は長浜(1954)の大屋層に相当し、本図幅地域南西部の野島付近から志佐川流域の横辺田にかけて分布する。本層は砂岩・泥岩・シルト及び火山砕屑岩の交互層からなる地層で、淡水生貝化石に富む。特に化石を多産するのは中程の層準にある野島化石帯(上治, 1938; 松下, 1949)であり、これにはタニシの化石が多い。大屋層は従来、この化石帯の上位にある凝灰岩の下限を境として上・下部に二分されていたが、本図幅ではこれを一括した。

本層の下部は、主として中-細粒砂岩・シルト岩・砂質頁岩・凝灰岩・凝灰角礫岩などの互層からなり、2・3枚の薄い炭質頁岩層を挟み、基底部には厚さ2-5mの凝灰質中礫岩がある。この礫岩は、主に径4-5cmの安山岩質の歪角礫からなるが、砂岩・泥岩・チャート・軽石の径2-3cmの円礫を伴い、凝灰質物で膠結されている。この基底礫岩は神崎から上矢岳海岸・本ヶ浦海岸・江迎町中尾を経て志佐川中流の横辺田まで連続して分布し、佐世保層群の加勢層を不整合に覆っている。この不整合は、小佐々町神崎半島頭部の海岸・上矢岳海岸・鹿町町本ヶ浦西方海岸などで良く観察できる。基底礫岩の上位20-30m付近には2-3枚の粗炭あるいは炭質岩が挟在し、その上位30-40m付近から前述の野島化石帯



第28図 野島層群柱状図

が始まる。この化石帯に属する含化石層は野島・神崎付近では7-9層あり、北-北東へ次第に貧化して江迎付近では2-3層になる。化石は頁岩・砂質頁岩ときに砂岩の中に、厚さ数10cmにわたって散在する場合と層面に密集する場合とがある。MIZUNO (1966)によると、野島化石帯からは*Lamprotula uejii* n. sp., *Lamprotula nagahamai* n. sp., *Lamprotula divaricata* n. sp., *Lamprotula nojimensis* UEJII, *Cuneopsis* ? sp., *Lepidodesma japonica*, *Lepidodesma uejii* KURODA, *Hiriopsis matsuuensis* UEJII, *Bellamyia kosasana* (UEJII), などを産する(第29図)。

Ⅲ. 5. 2 深月層

模式地：田平町以善から深月-江迎町末橋免に至る海岸

層厚：1,300-1,500m

本層は、沢田(1961)の深月層に小島崎凝灰角礫岩層を加えた地層で、長浜(1954)・浦田(1955)の深月層に相当し、模式地のほか、南小佐々町・鹿町町海岸及び北九十九島の島々に広く分布している。本層は大屋層上に不整合に重なる小島崎凝灰角礫岩(長浜, 1954)をもって始まり、南田平層に不整合に覆われる。なお、大屋層との不整合関係は、鹿町町大屋から江迎町に至る海岸沿い道路の切割りで認められる。

小島崎凝灰角礫岩層は、層厚20-60mで帯緑色の安山岩質角礫凝灰岩及び安山岩質凝灰岩である(第30図)。一般に下部は角礫状を呈し、上位に向かって礫は小さくなる。また、この中には泥岩を挟み、珪化木を含むことがある。筆者らは、北隣平戸図幅内の御厨海岸で本岩層に相当する礫質凝灰岩層中から爬虫類の歯?の化石と泥岩中から魚化石を採集した。

凝灰角礫岩層の上位には、砂岩頁岩互層が重なる。互層部では砂岩の優勢な互層と頁岩優勢な互層とが繰り返し、厚さ10数mに及ぶ灰白色細-粗粒、ときに礫質の砂岩層を挟んでいる。

砂岩はときに縞状を呈し、砂管・頁岩の破片を含み、斜層理を示す場合があり、水流漣痕も見られる。頁岩は暗灰色で植物化石の破片を含み、風化して褐鉄鉱の生じた団塊を含むことがある。互層中には粗悪炭又は炭質頁岩の薄層がある。黒崎東岸では本層下限より約160m上位に相当する頁岩層から*Parreysia* sp., *Cuneopsis* sp., *Bellamyia* sp., *Corbicula* sp., *Lamprotula* sp., *Bryozoa* gen. & sp. ind. などの化石が採



第29図 大屋層の頁岩砂岩互層(小佐々町神崎南側海岸)
A: 野島化石帯



第30図 深月層下部の岩相(小佐々町神崎海岸)
A: 細-中粒砂岩, B: 砂質頁岩, C: 小島崎凝灰角礫岩層

取されている(沢田, 1958)。この含化石頁岩層の10数m上位の炭質頁岩と軟弱な凝灰質中-粗粒砂岩(1m±)は特徴的な地層で、鹿町町神林から出網代島・黒崎・餅ヶ崎を経て古梶西方まで追跡できる。深月及び西方海岸では本層上限から約270m下位に凝灰角礫岩の薄層が挟在し、更にその下位約200m付近に粗悪炭ないし炭質頁岩の薄層がある。

Ⅲ. 5. 3 南田平層(Tb)

模式地：田平町大塔海岸

層厚：約750m

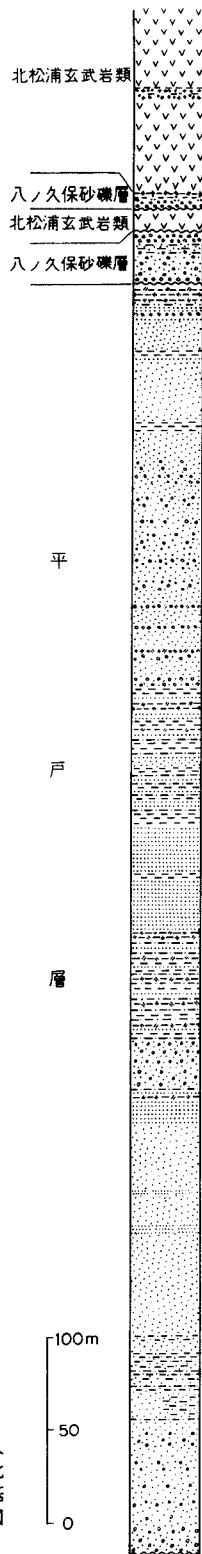
本層は、長浜(1954)、浦田(1956)の南田平層、沢田(1961)の大塔層に当たる。田平町大塔の西側海岸に限って分布するが、露出が悪く詳細な層序を明らかにできない。

最下部は、基底に厚さ数10cmの細礫岩をレンズ状に含む厚さ8-10mの灰白色細粒砂岩をもって始まり、深月層最上部の砂岩泥岩互層を不整合に被覆している。上位の平戸層との接する露頭は見られないうが、平戸層は本層に比べ著しく膠結度が低い。岩質・岩相の相違、平戸層が石炭亜角礫を含有している事実、更には両層の堆積環境の差異から両層は不整合関係にあると考えた。

本層の主体は、鮮やかな青緑色を呈する泥岩と細-中粒砂岩との互層からなる。下位の層準では泥岩、下位の層準では砂岩優勢である。長浜(1954)は中部から数種の放散虫化石を得ている。したがって、南田平層の少なくとも一部は海成層である。砂岩や泥岩中にはしばしば石灰質団球が含まれ、泥岩中には植物遺片などの炭質物が見られる。本層の下限より上位約70m付近には、厚さ1-2mの凝灰角礫岩層がありその上位約20m付近に炭質頁岩の薄層がある。本層上限から約100m下位に厚さ約16cmの炭層が挟在している。本炭層は、石炭好況時代には旧南田平炭鉱において採掘された炭層であるが、長浜(1952)によれば純炭発熱量7,500cal、弱粘結性、硫黄5-11%の低品位炭である。

Ⅲ. 6 平戸層(t_H)

本層は長浜(1952)、浦田(1956)の平戸層に当たるもので、その模式地は田平町大塔漁港から青砂崎・



第31図 平戸層・八ノ久保砂礫層及び北松浦玄武岩類底部の柱状図(江迎湾北岸)

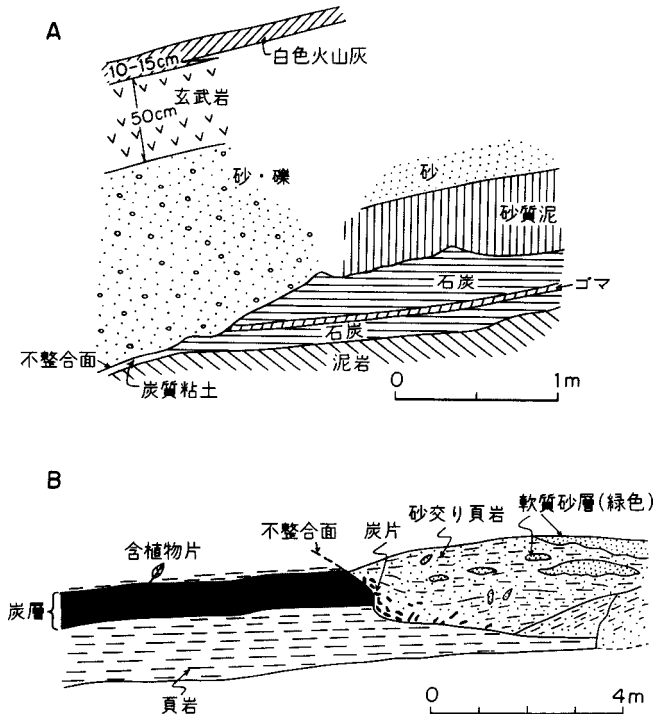
生向を経て田平に至る海岸である。模式地のほか平戸島東岸などにも分布している。平戸層は、主としてアルコース質砂岩・礫質砂岩及び火山砕屑物からなる浅海成層で、全層厚は500m以上あるが、紐差安山岩類及び北松浦玄武岩類などに覆われているため上限は明らかでない。本層全体の層厚を長浜(1952)は500m、浦田(1956)は600m、沢田(1958)は400mとしている。本図幅地域内の外目の周辺海岸に露出する本層は400m弱の層厚をもつ(第31図)。

本層は、灰白色アルコース質砂岩・礫質砂岩を主とし、頁岩・砂質頁岩・凝灰岩及び凝灰質泥岩を伴い、まれに粗亜炭質岩の薄層を挟む。一般にこれらの岩石の固結度は低い。生向・青砂崎付近の軟弱な細-極細粒砂岩は鑄物砂としてかつて採掘されたことがある。砂岩中には石炭がレンズ状あるいは、円-亜角礫として多量に含まれている。本層は千里ヶ浜・川内及び青砂海岸などでは玄武岩、京崎付近では輝石安山岩の岩脈に貫かれている。

平戸市下中野では本層に対比される地層から *Pitar* sp., *Philine* sp. などの化石と *Salix* sp., *Tuglans* sp., *Cinnamomum* sp., *Liquidamber* cf. *formosana* HANCE, *Acer* sp. などの植物化石を産する(長浜, 1954)。本層の時代を長浜(1952)は鮮新世(?), 首藤(1958)は更新世初期とした。本図幅では、紐差安山岩類や北松浦玄武岩類の時代を考慮し、中新世後期とみなす。

III. 7 八ノ久保砂礫層(Hg)

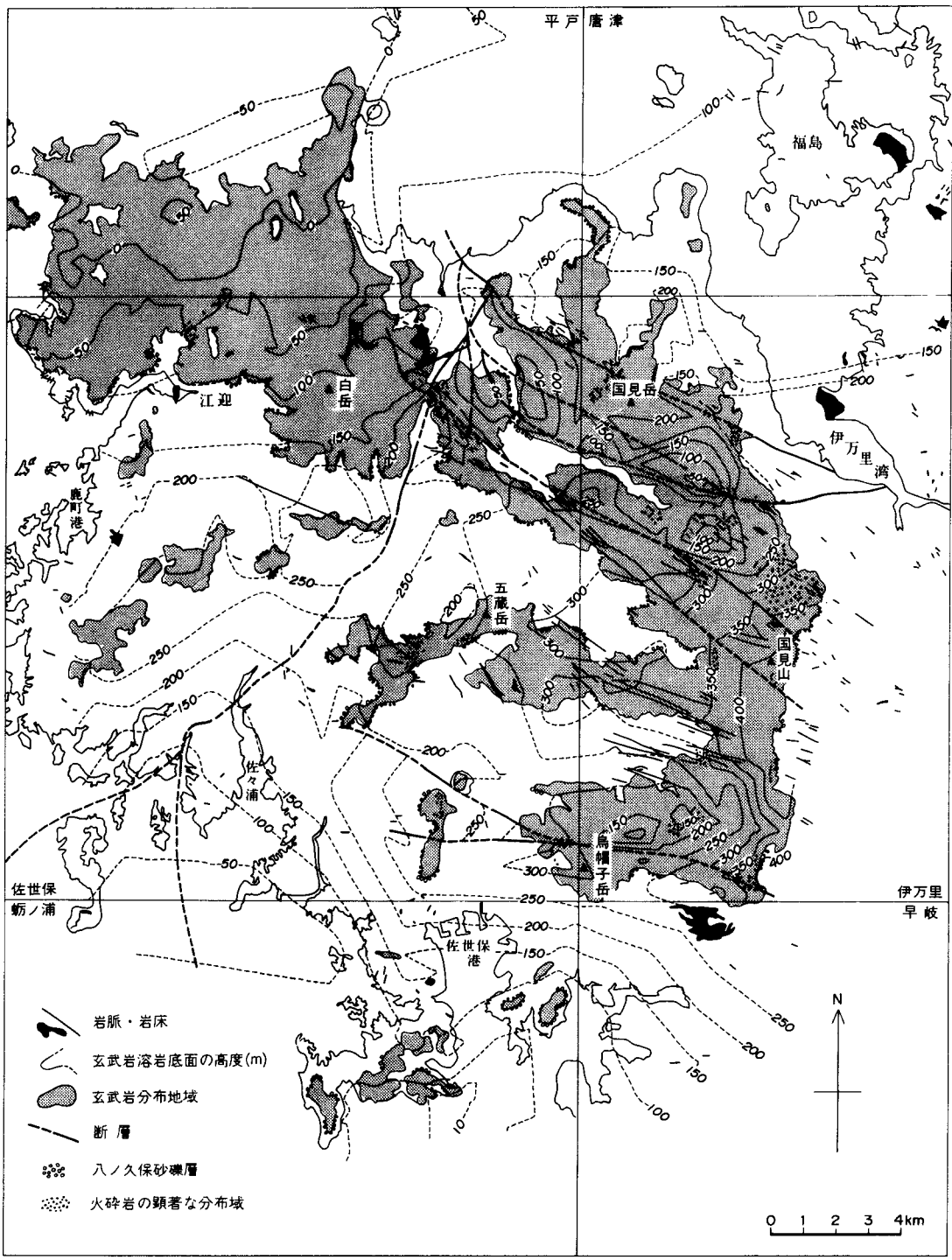
八ノ久保砂礫層は、佐世保炭田を中心として東松浦・西彼杵半島地域にも広く分布し、岩橋(1960)によって命名された。模式地は佐世保市八ノ久保町-北松浦郡佐々町迎木場である。砂礫層の礫は、砂岩・礫岩・結晶片岩・花崗岩及びチャートの円磨された中-大礫である。本層は主として野島層群以下の第三紀堆積岩を不整合に覆うが(第32図)、玄武岩溶岩流最下部にも挟在し、各所で岩脈に貫入されている。



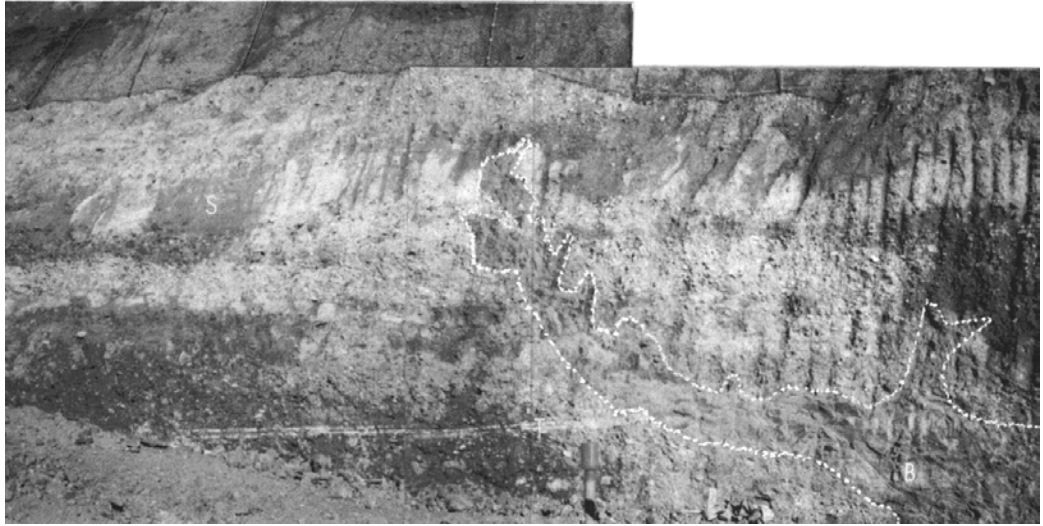
第32図 ハノ久保砂礫層に不整合に覆われる松浦三尺炭層
 A: 小佐々町旧大平炭鉱坑内(沢田, 1958), B: 旧松浦炭鉱八天坑内

本層は北松浦玄武岩類の噴出活動直前から活動初期にかけて堆積した砂礫層で、一般に柔弱で崩落流出している場合が多く、露出は断片的である。その後の浸食作用でかなり削削されたためと考えられる。

本層の分布は、第33図に示してありその層厚や礫種は地区によって異なる。伊万里図幅内の国見山から八天岳・隠居岳を結ぶ線の東側山腹では、標高460mから350mの高所に分布し、その層厚は3-5mである。又、北側平戸図幅内の田平町福崎海岸及び松浦市星鹿西海岸では、海水準下-60mの位置で層厚は38mに達するところもある。本図幅内では、佐世保市街地の東方田代付近で標高約300mに分布し、層厚3-5m、将冠岳-弓張岳付近で標高285-265mに分布している。礫は径10cm内外で、白色チャート・硬質砂岩が大部分を占め、層厚3-10mである。板山・長田代付近では、標高330-280mに分布し、礫はチャートが主体で層厚2-20mである。五蔵岳から妙観寺峠・大岳・八ノ久保付近では、標高200-260mに分布し、層厚10-16mで、礫は径2-15cm、チャート・石炭片が主体で、基質は軟弱な淡緑灰白色の粗粒砂である。ところによっては厚さ1-2mの凝灰質白色シルト岩-砂質シルト岩を挟むところがある。調川町平原付近では、標高180mに分布し、層厚10-15mである。志佐川流域の高野から笛吹・横辺田付近では標高85-20mに分布し、層厚20-15mを示す。椋呂路峠付近では標高250-270mで、層厚3-10mである。高法知岳南側板樋免付近では標高180-220mに分布し、そこでは層厚3-8mで泥質砂層-砂質シルトに移化することがあり、礫は径5-6cmである。吉井町梶木場から江迎湾ま



第33図 佐世保炭田地域の北松浦玄武岩類の基底面及び岩脈群と八ノ久保砂礫層の分布



第34図 八ノ久保礫層中の玄武岩岩脈(田平町馬ノ元東方)
B: かんらん石玄武岩岩脈, T: 凝灰岩, S: 砂層

での玄武岩基底部には本層が点々と露出している。猪調・^{いのつき}潜竜付近では標高210-150m, 層厚6m, 鷲尾岳付近では標高240-190m, 層厚2-5mで江迎川の両側では北西方向に緩やかに高度を低下させて, 中尾付近の標高60-110m, 層厚約3mとなっている。本図幅中央部の江里付近では標高210-240m, 層厚3mである。又, 西部の冷水岳付近では標高240-230m, 層厚3-19mである。北部の田平町馬ノ元付近では標高100-50m, 層厚3-19m, 遠見岳付近では標高45-35m, 層厚6-10m, 深月から大塔・生向付近で標高35-90m, 層厚3-10mで分布している。馬ノ元付近(国道202号)では, 本層中に貫入した幅1-2mのかんらん石玄武岩岩脈が見られる(第34図)。

以上のように八ノ久保礫層は, 一般に南東部で分布高度が高く, 北西方向に漸次低下し, 北部の田平町北側海岸では海水準以下になる。本層の分布高度は, 南東部(地域外の八天岳-国見岳付近)と北西部(地域外の田平町福崎)で約500mの差があるが, このような違いは本層堆積後の傾動運動の結果と考えられる。

八ノ久保砂礫層の礫は一般に分級度が悪く, 垂直的にも水平的にも礫種・礫径の変化に富む。又, 本層は固結度が低く軟弱で, 層理を示すことはまれである。北西部江迎湾北側では中-大礫の礫層が発達するが, 東部では砂層, 粘土層などの細粒相が良く観察される。

本層を構成する礫としては, 一般に黒色シルト岩・緑灰色-褐色チャート・淡紅色珪岩・硬質砂岩で, 良く円磨されている。珪岩礫は最大径20cmのものもあり, チャートと共に特徴的な礫の一つである。以上のほか雲母片岩・ホルンフェルス・花崗岩質岩や火山岩の礫もある。北部田平町馬ノ元から蛇焼山・生向を経て地域外の平戸口付近では, 玄武岩・安山岩礫が多く, 大茂の南側では, 新第三系の砂岩・頁岩の垂角礫を主とする。

山崎(1960)は世知原町開作で, 八ノ久保礫層に対比される青灰色シルト岩から *Sequoia* sp., *Cyperaceae* (*Cladium* ? sp.), *Salix* sp., *Liquidambar* sp., *Styrax* sp., *Lauraceae* (*Benzoin* ? sp.) などの植物化石を見いだして

いる。筆者らも肥前町古保志気の県道交差点で灰黒色シルト岩中からヒシの化石を採集している。

本層の時代を Miki(1950)は、産出植物化石から鮮新世とした。岩橋(1961)は広域調査結果から、鮮新世末-更新世であると推定した。しかし、北松浦玄武岩類の年代(松井・柴田, 1976)からして、本層の時代は中新世後期とみなした。

IV. 新第三紀火成岩類

本図幅地域には、閃緑岩類、輝石安山岩類の岩脈・岩床及び溶岩と第三紀堆積岩を広く覆うかんらん石玄武岩溶岩(北松浦玄武岩類)が分布している。

IV. 1 閃 緑 岩 類(Dp)

本岩類は、図幅地域南西部の上・下枯木島及び伊島に分布し、いずれも野島層群深月層の砂岩頁岩互層中に岩床状に進入している。上枯木島(標高23.8m)及び下枯木島(標高32m)では、走向NNE-SSW、傾斜約20°Wで、深月層に調和的に進入している。伊島(標高39.7m)でも深月層の上部に走向NW-SE、傾斜約10°SW、厚さ約15mで進入し、島の頂部を構成している。本貫入岩体と深月層との接触部では、砂岩頁岩互層は硬質となっているが変成鉱物は生成していない。

本岩類は松井(1969)、松本・松井(1971)が報告している北西九州海域に分布する中新世の酸性貫入岩類の一部に相当する。この貫入岩類は対馬・壱岐・五島列島及び鳥ノ島周辺地域の新第三紀層に進入している半深成岩類で、その分布はこれらの島々を含むNE-SW方向に延びる幅数10kmの地域に限られている。これは磯見ほか(1971)の五島帯に相当する。この酸性貫入岩類には花崗岩・花崗斑岩・閃緑岩及び斜長斑岩などがあり、その貫入時期は中新世中期以降である。

本図幅地域内に分布する貫入岩類は、これらの貫入岩類のうち完晶質斑状で暗灰色を呈するものである。

閃緑ひん岩：岩床、伊島、上・下枯木島

主成分鉱物：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・普通角閃石

副成分鉱物：石英・緑泥石・カリ長石・沸石・鉄鉱

IV. 2 紐差安山岩類

本図幅地域に分布する平戸島の安山岩類は、平戸島に広く分布する輝石安山岩類の一部である。安山岩類は輝石安山岩溶岩と同質凝灰角礫岩・凝灰岩・火山礫凝灰岩からなり、火砕岩には2-3枚の溶岩が挟在している。本地域内の輝石安山岩類は、平戸島中部地区の紐差付近に広がる溶岩であるので紐差安山岩類として扱った。又、平戸瀬戸兩岸の野島層群及び平戸層に貫入している岩脈も含めた。

本岩類は溶岩と火砕岩からなり、平戸島東海岸では平戸層を直接被覆し北松浦玄武岩類に覆われている。したがって、紐差安山岩類の活動は中新世後期とした。

IV. 2. 1 岩脈・岩床(Ad)

深月・南田平及び平戸の3層中には、輝石安山岩岩脈・岩床が貫入している。その分布は北松浦地区で田平・江迎・鹿町町の西海岸、平戸島では東海岸で岩脈の幅はほとんどが3-5m、傾斜70-90°である。これらの貫入方向は、NW-SEとNE-SWの二方向に大別される。北松浦地区の幾つかの岩脈は、炭層に熱変質を与え、“煽石”を形成させている。平戸島千里ヶ浜の岩脈は、平戸層中に幅約10m、走向N75°Wで細長く海中にまで延び干潮時には良く露出する。岩質は北松浦地区の大部分の岩脈は、斑晶の有色鉱物の変質して緑泥石化している。日鉄鉱業旧鹿町坑内で観察された岩脈は、変質の少ないガラス質普通輝石紫蘇輝石安山岩で、紐差安山岩と同質である。輝石安山岩岩脈の検鏡結果は、次の通りである。

斑晶：普通輝石・紫蘇輝石・斜長石

輝石の大部分は緑泥石化し、結晶形が残っているのみで長さ0.5-1.5mm。斜長石は柱状で、虫喰い状を呈し変質して炭酸塩鉱物が多く含まれ、絹雲母化されている。千里ヶ浜の岩脈は、普通輝石・紫蘇輝石・斜長石斑晶はほとんど変質していない。輝石は共に長さ0.4-1mmで、斜長石は0.5-3mmで累帯構造を呈している。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱・緑泥石からなる。填間組織。又、変質し二次鉱物として方解石・沸石が多く含まれている。鹿町坑内の岩脈は、ガラス質であるが変質は少ない。

安山岩岩床は、鹿町町歌ヶ浦蜂子山(227m)を構成している普通輝石かんらん石玄武岩質安山岩である。この岩床は、周辺に分布する福井層の層理にほぼ平行に進入しているが、上位の福井層は削割されて岩床が露出している。その厚さは30m以上と推定される。現在では、蜂子山北側で大規模な採石が行われている。

普通輝石かんらん石玄武岩質安山岩(GSJ R33521)：岩床、北松浦郡鹿町町蜂子山北側

斑晶：斜長石・かんらん石・普通輝石

斜長石は柱状で長さ0.7-1.2mm、清澄で多く含まれる。かんらん石は径0.4-0.6mmで、蛇紋石化が著しく仮像として残り結晶の周縁に単斜輝石が生成している。普通輝石は約0.4mmで、微斑晶としても多い。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・斜方輝石・鉄鉱・燐灰石。填間組織。石基鉱物の間隙はガラスで充填されており、小空洞には針状の紫蘇輝石が生成し、内壁には薄く粘度鉱物が生じている。

IV. 2. 2 火砕岩(Av)

平戸島に分布する火砕岩には凝灰岩・火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩があり、輝石安山岩溶岩を挟在して川内町-木場町にかけて露出している。

凝灰岩・火山礫凝灰岩 本地域内での凝灰岩は、厚さ約1mで凝灰角礫岩中に挟在し、地表では宝亀に露出しているだけである。凝灰岩は黄褐色細粒で、走向N-S、傾斜10°Eである。宝亀-木場町内の地下水調査試錐資料(平戸市)によれば、一般に凝灰角礫岩の下部に挟まれており、その厚さも20mに達する所がある。

火山礫凝灰岩は地表には露出していないが、前記地下水調査資料によれば宝亀地区の凝灰角礫岩中の

上部相に厚さ約数mで挟在している。岩相は淡緑-青灰色を呈し、細粒で粒度は10-20mm、層理が発達している。

凝灰角礫岩 西隣の志々伎図幅地域に顕著な発達を見るが、本図幅地域内では主として山中町及び宝亀町に分布し、県道沿いで観察される。本岩は平戸層を不整合に被覆し、輝石安山岩溶岩を挟んでいる。岩相は、主としてガラス質及び斑晶質の輝石安山岩質で、一般に径数cm-30cmの垂角礫と凝灰質物の基質から構成されている。木場町-紐差町の海岸に露出する凝灰角礫岩中には、不規則な割れ目が多く、玉髓・瑪瑙・方解石及び沸石脈が著しく発達している。方解石や沸石脈は細脈を呈するが、玉髓と瑪瑙は脈状あるいは団塊状(最大径60cm)に発達している。平戸島北部に分布する火砕岩は、沢田ほか(1955)によれば火山角礫岩であるが、南部では凝灰角礫岩質で層厚は著しく変化する。木場・宝亀では40-50mであるが、宝亀町内北部の試錐資料では80m余の厚層である。

IV. 2. 3 安山岩溶岩(A1)

本溶岩は、木場町の海岸沿いに好露出地がある。前記凝灰角礫岩中に挟在する溶岩とそれを被覆する溶岩があり、上床付近ではこれらがかんらん石玄武岩に平坦に覆われている。又、京崎-垂水付近では、凝灰角礫岩を欠き溶岩が直接平戸層を不整合に覆っている。溶岩は一般に斑晶質黒灰色で、板状節理が発達し、風化すると褐色を呈し、割れ目は粘土化している。木場町神鳥から田崎に至る各所では変質して灰紫色粘土状となり、斑晶斜長石が白色となって目立っている。変質部では、白色-褐色の方解石や沸石細脈が多く発達している。溶岩流は一般に東-南東方向に傾斜し、その厚さも変化し黒島・野島では40-50m、木場町北部の地下水調査試錐資料では100m以上が確認されている。これは、下部の凝灰角礫岩層中に形成されていた谷部を溶岩流が埋めたためである。

普通輝石紫蘇輝石安山岩(GSJ R33520): 溶岩流, 平戸市宝亀町-木場町

斑晶: 普通輝石・紫蘇輝石・斜長石

輝石の容量比は普通輝石より紫蘇輝石の方がやや多い。いずれも長さ0.4-0.7mmで、結晶の周縁部や割れ目に沿って緑泥石化している。斜長石は柱状で長さ0.7-3mm、虫喰い状構造を呈するものが多い。

石基: 微細な針状の斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱物からなる。石基鉱物の間隙に石英・鱗珪石が生成し、又、少量のモンモリロナイト及び沸石が生じている。填間組織。

IV. 3 北松浦玄武岩類

IV. 3. 1 研究史

北西九州に広く分布する玄武岩の概要は、大築(1917)によって明らかとなった。その後幾つかの研究があるが、1955-1958年にかけて小林ほか(1955, 1956)、沢田ほか(1955)、今井ほか(1958)、長浜・松井(1958)、松井(1958)による5万分の1地質図幅が相次いで出版され、東松浦・西松浦・北松浦郡に分布する玄武岩溶岩の詳しい火山層序が示された。そして、これらの火山活動の時代は鮮新世-更新世とされた。

今井ほか(1958)は、伊万里図幅西部に分布する玄武岩類を西岳玄武岩類と総称し、石基に多量のアルカリ長石を含有する粗面玄武岩と、石基に珩酸鈹物あるいは紫蘇輝石を含有する珩質玄武岩の2種類に区分している。又、岩質と層序的な関係から溶岩を初期から後期にかけて5区分している。なお、西岳玄武岩類は伊万里図幅中央部に当たる青螺山付近を中心とした一大盾状火山の産物ではないかと述べ、また、伊万里・佐世保地域の断層の一部と同時期に生じていることを示した。その後、東松浦・壱岐島地域の火山岩については青木(1958)、AOKI(1959)の詳細な岩石学的研究があり、粗面安山岩の活動を2期、粗面玄武岩の活動を4期に分け岩石の化学組成を示して成因を論じた。佐賀県唐津炭田及び杵島地域の貫入岩類と松浦玄武岩類については、山崎(1959, 1960)及び松本(1960, 1961)の報告がある。杵島地域では撰分・佐留志の両礫層と玄武岩類との関係から、古期玄武岩類(中新世)、松浦玄武岩類(鮮新世後期)及び新期玄武岩類(鮮新世-更新世)とに区分されている。松本(1961)は松浦玄武岩類を岩型・溶岩台地の形状などから4期に分け、それぞれの時期のものを、B₁-B₄と呼称している。更に、鈹物組合せから11の岩類に細分し、各々を呼子・唐津・伊万里・平戸図幅地域の玄武岩と対比している。また、松浦玄武岩類はアルカリ岩系・紫蘇輝石質岩系及びピジョン輝石質岩系に属するとしている。FUKUYAMA(1960, 1961)は本図幅地域北部の潜竜白岳付近に分布する玄武岩を北松かんらん石玄武岩類と呼称し、それを下部の潜竜かんらん石玄武岩と上部の白岳かんらん石玄武岩とに区分した。そして、その岩石学的、地化学的研究結果を基に他地域の玄武岩類と比較し、北松かんらん石玄武岩が特異な化学組成をもつ異常玄武岩類であるとした。

KURASAWA(1967)は伊万里・佐世保及び平戸図幅地域の玄武岩を北松浦玄武岩類と呼び、火山層序並びに古地磁気学方法によって、次のような5つのグループに分類した。活動初期のソレアイト質な特徴を持つ溶岩(グループI)、主要活動期のアルカリ岩系に属する溶岩(グループII-IV)、末期の著しい混成作用の影響を受けているカルクアルカリ岩系に属する溶岩(グループV)である。そして、約100個の溶岩試料の化学分析を行い、I→IIIの順にSiO₂に対しアルカリ成分が富む傾向があり、IVでは逆に乏しくなり、VはSiO₂及びアルカリに富んだカルクアルカリ岩系の性質を示すと述べている。更に、本源マグマの成分をも検討し、北西九州の地震分布などからマグマ発生深度を数10km-300kmと考えている。

前記のように、本地域の玄武岩類の名称は研究者によって異なるが、本図幅では玄武岩の活動時期と分布量などからKURASAWA(1967)に従って、この玄武岩類を北松浦玄武岩類と呼ぶことにする。

IV. 3. 2 玄武岩岩脈(Bd)

本図幅地域には、地表に露出している玄武岩岩脈と地表に露出していないが旧炭砒坑内あるいは埋炭調査試錐などで確認できた玄武岩岩脈とがある。

地表に露出する岩脈は、佐々川断層の東側では調川町南部、志佐川中流(高法知岳東側)、世知原町五蔵岳南側、佐世保市北部、佐々町の各所で観察できる。これら岩脈は、幅数m-10数mでいずれも新第三紀層中に貫入し、WNW-ESE又はNW-SE方向の断層に平行に伸びている場合が多く、一部のものは断層中に貫入している。佐々川断層の西側では、小佐々・鹿町及び田平町の海岸地域に多く分布している。これらの岩脈は、一般に幅2-6m、走向NW-SE及びE-W、傾斜70-90°Sで貫入している。

地下の岩脈は、東隣の伊万里図幅地域を含めた北松浦玄武岩類の分布地域で多数確認された。第32図は、地表調査の結果だけでなく、佐世保炭田地域内で石炭採掘を行っていた鉱業所の坑内資料などから得た情報も加えて作成したものである。本図から分かるように、北松浦玄武岩類分布地域内には帯状に分布する幾つかの平行岩脈群が存在する。岩脈群の分布は、次の5地区に大別される。すなわち、北から伊万里市楠久西部-調川町南部、志佐川上流の伊万里市東山代町(辻ノ堂峠-烏帽子岳付近)と国見山-高法知岳に延びる国見山断層に沿った地区、佐世保市柚木-妙観寺峠周辺、賞観断層及び芳ノ浦断層に沿った地区、佐々川断層西側(小佐々・鹿町町)地区である。これら玄武岩岩脈群の貫入は、佐世保炭田地域内の主要断層(楠久・長浜・国見山・賞観断層)の方向(N60°-80°W)とほぼ一致する。岩脈の規模は様々であるが、その大半は幅数m-10数mで南又は北に急傾斜である。東山代地区・高法知岳西方・妙観寺峠周辺及び江迎湾地区では、幅100-200mに及ぶ岩脈も存在する。国見山断層の南側の平行岩脈群の中には延長7-8kmに達する岩脈も確認されている。佐世保市柚木-妙観寺峠地区では、長さ数100m-2kmの細長い岩脈が集中している。この岩脈群は、妙観寺峠の西方佐々町木場付近で終わっている。賞観・芳ノ浦断層地区には、前記地区のような顕著な岩脈群の分布はない。佐々川断層西側地区の岩脈も、鷲尾岳南側の延長約8km以外はいずれも小規模で貫入方向は断層に支配されているようである。次に岩脈の岩質について述べるが、地表に露出していない岩脈のそれは確認する機会がなかった。

岩脈の大部分は、かんらん石玄武岩、普通輝石かんらん石玄武岩と石英含有普通輝石かんらん石玄武岩である。肉眼的には一般に黒灰色緻密で、斜長石・輝石・かんらん石斑晶の含有量に多少があるが、変質は受けていない。かんらん石玄武岩は、斑晶のかんらん石が径約2mmでほとんどが淡緑色-淡黄色の粘土鉱物に交代されている。佐世保市菟田貯水池ダムサイト横の岩脈は、斑晶質で普通輝石・かんらん石斑晶が多く、石英の外来結晶も含まれている。

各地岩脈の検鏡結果は次の通りである。

普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R33517): 岩脈, 北松浦郡調川町松山田

斑晶: 斜長石・かんらん石・普通輝石

斜長石は長柱状で0.5-2mm, 一般に清澄である。かんらん石は径0.5mm±で多く含有され、著しく蛇紋石化している。普通輝石は0.5mm±でチタン輝石質である。

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱・アルカリ長石・ガラス・少量の燐灰石。 填間組織・石基全体が緑泥石化している。

普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R33518): 岩脈, 松浦市志佐川中流中野

斑晶: 斜長石・かんらん石・普通輝石

斜長石は柱状で0.5-0.8mm, 清澄で曹灰長石に属し多く含まれている。かんらん石は円味を帯び径0.3-0.7mmで、ほとんどが蛇紋石化している。普通輝石は0.5-1mmで少量含まれる。

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱・少量のガラス。 填間組織。

かんらん石含有普通輝石玄武岩(GSJ R33519): 岩脈, 北松浦郡世知原町棕呂路峠北側

斑晶: 斜長石・普通輝石・かんらん石

斜長石は長柱状で長さ1-4mm, 多く含まれるが割れ目に沿って淡緑色粘土鉱物に交代されている部分が多い。普通輝石は1-4mmで含有量は少ない。かんらん石は径2mm±で淡緑色粘土鉱物に

交代され、僅少含まれる。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鉱。填間組織。かんらん石はほとんどが淡緑色粘土鉱物に交代されている。石基は孔隙が多く、方解石、緑泥石、粘土鉱物が多い。又、磁鉄鉱及びチタン鉄鉱も多く含有される。

石英含有かんらん石普通輝石玄武岩(GSJ R3379): 岩脈、佐世保市菰田貯水池ダムサイト北側上流
200m

斑晶：普通輝石・かんらん石・斜長石

普通輝石は、大きさ約2-4mmで多く含有されチタン輝石質である。かんらん石は、自形-半自形で径0.5-3mmで多く含まれているが結晶の割れ目から変質して淡緑色粘土鉱物に交代されている。径2-3mmの結晶中には鉄鉱及び尖晶石の微晶を含んでいる。

外来結晶：石英

外来結晶には2種類があり、円味を帯びた融食形の単結晶は、径0.05-0.2mmで小型であるが、径0.05mmの微粒集合体で約3mmの細長い集斑状のものがある。いずれも両者の周縁にはガラスと微粒の単斜輝石反応縁が生成し取り囲まれている。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・少量のガラス・燐灰石。間粒状組織。孔隙には方解石・淡緑色粘土鉱物が充填している。

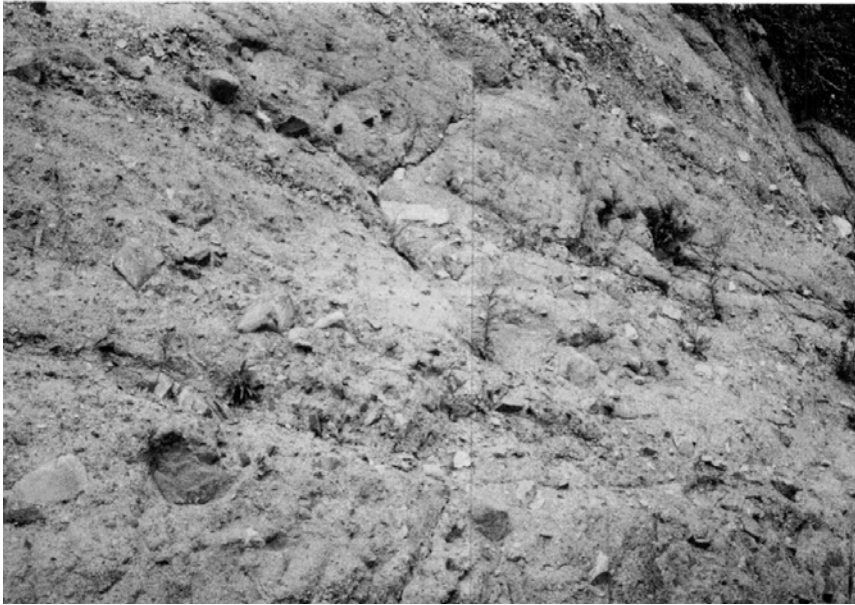
IV. 3. 3 火砕岩(V)

本地域内の火砕岩は、北松浦玄武岩類分布域の各所に溶岩に伴って露出している。地質図には、火砕岩の主な分布だけを示してある。又、凝灰岩は、赤褐色の粘土状を呈し、厚さ0.5-2mで溶岩の間に薄く挟在しているのが各所で観察されるが、地質図には記入していない。

火砕岩としては、凝灰集塊岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩・火道角礫岩などがあり、主として、初期斑状玄武岩類(B₁)、初期無斑晶玄武岩類(B₄)及び中期斑状玄武岩(B₆₋₇)に伴っている。ところによっては石質岩片を含んでいることもあるが、ほとんどの場合本質放出物で構成され、一般に赤褐色-暗灰色を呈



第35図 初期斑状玄武岩類下位の凝灰集塊岩(江迎町末橋夕霧ノ滝付近)



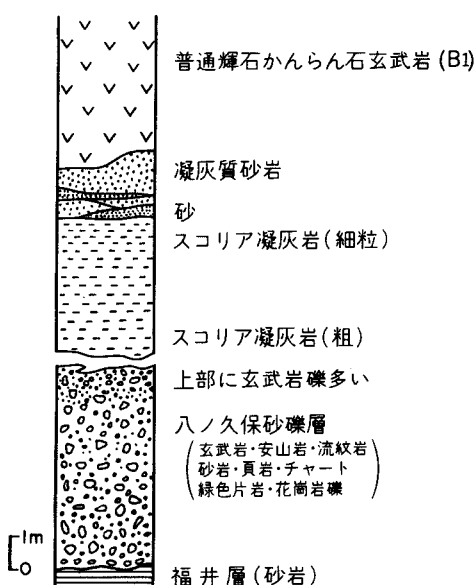
第36図 成層している爆発角礫岩(吉井町福井峠東)



第37図 火山弾を含む層状の凝灰集塊岩(吉井町福井峠東)

し角礫は軟弱になっている。これら火砕岩の主な分布は、江迎町夕霧ノ滝、田平町七尋滝、福井峠東側地区、松浦市横辺田、江迎町猪調、妙観寺峠周辺、将冠岳及び佐世保市田代町付近である。夕霧ノ滝付近は、福井層の上位に厚さ約8mの凝灰集塊岩が沢壁で見られ(第35図)、滝を形成している。かんらん石玄武岩溶岩(B₁)に覆われている。この火砕岩は、国鉄松浦線末橋トンネル北側の線路沿い及び七尋滝周

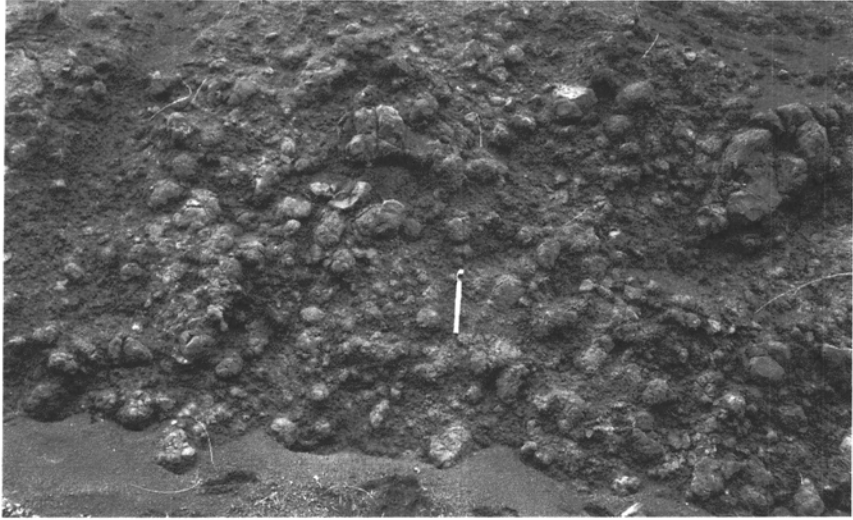
辺地区では平戸層と初期無斑晶質玄武岩溶岩(B₁)に挟まれている。福井峠東側から高法知岳に連なる稜線は、厚層の火砕岩から構成され走向N20°-30°W、傾斜10-30°Eで約600mにわたって露出している。稜線の西側(見掛け上の下位)には普通輝石かんらん石玄武岩が分布し、その上位に普通輝石の単晶を含んだ厚さ30m以上の同質のスコリア集塊岩(第36・37図)が重なっている。この上には厚さ数m-数10mの溶岩を2枚以上挟んだ火山礫凝灰岩が続き、標高332m地点付近では厚さ数10cmの褐色粘土層を境に不整合関係で爆発角礫岩が厚く分布し、その東側を普通輝石かんらん石玄武岩(B₆)が覆っている。標高332m点付近は、佐々川断層と国見山断層の交わる近くで、火砕岩の分布も玄武岩活動の火道部に当たる所と推定される。佐々川断層の東側と西側では玄武岩(B₁)の分布に約60mの高度差がある(倉沢, 1970)。江迎町猪調-堤原の沢左岸には、八ノ久保砂礫層と上位のかんらん石玄武岩(B₁)との間に火砕岩が分布しており(第38図)、東方の沢にある潜竜滝でも初期斑状玄武岩類の上位に厚さ約3mの類質凝灰集塊岩と細粒凝灰岩が観察される。松浦市志佐川支流笛吹川の左岸(標高200m)で、初期無斑晶質玄武岩類(B₄)の下位に厚さ約20mの凝灰角礫岩が分布している。この火砕岩は、数種の玄武岩礫(径5-10cm)と基盤の第三紀砂岩片及び凝灰質物から構成され、まれに径1mの玄武岩角礫が混在し、全体的に風化を受け暗褐色を呈している。本岩は露出が悪く、爆発角礫岩の一部と推定されるが、拡がりなどは不明である。吉井町樽川内-妙観寺峠付近では、普通輝石かんらん石玄武岩(B₆)の下位に厚さ約20mの類質火砕岩が分布している。この火砕岩の下部約5mは径30-40cmの火山弾を多く含む凝灰集塊岩(第39・40図)で、その上部5mは火山礫凝灰岩で径1cmの普通輝石の単結晶が多量に含まれている。最上部は厚さ約8mの凝灰岩火山礫凝灰岩互層で、褐-灰紫-暗灰色を呈している。この火砕岩は、厚さが著しく変化して峠付近では東・西方へ薄くなる。全体的に風化を受けて火山弾や輝石単晶は脆弱である。



第38図 八ノ久保砂礫層と玄武岩溶岩(B₁)の境界部の柱状図

本地区の東南東方3.5kmの石盛山東側のゴルフ場切割りで、かんらん石玄武岩(B₁)に伴った厚さ4m余の類質火山礫凝灰岩が水平的に広がっている露頭が観察される。佐世保市街地北部の将冠岳北側には、普通輝石かんらん石玄武岩(B₆)の下位に厚さ20m以上の類質凝灰集塊岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩が崖を形成して分布している。この東方約4kmの田代町付近では、佐世保市地下水調査試錐の結果から普通輝石かんらん石玄武岩(B₆)の下位と上位に厚さ32mと30mの類質火山礫凝灰岩の分布が明らかになった。この火砕岩層の上部数10cmは粘土状を呈して上位の溶岩流と接している。

本地域の火砕岩について、溶岩や岩脈との詳しい関係を明らかにすることはできなかった。しかし、第33図を見ると、岩脈と火砕岩は分布上かなり密接な関係があるようである。このよ



第39図 火山弾を多く含む凝灰集塊岩(佐世保市北部妙観寺峠北側県道横)



第40図 中期斑状玄武岩類下位の火山礫凝灰岩層(L)と凝灰集塊岩(A)(佐世保市北部妙観寺峠南側)
凝灰集塊岩上部は赤褐色の粘土状になっている。火山礫凝灰岩層中には、数mm-1cm大の普通輝石の単結晶が多量に含まれている

うな事及び火砕岩の地表に露出する地区などから、本図幅地域の北松浦玄武岩類の噴出の中心が江迎北部、高法知岳西方、五蔵岳西方及び将冠岳付近にあったのではないかと推定される。この事は、伊万里図幅地域内でも何箇所か推定できる。

IV. 3. 4 初期斑状玄武岩類(B₁, B₂)

本岩類は北松浦玄武岩類噴出初期の溶岩で、肉眼的にも明らかな針状の斜長石と普通輝石の斑晶を多く含有する普通輝石かんらん石玄武岩及びドレライトとからなる。前者は常に最下位を占めるが、北東部と東部地区及び伊万里図幅地域内ではドレライトを挟んでいるので、伊万里図幅と同様に北松浦玄武岩類の初期斑状玄武岩類として一括した。

普通輝石かんらん石玄武岩(B₁)

本溶岩は、北松浦玄武岩類の最下部溶岩でその分布地域は、北部地区は御厨町木場・立木付近、志佐川中流付近、江迎湾北側から江迎川北側(深川-志戸氏-潜竜)、佐々川と志佐川に挟まれる稜線(高法知岳-刀ノ越-椋呂路峠)沿いである。中部地区は、鹿町町目暗ヶ原周辺に、中東部地区は八ノ久保から東方の樽川内-石盛山南周辺である。南部地区は、佐佐保市街地北部の将冠岳・田代町付近に分布している。溶岩の分布高度は、南部で標高400-200m、中部で300m、北部では200-100m付近で北部へ緩傾斜をもって低くなっている。

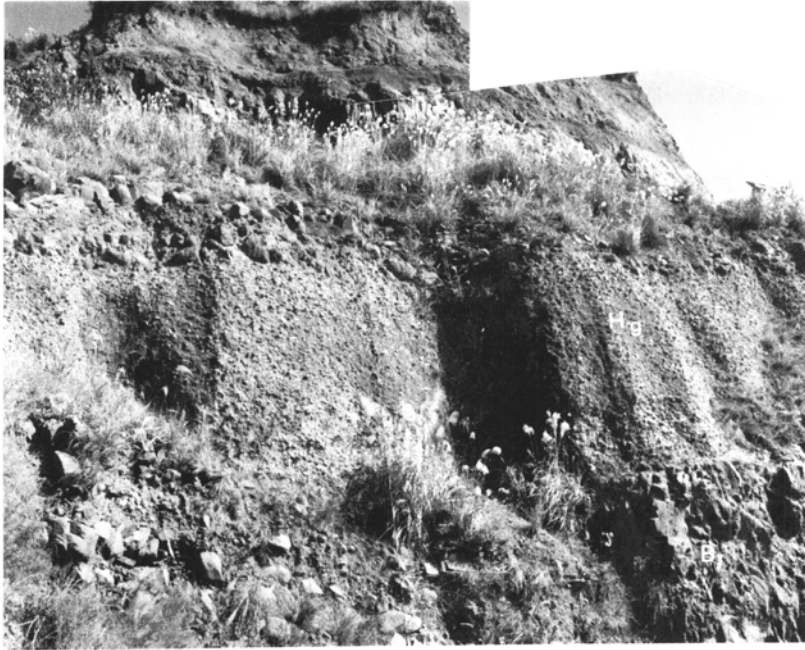
本溶岩は、新第三紀層を不整合に被覆することが多いが、八ノ久保砂礫層を挟在することがある。溶岩と砂礫層との関係が、志佐川の伊万里-松浦間の県道沿いの落合ノ滝付近及び田平町馬ノ元(第34図)の露頭で良く観察できる。江迎川北側の小川内-深川及び潜竜付近では、本溶岩の上・下位に砂礫層が堆積している(第41図)。江迎町潜竜川左岸の採石場跡の露頭では、柚木層上部を約2mの礫層を挟んで本溶岩流が覆っている。更にその上位に厚さ3-4mの砂礫層、厚さ2-3mの普通輝石かんらん石玄武岩、厚さ約4mの凝灰質砂層が順次累重しており、これらを初期無斑晶質玄武岩類(B₂)が厚く覆っている。中部地区では、佐々町東部の松尾付近では模式地の八ノ久保砂礫層に覆われ、この北東方樽川内の地すべり崖では世知原層との間に厚さ10m以上の厚い八ノ久保砂礫層を挟んでいる(第42図)。

本溶岩には、著しく斑晶質の普通輝石かんらん石玄武岩と斑晶量がやや少ないかんらん石玄武岩とがある。普通輝石かんらん石玄武岩は、長さ2mm位の針状の斜長石及び径1.5-2mmのかんらん石斑晶を多く含有した暗黒色で孔隙の多い岩石である。かんらん石玄武岩は、少量の普通輝石斑晶を含有したかんらん石の多い黒色緻密な岩石である。前者は、北部・中東部及び南部地区の将冠岳に分布するが、中でも潜竜及び将冠岳の溶岩は長さ5-8mmの斜長石、1-3mmのかんらん石の斑晶が多く、約1mmの普通輝石が少量含有されている。なお、径5mm位の球状の空隙を暗緑色の粘土鉱物が充填したり、方解石が生成している。

普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ33464): 溶岩, 北松浦郡佐々町松尾

斑晶: 斜長石・かんらん石・普通輝石

斜長石は長柱状で長さ0.5-1mmで、一部には黒色塵状鉱物を含むが大部分は清澄で、アルバイト双晶及び累帯構造を示す。かんらん石は径0.5-1mmで、結晶内に微粒の鉄鉱の含有が少なく、大



第41図 初期斑状玄武岩類(B₁)を覆う八ノ久保砂礫層(Hg)(江迎町潜竜)



第42図 世知原層群(s)を覆う八ノ久保砂礫層(Hg)(吉井町樽川内地すべり崖)

部分が新鮮である。割れ目に沿って一部蛇紋石化していることもある。普通輝石は少量含まれ、長さ0.4-0.7mmである。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鉱・少量のガラス及び方解石。填間組織。鉄鉱は樹枝状を呈していることが多く、ガラス・方解石は間隙を充填している。

かんらん石玄武岩(GSJ R33468)：溶岩，北松浦郡江迎町小川内

斑晶：かんらん石

かんらん石は半自形か円味を帯び径0.5-1.5mm。微細な鉄鉱を包有することが多く、結晶の周縁及び割れ目沿いの蛇紋石化が著しい。普通輝石・斜長石斑晶は僅少で微斑晶。

石基：斜長石・普通輝石・かんらん石・チタン鉄鉱及び磁鉄鉱・ガラス。填間組織。

普通輝石含有かんらん石玄武岩(GSJ R33473)：溶岩，北松浦郡江迎町猪調潜竜南東方旧採石場

斑晶：斜長石・かんらん石・普通輝石

斜長石は曹灰長石で、長さ1.5-2.5mm、清澄であるが一部に塵状黒色鉱物を含んでいる。かんらん石は半自形、円味を帯び径1-4mmで結晶の割れ目から蛇紋石化している。普通輝石は0.5-1.5mmでまれに含まれる。

外来結晶：石英

石英は径0.5mm±で三日月型あるいは円味を帯びた融食形を示し、結晶周縁に微細な単斜輝石粒の反応縁で囲まれている。

石基：斜長石・普通輝石・かんらん石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・緑泥石。填間組織。石基はやや粗粒で間隙には緑泥石が多く生成している。大部分のかんらん石は淡黄緑色の粘土鉱物に変わっている。又、径2-5mmの晶洞を放射状に沸石が埋めている。

ドレライト(B₂)

本溶岩は、主として佐々川断層の東側に分布し、北部地区では志佐川の東側と高法知岳-刀ノ越-棕呂路峠を結ぶ山稜の両側に、中南部地区では佐世保市北部の石盛山の南側及び田代付近である。

ドレライトは、志佐川の東側では厚さ約15-20mで下位の普通輝石かんらん石玄武岩(B₁)を直接覆っている。高法知-棕呂路峠周辺では、佐世保・野島両層群を直接あるいは八ノ久保砂礫を覆っている。石盛山南側の懸崖では、世知原層の上位に厚さ約10mでほぼ水平に分布し、田代町付近でも直接中里・柚木層を覆っているが、田代南方1km付近では、本溶岩の下位に厚さ数mの同質のスコリア及び火山礫凝灰岩層が分布している。

ドレライトの岩質は、一般に暗黒色粗粒で、風化すると暗褐色になる。棕呂路峠付近の溶岩は風化が著しく、玉葱状構造を呈する。又、福井峠南側に分布する溶岩流の下部は、径0.3-2cmの晶洞が多く発達し、放射状の方解石が生成していることが多い。

かんらん石ドレライト(GSJ R33441)：溶岩，北松浦郡吉井町福井子産坂東方

斑晶：かんらん石・斜長石

かんらん石は自形-半自形、径0.3-3mmで、多く含有されている。斜長石は長柱状、長さ1mm±で清澄である。

石基：斜長石・普通輝石・かんらん石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ガラス。オフィティック組織。石基には緑泥石が多く生じている。方解石が間隙に生成していることがある。

IV. 3. 5 初期無斑晶玄武岩類(B₃・B₄)

本溶岩類は、初期斑状玄武岩類の上位に重なり、かんらん石玄武岩、かんらん石普通輝石玄武岩及び紫蘇輝石安山岩の溶岩からなる。これら溶岩は、上位の中期斑状玄武岩類(B₆)と共に図幅地域内に広く分布している。江迎町・椋呂路峠付近・鹿町及び将冠岳付近では、八ノ久保砂礫層あるいは佐世保層群や野島層群を直接覆っている(第43図)。なお、高法知岳周辺及び志佐川東側に分布する紫蘇輝石安山岩も本岩類に含まれる。紫蘇輝石安山岩は、隣接する伊万里図幅地域の北西部に分布している。

紫蘇輝石安山岩(B₃)

本溶岩は、北東方の高法知岳周辺と志佐川右岸でみられる。高法知岳周辺では、かんらん石ドレライト(B₂)を覆って分布する。溶岩は、福井峠と高法知岳間でかんらん石玄武岩の火砕岩に挟まれて南西方向に傾斜し、高法知岳南東側ではほぼ水平に分布している。志佐川右岸地域では、支流の笛吹川・落合川沿いに分布し、かんらん石ドレライト(B₂)を覆い厚さ約10mである。

本溶岩は、一般に黒色光沢のある緻密な無斑晶質岩(一見サヌカイト様)で、板状節理が発達している。又、他の溶岩に較べ表面風化が著しく進み、土壌化したり凹凸の著しい礫になっている場合が多い。本岩相当の溶岩は、伊万里図幅内北西部の今福川左岸地区と同中央部の有田流紋岩類の西側に小区域分布している。このほかでは、佐世保市西海橋東方海岸や西彼杵郡外海町の長崎変成岩類分布域に小岩体として分布している。

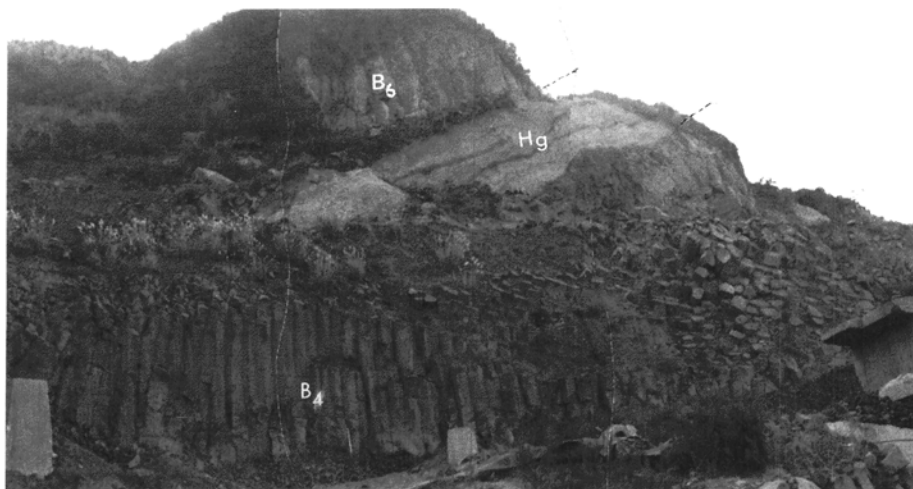
紫蘇輝石安山岩(GSJ R33443, 第11表, No. 9): 溶岩, 北松浦郡吉井町板樋免

斑晶: 紫蘇輝石

紫蘇輝石は長柱状に伸び、0.5-1.5mmである。

石基: 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・磁鉄鉱。

輝石の含有量は斜方輝石の方が多い。



第43図 初期無斑晶玄武岩類(B₄)と中期斑状玄武岩類(B₆)に挟まれる凝灰質堆積岩(Hg)(佐世保市北部将冠岳山頂付近)

かんらん石玄武岩・かんらん石普通輝石玄武岩(B₄)

本溶岩は、上位の中期斑状玄武岩類(B₆)と共に噴出量が多く、特に北部の江迎・御厨・田平町地域に顕著な広がりを示している。この溶岩は、一般に厚さ約30mで標高200-350mに分布しているが、北部地域では標高100m以下となり、厚さは50-70mになっている。将冠岳・妙観寺峠付近では、上位の溶岩(B₆)との間には厚さ数m以上の火砕岩を挟在している(第44図)。又、下位溶岩との間には厚さ2-3mの赤褐色の粘土状を呈する凝灰岩を挟在している。五蔵岳西側には、径200m・高さ20-30mの玄武岩溶岩の小丘が数箇所散在している。この小丘は、かんらん石普通輝石玄武岩と上位溶岩(B₆)とが重なっていることがあるが、過去の地すべりで北北西方向に移動して現在のような小丘が形成されたと考えられる。佐世保市北部の田代町及び将冠岳地区では、初期斑状玄武岩類と共にほぼ東西性方向の北落ち断層に切られている。

本溶岩は、一般に黒灰色で緻密な岩石で、肉眼的には斜長石・かんらん石・普通輝石の斑晶が少量含まれている。妙観寺峠南西方牧ノ地付近の溶岩下部相は、径2mm位から数mmの孔隙が多く、方解石や包蔵水が含まれているのが特徴である。

なお、本図幅地域内には伊万里図幅でのかんらん石玄武岩(B₅)に相当する溶岩は分布していない。

普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R33461): 溶岩, 北松浦郡佐々町木場

斑晶: かんらん石・斜長石・普通輝石

かんらん石は、半自形で円味を帯び結晶の周縁及び割れ目は蛇紋石化し、内部には微粒の鉄鉱を含有している。斜長石は、0.5-1.4mmで稀に2mm。長柱状で累帯構造を示し清澄である。普通輝石は、径0.4mmで少量含まれる。

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鉱・間粒状組織。石基鉱物の間隙に緑泥石・方解石が生成している。

かんらん石玄武岩(GSJ R33514): 溶岩, 北松浦郡世知原町江里峠北東側

斑晶: 斜長石・かんらん石

斜長石は、長柱状で0.7-1mm, アルバイト双晶を示して清澄である。かんらん石は、自形又は半自形で大部分が径0.6mmであるが、中には1.5mmの結晶もある。結晶内や縁部に0.01-0.02mmの鉄鉱を含有している。



第44図 初期無斑晶玄武岩類(B₄)と中期斑状玄武岩類(B₆)に挟まれる薄い凝灰岩層(t)(佐世保市北部妙観寺峠北東樽川内)

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鉱。間粒状組織。石基鉱物の間隙を黒雲母・方解石が充填するように生成している。

普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R33436)：溶岩，北松浦郡吉井町福井峠南側

斑晶：かんらん石・斜長石・普通輝石

かんらん石は，自形-半自形で径0.4-1mm，多く含まれるが結晶の割れ目・縁部は蛇紋石化し，内部に褐色尖晶石・鉄鉱の微晶を含有している。斜長石は，短柱状で0.3-0.5mm，清澄である。普通輝石は，径0.5mmでわずかに含まれる。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鉱及び少量のアルカリ長石，間粒状組織。石基鉱物の間隙に黒雲母・緑泥石が生じており，黒雲母は0.05-0.15mmである。

かんらん石玄武岩(GSJ R33469)：溶岩，江迎町堤原

斑晶：かんらん石

かんらん石は，半自形で径0.4-1.5mm，結晶の割れ目・縁部は著しく蛇紋石化し多く含まれ，結晶内に褐色尖晶石を含有する。斜長石は，短柱状で0.5mm，少量含まれ清澄である。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鉱及びチタン鉄鉱。石基鉱物の間隙に少量のガラスが含まれ，淡緑色粘土鉱物と方解石が生じている。間粒状組織。

IV. 3. 6 中期斑状玄武岩類(B₆)

本岩類は，無斑晶質玄武岩類(B₄)を被覆して広範囲に分布する。下位溶岩(B₄)との間には常に赤褐色の凝灰岩(厚さ1-2m)が挟在し，凝灰集塊岩や火山礫凝灰岩などが挟在することもある。火砕岩は，北部地区の横田付近と高法知岳西側，中部地区の妙観寺峠付近及び南部地区の将冠岳と田代町付近の溶岩下位に見られる(第40, 41図)。この火砕岩は，伊万里図幅内の烏帽子岳や国見山周辺におけるほど多くない。又，上位の後期斑状玄武岩類の間にも，褐色-赤褐色の粘土状を呈する凝灰岩が分布していることが多い。溶岩は西方あるいは北西方向に緩く傾斜して分布している。

本岩類には，普通輝石かんらん石玄武岩とかんらん石玄武岩とがあり，いずれもアルカリ岩系に属する玄武岩である。溶岩流は厚さ約20-60mで柱状節理が発達している所が多い。この岩質は，一般に暗黒-暗緑色で斑晶として斜長石・かんらん石・普通輝石が認められ，まれに径1-2mmの石英外来結晶あるいは径約3cmの外来岩片(斜長石・普通輝石・かんらん石・鉄鉱の集合物)などが含有されることがある。

普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R33481)：溶岩，松浦市志佐町福井峠西方

斑晶：斜長石・かんらん石・普通輝石

斜長石は長柱状で，長さ0.4-0.8mm，多く含まれ清澄である。まれに1.5mmの斑晶もあり中に単斜輝石・鉄鉱の微晶が含まれる。かんらん石は径0.5-0.7mm，自形-半自形で割れ目から蛇紋石化が著しい。普通輝石は径0.5mm±，結晶の内部あるいは周縁部に微粒の磁鉄鉱が多く生成している。微斑晶普通輝石中に磁鉄鉱の微晶が多い。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鉱。間粒状組織。間隙に0.05-0.15mm大の黒雲母が含有されている。

かんらん石玄武岩(GSJ R33490)：溶岩，松浦市志佐町横田東方

斑晶：かんらん石・斜長石

かんらん石は自形-半自形で、径0.5-1mm。結晶中に鉄鈹を含有しており、大部分が淡緑色粘土鈹物に変質している。斜長石は長さ0.5mm±で僅少。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鈹及び少量の斜方輝石。填間組織-緑泥石化を受けている。

普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R33508): 溶岩, 佐世保市知見寺ゴルフ場東部

斑晶：かんらん石・普通輝石・斜長石

かんらん石は半自形、径0.5-1.5mmで多く含有されるが結晶の割れ目から蛇紋石化している。普通輝石は長さ0.5-0.7mmで少量含まれる。斜長石は微斑晶から0.7mmの長柱状を呈し清澄である。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鈹及びチタン鉄鈹・少量のアルカリ長石。填間組織。隙間に黒雲母が生成しており、緑泥石も少量生じている。

普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R33439): 溶岩, 北松浦郡吉井町高法知岳-福井峠

斑晶：かんらん石・普通輝石

かんらん石は半自形で、径0.5-1.7mm、含有量が多いが結晶の割れ目から蛇紋石化している。普通輝石は長さ1-2mmで含有量は少ない。

捕獲岩片：斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鈹の集合体(径2-3cm)・斜長石は、長さ0.5-3mmで塵状鈹物が無数含まれている。単斜輝石は約0.5mmと微粒の結晶とがある。かんらん石は径0.5-1.5mmで蛇紋石化が著しい。

石基：斜長石・普通輝石・かんらん石・磁鉄鈹・チタン鉄鈹。間粒状組織。

普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R33515): 溶岩, 佐世保市菰田町江里峠

斑晶：かんらん石・普通輝石・斜長石

かんらん石は自形-半自形。径0.7-1.5mmで多量含有され、結晶内に褐色微粒のスピネルが含まれている。普通輝石・斜長石は長さ約0.4mmで少量含まれ新鮮である。

石基：斜長石・普通輝石・かんらん石・磁鉄鈹。填間組織。

IV. 3. 7 後期斑状玄武岩類(B₇, B₈)

本岩類は、北松浦玄武岩類噴出末期の溶岩で、本図幅地域内では中期斑状玄武岩類(B₆)の上位に小規模に分布している。その分布は、北部地区では志佐川東方の石盛山-不老山の山頂部、高法知岳-棕呂路峠間の標高400m以上の稜線及び江迎町白岳付近の標高300m以上の高所である。東部地区では、佐世保ゴルフ場の石盛山及び妙観寺峠-五蔵岳山稜線に、西部地区では、鹿町町・小佐々町の冷水岳-金比羅岳及び目暗ヶ原などに分布している。

本溶岩の直下には、多くの場合厚さ2-6mの赤褐色の凝灰岩があり、ときに火山礫凝灰岩や集塊岩も見られる。佐世保市石盛山の東・北側付近で見られる火山礫凝灰岩は厚さ4m以上、志佐川東方の石盛山付近の集塊岩は厚さ4mである。

本岩類は、かんらん石玄武岩・石英含有普通輝石かんらん石玄武岩からなり、東隣の伊万里図幅内では厚いが本図幅地域内では30-60mで、板状節理が良く発達している。中でも、鹿町町冷水岳-大観山付近では厚さ約50m、柱状節理の発達が特に著しい。

本岩類は、通常灰色-灰白色を呈する緻密な岩石で、径1-1.5mmのかんらん石斑晶を多く含有するアルカリ岩系の玄武岩が主である。冷水岳-目暗ヶ原の溶岩は、他地区の溶岩と外観は酷似しているが、

斑晶に少量の紫蘇輝石・普通輝石が含まれている。又、石英の外來結晶が目暗ヶ原の溶岩には僅かに含まれているが、冷水岳-金比羅岳の溶岩には多く、石英の周縁を淡緑色の薄い皮膜が取り囲んでいる。これは、鏡下で見ると微晶の単斜輝石反応縁である。佐世保将冠岳と江迎鷲尾岳山頂の溶岩の石基中には、針状(長さ0.2-0.3mm)の偽板チタン石が特徴的に含まれている。

石英含有かんらん石玄武岩(GSJ R33511): 溶岩, 佐世保市知見寺町石盛山

斑晶: かんらん石・斜長石

かんらん石は半自形で径0.5-1.5mm。結晶の中に微粒の鉄鉍を含有し、周縁部や割れ目に沿ってイデイング石化が著しい。斜長石は0.5mm±の短柱状で僅少である。普通輝石の微斑晶がまれに含まれる。

外來結晶: 石英

径約1mmで円形、微晶の単斜輝石反応縁で囲まれ、更に外側をアルカリ長石が取り囲んでいる。

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・斜方輝石・磁鉄鉍及びチタン鉄鉍・少量のアルカリ長石・クリストパル石。間粒状組織。

かんらん石玄武岩(GSJ R33489): 溶岩, 北松浦郡調川町石盛山

斑晶: かんらん石・斜長石

かんらん石は半自形で径0.5-1.5mm、多く含まれるが大部分がイデイングス石化しており、結晶の周縁部や内側に鉄鉍が生成している。斜長石は曹灰長石に属し、柱状で0.5mm±。

石基: 斜長石・かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉍・アルカリ長石・燐灰石。間粒状組織。石基中のかんらん石もイデイングス石化し、周縁を輝石が取り囲んでいることが多い。斜方輝石は斑晶かんらん石の縁部に生成している。

普通輝石かんらん石玄武岩(51031913): 溶岩, 北松浦郡鹿町町冷水岳

斑晶: 斜長石・かんらん石・普通輝石

斜長石は小型(0.5mm以下)で柱状を呈し、一般に清澄。かんらん石は径0.5-1mmで、円味を帯び時々褐色尖晶石の微晶を含有するが新鮮である。普通輝石は0.5mm±、まれに径1.5mm±の大ききで0.3mm±の結晶が集合している。紫蘇輝石が微斑晶としてまれに含まれることがある。

外來結晶: 石英・斜長石

石英は円味を帯び径0.5-2mmで、周縁は微細な単斜輝石の反応縁で取り囲まれている。斜長石は清澄、斑晶斜長石に比べて大型(1.5mm)で、外側が虫食い状を呈している。

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・少量の磁鉄鉍・クリストパル石及びガラス。填間組織。

かんらん石玄武岩(GSJ R33433): 溶岩, 北松浦郡鹿町町目暗ヶ原山頂

斑晶: かんらん石

かんらん石は半自形で径0.5-1.7mm、多く含有されるが周縁や割れ目から常にイデイングス石化されている。まれに径2.5mmの斑晶もある。結晶中には尖晶石・鉄鉍の微晶が含まれている。又、まれに斜長石が微斑晶として含まれることがある。

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・チタン鉄鉍及び磁鉄鉍・アルカリ長石・少量の燐灰石。填間組織。

IV. 3. 8 玄武岩類の地質年代

佐賀県北西部・長崎県北部地域に広く分布する玄武岩類について、現在までに第8表のように多くの地質年代測定が行われている。No.1-12は、伊万里市北西方約10kmの人形石山東側の地すべり崖で採取した岩石で、この滑落崖は火砕岩を挟んで数枚の溶岩流が累重している。No.13-20は、伊万里市西方約5kmの辻堂峠の東・西側付近で薄層の火砕岩を挟んだ数枚の溶岩流を県道沿いで採取した試料で、いずれもアルカリ岩系のかんらん石玄武岩である。No.21-24は、佐々川上流世知原町開作林道の開作-栗木峠間(伊万里図幅内)の溶岩流で、層序的にはNo.21が最上位で、No.24は八ノ久保砂礫層の

第8表 北松浦玄武岩類の放射年代

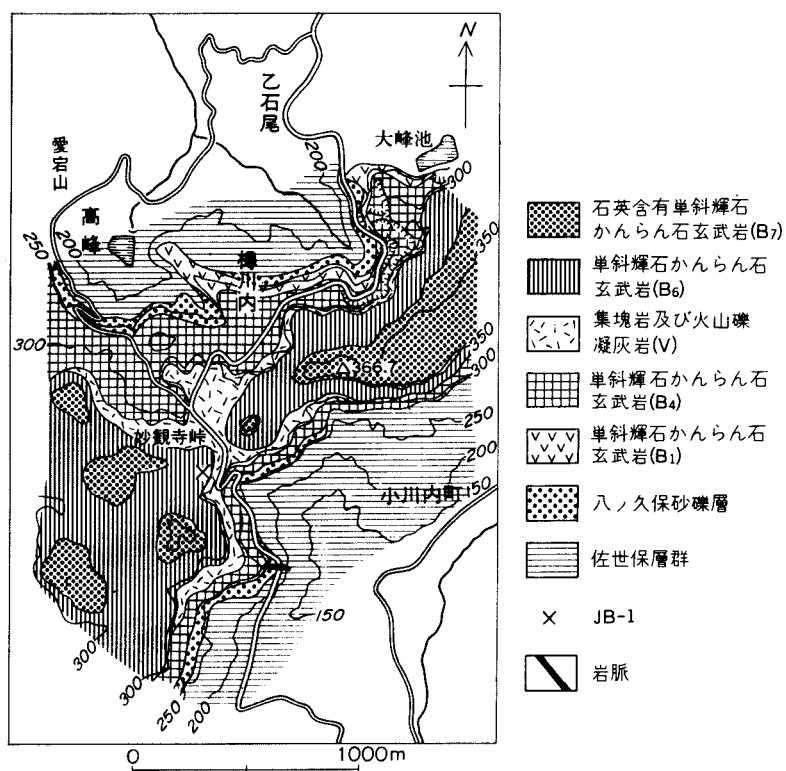
No.	産地	岩石	測定試料	測定方法	K ₂ O(%)	Atm. Ar(%)	測定年代(Ma)
1	佐賀県山代町人形石山	Bo	W.R.	K-Ar	1.71	51.0	7.77
2	"	"	"	"	1.63	81.5	9.01
3	"	"	"	"	1.63	87.3	9.36
4	"	"	"	"	2.29	70.6	8.11
5	"	"	"	"	2.27	79.5	8.30
6	"	"	"	"	3.22	74.6	7.04
7	"	"	"	"	3.26	40.2	7.11
8	"	"	"	"	2.23	42.2	7.92
9	"	"	"	"	0.824	84.1	7.05
10	"	"	"	"	0.777	81.0	7.84
11	"	"	"	"	0.824	79.0	8.18
12	"	"	"	"	0.791	91.6	10.60
13	佐賀県伊万里市辻堂峠	"	"	"	1.28	72.5	7.52
14	"	"	"	"	1.47	56.2	7.82
15	"	"	"	"	1.46	45.7	9.44
16	"	"	"	"	1.08	63.7	7.87
17	"	"	"	"	1.07	81.6	8.20
18	"	"	"	"	1.07	84.0	9.12
19	"	"	"	"	0.512	95.2	7.35
20	"	"	"	"	0.543	91.2	8.40
21	長崎県世知原町開作	Bao	"	"	1.06	95.5	6.1 ±1.9
22	"	Bo	"	"	0.996	72.0	6.88±0.48
23	"	Boa	"	"	1.96	72.5	6.74±0.5
24	"	"	"	"	1.36	56.1	10.3 ±0.5
25	長崎県佐世保市妙観寺峠	"	"	"	1.41	90.1	6.6 ±1.4
26	佐賀県東松浦郡八幡岳	"	斜長石	"	0.339	94.9	6.78±1.36
27	"	"	"	"	"	93.0	6.80±1.02
28	"	"	"	"	1.19	59.6	7.34±0.18
29	佐賀県杵島郡	"	W.R.	"	"	"	7.33±0.32
30	"	"	"	"	"	"	7.81±0.13
31	"	"	"	"	"	"	8.12±0.15
32	"	"	"	"	"	"	8.12±0.16

No. 1-20 (OZIMA *et al.*, 1968), No. 21-24 (松井・柴田, 1977), No. 25 (柴田, 未発表), No. 26-28 (KANEOKA and ARAMAKI, 1971), No. 29-32 (松本ほか, 1977), Bo. かんらん石玄武岩, Bao. かんらん石普通輝石玄武岩, Boa. 普通輝石かんらん石玄武岩, W.R. 全岩

下位溶岩である。各溶岩流とも、アルカリ岩系のかんらん石玄武岩及び普通輝石かんらん石玄武岩で、溶岩流の間には火山礫凝灰岩が挟在している。No.26-28は、佐賀県武雄市八幡岳山頂部を構成している普通輝石を含むアルカリかんらん石玄武岩溶岩で、その岩石中の斜長石のK-Ar法での年代測定結果である。第8表から明らかなように、北松浦玄武岩類の活動年代は10-7Maである。松井・柴田(1976)は、No.21-24のほか佐賀県東松浦半島地域の玄武岩類のK-Ar法年代測定結果を2.5-3Maと報告した。以上の諸結果から、北西九州の玄武岩類は、壱岐島及び五島列島に分布する第四紀玄武岩のほかに、鮮新世と中新世後期に大量の噴出活動があったことが明らかとなった。

IV. 3. 9 標準岩石試料(JB-1)

地質調査所で調整した化学分析用の標準岩石試料は、本図幅地域内中央部の佐世保市小川内町妙観寺峠南側の旧採石場の普通輝石かんらん石玄武岩(B₀)である。この地区の地質は第45図に示した通りで、最下部は世知原層でその上位に厚さ数mの八ノ久保砂礫層が分布し、更に上位を数枚の溶岩が覆っている。妙観寺峠付近は、凝灰集塊岩・火山礫凝灰岩を挟んで上・下位に溶岩が露出している。この層序関係は、峠の南・北側で見られ、南側では世知原層と砂礫層に貫入している幅約3mのかんらん石玄武岩岩脈がある。砂礫層上位の溶岩(B₁)は、柱状節理の発達した厚さ15mの普通輝石かんらん石玄武岩で、溶岩の上位は大小の火山弾を含んだ厚さ7mの凝灰集塊岩と厚さ4mの火山礫凝灰岩である(第



第45図 佐世保市妙観寺峠付近の地質図

40 図). この火山礫凝灰岩は, 峠西側では凝灰岩と薄互層をなしているが, JB-1 露頭では凝灰岩は欠如して火山礫凝灰岩の直上を普通輝石かんらん石玄武岩(B₆)が覆っている. 峠の北東方樽河内付近では, 砂礫層直上の溶岩(B₁)の顕著な柱状節理が観察できる(第 44 図). JB-1 に当たる溶岩は, 黒灰色でかんらん石・普通輝石斑晶を多く含有し, 少量の石英外来結晶も含む柱状節理の発達した溶岩である. 肉眼的には, 下位溶岩と識別困難であるがかんらん石・普通輝石斑晶は JB-1 溶岩の方が小型で少量である.

普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R33465): 溶岩, 佐世保市小川内町妙観寺峠南側採石場, 第 11 表, No. 3

斑晶: かんらん石・斜長石・普通輝石

かんらん石は, 自形-半自形で径 0.7-2.5mm, 結晶の周縁はイデイングス石化し割れ目に沿って淡緑色の粘土鉱物に変っている. 結晶内には微晶の鉄鈦・尖晶石を含有している. 斜長石は柱状で, 前者は長さ 0.7mm 程度で清澄であるが後者は 1-3mm で内部に微晶の単斜輝石・磁鉄鈦及び黄緑色の粘土鉱物を含んでいる. 普通輝石は, 0.5-2.3mm で大部分がチタン輝石質である.

外来結晶: 石英

石英は, 径 0.3-1.5mm で円味を帯びた融食型を呈し, 結晶周縁が単斜輝石の反応縁で取り囲まれている. 又, 石英粒の集合した径 1.3cm の捕獲岩片も含まれるが, 同様に単斜輝石の反応縁で取り囲まれ少量の方解石が生じている.

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鈦及びチタン鉄鈦・少量のアルカリ長石・ガラス. 間粒状組織. 石基鉱物の間隙には少量の方解石・緑泥石が生成している.

JB-1 の主成分と微量元素含有量は, 第 9, 10 表に示した.

第 9 表 JB-1 の主成分(安藤, 1978)

	n	\bar{X}	σ	CV%	$\bar{X}(2\sigma)$	$\bar{X}(1\sigma)$
SiO ₂	27	52.23	0.44	0.85	52.18	52.17
TiO ₂	31	1.35	0.10	7.53	1.34	1.34
Al ₂ O ₃	27	14.51	0.20	1.36	14.53	14.53
Fe ₂ O ₃	20	2.35	0.22	9.47	2.31	2.28
FeO	20	5.99	0.18	2.92	6.02	6.00
MnO	30	0.15	0.011	7.18	0.15	0.16
MgO	32	7.72	0.14	1.81	7.74	7.73
CaO	30	9.27	0.18	1.99	9.24	9.29
Na ₂ O	29	2.80	0.069	2.45	2.80	2.79
K ₂ O	32	1.43	0.092	6.73	1.42	1.42
P ₂ O ₅	23	0.26	0.017	6.73	0.26	0.26
H ₂ O ⁺	17	0.97	0.25	25.3	0.97	1.02
H ₂ O ⁻	18	0.97	0.14	14.77	0.97	0.95
CO ₂	6	0.19	0.048	25.1	0.19	0.18
Sum		100.19			100.14	100.12
Total Fe as Fe ₂ O ₃	30	8.97	0.20	2.25	8.96	8.97
Total H ₂ O	19	1.92	0.26	13.7	1.96	1.94

n: 分析数; \bar{X} : 幾何平均値; σ : 標準偏差; $\bar{X}(2\sigma)$: $\pm 2\sigma$ 以内の分析値の平均値; CV: 変動係数(σ/\bar{X}) $\times 100\%$
 $\bar{X}(1\sigma)$: $\pm 1\sigma$ 以内の分析値の平均値

第10表 JB-1の微量元素(安藤, 1978)

元 素	JB-1		主 な 分 析 方 法
	ppm	n	
Ag	0.055	(5)	AA, OS
As	2	(3)	NAA, AA
B	12	(4)	ID, Photom., OS
Ba	490	(12)	ID, AA, XRF, NAA, OS
Be	1.6	(2)	AA, OS
Bi	<0.5	(2)	OS, AA
Br	0.60	(1)	NAA
Cd	0.11	(3)	AA
Ce	67	(6)	ID, NAA, PAA
Cl	175	(4)	NAA, Photom.
Co	39	(16)	AA, NAA, XRF, OS
Cr	405	(20)	AA, XRF, NAA, Photom., OS
Cs	1	(3)	NAA, Fl. Phot., SM
Cu	56	(16)	AA, XRF, OS
Dy	4.1	(3)	ID, NAA, SM
Er	2.3	(3)	ID, SM
Eu	1.5	(5)	ID, NAA, SM
F	390	(6)	Pyrohyd.-ion meter, Photom.
Ga	20	(6)	NAA, OS, AA
Ge	1.3	(2)	NAA, OS
Gd	4.8	(2)	ID, SM
Hg	0.03	(4)	AA
Hf	3.4	(2)	NAA, SM
Ho	0.7	(1)	SM
I	0.029	(1)	Kinetic
La	36	(5)	ID, NAA, SM
Li	11	(8)	AA, OS
Lu	0.3	(5)	ID, NAA
Mo	20	(5)	OS, AA
Nb	31	(1)	SM
Nd	21	(3)	PAA, XRF, OS, SM
Ni	135	(16)	AA, XRF, OS, PAA
Os	0.0019	(1)	NAA
Pb	11.5	(15)	AA, XRF, OS, SM
Pr	8.7	(1)	SM
Ra($\mu\text{g/g}$)	0.72	(1)	Rn
Rb	41.6	(27)	ID, NAA, AA, XRF, Fl. Phot., OS
S	50	(2)	XRF, Comb.-Vol., Photom.
Sb	0.23	(2)	NAA, AA
Sc	27	(3)	NAA, OS
Se	0.026	(1)	NAA
Sm	4.8	(5)	ID, NAA, SM
Sn	2	(4)	AA, OS, SM
Sr	435	(25)	ID, PAA, NAA, XRF, AA, OS, SM
Ta	4.4	(1)	NAA
Tb	0.47	(1)	NAA, SM
Th	9.0	(8)	Photom., γ cntg., NAA, XRF, SM
Tl	—	—	OS
U	1.8	(10)	Photom., Fluo., γ cntg., XRF, NAA, Chl., SM, FT
V	211	(12)	Photom., AA, XRF
Y	25.5	(4)	PAA, XRF, OS
Yb	2.1	(5)	ID, NAA, SM
Zn	84	(15)	AA, XRF, OS
Zr	153	(10)	XRF, NAA, PAA, Photom., OS, SM

n : 分析数 ; AA : 原子吸光分析法 ; OS : 発光分光分析法 ; NAA : 中性子放射化分析法 ; ID : 同位体希釈質量分析法 ; Photom. : 分光光度法 ; XRF : けい光 X 線分析法 ; PAA : 光子放射化分析法 ; Fl. Phot. : フレーム分光分析法 ; SM : スパーク質量分析法 ; Pyrohyd.-ion meter : パイロハイドロリシス-イオン電極法 ; Kinetic : 反応速度法 ; Rn : ラドン法 ; Comb. : 燃焼法 ; Vol. : 容量分析法 ; γ cntg. : γ 線エネルギー分析法 ; Fluo. : けい光分析法 ; Chl. : ペーパークロマトグラフ法 ; FT : フィッシュントラック法

IV. 3. 10 玄武岩化学組成

北松浦玄武岩類の化学成分については、KURASAWA(1967)が東隣の伊万里図幅地域をも含めて約100個、このほか今井ほか(1958)、松本(1960, 1961)、FUKUYAMA(1960, 1961)によって多数の組成値が報告されている。本図幅では、KURASAWA(1967)の組成値と松井・柴田(1976)の値を第11表に示し、第46, 47図に $MgO-(FeO+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O)$ 、 $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ 成分を図示するに止どめた。

V. 地質構造

佐世保図幅地域は、そのほぼ中央部をNNE-SSW方向に斜断する佐々川衝上断層を境として、その西側で地質構造がかなり異なる(第48図)。この断層は、西上がりの衝上断層で、最大落差は1, 200mに及ぶ。以下では、本図幅地域を佐々川衝上断層両側の西部地域と東側の東部地域とに大別し、新第三紀層の構造を述べることにする。

V. 1 西部地域

西部地域の新第三紀層は、全体として鹿町半ドーム構造を形成している。地層の傾斜は東部地域におけるよりも概して急で、 $10-20^\circ$ を示す場合が多く、佐々川衝上断層付近や海岸部では、 30° を超えることもある。また、東部地域に較べて断層密度が高く、大小の断層が網目状・放射状に延びている。断層の方向も東部地域とは異なり、NW-SE, NNW-SSE, N-S, NNE-SSWなど南北方向に近い断層が多く、その大部分は西落ちの正断層である。なお、佐々川衝上断層沿いには、これにほぼ平行な向斜・背斜が発達している。西部地域は、高崎・志方・山野田の各断層を連ねる線と、小佐々断層(永ノ島断層)・口ノ里断層を結ぶ線によって次の3地区に細分される。

第1地区：口ノ里断層以西の平戸島に至る地区で、鹿町半ドームの主部を占める。小佐々町竹田付近から西方に向かって順次上位の地層が分布し、走向は江迎付近でNE-SWないしNNE-SSW、神崎・岳下付近ではNS、南部の楠泊付近ではNW-SEに移り変わる。傾斜は半ドームの内側では $8-15^\circ$ 、平均 10° 内外で、外側に向かって傾斜が増す傾向がある。断層は、竹田付近を中心としてほぼ放射状に延びている。主要断層は西-南西落ちの正断層であって、その落差はドームの中心部から外側に向かって増大する傾向がある。主な断層を第12表に示す。

第2地区：第1地区の東側に隣接し、その東縁は、高崎・志方・山野田の3断層で画される。地層はほぼNE-SWの走向を示し、主としてN-S方向の多数の小断層によって切られている。断層の多くはN-S性で東落ち、地層は階段状構造を示している。ただし、北部の江迎付近では比較的断層が少なく、E-WないしNE-SW方向の断層が数条見られるほか、西岩崎東側を中心とする江迎半ドーム構造がある。盲目原と平原間では、断層の影響により地層の走向が南北方向になることがあるが、一般にNE-SW及びE-Wで、傾斜は $5-20^\circ$ NWを示している。小佐々町平原以南ではE-WないしNE-SW方向の断層が数条見られるほかは断層は少ない。平原の東側には、南北方向の軸をもつ平原向斜がある。第2地区の大部分は、第1地区と第3地区とに挟まれた断層密集帯である。主な断層としては、NNE-

第11表 佐世保図幅地域内の北松浦玄武岩類の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	47.56	45.90	45.06	48.66	44.62	48.46	49.60	47.66	63.32	49.64	44.54
TiO ₂	2.15	2.02	1.73	1.70	2.05	1.95	1.59	2.08	0.67	1.58	2.42
Al ₂ O ₃	16.31	14.46	13.19	15.00	17.46	17.32	15.82	16.34	15.02	16.54	17.26
Fe ₂ O ₃	3.89	1.89	2.43	3.81	3.14	5.06	3.98	2.82	1.50	2.43	3.47
FeO	7.06	9.02	8.60	7.06	7.36	5.52	6.27	7.63	3.16	6.20	6.50
MnO	0.21	0.20	0.21	0.18	0.16	0.21	0.20	0.17	0.09	0.17	0.17
MgO	5.87	10.62	13.66	7.04	7.83	4.69	7.87	6.02	3.40	8.16	7.44
CaO	7.57	10.26	9.64	7.51	9.57	8.63	8.39	7.89	4.11	8.52	9.42
Na ₂ O	3.58	2.34	2.16	3.36	2.48	3.66	3.36	3.38	4.14	3.18	2.94
K ₂ O	1.82	0.75	0.54	1.79	1.20	1.21	1.14	1.82	3.49	1.44	1.51
P ₂ O ₅	0.72	0.60	0.53	0.63	0.70	0.61	0.59	0.66	0.40	0.58	0.60
H ₂ O(+)	0.88	0.73	0.80	1.19	1.07	1.31	0.34	1.28	0.31	0.52	1.38
H ₂ O(-)	1.91	1.38	1.45	1.69	1.84	1.36	1.11	2.03	0.47	0.84	1.89
Total	99.53	100.17	100.00	99.62	99.48	99.99	100.26	99.78	100.08	99.80	99.54
C.I.P.W. norms											
Q	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.71	0.0	0.0
or	10.75	4.43	3.19	10.58	7.09	7.15	6.74	10.75	20.62	8.51	8.92
ab	30.29	19.80	18.28	28.43	20.99	30.97	28.43	28.60	35.03	26.91	20.16
an	23.06	26.74	24.70	20.56	32.97	27.26	24.72	24.04	12.09	26.60	29.44
ne	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.55
di	wo	4.09	8.45	8.21	5.25	4.15	4.83	5.45	4.51	2.37	4.96
	en	2.63	5.43	5.66	3.44	2.75	3.47	3.82	2.72	1.55	3.39
	fs	1.19	2.47	1.88	1.44	1.10	0.93	1.16	1.55	0.66	1.18
hy	en	1.90	1.63	1.69	6.06	1.34	7.80	9.67	1.68	6.92	6.86
	fs	0.86	0.74	0.56	2.54	0.54	2.09	2.94	0.96	2.96	2.39
ol	fo	7.07	13.59	18.69	5.63	10.80	0.29	4.28	7.42	0.0	7.06
	fa	3.51	6.82	6.85	2.60	4.78	0.08	1.44	4.66	0.0	2.71
	mt	5.64	2.74	3.52	5.52	4.55	7.34	5.77	4.12	2.17	3.52
il	4.08	3.84	3.29	3.23	3.89	3.70	3.02	3.95	1.27	3.00	4.60
ap	1.67	1.39	1.23	1.46	1.62	1.41	1.37	1.53	0.93	1.34	1.39
Cc	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
tot. FeO	48.37	43.88	39.73	46.25	46.95	51.31	44.33	47.58	29.02	39.62	44.73
MgO	26.89	43.47	50.32	31.04	36.09	23.89	35.42	28.12	21.88	38.55	34.58
Na ₂ O+K ₂ O	24.74	12.65	9.95	22.71	16.96	24.81	20.25	24.29	49.10	21.83	20.69

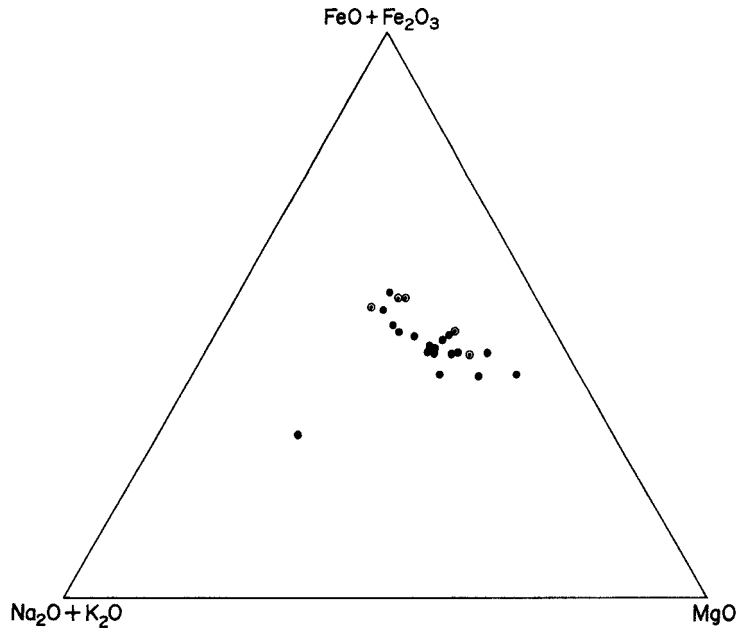
1. 普通輝石かんらん石粗面玄武岩(Ku59110501), 北松浦郡吉井町樽川内
2. 石英含有普通輝石かんらん石ビクライト質玄武岩(Ku59110503), 佐世保市小川内町妙観寺峠南500 m
3. 普通輝石かんらん石ビクライト質玄武岩(Ku59110502), 佐世保市小川内町妙観寺峠
4. かんらん石粗面玄武岩(Ku60120501), 松浦市志佐町笛吹
5. 普通輝石かんらん石粗面玄武岩(Ku60120502), 松浦市志佐町笛吹川
6. かんらん石安山岩質玄武岩(Ku60120504), 松浦市志佐町笛吹川
7. かんらん石玄武岩(Ku60120505), 松浦市志佐町笛吹川
8. 普通輝石かんらん石粗面玄武岩(Ku60120507), 松浦市志佐町長野北西900 m
9. 紫蘇輝石安山岩(Ku60120506), 北松浦郡吉井町高法知岳南750 m
10. 石英紫蘇輝石含有普通輝石かんらん石玄武岩(Ku59110410), 松浦市志佐町高法知岳南側
11. 石英含有普通輝石かんらん石玄武岩(Ku59102908), 松浦市志佐町高法知岳北側

分析者：1-18；倉沢 —(1967)，19-23；大森貞子

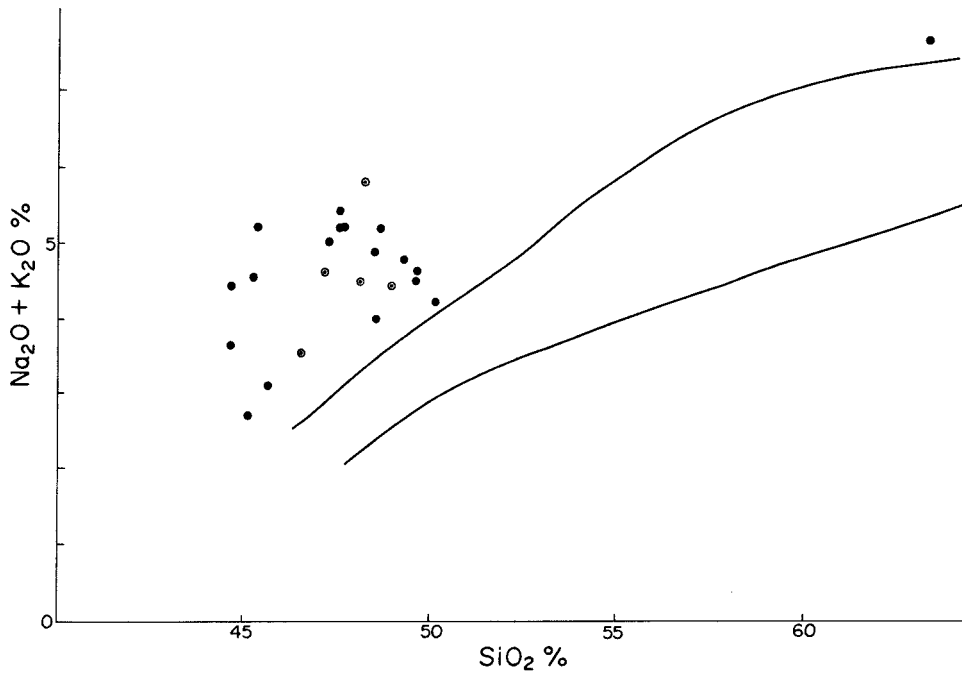
12	13	14	15	16	17	18	19*	20	21	22	23
47.20	47.60	49.24	45.24	45.36	48.54	50.16	48.12	48.23	47.12	47.95	46.56
0.62	0.69	0.73	1.00	1.45	1.14	0.85	2.44	2.75	3.13	1.77	2.12
18.96	16.93	16.43	15.83	15.60	14.21	15.55	16.22	16.47	16.30	14.60	15.76
6.33	3.46	4.21	3.88	3.15	2.57	9.64	2.60	4.23	4.49	3.31	3.46
6.47	7.16	5.88	7.20	7.72	7.83	1.91	9.34	7.45	7.69	6.77	7.50
0.09	0.19	0.20	0.18	0.18	0.21	0.20	0.18	0.18	0.18	0.16	0.17
5.25	8.30	7.93	9.48	9.53	11.50	8.28	5.69	4.72	5.48	9.29	8.26
7.50	9.82	8.03	9.12	8.92	9.43	8.36	8.44	7.14	8.56	10.40	10.80
3.35	3.55	3.27	3.08	2.74	2.98	3.38	3.15	3.86	3.34	2.46	2.48
1.70	1.66	1.51	1.48	1.39	1.00	0.86	1.39	1.96	1.28	0.99	1.08
0.59	0.40	0.48	0.59	0.57	0.43	0.38	0.46	0.64	0.45	0.37	0.35
0.66	0.26	0.84	1.11	1.32	0.22	0.34	0.68	0.95	0.98	0.93	0.88
0.81	0.40	1.22	1.39	1.59	0.32	0.55	0.99	1.36	0.83	0.94	0.57
99.53	100.42	99.97	99.58	99.52	100.38	100.46	99.80	99.94	99.83	99.94	99.99
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10.05	9.81	8.92	8.75	8.21	5.91	5.08	8.21	11.58	7.56	5.85	6.38
28.35	18.20	27.67	18.44	20.74	24.53	28.60	26.65	32.66	28.26	20.82	20.99
31.68	25.36	25.69	25.00	26.16	22.44	24.72	26.01	21.82	25.70	25.87	28.68
0.0	6.41	0.0	4.13	1.33	0.37	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.70	8.66	4.60	6.84	6.00	8.99	5.96	5.37	3.93	5.77	9.73	9.44
0.45	5.55	3.18	4.62	3.97	6.04	5.15	2.89	2.45	3.80	6.82	6.35
0.20	2.55	1.04	1.70	1.59	6.27	0.0	2.30	1.25	1.55	2.09	2.38
4.37	0.0	6.39	0.0	0.0	0.0	15.47	4.70	2.22	4.74	7.03	0.97
1.94	0.0	2.10	0.0	0.0	0.0	0.0	3.75	1.13	1.94	2.15	0.36
5.78	10.60	7.14	13.31	13.85	15.84	0.0	4.61	4.97	3.58	6.51	9.29
2.82	5.37	2.58	5.40	6.12	6.56	0.0	4.06	2.79	1.61	2.19	3.85
9.18	5.02	6.10	5.63	4.57	3.73	4.34	3.77	6.13	6.51	4.80	5.02
1.18	1.31	1.39	1.90	2.75	2.17	1.61	4.63	5.22	5.94	3.36	4.03
1.37	0.93	1.11	1.37	1.32	1.00	0.88	1.07	1.48	1.04	0.86	0.81
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
54.15	43.20	43.20	43.23	43.59	39.58	45.81	53.31	51.64	53.73	43.35	47.31
23.37	34.90	35.44	38.33	39.36	44.88	35.84	25.97	21.66	25.10	41.31	36.82
22.48	21.91	21.36	18.44	17.06	15.53	18.35	20.72	26.70	21.16	15.34	15.87

* CO₂ 0.10

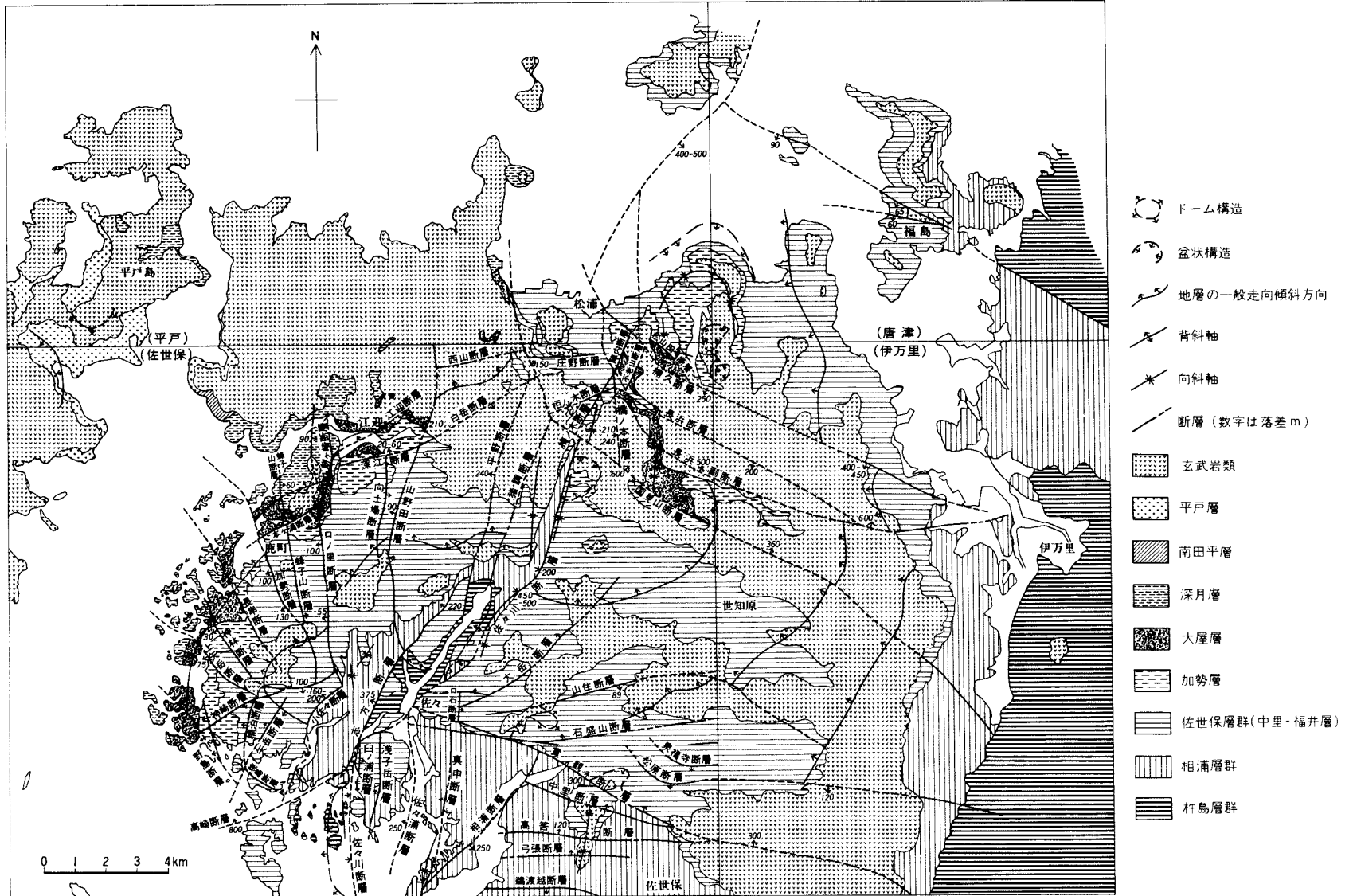
12. かんらん石粗面安山岩質玄武岩(Ku59110406)，北松浦郡江迎町潜竜ヶ滝
13. 普通輝石かんらん石粗面玄武岩(Ku59110405)，北松浦郡江迎町猪調
14. かんらん石粗面玄武岩(Ku59110401)，北松浦郡江迎町簾尾
15. 普通輝石かんらん石粗面玄武岩(Ku59110407)，北松浦郡吉井町草ノ尾免東500 m
16. 普通輝石かんらん石粗面玄武岩(Ku59110408)，北松浦郡吉井町福井峠南西800 m
17. 普通輝石かんらん石ビクライト質玄武岩(Ku59110403)，北松浦郡江迎町潜竜白岳南東500 m
18. かんらん石玄武岩(Ku59110402)，北松浦郡江迎町潜竜白岳頂上
19. 石英含有かんらん石玄武岩(68020505)，北松浦郡世知原町上開作(開作林道)
20. 紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石玄武岩(68020510)，北松浦郡世知原町上開作(開作林道)
21. かんらん石玄武岩(68020512)，北松浦郡世知原町新山(開作林道)
22. 紫蘇輝石含有普通輝石かんらん石玄武岩(68020513)，北松浦郡世知原町新山(開作林道)
23. 普通輝石かんらん石玄武岩(68020514)，北松浦郡世知原町日向郷池北西(開作林道)



第46図 佐世保・伊万里両図幅地域内の玄武岩類の $\text{MgO}-(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図(重量比)
 ●佐世保図幅内, ○世知原町開作林道(伊万里図幅内)



第47図 佐世保・伊万里両図幅地域内の玄武岩類の $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図(重量比)
 ●佐世保図幅内, ○世知原町開作林道(伊万里図幅内)



第48図 佐世保図幅及び隣接地域の地質構造図

第12表 佐世保図幅地域の主要断層一覧表

断層名	位置(第48図参照)	方向	性状	落差(m)	備考
西部地区の断層					
第1地区					
ロノ里断層	鹿町町ロノ里-永の島西肢	N-S	西落ち正断層	100-400	
蜂子山断層	ロノ里断層とほぼ平行	N-S	東落ち断層	20	旧日鉄鹿町東坑々内で確認
楠泊断層	冷水岳-楠泊	NNE-SSW	西落ち断層	150(前島)	楠泊で2条に分岐
加勢断層	鹿町町大屋-竹田	NW-SE	西落ち正断層	150-50	旧日鉄本ヶ浦炭坑々内で確認
長串断層	鹿町町長串半島-兄弟岩	NW-SE	西落ち正断層	110-200	旧鹿町炭碓西坑々内で確認
神林断層	大島・藤葛根島-冷水岳	NW-SE	東落ち正断層	60-26	傾斜70°E
上矢岳断層	鹿町町禰崎-竹田	NW-SE	南落ち断層	50-100	小断層を派生
野島断層	小佐々田前島南西-野島	NW-SE	南西落ち断層	80	楠泊断層に切られる
焼島断層	焼島の南側海岸	WNW-ESE	北東落ち正断層	120-35	傾斜60-80°N 小佐々・矢岳断層に切られる
矢岳断層	前島・焼島-楠泊東側	ENE-WSW	西落ち断層	70-25	傾斜55°N 旧日鉄矢岳炭碓坑内で確認
神崎断層	小佐々町神崎-冷水岳	ENE-WSW	南東落ち	50	野島・神林断層で切られる
本ヶ浦断層	鹿町町本ヶ浦北側	NE-SW	北落ち	60	NS, NW-SE, NE-SW, 小断層, 東方で餅ヶ崎断層となる
第2地区					
山野田断層	江迎町深川-栗越-黒石	NNE-SSW	西落ち正断層	210-80	傾斜70-75°W 北方へ落差増
向土場断層	佐々子山-中尾	N-S	東落ち正断層	90-40	傾斜65-75°E 南方へ落差減, 旧深江炭碓三浦坑本卸坑道で確認
餅ヶ崎断層	鹿町川河口-江迎湾-古梶部	NNE-NW	西落ち	320-270	傾斜75°W 旧御堂炭碓坑内で走向NS-N5°E
深江断層 (小河内断層)	土肥ノ浦-深江免	ENE-WSW	北落ち正断層	40	
志方断層	吉井町鷺尾岳-白ノ浦	NNE-SSW	西落ち正断層	350-450	北方へ落差減, 佐々川断層と合流
江迎断層	江迎川・鹿町川河口-江迎小	NE-SW	北落ち正断層	60-70	旧御堂炭碓坑内で確認, 西方は餅ヶ崎断層となり, 東方は佐々子断層に切られる
第3地区					
佐々川断層	吉井町福井峠-下小高島・母島	NE-SW	北西 900 m	1200-50	傾斜55°N
平野断層	江迎町平野-芳ノ浦	NNE-SSW	西落ち断層	75-400	旧日鉄江迎炭碓坑内で確認, 坑内で玄武岩岩脈を切る
猪調断層 (猪竜断層)	江迎町猪調-神田	NNE-SSW	西落ち断層	180	平野断層と玄武岩岩脈を切る
高崎断層	高崎山北-高島・笹島	NEE	北落ち大断層	400-800	小断層を派生
白岳衝上断層	白岳-深川	NE-SE	南東落ち	50	傾斜75°N
西山断層	御厨南	E-W		40-70	傾斜75°N
木場断層				37-60	傾斜80°N

第12表つづき

断層名	位置(第48図参照)	方向	性状	落差(m)	備考
東部地区の断層					
1. 志佐地区					
楠久断層	志佐町南東-調川町南	NW-SE	南西落ち	250-500	伊万里市城山90-30m
松山田断層	調川川西	NW-SE	南西落ち	100	
長浜断層	志佐川下流-辻ノ堂峠-伊万里湾	NW-SE	北東落ち	500	
長浜副断層	志佐川沿い	NW-SE	(南西落ち)	200-50	旧飯野炭鉱及び旧楠久炭鉱坑内で確認、断層破砕帯に玄武岩岩脈
庄野断層	志佐町南	E-W	北落ち	125	傾斜60°N
陣ノ内衝上断層	不老山西方	NNE-SSW	南東落ち	90	傾斜70°N
不老山衝上断層	不老山-志佐川	NNE-SSW	"	150	"
国見山断層	松浦市竹尾-長野	WNW-ESE	北落ち	40-80	
柏ノ木衝上断層	福井峠北方	WSW-ESE	北落ち	70-250	
梅ノ木衝上断層	福井峠-志佐町	SSW-NNE	北西落ち	"	
橋ノ本衝上断層	志佐町-高法知岳	N-S	西落ち	"	
2. 吉井地区					
賞観断層	前岳南側-八ノ久保	WNW-ESE	北西落ち	450-280	傾斜75-80°N, 北西方延長は芳ノ浦断層, 玄武岩岩脈を伴う
芳ノ浦断層	小浦駅-八ノ久保	E-W	北落ち断層	220	傾斜68°N, 西方は佐々浦断層で切られる
泉福寺断層	相浦川沿い	E-W	南落ち	120	傾斜65-70°S, 東・西方に落差減
松原断層	松原町	E-W	南落ち	70-30	傾斜60-65°N, 東・西方に落差減
山住断層	上小川内町の南側	E-W	南落ち断層	90-25	傾斜55-60°S, 東・西方に落差減
石盛山断層	知見寺の南側	E-W	南落ち断層	90-25	傾斜55-60°S, 東・西方に落差減
大岳断層	橋川内・乙石尾・木場	ENE-WSW	北西落ち	120-75	傾斜55-60°N, 北東延長で数条に分岐, 落差減
口石断層	口石東	N-S	東落ち	120	
3. 佐世保地区					
瀬渡越断層	相浦川-渡越峠	E-W	南側落ち	35	傾斜75°S, 東延長で落差減
弓張断層	下母ヶ浦-弓張岳-福田	E-W	北側落ち	30-数m	東方で落差数m
高答断層	相浦町川-田代町	E-W	北落ちの正断層	100-30	傾斜75-80°N
中里断層	中里-将冠岳-松山	NW-SE	北落ち	30-10	傾斜78°N, 断層帯に玄武岩岩脈
臼ノ浦断層	東臼ノ浦	N-S	東側落ち正断層	90	傾斜58-72°E
浅子岳断層	小坂村-浅子岳	N-S	西側落ち正断層	120-25	傾斜60°W, 断層帯に玄武岩岩脈, 旧大瀬岩鉱坑内で確認
佐々浦断層	佐々浦	N-S	西落ち推定断層	250	
真申断層	真申駅-大湯町大崎	N-S	西側落ちの正断層	60-18	傾斜75°W, 芳ノ浦・相浦断層で切られる
相浦断層	大湯大崎-相浦川	NE-SW	南東落ちの衝上断層	200-40	傾斜62-80°N, 断層破砕帯の幅15m

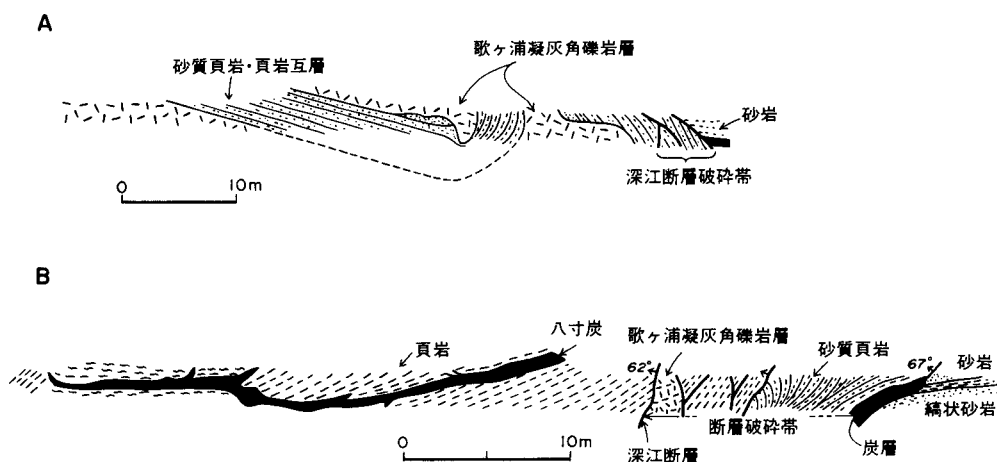
SSW 方向の山野田断層・向土場断層・盲目原断層・餅ヶ崎断層，ENE-WSW 方向の深江断層・江迎断層が挙げられる(第 12 表，第 49 図)。

餅ヶ崎断層は，未橋免付近でNW 方向に分岐するようであり，御堂炭砒坑内で，走向N-S ないし $N5^{\circ}$ ，傾斜 $75^{\circ} W$ を示す。土肥ノ浦付近では炭砒坑内資料によると餅ヶ崎断層は数条に分岐し，幅広い破砕帯を形成し，その合計落差は西落ちで 320m，北部の未橋免付近で 270m と言われている。又，三枚物炭砒道では断層線上に幅広い貫入岩体を確認している。

第 3 地区：高崎・志方・山野田の 3 断層線以東で，佐々川衝上断層及び国見山断層までの地域である。そこでは，佐々川衝上断層生成時の横圧力に起因したと思われる潜竜向斜，佐々川背斜，トノコ島背斜，石黒背斜，里-石黒の向斜のほか，多くの小褶曲が見られる。したがって，地層の走向・傾斜は変化に富む。一般に褶曲の軸は北に緩く沈下している。また，地層は西翼より東翼の方が傾斜が急で，非対称褶曲をなす場合が多い。これは佐々川衝上断層生成時の横圧力が，西方からもたらされたことを意味する。

佐々川背斜は，神田付近では南北方向の軸を有する潜竜向斜軸とほぼ並走し，その軸は北へ沈下している。この背斜はN-S ないしNW-SE 方向断層で切られているが，その南方延長は，湾曲しながら佐々川衝上断層にほぼ並走し，佐々川河口付近まで追跡される。田ノ元・鷲尾岳・江里以北の地区では，褶曲・断層が少なく，地層は $5-10^{\circ}$ の傾斜で緩やかにうねっている。江里以南では，山野田断層・志方断層などと成因的な関係があると思われるNNW-SSE 方向の落差 10-40m 程度の小断層が発達している。高崎・佐々川両断層に挟まれた九十九島地区は断層が少なく，走向 $N20^{\circ} W$ ，傾斜 $30-10^{\circ} W$ のほぼ同斜構造を呈する比較的安定した地域である。そのほか，北方御厨町郭公尾付近に小規模な半ドーム状構造(下講半ドーム)が旧新北松炭砒坑内資料によって確認されている。本地区の主な断層の走向は，NNE-SSW 及びNE-SW である(第 12 表)。

佐々川衝上断層は，本地域最大の断層で，吉井町福井峠から南西方向へほぼ佐々川に沿って伸び，佐



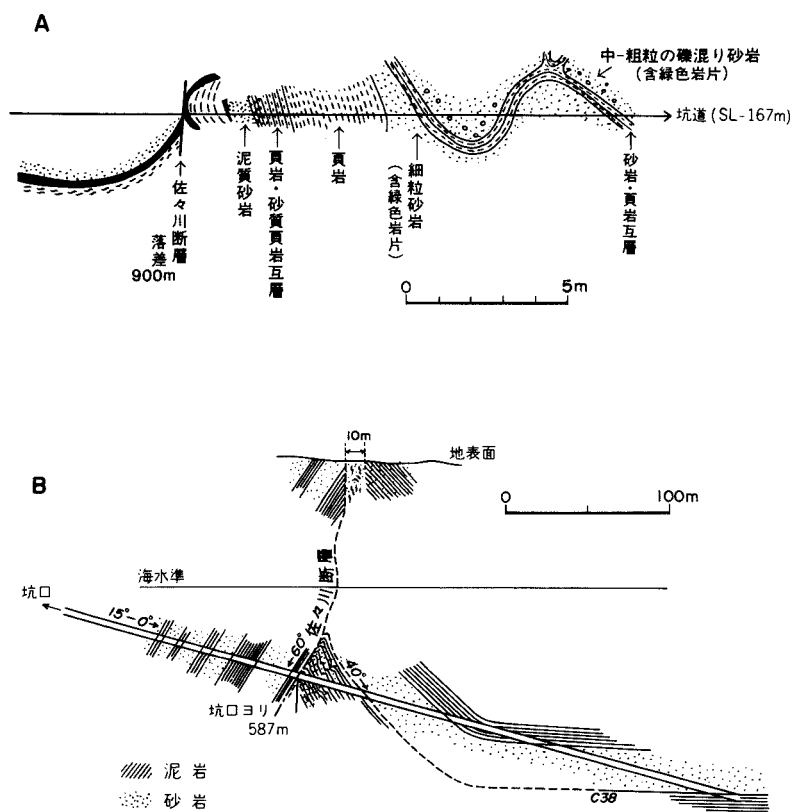
第49図 深江断層の露頭 落差40 m

(A: 旧深江炭砒三浦坑砂盤坑道, B: 江迎町旧深江炭砒三浦坑三枚物炭層水平坑道)

々町黒石付近で西に転じて、白ノ浦に至り、その後は南下して大瀬半島と黒島の間、下小高島と母島の間を通る。この断層の北東延長については異論があるが、西上りの衝上断層である梅ノ木・陣内両断層がそれに当たる。

佐々川衝上断層の最大落差は、トノコ島付近で1,200m、福井峠付近では約50mと推定される。佐々川衝上断層は潜竜炭砒斜坑で傾斜 $60-70^{\circ}$ W、落差750m、神田炭砒坑内で落差500m、報国炭砒坑口・同坑内、及び里山炭砒本坑坑内で傾斜 $60-70^{\circ}$ W、小浦炭砒坑内で傾斜 55° W、落差900mであり、地表では国鉄神田駅南東などで確認されている。なお、梅ノ木断層は、栢ノ木炭砒坑内で傾斜 $60-70^{\circ}$ W、落差250mである。佐々川衝上本断層付近の地層はかなり擾乱しているが、その度合は一般に断層の東側よりも西側の方が著しい(第50図)。

上記のほか、衝上断層としては、白岳北側をほぼNE-SE方向に延び白岳衝上断層があるが、これは、傾斜 75° Nで、50mの落差を持つ。この断層の北側にある東-西方向の西山断層は、傾斜 75° N、落差 $40-70$ mで、西方ほど落差が大きい。木馬付近をほぼN-Sに走り、北方に落差を増す木馬断層は傾斜 80° W、落差 $37-60$ mである。これらの断層は日室鉱業旧砂盤坑及び新北松炭砒神原坑内で確認されている。白岳・西山両断層は西端を山野田断層に、東端を国見山断層によってそれぞれ切られている。



第50図 佐々川衝上断層付近の構造
(A: 佐々町旧小浦炭砒坑内, B: 吉井町旧潜竜炭砒). Bは沢田(1958)による

V. 2 東 部 地 域

東部地域の新第三紀層は、佐々川衝上断層に近い吉井町福井付近を中心とする世知原盆状構造を形成している。地層は一般に 10° 以下の緩傾斜で、断層は西部地域より少なく、WNW-ESEないしE-W性が優勢で、西部地域とは著しく構造を異にしている。東部地域は構造的特徴から、北東部の国見山断層、南西部の賞観断層を境に、北部(志佐)・中部(吉井)・南部(佐世保)の3地区に分けられる。

志佐地区：国見山断層北東側の地区であり、佐世保層群と野島層群が不規則に分布している。地区内には多くの断層(第12表)が錯綜しているため、地質構造が複雑である。

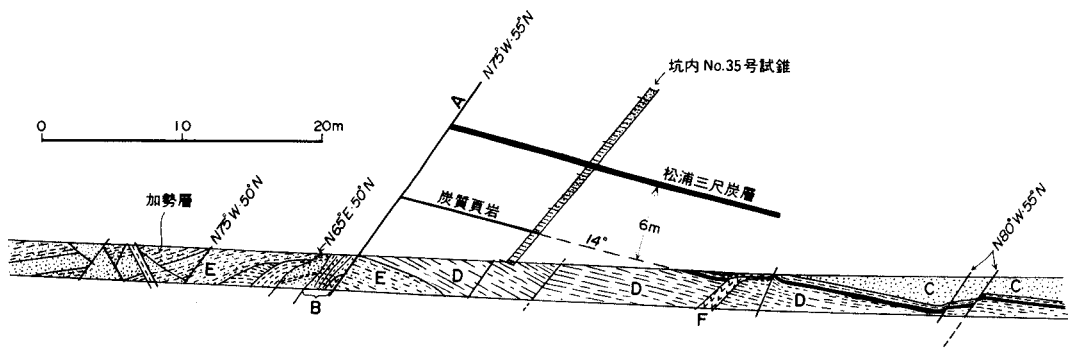
志佐地区で最も顕著な断層は、西北西-東南東ないし東-西方向に、ほぼ平行して走る楠久・長浜・国見山の3断層である。楠久断層は南落ち、その他のものは北落ち断層であり、これらの最大落差は450-600mに達する。

褶曲構造としては長野付近に、北に沈下する長野向斜がある。地層は東翼で走向 $N25-30^{\circ}W$ 、傾斜 $9-10^{\circ}W$ 、西翼で走向 $N10-15^{\circ}W$ 、傾斜 $6-7^{\circ}E$ を示している。この向斜の北方延長は日隠付近で長浜断層によって切られる(第51図)。また、北部の渡尺石付近には、梅ノ木衝上断層のすぐ東側に、ほぼ南北の軸を持ち、軸が北方に沈下する渡尺石向斜がある。梅ノ木衝上断層と橋ノ本断層の間に位置する南北性の断層は、西落ちで、落差30m、傾斜 $70^{\circ}W$ である。栢ノ木衝上断層と庄野断層の間には、上野付近を中心とする上野半ドーム状構造があり、走向は $N68-70^{\circ}$ から $N20-25^{\circ}W$ 方向に変位し、傾斜は $8-10^{\circ}S-W$ である。この構造の南側は栢ノ木衝上断層によって切られている。

吉井地区：佐々川衝上・国見山及び賞観(第52図)の3大断層に囲まれ、世知原盆状構造の主部を占める比較的安定した地区である。本地域の北部には、吉井町福井付近に佐々川衝上断層にほぼ並行するNNE-SSW方向の非対称向斜がある。地層は東翼の北部で走向 $N40-50^{\circ}E$ 、傾斜 $3-5^{\circ}$ 、南部では走向 $N75-80^{\circ}E$ 、傾斜 $4-8^{\circ}$ を示し、西翼では軸部から佐々川衝上断層に近づくにつれ走向が北西から北北西方向に転じ、傾斜は $30-40^{\circ}$ に増加している。本地区の南部には、NE-SW・E-W方向の断層が幾つも発達し、これらの間には緩やかな褶曲が認められる。

吉井地区の断層としては、E-W・WNW-ESE、及びNE-SW方向のものが顕著で、NW-SE及びNNE-SSW系統の小断層を伴っている。主要断層は、第12表に示す。賞観断層と、石盛山断層に挟まれた地域には、NW-SEないしE-W方向の断層が多く、地層はこれらの断層に沿い、小規模な褶曲を繰り返している。これらの褶曲構造は、恐らく断層生成時の引曳で生じたものである。佐々川衝上断層と大岳断層に挟まれた愛宕山・葦岳及び大岳を含む地域の地層は、走向・傾斜の変化に富み、全体として葦岳ドームを形成している(葦岳背斜構造)。これらは山住・石盛山及び賞観の3条の断層に接し、軸をENE方向に沈降する牧の地背斜構造、山住断層南側に沿う山住半盆状構造の石盛山断層北側に沿う耳切半ドーム状構造、石盛山・賞観断層北側沿いに前岳半盆状構造とその南東隣接に山ノ田半ドーム状構造がある。このほか、山ノ田貯水場付近には幾つかの小規模な背斜・向斜が見られる。

佐世保地区：佐々川衝上断層以東、賞観断層以南の地区で、相浦川を境として東側にはE-W性断層、西側にはN-S性断層が顕著に発達し、中間にはNE-SW方向の断層も見られる(第12表)。



第51図 長浜断層付近の構造(世知原町旧飯野炭鉱春日坑北部水平道)
 A: 長浜断層, B: 同断層破砕帯, C: 砂岩, D: 頁岩, E: 縞入砂岩, F: 玄武岩岩脈, C-Eは柚木層に属する



第52図 賞観断層の露頭(佐世保市八ノ久保町-芳ノ瀬間峠横)
 A: 但馬岳層, B: 断層破砕帯, C: 断層面, D: 玄武岩岩脈

相浦川の東側には、軸が但馬岳を通るNNE-SSW方向の但馬岳向斜があり、佐世保川沿いにはこれに並走する緩やかな背斜が見られる。地層の傾斜はいずれも3-5°と緩い。これらの背斜・向斜は数本の東西性断層によって切断されている。相浦川西側では、主要な断層はN-S方向に延び、NW-SE方向の小断層を伴っている。地層は一般に走向N50-60°W、傾斜5-10°を示し、北方の世知原盆状向斜の中心に向かって順次上位の地層が分布する。しかし、大瀧町付近では断層の影響で小規模な向斜・背斜構造を形成し、走向・傾斜の変化が著しい。

佐世保地区では、佐々川衝上断層以西で見られるような規模の褶曲はほとんど認められない。軸が将冠岳・但馬岳及び弓張岳を通るNNE-SSW方向の但馬岳向斜では、両翼とも地層の傾斜は3-5°である。また、上本山・大瀧町高岳周辺及び小佐々町浅子南西海岸では、高苔・相浦・真申及び佐々川等の断層沿いに小規模、かつ局地的な褶曲が見られる。これらの褶曲は断層形成に伴う引曳りによってでき

たものである。

VI. 第四系

VI. 1 段丘堆積物

段丘堆積物は、本地域中部を流れる佐々川沿い北東部の志佐川流域に小範囲に分布している。佐々川流域では、佐々町石口・里付近に露出し砂礫からなる。礫層は径約 15cm の玄武岩礫が多く、ほかに砂岩・頁岩礫を含む。堆積物の厚さは 15m を越えないと推測した。志佐川流域では長野東方に少量あり、その構成物は佐々川地区と同じであるが、下流の松浦市街地に近い右岸地区では全体に風化が進んでおり、堆積物も礫より粘土が多い。この粘土層は、宅地区域に広がっているので詳細な調査はできなかった。

VI. 2 沖積層

沖積層は各河川の流域に分布しているが、相浦川・佐々川及び志佐川流域に多い。いずれも砂・礫・粘土から構成され、数 m 内外の厚さを持つ。

VI. 3 崖錐

本図幅地域内の崖錐堆積物は、新第三紀堆積岩層と北松浦玄武岩類との境界付近から低所にかけて各所に発達している。主として、玄武岩礫と粘土から構成されている五蔵岳の北西・北東側の世知原・福井両層の上位に分布している堆積物は、過去の地すべり崩土である。佐世保市北方楠木町付近の堆積物は、主として玄武岩溶岩塊と火砕岩質粘土である。この地区は、北側の石盛山付近の最下位溶岩の底面との高度差が約 100m あり、溶岩崖は傾斜角約 45° 以上で、過去の地すべり変動地と考え、地質図では崖錐堆積物とした。

VI. 4 地すべり滑落崖と変動地

本図幅内には過去及び最近に発生した地すべり区域が各所に存在している。地すべり区域は、東・北隣の伊万里・平戸図幅地域内を合わせると 100 箇所余りになり、現在では地すべり防止区域として管理されている。地質図には、最近の滑落崖と変動地のみを記した。又、地すべりについては、北松型地すべりの発生機構及び予知に関する研究として多くの研究報告が公表されている。

VI. 5 埋立地

本図幅地域内では相浦川河口、佐々川及び江迎川河口に、昭和以降干拓及び埋立地が行われている。

VII. 応用地質

VII. 1 石炭

炭層賦存状況

石炭は本図幅地域内における主要鉱産物で、主要な炭層は相浦・佐世保両層群中に胚胎されている(第55図)。これらの炭層は、かつて稼行されていたが、補備調査当時は炭界の不況のためにすべて休山していった。杵島・野島両層群及び平戸層には稼行するに足る炭層はほとんどない。

杵島層群中には、小佐々町黒石新田の長島砂岩中に厚さ約0.5-10cmの膨縮に富む炭質頁岩が見られるにすぎない。

野島層群の大屋層では、基底から40m上位の層準付近に、山丈0.40-0.24m・炭丈0.26-0.17m、志佐川流域及び大屋付近に山丈24cm・炭丈18cmの粗悪炭が挟在するほか、数枚の厚さ10cm内外の炭質頁岩がその下部と中部に挟在する。深月層には厚さ5-25cmの薄い炭質頁岩を数枚含んでいる。南田平層には基底から上部約200m層準に厚さ10cmの粗悪炭、同じく650mの層準に厚さ16-20cmの炭層がある。後者は大塔においては山丈65cm、炭丈20-16cmであり、旧田平炭鉱において小規模に稼行されたことがある。この石炭は、純炭発熱量は7,500calで弱粘結性・硫黄5-11%である(長浜, 1952)。

平戸層の場合は、平戸市大山地区の地すべり防止対策試錐によって、厚さ10-40cmの炭質頁岩層が確認されているにすぎない。本図幅地域の主要稼行炭層はほとんど相浦・佐世保両層群中に賦存している。炭層は各堆積輪廻層上部の淡水又は汽水成層層中に挟在している。両層群中には、局部的に挟在するものを含めると、層準を異にする60枚以上の炭層がある。これらのうち、稼行された炭層は20枚内外と言われている。なお、既述のように炭層はしばしば同時浸食によって部分的に削剝されていることがある。

相浦層群の炭層は、大瀬五尺炭層・新田四尺炭層を除くと、佐世保層群の炭層に比べ薄く、挟みが多くて膨縮が著しい。又、炭層上部、あるいは炭層全部が同時浸食を受け、一般に連続性を欠き、炭質の不良さもあり、大規模な炭鉱開発をなすほどの炭層は期待されない。相浦層群の炭層は主として地域南部の佐世保市を中心に発達し、一部は神田以南の佐々川衝上断層西側に分布し、旧坑も諸所に見られる。

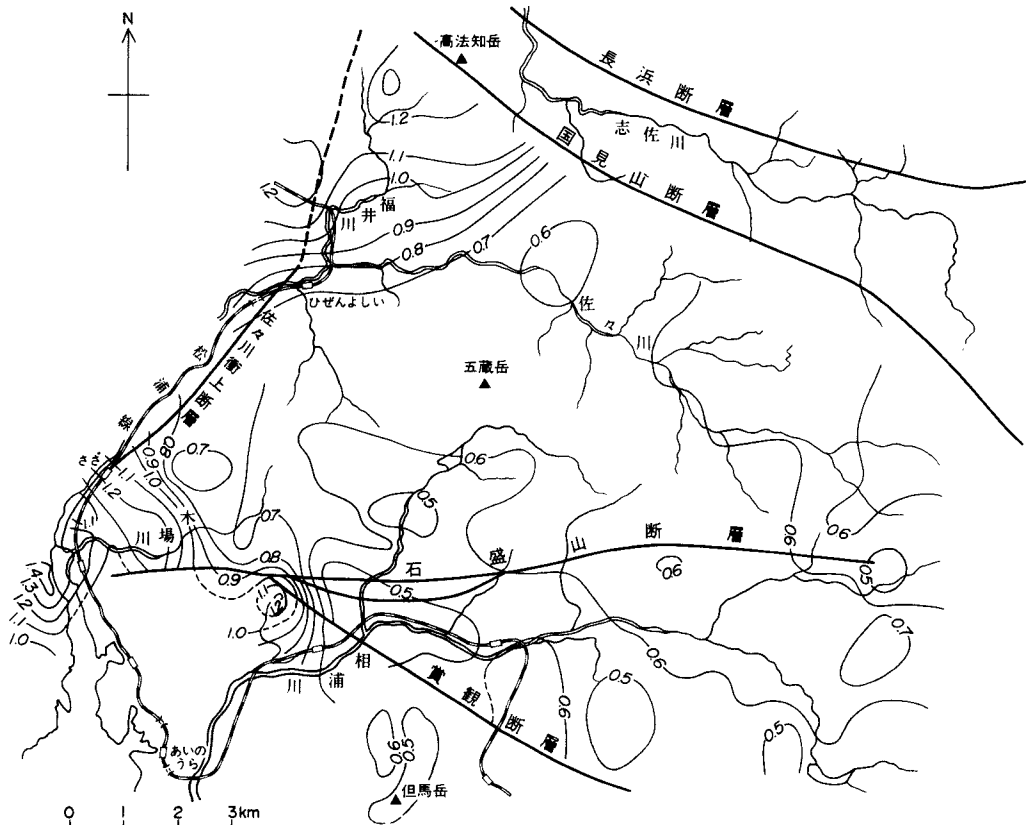
佐世保層群中の炭層は、一般に相浦群中の炭層に比べ側方への連続性がよく、分布範囲も広い。大規模に稼行された炭層は、大瀬五尺炭層を除くと、ほとんどが佐世保層群の炭層である。

相浦層群中の稼行された主な炭層は、下位から新田五尺炭層・新田四尺炭層・モエズ炭層・川釣炭層及び大瀬五尺炭層の5炭層で、大瀬五尺炭層と新田四尺炭層は主要稼行炭層である。

上治(1938)によれば、大瀬五尺炭層は大瀬炭砒で山丈2.4m(薄い挟み数枚を含む)に達する。これは本地域における稼行炭層中最も厚い例で、価値ある炭層である。モエズ炭層は分布範囲が広く、連続性はよいが、ほかの炭層と同様好発達範囲が比較的狭く、炭丈・変質に変化が多いので、局部的稼行が行われたにすぎない。

佐世保層群中の主な炭層は、下位から大瀬四枚炭層・大瀬三枚炭層・柚木三枚炭層・岩石二枚炭層・牧浦三尺炭層・下岩石炭層・砂盤炭層・ゴマ炭層・上岩石炭層及びガメハ寸炭層の10枚である。なかでも柚木三枚炭層・鹿町三尺炭・砂盤炭層・福井一枚炭層及び三枚物炭層の5炭層が主要稼行炭層で、ほかのものは局地的稼行が行われたにすぎない。

大瀬五尺炭層：地区によって福島二尺炭層・大鶴二尺炭層と呼ばれ、佐世保炭田屈指の稼行炭層で広範囲に発達する。日鉄鉱業矢岳砒・同小佐々砒・西川内砒業所・原口鉱業矢羽津炭砒・佐々炭砒・日室鉱業江迎砒業所・中里炭砒・栗山鉱業永の島炭砒・住友石炭潜竜砒業所・大瀬炭砒・潜竜炭砒・新和炭砒・弓張炭砒・高峯炭砒等によって盛んに採掘された。本層は上治(1938)が述べているように、炭層の“飾り”にかなり変化があり、時に中間の挟みが発達して上下2層に分かれることがある。炭丈変化の状況は第53図に示すように、佐々川衝上断層に沿う大瀬・芳ノ浦・潜竜・吉井周辺、特に南部の大瀬-



第53図 佐々川衝上断層東側における大瀬五尺炭層炭丈の等層厚線図(m)

芳ノ浦付近で最も良く発達する。炭層は潜竜-大瀬を結ぶ線から東及び西方向へ炭丈が減少するが、東方へ徐々に、西方へ急速に薄くなる傾向が見られる。中里・楠泊・永の島・冷水岳北方・(禅仙峠西方)では、中間の挟みが発達して局部的に上・下2枚に分岐することがある。

柚木三枚層：地域によって盤砥山・鍋串二枚(下二尺)・大瀬三尺と呼ばれている。本炭層は、前述の大瀬五尺炭層と同様に大瀬・潜竜付近で良く発達する。一般に佐々川衝上断層以東地域では炭丈が厚く、以西域では急激に劣化する傾向がある。

松浦三尺炭層：地域によって鹿町三尺・久原三尺・神田三尺と呼ばれ、日鉄鉱業北松砒業所鹿町炭砒・住友石炭潜竜砒業所・日鉄鉱業神田炭砒・同御橋炭砒・報国炭砒・里山炭砒・松浦炭砒・山住炭砒・中里炭砒などで盛んに稼行された。一般に輝炭部に乏しく、暗灰色部あるいは縞状暗炭部に富む炭層で、発熱量は4,500-6,000calであり、比較的炭丈が厚く(45-105cm)、挟みが少ない。又、炭層の急激な膨縮が比較的少なく安定した炭層で、大瀬五尺・砂盤などの炭層と共に古くから広範囲に採掘されていた。

本炭層は鹿町半ドーム構造の中心地区及び世知原盆状構造の中心部潜竜・松浦及び御橋の各炭層を含む地域で良く発達している。特に潜竜炭砒及び松浦炭砒春日坑坑内で最も厚く、炭丈90-100mに発達するが地域外の北東部に向かって貧化し、志佐川河口の志佐付近では厚さ数10cmの粗粒及び至炭質頁岩となっている。また、南西部の鹿町半ドーム状構造の周辺部の矢匡・楠泊方面では局部的にやや薄くなる傾向がある。また潜竜炭砒では、ダイアステムによって局部的に薄化している事実が坑内で確認されている。

砂盤炭層：西部地域の岳下炭砒で^{へだもの}隔物層と呼ばれた炭層で、下盤に5-20cmの凝灰質粗-中粒砂岩を伴い、これが良く連続する特徴を持っているのでこの名があると言われた。炭層の中に、3枚のゴマと呼ばれる灰白ないし暗灰色の含炭質物砂岩の挟みがある。一般に山丈40-50cm、炭丈30-40cmの薄炭層であるが、最も変化の少ない連続性の優れた炭層であり、各地で広く稼行された。同炭層は、佐々川衝上断層以西では栄の島から冷水岳・日暗ヶ原・潜竜を結ぶ以西、断層以東では樋口から世知原(旧国鉄世知原線を結ぶ線)以北及び五蔵岳と大岳・韮岳周辺の一部に賦存する。炭層は佐々川衝上断層東側の韮岳付近、西側の岳下、神林付近で局部的に炭丈が薄くなるが、変化が少なく、特に潜竜北東部に良く発達する。一般に、縞状暗炭から暗炭部が多い炭層である。

上岩石炭層：南西部の岳下と北方寺ノ尾付近では薄化しているが、深江・江迎付近では良く発達する。

三枚物炭層・福井一枚炭層：かつて潜竜付近の福井一枚に対比されていたが、長浜(1954)は鹿町地区の三枚物は福井一枚の上位15-30mにある炭層であると指摘した。いわゆる三枚物炭は、東部の潜竜・福井付近では八巻と呼ばれ、福井一枚炭層は鹿町地区の亀炭層に対比される炭層である。福井一枚炭層は、鹿町地区で発達悪く、東部の福井・志佐(栢ノ木)付近で良く発達し、主要稼行炭層の一つである。三枚物炭層は、江迎・鹿町・神林・岳下付近で良く発達し、東部の福井・志佐付近では厚さを減じ発達は悪い。両炭層は、佐世保層群最上部の炭層の中ではかなり広く採掘された炭層である。三枚物・福井一枚両炭層は、福井・加勢両層群間の不整合のため、地域によっては欠如することがある。三枚物炭層が西部の神林付近及び東部の志佐川流域の長野・槐木場付近で局部的に欠けているのはその例である。

炭質

本図幅地域の石炭の炭質は、佐々川衝上断層を境にして、その東・西両側で著しく異なることは古くから知られている。断層の西側は灰分の多い強粘結炭で、東側は粘結度の弱い低品位の一般炭を産する。この強粘結炭と非粘結炭の違いがどのような原因によって生じたかについては、次のような諸説がある。

- 1) 石炭原質の差異と地殻変動による(上治, 1938)
- 2) 火山岩の噴出、褶曲・断層運動などによる動力的な変質(筒井・松隅, 1953)
- 3) 堆積盆地の移動に伴う重圧と地熱(松下, 1957)
- 4) 石炭原質の差異と火成岩による影響及び褶曲・断層運動による動力変質(竹原, 1956)
- 5) 造構運動及び火成岩体の進入(高橋, 1960)
- 6) 被覆岩層の厚さの相違(岩橋, 1963)

従来のように、佐々川衝上断層生成に関係付ける見方は否定されてきている。

石炭は一般に黒-黒褐色又は漆黒色の低度歴青炭であるが、一部に高度歴青炭又は黒色褐炭に近い性質を持つものもある。外観的には層状炭に属し、輝炭部と暗灰部との細かい互層で粉炭化しやすい。粉炭は塊炭に比べて一般に炭質が良好である。日本工業規格炭量計算基準(JISM1002, 1953)の分類によると、佐々川衝上断層西側の鹿町地区のものはほとんど歴青炭のB₁-B₂級の強粘結炭で、製鉄用コークスの原料炭として重視されていた。東側地区では歴青炭C・D・E・F₁・F₂級の弱粘結-非粘結炭の亜歴青炭ないし褐炭である。

Ⅶ. 2 自然水銀

佐世保市相浦大湯町の自衛隊駐屯地内に分布している相浦層群砂岩層の節理面に、自然水銀、辰砂及び黒辰砂が薄層を呈して産出した。又、相浦川を隔てて南方の牽牛崎北麓の挟炭層からも自然水銀を採取した記録が残っている(堀, 1953)。

Ⅶ. 3 骨材資源

本図幅地域は、北浦玄武岩類を対象とする採石場が各地に散在している。ここでの碎石は道路用・コンクリート用・間知石及び割栗石等用途が広い。採石場は佐世保市及び北松浦郡全域にわたっていたが、現在本図幅地域内では下記の数箇所で操業しているのみである。

北松浦郡佐々町木場

北松浦郡江迎町田元(潜竜)

北松浦郡鹿町下歌ヶ浦免(蜂子山)

北松浦郡吉井町乙石尾免

現在、採石されているのは普通輝石かんらん石玄武岩がほとんどで、比重2.66-2.84、吸水率0.6%、単位容積重量は平均1.5-1.6kg/m³である。ロサンゼルス摩耗試験は玄武岩で平均13.0%、分散・標準

偏差は低いが採石場による差はある(松井ほか, 1975).

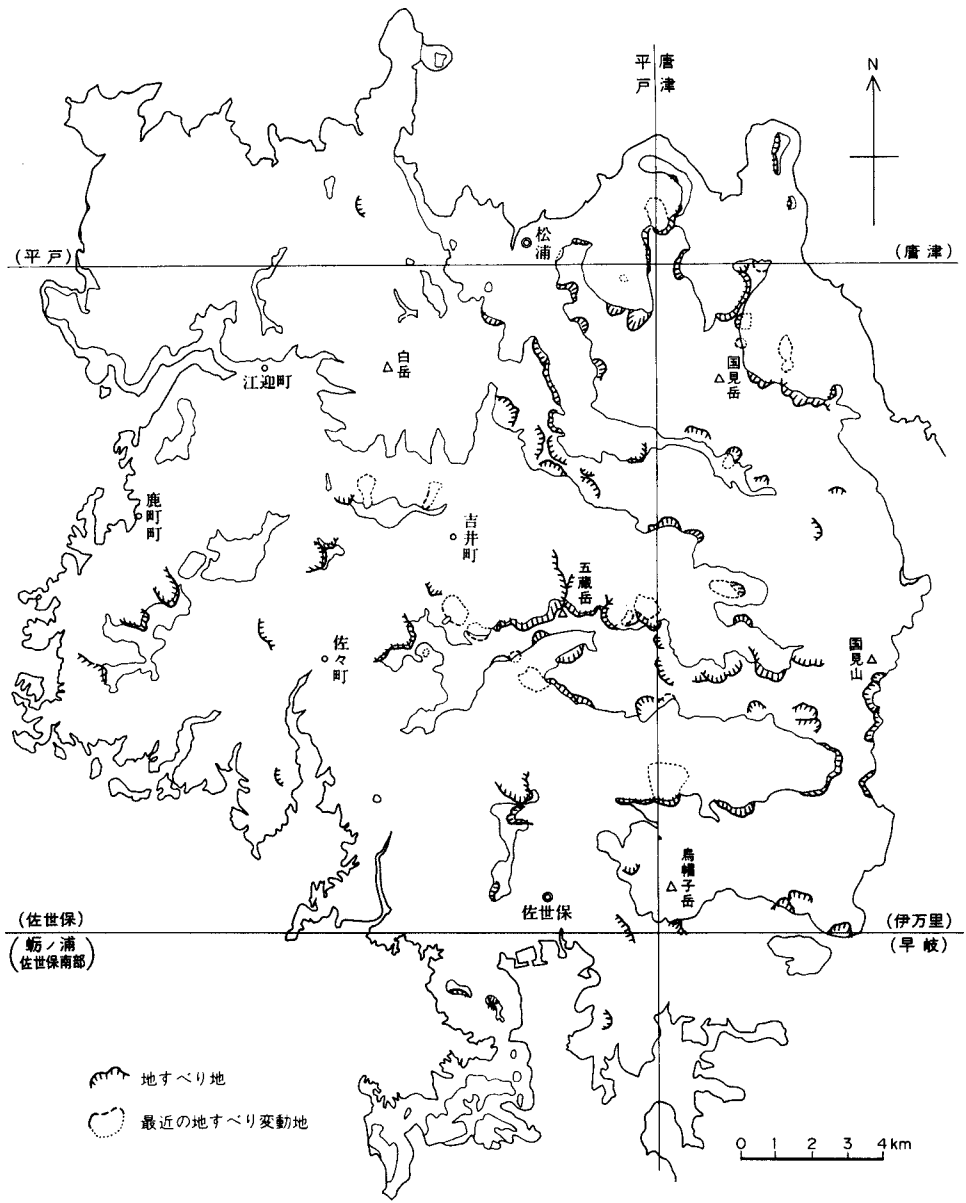
Ⅶ. 4 地 す べ り

本図幅地域は、東隣の伊万里地域と共に北松型地すべり地域として知られている(第56図)。地すべり防止指定箇所のうち、その半数が地域内に存在している。これら地すべり地域では、含炭新第三紀層を八ノ久保砂礫層が不整合に被覆し、更にその上位を北浦玄武岩類溶岩が覆うという地質構成になっている。含炭新第三紀層中の炭質頁岩・デイサイト質凝灰岩の粘土化が進み、かつ第三紀層のブロック化が著しいことが岩盤の層すべり型地すべりを起こす原因である。なお、本図幅地域付近の地すべりは北松型地すべり(野田, 1957)と呼ばれているが、これは溶岩や砂礫岩・崩土層を載せたまま岩盤が滑動したものがあ

る。北松型地すべりは、玄武岩分布域内にも一部あるが、その大部分は玄武岩溶岩の分布周縁部に発生している。本図幅地域内での過去に発生した主な地すべり地は、調川、志佐川、佐々川上流及び相浦川の各河川両岸地区に分布している。中でも、調川白井・長田代・五蔵岳・石盛岳南西・菰田・葦岳・大瀬地区が顕著である。最近の滑動地は、調川町白井・吉井町樽川内及び平山(第54図)、世知原町長田代・江迎町鷺尾岳北側及び牧の地の各所で、鷺尾岳地すべり地では、現在観測坑で測定が継続されている。



第54図 吉井町樽川内-平山地区の地すべり崩壊地



第56図 佐世保図幅及び隣接地域の地すべり地分布図(羽田野ほか, 1973)

文 献

- 青木謙一郎(1958) 壱岐島及び東松浦半島地域のアルカリ岩の分化. 火山, 第2集, vol.3, p.1-16.
- AOKI, K. (1959) Petrology of Alkaline Rocks of the Iki Island and Higashi-Matsuura District, Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3, vol. 4, p. 261-310.
- FUKUYAMA, K. (1960) Abnormal basalts in the Senryu Area of Northern Kyushu, Japan(I). Kumamoto Jour. Sci. Geology, vol. 4, p. 30-71.
- (1961) Abnormal basalts in the Senryu Area of Northern Kyushu, Japan (II). Kumamoto Jour. Sci. Geology, vol.4, p.73-89.
- 古川俊太郎(1959) 佐世保炭田松浦地区日宇地方地域調査報告. 地調月報, vol.10, p.899-910.
- (1969) 佐世保炭田佐世保市南西部地域地質図ならびに説明書. 日本炭田図IX, 地質調査所, 37p.
- (1970) 2万5千分の1地質図幅「佐世保北部地域」. 特殊地質図13, 地質調査所.
- (1974) 佐世保西南部地域地質図ならびに説明書. 日本炭田図XII, 地質調査所, 12p.
- ・山崎達雄・坪島 務(1971) 佐世保炭田北東部における佐々川断層. 松下久道教授記念論文集, p.419-431.
- 波多信広・有吉正夫・田代信夫(1961) 佐世保炭田志佐川上流地域の地質, 特に加熱量の異常発達について. 九州鉱山学会誌, vol.29, p.167-178.
- ・———・———(1962) 佐世保炭田世知原地区の地質. 九州鉱山学会誌, vol.30, p.1-124.
- 羽田野誠一・岡部文武・渡辺征子・古川俊太郎(1973) 北松地域大規模地すべり地形分布図. 防災科学技術総合研究報告, 第32号付図. 科学技術庁国立防災科学技術センター.
- 堀 純郎(1953) 本邦の水銀鉱床. 地調報告, no.154, 126p.
- 今井 功・沢村孝之助・吉田 尚(1958) 5万分の1地質図幅「伊万里」及び同説明書. 地質調査所, 83p.
- 井上英二(1963) 佐世保炭田の杵島層群と下小高島試錐について. 地調月報, vol.14, p.257-276.
- (1972) 北西九州, 唐津炭田の古第三系杵島層の岩相変化と化石群集からみた堆積環境. 地調報告, no.245, 72p.
- 磯見 博・松井和典・片田正人・長浜春夫・服部 仁・鎌田泰彦(1971) 対馬・五島海域の地質. 九州周辺海域の地質学的諸問題. 地学関係五学会連合学術大会シンポジウム資料, p.27-37.
- 岩橋 徹(1953) いわゆる杵島層群について—杵島層群の研究—(その1). 地質雑, vol.59, p.359.
- (1960) 長崎県北松浦郡九十九島・佐々地区の杵島層群の層序と地質構造—“佐世保炭田”の研究(その1)—. 九大理研報(地質), vol.5, p.1-13.
- (1961a) 北松地域およびその周辺にみられる八ノ久保砂礫層(新称)について—“佐世保炭田”の研究(その2)—. 九大理研報(地質), vol.5, p.80-97.

- 岩橋 徹(1961b) 佐世保炭田に分布する相ノ浦層群の総括的層序・岩相変化・堆積状況について—
 “佐世保炭田”の研究(その3)—. 九大理研報(地質), vol.5, p.111-128.
- (1963) “佐世保炭田”炭の石炭化度の地質学的研究. 九大理研報(地質), vol.6, p.95-134.
- 鎌田泰彦・岩尾雄四郎・宮本 誠・岡沢 昭(1981)長崎県北松浦郡田平町に発見された平戸口植物化石層. 長崎県地学会誌, no.33-34, p.11-38.
- KANEOKA, I. and ARAMAKI, S. (1971) K-Ar Age of plagioclase from a Kita-Matsuura Basalt and the Reliability of plagioclase K-Ar Age. Jour. Geol. Soc. Japan, vol.77, no. 6, p.389-392.
- 木下亀城(1941a) 九州水銀鉱床I. 岩鉱, vol.25, p.29-35.
- (1941b) 九州の水銀鉱床II. 岩鉱, vol.25, p.52-63.
- 小林 勇・今井 功・松井和典(1955) 5万分の1地質図幅「呼子」及び同説明書. 地質調査所, 28p.
- ・———・———(1956) 5万分の1地質図幅「唐津」及び同説明書. 地質調査所, 60p.
- 小出 博(1955) 日本の地回り—その予知と対策—. 東洋経済新報社.
- KURASAWA, H. (1967) Petrology of the Kita-Matsuura Basalt in the Northwest Kyushu, Southwest Japan. Rept. Geol. Surv. Japan, no.217, 108p.
- 倉沢 一(1970) 長崎県北松浦郡吉井町子産坂付近の佐々川断層と玄武岩類(I). 防災科学技術総合研究報告, no.22, p.87-90.
- 松井和典(1958) 5万分の1地質図幅「勝本・郷ノ浦・芦辺」及び同説明書. 地質調査所, 32p.
- (1969) 五島列島南西の島ノ島にみられる花崗質岩類. 地質雑, vol.75, p.631-632.
- ・小村幸二郎・岸 和男(1975) 長崎県地区骨材資源調査報告. 骨材拠点開発モデル調査報告書, 地質調査所, p.85-113.
- ・柴田 賢(1976) 北西九州玄武岩類の地質年代について(演旨). 火山, 第2集, vol.21, p.207.
- 松本徂夫(1960) 杵島地区における松浦玄武岩類. 九大生産研報告, no.28, p.36-73.
- (1961) 北九州松浦玄武岩類の岩石学的研究. 九大生産研報告, no.30, p.1-99.
- ・松井和典(1971) 九州西方の新生代火成活動九州周辺海域の地質学的諸問題. 地学関係5学会連合学術大会シンポジウム資料, p.11-19.
- ・西村 進・田島俊彦(1977)九州の新生代火成岩の fission-track 年代. 長崎大教養部紀要(自然科学), vol. 17, p.63-75.
- ・山崎達夫(1960) 唐津炭田の貫入火成岩類について. 九州鉱山学会誌, vol. 28, p. 312-325.
- ・———・富田 達(1960) 唐津炭田中部地区における肥前粗粒玄武岩とその随伴岩類. 九大生産研報告, no.28, p.4-35.
- 松本隆一・沢田秀穂・久保恭輔・長浜春夫・岡田健次(1950) 長崎県北松浦炭田臼ノ浦地区調査. 地調月報, vol.1, p.57.
- 松下久道(1949) 九州北部における古第三系の層序学的研究. 九大理研報(地質), vol.3, p.1-57.
- (1951) 九州北部炭田の地質構造. 九大理研報(地質), vol.3, p.49-54.
- (1953) 九州炭田に見る不整合. 地球科学, no.9, p.1-8.

- 松下久道(1956) 再び九州炭田に見る不整合に就いて. 九州鉱山学会誌, vol.24, p.49-55.
- (1957) 九州炭の炭質と進入火成岩. 九炭技連誌, vol.10, p.131-136.
- ・高橋良平(1956) 九州炭の炭質と堆積盆との関係の一考察(予報). 九州鉱山学会誌, vol.24, p.20-25.
- MIKI, S. (1950) Taxodiaceae of Japan with special reference to its remains. Jour. Inst. Polytechnics, Osaka City Univ., Ser. D, vol.1, p.63-77.
- 水野篤行(1956) 貝化石による九州北西部古第三系の分帯(予報)—本邦古第三系の対比論のために—. 地調月報, vol.7, p.261-269,
- (1962a) 西日本地域における古第三系及び下部新第三系の古生物年代学的研究第1報, 西彼杵半島周辺の古第三系の層序と貝類化石群について). 地質雑, vol.68, p.640-648.
- (1962b) 西日本地域における古第三系及び下部新第三系の古生物年代学的研究(第2報, 西彼杵半島周辺の古第三系の対比と古生物年代学的区分について). 地質雑, vol.68, p.687-693.
- (1963) 西日本地域における古第三系及び下部新第三系の古生物年代学的研究(第3報, 貝類化石群の層序的・地理的分布). 地質雑, vol.69, p.38-50.
- MIZUNO, A. (1964) Paleogene and Early Neogene Molluscan faunae in West Japan. Rept. Geol. Surv. Japan, No.204,72p.
- (1966) On the new Miocene Unionids from the Sasebo Coal Field, Western Japan. Rept. Geol. Surv. Japan, no.215, 12p.
- 長浜春夫(1952) 長崎県北松浦郡平戸島付近の地質. 地調月報, vol.3, p.583-586.
- (1953a) 佐世保炭田に関する若干の新事実と考察. 地調月報, vol.4, p.63-67.
- (1953b) いわゆる佐世保層群の時代について(短報). 地質雑, vol.59, p.400.
- (1954) 佐世保炭田におけるいわゆる佐世保層群上部について. 地調月報, vol.5, p.413-440.
- (1962) 北西九州佐世保・崎戸島両炭田地域における第三紀地史について 2, 3の基礎的問題. 地調月報, vol.13, p.641.
- (1965) 砂層理からみた北西九州第三紀層の堆積. 地調報告, no.211, 66p.
- ・松井和典(1958) 5万分の1地質図幅「蛎ノ浦」及び同説明書. 地質調査所, 66p.
- ・水野篤行(1965) 五島列島奈留島産の中新世淡水棲貝化石及び関連する若干の問題. 地質雑, vol.71, p.228-236.
- 長尾 巧(1926) 九州古第三紀層の層序. 地学雑, vol.38, p.115-130, 263-269, 317-323, 369-373, 457-461, 596-603, 663-671, 706-712.
- (1927) 九州古第三紀層の層序. 地学雑, vol.39, p.86-91, 139-154, 191-198, 356-360, 416-425, 456-467, 501-512, 592-604, 655-674.
- (1928) 九州古第三紀層の層序. 地学雑, vol.40, p.7-23, 83-89, 143-155, 193-215, 278-288, 344-353.
- 野田光雄(1952) 佐世保周辺における相浦層中の炭層発達状況について. 九州鉱山学会誌, vol.20, p.127-132.

- 野田光雄(1957) 唐津・佐世保両炭田内の地送りについて. 九州鉱山学会誌, vol.25, p.1-10.
- ・朱雀智介(1955) 芦屋・西彼杵・佐世保3層群の層位関係について. 地質雑, vol.61, p. 150-161.
- ・山崎達夫(1950) 佐世保炭田北東部における佐世保層群の層序. 九州鉱山学会誌, vol.18, p. 301-307,
- 岡田健次・原田種成(1951) 長崎県北松炭田九十九島黒島地区調査報告. 地調月報, vol.2, p.13-20.
- 大築洋之助(1910) 20万分の1地質図幅「壱岐」及び同説明書. 地質調査所, 64p.
- (1917) 20万分の1地質図幅「平戸」及び同説明書. 地質調査所, 139p.
- OZIMA, M., KANEOKA, I., KONO, H., KINOSHITA, M., KOBAYASHI, K., OHNAKA, N., NAGATA, T. and KURASAWA, H. (1968) Paleomagnetism and K-Ar ages of successive lava flows (2)—Kita-Matsura basalt. Kyushu, Japan —. Jour. Geoelectr., vol. 20, no. 2, p. 85-92.
- 斉藤林次・木原敏夫・児玉賢二(1953) 唐津炭田北部における芦屋層群と相和層群との間の不整合について(要旨). 地質雑, vol.59, p.331.
- 沢田秀穂(1958)北松炭田地質図幅説明書. 日本炭田図Ⅱ, 地質調査所, 130p.
- ・佐藤 茂・一杉 治・井上絢夫(1951) 長崎県北松浦炭田南部地区調査報告. 地調月報, vol. 2, P. 111-116.
- ・沢村孝之助・今井 功・長浜春夫(1955) 5万分の1地質図幅「平戸」及び同説明書. 地質調査所, 33p.
- 沢村孝之助(1952) 北松炭田地帯の玄武岩類と断層. 地質雑, vol.58, p.308.
- 首藤次男(1958) 九州の中・後期新生界の堆積一構造的な特性. 新生代の研究, no.28, p.8-18.
- (1981) 北部九州周辺海域の中新世中期の海洋古地理に関する問題. 化石, 日本古生物学会, no.30, p.55-58.
- 高橋良平(1960)日本炭の炭質におよぼす地質構造の影響. 燃料協会誌, vol. 39, p. 1624-635.
- ・植田芳郎・岩橋 徹(1953) 杵島層群の研究その1). いわゆる杵島層群について. 地質雑, vol-59, p. 359.
- ・———・———(1957) 杵島層群の研究(その2). 針尾島・早岐・有田周辺の岩相と地質構造について. 地質雑, vol.63, p.207-216.
- 高井冬二(1938) 本邦に於ける新生代哺乳動物(予報). 地質雑, vol.45, p.745-763.
- TAKAI, F. (1952) A summary of the mammalian faunae of Eastern Asia and the interrelationships of continents since the Mesozoic Japan. Jour. Geol. and Geogr., vol. 22, p. 169-205.
- 竹原平一(1952) 佐世保炭田の堆積環境演進. 地質雑, vol.58, p.325-326.
- (1956)佐世保層群の層序学的研究(その I - IV). 九州鉱山学会誌, vol. 24, p. 411-428, 492-506, 573-587, 607-611.
- 棚井敏雄・尾上 亨(1956) 佐世保炭田産の化石植物群について(予報). 地調月報, vol.7, p.69-74.
- 徳永重康(1925) 佐世保伊万里炭田と其地質時代. 地学雑, vol.37, p.557-567.
- TSUCHI, R. (1986) Late Cenozoic molluscan faunas and their development in southwestern Japan. Special

paper (Japanese Cenozoic molluscs — their origin and migration —). Palaeont.Soc.Japan, no.29, p. 33-45.

- 筒井孝洋・松隅喜総(1953) 北松炭の変質. 九州鉱山学会誌, vol.21, p.263-274.
- 上治寅次郎(1935) 北松浦炭田における爽炭層の層序略説. 地球, vol.23, p.16-179.
- (1938) 北松炭田地質図及び同説明書. 北松南部鉱業会, 50p.
- 浦田英夫(1956) いわゆる野島層について. 九大教養地研報告, no.2, p.47-56.
- 山崎達雄(1959) 唐津炭田の地質構造と貫入火成岩. 九大生産研報告, no.26, p.33-53.
- (1960) 唐津炭田の地質構造と貫入火成岩類(そのⅡ, 岩石記載), 九大生産研報告, no.27, p.8-53,
- ・松本徃夫・森永陽一郎(1960)唐津炭田相知・杵島両層群の関係. 九大生産研報告, no.29, p.54-65.
- ・森永陽一郎(1954) 唐津・佐世保両炭田の関係. 地質雑, vol.60, p.473-486.
- 安原彰一・小西泰次郎・逆瀬川清丸(1955)佐世保炭田鹿町地区岳下付近強粘結炭調査報告. 地調月報, vol.6, p.363-370.
- 弥吉 久・松下久道・今村外治(1952)長崎県佐世保市早岐町北西—北東部の古第三系について. 地質雑, vol.58, p.309-310.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Fukuoka (14) No.68



GEOLOGY

OF THE

SASEBO DISTRICT

By

Kazunori MATSUI, Toshitaro FURUKAWA
and Konosuke SAWAMURA

(Written in 1988)

Abstract

The Sasebo district is situated in northwest Kyushu, Southwest Japan, and occupies the main part of the Sasebo Coal Field, which is one of the major coal fields in Japan. The district is underlain by Tertiary sedimentary and volcanic rocks with minor Quaternary sediments.

The Tertiary sedimentary rocks comprise the Oligocene Kishima Group, the Early Miocene Ainoura Group, the Early to Middle Miocene Sasebo Group, the Middle Miocene Nojima Group, the Late Miocene Hirado Formation and the Late Miocene Hachinokubo Gravel Bed in ascending order. These strata except for the last are cut by many faults of various directions, and are gently folded. Generally speaking, faulting and folding are more conspicuous on the west side than the east side of the Sasagawa Reverse Fault, which trends north-northeast and dips west. There are found also faults cutting the Hachinokubo Gravel Bed and the Late Miocene volcanic rocks.

The volcanic rocks are the Late Miocene Himosashi Andesites and Kita-Matsuura Basalts associated with dikes and sheets of basalt, andesite and diorite. The stratigraphic succession in this district is summarized in Table 1.

Table 1 Summary of geology in the Sasebo District.

Age	Stratigraphy		Lithology	Volcanic activity		
Quaternary	Alluvium (a)		Gravel, sand and clay	Basalt		
	Terrace deposits (te)		Gravel, sand and clay			
Neogene	Late Miocene	Kita-Matsuura Basalts (B1-8, Bd, Vp, Vt)		Late porphyritic basalt Middle porphyritic basalt Eally nonporphyritic basalt Early porphyritic basalt	Andesite Dacite-rhyolite	
		Hachinokubo Gravel Bed (Hg)		Sand, gravel, silt and tuff		
		Himosasashi Andesites (Ad, Av, Alf)		Pyroxene andesite		Dikes
		Hirado Formation (tH)		Arkose sandstone, mudstone and tuff lapilli tuff and andesite lava		
	Middle Miocene	Nojima Group	Minamitabira Formation (Tb)		Alternation of sandstone and mudstone with coal	Granitic rocks
			Fukazuki Formation (F)		Alternation of sandstone and shale with tuff breccia	
			Oya Formation (O)		Medium-to fine-grained sandstone, sandy mudstone mudstone tuff and tuff breccia (Nojima fossil zone or yokobeta fossil zone)	
	Early Miocene	Sasebo Group	Kase Formation (K)		Conglomeratic sandstone and sandstone with black shale (Tanohira fossil zone)	Granitic rocks
			Fukui Formation (Fk)		Medium-to fine-grained sandstone and shale with tuff breccia (Nakayama fossil zone)	
			Sechibaru Formation (S)		Sandy shale, mudstone and sandstone with coal (Yadake fossil zone)	
			Yunoki Formation	Upper Member (Yu)	Alternation of sandstone and shale tuff breccia and coal (Ikono fossil zone or Uenohara fossil zone)	
		Lower Member (Yl)		Alternation of sandstone and shale and coal		
		Nakazato Formation (N)		Sandstone, shale and coal (Ose fossil zone)		
		Ainoura Group	Tajimadake Formation (Au)		Medium-grained sandstone, sandy shale with coal (Masaru fossil zone)	
			Kashimae Formation (Am)		Sandstone, shale, tuff and coal	
Amagata Formation (Al)			Sandstone, shale, tuff and coal			
Paleogene	Oligocene	Daigo Formation	Furukawa Shale Member (Du)		Alternation of sandstone and shale	
			Minashima Sandy Mudstone Member (Dl)		Sandy shale, fine-grained sandstone and tuffaceous pebbly sandstone	
		Haiki Formation	Nagashima Sandstone Member (Hu)		Sandstone and alternation of sandstone and shale	
			Kamikotaka-jima Sandstone Member (Hl)		Muddy fine sandstone and tuff	
		Mikawachi Formation	Shimokotaka-jima Alternation Member (Mu)		Alternation of sandstone and shale and tuff	
			Shimokotaka-jima Sandstone Member (Ml)		Fine sandstone, tuff and shale	
		Magarkawa Formation	Kihara Sandy Shale Member (Ks)		Sandy shale	
			Haruake Tuffaceous Rock Member *		Alternation of sandstone and shale	
			Kurokawa Sandstone Member *		Sandstone	

* Not exposed in the mapped area

Paleogene

Kishima Group

The Kishima Group is exposed in a narrow area on the west side of the Sasagawa Reverse Fault, occupying the core of an incomplete dome. The group, 1,200 m thick, is a sandstone-dominated sequence of marine origin, but the lower one-third of the group is not observable in this district. Most of sandstone is dark gray, ill-sorted, and often shows onion structure on the weathered surface. In the upper part of the group exists a good horizon marker of glauconite-bearing conglomeratic sandstone 6 to 10 m thick constituting the basal part of the Minashima Sandy Mudstone Member. The group yields abundant marine fossils of the Ashiya Fauna.

Neogene

Ainoura Group

The group, 560 to 675 m thick, covers the Kishima Group with a conformity or local unconformity, and consists of marine, brackish and fresh-water sediments. It is dominant in white massive sandstone intercalating more than 10 coal seams and tuff layer. Many of brackish to fresh-water fossils are obtained from the Masaru Fossil Zone and others, indicating the Early Miocene.

Sasebo Group

The group lies conformably on the Ainoura Group, and is the main coal-bearing unit in the Sasebo Coal Field. The thickness ranges from 720 to 1,220 m. A notable unconformity exists between the upper Fukui and uppermost Kase Formations of the group. The group is a marine to fresh-water sequence composed of sandstone, shale, mudstone and their alternation with two tuff layers and more than 40 coal seams. The age of the group is considered to range from Early to early Middle Miocene from brackish to fresh-water molluscs and plant fossils contained.

Nojima Group

The Nojima Group, 2,550 m in maximum thickness, covers unconformably the Sasebo Group, and is divided into three formations by unconformities. It consists of sandstone, mudstone, tuff and tuff breccia, and is mostly of fresh-water origin except for a part of the upper formation yielding marine fossils. Fresh-water molluscs and plant fossils are contained at many horizons in the lower and middle formations. The group is lithologically different from the Sasebo Group in the rare occurrence of coal seam and frequent intercalations of pyroclastic rocks.

Hirado Formation

The Hirado Formation is a marine sequence composed mainly of grayish arkose sandstone and conglomeratic sandstone with shale, sandy shale and pyroclastics. The thickness attains over 500 m. The relationship of the formation to the underlying Nojima Group seems to be unconformable.

Diorite

The diorite occurs in the form of dikes in the Nojima Group. It is a part of Late Miocene acid intrusive rocks forming scattered small masses in northwest Kyushu and adjoining sea area.

Himosashi Andesites

The andesites are exposed on Hirado island, and consists of lava flows, dikes and pyroclastics

such as tuff breccia and lapilli tuff. They are augite-hypersthene andesite of hypersthenic rock series. Dikes are the same andesite, and are intruded into the Nojima Group, the Hirado Formation and pyroclastics of the Himosashi Andesites. The andesites are regarded as the Late Miocene judging from the ages of the underlying Hirado Formation and the overlying Kita-Matsuura Basalts.

Hachinokubo Gravel Bed

The gravel bed occurs just under and within the basal part of the Kita-Matsuura Basalts, having a sporadic distribution with an unconformable relation to the underlying rocks. The thickness varies generally 5 to 10 m, and exceeds 35 m in places. The gravel bed is made up of gravel and coarse-grained sand, locally interbedded with muddy sand, silt and tuff. The gravel contains well-rounded pebbles and cobbles of quartzite, chert, sandstone, conglomerate, mica schist, gneiss, granite, basalt and others. The level of the distribution of the gravel bed is much higher in the southeastern part than the northwestern part of the district. This fact indicates that the district tilted northwest after the deposition of the gravel bed.

Kita-Matsuura Basalts

A series of olivine basalts covering a wide area of northwest Kyushu erupted during Miocene to Pleistocene time as a part of volcanic activity of the Circum-Japan Sea Alkaline Rock Province. The Kita-Matsuura Basalts of this district as well as the easterly adjoining Imari district cover unconformably Neogene sedimentary formations, and intercalate the Hachinokubo Gravel Bed in its basal part. The K-Ar whole-rock age of the basalts ranges from 6.5 to 10.5 Ma, indicating the Late Miocene.

The basalts are composed of many lava flows associated with pyroclastics. The lava flows are divided to the early, middle and late stage basalts. The early stage basalt shows two types; one contains abundant phenocrysts of plagioclase, olivine and pyroxene, and the other contains a small amount of olivine. The middle stage basalt has also abundant plagioclase, olivine and pyroxene as phenocrysts, while the late stage one is poor in phenocrysts but contains xenocrysts of quartz having pyroxene reaction rim. In this district tholeiitic basalt erupted at first, followed by basalts of alkaline rock series in the main stage, and finally those of calc-alkaline rock series due to contamination.

The JB-1, one of the standard samples for chemical analysis, Geological Survey of Japan, is collected from the Kita-Matsuura Basalts at Myokanji-Tōge 6 km north-northwest of Sasebo. It is of augite-olivine basalt with a K-Ar whole-rock age of 6.6 ± 1.4 Ma.

Dikes and sheets

Many dikes and sheets of basalt are found in swarms not only on the ground surface but also in coal mine pits and bore-holes in this district. They are of augite-olivine basalt, olivine basalt or quartz-bearing olivine basalt of the alkaline rock series and tholeiitic rock series. Most of the dikes are arranged paralleled to the major faults, and commonly strike N60-80° W with a dip of 60-70°. They are less than 10 m wide but give a strong thermal effect on coal seams.

Quaternary

The Quaternary comprises river terrace deposits, talus deposits and alluvium. The terrace deposits are sporadically distributed along rivers such as Saza Gawa and Shisa Gawa, and are less than 15 m thick. The talus deposits are scattered all over the district, especially along the

margins of the Miocene volcanic rocks. Both the terrace and talus deposits are composed of gravel, sand and clay. The alluvium consisting of sand, gravel and clay is found along rivers and coast lines.

Economic Geology

More than 60 coal seams are known to be embedded in the Tertiary of this district. Among them, about 20 coal seams in the Ainoura and Sasebo Groups had been mined, but all mines are now closed.

Native mercury and cinnabar occur along joints in sandstone of the Ainoura Group at Shida 2 km south of Ainoura.

The Kita-Matsuura Basalts are quarried for building stone and aggregate at many places.

There have occurred many landslides of the so-called Hokusho type in this district. They are concentrated in the areas covered by the Kita-Matsuura Basalts. Generally, sliding has took place along bedding planes of tuff or clay layers in the Neogene.

文献引用例

松井和典・古川俊太郎・沢村孝之助（1989）佐世保地域の地質。地域地質研究報告
（5万分の1地質図幅），地質調査所，92 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

MATSUI, K., FURUKAWA, T. and SAWAMURA, K. (1989) *Geology of the Sasebo district*. With
Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 92 p. (in Japanese with
English abstract 5 p.).

昭和 64 年 1 月 6 日 印 刷

昭和 64 年 1 月 10 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 小 宮 山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業㈱

東京都新宿区天神町78

©1989 Geological Survey of Japan