
5 萬分の 1 地質図幅説明書

唐 津

(福岡一第 59 号)

地 質 調 査 所

昭和 31 年

550.85 (084.32) (522.1) [1:50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

唐 津

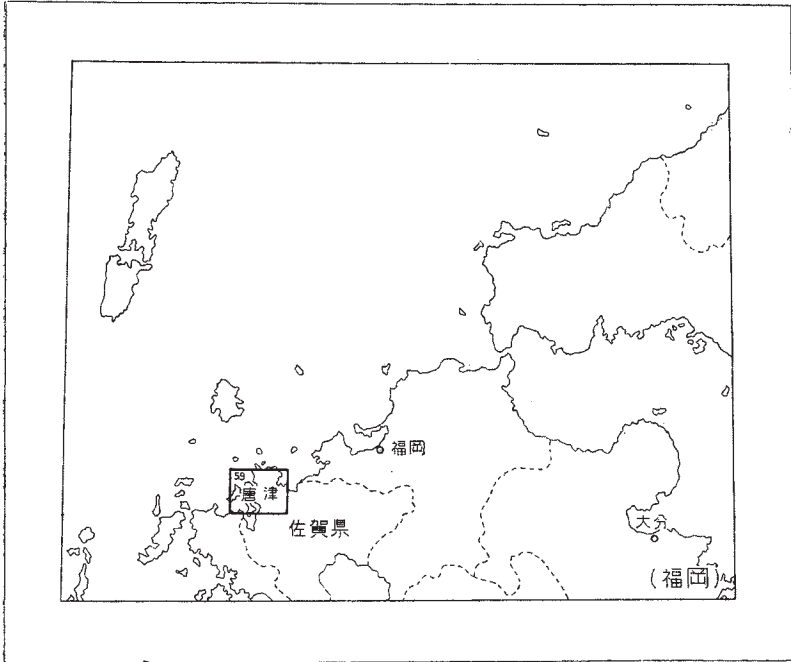
(福岡一第 59 号)

通商産業技官	小 林 勇
通商産業技官	今 井 功
通商産業技官	松 井 和 典

地 質 調 査 所

昭和 31 年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 花崗閃緑岩類	4
II. 1. 1 片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩	5
II. 1. 2 黒雲母花崗岩および両雲母花崗岩	5
II. 1. 3 圧砕岩質花崗閃緑岩	6
II. 2 第三系	6
II. 2. 1 相知層群	8
II. 2. 2 杵島層群	12
II. 2. 3 佐世保層群	19
II. 2. 4 層序未定層	34
II. 2. 5 地質構造	35
II. 3 岩床および岩脈	36
II. 3. 1 玄武岩質および安山岩質岩脈	36
II. 3. 2 粗粒玄武岩岩床	36
II. 3. 3 普通輝石橄欖石玄武岩岩床	37
II. 3. 4 玄武岩質安山岩岩床	37
II. 3. 5 普通輝石紫蘇輝石安山岩岩床	37
II. 3. 6 流紋岩岩床	37
II. 4 第四系	38
II. 4. 1 洪積層	38
II. 4. 2 玄武岩類	38
II. 5 沖積層	44
III. 応用地質	45
III. 1 石 炭	45
III. 1. 1 唐津炭田西北部	45
III. 1. 2 佐世保炭田北東部	47
III. 2 石 材	56
III. 3 瓦土およびセメント代用土	57
III. 4 鉱 物	57
III. 4. 1 方解石	57

III. 4. 2 輝石.....	58
III. 4. 3 菱沸石.....	58
III. 4. 4 曹灰長石.....	59
III. 4. 5 曹達沸石.....	59
文 獻.....	59
Abstract.....	1

唐 津

(福岡一第 59 号)

本調査は昭和 26, 27 年度事業として行われ、おもに第三紀層分布地域を小林・今井が、花崗岩類および玄武岩類分布地域を松井が担当した。また貝化石の鑑定は水野篤行に、鉱物の記載は砂川一郎によった。現地調査に際し、住友石炭鉱業株式会社唐津鉱業所・中島鉱業株式会社・杵島炭鉱株式会社大鶴鉱業所から資料の提供および調査上の便宜を受けた。

I. 地 形

本図幅地域は九州北西部に位置し、地域の北東部は玄界灘に面し、南西部には福島から南へ向かって伊万里湾が彎入しており、主部はその間にあって、北方へ突出した東松浦半島の基部をなしている。

本図幅地域は地形上玄武岩が分布する熔岩台地の地域と、第三紀層・花崗閃緑岩類が分布する丘陵性の地域とに区分される。

熔岩台地をつくる玄武岩は唐津と今福を結ぶ線をほゞ境として、それより北西の区域に広く分布し、北隣呼子図幅地域に及んでいる。台地の高さは地域中央部の石高山附近で標高 270 m、南西隅の今福附近で 150 ~ 200 m で、北西方へ向かって徐々に低くなり、鷹島の北端で 50 m、向島^{むくじま}で 40 m となっている。台地の表面は僅かに開析されて緩やかな起伏を呈するが、これを遠望すればみごとな平坦面をなしている。海岸では台地の周縁部は侵蝕されて急斜面をなし、鷹島・向島・入野村^{いりの}の海岸等では、柱状節理の美しい玄武岩の絶壁がみられる。玄武岩熔岩の下には花崗閃緑岩類および第三紀層が分布し、これらの基盤岩と玄武岩との境界は局部的な小起伏はあるが、ほゞ平坦である。このことは、玄武岩熔岩が流出する直前の地形が準平原化していたことを物語っている。また、北波多村^{とくすえ}徳須恵北方の山頂部には、点々と玄武岩熔岩が残っており、この地域にもかつては広く玄武岩熔岩が分布していたものと思われる。熔岩台

地では一般に河川の発達が悪く、^{かりや}仮屋湾に注ぐ^{きりご}切木川・有浦川以外にみるべきものがない。

地域の南東部には玄武岩の熔岩台地は認められず、花崗閃緑岩類および第三紀層が露出しており、一般に丘陵性の地形を呈し、その高さは地域南東隅の岸岳（標高 320 m）が最も高く、全般的には 100～200 m 程度である。第三紀層の分布する地域では、山稜は地層の走向に従って発達する傾向があり、多くの場合ケスタ地形をなし、山の斜面は地層の傾斜の方向には緩く、反対の方向では急になっている。岸岳から駒鳴峠に連なる稜線は、南隣伊万里図幅地内の大野岳・城古岳（いずれも標高 400 m 以上）に延びている。この稜線は第三紀層の向斜軸とよく一致している。丘陵地形を呈する地域では、河川の発達が著しく、おもな河川（松浦川・波多川およびその支流）はいずれも北流ないし北東流し、唐津で海に注いでいる。^{こぼ}木場から^{つる}井野尾・津留を経て行合野に達する波多川の支流は、上流ではほぼ地層の走向に一致した方向をとって流れるが、津留の西方では地層の走向に斜交し、駒鳴砂岩層の粗粒砂岩からなる山塊をうがって横谷をなしている。このために津留の西方では峡谷をなし、両岸は 40 m に及ぶ絶壁をなして壯観を呈している。同様な景観は行合野の南方にも見られる。波多川は支流が多く集水面積が広いために、徳須恵附近では多雨期にしばしば氾濫することがある。松浦川は本地域最長の河川で、南隣伊万里図幅地域内の三間坂附近に源を発し、北流して鬼塚村で波多川を合わせ、流域に沖積平地をつくって唐津で玄界灘に注いでいる。

海岸地形は図幅地域の北東部と西部とで、著しくその趣を異にしている。北東部の海岸は西部の海岸に較べて海岸線の屈曲が少なく、弧状を呈し、景勝地で有名な松浦潟には砂丘が発達している。このような特徴は隣接呼子図幅地域の東海岸にも見られ、そこでは陸繋島および砂洲が発達している。西部の海域には鷹島・福島を初め、突兀とした大小の島々や瀬が多く、海岸線は著しく屈曲に富み、沈降海岸の特徴をよく示している。

II. 地 質

本図幅地域の地質は先第三紀の花崗閃緑岩類、第三紀の相知層群・杵島層群・佐世

第1表 地質総括表

時代		層序		地殻変動・火山活動	
第四紀	現世	沖積層			
	更新世	玄武岩類		→火山活動	
		洪積層	洪積層	準平原化作用 主要断層運動 → 緩褶曲運動	
新第三紀	中新世	加勢層			
		福井層	福井層	→火山活動 (石英安山岩質凝灰岩)	
		世知原層	世知原層	→火山活動 (石英安山岩質凝灰岩)	
		柚木層上部	鷹島層	→火山活動 (石英安山岩質凝灰岩)	
	中新世中期	保層	柚木層	入野層	
			下部		
	中新世前期	群	中里層		
			上部	相浦層	→火山活動
			下部		→火山活動
	古第三紀	漸新世	杵島層群	畑津頁岩層	畑津頁岩層
畑津砂岩層				畑津砂岩層	
				駒鳴砂岩層	→火山活動 (流紋岩質凝灰岩)
始新世?		相知層群		行合野砂岩層	
				佐里砂岩層	→火山活動 (流紋岩質凝灰岩)
				杵島層	
				芳の谷層	
先第三紀			上部 断層 腋木層 (断層)	→火山活動 (流紋岩質凝灰岩)	
		花崗閃綠岩類			
地域	今福・飛島	福島・鷹島・満越 ・入野・有浦	波多津・行合野 ・北波多	唐津	

保層群，第四紀の洪積層・玄武岩類および沖積層によって構成されている。花崗閃緑岩類は，北九州の背振山塊を中心として広く分布している花崗岩体の西端にあたるもので，本地域に分布する第三系の基盤をなしている。この附近一帯に広く分布する第三系は相知層群に始まり，佐世保層群の上位の野島層群，平戸島に発達する田平層まで，全層厚 5,000m に及び，西方へ開いた堆積盆地をなして伊万里・有田附近を中心として杵島・東松浦・北松浦・西松浦・西彼杵・東彼杵の各郡に跨がって広く分布している。本図幅地域の第三系はこの堆積盆地の北東周縁部にあたり，図幅の北域では佐世保層群が直接基盤の花崗閃緑岩類を被覆している。本図幅地内には野島層群は分布しない。第三系中には石英粒の多い砂岩が多量に見られるが，これは第三系の堆積期を通じて，その堆積盆地の北東後背地をなしていた花崗閃緑岩類から，その材料の供給を受けたものと思われる。火山活動に関しては，相知層群および杵島層群堆積期には著しいものがなく，僅かに相知層群芳の谷層の下部，杵島層群の佐里砂岩層上部（骨石）および駒鳴砂岩層中に凝灰岩が存在する。これらはいずれも流紋岩質である。これに対して，佐世保層群堆積期においては次第に石英安山岩質の火山活動が著しくなる。相知層群および杵島層群は緩やかな褶曲構造を呈している。この構造は南隣伊万里図幅地域に見られる褶曲構造の延長と思われる。佐世保層群は走向の変化は認められるが，相知層群・杵島層群ほど褶曲が著しくなく，単斜構造に近い構造を示している。このような構造は本地域内に最も多くみられる NW-SE 方向，あるいは WNW-ESE 方向の断層によって断たれて，複雑な地質構造を示すに至っている。これらの主要な断層は，ほとんどそのすべてが洪積層および玄武岩類を切っていないので，第三系の堆積後あるいは堆積と相前後して褶曲運動が起こり，その後第四紀以前に断層運動が行われたものと思われる。断層運動の終わった後，東方から徐々に広範な地盤の上昇が起こり，準平原化作用が進み，各地に小範囲に洪積層が堆積した。準平原化作用がほぼ完了してから，玄武岩熔岩が広く流出した。

II. 1 花崗閃緑岩類

本図幅地域の花崗閃緑岩類は呼子図幅地内に分布する花崗閃緑岩類と一連のもので，図幅地域の北東部に広く露出しており，その南東部では畑島断層を境として第三

紀層と接し、北部では第三紀層および玄武岩類に覆われている。おもに細粒～粗粒の花崗閃緑岩および花崗岩からなり、大体次の3種に分けられるが、これら相互の関係は判然としない。

- 1) 片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩
- 2) 黒雲母花崗岩および両雲母花崗岩
- 3) 圧砕岩質花崗閃緑岩

II. 1. 1 片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩

本岩は唐房^{とうぼう}・大島・鬼塚村字の木附近および有浦村等に分布し、全般に細粒で、角閃石・黒雲母等の有色鉱物が著しく、片状を示す。角閃石・黒雲母はほとんど同量に含まれ、時に長石が褐色を帯びることがある。本岩には副成分鉱物としてチタナイトが含まれているのが特徴である。また、アプライト脈と緑簾石の小脈が見られる。

鏡下に検すると、主成分鉱物として斜長石・カリ長石・石英、副成分鉱物としてチタナイト・少量のジルコン・燐灰石および磁鉄鉱を含有する。斜長石は灰曹長石程度で、アルバイト・カールスバッド双晶を示すものが多い。カリ長石は他の鉱物の間隙を充填している。石英は不規則な間隙充填形状を示し、まれに軽度の波動消光を示す。角閃石は緑色で、燐灰石や微細な黒雲母・チタナイト等を包有する。チタナイトは本岩相には特に多く含まれており、黒雲母・角閃石等と共生している。

II. 1. 2 黒雲母花崗岩および両雲母花崗岩

本岩は唐津市の南部・西部および丈高山附近によく発達する。細粒～中粒の両雲母花崗岩がおもで、副成分鉱物として柘榴石が認められる。しかしある部分では黒雲母が多くなり、白雲母・柘榴石がほとんどなくなることがある。丈高山・神田附近ではアプライト・ペグマタイトの小脈に富むことがある。唐津市西部および丈高山附近のものは深層風化が著しく、脆弱である。

鏡下では、斜長石・カリ長石・黒雲母・白雲母を主成分鉱物とし、少量の燐灰石・磁鉄鉱を副成分鉱物として含有している。2次の鉱物として炭酸塩鉱物および緑泥石を生じている。一般に粗粒完晶質で、花崗岩組織を示す。斜長石は灰曹長石程度で卓状、清透である。一般に軽度の累帯構造を示す。石英は主として間隙充填状を示し、

塵埃状包有物に富み、時に著しい波動消光を示す。カリ長石は間隙充填の不規則な形状を示し、清透で、斜長石・石英等の接触部附近においてミルメカイトを生じていることがある。なかには微斜長石に属し、微細な格子構造を呈するものがある。黒雲母は暗褐色～淡褐色で多色性を示し、一般に板状で、多くは緑泥石化作用を受けている。このほかチタナイトが一般に含有されている。

II. 1. 3 圧砕岩質花崗閃緑岩

本岩は地域南東部の岸岳線^{むたべ}牟田部駅から牟田部部落附近にかけて分布しているが、その状態は畑島断層に平行して、花崗閃緑岩中にレンズ状に存在するものと思われる。肉眼的には緑褐色で著しく圧砕され、有色鉱物は甚だしく緑泥石化作用を受けている。岸岳線牟田部駅および牟田部部落附近では、バラスとして採石されている。

鏡下で検すると、斜長石・石英・カリ長石および黒雲母を主成分鉱物とし、少量の磁鉄鉱・チタナイトおよび燐灰石を副成分鉱物として含む。一般にやや粗粒で花崗岩組織を残しているが、局部的に著しい圧砕構造を示す。斜長石は灰曹長石程度で柱状を示し、2次的変質によってやや暗色に汚染し、微細な炭酸塩鉱物を生じている。累帯構造は認められない。石英は不規則な間隙充填の形状を示し、微細な包有物に富む。石英は最も著しく圧砕され、不規則な粒状～破片状になっており、各片は消光位を異にし、著しい波動消光を示す。カリ長石は主としてペルト石構造の顕著なペルト石で、不規則な間隙充填の形状を示し、一般に清透である。2次的変質によりカオリンを生じていることがある。黒雲母は褐色～淡褐色の多色性を示し、主として板状である。2次的変質によって緑泥石を生じ、小粒状の燐灰石や黒褐色不透明の鉄鉱物を包有物として含んでいる。

II. 2 第三系

唐津・佐世保両炭田を包括する第三系については、すでに長尾巧^{3) 4)}・上治寅次郎⁵⁾・松下久道⁸⁾等の総括的な研究が行われており、また、最近では山崎達雄^{16) 22)}・長浜春夫^{20) 23)}・竹原平一⁴⁾・斎藤林次^{17) 19) 21)}等の研究によって、従来不明であったり疑問

とされていた問題が次第に整理され、解明されてきた。しかしまだ全域的な層序関係・地質時代等について将来の研究にまたねばならない問題が残されている。

九州北西部における第三系の基盤岩類は花崗閃緑岩類・変成岩類等で、これら基盤岩類と第三系との不整合関係が各地で知られている。本図幅地域における基盤の花崗閃緑岩類と第三系との関係については、相知層群・杵島層群とともに畑島断層によって断たれているが、有浦村^{もろうら}諸浦附近では佐世保層群が花崗閃緑岩類を不整合に覆っているのが見られる。

相知層群と杵島層群との層序関係については、従来整合と考えられていたが、最近山崎達雄¹⁶⁾は両者の間にごく緩い傾斜（ほとんど平行）不整合を推定している。また斎藤林次・木原敏夫・小玉賢一¹⁷⁾は、唐津炭田北部で相知層群堆積後に緩慢な褶曲運動が行われ、これに続く侵蝕・削剝の時代を経て杵島層群が堆積し、両層群の間には明瞭な不整合があるとした。

本図幅地域での相知層群と杵島層群との関係は、相知層群の上部が北方へいくほど薄くなる傾向はあるが、不整合と断定しうる確証は得られない。

杵島層群と佐世保層群との層序関係についても、従来整合と考えられていたが、両層群間の構成物・堆積状態・化石種等の相違から、最近に至って不整合ではないかと考える者が多くなり、山崎達雄²²⁾は本地域内の切木村^{みつこし}満越南西方海岸の1露頭で不整合関係を認めた。竹原平一¹⁴⁾もこの露頭を認め、ほかの地域での観察をも併せて、両層群の関係を *disconformity* とした。しかし、早岐・伊万里等では整合とみなす意見も多い。本調査では不整合を指示する資料が得られなかったので、一応整合と考えた。各層群の地質時代については、長尾巧⁴⁾は相知層群を後期始新世、芦屋層群（杵島層群）の大部分を前期～中期漸新世、佐世保層群の一部を中期～後期漸新世とした。また、大塚彌之助⁶⁾は芦屋層群（杵島層群）は芦屋一石狩時代（漸新世）に、佐世保層群は浅貝一幌内時代（後期漸新世～前期中新世）に相当するとした。上治寅次郎⁵⁾は佐世保層群最上部の野島層^{註1)}が前期中新世に相当する可能性を述べている。また、高井冬二¹³⁾は佐世保層群中里層から産した *Brachyodus Japonicus* MATSUMOTO からその時代を *Burdigarian* とした。さらに長浜春夫^{20) 23)}は佐世保層群上部の研究により、佐世

註1) 上治寅次郎は佐世保層群最上部層を野島層とし、福井一枚炭層をもって下位の福井層との境とした。

上限は不明である。したがってこの野島層は長浜春夫の加勢層および野島層群を含むものと思われる。

保層群の中里層から加勢層までを中期中新世、相浦層を前期中新世、杵島層群を漸新世とした。これに対し斎藤林次は相知層群と杵島層群との間を古第三紀と新第三紀との境としている。本調査地域では相知層群を始新世(?), 杵島層群を漸新世, 佐世保層群を前期～中期中新世とした。

II. 2. 1 相知層群

本層群は第三系の最下部を占め、基盤の花崗閃緑岩類とは畑島断層で境されている。本層群を主要稼行炭層である五尺炭層および三尺炭層を含む泥岩帯中の顕著な流紋岩質凝灰岩の下限をもって2分し、下部を^{きうらぎ}厳木層、上部を芳の谷層とした。本地域の厳木層は一般に茶褐色に風化する砂岩に富み、海棲貝化石を含み、炭層は伴わない。芳の谷層は唐津炭田の主要夾炭層で、植物化石に富む。本層群の厚さは約350 mである。

厳木層

本層は徳須恵の北東方に分布する。畑島の南方で基盤の花崗閃緑岩類と断層関係をもって接しているのが認められる。その他の箇所でも、その分布状態から本層と花崗岩類とは断層関係にあるものと推定される。本層の模式地矢代町附近では、最下部に厚さ0.5～1 mの、主として花崗岩の円礫(径10 cm以下)からなる礫岩層があり、その上位は風化すると褐色～赤褐色を呈し、玉葱状構造を示す中粒～粗粒砂岩となり、さらにその上に厚さ約10 mの灰白色凝灰質泥岩がある。本層の上部は風化すると黄褐色～褐色を呈する灰色～灰緑色、中粒～粗粒の堅硬な砂岩と、軟らかい砂岩との互層を主とする。互層は単層の厚さが3 m以下である。この互層の最上部には保存の悪い海棲貝化石を産する。これは長尾巧⁴⁾の“Lower *Pecten sakitoensis* 帯”にあたるもので、大杉と上大杉との間および竹有^{たけあり}附近に認められる。互層部の堅硬な塊状砂岩は石材として採石されることがあり、層理面には雲母片が認められる。本層上部の砂岩中には一部淡灰色を呈し細粒～中粒で、炭質物の薄膜を含む砂岩がある。この砂岩は芳の谷層の砂岩に非常に似ている。本層はその層序的位置から、地域外の厳木地区の厳木層に対比される。しかし、厳木地区では全層厚が400 mを超え、厳木五尺炭層を挟むが、本地域では約120 mで、炭層の発達は見られない。

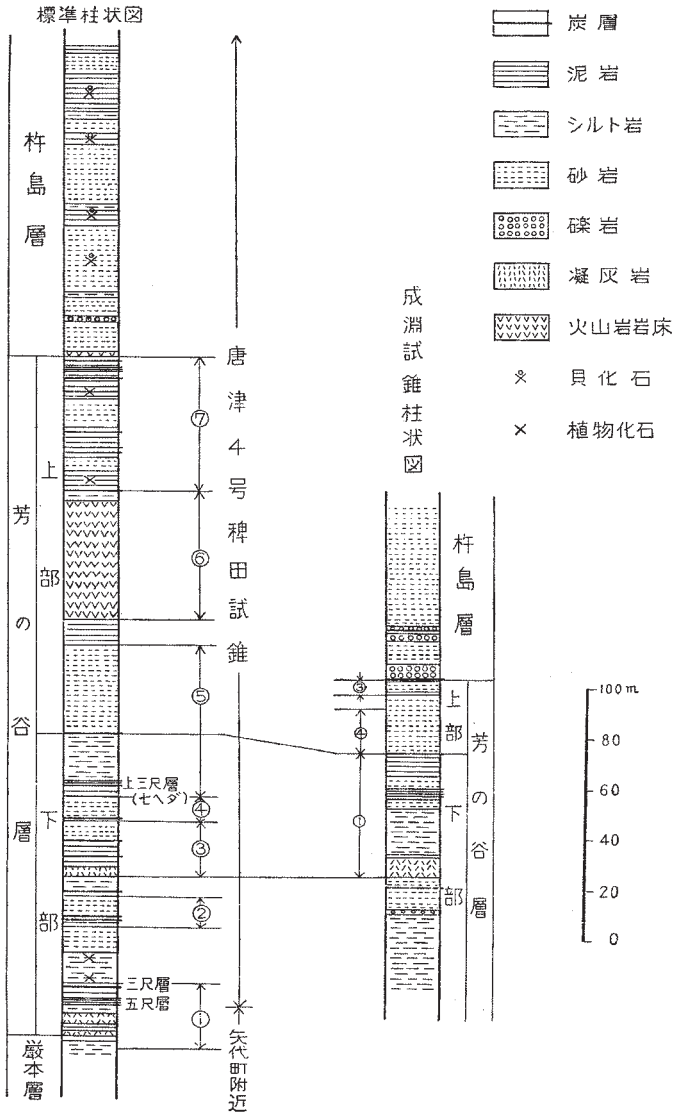
芳の谷層

本層は主として灰白色の細粒～中粒砂岩，暗灰色～黒色（露頭では灰色）を呈するシルト岩あるいは泥岩からなり，随所に炭層を挟んでいる。また，基底部および本層下部の中部には，それぞれ厚さ2～4 mの灰白色の流紋岩質凝灰岩を挟んでいる。本層上部の灰白色細粒～中粒砂岩は，1層の厚さが6～35 m以上に及ぶものがあり，各所に顕著な崖をつくっている。本層は坊中および水ノ本山附近で，畑島断層を境として花崗閃緑岩類に接している。岸岳附近の本層は第1図における上三尺炭層を含む泥岩帯の上限を境として，下部および上部に2分されるが，竹有・成淵^{なりぶち}および重河内附近に分布する本層は，一般に炭層の発達が悪く，試錐等の資料も少なく，また野外においては，成淵の谷底に上位の杵島層群によって覆われて僅かに露出するだけで，岸岳附近のものとの対比が不確実であるため，地質図上には芳の谷層として一括塗色した。本層は層厚140～270 mである。

岸岳附近の芳の谷層（第1図の標準柱状図，第11図参照）第1図の標準柱状図の①は芳の谷層の基底部で，淡灰色～紫褐色を呈する泥岩を主とし，厚さ3 m以下の灰白色～灰黄色の凝灰岩，または凝灰質砂岩を数枚挟んでおり，10 cm以下の炭層，または炭質頁岩を多数含んでいる。そのすぐ上には五尺炭層および三尺炭層があり，矢代町の神社附近および鉄道を挟んだ対岸の小沢，岸岳炭砒坑口附近などに露出する。厳木地方では本層準より *Nelumbo* sp. 等の植物化石の産出が知られている¹⁶⁾。

②の下部は黒色（露頭では灰色）泥岩を主とし，厚さ2 m以下の黄褐色～淡灰色を呈する中粒～粗粒砂岩を含み，厚さ10 cm以下の炭層または炭質頁岩を2，3枚挟んでいる。この炭層中には珪化木を含むことが特徴的である。この上は不規則に帯状に硬い部分を挟む薄板状の中粒砂岩で，灰白色を呈し風化すると黄色となる。この特徴ある層準は，岸岳駅の南から三角点（58.6 m）の北斜面に沿って東方へ追跡され，また坊中附近にも露出する。

③の下部は厚さ5，6 mの白色～淡灰色の凝灰質泥岩あるいは凝灰岩で，厚さ20 cm以下の堅硬な粗粒砂岩を挟む。この上位に厚さ9 mの黒色泥岩帯があり，炭層を挟有し，さらにその上に灰白色で風化すると黄褐色～淡灰色を呈する厚さ6，7 mの中粒～粗粒砂岩があるが，これは野外においてやゝ著しい崖をつくる。これらの層準は，岸岳駅南方の岸山鉱業所坑口附近から^{ひえだ}稗田南方へかけてよく観察される。



第1図 芳の谷層柱状図

④は厚さ 9 m の灰白色で堅硬な中粒～粗粒砂岩で、よく崖を形成する。この砂岩の直下に厚さ 30～50 cm の炭層があり、坊中の南の沢および坊中と矢代町との間の峠附近に露出する。

⑤の下部は厚さ約 25 m の暗灰色シルト岩で、その下部には上三尺炭層（七へダ）がある。上部は層厚 36 m に及ぶ風化すれば黄褐色を呈する白色～淡灰色の中粒砂岩で、石英粒が多く、また雲母片を含むことがあり、処々で採石されている。この砂岩の直下にも 1 枚の炭層があり、小規模に採掘されたところがある。この炭層の産出状態は④の炭層によく似ている。この厚い砂岩は、本地区において最も顕著な崖をつくるもので、稗田附近から東へ坊中の南東まで、岸岳の北麓に連続して露出し、さらに相知町杉野附近でも認められ、よい鍵層となる。本図幅ではこの砂岩の下限を芳の谷層上部の基底として、本層を上・下に 2 分した。

⑥は岩床状に進入した粗粒玄武岩で、佐里断層の南西方で住友石炭鉱業株式会社によって施行された唐津 4 号稗田試錐・唐津 2 号稗田試錐および唐津 5 号志気^{しげ}試錐の岩芯中にみられ、いずれも芳の谷層中に進入しており、その厚さは 200 m に達する場合がある。しかし芳の谷層が地表に露出する岸岳附近および成淵の谷では、粗粒玄武岩の露頭はみいだされない。

⑦はそれぞれ 2、3 枚あるいは数枚の薄炭層を挟有し、風化面で灰色を呈する 3 帯の黒色泥岩あるいは暗灰色シルト岩と、それらの間に介在する 2 帯の風化して黄褐色を呈する灰白色中粒砂岩とからなる。これらの炭層は一部採掘されたことがあり、砂岩は造崖性である。下位と上位との泥岩帯中の炭層に伴って、厚さ 40 cm 以下の淡灰色凝灰質泥岩が存在することがある。これらの状況は矢代町から岸岳へ登る道路でよく観察される。岸岳の西斜面の沢に見られる炭層は、上位および中位の泥岩帯中のものであろう。蔽木地方では本層準からも *Nelumbo nipponica*, *Sabalites nipponicus* 等の植物化石を産することが知られている¹⁶⁾。

竹有・成淵・重河内附近の芳の谷層（第 1, 11 図参照）本地区の芳の谷層の岩相は岸岳地区のそれと変わらないが、詳細な対比は困難である。芳の谷層基底部の凝灰岩層は、竹有と成淵との間の道路上で認められる。五尺炭層および三尺炭層は山彦 1 号試錐において深度 260 m 附近に見られるが、竹有北方では五尺炭層および三尺炭層の露頭は確認できなかった。第 1 図の成淵試錐柱状図にみられる凝灰岩層と、竹有一上

平野間の道路上および水ノ本山北面で畑島から成淵に至る道路上、に露出する白色～淡灰色を示す凝灰質泥岩あるいは凝灰質砂岩とは、岸岳地区における芳の谷層下部の中部にある凝灰岩層に対比できる。山彦の高地の東斜面の谷において、かつて小規模に採掘されたことのある炭層群は、成淵試錐柱状図における①に相当し、岸岳地区の標準柱状図の⑤の下部にある炭層（上三尺炭層）あるいは④の炭層に対比される。この炭層群より上位に、やゝ顕著な造崖性砂岩があって、山彦の高地の東斜面および水ノ本山の南峯（標高約 190 m）に露出し、その直下に炭層を伴っている。これらは成淵試錐柱状図の②にあたり、標準柱状図の⑤の最も顕著な造崖性砂岩およびそれを上盤とする炭層に対比される。すなわちこの造崖性砂岩層を基底部として、これより上位の地層は岸岳地区の芳の谷層上部に相当するが、この造崖性砂岩層は水ノ本山の南峯から北へ追跡することができないので、本地区の芳の谷層はこれを 2 分せず一括した。成淵部落入口の橋下および成淵の谷の奥には炭層の露頭があり、両者の間には 5, 6 m の厚さで白色～淡灰色を呈する石英粒の多い細粒～中粒砂岩があり、成淵の谷の奥のものの方が上位にあたる。これらの層準は成淵試錐柱状図の③に相当する。

鬼塚炭礫においてかつて採掘されたことのある炭層は、上記の成淵の炭層と同一層準のもとと推定される。重河内附近には、厚さ 1.5 m 以下で白色～淡灰色を呈し、風化すると赤褐色になる凝灰質泥岩および凝灰質砂岩を含む淡灰色～灰色のシルト岩帯があり、このなかに厚さ 10 cm 以下の炭層あるいは炭質頁岩が 2, 3 枚介在する。この上位には厚さ 3～4 m の白色～淡灰色細粒砂岩がある。これら成淵・鬼塚炭礫および重河内附近の炭層を含む層準は、岸岳地区の標準柱状図の⑦に対比される。本地区の芳の谷層は、岸岳地区の芳の谷層に較べ一般に炭層の発達が悪く、主要稼行炭層である五尺炭層・三尺炭層等も薄くなっている。特に芳の谷層上部の最も顕著な造崖性砂岩層の上位にあたる薄炭層群（標準柱状図の⑦）は、成淵地区ではほとんどみられず、また芳の谷層上部の層厚も岸岳地区では約 100 m であるのに対して、本地区では僅かに 30 m であることは注目すべきことである。

II. 2. 2 杵島層群

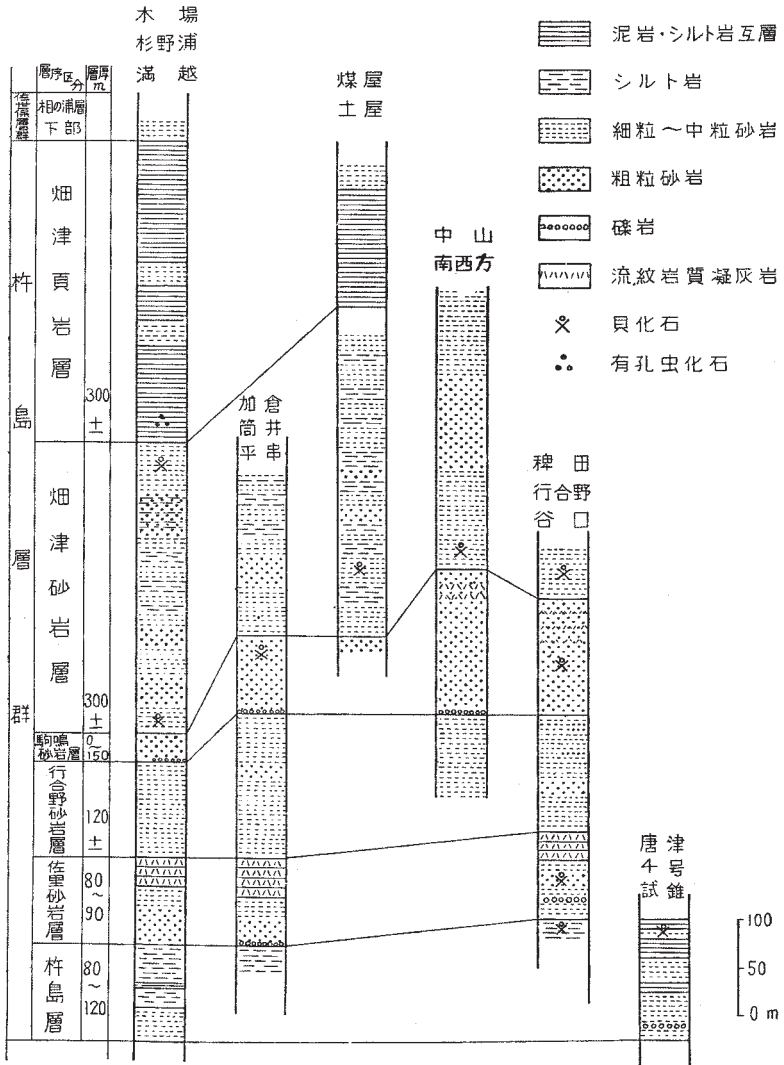
本層群は図幅地域の中央部から南東部にかけて分布する。岩相によって本層群を下位から杵島層・佐里砂岩層・行合野砂岩層・駒鳴砂岩層・畑津砂岩層・畑津頁岩層に

第 2 表 杵 島 層 群 地 層 名 一 覧 表

[長尾巧 ³⁾ (1927)		松下久道 ⁸⁾ (1949)		山崎達雄・森永陽一郎 ^{16) 22)} (1953), (1954)		本 図 幅 (1955)	
				木場一帆立鼻附近		行合野周辺	
芦 屋 層 群	畑津頁岩層	杵 島 層 群	柚ノ木原層 (畑川内層)	芦 屋 層 群	畑津頁岩層	杵 島 層 群	畑津頁岩層 (300 ±)
	畑津砂岩層		若木層 (大曲層)		畑津砂岩層		畑津砂岩層 (300 ±)
	行合野砂岩層		駒鳴層		行合野砂岩層		駒鳴砂岩層 (0~150)
	佐里砂岩層		稗田層		佐里砂岩層		行合野砂岩層 (120 ±)
	杵島層				大川野層		佐里砂岩層 (80~90)
			城野層		佐里砂岩層		杵島層 (80~120)
		杵島層 (130~140)					

各層中の () 内の数字は層厚, 単位: m

区分する。杵島層群に関する従来の地層区分および地層名と、本図幅におけるそれとの関係は第2表の通りである。本層群と基盤の花崗閃緑岩類との関係については、重



第2図 杵島層群柱状対比図

河内附近では杵島層および佐里砂岩層が畑島断層を境として花崗閃緑岩類に接し、切木北東方では玄武岩に覆われて直接の関係はわからないが、行合野砂岩層が花崗岩類に近接して分布している。しかし全般的には下位層から上位層へ順次基盤を被覆しているものと思われる。下位の相知層群との関係は整合と考える。本層群は全般に海棲貝化石に富み、炭質物を含むことが多い。岩相の水平的な変化は著しくない。全層厚は約 1,000 m である。

杵 島 層

本層は岸岳の周辺および徳須恵北西方の成淵・重河内・熊の峯附近・加倉・木場附近に分布する。下位の芳の谷層最上部にあたる夾炭部に続く砂岩帯の下限を本層の基底として区分した。

成淵・重河内・熊の峯附近では、成淵の谷の奥に露出する芳の谷層最上部の炭層の上に、厚さ 10 m 以上の風化して黄褐色を呈する淡灰色中粒～粗粒砂岩がある。この砂岩は石英粒が多く、その下部は時に礫質となることがあり、成淵およびその対岸に崖をつくって連続して露出する。岩質的には芳の谷層中の砂岩と全く同様である。これより上位は単層の厚さ 1.5 m 以下の砂岩と、泥岩あるいはシルト岩との細かい互層からなる。泥岩は黒色で風化すると淡灰色を呈し、上部ほど優勢となる。砂岩は下部では淡灰色を呈し、石英粒の多い中粒砂岩で、芳の谷層中の砂岩と岩質上同じものであるが、上部になると風化して黄緑色を呈する細粒～中粒砂岩となり、いわゆる杵島型の砂岩となる。岸岳附近でもほぼ同様の関係がみられ、矢代町から岸岳へ登る道路では、本層の下部は風化すると黄緑色を呈する灰色の細粒砂岩を主とし、時に礫質となる。上部は黄緑色の細粒砂岩と灰色泥岩あるいはシルト岩との互層である。木場附近に露出する本層は、上部は暗灰色シルト岩に富み、下部は灰白色細粒～中粒砂岩に富むが、露出が限られているために詳しい層序は明らかでない。加倉附近には、断層によって本層最上部のシルト岩が僅かに露出する。本層から次の化石を採取した。

Crenella subfornicata NAGAO

Venericardia subnipponica NAGAO

Athleta sp.

本層上部の細粒砂岩ないしシルト岩中に、保存の悪い貝化石に富む帯があり、岸岳西麓の沢で認められる。これは層序上長尾巧³⁾の有田化石帯に相当するものと思われる。

本層の厚さは成淵・重河内・熊の峯附近で 80～100 m, 木場附近で 120 m 内外, 岸岳附近で 100～120 m, 唐津 4 号試錐で 120 m 以上である。

佐里砂岩層

本層は図幅南東隅の国鉄佐里温泉駅附近に標式的に露出し, そのほか岸岳の山頂部およびその西域, 唐津砒業所―深谷―大知木間, 加倉・木場附近に分布する。本層の下限は杵島層最上部の細粒砂岩ないしシルト岩に続く粗粒～中粒砂岩の基底である。本層は各地を通じて岩相の水平的変化が少ない。

本層の下部はおもに暗緑色～灰青色粗粒砂岩からなり, 処によっては礫質砂岩となる(下平野附近)。砂岩は直径 1 m 内外の王葱状風化構造を示す特徴がある。下半部には厚さ 20～30 cm の礫岩層が 1, 2 層あり, 礫は珪質岩・粘板岩・砂岩などからなり, ほゞ等粒, 直径 2 cm 内外で, よく円磨されている。この礫岩は全域にわたっては必ずしも連続しない。

中部は下位から次第に灰白色中粒～細粒砂岩となり, 炭質物・砂管を含むことが多い。砂岩は処により粒度が不均一である。比較的均質な部分は石材として採石される。しかし甲城かぶとじょう稲荷・下平野・深谷附近ではこのような特徴は見られず, むしろ全般に粗粒で, 下部と同様な特徴を示している。

上部は比較的均質な灰白色～灰青色を呈する細粒～中粒砂岩を主とし, 随所に暗灰色泥岩あるいはシルト岩の薄層を挟む。この泥岩の薄層に伴って, 「骨石」と呼ばれる厚さ 20 cm 内外の流紋岩質凝灰岩あるいは流紋岩質凝灰質砂岩がある。骨石は緻密, 堅硬で, 新鮮な場合は暗青色を呈するが, 風化すると赤褐色から黄白色～白色となり, 角柱状の節理が発達する。骨石の直上部には, 厚さ 10 cm 内外の堅硬な灰白色粗粒砂岩を伴うことが多い。この砂岩はアルコーズで, やはり角柱状に割れる特徴がある。このような骨石を含む地層はよく連続し, 唐津炭田における主要な鍵層となっている。本層からは, 稗田一行合野間道路および山彦附近で, 次の貝化石を産した。

Chlamys ashiyaensis NAGAO

Crassatellites yabei NAGAO

Pitar ? matumotoi NAGAO

Glycymeris sp.

Siphonalia supragranulata NAGAO

本層の厚さは 80～90 m である。

行合野砂岩層

本層は筒井・行合野附近を中心に、ほぼ NW-SE 方向に細長く分布する。佐里砂岩層の骨石帯に続く細粒～中粒砂岩の基底をもって、本層の下限とする。本層は主として塊状の細粒～中粒砂岩からなり、新鮮な部分では暗青色～淡灰色を呈し、風化すると灰白色を呈し、処により淡紅色・淡緑色を呈する特徴がある。全般に炭質物または炭化木片を含むことが多く、不均質な部分では、細粒砂岩中に粗粒砂岩がレンズ状に混入していることが多い。比較的均質な部分は石材として各所で採石される。このような特徴は佐里砂岩層の中部とよく似ており、岩質上両者を区別することができない。しかし、甲城稲荷・行合野・筒井附近では、中部および上部に暗緑色粗粒～礫質砂岩が発達している。これはまた佐里砂岩層の下部とよく似ている。本層の厚さは全般に変化が少なく、120 m 内外である。

駒鳴砂岩層

本層は主として暗緑色粗粒砂岩または細礫質砂岩からなり、緑色鉱物を含み、また長石の白色斑点が明瞭である。一般に造崖性が著しく、山腹に崖をなして連続するので、地形的にも他の地層と区別し易い。長径 1 m 内外のやゝ楕円体状の玉葱状風化構造を示すことが多く、これがさらに風化すると赤褐色の土壌となる。このような特徴は志気附近で特に顕著である。本層の下底には厚さ約 1 m の礫岩層が発達することが多い。この礫は珪質岩・緑色岩を主とし、直径約 1 cm で垂角礫状を呈する。特に田代・津留・行合野・志気附近では、その発達著しい。粗粒砂岩中に数枚の凝灰質岩が挟まれており、その性状は佐里砂岩層中の骨石とよく似ているが、たゞ佐里砂岩層中の骨石が凝灰質であるのに較べ、本層中の骨石はむしろ砂質である。この骨石のあるものは、田代・津留・行合野・志気附近でよく連続するが、その多くは局部的に発達しており、全域にわたっては連続しない。本層から次の化石を産した(産地: 井野尾附近・津留一行合野間道路・志気西方・駒鳴峠附近)。

Chlamys ashiyaensis NAGAO

Glycymeris cisshuensis MAKIYAMA

G. altoumbonata NAGAO

Solen sp.

本層は中山・津留・行合野附近で最も厚く、100 m を超えるが、南東部の志気附近では60～70 m となり、また北部の井野尾・岩本附近では北方へ向かって次第に厚さを減じ、切木においては全く消滅する。

畑津砂岩層

本層は下位の駒鳴砂岩層とは整合関係にあるが、駒鳴砂岩層が北方へ向かって薄くなり、遂に消滅するために、切木附近では行合野砂岩層に本層が直接する。

本層は細粒砂岩を主とし、粗粒砂岩・シルト岩を随所に挟む。細粒砂岩は新鮮などころで暗青色～灰青色を呈し、風化すると灰白色～黄白色に変化する。本岩は風化すると玉葱状構造が非常に明瞭で、通常その直径は1 m 内外であるが、シルト岩と互層する場合には直径30 cm 内外になることが多い。本層の最上部ではこの細粒砂岩が30～50 m の厚さでよく連続し、均質な部分では採石されることがあり、よい鍵層となる。シルト岩は暗灰色を呈し、葉片状に剥離するものと、泥勝ちで塊状のものがある。これらは単層としては連続しないが、中山南西域および重橋附近以外の地域では、本層の中部に多くみられる。粗粒砂岩は南部では濃緑色～灰緑色を呈し、北方ほど淡緑色となる。この岩質は駒鳴砂岩層のものとはほとんど変わらない。第2図に示したように、粗粒砂岩は中山南西方（内野—真手野）で非常に厚く100 m に達し、その上位と下位とはいずれも細粒砂岩であるが、北西方へ向かうに従ってこの粗粒砂岩は数枚に分かれて、細粒砂岩・シルト岩と互層するようになる。土屋—煤屋間では、この粗粒砂岩はところにより礫を伴って急激に厚さを増し、またある部分では細粒砂岩～シルト岩と互層して、変化が著しい。本層からは畑津附近で *chlamys ashियाensis* NAGAO, *Venericardia* sp., *Phaxas* sp. を産した。本層の厚さは杉野浦・満越附近で約300 m, 土屋—煤屋間では320 m である。

畑津頁岩層

本層の下限は畑津砂岩層最上部の細粒砂岩に続く泥岩とシルト岩の細互層部の基底におく。本層は主として泥岩とシルト岩との細互層からなり、中部に砂岩に富む部分がある。泥岩とシルト岩との互層部は暗灰色～暗青色を呈し、単層の厚さ10～30 cm の薄板状互層で、時に扁平な鉄錆質団塊を含み、満越附近では地層が緩やかな波状を

呈することが多い。中部に発達する砂岩は細粒～中粒で、灰白色を呈し、板状を呈し易く、白雲母を含み、炭質物が膜状をなして配列することが多い。板状のものは碁盤大に割れ易く、風化するとこの割れ目に酸化鉄の累帯状の縞模様ができる特徴がある。このような特徴は佐世保層群中の砂岩には普通に見られる。砂岩の基底はしばしば凹凸を示し、下位の泥岩の塊を同時侵蝕礫として含むことが多く、また砂岩の厚さが急激に変化するところもあって、一見不整合のような観を呈する。この砂岩は満越附近で層厚 20～30 m のものが 2 枚認められるが、他の地域では本層の主部が海底にあってほとんど露出しないので、これが連続するものか否か判明しない。本層は全般に化石に乏しいが、長浜春夫は波多津北方の角串鼻で次の有孔虫化石の産出を報じている²⁴⁾。

Ammobaculites sp.

Bulimina cf. *baccata* YOKOYAMA

B. sp.

Cyclammina cf. *pacifica* BECK

Eggerella spp.

Eponides sp.

Gyroidina sp.

Haplophragmoides spp.

Nonion cf. *soldanii* (d' ORBIGNY)

Plectina poronaiensis ASANO

Robulus sp.

Trochammina ashियाensis MURATA

T. cf. *pacifica* CUSHMAN

本層の厚さは杉野浦・満越附近で 300 m 内外である。

II. 2. 3 佐世保層群

本層群は杵島層群分布地域の西側に分布し、NNW-SSE、N-SあるいはNNE-SSWの走向で西方へ傾斜し、したがって西方へ向かって漸次上部層が露出している。本層群と下位の杵島層群との関係は、露出が限られているために明確ではないが、野外で観察する限りでは整合と思われる。北部の有浦村附近では、本層群最下部

第3表 佐世保層群総括表

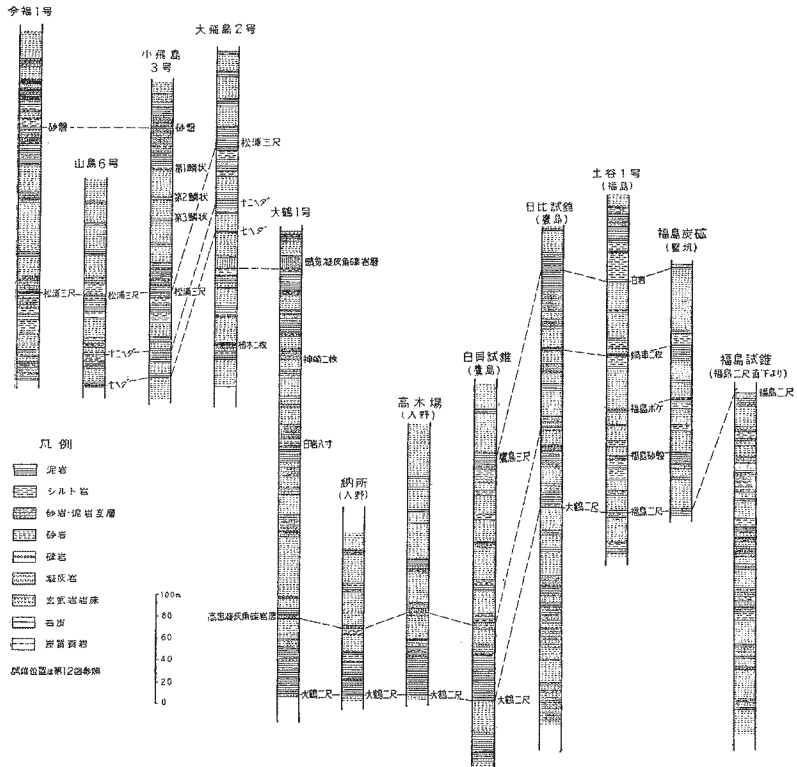
標準		調川 今福 飛島	福島	黒川村	鷹島	入野村 有浦村
加勢層 △△△△△△△	本ヶ浦凝灰岩層 福井一枚	加勢層 △△△△△△△	凝灰角礫岩			
福井層 △△△△△△△	歌ヶ浦凝灰角礫岩層 砂磬	福井層 △△△△△△△	凝灰角礫岩 砂磬	福井層 △△△△△△△	凝灰角礫岩 砂磬	
世知原層	松浦三尺	世知原層		世知原層		
杣木層 △△△△△△△	上部	柚木層上部			鷹島層 △△△△△△△	鷹島層 △△△△△△△
	下部	江里凝灰角礫岩層		柚木層下部	凝灰角礫岩	暗気凝灰角礫岩層
中里層	柚木三枚			鍋串二枚		入野層
	大瀬五尺			福島二尺		大鶴二尺
相浦層	上 モエズ			相の浦層上部		相の浦層上部
	中 新田五尺			相の浦層下部	七ハダ	相の浦層下部
杣島層群				長北炭砒 稼行炭層		杣島層群

註：標準柱状図の中里層以上の部分は長浜春夫の柱状図を基にした。

地層名		柱状	層厚 m	岩質
佐世保層群	加勢層		20 ~30	香椎粗砂岩 露上部は暗灰色泥岩
	福井層		150+	凝灰角礫岩(マサキ凝灰岩層) 灰白色細粒砂岩 福井一枚砂岩→泥岩互層 灰白色粗粒砂岩 主として砂岩→泥岩互層 凝灰角礫岩(赤が浦凝灰角礫岩層) 暗灰色泥岩→シルト岩
				暗灰色泥岩→シルト岩、一部砂岩と互層 カ一枚状 カ二枚状 主として中粒砂岩(砂岩・シルト岩・泥岩の薄布状互層を挟む) 一部炭層に富む、砂岩は厚石質のところがある
	世知原層		140 ~150	暗灰色シルト岩 松浦三尺
				暗灰色シルト岩 主として砂岩→泥岩互層、砂岩は薄層に富む、多稀地区では砂岩が顕著 七ヶ浜 砂岩泥岩互層 青灰色細粒→粗粒砂岩(主として塊状、一部塊状) 晴武凝灰角礫岩層 駄竹泥岩帯 砂岩→泥岩互層、全般に凝灰岩の薄層を挟み、一部礫質(糸泊礫岩) 神崎二枚(廣島砂岩)、この部分一部凝灰質 砂岩→泥岩互層 暗灰色泥岩(一部砂岩と薄互層) 慶島三尺(白岩) 一部礫質 主として塊状細粒→中粒砂岩(泥岩と砂岩の互層帯を挟む)
	入野層		350 ~400	鑛串二枚 灰白色塊状→塊状中粒砂岩
				高串凝灰角礫岩層、一部礫質(上下に薄炭層を伴ふ)；上部に <i>Ostrea</i> 福島の礫岩層 密集帯あり 入野福島地区では暗灰色泥岩、福島地区では中粒→粗粒砂岩、植物化石を含む 福島二尺・大鉄二尺 灰白色中粒砂岩、一部泥岩と互層、礫層が発達する
	中里層		150	上二枚 主として砂岩・泥岩・シルト岩の互層 下層(珪化石を含む)
				シルト岩→砂岩互層 帯緑色礫質砂岩 凝灰質泥岩→凝灰質細粒砂岩、浮石質凝灰岩(相崎北方海岸) 灰白色細粒砂岩(入野村では凝灰質) 灰白色中粒砂岩 暗灰色泥岩
	杵の浦層		350	粗粒砂岩→シルト岩の薄布状互層(深川村附近でよく連続する) 灰白色塊状中粒→粗粒砂岩、下部は礫を含むことが多い 新田五尺 白色凝灰岩、珪化石を含む 灰白色中粒砂岩
暗灰色泥岩 灰白色中粒→細粒砂岩 一部礫質粗粒、主として構造を呈することがある				
杵島層群			170	

泥岩 シルト岩 砂岩 礫岩 凝灰角礫岩 凝灰岩 炭層 貝化石 植物化石 珪化石

第3図 佐世保層群模式柱状図



第4図 試錐柱状対比図

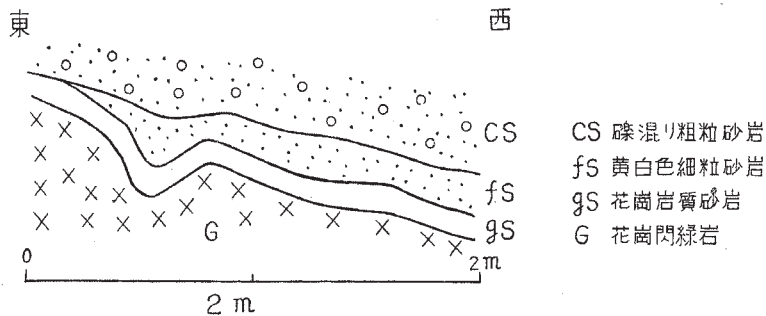
の地層が基盤をなす花崗閃緑岩類の上に直接不整合で接している。本層群は全般に砂岩と泥岩との厚い互層からなり、砂岩が優勢で、随所に主要稼行炭層を挟んでいる。砂岩は主として灰白色～黄白色を呈する細粒～中粒砂岩で、石英粒に富み、またしばしば風化すると鉄錆質の赤褐色の縞模様または不規則な雲形、あるいは同心曲線等の模様が現われる。砂岩中には鉄錆質団塊を含み、また砂管を含み偽層に富んでいる。泥岩は灰白色～暗灰色を呈し、扁平な鉄錆質団塊を含むことがある。本層群の厚さは1,300～1,400mに達する。図幅地域内の本層群については、炭層あるいは凝灰角礫岩を鍵層として地層区分を行ったが、本層群の分布が断続していること、全域にわたる良好な鍵層が少ないこととのために、各地域ごとに異なる地層名を用いた場合もある。

る。これらの各層の関係を第3表に示した(第3表, 第3, 4, 12 図参照)。

相の浦層

本層は下位の畑津頁岩層の泥岩とシルト岩との細互層に続く厚い灰白色砂岩の基底を下限とし、福島二尺炭層(または大鶴二尺炭層あるいは大瀬五尺炭層)の上限をもって上限とする。全厚 520 ~ 570 m で、全般に砂岩に富み、数帯の砂岩泥岩互層帯あるいは泥岩帯を挟む。主要炭層群は 4 帯あり、いずれも稼行価値は少ないが鍵層として役立つ。最下部の炭層群(新田五尺炭層)は他の炭層群に較べ、図幅地域内でよく連続するので、これを含む泥岩帯の上限をもって便宜的に本層を上部と下部に分けた。

下部 本層は諸浦周辺・満越西方・福島東端および波多津南方に分布する。下位の畑津頁岩層との関係は、福島東端・満越西方の海岸および諸浦南西方のカプラー座川内間でみられるが、いずれも下位の暗灰色泥岩とシルト岩との細互層が上部になるにしたがい黄緑色細粒砂岩と互層し、次第に本層の厚い塊状灰白色砂岩に漸移しており、野外で見られるかぎり整合である。基盤の花崗閃緑岩類との関係は、有浦村役場の南方の露頭では第5図のように不整合である。有浦村で寺浦から諸浦にわたって追跡されるモエズ炭層^{註2)}、福島において長北炭鉱から千鳥坑に続く炭層(七へダ炭層と呼ばれる)および黒川村でかつて採掘されたことのある七へダ炭層は、本図幅地域内の



第5図 有浦村役場南方の不整合露頭

佐世保層群中の最下部の炭層で、これらの炭層を含む泥岩帯をほぼ同一層準のものと考えて、この泥岩帯上限を本層の上限とした。

本層は灰白色細粒~中粒砂岩を主とするが、有浦附近では粗粒で礫質な部分があり、

註2) 第3表にみられるように、相の浦層下部のモエズ炭層は入野村・有浦村附近で呼ばれるもので、標準層序の新田五尺炭層に対比され、標準層序のモエズ炭層とは異なる。

また福島および^{すゝや}煤屋南方ではシルト岩と細互層して縞状を呈する部分がある。福島東端の北部海岸では、本層下部の砂岩は著しい玉葱状風化を示して灰色となる。福島の長北炭鉱で採掘中の炭層は、厚さ8 cm以下の“ゴマ”と称する凝灰質砂岩を伴う特徴がある。この炭層の上位約8～9 mの泥岩中に、炭質頁岩とともに堅硬な“骨石”状を呈する凝灰質砂岩が発達しており、この上は相の浦層上部の基底とした厚い白色粗粒砂岩で、一部に礫岩を挟んでいる。また有浦村のモエズ炭層は、風化して赤褐色を呈する厚さ2 m以下の淡灰色～灰白色の凝灰岩・凝灰質砂岩あるいは凝灰質泥岩を伴うのが特徴であり、よく追跡される。この炭層の上盤は相の浦層上部の基底部である厚い灰白色粗粒砂岩で、一部礫質となっている。本層の厚さは福島東端の北部海岸で約170 mを算する。

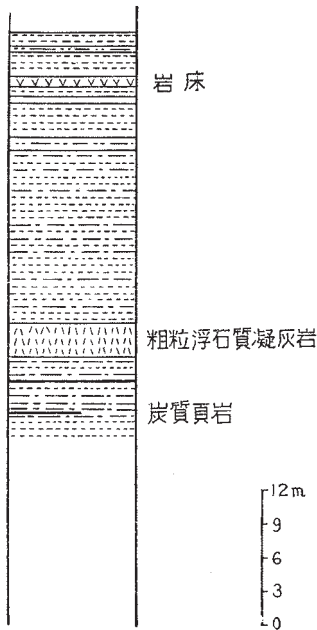
上部 本層は有浦村・入野村大鶴鉱業所附近・同瓜ヶ坂・福島および黒川村に分布する。黒川村以外の地域では、相の浦層下部の分布地域の西側にほぼ全層が見られるが、黒川村では本層の下部が認められるに過ぎない。本層の上限は、本地域における主要稼行炭層である福島二尺炭層あるいは大鶴二尺炭層の上限をもってする。

本層は主として厚層をなす灰白色～白色の塊状砂岩からなり、この砂岩は風化するとしばしば鉄錆によって赤褐色の縞模様または不規則な雲形等の模様を現わす。砂岩は、下部は中粒～粗粒で、上部ほど次第に細粒となり、時にシルト岩・泥岩および薄炭層を挟有する。

黒川村では本層の下部は七へダ炭層（新田五尺炭層に対比されるもの）を含む泥岩の上に厚さ20～30 mの塊状の灰白色細粒～中粒砂岩があり、この砂岩中には不規則に礫層が発達することがある。その上位に厚さ25～30 mの板状細粒砂岩がある。この砂岩は厚さ10～15 cmの砂岩の単層の板を積み重ねたような外観を呈し、非常に特徴的で、黒川村一帯によく連続して発達する。この板状砂岩は処によってシルト岩と細互層することもある。

本層中部には凝灰質な部分があり、福島の白土部落および靱の浦附近に“白土”と称する凝灰質泥岩が認められる。またこれとほぼ同層準と思われるものは、入野村梅崎北方海岸および梅崎のバス道路沿いに見られる。これは厚さ約3 mの粗粒浮石質凝灰岩である（第6図）^{註3)}。

註3) 沢田秀穂の資料による。



第6図 梅崎北方海岸附近の柱状図

福島においてはこの凝灰質岩層の上位に数枚の薄炭層を挟有する層準があり、舩の浦西方および祝崎—白土間の道路上に露出する。ともに厚さ 15 cm 以下の“ヘダ物”で、舩の浦西方のものは白色泥岩の夾みを伴っている。しかし入野村および有浦村地区では、これらの層準の炭層はほとんど認められない。

この夾炭部の上位で、福島二尺炭層の下位約 190 m の層準に特徴のある緑色礫岩層がある。これは緑色～暗緑色を呈する粗粒砂岩中に、1 層の厚さ 30 cm 以下の珪質岩・粘板岩・緑色岩・砂岩等の礫からなる緑色細礫岩（礫の直径 0.5 cm 以下）を数枚挟むもので、福島の里部落北東の 2 つの瀬（弁天島の西側）、里一大山間の道路の北東方の海岸および日の浦東方の海岸に露出する。しかしこのような礫岩は入野村・有浦村では認められない。

大鶴礫業所附近で上二枚および下層と呼ばれる薄炭層は、大鶴二尺炭層からそれぞれ 60 m、120 m 下位にあり、上二枚炭層は大鶴礫業所 1 坑で稼行されている。福島の里部落附近には上二枚炭層と同層準と思われる炭層の露頭があり、日の浦の東方には下層炭層に相当すると考えられる炭層が分布しており、これには珪化木を伴っている。

福島二尺炭層は佐世保地区で大瀬五尺と呼ばれる炭層に相当し、福島および入野村あこぎ阿漕附近における主要稼行層である。入野村に分布する大鶴二尺炭層は大鶴礫業所で稼行されている主要炭層で、福島二尺炭層に対比されるものであるが、その上下盤の関係は福島二尺炭層のそれとは異なっている（第4図参照）。すなわち、福島二尺炭層は厚さ 3～8 m の泥岩中であって、泥岩の上下盤は厚層をなす砂岩であるが、大鶴二尺炭層の下盤は 20 m 以上の厚さを有する砂岩で、上盤は 20～40 m に達する厚い泥岩帯である。

相の浦層上部の層厚は福島で 350～400 m、大鶴礫業所附近で 350 m である。

中 里 層

本層は福島および入野村阿漕附近に分布する。本層の上限は鍋串二枚炭層の上限である。入野村大鶴礫業所附近にも中里層の層準に相当する地層が分布するが、入野村では一般に鍋串二枚炭層の発達が悪く、ことに地表でこれを確認することが困難であるために、この地域では本層とその上位の柚木層下部とを一括して入野層とした。

中里層は主として厚い灰白色の塊状または縞状中粒砂岩からなり、厚さ 2～10 m の暗灰色泥岩あるいはシルト岩、砂岩と泥岩との細互層等を数枚挟む。

本層の基底より 38～56 m 上位には福島砂磐炭層がある。この炭層は厚さ 18 cm 以下の泥岩の夾みを有する山丈 20～50 cm の炭層で、その下盤は厚さ 4～10 m の暗灰色泥岩で、上盤は厚層をなす砂岩である。大山炭砒附近には福島砂磐炭層を採掘した旧坑およびその露頭が見られ、旧鯛の鼻炭砒に旧坑がある。本炭層は現在ほとんど稼行されていない。

福島の北端、旧鯛の鼻炭砒の北東で、入野村から福島に渡る高圧線の下に凝灰質角礫岩が露出している。これは上盤に厚さ 20 cm の炭層を伴う厚さ 1 m の凝灰角礫岩で、その下位にも 2～3 枚の薄炭層がある。これと同様なものは水道を隔てた入野村側でも認められる。この凝灰角礫岩は入野村における各地の試錐に現われており、この地域では有力な鍵層となるが、福島では前記の如に 1 ヲ所露出するのみで、土谷 1 号試錐柱状図および福島炭砒堅坑柱状図（第 4 図参照）にも認められず、また地表における露出もなく、福島南部には発達していない。

本層基底より 95～105 m 上位に福島ボケ炭層があり、そのさらに上位に貝化石を僅かに含む部分がある。これらは前記凝灰角礫岩の露頭の西方海岸、土谷 1 号試錐柱状図および福島炭砒堅坑柱状図等に見られる。

鍋串二枚炭層は福島塩浜・徳義炭砒附近・鍋串部落西方・鯛の鼻炭砒北東および大野村阿漕西方に露出し、福島では良好な鍵層となる。

本層の厚さは 145～155 m である。

柚木層下部

本層の上限は晴気凝灰角礫岩層⁹⁾の下限である。本層は福島・入野村阿漕附近および鷹島に分布するが、福島および阿漕ではその下部が、鷹島ではその上部が見られる。

入野村に分布する入野層の上部は柚木層下部と同層準の地層である（第3表参照）。

福島においては、本層基底から65～70 m 上位に白岩炭層があり、この間は主として厚い塊状、細粒～中粒砂岩で、厚さ約2 mの淡灰色泥岩と灰白色砂岩との互層をしばしば挟み、*Ostrea* sp. その他の貝化石を産する（浅ヶ谷海岸）。白岩炭層の下盤は褐鉄鉱の小団球を含む白色の堅硬な細粒～中粒砂岩で、上盤は淡灰色～灰色の泥岩である。本炭層は山丈20～30 cmで、下盤の白色砂岩が特徴的で福島では良好な鍵層となる。白岩炭層直上には厚い泥岩帯があり、その上位は1層の厚さ10 m以下の灰白色塊状中粒砂岩を主とし、1層の厚さ約5 mの灰白色泥岩と淡灰色～淡緑色の砂岩との互層を挟み、その互層中には3 cm以下の薄炭層が介在する。これらの薄炭層に伴って10～20 cmの厚さを有する、一見風化した花崗岩に似た凝灰質粗粒砂岩が含まれ、榎崎・初崎南方ではこのうちに*Ostrea* sp. が散在する。これらの状況は塩浜から矢柄鼻に至る海岸、榎崎附近および鍋串から初崎に至る海岸でよく観察される。

鷹島では、本層の比較的上部、すなわち福島における白岩炭層とはほぼ同層準と考えられる鷹島三尺炭層の下位から、最上部までが分布する。鷹島三尺炭層の露頭は野外では認め難い。この炭層から約80 m 上位に、鷹島で砂磬と呼ばれている炭層があり、かつて稼行されたことがあるが、炭層の詳細な状況は不明である。この炭層より上位は砂岩と泥岩の互層からなり、両者の割合はむしろ泥岩に富む。この互層は灰白色凝灰岩・凝灰質角礫岩を随所に挟む。またこの凝灰質な部分では、処により礫岩が顕著に発達する傾向がある。凝灰質部の上下の砂岩および泥岩は特徴のある鶯色を呈し、堅硬である。

福島における白岩炭層以上の地層（薄炭層を挟有し、凝灰質砂岩を含む）および鷹島における砂磬炭層以上の層準は、大鶴1号および大飛島2号試錐における晴気凝灰角礫岩層の下位の神崎二枚炭層およびその他の薄炭層を挟有し、また薄い凝灰岩層を含む層準に相当する。

本層の厚さは約240 mである。

入野層

本層は入野村・値賀村に分布し、下位の相の浦層上部との関係は整合で、晴気凝灰角礫岩層の直下の駄竹泥岩⁹⁾帯の上限を上限とする。本層は前述の福島および鷹島における中里層と、柚木層下部とを一括したものに相当する。

本層の最下部には大鶴二尺炭層の直上から福島砂磐炭層に相当すると思われる炭層までの間を占める層厚 40～50 m の厚い泥岩帯があり、植物化石を含み、1～3 枚の薄炭層あるいは炭質頁岩を挟有する。この泥岩帯は鷹島における試錐にも見られるが、福島では前述のように厚い砂岩に変化している。本泥岩帯の上位には、約 15 m の厚さを有する細粒砂岩を隔てて凝灰角礫岩がある。これは福島北端に見られるものと同様な凝灰角礫岩で、厚さ約 3 m、上下に薄炭層および暗灰色の泥岩を伴ない、時に上部に *Ostrea* sp. の密集帯が見られる。この凝灰角礫岩は、多くの試錐によって入野村全域に広く分布することが確かめられている。

福島における鍋串二枚炭層の延長は入野村においても、これに相当すると思われる薄炭層の存在が多くの試錐によって明らかにされている。しかしながら地表では確認されない。

本層最上部の駄竹泥岩帯の下部 70 m の間は、厚さ 1 m 内外の灰白色塊状中粒砂岩（縞状砂岩を挟む）と厚さ 3～20 m の灰色～暗灰色の泥岩あるいはシルト岩との互層からなる。これらの泥岩中には神崎二枚炭層その他の薄炭層を挟有し、これらの炭層に伴なって厚さ 40cm 以下の白色凝灰質粗粒砂岩、白点を有する凝灰質泥岩が存在する。これらの状況は高尾一晴気間の道路上および晴気北方でよく観察される。駄竹南方および京泊^{きょうどまり}附近では駄竹泥岩帯の下部 10～15 m の層準に礫岩が発達する。この礫岩は厚さ 3 m 以下で、礫は直径 1 cm 以下の珪岩・粘板岩の円礫～垂角礫からなる。

本層上限の駄竹泥岩帯は、層厚 20～30 m で、1 層の厚さ 1～6 m の暗灰色～緑灰色の泥岩と 0.5～2 m の厚さを有する灰白色～黄灰色の細粒砂岩（塊状または縞状）との互層で、泥岩中には褐鉄鉱の団塊を含み、薄い炭質頁岩を挟み、時に介化石を産する。この直上にある晴気凝灰角礫岩とともに特徴のある岩質で、晴気・星賀北方・駄竹および京泊北方の海岸に露出し、良好な鍵層である。

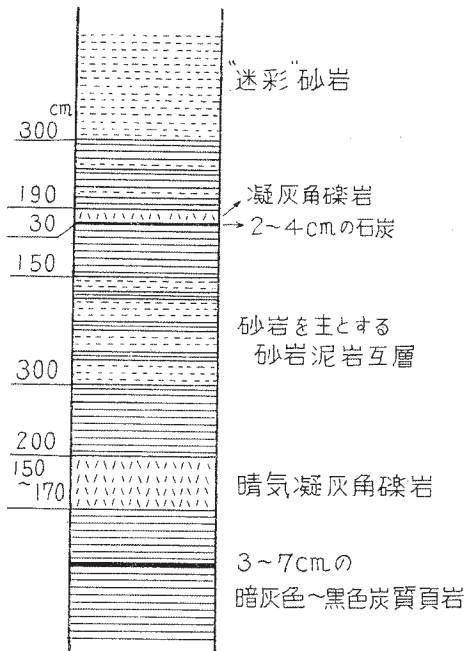
本層の層厚は 390 m である。

鷹 島 層

本層は入野村・鷹島に分布し、その基底は駄竹泥岩帯に続く晴気凝灰角礫岩層の下限で、上限は松浦三尺炭層が確認されないため不明であるが、最上部は世知原層の一部に対比されるものと思われる。本層の模式地は入野村晴気から星賀に至る海岸である。入野村では大ヶ崎に露出する特徴のある板状砂岩の基底を境として本層を下部と

上部とに分けたが、他の地域では露出が充分でないために一括して鷹島層とした。

下部 基底の晴気凝灰角礫岩層は石英安山岩質で、灰白色～緑灰色の一見風化した花崗岩状を呈する粗粒凝灰質砂岩中に、石英安山岩の角礫を密集または散点的に含んでおり、部分的に炭質物により黒色を呈し、ある時は黒色の縞状を呈する。また珪質黒色泥岩を帯状に挟むことがある。凝灰角礫岩の厚さは1.5～1.7 mで、下位の暗灰色～黒色の泥岩中には厚さ3～7 cmの炭質頁岩がある(第7図)。この凝灰角礫岩の上位に



第7図 晴気凝灰角礫岩層附近の柱状図

晴気凝灰角礫岩層の上位は、厚さ約40 mの風化して黄灰色を呈する青灰色の細粒～粗粒塊状砂岩(一部縞状)で、晴気附近では、風化して黄色を呈する青灰色の厚さ1.5 mくらいの礫岩を挟む。この礫岩の礫は直径1 cm以下の安山岩の垂角礫～円礫で、その一部は風化して軟質となる。この上位は1層の厚さ20～30 cmの灰色～暗灰色の泥岩と、厚さ2 m以下の砂岩との互層で、厚さ約20 mである。この上位に灰白色で、褐鉄鉱の縞模様を有する厚さ約10～15 mの細粒～中粒砂岩があり、犬頭部落からその西方海岸にわたって露出する。さらにその上約50 mの間は、灰白色～黄灰色

厚さ6～8 mの暗灰色泥岩と漣痕を有する砂岩との互層を隔てて、厚さ30 cmの特徴のある凝灰岩または凝灰角礫岩があり、この直下には厚さ2～4 cmの薄炭層を伴なう。この晴気凝灰角礫岩層は本図幅地域の重要な鍵層で、北は京泊の北方海岸から、駄竹西方・星賀北方海岸・晴気西方に露出し、さらに鷹島では日比ひびの北方およびとんのうら殿浦部落の東方に連続してみられ、また飛島の大飛島2号試錐および今福地区の今福1号試錐にも認められる。この晴気凝灰角礫岩層は、佐世保炭田における長浜春夫えりの江里凝灰角礫岩層²³⁾に対比される。

の砂岩と、緑灰色～暗灰色の泥岩との細互層で、砂岩の優勢な部分と、泥岩の優勢な部分とがある。泥岩には褐鉄鉱の団塊を含む。この互層の下部には特徴のある厚さ 3 m の青灰色～緑灰色の砂岩があり、その上下には薄い炭質頁岩がある。互層の中部に粗粒凝灰質砂岩および白色斑点に富む凝灰質泥岩があり、中上部の砂岩には漣痕が著しく、最上部には厚さ 20 cm の炭質頁岩がある。

鷹島層下部の層厚は約 130 m である。

上部 本層は入野村および鷹島における第三系の最上部の層準である。岩質は主として砂岩と泥岩との互層からなり、薄炭層あるいは薄い炭質頁岩を伴う。下部には厚さ約 10 m の板状砂岩が発達する。この板状砂岩は層理面に漣痕が多く、また雲母片・植物破片を含み、波状、板状に薄く剥げる特徴のある灰白色細粒砂岩で、砥石として利用されることがある。星賀南方の大ヶ崎・鷹島の阿翁^{あおう}附近、殿浦北方等に見られる。鷹島層上部の層厚は、露出する範囲で 60 m 内外と推算される。

柚木層上部

本層は晴気凝灰角礫岩層の下限を基底とし、松浦三尺炭層の上限をその上限とする。本層に対比される鷹島層下部の分布地域を除いて、今福町滑榮^{なべるはえ}北方から土肥浦・金井崎東方に至る海岸に露出するが、この地区では本層の最上部約 40 m が見られるだけである。主として中粒砂岩からなり、上部は暗灰色泥岩に富む。上限の松浦三尺炭層は、この地区では炭丈 30 cm 内外に過ぎないが、その中に厚さ 1～2 cm のゴマ状砂岩を挟む特徴がある。本炭層はこの地区でかつて稼行されたことがあるが、現在では稼行されていない。

飛島では本層は地表に露出していないが、豎坑によって松浦三尺炭層が採掘されている。

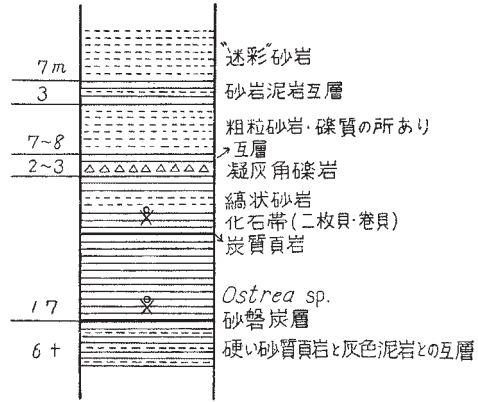
柚木層上部の岩相は第 4 図の大飛島 2 号試錐その他の試錐柱状図によく示されていて、全層厚は 115 m である。

世知原層

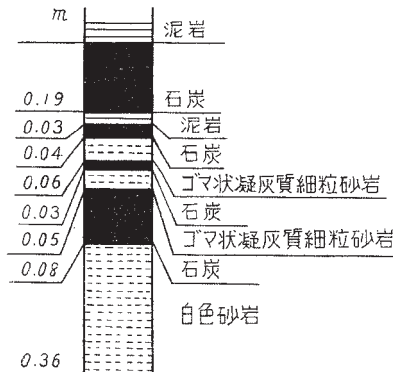
本層は今福町東方・飛島および福島^{福島}の北西端初崎から鯛の鼻炭砦に至る海岸に分布する。本層の上限は砂磐炭層の上限である。

今福町東方の世知原層は主として中粒砂岩からなり、砂岩・シルト岩・泥岩の薄板状互層を挟む。本層の下部、松浦三尺炭層の上位約 10 m は板状の暗灰色シルト岩に

富み、炭層の上位約 2 m の部分からは植物化石の破片を多産する。本層の主部は灰白色の細粒～中粒砂岩からなり薄板状互層を挟む。砂岩は石英粒に富み、ほとんど無層理の厚層で、一部不規則に偽層が発達する部分があり、また処により浮石質粗粒砂岩をレンズ状に挟む。砂岩と砂岩中に挟まれる薄板状互層との厚さの割合は、前者の約 20 m に対し後者は 4 m 内外であり、この厚い砂岩は 4 枚数えられる。上部約 40 m は主として暗灰色泥岩～シルト岩に富み、砂岩の薄層と互層する。本層中の炭層は、上限の砂磐炭層以外に 5～6 枚の炭層が露頭で見られるが、その多くは上部の互層中に含まれる。砂磐炭層は本層中唯一の稼行炭層で、炭層中に数枚



砂磐炭層炭柱図



第 8 図 飛島・小飛島における砂磐炭層附近の地質柱状図

の薄い夾みを有し、下盤に 25～35 cm の砂岩を伴う特徴的な“かざり”（第 8・9・17 図参照）は各地でほとんど変化しないために、佐世保層群中の有効な鍵層の 1 つとなっている。その他の炭層は薄層か、あるいは夾みが多く、炭層の状態が処によって変化するために、本図幅地域内ではそれぞれの炭層を追跡することができない。本層中部に、厚い砂岩に挟まれて存在する炭層はそれぞれ第 1、第 2、第 3 鱗状炭層と称せられ、このうちには凝灰質の夾みが多い。

飛島および小飛島の世知原層は本層中部の厚い砂岩のうち、下から第 3 番目の砂岩の上部すなわち第 2 鱗状炭層の下から砂磐炭層までである。第 1 および第 2 鱗状炭層の露頭は飛島で認められるが、いずれも薄炭層である。第 2 鱗状炭層直上の厚い砂岩の

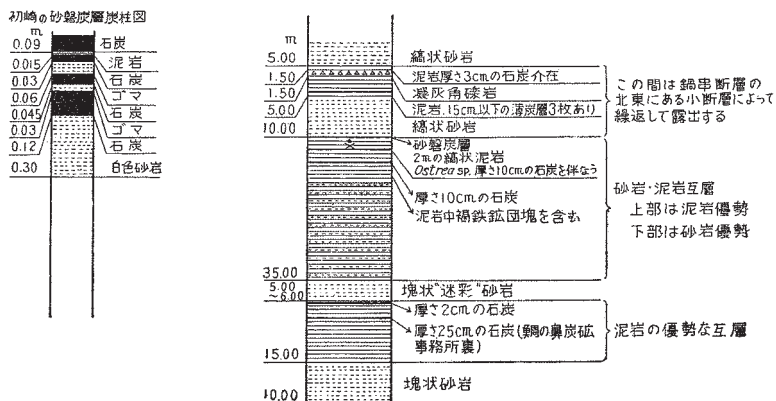
下部はきわめて粗粒、礫質で、凝灰質な部分があり、漣痕を有する。砂磬炭層は小飛島の東端および飛島の南端で認められ、小飛島ではかつて採掘されたことがある（第8図）。

福島世知原層 福島の初崎から鯛の鼻炭砦に至る間の鍋串断層と鯛の鼻炭砦東側の断層とによって挟まれた地区に、世知原層上部および福井層の下部が分布している。初崎の突端の北海岸には直下に厚さ30cmの白色砂岩を有する厚さ29cmの炭層がある。これは飛島および小飛島における砂磬炭層とまったく同様な炭層の状況であること、さらに本炭層の15m上位に凝灰角礫岩があること（福井層の項参照）などから、砂磬炭層に対比される（第9図）。この炭層の下位30～35mの間は砂岩と泥岩との互層であるが、そのうち上部は泥岩の優勢な互層で、10cm以下の薄炭層を含み、また砂磬炭層より2m下位には *Ostrea* sp. の密集している部分があり、泥岩中には褐鉄鉱の団塊を含む。この泥岩の優勢な互層の下位は、単層の厚さ2m以下の砂岩の優勢な砂岩泥岩互層で、さらにこの下に厚さ5～6mの塊状砂岩がある。この下位15mは灰色～暗灰色の泥岩で、僅かに砂岩を挟み、鯛の鼻炭砦事務所の裏に露出する厚さ25cmの炭層その他の薄炭層を挟有する。この泥岩帯は地層の厚さおよび上記の岩質・層序等から、小飛島3号試錐の第1鱗状炭層を含む泥岩帯に対比されよう。

世知原層の層厚は140～150mである。

福井層

本層は今福町附近・小飛島・飛島および福島初崎に分布する。今福町附近には本層の



第9図 福島初崎から鯛の鼻炭砦に至る間の地質柱状図

大部分が露出し、その上部は加勢層によって不整合に覆われている。その他の地域には本層の下部が僅かに露出するに過ぎない。

本層は主として砂岩と泥岩との互層からなる。砂岩は灰白色細粒～中粒で、比較的粗鬆、多くの場合無層理塊状で厚層をなしている。砂岩の厚さは処により著しく変化する。泥岩は暗灰色を呈し、板状シルト岩、または砂岩・泥岩の薄板状互層に移化し易い。本層最下部の砂磐炭層の上部、本層中部および最上部にそれぞれ厚さ10～20mの比較的泥岩に富む部分があり、その他の部分は砂岩が優る。滑栄の西方の鉄道線路の南側の沢・飛島・小飛島および福島初崎では、砂磐炭層の上位約15～30mに、厚さ1.5～3mの風化した石英安山岩質凝灰角礫岩の露頭が見られる。これは佐世保炭田における長浜春夫の歌ヶ浦凝灰角礫岩層²³⁾に対比されるもので、岩質は前述の鷹島・入野地区における晴気凝灰角礫岩と同様である。砂磐炭層とこの凝灰角礫岩は図幅地域外の各地で追跡でき、佐世保炭田における有効な鍵層となっているが、今福附近では露出が悪いため観察されない^{註4)}。炭層は本層中部および上部の泥岩に富む部分に含まれ、中部に2～3枚、上部に3～4枚認められる。主要稼行炭層は本地域で福井一枚(ガメ炭)と呼ばれる炭層で、炭丈約24cmに過ぎず、今福町西方の各所でその採掘跡が見られる。福井一枚炭層の下位約20mの間に、今福附近で二枚炭・三枚炭・返し掘りと呼ばれる炭層群があるが、これらの炭層の連続性および変化の状況は明らかでない。本層中部(福井一枚炭層から下約60m)には良質部で炭丈30cmの炭層があるが夾みが多く、処により稼行されている。福井一枚炭層の上位は厚さ約20mの灰白色細粒砂岩からなり、その上部に厚さ1～2mの石英安山岩質凝灰岩が存在する。これは佐世保炭田における長浜春夫の本ヶ浦凝灰岩層²³⁾に対比されるもので、風化すると白色となる。この凝灰岩の下に直接して、本地域で上隔物と呼ばれる炭層がある。この炭層は隣接平戸図幅地内の前浜附近でよく見られるが、今福町の南西方では凝灰岩の一部が露出するのみで確認されない。前浜附近のこの炭層は1mの間に数枚の薄炭層を挟み、炭丈合計57cmで稼行の対象とはならない。この凝灰岩および上隔物炭層を含む地層の上に加勢層の厚い砂岩が不整合で直接する。

福井層の厚さは150m以上である。

加勢層 本層は佐世保層群の最上部層で、下位の福井層を不整合に覆う。本図幅地域内では今福町の西方で洪積層および玄武岩によって覆われて、僅かにその下部20～

註4) 今福1号試錐では認められる。

30 m が露出するに過ぎない。下部は厚さ 10 m の灰白色中粒～細粒砂岩からなり、その上位は砂岩と泥岩との薄互層を隔てて含礫粗粒砂岩となる。この砂岩中には珪質岩・粘板岩等からなる円礫以外に、下位の泥岩の偏平な同時侵蝕礫および炭化木片を含む。この含礫粗粒砂岩の上部に *Cyclamina tani* ISHIZAKI を含む暗灰色泥岩があるが、今福南西方の仏坂の峠よりやゝ下方の道路沿いおよび^{やお}尾尾附近の山腹に露出するに過ぎない。

II. 2. 4 層序未定層

本図幅地域内で、小さい島々および玄武岩の下位に小範囲を占めて露出する第三紀層中、層序関係の判明しないものを層序未定層として一括する。

岩野北方地区

地域の北縁に近く、打上村岩野の北方で、玄武岩熔岩の下に僅かに第三紀層が露出している。これは風化して黄白色を呈する細粒砂岩からなり、炭質物の細片を含み、*Glycymesis* sp. を産する。岩質上杵島層群上部によく似ている。走向、傾斜は測定し得ない。

向島

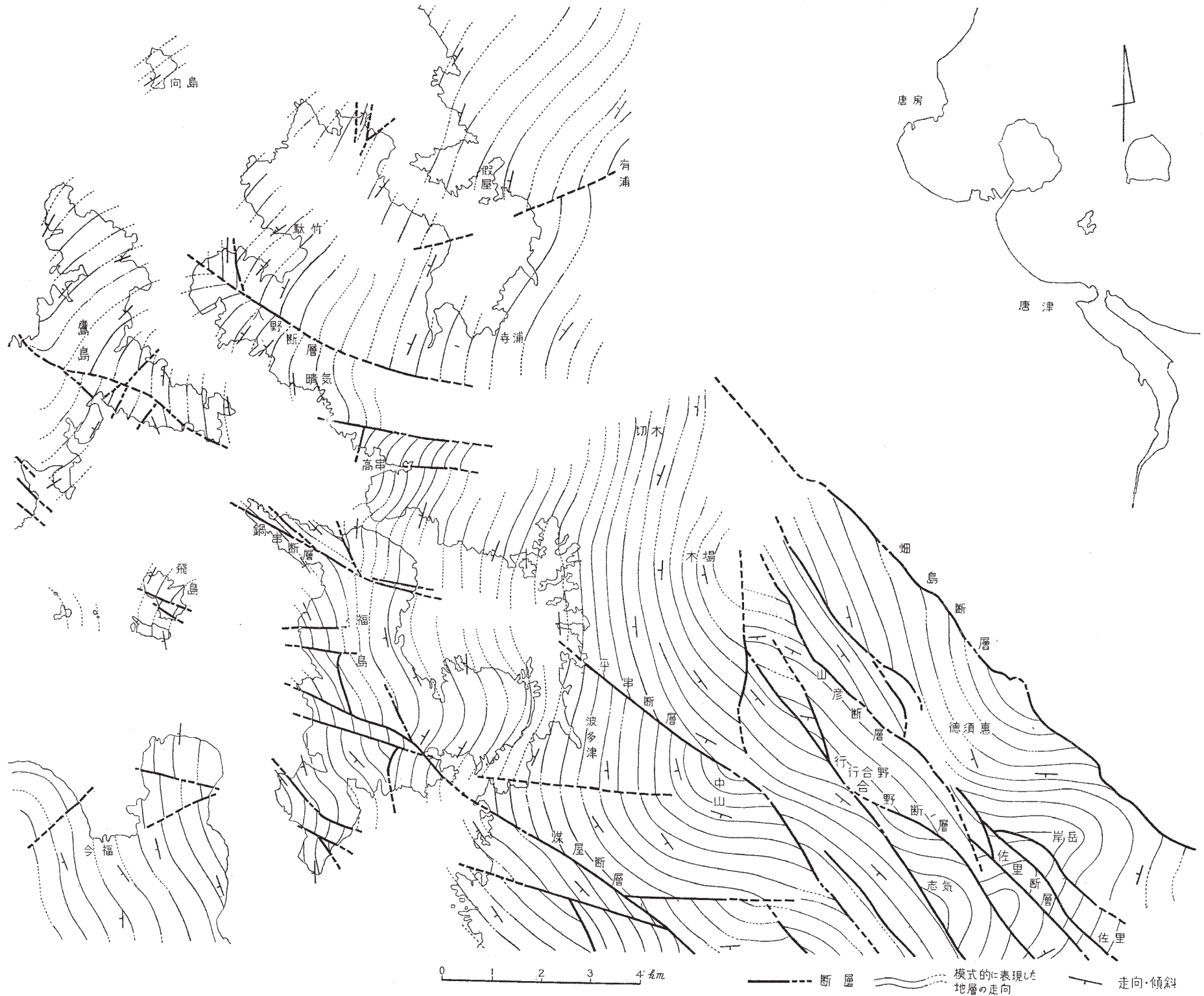
鷹島の北方に位置する向島には、玄武岩熔岩の下に第三紀層が露出している。灰白色の中粒～細粒砂岩と、暗灰色シルト岩との互層からなり、単層の厚さはそれぞれ 5 m で、南部では砂岩の方が厚い。砂岩中には凝灰質で細礫に富む部分がある。走向は N60° E で、NW へ 30～40° 傾斜している。岩質は鷹島北端の鷹島層の互層に似ている。

カサ瀬・二島（飛島西方）

カサ瀬は細粒砂岩からなり、走向は N10° E で、NW へ 6° 内外傾斜している。

二島は全般に中粒～細粒砂岩とシルト岩との互層からなり、非常に凝灰質で、特徴のある鶯色を呈している。走向は N20° W で、NW へ 4～10° 傾斜するが、北端では瀬の形にしたがい走向が NW 方向に変化する。本層は岩質上、平戸・佐世保両図幅地内に露出する野島層群中の大屋層^{註5)}に相当するものではないかと思われる。

註5) 長浜春夫は野島層群を下位から大屋層・深月層・南田平層に区分した。大屋層と下位の加勢層との関係は不整合である。大屋層は全般に非常に凝灰質なのが特徴である。



II. 2. 5 地質構造

本地域の第三系の走向は、相知・杵島両層群の分布する地域南東部では大局的にNW-SE方向、佐世保層群の分布する南西部・北西部ではそれぞれNS方向・NE-SW方向を示している。また南東部では褶曲構造が認められるのに対し、西部では走向に若干の波状変化があるが、ほぼ単斜構造をなしている。このような構造はNW-SE方向の優勢な多くの断層によって破壊されて、複雑な構造となっている（第10図）。

南東部にみられる褶曲構造は緩やかな波状をなし、大局的には1つの背斜と1つの向斜とからなっている。背斜は徳須恵附近から中山・内野にかけて認められ、向斜は岸岳附近からWSWに延びて、隣接伊万里図幅地域内の大野岳附近にその延長が認められる。このような褶曲構造は伊万里図幅地内の相知・杵島両層群の分布地域に見られる著しい褶曲構造の延長と思われる。伊万里図幅地域内では、佐世保層群の下部も褶曲しているので、この褶曲の時期は中新世の初期かあるいはそれ以後ではないかと思われる。

西部では前述のようにほぼ単斜構造をなしているが、佐世保炭田全域をみると、佐佐川断層附近の背斜構造と、今福一調川間に見られる向斜構造^{註6)}とがあり、本地域西部、特に南西部はこの向斜構造の東翼にあたっている。

図幅地域内の断層はNW-SE方向の正断層が優勢で、そのほとんどすべてのものが褶曲構造を切っている。地域南東部に見られる行合野断層・山彦断層およびこれに伴う断層は、いずれも僅かに弧状をなし、落差100m内外のおもに西落ちの断層であって、これらが集まって断層帯をなしている。これらの断層と畑島断層との間には全く断層が認められず、またこの断層帯の西方にもこのような断層帯は認められない。図幅地域の西部に発達する断層（入野断層・平串断層・煤屋断層等）は、一般に落差300m内外で、その延長も長く、ほとんど直線をなすが、落ちの方向は一定しない。鷹島の東海岸および入野村の南西海岸に露出する地層の喰い違いから、日比水道にかなり大きな断層の存在が推定される。また鷹島と飛島およびその周辺の小島との間にも断層の存在が予想されるが、いずれも断層の位置、形態等は不明である。これらの断層以外に、褶曲構造に伴う断層や、第四紀に生じたと思われる小断層等があるが、いず

註6) この向斜構造の南の延長は伊万里図幅地内の有田西方に見られ、ほぼ南北に細長い盆地状褶曲構造をなし、その西縁は佐々川断層で切られている。

れも小規模のため地質図には省略したものが多い。おもな断層の生成時期は褶曲運動の後であり、構造を支配するような大きな断層で明らかに玄武岩類を切るものは認められないので、玄武岩流出以前と思われる。

II. 3 岩床および岩脈

本図幅地域内には第三紀層を貫ぬく多数の岩脈および岩床がある。呼子図幅地域内では、岩脈のあるものは明らかに第三紀層を貫ぬき、洪積層によって覆われているが、本地域では貫入時期が必ずしも明らかでないので、そのおもなものを一括して記述する。

II. 3. 1 玄武岩質および安山岩質岩脈

本地域内に見られる岩脈のほとんど大部分は玄武岩質岩石からなり、入野村海岸・鷹島・満越および福島に多数発達している。一般にその幅は1～2 mで、NW-SE方向に延びるものが多い。鏡下では橄欖石を斑晶とし、まれに斜長石・普通輝石を含有する。石基は間隙充填～間粒組織を有し、橄欖石・斜長石・普通輝石・磁鉄鉱からなる。

安山岩質岩脈は鷹島・沖ノ島および入野村の大鶴炭坑内に見られる。本岩は淡緑色で斑状を呈しているが、全体的に著しい変質作用を受けて軟弱で、斜長石の斑晶は白色を呈している。大鶴炭坑内では岩床状に炭層に沿って迸入し、一部炭層に熱変質を与えている。

II. 3. 2 粗粒玄武岩岩床

波多津部落北東の山頂部に畑津砂岩層中に貫入する粗粒玄武岩岩床が見られる。肉眼的には粗粒で暗緑色を呈する。

鏡下では斑晶として橄欖石・斜長石・少量の普通輝石を含み、橄欖石は径0.5～1 mmで蛇紋石化作用を受けているものが多い。斜長石は柱状で長さ0.3～1 mmである。石基はオフィティック組織を有し、斜長石・普通輝石・橄欖石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱等からなり、まれに紫蘇輝石が含まれることがある。

II. 3. 3 普通輝石橄欖石玄武岩岩床

波多津東方の三岳は畑津砂岩層中に貫入する岩床からなる。岩石は普通輝石橄欖石玄武岩で、三岳中腹では著しい柱状節理をもち、粗粒で黒灰色を呈し、普通輝石・斜長石・橄欖石の斑晶が肉眼で認められる。

鏡下では斑晶として多量の橄欖石と少量の普通輝石および斜長石を有し、橄欖石は径0.5～1 mmで、斜長石は柱状で長さ0.5 mmである。石基は間隙充填組織を呈し針状の斜長石・橄欖石・普通輝石・磁鉄鉱等からなる。

II. 3. 4 玄武岩質安山岩岩床

福島東端の白山・喜内瀨^{きないぜ}附近および飯盛岳北方に相の浦層および畑津砂岩層中に貫入する玄武岩質安山岩岩床がある。肉眼的には淡緑色～暗灰色で斑状構造を有し、斜長石の斑晶を多く含んでいるガラス質岩石である。本岩床の接触する上・下の砂岩・泥岩に熱変質を与えている。

鏡下では斑状構造を有し、捕獲斑晶として多量の斜長石と少量の石英を含んでいる。石英は0.6～1 cm大のもので、融蝕を受けて不規則な形を示し、微粒の普通輝石が環状に反応縁をなしている。石基はガラス質で、斜長石・普通輝石からなっている。

II. 3. 5 普通輝石紫蘇輝石安山岩岩床

飯盛岳は畑津砂岩層中に貫入する普通輝石紫蘇輝石安山岩岩床からなり、三岳とともに第三系の低地形中に突出した山をなしている。肉眼的には玄武岩質安山岩に非常に似ており、斑状を呈している。

鏡下では斑状構造を有し、少量の角閃石の斑晶を有する。角閃石はオパサイト化作用を受けている。普通輝石は少ない。石基は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱等からなる。

II. 3. 6 流紋岩岩床

鷹島阿翁附近に流紋岩岩床が見られる。肉眼的には黄白色で、斑晶がほとんど認められない岩石で、表面は一般に著しく風化を受けている。

鏡下では、微斑晶として石英・斜長石を少量含有するのみで、石基はガラス質である。

II. 4 第四系

II. 4. 1 洪積層

波多津付北東の^{ひえこぼ}榎木場附近には、玄武岩熔岩の下、行合野砂岩層の上に不整合に灰白色～褐色の泥岩が堆積している。この泥岩は粘土化している部分が多く、そのなかに炭質頁岩の薄層を数枚挟み、また処により細円礫を含んでいる。礫は砂岩・泥岩・粘板岩・珪質岩・緑色岩等からなり、直径 0.5～1 cm である。これらの堆積層の分布はごく小範囲に限られ、露頭において厚さ数 m に過ぎない。同様な地層は切木村座川内にも見られる。また今福町雇尾附近では、玄武岩熔岩の直下に厚さ 1～2 m の礫岩層が発達している。礫は直径 10 cm 内外で、よく円磨されており、主として砂岩・泥岩・珪質岩・流紋岩質岩・安山岩・花崗岩質岩等からなる。

これらの地層はいずれも岩相および層序の点から洪積世のものと思われる。

II. 4. 2 玄武岩類

本図幅地域の玄武岩類は新生代のいわゆる“環日本海アルカリ岩石区”の一部に属し、日本に普通に産する玄武岩類に較べるとアルカリに富んでいる。これらは主として熔岩流をなし、本図幅地域ばかりでなく、呼子・平戸・伊万里・佐世保の各図幅地域にわたって広く分布しており、準平原化された基盤の花崗岩類および第三紀層を覆っている。熔岩流の基底面は一般に SE-NW へ向かって緩く傾斜しており、呼子図幅地域内では海中に没している。熔岩には 7 種類の玄武岩が認められ、それぞれ層状をなして順次下位のものを被覆しているが、第 4 表のように、地域によってその被覆関係が若干異なっている。これらの玄武岩類は大部分が薄い赤色火山灰層および岩滓層を伴っている。呼子図幅地域の玄武岩類と本地域のものとの岩質を較べると、大部分は同様であるが、呼子図幅地域の粗面岩類のようなものは本地域には見られず、花崗岩質岩石の捕獲岩に富むものが特に多いことがある。

第4表 玄武岩類熔岩の被覆関係

西部地域	北部地域	東部地域
灰色橄欖石玄武岩	灰色橄欖石玄武岩	灰色橄欖石玄武岩
	針状斜長石含有玄武岩	
上部橄欖石粗粒玄武岩		上部橄欖石粗粒玄武岩
	橄欖石玄武岩	
	曹灰長石玄武岩	
多斑晶質および無斑晶質玄武岩	多斑晶質および無斑晶質玄武岩	多斑晶質および無斑晶質玄武岩
	下部橄欖石粗粒玄武岩	
		普通輝石含有針状斜長石玄武岩

両地域の各熔岩の噴出時代はほぼ同時期と考えられ、相前後して噴出したものと思われる。

普通輝石含有針状斜長石玄武岩

本熔岩は唐津地区に分布する玄武岩類のなかでも最も古いものと考えられる。おもに菅牟田附近と鷹島の一部とに分布し、菅牟田附近では直接基盤の花崗岩類の上に流れている。この熔岩の厚さはほかのものに比べて薄いようである。肉眼的には暗緑色～灰黒色を呈する緻密な岩石で、針状の斜長石を多量に含んでいるのが特徴である。このほかに斑晶として橄欖石、まれに普通輝石を含んでいる。成淵附近に分布する本岩中には多くの孔洞ができており、そのなかに多量の水分を充している。

斑晶：斜長石・橄欖石・少量の普通輝石

斜長石は一般に1～3mm大の柱状を呈し、多量に含まれている。橄欖石は径0.5～1mmで割合に多く、大部分のものはその縁が蛇紋石化作用を受けている。普通輝石は少量で1～2mmくらいで、まれに累帯構造を示すものがある。

石基：インターサータルないしオフィティック組織を有し、斜長石・橄欖石・普通輝石・磁鉄鉱およびチタン鉄鉱からなり、このほかアルカリ長石がそれらの間に多く生じている。

下部橄欖石粗粒玄武岩

本熔岩はこの地域北縁部の小加倉附近に小範囲を占めて露出しているが、呼子図幅地域内に広く分布しているものの延長と考えられる。その岩石は図幅地域中央部に広く分布する上部橄欖石粗粒玄武岩に類似しており、両者は肉眼的にも鏡下においてもほとんど同様である。しかし分布状況や他の熔岩との被覆関係などから、その流出の時期にいくらかの時間的差があると考えられるので上部・下部として分類した。

本岩は肉眼的には灰白色～濃緑色、粗粒で橄欖石の斑晶に富んでいる。鏡下では多量の橄欖石を斑晶として含み、石基はオフィティック組織を示し、橄欖石・斜長石・普通輝石・チタン鉄鉱およびアノソクレス等からなる。

多斑晶質および無斑晶質玄武岩

本岩は図幅地域内に最も広く分布する熔岩で、その厚さも厚く、上部橄欖石粗粒玄武岩および灰色橄欖石玄武岩等によって覆われている。そして本岩とこれら両岩との間には赤色の火山灰層あるいは岩滓層を挟むことが多い。この関係は野高山北方・座川内その他の各所で見られる。

本岩は一般に暗灰色～暗緑色の緻密な岩質である。下部はきわめて斑晶が少なく、無斑晶質玄武岩とも称すべきもので、入野村・鷹島の東部および白島附近に分布している。これに対して上部は斑晶として橄欖石・普通輝石、ある場合には斜長石を多量に含む傾向がある。そして花崗岩質岩石の多くの捕獲岩を含むことがある。有浦村東方日ノ出松・京松附近に分布するものは暗灰色で時に多孔質な岩石で、そのほとんどが橄欖石・普通輝石・斜長石、まれに石英等を斑晶として多量に含んでいて、多斑晶質玄武岩ともいうべきもので、花崗岩質岩石の捕獲岩も多い。また5～10 cm大の輝石・橄欖石の包有物を含有することが特徴である。このような現象は唐津市北東の高島でもみられる⁷⁾。高島では本岩と花崗岩類との間に割合に厚い玄武岩質集塊岩層を挟んでいる。この集塊岩には斜長石(中性長石)・輝石・橄欖石等が多量に含まれている。京松附近で見られるような橄欖石等の包有物はこの集塊岩およびその上位の本岩中にも見られる。高島にみられる輝石の団塊は黒色で光沢があり、一見ガラス質岩石のような観を呈する。京松附近に較べると高島では輝石の包有物がより多く含まれている傾向がある。

無斑晶質玄武岩（下部）

斑晶： 橄欖石・少量の斜長石

橄欖石は少なく、径 0.5 mm 位である。時に蛇紋石化している。

石基： 間粒組織ないしインターサータル組織を有し、粒状の普通輝石・斜長石・橄欖石・磁鉄鉱等からなり、まれに黒雲母が認められる。処により少量のガラス質の部分も認められる。アルカリ長石は一般にあまり多くない。

多斑晶質玄武岩（上部）

斑晶： 橄欖石・斜長石・普通輝石

橄欖石は下部に較べてその量を増し、大きさは 0.5～1.5 mm 位となる。斜長石は長柱状を呈し、0.5～1 mm 位である。普通輝石は処によりその量は異なるが、一般に橄欖石・斜長石に較べて少ない。普通 1 mm 位である。

石基： インターサータル組織ないし間粒組織を有し、斜長石・普通輝石・橄欖石・磁鉄鉱等からなる。まれに晶洞に紫蘇輝石を認めることがある。アルカリ長石は処によりその量を異にする。

京松・高島に見られる多斑晶質玄武岩

斑晶： 橄欖石・斜長石・普通輝石・磁鉄鉱、時に石英の捕獲斑晶からなる。

橄欖石は大きなものは 2 mm 位あるが、平均 1 mm 位である。斜長石は灰曹長石程度で 1～1.5 mm 位である。普通輝石は本岩には割合に多くて、大きく、平均 1～2 mm 位で円味を帯びている。石英の捕獲斑晶が時に多く含まれ、大きさは 0.5 mm 平均で融蝕を受け、時に粒状の輝石が周囲を取り囲んでいる。

石基： インターサータル組織を有し、時にオフィティック組織を有する。斜長石・普通輝石・橄欖石・紫蘇輝石・磁鉄鉱からなる。

橄欖石・輝石の包有物： 前記のようにこの包有物は多く含まれている。主として輝石・橄欖石から構成され、両者等量に入っていることもあれば、量が異なることもあり、なかに磁鉄鉱および微粒ないし 1 mm 程度のスピネルが含有されている。スピネルはほとんどのものが深緑色を呈しており、その形も不規則である。

曹灰長石玄武岩

本岩は呼子図幅地域内の菖蒲峠附近を中心として分布しているものの一部で、多斑晶質および無斑晶質玄武岩を直接被覆している。

肉眼的には一般に青灰色を呈し、0.5～1 cm 位の大きな斜長石（曹灰長石）の斑晶が多量に認められるのが特徴である。また少量の橄欖石も斑晶として認められる。

斑晶： 曹灰長石・少量の橄欖石

石基： 普通輝石・斜長石・橄欖石・黒雲母・磷灰石・磁鉄鉱等からなり、オフィティック構造を示す。輝石はチタン質輝石が多く、斜長石は短冊状で、アルカリ長石も多い。黒雲母は小片状をなして点在する。

橄欖石玄武岩

本岩はおもに呼子図幅地域内に分布していて、本図幅地域内では^{ちがこうち}値賀川内附近に僅かに分布するに過ぎない。風化して灰色～灰紫色を呈するが、新鮮な部分は暗緑色緻密な岩石で、橄欖石の斑晶に富んでいる。

斑晶： 橄欖石

石基： 斜長石・普通輝石・橄欖石・磁鉄鉱等からなり、完晶質で間粒組織を示す。

上部橄欖石粗粒玄武岩

本岩は地域中央部の切木村を中心として、菅牟田・熊峯・大知木・入野村にわたって広く分布し、その一部は鷹島にまで及んでいる。

切木村附近では基盤の花崗岩類および第三紀層を、他の地域ではほとんどが前述した多斑晶質および無斑晶質玄武岩あるいは第三紀層を直接覆っている。本岩は全体的に著しく風化作用を受けており、一般に見られるものは粗粒で灰白色を呈し、橄欖石の斑晶に富んだ岩石であって、呼子図幅地内の名護屋村附近に分布する橄欖石粗粒玄武岩と同種のものである。このような点で肉眼的にも他の玄武岩と容易に区別することができる。一般に晶洞が多く、切木村湯野尾・石高山等の石切場で観察されたものでは、径数 cm～10 数 cm、長さ数 10 cm～数 m までの円筒状のものが大小無数にある。晶洞はほとんどが垂直に立ち並んでおり、熔岩が部分的に特に揮発性分に富んでいたために形成されたものと考えられる。晶洞には柱面の発達した 0.5～1 cm 位の普通輝石の美晶や、板状結晶を呈する斜長石が多く見られる。瓜ヶ坂附近のもの晶洞には沸石・方解石の簇生が見られる。本岩は他の玄武岩に較べて軟質であるため、“真石”^{まいし}と呼ばれて石材に使用されている。

斑晶： 橄欖石

橄欖石は大きなものは3 mm以上であるが、平均1～2 mm位の結晶で、他の熔岩に較べてその量は非常に多い。大部分は自形または半自形を呈しているが、熔融されて丸味を帯びた凹凸の輪廓を示しているものも多い。高串・石高山・切木附近のものではほとんど蛇紋石化している。他の地域ではイデング石化されているものが多い。

石基： オフィティック構造を示し、斜長石・橄欖石・普通輝石・チタン鉄鉱、少量の鱗石英からなる。斜長石は長柱状を呈し、0.1～0.5 mmの大きさで、普通輝石を貫通している。橄欖石は微粒をなして多量に存在し、チタン鉄鉱も多く含まれている。なお鷹島・瓜ヶ坂附近のものにはまれにチタン質輝石が含まれていることがある。

本岩の化学成分は第5表の通りである。

第 5 表

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Total
1)	48.23	17.07	4.60	8.44	5.98	9.22	2.85	0.94	0.34	0.11	1.24	0.55	0.09	99.66
2)	51.10	15.26	4.37	7.65	4.50	8.94	3.12	1.36	0.27	0.25	2.58	0.47	0.10	99.97

分析者： 安藤武

1) 唐津市竹木場熊峯石切場産、橄欖石粗粒玄武岩

2) 同上の晶洞部

針状斜長石含有玄武岩

本熔岩は前記多斑晶質および無斑晶質玄武岩の上位に流出し、図幅地域内では小加倉附近にのみ分布しているが、北方の呼子図幅地域では広く分布している。一般にほとんど風化されておらず、暗緑色粗粒の岩石で、針状の斜長石が著しく発達し、流状を示している。本岩は成淵附近に分布する普通輝石含有針状斜長石玄武岩よりも針状斜長石の結晶は小さい。肉眼的には斜長石および少量の橄欖石の斑晶を含有している。

斑晶： 斜長石・橄欖石

斜長石は柱状または板状を示し、0.5～1 mm位の大きさである。橄欖石は0.5 mm位で融蝕されている。

石基： インターサータル組織を有し、斜長石・普通輝石・橄欖石・磁鉄鉱等からなる。アルカリ長石はこれらの間隙に生じている。このほか少量の黒雲母・燐灰石が含まれる。

灰色橄欖石玄武岩

本岩は唐津地区の玄武岩類のなかでは最上位を占めるもので、梨川内・野高山・諸浦北方・万賀里川^{まがりがわ}附近の数ヶ所にそれぞれ独立して分布している。野高山・万賀里川附近では前記の上部橄欖石粗粒玄武岩を、梨川内のは基盤の花崗岩類および普通輝石含有針状斜長石玄武岩を、諸浦北方では多斑晶質および無斑晶質玄武岩をそれぞれ被覆している。本熔岩は地形的に海拔 150～200 m 以上に分布範囲が限られ、下位の玄武岩類との間にはほとんど常に赤色火山灰層および岩滓層の薄層を挟んでいる。これらの関係は野高山北方田代・万賀里川・新木場および諸浦等で観察される。本岩は風化作用を受けており、肉眼的には灰色を呈し、緻密な岩石で、橄欖石の斑晶に富んでいることが特徴的である。時として板状または柱状節理を示すことがある。

斑晶： 橄欖石・少量の斜長石

橄欖石は 0.5～2 mm 位のもので、多量に含まれており、自形を呈しているものは少なく、大部分のものが融蝕されている。なかには蛇紋石化しているものもある。斜長石は割合に少ないが、諸浦北方のものには 1 mm 位の長柱状をなして多量に含まれている。

石基： 粗粒または細粒で、輝緑岩的組織を呈し、斜長石・橄欖石・普通輝石・磁鉄鉱・黒雲母および少量のアルカリ長石からなる。黒雲母は晶洞に多く簇生していることもある。

II. 5 沖 積 層

沖積層は砂・礫・粘土からなり、河川の流域および海岸地域に発達し、図幅地域東部の波多川・松浦川の流域では特に顕著である。西部では河の長さが短く、河口附近に僅かに発達している。唐津市の東方松浦瀉には砂丘がある。

III. 應用地質

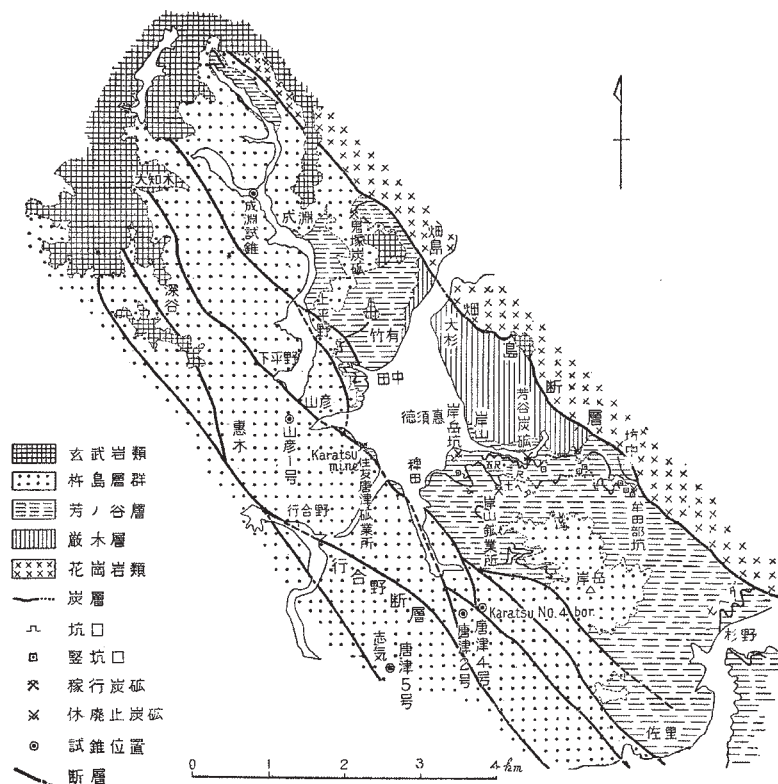
III. 1 石炭

本図幅地域は唐津・佐世保両炭田に跨がり、古くから開発が行われているので、各地に多数の旧坑・採掘跡が見られ、現在も両炭田地域で中小の炭鉱が採炭を行っている。

III. 1. 1 唐津炭田北西部

唐津炭田は佐賀県杵島郡から東松浦郡にかけて、NW-SE 方向に広がっており、本地域の岸岳を中心とした地域はその北西部にあっている。当地域の石炭はいずれも芳の谷層中のものである。その発見は唐津炭田中最も古く、享保の初め頃（210 数年前）から土地の人によって採掘された。明治の初め海軍予備炭田となり、明治 10 年頃から政府の直営となったが、明治 18 年頃一般に開放されて、芳の谷・牟田部・岸岳等の炭鉱がおこり、明治の末まで盛んに採掘が進められた。大正元年相知炭鉱を経営していた三菱合資会社が他の炭鉱を買収し、もっぱら当地域の開発にあたり、このために岸岳の下部はほとんど採掘を終わった。現在はおもに住友石炭鉱業株式会社唐津鉱業所が北西域の採掘を行っている。当地域の炭層は第 1 図（芳の谷層柱状図）に示す通りで、このうち主要な稼行炭層は三尺および五尺炭層である。三尺炭層は夾みの変化が多いが、下部のゴマ状の夾みは連続する特徴がある。岸岳・芳の谷・牟田部の各坑における平均山丈は 1.2 m、炭丈は 1.0 m である。五尺炭層は夾みによって 3～4 枚に分かれるのが普通で、上記各坑における平均山丈は 1.7 m で、炭丈は 1.0～1.4 m である。これらの炭層は西方および北西方へ向かって薄くなる傾向があり、成淵附近では露頭が認められなかった。唐津鉱業所では三尺炭層は炭丈 40 cm 以下となり、五尺炭層も西方へ向かって薄くなるようである。すでに採掘された岸岳・芳の谷・牟田部の各坑においては顕著な断層が少ないために、採掘は比較的容易であったと思われるが、これより以西の地域では NW-SE 方向の断層が著しいため、採掘は技術的に容易でない。

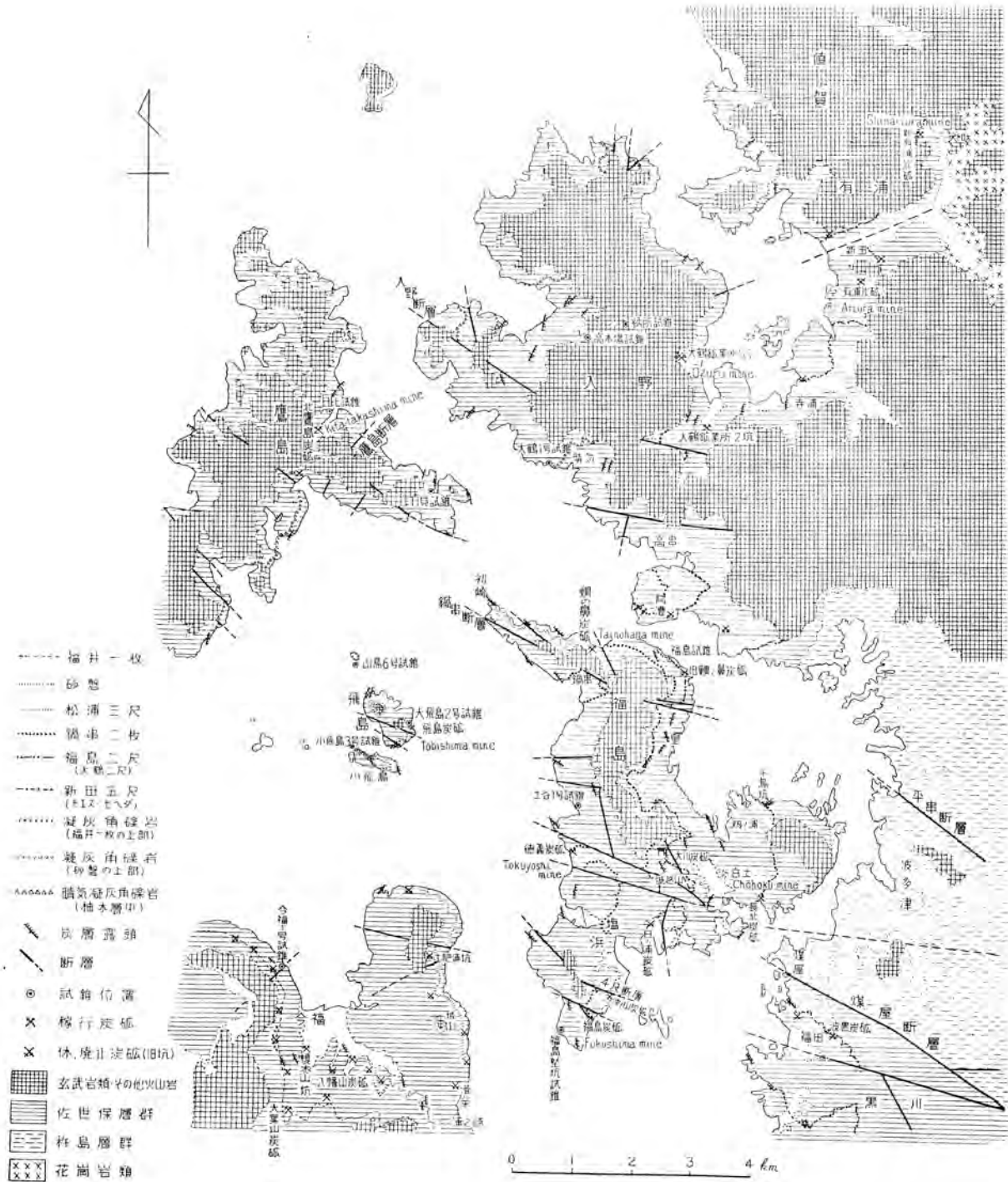
住友石炭鉱業株式会社唐津鉱業所 本鉱業所は佐賀県東松浦郡北波多村大字田中にあり、昭和 19 年 6 月、住友石炭鉱業株式会社が山口鉱業株式会社より事業を継承し、



第 11 図 唐津炭田北西部

現在に至っている。唐津本坑は昭和 12 年に開坑されたもので、斜坑をもってほぼ南方へ向かって掘進を行い、上三尺・三尺・上五尺・五尺の各炭層を稼行し、すでに上三尺および三尺炭層は採掘を終り、現在は上五尺および五尺炭層を採掘している。五尺炭層は上盤は灰色泥岩～シルト岩で、時に粗粒砂岩となることもあり、比較的堅硬である。これに対し下盤は比較的軟らかい灰色泥岩からなる。山丈は 2.10 m で、石炭は 3～4 枚に分かれ、炭丈 1.3 m 内外である。上五尺炭層は五尺炭層より約 40 m 上位にあり、山丈 60 cm、炭丈 55 cm である。五尺炭層は西方へ向かって薄くなる傾向がある。各炭層の炭質は第 6 表の通りである。

第12図 佐世保炭田北東部



第 6 表

炭 層	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定炭素 %	全硫黄 %	発熱量 Cal	粘結性	備 考
上三尺	1.63	25.14	41.47	31.76	0.53	6,210	非粘結	原炭分析
三尺	1.75	14.43	46.72	37.10	0.72	6,780	弱粘結	〃
上五尺	1.72	14.42	46.82	37.04	0.74	6,780	〃	〃
五尺	1.74	14.54	46.52	37.20	0.65	6,780	〃	〃

分析：九大，昭和 25 年 6 月 17 日

産額：昭和 26 年 10 月	9, 600 t
〃 11 月	8, 800
〃 12 月	10, 100
昭和 27 年 1 月	10, 600
〃 2 月	11, 500
〃 3 月	9, 700
〃 4 月	9, 000

III. 1. 2 佐世保炭田北東部

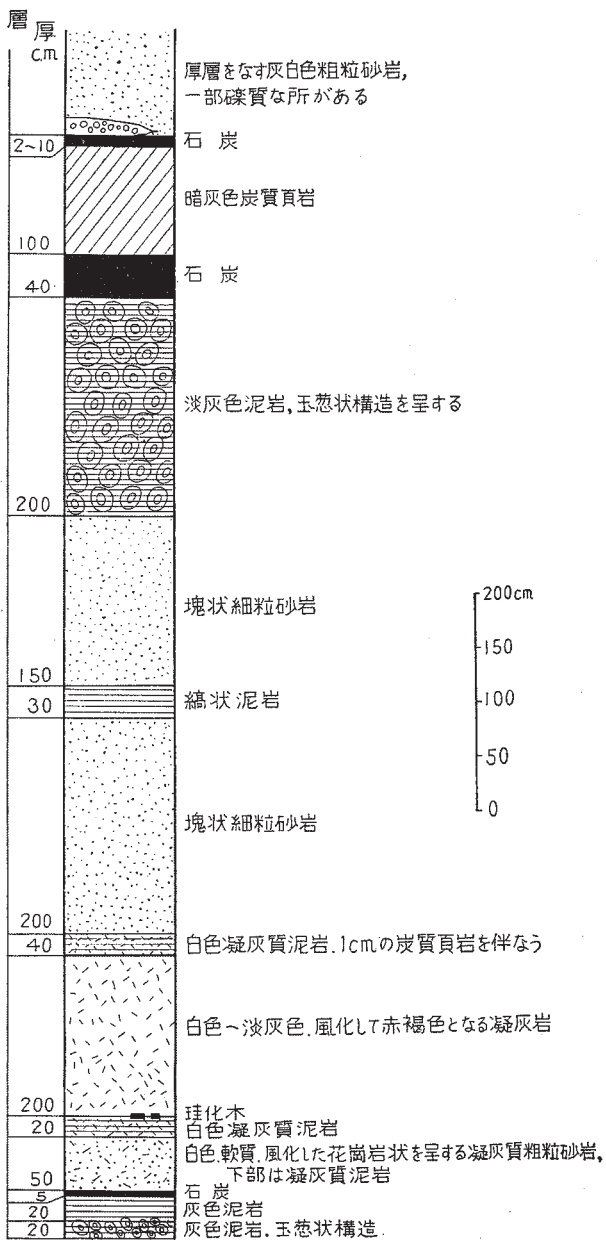
佐世保炭田は佐世保市周辺を中心として，東方は伊万里市の西域一帯，北方は隣接平戸図幅地域の調川・志佐地区を経て本図幅地域の西部に及んでいる。本炭田は古くから小規模の採掘が行われたようであるが，明治にはいって急速に鉱業発達し，年々その産額を増している。本地域内で稼行炭層の認められるのは鷹島・入野地区を北限とし，これより北方では隣接呼子図幅地域に至るまで，主要炭層はいずれも炭質頁岩に変化するか，消失している。本地域における主要炭層とその稼行状況とは第 12 図および第 7 表に示す通りである。

新田五尺 本炭層は黒川村で七ヘダ炭層，入野・有浦村ではモエズ炭層と呼ばれている。煤屋南方および黒川村の七ヘダ炭層は厚さ約 2 m の暗灰色泥岩中にそれぞれ 3～10 cm の 4～5 枚の薄炭層として介在し，場所によってその飾りの状況が甚だしく異なる。かつて黒川村で採掘されたことがあり，随所に旧坑がある。福田附近では断層によってその南方に本炭層が繰り返して露出している。福島の高北炭砒で採掘中の炭層も本炭層にあたる。厚さ約 6～8 m の泥岩中に，厚さ 8 cm 以下の 7～8 枚の

第 7 表 佐世保炭田北東部炭層状況

地層区分	炭層	炭層名	露行状況
福井層	20~30	藤灰角礫岩(本ヶ浦藤灰岩層)	今福町周辺に旧坑が多数ある
	20	箱弁一枚	
	20	二枚炭・三枚炭・返し掘り	今福町南方で小規模に露行
	40	三枚炭	
	70		
世知原層	40	藤灰角礫岩(坂ヶ浦藤灰角礫岩層)	今福町南東方に旧坑
	40	砂盤	
	38	第1鱗状	飛島・福島綱の鼻炭鉱事務所裏に露出
	25	第2鱗状	
	20	第3鱗状	
68		飛島に露出	
	68	松浦三尺	小飛島3号試雄
柚木層	58		飛島炭坑で露行、土肥の浦に旧坑
	26	十二へダ	山島6号・小飛島3号・大飛島2号試雄
	30	七へダ	
	115	晴気凝灰角礫岩層	" " "
	80	神崎二枚(柚木二枚、鷹島砂盤)	大飛島2号・大鶴1号試雄
中里層	80	鷹島三尺(白岩)	北鷹島炭鉱で露行、福島の西海岸に露出
	80	鍋串二枚(柚木三枚)	福島炭鉱で露行、鍋串御蔵附近に旧坑、入野村新瀨附近で小規模に露出
	20	高車凝灰角礫岩層	
	50	福島砂盤	福島の大山炭坑附近に旧坑
	60	福島二尺(大鶴二尺、大瀬五尺)	弥生炭・鶴の鼻炭鉱で露行、福島の神の山炭鉱・日の浦炭鉱・大山炭鉱・田尻の鼻炭鉱・阿瀬附近に旧坑
粗の浦層	60	上二枚	大鶴炭鉱2坑で露行、福島皇御産附近に露出
	50	下層	福島の浦東方に露出
	80	へダ物	福島綱の浦・白土間に露出
	160		
	170	新田五尺(七へダ、マエズ)	菊有浦・有浦・長北炭坑で露行、有浦・半形・寺浦・原川村(波島)等に旧坑
	170	凝灰岩	
岩島層群			

炭層欄中の数字は層間距離、単位：m、炭層名中下線を付したものは主要炭層



第13図 切木川川口北岸におけるモエズ炭層附近の地質柱状図

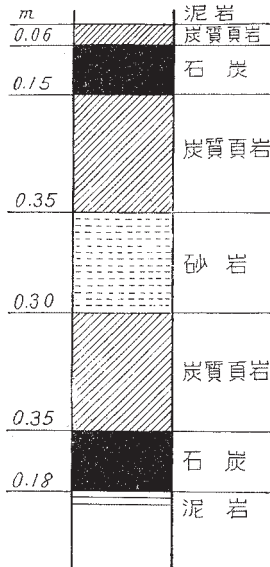
炭層があり、こゝではまた 8 cm 以下の白色凝灰質砂岩を伴う特徴がある。有浦村でモエズと呼ばれる炭層は、山丈 40 cm のヘダ物で、その下位約 6 m に厚さ 2 m の凝灰岩を伴う特徴がある。切木川の川口におけるこの関係は第 13 図の通りである。有浦附近では本炭層は切木川の川口北岸（旧坑）・牟形南方・昭和鉱業有浦鉱業所・有浦川下流の新田南方（旧坑）・有浦川北岸（旧坑）および有浦村犬吠西方の石橋鉱業新有浦炭鉱等に露出する。

福島二尺（大鶴二尺） 本炭層は大瀬五尺炭層に対比されるもので、福島で福島二尺炭層、入野村で大鶴二尺炭層と呼ばれている。福島二尺炭層は福島および入野村阿漕附近における主要稼行炭層で、沖の山炭鉱・日の浦炭鉱・大山炭鉱・旧鯛の鼻炭鉱・阿漕の旧坑等であつて採掘されたことがあり、現在は徳義炭鉱および鯛の鼻炭鉱で稼行されている。本炭層は厚さ 3～8 m の泥岩中であつて、山丈 40～60 cm、下盤は暗灰色泥岩である。炭層の下盤には厚さ 3 cm 以下の白色泥岩を伴うことがあり、上盤側には 1～2 枚の薄炭層がある。この泥岩帯の下位および上位は、いずれも 10～30 m の厚層をなす灰白色塊状中粒砂岩である。露頭は沖の山炭鉱附近・城越山北西方、大山部落神社附近・土谷～里間の道路および旧鯛の鼻炭鉱附近に見られ、その他各所に旧坑がある。入野地区では大鶴二尺炭層の露頭は判明しないが、杵島炭鉱株式会社大鶴鉱業所で盛んに採掘されており、こゝでは山丈 50 cm 内外、炭丈は 40 cm 内外である。

鍋串二枚 本炭層は柚木三枚炭層に対比されるもので、かつて福島の鍋串部落附近、入野村阿漕附近その他で採掘されたことがある。現在は福島炭鉱で稼行中である。本炭層は厚さ 30 cm 内外の砂岩・泥岩の互層帯中であつて、厚さ 10～20 cm の 2～3 枚の炭層からなり。その間に厚さ 40 cm 以下の灰色～暗灰色の泥岩の 1～2 枚の夾みを有する。下盤は灰色泥岩である。全域にわたってよく連続する。

鷹島三尺 本炭層は厚さ 10～30 m の顕著な泥岩帯中にあり、第 14 図のような炭層の状況から従来松浦三尺炭層にあたるものと考えられていたが、柚木層中の石炭である。鷹島では発達が顕著で、現在北鷹島炭鉱で稼行されている。この炭層は日比・白貝両試錐でそれぞれ地表から 40 m、60 m 下に認められ、両試錐間にある NE-SW 方向の断層によって南東方から北西方へ向かつてほぼ同じ層準の地層が繰り返して露出している。入野・福島地区でも本炭層に相当すると思われる炭層（福島の白岩炭層）が認められるが、いずれも稼行されていない。

北鷹島炭砦三卸入口

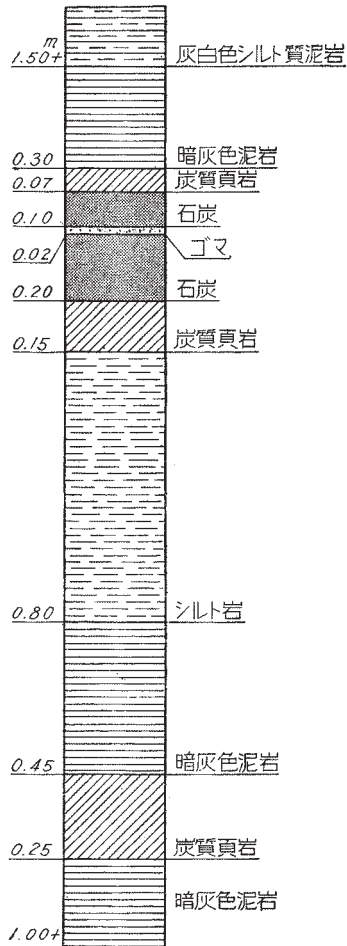


第14図 鷹島三尺炭層柱状図

をしている。土肥の浦坑でかつて稼行されたことがある。本炭層は南隣伊万里図幅地域内の向山炭砦・久原炭砦・松浦炭砦等で古くから稼行されている。また飛島では本炭層は地表に露出しないが、飛島炭砦で採掘されている。この炭層は山丈45~100cm、炭丈35~40cmで、泥岩およびゴマの夾みを1~3枚含み、下位には厚さ7~10cmの炭質頁岩がある。

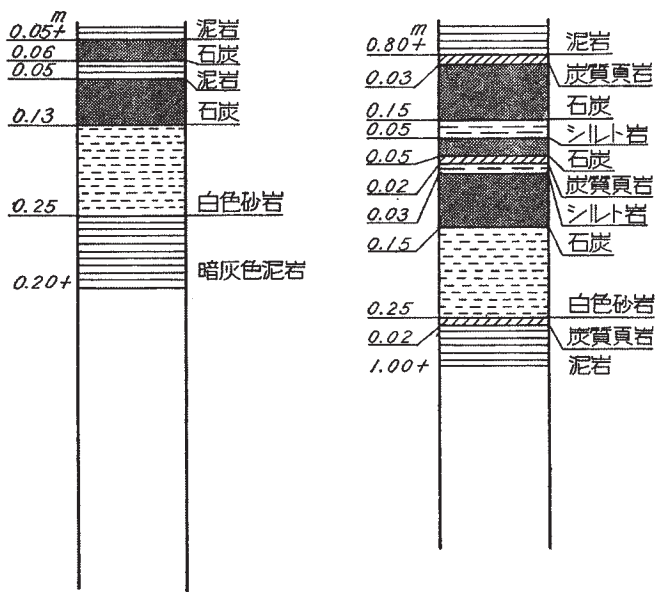
砂 砦 本炭層は、第16図に示すように、炭丈約35cmで、3~5cmのシルト岩あるいはゴマ状砂岩の薄層を

松浦三尺 今福町の北西方の海岸に沿って分布する本炭層は、第15図に示すように、炭丈30cm内外で、そのなかに1~2cmのゴマ状砂岩を挟む特徴がある。炭層の上下にそれぞれ7cm、15cmの炭質頁岩を伴ない、一見厚層の見掛け



第15図 滑築北方の松浦三尺露頭

2～3枚挟み、炭層の下に直接して約25 cmの白色中粒～細粒砂岩を伴っており、この特徴的な飾りは各地でほとんど変化しない。また福井層の項で述べたように、本炭層より15～30 m上位に必ず厚さ1.5～3 mの凝灰角礫岩があり、上記の飾りととも



第16図 城山(左)および滑榮西方(右)の砂磐

に本炭層を見分けるのに便利である。本炭層は福島初崎・飛島および今福町周辺に分布し、今福町周辺では旧坑が多く、また小規模に稼行されている。

福井一枚 今福町の西方および南西方の山腹部に露出し、多くの旧坑があるが露頭は確認しにくい。旧坑の資料によれば炭丈24 cm内外で、上盤は泥岩から砂岩へ変化する特徴がある。本炭層は隣接平戸図幅地域内の中島鉱業江口坑で採掘されている。

中島鉱業株式会社福島炭砒

本炭砒は長崎県北松浦郡福島町釜にある。昭和23年3月、中島鉱業株式会社によって開坑され、同年8月着炭して出炭を始め、現在に至っている。稼行炭層は鍋串二枚炭層で、昭和27年の月産額は6,000tである。本炭砒の石炭の分析結果は第8表の通りである。

第 8 表

炭種	水分 %	揮発分 %	固定炭素 %	灰分 %	硫黄分 %	発熱量 Cal	燃料比
福島 洗粉	4.50	37.30	39.70	18.70	0.57	6,067	1.07
福島 中塊	4.00	38.50	41.00	16.50	0.57	6,200	1.07

昭和 26 年 10 月 7 日，中島鉱業株式会社分析

福島二尺炭層もかつて採掘されたが，現在はその坑道が水没している。送炭は海運による。

中島鉱業株式会社徳義炭砒

本炭砒は長崎県北松浦郡福島町浅谷にあり，釜からはトラックを通ずる。

昭和 16 年 1 月，中島鉱業株式会社の斤先契約で坂本忠雄が開坑し，同 17 年 2 月着炭し掘進を継続したが，同年 7 月中島鉱業株式会社がこれを引継ぎ，昭和 19 年 4 月から出炭を開始して現在に至っている。

稼行炭層は福島二尺炭層で，斜坑により海底採掘を行なっている。本炭層は炭丈 45 cm で，厚さ 1cm 内外の 3 枚の薄い夾みを有する。

炭質は第 9 表の通りである。

第 9 表

炭種	水分 %	揮発分 %	固定炭素 %	灰分 %	硫黄分 %	発熱量 Cal	燃料比
徳義洗粉	3.31	37.18	43.46	16.05	0.74	6,450	1.16

昭和 26 年 10 月 7 日，中島鉱業株式会社分析

産額： 昭和 25 年 55,780 t

昭和 26 年 66,461 t

送炭は海運による。

中島鉱業株式会社鯛の鼻炭砒

本炭砒は長崎県北松浦郡福島町鯛の鼻にあり，伊万里から浦之崎・福島釜・鯛の鼻を経て鷹島日比に至る定期船の便がある。

明治初年頃から附近の人々が狸掘式に採掘を始め，明治 36 年頃福島二尺炭層の採掘に着手したが，同 38 年炭砒不況により中止となり，その後昭和 6 年中島徳松の斤先

として和田清夫がこれに着手し、同9年4月まで月産2,000t程度の出炭を持続したが、ふたたび不振となり、中島徳松が引継いで経営し、昭和14年中島鉱業株式会社の設立とともに同社によって稼行され現在に至っている。

稼行炭層は福島二尺炭層で、旧来鯛の鼻において稼行していたが、現在ではこれを廃し、鍋串の北々東海岸から鍋串の方向へ向かって斜坑を卸して福島二尺炭層に着炭し、これを採炭している。本炭砒における福島二尺炭層は炭丈60cmで、6cmの夾みがあり、その上部には24cmを隔てて厚さ6cmの薄炭層を伴っている。

本炭層の炭質は第10表の通りである。

第10表

炭種	水分 %	揮発分 %	固定炭素 %	灰分 %	硫黄分 %	発熱量 Cal	燃料比
鯛の鼻洗粉	2.02	36.24	40.38	21.36	0.78	6,200	1.12

昭和26年10月7日、中島鉱業株式会社分析

産額：昭和25年 77,743 t
昭和26年 93,579 t

送炭は海運による。

杵島炭鉱株式会社大鶴鉱業所

本炭砒は佐賀県東松浦郡入野村字鶴牧にあり、唐津市からバスの便がある。送炭は炭砒から直接海運によって行われる。

本炭砒附近では、明治初年頃から土地の人によって小規模に採掘が行われたが、昭和10年1月、香春鉱業株式会社により本格的採掘が行われ、1坑を開坑した。翌11年10月、杵島炭鉱株式会社がこれを買収し、漸次規模を拡大して昭和17年4月には2坑の開墾に着手、昭和23年6月1坑を廃止、さらに昭和25年3月には上二枚炭層採炭のため上二枚坑を開坑、同26年6月から採掘を始めた。現在稼行中の2坑においては、入野断層の南部区域の大鶴二尺炭層を西方へ向かって採炭している。本炭層は上盤は泥岩、下盤は砂岩で、ともに堅硬であるが、炭層の変化が著しい。山丈平均51cm、炭丈平均42cmである。本炭層から約50m下位に稼行予定の上二枚炭層がある。この炭層は炭丈約30cmで、20cmほど下位に暗灰色泥岩を隔てて厚さ10cmの薄炭層がある。

1 坑坑内では安山岩質岩床が進入しており、炭層が変質し、あるいは無炭区域となっているのがみられる。

大鶴二尺炭層の炭質は第 11 表の通りである。

第 11 表

No	採取場所	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定炭素 %	発熱量 Cal	全硫黄 %	純炭に対する		灰の色	粘結性	比重
								固定炭素 %	発熱量 Cal			
1	大鶴坑内	1.20	24.69	30.89	43.22	6,192	1.12	58.32	8,355	淡褐(赤)	粘結膨脹	1.38
2	〃	1.62	19.91	30.96	47.21	6,438	0.53	60.39	8,236	淡赤(褐)	〃	1.39
3	〃	1.69	24.20	26.35	47.76	5,549	0.56	64.44	7,488	淡褐(赤)	〃	1.61
4	〃	1.80	12.77	33.50	51.93	7,172	0.93	60.79	8,395	灰淡赤	〃	1.35

昭和 27 年 11 月 29 日、地質調査所技術部化学課分析

産額：昭和 20 年

〃 21 年	60,850t
〃 22 年	36,100t
〃 23 年	53,350t
〃 24 年	68,400t
〃 25 年	71,050t
〃 26 年	90,830t

北鷹島炭砒

本炭砒は長崎県北松浦郡鷹島村日比にあり、伊万里から日比に至る定期船および今福から殿浦に至る定期船の便がある。送炭は日比港から海運により行われる。

本炭砒は昭和 12 年から九州鉱山株式会社により小規模に採掘されていたが、昭和 18 年企業整備により廃坑となり、昭和 24 年 4 月、楠野至厚・栗崎寅雄により再開されこんにちに至っている。

現在稼行中の炭層は鷹島三尺炭層で、5 坑および斜坑で採炭されている。本炭層は従来松浦三尺炭層に対比されていたが、今回の調査により、さちに下位の柚木層中の炭層であることが判明した。炭層は 1 m 内外の泥岩～砂質泥岩を挟んで 2 枚に分かれ、上炭は厚さ約 15 cm、下炭は約 19 cm で、下炭は上炭に較べやゝ良質である。本炭層から約 80 m 上位に、砂磐と呼ばれて従来世知原層最上部の砂磐炭層に対比されて

No.	採取場所	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定炭素 %	発熱量 Cal
1	北鷹島三尺上部5坑炭	0.78	25.38	17.31	56.53	6,534
2	北鷹島三尺下部5坑炭	0.91	15.48	17.88	65.73	7,013
3	北鷹島一尺上部1坑炭	1.07	19.91	20.45	58.57	6,701
4	北鷹島一尺下部1坑炭	1.16	15.27	20.88	62.69	7,117

昭和27年11月29日、地質調査所

いた炭層（ほゞ神崎二枚炭層に相当）があり、黒津湾口の1坑でかつて稼行されたが、現在では廃坑となっている。本炭層は炭丈10～15cmで、上盤は板状砂質泥岩、下盤および夾みは凝灰質砂岩からなり、その飾りは処により変化に富む。

鷹島三尺炭層および鷹島砂磔炭層の炭質は第12表のとおりである。

産額：昭和24年	526 t
" 25年	3,324 t
" 26年	6,965 t

III. 2 石 材

本図幅地域内で石材として採石される岩石は、第三系中の砂岩および“^{まいし}真石”と呼ばれる玄武岩である。

相知層群叡木層上部の堅硬な砂岩は畑島・大杉附近で採石され、石垣石・バラスとして利用される。杵島層群佐里砂岩層および行合野砂岩層中の砂岩はほとんど同質とともに石垣石・土台石・バラス等に用いるために随所で採石されている。本地域で“行合野石”と呼ばれるものは駒鳴砂岩層中の砂岩で、佐里砂岩層・行合野砂岩層の砂岩に較べ、暗緑色を呈し、粗粒なのが特徴で、これも各地で採石され、石垣石等に利用される。佐世保層群鷹島層中の板状砂岩は灰白色を呈し細粒で“まくり石”と呼ばれ、砥石として大ヶ崎・星賀・阿翁附近で採石される。同様な砂岩は駄竹附近にも見られる。

表

全硫黄 %	純炭に対する		灰の色	粘結性	比重
	固定炭素 %	発熱量 Cal			
0.47	76.56	8,849	淡褐(赤)	粘結膨脹	1.41
0.45	78.16	8,388	〃	〃	1.33
0.85	74.12	8,480	〃	〃	1.50
0.56	75.01	8,516	〃	〃	1.43

技術部化学課分析

“真石”と呼ばれる石は橄欖石粗粒玄武岩で、風化すると灰白色を呈し、一般に粗粒で採石が容易である。菅牟田・稗木場・切木・湯野尾・鷹島等で採石され、墓石・土台石等に利用される。

III. 3 瓦土およびセメント代用土

唐津焼の素地として妙見土（西唐津）・諸浦粘土（有浦村）・中山陶土（波多津南東方）・岸岳粘土（北波多村）などが知られる。これらは花崗岩の分解土あるいは第三紀層の風化土で、随時利用されるに過ぎない。

また入野村納所附近および値賀村今村附近の赤褐色土はセメント代用土として利用される。これらは無斑晶質玄武岩の風化土である。

III. 4 鉱物

本図幅地域に広く分布する玄武岩類には、しばしば晶洞に富む部分が発達し、数種の晶洞鉱物が晶出している。これらの晶洞鉱物については略述する。

III. 4. 1 方解石

切木村湯野尾の橄欖石粗粒玄武岩の晶洞中に晶出している方解石は、C (0001), m (1010) からなる六角板状結晶で、平均径 3 mm 位である。この産地の晶洞は平均

径 0.5 cm の球状をなし、方解石のみで充たされるもの、菱沸石のみで充たされるものおよび晶洞鉱物を全く伴わないものの 3 種がある。方解石と菱沸石とが共生する晶洞はほとんど見られない。

入野村梅崎県道側採石場から採取した無斑晶質玄武岩の不規則な形の晶洞中に、曹達沸石の球状集合体および菱沸石と共生する方解石は、 $a(11\bar{2}0)$ からなる無色透明の柱状結晶の上に、 $f(02\bar{2}1)$ を主とし、 $r(10\bar{1}1)$ を伴う菱面体結晶が平行連晶関係をもって結合し、松茸状を呈する（軸の方向に 0.5 mm）。

III. 4. 2 輝石

唐津市外石高山石切場の橄欖石粗粒玄武岩中に円筒状の晶洞があり、部分的には小形の不規則な晶洞が密集し、密集部は円筒状をなしている。この晶洞中に曹灰長石と共生する輝石は、緑黒色不透明の長柱状結晶をなし、一見パーガス角閃石を思わせるが、測角の結果明らかに輝石類に属する。柱面は $a(100)$ を主体とし、 $m(110)$ 、 $b(010)$ がやゝ発達し、ほかに $f(310)$ の小面を伴う。庇・底・桌面などは通常欠如し明らかでないが、まれに $n(\bar{1}02)$ を認める。c 軸方向に数 mm、a 軸方向に 0.3 mm 以下の針状に近い晶相であり、輝石の晶相としてはまれな種類に属する。

唐津市外高島の多斑晶質玄武岩中およびその下位の集塊岩中には、輝石が最大 4 cm 以上に達する大きな団塊として産する。黒色で光沢が強い。結晶の外形が不規則なので結晶面は不明瞭である。これに関しては青山信雄の研究⁷⁾がある。

III. 4. 3 菱沸石

切木村湯野尾の橄欖石粗粒玄武岩中の球状晶洞壁には、方解石のみ、あるいは菱沸石のみが晶出したもの、または無鉱物のものの 3 種があり、方解石・菱沸石が共生する晶洞はほとんどない。菱沸石は白色半透明の $r(10\bar{1}1)$ のみからなる菱面体晶相で、平均 2 mm である。

入野村梅崎県道側石切場に見られる無斑晶質玄武岩の不規則な晶洞中には、菱沸石が曹達沸石・方解石と共生する。晶洞壁上に簇生する菱面体結晶で、径 1 mm 以下、共生する 2 鉱物よりも早期の晶出物である。

III. 4. 4 曹 灰 長 石

唐津市外石高山石切場の橄欖石粗粒玄武岩中の不規則な晶洞中に、前記の輝石と共生する。b (010) に扁平な板状をなし、ほかに c (001), y ($\bar{2}01$) を伴なう。

III. 4. 5 曹 達 沸 石

有浦村石田の無斑晶質玄武岩の大小様々の不規則な晶洞中に、白色の直径平均 1.5 cm の球状集合体として産する。しばしば橄欖石の結晶がこの球の核として存在する。球の中心部は乳白色半透明の細長い繊維状結晶の緻密な集合体で、その外側は短い繊維状集合が 2～3 層同心球状に取り囲んでおり、白色で絹糸状光沢が強い。最外層には針状結晶が不規則な方向をもって簇生している。

入野村梅崎では無斑晶質玄武岩の不規則な晶洞中に菱沸石・方解石と共生する曹達沸石は、針状結晶が放射状に集合したものであって、白色の球状体として菱沸石の結晶面上に生成されている。球状体の大きさは平均 5 mm である。

文 献

- 1) 大築洋之助：唐津炭田地質図および説明書，地質調査所，1917
- 2) 大築洋之助：20 万分の 1 地質図幅「平戸」，同説明書，地質調査所，1917
- 3) 長尾 巧：九州古第三紀層の層序（唐津炭田及佐世保炭田の部），地学雑誌，Vol. 39, No. 463～464, 1927
- 4) 長尾 巧：九州古第三紀層の層序（総括），地学雑誌，Vol. 40, No. 468～472, 1928
- 5) 上治寅次郎：北松浦炭田地質図，同説明書，北松南部鉱業会，1938
- 6) Y. Otsuka：Tertiary Crustal Deformation in Japan (with short Remarks on Tertiary Palaeogeography)，矢部教授還暦記念論文集，Vol. 1, 1939
- 7) 青山信雄：唐津高島産玄武岩中の巨晶輝石に就て，地質学雑誌，Vol. 49, No. 585, 1942
- 8) 松下久道：九州北部に於ける古第三系の層序学的研究，九州大学理学部研究報告，地質学之部，Vol. 3, No. 1, 1949
- 9) 野田光雄・山崎達雄：佐世保炭田東北部に於ける佐世保層群の層序，九州鉱

- 山学会誌, Vol. 18, No. 10, 1950.
- 10) 杉 健一: 山陰並に北九州の橄欖石玄武岩に伴うトレイ岩に於ける混成作用の問題, 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, Vol. 3, No. 2, 1951
 - 11) 松本達郎: 北九州・西中国の基盤地質構造概説, 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, Vol. 3, No. 2, 1951
 - 12) 彌吉久・松下久道・今村外治: 長崎県佐世保市早岐町北西-北東部の古第三系について, 地質学雑誌, Vol. 58, No. 682, 1952
 - 13) F. Takai: A summary of the Mammalian Faunae of Eastern Asia and the Interrelationships of Continents since the Mesozoic, Japanese Journal of Geology and Geography, Vol. 22, 1952
 - 14) H. Takehara: Stratigraphical relationship between the Tertiary Sa-sebo and Ashiya groups in Kyushu, Jour. Earth Science, Nagoya Univ., Vol. 1, No. 2, 1953
 - 15) 小林勇・今井功・松井和典: 唐津・呼子両図幅内におけるいくつかの問題について, 地質調査所月報, Vol. 4, No. 3, 1953
 - 16) 山崎達雄: 唐津炭田の層序, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 696, 1953
 - 17) 齋藤林次・木原敏夫・小玉賢一: 唐津炭田北部における芦屋層群と相知層群との不整合について, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 694, 1953
 - 18) 野田光雄: 杵島・西彼杵・佐世保3層群の層位関係, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 694, 1953
 - 19) 齋藤林次: 九州と北海道の古第三紀層の対比に就いて, 北海道地質要報, No. 23, 1953
 - 20) 長浜春夫: いわゆる佐世保層群の時代について, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 695, 1953
 - 21) 齋藤林次: 九州における新第三紀層と古第三紀層との境界について, 九州鉱山学会誌, Vol. 22, No. 2, 1954
 - 22) 山崎達雄・森永陽一郎: 唐津・佐世保両炭田の関係, 地質学雑誌, Vol. 60, No. 710, 1954
 - 23) 長浜春夫: 佐世保炭田におけるいわゆる佐世保層群上部について, 地質調査所月報, Vol. 5, No. 8, 1954
 - 24) 長浜春夫・鈴木泰輔: 唐津・佐世保両炭田からの有孔虫化石の産出について, 地質調査所月報, Vol. 6, No. 1, 1955
 - 25) 沢田秀穂・沢村孝之助・今井功・長浜春夫: 5万分の1地質図幅「平戸」, 同説明書, 地質調査所, 1955
 - 26) 小林勇・今井功・松井和典: 5万分の1地質図幅「呼子」, 同説明書, 地質調査所, 1955

**EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

Scale 1 : 50,000

KARATSU

Fukuoka, No. 59

By

ISAMU KOBAYASHI, ISAO IMAI

&

KAZUNORI MATSUI

(Written in 1955)

(Abstract)

GEOLOGY

The sheet-map area is situated in the northwestern Kyūshū, and its main part is located at the basal part of the Higashi-Matsura Peninsula.

The area intruded by the pre-Tertiary granites is covered by Paleogene and Neogene Tertiary, Quaternary sediments and basalts. The geological succession is summarized in the table 1.

Table 1

Age						Remark.		
Quaternary	Recent	Alluvium				Volcanism		
	Pleistocene	Basalts						
Neogene	Diluvium	Diluvium				Peneplanation Up. heavals Crustal movement		
		Kase f.						
	Middle Miocene	Fukui f.	Fukui f.			Dacitic tuff Dacitic tuff		
		Sechibaru f.	Sechibaru f.					
		Upp Yunoki f.	Takashima f.			Dacitic tuff		
			Lower Yunoki f.	Iri-no formation				
	Lower Miocene	Sasebo group	Nakazato f.			Tuff		
			Ainoara formation	Upper				
			Lower			Tuff		
	Paleogene	Oligocene	Kishima group	Hatatsu shale		Hatatsu shale	Rhyolitic tuff	
Hatatsu sandstone					Hatatsu sandstone			
Eocene? Ochi group						Komanaki sandstone	Rhyolitic tuff	
						Yukiaino sandstone		
						Sari sandstone	Rhyolitic tuff	
						Kishima f.		
						Yoshinotani f.	Up. Low.	Rhyolitic tuff
						Kiuragi f.		
			(fault)					
Pre-Tertiary			Granites					
District	Imafuku, Tobi-shima	Fuku-shima, Taka-shima, Iri-no, Ariura	Hatatsu, Yukiaino, Kitabata	Karatsu				

Granites

The granites in this sheet-map area occupy the western part of the granitic rocks which are widely distributed in the northern Kyūshū. They consist of schistose hornblende-biotite granodiorite, biotite granite or two-mica granite and mylonitic granodiorite, but the mutual relations of these rock facies are obscure.

The schistose hornblende-biotite granodiorite is rich in veinlets of epidote, while the biotite granite or two-mica granite is traversed by many aplitic or pegmatitic veins.

Tertiary

The Tertiary strata overlie the granites, and are covered by lava flows of basalt. The Tertiary system is divided into the Ochi, Kishima and Sasebo groups. The Ochi group is Eocene, the Kishima group is Oligocene, and the Sasebo group is considered to be lower and middle Miocene in age.

Ochi group

This group crops out in the southeastern corner of the area. It is divided into the Kiuragi formation and the Yoshinotani formation. The Kiuragi formation is rich in sandstone, and its upper part yields marine molluscan fossils. The Yoshinotani formation mainly comprises sandstone and mudstone intercalating many workable coal seams. The total thickness of this group reaches about 350 meters.

Kishima group

This group is conformable to the underlying Ochi group, and is in contact with granites by the Hatashima fault. Sandstone is predominant in the lower part, while mudstone and siltstone are abundant in the upper. This group is divided into six formations, and many marine molluscan fossils are found in each formation. The total thickness of this group attains to about 1,000 meters.

Sasebo group

This group is exposed mainly in the western half of the sheet-map area. The stratigraphical relation between this group and the Kishima group is considered to be conformable. This group is divided into five formations. The lowermost formation unconformably covers the granites exposed near Moroura in Ariura-mura.

This group consists principally of alternations of sandstone and mudstone, in which sandstone is rather predominant. Mudstone intercalates many coal seams. The total thickness of the

Table 2

		Formation	Column	Remark	
Sasebo group	Kase formation				
	Fukui formation		△△△△△	Dacitic tuff breccia Fukui-ichimai	
	Sechibaru formation		△△△△△	Dacitic tuff breccia Sunaban	
	Yunoki formation	Upper	Takashima formation	Upper	Matsuura-sanjaku
		Lower			
	Nakazato formation	Iri-no formation	△△△△△	Dacitic tuff breccia (Hareki tuff breccia)	
				Takashima-sanjaku	
	Ainoura formation	Upper		Nabekushi-nimai	
		Lower		Fukushima-nishaku (Ozuru-nishaku) Tuff	
				Shinden-goshaku	

group is 1,300~1,400 meters. The stratigraphical relations of this group are summarized in table 2.

Geological structure of the Tertiary system

Trend of the Tertiary strata is generally NW-SE in the southeastern part, and N-S or NE-SW in the western half. In the southeastern part of the area, an open fold structure is present. This structure is composed of an anticline and a syncline, pitching southwestward. Many faults of NW-SE or WNW-ESE trend are predominant. Many faults seen in the southeastern part of the area are normal faults with southwestward inclination and form a fault zone. Faults in the western half are generally larger in scale than those in the southeastern part, and run mainly straight wards. Most of the faults occurred after the folding and before the extrusion of basalts.

Diluvium

Near Hiekoba in the central part of this sheet-map area, grayish white or brown-colored mudstone underlying basalt lava flows occurs unconformably on the Kishima group. This mudstone intercalates a few layers of coaly shale, and is partly rich in pebbles. The similar sediments crop out in small extent near Sosoro-Kawachi, too. Conglomerate bed, which is 1 or 2 meters in thickness, is exposed under basalt lava flows at Yatoo in Imafuku-machi.

Basalts

Basalts of this area belong to the so-called "Circum Japan Sea alkaline province". They extend northwestward with gentle inclination, and cover the almost whole area of the Higashimatsura peninsula. They occur as many lava flows and pyroclastic rocks, and consist of various kinds of rock types. The mutual relation of these rock types is shown in table 3.

Table 3

Western area	Northern area	Eastern area
Gray olivine basalt	Gray olivine basalt	Gray olivine basalt
	Acicular plagioclase-bearing basalt	
Olivine dolerite		Olivine dolerite
	Olivine basalt	
	Labradolite basalt	
Dosemic and non-porphyrritic basalt	Dosemic and non-porphyrilitic basalt	Dosemic and non-porphyrritic basalt
	Olivine dolerite	
		Augite-bearing acicular plagioclase basalt

Augite-bearing acicular plagioclase basalt

It is the oldest lava in the mapped area, and is exposed in small extent. The rock is dark green or dark gray in color. It contains many phenocrysts of acicular plagioclase, olivine and a small amount of augite. The groundmass shows an intersertal or ophitic texture, and consists of plagioclase, augite, ilmenite, interfilling alkali-feldsper.

Olivine dolerite

It is divided into the lower and the upper olivine dolerite. They are porous, and are rich in the phenocryst of olivine. In the druses, the crystals of plagioclase and augite are seen. The groundmass shows an ophitic texture and is composed of plagioclase, olivine, titaniferous augite or common augite, ilmenite and anorthoclase.

Dosemic and non-porphyritic basalt

The thick series of this rock is distributed in large extent. The lower part of the lava-contains few phenocrysts, but the

upper part is rich in the phenocryst of olivine, augite and plagioclase. At Taka-shima near Karatsu City or other places, the lava is rich in inclusion of augite, olivine and in xenolith of granitic rock.

Labradolite basalt

It occurs only in the northern part of the sheet-map area. The rock is bluish gray in color, and rich in the crystal of labradolite (0.5~1 cm long). Phenocrysts are labradolite and olivine. The groundmass shows ophitic texture, and consists of plagioclase, olivine, titaniferous augite, biotite, apatite, magnetite and alkali-feldspar.

Olivine basalt

It is distributed in small extent in the northern part of the area mapped. The rock is rich in the phenocrysts of olivine. Some specimens contain hypersthene in groundmass or as microphenocryst. The groundmass shows intergranular texture, and consists of plagioclase, olivine, augite and others.

Acicular plagioclase-bearing basalt

The rock is dark gray in color and is coarse-grained, containing abundant phenocryst of fine-grained acicular plagioclase. Intersertal groundmass is composed of plagioclase, olivine, augite, magnetite and alkali-feldspar.

Gray olivine basalt

It is the uppermost of the lava flows of the basalt. The rock is gray-colored and compact. It contains olivine in abundance as phenocryst, and plagioclase in a small amount. The groundmass shows diabasic texture, and consists of plagioclase, olivine, augite, magnetite, biotite and small amount of alkali-feldspar.

Alluvium

Alluvial deposits are composed of sand, gravel and clay, and develop along the rivers and the coast. Sand dune is found at Matsura-gata in the east of Karatsu City.

ECONOMIC GEOLOGY

Coal

The Ochi group and the Sasebo group contain many workable coal seams. The main coal seams in the Ochi group are two, which are intercalated in the lower part of the Yoshinotani formation; one is 1 meter in thickness and is called "Sanjaku",

Table 4

District	Fuku-shima			Tobi-shima	Iri-no	Taka-shima	Ariura	
Name of Mines	Tokuyoshi mine	Tainobana mine	Chōhoku mine	Tobishima mine	Ozuru mine	Kita-taka-shima mine	Ariura mine	Shin-ariura mine
Name of Coal seams								
Fukui-ichimai								
Sunaban								
Matsuura-sanjaku				◎				
Takashima-sanjaku						◎		
Nabekushi-nimai	◎							
Fukushima-nishaku (Ozuru-nishaku)		◎	◎		◎			
Shinden-goshaku			◎				◎	◎

◎ : mining coal seams

and the other is 1-1.4 meters in thickness and is called “Go-shaku”. Recently, Karatsu coal mine is working them. Among a great number of coal seams in the Sasebo group, seven coal seams are being worked at present, but they are absent in the same group occurring in the northern part of Taka-shima and Irino district. The name of the coal seams and the mining coal seams in the Sasebo group are shown in table 4.

Building stone

Olivine dolerite and Tertiary sandstone are quarried for building stone.

China stone and substitute cement

Decomposed rock of granite and weathered rock of the Tertiary sediments are frequently used for materials of porcelain “Karatsu-yaki”.

Reddish brown soils which are the weathered part of the non-porphyrific basalt are used for substitute cement.

昭和31年12月15日印刷

昭和31年12月20日発行

著作権所有 工業技術院
地質調査所

印刷者 向喜久雄

印刷所 一ツ橋印刷株式会社

EXPLANATORY TEXT OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

KARATSU

(Fukuoka-59)

By

ISAMU KOBAYASHI ISAO IMAI

&

KAZUNORI MATSUI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1956