唐津炭田南北における杵島層群の岩相変化と地質構造*

井 上 英 二**

(1957 年 7 月 25 日受理)

On the Geological Structure and Lithofacies Variation
of the Kishima Group in the Karatsu Coal-field

Eiji INOUE

(Abstract)

The Kishima group of the Karatsu coal-field has been studied by many geologists. However, the lithofacies variation of the group in the whole area has not been clarified by anyone.

From the variation of lithofacies the writer found the following features.

- 1) The Kishima formation and the Yoshinotani formation are conformable in the southern and central parts of the coal-field.
- 2) The Kishima formation can be divided into two members.
- 3) The Kihara member thins out as it runs northwards.
- 4) Thin tuffaceous rock, so-called "Honeishi", which is supposed to be the evidence of volcanic activities, is traceable throughout the area. The "Honeishi" indicates that the Kihara member is contemporaneous with the lower part of the Zōshuku member in the northern part of the coal-field.

The geological structure

There are four major dome structures, synclinal structures and a undulation structure in this area, and these folding structures grow gentle northwards. They are cut by many normal faults of two trends; one is NW-SE, and the other E-W.

ま え が き

唐津炭田に広く分布する杵島層群は、古くから多くの研究調査が行なわれてきたが、とくに最近では本邦古第三系の対比や時代があらためて論議されるようになり、また、炭田開発の必要から、急速に唐津・佐世保両炭田の調査・研究がおこなわれ、多くの成果があがってきている。しかし、まだ両炭田の岩相の変化や地質構造の全貌を、十分に解明するにはいたっていない。本研究の目的は、唐津炭田の各地域でそれぞれたてられた層序を整理統合し、杵島層群の堆積機構を明らかにすること、唐津炭田の複雑な地質構造を解析して、そのような地質構造を形成した地殻運動の性質・時期を明らかにすることにあるが、その第一段階として、筆者は唐津炭田内の徳須恵から嬉野にまたがる南北に狭長な地域を調査した。その結果、杵島層群の岩相の変化・化石内容の変化・地域による地質構造の特異性について、2・3 の事実を知ることができた。

* 1956 年 10 月 7 日日本地質学会西日本支部例会で講演。この研究は筆者が九州大学理学部地質学教室在籍中におこなわれた。

** 工業技術院地質調査所燃料部
地質学雑誌 第 64 巻 第 748 号 1958 年 1 月

第1図 調査区域の位置

層とされている。本層群は、かつて長尾巧⁵⁾により芦屋層群と称され、後に、松下久道によつて杵島層群とあらためられた。

層序区分は、炭田内各地で多くの研究者によつて個別的になされているが、いちじるしい岩相変化のためにまだ各層序区分の総合的な対比はおこなわれていない。これからのべる筆者の層序区分は炭田南部の嬉野附近から北部に向つて調査をすすめた関係で、第1表に示すように高橋・岩橋・植田等¹¹⁾、および浦田英夫¹²⁾の層序区分にもとづいている。また、杵島層は上下2部層に区分でき、下部層は松下の城野層、上部層は大川野層にそれぞれ対比できるので、筆者は上記2層名を部層名として用いた。なおこれまでの層序区分では、黒川砂岩層以上の地層が層(Formation)の単位でくいちが

本研究をおこなうにあたり、調査研究の大綱を示され、終始懇切な指導をいただいた松下久道教授、高橋良平助教授、いろいろと援助下さつた小原浄之介氏、岩橋徹氏に深く御礼申し上げますと共に、野外調査において助言下さつた白水晴雄講師、唐木田芳文氏に謝意をささげる。

また、試錐の資料を提供下さつた杵島鉱業所の森永陽一郎氏、宿泊の便宜をはかられ、野外調査の資料を提供下さつた大日鉱業立川鉱業所坂本丹一氏はじめ保安課御一同、住友唐津鉱業所石谷節三、志水真亮両氏に、あわせて厚く感謝の意を表する次第である。なおこの研究には文部省科学研究費(1955年度・1956年度)を使用した。

I. 杵島層群のあらましと地層区分

杵島層群は北九州に広く分布する芦屋層群に対比される地層で、漸新世の芦屋海浸によつて堆積、形成された海成

第1表 層 序 対 比 表

高橋・岩橋・植田 (1955)		浦 田 (1955)	筆 者 (1957)	松 下 (1949)	長 尾 (1928)
佐 世 保 層 群		(省 略)	<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="flex: 1;"> <div style="border: 1px solid black; height: 40px; width: 100%;"></div> <div style="border: 1px solid black; height: 40px; width: 100%;"></div> <div style="border: 1px solid black; height: 40px; width: 100%;"></div> <div style="border: 1px solid black; height: 40px; width: 100%;"></div> <div style="border: 1px solid black; height: 40px; width: 100%;"></div> </div> <div style="flex: 0.5; text-align: center; font-size: small;"> 駒鳴部層 蔵宿部層 木原部層 黒川部層 大川野部層 城野部層 </div> <div style="flex: 0.5; text-align: center; font-size: small;"> 骨石帯 </div> </div>	佐世保層群	佐世保層群
大塔層	(省)			柚木原層	畑津頁岩層
	(略)			若木層	畑津砂岩層
三川内層	新行江部層			駒鳴層	行合野層
	蔵宿部層				
曲川層	木原部層			稗田層	佐里層
	原明部層				
	黒川部層				
杵 島 層			杵島層	大川野層 城野層	杵 島 層
相 知 層 群			相 知 層 群	相 知 層 群	相 知 層 群

っているので、筆者は炭田全域の岩相変化が明らかになるまで、あえて黒川砂岩層以上の地層を層(Formation)の単位にまとめることを避けた。

II. 杵島層群の岩相変化

1. 杵島層 (Kishima Formation)

ここで杵島層と称するのは従来の定義に従って、礫岩の薄層を基底として塊状の白色中粒砂岩・泥質砂岩・砂質頁岩・頁岩からなる地層をいう。杵島層の岩相は水平・垂直両方向にはげしく変化し、炭田内部の各地域ごとにそれぞれ異つた岩相をしめすが、全地域を通じて共通する点は、杵島層基底に礫岩または礫質砂岩があること、杵島層の下部は塊状砂岩からなり上部は暗灰色泥岩が卓越すること、杵島層の最上部には厚さ 10~20 m の塊状砂岩があつて、黒川砂岩層基底の礫岩につらなることである。筆者は既述のように松下³⁾の分層にしたがつて、杵島層を上下に2分し、下部を城野砂岩層上部を大川野砂岩頁岩互層とした。

a) 城野砂岩層 (Jyōno Member)

層厚: 30~90 m 松下³⁾によれば本砂岩層の模式地は炭田中北部の城野部落附近であるが、ここは断層が多く地層が切られているので本砂岩層の完全な柱状をとることが困難である。したがつて筆者は本砂岩層が典型的に発達し良好に露出している炭田南部の嬉野町東南方にあたる藤津郡吉田村皿屋を城野砂岩層の模式地としたい。

岩相: 主として白色アーコース質の中~粗粒砂岩からなり、局部的に細礫岩をはさむが、がいして、上部に向つてやや泥質となり、地域によつては頁岩をはさんでいる。基底には数 10 cm から 1 m の厚さをもつ礫岩が 2~3 枚あつて、踏査区域の全域にわたつて追跡できる。礫は、よく円磨されて淘汰良好であり、礫の大部分はチャート・石英・ホルンフェルスからなつている。この礫岩を境として上位が杵島層、下位が芳谷夾炭層であるが、踏査範囲では礫岩の上下の岩相の変移は全く漸移的であり、礫岩の下には浸蝕面はみられない。本砂岩層は大局的にみると、炭田中・南部で厚く、炭田北部および東部で薄くなる傾向があるが、層厚は地域によりかなりはげしく変化する。化石は、炭田南部と東部で *Ostrea sakitoensis* NAGAO の密集層が数層準にみられるほかは、殆ど産しない。

b) 大川野砂岩頁岩層 (Ōkawano Member)

層厚: 70~130 m

岩相: 暗灰色ないし暗青色頁岩・砂質頁岩を主とし、暗灰色泥質砂岩・青灰色細粒砂岩をはさむか、または、これらが互層する。南部では頁岩が優勢で厚く、特に嬉野・武雄両地区で頁岩の発達がいちじるしい。炭田北部の佐里・岸岳^{ヒエダ}・稗田・成淵附近では頁岩が薄化し、砂岩のはさみが多くなる。層厚の変化は城野砂岩層の場合と同じく北に薄化するが、むしろ地域的な層厚の増減が目立つ。本部層は海棲貝化石をきわめて多く産し、かつて長尾により“有田化石帯”と称された。産出化石は第2表に示すとおりであるが、これらの化石は層準・岩質・地域によつて産出量・産状・化石種の組合せ等がことなる。一般に、最下部に *Turritella sakitoensis* NAGAO の密集層が 2~3 層準にあり、その上位に *Cerastoderma kishimaense* (NAGAO), *Acila nagaoi* MIZUNO, *Angulus maxima* (NAGAO) 等からなる化石群集がみられ、最上位には *Nucula hizenensis* (NAGAO), *Ennucula aff. karatsuensis* (NAGAO), *Saccella* sp., *Venericardia yoshidai* (NAGAO) を主とする化石群集がみられる。

2. 黒川砂岩層 (Kurokawa Member)

層厚: 40~70 m

岩相: 本砂岩層基底には、厚さ数 10 cm から 1 m 内外の礫岩層が 2~3 枚あり踏査全域によく追跡できる。礫の大きさは径数 cm のものが最も多く、よく円磨され淘汰良好である。一般にわずかながら北部に向つて礫が大となる傾向がある。黒川砂岩層主部の岩相は、炭田北部と中・南部とではかなりの相違がある。炭田中・南部では、本砂岩層の下部は塊状の白色中粒砂岩で杵島層上限の白色砂岩と同質であり、しばしば礫質砂岩に漸移す

第2表 杵島層および黒川部層産の化石表

種 名	杵島層	黒川部層
<i>Turritella sakitoensis</i> NAGAO	a	
<i>T. karatsuensis</i> NAGAO	c	
<i>Epitonium</i> sp.	r	
<i>Neptunea chikuzenensis</i> (NAGAO)	f	
<i>Athleta</i> (<i>Voltopina</i>) <i>japonica</i> (N.)	c	
<i>A. nishimurai</i> NAGAO	r	
<i>Fulgoraria</i> sp.	f	
<i>Aforia imaii</i> MIZUNO	r	
<i>Dentalium ashiyaensis</i> NAGAO	a	
<i>Acila nagaoi</i> MIZUNO	a	
<i>Nucula hizenensis</i> NAGAO	a	
<i>Ennucula</i> aff. <i>karatsuensis</i> (N.)	c	
<i>Sacella</i> sp.	a	
<i>Yoldia</i> sp.	r	
<i>Glycymeris</i> sp.	r	a
<i>Chlamys</i> sp.	r	
<i>Pinna</i> sp.	r	
<i>Lima nagaoi</i> OYAMA	r	
<i>Solamen subfornicata</i> (NAG.)	r	r
<i>Septifer nagaoi</i> OYAMA		c
<i>Crassatellites yabei</i> NAGAO		a
<i>C. matsuraensis</i> NAGAO	c	f
<i>Venericardia yoshidai</i> NAGAO	c	
<i>V. subnipponica</i> NAGAO	r	a
<i>Pitar matsumotoi</i> NAGAO	r	
<i>P. yokoyamai</i> NAGAO	r	
<i>Callista matsuraensis</i> NAGAO	a	c
<i>C. hanzawai</i> NAGAO	r	c
<i>Lucinoma</i> sp.	c	
<i>Dosinia</i> sp.	f	
<i>Cerastoderma kishimaene</i> (N.)	a	
<i>Angulus maxima</i> (NAGAO)	a	c
<i>Macoma</i> sp.	r	
<i>Solen</i> sp.	f	
<i>Ostrea sakitoensis</i> NAGAO	a	
<i>Terebratalia karatsuensis</i> MS.		c
<i>Aturia yokoyamai</i> NAGAO		r

a: 多産, c: 普通産, f: 少産, r: 稀

ゆる“骨石”と称される凝灰質頁岩や珪質角礫岩・凝灰質砂岩・ベントニチック・タフ等の凝灰質岩類がひんばんに出現する。これらの凝灰質岩類は、炭田全域にわたってほぼ同じ層準によく追跡できるので、凝灰質岩類ははさまれる範囲を“骨石帯”または“骨石層”と称してきたが、凝灰質岩類をはさむ岩相は地域によつて一定していない。すなわち、炭田北部では、凝灰質岩類は塊状の青灰色細粒砂岩にはさまれ、炭田中・南部では、板状暗灰色細粒砂岩と、暗灰色頁岩中にはさまれ、または、これらと互層して出現している。かつて、長尾その他は骨石帯を佐里砂岩層（黒川砂岩層）上部にふくめ、また、炭田西南部有田付近で層序をたてた野田・朱雀は骨石帯をふくむ地層の範囲を原明凝灰質岩層としたが、筆者は骨石帯を岩相区分から切りはなして、単に「凝灰質岩類がひんばんにはさまれる層序的範囲」と規定する。

凝灰質岩類の発達は、炭田中部と東部で最も良く、炭田北部の唐津炭坑附近・炭田南部の嬉野附近ではそれほどいちじるしくはない。産出化石は *Caleista* sp., *Venericardia subnipponica* NAGAO 等が多産するが種類は少い。

4. 木原砂岩頁岩層 (Kihara Member)

層厚: 0~150 m

岩相: 主として暗灰色砂質頁岩・暗灰色泥質細粒砂岩の互層で、しばしば凝灰質岩類ははさまれる。下部 10~

る。砂岩は上部にいくにしたがい海緑石を多量に含み、幾分泥質となり、山崎達雄¹³⁾の“佐里型”砂岩に移りかわる。“佐里型”砂岩は灰緑色ないし暗緑色の緻密堅硬な中粒砂岩で、長石粒・海緑石・炭質物を多く含む。層理は岩相に相応して本砂岩層下部から上部にむかつて次第に細かく発達するが、この性質は炭田中・南部の各地域に共通である。例外として、炭田中部の姥原^{ワバハラ}附近では“佐里型”砂岩の発達がやや悪く、下部の塊状白色砂岩が他の地域よりも厚く発達している。炭田北部では、本砂岩層下部は塊状の灰白色ないし青緑色中~粗粒砂岩で、しばしば細礫岩や礫質砂岩をレンズ状にはさみ、偽層の発達がいちじるしく、雲母片岩の細片を多量に含んでいる。上部は青灰色細粒砂岩で、きわめて塊状であり、海緑石に富み、炭化した流木片を多く含む。

このような中・南部、北部2地域の岩相は、立川地区附近でたがいに interfinger している。

産出化石: 岩相が炭田北部と中・南部とで異なつていように、貝化石群集も北部と中・南部とで異なる。炭田南部では *Crassatellites yabei* NAGAO, *Venericardia subnipponica* NAGAO, *Angulus maxima* (NAGAO), *Callista hanzawai* NAGAO が主として産し、炭田北部では、*Glycymeris* sp., *Septifer nagaoi* OYAMA, *Crassatellites yabei* NAGAO, *Venericardia subnipponica* NAGAO が多産する。

3. 骨石帯 (Honeishi Zone)

黒川砂岩層の上部から後にのべる木原砂岩頁岩互層（炭田北部では蔵宿砂岩層下部）にかけて、いわ

30 m は骨石帯に属し凝灰質岩類がきわめて多くはさまれている。本部層は岩相・層厚が水平的にかなり変化する。すなわち、炭田北部に向つて砂質頁岩・頁岩が急激に減少し、かわつて、暗灰色泥質砂岩が優勢となる。これに伴つて層厚も北に向つて薄くなり、炭田南部の嬉野附近で 150 m の厚さをもつ本部層が、武雄市附近で 60 m、立川附近で 40~50 m となり炭田北部の佐里以北ではみられない。このように本部層は炭田南部から北部にむかつて見掛け上尖滅しているが、上位の蔵宿砂岩層と本部層および下位の黒川砂岩層はたがいに整合に重なつていて、3 者の間には浸蝕作用を暗示する形跡がみられないことや、凝灰岩類が岩相とは無関係に炭田北部の蔵宿砂岩層下部の地層と南部の木原砂岩頁岩層中に連続して追跡できることから、木原砂岩頁岩層は炭田北部の蔵宿砂岩層下部の地層と同時異相であることがわかる。

貝化石の産出は一般に稀であるが、暗灰色泥質砂岩中に、*Lima nagaoi* OYAMA, *Ostrea* sp., *Venericardia yoshidai* NAGAO を多産する層準があるほか、炭田中部の内田部落で同岩質の砂岩中に *Crassatellites yabei* NAGAO が産した。これらの貝化石のほか、砂質頁岩中には小型有孔虫の化石が多産するが、未鑑定で種名はわからない。

5. 蔵宿砂岩層 (Zōshuku Member)

層厚: 70~100 m

岩相: 塊状の青灰色ないし灰白色の細粒砂岩を主とし、緑色粗粒砂岩・暗灰色泥質砂岩の薄層をはさみ、炭化した流木片や炭質物に富む地層である。踏査全域を通じて岩相の変化にとぼしいが、層厚は炭田南部にやや厚くなっている。炭田の中・南部では下位の木原砂岩頁岩層を整合におおっているが、北部では黒川砂岩層を整合におおつて両部層間に木原部層をはさまない。これらの部層の関係については先にのべた通りである。蔵宿砂岩層の上限近くには凝灰岩の薄層があつて、踏査全域によく追跡できる。

化石は稀であるが、*Linthia* sp., *Callista* sp. および炭田北部では *Terebratalia* sp. を産する。

6. 駒鳴礫質砂岩層 (Komanaki Member)

層厚: 0~90 m

岩相: 炭田中部から北部にかけて、蔵宿砂岩層を整合的におおっている地層で、主として海緑石・緑泥石にきわめて富む緑色極粗粒砂岩・礫質砂岩・細礫岩からなり、層理がよく発達して板状を呈する。本砂岩層は炭田北部では厚く、南部に向つて薄化し、炭田中部の武雄市鳥海附近で尖滅している。以上のことは、すでに山崎達雄¹³⁾によつて報告されており、現在の段階では、これ以上の事実は筆者にもわからないが、本砂岩層がどのような形で尖滅するか、また、上位下位の地層との関係については今後の研究によつて解明したい。

III. 杵島層群の岩層変化から考えられること

杵島層群堆積当時において、堆積環境が時代的・地域的にかなり変化しており、とくに炭田北部と中・南部とでは、はつきりした堆積環境の相違がある。この南・北における環境の相違は、杵島層群の堆積の特徴の一つと考えられると同時に、現在問題になつている杵島層群と相知層群との関係を論ずる上に見逃すことのできない重要な資料の一つとなり得ると考えている。

1. 芳谷層上部層と杵島層との堆積環境

まず、この問題をより明らかにするために芳谷層上部層の岩相の概略をつけ加えると、芳谷層上部層は下限によく発達する炭層(杵島五尺層系列)をはさむが、上部に進むにしたがい、炭層の発達がわるくなる。部層の主部は白色のアーコース質砂岩・暗灰色頁岩からなつており、杵島五尺系列より上の炭層は炭田北部から南部にむかつて発達がわるくなり、最上部は頁岩をはさみ、しばしば礫質砂岩に漸移するアーコース質の細粒~中粒砂岩で、杵島層の基底礫岩に続いている。本部層は炭田南部に厚くなっているが、木原敏夫⁷⁾によると炭田北部では近距離で層厚がいちじるしく変化することが判明している。化石は稀であるが頁岩中から *Athleta japonica* NAGAO, *Callista* sp., *Ostrea* sp. 等が産する。

第 3 図 岩 相 変 化 模 式 図

さて、以上のべたような芳谷層上部層と城野砂岩層とは次の点で共通している。i) 両部層は共に白色アーコーズ質砂岩から主として構成されていて、両部層の岩相は見わけがつかぬ程よく似ている。ii) 両部層共に層厚が北に薄化する傾向があり地域的にもかなりはげしく膨縮する。iii) 両部層産の貝化石は瀬海棲のものが多いが、貝化石の産出はむしろ稀である。iv) 城野砂岩層基底の礫岩をはさんで上下の岩相は類似していて連続的である。

以上から、芳谷層の最上部と城野砂岩層との堆積環境は大差がなく、たがいに類似した環境であつたと推定される。また、城野砂岩層の砂岩は上部にやや泥質となり上位の大川野砂岩頁岩層の岩相に移つていく傾向があるので、城野砂岩層の堆積環境は一部海性の芳谷層の堆積環境から純海性の大川野部層の環境にうつりかわる“漸移的な環境”であると結論される。さらに、このような環境の変化は城野砂岩層基底の礫岩を境として飛躍的におこなわれたのではなくて、非海性→一部海性→瀕海性→純海性環境と徐々におこなわれたものと考えられる。以上のべたことは、芦屋海進が芳谷層堆積後それまでの堆積環境とは全く違つて急激におこなわれたのではないことをしめしている。

2. 杵島層の堆積環境

杵島層堆積当時、すでに炭田南部と北部の堆積盆地の沈降の相違があらわれているが、岩相変化図(第3図)および堆積状況図(第4図)をみてわかるように、南・北の相違に加えて地域による局部的な変化がいちじるしくあらわれている。これは杵島層堆積当時の堆積盆地がかなり不安定で動揺期にあつたことをしめしている。したがつて、海水は沈降のはげしい地域をえらんで不規則に進入したもののようである。

3. 杵島層の堆積環境から黒川砂岩層の堆積環境にかけての変化(第4図 III 参照)

杵島層主部の堆積後、第4図Ⅲで理解されるように、これまでの堆積盆地の不規則な動揺は安定

第4図 杵島層群下部の堆積状況図

I: 城野部層堆積当時, II: 大川野部層堆積当時, III: 大川野部層最上部堆積当時, IV: 黒川部層堆積当時, V: 木原部層堆積当時, VI: 蔵宿部層堆積当時, O: 相知層群, A: 城野部層, B: 大川野部層, C: 黒川部層, D: 木原部層

し堆積盆地全般にわたって一様な上昇運動があり、最上部の砂岩層が堆積し、上昇が最大に達したとき黒川砂岩層基底の礫岩が堆積したと考えるが、堆積盆地が陸化するには至らなかったと解釈している。上昇運動は、大川野部層産の貝化石がかなり深い海域の環境をしめす種から構成され、黒川砂岩層の貝化石が浅い海域をしめすものから構成されていること、大川野部層最上部の化石を含まない砂岩の厚さが 5~20 m であつて薄いことから暗示されている。

4. 黒川砂岩層の堆積環境 (第 4 図 IV)

上昇運動後に堆積盆地は再び沈降して黒川砂岩層が堆積したが、杵島層堆積当時とちがつて、堆積盆地の動きが単調になり、杵島層堆積当時まではやや不明瞭であつた北と南との環境の相違がここでは明瞭にあらわれてきている。炭田北部ではむしろ瀕海性の貝化石が多産するのにくらべて、南部ではこれよりやや深い海域をしめす貝化石が多いこと、岩相が北部で粗く塊状で淘汰が悪く、南部でやや泥質になること等から、炭田北部が古海岸に近く、南部が古海岸から遠い海域にあつたと考えられる。黒川砂岩層基底の礫岩は、以上のべたような黒川砂岩層の堆積環境と杵島層の環境とを劃する意味で重要である。

5. 骨石帯と木原砂岩頁岩層の堆積環境との関係

炭田北部と南部との堆積環境の相違が最もいちじるしくなつたのは木原砂岩頁岩層の堆積初期からである。山崎は、行合野砂岩層の堆積初期(筆者の木原砂岩頁岩層の堆積初期にあたる)に炭田南部の沈降がはじまつたとしているが、筆者のみるところでは、このような南部と北部との沈降の差はすでに黒川砂岩層堆積当時からみられるものであり、さらに、不明瞭ではあるが杵島層堆積当時にもこれと同様の傾向がみられるのであつて、木原砂岩頁岩層堆積当時は南・北の環境の差が最も極端になつた時期であると考えている。このような堆積環境の相違をもたらした地殻運動と、骨石帯を堆積した火山活動との間に関係があるという点については、すでに山崎によつて指摘されているが、山崎が火山活動後に炭田南部で沈降がはじまつたとしているに対し、筆者は沈降が最大に達した時期と火山活動の最盛期とは同時期であつたと解釈している。

6. 蔵宿砂岩層の堆積環境 (第 4 図 VI)

炭田南部と南西部の蔵宿砂岩層については筆者の資料が不足していくわしくはわからないが、浦田英夫¹²⁾によると嬉野附近で 180 m~200 m、野田・朱雀によると有田附近で 170 m~200 m の厚さにそれぞれ達している。上記 2 地区での岩相は筆者の調査範囲での岩相とほぼ一致しており大した岩相変化はみられないようである。このことから、蔵宿砂岩堆積当時も炭田南部に沈降が大であつたと推定されるが、南部と北部とで蔵宿砂岩層の岩相が大して変化せず、本部層の下位の地層にみられるような南北の堆積相の対立がみられないのは、本部層の堆積環境がこれまでの地層の環境とかなり状況を異にしていたことを暗示している。筆者は、炭田北部で本部層の上位に駒鳴礫質砂岩層があること、蔵宿砂岩層中に炭化した流木片が多いこと等を考えあわせて、本部層の上部は見掛け上の海退時における堆積物ではないかと考えている。

IV. 地 質 構 造 (第 5 図参照)

唐津炭田の地質構造は、かつて松下⁴⁾により炭田北部で筑豊型の構造、南部では筑豊型と天草型の両方の構造が存在することが明らかにされていた。筆者は、さらに詳細に地質構造を解明することを試み、唐津炭田を南北に縦断する地域を踏査して、地質構造の地域による変化・特徴の一端をうかがい得た。

踏査区域の地質構造は、いくつかのドーム構造・NW~NNW 性の断層・EW 性の断層および衝

第2図 唐津炭田路野一武雄一川古一立川一佐里一徳須恵地区の地質図

第5図 地質構造図
(断層線の巾は断層落差の大小に比例)

上断層によつて構成され、大規模な盆状構造は顕著でない。ドームとドームとの間の地域はゆるやかな向斜構造に支配されている。

1. 褶 曲

炭田南部から北部に向つて、嬉野ドーム・武雄ドーム・姥原ドーム・川古ドーム・大川野ドーム群が順に配列している。いずれも褶皺と呼ばれる性質の褶曲構造ではなく、両翼がゆるやかで長軸と短軸の比が小さいドーム構造である。これらのドームはいずれもその核心部が平坦できわめて単純な形態のものである。これらのドームは南から北へ小規模となり、ゆるやかな形態のドームとなつていく。炭田北部の基盤近くの地域では、地層はごくゆるやかに褶曲してウネリに似た構造をなしている。大川野小ドーム群をのぞくこれら4ドームを大ドームとよび、基盤近くの構造をウネリ構造 (Undulation structure) と仮称する。また、以上の大ドームに対して2次的に生じた規模の小さいドームを小ドームと呼ぶ。以上の他、炭田南部の日出城^{ヒノキシロ}附近には衝上断層をとともなう過褶曲がみられる。

嬉野ドーム：藤津郡吉田村皿屋を中心にして、やや南北にのびたドームで核心部には芳谷層の砂岩が露出している。ドームの翼部は東翼・北翼で 20° 、南翼で $35^\circ \sim 45^\circ$ 傾斜している。ドームの西側半分は玄武岩・サヌカイトによつておおわれており、核心部の皿屋部落では石英安山岩の貫入がみられる。本ドームの北翼から東翼にかけて NNW に走る断層があり、断層の落差は推定 $40 \sim 70$ m SW 落ちをしめしている。この断層は浦田¹²⁾ の庭木一嬉野断層の南延長である。

武雄ドーム：変朽安山岩が分布する虚空蔵山・溝ノ上を核心部として、御船山・花島・橘・久間・永野にまたがるドームで、他のドームにくらべて最大の規模をもつ。翼部の地層は $40^\circ \sim 70^\circ$ の急傾斜をなし、永野では走向断層が発達している。溝ノ上・永野の変朽安山岩が貫入している地域では地層が 80° 以上傾斜し、接触部は熱変成をうけて芳谷層の頁岩がホルンフェルス化している。このような翼部の地層の急傾斜は変朽安山岩の大規模な貫入と走向断層によつて元来の地層の傾斜が増長されたために生じたと考えている。火成岩の貫入や走向断層の乏しい東翼では、地層の傾斜が 40° 内外であるが、おそらくこの傾斜がドーム形成当時の地層の傾斜に近いのではないかと考える。ドーム北翼には御船山を形成している石英安山岩の貫入体があり、南に流出して変朽安山岩と古第三紀層をおおっている。ドーム西翼に NS に走る御船山一永野断層があつて、この断層の東側は地層が急傾斜し西側はにわかに 10° 内外の緩傾斜となつている。

姥原^{ワサハラ}ドーム：核心部は姥原・赤穂山にあつて南翼は鳥越、北翼は百堂原にまたがるドームである。核心部の赤穂山附近には芳谷層上部層の白色砂岩が露出している。本ドームの NNE 側にある川古ドームとは NW に走る百堂原一山中断層で接している。また、武雄ドームとの関係はよくわからないが、佐世保本線に沿う EW 性の断層で接しているようである。本ドームの翼部の地層の傾斜は $10^\circ \sim 20^\circ$ であつて前記2ドームにくらべてゆるやかである。また、本ドームは NW 性断層や EW 性断層によつて寸断されていて、ドーム東翼に石英安山岩の貫入がみられ、ドーム南翼ではドレライトの進入がいちじるしい。

川古ドーム：川古東方の御所に核心部があり芳谷層上部層が露出している。北翼は眉山、西翼は百堂原・山中にひろがりをもっている。翼部の地層の傾斜が $15 \sim 20^\circ$ 、核心部が 10° 以下の傾斜をもつ本ドームは姥原ドームの構造に類似している。本ドームの北側の川古小ドームとは EW の軸をもつ向斜構造 (長浜春夫⁷⁾ の北野向斜) によつて連絡している。本ドームは NW に走る筒江川断層群によつて切断されステップ構造をなしている。ドーム核心部には石英安山岩の貫入があり、また、西翼の骨石帯中に石英安山岩の進入岩床がある。

ウネリ構造：立川以北の基盤近くでみられ、がいして 15° 以下に傾斜している地層が各地で背斜・向斜を形成している。

2. 断 層

調査地域内の主要な断層は、NNW~NW 性のもの、EW 性のもの、および衝上断層に3大別できる。

a) NW~NNW 性断層

嬉野断層：既述したように浦田¹²⁾の庭木一嬉野断層の南延長であり嬉野東方の井手川内で落差 200 m 西側落ちをしめし、2 断層に分岐して 1 は皿屋・両岩^{モロイフ}に達するが落差は減少して皿屋で 70m、両岩^モで 40 m となる。

御船山一永野断層：武雄一嬉野国道に沿ってほぼ NS に走る正断層である。落差は推定 70 m 前後東側落ちをしめしている。この断層の東側の地層は急傾斜をなして武雄ドームの西翼部を形成しているが、断層の西側では地層は 10° 内外でゆるく西に傾き、小原浄之介の神六山盆地状構造につらなっている。

若木断層：川古西方で NW と NS に走る 2 断層がある。1 は百堂原一山中断層（推定落差 50~70 m 西側落ち）、他は百堂原一内田断層（推定落差 100 m 東側落ち）である。この 2 断層は百堂原附近で合一するもののように、百堂原附近では東落ちの推定落差 30 m の断層となり北にむかつて消滅するようである。これら 2 断層を総称して若木断層と称している。いずれも破碎帯はせまく、地層の擾乱はあまりみられない。

御所断層：川古東方の御所で確認される。NS に走り、地層の転位から推測して落差 220 m 東側落ちをしめす。これよりさらに東に、同じ傾向の 50 m 東側落ちの断層がある。この断層によつて川古ドームの核心部は南北に切断され、東側には骨石帯に属する地層が 30° 以上の傾斜であらわれ、西側には芳谷層最上部の砂岩が 10° 内外の傾斜で露出している。

佐里断層群と猿尾断層：立川と猿尾を結ぶ線に EW 性の大断層があつて西方では数条の断層に分岐している。これら一連の断層群を猿尾断層群と称し、北端にあつて最大の落差をもつものを猿尾断層と称している。猿尾断層は猿尾附近で推定落差 180 m 南側落ちであるが上平山附近で 2 分岐し、さらに立川附近で NW 性の 3 断層に分岐する。これら 3 断層を東から白河内断層・中央断層・石坂断層とそれぞれ称しているが、白河断層と中央断層は佐里駅附近で合流して落差 150 m の佐里断層となり、さらに北上して唐津炭坑甲城山麓で石坂断層と合流して落差 250 m 西南側落ちをしめしている。これら NW 性の断層群を佐里断層群とよぶが、これに無数の小断層が派生しているので、稗田・駒鳴・佐里・立川を結ぶ地帯はあたかも大規模な破碎帯の観がある。

仮屋一牛津断層¹⁴⁾：唐津炭田の古第三紀層と基盤の花崗岩とを境する断層である。この断層群は牟田部一相知間の山道のいたところで観察される。落差はわからないが雁行状に走る比較的小さい断層の集合から構成されている。がいして断層北側の基盤は東に、南側は西にそれぞれ移動している。

その他の断層：上記の断層はいずれも落差が大きく、地質構造に大きな役割を果たしているが、これらの断層のほか一群の小断層群がある。筒江川断層群・永野断層群・武内断層群がそれで、これらはいずれも落差が小さく (10 m~50 m)、ほぼ平行に等間隔で走っている。

b) EW 性断層

赤穂山断層：姥原ドームの核心部を通り朝日村中野に達する EW 性の断層で、姥原附近で推定落差 130 m 南側落ちである。この断層は炭田東部の大町断層（千尺断層）の西延長と考えられる。

c) 衝上断層

嬉野北方の日出城附近には松下・浦田によつて指摘された日出城衝上断層がある。筆者の調査区域では、衝上帯の東端部が宇土手東南方の金比羅山西麓で観察できる。そこでは木原砂岩頁岩層が鱗片構造をなして蔵宿砂岩層を被覆している。

3. 地質構造について考えられること

i) 嬉野ドーム・武雄ドームはその翼部が 30° 内外またはそれ以上の傾斜をもつこと、いずれもやや長い褶曲軸をもっていること、両ドームにまたがって局部的ではあるが過褶曲地帯が存在することなどから、両ドームは“天草型”の地質構造に類似している。

ii) NW~NNW 性の断層はドーム構造を切つてこれに影響を与えていることから、ドーム構造を形成した運動とは直接の関係がなく、“筑豊型”の地質構造を形成したような地塊運動の結果生じたものとする。

iii) 本炭田に分布する火成岩と地質構造との関係について、火成岩の進入や噴出がドーム構造・盆地状構造の形成に関係していると予想されるが、資料が不足している現在の段階ではまだ正確にはわからない。

V. ま と め

1. 杵島層群の堆積中、堆積環境は絶えず時代的・地域的にかなり変化したが、特に炭田南部と北部における環境の相違がいちじるしい。この堆積環境の南・北の対立は杵島層群堆積の重要な特徴の一つと考えられる。杵島層群の堆積環境は以下のように変遷していったと解釈される。

i) 芳谷層上部層から杵島層にかけての堆積環境の変化は徐々におこなわれた。

ii) 杵島層の堆積当時は、炭田南部と北部との堆積環境上の相違がみられるほか、地域による局所的な環境の変化がみられる。

iii) 黒川砂岩層堆積時にいたって、杵島層堆積中にみられたような局所的な環境の変化がみられなくなり、北と南との環境上の対立が明瞭になつてきた。

iv) 木原砂岩頁岩層堆積時に南・北の堆積環境の対立が最高調に達する。これと同時期に、骨石帯を生ぜしめた火山活動がおこなわれた。

v) 蔵宿砂岩層堆積中にも引続いて堆積盆地南部の沈降がいちじるしい。この時期に見掛け上の海退がおこなわれた。

2. 調査地域の地質構造は褶曲構造と NW~NNW 性断層・EW 性断層からなっている。褶曲は炭田南部から北にむかつてゆるやかになり、炭田北部の基盤岩が露出している附近では地層は 10° 以下の、ごくゆるやかな起伏をなしている。断層は見掛け上褶曲を切っている。地質構造と火山岩の噴出・進入との関係については現在のところ不明である。

参 考 文 献

- 1) 木原 敏夫 (1955): 唐津炭田の研究 (その 1), 鉱山地質, **5**, 18.
- 2) 木原 敏夫 (1956): 唐津炭田の研究 (その 2), 鉱山地質, **6**, 19.
- 3) 松下 久道 (1949a): 九州北部における古第三系の層序学的研究, 九大理研報, **3**, 1.
- 4) 松下 久道 (1949b): 九州北部炭田の地質構造, 九大理研報, **3**, 2.
- 5) 長尾 巧 (1926): 九州古第三紀層の層序, 地学雑, **39**, 460~464.
- 6) 長尾 巧 (1927): 九州古第三紀層の層序 (総括), 地学雑, **40**, 467~472.
- 7) 長浜 春夫 (1955): 唐津炭田唐津杵島地区桃川南部附近地質調査報告, 調査所月報, **6**, 12.
- 8) 野田光雄・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, **61**, 715.
- 9) 斎藤 林次 (1953): 九州と北海道の古第三紀層の対比について, 北海道地質要, 23.
- 10) 須貝 貫二 (1950): 佐賀県三間坂地区調査報告, 調査所月報, **4**, 5.
- 11) 高橋良平・植田芳郎・岩橋 徹 (1953): いわゆる杵島層群について, 地質雑, **59**, 696.
- 12) 浦田 英夫 (1955): 佐賀県嬉野町北方の地質, 九大教養研報, 1.
- 13) 山崎 達雄 (1953): 唐津炭田の層序, 地質雑, **59**, 696.
- 14) YAMANE, S. (1933): Physiographic change in the north-western coast of Kyushu in the Quaternary Period. *Proc. of the 5th Pacific Cong. Canada*, **2**.