

A. a. VII.

地質調査所報告 第211号

斜層理からみた北西九州

第三紀層の堆積

地質調査所

昭和40年10月

地質調査所報告第211号正誤表

頁	行	誤	正
63	15	1961	1931
"	31	Kuene	Kucnen
65	19	Stereographi Protection	Stereographic Projection
"	21	Pennsylvania	Pennsylvanian
"	41	grin	grit
66	4	sporen	Sporen
		Turritella	Turritella
		Osireca	Ostrea

第Ⅱ図黒島地質柱状図中

図版 (Plate) 33 は上下が逆

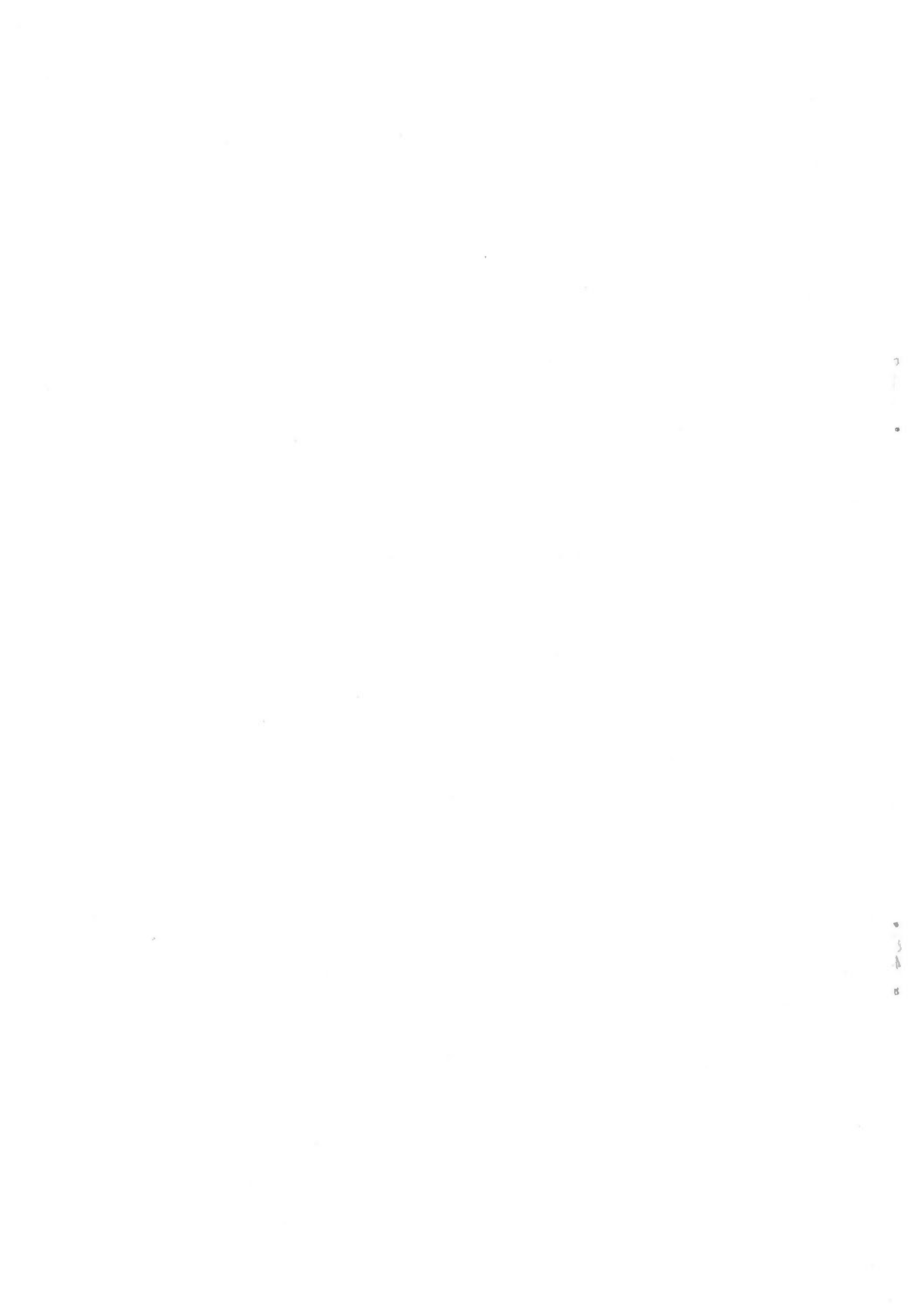
551.78 (522.2/.3) : 551.3.051.7

地質調査所報告

所長 佐藤光之助

斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積

通商産業技官 長浜 春夫



目次

要 旨	1
I. 緒 論	3
I. 1 緒 言	3
I. 2 従 来 の 研 究	3
I. 2. 1 一般地質に関する研究	3
I. 2. 2 斜層理の研究	4
I. 3 謝 辞	7
II. 地 質 概 説	8
II. 1 層 序	8
II. 1. 1 基盤岩類	9
II. 1. 2 第三系	10
II. 2 地 質 構 造	17
II. 2. 1 褶曲構造	18
II. 2. 2 断層構造	21
III. 斜 層 理	22
III. 1 定 義	22
III. 2 分 類	25
III. 2. 1 平面型	25
III. 2. 2 谷 型	26
III. 2. 3 峯 型	26
III. 3 測 定 方 法	27
III. 3. 1 野外作業（野外における斜層理の測定）	27
III. 3. 2 室内作業（堆積時の状態への復元）	29
III. 3. 3 表現法	30
III. 4 性 質	30
III. 4. 1 最大傾斜角	30
III. 4. 2 粒度別測定数	32
III. 4. 3 set の厚さ	33
III. 4. 4 最大傾斜角と set の厚さとの関係	34
III. 4. 5 他炭田地域と本地域との比較	34
IV. 斜層理の測定結果	37
IV. 1 地 域 全 般	37
IV. 1. 1 高島炭田	37
IV. 1. 2 崎戸松島炭田	37
IV. 1. 3 佐世保炭田（唐津炭田の一部を含む）	38
IV. 1. 4 五島列島	40

IV. 2	佐世保炭田鹿町地区精査区域	40
IV. 2. 1	上岩石砂岩層	40
IV. 2. 2	加勢層	41
IV. 2. 3	大屋層	41
IV. 2. 4	深月層	41
V.	考 察	41
V. 1	斜層理による供給（水流）方向の推定	41
V. 1. 1	高島炭田	42
V. 1. 2	崎戸松島炭田	42
V. 1. 3	佐世保炭田（唐津炭田の一部を含む）	43
V. 1. 4	運搬方向の時代的変遷	44
V. 1. 5	同一層準内における斜層理方向の地域的变化	45
V. 2	斜層理以外の方法による供給方向の推定	47
V. 2. 1	重鉱物	47
V. 2. 2	礫の最大長径の分布	48
V. 2. 3	sole marking の方向性	50
V. 2. 4	層厚の増大方向と水流方向との関係	51
V. 2. 5	等層厚線図	51
V. 2. 6	水流漣痕の方向性	54
V. 2. 7	松浦（鹿町）3尺層およびその上下盤（泥岩）の等層厚線との関係	55
V. 2. 8	重力分布	55
V. 3	堆 積 史	56
V. 3. 1	相ノ島・江ノ島などの先第三系堆積期	56
V. 3. 2	赤崎・寺島両層群堆積期	56
V. 3. 3	松島層群堆積期	58
V. 3. 4	西彼杵（杵島）層群間瀬層堆積期	58
V. 3. 5	相ノ浦層一福井層堆積期	59
V. 3. 6	加勢層堆積期	59
V. 3. 7	大屋層堆積期	60
V. 3. 8	深月層堆積期	60
V. 3. 9	平戸層堆積期	60
VI.	結 論	60
	文 献	63
	Abstract	
	Plates 1~56	

斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積

通商産業技官 長 浜 春 夫*

要 旨

斜層理の研究は 1925 年以来、諸外国において、数多く行なわれ、その結果がおびただしく発表されている。しかしわが国においては、斜層理自体の研究や、斜層理を用いて古地理を解明しようとした研究はほとんどなかった。わが国においても地史解明を目的とする研究は、斜層理を併用すれば、おそらくさらに詳しく古地理を復元することが可能となり、適格な地史を組み立てることができる。

本研究は、北西九州第三系分布地域について、斜層理解析から抽出した碎屑物の供給方向と、おもに筆者による従来の層序学的な研究結果とから、各堆積期の古地理図を作成し、碎屑物堆積の場と供給地域との関係を、地史的に明らかにすることを目的として行なわれたものである。なお、斜層理についての基礎的な問題として、斜層理の形態上の分類・測定法・処理方法・表現法および当地域における斜層理の性質などについても考察した。また碎屑物の供給方向や供給地を間接的に求めるために有効とされている方法として、重鉱物・礫の最大径の分布・sole marking・漣痕あるいは等層厚線図についても若干の考察を行ない、斜層理による解析結果とこれらとを比較検討することにより、研究結果の確度を高めるように努めた。本研究の精度は、地域的には佐世保炭田西部の鹿町地区および崎戸松島炭田が最も高く、斜層理の全測定数 1522 のうち 755 がこの両地区に含まれる。また層準の上でも崎戸松島炭田の崎戸層と佐世保層群上部（上岩石砂岩層・加勢層）・大屋層・深月層の精度が最も高い。

本論文の概要は次のとおりである。

- 1) 斜層理の定義は種々なされているが、ここでは「一般の主層理に対してある角度をなして堆積した Diagonal stratum が集合して作る堆積構造」とした。なお、「主層理に対して斜めに堆積している」という状態を重視して、偽層という言葉を変え、斜層理 (Diagonal bedding) という名称を用いることとした。
- 2) 斜層理の分類は Diagonal stratum の形状によって、平面型 (Planar type) ・谷型 (Trough type) ・峯型 (Ridge type) の 3 つの基本的な型に分類した。本論においては、ほぼ平面状をなし、一定方向に傾斜する、すなわち一定の運搬方向を示す平面型のみを測定した。
- 3) 本地域は、第三系の地質構造のうえから唐津・平戸・西彼杵野母および相ノ島大立島の 4 隆起帯と伊万里佐世保・平島および大島高島の 3 沈降帯とに大別される。さらに、伊万里佐世保沈降帯には志佐川・江迎および鹿町の 3 隆起部が、大島高島沈降帯には寺島隆起部が、また相ノ島大立島隆起帯には南瀬沈降部が含まれる。顕著な構造線としては、佐々川・呼子ノ瀬戸および相ノ島の 3 つがある。斜層理の方向は一般的に隆起帯あるいは隆起部から沈降帯の中央部に向い、沈降帯の第三紀碎屑物は明らかに上記の隆起帯あるいは隆起部から供給されたことを示している。このなかでとくに伊万里佐世保沈降帯の一部である佐世保炭田の第三紀碎屑物は、これまで唐津方向（北東→南西）から供給されたものと考えられてきたが、主運搬方向はこれとは逆の相ノ島大立島隆起帯から南西→北東方向に供給されたことが明ら

* 地 質 部

かとなった。

- 4) 斜層理以外の方法による碎屑物の運搬方向や供給源の解析結果との関係についての要点は次のとおりである。
- (イ) 伊万里佐世保沈降帯中央部付近では、斜層理の方向性は等層厚線図の延びの方向とほぼ一致する。
 - (ロ) 礫の最大長径については寺島隆起部付近で検討したが、斜層理から推定される碎屑物の運搬方向と礫（結晶片岩礫と脈石英礫）の等最大長径線図から推定された礫の運搬方向とはよく一致する。
 - (ハ) 重鉱物とくに鉄礫柘榴石および十字石についての解析結果は、斜層理から推定した供給方向や供給源とは矛盾しない。
- 5) 碎屑物の供給源とその堆積の場との関係は、隆起帯あるいは隆起部の隆起運動とそれに伴う削剝作用、沈降帯あるいは沈降部の沈降運動とそれに伴う堆積作用および佐々川・呼子ノ瀬戸・相ノ島3構造線の運動の3者の相互作用によっておもに規制される。また、斜層理の方向すなわち碎屑物の運搬方向は上記の供給源と堆積の場との関係のほかに、堆積盆地の古地理的条件（水域の形状・地形など）や堆積盆地の基盤岩の運動などによっても強く支配される。
- 6) 伊万里佐世保沈降帯の佐々川断層北西側には平島沈降帯に連絡する北東→南西方向の古平戸水道が推定され、少なくとも佐世保層群堆積時以後深月層堆積時まで、伊万里佐世保沈降帯への碎屑物の運搬通路として重要な役割を果たすと推定される。
- 7) 北西九州第三系についてその碎屑物の供給源と堆積盆地との関係を地史的に総括すると次のようである。
- (イ) 赤崎・寺島両層群堆積期—松島層群堆積前：大島高島沈降帯南部では西彼杵野母隆起帯から、同沈降帯北部では相ノ島大立島隆起帯および寺島隆起部から碎屑物が供給された。その後堆積地域は陸化した。
 - (ロ) 松島層群堆積時—西彼杵層群堆積直前：西彼杵野母隆起帯および相ノ島大立島隆起帯は碎屑物を大島高島沈降帯に供給した。その後堆積域は陸化した。
 - (ハ) 西彼杵（杵島）層群堆積時—佐世保層群堆積直前：北西九州全域はほとんど海域となり西彼杵層群を堆積した。碎屑物の供給源については不明な点があるが、少なくとも一部では西彼杵野母・唐津両隆起帯から供給された。その後伊万里佐世保沈降帯の中心の一部を除いた全域は陸化した。
 - (ニ) 相ノ浦層—福井層堆積時—加勢層堆積前：相ノ浦層堆積時には伊万里佐世保沈降帯は大きな渦のような閉鎖状態に近い環境となり炭層が堆積した。この堆積時には、佐世保・伊万里沈降帯は、各隆起帯から多量の碎屑物の供給を受けた。とくに相ノ島大立島隆起帯から（南西→北東）は顕著であった。その後堆積域は隆起し陸化した。この隆起運動は佐々川断層を境にして、東側が西側より大きく隆起した。
 - (ホ) 加勢層堆積時—大屋層堆積前：佐世保炭田全域は海域となり、唐津隆起帯は隆起の傾向を強め、相ノ島大立島隆起帯とともに多量の碎屑物を同炭田に供給した。鹿町地域の主供給方向が北東→南西に変じたことは注目される。その後この炭田地域は陸化した。この隆起運動は佐々川断層の西側が東側よりも大きかった。
 - (ヘ) 大屋層堆積期以後の新第三紀堆積時：はげしい火山活動とともに伊万里佐世保沈降帯は沈降し、淡水湖となり、北→南方向以外の各方向から碎屑物が供給され大屋層を堆積した。引続いて堆積盆地の中心を次第に西に移動しつつ多量の碎屑

物(深月層)を南西方向から北東方向へ供給した。その後陸化期を径て南田平層を堆積し、ふたたび陸化して平戸層の堆積期に入る。この時期に入ると平戸隆起帯は急上昇して削剝を受け、花崗岩礫や十字石を含む碎屑物を堆積盆地に供給した。

I. 緒 論

I. 1 緒 言

一般に、斜層理の解析結果から碎屑物の供給方向を求め、これに他の地質学的事実と合わせてその供給地域を推定することによって古地理を明らかにしようとした研究はおよそ 1925 年頃より諸外国ではかなり多くなされ、見るべき成果もいくつか発表されている。

わが国においては、斜層理自体の研究や斜層理を用いて古地理を解明しようとした研究はまだほとんどなされていなかったといつてよい。しかし、地史解明を目的とする研究に、斜層理を併用するならば、おそらく、さらにより正しく古地理を復元することが可能となり、より適格な地史を組み立てることができるようになるものと考えられる。

本研究は、北西九州第三系分布地域について、斜層理の測定結果から堆積物供給方向を知ること、およびこれに従来の層序学的な研究結果を加えて堆積の場と供給地域との関係を地史的に明らかにすることを目的とした。なお、斜層理についての基礎的な問題として、斜層理の形態上の分類・測定法・処理法・表現法や当地域における斜層理の性質などについても考察した。また碎屑物の供給方向や供給地を間接的に求めるために有効とされている他の方法、すなわち重鉱物・最大礫・等層厚線図・sole marking・漣痕あるいは等重力線図についても若干の考察を行ない、斜層理による結果と比較検討することによって、研究結果の確度を高めるように努めた。研究の精度は、地域的には佐世保炭田西部の鹿町地区および崎戸松島炭田の大島松島地区がもっとも高く、斜層理の全測定数 1522 個のうち 755 個がこの地区に含まれる。また層準のうえで佐世保層群上部(上岩石砂岩層・加勢層)・大屋層・深月層および崎戸層の精度がもっとも高い。

本研究は、1946 年以来研究を行ってきた加勢・白浦・鹿町・江迎町・志佐地域の炭田地質精査、5 万分の 1「平戸」・「柄ノ浦」・「早岐」・「肥前江ノ島」図幅調査およびこれらに関連する研究結果を基礎とし、これと 1959 年以降実施してきた斜層理に関する研究結果とから総合したものである。

I. 2 従 来 の 研 究

I. 2. 1 一般地質に関する研究

崎戸松島炭田および佐世保炭田を含む地域の地質学的研究は大塚洋之助(1917)の 20 万分の 1 図幅の調査以来、長尾巧(1927)・上治寅次郎(1938)・松下久道(1949)・竹原平一(1956)・沢田秀穂(1958)・棚井敏雅(1956)・岩橋徹(1952)・野田光雄(1955)・山崎達雄(1960)・古川俊太郎(1959)・井上英二(1958)・波多江信広・田代信夫(1961)・筆者その他多くの研究者によって行なわれ、その成果が発表されている。その内容は、層序・岩相・不整合・化石動物群からみた堆積輪廻による地層区分、古生物学的な資料と層序区分との組合せからの地質時代の再検討、炭層生成当時の環境・古地理などの一般地質学的な研究がおもなものであるが、最近では小原浄之介(1960)の重鉱物、岩橋徹(1963)の石炭化度、高橋清の花粉群の研究のような基礎的な研究が行なわれ始めている。北西九州の多くの研究結果のうちで、後背地について論じたものは比較的少なく、以下の研究が重要なものとしてあげられる。

長尾巧(1927)は崎戸松島炭田において、寺島層群と松島層群との間の不整合と松島層群中に結晶片岩の礫を多量に含有することを重視して、東方すなわち西彼杵半島の方向に陸地の存在したことを述べている。

松下久道(1949)は堆積期の古地理図を画き、そのうちで佐世保層群の堆積期には北東から南西に延びた幅の広い南流する一大河川を考え、北東方向に後背地があったことをのべている。

沢田秀穂(1958)は地層の isopach map と松浦3尺層の砂岩天盤帯の方向から推定される水流の方向とから古地理図を画き、松下と同様に北東方向の基盤岩から供給されたであろうとのべている。

しかしながら、第三紀の碎屑物中で莫大な量を占める砂岩層中の砂の後背地の方向と、その運搬経路について、多くの数量的・具体的な資料にもとづいた詳細な基礎的な研究は見当らない。

I. 2. 2 斜層理の研究

斜層理から碎屑物の運搬方向を解析した研究の概略を外国および日本について述べると次のようである。

外国における斜層理研究史の概要

外国における斜層理の研究は 1925 年に W.W. Rubey and N. W. Bass, Kansas Russell County の砂岩層中の斜層理を測定し、これを地図に示したものがもっとも古いようである。

1933 年 R. Brinkmann はドイツの Bunt 砂岩について研究した。彼は斜層理の測定や、統計的分析を通じて、斜層理から信頼できる古地理を画くことができるかもしれないとした。

1938 年 P. Reiche は Arizona 州の Coconino 砂岩の斜層理について研究し、斜層理について、合成した傾斜方向と定向率 (Consistency ratio) をベクトルであらわし、これに傾斜の方向の範囲を示した弧を重ねて図示し、考察を行なっている。その結果 Coconino 砂岩層が風成層であることを推定しほぼ北風によって形成されたと結論している。

1940 年 E. D. Mckee は、北米 Grand Canyon に露出している古生界の4つの砂岩層の斜層理の傾斜を多数の箇所て 510 測定し統計的に各層の運搬営力・物質の供給方向などについて多くの型を区別している。

1956 年 P. E. Potter と H. D. Siever が公表した研究がある。この研究は主として、北米の東部内陸盆地の基部ペンシルバニア紀層(上部石炭系)の厚い塊状の砂岩について行なわれた。この砂岩層について、斜層理の試料採取(104 露頭で 2218 測定)およびその処理を統計学的に行ない、これを解析して次の結果を得ている。この地域の堆積物の大部分は Canadian Shield の南東部から供給され、この盆地の西部の一部では Transcontinental Arch の南東側から供給されたことを明らかにしている。そして最後に斜層理からの解析や古地理上の推定は碎屑物中の鉱物組成を研究することによって、より確実にできるであろうと述べている。

1958 年 P. E. Potter は Canadian Shield の南部—中央部にあるイリノイ盆地の Chester 統の砂岩の斜層理を 471 の地点で、総計 1347 個測定した。この結果から Chester 統の砂岩は北東方向から同盆地に向けて運搬されたとしている。また Mississippian 初期から Pennsylvanian 時代にわたって南西方向に広域な古斜面が存在したことを明らかにしている。

1961 年 Joao Bigerella および Riad Salamuni がブラジルからウルグアイにかけて分布する層厚 50 ~ 320 m の Botucatū 砂岩(ジュラ紀—三疊紀)の風成斜層理について興味ある研究を発表している。彼は、南北約 2,500 km にわたって 51 露頭から 2892 個の斜層理を測定し、古風向図を作成し、古風向の解析を行なった。結論として、中生代古期には、この地方は、南部においては西ないし南西風が、北部においては北ないし北北東の風の卓越する砂漠となっていたこと、さらに現在の同地域の風向や貿易風帯の風向・気圧配置と比較し、中生代古期においてもこの地域の Botucatū 古砂漠は現位置とほぼ同様の低位度にあったであろうと推定している。また、この結論は古磁気の研究結果から推定した南アメリカの位置とも一致すると述べている。

1962 年 J. S. Shackelton は北イングランド地方を模式地とする上部石炭系最上部層の Rough Rock を対称として研究した。Rough Rock は厚さ 20m 余のアルコース砂岩を主とし、粒度は南東へ細粒化するが、厚さは不変である。

Rough Rock の露頭の発達する 600 km の範囲内の 301 の地点で平面型の斜層理を測定し、この結果、一般的に北東—南西系の流水(斜層理の傾斜の方向)が卓越していることを明らかにした。

結論として、Rough Rock の岩質分布などと、ミシシッピ川などの三角洲堆積層・第三系・Berea 砂岩層

(アパラチヤ盆地の下部石炭紀層)あるいは Lafayette 層との類似性やその検討, 炭層の形成との関係を考慮して, この砂岩層は海水面に非常に近い三角州~扇状地で水平な平板状 (sheet) に広く堆積したもので, おそらく一つの大河川でなく, 多くの河川の運搬堆積物で, ときには洪水などの氾濫堆積物をも加えてできたものと考えた。

また彼はなお斜層理の性質をヒストグラムなどをもってあらわし

- 1) Set の厚さは 60~90cm (1457 の試料) に最大があらわれる。
- 2) 最大傾斜角は 20~25° (1000 の試料) に最大があらわれる。
- 3) 流れの方向の時間的変化は下位から上位に向って, 南から南西へと変化するような傾向がみられるが, 斜層理 (流れ) の一般方向としては変わらない。

1962 年に, F. J. Pettijohn は自身の 3 篇を含め 142 篇におよぶ多くの論文を引用し, おもに斜層理についての問題を総括した。彼は, この論文の目的を, 堆積物の運搬方向すなわち古流系を知り, これをもとに古地理を再現することであると, さらに, その応用として堆積盆地の砂岩体とくに石油地質学でいう (Stratigraphic Trap) をつくる Shoe-String 形の砂岩体について, その形・大きさ・配列・分布などを地表の古流系の試料から予測できないかどうかということに注目した。

まず運搬方向を知るために有効な手段としては, 斜層理・波痕 (非対称のもの) ・sole marking および礫の最大長径の分布などをあげている。

古流系と堆積盆地の関係について次のようにのべている。堆積盆地の研究は

- 1) 盆地の復原
- 2) 盆地周縁の位置
- 3) 堆積物の供給地
- 4) 汀線
- 5) 盆地の軸・構造軸・最大水深軸

などを明らかにすることである。

2) は Sterrberg の法則を利用して, 礫の最大径の分布調査から導くことができるがもし礫の最大径の分布が河川縦断面に適用できるなら, 堆積当時の勾配・分水嶺なども推定できる。また, 3) については古流系の updip が供給地だが, 沿岸流による場合は必ずしもそうはならない。しかし広く一様な方向を持つ斜層理の分布を示すものは沿岸流ではできないので updip に源があることになる。4) の汀線の位置は, 海棲化石が最後に産出したところより updip にある。一点が決まれば汀線は堆積時の走向に平行に引かれる。

5) 盆地軸は構造軸か最大水深軸に一致するようだし, 後 2 者の軸も一致することもある。構造軸は最大沈降部であるから, 地層の最厚部を結ぶ線が構造軸であり, 等層厚線から知ることができる。

また, 古流系と shoe string 形砂岩との関係については次のように述べている。砂岩層には平板状に広く発達するものと, shoe string 形に細長く発達するものがある。後者は水道か砂州のいずれかで形成される。河成水道は流系に平行し, 海成の砂州は優勢な流系に直角に配列するとされている。この砂州から形成された砂岩層が stratigraphic trap となることが多い。

結局, 北米におけるおもに古生代の種々の地層について多くの古流系図や礫の最大径の分布図を引用して, 古流系と古地理・堆積盆地との関係に論及し, 「正確な古流系図や堆積物の粒度分布を示した地図は, 堆積盆地の形とその堆積物の分布, および古地理を復元するのにきわめて有効であり, 古流系図は地質構造図・等層厚線図・岩相図とともに堆積盆地の地質学的考察には重要な手段となるものと信ずると結論している。

Potter と Pettijohn (1963) は 1925 年以後の古流系に関するおびただしい研究結果を集大成して, 堆積構造の一次的方向性やその他の性質から導かれる古流系の研究が堆積盆地の解析や認識のうえにどのように役立つかを, 多くの実例を示してのべている。古流系は, 1) 一次的地層の傾斜や古斜面, 2) 堆積相の境界と古流系の方向との関係, 3) 堆積物の供給方向, 4) 堆積構造の方向性とそれを含む岩体の形態との関係などを決定するのに役立つ, さらに砂岩体中の鉱物分布が石油等の貯溜状態などを, 推定するのに有効で

あるとしている。

古流系解析には、直接的な方法として斜層理・漣痕・sole marking などの堆積構造および礫の大きさ・重鉱物・粒形配列などがあり、補助的手段として層厚や岩相の変化などがあるが、もっとも効果的な 1 つの方法として斜層理による解析法が詳細にのべられている。しかし彼らは、古流系を求める場合に斜層理など特定の堆積構造による方法ばかりでなく、他の堆積構造の方向性をできるだけ併用することはもちろん、古流系図を解釈するにさいしては、粒度、地層の厚さ、海成層と非海成層との割合、不整合などの堆積構造以外の堆積上の諸性質の変化の状態と古流系との相関性を非常に重視していることが注目される。

堆積岩体の形状と堆積構造の方向性との関係については幾何学的にあらゆる場合を吟味し、岩体の延びの方向が堆積構造の方向性と平行になる場合と直角になる場合があるとし、前者には河成堆積層が、後者には海浜堆積層が属するとしている。

また、彼らは古流系の分散のパターンについて論及し、これが石油や天然ガスの探査に役立つことをのべている。古流系の分散を考究する場合には、等層厚線図や重鉱物分布、不整合の侵食による古地形を考慮に入れることが重要であるとしている。

斜層理については、1925年～1962年までの主要文献 100 についてその概要を表示し、定義・分類・測定法・斜層理解釈の原理について詳述し、堆積盆地の解析例を示している。

さらに斜層理の測定値の統計的な処理法および表現法についても詳細にのべている。

1963年 Schlee が公表した文献によると、彼は南部アパラチャン山脈の下部ペンシルバニヤン砂岩層中の斜層理を 99 の地点で 1222 測定した。これを解析して次の結果を得ている。堆積物の大部分は現在のアパラチャン山脈の東の地域が補給源らしいことをのべている。すなわち供給物質は堆積盆地の軸に平行な南西方向と、これにほぼ直角をなす東→西への 2 方向から由来したとしている。

この砂岩層は sheet 状をなしていて、これはいくつかの供給源から分散している水道を埋める砂からできているし、この砂は覆蔽しながら合流する水道に堆積したものと考えている。また彼は岩石学的事実や化石から、この砂岩層は低地の海岸平野の一部として、河成か入江の環境下で形成されたであろうと推定している。

以上のように外国においては斜層理の研究は古くから行なわれ、現在においても盛んに研究され公表されている。

日本における斜層理研究史の概要

日本においては、大塚弥之助 (1952) によって斜層理についての解析が、碎屑物の供給方向を知るためにきわめて有効な方法であることが力説されたが、最近になるまで斜層理に関する研究論文はみあたらない。おそらく、日本では、1954 年加藤芳朗が地学しずはたに“斜層理について——分類と統計方法——”と題して発表しているのが最初であろう。斜層理の分類には、Pettijohn (1947) の形態に基づいた分類、Kuenen (1950) の生成環境と機構による分類、Lahee (1941) のように以上の両者を組み合わせた分類など種々あるが、彼はこれらを整理して、葉理形態・単層の形態・形成営力などに基づいて 5 つに分類し、これを図示している。なお斜層理の流向を計測し、統計的に流向の一般的傾向を推知する方法を、外国の文献について紹介した。すなわち、放射状傾度グラフやステレオ投影の応用である。

同年また加藤芳朗は堆積学研究第 7 号に“斜交層理と堆積環境”と題して、彼自身で研究を行なった西浜名累層を上中下の 3 層準にわけて、その上・中の 2 層準について、斜層理の傾斜方向の分布を地質図に、矢印で記入した。これを機械的に集計した結果から、西浜名層中の砂や礫は、現在の状況とは逆に東ないし南方向から現在の陸岸に向かって供給されたと推定している。

同年さらに加藤芳朗は、静岡大学農学部研究報告第 4 号に“斜交層理の研究 (第 I 報)——磐田原礫層における特質と統計的方法について——”と題して、磐田原礫層について研究調査し、扇状地状河床堆積物における斜層理の特質全般について観察を行なうとともに推測統計法を応用して計測結果の解析を試みている。すなわち、磐田原礫岩層の斜層理を 54 の露頭で、124 個測定し、これらを形態上から、lenticular (93 個)・

torrential (16 個)・festoon (5 個)・wedge-shaped (2 個)・不明 (8 個)に分類した。また傾斜角のヒストグラム (15—20°に最大)や傾斜方位のヒストグラムも作成した。なお測定値の推測統計として、1. 標本調査方法 2. 傾斜角の推計 3. 傾斜方位の推計についてくわしく論じた。最後に統計結果の考察として、磐田原層はその分布範囲・礫質その他の特徴から古天竜川の河床 (扇状地状) 堆積物であるとし、平坦な河床を堆積物が北から南へと運ばれ堆積定着したものであり、磐田原よりさらに東方に当時の河岸が存在したものと推定している。

1958 年金子史郎が“斜層理の考察”という論文 (短報) を公表している。彼は中央線豊田駅の南方に露出する平山層上部層 (新第三系) の一露頭の斜層理を多数測定し、これを polar coordinate sheet に投影した。この結果から、ほぼ東方に海域があり、汀線はこれに直角なほぼ南北方向を示し、その深度は予想外に浅くて、問題にならない程度か、あるいは極端な場合には浜であるかもしれないと当時の堆積環境を推定している。

以上のように日本における斜層理の研究は外国に較べてあまりにも少なく、古生代・中生代・新生代についての研究は、皆無にひとしい状態であった。

筆者は緒言の項でのべたとおり、1946 年以來北西九州第三紀の地質について調査研究を行ってきたが、1961 年に北海道大学の佐々保雄教授より地史や古地理の研究には「斜層理の解析から碎屑物の供給方向を推定することがきわめて重要な 1 手段となる」との指針を与えられた。その後北西九州とくに佐世保炭田地域の第三系について、斜層理の解析と、古地理解明のための応用に主眼をおいて研究を進めた。その研究結果はすでに 4 回にわたって中間的に発表した。1962 年第 1 回³⁹⁾においては、佐世保炭田の碎屑物はこれまで考えられたように北東方の唐津方向ばかりでなく、南西方向の相ノ島・大立島から供給されたことを推定している。第 2 回目⁴⁰⁾は北西九州第三系の碎屑物にみられる斜層理を多数測定し、供給方向を推定した。

とくに平戸層中の斜層理の解析と重力および重鉱物 (十字石) の 3 者の組合せから、この層の供給源地は平戸島の北西海底下に伏在するであろうと述べた。第 3 回目⁴¹⁾は北西九州の斜層理について、斜層理そのものの性質をヒストグラムに図示し、くわしくのべた。また佐々川断層の西側地域においては等層厚線図の方向と供給方向が一致することや加勢層下位の不整合を境にして、その上・下両層間で供給方向が変わることを明らかにした。今後の斜層理による解析について、留意すべきこととしては、なるべく 1 枚 1 枚の砂岩層について平面的に広く調査研究することが大切であることを述べ、最後に重鉱物・重力・等層厚線図などによる解析と組み合わせるべきであることを指摘した。第 4 回目⁴²⁾は北西九州の斜層理を主とし、重鉱物・重力・等層厚線図などを組み合わせるべきであることを指摘した。第 4 回目⁴²⁾は北西九州の斜層理を主とし、重鉱物・重力・等層厚線図などを組み合わせるべきであることを指摘した。第 4 回目⁴²⁾は北西九州の斜層理を主とし、重鉱物・重力・等層厚線図などを組み合わせるべきであることを指摘した。

また、筆者は、上記の研究と関連して、釧路炭田の古第三系・第四系、常磐炭田の新第三系中の斜層理についても、斜層理の一般性や地域性の究明、地史への応用を目的として研究を進めつつある。釧路炭田の第四系 (釧路層群) については、佐々保雄・岡崎由夫・佐藤茂⁷⁸⁾らとともに 160 地点で 280 個余を測定し、この結果の解析から、釧路平原の東部では東から西へ、西部では西から東に、すなわち東西両地域から供給されたことを明らかにした。

なお、常磐炭田新第三系の五安層および平層の一部の斜層理の測定を行なった結果について、これを発表⁴³⁾した。結論として、五安層および平層の碎屑物は先第三系の分布する西方地域からおもに供給されたことを実証し、なお東方太平洋海底下にも供給源が伏在している公算の大きいことを述べた。また、斜層理の set 内の粒度分析結果を例示し、斜層理の性質、とくに斜層理の set 内の粒度・分析を行なうことが斜層理生成の環境を推定するうえに有力な手がかりになる可能性のあることを指摘した。

以上の諸地域の研究を通じて、斜層理の定義や分類についても考察し、斜層理の性質を各地域間で比較検討した。その一部は斜層理の調査方法や復元法とともにすでに発表している。

I. 3 謝 辞

本研究を行なうにあたり、北海道大学理学部佐々保雄教授には、この研究の端緒を与えられ、終始懇切な

御指導と激励をいただき、かつ原稿の校閲の労をとっていただいた。兼子勝元所長・齋藤正次前所長には本研究について終始激励をいただいた。また北海道大学理学部棚井敏雅助教授・北海道学芸大学岡崎由夫教授・住友石炭鉱業株式会社清水勇博士には貴重な御意見や御援助をいただいた。ここに銘記して深甚の謝意を表する。

野外調査にあたっては次の会社および多くの方々の種々の御援助御協力をいただいたことに対して厚く御礼申しあげる。

東京大学理学部地質学教室：生越 忠・飯島 東

大田鉱業株式会社：大田忠利・大田順二・蒲原貞一

日鉄鉱業株式会社：高野雅英・中山健一・原田格三・細野 実・上野真郎・平野茂之・大村辰雄・津山

次徳・鶴田 匡・戸川 均・山本 晋・馬渡敏男

松島炭鉱株式会社：南島 行・浜田邦夫・遠藤 弘・北川 豊・八木庄三

中興鉱業株式会社：野村幸平・野々瀬昌宏・木寺 尚・内藤敏男

飯野炭鉱株式会社：田代信夫・有吉正夫・今村成美

三菱鉱業株式会社：日隈四郎・家坂貞男・菰田正俊・二司哲夫

日室鉱業株式会社：雪竹正敏

潜龍炭鉱株式会社：中原隆次・高比良宗男

久恒鉱業株式会社：岩男哲朗・松本光雄

里山炭鉱株式会社：高木恒夫

向山鉱業株式会社：山本春男

深江炭鉱株式会社：岩崎 勁・岩崎 入・小松島義幸

麻生産業株式会社：東山正幸

長崎県北松浦郡鹿町々：大浦久雄・小村順一

なお地質調査所企画課長佐藤茂・地質第一課長広川治・同課磯見博各技官には本論文の作成にあたって多くの御協力を得た。

Ⅱ．地 質 概 説

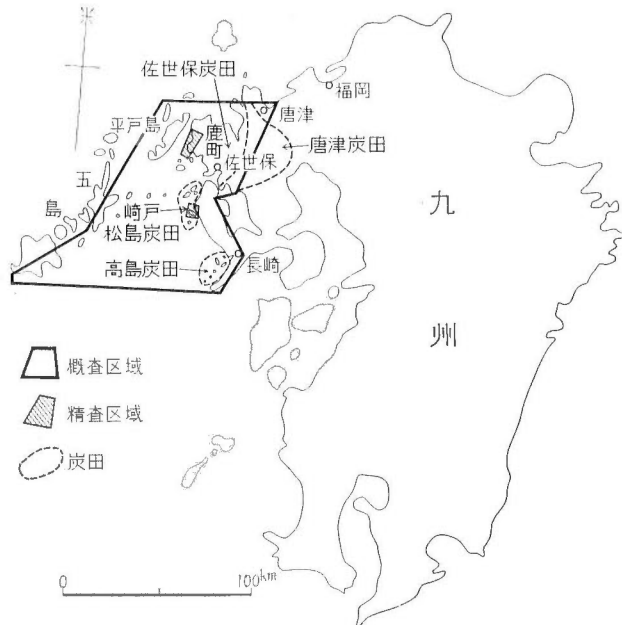
Ⅱ．1 層 序

本研究の対象としている北西九州には高島・崎戸松島・唐津・佐世保炭田が含まれ、佐世保炭田がおもに新第三系からなるほかは、すべて古第三系を主体とする。この地域の第三系の層序については、すでに多く²³⁾ 82)75)81)85)の研究によって、くわしく発表されている。また、筆者はおもに崎戸松島および佐世保両炭田、とくに佐世保炭田における中上部第三系について研究し、これまで 15 回²⁹⁾⁸⁰⁾⁸¹⁾⁸²⁾⁸⁵⁾⁹⁸⁾⁴⁰⁾⁴¹⁾⁴²⁾⁴⁸⁾⁴⁵⁾⁴⁹⁾⁵⁰⁾⁵¹⁾⁵²⁾ にわたって発表してきた。したがって、これら各地域の層序についての詳細にわたる記載は省略し、本項においては主として筆者のこれまでの研究結果およびそれと他の研究者との相違点を中心として層序の概要を記するとどめる注1)。(第 1, 2 図)

第三系の基盤岩の露出地域としては古くから唐津付近に広く分布する花崗岩類(変成岩類を含む)と西彼杵半島および野母半島に分布する結晶片岩類との 2 つがそのおもなものとなっていた。

その後筆者が相ノ島・江ノ島および平戸地方の調査研究²⁹⁾⁴⁰⁾を進めるにつれて、あらたに、基盤岩類は大立島・相ノ島付近の海域に露出しており、さらに、平戸南西端からその付近の海域にかけても基盤岩類が新期火山岩類に蔽われて地下浅所に伏在すると推定されるようになった。これらの基盤岩の露出あるいは伏在

注1) 高島炭田の古第三系については 10 日たらずの調査日数にすぎず、また五島列島に分布するいわゆる五島層群は、全般に変質を受けて地質構造も複雑であり、かつ筆者の調査もまだ不備の点が少ないので、高島炭田と五島列島については主として従来の見解によってのべる。



第1図 位置図
Location map

地域はⅡ.2の地質構造の項で述べるように、それぞれ唐津・平戸・相ノ島大立島・西彼杵野母の4隆起帯を形成していると考えられる。

第三系はこれらの隆起帯に挟まれたいわゆる沈降帯に、すなわち、北方から伊万里佐世保沈降帯・大島高島沈降帯および平島沈降帯に厚く発達し、隆起帯には第三系は分布していないか、またはきわめて薄い。伊万里佐世保沈降帯には、唐津・佐世保両炭田が形成され、大島高島沈降帯には高島・崎戸松島両炭田が形成されている。

Ⅱ.1.1 基盤岩類

唐津付近の花崗岩類

小林勇外(1956)によって下記の3つに大別されている。

1) 片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩: 全般に細粒で、角閃石・黒雲母などの有色鉱物が著しく、片状を示す。副成分鉱物としてチタン石を含むことが特徴である。

2) 黒雲母花崗岩および両雲母花崗岩: 細~中粒の両雲母花崗岩がおもで、副成分鉱物としては柘榴石が認められる。

3) 圧砕岩質花崗閃緑岩: 断層近くにレンズ状に認められる。

西彼杵および野母両半島の結晶片岩類

西彼杵結晶片岩類は肉眼では、ほとんど曹長石の斑状変晶を有する絹雲母石英片岩(点紋帯)でその種類は少ない。主成分鉱物は曹長石・石英・絹雲母、副成分鉱物は緑泥石・電気石・石墨およびチタン石である。なおこれを貫く蛇紋岩と石英脈とがある。

野母半島の結晶片岩

本岩のおもなものには、黒色片岩と緑色片岩とがあつて、まれに石灰岩や珪岩の薄層を挟むことがある。黒色片岩の主成分鉱物は斜長石・白雲母~絹雲母・緑泥石・柘榴石・石英であり副成分鉱物としてはチタン石・鉄鉱・石墨・燐灰石・電気石(?)などがある。緑色片岩の主成分鉱物としては灰曹長石・陽起石・緑

泥石・緑簾石・黝簾石・石英，副成分鉱物としてはチタン石・燐灰石・鉄質物などが認められる。

三瀬の石英閃緑岩

本岩は帯緑灰色，粗粒で圧碎構造を示し，肉眼的にも組織に方向性が認められる。主として斜長石・石英・角閃石からなり，副成分鉱物は緑簾石・絹雲母・ソーシユル石などである。

相ノ島および江ノ島に発達する先第三紀堆積岩⁸⁰⁾⁷⁹⁾

本層は礫岩・泥岩および凝灰質岩などからなり，層厚数 100m 以上と推定される。江ノ島では明らかに花崗閃緑岩によって貫かれ，強い変質を受けている。相ノ島では両者の直接の関係は不明であるが，先第三紀堆積岩は Garnet ができるほどの強い変成作用を受けている。特筆すべきことは，先第三紀の礫岩層中に帯紫色の花崗岩礫（図版 1）や Crinoid を含む径数 10 cm の石灰岩の礫（図版 2）の存在することである。これらの原岩はまだ北西九州においてはその分布が認められていないが，より古い基盤岩が相ノ島付近の海底下に存在するかもしれないことを暗示している。

平戸南西端の推定基盤岩⁴⁰⁾⁴²⁾

本地域には先第三系は露出していないが，新第三系最上部の平戸層中に珪岩や花崗岩⁴²⁾を含み，同層の礫岩中にはしばしば十字石を含むこと，および等重力線図の極大値（80 mgal で周辺部との差約 20 mgal を示す）を示す部分が平戸島西部に認められるなどから考えると，基盤岩の隆起部が平戸層下に伏在する可能性がかなりの確度をもって推定される。しかも，この基盤岩が花崗岩・古期堆積岩および含十字石片麻岩（？）などからなることを暗示していると思われる。

II. 1. 2 第三系

高島炭田（第 3 図）

香焼層（始新世前期）

本層は約 1,000 m の厚さを有し，礫岩を主とし砂岩と泥岩を従とする。凝灰岩・凝灰質泥岩および数枚の帯紫色泥岩を挟む。礫岩の礫は人頭大から大豆大で，白雲母片岩・石墨片岩・花崗岩・砂岩・珪岩・玢岩などからなる。礫質砂岩や砂岩には斜層理が認められるが一般の走向傾斜と見分けにくいこともある。

本層の上部は *Pycnodonta* や *Vicarya* などの貝化石を産出するので，浅水～浅海成のものであろう。

二子島層（始新世中期）

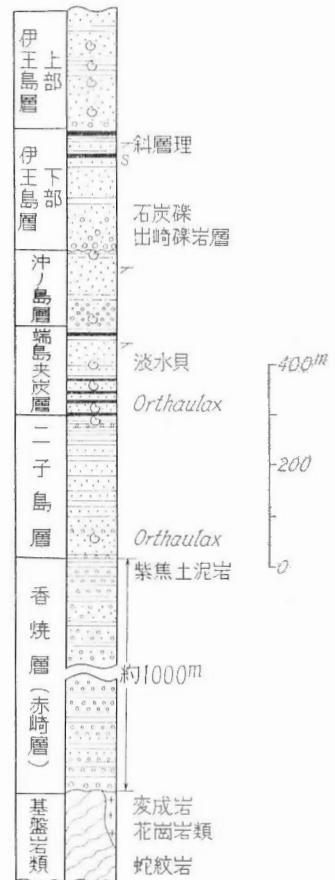
本層は厚さ 280m で，砂岩・泥岩互層を主とし，礫岩や炭層を伴なう。最下部には *Orthaulax* の密集層がある。浅海～汽水成層である。

端島（夾炭）層（始新世中期）

本層は厚さ 150～240 m で，斜層理を有する中～粗粒砂岩および暗灰色泥岩からなる。また，多数の炭層を挟み，高島炭田において最も重要な夾炭層となっている。*Orthaulax*・*Bellanya*・*Phaxas* などの汽水棲の貝化石を産する。

沖ノ島層（始新世後期）

本層は約 200 m の厚さを有し，主として含海緑石緑色砂岩からなることが特徴で，礫岩や炭質泥岩も挟まれる。*Volutospina* や *Nucula* などを最も多く産し，浅海成堆積層である。



第 3 図 高島炭田古第三系の地質柱状図
Geologic Columnar Section of
Paleogene of Takashima Coal
Field

注2) 山陰の因美III型によく似た特徴的な組織を示す細粒花崗岩である。(服部仁による)

伊王島層

本層は上・下2層に分けられる。

下部伊王島層 (漸新世前期)

本層は約 400 m の厚さを示し、下部は礫岩 (出崎礫岩ともいう) にはじまり、中部は青灰色、含雲母質の礫質砂岩および砂岩、最上部は粗悪な炭層や斜層理を有する礫質砂岩および砂岩からなる。本層と下位の沖ノ島層との関係については整合と不整合との2つの異なった見解があるが、筆者は現在次のように考えている。すなわち、1) 長尾巧らが沖ノ島西海岸の露頭で認めているように、両者の岩相は下位の泥岩から、明瞭な凹凸面をもってきわめて急激に上位の出崎礫岩層に移り変っている。しかも、この礫岩は 20~80m の厚さを有し、結晶片岩・珪岩・花崗質岩などの径 0.5~0.7m の巨大な礫からなる、2) 下位の沖ノ島層上限に砂管が突入している、3) 上位の礫岩層中に石炭礫が認められるが、おそらく下位の端島夾炭層中のものが侵食・削剝され、流入したものと考えられることなどから両者は不整合とする方が妥当であろう。

本層からの貝化石の産出は少ないが、それらは沖ノ島層のものと共通している。

上部伊王島層 (漸新世中期)

本層は高島炭田の最上部層で、厚さ 200m 以上の礫岩・砂岩・泥岩からなり、二枚貝・小型有孔虫および放散虫などの化石を多産し、明らかに浅海成の堆積物からなる。

崎戸松島炭田 (第4図)

下位から赤崎・寺島・松島・西彼杵の4層群に分けられ、これら相互の関係は赤崎と寺島層群とが整合である以外はすべて不整合である。

赤崎層群 (始新世前期)

赤崎層群は圧碎花崗岩を不整合に蔽って寺島の東岸に露出し、その層厚は約 120 m である。おもに礫岩砂岩泥岩互層 (個々の地層の厚さ数 cm~数 m) からなり、紫赤色~青色を呈して特徴ある岩相を示す。化石はまだ発見されていない。

寺島層群 (始新世中期)

下位の赤崎層群から漸移し、その特徴ある紫赤色岩のなくなるところから本層群とする。その層厚は約 400 m で、砂岩・礫岩・泥岩の互層からなり、上部に粗悪炭ないし炭質泥岩を挟む。

赤崎・寺島両層群とともに花崗岩質岩・安山岩・凝灰質岩・泥岩などの礫を多数含み、結晶片岩礫をまったく含まないことがその特徴である。

松島層群 (漸新世前期)

本層群は下位の寺島層群を顕著な傾斜不整合で蔽い、大島東岸や松島に分布し、その層厚は数 m~200m である。本層群は基底礫岩にはじまり、海棲の貝や有孔虫化石を含む泥岩層を経て、斜層理を有する砂岩層に漸移し、稼行炭層を挟む泥岩に終る1つの堆積輪廻を示す。下部には海棲貝化石や有孔虫を含み、上部には *Corbicula* のような貝化石や *Nelumbo nipponica* などのような植物化石を多数含む。

下位の赤崎・寺島両層群との岩相上の著しい相違点は、不整合を境にして下位の2層群にまったく認められなかった結晶片岩および脈石英の礫や微細片が急激に、しかも多量に入ってくることで、碎屑物の供給源の急変を暗示している。(図版3)

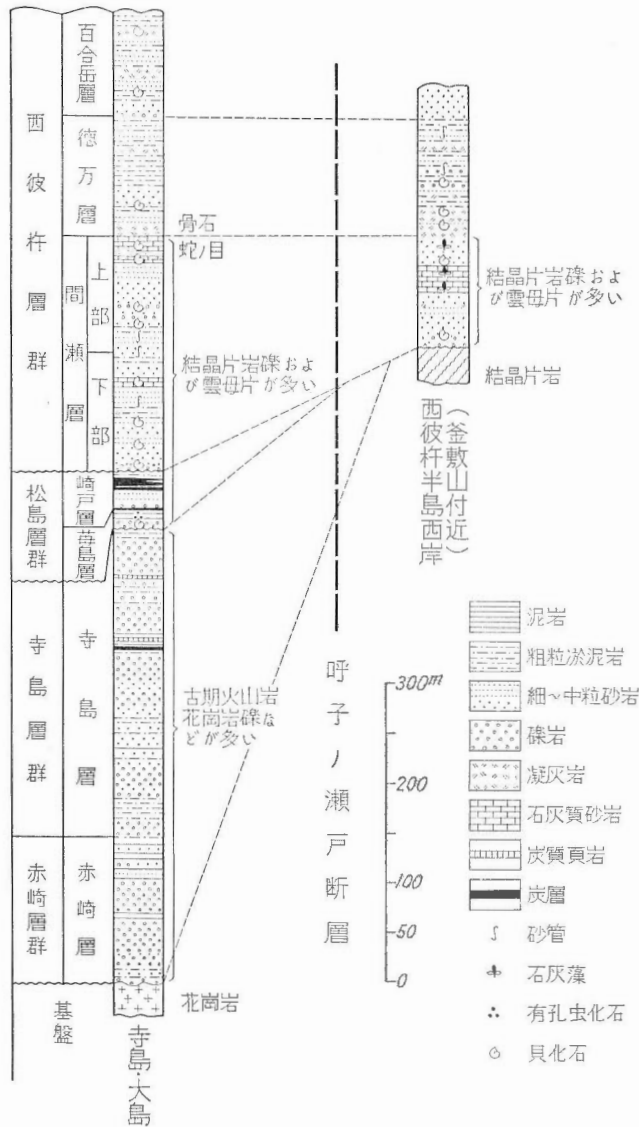
西彼杵層群 (漸新世中期-後期)

本層群は約 600 m の層厚を示し、大島・崎戸・松島・池島および西彼杵半島に広く分布する。呼子ノ瀬戸断層西側の大島の大小島・崎戸坑内・松島・福島付近では松島層群を、板ノ浦北方の海岸(高帆山南南西)では花崗閃緑岩を、また、同断層東側では結晶片岩類をそれぞれ不整合に直接蔽い、いわゆる覆蔽の状態を示している。(図版4, 5, 6)

大島から崎戸地域にかけての松島・西彼杵両層群の不整合関係は第5図に示すように、鍵層となる炭層(大島の本層・崎戸の十五尺層)をもって対比すると、西彼杵層群の基底礫岩層が、ところによっては下位の松島層群を数 10 m 以上も削り去っている。また、大島炭硯株式会社選炭場・大小島の2露頭(図版7,

8)・崎戸坑内および福島の2露頭(図版9)において、明らかな侵食不整合面が認められ、かつ基底礫岩中には下位の松島層群から由来したと思われる砂岩・泥岩および石炭の礫も認められることは、この両層群が不整合関係にあることを一層確実にしている。これまで、西彼杵層群と松島層群との関係については、長尾(1927)・松下(1949)・水野(1962)らは整合であるとしているが、以上の諸事実から筆者は明瞭な不整合にあるものと確信している。

本層群はおもに帯緑色砂岩・砂質泥岩・泥岩および凝灰岩などからなり、最下部の基底礫岩層は厚さ 0~300 m で、*Ostrea* や *Chlamys* などの海棲貝化石を含み、最大径 1 m 余の結晶片岩や最大径 0.4 m の脈石英の巨大な礫を含んでいる。その礫の最大径は西彼杵半島から西方に離れるにしたがって、漸次小さくなる傾



第 4 図 呼子ノ瀬戸断層両側における古第三系の地質柱状図
 Geologic columnar sections of Paleogene on both sides of Yobikonoseto fault, Kyushu, Japan

向を示している。下部には斜層理の発達する中粒～粗粒砂岩がある。本層はその上下を通じて海棲貝化石や有孔虫化石を多産する。

佐世保炭田（唐津炭田の一部を含む）

相知層群（漸世前期）

本層群は本炭田地域に分布する第三系の最下位層で、基盤の花崗岩質岩類とは断層で接している。主要炭層である五尺炭層および三尺炭層を含む泥岩層中の顕著な流紋岩質凝灰岩の下限をもって2分し、下部を蔽木層、上部を芳ノ谷層とした。

蔽木層は厚さ 120 m で、最下部には花崗岩の径 10 cm 以下の円礫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、さらにその上位には灰白色凝灰岩質泥岩がある。海棲貝化石を含み炭層は挟在しない。

芳谷層は厚さ 140～270 m で、主として灰白色の細～中粒砂岩および暗灰色～黒色を呈する淤泥岩あるいは泥岩からなり、随所に炭層を挟む。本層の下限には厚さ 2～4 m の灰白色の流紋岩質凝灰岩がある。厚い砂岩層中には斜層理の発達が著しい。

杵島層群（漸新世中期～後期）

本層群は厚さ 700～1,200 m を示し、基盤の露出地域に近づくにつれて次第に薄くなり、かつ粗粒堆積物に富むようになる。主として中～粗粒砂岩・礫質砂岩・泥岩などからなり、ときに凝灰岩を挟み、海棲化石や有孔虫化石を多産する。砂岩中の斜層理の発達はまれである。

佐世保層群（中新世前期～中期）

本層群は佐世保炭田に広く分布し、一般には杵島層群を蔽って厚く発達するが、炭田北東方の東松浦半島北部においては花崗閃緑岩類を直接覆蔽している。本層と下位の杵島層群（西彼杵層群）との関係は従来から多くの議論がたえず、整合とするものと不整合とするものとの2つの対立した考えがあって、いまだにその意見の一致をみるに至っていない。筆者が調査した蛸ノ浦図幅³⁶⁾地域内では、多くの野外の観察や炭田の相違などから考えると、両者は不整合の関係にあると思われる。しかし、炭田全域にわたって杵島層群最上部の分層を明確にし、それに直接する相ノ浦層の基底によって覆われている杵島層群上限の層準が地域によってどのように変化するかを今後十分に検討する必要がある。それまで、筆者は両者の関係を一部不整合、また、一部整合として取り扱うことにする。（図版10）

本層群は約 1,400 m の厚さを有し、ときに凝灰岩や礫質岩の薄層を挟む。随所に炭層や炭質泥岩層を挟み、汽水～海棲貝化石や植物化石を含む。層相、不整合などによって、本層群は下位から相ノ浦・中里・柚木・世知原・福井・加勢層の6層に分けられる。（第6図）

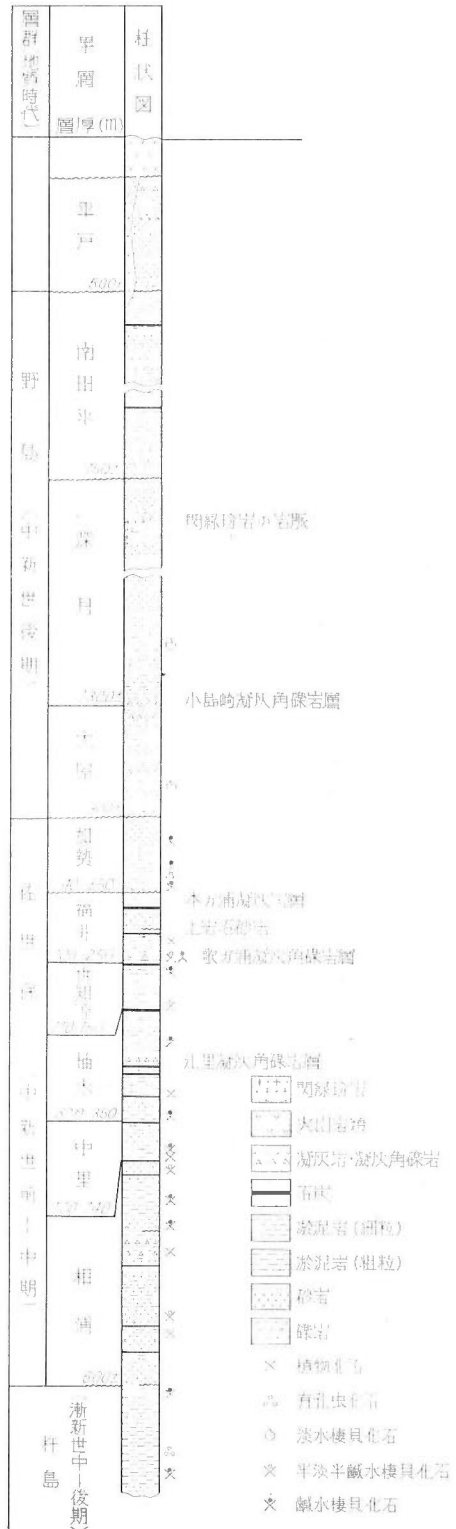
相ノ浦層 本層は北方の満越や南西方の蛸ノ浦図幅地内で認められているように、唐津・西彼杵野母両隆起帯の近くでは下位の地層に対して明らかに不整合関係にあるが、佐世保炭田のような沈降帯では、この関係が現在までのところ明らかでない。本層は 500～600 m の厚さを有し、斜層理の発達する厚い白色砂岩および砂岩・泥岩の互層（砂岩が主）からなり、凝灰岩・炭層および炭質泥岩を挟む。最上部には本炭田の重要な稼行炭層の1つである大瀬五尺層がある。本層の上下を通じて、しばしば植物化石や海棲貝化石を産出する。

中里層 本層は厚さ 100～140 m で、大瀬五尺層直上の砂岩の下限をもって基底とし、上限は柚木三枚層直上の泥岩の上限をもってする。主として厚い灰白色の塊状または縞砂岩と泥岩との細互層を数枚挟む。中部には *Ostrea* や *Phaxas* などの貝化石を産出する。

柚木層 本層は柚木三枚層直上の砂岩の下底から鹿町（松浦）三尺層直上の砂岩の下底までであって、320～350 m の厚さを示す。本層は灰白色中粒～粗粒砂岩を主とし、砂岩・泥岩の互層を従とする地層で、数枚の炭層を挟む。中部に 4～5 m の厚さの江里凝灰角礫岩層がよく発達し、もっとも良い鍵層となっている。*Ostrea* などの貝化石や *Aldngium* のような植物化石を産する。

世知原層

第 6 図 鹿町地区における新第三系地質柱状図
 Geologic columnar section of Neogene
 in Shikamachi area, Sasebo Coal Field,
 northwest Kyushu, Japan



本層は、厚さ 110~160m を有し、鹿町（松浦）三尺層直上の砂岩の下限から砂盤層の上限までとする。主として灰白色の中粒砂岩からなり、砂岩・淤泥岩・泥岩の薄板互層・炭層および凝灰岩層を挟有する。下部や上部に *Corbicula* や *Cerithium* のような貝化石を産する。

福井層 本層は砂盤の上限をもって下限とし、加勢層基底の楠泊礫質砂岩層の下限をもって上限とする。その厚さは 100~250m である。砂岩・泥岩を主とし、凝灰岩および炭層を挟む。なお鹿町付近を中心として、本層の中上部に厚さ 6~40 m の顕著な鍵層となる中粒砂岩層が発達し、上岩石砂岩あるいは岩石砂岩と呼ばれているが、この砂岩層には斜層理が顕著に発達する。

また本層の下部付近には歌ヶ浦凝灰角礫岩層、上部付近には三枚物（炭層）の直上に本ヶ浦凝灰岩層があり、いずれも良い鍵層となっている。第 9 図は両凝灰岩層間の等層厚線図である。

福井層と加勢層との関係

佐々川断層の西側から同断層東側にかけての福井・加勢両層の不整合関係は付図 1-1, 1-2 に示すように鍵層となる凝灰岩層（本ヶ浦および歌ヶ浦凝灰角礫岩層）をもって対比すると、加勢層の基底礫岩層である楠泊礫質砂岩層が、志佐駅南東方 7 km 付近においては下位の福井層を 100 m 近くも削り去っている。また、志佐町松山田の露頭では、加勢層の基底が下位の福井層を切っている不整合面を明らかに観察することができる。この基底中には下位の本ヶ浦凝灰岩層から由来した多数の凝灰岩角礫（径約 4 cm）のほか、短径 5 cm、長径 10 cm 内外のやや扁平な泥岩の歪角礫が多く含まれている。

第 10 図は本ヶ浦凝灰岩層の下限を 0 とし、加勢層基底の不整合面が本ヶ浦凝灰岩層の下限より上位にきた場合を(+), この 0 面より下位の地層と接した場合を(-)として、加勢層による福井層の被侵食量を示す図である。この図に示されているように佐々川断層の東側の地域においては、不整合によって削剝される量の等厚線は南北方向を示し、南へ沈む舟底型をなしている。このことから、福井層堆積後加勢層堆積前の基盤運動によって志佐駅南東 7 km を中心とし、南北方向を軸として北方へ沈んだ隆起部が形成されたと推定される。これを志佐川隆起部と呼ぶことにする。

加勢層

本層は上限が大屋層基底の不整合によって侵食され、付図 1-1, 1-2 に示すように層厚は 40~350m に変化する。本層は岩相によって下位から、礫質砂岩・含有孔虫泥岩・斜層理や漣痕に富む中粒砂岩層・炭層および凝灰岩を挟む砂岩と泥岩の互層の 4 部層に分けられる。

加勢層と大屋層との関係 佐々川断層西側から同断層東側の横辺田にかけての加勢・大屋両層を付図 1-1, 1-2 に示すように凝灰岩層・カキ砂岩層・含有孔虫泥岩層などの鍵層をもって対比すると、大屋層の基底が御厨南部の試錐では下位の加勢層を 300 m 近くも削り去っている。また、鹿町南南西の名切西海岸、本ヶ浦海岸の露頭では、大屋層の基底が下位の加勢層を切っている不整合を明らかに観察することができる。第 11 図は各地点の試錐資料から作成したもので大屋層基底によって削剝された加勢層の削剝量の等層厚線図である。この図でわかるように、佐々川断層西側の地域においては、不整合によって削剝される量の等層厚線の方向は北北東—南南西方向を示し、西方に向かって層厚を次第に減じ、被侵食量を増す。したがって志佐・江迎・鹿町付近では、加勢層堆積後大屋層堆積前に北北東—南南西方向を軸として、東南東方向へ傾動したことは明らかであり、第 11 図に示されていないが、上記地域付近に北北東—南南西方向の細長い隆起部が形成された可能性が高い。

佐々川断層東側地域においては、付図 1-1, 1-2 および第 11 図に示すように、志佐付近からその東南東方の横辺田付近に向って層厚は明らかに増し、350m にも達する。このことは福井層堆積後に形成された志佐川隆起部は、加勢層堆積期に入ると沈降部に変ったことを明らかに示している。

佐々川—相ノ島構造線の東側に位置する横辺田付近の試錐柱状図（付図 1-2）と黒島の試錐柱状図（付図 2）とを比較すると、その層厚がともに約 250~350m で厚く岩質もまったく類似する。一方同構造線の西側の加勢層は約 60 m で一般に薄く、とくに御厨付近では 40 m にすぎない。このことは、加勢層堆積後大屋層堆積前に佐々川—相ノ島構造線の西側は東側に較べて隆起を続け、とくに同構造線西側の志佐と江迎

の間付近では著しく隆起して、加勢層が侵食削剝されたことを示している。この隆起部を江迎隆起部と名づける。

野島層群 (中新世後期)

本層群は佐世保層群を不整合に覆い、平戸層によって不整合に覆われる。下位から大屋・深月・南田平の3層に分けられ、全層厚は2,000m以上に達する。下位の佐世保層群に較べて、火山砕屑岩に著しく富み、炭層をほとんど挟まず、貝化石は淡水棲のもののみになる。すなわち、佐世保・野島両層群は、その堆積環境を著しく異にするようである。(第6図)

大屋層 本層は、約300mの厚さを有し、全体を通じて非常に凝灰質で、凝灰岩・凝灰角礫岩・砂岩・泥岩などの特徴ある互層からなり、そのうち火山砕屑物がもっとも優勢である。火山砕屑物の粒度は南西ほど大きい。中部に *Bellamyia* などの淡水棲貝化石を多産する。また、砂岩層中には斜層理が認められる。

深月層

本層は大屋層を整合に覆い、厚さ10数mの灰白色細～中粒砂岩層と厚さ数mの泥岩との互層からなり、全層厚約1,300mに達する。最下部には厚さ20～50mの小島崎凝灰角礫岩層を有し、帯緑色の安山岩質凝灰岩からなる。南西部の五島方向に向って次第に顕著な集塊岩を挟むようになり、粒度も粗粒となる。下部付近に *Bellamyia* などの淡水棲貝化石や植物化石を産する。また互層をなす砂岩中には斜層理が認められる。

本層は深月西方の蛇焼山海岸で幅約30mの閃緑玢岩の岩脈によって貫かれている。これに似た岩石は伊島・下枯木島や黒島に、岩床状をなして分布している。

南田平層

本層は深月層を不整合に覆い、層厚約750mを示し、細～中粒砂岩の薄層を挟む青緑色の泥岩を主とする。中部の泥岩中から放射虫化石を産出する。斜層理はほとんど認められない。

平戸層 (鮮新世)

本層は南田平層を不整合に覆い、軟弱で凝固不十分な花崗質砂岩(十字石を含む)、先第三紀珪岩や花崗岩礫からなる礫岩、淤泥岩および安山岩質凝灰岩などからなっている。本層は第四紀火山岩類(橄欖石玄武岩および安山岩)によってほとんど覆われているために、その層序や層厚なども明らかでない。

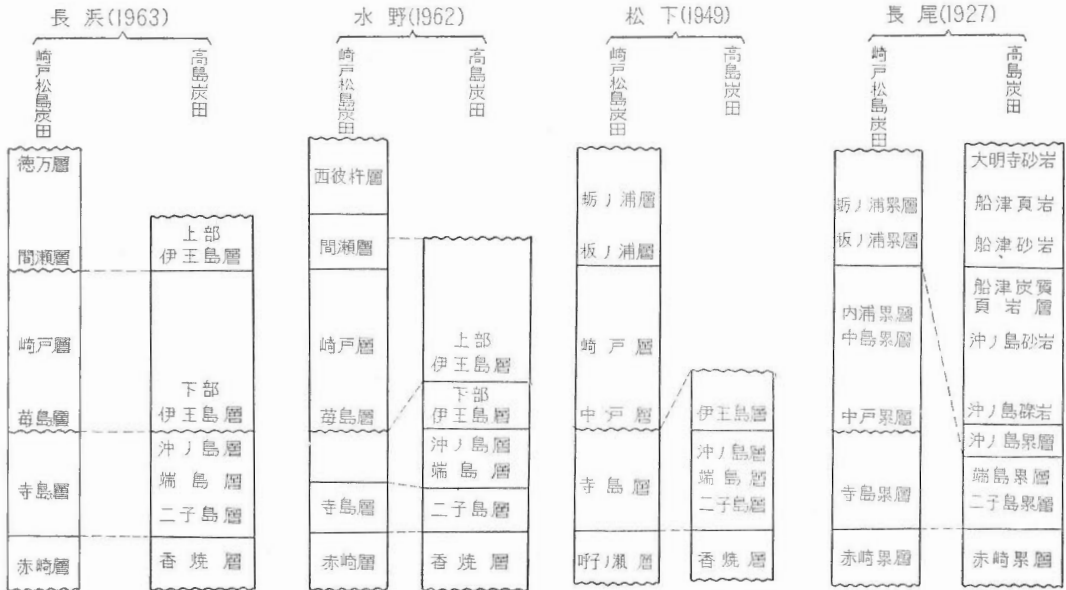
高島炭田と崎戸松島炭田との第三系の対比 (第3, 4図)

高島・崎戸松島両炭田間の地層の対比については、古くは長尾巧⁵⁵⁾、戦後は松下久道²⁸⁾によって行なわれたが、その後、浅野清・村田茂雄¹⁾らには有孔虫化石によって、最近になっては水野篤行²⁷⁾²⁸⁾が貝化石群からそれぞれ対比を行なっている。これに対して、筆者は北西九州の斜層理の研究を行なったさいに、とくに高島炭田と崎戸松島炭田との第三系の層序上の対比についても考察を行なった。対比は不整合・堆積岩中の礫種の比較、堆積輪廻・岩相・含有化石・炭層あるいは炭質頁岩の対比、さらに上記の多くの研究者の研究結果とを併せ考えて、従来の対比を一部修正した。(第1表)

各研究者の対比に関してもっとも著しい不一致は、伊王島層最下部のいわゆる出崎礫岩層とその下位の沖ノ島層との層序関係であって、この両者を整合または不整合とする2つの対立した見解がある。これら両層の層序関係を中心として、両炭田間の地層の対比に関する従来の考えを概括し、これに対する筆者の見解を述べよう。

長尾巧⁵⁵⁾は露頭の観察などから芦屋層群下部に属する上記両層は不整合関係にあるという可能性を強調した。松下久道²⁸⁾は整合とし、しかも松島層群は層位的に伊王島層の上位にくるとし、崎戸松島炭田では寺島層と葺島層との間に大きい不整合があるとした。浅野清・村田茂雄¹⁾は主として有孔虫の研究と野外の観察とから不整合とし、沖ノ島層を直方階下部、伊王島層を大辻階として両者の間には直方階上部が欠けていると結論している。水野篤行²⁷⁾²⁸⁾は貝化石の研究と野外の観察から両者の関係を整合とし、上部伊王島層下部と葺島層とを対比し、上部伊王島層上部の上半部(長尾巧の大明寺砂岩泥岩層)と西彼杵層群の基底層の間瀬層とを対比している。筆者は次の3点から、崎戸松島・高島炭田の古第三系は第1表に示すように対比されるものと考えている。

第 1 表



1) 不整合関係 高島炭田における沖ノ島層と下部伊王島層との関係は一部の研究者は整合と考えたが、すでに述べたように、筆者は両層は明らかに不整合と考えている。この不整合は、崎戸・松島炭田における寺島と松島両層群間に認められる大きな不整合に酷似し、とくに、下部伊王島層および松島層群はともに、それらの直下の沖ノ島層および寺島層群中にはほとんど認められない巨大な結晶片岩や花崗岩質岩礫を急激に、かつ多量に含有している。したがって、これら両地域における不整合の時期は大島高島沈降帯における基盤の一大変動期を示すものとして、対比することは矛盾がないであろう。

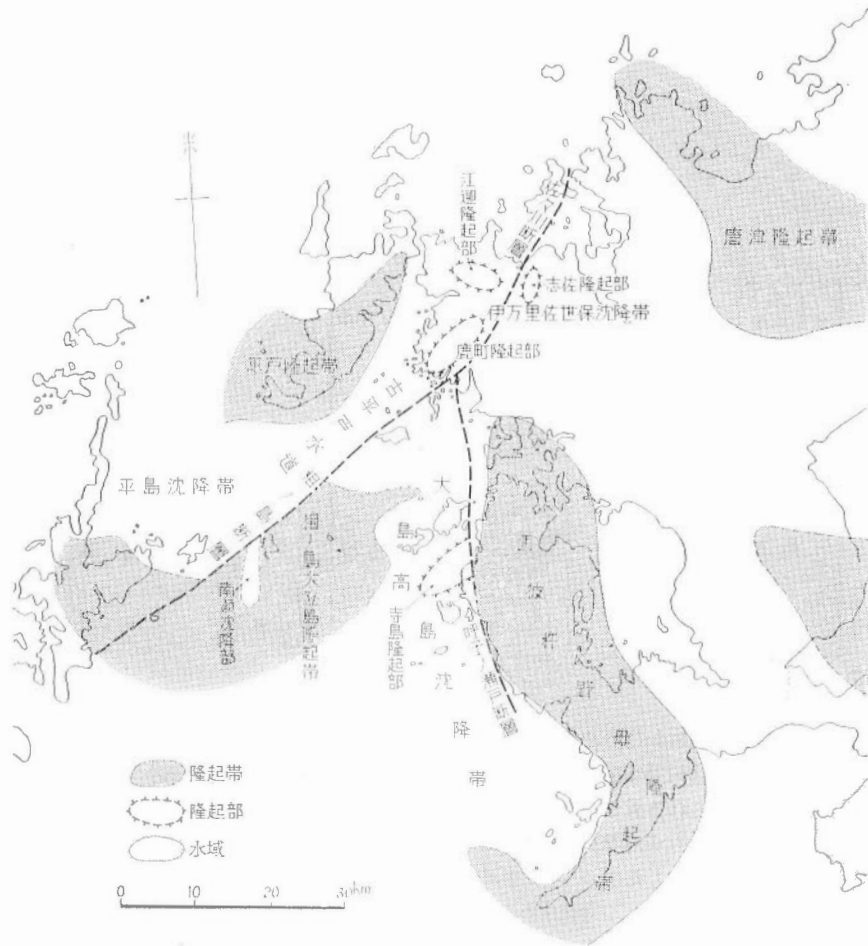
2) 炭層対比 高島および崎戸松島炭田における含炭層は、高島炭田では端島層および下部伊王島層の上部に、崎戸松島炭田では寺島層上部と崎戸層にそれぞれ発達する。これら炭層発達層準の層位的関係によって両炭田の含炭層を対比するならば、端島層の炭層群と寺島層上部の炭層群、下部伊王島層上部の炭質頁岩層と崎戸層の炭層群とがそれぞれ対比される。しかも、この対比は古生物学的資料ともさして矛盾するものではない。

3) 岩相 香焼層と赤崎層とはともに特徴的な紫赤色岩を含み、また、上部伊王島層と間瀬層中下部はいずれも岩質や風化状態がよく類似する。なお、崎戸松島炭田に発達するいわゆる骨石層を含む層準は、高島炭田には欠如して分布しないと思われる。

II. 2 地質構造 (第 12, 13 図)

北西九州に分布する第三系の地質構造は、4 隆起帯、3 沈降帯および大小非常に多くの断層からなる。隆起帯はいくつかのドーム構造と沈降部 (小向斜部) からなるものと推定され、沈降帯中にもいくつかのドーム構造 (隆起部) が認められる。

地層の傾斜は、断層の近くで一部 40~70° の急傾斜を示すほかは一般に 20° 前後の部分が多く、急傾斜を持つ褶曲構造は全く認められない。褶曲構造の方向性はあまり明瞭でなく、全体として、北東-南西~北-南の方向性がやや認められる程度である。これに対して本地域には落差 750 m にもおよび大断層を含む



第12図 北西九州地質構造概念図
Map showing general idea of geologic structure of
northwestern Kyushu

断層網がよく発達し、地質構造全体としては地塊構造的性格が強い。

Ⅱ. 2. 1 褶曲構造

本地域の褶曲構造は、第12図に示すように唐津・西彼杵野母・相ノ島大立島および平戸の4隆起帯^{注3)}と、これらの間に形成された伊万里佐世保・平島および大島高島の3沈降帯に大別される。これらのうち、唐津・西彼杵野母両隆起帯には先第三系が広く露出し、その周辺部の第三系の地質構造はほぼ明らかにされているが、相ノ島大立島隆起帯については相ノ島・大立島および江ノ島に先第三系の露出していることが確かめられているのみで、第三系の地質構造はほとんど不明である。また、平戸隆起帯は、現在地表においては認めることができないが、後述するように、平戸層（第三紀後期）中の礫や重鉱物、新第三系堆積物の供

注3) ここにいう「隆起帯」は、いくつかのドーム構造からなり全体として相当広域にわたって相対的に隆起している地域に対する構造単位として使用し、「沈降帯」は、いくつかの盆状構造を主体とし、小ドーム構造をも含むが、全体として相当広域にわたって相対的に沈降している地域に対する構造単位として用いた。「複背斜」と「複向斜」を用いなかったのは、地層の傾斜が一般に緩く、しかも褶曲の方向性が明瞭でないこと、したがって「隆起部」や「沈降部」も一般に不規則な形状をなしていること、断層構造が非常に発達していること、などから本地域の地質構造はむしろ褶曲運動よりも地塊運動的性格を強く反映していると思われたからである。

給方向およびブーゲー異状分布⁵⁰⁾から、平戸島南西部の火山岩下およびその西方海底下に存在を推定したもので、その地質構造は明らかでない。

沈降帯では、伊万里佐世保沈降帯の大部分および大島高島沈降帯の1部など現在陸域となっている部分の地質構造は明らかにされているが、平島沈降帯はほとんど海域で覆われているためその地質構造は不明である。

唐津隆起帯

北九州の背振山・糸島・筥木および唐津付近に広い地域を占めて発達しているもので、本地域内にはその西縁部がわずかに認められるにすぎない。この隆起帯西縁部の相知層群は全般的に南西～西に5～10°傾斜する。

相知層群は全般的にこの隆起帯に近づくほど粗粒砕屑物に富むようになり、しかも花崗岩礫を含むこと、および層厚も薄化する傾向にあることから推定すると、相知層群堆積期にはすでに本隆起帯の萌芽が形成され始め、その後、その運動は断続しながらも、隆起的傾向を保ってきたものと思われる。

西彼杵野母隆起帯

西彼杵一野母両半島から野母半島西方海域にかけて鉤形をなしているが、西方海域における拡がりや形状については明らかでない。

本隆起帯の西縁は呼子ノ瀬戸断層³⁷⁾によって限られる。本隆起帯は地形的にみても、隆起帯周辺部の第三系の分布状態からみても、西彼杵半島部と野母半島部との2つのドームないし複ドーム構造からなっているものと推定される。この隆起帯はおもに結晶片岩からなり、周辺部に古第三系が分布する。すなわち西彼杵半島では西彼杵層群最下部層の間瀬層が、また野母半島では、北西九州における最古の第三系である赤崎層が結晶片岩類を覆って分布し、これらの古第三系は隆起帯の外方に向かって10°前後緩く傾斜する。

野母半島西方の高島炭田地域では香焼層中に本隆起帯を構成する結晶片岩と同質の結晶片岩礫が含まれているのに対して、西彼杵半島西方の崎戸松島炭田地域では、結晶片岩礫は寺島赤崎両層群には認められず、その上位の松島層群の基底部に入って急激にしかも多量に含まれるようになる。このことから本隆起帯は、南半部の野母半島部では古第三紀赤崎層群堆積時にはすでに隆起的傾向にあったが、北半部の西彼杵半島部では、南半部より少しおくれて寺島層群堆積後に隆起運動を開始したものと推定される。また、西彼杵層群はこの隆起部に対して覆蔽の状態を示し、隆起帯周辺部では基盤岩類を直接不整合に覆っていることおよび本隆起帯に分布する第三系が現在上位の地層ほど隆起帯の外方に向かって緩く傾斜する傾向にあることなどから推定すると、本隆起帯は、前記の隆起運動開始後、第三紀を通じて、消長はあったであろうが隆起的傾向にあったことは容易に推定できよう。

平戸隆起帯

本地域には先第三系は露出していないが、新第三系最上部の平戸層中に径10数cmの珪岩や花崗岩礫を含み、同層の砂岩中にはしばしば十字石が認められること、および等重力線図⁵⁰⁾の極大値^{注4)}を示す部分が平戸島西部に分布することなどの事実から考えると、基盤岩が相当広範囲にわたって隆起帯として地下浅所に伏在する可能性がかなりの確度をもって推定される。しかも、この基盤岩が花崗岩・古期堆積岩および含十字石片麻岩(?)などからなることを暗示していると思われる。

本隆起帯の形成時期については不明であるが、前述のように平戸層中に径10数cmの基盤岩礫や十字石^{注5)}を含むことは、平戸層堆積時には、少なくとも隆起帯の一部は被侵食陸域であったことはほとんど疑いないことと思われる。一方、平戸島近くの野島層群中にきわめてまれに十字石がみられるほかは本層群以下の第三系中には平戸隆起帯から供給されたと思われる礫は全く認められないことは、野島層堆積時以前にはこの隆起帯は海域であったことを示しているとみてよいであろう。しかも後述するように、本隆起帯の南から東方地域にかけて分布する福井層以上深月層までの地層中の斜層理はいずれも南西～北東を示しているこ

注4) 約80 mgalで周辺部との差約20 mgalを示す。

注5) 小原浄之介(1962)

とから、本隆起帯はこの時期に浅海域をなしており、この隆起帯は南方の相ノ島大立島隆起帯や東方の伊万里佐世保沈降帯内の北東、南西方向に伸びた隆起部とともに、それらの間に第 12 図に示すような水道（古平戸水道）を作っていたものと推定される。

相ノ島大立島隆起帯

相ノ島および江ノ島には先第三紀堆積岩が、相ノ島南東の海域および江ノ島には先第三紀堆積岩を貫く先第三紀花崗岩類が露出している。これらの先第三系露出地域を含む海域から五島東部にかけて、比較的重力の高い地域が東西方向に配列し、（第 13 図）隆起帯をなしているものと推定される。しかし、この隆起帯地域は大部分が海域であり、かつ五島東部では堆積岩の層準・地質構造ともほとんど不明であるため、本隆起帯の広がりや地質構造については予想の域を出ない。南瀬およびその付近の小島には古第三紀赤崎層群ないし寺島層群が基盤岩を覆って 15° 以下に傾斜して薄く分布し、この隆起帯中に 1 つの小沈降部（南瀬沈降部）を形成しているものと思われる。

Ⅱ. 2. 2 の断層構造で後述するように、平島・五島と江ノ島・相ノ島との間に推定される相ノ島大断層の北西側の高重力を示す地域（五島東部—平島地域）には層準不明の五島第三系や佐世保層群中上部などが分布しているが、それらの地質構造や基盤岩の深度が不明なので、五島東部—平島地域が本隆起帯に含まれるかどうかは明らかでない。

南瀬付近の赤崎層群相当層中には、相ノ島・江ノ島に現在露出している先第三系堆積岩と酷似した堆積岩礫が含まれていることは、少なくとも赤崎層群堆積時には、現在の推定隆起帯の一部は相対的に隆起的運動をしていたことを示すとみてよいであろう。

伊万里佐世保沈降帯

本沈降帯は唐津および佐世保炭田全域を含み、その北東側は唐津隆起帯、西側は平戸隆起帯、南西側は相ノ島大立島隆起帯、南側は西彼杵野母隆起帯などによって不完全ながらこまれているが、その北および南東方については今のところ明らかでない。

本沈降帯は、Y字型をなす佐々川断層と相ノ島断層によって、3 つの地塊に分けられる。

佐々川断層北西側の地塊は、陸域ではほぼ完全な半ドーム構造をなす。地層はドームの頂部をはなれるにしたがって次第に急になって、海岸付近では 30~35° を示し、北西九州第三系分布地域では、一般傾斜としてはもっとも急斜した地域となっている。このドームには顕著な放射状断層群と、頂部を通るほぼ南北方向の断層群（縦走断層）が発達する。

佐々川断層南東側の地塊は、全体として北方に開き北北東—南南西方向の長軸を持つ半盆状構造をなす。地層の傾斜は 10° 以下できわめて緩い。

佐々川断層と相ノ島断層とはさまれた三角状の地塊は、大部分が海域であるため地質構造については不明の部分が多いが、両側の地塊に対して全般的に上昇しており、西方にゆるく傾斜している。

等層厚線図（第 9, 10, 11 図）の等層厚線の方向性として示されているように、本沈降帯は、相知層群堆積後佐世保層群堆積時には佐々川断層付近を境として、その北西側では北東—南西方向の造構造運動を、同断層南東側では一定の方向性を示さない緩慢な造構造運動を伴ない、沈降帯として順調に発達してきたことが明らかにされる。また、等層厚線図（第 9, 11 図）中の凹レンズ状薄層部や被侵食量を示す図（第 10 図）中の凸レンズ状厚層部で示されているいくつかの相対的隆起部が、本沈降帯の形成過程に生じていることは興味深い。しかし、これらの隆起部は、形成後の不整合によって示される侵食を被っているため、現在の地表における地質には現われていない。そのおもなものとしては、福井層堆積後加勢層堆積前に形成された志佐川隆起部（第 10 図）、加勢層堆積後大屋層堆積前の江迎隆起部および福井層堆積時頃に形成を開始したと思われる鹿町隆起部（第 11 図）などがある。

大島高島沈降帯

本沈降帯は西彼杵半島東方の海域においてほぼ南北に細長く分布し、その北半部には崎戸松島炭田、南半部には高島炭田を含んでいる。その東方から南方にかけては鉤形をなす西彼杵野母隆起帯によって、また北西

側は、北東方へ突出部をもって伏在する相ノ島大立島隆起帯によって、囲まれていると推定される。西方海域については、資料がまったくないので不明であるが、この沈降帯の堆積相や後に述べる斜層理の方向性から考えると、相ノ島大立島隆起帯が本沈降帯の西方に発達している可能性が大きい。本沈降帯北部を占める崎戸・松島炭田は、寺島隆起部によってさらに2分される。

本沈降帯の少なくとも北半分においては、本沈降帯と東側の西彼杵野母隆起帯とは呼子ノ瀬戸断層によって境しており、この断層付近では西側の古第三系は $60 \sim 70^\circ$ の急傾斜をもって複雑な構造を示しているが、この断層をはなれるにしたがって急に傾斜を減じ、 10° 前後となる。

本隆起帯最南部の高島炭田においては、第三系はいずれも緩傾斜を示し、西方に向かって次第に上位の地層が分布する。

本沈降帯北半部の赤崎・寺島両層中には結晶片岩礫を全く含まないのに対して、香焼・二子島両層中には結晶片岩から由来した砕屑物を多く含むことと考え合わせると両層堆積時には野母半島部からその西方にかけての地域は、すでにやや隆起的傾向を有し、北方の西彼杵半島部に較べて、やや早期に被侵食域となったことはほぼ確実である。

平島沈降帯

本沈降帯は平戸隆起帯と相ノ島大立島隆起帯に挟まれて、東北東—西南西方向をもって帯状に発達したと推定されるその北東端は前述の伊万里佐世保沈降帯に連絡していたと考えられるが、西方についてはまったく不明である。この沈降帯の北東部は第三系堆積時には前に述べた古平戸水道の一部をなし、伊万里佐世保沈降帯の堆積物の運搬通路として大きな役割を演じたと思われる。本沈降帯の大部分は現在海域にあり、しかもその南北両側の隆起帯の陸域もほとんど新期火山岩に被われているため、その形成過程や地質構造については、まだ明らかにされていない。

II. 2. 2 断層構造

本地域とくに沈降帯の地質構造は、佐々川呼子ノ瀬戸および相ノ島の3大断層を含む大小多くの断層によって大きく支配されている。きわめて大胆な見方をすれば、北西九州第三系分布地域は、地質構造のうえから、上記3大断層によって3つの地塊に分かれるとみることができよう。(第12図)

本地域の断層は、ドーム構造や盆状構造の長軸の方向、隆起帯や沈降帯の延びの方向など広義の褶曲軸の方向との関係によって、1) 縦走断層、2) 横断断層および、3) 斜走断層に分けられる。

縦走断層

上記の佐々川・呼子ノ瀬戸および相ノ島の3大断層はいずれも縦走断層に属する。しかし、これら3断層を除いては縦走断層はきわめて少ない。佐々川断層は明らかに逆断層であり、呼子ノ瀬戸断層も同じく逆断層と推定されるが、相ノ島断層については、断層面が確認されていないため、正逆はまったく不明である。また、これら3断層は、地質図にはいずれも連続する1断層として示されているが、落差の変化の著しいこと、断層線が曲線をなすことなどから推定すると、それぞれ雁行状配列をなすものかもしれない。

佐々川断層⁷⁵⁾⁸⁵⁾：古くから注目されてきた北西側上昇の大逆断層で、弯曲しながらも、全体として北東—南西に走り、臼浦付近で南に方向を変える。潜竜炭砒坑内の断層面では北西に約 60° 傾斜する。落差は潜竜付近で最大を示し、約 750 m に達する。北方延長部は、志佐付近まで追跡できるが、それ以北では海域に入り、しかも落差も減ずるため明らかでない。南方延長部は、方向を南に変え、次に述べる呼子ノ瀬戸断層に連続するか、これと雁行配列をなして、両者は一つの構造線(佐々川呼子ノ瀬戸構造線)を形成する可能性が強い。

相知層群堆積後佐世保層群中上部の福井層堆積時までには、佐々川断層付近を境としてその北西地域では常に北東—南西方向を軸とするきわめて緩慢な造構造運動を続けていたのに対して南東地域では一定の方向性を持たない造構造運動をなしていたことは前述のとおりで、少なくともこの時期には、現在の佐々川断層付近が運動様式を異にする両地域の境界をなしていたと推定されるが、顕著な断層運動のあった形跡は認めら

れない注6)。しかし、福井層堆積後加勢層堆積前になると、第10図に示されるように、福井層の被侵食量は佐々川断層付近を境としてその北西側が南東側に較べて全般的に大となり、現在の佐々川断層あるいはこの付近に南東側落下の断層運動か撓曲運動があったものと推定される。これに対して、加勢層堆積後大屋層堆積前には、加勢層の層厚が佐々川断層南東側では350 mなのに対し北西側で38 mにすぎないことから、福井層堆積後加勢層堆積前とは逆に、佐々川断層付近を境として北西側が南東側に対して著しく隆起したことが知られる。その後、第三系堆積後に本断層運動は最大となり、ほぼ現在みられる地質構造を形成した。さらに、第四系の玄武岩流出後にも引続いて西側が隆起したことは沢村孝之助がすでに述べたとおりである。

呼子ノ瀬戸断層³⁷⁾：呼子ノ瀬戸をほぼ南北に走る推定断層で、断層面は海底下にあるために確認されていないが、西側すなわち上昇側の地層が60°以上に急傾斜していることおよび断層両側の地質構造が前記の佐々川断層によく似ていることから推定すると、本断層は逆断層の可能性が強い。落差は西側の寺島ドームの頂部付近で最大を示し、少なくとも500 m以上と推算されるが北方にも南方にも急激に落差を減ずる。

呼子ノ瀬戸断層運動は、すでに筆者が述べたように、西彼杵層群堆積時を除いて、第三系堆積の前後を通じて激しく活動した。すなわち、第三系下部(赤崎・寺島両層群)堆積時にはこの大島高島沈降帯の中央部は沈降を続け、赤崎・寺島両層群を堆積せしめたが、寺島隆起部や相ノ島大立島隆起帯北東部は断層の東側地域に較べて、むしろ隆起の傾向がより大きかった。しかし、松島層群堆積時に入ると、断層の東側が急激に上昇して隆起帯を形成したと考えられる。さらに西彼杵層群堆積後には、断層の西側地域はやや顕著な西方への傾動運動を伴ってふたたび上昇し、現在みられる地質構造に近づいたと解される。

相ノ島断層：相ノ島・江ノ島・大立島などが先第三系からなるに対して、平島は佐世保層群や野島層群が分布し、両者間に著しい落差が推定されること、および北西側落下の顕著な断層が相ノ浦西方で佐々川断層から分岐し南西方向に延びていることから推定した断層で、その性質は不明である。本断層はあるいは、相ノ島大立島隆起帯の北西縁を限る大断層であるかもしれない。

横断断層

世知原盆状構造にもっとも顕著に発達する沈降帯の延びの方向すなわち佐々川断層の走向にほぼ直角をなし、西北西—東南東方向の平行な断層系を作っている。主要なものはほとんど北落ちの正断層で、落差は国見山断層がもっとも大きく、最大540 mである。大島高島沈降帯の大島にみられる西北西—東南東～東—西方向の数条の断層も横断断層に属するものと思われる。すべて北側落下の正断層である。

斜走断層

顕著なものとしては、佐々川半ドームの翼部に発達する放射状断層群があげられるのみである。半ドーム構造の周辺部に、地層の走向と約60~70°に交わって非常に多く発達する。走向は北北西—南南東～北西—南東で、大部分が西側落下である。落差は陸上でみられる限り半ドームの中心をはなれるにしたがって減ずる場合が多く、最大200 m程度である。この断層系はドームの発達に伴って形成されたものと思われる。

ほかにこれに属する顕著な断層は認められない。

Ⅲ. 斜層理

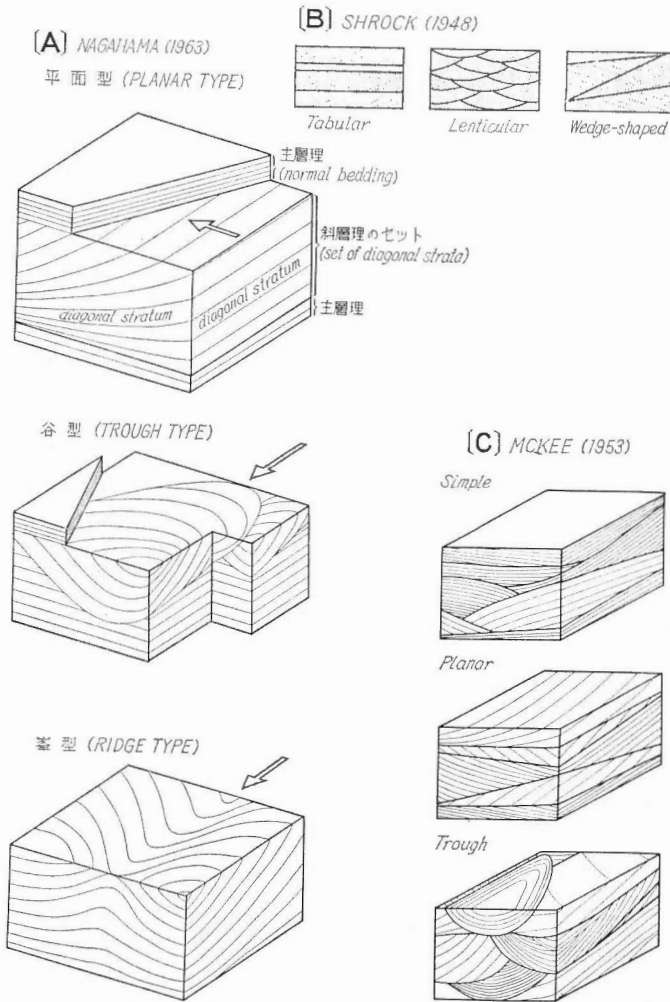
Ⅲ. 1 定 義

ここに斜層理(diagonal bedding)と呼んだものはほかに斜交層理(cross-bedding)斜交葉理(cross-lamination), current bedding, cross-stratification, cross-strata および偽層(false bedding)などと呼ばれている。

注6) 第9, 10, 11図に示されているように佐々川断層付近を境として、両側間で等厚線³⁸⁾の方向性は異なるが、層厚には一般的な差異は認められないことから推定される。

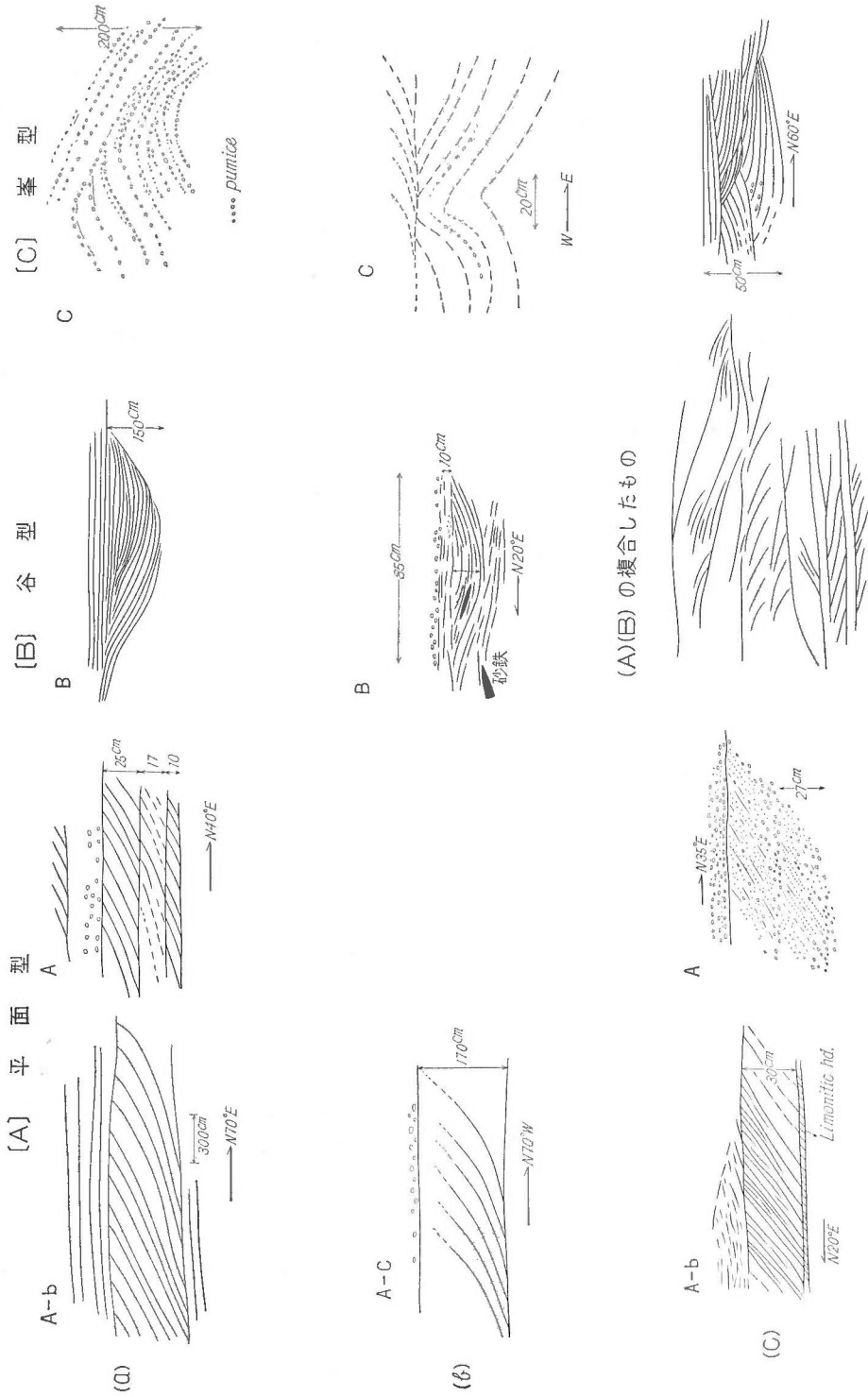
これは次のように定義されている。Twenhofel (1939) は「一般の地層の層理面を横切る葉理の配列からなる」とし、Lahee (1941) は「ある種の堆積物、とくに砂では、ある層が一般の主層理に対して、最初から斜めの小層理を示して堆積していることがある。この構造をいう」 Shrock (1948) は「砂質の堆積岩に普通にあらわれる一種の堆積構造であって、本質的には一般の層理面に平行な、板状、レンズ状あるいは楔状の岩体を構成する葉理が一般の層理と明らかに傾斜(約 33°) する構造をいう」 McKee (1953) は「地層 (formation) の傾斜に対して1つあるいはそれ以上の角度をもつ層 (layer) の配列である」加藤芳郎 (1954) は「層理面に斜交した葉理を持つ構造」 Pettijohn (1962) は、斜層理の定義はまだはっきりしていないとし、「一般的には傾斜角 10°以上の高角度の斜層理に対して用いている。しかし、堆積面ははじめ 0~10°の傾きをもっているので 10°以下のものは真の斜層理とはいいがたいが、10°以下のものに対してもときに“低角度の斜層理”と呼ぶことがある」とそれぞれ説明している。

以上のように種々の定義がなされているが、ここでは、「一般の主層理に対してある角度をなして堆積した層 (stratum) が集合して作る堆積構造」をいい、主層理に対して「斜に堆積している」という状態を重視



(注) 矢印は斜層理形成時の水流の方向

第 14 図 斜層理の形態的分類
Several patterns of diagonal bedding



第 15 図 斜層理露頭の見取図

Sketches showing several types of diagonal bedding in outcrop

して斜層理 (**diagonal bedding**) という名称を用いることにする。

Ⅲ. 2 分 類

斜層理の分類は、各研究者の間で分類の基準や区分の仕方について異なった見解をとっているため、色々で行なわれているが、いまだに統一されるに至っていない。たとえば Shrock (1948) は set の形態によって Tabular (板状), Lenticular (レンズ状), Wedge-shaped (楔状) の3つに分けている。また Mckee (1953) は下位の set との境界面が侵食されているかどうかによって、1) Simple (下位の set との境界面が侵食されていない場合) 2) Planar (下位の set との境界面が侵食されていて平面である場合) 3) Trough (下位の set との境界面が侵食されていて、曲面をなす場合) の3つの基本型に分類している。(第14図)

筆者は、北西九州夾炭第三系中の斜層理を主とし、これに釧路炭田の古第三系および第四系の斜層理の研究を加えて、斜層理の分類を次のように試みた。これらの地域はおもに非海成層からなり一部海成層を挟む。

set of diagonal strata^{注7)} が平面状をなすか曲面をなすかによって、1) ほぼ平面をなすもの、2) 曲面をなして凹面を上に向けるもの、3) 同じく凸面を上に向けるものの3つの基本的な型に分類した。1) を平面型 (**Planar**) 2) を谷型 (**Trough**) 3) を峯型 (**Ridge**) とした。

上記の種々の基準による分類の基本型を第14図に、また、それら相互間の関係を第2表に示した。

露頭では、一般に斜層理を部分的にしか観察できないことが多いので、第2表 (B) (C) による識別の困難な場合が多く、(A) による分類がもっとも実際的である。

Ⅲ. 2. 1 平面型

平面型の斜層理面はほぼ平面をなし、常に一定方向に傾斜し、傾斜の方向は流れの方向を示す。

斜層理面と上下の一般の層理面との接する状態については次の3つの型に細分できる。

第2表 斜層理の形態的分類比較表

(A) diagonal stratum の形状・配列状態による Nagahama (1963)		(B) set of diagonal strata の形状による Shrock (1948)	(C) set of diagonal strata の下限面が侵食面である かどうかということと、 その形状による Mckee (1953)	
1 平面型 Planar		1 板状 Tabular 2 楔状 Wedge-shaped	(非侵食) 1 単純型 Simple	(侵食) 2 平面型 Planar
曲面型 Curved	2 谷型 Trough	3 レンズ状 Lenticular	(侵食) 3 トラフ型 Trough	
	3 峯型 Ridge			

注7) set of diagonal strata: 本質的には互に整合関係にある diagonal stratum^{注8)} の集合体 (group) であって、他の堆積単位とは侵食面・堆積の休止面あるいは岩質の急に変る面によって分けられる。今後単にセット (set) として記したものは set of diagonal strata を意味する。

注8) diagonal stratum: 地層の一次的な傾斜に対してある角度をなして堆積した均一あるいは漸移的な粒度配列をなす岩質の単一の層であって、隣接する層 (layer) とは侵食面・堆積の休止面あるいは岩質が急に変る面で境される。

a) 斜層理面の上限が上位の主層理で切られ、斜層理面の下部は下流側にやや弯曲して下限が下位の主層理面に接しているもので、もっとも多くみられる。(第 15 a 図) (図版 11, 12)

b) 斜層理の上限が尖滅して、上位の主層理面に切られておらず、斜層理面の下部は a) と同様に下流側にやや弯曲している。(第 15 b 図)

c) 斜層理がほとんど直線状をなし、斜層理面の上限は上位の主層理面で切られているような状態を示している。(第 15 c 図)

Ⅲ. 2. 2 谷型

斜層理を堆積時に復元したときに、谷の軸の方向以外の一般の垂直断面では、第 14, 15B 図に示すように斜層理が相反する傾斜方向を示し、凹面が上を向いているもの。この型のもは Pettijohn (1962) の Trough type あるいは Festoon type に相当し、平面型に較べてその型や配列は不規則であることが特徴である。その斜層理面は凹面をなし、その軸の落しの方向は流れの方向を示す。この型のもは基底で下位の層理を切っており、上限が上位の層理面で切られている。(図版13, 14)

Ⅲ. 2. 3 峯型

斜層理を堆積時に復元したときに、峯の軸の方向以外の一般の垂直断面では、第 14, 15C 図に示すように斜層理が相反する傾斜方向を示し、凸面が上を向いているもので、谷型とまったく逆の峯の形をなす。上限は上位の層理面で切られており、この軸の落しの方向が流れの方向を示すものと思われる。(図版15, 16)

実際野外においては第 1 の平面型のもが圧倒的に多い。第 2 の谷型のもは少なく、第 3 の峯型のもはきわめてまれにしか認められない。谷型のもは多くは平面型のもと複合して現れる。さらに第 15 図 [(A) (B) の複合したもの] に示すように非常に複雑な形状を呈し、おそらく乱流によって形成されたと思われるものも認められる。これは上記の 3 型がきわめて複雑に複合したものともみることができであろう。

以上のように種々の形状を示す斜層理のうち、運搬方向をしるのにもっとも有効な型は、構造も簡単で、しかも一定の流向を示す平面型である。

次に斜層理の成因的分類について若干の考察を試みることにする。緒言で述べたように、今回の研究は、斜層理の方向性から碎屑物の運搬方向を推定し、それを基礎として碎屑物の供給源と堆積の場との関係を地史的に解明することを主目的としたために、斜層理の成因や、成因による分類について追求することができなかった。したがってここでは成因的分類に関して問題を提起する程度にとどめる。

斜層理は海成・非海成および風成のいずれの地層中にも発達する。一般に砂岩および礫岩中に顕著であり、外国では石灰岩中のもも報告されている。また、斜層理を形成しようと思われる環境としては次のものがあげられる。

1. 淡水成……沖積平地・氾濫原・扇状地・崖錐など。
2. 海成……三角洲・砂州・砂嘴・海浜・海棚
3. 風成……砂丘・吹雪だまり

さらに、形成機構のうえからは、次の 4 つに区分することができるであろう。

- 1) 砂波 (sand wave) の前進によって形成されるもの。斜層理の形成機構としてはもっとも普通のものといわれ、非海成・海成・風成のいずれにも多い。
- 2) 洗い流しや侵食による凹地や溝の充填によって形成されるもの。非海成層に多いものと思われる。
- 3) 地形的な小丘(礁など)や堆積中に形成された凸部(水流の合流部に形成されるものや 2 つの洗い流しや溝などの間に認められるものなど)の下流側に形成されるもの、この例は非常に少ないものと思われる。
- 4) 地形の急変部に直接起因するもの。崖錐や扇状地がこれに属する。

形態的分類における平面型のもはおもに 1) によって形成されたものであり、谷型は 2) によって、また峯型は 3) によって形成されたものと推定される。

上記の成因上の条件が、斜層理の set の形状や内部構造などの斜層理の性質および斜層理を含む砂岩体の形状、粒度組成、古生物や鹹度などの平面的変化などにどのように反映しているか、について考究し、斜層理の成因や、斜層理と堆積相との関連を明らかにすることは今後の重要な課題と思う。さらに、斜層理形成時の流水の速度や密度および風のそれらと斜層理の形態や傾斜角との関係も斜層理の生成機構を解明するうえにきわめて興味ある問題である。斜層理の定義や分類もこれら基本的問題に結びついてはじめて合理的なものとなるであろう。

Ⅲ. 3 測定方法

斜層理の研究を進めるにあたっては、明瞭な斜層理を含む砂岩がよく発達露出する地域が好都合であることはいうまでもない。またさらに、次の多くの条件を備えている地域であることが望ましいであろう。

1. 地質調査が相当に進められていて、一枚一枚の砂岩層を確実に追跡できること。
さらに、精査図（岩相図）の作成されている地域であればさらに条件はよくなる。
2. 地層が緩傾斜であること。
3. 同一地層が平面的に広域にわたって観察されること、たとえば、断層や褶曲によって斜層理を有する地層がくりかえし露出していること。
4. 斜層理を含む単層あるいはその上下の単層中に、堆積環境を示す動植物化石などが産出すること。

さらに、碎屑物の供給方向を解析するための別種の方法、たとえば、sole marking・漣痕・礫・重鉱物などによって、同一堆積盆地について検討することができれば、斜層理による解析結果の信頼度をさらに高めることができよう。しかし、実際には、上述の諸条件を充たす地域はきわめて少なく、また、多くの他の研究方法を併用することも必ずしも容易ではない。

Ⅲ. 2 の分類の項で述べたように、これまで筆者の観察した範囲内においては、斜層理は平面型・谷型および峯型の3つの基本的な型にわけられる。今回は、これらのうちで、実例が圧倒的に多く、また、成因的にも構造上も簡単で、しかも一定の流向を示すとされている平面型のものについてのみ、研究の対象として測定を行なった。

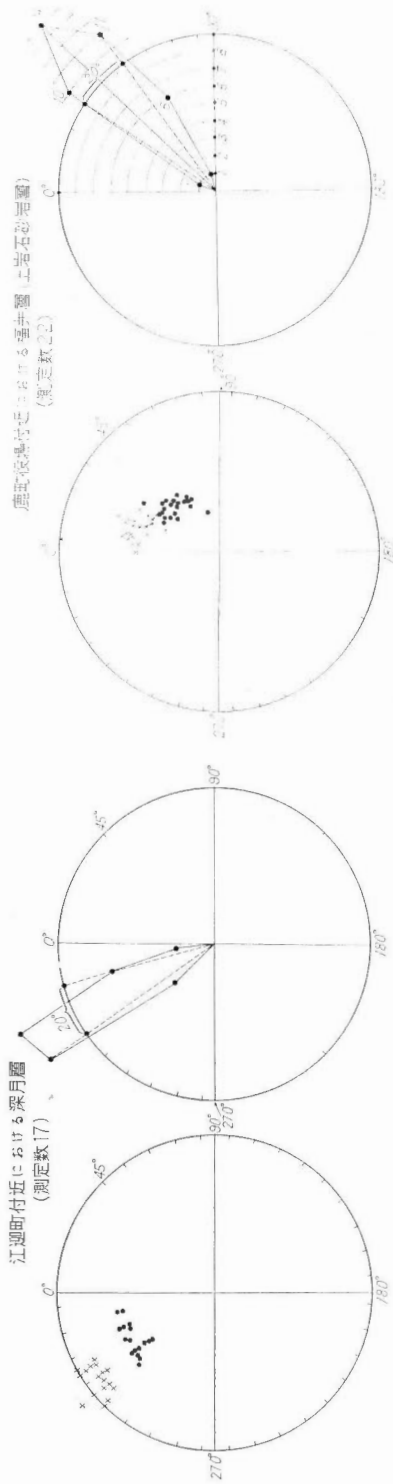
Ⅲ. 3. 1 野外作業（野外における斜層理の測定）

斜層理は、断層や褶曲などによって地層が急傾斜したり、または著しく変形した地点を除いた安定した露頭において、単層ごとに測定した。しかし、一つの露出に到達不能な地点、たとえば高さ2m以上の部分については測定できない場合が多かった。setを明瞭に識別するためにも、また、斜層理面を正確に測定するためにもできる限り斜層理の明瞭なものを選ぶように努めた。

斜層理の走向傾斜は、set内において最大傾斜角を示すとみられる斜層理について、数点における測定値^{注9)}の算術平均をもってした。各点の斜層理を測定する場合には、可能な限り3点以上を占める面の走向傾斜を2~3回測定し、それらの算術平均値を求め、また、同時に地層の走向傾斜をも測定した。一般に、斜層理面は露頭風化面の凹凸の顕著な部分や、露頭の角などによくあらわれる。また、斜層理と一般の層理との傾斜角の差が小さい場合には、両者を見誤らないように露頭全体の観察を正確に行ない、地層の一般層理および斜層理の傾斜方向をより慎重に測定しなければならない。

さらに、set内の粒度・setの厚さなどを記録し、必要に応じては斜層理の形態の写真を撮った。set内の粒度の区分については比較的均質な粗成を示す砂岩のみを対象とし、Wentworth (1922) の分類に従った。すなわち、微細粒砂 (0.0062~0.125 mm)・細粒砂 (0.125~0.25 mm)・中粒砂 (0.25~0.5 mm)・粗粒砂 (0.5~1.0 mm) および粗大粒砂 (1.0 mm 以上)、以上の5段階に分けた粒度表を対照し、砂岩の粒度にもっとも近い粒度表の粒度をもってそのset内の粒度とした。しかし、不均質な粒度を示すものについては、粒

注9) 平面型について、同一のset内における斜層理の傾斜方向の区分の程度は、第16図に示すように約30°が適当とみてよいであろう。したがって2~3点の測定値が30°以内に含まれる場合は、同一方向のもののみとし、その平均値を傾斜方向とした。



同一セツト内における異相上同一方向を示す結晶理の傾斜方向の分散の程度を示す表

測定点数	密集部の包含される角度と% (分散の程度)			
	20°	30°	40°	50°
深月層 (江迎付近)	17	71%	88	100
福井層上石砂岩 (鹿波振集)	22	64	87	91
福井層福井一枚上の砂岩 (福井)	22	55	68	82
福井層福井一枚上の砂岩 (福井)	22	55	68	82

この表によると傾斜の方向 30°以内には大部分が含まれることが知られる。したがって同一セツト内ではほぼ同一傾斜方向の差異が 30°以内で示される傾向がある。このセツトの結晶理の傾斜方向を示している点もよく見えており、その測定点もこの傾斜の分散を思えば充分と考へられる。

(注) 傾斜方向 20°以内は 10°以内として作図した傾斜を示したものであり、したがって同じセツト内の点の総数は測定点数の 2 倍となる。また、この表には含まれていない点の傾斜に対する比率は下の表に示してある。

* 復元前 • 復元後

第 16 図 同一セツト内における見掛け上同一方向を示す結晶理 (Planar type) Figures showing diversification of dip of diagonal beddings apparently of same direction in same set

度区分を行なわなかった。かくして、野外において測定した上述の各資料を、層準ごとに第3表の中に記入した。

第 3 表

資料番号	地域	地層名	斜層理		主層理		復元した斜層理		set 内の粒度	set の厚さ	その他
			走 向	傾 斜	走 向	傾 斜	走 向	傾 斜			

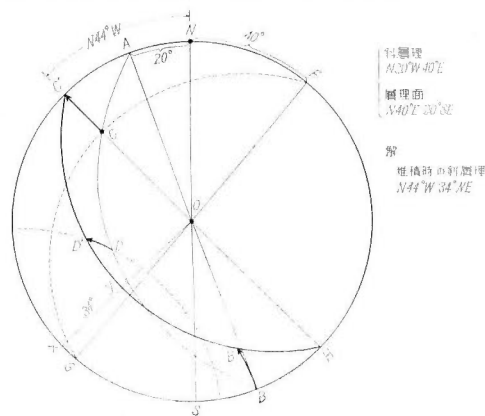
Ⅲ. 3. 2 室内作業（堆積時の状態への復元）

地層が水平に近く堆積したときの斜層理の傾斜方向は、その地点における水流の方向を一般に示し、したがって、斜層理の傾斜方向はその地点における堆積物の運搬方向の大勢を示すと考えられている。しかし、地層は一般に褶曲や断層運動によって傾斜しているので、堆積時における斜層理の傾斜方向、すなわち碎屑物の運搬方向の大勢を求めるためには、現在の斜層理を堆積時の状態に復元して考察しなければならない。すなわち野外の露頭における地層および斜層理の走向・傾斜の測定値から、ウルフのネット注10)を使って、斜層理の現在の傾斜角を、地層の傾斜方向に対して地層の傾斜角だけ傾斜方向と逆に回転し、堆積時における斜層理の走向傾斜を求める。しかし、地層が 5° 以下の緩傾斜の場合は、復元前後における斜層理の走向傾斜がほとんど等しいので、斜層理の現在の傾斜をそのまま使用した。次に復元法の一例を示す。

露頭における斜層理の走向傾斜が $N 20^\circ W, 40^\circ E$ 、地層の走向傾斜が $N 40^\circ E, 20^\circ SE$ のとき、斜層理形成直後の斜層理の走向傾斜を求めるには次のようにする。（第 17 図）

透明紙をステレオネットに重ね、透明紙上で作図する。

- 1) N-S を南北軸とし、ステレオネットに斜層理面 ACB、層理面 FCG を作図する。
- 2) 層理面の走向 FG をステレオネットの南北軸に重ね、FG を軸として層理面の傾斜角 20° だけ、層理面が水平になるような方向に ACB を回転する。すなわち、ACB と FCG との交点 C、B および ACB 上の任意の点 D を、それぞれ小円にそって、 $C \rightarrow C'$ の C' が 0° （ステレオの外側大円上）になるような方向に 20° だけ移動し、それぞれを C' 、 B' および D' とする。



第 17 図 斜層理の復元法を示す図
Figure showing method to restore
diagonal bedding

注10) 堆積時における斜層理の走向・傾斜を求める方法には、このほか福島時雄⁹⁾の図表による方法もあるが、表中の⊕と⊖の用い方がまぎらわしいので用いなかった。

3) $0C' = N44^\circ W$ が堆積直後における斜層理の走向を示し、大円 $C'D'B'$ の傾斜角 $xy=34^\circ$ が堆積時の斜層理の傾斜角を示す。

さらに当地域に発達する斜層理の一般的性質を知るために、次の諸図を作成した。

- 1) 地層別による斜層理の最大傾斜角のヒストグラム。
- 2) 各地層別の同一粒度内における斜層理の最大傾斜角のヒストグラム。
- 3) 地層別の set の厚さのヒストグラム。
- 4) set の厚さと最大傾斜角との関係。
- 5) 砂岩粒度別計測数。

Ⅲ. 3. 3 表現法

復元した斜層理の走向傾斜を第18, 31~38図のように、200,000分の1, 50,000分の1, 25,000分の1の地図の中に矢印をもって記入した。ただし、すべての測定値を記入することは図の煩雑を招くので、それぞれ図の縮尺に応じて省略し、小地域ごとに代表的な値を記入した。矢印の方向は復元後の斜層理の傾斜方向を示し、また、傾斜角は 10° 以下、 $10\sim 19^\circ$ 、 $20\sim 29^\circ$ および 29° 以上の4段階をもってあらわした。佐々川断層西側の鹿町付近を中心とする地域では、10,000分の1の精度の地質調査によって作成された、25,000分の1~50,000分の1の地質図に記入し、また他の大部の地域については50,000分の1の精度による概査を行ない、200,000分の1地質図上に記入した。さらに、小地域ごとの斜層理の方向の変化を知るために、復元した斜層理の走向傾斜を第31, 32, 33, 34, 35, 36図のように地域ごとに、あるいは第33, 34, 35, 37図のように一定距離の区画(距離2.5kmごとの東西筋による)ごとに分け、傾斜方向の頻度分布図^{注11)}(rose diagrams)を作った。

Ⅲ. 4 性質

本地域の第三系中の斜層理の一般的な性質をしるために、それらの最大傾斜角・setの厚さおよびset内の粒度などについて、各層準ごとに分け、統計的にいろいろの角度から検討してみた。

Ⅲ. 4. 1 最大傾斜角

斜層理の傾斜角、とくにその最大傾斜角は、砂岩の堆積時における流速・砂粒などと密接に関連し、また、当時の堆積盆地の形態その他の地域的な種々の条件にも影響されるであろう。したがって、これらの関連性を明らかにするために、2・3の問題について検討を行なった。

炭田別・地層別

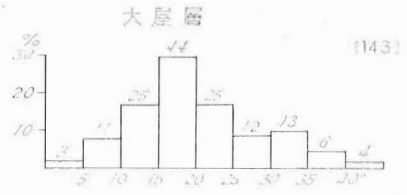
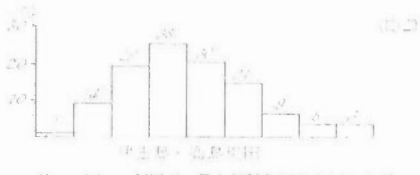
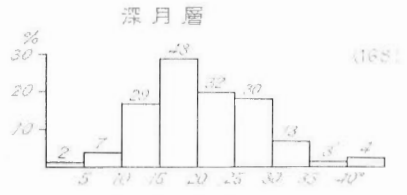
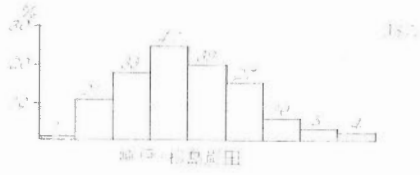
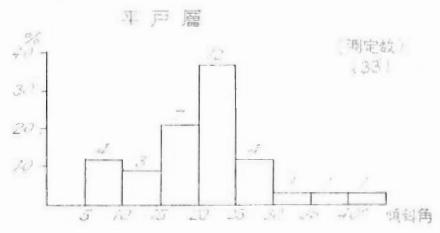
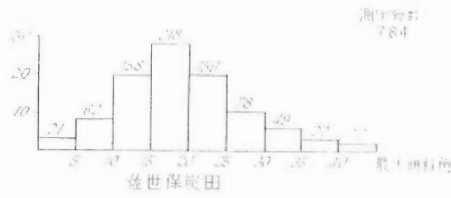
斜層理の示す最大傾斜角を 5° 目盛で 40° 以上までの9級にわけ、炭田別、地層別にその出現頻度を検討した。第19図から明らかなように、炭田別にみた最大傾斜角は、高島(試料152)・崎戸松島(試料187)および佐世保(試料784)の3炭田のいずれにおいても、 $15\sim 20^\circ$ のものが多く、その頻度はほぼ正規分布を示す。また、測定資料の豊富な佐世保炭田において、相ノ浦層から平戸層までの6累層について、斜層理の最大傾斜角とその出現頻度との関係を検討した。第20図に明らかなように、その出現頻度の最大は、下位の地層ほど低角度のものに現われる傾向を示している。さらに、以上の6層について、地層ごとに最大傾斜角の算術平均を求めると、第4表に示すようになる。この場合においても同様に、下位の地層にいくにしたがって、傾斜角の平均は、わずかながら小さくなる傾向を示している。

同一粒度

斜層理を形成する(水中での)諸条件は多岐にわたり、複雑なものと思われる。しかしそのなかで斜層理の傾斜角にもっとも強く影響を与えるものは、流速^{注12)}および砂の比重・大きさであろう。そこで砂粒の大

注11) 走向 20° の範囲内に含まれる点の数で示す。

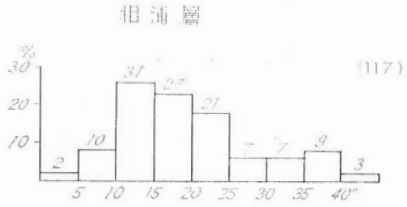
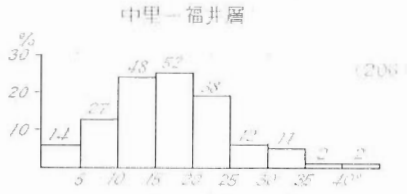
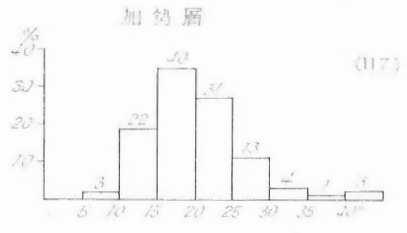
注12) 今井半次郎の地層学によれば「物質が迅速な水流に支配されると長くして比較的緩傾斜の斜交層理を形成するが、これに反して同量の物質が緩流に作用されるとかえって短かくしかも急傾斜の前庭層を作る」とある。



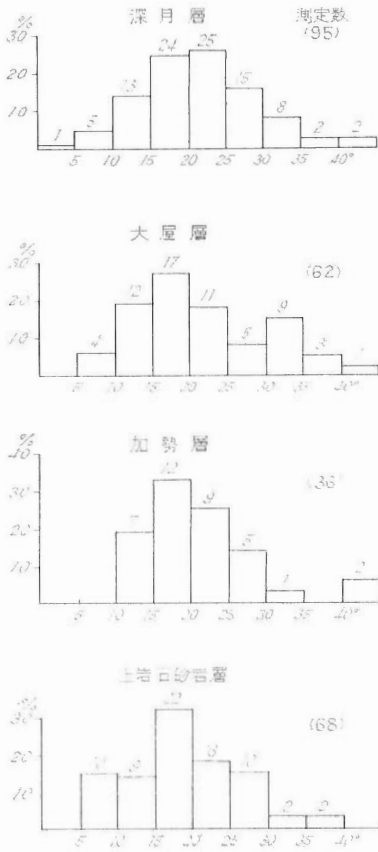
第 19 図 斜層理の最大傾斜角頻度分布図 (%)
Histograms showing frequency distribution
of maximum dip angle of diagonal
bedding

第 4 表

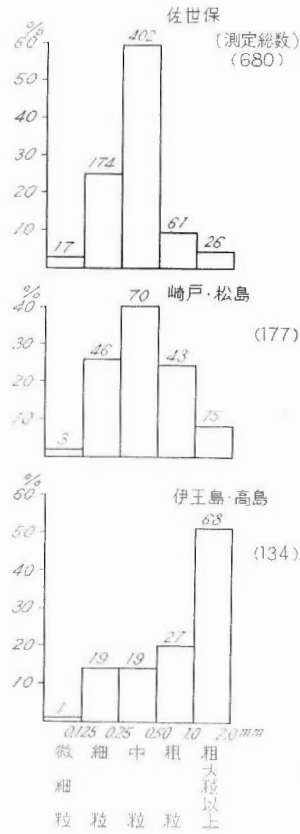
地層名	平均傾斜(度)	測定数
平戸層	20.1	35
深月層	19.8	167
大屋層	18.9	141
加勢層	18.8	84
上岩石砂岩層	17.8	90
相浦層	17.3	113



第 20 図 累層別による斜層理の最大傾斜角頻度分布図
Histograms showing frequency distribution
of maximum dip angle of diagonal bedding
in each formation



第 21 図 中粒砂岩中の斜層理の最大傾斜角頻度分布図 (累層別)
Histograms showing frequency distribution of maximum dip angle of diagonal bedding in medium-grained sandstone of each formation



第 22 図 砂岩粒度別斜層理測定数 (%)
Histograms showing grain size distribution of sandstone with observed diagonal bedding in each coal field

きさや比重をほぼ一定のものとして考えるために中粒砂だけを選び、上岩石砂岩層から深月層までの4層中にそれぞれ例をとって、斜層理の最大傾斜角と粒度との関係を検討してみた。第 21 図に明らかなように、深月層を除いていずれももっとも多い最大傾斜角は 15~20° であるが、深月層の場合は 15~25° でやや傾斜角が大きい。一般にいわれているように、流速が大きいほど斜層理の傾斜が緩くなるとするならば、深月層のものは下位の地層のものに較べて、ややおそい水流のもとに堆積したことを示すものかも知れない。

Ⅲ. 4. 2 粒度別測定数 (第 22 図)

筆者は高島・崎戸松島・佐世保炭田において、第三紀砂岩層中に発達する 991 の斜層理を測定したが、これら砂岩は微細粒から粗大粒に至るまで各種の粒度にわたっている。

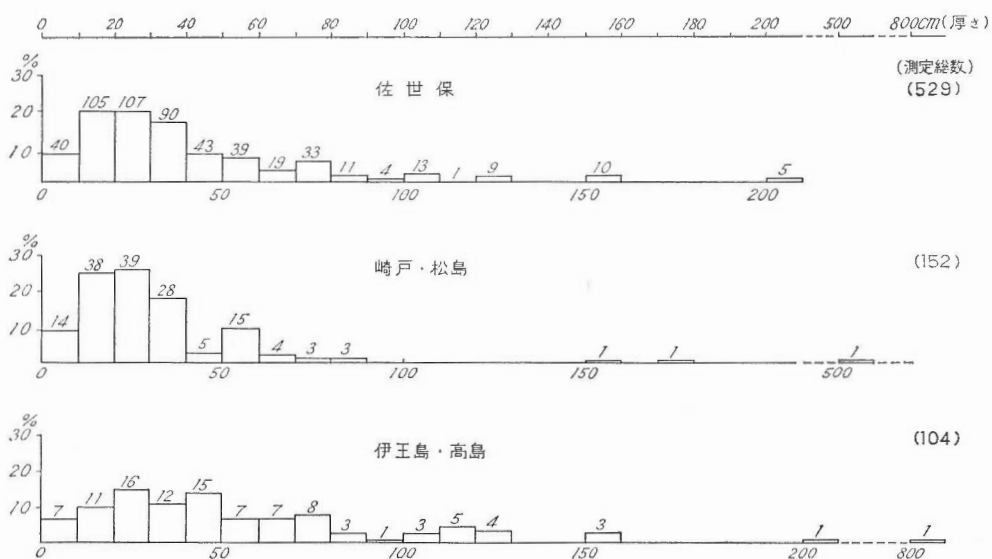
これらの砂岩を、微細粒 (0.062~0.125 mm)・細粒 (0.125~0.25 mm)・中粒 (0.25~0.5 mm)・粗粒 (0.5~1.0 mm)・粗大粒以上 (1.0 mm 以上) の 5 つ注13) に分けて、斜層理を有する砂岩の粒度と測定数との関係を求めてみた。その結果、細粒 26%、中粒 50%、粗粒 13%、粗大粒が 11% となり、中粒砂岩の場合が全数の半分をしめることになる。しかし、これは中粒砂岩層中に斜層理が一般的に最もよく発達し易

注13) 微細粒の例が非常に少ない場合には、それを細粒砂に含めた。

いという意味でなく、ただ北西九州炭田における1つの特徴を示すものと思われる。

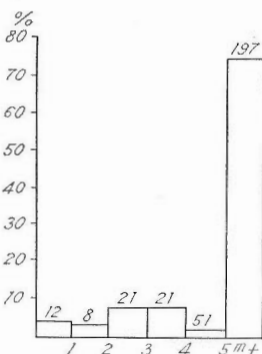
Ⅲ. 4. 3 set の厚さ (第 23 図)

このたび筆者が測定した範囲内では、set の厚さは数 cm から数mを示すが、その約 40% は 10~30 cm に含まれる。しかも各層についてみても、その厚さの頻度の最大は、第 23 図に示すように厚さ 20~30 cm の部分に現われる。筆者が測定した範囲内においては、各炭田・各層群・各地層について、これをみてもほぼ同じ傾向を示す。なお、斜層理を含む砂岩層全体の層厚の出現頻度を、佐世保炭田の相ノ浦層から平戸層までについてみると、第 24 図に示すように 5 m 以上の厚さを有するものが非常に多く、全測定数の約 70% をしめている。このように砂岩層の厚さに対して set の厚さが一般に非常に薄いということは、砂の堆積機構上なんらかの意味を有するようにも思われるが、いまのところ明らかでない。



第 23 図 set の厚さの頻度分布図 (%)
Histograms showing frequency distribution
of thickness of set in each coal field

総測定数
(264)



第 24 図 斜層理を含む砂岩層厚頻度分布図 (%) (西彼杵層群—平戸層)
Histogram showing frequency distribution of thickness of
sandstone bed with diagonal bedding

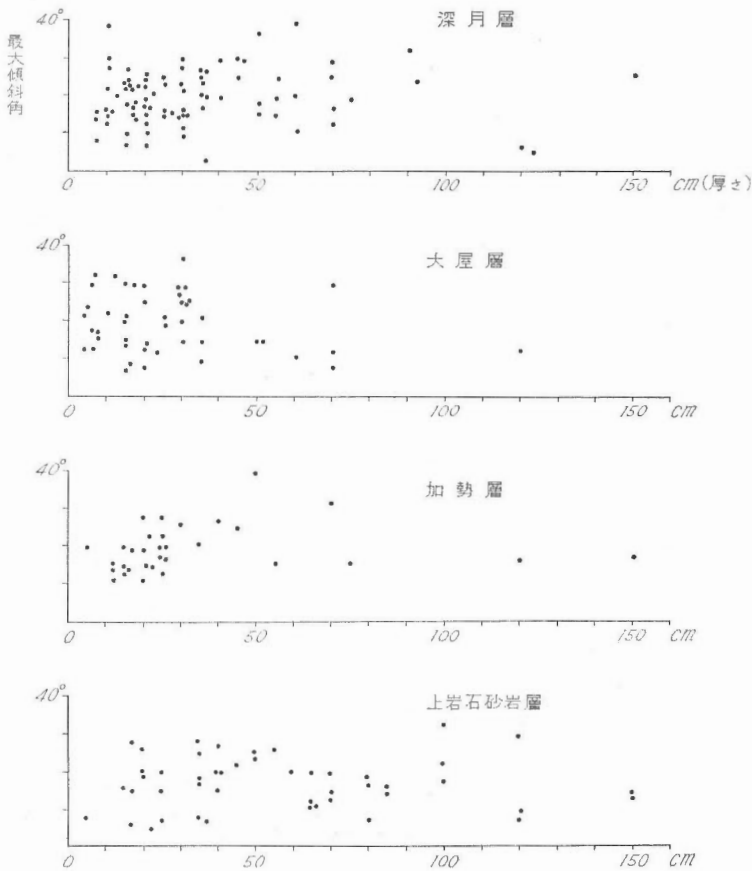
Ⅲ. 4. 4 最大傾斜角と set の厚さとの関係

第 25 図は斜層理の最大傾斜角を縦軸、その set の厚さを横軸にとり、この両者の関係を見出すために作ったものである。第 25 図は同一流速に対する影響をなるべく一定に近くするために、同一粒度（ここでは中粒砂岩）に限って両者の関係を求めようとしたものである。その結果、いずれも斜層理の set の厚さと最大傾斜角との間には、なんらの関係も見出すことができなかった。この事実から斜層理の生成する時の流速は不規則であったことを示すものと思われる。

Ⅲ. 4. 5 他炭田地域と本地域との比較

北西九州炭田地域における斜層理の性質の特徴を求めるための糸口として、常磐・釧路 2 炭田における第三系・第四系中の斜層理の最大傾斜角・粒度別出現数・set の厚さなどについても多少測定し、本地域のものと比較検討した。

常磐炭田においては新第三紀の五安層および平層について計 106 個、釧路炭田東部においては古第三紀の浦幌層群（別保層—舌辛層）について 38 個と第四系の釧路層群について 82 個の斜層理について測定した。（図版 17～20）



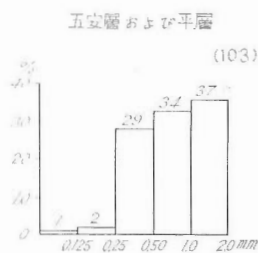
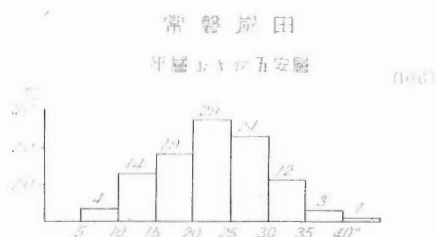
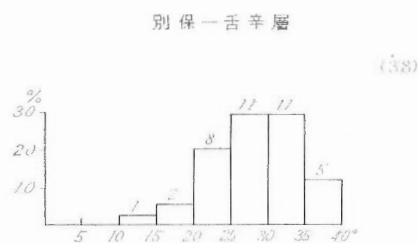
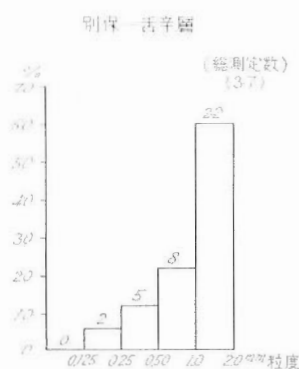
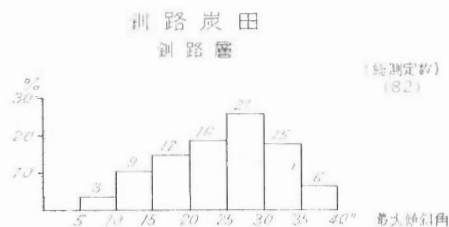
第 25 図 斜層理の set の厚さと最大傾斜角との関係 (各層別)
 Figures showing relation between set thickness and maximum dip angle of diagonal bedding in each formation

1) 斜層理の最大傾斜角については、第26図に示すように、常磐炭田では20~25°、釧路炭田の古第三系では25~35°、同炭田の第四系では25~30°のものがそれぞれもっとも多い。一方、北西九州の高島・崎戸松島・佐世保の3炭田においては、すでに述べたように、いずれも15~20°のものがもっとも多い。すなわち、北西九州炭田地域の第三系中の斜層理において最高頻度を示す最大傾斜角は、上記2炭田に較べて明らかにやや小さい。

2) 斜層理の粒度別出現頻度についてみると、すでにのべたように、崎戸松島炭田と佐世保炭田とは中粒砂岩に最大が現われ、高島炭田では粗粒砂以上の粗い碎屑物に最大が現われる。しかし、第27図に示すように、常磐および釧路炭田ではいずれも粗粒砂岩に最大が現われ、高島炭田の場合に類似する。

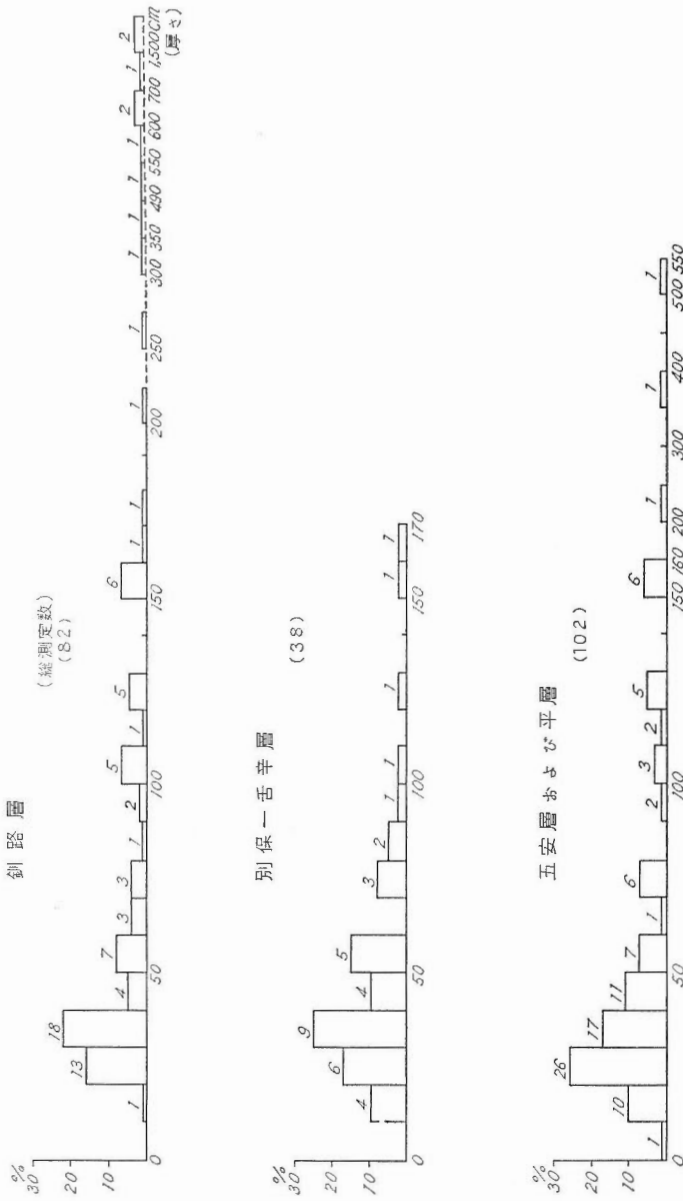
3) 斜層理の set の厚さの頻度についてみると、第28図に示すように釧路炭田では厚さ30~40 cm、常磐炭田では20~30 cmのものが最も多く、北西九州のものとはとくに顕著な相違は認められない。しかし、筆者がこれまで測定した斜層理において、set は数 cm から最大15 m までの多様な厚さを示すにもかかわらず、いずれの炭田においても、30 cm 前後の薄いものももっとも多く現われることは注目される。

なお外国の例として北部イングランドの Rough Rock (上部石炭系) 中の斜層理の set を1457測定⁷⁾し、このヒストグラムがあるが、60~90 cm のものももっとも多い。



第26図 釧路炭田・常磐炭田における斜層理の最大傾斜角頻度分布図 (%)
Histograms showing frequency distribution of maximum dip angle of diagonal bedding in Kushiro and Joban coal fields

第27図 常磐炭田・釧路炭田における砂岩粒度別斜層理出現頻度分布図 (%)
Histograms showing frequency distribution of grain size of diagonal bedding in Kushiro and Joban coal fields



第 28 図 常磐炭田・釧路炭田における set の厚さの頻度分布図 (%)
 Histograms showing frequency distribution of set thickness in
 Kushiro and Joban coal fields

かくして、現在までの筆者の資料によっては、北西九州第三系中にみられる斜層理の性質は、本邦の他の地域のものに較べて、とくに顕著な特徴を示すような相違は認め難い。

しかし、今後さらに多くの資料を収集することによって、あるいはなんらかの特徴を把みうるかもしれない。

IV. 斜層理の測定結果

IV. 1 地域全般 (第 29 図)

斜層理の方向を論ずる場合、厳密な意味では同一地層中の同一時間内に生成された斜層理のみを測定することによって、はじめて信頼すべき良結果が得られることはいうまでもないが、しかし、実際同層準にある厚い砂層や砂礫層を厳密に追跡し、測定することは困難である。そのため多くの場合 formation あるいは member 中での斜層理方向であることが多い。本論においても同様である。

各炭田ごとに下位の地層から順次上位の地層について斜層理の測定結果を説明する。ただし、佐世保炭田鹿町地区では、上岩石砂岩層・加勢層・大屋層・深月層について、とくに詳細な斜層理解析を行なったので項を改めて述べることにする。

IV. 1. 1 高島炭田 (第 30 図)

(赤崎層) 香焼層

本層の斜層理は粗粒砂岩あるいは、礫交り粗粒砂岩層中によく発達する。香焼島においては測定数 32 のうち、30%以上は東(65~115°)傾斜、また、20%以上は北西(325~345°)傾斜を示し、この2方向が顕著にあらわれる。一方、神ノ島では測定数 30 個のうち、北西(315~345°)傾斜を示すものが 56% をしめ斜層理はきわめて顕著な方向性を有する。また、両地域とも斜層理の最大傾斜角には、15~25° を示すものもとても多い。

二子島層および端島層

斜層理は中粒砂岩—礫交り粗粒砂岩中に発達し、高島の坑外露頭でよく観察される。これらの2層中について 32 個の斜層理を測定した。このうちの 30% 近くが東(45~115°)傾斜を示し、またその 20% は南西(190~220°) および北西(295~325°)傾斜を示す。最大傾斜角は 15~20° のものもとても多い。

沖ノ島層

斜層理は高島北西端の海岸崖の砂岩中に、きわめてよく発達し、とくに、中粒から粗大粒の砂岩中に多く認められる。測定個数は 15 で少ないが、東(65~115°)へ傾斜を示すものが全数のほぼ半数に近く、残りの 33% は北(345~20°)傾斜を示す。(図版 22)

伊王島層

伊王島の大明寺断層を境にして、細野実⁹⁾の花崗岩質砂岩・礫岩・炭質泥岩中に、斜層理は良く発達するのみで、その他の地層中には認められなかった。とくに、細~粗粒砂岩中によく発達し、最大傾斜角は10~15°のものもとても多い。これらの斜層理は顕著な方向性を有し、大明寺断層の北側では測定数 18 のうち 40% 以上は東(65~125°)に傾斜し、南側では測定数 26 のうち 55% 近くは北側のものとは反対に西北西(285~305°)の傾斜にする。このように、同一層準であっても地域によってまったく反対の方向を示す。

IV. 1. 2 崎戸松島炭田 (第 30 図)

赤崎および寺島層群

両層群中の斜層理は、中~粗大粒砂岩とくに礫交り粗大粒砂岩中によく発達し、その最大傾斜角は 15~

25° のものがもっとも多い。本炭田においては寺島にのみ露出し、わずか 19 点測定したにすぎないので、確実な方向性は認めることは難しい。しかし、その約 40% 近くは南南東～南 (125～205°)、その 26% はこれとほぼ反対の北西～北北西 (305～5°) の 2 方向が卓越しているといえよう。

松島層群

本層群の斜層理は崎戸層中の稔行炭層の上下の細～粗粒砂岩層に発達し、大島東海岸・松島・福島の地表および大島・崎戸・池島の坑内において測定することができた。

大島東海岸の地表の露頭では、測定数 18 のうち、70% 近くは西南西～北北西 (245～345°) 方向を示す。大島鉱業所の坑内では測定数 26 のうち、42%あまりは北東～東 (45～105°) への方向を示し、前にのべた地表のそれに対して、同一層準にもかかわらずほぼ反対の方向を示している。崎戸鉱業所の坑内では 15 個測定したにすぎないため、顕著な方向性は認められないが、しいていえば西方の方向性がやや優勢のようである。松島と福島との地表における測定数 115 のうち、50%は南東～南 (130～185°) の方向を顕著にあらわしている。池島の坑内では 15 個測定したにすぎないが、その半数以上は北東～南東 (45～145°) への方向を顕著にあらわしている。(図版 23, 24)

西彼杵層群

本層群中の斜層理については、もっともよく発達している最下層の間瀬層を対象にした。細～粗粒砂岩層中とくに粗粒砂岩に発達し、その最大傾斜角には 10～15° のものがもっとも多い。大島・福島および西彼杵半島において測定した。57 の中で、西 (225～325°) 傾斜を示すものが圧倒的に多く、全数の 53% を占める。そのほかにはとくに卓越した方向は認められず、北北東および南南西に傾斜するものがわずかにすぎない。(図版 25, 26)

Ⅳ. 1. 3 佐世保炭田 (唐津炭田の一部を含む)

本項では各層について地域全般にわたる概括的な記載にとどめ、鹿町地区についてはとくに詳細に検討したので別にのべる。

唐津炭田においては芳ノ谷層以外の地層中には斜層理の発達はきわめて少なく、伊万里から唐津にかけて杵島層群中においてはわずか 7 地点で測定しえたにすぎなかった。測定数が少ないために、明らかな方向性を識別することは困難であるが、北西方向がやや優勢といえよう。

芳ノ谷層

杵島層群下位の相知層群芳ノ谷層の砂岩中には斜層理がよく発達する。本層中の斜層理については、唐津市南方の徳須恵から相知町付近にかけて、総計 151 を測定したが、南東～南～南西 (105～245°) を示すものが圧倒的に多くて全体の約 60% をしめし、北方への方向はほとんど認められない。

相ノ浦層 (第 31 図)

本層中の斜層理については、唐津西方・福島・伊万里・伊万里南方・佐世保相浦付近および佐々川断層西側の佐々町付近の広範囲にわたって、総計 155 測定することができた。これらの斜層理は中粒砂岩に含まれる場合が圧倒的に多く、全数の約 64% を占めまた最大傾斜角は 10～15° のものがもっとも多い。本層の全般的傾向として、北西 (285～325°) および南 (165～205°) への 2 方向のみがとくに非常に少ないほかは、多方向にわたってほぼ平均に現われ、とくに卓越した方向性は認められない。(図版 27, 28)

本層は第 31 図に示すように、主として断層や海域を境にして、4つの地域に区分して、それぞれの傾斜方向の頻度分布を検討した。

1) 唐津西方および福島では測定数が 15 で少ないが、このうち 60% は南西 (205～295°) 方向を示し、やや顕著な方向性を有する。また一方、第三系の基盤をなす花崗岩の現在の分布にはほぼ平行な北北西、あるいは東南東への方向性もわずかながら認められる。

2) 伊万里およびその南方で測定しえた 47 測定した結果からは、とくに顕著な方向性は認められない。しかし、これらのうち、約 20% は南西 (225～265°) 方向、12% は北北西 (325～345°) 方向を示している。

3) 佐世保付近で 40 測定した結果からは、とくに顕著な方向性は認められないが、全体として東方への傾向が強いようにみえる。

4) 佐々川断層西側の佐々町付近においては、わずかに 13 地点測定したにすぎないので、その頻度分布が真の方向性を示しているかどうかは疑問である。その 30% は東南東 (105~125°) 方向を示し、北への傾向もわずかながら認められる。

5) その後 (1965 年 2 月) 呼子町および玄海町付近で斜層理をあらたに 40 測定した結果、その約 50% は西~北西 (225~345°) 方向を示し、20% は南東 (125~145°) 方向を示している。ほかはとくに顕著な方向性は認められない。

中里層—福井層 (第 32 図)

中里層から福井層までの 4 層のうち、とくに福井層中部の上岩石砂岩層中の斜層理をおもに測定し、第 32 図のように北から飛島—福島—今福・志佐・佐世保北西・佐々川断層西側鹿町付近および平島 (五島列島近くの) の 5 区域に区分して検討した。(図版 29, 30)

飛島—福島—今福地区においては、16 地点測定したにすぎないので、それらの頻度分布が真の方向性を示すか疑問である。しかし、その約半数は南南西~西 (205~285°) 方向を示し、これと反対の東への方向性もわずかながら認められる。

志佐付近でも測定地点は 15 にすぎず、一般傾向を考えることは難しいが、その 53% が東南東~南南東 (115~175°) 方向を示し、北東方向のものもわずかながら認められる。

佐世保北西地区においては 19 地点測定した結果、その 37% が東 (45~105°) に傾斜する。ほかに、西方面および北北西の方向のものもわずかに認められる。

佐々川断層西側の鹿町付近では、123 測定したが、北~北東~東北東 (345~85°) を示すものが圧倒的に多くて全体の 73% をしめ、その他の卓越した方向はほとんど認められない。

平島付近では 15 測定したにすぎないが、このうちの 40% は南東 (105~165°) 傾斜で、26% は西傾斜、残りの 34% は北傾斜を示している。

加勢層 (第 33 図)

本層の斜層理は、海退期堆積層と考えられるいわゆる「カキ砂岩」層のみに発達する。「カキ砂岩」層はおもに中粒砂岩層からなる。斜層理の最大傾斜角は 15~20° のものがもっとも多い。傾斜方向は、一定の方向性を示さずやや多岐にわたるが、その主方向は南西 (205~285°) で全測定数 105 の中 40% を占め、福井層の主方向とまったく反対である。このほか北北西・北東および南南東の 3 方向も認められる。(図版 31, 32)

大屋層 (第 34 図)

本層は砂岩・泥岩および凝灰岩の互層からなり、斜層理はこの砂岩層中に発達し、とくに中粒砂岩にもっとも多い。鹿町付近で 122 測定したが、全般の方向性としては南西・北西・北東・南東への 4 方向が顕著にあらわれ、一方、南 (125~245°) への方向性だけが認められない。

御厨付近においては測定数は 8 個できわめて少ないが、西北西と北東の 2 方向が認められる。また、平島地区では 21 測定したが、その 43% 近くは南東~南 (125~205°) への傾斜を示し、その他の方向として、西~北西や北北東の方向性もわずかに認められる。(図版 33, 34)

深月層 (第 35 図)

本層は砂岩と泥岩の厚い互層からなり、斜層理は砂岩層中に発達し、ことに中粒砂岩に多い。斜層理の最大傾斜角は、前にのべた加勢層や大屋層のものと同様に、15~20° のものがもっとも多い。166 測定した中で、北 (325~25°) 傾斜方向がもっとも卓越して全体の 33% を占め、この他南西および東への方向もやや目立って認められる。(図版 35, 36)

平戸層 (第 36 図)

本層中の斜層理については、生月・平戸および南田平の 3 地域にわたる広大な範囲を概査したにもかかわらず、本層は新期火山岩類に覆われており、露出も少なく、斜層理の発達も良好でないために、わずか 37

測定しえたにすぎない。したがって、傾斜方向の大勢を明らかにすることはできなかった。本層中の斜層理は中粒砂岩の中にもっとも多く、それらの最大傾斜角は 20~25° のものももっとも多く、上述の下位の地層よりもやや急である。

地域的にみると、生月では 12 測定した結果、40% は北東 (10~60°) 傾斜で、他の 33% は北西 (275~335°) 傾斜を示している。平戸では 14 測定したが、35% は西南西 (220~270°) 傾斜で、他の 30% は東北東 (35~90°) 傾斜を示す。また、南田平では 11 測定した結果、45% は北西 (270~300°) 傾斜で、この他南への傾向もわずかながら認められる。平戸層の斜層理の地域全般にわたる一般方向は、30% は西~北西 (265~325°) 方向を示し、その他北東への方向性も認められる。

IV. 1. 4 五島列島 (第18図)

五島列島に広く分布する堆積岩 (五島層群) からはこれまで時代を決定するに足る化石を発見することができなかったが、その後筆者は 1964 年末奈留島の調査⁵⁸⁾で、*Bellamyia kosasana* を含む淡水化石群をはじめて多数見出した。このため、五島列島に発達する堆積岩の多くは北西九州佐世保炭田の大屋層に対比される可能性がきわめて強い。

斜層理はこの堆積岩中の砂岩層中に、とくに中粒砂岩層中の中によく発達し、その最大傾斜角は 25~30° のものももっとも多い。

五島列島 (若松島および中通島の一部を含む・奈留島・福江島) では 103 点測定した。

若松島および中通島の一部では測定数が 27 で、少ないが、このうちの約 60% は北西~北~北東 (285~360~65°) を示し、その他の方向もわずかながら認められる。

奈留島に分布する堆積岩は前にのべたように、佐世保炭田の大屋層に明らかに対比される。本島では測定数が 27 で、少ないが、このうちの約 52% は北西~北~北東 (305~360~45°) を示し、その他の方向もわずかながら認められる。

福江島では測定数が 49 で、このうちの約 60% は北西~北~北東 (305~360~85°) を示し、南方への方向はほとんど認められない。(図版 37, 38)

IV. 2 佐世保炭田鹿町地区精査地域

佐世保炭田における佐々川断層北西側の地域は地質調査が精細に行なわれ、地層の連続性や層相変化もかなり明らかにされているので、このたび筆者は 10,000 分の 1 の地形図を使用し、斜層理についてかなり詳しく調査した。この地域には上岩石砂岩層・加勢層・大屋層および深月層の 4 層が分布し、それらがほぼ南北に走っている。第 33~35 図のように南北の距離を 2.5 km ごとの東西によって、北から A・B・C・D・E・F の 6 区域に区分し、地域的な変化の状態を検討した。

IV. 2. 1 上岩石砂岩層 (第 37 図)

本砂岩層は福井層の中上部にあって中粒砂岩からなり、本地域の南北 12 km にわたってよく追跡される、明瞭な斜層理がよく発達する。斜層理の最大傾斜角は 15° から 20° のものももっとも多い。本層の厚さは E 地区においては 6 m、D 地区では 25 m、C と A 地区では 40 m で、北方に向って一般にその厚さが増大している。

A 地区では斜層理の資料が少ないので B 地区と合せ A B 地区として一括して記載した。A-B では 32、C では 23、D では 10、E では 11 地点において斜層理をそれぞれ測定した。これらの結果は第 37 図に明らかかなように、E 地区を除いた 4 地区においては、各地区におけるそれぞれ全数のほぼ 70% はいずれも北東傾斜を示す。E 地区では北と西への 2 方向が認められる。ここに注目すべきことは、本層においては層厚の増大する方向と斜層理の卓越した傾斜方向がほぼ一致することである。

Ⅳ. 2. 2 加勢層 (第 33 図)

A 地区における 30 地点の斜層理の中, その 36% は南南西～南西～西北西 ($185\sim 285^\circ$), 他の 27% はこれと反対の北北東～北東～東北東 ($5\sim 85^\circ$) 傾斜を示している。

B 地区では, 15 地点で測定し, 33% は北北西 ($325\sim 345^\circ$) 傾斜で顕著な方向性を示し, その他の方向はあまり認められない。

C 地区では 24 地点の斜層理を測定したが, その 33% は西南西 ($225\sim 265^\circ$) に, 他の 38% は南東 ($85\sim 165^\circ$) に傾斜し, この 2 方向がとくに顕著にあらわれている。

D 地区ではわずか 11 地点で測定したにすぎないが, その 55% 近くは南西に傾斜し, 顕著な方向性を示す。

E 地区では 25 地点で測定し, その 32% は南西 ($225\sim 265^\circ$) に傾斜して顕著な方向性を示すほか, 北および南南東の 2 方向性もわずかに認められる。

Ⅳ. 2. 3 大屋層 (第 34 図)

A 地区ではわずか 5 地点で測定したにすぎないので, 斜層理の方向性を論ずることはできない。

B 地区では 21 地点で測定したが, その傾斜は多方向に分かれとくに優勢な方向は認められない。

C 地区では 41 地点で測定した結果, 北 ($305\sim 45^\circ$) 傾斜がきわめて卓越し, それらは全数の約 60% をしめている。この他, 東南東の方向性もわずかに認められる。

D 地区では 24 地点で測定したなかで, その 33% は西 ($245\sim 325^\circ$) 傾斜を示し, そのほか, 多くのばらつきはあるが E 傾斜の方向性も認められる。

E 地区では 26 地点で測定した結果, その 27% は北東 ($45\sim 65^\circ$) 傾斜を示して顕著にあらわれるが, この他はとくに卓越した方向性は認めがたい。

Ⅳ. 2. 4 深月層 (第 35 図)

A 地区では 20 地点で測定したが, 全数の 30% をしめる北北西 ($305\sim 325^\circ$) と, 40% をしめる南西一西 ($225\sim 285^\circ$) との 2 方向がやや優勢である。

B 地区では 51 地点のうち, その半数は北に近い ($325\sim 25^\circ$) 傾斜を示し, この他に北東および南西への 2 方向もわずかながら認められる。

C 地区では 43 地点測定した結果, その 50% は北 ($305\sim 45^\circ$) 傾斜を示すほか, 西方および東方への傾斜も認められる。

E 地区では 14 地点で測定したにすぎないが, その半数は北北東 ($5\sim 45^\circ$) の顕著な方向性を示し, その他の方向性はほとんど認められない。

F 地区ではわずか 10 地点測定しえたのみであるが, その半数は北北東 ($10\sim 40^\circ$) に傾斜してやや顕著な方向性を示し, そのほかにはとくに目立つ方向性は認められない。

Ⅴ. 考 察

Ⅴ. 1 斜層理による供給 (水流) 方向の推定

斜層理の傾斜方向は, その地点における堆積時の水流の方向, すなわち碎屑物の移動方向を示すことは多くの研究者によって認められている。本項ではこの推定に基づいてⅣにのべた斜層理の測定結果から北西九州の各炭田における碎屑物の運搬方向を求め, さらに運搬方向の平面的追跡とⅡ.2にのべた地質構造とを関連づけることによって, 碎屑物の供給地域を推定しようと試みた。各炭田ごとに下位の地層から順次考察

を進める。

V. 1. 1 高島炭田 (第 30 図)

香焼層

斜層理の方向から推定すると、本層の碎屑物の運搬方向は全般的に東→西がきわめて優勢である。このことは神島では西彼杵野母隆起帯から供給されたことを示している。香焼島では、本層の碎屑物の運搬方向は神島と同様な東→西とこれと反対の西→東の2方向が顕著であり、野母半島(西彼杵野母隆起帯南部)および西方向三ツ瀬地域からも供給されたことを示している。

端島(夾炭)層および沖ノ島層

高島における本層の碎屑物の運搬方向は西→東および東→西が顕著で、前記の香焼島の香焼層と同様に野母半島および西方の三ツ瀬地域から供給されたことがわかる。

下部伊王島層

本層についてみると、伊王島をほぼ東西に走る大明寺断層を境にして、その北側では碎屑物の運搬方向はほとんど西→東のみを示し、西方の相ノ島大立島隆起帯から東方へ供給されたことを示している。一方、その南側では、反対に斜層理は東から西への方向が圧倒的に多く、南東→北西～南→北も認められ、西彼杵野母隆起帯南部の野母半島から明らかに供給されたことを示している。

要するに大島高島沈降帯南部の堆積物は、同沈降帯西方の相ノ島大立島隆起帯と、北東から南方にかけて本沈降帯を包むように露出する西彼杵野母隆起帯とから供給された。下部伊王島層のように同一層準についてみた場合でも、地域によって供給方向を異にすることは興味あることである。

V. 1. 2 崎戸松島炭田 (第 30 図)

赤崎および寺島層群

V.1 において述べたように、斜層理の卓越した方向から推定すると、この両層群の碎屑物の運搬方向は南南東→北北西と、これと全く反対の北北西→南南東の2方向を示すことが明らかである。さらに両層群中の礫種や崎戸松島炭田周辺部における当時の隆起運動とを考え合わせると、次の2つのことが推定されよう。

1) 両層群中には花崗岩質の礫が含まれることから、南南東→北北西方向は両層群の主供給源が、寺島隆起帯であることを意味する。しかし、両層群の砂岩中には結晶片岩礫を全く含まないことは呼子ノ瀬戸東側の西彼杵半島部(西彼杵野母隆起帯北部)はまだ被侵食域とはなっていなかったことを示す。2) 本炭田における赤崎・寺島両層群中の礫には相ノ島大立島隆起帯中に現在分布する岩石によく類似するものが多いことから、北北西→南南東方向は両層群の碎屑物の少なくとも一部は西方の相ノ島大立島隆起帯地域から供給されたことを示すとみてよいであろう。

松島層群

崎戸層については、大島東岸では、主運搬方向は東→西を示し、また、本層中に多くの結晶片岩礫が含まれるので、その碎屑物は西彼杵野母隆起帯北部の結晶片岩地域から崎戸・大島地域へ供給されたと推定される。

一方、大島の西部・崎戸・池島坑内などの炭田西部地域では同層準の崎戸層の斜層理は、大島東部とはまったく反対の西→東～南西→北東方向に傾斜し、西方の相ノ島大立島隆起帯の基盤岩類から明らかに供給されたことを示す。

西彼杵層群

水流方向は東→西が圧倒的に多く、本層群の碎屑物は主として東方の西彼杵野母隆起帯北部および寺島隆起帯から供給されたことを示している。

崎戸松島炭田全般としては以上述べたように、堆積物の主供給地域は東西両側の基盤岩であったと推定される。しかし、東西両側から運ばれた碎屑物の供給範囲は、層準によってかなり顕著な相違があったであろう。

うことは、運搬方向の多様性からも、隆起帯や沈降帯の運動の複雑さからも容易に推定される。

V. 1. 3 佐世保炭田（唐津炭田の一部を含む）

相知層群および杵島層群

芳ノ谷層（相知層群）については、相知町付近では、主運搬方向は北→南～北北東→南南西を示し、その碎屑物は主として北東の唐津隆起帯から供給されたことを示している。

杵島層群は唐津隆起帯の西側に露出しているのみで、斜層理の測定数もはなはだ少なく、その方向性の信頼度はおとる。しかし、測定結果からでは、西→東への方向性がほとんど認められないので、碎屑物の供給源は東または東北部に求めるのが至当であり、唐津隆起帯と考えてよいであろう。

相ノ浦層（第 31 図）

伊万里北方地域においては斜層理の方向は、測定数は少ないが東→西が顕著である。このことは唐津隆起帯から西方向に向って供給されたことを示すものと思われる。伊万里南方地域では斜層理の方向は南東→北西と北東→南西の2方向を示し、佐世保付近では南→北～西→東への方向を佐々川断層の西側では西北西→東南東の方向を顕著にあらわしている。

このように本層の露出地域全体からみると、斜層理の方向は伊万里佐世保沈降帯の中心に向って傾斜し、この沈降帯の周囲の基盤岩から供給されたことを示している。

中里層一福井層（第 32 図）

中里・柚木・世知原および福井の4層の斜層理を第 32 図にまとめたが、福井層中部の上岩石砂岩層の測定数ももっとも多い。これらの資料から考えると、碎屑物の運搬方向は伊万里北方・福島・今福の地域では、北北東→南南西～東→西を、志佐付近で、北→南を示し、唐津隆起帯から堆積盆地の中心に向って碎屑物が供給された。一方鹿町地域においては、斜層理の方向は大部分が南西→北東を示し、碎屑物は明らかにその南西方の相ノ島大立島隆起帯の基盤岩地域から供給されたと推定される。

また、佐々川断層東側の佐々付近では碎屑物の運搬方向は南東→北西がもっとも優勢で、これとやや反対の方向の西→東もかなり認められる。前者は明らかに南方の西彼杵野母隆起帯から碎屑物が供給されたことを示す。後者は碎屑物が佐々川断層の西側から同断層を横切って佐々付近に供給されたことをおそらく示すものと推定^{注14)}され、碎屑物の供給源は相ノ島大立島隆起帯である可能性が強い。

要するに中里層一福井層の碎屑物の供給源は、相ノ島大立島・唐津および西彼杵野母の3隆起帯の基盤岩から供給されたことはほぼ確実である。

加勢層（第 33 図）

本層基底の不整合面を境にして、本層の斜層理の傾斜の主方向は、下位の福井層のものとは全く正反対の北東→南西方向を示す事実はとくに注目すべきことである。また、南東→北西、南西→北東および北西→南東の方向を示すものも多数認められ、複雑な運搬方向を示している。このような複雑な水流方向を示す原因については、今後のより詳細な研究にまたなければならないが、一応次のように説明することができる。

福井層堆積後加勢層堆積前には志佐隆起部を形成するような隆起運動があつて、加勢層堆積時には佐々川断層の北西側がその南東側に較べて、隆起的傾向がより強かったことが加勢層による福井層の被侵食量を示す図（第 10 図）から明らかにされている。したがって、加勢層堆積時における相ノ島大立島隆起帯からの碎屑物の供給域は、この隆起性のために南西方向に後退したと推定される。さらに、加勢層海退時すなわち斜層理を含むカキ砂岩層堆積時には、北東方向の唐津隆起帯の陸域が拡大し、それからの被供給域すなわち北東→南西の流向を示す地域が南西方向に広がったため、現在加勢層の露出している地域が相ノ島大立島隆起帯からの被供給域と唐津隆起帯からの被供給域との境界付近に位置しているために、複雑な水流の方向を示すものと解される。

注14) 佐々川断層の西側においては、中里層一福井層の流向は南西→北東がきわめて優勢である。「等層厚線図との関係」の項で述べるように、鹿町隆起部南縁付近では、この隆起部をとりまくように南西→北東の流向が南→北～南東→北西および西→東の2方向に分離する傾向を示す（第 32 図および第 29 図）。このうち、西→東の流れが佐々川断層をこえて、一部佐々付近を通るものと考えられる。

大屋層 (第 34 図)

本層の斜層理は鹿町地区においては、上岩石層・加勢層・深月層にみられるような顕著な方向性はみとめられない。平島地域を除く他のすべての地域においては、北から南方への方向をまったく示さないのみで、他のすべての方向のものがほぼ平均して現われている。また、本層は *Bellamyia* を多産するので淡水成と考えられ、また、その分布からみても堆積盆地は、下位のものに較べて、より小さい淡水湖に堆積したものと思われる。したがって、堆積盆地内には一定方向の水流を生ずることもなく、碎屑物は南方を除く周辺地域の多くの方向から供給されたのであろう。なお、本層中には凝灰岩がきわめて多く挟まれ、堆積時の激しい火山活動を示すが、この火山活動が水流方向にどのような影響を与えたかは不明である。

平島では北西→南東方向が顕著で、南→北方向も認められる。前者については北西方が現在海域であるため供給源は不明であるが、後者は、本層中の garnet が、相ノ島大立島隆起帯中の相ノ島基盤岩中の garnet にきわめてよく類似することから、相ノ島の基盤岩が供給源であることを示している。

深月層 (第 35 図)

斜層理から推定すると、本層の碎屑物の運搬方向は下位の大屋層においては乱れているにもかかわらず南→北方向が圧倒的に多くなる。このことは、相ノ島大立島隆起帯は、断続はあったにせよ陸域として引続いて上昇を続け、古平戸水道を経て佐世保炭田の佐々川断層西側の沈降地域に碎屑物を供給したことを示しているとみるのが妥当であろう。

平戸層 (第 36 図)

資料は少ないが、斜層理から推定した碎屑物の運搬方向は、南西→北東および東→西が優勢である。資料が少ないために概念的な推定となるが、この堆積期におよぶと、堆積盆地の中心は西方に移動し平戸付近にあったものと思われ、東～北東方向の唐津隆起帯の基盤岩地域と、本堆積期になって急激に上昇して被侵食域となった西方の平戸隆起帯の基盤岩との 2 つの供給源からおもに供給されたことを示しているものと思われる。

V. 1. 4 運搬方向の時代的変遷

ここでは、とくに重点的に斜層理を測定した崎戸松島炭田の崎戸層 (松島・福島付近に露出) と間瀬層の 2 層、佐世保炭田鹿町地区の福井層 (とくに上岩石砂岩層) から深月層までの 4 層について、碎屑物の運搬方向の時代的な変遷すなわち垂直変化と基盤岩との関係についてのべることにする。(第 38 図)

崎戸松島炭田

第 39 図は累層別に一括した斜層理の方向の頻度分布が、不整合を境にして明らかに違っていることが一目でわかるようにならべたものである。崎戸層 (松島・福島) の供給方向は明らかに北北西→南南東に顕著に現われて、その碎屑物が本地域の北方海底下に伏在している寺島隆起部の花崗岩地域から供給されたことを示している。本層を明らかに不整合に覆う間瀬層においては流向は東→西の方向を示し、下位の崎戸層とはまったく異なる。この事実は不整合で示されるような地殻運動を境にして、崎戸松島炭田における基盤の沈降や隆起によって陸域と水域の分布が変わり、そのために碎屑物の供給源や流向が変わったものと思われる。

佐世保炭田鹿町地区

第 40 図は下位の上岩石砂岩層から上位の深月層までの流向の変遷が一目でわかるように累層別にそれぞれ一括した斜層理の方向の頻度を下位の累層から順次にならべたものである。上岩石砂岩層の供給方向は南西→北東方向が顕著にあらわれ、その碎屑物が本地域の南方海上の小島に露出している大立島や相ノ島の基盤岩を含む地域 (相ノ島大立島隆起帯) から供給されたことを示している。上岩石砂岩層を含む福井層を不整合に被う加勢層においては、流向がまったく逆となり北東→南西の方向を示す。

しかし、詳細にみると、なお上岩石層の流向と同方向の南西→北東方向や、これとはほぼ直交する北北西→南南東と南南東→北北西の 2 方向も比較的多く認められる。この事実は不整合を境にして伊万里佐世保沈降帯内における基盤の沈降・隆起や、また加勢層海退時 (カキ砂岩) における唐津隆起帯陸域部の南西への拡

大などによって海底地形が変わり、流向が変わったように考えられる。

次に大屋層の堆積となるが、加勢層と大屋層との間には、前のべた福井層と加勢層との不整合によって示されるよりもさらに大きな地盤の動きがあり、地質構造でのべたように志佐川隆起部は沈降し、それに代わって江迎隆起部が上昇して陸域となった。その後、火山活動が急に起るとともに、*Bellamy* のような淡水の貝がすむような淡水湖となった。碎屑物の供給方向は、南→北が認められないのみで、優勢な方向性を示さない。むしろ、南方を除く周辺地域から供給されたと解され、前の加勢層のような海成層とはまったく異なった状況下で堆積をしたようである。

深月層堆積期になると斜層理の方向も南→北方向を示し、その南方の相ノ島大立島隆起帯の基盤岩から供給されたことは明らかである。

以上のことから推論をすすめると、古平戸水道は、少なくとも福井層および深月層の堆積期においては、常に鹿町付近の沈降部に向かって、相ノ島大立島隆起帯の基盤岩から供給される碎屑物を運搬する重要な水路の役割を果たしたことがわかる。

このように、少なくともある堆積盆地内において連続堆積する場合には、その期間を通じて、碎屑物の運搬方向や供給源は全般的には一定の傾向を保つことが多いようである。しかし微妙な地盤運動によって副次的な運搬方向に部分的な変化を生じたり、さらに、不整合などで示されるような大規模な地盤運動によって運搬方向や供給源が一変するような変化を招来することもある。このような水流および供給源の変化は、地盤運動と堆積機構との密接な関連を示すものとして注目される。

V. 1. 5 同一層準内における斜層理方向の地域的变化

斜層理の研究にあたっては、完全に対比できる砂岩の単層において可能な限り多くの測点を平面的にとり、これを適当な大きさの板目状に区画して検討することがもっとも理想的である。したがって、同一単層が平面的かあるいは断層によって繰返えして露出していることが望ましい。しかしながら北西九州においては一つの単層がほとんど線状に露出しているためこのような理想的な地域はなく、平面的に斜層理を測定することができなかった。そのために、崎戸松島炭田においては、坑内で観察される斜層理を測定することによって、多少なりともこの欠点をおぎなった。なお高島炭田においては同一単層中の斜層理の方向が地域によって反対な場合についてのべる。

第 41 図は崎戸松島炭田における崎戸層の稼行炭層付近の砂岩層に含まれる平面型斜層理の坑内および坑外露頭における傾度分布図である。このことについては IV. 1 ですでにのべたように崎戸層中の炭層堆積後の砂岩の堆積の場と供給源との関係は次のようである。

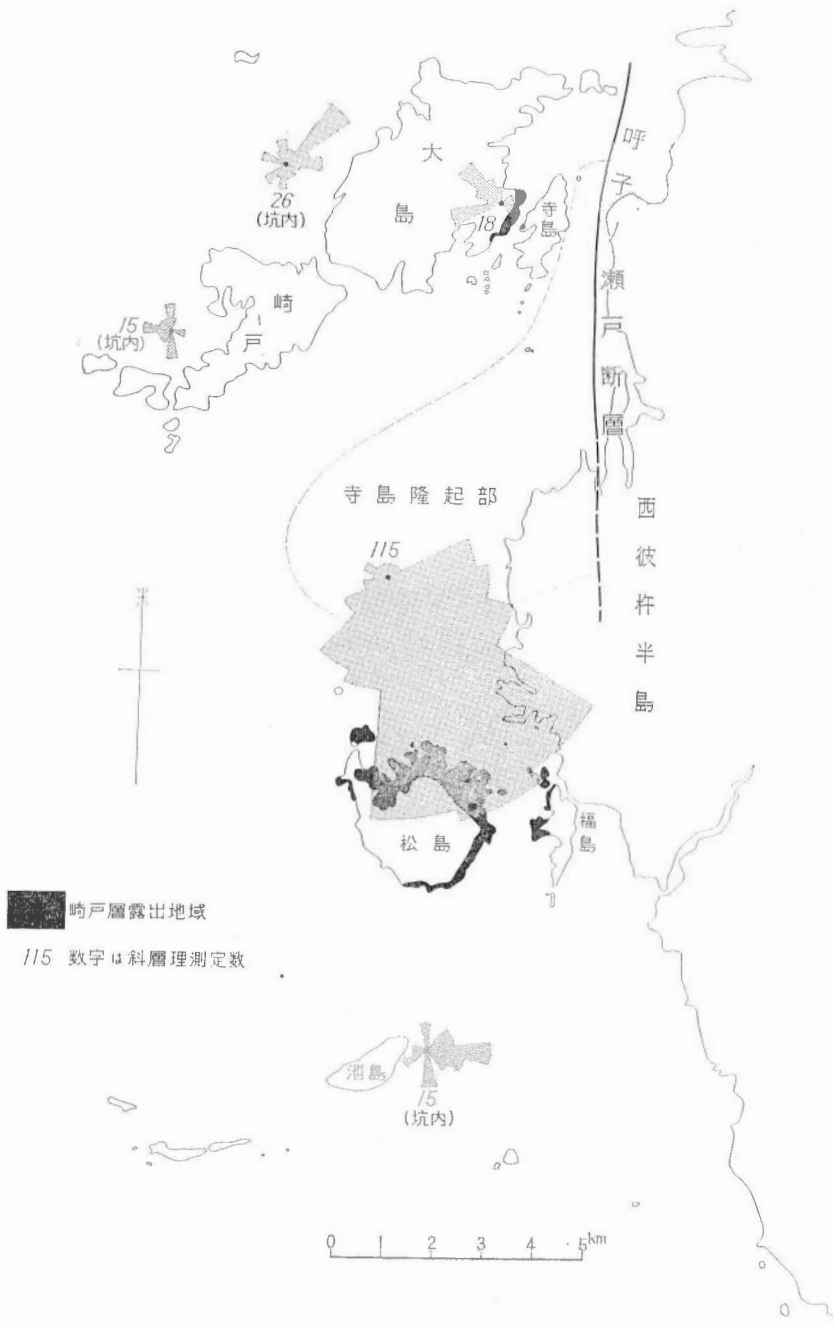
大島東岸の露頭付近の斜層理方向はほぼ東→西であり、さらに砂岩中には結晶片岩の小片が多数含まれることから本砂岩の供給源は東方の寺島隆起部および西彼杵の結晶片岩地帯から供給されたことはたしかである。

大島の西方海底下の坑内で、斜層理を測定した結果からは、本砂岩は前記大島東岸とは反対の南西方向の相ノ島大立島隆起帯から供給されたことが明らかである。

松島・福島の露頭ではすでにのべたように寺島隆起部から供給されてきたことはほとんど間違いない。池島の坑内ではほぼ西方の相ノ島大立島隆起帯の基盤岩から明らかに供給されたと推定される。崎戸坑内の測定結果からははっきりしない。

高島炭田については、第 42 図に明らかなように、下部伊王島層の砂岩層に含まれる平面型斜層理の方向は大明寺断層をはさんで、その北側では西→東、南側では東→西で、両者は互に反対の方向を示し、同断層北側では大立島相ノ島隆起帯から、南側では西彼杵野母隆起帯から供給されたと推定される。

以上のように同一層準内に発達する斜層理の方向も地域によって異なり、少なくとも松島炭田ではせまい水域において、一方向ばかりでない周辺の基盤岩地域から種々の方向に供給されて堆積したことが知られる。日本の炭田などのように比較的狭い堆積盆地では同一層準を平面的に広く斜層理解析を行なうことによ



第 41 図 同一層準における斜層理方向の地域的变化を示す図

1) 崎戸松島炭田崎戸層

Map showing areal change of diagonal bed direction in same horizon

1) Sakito formation, Sakito-Matsushima Coal Field



第 42 図 同一層準内における斜層理方向の地域的变化を示す図
 1) 高島炭田下部伊王島層
 Map showing areal change of diagonal bed direction in same horizon
 2) Itojima formation, Takashima Coal Field

て、古地理の変遷や堆積過程を解明するうえにきわめて有効な手段となるであろう。

V. 2 斜層理以外の方法による供給方向の推定

本研究においては、これまで述べてきたように、碎屑物の運搬方向や供給源を推定する手段として、おもに斜層理の最大傾斜角の方向の解析を行なったが、斜層理の解析から推定された碎屑物の運搬方向や供給源についてその妥当性を検討するために、次のような斜層理以外の方法についても補備的に研究した。

- V. 2. 1 重鉱物
- V. 2. 2 礫の最大長径の分布
- V. 2. 3 sole marking の方向性
- V. 2. 4 層厚の増大方向と水流方向との関係
- V. 2. 5 等層厚線
- V. 2. 6 水流連痕の方向性
- V. 2. 7 松浦(鹿町)3尺層およびその上下盤(泥岩)の等層厚線との関係
- V. 2. 8 重力分布

次にその概要をのべる。

V. 2. 1 重 鉱 物

堆積岩の岩石学的な研究の一方法として、重鉱物分析が近年盛んになっている。これらの研究では砂岩中に含まれる重鉱物組成の研究から、その構成物質の供給源の推定、堆積環境の解析あるいは地層の対比を明らかにすることを目的としている。本論においては堆積岩中の重鉱物と基盤岩のそれとの関係から重鉱物の原岩すなわち、碎屑物の供給源を推定するため第三系堆積岩中の重鉱物組成について検討した。

筆者が相ノ島を調査した時に、同島北西端の海岸露頭で著しく garnet を含有する変成された堆積岩をみた。この堆積岩は明らかに先第三系の基盤岩であるため、もし、この garnet を含む堆積岩が隆起して侵食削剝を受け、その碎屑物が流されて第三系の沈積盆地に堆積したものとすれば、堆積岩の中に先第三系中の garnet と同じ garnet が含まれているはずである。そこで飯島東⁴⁴⁾ をわずらわし第三紀堆積岩中の各砂岩層の重鉱物分析、とくに上記 garnet の存否・量比を検討して載いた。また、第三系中の garnet と相ノ島基盤岩・西彼杵結晶片岩あるいは他の花崗岩中のそれぞれの garnet とを比較検討するため、相ノ島の garnet の化学分析および蛍光分析を行なった。その結果相ノ島の garnet と堆積層（中里層から南田平層まで）中の garnet はいずれも almandin garnet で同種類であることが明らかにされた。この事実は筆者が斜層理の傾斜方向の研究から得た結果、すなわち加勢層を除いた中里から深月層までの主供給方向は南西→北東を示し、その供給源は相ノ島大立島隆起帯としたことと矛盾せず、斜層理による碎屑物の供給源の推定をより確実なものにしている。

具体的な例として、高島炭田伊王島の下部伊王島層について、(第 42 図) 斜層理の方向と重鉱物との関係を考察すると次のようである。斜層理の方向については、大明寺断層を挟んでその北側では西→東、南側では東→西で、両者はまったく反対の方向を示し、断層北側では西方から、南側では東方から碎屑物が供給されたことを示している。

一方重鉱物（日隅四郎の未公表資料）からみると、断層の北側ではジルコンが圧倒的に多く、南側では epidote が優勢であり、同一層準であるにもかかわらず重鉱物組成がいちじるしく異なっている。以上の 2 つの方向によって、断層の北側すなわち伊王島北半部の下部伊王島層は西方の花崗岩地域から供給された碎屑物を主とし、同断層南側すなわち伊王島南半部のそれは、東方の結晶片岩地域から供給された碎屑物を主とすることが明らかとなるわけである。

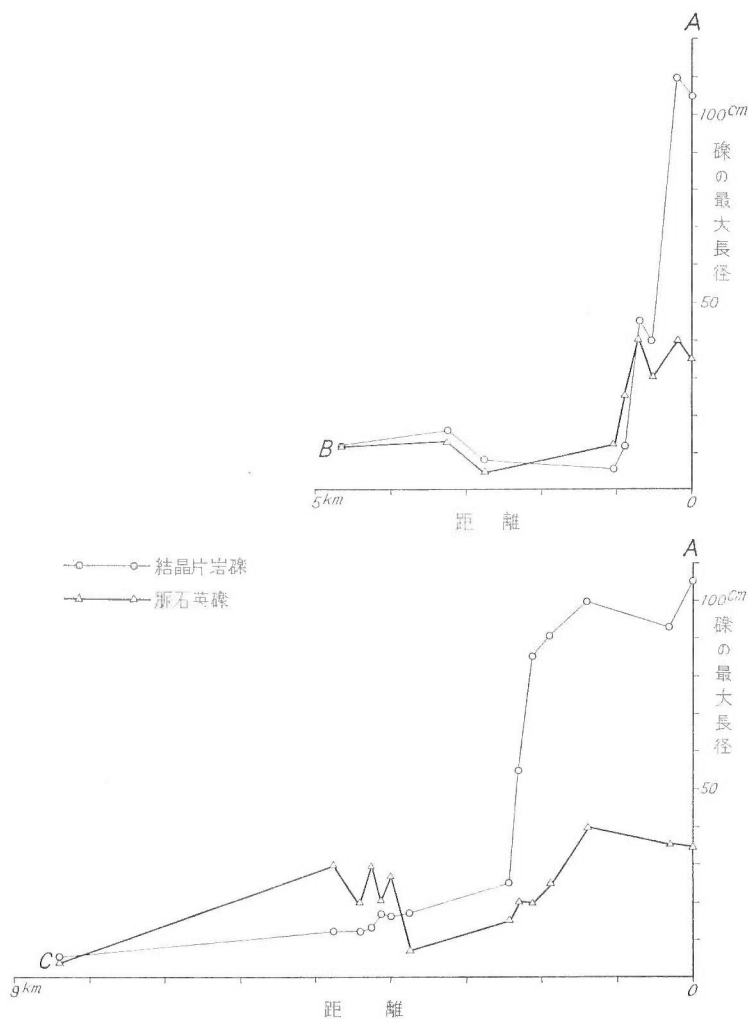
このように斜層理の傾斜の方向から、碎屑物の運搬方向を推定し、重鉱物中の特殊な鉱物たとえば garnet のようなものに注目して、化学分析や蛍光分析を行ない、原岩と堆積岩中のそれとを比較検討して斜層理の解析結果を裏づけることができるならば、堆積層中の碎屑物の供給源についてより信頼性の高い結果が得られることが明らかとなった。

V. 2. 2 礫の最大長径の分布

一般に礫の粒度は上流から下流に向かって漸次小さくなり、円磨度は下流ほど大となる。したがって、同一地層中に含まれる礫の最大長径を測定し、岩種別の等最大長径線図を作成することによって、それらの礫の運搬方向の大勢を推定することができよう。

この礫の研究も斜層理を詳細に検討した佐世保炭田において、斜層理と平行して行ないたいと心がけた。しかし同炭田第三系中の礫は小さくて岩種の識別が肉眼では困難なことが多く、しかも連続する礫岩層もない。そこでこの研究を崎戸松島炭田で行なった。

崎戸松島炭田における西彼杵層群下部の間瀬層基底礫岩の中で、結晶片岩と脈石英の礫は野外においてもとくに目立って見出される。したがって、この 2 種について坑内および坑外においてその最大長径を約 50 地点で測定し、これら岩種別の等長径線図（第 43, 44 図）を作成した。この両図から礫はいずれも東方から西方に向かって漸次小さくなり（第 45 図）、それらが東部地域から西方に運ばれて堆積したことが知られる。しかもこの片岩礫と脈石英は、当炭田東方に発達する基盤（西彼杵野母隆起帯の北部）の一部をなす（結晶片岩分布地域の）絹雲母片岩とこれを貫く石英脈に、岩石学的にそれぞれ非常に近似するので、これらの礫はあきらかに上記隆起帯北部から運ばれたと考えられる。また、脈石英等最大長径線図（第 44 図）に



(注) 結晶片岩地域に最も近い測定地点を原点とする

第45図 礫の最大長径の側方変化図
Figures showing lateral change of maximum diameter of pebbles

示されている西に向かった突出部は、おそらく、東から西に向かった河流の跡を示すものであろう。Ⅳ.1.2でのべたように、斜層理から推定した西彼杵層群下部の碎屑物の運搬方向（第38, 39図）は東から西方へ方向であったが、上述の礫の最大長径の測定による推論（第43, 44図）とよく一致する。（図版39~42）

以上のことから、間瀬層基底礫岩層の堆積時には、おそらく現在の呼子ノ瀬戸断層線にそった断層崖を境にして、東側には結晶片岩の山地があり、西側には遠浅の海岸が広く存在し、小河川がこの断層崖を横切って西流していたと推定される。

このように、斜層理の解析から測定点における流向、すなわち碎屑物の運搬方向を知ることによって供給源の方向を推定し、一方、礫の最大長径の測定からは、礫の運搬方向とその供給源を知り、古地理を復元す

ることができる。したがって、この両者を同一層準について実施することができるならば、地史解明のためにきわめて有効な1手段となるわけである。

V. 2. 3 sole marking の方向性

sole marking も斜層理と同様に、水流方向を知る有効な方法とされている。筆者は斜層理の測定と同時に、sole marking のうち flute casts および groove casts についても注意してきたが、多数見出すことができなかった。(第46図)

flute casts や groove casts は一般にフリッシュ型の地層にのみあらわれると考えられてきたが佐世保炭田において淡水成層として知られている大屋層および深月層中にみごとな flute casts や groove casts が見出されたことはすでにのべた⁵²⁾。その後、これら両層について flute casts および groove casts をそれぞれ測定して、第34図(大屋層)・第35図(深月層)に赤矢印として示した。さらにこれらの flute casts および groove casts の流向を円グラフにあらわし、斜層理の傾斜方向から推定される流向との相互関係を明らかにし、斜層理からの解析結果の精度をより高めるようにつとめた。

大屋層中にみられる flute casts を6、groove casts 7をそれぞれ測定した。flute casts や groove casts の測定数が多いにも少ないので斜層理から推定される流向との関係について結論することは困難である。しかし、測定した限りでは、上記の flute casts や groove casts から推定される流向はほぼ SSW → NNE であるのに対して、斜層理の流向は N → S への方向を全く示さないのみで、他のすべての方向のものがほぼ平均して現われていて両者の関係は明らかでない。

北松浦郡小佐々町神崎半島(野島の西方)A地点の海岸に約1mの厚さを有する細～中粒砂岩層(図版43～48)がある。この1枚の砂岩単層の下底面上には sole marks (flute casts と groove casts) が、この砂岩単層内には斜層理が、また、この砂岩単層の頂上面上には ripple marks がそれぞれ発達する。このように3者の関係が同一砂岩単層にみられるのは北西九州においてはきわめてまれである。

この砂岩単層の下底面に発達する flute casts は近接する2つの露頭で認められ、それぞれ N20°E および N38°E の流向を示す。groove casts は2条認められ、その方向はそれぞれ N34°E および N40°E である。砂岩単層内に発達する斜層理から推定される流向は N 2°W および N 14°E が顕著にあらわれ、これとその方向を異にする S 22°E の方向も認められる。また砂岩単層の頂上面上には流向が N 80°W を示す ripple marks がある。

約1mの厚さを有するこの1枚の砂岩単層がA点においてどの方向から堆積したかを推定すると、泥岩のかたまらない以前に、SSW → NNE 方向に、おもに砂を多量に混じた混濁流が泥岩の表面を洗い流しながら堆積し始める。この時に泥岩の表面は未凝固であったため、表面は流れの方向にけずりとられて溝ができ、ひき続いてこの溝をおもに砂が充填しつつ堆積を始める。(図版52) この混濁流はその方向を北に変じ流速をやや減じ北側に傾斜した斜層理を順次に堆積しながらセットを形成してゆく。このような斜層理の形成作用が、順次に行なわれることによって斜層理のセットは重なってゆく。一般に斜層理を形成した混濁流がある速度以上になると斜層理のセットの上部は侵食されて、上位のセットとの間に侵食面を形成する。ときには何らかの影響で主方向と異なったほぼ NW → SE に向かった流れも生じたものと推定される。このようにして約1mの砂岩単層が堆積し終る。この砂岩単層がかたまらないうちに E → W に向かったやや弱い流れによって、砂岩の表面に ripple mark を形成したものであろう。(図版55)

このように同一地点において厚さ約1mの砂岩単層が形成されはじめてから終るまで、さらに終った後までの過程の水流の動きを考察した場合に flute casts や groove casts の方向と斜層理の方向とはほぼ同一方向を示す。しかしながら ripple marks の流向は前者とは無関係の方向を示している。この原因は種々考えられようが、そのうちの1つとして次のように考えられる。それは flute casts (groove casts を含む) と斜層理とはほぼ同方向の水流により形成されたものと推定されるが、ripple marks のみは砂岩が一応堆積した以後に、別の流れによって形成されたために異なった方向を示したものと考えられる。

深月層中にみられる flute casts を 12, groove casts 7 をそれぞれ測定した。flute casts や groove casts の測定数は少ないので、斜層理からの流向との関係についての結論は早計と思われるが、測定した限りでは、その流向はほぼ SSW → NNE である。これに対して斜層理の流向は N 方向でほぼ同方向である。

以上のべたことから、資料の数はかならずしも充分とはいえないが、ほぼ同一層準については、斜層理から求めた流向と sole marking から求めた流向とはほぼ一致する場合が多い。したがって今後は、両者の関係についてさらに吟味すると同時に数多くの測定値を解析することによって、古流系をより高い精度で求めることができるであろう。(図版 49, 50)

V. 2. 4 層厚の増大方向と水流方向との関係

斜層理の方向と地層の層厚変化の状態との関係について検討するためにこれを行なった。

本層は IV. 2. 1 上岩石砂岩層でのべたように南の楠泊付近では 6 m であるが、北方に行くにつれてその層厚を次第に増し、楠泊の北方、加勢・江迎付近では約 40 m になる。III. 3. 3 に示した区分に準じて、北から南へと A・B, C, D, E に 4 分して、斜層理の傾斜方向の層厚をみると、第 37 図に示すように、E 地区を除いた、他のすべての地区では全数のほぼ 70% が北東方向を示している。この一枚の砂岩層は、断層や褶曲による繰返しがなくほとんど線状に分布し、また、坑内での観察もできないため、一つの面として、解析することは不可能である。したがって簡単に断定することはできないが、以上の事実だけから判断すると、砂岩の厚くなる方向と斜層理の傾斜の方向とがほぼ一致し、砂岩堆積時の水流の方向(運搬方向)に次第に厚く堆積したもののようみえる。

V. 2. 5 等層厚線図(第 9, 10, 11 図)

本項において 1) 歌ヶ浦凝灰角礫岩層と本ヶ浦凝灰岩層間の厚さの等層厚線図(第 9 図)、2) 加勢層の不整合による福井層の被侵食量を示す図(第 10 図)、3) 大屋層の不整合によって削剝された加勢層の等層厚線図(第 11 図)の 3 図からえられた等層厚線の模様(の)の延びの方向と斜層理の方向との関係について考察する。ここに示す 3 図はいずれも堆積盆地の周辺部を離れた、すなわち佐世保炭田の中心部についてのみ図示されている。

歌ヶ浦凝灰角礫岩—本ヶ浦凝灰岩両層間の厚さの等層厚線の方向と上岩石砂岩層の斜層理との関係

歌ヶ浦凝灰角礫岩と本ヶ浦凝灰岩とは良好な鍵層である。しかしながら、本ヶ浦凝灰岩層は上位の加勢層基底の不整合面によってしばしば侵食し去られているために、この地域には多くの試錐調査が実施されているにもかかわらず両鍵層間の層厚を知りうるものが比較的少ない。(第 7, 8, 9 図)

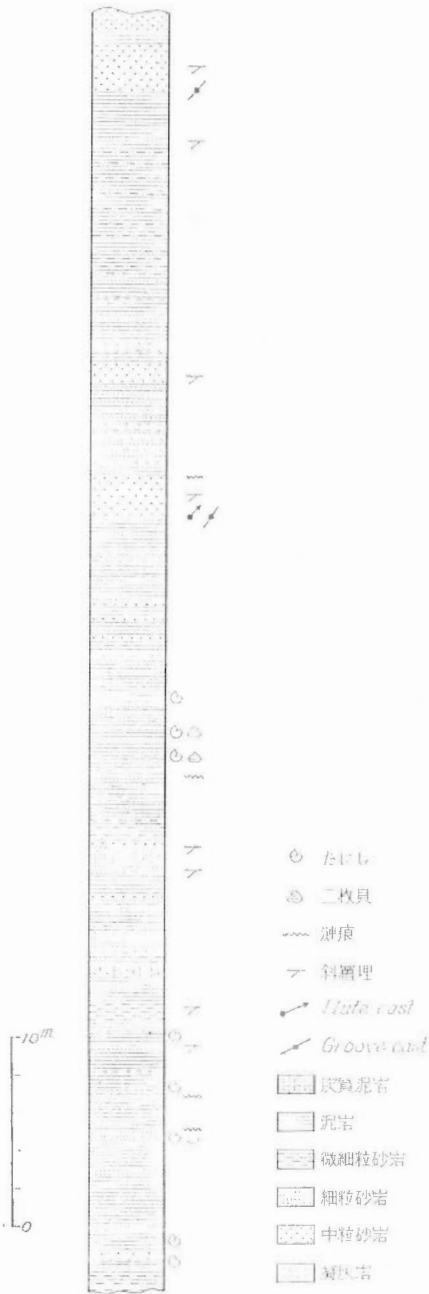
本地域の南端の楠泊から北東方の志佐地域まで約 20 km の地域について資料として利用できるもの 30 (試錐による) から第 9 図のような等層厚線図を作った。加勢と楠泊を結んだ線の東方地域には本ヶ浦凝灰岩層の下位の地層が露出しているために資料がえられない。

江迎—楠泊間では北東から南西に向かって、東北東から北東をへて北北東に順次方向を変じ北西方にふくらんだ緩い弧状をなし、全体としては顕著な北東の方向性を示す。また、加勢を通過して北東—南西方向に層厚の最小部がのび、その北西側に江迎付近を通過してこれに平行に層厚の厚い部分が並走している。これにたいして志佐と江迎の間では東西—北西—南東性と北東—南西性との複合したものと考えられ相当複雑な方向性を示している。

IV. 2. 1 でのべた上岩石砂岩層の斜層理、V. 2. 4 でのべた上岩石砂岩層の層厚の変化、前述した鍵層である歌ヶ浦凝灰角礫岩層と本ヶ浦凝灰岩層間の層厚の等層厚線図の方向性および他の地質学的な諸資料などを総合して古流系と等層厚線との関係についての考察をのべる。

少なくとも江迎南西方については等層厚線の方向性は、筆者が作成した加勢層基底面による被侵食量の等層厚線図(第 10 図)加勢層の等層厚線図(第 11 図)の方向性にもよく一致し、現在の同地域の第三系の走向線ともよく一致することはきわめて興味深い。江迎—志佐付近においては必ずしもこのような関係は認め

られないが、上記のいずれの等層厚線図でも等層厚線の pattern が乱れること、現在の地質構造も江迎南西方よりやや複雑になっていることは注目される。このことは、江迎南西方においては、少なくとも中新世中期から現在まで北東-南西方向を軸とした folding や tilting を行なってきたり、江迎-志佐付近では、



第 46 図 flute casts および groove casts 産出層準地質柱状図 (大層層)
 Geologic columnar section of Oya formation with flute casts
 and groove casts

この運動に北西—南東～東西方向の運動の要素が加わって、複雑な folding と tilting を行なってきたことを示すものと思われる。

また、江迎以南においては斜層理から推定した古流系（第37図）が第9図における等層厚線の方向と一致するばかりでなく、中新統全般についてこの一致性が認められる。このことは、堆積物の運搬方向と folding や tilting の軸の方向とは一致していることを示しており、当地域の古流系の方向は造構造運動に規制されているものと解してよいであろう。

したがって、江迎と志佐との間の広大な地域は第四紀玄武岩に被われているために、斜層理の測定はできなかったが、古流系も複雑になっている可能性が高い。上岩石砂岩については第37図に示すように、一直線上において層厚の変化および古流系が測定されたのみであるために、両者の関係を面的に知ることはできなかった。しかしながら前記したように、少なくとも中新世中期以後における当地域付近の古流系などと等層厚線図の pattern とではいずれも北東—南西の方向性が優勢で両者がよく一致することから考えると、上岩石砂岩の等層厚線図も第9図に類似したものと推定される。したがって、もしこの推定が正しいとするならば、古流系の下流側（南西→北東方向）に層厚を増すという事実は、等層厚線の北東に傾斜する軸に平行か、これにやや斜交した方向についての層厚変化を示しているものと解してよいであろう。

以上のことおよび上岩石砂岩層が花崗岩質砂岩であることから、この砂岩は、南西方に現在も知られている相ノ島大立島隆起帯の花崗岩地帯から北東方向に供給された花崗質砂が南西→北東方向の水流によって堆積したものと推定される。したがって江迎付近のレンズ状層厚部は沖合で古流向に沿って形成された砂州かもしれない。

加勢層の不整合による福井層の被侵食量を示す図と斜層理の方向との関係

佐々川断層西側における福井層の等層厚線の方向性をみると、南西部の楠泊付近では、南—北、これから北方の神林では南南西—北北東、さらに北方の加勢・江迎・志佐に向かっては北東方向と次第に北方ほど東に偏している。これら等層厚線の方向は斜層理の最大傾斜の方向、すなわち、砂岩の堆積時における水流の方向ときわめてよく一致する。（第10図）

一方、佐々川断層東側の志佐と今福との間においては、福井層の斜層理の主方向は北→南～北北西→南南東で、同断層西側において顕著な南西→北東の方向性もわずかながら認められる。一方、等層厚線の方向性も南北性を示し、斜層理の主方向ときわめて良く一致する。

このように佐々川断層付近を境として、東西両側間で、等層厚線の方向も斜層理の最大傾斜の方向性もともに相当異なる傾向を示しているにもかかわらず、等層厚線の方向性と斜層理の方向性とは東西いずれの側においてもよく一致することはきわめて注目される。

加勢層は前にのべたように上限が不整合で侵食されているために、層厚の変化がいちじりしい。佐々川断層の東側の資料は斜層理についても等層厚線図についても少ないので、同断層西側についてのみのべることにする。斜層理の方向は、北東→南西が顕著で、これにほぼ直角をなす北北西→南南東の相反する2方向も認められる。一方等層厚線の方向性は南の楠泊から北に向って、加勢をすぎ志佐方向に向かう北東であって、斜層理の主方向ときわめてよく一致する。

以上は3層準についてのみ例示したもので、上記の事実のみから、斜層理の方向性と等層厚線の方向性との関係について一般的に論ずることは危険であるが、少なくとも次のように推論される。

第12図に示すように、上記両層の堆積盆地は、ともに唐津隆起帯と平戸隆起帯とに挟まれて伊万里佐世保沈降帯内に形成され、西方の古平戸水道に連続していたものと推定される。この堆積盆地内においては、第9、10図の等層厚線図から明らかなように、福井層堆積時から加勢層堆積末期にかけて、両層間の不整合で示される陸化侵食期をはさんで、複雑な昇降運動があり、江迎・鹿町および志佐の3隆起部を生じた。この昇降運動の隆起および沈降の軸の方向（隆起部の峯および、沈降部の谷の方向に相当する）は、堆積盆地内を北東→南西方向に走る佐々川断層付近を境にして、その北西側では常に佐々川断層の走向にほぼ平行な北東→南西方向を示すのに対して、同断層の南東側においては北西→南東～南→北の方向性がややまっ

ている程度で、あまり明瞭な傾向が認められない。このために、おそらく、佐々川断層の北西側においては、伊万里・佐世保沈降帯内の北東―南西方向を示す隆起部と平戸隆起帯とに挟まれた部分は水道状をなし、これが南西方の**古平戸水道**（地質構造の項参照）に通じて、砕屑物の主要運搬路の役割をはたしたものと解される。佐々川断層北西側に露出する福井・加勢両層の大部分は、上記の主要運搬路上（鹿町隆起部の両側）に位置しているために、両層にみられる斜層理も北東―南西の方向性を顕著に示したものと推定される。しかし、鹿町隆起部や江迎隆起部付近においては、砕屑物の運搬方向はこれらの隆起部をとりまくような方向性を示すことは興味ある現象である。

佐々川断層の南東側においては、前述したように、斜層理・等層厚線の方向性がともに複雑な形状を示しているにもかかわらず、両者の方向性はほぼ一致している。一般に累層の層厚変化^{注15)}は基盤の昇降運動によって大きく支配されることを考え合わせると、上記の事実は、堆積盆地において砕屑物の供給源をはなれた場所では、砕屑物の運搬方向は、基盤運動によって影響をうけ、多くの場合、隆起あるいは沈降の軸の方向をとろうとする傾向を示すことを意味するものと思われる。

これに対して、砕屑物の供給源近くには、福井・加勢両層は露出していないので資料はえられないが、唐津隆起帯における西彼杵層群下部層などの斜層理の方向の概略は知られている。砕屑物の運搬方向は、供給源の推定海岸線の方向に直角に近い角度をなしているものが多い（第 29, 30, 38 図）。すなわち、海岸線近くの堆積層の等層厚線の一般方向は海岸線に平行になることから推定すると、一般的にいて、供給源の近くではおそらく等層厚線の方向とも直角に近い角度で交わるものと思われる。

以上のことから、複雑な基盤運動をなす堆積盆地においては、狭小な範囲の部分的な等層厚線図のみから砕屑物の運搬方向や供給源の方向を推定することはきわめて危険である。斜層理の方向性の解析やその他多くの資料と相まってはじめて、砕屑物の運搬方向や供給源の方向も推定することが可能となるものと思われる。

V. 2. 6 水流漣痕の方向性

加勢層中部のいわゆるカキ砂岩層中には斜層理と漣痕とが発達するが、漣痕を作っている面の直上あるいは直下には一般に斜層理は認められない。（図版 53, 54, 55, 56）

漣痕については、その垂直断面が非対称的で、普通水流の作用によって形成された水流漣痕だけをえらんだ。その垂直断面における急な斜面の側、すなわち水下側の方向を漣痕の方位とし、これを各漣痕について測定して、第 47 図の赤矢印に示した。漣痕の全測定数は 38 で非常に少ないため、漣痕による解析結果は、斜層理のそれに較べて信頼度が非常に低いと思われるが、一応参考までに両者の関係についてのべる。

A 地区では漣痕を 10 個測定した。斜層理の主方向に対して、ほぼ平行な方向（南西）を示すものが 4 個、これと正反対の北東方向を示すものが 2 個ある。

B・C および D 地区では漣痕を各々 5 個測定したにすぎないので、その方向性についてははっきりしない。

E 地区では漣痕を 13 個測定した。漣痕の方向には斜層理の顕著な方向（南西）に対し直角の南東方向を示すものが 4 個、これと正反対の北西方向を示すものが 5 個ある。

第 47 図は加勢層の斜層理の傾斜方向と水流漣痕の水下側の方向とを、ともに円グラフにあらわしたものである。この図でわかるように、斜層理の方向には南西方向の主方向のほか、これとほぼ直角な北北西方向と南南東方向との 2 方向がやや顕著にあらわれている。一方第 47 図で明らかなように、漣痕についても北西方向およびこれと正反対の南東方向の 2 つが優勢である。

このように両者の主流向は、互にほぼ直角の関係にあり一致しない。このことは、両者が同一地域の同一層準上には共存しないことから、おそらく別個の営力によって生成されたことを示しているものと推定される。しかし、互に直角に近い関係にあるということは、前述したように斜層理から推定される流向が鹿町隆

注15) 2つの同時面と考えられる鍵層に挟まれた地層についてだけあつかう。したがって層厚の変化はある期間内の砕屑物の堆積量の変化とみることもできる。この堆積量の変化を堆積盆地の動きの反映であろうとする考え方。

起部の延びの方向（等層厚線の方第 11 図）に平行であるのに対して、漣痕から推定される流向が、同隆起部の延びの方向にほぼ直角をなしていることを示す。したがって漣痕の生成も基盤の昇降運動やそれによって支配される古地理的条件、たとえばきわめて浅い 1 時的海域の形成に関係があるようにも思われる。今後、漣痕についても、斜層理と同様に、とくに層準別に詳細な研究を進め両者を比較検討する必要がある。

V. 2. 7 松浦（鹿町）3 尺層およびその上下盤（泥岩）の等層厚線との関係

主要夾炭層の平面的な消長を知るために多くの試錐・坑内および地表の諸資料によって佐世保炭田地域について主要夾炭層（炭丈）の等層厚線図（5 万分の 1）を作成した。また炭層の下盤と上盤の等層厚線図を作り、炭層のそれとの関係や炭層の堆積条件について考察した。

これらの等層厚線図から炭層の堆積する前後の環境、とくに水底における水流の方向を推定することができた。この等層厚線から推定された水流の方向と斜層理の方向からのそれとの関係を考察することにする。

本研究においては 1) 大瀬五尺層の下盤（泥岩）、2) 同層の炭丈、3) 同層の上盤（泥岩）、4) 松浦 3 尺層の下盤（泥岩）、5) 同層の炭丈、6) 同層の上盤（泥岩）、6) 砂磐層の下盤（凝灰質砂岩）、8) 同層の炭丈、9) 同層の上盤（炭層の上盤より歌ヶ浦凝灰角礫岩層の下位の凝灰岩までの厚さ）、10) 三枚物炭の炭丈、11) 同層の上盤（本ヶ浦凝灰岩層）について等層厚線図を作成した。

本論においては以上の等層厚線図のうちの代表的な松浦（鹿町）3 尺層についてのみ第 48～50 図に示した。第 48 図は松浦 3 尺層の下盤（泥岩）の等層厚線図で、飛島・江迎東方・神林南西方・世知原付近で厚く 25～30m を示し、佐々駒北東方に 0 m のところがある。等層厚線は北東—南西の方向性を示す。第 49 図は松浦 3 尺層の炭丈の等層厚線図で、田原付近を除いて、一般に佐々川断層の東側とくに神田・松浦炭鉱・志佐川・今福にかけて厚く（炭丈 1 m 以上）江迎・御厨にかけてうすくなり、調川付近ではついに 0 m となる。その等層厚線の方向性は佐々川断層の西側の鹿町地区では北東—南西を示し、同断層の東側ではほぼ東西性の方向を示す。第 50 図は松浦 3 尺層の上盤（泥岩）の等層厚線図で、佐々川断層の東側（国見山断層の北東側久原にかけて）・飛島・江迎東方・楠泊および西川内付近で厚く、15～25 m を示し、今福・せんりう北西・鹿町・矢岳を絡む線（北東—南西方向）では 0～5 m となり、炭層（松浦 3 尺）の直上に砂岩が直接のっている部分も認められる。また佐世保からせんりうに向かうほぼ南北方向に 0 m 地帯がある。等層厚線の方向性は断層の東側においてはほぼ南北が、西側では北東—南西が顕著にあらわれる。等層厚線の形状のうえでの全般的な特徴は、佐々川断層付近を境として、その東側では各図相互の間でもまた地域的にも方向性が一定せず複雑な形を示しているのに対して同断層の西側では、北西—南東～東—西方向の小凹凸を示しながらも全体として常に北東—南西の方向性が明瞭に認められることである。

せんりう炭鉱坑内でみられるように、炭層の上盤として直接砂岩が接する場合は、wash out で削剥されて炭層が薄くなることもある。

Wash out は水流による一種の侵食作用であり、wash out されている部分の分布の延びの方向性は水底の流れの方向性を示すことは一般に認められている。この wash out を示す部分、すなわち 0 m の部分の方向性が全般の等層厚線の方向性を代表していることから推定すると、等層厚線の方向性は水流の方向の影響を最も強く反映しているとみてよいであろう。すなわちこれらの図から炭層の堆積する前後の環境、とくに水底における水流の走向だけは推定することが可能である。これらの等層厚線の方向性は前述した（第 32・37 図）斜層理の傾斜方向、すなわち碎屑物を運んだ水流の方向とよく一致する。（佐々川断層の西側では常に南西→北東方向の水流があったことを示している）。

V. 2. 8 重力分布

北西九州において、第三系の基盤岩とくに結晶片岩類が地表に露出している西彼杵・野母両半島のような隆起地帯の地域は顕著な高重力を示し、一方佐世保炭田のような第三系の堆積地域は著しく低い。また、花崗岩～花崗閃緑岩や相ノ島の変成岩のような先第三紀の堆積岩類の露出地域も高重力を示す。しかしながら、

唐津の花崗岩類や崎戸の南西海底下に露出していると思われる花崗岩類地域は第13図の重力分布にはあまりあらわれていない。

以上のことから花崗岩類の基盤は露出地域については多少の疑いはあるだろうが、少なくとも北西九州においては結晶片岩のような変成岩の基盤岩の露出地域はもちろん、地下や海底下に基盤岩の隆起部の伏在している地域、すなわち、基盤の相対的隆起部では一般に高重力を示す場合が多いとみてよいであろう。

少なくとも本地域については第三系の斜層理の方向は、大観すると高重力地域から低重力地域に向かっており、高重力地域砕屑物の供給源とみなされる場合が多いように思われるが、今後ともこれらに関しては究明する必要がある。

V. 3 堆積史

以上述べた解析結果、とくに斜層理から推定した砕屑物の供給方向および供給源を中心とし、層序・地質構造に関する既往の研究結果を総括して北西九州の第三系の堆積について述べてみたい。

V. 3. 1 相ノ島・江ノ島などの先第三系堆積期 (第 51 図)

相ノ島には先第三系の堆積岩が分布しているが、この堆積岩には次のような特徴が認められる。

1) この堆積層中の礫岩には Crinoid を含む径数 10 cm の石灰岩の礫および径 10 cm の花崗岩礫が含まれており、東にいくほど花崗岩礫の径が小さくなり、その数も急激に減少する。2) 火山砕屑岩層が著しく発達する。3) 江ノ島ではこの堆積岩は明らかに花崗閃緑岩に貫かれ、そのため、変質作用を受けている。したがって、これらのことから、1) 相ノ島に露出する先第三系堆積時には、相ノ島の西側近くに上昇運動のはげしい陸域があり、石灰岩礫や花崗岩礫を東側に供給した。2) 堆積盆地の中心は相ノ島の東方にあって、火山活動は顕著であった。3) この先第三系の地層を花崗閃緑岩（後期白堊紀）が貫き先第三系を変質させたことが推測される。その後、この地域は陸化した。

V. 3. 2 赤崎・寺島両層群堆積期 (第 52 図)

寺島・香焼島付近に赤崎・寺島層群の堆積がある。江ノ島南方南瀬付付近にも赤崎・寺島両層群に対比される地層が堆積している。斜層理の方向も、これら江ノ島および大立島の基盤岩から供給されたような方向を示す。この小島（南瀬・三ツ瀬など）に露出している地層の存在で、相ノ島大立島の隆起帯の中に南瀬沈降部の存在が推定される。この沈降部によって、相ノ島大立島隆起帯は東西の2つの隆起部分かれたものと思われる。

大島・寺島地域（崎戸松島炭田）においては、1) 赤崎・寺島両層群には花崗岩類・江ノ島先第三系と思われる安山岩質岩・凝灰岩・砂岩・泥岩などのやや変質した礫が多く含まれ、寺島隆起部に分布する圧砕花崗岩の礫もわずかながら認められるが、結晶片岩礫は、その微片すらも認められない。2) 斜層理の方向は相ノ島大立島隆起帯および寺島隆起部から供給されたような方向を示す。

これらのことから、赤崎・寺島両層群堆積期に入ると大島寺島付近は沈降域となると同時に、西方の相ノ島大立島隆起帯および寺島隆起部が隆起被侵食域となり、崎戸松島炭田地域に礫砂などの砕屑物を多量に供給するようになったことは明らかである。ただ、ここで注目しなければならないことは、前述したように、この時期には西彼杵野母隆起帯北部の西彼杵半島部（結晶片岩地域）が被侵食地域となった形跡がまったくなく、おそらく、この地域は浅海水域となったものと推定される。

寺島隆起部と西彼杵野母隆起帯北部との間には先第三紀から活動していた呼子ノ瀬戸断層が通っており、この時期には同断層を境としてその西側が西方に傾動しながら隆起し、一部（寺島隆起部）は陸域となっていたことは疑いないと思われる。これに対して同断層の東側は、緩慢な沈降運動によって浅海になった可能性が強い。

高島炭田においては、この時期の堆積層の特徴として、1) 古流系解析の結果では、赤崎層の砕屑物は主



第 51 図 北西九州古地理図概念図（相ノ島・江ノ島などの先第三系堆積期）
 Map showing general idea of paleogeography of northwestern
 Kyushu in stage of sedimentation of Pre-Tertiary in Aino-shima
 and Eno-shima area

として野母半島の隆起帯から供給されたと思われること、2) 花崗岩礫を多量含むこと、3) 崎戸松島炭田においては全然見当らなかった結晶片岩礫が入っていることなどがあげられる。これらのことは本炭田地域においては、赤崎層の堆積期に入ると沈降域となり堆積を開始するが、一方、東側の西彼杵野母隆起帯南部（野母半島）は被侵食地域となり、西方の沈降地域に碎屑物を供給したことを示している。すなわち、この堆積期においては、西彼杵野母隆起帯では、その北部（西彼杵半島）の結晶片岩地域は水域であり、同隆起帯南部（野母半島）は陸域であった。また、相ノ島大立島隆起帯では、その北東部が陸域であり、南瀬付近

では水域となっていたことは明らかであるが、この陸域や水域の拡がりについては不明である。

大島・高島沈降帯はその南部(高島炭田)では、沖ノ島層堆積後陸化したものと推定されるが、同沈降帯北部(崎戸・松島炭田)では、沖ノ島層相当層が現在欠除し、顕著な不整合関係をもって松島層群が寺島層群を覆っているために、沖ノ島層相当層を堆積したかどうかは不明である。いずれにしてもこの海域の陸化は北部の崎戸松島炭田地域からはじまり、やがて、西彼杵野母隆起帯北部および高島炭田地域はすべて陸域となったものと推定される。

V. 3. 3 松島層群堆積期 (第 53 図)

この時期における大島高島沈降帯北部(崎戸松島炭田)の堆積相の特徴としては、1) 寺島層群と松島層群との間には著しい傾斜不整合がある。2) 松島層群の基底から急に西彼杵の結晶片岩礫が入り始め、その大きさも西彼杵半島から遠ざかるにしたがって小さくなる。3) 崎戸層中の水流の方向は西彼杵に近い東域では東→西方向、西方の相ノ島大立島隆起帯に近い池島・大島坑内では西→東の方向を示す。4) 炭層の厚さは東部の露頭付近できわめてうすく、西方深部に行くにしたがって急に厚くなる。5) 炭層付近に *Nelumbo nipponica* ENDO などの植物化石を産出する。

以上のことは、1) 崎戸松島炭田の呼子ノ瀬戸断層西側が陸化後、大島高島沈降帯は、松島層群堆積期に入ると、ふたたび沈降し、海進が始まった。2) これと同時に西彼杵隆起帯および相ノ島大立島隆起帯は急上昇運動を始め、被侵食地域となった。3) 西彼杵野母隆起帯からは多くの結晶片岩礫や脈石英礫などを西側に向かって供給し、西側の相ノ島大立島隆起帯からは、おもに花崗岩源の碎屑物を東方の崎戸松島炭田へ供給したことを示している。この時期においては、呼子ノ瀬戸断層東側における西彼杵隆起帯の上昇運動はとくに激しく、同断層の上昇の側が、先にのべた赤崎・寺島両層堆積時とは逆になっていることは注目される。大島高島沈降帯北部の堆積盆地は沈降運動も緩慢となり、海退期に移ると、潟のような閉鎖された水域になって、半鹹半淡水性から淡水性の環境に移り、崎戸層の炭層が堆積した(第 54 図)。その後陸化して侵食削剝を受けた。これに対して、大島高島沈降帯南部(高島炭田)においては、海退層は認められるが、炭質泥岩の薄層が堆積したのみで、陸化した形跡もなく、西彼杵層群相当層(伊王島層上部)が連続堆積した可能性が高い。

東北方の伊万里佐世保沈降帯は、松島層群堆積初期の海進とほぼ同時期にはじめて海域になったものと推定され、海退期には同沈降帯の西縁部に炭層が堆積した。

V. 3. 4 西彼杵(杵島)層群間瀬層堆積期 (第 55 図)

松島・崎戸・大島付近には古第三系の堆積岩が分布しているが、この堆積岩には次のような特徴が認められる。

1) 基底礫岩層の中に含まれる結晶片岩礫および脈石英礫の最大長径は西彼杵半島の隆起帯から西方に向かって細粒となる。2) 水流方向は主として東→西の方向を示す。3) 本層群は大島高島沈降帯付近では下位の松島層群を不整合に覆い、西彼杵野母隆起帯では基盤岩(結晶片岩・花崗閃緑岩)を直接不整合に覆って覆蔽の状態を示し、北西九州地域に広く分布する。

以上のことは西彼杵層群堆積期に入ると、呼子ノ瀬戸断層の東西両地域ともに沈降し、南西方向から北東方向に向かって顕著な大海侵があり、北西九州のほとんど全域が海底に没し、西彼杵層群(杵島層群)を堆積したことを示している。碎屑物の供給源については不明の点が多いが、少なくとも大島高島沈降帯北部では、本堆積期初期には西彼杵野母隆起帯より供給され、また伊万里佐世保沈降帯北東部では全期間を通じ、唐津隆起帯より供給されたことはほぼ明らかである。その後北西九州は全般的に上昇の傾向を示し、少なくとも西彼杵野母隆起帯北部や唐津隆起部およびそれらの付近では、陸化し、削剝されたことは明らかであるが、伊万里佐世保沈降帯の中心部付近では陸化したかどうかまだ明らかでない。

V. 3. 5 相ノ浦層—福井層堆積期 (第 56 図)

佐世保層群最下部の相ノ浦層の堆積層の特徴は次のとおりである。

2) 下位の西彼杵(杵島)層群とは少なくとも、西彼杵野母隆起帯の北端付近や唐津隆起帯北西縁付近では不整合が認められる。2) 斜層理を有する砂岩層が圧倒的に多くなり、岩相も下位の杵島層群のように泥質砂岩でなく、花崗岩質砂岩となる。3) 炭層や炭質泥岩を頻繁に挟むようになる。4) 本堆積期に入ると、西彼杵層群(杵島層群)にみられるような海棲化石を含む海成層から淡水棲貝化石を含むような堆積相になり、相ノ浦植物群を含むようになる。5) 唐津・西彼杵野母両隆起帯に近いところでは粒度が粗粒となり、ときに礫岩となる。6) 斜層理の傾斜の方向は一般に隆起帯(基盤岩分布地域)から伊万里佐世保沈降帯(堆積盆地)に向かっている。

以上の事実を中心にこの堆積期の地史を総括すると次のようになる。北西九州全域が海成に覆われた大海進も、相ノ浦層堆積初期になると大きく後退した。第 56 図に示すような範囲内は大きな潟のような閉鎖状態に近い環境となり、半鹹半淡水性の貝が棲息し、あるいは植物が繁茂するような環境となって、炭層が堆積した。この堆積時には唐津・西彼杵野母・相ノ島大立島 3 隆起帯は陸域となっており、四周の基盤岩から伊万里佐世保沈降帯に向かつて堆積物を供給した。ついで著しい火山活動が起り、その直後、この潟地域はやや沈降して、海水の侵入をゆるし、いわゆる真申化石層を形成した。つづいて、この海成の堆積盆地は次第に埋没してついに沼沢地化し、川釣層や大瀬五尺のような炭層を堆積したと考えられる。このような、沼沢地と浅海域との繰返しは、佐世保層群堆積時全般を通じて続けられ、多くの炭層を形成したのであろう。

大瀬五尺層堆積時にはその水域は相ノ浦層の堆積初期の水域より、はるかに狭少となり、佐々川断層付近は第 57 図に示すように潟のような水域になったと推定される。

上岩石砂岩層堆積時(第 58 図)における堆積状況については、1) 斜層理の傾斜の方向は、南西→北東の顕著な方向性を示す。2) 層厚は南部では 6 m にすぎないが、北方に向かつて漸次増大し、最厚 40 m となる。3) 上・下層の泥岩中には貝化石・植物化石および炭層を挟むこと、などから次のように推論される。

本砂岩層堆積前後には、古平戸水道の入口付近は堆積物で埋没するか、あるいは隆起運動によって水面すれすれ位に浅化し、伊万里佐世保盆地内は外海と画されて沼地となり、半鹹半鹹水成の泥岩や石炭を形成させるような環境となった。本砂岩層の堆積期になると、後背地である相ノ島大立島隆起帯は急に上昇し、侵食削剝を受けた。古平戸水道から鹿町にかけての帯は沈降し、この古平戸水道を通じて、削剝された砂岩が鹿町付近に供給され、堆積したのであろう。

V. 3. 6 加勢層堆積期 (第 59 図)

1) 斜層理の主方向は上岩石砂岩では南西→北東を示すのに対して、北東→南西である。2) 福井層と加勢層との関係は不整合である。3) 第 11 図に示す等層厚線図でわかるように、福井層堆積後断層の東側の志佐川隆起部が西側に較べてより上昇した。4) 佐々川相ノ島構造線を境にして、地質柱状図が東西両側で異なること。すなわち西側では層厚が薄いものに対して、東側では厚くしかも志佐川付近と黒島の試錐柱状図は類似している。(第 10, 11 図)

加勢層の基底層にあたる楠泊礫質砂岩層の岩相および厚さから推定すると、本層堆積前に陸化した佐々川断層の東西両地域は全般にともに沈降しつつ海域となった。しかし、間もなく同断層の東側は西側よりも急激に沈降したために、本層は西側よりも東側に厚く堆積した。この時から付近一帯は広く海域となり、おそらく杵島(西彼杵)海侵以来の大海侵となったものと想像される。その後伊万里佐世保沈降帯は、隆起するのにともなって海退ははじめ、斜層理の傾斜方向でわかるように下位の福井層上岩石砂岩層の堆積環境とはまったく異なった急激な変化があったものと推定される。その後さらに海退を続け、志佐川付近の試錐で認められた、炭層を堆積するような、(付図 1-1)ほとんど閉鎖された水域となったものと推定される。その後陸化する。

V. 3. 7 大屋層堆積期 (第 60 図)

1) 大屋層の水流の方向は北→南以外の各方向を示している。2) 下位の加勢層との関係は不整合であり、加勢層の等層厚線図 (第 11 図) に示されているように、加勢層の厚さは、佐々川断層西側の江迎隆起部では 40 m にすぎないが、同断層東側の志佐川付近では 350 m に達する。3) 安山岩質凝灰岩層が頻繁に入り、その粒度は南西方に粗粒となる。4) *Bellamy* のような淡水産の貝化石を産する。

以上の事実を中心としてこの堆積期の地史を考察すると次のようになる。

加勢層堆積後陸化し、侵食削剝された。その削剝の程度は、佐々川断層西側の江迎隆起部でもっとも著しく、加勢層の大部分が削剝されて約 40 m を残すのみである。一方、同断層東側では 350 m の層厚を有し、西側に較べると東側の隆起運動はきわめて緩慢であったものと推定される。このような隆起運動によって陸化した伊万里佐世保沈降帯は、烈しい火山活動とともに沈降し、いままでとまったく異なった淡水湖は第 60 図に示すような南西—北東の走向を有する一大湖で、碎屑物は北→南方向以外の多方向から供給されて堆積した。火山活動は断続しながらなお引き続き、堆積盆地は少しずつその中心を西に移動しながら砂岩や泥岩を堆積し続けた。

V. 3. 8 深月層堆積期 (第 61 図)

大屋層の堆積に引き続いて本層の堆積期に入るときわめて著しい火山活動があり、小島崎凝灰角礫岩層を堆積した。この凝灰角礫岩層は南から北に向かって次第に層厚を減じると同時に、細粒化する。したがって、この火山噴出源は南西方の五島方面にあったように推定される。

このような烈しい火山活動はその後、本地域においては第三紀末から第四紀初期まで認められていない。相ノ島大立島隆起帯は隆起を続け、その碎屑物は古平戸水道を通して鹿町・深月地域に供給された。この砂は厚い砂岩層を形成し、泥岩と交互に堆積しつつ、その堆積盆地を少しずつ西に移動した。堆積盆地の沈降運動と碎屑物供給源の隆起運動との相互関係から砂岩と泥岩とを交互に堆積し、その全層厚は約 1,300 m に達した。堆積期後期から海域は徐々に浅化し、ついに陸化した。また、深月西方海岸において閃緑玢岩が深月層を貫いている。この堆積盆地の沈降にともない、1,000 m 以上におよぶ厚い地層を堆積した造盆地運動が地殻内部に影響をおよぼした結果として、酸性岩の活動を誘発したためかもしれない。

なお、これに引き続いて堆積した南田平層については、*Radiolaria* が含まれており海成層であることは明らかであるが、斜層理はみられず、古地理や堆積条件については不明である。

V. 3. 9 平戸層堆積期 (第 62 図)

南田平層堆積後海域は徐々に浅化し、陸化した。その後堆積盆地の中心は西に移動しながら沈降したものとわれ、500 m 以上の地層を堆積した。

1) 水流の方向は種々の方向を示すが、南西→北東、北東→南西が主である。2) 平戸南西端付近に高重力地域がある。3) 花崗岩や珪岩の径 10 数 cm の礫岩を含む。4) 本層の砂岩には十字石が含まれる。5) 明らかに下位の石炭 (おそらく佐世保炭田の石炭か?) を礫として多量に含む。

以上の事実を中心に地史を推定すると次のようになる。堆積盆地の中心は深月層堆積盆地よりさらに西方に移ると同時に水域も西に移動した。平戸隆起帯は急激に上昇し、侵食削剝を受けて、花崗岩礫・珪岩礫および十字石を北東方向に供給した。また、この堆積盆地の東部では東方陸域からも碎屑物の供給をうけた。

VI. 結 論

最大傾斜角を示す斜層理の傾斜方向が、碎屑物を堆積するときの堆積面における水流の方向すなわち碎屑物の運搬方向を示すことは古くから一般に認められている。

本研究においては、北西九州の第三系、とくに佐世保炭田鹿町地区の新三系中上部について、総計 1,522 個の斜層理の方向を地域別・地層別および単層別に解析し、上記の事実に基づいて碎屑物の運搬方向および供給源を考察した。

さらに、重鉱物組成、礫の最大径の分布などの岩石学的方法や等層厚線図・sole marking・漣痕および等重力線図などの方向性と斜層理による解析結果との関係についても若干の検討を加えた。

これらの解析結果に層序・地質構造などの諸資料を加えて、碎屑物の運搬方向や供給源の図示を主眼とした一種の古地理図を作成し、北西九州の第三系について堆積の場と供給源との関係を中心に地史を論じた。(第 51~62 図)

その研究結果の要点は次のとおりである。

1) 斜層理は形態上、平面型、谷型および峯型の 3 つの基本型に分類した。これらのなかで、平面型のものが圧倒的に多く発達し、しかも斜層理の方向の解析にはもっとも効果的であるため、本研究ではこの型の斜層理のみを測定した。

2) 当地域における斜層理の一般的性質は次のとおりである。

イ) 地層別による斜層理の最大傾斜角の出現頻度は 15~20° 付近にもっとも多く現われる。

ロ) set の厚さの最大は 20~30 cm に現われる。

3) 本地域は、第三系の地質構造のうえから唐津・平戸・西彼杵野母および相ノ島大立島の 4 隆起帯と伊万里佐世保・平島および大島高島の 3 沈降帯とに大別される。さらに、伊万里佐世保沈降帯には志佐川・江迎および鹿町の 3 隆起部が、大島高島沈降帯には寺島隆起部が、また相ノ島大立島隆起帯には南瀬沈降部がある。顕著な構造線としては、佐々川・呼子ノ瀬戸および相ノ島の大断層が認められる。

斜層理の方向は、全般的に隆起帯あるいは隆起部から沈降帯の中央部に向かい、沈降帯の第三紀碎屑物は明らかに上記の隆起帯あるいは隆起部から供給されていることを示している。このなかでとくに、伊万里佐世保沈降帯の第三紀碎屑物は、これまで北東→南西すなわち唐津方向から供給されたものと考えてきたが、主運搬方向はむしろ南西→北東および南→北を示し、唐津隆起帯からのみでなく、相ノ島大立島・西彼杵野母両隆起帯からも同様に供給されたことが明らかとなったことは注目すべきであろう。

4) 斜層理以外の方法による碎屑物の運搬方向や供給源の解析結果と斜層理による解析結果との関係についての主要点は次のとおりである。

イ) 伊万里佐世保沈降帯中央部付近では、斜層理の方向性は等層厚線の延びの方向とほぼ一致する。このことは、沈降帯の基盤運動を反映している古地形によって流向が影響をうけ、供給源から離れた部分では、運動の軸の方向に平行になろうとする傾向があるためと推察される。しかしながら、沈降帯の縁辺部では、碎屑物の運搬方向は古海岸線の方向に直角に近い角度をなすものと推定される。

ロ) 礫の最大径については大島高島沈降帯北部の寺島隆起部付近で検討したのみであるが、斜層理からえた碎屑物の運搬方向は、堆積岩中の特定な岩種(結晶片岩や脈石英など)の最大礫の等最大径線の方向にほぼ直交し、最大径の減ずる方向と一致する。

ハ) 重鉱物とくに鉄礫柘榴石および十字石についての解析結果は、斜層理から推定した供給方向や供給源とは矛盾しない。

5) 碎屑物の供給源とその堆積の場との関係は、隆起帯あるいは隆起部の隆起運動とそれに伴う削剝作用、沈降帯あるいは沈降部の沈降運動とそれに伴う堆積作用および佐々川・呼子ノ瀬戸・相ノ島断層の運動の 3 者の相互作用によっておもに規制される。また、斜層理の方向すなわち碎屑物の運搬方向は上記の供給源と堆積の場との関係のほか、堆積盆地の古地理的条件(水域の形状・地形など)や堆積盆地の基盤岩の運動などによって強く支配される。

6) 伊万里佐世保沈降帯の佐々川断層北西側には平島沈降帯に連絡する北東→南西方向の古平戸水道が推定され、少なくとも佐世保層群堆積時以後深月層堆積時まで、伊万里佐世保沈降帯への碎屑物の運搬通路として重要な役割を果たしたであろう。

7) 北西九州第三系についてその砕屑物の供給源と堆積盆地との関係を地史的に総括すると次のとおりである。

イ) 赤崎・寺島両層群堆積期—松島層群堆積前、大島高島沈降帯南部では、鉤形をなす西彼杵野母隆起帯南部から東→西、南→北、西→東方向に砕屑物が供給された。大島高島沈降帯北部では相ノ島大立島隆起帯および西側上昇の呼子ノ瀬戸断層運動によって、被侵食地域となった寺島隆起部から砕屑物が供給された。しかしながら、同断層東側の西彼杵野母隆起帯北部は被侵食域とはならなかった。この両層群堆積後沈降帯は北部より陸化を開始、全域が陸域となった。伊万里佐世保沈降帯は陸域であった公算が大きい。

ロ) 松島層群堆積時—西彼杵層群堆積直前

大島高島沈降帯は全般的に海域となるが、西彼杵野母隆起帯はますます隆起的傾向を強め、相ノ島大立島隆起帯とともに多量の砕屑物を大島高島沈降帯に供給した。本層群堆積期には水域は閉鎖的環境となりやがてこの沈降帯は陸化する。伊万里佐世保沈降帯も水域であったものと推定される。

ハ) 西彼杵(杵島)層群堆積時—佐世保層群堆積直前

大島高島沈降帯・西彼杵野母隆起帯・伊万里佐世保沈降帯はいずれも沈降し、北西九州のほとんど全域が海域となり、西彼杵層群を堆積した。砕屑物の供給源については不明な点があるが、少なくとも一部では西彼杵野母・唐津両隆起帯から供給されたことは明らかである。その後北西九州は全般的に上昇的傾向を示し、伊万里佐世保沈降帯の中心部の一部をのぞいたほとんどの全域は陸化した。

ニ) 相ノ浦層—福井層堆積時—加勢層堆積前

相ノ浦層堆積時になると伊万里佐世保沈降帯は大きな渦のような閉鎖状態に近い環境となり炭層が堆積した。この堆積時には、伊万里佐世保沈降帯は、隆起的運動を行っていた唐津・西彼杵野母・相ノ島大立島の基盤岩地域から、多量の砕屑物の供給をうけ、とくに相ノ島大立島隆起帯からが顕著であった。福井層堆積後は伊万里佐世保沈降帯地域は隆起し陸化した。この隆起運動は佐々川断層を境にして、東側が西側より大きく運動をした。

ホ) 加勢層堆積時—大屋層堆積前

伊万里佐世保沈降帯に属する佐世保炭田は全域が海域となり、唐津隆起帯は隆起的傾向を強め、相ノ島大立島隆起帯とともに多量の砕屑物を佐世保炭田に供給した、加勢層堆積時には、鹿町地区における主運動方向が北東→南西に変じたことは注目される。本層堆積後期には水域は閉鎖的環境となりやがてこの沈降帯は陸化した。おもに陸化後における佐々川・相ノ島両断層の活動によって西側が上昇し、東側よりも多く削剝された。

ヘ) 大屋層堆積以後の新第三紀堆積時

大屋層堆積前まで伊万里佐世保沈降帯および平島沈降帯は陸化していたが、はげしい火山活動とともに沈降し、いままでとまったく異なった淡水の一大湖となり、北→南方向以外の各方向から砕屑物が供給され、大屋層を堆積した。

その後引き続いて伊万里佐世保沈降帯の西半部は沈降を続け、これに対して相ノ島大立島の隆起帯はますます隆起的傾向を強め、多量の砕屑物を伊万里佐世保沈降帯に供給し、1,300 mにおよぶ深月層を堆積した。深月層堆積後陸化し、削剝を受け、ふたたび沈降して南田平層が堆積した。

同層堆積後陸化期を経て平戸層堆積期に入る。この時期になると、平戸隆起帯は急激に上昇して削剝を受け、花崗岩礫や十字石を堆積盆地に供給した。この堆積盆地の中心はいちじるしく西方に移り現在の平戸島付近にあったものと思われる。

大屋層堆積以後各層の堆積盆地の中心は除々に西方に移動した。

(昭和 39 年 6 月稿)

文 献

- 1) 浅野 清・村田茂雄：沖ノ島・伊王島の古第三紀，有孔虫（予報），No. 5, 特集 (1), p. 39~43, 1956
- 2) Brinkman, R.: Ueber Kreuzschichtung im deutschen Buntsand-Steinbecken: Nachr. von der Gesellschaft der Wissensch, Zu Cöttingen, Math. Phys. Kl. Fachgruppe IV. Nr. 32, 1933
- 3) Forche, F.: Stratigraphie und Paläogeographie des Buntsandsteins im Umkreis der Vogesen, Mitt. Geol. Staatsinst, Hamburg 15, p. 15~55, 1935
- 4) 福島時雄：地層の復旧に関する幾何学的考察，地質学雑誌，Vol. 44, No. 520, p.9~13, 1937
- 5) 古川俊太郎：佐世保炭田松浦地区日宇北方地域調査報告，地質調査所月報，Vol. 10, No. 10, p. 899~910, 1959
- 6) 原田格三：日鉄北松試錐柱状図，日鉄鉱業北松鉱業所資料，1959
- 7) 波多江信広・有吉正夫・田代信夫：佐世保炭田志佐川上流地域の地質，特に加勢層の異常発達について，九州鉱山誌，Vol. 29, No. 4, p. 167~178, 1961
- 8) 広川 治・水野篤行：5万分の1地質図幅「肥前高島付野母崎」および同説明書，地質調査所，1962
- 9) 細野 実：伊王島炭田における赤崎層の隆起について，日本鉱業会誌，Vol. 75, No. 855, p. 263~265, 1959
- 10) 今井半次郎：地層学，古今書院，p. 423~428, 1961
- 11) 今井 功・沢村孝之助・吉田尚：5万分の1地質図幅「伊万里」および同説明書，地質調査所，1958
- 12) 井上英二：唐津炭田南北における杵島層群の岩相変化と地質構造，地質学雑誌，Vol. 64, No. 748, p. 29~39, 1958
- 13) 岩橋 徹：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，Vol. 5, No. 3, p. 111~128, 1952
- 14) 岩橋 徹：“佐世保炭田”炭の石炭化度の地質学的研究，九大理研報，Vol. 6, No. 2, p. 95~134, 1963
- 15) Joao Joso Bigarella, & Riad Salamuni: Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu sandstone of Brazil and Uruguay, The Geological Society of America Bulletin, Vol. 72, No. 7, p. 1087~1104, 1961
- 16) 金子史郎：斜交層理の考察(1)，地質学雑誌，Vol. 750, p. 152, 1958
- 17) 加藤芳郎：斜交層理について—分類と統計方法—，地学しずはた，No. 5, p. 1~4, 1954
- 18) 加藤芳郎：斜交層理と堆積環境，地質学研究，No. 7, p. 1~2, 1954
- 19) 加藤芳郎：斜交層理の研究（第1報）—磐田原礫層における特質と統計的方法について—，静岡大農研報，No. 4, p. 111~114, 1954
- 20) 小林 勇・今井 功・松井和典：5万分の1地質図幅「唐津」および同説明書，地質調査所，1956
- 21) Kuene, Ph. H.: Marine Geology, John Wiley and Sons, Inc., p. 363~364, 1950
- 22) Lahee, H.: Field Geology, McGrawHill Book Comp., Inc., p. 80~88, 1941
- 23) 松下久道：九州北部における古第三系の層序学的研究，九大理研報，Vol. 3, No. 1, p. 1~57, 1949
- 24) Mckee, E.D. & G.W. Weir: Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks, Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 64, No. 4, p. 381~389, 1953
- 25) Mckee, E.D. & G.W. Weir: Three types of cross-lamination in Paleozoic rocks of northern Arizona, Am. Jour. Sci., No. 238, p. 811~824, 1940
- 26) 湊 正雄：地層学，岩波書店，p. 71~72, 1953
- 27) 水野篤行：西日本地域における古第三系およ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），地質学雑誌，Vol. 68, No. 807, p. 688~689, 1962

- 28) 水野篤行：西日本地域における古第三系および下部新第三系の古生物年代学研究（第3報）貝類化石群の層位的・地理的分布，地質学雑誌，Vol. 69, No. 808, p. 38~50, 1963
- 29) 長浜春夫：長崎県北松浦郡平戸島付近の地質，地質調査所月報，Vol. 3, No. 11, p. 583~586, 1952
- 30) 長浜春夫：佐世保炭田に関する若干の新事実と考察，地質調査所月報，Vol. 4, No. 1, p. 63~67, 1953
- 31) 長浜春夫：いわゆる佐世保層群の時代について（短報），地質学雑誌，Vol. 59, No. 695, p. 400, 1953
- 32) 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, p. 413~440, 1954
- 33) 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 p. 69~72, 1955
- 34) 長浜春夫：唐津炭田唐津杵島地区桃ノ川南部付近地質調査報告，地質調査所月報，Vol. 6, No. 12, p. 1~8, 1955
- 35) 長浜春夫外2名：5万分の1地質図幅「平戸」および同説明書，地質調査所，1955
- 36) 長浜春夫：松井和典：5万分の1地質図幅「蠣ノ浦」および同説明書，地質調査所，1958
- 37) 長浜春夫：長崎県崎戸松島炭田呼子ノ瀬戸断層運動について，地質学雑誌，Vol. 68, No. 799, p. 199~208, 1962
- 38) 長浜春夫：佐々川断層東西両側の造構造運動からみた佐世保炭田に発達する加勢層とその上下層との関係および偽層の測定から堆積物の供給源を推定した一例，地質学雑誌，Vol. 68, No. 802, p. 414~415, 1962
- 39) 長浜春夫・広川 治：長崎県崎戸町江ノ島南方船瀬などにみられる礫岩層，とくにそれと赤崎・寺島両層群との関係について，（演旨），地質学雑誌，Vol. 68, No. 802, p. 415, 1962
- 40) 長浜春夫：北西九州佐世保・崎戸松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，地質調査所月報，Vol. 13, No. 7, p. 641, 1962
- 41) 長浜春夫：北西九州第三系における偽層について，地質調査所月報，Vol. 13, No. 9, p. 819, 1962
- 42) 長浜春夫：北西九州第三紀の古地理についての2，3の考察，地質調査所月報，Vol. 13, No. 10, p. 913, 1962
- 43) 長浜春夫：佐世保層群中上部における炭層，炭層の上・下盤の等層厚線図および鍵層間の等層厚線図について，地質調査所月報，Vol. 13, No. 11, p. 67~70, 1962
- 44) 長浜春夫・飯島東：偽層および重鉱物からみた北西九州第三系の碎屑物供給方向，（演旨），地質学雑誌，Vol. 69, No. 814, p. 314, 1963
- 45) 長浜春夫：北西九州佐世保層群の層厚解析，（演旨），地質学雑誌，Vol. 69, No. 814, p. 314, 1963
- 46) 長浜春夫：常磐炭田新第三系の斜層理（付・斜層理の定義と分類），地質調査所月報，Vol. 14, No. 7, p. 45~51, 1963
- 47) 長浜春夫：崎戸松島炭田における礫の最大長径からみた供給源，（演旨），地質学雑誌，Vol. 70, No. 826, p. 400, 1964
- 48) 長浜春夫・佐々保雄：斜層理からみた崎戸松島炭田崎戸層堆積前後の古地理，（演旨），地質学雑誌，Vol. 70, No. 826 p. 400, 1964
- 49) 長浜春夫：北西九州第三紀層の斜層理と堆積，地質調査所月報，Vol. 15, No. 8, p. 501~508, 1964
- 50) Nagahama, H.: Tertiary Paleocurrents in Northwest Kyushu with Special Reference to Diagonal Bedding, Proc. Japan Acad., Vol. 40, No. 7, p. 522~527, 1964
- 51) Nagahama, H.: Relation between the Azimuths of Diagonal Bedding Pattern and Isopach Map Pattern on the Fukui Formation of the Sasebo Coal Field, Nagasaki Prefecture, Jour. Geol. Soc. Jap., Vol. 70, No. 827, p. 500~507, 1964
- 52) 長浜春夫・佐藤 茂：佐世保炭田の淡水成層大屋層中に見出された flute casts および groove casts

- (短報), 地質学雑誌, Vol. 70, No. 829, p. 536~537, 1964
- 53) 長浜春夫: 五島列島奈留島から発見された *Bellamy kosasana* とその意義, (演旨), Vol. 16, No. 2, p. 137, 1965
- 54) 長浜春夫: 斜層理および礫の最大長径からみた北西九州松島層群崎戸層および西彼杵層群基底層における碎屑物の供給方向, 地質調査所月報, Vol. 16, No. 4, p. 181~192, 1965
- 55) 長尾 巧: 九州古第三紀層の層序 (その9—その16), 地質学雑誌, Vol. 39, No. 456~463, 1927
- 56) 蟻川親治・松田武雄: 長崎県海陸地帯における重力探査の概要 (予報), 地質調査所月報, Vol. 12, No. 9, p. 57~59, 1961
- 57) 野田光雄・朱雀智介: 芦屋・西彼杵・佐世保3層群の層位関係について, 地質学雑誌, Vol. 61, No. 715, p. 150~161, 1955
- 58) 小原浄之介: 高島炭田の重鉱物, 鉱山地質, Vol. 10, No. 42, p. 197~209, 1960
- 59) 小原浄之介: 崎戸炭田の重鉱物, 九大理研報, Vol. 5, No. 3, p. 129~143, 1961
- 60) 小原浄之介: 重鉱物による北九州諸炭田の地質学的研究, Vol. 6, No. 1, p. 33~70, 1962
- 61) 大塚弥之助: 地質構造とその研究, 朋文堂, p. 20~23, 1952
- 62) 大築洋之助: 20万分の1地質図幅「平戸」および同地質説明書, 地質調査所, 1917
- 63) Pettijohn, F.J.: Sedimentary Rocks, 2nd ed., Harper and Bros., p. 164~170, 1956
- 64) Pettijohn, F.J.: Paleocurrents and Paleogeography, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Vol. 46, No. 8, p. 1468~1490, 1962
- 65) Phillips, F.C.: The use of Stereographi Protection in structural Geology (The problem of secondary tilt), p. 29~32, 1954
- 66) Potter, P.E. & R. Siever: Sources of Basal Pennsylvania Sediments in the Eastern Interior Basin: Cross-Bedding, Jour. Geol., Vol. 64, p. 225~243, 1956
- 67) Potter, P.E. & R. Siever: Chester cross-bedding and sandstone Trends in Illinois Basin, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Vol. 12, p. 1013~1046, 1958
- 68) Potter, P.E. & F. J. Pettijohn: Paleocurrents and Basin Analysis, Springer-Verlag Berlin・Göttingen・Heidelberg, 1963
- 69) Reiche, Parry: An analysis of cross-lamination: The Conconi Sandstone; Jour., Vol. 46, p. 905~932, 1938
- 70) Rubey, W.W. & N.W. Bass: The Geology of Russel County. Kansas, Kans. State Geol. Survey Bull., No. 10, p. 1~86, 1925
- 71) 斎藤林次・木原敏夫・児玉賢二: 唐津炭田北部における芦屋層群と相知層群との間の不整合に就いて (要旨), 地質学雑誌, Vol. 59, No. 694, p. 331, 1953
- 72) 阪口和則: 長崎県西彼杵郡平島の野島層群を含む第三系の化石について, 地学研究, Vol. 12, No. 4, p. 161, 1961
- 73) 佐々保雄外3名: 北海道釧路層群に関する2, 3の問題, 特にその層序と偽層, (演旨), Vol. 69, No. 814, p. 309, 1963
- 74) 沢村孝之助: 北松浦炭田地帯の玄武岩と断層, (演旨), Vol. 58, No. 682, p. 308, 1952
- 75) 沢田秀徳: 北松浦炭田地質図, 同説明書, 日本炭田図II, 地質調査所, 1958
- 76) Schlee, J.: Early Pennsylvanian Currents in the Southern Appalachian Mountains, Geological Society of America Bulletin, Vol. 74, p. 1439~1452, 1963
- 77) Shackleton, J.S.: Cross-strata of the Rough Rock (Millstone grin series) in the Pennines, Liverpool and Manchester, Jour. Geol., Vol. 3, No. 1, p. 109~118, 1962
- 78) Shrock, R.R.: Sequence in Layered Rocks, Fourth Edition McGrawHill Book Company, Inc., p. 242

~254, 1948

- 79) 橘 行一：五島列島相ノ島で見出された熱変成岩類とその原岩石との時代について（予報），地学研究，Vol. 12, No. 4, p. 147~158, 1961
- 80) Takahashi, Kiyoshi: Pollen und sporen des westjapanischen Alttertiärs und Miozäns. (1), Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. ser. D., Vol. 11, No. 3, p. 1~40, 1961
- 81) 竹原平一：佐世保炭田の層序学的研究（そのⅠ—Ⅳ），九州鉱山誌，Vol. 24, No. 8, p. 411~428, No. 9, p. 429~506, No. 11, p. 573~587, No. 12, p. 607~611, 1956
- 82) 棚井敏雅・尾上 亨：佐世保炭田産の化石植物群について（予報），地質調査所月報，Vol. 7, No. 2, p.69~74, 1956
- 83) Twenhofel, W.H.: Principles of sedimentation, New York, McGrawHill, p. 507~511, 1939
- 84) 植田芳郎：五島層群の研究，九大理研報，Vol. 5, No. 2, p. 51~61, 1961
- 85) 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
- 86) 浦田英夫：いわゆる野島層について，九大教養部地研報，No. 2, p. 47~56, 1956
- 87) 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, p. 473~486, 1954
- 88) 山崎達雄・松本徃夫・森永陽一郎：唐津炭田北部における相知・杵島両層群の関係，九大生産研報，No. 29, p. 54~65, 1960

Diagonal Bedding and Accumulation of Tertiary Sediments in Northwestern Kyushu, Japan

By
Haruo Nagahama

Abstract

General remarks

This work has been carried out to find transport directions of the Tertiary sediments of northwest Kyushu by means of diagonal bedding study. This is to throw light upon relationship between sedimentary basins and their hinterlands. For that purpose, the writer has established maps showing source areas of clastics on the basis of some existing data obtained by the writer's stratigraphical study in addition to the data from the diagonal bedding study.

Furthermore, the analytical results obtained from the diagonal bedding study have been compared with those by researches on the objects as cited below, to get more reliable relationship between transport directions and hinterlands. The objects are such as heavy minerals, distribution of maximum pebble size, direction of sole marking, contour lines of isopach map, increasing direction of formation thickness, direction of ripple mark, thickness of pure coal seams and isopach map pattern of layers (mudstone) above and below the coal seam, etc. The measurement points of the diagonal bedding number 1,522 in the present area, and 755 points of them are located in the vicinity of Matsushima in the Sakito-Matsushima Coal Field and in the Kase district in the west of the Sasebo Coal Field. On horizon, the measurement points are most predominant in the Sakito and Maze formations of the Sakito-Matsushima Coal Field, and in the upper parts of the Sasebo group (the Kamiwaishi sandstone and the Kase formation), the Oya formation and the Fukazuki formation. The stratigraphical sequence of the Tertiary sediments developed in these area is shown in Tables 1-3 for every coal field. (Fig. A)

Table 1 Stratigraphic succession of the Takashima Coal Field

Age	Stratigraphy
Paleogene	Upper Iojima formation
	Lower Iojima formation
	Okinoshima formation
	Hashima formation
	Futagojima formation
	Koyagi formation
Pre-Tertiary	Crystalline-schist

* Horizon abundant in points where orientations of diagonal bedding were measured.
 ~~~~~  
 unconformity

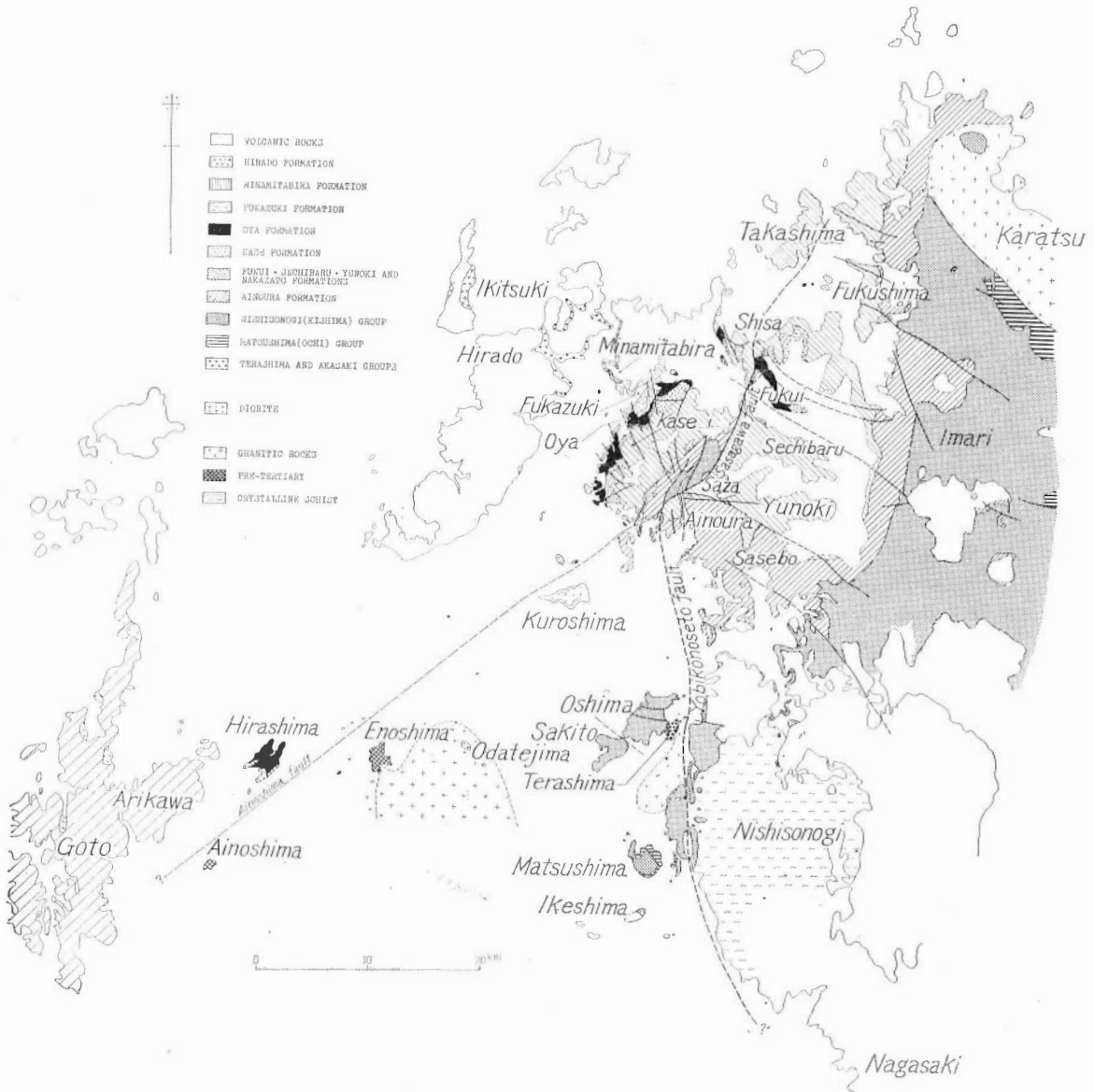


Fig. A General geologic map of northwestern Kyushu, Japan.  
 Note; Hatched area around Arikawa is of Goto group

The diagonal beddings are classified in feature into three types as follows: planar type, trough type and ridge type. The orientations of the diagonal bedding have been measured only on the strata of the planar type. This area is divided from the standpoint of the geological structure into four upheaval zones (the Karatsu, the Hirado, the Nishisonogi-Nomo and the Ainoshiba-Odatejima) and three subsidence zones (the Imari-Sasebo, the Hirashima and the Oshima-Takashima). There are three conspicuous tectonic lines, that is, the Sasa-gawa fault, the Yobikonoseto and the Ainoshiba (Fig. B).

Table 2 Stratigraphic succession of the Sakito-Matsushima Coal Field

| Age                      | Stratigraphy      |                                          |
|--------------------------|-------------------|------------------------------------------|
| Middle or Late Oligocene | Nishisonogi group | Higire formation                         |
|                          |                   | Shioda formation                         |
|                          |                   | Yuridake formation                       |
|                          |                   | Tokuman formation                        |
|                          |                   | Mase formation                           |
| Early Oligocene          | Matsushima group  | Sakito formation<br>Ichigojima formation |
| Middle Eocene            | Terashima group   | Terashima formation                      |
| Early Eocene             | Akasaki group     | Akasaki formation                        |
| Pre-Tertiary             | Mylonitic granite |                                          |

Table 3 Stratigraphic succession of the Sasebo Coal Field

| Age            | Stratigraphy      |                        |
|----------------|-------------------|------------------------|
| Pliocene       |                   | Hirado formation       |
| Late Miocene   | Nojima group      | Minamitabira formation |
|                |                   | Fukazuki formation     |
|                |                   | Oya formation          |
| Middle Miocene | Sasebo group      | Kase formation         |
|                |                   | Fukui formation        |
|                |                   | Sechibaru formation    |
|                |                   | Yunoki formation       |
|                |                   | Nakazato formation     |
| Early Miocene  |                   | Ainoura formation      |
| Oligocene      | Nishisonogi group |                        |

\* Horizon abundant in points where orientations of diagonal bedding were measured.  
 ~~~~~ unconformity

Transport directions and sedimentary sources

The principal relations of the transport directions and sources of clastics obtained by research of the diagonal bedding to those by the other researches are as follows.

1) The transport direction and sedimentary source estimated from the diagonal bedding are not inconsistent with the result obtained by comparison of the almandine and staurolite in the basement rock with those in the Tertiary sandstone.

2) The direction of the diagonal bedding in the Upper Sasebo group coincides with that of the elongation of the isopach map pattern of the same group in the central part of the Imari-Sasebo subsidence zone. This fact leads the writer to an opinion that the transport direction of the clastics was nearly parallel to the axes of the upheaval and subsidence zones, controlled by the tectonic movements.

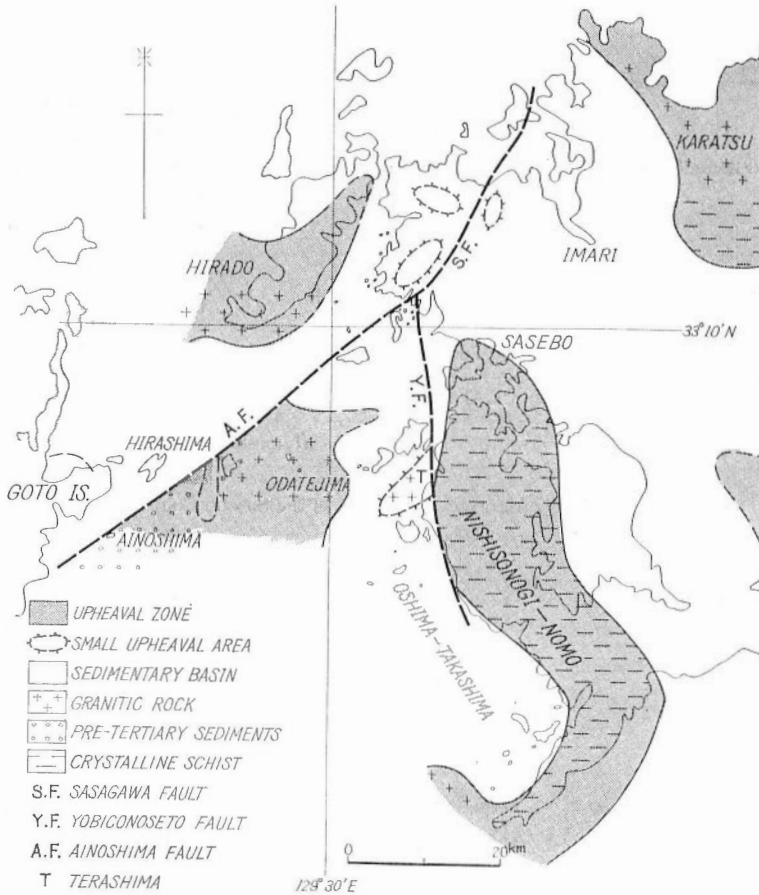


Fig. B General tectonic map of northwestern Kyushu, Japan.

3) The transport direction of pebbles (crystalline schist and vein quartz) estimated from the maps showing maximum pebble size coincides entirely with that of clastics presumed from the orientations of the diagonal bedding.

4) The direction towards which the Kamiwaishi sandstone increases in thickness, coincides with that of its diagonal bedding.

5) The direction of the diagonal bedding in the Fukui formation (Kamiwaishi sandstone) is opposite to that in the Kase formation overlying the Fukui with an unconformity. This fact probably proves that a direction of current was changed to the opposite direction by the tectonic movement.

6) The directions of the sole marking in each of the Oya and the Fukazuki formations coincide approximately with those of the diagonal bedding in the two formations.

7) The direction of current presumed from the thickness of the Matsuura-sanjaku coal seam and the isopach map pattern of the mudstone above and below it, coincides nearly with that of the diagonal bedding.

8) Directions of the ripple marks in this area are not related to those of the diagonal

bedding.

History of sedimentation

The relations between the sources of clastics and the sedimentary basins are historically summarized mainly on the basis of the diagonal bedding in the Tertiary sediments of north-west Kyushu, as follows.

1) Stage during deposition of both the Akasaki and Terashima groups — before deposition of the Matsushima group —

In the Sakito–Matsushima Coal Field, pebbles of granite and somewhat altered pebbles, such as andesite, tuff, sandstone, etc., are contained in both of the Akasaki and Terashima groups, derived from some basement rocks of Enoshima probably of pre-Tertiary, but even minor flakes of the crystalline schist as exposed in Nishi-sonogi peninsula, in neither of the two groups. The directions of the diagonal bedding suggest that the sediments were supplied from the Ainoshima–Odatejima upheaval zone and the Terashima small upheaval area. On the other hand, the pebbles of crystalline schist lacking in the Akasaki and the Terashima formations of the Sakito–Matsushima Coal Field are found in the Koyagi formation of the Takashima Coal Field. This fact and the direction of the diagonal bedding indicate that the matters of the sediments were transported from the Nishisonogi–Nomo upheaval zone. The evidences as described above indicate that the sediments of the Takashima

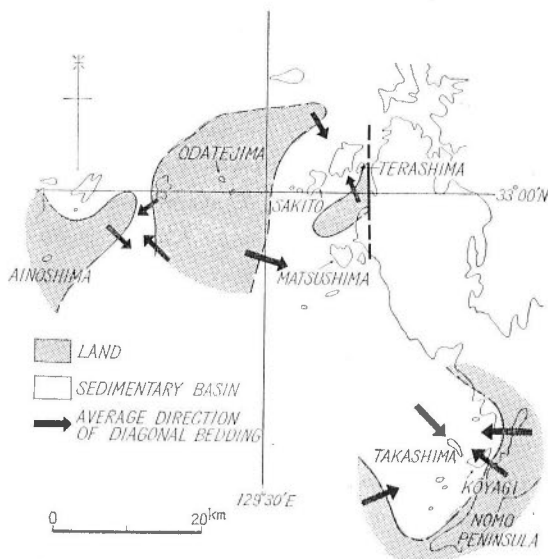


Fig. C Map showing general idea of paleogeography of northwestern Kyushu in Akasaki and Terashima stages.

Coal Field were supplied from the Nishisonogi–Nomo upheaval zone, as illustrated in Fig. C and those of the Sakito–Matsushima Coal Field, from the Ainoshima–Odatejima upheaval zone and the Terashima small upheaval area. In the next stage the sedimentary basin was raised up above sea-level.

2) Stage during deposition of the Matsushima group — immediately before deposition of the Nishisonogi group.

In the Sakito–Matsushima Coal Field, the Matsushima group overlies the Terashima group with a remarkable unconformity. The pebbles of the crystalline schist as distributed in Nishisonogi peninsula are abruptly found for the first time at the basal part of the Matsushima group. The direction of the diagonal bedding is such as illustrated in Fig. D.

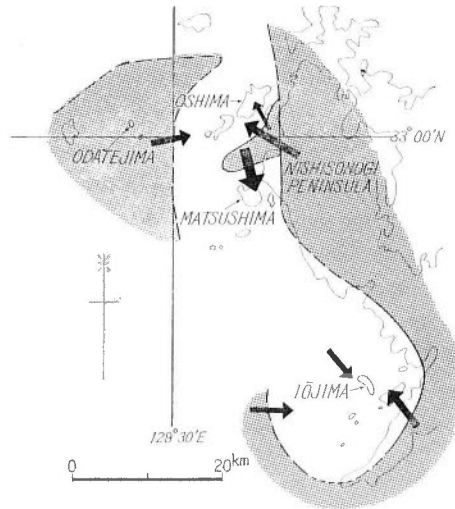


Fig. D Map showing general idea of paleogeography of northwestern Kyushu in Matsushima stage. Legend same as in Fig. C.

Those facts indicate that the sediments were supplied from the Nishisonogi–Nomo upheaval zone and the Ainoshima–Odatejima to the Oshima–Takashima subsidence zone. In the next stage the sedimentary basin was elevated up above sea-level.

3) Stage during deposition of the Nishisonogi (Kishima) group — just before deposition of the Sasebo group.

A majority of northwest Kyushu region was submerged to accumulate the sediments of the Nishisonogi group. In the subsequent stage almost of the sedimentary basin (Imari–Sasebo subsidence zone) excluding a central portion was raised up above sea-level.

4) Stage during deposition of the Ainoura formation.

In this stage the sediments were accumulated in the Imari–Sasebo subsidence zone as represented by a extensive lagoon separated from the open sea.

5) Stage during deposition of the Kamiwaishi sandstone — before deposition of the Kase formation.

The diagonal beddings of the Kamiwaishi sandstone interbedded in the Fukui formation show the principal direction of SW→NE, as illustrated in Fig. E. The thickness of the sandstone is 6m in the southern district and increases to 40m northwards.

In the stage during deposition of the sandstone the Ainoshima–Odatejima upheaval zone was rapidly elevated and a vast volume of substances eroded away from the upheaval land was transported into the Kase area of the Sasebo Coal Field. In the subsequent stage the sedimentary basin was lifted up above sea-level. The land was elevated up higher on the east side of the Sasagawa fault than on the west side.

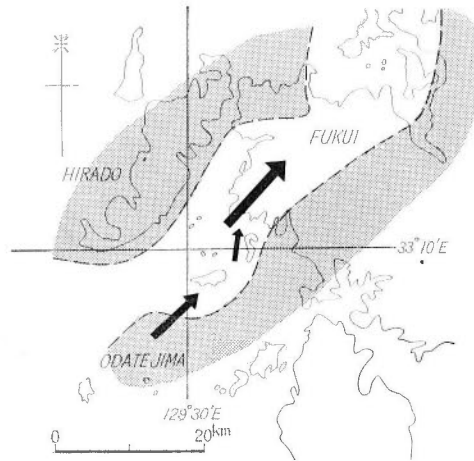


Fig. E Map showing general idea of paleogeography of northwestern Kyushu in Fukui (Kamiwaishi sandstone) stage. Legend same as in Fig. C.

6) Stage during deposition of the Kase formation — before deposition of the Oya formation.

As illustrated in Fig. F the direction of the diagonal bedding of the Kase formation is NE→SW, reverse to that of the Kamiwaishi sandstone. The Kase formation overlies the

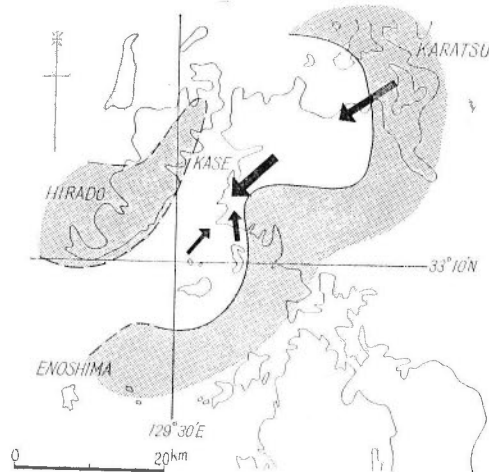


Fig. F Map showing general idea of paleogeography of northwestern Kyushu in Kase stage. Legend same as in Fig. C.

Fukui formation with an unconformity. The data above-mentioned prove that the increasing upheaval of the Karatsu zonal area resulted in accumulation of the sediments supplied from the Karatsu upheaval zone in the area of the Kase formation. It is noteworthy that the prevailing transport direction was changed from SW→NE into NE→SW in the Kase area. Afterwards the basin was lifted up above sea-level.

7) Stage during deposition of the Neogene since deposition of the Oya formation.

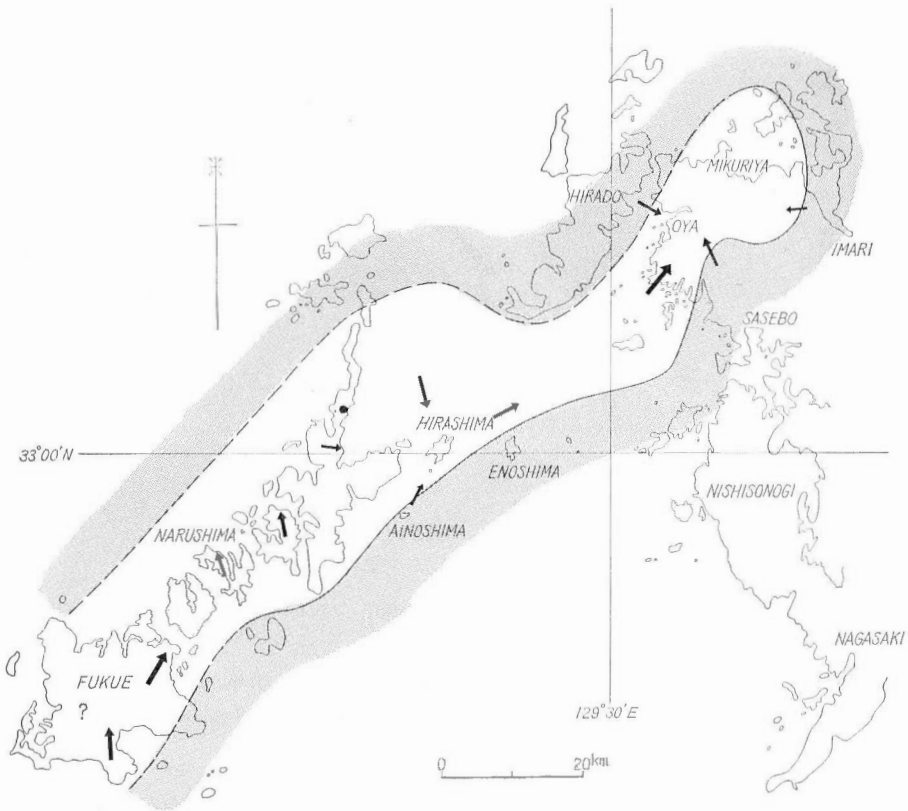


Fig. G Map showing general idea of paleogeography of northwestern Kyushu in Oya stage.
Legend same as in Fig. C.

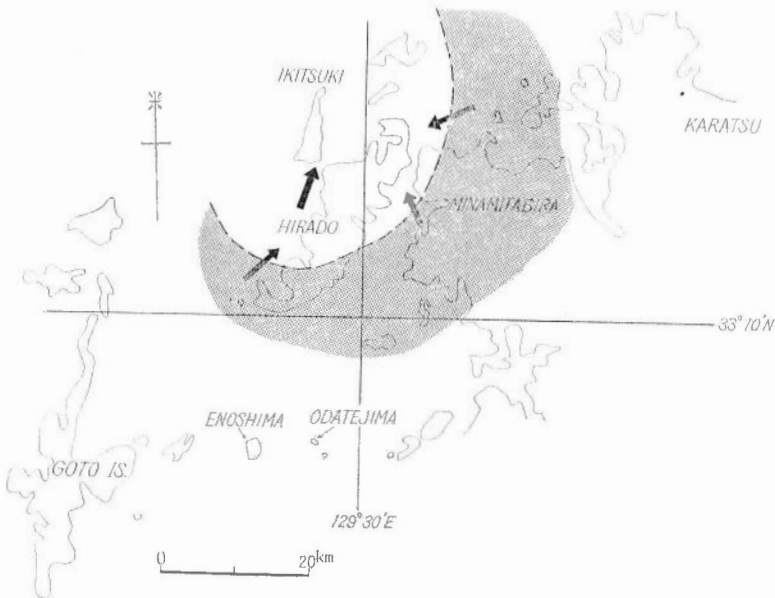


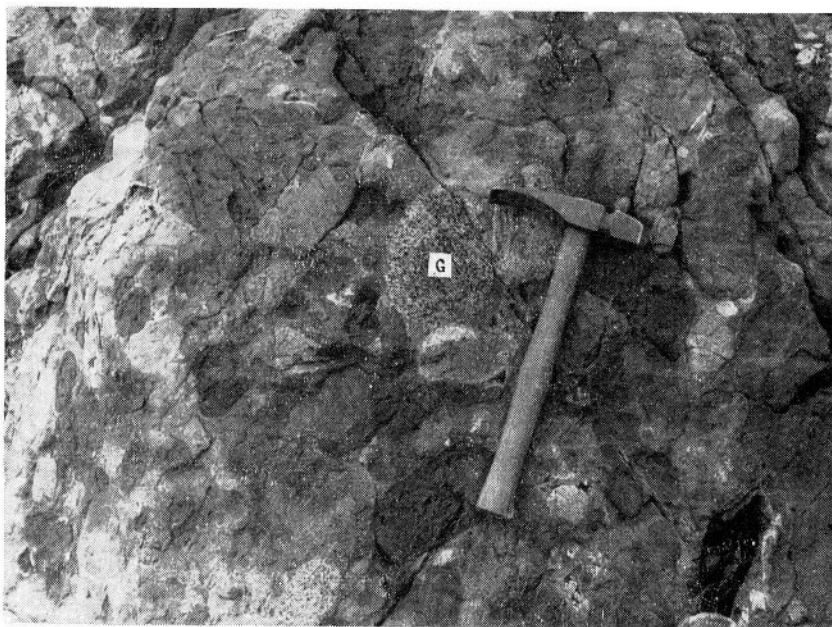
Fig. H Map showing general idea of paleogeography of northwestern Kyushu in Hirado stage.
Legend same as in Fig. C.

The Imari-Sasebo area was depressed down to a fresh water lake, accompanied by a violent volcanic activity, where clastics were transported into from several directions excepting N→S to pile up the Oya formation.(Fig. G) Succeeding this, the center of the zonal sedimentary basin was gradually migrated to the west, keeping up transportation of a great quantity of sediments (the Fukazuki formation) from SW to NE. After the subsequent interval of uplifting of the area above sea-level, the Minamitabira formation was accumulated.

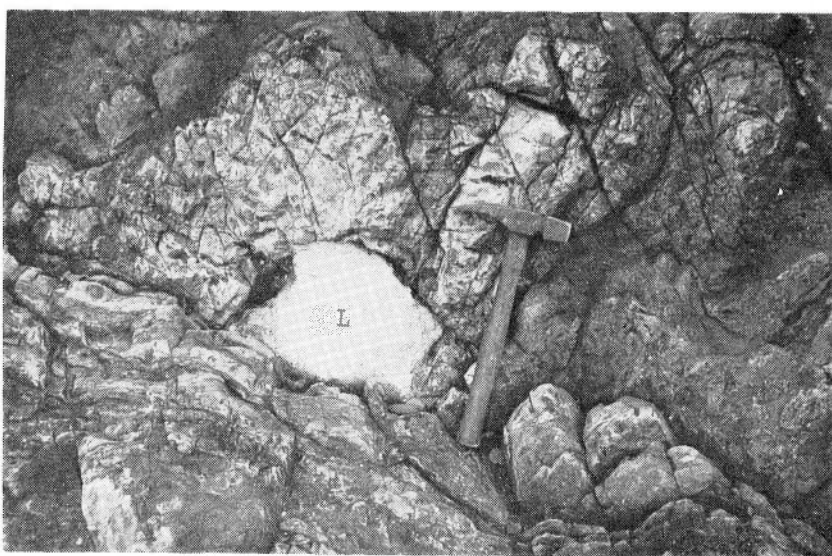
The next stage began with sudden uplift of the Hirado upheaval zone, which was eroded away to supply the substances containing granite pebbles and staurolite and to accumulate the Hirado formation.(Fig. H)

PLATES
AND
EXPLANATIONS

(with 56 Plates)



図版 1 相ノ島北西海岸にみられる礫岩
G…花崗岩礫
Conglomerate on northwestern seashore of Ainosima, Gotō, Nagasaki prefecture.
G.....Granite



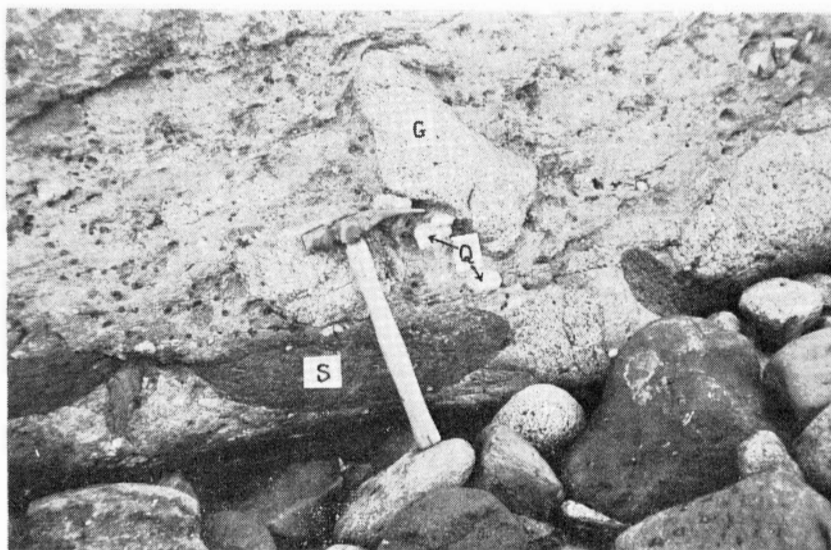
図版 2 相ノ島北西海岸にみられる礫岩
L…石灰岩礫
Conglomerate on northwestern seashore of Ainosima, Gotō, Nagasaki prefecture.
L.....Limestone



図版 3 葎島層基底礫岩層・大島葎島
Q…脈石英礫
S…結晶片岩礫

Basal conglomerate of Ichigojima formation, Ichigojima, Oshima, Nagasaki prefecture.

Q.....Vein quartz
S.....Crystalline schist



図版 4 間瀬層基底礫岩層・高帆山南南海岸

Q…脈石英礫・G…花崗閃綠岩礫・S…結晶片岩礫

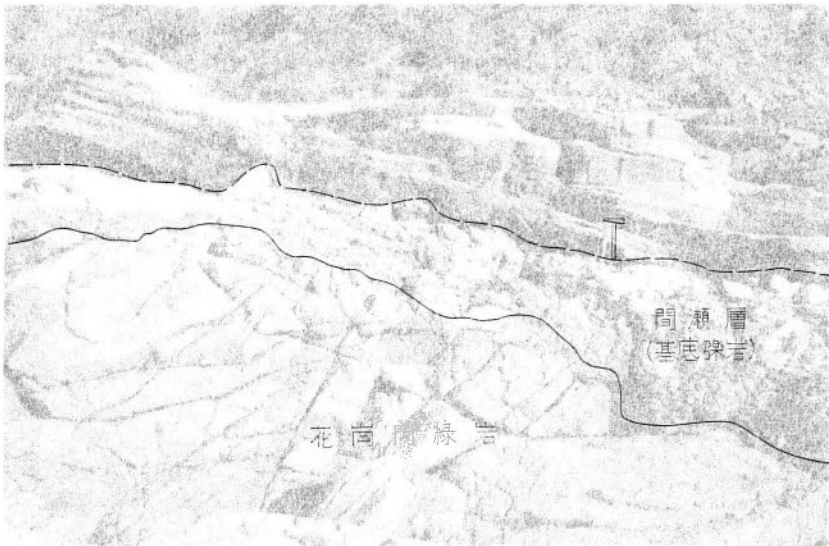
Basal conglomerate of Mase formation, Takaboyama, Nagasaki prefecture.

Q.....Vein quartz
G.....Granodiorite
S.....Crystalline schist



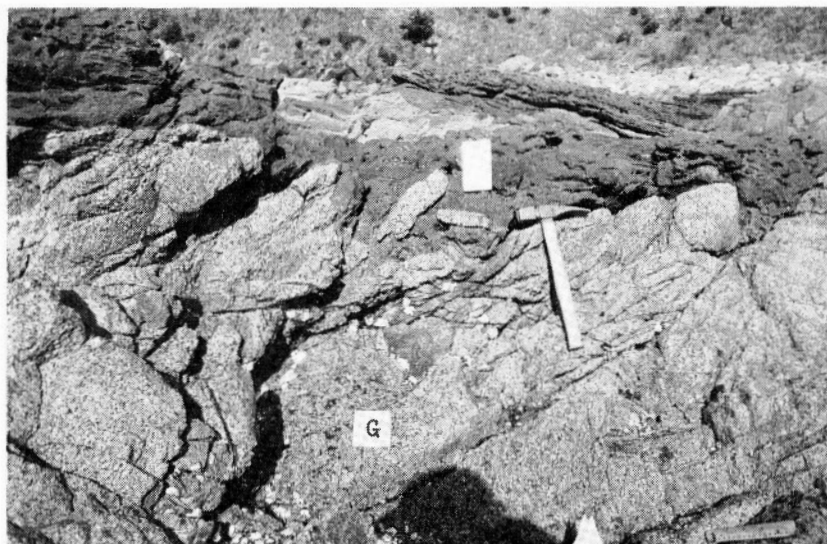
図版 5 基礎岩（花崗閃綠岩）と間瀬層との不整合関係
高松市高松山

Photo showing unconformity between basement (granodiorite) and Mase formation, Takabonmura, Nagasaki prefecture.
G.....Granodiorite



図版 6 基礎岩（花崗閃綠岩）と間瀬層との不整合関係
高松市高松山

Photo showing unconformity between basement (granodiorite) and Mase formation, Takabonmura, Nagasaki prefecture.
G.....Granodiorite



図版 5 基盤岩（花崗閃緑岩）と間瀬層との不整合関係
高帆山南西海岸

Photo showing unconformity between basement (granodiorite) and
Mase formation, Takaboyama, Nagasaki prefecture.

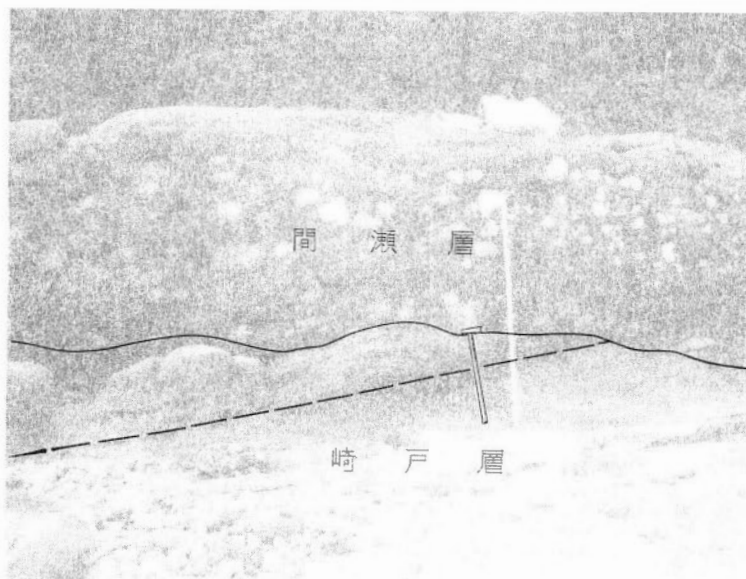
G.....Granodiorite



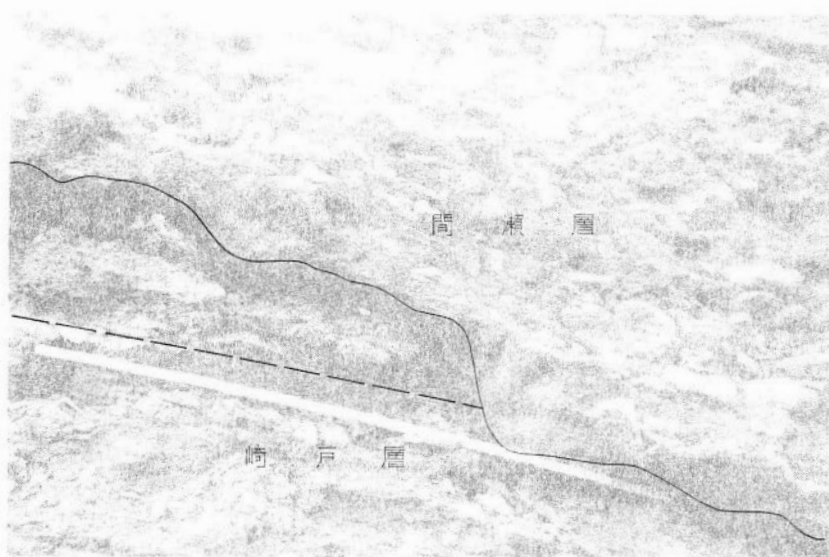
図版 6 基盤岩（花崗閃緑岩）と間瀬層との不整合関係
高帆山南西海岸

Photo showing unconformity between basement (granodiorite) and
Mase formation, Takaboyama, Nagasaki prefecture.

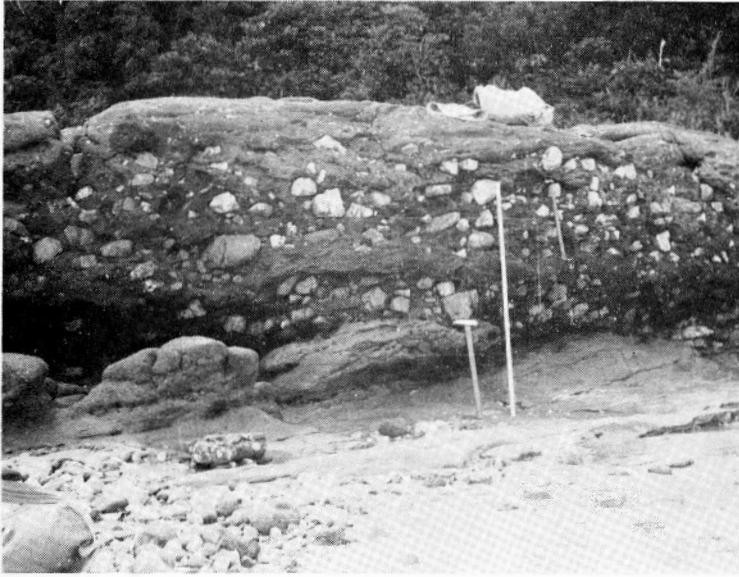
G.....Granodiorite



圖版 7 一 新島群 崎戸層 579180 岩層の境界部を以てしたる岩層
 間瀬層の上部に、崎戸層の下部
 Photo showing boundary between Mansetsu and Sakido formations,
 Oshima, Nasai di area.



圖版 7 一 新島群 崎戸層 579180 岩層の境界部を以てしたる岩層
 間瀬層の下部に、崎戸層の上部
 Photo showing micaceous and calcareous structures between
 Mansetsu and Sakido formations,
 Oshima, Nasai di area.



図版 7 松島層群（崎戸層）とその上位の西彼杵層群（間瀬層）との不整合関係
長崎県西彼杵郡大島町大小島北東
Photo showing unconformity between Sakito and Mase formations,
Oshima, Nagasaki prefecture.

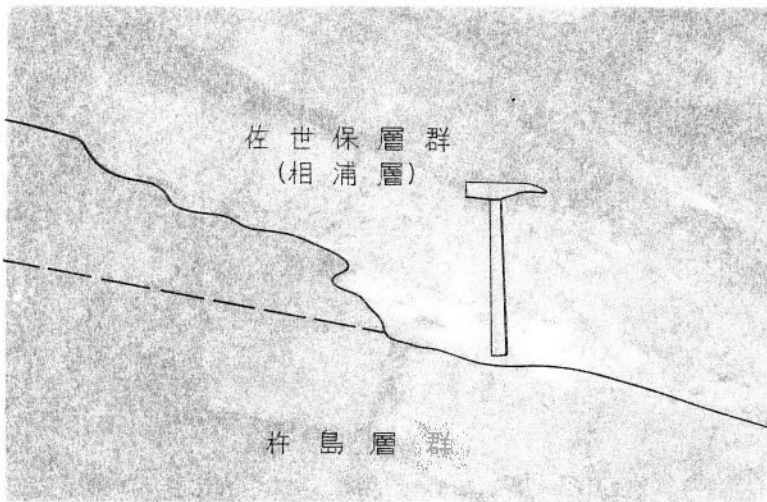


図版 8 松島層群（崎戸層）とその上位の西彼杵層群（間瀬層）との不整合関係
長崎県西彼杵郡大島町大小島北西
Photo showing unconformity between Sakito and Mase formations,
Oshima, Nagasaki prefecture.



図版 9 崎戸層(上)と、間瀬層(下)の境界
 西蔵省地大館(和歌山)
 地質調査所
 昭和十一年

Plate 9. Boundary between the upper Sakido Formation and the lower Mansai Formation
 Geological Institute, Imperial University of Japan, Wakayama
 Geological Survey of Japan
 1931



佐世保層群(相浦層)と杵島層群の境界
 西蔵省地大館(和歌山)
 地質調査所
 昭和十一年

Plate 10. Boundary between the Sasebo Group (Aihara Formation) and the Kushima Group
 Geological Institute, Imperial University of Japan, Wakayama
 Geological Survey of Japan
 1931



図版 9 崎戸層とその上位の間瀬層との不整合関係

西彼杵郡大瀬戸町福島

Q…脈石英礫

S…結晶片岩礫

Photo showing unconformity between Sakito and Mase formations,
Fukushima, Ōsetomachi, Nagasaki prefecture.

Q.....Vein quartz

S.....Crystalline schist



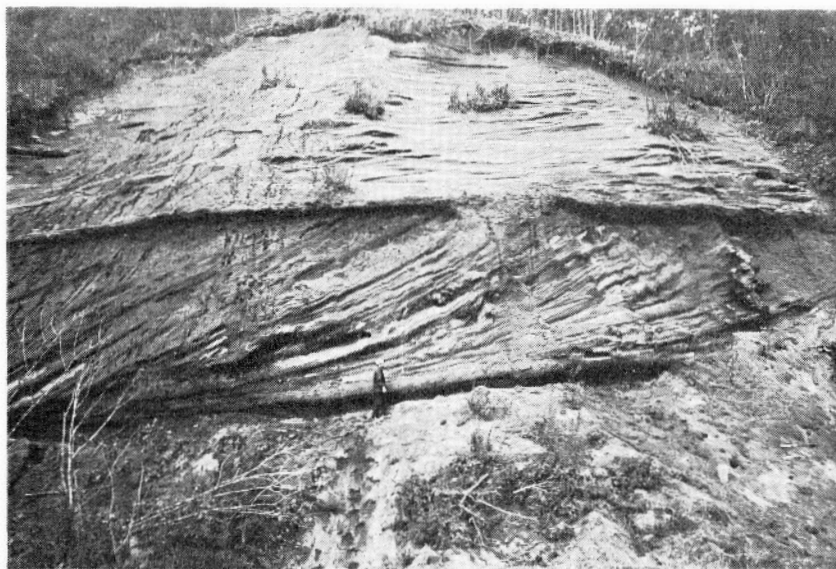
図版 10 杵島層群と佐世保層群との関係

吉井町狸山国道西側

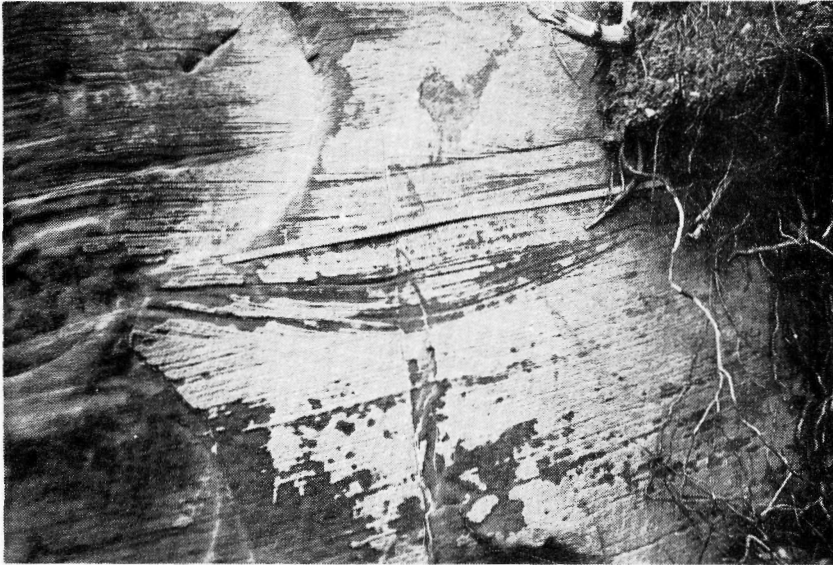
Photo showing relation between Kishima and
Sasebo groups, Yoshii, Nagasaki prefecture.



図版 11 斜層理 (平面型)
鹿町町赤島北西 (深月層)
Diagonal bedding (Planar type), Shikamachi,
Nagasaki prefecture (Fukazuki formation).



図版 12 斜層理 (平面型)
北海道釧路標茶塘路北西 (鶴居層)
Diagonal bedding (Planar type), Shibeche,
Kushiro, Hokkaido (Tsurui formation).



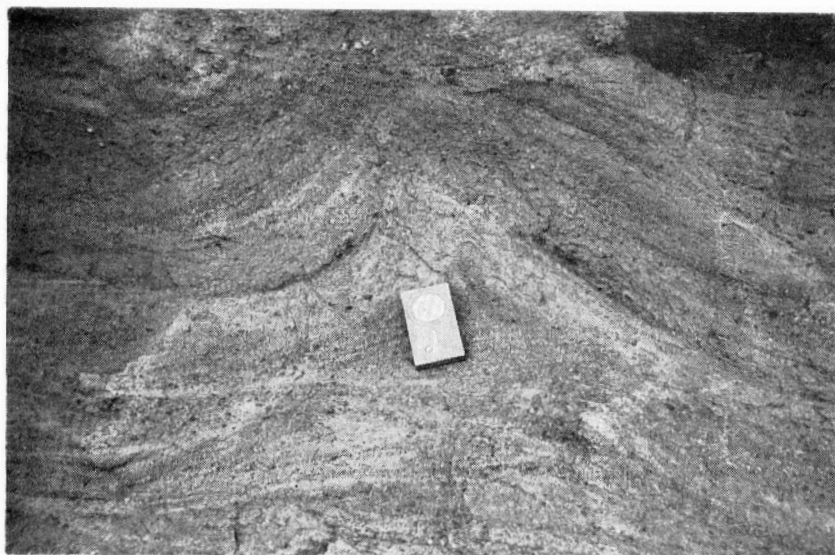
圖版 13 斜層理 (谷型)
鹿町町九頭島 (深月層)
Diagonal bedding (Trough type), Shikamachi,
Nagasaki, prefecture (Fukazuki formation).



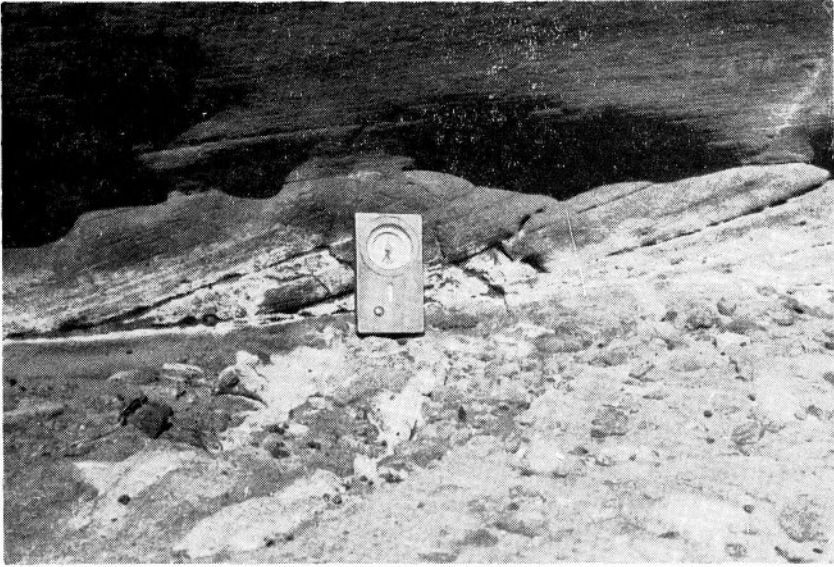
圖版 14 斜層理 (谷型)
北海道釧路標茶阿蘇内新道 (鶴居層)
Diagonal bedding (Trough type), Shibecha,
Kushiro, Hokkaido (Tsurui formation).



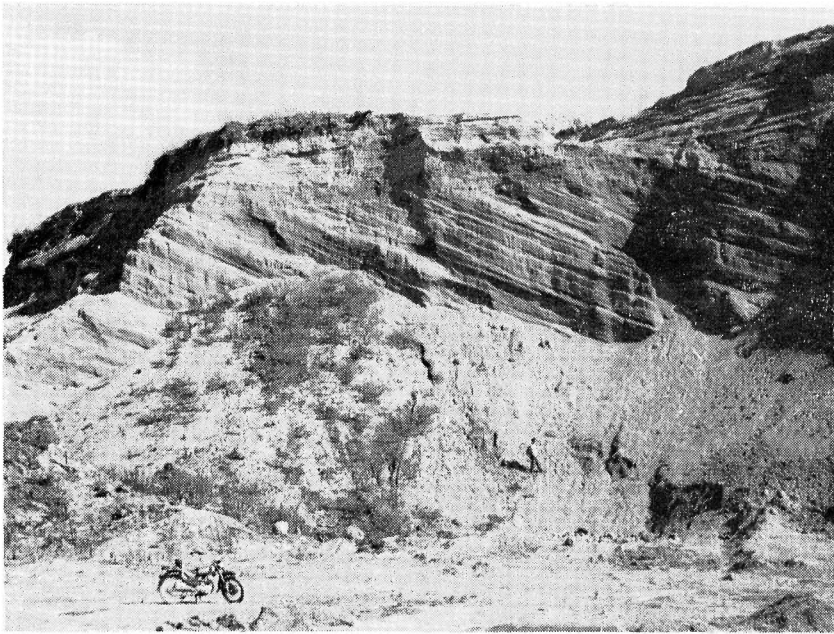
図版 15 斜層理 (峯型)
北海道釧路標茶シラルトロ湖 (鶴居層)
Diagonal bedding (Ridge type), Shiibecha,
Kushiro, Hokkaido (Tsurui formation).



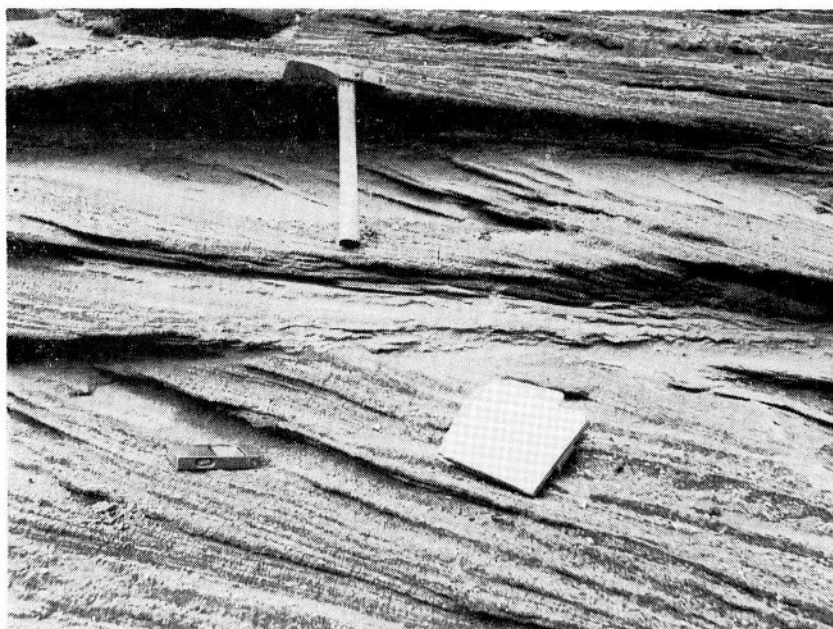
図版 16 斜層理 (峯型)
北海道釧路市興津海岸 (雄別層)
Diagonal bedding (Ridge type), Kushiro
city, Hokkaido (Yūbetsu formation).



図版 17 釧路市春採層の斜層理
釧路市オソツナイ海岸
Diagonal bedding in Harutori formation,
Kushiro city, Hokkaido.



図版 18 “釧路層”の斜層理
北海道白糠町庶路コイトイ川下流海岸
Diagonal bedding in Tsurui formation,
Shoro, Shiranuka, Hokkaido.



図版 19 “鶴居層”の斜層理
北海道釧路国標茶町シラルトロ沼南東岸
Diagonal bedding in Tsurui formation, Shibeche, Kushiro, Hokkaido.



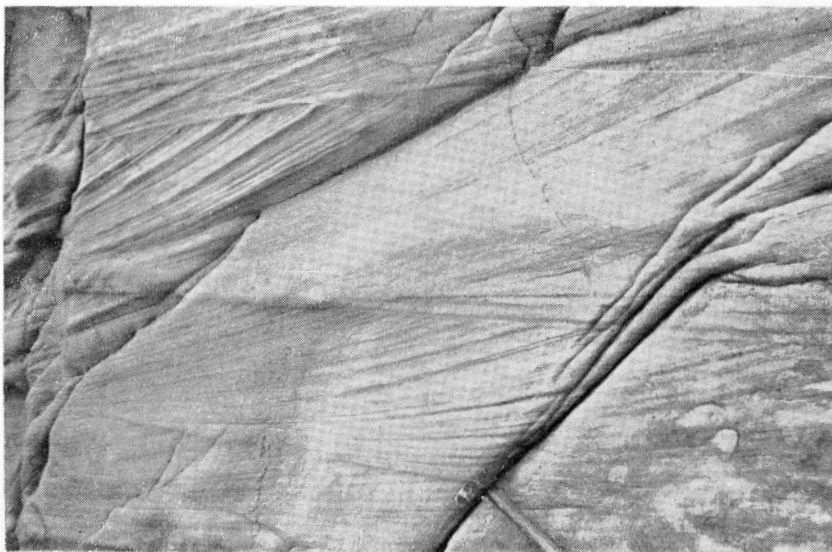
図版 20 “釧路層”の斜層理
北海道釧路国釧路村細岡駅北方(約1,200m)
Diagonal bedding in Tsurui formation, Kushiro, Hokkaido.



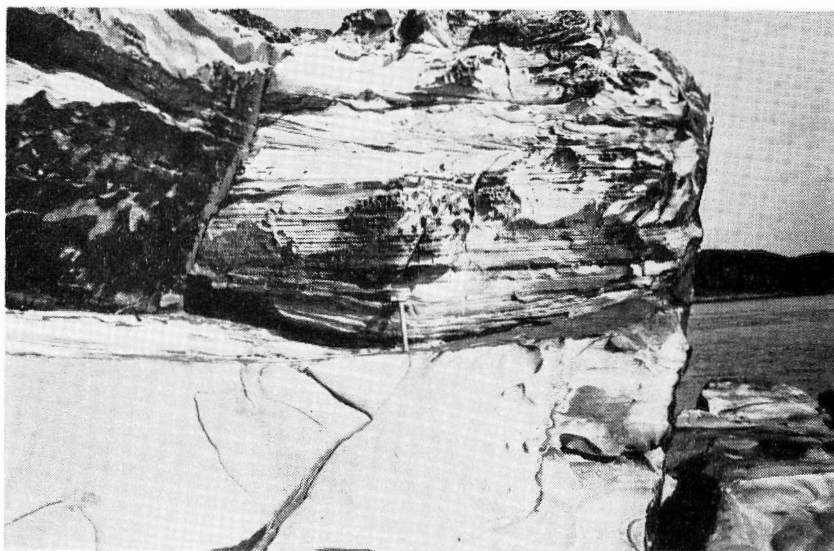
図版 21 対州層群上部層の斜層理
長崎県下県郡船越村猫崎海岸
Diagonal bedding in upper Taishu group, Nekozaki,
Funakoshi, Shimoagata, Nagasaki prefecture.



図版 22 神ノ島層の斜層理
高島炭田(高島)
Diagonal bedding in Okinoshima formation,
Takashima Coal Field.



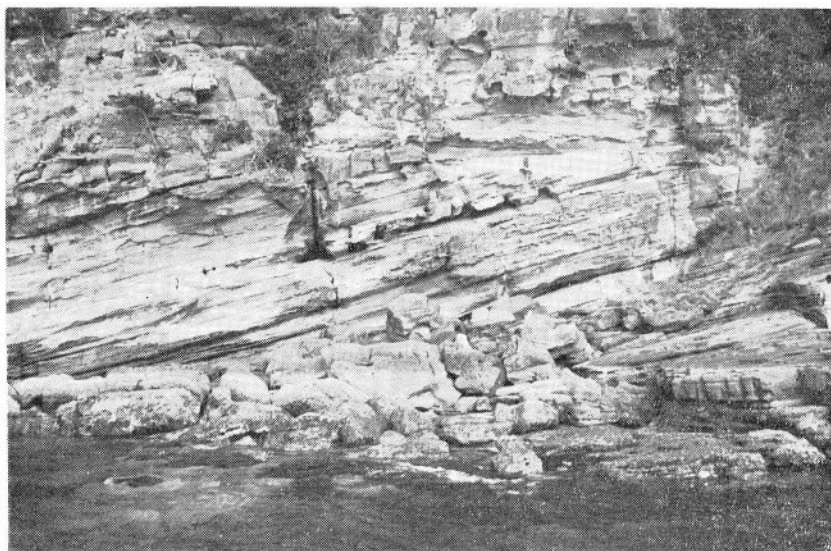
図版 23 崎戸層の斜層理
西彼杵郡大瀬戸町松島ゼゼガ浦
Diagonal bedding in Sakito formation, Zezegaura,
Osetomachi, Nagasaki prefecture.



図版 24 崎戸層の斜層理
西彼杵郡大瀬戸町松島 ツノ瀬
Diagonal bedding in Sakito formation, Tsunose,
Osetomachi, Nagasaki prefecture.



図版 25 間瀬層の斜層理
西彼杵郡大島町徳万海岸
Diagonal bedding in Mase formation, Tokuman,
Oshima, Nagasaki prefecture.



図版 26 間瀬層の斜層理
大瀬戸町鴨崎
Diagonal bedding in Mase formation, Kamozaki,
Osetomachi, Nagasaki prefecture.



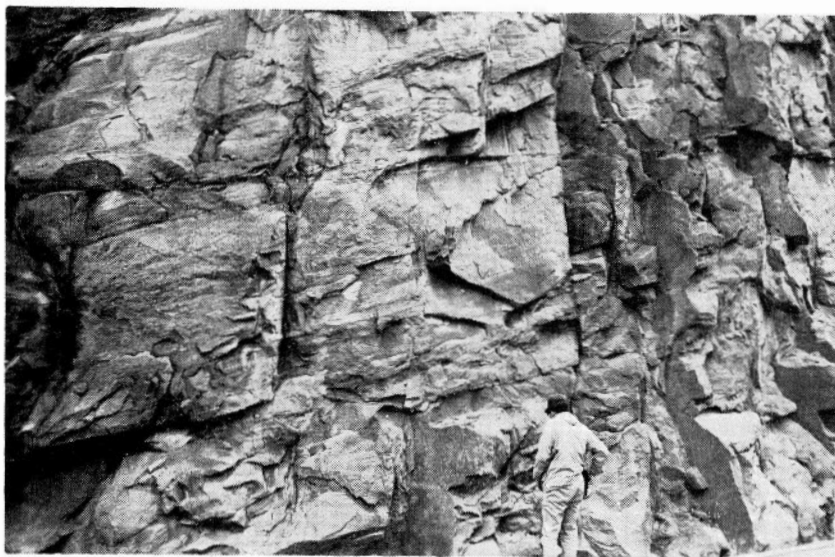
図版 27 相ノ浦層の斜層理
北松浦郡福島町祝崎
Diagonal bedding in Ainoura formation, Yuwaizaki,
Fukushima, Nagasaki prefecture.



図版 28 相ノ浦層の斜層理
佐世保市真串
Diagonal bedding in Ainoura formation,
Masaru, Nagasaki prefecture.



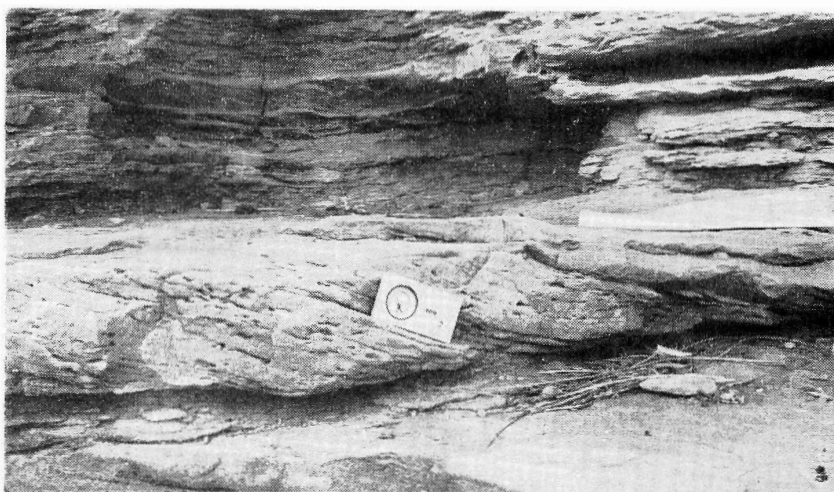
図版 29 上岩石砂岩層の斜層理
北松浦郡鹿町町鹿町北方
Diagonal bedding in Kamiwaishi sandstone,
Shikamachi, Nagasaki prefecture.



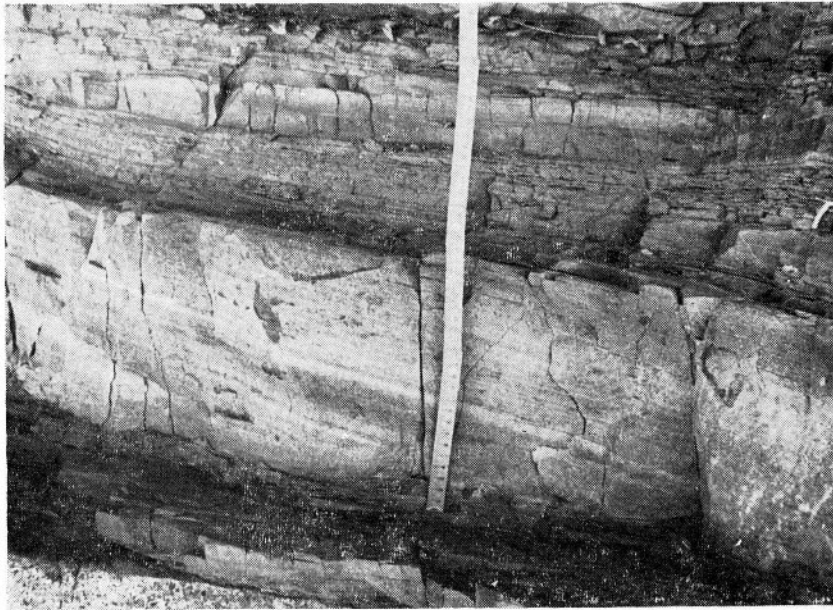
図版 30 上岩石砂岩層の斜層理
鹿町町船村
Diagonal bedding in Kamiwaishi sandstone,
Funenonura, Shikamachi, Nagasaki prefecture.



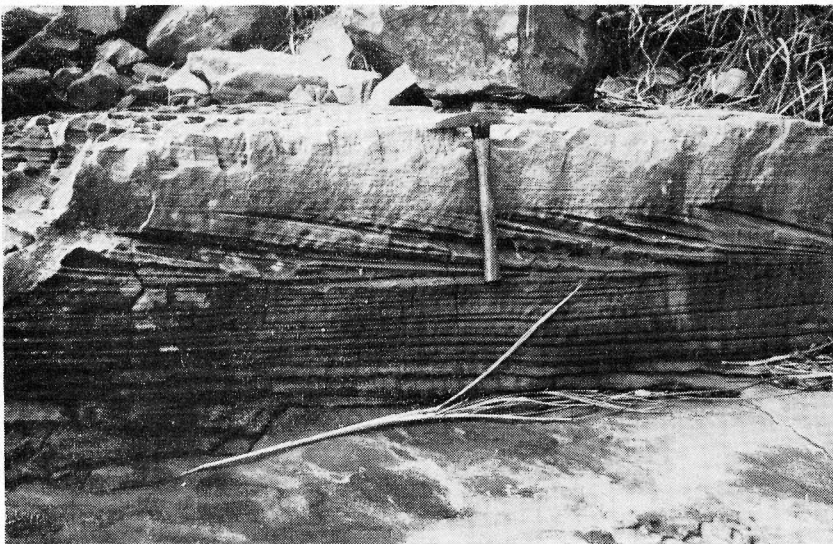
図版 31 加瀬層（カキ砂岩）の斜層理
小佐々町名切南方
Diagonal bedding in Kase formation (Ostrea sandstone),
Nagiri, Kozasa, Nagasaki prefecture.



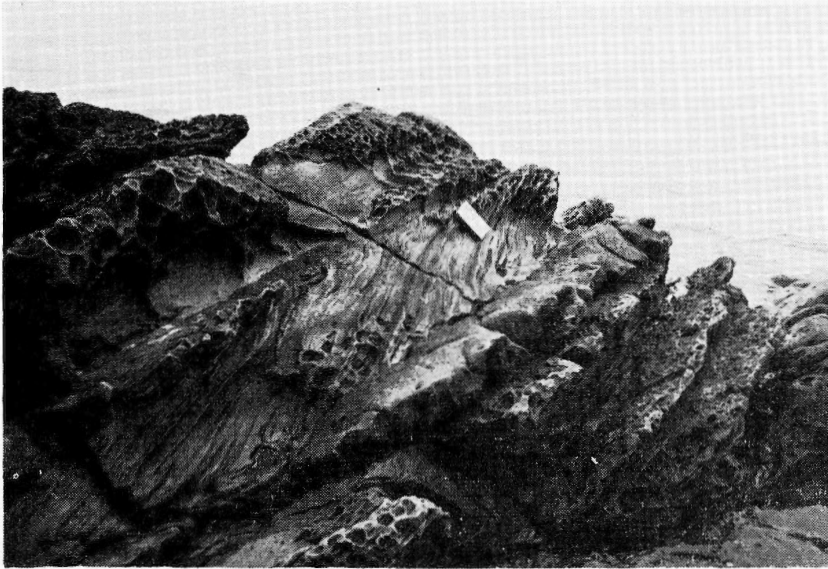
図版 32 加勢層（カキ砂岩）の斜層理
小佐々町楠泊西方海岸
Diagonal bedding in Kase formation (Ostrea sandstone),
Kusudomari, Kozasa, Nagasaki prefecture.



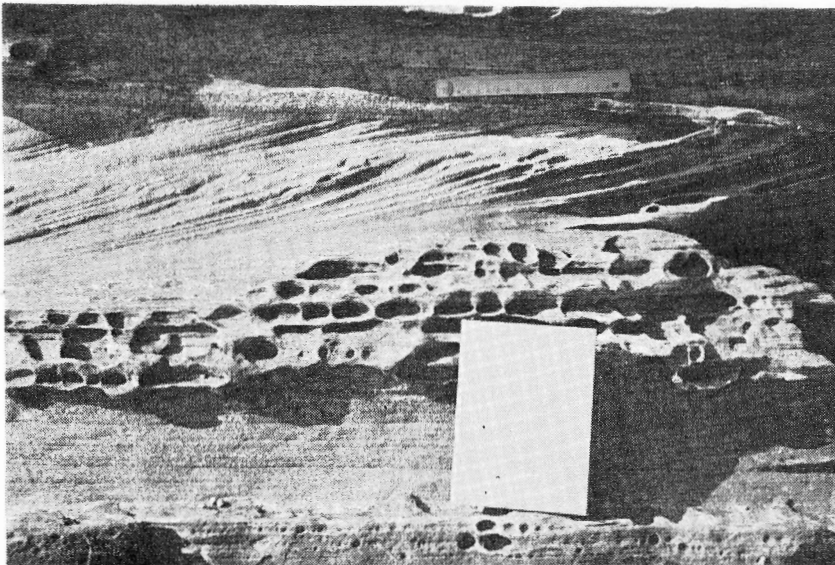
図版 33 大屋層(下部)の斜層理
鹿町町加勢海岸
Diagonal bedding in lower Oya formations,
Kase, Shikamachi, Nagasaki prefecture.



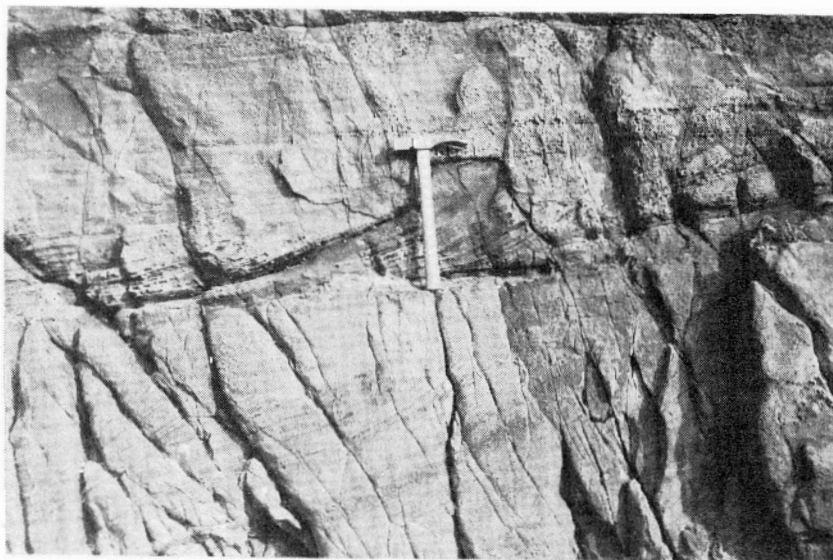
図版 34 大屋層(上部)の斜層理
鹿町町壱泊島
Diagonal bedding in upper Oya formation, Tōdomarijima,
Shikamachi, Nagasaki prefecture.



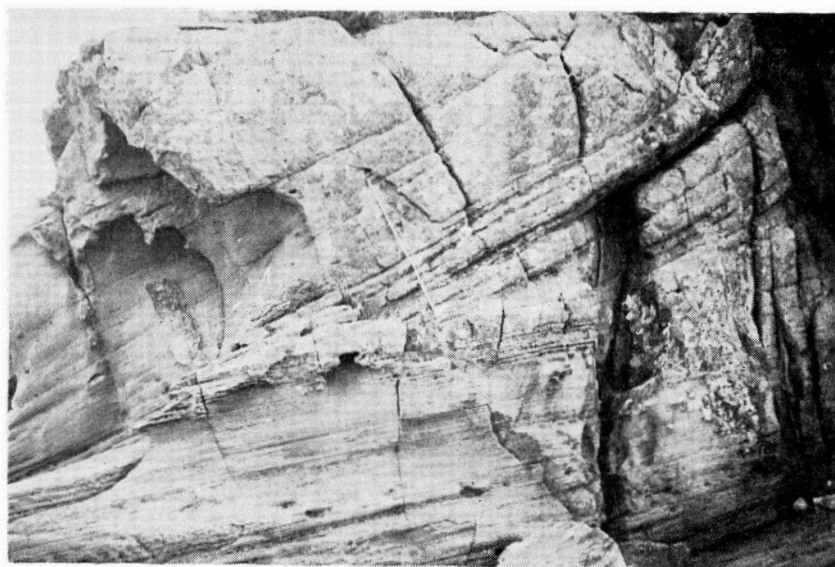
図版 35 深月層の斜層理
鹿町町麦島
Diagonal bedding in Fukazuki formation, Mugishima,
Shikamachi, Nagasaki prefecture.



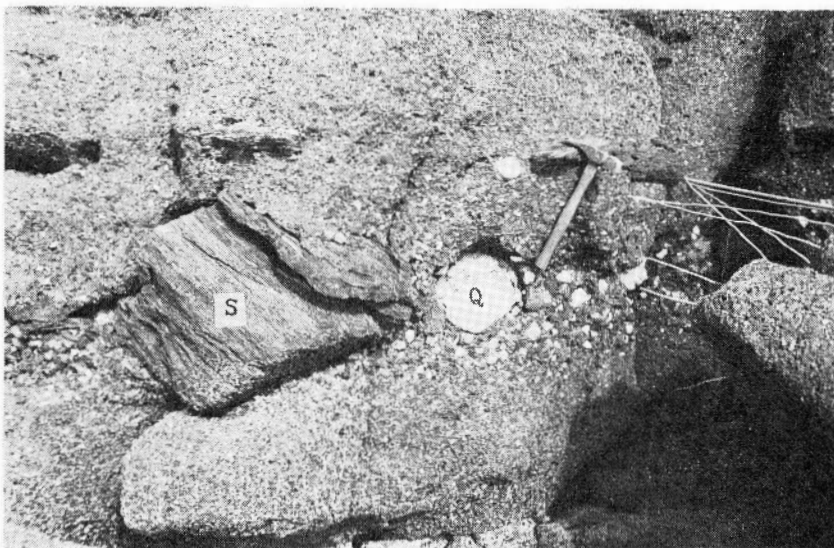
図版 36 深月層の斜層理
鹿町町金九郎島
Diagonal bedding in Fukazuki formation, Kinkurōjima,
Shikamachi, Nagasaki prefecture.



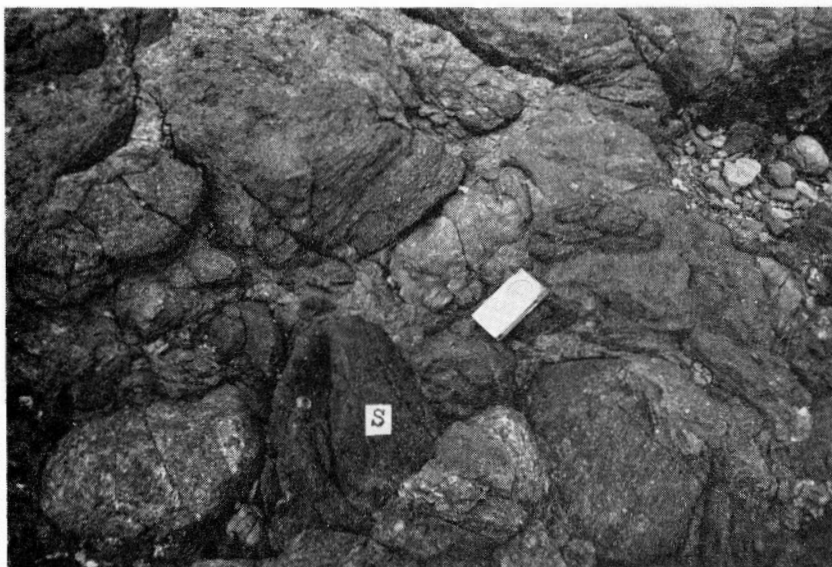
図版 37 五島層群（大屋層相当層）の斜層理
富江町田尾
Diagonal bedding in Goto group, Tao,
Tomié, Nagasaki prefecture.



図版 38 五島層群（大屋層相当層）の斜層理
福江市竹子島
Diagonal bedding in Goto group, Takenokojima,
Fukué, Nagasaki prefecture.



図版 39 間瀬層基底礫岩層中の脈石英礫 (Q) と結晶片岩礫 (S)
大瀬戸町鎌崎
Pebbles of vein quartz (Q) and crystalline schist (S) in basal conglomerate
of Mase formation, Kamazaki, Osetomachi, Nagasaki prefecture.



図版 40 間瀬層基底礫岩層中の結晶片岩礫 (S)
大瀬戸町福島
Pebbles of crystalline schist (S) in basal conglomerate of Mase
formation, Fukushima, Osetomachi, Nagasaki prefecture.



図版 41 間瀬層基底礫岩層中の脈石英礫 (Q) と結晶片岩礫 (S)
大瀬戸町向島

Pebbles of vein quartz (Q) and crystalline schist (S) in basal conglomerate of
Mase formation, Mukōjima, Osetomachi, Nagasaki prefecture.



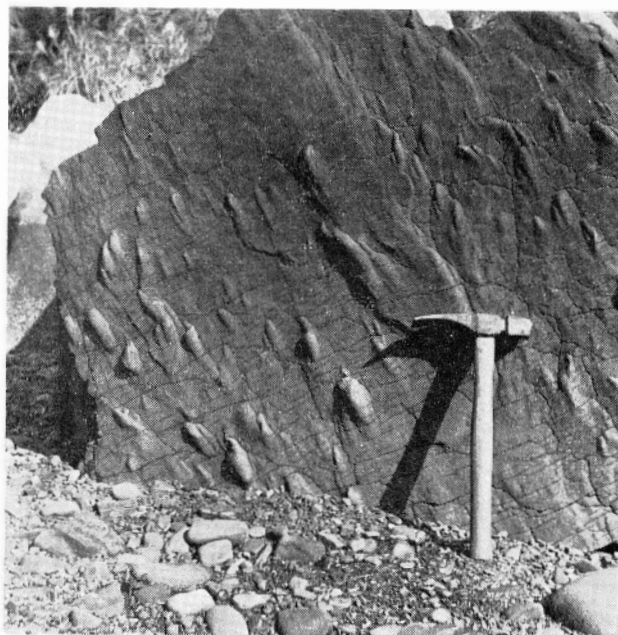
図版 42 間瀬層基底礫岩層中の脈石英礫 (Q) と結晶片岩礫 (S)
大瀬戸町向島

Pebbles of vein quartz (Q) and crystalline schist (S) in basal conglomerate
of Mase formation, Mukōjima, Osetomachi, Nagasaki prefecture.

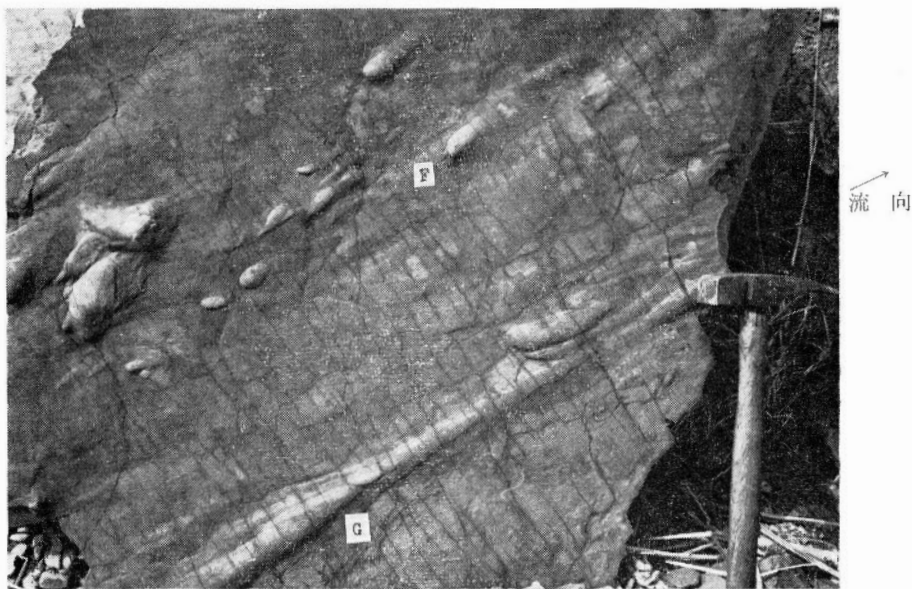


図版 43 小佐々町神崎魚見崎北北東250mの海岸でみられる
flute casts および斜層理を有する砂岩の露頭
Sandstone outcrop with fossil flute casts and diagonal bedding,
250m NNE of Uomizaki, Kozasa, Nagasaki prefecture.

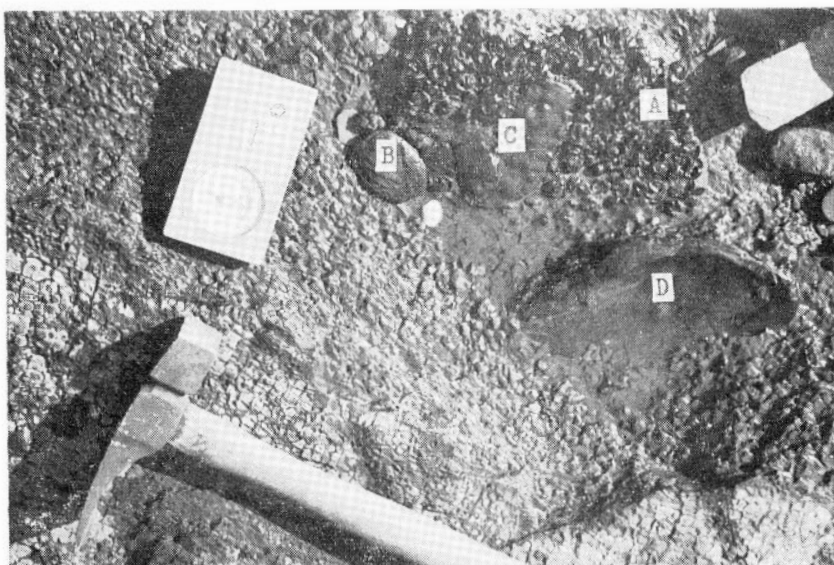
↓ 流 向



図版 44 大屋層(下部)の flute casts 小佐々町神崎魚見崎北北東250mの海岸でみられる
中粒砂岩層(大屋層下部)の底面にみられる flute casts (概石)
Fossil flute casts in lower Oya formation, 250m NNE
of Uomizaki, Kozasa, Nagasaki prefecture.



図版 45 大泉層（下部）にみられる groove casts (G) と flute casts (F)
 小佐々町神崎魚見崎北北東250mの海岸でみられる（大泉層下部）
 groove casts (G) と flute casts (F) 化石
 Fossil flute casts (F) and groove casts (G) in lower Oya formation,
 250m NNE of Uomizaki, Kozasa, Nagasaki prefecture.



図版 46 “たにし”化石密集層の産状
 たにしの化石の密集層中に大型2枚貝化石が散点する
 A. *Bellamyia kosasanus* (Ueji) B. *Lamprotula uejii* Mizuno
 C.D. *Hyriopsis matsurensis* Ueji (小佐々町神崎南海岸) (水野篤行技官同定)
 Bellamyia fossil zone, Kōzaki, Kozasa, Nagasaki prefecture.
 A. *Bellamyia kosasanus* (Ueji) B. *Lamprotula uejii* Mizuno (MS.)
 C.D. *Hyriopsis matsurensis* Ueji



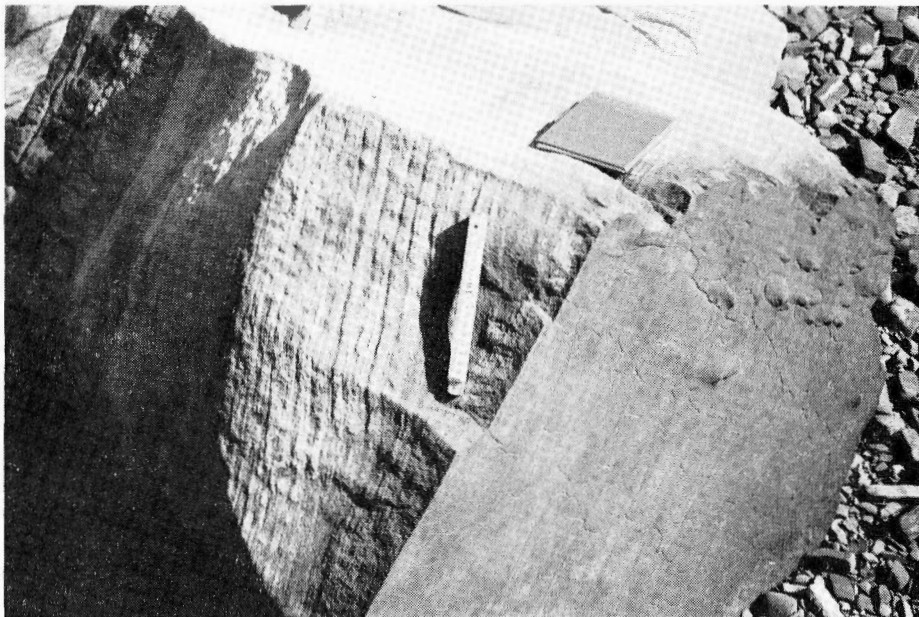
図版47 “比呂志”化石層集約の概観
 小笠原町神崎の露岩
 Bilimera fossil zone, Kizaki, Kozusa, Nagasaki prefecture.



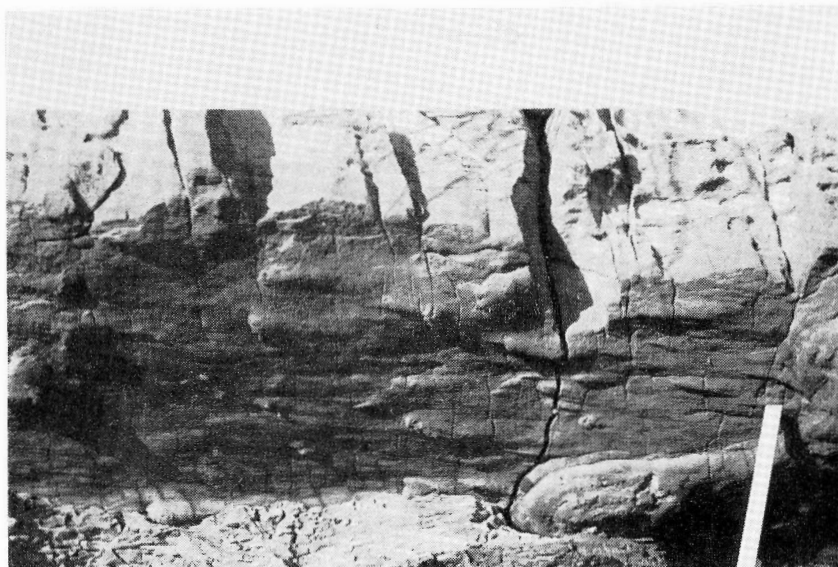
図版48 小笠原町神崎の fluvi-casts
 小笠原町神崎の北東に230m 小笠原町神崎の北東に230m
 fluvi-casts 小笠原町神崎の北東に230m
 A=神崎町下方面に分布する fluvi-casts. B=斜交層理
 Fluvi-casts in lower Oya Formation, 250m NNE of Umesayagi, Kozusa, Nagasaki prefecture.
 A=fluvi-casts on base of sandstone
 B=casts-Diagonal bedding in siltstone



図版 47 “たにし”化石密集層の産状
小佐々町神崎南海岸
Bellanya fossil zone, Kōzaki, Kozasa, Nagasaki prefecture.

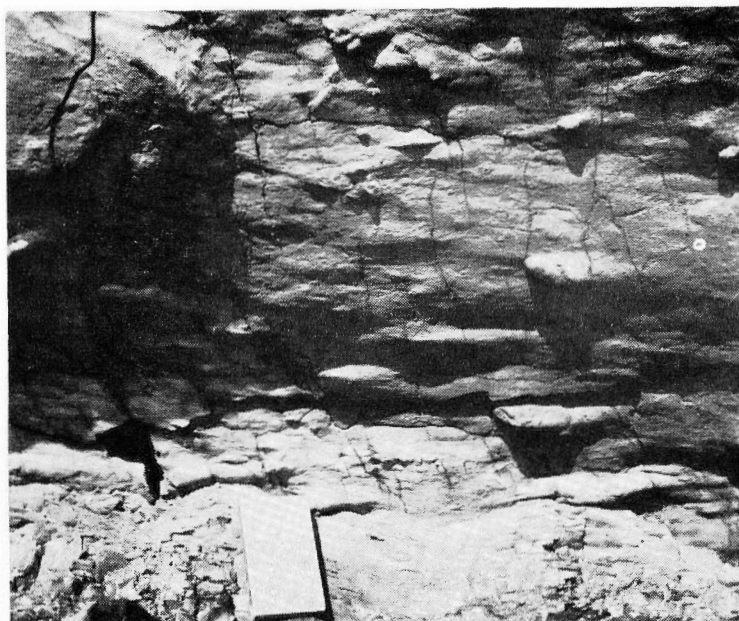


図版 48 大屋層(下部)の flute casts
小佐々町神崎魚見崎北北東 250m の海岸で見られる (大屋層下部)
flute casts と斜層理 (転石)
A. …砂岩の下底面にみられる flute casts B. …斜層理
Fossil flute casts in lower Oya formation, 250m NNE of Uomizaki, Kozasa, Nagasaki prefecture.
A. …Flute casts on base of sandstone
B. …Diagonal bedding in sandstone



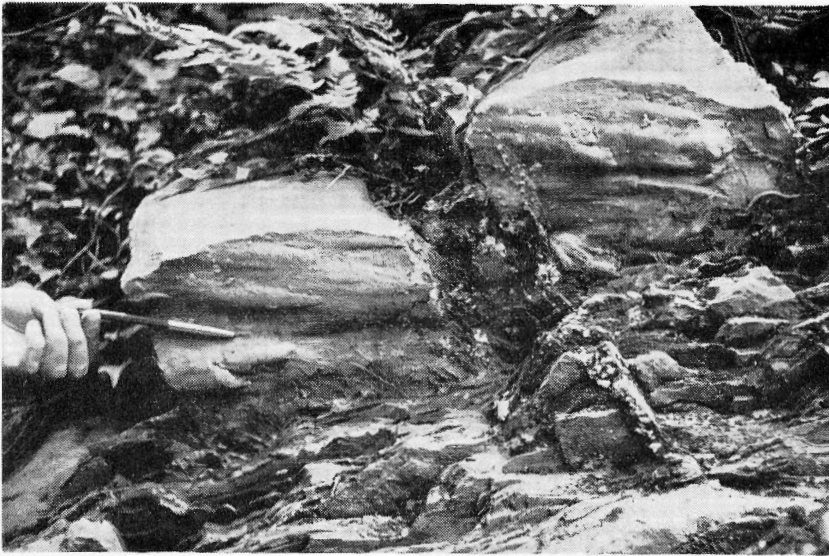
→
流 向

図版 49 深月層の flute casts
鹿町町, 水子島の北東 120m に位置する小島における深月層の
砂岩下底面にみられる flute casts
Fossil flute casts on base of sandstone of Fukazuki formation,
120m NE of Mizukojima, Shikamachi, Nagasaki prefecture.



→
流 向

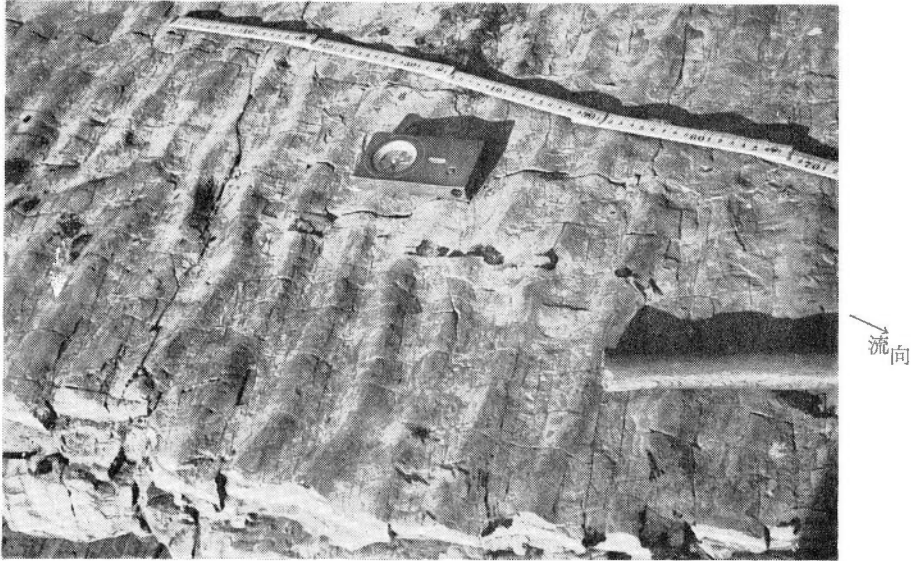
図版 50 深月層の flute casts
鹿町町, 水子島北東
Fossil flute casts in Fukazuki formation, NE of
Mizukojima, Shikamachi, Nagasaki prefecture.



図版 51 長崎県上県郡豊崎町豊の対州層群中にみられる flute casts
Fossil flute casts in Taishu group, Toyo, Kamiagata,
Nagasaki prefecture.



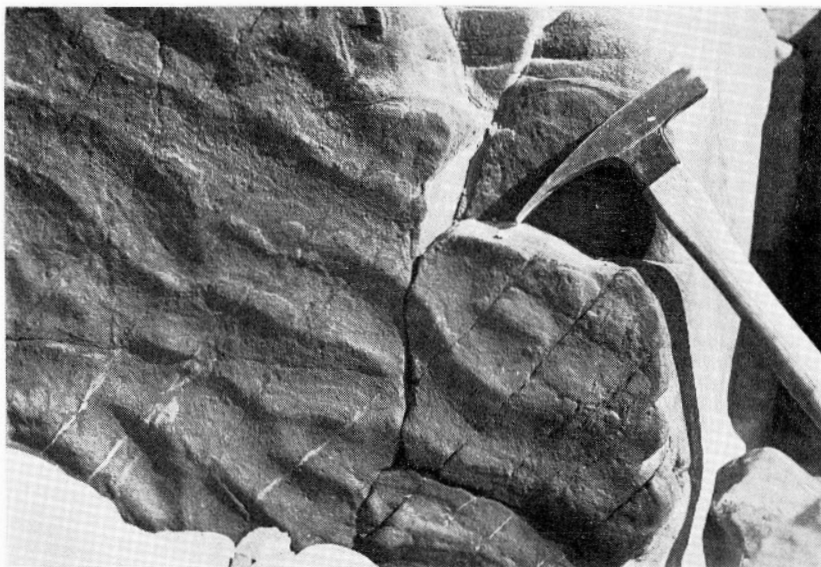
図版 52 現在みられる炭粉まじりの砂の溝 (鹿町町日鉄鉱業所前)
Recent features caused by water current on sand with coal
powder, Nittetsu mine, Shikamachi, Nagasaki prefecture.



図版 53 小佐々町神崎海岸における大屋層下部の砂岩上の水流漣痕
Fossil ripple marks on sandstone of lower Oya formation,
Kōzaki, Kozasa, Nagasaki prefecture.



図版 54 福江市戸岐港北西約 800 m の小道の北側の露頭で見られる水流漣痕
いわゆる玉島層群（大屋層相当層か）
Fossil ripple marks in Goto group, ca. 800m NW of Togi,
Fukui city, Nagasaki prefecture.



図版 55 小佐々町神崎魚見崎北東 250m の海岸で見られる
(大層下部) 水流漣痕 (図版48と同岩)
Ripple mark, 250m NNE of Uomizaki, Kozasa, Sasebo Coal
Field, Nagasaki Prefecture, Japan (same as Plate 48)



図版 56 現在の海岸に流入する川口付近の水流漣痕 (長崎
県北松浦郡鹿町神林)
Recent ripple mark formed on seashore near river mouth,
Kambayashi, Kitamatsuura, Nagasaki prefecture.

地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号をつける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
 - a. 地質
 - b. 岩石・鉱物
 - c. 古生物
 - d. 火山・温泉
 - e. 地球物理
 - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
 - a. 鉱床
 - b. 石炭
 - c. 石油・天然ガス
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土地地質
 - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- C. その他
- D. 事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- A. Geological & allied sciences
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Paleontology
 - d. Volcanology and Hot spring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology, Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

地質調査所報告

第 206 号

稲井信雄：九州におけるダムサイト基盤の地質学的研究，1964

第 207 号

Mizuno, A.: Summary of the Paleogene molluscan faunas in north Japan, 1964

第 208 号

安藤 厚：硫化金属鉱床に伴なうゲルマニウムの地球化学的研究，1964

第 209 号

松田武雄，須田芳朗：日本における重力異常図 (Bouguer 異常図)，1964

第 210 号

Hoshino, K.: Fracture system and natural gas occurrence in the Joban coal field, 1965

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 206

Inai, N.: A geological study on the bed rock of dam sites in Kyushu, 1964 (in Japanese with English abstract)

No. 207

Mizuno, A.: Summary of the Paleogene molluscan faunas in north Japan, 1964 (in English)

No. 208

Ando, A.: Geochemistry of germanium in the metallic sulfides ore deposits in Japan, 1964 (in Japanese with English abstract)

No. 209

Matsuda, T. & Suda, Y.: Bouguer anomaly maps in Japan, 1964 (in Japanese with English abstract)

No. 210

Hoshino, K.: Fracture system and natural gas occurrence in the Joban coal field, 1965 (in English)

Nagahama, H.

斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積

長浜 春夫

地質調査所報告, No. 211, p. 1~66, 1965

73 illus., 56 pl., 4 tab.

北西九州第三系の分布地域について、斜層理に関連する次のような研究を行ってきた。①基礎的問題として、形態上の分類・測定法・処理法・表現法・および性質。②古流系すなわち堆積物の運搬方向の解析。このうらづけとして、sole marking, ripple mark, 礫の最大径などから導かれた古流系と斜層理との比較検討。③等層厚線図の pattern と古流系との関係。④②・③と、筆者らによる従来の層序・構造地質学的な研究結果とから、第三系碎屑物の堆積の場と供給地域との関係を古地理図を作って地史的に解明した。

551.78(522.2/.3) : 551.3.051.7

昭和 40 年 11 月 20 日 印刷

昭和 40 年 11 月 25 日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 小宮山 幸 造

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

© 1965 Geological Survey of Japan

A. a. VIII.

REPORT No. 211
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

**DIAGONAL BEDDING AND ACCUMULATION
OF TERTIARY SEDIMENTS IN
NORTHWESTERN KYUSHU, JAPAN**

By

Haruo NAGAHAMA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1965

地質調報
Rept. Geol. Surv. J.
No. 211, 1965