九州大学学術情報リポジトリ
Kyushu University Institutional Repository

熊本県天草郡、下島、富岡半島の地質

高橋, 良平
九州大学理学部

https://doi.org/10.15017/4740711

出版情報：九州大学理学部研究報告. 地質学之部. 8 (2), pp.73-81, 1965-11-15. 九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

熊本県天草郡，下島，富岡半島の地質

高　橋　良　平

Geologie in der Halbinsel Tomioka, Kumamoto Präfektur.

von

Ryohei TAKAHASHI

(Zusammenfassung)

Wie man schon lange weiss, gehört ein grosser Teil der Schichtenserien, die das Paläogen der Amakusa-Insel aufgebauen, dem untersten Teil des Palaögens in Japan an, es ist deshalb zweifellos von Bedeutung, die Geologie dieser Insel Amakusa eingehend zu untersuchen, um das System der Paläogen-stratigraphie oder Paläogeographie u.s.w. in Japan festzustellen. Da es sich hier auch um guten Anthrazit handelt, ist ihre Geologie seit früher Zeit von vielen Forschern wiederholt untersucht worden. Trotzdem bleibt noch Vieles unklar oder verbesserungsbedürftig, und zwar gilt dies für die Geologie der Halbinsel Tomioka.

Aus den bisherigen Bearbeitungen wurde geschlossen, dass das Palaögen lediglich aus den Sakasegawa Schichten bestehe, das durch den später durchsetzenden Granodiorit schwer verändert wurde. Aber jetzt wird klar, dass das Paläogen ausser aus den Sakasegawa Schichten auch noch aus den Kyoragi Schichten aufgebaut wird.

Durch den Granodiorit wurden die Schichten stllenweise mehr oder weniger metamorphosiert, so dass insbesondere die Ittyoda Schichten, die gewöhnlich durch den Gehalt an einer grossen Menge von Glaukonit ausgezeichnet werden und durch das ganzen Feld gut verfolgbar sind, ihre Eigentümlichkeit verlieren; i.e. Glaukonit verändert sich zu Chlorit. Schliesslich ist es nicht mehr möglich, die Toishi- und die Ittyoda Schichten makroskopisch von einander zu unterscheiden. Infolgedessen werden die beide Schichten hier in dieser Mitteilung als eine zusammengefasst.

Ausser dem Palaögen System treten hier auch einige vulkanische Gesteine auf, die das Palaögen gleichfalls durchsetzen.

Ihre Eruptivsfolge war vermutlich Folgende:

Rhyolit→Tholeiitisch Basalt→Porphyrit→Andesit→Quarzporphyr.

Durch den Granodiorit werden diese Gestine sowie das Paläogen mehr oder weniger beeinflusst. Um ein auffallendes Beispiel handelt es sich bei dem Meta-Rhyolit; im Rhyolit bildeten sich nämlich die vielen kugelförmigen oder strahligen Tourmalinkristalle. Diese Eruptivgesteine mögen vor der Faltungsbewegung des Paläogens (die als Amakusa Faltungsbewegung bezeichnet wird) eingedrungen und durch die späteren Bruchbewegungen beeinflusst worden sein.

Dagegen mag der Granodiorit in noch späterer Zeit die Schichten durchsetzt haben.

Eine genauere Zeitbestimmung der Erstarrungsgesteine kann aber erst nach ergänzenden Untersuchungen in anderen Gebieten eingehend diskutiert werden.

1965年7月23日受理

緒　　言

周知のように，天草を構成する地層の大部分は，わが国古第三紀層の最下部にあたり，この地の地質状況を知ることは，日本の古第三紀層の層序を組立て，あるいはその古地理を推論する場合に欠くことのできない根底となるものであった。また，古くから，天草炭として知られる良質の石炭を産することも背景の一つとして加わり，天草の地質を研究する人は多く，長尾（1926），納富（1929）の両先達はいうに及ばず，松下（1949）の詳細な研究発表後においても，地層の細分，分層，化石層序，構造運動，時代論などと，各分野の問題についての研究はなおあとをたたない。もちろん，次々と発見される新事実によって地質図などもなんどか塗りかえられ修正されてはいるものの，細部にわたってはなお再検討を要する個所も幾つか残されていて，表題の富岡半島の地質もその一つといえよう。『本半島を構成する古第三紀層は坂瀬川層群最上部の坂瀬川層であり，後期貫入の中新世花崗閃緑岩が坂瀬川層を一様にホルンフェルス化したためその層序の詳細がわからず十分な層位の確立ができない』というのが現在までの成果であった。

筆者は天草炭の石炭化度を調べるため幾度か天草に渡るうち本半島の地質を再検討する機会を得，従来の説と大いに異なる点も出てきたので，その結果をここに報告するしだいである。

本研究にあたっては当教室松下久道教授より数々の御教示を頂き，西南学院大学教授唐木田芳文氏からは火成岩について種々御教えを頂いた。記して厚く御礼申しあげる。またこの調査には1964年度科学研究費の一部を使用させて戴いた。記して当局に謝意を表す。

I.　地質層序および岩相

富岡半島は，北西に 1000 m 余突き出た陸頸によって南東側，下島北西端の志岐町につながる東西約 2 km，南北約 1.8 km の小島で，東北端では南東に続く砂嘴をのばして風光明眉な巴湾を抱いている。北々西端に近く 111 m の小嶺があるほか全島丘陵性の台地からなり，この間を二系の低地が北西一南東方向に横切る。しかしながら，地層は火成岩の貫入によってホルンフェルス化しているため海岸はいずこも急崖に終り，特に，四季咲岬の南側，鵜ノ瀬の東側では 20m 以上の懸崖をなし船によらなければ調査のできない個所も少なくない。島の中央部から北海岸にかけては花崗閃緑岩がかなりの面積を占めて分布し，古第三系はこれをとりかこむごとき形でその周囲に賦存するが，また北東部および南東部ではこれに貫入した流紋岩が広く露出している。

A.　礫　　層

南東端に近く，富岡小学校の建てられている高距 10～15m の平坦丘陵部や，春の迫部落入口の平坦部，および貯炭場北西側平坦部等に散点的に分布し，おもにホルンフェルス，流紋岩の円礫よりなる礫層である。（第１図版，写真２）礫は直径 5 cm 大のものがもっとも多いが，40 cm 大のものも珍らしくなく，部分的には良く成層し西に 5～10° の傾斜を示している。マトリックスは砂質粘土であり上部にゆくにつれて礫の径も小さく，粘土分も多くなる傾向がある。

このように本半島ではきわめて限られた範囲に散点的に分布する礫層も，志岐町側の白木尾，円通寺，内田にかけては南北にかなりの拡がりと厚さをもって分布し，とくに，年柄から都呂呂にかけては異常な急傾斜と厚さで広く西側の海底まで拡がり，竹之迫炭砿の資料によれば130m 余の厚層となっている。もっとも竹之迫附近の礫層は，玄武岩，安山岩，砂岩の礫を主とする礫層で，部分的には礫層，砂層，粘土層と整然たる成層状態を示す所があり，かつまた，2 cm 余の亜炭さえ含むことがあるので，産状とあわせ考えると，富岡半島礫層と同一のものと断定することはできないが，白木尾～都呂呂と続く分布状態からいえばやはり一連の礫層と考えたい。

昭和38年に竹之迫炭砿，旧苓州炭砿で行なったラスおよびスパーカー調査の結果によると，内田か

ら都呂呂にかけて分布するこの礫層は西傾斜で海底に没すると，海岸線に平行に一向斜軸をつくり，以西では東傾斜となってまもなく消滅している*。南北の拡がりに対して東西の分布範囲はこのようにきわめて狭く，東側境界部では古第三紀層よりむしろ急傾斜で，深部では炭層までもさくはくしていること，礫層上部はしだいに礫が少なくなり，ついには粘土分の多い含礫粘土層となって遮水層の役目をしていること，などはこの礫層が狭長な深いゴーヂに一きょに堆積し，ゴーヂ埋もどし作用の終りには細粒物さえ埋積しうる静かな環境となり，北の部分は富岡半島まで達したことを示している。

なお，広く下島全島を眺めると，本渡市北方，佐伊津，上野原一帯にかけては鮮新統とされた砂礫層が不規則に分布している（納富，1929)。灰黒～黒色のいわゆる“灰石層”や拳大の礫より構成される礫層のさらに上には凝灰質砂岩ないし頁岩が重なることがあり，軽度の傾斜を示すばかりでなく，断層によって切断され数十cmの転移さえ示す個所がある。早崎海峡をへだてた島原南部には広域にわたって口之津層群が分布し，動植物化石から更新世前半期とされていて（井上，1952；1953)，納富はかって，本渡市附近のものをこれに対比したことがあるが，古生物学的裏づけがなく，灰石を含む点などでは，むしろ南有馬層に近似している。一方，高井保明は志岐炭砿より都呂呂に通ずる村道の礫層から *Stegodon orientalis* Owen を採集したことがあり**，化石上からはむしろ富岡一都呂呂礫層を口之津層に対比することも可能になってくるので，分布区域もかなりへだたっている富岡一都呂呂礫層と本渡市北方砂礫層を直ちに対比するにはなお詳細な調査が必要であろう***。

B. 古第三紀層

既述のように，ここの古第三紀層は後述の花崗閃緑岩の迸入によってホルンフェルス化しているため層序の詳細は示されないまま一括して坂瀬川層とされていたものである。程度はともかくとして事実古第三紀層は熱変質を受けて硬化しているため，砂岩一頁岩の互層にしても，厚層の頁岩にしても海岸では一様に峻厳な懸崖をなし，また細粒砂岩なども黒色にみえる場合が多く，地層全体として坂瀬川層群に対比されたとしてもあながち無理ではない状態である。しかしながら，詳細に岩相，層序を検討していくと坂瀬川層ばかりが分布しているのでなく，実に教良木層から坂瀬川下部にわたる地層が賦存することが判明した。下位のものからその層序，岩相を述べると；

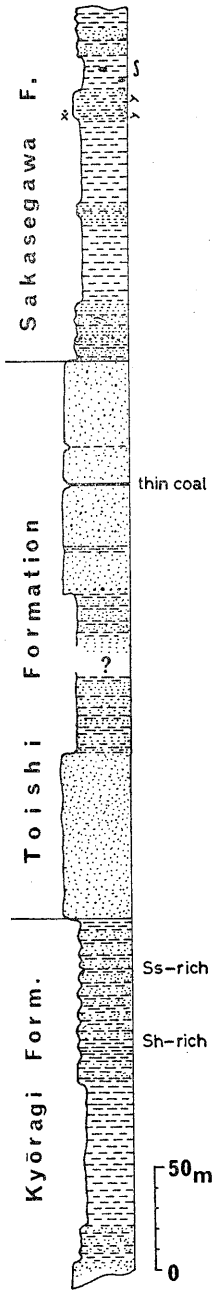
1. 教良木層

富岡港西から富岡城址東側を通り N-S, N30°W と北にゆくにつれてしだいに西に走向をかえながら北岸まで分布する。このほか，元袋一帯に分布する流紋岩中にも島状に散点している。福連木層と断定できる地層が本半島には見当らぬので教良木層の真厚を知ることはできないが，170 m以上の厚さをもち，最下部分は細粒砂岩と黒色頁岩の密互層からなり，その上位は 70m 余の頁岩部，さらにその上位 80m 余は砂岩一頁岩密互層部となり，そのなかでも下部は頁岩がち，上部は砂岩優勢の互層となっている。頁岩は一般に黒色～黒灰色で緻密堅硬であり，砂岩も灰色～青灰色のものが多く，一般に細粒緻密である。下島各所の教良木層最上部分には海緑石を含み多量の介化石を

* この調査は Marine Geophysical International Inc. Houston, Texas, U.S.A によって実施され，三井鉱山，木村重正氏によって解析された。

** 化石は，高井保明氏が採集し，高井冬二，井上正昭両氏が鑑定された由である。この事については高井保明氏の投稿中の論文でふれられているとのことで，この貴重な事実をお教え頂いた畏友高井氏に謝意を表します。

*** 本渡北方のものは，高井によって佐伊津層と名づけられているが(投稿中)，高井の調査後なお田中豊俊によって佐伊津層の詳細な調査と植物化石資料が集められており，その成果の一日も早く発表されることを期待している。



第　1　図
古第三紀層地質柱状図

蔵して指準層の一つとみなしうる互層部の砂岩層があるが *，本地区では地層が熱変質をうけているためか，これに相当するものは発見できなかった（このことについては後述)。

2. 砥　石　層

教良木層の西側に沿い白岩崎より浄水場，富岡城址西側，尾越部落の東と分布するが，花崗閃緑岩の迸入体をへだててその西側，すなわち，春の迫，鵜ノ瀬にかけてもかなりの面積をおおって分布する。迸入岩体東側では NE-SW の走向であるが,その南側,西側では N40°W から N25°W と迸入岩体におしひろげられたかのような走向変化を示している。

下部 80m は灰色〜灰白色細粒の砂岩部でかなり明瞭な層状を示す。一般に淘汰良好であり熱変質をうけて堅硬である。この上部 60〜70 m ** は細粒砂岩—黒色頁岩の互層部からなるが砂岩優勢でかつ密な互層状態を示し，最上部 100m 余はアルコーズ質含礫粗粒砂岩〜細礫礫岩から始まる細〜中粒，淘汰良好な砂岩部で，中位には薄炭層を挾み，最上位近くでは砥石層に典型的な白色アルコーズ質粗粒砂岩がみられる。砥石層の上位には天草炭田全域にわたって追跡され，野外調査の鍵層の一つとして利用されている含海緑石砂岩……一町田砂岩がみられるのであるが，ここでは典型的な青緑色の一町田砂岩はみられず，かわりに上記アルコーズ粗粒砂岩の上には灰青色〜暗青色の淘汰不良中粒砂岩が重なってくる。再三記述したように，古第三紀各層は迸入した花崗閃緑岩によって熱変質をうけ，砂岩マトリックスには二次的生成物と思われる緑泥石であるとか，微粒状の緑簾石集合体が生じたり，頁岩には緑泥石化した白雲母，さらに少量ではあるが黒雲母の新生が明らかに認められるものがある。もっとも，古第三紀層の熱変成度は一様でなく，熱変質をかなり強くうけているとみられるものがあるかと思えば白雲母がまだそのまま残っていたり，緑泥石のまったく認められない砂岩もみうけられるのであるが，全体的にみれば，再結晶したと考えられる長石，石英がないこと，黒雲母の新生が少ないことなどから変成度としてはかなり軽度のものであろうと推察される。このような肉眼的，顕微鏡的知見をもとにして不変質の一町田砂岩（都呂呂産）と上記の淘汰不良，暗青灰色砂岩を比較検鏡すると写真 5〜10 に示されるように，後者には海緑石はまったくみられず，代わりに粒形，大きさなど海緑石であったことを想起せしめる緑泥石，さらにこの緑泥石に伴って黒雲母フレイクが新生しているのがみられ，該砂岩を一町田砂岩の変成物と判断させるに十分な顕微鏡像を示している。

* 牛深，下須島などでは特に明瞭であり高井保明により二町田層と仮称されたことがある。また，都呂呂，竹之迫でも,これに同定できるものを発見している。

** 断層に切断されたり,花崗閃緑岩体の迸入によって地層欠除部が 10〜20 m 余あるものと推算している。

なお，中位に挾在する薄層炭は 1922～23 年頃と第二次世界大戦中に採掘されたことがあるというが，そうすればこれは附近の志岐炭砿，竹之迫炭砿の四尺層に対比することができ，90 m 内外といわれる四尺層と一町田砂岩層との層間距離は，上記の淘汰不良青灰色砂岩を一町田砂岩とすればよく一致するようである。また，含海緑石砂岩なり，頁岩なりがこのように肉眼的に識別できる特徴を失うとすれば，前記教良木層最上部の場合でも同じように，本地区でも海緑石を失う可能性が強く，他地区で容易に発見できる“二町田層”もここでは見いだせなくなったのであろう。このように，典型的な海緑石砂岩がなく，野外でこれの変質したものを追跡することは困難であるために坂瀬川海進として重要な意味をもち，他地区では容易に区別されている海成の一町田砂岩層も本報告では技術的には砥石層の中にいれざるをえなくなり，地質図にも両者を一括して塗色するようにした。

3. 坂　瀬　川　層

砥石層の西側に広く分布する。とくに，白岩崎から四季咲岬にかけては N50～60°W の走向であり海岸線に沿って走向をかえる個所もあるので同層準の地層をみることが多く，広い分布にとられがちである。もっとも北方向にすすむにつれて走向はしだいに N-S 方向になり，鵜ノ瀬南で砥石層と接する所では N20～30°E と東にそれてくる。前記のように，タイプの一町田砂岩は介在しないが，坂瀬川層下部と砥石層最上部とでは岩質的にはかなり明瞭な差異をみせ，下位 30 m は 3～5cm単位の灰黒色細粒砂岩と黒色頁岩のリズミカルな密互層でありこの中に細礫礫岩が一枚挾在される。この上位 90m は中程に砂岩薄層—頁岩互層部を含む黒色頁岩の厚層部でホルンフェルス化して硬化したとはいえ，なお明瞭な層理を認めることができる。それ以上は 15～20 cm 単位で細粒砂岩—頁岩密互層部，頁岩部がくり返して重なり，互層部では偽層が著しく，また 90m 厚頁岩部直上の互層部では鉄分のしみこんだ褐色のノジュール，サンドパイプが特に著しい。またこの部の頁岩からは *Crassatellites nipponensis* (YOKOYAMA)? 1個，細粒砂岩から Yoldia sp. 1個を採集したが，いずれもホルンフェルス化して固いため種を決定できるほどの良い試料ではなかった。四季咲岬に分布する最上位の互層部は 5～15 cm 単層から構成される細礫礫岩—砂岩—頁岩のサイクロテムをつくり，数サイクルを形成するが砂岩の中には炭質物がかなりの量散布している。

II. 火　成　岩　類

前記の古第三紀層を貫くものに花崗閃緑岩をはじめ天草陶石として知られる流紋岩や安山岩，玢岩，煌斑岩などの各種火成岩類がある。地質学的，古生物学的研究が多く行なわれてきた天草の地質研究史のなかで火成岩についての研究がほとんどみられないことは不思議にさえ思われるが，それでも，最近になって 浅野五郎，田中信也によりようやく本格的研究が始められた（浅野・田中，1963～1964)。天草無煙炭の一種，キラ炭を炭化して瓦ケ炭とした炭化現象を追求する場合には各種火成岩が一カ所に集まってみられる本半島は理想的な研究の場所であり，この研究結果から再度天草炭の炭化作用・石炭化作用をみなおす必要があろう。

A. 花崗閃緑岩

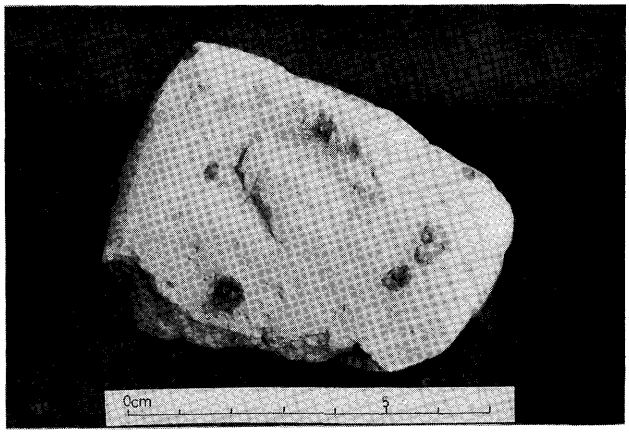
中央部より北岸にかけ半島の約4分の1の面積を占めて分布する。比較的細粒であり，暗灰白色，径数 mm の黒雲母，角閃石結晶が認められ，周辺部では緑灰色をおびて細粒閃緑岩とよぶべき相に漸移している。鏡下では，主として斜長石，輝石，角閃石，黒雲母 および 石英よりなり，完晶質である。斜長石は拍子木状半自形結晶のもの多く，アルバイト双晶，累帯構造を示し，輝石は Augite で多色性はほとんど示さずその周囲には緑色の角閃石が認められる。石英は比較的少量で斜長石の間隙を充塡するように介在する。このほか短柱状ジルコン，赤鉄鉱，磁鉄鉱，燐灰石，榍石が稀にみられる。ジルコンの群色は赤色であり，中新世の迸入にかかる岩体であることが窺われる。古第三紀層を貫き，あるいは捕獲してこれに熱変成を与えるほか，後述のように岩脈

類にも変質作用を及ぼしているので本半島火成岩類のうちではいちばん最後に迸入したと判断されるが，断層によって転移した所が認められないのでおもな断層運動 * よりは新しいものであろう。天草上・下島ばかりでなく長崎市周辺，熊本市周辺にも本半島の花崗閃緑岩に相当するものはまだ知られていないが，距離的に最も近く，岩相や地質時代的にいちおう対比できる可能性のあるものに五島の花崗閃緑岩，平島の斑れい岩，江ノ島の閃緑岩，黒島の閃緑岩などがある。遠く海をへだてたおのおのをどう結びつけてゆくか，中新世花崗岩類活動の研究の今後の問題であろう。

B. 火成岩岩脈類

古第三紀層を貫く各種の火成岩をここでは一括して火成岩岩脈類とした。流紋岩をのぞくと，この岩脈類の規模は大小さまざまで，幅 2m，長さ 200m 以上の岩脈として延々と直線状に続くものから，数十 cm 幅の小岩脈としてすぐ消えてしまうもの，あるいは分岐，彎曲して断続するものまで，産状もまた多岐にわたっている。火山岩類のうちでいちばん古いと考えられるものは東南部と北東部にかなり広い面積を占めて分布する流紋岩である**。

この流紋岩は白色細粒であり新鮮なものは陶器様の光沢を示すが，たいていの所では鉄分の沈積によって汚濁し褐色の不規則な縞模様を呈す。鏡下では微細な石英斑晶，長石斑晶のほかかなりの量の絹雲母がみられるが，全体としては軽度の変質をうけて白雲母，黒雲母が新生されている。また変質作用の著しい所では***微細な電気石結晶が新生して 10～15mm 径の球状，掌状の集合体をつくり肉眼的には“豆入りダイフク餅”状の外観を呈していて,(写真参照) 鏡下では長石のカオリナイト化，一部炭酸塩鉱物化した部分などを認めることができる（第2図版，写真 3,4)。電気石集合体の生じている部分と,そうでない所はしだいにうつりかわり，変質部周辺にはなんら熱変成を導きうべき断層なり,岩脈なりを認めえないところから 筆者はさきに述べた 花崗閃緑岩体からわかれた 岩体の一部が流紋岩中に貫入し，その潜頭にあたる 直上周辺部に電気石集合体が 新生されたと 判断している。



第2図　熱変質作用をうけた流紋岩
電気石の黒色小集合体(黒点)を生じている

一方流紋岩を貫く脈岩には,石英粗面岩，玢岩，安山岩質玢岩，安山岩，および 煌斑岩がある。玢岩と安山岩は肉眼的にもきわめて酷似する点があり，鏡下の観察でも両者の中間的のものが認められるので，両者は同一岩体中の中心相—周辺相の関係にあるものとすべきであろう。これらは白岩崎西 450m の海岸で石英粗面岩に貫かれ，さらに煌斑岩岩脈にも切断されているので，本地火成岩類中では流紋岩に次いで古いものというべきである。

安山岩は灰黒色緻密であるが，斑晶の種類・量は場所によりかなり変化する。風化面でよく観察

* ここでいう断層運動とは．洪積層をきるような新しい断層で表現されるものではなく，古第三紀層の分布,構造に直接関与するような大きな断層運動である。

** 浅野,田中（1963—1964）によると,天草炭に熱変成を与えた安山岩～玄武岩質安山岩（ドン型岩床）は流紋岩にきられているとされていて筆者の観察結果とは一致しない。

*** 白岩崎東では，5～10 mm 球状，15 mm 以上の掌状をなす電気石アグリゲーションを多量に含む部分が 70m にわたって存在する。地質図では矢印で示されている。

できるように，角閃石斑晶の著しいもの，黒雲母斑晶がまさっているもの，あるいは石英斑晶がかなりの量含まれて石英安山岩と呼ぶべきものなどがあるが，いずれも鏡下では軽度の変質のあとが認められる（第4図版，写真11～12）：斑晶状（1～4mm大）および微斑晶状斜長石，1mm± の黒雲母，2～4mm の角閃石の斑晶などが，一部緑泥石化，炭酸塩鉱物化作用をうけているほか，外から添加されたと思われる細粒・等粒状石英の集合体が石基中に介在していたり，非常に小さい黒雲母が斑晶状有色鉱物に伴って生長している。

玢岩もほぼこれに似た性状を示し，灰色～灰黒色，細～中粒質で明瞭な斑状組織を示すもの，斑晶が少なく，石基がより細粒で安山岩質玢岩と称すべき岩相を示すものなどがある。3mm± の斜長石，1mm±（時に4mm）の黒雲母の斑晶は，やはり軽度の変質をうけて一部緑泥石化，炭酸塩鉱物化，あるいはソーシュライト化し，緻密完晶質細粒の石基をつくる短柱状長石，黒雲母も汚濁して微細結晶の集合体や，セリサイト様鉱物に変じている。石基にはこのほか磁鉄鉱，燐灰石等が少量含まれている。

石英斑岩は白色～灰色の緻密な岩脈として産し，斑晶として1mm± の石英，長石，白雲母が認められる。石英は円稜形で燐灰石，ジルコンを包有することがあり，長石は一部が分解してカオリン化，炭酸塩鉱物化作用をうけている。また石基は石英，長石，白雲母，セリサイト様鉱物よりなるが，このほかに少量の炭酸塩鉱物も含まれている。

煌斑岩岩脈は流紋岩および安山岩岩脈を明瞭にきる。肉眼では，帯淡緑～灰色，緻密，1.5mm± の長柱状角閃石斑晶が認められる。鏡下では，粒状完晶質の石基中に長柱状の角閃石斑晶と少量の斜長石微晶が散在し，また，少量ながら石英斑晶の介在もみられる。角閃石は帯緑淡褐色の普通角閃石でしばしば双晶を示し，やや流状の配列を示す部分がある。これらは，浅野らが述べているように煌斑岩質玄武岩質安山岩として一括されうる岩脈に相当するものであろうが，ここではいずれも，後生鉱物として多量の緑泥石が認められる点から花崗閃緑岩によって変質作用を蒙ったものと判断している。

このほか，四季咲岬東南約 500m の海岸ではかんらん石玄武岩岩脈をみることができるが，上記脈岩類との関係は不明である。黒色緻密，1.5 mm± のかんらん石斑晶が散点し，石基は，長柱状～針状の斜長石，単斜輝石より構成され，やや流理構造を示す。またこのなかには副成分鉱物として磁鉄鉱，チタン鉄鉱，燐灰石を含むほか，後生鉱物として緑泥石，榍石が含まれるので，この岩脈もやはり変質作用を蒙ったものと判断され，浅野らの記した Tholeiite 質玄武岩に同定できるものであろう。これらの火成岩類のおのおのを綜合的に眺めると，互いに近似した時期に同一岩漿から分化し貫入した火成岩類としてとりあつかうことが妥当のように思われる。ただし，ここでの流紋岩体は他の脈岩類とはかなりちがった産状であり，とくに明瞭に諸火山岩脈にきられていて，もっとも早期の貫入体である。

III. 地　質　構　造

前章で詳述したごとく，西に傾斜して単斜構造をなす古第三紀層の真中には花崗閃緑岩が迸入し，このためその東・西側ではいくぶん走向・傾斜を異にするとはいえ，なお古第三紀層全体としての基本的な構造は崩されていないと判断している。そうすれば，半島内での細かな地質構造的要素よりも陸頸でつながる志岐町側の地層分布と半島側の分布とを比較対照して判断される断層なり褶曲なりの方がより大きな意味をもつ構造要素となろう。両者の地層分布を比較した場合に直ちに想定されるものは陸頸部附近を通ると仮定しうる NE-SW 性断層か，あるいは向斜・背斜構造である。前者の場合だと断層によって北側地塊（富岡側）が数百メートルも上昇したことになり，後者の場合だと 1km 余の間にかなり褶曲度の高い向斜・背斜がつくられて，背斜東翼部がすでに富

岡半島に現われていることになる。断層で切断されるか，褶曲でくり返されるかは単に本半島の地質構造上の問題であるばかりでなく，その東南海域に進展しつつある志岐炭砿，あるいは南々西に展開する竹之迫炭砿の将来に直接つながる重要な問題となり今後ともいろいろの手段，方法を駆使して検討されねばならない。

竹之迫炭砿坑内状況や，同砿が行なった SDR 探査によると，海岸を離れるにつれて地層はしだいにゆるくなり，ついには海岸線にほぼ平行な向斜構造（これは礫層の向斜構造にほとんど一致する）を形成するのを認めることができるが，この事実から推察すると上記の断層か褶曲かという場合にも後者に因を求める方がより可能性がありはしないだろうか。天草炭田で優勢な NW-SE, E-W 断層は明らかに褶曲構造をきるものであり，陸頸部の場合にも，褶曲と NE-SW 断層の複合というケースもありうるが NE-SW 方向の断層は下島ではきわめて少なく，あったとしても落差は僅少な場合が多いのでやはり主役は褶曲構造にあると考えた方がよいようである。

地質図に示される数条の断層のうちでは E-W に近いものが落差も大きく NE-SW 断層をきっているようであるが，花崗閃緑岩はこの断層によって少しも転移していないので花崗閃緑岩迸入前に生成した断層であろう。

一方，流紋岩は E-W 系断層のみならず NE-SW 系断層にも切られているし，かつまた岩脈類も断層により切断されているので流紋岩，岩脈類の貫入後に断層は生成されたと判断される。

浅野らは NW-SE 系断層は天草炭田褶曲運動に伴う張力によって生じたものとし，炭田の褶曲につづく断層生成，張力裂罅生成と岩脈類の貫入を推論しているが，本半島でみられる E-W 系，NE-SW 系断層は必ずしも岩脈類貫入前のものばかりではないようである。大嶽炭砿* 周辺では砂岩中に貫入した角閃石石英安山岩岩床は見かけ上地層と一緒に褶曲運動をうけ，かつ E-W に近い断層に切られているので，もしこの安山岩岩床が富岡半島のものと同一期の噴出物であるとすれば，富岡半島でも岩脈類の貫入後に褶曲・断層運動ということになるし，富岡岩脈類の産状はむしろこの推論に合致する形態をとっている。もっとも下田，高浜などの陶石採石場でみられるリソイダイト脈は断層によって切られないので，このリソイダイトが富岡半島の流紋岩と同時期のものとすれば断層にも幾つかの時期に生成したものがあり，また逆に同一時の断層であればリソイダイトと流紋岩は異なった噴出時期のものとなる。佐賀県有田附近で知られる流紋岩には G から I 期にかけて武雄流紋岩 (R_1)，両子流紋岩 (R_2)，有田流紋岩 (R_3) と時代を異にしたもののあることが明らかにされているので，上記リソイダイトと流紋岩は異なる時期に貫入したものかもしれない。

結　　論

1)　従来坂瀬川層群より構成されるとされてきた富岡半島の古第三紀層は教良木層から砥石層，一町田相当層，坂瀬川層にわたる地層で，半島中心部に貫入してきた中新世花崗閃緑岩によって軽度の熱変質をうけている。砥石層には薄層とはいえ炭層が挾在され，かつて稼行されたことがあり，これより約 90m 上位には天草の他地区でみられるように一町田砂岩層が重なるが，熱変質のため海緑石は変質して一町田砂岩としての肉眼的特徴を失っている。このためフィールドで砥石層と区別することが困難となり，坂瀬川海進として意味をもつ一町田砂岩層も本論では一町田砂岩相当層として砥石層に含めて図示されている。

2)　古第三紀層を貫く各種の岩脈は天草褶曲運動前に貫入した可能性がつよく，断層によって切断される。貫入の順序からいえば，流紋岩—ソレイアイト質玄武岩—玢岩—安山岩—石英斑岩である。ただし流紋岩を除いた玄武岩，玢岩，安山岩は同じ岩漿から同じような時期に貫入したもので

*　志岐炭礦の東南 4km にある。

あろうと推察される。流紋岩はここではいちばん古い火山岩と判断され，天草陶石として稼行されているリソイダイトの岩脈とは異なる貫入時期のものの可能性があり，佐賀県有田周辺にみられるG～I期にわたる流紋岩を想起させるが今後なお検討されねばならない。

参　考　文　献

浅野五郎・田中信也 (1963—1964)；天草炭田の熱変成 その 1～3. 九州鉱山学会誌，**31**，(11)，432～446；(12),475～490；**32**,(1)，1～11.

波多江信広 (1961)；天草下島南半部における石炭層とその産状.鉱山地質,**11**,(45～46),279～286.

井福秀夫 (1946)；天草下島志岐町附近の地質.九大卒論.

井上正昭 (1952)；九州西部の若い新生界の地史学的研究(その1.長崎県南高来郡口ノ津町附近の地質)(要旨).地質雑 **58**，(682),308～309.

——— (1953)；長崎県島原半島南部の古第三紀層について.福岡学大紀要，**3**,21～30.

松下久道 (1949)；九州北部における古第三系の層序的研究.九大理研報，**3**,(1),1～57.

——— (1951)；九州北部炭田の地質構造.九大理研報，**3**,(2),49～54.

長尾　巧 (1926)；九州古第三紀層の層序(その1).地学雑,**38**.

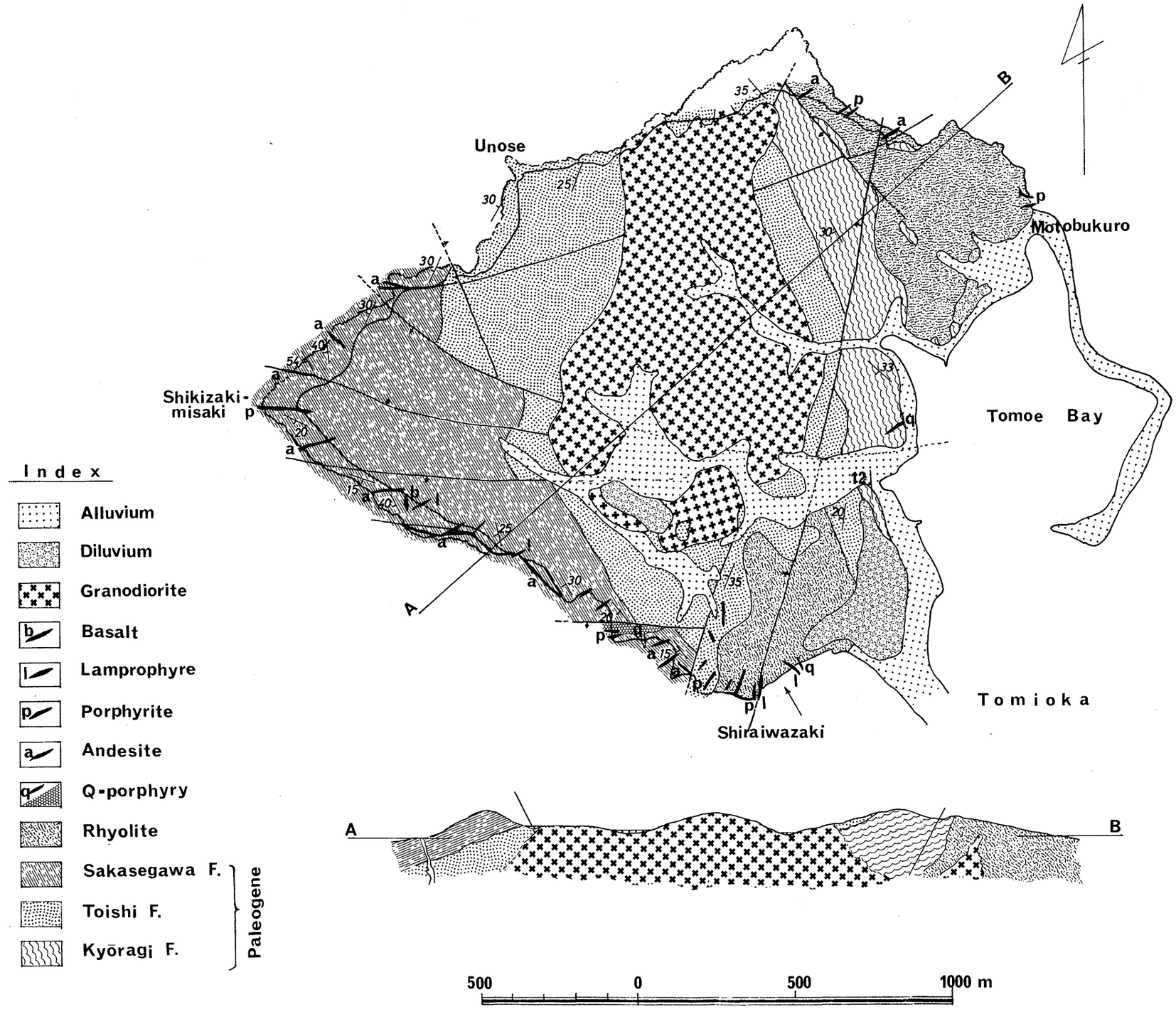
納富重雄 (1929)；7万5千分の1 天草図幅及び説明書.地質調査所.

山崎達雄 (1959)；唐津炭田の地質構造と貫入火成岩類.九大生産研報告,(26),33～53.

———,松本徑夫 (1960)；唐津炭田の貫入火成岩類,特に肥前粗粒玄武岩類について.九州鉱山学会誌，**28**,(7),30～43.

首藤次男 (1958)；九州の中・後期新生界の堆積—構造的特性.新生代の研究,**28**,8～18.

R. Takahashi (1959); Inkohlungsvorgang und geologische Struktur im Amakusa Kohlenbecken. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D, (Geol.)*, **9**, (2), 95～118.



Index

- Alluvium
- Diluvium
- Granodiorite
- Basalt
- Lamprophyre
- Porphyrite
- Andesite
- Q-porphyry
- Rhyolite
- Sakasegawa F. } Paleogene
- Toishi F. } Paleogene
- Kyōragi F. } Paleogene

熊本県天草郡，下島，富岡半島地質図

高　橋　良　平

熊本県天草郡，下島，富岡半島の地質

図　版　2 — 4

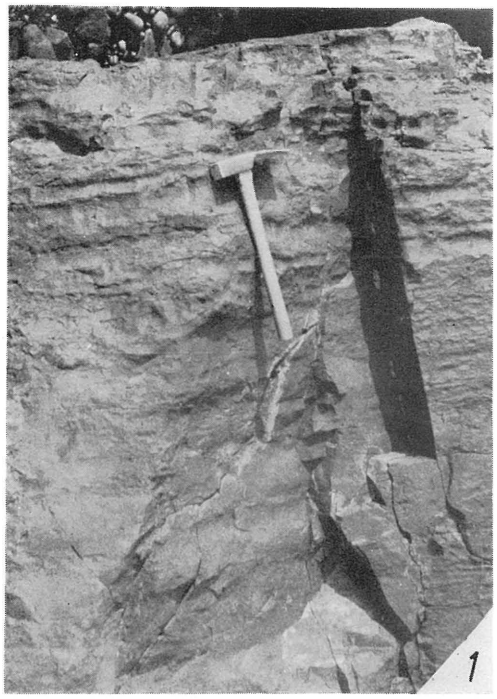
第　2　図　版　説　明

1)　ホルンフェルス化して硬化した坂瀬層の頁岩―砂岩密互層部。

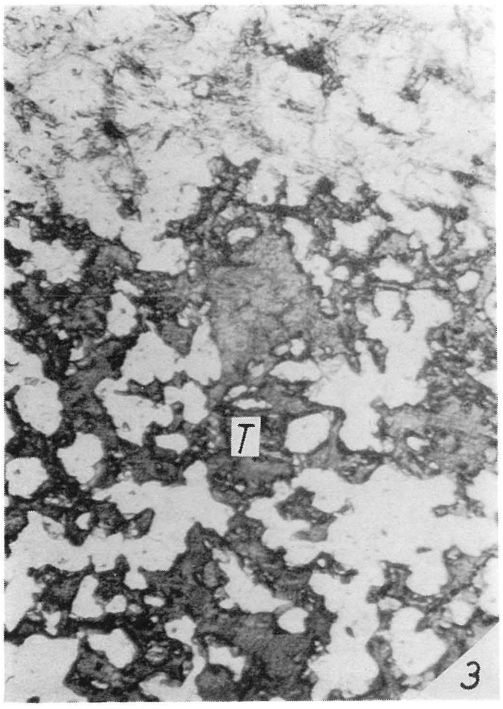
2)　礫層,東南方向に緩く傾斜す。

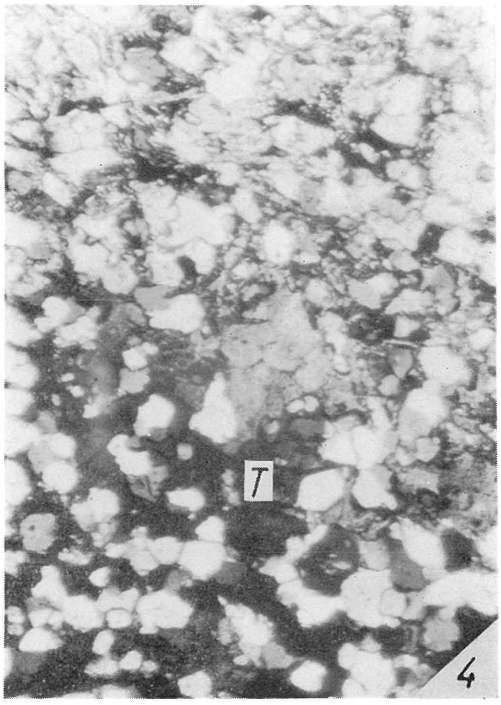
3),4)　変質流紋岩中に生じた球状電気石集合体(黒色,T)，球状の境界部にあたり，上部の白い部分は流紋岩でこの中にも白雲母の結晶がみられる。

83倍，3)＝平行ニコル，4)＝十字ニコル


1

2

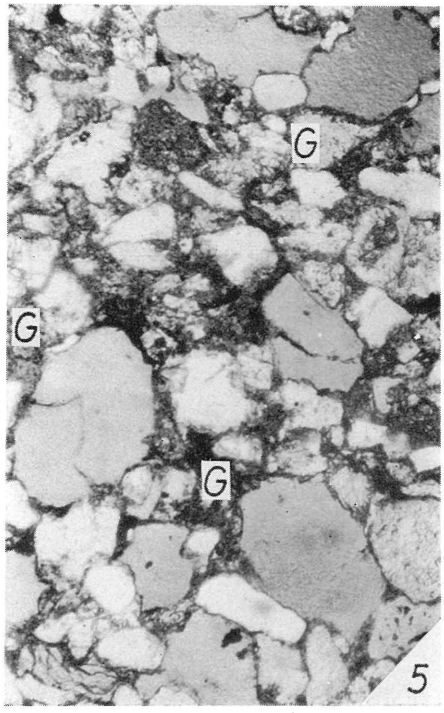

T
3

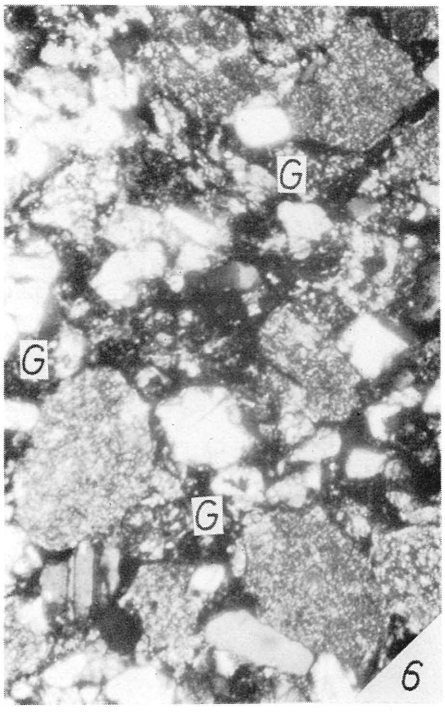

T
4

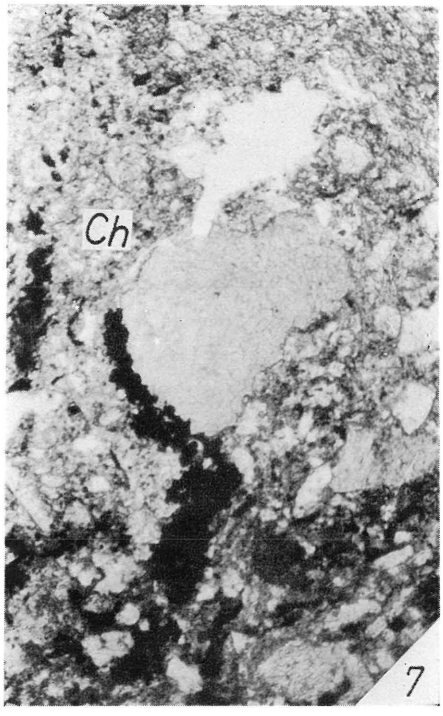
第　3　図　版　説　明

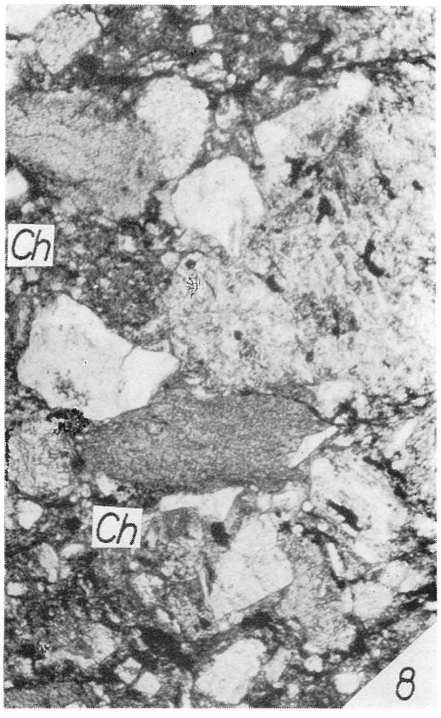
5),6)　都呂呂産，一町田砂岩，G＝海緑石粒，83倍，5)＝平行ニコル，6)＝十字ニコル

7),8)　富岡半島産，一町田砂岩相当層，Ch＝ 海緑石より変質と思われる緑泥石，83 倍。


G
G
G
5


G
G
G
6

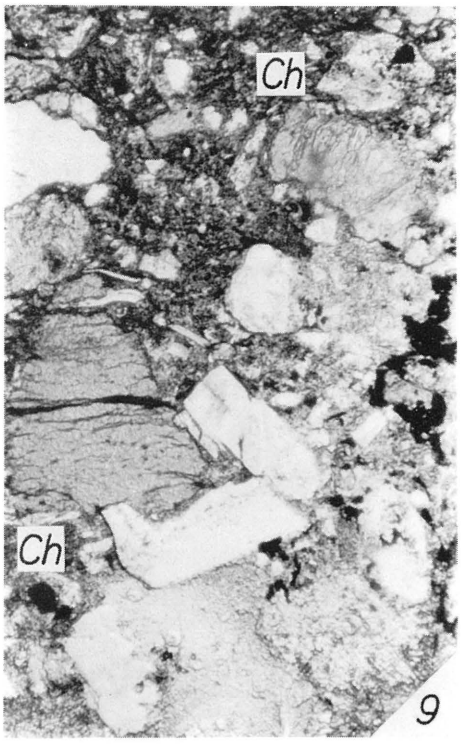

Ch
7

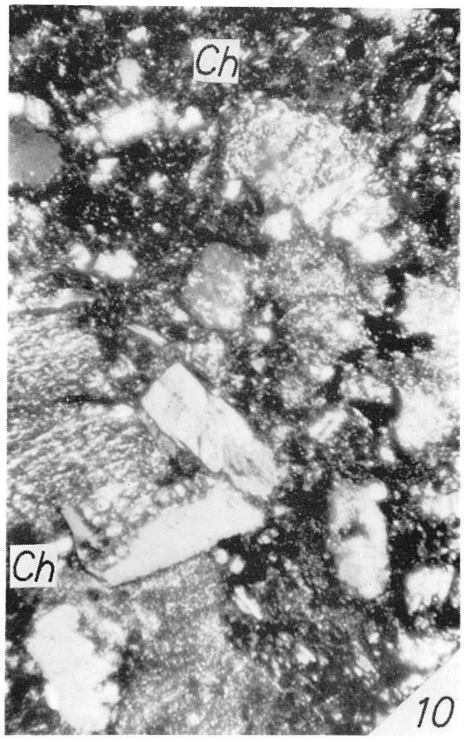

Ch
Ch
8

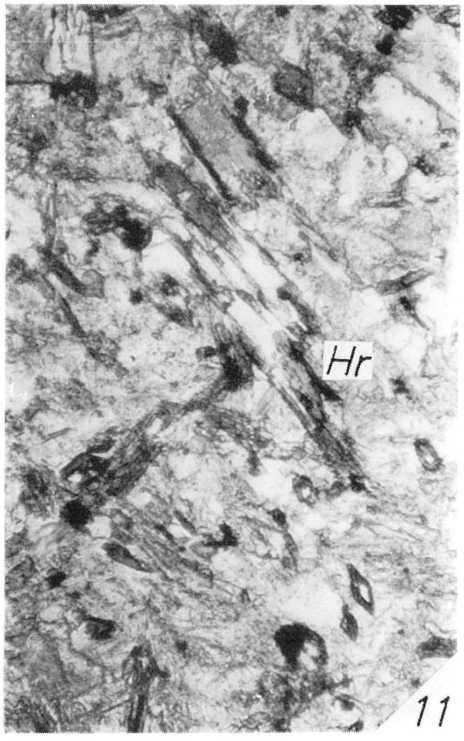
第　4　図　版　説　明

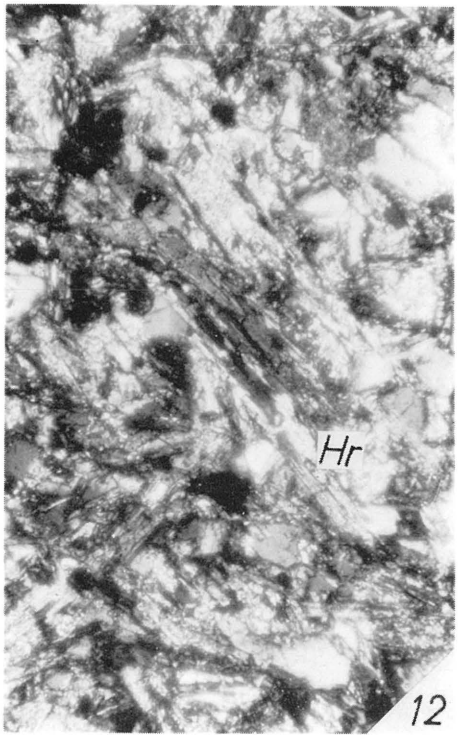
9),10)　富岡半島産，一町田砂岩相当層，Ch＝海緑石より変質と思われる緑泥石，9) のものには黒雲母のフレイクが生じている．83倍，10)＝十字ニコル

11),12)　変質角閃石安山岩，角閃石が変質をうけるほか黒雲母，白雲母などが新生されている。83 倍，(2)＝十字ニコル


Ch
Ch
9


Ch
Ch
10


Hr
11


Hr
12