

大隈半島四万十帯の地質構造

著者	小川内 良人, 岩松 暉
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	19
ページ	149-169
別言語のタイトル	Geological Structures of the Shimanto Terrain in the Osumi Peninsula, Southern Kyushu, Japan
URL	http://hdl.handle.net/10232/00003926

大隅半島四万十帯の地質構造

小川内良人*・岩松 暉**

(1986年9月10日受理)

Geological Structures of the Shimanto Terrain
in the Osumi Peninsula, Southern Kyushu, Japan

Yoshito OGAWAUCHI* and Akira IWAMATSU**

Abstract

The Shimanto group is sporadically distributed in the Osumi Peninsula, Southern Kyushu because it is covered with the Quaternary pyroclastic rocks. The group is divided into four formations, that is, the Takarabe, the Gonohara, the Takakumayama and the Ushine formation in ascending order.

The Takarabe formation is mainly composed of sandstone with volcanic fragments and interbedded with limy beds, submarine sliding deposits with sandstone clasts of various sizes and tuffaceous shale with basic volcanics. The Gonohara formation consists of pillow lava and hyaroclastite. The Takakumayama formation is made up of shale and submarine sliding deposits in the southern part and tuffaceous shale interbedded with basic rocks in the northern. The Ushine formation consists of thick sandstone and mudstone and changes northward into submarine sliding deposits and alternating beds of sandstone and mudstone.

Superposed folds are well developed in the investigated area. The older folds are of closed and open folds with NE-SW axes. The younger ones are NW-SE trending open folds. Therefore basin and dome structures are observed. These fold systems are cut by older NW-SE faults and younger NE-SW faults. The former faults are formed before the intrusion of the Miocene Takakumayama granite.

The geological structure of the Kyushu Shimanto terrain is considered to be of imbricated structure with many low-angle thrusts on the northern side of the Kakuto-Takasaki line. On the contrary, as stated above, basin and dome structure and block faults are predominant on the southern side.

は し が き

西南日本外帯に分布する四万十累層群は、単調な岩相と大型化石に乏しいために、長い間、層序や地質構造が未解明なままであった。しかしながら60年代後半頃から各地で精力的な研究が進められてきており、堆積構造・砂岩組成・変成度などにより、層序・地質構造が明らかになってきた。最近では、時代決定に有効な微化石が報告されている。それによると同一層準と考えられていた地層に、様々な時代を示す岩塊が含まれることが分かってきた(平ほか, 1980)。また地層の対比が可能になり広域的な堆積場の復元も試みられるようになった(公文・中沢, 1982;)

* 国土防災技術株式会社 Japan Conservation Engineers, Tokyo, 105 Japan.

** 鹿児島大学理学部地学教室 Institute of Earth Sciences, Faculty of Science Kagoshima University, Kagoshima, 890 Japan.

Nakazawa, *et al.* 1983; Yanai, 1984)。また、各地で古地磁気や膨大な海洋地質学のデータが集められ、それらデータと対応させながら四万十層群の構造や堆積の場について検討が加えられつつある(平ほか, 1980; Taira, 1982; 坂井, 1983, 1985; 小澤ほか, 1985)。しかしながら四万十層群の層序・構造についてはまだまだ研究者間でかなり意見の相違がある。

九州四万十帯では、橋本(1961, 1962 a, 1962 b)、橋本ほか(1972)によりその概要が明らかにされた。その後、今井ほか(1971, 1975)が変成分帯・構造区分により、寺岡ほか(1974, 1977)・岡田(1977)が砂岩組成により層序を確立し、地層の対比が可能であることを示した。それに対して、現在のサブダクションゾーンの付加帯モデルを四万十帯にあてはめる考えが出てきた(坂井, 1978; 土谷ほか, 1979)。それによると諸塚層群は泥質岩を主体とする層と砂質岩を主体とする層の2層からなり、それらが断層で繰り返しているとし、従来の層序・地質構造を大幅に変更した。これに対し寺岡(1979)は、覆瓦状構造について基本的には同じ見解を示したが、付加帯説を否定し四万十地向斜は arc-trench gap に形成され、堆積物は主に陸側から供給されたとした。坂井・勘米良(1981)は付加帯説を更に発展させ、島弧-海溝系における堆積・造構過程を具体的なデータを基に四万十帯を対応させた。また寺岡(1981)は九州四万十帯の地質を総括し、四万十帯の屈曲構造について論じている。一方、小川内ほか(1984)・安武ほか(1984)は、白亜系諸塚層群の地質構造は褶曲によって地層が繰り返しており大規模な衝上断層はないとし、覆瓦状構造に対して否定的な見解を示した。最近では、九州四万十北帯でも微化石の報告(米田・岩松, 1979; 村田ほか, 1982; 奥村ほか, 1985)があり、新たな研究の発展が期待される。

これまでの九州四万十北帯の研究は、宮崎県耳川付近から延岡市にかけての東九州を中心とした地域で行なわれている。人吉から南九州の四万十帯はまだ未解明な地域が多く、九州四万十北帯はまだ多くの問題点を残している。南九州では、高隈山帯(橋本, 1962 b)の研究が特に遅れている。今回、鹿児島湾東部に分布する四万十層群の層序・地質構造を明らかにしたので報告する。本地域のこれまでの研究には、5万分の1地質図幅を中心とした報告(井原, 1931; 沢村, 1956; 太田, 1964; 太田・河内, 1965)や橋本(1962b)・河内(1962)がある。最近では、橋本(1982, 1983)があるが、まだ詳細な地質図はない。また高隈山花崗類に伴って鉍床があり、鉍床学的見地からの報告がある(鹿児島県, 1953; 浜地ほか, 1958; 高島ほか, 1960; 河内, 1969)。

謝辞 本研究に当たり、鹿児島大学理学部地学教室の露木利貞教授および小林哲夫氏には有益な助言をいただいた。地質調査所海洋地質部の中村光一氏、鹿児島県庁企画部新技術情報課の前野昌徳氏には文献を入手していただいた。ダイヤコンサルタント(株)の米田茂夫氏は、貴重な資料を提供して下さった。また鹿児島大学農学部高隈演習林の方々には、なにかと調査の便宜を計っていただいた。小川内暁子氏には論文執筆中何かと協力していただいた。これらの方々に厚くお礼申し上げる。

地 質 概 説

四万十層群は鹿児島県霧島山南東部から高隈山系において、南北約55km、東西約15kmの地域に分布する(Fig. 1, 2)。当地域は第四紀の火山噴出物に広く覆われており、四万十層群の露出は断片的である。高隈山系の四万十層群は中新世後期(14 Ma)の高隈山花崗岩(紫田, 1978)の貫入に伴いホルンフェルス化している。また、花崗岩岩体近くではアプライトや石英脈が顕著で、東部では熱水交代鉍床が見られる。御岳南東部では、熱水変質により幅10~20mにわたり緑泥石・黄鉄鉍・絹雲母が生じており、全体に緑灰色を呈する。

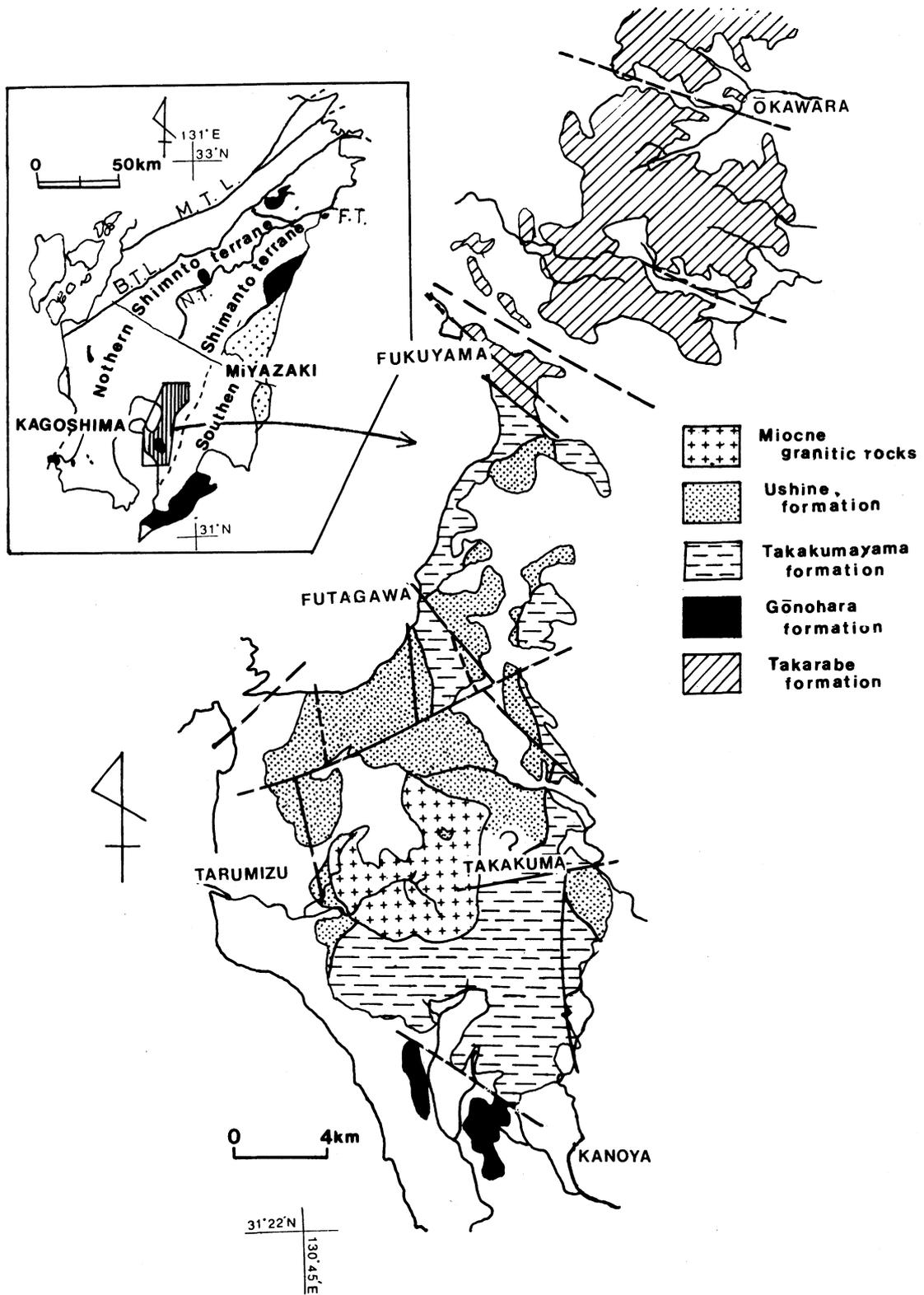


Fig. 1. Index map and geological sketch map.

調査地域の四万十層群は、走向変化が激しく岩相変化が著しい。そこで、頻繁に挟まれる海底地すべり堆積物の特徴を把握し、正常層と対にして地層を追跡した。それに加えて比較的連続する砂岩層や細粒ハイアロクラスタイトを鍵層して小地域ごとに地質図を作成した。そのようにして得られた本地域の層序は、下位より財部層・郷之原層・高隈山層・牛根層に区部される (Fig. 1, 2)。財部層は塩基性岩類や砂岩のクラストを含む海底地すべり堆積物を主とする。郷之原層は凝灰質頁岩と塩基性岩類からなる。高隈山層は、北部では凝灰質岩類を頻繁に挟む泥質岩に富むが、南部の高隈山系では海底地すべり堆積物に富み、塩基性岩類は一層準に薄く挟むのみである。牛根層は厚層砂岩と頁岩の互層からなり砂岩に富む。北方へ砂岩頁岩互層を基質とする海底地すべり堆積物に移化する。

本地域の地質構造は、福山付近を通る福山断層群を境に一般走向が大きく変化する。北側では北東-南西方向から東西方向に変化し、南側では南北方向から北東-南西方向に変化する。傾斜は西方向が多く、地層は西側ほど上位の層準が分布する。また地層の走向と同方向の軸をもつ褶曲構造と北西-南東方向の褶曲が重なる重複変形をしており、これによりドーム状構造や曲隆構造が形成されている (Fig. 3)。これらの褶曲構造は、北西-南東方向と北東-南西方向の断層により切られている。

層 序 各 論

調査地域は橋本 (1962 b) の高隈山帯、寺岡ほか (1981) の諸塚帯に相当する。泥質岩から放散虫化石を産出するが、いずれも保存が悪く時代決定することができなかった。しかし岩質上白亜系諸塚層群の上位の槇峰層 (奥村ほか, 1985) と類似していること、霧島付近のポーリングコアより白亜紀後期の放散虫化石の報告 (寺岡ほか, 1985) があることなどから本地域には白亜紀後期の地層が分布すると推定した。前述のように、四万十層群を下位より財部層・郷之原層・高隈山層・牛根層に区分したが、財部層と郷之原層は周りの地層と断層関係にあるので層序関係は明らかでない。岩質と地質構造から一応財部層を下位とした (後述)。

A. 財部層 (新称)

〈模式地〉財部町北俣より白鹿岳にかけて

本層は、福山断層群の最南部の断層より北側の国分市東部から霧島山南東部にかけて分布する。層厚は不明確であるがおそらく約3700mほどである (Fig. 4)。走向変化に富み、かつ泥質岩部が著しく乱れており、地層の連続性がみられない。砂岩や塩基性溶岩はレンズ状ないし塊状を示す。したがって、本層はほとんど海底地すべり堆積物からなっていると考えられる。

本層は、海底地すべり堆積物の基質によって次の3部層に分けられる。すなわち、砂岩頁岩互層および黒色頁岩を基質とする下部層、主に凝灰質葉理を挟む頁岩を基質とする中部層、凝灰質葉理を挟む頁岩を基質とするが下部、中部層に比べ正常堆積層の多い上部層の3つの層準に区別できる (Fig. 4)。それぞれの基質の特徴について記載し、クラストについてはまとめて記載する。

下部層は、東部では砂岩頁岩互層を基質とし、西部の黒石山付近では黒色頁岩を基質とする海底地すべり堆積物からなる。下部層には塩基性岩類が全く挟まれていないことから上位の地層と区別した。基質の砂岩頁岩互層は砂岩優勢で砂岩の単層の厚さは2~15cm、頁岩の厚さは2~5cmである。黒石山付近には、砂質頁岩及び頁岩が卓越している。黒色を呈して剝離性があり、無層理を呈することが多い。

- Quaternary
 alluvium
 pyroclastic deposits [Q]
- Miocene
 granitic rocks [Ta.u]
 hydrothermal metamorphic deposits
- Upper Cretaceous
 Ushine formation [Us]
 sandstone [stippled] black shale [diagonal lines]
 alternated sandstone & shale [horizontal lines]
 slump breccia [wavy lines] acidic tuff [v-v]
- Takakumayama formation [Ty]
 sandstone laminated shale [horizontal lines]
 black shale [diagonal lines] tuffaceous shale [diagonal lines]
 slump breccia [wavy lines] gabbro [leaf-like]
 basic rocks [solid black] acidic tuff [v-v]
- fault
- Gōnohara formation [G]
 basic rocks [solid black]
 tuffaceous shale [diagonal lines]
 slump breccia [wavy lines]
- fault
- Takarabe formation [Ta]
 tuffaceous shale [diagonal lines] black shale [diagonal lines]
 alternated sandstone & shale [horizontal lines]
 slump breccia [wavy lines] basic rocks [solid black]
 sandstone blocks [stippled] acidic tuff [v-v]
- strike and dip 50
 anticline ↗ syncline ↖
 fault — reverse fault —▲▲▲

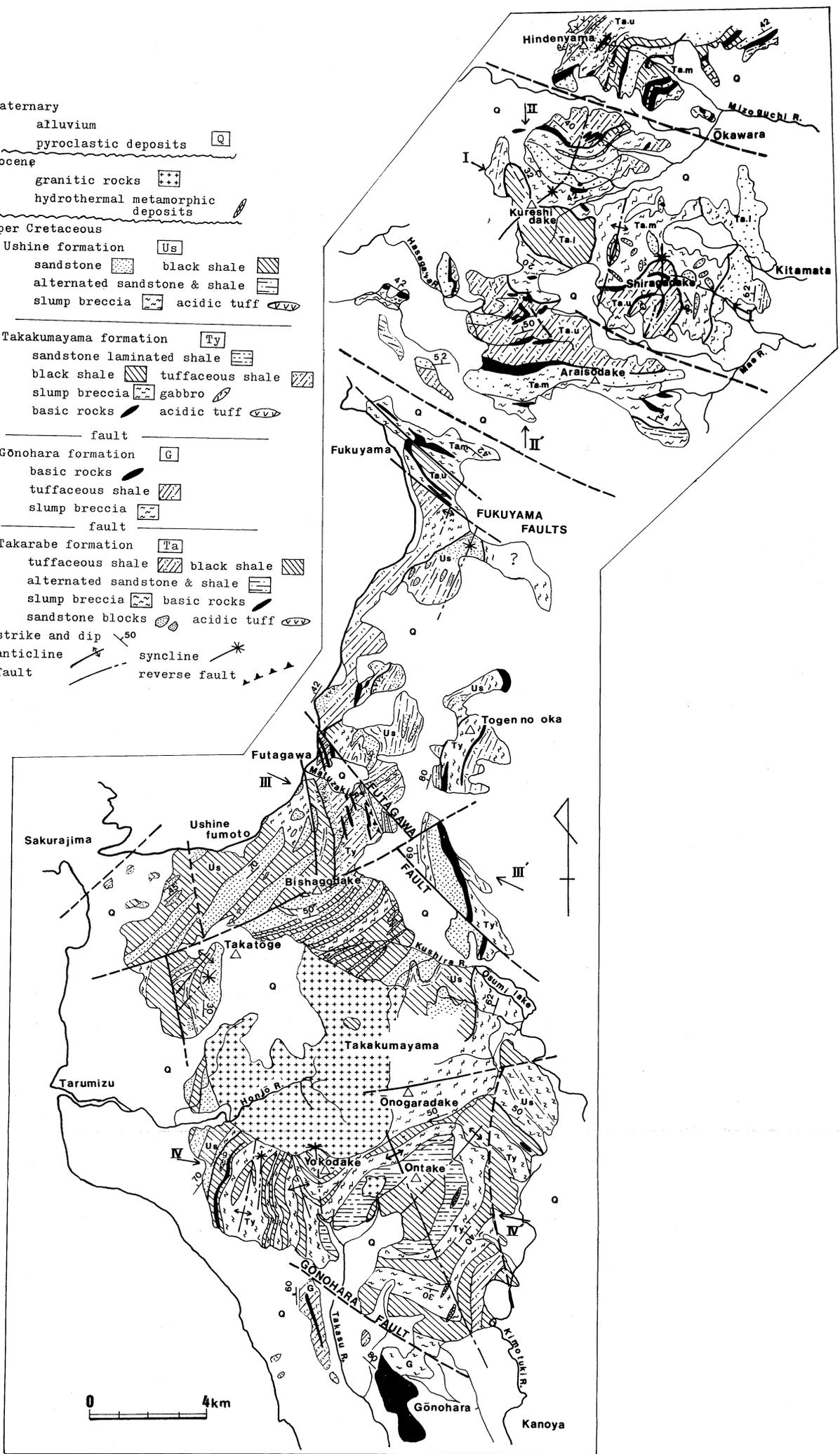


Fig. 2. Geological map of studied area.

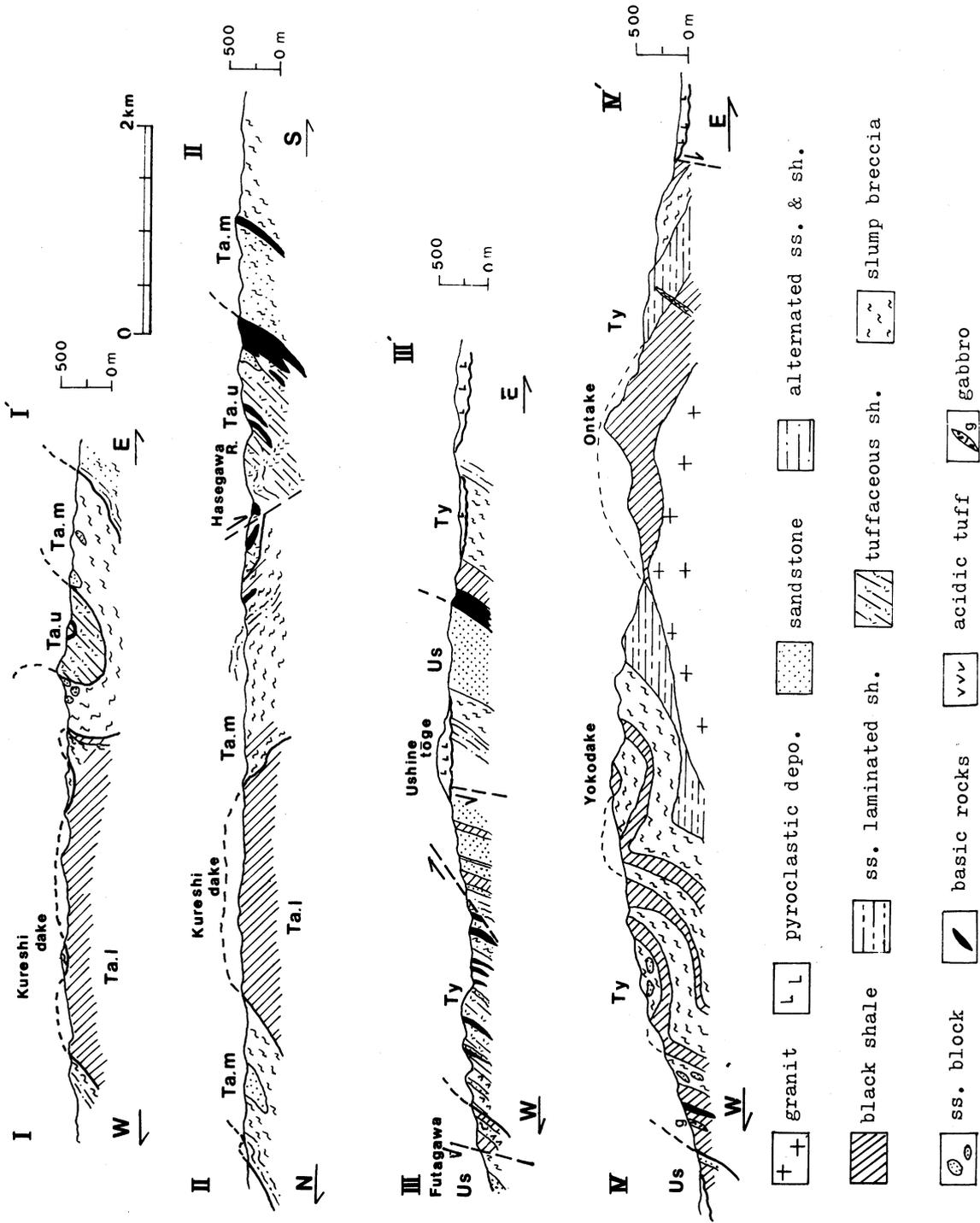


Fig. 3. Geological cross sections in the studied area.

中部層は大川原北西部から白鹿岳・荒磯岳・福山北部にかけて分布する。海底地すべり堆積物の基質は凝灰質葉理を挟む頁岩を主とし、少量の砂質葉理やチャート葉理を挟む頁岩からなる。凝灰質葉理は塩基性凝灰岩からなり、フィルム状から数cmの厚さが多い。白鹿岳から黒石山付近にかけては、凝灰質葉理の割合が多くなって凝灰質頁岩になっている。砂質葉理は数mm～2cmの厚さでやや珪質であり、黒石山北部にある厚層砂岩の上位や大川原北東部に卓越する。チャート葉理はフィルム状から2cmの厚さを持ち、チャートラミナイト(吉田, 1981)になっている。チャート葉理は膨縮して長径が1～3cmのレンズ状になっている。福山北部と荒磯岳南部に卓越している。

上部層は瓶台山・白鹿岳・長谷川上流と福山付近に分布する。下位の層準の比べて南部で正常層が卓越している。北部の瓶台山付近では酸性凝灰岩を挟む(Fig. 4)。泥質岩は剝離性があり、数mm～数cmの厚さの凝灰質葉理を挟み、部分的に凝灰質頁岩になっている。放散虫化石を含むこともある。

海底地すべり堆積物中のクラストは、砂岩・塩基性岩と少量のチャート・酸性凝灰岩からなる。形状は海底地すべり堆積物の基質により違いがある。チャートラミナイト基質の場合は、大きさが1m以下でレンズ状から亜円礫が多く、黒色頁岩および砂質頁岩基質では大きさが数10cm以下でレンズ状から単柱状・塊状を呈する。凝灰質葉理を挟む頁岩を基質とする場合は、大きさが数cmからkmオーダーで岩塊からスラブ状を呈する。スラブ状のものは砂岩が多い。

クラストの砂岩は、凝灰質砂岩で中粒～粗粒、淘汰が悪く円磨度も悪い。長石・火山岩片に富み、石質長石質ワッケ～アレナイトに分類される。微斜長石・石英片岩岩片・花崗岩質岩片・海緑石などを含む。火山岩片は中性～酸性火山岩からなり、緑泥石に置換されている。下部層の北俣付近と上部層の北永野田付近のスラブ状の厚層砂岩には厚さ5cmの炭質頁岩が挟在している。また、スラブ状の砂岩には部分的に砂岩層が挟まれ、級化構造をもつこともある。礫はチャート・変成岩からなり亜円礫～円礫である。礫径の最大は2cmほどである。

塩基性岩類は塩基性溶岩と細粒のハイアロクラスタイトからなる。溶岩は長谷川上流で最も卓越していて、緑色～紫赤色でしばしば枕状を呈する。枕の大きさは長径が30～70cmでやや扁平になっている。無斑晶で石基にオフィテイク構造を残しており、石基に針状の斜長石・単斜輝石がある。変質が著しく、緑泥石・緑れん石・沸石・方解石・白雲母を含む。塩基性溶岩は連続性が悪く側方に尖滅する。一般に大きな岩体でも層厚100m以下である。しかし、長谷川上流と福山では規模が大きく、厚さが200m～300mにおよぶ。そのうち長谷川上流では、岩体の下限の泥質岩と高角度で斜交した産状が見られる。境界の泥質岩には幅3～5cmで熱水変質がみられ、茶褐色に変色している。条線や石英脈・破断などはなく構造的変形は受けていない。塩基性溶岩には、クラストとして挟まれるものと、現地性と思われるものと2種類ある。細粒のハイアロクラスタイトは、紫赤色～緑灰色を呈し、剝離性があり、泥質岩とは整合的である。また、比較的連続していて小地域においては良好な鍵層になる。

酸性凝灰岩は上部層に多く、わずかに中部層でもみられる。瓶台山付近では酸性凝灰岩が数層準挟まれている。淡緑色～黒灰色でチャート様を呈しており、石英・アルバイト・黒雲母片がみられる。石英脈が顕著に発達する。

B. 郷之原層(太田・河内, 1965)

本地域南限の鹿屋市郷之原と郷之原西部で第四紀の火砕流堆積物の台地に点々と突出している。塩基性岩類が卓越しており、層厚は1500mほどである(Fig. 4)。高隈山層とは北西～南東方

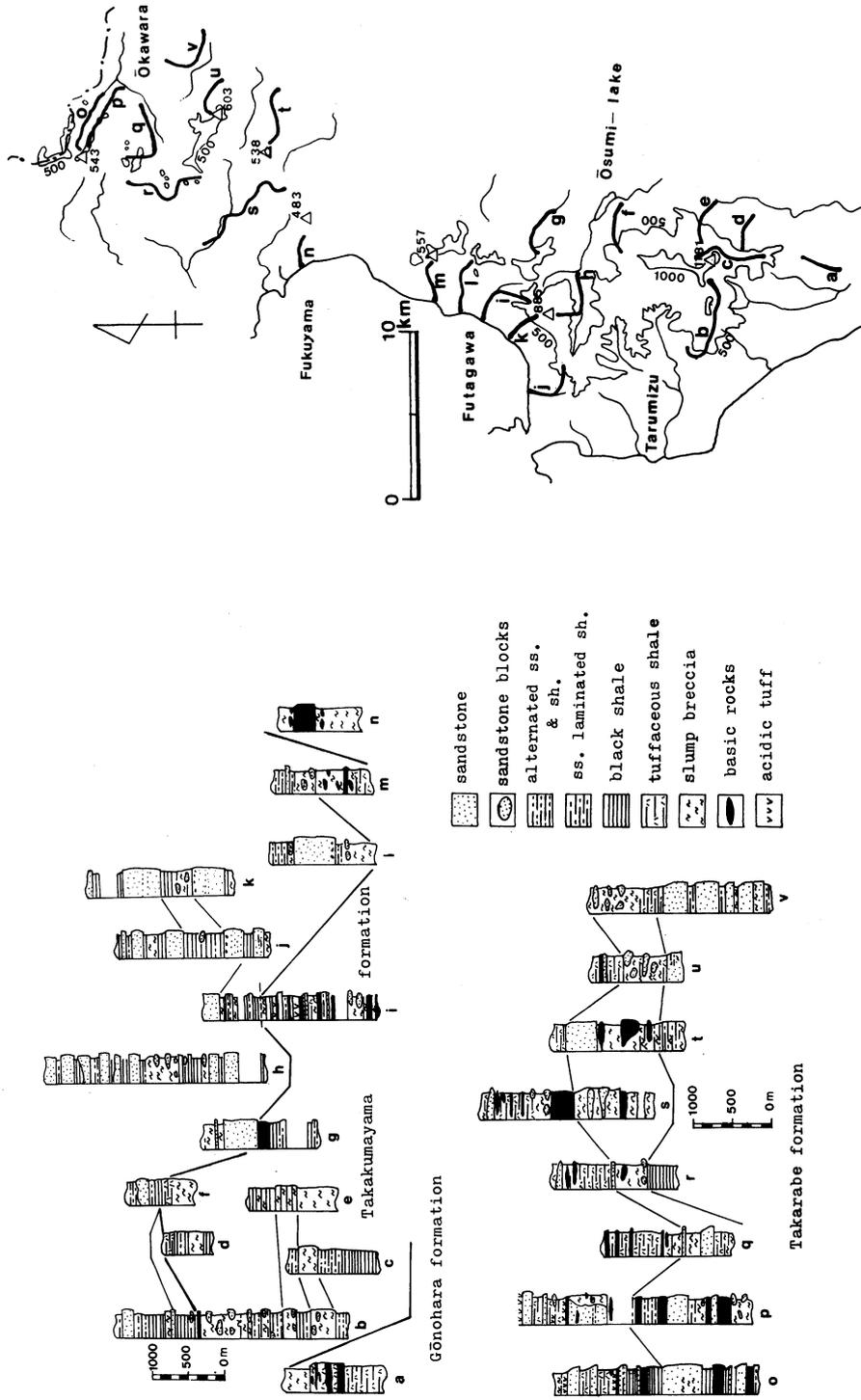


Fig. 4. Index map and the columnar sections.

向の断層で接する。本層の下部は、紫赤色～緑灰色を呈する細粒のハイアロクラスタイトが卓越している。凝灰質頁岩や長径が5 cm～1 mのレンズ状を呈した、塩基性溶岩を挟む。

中部では大規模な塩基性溶岩が分布する。厚さは800 m以上である。細粒のハイアロクラスタイト・塩基性溶岩の角礫を含むハイアロクラスティック角礫岩・枕状を呈する塩基性溶岩のサイクルが厚さ100 m～200 mで繰り返している。上方へ紫赤色を呈する細粒のハイアロクラスタイトが多くなる。ハイアロクラスティック角礫岩には1～5 cmの塩基性溶岩の角礫が大量に含まれており、いわゆるピロブレッチャとなっている。基質部分は緑泥石・緑れん石・方解石からなる。溶岩角礫の間を石灰岩が埋めていることもある。石灰岩はミクライト質で淡いピンク色を呈する。また、溶岩の角礫を基質の間や枕状溶岩の枕の隙間には幅数mm～2 cmで方解石脈が晶出している。枕状溶岩は長径が5～30 cmで急冷相をもち、枕の産状から正常層を示す。中部は溶岩噴出時の岩体がよく保存されているようである。

本層の最上部には海底地すべり堆積物が分布する。スランプ礫岩になっていて基質は凝灰質頁岩である。クラストは塩基性岩類・凝灰質頁岩からなる。砂岩のクラストは細粒～中粒で長石・火山岩片に富む。石英は少なく微斜長石がみられる。クラストの大きさは長径が数cm～1 mである。レンズ状・ブロック状を呈する。

C. 高隈山層 (太田・河内, 1965)

福山付近から松崎川流域、登見ノ丘から大隅湖・高隈山系にかけて分布する。層厚は2500 m以上である。ビシャゴ岳より北部に分布する地層と高隈山系に分布する地層とでは岩相が異なっている。前者は塩基性岩類がしばしば挟まれ、後者は海底地すべり堆積物に富み、塩基性岩類は上部に薄く一層準あるのみである (Fig. 4)。

北部の福山付近から松崎川流域にかけては、凝灰質葉理を挟む頁岩を主とし、塩基性岩類・海底地すべり堆積物・酸性凝灰岩を挟む。登見ノ丘から大隅湖にかけては、下位に砂岩頁岩薄互層を挟み、最上位に塩基性岩類がみられる。

凝灰質葉理を挟む頁岩や凝灰質頁岩は、北方へ行くほど挟まれる割合が多くなる。葉理は数mm～2 cmの厚さを持ち整然としている。松崎川流域や大隅湖付近では黒色頁岩が卓越していて、凝灰質葉理がまばらに挟まれている。黒色頁岩はほとんど無層理で、時に砂質葉理を挟むこともある。泥質岩は一般に剝離性に富む。また凝灰質頁岩から放射虫化石を産出する。

塩基性岩類は、塩基性溶岩と細粒のハイアロクラスタイトからなる。塩基性溶岩は、凝灰質頁岩中に長径10～20 mのスランプ礫岩のクラストとして挟まれる。溶岩はハイアロクラスティック角礫岩を伴い、石灰質ノジュールを含む。細粒のハイアロクラスタイトは緑灰色から紫赤色を呈している。南方へ行くほど細粒のハイアロクラスタイトが卓越するようになる。

海底地すべり堆積物は主としてスランプ礫岩である。福山南部や登見ノ丘、大隅湖では、砂岩頁岩薄互層を基質とする。クラストは砂岩からなり、長径は最大3 m、平均10 cmである。ブロック状やレンズ状を呈する。砂岩は細粒～中粒で、基質が多く長石や火山岩片に富み微斜長石・石英片岩岩片を含む。松崎川流域から二川北にかけては凝灰質葉理や砂岩葉理を挟む頁岩を基質とする。クラストは砂岩が多く、長径の最大は20 mで平均は10 cmである。他に塩基性岩類や稀にチャートのクラストがある。

酸性凝灰岩は二川北部と松崎川流域でみられる。二川北部では、凝灰質砂岩に挟まれてクラストとして挟まれる。溶岩はハイアロクラスティック角礫岩を伴い、石灰質ノジュールを含む。細粒のハイアロクラスタイトは緑灰色から紫赤色を呈している。南方へ行くほど細粒のハイアロク

ラストイトが卓越するようになる。

海底地すべり堆積物は主としてスランプ礫岩である。福山南部や登見ノ丘、大隅湖では砂頁岩薄互層を基質とする。クラストは砂岩からなり、長径は最大3 m、平均10 cmである。ブロック状やレンズ状を呈する。砂岩は細粒～中粒で、基質が多く長石や火山岩片に富み微斜長石・石英片岩岩片を含む。松崎川流域から二川北にかけては凝灰質葉理や砂岩葉理を挟む頁岩を基質とする。クラストは砂岩が多く、長径の最大は20 mで平均は10 cmである。他に塩基性岩類や稀にチャートのクラストがある。

酸性凝灰岩は二川北部と松崎川流域で見られる。二川北部では、凝灰質砂岩に挟まれて砂岩と互層を形成している。層厚5～40 cmで淡灰色～白色を呈していて、極細粒～中粒で剝離性に乏しい。松崎川流域では、2～10 mの厚さで淡緑色を呈しており、極細粒でやや碎屑物に富んでいる。

一方、高隈山系では御岳付近を中心にドーム状に地層が分布し (Fig. 3, IV-VI)、上方粗粒化の傾向がある。下位より、黒色頁岩を主とし砂質葉理を挟む頁岩や稀にチャートラミナイトを挟む頁岩、その上位に1～3 cmの砂岩薄層を挟む頁岩、単層の厚さが数cm～数10 cmの砂岩頁岩互層を基質とする海底地すべり堆積物の順に重なる。海底地すべり堆積物は層厚数m～100 mほどの正常堆積層と互層している。地質図では正常層を幾分強調して表わしてある。最上部には、塩基性岩類を挟む凝灰質頁岩が存在する (Fig. 4)。高隈山系に分布する泥質岩は黒色を呈し剝離性に富む。砂岩は極細粒～細粒で基質に富み、石英・長石が多く火山岩片を含む。平行葉理や級化構造をもつこともある。

高隈山系に分布する地層には、海底地すべり堆積物が頻繁に挟まれる。スランプ礫岩とスランプ褶曲した砂岩頁岩互層が見られる。御岳付近を境に、同じ層準でも北西側ではスランプ礫岩が多く、南東側ではスランプ褶曲を呈する砂岩頁岩互層が卓越している。また、同層準のクラストの長径は、大きさが北西側で最大300 mで、南東側では1 m以下が多く、相違が見られる。クラストは砂岩からなるが、垂水市小谷の沢では長径10 mのハンレイ岩のクラストが挟まれる。クラストの形状は角礫状、レンズ状、クラストとクラストが癒着したもの、褶曲冠部だけが残ったものなど様々で、同じ露頭でもいろいろな形状がある。

D. 牛根層 (新称)

〈模式地〉鹿児島大学高隈演習林

福山付近からピシャゴ岳・垂水市東部にかけて分布する。層厚は3200 m以上である。ピシャゴ岳付近では厚層の砂岩と頁岩の互層を主とし、海底地すべり堆積物を挟む。北方へ行くにしたがい、砂岩頁岩互層を基質とする海底地すべり堆積物に変わる。本層には塩基性岩類は見られない (Fig. 4)。下位の高隈山層とは整合であるが、二川付近では逆断層で接する。

本層の下部は海底地すべり堆積物を主とし厚層砂岩を挟む。黒色頁岩を基質とし砂岩のクラストからなる。クラストは、長径が数cm～50 cmほどで不定形である。厚層砂岩は100～300 mの厚さで側方に尖滅している。

中部は頁岩を主とし、層厚が30 mから200 mの砂岩層を挟む。頁岩は黒色を呈し剝離性に乏しくシルト質である。砂岩は細粒から中粒で、砂岩層の基底部には粗粒な部分もある。ピシャゴ岳付近を通る北東-南西方向の断層より北側では、連続性のある厚層砂岩が2層準挟まれている。級化構造や葉理があり頁岩のパッチを基底部に含む。逆転層がしばしば見られる。この厚層砂岩の北東延長では、付近の泥質岩の層理が著しく乱れており、長径数cmの砂岩のレンズを挟んでいる。また、砂岩は不連続で一般走向と大きく斜交していることもある (Fig. 6)。このようなこと

から厚層砂岩は海底地すべり堆積物に移化していると考えられる。

上部は、層厚が200~400mの砂岩層と200~300mの頁岩よりなる。砂岩層には平行葉理や斜交葉理がみられ、級化構造を持つ。中粒~極細粒のサイクルが厚さ30~80cmで繰り返している。下部に粗粒砂または細礫を含むこともある。砂岩は基質が多く長石や石英に富む長石質ワッケである。淘汰が悪く円磨度も悪い。しばしば特定層準に頁岩をパッチ状に含み、連続して追跡できる。パッチは5cm以下が多いがなかには1.5mほどの大きさのものもある。頁岩は黒色を呈し、剝離性はほとんどみられず、無層理でシルト質である。また、稀に砂質葉理や大きさ10cmほどのマール質ノジュールを挟む。

牛根層は二川付近より北側で単層の厚さが数cm~30cmの砂岩頁岩互層が卓越する。最下部にはスランプ礫岩が分布する。砂岩頁岩互層は砂岩の単層が5cm~30cm、頁岩は3cm~15cmで砂岩優勢である。稀に生痕化石がみられる。砂岩頁岩互層には数mオーダーの小褶曲が著しい。褶曲軸部には破断はみられず、へき開も発達していない。褶曲形態は同一層準で様々であり、褶曲軸の方向性もない。このようなことから小褶曲はスランプ性のものと思われる。この砂岩頁岩互層を基質とする海底地すべり堆積物には、砂岩や酸性凝灰岩がクラストとして挟まれる。砂岩のクラストの長径は数cm~数100mである。酸性凝灰岩は細粒で淡緑灰色・白色・淡灰色を呈する。

地 質 構 造

本地域では、福山断層群、二川断層、郷之原断層などの北西-南東方向の断層を境に地層の走向が変化している。大局的には地層の一般走向は北東-南西~南北方向が多く、傾斜は西へ20°~80°である。東へ傾斜している地域もある (Fig. 5)。

1. 一般構造および褶曲構造

a) 福山断層群より北側の構造

この地域では、地層はS字状の分布を示す。そのため地層の走向は、北から北東-南西→南→北→東西→西北西-南南東方向に変化する。黒石山付近では、下部層が中部層に取り巻かれドーム状に分布している。傾斜は一般に西ないし北へ20°~80°が多く、東ないし南へ傾斜することもある (Fig. 5)。

財部層には、西北西-東南東の軸をもつ褶曲構造が存在する。黒石山付近と福山北部に背斜構造、荒磯岳と白鹿岳との間に向斜構造がある。この西北西-東南東方向の褶曲は、半波長が4~5kmほどで、緩やかな開いた褶曲である。褶曲軸は西方から東方へ行くに従い、軸のトレンドが西北西-東南東→東西→北西-南東に変化している。荒磯岳と白鹿岳との間を通る向斜軸は、西部の長谷川付近で西へ8°プランジし、東部の白鹿岳で南へ18°プランジする。財部層の構造は、この方向の褶曲に大きく支配される。

黒石山付近には、北北東-南南西方向の褶曲構造が存在する。半波長が0.5~1kmでやや開いていて、軸面は西へ60°~80°傾く (Fig. 3 I-I')。この褶曲に伴い、数m~数10mオーダーの小褶曲が存在する。また北側と南側で褶曲軸のプランジの向きが違っている。北側では北へ10°~30°、南側では南へ20°~30°それぞれプランジしている。黒石山付近では、この方向の褶曲構造は前述の背斜軸を曲げており、北北西-南南東の褶曲軸が曲隆構造を形成している。

北北東-南南西の褶曲構造が形成される前の地質構造を復元したのがFig. 6である。財部層には、北北東-南南西方向の褶曲が形成される以前の東西方向の褶曲構造が推定される。軸面は北

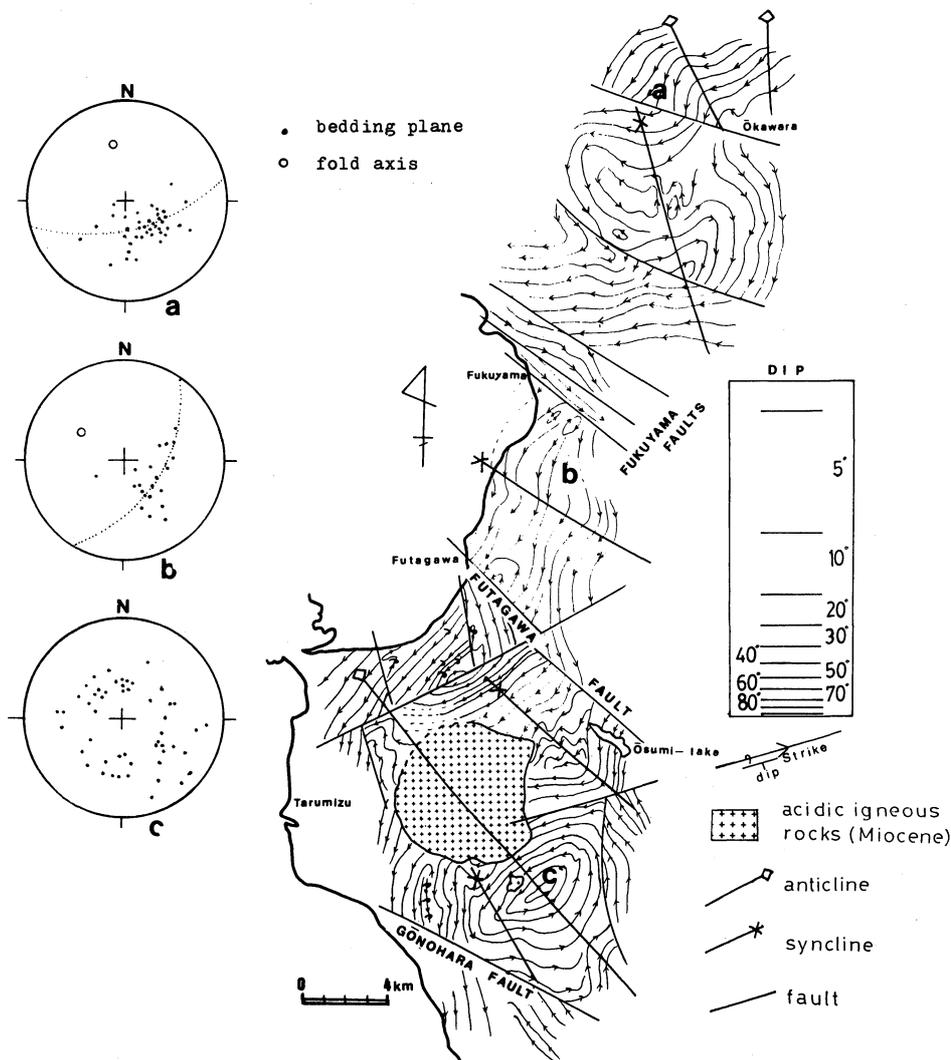


Fig. 5. Strike-line map of the Shimanto group in eastern Kagoshima bay and π -diagram of bedding plane (lower hemisphere of Schmidt's net)

へ30~60°傾いているが地域差があり、東へ行くに従い、褶曲構造が不明瞭となる。この褶曲に伴う劈開は野外では観察されなかった。高隈山付近では、この東西方向の褶曲はなく財部層のみ形成されている。

b) 福山断層群と郷之原断層に挟まれる地域の構造

この地域の地層の走向は、福山から二川断層にかけて北北東-南南西で、松崎川流域では南北方向である。西へ15°~80°傾斜している。高隈山系では、地層の走向は北東-南西~南北方向である。御岳の西側では西方に傾斜しており、東側では東方に傾斜している。大隅湖より西側では、牛根層が北東-南西の走向で西へ40~80°傾く (Fig. 5)。福山付近には、北東-南西方向の一对の背斜-向斜構造がある。向斜部では、牛根層を取り巻いて高隈山層が分布している。半波長が1.5kmほどで、軸面は西へ50°~60°傾いて、軸は南へ4°~5°プランジしている。南方延長部の二川付近では、背斜軸付近に逆断層が形成されて、高隈山層が牛根層の上に低角度で衝上している。

高隈山系では、御岳を取り巻くように地層が分布し、北東-南西方向に長軸をもつ楕円形をし

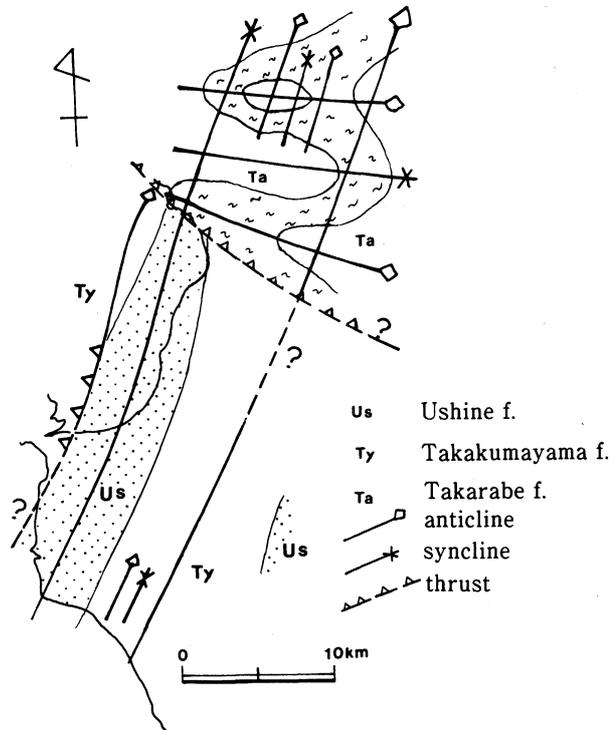


Fig. 6. Geological structures before NW-folding.

たドーム状構造が存在する (Fig. 5)。北東-南西方向の褶曲軸は、御岳付近を境にプランジの向きが異なり、北東側では北東へ、南東側で南東に、それぞれ30~40°プランジしている。御岳西方の横岳付近では、半波長が1 kmの褶曲構造がある。軸面は東へ傾斜している。この一連の褶曲構造は、褶曲鏡面が緩やかに西へ傾く形態を示す。一方、ビシャゴ岳を通る北東-南西方向の断層より東側では正常であるが、西側では逆転しており、地層は急傾斜していることが多い。また東傾斜もみられる。高峙南西部では、波長が1 kmほどの北東-南西方向の褶曲構造が存在し、地層の分布は南北方向を示している。断層の東側でも東から西へ向かって傾斜が急になる。これらのことより、ビシャゴ岳付近を通る北東-南西方向の断層付近に同方向の向斜構造が推定される。

c) 郷之原断層以南の地域の構造

この地域には、郷之原層が分布する。郷之原層は郷之原付近で走向が北西-南東から東西方向で、東へ傾斜している。西部では走向が北西-南東方向で西へ傾斜している。断片的に露出しているので構造はつかみにくいが、北西-南東方向の背斜構造が推定される。

d) 北西-南東方向の褶曲

本地域の四万十層群は、地層の走向が湾曲しながら変化している。この湾曲した地層面の極をステレオ網に投影した (Fig. 5)。

北部の大川原付近では、地層の走向は北から、東西→北東-南西→東西→北東-南西→東西に変化している。傾斜は25°~70°北傾斜である。この付近にはN13°Wで北へ32°プランジした一対の背斜構造が存在する。北俣付近から荒磯岳付近にかけては、地層の走向は北西-南東から南北→北東-南西に変化する。また同様に、東西性の褶曲構造も南東へ湾曲した軸のトレンドが示さ

れる。白鹿岳では向斜軸が北東-南西で軸面は西へ傾斜し、褶曲軸は南落ちである。荒磯岳北西部では、東西方向で東へプランジする。更に西方の長谷川沿いでは、西北西-東南東のトレンドで西へプランジしている。また黒石山付近では、北北東-南南西の褶曲構造は、軸面が西傾斜で、軸は北部で北へ、南部で南へプランジしている。このようなことから、白鹿岳西部にはN58°Wの走向で北西へ20°プランジした向斜構造が推定され、また白鹿岳東部と黒石山西部に背斜構造が推定される。

福山南部では、地層は北東-南西から南北→北西-南東→南北→北東-南西に走向が変化する(Fig. 5)。この付近には、走向N58°Wで北西へ39°プランジした向斜構造が推定される。

高隈山系では、御岳を中心とする地域に、北東-南西方向の軸をもつ短軸背斜が存在する。また、御岳南方や横岳付近では、北西-南東方向の軸をもつ開いた背斜がみられる。御岳付近では、北東-南西方向と北西-南東方向の褶曲が重なった重複褶曲を形成している。

このように、本地域では、北西-南東方向の褶曲により地層が湾曲した分布形態を示している。この方向の褶曲は、半波長が1 km~5 kmで南へ行くほど波長が長くなる。褶曲軸の方向は、南から北へ行くに従い、北西-南東から南北方向へ変化する。プランジの向きは西で二川断層を境に北側で急になる。

2. 断層

本地域には、北西-南東方向の断層およびそれらを切る北東-南西方向の断層がある。これらのうち、福山断層群、二川断層、郷之原断層は、四万十層群の帯状構造を切っていて、それらの断層を境に地層の一般走向が大きく変化する。

a) 北西-南東方向の断層

この方向の断層は、高隈山層と牛根層を境する逆断層、左横ずれの性質をもつ二川断層、高隈山花崗岩岩体に向かって落ちている正断層群とがある。

二川付近から松崎川流域にかけて、高隈山層は牛根層と逆断層で接する。二川北の碎石場では、高隈山層の凝灰質頁岩が牛根層の黒色頁岩の上に、10°~20°の低角な断層で載っている露頭がある。付近には同方向の石英脈が顕著である。

二川断層は、前述の断層を切る左横ずれ断層である。走向はN40°W、傾斜は40°~50°SWである。幅50cm~1 mの破碎帯がある。本断層を境に地層の走向は、北側で北北東-南南西、南側で北北西-南南東に変わり屈曲している。この断層により、断層の南側が東へ約1 kmほど転移している。

福山断層群は、走向N30°~50°W、傾斜40°~60°SWで南落ち正断層群である。破碎帯が幅50cm~3 mにわたり形成されている。福山北部には、西北西-東南東の軸をもつ本断層があるため地層の走向は大きく変化し屈曲している。

郷之原断層は、鹿児島中央構造線(鹿児島県, 1953)、串木野断層(寺岡, 1981)に相当する。本断層は、左横ずれ断層とされている(橋本, 1962 b; 寺岡, 1981)。露頭で直接観察できなかったが、以下のことから北落ちの正断層であると推定した。左横ずれ断層であるとするならば、郷之原付近には、牛根相当層が分布することになる。郷之原層は塩基性岩類を大量に挟み、砂岩組成からみて牛根層とは明らかに異なる。また地質構造も不連続である。断層付近には、北落ちの小正断層群が顕著に認められる。また、対岸の南薩では、四万十層群が鹿児島中央構造線を境に北側で露出せず、北側が落ちている(金属事業団, 1984)。以上のことからみて、本断層は北落ちの正断層であると推定される。

b) 北東—南西方向の断層

前述の断層を切る、より新しい断層である。ビシャゴ岳北方には、走向 $N70^\circ$ を、傾斜が $50^\circ \sim 70^\circ N$ の断層がある。幅 $70\text{cm} \sim 1\text{m}$ の破碎帯がみられ、傾斜方向の条線があり正断層を示す。また、水平に対して $70^\circ \sim 60^\circ$ の北落ちの条線がみられることもあり、右横ずれの性質も含んでいる。この断層の北側では、同方向の小断層が顕著に発達して、北西—南東方向の小断層を切っている。桜島東部に北東—南西方向の断層が推定される。この断層を境に西側で四万十層群が露出しなくなる。

地質構造の形成過程

本地域の地質構造は、褶曲運動とそれらを切る断層運動によって形成されている。褶曲構造は、財部層の東西方向の褶曲と、それらを曲げる南北方向の褶曲とがある。この南北方向の褶曲により高隈山層、牛根層の帯状構造が形成された (Fig. 6)。これらの褶曲は更に、北西—南東方向の褶曲により褶曲軸が曲げられ、重複褶曲を形成している。そのためドーム状構造や地層が湾曲した分布形態を示すようになった。そしてこれらの褶曲構造を切る北西—南東方向の正断層群と、その後の北東—南西方向の断層が生じた。

1) 南北方向の褶曲の形成

この方向の褶曲は、四万十帯の帯状構造に平行している。

財部層には、帯状構造が形成される前にすでに、東西方向の褶曲あったため、南北方向の褶曲により、重複褶曲が形成され、地層は S 字状の分布を示すようになった (Fig. 6)。黒石山付近では、東西方向の背斜構造に半波長が $0.5 \sim 1\text{km}$ オーダーの南北方向の褶曲構造が重なって曲隆構造が形成され、地層がドーム状に分布するようになった。

福山付近から垂水北西部にかけて向斜・背斜構造が形成され、高隈山系では背斜構造が形成された。また同方向の半波長が数 $100\text{m} \sim 1\text{km}$ オーダーの褶曲も生じた。二川付近では、背斜軸部に破断が生じ逆断層が形成された。これにより下位の高隈山層が上位の牛根層に衝上した。

財部層、郷之原層、高隈山層には、劈開が形成されたが、牛根層にはみられず、前者が剪断—曲げ褶曲であるのに対し、後者が曲げ褶曲の構造階層が生じた。

2) 北西—南東方向の褶曲と正断層群の形成

南北方向の褶曲形成後、本地域には北東—南西からの水平圧縮により北西—南東方向の褶曲が形成された。高隈山系では、南北方向の褶曲と重複してドーム状構造が生じた。また他の地域でも南北方向の褶曲軸が南東へ張出したトレンドを示し、地層が湾曲した分布形態を示すようになった。

北西—南東の褶曲軸の方向は、北へ行くに従い時計回り変化する。すなわち南部で西北西—東南東であるのに対し、北部で北北西—南南東に回転する。また、二川断層を境にプランジの向きが南側で西へ、北側で北に変わり、より高角度となる。一連の褶曲運動の末期には、二川付近を通る左横ずれ断層が形成されたと推定される。

その後、地表近くでは、北東—南西の引張りの場が形成され、北西—南東方向の正断層群が生じた。この方向の断層は、高隈山花崗岩体中に存在しないことから、花崗岩貫入前に形成されたと考えられる。この正断層群は花崗岩体貫入前に、御岳付近を通る北西—南東方向の背斜軸部付

近を中心とした陥没状構造を形成した。その後、その弱線に沿って花崗岩が貫入したものと推定される。

3) 北東-南西方向の断層の形成

この方向の断層は、鹿児島湾側が落ちた正断層群からなる。一部では右横ずれの性質を有する断層もある。調査地内の桜島湾東部と国分市東部を結ぶ線より西側では、地表に四万十層群が露出せず、海中に没している。早坂(1982)の示した鹿児島湾を東西に切る断面で、四万十層群相当層が鹿児島湾を中心とする方向に落ちていることが示されている。

調査地内のこの方向の断層は花崗岩岩体やアプライト脈を切っていて、花崗岩貫入後に形成された。

この方向の断層は、鮮新世後期に始った(早坂, 1982; 通産省, 1985)鹿児島湾陥没構造の形成と密接な関係があると思われる。

加久藤-高崎線を境とする基盤岩の構造の相違

鹿児島湾北東部の四万十層群には、中新世中期の花崗岩体貫入直前に形成された北西-南東方向の褶曲と、それに引き続く断層が存在する。同様の構造は天草を含めた南九州の白亜系および古第三系の地層に顕著に発達する (Fig. 7)。

天草地域では、NNE-SSW 方向とそれより新しい緩慢な NW-SE 方向の褶曲がある。それぞれ同方向の断層を伴っており、前者は衝上断層、後者は正断層が多い。この北西-南東方向の褶曲と断層は中新世中期に形成され、同時期に酸性火成岩類の貫入があった(高井ほか, 1982)。

南薩地域では、加世田付近を通る断層を境に、北側の四万十層群には、北東-南西方向の褶曲およびそれに伴う断層と、その後の北西-南東方向の褶曲およびそれに伴う同方向の展張裂かが形成されている。更に、開いた裂かに中新世中期の酸成火成岩類が貫入している(通産省, 1985)。断層の南側では中新世中期の酸性火成岩類と安山岩がある(通産省, 1978)。

北薩地域の四万十層群には花崗岩貫入前に北西-南東方向の左横ずれ断層が生じた。(橋本, 1962 a)。また、同方向のひん岩の貫入がある。同方向の背斜構造が推定されているが(寺岡ほか, 1981)、断層との関連性は不明である。その南側の川内と鹿児島を結ぶ地域には、久見崎付近を除いて白亜紀の地層は露出していない。この付近には北西-南東方向の断層が推定される。その東延長は高隈山付近の陥没構造にあたる。また、川内付近には中新世中期の火山岩類がみられる。

日南地域では、古第三系から中新世前期の日南層群が巨大なオリストストロームを形成している(坂井, 1983; 1985)。宮崎南西部で北西-南東方向の左横ずれ断層が顕著である(寺岡ほか, 1981)が、前述のような同方向の褶曲は明瞭でなく、恐らくまだ地層が半固結状態で埋没深度も非常に浅かったために形成されにくかったであろう。

このように加久藤-高崎線の南側では、中新世中期火成岩類の貫入前に、北西-南東方向の緩やかな褶曲とそれに引き続き、あるいは伴って正断層および左横ずれ断層が形成されている。

一方、加久藤-高崎線の北側では、走向方向の逆断層や低角度の衝上断層が良く発達し、帯状構造を形成している。また、地層の一般走向が屈曲しており、大きなものとしては五ヶ瀬屈曲、人吉-野尻屈曲がある(寺岡ほか, 1981)。このうち人吉東方では、白亜系の地層が逆コの字をしたように屈曲し、古第三系の地層に低角で衝上している(村田, 1984)。東九州ではドームやベースン構造が小規模ながら存在する(小川内ほか, 1984; 安武ほか, 1984)。しかしながら、一般

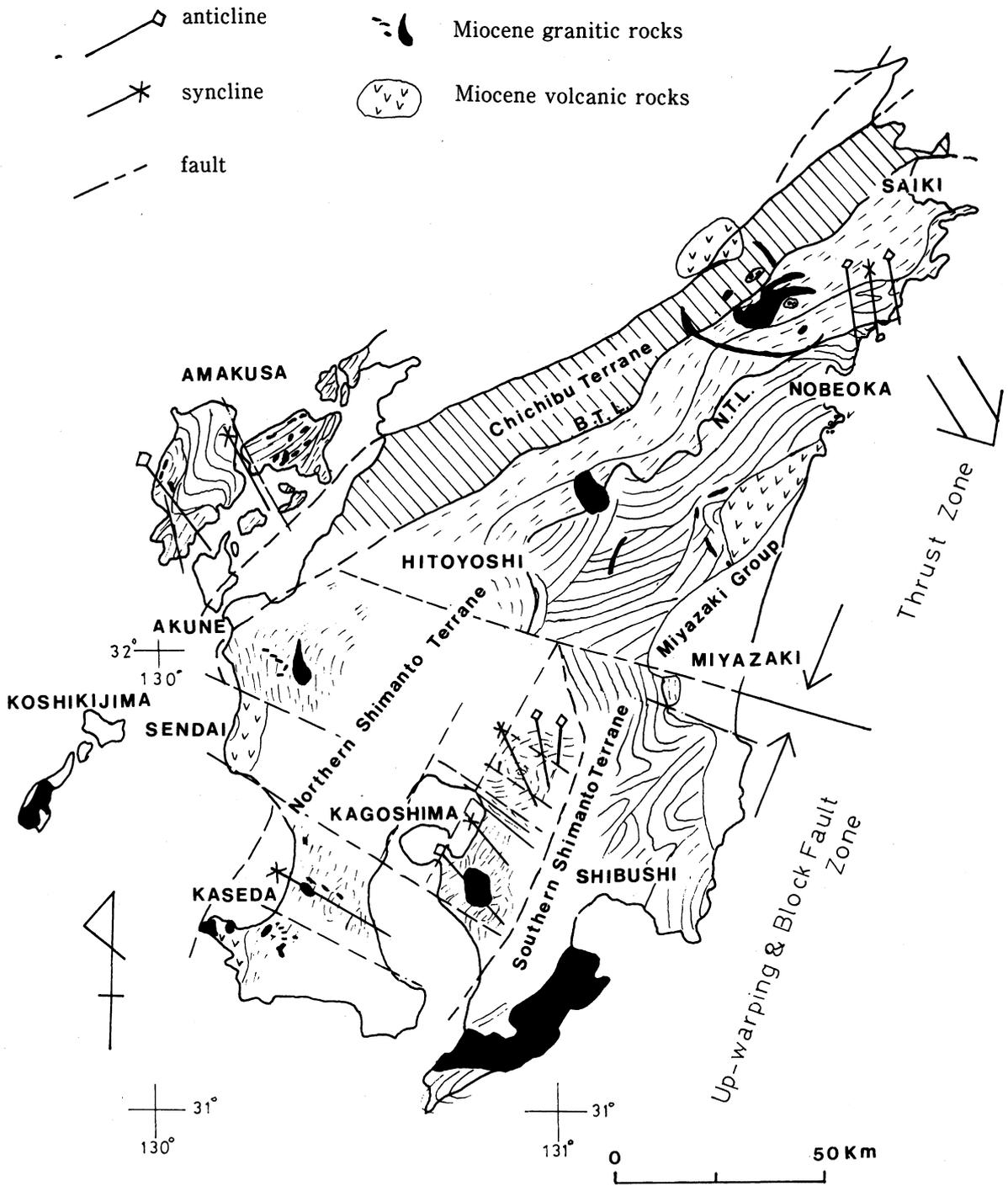


Fig. 7. Tectonic map of the Shimanto group in southern Kyushu.

に加久藤—高崎線の北側では、走向方向の褶曲軸をもつ褶曲構造は翼部が閉じた形態が多い。また帯状構造に高角度で斜交する褶曲構造が存在するが（寺岡ほか，1981；小川内ほか，1984），同方向の断層は非常に少ない。

この地域には、中新世前期末葉から中期の酸性火成岩類や火山岩類と四万十層群を不整合に覆う礫岩がみられる（宮崎県，1981）。特に延岡と祖母山火山岩類を結ぶ線に集中する。南から中新世前期中期末葉の庵川礫岩とそれの上位に中新世中期の尾鈴山酸性火山岩類（中田，1978）がある。その北には中新世前期末葉の見立礫岩とそれに引続く祖母山火山岩類，それらに接触変成作用を与えている中新世中期の大崩山花崗岩類がある。中期世前期末葉から中期にかけて，この方向に弱線があり凹地を形成していたのかもしれない。しかしながらその他の地域では衝上断層沿いや走向方向の酸性火成岩類の貫入がみられる。

天草上島では、下島に比べ帯状構造が顕著で、同方向の酸性火成岩類の貫入がみられる（Miki, 1975；三木，1981）。

このように加久藤—高崎線を境に北側と南側で構造的な違いがみられる。北側は、地層の屈曲と同方向の逆断層，衝上断層で特徴づけられ帯状構造を形成している。南側では、ドーム・ベースン構造がみられ，北西—南東方向の褶曲とそれに引続き同方向の断層が著しい。前者は衝上断層，後者は曲隆構造とそれに伴う地塊断層帯が形成されている。この相違は，内帯の天草地域でもみられ，加久藤—高崎線は天草下島と上島の間に延長される。この加久藤—高崎線は西南日本弧と琉球弧の地体構造を分ける重要な構造線である。

寺岡ほか（1981）は，加久藤—高崎線を境に南側の四万十層群が屈曲に伴う左横ずれ断層で東に転移しているとした。加久藤—高崎線より南側は，地層の走向方向の褶曲は波長が長く開いた形態が多い。鹿児島湾東部の四万十層群は，今井ほか（1975）の変成分帯ではブドウ石—パンペリー帯にあたる。断層の北部では褶曲の波長が短く，剪断褶曲や細密褶曲・レンズ褶曲がみられる。また翼部が閉じた形態が多い。鹿児島湾東部の四万十層群と同層準とされる檜峰層は，今井ほか（1975）の変成分帯ではパンペリー帯とされている。加久藤—高崎線を境として北側ではより深い層準が露出していると推定される。断層を境として相対的に北側が上昇したのであろう。加久藤—高崎線より南側の四万十層群が東方に張出したように分布するのは，このような構造的相違があるためと考えられる。

ま と め

本論文では，鹿児島湾北東部に分布する四万十層群の層序および地質構造を詳細に記載し，これらより四万十層群の地質構造形成過程ならびに九州四万十帯の構造について考察した。

1. 調査地域の四万十層群は，下位より財部層・郷之原層・高隈山層・牛根層に区分される。財部層は海底地すべり堆積物からなる。郷之原層はほとんど塩基性岩類からなる。高隈山層は南部で砂質の海底地すべり堆積物からなり，北部で塩基性岩類を挟む泥質岩を主とするようになる。牛根層は厚層の砂岩と泥岩からなり，北部に行くにつれて海底地すべり堆積物に移化する。
2. 調査地域の四万十層群の地質構造は，北北東—南南西のやや開いた褶曲とそれより新しい北西—南東方向の褶曲が重なった重複褶曲を基本としており，それによりドーム状構造や曲隆構造を形成している。北西—南東方向の褶曲は，北に行くにつれて時計周りの回転をし，西ないし北へ高角度でプランジする。この時に左横ずれの性質の二川断層が形成され

た。

3. 北西-南東方向の褶曲に引続き、同方向の正断層群が形成された。この断層群は高隈山系付近に陥没構造を形成した。それは高隈山花崗岩貫入直前の中新世中期に起こった。その後、北東-南西方向の正断層が形成された。
4. 九州四万十帯は、加久藤-高崎線を境に地質構造の相違がみられる。北側では地層の屈曲と逆断層、衝上断層が顕著で帯状構造を形成しているのに対し、南側では、ドーム・ベースン構造がみられ、北西-南東方向の褶曲とそれに伴う同方向の断層が形成されている。前者は衝上断層帯、後者は曲隆構造とそれに伴う地塊断層で特徴づけられる。この構造の相違は、中新世前期から中期にかけて形成された。

引用文献

- 浜地忠男・石原舜三, (1953): 鹿児島県高隈山地鉱床調査報告, 地質調査月報, 9, 756-770.
- 橋本 勇 (1961): 鹿児島県野間池付近の中生界の層序と構造, 九大教養地学研報, 8, 63-70.
- (1962 a): 鹿児島県北薩地方の時代末詳層群の層序と構造. 同上, 8, 4761.
- (1962 b): 九州南部における時代末詳層群の総括. 同上, 9, 13-69.
- (1982): 鹿児島湾周辺地域の四万十帯層群. 「九州の基盤と陥没構造」, 1, 61-63.
- (1983): 鹿児島湾北東岸の四万十帯層群. 同上, 2, 67-69.
- , 速水 格, 野田直秀 (1972): 鹿児島県久見崎の古生層・中生層. 同上, 17, 43-50.
- 伊原敬之介 (1931): 7万5千分の1地質図幅「鹿児島」および同説明書. 地質調査所.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男 (1971): 九州四万十帯の地質構造と変成分帯. 地質雑, 77, 207-220.
- , ——— (1975): 九州四万十帯の地質構造区分. 地団研専報, 19, 179-189.
- 井上英二・田中啓策・寺岡易司 (1982): 五万分の一地質図幅「中甌地域の地質」および同説明書. 地質調査所.
- 鹿児島県 (1953): 鹿児島県地下資源概観. 20万分の1鹿児島県地質図, 鹿児島県庁.
- 河内洋佑 (1962): 鹿児島県高隈山地の時代末詳層群中に発達する千枚岩帯 (予報). 地球科学, 58, 18-25.
- (1969): 鹿児島県高隈山花崗岩体の構造. 地質調査所報告, 232, 日本におけるウランの産状. その2, 145-154.
- 公文富士夫・中沢圭二 (1982): 紀伊半島四万十帯の日高川層群美山累層群の堆積環境. 海洋科学, 14, 373-378.
- Miki, T (1975): Formation and development of sedimentary basins during the Paleogene in Amakusa and its adjacent areas, Western Kyusyu. Mem, Fac, Sci. kyushu Univ., ser, D 23, 165-209.
- 三木 孝 (1981): 西九州古第三紀層最下部層の再検討. 九大理研報 (地質), 14, 63-71.
- 宮崎県 (1981): 20万分の1宮崎県地質図および同説明書.
- 村田明広 (1984): 熊本県多良木地域の四万十帯の大構造. 日本地質学会第91年度学術大会講演要旨.
- 村田正文・佐藤 徹 (1983): 薩摩半島中部四万十帯層群の放散虫群集. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 84.
- 中田節也 (1978): 尾鈴酸性岩の地質, 地質雑, 84, 243-256.
- Nakazawa, K., Kumon, F., Kimura, K., Matsuyama, H. & Nakajo, K. (1983): Environment of deposition of Cretaceous chert from the Shimanto belt, Kii Peninsula, southwest Japan. Siliceous Deposits in the Pacific Region, by A. Iijima, J.R. Hein and R. Siever (Editors), 395-412.
- 小川内良人・岩松 暉・田邊暁子 (1984): 宮崎県延岡市北東部の四万十帯層群の層序および地質構造. 鹿大理紀要 (地学・生物学), 17, 67-88.
- 岡田博有 (1977): 九州四万十帯層群砂岩の予察的研究-特に岩石帯 (Petrographic Zone) の提唱-. 九大理研報 (地質), 12, 203-214.
- 奥村公男・寺岡易司・杉村雄一 (1985): 5万分の1地質図幅「蒲江地域の地質」. 地質調査所.
- 太田良平 (1964): 5万分の1地質図幅「垂水」および同説明書. 地質調査所.
- , 河内洋介 (1965): 5万分の1地質図幅「鹿屋」および同説明書, 地質調査所.
- 小澤智生・平 朝彦・小林文夫 (1985): 西南日本の帯状構造はどのようにしてできたか. 科学, 55, 4-13.
- 坂井 卓 (1978): 宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十帯層群の地質構造と層序. 九大理研報 (地質), 13, 23-28.
- (1983): 四万十帯外縁オリストストロームの形成場と西南日本フィリピン海プレートの呼応関係. シンポジウム論文集「島弧と大陸の関連からみた九州の構造発達史」, 83-87.
- (1985): 南九州日南層群の地質と四万十帯外縁オリストストローム帯の形成課程, シンポジウム「“スランプ相”の形成とテクトニクス」, 95-116.

- ・勘米良亀齡(1981):宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩類の層序・構造的位罫. 九大理研報(地質), 14, 31-48.
- 沢村孝之助(1956):5万分の1地質図幅「国分」および同説明書. 地質調査所.
- 柴田 賢(1978):西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性, 地調月報, 29, 551-554.
- 高井保明・佐藤博之(1982):5万分の1地質「魚貫崎及び牛深地域の地質」および同説明書. 地質調査所.
- 平 朝彦・甲藤次郎・田代正之(1980):白亜紀以降西南日本の地史と島弧-海溝系のテクトニズム. 地質ニュース, 296, 27-40.
- Taira, A., Okada, H., Whitaker, J.H.McD. & Smith, J.H. (1982): The Shimanto Belt of Japan: Cretaceous-lower Miocene active margin sedimentation. Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins, Geol. Soc. London, Spec. pub. 10, 5-26.
- 高島 清・高瀬 博(1960):鹿児島県高隈山地域鉞床概報. 地質調査所月報, 11, 5, 17-28.
- 寺岡易司(1977):西南日本中軸帯の白亜系砂岩の比較-四万十地向斜の供給源に関連して-, 地質雑, 83, 795-810.
- (1979):砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源, 同上, 85, 753-769.
- ・奥村公男・今井 功(1974):九州耳川流域の四万十累層群砂岩-四万十帯の構造区分に関連して-. 楠見 久先生退官記念論文集, 133-151.
- ・今井 功・奥村公男(1981):九州外帯の屈曲構造, 構造総研連絡紙「中生代造構作用の研究」, 3, 291-306.
- ・奥村公男・栗本史雄(1985):九州四万十帯北東部の白亜系. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, 95.
- 通産省資源エネルギー庁(1978):広域調査報告. 北薩・串木野地域.
- (1985):広域調査報告, 南薩地域.
- 土谷信之・坂井 卓・勘米良亀齡(1979):九州耳川中流域における四万十帯緑色岩類の産状と岩石学的特徴. 地質雑, 85, 445-454.
- Yanai, S. (1984): Tectonic development of the Shimanto geosyncline in the western Kii Peninsula, south west Japan, Jour. Geol. Soc. Japan, 90, 223-243.
- 安武由充・岩松 暉・松本一英(1984):大分県佐伯市南東部の四万十累層群の層序および構造・鹿大理紀要(地学・生物学), 17, 51-66.
- 米田茂夫・岩松 暉(1979):鹿児島県北薩地域の四万十帯における新知見. 日本地質学会西日本支部会報, 69, 4-5.
- 吉田鎮男(1981):チャートラミナイト:岩石学的記載と本邦地向斜における産状. 地質雑, 87, 131-141.