

## 九州西部竜峰山変成岩の層序, 構造および K-Ar 年代\*

Stratigraphy, geologic structures, and K-Ar ages of the Ryuhozan metamorphic rocks in western Kyushu, Japan\*

### Abstract

坂島俊彦\*\* 竹下 徹\*\*  
板谷徹丸\*\*\* 早坂康隆\*\*

Toshihiko Sakashima\*\*,  
Toru Takeshita\*\*,  
Tetsumaru Itaya\*\*\* and  
Yasutaka Hayasaka\*\*

1998年1月6日受付.  
1998年10月15日受理.

\*\* 広島大学理学部地球惑星システム学教室.  
Department of Earth and Planetary Systems  
Science, Faculty of Science, Hiroshima University,  
Higashi-hiroshima 739-8526, Japan

\*\*\* 岡山理科大学自然科学研究所.  
Research Institute of Natural Sciences, Okayama  
University of Science, Ridai-cho 1-1,  
Okayama 700-0005, Japan

The Ryuhozan metamorphic sequence in the southern Higo belt, Japan is lithologically divided into two formations; the lower formation (total thickness, ca. 950 m) consisting of limestone and chloritoid rocks intercalated by metamorphosed basic-acidic volcanic and volcanoclastic rocks, and pelites and psammites, and the upper formation (total thickness, ca. 850 m) consisting of slates, and bedded and massive limestone. The geologic structure is characterized by an E-W trending and vertically dipping schistosity which was truncated by sinistral transcurrent faults of NE-SW strike. The sinistral sense of shear can be inferred from more than 70% of the asymmetric microstructures (n=48) such as shear band, shape and lattice fabric of quartz and calcite (i.e. shear sense indicators). Considering also the development of isoclinal folds with E-W trending axis, a large amount of shortening in NS direction and E-W trending left-lateral shear seem to have concurrently occurred in the zone (a left-lateral transpression).

Both type I and type II crossed girdle c-axis fabric patterns are developed in the elongated quartz aggregates parallel to the schistosity. The fact suggests that the deformation occurred at the temperature conditions equivalent to the greenschist to amphibolite facies, being consistent with the mineral assemblages (up to hornblende+andesine) observed in the closely associated basic rocks. Hornblende, muscovite and biotite forming schistosity give ca. 100 Ma in K-Ar age, suggesting that the Ryuhozan metamorphic rocks were formed in a Cretaceous regional tectonometamorphic event which affected the whole Higo metamorphic belt.

The host lithologies for the Ryuhozan metamorphic rocks were a sedimentary sequence dominant in volcanic and volcanoclastic rocks with bimodal compositions intercalated by impure limestones and laterites, which suggests the depositional setting either at a volcanic arc or at a passive margin which occurred temporarily from Carboniferous to Permian in the Asian continent. This Ryuhozan metamorphic sequence is correlative with the South Kitakami belt and the Hitachi metamorphic sequence based on their protolithic and tectonometamorphic similarities.

*Key words*: Ryuhozan metamorphic rocks, Paleozoic shelf deposit, K-Ar age, deformation microstructure, Cretaceous left-lateral transpression

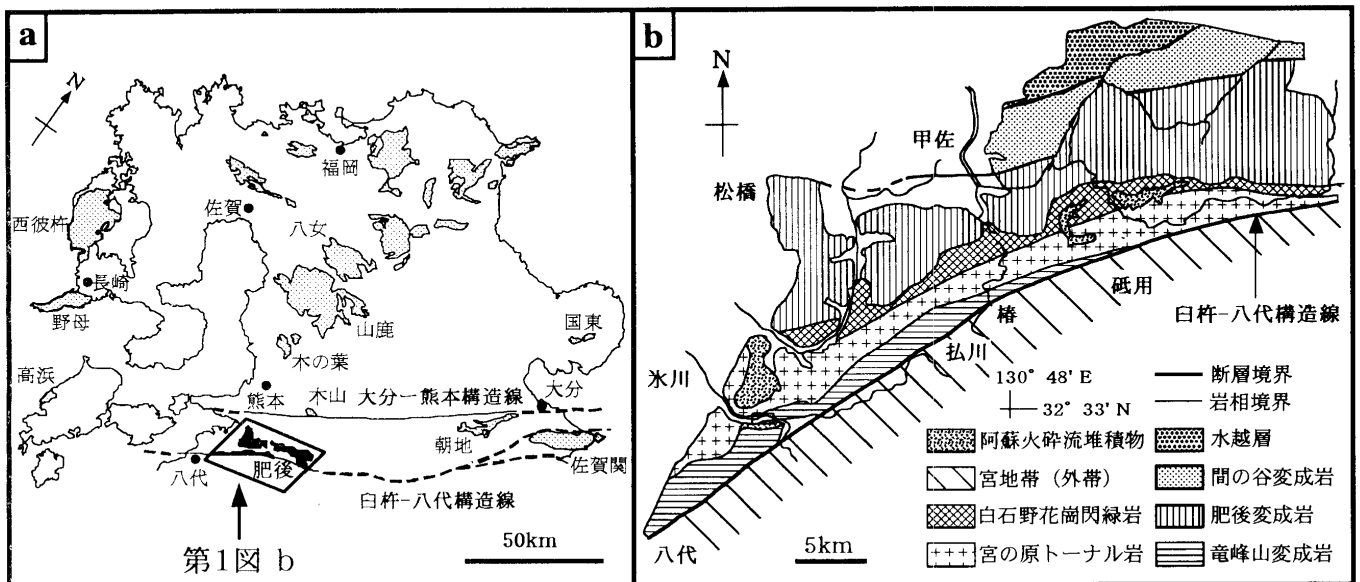
### はじめに

竜峰山変成岩\*\*\*\* (命名: Yamamoto, 1962) は, 九州熊本県に位置する低度~高度変成岩で, 南限は臼杵-八代構造線 (命名: 大谷, 1926) を境に外帯白亜系と接し, 北限は宮の原トータル岩 (命名: Yamamoto, 1962) と貫入関係にある. 竜

峰山変成岩は, 竜峯山帯 (大谷, 1926) あるいは竜峯山層群 (野田, 1962; 村田ほか, 1981) と呼ばれている. 竜峰山変成岩の帰属については, 中央構造線の九州への延長を臼杵-八代構造線より北側に想定することで, 御荷鉾帯の延長とする説 (吉田, 1900; 矢部, 1925; Kobayashi, 1941), 三波川帯の延長とする説 (山下, 1957), 白亜紀初期に内帯ジュラ紀付

\*\*\*\* 端山ほか (1982) 以降, 峯から峰へ表記変更したようである.

\* 日本地質学会第104年学術大会にて一部講演.



第1図. a. 九州北部に分布する変成岩類 (唐木田ほか, 1969を一部改変). b. 肥後帯の地質概略図 (Yamamoto, 1962を一部改変).

加体群に対して衝突した古領家-黒瀬川地体の一部とする説 (Hara et al., 1992) がある。また、変成相系列から領家・阿武隈変成帯の西方延長とする説 (植田, 1961), さらに、白杵-八代構造線を中央構造線の延長と考え、竜峰山変成岩が白杵-八代構造線のすぐ北側で花崗岩 (宮の原トータル岩) に貫入されている地帯であることから、領家帯の延長とする説 (端山ほか, 1982) がある。しかし、いずれも決定的根拠を欠き、帰属は不明のままであった。

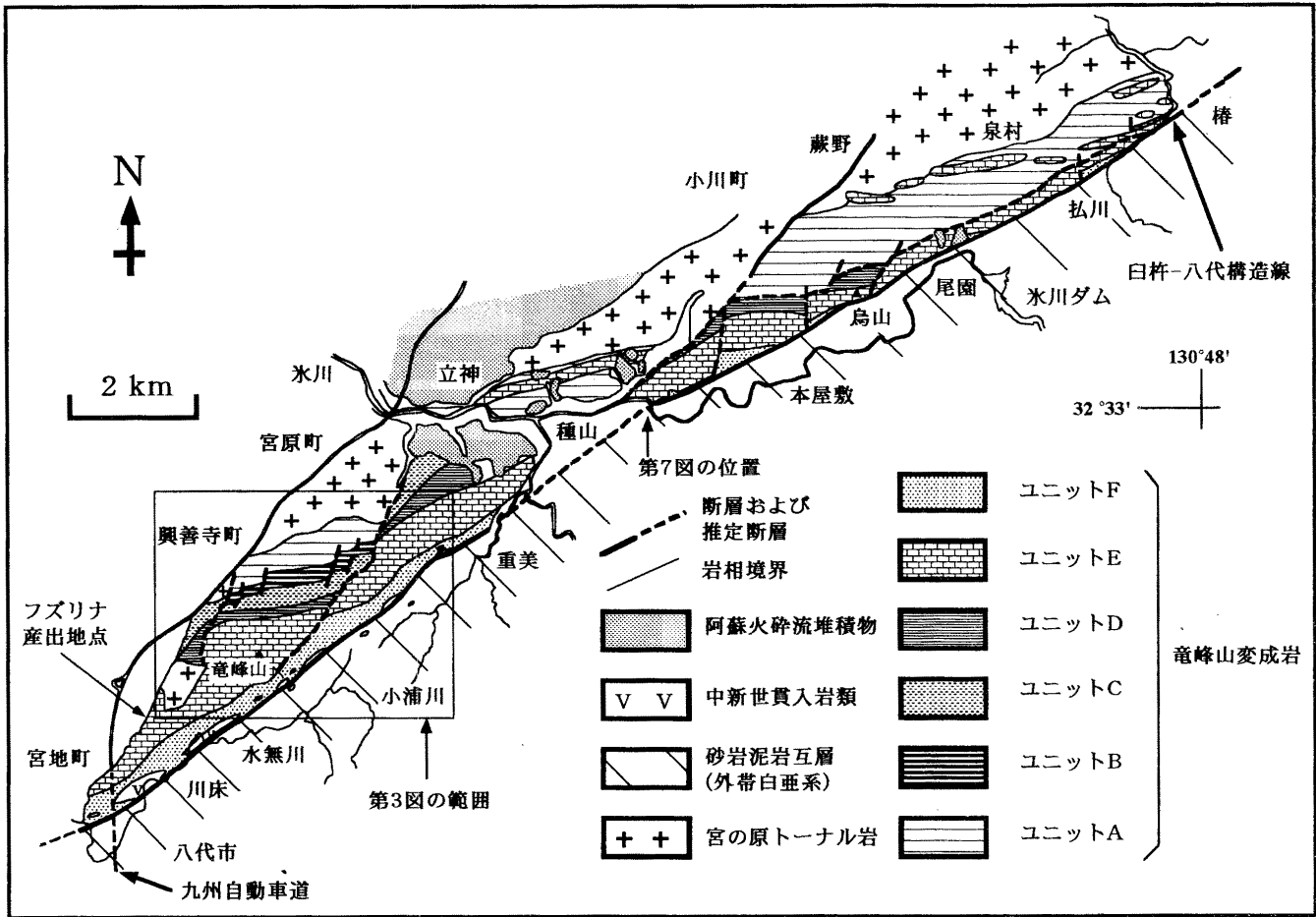
これまで、竜峰山変成岩を原岩堆積場にさかのぼり、引き続き変成-変形履歴を含んでそのテクトニクスを議論した研究例は少ない。最近、竜峰山変成岩からラテライト起源と考えられるクロリトイド片岩が記載され、構成岩類、堆積相および産出化石 (後述) からその原岩は下部~中部ペルム系を含む陸棚古生層であることが指摘された (坂島ほか, 1995)。西南日本における陸棚古生層としては、宇奈月変成岩やその延長部と考えられる飛騨外縁帯の一ノ谷層、水屋ヶ谷層、荒城川層および森部層 (例えば, Kamei, 1952; 磯見・野沢, 1957; 猪郷, 1961; 広井, 1978), 黒瀬川帯の球磨層, 小崎層, 市ノ瀬層群, 土居層群および鶴木場層 (例えば, 勘米良, 1953; 中川ほか, 1959; 宮本ほか, 1997) と舞鶴層群上部層 (例えば, 早坂ほか, 1996) が知られている。また、東北日本においては南部北上帯の古生層 (例えば, 小貫, 1937; 湊, 1941) や日立変成岩 (例えば, Kuroda, 1959; Tagiri, 1971; 梅村・原, 1985) がある。

本論では、まず竜峰山変成岩の原岩構成および堆積相を記載し、原岩堆積場の推定を試みる。次に、大小の変形構造、特にシアバンドと石英および方解石c軸ファブリックなどの変形微細構造を用いて、竜峰山変成岩の運動像の復元を試みる。さらに、変成岩および火成岩のK-Ar年代測定から、変成・火成年代を解析する。最後に、これらの解析結果に基づき、日本列島に点在する上記陸棚古生層との対比を試み、竜峰山変成岩の地体構造論的位置について議論する。

## 地質概説

大分-熊本構造線 (命名: 矢部, 1925) および白杵-八代構造線で境され、幅 25 km・長さ 30 km の広がりをもって露出する、主として変成岩および花崗岩で構成される地質体は、肥後帯 (唐木田ほか, 1992) と呼ばれてきた (第1図a)。肥後帯は、北から上部ペルム系水越層 (命名: 松本・藤本, 1939), 間の谷変成岩 (命名: Yamamoto, 1962), 肥後深成岩および竜峰山変成岩で構成される (第1図b)。肥後深成岩は白石野花崗閃緑岩および宮の原トータル岩から構成される (命名: Yamamoto, 1962)。竜峰山変成岩は、約 3 km の幅で東北東-西南西に 25 km 延長される。南限は白杵-八代構造線を介して西南日本外帯の下部白亜系と接している (第1図bおよび第2図)。

竜峰山変成岩においては、変成度は大局的に南から北へ向かって上昇し、比較的高変成度の北帯 (角閃岩相~緑色片岩相) と低変成度の南帯 (非変成~緑色片岩相低温部) に区分されてきた (植田, 1961; Yamamoto, 1962)。北帯と南帯は、変成度が急変する事実に基づき断層関係にあると推定された (大谷, 1926; 端山ほか, 1982; 豊原, 1992)。竜峰山変成岩の北帯は、角閃石片岩 (塩基性~中性片岩), 砂泥質片岩, 石英長石質片岩, クロリトイド片岩および結晶質石灰岩で構成される。ここでは、原岩が酸性火山岩と考えられる岩石について石英長石質片岩と呼び、原岩が砂岩および泥岩である砂泥質片岩とは区別する。北帯には、トータル岩~閃緑岩や斑れい岩などの深成岩類が進入している。また、変成岩類の片理を切って安山岩が貫入している。南帯は、泥質粘板岩と層状結晶質石灰岩の互層、塊状結晶質石灰岩および泥岩で構成される。竜峰山変成岩では、片理は一般に東西走向で、高角度で北あるいは南に傾斜している。鉱物線構造は多くが東西方向で低角度で西にプランジしている。また、地質図スケールの北東-南西走向の断層が多数発達し、これらの断層によっ



第2図. 竜峰山変成岩の位置および地質概略図.

て地層は見かけ上左横ずれ変位している (第3図).

### 竜峰山変成岩

#### 1. 層序

竜峰山変成岩の層序については、北から南に向かって下位から上位の層準が重なっていると考えられてきた (村田ほか, 1981). しかし、後述するように地層は折り畳み褶曲によって転位しており、原岩の層序を正確に復元することは不可能である。したがって、ここで述べる竜峰山変成岩の層序は、あくまで見かけの層序である。第3図に竜峰山変成岩の地質図、第4図に断面図、第5図に総合柱状図を示す。竜峰山変成岩は岩相に基づき、下位から上位へ、ユニットA～ユニットC (以上北帯あるいは下部層) およびユニットD～ユニットF (以上南帯あるいは上部層) に区分される。宮原町から竜峰山山頂へ向かう模式ルート (第2図) においては、ユニットA～Fのすべてが観察される。次に述べる各ユニットの層厚は、模式ルートにおける層厚である。

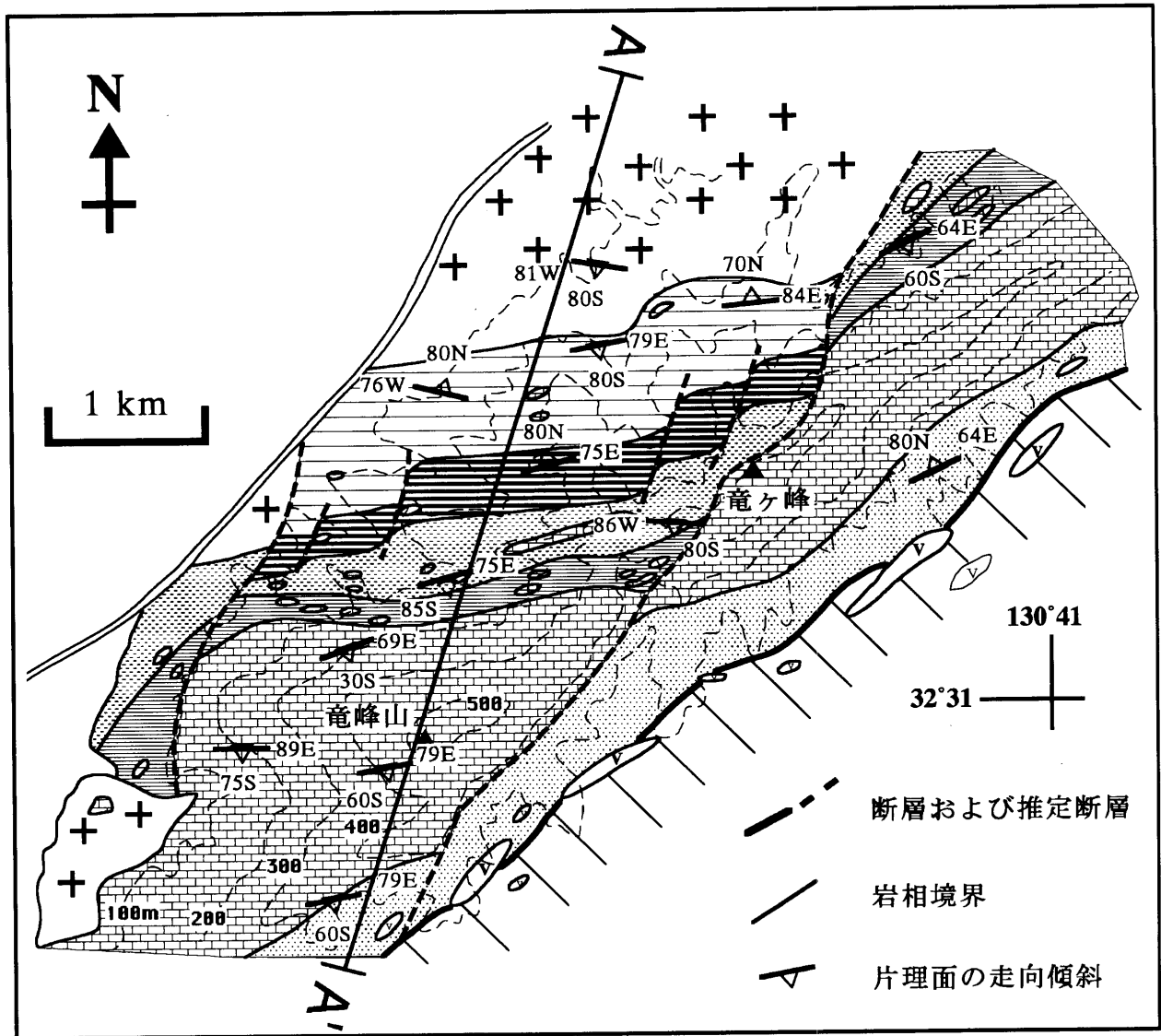
**【ユニットA】** 層厚: 約 350 m. ユニットAの主要構成岩類は、主として角閃石片岩、砂泥質片岩、石英長石質片岩および結晶質石灰岩であり、これらは互層をなして重なっている (第5図). 互層の厚さは、薄片スケールの数 mm 単位から露頭スケールの数 m 単位におよぶ。立神峡東方の氷川沿い (第2図) においては、石英長石質片岩と黒雲母片岩の互層中に、

径 10~30 cm のホルンブレード-緑簾石-斜長石の鉱物組み合わせをもつ塩基性岩のブロックがしばしば挟在する。

角閃石片岩は、植田 (1961) および Yamamoto (1962) の塩基性～中性変成岩、端山ほか (1982) の角閃石片岩、豊原 (1992) の緑色複合岩類の一部に相当する。主な鉱物組み合わせは、ホルンブレード-斜長石±緑簾石±黒雲母±石英±不透明鉱物である。また、ホルンブレード±緑簾石±単斜輝石±グロッシュラー-斜長石-石英の鉱物組み合わせをもつ、石灰珪質片岩 (層厚数 cm～数 m) が角閃石片岩中に挟在する。

砂泥質片岩は、白雲母±緑泥石±黒雲母±カリ長石±堇青石-斜長石-石英の鉱物組み合わせをもつ。砂泥質片岩は、北側の宮の原トータル岩との接触部付近では、ホルンフェルス状になる。

石英長石質片岩は、主に石英-アルバイト-緑泥石-緑簾石の鉱物組み合わせをもつ。石英と緑泥石は数 10 μm と細粒で、半自形のアルバイトが、片理面に平行に配列していることが多い (第6図 a). 斜長石ポーフィロクラスト中には展張割れ目が発達しており、展張割れ目の間やプレッシャーシャドウには緑泥石が晶出している。また、数 100 μm ほどの楕円形の石英ポーフィロクラストも認められる。原岩としては、基質部が細粒で斜長石の自形性が良いこと、石英のポーフィロクラストが含まれることから、酸性火山岩起源、すなわちレプタイト (高木・原, 1994 参照) であることが推察される。



第3図. 八代市北東部における竜峰山変成岩の地質図. 第3図の範囲は, 第2図中に枠で示した. 凡例は, 第2図中のものと同一である.

結晶質石灰岩は, 片理面および鉱物線構造が発達し, 塊状無構造の南帯の結晶質石灰岩とは外観を異にする. 烏山東方(第2図)では, 結晶質石灰岩は石英粒子を含む砂質石灰岩と数 cm 単位の互層をなす. また, 深成岩類の近傍では, 接触変成作用を被り, 含珪灰石結晶質石灰岩あるいは含緑簾石-ザクロ石±単斜輝石±アクチノ閃石結晶質石灰岩となる.

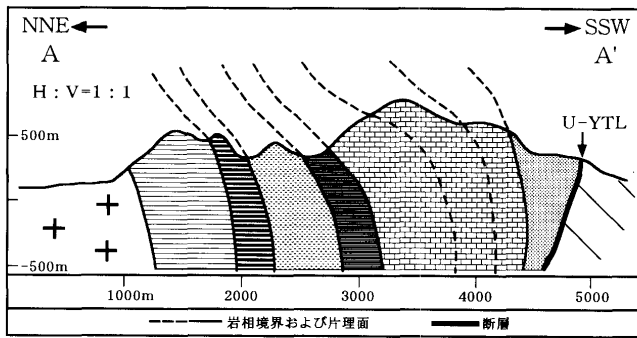
【ユニットB】 層厚: 約 200 m. ユニット B は, 砂質片岩を主体とし, クロリトイド片岩が挟在することで特徴づけられる. また, 少量の石英長石質片岩を挟む. クロリトイド片岩(1ユニットの層厚数 10 cm~数 m)は, 銀灰色~暗黒色で, 白雲母に富み剥離性の高いことが特徴である(坂島ほか, 1995). ただし, 白雲母に富むが, 数 100 $\mu$ m の石英や斜長石のポーフィロクラストを比較的多く含む岩石には, クロリトイドは認められない(第6図b: 坂島ほか, 1995). 白雲母に富み, 石英や斜長石のポーフィロクラストを多く含む岩石の原岩は, ラテライト質な堆積物と酸性火山岩が混在した岩石であると推察される.

【ユニットC】 層厚: 約 400 m. ユニット C は, 石英長石質

片岩を主体とし, 砂泥質片岩や結晶質石灰岩の薄層(各々の単層の厚さ 3m 以内)を挟在する. ユニット C 上部層の結晶質石灰岩は, 暗灰色を呈し, 泥質片岩と数 cm 単位で互層する. ユニット C の最上部層は, 珪質泥岩原の変成岩である.

【ユニットD】 層厚: 約 100 m. 南帯最下部層ユニット D は, 泥質粘板岩と層状結晶質石灰岩の互層から構成される. 泥質粘板岩の劈開面は, 層理面とはほぼ平行である. 層状結晶質石灰岩では, 幅 0.5~2 cm 単位で泥質粘板岩と結晶質石灰岩の層が互層する(第6図c). また, 数 mm~数 cm のクリノイドがポーフィロクラストとして, 結晶質石灰岩中に認められる. 泥質粘板岩は, 厚さ 1m 以内の火山礫質凝灰岩および火山性砂岩の薄層を数層準に挟む. 火山性砂岩には, ほぼ自形を示す大小の斜長石ポーフィロクラスト(数 10~100 $\mu$ m)が含まれ(第6図d), 石英, 方解石および緑泥石が基質を構成する.

【ユニットE】 層厚: 約 480 m. 厚い塊状・無構造な結晶質石灰岩を主体とするが, 最下部には片理面や鉱物線構造が発達する. 結晶質石灰岩中には, 局所的に緑簾石やグロッシュ



第4図. 八代市北東部における竜峰山変成岩の地質断面図. 断面線の位置は、第3図に示した. 凡例は、第2図中のものと同一である.

ラーなどのスカルン鉱物が晶出している. また、数層準に、厚さ 30 cm~1 m ほどの泥質岩が挟まれる. 最上部の暗灰色結晶質石灰岩中には、圧力溶解により形成されたクリノイドのスタイロライト構造が観察される.

【ユニット F】 層厚：約 270 m. 石灰質な泥岩より構成され、東-西から北東-南西走向で高角で北に傾斜する劈開が発達している. 花崗岩の円礫（直径 15 cm 程度）を伴う礫岩（層厚数 10 cm）および砂岩（層厚数 10 cm）がまれに挟まれる. ユニット F の泥岩とユニット E の結晶質石灰岩との境界近傍には、方解石脈が密に発達している.

2. 北帯と南帯の層序関係

すでに述べたように、竜峰山変成岩では、北帯の高度変成岩類と南帯の低度変成岩類は断層関係にあると推定されてきた. しかし、八代市北東部の興善寺町から南へ入る竜峰山山頂北斜面の沢（第2図）においては、岩相は北帯の珪質~泥質片岩から南帯に特徴的な泥質粘板岩に連続的に移化し、岩相境界には、破砕物質を伴う断層は認められない. 竜峰山変成岩では、変成度は一般に北に向かって上昇するが、北帯と南帯の岩相境界で変成度が急激に変化することはない. また、細粒な泥質粘板岩を主体とする南帯の岩石中では、一般にシアバンド（後述）の発達弱いが、泥質粘板岩中に挟在する砂質部においては、北帯の岩石中のもと同様なシアバンドが観察される（砂質部中では不均一な変形が起こりやすいので、シアバンドができやすいと考えられる）. つまり、変形度および変形様式についても、北帯と南帯の間で大きな差異は認められない. したがって、すでに坂島ほか（1994）が指摘したように、竜峰山変成岩の北帯と南帯は元来整合的に堆積した一連の地層で、両帯間に断層による不連続は存在しないと判断される.

3. 産出化石

竜峰山変成岩最上部ユニット F の石灰質泥岩とその下位のユニット E の塊状結晶質石灰岩の境界には、厚さ 2~5 m 程の暗灰色石灰岩が挟在し、ウミユリや紡錘虫を産する. 東陽村氷川沿い（第2図）においては、ユニット E と F の境界部に層厚 3 m ほどの暗灰色石灰岩が挟まれ、上位に向かって泥質岩の割合が徐々に増加し石灰質泥岩に移化する産状が観察される（第7図）. したがって、暗灰色石灰岩と石灰質泥岩

は整合関係であると考えられる.

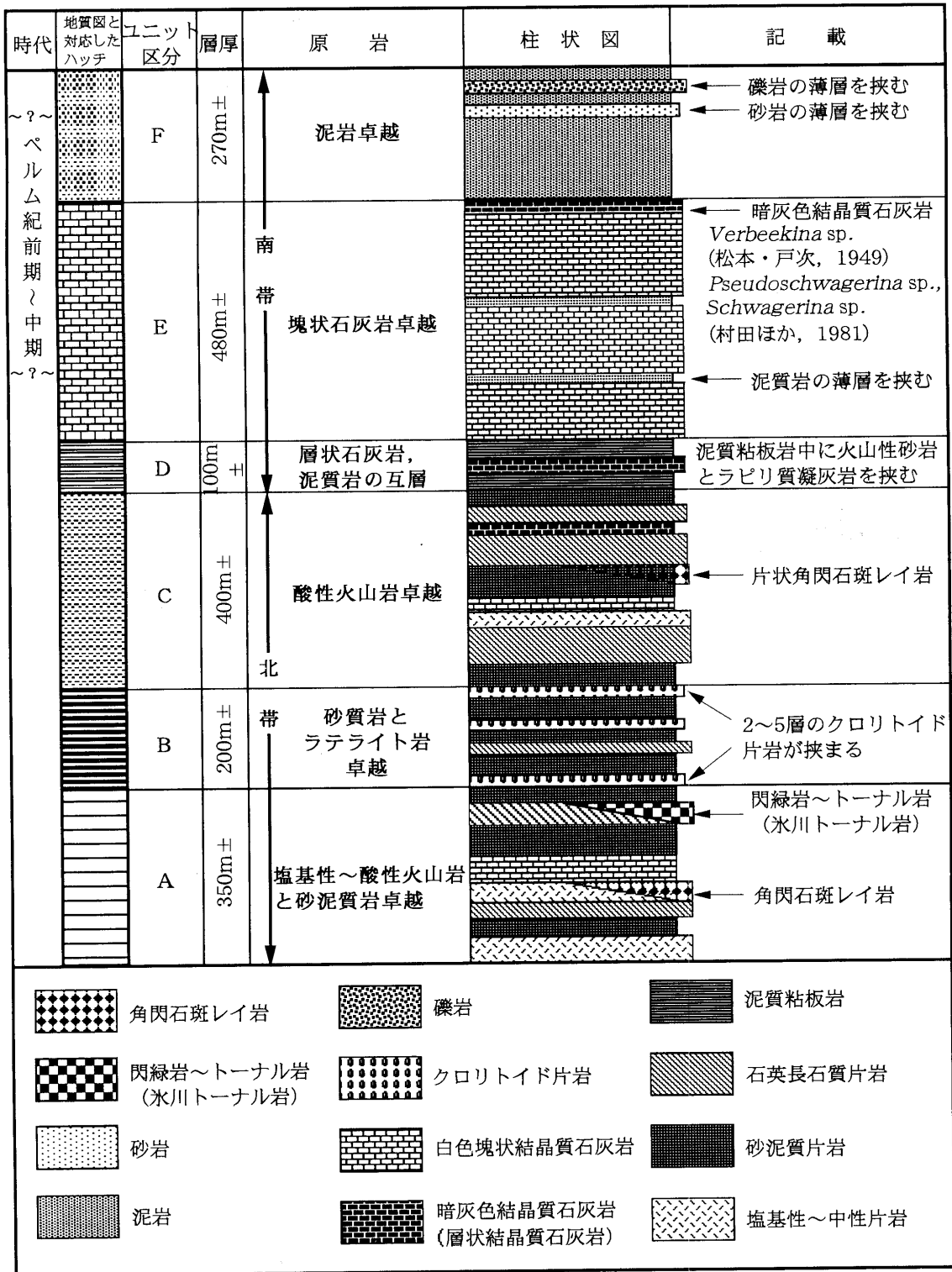
八代市宮地町北東部の沢沿い（第2図）では、ユニット E と F の境界の暗灰色石灰岩から *Verbeekina* sp. が報告されている（松本・戸次, 1949）. また、同一露頭において、*Pseudoschwagerina* sp. と *Schwagerina* sp. が産出することも報告されている（村田ほか, 1981）. 我々も同一露頭において、フズリナの存在は確認したが、内部構造の保存が悪いため、これまでのところ属および種の同定はできていない. *Verbeekina* sp. の示す年代は、中期ペルム紀であり、*Pseudoschwagerina* sp. と *Schwagerina* sp. が示す年代は、それぞれ前期ペルム紀と前期から中期ペルム紀である. したがって、暗灰色石灰岩の年代は、前期~中期ペルム紀であり、竜峰山変成岩の上部層は、下部~中部ペルム系を含むと判断される.

深成岩類

竜峰山変成岩には、変成岩類の片理と調和的に深成岩類が進入しており、変成岩類とともに変成・変形作用を被っている. ただし、塊状な角閃石斑れい岩は、片理と不調和に貫入している.

【角閃石斑れい岩】 塊状な角閃石斑れい岩とマイロナイト化作用を被った片状な角閃石斑れい岩が主としてユニット A、一部ユニット C にも進入している. 興善寺町（第2図）近傍の塊状な岩体は、片理の発達する結晶質石灰岩をゼノリスとして包有している. 角閃石斑れい岩中の鉱物組み合わせは、ホルンブレンド-斜長石±単斜輝石±緑簾石±石英である. 片状な角閃石斑れい岩には、シアバンド C' 面とそれに共役な C'' 面（Berthé et al., 1979）が発達し、ホルンブレンドもしくはアクチノ閃石は、マイロナイト化作用時に動的再結晶している.

【トータル岩~閃緑岩】 本岩石は、主にユニット A に進入しているが、一部ユニット B およびユニット C にも進入している. 本岩石は、角閃石-石英-斜長石-緑泥石-緑簾石-不透明鉱物からなる. 石英は、動的再結晶により著しく細粒化している. 一方、ホルンブレンドおよび斜長石は、動的再結晶により一部で細粒化しているが、大部分ポーフィロクラストとして残されている. 本岩石は、露頭スケールでは不均質な変形を被っており、その程度により Sibson (1977) のプロトマイロナイトとマイロナイトに区分できる（第6図 e および f）. プロトマイロナイト中では、角閃石粒子は弱い形態定向配列を示す. また、数 100 μm の粒径をもつ角閃石中には、組成累帯構造が発達し、組成は中心部から縁部に向かって、パーガス閃石~ヘスティング閃石からアクチノ閃石を経てマグネシオホルンブレンドに変化する. 外縁のマグネシオホルンブレンドは、プレッシャーシャドー部を構成する場合とアクチノ閃石の周囲を取り囲むように晶出している場合がある. 組成累帯構造をもつ角閃石の中心部（パーガス閃石~ヘスティング閃石）は火成作用、一方、外縁部（マグネシオホルンブレンド）はマイロナイト化作用時にそれぞれ晶出したことが指摘されている（坂島・竹下, 1997）. 本岩石は、氷川沿いの立神（第2図）に好露出するので、氷川トータル岩と



第5図. 竜峰山変成岩の総合柱状図.

新称する.

新期貫入岩類

幅数10cm~数mの安山岩が、ユニットCおよびユニットDに貫入している。同様な岩石として、臼杵-八代構造線に沿って貫入する角閃石安山岩がある。この角閃石安山岩中の角閃石 K-Ar 年代は、16Maを示す(坂島ほか, 1996:後述)。したがって、竜峰山変成岩中に認められる同質の火山岩

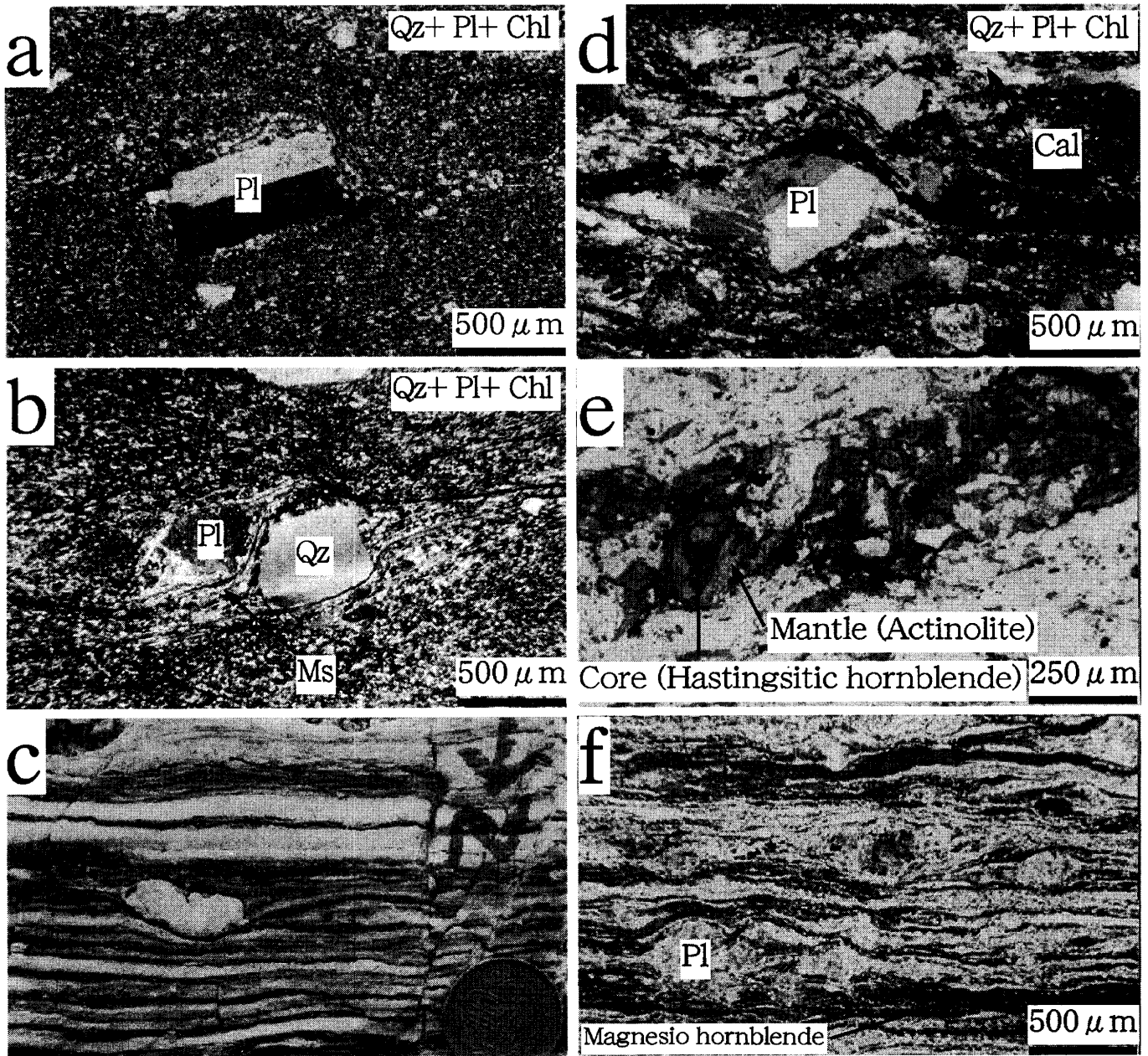
類も中新世に貫入したものであると推察される。

地 質 構 造

1. 大構造

本地域に分布する竜峰山変成岩を北東-南西方向の断層を境に領域I, IIおよびIIIに区分した。また、宮の原トーナル岩を領域IVおよびVに区分した。領域I~Vの片理面と鉱物線構造のπダイアグラムを第8図に示す。竜峰山変成岩中





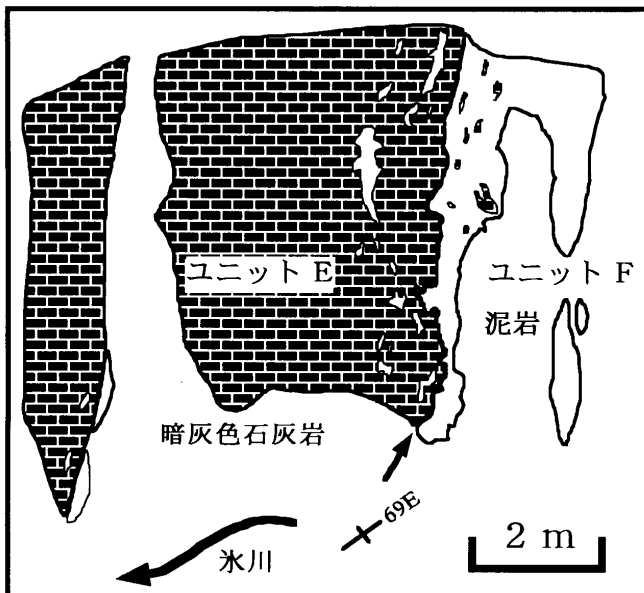
第6図. 竜峰山変成岩の主要岩相の顕微鏡写真. a. 酸性火山岩, b. 雲母片岩中の石英および斜長石のポーフィロクラスト, c. 層状結晶質石灰岩, d. 火山性砂岩, e. 氷川トータル岩のプロトマイロナイト, f. 氷川トータル岩のマイロナイト. 図中の Qz, Pl, Chl, Ms および Cal は, 石英, 斜長石, 緑泥石, 白雲母および方解石をそれぞれ示す.

ではすべての領域 I~III において, 片理面は東西走向で, 高角度で南あるいは北に傾斜し, 鉱物線構造は東西方向で, 低角度に西にプランジするものが卓越する. ただし, 領域 III における片理面は, 東西走向で高角度傾斜が卓越するが, 低角度傾斜するものも認められる. 宮の原トータル岩中では領域 IV および V とともに, 片理面は東西走向で, 高角度で北あるいは南に傾斜し, 鉱物線構造は北西-南東から東西方向で低角度にプランジしている. なお, 結晶質石灰岩中では褶曲が著しく, 片理面の走向傾斜が一定していない. このため, 片理面および鉱物線構造の  $\pi$  ダイアグラムでは, 結晶質石灰岩とその他の変成岩類を区別してプロットした.

領域 I および II において竜峰山変成岩は, おおむね同斜構

造を示す. しかし, 地質図 (第3図) および断面図 (第4図) に示すように, 竜峰山山頂の北斜面において白色結晶質石灰岩中の泥質岩の挟みから推測される層理面は,  $30^{\circ} \sim 35^{\circ}$  で南傾斜し, 一方, 山頂の南斜面においては, 約  $60^{\circ}$  で南に傾斜している. このことから, 第4図に示すように軸面が南に倒れた開いた背斜構造が推察される.

北東-南西系断層によって竜峰山変成岩が見かけ上左横ずれ変位していることが, 鍵層であるクロリトイド片岩を挟む層準 (ユニット B) のずれから推定される (第3図). 竜峰山山頂付近の厚い結晶質石灰岩体は, 東方に向かってレンズ状に細くなりながら北東-南西方向の断層によって左横ずれ変位している (第3図). したがって, 結晶質石灰岩体は, 比較



第7図. 氷川沿い種山で観察されるユニットEとユニットFの岩相境界(平面図). 第7図の位置は, 第2図中に矢印で示した.

的高温および高封圧条件下で, 延性的に左横ずれ剪断変形を被ったことが推測される. 現在の竜峰山変成岩の構造配列は, 片理面の示す東西方向の基本構造が二次的な北東-南西系の断層によって, 段階的に左横ずれ変位した構造配列として特徴づけられる.

竜峰山変成岩で野外スケールから鏡下スケールにおいて認められる変形構造に基づき, 構造運動の時相は,  $D_0 \sim D_4$  の5つの時相に区分できる. 変形時相の概念図を第9図に示す.  $D_0$  および  $D_1$  ステージは, クロリトイド中の Si 片理の形成と褶曲の時相である(後述).  $D_2$  ステージは, 竜峰山変成岩中にペネトレーティブに発達する  $S_2$  片理の形成時相である.  $D_3$  ステージは,  $S_2$  片理を曲げる開いた褶曲の形成時相である. 一般に,  $D_3$  ステージの褶曲は, 延性度の高い結晶質石灰岩中のみ観察され, 先に述べた結晶質石灰岩中の地質図スケールの開いた背斜構造は,  $D_3$  褶曲に属すると推察される. また, 領域 III における低角傾斜した片理面は,  $F_3$  褶曲によって転位させられたものと推察される.  $D_4$  ステージは, 片理面上の鉱物線構造とほぼ直交する軸面をもつキンク褶曲の形成時相である. 含クロリトイド片岩などの雲母片岩で観察される.  $D_0 \sim D_4$  ステージに形成された片理面および褶曲構造は, それぞれ  $S_0 \sim S_4$  および  $F_1 \sim F_4$  で示してある(第9図).

## 2. 微細構造

本項では,  $D_{0-1}$  および  $D_2$  ステージの変形微細構造を記載し, 特に竜峰山変成岩中の最も主要な変形ステージである  $D_2$  ステージでの変形微細構造の解析に基づいて,  $D_2$  ステージの運動像の復元を試みる. なお, 本研究では, 変形微細構造の観察は, 片理面に垂直かつ鉱物線構造に平行な XZ 面, 片理面と鉱物線構造の両者に垂直な YZ 面の2つの断面で行った.

### 2-1. $D_{0-1}$ 変形微細構造

クロリトイド片岩におけるクロリトイドの包有鉱物の示す褶曲構造を  $D_1$  ステージの構造とする. したがって, 包有鉱物のトレースは  $S_0$  (Si 片理), その軸面片理は  $S_1$  と定義される. マトリックスの白雲母などが作る片理面は  $S_2$  片理 ( $S_e$  片理) である. クロリトイド中の Si 片理では,  $S_e$  片理が Si 片理を切る場合と Si 片理と  $S_e$  片理が連続する場合がある. 本研究では  $D_{0-1}$  ステージが,  $D_2$  ステージに先行する独立の変形ステージであるのか, 連続する変形ステージであるのかを十分解明できていない.

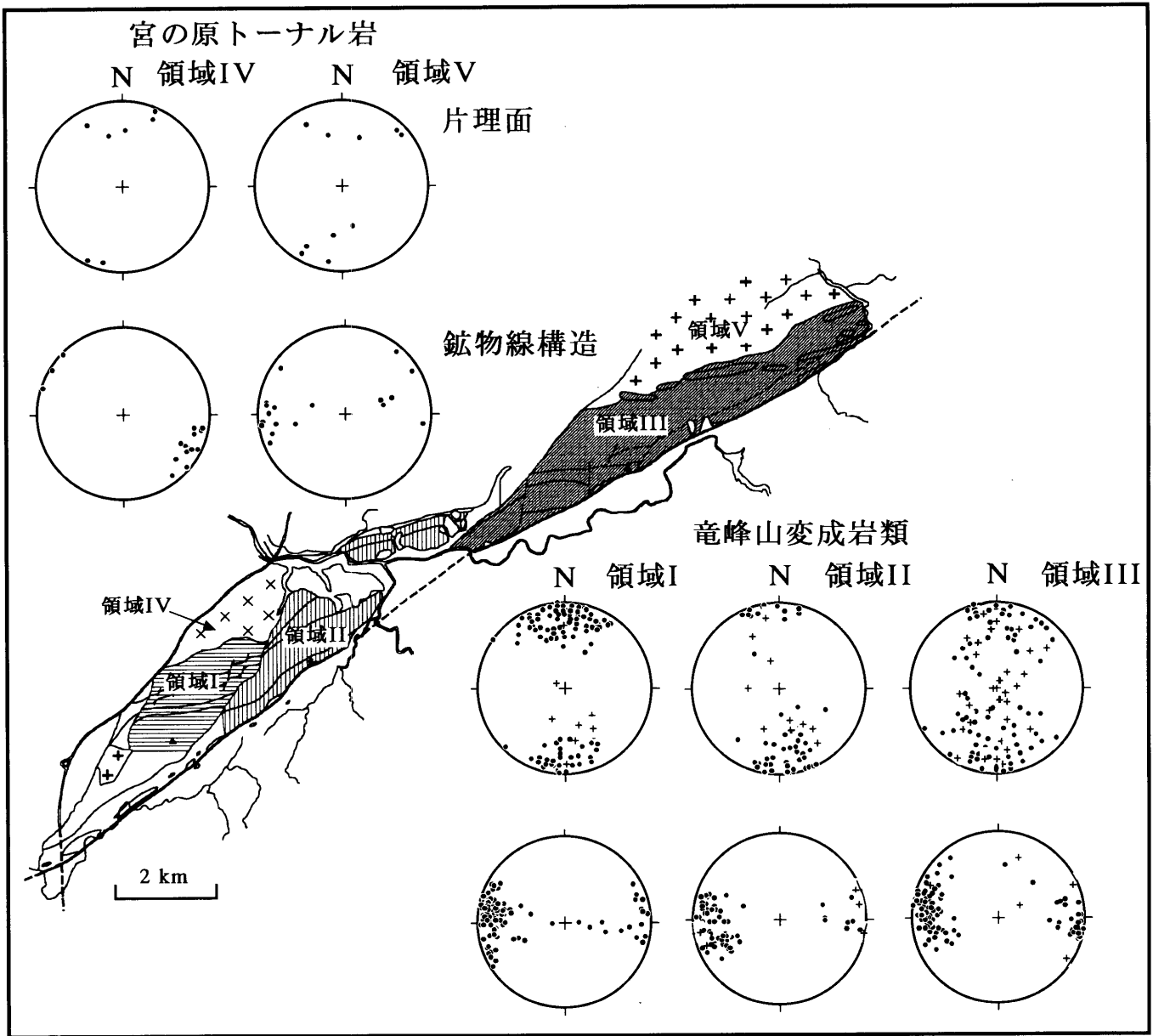
### 2-2. $D_2$ 変形微細構造

XZ 面においては, 片理面 ( $S_m$ ) を改変する斜交形態ファブリック(第10図 a) やシアバンド(第10図 b) などの非対称構造が発達する. シアバンドは剪断センスを決める良い指標となる. 塩基性岩ではマグネシオホルンブレンドが  $S_2$  片理 ( $S_m$ ) を形成し,  $S_2$  片理と低角度で斜交するシアバンド ( $C'$ ) にもマグネシオホルンブレンドが晶出している(第10図 b).  $S_2$  片理 ( $S_m$ ) およびシアバンド ( $C'$ ) に沿ってそれぞれ晶出しているマグネシオホルンブレンドの化学組成(第10図 c) には有意な差は認められず, シアバンド形成時と  $S_2$  片理形成時の温度条件には大きな変化はなかったと推察される.

【石英 c 軸ファブリック】 第11図に示される10個の試料について, U-stage を用いた石英 c 軸ファブリックの解析を行った(第12図). その結果, この地域では, タイプ I およびタイプ II クロスガードル石英 c 軸ファブリック (Lister, 1977) が発達していることが明らかとなった. タイプ I クロスガードルは, 最大主歪軸 (Z 軸) の周りの角半径 (half opening angle) 約  $30^\circ$  の小円ガードルとそれらをつなぐ中間主歪軸 (Y 軸) を通る大円ガードルからなる (例えば, 試料 A, D および F). タイプ II クロスガードルは, 中間主歪軸 (Y 軸) で交差する2つの大円ガードルよりなる (例えば, 試料 B). 石英 c 軸ファブリックパターンに基づく剪断センスの判定は, ファブリックスケルトン (fabric skelton, コンターの峰の部分をつなぐ線) の非対称性による (例えば, Schmid and Casey, 1986). 剪断の方向は, c 軸方位分布の強度が比較的低い屈曲したガードル (trailing edge, 例えば, Law, 1987) の方位から, c 軸方位分布の強度がより高い直線的なガードル (leading edge) の方位に向かう方向である (例えば, Behrman and Platt, 1982: 例えば, 試料 H および J において剪断センスは極めて明瞭である). c 軸ファブリックの非対称性に基づく剪断センスは, 第12図中に矢印で示す様に, 6つが左ずれ (北盤西向き) および2つが右ずれ (北盤東向き) を示す. また, 残りの2つの試料 (A および D) の c 軸ファブリックは, ほぼ斜方対称を示すので, 剪断歪成分は小さかったと推察される.

【方解石 c 軸ファブリック】 第11図に示される位置から採取された6個の試料について, 方解石 c 軸ファブリックの解析を行った(第13図). 3つの試料 (d, e および f) については, 方解石 c 軸ファブリック解析に加えて, e-双晶解析 (Turner and Weiss, 1963) を行った. さらに, 試料 d および





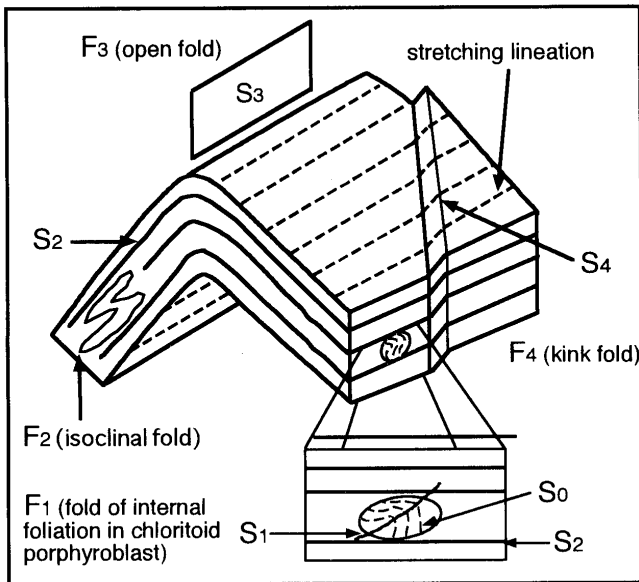
第8図. 竜峰山変成岩および宮の原トータル岩中の片理面と鉱物線構造のπダイアグラム. 下半球, 等面積投影. プラス (+) および黒丸 (・) は, 石灰岩およびその他の岩石の片理面極・鉱物線構造方向をそれぞれ示す.

e については, 斜交形態ファブリック (後述) 解析を行った方解石 c 軸ファブリックパターンに基づく剪断センスの判定においても, ファブリックパターンの非対称性を用いる. 剪断の方向は, Y を中心に Z-マキシマム (Z 軸付近の強い c 軸方位分布領域) が回転するセンスと, 逆のセンスであることが明らかにされてきた (例えば, Wenk et al., 1986, 1987). また, e-双晶からは, 最大圧縮主応力軸 ( $\sigma_1$ ) の方向を, 母晶と e-双晶中の c 軸方位, あるいは母晶の c 軸方位と e 双晶極の方位の関係から推測することができる (第13図右下の挿入図参照). e-双晶解析は, 母晶の c 軸 ( $[0001]_{\text{host}}$ ) に近い方向に引張軸 ( $\sigma_3$ ) がある時のみ e-双晶が形成されることを利用する. 今, e-双晶面が, 応力場に対して双晶形成に最も好都合な方向に向いていた (第13図右下に示すように, e-双晶面と  $\sigma_1$  軸が  $45^\circ$  の角度をなしていた) と仮定すると,  $\sigma_1$  と  $\sigma_3$  軸の配置は, 第13図右下に示したように幾何学的に求

まる. 圧縮軸 ( $\sigma_1$ ) 方向と片理面方向の相対的方位関係を考慮すれば, 片理面上の剪断センスを予想することができる (Turner and Weiss, 1963).

結晶質石灰岩中では, 斜交形態ファブリックも剪断センスの良い指標となる (第10図 a). 斜交形態ファブリックとは, 変形方解石粒子の XY 面と片理面 (Sm 面: 主剪断面とほぼ一致していると考えられる) が  $45^\circ$  以内で斜交する斜交形態ファブリックで, 単純剪断優勢な変形を示す (Berthé et al., 1979). 第13図に示すように試料 d および e 中では, その斜交角度が  $15^\circ$  に達している. しかし, これらの試料中の方解石 c 軸ファブリックの非対称性は顕著でない. これは, Z-マキシマムパターンでは, 一般に c 軸方位の集中度が弱く, c 軸ファブリックの非対称性を認定するのが困難なことにもよっている.

方解石 c 軸ファブリックパターンの非対称性からは, 試料



第9図. D<sub>0</sub>~D<sub>4</sub>ステージの変形概念図.

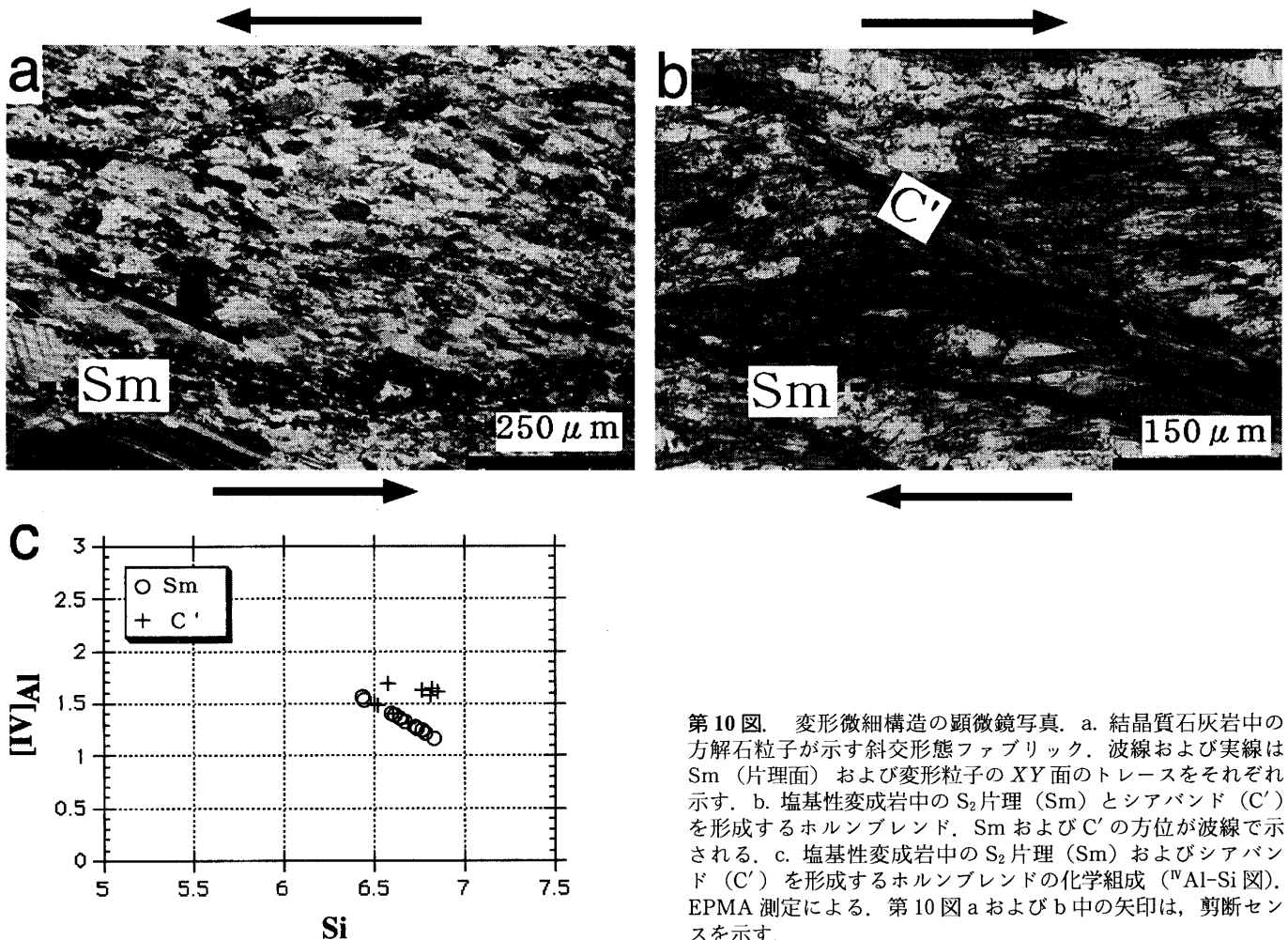
c および e において右ずれが推定できる. e- 双晶からは, 試料 d, e および f ですべて右ずれが推定できる. 斜交形態ファブリックからは試料 d および e において右ずれが推定できる. すなわち, 試料 d および e では, 異なる方法で推定され

た剪断センスはすべて一致している.

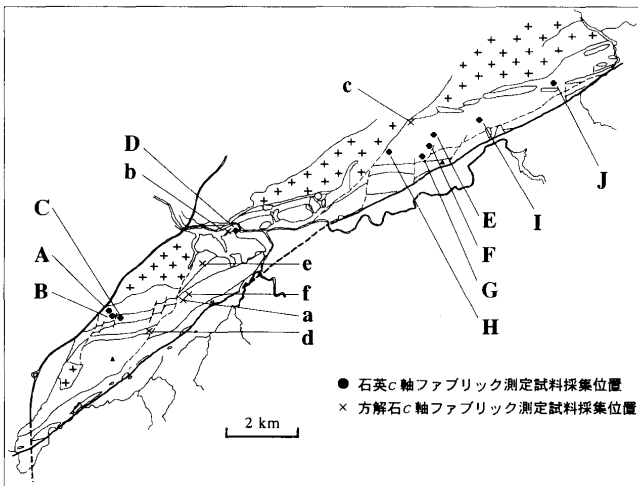
【剪断センスの地域分布】 本研究では竜峰山変成岩に普遍的に発達するシアバンドの非対称性をを用い, 地域的な剪断センスの分布を検討した. 結晶質石灰岩では斜交形態ファブリックを剪断センスの指標として用いた. 石英 c 軸ファブリックを測定した試料中では, シアバンドも同時に発達しているが, シアバンドの非対称分布から推測された剪断センスは, 石英 c 軸ファブリックから推測された剪断センスと 8 つの試料 (第 12 図: B, C, E, F, G, H, I および J) すべてで一致している. したがって, シアバンドや斜交形態ファブリック (前述) を用いた剪断センスの決定は, 極めて信頼性の高いものといえる. 竜峰山変成岩において推定された 48 試料中の剪断センスを西部地域と東部地域に分けて示す (第 14 図 a および b). 本地域では, 片理面が高角度に傾斜するので, 剪断センスは北盤の移動方向で示し, ローズダイアグラムには, その頻度分布を示した. 西部地域と東部地域における北盤左ずれの剪断センスを示す割合は, それぞれ 70%, 73% である. なお, 今回測定した薄片の中に左ずれセンスと右ずれセンスの重複変形を示唆する微細構造は認められない.

K-Ar 年代測定

竜峰山変成岩を構成するトータル岩 2 試料・角閃石斑れい



第 10 図. 変形微細構造の顕微鏡写真. a. 結晶質石灰岩中の方解石粒子が示す斜交形態ファブリック. 波線および実線は Sm (片理面) および変形粒子の XY 面のトレースをそれぞれ示す. b. 塩基性変成岩中の S<sub>2</sub> 片理 (Sm) とシアバンド (C') を形成するホルンブレンド. Sm および C' の方が波線で示される. c. 塩基性変成岩中の S<sub>2</sub> 片理 (Sm) およびシアバンド (C') を形成するホルンブレンドの化学組成 ([<sup>IV</sup>Al-Si 図). EPMA 測定による. 第 10 図 a および b 中の矢印は, 剪断センスを示す.

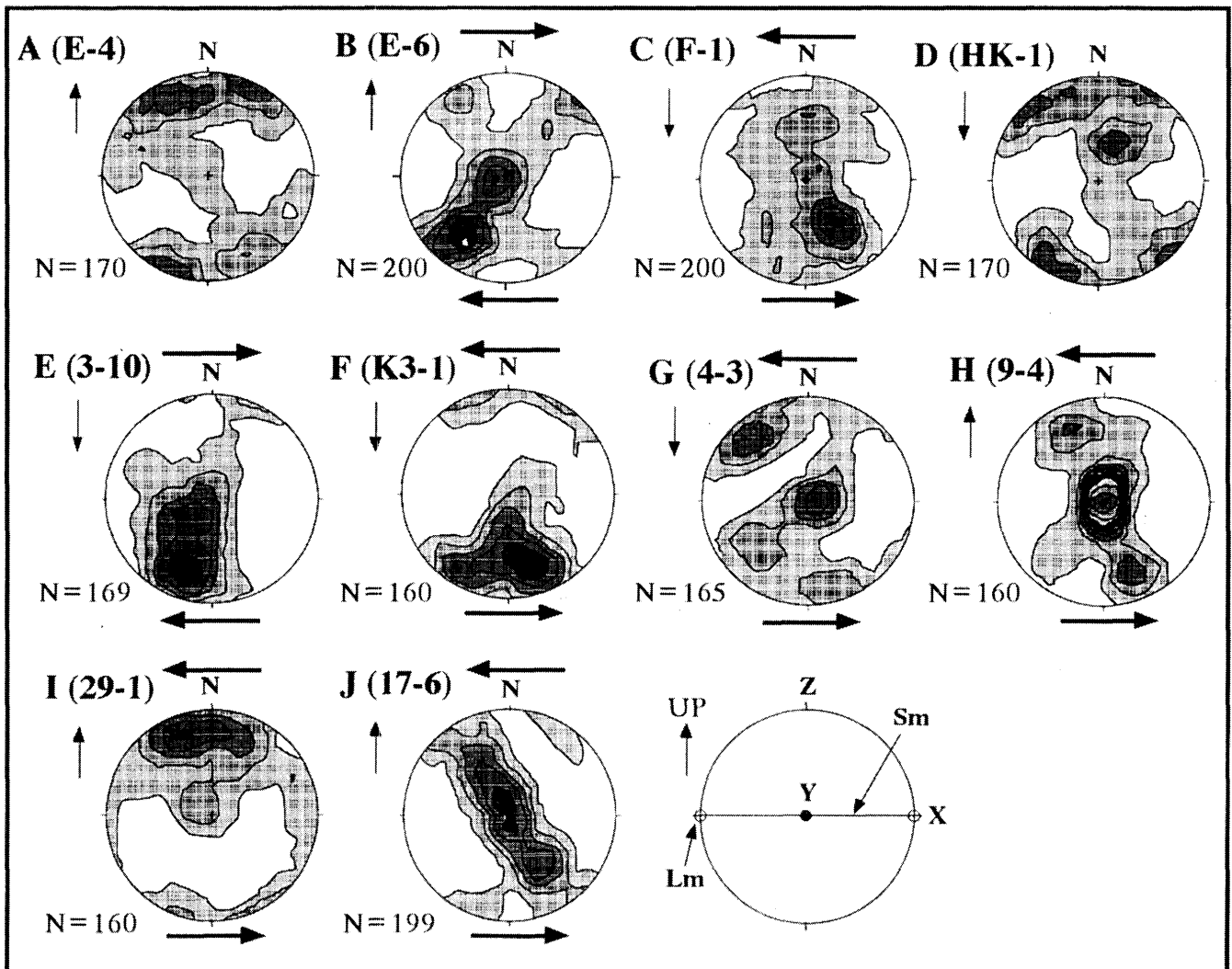


第11図. 石英および方解石c軸ファブリック測定試料採集位置図.

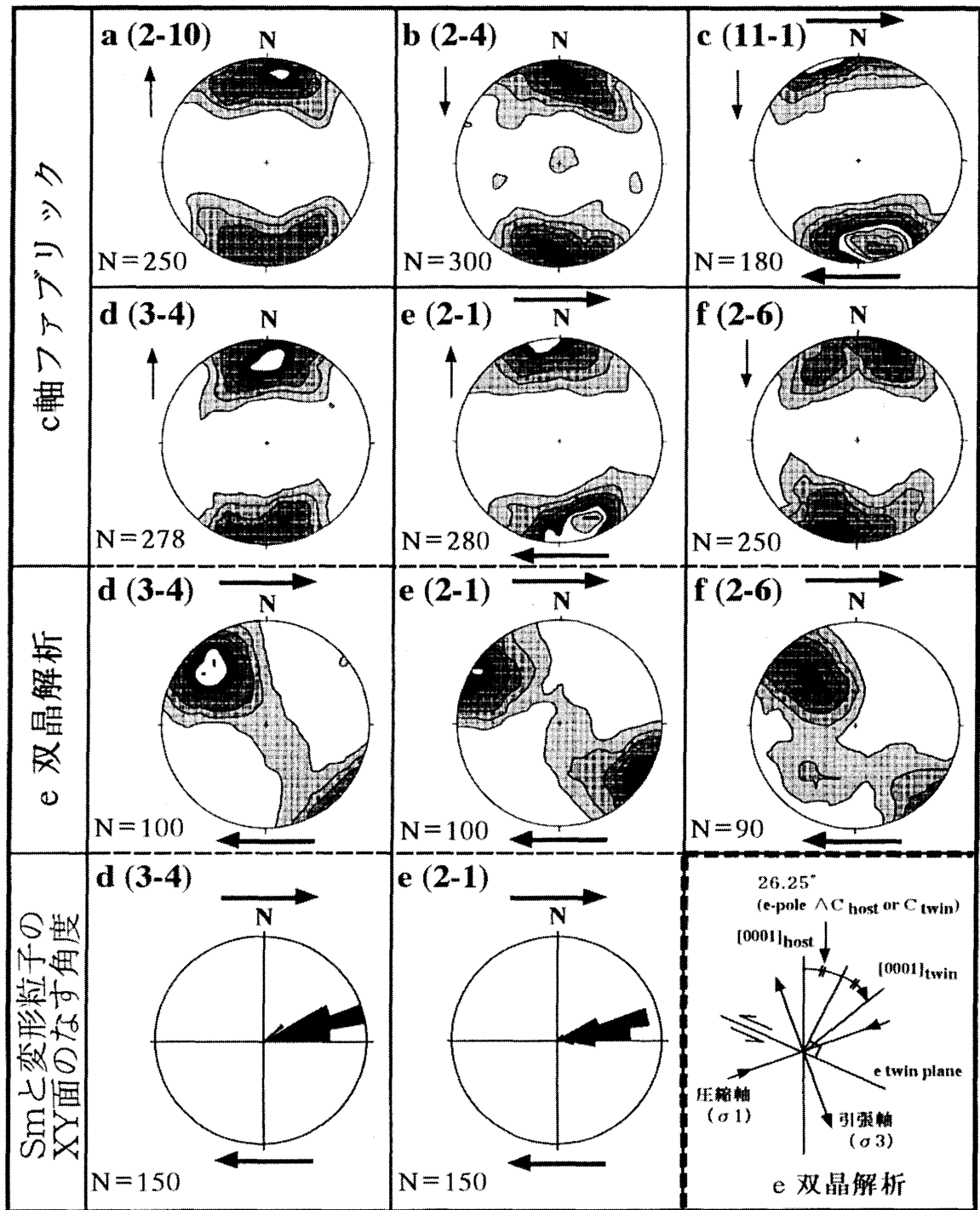
岩3試料・角閃石片岩3試料・クロリトイド片岩3試料・砂質片岩1試料および角閃石安山岩1試料について角閃石, 白雲母および黒雲母のK-Ar年代測定を行った. 試料の採集位置は第15図に示す. 試料の岩石記載は付録に記す.

1. 試料調整とK-Ar年代測定法

採集した岩石試料を厚さ約5mmに切断し, 風化, 変質および鉱物脈部をできる限り除き, その後, 蒸留水を用いて超音波洗浄を行った. 乾燥後, 試料を鉄乳鉢を用い粉碎した. 鉱物の分離には, 粉碎した岩石の7種類のフラクション(#60~80, #80~100, #100~120, #120~150, #150~200, #200~235, #235~250)を使った. フラクションの選定は対象鉱物の粒径をもとに決定した. 鉱物分離には水簸, タッピング法およびアイソダイナミックセパレーターを併用して行った. 角閃石については, さらに, テトラプロモエタン(比重=2.95~2.97)を用いた重液分離を行った. 角閃石は, 壁開等に沿って生じている緑泥石を取り除くために6N-HCl処理を行い, その後十分に温浴上で水洗した. 水洗の過



第12図. 石英c軸ファブリック図. Nは測定c軸数を示す. 上半球, 等面積投影. コンターはカムコンター(Kamb, 1959)で, コンター間隔を $2\sigma$ で示す. 細および大矢印は, 見かけ上位の方向および剪断センスをそれぞれ示す. A~Fは, 第11図中の試料採集位置番号に対応し, カッコ内の記号はサンプル番号を示す. X, YおよびZは, 最大, 中間および最小主歪軸の方位を示す. 右下図に, 上半球投影図における外部座標系が示される. SmおよびLmは, 片理面および鉱物線構造の方位を示す.

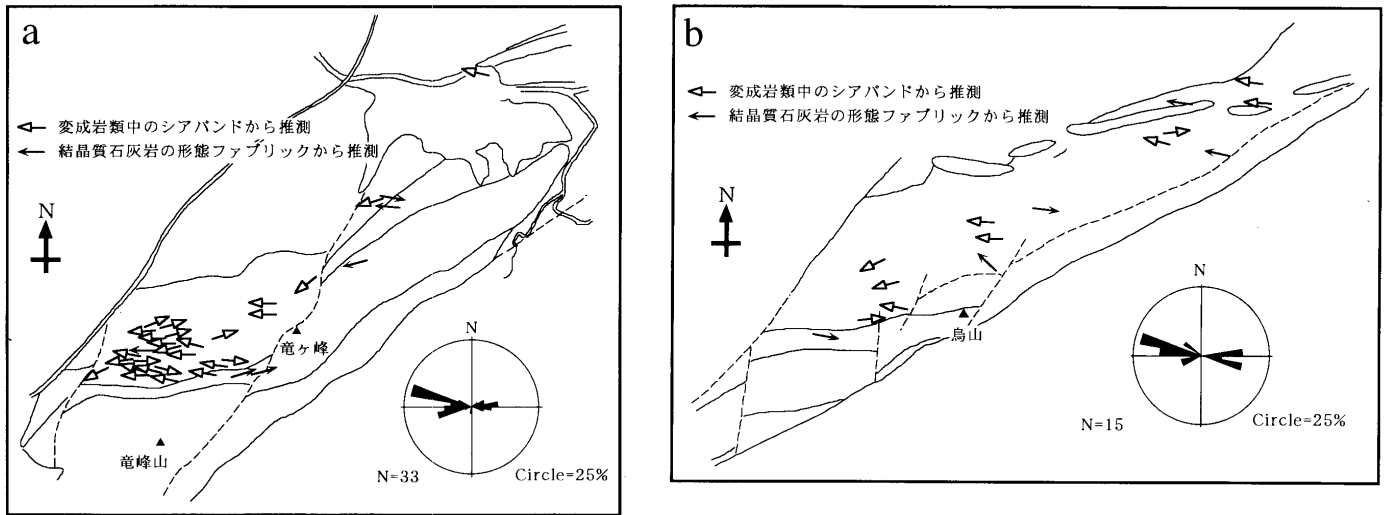


第13図. 方解石c軸ファブリック, e双晶解析に基づく $\alpha_1$ 方位分布および片理面(Sm)と変形粒子のXY面のなす角度の頻度分布図. a~fは第11図中の試料採集位置番号に対応し, かつこ内の記号はサンプル番号を示す. 右下図は, e双晶を用いた主応力軸推定方法の原理(詳細は本文参照)を示す. その他の説明については, 第12図の説明参照.

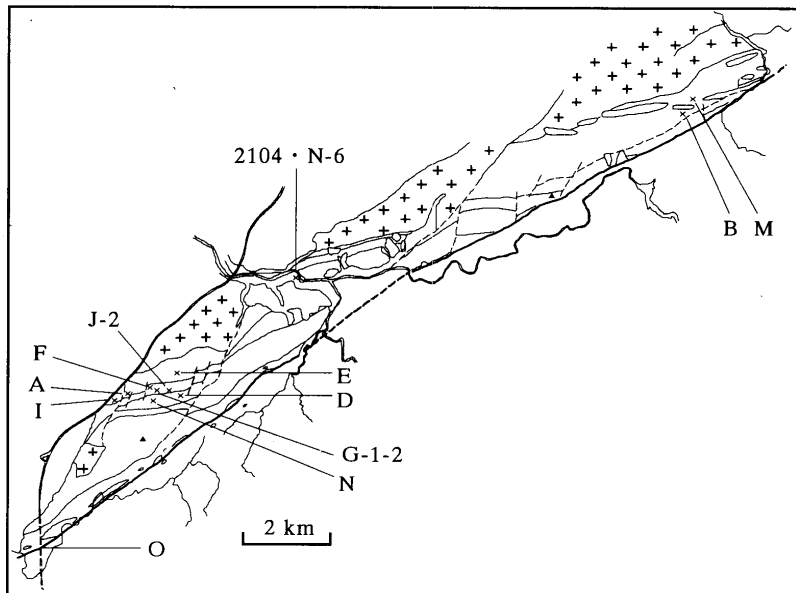
程では, 超音波洗浄器を使用した. 分離試料量の少ない場合は複数のフラクションを混合して年代測定を行った.

K-Ar年代測定におけるカリウムとアルゴンの測定および年代計算法は長尾ほか(1984)およびItaya et al.(1991)に従った. カリウムの定量は日立180-30型原子吸光・炎光分光分析装置を用い, 炎光法で行った. 雲母類は約50mg, 角閃石は約100mgの試料をHFとHNO<sub>3</sub>の混酸を用いて分解し, 蒸発乾固させ, その後, 塩酸酸性溶液を作成した. 共存

成分の干渉の抑制のため2000ppmのCsを使用した. 測定はそれぞれ最低2回行い, その平均値を年代計算に用いた. 標準試料(JG-1, JB-1)の分析に基づき, Kの測定の分析誤差は2%以下であると判明した. 特にカリウム量の低い角閃石試料(2104, N-6, E, N, B, M)についてはItaya et al.(1996)によるLow K分析法を用いて再測定した. 年代計算にはその再測定値を用いた. アルゴンの定量は, 希ガス質量分析計を用い<sup>38</sup>Arをスパイクとした同位体希釈法で行っ



第 14 図. 西部 (a) および東部 (b) 地域における D<sub>2</sub> ステージの剪断センス (北盤の相対移動方位で示す) の地域分布. 右下のローズダイアグラムに北盤の相対移動方位の頻度分布を示す.



第 15 図. K-Ar 鉱物年代測定用試料の採集位置図. 記号は, 試料番号 (第 1 表) を示す.

た. <sup>38</sup>Ar スパイクの校正誤差は 1% 以内である (Itaya et al., 1991). アルゴン定量においては, 粉末試料 (雲母類は約 100 mg, 角閃石は約 400 mg) をアルミ箔で包み約 180°C で予備加熱をしながら 24 時間真空排気を行った. その後, 約 1500°C でアルゴンを抽出し Ti-Zr ゲッターで活性ガスを除去した. 年代測定の計算に用いた壊変定数等は Steiger and Jäger (1977) によった:  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{yr}$ ,  $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{yr}$ ,  $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.0001167$ .

2. 年代測定結果

測定結果を第 1 表に示す. クロリトイド片岩 (F, G-1, J-2) 中の白雲母は 98~99 Ma, 宮の原トータル岩から 100 m ほど離れた砂質片岩 (A) 中の黒雲母は 91 Ma の K-Ar 年代を示した. 塊状な角閃石斑れい岩 (I, D) の角閃石の K-Ar 年代は 95 Ma と 104 Ma であり, 角閃石片岩 (B, M) 中の角閃石の K-Ar 年代は 109 Ma と 113 Ma であった. それに対して,

強くマイロナイト化作用を被った片麻状斑れい岩 (E) や角閃石片岩 (N) はともに 80 Ma の年代を示した. トータル岩中の角閃石 (2104, N-6) の K-Ar 年代は 113 Ma と 79 Ma であるが, 後者はより著しい変形を被っている試料である. 一方, 臼杵-八代構造線に沿って貫入している角閃石安山岩 (O) は 16 Ma の角閃石 K-Ar 年代を示した.

議 論

1. 原岩堆積場

竜峰山変成岩のそれぞれの岩相は, 整合的に重なり, メランジュやオリストストロームの発達認められず, また海溝付加体に特徴的な玄武岩溶岩, 礫性石灰岩および層状チャートなどの海洋プレートで形成されたと考えられる異地性岩塊を欠くことが特徴である. したがって, 竜峰山変成岩の原岩は, 沈み込み帯で形成された付加体ではないと結論される.

第1表. K-Ar年代測定表. 試料採集位置は, 第15図参照.

| Sample No. | Mineral (size in mesh) | Rock type    | K (wt%)       | Rad. <sup>40</sup> Ar 10 <sup>-6</sup> ccSTP/g | K-Ar age (Ma) | Non Rad. Ar (%) |
|------------|------------------------|--------------|---------------|--|---------------|-----------------|
| 2104       | 角閃石 (#60-150)          | トータル岩        | 0.203 ± 0.010 | 91.64 ± 1.19                                   | 112.7 ± 5.6   | 23.2            |
| N-6        | 角閃石 (#60-150)          | トータル岩        | 0.333 ± 0.017 | 104.3 ± 1.3                                    | 79.0 ± 4.0    | 19.7            |
| I          | 角閃石 (#60-100)          | 角閃石斑れい岩(塊状)  | 0.417 ± 0.021 | 172.4 ± 2.5                                    | 103.5 ± 5.2   | 7.5             |
| D          | 角閃石 (#60-100)          | 角閃石斑れい岩(塊状)  | 0.570 ± 0.029 | 215.9 ± 3.3                                    | 95.1 ± 4.8    | 9.6             |
| E          | 角閃石 (#60-120)          | 角閃石斑れい岩(片麻状) | 0.418 ± 0.021 | 132.0 ± 2.2                                    | 79.6 ± 4.1    | 15.5            |
| N          | 角閃石 (#100-235)         | 角閃石片岩        | 0.314 ± 0.016 | 99.26 ± 1.71                                   | 79.7 ± 4.1    | 18.9            |
| B          | 角閃石 (#150-235)         | 角閃石片岩        | 0.182 ± 0.009 | 82.12 ± 1.49                                   | 112.7 ± 5.8   | 22.3            |
| M          | 角閃石 (#120-235)         | 角閃石片岩        | 0.205 ± 0.010 | 89.49 ± 1.53                                   | 109.1 ± 5.6   | 18.4            |
| F          | 白雲母 (#100-250)         | クロリトイド片岩     | 4.908 ± 0.098 | 1927 ± 27                                      | 98.4 ± 2.3    | 1.2             |
| G-1        | 白雲母 (#100-250)         | クロリトイド片岩     | 2.974 ± 0.149 | 1177 ± 20                                      | 99.2 ± 5.1    | 3.1             |
| J-2        | 白雲母 (#100-250)         | クロリトイド片岩     | 4.445 ± 0.089 | 1746 ± 24                                      | 98.5 ± 2.3    | 1.4             |
| A          | 黒雲母 (#150-200)         | 砂質片岩         | 2.215 ± 0.044 | 800.7 ± 11.5                                   | 90.8 ± 2.2    | 4.5             |
| O          | 角閃石 (#60-150)          | 角閃石安山岩       | 0.679 ± 0.014 | 43.25 ± 0.87                                   | 16.3 ± 0.5    | 25.3            |

竜峰山変成岩のユニットA~ユニットCにおける塩基性岩の量は比較的少なく, 中性岩から酸性岩が卓越する. 立神峡東方の氷川沿い(第2図)において, 竜峰山変成岩のユニットAに属する黒雲母片岩と石英長石質片岩(SiO<sub>2</sub>=77 wt.%, Total=100 wt.%で再計算)の互層中には, 緑簾石-ホルンブレンド片岩(SiO<sub>2</sub>=48 wt.%)のレンズ状岩体(直径30~40 cm)がしばしば含まれる. この緑簾石-ホルンブレンド片岩(原岩は玄武岩質凝灰岩もしくは溶岩と推察される)が石英長石質片岩(原岩は酸性火山岩あるいは火砕岩と推察される)と初生的には互層をなしていたと考えられることから, バイモーダルな火山活動が示唆される. 一般にバイモーダルな火山岩類の形成場としては, リフトや背弧域などの伸張場が考えられている(例えば, Noble, 1972).

ユニットBには, ラテライトを原岩とすると考えられる砂泥質片岩(クロリトイド片岩)が挟在する. 竜峰山変成岩のクロリトイド岩は, 領家帯の平均的な泥質岩(坂野, 1992)に比べて, アルカリ元素に乏しくアルミニウムや鉄に富む傾向にある(坂島ほか, 1995). 日本列島に分布する古生層のラテライト質岩(クロリトイド岩およびコランダム岩)は, 南部北上帯(例えば, Seki, 1954), 日立変成岩(例えば, 鈴木, 1927), 竹貫変成岩(例えば, Uruno and Kanisawa, 1965), 宇奈月変成岩(例えば, 小西, 1954), 黒瀬川帯の一部である中津山地域(例えば, Aiba, 1982)および肥後変成岩(例えば, 山本, 1958)などに分布する. 岩生(1977)によると, 上記変成帯のラテライト質岩は, 石灰岩と密接に伴うことが特徴で, その形成場としては, 暖かい気候条件で陸地に近い場が示唆される.

ラテライト質岩の成因としては, 陸上において石灰岩の化学的風化作用により形成される場合と, 海水中において長石が粘土に変質することによる場合が考えられる. 後者の場合は, 長石からアルカリ元素が海水に溶解, 相対的に岩石中のアルミニウムが過剰になる必要がある. したがって, この成因による場合は, 長石が粘土に変質できる程度に長期間海水にさらされ(すなわち堆積速度が遅く)なければならない(丸山茂徳氏私信). 竜峰山変成岩の中でラテライト質岩を挟在するユニットBは, 火山岩類主体のユニットAおよびCに比べて火山岩類に乏しい. この事実は, ラテライト質岩が堆積する場において, 火山活動が活発ではなく, 堆積速度が遅かった可能性を示唆する. 磯崎・丸山(1991)は, 陸原碎屑物を含む不純な石灰岩, バイモーダル火山岩およびアルミニウムに富む泥質岩(ラテライト質岩)からなり, 層状チャートを伴わない原岩構成は, 受動的大陸縁堆積体(大西洋型大陸縁堆積体)を特徴づけるものとしている. したがって, 竜峰山変成岩の原岩堆積場は, リフト帯あるいはリフト帯から発展した受動的大陸縁堆積体であった可能性がある. しかし, リフト帯に特徴的なアルカリ玄武岩が確認されていないこと, 中性~酸性火山岩が大量に存在するという事実を考慮すると, むしろ島弧縁辺部もしくは陸弧のような活動的大陸縁堆積体であった可能性も考えられる. 竜峰山変成岩の原岩堆積場のさらなる解析が必要とされる.

## 2. S<sub>2</sub>片理形成温度条件

竜峰山変成岩の北帯を構成する変成岩中のS<sub>2</sub>片理に沿っては, マグネシオホルンブレンドが形成されている. 立神峡周辺(第2図)のユニットA中には, ホルンブレンド-斜長



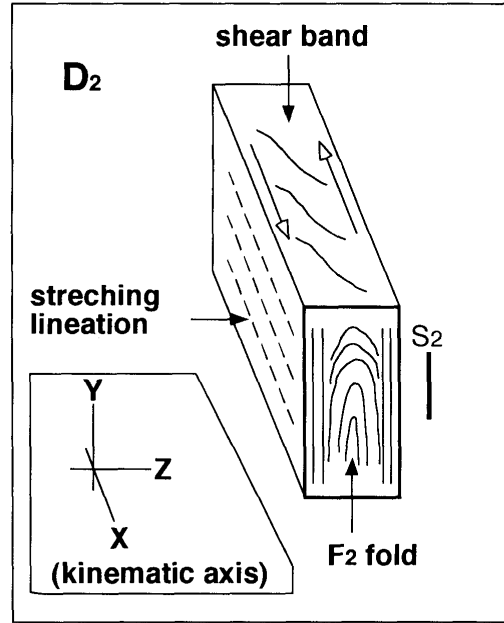
石（オリゴクレス〜アンデシン）やホルンブレンド（Z 軸色は青緑色）緑簾石-斜長石（アルバイト〜オリゴクレス）の鉱物組み合わせをもつ塩基性片岩が認められる。また、興善寺町付近のユニット A 中には、珪灰石-ざくろ石結晶質石灰岩が分布する（堀内, 1958）。これらの事実から、ユニット A の S<sub>2</sub> 片理形成時のピークの変成作用の条件は、緑簾石角閃岩相から角閃岩相に達していたことが推察される。

石英 c 軸ファブリックのパターンは、活動すべり系に支配されている。活動すべり系は、温度に強く依存しているので、温度の変化に伴って異なるすべり系が優勢になり、ファブリック転移が生じることが知られている（Lister et al., 1978）。石英 c 軸ファブリックパターンでは、タイプ I クロスガードルは緑色片岩相、タイプ II クロスガードルは緑色片岩相の高温部から角閃岩相での変形条件を示唆する（例えば、竹下, 1996）。竜峰山変成岩北帯からは、タイプ I およびタイプ II クロスガードルの両方が認められる。この事実は、竜峰山変成岩北帯の変形温度条件が、緑色片岩相から角閃岩相条件に及ぶことを示唆し、岩石学的に推定される変成条件とおおむね調和的である。しかし、この変形条件の幅は変形条件の空間的变化ばかりでなく、時間経過による温度条件の変化も反映している可能性がある。

方解石の c 軸ファブリックパターンには、Z 軸を中心に幅の広い集中を示す Z-マキシмумパターンと XZ 面内で Z 軸から約 30° の方位に集中域が発達するスプリットマキシмумパターンがあり、前者は e-双晶優勢な低温条件（100〜300°C）で、後者は r および f すべりが優勢になる高温条件（300°C 以上）で発達することが知られている（例えば、Wenk et al., 1973 ; Takeshita et al., 1987）。本地域の結晶質石灰岩中の c 軸ファブリックは、宮の原トータル岩と直接接している結晶質石灰岩（蔵野付近, 第 2 図）中のそれも含めてすべて低温型の Z-マキシмумファブリックパターンを示す（第 13 図）。これは温度降下時にも変形が継続し、e-双晶形成が最終的に石灰岩中の変形を支配したためと推察される。北帯を構成する変成岩中のシアバンドに沿って晶出しているマグネシオホルンブレンドはしばしば緑泥石化しているが、この事実も、温度降下時に緑色片岩相条件まで変形が継続したことを示唆している。

3. 運動像

竜峰山変成岩の北帯の角閃石片岩の YZ 薄片の中では、ホルンブレンドの層が折り畳まれた根無しの F<sub>2</sub> 層内褶曲が認められる場合がある。一方、XZ 薄片においては褶曲は観察されず、ホルンブレンドの配列するシアバンドが発達している（第 16 図）。F<sub>2</sub> 褶曲は、露頭スケールでもまれに認められる。この事実は、褶曲を形成した片理面に垂直な方向の短縮と鉱物線構造（X 軸）方向に向かう剪断作用が同時期に起こった可能性を示唆している。したがって、D<sub>2</sub> ステージの運動像として左横ずれを伴う南北短縮、すなわち左横ずれトランスプレッションが示唆される（例えば、Sanderson and Marchini, 1984）。さらに、東西走向の片理面と片理面を切る北東-南西方向の準延性的左横ずれ断層群で特徴づけられる竜峰山変成岩の大構造も、片理面を歪みの XY 面、左横ずれ



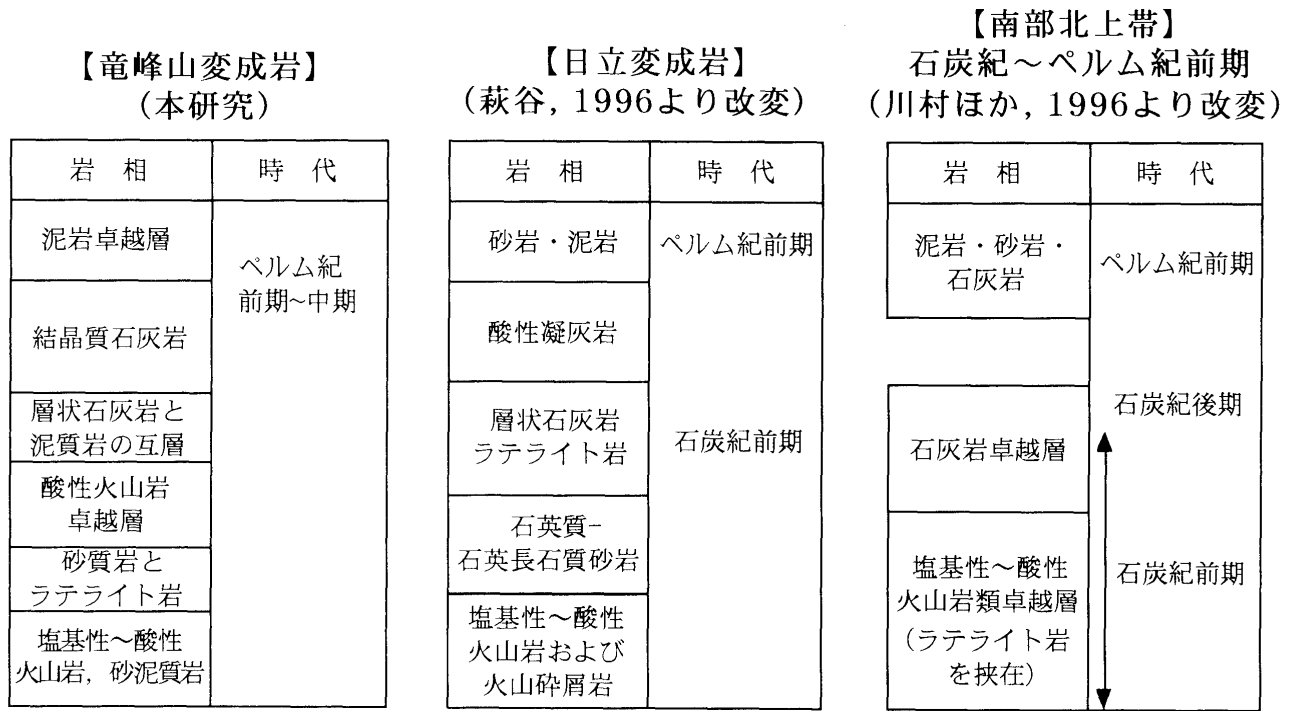
第 16 図. D<sub>2</sub> ステージの変形様式概念図.

断層群をメガシアバンドとみなすと、左横ずれ剪断帯ないしはトランスプレッション帯で形成された構造であると考えられることができる。

氷川の左岸側（第 14 図 a）と右岸側（第 14 図 b）における、D<sub>2</sub> ステージの剪断センスは、それぞれ 70% と 73% が左ずれを示し、すべての非対称変形微細構造が左ずれの剪断センスを示しているわけではない。一部に、右ずれのセンスを示すものが存在する理由としては、1) 共役をなす剪断帯、2) S<sub>2</sub> 片理を曲げる褶曲作用、および 3) counterflow (Turcotte and Schubert, 1982) などが考えられる。一般に、剪断変形の卓越する造山帯ないしはトランスプレッション帯において、左ずれおよび右ずれセンスの共存は普遍的に認められる事実であり（例えば、Fig. 88 of Hara et al., 1992）、その原因は未解決問題として残されている。

4. 変成・変形年代

閉止温度以上で結晶化した鉱物の K-Ar 法による年代値は、閉止温度以下になった以降の経過時間を示していると考えられる（Dodson, 1973）。各鉱物ごとに求められているアルゴンの拡散定数から（角閃石：Harrison, 1981, 白雲母：Jäger, 1979, 黒雲母：Harrison et al., 1985）、K-Ar 系における各鉱物ごとの閉止温度は決定される（角閃石：510°C, 白雲母：350°C, 黒雲母：300°C）。前述したように、竜峰山変成岩中の強くマイロナイト化作用を被った氷川トータル岩や片麻状角閃石斑れい岩（付録中の N-6, E および N）は、塊状角閃石斑れい岩や角閃石片岩より明らかに若い K-Ar 角閃石年代（約 80 Ma）を示す。この事実は、80 Ma 頃においても局所的な変形作用があり、アルゴンが脱ガスし、主要な広域変成・変形作用で形成された K-Ar 角閃石年代系に部分的な若返りが生じた可能性を示唆する（例えば、Brodie et al., 1989）。上記の比較的若い 3 試料以外の角閃石の K-Ar 年代値は、95±5〜113±6 Ma であり比較的良好に一致している。一



第 17 図. 竜峰山変成岩, 日立変成岩および南部北上帯石炭紀~前期ペルム紀の原岩層序の対比柱状図. 日立変成岩および南部北上帯の柱状図については, それぞれ萩谷 (1996) および川村ほか (1996) を改変した. 柱状図はスケールなし.

方, 白雲母および黒雲母の K-Ar 年代は, それぞれ  $98 \pm 2 \sim 99 \pm 5$  Ma および  $91 \pm 2$  Ma を示し, 角閃石と雲母類の閉止温度の差を考慮すると若返りを示さない角閃石の K-Ar 年代にはほぼ対比される.

これまで肥後変成岩について 98~110 Ma (中島ほか, 1995; 永川ほか, 1997) の鉱物 K-Ar 年代および鉱物 Rb-Sr 年代が報告されている. 水越層については 106~114 Ma の予察的な微細白雲母の K-Ar 年代が得られている (永川ほか, 1997). 間の谷変成岩からは 104~214 Ma の白雲母 K-Ar 年代が報告されている. 今回の年代測定結果を含めると, 水越層から竜峰山変成岩にいたる幅 30 km の肥後帯において, 鉱物 K-Ar 系の多くが 100 Ma 前後の年代を示すことが改めて明らかとなった. したがって, この 100 Ma 前後の鉱物 K-Ar 年代は, 肥後帯における広域変成・変形作用 ( $D_2$  ステージ) 直後の上昇・冷却の年代を示していると考えられる.

一方, 肥後変成岩においては, Sm-Nd 系と Rb-Sr 系の全岩アイソクロンおよび SHRIMP によるジルコン U-Pb 系など各種同位体年代測定も最近なされている. その結果, グラニュライト相に達する主要な高温型変成作用は 250 Ma 頃であったとされ, その熱源として, 肥後変成岩の南縁部に進入する角閃石斑れい岩が推察されている (小山内ほか, 1996; 濱本ほか, 1996). 坂島ほか (1996) は, 竜峰山変成岩中に挟在する氷川トータル岩の固結時期が 195 Ma 以前で, そのマイロナイト化ステージが 100 Ma 前後であることを明らかにし, 氷川トータル岩はジュラ紀最初期以前, おそらくトリアス紀頃に固結し, 白亜紀にマイロナイト化作用を被ったことを明らかにした. このような放射年代情報から, 肥後帯においては, トリアス紀 (250Ma 頃) に火成および高温型変成作用が生じ, その後白亜紀 (100 Ma 頃) に再び, 広域変成・変

形作用が生じたと現段階では推察される.

### 5. 南部北上帯との地体構造論的対比

最近, 高木・柴田 (1996) は, 南部北上-阿武隈帯をかって三波川帯の構造的上位に存在した地帯 (古領家帯: Ichikawa, 1964) と考え, その南方延長として関東山地の寄居変成岩 (高木, 1991), 四国西部の唐崎層 (武田ほか, 1981) および大島変成岩 (高木, 1991; 武田, 1995), 九州東部の臼杵川石英閃緑岩 (高木ほか, 1996) と九州西部の肥後帯などを挙げている. 本稿では, 竜峰山変成岩が, 南部北上帯構成岩に対比されるのではないかという仮説について検討する.

南部北上帯の石炭系下部層はバイモーダルな火山岩類からなり, 石炭系上部層は石灰岩層が卓越する岩相である (川村・川村, 1989a, b). 同帯のペルム系には, 火山活動の痕跡は少なく, 砕屑岩が多く含まれる (例えば, 小貫, 1969). 特に, 下部ペルム系の砂岩は, 未成熟な島弧環境で形成された可能性が指摘されている (吉田ほか, 1994). 一方, 石炭紀からペルム紀にかけて, 火山弧から受動的大陸縁辺域へと堆積場が変化したとする見解もある (箕浦, 1985; 永広, 1995). また, サング化石や構成岩類に基づき南部北上帯に対比されている日立変成岩の原岩は (Minato et al., 1979; 田切・大倉, 1979), 後期石炭紀における島弧近辺もしくは大陸縁辺部の堆積物であると考えられている (Tagiri 1973; 田切・大倉, 1979).

竜峰山変成岩, 南部北上帯石炭系~ペルム系 (川村・川村, 1989a; 吉田ほか, 1994; 川村ほか, 1996) および日立変成岩 (萩谷, 1996) の原岩層序は, 大局的には下位から上位へ火山岩類卓越層, 石灰岩卓越層および砕屑岩類卓越層へと変化し, 3 者の原岩層序は類似している (第 17 図). また, 竜峰山

変成岩の最上部層はその化石年代から下部～中部ペルム系であるが, 最上部ユニット F の泥岩層は, 花崗岩礫を伴う層厚数 10 cm の礫岩層をまれに挟在する。礫岩層は南部北上帯の薄衣型礫岩 (例えば, 加納, 1971) に対比できる可能性がある。肥後帯の北縁部に位置し同様な薄衣型礫岩層を伴う碎屑岩優勢な上部ペルム系水越層 (Kano, 1967) は, 構成岩類および堆積年代 (石灰岩層から産する *Parafusulina* sp. および *Yabeina* cf. *gubleri* などのフズリナ化石に基づき上部ペルム系と推察される: Yanagida, 1963) を考慮すると, 竜峰山変成岩の上位層準である可能性が示唆され, 南部北上帯の上部ペルム系に対比される可能性がある。

南部北上帯や阿武隈帯では, 白亜紀から古第三紀にかけて日誌-気仙沼断層, 棚倉構造線および双葉・畑川破砕帯などの北北西-南南東方向の左横ずれ断層群が活動し (例えば, Otsuki and Ehiro, 1978), また, 左ずれの剪断変形作用が広域的に生じたことが非対称変形微細構造の解析から明らかにされている (石井, 1985)。したがって, 原岩構成に加え, 白亜紀に左横ずれの剪断変形作用を被っている事実から, 竜峰山変成岩を南部北上帯構成岩および日立変成岩に対比することに大きな矛盾はないと結論される。

## ま と め

1) 竜峰山変成岩の原岩層序は下位から上位へユニット A~F に区分される。大局的には下位から上位へ火山岩類卓越層, 石灰岩卓越層および碎屑岩類卓越層へと移化する。竜峰山変成岩の原岩堆積場としては, 火山岩および火山碎屑岩類に富み, 暗灰色石灰岩やラテライト岩を挟在する原岩構成に基づき, 海洋プレートの沈み込み帯ではなく, 受動的大陸縁辺部もしくは島弧縁辺部が推察される。

2) 竜峰山変成岩の変形史を露頭スケールの構造および薄片スケールの微細構造に基づき  $D_0 \sim D_4$  の 5 つの変形時相に区分した。このうち最も主要な変形ステージは, ベネトレティブな  $S_2$  片理の発達で特徴づけられる  $D_2$  ステージである。大構造および変形微細構造の解析に基づき,  $D_2$  ステージの変形は左横ずれトランスプレッションによって引き起こされたと推察される。また,  $D_2$  ステージの変成・変形条件は,  $c$  軸ファブリックのパターンに基づき, 緑色片岩相から角閃岩相に及んでいたと推定されるが, この結論は, 塩基性岩中の変成鉱物組み合わせから推定される変成条件と矛盾しない。

3)  $D_2$  ステージにおいて晶出し,  $S_2$  片理を形成するホルンブレンド, 白雲母および黒雲母の K-Ar 年代は 100 Ma 前後の値を示す。この結果は, これまで肥後帯の岩石について測定された鉱物 K-Ar 年代と調和的であり, 肥後帯において白亜紀前期末 (100 Ma 前後) に広域的な変成・変形作用が生じたことが示唆される。

4) 竜峰山変成岩と地体構造的に対比可能な地質体としては, 石炭紀～ペルム紀頃の陸棚古生層を原岩とし, 白亜紀に変成作用および左ずれ剪断変形作用を被った南部北上帯の石炭系～ペルム系や日立変成岩が推察される。

## 謝 辞

本研究は第一著者 (TS) が広島大学で修士論文として行った研究の一部である。広島大学原 郁夫名誉教授, 鹿児島大学山本啓司博士, 大阪市立大学奥平敬元博士, 鹿児島大学岩松 暉教授および島根大学横田修一郎教授には研究の全期間を通して御助言・御意見をいただいた。早稲田大学高木秀雄教授と東京大学磯崎行雄博士には, 査読において有益なご意見をいただいた。岡山大学小山内康人博士, 山口大学亀井淳志氏および新潟大学濱本拓志氏には肥後帯に関して議論していただいた。茨城大学田切美智雄教授と千葉大学広井美邦教授には阿武隈帯に関して御意見をいただいた。東京工業大学丸山茂徳教授には原岩堆積場に関して御意見をいただいた。蒜山地質年代学研究所岡田利典博士と金 尚中博士には年代測定の際に大変お世話になった。村田正文博士には竜峰山変成岩におけるフズリナ産出地点にいてご教示いただいた。北九州市立自然史博物館太田泰弘博士にはフズリナの鑑定を行っていただいた。日本道路公団八代工事事務所の方には大平山トンネル内における岩石サンプリングを許可していただいた。また, 故南 朝生技官には研究方針など日頃から御指導いただいた。以上の方々に感謝します。

## 文 献

- Aiba, K., 1982, Chloritoid-bearing rocks from the pumpellyite-actinolite facies region of the Sambagawa metamorphic belt in western central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **77**, 18-22.
- 坂野昇平, 1992, Pelitic schist の化学組成について。月刊地球, **14**, 651-656.
- Behrman, J.H. and Platt, J.P., 1982, Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 208-215.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Jegouzo, P., 1979, Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *Jour. Struct. Geol.*, **14**, 847-856.
- Brodie, K.H., Rex, D. and Rutter, E.H., 1989, On the age of extensional faulting in the Ivrea zone, northern Italy. In Coward M.P., Dietrich D., Park, R.G., eds., *Alpine tectonics*, Geol. Soc. Special Pub., no. 45, 203-210.
- Dodson, M.H., 1973, Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259-274.
- 永広昌之, 1995, 3. 東北地方の古い山地。地学団体研究会編「新版地学教育講座 8 日本列島のおいたち」, 東海大学出版会, 53-64.
- 萩谷 宏, 1996, 日立変成岩の内部構造と全岩化学組成。日本地質学会第 103 年学術大会演旨, 299.
- 濱本拓志・小山内康人・加々美寛雄・舞島 修, 1996, 肥後変成帯における泥質グラニュライトの部分溶融年代。日本地質学会第 103 年学術大会演旨, 307.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Kanai, K., Goto, M., Seki, S., Kaikiri, K., Takeda, K., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Sakurai, Y. and Ohtomo, Y., 1992, Tectonic evolution of the Sambagawa schists and its implications in convergent margin processes. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **9**, 495-595.
- Harrison, T.M., 1981, Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 324-331.
- Harrison, T.M., Duncan, I. and McDougall, I., 1985, Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 2461-2468.
- 端山好和・山本博達・山田哲雄, 1982, 竜峰山帯における結晶片岩の

- 産状と成因. 地質雑, 88, 535-540.
- 早坂康隆・池田圭一・穴戸俊夫・石塚 誠, 1996, 島弧-背弧盆系としての舞鶴帯の復元. テクトニクスと変成作用(原 郁夫先生退官記念論文集), 創文, 134-144.
- 広井美邦, 1978, 飛騨変成帯宇奈月地域の地質. 地質雑, 84, 521-530.
- 堀内恵彦, 1958, 熊本県竜峯地区珪灰石調査報告. 地調月報, 9, 45-46.
- Ichikawa, K., 1964, Tectonic status of the Honshu major belt in Southwest Japan during the early Mesozoic. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 8, 71-107.
- 猪郷久義, 1961, 一の谷層(石炭系)に認められた非整合と粘土質頁岩について. 地質雑, 67, 261-273.
- 石井和彦, 1985, 北上山地牡鹿半島での褶曲とスレート劈開の形成機構について. 地質雑, 91, 309-321.
- 磯見 博・野沢 保, 1957, 5万分の1地質図幅「船津」および同説明書. 地質調査所, 43 p.
- 磯崎行雄・丸山茂徳, 1991, 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑, 100, 697-761.
- Itaya, T., Doi, M. and Ohira, T., 1996, Very low potassium analysis by flame photometry using ultra low blank chemical lines: an application of K-Ar method to ophiolites. *Geochem. Jour.*, 30, 31-39.
- Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, A., 1991, Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. Jour.*, 15, 203-221.
- 岩生周一, 1977, ラテライト・ボーキサイトに関連するいくつかの地学的問題. 地学雑, 86, 1-16.
- Jäger, E., 1979, Introduction to geochronology. In Jäger, E. and Hunziker, J.C., eds., *Lectures in isotope geology*, Springer-Verlag, Berlin, 1-12.
- Kamb, W.B., 1959, Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress. *Jour. Geol.*, 67, 153-170.
- Kamei, T., 1952, The stratigraphy of the Palaeozoic rocks of the Fukuji district, southern part of Hida mountainland (Study on Palaeozoic rocks of Hida I). *Jour. Fac. Lib. Art. Sci. Shinshu Univ.*, 2, 43-74.
- 勘米良龜齡, 1953, 球磨層一特に日本の二疊系上部統に関して. 地質雑, 59, 449-468.
- Kano, H., 1967, On the Usuginu granitic rocks in Kyushu, Japan. *Jour. Min. Coll. Akita Univ., Ser. A*, 4, 1-37.
- 加納 博, 1971, 北上山地の薄衣式礫岩(総括)一含花崗質岩礫岩の研究(その22)一. 地質雑, 77, 415-440.
- 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆, 1992, 2. 中・古生界. 日本の地質『九州地方』編集委員会(編), 日本の地質9『九州地方』, 共立出版, 5-6.
- 唐木田芳文・山本博達・宮地貞憲・大島恒彦・井上 保, 1969, 九州の点在変成岩類の特徴と構造地質学的位置. 地質学論集, no. 4, 3-21.
- 川村寿郎・川村信人, 1989a, 南部北上帯の石炭系(その1)一層序の総括一. 地球科学, 43, 84-97.
- 川村寿郎・川村信人, 1989 b, 南部北上帯の石炭系(その2)一構成岩類の形成環境一. 地球科学, 43, 157-167.
- 川村寿郎・井龍康文・川村信人・町山栄章・吉田孝紀, 1996, 南部北上帯古生界標準層序と「早池峰構造帯」. 日本地質学会第103年大会巡検案内書, 59-97.
- Kobayashi, T., 1941, The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sec. II*, 5, 1-578.
- 小西健二, 1954, 福井県石徹白村の古生層. 地質雑, 60, 7-17.
- Kuroda, Y., 1959, Petrological study of the metamorphic rocks of the Hitachi district, Northeastern Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, sec. C*, 7, 1-70.
- Law, R.D., 1987, Heterogeneous deformation and quartz crystallographic fabric transitions: natural examples from the Moine Thrust zone at the Stack of Glencoul, northern Assynt. *Jour. Struct. Geol.*, 9, 819-833.
- Lister, G.S., 1977, Discussion. Cross-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39, 51-54.
- Lister, G.S., Paterson, M.S. and Hobbs, B.E., 1978, The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartz: the model. *Tectonophysics*, 45, 107-158.
- 松本達郎・藤本治義, 1939, 熊本県上益城郡の秩父系一累層について. 地質雑, 46, 189-192.
- 松本達郎・戸次哲夫, 1949, 熊本県竜峯山地の地質学的研究. 地質学会西日本支部会報, 2, 2-3.
- 湊 正雄, 1941, 岩手県気仙郡田米地方の下部石炭系に就いて. 地質雑, 48, 469-490.
- Minato, M., Hunahashi, M., Watanabe, J. and Kato, M., 1979, *The Abean Orogeny, Variscan geohistory of northern Japan*. Toukai Univ. Press, Tokyo, 427 p.
- 箕浦幸治, 1985, 北上・阿武隈はどこからきたか一東北日本の地質構造のなりたち. 科学, 55, 14-23.
- 宮本隆実・桑水流淳二・沖村雄二, 1997, 九州の黒瀬川地帯から見いだされた下部ペルム系. 大阪微化石研誌, no. 10, 33-40.
- 村田正文・西園幸久・糸山 隆, 1981, 竜峰山層群の層序と臼杵-八代構造線について. 日本地質学会第88年学術大会演旨, 184.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一, 1984, K-Arによる年代測定. 岡山理大礫山研報, 9, 19-38.
- 永川勝久・小畑正明・板谷徹丸, 1997, 肥後変成帯のK-Ar年代. 地質雑, 103, 943-952.
- 中川衷三・須槍和巳・市川浩一郎・石井健一・山下 昇, 1959, 黒瀬川構造帯周辺の地質. 徳島大学芸紀要(自然科学), 9, 33-58.
- 中島 隆・永川勝久・小畑正明・内海 茂, 1995, 肥後変成帯とそれに伴う花崗岩類のRb-SrおよびK-Ar年代. 地質雑, 101, 615-620.
- Noble, D.C., 1972, Some observations on the Cenozoic volcano-tectonic evolution of the Great Basin, western United States. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17, 142-150.
- 野田光雄, 1962, III-A. 古生界. 日本の地方地質誌『九州地方』, 朝倉書店, 99-112.
- 小貫義男, 1937, 北上山地坂本沢付近の古生層「鬼丸統・雪沢統(新称)」に就いて. 地質雑, 44, 168-186.
- 小貫義男, 1969, 北上山地地質誌. 東北大学理学部地古研邦報, 69, 1-239.
- 大谷寿雄, 1926, 熊本県八代付近球磨川紀伊山地の層位と構造(豫報)(一・二). 地質雑, 33, 402-423; 451-469.
- 小山中康人・濱本拓志・亀井淳志・大和田正明・加々美寛雄, 1996, 九州肥後変成帯の高温変成作用と地殻進化. テクトニクスと変成作用(原 郁夫先生退官記念論文集), 創文, 113-123.
- Otsuki, K. and Ehiro, M., 1978, Major strike-slip faults and their bearing on spreading in the Japan Sea. *Jour. Phys. Earth*, 26, Suppl., 537-555.
- 坂島俊彦・岩松 暉・山本啓司・竹下 徹, 1994, 九州西部竜峰山帯の地質構造. 日本地質学会第101年学術大会演旨, 197.
- 坂島俊彦・竹下 徹, 1997, 九州肥後地域における陸棚古生層のテクトニクス. 日本地質学会第104年学術大会演旨, 187.
- 坂島俊彦・竹下 徹・板谷徹丸, 1996, 九州西部における領家帯の延長と臼杵-八代構造線. 日本地質学会第103年学術大会演旨, 246.
- 坂島俊彦・山本啓司・岩松 暉・横田修一郎・竹下 徹・早坂康隆, 1995, 熊本県八代市北東部竜峰山帯からのクロリトイドの発見. 地質雑, 101, 999-1002.
- Sanderson, D. and Marchini, R.D., 1984, Transpression. *Jour. Struct. Geol.*, 6, 449-458.
- Schmid, S.M. and Casey, M., 1986, Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Geophys. Monogr.*, 36, 263-286.
- Seki, Y., 1954, On chloritoid rocks in the Kitakami Median Metamorphic Zone, north-eastern Japan. *Sci. Rep. Saitama Univ., ser. B*, 1, 223-262.
- Sibson, R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanism. *Jour. Geol. Soc. London*, 133, 191-213.

- Steiger, R. H. and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology convention on the use decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- 鈴木 醇, 1927, 日立鉾山付近のオットレライト千枚岩の成因. *地質雑*, **34**, 83-109; 113-131.
- Tagiri, M., 1971, Metamorphic rocks of the Hitachi district in the southern Abukuma Plateau. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **65**, 77-103.
- Tagiri, M., 1973, Metamorphic of paleozoic rocks in the Hitachi district, southern Abukuma plateau, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. ser. III*, **12**, 1-67.
- 田切美智雄・大倉智恵子, 1979, 日立および鶏足山地域の変火山岩類, 特にそれらの火成活動場と棚倉構造線について. *地質雑*, **85**, 679-689.
- 高木秀雄, 1991, 寄居変成岩 - 関東山地北縁部の異地性変成岩体. その 1. 泥質片麻岩中のざくろ石の化学組成について. 早稲田大教育学部学術研究 - 生物学・地学編一, **40**, 9-25.
- 高木秀雄・原 崇, 1994, 飛騨地帯の延性剪断帯の運動像とテクトニクス. *地質雑*, **100**, 931-950.
- 高木秀雄・柴田 賢, 1996, 古領家帯の復元. テクトニクスと変成作用 (原 郁夫先生退官記念論文集), 創文, 211-219.
- 高木秀雄・柴田 賢・鈴木和博・田中 剛・上田 寛, 1996, 九州東部, 臼杵 - 八代構造線沿いの臼杵川石英閃緑岩の同位体年代とその地質学的意義. *地質雑*, **103**, 368-373.
- 武田賢治, 1995, 四国西端部の真穴帯と黒瀬川帯. 日本地質学会第 102 年学術大会見学旅行案内書, 31-46.
- 武田賢治・秀 敬・原 郁夫, 1981, 四国西部三波川帯から角閃岩・黒雲母片麻岩・花崗岩の碎屑物を含む結晶片岩の発見. *地質雑*, **87**, 689-692.
- Takeshita, T., Tome, C., Wenk, H.R. and Kocks, U.F., 1987, Single-crystal yield surface for trigonal lattices: Application to texture transitions in calcite polycrystals. *Jour. Geophys. Res.*, **92**, 12917-12930.
- 竹下 徹, 1996, 天然変形石英岩中の c 軸フェブリック転移に基づく変形物理条件の推定. *地質雑*, **102**, 211-222.
- 豊原富士夫, 1992, 中九州西部の地体構造区. 日本地質学会第 99 年大会巡検案内書, 125-159.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982, *Geodynamics*. John Wiley and Sons, New York, 435 p.
- Turner, F. J. and Weiss, L. E., 1963, *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill Book Company, 545 p.
- 植田俊郎, 1961, 熊本県八代地方の対照的な 2 つの広域変成地域. *地質雑*, **67**, 526-539.
- 梅村隼夫・原 郁夫, 1985, 阿武隈変成帯の造構作用. *地質学論集*, no. 25, 127-136.
- Urano, K. and Kanisawa, S., 1965, Staurolite bearing rocks in the Abukuma metamorphic belt, Japan. *Earth Sci.*, **81**, 1-12.
- Wenk, H.R., Takeshita, T., Bechler, E., Erskine, B. G. and Matthies, 1987, Pure shear and simple shear calcite textures: Comparison of experimental, theoretical and natural data. *Jour. Struct. Geol.*, **9**, 731-745.
- Wenk, H.R., Takeshita, T., Van Howtte, P. and Wagner, F., 1986, Plastic anisotropy and texture development in calcite polycrystals. *Jour. Geophys. Res.*, **91**, 3861-3869.
- Wenk, H.R., Venkitesubramanyan, C. S., Baker, D. W. and Turner, F. J., 1973, Preferred orientation in experimentally deformed limestone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **38**, 81-114.
- 山本博達, 1958, 肥後片麻岩中に見られる(きん青石)-鋼玉-尖晶石-金雲母-斜長石岩中の尖晶石. *地質雑*, **64**, 264-265.
- Yamamoto, H., 1962, Plutonic and metamorphic rocks along the Usuki-Yatsushiro tectonic line in the western part of central Kyushu. *Bull. Fukuoka Gakugei Univ.*, **12**, 93-172.
- 山下 昇, 1957, 中生代 (上). 地学双書 10, 地学団体研究会, 94 p.
- Yanagida, J., 1963, Brachiopods from the upper Permian Mizukoshi formation, central Kyushu. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D (Geol.)*, **14**, 69-78.
- 吉田孝紀・川村信人・町山栄章, 1994, 南部北上帯ベルム系碎屑岩組成の変化. *地質雑*, **100**, 744-761.
- 吉田弟彦, 1900, 肥後国南部地質概要. *地質雑*, **7**, 336-347.
- 矢部長克, 1925, リヒトホーフエン氏の「長崎三角地域」. *地質雑*, **32**, 201-209.

## (要 旨)

坂島俊彦・竹下 徹・坂谷徹丸・早坂康隆, 1999, 九州西部竜峰山変成岩の層序, 構造および K-Ar 年代. *地質雑*, **105**, 161-180. (Sakashima, T., Takeshita, T., Itaya, T. and Hayasaka, Y., 1999, Stratigraphy, geologic structures, and K-Ar ages of the Ryuhozan metamorphic rocks in western Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **105**, 161-180.)

熊本県, 肥後帯南縁部に位置する竜峰山変成岩の原岩堆積場は, 暗灰色(泥質)石灰岩や碎屑岩を挟在する火山岩および火山碎屑岩優勢な原岩構成に基づき, 受動的大陸縁辺部もしくは島弧縁辺部であった可能性が推察される. 竜峰山変成岩中で東西走向・鉛直傾斜のペネトレーティブな片理形成で示される主要な変成・変形作用は, K-Ar 鉍物年代測定から白亜紀前期末頃(100 Ma 前後)に生じたことが推測された. また, その運動像が北盤水平西ずれのトランスプレッションであったことが大構造および非対称変形微細構造の解析から示唆された. 竜峰山変成岩と地体構造的に対比可能な地質体としては, 石炭紀からベルム紀頃の陸棚古生層を原岩とし, 白亜紀に変成作用および左ずれ変形作用を被った南部北上帯や日立変成岩が推察される.

## 付録——岩石記載

以下に K-Ar 年代測定に用いた各岩石の産状および顕微鏡下での組織を簡潔に述べる。

**【角閃石安山岩 ; O】** 竜峰山山頂の南側に延長される九州自動車道、大平山トンネル内に分布する角閃石安山岩である。白杵-八代構造線に沿って進入する酸性から中性貫入岩類に属する。本岩石に変形構造は認められない。角閃石(径 4mm 以下)は、マグネシオホルンブレンドで褐色を示す。角閃石の一部は方解石に置き換わっている。

**【黒雲母片岩 ; A】** 興善寺町(第 2 図)の北側における、宮の原トータル岩と竜峰山変成岩との境界付近のホルンフェルスである。石英-斜長石-黒雲母( $X_{Mg}=0.24-0.25$ )-不透明鉱物の鉱物組み合わせをもつ砂質片岩で、黒雲母は弱い形態定向配列を示す。

**【クロリトイド片岩 ; G, J-2 および F】** いずれも片理が顕著に発達する暗緑色~暗灰色ないし銀灰色のクロリトイド片岩である。坂島ほか(1995)で記載したように、白雲母-クロリトイド-石英-斜長石-緑泥石-電気石±紅柱石の鉱物組み合わせをもつ。白雲母にはマイカフィッシュやキンクバンドなどの変形微細構造が認められる。

**【角閃石斑れい岩 ; I, D および E】** 試料 I および D は塊状組織を示し、ホルンブレンド-斜長石-不透明鉱物の鉱物組み合わせをもつ。試料 E はマイロナイト化作用による片麻状組

織を呈し、ホルンブレンド-斜長石-石英-緑簾石-単斜輝石-不透明鉱物の鉱物組み合わせをもつ。試料 I は、結晶質石灰岩のゼノリスを包有する。ホルンブレンドの縁は一部アクチノ閃石に置換されており、また、ホルンブレンド中の割れ目に緑泥石が晶出している場合がある。

**【角閃石片岩 ; N, B および M】** いずれの試料もホルンブレンド-石英-斜長石-緑泥石の鉱物組み合わせをもつ。試料 N は強い片理を示し、斜長石は半自形を呈する。試料 B および M は弱い片理を示す。試料 M はシアバンドが発達し、マイロナイト化作用を被っている。試料 B および M のホルンブレンドは細粒(80 $\mu$ m ほど)で、均質な化学組成(マグネシオホルンブレンド)を示す。

**【トータル岩(氷川トータル岩) ; 2104 および N-6】** 竜峰山変成岩の構造に調和的に進入する小規模なトータル岩体で、マイロナイト化の程度によりプロトマイロナイトとマイロナイトに区分される(坂島・竹下, 1997)。プロトマイロナイトに相当する試料 2104 には、100~250 $\mu$ m 程度の粗粒の角閃石ポーフィロクラスト(マグネシオホルンブレンド)が認められるが、角閃石中には坂島・竹下(1997)で記載したような組成累帯構造は認められない。一方、マイロナイトに相当する試料 N-6 は、100 $\mu$ m 以下のマグネシオホルンブレンドから構成され、一部緑泥石化している。斜長石はソーシュライト化しており、黒雲母の多くは緑泥石化している。