

16. 赤石山地東部の変成作用

地震研究所 { 松田時彦
栗谷川幸子

(昭和39年12月22日発表—昭和39年12月28日受理)

要 旨

“糸魚川—静岡線”をはさんで、赤石山地主部から南部フォッサマグナまでのいわゆる外帯地向斜に、低度広域変成岩が露出する。

この変成帯は次のような特徴的鉱物によつて少くとも3つに分帯できる。Zone I zeolite, zone II prehnite-pumpellyite, zone III actinolite. この変成岩系列は New Zealand の中生代地向斜堆積物のそれに良く似ている。Zone I, II, III はそれぞれ Coombs の zeolite facies, prehnite-pumpellyite metagraywacke facies, greenschist facies にほぼ相当している。各 zone は北東—南西にのびており、zone III, II, I の順に西北からほぼ帯状に露出している。古地理的資料と組み合わせて次のような結論を得た。

1) 変成作用の終了時期は zone 毎に異なつていて、変成度の低い東の帯ほど新しい。変成作用の終了時期は zone II は中新世初期の末(御坂統堆積末期), zone III (の一部) はこれより古い。Zone I の変成は中新世中期以後(富士川統堆積以後)に終了した。

2) はやく隆起がはじまり、削はく量の大きな地帯ほど変成度の高い岩石が露出している。すなわち現在の変成岩の露出分布は第一義的にはその後の隆起の性状に支配されている。各 zone の境界線はフォッサマグナの西縁線および外帯の帯状構造にやや斜交しているが、この現象は、沈降傾動の方向とその後の隆起傾動の方向とが斜交していることで説明される。変成時期は隆起地域および堆積盆地の東方移動の時期に歩調を合せて移動しており、したがつてこの地向斜帯では、

1. 変成環境もまた沈降—堆積環境と共に側方に移動した。
2. 堆積し埋没するとそれにしたがつて変成していつた。中新世当時の新第三紀帯における地下増温率は、zone I, II の境の埋没深度が 2,000~4,000 m と考えられるので、50~100°C/km と推定される。

三波川変成帯と本地域の変成岩は、外帯地向斜帯における一連の埋没広域変成作用の、時代と場所を異にした2部分である可能性がある。グリンタフ地域の変成は本地域の変成環境よりも低圧下で温度勾配が大きく交代作用のより著しい環境であつたと推定される。

また、南部フォッサマグナ西縁部で堆積・構造作用と同様、変成作用にも古第三紀と新

第三紀の間に断絶がないことがわかった。

- | | |
|---|---|
| <p>まえがき</p> <p>岩石資料</p> <p>I 地質概説</p> <p>II 変成岩の分帯</p> <p>§ 2.1 塩基性岩による変成分帯</p> <p>§ 2.2 碎屑岩・その他岩石中の変成鉱物</p> <p>§ 2.3 岩石の組織の変化</p> <p>§ 2.4 zone の境および層序・構造との関係</p> <p>§ 2.5 交代の著るしい変質岩</p> | <p>III 変成作用の環境</p> <p>§ 3.1 変成の時期・変成作用の側方移動</p> <p>§ 3.2 埋没深度・地温勾配</p> <p>§ 3.3 隆起削はく面と等変成度面</p> <p>§ 3.4 他地域の変成帯との比較</p> <p>謝 辞</p> <p>文 献</p> |
|---|---|

まえがき

最近、地向斜堆積物の岩石学的研究により、従来は変成岩として取扱われていなかった一見非変成の岩石中にも、その岩石が地下に埋没後の温度圧力条件に応じた新しい鉱物が広域的に生じていることがわかり、これらの岩石も変成度は低いが一種の広域変成岩として扱い得ることが明らかになった。

最近の低度変成岩の研究は、New Zealand における三疊紀の地向斜堆積物の研究 (Coombs, 1954 など) から発展した。その結果、比較的高温における従来の意味での変成作用と、低温における続成作用との間のギャップが埋められ、変成岩と非変成岩との境が、鉱物学的にもほとんどつけられないことが示された。わが国でも最近三波川変成帯の最も変成度の低い部分や、第三紀火山岩類中の変成鉱物の分布に注意がむけられている。

変成岩の鉱物組成や岩石組成は、その岩石がおかれていた物理条件をかなりよく反映しているので、その性質や分布を知るとは、その地方の地質構造の歴史を知る際に有力な手がかりになる。本稿で扱う地域は、東部では中新世の火山岩の発達する南部フォッサマグナをふくみ、西部では赤石山地西側の三波川変成帯に接している。本稿でこの地帯に東から順に、zeolite facies から prehnite-pumpellyite metagraywacke facies を経て greenschist facies に至る一連の広域変成岩が露出していることを報告し、当地域の古地理的資料を用いてその変成環境を考察する。

岩石資料

この研究に用いられた岩石薄片は、主に赤石山地—南部フォッサマグナ西縁地域の一般

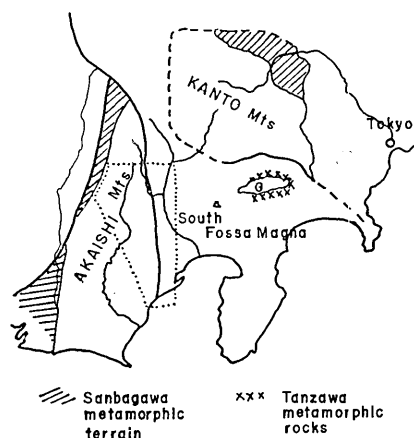


Fig. 1. Location map. The studied area is indicated by dotted line.

地質調査中に得たもののうち富士川以西の約 400 枚である。このほか、静岡大学鮫島輝彦氏から提供された安倍川—大井川間山地の岩石 5 つ、京都大学亀井節夫氏・国立科学博物館橋本光男氏から提供された赤石山地荒川東岳—転付峠間の岩石薄片 18 枚、および、かつて静岡市北方を調査された故小池清氏の採集岩石薄片 32 枚をこの研究に使わせていただいた。これらの岩石薄片は主に塩基性—中性の火成岩であるが、それらの地層別および岩石別内訳を Table 1 に示す。

鉱物の同定は主として顕微鏡による観察によつたが、zeolites など一部の鉱物の同定に対しては X 線分析装置を用いた。

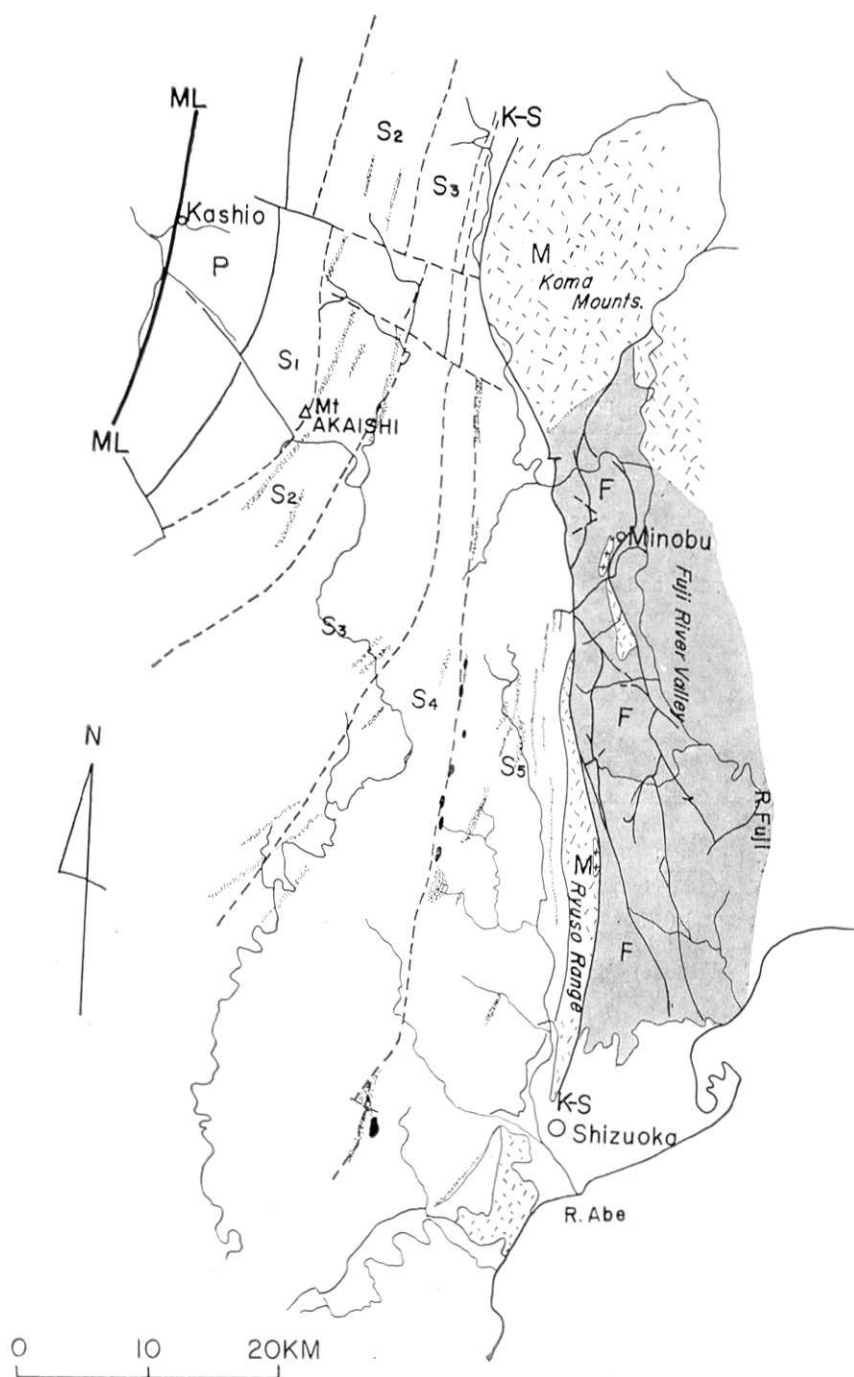
Table I. Examined rocks and numbers of thin sections

Time-stratigraphic units	Shimanto	Misaka	Fujikawa
Coarse, compact fragments of lava			
Olivine—titanaugite basalt	0	3	0
Olivine (\pm augite) basalt or andesite	6	15	27
Basalt and andesite (\pm augite)	27 } 34 (25)	26 } 47 (35)	15 } 86 (58)
Hypersthene—augite andesite	1	3	25
Hornblende—pyroxene andesite	0	0	19
Dacite (\pm hornblende) (\pm pyroxene) (\pm biotite)	0 (0)	5 (4)	7 (5)
Tuff (lithic, crystal, pumiceous) or matrix of tuff breccia			
basic	37 } 37 (27)	29 } 31 (23)	34 } 37 (25)
acidic	0	2	3
Intrusive rocks			
Olivine-titanaugite dolerite	13 } 20 (15)	5 } 21 (16)	0
Augite dolerite (\pm olivine)	7	16	3 (2)
Trachyte (\pm augite) (\pm hornblende)	0	11	0
Quartz porphyry and porphyrite (\pm hornblende) (\pm biotite) (\pm pyroxene)	9 } 9 (7)	9 } 23 (17)	1 } 3 (2)
Diorite	0	3	2
Serpentine and peridotite	5 } 9 (7)	0	0
Diorite inclusions in serpentine	4	0	0
Sedimentary rocks			
Sandstone, mudstone, limestone or chert	16 (12)	6 (5)	7 (5)
Undetermined basic rocks and others	12 (9)	0	6 (4)
Total	137	133	149

Numbers in parentheses are in percent.

I. 地 質 概 説

ここに扱う地域は赤石山地主部から富士川谷に至る地帯である。赤石山地主部は中生代



P: Paleozoic formations (Sambagawa metamorphic terrane). S₁-S₅: Shimanto terrane (Mesozoic-early Tertiary, S₁: Akaishi zone. T₂: Shirane zone. S₃: Oigawa zone. S₄: Mikura zone. S₅: Setogawa zone. Stipple: basic igneous rocks. Solid: ultra-basic rock). M: Misaka series (lower Miocene), F: Fujikawa series (middle and upper Miocene). Cross: upper Miocene quartz-diorite. ML: Median tectonic line. K-S: Kobuchizawa-Shizuoka thrust.

Fig. 2. Compiled geologic map of the Akaishi mountains and the western part of the South Fossa Magna.

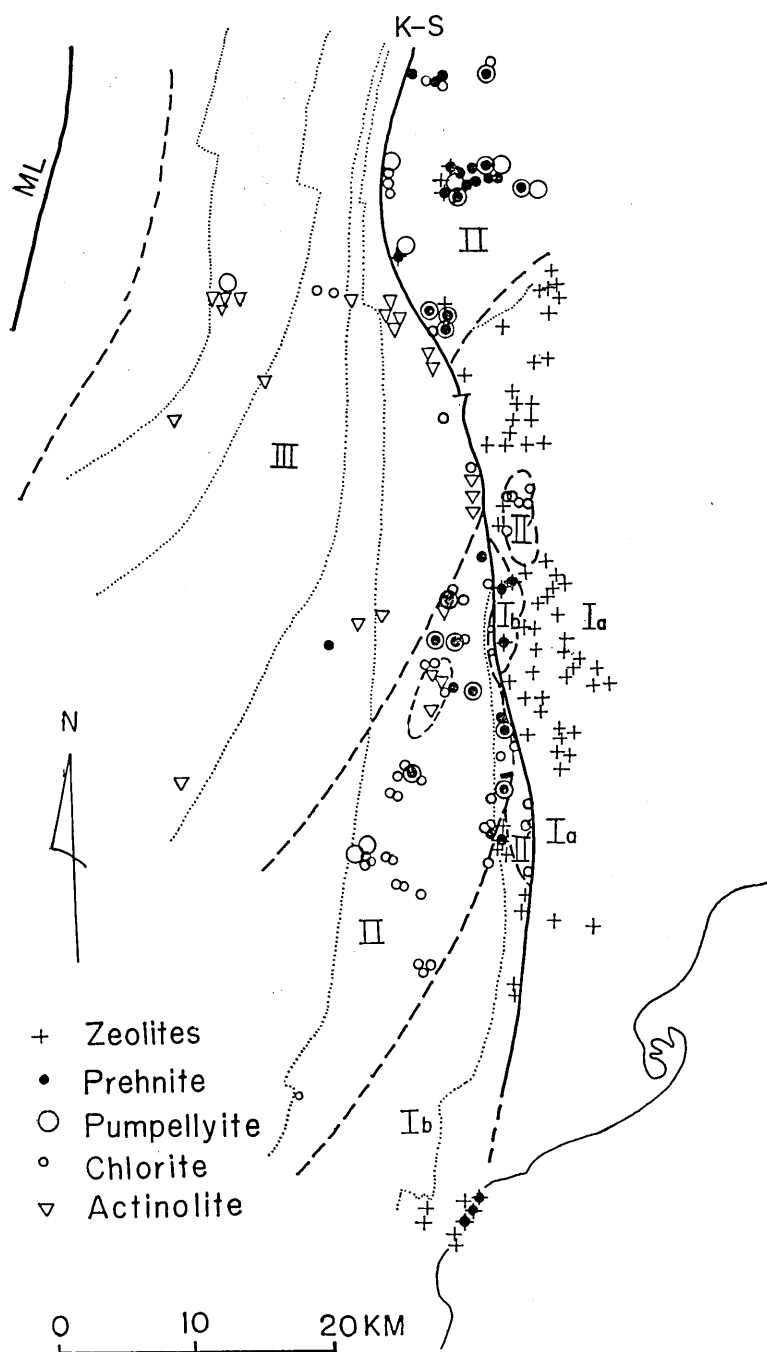


Fig. 3. Distribution of some characteristic minerals and zoning of the area.

の“四万十地向斜”の岩石から成り、富士川谷は南部フォッサマグナに属する。両者のほぼ境に小淵沢—静岡衝上（いわゆる糸魚川—静岡線）が南北に走っている。

赤石山地主部の地質は“時代未詳中生層”として一括され長い間詳細不明であつたが、最近主に赤石山地地質研究グループ（1961など）によつて明らかにされつつあり、また同山地南東部安倍川流域でも最近静岡大学（地学しずはた 19号・1959など）や徳岡隆夫（1964）の研究がある。フォッサマグナ地区の地質については松田時彦（1961, 1962 a, b）参照。Fig. 2 はこれらの研究および長野県地質図（1962）・静岡県地質図（1956）に基いて作つた地質略図である。これらの地域の第三紀火山岩中に *zeolite*, *prehnite*, *epidote* などがあることは知られていた（今吉隆治・桜井欽一, 1950; 松田, 1962 a, b, 鮫島輝彦, 1963 など）が、変成帯としてこれらの地区が扱われたことはなかつた。

この地域の主な岩石は次のようである。

A) 四万十累層群（中生代～古第三紀）

三波川変成帯の外側にあつて、赤石山地の主部を占めて広く分布する。三波川変成帯（秩父古生層帯）とは赤石山地の西部で断層で接している。主に砂岩・泥岩から成り、時に塩基性火成岩・石灰岩・チャートをはさむ一連の地向斜性堆積物である。厚さは明らかでないが、数1000 m 以上であろう。構造は未詳の部分が多いが、NS ないし NE～SW の走向をもち、一般に急傾斜で、一部では等斜褶曲が推定されている。砂岩は一般に片状構造を示さないが泥岩（とくに凝灰質泥岩）や凝灰岩は、しばしば板状ないし千枚岩状を呈する。

四万十累層群は、内側から順に $S_1 \sim S_5$ の5帯に区分されているが、 S_2 （白根帯）からは、白亜紀の化石を産し、 S_5 （瀬戸川帯）からは古第三紀の化石を産するので、四万十累層群の時代は、中生代～古第三紀と考えられる。

B) 御坂統（中新世初期）

赤石山地の東側に発達し、厚さ 2,000 m 以上の火山岩と泥岩からなり、調査地区の北部では小淵沢—静岡衝上（糸魚川—静岡線）の東側（巨摩山地）に、南部では、西側（竜爪山地）に露出する。いずれも、西側の瀬戸川層群とは断層で接するが、とくに南部の安倍川流域では一見漸移的であり、両者の地質構造は、互に調和的で、西南日本外帯の带状構造の一員とみなされる。このほか静岡市西方高草山附近や、富士川谷中部（御殿山累層）に小露出がある。前者では瀬戸川層群との間に不整合が知られている。

御坂統は主に海底堆積の玄武岩～安山岩質の各種火砕岩および溶岩（一部枕状）から成る。一部の泥岩および断層至近の岩石を除いて、片状構造は認められず、堆積構造および岩石組織をよく保存している。火山岩類は、単斜輝石のほかしばしばかんらん石を含むソレイアイト質ないし、高アルミナ質の玄武岩～安山岩である。また、ややアルカリに富むかんらん石・チタン輝石・玄武岩～粗粒玄武岩、粗面岩も少量伴われる（高草山—竜爪山地、巨摩山地西部および鯨沢附近）。

C) 富士川統（中新世中期～後期）

この地域の富士川統は主に富士川谷に発達し、御坂統の上に整合（一部不整合）に重なる。四万十累層群とは、断層（小淵沢—静岡衝上）で接する。御坂統とともに褶曲し、いくつかの衝上断層で切断されている。富士川谷の富士川統は、富士川層群とよばれ、厚さ最大 6,000 m 以上の海成の泥岩、

砂岩、礫岩および主にその中部にある厚い海底堆積の火山岩類（相又果層など）から成る。それらは主に、安山岩質の、火山角礫岩、凝灰角礫岩および凝灰岩である。火山岩類は、主に、石基に紫蘇輝石をもつカルクアルカリ質の紫蘇輝石普通輝石安山岩（Vd 型）～角閃石輝石安山岩（Vle）で、次いで、かんらん石輝石安山岩～玄武岩（IVb, IVb→c, IVc）が多い。

D) 進 入 岩

当地域には超塩基性岩・粗粒玄武岩・石英閃緑岩その他の進入岩があるがいずれも大規模なものではない。以下進入岩について簡単に記す。

超塩基性岩：Fig. 2 に示すように瀬戸川帯の西部、笹山構造線の東側に瀬戸川統を貫く小岩体がある。進入の時期は明らかでないが、横山次郎（1950）によるとその一部が大井川下流域で中新統を貫いている。

粗粒玄武岩：主に瀬戸川統および御坂統を貫く岩床をなす。いずれも多くは厚さ数 m～十数 m 程度である。Olivine・titanaugite を含むアルカリ質の粗粒玄武岩（時に aegirine augite や biotite を含む）と普通輝石粗粒玄武岩（時に olivine を含む）とが区別される。

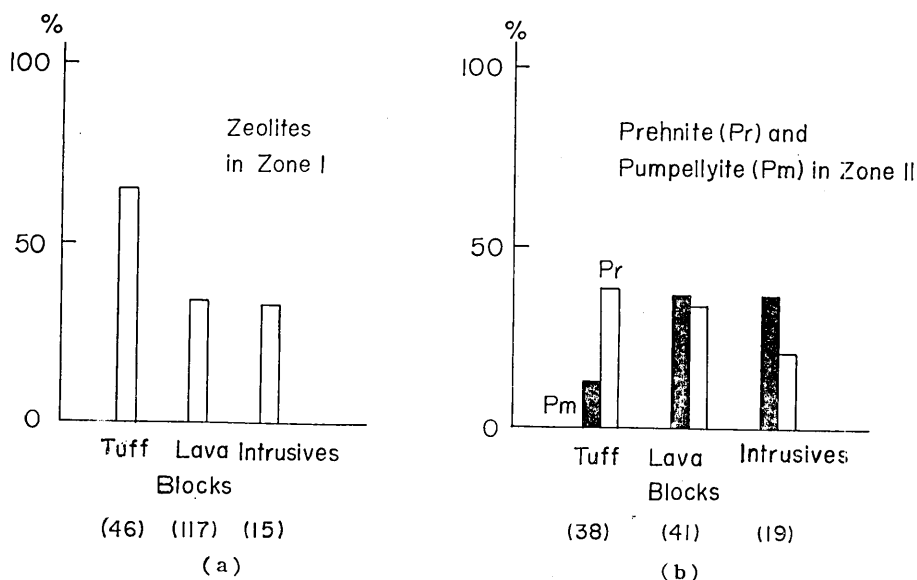
アルカリ粗粒玄武岩は瀬戸川統中では草木・関之沢・口仙俣・横沢などに露出し、いずれも火砕岩層に伴っている。御坂統を貫くものは大崩海岸・富士川上流などにみられるがその附近にほぼ同質の

Table 2. Chemical composition and mode of dolerites from zone I and zone II.

	A	B		A	B
SiO ₂	44.80	44.09	Pumpellyite	—	15
TiO ₂	0.97	2.10	Prehnite	6	—
Al ₂ O ₃	21.46	13.11	Chlorite-A	—	19
Fe ₂ O ₃	3.54	6.53	Thomsonite	21	—
FeO	2.07	4.61	Iron saponite	12	—
MnO	0.17	0.34	Calcite	—	1
MgO	5.11	7.51	Sphene	1	2
CaO	13.44	13.79	Sodic plagiocl. (An ₆)	—	23
Na ₂ O	2.28	2.01	Calcic plagioclase	48	—
K ₂ O	0.95	1.60	Titanaugite	10	36
H ₂ O(+)	3.69	2.81	Magnetite	2	4
H ₂ O(—)	1.36	1.24			
P ₂ O ₅	0.48	0.54			
CO ₂	0.37	0.64			
Total	100.69	100.92		100	100

- A: Biotite-bearing olivine-titanaugite dolerite (924 Q₁) from Okuzure coast, south of Shizuoka (rock of zone Ib)
 B: Biotite-bearing olivine-titanaugite dolerite (905E₄) from Kusaki, the upper stream of River Abe (rock of zone II)

(Analyst: Japan Analyt. Chem. Res. Inst.)



Numbers in parentheses are numbers of rocks examined.
 Fig. 4(a, b). Frequency of occurrence of zeolites, prehnite and pumpellyite in different rock types.

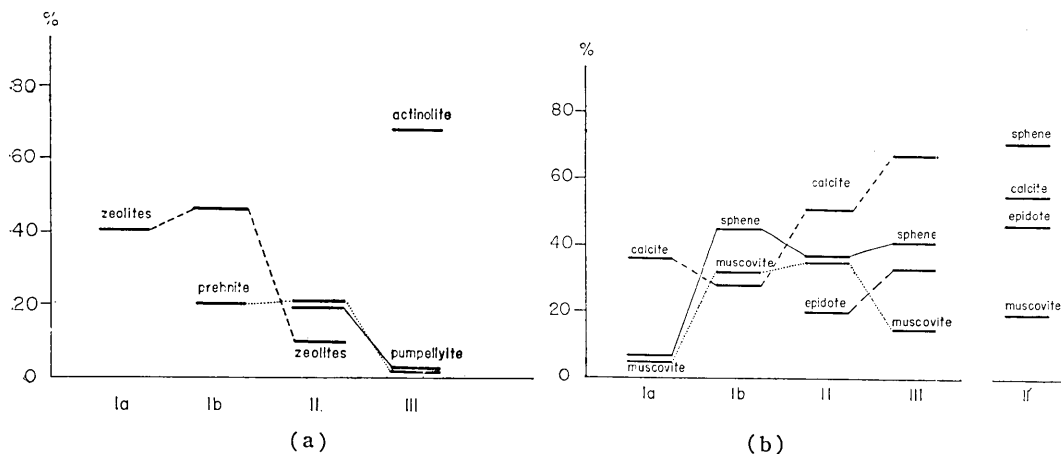


Fig. 5(a, b). Change of frequency distribution of metamorphic minerals in zones.

olivine-titanaugite basalt を伴うので、侵入の時期はその附近の御坂統と同時期と思われる。瀬戸川統を貫くものは、時代が不明であるが、附近にそのような明瞭なアルカリ岩の溶岩も火砕岩も伴わないこと、岩石学的性質は御坂統を貫くものと区別出来ないことなどから御坂統中のものとはほぼ同時代の可能性がある。Table 2 は大崩海岸および安倍川上流草木附近のアルカリ粗粒玄武岩の化学分析値および主な鉱物組成である。

普通輝石粗粒玄武岩もほぼ同様の地域に産するが、概して竜爪山地によく発達し、一部は富士川統下部を貫いている。

石英閃緑岩：当地域内には次の2岩体がある。1つは竜爪山地真富士山附近の御坂統を貫くもの（露出範囲、 0.5×3 km）、他は身延山南方のもの（ 1×5 km）である。後者は富士川統中部までを貫ぬくので中新世末期かそれ以後の侵入である。このほか、主に竜爪山地南部その他に侵入する trachyte, quartz-porphyry などがある。

II. 変成岩の分帯

§ 2.1 塩基性岩による変成分帯

この地域の火成岩・火砕岩中から見出された zeolite, prehnite, pumpellyite および actinolite の分布を Fig. 3 に示す。一見してわかるように、それらの鉱物の地域的分布には明瞭な規則性があり、それによつてこの地域をいくつかの地帯に分けることが出来る。東部から順に、zeolite で特徴づけられる地帯 (zone I), pumpellyite-prehnite で特徴づけられる地帯 (zone II), および actinolite で特徴づけられる地帯 (zone III) がそれである。各帯の境は一般に層序の境とは一致していない。特に、小淵沢一静岡衝上以西で不一致がいちじるしい。

それぞれの zone を特徴づける変成鉱物は、軽石などの火山ガラス、凝灰岩のマトリックス、石基の間隙に生じ、あるいは斑晶鉱物を交代したり、amygdales や岩石中の細脈を構成している。

Zone III の一部を除いて、この地方の岩石は原岩の構造を大部分保存している。原岩の組織や残留鉱物の消失の度合や変成鉱物の量は、概して zone I から III へ向つて増大するが、各 zone においては、凝灰岩、溶岩、侵入岩の3者間で、再結晶の程度や変成鉱物の種類に顕著な系統的な差異はみられない。但し、zone I における zeolite と iron saponite の形成は、溶岩や侵入岩よりも凝灰岩において著るしい (Fig. 4・5 参照)。

Amygdale を構成している鉱物（多くの場合数種類）は、その母岩またはそれが属する zone 中に広く存在している鉱物であり、その zone の一般的な鉱物組合せと同質*である。したがつて amygdale の鉱物は、ここでのべる zone I, II, III の分帯を乱すような特殊なものではない。

上述のように、この地方における火成岩中の変成鉱物の組合せは、本質的には、原岩の産状にも、原岩中の部位（石基か斑晶か amygdale か）にもよらずその原岩の地理的な位置にのみよつているので、これらの変成岩を一連の広域変成岩として扱い、上述のような少なくとも3つの zone に分帯することが可能である。それぞれの鉱物組合せからみて zone I, II, III はそれぞれ Coombs (1960, 1961) の zeolite facies, prehnite-pumpellyite metagraywacke facies, greenschist facies にほぼ相当していると考えられる。

Zone I 富士川統と御坂統・瀬戸川統の一部がこれに属する。この zone は zeolites と iron saponite で特徴づけられる。この zone の一部には zeolite と共存して prehnite

* ただし、低変成部 (Zone I) では、amygdale だけにみられる粘土鉱物 (smectites?) がある。

を伴う部分があり、これを zone Ib として、他の部分 (zone Ia) から区別する。

Zone Ia は富士川谷の主部に広く発達するが、zone Ib は富士川谷の一部 (音下衝上以西の相又川—戸栗川上流部, Fig. 8 参照) および安倍川下流部の御坂統 (高草山—大崩海岸と竜爪山地南部) とそれに近接する瀬戸川統の一部に発達する*。Zone Ib の変成鉱物や岩石の外観は zone Ia にほぼ等しいが、plagioclase を置換した prehnite が伴うこと、再結晶の程度が進み (Fig. 5), sphene や明瞭な muscovite およびよく発達した semectites が普通に現われることで特徴づけられる。Ib の方が Ia より変成度が高い可能性が大きい、層序的に常に Ia よりも下位にあるとは限らない (Figs. 7, 8 参照)

Zeolites は一般に斜長石を虫喰状に置換し、あるいは凝灰岩のマトリックスや、石基中の空隙を満たす。Amygdale には特に大型 (0.5 cm まで) の zeolite が発達する場合がある。概して緻密な火山岩よりも、石質 (lithic) 凝灰岩、特に軽石質凝灰岩によりしばしば見出され (Fig. 4)、量も多い。

Zeolites は主に analcime および laumontite で、このほかに mordenite, thomsonite, heulandite (clinoptilolite?) などがある。

Analcime および mordenite は zone Ia, Ib を通じてどの層準からも産するが、laumontite は下部層準 (御坂統の御殿山累層など) に多い傾向がある。しかし、しばしば同一岩石内で laumontite と analcime は共存する (時に mordenite がそれに加わる)。その場合、analcime が主に plagioclase を交代し、laumontite, mordenite が主に石基中の空隙や amygdale を満たすことが多い。また、同一岩石中の amygdales のうち、analcime で満たされたものと、laumontite で満たされたものとの両方がみられることもある。Amygdale 中の analcime はしばしば明瞭な複屈折を示し双晶のみえるものが珍しくない。

Mordenite は amygdale に多いが、凝灰岩のマトリックスにもみられる。このほか軽石質の凝灰岩などに heulandite (clinoptilolite?) があり、玄武岩あるいはアルカリ粗粒玄武岩の plagioclase を置換して thomsonite がある。

* このほか富士川谷内部に露出する御坂統 (常葉地区東部の西八代層群下部と身延山南方の御殿山累層, 富士見山東側の楡形山層) は、prehnite がまだ確認されないで Ia として扱ったが、sphene や muscovite が多く、再結晶が他地域の Ia よりやや進んでいる点で Ib に属する可能性がある。

ZONE		a	b	II	III
metamorphic minerals	quartz				
	calcite				
	sodic plagiocl.				
	white mica				
	zeolites				
	iron saponite				
	celadonite				
	sphene				
	prehnite				
	pumpellyite				
	chlorite-A				
	epidote				
	actinolite				
relic minerals	Ca-plagioclase	fresh	olitized		
	olivine		pseudomorph		
	ortho pyroxene				
	monocl. pyrox.				
	common hornbl.				
	biotite				

Fig. 6. Change of metamorphic and relic minerals through zones in the eastern Akaishi metamorphic terrane.

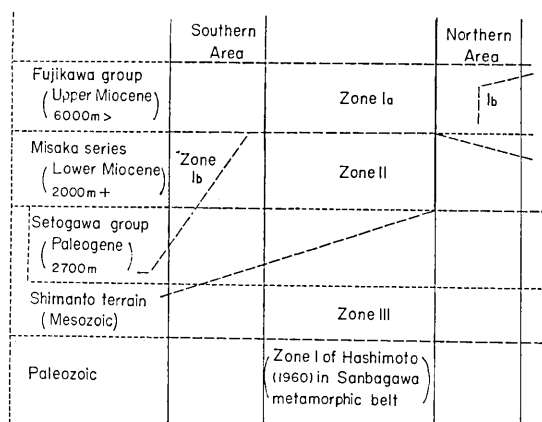


Fig. 7. Stratigraphic positions of metamorphic zones.

Iron saponite は、主に olivine-hypersthene および凝灰岩のマトリックスを交代して多量に生じている。Iron saponite を多量に含む岩石（主に石質凝灰岩）は、はじめ濃青色であるが空気に触れると数時間～数日以内に黒色に変ずる。ここに iron saponite としたものは一般にほぼ平行の繊維状の集合をなし、その伸長方向に直消光ないしわずかに斜消光し、伸長方向が z' である。多色性がわずかにある。風化を免れた新鮮な部分の薄片ではややにごった緑色を呈し屈折率はバルサムより明瞭にひくく analcime のそれに近いが、黒色に風化した部分の薄片ではややにごった黄褐色になり、屈折率が著るしく高くなる (n_1, n_2 とともにバルサムよりも高い)。複屈折も高くなり、著るしい場合には biotite のそれに近い。バルサムに封じた薄片内ではこの変化は進行しないが、薄片を破損するとその部分にそつて変化する。このほか zone I には未決定の smectites? が数種ある。

Prehnite は zeolite, sphene, muscovite とともに Ib を特徴づける。Prehnite は plagioclase を一部交代しあるいは amygdale を満してかなり多量に見出される。しばしば analcime, thomsonite または calcite と共生する。

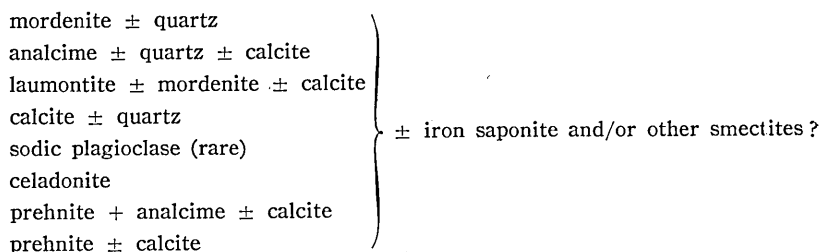
Sphene は zone Ia ではほとんどなく、zone Ib (および zone II, III) にふつうにあらわれる。多くは微小結晶の球状集合体として石基や仮像中に散在する。White mica はとくに Ib において plagioclase 中に多量になり結晶もより粗大である。

斑品の plagioclase は Ia では新鮮な一般ににごりのない calcic plagioclase (特に緻密な岩石において) あるが、上述のように主に zeolite (時にこのほか少量の iron saponite, calcite, sericite, quartz, など) によつて部分的に置換されている。Zeolite による置換は凝灰岩で著しく、溶岩では稀で少量である。Zone Ib の plagioclase は Ia のそれよりもしばしばかつ著るしく (時に plagioclase の 50% 以上も) prehnite, muscovite, analcime など交代されているが、その残りの部分は新鮮で calcic である。しかし曹長石化した斜長石をふくむ塩基性岩も多少見出される。

Olivine のほとんどすべて、および hypersthene の多くは、iron saponite または (および) calcite (時に少量の quartz がある) に置換されているが、仮像のりんかくは明確である。Augite, hornblende, および biotite はいずれも新鮮である。

Amygdale は tholeiitic andesite によく発達し、calc-alkaline andesite には典型的なものは発

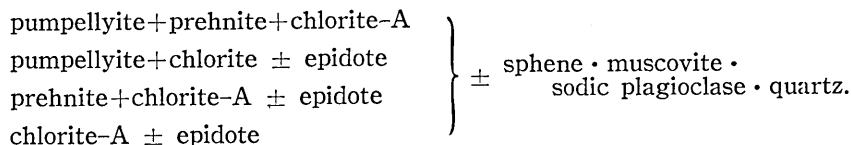
達しない。Amygdale は主に zeolite または calcite から成る。個々の amygdale にみられる鉱物組合せは次のようである。



最後の2つは zone Ib の amygdale に限られる。一般に iron saponite は大がいの場合に伴っているが、それは一般に amygdale の外縁部を縁取り、一方 zeolites, smectites? は中心部を占めることが多い。

Zone II. zone I の概して北西側にあり、巨摩山地の御坂統（主に櫛形山層）、竜爪山地北部の御坂統（竜爪果層）および、四万十帯南部（特に安倍川流域の瀬戸川統）に発達する。この zone は prehnite と共存する pumpellyite, および chlorite-A の出現で特徴づけられる。Epidote も現われる。Zeolite は消えるが prehnite は安定に存在する。原岩にあつた augite は新鮮であるが、局部的に全く変化し仮像さえ失っている場所がありこれを zone II' として区別し §2.5 で記す。

Zone II における主な変成鉱物の組合せは次のようである。



Pumpellyite は主に plagioclase を置きかえて、あるいは amygdale や凝灰岩のマトリックス中に密集して産する。通常長柱状ないし針状（長さ 0.25 mm まで）あるいは鱗状の集合体（径約 1 mm まで）をなす。一般に多色性は顕著で青緑色～淡黄色、消光角は 3° ～ 20° 。塩基性火成岩にふつうにみられる（頻度約 40 %）が、凝灰岩にはむしろ少ない（約 10 %, Fig. 4 参照）。多量にふくむ場合には岩石の約 15 % (905 E, 安倍川上流草木など) に達する。

Prehnite は放射状あるいは塊状の集合をなし plagioclase を置換し、あるいはマトリックス中または時に veinlet 中に産す。しばしば pumpellyite と同一岩石内に共産し、塩基性岩における出現頻度も pumpellyite と同程度である (Fig. 4)。

Chlorite は淡緑色～淡黄色でわずかに多色性を示し、複屈折も微弱で通常鏡下で暗灰色、灰青色、または灰褐色をあらわす。この種の chlorite (chlorite-A とする) は zone II 以上では最も普通にみられる変成鉱物であるが、zone I には全く存在しない（ただし Ia の amygdale には似たものが時にある）zone II には chlorite-A のほかに、より黄味を帯び顕著な多色性を示し、高い干渉色を示す nontronite? (zone Ib に多い) も少量伴う。

Sodic plagioclase (albite) は時に石基や veinlet あるいは凝灰岩のマトリックスに新たに生じており時に双晶をなす。Zone III においても同様であるが、より多量である。

Epidote は amygdale には多量に存在することがあるが一般には斜長石を交代して少量存在している。

原岩にあつた calcic plagioclase の斑晶は通常微少のかなり多量の sericite, chlorite を含み、鏡下でやや表面がくもつてみえる。時には比較的大型の muscovite \pm prehnite, calcite, pumpellyite + epidote, あるいは prehnite + chlorite などに部分的に変つている。これらの鉱物に交代されていない部分は外形や双晶などをほぼ保存しているが、ほとんど例外なく sodic (albite) である。(薄片で多くの場合 $n_1 \leq 1.536$ (レイクサイドセメント) $\leq n_2$)。

Olivine の仮像中には、主に chlorite-A, calcite, または、pumpellyite が発達し、あるいは、それらに少量の sphene, muscovite, albite が加わる。Monoclinic pyroxene や hornblende は新鮮である。Biotite は縁辺部が一部 chlorite 化していることがある。

Zone II の amygdale は主に chlorite-A, quartz, sodic plagioclase および (または) calcite からなり、時に amygdale の中核部に、pumpellyite, epidote, prehnite が加わる。

Zone III 赤石山地主部の四万十帯の大部分がこれに属する。Actinolite の出現によつて zone II から区別される。Pumpellyite \cdot prehnite は消える。塩基性岩では

actinolite + epidote + sodic plagioclase + chlorite + calcite \pm quartz

actinolite + chlorite + sodic plagioclase + calcite \pm quartz

actinolite + epidote + muscovite + sodic plagioclase + calcite + quartz

の組合せが最も普通である。

Actinolite は淡緑色～淡黄色あるいはほとんど無色の多色性を示すものから、ほとんど無色で多色性のない tremolite まであり岩石によつて変化がある。

Pumpellyite または prehnite を含む岩石は稀に (薄片各一枚が) 見出された。すなわち pumpellyite は荒川東岳の albite-epidote-chlorite-calcite rock (tuff) の中の主に破碎された脈状部に見出され、prehnite は井川村田代北東の basalt 中のやや破碎された quartz-epidote-chlorite の veinlet 中に見出された。しかしいずれの岩石も actinolite をふくまない。

斑晶の calcic plagioclase は zone II と同様 albitize されあるいは置換されており、赤石山地主部の再結晶度の高い所では仮像も失われることがある。

Augite も完全に交代されていることが多いが、主に zone II に近い地域 (安倍川上流) では新鮮な augite の周縁部が actinolite の生長縁によつておきかえられている。Amygdale (または olivine の仮像) は主に chlorite に変つており時に少量の epidote, actinolite, calcite をその中にふくむ。

§ 2.2 碎屑岩・その他岩石中の変成鉱物

砂岩、泥岩などの非火山性碎屑岩は zone III においても再結晶の程度がひくく、いずれの zone でも、微少の white mica, chlorite? 時にやや大型の quartz, calcite があり、zone による鉱物組合せの変化はよくたしかめられない。Zone II および III のやや凝灰質の堆積岩には epidote, sphene, muscovite, sodic plagioclase などがみられることがある。

超塩基性岩は、主に zone II に露出するが、主として serpentine からなり、ほかに少量の chlorite, magnetite および時に muscovite を含む。まれに新鮮な olivine または pyroxene が残っている。

上記の超塩基性岩体に伴って蛇紋岩をマトリックスとした閃緑岩の角礫ないし円礫から成る侵入状の小岩体がある。安倍川流域の笹山東北方大島沢 (zone III) および大嶽南方の笹山構造線の東側 (zone II) に露出する。両者は南北約 20 km 隔っているが、いずれの産地の閃緑岩礫も蛇紋岩侵入に伴う捕獲岩でありやや特異の鉱物組合せがみられる。閃緑岩中の hornblende は一部 actinolite に変り、plagioclase の一部は muscovite, prehnite に変っている。なお、さらに約 20 km 南方の青羽根付近の蛇紋岩体附近から、hornblende・epidote・quartz・feldspar から成る角閃岩 (転石) が見出された。

Zeolite vein, quartz vein, calcite vein が主に断層に沿ってしばしばみられる。Zeolite vein は主に laumontite vein で、富士川谷の zone I に多いが zone I だけでなく、巨摩山地の zone II の岩石をも貫ぬき、その一部を交代している。このほか、quartz-calcite-(chlorite・muscovite) vein が瀬戸川統の zone III に、calcite-datolite vein が富士川谷 zone I の断層破碎帯にみられた。

§ 2.3 岩石組織の変化

鉱物組合せ以外の岩石の性質もほぼ zone に応じて異なる。

Zone I の溶岩塊、凝灰岩、侵入岩は、一部の軽石凝灰岩を別にすれば、いずれも黒灰色ないし暗緑色をおびた黒色を呈している。特に石質 (lithic) および結晶凝灰岩は黒褐色に風化し易く、しばしば露頭で玉ねぎ状風化を呈す。火山角礫岩は暗灰色で膠結しているが、露頭において一般に火山岩塊だけ取り出すことが出来る。泥岩の膠結は比較的ゆるく、有孔虫殻が容易に分離出来る。いずれも片状構造は認められない。Zone II では岩石の膠結は増し、塩基性岩は一般に暗緑色を呈する。巨摩山地の zone II (御坂統) の岩石は泥岩を除いてほぼ塊状であるが、この zone の下部安倍川上流部の瀬戸川統では凝灰岩には肉眼的にも鏡下の観察でも弱い不完全な片理がみられる。塊状の侵入岩でもその岩体の縁辺部にはよわい片理ないしじりの構造が認められる。泥岩とくにやや凝灰質の泥岩にはほぼ層理に平行した粘板岩状壁開が発達する。Zone III でもほぼ同様であるが、塩基性岩の緑色が増し、片理が顕著になる。Zone III のうちでもとくにその中下部 (瀬戸川帯北

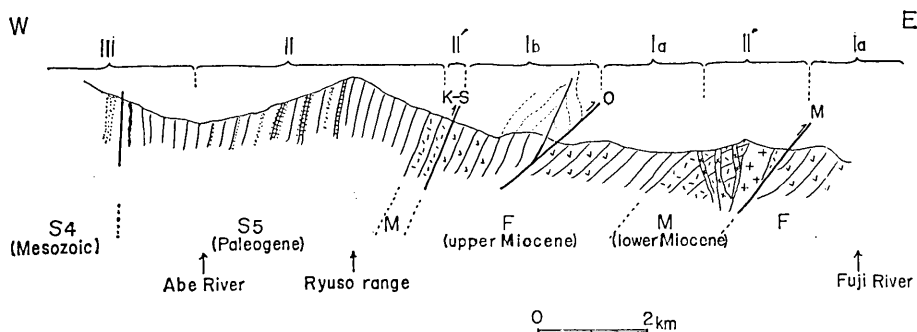


Fig. 8. Geologic cross-section of the eastern Akaishi mountains (slightly schematized).
(from the middle Fuji River to the upper Abe River)

部や赤石山地主部)では, actinolite の排列にやや方向性があらわれ, また玄武岩中の amygdale の変形が急に顕著になり, 片理に沿つてのびた偏平な楕円(長短径の比 5~7)になつている。泥質岩も黒色千枚岩状を呈する。

概して zone II で片理があらわれ, zone III で鉱物排列や amygdale の変形に方向性があらわれるが, それらが顕著になるのはそれぞれの zone の上限よりもやや下位にある。岩石中に新しく生成された変成鉱物の量(albitized plagioclase を除く)は zone I, zone II および zone III の上部では, あまり大きな差がない。zone III の中下部(北西部)で monoclinic pyroxene の大部分が反応しはじめると, 急速に変成鉱物の量がふえ, 原岩の組織(とくに石基の組織)もそれに応じて失われはじめる。

§2.4 Zone の境および層序・構造との関係

上述の各 zone の境附近には, 両方の中間または漸移的な鉱物組合せを示す岩石が見出される場合がある。

安倍川上流梅ヶ島の大滝を作る火砕岩は pumpellyite・prehnite を普通に含むが, その中に, augite の縁に生長した actinolite の微小結晶をもつものがあり, 僅かであるがこの地点では同一岩石に pumpellyite・prehnite と actinolite の共存がみられる。この露頭は位置的にも zone III との漸移部に当る。またこの南方, 草木附近から南々西へ孫佐島東・ロ仙俣を経て, 横沢に至る火砕岩(アルカリ粗粒玄武岩を伴う)に富む層準があるが, この鍵層の分布のほぼ中央部孫佐島とその南方山地では pumpellyite も prehnite も消え augite からの actinolite の生長がみられる。しかしこの同一層準のそれより南でも北でも典型的な zone II の鉱物組合せをもつ。これは同一層準でありながらその一部が異つた zone に属する例である。

Zone I と II の境にあたる 安倍川中流横山・平野附近の東方や, 曙衝上北側の巨摩山地南ろくでは, 両 zone の境界は兩種岩石の混在あるいは特徴的鉱物の欠除のためあまり厳密な位置をきめることができない。巨摩山地中部南平から池の茶屋峠までの丸山林道沿い約 5 km の間には,

laumontite + pumpellyite + sodic plagioclase,

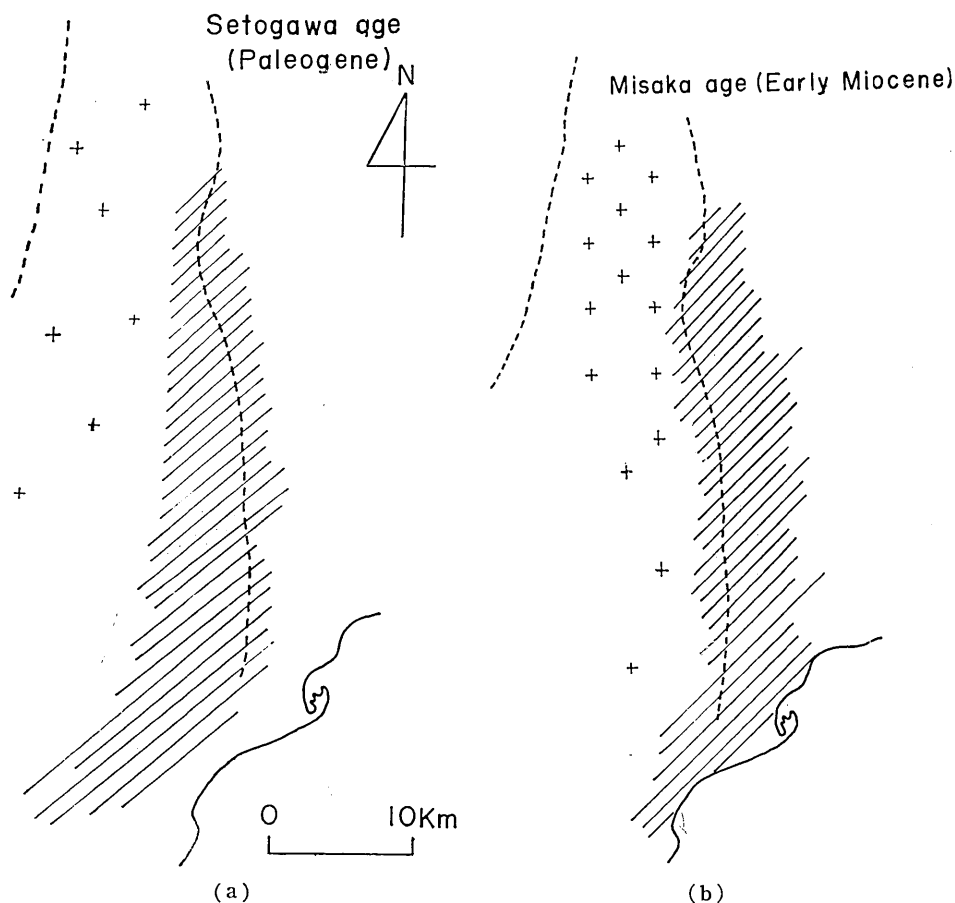
laumontite + prehnite ± epidote,

prehnite(or pumpellyite) + chlorite-A + epidote + quartz + calcic(relic)plagioclase

analcime + prehnite + chlorite-A + calcic(relic)plagioclase

などの zone II と Ib の混合的組合せを示す岩石が, 典型的な zone II の岩石と混在して分布している。この地域はゆるく西へ傾斜する楕円山層(御坂統)の上部に当り, zone II の最上部か zone Ib との漸移部であると思われる。

一般にこの地域では下位層準の地層(瀬戸川統およびそれ以下)は zone III または II に属し, 上位層準の地層(御坂統・富士川統)は zone II または I に属するが, 各 zone の境と層序の境は必ずしも一致しないし平行でもない。Fig. 7 は zone と層序の関係をやや模式的に示したものである。御坂統を例にとると小淵沢一静岡衝上以西(高草山~竜爪山地)の御坂統はその西側の瀬戸川統の一部と共にその南部(高草山~竜爪山地南部)では, zone Ib に属し, 北部(竜爪山地北部)では, zone II に入る。小淵沢一静岡衝上以东では, 巨摩山地で大部分 zone II に入り, 富士川沿岸では富士川統と共に zone Ia に属す



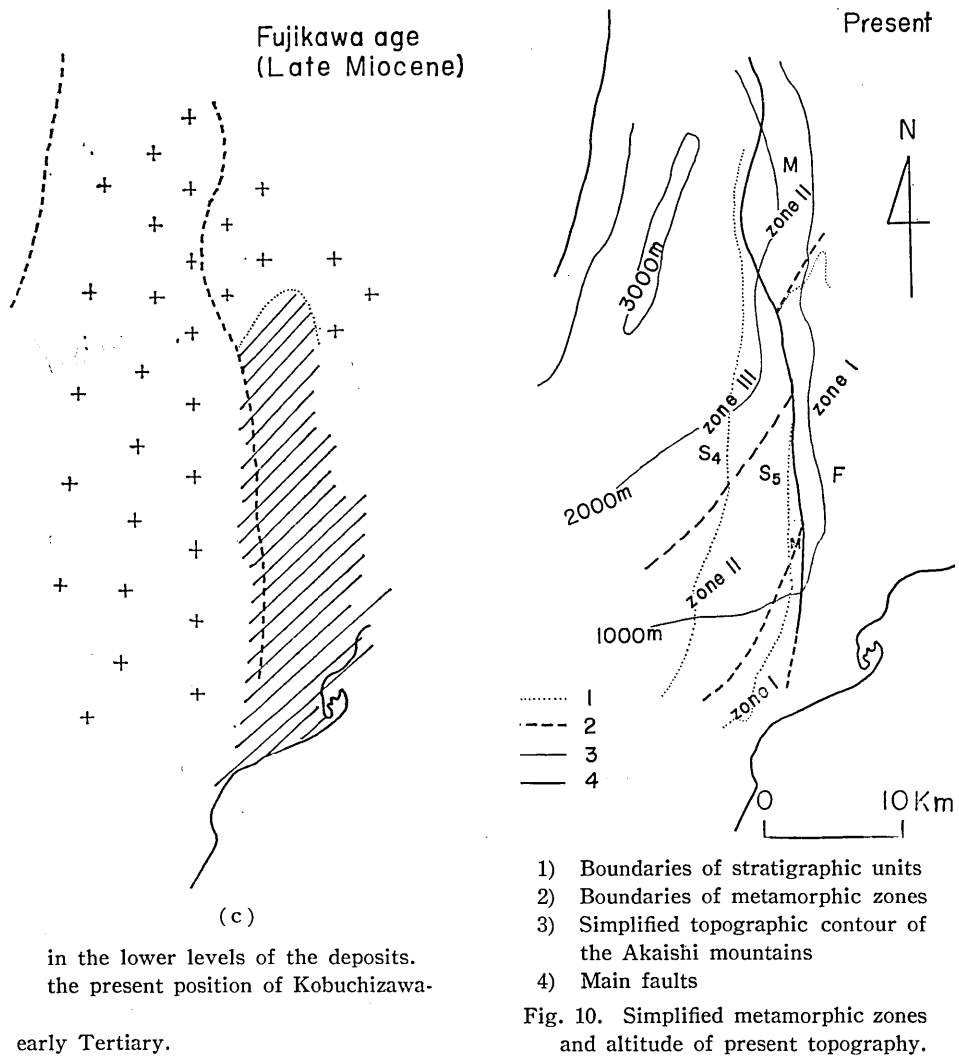
Hatch: area of subsidence and deposition probably with burial metamorphism
 Cross: area of upheaval and denudation. Thick broken line in the center:
 Shizuoka thrust (the western periphery of the South Fossa Magna).

Fig. 9 (a, b, c). Eastward migration of sedimentary basins since

る。

小淵沢—静岡衝上以西の四万十帯では、各 zone の境界はその地域（瀬戸川帯）の地質構造とやや斜交している。安倍川中流・上流域では、zone I・II および III の境界線は $N10^{\circ}\sim 30^{\circ}E$ の走向をもち、瀬戸川統 (S_2) の西限とみなされる笹山構造線（ほぼ南北）にも、瀬戸川統の一般走向*にも 20° 前後斜交している。このような変成帯と地層との斜交については §3.3 で考察する。

* 地層の走向のほかに火砕岩の多い層準の分布状態から推定すると安倍川本流の東岸山地ではほぼ南北であるが、西岸山地では $N 20^{\circ}E$ である。



§ 2.5 交代の著しい“変質岩”

身延山南方の身延衝上西側の閃緑岩とくにそれに伴う玢岩の迸入地域では塩基性火山岩類はやや硬化し脱色されて淡い緑色になり、泥岩も脱色珪化されて甚だしい場合にはチャート様の見掛けを呈し、quartz や epidote によつて層状ないし網状に置換されている。また、竜爪山地真富士山附近の小淵沢—静岡衝上西側の閃緑岩の周辺の岩石およびその北方につづく小淵沢—静岡衝上の上盤をなすやや圧碎された岩石もほぼ同様の見掛けを示す。岩石中の変成鉱物の組合せは、epidote と chlorite-A, および albitized plagioclase, quartz で特徴づけられ zone II に似るが、岩石の組織や残留鉱物の保存が悪く、特に

zone II では全く新鮮であつた単斜輝石がほとんど完全に交代されて仮像さえ留めないことが多い。Epidote, sphene が多量で出現の頻度も高い (Fig. 5b). このような特徴をもつ地帯を zone II' として zone II から区別する. Zone II' では, pumpellyite・prehnite は zone II に接統する部分で見出されたが, 一般にはみつからない. Actinolite は閃緑岩自身の hornblende から一部生じており, また blue-green actinolite・diopside のポケット状 vein が玢岩附近 (身延山南方) の泥岩を置換しているので, 多分高温部では actinolite が伴うらしい.

この zone II' はその野外の産状と既存鉱物や組織の交代作用が著しいことから, zone I よりも高温で, しかも物質の移動または交代作用の著しい環境で生じたものと考えられる. また小淵沢-静岡衝上の上盤をなす zone II' の岩石は, 斑晶斜長石の圧碎構造や石英の波動消光を示し, またそれらの破砕された部分に特に epidote が多い. このことから考えると, 岩石の破砕を伴う環境も zone II' の形成に好都合なのであろう.

III. 変成作用の環境

§ 3.1 変成の時期・変成環境の側方移動

増進的変成作用を示す広域変成帯において, その変成作用の時代はその変成作用が及んでいる地層のうち最も新しい地層と同時代かそれよりも新しい, と考えるのが通例である. もしこの論理を赤石山地から富士川谷に至るこの変成帯にあてはめると, この変成帯の時代は, 富士川層群の時代と同時期 (中新世後期) かそれ以後ということになる. これはこの変成帯の一番新しい岩石である富士川統の変成時期に対してのみ正しいが, より古い時代の岩石を原岩とする地域 (たとえば瀬戸川帯) の変成に対しては誤りである. それは富士川統中に赤石山地の zone II または III に由来する変成鉱物をもつた礫および砂粒が含まれているからである. さらに, 古地理的資料によれば赤石山地の主部は富士川統堆積時以後は隆起浸蝕の場であり, したがって埋没に伴うとされるこの種の変成作用の時期は, それ以前の (沈降の) 時期に求めるのがより自然である.

このように, 隆起と沈降の中心域が時代とともに移動しているかも知れない地角斜帯では, その地角斜に生じた広域変成帯の各部分がほぼ同時に生じたとみなすことは危険であり, より細かい地帯ごとにその変成の時代を吟味する必要がある. 当地域は堆積盆地の移動や昇降が比較的よくわかっているのので, 地帯毎にその変成の時期を調べることができる. この地域の中生代以降の地殻の昇降の変化は, 大略次のようである (松田 1961, 1962b および MS)

- 1) おそらく中生代後期から古第三紀までの, 四万十帯の沈降と地角斜性堆積物の堆積 (Fig. 9a).
- 2) 中新世初期におけるほぼ糸魚川-静岡線にそつた南北方向にのびる撓曲帯の形成とその東側の沈降と堆積 (御坂統). これに伴う赤石山地の四万十帯 (とくに赤石山地北部) の隆起傾向の出発 (Fig. 9b).

3) 中新世中期以後の富士川谷の沈降（富士川統の堆積）と、巨摩山地および赤石山地の隆起 (Fig. 9c).

このようにこの変成帯地域はその内部でおそくとも中生代後期以後主たる沈降帯が概して西から東へ移り、それにつれて西から順次隆起帯になつてきたとすることができる。そして、はやく隆起のはじまつた地帯ほど高い変成度の岩石が露出していることが注意される。

まず zone I の変成時期は、原岩である富士川統の堆積時以後であり、したがつて中新世中期以後である。

Zone II の地域は富士川谷で zone I の原岩（富士川統）が堆積していた時期には、すでに隆起浸蝕区であり、その時期以後までその変成作用がそこで長い間続いていたとは思えない。しかし、一方では、それらの地域で御坂統までが zone II に変成している。したがつて現在露出している地帯での zone II の変成は御坂統堆積末期（中新世初期の終り）までは続いたが、それ以後は zone II の変成環境は地盤の隆起につれてこの地域（の現在露出している部分）から去つていつたと推定される。

Zone III では、それを構成する地層で最も若い地層は四万十帯の瀬戸川統（古第三系）であり、したがつて zone III の環境は瀬戸川帯（の北部）では古第三紀末かそれ以後まで続いたことは明らかである。しかし、中新世に入るとその地区は隆起しはじめたのでまもなく変成は終つたであろう。さらに西方の赤石山地主部の四万十帯は隆起の時期がはやかつただけに、その変成作用の終了の時期も早かつた可能性がつよい。

以上のように、現在露出している zone III, II, I のそれぞれの変成時期の上限（その変成環境がその部分から去つた時期*）は zone III, II, I の順に新しく、その変成の場合は次第に西から東へ移つて来たと結論することが出来る。

このことから、「地向斜帯においては沈降・堆積の中心の移動（いわゆる堆積盆地の移動）に伴つて変成の場もまた移動する**」という考えを強調したい。西南日本外帯のような大洋の縁の地向斜では、この種の側方移動がとくに顕著であろうから、このような場合、“その変成帯の変成時期は変成に参加している最も若い地層と同時代かそれよりも新らしい”という論理はその変成帯の一部分にのみ正しく全体に対しては誤りである。

また、地向斜帯内で現在われわれが地表で観察するやや深部で生じた変成岩の分布や isograd（または等変成度線）は、その変成帯形成後の隆起の性状に第1義的に依存しているという予測を生む。たとえば現在地向斜帯に露出するより高度の変成帯はその地帯でのみその変成作用があつたということを保証しているのではなく、第一義的にはその地帯

* より正しくは、その部分の岩石が（その場所の隆起などによつて）その変成環境の空間的領域の外へでた時期。

** このことは堆積盆地の側方移動と埋没変成作用との2つのことを認めた時当然導びかれる事柄にすぎない。ただ、ここでいう変成の場（または環境）の移動とはその地向斜においてその沈降に応じて堆積物の変成した場所が移つたということであつて、変成環境そのものはその地向斜下部のほぼ地温勾配に応じた深さに終始広域的に存在していたであろう。この意味では“移動”というのは見掛けの現象である。

でのみ著しく隆起削はくを受けたということを意味している，ことになる．実際には沈降・変成の場と隆起の場はほぼ一致することが多いであろうが，後の隆起が変成帯の伸びの方向に斜交して生じた場合には注意を要する (§ 3.3 参照)．

§ 3.2 埋没深度・地温勾配

埋没深度の推定には層序的にその岩石より上位の地層の厚さ (層序的層厚 *Stratigraphic thickness*) が用いられることがあるが，もし堆積盆地または堆積の中心域の側方移動がある場合には層序的層厚と埋没深度は一致せず層序的層厚は実際の埋没深度よりも大きすぎる値になる．層序的深度と埋没深度との喰い違いの大小は，堆積中心域の側方移動の程度によつて変る．富士川谷の富士川統の層序的層厚は最高* 9,000 m をこえるが，その堆積期間中に堆積の中心 (地層最厚部) が何度か場所をかえたので富士川統堆積終了時の富士川統基底面の沈降量は層序的層厚の $1/2 \sim 2/3$ 程度と推定される (富士川層群堆積終了時の層序断面図から推定)．このように埋没深度の推定には堆積中心域の側方移動を考慮しないと，過大の値になり勝ちである．

この点および変成の時期を考慮して，当地域での zone I・II の境界の変成時における深度を推定すると，富士川谷の相又地区，篠井山地区など上下約 3,000 m の厚さの一連の地層 (下部は一部御坂統) がすべて zone I に属しており，したがって zone I・II の境界は 3,000 m よりも深い．一方，巨摩山地では，zone II (一部 Ib との漸移部) の御坂統が露出するが，巨摩山地は御坂統堆積終了時以後現在にいたる隆起帯であり，富士川統に被われたことがないので，この山地における御坂統堆積終了時以後の隆起による浸蝕削はく量がほぼ zone I・II の境界深度にあたる．したがって巨摩山地では zone I・II の境界の埋没深度として 2,000 m 前後，多分 4,000 m 以浅が推定される．

上の 2 例の比較から，御坂時代の巨摩山地の方が，富士川時代の富士川谷よりも地温勾配が急であつた疑いがあるが，いずれにしても zone I・II の境界の埋没深度は 2,000~4,000 m 位と推定される**．Zone II と zone III の境界の深さについてはあまり資料がないが，比高 1,500 m に達する巨摩山地の頂部から山麓部まで zone II (一部に zone Ib? をふくむ) であることから，zone II・III の境は，zone I・II の境よりも 1,000 m 以上は深いものと思われる．

次に各 zone の変成が行なわれた時の温度であるが，比較的低い温度・圧力の変成相に対しては，主に合成実験と理論にもとづいてある程度の推定がなされている (Coombs, et. al., 1959, Fyfe, et. al., 1958 など)．それらによれば quartz と共存する zeolite の安定の上限の温度，つまり zone I・II 境界附近の温度は，荷重圧・ H_2O などによつて多

* 上下関係にある各累層の最高層厚の合計．

** 他の類似の変成帯の例では，この地域の zone I の下限にはほぼ相当する pumpellyite・prehnite が出現する深度として，New Zealand の Southland (Coombs, 1954) および Australia の New England (Packham and Crook, 1960) では，いずれもおおよそ 20,000 feet かそれ以上，Puerto Rico (Otalora, 1964) では 5,000 feet かそれ以上の値が得られている，

少変るとしても 200° 以上 300°C までと考えられる (400°C までとする意見 (Winkler, 1964) もある). ちなみにこの温度と上述の埋没深度とから, 当時の地表下数メートルにおける地温勾配を求めるとおよそ $50^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{C}/\text{km}$ になる. これは通常の地温勾配よりはかなり大きい. このことから, この種の変成作用を伴う地向斜は, 厚い地層の堆積による充分な埋没作用のほかに, Turner (Fyfe, et. al., 1958) がいうように平均以上に大きな地温勾配をもつ地帯であるのかもしれない.

§ 3・3 隆起削はく面と等変成度面

すでに述べたように, 小淵沢-静岡街上以西では等変成度線と地層の走向とが斜交している. そのために同じ瀬戸川統でも北部で zone III, 中部で zone II, 南部では zone I に属している. このような等変成度面 (ほぼ等温面と考えてよい) と地層面との斜交は次のいずれかで説明し得よう.

- 1) 北部ほど等温面が上昇していた.
- 2) 北部ほど深く埋没した.
- 3) 北部ほど深く浸蝕され深部が露出している.

1), 2) についてはこの地域における現在の地質学的知識はそれほど充分でなく, 積極的にこれを支持も否定も出来ない. 3) の現象が生ずるには性質をことにした二様の変動が起こった場合である. まず, 3a) 地層の傾動後も変成環境がそこにあった. この結果等温面 (ほぼ水平) と地層面は斜交する. 次に, 3b) その後 a) の傾動の走向と異つた走向の傾動隆起・浸蝕を受けた. これで浸蝕面 (ほぼ水平面) 上の等温面と地層面の交線は斜交する. zone II の地域でその環境が存在したのは御坂統堆積末期までであるから, 3a) の条件を満たすためには, この時期に, 御坂統より下の瀬戸川統が傾動していればよい. 現在の瀬戸川統分布域は当時隆起傾向にあり, フォッサマグナ側 (御坂統の堆積地) が沈降したのだから, 瀬戸川統の傾動は実在していたし, その走向はフォッサマグナの西縁沿いすなわちほぼ南北の走向をもつていたであろう. 次に 3b) の条件を満たすにはその後に生じた隆起 (赤石山地の形成) が, 御坂時代における瀬戸川統の傾動の方向 (南北) に斜交して北東-南西よりの走向をもつていければよい. 実際にそのような隆起が赤石山地に生じたと考えて差支えない. 次のことはそれを支持しているように見える.

Fig. 10 の赤石山地の切崖面の等高線はフォッサマグナの西縁や瀬戸川帯を北東から南西へ斜断しているが, このことは赤石山地の隆起がとくに第 4 紀になつてから顕著であることを考えれば, この地形が北東-南西走向の隆起を意味しているとみることが出来る.

このように既存の古地理的知識によつて四十帯東南部にみられる等変成面と地層面の斜交が説明出来る. またこの説明では, 等温面をゆがめて変成の起る場を特定の地帯に限定する必要がない. ここでは堆積して埋没すると変成するという単純な命題が成立している. そして地表における現在の変成岩の変成度の分布は主としてその後の隆起の性状に依存している.

§ 3.4 他地域の変成帯との比較

New Zealand Geosyncline Coombs (1959, 1960) は New Zealand geosyncline の堆積物中の変成鉱物の分布共存関係から, zeolite facies を確立し, さらに greenschist facies との間に prehnite-pumpellyite metagraywacke facies を設けた.

本地域の zone I は塩基性岩において, quartz は少ないが明らかにそれと共存する analcime, laumontite で特徴づけられるので, Coombs の定義した zeolite facies に相当する. Zone II は, quartz, prehnite, chlorite, pumpellyite, sodic plagioclase を普通に含み, zeolite も, lawsonite・glaucoaphane などの藍閃石片岩相の特徴的鉱物も含まないので, Coombs の prehnite-pumpellyite metagraywacke facies に属する. Zone III では pumpellyite も prehnite も消えるので, Coombs の再定義による greenschist facies に含まれる. 各々の zone の野外の産状も zone I~III の順に深部層準の環境を推定させるものであり, この地域の zone I→III の変成作用は, その順で変成度が上昇し, 少なくとも上の3つの facies にまたがる1つの広域 (あるいは埋没) 変成作用の産物であると考えられる.

なお赤石山地東部では prehnite-pumpellyite metagraywacke facies の岩石中に pumpellyite と actinolite が共存していないことは, Coombs の記載した Taringatura 地方の変成岩系列と異なる.

三波川変成帯 本地域の変成帯は, その西縁で三波川変成帯と接している. この地域の三波川帯は, 橋本光男 (1960) によつて分帯され, その zone I が本稿の zone III に接している. 両 zone の鉱物組み合わせは似ているが, 三波川帯の zone I では pumpellyite が actinolite と共存している. またより変成度の高い zone では pumpellyite が lawsonite または glaucoaphane と共存する. 更に低変成部には prehnite や zeolite を含む zone は知られていない.

三波川変成帯はこのほか関東山地 (Seki, 1958), 赤石山地南西の天竜地区 (Seki, 1961) と渋川地区 (Seki, Aiba, and Kato, 1959), および紀伊半島中央部 (関・大場・森・栗谷川, 1964) で分帯されている. これらのうち, やや特異な性格 (低圧) を示す紀伊半島中央部の三波川変成帯が, 本地域の変成帯に似ている. ここでは三波川帯の変成作用が中生層帯にまで及んでおり, jadeite・lawsonite・sodic amphibole などの藍閃変成作用の特徴的鉱物を欠き, 更に最も変成度の低い部分に prehnite-pumpellyite で特徴づけられる zone がある.

三波川帯の変成時期には議論があるが, K-A 法による黒雲母の測定値 (四国別子地方) は $82\sim 102\times 10^6$ 年 (白亜紀) を示している (坂野・Miller, 1961). 本地域で得られた“隆起するまでは変成環境はそこに留っていた”という結論から類推すると, 三波川帯における白亜紀という年代は, 変成環境がそこから去つた時代 (変成終了期) にほぼ相当すると思われる. 一方, 変成の始まつた時期については K-A 法ではわからない. 本地域における“堆積し十分な深度に達すると変成する”という結論から類推すると, 三波川帯の変成の始まりは, 原岩の堆積時か, それにごく近い時期 (古生代中期・後期) であつた

にちがいない。そして最も高い変成度に達した時期は、おそらく最も深く埋没した時期であろう。上述のように、K-A 法による年代は、変成終了時あるいは隆起時期を意味すると考えられるが、これは三波川帯を含めたこの地域の地質学的資料と矛盾しない。さらに、それは New Zealand の Southern Alps における Hurley, et al (1962) の主張を支持している。いずれにしても三波川帯と本地域の変成帯とが地史学的にどのような関係にあるかは今のところとはつきりしない。本稿で強調した変成作用の場(環境)の側方移動の考えからは、本地域の変成帯と隣接する三波川帯とは、もし両者が同じ地相斜を母胎としているならば(つまり両者間に堆積盆地の移動を伴う地殻の沈降隆起傾向に大きな断絶がないならば)、1つの変成帯の中の場所と時代の異なる2部分にすぎない、とみるべきである(松田 1964)。今後赤石山地の西部で“秩父地相斜”と“四万十地相斜”の関係(たとえば中生代前期層の存否)が明らかになることを期待する。

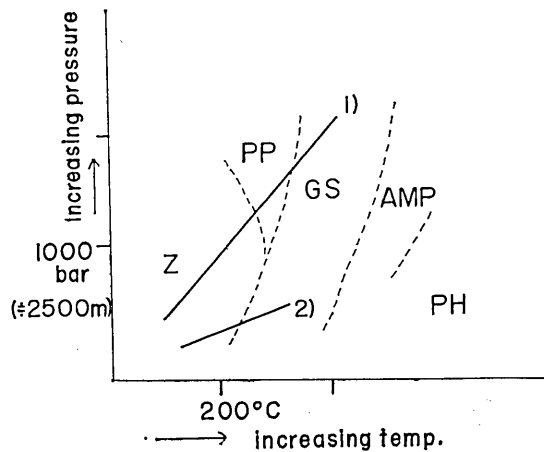
なお四万十帯の瀬戸川統と御坂統との間は構造的にも層序的にも、あるいは火成活動の性質も調和的であることが指摘されていた(松田 1962b)が、変成作用の上でも四万十帯と南部フォッサマグナとの間には断絶がないことが明らかになった。

丹沢地区 南部フォッサマグ

ナの丹沢山地の周辺の中新統火山岩からは、Sugi (1931), Mikami (1962)などの研究によつて zeolite, epidote, prehnite, chlorite あるいは actinolite などの分布が知られている。最近の調査(坂本・見上・松田・大木, 1963)で、大木靖衛による pumpellyite の発見によつて従来の greenschist facies の zone と zeolite zone の間に pumpellyite-prehnite で特徴づけられる zone の存在がわかり、丹沢山地の変成系列と本地域のそれとがよく似ていることが予測される。現在同変成帯の再検討が行なわれている。

裏日本グリンタフ地域 いわゆる裏日本グリンタフ地域では最近、いくつかの地域で、zeolite facies に相当すると思われる

zeolite や関連鉱物の分布が明らかになった(稲葉明 1959, 吉村尚久 1961, 中島和一・小泉光恵 1962, 山岸いくま 1964, 歌田実 1964 など)。これらの地域を本地域と比較するとグリンタフ地域では 1) zeolite 帯が層序的に比較的上位にあり、その下位に chlorite,



Z: zeolite facies, PP: prehnite-pumpellyite metagraywacke facies, GS: greenschist facies, AMP: amphibolite facies, PH: pyroxene hornfels facies, Slope and position of each curve is hypothetical.

Fig. 11. Hypothetical pressure-temperature gradients for low grade regional metamorphism in the present area (2) and “Green-tuff region” of Northeast Japan. Scales for temperature and pressure are tentative.

epidote, albite, sericite などで特徴づけられる帯がある。しかし、一般に, prehnite, pumpellyite あるいは actinolite の発達は認められない。2) 原岩の組織や斑晶鉱物の保存が悪く交代作用が著しい。3) 比較的地下浅所に zeolite 帯の下限がある。

これらのことから真日本グリンタフ地域の方が物質の移動・交代作用(多分熱水作用による)が著しく、また当時の地温勾配が大きかったと考えられる(中新世当時の地温勾配として岩生周一 1961 はグリンタフ地域の数地方で $140^{\circ}\text{C}/\text{km}$ から最高 $370^{\circ}\text{C}/\text{km}$ の高い地下増温率を推定している)。またグリンタフ地区では calcic plagioclase の分解から pumpellyite, prehnite を作ることなく greenschist facies の鉱物組合せになるので、それが greenschist facies に属するとしてもそれは本地域の greenschist facies の岩石よりも低圧であつたと推定される。

以上のことから赤石山地—富士川地域とグリンタフ地域の変成岩系列の生じたそれぞれの温度圧力環境は大ざっぱに Fig. 11 の 1), 2) で表わされよう。

謝 辞

この研究は地震研究所森本良平教授の御理解と御激励の下で行なわれた。さらに同研究室中村一明氏、地質学教室坂野昇平氏および神奈川県温泉研究土木靖衛氏は原稿を読んで有益な助言をして下さった。とくに土木靖衛氏は筆者の岩石薄片の中から pumpellyite をはじめて見出され(1963 年)、この研究の大きな契機となつた。このほか次の方々から御助力御討論をいただいた。この地域の岩石薄片を一部検鏡され御教示下さった埼玉大学関陽太郎氏、zeolite などの同定をして下さった国立科学博物館加藤昭氏および東京大学歌田実氏、採集された貴重な岩石標本をこの研究のために使わせて下さった静岡大学鮫島輝彦氏・京都大学亀井節夫氏および国立科学博物館橋本光男氏、さらに筆者らの岩石採集に同行され多数の岩石薄片を作つて下さった地震研究所渡辺佐枝官——これらの方々に深く感謝する。

文 献

- 赤石山地地質研究グループ(1961): 赤石山地東麓における糸魚川—静岡構造線について(予報). 地球科学, 54, pp. 40~44.
- 坂野昇平・J. MILLER (1961): 領家および三波川変成帯の変成時期の新らしい資料. 科学, 31 pp. 144.
- COOMBS, D. S. (1954): The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland, New Zealand. *Transact. Royal Soc. New Zealand*, 82, pp. 65~109.
- COOMBS, D. S., A. J. ELLIS, W. S. FYFE and A. M. TAYLOR. (1959): The zeolite facies, with comments of the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 17, pp. 53~107.
- COOMBS, D. S. (1960): Lower grade mineral facies in New Zealand. *Rept. XXI. Internat. Geol. Congr.*, pt. XIII, pp. 339~351.
- COOMBS, D. S. (1961): Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Austral. Jour. Sci.*, 24, pp. 203~215.
- FYFE, W. S., F. J. TURNER and J. VERHOOGEN (1958): Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer., memoir* 73, pp. 1~259.

- 橋本光男 (1960): 長野県上伊那郡長谷村地方の変成岩, 国立科博研報, 5, pp. 104~115.
- HURLEY, P. M., H. HUGHES, W. H. PINSON, Jr. and H. W. FAIRBAIRN (1962): Radiogenic argon and strontium diffusion parameters in biotite at low temperatures obtained from Alpine Fault uplift in New Zealand. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, pp. 67~80.
- 今吉隆治, 桜井欽一 (1950): 静岡県大崩海岸産ダトー石, 鉱物と地質, 6, pp. 249~250.
- 稲葉 明 (1959): 長野県内村地域の火山岩類の変質について——フオッサマグナ, 内村団体研究, その III, 地球科学, 43, pp. 11~22.
- 石井清彦, 植田良夫, 島津光夫 (1953): 長野県赤石山系の地質および岩石, 岩鉱, 37, pp. 123~130.
- 岩生周一 (1961): グリントフ地域における火山岩の変質作用について, 地質学の諸問題 第1集, 日本地質学会, pp. 7~15.
- 加納 博 (1964): 四万十川変成帯——“紀伊半島中央部の三波川変成作用”(関陽太郎ほか)によせて, 岩鉱 52, pp. 222~224.
- 小林貞一 (1951): 日本地方地質誌—総論—日本の起源と佐川輪廻一, 朝倉書店.
- 榎山次郎 (1950): 日本地方地質誌——中部地方——, 朝倉書店.
- 松田時彦 (1961): 富士川谷新第三系の地質 地質雑, 67, pp. 79~96.
- MATSUDA, T. (1962a): Crustal deformation and igneous activity in the South Fossa Magna, Japan. *Crust Pacific Basin, Geophysical Monograph*. No. 6, pp. 140~150.
- 松田時彦 (1962b): 瀬戸川統と御坂統の関係, 化石 4, pp. 58~61.
- 松田時彦 (1964): 弧状列島の構造区分と日本列島, 地学雑 73, pp. 271~278.
- MATSUDA, T.: Paleogeography and structural history of Fuji River Valley, Japan. (in preparation)
- MIKAMI, K. (1962): Geological and petrographical studies on the Tanzawa Mountainland. *Sci. Rept. Yokohama Nat. Univ. Sec. II*, No. 8 pp. 57~110 and No. 9 pp. 59~108.
- MURAI, I. (1950): Notes on the fracture system developed in the Setogawa group. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 26, pp. 49~53.
- 長野県地学会 (1962): 20 万分 1 長野県地質図, 内外地図 KK.
- 中島和一, 小泉光恵 (1962): 横黒線に沿う地帯の第三紀層中の沸石—グリーンタフの鉱物 (2), 地球科学, 58, pp. 26~31.
- 大久保雅弘, 松島信幸 (1959): 赤石山地の厚歯二枚介, 地球科学, 42, pp. 1~4.
- OTÁLORA, G. (1964): Zeolites and related minerals in Cretaceous rocks of east-central Puerto Rico. *Amer. Jour. Sci.*, 262, pp. 726~734.
- PACKHAM C. H. and A. W. CROOK (1960): The principle of diagenetic facies and some of its implications. *Jour. Geol.*, 68, pp. 392~407.
- 坂本峻雄, 見上敬三, 松田時彦, 大木靖衛 (1964): 丹沢山塊の地質, 丹沢大山学術調査報告書, 神奈川県.
- SAMESHIMA, T. (1960): Picrite basalt dikes in Palaeogene Formation in central Japan. *Rept. Liberal Arts and Sci. Fac. Shizuoka Univ., (Natural Sci.)* 3, pp. 77~80.
- 鮫島輝彦, 内田俊太郎 (1963): 静岡市西部駿河峰附近の瀬戸川累層群中の石灰岩層とこれに伴う巨晶玄武岩層, 地学しずはた, 30, pp. 26~30.
- SEKI, Y. (1958): Glauconitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, central Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 29, pp. 234~258.
- SEKI, Y. (1961): Geology and metamorphism of Sanbagawa crystalline schists in the Tenryu district, central Japan. *Sci. Rept. Saitama Univ., Series B*, 3, pp. 75~92.
- SEKI, Y., AIBA, M. and KATO, C. (1960): Jadeite and associated minerals of metagabbroic rocks in the Sibukawa district, central Japan. *Amer. Mineralogist*, 45, pp. 668~679.
- 関陽太郎, 大場忠道, 森 隆二, 栗谷川幸子 (1964): 紀伊半島中央部の三波川変成作用, 岩鉱, 53, pp. 73~89.
- 静岡大学地学教室 (1956): 静岡県の地質——静岡県地質図の解説——, 静岡県, pp. 1~57,

- SUGI, K. (1931): On the metamorphic facies of the Misaka Series in the Vicinity of Nakagawa Prov., Sagami. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **9**, pp. 87~141.
- 徳岡隆夫 (1964): 静岡県下の瀬戸川層群, 大井川層群についての概説, 地質雑, **70**, pp. 1~11.
- 歌田 実 (1964): 新庄盆地東南縁の地質, とくに凝灰岩類の変質作用について, 地質雑, **70**, pp. 395.
- Winkler, H. G. F. (1964): Das T-P-Feld der Diagenese und niedrig temperierten Metamorphose aufgrund von Mineralreaktionen. *Beitr. Mineral. u. Petrogr.*, **10**, pp. 70~93.
- 山岸いくま (1964): 長野県上田市北方の地質——とくに緑色凝灰岩類について——地質誌, **70**, pp. 315~338.
- 山下 昇 (1961): 絶対年代にまつわる諸問題, 地質雑, **67**, pp. 695~704.
- 吉村尚久 (1961): 北海道渡島福島地域の中新世火山砕屑石中の沸石, 地質雑, **67**, pp. 578~583.
- 追補
- 河内洋佑・水野篤行 (1965): 瀬戸川層群中のパンペリー石, 地球科学 **76**, pp. 38~40.

16. *Lower Grade Metamorphism in the Eastern Akaishi Mountains, Central Japan.*

By Tokihiko MATSUDA and Sakiko KURIYAGAWA,
Earthquake Research Institute.

The studied area is situated just east of the Sanbagawa metamorphic belt and includes a part of the South Fossa Magna region in the east. The rocks in this area are so called unmetamorphosed geosynclinal deposits of Mesozoic to middle Tertiary in age, which contain submarine basic effusives and intrusives.

On the basis of the assemblages of metamorphic minerals in the basic to intermediate igneous rocks, the metamorphic area is divided into the following three zones representing different physical conditions of metamorphism:

Zone I is characterized by the common occurrence of zeolites (analcime, laumontite, etc) and iron saponite, with (Zone Ib) or without (Ia) prehnite.

Zone II is characterized by the appearance of pumpellyite and epidote and by the disappearance of zeolite. Albitized plagioclase and chlorite are widely found. Prehnite still presents.

Zone III is characterized by the appearance of actinolite. Pumpellyite and prehnite are not found. Relic augite is replaced by actinolite.

Zone I, II and III probably correspond to Coombs's zeolite facies, prehnite-pumpellyite metagraywacke facies and greenschist facies, respectively. Burial depth of the boundary zones I and II is estimated at about 2,000~4,000 m, and the geothermal gradient would be 50~100°C/km.

Each zone lies nearly parallel and higher-grade zones are exposed successively westward. Zone III contacts in the northwest of the area with the lowest metamorphic zone of the Sanbagawa metamorphic terrane. Zone I is exposed in the east beyond the western periphery of the South Fossa Magna.

The boundary of each zone runs obliquely both to the stratigraphic boundaries and to the western boundary of South Fossa Magna. The discrepancy is explained by the difference between the directions of downwarping in age of deposition and of upwarping in age

of the subsequent upheaval-denudation. The present surface distribution of metamorphic rocks of different grade would be explained primarily by mode of uplift and denudation in the later ages, and local relief of isotherm is not necessary to assume.

The youngest rocks metamorphosed are the late Miocene of zone I. Metamorphic ages of the higher-grade zone are, however, older than late Miocene because the tips of rocks from higher-grade zones are found in the rocks of zone I. Therefore, the age of metamorphism should be determined zone by zone. The age of upheaval and denudation of the zone would represent the approximate age of the end of metamorphism in the zone. Geologic evidences of this region show that the ages of metamorphism in the respective zones are different in different zones. The metamorphic age of the easternmost lowest-grade zone (zone I) is the youngest, the age being later than middle Miocene, while that of zone II in its exposed part had not continued far beyond the end of early Miocene. Metamorphic environments of zone III (at least, in part) had moved away from the exposed area before the beginning of early Miocene. Thus, through the Mesozoic-Tertiary history of this geosyncline the metamorphic environments had migrated eastward accompanied by the lateral migration of the depositional basin and of the upheaval area. From these facts, the concept of lateral migration of burial-regional metamorphism is to be emphasised.