

## 変成相解析のための組織解析

— 三波川泥質片岩を例として —

Texture Analysis For Metamorphic Facies Analysis

— An Example, Sambagawa Pelitic Schist —

原 郁夫\*・宮岡 広法\*・瀬尾 孝文\*

前田 勝\*・塩田 次男\*\*・秀 敬\*

Ikuro HARA · Hironori MIYAOKA · Takafumi SEO

· Masaru MAEDA · Tsugio SHIOTA · Kei HIDE

### I 緒言

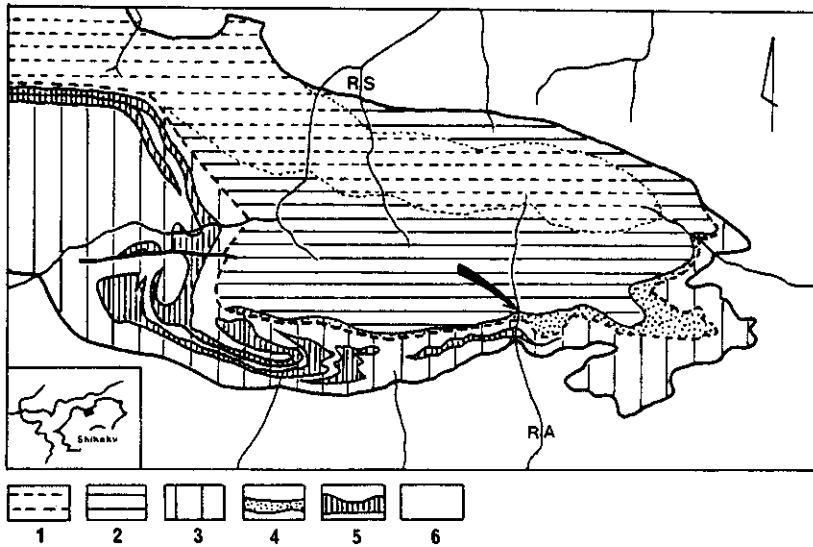
広域変成帯を構成する変成岩類は、一般に、例えば最高温度・最高圧力というような、特定の物理的条件で形成された鉱物構成・組織だけを示すものではない。その源岩が埋没をうけ再び地表に露出せしめられるまでの造構史の中で起こった物理化学的条件の大きな変化を刻印し、複雑な鉱物構成・組織を示している。このため、広域変成帯の変成相解析はきわめて困難な作業となる。変成岩類を構成する鉱物あるいは鉱物の部分部分の出現時相と各時相におけるそれらの共生関係を決定することの困難さにははかりしれないものがあるからである。

共生関係の決定には、異種鉱物間に共通する時間目盛が必要である。変成鉱物は、しばしば、物理化学的条件の時間的変化を反映し、化学組成の累帯構造を形成している。例えば、三波川帯ではざくろ石、角閃石などがそのような鉱物であることが知られている (e. g. 坂野ら, 1981)。このような化学組成の累帯構造を示す異種鉱物間で、累帯構造のどの部分が共生関係にあったかを決定するためには、累帯構造以外の異種鉱物間に共通する time-marker が必要である。単純に累帯構造の核と核が対応し、リムとリムが対応するというような共生関係を仮定することはゆるぎされない。異種鉱物間に共通する時間軸を何に求めるか。SANDER (1930, 1950), RAST (1958), ZWART (1962) 以来、次々に起こった変形作用によって形成された岩石構造・組織を時間軸として用いようという考えがある。この方法は諸外国では多くの研究者によって用いられ、優れた成果をもたらしている。我々はこの方法が今のところ最も有効なものと考えている。しかしながら、我が国ではこの方法に対する関心はきわめて低い。そこで、ここでは、四国中央部汗見川から採集された三波川泥質片岩を例としてとりあげ、変形組織の解析から変成鉱物の共生関係を求める方法の有効性を示してみたい。

### II 組織解析

ここで解析例としてとりあげる三波川泥質片岩は、汗見川の黒雲母帯 (東野, 1975) に属し、白滝第五角閃片岩層の直上約 30 cm のところに位置するものである (第 1 図)。この泥質片岩の主要造岩鉱物は、白雲母、黒雲母、緑泥石、角閃石、ゾイサイト、ざくろ石、斜長石、石英、不透明鉱物である。岩石構造は 1 つの片理 Se によって特徴づけられる。この片理 Se は、三波川変成岩類が共通してもつ層面片理 (原ら, 1977) に相当する。

\* 広島大学, \*\* 徳島大学



第1図 試料採集地点を示す。

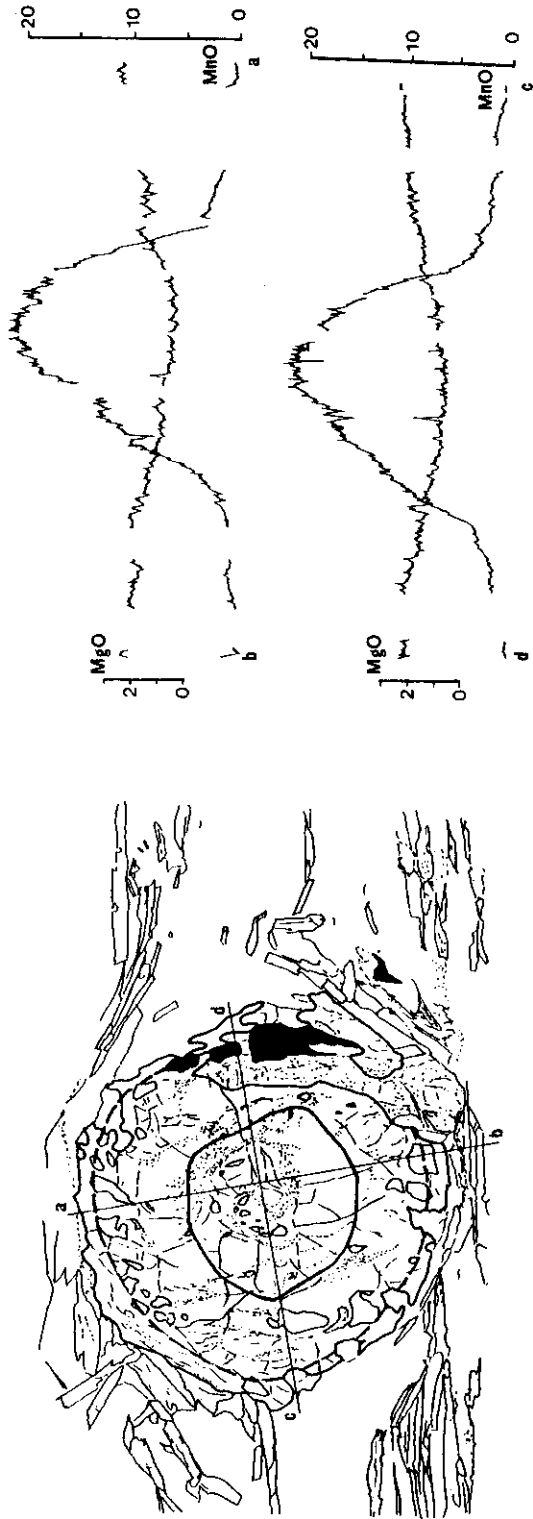
1, 2, 3: 猿田ナップ [1, 2: 猿田ナップ II (1: ざくろ石帯, 2: 黒雲母帯), 3: 猿田ナップ I], 4: 白滝五角閃片岩層, 5: 白滝角閃片岩層, 6: 長浜ナップ, RA: 汗見川, RS: 猿田川。

片理 Se は、鏡下では、構成鉱物の形態定向配列によって規定される岩石構造であることが明瞭である。斜長石とざくろ石は、きわめて粗粒で、他の鉱物を包有物として含む斑状変晶である（図版1, 2）。まず、第2図（図版1-a）によって、ざくろ石の示す組織を検討しよう。このざくろ石（ざくろ石 I）は包有鉱物として不透明鉱物、石英、パラゴナイト、ゾイサイトなどを含んでいる。これらの包有鉱物は1つの片理を形成して配列している。この片理の示す組織から、ざくろ石 I は核とマントルに2分される（第2図）。核において包有鉱物の片理 Sic は snow ball 構造とみなされる組織を示している。これに対して、マントルの包有鉱物の片理 Si はやや扇形にひらきながら核につきささるように発達している。片理 Si は核形成後の変形組織であるといえることができる。

ざくろ石 I は、第2図に示されているように、化学組成の累帯構造を示す。その特徴は、BANNO (1965), KURATA & BANNO (1974), 東野 (1975), HARA et al. (1983) らによって四国中央部三波川帯の泥質片岩のざくろ石において観察されたものと同じである。この化学組成の累帯構造と包有鉱物の組織から読みとれる累帯構造との対応は明瞭である。即ち、核とマントルの境界はどこでも MnO 値で約4%である。マントル最外縁で局所的に MnO 値が増加する逆累帯が認められる。マントル外縁における MnO 値の最小値は0.21%である。

ざくろ石 I マントルの片理 Si は、片理 Se に斜交し、両者は不連続である（図版1-a）。したがって、ざくろ石 I は片理 Se 形成前に出現したものであり、片理 Se 形成期にざくろ石の成長はなかったものと判断される。

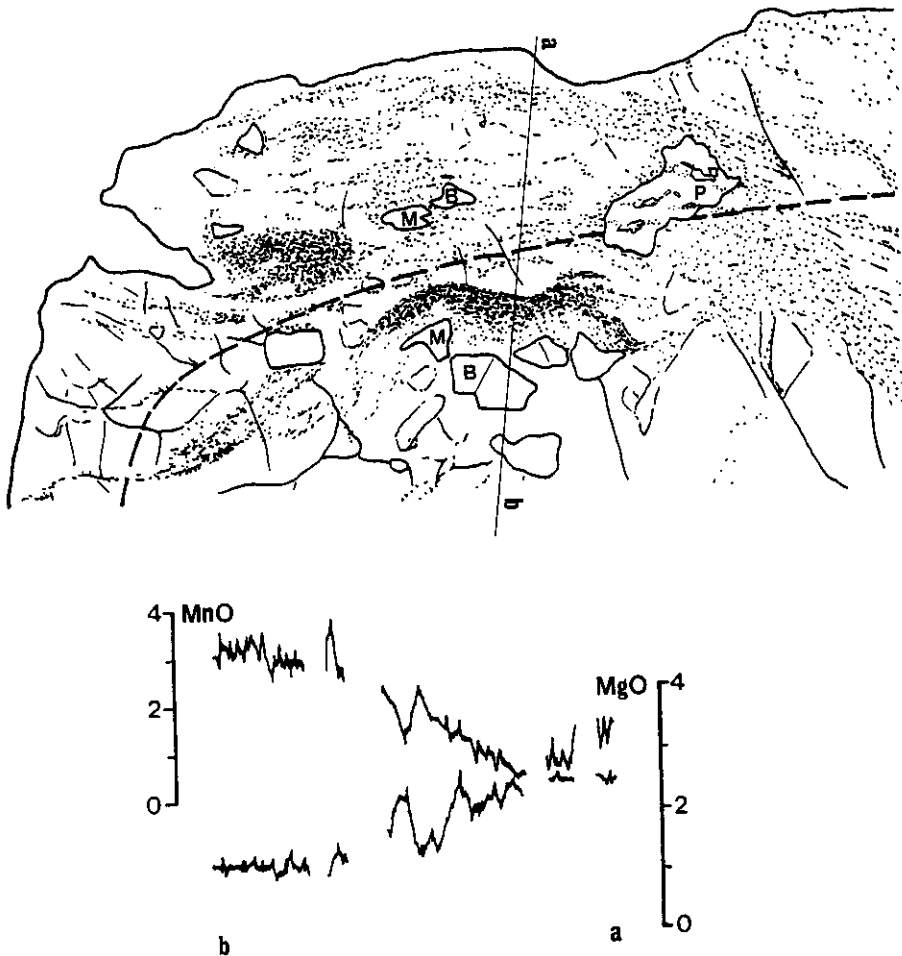
いま1つのざくろ石（ざくろ石 II）の組織を検討してみよう。第3図（図版2-a）をみよ。包有鉱物は1つの片理を形成している。この片理の示す組織は、粒中央部から粒界まで一様で、ゆる



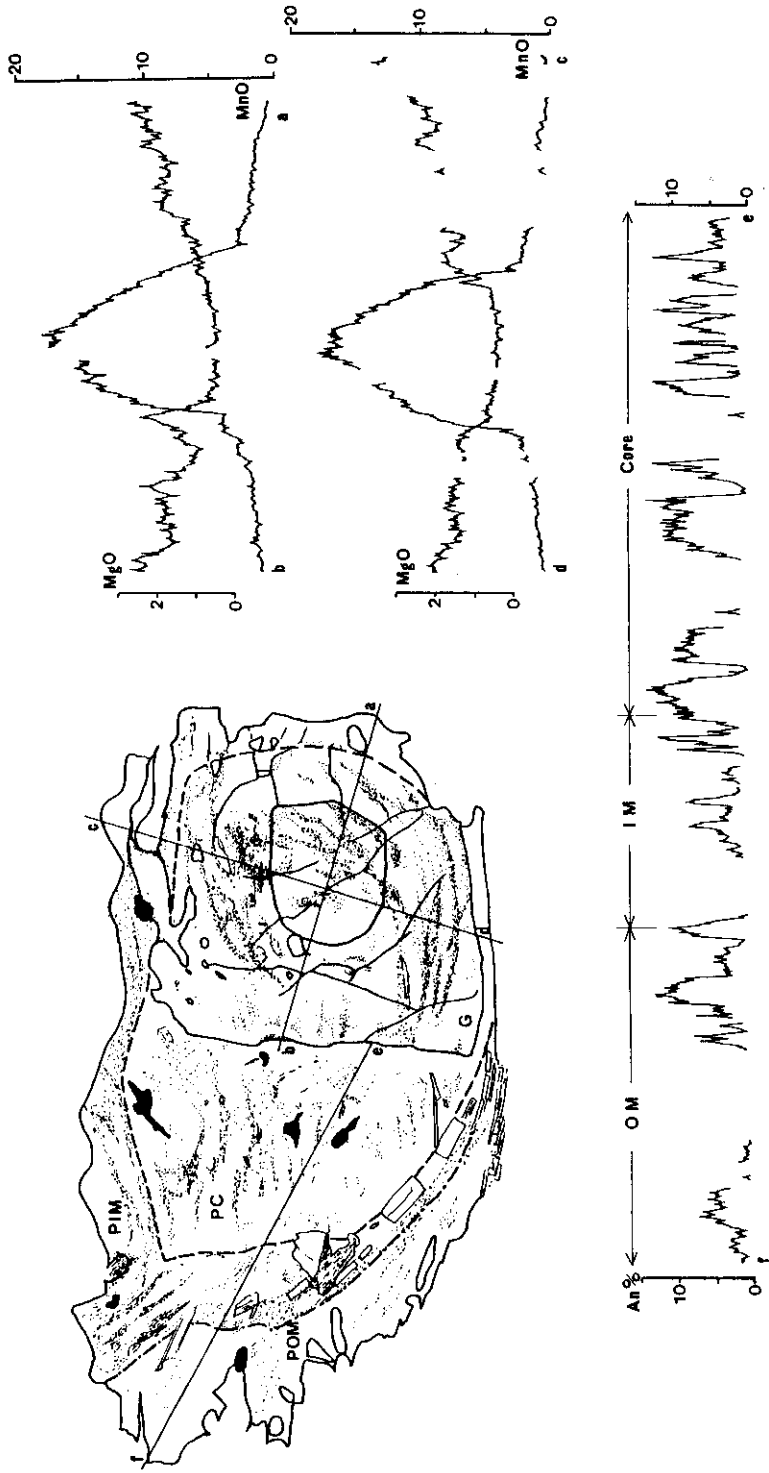
第2図 ざくろ石 I (図版 1-a) のスケッチと化学組成の EPMA による解析結果  
 実線：核とマントルの境界，破線：マントルの内縁と外縁の境界。

やかな褶曲（褶曲 Bi）である。粒中央部から粒界まで MnO 値は約 4% から 0.21% まで変化している。このような MnO 値と包有鉱物の片理の示す組織の一樣性から、ざくろ石 II はざくろ石 I のマントルにあたる部分の断面を示しているものと考えられる。したがって、ざくろ石 II の包有鉱物の片理は片理 Si に相当する。ざくろ石 I の場合と同様、ざくろ石の成長が片理 Se 形成期には停止していたことを示して、片理 Si は片理 Se と不連続であり、互いに高角度で斜交している（図版 2-a, 第 3 図）。

いま 1 つのざくろ石（ざくろ石 III）の組織を検討しよう。ざくろ石 III は斜長石斑状変晶と接して成長している。図版 1-b（第 4 図）をみよ。包有鉱物の示す組織は、ざくろ石 I の場合（第 2 図）に似て、ざくろ石 III が核とマントルに 2 分されることを示している。この粒でも核とマントルの境界の MnO 値は約 4% である（第 4 図）。ざくろ石 III に接する斜長石斑状変晶は、包有鉱物の示す組



第 3 図 ざくろ石 II（図版 2-a）のスケッチと化学組成の EPMA による解析結果  
B：黒雲母，M：白雲母，P：斜長石 III，破線：マントル内縁と外縁の境界。

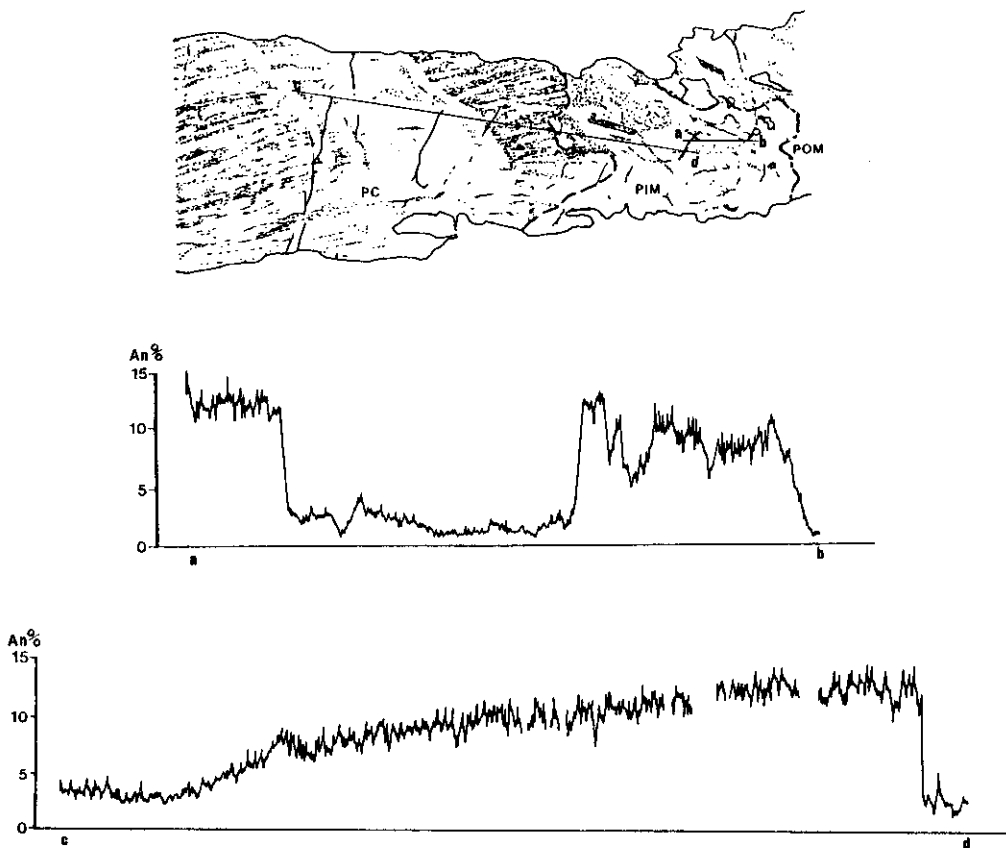


第4図 ざくろ石Ⅲと斜長石Ⅱ (図版1-b) のスケッチと化学組成のEPMAによる解析結果

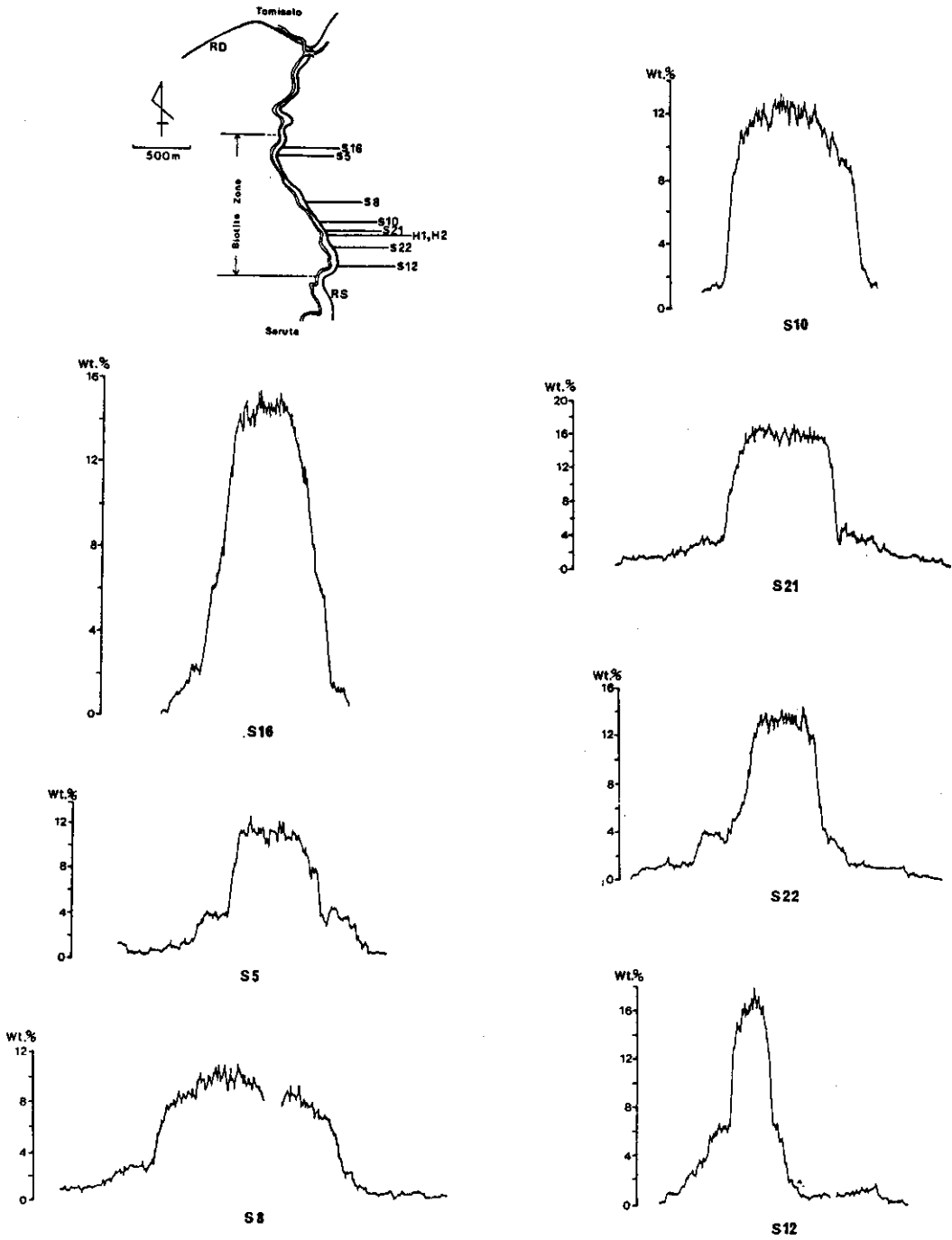
G: ざくろ石 (実線: 核とマントルの境界, 破線: マントル内縁と外縁の境界), PC (Core): 斜長石核, PIM (IM): 斜長石マントル内縁, POM (OM): 斜長石マントル外縁。

織から、第4図に示されているように3つの部分に区分される。最も内側に位置し、しかも、ざくろ石Ⅲマントルと接する斜長石斑状変晶の部分(核)では、不透明包有鉱物は1つの片理Siを形成して配列している。この片理Siはざくろ石Ⅲマントルの片理Siに連続している。即ち、両者における片理Siの構造は調和的である(図版1-b, 第4図)。斜長石斑状変晶核と接するざくろ石ⅢマントルのMnO値は約1%である(第4図)。したがって、少なくともMnO値で約4%あたり(厳密に指定できない)から1%までのざくろ石Ⅲマントルの部分が斜長石斑状変晶核と共生関係にあったものと判断される。

斜長石斑状変晶核の外側には、片理Siに僅かに斜交して包有鉱物が配列している細い帯(マントル内縁)がある(図版1-b, 第4図)。その外側の斜長石斑状変晶最外縁(マントル外縁)では片理Seを構成する鉱物が扇状につきささるようにして発達している(図版1-b)。マントル外縁は、片理Seに直交する側では発達せず、片理Seにそう側でのみ発達している。マントル外縁のこのような発達様式はすべての斜長石斑状変晶において認められる(e.g. 図版2-b, 第5図)。これは、原ら(1977, 1980), TAKAGI & HARA(1979)の記載例におけるように、斜長石斑状変晶マントル外縁の成長が片理Se形成期であったことを示すものである。



第5図 斜長石I (図版2-b)のスケッチと化学組成のEPMAによる解析結果  
PC:核。PIM:マントル内縁, POM:マントル外縁。



第6図 猿田川の黒雲母帯の泥質片岩のざくろ石にみられる化学組成(MnO)の不連続変化

H1 : 前田・原(1984)に記載された試料採集地点。

H2 : Hara et al. (1983)に記載された試料採集地点。

先に述べたように、斜長石斑状変晶核と接するところでのざくろ石Ⅲマントルの MnO 値は約 1% である。これに対して、斜長石斑状変晶核と接していないところでのざくろ石Ⅲマントル最外縁の MnO 値は 1% よりはるかに小さく、ざくろ石Ⅰやざくろ石Ⅱのマントル最外縁の MnO 値にはほぼ等しい。このことから、ざくろ石マントルは斜長石斑状変晶核形成期との関係によって 2 分される。即ち、斜長石斑状変晶核形成期に成長したざくろ石Ⅲマントル内縁と斜長石斑状変晶核形成後に成長したざくろ石Ⅲマントル外縁である。ざくろ石マントル内縁と外縁の境界での MnO 値は約 1% である。斜長石斑状変晶マントル内縁と接するところでのざくろ石Ⅲマントルの MnO 値は明らかに 1% 以下である (第 4 図)。ざくろ石Ⅰとざくろ石Ⅱの資料 (第 2 図, 第 3 図) からすれば、マントル外縁の形成は明らかに片理 Se 形成前のことである。したがって、ざくろ石マントル外縁は斜長石斑状変晶マントル内縁と共生関係にあったものと判断される。しかしながら、ざくろ石においては、マントル内縁と外縁における組織上の不連続性は必ずしも明瞭でない。以上の解析によってこの泥質片岩におけるざくろ石と斜長石の共生関係は第 1 表のようなものとしてまとめられよう。

第 1 表 ざくろ石と斜長石斑状変晶の共生関係

Deformation	Metamorphism	
S <sub>1c</sub> -deformation	growth of garnet (cores) (MnO : ca. 20% - 4%)	
S <sub>1</sub> -deformation		
B <sub>1</sub> -deformation		
	growth of garnet (inner mantles) (MnO : ca. 4% - 1%)	growth of plagioclase porphyroblast (cores)
	growth of garnet (outer mantles) (MnO : ca. 1% - 0.21% - 2.18%)	growth of plagioclase porphyroblast (inner mantles)
S <sub>e</sub> -deformation		growth of plagioclase porphyroblast (outer mantles)

### Ⅲ 考 察

包有鉱物の組織と化学組成の累帯構造から、ざくろ石は核とマントルに 2 分され、両者の境界は MnO 値で約 4% であることが明らかにされた。核とマントルの境界では、しばしば、化学組成の不連続的変化が認められる (e. g. 第 4 図)。核形成の後片理 S<sub>i</sub> と褶曲 B<sub>i</sub> を形成せしめる造構作用が起こっている (第 1 表)。マントルの形成は核形成に直接ひきつづく現象ではなく、明らかに核形成の後ざくろ石の成長が停止した環境の中で片理 S<sub>i</sub> の形成が起こっている。全く同様の現象が、前田・原 (1984) によって、四国中央部猿田川の三波川帯黒雲母帯の砂質片岩のざくろ石において観察されている。前田・原は、ざくろ石マントルの形成が褶曲 B<sub>i</sub> 形成の後に静的な環境の中で起こったことを明らかにしている。ざくろ石の核とマントルの間にみられる化学組成の不連続性 [第 4 図; 前田・原 (1984), Fig. 7] は、核形成期からマントル形成期への移行期にあたる片理 S<sub>i</sub> - 褶曲 B<sub>i</sub> 形成期に、ざくろ石がむしろ不安定となり粒最外縁が部分的に消失せしめられるような現象が起こったことを示すものと考えられる。HARA et al. (1983) は、猿田川の黒雲母帯の珉泥質片岩のざくろ石において、上記の 2 試料の場合とほぼ同じ MnO 値のところで化学組成の不連続性が起こっていることを観察し、ざくろ石の形成が、単純な連続成長過程ではなく、既存の累帯構造



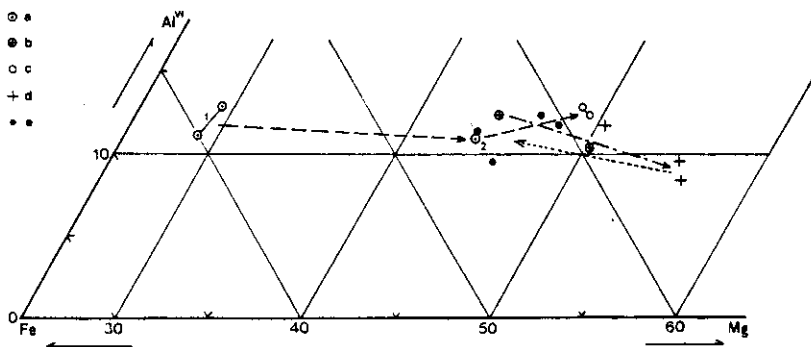
を部分的に消失せしめるような過程を含む不連続成長過程によって行われたものであることを明らかにしている。この試料のざくろ石は小さく包有鉱物も少なく、包有鉱物の組織から核とマントルの区分を行うことはできないが、化学組成の累帯構造は、このざくろ石も上記の2つの試料のざくろ石に比較される核とマントルをもつことを示しているといえることができる。

四国中央部三波川帯黒雲母帯の泥質片岩のざくろ石は、しばしば、上記の3つの試料の場合とほぼ同じ MnO 値のところ(約6%から1.5%)で、化学組成の不連続性を示すようである。第6図にそのことを示す資料の一部がのせられている。ざくろ石の核形成期からマントル形成期への転換期に起こった物理化学的条件の変化と造構作用(片理 Si と褶曲 Bi の形成)の意味を解くことが今後の課題となる。

前節において、ざくろ石と斜長石斑状変晶の組織を解析し、両者に共通する時間目盛を得ることができた(第1表)。そこで、次に、この時間目盛の中に黒雲母と白雲母がどのような化学組成の変化を示しながら組みこまれているのかを検討してみよう。黒雲母と白雲母は片理 Se を構成する鉱物であるが、両者はまたともにざくろ石マントルおよび斜長石斑状変晶核-マントルの包有鉱物でもある(e.g. 図版2-a, 第3図)。これは、黒雲母の形成が、白雲母とともに、少なくともざくろ石マントル形成期には始まっていたことを指示する情報である。黒雲母と白雲母の化学組成は、個々の粒内ではあまり大きく変化しないが、存在様式と形成時期によって大きく変化するようである。

まず、ざくろ石マントルに包有されている黒雲母をみてみよう。第7図は、ざくろ石Ⅱのマントル内縁のほぼ MnO = 1.91, MgO = 1.58 の位置、マントル外縁のほぼ MnO = 0.7, MgO = 2.41 の位置(図版2-a, 第3図)、およびマントル最外縁に逆累帯部がかなり大きく発達しているざくろ石の逆累帯部の MnO = 2.18, MgO = 2.64 の位置に含まれている黒雲母の化学組成の特徴を示している。包有位置(=時間)の変化に伴う化学組成の変化はきわめて大きく明瞭である。

次に、ざくろ石マントルと共生関係にあった斜長石斑状変晶核-マントル内縁(第1表)に包有されている黒雲母をみてみよう。第7図をみよ。ざくろ石マントルに包有される黒雲母より全体として Mg に富む(隣接する鉱物種の差による化学組成の変化を示すきわめて重要な事実)のである



第7図 黒雲母の化学組成の形成時期と存在様式による変化  
 a-1: ざくろ石Ⅱマントル内縁の黒雲母, a-2: ざくろ石Ⅱマントル外縁の黒雲母, b: 斜長石Ⅱ核中の黒雲母, c: ざくろ石マントル最外縁逆累帯部中の黒雲母, d: 斜長石斑状変晶マントル内縁中の黒雲母, e: 片理 S<sub>e</sub>を構成する黒雲母。

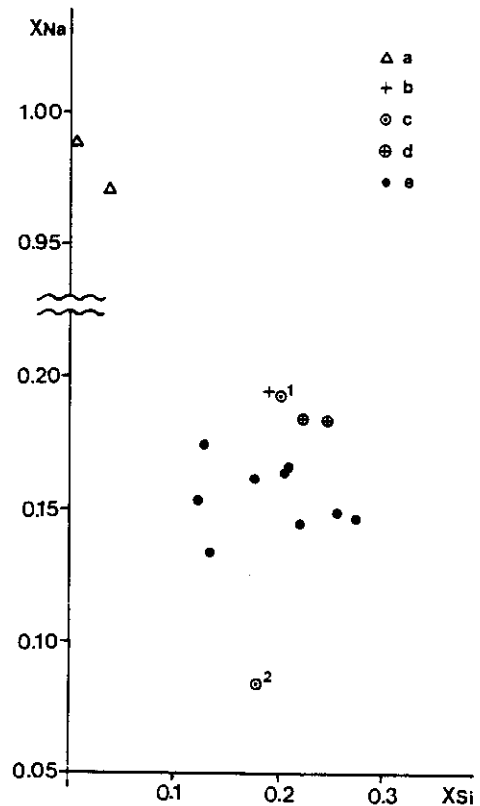
が、包有位置（時間）の変化に伴う化学組成の変化のトレンドは同じである。このような事実は、黒雲母が、それぞれ包有された位置あるいはそれにごく近い位置（＝ごくわずかばかり早期）のざくろ石（斜長石）と共生関係にあった可能性の強いことを示唆している。

斜長石斑状変晶マントル内縁形成直後に、ざくろ石の成長が停止した条件下で、片理 Se が形成されている（第 1 表）。片理 Se を構成する黒雲母の化学組成の特徴は、斜長石斑状変晶マントル内縁に包有されている黒雲母のそれとは明らかに異なっている（第 7 図）。

白雲母はいづれも MgO, FeO に富むものであるが、ざくろ石マントル外縁に包有されている白雲母が最も多量の FeO, MgO を含んでいる。第 8 図から明らかなように、 $X_{Na}$  値 [=  $Na / (Na + K)$ ] は、片理 Se を構成する白雲母とざくろ石マントル内縁および斜長石斑状変晶核-マントル内縁中の白雲母との間で異なっており、同じ  $X_{Si}$  値 [=  $(Si/2) - 3$  for  $O = 22$ ] で比較して後者がより大きな値となっている。ざくろ石 II マントル外縁の白雲母（第 3 図）は異常に低い  $X_{Na}$  値を示す。片理 Se を構成する白雲母には、片理 Se 形成後の造構時相、長浜-大洲時相～肱川時相（原ら, 1977）、に再結晶作用をうけたものが含まれており、化学組成に大きな変化を与えている可能性のあることが当然考慮されなければならない。

以上において、ざくろ石と斜長石斑状変晶の示す組織の解析によって組み立てられた時相区分を基礎として、黒雲母と白雲母の出現時相を解析したのであるが、第 7 図と第 8 図はこのような研究がきわめて重要なものであることをはっきりと示している。東野（1975）はざくろ石と黒雲母が共生関係にあったかどうかを明らかにし得なかったが、この試料での両者の共生関係は明瞭である。一方、KURATA & BANNO（1974）、東野（1975）は、ざくろ石が片理を構成する緑泥石と共生関係にあったものと仮定して、ざくろ石と緑泥石の間の Mn-Fe, Fe-Mg 分配から変成分帯を試みている。この試料での解析結果は、ざくろ石は片理形成期には成長を停止していたことを示した。また、片理を構成する黒雲母と白雲母がいづれも片理形成期に出現したものであるらしいことからすれば、片理を構成する緑泥石にざくろ石と共生したものを求めることもきわめて困難なように思われる。

斜長石斑状変晶は、包有鉱物の組織から、核、マントル内縁、マントル外縁に区分されたが、化学組成の特徴はどうであろうか。まず、図版 2-b の斜長石斑状変晶（斜長石 I）についての解析結果をみてみよう。第 5 図をみよ。化学組成の解析結果の 1 部が示されている。核中央部は一様に



第 8 図 白雲母の化学組成の形成時期と存在様式による変化

- a : ざくろ石 I マントル内縁のパラゴナイト,
- b : 斜長石 II マントル内縁の白雲母,
- c-1 : ざくろ石 II マントル内縁の白雲母,
- c-2 : ざくろ石 II マントル外縁の白雲母,
- d : 斜長石斑状変晶核中の白雲母, e : 片理 Se を構成する白雲母。

曹長石である。核縁辺からマントル内縁へ向かって  $An = 約3\%$  から  $An = 約11.5\%$  まで  $An$  値の連続的増加が観察される。一方、マントル内縁中央から縁辺部にかけての位置では、化学組成は不連続的に変化し、 $An = 約14\%$  の灰曹長石と  $An = 約3\%$  の曹長石が共存するのが認められる。榎並(1982, 1983)は四国別子地域三波川帯黒雲母帯において斜長石に peristerite gap が存在することを報告しているが、斜長石 I のマントル内縁の組成不連続(第5図)はこれにあたるものであるかもしれない。

ざくろ石Ⅲに接して発達する斜長石斑状変晶(斜長石Ⅱ, 図版1-b)の化学組成の解析結果の一部が第4図に示されている。核中央部からマントル外縁中央部までの間において、灰曹長石と曹長石のラメラ状ともいえる形での共存が認められる。これは、斜長石Ⅱの形成においては、peristerite gap が核形成期(のある時期?)から出現したことを示す現象なのであろうか。斜長石Ⅰと斜長石Ⅱは同一薄片内で数 mm はなれているにすぎない。

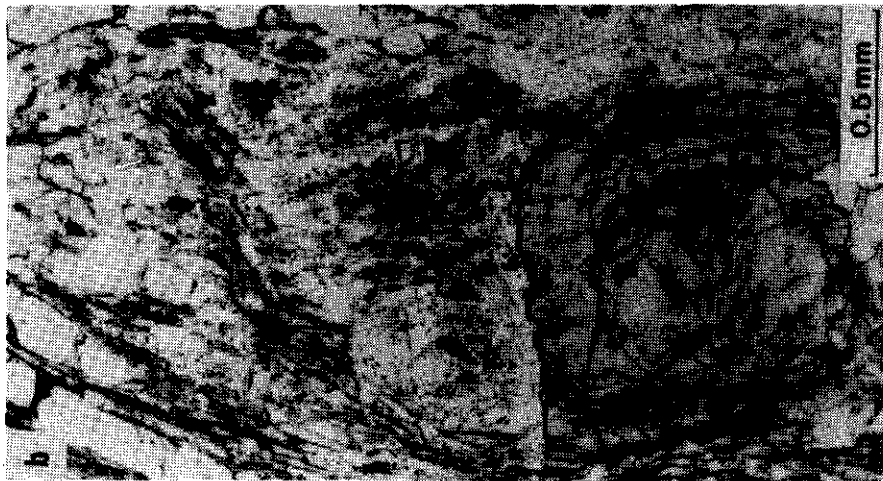
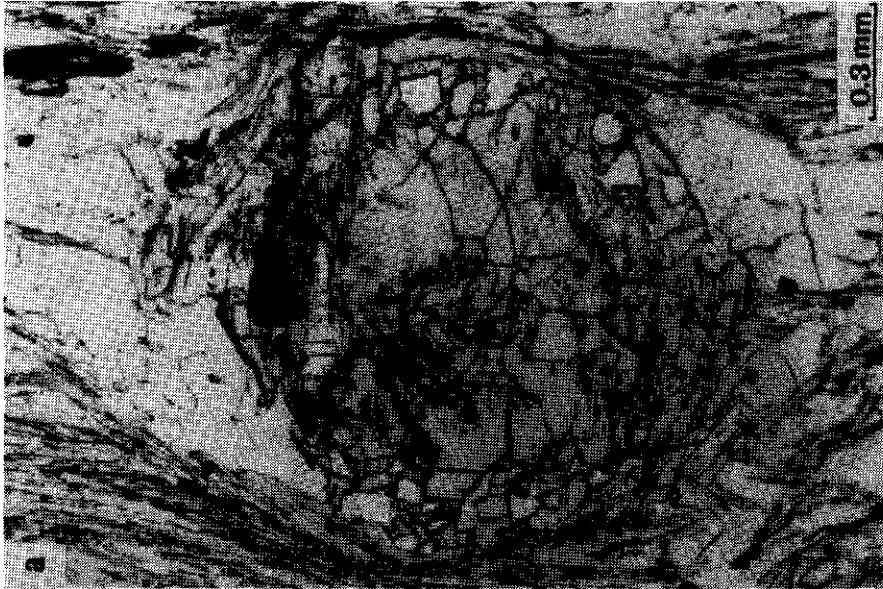
ざくろ石Ⅱのマントル内縁と外縁の境界部( $MnO$  値で約1.25と約0.5の間)には斜長石が包有されている(図版2-a, 第3図)。この斜長石(斜長石Ⅲ)は、周囲のざくろ石と調和的に Si を包有しており(図版2-a, 第3図)、変成鉱物であることは明らかである。包有位置からすれば、斜長石Ⅲは一般の斜長石斑状変晶の核からマントル内縁内側までの内容をもつはずである。斜長石Ⅲの化学組成は、リムをのぞいてはほぼ一様で、約16%の  $An$  値を示す。リムでは  $An$  値の漸移的な減少が認められ、低いところで約11%の  $An$  値が測定された。早期により高い  $An$  値をもつ灰曹長石が形成されたということである。ざくろ石マントル内縁からマントル外縁への化学組成の変化( $MnO$  の減少,  $MgO$  の増大)が温度の上昇を反映したものである(Kurata & BANNO, 1974; 東野, 1975)とすれば、斜長石Ⅲでは温度の上昇に伴って  $An$  値が減少したことになる。これは peristerite gap の存在と対応する現象として理解されようか。

先に記載したようにざくろ石Ⅱマントル外縁のほぼ同じ位置( $MnO = 0.7$ )に黒雲母、白雲母、斜長石が包有されている。そこで、これらの鉱物が共生関係にあったものと仮定して、GHENT & STOUT(1981)の方法により  $MnO = 0.7$  の時点の変成作用の温度と圧力を求めておこう。温度は  $565^{\circ}C$ 、圧力は  $10.9 kb$  となる。

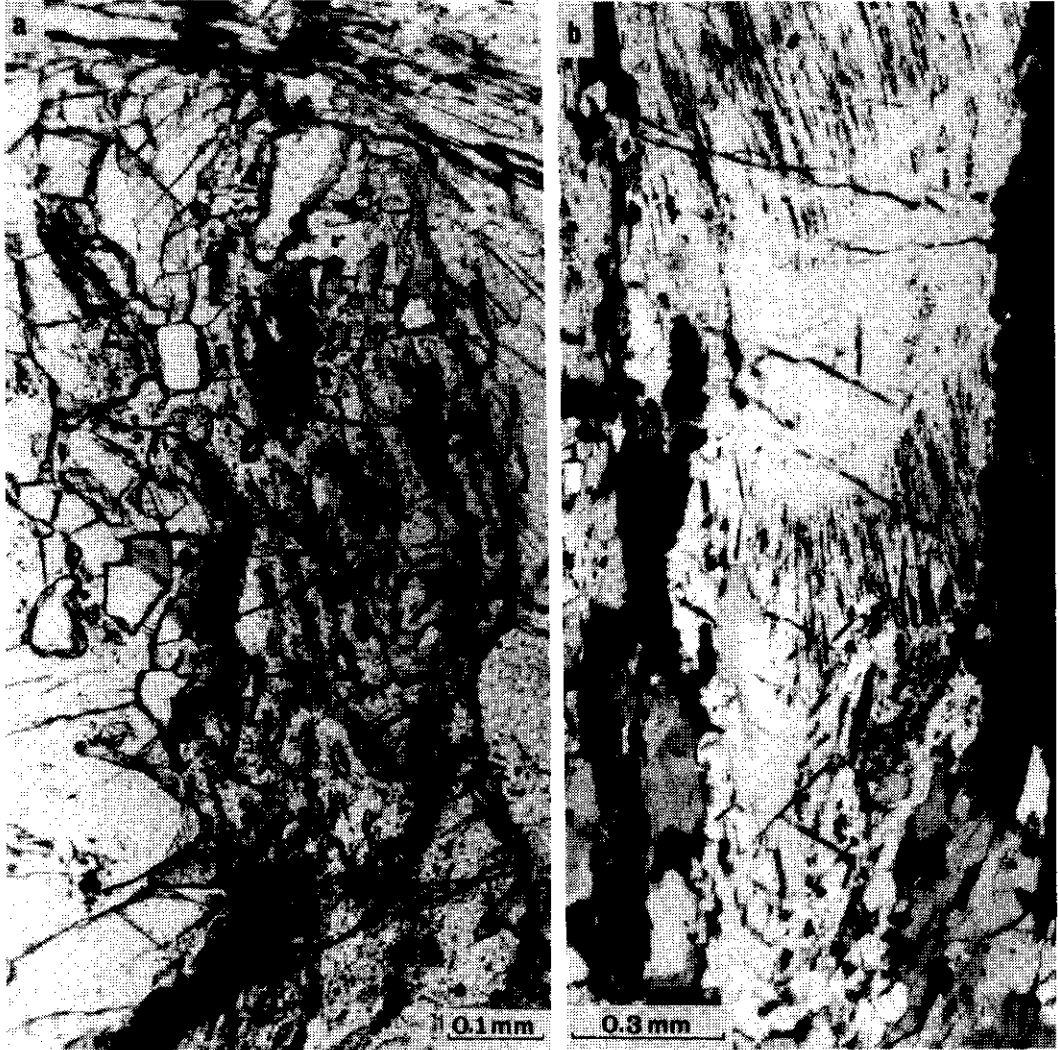
## 文 献

- BANNO, S. 1965: Notes on rock forming minerals (34) Zonal structure of pyrospite garnet in Sanbagawa schist in the Besshi area, Sikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 71, 185-188.
- 坂野昇平, 大槻正行, 酒井千尋, 東野外志男, 鳥海光弘, 1981: 四国中央部汗見川地域の三波川変成岩の熟史。日本地質学会第88年学術大会講演要旨, 384.
- 榎並正樹, 1982: 四国中央部利子地域・三波川帯の灰曹長石-黒雲母帯。地質雑, 88, 887-900.
- \_\_\_\_\_, 1983: 三波川変成岩中にみられる peristerite gap — epidote を含む岩石における例として。日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 381.
- GHENT, E. D. and STOUT, M. Z. 1981: Geobarometry and Geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contr. Mineral. Petrol.*, 76, 92-97.
- 原郁夫, 秀敬, 武田賢治, 佃栄吉, 徳田満, 塩田次男, 1977: 三波川帯の造構運動。秀敬編, 三波川帯, 広島大学出版研究会, 307-390.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, 徳田満, 高木清, 塩田次男, 1980: 四国中央部三波川帯における造構作用と変成作用の関係(予察)。中生代造構作用の研究, 2, 1-14.
- HARA, I., HIDE, K., SEO, T. and MAEDA, M. 1983: Discontinuously zoned garnet in Sambagawa Schist from Central Shikoku, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, 8, 51-58.
- 東野外志男, 1975: 四国中央部白髪山地方三波川帯の黒雲母帯。地質雑, 81, 653-670.

- KURATA, H. and BANNO, S. 1974 : Low-grade progressive metamorphism of pelitic schists of the Sazarea area, Sambagawa metamorphic terrain in Central Shikoku, Japan. *Jour. Petrol.*, **15**, 361-382.
- 前田勝, 原郁夫. 1984 : 四国中央部猿田川地域三波川帯の先長浜褶曲. *地質雑*, **90**, 73-80.
- RAST, N. 1958 : Metamorphic history of the Schichallion complex Perthshire. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, **63**, 413-431.
- SANDDER, B. 1930 : *Gefügekunde der Gesteine*. Wien, Springer.
- 1950 : *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. IIer Teil, Die Korngefüge*. Wien und Innsbruck.
- TAKAGI K. and HARA, I. 1979 : Relationship between growth of albite porphyroblasts and deformation in a Sambagawa schist, Central Shikoku, Japan. *Tectonophysics*, **58**, 113-125.
- ZWART, H. J., 1962 : On the determination of polymetamorphic mineral association to the Bosost area (Central Pyreneces). *Geol. Rundschau*, **52**, 38-65.



図版 1 a : ざくろ石 I の顕微鏡写真。  
b : ざくろ石 III と斜長石 II の顕微鏡写真。



図版2 a : ざくろ石IIの顕微鏡写真。  
b : 斜長石Iの顕微鏡写真。