紀伊半島北西部三波川変成帯の曹長石—黒雲母帯

Albite-biotite zone of the Sanbagawa metamorphic belt in the
northwestern part of the Kii Peninsula, Japan

王 長 龍 (Chang-Lung WANG)*
前 川 寛 和 (Hirokazu MAEKAWA)**

In the Sanbagawa metamorphic belt in the northwestern part of the Kii Peninsula, occurrences of biotite and its altered products are newly recognized. Pelitic schists in the area within the previously accepted garnet zone occasionally contain biotite and/or a mineral, which is optically almost identical to biotite. The latter mineral has variable K_2O contents less than 6 wt%, and has similar stoichiometry to biotite except low-K content. EPMA and XRD analyses suggest that the mineral is weathered biotite, which contains interlayered vermiculite. Taking the localities of such altered biotite-bearing pelitic schists into consideration, the biotite zone is newly established as a narrow region along the east-west trending axis of the Dainichi synform. The Fe-Mg partition coefficients for garnet-chlorite pairs in the pelitic schists of biotite zone indicate that the biotite zone in the Kii Peninsula corresponds to the lower-grade part of the albite-biotite zone in central Shikoku.

Keywords: Biotite, Albite-biotite zone, Sanbagawa metamorphic belt, Kii Peninsula, Wakayama.

I. はじめに

紀伊半島三波川変成帯における岩石学的研究は、キースラーガー鉾床の研究と相まって古くから行われてきた。しかし、露頭状況が悪いこともあり、変成分帯の全容さえまだ明らかにされておらず、解明すべき問題点は多く残されている。紀伊半島北西部の三波川帯（第1図）における変成分帯は、神山ら（1964）が初めて行い、I帯からIV帯までの四帯に分けた。泥質片岩では、III帯の高変成度部で黒雲母が出現し始め、IV帯では黒雲母が普遍的に出現する。神山ら（1964）はI帯からIV帯の境界をなす各々のアイソグラッドが地層の境界と一致し、構造的上部層に黒雲母が分布することを指摘した。Kanehira（1967）は和歌山市東方の飯盛地域において変成分帯を行い、A, B, C, Dの四帯に分帯した。三波川帯の泥質片岩に対して用いられ

ている指標鉱物による分帯に照らし合わせると、A, B両帯は緑泥石帯に、C帯の大部分はザクロ石帯、C帯の一部とD帯は黒雲母帯に相当する。Kanehira（1967）が示した黒雲母の出現境界は、神山ら（1964）の黒雲母の出現境界とほぼ一致している。最近、村上（1991）は和歌山市東方地域で泥質片岩から黒雲母を見だし、廣田（1991, 1993）は、紀ノ川流域の船岡山地域から三波川帯の最高温度部に相当する灰曹長石—黒雲母帯に属する岩石を報告している。

紀伊半島北西部三波川帯において、東部地域で岩石学的研究が盛んに行われたのとは対照的に、貴志川以西の和歌山市内の三波川帯についての岩石学的研究はほとんどない。われわれは、1992年以来、紀伊半島北西部の三波川変成帯全域の温度構造を解明するために調査研究を行ってきた。変成帯の高温部である黒雲母帯の分布をおさえることが、温度構造を解明する上で

（平成8年6月17日受付，平成9年1月13日受理）

* 神戸大学大学院自然科学研究科，〒657 神戸市灘区六甲台町1-1

** 神戸大学理学部地球惑星科学科，神戸大学大学院自然科学研究科，〒657 神戸市灘区六甲台町1-1

* Graduate School of Science and Technology, Kobe University, Nada, Kobe 657, Japan

** Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science and Graduate School of Science and Technology, Kobe University, Nada, Kobe 657, Japan

Fig. 1. Geologic map of the study area (compiled from Hara *et al.* (1977), Miyata *et al.* (1993), and this study).

まず第一に重要であると考え、黒雲母帯の正確な分布を決めることに集中した。研究の過程で、黒雲母の産出が極めて稀であり、光学性が黒雲母によく似た変質した緑泥石や6 wt%以下の K_2O を含む変質した黒雲母がしばしば出現することがわかってきた。われわれは、個々の岩石試料について、EPMAを用いて、それらを厳密に識別・評価することに努めた。その結果、従来報告されていた黒雲母の産地に加え、西部の和歌山市北部から矢田峠にのびる大日山北方に軸をもつシンフォーム(宮田ら, 1993) (本稿では便宜的に大日シンフォームと呼ぶ)の軸部にも黒雲母帯が分布することが明らかとなった。調査地域の北東部を除けば、黒雲母帯はシンフォーム軸部に集中して分布していることになる。本報告では、紀伊半島北西部三波川帯の黒雲母帯の分布についての再検討を行い、温度構造について考察する。なお、変成作用全般については別に報告

する予定である。

II. 地質概略

紀伊半島北西部の三波川帯の地質に関してはこれまでに多くの報告がある(例えば、中山, 1960; 岩橋, 1962; 神山ら, 1964, 1966; 廣田, 1991; 村上, 1991; 宮田ら, 1993)。岩橋(1962)は南から北に向けて、長峰帯、野上帯、飯盛帯の三つの地質ユニットを区別した。長峰帯は御荷鉾緑色岩類が占める。野上帯と飯盛帯は、いわゆる三波川帯の無点紋帯と点紋帯にそれぞれ相当する。本研究調査地域は、野上帯北半部と飯盛帯に相当する。野上帯と飯盛帯は、泥質片岩、砂質片岩、塩基性片岩と一部の石英片岩、蛇紋岩類からなる。それぞれの地質ユニット分布域には東西方向に軸をもつ褶曲が発達し、主要な地質構造を形成している。泥質および砂質片岩は野上帯に広く分布する。塩基性片

Fig. 2. Distribution of mineral assemblages of pelitic-psammitic and basic schists, and metamorphic zonal mapping in the study area. Fe-Mg partition coefficients for garnet-chlorite pairs from pelitic schists are given in the garnet zone.

Abbreviations for minerals: Chl, chlorite; Ms, muscovite; Grt, garnet; Bt, biotite; Ep, epidote; Act, actinolite; Pmp, pumpellyite; AA, Alkali amphibole; Bar, barroisite; Hb, hornblende.

岩は野上帯と飯盛帯の中心部に集中しており、しばしば、泥質片岩と互層をなしている。蛇紋岩は、シンフォーム軸部に集中している。

飯盛シンフォーム (岩橋 (1962) の飯盛向斜) は、飯盛帯の主要な地質構造を支配している (第1図)。シンフォームの北東部では数メートルから数十メートル規模の東西性の軸をもつ褶曲が発達している。飯盛帯は、塩基性片岩と泥質片岩の互層からなる。長径数10 mから2 kmの大小様々な蛇紋岩の岩体が飯盛シンフォームの軸部とその周辺に点在している。廣田 (1991) は飯盛地域で、三波川帯を点紋帯である飯盛ユニットと無点紋帯である靱淵ユニットに分け、両者の境界が断層である可能性を指摘した。

III. 変成分帯

調査地域の217地点で岩石試料を採取し、泥質片岩: 130枚、塩基性片岩: 350枚の薄片を作成した (本稿では、黒色を呈する炭質物を含む片理の発達した岩石を泥質片岩と呼ぶ)。変成分帯は主に泥質片岩によって行い、塩基性片岩を補助的に用いた。鉱物の同定は主として偏光顕微鏡で行い、補助的に神戸大学理学部所有のOxford社製エネルギー分散型分析装置 (Link ISIS シリーズ L200I-S/ATW) を装備した日本電子社製走査型電子顕微鏡 (JSM-840A) を用いた。分析は加速電圧15 kV、照射電流0.5 nAの条件で行った。

岩石試料の解析の結果、三波川帯の他地域と同様、泥

質片岩の鉱物共生の変化に基づいて、緑泥石帯、ザクロ石帯、黒雲母帯の三帯に分帯した。第2図に岩石試料の採取地点、それらの鉱物組み合わせと変成分帯の結果を示す。また、第3図に研究地域の泥質片岩、砂質片岩及び塩基性片岩中の変成鉱物の出現消滅関係を示す。以下に、各帯の特徴について述べる。

緑泥石帯：変成鉱物は一般に細粒で、偏光顕微鏡では鉱物鑑定が困難な場合がある。泥質片岩と砂質片岩に含まれる主要な鉱物組み合わせは、石英＋曹長石＋白雲母＋緑泥石±緑レン石で、副成分鉱物として炭質物、クサビ石、方解石、燐灰石、電気石、スチルプノメレン、鉄硫化物が認められる。

塩基性片岩に含まれる変成鉱物は、石英、曹長石、白雲母、緑泥石、緑レン石、パンペリー石、アクチノ閃石、アルカリ角閃石（マグネシオリーベック閃石～クロス閃石）、スチルプノメレン、クサビ石、方解石、鉄酸化物、鉄硫化物である。緑泥石帯はパンペリー石～アクチノ閃石相から藍閃石片岩相（広義）に属すると考えられる。

ザクロ石帯：泥質片岩中にザクロ石が出現することで特徴づけられ、変成鉱物は緑泥石帯に比べ粗粒である。曹長石斑状変晶が肉眼で認められる。ザクロ石帯の泥質片岩のもつ主要な鉱物組み合わせは、石英＋曹長石＋白雲母＋緑泥石＋ザクロ石±緑レン石である。副成分鉱物として炭質物、クサビ石、方解石、スチルプノメレン、ジルコン、燐灰石、電気石、鉄酸化物、鉄硫化物が認められる。

塩基性片岩に含まれる主な変成鉱物は、石英、曹長石、白雲母、緑泥石、緑レン石、角閃石、アルカリ輝石（エジリンオージャイト）、鉄酸化物、鉄硫化物である。角閃石はアルカリ角閃石（クロス閃石）、アクチノ閃石、バロア閃石（Leake (1978) の定義による）である。ザクロ石帯は藍閃石片岩相～緑色片岩相と緑レン石～角閃岩相の低温部に相当すると考えられる。

黒雲母帯：泥質片岩中に黒雲母が出現することで特徴づけられる。K₂O を 7～9 wt% 含む黒雲母をもつ泥質片岩は、貴志川地域の一ヶ所（村上, 1991）、飯盛地域の六ヶ所（廣田, 1992）と和歌山城、船戸、星川地域の三ヶ所（本研究）の十地点でしか見出されていないが、本研究ではこのほかに、変質した黒雲母*¹を含む泥質片岩を花山と矢田峠の二ヶ所で見出した（第2図）。

		Chlorite zone	Garnet zone	Biotite zone
Pelitic and psammitic schists	Quartz			
	Albite			
	Muscovite			
	Chlorite			
	Garnet			
	Biotite			
	Titanite			
	Rutile			
	Epidote			
	Stilpnomelane			
Basic schists	Quartz			
	Albite			
	Muscovite			
	Chlorite			
	Epidote			
	Pumpellyite			
	Actinolite			
	Alkali Amphibole			
	Barroisite			
	Hornblende			
	Garnet			
	Biotite			
	Titanite			
	Rutile			
	Stilpnomelane			

Fig. 3. Mineralogical variation of pelitic-psammitic schists and basic schists.

黒雲母帯の泥質片岩の鉱物組み合わせは、石英＋曹長石＋白雲母＋緑泥石＋ザクロ石＋黒雲母＋緑レン石±ルチルである。副成分鉱物として炭質物、クサビ石、方解石、ジルコン、燐灰石、電気石、スチルプノメレン、鉄酸化物、鉄硫化物がある。

黒雲母は、山崎地域と寺山地域（寺山頂上付近）の塩基性片岩にも認められる。山崎、寺山両地域の塩基性片岩の鉱物組み合わせは、石英＋曹長石＋白雲母＋緑泥石＋緑レン石＋ザクロ石＋黒雲母＋角閃石（バロア閃石～ホルンブレンド）＋鉄酸化物＋鉄硫化物である。黒雲母は褐色を呈し、関東山地などで報告されているより低温部で出現する緑色黒雲母ではない（酒井, 1980；田中・福田, 1974）。角閃石のコアは常にバロア閃石で、リムの部分はホルンブレンドが占める。山崎、寺山両地域の泥質片岩は風化により著しく変質しており、泥質片岩中の黒雲母の有無は確認できなかった。四国中央部汗見川地域の塩基性片岩における黒雲母の出現は、泥質片岩のそれよりも高温側で起こっており

変質した黒雲母*¹：K₂O の含有量が 6 wt% 以下で、K₂O に乏しいことを除けば、黒雲母とほぼ同様の化学組成をもつ。後述するように変質の過程で K が溶脱した黒雲母とみなすことができるので、本論文では変質した黒雲母と呼ぶ。

(Otsuki, 1980; Otsuki and Banno, 1990), 紀伊半島三波川帯でも同様の傾向が期待される。先に述べたように寺山東方の竜門山地域(廣田, 1991), 山崎西方の船戸地域では泥質片岩中に黒雲母が出現しており, これらの地域が飯盛シンフォーム北翼に集中して位置していることを考慮すると, 山崎, 寺山両地域が黒雲母帯に属している可能性は高いと思われる。

IV. 黒雲母の産状

紀伊半島北西部において黒雲母帯の分布を明らかにすることは, 変成帯の温度構造を推定する上で重要である。今回の EPMA を用いた研究の結果, 黒雲母の産出は比較的まれで, 黒雲母に似た光学的特徴をもつ変質した緑泥石 や変質した黒雲母が多く認められた。これらは, 濃褐色～淡褐色の多色性を有し, 十字ニコル下で雲母族特有の mottling を示すことがあり, 顕微鏡下において黒雲母との識別は容易ではない。変質した緑泥石は最大で 1.41 wt% の K_2O を含んでおり (第 1 表), 調査地域全域に広く認められる。

従来の論文では, 黒雲母帯の分布は示されていても, 黒雲母の産出地点を具体的に示したものはほとんどなく, 村上 (1991) が一ヶ所で黒雲母の産出地点を報告し, 廣田 (1992) が飯盛地域において六ヶ所で黒雲母を見いだしているのみである。本研究では, 新たに和歌山城, 花山, 矢田峠, 船戸, 星川の五ヶ所の泥質片岩と山崎, 寺山の二ヶ所の塩基性片岩から黒雲母を見出した(第 2 図)。この中で, 花山, 矢田峠両地域では, 変質した黒雲母しか見つかっていない。以下に, 黒雲母及び変質した黒雲母を含む地域の変成岩類について述べる。

和歌山城: 塩基性片岩が卓越しているが, 部分的に泥質片岩と石英片岩も認められる。泥質片岩は石英+曹長石+白雲母+緑泥石+ザクロ石+黒雲母+緑泥石+炭質物+燐灰石+クサビ石の鉱物組み合わせをもつ。石英片岩の鉱物組み合わせは石英+白雲母+緑泥石+ザクロ石+黒雲母+鉄酸化物+燐灰石+角閃石である。石英片岩中の角閃石は累帯構造をもち, コアの部分はマグネシオリーベック閃石で, 周囲はパロア閃石に被われている。泥質片岩と石英片岩の中に産出した黒雲母の多くは 7~8 wt% の K_2O 含有量をもつが, 3 wt% 以下の K_2O を含む変質した黒雲母も認められる。

花山: 泥質片岩が広く占めており, 石英+曹長石+白雲母+緑泥石+ザクロ石+変質した黒雲母+電気石+燐灰石の鉱物組み合わせをもつ。この地点の泥質

Table 1. Representative chemical analyses of altered chlorite from pelitic schists in the chlorite zone

Thin section no.	A100	A100	A100
SiO ₂	31.87	31.87	31.98
TiO ₂	0.08	0.08	0.26
Al ₂ O ₃	17.64	17.55	17.42
FeO	23.59	22.61	24.36
MnO	0.62	0.73	0.56
MgO	9.29	10.43	9.19
CaO	0.47	0.81	0.96
Na ₂ O	0.24	0.31	0.25
K ₂ O	1.41	0.84	0.98
Total	85.21	85.23	85.96
	O=22	O=22	O=22
Si	6.027	6.064	6.227
Al	2.631	2.674	2.551
Ti	0.216	0.229	0.184
Fe ³⁺	2.847	2.631	2.558
Mn	0.097	0.091	0.077
Mg	2.186	1.842	1.989
Ca	0.136	0.000	0.005
Na	0.000	0.000	0.000
K	0.602	1.678	1.447
Total	14.742	15.209	15.037

片岩は風化が激しく, 緑泥石はすべて濃褐色～淡褐色の多色性をもつ変質した緑泥石である。比較的新鮮な泥質片岩 4 個について調べたが, 変質した黒雲母の K_2O 含有量は 2~4 wt% である。 K_2O の少ない部分では 1 wt.% 以下のこともある。

矢田峠: 泥質片岩が分布しており, 塩基性片岩は薄い層をなして偏在している。付近には数メートルから十数メートル規模の蛇紋岩岩体が分布している。泥質片岩は石英+曹長石+白雲母+緑泥石+ザクロ石+変質した黒雲母+燐灰石の鉱物組み合わせをもつ。泥質片岩 5 個について調べたところ, 変質した黒雲母は最高 4.97 wt% の K_2O をもっていた。

船戸: 本地点では, 泥質片岩と蛇紋岩が複雑に入り交じっている。泥質片岩の鉱物組み合わせは石英+曹長石+白雲母+緑泥石+ザクロ石+黒雲母+炭質物+燐灰石+電気石である。泥質片岩には K_2O を 7~8 wt% 含む新鮮な黒雲母が普遍的に認められる。

星川: 主に塩基性片岩からなり, 泥質片岩と砂質片岩の互層が部分的に発達している。主要な変成鉱物は, 石英, 曹長石, 白雲母, 緑泥石, ザクロ石, 黒雲母, 角閃石(パロア閃石~ホルンブレンド, アクチノ閃石)である。黒雲母は K_2O を 7~9 wt% 含み, 曹長石斑状変

Fig. 4. K X-ray maps of altered biotite. (a) Quantitative X-ray map of the sample A91 from the Yatatoge area. (b) X-ray map of the sample B8 from the Wakayama Castle.

晶中に径 $10\ \mu\text{m}$ ~ $20\ \mu\text{m}$ の包有物として認められる。黒雲母はマトリックスにはほとんど含まれておらず、光学的に黒雲母に類似した変質した緑泥石がしばしば観察される。

V. 黒雲母の変質による組成変化

調査地域は、概して風化変質した岩石が多く、黒雲母帯の分布を明らかにするためには、変質した黒雲母の評価と同定が重要である。変質した黒雲母の組成は、一般に K に関してきわめて不均質である。第 4 図 (a), (b) に、泥質片岩中の変質した黒雲母の K 元素の X 線マッピングの結果を示す。K の分布は極めて不均質で、劈開に沿ってあるいは不規則に K が溶脱している状況が認められる。第 4 図 (b) では、含有量の高い部分はラメラ状に分布している。第 2 表に黒雲母および変質した黒雲母の化学組成を示す。分析にはできるだけ不均質な部分を避けるように注意を払った。和歌

山城、船戸、星川の各地域の泥質片岩と山崎、寺山両地域の塩基性片岩には $7\sim 9\ \text{wt}\%$ の K_2O を含む黒雲母が多量に含まれており、一部に K に乏しい変質した黒雲母も認められる。また、花山、矢田峠両地域の試料は変質した黒雲母 ($\text{K}_2\text{O} < 5\ \text{wt}\%$) しか含んでいない。第 5 図に、黒雲母、K に乏しい変質した黒雲母の Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca と K の含有量との関係を示す。花山、矢田峠両地域のもの (a) はそれ以外の地域のもの (b) と区別して示した。第 5 図 (b) において、 $\text{K} = 1.8\sim 0.6$ の範囲では、K の減少に伴い、Mg と Ca が多少増加する傾向が認められるものの、他の元素の量はほぼ一定で、顕著な変化は認められない。K の減少に伴い、酸化物の合計が減少する傾向が認められ (第 6 図)、 K_2O が $8\sim 9\ \text{wt}\%$ と $5\sim 6\ \text{wt}\%$ の黒雲母の平均化学組成の酸化物の合計は、それぞれ $95.55\ \text{wt}\%$ 、 $87.24\ \text{wt}\%$ になる。 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比を 0.1 と仮定して (Banno, 1964)、 K_2O が $8\sim 9\ \text{wt}\%$ と $5\sim 6\ \text{wt}\%$ の黒雲母の組成の平均値をそれぞれ求め、構造式を作ると、

$\text{K}_2\text{O} = 8\sim 9\ \text{wt}\%$:

$\text{K}_2\text{O} = 5\sim 6\ \text{wt}\%$:

となり、四面体及び八面体層の陽イオンの合計はほとんど変わらない。これは、黒雲母がパーミキュライト化する変質過程において、K の溶脱に代わり水が入るという層間の変化の影響を示唆していると考えられる (長沢, 1972; 鈴木ら, 1993)。

第 5 図 (b) において、 $\text{K} = 0.6\sim 0.1$ の範囲では、K の減少に伴う Al の増加および Si の減少が認められる。Fe と Mg の多少の増加傾向が認められるが、ばらつきが激しく、的確な評価はできない。また、 $\text{K} > 0.6$ の範囲では、ほぼ一定値を保っていた Ti が $\text{K} = 0.6$ 付近から減少を始める。この範囲では、層間の K と OH_3^+ の置換に加え、四面体層の Si と Al の置換、 Fe^{2+} の酸化等の複雑な変質過程が起こっていると予想される。

第 5 図 (a) では、花山、矢田峠両地域の分析値は、図 5 (b) の二段階目 ($\text{K} = 0.6\sim 0.1$) の変質トレンドにのっているようにみえる。第 7 図 (a) に矢田峠の泥質片岩中の有色鉱物の無処理試料と 600°C で 1 時間の加熱処理後の X 線回折の結果を示す。有色鉱物の分離は細粒のため実際上困難であるが、乳鉢で粉碎後、アイソダイナミックセパレーターを用いて有色鉱物 (黒雲

Table 2. Representative chemical analyses of biotite and altered low-K biotite

Thin section no.	B8-11-1			A42-4		A91		A86b-3		A83-2
Place	Wakayama Castle			Hanayama		Yatatoge		Fujisaki		Terayama
Rock type	P	P	P	P	P	P	P	P	P	B
Mineral	Bt	Bt	Altered Bt	Altered Bt	Altered Bt	Altered Bt	Altered Bt	Bt	Altered Bt	Bt
SiO ₂	40.44	41.07	38.47	34.43	32.41	33.69	37.68	36.44	30.29	37.45
TiO ₂	2.03	1.61	1.83	0.14	0.17	0.07	0.08	1.32	0.91	1.63
Al ₂ O ₃	15.13	14.28	14.25	17.50	18.72	18.27	17.71	14.51	14.73	14.26
FeO	20.98	20.18	21.73	23.28	24.17	21.76	19.98	22.34	25.69	20.57
MnO	0.72	0.60	0.73	0.35	0.30	0.43	0.52	0.11	0.29	0.16
MgO	8.24	8.80	9.36	6.65	7.81	10.84	9.81	8.76	10.02	8.57
CaO	0.00	0.03	0.81	0.13	0.28	0.48	1.04	0.04	0.06	0.14
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.22	0.00
K ₂ O	8.77	7.48	3.01	3.80	2.87	3.32	4.97	7.79	2.66	6.92
Total	96.31	94.05	90.19	86.28	86.73	88.86	91.79	91.63	84.87	89.70
	O=22	O=22	O=22	O=22	O=22	O=22	O=22	O=22	O=22	O=22
Si	6.064	6.227	6.027	5.728	5.385	5.405	5.803	5.823	5.263	6.004
Al	2.674	2.551	2.631	3.431	3.666	3.454	3.214	2.733	3.016	2.694
Ti	0.229	0.184	0.216	0.018	0.021	0.008	0.009	0.159	0.119	0.197
Fe ³⁺	2.631	2.558	2.847	3.238	3.358	2.919	2.573	2.985	3.732	2.757
Mn	0.091	0.077	0.097	0.049	0.042	0.058	0.068	0.015	0.043	0.022
Mg	1.842	1.989	2.186	1.649	1.935	2.593	2.252	2.087	2.595	2.048
Ca	0.000	0.005	0.136	0.023	0.050	0.082	0.172	0.007	0.011	0.024
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.099	0.074	0.000
K	1.678	1.447	0.602	0.806	0.608	0.679	0.976	1.588	0.590	1.415
Total	15.209	15.037	14.742	14.943	15.065	15.199	15.068	15.495	15.442	15.160

P, pelitic schist; B, basic schist; Bt, biotite.

母と緑泥石)を集め,さらにハンドピッキングで白雲母,石英等をできるだけ除去した。9.9 Å のシャープな底面反射は,黒雲母あるいは分離が不完全なために混在している白雲母のピークである。7.2 Å の底面反射は緑泥石のピークと考えられるが,14.2 Å の底面反射は,加熱処理後小さくなって 11.3 Å に移動する。したがって,14.2 Å の底面反射は,緑泥石に加えパーミキュライトの存在を示唆している。緑泥石帯の泥質片岩中の風化した緑泥石には, K₂O が最大で 1.41 wt% 含まれている。第 7 図 (b) は,その X 線回折図の一例である。14.2 Å の底面反射は,加熱処理後小さくなって 11.3 Å に移動することから,黒雲母の変質と同様に,パーミキュライト化していることがわかる。緑泥石がパーミキュライト化する過程で,周囲の鉱物から K₂O を取り込むことは,Black (1975) や Ross and Kodama (1974) でも報告されており,第 5 図において K₂O の乏しいもの (K=0.6~0.1) を単純に黒雲母の変質による K の溶脱に帰することはできない。K の含有量の低い分析値は,緑泥石がパーミキュライト化したものも含んでいると思われる。

変質した黒雲母は,風化により変色した岩石に集中的に認められる。花山地域と矢田峠地域では,他地域に比べて特に変質が進行しており,新鮮な試料を採取することができなかった。花山,矢田峠両地域の泥質片岩中で,光学的に黒雲母に類似した鉱物で最も高い K₂O 含有量をもつもの (それぞれ K₂O=3.80 wt%, 4.97 wt%; 第 2 表参照) は, K 以外は化学量論的には黒雲母と等価と見なせる。黒雲母とパーミキュライトは,ともにフィロ珪酸塩で化学組成も似ているため,化学式から両者を区別することは難しいが, H₂O の含有量が黒雲母とパーミキュライトでは著しく異なるので, H₂O を除く他の酸化物の合計からある程度の推定は可能であろう。酸化物の合計は Fe³⁺/Fe²⁺ 比で当然左右されるが,第 2 表には,全鉄を二価として示してある。花山,矢田峠両地域の場合,最も高い K₂O をもつものの酸化物の合計は,それぞれ 86.28 wt%, 91.79 wt% になる。全鉄を二価として扱っているので,これらの値は可能な最小値ということになるが,それでもパーミキュライトよりはかなり高い値であるので,これらの鉱物は K を溶脱した黒雲母であると考えられ

Fig. 5. Relative contents of Si, Al, Ti, Fe²⁺, Mg, and Ca against K of biotites and altered biotite on the basis of 22 oxygens. (a) Samples from the Hanayama and Yatatoge areas, (b) Samples from the other locations.

る。第5図 (b) では、四面体層の Si と Al の置換が起こり始めるところ ($K=0.6$) で、Ti が急に溶脱し始める。第5図 (a) において $K=1.0$ での Si, Al 量は、第5図 (b) の $K=0.5$ 付近の値に対応しており、変質作

用時の元素の挙動が (a) と (b) の地域で異なっていた可能性がある。矢田峠の試料で Ti 量が低いのは、K を最も多く含むものでも、すでに四面体層の Si と Al の置換が起こり始めていることに起因しているのかも

Fig. 6. A diagram showing relationships between K_2O and total weight percent of oxides.

Fig. 7. X-ray diffractograms of mafic minerals in pelitic schists from the Yatatoge area (a) and from the chlorite zone at southeast of Kishi-gawa (b). Diagrams show that 14.2 Å of vermiculite shrinks to 11.3 Å after heating at 600°C for one hour.

知れない。

VI. 考 察

1. 黒雲母帯の評価

変成作用後の風化変質による黒雲母からの K の溶脱については, Craw (1981) や Craw *et al.* (1982) によって本報告と同様の議論がなされている。調査地域の黒雲母帯では黒雲母の産出が比較的稀であるが, その主要な原因の一つとして, 前節で述べた黒雲母の風化による変質を挙げることができる。Walker (1949) は, 二次的な酸化作用によって黒雲母の K_2O が 3 wt% 以下になることを報告しているが, 先に述べたように緑泥石が変質する過程で K_2O を取り込むことがあるため, 試料に含まれる鉱物の K_2O が 3 wt% 以下の場合, 黒雲母起源を主張することは容易ではない。第 8 図 (a) は, 黒雲母帯の泥質片岩の曹長石斑状変晶中の黒雲母の産状を示す。黒雲母は斑状変晶のリムにしばしば含まれており, 細粒で多くは数 10 μm 以下である。石基中には石英粒の集合体中に認められるが, 非常に稀である。黒雲母の大部分は K_2O を 7~9 wt% 含んでいるが, 結晶の周縁部で K の溶脱が認められ, K_2O は 2~3 wt% 程度になっている。第 8 図 (b) の黒雲母周縁部の暗い部分が K の乏しい部分に対応している。斑状変晶中の黒雲母は二次的な変質を免れ, 一方で, 石基中に含まれていた黒雲母の多くは変質してしまったと考えられる。したがって, ある程度風化変質の進んだ岩石では, ここで示したような斑状変晶に取り込まれているなどの好条件が整わない限り, 新鮮な黒雲母を見出すことは難しい。

廣田 (1991, 1993) によって報告された灰曹長石-黒雲母帯に属する船岡山岩体を除くと, 調査地域の黒雲母帯の泥質片岩に含まれる斜長石は, 曹長石成分が 0.4~2.7% の範囲に入り, 曹長石-黒雲母帯に属すると考えられる。緑泥石とザクロ石間の Fe-Mg 分配係数は, 船岡山岩体を除くと, 0.06~0.09 となり (第 3 表), Kurata and Banno (1973), 東野 (1975, 1990) の四国中央部の結果と比較すると, 曹長石-黒雲母帯の低変成度部に相当する低い値を示すことがわかる。また, 新鮮な泥質片岩の黒雲母のモードは 1.1 vol% 以下で, この値は東野 (1975) で示された四国中央部のザクロ石帯と黒雲母帯の境界部付近の黒雲母帯の値に相当する。変成度の上昇に伴い分配係数と黒雲母のモードは高くなるので, 調査地域は, 四国中央部の曹長石-黒雲母帯の低変成度部に相当すると考えられる。このことも黒雲母の出現頻度が低い理由の一つであろう。

Fig. 8. (a) Photomicrograph of biotite in albite porphyroblast, (b) Back-scattered image showing the later-stage alteration along the rim. K_2O is 7~8 wt% in the core (light part), and goes down to 2~3 wt% in the rim (dark part).

2. 黒雲母帯の分布

本研究以前に、黒雲母を含む泥質片岩が報告されている地点は、船戸南方の一ヶ所(村上, 1991)、竜門山、藤崎、船岡山地域などの六ヶ所(廣田, 1992)である。これに新たに見いだされた産出地点を加えると、黒雲母帯の分布はおおむね第2図に示すようにまとめられる。第2図で、メッシュをかけた地域はおおよその黒雲母帯の分布を示している。黒雲母帯は少なくとも三つの帯状分布をなし、西から東に向かって大日シムフォーム、飯盛シムフォームと船岡山の南にある褶曲帯の軸部に沿って分布している。和歌山城、花山、矢田峠地域の三ヶ所は大日シムフォームの軸部付近か軸部の延長線上に位置している。第1図では、大日シムフォーム軸部で緑色片岩が馬蹄形をなして分布し、黒雲母帯との関係が重要である。しかし、黒雲母の産出地点が少なく、現状では詳細を議論することができな

いので、第2図にはおおよその分布が示してある。船戸、船戸南方、寺山、竜門山地域の四ヶ所は飯盛シムフォームの西部の軸部付近に分布している。飯盛シムフォームでは、その東半部で黒雲母帯は消滅する。岩橋(1962)の指摘にあるように飯盛シムフォーム東部が“舟底状”の構造になっているとすると、飯盛シムフォームに沿って東方ほど下部の岩石が露出することになり、黒雲母帯が消滅し、下位のザクロ石帯が出現する理由が説明できる。廣田(1992)による藤崎地域とその東方の二ヶ所、及び本研究で見出した星川地域はほぼ直線上に配列し、点紋帯の北東部に位置している。ここでは複雑な褶曲構造の存在が指摘されており(岩橋, 1962)、この地域の黒雲母帯の分布は何らかの褶曲構造に支配されている可能性がある。この地域のすぐ北西に位置し、灰曹長石-黒雲母帯に属する船岡山岩体は、変成鉱物の粒径など、周辺の岩石と著しく差があり、周囲とは変成度にギャップのある構造的岩塊であると考えられている(廣田, 1993; Takasu *et al.*, 1996)。

筆者らの予察によると、ザクロ石帯分布域において、ザクロ石アイソグラッドから北方の紀ノ川へ向かって、黒雲母帯の分布とは無関係に、緑泥石とザクロ石間のFe-Mg分配係数が連続して上昇する傾向が認められる(第2図)。したがって、黒雲母帯は、三波川変成作用後に二次的に断層(衝上断層)によってザクロ石帯と接した可能性があるが、詳細については今後精査を行い明らかにしていきたい。

VII. ま と め

本研究の結果を以下にまとめる。

(1) 和歌山市貴志川以西に位置する花山、矢田峠両地域の泥質片岩に含まれるKに乏しい光学的に黒雲母に類似した鉱物は、二次的な風化・変質作用によりKが溶脱した黒雲母であると考えられる。変質した黒雲母のみを含む泥質片岩も、黒雲母帯の分布を追跡するために有効である。

(2) 紀伊半島北西部三波川帯の黒雲母帯は、西から東に向かって、大日シムフォーム、飯盛シムフォーム、さらに東方の褶曲帯の軸部に沿って帯状に分布している。

(3) 泥質片岩中の緑泥石とザクロ石間のFe-Mg分配係数と黒雲母の低いモードは、紀伊半島北西部三波川帯において、船岡山岩体を除く黒雲母帯が、四国中央部の曹長石-黒雲母帯の低変成度部に相当することを示唆している。

Table 3. Representative chemical analyses of garnet and chlorite and Fe-Mg partition coefficients of garnet-chlorite pairs of pelitic schists from biotite zone.

Thin section no. Place	A102-1 Funato				A86b-3 Fujisaki	
Mineral	Grt	Chl	Grt	Chl	Grt	Chl
SiO ₂	37.55	26.40	37.23	25.28	37.46	25.82
TiO ₂	0.00	0.00	0.14	0.21	0.00	0.12
Al ₂ O ₃	20.13	19.68	20.02	19.66	20.67	20.29
FeO	29.54	25.81	27.57	24.61	29.43	23.74
MnO	1.63	0.34	3.19	0.25	0.39	0.25
MgO	1.00	14.26	0.89	14.43	1.66	15.23
CaO	8.36	0.04	8.94	0.00	8.81	0.04
NaO	0.21	0.19	0.31	0.28	0.23	0.28
K ₂ O	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
Total	98.43	86.72	98.35	84.72	98.65	85.77
	O=12	O=28	O=12	O=28	O=12	O=28
Si	3.057	5.645	3.038	5.521	3.026	5.528
Al	1.931	4.959	1.925	5.060	1.968	5.120
Ti	0.000	0.000	0.009	0.034	0.000	0.019
Fe ²⁺	2.011	4.615	1.881	4.494	1.988	4.250
Mn	0.112	0.062	0.220	0.046	0.027	0.045
Mg	0.121	4.546	0.108	4.698	0.200	4.862
Ca	0.729	0.009	0.782	0.000	0.763	0.009
Na	0.033	0.079	0.049	0.119	0.036	0.116
K	0.001	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000
Total	7.995	19.915	8.018	19.973	8.008	19.950
Mg/Fe ²⁺	0.060	0.985	0.058	1.045	0.101	1.144
Partition coefficient	0.061		0.055		0.088	

(4) ザクロ石帯分布域において、南から北に向かって、黒雲母帯の分布とは無関係に、緑泥石とザクロ石間の Fe-Mg 分配係数が連続的に高くなる傾向が認められる。したがって、黒雲母帯は、三波川変成作用後に二次的に断層（衝上断層）によってザクロ石帯と接した可能性がある。

謝 辞 本研究を行うにあたり、名古屋大学鈴木和博教授には、黒雲母の変質について貴重なご助言を頂いた。兵庫県立港川高校木村一成氏には、XRD に関して技術的な指導をしていただいた。京都大学坂野昇平名誉教授、平島崇男助教授、島根大学高須 晃教授、神戸大学宮田隆夫教授には、巡検・シンポジウム等において適切な御助言を頂いた。また、二名の査読者の方々には適切な御助言を頂いた。ここに深く感謝する次第である。

引用文献

Banno, S. (1964), Petrologic studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Ino district,

central Sikoku, Japan. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **15**, 203-319.

Black, P.M. (1975), Mineralogy of New Caledonian metamorphic rocks. IV. Sheet silicates from the Ougoa District. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **49**, 269-284.

Craw, D. (1981), Oxidation and microprobe-induced potassium mobility in iron-bearing phyllosilicates from the Otago schists, New Zealand. *Lithos*, **14**, 49-57.

Craw, D., Coombs, D.S. and Kawachi, Y. (1982), Interlayered biotite-kaolin and other altered biotites, and their relevance to the biotite isograd in eastern Otago, New Zealand. *Mineral. Mag.*, **45**, 79-85.

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.

東野外志男 (1975), 四国中央部白髪山地方三波川変成帯の黒雲母帯. 地質雑, **81**, 653-670.

東野外志男 (1990), 四国三波川変成帯の変成分帯. 地質雑, **96**, 703-718.

廣田善夫 (1991), 紀伊半島西部の三波川変成帯の地質. 島根大学理学部紀要, **25**, 131-142.

- 廣田善夫 (1992), 紀伊半島西部三波川変成帯飯盛地域の地質学的・岩石学的研究. 島根大学修士論文, pp. 108.
- 廣田善夫 (1993), 紀伊半島西部三波川変成帯の灰曹長石-黒雲母帯. 日本地質学会関西支部報, no. 115, 11.
- 岩橋 勉 (1962), 紀ノ川南部点紋結晶片岩帯の地質構造 (予報). 和歌山大学学芸学部自然科学, no. 12, 53-64.
- 神山貞二, 小島丈児, 岩橋 勉, 秀 敬, 吉田博直, 中村 威, 福本博美, 米林 滋, 浜島 勲, 嘉村 豊, 大久保義和, 由井俊三, 兼平慶一郎, 濡木輝一, 神田茂樹, 三浦富士雄, 中川正男, 大八木規夫 (1964), 和歌山県飯盛周辺地帯の地質と鉾床の位置. 飯盛周辺地帯の地質鉾床に関する広域的総合的研究 (その 1). 鉾山地質, **14**, 336-349.
- 神山貞二, 小島丈児, 岩橋 勉, 秀 敬, 吉田博直, 中村威, 福本博美, 米林 滋, 浜島 勲, 嘉村 豊, 大久保義和, 由井俊三, 兼平慶一郎, 濡木輝一, 神田茂樹, 三浦富士雄, 中川正男, 大八木規夫 (1966), 和歌山県飯盛周辺地帯の鉾床, 特に層序と地質構造との関係-飯盛周辺地帯の地質鉾床に関する広域的総合的研究 (その 2). 鉾山地質, **16**, 332-341.
- Kanehira, K. (1967), Sanbagawa crystalline schists in the Iimori district, Kii Peninsula., Japan. *J. Geol. Geogr.*, **38**, 101-105.
- Kurata, H. and Banno, S. (1973), Low-grade progressive metamorphism of pelitic schists of the Sazare area, Sanbagawa metamorphic terrain in central Sikoku, Japan. *J. Petrol.*, **15**, 361-382.
- Leake, E.B. (1978), Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.*, **63**, 1023-1052.
- 宮田隆夫, 牧本 博, 寒川 旭, 市川浩一郎 (1993), 和歌山及び尾崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, pp. 68.
- 村上武志 (1991), 和歌山市東方の三波川変成岩類と超苦鉄質岩. 島根大学地質学研究報告, **10**, 1-9.
- 長沢敬之助 (1972), 風化過程におけるウンモの変質. 鉾物雑, **10**, 528-539.
- 中山 勇 (1960), 三波川帯の造構造運動と岩石構造. 地団研専報, no. 10, pp. 40.
- Otsuki, M. (1980), Petrological study of the basic Sanbagawa metamorphic rocks in central Shikoku, Japan. *Ph.D. thesis, Univ. of Tokyo*, pp. 286.
- Otsuki, M. and Banno, S. (1990), Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. *J. metamorphic Geol.*, **8**, 425-439.
- Ross, G.J. and Kodama, H. (1974), Experimental transformation of a chlorite into a vermiculite. *Clays and Clay Minerals*, **22**, 205-211.
- 酒井千尋 (1980), 関東山地鬼石町東方の三波川変成帯の黒雲母帯. 地質雑, **86**, 517-524.
- 鈴木和博, 林田悦子, 梶塚 泉, 長澤敬之助 (1993), 愛知県足助町北部地域の風化黒雲母の化学組成変化. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, no. 9, 59-76.
- Takasu, A., Dallmeyer, R.D., and Hirota, Y. (1996), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite ages of the Sambagawa schists in the Iimori district, Kii peninsula, Japan: implications for orogen-parallel diachronism. *J. Geol. Soc. Japan.*, **102**, 406-418.
- 田中耕平, 福田正光 (1974), 関東山地の三波川変成帯北縁部の地質構造と変成分帯-とくに黒雲母の出現について-. 岩鉾, **69**, 313-323.
- Walker, G.F. (1949), The decomposition of biotite in soil. *Mineral. Mag.*, **28**, 693-703.