

# 関東山地三頭山地域の四万十帯 ホルンフェルスの化学組成

— EPMA 線分析法による接触変成岩の研究 —

加賀美英雄・谷口 英嗣\*

## はじめに

関東山地に分布するホルンフェルスの熱源は甲府深成岩体によると考えられている。本地域のホルンフェルスに関する地質研究は、首都圏近郊であるにも係わらず、数少ない (Ito et al., 1989; Kuroda et al., 1978; 松田, 1992a & b; 村田ほか, 1986; Shimizu, 1986; 角田, 1985; Yuasa, 1976)。

これまでに筆者らは甲府深成岩体に接する四万十帯のホルンフェルスを、多摩川上流の全支流、北から一之瀬川、柳沢川、泉水谷、小菅川、および南秋川 (本報告) について調査し変成分帯を行った (加賀美・谷口, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004)。その結果、一之瀬川流域では、花崗閃緑岩との接触部からガーネット帯 (Grt)、堇青石帯 (Crd)、黒雲母 1 帯 (Bt 1) が識別された (加賀美・谷口, 1999)。柳沢川流域では、花崗閃緑岩との接触部からガーネット帯 (Grt)、堇青石帯 (Crd)、黒雲母 1 帯 (Bt 1)、黒雲母 2 帯 (Bt 2)、緑泥石帯 (Chl) を分帯した (加賀美・谷口, 1998, 2000)。泉水谷流域では、Grt, Crd, Bt 1, Bt 2, の各帯に分帯した (加賀美・谷口, 2001)。小菅川流域では、Grt, Crd, Bt 1, Bt 2, Bt 3, Chl の各帯に分帯した (加賀美・谷口, 2002)。加賀美・谷口 (2003) では、EPMA による分析値のほかに、線分析法を用いて同定した鉱物集合体の積算化学組成を用いて、局所的に物質移動の認められる接触変成岩の組成変化について速報的に議論した。しかしながら、当時は EPMA 鉱物同定の細分についての詳細な議論が確立していないこともあり、未熟な議論になった。今回は甲府深成岩体から離れた位置にあり、局所的な火成岩体の貫入が認められる三頭山地域のホルンフェルスの産状・変成鉱物の特徴などを記載することにより、全体のまとめの手掛かりにしたいと考えた。

手始めに、EPMA 分析値についての鉱物同定法を提案し、従来 wt% で 100% に達した標準鉱物しか発表していなかったのを、80% までを含めるモード測定を行なった。

---

\* 駒沢大学高等学校

### 1. 三頭山付近の地質概要と試料の採集地点

本論で扱う三頭山の地域は五日市一川上構造線より南側にあり、ここに分布する地層は大局的に西北西にやや振れた東西走向を示す (Fig. 1)。五日市一川上構造線より北側には、四万十累帯小河内層群に属する雲取層や鴨沢層が分布する。その時代は白亜紀の中頃である (酒井, 1987)。

三頭山山頂から数馬上にかけては四万十累帯小仏層群下部の盆堀川層上部の砂岩泥岩互層が分布している。数馬上にある九頭竜の滝のあたりが同層の上限にあたる。それより南東側の数馬下～笛吹にかけて、小仏層群上部の小伏層下部の砂岩泥岩互層が分布する。両者は断層で接している。

盆堀川層は三頭山付近では、主として砂岩泥岩互層からなる部分が北傾斜の逆断層によって砂岩 (礫岩) 層と接している。一部に酸性凝灰岩や塩基性火山岩を挟む部分があり、層厚は 1,500 m 以上である。塩基性火山岩には枕状溶岩が含まれ、いわゆる異地性岩塊とみなされている。盆堀川層の時代は、含まれる放散虫化石群から白亜紀のアルビアンからカンパニアンにわたる (酒井, 1987)。

小伏層は三頭山付近では、千枚岩質泥岩が主であるが、砂岩泥岩互層やチャート、塩基性火山岩などを挟む。火山岩はハイアロクラスタイトで、変成鉱物としてエピソード (緑れん石), アクチノ閃石を含んでいる。本層の層厚は 3,500 m 程度と大変肥厚している。本層からは化石は未

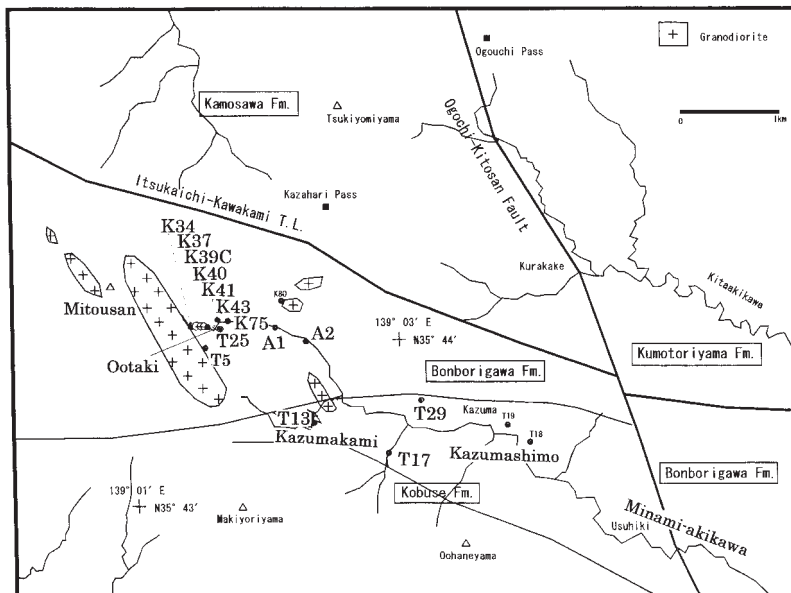


Fig. 1 Sampling localities and generalized geological map in the Mitousan area. The geological map is arranged from Sakai (1987).

発見であるが、前後の関係から白亜紀後期としている（酒井，1987）。なお、酒井（1987）の盆堀川層と小伏層との境界は、山梨県地質図編集委員会（1970）によると、小仏層群の小菅層と三倉層群の深城層との境界に相当する。

次に、三頭山地域で採取した地点をあげる。なお、ここで変成分帯別に、試料採集地点を花崗閃緑岩との接触地点からの距離を入れて示すが、変成分帯については4-4章で定義する。なお、採集地点に二重下線があるのは Table 3~6 に示した試料である。一重下線があるのは EPMA 分析の行なわれた試料である。

### (1) 董青石帯 (Crd Zone)

K34 (3 m)：南秋川の上流の三頭大滝を過ぎ、大滝休憩小屋（標高 1,089 m）からブナの路（大滝から三頭山の山頂に上がる路）に入り、野鳥観察小屋に至る途中に花崗閃緑岩との接触部が谷の右岸に見られる。この試料採集地には褶曲構造が見られ、地層面の変形が激しい。

K35 (6 m)：新鮮な顕晶質のホルンフェルスで、ザクロ石が含まれる。

T4 (10 m)：石山の路（大滝から西方へ上がる路）を登り、標高 1,180 m の地点。なお、ここで述べる標高は携帯高度計の読み取り値であって補正はされていない。

K36 (13 m)：ブナの路右岸の地形的に突出しているところ。

K37 (15 m)：地形的には前の地点と同じところ。

K78 (16 m)：地形的には前の地点と同じところ。石英質の脈 (vein) が観察される。

K38 (25 m)：ブナの路右岸の小さい岩体。

T3 (50 m)：石山の路を上った川床で、標高 1,110 m のところ。

K39A (50 m)：ブナの路左岸の露頭。アプライト質の脈が見られる。

K39B (52 m)：同じ露頭の下流側。

K39C (54 m)：同じ露頭の下流側。

K32 (59 m) (=K79)：上の地点より 5 m 下流側。石英細脈が見られる。

T5 (70 m)：石山の路を尾根まで上がり、深山の路（都民の森駐車場の西にある大滝の沢から西方に上がる路）を下る標高 1,180 m のところ。

### (2) 黒雲母 1 帯 (Bt 1 Zone)

K40 (70 m)：ブナの路左岸の地形的に突出したところ。この露頭ではジョイント方向に幅が 5 cm ほどの石英脈が走るのが見られる。

K41 (100 m)：ブナの路右岸の地形的に突出したところ。川底に砂（白色）と泥（黒色）の互層が作る縞模様が見られる。仮にこの縞模様を虎縞模様と呼ぶ。

K42 (120 m) (=T26)：この場所は地形的に狭い狭間となっているところであり、川はカスケー

ド状となっている。虎縞模様が発達する。標高は 1,117 m。

T25 (190 m)：三頭大滝の滝つぼの川床。

K43 (240 m)：大滝休憩小屋から大滝の路（大滝から東の都民の森事務所までの路）を東に行ったフェンスに覆われた崖。

T1 (250 m) (=K77)：大滝の路の切割に近いところで、黄色に変色した崖。

T2 (255 m) (=K76)：大滝の路の切割。

### (3) 黒雲母 2 帯 (Bt 2 Zone)

K75 (370 m) (=T8)：けやきの路（大滝の路の途中から深山の路の始点に下る路）を下り、標高 1,000 m のあたり。熱水でシルト質ホルンフェルスがぼろぼろになっている。

T9 (420 m)：けやきの路の標高 975 m あたり。

K74 (480 m)：けやきの路の標高 970 m あたり。

T7 (480 m)：深山の路の始点，川の橋の上。標高 960 m のところ。

A1 (900 m)：奥多摩周遊道路から三頭沢を下る，標高 890 m のあたり。

K80 (950 m)：奥多摩周遊道路を都民の森駐車場より東に行ったところにある小規模な花崗閃緑岩の岩脈 (dike) の露頭。

T10 (1,000 m)：三頭沢の中間あたりの標高 860 m。

A2 (1,250 m)：三頭沢の下側の標高 840 m あたり。

T11 (1,320 m)：三頭沢の下流で西からの小沢の出会いの下で，標高 830 m あたり。石英の細かい脈が見られる。

T13 (1,700 m)：数馬上の九頭竜の滝西方にみられる県道脇の崖。小伏層の千枚岩状の試料。

T12 (1,750 m) (=T28)：数馬上にある九頭竜の滝の川床。花崗閃緑岩の岩脈の小露頭。

### (4) 緑泥石帯 (Chl Zone)

T17 (2,600 m)：数馬上より南に入る林道入り口の寺に上がる分岐点。標高 740 m。千枚岩状の試料。

T15 (2,650 m)：同じ林道の標高 750 m のところ。

T16 (2,650 m)：同じ林道の標高 760 m のところ。

T29 (2,700 m)：数馬上の東から北に上がる尾根の上。標高 810 m のところ。

T30 (2,750 m)：同上の標高 780 m のところ。

T14 (2,800 m)：数馬上から南に入る林道の終点。標高 785 m のところ。千枚岩状の試料。

T32 (3,200 m)：数馬下の西から，北に上がる尾根の上。標高 757 m のところ。

T31 (3,250 m)：同上の標高 745 m のところ。

T19 (3,800 m) : 数馬下より北に上がる林道入り口。標高 660 m のところ。

T18 (4,000 m) : 同上の標高 710 m のところ。

T22 (5,100 m) : 笛吹より南に入る林道入り口。標高 680 m のところ。

T20 (5,200 m) : 同上の標高 740 m のところ。

T21 (5,200 m) : 同上 30 m もどったところ。

以上のようにホルンフェルス試料として上げた 49 個に、花崗閃緑岩の試料 (K33, K44, T27) の 3 個を加えて、全試料は 52 個である。

## 2. ホルンフェルス岩石薄片の顕微鏡観察

本地域の代表的な岩石として、Crd 帯の K34, K39C, Bt 1 帯の K43, Bt 2 帯の A1, A2, そして Chl 帯の T29 を選んで、鏡下にみられる主要鉱物の特徴を示す (Fig. 2)。

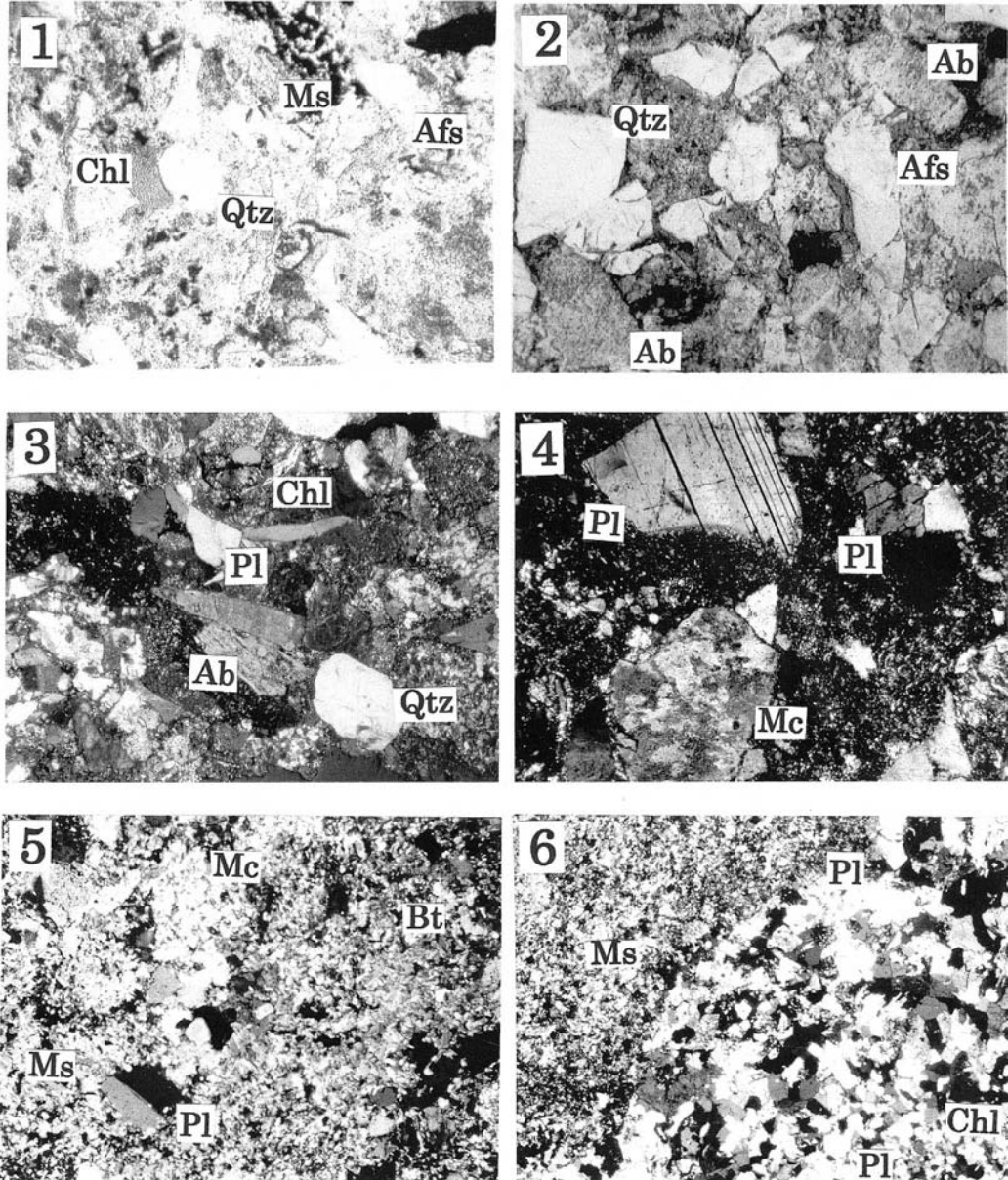
Fig. 2-1 に示したのは Chl 帯の T29 の薄片で、砂岩泥岩互層の泥質部である。写真は横軸の長さが 1 mm, オープンニコルの画像である。その構成鉱物は、石英、アルバイト (曹長石) のほか、若干の斜長石、アルカリ長石、白雲母、緑泥石などよりなる。基質をなす粘土質部分を構成するのは緑泥石、白雲母である。

Fig. 2-2 に示したのは Bt 2 帯の A2 の薄片である。写真は横軸の長さが 1 mm, オープンニコルの画像である。ホルンフェルスの構成鉱物はアルバイト、石英、アルカリ長石、微斜長石、白雲母、緑泥石および黒雲母よりなる。斜長石は含まれない。

Fig. 2-3 に示したのは Bt 2 帯の A1 の薄片である。写真は横軸の長さが 1 mm, クロスニコルの画像である。ホルンフェルスの構成鉱物はアルバイト、斜長石、石英、アルカリ長石、微斜長石、および黒雲母よりなる。白雲母、緑泥石も若干含まれる。斜長石はオリゴクレーズ (灰曹長石) と中性長石よりなる。

Fig. 2-4 に示したのは Bt 1 帯の K43 の薄片である。写真は横軸の長さが 0.5 mm, クロスニコルの像である。この試料の構成鉱物は斜長石、石英、アルカリ長石、微斜長石、アルバイト、白雲母、黒雲母である。基質の粘土質部分には、黒雲母、白雲母、緑泥石が認められた。写真左下の大型結晶は微斜長石 (Mc) であるが、その中に無数の不純物を包有物として含んでいる様子が観察される。斜長石は An 60 までのものが認められる。

Fig. 2-5 に示したのは Crd 帯の K39C の薄片である。写真は横軸の長さが 0.5 mm, クロスニコルの画像である。写真から明らかなように、構成粒子はより粗粒に成長している。写真の全面に黒雲母と白雲母が形成されており、カラーで見ると美しい紅色を呈する。構成鉱物は斜長石、微斜長石、石英、白雲母、黒雲母、アルカリ長石である。微斜長石は塊状~斑状変晶を呈し、その一部は元来、堇青石であったものが変化した可能性がある。



**Fig. 2** Microscopic photographs of thin sections prepared for EPMA analysis.

Qtz: Quartz, Pl: Plagioclase, Ab: Albite, Afs: Alkali feldspar, Mc: Microcline, Bt: Biotite, Ms: Muscovite, Chl: Chlorite.

Fig. 2-6 に示したのは Crd 帯の K34 の薄片である。写真は横軸の長さが 2 mm、クロスニコルの画像である。画面の右側を占めるのは白色の斑状変晶である。構成している鉱物はオリゴクレーズと緑泥石である。緑泥石は黒雲母から後退変成作用で変化したものである。基質を構成している鉱物は、斜長石、石英、白雲母、緑泥石、黒雲母である。

### 3. 層状珪酸塩鉱物の組成

泥質岩の構成鉱物はきわめて細粒のため、EPMA 分析に適さない部分が多いので、粉末法X線回折によって層状珪酸塩鉱物の組成を決めた。

鉱物の濃集や分離は以下の手順に従った。サンプル約 20 g をタングステンカーバイド被覆の乳鉢で良く粉碎し、メノウ製のボールミル (Fritsch 社) で約 30 分間かけて細粉化する。粉碎されたサンプルを蒸留水中に拡散し、沈降法に従い 8 ファイ (1/256 mm) 以下の粘土分よりなる懸濁液を分離する。その懸濁液を自然沈殿させて、固相部分を自然乾燥させて試料とした。

分析装置は、城西大学理学部の理学X線回折装置 RINT 100 V 型を使用した。

同定した鉱物種は石英、斜長石、黒雲母、白雲母、緑泥石、微斜長石である。各鉱物の特徴的な回折ピークを次に示す (Fig. 3)。なお、鉱物の同定は白水 (2000) によった。

ここで、各鉱物の特徴を述べる。各鉱物の特徴的な回折ピークの位置を  $2\theta$  (単位は度) で示す。なお、ピーク高は  $x$  が最大でそれを 1.0 として括弧内に示す。

黒雲母の主底面反射ピークは 8.7 ( $x$ ) であるが、白雲母が存在するときは重複する値を示すので使えない。次の 26.4 ( $x$ ) のピークは石英と重複するので使えない。結局、34.1 (0.8) のピークが重要な回折ピークで、白雲母が少量は存在しても利用できる。このピーク高を使い黒雲母の相対的量比を推定し、8.7 ピークから黒雲母の絶対量を算出する。

白雲母は 8.9 ( $x$ ) が主ピークであるが、上述したように黒雲母と重なるので、その場合は使えない。次の 17.8 (0.8) と 19.8 ( $x$ ) のピークが他の鉱物と重複しない独自のピークである。このピークは 2・八面体型雲母 (白雲母) では強い反射面を示すことが知られている (白水, 2000)。このピークを使い相対量比を推定し、8.9 ( $x$ ) ピークから白雲母の絶対量を計算した。26.8 ( $x$ ) のピークは石英の 26.6 ( $x$ ) のピークと重複し、27.6 (0.8) のピークは斜長石の 28.0 ( $x$ ) のピークと重複する。また、34.9 ( $x$ ) のピークは斜長石の 35.1 (0.6) のピークと一部重複するが、(0.6) とピーク高が小さいので、白雲母のピークと見なす。

緑泥石は 12.5 ( $x$ ) が主ピークで、他との重複がないので量比が算定できる。その他に 6.3 (0.8) や 18.7 (0.3) のピークが出るのが特徴である。

本地域の泥質変成岩の細粒部分は次のような鉱物組合を示す (Table 1)。この粘土構成鉱物のグルーピングは層状珪酸塩鉱物の量比の多い順に並べて、その出現の仕方から区分したものであるから、必ずしも後述する EPMA 分析の結果である変成分帯とは一致しない。

#### ① Chl-Bt Zone

K34, K37, K39A において見られるように、Chl が一番多い場合である。この地域では変成が最も進んでいる帯にも係わらず、このような組成を示すことは、Bt が Chl に変化した後退変成

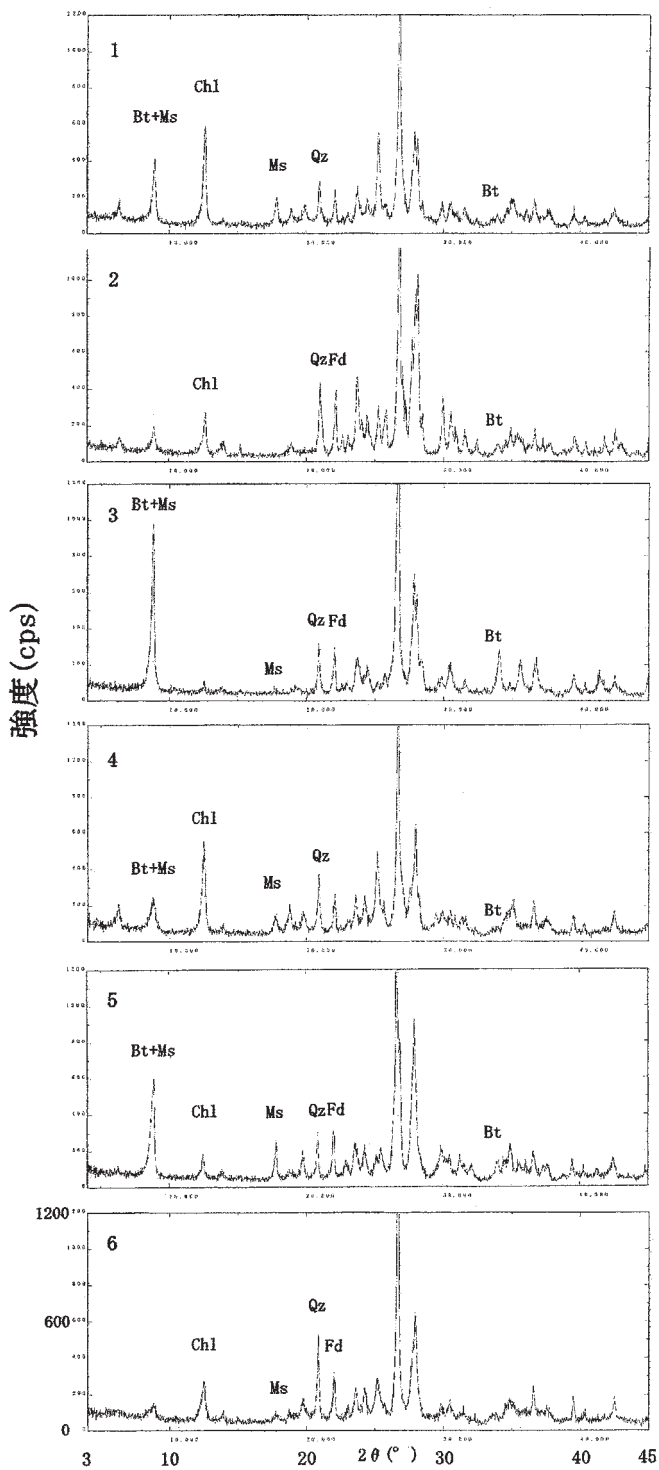


Fig. 3 X-ray diffraction analysis of phyllosilicates.

1. K34, 2. K39A, 3. K41, 4. A2, 5. T13, 6. T29.

Longitudinal axis, 1200 cps; Horizontal axis,  $2\theta = 3\sim 45^\circ$



**Table 1** Grouping of phyllosilicate minerals by XRD analysis.

Grouping of Clay Minerals					
Zone	Loc	Dis(m)	Clay Assembly	Q/F	Interpretation
1	K34	3	Chl-530, Ms-270, Bt-100	Q	
1	K37	15	Chl-450, Bt-350, Ms-140	Q	Chl-Bt Zone
1	K39A	50	Chl-250, Bt-150, (Mc-100)	F(Mc)	(Retrograde)
1	K39C	54	Bt-340, Ms-260, Chl-220	F(Mc)	
2	K41	100	Bt-740, Ms-190, Chl-80	F	
2	T25	190	Bt-600, Ms-300, Chl-30	Q	Bt-Ms Zone
(Fluid)	K75	370	Chl-360, Ms-220, Bt-90	F(Ab)	
3	A1	900	Bt-630, Ms-160, Chl-40	Q	
3	A2	1,250	Chl-510, Ms-180, Bt-40	Q	Chl-Ms-Bt Zone
3	T13	1,700	Ms-380, Bt-170, Chl-150	F(Ab)	
4	T28	1,860	Chl-390, Ms-100	Q	
4	T29	2,700	Chl-220, Ms-100	Q	Chl-Ms Zone
4	T32	3,300	Ms-500, Chl-150	Q	

Zone 1=Crd zone, Zone 2=Bt 1 zone

Zone 3=Bt 2 zone, Zone 4=Chl zone

作用が生じたものと判断する。K39A において Mc のピークが 13.9 に認められたのは、それほど量が多かったからであると判断する。後退変成作用については 5-2 章で議論する。

#### ② Bt-Ms Zone

K39C, K41, T25, A1 においては、Bt のピークが卓越している。Chl は存在するが、その値は極めて小さい。興味があるのは変成分帯では、K39C は Crd 帯に入り、また A1 は Bt 2 帯に区分されるが、単純な層状珩酸塩鉱物の組み合わせでは、このように区分される。なお、K75 は当然この中に含まれるはずであるのに Chl-Bt Zone の特徴を示す。これは産状や、鉱物モードの点から検討したように、流体変成による擾乱と考えている（加賀美・谷口，2004）。

#### ③ Chl-Ms-Bt Zone

A2, T13 に見られるように、Bt は存在するが、もはや最大の組成ではなく、Chl か Ms が卓越する組成となる。T13 に見られるように、Table 1 の Q/F の列で示した  $F > Q$  のように Ab に富んだ長石類のピークが観察されるのは、見逃すことができない特徴である。これは石英の 20.8 のピークより、長石類の 22.0 ピークの方が大きいことを示している。

#### ④ Chl-Ms Zone

T28, T29, T32 に見られるように、もはや Bt は認められず、Chl/Ms が主である。このことから、この帯は緑泥石帯に入るものと判断される。なお、ここで Ms としたものは、変成鉱物としての Ms ではなく、堆積岩中に元来存在するイライトである可能性は否定できない。しかし、そのピークは幅広いイライト的反射記録を示してはいない。

以上述べたように、部分的に一致しないところはあるものの、粘土鉱物による分帯は大局的に

変成分帯に一致しているといえる。さらに、筆者らは低変成分帯における物質の出し入れに影響を及ぼしているのは粘土鉱物であると考えているが、2つの点で注目する。一つは K75 で述べたように、周辺の全てが Bt の卓越するなかで、Chl+Bt の出現が見られることから、流体変成の可能性、つまり石英、水の消費が上げられることである。もう一つは Bt-Ms 帯の出現を考えるとき、これらの変成鉱物を作るためには、 $MgO+FeO$  の供給がなければならないが、それは Bt 2 帯に含まれる Chl が負担しているという考えである。

#### 4. 電子線源 X 線マイクロアナライザー (EPMA) 分析の鉱物同定法

ホルンフェルスの主要構成鉱物の化学分析は、東京大学海洋研究所の波長分散型 EPMA (日本電子製 JCSA-733) を用いて行った。分析方法は谷口・小川 (1990) に従って行った。分析条件は加速電圧 15 KV, 照射電流  $1.2 \times 10^{-8}$  A およびビーム径 1~4  $\mu$ m であった。分析に際しては、主要 13 元素 (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Cr, V, Ni, P) の酸化物について標準試料を再測定して精度を確認した。一回の分析における測定は 10 秒間で、3 回計測している。分析値から各鉱物の分類・検証には Deer et al. (1982) を参照した。

従来、EPMA 分析の分析値を得てから、分析された値が通常のスチキオメトリーとなるものの以外の、合計値が 100 wt% に満たないものや、石英・長石に Fe などが認められる分析値は、正常でないとして排除してしまい、発表されなかった。著者らは鉱物産出頻度 (モード) は鉱物共生を判定する上での重要な基準であると考え、従来排除していた分析値を見直すことにした。これは顕微鏡観察および組成像観察などで、本地域の石英粒の周縁部において、いわゆるダスティゾーンが構成されていることが確認されたことから、分析値が通常のスチキオメトリーとなる標準的な鉱物 (Standard mineral 以下 St と表示) の他に、それに合わないものでも不純物を含む石英として識別することは可能であると考えたからである。同様に他の鉱物についても、不純鉱物 (Impure minerals 以下 Im と表示) として識別した。さらに標準鉱物から離れた分析値を示し wt% が 80% 以上のグループを粒間測定による分析値という意味で、Inter-granular (以下 Ig と表示) として識別した。wt% で 80% 以下の測定値は空隙 (Void) を測定したものとして、排除することにした (Table 2)。こうして、Im や Ig を母集団に加えることにより、モードがより正確に決定できるようになった。

Table の鉱物同定法を詳細に述べると、石英では St は wt% で 98~103.7%, Im は 94~106 wt%, Ig は  $SiO_2$  で 80~115 wt%, Void は合計値が <79 wt% と 116 wt% < の範囲となるものと定義する。そのほか石英の分類には、 $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , および FeO の量によっても規定される。長石類では、St は 97~103.7 wt%, Im は 87~107 wt%, Ig は 80~115 wt%, そして Void は合計値が <79 wt% と 116 wt% < の範囲となっている。長石類の分類は  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , FeO のほか

**Table 2** Identification method of EPMA minerals useful for modal analysis.

Major Mineral	Standard	Impure	Inter-granular	Void
Quartz	Wt% 98~103.7 SiO <sub>2</sub> 98~103.6 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <0.8 FeO <0.2	Wt% 94~106 SiO <sub>2</sub> 88~105 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.1~7 FeO <1.0	SiO <sub>2</sub> 80~115 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6~13 FeO >1.0	SiO <sub>2</sub> <79 116 <
Feldspar	Wt% 97~103.7 SiO <sub>2</sub> ~60~ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 17~28 FeO <0.9 Ca/Na/K in range Albite Ab >90 Oligoclase Ab 90~70 Microcline Or >80 FeO <4.7 Alkali-Feldspar Or 80~10	Wt% 87~107 SiO <sub>2</sub> 53~74 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 12~29 FeO 1~3	Wt% 80~115 SiO <sub>2</sub> 51~79 FeO >1.0 Ca/Na/K out range	Wt% <79 116 <
Biotite	Wt% 94~97 SiO <sub>2</sub> ~30~ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 13~25 FeO+MgO 23~30 K <sub>2</sub> O >5	Wt% 84~104 SiO <sub>2</sub> ~30~ K <sub>2</sub> O 1~5	Wt% 80~110 SiO <sub>2</sub> ~30~ K <sub>2</sub> O 1~5	Wt% <79 111 <
Muscovite	Wt% 94~97 SiO <sub>2</sub> ~40~ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 25~34 FeO+MgO 3~19 K <sub>2</sub> O >5	Wt% 84~104 SiO <sub>2</sub> ~40~ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 21~30 K <sub>2</sub> O 1~5	Wt% 80~110 SiO <sub>2</sub> ~40~ K <sub>2</sub> O 1~5	Wt% <79 111 <
Cordierite	Wt% 96~101 SiO <sub>2</sub> ~40~ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ~30~ FeO+MgO 13~15 K <sub>2</sub> O <1	Wt% 86~106	Wt% 80~110	Wt% <79 111 <
Garnet	Wt% 98~102 FeO 29~30 K <sub>2</sub> O ~0~	Wt% 90~	Wt% 80~	Wt% <79

Ca : Na : K の比が規定内に入らなければならない。黒雲母と白雲母では、St は 94~97 wt%，Im は 84~104 wt%，Ig は 80~110 wt%，そして Void は合計値が <79 wt% と 111 wt% < の範囲となっている。雲母類の分類は、SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、FeO+MgO、K<sub>2</sub>O などの値の範囲も識別して決めることになる。

このような鉱物同定の細分は、鉱物学的な定量的議論にはそぐわないが、原岩の種類や、変成や変質が地点毎に変化している低変成のホルンフェルスを対象とする時には、許される解決策と考える。以下において、石英、長石、その他の変成鉱物のモードについて具体的に検討することにより、このような細分の有効性について検証する。

#### 4-1 石英の産出頻度

標準的な石英とは重量%の合計が 98 wt%~103.7 wt%の範囲にあり、SiO<sub>2</sub>以外の元素の合計が 1 wt%を超えないものとする。

石英の産出頻度の Table において、上から変成分帯（この内容については 4-4 章で議論する）、

Table 3 Quartz mode.

Zone	-Crd-				-Bt 1-				-Bt 2-				-Ch1-	
Loc	K34	K37	K39C	T5	K40	K41	T25	K43	K75	A1	A2	T13	T17	T29
Dist	3 m	15 m	54 m	70 m	70 m	100 m	190 m	240 m	370 m	900 m	1,250 m	1,700 m	2,600 m	2,700 m
Qtz	13.2	15.7	6.4	18.8	7.6	8.8	4.6	12.8	9.7	9.9	12.4	11.4	18.1	17.3
Im Qtz	3.3	1.7	5	8.9	10.4	8.4	7.8	16.2	5.5	6.7	12.4	17.3	12.1	17.6
Ig Qtz	6.6	1.3	0.9	2.4	6.1	5.5	5.5	9.4	3.8	4.3	10.3	9.1	6.9	16.1
WhQtz	23.1	18.7	12.3	30.1	24.1	22.7	17.9	38.4	18.9	20.9	35.1	37.8	37.1	51.1

2行目は地点番号，3行目は接触地点からの距離である。4行目は純粋な石英（St）の産出頻度を全鉱物に対する割合（％）で示す。5行目には不純な石英（Im）の産出頻度を全鉱物に対する割合（％）で示す。6行目には粒間石英（Ig）の産出頻度を全鉱物に対する割合（％）で示す。7行目には4から6行までの合計が示されている。これは，全石英の割合である。

三頭山の石英モードの変化についてみると（Table 3），4行目の純粋な石英は，各地点を通じてほぼ10台前後の値を示して変化が見られない。しかし，7行目の全石英でみるとBt 2帯のA2やT13，Bt 1帯のK43などでは30台後半の値を示しており，Crd帯やBt 1帯においては20台前半かそれ以下の値であるので，接触点から遠い方でそのほぼ2倍の多さに達する変化が見られる。これが意味することは，全石英の多少は砂泥量を示す指標になるということで，Tableに示した左側，つまり接触部に近い方の原岩はより泥岩質であり，Tableの右側，つまり接触部から遠い方の原岩はより砂質であることを示す。このようにモード分析における全石英という区分の仕方は，有効であると結論される。また，ImとIgの割合も， $Im > Ig$ と若干Imが多くなる傾向を示しており，ここに用いた区分方法もほぼ妥当なものといえる。

次に，この例だけでは断定するのは難しいが，従来の観察（加賀美・谷口，2003）の例で，泉水谷の石英モードをみると全石英も，純粋の石英も共に，Bt 2帯で多いが（全石英38～％），しかし，ホルンフェルス変成が進むと，石英モードの値は激減し，接触帯では0％になる。これは，石英が斜長石や雲母類の形成に寄与したものと解釈する。また，小菅川の石英モードでは，変成度が進むと純粋な石英が多くなり，その分だけIm石英が減少する様子が読みとれる。これはIm石英が変成して石英（St）を作ることに寄与していると解釈される。また，接触帯に達すると全石英が3 wt％と激減し，その分を斜長石とその他の変成鉱物が肩代わりする様子がみられる。

以上のような観察から，三頭山の石英モードも，ホルンフェルス変成の進行と共に，純粋の石英が不純物を含む石英に対して増加し，かつ全石英は減少している傾向を示しているものと判断される。

#### 4-2 長石類の産出頻度

長石類の産出頻度を見るためTable 4を作成した。石英と同じ考えで，長石のストイキオメト

リーに合致する純粋な長石類と不純物を含む長石類 (Im+Ig Fld) を区別した。純粋な長石類とは重量%の合計が 97 wt%~103.7 wt%の範囲にあり, 各元素のストイキオメリーの合計値が  $5 \pm 0.1$  で, Si, Al, Ca, Na, K 以外の元素のストイキオメリーで 0.1 afu を超えないものとする。

Table の 1 行目は変成帯区分であり, 2 行目は産地番号である。3 行目は接触部からの距離である。4~7 行には純粋の長石類 (St Fld) が表示してあり, 斜長石 (Pl), アルカリ長石 (Afs), アルバイト (Ab), 微斜長石 (Mc) と配列している。8 行目には St Fld の合計を示した。9 行

Table 4 Feldspar mode.

Zone	-Crd-				-Bt 1-				-Bt 2-			-Ch1-		
Loc	K34	K37	K39C	T5	K40	K41	T25	K43	K75	A1	A2	T13	T17	T29
Dist	3 m	15 m	54 m	70 m	70 m	100 m	190 m	240 m	370 m	900 m	1,250 m	1,700 m	2,600 m	2,700 m
Pl	24.1	26.3	27.7	33.5	23.1	29.9	16.1	22.6	4.6	17.1	0	4.5	0	5.7
Afs	0	1.7	1.8	2.8	5.2	3.6	0.5	5.6	10.1	7.4	8.1	1.4	1.9	4.4
Ab	0	0.4	1.4	0	0	2.8	0.9	3.1	21.8	23.7	22.7	13.6	13.1	15.2
Mc	1.6	23.6	22.2	13.2	4.4	0	4.1	3.7	1.7	2.8	6.5	0	1.5	2.2
StFld	25.7	52.1	53.1	49.5	32.7	36.3	21.6	34.9	38.2	51.1	37.3	19.5	16.5	27.5
Im.Fld	7.4	6.1	9.5	3.7	10.1	13.9	9.2	10.2	10.9	8.7	5.9	13.6	6.3	11.1
Ig.Fld	1.7	3.5	5.5	1.4	6.3	11.2	19.3	6.1	11.8	7.5	6.5	14.5	10.7	5.7
Im+IgFld	9.1	9.6	15	5.1	16.4	25.1	28.5	16.3	22.7	16.2	12.4	28.1	17.1	16.8
Wh.Fld	34.8	61.7	68.2	54.6	49.1	61.4	50.1	51.2	60.9	67.2	49.7	47.6	31.5	44.3

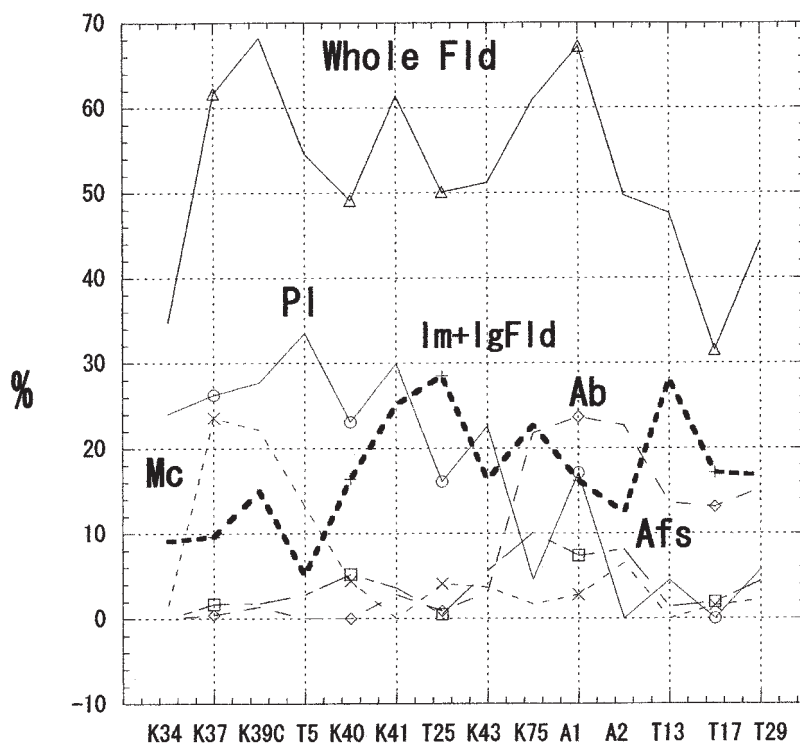


Fig. 4 Modal distribution of feldspars.

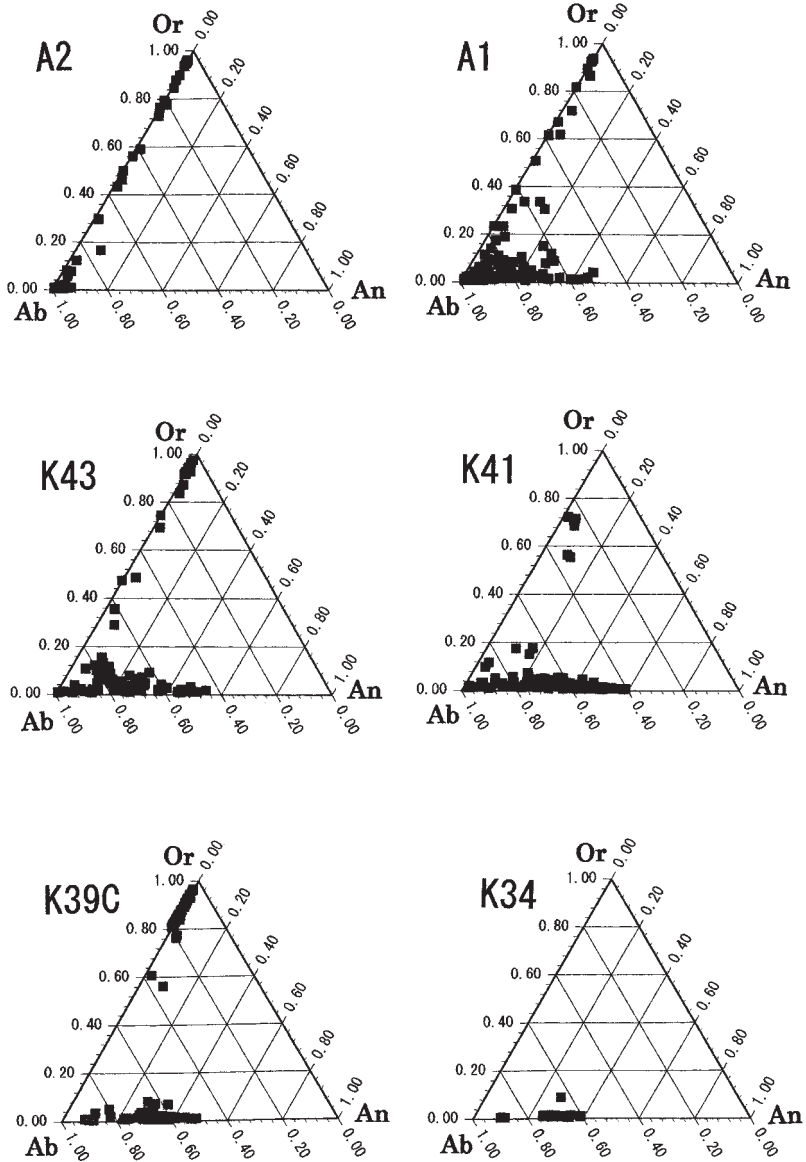


Fig. 5 An-Ab-Or diagram of feldspars.

目は不純物を含む長石類 (Im Fld) であり, 10 行目は粒間長石類 (Ig Fld) であり, 11 行目はそれらの合計 (Im+IgFld) である。12 行目は全長石類の割合を示している。

三頭山の長石類のモード変化をみると, まず, 純粋な長石類の小計は, Bt 2 帯での 19.5~51.0 wt% から Crd 帯の 25.7~53.1 wt% へと増加している傾向がみられる。これに対して, 不純な長石類 (Im+Ig Fld) の小計は, Bt 2 帯の 12.4~28.1 wt% から Crd 帯の 9.1~15.0 wt% へと減少している。Bt 1 帯ではその中間の値である。この変化を素直にみると, 変成度が上がるに伴って Im+Ig 長石類を消費して純粋な長石類が造られているとみることができる。なお, 全長石類

でみると、A1 (Bt 2 帯), K41 (Bt 1 帯), K39C (Crd 帯) の三ヶ所でピークを形成しており、しかも夫々の変成帯毎に長石類の組成が違っていることを示している。これから、ピークを作るのはいずれも変成鉱物であると断定される。

長石類に関して、上述のピークを作る変成鉱物について検討する (Fig. 4)。まず、Bt 2 帯 (A1) の全長石類のピークに見られるように、アルカリ長石とアルバイトの出現によって特徴付けられる。斜長石の存在もピークを作る成分となっている。Bt 1 帯 (K41) の全長石類が示すピークにおいては、斜長石とこの帯までは量が多い Im+IgFld がピークを作る重要な成分となっている。Im+Ig Fld が卓越している状態は、幅広い成分の長石類が存在していることを特徴付ける。ここでは、オリゴクレスより Ca に富む斜長石類の割合が多いのは、原岩に残留していた分が多いものと判断される (Fig. 5)。Crd 帯の (K37 や K39C) の全長石類のピークにおいては Mc が多くなり、オリゴクレスと共存することが特徴である。接触部の K34 はオリゴクレス中心の組成となっている。

本地域西方の泉水谷や小菅川での長石類の出現をみると、黒雲母 2 帯で Ab が、黒雲母 1 帯～堇青石帯で Mc が、ザクロ石帯でオリゴクレスの頻度が多くなるという特徴を示す。この事実は、本地域にも当てはまり、K34 に見られるように、接触部に近づき温度が上昇すると、長石類はオリゴクレス化する傾向があることが Fig. 5 から明らかである。

#### 4-3 その他の鉱物類の産出頻度

石英と長石類に含まれない、その他の鉱物類 (主として雲母類) をまとめて Table 5 に表示する。Table 5 において、1 行目は変成区分、2 行目は地点番号、3 行目は接触部からの距離である。

Table 5 Other minerals mode.

Zone	-Crd-				-Bt 1-				-Bt 2-				-Chl-	
	Loc	K34	K37	K39C	T5	K40	K41	T25	K43	K75	A1	A2	T13	T17
Dist	3 m	15 m	54 m	70 m	70 m	100 m	190 m	240 m	370 m	900 m	1,250 m	1,700 m	2,600 m	2,700 m
Bt	2.5	4.8	3.2	2.4	5.6	3.2	0.4	0.4	0.4	1.6	1.6	2.3	0.9	0
Ms	12.4	4.3	5.5	3.7	8.8	4.8	10.4	2.1	2.9	0	4.9	4.5	5.8	1.8
Chl	9.9	3.9	0	1.4	1.2	0.4	0.9	0.9	4.6	0	3.2	0.9	1.1	0
Crd	0	0	0.5	2.4	0	0	0	0	0	0.4	0	0	0	0
Grt	0	0	0	0	0.4	0	0	0	0.4	0	0	0.5	0	0
Ap	0	0	0.5	0	0	0	0.4	0	0	0.4	0	0.5	0	0
Ilm	0.8	0	0	0	0.4	0	1.2	0	0	0.4	0	0	0	0
StSum	25.6	13	9.7	9.9	16.4	8.4	13.3	3.4	8.3	2.8	9.7	8.7	7.8	1.8
Im.Bt	7.4	2.6	5.1	0.9	6.8	5.3	2.7	4.3	6.7	6.3	1.1	1.4	2.9	0.4
Im.Ms	6.6	3	3.6	2.8	2.8	1.9	13.8	2.6	3.4	2.4	3.8	3.6	15.1	2.2
Im.Chl	0.8	0	0	0	0	0	0	0	1.3	0	0	0	0	0
Im.Crd	0	0	0.5	1.4	0.4	0	0	0	0.4	0	0	0	0.5	0
Im.Grt	0	0	0	0	0	0	0.5	0	0	0	0	0	0	0
Other	1.7	0.4	0.9	0	0.8	0.5	0.5	0	0	0	0.5	0.9	2.9	0
Im+IgSum	16.5	6	10.1	5.1	10.8	7.7	17.5	6.9	11.8	8.7	5.4	5.9	21.4	2.6
Whole%	42.1	19.2	19.6	15.1	27.2	16.1	30.8	10.2	20.2	11.5	15.1	14.5	29.2	4.4

4～10行には純正な鉱物種 (St) を示し、上から黒雲母 (Bt)、白雲母 (Ms)、緑泥石 (Chl)、堇青石 (Crd)、ザクロ石 (Grt)、燐灰石 (Ap)、チタン鉄鉱 (Ilm) となっている。11行目に純正な鉱物種の小計 (St Sum) を示している。12～17行には不純物を含む鉱物 (Im) とその他 (Ig を含む) を示し、上から不純黒雲母、不純白雲母、不純緑泥石、不純堇青石、不純ザクロ石、その他 (Ig を含む) となっている。18行目にはそれらの小計を示している。そして、19行目に全体の合計値を示している。

まず、変成帯毎のモード量の変化をみると、Bt 2帯では St は 2.8～9.7 wt% に対して、Im+Ig は 5.4～11.8 wt% であり、不純物を含む鉱物の方が多くなっている。これが Crd 帯になると St は 9.7～25.6 wt% に対して、Im+Ig は 10.1～16.5 wt% と不純物を含む鉱物の方が少なくなっており、かつ、全体の合計値は増加している。これを泉水谷の全体の合計値とくらべると、泉水谷の Bt 2帯では 6～12 wt%、Bt 1帯で 30～63 wt%、Crd 帯で 17～27 wt%、Grt 帯で 21～33 wt% となっている。Bt 1帯での白雲母を作る異常な例外を除けば、変成が進むと全体の合計値が増加するという一般的な傾向は認められる。

次に、鉱物種による変成状態を考察すると、Bt 2帯では白雲母と緑泥石で特徴付けられる。白雲母は変成したものであるが緑泥石は原岩に残留したものである可能性が大きい。このことは、小菅川のところで議論した (加賀美・谷口, 2002)。Bt 1帯になると黒雲母が最高の値を示し、白雲母と共にこの帯を特徴付けている。Crd 帯の外側では白雲母、黒雲母と共に堇青石が現れ、この帯を特徴付けている。Crd 帯の内側では白雲母、黒雲母と共に緑泥石がかなりの量を示して存在する。これは原岩に残留したのではなく、後退変成作用で黒雲母などから作られたものと推定する。このことは、泉水谷のところで議論した (加賀美・谷口, 2001)。

従来の報告 (加賀美・谷口, 2003) では鉱物のモードとして Bt 1帯の白雲母から Crd 帯の堇青石、さらに Grt 帯の黒雲母と変化することが確かめられているので、この地域の傾向としても同じである。

これらの鉱物を作るために必要な MgO, FeO の供給は、Bt 2帯に多く含まれる層状珪酸塩鉱物の緑泥石より供給されたと考えられる。

#### 4-4 変成区分

モードの分析により、正確な鉱物の出現が確認されたので、その組み合わせによって三頭山地域のホルンフェルスの変成区分を考察する。

接触部から 54 m までのところは、堇青石が出現することと、白雲母と微斜長石が共生する点で堇青石帯 (Crd Zone) とした。接触点の K34 においては、斜長石は主にオリゴクレーズよりなることから、ザクロ石帯にまで達していた可能性があるが、現在は後退変成作用を受けて白雲母、緑泥石を主とする組成となっている。後退変成作用については、5-2章で述べることにす



る。

距離にして 70 m から 240 m までは、斜長石が多いこと、黒雲母、白雲母があり、なかでも黒雲母は全体を通して最多の出現率を示すことから、黒雲母 1 帯 (Bt 1 Zone) とした。斜長石のなかには An 40 に達するものがあり、明らかに原岩に残留した古い組成のものである。

距離にして 370 m から 1,700 m までは、黒雲母が少量認められること、白雲母、緑泥石が存在することから、黒雲母 2 帯 (Bt 2 Zone) とした。緑泥石は原岩に残留していた古い組成のものである。長石類はアルバイトとアルカリ長石で特徴つけられるが、少なくともアルバイトは変成鉱物であると認定した。

距離にして 1,860 m から 3,300 m までは、黒雲母が認められず、若干の白雲母と緑泥石からなることや、白雲母、緑泥石は原岩に残留した古い組成であることから、緑泥石帯 (Chl Zone) とした。

## 5. EPMA 線分析 (Line Analysis) による“積算化学組成値”

前述の EPMA モード分析で、空胞以外の不純物を含む鉱物類を取り扱ことの有効性が確認され、その産出頻度が母集団に対して議論できるようになったので、次に、EPMA 線分析による“積算化学組成値”を用いて、簡便な全分析値として使うことの有効性を検討することにする。

薄片の顕微鏡観察をして決めた、代表的な範囲について EPMA による線分析を行った。測定間隔は 75  $\mu\text{m}$ ~100  $\mu\text{m}$  で 121~253 測点の分析を行った。途中で空胞があればそれは除くので、測定数は試料によって異なる。なお、酸素量は最も産出の多い長石類に合わせて 8 とした。こうして得られた各 cation 値を、代表的な元素、Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Cr, V, Ni, P の 13 種について示した。これは空胞を除いた、EPMA 線分析値を積算したもので、平均値  $\times$  100 として示し、単位はアトミック・フォーミュラー・ユニット (afu) である。この仮定的全岩化学組成値は、仮に積算化学組成値と呼んでいる (Table 6)。

### 5-1 三頭山の EPMA 積算化学組成値

積算化学組成値を Table 6 の上欄から検討して行く。まず、Si の値であるが、Bt 2 帯では 300~317 と高い値を示している。これに対して、Bt 1 帯の内側では 290 を示し、Crd 帯では 265~288 と小さな値を示し、明らかに相違する。Table の上から 2 番目は Ti で、Bt 2 帯では 1 以下であり、Bt 1 帯の内側から Crd 帯では 1~3 と高い値を示す。この Ti は黒雲母などに含まれるもののほかに、チタン鉄鉱によるものもある。3 番目は Al であるが、Si+Al の値が 380~390 と全体を通して一定であることから、Si の大きい Bt 2 帯で Al は小さな値を示し、Si の小さい Crd 帯で Al は大きな値を示している。また、 $X_{\text{Al}}$  も Crd 帯で大きな値を示している。

Table 6 Data of the EPMA cumulative chemistry composition.

Zone	-Crd-				-Bt 1-				-Bt 2-				-Ch1-	
Loc	K34	K37	K39C	T5	K40	K41	T25	K43	K75	A1	A2	T13	T17	T29
Dist	3 m	15 m	54 m	70 m	70 m	100 m	190 m	240 m	370 m	900 m	1,250 m	1,700 m	2,600 m	2,700 m
Si	272.024	288.167	279.823	300.733	290.183	295.886	283.7283	317.273	301.231	300.369	317.638	317.923	315.665	339.461
Ti	3.018	1.005	1.355	0.660	2.626	1.036	2.599565	0.602	0.708	1.029	0.237	0.328	1.844	0.575
Al	113.205	103.769	109.592	93.318	96.214	91.856	104.1561	77.507	90.468	91.025	76.428	73.721	78.285	59.722
Fe	28.217	15.256	13.482	10.993	21.125	15.640	18.1557	10.441	19.314	11.486	12.246	13.196	15.678	4.723
Mn	0.589	0.238	0.217	0.149	0.356	0.181	0.309784	0.135	0.248	0.222	0.201	0.431	0.542	0.060
Mg	22.439	10.882	9.394	9.236	13.630	10.405	12.97062	6.842	10.196	6.013	10.288	7.405	10.338	2.652
Ca	8.774	11.088	14.901	14.121	8.994	17.220	13.76278	8.625	2.722	9.805	1.389	6.907	0.650	3.111
Na	23.958	25.304	31.208	25.715	30.086	33.871	22.9596	28.451	40.960	48.715	31.466	32.517	23.475	29.151
K	15.333	30.890	30.140	18.968	20.043	14.022	24.44923	14.817	14.043	13.345	18.992	12.154	16.146	9.851
Cr	0.069	0.052	0.052	0.055	0.045	0.040	0.044319	0.046	0.055	0.039	0.042	0.050	0.048	0.040
V	0.117	0.063	0.084	0.031	0.045	0.048	0.065613	0.036	0.051	0.030	0.028	0.033	0.071	0.024
Ni	0.058	0.047	0.056	0.065	0.079	0.057	0.057904	0.052	0.073	0.065	0.066	0.054	0.073	0.060
P	0.042	0.090	1.730	0.082	0.272	0.316	0.79361	0.056	0.083	0.777	0.034	0.986	0.114	0.056
Si+Al	385.230	391.935	389.415	394.050	386.397	387.742	387.884	394.780	391.699	391.394	394.066	391.644	393.950	399.184
Fe+Mg	50.656	26.138	22.876	20.229	34.755	26.045	31.126	17.283	29.509	17.499	22.534	20.601	26.016	7.375
Na/Na+K	0.610	0.450	0.509	0.575	0.600	0.707	0.484	0.658	0.745	0.785	0.624	0.728	0.592	0.747
Al/Si+Al	0.294	0.265	0.281	0.237	0.249	0.237	0.269	0.196	0.231	0.233	0.194	0.188	0.199	0.150
Sum/Pop	96.868	98.987	99.852	98.696	99.214	98.126	97.500	99.066	97.262	100.154	99.516	100.276	96.951	99.24183

次はFeであるが、6番目のMgと共にFe+Mgとしてみると、Bt 2帯では17~29であるのに対して、Crd帯では22~50と多くなっている。この成分の違いについては、次の章で議論する。Mnについては、いずれも1以下であり、大きな変化はみられない。

次はCaであるが、Bt 2帯では1~9であるのに、Bt 1帯では8~17、Crd帯でも8~14と多くなっている。このCaは斜長石に取り込まれているが、Crd帯のK39Cでは、Pの値が大きくなっていることからアパタイトとして産すると考えられる。Naに関しては、Bt 2帯では31~48、Bt 1帯では28~33、Crd帯では23~31と分布しており、Bt 2帯が断然多い。このNaの一部はアルバイトに取り込まれたとすると、産状と矛盾しない。また、 $X_{Na}$  (=Na/Na+K)もBt 2帯において0.74~0.78と突出している。最後はKであるが、Bt 2帯では12~18、Bt 1帯では14~20、Crd帯では15~30と分布しており、Crd帯が断然多い。このKの一部は白雲母や微斜長石に取り込まれたとすると、産状と相互に関連していて妥当なことから考えられる。

## 5-2 積算化学組成値とモード

モード分析の結果、それぞれの変成帯毎に異種の長石類が出現することが認められ、また、その他の鉱物でも夫々特徴ある組み合わせが確認されたが、その理由を積算化学組成値で説明できるであろうか。

積算化学組成値のSiをみると、Bt 2帯では300以上を示し、Fe+Mgは17~22と小さな値をとることから、化学的に考えられる原岩は長石類に富むと考察することが可能である。一方、Crd帯ではAlが100以上であり、Fe+Mgが22~50と大きな値を示すことから、化学的に考

えられる原岩は雲母類に富むと推定することが可能である。これを具体的に述べると、Bt 2 帯では全石英の合計値が大きいことから、原岩はアーコース砂岩質の泥岩であると言える。一方、Crd 帯では全石英の合計値が小さいことから、原岩は雲母質泥岩であると結論できる。

このような背景を併せて考察すると、Bt 2 帯に Na が 30~40 も含まれていることから、アルバイトが變成鉱物として形成されるのは当然と説明される。また、Crd 帯に K が 30 以上も含まれていることから、長石としては微斜長石が、それに雲母類では白雲母が變成鉱物として形成されるのである。

このような原岩の元来から存在する性質の違いによって、形成される鉱物種が異なるとする見方は素直に成立すると見てよい。それに加えて、等化学的な變成反応による組成変化が進行しているのも事実である。

石英モードの章で見たように、ホルンフェルス變成の進行と共に、全石英の合計値は減少し、長石類や雲母類の形成に寄与している。これは、 $\text{SiO}_2$  が消費されて、その分相対的に Al が増加していることを示している。これが Crd 帯が形成される一つの要因であると考えられる。

また、積算化学組成値の Ca に着目してみると、Bt 2 帯では 1~9 と小さな値であるのに、Bt 1 帯では 8~17 と最高になり、Crd 帯では 8~14 と若干小さくなっている。これを An-Ab 系で説明すると、Bt 2 帯で Na が多量に消費されてアルバイトを形成した結果、原岩の組成が An 側に振れて、Bt 1 帯において Ca が若干多くなり、Ca-rich 斜長石を形成するようになる。次いで Crd 帯になると、Ca-rich 斜長石はザクロ石に Ca を供給するために分解されるので、斜長石はオリゴクレーンに次第に収斂してゆくと考えることができる。

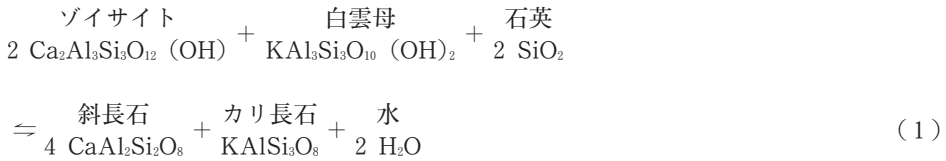
これに関して、Spear et al. (1991) は NCMnKFMASH 系が累進變成作用をする過程で、ザクロ石が成長するためには Ca に富む斜長石の消費が必要であり、その結果として斜長石は Ab 質に片寄ると述べている。このことがオリゴクレーンの増加に寄与する一因であることは否定できない。

Ab-Or 系の変化について、飯山敏道 (1964, 1994) は白雲母  $\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$ -パラゴナイト  $\text{NaAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  系のイオン交換に関する熱水合成実験において、100 Mpa, 600°C で Ab (アルバイト) が出現し、650°C で Afs (アルカリ長石) が出現することを示した。この飯山の実験は、等化学的な變成反応による長石類の組成変化を説明しているように思われる。本地域では圧力の値は判明していないが、600°C でオリゴクレーンが出現している例 (加賀美・谷口, 2002) や本研究から考えると、飯山の実験温度は少々高めなのかも知れない。

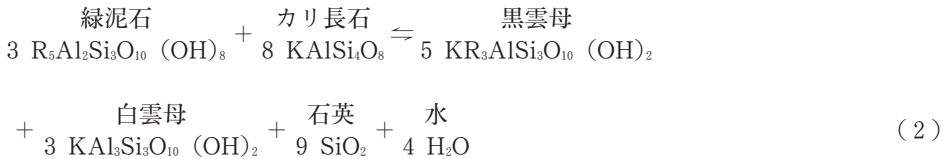
### 5-3 變成帯の生成反応

モード検討の結果、Bt 2 帯から Bt 1 帯への変化はアルバイト→斜長石と、緑泥石→黒雲母/白雲母の 2 つの反応が必要である (Barker, 1998)。アルバイト→斜長石の反応には Ca の供給

が必要で、アルバイトとしばしば共存するエピドート（式を簡単にするためゾイサイトを使う）の Ca を利用して斜長石を作る。

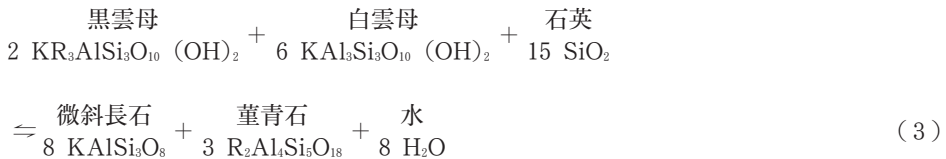


次に、緑泥石→黒雲母/白雲母を作るために必要な K の供給については、原岩に残留しているカリ長石を利用している。

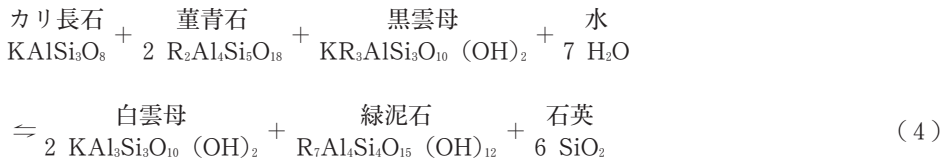


ここで、R は (Mg+Fe<sup>2+</sup>) である。(2) 式は周藤・小山内 (2002) と Bucher and Frey (2002) によった。なお、後者は (2) 式が安定に反応するのは T>420°C の環境としている。

Bt 1 帯から Crd 帯への境界は、モード分析が示す Crd 帯の特徴に見るように、微斜長石と堇青石の生成によって示されている。その生成反応は暫定的に次のように考えるが、周藤・小山内 (2002) は低圧型の変成反応としてあげている。



ここまでは累進変成作用の脱水反応について述べたが、次に、本地域の Crd 帯の接触部で見られる後退変成反応について考察する。温度や圧力が下降しながら進行する変成反応を後退変成作用というが、この反応は流体相成分の供給がないと反応が進行しない (岩森, 2003), 加水反応である。モードの変化からみると、微斜長石、堇青石、黒雲母が消滅して石英、白雲母、緑泥石が増加しており、その変化は次のように表現できる。



なお、(4) 式の緑泥石の化学式は都城 (1994) によった。

## 6. 堇青石の $X_{Mg}$ とチャンネル・カチオン (Na+K)

今回の調査によって堇青石が得られた地点は K39CL, K39CL 2, T5 だけである (Table 7)。分析値から  $X_{Mg}$  とチャンネル・カチオン (Na+K) の関係 (Pereira and Bea, 1994) をプロットしたものを Fig. 6 に示す。これをみると,  $X_{Mg}$  の値が分布するのは 0.38~0.44 の範囲であり, 小菅地域や泉水谷地域などの堇青石と比べて, 著しく Fe に富んでいる。比較のために Fig. 6 に示したのは小菅谷の M411 (B), C24 (C), C23 (D), C35 (E) の堇青石である。これらの  $X_{Mg}$  は 0.44~0.56 と大きな値を示す。飯能層の堇青石 (加賀美・谷口, 1997) も含めて最も Fe-rich なのは泉水谷地域の M14 で,  $X_{Mg}$  は 0.2~0.4 を示す。三頭山の堇青石はこれに匹敵する Fe-rich

Table 7 List of cordierite from Mitousan area

No.	K 39 CL	151	K39CL1	267	284	286	T 5 L	104	116	122	144	159
SiO <sub>2</sub>		48.759		46.513	47.069	48.08		46.148	46.344	46.939	49.588	46.558
TiO <sub>2</sub>		0.054		0.018	0.116	0		0.003	0	0.025	0	0.026
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		32.163		30.635	31.512	31.906		32.724	32.489	32.04	33.338	32.311
FeO		10.264		10.733	10.579	10.906		10.23	10.14	10.448	8.965	10.577
MnO		0.431		0.455	0.452	0.398		0.193	0.203	0.277	0.162	0.16
MgO		6.557		6.586	6.731	6.768		7.198	7.19	6.839	7.306	7.692
CaO		0.024		0.084	0.055	0.031		0.152	0.031	0.089	0.116	0.117
Na <sub>2</sub> O		0.189		0.232	0.256	0.258		0.177	0.114	0.081	0.235	0.461
K <sub>2</sub> O		0.284		0.398	0.446	0.049		0.068	0	0.445	0.198	0.054
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0		0.039	0	0		0	0	0.058	0	0
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.013		0.003	0	0.02		0.001	0.013	0	0	0
NiO		0.027		0	0.024	0.034		0.075	0.047	0	0	0.039
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.016		0	0.01	0		0	0.032	0.053	0.128	0
Total		98.781		95.697	97.252	98.45		96.97	96.604	97.294	100.036	97.995
0 No.		18		18	18	18		18	18	18	18	18
Si		5.055		5.014	4.987	5.018		4.886	4.915	4.960	5.032	4.891
Ti		0.004		0.001	0.009	0.000		0.000	0.000	0.002	0.000	0.002
Al		3.929		3.891	3.934	3.924		4.082	4.060	3.989	3.987	4.000
Fe		0.890		0.967	0.937	0.952		0.905	0.899	0.923	0.761	0.929
Mn		0.038		0.042	0.041	0.035		0.017	0.018	0.025	0.014	0.014
Mg		1.013		1.057	1.062	1.052		1.135	1.136	1.076	1.104	1.204
Ca		0.003		0.010	0.006	0.003		0.017	0.004	0.010	0.013	0.013
Na		0.038		0.048	0.053	0.052		0.036	0.023	0.017	0.046	0.094
K		0.038		0.055	0.060	0.007		0.009	0.000	0.060	0.026	0.007
Cr		0.000		0.003	0.000	0.000		0.000	0.000	0.005	0.000	0.000
V		0.001		0.000	0.000	0.002		0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Ni		0.002		0.000	0.002	0.003		0.006	0.004	0.000	0.000	0.003
P		0.001		0.000	0.001	0.000		0.000	0.003	0.005	0.011	0.000
Total		11.011		11.089	11.092	11.048		11.096	11.062	11.072	10.994	11.157
$X_{Mg}$		0.390		0.380	0.389	0.383		0.413	0.415	0.396	0.449	0.421
K+Na		0.076		0.103	0.113	0.059		0.045	0.023	0.077	0.072	0.101

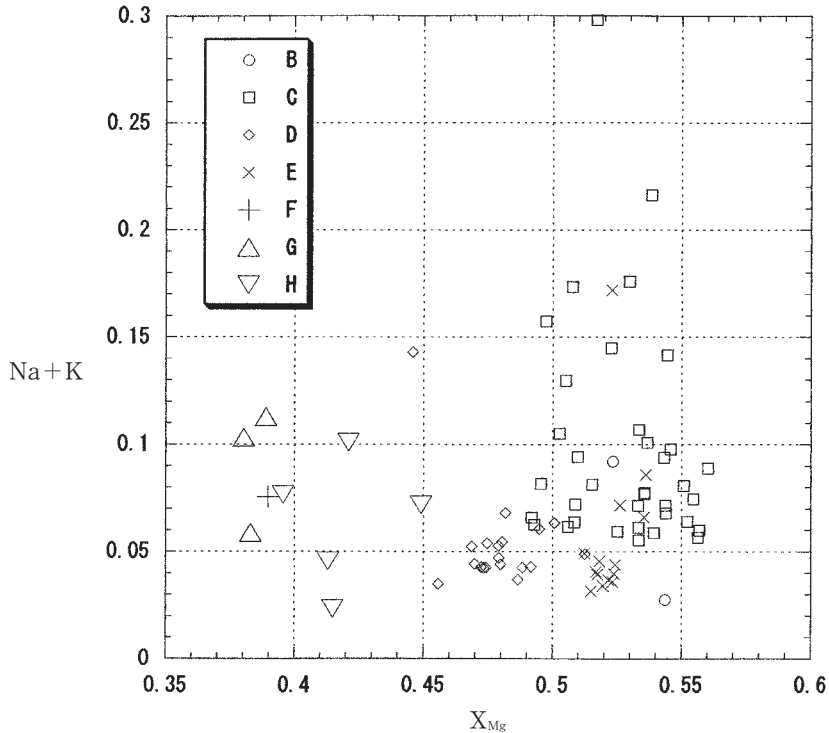


Fig. 6  $X_{Mg}$  and channel cation relationship of cordierite.  
+ K39CL,  $\triangle$  K39CL1,  $\nabla$  T5

であり、関東山地でも特異なものであることが分かる (Fig. 6)。

一方、関東山地で最も Mg-rich の傾向を示すのが一之瀬川地域の K55 で、 $X_{Mg}$  は 0.54~0.57 を示す。この地点の黒雲母の SI 値から Mg-rich が示されており、Mg が何らかの形で堇青石に濃集された可能性がある。ところで、飯能層の堇青石は得られた試料中で最も Mg に富み、この特徴を持つものは今のところ一之瀬地域の K55 がそれに近いが、岩質的には一致しない。

泉水谷地域の M14 の堇青石は Fe-rich ( $X_{Mg}=0.2\sim0.4$ ) で、生成温度は 510°C である。一方、一之瀬川地域の K55 は Mg-rich ( $X_{Mg}=0.54\sim0.57$ ) で、生成温度は 610~690°C である (加賀美・谷口, 1999; 2001)。本地域の堇青石は M14 に極めて近い値である。この結果判ったことは、Mg-rich の堇青石は高温の生成環境を示し、Fe-rich の堇青石は低温の生成環境を示すと確認されたのである。

堇青石の消滅を P-T 条件のうえで検討した Martignole and Sisi (1981) によると、Mg-Crd にくらべて Fe-Crd は低圧で生じていると述べている。また、Kitamura and Hiroi (1982) は  $X_{Mg}$  1.0 から 0.3 に向かって、Fe-Crd と Mg-Crd の転移境界の温度が、1,500°C から 500°C へと変化するという暫定的な曲線を示した。これらの例から、 $X_{Mg}$  と生成温度の関係はある程度予想される結果である。

## 7. ザクロ石の化学組成と変成温度

ザクロ石が産する地点は、花崗閃緑岩接触部から 54 m 離れた K39CL 2 と、6 m 離れた K35 L1A である。各地点でわずかに 1 個のみ産することと、分析値が 92~93 wt% 台と不安定であることから、一応 KD の値が得られたのであるが、参考値と考えておいたほうが良いと思われる。

**Table 8** Garnet-biotite geothermometer of Mitousan hornfels.

No.	K39CLGrt	216	Bt	268	173	K35L1AGrt	104	Bt	105	82
SiO <sub>2</sub>		34.272		36.12	36.308		34.26		35.534	34.462
TiO <sub>2</sub>		0.022		2.981	3.162		0.121		3.276	1.896
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		21.704		18.67	18.165		20.189		15.6	18.319
FeO		25.469		23.212	22.809		27.389		22.683	23.252
MnO		0.223		0.147	0.193		0.52		0.378	0.289
MgO		10.814		6.46	7.596		9.894		8.121	8.73
CaO		0.086		0.053	0.031		0.192		0	0.06
Na <sub>2</sub> O		0.01		0.079	0.158		0.055		0.148	0.111
K <sub>2</sub> O		0.415		7.577	9.103		0.217		8.816	6.556
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0		0.075	0.092		0.033		0.037	0.003
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.001		0.293	0.269		0.052		0.092	0.134
NiO		0.066		0.085	0.082		0		0.024	0.013
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0		0.052	0		0.044		0.056	0.005
Total		93.083		95.805	97.968		92.964		94.766	93.831
0 No.		24		24	24		24		24	24
Si		5.675		6.001	5.948		5.748		6.048	5.850
Ti		0.003		0.372	0.389		0.015		0.419	0.242
Al		4.235		3.655	3.506		3.991		3.129	3.664
Fe		3.526		3.224	3.124		3.842		3.228	3.300
Mn		0.031		0.021	0.027		0.074		0.054	0.042
Mg		2.667		1.599	1.853		2.473		2.059	2.208
Ca		0.015		0.009	0.005		0.034		0.000	0.011
Na		0.003		0.025	0.050		0.018		0.049	0.037
K		0.088		1.605	1.901		0.046		1.913	1.419
Cr		0.000		0.010	0.012		0.004		0.005	0.000
V		0.000		0.039	0.035		0.007		0.013	0.018
Ni		0.009		0.011	0.011		0.000		0.003	0.002
P		0.000		0.007	0.000		0.006		0.008	0.001
Total		16.251		16.579	16.862		16.259		16.929	16.793
Pyrope		95.103					93.472			
Almand		0.000					0.000			
Spessa		1.115					2.793			
Grossu		0.544					1.304			
X <sub>Mg</sub> Grt		0.431		0.431	0.431		0.392		0.392	0.392
X <sub>Fe</sub> Grt		0.569		0.569	0.569		0.608		0.608	0.608
X <sub>Mg</sub> Bt				0.331	0.372				0.389	0.401
X <sub>Fe</sub> Bt				0.669	0.628				0.611	0.599
KD				0.168	0.177				0.153	0.155

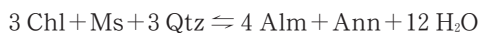
Mn-Fe-Mg 三角ダイアグラムにプロットしてみると、K39 のザクロ石は Mg 42%, Fe 55%, Mn 0.5% のアルマンディン-パイロープ系である。また、K35 のザクロ石は Mg 39%, Fe 57%, Mn 1.1% を含むアルマンディン-パイロープ系である (Table 8)。

共存している黒雲母の化学組成をみると、K35 では Mg, Fe の比は 0.33~0.37 に対して 0.66~0.62 であって相対的に Fe-rich になっている。K39 では 0.38~0.40 に対し 0.59~0.61 と相対的に Mg-rich の値を示している。一般的に温度が高くなるとザクロ石は Fe-rich に、黒雲母は Mg-rich の側に片寄り、Fe-Mg 交換反応が平衡に達していると考えられるが、K35 と K39 ではその関係は成立している。問題は接触部から 6 m の K35 より、54 m の K39 の方が高温になることであるが、これは接触部に近い方では後退変成作用が働いたためと推定され、変成鉱物の組成はそのような変化を支持している。

以上の制約があると認めた上で、K35 の KD は 0.153~0.155 となり、約 510°C (圧力は 0 とし) が得られる。また、K39 の KD は 0.168~0.177 となり、約 540°C が得られる。

ザクロ石-黒雲母地質温度計法については、中村 (1996) の詳細な議論があるが、ここでは Spear (1993) によるザクロ石-黒雲母地質温度計法によりホルンフェルスの変成温度を推定した。なお、泉水谷での M14 の分配係数 KD の値は 0.150 で、その温度は 510°C が得られたが、これを見ると三頭山も同じ程度の高い温度であったといえることができる。

なお、Bucher and Frey (2002) によると Fe-rich 緑泥石がザクロ石 (Alm)+黒雲母 (Ann) に変換されるのは 500~520°C であるという。その変化は次の式で表わされる。



## 8. ま と め

多摩川上流の関東山地に分布するホルンフェルスを調べてきた。今回は最も南側の支流である南秋川の水源である三頭山地域をまとめた。

変成鉱物のモードを正確に検討することにより、変成分帯を決めることができた。そのために EPMA 測定値を 3 段階の鉱物群に分けた。標準鉱物は 100 wt% 前後のもの、不純鉱物 (Im) は、例えば長石では 87~107 wt% の範囲のもの、粒間鉱物 (Ig) では例えば長石で言えば、80~115 wt% の範囲のもの、そして空胞は <79 wt% と、116 wt% < の範囲のものとする。

石英のモード分析の結果、全石英が 40% を超える試料は砂岩質として排除することにした (一例は例外)。泥質岩のみでホルンフェルス変成を議論するからである。

モード分析結果の長石類の消長をみると、アルバイトとアルカリ長石の出現で Bt 2 帯を特徴付けており、斜長石の卓越で Bt 1 帯を特徴付けており、斜長石と微斜長石の存在で Crd 帯を特徴付けているとして分帯を行なった。



その他の鉱物のモードを見ると、Bt 2 帯では白雲母と緑泥石で特徴付けられ、Bt 1 帯では黒雲母と白雲母で特徴付けられ、Crd 帯では堇青石、白雲母、緑泥石で特徴付けられている。

モード分析のもう一つの成果は、EPMA 線分析を使って積算化学組成値を示すことができるようになったことである。Table 6 に示したように、Bt 2 帯の積算化学組成値は Si が 300 以上あり、Fe+Mg が 17~22 と小さな値をとることから、より熱源に近いところと比較して長石類よりなる原岩と推定される。このような組成において、Na が 30~40 も含まれると、アルバイトが変成鉱物として形成されることになる。一方、Crd 帯の組成値は Al が 100 以上もあり、Fe+Mg が 22~50 と大きな値をとることから、Bt 2 帯と比較して雲母類よりなる原岩と推定される。このような組成において、K が 30 以上も含まれると、長石としては微斜長石が作られ、また、白雲母が変成鉱物として形成されることは当然ということになる。

元もと存在した原岩組成の偏在に加えて、等化学的な変成反応による組成変化が進行している事実も検討しなければならない。An-Ab 系を考えると、Bt 2 帯においてアルバイトが変成鉱物として多量に形成された結果、残された Ca が Bt 1~Crd 帯において斜長石を形成することはモード分布にも、また積算化学組成値の上にも認められる。斜長石が接触部に向かい次第に Ca-poor となり、オリゴクレスに収斂して行く様子が見られるが、これはザクロ石帯形成に必要な、Ca-rich 斜長石の消滅が進行した結果として、Na-rich なオリゴクレスが形成されたものと考察する。さらに、Ab-Or 系でみると、低温でのアルバイトから高温での微斜長石への組成変化が生じたものと判断され、その証拠はモードと積算化学組成値の上に明瞭に指摘される。上述したことは、逆もまた真なりということ、微斜長石が形成されることにより、堇青石帯が形成されたのであり<sup>(註1)</sup>、また、オリゴクレスが作られることによりザクロ石帯が形成されうることができる。

上に述べた諸点を考慮して本地域の変成分帯は花崗閃緑岩の接触部から堇青石帯、黒雲母 1 帯、黒雲母 2 帯、緑泥石帯と区分した。他の関東山地で識別されたザクロ石帯は認められなかった。また、堇青石帯も幅が約 60 m 程度の極めて小規模なものであった。これは三頭山の花崗閃緑岩の規模が小さいものであったことによると推定される。このような環境を反映して、三頭山の堇青石は Fe-rich の性質を示しており、泉水谷地域の M14 を除く他の地域とは違う極めて特異な存在である。なお、堇青石の  $X_{Mg}$  の値と変成温度には相関関係が存在することが確認される。

本地域のザクロ石-黒雲母温度計による変成温度は、あまり正確ではないという制約があるが、510~540°C という値が得られた。これは予想以上に高い温度であった。

規模が小さいとはいえ、本地域の変成温度や Fe-rich な堇青石の存在、さらに後退変成作用の特徴などは、泉水谷地域の M14 と極めて似ており、同じような花崗閃緑岩の活動があったと結論される。

(注1) 微斜長石の  $\text{SiO}_2$  のモル数は3であり、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  に対するモル比は6倍となる。これはアルバイトの  $\text{SiO}_2$  のモル数は2、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  に対するモル比は2倍となるのと比べ、微斜長石は  $\text{SiO}_2$  の消費が著しく大きなことを示している。従って、微斜長石が大量に形成されると残りの原岩中には  $\text{Al}_2\text{O}_3$  が相対的に増加し、堇青石形成の要因となると説明される。

## 謝 辞

本研究を進める過程において、多くの方々から貴重なご援助を与えられた。

まず、飯能礫層研究グループの岡野裕一、力田正一、松本昭二の諸氏、ならびに関東平野西縁丘陵団体研究グループの倉川博、大沢進の諸氏には種々教えていただいたことに対して、心からお礼を申し上げる。

EPMA 分析に関しては、東京大学海洋研究所の石井輝秋氏に大変お世話になり、心から感謝する。この分析は海洋研の共同利用プログラム No.40 (1997以降) によった。

粉末法X線回折分析に関しては、城西大学理学部化学教室の日原五郎、宮前博氏にお世話になった、また、学生の渡辺晋也君には手を貸してもらった、記して感謝の意を表す。

関東山地のホルンフェルス情報に関しては、日本大学文理学部地球システム科学科の小坂和夫氏に教えていただいた。科学技術庁防災科学技術研究所の松田達生氏には広瀬花崗閃緑岩に伴う斑状変晶の分布に関する未公表資料を見せていただいた。甲府花崗岩類の地質や化学組成に関しては山梨大学教育人間科学部自然科学科地学教室の角田謙朗氏に多くの文献を見せていただいた。京都大学理学部地質学鉱物学教室の小畑正明氏・尾崎淳氏、通商産業省地質調査所の奥山康子氏、湯浅真人氏、岡山大学理学部地球科学科の浅見正雄氏には変成岩関係の文献を頂いた。元東北大学理学部地球物質科学科の蟹沢聡史氏には貴重なご批判をいただいた。以上の方々に記して感謝の意を表す。

## 引用文献

- Barker, A. J. (1998) Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. Stanley Thornes, 234 p.
- Bucher, K. and Frey, M. (2002) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, 341 p.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1982) An Introduction to The Rock-forming Minerals. Longman, Harlow, England, 528 p.
- 飯山敏道・河村雄行・中嶋悟 (1994) 実験地球化学. 東京大学出版会, 223 p.
- Ito, H., R. B. Sorkhabi, T. Tagami and S. Nishimura (1989) Tectonic history of granitic bodies in the South Fossa Magna region, central Japan: new evidence from fission-track analysis of zircon. *Tectonophysics*, 166, 331-344.
- 岩森光 (2003) マントル・地殻における物質循環.野津・清水編, 地球化学講座3, マントル・地殻の地球化学. 171-248, 培風館.
- 加賀美英雄・谷口英嗣 (1997) 加治丘陵の飯能礫層中のホルンフェルスの化学組成. 城西大学研究年報 (自然科学編), 21, 11-33.
- 加賀美英雄・谷口英嗣 (1998) 関東山地の四万十帯のホルンフェルス一塩山市落合付近の産状と変成鉱物

- の化学組成一. 城西大学研究年報 (自然科学編), 22, 23-74.
- 加賀美英雄・谷口英嗣 (1999) 関東山地の四万十帯のホルンフェルス一塩山市一之瀬付 近の産状と変成鉱物の化学組成一. 城西大学研究年報 (自然科学編), 23, 1-56.
- 加賀美英雄・谷口英嗣 (2000) 関東山地の四万十帯のホルンフェルスⅢ一塩山市落合付 近の泥質岩変成鉱物の産状と化学組成一. 城西大学研究年報 (自然科学編), 24, 11-47.
- 加賀美英雄・谷口英嗣 (2001) 関東山地の四万十帯のホルンフェルスⅣ一塩山市泉水谷の泥質岩変成鉱物の産状と化学組成一. 城西大学研究年報 (自然科学編), 25, 1-37.
- 加賀美英雄・谷口英嗣 (2002) 関東山地の四万十帯のホルンフェルスⅤ一北都留郡小菅谷の泥質岩変成鉱物の産状と化学組成一. 城西大学研究年報 (自然科学編), 26, 1-45.
- 加賀美英雄・谷口英嗣 (2003) 関東山地四万十帯ホルンフェルスの変成鉱物モードと変成流体相の特徴. 城西大学研究年報 (自然科学編), 27, 11-47.
- 加賀美英雄・谷口英嗣 (2004) 関東山地三頭山ホルンフェルスの変成鉱物モードと変成流体相の研究. 日本第四紀学会講演要旨集, 34, 78-79.
- Kitamura, M. and Hiroi, Y. (1982) Indialite from Unazuki pelitic schist, Japan and its transition texture to cordierite. *Contr. Min. Petr.*, 80 110-116.
- Kuroda, Y., Kubota, T., Suzuoki, T. and Matsuo, S. (1978) Hydrogen isotope study on the contact aureole of the plutonic mass in the vicinity of the Sasago Tunnel, Yamanashi Prefecture, Japan. *J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 73, 380-387.
- Martignole, J. and Sisi, J. C. (1981) Cordierite-garnet-H<sub>2</sub>O equilibrium: A geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. *Contr. Min. Petr.*, 77, 38-46.
- 松田達生 (1992) 鶴川断層の熱変成分帯による構造解析. 早稲田大学教育学部理学科地学専修特別研究 (手記), 31 p.
- 松田達生・田中秀実・坂幸恭 (1992) 熱変成分帯による鶴川断層の構造解析. 日本地質学会学術講演会予稿集, 347.
- 都城秋穂 (1994) 変成作用. 岩波書店, 256 p.
- 村田明広・小坂和夫・狩野謙一 (1986) 甲府深成岩体との関係からみた鶴川断層の活動時期. 地質学雑誌, 92, 12, 905-908.
- 中村大輔 (1996) ザクロ石-黒雲母温度計について-三波川変成岩と大文字接触変成岩への適応とその評価-. 岩鉱, 91, 165-176.
- Pereira, M. D. and Bea, F. (1994) Cordierite-producing reactions in the Pena Negra Complex, Avila Batholith, Central Spain: The key role of cordierite in low-pressure anatexis. *Canadian Mineralogist*, 32, 763-780.
- 酒井彰 (1987) 五日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 75 p.
- Shimizu, M. (1986) The Tokuwa Batholith, Central Japan. *University Museum Bull., Tokyo University*, 28, 146 pp.
- 白水晴雄 (2000) 粘土鉱物学. 朝倉書店, 185 p.
- 周藤賢治・小山内康人 (2002) 岩石学概論下, 解析岩石学. 共立出版, 260 p.
- Spear, F. S., M. J. Kohn, F. P. Florence and T. Menard (1991) A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: Implications for thermo-barometry and P-T path determinations. *J. metamorphic Geol.*, 8, 683-696.
- Spear, F. S. (1993) Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America Monograph*, Washington, D. C., 799 p.
- 谷口英嗣・小川勇二郎 (1990) 三浦半島に分布するアルカリ玄武岩質岩類とそのテクトニクス上の意義. 地質学雑誌, 96, 101-116.
- 角田謙朗 (1985) 甲府北部深成岩類について (その5). 山梨大学教育学部研究報告, 36, 69-76.

山梨県地質図編集委員会 (1970) 山梨県地質図, 2 葉, 1:100,000.

Yuasa, M. (1976) Contact metamorphic aureole around the Kaikoma-Hoo granodiorite pluton in the northern part of Akaishi Mountains, Central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, 71, 157-176.

# Cumulative Chemical Composition of the Shimanto Hornfels in the Mitousan Area of the Kanto Mountains :

An Approach to Contact Metamorphism by EPMA Line Analysis

Hideo KAGAMI<sup>1)</sup> and Hidetsugu TANIGUCHI<sup>2)</sup>

## Abstract

The southern-end tributary of the Tama River, which is called Minami-aki River, streams down from the Mitousan Mt. There are a main stock and a few dykes of granodiorite in the Mitousan area. They form contact metamorphic aureole on the Kobotoke formation of the Shimanto terrain.

We propose 3 ranks of EPMA mineral identification; standard minerals (St), impure minerals (Im), and inter-granular minerals (Ig). This method allows us to construct (1) precise modal distribution of St, including the ratio of St/(Im+Ig), and (2) cumulative chemical composition (average cation values $\times$ 100 in afu) obtained from EPMA line analysis.

From the modal distribution of St minerals, the hornfels in the Mitousan area is divided into Cordierite (Crd) zone, Biotite (Bt) 1 zone, Biotite 2 zone and Chlorite (Chl) zone.

On cumulative chemical composition analysis, we observe Si is over 300 and Fe + Mg is between 17 and 22 at Bt 2 zone. These compositions suggest the source rock consists of feldspathic materials. There are observed Al over 100 and Fe+Mg between 22 and 50 at Crd zone. These compositions suggest the source rock consists of micaceous materials. The cumulative chemical composition at Bt 2 zone indicates high Na content, and therefore we expect to have abundant albite there. Those at Crd zone have high K content, and therefore there are abundant microcline and/or muscovite at the zone.

Beside difference in source materials, there exists compositional change due to metamorphic reaction in order to maintain chemical balance. In relation to An-Ab system, albite is dominantly formed consuming Na component at Bt 2 zone, and the remaining materials resulted in enrichment of Ca to form Ca-rich plagioclase at Bt 1 zone. When temperature increases further, metamorphic reaction reaches to form a garnet grade, and Ca-rich plagioclase tends to break down to form garnet at Crd/Grt zone. Then, the remaining feldspar tends to become Na-rich plagioclase, oligoclase.

The cordierite from the Mitousan area has  $X_{Mg}$  value between 0.38 and 0.44. This low value is only observed at M14 of the Sensui Valley area in the Kanto Mts.

It is concluded that the nature of cordierite, the metamorphic temperature of 510~540 °C determined by garnet-biotite geothermometer, and the retrograde metamorphism observed at Mitousan area are all the same with M14 at Sensui Valley area. We think the

---

1) Institute of Geology, Faculty of Science, Josai University

2) Komazawa University High School

retrograde metamorphism observed at the cordierite zone of Sensui Valley and Mitousan areas was caused by fluid flow, and the retrograde metamorphic reaction is shown as follows. Kali-feldspar + 2 Cordierite + Biotite + 7 Water  $\rightleftharpoons$  2 Muscovite + Chlorite + 6 Quartz