

関東山地接触変成岩の 石英カソードルミネッセンス画像

加賀美英雄・谷口 英嗣*

Sam Boggs, Jr.†

はじめに

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、および南秋川について調査し変成分帯を行った（加賀美・谷口，2004）。4年前に、加賀美がオレゴン大学を訪問した際に、Boggs と変成岩起源石英のカソードルミネッセンス(CL)画像の例が少ないことを議論した。当時、Boggs らは石英 CL 画像を使って堆積岩の供給源地の研究をしており、変成岩起源の石英について、まだら模様（モトリング）と均質または同質模様（homogeneous または uniform）の組織を識別し、また外形には不規則（irregular）構造を見出していた（Seyedolali, et al., 1997）。そこで変成温度の明らかな関東山地の接触変成岩の試料 4 個と、その後、さらに変成温度の分かった 1 試料を加えて、Boggs により 5 個の CL 画像を得た。関東山地接触変成岩中には流体変成作用の例が多く、我々の興味はその識別、解明に向けられたので、CL 画像の研究をまとめるのに数年の遅れをとった。

一方に、スコットランドの Ballachulish igneous complex に接触変成作用を受けている Appin quartzite の石英の CL 画像を形成時期別に 5 段階に区分する論文が出版された（Holness and Watt, 2001）。彼らの見方は、未変成の石英（タイプ 1）、反復累帯構造を示す（タイプ 2）、現粒界と関連が無い再結晶したもの（タイプ 3）、幅広い成長累帯構造を示し、内側境界が斜交的に接する（タイプ 4）、全ての既存の構造/模様を切る（タイプ 5）と区分しているが、これらは珪岩の接触変成作用であり、関東山地の砂泥中の粒状石英が再結晶した例には適応しないと判断した。そこで、我々の研究はまだ緒についたばかりであるが、ここに、我々が用いた石英 CL 画像の識別法を表示し、実際に CL 画像の解釈を行った結果を記載して、批判を受けることにする。

* 駒沢大学高等学校

† オレゴン大学地質科学部

1. サンプル地点の変成分帯と地層区分

関東山地の四万十帯ホルンフェルスの変成相は、接触部からザクロ石・堇青石帯（堇青石Ⅱ帯；Yuasa, 1976）、堇青石帯（堇青石Ⅰ帯；Yuasa, 1976）、黒雲母（1, 2, 3）帯、緑泥石帯と分類された（加賀美・谷口, 2003）。その分布とサンプル採集地点を図に示す（Fig. 1）。なお記載においては、サンプル採集地点の甲府深成岩類の徳和花崗閃緑岩（Shimizu, 1986）との接触部からの距離も併示した。

フィッシュン・トラック年代法によると、徳和深成岩体南部の年代は 12.5 ± 14 Ma である（Ito, et al., 1989）。K-Ar 年代法によると、北部の年代は 10.1～10.8 Ma である（柴田ほか, 1984）。

四万十帯の地層は北から南へ層序的に上位の層準になるので、古い方から述べる。本地域では 300 地点を越えるホルンフェルス試料を EPMA（電子プローブ・マイクロアナライザー）分析をしたが、ザクロ石を含んでいる試料は次にあげる 5 点のみであり、それらについて CL 画像を得た。

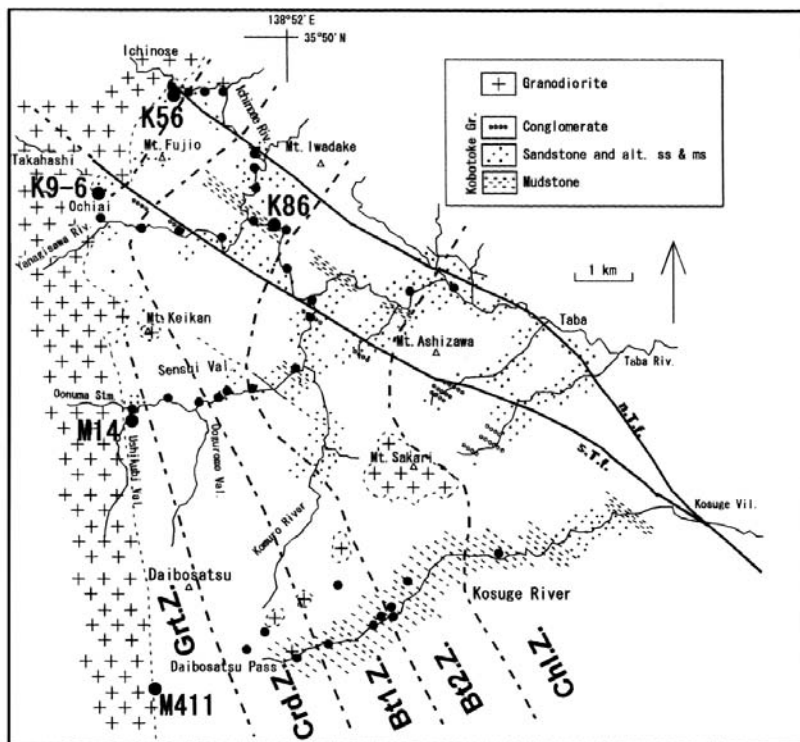


Fig. 1 Location map and division of metamorphic zoning
Geological map of Murata et al (1986) is partly revised.
Grt. Z., Garnet・cordierite Zone; Crd. Z., Cordierite Zone; Bt1. Z., Biotite 1 Zone;
Bt2. Z., Biotite 2 Zone; Chl. Z., Chlorite Zone; n.T.f., north Tsurukawa fault;
s.T.f., south Tsurukawa fault.

K56は多摩川本流・一之瀬川の塩山市一之瀬村落の河床で採集された。ザクロ石・堇青石帯に属し、接触部からの距離は50mであった(加賀美・谷口, 1999)。原岩は四万十南帯に属する小仏層群丹波層(上部白亜紀)の砂岩である(山梨県地質図編集委員会, 1970)。

K9-6は県道(青梅街道)沿いに流れる柳沢川が塩山市落合の村落から北西に分かれる高橋川に入って700m位上流の地点で採集された。ザクロ石・堇青石帯に属し、接触部からの距離は5mであった(加賀美・谷口, 1998)。この地点では堆積岩中に貫入している径3cm位の無数の花崗閃緑岩が観察された。原岩は四万十南帯に属する小仏層群小菅層(上部白亜紀)の細粒砂岩である。

K86は一之瀬橋(柳沢川と一之瀬川の合流地点)より450m下った県道(青梅街道)の側壁である。堇青石帯に属し、接触部からの距離は2,600mであった(加賀美・谷口, 2000)。原岩は四万十南帯に属する小仏層群小菅層(上部白亜紀)の黒色泥岩である。

M14は塩山市泉水谷を上がり詰めて大沼沢出合いから牛首谷に入って直ぐの標高1,255mの地点で、沢には堰堤があるのが目印である。ザクロ石・堇青石帯に属し、接触部からの距離は60mであった(加賀美・谷口, 2001)。原岩は四万十南帯に属する三倉層群(山梨県地質図編集委員会, 1970)または小仏層群小伏層(酒井, 1987)の火山灰の薄層を挟むやや粗粒の泥岩である。

M411は大菩薩峠西麓の長兵衛山荘より北東に上がる林道の大菩薩2号橋左岸で標高1,640mの地点である。マサ状の崖に基盤が露頭するところである。ザクロ石・堇青石帯に属し、接触部からの距離は0mであった(加賀美・谷口, 2002)。原岩は四万十南帯に属する小仏層群小伏層(酒井, 1987)の砂質泥岩である。

2. 岩石顕微鏡観察

試料の鉱物種や岩石組織を知るために、岩石顕微鏡観察をした。

K86: これは横幅が1mmで、オープンニコル写真である(Fig. 2-1)。細かい石英や斜長石が層状に存在するなかに、やや大きい角張った石英(白黒矢印で示す)が見られる。上の方に見られる黒色すじ状部分は鉄・マンガンのしみである。画面には見られないが、MnOを24.5~26.9%も含むスペッサルティン(Mn-ザクロ石)が点在する。

M14: これは横幅が0.5mmで、クロスニコル写真である(Fig. 2-2)。黒雲母は自形短冊型が多い。それらを包有した石英が見られる(白黒矢印)。全体に等粒状の結晶成長を示している。

K9-6: これは横軸が1mmで、クロスニコル写真である(Fig. 2-3)。開口性フラクチャーの発達した著しく不規則な外形を呈する石英が見られる(白黒矢印)。細粒な石英・長石と粗粒な石英・長石とが混合する奇妙な組織である。Fig. 2-3を示す数字の3の下に見られる鉱物は堇青石である。画面には出ていないが円形のザクロ石が見られた。

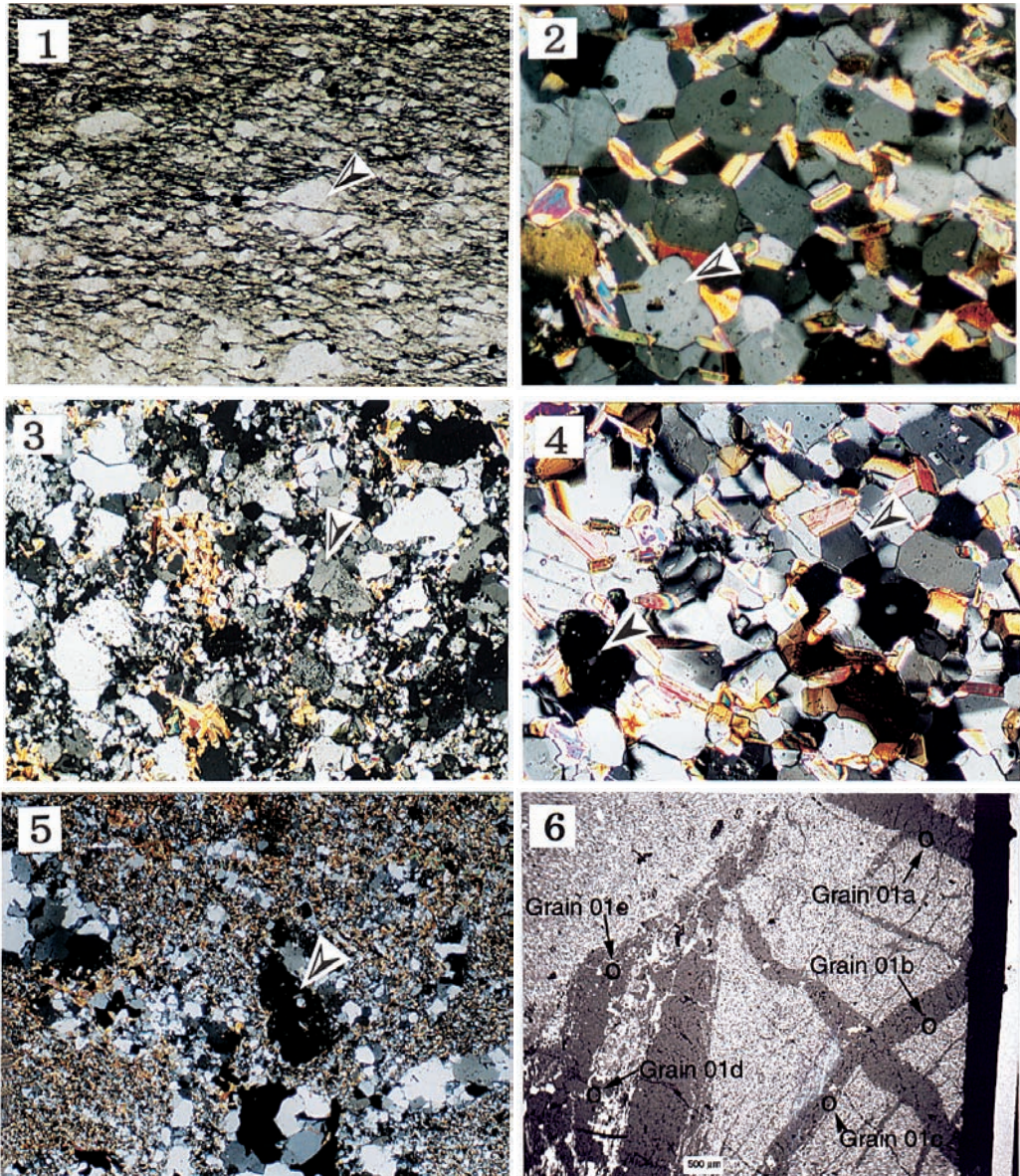


Fig. 2 Microscopic observation of thin sections prepared for EPMA analysis

- | | | |
|--------|---------|-------------------|
| 1. K86 | 2. M14 | 3. K9-6 |
| 4. K56 | 5. M411 | 6. M411 BSE image |

K56：これは横軸が0.5 mm で、クロスニコル写真である (Fig. 2-4)。黒雲母は小粒自形であるが、石英・長石は等粒状である。特に、六角状の高温石英が観察された (白黒矢印)。左下の黒色の鉱物はザクロ石である (黒矢印)。等粒状鉱物群のポリゴナルな組織が特徴である。黒雲母は色の濃い高チタン種である (Ti を最高 4.93% も含む)。画面には出ていないがオリゴクレース (灰曹長石) は斑状変晶を形成しており、再結晶したものである。

M411：これは横軸が2.1 mm で、クロスニコル写真である (Fig. 2-5)。細かい黒雲母がびっ

しり形成されている中に、下辺中央から上と左上に伸びる石英脈が見られる。中央付近の石英脈の中に黒色のザクロ石が形成されている（白黒矢印）。このザクロ石は Fe 69~71% を含むアルマンディン系であるが、Mn も 14~19% を含む。

Fig. 2-6 に示したのは M411 の反射電子写真（Back-Scattered Electron Photography；以下 BSE と省略する）である。図中の右上 1a については後に CL 画像を示す。BSE 画像はより大きな原子数コントラストにより明瞭な画像となるが、分解能にやや劣るという欠点がある（Krinsley, et al., 2005）。

3. CL 分析と CL 画像の解釈

電子を物質に照射したときに、可視あるいは近赤外領域に近い光を放出する現象があり、この発光をカソードルミネッセンス（陰極発光）という。発光は入射電子によって、より高いエネルギー準位に引き上げられた束縛電子が、正孔と再結合するときに生じるといわれ、結晶の化学結合状態や、格子欠陥、獲得電子孔対、酸素欠損などの結晶不全や、Al, Ti, Na, OH など微量の不純物の存在によって引き起こされる現象である。CL 画像において、黒色は発光がないか極めて弱いことを示し、白色（bright）は極めて強い発光であることを示す。その間に各種の灰色を呈する。なお、発光色で示すと石英は橙（orange）、斜長石は青（blue）、黒雲母はさらに強い青（blue）である（Boggs, Jr. et al., 2001）。

使用した装置はオレゴン大学地質科学部の JSM-6300V SEM で、Oxford Instrument 製 CL 検出器と Hamamatsu R374 光電子増倍管を備えている。装置は 10 kv の電圧で、比較的大きな 5 nA のビーム電流で作動した。CL 画像を得るのに、石英 1 個のスキャンにかかる時間は約 5 分でデジタル記録に収めた。各試料については 5 ポイントを選んで観察し、同時に CL 検出器をはずして BSE 画像を得た（Boggs, Jr., et al., 2002）。

著者らは接触変成帯において、石英が再結晶したかどうかを知る手段として CL 画像を検討した。接触変成においては、結晶が作られる順序は様々であるが、石英が結晶成長をして既存の雲母や長石を取り囲むような形態をとることがある。この形態を湾入輪郭（embayment outline；つまり外側にむかって半月形を呈する）と呼ぶ。

石英の CL 画像に 2 つの顕著な違いを認めた。一つは K56-02（Fig. 5-7）に見られるように、石英の本体部分が全体に同質模様で、直接に湾入形態をとるものである。この場合、石英本体は完全に再結晶したものと判定する。もう一つは K86-03（Fig. 3-2）や、M14-02（Fig. 3-3）に見られるように石英の本体部分はまだら模様で、石英の周囲に明瞭な境界を持って明るい（bright）地域が帯状に発達しており、他の鉱物との接触関係を示す湾入は全てこの帯域中のみに限られる場合である。この場合、石英本体は不完全な変質作用を受けていると判断する。ただ

し、K56-05 や K86-05 では本体自身が元々変質している数個の塊からなる結晶であり、解釈が難しい。

Figs. 3~5 に示したのは、左側が CL 画像で、右側が同一画面での BSE 画像である。Fig. 3-2 の CL 画像にみられるように、明らかに石英の周縁に明るい帯域が発達し、その中には多くの泡状の包有物（BSE 画像から見るとその多くは黒雲母である）を含んでいる。帯域の外縁には湾入形態が認められる。Fig. 4-4 と Fig. 4-6 を比較して石英の外形を示す。Fig. 4-4 の方は自形に近い短冊形であるが、Fig. 4-6 の方は入り組んだ結晶粒界を示している。これは部分的な成長速度の違いによって作られたという説がある（Spry, 1974）。次に、石英の表面組織の特徴を述べる。Fig. 5-8 はまだら模様を示し、低温の変成を受けた石英の特徴である。高温石英の CL 画像は均質または同質模様を示す（Boggs and Krinsley, 2006）。例を上げれば Fig. 4-1 である。Fig. 5-9 は全体に鮫肌模様を呈し、分結型石英脈（segregation quartz vein）の特徴を示している。

このような特徴をチェックリストにして示したのが、Tables 1~5 である。表では上から形状、表面模様、包有物、湾入、癒合割れ目（healed fracture：CL 画像には認められるが、BSE 画像には認められない暗線）、白点と白色条痕（bright spots and streaks）、そのネットワークの繋がり、および、変質となっている。表の記号は、例えば白点と白色条痕を観察し、確実な存在を○で表し、特に多いのは◎で示し、わずかに存在するものを△で表し、一部のみのものに対して一のマークで表示した。数字は観察した事象が何個あるかを示している。また、表には観察した石英の粒径（単位は μm ）とホルンフェルス変成時の変成温度（ $^{\circ}\text{C}$ ）を併記した。次に、表を見ながら各地点の特徴を述べる。

K86 は全てにおいて周囲に明るい帯域が発達している（Table 1）。K86-01（Fig. 3-1）や K86-03（Fig. 3-2）に見られるように、湾入は帯域のところのみで観察されるから、中心にある石英本体は完全には変質が進んでいないものであると判断した。ただし、K86-05 は本体内に複数の帯域が存在しており、判断がなかなか難しい例であるが、本体は変質が進んでいないと判断した。

M14 については、M14-02（Fig. 3-3）は周囲に明るい帯域が認められ、そこに湾入が発達している。M14-01 は本体に帯域が存在するため、その周辺部分をどこで区切るか判断に苦しむところであるが、一応ここでは変質は進んでいないとした。M14-03（Fig. 4-4）、M14-04、M14-05 はいずれもすっきりした短冊形の形状で、再結晶したものとしては安定した形状を示すのが特徴である（Table 2）。

K9-6 の石英の結晶粒界は K9-6-05（Fig. 4-6）に示したように著しく不規則形を示し、黒雲母や長石が石英本体内部に切り込むように存在している。粒界が流動したように観察される（Barker, 1998）。もう一つの特徴は、K9-6-04（Fig. 4-5）に示したように CL 画像で白点や白色条痕が顕著に発達し、それがいくつかのブロックに分かれていることである（Table 3）。白色条痕は火星の運河模様に似ているので、カナール模様と呼んでいる。カナール模様は、ときに劈

Table 1 Check list of quartz CL image for K86

Locality [K86]		01	02	03	04	05
Shape	Angular to Euhedral Irregular (Intricate Grain Boundary)	○	○	○	○	○
Surface	Shark Skin (Vein Type) Uniform (High Temperature) Mottling (Low Temperature)	△	○	○	△	○
Bubble-like Inclusions	Inside Peripheral	○	○	○	○	○
Embayment	At Main Body At Peripheral Part	○	○	○	○	○
Healed Fractures (01~04) [Dark CL]	At Alteration Boundary	02		01		01
Bright spots and Streaks Network of Bright Bands (01~04)		04	04	02		
Alteration	Inside Main Body (01~04) At peripheral	○	○	○	○	03
Width of Alteration (μm)		70	90	50	60	60
Metamorphosed Temperature ($^{\circ}\text{C}$)				410~440		

Table 2 Check list of quartz CL image for M14

Locality [M14]		01	02	03	04	05
Shape	Angular to Euhedral Irregular (Intricate Grain Boundary)	○	○	○	○	○
Surface	Shark Skin (Vein Type) Uniform (High Temperature) Mottling (Low Temperature)	○	—	△	—	○
Bubble-like Inclusions	Inside Peripheral	○	○	○	○	○
Embayment	At Main Body At Peripheral Part	○	○	○	○	○
Healed Fractures (01~04) [Dark CL]	At Alteration Boundary	02		02	02	02
Bright spots and Streaks Network of Bright Bands (01~04)		○			○	
		04	03	02		02
Alteration	Inside Main Body (01~04) At peripheral	04	○			
Grain Size (μm)		200	250	120	120	200
Metamorphosed Temperature ($^{\circ}\text{C}$)				510		

Table 3 Check list of quartz CL image for K9-6

Locality [K9-6]		01	02	03	04	05
Shape	Angular to Euhedral Irregular (Intricate Grain Boundary)	○	○	○	○	○
Surface	Shark Skin (Vein Type) Uniform (High Temperature) Mottling (Low Temperature)	○	○	○	○	○
Bubble-like Inclusions	Inside Peripheral	○	○	○	○	○
Embayment	At Main Body At Peripheral Part	○	○	○	○	○
Healed Fractures (01~04) [Dark CL]	At Alteration Boundary					
Bright spots and Streaks Network of Bright Bands (01~04)		○	◎	○	◎	○
Alteration	Inside Main Body (01~04) At peripheral			03		05
Grain Size (μm)		120	140	160	140	100
Metamorphosed Temperature ($^{\circ}\text{C}$)				600~690		

Table 4 Check list of quartz CL image for K56

Locality [K56]		01	02	03	04	05
Shape	Angular to Euhedral Irregular (Intricate Grain Boundary)	○	○	○	○	○
Surface	Shark Skin (Vein Type) Uniform (High Temperature) Mottling (Low Temperature)	○	○	○	△	○
Bubble-like Inclusions	Inside Peripheral		○		○	
Embayment	At Main Body At Peripheral Part	○	○	○	○	○
Healed Fractures (01~04) [Dark CL]	At Alteration Boundary	02	03	02	○	01
Bright spots and Streaks Network of Bright Bands (01~04)		○	○	◎		△
Alteration	Inside Main Body (01~04) At peripheral	01		02		△
Alteration	Inside Main Body (01~04) At peripheral		△		○	03
Grain Size (μm)		350	270	300	400	300
Metamorphosed Temperature ($^{\circ}\text{C}$)				650~710		

Table 5 Check list of quartz CL image for M411

Locality [M411]		1a	1b	1c	1d	1e
Shape	Angular to Euhedral Irregular (Intricate Grain Boundary)				△	
Surface	Shark Skin (Vein Type) Uniform (High Temperature) Mottling (Low Temperature)	○	○	○	○	○
Bubble-like Inclusions	Inside Peripheral	○	○	○	—	△
Embayment	At Main Body At Peripheral Part	△	—	△	○	○
Healed Fractures (01~04) [Dark CL]	At Alteration Boundary					△
Bright spots and Streaks		△	○	△		
Network of Bright Bands (01~04)		△	○	○		
Alteration	Inside Main Body (01~04) At peripheral					
Grain Size (Vein Width) (μm)		240+	280	280+	160	320+
Metamorphosed Temperature (°C)				600~680		

開面のような層状に配列しているように見えるものや、菱面体の頂点からの放射線状のパターンのように見えるものなどがある。明るい線状部分は初期的なフラクチャーと考え、結晶構造が例えば流体などによるイオンによってある種の活性化を受けたものとする説 (Ramseyer and Mullis, 2000) と、subgrain がねじれ、傾動などの dislocation を生じた結果とする説が提案されている (Spry, 1974)。

K56 の石英は短冊形であり、径が大きいのが特徴である。K56-04 を除き、いずれも本体に湾入が発達している (Table 4)。つまり、再結晶した石英であるといえる。K56-03 (Fig. 5-8) に示したように、まだら模様 (モトリング) を示しているのはこのサンプルだけである。その他は K56-02 (Fig. 5-7) に示したように、同質的組織 (高温種) が卓越する。

M411 の表面模様は、M411-01 (Fig. 5-9) に示したように、これまでに例を見ない鮫肌模様を呈し、石英脈という変成分化作用の環境を示している (Table 5)。この分結脈の周囲は自形性の雲母類によって埋められている。なお、本試料の撮影位置は Fig. 2-6 の 1a の場所である。

以上の結果をまとめると、K86 は 5 個が全て不完全な変質種であり、M14 は 2 個が不完全な変質種で 3 個が再結晶であり、K9-6 は 5 個全て再結晶であり、K56 は 1 個が不完全な変質種で 4 個が再結晶であり、M411 は分結脈として固化したものであることが明らかになった。

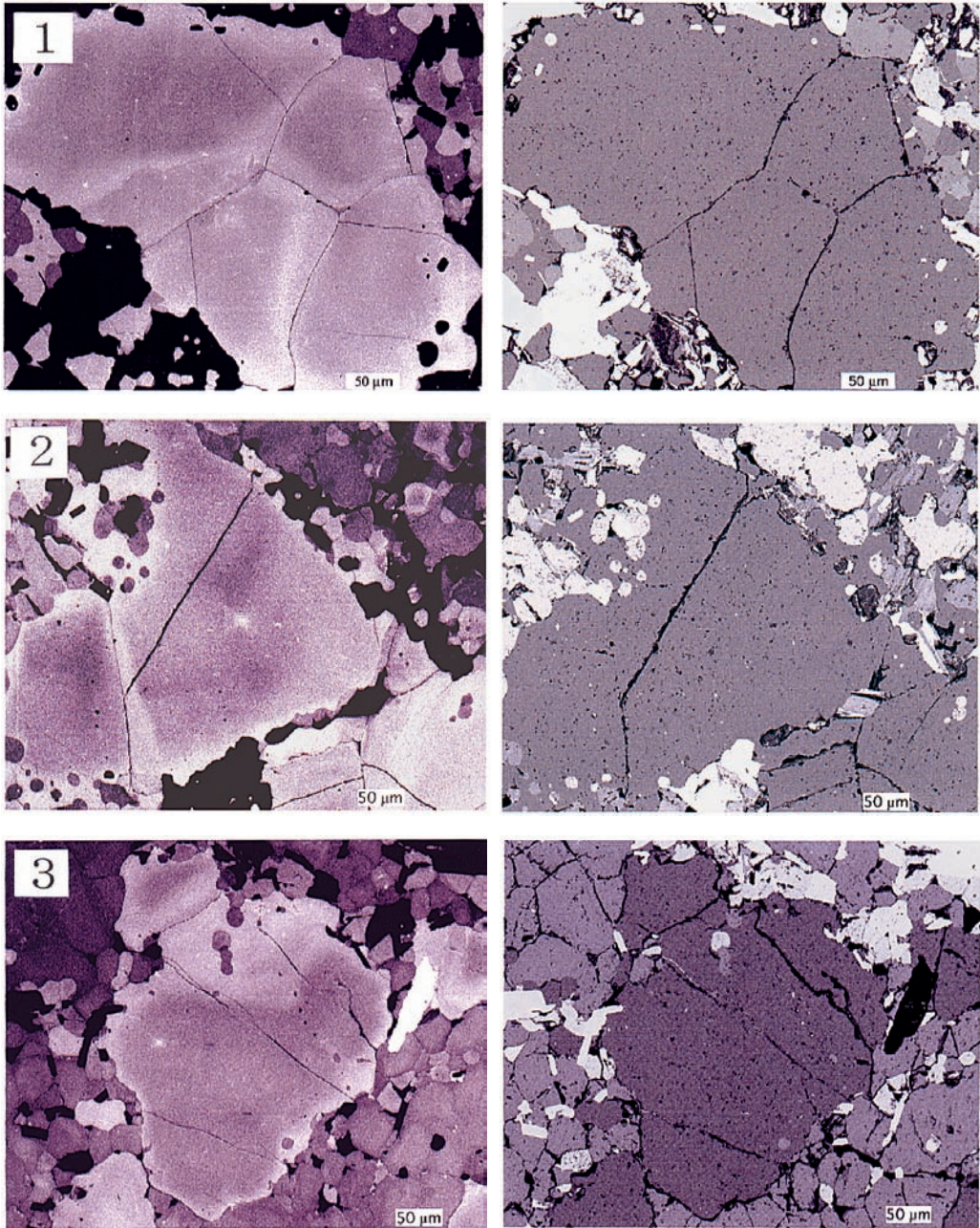


Fig. 3 CL images of quartz (left) and corresponding BSE images (right)

1. K86-01 2. K86-03 3. M14-02

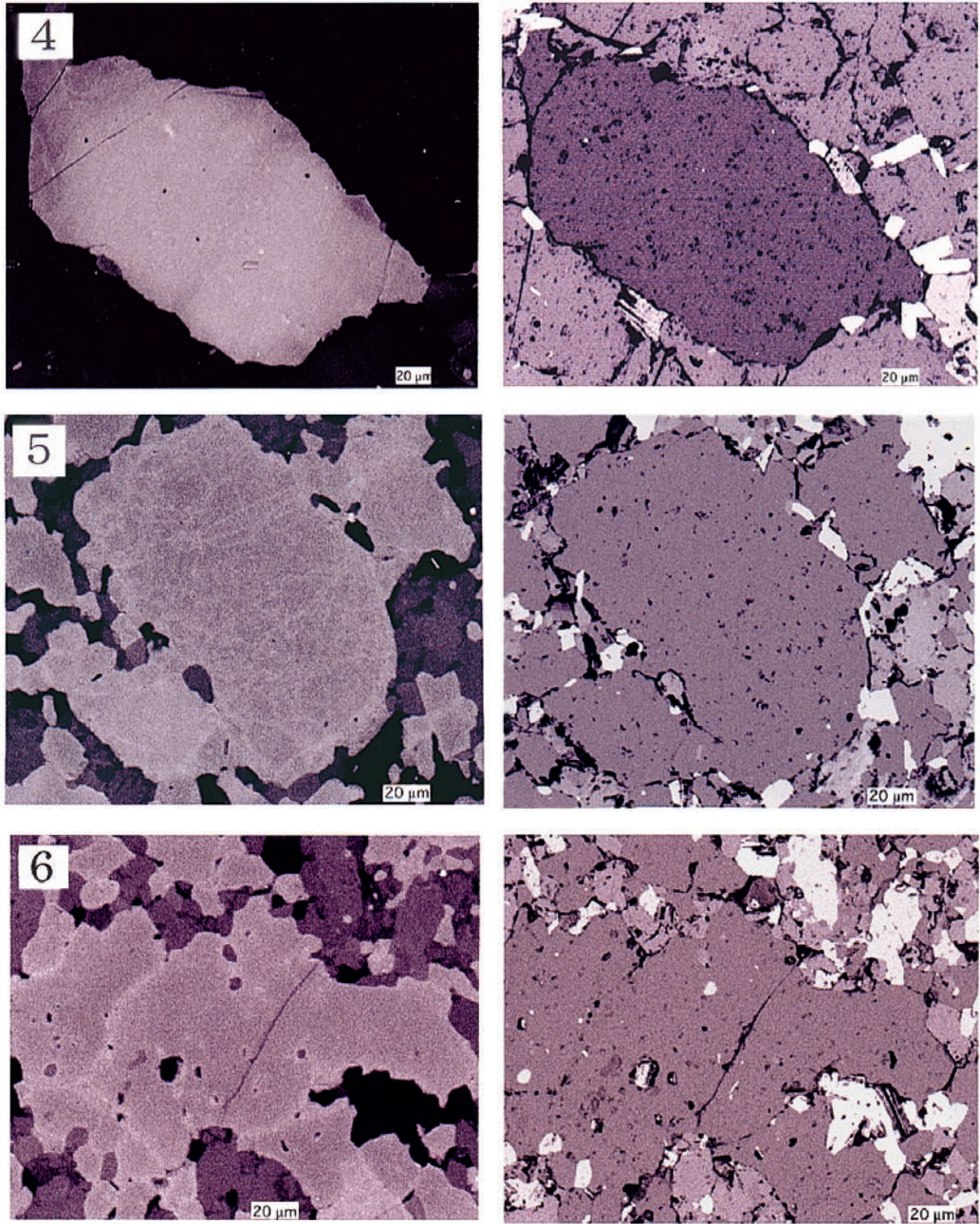


Fig. 4 CL images of quartz (left) and corresponding BSE images (right)

4. M14-03 5. K9-6-04 6. K9-6-05

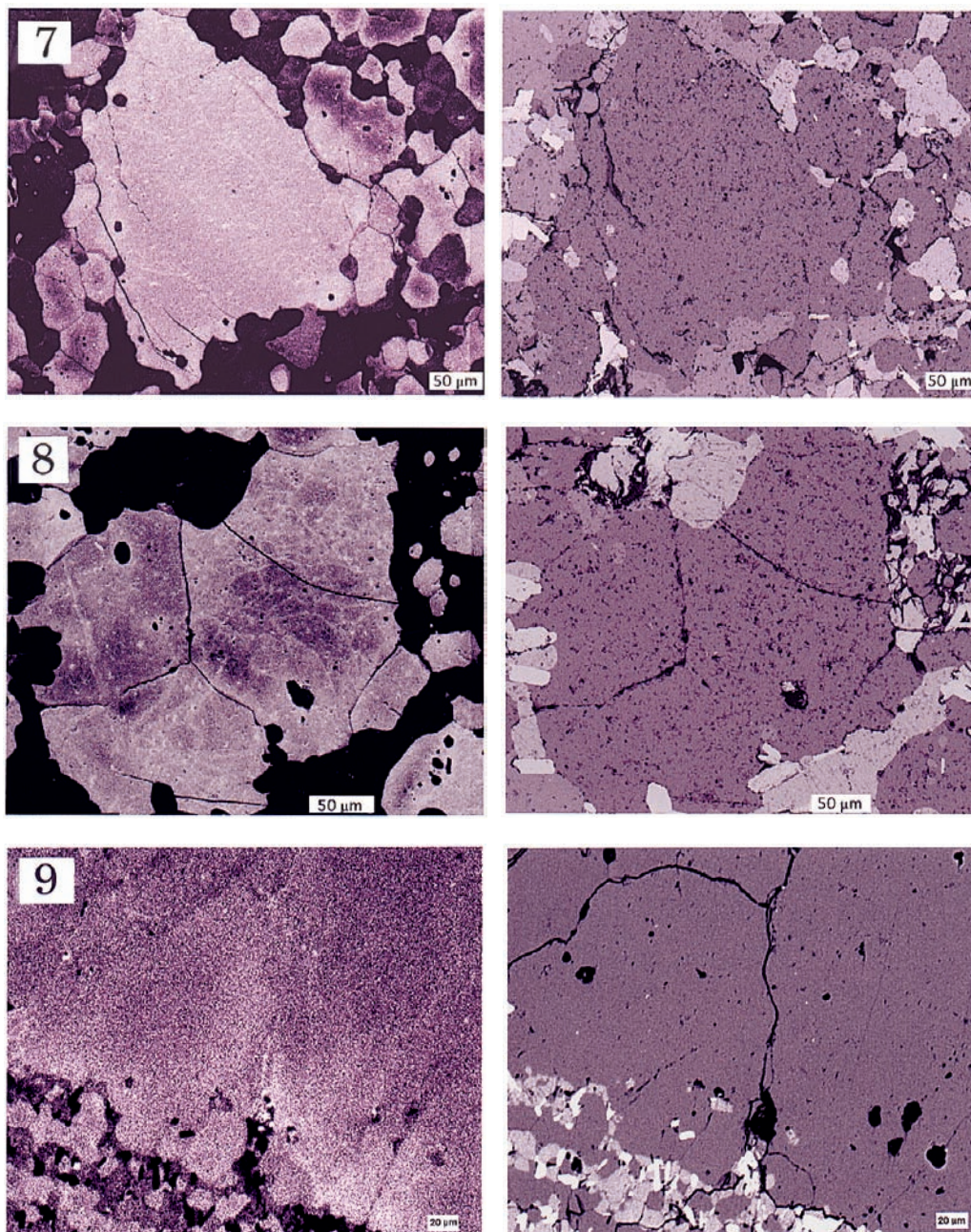


Fig. 5 CL images of quartz (left) and corresponding BSE images (right)

7. K56-02 8. K56-03 9. M411-1a

4. 粉末法 X 線回折パターン上の石英ピーク強度

ホルンフェルスをメノウ製のボールミル (Fritsch 社) で細粉化し、沈降法により 8ϕ ($1/256$ mm) 以下の粘土粒径に揃えて試料とした。X 線回折装置は城西大学の Rigaku 社製 RINT 100 V 型を使用した。Cu $K\alpha$ X 線回折グラフの 2θ で $3^\circ\sim 45^\circ$ の範囲を Fig.6 に示す。

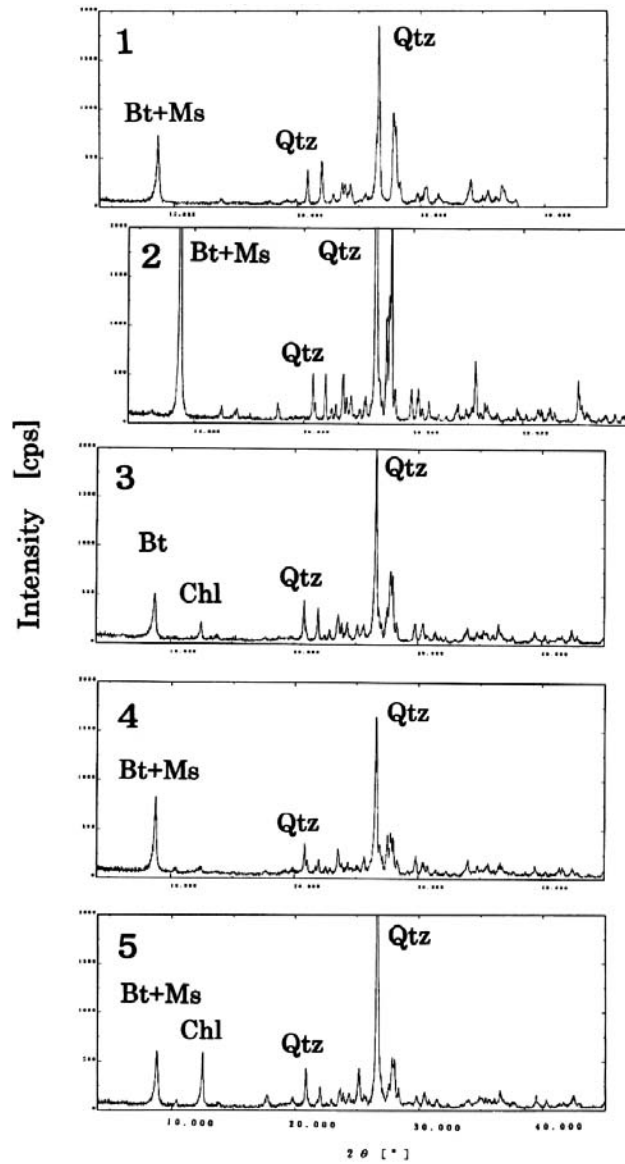


Fig. 6 X-ray diffraction analysis of minerals

Bt: biotite, Ms: muscovite, Chl: chlorite, Qtz: quartz

1. K86 2. M14 3. K9-6 4. K56 5. M411

各試料の特徴を示すと、K86は $Bt > Pl > Qtz$ と変化する。M14は $Bt, Ms > Qtz > Pl$ と変化する。白雲母が相対的に多いのが特徴といえる。K9-6は $Bt, Qtz > Pl > Chl$ と変化する。石英が相対的に多くなっている。K56は $Bt > Qtz > Pl > Ms$ と変化する。黒雲母の量が抜きん出て多くなっている。M411では $Chl > Bt, Ms > Qtz$ と変化する。緑泥石が相対的に多いのが特徴である。

石英回折線の主ピーク $hkl=101$ は $2\theta = 26.6^\circ$ に見られる。そのピークの相対強度（高さより幅で見る）を図上に追うと M14 が一番に強く、次は K86 が強いように見える。そして、K56

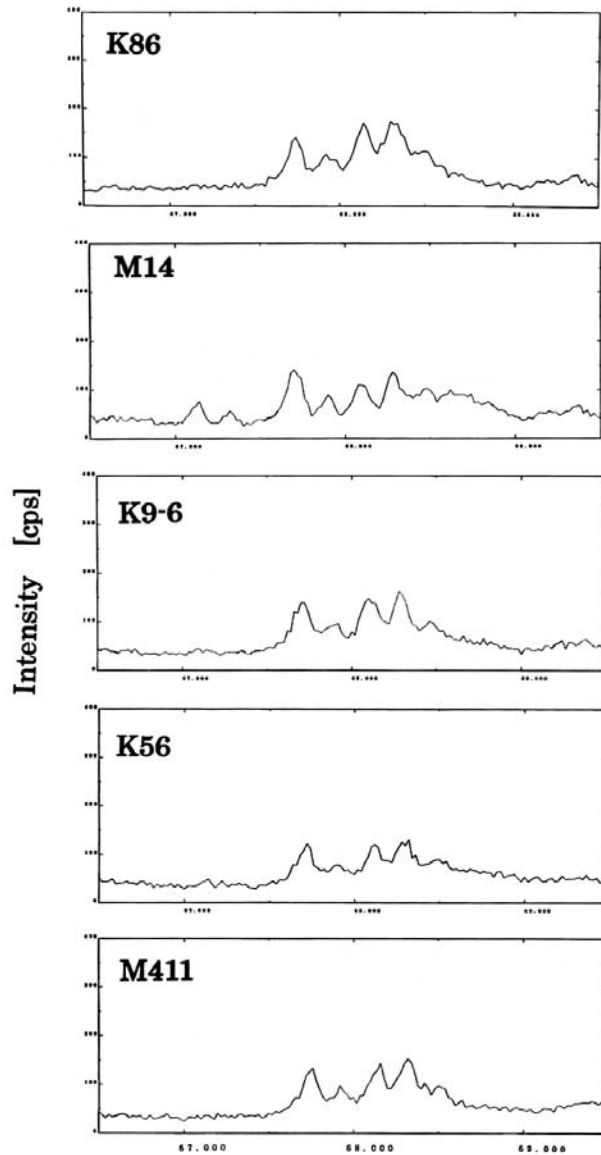


Fig. 7 Peak intensity of quartz 212 at 67.7° (2θ)

Table 6 Crystallinity index of quartz 212 peak

Crystallinity Index of Quartz			
Loc	a (Decline value) (intensity; mm)	b (Qtz(212)peak) (intensity; mm)	Crystallinity Index (13.1*a/b)
K86	16	23	9.1
M14	21	24	11.5
K9-6	14	23	7.9
K56	13	20	8.5
M411	15	22	8.9

が最も弱いという結果を示した。石英のピーク強度は、石英の結晶度によるものと、石英の量的存在比によるものとの両方が絡んでくるため、この結果だけでは簡単には解けない。

そこで結晶度の測定を試みることにする。石英質堆積岩の石英 X 線回折グラフにおいて、 2θ で $67\sim 69^\circ$ に現れる五山形のピークのうち 67.7° にあるのは $hkl=212$ のピークであり、これを使って石英結晶度 (CI 値) が提案された (Murata and Norman, 1976)。それによれば、石英 212 ピークに向かって増加する強度の強さを b とし、石英 212 ピークから次の谷に向かって減衰する強度の強さを a として、

$$CI = 10 Fa/b \dots\dots\dots(1)$$

と算出される。ここで F は測定条件にかかわる比例定数で、 $F = 1.31$ を得ているので (三上ほか, 2002), 小論でもそれを使う。

各試料の CI 値を出すために、 2θ で $66.5\sim 69.5^\circ$ の範囲を測定した (Fig.7)。この回折グラフから a , b を求め、式(1)から CI 値を出したのが Table 6 である。これで見ると M14 が最も結晶度が良く、次いで K86 が良いといえる。この結果は、不完全に変質した石英の方が新しく再結晶した石英より結晶度が高いということである。この結果は石英 101 のピーク強度と同じであるが、結晶度が最も低いのは、石英全てが再結晶した K9-6 であり、この結論の方が $hkl=101$ のピークから読んだ結果より正確であると思われる。この点は次章で再度触れることにする。なお石英の量比の問題は、モードおよび平均化学組成の章で述べることにする。

5. 石英粒径と変成温度

石英の粒径と変成温度の平均値は Tables 1~5 の下段に示した。変成温度の出典について若干の説明を加える。ホルンフェルスの変成温度は、Spear (1993) のザクロ石-黒雲母地質温度計法に従い推定した。

K86 の推定変成温度は $410\sim 440^\circ\text{C}$ であった (加賀美・谷口, 2000)。泥質変成岩の全岩組成に

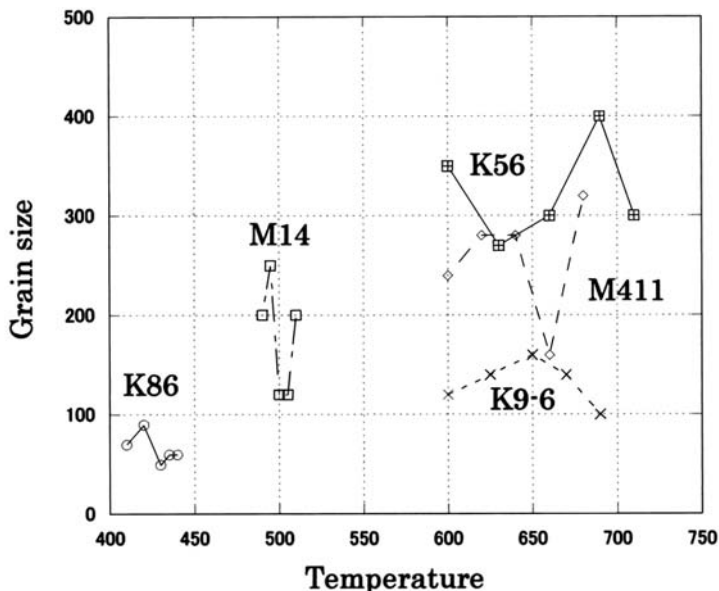


Fig. 8 Relation on quartz grain size (μm) versus temperature ($^{\circ}\text{C}$)

において、 $\text{MnO}/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO})$ 比は 0.01~0.04 の範囲におちるといふ (都城, 1994)。ところが、K86 のこの値は 0.041 を示し、高 Mn 含有量である。このことが K86 においてスペッサルティン (Mn ザクロ石) を産する理由であり、より低温でザクロ石が生成される例となる。Mn が含まれると低温でも変成が進行することが知られている (Mahar, et al., 1997)。

M14 の変成温度は 510 $^{\circ}\text{C}$ と推定された (加賀美・谷口, 2001)。ザクロ石は Fe 比 94% のアルマンディンであり、黒雲母は Ti が 0.460 afu の高チタン種である。

K9-6 の変成温度は、ザクロ石の中心で 600 $^{\circ}\text{C}$ 、外縁で 690 $^{\circ}\text{C}$ と推定された (加賀美・谷口, 1998)。ザクロ石は石英細脈に沿って形成されており、分結脈生成の産物である。これは Fe 比 81% のアルマンディン系である。加賀美・谷口 (1998) はダイクなどの露頭観察から、この地域 (塩山市落合) がホルンフェルス変成の平衡温度の 600 $^{\circ}\text{C}$ に達した後に、ダイクの貫入により局部的に 690 $^{\circ}\text{C}$ まで昇温したと解釈した。

K56 の変成温度は、ザクロ石の中心で 710 $^{\circ}\text{C}$ 、外縁で 600 $^{\circ}\text{C}$ と推定された (加賀美・谷口, 1999)。ザクロ石は Fe 比 73% のアルマンディン系である。黒雲母は Ti が 0.530 afu の高チタン種である。加賀美・谷口 (1999) は、ザクロ石の形成後半に大規模な温度降下が生じたことは、ザクロ石・堇青石帯の幅が他に比べて狭いことから、断層運動などが生じて温度を下げたものと考えた。

M411 の変成温度は、600~680 $^{\circ}\text{C}$ と推定された (加賀美・谷口, 2002 を一部改変)。ザクロ石は Fe 比 71% のアルマンディン系であるが、Mn 比 19% も含んでいる。

以上述べた変成温度に対して、再結晶した石英の粒径をプロットしたのが Fig. 8 である。た

だし、K86は暫定的に明るい帯状域の幅を示した。また、M411は石英脈であるので、参考資料と考えている。以上のように制約があるが、それでも、この図は興味あることを示す。まず、温度が高くなれば、再結晶した石英粒径は大きく成長するという事実である。もう一つ指摘されることは、温度が高くても粒径が大きくなならないK9-6の例があることである。CL画像の観察からK9-6の石英の外形は入り組んだ不規則な構造を示し、X線回析から結晶度が最低であることが知られている。そして、Fig. 8に見るように粒径が不自然に細粒化していることが分かったのである。これら全てを考察すると、これは強い剪断変形を受けて、結晶粒子が変形・細粒化する結晶粒界の流動化現象と判断することができる（小畑，2000）。

6. EPMA 線分析によるモード（鉱物産出頻度）と平均化学組成

筆者らはホルンフェルス中の石英カソードルミネッセンス画像を検討する過程で、石英のモード（鉱物の容積%）をいかに正確に表現するかという問題に直面した。以来、いろいろの試行錯誤を経た後に、EPMA分析における鉱物同定とその成果としてのモードの成案を得た（加賀美・谷口，2002）。また、その成果を踏まえてEPMA線分析による平均化学組成値を算出した（加賀美・谷口，2003）。従来、火山ガラスのように均一成分のものについてはEPMA全岩分析の精度の良い報告があるが（長橋ら，2003）、岩石のように不均質なものについては問題があるのであるが、全岩分析値が無い状態では次善の手段として利用されてもよいと判断した。

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15KV、照射電流 1.2×10^{-8} A およびビーム径1~4 μ 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分析において石英はSiO₂が98~100%の値を示すものを指し、それ以外は不純物として無視してきた。しかし、それでは正確な産出頻度を示すモード計測はできないので、筆者らはSiO₂が98~103.7%に入るものは標準的な石英（Standardという意味でStと約す）としてモード計算をしたが、SiO₂が80~115%に入るものも不純物（ImpureおよびIntergranularという意味でImおよびIgとする）ではあるが石英母集団に入れることにした。こ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94~106wt%、IgはSiO₂で80~115%とする。それ以下は空胞（Void）であり、<79%と116%<のSiO₂範囲となるものと定義し、母集団からは除外する。そのほか石英の分類には、SiO₂、Al₂O₃、およびFeOの量によっても規定される。長石類では、Stは97~103.7wt%、Imは87~107wt%、Igは80~

115wt%, そして空胞は<79wt%と116wt%<の範囲となっている。長石類の分類はSiO₂, Al₂O₃, FeOのほか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94~97wt%, Imは84~104wt%, Igは80~110wt%, そして空胞は<79wt%と111wt%<の範囲となっている。雲母類の分類は, SiO₂, Al₂O₃, FeO+MgO, K₂Oなどの値の範囲も識別して決めている(加賀美・谷口, 2003, 2004)。この基準に従い各地点のモードを計算したのが表に示してある(Table 7)。

雲母類についていえば, K86で白雲母(Ms)が6.8%と極めて多く, Im Msも7.9%で, これも含めると全体で14.7%に達する。これは変成がごく初期の段階にあることを示すと考えることも可能である。黒雲母(Bt)については, K56が13.7%で, Im Btも加えると15.8%になる。また, M411はBtが10.1%, Im Btも加えると16.3%に達する。これらは変成が進んでいると判断される。

長石類についてみれば, K86では曹長石(Ab)が4.9%もあり, また不純長石がRatio Aに示されているように66.4%と多くなっている。これは変成未発達の段階を示している。

K56では微斜長石(Mc)が14.1%, アルカリ長石(Afs)2.9%というようにカリ長石系が多くなっている。不純長石はRatio Aの値が11.7%と最低であることから変成は完結していると見なされる。M411ではオリゴクレス(Pl)が43.6%, M14でも39.1%と多くなっている。

Spear et al. (1991)は, NCMnKFMASH系が累進変成作用をする過程で, ザクロ石が形成されるためには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質に富む方向に片寄って行くと述べている。このことがザクロ石を変成頂点とする関東山地で, オリゴクレスが最高のモードとなる重要な原因と判断される。

石英についてみると, 標準的な石英はM14で23.3%と一番多くなっている。この質の良い石英が量的に最多となっていることが, 4章で石英結晶度(CI)が最良であった理由と考える。一方, 標準的な石英が0%なのはM411である。全石英の量比(St+Im+Ig)でも, M411が3.6%と最低である。これは平均化学組成の章で議論するが, 原岩から石英が変成分化作用で分結したためと考えられる。全石英の量比が最高値を示すのはK9-6で30.2%に達している。これは後で議論するが, K9-6にはシリカに富んだ熱水が付加したためと考えられる。

次に, 平均化学組成について考察する。岩石薄片の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75μm~100μmで195~252測点の分析を行った(Table 8)。途中に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種について酸化物とCation値で示した。これは空胞を除いた, EPMA線分析値を積算・平均化したもので, 仮定的全岩化学組成値に相当し, これを仮に「平均化学組成値」と呼ぶ。

Table 7 Mode of hornfels minerals including impure minerals

Loc	K86	M14	K9-6	K56	M411
Pl	13.3	39.1	29.1	21.1	43.6
Afs	0.9	1.4	0.8	2.9	0
Ab	4.9	0	0	0	0
Mc	0.5	2.3	2.8	14.1	0
Sum 1	19.6	42.8	32.7	38.2	43.6
Im. Fed	20.6	5.2	10.1	2.1	15.8
Ig. Fed	18.3	1.4	8.4	2.9	6.1
Sum 2	38.9	6.6	18.5	5.1	21.9
Ratio A	66.4	13.3	36.1	11.7	33.4
Quartz	3.9	23.3	14.5	11.3	0
Im. Qtz	6.8	3.3	7.3	11.6	2.5
Ig. Qtz	8.9	1.4	8.4	1.2	1.1
Sum 3	15.7	4.7	15.7	12.8	3.6
Ratio B	80.1	16.7	51.9	53.1	100
Bt	2.5	7.7	3.2	13.7	10.1
Ms	6.8	1.1	1.6	3.7	3.1
Chl	0	0.5	0.8	0.4	0
Crd	0	0	0	2.9	1.1
Grt	1.9	0	0.4	0	1.1
Ap	0	0	1.6	0	0.5
Ilm	0.9	0	0	0	0
Sum 4	12.1	9.3	7.6	20.7	15.9
Im. Bt	1.5	3.9	6.1	2.1	6.2
Im. Ms	7.9	1.4	3.6	1.6	5.2
Im. Crd	0	2.8	0.4	4.1	0.5
Ig. Grt	0	3.3	0	1.6	0.5
Others	0.4	1.9	0.8	2.5	2.5
Sum 5	9.8	13.3	10.9	11.9	14.9
Ratio C	44.7	58.8	58.9	36.5	48.3
Total	100	100	99.9	100	99.9

Ratio A = Sum 2 / (Sum 1 + Sum 2) Ratio B = Sum 3 / (Qtz + Sum 3)
 Ratio C = Sum 5 / (Sum 4 + Sum 5)

平均化学組成を取り上げたのは、CL 画像が流体変成を受けたのかどうかを検討する手段として重要と考えたからである。その方法は化学組成が他と比べて異常に大きい値を示す場合、そこに何らかの流体付加があったと推定するのである。流体には2つのタイプ；浸透流とチャンネル流があるといわれる (Brady, 1989)。以下、具体的に見てみよう。

K86 は MnO が 0.781wt% もあり、他に比べて1桁多いのが特徴である。Na₂O も 4.049wt% と最高ではないが大きな値を示す。TiO₂ も 0.790wt% と最大である。これは、関東山地の中古生界に多くみられるマンガンの（低温）熱水性鉍脈鉍床の胚胎に似ている。なお、スペッサルティンがランダムに分布することから流体は浸透流であると考えられる。

Table 8 The averaged chemical composition of EPMA line analysis

Loc	K86	M14	K9-6	K56	M411
SiO ₂	66.603	68.346	68.737	66.944	57.135
TiO ₂	0.790	0.514	0.348	0.507	0.784
Al ₂ O ₃	15.829	15.838	14.454	16.766	22.255
FeO	4.369	3.708	3.862	4.692	5.531
MnO	0.781	0.044	0.068	0.112	0.186
MgO	1.515	1.408	0.892	1.578	2.046
CaO	1.840	2.255	3.177	1.589	4.569
Na ₂ O	4.049	3.928	3.543	2.395	5.633
K ₂ O	2.210	1.943	1.890	4.150	2.050
Cr ₂ O ₃	0.018	0.016	0.013	0.021	0.015
V ₂ O ₃	0.025	0.022	0.014	0.026	0.021
NiO	0.019	0.016	0.016	0.017	0.018
P ₂ O ₅	0.018	0.025	0.860	0.032	0.262
Total	98.067	98.061	97.873	98.827	100.506
O No	8	8	8	8	8
Si	2.978	2.992	2.972	2.938	2.581
Ti	0.035	0.022	0.014	0.021	0.031
Al	0.868	0.891	0.792	0.949	1.206
Fe	0.186	0.171	0.171	0.214	0.243
Mn	0.037	0.002	0.003	0.005	0.008
Mg	0.111	0.115	0.071	0.126	0.160
Ca	0.090	0.108	0.158	0.077	0.218
Na	0.354	0.340	0.303	0.206	0.482
K	0.136	0.130	0.122	0.257	0.136
Cr	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
V	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Ni	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
P	0.001	0.001	0.037	0.001	0.011
Sum	4.796	4.774	4.647	4.796	5.077
Si+Al	3.846	3.883	3.765	3.886	3.787
Fe+Mg	0.297	0.286	0.242	0.340	0.402
Na/Na+K	0.722	0.724	0.713	0.445	0.780
Al/Si+Al	0.226	0.230	0.210	0.244	0.318
Popul	203	210	252	241	195

M14 は平均化学組成において突出した値を示す項目は何もなく、いずれも平均的な性質を示す。このような組成は、外からの組成供給や擾乱が無い状態で、Spear et al. (1991) が示すように、オリゴクレス (Pl) の濃集に向かって変化する事例ではないかと考えられる。自形の鉱物組成から正常な熱伝導変成作用のみが働いていたと判断される。

M411 では Al₂O₃ が 22.255wt% と最大である。CaO は 4.569wt% と最大であり、Na₂O も 5.633 wt% と最大である。また、Fe+Mg も 0.402 と最大である。一方、SiO₂ が 57.135wt% と最低になっている。しかし、これは EPMA 用試料の測定場所が石英脈を避けた泥質部であったため

ある。ちなみに、石英脈も含めた全岩分析値では SiO_2 は 68.63wt% とほぼ平均的な値となっている。この地点は Ca や Na が多いことから流体の影響があったと考えられる。ザクロ石が石英脈に出現することから流体はチャンネル流であったと考える。

K9-6 は率としてはわずかであるが、 SiO_2 が 68.737wt% と 5 個の中では最大であった。これは Al+Si 値や、Al/(Al+Si) 値が最低なることを考慮すると、Al に対して Si が相対的に富んでいることから、Si に富む流体の存在が考えられる。石英粒の著しい不規則性外形から粒界の激しい流動が生じたものとみられ、また、ザクロ石が石英細脈に産することから、その原因として激しいチャンネル流が存在したものと考えられる。

K56 は K_2O が 4.150wt% と他の地点の 2 倍以上も大きいことを示す。そのため Na/(Na+K) 値が 0.445 と最低となっている。また、Al や Fe+Mg も比較的に多くなっている。K や Fe+Mg は黒雲母の形成に関係しており、K や Al は微斜長石や堇青石の形成に関与しているといえる。

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、Ab-Or 系の出現が等化学的な変成反応によって説明される(飯山ら, 1994)。つまり、同一成分で初期に Ab を使い果たすと、後期に Or に濃縮した長石になるという閉鎖系の考えである。しかし、K56 に関しては野外観察からは開放系の見方でも良いのではないかと考えている。その場合は、K を含む高温の浸透流であったと考える。

7. 考 察

石英変成による再結晶を具体的に議論した変成岩の例は極めて限られており、熱水変成による石英形成の研究に比べて遅れをとっている (Batkishig et al., 2005)。

ここでは、低変成度変成岩において固体-固体反応で石英が不完全に変質する温度範囲を推定することと、中変成度変成岩において高温型石英 (β 石英) が結晶成長する例を議論する。

(1) 低温での変成石英の不完全変質

低温変成地域では、黒雲母のように産出したり、しなかったりするものがあり、鉱物のアイソグラッドの決定に苦勞するものがある(竹内・王, 1999)。低変成度変成作用ではしばしば非平衡状態にあるので、変成温度は単一サンプル中でも幅広い値を取ることがあり、厳密に温度を決めることが困難な場合もある。

熱水変成においては石英脈が形成される限界温度は 350°C であると、流体包有物分析から決めている (Batkishig et al., 2005)。この流体相の変成温度に比べると、固体変成をする場合にはもっと広い温度幅を有することが指摘されている(都城, 1994)。

M14 では、黒雲母を取り巻くように石英が成長している。これが接触変成作用の主時階に形成されるとしたら、石英は 350~500°C の温度範囲で作られたといえることができる。なお、この石英が後退変成期に post-metamorphism の作用で形成された可能性は、この M14 に限り平均化学組成値（全岩分析値）に異常な数値が見られないことから、期待できない。

黒雲母のアイソグラッドは 440°C 以上と日本中の例をまとめた報告がある (Nakamura, 1995)。これからみると M14 では石英の不完全変質は 350~440°C の範囲で形成されたものと推定される。

なお、K68 の石英周縁には流体浸透が帯状に生じた変質帯がみられる。次に述べる高温域では、そのような石英周縁帯の変質形成はまれであり、直接石英が再結晶している。

(2) 高温での変成石英の再結晶

接触変成作用の主時階と分結石英脈形成が同時か、または時間的にずれた後退期に属するかの問題については次のように考える。K9-6 と M411 で示されるように、ザクロ石は石英脈中のみ産し、そのザクロ石-黒雲母地質温度計での変成温度は 600°C 以上の高温を示している。これは本地域の変成主時階に近い値であり、このことから接触変成作用と石英脈形成とは同時期であったと考える。分結性脈岩のザクロ石が接触変成作用の主時階に形成されたとする例は、京都市の大文字変成岩でも報告されている (Nakamura, 1995)。

高温で形成された石英は、変成温度からみて全て高温型石英である。しかも、K56 の岩石顕微鏡写真 (Fig. 2-4) に示されるように granoblastic-polygonal 組織を有しており、これこそ高温型石英の形成時の環境を封印しているといえることができる。この高温型石英には結晶の周縁に発達する帯状域は認められず、石英本体が黒雲母や他の鉱物と直接接している。このことから高温型石英はこの時期に結晶成長をしていると結論された。

8. まとめ：CL 画像の総合的解釈

石英の CL 画像を解析して次の諸点が明らかとなった。

(1) CL 画像の観察から、2 種類の変質パターンが認められた。一つは中心から外形まで構造的に区別されない全体が再結晶している同質模様の石英であり、もう一つは明るい帯状構造が明瞭に認められるまだら模様の石英である。前者では石英本体は完全に再結晶したものであり、後者は石英が不完全に変質したものであると判断した。明るい帯状構造は活性化イオンなどが染み込んで、古い組織を消している変質帯である。

(2) 石英の結晶度 (CI 値) に関して、最高の値 (11.5) は M14 にみられ、一方、最低の値 (7.9) は K9-6 であった。その間に、次に高い K86 の 9.1, M411 の 8.9, K56 の 8.5 と続く。この順序が示すことは、M14, K86 のように不完全に変質した石英の方が、新たに再結晶した石英

より結晶度が高いということである。M14で結晶度が最高であったのは、標準石英（St石英）の産出頻度（モード）が23.3%ということと関係があり、質の良い石英が他の地点の約2倍も多く存在するという事実により、結晶度が最高であったことが説明される。更に言えば、再結晶したのも静的な熱伝導変成作用で作られたために安定的であったと考えられる。

(3) 石英の再結晶したものの粒径と変成温度の関係をみると、一般に変成温度が高いほど石英結晶は大きくなることが示された。M14の120~250 μm からK56の270~400 μm へと約200 $^{\circ}\text{C}$ の温度差で有意な変化を示している。しかるにK9-6に関してはこの関係に載らずに著しく細粒に偏している。K9-6を今回の解析からまとめると、CL画像で示されたように著しく不規則な外形、X線回折における最低の結晶度、そして温度-粒径関係における細粒化現象が上げられる。これはK9-6石英がダイクの影響で剪断応力を受け、粒界移動を生じているためである。この組織上の非平衡な状況はエネルギーの大半が粒界変動に消費された変形時再結晶を示している。

(4) 石英の産出頻度（モード）分析によると、M14において標準石英が最多であったことは、すでに(2)項で述べた。ここではK9-6の全石英（St+Im+Ig）が30.2%に達し、他に比べて最高の値である。また、Al+SiやAl/(Al+Si)値が最低になり、Alに対してSiが富んでいることを示している。このような状況を説明するのは、K9-6にはシリカに富んだ流体付加があったためと考えられる。さらに、平均化学組成分析の結果、化学的変化の状態から4つの化学種流体が区別された。それは、Mn, Naに富むK86型流体、K, Alに富むK56型流体、Ca, Alに富むM411型流体、およびSiに富むK9-6型流体である。しかし、M14においては化学的に流体付加とする証拠はなにも存在しなかった。ここでは正常な熱伝導変成作用のみが働いていたと判断される。

(5) 流体には浸透流とチャンネル流の2タイプの流体が提案されている（Brady, 1989）、それらは夫々2つに細分されることになった。浸透流については、低温タイプ浸透流（Mnに富むK86型流体）と高温タイプ浸透流（Kに富むK56型流体）が識別された。後者は化学的に変化が大きいことから、かなりの流体量があったと考えられる。チャンネル流については、分結型石英脈形成タイプチャンネル流（Caに富むM411型流体）と粒界変動タイプチャンネル流（Siに富むK9-6型流体）が識別された。いずれも高温型である。

(6) CL画像に関して、火星の運河模様を示すまだら模様（モトリング）型組織はK9-6とK56のように高温領域にのみ見られた。特に、K9-6では顕著に見られることから、急激な動的再結晶に伴う格子欠陥に関連する初期的な組織と考えられる。なお、まだら模様組織は一般に低温で、均質~同質組織は高温で見られるといわれるが、本研究でみられたK9-6、K56の運河模様を伴うまだら模様組織はかなり高温で形成されたもので流体付加との関連を否定することはできない。また、分結型石英脈の組織は特異なもので、M411では鮫肌組織であった。

謝 辞

本研究を進めるに際して、多くの方々から種々の援助をえた。

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、大沢進の諸氏には本研究の初期にお世話になったので、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) によったが、その間に同研究所の佐藤暢 (現専修大学理系研究室)・町田嗣樹氏にお世話になった。

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、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小坂和夫氏に教えていただいた。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、総産研の奥山康子氏、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。東北大学名誉教授の蟹澤聰史氏には助言を頂いた。東北大学大学院環境科学研究室の土屋範芳氏には貴重な助言と文献を頂いた。以上の方々に記して感謝の意を表す。

この研究に要した費用は、城西大学教官研究費と実験実習費の一部を使った。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, Ltd., Cheltenham, UK.
- Batkishig, B., Bignall, G. and Tsuchiya, N. (2005) Hydrothermal quartz vein formation, revealed by coupled SEM-CL imaging and fluid inclusion microthermometry: Shuteen Complex, South Gobi, Mongolia. *Resource Geology*, 55, 1, 1-8.
- Boggs, Jr., S., Krinsley, D. H., Goles, G. G., Seyedolali, A. and Dypvik, H. (2001) Identification of shocked quartz by scanning cathodoluminescence imaging. *Meteoritics and Planetary Science*, 36, 783-791.
- Boggs, Jr., S., Kwon, Y-I, Goles, G. G., Rusk, B. G., Krinsley, D. and Seyedolali, A. (2002) Is quartz cathodoluminescence color a reliable provenance tool? *A quantitative examination*. *J. Sed. Res.*, 72, 3, 408-415.
- Boggs, Jr., S. and Krinsley, D. (2006, in press) *Application of Cathodoluminescence Imaging to Study of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press.
- Brady, J. (1989) The role of volatiles in the thermal history of metamorphic terranes. *J. Petrol.*, 29, 1187-1213.

- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1982) *An Introduction to The Rock-Forming Minerals*. Longman, Harlow, England, 528 p.
- Holness, M. B. and Watt, G. R. (2001) Quartz recrystallization and fluid flow during contact metamorphism: a cathodoluminescence study. *Geofluids*, 1, 215-228.
- 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., Sorkhabi, R. B., Tagami, T. and Nishimura, S. (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.
- 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 — 塩山市落合付近の産状と変成鉱物の化学組成 —. 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 — 塩山市一之瀬付近の産状と変成鉱物の化学組成 —. 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 — 塩山市落合付近の泥質岩変成鉱物の産状と化学組成 —. 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 — 塩山市泉水谷の泥質岩変成鉱物の産状と化学組成 —. 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 — 北都留郡小菅谷の泥質岩変成鉱物の産状と化学組成 —. 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) 関東山地三頭山地域の四万十帯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), 28, 27-56.
- Krinsley, D. H., Pye, K., Boggs, Jr. S. and Tovey, N. K. (2005) *Backscattered Scanning Electron Microscopy and Image Analysis of Sediments and Sedimentary Rocks*. Cambridge Univ. Press, 193 p.
- Mahar, E. M., J. M. Baker, R. Powell, T. J. B. Holland and N. Howell (1997) The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *J. metamorphic Geol.*, 15, 223-238.
- 都城秋穂 (1994) 変成作用. 岩波書店, 東京, 256 p.
- Murata, K. J. and Norman, Jr., M. B. (1976) An index of crystallinity for quartz. *Am. Jour. Sci.*, 276, 1120-1130.
- 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.
- 三上禎次・向井健一・戸倉則正・井本伸廣 (2002) 丹波帯層状チャートの石英結晶度, 石英粒径およびコノントカラーインデックスの関係について. 地質学雑誌, 108, 12, 806-812.
- 長橋良隆・吉田武義・中井綾子・奥平敬元 (2003) XRF 分析の比較によるテフラガラス片の EDS 分析結果の評価と補正. 第四紀研究, 42, 265-277.
- Nakamura, D. (1995) Comparison and interpretation of graphitization in contact and regional metamorphic rocks. *The Island Arc*, 4, 112-127.
- 小畑正明 (2000) 岩石形成のダイナミクス, 坂野昇平ほか著, 東京大学出版会, 304 p.
- Ramseyer, K. and Mullis, J. (2000) Geologic Application of Cathodoluminescence of Silicates. In Pagel, M. et al (Eds): *Cathodoluminescence in Geoscience*, Springer.
- 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.
- Seyedolali, A., Krinsley, D. H., Boggs, Jr., S., O'Hara, P. F., Dypvik, H. and Goles, G. G. (1997) Provenance interpretation of quartz by scanning electron microscope-cathodoluminescence fabric analysis. *Geology*, 25, 9, 787-790.
- Shibata, K., Kato, Y. and Mimura, K. (1984) K-Ar ages of granites and related rocks from the

- northern Kofu area. *Bull. Geol. Survey Japan*, 35, 19-24. (in Japanese with English abstract).
- Shimizu, M. (1986) The Tokuwu Batholith, Central Japan. University Museum Bull., Tokyo University, 28, 146pp.
- Spear, F. S. (1993) Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America Monograph*, Washington, D. C., 799 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.
- 竹内圭史・王革凡 (1999) 京都府和東地域の低変成度領家変成岩. 地質調査所月報, 50 (8), 527-534.
- 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.
- 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.

Quartz Recrystallization during Contact Metamorphism of the Shimanto Supergroup, Kanto Mountains, Japan: A Cathodoluminescence Study

H. KAGAMI¹, H. TANIGUCHI² and S. BOGGS, JR.³

Abstract

Five samples of quartz-bearing hornfels from the Shimanto Supergroup, Kanto Mountains were selected for cathodoluminescence (CL) imaging from among more than 300 samples previously analyzed by electron probe microanalysis. CL imaging provides details of the textural complexity of quartz grains, which may be related to temperature and fluid migration during metamorphism. The metamorphic temperatures of these samples, as determined by garnet-biotite geothermometry, range from 400 to 700°C.

Two types of alteration features are identified in the CL images of quartz: 1) mottled CL texture of quartz grains metamorphosed at lower temperature, and 2) homogeneous CL texture of quartz metamorphosed at higher temperatures. The mottled CL texture observed in K86-03 (Fig. 3-2) and M14-02 (Fig. 3-3) indicates incomplete alteration; the homogeneous CL observed in K56-02 (Fig. 5-7) suggests complete recrystallization during contact metamorphism.

On the basis of these criteria, it is understood that incompletely altered quartz is more abundant in the lower temperature regime, and that crystallinity index (*CI*) is higher in incompletely altered samples. Sample M15 has the highest CL value with the highest modal occurrence of standard quartz. The quartz in Sample K9-6 displays intricate grain boundaries, fine grain size, and subgrain rotation. These dynamic features were caused by intrusions of innumerable granodiorite dikes.

Some quartz grains contain mottled texture with thin, CL bright lines, which look like Mars canals (K9-6-04 in Fig. 4-5; K56-03 in Fig. 5-8). These bright lines may be incipient fractures, formed by strain forces or they may have been caused by invasion of fluids rich in activator ions into fractures at relatively high temperature. Averaged chemical composition analysis shows that K9-6-04 was affected by fluids rich in silica and K56-03 by fluids rich in potassium.

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

2. Komazawa University High School

3. Department of Geological Science, University of Oregon