

(千葉大学学位申請論文)

水に富む流体の浸透による高温泥質変成岩の部分融解過程

に関する実験的研究：

特に、石墨を含む粗粒岩の融解組織形成におけるメルト中の

元素の拡散の役割について

2009年1月

森田秀彦

## 目次

要旨 .....	3
<b>I. はじめに .....</b>	<b>4</b>
<b>II. 実験方法 .....</b>	<b>6</b>
1. 出発物質 .....	6
泥質変成岩 HZ122 .....	6
準泥質変成岩 YH00032053H .....	7
2. 実験手順 .....	7
3. 酸素分圧を見積もるための予備実験 .....	8
実験方法 .....	9
実験結果 .....	9
4. 分析方法 .....	9
EPMA による含水ガラスの定量性 .....	10
実験後の揮発性成分の分析方法 .....	11
メルト中の揮発性成分の測定 .....	11
<b>III. 実験結果 .....</b>	<b>12</b>
1. 出発物質に HZ122 を用いた実験 .....	12
残存揮発性成分 .....	12
岩石片の記載 .....	12
2. 出発物質に 53H を用いた実験 .....	19
<b>IV. 融解の始まり .....</b>	<b>20</b>
1. 粒間メルトの発生 .....	20
2. 実験的検証 .....	21
出発物質と実験方法 .....	21
実験結果 .....	22
考察 .....	22
3. まとめ .....	23
<b>V. 実験時の流体組成 .....</b>	<b>24</b>
1. 岩石片内部の $X_{H_2O}$ の分布 .....	24
メルトの含水量 .....	24
岩石片中の $H_2O$ の分布の測定方法 .....	25
$H_2O$ の分布 .....	26
2. 石墨の酸化と岩石片の酸素分圧 .....	28
3. $N_2$ または $O_2$ または Ar .....	30
4. 硫黄成分と硬石膏 .....	30
5. まとめ .....	31

<b>VI. メルトの組成不均一の成因</b> .....	<b>32</b>
1. メルト中の元素の拡散係数に関する先行研究 .....	32
2. 組成不均一の成因 .....	33
ネットワーク構成成分 .....	33
アルカリ成分 .....	33
ASI .....	34
H <sub>2</sub> O .....	34
3. まとめ .....	35
<b>VII. 石英と長石のメルトへの溶解過程</b> .....	<b>36</b>
1. 石英の花崗岩質メルトへの溶解過程 .....	36
2. 長石と石英の粒間のメルトの増加 .....	36
3. 長石の溶解に伴う Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 鉱物の生成 .....	37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 鉱物が急冷結晶であるかどうか .....	37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 鉱物の成因 .....	38
4. アルカリ長石の溶解過程の多様性 .....	40
5. 斜長石の反応帯の生成過程 .....	41
6. まとめ .....	42
<b>VIII. 天然における部分融解過程</b> .....	<b>43</b>
1. H <sub>2</sub> O に不飽和な条件で進行する部分融解 .....	43
2. 石墨の酸化による CO <sub>2</sub> の発生 .....	43
3. H <sub>2</sub> O に富む流体の浸透過程と温度条件 .....	45
4. メルトの組成不均一の意義 .....	45
5. 花崗岩質メルト中のアルカリ成分の拡散 .....	46
<b>IX. おわりに</b> .....	<b>48</b>
謝辞 .....	50
引用文献 .....	51

## Abstract

In order to reveal the processes of partial melting caused by fluid infiltration in mid to lower crust, melting experiments of coarse-grained pelitic gneiss with H<sub>2</sub>O were performed at 850-950 °C and 200 MPa. This study reveals that partial melting proceeds in H<sub>2</sub>O-undersaturated or -heterogeneous condition, and the infiltrated fluid oxidizes graphite and releases CO<sub>2</sub>, which incorporated into melt and prevents further H<sub>2</sub>O infiltration to the rock.

The diffusions of network-forming components and alkalis in melt are important factors controlling the melting processes. The diffusion of network-forming components is rate-limiting factor for cotectic reaction between quartz and feldspar. The lower diffusivity causes forming SiO<sub>2</sub>-undersaturated melt in quartz present rock. On the other hand, diffusions of alkalis are important for formation of the melting texture. The diffusive movements of alkalis in melt cause Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mineral formation near plagioclase and alkali feldspar, and the diversity of the dissolution processes of alkali feldspar.

## 要旨

粗粒の泥質片麻岩をそのままの状態の水とともに高温高压条件(200MPa, 850-950°C)において部分融解させる実験を中心とした研究を行った。本研究は、従来から行われてきた岩石粉を用いる相平衡関係を決定するための研究とは異なり、粗粒の鉱物から構成される実在の岩石で進行する現象に主眼を置くものである。それによって大陸地殻の中一下部における部分融解の進行過程の解明に新しい視点が得られた。例えば、高温の粗粒変成岩に水に富む流体が浸透することで部分融解が進行する場合、一度粒間にメルトが形成されると、それ以降の水の浸透速度が大きく制限されることや、酸素分圧の高い流体が石墨含有岩に浸透すると二酸化炭素が発生して水の浸透を様々な程度に妨げることなどが明らかとなった。

また、メルト中の SiO<sub>2</sub> や Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> などのネットワーク構成成分とアルカリ成分の拡散は、部分融解の進行過程を支配する主要な要因であることが明らかとなった。例えば、ネットワーク構成成分の相対的に遅い拡散が石英と長石との共融反応を律速することや、石英の存在にもかかわらずそれと非平衡な鉱物の生成の原因となることが明らかとなった。一方で、メルト中のアルカリ成分の相対的に速い拡散が、斜長石とアルカリ長石の近傍に Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物が生じることなど、融解組織の形成過程においても重要であることが明らかとなった。

## I. はじめに

大陸地殻の化学的分化や熱と物質の移動過程において、岩石の部分融解による花崗岩質メルトの生成過程の理解は重要である。これまでに大陸地殻の部分融解に関する多くの研究が行われてきた。例えば、ミグマタイトなどの部分融解を経験した高温の変成岩の記載岩石学的研究により、岩石の温度圧力履歴や部分融解によって生じる組織の成因に関して多くの知見が得られている。また、大陸地殻内の流体の浸透による部分融解も様々な地域の高温の変成岩で想定されており(例えば, Johnston et al., 2003), 部分融解に関連した流体の挙動にも着目されている。地殻の部分融解により生じたメルトやそれと関連した流体の存在形態や移動過程などは地殻の局所的な物理的性質と関連しており、解明が必要である。また、花崗岩質メルトに関する粘性、揮発性成分の溶解度、元素の拡散などの物理化学的性質や、鉱物との相平衡に関する知見も有益な情報となっている(Johannes and Holtz, 1996)。

天然の岩石の組織や地質構造はどのような履歴を反映しているのかについては、岩石を観察する上での重要な目的の1つである。部分融解を経験した岩石の組織や地質体の構造は、その部分融解がどのように進化したのかによって新たに形成されたり改変されたりする。例えば、部分融解によって生じるメルトに関して言えば、どれほどの量のメルトが生じたのか、生じたメルトはどこに存在したのか、メルトはどのような組成であったのか(組成不均一のような非平衡状態はあったのか)、などの様々な融解過程は岩石の組織形成に影響する。しかし、かつて部分融解をした岩石を研究する上で問題となるのは、メルトの生成によりそれまでの岩石組織が容易に改変するということである。すなわち、ミグマタイトのようなかつて部分融解した岩石は、メルトの分離や固結過程(後退変成作用)を経ており、当時のメルト組成や分布については多くの情報が失われていることが多いと言える(Jones and Strachan, 2000)。そのような事情の中で、部分融解によって生じる組織を理解するための研究もなされている。例えば、別府ら(2002)は、低圧高温のミグマタイト中にしばしば認められる斜長石や堇青石に包有されたスピネルが、泥質岩の非平衡な部分融解の過程で生じたことを実験的に再現し、岩石の組織が部分融解の進行過程と深く関連していることを明らかにしている。多様性に富む天然の岩石の組織や構造がどのように形成されているのかを理解するためには、部分融解の進行過程とそれを支配する様々な因子の影響を把握することが不可欠である。すなわち、部分融解の進行を支配する様々な要因のうち、どのような要因に岩石の組織を構成する上でのどのような役割があるのかを明らかにする必要がある。

このような部分融解の進行過程は、従来から行われてきた相平衡実験では必ずしも明らかにできるものではない。なぜなら、相平衡実験では部分融解の進行に関する 1)岩石組織、2)鉱物の溶解メカニズム、3)メルト中の元素の拡散、4)鉱物中の元素の拡散などは、研究目的ではないからである。もし、岩石が相平衡実験のような粉末で  $H_2O$  過剰であったならば、比較的短時間に全ての鉱物やメルトが平衡で均一な組成のメルトが生成することが予期される。しかし、粗粒の天然の岩石が部分融解をする際には、上記のような4つの要因により、局所的な系で鉱物の融解反応が進んだり、融解反応の速度も制限されたりすることが予期される。ただし、この場合も無限の時間が経てばやがて組成が均一な各相が均一な分布を示すようになると考えられる。本研究で注目するは、岩石の部分融解

がそのような仮想的な平衡状態に向けて進行する際の過程である。このような部分融解の進行過程に関する知見は、天然の岩石組織や実際に地殻内で起こりつつある現象を理解するための重要な知見となることが期待される。

これまでに、岩石の部分融解の進行過程に関する実験的研究も少なからず行われてきた。その例として、岩石片をそのまま融解させる実験的研究(Mehnert et al., 1973; Büsch et al., 1974; Arzi, 1978b; Rushmer, 2001; Holyoke and Rushmer, 2002; 別府ら, 2002; Acosta-Vigil et al., 2006)や鉱物のメルトへの溶解に関するカイネティクスの研究(Shaw, 2004; Edwards and Russell, 1996 のレビューを参照)などが挙げられる。Mehnert et al. (1973)は、岩石片を出発物質に高温高压実験を行い、部分融解によってメルトが鉱物の粒間に沿って生じることを初めて示した。このことから、部分融解が起こることで元素の移動が、流体による移流からメルト中の拡散へと急激に変化することが予期される。彼らが示したように、部分融解は個々の鉱物の粒間に沿って起こるため、その進行過程は岩石の不均一性(岩石組織)と深く関わっていると考えられる。また、別府ら(2002)や Acosta-Vigil et al. (2006)は、部分融解が進行する際に容易にメルトの組成不均一が生じることを示した。

これまでの研究では、部分融解が進行する際の  $H_2O$  の岩石への浸透過程や、岩石を構成する個々の鉱物の溶解過程など、未だ十分に理解されていない点も多くある。本研究は、このような部分融解がどのように進行するのか、あるいはその進行過程を支配する因子とその影響を詳細に明らかにすることが目的である。また、本研究では実在の岩石において実際に起こりうる現象を理解することが重要なことである。そのため、大陸地殻に普遍的に存在する泥質変成岩に  $H_2O$  を加えた状態で部分融解させる高温高压実験を中心に行った。

## II. 実験方法

本研究では、実際の岩石が部分融解する過程を実験的に検証するため、泥質変成岩をそのまま高温高压にして融解させる実験を行った。本論では、鉱物の略号は Kretz(1983)に従うが、アルカリ長石は Af とした。なお、必要に応じて Table 1 に示す略号を用いる。

Table 1. 略号の意味

略号	意味
XFe	molar Fe/(Fe+Mg)
XNa	molar Na/(Na+K)
XH <sub>2</sub> O	molar H <sub>2</sub> O/(H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> )
aH <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> Oの活動度
ASI	molar Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O+CaO)

### 1. 出発物質

#### 泥質変成岩 HZ122

本研究では、出発物質に本邦の阿武隈変成帯大作産の竹貫泥質片麻岩(試料番号 HZ122)を用いた(Figure 1a)。この岩石は Hiroi et al. (1998)によって詳細に記載されている。この岩石は粗粒でストロマティックなミグマタイト組織を示す。優白質部分は主に石英、斜長石、アルカリ長石からなり、優黒質部分は主に黒雲母、堇青石、珪線石などのパーアルミナスな鉱物で構成される。副成分鉱物には石墨、ざくろ石、アパタイト、イルメナイト、黄鉄鉱、磁硫鉄鉱、ジルコン、モナザイト、藍晶石、十字石、白雲母、紅柱石、ヘルシナイトが含まれている。この岩石は角閃岩相高温部の変成作用を受け、最高温度条件は 750 °C から 800 °C と見積もられている(Hiroi et al., 1998)。この岩石を用いた理由は、1)優白質部分には花崗岩質メルトの材料となる石英や長石が多く含まれていること、2)大陸地殻にありふれたパーアルミナスな泥質の化学組成を有すること、3)比較的低压高温で安定な鉱物組合せを有すること、4)変質が少ないことである。ざくろ石は、斑状変晶状に産しその分布が限られていること、また本実験のような低压の条件では分解することも予期されるので、ざくろ石は除いた部分を特に用いた。

別府ら(2002)でも、この岩石を出発物質に用いて部分融解の実験が行われている。本研究でも別府ら(2002)と同様に、実験には優黒質部分と優白質部分を分離せずにそのまま用いた。優白質部分のモード組成は、石英と斜長石がそれぞれ 30-50 vol.%, アルカリ長石がおよそ 10 vol.%程度であり、それぞれが互いに接触関係にある。その他に、黒雲母、珪線石、堇青石、石墨もしばしば認められる。優白質部分を主に構成するアルカリ長石、斜長石、石英の粒径は比較的不均一で、粒径は 0.1-3 mm 程度の範囲のばらつきを示す。斜長石は Ab 成分を 72-73 mol%, Or 成分を 1-2 mol% 含み、アルカリ長石は Ab 成分を 19-22 mol% 含んでいる。

## 準泥質変成岩 YH00032053H

上記の泥質変成岩 HZ122 は石墨を含んでいるため、石墨を含まない岩石について比較検証するため、南アフリカ、ナタール変成地域のツゲラ区域に分布する準泥質変成岩 YH00032053H(以下、53H と略す)も出発物質として用いた(Figure 1b)。主な構成鉱物は、石英、斜長石、黒雲母、ざくろ石であり、少量のアパタイト、イルメナイト、ジルコン、黄鉄鉱を含んでいる。HZ122 に含まれているカリ長石、堇青石、珪線石などを含んでおらず、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  に富む鉱物は多く含まれていない。鉱物の分布は比較的均一で、粒径はおよそ 0.1-1mm の範囲である。この岩石は、角閃岩相高温部の変成作用を受けたとされ、最高変成条件はざくろ石と黒雲母の Fe-Mg 交換地質温度計から約 600°C と見積もられている(森田, 未公表データ)。斜長石は Ab 成分が 83-85mol%, An 成分が 15-16mol% のばらつきがあり、Or 成分は 1mol% 以下である。斜長石には顕著な累帯構造は認められない。黒雲母は、XFe が 0.73-0.75 で Fe に富み、 $\text{TiO}_2$  を 2.5-3.0wt.% 含む。ざくろ石は 1mm 程の斑状変晶状に出現し、アルマンディン成分に富んでいる。HZ122 ではざくろ石の含まれていない部分を実験に用いることが出来たが、この 53H はざくろ石が比較的多く含まれており、ざくろ石を含まない部分を選択することは困難であった。

## 2. 実験手順

実験には、千葉大学に設置されている神戸製鋼製の熱間等方圧加圧装置(IHPV)を用いた(Figure 2a)。この実験装置は、アルゴンのガス圧により 200MPa の静水圧条件を作ることが可能である。温度は 1400°C までの実験が可能である。本実験の温度条件は、天然の岩石の部分融解状態が想定される 850, 900, 950°C とし、850°C の実験を中心的行った。実験のリストを Table 2 に示す。

出発物質は直径 4.5mm 程度で長さ 20mm ほどの円柱形に整形し実験に用いた。この時に、円柱の高さ方向が出発物質の片理面に垂直になるように出発物質を整形した。これを外径 5mm 内径 4.6mm の金チューブに入れ、両端をアーク溶接にて閉じることで封入した。この際、部分融解を促進させるためと岩石へ  $\text{H}_2\text{O}$  を浸透させるため、蒸留水を岩石試料に対して約 5wt.% の割合で加えた。これ以上の  $\text{H}_2\text{O}$  を加えると、岩石の封入時の溶接が困難になる。封入の際には、溶接時に加えた蒸留水の蒸発を最小限にするため、蒸留水でぬらした紙を金のカプセルに巻き、常に冷却した状態で溶接を行った。ただし、この時に若干の空気が混入することは避けられないが、なるべくその影響が少なくなるように、隙間を少なくして封入を行った。次に、溶接をした金のカプセルにリークがないことを確認するため、カプセルを 120°C の恒温槽に一晩置き、質量の減少があるものは実験に用いなかった。この過程により、封入時に添加した  $\text{H}_2\text{O}$  を金のカプセル内に均一化させる効果も期待される。

本実験装置では、外形 5mm のカプセルであれば、同時に最高で 4 個まで同時に高温高圧処理することができる。カプセルは、白金のワイヤーで作成した籠に入れ、圧力容器内の炉の中央に位置するようにモリブデンのワイヤーで吊るした。これは、実験時間経過後に急冷するための機構で、



電流を流して、モリブデンのワイヤーを焼き切ることで、カプセルを白金の籠ごと圧力容器の下部に落下させることが出来る。圧力容器の下部は、300°Cほどのため、実験生成物を急冷することが可能である。実験で生成したメルトは、再結晶することなく、ガラスとして後に観察が可能となる。ここでは、ガラスを高温時にメルトだったものとして、必要に応じてガラスあるいはメルトと記載する。

実験では、カプセルを圧力容器内に設置した後、アルゴンによる増圧を開始し、80MPa ほどの高圧が達成された後に、温度を目的温度まで上昇させた(Figure 2b)。目的温度まで達成した時点で、圧力が 200MPa に足りない時は、さらに増圧した。実験中は、一日に 10MPa 程の圧力低下が避けられないため、実験が 2 日以上かかる場合は、毎日増圧を繰り返すことで圧力が常に 200MPa から大きく低下しないように調整を行った。そのため、すべての実験でこの程度の圧力の変動が含まれていることとなる。実験中の温度の変動は $\pm 3^{\circ}\text{C}$ 程度であった。目的の実験時間が経過した後に、前述のようにカプセルの落下処理を行った。この時点では、減圧を行っていないため、カプセルは、高圧条件のまま 300°C 程度に急冷される。その後ヒーターの出力を 0 とすることで、20 分ほどで、約 120°C で 100MPa まで冷却を行った。最後に常温常圧になるまで数分間の冷却減圧を行った。実験から取り出したカプセルは、秤量し、実験の前と後で変化がないかどうか確認を行った。この時 10mg 以上の変動があるものは、実験失敗として扱った。

その後カプセルを破って中の岩石片を取り出した。その時、水滴が付いているかどうか、揮発性成分が噴出するか、においはするか、岩石片の表面の形態や付着物があるかどうかなどに注意を払った。一部のカプセルは、後述するように、揮発性成分の分析のために、開封せずに保管した。取り出した岩石片は、強度を増すため、エポキシ樹脂で表面をコーティングするか、あるいはエポキシ樹脂でマウントした。その後、なるべく中心を通るように縦方向に切断し、断面の観察のための試料を作成した。実験後の金のカプセルは再利用するため保管した。その使用済みの金のカプセルを EPMA により定性分析した結果、検出された元素は金のみであり、還元雰囲気中で金と合金を作りやすい Fe などは検出限界以下であった。

### 3. 酸素分圧を見積もるための予備実験

高温の実験では、金属のカプセルの  $\text{H}_2$  浸透能が無視できない程度に大きくなる(Chou, 1985)。そのため、実験の酸素分圧を制御するため、二重カプセルによる酸素分圧のバッファ(Eugster, 1957)や、圧力媒体として使用するガスの組成制御をする方法(Shaw, 1963)が行われている。このようなバッファをしない場合、カプセル内の酸素分圧は、使用する IHPV の圧力容器が本来備えている酸素分圧の影響を受ける。この IHPV の酸素分圧は、圧力媒体のガス組成や、圧力容器の金属組成などによって決まるものと考えられる。このような IHPV の備えている酸素分圧に関しては、主要な酸素分圧のバッファである  $\text{MNO}(3\text{MnO}+2\text{O}_2=\text{Mn}_3\text{O}_4)$  と  $\text{NNO}(2\text{Ni}+\text{O}_2=2\text{NiO})$  の間に相当することが報告されている(Naney, 1983; Scaillet et al., 1992; Nakamura and Shimakita, 1998)。本研究でも、酸素分圧のバッファを行うことが困難であったため、実験サンプルがどのような酸素分圧に置かれるのか検証した。

## 実験方法

ここでは、出発物質に玄武岩を用い、通常の高圧高温実験後に生じたイルメナイトと磁鉄鉱の酸素分圧計によって酸素分圧を見積もりを行う。このイルメナイトと磁鉄鉱は、200MPaでの実験で容易に合成することが出来るからである。

出発物質には、伊豆大島の安永の溶岩(玄武岩)を用いた。全岩化学組成を Table 3 に示す。この岩石を用いた理由は、1) 石墨や磁硫鉄鉱などの酸素分圧をバッファする鉱物を含んでいないこと、2) 斑晶に乏しく、FeO (Total)や TiO<sub>2</sub> がガラス中に多く含まれているため、実験で新たにイルメナイトや磁鉄鉱が生じやすいことである。出発物質はメノウ乳鉢にて粉末にし、金のカプセルに封入した。その際に、蒸留水を約 5wt.% 加えた。

実験の温度圧力条件は 200MPa, 950°C, 実験時間は 190 時間とした。岩石片の実験は主に 850°Cで行ったが、本検討で温度条件を 950°Cとした理由は、過冷却な条件で磁鉄鉱やイルメナイトが非平衡に急成長することを防ぐためである。

## 実験結果

実験後には、磁鉄鉱、イルメナイト、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、メルトが生成した。実験生成物の後方散乱電子(BSE)像を Figure 3 に示す。磁鉄鉱とイルメナイトは、共に 10-100 $\mu$ m 程度の粒径で、イルメナイトは自形であるのに対して、磁鉄鉱は丸みを帯びた外形を示す。実験生成物の端の部分では、磁鉄鉱が濃集し、また粗粒になる傾向があった。磁鉄鉱とイルメナイトは、実験生成物の内部と端の部分とで、それぞれ3点分析し、その平均値を求めた(Table 4)。分析値から、酸素数を磁鉄鉱は 4、イルメナイトは 3 と仮定し、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> を計算した。固溶体成分はストイキオメトリをそのまま用いた。実験生成物の内部に生じている磁鉄鉱は、ウルボスピネル成分を 7mol%、スピネル成分を 8mol% 程度含み、XFe は 0.73 である。それと共存するイルメナイトは、ヘマタイト成分を 62mol% 程度含み、XFe は 0.72 である。一方、実験生成物の端の部分にある磁鉄鉱とイルメナイトは、実験生成物の内部と比較して若干ではあるが共に TiO<sub>2</sub> に乏しく、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> に富む(Table 4)。

Spencer and Lindsley(1981)の酸素分圧計にて計算を行った結果、実験生成物の内部と端の部分で、酸素分圧(log fO<sub>2</sub>)はそれぞれ-8.0と-7.7であった(Table 4)。実験生成物の内部と端の部分では、磁鉄鉱とイルメナイトそれぞれに若干の組成の違いが認められるが、酸素分圧の計算結果はほぼ同様である。950°Cでの主要な酸素バッファによる酸素分圧は、MNOとNNOでそれぞれ-7.5と-11.0である(Figure 4)。そのため、本実験のIHPVの本来備えている酸素分圧は、MNOに近い条件であることが明らかとなった。

## 4. 分析方法

実験生成物の岩石片や付着物については、外形、内部共に実体顕微鏡や走査型電子顕微鏡(SEM)により観察を行った。実験生成物からは薄片を作成し、偏光顕微鏡及びSEMで観察を行った。また、場合によってはSEMにて、カソードルミネッセンス(CL)像の観察も行った。その後、鉱物やメル

トの組成は、エネルギー分散型の電子プローブマイクロアナライザ(EPMA)で定量分析を行った。また、実験生成物の元素マッピングは、国立極地研究所の波長分散型 EPMA で行った。

エネルギー分散型 EPMA の分析条件は、鉱物とメルト両方とも、加速電圧 15kV、電流値 0.8nA、測定時間 100 秒、ビーム径約 10 $\mu$ m で行った。標準試料には天然の珪酸塩鉱物及び酸化鉱物を用いた。メルトの分析元素は、SiO<sub>2</sub>、TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、FeO(Total)、MnO、MgO、CaO、Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> の 10 元素とした。メルトの組成は、ここでは比較のため、特に断りのない場合トータルを 100wt.% に規格化した値を示す。

### EPMA による含水ガラスの定量性

一般に含水ガラスは電子線によるダメージが大きく、EPMA での測定誤差が大きくなる可能性がある。その影響がどの程度であるのかは必ずしも自明ではない。そのため、組成が既知の含水ガラスを分析して、その定量性の確認を行った。

### 組成既知のガラスの作成方法と実験方法

本研究では、花崗岩質のガラスの定量分析を行うため、次の材料を用いて、花崗岩質の組成を示す混合物を作成した。

1. 産業総合研究所の岩石標準試料(GSJ)のうち、JF-1, JG-1, JG-2, JR-1 の 4 種類
2. 共立マテリアル製のアルバイト Ab<sub>96</sub>Or<sub>03</sub>An<sub>01</sub>(中国産)
3. 試薬から沈殿法により作成したゲル
4. 試薬の SiO<sub>2</sub>(石英)と MgO

1 の岩石標準試料は、千葉大学に保管されているものをそのまま用いた。

2 の市販のアルバイトは、不純物や粗粒なものを含んでいるため、水比によりすぐ沈殿するものを除去した。その結果、粒子の大きさが 100 $\mu$ m 以下程度になるように選別を行うことが出来た。その後、7500 ガウスのネオジウム磁石にて磁性鉱物を取り除いた。それでも若干のアパタイトが残存したがそのまま用いた。また、X 線粉末回折法の結果、石英のピークが極わずかに見られたが、問題のない程度である。

3 のゲルは以下の手順により作成した。

1. 目的の混合組成となるような Na, K, Al, Si 組成比を持つ硝酸溶液を作成した。この硝酸溶液はオルト珪酸テトラエチルに、硝酸に溶かした K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>と Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>、硝酸アルミ 9 水和物を加えることで調製した。
2. 調整した硝酸溶液にエタノールを均一になるまで攪拌しながら加え、その後アンモニアを滴下することで、沈殿させた。
3. 一晩熟成させた後、80°Cの恒温槽で乾燥させた。

また、広い範囲の化学組成を持つ含水ガラスを作成するため、JF-1、市販のアルバイト、ゲルに、試薬の  $\text{SiO}_2$  (石英) を様々な割合で混合したものを用いた。また、花崗岩質メルトには、検出限界に近い分量の  $\text{MgO}$  が含まれていることが多い。そのため、特に  $\text{MgO}$  の定量性を調べるため、 $\text{MgO}$  を様々な割合で混ぜたものも作成した。これらには、蒸留水を約 5wt.% 加え  $1000^\circ\text{C}$  または  $1300^\circ\text{C}$  で溶解させ、ガラスにした。 $1000^\circ\text{C}$  では、金のカプセル、 $1300^\circ\text{C}$  では金パラジウム合金のカプセルを用いた。実験装置、実験手順は岩石片の実験をする場合と同様である。

### 含水ガラスの定量結果

GSJ の含水ガラスの分析値を Table 5 に示す。GSJ は、 $\text{MgO}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  が系統的に若干高めに定量された。そのほかの元素は大まかに推奨値 (Imai et al., 1994) と同じ値であった (Figure 5)。Figure 6 には、様々な  $\text{MgO}$  と  $\text{Na}_2\text{O}$  の濃度のガラスを分析した結果を示す。 $\text{MgO}$  は GSJ の JF-1 に既知の分量を加えて 1.8wt.% までの分析を行ったが、常に 0.1-0.2wt.% ほど高く定量された。 $\text{Na}_2\text{O}$  は、1.1-11wt.% の範囲のガラスを分析したが、低濃度では高く、高濃度では低く定量される傾向にあった。3-5wt.% の範囲のガラスは測定誤差が最も小さいことが明らかとなった。

### 実験後の揮発性成分の分析方法

実験後に生成あるいは残存した揮発性成分については、ガスクロマトグラフにより、 $\text{N}_2$ 、 $\text{Ar}$ 、 $\text{H}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{O}_2$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{C}_2\text{H}_6$  について定性及び定量分析を行った。分析装置は島津製作所の GC-8A、カラムは Shincarbon-ST を用いた (Figure 7a)。 $\text{H}_2$  の分析では、キャリアガスに  $\text{Ar}$  を用い、それ以外の成分は  $\text{He}$  を用いた。定量分析は、あらかじめ体積が既知の標準ガスを分析し、検量線を作成する方法により行った。ただし、 $\text{N}_2$ 、 $\text{O}_2$ 、 $\text{Ar}$  の熱伝導度に大きな差はないため、検出する際のピークの分離が困難である。そのため、これらの揮発性成分は混合気体として測定を行った。分析で得られる数値は大気圧中の体積であるため、場合によっては理想気体の状態方程式を用い、質量および物質に換算した。

本研究では、この揮発性成分の分析を行うため、金のカプセルから揮発性成分を直接ガスクロマトグラフに送るための装置を考案した。この装置はガラスライン用のバルブを改造したもので、外気を遮断した状態で、金のカプセルに穴を開け揮発性成分をガスクロマトグラフに導入することが可能となった (Figure 7a, b)。

### メルト中の揮発性成分の測定

本研究では、実験後に岩石片に生じたメルトの揮発性成分について、フーリエ変換赤外分光光度計 (FTIR) による定性分析を行った。定量分析を行う場合、均一な厚みを持った測定試料の作成が必要であり、その厚さは鉱物とメルトの重なりを防ぐため、 $20\mu\text{m}$  程度に薄くする必要がある。しかし、岩石片の強度が弱く技術的に定量分析は困難であった。

### III. 実験結果

#### 1. 出発物質に HZ122 を用いた実験

##### 残存揮発性成分

実験後に取り出された金のカプセルは膨張していた(Figure 8a)。この膨張したカプセルを開封する際には、カプセル内に含まれていた揮発性成分が放出された。また、取り出された内部の岩石片には、すべての実験で水滴が付着していた。カプセルを開封する際に放出された揮発性成分のガスクロマトグラフによる定性分析では、CO<sub>2</sub> 及び Ar または N<sub>2</sub> または O<sub>2</sub> のピークが検出され、それぞれについて定量を行った(Figure 8b)。

残存した H<sub>2</sub>O の量は、カプセルを開封した直後と恒温槽で乾燥させた後の質量の違いから、ガスクロマトグラフによって測定されたその他の揮発性成分の質量を差し引いて見積もった。その結果、残存した H<sub>2</sub>O は、実験時間と共に減少する傾向にある(Figure 9a)。

カプセル内に含まれていた CO<sub>2</sub> は、長時間の実験でより多い傾向にある。XH<sub>2</sub>O も、実験時間が長い程小さい傾向にあり、1008 時間の実験では 0.5 に満たない程度であった(Figure 9b)。また、このカプセル内に含まれていた CO<sub>2</sub> は、比較的高温の実験で多い傾向にある。

Ar と N<sub>2</sub> と O<sub>2</sub> は、熱伝導度の違いが小さいためピークの分離が困難で、それぞれの定性及び定量分析を行うことが出来なかった。そのため、これらの混合気体の総体積を定量した。Ar または N<sub>2</sub> または O<sub>2</sub> は、CO<sub>2</sub> と比較して少量であり、実験時間との相関が見られない。

H<sub>2</sub> に関しては、キャリアガスに He ではなく Ar を用いるため、その他の成分と同時に分析を行うことができず、H<sub>2</sub> 分析用に一度別途実験と分析を行った。その時、金のカプセルからの H<sub>2</sub> の散逸の影響を最小限にするため、実験装置から取り出した後数時間内に分析を行った。その結果、H<sub>2</sub> に関しても検出限界以下であった。また、CO、CH<sub>4</sub>、C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> も検出限界以下であった。

また、カプセルを開封すると硫黄臭がした。ガスクロマトグラフでは、S を含む揮発性成分の定性は行わなかったが、残存揮発性成分には S を含む揮発性成分が含まれている可能性が高い。

##### 岩石片の記載

##### 外形

実験後に取り出された岩石片は、表面がメルトで覆われており、最大で 1mm 程度の丸みを帯びた窪みが多く見られる(Figure 10a)。岩石片の端の部分ではカプセルの形状にメルトが絞り出された形状を示す。特に岩石片のテール部(実験時の上端と下端に相当する)にはメルトがプール状に集積されている場合が多い。このことは、Mehnert et al. (1973) や Arzi (1978b) にも報告されている。また、薄皮状の淡黄色の物質が表面に付着していることがある(Figure 10b)。この物質は、EPMA の定量分析の結果、主に SiO<sub>2</sub>、SO<sub>3</sub>、FeO(Total)、Na<sub>2</sub>O からなり、1wt.%未満の MgO、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、K<sub>2</sub>O を含んでいる。岩石片の表面や気泡の中には、しばしば自形の硬石膏が付着していることがある(Figure 10a, b, e)。この鉱物を硬石膏とした理由については後述する。

## メルト

すべての実験で、メルトが様々な鉱物の粒間に沿って帯状に生成した。Figure 11-15 に、10 時間、100 時間、214 時間、387 時間、1008 時間それぞれの実験生成物の内部の BSE 像を示す。特に優白質部分のアルカリ長石と石英及び斜長石と石英の粒間では相対的に多量のメルトが見られる (Figure 16)。このことは、花崗岩や変成岩の岩石片の融解実験を行った Mehnart et al. (1973), 別府ら(2002), Acosta-Vigil et al. (2006a)と同様の結果である。

Table 6 には、10 時間の実験でメルトの分布がよく認められる鉱物の粒間を示した。三角で示したものは、メルトが生じていない場合も認められる。後に詳しく考察するが、アルカリ成分を含まない珪線石と石英との粒間や、アルカリ成分に乏しい堇青石と石英との粒間にも花崗岩質メルトが生成していることは特筆すべき点である(Figure 11a, c)。

Table 6. メルトが見られる粒間.

	石英	斜長石	カリ長石	黒雲母	珪線石	堇青石
石英	△					
斜長石	○	○				
カリ長石	○	○				
黒雲母	△	○				
珪線石	○	○				
堇青石	△	○		△	△	

また、10 時間の実験において、Mehnart et al. (1973)の実験結果の記述と同様な点として次の 3 点が確認できる; 1)斜長石の内部に石英が包有されている場合にも、その粒間にはメルトが生じていること、2)石英と石英との粒間にはメルトが生成していないことが多いが、稀に認められること(Figure 16a b)、3)鉱物の粒間に生成したメルトの幅は岩石片の端に近い部分で相対的に広いことである (Figure 17)。ただし、本実験では、10 時間の実験生成物において、石英にクラックが生じその中をメルトが充填していることも観察された(Figure 11e)。

実験時間が長い実験では、メルトの幅及び分量が増加する傾向にある。しかし、メルトの幅は、岩石片の端の部分ほど広い傾向にあるが、長時間の実験では、その差がはっきりと認められなくなる (Figure 17)。

Figure 18 には、斜長石と石英及びアルカリ長石と石英の粒間のメルトの幅の範囲と実験時間の平方根との関係を示す。Figure 18 のエラーバーは最大値と最小値を示している。この粒間のメルトの幅を測定する際には、1)メルトの断面が薄片と斜交していないこと、2)粒間のメルトが一定幅で帯状に分布していること、3)試料の端で幅の広がっている部分を除くことに留意した。メルトの幅は、時間の平方根に大まかに比例して増加する傾向にある。また、試料中でメルトの占める割合も、実験時間が長くなるにつれて増加する傾向にあり、100 時間と 1008 時間でそれぞれ 13 vol.%と 21 vol.%である (Figure 19a)。

Table 7-9 に各鉱物近傍のメルトの代表的な EPMA 分析値を実験時間ごとに示す。これらの値は各鉱物から約 10  $\mu\text{m}$  以内の EPMA 分析値であり、100 wt.%に規格化した値も示す。メルトの EPMA トータル値は、岩石片の中央部で 95wt.%程度で、岩石片の端の部分では 90wt.%以下であることがある。メルトの EPMA 分析値のトータル値は、長時間の実験ほど大きくなり、ばらつきが小さくなる。

生成したメルトは、主に  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  で構成される花崗岩質メルトであり、少量の  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  を含む。 $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  は、1wt.%を超えることは稀であり、分析精度以下であることが多い。メルトのノルム鉱物は石英、アルバイト、オルソクレーズで 81-98wt.%が構成され、少量のアノーサイト、コランダム、斜方輝石が含まれる。ノルム斜方輝石は 4wt.%まで、ノルムアノーサイトは 10wt.%まで、ノルムコランダムは 4wt.%まで最高で含まれることがある。まれに、ノルム単斜輝石も含まれることがある。

メルトの  $\text{SiO}_2$  は、68 から 83wt.% 程度の組成のばらつきがあり、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  との顕著な負の相関を示す。 $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  はそれぞれ 2-5wt.% の範囲のばらつきを示す。XNa は、岩石片の場所により若干のばらつきを示し、短時間の実験で顕著である。岩石片全体の範囲で 10 時間の実験では 0.3-0.75 (Figure 20), 100 時間以上の実験では 0.35-0.55 の範囲である (Figure 21)。メルトのアルミナ飽和度を示す  $\text{ASI} \{ \text{molar } \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \}$  は、1.0-1.6 であった (Figure 20)。 $\text{FeO}$  は、10 時間の実験では、0-3wt.% の組成範囲を示し、実験時間が長くなるほど最高値が小さくなった。同様に  $\text{CaO}$  では、10 時間の実験で 2wt.% 程度もあるが、100 時間以上では、1wt.% に満たないメルトがほとんどである。メルトの  $\text{MgO}$  と  $\text{TiO}_2$  は、ほとんど 1wt.% 以下である。 $\text{P}_2\text{O}_5$  と  $\text{MnO}$  は、分析精度以下であることが多い。

メルトの化学組成は接触する鉱物により異なっている。アルカリ長石、斜長石、石英と接するメルトの Qtz-Ab-Or 組成比を Figure 22 に示す。アルカリ長石周囲のメルトは、最も  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に富み  $\text{SiO}_2$  に乏しく、 $\text{SiO}_2$  はどの実験時間でも約 71 wt.% である。アルカリ長石の周囲では、An 成分に富む斜長石や  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物 (コランダムと記述しない理由は後述) が見られる場合があるが、両者に接触するメルト組成に有意の差はない。アルカリ長石と接触するメルト組成は相対的に  $\text{SiO}_2$  に乏しく、68.6-72.9wt.% の範囲である。実験時間によって傾向は見られない。アルカリ長石に接触するメルト組成は、場所によらずほぼ一定の組成を示す。それは、生じたメルトの中でも、最も  $\text{SiO}_2$  に乏しく、パーアルミナスである。また、出発物質に含まれるアルカリ長石は Ab 成分を約 20mol% 含んでいるが、接触するメルトはさらに多くの割合の Ab 成分を含んでいる。

斜長石に接触するメルトの組成も、アルカリ長石と同様に  $\text{SiO}_2$  に乏しく  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に富む。 $\text{SiO}_2$  は平均的には 72-73 wt.% であるが、短時間の実験ほどばらつきが多い。このようなアルカリ長石や斜長石に接触するメルトのアルミナ飽和度を表す ASI は、1.1-1.3 で、パーアルミナスである。一方、石英と接触するメルトは最も  $\text{SiO}_2$  に富み、 $\text{SiO}_2$  は 75-83wt.% の範囲のばらつきを示す。岩石片の中心部では 78 wt.% 程度であることが多い。この石英の周囲のメルトは最も低い ASI を示し、10 時間と 100 時間は 1.1 前後、1008 時間はサブアルミナス ( $\text{ASI} = 1$ ) に近い値を示す。

斜長石と石英間のメルト組成の元素マッピングと線分析結果を Figure 23 に示す。この図からメルトは顕著な組成不均一を示すことが分かる。メルトの  $\text{SiO}_2$  は石英との接触部分で最も高く、石英から離れるに従って低下する。実験時間が長くなりメルトの幅が広がるにつれて、この組成勾配は小さくなる (Figure 24)。その他の主要元素は、多かれ少なかれ  $\text{SiO}_2$  と逆の組成勾配を示す (Figure 23c)。ただし、 $\text{TiO}_2$  は局所的に黒雲母の近くで高い濃度を示す傾向にある (Figure 25)。 $\text{P}_2\text{O}_5$  は、アパタイトの近傍で高濃度になり、長石の近くでも若干高い。

FTIR によるメルトの揮発性成分の定性分析では、 $\text{H}_2\text{O}$  ( $3500\text{cm}^{-1}$ ) と  $\text{CO}_2$  ( $1500\text{cm}^{-1}$ ) の吸収ピークが見られた (Figure 26)。

## 石英

実験時間に関わらず、石英は丸みを帯びた外形を示し、リムは滑らかである(Figure 16)。新しく生成したと考えられる石英は認められなかった。CL 像では特にはっきりとした累帯構造は見られなかった。短時間の実験では、石英の粒子の中には、稀にメルトに充填された割れ目が生じていることがある。この割れ目は、石英中の包有物の黒雲母とつながっていることが多い(Figure 11e)。その中には、細粒の斜方輝石が生じている。石英が黒雲母の近くにある場合や、石英と黒雲母の粒間では、たいがい石英の周囲に斜方輝石が生じている(Figure 11b)。

実験後にカプセルの質量が大きく減少した実験生成物(実験失敗として扱った)では、石英の周囲や優黒質部分で他形の石英が生成していることがあった。

## アルカリ長石

アルカリ長石の外形は丸みを帯びているが、表面に細かいのこぎりの歯のような凹凸がある場合もある。アルカリ長石は場所によって、メルトに融食されて窪んだ外形を示すことがある(Figure 14f)。その部分のメルト中に An 成分に富む自形の斜長石または  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が生成している。また、アルカリ長石の外縁部やクラックには、自形面を示す BaO に富むアルカリ長石が元のアルカリ長石にオーバーグロースしているのが認められることもある(Figure 14c)。この BaO に富むアルカリ長石と元のアルカリ長石との境界は、BSE 像で比較的シャープに見られる(Figure 14c)。この BaO に富むアルカリ長石の BaO 含有量は不均一であり、最高で約 7 wt.% である。また、BaO に富むアルカリ長石が、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物を包有している場合がある(Figure 14c)。

アルカリ長石と石英との粒間では、帯状にメルトが生成しており、そこには新たに生成した鉱物は認められない(Figure 12c)。一方、石英から相対的に離れた場所にあるアルカリ長石の周囲には、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物、自形の An 成分に富む斜長石、ごく稀ではあるが自形の珪線石が見られることがある。

## 斜長石

斜長石は、石英、アルカリ長石、黒雲母、堇青石など、ほとんどの鉱物との粒間でメルトを生じている。そのため、他の鉱物とは接触関係が無く、メルトに取り囲まれた状態になっている。斜長石の外縁部、クラックの周囲、双晶面は、鏡下で汚濁したように見える(Figure 16c, e)。この部分は 10  $\mu\text{m}$  に満たない細粒の斜長石とその隙間を埋めるメルトで構成されている(Figure 13d)。ここでは、この細粒斜長石とメルトの集合部分を斜長石の反応帯と呼ぶ。長時間の実験では、この反応帯は斜長石の内部にも多く見られるようになる(Figure 16e, f)。ただし、その分布は不規則であり、個々の斜長石の粒子ごとに異なっている。1008 時間の実験でも、斜長石の中心部は未反応のまま残存している場合が多い(Figure 16e, f)。

反応帯内で細粒斜長石の占める割合は 50-60 vol.% であり、場所によらず同程度である。この細粒斜長石は、半自形で定向配列し、元の斜長石の双晶が認められることもある(Figure 16e, f)。BSE 像では、細粒斜長石は元の斜長石よりも明るく観察され、An 成分に富んでいることを示している。しかし、細粒のため EPMA による組成分析は困難であった。反応帯の細粒斜長石の中心部には、BSE 像で暗く観察される部分が見られる。また、反応帯の内部には  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が認められることがある(Figure 14e, 27f)。



上述したアルカリ長石の周囲にしばしば見られる自形の An 成分に富む斜長石は、特にアルカリ長石と斜長石の粒間で多く見られる(Figure 12c)。この斜長石は 10 $\mu$ m 程度の大きさで、結晶方位が揃って列をなしていることが多い。場合によっては隣のものとは合体して列になった場合も見られる。この斜長石の組成はばらつきが大きく、An 成分が 36-51 mol%, Or 成分が 3-7 mol% の範囲を示し、出発物質に含まれていた斜長石よりも An 成分と Or 成分に富む(Figure 28, Table 10)。このような新たに生成した An 成分に富む斜長石と接するメルトの組成関係を Figure 29 に示す。また、珪線石の近くでは、より An 成分に富む斜長石が元の斜長石にオーバーグロースしている場合がある(Figure 12f)。

### Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物

すべての実験で、10-100 $\mu$ m の板状または針状の Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物が生じている。これが見られるのは、石英から相対的に離れた場所にあるアルカリ長石や斜長石の近傍だけである(Figure 14a, e)。この Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物は、アルカリ長石と斜長石の周囲のメルト中に見られる場合や、アルカリ長石と斜長石の内部にメルトと共に生成している場合がある。その分布や配列は不規則である。アルカリ長石や斜長石の内部に Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物が生じている場合も、明瞭な結晶方位関係は認められない。また、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物は、斜長石に伴って出現するよりも、アルカリ長石に伴って出現することの方が多い。アルカリ長石の周囲に出現する Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物は、場所によって An 成分に富む自形の斜長石を伴うことがある(Figure 14f)。この Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物を含むメルトは、アルカリ長石を融食するように生成している。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物は、実験により新たに生成した Ba に富むアルカリ長石や堇青石に包有されている場合もある。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物の周囲のメルトには、組成勾配が見られず、比較的均一である。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物の周囲のメルト組成は、SiO<sub>2</sub> が 69-74wt.%, ASI は 1.05-1.30 程度である(Table 17)。

本実験で生成した Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物は、Johannes et al. (1994)や Johannes and Holtz (1996)に報告されている斜長石の溶解実験で生成したものと形態が似ている。Johannes et al. (1994)は、このような Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物をコランダムとしている。しかし、その後の Johannes and Holtz (1996)では  $\iota$ -Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> とし、準安定相であることを示唆している。本研究では、この鉱物の同定は困難であったため、コランダムとは表記しないこととした。

### 黒雲母

黒雲母は丸みを帯びた外形を示し、長時間の実験ほど減少する傾向にある。また黒雲母は、長時間の実験では完全に消滅していることもあるが、岩石片の端の部分に位置する黒雲母は、1008 時間の実験でも残存していることがある(Figure 15b)。黒雲母と、石英、斜長石、堇青石などの粒間ではメルトが生じている。このような黒雲母と別の鉱物との粒間や黒雲母の周囲では、自形の磁鉄鉱、ヘルシナイト成分に富むスピネル、針状のイルメナイトが生成している(Figure 11b, d)。また、黒雲母の内部には、劈開にそって針状のイルメナイトが出来ていることが多くあり、長時間の実験ほど顕著である(Figure 15a)。

メルトと接触している黒雲母の外縁部は、元の黒雲母より Mg に富み Ti に乏しいものに変化している。元素マッピングでは、この化学組成の変化は黒雲母の内部から連続的に変化しているように見ら

れる(Figure 25)。

100 時間以上の実験では、メルト中に新たに生成した細粒で自形の黒雲母も認められる(Figure 15d)。そのような黒雲母は、岩石片の端に生じているメルトのプールによく認められる。また、1008 時間の実験では、岩石片の内部にもメルト中に新たに黒雲母が生成していることがある。新たに成長した黒雲母の組成は、出発物質と比べて Mg に富み Ti に乏しいものである(Table 11)。

### 堇青石

堇青石は、融食形をしている場合や、外縁部に自形面を示す部分がオーバーグロスしている場合が見られる(Figure 12a)。石英との粒間にはメルトが生じており、成長している部分は認められない。一方で、黒雲母や斜長石との粒間では、メルトを生じていると共に、既存の堇青石の周りに、自形面を持った堇青石がオーバーグロスしていることが多い。黒雲母との粒間では、オーバーグロスした堇青石の内部に、イルメナイトやスピネルや磁鉄鉱の細粒包有物が認められる。

既存の堇青石のオーバーグロスではなく、新たに核形成したと考えられる自形の堇青石は珪線石の近くに多く見られる。そのような堇青石は内部に珪線石やスピネルの包有物を含んでいることが多い。1008 時間の実験では、自形の堇青石は、斜長石の近くまたは内部にも生成していることが認められる。出発物質の堇青石には、メルトに満たされた割れ目が顕著に観察され、少量の気泡が見られる場合もある(Figure 13a, b)。

既存の堇青石の表面に新たな自形面を示す堇青石がオーバーグロスした部分は、BSE 像で容易に識別できることが多く、組成の違いを反映している。新たに生じた堇青石は、100 時間の実験では、XFe が 0.16-0.36 で出発物質の堇青石よりも Fe に乏しく、Na<sub>2</sub>O と K<sub>2</sub>O をそれぞれ 0.8-1.2, 0.2-0.5wt.% 含む(Table 12)。この Na<sub>2</sub>O と K<sub>2</sub>O には、弱い正の相関が見られる(Figure 30a)。XFe が高いものは、岩石片の内部に見られ、XFe が低いものは、岩石片の端に近い部分に見られる(Figure 31)。1008 時間の実験では XFe が 0.1 程度の非常に MgO に富む堇青石が岩石片の端に近い部分に認められる(Figure 15c)。堇青石と隣接するメルトの組成は、SiO<sub>2</sub> が 70-77wt.% とばらつきが大きく、ASI が 1.1-1.3 のパーアルミナスメルトである。メルトの FeO(Total)は、0.9-2.2wt.% であり、隣接する堇青石の XFe と正の相関を示す(Figure 30b)。

### 珪線石

珪線石も大抵丸みを帯びた外形を示し、融食されたことを示す。珪線石は、メルト中に存在している場合や、実験中に新たに生成した堇青石や An 成分に富む斜長石に包有されている場合がある。しかし、アルカリ長石や斜長石の近くで、稀に自形の珪線石が見られることがある。そのため、珪線石は常に溶解するのではなく、岩石中の局所的な組成条件の違いにより成長することもあると考えられる。1008 時間の実験でも多くの珪線石が残存していた。

### 石墨

多くの石墨は優黒質部分の黒雲母に包有されており、黒雲母との界面では、わずかにメルトの生成が見られることもある。優白質部分に見られる石墨は、メルトに取り囲まれていることが多い。石墨の近くでは、気泡が生成していることが多く、気泡と接触している石墨も多く認められる。100 時間の

実験では、岩石片の端に近い石墨が消滅しており、その近くに気泡が生成していることが多い。また、長時間の実験のほど、石墨は減少して岩石片の中央部にも見られなくなる。1008 時間では、ほとんどの石墨が消滅した(Figure 19d)。

### 黄鉄鉱と磁硫鉄鉱

黄鉄鉱の周囲では、細粒の磁鉄鉱の集合体が形成されていることが多くある。場合によっては、ほとんどが細粒の磁鉄鉱の集合体に変化していることもある。新たに生成した黄鉄鉱は認められなかった。磁硫鉄鉱は、実験後に特に変化は見られなかった。

### 気泡

岩石片の内部には、メルト中に多くの気泡が見られる。気泡の形状は不定形であり、球形のものは稀である。長時間の実験ほど、気泡の最大粒径は大きく、1mm 程度のものが見られる(Figure 19)。また、長時間の実験ほど、薄片では気泡の占める面積の割合も大きくなり、時間と共に気泡が増加する傾向にある(Figure 19)。短時間の実験では、気泡は岩石片の端の部分に集中しているが、時間が長くなるに従って、その分布は、岩石片の中央部分まで広がっていき、387 時間では岩石片の内部にも多く見られるようになる。相対的に大きい気泡は優白質部分に多く、優黒質部分は小さいものが多い。優黒質部分の石墨の周囲には、小さい気泡が多く見られる。

気泡は、しばしば鉱物に付着して出現する。950°Cの実験では、気泡が石英に付着している場合、石英にめり込むように融食している場合が多い(Figure 27c, e)。堇青石には、しばしば小さい気泡が見られる。気泡の分布には、カプセルの上下で違いは認められず、気泡が浮力によりカプセルの上方に移動して濃集することは認められなかった。

### スピネル

スピネルは出発物質には含まれておらず、実験後に新たに生じた鉱物の 1 つである。スピネルは、暗い緑褐色の自形鉱物として出現する。粒径は最大のものであっても 10 $\mu$ m 程度であることが多い。スピネルは、黒雲母の周囲と内部にメルト共に出現する場合が多い(Figure 11b, d, 14b)。また、斜長石や珪線石の近くでもしばしば認められる。実験後に新たに生成した堇青石の内部には、スピネルが包有されていることもある。スピネルは岩石片の内部に広く出現するが、岩石片の外縁部ではほとんど見られなくなる。スピネルの組成は、ヘルシナイト成分に富んでおり、マグネタイト成分と Mg スピネル成分を少量含む(Table 13)。Cr や Zn はほとんど含まれていない。スピネルの産状、組成、成因に関しては、別府ら(2002)に詳しく議論されている。

### 磁鉄鉱

磁鉄鉱は、出発物質に含まれていない鉱物で、実験により新たに生成した鉱物である。磁鉄鉱は黒雲母や黄鉄鉱に伴って生じている場合と(Figure 12b)、岩石片の周囲を取り巻くメルトの端(金のカプセルに接触している部分)に付着して生じている場合がある(Figure 16b)。黒雲母の近くで生じている磁鉄鉱は、細粒であり、イルメナイトやスピネルと共に出現する。黒雲母が Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> を含まない石英の近くにある場合には、斜方輝石と共に磁鉄鉱が多く見られる。一方で、黒雲母が斜長石の近くに位

置する場合は、スピネルが相対的に多く認められ、磁鉄鉱は少なくなる。黄鉄鉱の周囲に生成している磁鉄鉱は、他形で入り組んだ外形を示している場合が多い。岩石片の外縁部のメルトの端に生じている磁鉄鉱は、メルトの端に接触していて、そこから内側に成長している(Figure 16b)。

### イルメナイト

イルメナイトは、針状の細粒結晶として出現し、黒雲母の分解した部分に見られる。また、メルトを伴わず、黒雲母の劈開に沿って生じている場合も認められる(Figure 16a)。

### 斜方輝石

斜方輝石は、出発物質に含まれていない鉱物であり、実験により新たに生成した鉱物である。850°Cの実験では、斜方輝石は石英と黒雲母の粒間や黒雲母に相対的に近い場所にある石英の周りで見られる。950°Cの実験では、斜方輝石は、黒雲母の分解した部分に生成しているものがよく見られる。

850°Cの実験の場合、斜方輝石の化学組成は、時間と共に若干変化する傾向にある。100 時間の実験では、組成は  $\text{Al}_2\text{O}_3$  を 4-5wt.%ほど含み、XFe は 0.5 程度である。また、1008 時間の実験では  $\text{Al}_2\text{O}_3$  を 1-3wt.%含み、XFe が 0.35-0.38 である。

### 硬石膏

岩石片の外縁部の表面や気泡の中には、しばしば自形の硬石膏が付着していることがある(Figure 10a, b, e)。この鉱物を硬石膏とした理由は後述する。ただし、硬石膏は、実験によりほとんど付着していない場合もあった。硬石膏は、メルトに半ば埋もれた産状や、メルトと入り組んだ産状を示す(Figure 10c)。この硬石膏は透明から白濁色で、まれに 1mm 程度の比較的大きな結晶も見られる(Figure 10e)。950°Cの実験では、岩石片の内部に発生した気泡の内部に自形の硬石膏が認められることもある(Figure 27d)。

## 2. 出発物質に 53H を用いた実験

53H は、850°C112 時間と 950°C115 時間の実験のみを行った。出発物質に含まれていたざくろ石はほぼ消滅し、磁鉄鉱が残されていた。メルトは石英、斜長石、黒雲母のそれぞれの粒間に生成していた。黒雲母は、磁鉄鉱やイルメナイトの細粒集合体に変化していることが多い。斜長石は、HZ122と同じように、リムで An 成分に富む斜長石に変化していた。HZ122に見られるような気泡は生成しなかった(Figure 32)。

生成したメルトの組成は、 $\text{SiO}_2$  が 68-82wt.%、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  が 8-19wt.%、 $\text{Na}_2\text{O}$  が 3-6wt.%、 $\text{K}_2\text{O}$  が 3.5-5.5wt.%、CaO が 0-1.0wt.%、FeO(Total)が 0.8-2.0wt.%、MgO が 0.2-0.8wt.%のばらつきがある。ASI は 0.9-1.25 のばらつきがあり、石英の近くでサブアルミナスとなるものの、大抵はパーアルミナスである。

## IV. 融解の始まり

部分融解はメルトが発生しそれが増加することで進行する。メルトは、2種類以上の鉱物と  $\text{H}_2\text{O}$  の反応によって発生するが、メルトの増加はすでに生じているメルトへの周囲の鉱物の溶解により進行する。そのため、部分融解の進行過程を議論する際には、メルトの発生と増加とを異なるメカニズムによって起こる現象として分ける必要がある。メルトの増加と鉱物の溶解過程については VII 章で述べるが、鉱物が溶解する時の溶媒となるメルトはどこでどのように生成したのか先に明らかにする必要がある。

### 1. 粒間メルトの発生

別府ら(2002)は本実験と同じ出発物質(HZ122)を用いた  $700^\circ\text{C}$ ,  $200\text{MPa}$  の実験で石英-斜長石-アルカリ長石の三重点及び石英と長石の粒間に花崗岩質メルトが生成していることを確認している。また, Mehnart et al. (1973)や Acosta-Vigil et al. (2006)も石英長石質の岩石片を用いた  $690^\circ\text{C}$ ,  $200\text{MPa}$  の実験で、同様の場所に花崗岩質メルトが生成していることを示している。Tuttle and Bowen (1958)によると、石英とアルバイト、石英とアルカリ長石の共融点はそれぞれ約  $750^\circ\text{C}$  であるため、 $700^\circ\text{C}$  では石英と長石間には共融反応によりメルトが生じ得ないこととなる。これについて、別府(2002)や Acosta-Vigil et al. (2006)は、融解が始まる前には、鉱物の粒間に  $\text{H}_2\text{O}$  に富んだ流体が存在し、そこに長石などから溶け出したアルカリ成分が含まれていることが原因で花崗岩質メルトが生成したことを示唆している。別府(2002)の場合、本実験と同じ出発物質を用いているため  $\text{CO}_2$  が発生し、粒間流体には若干の  $\text{CO}_2$  も含まれていたことが予期される。それによる  $a\text{H}_2\text{O}$  の低下により部分融解が妨げられる可能性が示唆されるが、石墨を含まない岩石を出発物質として用いた Mehnart et al. (1973)や Acosta-Vigil et al. (2006)と同様の温度で融解が起こったことは、その影響が実験初期の融解開始時では限定的であったことを示している。

そのため本実験では、 $850^\circ\text{C}$  に達する前の昇温の途中、おそらく  $700^\circ\text{C}$  程度で、石英-斜長石-アルカリ長石の三重点及び石英と長石で融解反応が始まったと考えられる。本実験結果で特筆すべき点は、10 時間の実験で、花崗岩質メルトは石英と珪線石や石英と堇青石の粒間にも生成したことである(Figure 11a, c)。この石英-珪線石の粒間では、 $850^\circ\text{C}$  では、 $\text{H}_2\text{O}$  の存在する条件であってもメルトは生じ得ない。実際には石英-珪線石間に存在するメルトは、花崗岩質メルトであり、 $\text{Na}_2\text{O}$  や  $\text{K}_2\text{O}$  を含んでいる。このような粒間でも、融解前の流体にアルカリ成分が含まれていたことにより、 $700^\circ\text{C}$  程度で融解が始まったことが推察される。従って、流体が存在する場合、そこに溶存するアルカリ成分により、花崗岩質メルトは鉱物と鉱物が単に融点に達した粒間だけではなく、石英と珪線石のようなそれら自体ではごく高温でないと融解の起こりえない粒間でも発生するものと考えられる。

ただし、本実験では最も短時間の 10 時間の実験で、斜長石と斜長石やアルカリ長石と斜長石の粒間でもメルトが生成している(Table 6)。このような粒間では、上記のように粒間流体に溶解しているアルカリ成分の存在を想定しても、メルトが発生する理由は説明できない。この場合、粒間流体には

SiO<sub>2</sub>が含まれていたことが推測される。

これまでに述べたように岩石中の多様な鉱物の粒間でメルトが発生することは、Acosta-Vigil et al. (2006)が強調しているように、流体の存在下でかつ静水圧に近い条件で部分融解が始まる際に、多くの鉱物の粒間がメルトで満たされ、物質の移動過程が岩石の粒間流体による移流からメルト中への拡散へ急激に切り替わることを示している。

本実験では、岩石片と約 5wt.%の H<sub>2</sub>O を昇温前に 120°Cの恒温槽で、一晩温めている。これは、漏れがないか確認するためと、H<sub>2</sub>O が十分に岩石に浸透し、カプセル内で均一になることを目的としている。この処理によって、封入した岩石片の鉱物の粒間にごくわずかな H<sub>2</sub>O が含まれていることが予期される。そのため、昇温の途中で融解が始まる際には、H<sub>2</sub>O に飽和した条件かもしくはそれに近い条件で、メルトが生成したものと考えられる。一旦メルトが生成した後は、粒間には薄いメルトのフィルムが生成され、鉱物は互いに接触関係を持たなくなる。このため、メルトがさらに増加するためには、メルト中へ鉱物が溶解する必要がある、この点に関して VII 章にて詳しく考察する。

## 2. 実験的検証

上述したように流体に含まれているアルカリ成分や SiO<sub>2</sub> などの成分が部分融解を引き起こすことは、天然の粒間流体の移動や流体の浸透による部分融解を考える上でも重要なメカニズムである。そのため、本研究では、この現象を検証するための補足的な実験も行った。すなわち、長石や石英と共存する H<sub>2</sub>O に富む流体が存在することで、鉱物の粒間で花崗岩質メルトが実際に進行するのかどうか下記に示す実験により検証した。

### 出発物質と実験方法

ここでは、上述した珪線石と石英のようなアルカリ成分がなければ部分融解しないような組合せと、長石と共存する H<sub>2</sub>O に富む流体と反応させることを目的として実験を行った。実験の出発物質として、下記の 4 種を用いた。

1. 試薬の Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(コランダム)の粉末(珪線石の入手及び合成が困難であったため)
2. 試薬の石英の粉末
3. 共立マテリアル製のアルカリ長石 Ab<sub>31</sub>Or<sub>69</sub>An<sub>01</sub>(インド産)
4. 共立マテリアル製のアルバイト Ab<sub>96</sub>Or<sub>03</sub>An<sub>01</sub>(中国産)

このアルカリ長石とアルバイトは、含水ガラスの定量性に関する頁で述べたのと同様に、水比と磁石の処理を施して純度を高めたものである。アルカリ長石は、20μm 以下、アルバイトは 100μm 以下の粒径である。アルバイトには若干のアパタイトが混入しているが、そのまま用いた。X線粉末回折法の結果、石英のピークが極わずかに見られたが、問題のない程度である。

これらの出発物質を、金のカプセルに、石英の粉末、コランダムの粉末、アルカリ長石またはアル

バイトの粉末の順に入れ、蒸留水を 5wt.% 加え封入した。出発物質をこのような順に入れることで、石英と長石がコランダムで隔てられた状態に置かれる。そのため、もしアルカリ成分あるいは  $\text{SiO}_2$  の移動がなければ、長石、石英、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物はそれぞれ単独の融点まで融解しないことが予期される。反対に、アルカリ成分が流体に溶解することより移動すれば、石英とコランダムの境界で花崗岩質のメルトが生じることが予期される。また、同様に  $\text{SiO}_2$  も流体に溶解して移動すると、コランダムと長石の境界で花崗岩質メルトが生じることが予期される。

実験条件は、200MPa、760°Cとした。この条件は、200MPa の Ab-Or- $\text{H}_2\text{O}$  系(Bowen and Tuttle, 1950)の最低融点約 780°Cよりも低温であり、出発物質の 2 種類の長石は、どちらも単独では融解しない条件である。実験時間は 114 時間とした。

## 実験結果

実験後には、出発物質にアルカリ長石を用いた実験も、アルバイトを用いた実験も両方とも花崗岩質メルトが生じていた(Figures 33, 34)。メルトの生じている部分は、石英とコランダム及びコランダムと長石の境界であった。その他の部分は粉末のままであり、新たに生じた鉱物は認められなかった。

アルカリ長石を出発物質に用いた実験で生じたメルトの組成を場所ごとに Table 15 に示す。また、メルトのノルム Qtz-Ab-Or 組成比を Figure 33b に示す。石英とコランダムの間に生じたメルトは、 $\text{SiO}_2$  が 73-81wt.% でばらつきが大きい。このメルトは、石英の近くで  $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  をそれぞれ 3.5 と 3.7wt.% 含み、 $\text{XNa}\{\text{molar Na}/(\text{Na}+\text{K})\}$  は 0.59、ASI は 1.16 である。一方で、コランダムの近くのメルトは、石英の近くのメルトよりも  $\text{SiO}_2$  に乏しく、 $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  をそれぞれ 4.2 と 4.0wt.% 含み、 $\text{XNa}$  は 0.61、ASI は 1.29 である。その他の元素は検出限界以下であった。また、コランダムとアルカリ長石との境界部で生じていたメルトは、 $\text{SiO}_2$  が 72-74wt.% で、比較的均一であった。このメルトは  $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  をそれぞれ、3.7-3.9 と 7.0wt.% 含み、 $\text{XNa}$  は 0.44-0.46、ASI は 1.10-1.17 であった。

アルバイトを出発物質に用いた実験で生じたメルトの組成を場所ごとに Table 16 に示す。また、メルトのノルム Qtz-Ab-Or 組成比を Figure 34b に示す。石英とコランダムの境界部で生じたメルトは、 $\text{SiO}_2$  が 79-81wt.% であり、石英に近い部分では、 $\text{SiO}_2$  に富む傾向にあるが、比較的均一である。また、 $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  をそれぞれ 5.0-6.2、0.6-0.9wt.% 含み、 $\text{XNa}$  が 0.89-0.93、ASI が 1.18-1.27 であった。 $\text{MgO}$  と  $\text{CaO}$  は 0.2wt.% 程度含まれている。また、コランダムとアルバイトの境界部のメルトは、71-76wt.% であり、ばらつきが大きい。コランダムの近くとアルバイトの近くとで、明瞭な組成の違いは見られなかった。メルトは、 $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  をそれぞれ 6.1-7.5、0.5-0.6wt.% 含み、 $\text{XNa}$  は 0.93-0.95、ASI は 1.25-1.53 であった。 $\text{MgO}$  と  $\text{CaO}$  は、それぞれ 0.5-1.3 と 0.2-0.4wt.% 含まれている。 $\text{P}_2\text{O}_5$  は、0.1-1.7wt.% まで含まれている。

## 考察

2 つの実験では共に石英とコランダムの境界部に花崗岩質メルトが生じていた。この花崗岩質メルトに含まれているアルカリ成分の起源は、明らかにコランダムを隔てて反対側に存在する長石である。従って、 $\text{Na}_2\text{O}$  や  $\text{K}_2\text{O}$  が長石から流体に溶解することで移動したことを示している。その移動距離は約 1cm である。一般に粒径が 1cm の岩石は比較的粗粒の岩石と言える。そのため、より細粒の岩石

を想定すると(例えば, 本実験で用いた HZ122 は主に 0.1-3mm 程度の粒径である),  $H_2O$  に富む流体に溶解した元素の移動は十分に起こる可能性が高い。従って, 別府(2002)や Acosta-Vigil et al. (2006)が示唆したように,  $H_2O$  に富む流体が岩石に存在する場合に流体に溶解したアルカリ成分によりメルトが生成すると考えられる。

また, 出発物質に HZ122 を用いた実験では, 長石と長石の粒間にもメルトが発生していた。このことについて粒間流体にはアルカリ成分だけではなく  $SiO_2$  も溶解していたことを推測した。本実験では石英とコランダム境界部だけでなく, コランダムと長石境界部にもメルトが生じていた。このことは  $SiO_2$  も流体により石英側から移動したことを示している。そのため, 粒間流体によってアルカリ成分が移動することだけでなく, 流体に溶解している  $SiO_2$  成分も鉱物の粒間で部分融解反応を起こすものと考えられる。

### 3. まとめ

本章では, 岩石が部分融解する際に, メルトはどこでどのような反応によって発生するのかについて考察した。先行研究と同様に, 本実験では多様な鉱物の粒間でメルトが発生していた。例えば, 共融関係にある石英と長石の粒間だけでなく, アルカリ成分を含まない石英と珪線石の粒間, アルカリ成分に乏しい石英と堇青石の粒間,  $SiO_2$  に乏しい長石と長石の粒間などにもメルトが発生していた。このようなメルトの発生する粒間が多様である理由は, 先行研究からも示唆されるようにメルト発生前の粒間流体に含まれていた成分にある。ここでは, 別途実験を行い,  $H_2O$  に富む流体に溶けている元素の影響を検証した。その結果,  $H_2O$  に富む流体にはアルカリ成分や  $SiO_2$  などが溶解し, 様々な粒間でメルトを発生させる原因であることが明らかとなった。



## V. 実験時の流体組成

HZ122 の岩石片を用いた実験では、実験後に主に  $\text{H}_2\text{O}$  と  $\text{CO}_2$  からなる揮発性成分が残存していたことや、メルトにも  $\text{H}_2\text{O}$  と  $\text{CO}_2$  が含まれていた。これらのことから、 $\text{H}_2\text{O}$  と  $\text{CO}_2$  を含む流体が部分融解と密接に関わっていると考えられる。 $\text{H}_2\text{O}$  は花崗岩質メルトの主要な成分であり、岩石の融解に必須の成分である。そのため、 $\text{H}_2\text{O}$  がどのように粗粒の岩石片内部に浸透していくかは、メルトの増加過程を支配する 1 つの要因である。また、 $\text{CO}_2$  は明らかに実験によって新たに発生した成分であり、その発生原因と部分融解の進行との関わりについて検証する必要がある。そのため、本章では岩石片内部の  $\text{H}_2\text{O}$  や  $\text{CO}_2$  の分布について考察する。また、岩石片と共存する揮発性成分には、 $\text{H}_2\text{O}$  と  $\text{CO}_2$  だけでなく、 $\text{N}_2$  または  $\text{O}_2$  または Ar, 硫黄成分なども含まれている。これらの起源や流体の酸素分圧が部分融解している岩石とどのような関係にあるのかについても明確にする必要がある。

### 1. 岩石片内部の $\text{XH}_2\text{O}$ の分布

本研究では、岩石片に約 5wt.% の蒸留水を加えて実験を行った。この  $\text{H}_2\text{O}$  は実験中に岩石片に浸透して、部分融解を促進するのに必要不可欠なものである。ただし、 $\text{H}_2\text{O}$  だけでなく  $\text{CO}_2$  も岩石と共存する主要な揮発性成分である。なぜなら、実験後の金のカプセルは膨張しており、その残存揮発性成分には、 $\text{H}_2\text{O}$  だけでなく比較的多量の  $\text{CO}_2$  が検出されたからである(Figure 9)。この  $\text{CO}_2$  の起源については次節で詳細に述べる。この  $\text{CO}_2$  の分量は実験時間とともに多くなり、1008 時間の実験では、 $\text{XH}_2\text{O}\{\text{molar } \text{H}_2\text{O}/(\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2)\}$  の値が約 0.5 以下となった(Figure 9b)。すなわち、岩石片が置かれている  $\text{XH}_2\text{O}$  は、時間と共に減少していくことを示している。あるいは、岩石片に浸透しつつある流体の  $\text{XH}_2\text{O}$  は時間と共に変化しているとも言うことが出来る。

このような  $\text{CO}_2$  を含む残存揮発性成分は岩石片の外側の金のカプセルとの隙間に存在していたものであるが、恐らく部分融解が進行している岩石片内部でも  $\text{XH}_2\text{O}$  が低められている可能性が高い。ただし、このような岩石片の外側に残存した揮発性成分の  $\text{XH}_2\text{O}$  は、岩石片内部の実際の  $\text{XH}_2\text{O}$  を表しているとは必ずしも言えず、岩石片内部の  $\text{XH}_2\text{O}$  を測定することが望ましい。岩石片内部の  $\text{XH}_2\text{O}$  の測定するためには、生じているメルトの含水量を測定する必要がある。

#### メルトの含水量

メルト中の  $\text{H}_2\text{O}$  の飽和溶解度(最高含水量)や最低含水量などは、これまでに多くの実験的研究により明らかにされている。Figure 35 には、花崗岩質メルトの  $\text{H}_2\text{O}$  と  $\text{CO}_2$  の溶解度曲線を示す。花崗岩質メルトの 200MPa での  $\text{H}_2\text{O}$  と  $\text{CO}_2$  の飽和溶解度は、それぞれおよそ 6wt.% と 1600ppm である(Silver et al., 1990; Holtz et al., 1995; Fogel and Rutherford, 1990)。その他の揮発性成分の飽和溶解度も数 100-数 2000ppm の範囲である。一方で、メルトの最低含水量は、温度が高いほど低くなり、ハプロ花崗岩メルトの場合で 850°C 200MPa では、1.7wt.% 程度である(Holtz et al., 1992)。本実験で

生成したメルトは、FeO, MgO, CaOなど、ハプロ花崗岩以外の成分が含まれていることや、大部分のメルトがパーアルミナスであることなどから、最低含水量はそれよりも若干低いことが予期される。

メルトの含水量を測定する方法として、FTIR によってメルト中の含水量を定量する方法や、EPMA のトータル値から間接的に含水量を求める方法が知られている。本実験では石墨を含む HZ122 を出発物質に用いた場合、FTIR の結果は、どの場所でも生じたメルトの赤外吸収は H<sub>2</sub>O と CO<sub>2</sub> に見られた(Figure 26)。そのためメルトは、H<sub>2</sub>O と CO<sub>2</sub> の揮発性成分を含んでおり、メルトの aH<sub>2</sub>O は 1 より小さいことを示している。

メルトの EPMA トータル値の大小は、H<sub>2</sub>O などの揮発性成分の分量などを反映していると考えられる。岩石片の実験で生じたメルトの EPMA トータル値の特徴として、1) 岩石片内部より相対的に小さい傾向にあることや、2) 短時間の実験ほど小さい傾向にあり、バラツキが大きいことが挙げられる。1) に関して、岩石片の端の部分では、メルトの幅が相対的に広くメルトが搾り出されてプール状に集積していることが見られた。このような観察結果は、Mehnert et al. (1973) や Arzi (1978) にも記述されており、彼らは H<sub>2</sub>O が内部まで浸透していないことを示唆している。また、彼らは岩石片の端で流動が起き易いことにも言及しており、その原因として H<sub>2</sub>O 濃度が高いため粘性が低いことも示唆している。また、2) に関して、メルトの EPMA トータル値が実験時間の長い実験ほど大きいことは、メルトの含水量は時間と共に減少していると考えられる。このことは、CO<sub>2</sub> が時間の長い実験ほど多く発生していたことと調和的である(Figure 9a)。また、10 時間の実験では、生成したメルトの EPMA トータル値のばらつきが最も大きい。このことは、局所的に H<sub>2</sub>O に不飽和な部分が試料中に生じていることを示している。従って、本実験では H<sub>2</sub>O にほぼ飽和した条件は融解の初期のみであり、それ以降は H<sub>2</sub>O に不飽和な条件あるいは不均一な条件で融解が進行していると推測される。

以上のことから、メルトの EPMA トータル値から次の推測が可能である; 1) メルトの含水量は岩石片の場所による違いがあり、岩石片の内部で低く、外縁部で高いこと、2) 時間と共に CO<sub>2</sub> が増大し、メルトの含水量が減少することなどである。しかし、EPMA トータル値はメルトの含水量をある程度反映しているが、その測定精度には問題も指摘される。例えば、EPMA トータル値は場合によって 90wt.% よりも小さくなる。この場合、10wt.% を H<sub>2</sub>O と考えると、花崗岩質メルトの飽和溶解度が約 6wt.% であることと矛盾する。これは、岩石片の研磨面の傾き、カーボンコーティングの膜厚、Co による定量キャリブレーションの誤差などによるものと考えられ、その影響が大きく現れたものと考えられる。そのため、分析日時や測定サンプルによる系統的な誤差が生じる恐れも指摘される。そこで、準定量的ではあるが石英と接触するメルトの化学組成に着目することとした。

## 岩石片中の H<sub>2</sub>O の分布の測定方法

### 石英と平衡にあるメルトの SiO<sub>2</sub>

メルトの組成範囲は、同じ温度では aH<sub>2</sub>O が大きいほど広がる。すなわち、含水量がより多いメルトは、様々な組成において安定に存在することができる。例えば、石英と平衡にあるメルトのノルム石英は、メルトの aH<sub>2</sub>O が大きくなるほど大きくなる。従って、石英の界面のメルトの SiO<sub>2</sub> は、その場所の aH<sub>2</sub>O を表すよい指標になると考えられる。もし、岩石片内部で石英と接するメルトの SiO<sub>2</sub> が異なれば、

それは岩石片の内部にメルトの  $a\text{H}_2\text{O}$  の違いが存在することを示している。

出発物質に HZ122 を用いた実験では、石英と接触するメルトの  $\text{SiO}_2$  の組成範囲は、 $850^\circ\text{C}$  で 75.7-82.8wt.% の範囲である。ただし、石英と平衡条件にあるメルトの  $\text{SiO}_2$  は、厳密にはメルトの XNa や ASI によって異なる(例えば, Holtz et al., 1992)。しかしながら、岩石片中のメルトの含水量の分布を知るためであれば、このような指標は十分に用いることが出来ると考えられる。

1008 時間の石英と接触するメルト組成は、比較的均一であり、ハプロ花崗岩に非常に近い組成を示す(Table 9)。そこで、Figure 36 では、Holtz et al. (1992b) に示されている  $a\text{H}_2\text{O}$  の違いによるハプロ花崗岩質メルトの存在しうる組成領域を示した。その結果、1008 時間のメルトは、 $a\text{H}_2\text{O}$  が 0.5 から 0.25 の間にプロットされる。

### EPMA 分析

上記のように石英と接触するメルトの  $\text{SiO}_2$  を用いて岩石片中の  $\text{H}_2\text{O}$  の局所的な分布を調べる際には、石英と接触するメルトの  $\text{SiO}_2$  を出来るだけ正確に測定することが必要である。しかし、石英の界面のメルトは組成勾配が大きく、石英からの距離が数  $10\mu\text{m}$  離れただけでその  $\text{SiO}_2$  は大きく異なる場合がある。そのため、ここでは、測定の再現性を向上させるため次の方法を用いた。

まず測定を行う場所で、石英の近傍で石英から離れるに従って 3 点の EPMA 分析値を得る。それらの分析点の石英界面からの距離を測り、 $\text{SiO}_2$  の組成勾配を求める。その勾配から石英界面の  $\text{SiO}_2$  を見積もるという順である。

この方法では、1 つの値を得るのに、3 点の EPMA 分析値を用いる。そのため、誤差を小さくすることが出来る。また、石英界面付近の  $\text{SiO}_2$  の濃度勾配の情報も同時に得ることが出来る。このような  $\text{H}_2\text{O}$  の分布について、EPMA 分析を行ったサンプルは以下の通りである(Table 14)。

Table 14.  $\text{H}_2\text{O}$  の分布の測定サンプルリスト

Sample No.	Starting material	Temperature	Run duration	n	$\text{SiO}_2$ max	$\text{SiO}_2$ min
001	HZ122	850	100	54	81.8	75.7
004	HZ122	850	100	74	82.8	76.8
043	HZ122	850	100	33	81.7	77.5
110	HZ122	850	387	49	82.2	77.1
114	HZ122	850	1008	61	80.2	78.5
117	53H	850	100	70	82.7	77.0
188	HZ122	950	190	37	85.2	74.0
192	HZ122	950	40	83	85.8	76.9
202	53H	950	115	52	86.2	79.2

### $\text{H}_2\text{O}$ の分布

#### 結果

上述した方法による岩石片内部の石英と接触する部分のメルトの  $\text{SiO}_2$  の濃度の分布を、 $850^\circ\text{C}$  と  $950^\circ\text{C}$  の実験生成物についてそれぞれ Figure 37 と Figure 38 に示す。この  $\text{SiO}_2$  の濃度はメルトの  $\text{XH}_2\text{O}$  あるいは  $a\text{H}_2\text{O}$  あるいは含水量を反映していると考えられ、岩石片内で  $\text{H}_2\text{O}$  がどのように分布しているのかを示している。 $\text{SiO}_2$  濃度が高い部分は  $\text{H}_2\text{O}$  も多いと言えることが出来る。図には、 $\text{SiO}_2$  の

1wt.%ごとの等高線も示した。このような  $H_2O$  の分布の特徴を、下記にまとめる。

1.  $XH_2O$  は岩石片の周縁部で高い。特に、岩石片のテール部(実験時には上端及び下端部分に相当する)で最も高い。
2. 石墨を含む HZ122 と、石墨を含まない 53H を出発物質に用いた場合の両者ともに、岩石片内部は  $H_2O$  に不飽和である。
3.  $XH_2O$  は優黒質部分で低い傾向にある。
4. 石墨を含まない 53H の実験では、 $XH_2O$  の勾配が小さく、内部に向かって緩やかに  $XH_2O$  が減少する傾向にあるのに対し、石墨を含む HZ122 の実験では、 $XH_2O$  の分布がより不規則である。
5. 同じ 100 時間の実験であっても、サンプルによって岩石片の内部の  $XH_2O$  の分布は大きく異なる。
6. 高温の実験ほど、 $XH_2O$  の等高線が密であり、岩石片の外縁部と内部では  $XH_2O$  の差が大きい。

### $H_2O$ の浸透過程

岩石片の中で  $H_2O$  は、メルト、鉱物、気泡などの中に含まれている。特に岩石片内に存在する  $H_2O$  はメルト中に大部分が含まれていると考えられる。出発物質には黒雲母が含まれており、岩石片内に存在する  $H_2O$  は、黒雲母から放出された分も含まれる。しかし、岩石片内部の  $H_2O$  の分布では、優黒質部分は  $H_2O$  に乏しく、黒雲母から放出される  $H_2O$  の影響は限定的であると考えられる。また、堇青石も  $H_2O$  をある程度含むことがあるが少量である。そのほかの鉱物は基本的には無水と考えられるので、 $XH_2O$  の分布には影響はないものと考えられる。従って、岩石片内の  $XH_2O$  の分布は、 $H_2O$  の浸透と融解反応の進行によって生じたものと考えられる。

全ての実験で温度条件や出発物質に関わらず共通して観察されることは、岩石片の端の部分で  $H_2O$  に富み、内部に行くほど  $H_2O$  に乏しくなることである。特に  $XH_2O$  が高い部分は、岩石片のテール部である。このことは、岩石片の外側で  $H_2O$  に富む流体が溜まっている部分と接触しているからと考えられる。そのため、実験中には、加えた  $H_2O$  はカプセルの上下部分に溜まっていて、主に岩石片のテール部から内部にメルト中の拡散により浸透していくものと考えられる。また、実験中に岩石片の側面には、 $H_2O$  があまり溜まっていない状態にあったと考えられる。

次に石墨を含まない 53H を出発物質として用いた実験について述べる。この 53H の実験では、 $CO_2$  の発生が無く、岩石片の内部に気泡も全く見られない。そのため、岩石片の内部のメルトは単純に  $H_2O$  に不飽和であると考えられる(Figures 37f, 38c)。この  $H_2O$  の分布は、 $H_2O$  が部分融解を引き起こしながら、メルト中を拡散し岩石片の内部へ浸透していく様子を示していると考えられる。この時に岩石片内部が  $H_2O$  に不飽和になる原因として、1)  $H_2O$  の浸透する経路が限られていることと、2) 岩石を浸透していく途中でメルトが発生するため含水量が低下すること、3)  $H_2O$  の拡散が十分ではないことが挙げられる。 $H_2O$  は粒間に生じているメルト中を拡散して岩石内部へ浸透するため、粒間メルトは内部へ  $H_2O$  が浸透するための水路のような役割を持つと例えることが出来る。粗粒の岩石ではこの水路が限られているため、岩石内部へ浸透する  $H_2O$  の量が制限されると考えられる。Figure 39 には、粗粒の岩石に  $H_2O$  が浸透していく状況を模式的に示した。また、3 に関してメルト中の  $H_2O$  の拡

散係数は比較的大きいが、本実験のように急にメルトが生じる場合は十分ではないと考えられる。

### CO<sub>2</sub> 発生の有無の対比(53H と HZ122)

HZ122 を出発物質に用いた実験では、メルト中に広く気泡が発生したため、メルトは主に H<sub>2</sub>O と CO<sub>2</sub> から構成される流体に飽和していると考えられる。そのため、HZ122 の H<sub>2</sub>O の分布は、CO<sub>2</sub> の分布でもあると考えることができる。HZ122 の H<sub>2</sub>O は、岩石片のテール部から内部へ急激に低下する傾向にある。一方で、出発物質に 53H を用いた実験では、岩石片のテール部で H<sub>2</sub>O が高いことは HZ122 の場合と同じである。しかし、全体的に岩石片のテール部から徐々に単調に減少する傾向にある(Figure 38c)。この 53H の実験生成物には、CO<sub>2</sub> の発生が無く、岩石片の内部に気泡も全く見られない。そのため、上述したように岩石片の内部のメルトは単に H<sub>2</sub>O に不飽和である。

HZ122 と 53H の実験の違いは、CO<sub>2</sub> と H<sub>2</sub>O の溶解度の違いに起因すると考えられる。H<sub>2</sub>O と CO<sub>2</sub> は溶解度の絶対量が大きく違い、CO<sub>2</sub> の微量な変化が、H<sub>2</sub>O 含有量を大きく変化させる(Figure 35c)。メルトが CO<sub>2</sub> と H<sub>2</sub>O を主成分とする流体に飽和する場合、メルトの揮発性成分はそれぞれの分圧によって決まるため、メルトの H<sub>2</sub>O と CO<sub>2</sub> は互いに一方が減れば一方が増えるという関係を保っている(Figure 35c)。従って、HZ122 を出発物質に用いた実験では、岩石片内部に生じた CO<sub>2</sub> は、メルトの H<sub>2</sub>O の溶解度を下げる。そのため、岩石片のテール部から少し離れただけで、メルトの含水量が急激に低下すると考えられる。すなわち、HZ122 のような石墨を含む岩石の実験では、CO<sub>2</sub> の存在により H<sub>2</sub>O が浸透しにくい状態にあると言える。また、HZ122 の実験では、気泡にも H<sub>2</sub>O が含まれている可能性が高い。気泡は生成した CO<sub>2</sub> がメルト中の飽和溶解度を越えることにより出現するが、気泡とメルトの平衡条件を満たすためメルト中の H<sub>2</sub>O も気泡へある程度移動すると考えられる。これも、メルトの含水量を低下させる原因であると考えられる。

### 温度による違い

また、HZ122 の実験の場合、実験温度によっても H<sub>2</sub>O の分布には大きな差が見られる。950°C の実験では、岩石片の端の部分では多量のメルトが生成し、内部では少ない傾向が強い。すなわち、岩石片の外側でメルトの生成速度が大きいことを示している。このことは、H<sub>2</sub>O が岩石片に浸透するとすぐに、融解反応に消費されることを示している。これは、H<sub>2</sub>O よりも SiO<sub>2</sub> の方が、温度上昇に対する拡散速度の増加が大きいからと考えられる(Figure 40)。Nowak and Behrens (1997)によると、含水花崗岩質メルトの H<sub>2</sub>O の拡散係数は、温度 700-1000°C の範囲で、3-6 倍に上昇する。一方で、Baker (1991)によると、SiO<sub>2</sub> の拡散速度は 40-50 倍に上昇する。そのため、高温の実験ほど、岩石片の端から H<sub>2</sub>O が浸透するとすぐに相対的に多量のメルトを生成させ、内部への H<sub>2</sub>O の浸透はあまり進んでいない状態であるものと考えられる。

## 2. 石墨の酸化と岩石片の酸素分圧

II 章の酸素分圧に関する予備的な実験により、本実験で用いた IHPV の本来備えている酸素分圧は MNO に近いことが明らかとなった。ここでは、そのような比較的高い酸素分圧が出発物質として

用いた石墨を含む HZ122 にどのような影響があるのかについて考察する。

本実験で用いた金のカプセルは  $O_2$  を透過しないため、岩石片の内部の酸素分圧は金のカプセルを透過する  $H_2$  によって IHPV の圧力容器の酸素分圧の影響を受ける。なぜなら、 $H_2$  分圧は、 $H_2O$  のある環境では、解離平衡( $2H_2O=2H_2+O_2$ )によって酸素分圧を変化させるからである。Chou(1985)によると、金は  $850^\circ C$  では十分に  $H_2$  を透過する素材である(Figure 41a)。ここでは  $H_2$  の透過速度に関して Chou(1985)の方法に従ってシミュレーションした結果を示す。例えば、初めに金のカプセル内に 250bar の分圧の  $H_2$  があり、金のカプセルの外は常に  $H_2$  分圧を 0 とした場合、約 40 分でほとんどの  $H_2$  が透過することとなる(Figure 41b)。従って、 $H_2$  の金のカプセルの浸透速度は、実験時間の範囲でも十分に速い。本実験では、酸素分圧のバッファを行っていないため、IHPV の酸素分圧(NNO+3程度で MNO に近い)の影響を受けやすく、同時に岩石片に含まれる鉱物の酸化還元反応によっても酸素分圧は変化するものと考えられる。

出発物質に用いた HZ122 は石墨を含んでいるので、元の鉱物の共生関係は石墨安定限界以下の酸素分圧を反映していると考えられる。石墨や黄鉄鉱や磁硫鉄鉱やその他の Fe-Mg 鉱物など、価数を変化させる C, S, Fe などを含む鉱物は、酸素分圧の影響を受け平衡条件が変化したり、酸素分圧を変化させたりする可能性がある。そのため、本実験での MNO のような比較的高い酸素分圧の条件では、それらが不安定に分解する場合もあると考えられる。石墨の場合、 $850^\circ C$  での安定限界は、MNO よりもはるかに低い QFM( $3Fe_2SiO_4+O_2=2Fe_3O_4+3SiO_2$ )と WM( $6FeO+O_2=2Fe_3O_4$ )の間であるため(Figure 4)、本実験の酸素分圧では分解することが予期される(Ohmoto and Kerrick, 1977)。実験では、岩石片に含まれている石墨は、実験時間が進むにつれ、岩石片の端に近い部分から消滅していき、それに伴って残存した揮発性成分の  $CO_2$  が増加した(Figure 9)。このことは、石墨が酸化されたことを示している。また、このことは、石墨は酸素分圧の変化に敏感に反応して酸化することを示している。

石墨の酸化に必要な  $O_2$  は、 $H_2O$  と一部封入時に混入した空気起源の酸素が考えられる。そこで、封入時に混入する空気成分の量を見積もるため、岩石片の入ったカプセルに蒸留水を充填させ、その質量を測定した。その結果は、約 150mg であり空気に換算すると 0.2mg 程度である。そのなかで、 $O_2$  は、0.04mg と見積もることができる。発生した  $CO_2$  は、最も少ないものでもおよそ 1.2mg であり、混入した  $O_2$  がすべて  $CO_2$  になったとしても、はるかに多い分量である。そのため、発生した  $CO_2$  における、封入時の空気成分の寄与は非常に少ない。発生した  $CO_2$  は、ある程度メルト中に溶解込み、溶解込むことが出来ない分は気泡として出現するかまたはメルトから外に放出されると考えられる。実験後に測定した  $CO_2$  は、石墨の酸化により発生した  $CO_2$  の一部で、このように岩石片から放出されたものと考えられる。

石墨の酸化により、岩石片の内部では、酸素分圧が低められていることが予期される。例えば、酸素分圧が MNO の場合では、FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 系で、スピネルはマグネタイト成分に富む(Turnock and Eugster, 1962)のに対し、岩石片の内部でヘルシナイト成分に富むスピネルがよく見られる(Table 13)。このことは、酸素分圧は岩石片の内部では MNO よりもかなり低いものと推測される。石墨の酸化により酸素分圧が低められている場合、その酸素分圧の下限は、石墨の安定限界である WM 付近と考えられるが、酸素分圧を見積もるために適した鉱物の酸素分圧計がないため、どの程度まで酸素分圧が低められているかは明確ではない。また、酸素分圧をバッファしているわけではないので

岩石片内でのばらつきがある可能性は否定できない。

岩石片の酸素分圧が変化すると、鉱物やメルトの  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  と  $\text{FeO}$  の割合が変化するため、Fe-Mg 鉱物の組成や安定関係を大きく左右することが予期される。例えば、実験で新たに成長した堇青石は、岩石片の端の部分で XFe が小さく、接するメルトの  $\text{FeO}(\text{Total})$  も比較的小さい(Figures 30, 31)。一方で、岩石片の内部では堇青石の XFe が比較的大きく、接するメルトの  $\text{FeO}(\text{Total})$  も比較的大きい。また、岩石片の外側にあるメルトには磁鉄鉱が生じている(Figure 25)。これらのことは、岩石片の端の部分と内部の酸素分圧の違いを反映している可能性が高い。なぜなら、メルト中の Fe は、価数の異なる  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  と  $\text{FeO}$  が存在し、 $\text{FeO}$  の方がメルトに多く溶けることが出来るからである(Rutherford et al., 1985)。すなわち、酸素分圧が高い状態では、メルトの  $\text{FeO}(\text{Total})$  や堇青石の XFe が小さく、Fe は  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  として磁鉄鉱に含まれていると考えられる。この原因は、岩石片の端の部分は、カプセルに近く  $\text{H}_2$  が金を浸透してカプセルの外に放出されやすい環境にあるため、IHPV の MNO の影響を受け、酸素分圧が比較的高い条件であると考えられる。

### 3. $\text{N}_2$ または $\text{O}_2$ または Ar

金のカプセルに岩石片を封入するときに、隙間にある空気成分の混入を防ぐことが避けられないことであった。空気には、主に  $\text{N}_2$  と  $\text{O}_2$  と Ar が含まれており、それらも実験時に流体の成分を構成していたと考えられる。しかしながら、上記で見積もったように、混入する空気の質量は、0.2mg(0.15ml)程度であり実験の封入時に加える  $\text{H}_2\text{O}$  の 30-40mg と比較して、0.5mol%未満である。そのため、実験中に岩石と流体の相平衡に大きな影響はないものと考えられる。

実験後に残存した  $\text{N}_2$  と  $\text{O}_2$  と Ar の混合気体は、多くの実験で、0.06-0.2ml の範囲に入り、混入する空気の体積と近い(Figure 9c)。実験時の酸素分圧は、MNO に近いので、その酸素濃度は、ガスクロマトグラフで検出することができない分量である。そのため、実験後に残存した  $\text{N}_2$  と  $\text{O}_2$  と Ar の混合気体は、 $\text{N}_2$  と Ar であると考えられる。これらの揮発性成分は、大部分が実験中に岩石片と反応したり、メルトに溶解したりすることなく残存したのと考えられる。

### 4. 硫黄成分と硬石膏

実験後のカプセルを開封する際に、硫黄臭がする場合が多い。また、岩石片の表面には硬石膏や S を含む薄皮状の物質が見られる。ここでは、これらの起源について考察する。

岩石片の外部に S を含む揮発性成分や鉱物があることは、岩石片内部から岩石片に含まれていた S を含む鉱物が反応して、S を含む揮発性成分が岩石片の外側へ放出されていると考えられる。硬石膏が見られることから、S を含む揮発性成分は  $\text{SO}_2$  と考えられる。また、岩石片の外側に溜まっていた流体は、金のカプセルを通して高い酸素分圧の影響を受けるため、 $\text{H}_2\text{S}$  のような還元的な揮発性成分は含まれていないと考えられる。なぜなら、 $\text{H}_2\text{S}$  は石墨の安定な酸素分圧でないとほとんど含まれないからである(Poulson and Omoto, 1989)。岩石片に含まれる S を含む鉱物は、黄鉄鉱と磁

硫鉄鉱である。そのうち、黄鉄鉱は分解して磁鉄鉱を生じている(Figure 12b)。それは、短時間の実験でも著しく観察され、黄鉄鉱の高温の安定限界が約 750°Cであるためと考えられる(Carroll and Rutherford, 1987)。一方で、磁硫鉄鉱は、ほとんど変化が見られなかった。これは、磁硫鉄鉱は 850°Cでは、MNO に近い酸素分圧まで安定であるためと考えられる(Carroll and Rutherford, 1987)。そのため、岩石片の表面に見られる硬石膏や S を含む薄皮状の物質に含まれる S の起源は、出発物質に含まれていた黄鉄鉱と考えられる。

硬石膏は、メルトに半ば埋もれた産状や、メルトと入り組んだ産状を示す(Figure 10)。そのため、この鉱物は高温高压時のガラスの粘性が低かった時に、メルトと共存していたと考えられる。CaSO<sub>4</sub>-CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O 鉱物は、5 種類知られており、その安定範囲は、主に温度の違いである(Jakubowski et al. 2002)。そのなかで、実験条件で安定なものは硬石膏である。硬石膏は、実験により全く見られない場合もあるが、岩石片の内部には見られず、必ず気泡の中や、岩石片の表面に核形成及び成長をしている(Figures 10, 27)。そのため、硬石膏は、流体相から成長したものと考えられる。硬石膏が流体から成長するかどうかは、酸素分圧、SO<sub>2</sub> 分圧、CaO 濃度、温度で変わることが知られている(Jakubowski et al. 2002)。メルトと平衡にある流体に含まれる CaO は、メルトと流体相の分配により決まり、実験によって差がないものと考えられるため、本実験の場合、硬石膏が成長するかどうかは、流体の SO<sub>2</sub> の濃度に依存していると考えられる。SO<sub>2</sub> は、発生した分濃度が高くなる。そのため、黄鉄鉱の分解により発生した SO<sub>2</sub> が、岩石片の外部の流体に放出され、その濃度がある程度以上高くなると硬石膏の沈殿が始まると考えられる。サンプルによる硬石膏の有無は、出発物質の黄鉄鉱の分布の不均一によるものと考えられる。また、流体の CaO 濃度は極めて低く、それは薄皮状の物質に CaO がほとんど含まれていないことも調和的である。そのため、SO<sub>2</sub> 分圧が高い場合、CaO の供給速度が、硬石膏の成長を律速することが予期される。また、流体中の CaO 濃度が低いことは、硬石膏は急冷時には、成長しないことを示している。

## 5. まとめ

本章では、揮発性成分の分布や起源について考察した。岩石片の内部にはメルトの H<sub>2</sub>O の組成不均一が存在し、岩石片の外側で濃度が高く、内部で低いことが明らかとなった。これは、岩石片の外側に溜まっていた H<sub>2</sub>O が岩石片の内部に浸透しながら部分融解を促進していることを示している。この現象について、H<sub>2</sub>O の浸透が十分でないため岩石片の内部は常に H<sub>2</sub>O に不飽和であること、石墨を含む岩石の場合 CO<sub>2</sub> が発生して H<sub>2</sub>O の浸透を妨げること、温度が高い条件では、岩石片の外側に多量のメルトが生成して内部の岩石は H<sub>2</sub>O に乏しいままであることが明らかとなった。

また、石墨は IHPV の酸素分圧の影響を受け、岩石片の外側から徐々に酸化し CO<sub>2</sub> を発生することが明らかとなった。また、それによって岩石片内部の酸素分圧も外側で高く内部で低い状態にある。



## VI. メルトの組成不均一の成因

メルト中の元素の拡散は、部分融解の進行過程を支配する最も重要な因子である。ここでは、メルトの主要成分の拡散係数に関する先行研究を紹介した上で、本実験で生じたメルトの  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  に、組成不均一が生じる原因について考察する。

### 1. メルト中の元素の拡散係数に関する先行研究

メルトの組成不均一は、メルト中のそれぞれの元素の化学拡散速度と密接に関連している。そのため、ここでは花崗岩質メルト中の主要元素の化学拡散についてまず概説する。花崗岩質メルト中の元素の拡散速度に関して、これまでに、 $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  などの研究例が報告されている。Figure 40 には、これらの元素の花崗岩質メルト中の拡散係数の温度依存性を示す。

Chekhmir and Epel'baum (1991)と Baker (1990, 1991)は、それぞれアルバイトメルト( $1000^\circ\text{C}$ )と流紋岩-デイサイト( $1100\text{-}1400^\circ\text{C}$ )中の  $\text{SiO}_2$  の拡散速度と  $\text{H}_2\text{O}$  濃度依存を明らかにした。両者共に  $\text{H}_2\text{O}$  含有量に対して指数的に拡散係数が増加することを示している(Figure 42c)。Baker(1991)の拡散係数を  $850^\circ\text{C}$  に外挿すると、含水量 3%と 6%の場合で、それぞれ  $2.5 \times 10^{-14}$  と  $1.5 \times 10^{-13} \text{m}^2/\text{s}$  である。Acosta-Vigil et al. (2002)は、 $\text{H}_2\text{O}$  に飽和したハプロ花崗岩系( $800^\circ\text{C} 200\text{MPa}$ )で  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の実効 2 成分拡散係数を  $2.0 \times 10^{-13} \text{m}^2/\text{s}$  と見積もった。

Acosta-Vigil et al. (2005)は上記と同様の条件で、アルカリ成分の拡散係数を最低  $3\text{-}9 \times 10^{-11} \text{m}^2/\text{s}$  と見積もっている。しかしながら、Morgan IV et al. (2007)は、アルカリ成分の拡散係数は、実際的にさらに大きく、およそ  $1.0 \times 10^{-9} \text{m}^2/\text{s}$  であることを示している。彼らの実験では、アルカリ成分の拡散において、通常のフィックの第 2 法則の化学ポテンシャル勾配を駆動力とする拡散だけではなくフィールド拡散が起こることを示した。これは、拡散場全体がベルトコンベアー式に連続的に変化することにより、組成変化が起こることである。そのため、アルカリ成分は下記に示す  $\text{H}_2\text{O}$  などよりも 2 桁大きい拡散速度を示すこととなる。Freda and Baker (1998)はアルバイトとオルソクレースのメルトの  $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  の相互拡散係数を報告している。彼らによると圧力依存性はほとんど認められず、メルト中の含水量が大きくなることで拡散係数は若干大きくなる。彼らの示した拡散係数の温度依存性を基に計算すると、 $850^\circ\text{C}$  でのメルト中の  $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  の相互拡散係数は  $2.0 \times 10^{-11} \text{m}^2/\text{s}$  と見積もっている。

花崗岩質メルト中の  $\text{H}_2\text{O}$  の拡散については、多くの研究例が報告されている(奥村, 2006)。Nowak and Behrens (1997)は、幅広い温度圧力含水量条件でハプロ花崗岩質メルトに関する実験を行っている。それによると、 $\text{H}_2\text{O}$  の拡散係数は、圧力温度共に依存性は少なく、含水量によって 4-25 倍ほど変化する(Figure 42a)。彼らの計算方法によると、 $850^\circ\text{C} 200\text{MPa}$  で、 $\text{H}_2\text{O}$  が 3%と 6%の条件でそれぞれ  $1.3 \times 10^{-11}$  と  $7.5 \times 10^{-11} \text{m}^2/\text{s}$  である。また、Watson (1991)は  $\text{CO}_2$  に関して、8wt.%の含水の花崗岩質メルトの拡散係数の温度依存性を明らかにした。彼の実験の温度圧力条件は  $800\text{-}1100^\circ\text{C}$ , 10kbar であり、 $850^\circ\text{C}$  の場合は、 $2.1 \times 10^{-11} \text{m}^2/\text{s}$  である。これらの研究から、花崗岩質メルト中の  $\text{H}_2\text{O}$  と

CO<sub>2</sub>は、同程度の拡散速度を持つと言える。

Wolf and London (1994)は、アパタイトのハプロ花崗岩質メルトへの溶解実験から、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>の拡散係数を見積もっている。また彼らは、先行研究のデータをコンパイルすることにより、その温度依存性も報告している。それによると、850°Cでは、 $2.9 \times 10^{-15} \text{ m}^2/\text{s}$ である。この値は、ネットワーク構成成分よりも小さい値である。

## 2. 組成不均一の成因

### ネットワーク構成成分

本実験で生成した花崗岩質メルトにおいて、場所によって主要なネットワーク構成成分であるSiO<sub>2</sub>とAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>に顕著な組成不均一が見られ、両者は負の相関を示す(Figure 23)。このようなSiO<sub>2</sub>とAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>の組成不均一は、数100μmの範囲で見られる。

様々な程度に組成の異なるメルトが同時に存在することが出来る理由は、V章でSiO<sub>2</sub>に関して述べたように、メルトの安定に存在しうる組成範囲があるからである。例えば、石英と長石に関しては、両者の共融点よりも高温の条件では石英と長石それぞれに平衡共存するメルトは組成が異なるからである。この場合、両者に平衡にあるメルトの組成の大きな違いはノルム石英である。そのため、石英の近傍では相対的にSiO<sub>2</sub>に富み、長石の近傍ではAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>Oに富むこととなる。これらのうちSiO<sub>2</sub>とAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>の拡散速度が遅いことが原因で、両者の間に主にSiO<sub>2</sub>とAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>に組成勾配を持つメルトが存在すると考えられる。本実験でこのような組成不均一が顕著に見られたことは、石英と長石が平衡条件に無いことも示している。また、融解が進む過程で石英と長石のどちらか一方が消滅するまで、両者の粒間に継続的に組成不均一が生じると言える。このSiO<sub>2</sub>とAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>の拡散が遅いため、ごく狭い範囲で組成不均一を生じさせることは、次章で述べるように鉱物の溶解過程を議論する際に極めて重要である。

### アルカリ成分

本実験で生成したメルトは、岩石片の内部では場所によってXNa{molar Na/(Na+K)}に多少のばらつきを示す。岩石片全体では、XNaは10時間の実験では、0.3-0.75の範囲であるが、100時間以上では、0.35-0.55の範囲である(Figure 21)。すなわち、20mm程度の岩石片の内部で、若干の不均一性が生じている。ただし、アルカリ成分は2-3mm程度の領域では拡散による均一化が十分に起こっていると見える。

このようなXNaの組成不均一の原因は、出発物質に用いたHZ122は優黒質部分と優白質部分を含み、メルトを多く生じている優白質部分がメルトに乏しい優黒質部分によって分断されていることにあると考えられる。ただし、アルカリ成分の均一化が進んでいる領域は、数100μmで組成不均一が認められるネットワーク構成成分よりも非常に大きく、拡散速度に関する先行研究と調和的である。なぜなら、上述したようにメルト中のSiO<sub>2</sub>とAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>の拡散係数に対してNa<sub>2</sub>OやK<sub>2</sub>Oのそれは2-5桁大

きいことが示されているからである。このことは、上述したようにメルト中のネットワーク構成成分の組成不均一は個々の鉱物と接するメルトとの局所的な系によって影響を受けるのに対して、アルカリ成分は少なくとも 2-3mm 程度の領域の局所的な系によりその組成が影響を受けることを示している。すなわち、岩石片の任意の場所のメルトの化学組成が決まる要因は、ネットワーク構成成分に関しては近傍の鉱物との相平衡の影響が大きい、アルカリ成分に関してはより広い領域の周囲に存在する鉱物の量比や溶解速度などに影響されていると考えられる。

## ASI

岩石片中に生じたメルトが石英の界面に接触する部分を除き、大抵の場所で ASI が 1.0 以上である。このことは、花崗岩質メルトの主な材料である石英と長石のほかに堇青石や珪線石などのパーアルミナスな鉱物が溶解していることを示している。Acosta-Vigil et al. (2003)によると、これらのパーアルミナスな鉱物と平衡にあるメルトはいずれも ASI が 1.1-1.2 程度である。しかし、10 時間の実験では、特に黒雲母、堇青石、斜長石、珪線石などの近くで ASI が 1.3 よりも高いことが多く、最高で 1.6 まで見られることもある(Figure 20)。これは、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  に著しく過飽和な状態であり、準安定状態と考えられる。

このような ASI が局所的に大きい部分は、アルカリ成分に対して  $\text{Al}_2\text{O}_3$  が相対的に多く含まれた状態である。この原因は、上述したアルカリ成分とネットワーク構成成分の組成均一化が起こる領域の大きさの違いに起因するものと考えられる。すなわち、アルカリ成分は、比較的広い領域の系の条件によりその組成が支配されるが、一方で  $\text{SiO}_2$  や  $\text{Al}_2\text{O}_3$  は個々の鉱物とメルトの相平衡の影響が大きいからである。問題の ASI の異常に大きいメルトは、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  に富む鉱物が溶解している部分で多く見られるのはこのためと考えられる。

ただし、長時間の実験ほど ASI は岩石片全体的に減少する傾向にある。例えば、1008 時間では Acosta-Vigil et al. (2003)の平衡値に近い値が多く、著しく大きい部分はほとんど見られなくなる。従って、1000 時間程度の時間が経つにしたがって、メルト中の  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の拡散もある程度進行し、過飽和な条件は解消されることが考えられる。

## $\text{H}_2\text{O}$

岩石片に生じたメルト中に  $\text{H}_2\text{O}$  の組成不均一(岩石片中の分布)については、V 章で詳細に明らかにした。ここでもう一度整理すると、岩石片中のメルトの  $\text{H}_2\text{O}$  は、外縁部で高く内部で低い傾向にあり、これは岩石の外部に溜まっていた  $\text{H}_2\text{O}$  が内部へとメルト中の拡散により浸透している過程を示している。V 章では石墨の有無の違いが  $\text{H}_2\text{O}$  の浸透過程にどのような違いを及ぼすのかについて中心に議論したが、石墨を含まない 53H の実験でも岩石片の内部には十分に  $\text{H}_2\text{O}$  が浸透していないことも重要である。なぜなら、 $\text{H}_2\text{O}$  のメルト中の拡散速度は比較的大きいことが知られているからである(例えば、奥村, 2006)。この原因は、1)  $\text{H}_2\text{O}$  の浸透する経路が限られていることと、2) 岩石を浸透していく途中でメルトが発生するため含水量が低下すること、3) 実際には岩石全体を湿潤させるのに拡

散速度が十分ではないこと、と考えられる(Figure 39)。

このように、 $H_2O$  に富む流体が浸透している際の岩石中のメルト  $H_2O$  は、その浸透過程では不均一になり易いと言える。例えば、均一が進んでいるアルカリ成分と比較すると、53H の実験では岩石片全体で XNa はほぼ均一であるのに対し(Figure 43),  $H_2O$  には大きな組成不均一が見られる(Figure 37, 38)。この対比は、それぞれの拡散源が岩石外にあるか、岩石内部に比較的均一に散らばっているかの違いがあるため拡散速度の比較に関しては厳密ではない。しかし、岩石で実際に発生する組成不均一という観点では、 $H_2O$  の方がより組成不均一を生じ易いと言える。上述したように、Morgan IV et al. (2007)は、 $H_2O$  よりも 2 桁大きいアルカリ成分の拡散係数を示唆しており、本実験結果はこのような先行研究と矛盾しない結果である。

### 3. まとめ

本実験で生成したメルトには、組成不均一が顕著に見られる。比較的狭い領域で  $SiO_2$  や  $Al_2O_3$  のネットワーク構成成分において組成不均一が見られること、より広い領域でアルカリ成分の均一化が進んでいることは、両者の拡散速度を反映している。このことから、任意の場所のメルトの組成を支配する要因は、ネットワーク構成成分では近傍の鉱物との相平衡であり、アルカリ成分ではより広い領域の鉱物の量比や溶解速度であると考えられる。局所的に ASI が準安定に著しく大きくなっている場合があることは、このようなネットワーク構成成分とアルカリ成分の拡散速度や拡散の及ぶ領域の違いによるものと考えられる。このようなメルト中の元素の拡散と鉱物の溶解過程に関しては、次章で詳細に述べる。

## VII. 石英と長石のメルトへの溶解過程

石英, 斜長石, アルカリ長石は, 花崗岩質メルトの主要な構成成分であり, 実験でのメルトの生成と増加過程を理解するために, これらの鉱物の融解過程の理解は重要である。一般に, 石英と長石は共融関係にあり, 互いに反応して花崗岩質メルトを作るが, 実験生成物では粒間にメルトが生成するためそれぞれの鉱物は接触関係にない。また, メルトには組成不均一があり, それぞれの鉱物と接触しているメルトは同じ組成ではないので石英, 斜長石, アルカリ長石が互いに平衡状態から離れていることを示している。そのため, どの鉱物もそれぞれがメルトへ溶解することで, 全体として共融反応としてメルトが増加すると考えられる。ここでは, このような個々の鉱物の花崗岩質メルトへの溶解過程について考察する。

### 1. 石英の花崗岩質メルトへの溶解過程

石英のメルトへの溶解実験は現在までに幅広いメルト組成において報告されている (Watson, 1982; Donaldson, 1985; Kuo and Kirkpatrick, 1985; Zhang et al., 1989; Liang, 1999; Shaw, 2000; Shaw, 2004; Acosta-Vigil et al., 2006b)。Shaw (2004)によると, 石英の溶解反応は, ベイサナイトのような  $\text{SiO}_2$  に非常に乏しく粘性の高いメルトを除き, 拡散律速であることが示されている。

本実験では, 石英は融食形をしていることから, 部分融解の進行過程で, どのような場所でも成長することなく常にメルトへ溶解していると考えられる。また, メルト中の  $\text{SiO}_2$  は石英の界面で最も高い (Figures 23, 24)。このことは, 石英の界面以外の場所では, 生成したメルトは, どこでも石英に飽和することがないことを示している。このことは, 岩石片中に石英が多く含まれているにも関わらず, 石英と平衡状態にあるのは石英の界面だけであることも示している。

本実験では, メルト自体が石英の融解によって生成するので, 融解が始まった時点ですぐに石英の界面では石英とメルトが平衡に近い条件になっていたと考えられる。そのため, 石英がメルトへ溶解し続けるためには, 界面から  $\text{SiO}_2$  が取り除かれることが必要である。また, メルトの  $\text{SiO}_2$  は石英から離れるに従って低下していく拡散プロファイルを示すため, 石英の溶解を律速するものはメルト中の  $\text{SiO}_2$  の拡散と考えられる。

### 2. 長石と石英の粒間のメルトの増加

アルカリ長石と石英及び斜長石と石英の粒間には, 帯状に相対的に多量のメルトが生成している。そのメルトの幅は時間と共に増加する (Figure 18)。そこには組成勾配が見られ,  $\text{SiO}_2$  とそれ以外の成分との負の相関が顕著である (Figure 23)。このことは, 石英の溶解により  $\text{SiO}_2$  が放出され, それが長石の方向に向かって拡散していることを示している。これは, 1008 時間の実験でも継続していると考えられる。この長石と石英の粒間には新たな鉱物は生成していない。そのため, 長石のメルトへの溶

解は、石英から  $\text{SiO}_2$  が供給されることで時間と共に進行していると考えられる。このことは、長石と石英の粒間での、長石の溶解反応の律速過程がメルト中の拡散による  $\text{SiO}_2$  の供給であることを示している。

また、もし長石と石英の粒間のメルトの増加の律速過程がメルト中の元素の拡散であるならば、メルトの幅と時間との関係には放物線成長則が成り立つはずである(坂野ら, 2000)。すなわち、メルトの幅  $x$  と時間  $t$  の平方根には次式の比例関係が見出される。

$$x = \sqrt{Dt}$$

ここで  $D$  は律速過程の拡散係数を表す。Figure 18 では、斜長石と石英及びアルカリ長石と石英それぞれのメルトの幅のばらつきは大きいものの、大まかにこの比例関係が認められ、拡散係数は  $1 \times 10^{-15}$  から  $1 \times 10^{-14} \text{ m}^2/\text{s}$  である。Baker (1991) は、1000 MPa, 1100-1400 °C において、6 wt.% と 3 wt.% の  $\text{H}_2\text{O}$  を含む花崗岩質メルトの温度と  $\text{SiO}_2$  の拡散係数の関係を明らかにしている。それを 850 °C に外挿すると  $\text{H}_2\text{O}$  が 6 wt.% と 3 wt.% の場合で、それぞれ約  $2.1 \times 10^{-13}$  と  $3.4 \times 10^{-14} \text{ m}^2/\text{s}$  である。また、Acosta-Vigil et al. (2006b) は、200 MPa, 800 °C において、 $\text{H}_2\text{O}$  に飽和したハプロ花崗岩系の最低融点組成のメルトの  $\text{SiO}_2$  の拡散係数を  $2.0\text{-}2.8 \times 10^{-15} \text{ m}^2/\text{s}$  としている。花崗岩質メルト中の  $\text{SiO}_2$  の拡散係数の大小の厳密な議論はここでは困難であるが、本論で示した拡散係数は先行研究で求められた値と大まかに同じ程度である。このことは、メルトの幅の増加がメルト中の  $\text{SiO}_2$  の拡散に律速されていることと調和的である。

### 3. 長石の溶解に伴う $\text{Al}_2\text{O}_3$ 鉱物の生成

アルカリ長石と斜長石の周囲には、メルト中に  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が生成していることがしばしば認められる。ここではこの  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が、アルカリ長石と斜長石の溶解過程とどのように関連しているのか考察する。

#### $\text{Al}_2\text{O}_3$ 鉱物が急冷結晶であるかどうか

$\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物の外形は針状であるため、この  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物は急成長したことを示唆する。そのため、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物は急冷結晶である可能性もあるが、次に示す事例から  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物は急冷結晶ではないと考えられる。

1.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物は実験中に新たに生成した BaO に富むアルカリ長石や堇青石に包有されている場合がある(Figure 14c)。このような  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物は明らかに急冷前に存在していたものと考えられる。
2.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物を含むメルトは、アルカリ長石を融食している。すなわち、アルカリ長石には鋭角に凹んでいる場合があり、そこに針状の  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が突き刺さるように生成している(Figure 14f)。 $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物がもし急冷結晶としてメルトから晶出する場合には、その方位が周りの鉱物とは無関

係に生成することが予期される。従って、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が、既存の窪みにちょうど突き刺さるように急冷結晶として生成することは不自然である。また、この場合、急冷前に長石の窪みが生成していたことになるが、そのような鉱物の溶解の仕方も不自然である。従って、このような産状は、急冷前に  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が存在していたことを示唆する。

3. 長石の内部に針状の  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物がメルトと共に生じている(Figures 14e)。  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が急冷結晶であるならば、急冷前に長石内部に細長いメルトが生成していたことになるが、そのような長石の溶解の仕方は不自然である。
4.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物の周囲には、局所的な組成勾配は観察されず、比較的均一である(Figure 28)。もし  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が急冷結晶であったならば、ごく短時間に周りのメルトから相当の  $\text{Al}_2\text{O}_3$  を拡散により集めることが必要であり、その周囲のメルトに  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の低下があることが予期される。実際にそのような組成勾配がないことは、  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が急冷結晶ではないことを示唆するものである。また、Acosta-Vigil et al. (2002)によると、  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物と平衡にあるメルトの ASI の平衡値は 1.2-1.3 程度である。本実験でも、  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物の周囲のメルトの ASI は、どの時間の実験でも 1.2 程度であり、Acosta-Vigil et al. (2002)の ASI の値に近い(Table 17)。そのため、  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が周りのメルトと平衡関係を保っており、急冷結晶ではないことを示唆する。
5.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が生成する原因は、メルトが  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和な条件になることである。実験で生じたメルトの内、最も ASI の高いのは 1.6 程度であるが  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が生成していない。この事実は、ASI が 1.6 のメルトが温度の低下によりさらに過飽和の程度が大きくなったとしても、急冷結晶を生じることなくガラスとして急冷可能であることを示している。そのため、もし  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が急冷結晶であったならば、  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物の生じた長石の周囲は ASI が 1.6 以上であったこととなる。このことは不自然なことである。なぜなら、例えば 1008 時間の実験では ASI が高くとも約 1.3 であるので、  $\text{Al}_2\text{O}_3$  長石が生じた長石の周囲のメルトだけの ASI が飛びぬけて 1.6 以上であったことは考えにくいからである。
6. 急冷時の温度の低下によってメルト中で過飽和の程度が大きくなるのは、  $\text{Al}_2\text{O}_3$  よりむしろメルトの主要成分である石英や長石の構成成分である。そのため、  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物のみが急冷結晶として生じることの説明が困難である。

以上の点から  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物は急冷結晶ではないと考えられるが、Johannes and Holtz (1996)は、斜長石の溶解実験で生成した  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物を準安定相としている。この安定相はコランダムの可能性が高いが、珪線石である可能性も否定できない。なぜなら、アルカリ長石の周囲で自形の珪線石が成長している場合も稀にあるからである。準安定相の  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が生成した理由は、本来生成するはずの珪線石やコランダムのような  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に富んだ鉱物は核形成速度が小さいためであるのかもしれない(Holtz et al., 1992; Harlov and Milke, 2002; Acosta-Vigil et al., 2003)。いずれにせよ、  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が生成したことは、メルトが  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和になったことを示している。

## $\text{Al}_2\text{O}_3$ 鉱物の成因

$\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物の生成は, Johannes et al. (1994)と Johannes and Holtz (1996)に報告がある。彼らは, パーアルミナスなメルトに斜長石を溶解させる実験を行い, 斜長石の付近に  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が生成すること示している。一方, Acosta-Vigil et al. (2006b)は, サブアルミナスなメルトへアルバイトやアルカリ長石を溶解させる実験を行っているが, この場合には, 長石の付近で  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物は生成しておらず  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和になっていない。また, 岩石片の部分融解実験においても, 出発物質にはほぼサブアルミナスな岩石を用いた場合,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物は見出されていない(Mehnart et al., 1973; Büsch et al., 1974; Acosta-Vigil et al., 2006a)。従って, 長石の周囲でメルトが  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和になることは, パーアルミナスな岩石の部分融解特有の現象と言える。

本実験では  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が認められるのは, 試料中で長石の付近だけである。ただし, 石英から相対的に離れた場所に限られる。このことは,  $\text{SiO}_2$  の供給が乏しい場所で長石が溶解する際に, その周囲のメルトが特に  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和になることを示している。

長石の周囲のメルトが  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和になる理由は, 次のように考えられる。Johannes et al. (1994)は, 斜長石のパーアルミナスメルトへの溶解実験において, アルカリ成分が斜長石の表面から相対的に速く拡散することで, 斜長石の周囲が  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和になることを示唆している。本実験では, アルカリ長石の周囲でも  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が認められたが, Johannes et al. (1994)と同様に考えることが出来る。すなわち, アルカリ長石の溶解によりその周囲のメルトの ASI がどのように変化するかを以下に考察する。アルカリ長石の周囲では, サブアルミナスな組成比を持った  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  と少量の  $\text{Na}_2\text{O}$  が, パーアルミナスなメルト中に放出されている。アルカリ長石の周囲のメルトは,  $\text{K}_2\text{O}$ (6.1 wt.%)や  $\text{Na}_2\text{O}$ (3.5 wt.%)を含んでいるが(Table 3), アルカリ長石は,  $\text{K}_2\text{O}$ (13 wt.%)や  $\text{Na}_2\text{O}$ (2.4 wt.%)を含んでいる(別府ら, 2002)。そのため, アルカリ長石から放出される  $\text{K}_2\text{O}$  は半分が周囲に拡散し, 反対に若干の  $\text{Na}_2\text{O}$  が周囲からアルカリ長石の方向へメルト中を移動していると考えられる。Figure 44 には, 鉱物とメルトの配置関係とアルカリ成分の移動方向を模式的に示す。このアルカリ成分は  $\text{SiO}_2$  や  $\text{Al}_2\text{O}_3$  のネットワーク構成成分よりも拡散速度が大きいこと(例えば, Watson, 1982)や,  $\text{K}_2\text{O}$  と  $\text{Na}_2\text{O}$  はそれぞれメルトの ASI やモル Na/Al 比の勾配を駆動力に拡散することが知られている(Acosta-Vigil et al., 2006b)。すなわち, アルカリ長石から放出された全ての成分のうちアルカリ成分は拡散によってネットワーク構成成分よりも速く均一化し, その濃度は直ちに低下すると考えられる。この過程はアルカリ長石の周囲のメルトの ASI を大きくすることになり,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物を生成させる原因と考えられる。

Acosta-Vigil et al. (2005)は, 200MPa, 800°Cにてアルカリ長石を,  $\text{H}_2\text{O}$  に飽和したハプロ花崗岩に溶解させる実験を報告している。その場合, 本実験と異なり,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物は生成せず, アルカリ長石の界面でも高いアルカリ成分の濃度が維持されており, 本実験のように ASI が大きくなっていない。彼らの実験と本実験の大きな違いは, メルトの組成にある。彼らのメルトはハプロ花崗岩組成であり, サブアルミナスであるのに対して, 本実験では, 大抵がパーアルミナスでありかつ  $\text{H}_2\text{O}$  に不飽和である。パーアルミナスメルトは, アルカリ成分よりも  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の方が多く, そこにサブアルミナスのアルカリ長石が溶解する場合は, Acosta-Vigil et al. (2006b)が示したように  $\text{K}_2\text{O}$  と  $\text{Na}_2\text{O}$  がメルトの ASI やモル Na/Al 比の勾配を駆動力にすばやく拡散するものと考えられる。サブアルミナスなメルトの場合は, この駆動力が働かないと考えられる。また, メルトが  $\text{H}_2\text{O}$  に不飽和であることも重要な違いである。Baker (1991)は, Si の拡散係数がメルトの含水量が多い場合に劇的に増加することを示した。一方で,



Watson (1982)によると、アルカリ成分の拡散係数は、メルトの含水量によって大きく変化しない。そのため、 $H_2O$  に不飽和な本実験の場合、アルカリ成分とネットワーク構成成分の拡散速度の違いが大きくなると考えられる。Acosta-Vigil et al. (2005)との違いは、これら両方の影響があるものと考えられる。

本実験では、斜長石よりもアルカリ長石の周囲で  $Al_2O_3$  鉱物が多く見られる。その原因として、斜長石よりもアルカリ長石の溶解に伴う  $Al_2O_3$  の放出が多いことが考えられる。なぜならば、斜長石の溶解過程では An 成分に富む斜長石で構成される反応帯が後に残されるからである。すなわち、単純溶解するアルカリ長石と比較して、斜長石の場合は、固相に残される  $Al_2O_3$  が多いと考えられる。

#### 4. アルカリ長石の溶解過程の多様性

斜長石と同様に、アルカリ長石は、 $H_2O$  に飽和な状態でも  $850^\circ C$  では、単独にメルトとならない。そのため、アルカリ長石は  $SiO_2$  に富むメルトと接触することで溶解すると考えられる。

石英と相対的に離れたアルカリ長石と斜長石の粒間や、アルカリ長石の内部では、An 成分に富む斜長石や  $Al_2O_3$  鉱物が新たに生成している(Figure 12c)。これらの鉱物を含むメルトはアルカリ長石を融食しているため、アルカリ長石の溶解が局所的に促進されていることを示唆する。従って、この場合のアルカリ長石の溶解過程は、上述したアルカリ長石と石英の粒間の場合と異なっている。

アルカリ長石の周囲に生成する An 成分に富む自形の斜長石は、特にアルカリ長石と斜長石の粒間に多い(Figure 12c)。このような斜長石は、サブアルミナスに近い花崗岩質の岩石片を出発物質に用いた Mehnert et al. (1973)と Büsch et al. (1974)の実験では見出されていないが、Acosta-Vigil et al. (2006a)の実験では稀に認められることが報告されている。また、Wark and Stimac (1992)は、アルカリ長石の周囲の斜長石の生成過程について、 $800\text{ MPa}$ ,  $850^\circ C$  において、デイサイトメルト中にアルカリ長石を溶解させる実験を行っている。彼らは、溶解しているアルカリ長石の表面にメルトから CaO が供給されることにより、そこで斜長石がエピタキシャルに核形成することを示した。彼らの実験と本実験とは共通点が多く、例えば、1)自形の斜長石がアルカリ長石の周囲に定向配列していること、2)An 成分に富む斜長石を含むメルトがアルカリ長石を融食するように成長していること、3)斜長石と接触するメルトの組成は  $SiO_2$  に乏しく(彼らの場合 69-75 wt.%の範囲であり、本実験では約 71 wt.%である)、ASI が約 1.2 であることなどが挙げられる。そのため、本実験の自形の斜長石の成因は彼らの場合と同様のものと推測される。An に富む斜長石は、メルトやアルカリ長石と比べて  $Al_2O_3$  と CaO に富み  $SiO_2$  に乏しい鉱物である。そのため、それが成長するには  $Al_2O_3$  と CaO が継続的に供給される環境になければならない。この An に富む斜長石は、元の斜長石とアルカリ長石の近くという条件で生成しているため、CaO は元の斜長石から、 $Al_2O_3$  はアルカリ長石から供給されたと考えるのが妥当である。すなわち、 $Al_2O_3$  に富むアルカリ長石の周囲に斜長石から CaO が供給されることで、An 成分に富む斜長石が新たに生成したと考えられる。この時もし CaO の供給が少なかった場合、上述したように  $Al_2O_3$  鉱物あるいは珪線石が生じる可能性が高い。An に富む斜長石と  $Al_2O_3$  鉱物の両者に接するメルト組成は同様であるため、これらのうちどちらが生成するかは、CaO の供給があるかないかに依存するものと考えられる。従って、パーアルミナスな岩石の部分融解において、アルカリ長石の

周囲の鉱物の配置関係により、その溶解速度や生じる組織に多様性が現れると考えられる。

また、BaO に富むアルカリ長石は他の鉱物から相対的に離れた場所に見られることが多いため、この BaO は元のアルカリ長石に微量に含まれていたものと考えられる。Icenhower and London (1996)によると、BaO はパーアルミナスメルトとアルカリ長石の分配において、アルカリ長石に非常に濃集し易い。そのため、元のアルカリ長石に含まれていた微量の BaO が、アルカリ長石がメルトへ溶解する過程でメルト中へ放出され、元のアルカリ長石の表面に濃集してオーバーグロースしたものと考えられる。

## 5. 斜長石の反応帯の生成過程

斜長石がメルトへ溶解する際には、元の斜長石よりも An 成分に富む細粒の斜長石とメルトからなる反応帯が形成された(Figures 13d, 16)。この反応帯の生成は多くの実験的研究で報告されている(Büsch et al. 1974; Tsuchiyama and Takahashi, 1983; Tsuchiyama, 1985; Johannes, 1989; Johannes et al., 1994; Nakamura and Shimakita, 1998; Acosta-Vigil et al., 2006a)。その生成原因は、斜長石とメルトの相平衡において、An 成分と Ab 成分がそれぞれ固相と液相に分配されるためと考えられている。すなわち、反応帯の形成反応は、元の斜長石から Ab 成分が選択的にメルトに溶解する部分溶解反応と言える。反応帯形成のメカニズムは、1)斜長石中の体積拡散(Tsuchiyama and Takahashi, 1983; Tsuchiyama, 1985)と、2)斜長石とメルトの界面における溶解・再沈殿機構(Johannes, 1989; Johannes et al., 1994; Nakamura and Shimakita, 1998)が提案されている。Tsuchiyama (1984)は、斜長石の Di-Ab-An 系無水メルトへの部分溶解反応のメカニズムに関する体系的な実験を行っている。本研究で見られる斜長石の溶解の組織は、Tsuchiyama (1984)によると、斜長石単独でのソリダスを超えている場合に見られる。Johannes (1989)や Johannes et al. (1994)は、820 °Cから880 °Cでの、斜長石の H<sub>2</sub>O に富んだ花崗岩質メルトへの溶解過程に関する実験を行っている。彼らは、斜長石中の Na-Si と Ca-Al の拡散距離は短く、実際に拡散プロファイルが見られないことを示し、このことから、反応帯は斜長石とメルトの界面の溶解・再沈殿機構により形成されるとした。

本実験では、斜長石の反応帯が形成されたことや反応帯の内部に Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物が生成したことは、過去の研究と調和的である(例えば、Johannes et al., 1994)。ここでは、斜長石の反応帯の組織とその形成過程について若干考察する。

斜長石の An-Ab 系のリキダスとソリダスに関する相平衡実験は、1atm で無水の条件(Bowen, 1913)と、500MPa で H<sub>2</sub>O に飽和した条件(Yoder et al., 1957)で行われており、本実験のような200MPa での実験は行われていない。アルバイト単独での融点は、200MPa で H<sub>2</sub>O に飽和した条件では、840°Cと見積もられており(Tuttle and Bowen, 1958)、本実験条件は、それから10°C高温の条件である。出発物質の斜長石は An 成分を約 25mol%程度含んでいることと、岩石片内部へ H<sub>2</sub>O の浸透が十分でなく、メルトの aH<sub>2</sub>O が1よりも低いことが推定されることから、斜長石は単独で融解しない条件であると考えられる。

このことは、斜長石が SiO<sub>2</sub>成分を含むメルトと反応することで部分溶解し、反応帯が形成されることを意味している。すなわち、反応帯が形成されるには、SiO<sub>2</sub>の供給が不可欠である。Ab 成分に富む

斜長石組成のメルトは存在し得ないため、反応帯形成が進むためには、 $\text{SiO}_2$  に富むメルトと接触することが必要と考えられる。そのため、 $\text{SiO}_2$  はクラックや反応帯の内部のメルト中を拡散し、反応帯の形成反応が進行している場所まで浸透していると考えられる。ただし、本実験では、反応帯の形成されている程度は個々の粒子により異なり、その分布は不規則である(Figure 16c)。また、反応帯は双晶面にそって顕著に生成している(Figure 16e)。そのため、反応帯は  $\text{SiO}_2$  の供給だけに律速され形成されるのではなく、双晶面など局所的に形成されやすい部分があることを示している。Johannes et al. (1994)は、斜長石の融解において、クラック、双晶、転移などの結晶欠陥や内部応力により界面反応が促進されることを示唆している。従って、反応帯の形成反応は、 $\text{SiO}_2$  の供給とメルトと斜長石の界面反応に律速されるものと考えられる。

長時間の実験では、斜長石の外縁部に反応帯が生成していることが多い(Figure 13, 15b)。斜長石の反応帯は、時間が長い実験ほど斜長石の内部に広がって行き、同時に、メルトと接触する最外部も溶解すると考えられる。この場合も、石英との粒間では、時間と共に帯状にメルトが増加する。そのため、一度形成した反応帯は、外縁部からさらにメルトへ溶解していると考えられる。すなわち、斜長石の溶解反応は、次の2段階で進行している; 1)Ab成分の選択的な溶解による反応帯の形成、2) 反応帯を構成する An成分に富む斜長石の溶解である。前者の反応速度は、 $\text{SiO}_2$  の供給だけでなく、斜長石の界面反応とも関連している。それに対し、後者は石英から放出された  $\text{SiO}_2$  の供給に伴って外縁部から徐々に進行するものと考えられる。実験時間が長いほど斜長石の反応部分が広がっていくことは、後者よりも前者のほうが速く進行していることを示している。

## 6. まとめ

本章では、花崗岩質メルトの主成分である石英、アルカリ長石、斜長石それぞれのメルトへの溶解過程について考察し、以下の点が明らかとなった。

1. 石英はメルト中の  $\text{SiO}_2$  の拡散に律速されて単純溶解する。
2. 石英と長石の粒間のメルトの幅は時間と共に広がる。この速度は先行研究で明らかにされたメルトの  $\text{SiO}_2$  の拡散速度と調和的である。
3. アルカリ長石と斜長石の周囲は  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和になり、場合によって  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が生成する。これはメルト中のネットワーク構成成分とアルカリ成分との拡散速度に違いがあるためである。
4. アルカリ長石は石英の近くで単純溶解するのに対し、石英から相対的に離れた場所では、その周囲に新たに鉱物が生成する。この新たに生成した鉱物を含むメルトは、アルカリ長石を融食するように生成し、アルカリ長石の溶解を局所的に促進している。また、アルカリ長石の溶解過程は、周囲の鉱物との位置関係によって組織や反応速度などに多様性が現れる。
5. 斜長石の溶解過程では、1)細粒の斜長石の集合体(反応帯)が生成したこと、2)稀に  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が生成したことは過去の溶解実験結果と調和的である。斜長石のメルトへの溶解反応は、反応帯の形成とその溶解の2段階で進行する。また、反応帯形成の律速過程は、 $\text{SiO}_2$  の供給と斜長石とメルトの界面反応である。

## VIII. 天然における部分融解過程

これまで、初めのメルトの発生、 $H_2O$  の浸透、鉱物のメルトへの溶解など部分融解の進行に関する諸過程について議論した。ここでは、これらの結果を天然の現象に置き換えた場合、どのように理解すればよいのか考察する。

### 1. $H_2O$ に不飽和な条件で進行する部分融解

本実験では  $H_2O$  に富んだ流体はカプセル内の岩石片の外部に溜まっており、そこから岩石片の内部へメルト中の拡散により浸透していることを V 章で述べた。このような状態は、天然の岩石を想定すると岩石へ浸透する  $H_2O$  の供給量が最も大きい仮想的な条件といえる。それにもかかわらず、岩石片の内部は  $H_2O$  に不飽和であった(Figures 37, 38, 45a)。その原因は、1) $H_2O$  の浸透する経路が限られていることと、2)岩石を浸透していく途中でメルトが発生するため含水量が低下すること、3) $H_2O$  の拡散速度が十分ではないことである(Figure 39)。メルトが  $H_2O$  に不飽和になるこのような効果は、特に融解の初期に大きいと考えられる。なぜなら、上記 1) に関してはメルトの幅が狭く、2) に関してはメルトの幅の増加速度は拡散律速のため融解初期が最も大きいためである。そのため、天然の岩石の場合でも流体の浸透の初期には、部分融解のメルトの分布や  $H_2O$  の不均一性などが大きいことが想定される。

天然の過程では  $H_2O$  が溜まっていることは考えにくいので、 $H_2O$  の供給は実験条件よりも制限されることが多いと思われる。そのため、より  $H_2O$  の不飽和な条件で部分融解が進むと考えられる。従って、天然の過程で  $H_2O$  に飽和する条件となるのは、石英と長石のどちらかが消滅し、それ以上メルトが増加しない状態になった時か、あるいは岩石がソリダスの温度圧力条件で融解する場合である(ソリダスでは、メルトは最高含水量を必要とするため)。また、本実験のような  $850^{\circ}C$  では、メルトが  $H_2O$  に飽和した条件で部分融解が進行し難い。なぜなら、メルトが  $H_2O$  に飽和する前にメルトの分離閾値を上回るほどのメルトが生成されるからである。例えば、1000 時間の実験では、部分融解により生じたメルトは、20vol.%程度に増加した(Figure 19a)。これは、Arzi(1978a)によると、岩石の力学的強度が急激に低下する臨界メルト量に相当するからである。従って、堆積岩起源の変成岩のように石英や長石を多く含む岩石において、 $850^{\circ}C$ あるいはそれより高温の条件では、メルトが  $H_2O$  に飽和した条件で部分融解が進行することは無いと言える。このような高温の場合は、流体の浸透により  $H_2O$  に不飽和なメルトが急激に生成し、岩石の流動やメルトの分離が起こり始めると考えられる。

### 2. 石墨の酸化による $CO_2$ の発生

天然の過程で岩石に流体が浸透して部分融解を引き起こすには、その流体が  $H_2O$  に富んでいなければならない。Ohmoto and Kerric (1977)や Poulson and Ohmoto (1989)は、石墨、黄鉄鉱、磁硫鉄

鉱と共存している流体の組成を計算し、それは特に高温では非常に酸素分圧や  $\text{H}_2\text{O}$  分圧が低いことを示している。一般に堆積岩起源の変成岩は S や C を含むため、石墨や黄鉄鉱や磁硫鉄鉱が含まれている場合が多く、そこに共存する流体は、酸素分圧と  $\text{H}_2\text{O}$  分圧が非常に低いことが予想される。そのような岩石に浸透して部分融解を起こす流体は、岩石とは非平衡な  $\text{H}_2\text{O}$  に富んだ流体であることも考えられる。地殻には、変成岩と共に多くの深成岩が存在し、それらの貫入と固結過程には地殻中に様々な組成の流体を放出することが予想される。そのような流体は、堆積岩起源の変成岩に内在する流体よりも、酸素分圧や  $\text{H}_2\text{O}$  分圧が高い可能性が高いものもある。

本実験では、 $\text{H}_2\text{O}$  に富んだ流体が岩石片の外側から内部へ浸透することにより部分融解が進行している。このような  $\text{H}_2\text{O}$  に富んだ流体は、カプセルの外側の MNO に近い比較的高い酸素分圧を持っているものと推測できる。すなわち、石墨を含む岩石片の置かれた酸素分圧よりもはるかに高い流体が、岩石片に浸透し部分融解を起こしている状態であると考えられる。これは、天然で起こりうる流体の浸透による部分融解についても想定する必要がある。

岩石片に含まれる石墨は実験時間と共に消費され、1008 時間の実験ではそのほとんどが消滅した(Figure 19b)。この石墨は、 $\text{CO}_2$  に変化したものと考えられる。石墨が岩石片の周縁部から徐々に消滅したことは、IHPV の高い酸素分圧の影響を岩石片の外側が内部よりも受けやすいためと考えられる。このような石墨の酸化に関して、天然の岩石の部分融解を考える上で重要な現象として、以下の3点が挙げられる。

1. メルトの発生とは別に、酸素分圧の変化に応じて石墨の酸化が急速に進むこと。
2. 発生した  $\text{CO}_2$  がメルトに溶解することで、 $\text{H}_2\text{O}$  の溶解度を低下させ外部からの浸透を妨げること。
3. 部分融解中あるいは固結過程において、発生した  $\text{CO}_2$  が岩石外へ放出されること。

石墨は酸素分圧の変化に敏感に反応して酸化した。石墨が含まれていることが多い堆積岩起源の変成岩に  $\text{H}_2\text{O}$  に富む流体が浸透する場合、部分融解が起こるだけでなく、浸透する流体の酸素分圧に応じて  $\text{CO}_2$  も発生させる。部分融解によって生じるメルトの分布やメルトの増加速度と、 $\text{CO}_2$  の発生する領域や速度は浸透する流体の酸素分圧によって異なると考えられる。

本研究では、石墨を含む岩石と含まない岩石との比較検証を行ったが、岩石中の  $\text{H}_2\text{O}$  の勾配に違いが見られた。この理由として、 $\text{CO}_2$  の発生がメルト中の  $\text{H}_2\text{O}$  の溶解度を低下させ、 $\text{H}_2\text{O}$  の浸透を阻害していることを V 章で述べた。天然の岩石が流体の浸透を受けて部分融解する場合、 $\text{CO}_2$  の発生量に応じて、流体の浸透や部分融解の進行を様々な程度に妨げる働きを持つと言える(Figure 45b)。

本実験の場合、石墨の酸化反応は時間と共に進み、石墨のほとんど全てが消費されるまで続いた。これは酸素バッファを行っていないため、 $\text{H}_2$  がカプセル外に抜けて完全に系から取り除かれてしまうからと考えられる。天然の過程では、 $\text{H}_2$  が直ちに系から取り除かれるような現象は現実には起こりにくいかもかもしれない。そのため、岩石に含まれるほぼ全ての石墨が消滅してしまうことや、メルト中に  $\text{CO}_2$  に満たされた気泡が発生することは起こらないのかもかもしれない。すなわち、発生した  $\text{CO}_2$  が、メルトの  $\text{CO}_2$  の溶解度を超えた場合にのみ、 $\text{CO}_2$  は気泡として存在したり、変成岩から流体として放出されたりすると考えられる。このような  $\text{CO}_2$  を含むメルトは固結の際も  $\text{CO}_2$  を放出すると考えられる。

### 3. H<sub>2</sub>O に富む流体の浸透過程と温度条件

花崗岩質メルトは石英と長石の粒間に比較的多量に生成し、その増加の律速過程はメルト中のネットワーク構成成分の拡散である。すなわち、岩石全体でのメルトの増加速度を決定する主要な過程は、メルト中で顕著に組成不均一を示す SiO<sub>2</sub> と Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の相互拡散であると言える。Baker (1991)によると、この SiO<sub>2</sub> と Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の相互拡散係数は温度や含水量によって大きく異なる(Figures 40, 42)。例えば、岩石片の端の部分では、部分融解メルトを多く生じている一方で、岩石片の内部ではメルトが比較的少ない。岩石片の端の部分では、H<sub>2</sub>O の浸透量が多く含水量が多いため、SiO<sub>2</sub> の拡散が速いと考えられる。そのため、岩石の部分融解速度は H<sub>2</sub>O の浸透過程と密接に関係するものと考えられる。従って、温度条件や粒間流体組成または浸透する流体組成などによって部分融解速度は大きく変化することが予期される。また、石英と長石の粒径もメルトの増加速度に大きな影響を与えるものと考えられる。

本実験の結果、高温の実験ほど、岩石片の外縁部でメルトが多量に出来る傾向にあることが明らかとなった。950°Cの実験では、850°Cの実験と比較して多量のメルトが生成したが、H<sub>2</sub>O の勾配が大きく、岩石片の内部では H<sub>2</sub>O は低いままであった(Figures 37, 38)。この原因として、より高温の条件では、メルト中の SiO<sub>2</sub> の拡散速度が大きく、融解が速やかに進むと考えられる。すなわち、メルトの SiO<sub>2</sub> の移動が速く起こることで、メルトの生成速度も速くなったと考えられる。このことは、大陸地殻内で変成岩が部分融解する過程や H<sub>2</sub>O に富む流体が浸透する過程を考える上で重要と思われる。すなわち、高温の変成岩に流体が浸透する場合は、相対的に浸透距離が短く、メルトは H<sub>2</sub>O が浸透を始める場所で多くなることが予期される(Figure 45c)。それに対し、より低温の場合は、H<sub>2</sub>O に富む流体の浸透距離が相対的に長く、部分融解によりメルトの発生する分布域も広がることが予期される。このことは、生成するメルトの組成や、メルトの分離過程に大きな影響を及ぼすものと考えられる。

### 4. メルトの組成不均一の意義

高温の接触変成作用やパイロ変成作用を受けた岩石には、しばしば主要元素の組成不均一を示す花崗岩質メルトが生じていることがある(例えば, Grapes, 1986)。すなわち、一般に速いと考えられるメルトの組成均一化よりも、さらに早く部分融解が進んでいる状態と言える。また、別府ら(2002)は、泥質変成岩及びミグマタイト中に見られる堇青石あるいは斜長石に包有されて出現するスピネルが、石英を含む岩石の部分融解の際にメルト中に組成不均一が出来ることで生成することを明らかにした。また、地殻中には深成岩の貫入とその後の固結や変成岩の脱水反応など様々な流体の起源が存在し、そのような流体の岩石への浸透によって部分融解が進むことも想定されている(例えば, Johnston et al., 2003)。そのような岩石には、メルトに組成不均一が発生していた可能性もある。

メルトに組成不均一が生じていることは、鉱物が互いに平衡状態にはないままで部分融解が進行していることを示している。この重要性は、例え石英があったとしても、SiO<sub>2</sub> に不飽和なメルトが存在

し、そこに石英とは非平衡な鉱物が生じる可能性があることである。

本実験では、別府ら(2002)に指摘されたスピネルの他に、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物や An 成分に富む斜長石の生成過程について詳しく論じた。これらも石英と非平衡にあると考えられる。この  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物は準安定相であり、この安定相はコランダムあるいは珪線石と考えられる。しかし、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が生成する原因は、長石の周囲のメルトが  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和になることである。そのため、天然の部分融解では  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物の代わりとして、コランダム、珪線石、あるいは圧力条件により藍晶石や紅柱石として生成する可能性も指摘される。このような鉱物は、固結時にメルトの組成勾配が均一化する過程で徐々に消滅するかもしれない。例えば、Baker(1991)の  $\text{SiO}_2$  のメルト中の拡散係数  $2.5 \times 10^{-10}$  ( $850^\circ\text{C}$ ,  $\text{H}_2\text{O}3\text{wt.}\%$ )を用いると、メルト中に生成した組成不均一が 1mm の範囲にあった場合、ほぼ均一化するのにおよそ 100 年かかることになる。そのため、それより短期間の固結が起こった場合には、そのような石英と非平衡な鉱物が岩石内に残る可能性は十分にある。また、Vielzeuf and Holloway (1988)によると、泥質変成岩の非調和融解により輝石、ざくろ石、堇青石などが新たに生成することが予期される。これらの包有物として、部分融解過程で生成した  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物、あるいは上述したその安定相、An 成分に富む斜長石が岩石内に残る可能性も指摘される。また、このような岩石組織は、天然の岩石での部分融解の進行過程や流体の浸透過程をより詳細に理解するために役立つことが期待される。

## 5. 花崗岩質メルト中のアルカリ成分の拡散

アルカリ成分はネットワーク構成成分よりも花崗岩質メルト中で比較的大きい拡散速度を示す。このようなアルカリ成分のメルト中の挙動に関しては、現在までにいくつかの部分融解と関連した地質学的重要性が指摘されている。例えば、Watson (1982)は、マグマと母岩の同化が起こる際に、生じたメルトとマグマとの間で元素の拡散が起こることで、アルカリ成分のマグマへの選択的な混染が起こることを実験的に指摘した。また、Skjerlie et al. (1993)は、砂泥互層を起源とするような組成の異なる部分から構成される高温の変成岩が部分融解する際に、アルカリ成分の移動と均一化によって岩石全体の部分融解度が大きく増加すること実験的に指摘した。

本研究では、アルカリ成分のメルト中の拡散が、岩石に生成するメルトの分布と鉱物の溶解メカニズムに関して、下記のような影響を及ぼすことが明らかとなった。

1. アルカリ成分を含まないあるいは乏しい鉱物の粒間での部分融解を促進させる。
2. メルト中に  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和な部分を生じさせる。
3. 鉱物のメルトへの溶解過程に、岩石組織に応じて多様性を生じさせる。

アルカリ成分の溶解した流体の存在により、アルカリ成分を含まないあるいは乏しい鉱物の粒間で花崗岩質メルトが生成することは IV 章で述べた。このことは、Acosta-Vigil et al. (2006)が強調しているように、流体の浸透により多くの鉱物の粒間がメルトで満たされ、物質の移動過程が岩石の粒間流体による移流からメルト中への拡散へ急激に切り替わり、岩石の力学的挙動などに影響を及ぼすこと

を示している。また、このような過程により生じるメルトはごく僅かと考えられる。このような粒間では、部分融解が進むために一旦メルトが生成した後もアルカリ成分がメルト中を拡散することにより供給されていると考えられる。すなわち、別の場所で、長石や黒雲母などから放出されたアルカリ成分が、メルト中を拡散し移動していると考えられる。このような現象は、部分融解の進行過程において重要と考えられる。従来の研究から得られている知見からは、鉱物の粒間で接触関係にある鉱物が互いに反応して部分融解が起こることが予期できる。それに加えて、本論で強調したいことは、メルトの分布、鉱物のメルトへの溶解過程、生じる組織などについて、岩石全体あるいは少なくとも数 mm の領域でのアルカリ成分の拡散の挙動について考慮する必要があることである。

$\text{SiO}_2$  に不飽和な部分で石英と非平衡な  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が生成したように、メルトが局所的に  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和になる原因も、メルト中のアルカリ成分の拡散の挙動に関して考慮することで理解できる。VII 章の長石の溶解過程の節で詳細に述べたが、これはパーアルミナスな岩石に特有の現象である。長石が溶解する際に放出されるネットワーク構成成分とアルカリ成分との拡散速度の違いが  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和になる原因であった。この際も、アルカリ成分の拡散の起こる領域がネットワーク構成成分よりも大きいことが重要である。これによって、長石の周囲は  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に過飽和になり、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物の生成とそれに伴う長石の溶解も促進されていた。この場合、アルカリ成分の移動が、大局的にはアルカリ成分が多い部分から少ない部分へと進んでいる。すなわち、岩石全体あるいは少なくとも数 mm の領域でのアルカリ成分の拡散の挙動が、長石の溶解組織や生じる鉱物にも影響を与えていると考えられる。そのため、特にパーアルミナスな系において、アルカリ成分の挙動には重要な役割があると考えられる。

これらの現象をメルトの増加過程という観点から見ると、アルカリ成分の乏しい粒間でメルトの生成が促進され、一方でアルカリ長石や斜長石も、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物の生成によりメルトへの溶解が促進されている。すなわち、アルカリ成分の付加により融解が促進されることと、アルカリ成分の離脱により融解が促進されていることが同時に起こっている。つまり、アルカリ成分の移動により別個の場所の融解反応が相互関係を持ちながら、それぞれの場所で融解が促進されていると言える。このように、アルカリ成分の移動はメルトの増加速度を大きくするという点でも重要である。

岩石の部分融解の過程に関して、元の岩石の組織だけでなく、メルト中の拡散も大きな役割を持っていると考えられる。ネットワーク構成成分の拡散は、反応を律速過程であることをすでに述べた。それに対して、アルカリ成分の少なくとも数 mm の領域における拡散の挙動は、部分融解の進行過程の鉱物の組織や多様性、メルトの分布などについて重要である。



## IX. おわりに

本研究では、 $H_2O$ に富む流体の岩石への浸透過程や鉱物のメルトへの溶解過程などの融解過程を明らかにするために岩石片を部分融解させる実験を行った。これまでに、主として石墨を含む泥質変成岩(HZ122)の実験結果をもとに、部分融解により生じるメルトの分布、融解の速度、融解によって生じる組織などに関する様々な因子に関して考察を行った。その因子とは、岩石の組織や構成鉱物などの他にメルト中の元素の拡散の挙動、酸素分圧、温度などが挙げられる。

本論では、部分融解の進行は初めのメルトの発生とその増加の 2 つの別個のメカニズムで起こる現象として扱った。そこで、まず IV 章では、メルトが初めて発生する場所とその原因について述べた。次にメルトの増加過程に関して、メルトが増加するためには  $H_2O$  の供給と鉱物のメルトへ溶解が必要不可欠な現象である。これらの詳細な過程やメカニズムについては、それぞれ V 章と VII 章で述べた。VI 章では、部分融解の進行過程を支配する最も重要な要因であるメルト中の元素の拡散に焦点をあて、実験により生じたメルトの組成不均一の成因について述べた。最後に VIII 章では、本実験で明らかとなった様々な現象が、天然の過程で実際に起こる場合について述べた。

以降に本論で明らかになった部分融解の進行過程に関する知見をまとめる。

1.  $H_2O$  に富む流体の浸透によりメルトは様々な鉱物の粒間に生じる。これは、流体にアルカリ成分や  $SiO_2$  が溶解しているためである。
2. 石墨を含む岩石に酸素分圧の高い流体が浸透することにより、 $CO_2$  を発生させる。この  $CO_2$  はメルトに溶解し、 $H_2O$  の溶解度を低下させ  $H_2O$  に富む流体の浸透を妨げる。
3. 流体の浸透により部分融解が起こる場合、 $CO_2$  の発生の有無に関わらず、 $H_2O$  の浸透が十分ではないためメルトは  $H_2O$  に不飽和でかつ不均一な状態で部分融解が進行する。その原因は、1) $H_2O$  の浸透する経路が限られていることと、2)岩石を浸透していく途中でメルトが発生するため含水量が低下すること、3) $H_2O$  の拡散速度が十分ではないことである。
4. 花崗岩質メルトには、 $SiO_2$  や  $Al_2O_3$  の組成不均一が生じやすい。これらのネットワーク構成成分の拡散速度は小さいため、その組成は近傍の鉱物との相平衡の条件によって決まる。このことは、石英が存在する岩石に、石英とは平衡共存し得ない鉱物が生成する原因である。
5. 岩石の部分融解速度を律速する過程は、石英や長石の溶解を律速するネットワーク構成成分のメルト中の拡散である。この拡散係数の温度依存性が大きいため、流体の浸透により部分融解の起こる温度条件により、生じるメルトの分布に大きな影響を及ぼす。
6. メルト中のアルカリ成分の組成均一化は少なくとも数 mm の領域で起こっている。そのため、メルト中のアルカリ成分の拡散の挙動は、このような比較的広い領域の鉱物の量比や溶解速度などの影響を受ける。
7. パーアルミナスの岩石の部分融解過程において、アルカリ長石と斜長石の周囲は  $Al_2O_3$  に富む傾向にあり、場合によって  $Al_2O_3$  鉱物が生成する。これはメルト中のネットワーク構成成分とアルカリ成分との拡散速度に違いがあるためと考えられる。
8. アルカリ長石は石英の近くでメルトへ単純溶解するのに対し、石英から相対的に離れた場所で

は、その周囲に新たに鉱物が生成する。アルカリ長石の溶解過程は、周囲の鉱物との位置関係によって生じる組織や反応速度などに多様性が現れる。

9. 斜長石のメルトへ溶解過程では、1)細粒の斜長石の集合体(反応帯)が生成したこと、2)稀に  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物が生成したことは過去の溶解実験結果と調和的である。斜長石のメルトへの溶解反応は、反応帯の形成とその溶解の2段階で進行する。また、反応帯形成の律速過程は、 $\text{SiO}_2$  の供給と斜長石とメルトの界面反応である。

## 謝辞

自然科学研究科の研究指導における主任指導教官の廣井美邦教授には、研究を進める上で日ごろから大変お世話になった。岩石学鉱物学研究分野の西田孝教授、井上厚行教授、津久井雅志准教授、高橋奈津子助教、古川登助教、構造研究室の金川久一教授には、日ごろから様々な視点からの貴重なご助言を頂いた。古川助教には、実験方法について終始丁寧にご指導いただいた。本研究は筆者が千葉大学大学院自然科学研究科博士後期課程に在学中になされたものであり、同研究科の関係者の皆様に深く感謝申し上げます。また、本研究は、筆者の卒業研究時代からの廣井教授はじめとする諸先生方の長年のご指導のもとに成り得たものであることも記しておきたい。国立極地研究所の白石和行教授、本吉洋一教授、外田智千準教授には、同研究所における研究発表や、EPMA, XRF, 顕微ラマン分析の分析などの多くの便宜を頂き、日ごろから本研究に関して激励を頂いた。筆者は、本研究を進める間に、国立極地研究所の特別共同利用研究員として研究指導を受けることができ、同研究所の関係者の皆様に深く感謝申し上げます。本研究で出発物質に用いたYH00032053Hは、千葉大学の廣井美邦教授、国立極地研究所の白石和行教授、横浜国立大学の有馬眞教授から提供して頂いたものである。静岡大学の和田秀樹教授、サティッシュ・クマール准教授には、ガス分析の方法についてご指導頂いた。岩鉱研究室の諸先輩方、学生の方々と研究に関して多くの議論ができたことは、本研究を進める上で大変に有意義であった。また、皆様と多くの時間を共有できたこと筆者にとって貴重な経験であり、深く感謝申し上げます。本研究は、同研究室の別府正顕博士による先行研究をもとに成されたものであり、その研究発表や実験内容を間近に拝見できたことは大変に幸いであった。同研究室の新堀賢志博士には、日ごろから有意義な示唆を頂き、研究内容に関して多くの議論できたことに深く感謝申し上げます。本研究を進める上で、同研究室の齋藤公一滝氏、黒川恭平氏、加藤睦実氏、東京大学の西上原航氏には多くの便宜を図って頂いた。同研究室の中山佳典氏には実験の出発物質として用いた大峯花崗岩を提供して頂いた。同研究室の林幸一郎氏には、実験の出発物質として用いた伊豆大島の安永の溶岩を提供して頂いた。共立マテリアル株式会社の方には、実験の出発物質として用いたアルバイトとアルカリ長石を提供して頂いた。皆様に御礼申し上げます。

## 引用文献

- Acosta-Vigil, A., London, D., Dewers, T.A., Morgan VI, G.B., 2002. Dissolution of corundum and andalusite in H<sub>2</sub>O-saturated haplogranitic melts at 800°C and 200 MPa: Constraints on diffusivities and the Generation of peraluminous melts. *Journal of Petrology*, 43, 1885-1908.
- Acosta-Vigil, A., London, D., Morgan VI, G.B. and Dewers, T.A., 2003. Solubility of excess alumina in hydrous granitic melts in equilibrium with peraluminous minerals at 700-800 °C and 200 MPa, and applications of the aluminum saturation index. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 100-119.
- Acosta-Vigil, A., London, D. and Morgan VI, G.B., 2006a. Experiments on the kinetics of partial melting of a leucogranite at 200 MPa H<sub>2</sub>O and 690-800°C: compositional variability of melts during the onset of H<sub>2</sub>O-saturated crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 539-557.
- Acosta-Vigil, A., London, D., Morgan VI, G.B. and Dewers, T.A., 2006b. Dissolution of quartz, albite, and orthoclase in H<sub>2</sub>O-saturated haplogranitic melt at 800°C and 200 MPa: diffusive transport properties of granitic melts at crustal anatexis conditions. *Journal of Petrology*, 47, 231-254.
- Arzi, A.A., 1978a. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44, 173-184.
- Arzi, A.A., 1978b. Fusion kinetics, water pressure, water diffusion and electrical conductivity in melting rock, interrelated. *Journal of Petrology*, 19, 153-169.
- Baker, D.R., 1990. Chemical interdiffusion of dacite and rhyolite: anhydrous measurements at 1 atm and 10 kbar, application of transition state theory, and diffusion in zoned magma chambers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 407-423.
- Baker, D.R., 1991. Interdiffusion of hydrous dacitic and rhyolitic melts and the efficacy of rhyolite contamination of dacitic enclaves. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106, 462-473.
- Bowen, N.L., 1913. The melting phenomena of the plagioclase feldspars. *American Journal of Science*, 35, 577-599.
- Bowen, N.L., Tuttle, O.F., 1950. The system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-H<sub>2</sub>O. *Journal of Geology*, 58, 489-511.
- Büsch, W., Schneider, G. and Mehnert, K.R., 1974. Initial melting at grain boundaries. Part II: Melting in rocks of granodioritic, quartzdioritic and tonalitic composition. *Neues Jahrb. Mineral. Mh.* 8, 345-370.
- 坂野昇平, 鳥海光弘, 小畑正明, 西山忠男, 2000. 岩石形成のダイナミクス. pp.304, 東京大学出版会.
- 別府正顕, 2002. 泥質変成岩の部分融解における実験的研究. 千葉大学学位論文.
- 別府正顕, 古川登, 廣井美邦, 2002. 泥質片麻岩におけるスピネル生成部分融解反応: 記載岩石学のおよび合成実験的アプローチ, *岩石鉱物科学*, 31, 97-110.
- Carroll, M.R., Rutherford, M.J., 1987. The stability of igneous anhydrite: experimental results and

- implications for sulfur behavior in the 1982 El Chichon trachyandesite and other evolved magmas. *Journal of Petrology*, 28, 781-801.
- Cesare, B., Meli, S., Nodari, L., Russo, U., 2005. Fe<sup>3+</sup> reduction during biotite melting in granitic metapelite: another origin of CO<sub>2</sub> in granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 129-140.
- Chekhmir, A.S., Epel'baum, M.B., 1991. Diffusion in magmatic melts: New study. In *Physical Chemistry of Magmas*, Springer-Verlag, New York.
- Chou I-Ming, 1986. Permeability of precious melts to hydrogen at 2 kb total pressure and elevated temperatures. *American Journal of Science*, 286, 638-658.
- Dobson, P.F., Epstein, S., Stolper, E.M., 1989. Hydrogen isotope fractionation between coexisting vaper and silicate glasses and melts at low pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2723-2730.
- Donaldson, C.H., 1985. The rate of dissolution of olivine, plagioclase and quartz in a basalt melt. *Mineral Magazine*, 49, 683-693.
- Edwards, B.R. and Russell, J.K., 1996. A review and anarysis of silicate mineral dissolution experiments in natural silicate melts. *Chemical Geology*, 130, 233-245.
- Eugster, H.P., 1957. Heterogeneous reaction involving oxidation and reduction at high pressure and temperatures. *Journal of Chemical Physics*, 26, 1760-1761.
- Fine, G., Stolper, E.M., 1985. Dissolved carbon dioxide in basaltic glasses: concentration and speciation. *Earth Planetary Science letter*, 76, 263-278.
- Fogel, R.A., Rutherford, M.J., 1990. The solbility of carbon dioxide in rhyolite melts: A quantitative FTIR study. *American Mineralogist*, 75, 1311-1326.
- Freda, C., Baker, D. R., 1998. Na-K interdiffusion in alkali feldspar melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 2997-3007.
- 藤井敏嗣, 荒牧重雄, 金子隆之, 小沢一仁, 川辺禎久, 福岡孝昭, 1988. 伊豆大島火山 1986 年 噴火噴出物の岩石学的特徴. *火山*, 33, 234-254.
- Grapes, R.H., 1986. Melting and thermal reconstitution of pelitic xenoliths, Wehr Volcano, East Eifel, West Germany. *Journal of Petrology*, 27, 343-396.
- Hiroi, Y., Kishi, S., Nohara, T., Sato, K., Goto, J., 1998. Cretaceous high-temperature rapid loading and unloading in the Abukuma metamorphic terrane, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 67-81.
- Holtz, F., Behrens, H., Dingwell, D.B., Johannes, W., 1995. Water solbility in haplogranitic melts. Compositional, pressure and temperature dependence. *American Mineralogist*, 80, 94-108.
- Holtz, F., Johannes, W., Pichavant, M., 1992a. Effect of excess aluminium on phase relations in the system Qz-Ab-Or: experimental investigation at 2kbar and reduced H<sub>2</sub>O-activity. *European Journal of Mineralogy*, 4, 137-152.
- Holtz, F., Pichavant, M., Barbey, P. Johannes, W., 1992b. Effects of H<sub>2</sub>O on liquidus phase relations in haplogranite system at 2 and 5 kbar. *American Mineralogist*, 77, 1223-1241.

- Holyoke III, C.W. and Rushmer, T., 2002. An experimental study of grain scale melt segregation mechanisms in two common crustal rock types. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 493-512.
- Icenhower, J. and London, D., 1996. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt. *American Mineralogist*, 81, 719-734.
- Imai, N. Terashima, S. Itoh, S. and Ando, A., 1995. 1994 compilation values for GSJ reference samples, "Igneous rock series". *Geochemical Journal*, 29, 91-95.
- Jakubowski, R.T, Fournelle, J., Welch, S., Swope, R.J., Camus, P., 2002. Evidence for magmatic vapor deposition of anhydrite prior to the 1991 climactic eruption of Mount Pinatubo, Philippines. *American Mineralogist*, 87, 1029-1045.
- Johannes, W., 1989. Melting of plagioclase-quartz assemblages at 2 kbar water pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 270-276.
- Johannes, W. and Holtz, F., 1996. *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. pp.335, Springer-Verlag, Berlin.
- Johannes, W., Koepke, J. and Behrens, H., 1994. Partial melting reactions of plagioclases and plagioclase-bearing systems. In *Feldspars and their reactions* (Parsons, I. Ed.). Kluwer Acad. Pub., Dordrecht, 161-194.
- Johnson, T.E., Gibson, R.L., Brown, M., Buick, I.S., Cartwright, I., 2003. Partial melting of metapelitic rocks beneath the Bushveld Complex, South Africa. *Journal of Petrology*, 44, 789-813.
- Jones, K.A. and Strachan, R.A., 2000. Crustal thickening and ductile extension in the NE Greenland Caledonides: a metamorphic record from anatectic pelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 719-735.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Kuo, L.-C., Kirkpatrick, R.J., 1985. Kinetics of crystal dissolution in the system diopside-forsterite-silica. *American Journal of Science*, 285, 51-90.
- Liang, Y., 1999. Diffusive dissolution in ternary systems: analysis with applications to quartz and quartzite dissolution in melt-silicates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 3983-3995.
- Maury, R. C. and Bizouard, H., 1974. Melting of acid xenoliths into a basanite: an approach to the possible mechanisms of crustal contamination. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48, 275-286.
- Mehnert, K.R., Büsch, W., Schneider, G., 1973. Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 4, 165-183.
- Morgan IV, G. B., Acosta-Vigil, A., London, D., 2007. Diffusive equilibration between hydrous metaluminous-peraluminous haplogranite liquid couples at 200MPa (H<sub>2</sub>O) and alkali transport in granitic liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155, 2, 257-269.
- Nakamura, M. and Shimakita, S., 1998. Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase. *Earth Planetary Science Letter*, 161, 119-133.
- Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems.

- American journal of science, 283, 993-1033.
- Nowak, M., Behrens, H., 1997. An experimental investigation on diffusion of water in haplogranitic melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 365-376.
- Ohmoto, H., Kerrick, D., 1977. Devolatilization equilibria in graphitic system. *American Journal of Science*, 277, 1013-1044.
- 奥村聡, 2006. シリケートメルト中の水の拡散. *岩石鉱物科学*, 35, 119-125.
- Poulson, S.R., Ohmoto, H., 1989. Devolatilization equilibria in graphite-pyrite-pyrrhotite bearing pelites with application to magma-pelite interaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 418-425.
- Rushmer, T., 2001. Volume change during partial melting reactions: implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology. *Tectonophysics*, 342, 389-405.
- Rutherford, M.J., Sigurdsson, H., Carey, M., Davis, A., 1985. Eruption of Mount St. Helens 1. Melt composition and experimental phase equilibria. *Journal of Geophysical Research*, 90, 2929-2947.
- Shaw, H.R., 1963. Hydrogen-water vapor mixture; control of hydrothermal experiments by hydrogen osmosis. *Science*, 139, 1220-1222.
- Shaw, C.S.J., 2000. The effect of experiment geometry on the mechanism and rate of dissolution of quartz in basanite at 0.5 GPa and 1350°C. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 509-525.
- Shaw, C.S.J., 2004. Mechanisms and rates of quartz dissolution in melts in the CMAS (CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>) system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 180-200.
- Scaillet, B., Pichavant, M., Roux, J., Humbert, G., Lefèvre, A., 1992. Improvements of Shaw membrane technique for measurement and control of fH<sub>2</sub> at high temperature and pressure. *American Mineralogist*, 77, 647-655.
- Silver, L.A., Ihinger, P.D., Stolper, E.M., 1990. The influence of bulk composition on the speciation of water in silicate glasses. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 142-162.
- Skjerlie, K.P., Patiño Douce, A.E. and Johnston, A.D., 1993. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 365-378.
- Spencer, K.J., Lindsley, D.H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 66, 1189-1201.
- Stolper, E.M., 1982. Water in silicate glasses: an infrared spectroscopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82, 1-17.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 1-16.
- Tsuchiyama, A. and Takahashi, E., 1983. Melting kinetics of a plagioclase feldspar. *Contributions to*

- Mineralogy and Petrology, 84, 345-354.
- Turnock, A.C., Eugster, H.P., 1962. Fe-Al oxides: phase relationships below 1,000°C. *Journal of Petrology*, 3, 533-565.
- Tuttle, O.F., Bowen, N.L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geological Society of America Mem*, 74, 153pp.
- Urano, K., 1974. An additional find of relic kyanite from the Gosaisho-Takanuki metamorphic rocks of the Abukuma plateau. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 69, 81-88.
- Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequence for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 257-276.
- Wark, D.A. and Stimac, J.A., 1992. Origin of mantled (rapakivi) feldspars: experimental evidence of a dissolution- and diffusion-controlled mechanism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 345-361.
- Watson, E.B., 1991. Diffusion of dissolved CO<sub>2</sub> and Cl in hydrous silicic to intermediate magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 1897-1902.
- Watson, E.B., 1982. Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 73-87.
- Wolf, M.B., London, D., 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: An experimental study of solubilities and mechanisms. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 4127-4145.
- Yamashita, S., Kitamura, T., Kusakabe, M., 1997. Infrared spectroscopy of hydrous glasses of arc magma compositions, *Geochemical Journal*, 31, 169-174.
- Zhang, Y., Walker, D., and Lesher, C.E., 1989. Diffusive crystal dissolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102, 492-513.



Table 2. 実験一覧

Run No.	出発物質	実験開始日	時間	温度	実験前(g)	実験後(g)	重量差
HM101	HZ122 W5%	20040325	10	850	2.18	2.1803	0.0003
HM102	HZ122 W5%	20040325	10	850	2.184	2.1847	0.0007
HM103	HZ122 W10%	20040325	10	850	2.4099	2.4099	0.0000
HM104	HZ122 W2.5%	20040325	10	850	2.2896	2.2898	0.0002
HM041	HZ122 W5%	20030717	91	850	2.0129	2.0123	-0.0006
HM042	HZ122 W5%	20030717	91	850	2.4195	2.4121	-0.0074
HM043	HZ122 W5%	20030717	91	850	2.4051	2.4046	-0.0005
HM044	HZ122 W5%	20030717	91	850	2.3778	2.3772	-0.0006
HM057	HZ122 dry	20031020	91	850	1.9324	1.9294	-0.0030
HM058	HZ122 W0.5%	20031020	91	850	2.0124	2.0121	-0.0003
HM059	HZ122pwd	20031020	91	850	1.8421	1.8415	-0.0006
HM060	HZ122pwd	20031020	91	850	1.8419	1.8416	-0.0003
HM001	HZ122	20030421	100	850	1.97623	1.97558	-0.0007
HM002	HZ122	20030421	100	850	2.01188	1.9875	-0.0244
HM003	HZ122	20030421	100	850	2.4554	2.45344	-0.0020
HM004	HZ122	20030421	100	850	2.40307	2.39412	-0.0090
HM118	HZ122pwd W3%	?	112	850	1.1335	1.33	0.1965
HM105	HZ122 5W%	20040326	214	850	1.9482	1.9472	-0.0010
HM106	HZ122 W5%	20040326	214	850	2.0635	2.0624	-0.0011
HM107	HZ122 W2.5%	20040326	214	850	2.243	2.2412	-0.0018
HM198	HZpwd+W12%	20050621	336	850	1.6565	1.6557	-0.0008
HM199	HZpwd+W4%	20050621	336	850	1.6715	1.6706	-0.0009
HM109	HZ122 W5%	20040405	387	850	2.2693	2.25	-0.0193
HM110	HZ122 W5%	20040405	387	850	2.2305	2.2288	-0.0017
HM111	HZ122 W2.5%	20040405	387	850	2.0348	2.0226	-0.0122
HM113	HZ122 W5%	20040423	1008	850	2.1692	2.1408	-0.0284
HM114	HZ122 W5%	20040423	1008	850	2.1762	2.1735	-0.0027
HM115	HZ122 W2.5%	20040423	1008	850	2.0848	2.0677	-0.0171
HM045	HZ122 W5%	20030721	95	900	1.9557	1.9544	-0.0013
HM046	HZ122 W5%	20030721	95	900	2.1139	2.1123	-0.0016
HM047	HZ122 W5%	20030721	95	900	2.0775	2.076	-0.0015
HM048	HZ122 W5%	20030721	95	900	2.0578	2.0566	-0.0012
HM066	HZ122 dry	20031111	191	900	1.9224	1.9184	-0.0040
HM067	HZ122 W5%	20031111	191	900	2.0181	2.0161	-0.0020
HM068	HZ122 W0.5%	20031111	191	900	1.9687	1.959	-0.0097
HM192	HZ122 W5%	20050618	44	950	2.2456	2.2443	-0.0013
HM193	HZ122 W5%	20050618	44	950	2.1812	2.1803	-0.0009
HM051	HZ122 W5%	20030904	90	950	2.2234	2.2253	0.0019
HM052	HZ122 W5%	20030904	90	950	2.1055	2.0996	-0.0059
HM061	HZ122 dry	20031024	92	950	2.1169	2.1106	-0.0063
HM062	HZ122 0.5%	20031024	92	950	2.0348	2.0298	-0.0050
HM063	HZ122 W5%	20031024	92	950	2.0554	2.0536	-0.0018
HM064	HZ122 W5%	20031024	92	950	1.9933	1.9922	-0.0011
HM201	HZ3mm+ W5%	20050706	115	950	1.6812	1.6801	-0.0011
HM188	HZ122 W5%	20050610	190	950	2.1963	2.176	-0.0203
HM069	HZ122 dry	20031125	94	1000	1.8626	1.8559	-0.0067
HM070	HZ122 pwd dry	20031125	94	1000	1.7922	1.7914	-0.0008

Table 3. 出発物質の全岩化学組成

	HZ122*	K17**	安永溶岩***
SiO <sub>2</sub>	65.72	74.899	53.39
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.12	1.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.57	12.555	14.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.33	1.177	
FeO	3.47		13.77
MnO	0.06	0.024	0.2
MgO	2.54	0.152	4.74
CaO	2.23	0.382	9.68
Na <sub>2</sub> O	3.12	2.891	2.02
K <sub>2</sub> O	3.46	4.918	0.47
H <sub>2</sub> O (+)	0.97		
H <sub>2</sub> O (-)	0.26		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.066	0.1
Total	100.32	97.184	99.95
SiO <sub>2</sub>		77.16	53.42
TiO <sub>2</sub>		0.12	1.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		12.93	14.26
FeO(Total)		1.09	13.78
MnO		0.02	0.20
MgO		0.16	4.74
CaO		0.39	9.68
Na <sub>2</sub> O		2.98	2.02
K <sub>2</sub> O		5.07	0.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.07	0.10
Total		100	100

\*: 竹貫泥質片麻岩の代表的全岩化学組成(Uruno, 1974). \*\*: 中山, 未公表データ. \*\*\*: 藤井ら, 1988

Table 4. 酸素分圧測定のための実験結果.

n	実験生成物内部						実験生成物端部					
	Cpx 3	Opx 3	Pl 3	Ilm 3	Mag 3	melt 3	Cpx 3	Opx 3	Pl 3	Ilm 3	Mag 3	melt 3
SiO <sub>2</sub>	52.04	55.67	46.38			60.85	51.81	-	47.86			63.77
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.25	0.11	18.18	2.50	0.51	0.47	-	0.01	14.19	1.11	0.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.19	1.61	33.07	0.85	3.23	13.90	3.16	-	33.21	1.03	3.27	14.55
FeO	10.10	10.55	0.91	67.21	77.21	2.87	9.22	-	1.53	71.49	78.40	2.94
MnO	0.40	0.69		0.28	0.69	0.16	0.38	-		0.17	0.83	0.16
MgO	15.30	30.21	0.40	2.54	5.03	2.06	15.17	-	0.29	2.16	5.77	1.85
CaO	19.48	1.15	17.50			5.20	20.85	-	17.09			5.27
Na <sub>2</sub> O	0.99	1.06	1.89			2.79	1.01	-	2.13			2.96
K <sub>2</sub> O						0.73		-	0.01			0.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>						0.02		-				0.04
Total	101.02	101.20	100.26	89.06	88.66	89.09	102.08		102.12	89.03	89.37	92.70
O	6	6	8	3	4		6		8	3	4	
Si	1.93	1.95	2.14				1.90		2.17			
Ti	0.01	0.00	0.00	0.37	0.07		0.01		0.00	0.28	0.03	
Al	0.10	0.06	1.80	0.03	0.15		0.14		1.77	0.03	0.15	
Fe <sup>2+</sup>	0.31	0.29	0.04	0.26	0.76		0.28		0.06	0.19	0.68	
Fe <sup>3+</sup>				1.24	1.71					1.40	1.79	
Mn	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02		0.01		0.00	0.00	0.03	
Mg	0.84	1.61	0.03	0.10	0.29		0.83		0.02	0.09	0.32	
Ca	0.77	0.04	0.87				0.82		0.83			
Na	0.07	0.07	0.17				0.07		0.19			
K			0.00						0.00			
P			0.00						0.00			
Total	4.05	4.05	5.04	2.00	3.00		4.06		5.04	2.00	3.00	
logfO <sub>2</sub> (Spencer and Lindsley, 1981)				-8.0						-7.7		

Table 5. GSJの含水ガラスの分析結果と推奨値との比較

	JF-1			JG-1a			JG-2			JR-1		
	This study	Reported value*	Error	This study	Reported value*	Error	This study	Reported value*	Error	This study	Reported value*	Error
n**	10			10			10			10		
SiO <sub>2</sub>	66.64 (0.15)	67.24	-0.61	72.94 (0.20)	73.05	-0.11	77.17 (0.18)	77.44	-0.27	76.56 (0.19)	76.57	-0.01
TiO <sub>2</sub>	0.11 (0.08)	0.01	0.10	0.28 (0.10)	0.25	0.03	0.07 (0.08)	0.04	0.02	0.09 (0.07)	0.11	-0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.97 (0.08)	18.23	-0.26	14.05 (0.07)	14.45	-0.39	12.43 (0.19)	12.57	-0.14	12.90 (0.10)	13.02	-0.12
FeO***	0.10 (0.08)	0.09	0.00	1.75 (0.13)	1.84	-0.09	0.82 (0.12)	0.87	-0.05	0.82 (0.09)	0.82	0.01
MnO	0.04 (0.06)	0.00	0.04	0.12 (0.07)	0.06	0.06	0.05 (0.06)	0.02	0.04	0.12 (0.07)	0.10	0.02
MgO	0.14 (0.06)	0.01	0.14	0.78 (0.07)	0.70	0.09	0.12 (0.04)	0.04	0.08	0.25 (0.03)	0.12	0.13
CaO	0.86 (0.06)	0.94	-0.08	2.16 (0.08)	2.15	0.01	0.67 (0.05)	0.71	-0.04	0.66 (0.08)	0.68	-0.02
Na <sub>2</sub> O	3.58 (0.08)	3.40	0.18	3.61 (0.07)	3.42	0.18	3.58 (0.08)	3.57	0.01	3.79 (0.08)	4.08	-0.29
K <sub>2</sub> O	10.57 (0.13)	10.07	0.50	4.24 (0.09)	4.00	0.24	5.10 (0.07)	4.75	0.35	4.79 (0.09)	4.48	0.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00 (0.00)	0.01	-0.01	0.07 (0.08)	0.08	-0.02	0.00 (0.00)	0.00	0.00	0.01 (0.03)	0.02	-0.01
Total	100	100		100	100		100	100		100	100	

\*1994 compilation values (Imai *et al.*, 1995); \*\*number of analyses; \*\*\*total Fe; Numbers in parentheses represent standard deviations. All oxide totals normalized to 100.

Table 7. 100時間の実験で生成したメルトのEPMA分析値

接触する鉱物	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz	Pl	Pl	Pl	Pl	Crd	Crd	Crd	Bt	Bt	Bt	Af	Af	Af	Spl	Spl	Spl
SiO <sub>2</sub>	76.54	75.77	74.5	72.49	73.37	71.98	68.7	67.46	66.84	69.18	69.38	65.7	69.39	70.14	73.02	66.38	66.28	64.94	68.45	65.99	67.3
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.21	0.08	0.21	0	0	0	0.1	0.22	0.27	0.05	0.31	0.27	0.31	0.4	0.17	0.33	0.02	0.38	0.43	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.22	10.37	11.18	11.92	11.77	12.92	13.97	14.47	15	13.23	13.24	14.95	13.56	12.94	11.59	15.71	15.05	15.83	14.25	13.9	15.34
FeO	0.9	0.76	0.85	1.49	1.43	0.78	1.59	1.11	1.21	1.71	1.46	0.96	1.1	1.03	1.45	0.93	0.71	1.3	1.17	1.25	1.23
MnO	0	0	0.08	0.06	0	0	0.02	0	0.14	0.09	0	0.1	0.07	0.07	0.07	0	0	0	0.04	0	0.1
MgO	0.38	0.37	0.38	0.58	0.5	0.5	0.58	0.68	0.78	0.55	0.47	0.36	0.48	0.36	0.48	0.47	0.47	0.53	0.37	0.39	0.4
CaO	0.61	0.49	0.53	0.85	0.82	1.1	1.17	1.14	1.08	1.12	1.19	0.72	0.84	0.85	0.22	0.8	0.89	0.98	1.29	0.6	1.21
Na <sub>2</sub> O	2.54	2.41	2.35	2.25	2.28	2.82	3	3.27	3.48	2.39	2.91	3.12	2.96	2.65	2.13	3.22	3.19	3.18	2.97	2.82	2.94
K <sub>2</sub> O	4.59	4.52	4.57	4.25	4.34	3.99	3.99	4.64	4.5	4.46	3.82	6.23	5.39	5.52	4.51	5.81	5.8	5.85	3.54	5.84	5.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0	0	0	0	0.08	0.11	0.23	0	0.06	0	0.13	0.02	0	0.04	0	0.24	0.16	0.16	0	0.11
Total	95.96	94.9	94.52	94.1	94.51	94.17	93.13	93.1	93.25	93.06	92.52	92.58	94.08	93.87	93.91	93.49	92.96	92.79	92.62	91.22	94.74
100%normalized																					
SiO <sub>2</sub>	79.76	79.84	78.82	77.04	77.63	76.44	73.77	72.46	71.68	74.34	74.99	70.97	73.76	74.72	77.76	71.00	71.30	69.99	73.90	72.34	71.04
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.22	0.08	0.22	0.00	0.00	0.00	0.11	0.24	0.29	0.05	0.33	0.29	0.33	0.43	0.18	0.35	0.02	0.41	0.47	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.65	10.93	11.83	12.67	12.45	13.72	15.00	15.54	16.09	14.22	14.31	16.15	14.41	13.79	12.34	16.80	16.19	17.06	15.39	15.24	16.19
FeO	0.94	0.80	0.90	1.58	1.51	0.83	1.71	1.19	1.30	1.84	1.58	1.04	1.17	1.10	1.54	0.99	0.76	1.40	1.26	1.37	1.30
MnO	0.00	0.00	0.08	0.06	0.00	0.00	0.02	0.00	0.15	0.10	0.00	0.11	0.07	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.11
MgO	0.40	0.39	0.40	0.62	0.53	0.53	0.62	0.73	0.84	0.59	0.51	0.39	0.51	0.38	0.51	0.50	0.51	0.57	0.40	0.43	0.42
CaO	0.64	0.52	0.56	0.90	0.87	1.17	1.26	1.22	1.16	1.20	1.29	0.78	0.89	0.91	0.23	0.86	0.96	1.06	1.39	0.66	1.28
Na <sub>2</sub> O	2.65	2.54	2.49	2.39	2.41	2.99	3.22	3.51	3.73	2.57	3.15	3.37	3.15	2.82	2.27	3.44	3.43	3.43	3.21	3.09	3.10
K <sub>2</sub> O	4.78	4.76	4.83	4.52	4.59	4.24	4.28	4.98	4.83	4.79	4.13	6.73	5.73	5.88	4.80	6.21	6.24	6.30	3.82	6.40	6.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.12	0.25	0.00	0.06	0.00	0.14	0.02	0.00	0.04	0.00	0.26	0.17	0.17	0.00	0.12
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ASI	1.00	1.06	1.14	1.21	1.18	1.18	1.23	1.16	1.19	1.23	1.19	1.13	1.11	1.09	1.32	1.20	1.15	1.19	1.29	1.15	1.16
XFe	0.57	0.54	0.56	0.59	0.62	0.47	0.61	0.48	0.47	0.64	0.64	0.60	0.56	0.62	0.63	0.53	0.46	0.58	0.64	0.64	0.63
XNa	0.46	0.45	0.44	0.45	0.44	0.52	0.53	0.52	0.54	0.45	0.54	0.43	0.45	0.42	0.42	0.46	0.46	0.45	0.56	0.42	0.44
norm																					
Qtz	43.5	44.7	43.3	41.8	42.1	38.8	33.6	28.4	26.7	36.2	36.1	22.7	30.0	32.5	43.9	23.9	24.3	21.7	36.3	27.0	25.6
Crn	0.0	0.7	1.5	2.2	1.9	2.1	2.8	2.1	2.6	2.6	2.3	1.9	1.4	1.1	3.0	2.9	2.1	2.7	3.4	2.0	2.2
Or	28.3	28.1	28.6	26.7	27.1	25.1	25.3	29.5	28.5	28.3	24.4	39.8	33.9	34.8	28.4	36.7	37.0	37.3	22.6	37.8	35.8
Ab	22.4	21.5	21.0	20.2	20.4	25.4	27.3	29.8	31.6	21.7	26.6	28.6	26.6	23.9	19.2	29.1	29.1	29.0	27.2	26.2	26.3
An	3.1	2.6	2.8	4.5	4.3	5.8	6.2	6.1	5.7	6.0	6.4	3.9	4.4	4.5	1.2	4.2	4.8	5.2	6.9	3.3	6.3
En	1.0	1.0	1.0	1.5	1.3	1.3	1.6	1.8	2.1	1.5	1.3	1.0	1.3	1.0	1.3	1.3	1.3	1.4	1.0	1.1	1.1
Fs	1.4	1.1	1.7	2.7	2.8	1.5	3.2	2.0	2.3	3.1	2.8	1.6	1.8	1.6	2.3	1.5	0.8	2.5	1.7	1.7	1.9
Ilm	0.4	0.4	0.2	0.4	0.0	0.0	0.0	0.2	0.4	0.6	0.1	0.6	0.5	0.6	0.8	0.3	0.7	0.0	0.8	0.9	0.8

Table 8. 387時間の実験で生成したメルトのEPMA分析値

接触する鉱物	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz	Pl	Pl	Pl	Pl	Crd	Crd	Crd	Bt	Bt	Bt	Af	Af	Af	Spl	Spl	Spl
SiO <sub>2</sub>	74.51	74.09	75.49	74.55	73.39	69.18	72.6	73	72.39	75.74	72.26	72.93	69.61	68.98	68.99	69.26	68.82	69.12	71.12	69.68	69.94
TiO <sub>2</sub>	0.07	0	0.23	0	0.17	0.06	0	0.08	0	0.27	0.34	0.26	0.32	0.27	0.37	0.07	0.13	0.14	0.21	0.47	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.4	11.48	9.6	12.39	11.78	14.96	12.84	13.3	12.8	11.28	11.99	12.21	14.64	14.14	15.06	14.76	14.97	14.84	13.97	14.57	14.23
FeO	0.57	0.9	0.71	0.93	1.01	1.01	1.21	1.24	0.96	0.98	1.36	0.93	1.08	1.18	1.16	0.74	0.7	0.81	1.26	0.95	1.22
MnO	0	0	0.1	0.07	0	0.06	0	0	0.08	0.03	0.01	0.12	0	0	0.1	0.01	0.26	0.07	0.19	0	0.02
MgO	0.23	0.37	0.26	0.46	0.43	0.51	0.51	0.59	0.44	0.31	0.29	0.38	0.63	0.45	0.56	0.47	0.42	0.43	0.77	0.55	0.48
CaO	0.22	0.52	0.17	0.64	0.54	0.71	0.83	0.76	0.76	0.42	0.55	0.51	0.69	0.69	0.63	0.52	0.54	0.55	0.67	0.65	0.87
Na <sub>2</sub> O	2.64	2.6	2.57	2.39	2.31	3.46	3	2.54	2.69	2.55	2.63	2.92	3.87	3.58	3.83	1.96	3.95	4.04	3.52	3.67	2.97
K <sub>2</sub> O	5.2	4.63	4.44	5.48	5.37	5.32	4.91	5.39	5.32	4.8	5	5.63	5.52	5.37	5.52	6.7	6.13	6.13	5.12	5.48	5.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0.13	0.08	0.13	0.06	0.24	0	0	0	0	0	0.08	0.1	0	0.24	0.1	0.17	0.1	0.03	0.02	0.08
Total	94.84	94.72	93.65	97.04	95.06	95.51	95.9	96.9	95.44	96.38	94.43	95.97	96.46	94.66	96.46	94.59	96.09	96.23	96.86	96.04	95.8
100%normalized																					
SiO <sub>2</sub>	78.56	78.22	80.61	76.82	77.20	72.43	75.70	75.34	75.85	78.58	76.52	75.99	72.16	72.87	71.52	73.22	71.62	71.83	73.43	72.55	73.01
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.00	0.25	0.00	0.18	0.06	0.00	0.08	0.00	0.28	0.36	0.27	0.33	0.29	0.38	0.07	0.14	0.15	0.22	0.49	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.02	12.12	10.25	12.77	12.39	15.66	13.39	13.73	13.41	11.70	12.70	12.72	15.18	14.94	15.61	15.60	15.58	15.42	14.42	15.17	14.85
FeO	0.60	0.95	0.76	0.96	1.06	1.06	1.26	1.28	1.01	1.02	1.44	0.97	1.12	1.25	1.20	0.78	0.73	0.84	1.30	0.99	1.27
MnO	0.00	0.00	0.11	0.07	0.00	0.06	0.00	0.00	0.08	0.03	0.01	0.13	0.00	0.00	0.10	0.01	0.27	0.07	0.20	0.00	0.02
MgO	0.24	0.39	0.28	0.47	0.45	0.53	0.53	0.61	0.46	0.32	0.31	0.40	0.65	0.48	0.58	0.50	0.44	0.45	0.79	0.57	0.50
CaO	0.23	0.55	0.18	0.66	0.57	0.74	0.87	0.78	0.80	0.44	0.58	0.53	0.72	0.73	0.65	0.55	0.56	0.57	0.69	0.68	0.91
Na <sub>2</sub> O	2.78	2.74	2.74	2.46	2.43	3.62	3.13	2.62	2.82	2.65	2.79	3.04	4.01	3.78	3.97	2.07	4.11	4.20	3.63	3.82	3.10
K <sub>2</sub> O	5.48	4.89	4.74	5.65	5.65	5.57	5.12	5.56	5.57	4.98	5.29	5.87	5.72	5.67	5.72	7.08	6.38	6.37	5.29	5.71	5.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.14	0.09	0.13	0.06	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.10	0.00	0.25	0.11	0.18	0.10	0.03	0.02	0.08
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ASI	1.10	1.12	1.03	1.12	1.11	1.17	1.09	1.17	1.11	1.11	1.12	1.03	1.08	1.09	1.12	1.29	1.06	1.04	1.11	1.11	1.13
XFe	0.58	0.58	0.61	0.53	0.57	0.53	0.57	0.54	0.55	0.64	0.72	0.58	0.49	0.60	0.54	0.47	0.48	0.51	0.48	0.49	0.59
XNa	0.44	0.46	0.47	0.40	0.40	0.50	0.48	0.42	0.43	0.45	0.44	0.44	0.52	0.50	0.51	0.31	0.49	0.50	0.51	0.50	0.44
norm																					
Qtz	38.73	48.56	38.13	38.83	38.35	30.73	34.65	26.42	34.11	33.43	33.64	30.35	26.06	42.05	37.41	31.57	24.84	24.07	27.56	29.01	36.72
Crn	1.38	0.33	1.85	1.25	0.81	1.34	1.86	1.04	1.01	0.40	0.83	1.70	1.25	1.17	1.32	3.53	1.82	1.27	1.45	1.74	0.38
Or	30.79	26.10	32.62	33.41	35.43	34.72	32.97	34.44	36.59	34.70	34.87	35.31	33.53	29.43	31.29	41.90	34.11	33.09	32.74	34.76	31.88
Ab	24.45	22.19	21.32	20.58	19.74	25.92	23.30	29.91	21.36	25.77	24.96	25.19	32.00	22.39	23.57	17.55	32.15	34.83	30.92	26.26	27.65
An	1.90	0.85	2.63	2.82	2.57	3.73	4.03	5.11	3.50	2.64	3.10	4.00	3.62	2.16	2.89	2.73	3.54	3.37	3.01	4.51	1.40
En	1.03	0.51	0.89	1.13	1.01	1.33	0.97	1.28	0.98	0.99	0.70	1.10	1.18	0.80	0.76	1.24	1.39	1.38	1.38	1.25	0.91
Fs	1.47	1.17	2.38	1.66	1.71	1.70	2.21	1.50	2.20	1.56	1.63	2.19	1.82	1.46	2.07	1.34	1.81	1.58	1.96	1.76	0.78
Ilm	0.24	0.29	0.17	0.34	0.37	0.54	0.02	0.30	0.24	0.51	0.26	0.16	0.54	0.53	0.68	0.14	0.34	0.42	0.97	0.71	0.28

Table 9. 1008時間の実験で生成したメルトのEPMA分析値

接触する鉱物	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz	Pl	Pl	Pl	Pl	Crd	Crd	Crd	Bt	Bt	Bt	Af	Af	Af	Spl	Spl	Spl
SiO <sub>2</sub>	75.81	75.55	75.17	74.57	74.67	67.55	70.23	68.41	68.52	69.39	69.15	70.54	69.91	72.88	72.01	67.34	67.25	68.08	68.71	68.48	68.07
TiO <sub>2</sub>	0	0.16	0.37	0.03	0.29	0.13	0.22	0.1	0.5	0.21	0.21	0.29	0.34	0.35	0.36	0.2	0	0.22	0.14	0.35	0.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.09	11.05	10.38	10.86	10.75	15.61	14.44	15.13	14.88	14.8	13.62	13.85	13.46	11.77	12.21	16.24	16.2	15.98	14.99	15.06	14.81
FeO	0.33	0.21	0.67	0.59	0.61	0.63	0.78	0.63	0.71	0.77	0.69	0.71	0.56	0.85	1.14	0.56	0.66	0.72	0.91	1.42	1.12
MnO	0.08	0.05	0	0.08	0	0.01	0	0.03	0	0	0.11	0.2	0	0.02	0.17	0.09	0	0.08	0.02	0.03	0.11
MgO	0.25	0.3	0.35	0.35	0.39	0.51	0.55	0.46	0.51	0.43	0.53	0.45	0.64	0.49	0.5	0.59	0.56	0.6	0.64	0.53	0.75
CaO	0.34	0.24	0.13	0.4	0.33	0.65	0.69	0.55	0.92	0.51	0.39	0.73	0.46	0.46	0.41	0.66	0.69	0.59	0.78	0.66	0.95
Na <sub>2</sub> O	2.6	2.76	2.61	2.5	2.49	3.55	3.24	3.25	3.28	3.36	3.08	3.17	3.06	2.78	2.93	3.61	3.46	3.71	3.24	3.22	3.23
K <sub>2</sub> O	5.3	5.37	5.34	5.25	5.19	5.94	5.74	5.99	5.55	5.87	5.57	5.46	5.54	5.33	5.54	5.86	5.98	5.89	5.87	5.64	5.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.02	0.05	0	0	0.19	0.12	0.05	0.08	0.17	0.1	0.07	0	0	0	0.28	0.19	0.2	0.21	0.12	0
Total	95.86	95.71	95.07	94.63	94.72	94.77	96.01	94.6	94.95	95.51	93.45	95.47	93.97	94.93	95.27	95.43	94.99	96.07	95.51	95.51	94.65
100%normalized																					
SiO <sub>2</sub>	79.08	78.94	79.07	78.80	78.83	71.28	73.15	72.32	72.16	72.65	74.00	73.89	74.40	76.77	75.59	70.56	70.80	70.86	71.94	71.70	71.92
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.17	0.39	0.03	0.31	0.14	0.23	0.11	0.53	0.22	0.22	0.30	0.36	0.37	0.38	0.21	0.00	0.23	0.15	0.37	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.57	11.55	10.92	11.48	11.35	16.47	15.04	15.99	15.67	15.50	14.57	14.51	14.32	12.40	12.82	17.02	17.05	16.63	15.69	15.77	15.65
FeO	0.34	0.22	0.70	0.62	0.64	0.66	0.81	0.67	0.75	0.81	0.74	0.74	0.60	0.90	1.20	0.59	0.69	0.75	0.95	1.49	1.18
MnO	0.08	0.05	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.12	0.21	0.00	0.02	0.18	0.09	0.00	0.08	0.02	0.03	0.12
MgO	0.26	0.31	0.37	0.37	0.41	0.54	0.57	0.49	0.54	0.45	0.57	0.47	0.68	0.52	0.52	0.62	0.59	0.62	0.67	0.55	0.79
CaO	0.35	0.25	0.14	0.42	0.35	0.69	0.72	0.58	0.97	0.53	0.42	0.76	0.49	0.48	0.43	0.69	0.73	0.61	0.82	0.69	1.00
Na <sub>2</sub> O	2.71	2.88	2.75	2.64	2.63	3.75	3.37	3.44	3.45	3.52	3.30	3.32	3.26	2.93	3.08	3.78	3.64	3.86	3.39	3.37	3.41
K <sub>2</sub> O	5.53	5.61	5.62	5.55	5.48	6.27	5.98	6.33	5.85	6.15	5.96	5.72	5.90	5.61	5.82	6.14	6.30	6.13	6.15	5.91	5.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.02	0.05	0.00	0.00	0.20	0.12	0.05	0.08	0.18	0.11	0.07	0.00	0.00	0.00	0.29	0.20	0.21	0.22	0.13	0.00
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ASI	1.04	1.02	1.01	1.03	1.04	1.16	1.13	1.18	1.14	1.16	1.15	1.11	1.13	1.05	1.06	1.20	1.21	1.18	1.14	1.20	1.16
XFe	0.43	0.28	0.52	0.49	0.47	0.41	0.44	0.43	0.44	0.50	0.42	0.47	0.33	0.49	0.56	0.35	0.40	0.40	0.44	0.60	0.46
XNa	0.43	0.44	0.43	0.42	0.42	0.48	0.46	0.45	0.47	0.47	0.46	0.47	0.46	0.44	0.45	0.48	0.47	0.49	0.46	0.46	0.48
norm																					
Qtz	40.67	39.59	40.48	40.18	40.90	22.81	27.77	25.64	26.62	26.39	29.76	29.79	30.60	35.95	32.87	22.31	22.54	22.21	25.29	26.22	26.41
Crn	22.97	24.41	23.24	22.35	22.24	31.76	28.59	29.09	29.26	29.82	27.92	28.12	27.55	24.78	26.02	32.10	30.88	32.75	28.77	28.56	28.88
Or	32.69	33.16	33.21	32.79	32.38	37.12	35.38	37.44	34.57	36.39	35.26	33.82	34.84	33.18	34.37	36.40	37.28	36.31	36.40	34.94	33.15
Ab	1.76	1.24	0.68	2.10	1.73	3.41	3.57	2.89	4.81	2.65	2.07	3.80	2.43	2.40	2.14	3.44	3.61	3.05	4.06	3.43	4.98
An	0.48	0.27	0.07	0.36	0.46	2.28	1.71	2.43	1.90	2.09	1.94	1.47	1.70	0.62	0.68	2.90	2.93	2.53	1.98	2.58	2.14
En	0.65	0.78	0.92	0.92	1.03	1.34	1.43	1.21	1.34	1.12	1.41	1.17	1.70	1.29	1.31	1.54	1.47	1.56	1.67	1.38	1.97
Fs	0.79	0.22	0.65	1.25	0.68	1.02	1.11	1.11	0.50	1.12	1.20	1.25	0.50	1.07	1.90	0.91	1.28	1.15	1.55	2.19	1.86
Ilm	0.00	0.32	0.74	0.06	0.58	0.26	0.44	0.20	1.00	0.42	0.43	0.58	0.69	0.70	0.72	0.40	0.00	0.44	0.28	0.70	0.60

Table 10. 新たに生成した斜長石のEPMA分析値.

	850°C 100hrs			850°C 387hrs				850°C 1008hrs				950°C 44hrs		
Weight% oxide														
SiO <sub>2</sub>	55.25	55.02	54.46	59.33	57.07	56.92	53.28	55.33	54.14	58.05	56.00	56.72	55.14	55.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.63	26.25	26.94	24.29	26.42	26.2	27.84	26.97	28.17	25.72	26.95	26.54	26.21	25.9
FeO	0.22	0.17	0.09	0.05	0.07	0.13	0.17	0.18	0.30	0.00	0.28	0.05	0.00	0.06
CaO	8.81	8.68	8.90	6.07	8.06	8.21	10.68	9.47	10.70	7.48	9.32	8.87	8.81	8.43
Na <sub>2</sub> O	6.17	6.13	6.04	7.18	6.7	6.67	5.39	6.24	5.93	6.30	5.79	5.96	4.92	4.77
K <sub>2</sub> O	1.08	1.05	0.93	1.83	1.1	0.92	0.72	0.70	0.52	1.20	0.78	0.77	1.69	1.82
Total	98.16	97.30	97.36	98.75	99.7	99.2	98.08	98.89	99.76	98.73	99.12	98.91	96.72	96.49
Cations based on 8 oxygens														
Si	2.54	2.55	2.52	2.69	2.58	2.58	2.46	2.53	2.46	2.63	2.55	2.58	2.57	2.59
Al	1.44	1.44	1.47	1.30	1.41	1.40	1.52	1.45	1.51	1.37	1.44	1.42	1.44	1.42
Fe	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.43	0.43	0.44	0.30	0.39	0.40	0.53	0.46	0.52	0.36	0.45	0.43	0.44	0.42
Na	0.55	0.55	0.54	0.63	0.59	0.59	0.48	0.55	0.52	0.55	0.51	0.52	0.44	0.43
K	0.06	0.06	0.05	0.11	0.06	0.05	0.04	0.04	0.03	0.07	0.05	0.04	0.10	0.11
Total	5.04	5.04	5.04	5.03	5.04	5.03	5.04	5.04	5.06	4.99	5.01	5.00	4.99	4.97
Ab	0.53	0.53	0.52	0.61	0.56	0.56	0.46	0.52	0.49	0.56	0.51	0.52	0.45	0.45
An	0.41	0.41	0.43	0.29	0.37	0.38	0.50	0.44	0.49	0.37	0.45	0.43	0.45	0.44
Or	0.06	0.06	0.05	0.10	0.06	0.05	0.04	0.04	0.03	0.07	0.04	0.04	0.10	0.11



Table 11. 新たに生成した黒雲母のEPMA分析値.

	850°C			950°C	
	1008hrs			44hrs	
Weight% oxide					
SiO <sub>2</sub>	35.94	37.68	39.01	35.19	35.69
TiO <sub>2</sub>	4.70	2.94	2.36	4.99	4.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.37	15.98	14.63	15.92	15.56
FeO	10.25	7.75	8.09	9.64	9.58
MnO	0.02	0.04	0.12	0.06	0.00
MgO	15.26	18.81	20.61	16.01	16.77
K <sub>2</sub> O	9.20	9.15	9.14	8.79	9.01
Total	93.74	92.35	93.96	90.60	91.22
Cations based on 22 oxygens					
Si	5.32	5.58	5.69	5.39	5.43
Ti	0.52	0.33	0.26	0.57	0.53
Al	3.21	2.79	2.52	2.88	2.79
Fe	1.27	0.96	0.99	1.23	1.22
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	3.37	4.16	4.48	3.65	3.80
K	1.74	1.73	1.70	1.72	1.75
Total	15.42	15.56	15.64	15.46	15.52
XFe	0.274	0.188	0.181	0.253	0.243

Table 12. 新たに生成した堇青石のEPMA分析値.

	850°C					850°C			850°C			950°C	
	100hrs					387hrs			1008hrs			44hrs	
Weight% oxide													
SiO <sub>2</sub>	48.23	46.80	47.07	47.08	46.21	45.93	45.97	47.64	46.92	46.59	45.68	45.58	46.88
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.14	0.00	0.03	0.00	0.00	0.68	0.02	0.00	0.00	0.01	0.18	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.84	33.25	33.01	33.46	32.84	35.41	33.72	33.43	33.14	33.54	34.70	33.05	32.23
FeO	5.53	5.69	3.90	4.82	8.26	5.24	7.05	6.36	4.95	5.59	2.80	7.10	6.92
MnO	0.20	0.06	0.07	0.15	0.23	0.13	0.07	0.00	0.00	0.15	0.00	0.01	0.06
MgO	10.97	10.11	11.09	10.47	8.29	10.33	9.85	9.83	10.36	10.66	11.91	9.01	9.18
Na <sub>2</sub> O	0.98	0.91	1.08	1.08	1.01	1.19	0.00	0.00	0.00	1.21	1.68	0.78	0.72
K <sub>2</sub> O	0.35	0.22	0.44	0.52	0.49	0.82	0.41	0.25	0.35	0.31	0.75	0.87	0.34
Total	100.13	97.18	96.61	97.61	97.32	99.05	97.75	97.53	95.93	98.05	97.53	96.58	96.38
Cations based on 18 oxygens													
Si	4.86	4.86	4.88	4.86	4.86	4.70	4.77	4.91	4.90	4.80	4.70	4.81	4.93
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	4.02	4.07	4.03	4.07	4.07	4.27	4.12	4.06	4.08	4.08	4.21	4.11	3.99
Fe	0.47	0.49	0.34	0.42	0.73	0.45	0.61	0.55	0.43	0.48	0.24	0.63	0.61
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	1.65	1.56	1.71	1.61	1.30	1.57	1.52	1.51	1.61	1.64	1.83	1.42	1.44
Na	0.19	0.18	0.22	0.22	0.21	0.24	0.00	0.00	0.00	0.24	0.34	0.16	0.15
K	0.04	0.03	0.06	0.07	0.07	0.11	0.05	0.03	0.05	0.04	0.10	0.12	0.05
Total	11.25	11.21	11.24	11.25	11.24	11.34	11.14	11.07	11.08	11.30	11.41	11.26	11.17
XFe	0.22	0.24	0.16	0.21	0.36	0.22	0.29	0.27	0.21	0.23	0.12	0.31	0.30

Table 13. 新たに生成したスピネルのEPMA分析値.

	850°C 100hrs		850°C 387hrs				850°C 1008hrs		
Weight% oxide									
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.21	0.25	0.26	0.3	0.29	0.13	0.16	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53.52	54.73	53.13	49.37	51.17	48.79	52.64	56.74	52.25
FeO	34.55	28.86	31.11	33.6	30.67	34.3	27.55	20.41	27.68
MnO	0.09	0.3	0.18	0.34	0.23	0.21	0.32	0.22	0.37
MgO	7.19	11.63	11.89	12.06	12.05	10.34	14.49	16.46	14.33
Total	95.67	95.73	96.56	95.63	94.42	93.93	95.13	93.99	94.87
Cations based on 4 oxygens									
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0.15	0.17	0.23	0.32	0.25	0.30	0.26	0.15	0.26
Al	1.84	1.82	1.76	1.67	1.73	1.69	1.74	1.84	1.73
Fe <sup>2+</sup>	0.69	0.51	0.50	0.48	0.48	0.55	0.39	0.32	0.40
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.31	0.49	0.50	0.51	0.52	0.45	0.61	0.68	0.60
Total	3	3	3	3	3	3	3	3	3
XFe	0.69	0.51	0.50	0.48	0.48	0.55	0.39	0.32	0.40

Table 15. 石英とアルカリ長石を隔てる実験で生成したメルトのEPMA分析値

接触する鉱物	石英側					アルカリ長石側											
	Qtz	Qtz	Qtz	Crn	Crn	Crn	Crn	Crn	Crn	Crn	Af	Af	Af	Af	Af	Af	
SiO <sub>2</sub>	72.36	72.74	74.94	70.07	69.96	70.07	70.07	69.48	67.33	67.65	67.93	65.85	66.95	65.63	66.73	66.91	66.86
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.17	10.52	11.35	16.72	11.96	12.33	13.78	12.06	14.42	14.25	14.63	14.11	14.29	14.25	14.72	14.45	14.31
FeO	0.10	0.02	0.10	0.16	0.03	0.09	0.18	0.00	0.04	0.08	0.01	0.17	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.11	0.06	0.00	0.04	0.04	0.00	0.03	0.03	0.04	0.00	0.12	0.13	0.00	0.00
MgO	0.26	0.13	0.19	0.23	0.22	0.19	0.24	0.13	0.19	0.23	0.22	0.17	0.12	0.24	0.28	0.16	0.12
CaO	0.14	0.16	0.26	0.10	0.09	0.21	0.10	0.10	0.08	0.13	0.18	0.09	0.13	0.00	0.11	0.10	0.04
Na <sub>2</sub> O	3.00	3.03	3.61	3.92	3.52	3.78	3.95	3.79	3.58	3.48	3.66	3.21	3.48	3.24	3.63	3.65	3.44
K <sub>2</sub> O	3.14	3.41	3.54	3.51	3.71	3.66	3.54	3.70	6.93	6.39	6.20	6.07	6.34	6.51	6.58	6.46	6.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Total	89.19	90.01	93.99	94.83	89.55	90.37	91.91	89.30	92.57	92.35	92.87	89.71	91.48	90.03	92.19	91.73	90.84
100%normalized																	
SiO <sub>2</sub>	81.13	80.81	79.73	73.89	78.12	77.54	76.24	77.81	72.73	73.25	73.15	73.40	73.19	72.90	72.38	72.94	73.60
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.12	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.40	11.69	12.08	17.63	13.36	13.64	14.99	13.51	15.58	15.43	15.75	15.73	15.62	15.83	15.97	15.75	15.75
FeO	0.11	0.02	0.11	0.17	0.03	0.10	0.20	0.00	0.04	0.09	0.01	0.19	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.12	0.07	0.00	0.04	0.04	0.00	0.03	0.03	0.04	0.00	0.13	0.14	0.00	0.00
MgO	0.29	0.14	0.20	0.24	0.25	0.21	0.26	0.15	0.21	0.25	0.24	0.19	0.13	0.27	0.30	0.17	0.13
CaO	0.16	0.18	0.28	0.11	0.10	0.23	0.11	0.11	0.09	0.14	0.19	0.10	0.14	0.00	0.12	0.11	0.04
Na <sub>2</sub> O	3.36	3.37	3.84	4.13	3.93	4.18	4.30	4.24	3.87	3.77	3.94	3.58	3.80	3.60	3.94	3.98	3.79
K <sub>2</sub> O	3.52	3.79	3.77	3.70	4.14	4.05	3.85	4.14	7.49	6.92	6.68	6.77	6.93	7.23	7.14	7.04	6.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ASI	1.18	1.17	1.11	1.60	1.20	1.17	1.31	1.16	1.07	1.11	1.12	1.17	1.11	1.15	1.11	1.10	1.16
XFe	0.18	0.08	0.23	0.28	0.07	0.21	0.30	0.00	0.11	0.16	0.02	0.36	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00
XNa	0.59	0.57	0.61	0.63	0.59	0.61	0.63	0.61	0.44	0.45	0.47	0.45	0.45	0.43	0.46	0.46	0.46
norm																	
Qtz	47.24	46.12	41.99	34.86	38.74	36.84	35.68	36.77	21.06	24.17	23.87	26.00	23.88	23.79	21.34	22.35	25.71
Crn	1.77	1.73	1.18	6.63	2.22	1.96	3.56	1.83	0.95	1.49	1.69	2.34	1.60	2.08	1.55	1.39	2.21
Or	20.81	22.39	22.26	21.88	24.48	23.94	22.76	24.49	44.24	40.89	39.45	39.99	40.96	42.75	42.18	41.62	39.49
Ab	28.46	28.48	32.50	34.98	33.26	35.40	36.37	35.91	32.72	31.89	33.35	30.28	32.19	30.47	33.32	33.67	32.04
An	0.78	0.88	1.37	0.52	0.50	1.15	0.54	0.56	0.43	0.70	0.96	0.50	0.71	0.00	0.59	0.54	0.22
En	0.73	0.36	0.50	0.60	0.61	0.52	0.65	0.36	0.51	0.62	0.59	0.47	0.33	0.66	0.76	0.43	0.33
Fs	0.17	0.04	0.20	0.52	0.19	0.13	0.42	0.08	0.08	0.02	0.06	0.43	0.34	0.25	0.24	0.00	0.00
Ilm	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.23	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00

Table 16. 石英とアルバイトを隔てる実験で生成したメルトのEPMA分析値

接触する鉱物	石英側						アルバイト側					
	Qtz	Qtz	Qtz	Crn	Crn	Crn	Crn	Crn	Crn	Ab	Ab	Ab
SiO <sub>2</sub>	72.79	74.93	74.51	71.63	70.76	71.20	65.43	64.34	67.75	66.63	66.47	64.71
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.13	0.03	0.06	0.00	0.00	0.08	0.13	0.17	0.01	0.27	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.69	11.07	11.94	12.17	12.30	12.12	14.89	15.22	14.36	14.46	14.43	15.57
FeO	0.12	0.12	0.12	0.06	0.01	0.19	0.23	0.25	0.01	0.25	0.33	0.46
MnO	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.08	0.00	0.00	0.07
MgO	0.24	0.17	0.26	0.22	0.16	0.33	0.70	0.73	0.53	0.72	0.88	1.18
CaO	0.27	0.24	0.30	0.10	0.15	0.18	0.29	0.24	0.25	0.28	0.22	0.32
Na <sub>2</sub> O	5.09	4.65	5.09	5.58	5.33	5.60	5.94	6.77	6.20	5.41	5.56	5.48
K <sub>2</sub> O	0.66	0.84	0.68	0.66	0.61	0.66	0.50	0.55	0.49	0.44	0.54	0.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.00	0.05	0.01	0.15	0.02	1.43	1.47	0.09	0.27	0.43	1.52
Total	90.89	92.15	93.12	90.49	89.47	90.30	89.49	89.83	89.93	88.47	89.13	89.96
100%normalized												
SiO <sub>2</sub>	80.09	81.31	80.02	79.16	79.09	78.85	73.11	71.62	75.34	75.31	74.58	71.93
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.14	0.03	0.07	0.00	0.00	0.09	0.14	0.19	0.01	0.30	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.86	12.01	12.82	13.45	13.75	13.42	16.64	16.94	15.97	16.34	16.19	17.31
FeO	0.13	0.13	0.13	0.07	0.01	0.21	0.26	0.28	0.01	0.28	0.37	0.51
MnO	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.09	0.00	0.00	0.08
MgO	0.26	0.18	0.28	0.24	0.18	0.37	0.78	0.81	0.59	0.81	0.99	1.31
CaO	0.30	0.26	0.32	0.11	0.17	0.20	0.32	0.27	0.28	0.32	0.25	0.36
Na <sub>2</sub> O	5.60	5.05	5.47	6.17	5.96	6.20	6.64	7.54	6.89	6.12	6.24	6.09
K <sub>2</sub> O	0.73	0.91	0.73	0.73	0.68	0.73	0.56	0.61	0.54	0.50	0.61	0.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.00	0.05	0.01	0.17	0.02	1.60	1.64	0.10	0.31	0.48	1.69
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ASI	1.22	1.23	1.24	1.21	1.27	1.18	1.37	1.25	1.28	1.46	1.42	1.53
XFe	0.22	0.28	0.21	0.13	0.03	0.24	0.16	0.16	0.01	0.16	0.17	0.18
XNa	0.92	0.89	0.92	0.93	0.93	0.93	0.95	0.95	0.95	0.95	0.94	0.94
norm												
Qtz	43.61	47.64	44.13	39.90	41.26	38.84	30.85	23.80	31.71	35.83	34.05	31.57
Crn	2.32	2.25	2.46	2.31	2.91	2.07	4.60	3.45	3.53	5.19	4.85	6.08
Or	4.29	5.39	4.32	4.31	4.04	4.32	3.36	3.68	3.22	2.95	3.60	3.68
Ab	47.39	42.70	46.28	52.18	50.49	52.49	57.08	64.83	58.40	51.90	53.04	52.43
An	1.47	1.29	1.60	0.55	0.83	0.99	1.63	1.35	1.38	1.57	1.23	1.80
En	0.66	0.46	0.70	0.61	0.45	0.91	1.98	2.06	1.47	2.03	2.47	3.32
Fs	0.21	0.01	0.46	0.01	0.02	0.39	0.33	0.55	0.00	0.50	0.18	0.91
Ilm	0.04	0.27	0.06	0.13	0.00	0.00	0.17	0.28	0.21	0.02	0.58	0.21

Table 17. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>鉱物と接するメルトのEPMA分析値.

	850°C 100hrs			850°C 387hrs					850°C 1008hrs	
SiO <sub>2</sub>	66.40	66.93	66.17	68.74	68.43	69.94	70.17	69.40	69.52	67.71
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.27	0.04	0.14	0.21	0.36	0.18	0.07	0.05	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.00	15.21	15.26	15.11	15.18	14.23	14.59	14.88	14.79	15.57
FeO	1.18	0.87	0.95	0.87	1.15	1.22	0.89	1.00	0.43	0.69
MnO	0.01	0.05	0.08	0.17	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	0.48	0.36	0.45	0.55	0.45	0.48	0.57	0.52	0.42	0.46
CaO	0.96	0.73	0.81	0.60	1.06	0.87	0.58	0.69	0.60	0.90
Na <sub>2</sub> O	2.76	3.25	3.18	3.71	3.73	2.97	3.19	3.22	3.32	3.35
K <sub>2</sub> O	5.48	6.00	5.68	5.57	5.32	5.63	5.33	5.34	6.11	5.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.19	0.10	0.05	0.21	0.08	0.09	0.08	0.13	0.11
Total	92.57	93.86	92.72	95.51	95.74	95.80	95.59	95.20	95.37	94.96
100%normalized										
SiO <sub>2</sub>	71.73	71.31	71.37	71.97	71.47	73.01	73.41	72.90	72.90	71.30
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.29	0.04	0.15	0.22	0.38	0.19	0.07	0.05	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.20	16.20	16.46	15.82	15.86	14.85	15.26	15.63	15.51	16.40
FeO	1.27	0.93	1.02	0.91	1.20	1.27	0.93	1.05	0.45	0.73
MnO	0.01	0.05	0.09	0.18	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	0.52	0.38	0.49	0.58	0.47	0.50	0.60	0.55	0.44	0.48
CaO	1.04	0.78	0.87	0.63	1.11	0.91	0.61	0.72	0.63	0.95
Na <sub>2</sub> O	2.98	3.46	3.43	3.88	3.90	3.10	3.34	3.38	3.48	3.53
K <sub>2</sub> O	5.92	6.39	6.13	5.83	5.56	5.88	5.58	5.61	6.41	6.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.20	0.11	0.05	0.22	0.08	0.09	0.08	0.14	0.12
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ASI	1.23	1.16	1.19	1.14	1.10	1.13	1.21	1.21	1.12	1.15
XFe	0.58	0.58	0.54	0.47	0.59	0.59	0.47	0.52	0.36	0.46
XNa	0.43	0.45	0.46	0.50	0.52	0.44	0.48	0.48	0.45	0.46
norm										
Qtz	27.84	23.91	24.50	24.06	23.69	29.01	29.86	28.59	25.82	23.95
Crn	3.01	2.18	2.60	1.98	1.42	1.74	28.26	28.64	29.50	29.89
Or	35.03	37.85	36.24	34.48	32.91	34.76	32.98	33.18	37.91	36.64
Ab	25.26	29.36	29.05	32.89	33.04	26.26	3.01	3.60	3.13	4.71
An	5.15	3.87	4.34	3.12	5.50	4.51	2.64	2.68	1.70	2.17
En	1.29	0.96	1.21	1.44	1.17	1.25	1.49	1.36	1.10	1.21
Fs	2.06	1.33	1.97	1.76	1.85	1.76	1.40	1.81	0.74	0.90
Ilm	0.35	0.55	0.08	0.28	0.42	0.71	0.36	0.14	0.10	0.54

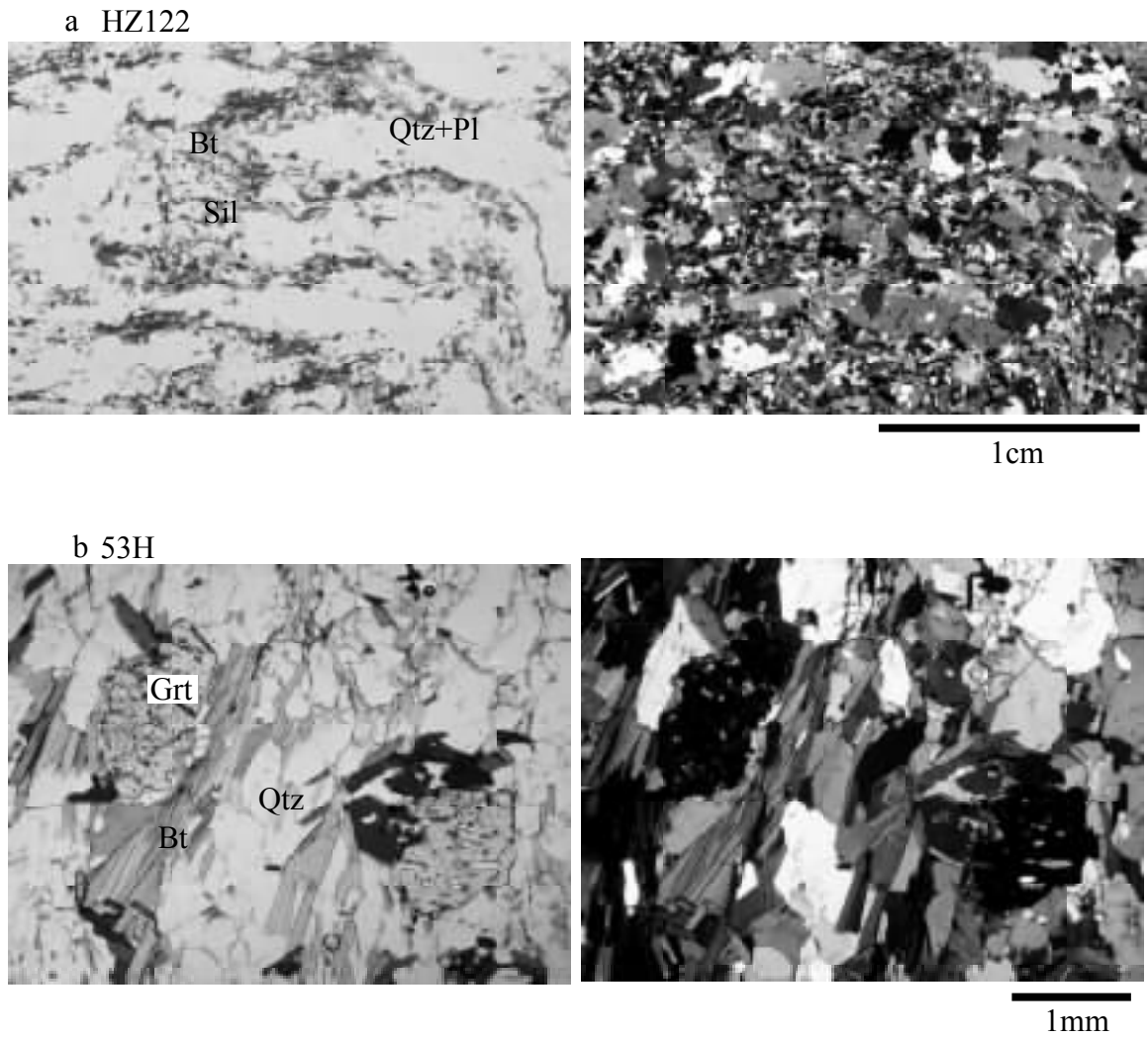


Figure 1. 出発物質の薄片写真.

a) 阿武隈変成帯の泥質変成岩(HZ122)

b) 南アフリカナタール変成帯の準泥質変成岩(53H)

a



熱間等方圧加圧装置 (IHPV)

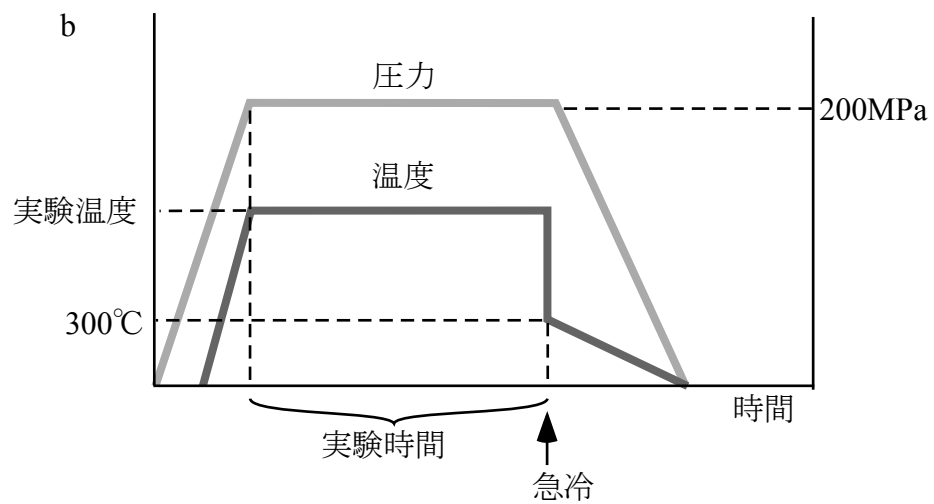


Figure 2. 実験装置と温度圧力.

a) 本研究で用いた熱間等方圧加圧装置の写真(神戸製鋼製Dr.HIP).  
 b) 実験の温度圧力の推移.



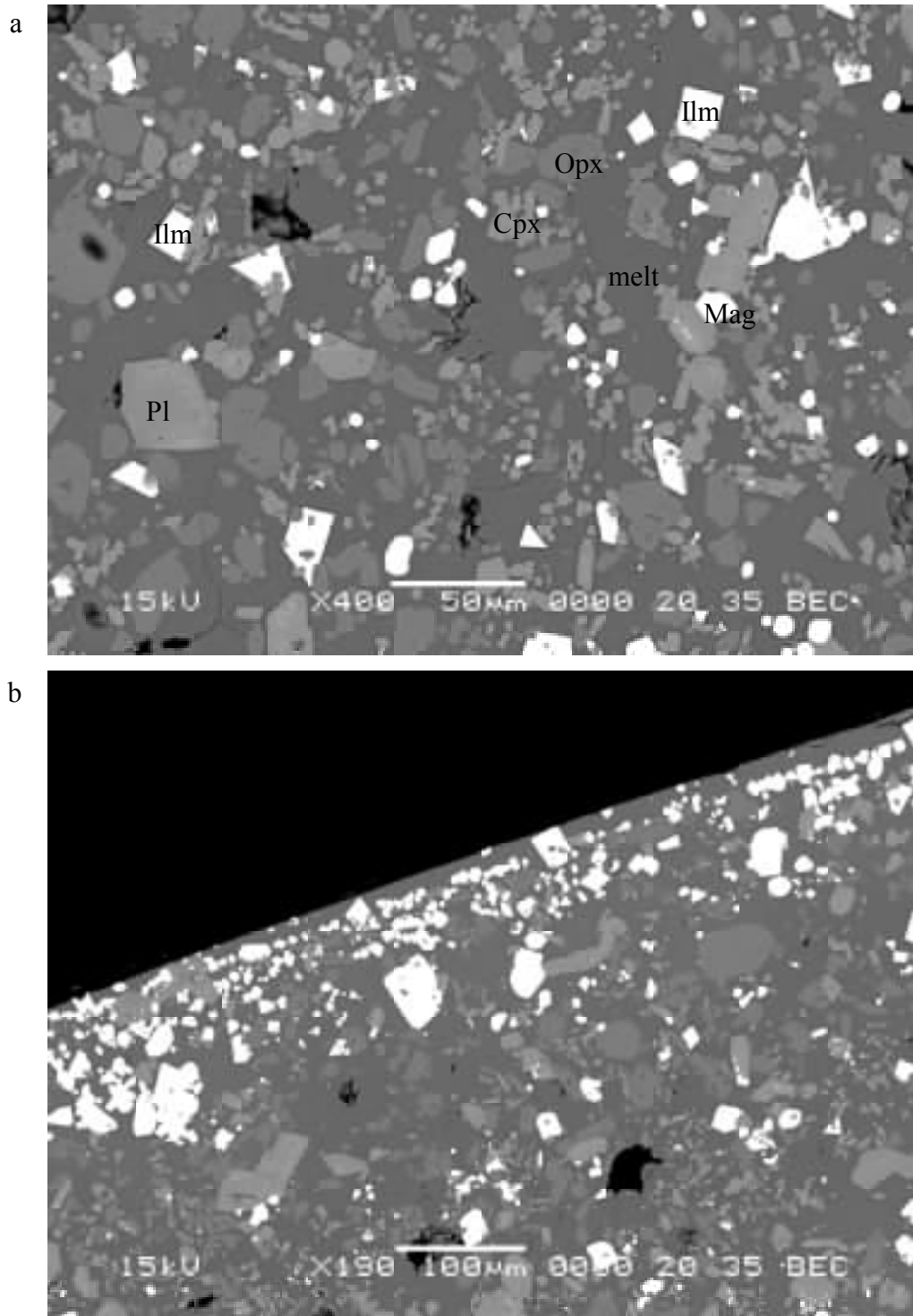


Figure 3. 酸素分圧測定のための玄武岩を用いた予備実験の実験生成物.

a) 実験生成物の内部のBSE像.

b) 実験生成物の端の部分のBSE像.

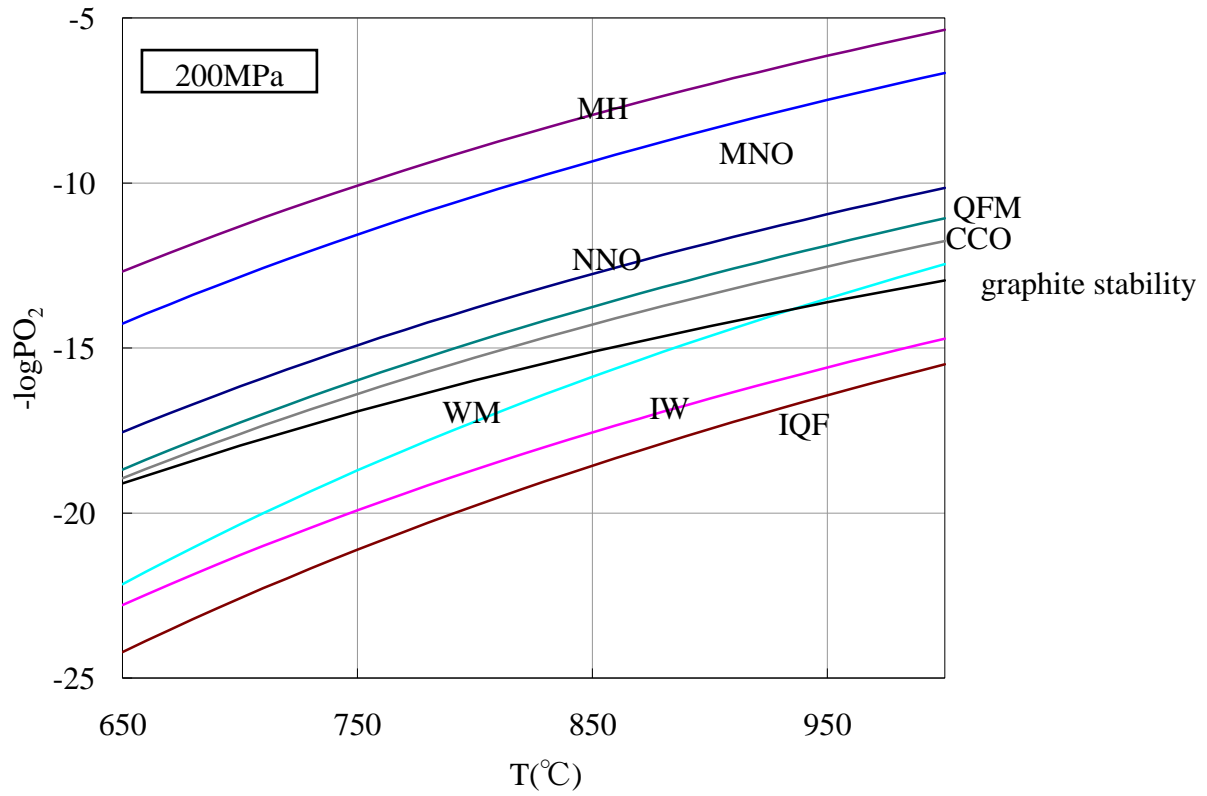


Figure 4. 主要な酸素バッファの酸素分圧と石墨の安定限界.

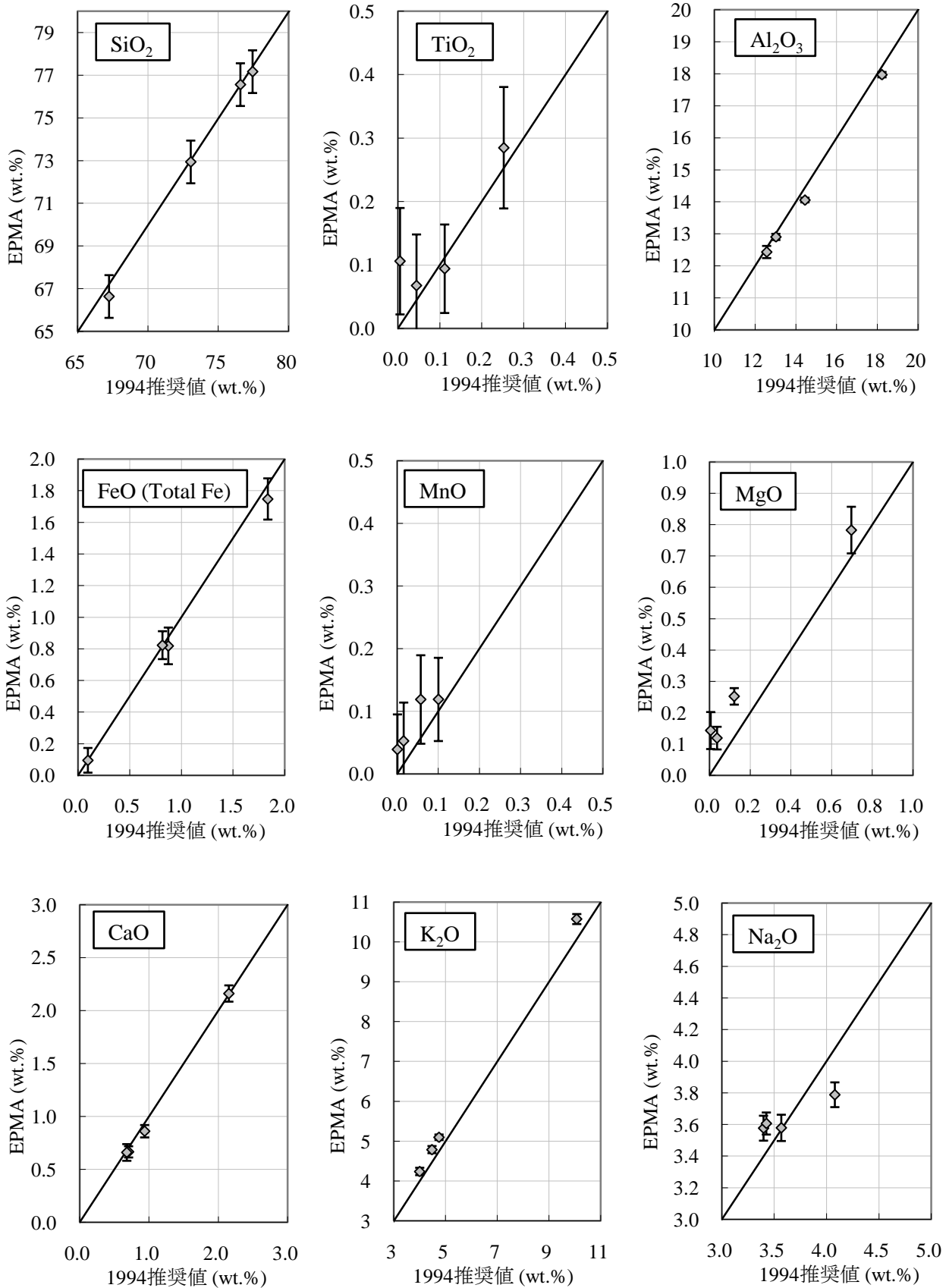


Figure 5. GSJから作成した含水ガラスのEPMA測定結果と1994年推奨値(Imai et al., 1995).  
エラーバーは10点測定時の標準偏差を示す。

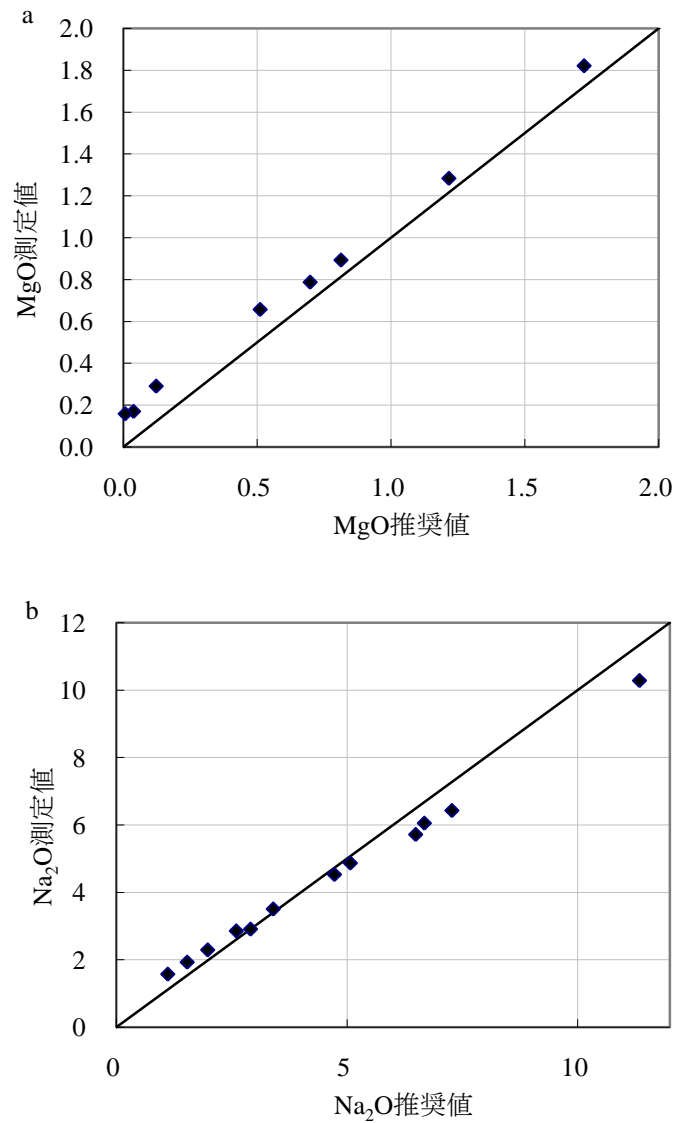


Figure 6. 組成既知のガラスのEPMA分析結果.

a)MgO. b)Na<sub>2</sub>O.

MgOは広い範囲で常に高めに定量された. Na<sub>2</sub>Oは低濃度では, 高めに, 高濃度では低めに定量された. Na<sub>2</sub>Oは3-5wt.%の範囲では, よく定量されることを示している.

a



b

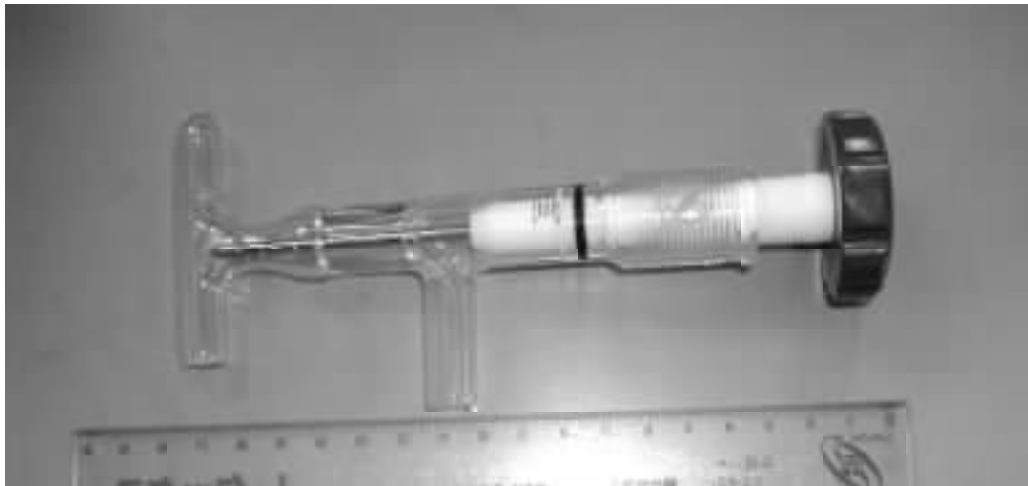


Figure 7. ガスクロマトグラフ写真.  
a)ガスクロマトグラフ(島津製作所製GC-8A) .  
b)気体成分をガスクロに導入するためのガラス管.

a



実験後のカプセル

b

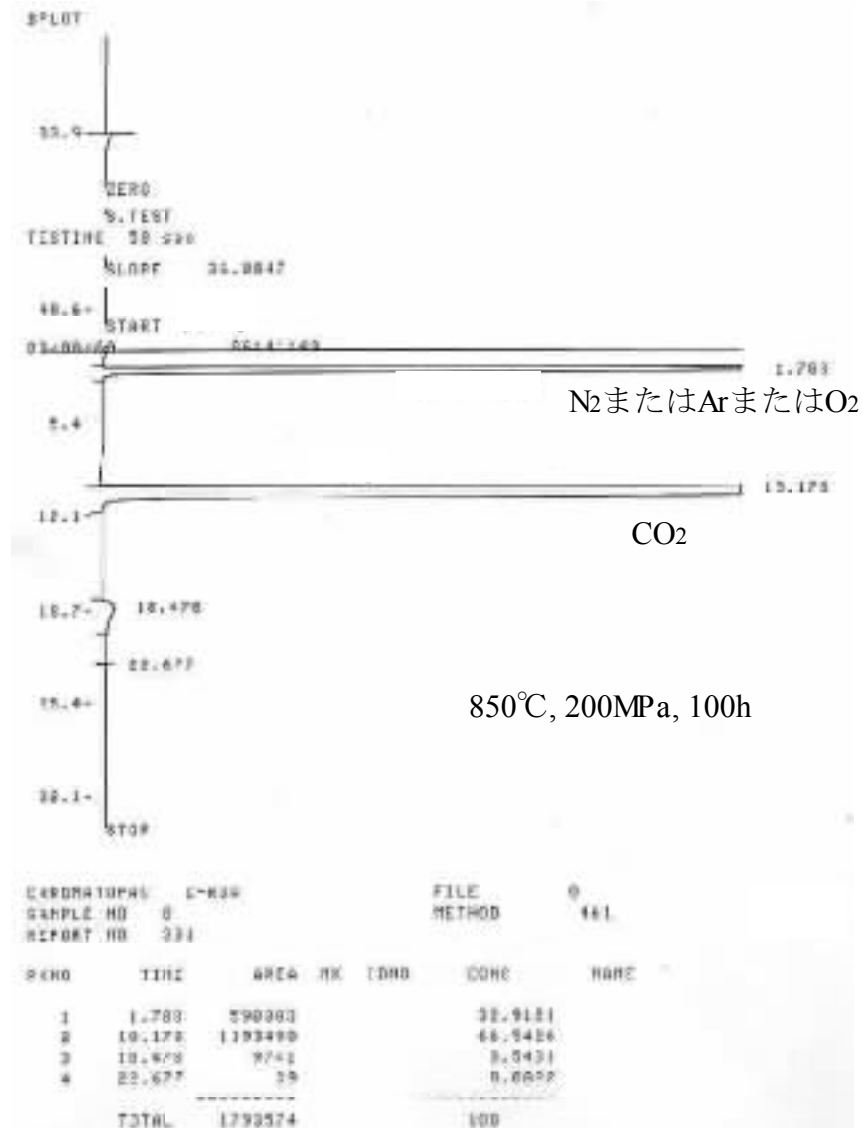


Figure 8. 実験後のカプセルとガスクロマトグラフの分析例.

a) 実験後の膨らんだカプセルの写真.

b) ガスクロマトグラフの分析例.  $N_2$  または  $O_2$  または  $Ar$  のピークと  $CO_2$  のピークが見られる.

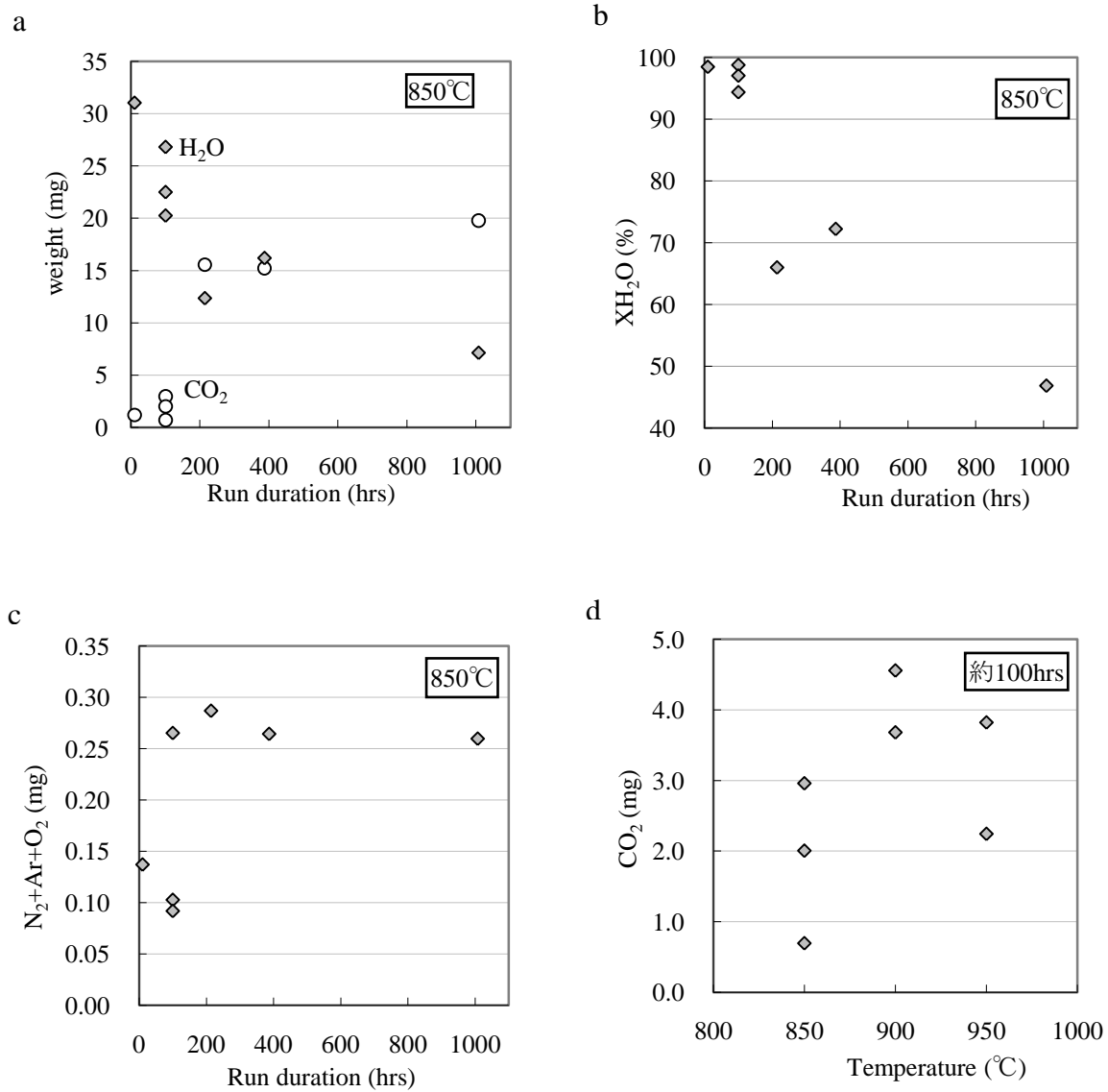


Figure 9. 残存した揮発性成分のガスクロマトグラフによる定量結果.

a) 850°CでのCO<sub>2</sub>とH<sub>2</sub>Oの定量結果.

b) 850°CでのXH<sub>2</sub>Oの時間変化.

c) 850°CでのN<sub>2</sub>+Ar+O<sub>2</sub>の定量結果.

d) 実験時間約100時間の場合のCO<sub>2</sub>発生量の温度変化.

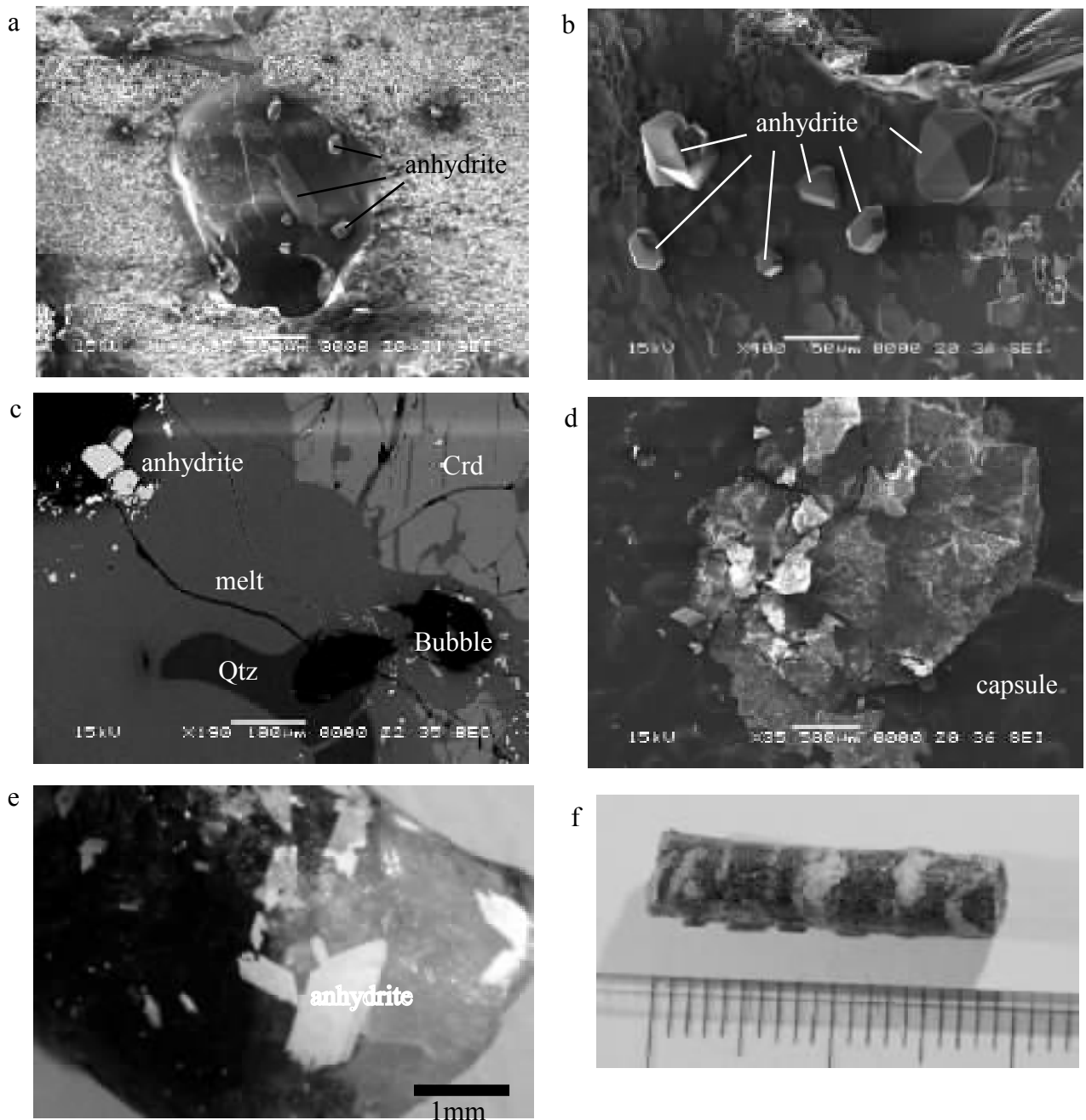


Figure 10. 実験後のサンプルに付着する硬石膏.  
 a,b)岩石片の側面の気泡中に生成した自形の硬石膏.  
 c)サンプルのBSE像に見られる硬石膏. 自形の硬石膏がメルトに取り囲まれている.  
 d)カプセルを開封したときに, 付着していた薄皮状の物質.  
 e)岩石片に付着している硬石膏の写真.  
 f)実験後の岩石片の写真. 表面に見られる凹凸は搾り出されたメルトである.



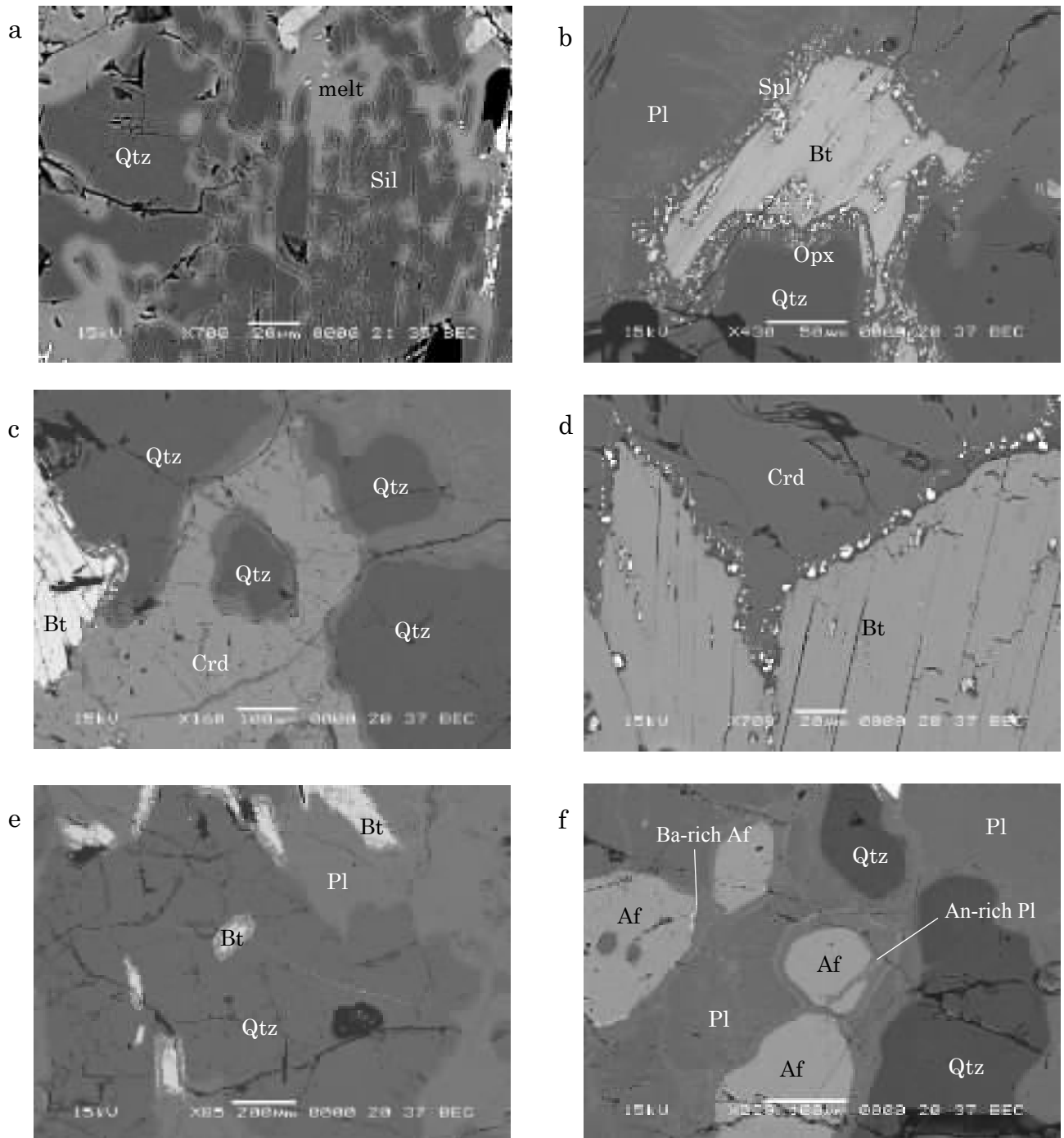


Figure 11. 10時間の実験生成物内部のBSE像.

a)石英と珪線石の粒間に生じているメルト. b)黒雲母と石英または斜長石の粒間に生じたメルト. 黒雲母と斜長石の粒間にはスピネル, 黒雲母と石英の粒間には斜方輝石が新たに生成した. c)石英と堇青石の粒間に生じたメルト. d)堇青石と黒雲母の粒間に生じたメルト. マグネタイトやイルメナイトを包有した堇青石が成長した. e)石英に見られるメルトの割れ目. 割れ目には, 斜方輝石が見られ, 包有物の黒雲母とつながっている. f)アルカリ長石, 石英, 斜長石の粒間のメルト.

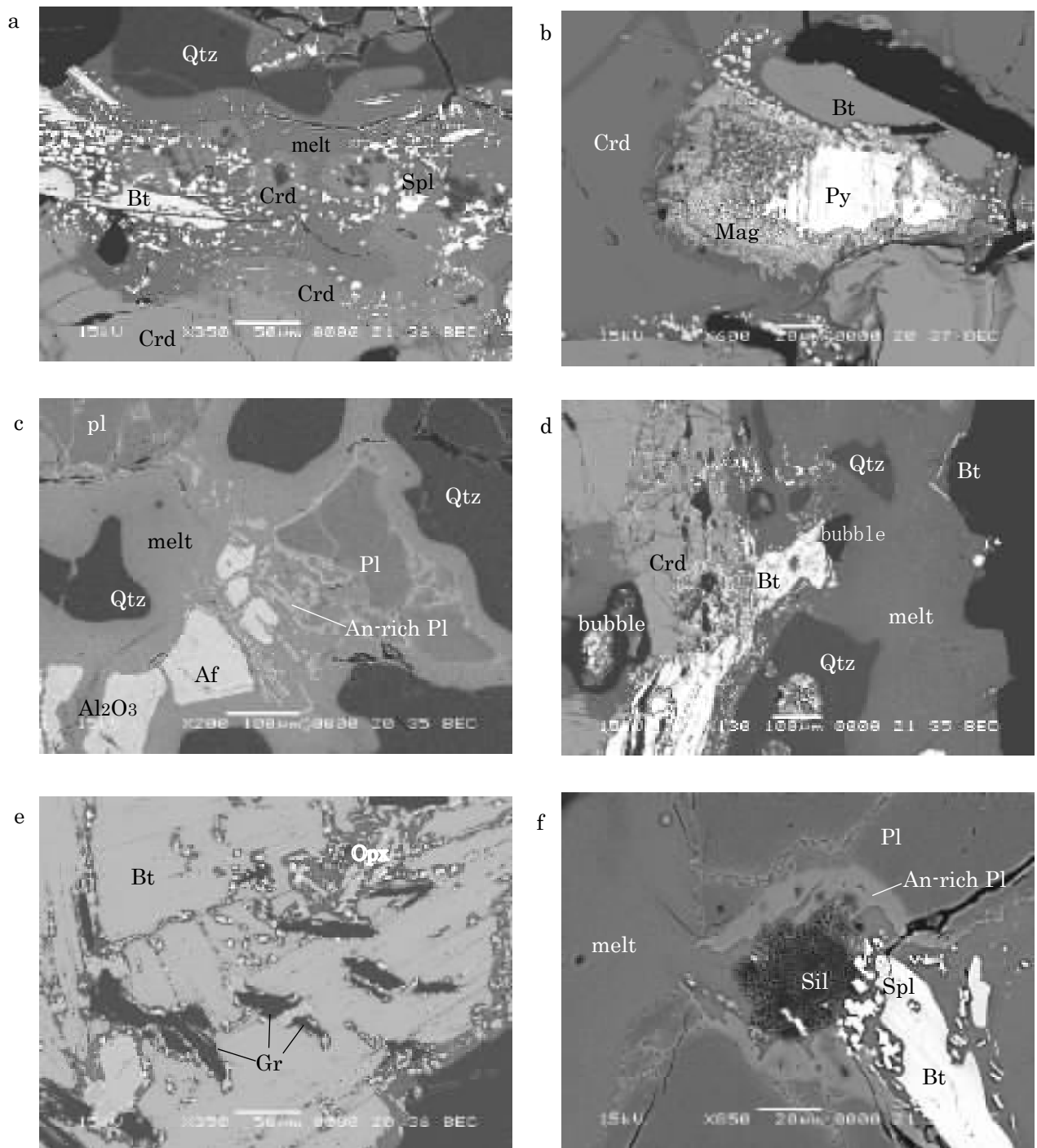


Figure 12. 850°C, 100時間の実験生成物のBSE像.

a)新たに生成した自形の堇青石と既存の堇青石の周囲のオーバーグロース. 堇青石は, スピネルや珪線石を包有していることがある. b)黄鉄鉱の周りに生成した細粒の磁鉄鉱. c)石英と斜長石とアルカリ長石の粒間. 斜長石とカリ長石の間には, 自形の斜長石が生成した. アルカリ長石の内部に $\text{Al}_2\text{O}_3$ 鉱物が生成した. d)岩石片の端の部分に新たに生成した自形の黒雲母. e)黒雲母の内部に生成したメルトのプールと磁鉄鉱とスピネル. f)斜長石の周りに生じたAn成分に富む斜長石. 珪線石の近くでは, An成分に富む斜長石が多く生じた.

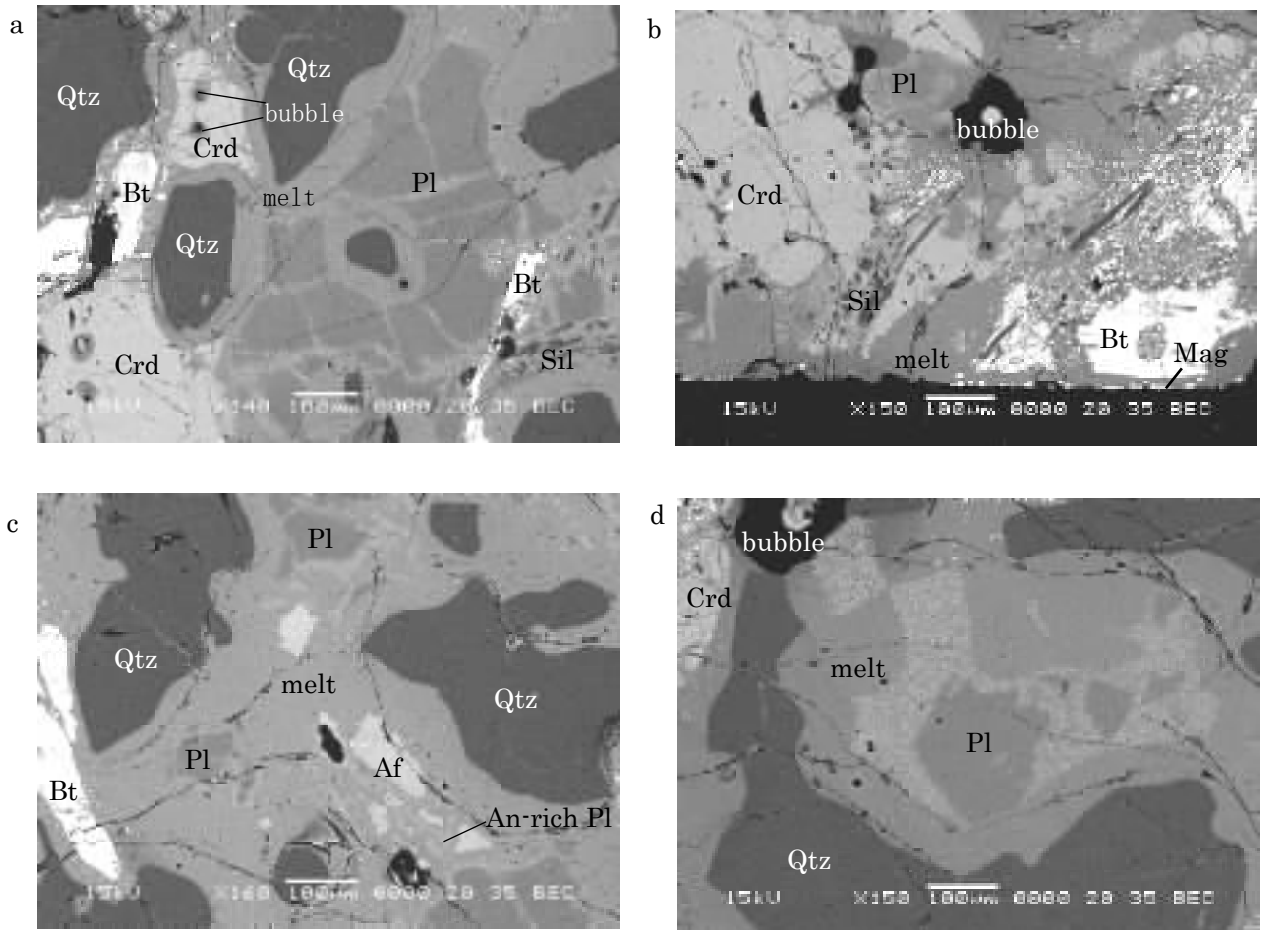


Figure 13. 850°C, 214時間の実験生成物のBSE像.

a)石英と斜長石と堇青石の産状. 堇青石の内部にはメルトと共に気泡が生成する場合がある. b)岩石の端の部分に見られる磁鉄鉱. 岩石片の端に近い部分では, 黒雲母が分解しないことが多い. c)アルカリ長石, 斜長石, 石英の産状. d)斜長石の反応帯元の斜長石が不規則に残留している.

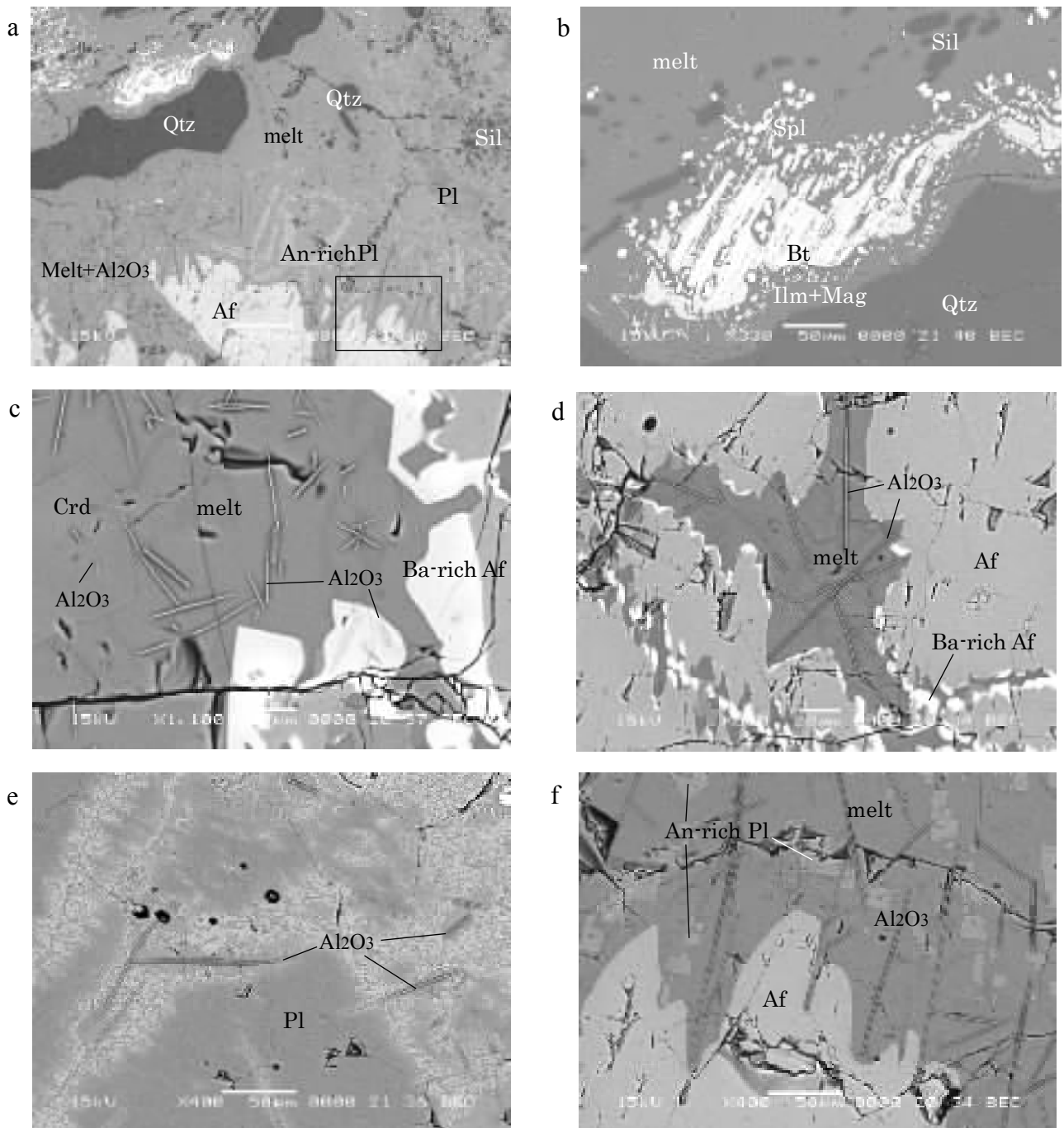


Figure 14. 850°C, 387時間の実験生成物のBSE像.

a)粗粒のアルカリ長石。アルカリ長石の周りには、斜長石の近くでは、An成分に富む斜長石が、それ以外の部分では針状の $\text{Al}_2\text{O}_3$ 鉱物が生成した。 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 鉱物が生じている部分では、カリ長石の溶解が促進されている。b)黒雲母の産状。黒雲母には、劈開に沿って針状のイルメナイトが生成し、磁鉄鉱とスピネルを含むメルトのプールを含む。石英との境界には、イルメナイトと磁鉄鉱が、珪線石の近くにはスピネルが生成した。c)アルカリ長石の外縁部に生じたBaに富むアルカリ長石と $\text{Al}_2\text{O}_3$ 鉱物。 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 鉱物は新たに生じた堇青石の内部にも認められる。d)アルカリ長石の内部に生じた $\text{Al}_2\text{O}_3$ 鉱物。 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 鉱物の方位は不規則であり、アルカリ長石を融食するように生成している。e)斜長石の内部に生じた $\text{Al}_2\text{O}_3$ 鉱物。f) a)の右下部の拡大図。

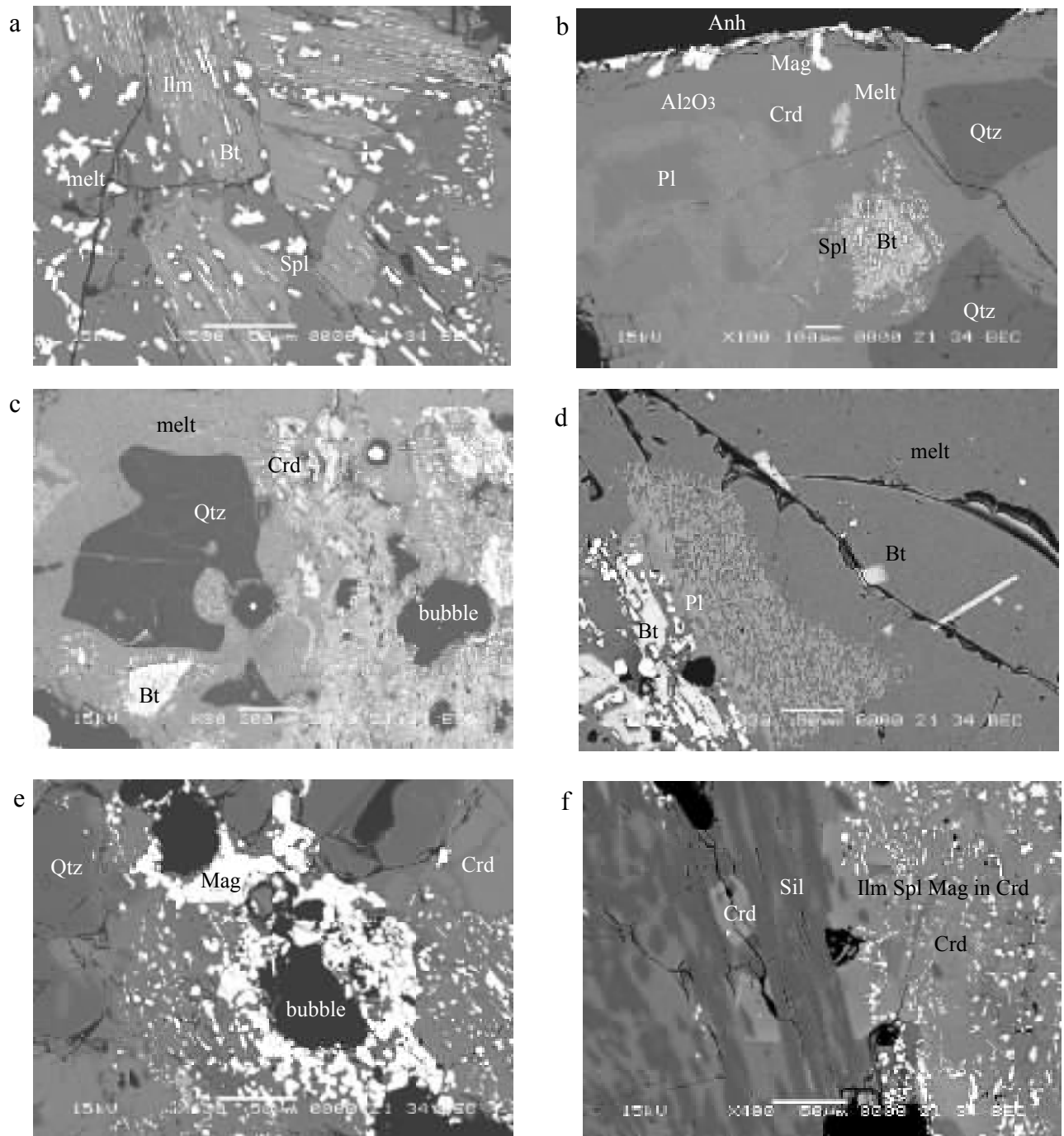


Figure 15. 850°C, 1008時間の実験生成物のBSE像.

a) イルメナイトの針状結晶を多量に包有する黒雲母. 実験時間が長い程このような黒雲母が顕著に見られた. b) 岩石片の端の部分に生成した硬石膏と磁鉄鉱. c) 岩石片の端の部分に近いMgに富む堇青石. BSE像ではMgに富む堇青石はより暗く示される. d) 岩石片の内部に生成した自形の黒雲母. e) 気泡を取り囲む磁鉄鉱の集合体. f) 珪線石の粒間に生成した自形の堇青石とイルメナイトや磁鉄鉱やスピネルを包有した堇青石.

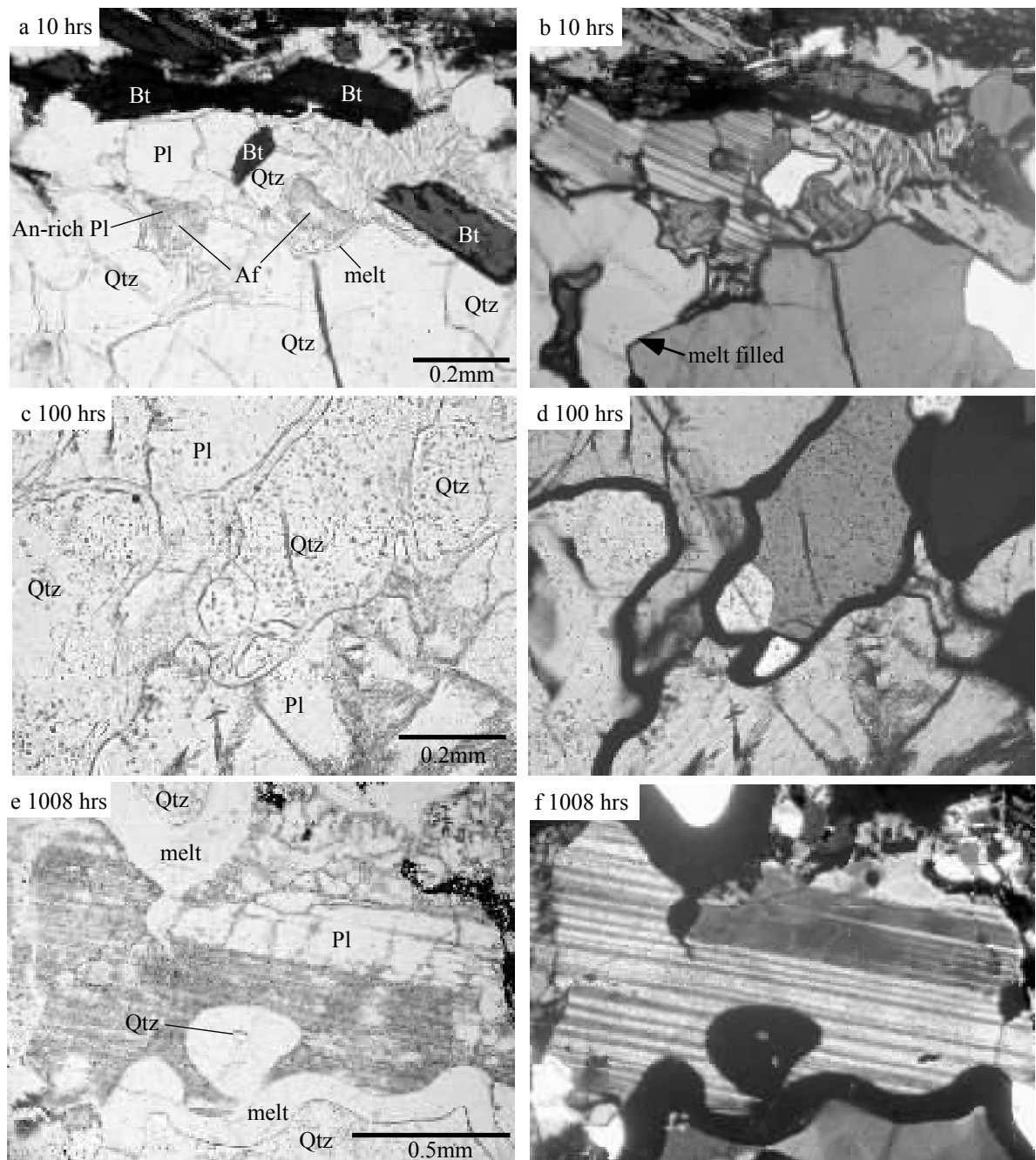


Figure 16. 石英と斜長石の粒間のメルトの薄片写真.

a, b) 850°C, 10時間の実験.

c, d) 850°C, 100時間の実験.

e, f) 850°C, 1008時間の実験.

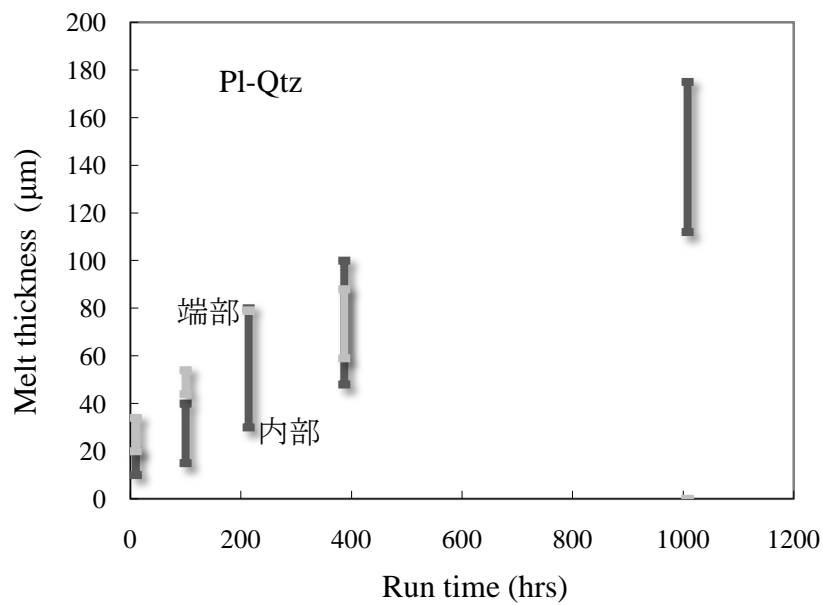


Figure 17. 岩石片の内部と端部の石英と斜長石間のメルトの幅の比較. 短時間の実験では, 岩石片の端部のメルト幅が広い傾向にある.

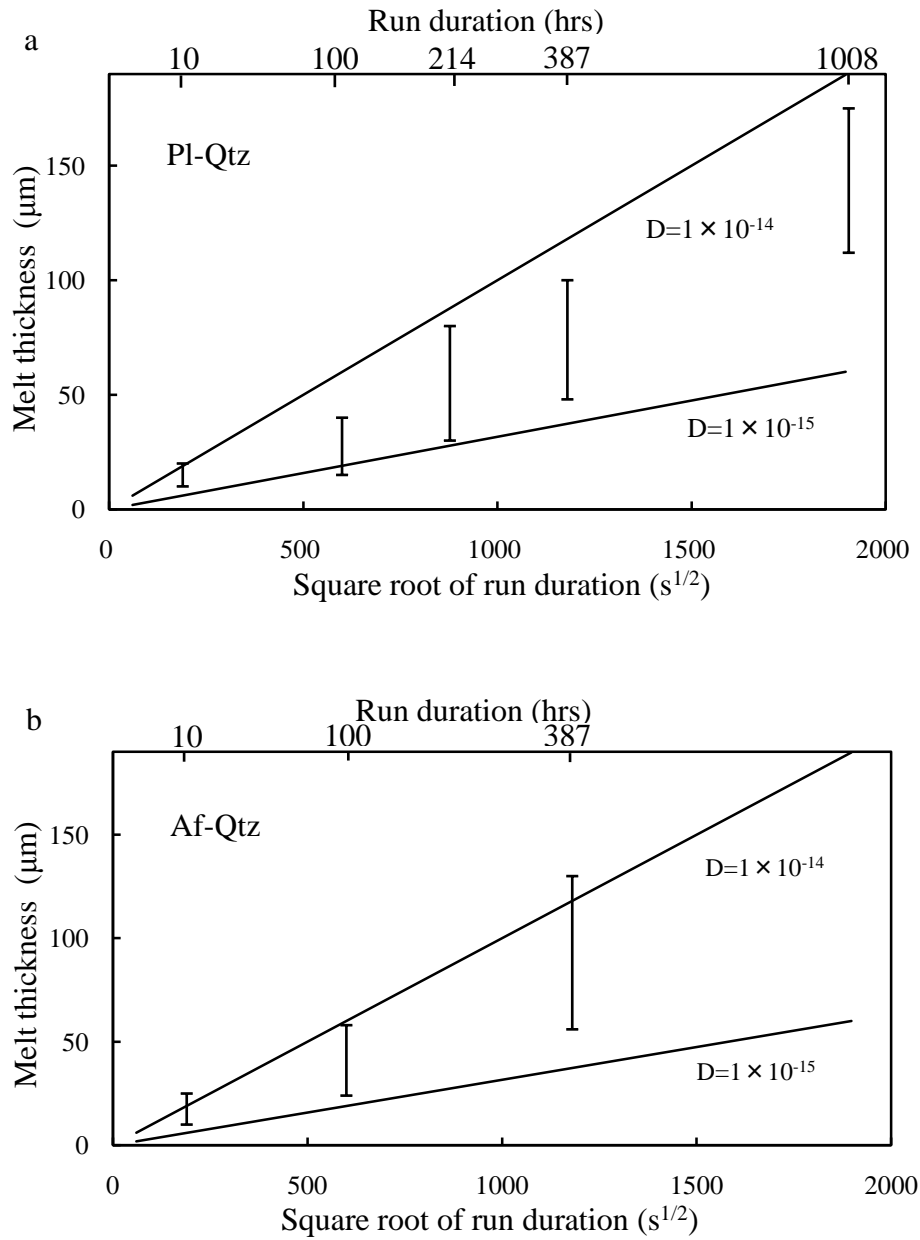


Figure 18. 長石と石英の粒間のメルトの幅の時間変化.

a) 斜長石と石英. b) アルカリ長石と石英.

エラーバーは、最大値と最小値を示す.  $D$ は拡散係数( $\text{m}^2/\text{s}$ )を示す.



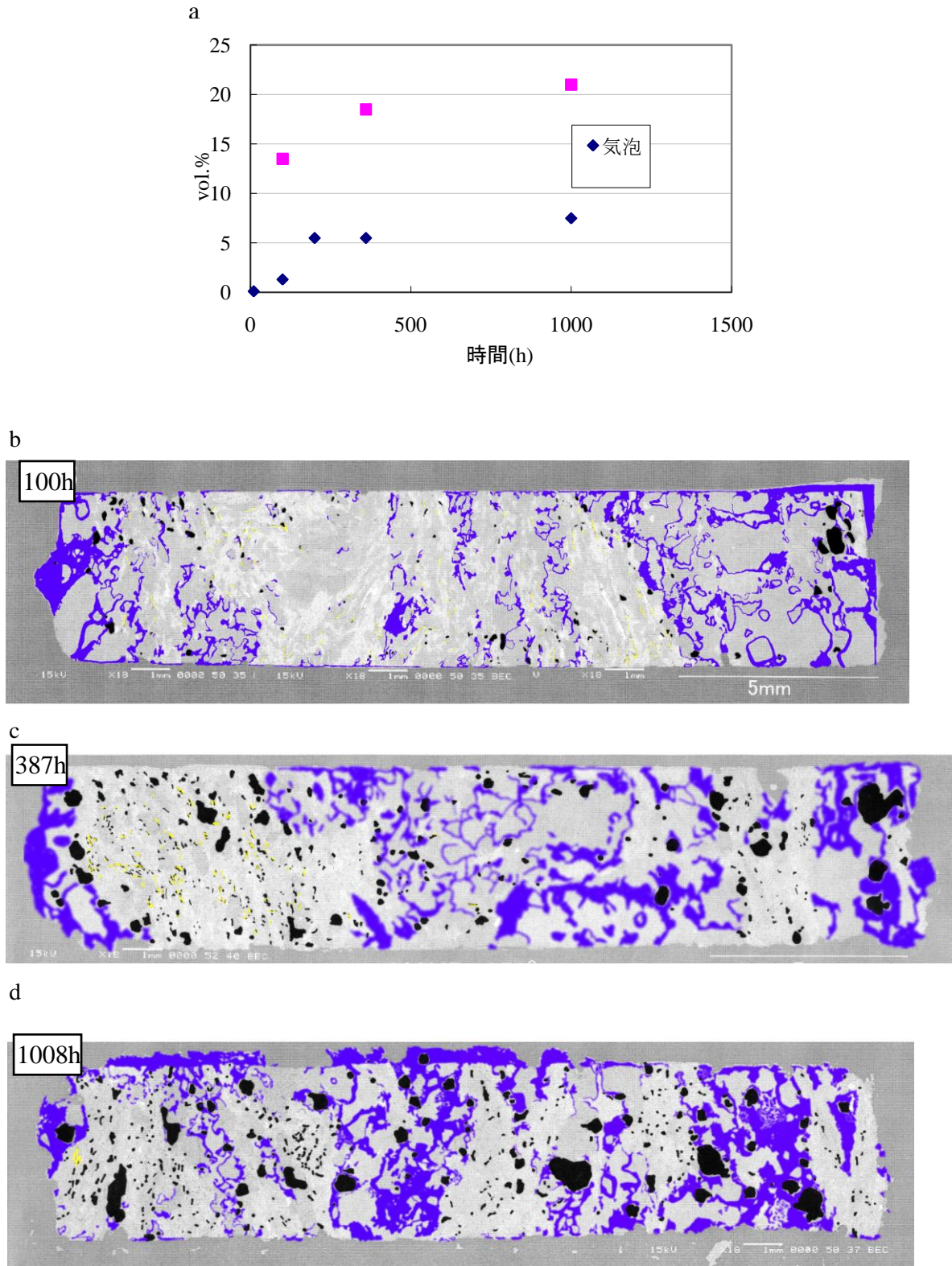


Figure 19. ガラスと気泡のvol.%とガラスと気泡と石墨の分布.

a)気泡とガラスのvol.%. 共に時間と共に増加する傾向にある. b.c.d)91時間, 387時間, 1008時間の岩石片の断面図. 青い部分はメルト, 黒は気泡, 黄色の部分は石墨の分布する範囲を示す.

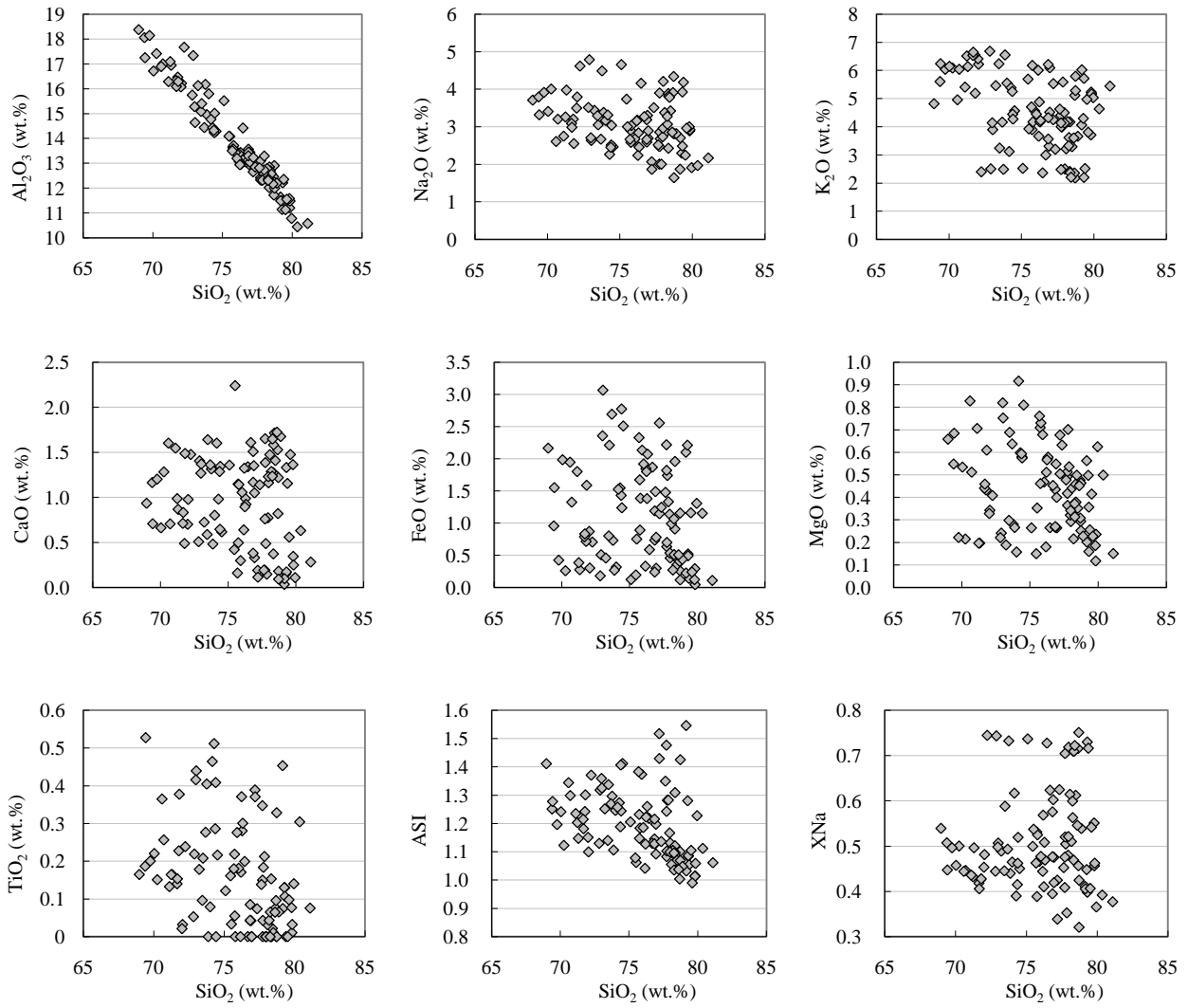
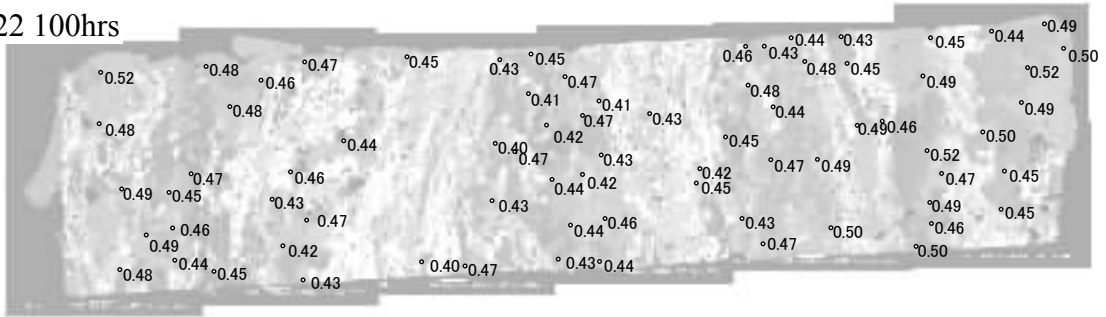
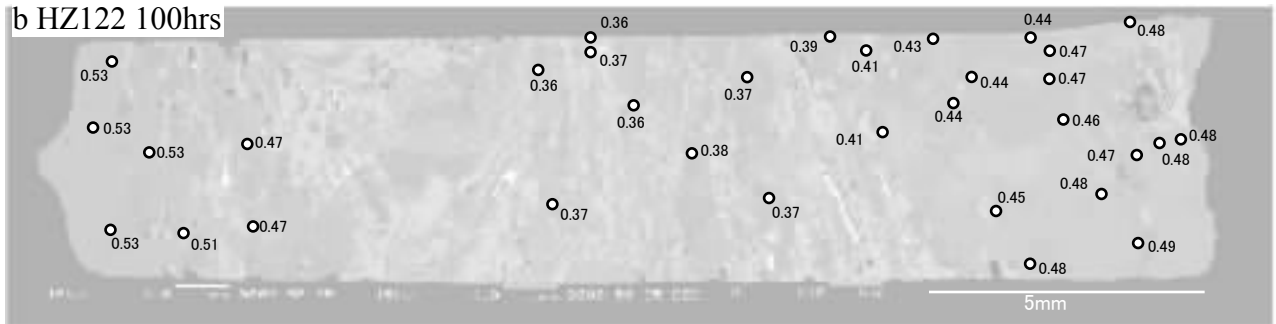


Figure 20. 10時間の実験生成物のメルト組成のハーカー図.

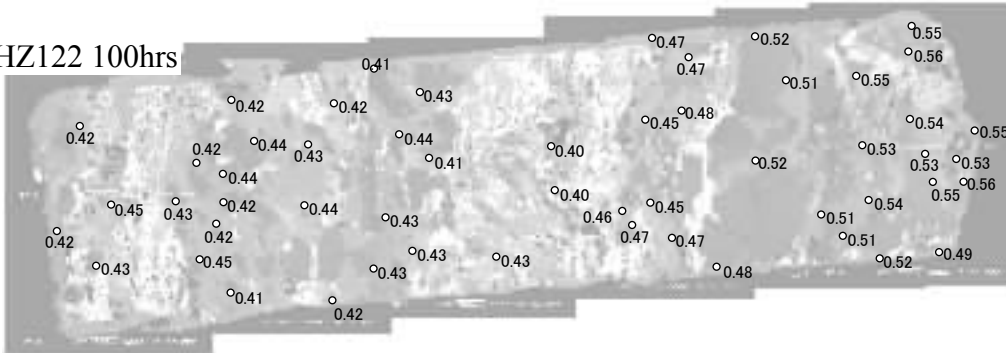
a HZ122 100hrs



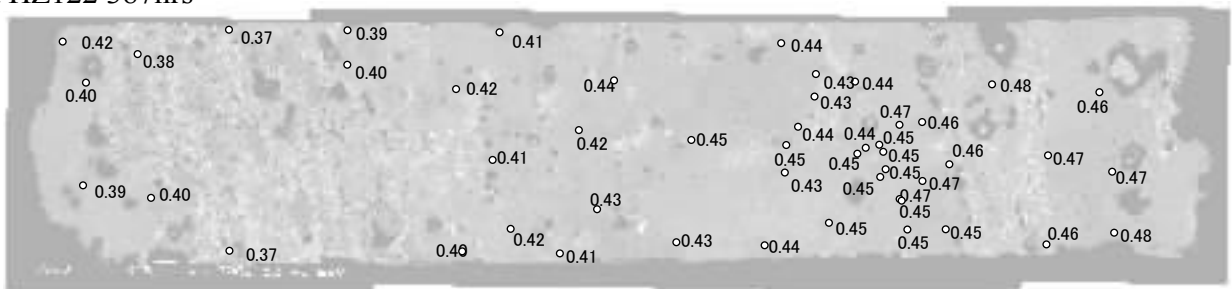
b HZ122 100hrs



c HZ122 100hrs



d HZ122 387hrs



e HZ122 1008hrs

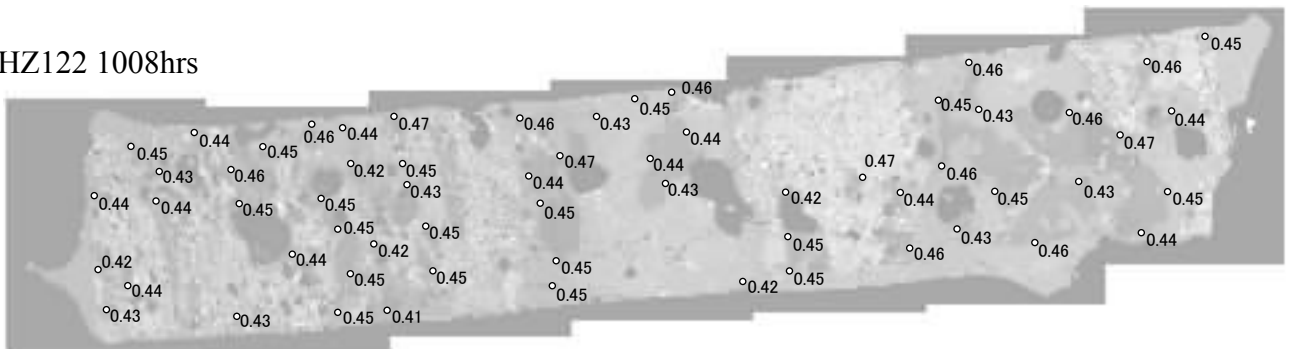


Figure 21. HZ122のXNaの分布.

a)100時間, b)100時間, c)100時間, d)387時間, e)1008時間.

XNaはH<sub>2</sub>Oと比較して均一性が高く, アルカリ元素は数mmの領域で均一化が進んでいることを示している。若干の不均一性が生じるのは, メルトの少ない優黒質部分によって系が分断されているためと考えられる。

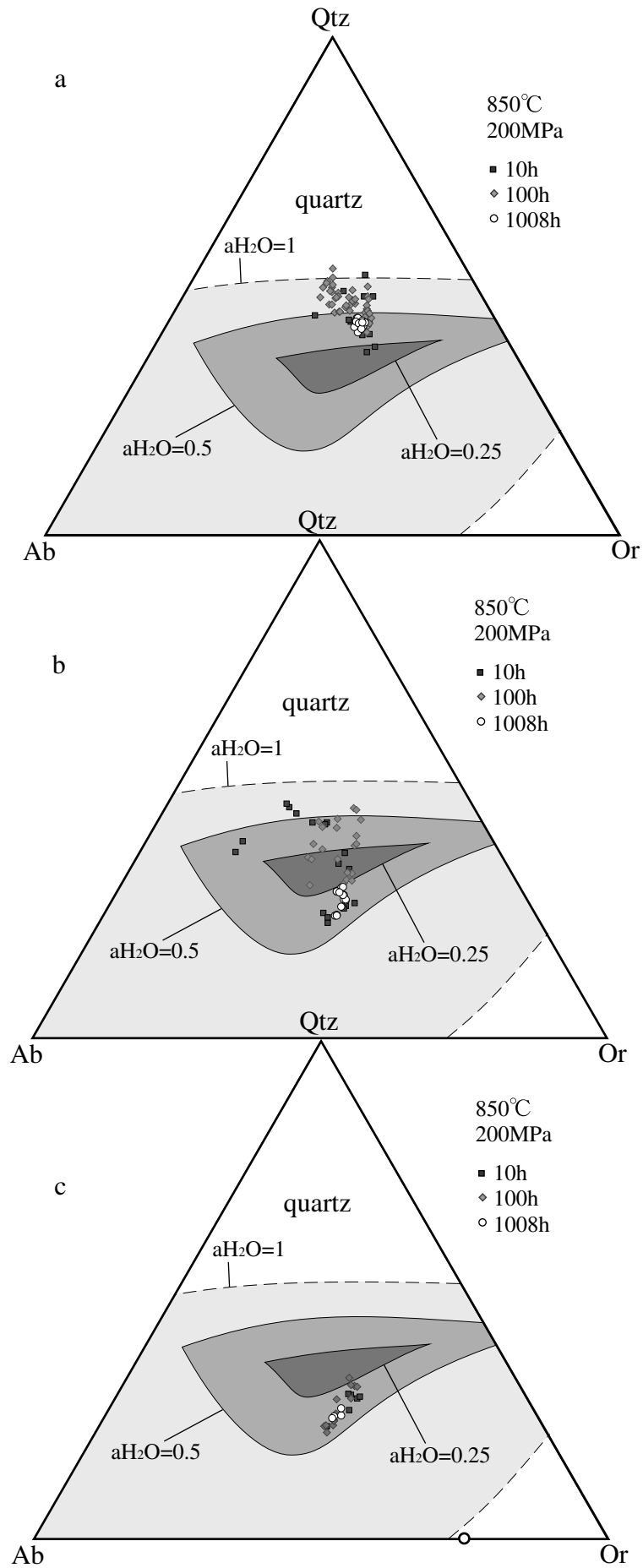


Figure 22. 石英, 斜長石, アルカリ長石に接するメルトのノルムQtz-Ab-Or鉱物組成比.  
 a) 石英と接するメルト. b) 斜長石と接するメルト. c) アルカリ長石と接するメルト.

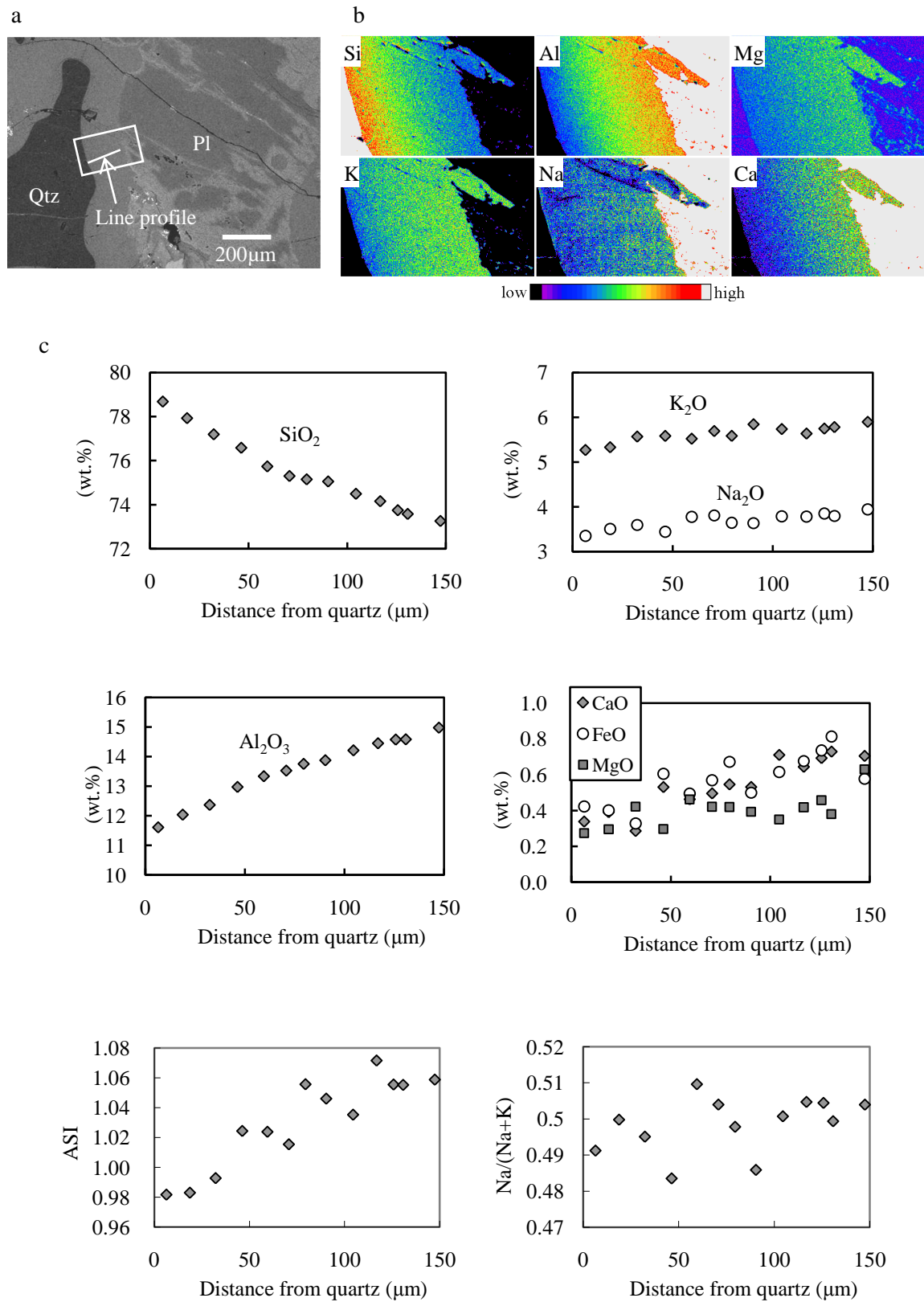


Figure 23. 斜長石と石英の粒間のメルトの組成勾配.

a)斜長石と石英の粒間のBSE像. b) aの部分の元素マッピング. c) aの部分の元素の線分析結果.

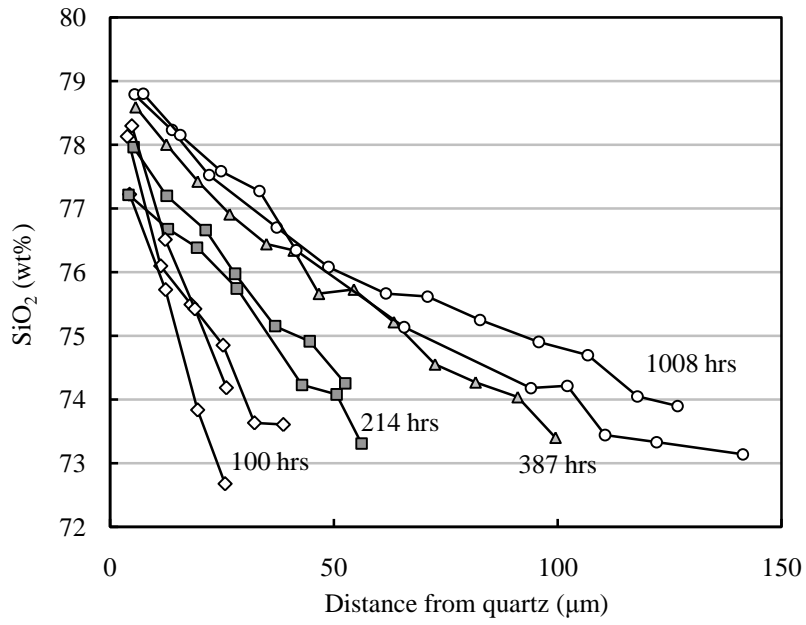


Figure 24. 石英と斜長石の粒間のメルトの組成勾配の時間変化.

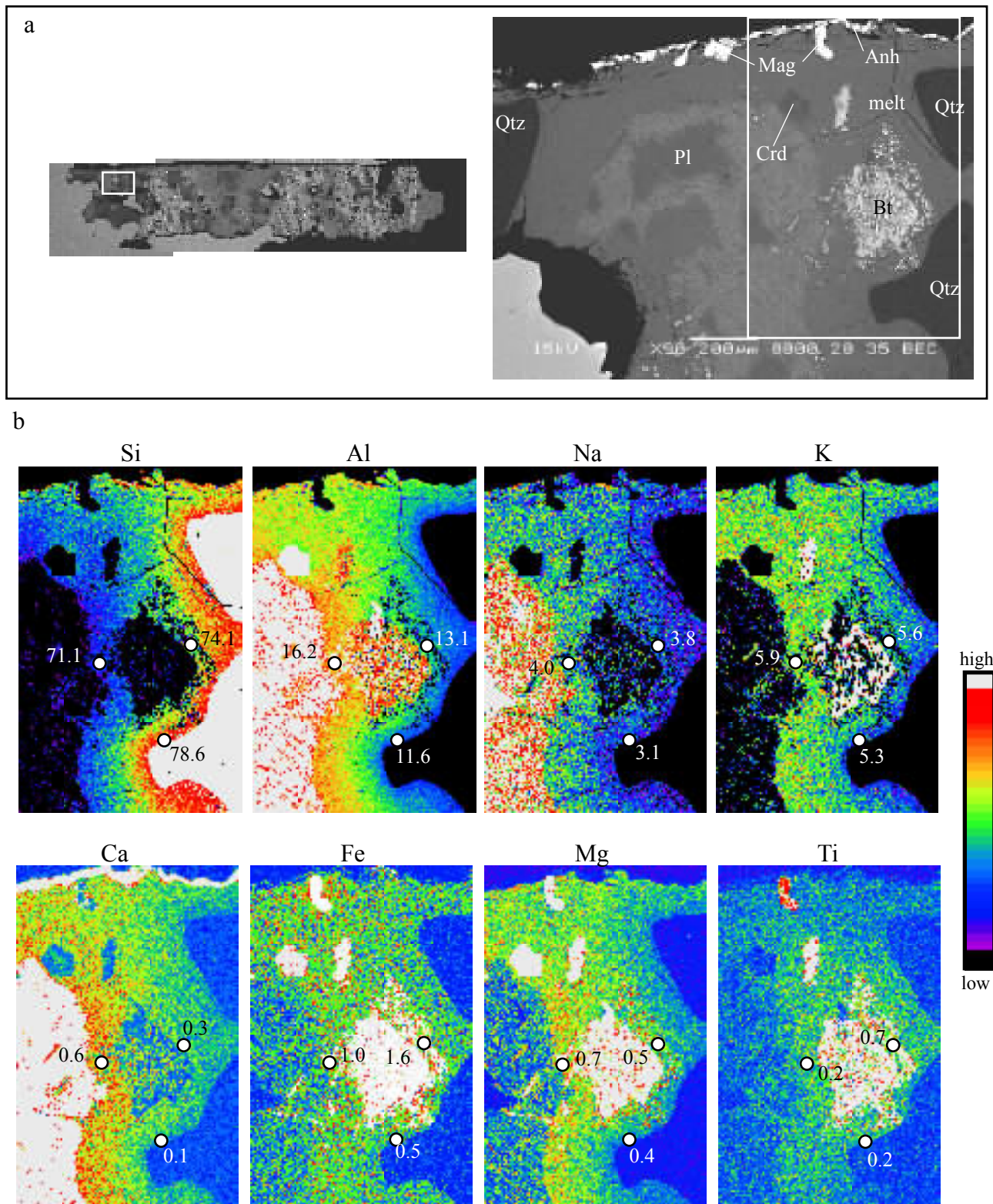


Figure 25. 850°C, 1008時間の実験の元素マッピング。  
 a) BSE像とマッピング範囲。b) 各元素のマップ。数値はEPMA分析値 (wt.%)を示す。Tiを除く元素はSiと反対の組成勾配を示す。

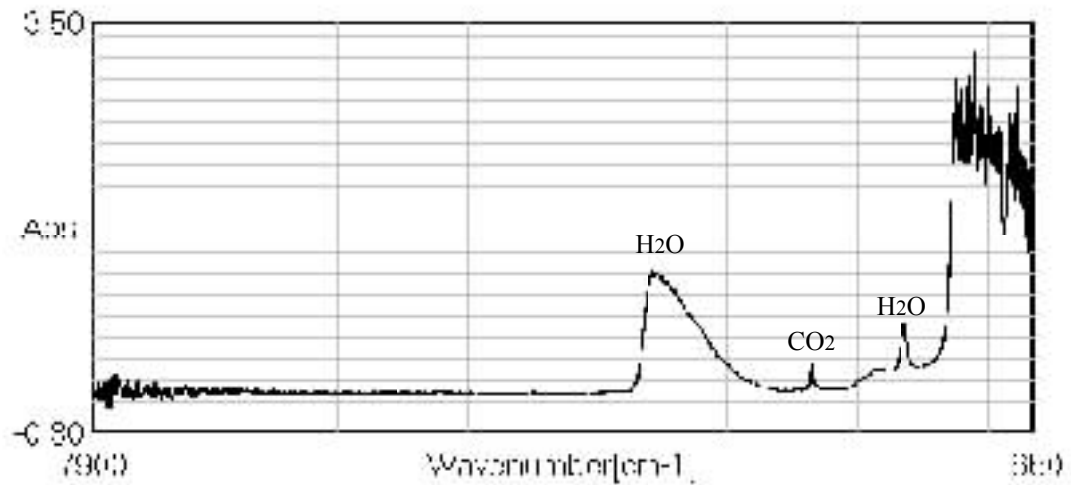


Figure 26. FTIRの分析例.  
HZ122のメルトは、H<sub>2</sub>OとCO<sub>2</sub>に相当する赤外吸収が見られた。



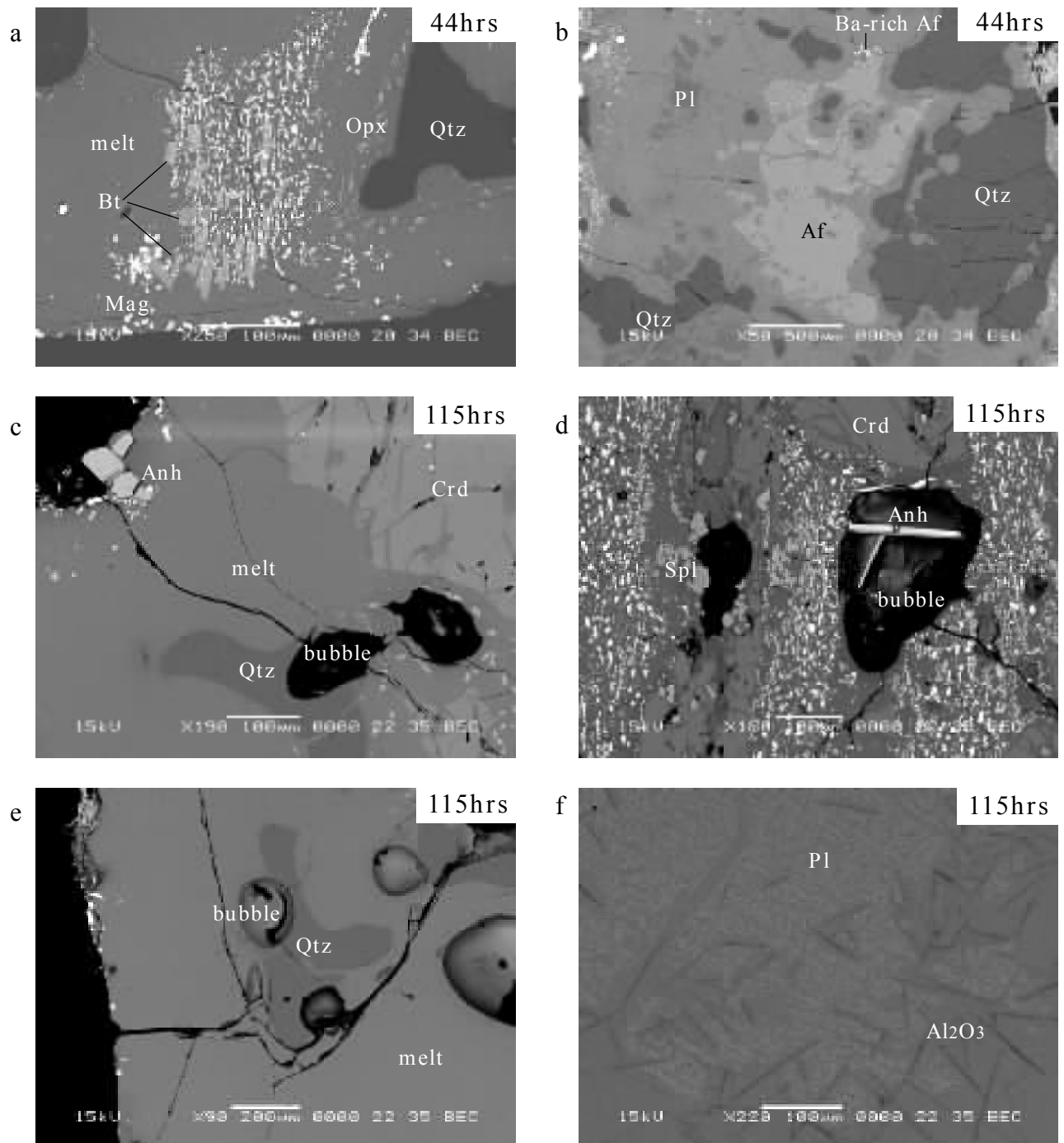


Figure 27. 950°Cの実験結果.

a) 新たに生成した黒雲母. b) 石英, アルカリ長石, 斜長石の産状. c) 自形の硬石膏. 硬石膏はメルトに埋もれた産状を示す. d) 優黒質部分に生成した気泡中に見られる自形の硬石膏. e) 石英に付着した気泡. 気泡は石英にめり込むように生成している場合が見られる. f) 斜長石の反応帯に生じたAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>鉱物.

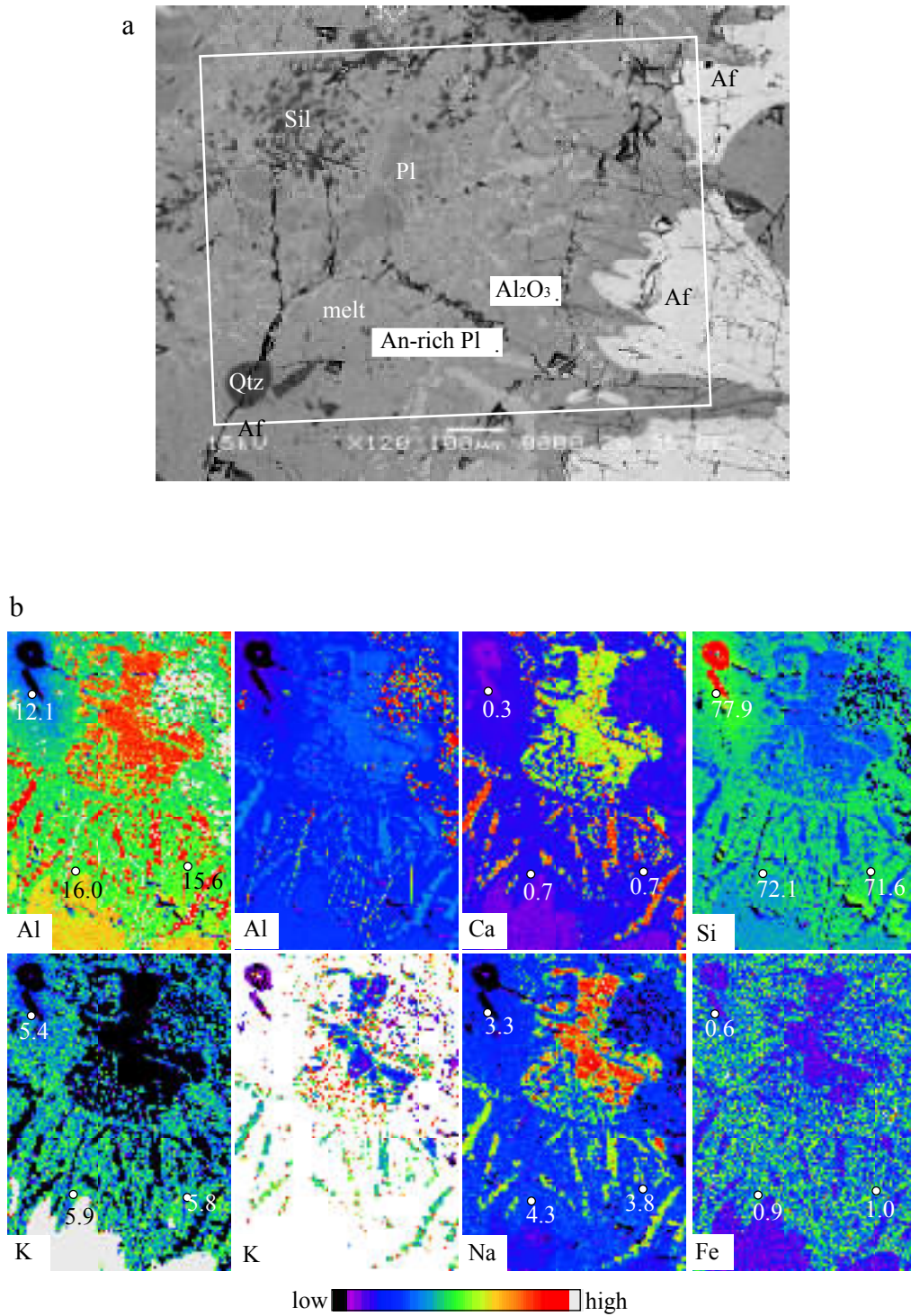


Figure 28. 850°C, 387時間の元素マッピング.

a) 石英, アルカリ長石, 斜長石を含む部分のBSE像とマッピング範囲. b) 各元素の元素マップ.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  鉱物の周囲は比較的均一なAlの濃度を示す. 新たに生成した自形の斜長石は, 元の斜長石よりもAn成分とOr成分に富んでいる.

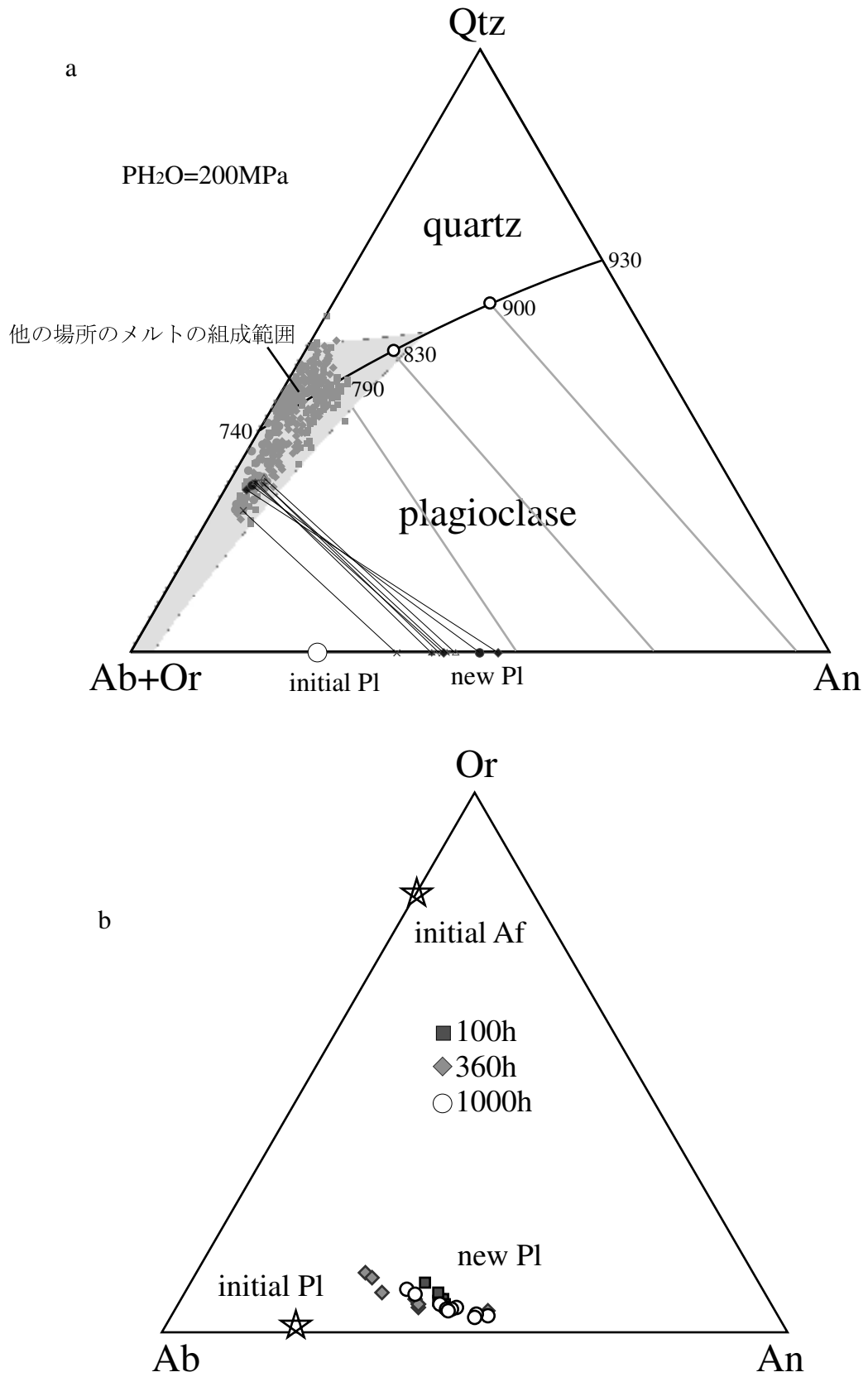


Figure 29. 新しく生じたAn成分に富む斜長石の組成.  
 a) 新たに生じたAn成分に富む斜長石と接触するメルトの組成. H<sub>2</sub>Oに飽和した条件でのハプロ花崗岩系の共融線も示す(Johannes and Holtz, 1996). b) 新たに生成したAn成分に富む斜長石のOr-Ab-An組成比.

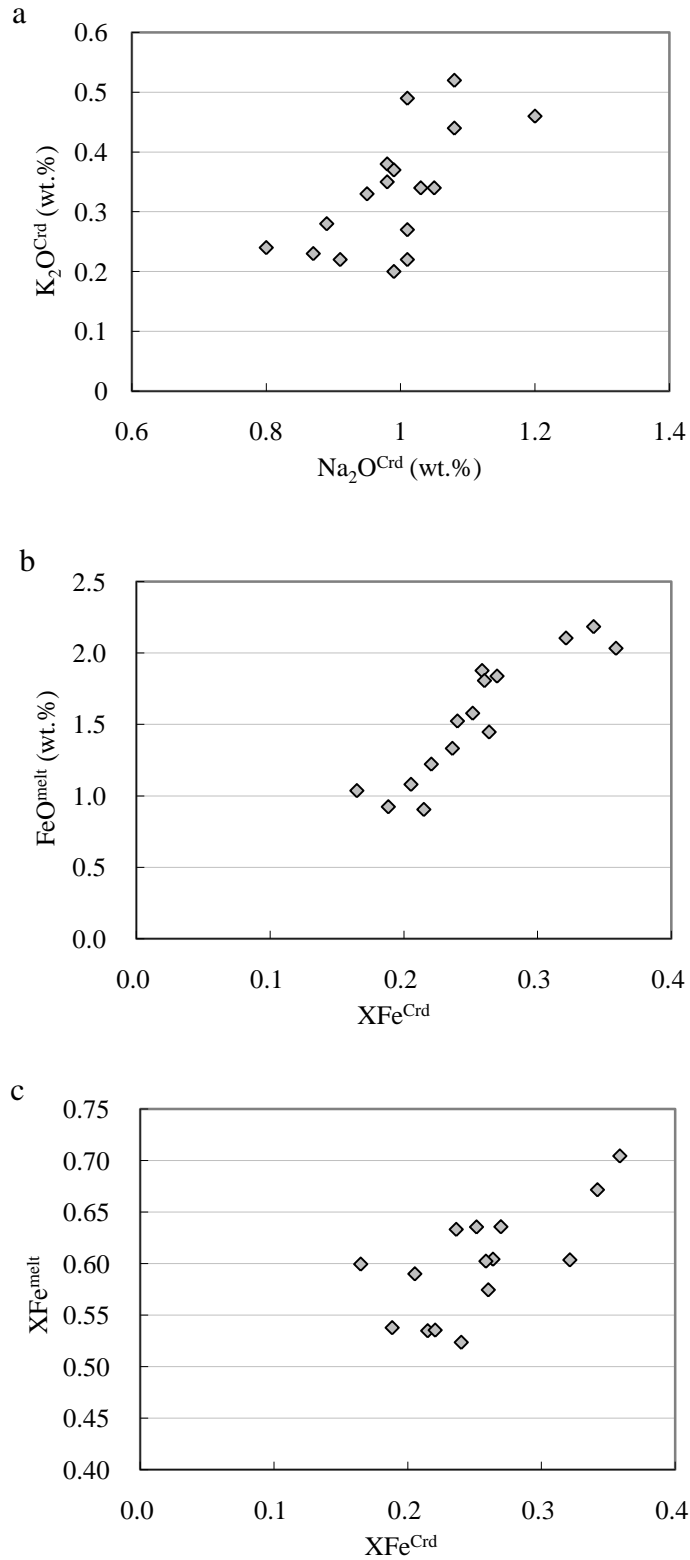


Figure 30. 新たに生成した堇青石の組成.

a) 堇青石の $\text{Na}_2\text{O}$ と $\text{K}_2\text{O}$ の相関. b) 堇青石の $X_{\text{Fe}}$ と接触するメルトの $\text{FeO}(\text{Total})$ . c) 堇青石と接触するメルトの $X_{\text{Fe}}$ の相関.

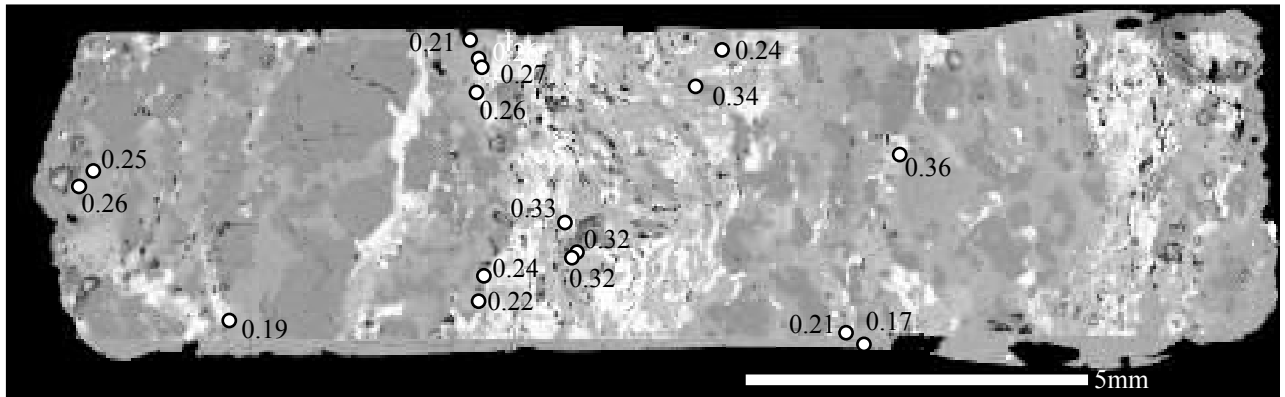


Figure 31. 850°C100時間の実験で新たに生成した堇青石のXFe.  
堇青石のXFeは、岩石片の端に近づくほど小さい。特に岩石片の側面に生成した堇青石が最も低いXFeを示す。

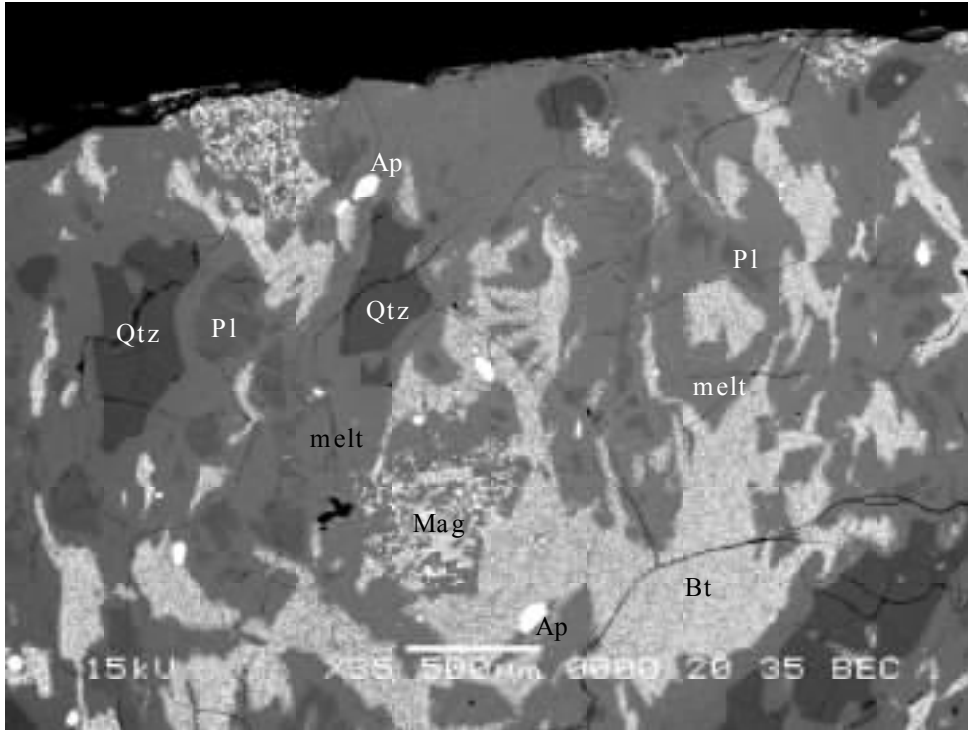
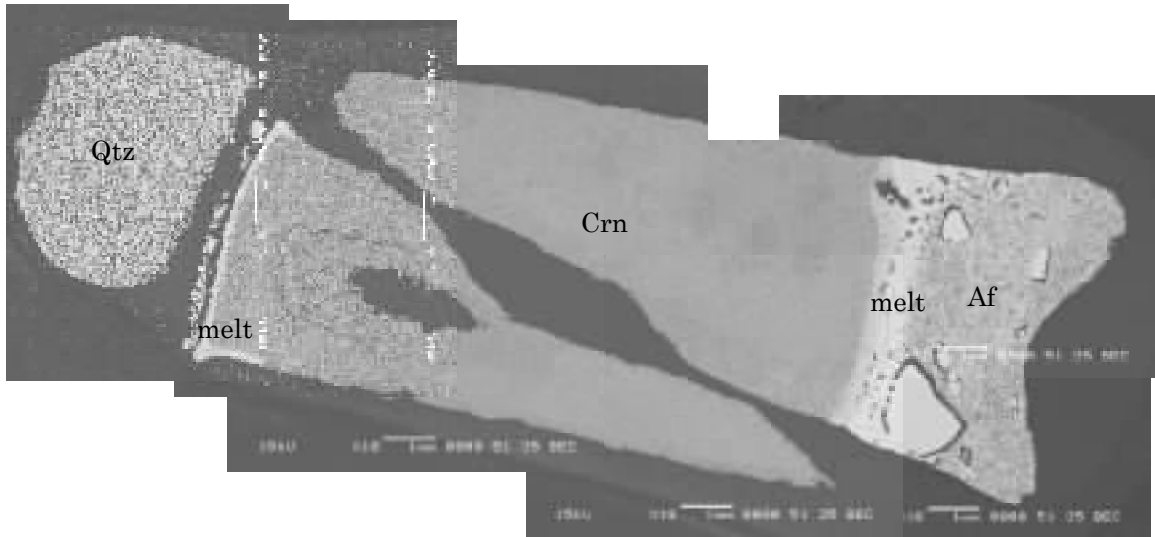


Figure 32. 53Hを出発物質に用いた実験の実験生成物.

a 760°C 200MPa 114h



b

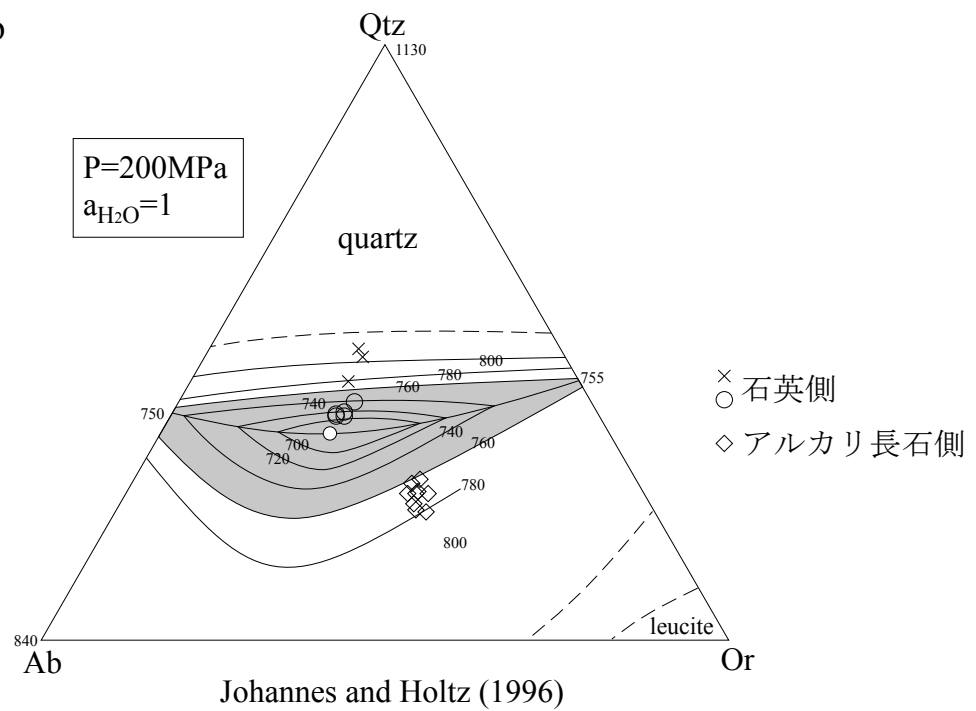
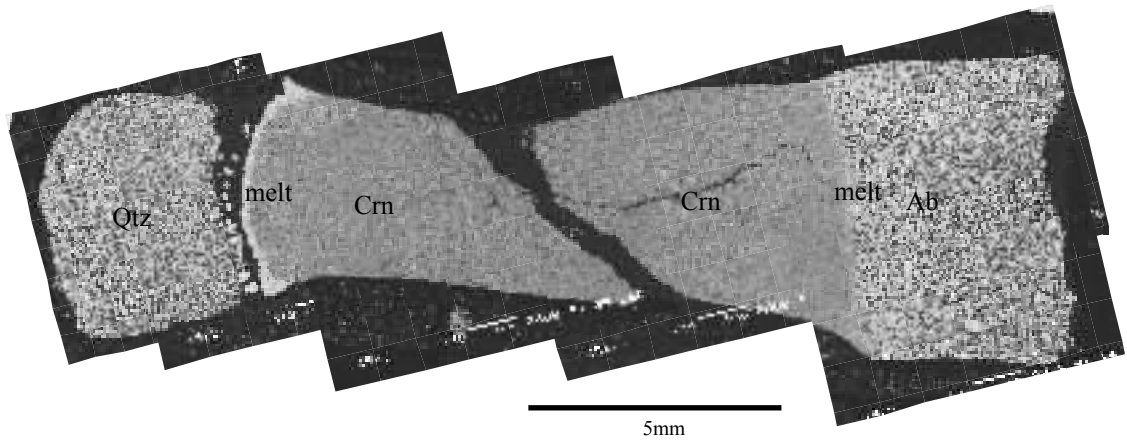


Figure 33. 石英とアルカリ長石をコランダムで隔てる実験の実験生成物.

a) 実験生成物のBSE像. メルトは石英とコランダムの境界とコランダムとアルカリ長石の境界で生じた. b) 生じたメルトの組成のノルムQtz-Ab-Or図.

a 760°C 114hrs



b

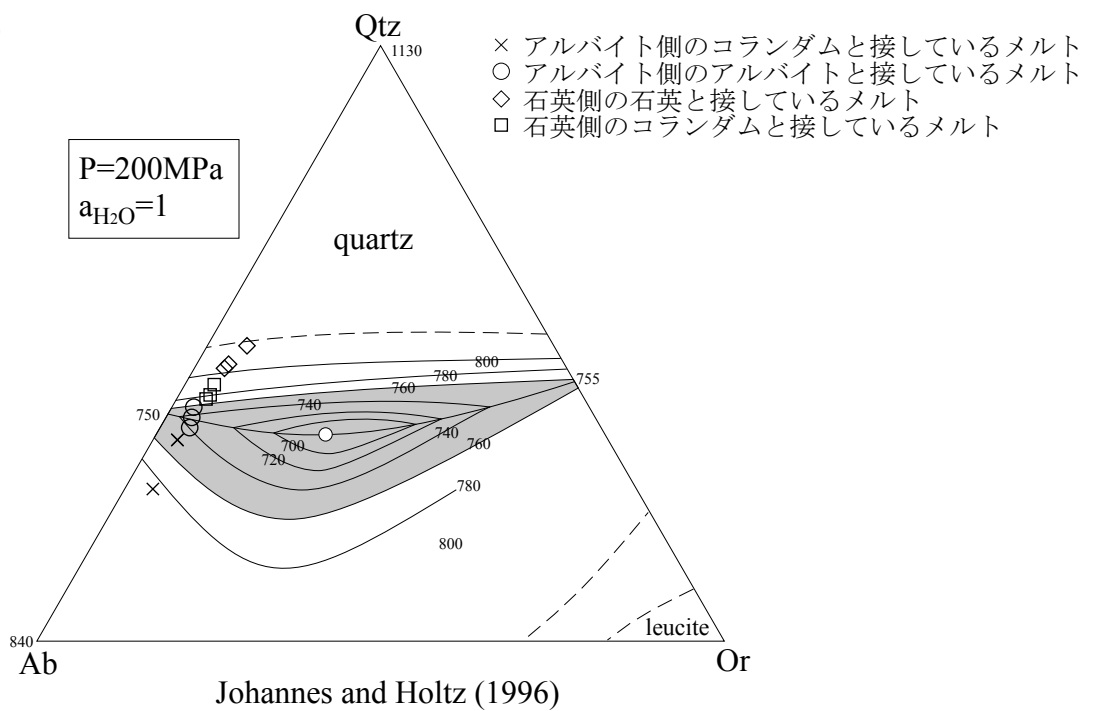


Figure 34. アルバイトと石英をコランダムで隔てる実験の実験生成物.  
 a) 実験生成物のBSE像. 石英とコランダムの境界, コランダムとアルバイトの境界にメルトが生じた. b) メルト組成のノルムQtz-Ab-Or図.



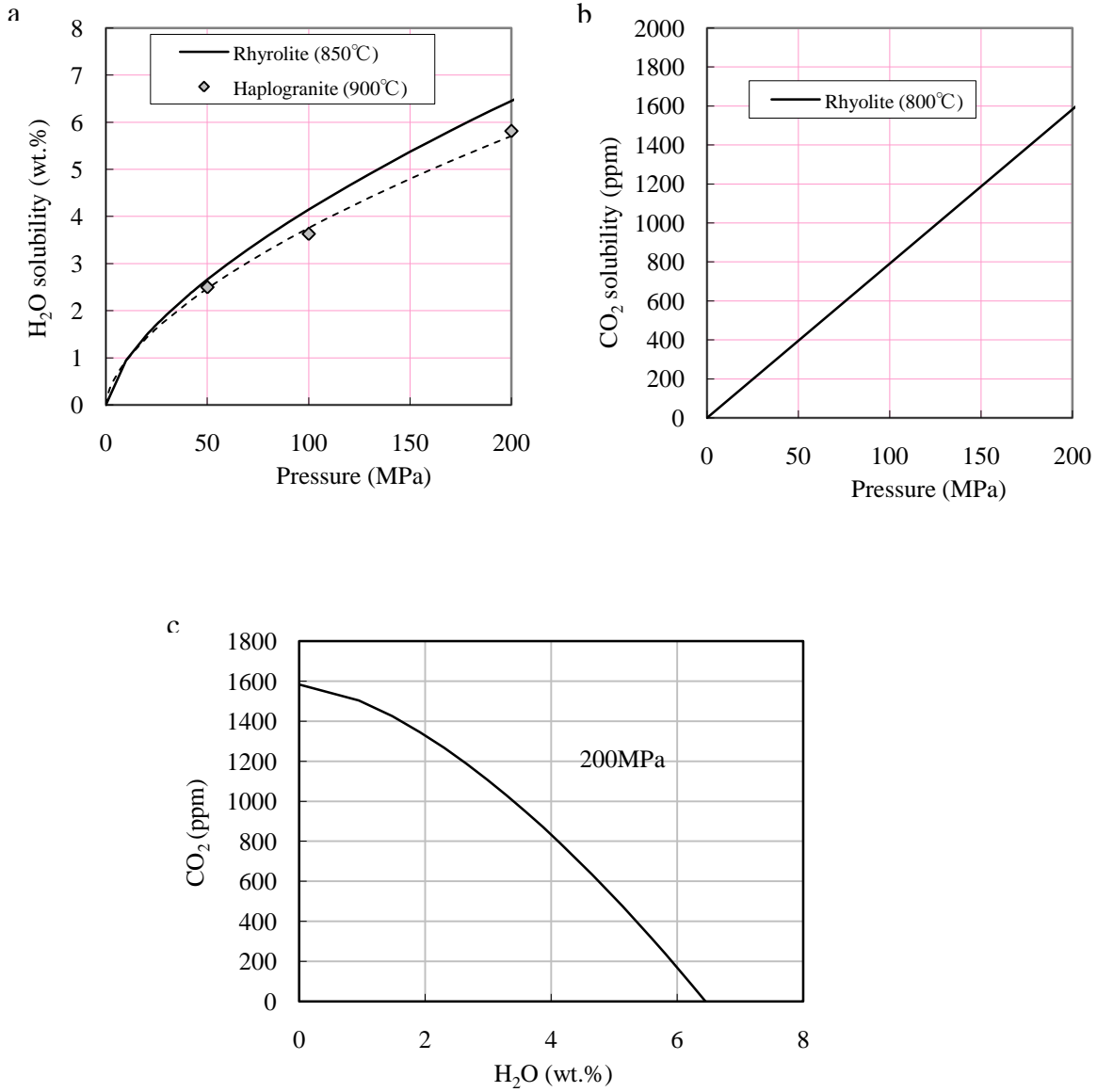


Figure 35. 花崗岩質メルトのH<sub>2</sub>OとCO<sub>2</sub>の溶解度曲線.

a) H<sub>2</sub>Oの流紋岩メルト(Silver et al., 1990)とハプロ花崗岩質メルト(Holtz et al., 1995)への溶解度曲線. b) 流紋岩メルトへのCO<sub>2</sub>の溶解度曲線(Fogel and Rutherford, 1990). c) CO<sub>2</sub>とH<sub>2</sub>Oの溶解度から求めた, CO<sub>2</sub>とH<sub>2</sub>Oからなる流体と共存するメルトのCO<sub>2</sub>とH<sub>2</sub>O含有量.

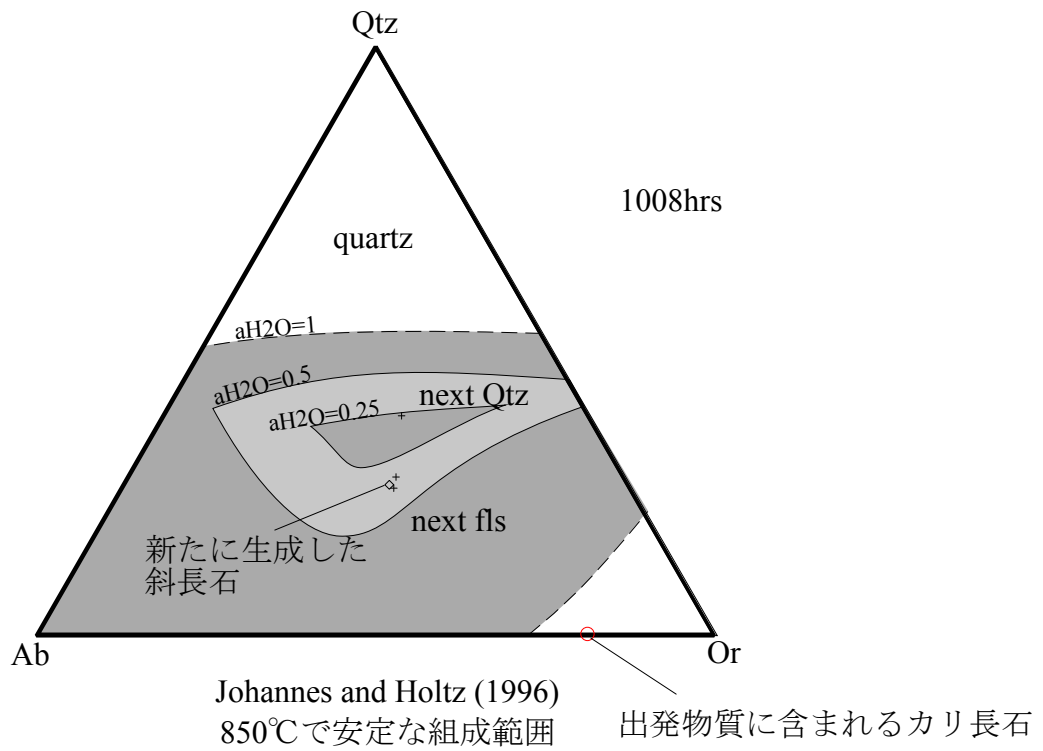


Figure 36. 1008時間の実験で、石英、斜長石、カリ長石とそれぞれ接するメルトの平均組成のQtz-Ab-Or組成比。長石と接触するメルトは近い値を示す。メルトの組成範囲は、 $aH_2O$ が0.25-0.5の範囲である (Johannes and Holtz, 1996)。

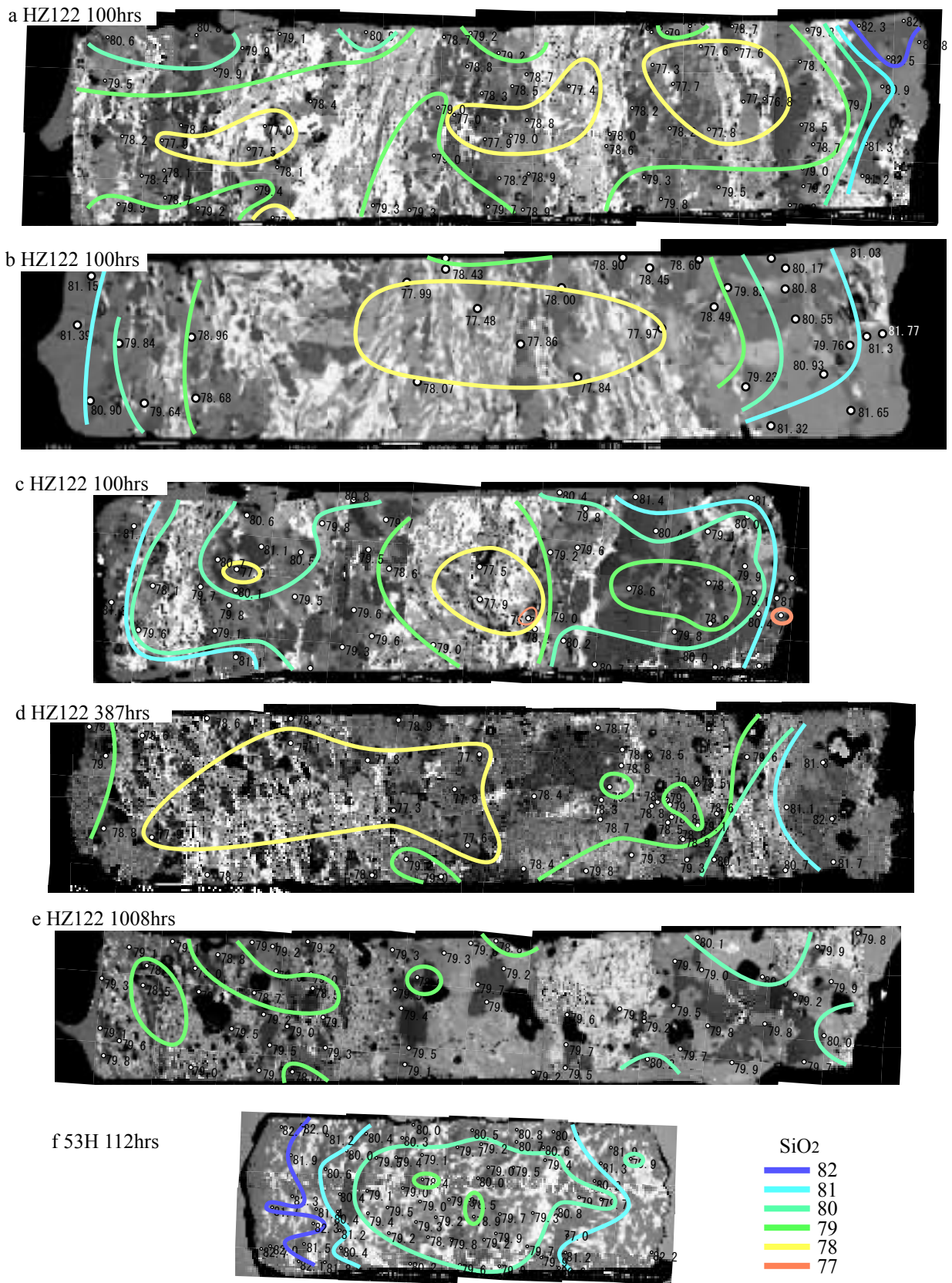
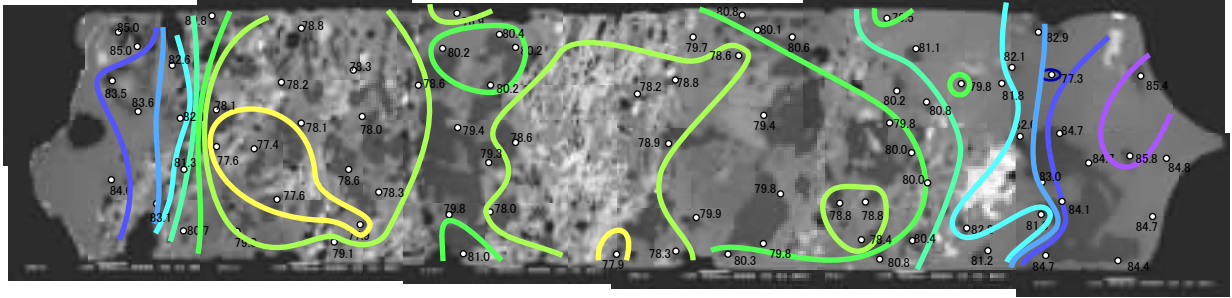


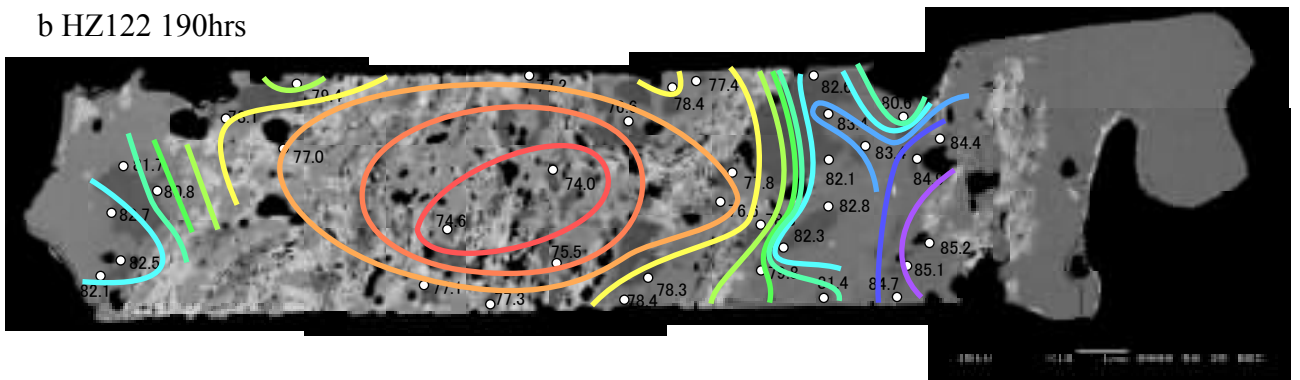
Figure 37. 850°Cの実験の石英と接触するメルトのSiO<sub>2</sub>の分布.

a) HZ122, 100時間. b) HZ122, 100時間. c) HZ122, 100時間. d) HZ122, 387時間. e) HZ122, 1008時間. f) 53H, 112時間

a HZ122 44hrs



b HZ122 190hrs



c 53H 115hrs

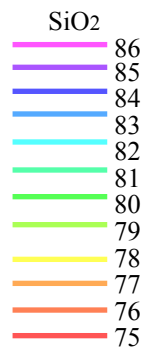
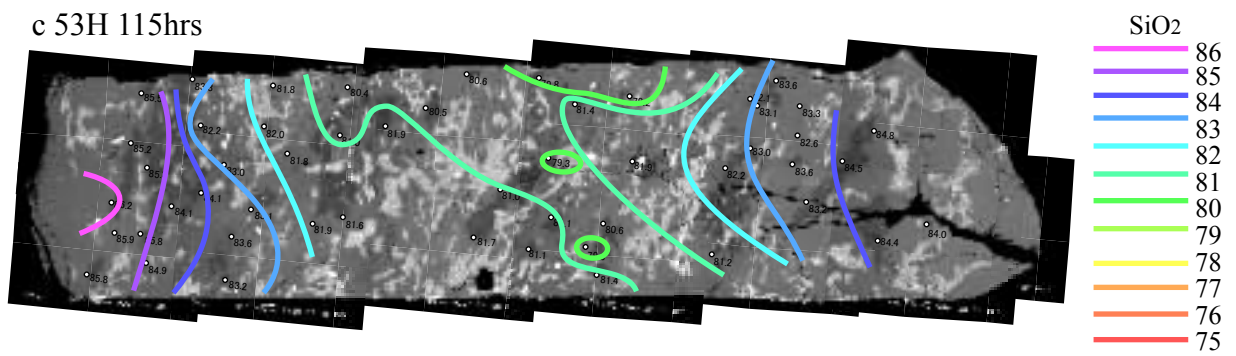


Figure 38. 950°Cの実験での石英と接触するメルトのSiO<sub>2</sub>の分布.  
a) HZ122, 44時間.  
b) HZ122, 190時間.  
c) 53H, 115時間.

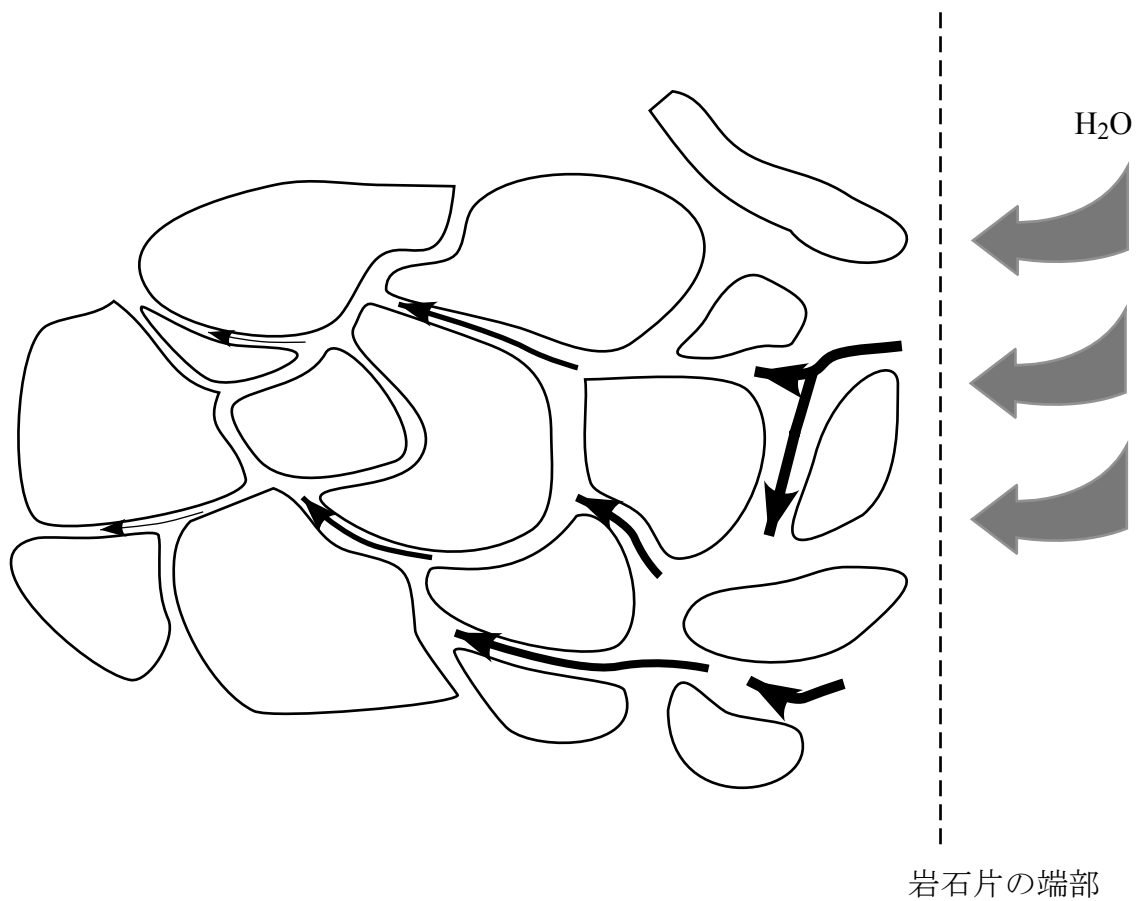


Figure 39. H<sub>2</sub>Oの浸透と希釈.

岩石片の端の部分では、H<sub>2</sub>Oの濃度が高くメルトの増加が速く、内部よりも多量のメルトが生成する。岩石片の内部へ浸透するH<sub>2</sub>Oは、メルトの増加に伴って内部へ浸透するほど濃度が低くなる。

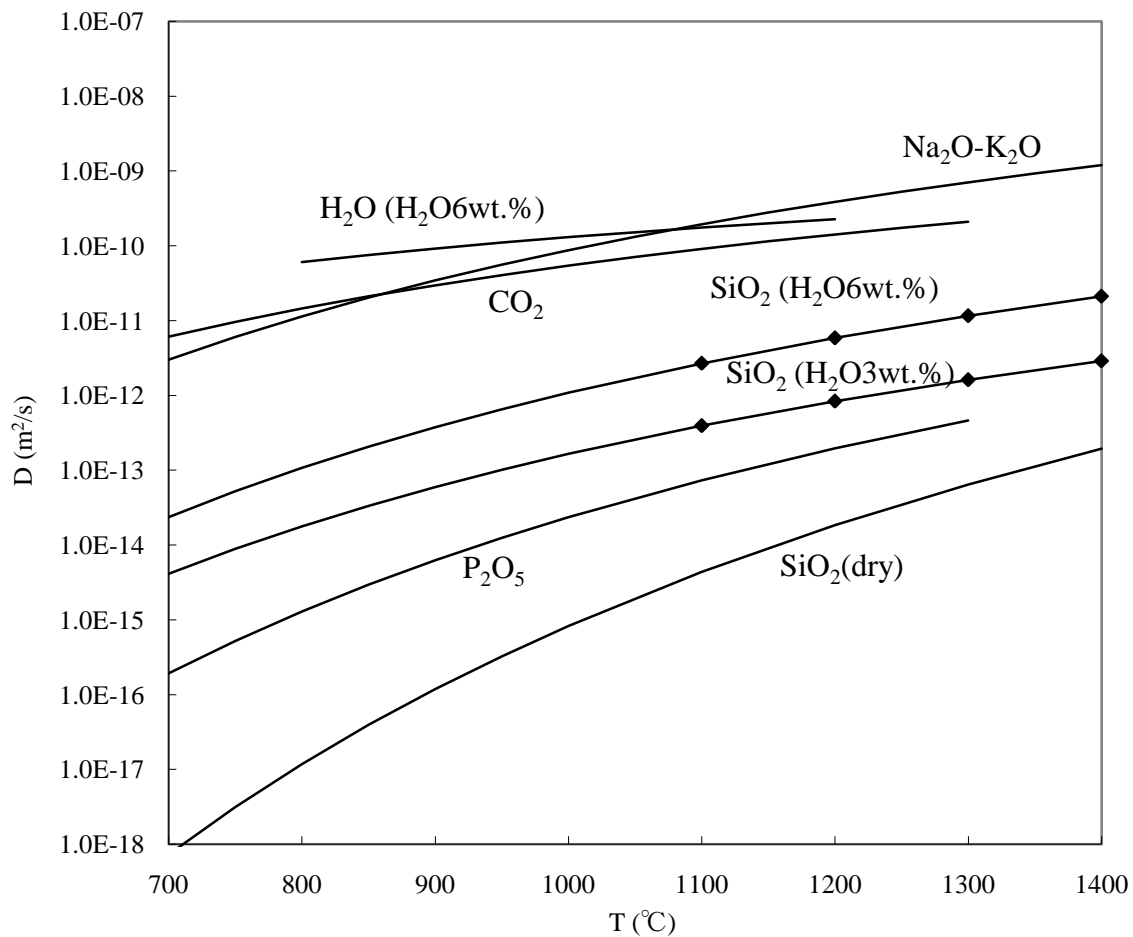


Figure 40. 花崗岩質メルト中の元素の拡散係数の温度依存性.

SiO<sub>2</sub> (dry) : Baker (1990)

SiO<sub>2</sub> (H<sub>2</sub>O6wt.%) : Baker (1991)

SiO<sub>2</sub> (H<sub>2</sub>O3wt.%) : Baker (1991)

P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : Wolf and London (1994)

H<sub>2</sub>O (H<sub>2</sub>O 6wt.%) : Nowak and behrens (1997)

Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O : Freda and Baker (1998)

CO<sub>2</sub> : Watson (1991)

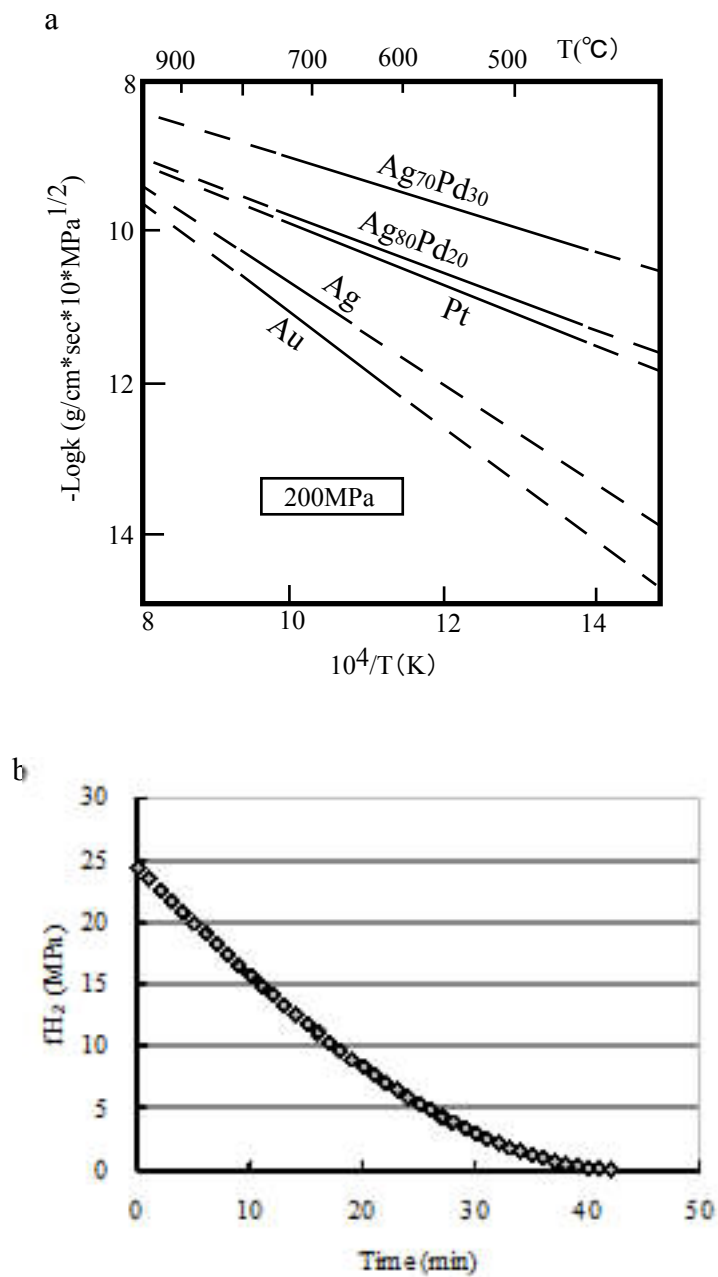


Figure 41. 金の水素浸透能 (Chou, 1986).

a)200MPaにおける貴金属の水素浸透能の温度依存性. b)Chou(1986)の方法による水素透過数値実験. ここでは, 初めにカプセル内に25MPaの水素とカプセル外の水素は常に0Paとして, 水素の透過速度を計算した. その結果, 40分でほぼ透過し, 本実験でも水素透過の影響を受けることが予期される.

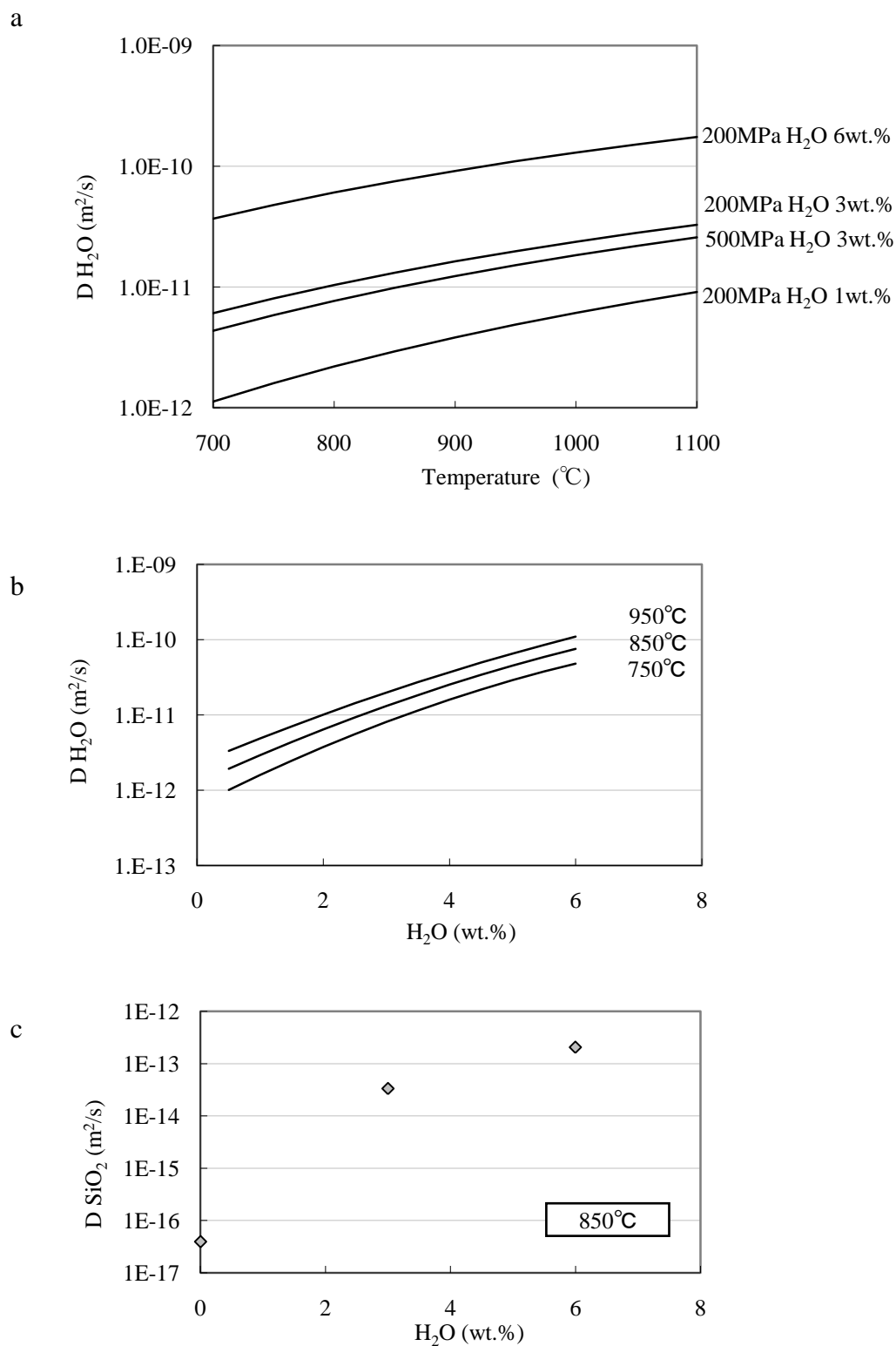


Figure 42. 花崗岩質メルト中の $\text{H}_2\text{O}$ と $\text{SiO}_2$ の拡散係数の温度と含水量依存性.

a) $\text{H}_2\text{O}$ の拡散係数の温度依存(Nowak and behrens, 1997). b) $\text{H}_2\text{O}$ の拡散係数の含水量依存(Nowak and Behrens, 1997). c) $\text{SiO}_2$ の拡散係数の含水量依存(Baker, 1990; 1991)



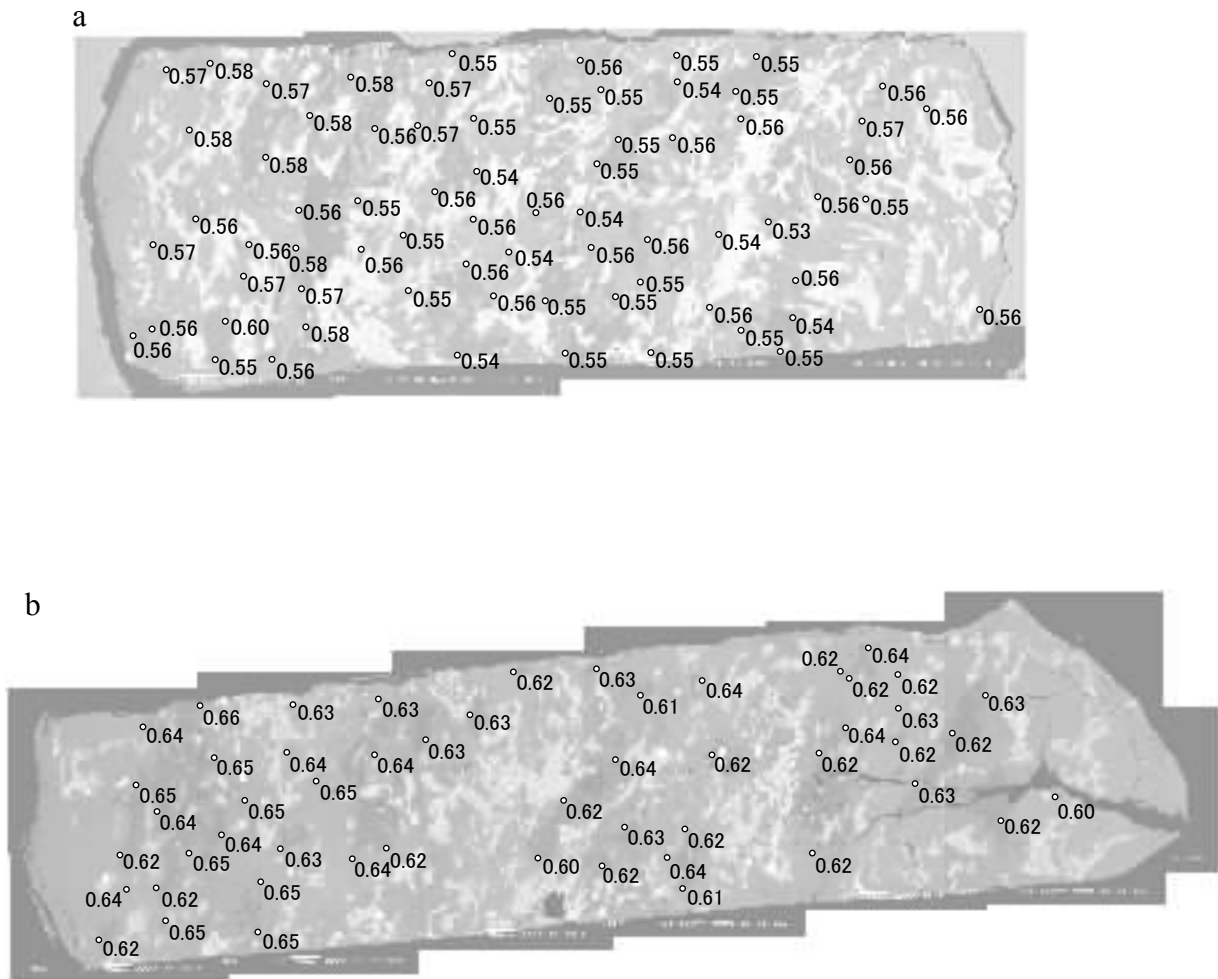


Figure 43. 53Hを出発物質に用いた実験のXNaの分布.  
 a)850°C, 112時間. b)950°C, 115時間. 値は石英近傍のメルト組成を示す。53Hのどちらの実験もXNaに関しては、岩石片全体でほぼ均一である。

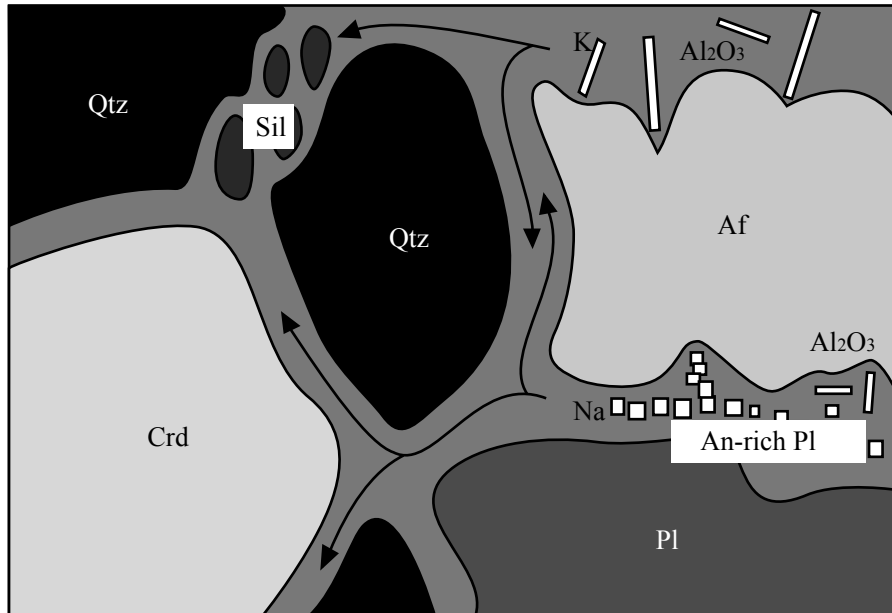


Figure 44. メルト中のアルカリ元素の移動。  
アルカリ長石や斜長石から放出されたアルカリ元素は粒間のメルトを拡散により移動し、石英と珪線石及び石英と堇青石などの粒間の融解を促進させると考えられる。

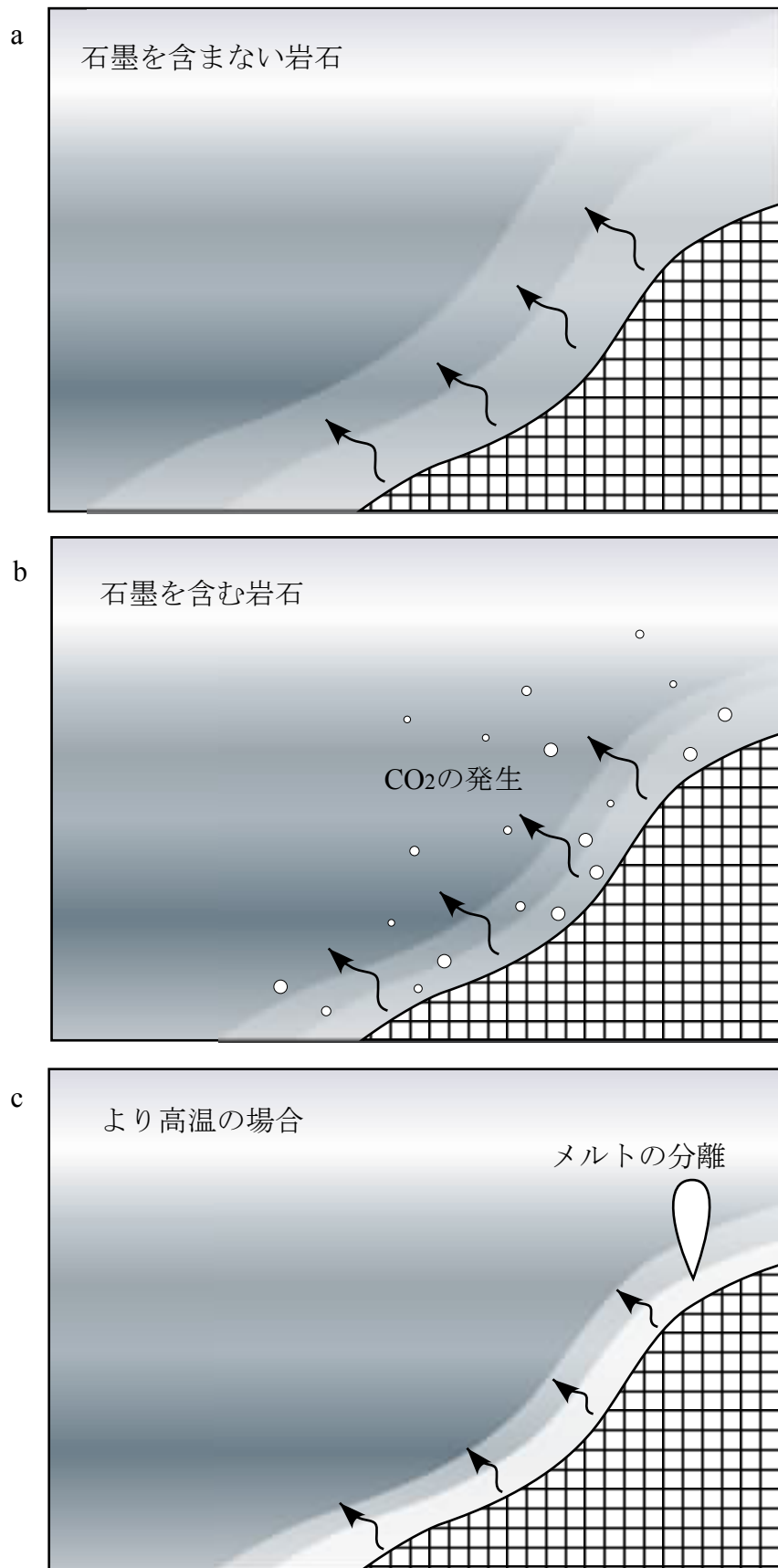


Figure 45. H<sub>2</sub>Oに富む流体の浸透様式の違い.

a) 石墨を含まない岩石. b) 石墨を含む岩石. 石墨を含まない岩石と比較してCO<sub>2</sub>が発生し, それによってH<sub>2</sub>Oの浸透とメルトの増加が抑制される. c) より高温の石墨を含まない岩石の場合. 流体の浸透領域が制限されより多量のメルトが発生し易い. それによってメルトの流動や分離が促進される.