

〔論文〕

九州中部肥後変成帯に産する高度変成岩 及びミグマタイトの部分溶融度

小 林 記 之

名古屋学院大学スポーツ健康学部

要 旨

肥後変成帯高温部に産する泥質片麻岩, 2種類のミグマタイト (メタテキサイト, ダイアテキサイト), 優白質花崗岩及び優白質花崗岩脈の全岩化学組成, 微量元素及びREEの測定をICP-MSを用いて行った。泥質片麻岩は, Eu, Nb, Srに負の異常を示し, HREEに富んだパターンを示す。優白質花崗岩及び優白質花崗岩脈は, Eu, Pb, Yに正の異常, Nbに負の異常を示す。また, D帯の優白質花崗岩は, Thに負の異常を示す。D帯に産するミグマタイトは, HREEに枯渇している。E帯のダイアテキサイトはLREEに乏しく, HREEに富んでいる。泥質片麻岩を源岩, E帯のダイアテキサイトをレスタイトとしてモデル計算を行った。その結果, モデルメルトのREEパターンは, F(部分溶融度)が約0.35 ~ 0.55で, 優白質花崗岩及び優白質花崗岩脈のパターンとよく一致する結果が得られた。このことから, E帯では, 30%以上の部分溶融が生じ, 全岩化学組成を変化させるほどのメルトが抜けた可能性が高い。

キーワード: 部分溶融, ミグマタイト, 希土類元素 (REE)

Degree of Partial Melting of High-grade Metamorphic Rocks and Migmatites from the Higo Metamorphic Terrane, Central Kyushu, SW Japan.

Tomoyuki KOBAYASHI

Faculty of Health and Sports
Nagoya Gakuin University

発行日 2016年1月31日

1. はじめに

部分溶融を伴った高度変成岩やミグマタイトの研究は、下部地殻での部分溶融過程及び生成されたメルトの分離、メルトの移動プロセスを理解する上で非常に重要である。九州中部肥後変成帯は、高温低圧型 (high-T/P) の変成帯とされており、高温部には高度変成岩類である泥質片麻岩とともにミグマタイトが産し、その変成度は高温部で、角閃岩相からグラニュライト相に達している (e.g. Obata et al., 1994; Osanai et al., 1996)。肥後変成帯は、永川ほか (1992) の鉱物組み合わせによってAからEの5帯に変成分帯され変成度は北から南に向かい上昇しているとされている。Maki et al. (2004) や Miyazaki (2004) によって高温部では、変成分帯の再構築がなされている。肥後変成帯高温部には様々な種類のミグマタイトが産しており、このミグマタイトは、その場での部分溶融により生じたこと、高温部からは全岩組成を変えるほどのK成分にとんだメルト (優白質花崗岩) が低温部へと抜け出ることによって、より高温部のE帯のミグマタイトはレスタイト的に変化した可能性が指摘されている (Kobayashi et al., 2005)。部分溶融によって形成されたメルトは低温部へと抜け出る際に、熱を輸送するキャリアーとなっているとともに (Miyazaki, 2004)、元素移動のキャリアーとして重要な役割を果たしていると考えられている。しかしながら、変成帯内での各部分溶融の度合い、部分溶融によって生じたメルトの移動・集積や、メルトがミグマタイト形成過程に与える影響について、まだ明らかとなっていない部分が残されている。

そこで、野外調査に加え、肥後変成帯高温部に産する泥質片麻岩、2種類のミグマタイト (メタテキサイト、ダイアテキサイト)、優白質花崗岩及び優白質花崗岩脈の全岩化学組成、特に微量元素及び希土類元素 (REE) の測定をICP-MSを用いて行い、モデル計算から肥後変成帯内での部分溶融度を見積もった。鉱物の略語は、Kretz (1983) に従っている。

2. 地質概説

肥後変成帯は、九州中部・臼杵―八代構造線の北側に位置し、東西方向に約25km、南北方向に約7kmの東西性の地質構造からなり、帯状に分布している (図1)。肥後変成帯は、紅柱石―珪線石タイプであり、高温低圧型 (high T/P) の変成帯とみなされている (Yamamoto, 1962)。本変成帯は、地質構造論的位置関係などから、本州に位置する同型の高温低圧変成帯である、領家帯の西方延長であると考えられてきた (例えば 唐木田ほか, 1962)。しかし、両変成帯を構成する変成岩類は、岩相に異なる点があることや、年代等に相違がある点などから、両者の対比には議論の余地が残されている。本変成帯は岩石学的研究から、その変成度は北から南に向かって累進的に上昇していること、さらに高温部には高度変成岩である泥質片麻岩とともに、様々なミグマタイトが産しており、上部角閃岩相やグラニュライト相に達しているとされている (Yamamoto, 1962; Tsuji, 1967; 永川ほか, 1991; Obata et al., 1994; Osanai et al., 1996)。また、唐木田・山本 (1982)、唐木田ほか (1989) は、肥後変成帯の一部は複変成を受けた可能性を指摘している。本変成帯は、砂泥質変成岩の鉱物組み合わせにより次のA～Eの5帯に変成分帯されている。A帯：緑泥石 (Chl) - 白雲母 (Ms),

B帯：黒雲母 (Bt) - 白雲母 (Ms) - 紅柱石 (And), C帯：カリ長石 (Kfs) - 珪線石 (Sil) - 黒雲母 (Bt), D帯：ザクロ石 (Grt) - 堇青石 (Crd) - 黒雲母 (Bt), E帯：斜方輝石 (Opx) - ザクロ石 (Grt) - 黒雲母 (Bt) (Nagakawa et al., 1997) (図1)。近年, Maki et al. (2004) や Miyazaki (2004), Maki et al. (2009) によって, 高温部では変成分帯の再構築がなされている。熊本県上益城郡甲佐地域では, これまでC帯, D帯が存在するとされてきたが, C帯とされてきた地域から, Grt-Crdの鉱物組み合わせが見つかり, D帯が北へと延長された (Maki et al., 2004)。また, Miyazaki (2004) は低温部から高温部にかけて, Biotite zone, Sillimanite zone, Garnet-cordierite I (GC I) zone, Garnet-cordierite II (GC II) zoneに再区分した。本研究では, 特に肥後変成帯高温部に着目している。Miyazaki (2004) の変成分帯である高温部のGC I zone, 及びGC II zoneは, Nagakawa et al. (1997) の変成分帯のD帯, E帯に相当している。変成分帯の再構築は本研究には影響がほぼないため, 従来のNagakawa et al. (1997) の変成分帯を使用する。

本変成帯北側には, 低変成あるいは変成作用を被っていない, 上部二畳紀の水越層が分布しており, それを不整合に白亜紀の御船層群が覆っている。本変成帯南側には南北幅約4 km, 東西にわたって花崗岩類が分布している。花崗岩類は北部の白石野花崗閃緑岩, 南部の宮の原トータル岩に分類されている (端山ほか, 1982)。白石野花崗閃緑岩は, 宮の原トータル岩の北縁を取り巻くように分布しており, 細～中粒の主に石英・斜長石・黒雲母からなる優白質で塊状の岩相を示しており, 放射年代

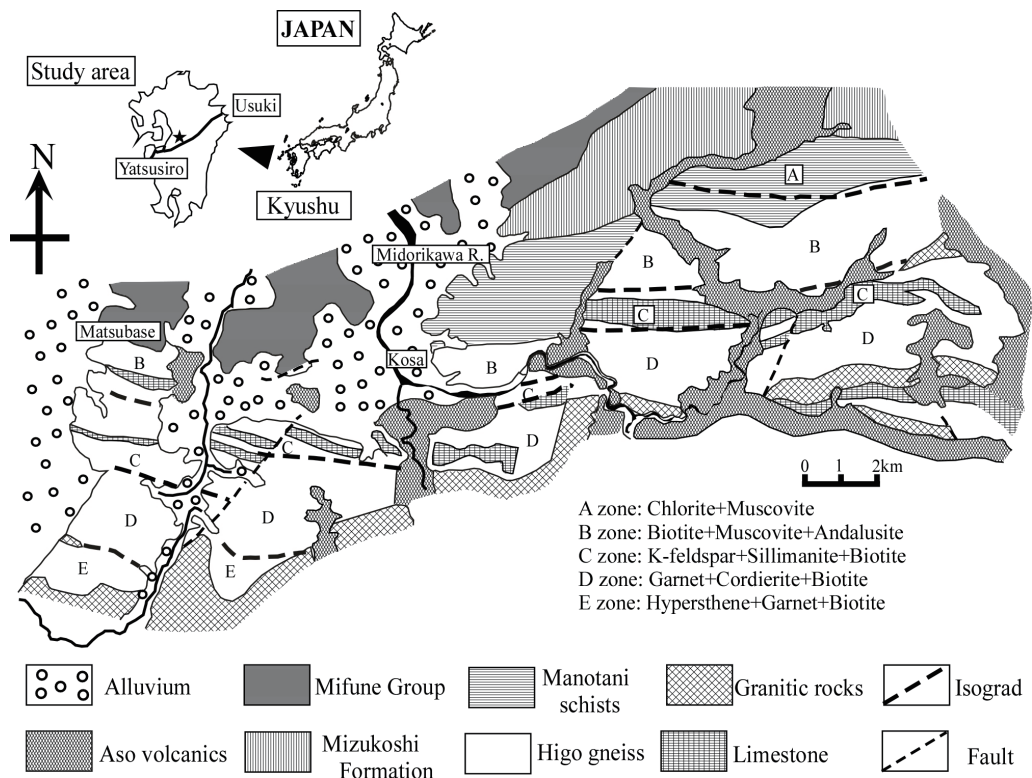


図1 肥後変成帯地質図及び変成分帯図 (Nagakawa et al., 1992 より)。

測定による黒雲母のK-Ar年代は103–130Ma（中島ほか, 1995）, Rb-Sr全岩アイソクロン年代では 121 ± 14 Ma（亀井ほか, 1997）が報告されている。一方で、宮の原トータル岩は主に塊状であるが、南部のマイロナイト質部付近では、片状構造を持っている（Yamamoto, 1962）。宮の原トータル岩は放射年代測定によるRb-Sr全岩-鉱物年代値は、106 Ma（Nakajima et al., 1995）, Sm-Nd年代アイソクロン法では、211 Ma（Kamei et al., 2000）の年代値が得られている。これらの花崗岩類は、肥後変成帯と一部断層で接しているが、ほぼ貫入の関係にある。

肥後変成帯は、間の谷変成岩と肥後変成岩から構成されている。間の谷変成岩は主に泥質岩起源の黒色片岩と火山砕屑岩起源の緑色片岩からなる。間の谷変成岩の黒色片岩からはローソン石(lws)が、緑色片岩からはパンペリー石(Pmp), クロス閃石(Crt), リーベック閃石(Rbk)が確認されている。このことから、間の谷変成岩は、まず初めに低温高圧型 (high P/T) の変成作用を被り、その後、白亜紀に高温低圧型 (high T/P) の変成作用を被った複変成岩であると考えられている（Karakida et al., 1989）。間の谷変成岩と肥後変成岩は境界部分で、一部蛇紋岩を伴った断層関係であるが、大部分は層序的に漸移的であるとされている（Yamamoto, 1962; 佐藤・井上, 1968; 岡本ほか, 1989）。このことから、両変成岩類は源岩構成に差はあるものの、一連の変成帯であるとされている。肥後変成岩は間の谷変成岩の南側に位置し、主に砂質岩、泥質岩起源の片岩、片麻岩からなり、わずかに塩基性の凝灰岩、結晶質石灰岩、超塩基性の蛇紋岩からなる（水田, 1978）。肥後変成帯高温部には、片麻岩とともに泥質岩起源のミグマタイトが分布しており、部分溶融による形成が指摘されている（Obata et al., 1994; Osanai et al., 1996）。また、優白質花崗岩 (leucogranite) も確認されているが、その分布には偏りがあり、肥後変成帯の最高温部より変成度の低い、ミグマタイトが発達していない、C帯、D帯北部で多く分布している。肥後変成帯最高温部であるE帯に産するミグマタイトは、全岩化学組成分析から、Ca成分に富み、K成分に枯渇しているという特徴が見られ、レスタイト(溶け残り)としての特徴を有している（Kobayashi et al., 2005）。

肥後変成岩の変成年代値は主に二つのグループにわけられる。一つ目は、Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb zircon SHRIMP法を用いて得られている279–226Maの古い年代値（Yamaguchi and Minamishin, 1986; Osanai et al., 1998; Hamamoto et al., 1999）。二つ目は、K-Ar, Rb-Sr, CHIME, U-Pb zircon SHRIMP法を用いて得られている117–100 Maの若い年代値（Yamaguchi and Minamishin, 1986; Nakajima et al., 1995; Nagakawa et al., 1997; Hamamoto et al., 1999; Dunkley and Suzuki, 2001; Sakashima et al., 2003）である。Sakashima et al. (2003) は、U-Pb SHRIMP法を用いて、砕屑性ジルコンから2155–184 Maの年代値と変成ジルコンから 116.5 ± 18.7 Maの年代値を報告している。

3. 岩石記載

3.1 泥質片麻岩

本研究で使用した高度変成岩類は、Obata et al. (1994) 及びKobayashi et al. (2005) により詳しく記載されている。本変成帯の泥質片麻岩は、C帯及びD帯の中より採取した。泥質片麻岩は、優白

質層と優黒質層で構成されており、片麻状組織を呈している。泥質片麻岩の優白質層は、主に石英 (Qtz)、斜長石 (Pl)、カリ長石 (Kfs) と少量の黒雲母 (Bt) で構成されている。優黒質層は主に黒雲母 (Bt) で構成されており、様々な量のザクロ石 (Grt)、珪線石 (Sil)、カリ長石 (Kfs)、磷灰石 (Ap)、チタン石 (Sph)、石墨 (Grp) で構成されており、D帯の泥質片麻岩にはこれらに加え、堇青石 (Crd) が含まれている。

3.2 ミグマタイト

本変成帯のミグマタイトは、D帯及びE帯の中より採取した。本研究では、肥後変成帯に産するミグマタイトをBrown (1973) の定義に基づいて定義し分類する。

3.2.1 Metatextite

Metatextiteは層状構造を示すミグマタイトである。粗粒で火成岩的組織を示す優白質層 (leucosome) と細粒で変成岩的組織を示す優黒質層 (melanosome) から構成されている。D帯に産するmetatextiteの優白質層 (leucosome) は主にQtz, Pl, Kfsと少量のBtで構成されている。優白質部 (leucosome) 中のPlは、粗粒で自形性が高く、また粗粒なKfsには、小さなQtzやPlを包有するポイキリティックな組織を示すなど、火成岩的組織を示している (Kobayashi et al., 2005)。優黒質部 (melanosome) は主にBtで構成されており、様々な量のGrt, Sil, Kfs, Crd, Ap, Sph, Grpで構成されている。E帯に産するmetatextiteにはD帯に産するmetatextiteに含まれている鉱物組み合わせに加え、斜方輝石 (Opx)、カミングトン閃石 (Cum) が含まれている。

3.2.2 Inhomogeneous diatextite

Inhomogeneous diatextiteは、粗粒で火成岩的組織を示すleucosomeが層状を呈しておらず、明確な層状構造を示さないミグマタイトである。しかしながら、優白質部分 (leucocratic part) と優黒質部分 (melanocratic part) とに区分することができる。Inhomogeneous diatextiteのleucocratic part, melanocratic partに含まれている鉱物組み合わせは、metatextiteのleucosome, melanosomeに含まれている鉱物組み合わせと同じである。

3.2.3 Homogeneous diatextite

Homogeneous diatextiteは層状構造を持たず、均質で塊状のミグマタイトである。鉱物組み合わせは、metatextite, inhomogeneous diatextiteと同じである。鉱物組織のみならず、岩相からも火成岩的組織を示している (Kobayashi et al., 2005)。本研究では、inhomogeneous diatextiteとhomogeneous diatextiteを区別して分析を行ったが、岩相による全岩化学組成に差異は認められなかった。

3.2.4 Leucogranite and leucocratic veins (優白質花崗岩, 優白質花崗岩脈)

Leucogranite (優白質花崗岩) やleucocratic vein (優白質花崗岩脈) は、層状構造が発達しておらず、ほとんどのものが塊状、岩脈状を示す。Leucograniteやleucocratic veinは、主にQtz, Pl,

Kfsと少量のBtで構成されており、まれにGrtやCrdを含むものもある。より詳細な記載はObata et al. (1994)にある。

4. 分析手法及び岩石試料

本研究で使用した岩石試料は、泥質片麻岩, metatexite, diatexite, leucogranite and leucocratic veinである。各岩相41試料の主要元素及び微量元素はすでにKobayashi et al. (2005)で報告されている。新たに、11試料の微量元素、希土類元素(REE)の測定を行った。主要元素分析には、京都大学大学院理学研究科に設置されているRigaku simultaneous X-ray spectrometer, system 3550を使用し、分析方法はGoto and Tatsumi. (1994, 1996)に従った。微量元素及び希土類元素(REE)の分析には、京都大学大学院理学研究科地球熱学施設に設置されているICP-MS Thermo-Electron PlasmaQuad3を使用した。いくつかの微量元素(Ba, Ni, Cu, Zn, Pb, Th, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, S)は海洋開発機構(JAMSTEC)に設置されているX-ray fluorescence spectrometer (Rigaku RIX-3000)を使用した。

5. 全岩化学分析——主要元素、微量元素及び希土類元素(REE)——

全岩化学組成の主要元素、微量元素分析結果は、表1にまとめてある。主要元素、微量元素の測定には肥後変成帯広範囲より採取した、泥質片麻岩11試料, metatexite16試料, diatexite (inhomogeneous diatexite及びhomogeneous diatexite) 9試料, leucogranite and leucocratic vein 5試料を使用した。肥後変成帯最高温部であるE帯のミグマタイトはmetatexite, diatexiteともに、CaO, P₂O₅に富み、K₂Oに枯渇する特徴が見られた。この結果はすでに、Kobayashi et al. (2005)として報告済みである。

希土類元素(REE)の測定には、泥質片麻岩1試料, metatexite2試料, diatexite (inhomogeneous diatexite及びhomogeneous diatexite) 3試料, leucogranite 3試料, leucocratic vein 2試料を使用した。泥質片麻岩, metatexite, diatexite, leucogranite and leucocratic veinをC1 chondriteの値(McDonough and Sun, 1995)を用いて規格化したものを、図2に示す。Leucogranite and leucocratic veinは泥質片麻岩やミグマタイトに比べ、全体的にREEに枯渇しており、Euに正の異常が確認される。また、Leucogranite and leucocratic veinは重希土類元素(HREE)において、フラットなパターンを示している。なお、細粒のleucograniteのR4, S5, 87Sr/86SrはObata et al. (1994)で報告された試料を分析したものである。特に、R4は他の試料に比べ、最もREEに枯渇した特徴を示す。一方で、leucocratic veinは、細粒のleucograniteに比べ、よりREEに富んでいる。泥質片麻岩は、HREEに富んでおり、Euに弱い負の異常が確認される(図2a)。D帯中部より採取したmetatexite, homogeneous diatexiteと、D帯南部より採取したinhomogeneous diatexiteは、HREEに枯渇している。E帯より採取したhomogeneous diatexiteは泥質片麻岩や他のミグマタイトと比べ、軽希土類元素(LREE)に枯渇し、HREEに富む傾向が確認される(図2b)。

表1 肥後変成帯の泥質片麻岩, ミグマタイト, leucocratic veins and leucogranites (優白質岩脈, 優白質花崗岩) の主要元素, 微量元素, 希土類元素 (REE) 全岩化学組成。

	D zone Gneiss	D zone Metatexite	D(south) Metatexite	D zone Diatexite	D(south) Diatexite	E zone Diatexite	D(south) Leucocratic vein	E zone Leucocratic vein	D zone Leucogranite	D zone Leucogranite	D zone Leucogranite
Major elements (wt%)											
SiO ₂	65.5	65.2	61.2	67.4	64.9	56.5	70.3	68.0	74.1	71.1	71.4
TiO ₂	0.8	0.6	1.3	0.6	0.8	0.9	0.3	0.1	0.2	0.3	0.2
Al ₂ O ₃	16.7	16.5	16.8	16.2	17.3	20.2	16.2	18.3	15.2	15.7	15.2
Fe ₂ O ₃	6.4	5.8	8.8	5.2	6.0	6.9	2.2	2.9	1.5	2.3	3.0
MnO	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1
MgO	2.3	1.8	2.8	1.7	2.0	2.4	0.7	0.6	0.5	0.6	0.5
CaO	2.5	2.2	2.0	2.2	2.0	6.3	0.9	3.7	1.4	2.2	1.3
Na ₂ O	3.2	3.2	1.7	3.4	3.3	4.1	2.4	4.6	3.8	4.0	4.0
K ₂ O	2.7	3.0	4.6	3.1	3.7	1.6	6.9	1.4	3.5	3.0	3.8
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.5	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1
Total	100.4	98.6	99.6	100.0	100.1	99.6	100.1	99.9	100.3	99.4	99.6
Trace elements (ppm)											
Ba	355.3	683.1	1467.9	553.5	649.5	283.0	1497.8	299.0	920.6	507.8	n.d.
Pb	21.2	30.1	26.3	25.9	13.6	50.6	22.6	37.4	32.6	33.0	n.d.
Zr	187.3	183.8	214.3	189.5	199.8	131.9	102.5	131.7	94.9	82.1	n.d.
Sr	235.5	268.5	272.1	258.4	302.6	496.2	322.3	406.1	374.2	368.8	n.d.
Nb	9.8	9.3	18.6	9.6	9.0	10.2	3.4	1.8	4.7	9.2	n.d.
Ni	19.4	16.2	43.8	17.2	23.0	n.d.	8.6	n.d.	4.4	2.9	n.d.
Rb	110.0	93.4	134.8	110.1	117.6	58.3	120.7	29.2	85.4	78.6	n.d.
Th	12.1	11.7	14.4	13.7	13.1	3.5	9.5	4.2	2.6	2.4	n.d.
Y	23.7	24.7	29.2	21.7	23.1	27.7	17.2	12.9	16.1	14.9	n.d.
U	1.9	1.6	2.2	2.3	1.7	1.5	1.5	0.7	1.2	2.2	2.3
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	30.8	33.0	50.0	37.5	36.5	21.4	19.5	18.2	10.2	14.4	14.9
Ce	65.6	70.9	103.4	81.1	76.0	44.9	39.6	33.3	19.8	30.0	30.1
Nd	27.2	28.0	41.0	31.7	30.0	21.4	14.5	11.6	7.3	12.9	12.0
Sm	5.5	5.3	7.6	5.8	5.4	4.7	2.8	2.2	1.4	2.8	2.3
Tb	0.7	0.6	0.8	0.6	0.5	0.8	0.3	0.3	0.1	0.3	0.2
Pr	7.2	7.6	11.4	8.8	8.2	5.4	4.2	3.5	2.2	3.5	3.4
Gd	5.0	4.3	6.1	4.7	4.2	4.8	2.2	2.1	1.1	2.4	1.8
Dy	4.3	3.2	4.7	3.0	2.5	4.8	1.8	2.0	0.9	1.9	1.1
Ho	0.9	0.6	0.9	0.5	0.5	1.0	0.3	0.4	0.2	0.3	0.2
Eu	1.2	1.5	2.3	1.3	1.6	1.6	2.2	1.0	1.6	1.2	1.3
Er	2.6	1.7	2.7	1.5	1.2	2.9	0.9	1.1	0.5	0.7	0.5
Tm	0.4	0.3	0.4	0.2	0.2	0.4	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
Yb	2.4	1.7	2.4	1.4	1.2	2.7	0.8	1.1	0.4	0.6	0.4
Lu	0.3	0.3	0.4	0.2	0.2	0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
K/Rb	245.1	321.0	341.6	279.6	313.9	271.0	569.2	485.7	412.2	377.9	-
Ba/Rb	3.2	7.3	10.9	5.0	5.5	4.9	12.4	10.2	10.8	6.5	-
Sr/Ba	2.1	2.9	2.0	2.3	2.6	8.5	2.7	13.9	4.4	4.7	-
Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O)	1.98	1.96	2.02	1.88	1.92	1.69	1.60	1.89	1.73	1.72	1.67

Total Fe as Fe₂O₃

n.d. = not detected

- = not analysed

図3はC1 chondriteの値 (McDonough and Sun, 1995) を用いて規格化したmulti elements-diagramである。細粒のleucogranite R4, S5はThに顕著な負の異常が確認される (図3a)。一方で, D帯の泥質片麻岩やmetatexite, diatexite (inhomogeneous diatexite及びhomogeneous diatexite) はThの正の異常を示している (図3b)。しかし, leucocratic vein, D帯南部で採取したinhomogeneous diatexite, E帯で採取したhomogeneous diatexiteはThに正の異常は見受けられない。また, 全ての泥質片麻岩, ミグマタイト, leucogranite and leucocratic veinには, Nbに負の異常が確認され, さらにPbに正の異常が確認される。特に, leucogranite and leucocratic veinは全ての泥質片麻岩, ミグマタイトに比べ, 顕著なPbの正の異常が確認される。分析した試料の中で, ほとんどのleucogranite and leucocratic veinやミグマタイトには, Yの正の異常が確認されるが, D帯の泥質片麻岩とE帯のhomogeneous diatexiteにはYに異常が確認されなかった。

また, leucogranite and leucocratic veinのアルミニウム飽和度 [ASI = Al₂O₃ / (CaO + Na₂O +

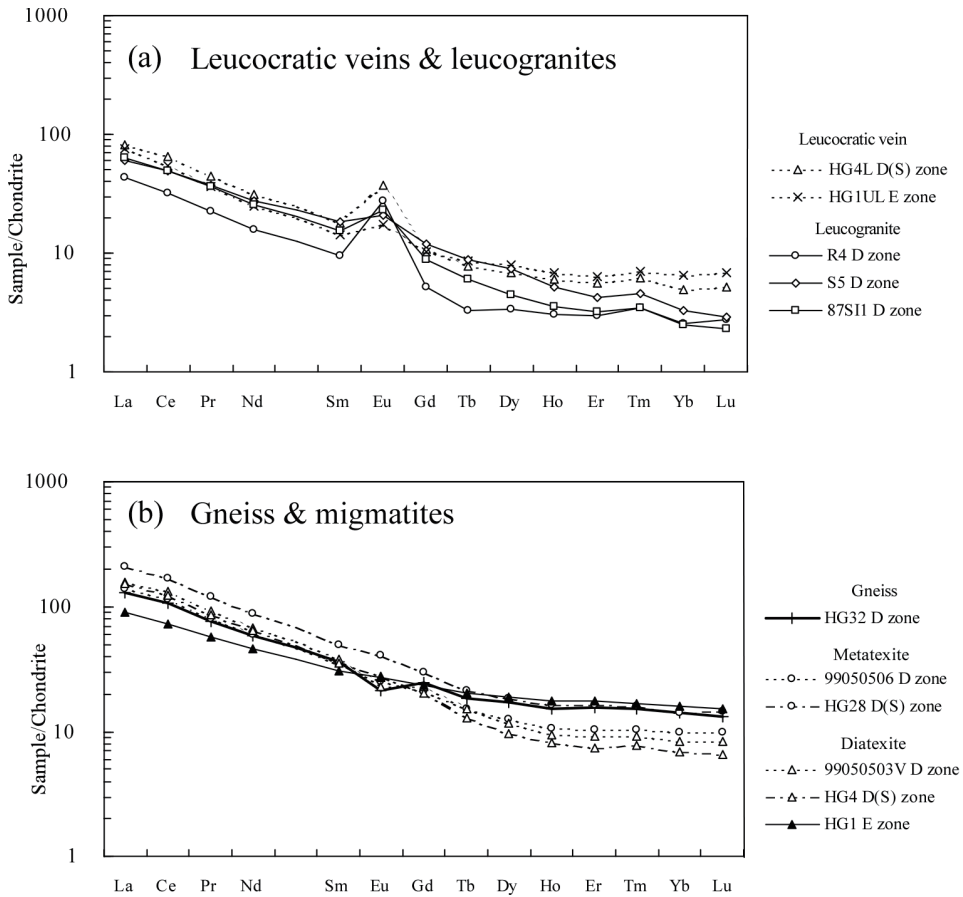


図2 Chondrite normalized REE patterns

(a) Leucocratic veins and leucogranites (優白質岩脈, 優白質花崗岩)。

(b) Gneiss and migmatites (泥質片麻岩, ミグマタイト)。

K₂O)] (Zen, 1986) は, 1.60から1.89であり, 泥質片麻岩及びミグマタイトのアルミニウム飽和度は1.69から2.02の値であった (表1)。

6. 議 論

肥後変成帯では, 泥質のミグマタイトが部分溶融を起こした際に, メルトが形成されたとされている (Obata et al., 1994; Kobayashi et al., 2005)。部分溶融により形成されたメルトは, 母相から分離し集積し, その浮力により上部へと抜け出たとされ, E帯のミグマタイトはメルトが抜け出ることによって, レスタイト (溶け残り) へと変化していったことが知られている (Kobayashi et al., 2005)。REEの挙動は, 源岩によって決定付けられる。それ故に, ミグマタイトやleucogranite and leucocratic veinといったメルトは, 源岩に依存しているはずである。そこで, D帯の泥質片麻岩を源岩と仮定し, モデルメルトの計算を閉鎖系のバッチメルティング (batch melting) 及び, 開放系のフ

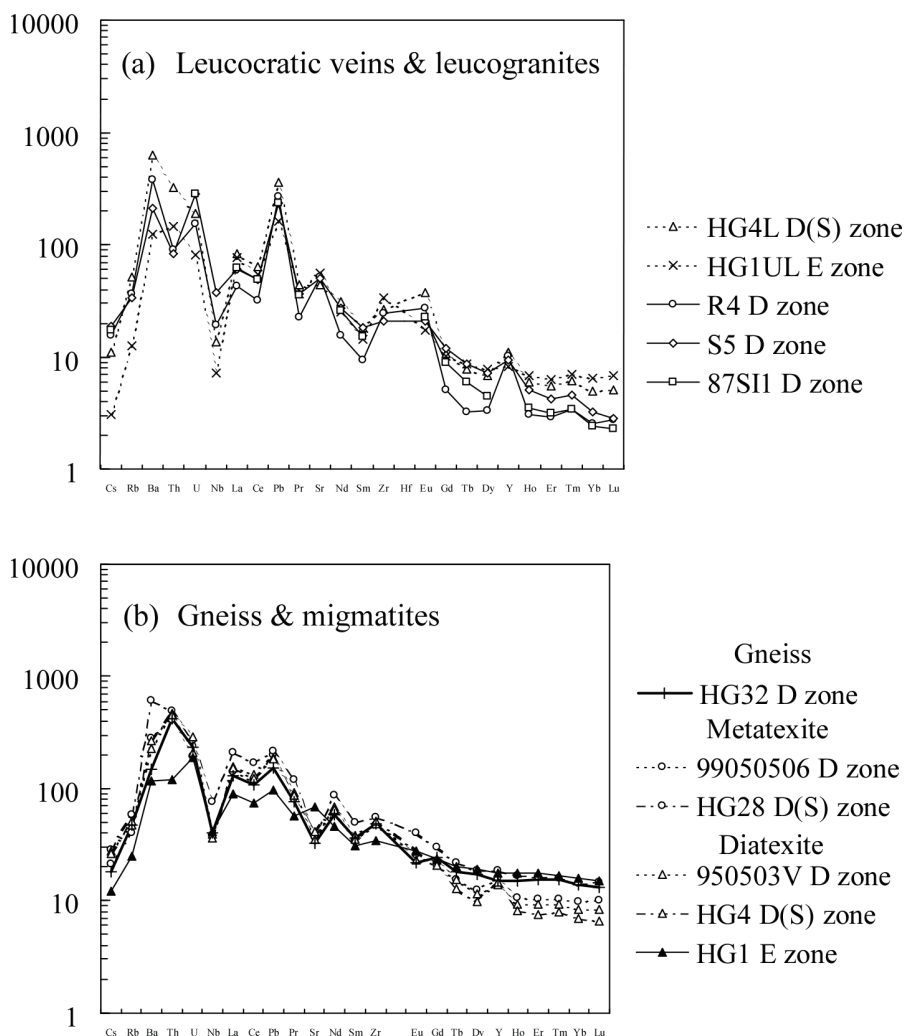


図3 Chondrite normalized multi elements-diagram

(a) Leucocratic veins and leucogranites (優白質岩脈, 優白質花崗岩)。

(b) Gneiss and migmatites (泥質片麻岩, ミグマタイト)。

ラクショナルメルティング (fractional melting) の計算式より, それぞれ求めた。計算に際し, 部分溶融度の変化を検証するため, 部分溶融度を変化させ, モデルメルトを求めた。また計算により求めたモデルメルトと実際に測定したメルトである leucogranite and leucocratic vein を比較することで, 部分溶融度の推定を行った。

6.1 モデルメルト

6.1.1 バッチメルティング (batch melting)

D帯の泥質片麻岩を源岩と仮定し, 閉鎖系のバッチメルティング (batch melting) モデル計算により, モデルメルト (B melt) を求めた。バッチメルティング (batch melting) の計算式は Shaw (1970)

の「 $Cl = Co/(D(1 - F) + F)$ 」を使用した。ここで、 D は「 $D = \sum y_j K_i$ 」から計算される。 Y_j の値は、溶け残り側の鉱物 j のモード組成である。 K_i の値は、鉱物 j とメルト間の微量元素の分配係数である。 Cl は、メルト中の微量元素の実測値である。 Co は、源岩の微量元素の実測値である。 F は、部分溶融度を示している。

Kobayashi et al. (2005) により、E帯のhomogeneous diatexiteは溶け残りの特徴をよく示していると報告されている。そこで、溶け残りの鉱物モード組成は、ポイントカウント法によりE帯のhomogeneous diatexiteから求めた(表2)。鉱物の各元素の分配係数値は主にBea et al. (1994)で報告されている、実験により求められた値を使用した。しかし、Bea et al. (1994)では、全ての鉱物の分配係数が報告されているわけではない。そこで、いくつかの鉱物の元素に対しては、源岩の化学組成に近い岩石より報告されている分配係数の値を用いた(Ewart&Griffin, 1994; Fujimaki, 1986; Jenner et al., 1993; Johnson, 1994; Kato et al., 1988; Larsen, 1979; Mahood&Hildreth, 1983; Mahood&Stimac, 1990; Mckenzie&O'Nions, 1991; Mysen, 1978; Paster et al., 1974; Shimizu, 1974; Stix&Gorton, 1990; Villemant et al., 1981; Watson&Green., 1981; Zack et al., 1997) (表3)。また、部分溶融度 F は7パターン($F = 0.05, 0.1, 0.15, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5$)に設定し、計算を行った。計算結果を図4aに示す。なお、試料R4とS5はObata et al., (1994)によりミニマムメルトと考えられている。

6.1.2 フラクショナルメルティング (fractional melting)

D帯の泥質片麻岩を源岩と仮定し、開放系のフラクショナルメルティング (fractional melting) モデル計算により、モデルメルト (F melt) を求めた。フラクショナルメルティング (fractional melting) の計算式はShaw (1970) の「 $Cl = Co((1 - F)^{(1/D)})/D$ 」を使用した。計算する際に必要な条件は、バッチメルティング (batch melting) の計算に使用したのと同じである。計算結果を図4bに示す。

6.2 実測値とモデルメルトの比較

各微量元素においてバッチメルティング (batch melting) の計算によって得られたモデルメルト (B melt) の値は、実測のメルト (R4, S5: leucogranite) の値と比較してみると、よく再現していることがわかる(図4a)。モデルメルト (B melt) は、全ての部分溶融度において、Th, Pb, Y, Ybに正の異常が見られ、Nbの負の異常が確認される。しかしながら、モデルメルト (B melt) は、特にYbにおいて顕著な正の異常が見られるが、実測のメルト (R4, S5: leucogranite 優白質花崗岩) ではYbに正の異常は確認されず、計算による再現が完全にはできていない。Ybのアパタイト (Ap) —メルト間の分配係数は、TmやLuよりも非常に小さいため、モデルメルトは、顕著な正の異常が確認

表2 ポイントカウント法によるE帯homogeneous diatexiteの鉱物モード組成。

HG1 Homogeneous diatexite (E zone)	Modal composition						total
	Plg	Kfs	Bt	Grt	Crd	Ap	
	0.53	0.21	0.22	0.0036	0.04	0.01	1.00

表3 本研究で使用した、鉱物とメルト間の微量元素の分配係数.

Mineral	Apatite	Biotite	Cordierite	Garnet	K-feldspar	Plagioclase
Cs	0.7 ^{!!}	3.1 [!]	31.5	0.003 [^]	4.2	0.44
Rb	-	6.98	0.08	0.0007 ^S	2.85	0.06
Ba	0.05 ^{SS}	0.59	0.02	0.1 ["]	3.77	0.19
Th	41	0.01	0.1	0.0001 ^S	0.3	0.11
U	43.7	0.26	1.61	0.0001 ^S	0.037 ^{&&}	0.71
Nb	-	24.5	0.01	0.0042 ^{##}	0.27	0.04
La	456	0.06	0.06	0.236 ^{&}	1.01	4.61
Ce	569	0.05	0.07	0.223 ^{&}	0.86	3.87
Pr	764	0.07	0.09	0.054 ^S	0.87	4.22
Sr	2.4 ^{>>}	0.01	0.12	0.031 [#]	0.77	1.25
Nd	855	0.08	0.09	0.286 ^{&}	0.51	2.56
Sm	1105	0.06	0.1	0.217 ^S	0.42	1.45
Zr	0.906 ^{**}	2.5 ^{>}	-	0.27 ^{##}	0.003 ^{'''}	0.073 [*]
Eu	23.8	0.05	0.01	0.845 ^{&}	2.32	2.99
Gd	2133	0.1	0.29	0.498 ^S	0.6	2.05
Tb	3643	0.18	0.95	0.75 ^S	0.92	2.93
Dy	3257	0.17	0.99	1.06 ^S	0.77	1.94
Y	162	0.1	0.72	4.66 [#]	0.5	0.78
Ho	3143	0.16	1.62	1.53 ^S	0.88	1.8
Er	4231	0.22	3.03	2 ^S	1.14	1.94
Tm	3769	0.22	2.9	3 ^S	1.12	1.63
Yb	2216	0.12	1.77	4.03 ^S	0.64	0.82
Lu	2981	0.2	4.43	5.5 ^S	0.96	1.32

Bea et al. (1994)

*: Ewart & Griffin (1994)

**: Fujimaki (1986)

#: Jenner et al. (1993)

##: Johnson (1994)

": Kato et al. (1988)

''': Larsen (1979)

!: Mahood & Hildreth (1983)

!!: Mahood & Stimac (1990)

S: McKenzie & O'Nions (1991)

SS: Paster et al. (1974)

&: Shimizu (1974)

&&: Stix & Gorton (1990)

>: Villemant et al. (1981)

>>: Watson & Green (1981)

^: Zack et al. (1997)

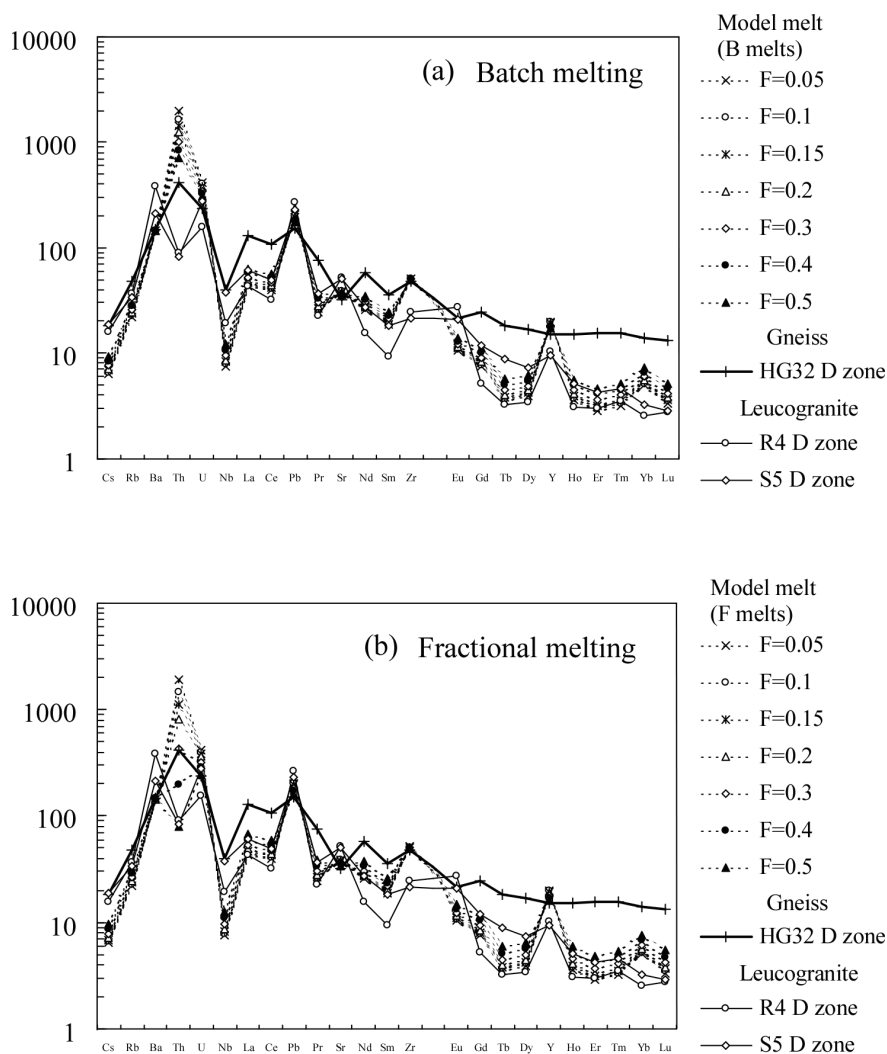


図4 Chondrite normalized multi elements-diagram of model melts, gneiss and leucogranites
(a) Batch melting calculation (B melts)。 (b) Fractional melting calculation (F melts)。

されることが考えられる。モデルメルト (B melt) の Th は、部分溶融度が変化しても正の異常のままであった。しかしながら、実測のメルト (R4, S5: leucogranite) は、Th 顕著に負の異常が確認されており、モデルメルトとは明らかに異なっている (図4a)。

一方で、フラクショナルメルティング (fractional melting) の計算によって得られたモデルメルト (F melt) の値と、実測のメルト (R4, S5: leucogranite) の値の比較を行った (図4b)。その結果、モデルメルト (F melt) の各元素の値は実測値と似ており、よく再現している。モデルメルト (F melt) は、Pb, Y, Yb において正の異常が確認され、Nb に負の異常を示している。モデルメルト (F melt) の Th は部分溶融度が20% ($F=0.2$) の時点まで正の異常を示しているが、部分溶融度が30% ($F=0.3$) を超えてくると、Th は負の異常を示す。特に、モデルメルト (F melt) の Th は、部分溶融度が

50% ($F = 0.5$) の計算値が、最も実測のメルト (R4, S5: leucogranite) を再現している (図4b)。

上記の結果から、開放系のフラクショナルメルティング (fractional melting) の計算によって得られたモデルメルト (F_{melt}) の方が、実測値のパターンをよく再現し、部分溶融度が約30% ($F = 0.3$) を超えたあたりからThの負の異常も再現できることが明らかとなった。このことから、肥後変成帯での部分溶融現象は、閉鎖系ではなくむしろ形成されたメルトが系から取り除かれる、開放系であったことが推察される。さらに肥後変成帯最高温部のE帯での部分溶融度 (F) は、少なくとも約30%以上に達していたことが推測される。

6.3 部分溶融度推定の妥当性

本研究により見積もられた肥後変成帯最高温部E帯での部分溶融度推定の妥当性について、最高変成温度圧力条件の見積もりと比較を行った。本変成帯最高温部E帯の変成温度圧力条件は、Obata et al. (1994) や Osanai et al. (1996, 1998, 2001a.), Yoshimura (2004), Miyazaki (2004) らによって見積もられている。E帯の変成温度圧力条件はObata et al. (1994) では、820–920°C, 0.6–0.75GPaが報告されている。Osanai et al. (1996, 1998, 2001a.) では、800–870°C, 0.6–0.72GPaが報告されており、本変成帯内のC帯に存在する、含サフィリングラニュライトからは、さらに高温高压の950°C, 0.9GPaを、E帯のより下部に存在すると考えられているF帯として報告している。Yoshimura (2004) では、780–930°C, 0.5–0.88GPaが報告されており、Miyazaki (2004) は、E帯相当のGC II より、850°C, 0.57GPaを報告している。本研究では、Grt-Bt地質学的温度計 (Ferry and Spear, 1978; Hodges and Spear, 1982), Grt-Crd地質学的温度計 (Wells, 1979; Perchuk and Lavrent'eva, 1983), Grt-Als-Qtz-Pl (GASP) 地質学的圧力計 (Koziol and Newton, 1988; Hodges and Spear, 1982) を用いて変成温度圧力の推定を行った。本研究からは、E帯の最高変成温度圧力条件は800–930°C, 0.5–0.9GPaが見積もられ、これまでの研究結果と調和的な値が得られた (図5)。

Osanai et al. (2006) は日高帯において、高度変成岩の解析から部分溶融度を推定している。本研究でも同様に、得られたE帯の温度圧力条件と、泥質岩・砂質岩の部分溶融実験による温度変化及び部分溶融度の変化の比較を行った (図6)。なお、図6中の黒雲母が関与する泥質岩 (Patino Douce and Johnston, 1991; Vielzeuf and Holloway, 1988), 砂質岩 (Molten and Vielzeuf, 1997) の部分溶融曲線は0.8GPa–1.0GPaの圧力条件下での実験結果である。本変成帯のE帯の圧力条件よりもやや高压であるが、一般的にソリダスを含んだ部分溶融曲線は比較的高い dP/dT を示すことが知られている。そこで、本研究で得られたE帯の圧力条件 (0.5–0.9GPa) と圧力効果による部分溶融度の差は小さいと仮定した。

肥後変成帯E帯の変成温度圧力条件の見積もりは800–930°C, 0.5–0.9GPaである。微量元素を用いたモデルメルトの計算結果では、開放系のフラクショナルメルティング (fractional melting) の計算から、少なくとも部分溶融度は30%以上となっている。Vielzeuf and Holloway. (1988) の泥質岩溶融曲線では、約830°Cで部分溶融度は30%に達しており、E帯の温度圧力条件とモデルメルトより求めた部分溶融度とよく一致している。Vielzeuf and Holloway. (1988) とは出発物質が異なっているPatino Douce and Johnston. (1991) やMolten and Vielzeuf. (1997) では、部分溶融度30%

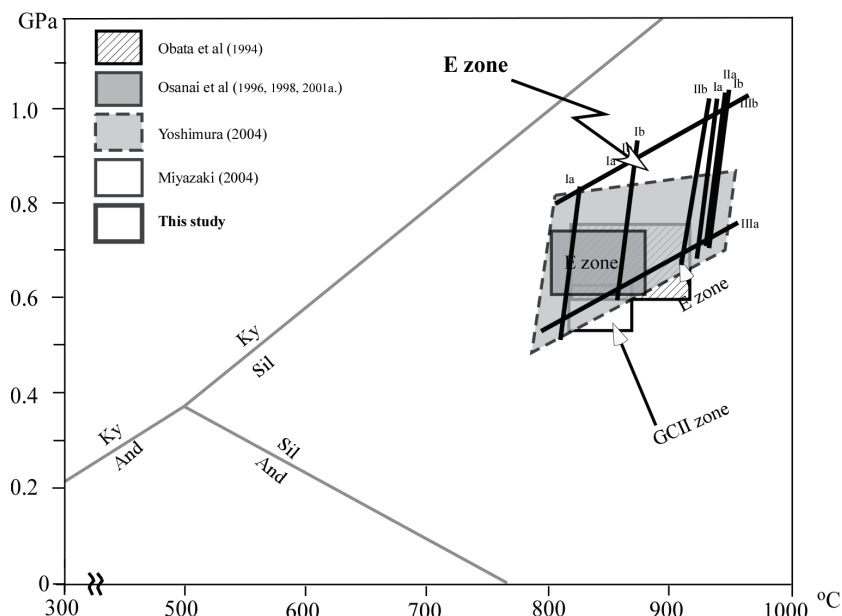


図5 肥後変成帯E帯の変成温度圧力条件 (Metamorphic P-T condition of E zone)
Obata et al (1994) や Osanai et al (1996, 1998, 2001a.), Yoshimura (2004), Miyazaki (2004)
及び本研究。

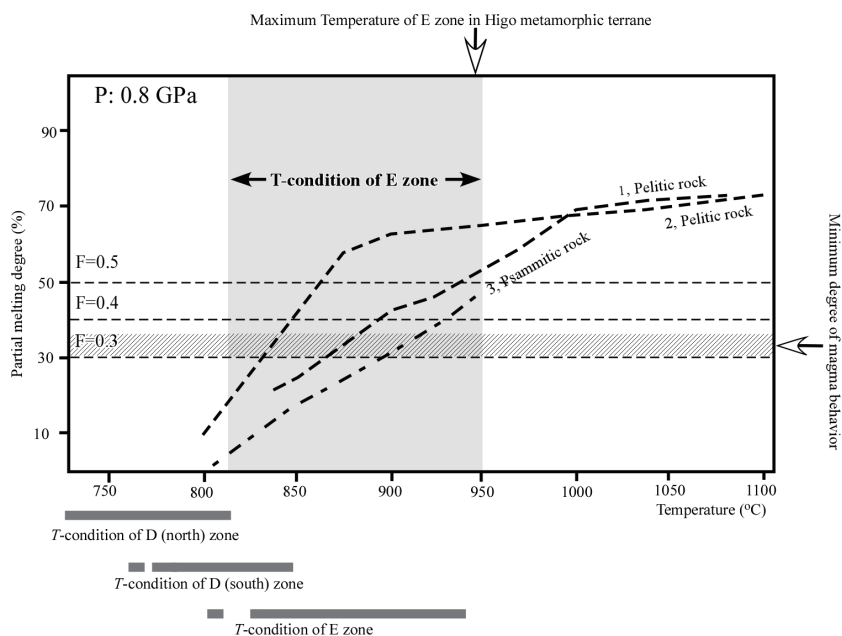


図6 Degree of partial melting vs

Temperature diagram (modify after Osanai et al., 2006) for the lower crustal high-grade metamorphic rocks from Higo metamorphic terrane. Lines of change in partial melting degree are from published experimental studies. 1: Patino Douce and Johnston (1991), 2: Vielzeuf and Holloway (1988), 3: Molten and Vielzeuf (1997)。

に達する温度は、若干高く約870–900°Cである。本変成帯E帯で見積もられている温度圧力条件は、800–930°C, 0.5–0.9GPaであるが、一部の高度変成岩（含サフィリングラニュライト；Osanai et al., 1998）からは、さらに高温高压の950°C, 0.9GPaが報告されている。このことから、少なくとも肥後変成帯のE帯を含む一部は900°Cを超えるような高温変成作用を被っていたことが示唆され、Patino Douce and Johnston. (1991) や Molten and Vielzeuf. (1997) の泥質岩・砂質岩溶融曲線の結果と大きな矛盾はない。

6.4 部分溶融メルトの挙動

下部地殻相当の条件下において、部分溶融によりメルトが形成された時、流動してマグマとして挙動するには、30–35%程度のメルト量が必要であると考えられている（van der Molen and Paterson, 1979）。本変成帯において、部分溶融度30%を超えるような部分溶融が、開放系のフラクショナルメルティング（fractional melting）に近い状況で生じていたとすれば、実際の天然での露頭にその痕跡である、メルトの移動が観察されると期待される。そこで、特にLeucogranite and leucocratic veinに着目して野外観察を行った。肥後変成帯最高変成度のE帯からD帯南部域では、非常に多くの幅数cm程度のleucocratic veinが確認される（図7a）。これらのleucocratic veinはネットワーク状に互いにつながっていく様子も確認される。D帯中部域では、幅数十cm程度のleucocratic vein（優白質岩脈）が確認されるようになる（図7b）。さらに低変成度のD帯北部域では、幅数十cm～数m程度のleucocratic veinが発達している（図7c）。このようなLeucogranite and leucocratic veinのサイズ変化はObata et al. (1994) でも観察されており、観察結果と調和的である。以上の観察結果及び考察から、本変成帯最高温部のE帯では、部分溶融度約30%を超えるような部分溶融が生じることで、泥質片麻岩から多量のメルトが形成し、Kobayashi et al. (2005) が指摘したように、全岩化学組成を変化させるほどのメルトが移動していたと考えられる。また、部分溶融メルトはMiyazaki (2004) で指摘されたように熱を輸送するキャリアーとしてだけでなく、部分溶融によって生じた多量のメルトは速やかにソースから移動し、抜け出すことによって、肥後変成帯内でダイナミックに元素移動を引き起こしていたことが示唆される。

7. まとめ

肥後変成帯のミグマタイトの全岩化学組成（主要元素・微量元素・希土類元素）の測定から部分溶融度の推定を行った。肥後変成帯のE帯とD帯を比較すると、両者は部分溶融を被ったと考えられるが、D帯のミグマタイトの方がKに富み、E帯の方がCa, Fe, Mgに富みレスタイト的な特徴を示している。肥後変成帯のLeucogranite and leucocratic vein（優白質花崗岩、優白質岩脈）はK, Ba, RbといったLIL元素が濃集しており、実験による天然の泥質岩のメルトに近い組成を示す。さらに、Leucogranite and leucocratic veinの希土類元素（REE）パターンは、Euに正の異常を持ち、重希土類元素（HREE）がフラットなパターンを示す。泥質片麻岩は、Euに若干の負の異常を示す。また、E帯のDiatexiteは軽希土類元素（LREE）に乏しく、重希土類元素（HREE）に富んだパターンを示す。

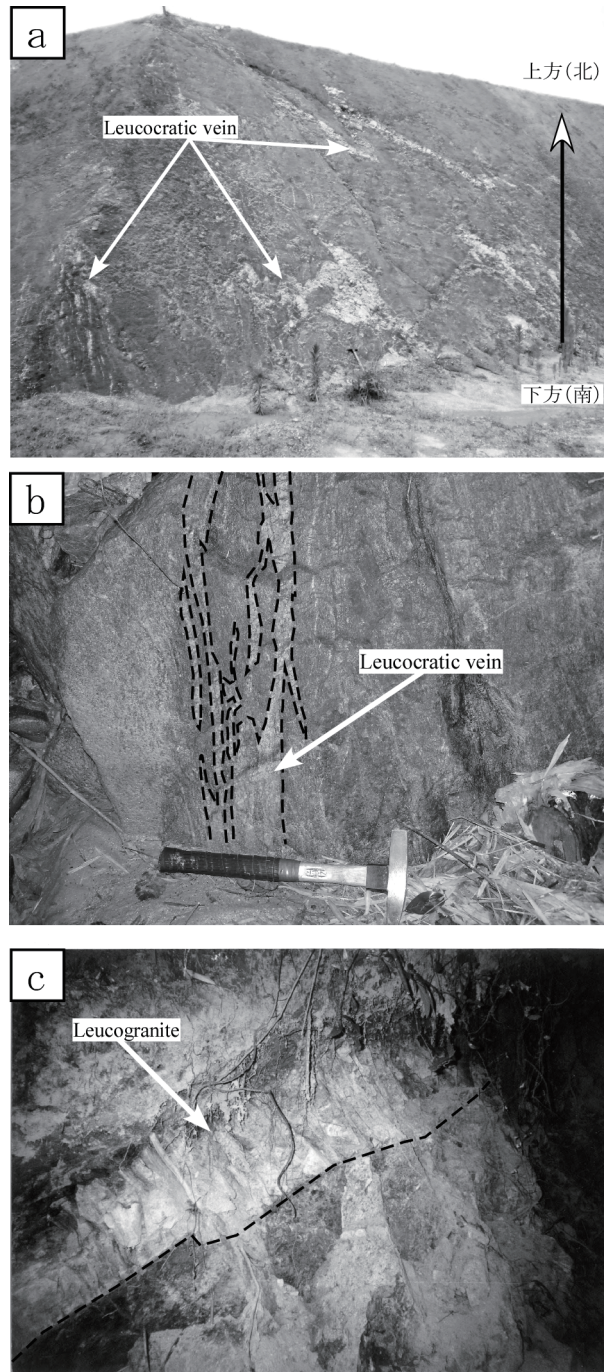


図7 Leucocratic veins and leucogranites (優白質岩脈, 優白質花崗岩) の露頭写真

- (a) E帯からD帯南部域に見られる leucocratic veins(優白質岩脈)。
(b) D帯中部域に見られる leucocratic veins (優白質岩脈)。
(c) D帯北部域に見られる leucogranite (優白質花崗岩)。

す。D帯の泥質片麻岩を源岩、E帯のHomogeneous diatexiteをレスタイトとしてモデルメルトの計算を行った結果、特に、開放系のフラクショナルメルティング (fractional melting) の計算によるモデルメルトの希土類元素 (REE) パターンは、実測値をよく再現できる。また、計算結果より、肥後変成帯最高温部E帯では、部分溶融度 (F) が約30%に達していたと推測される。過去の天然の岩石 (泥質岩・砂質岩) による部分溶融実験データとE帯の最高変成温度との比較からも、モデルメルトから推測された、部分溶融度 (約30%以上) は、妥当な数値であると言える。

謝辞

本研究を行うにあたり、京都大学大学院理学研究科地鉱教室の小畑正明元教授、平島崇男教授には終始にわたり懇切丁寧なご指導をいただき感謝いたします。柴田知之博士、河上哲生博士、芳川雅子博士、秋田大学の星出隆志博士には全岩化学分析において、ご指導していただき、様々な議論をしていただき、感謝申し上げます。神戸大学の巽好幸教授、海洋科学技術センター (JAMSTEC) の佐藤佳子博士には微量元素測定において、ご指導していただき議論していただいた。九州大学の小山内康人教授には野外調査において議論いただいた。薄片作成において、技官の堤久雄氏、吉田金三氏には大変お世話になりました。以上の方々ならびに機関、さらに本研究においてお世話になった方々に心より感謝申し上げます。

文献

- Bea, F., Pereira, M.D. and Stroh, A. (1994) Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology*, v. 117, pp. 291-312.
- Brown, M. (1973) The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geologists' Assoc.*, v. 84, pp. 371-382.
- Dunkley, D. J. and Suzuki, K. (2001) Petrographically constrained CHIME dating of monazite from the Higo metamorphic terrane, Kyushu, Japan: preliminary results from metapelitic gneiss. *Journal of Earth and Planetary Sciences, Nagoya University*, 48, pp. 1-14.
- Ewart, A. and Griffin, W.L. (1994) Application of Proton-Microprobe Data to Trace-Element Partitioning in Volcanic-Rocks. *Chemical Geology*, v. 117(1-4), pp. 251-284.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S. (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, pp. 113-117.
- Fujimaki, H. (1986) Partition-Coefficients of Hf, Zr, and Re between Zircon, Apatite, and Liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 94(1), pp. 42-45.
- Goto, A. and Tatsumi, Y. (1994) Quantitative analysis of rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer (I). *Rigaku J.*, v. 11, pp. 40-59.
- Goto, A. and Tatsumi, Y. (1996) Quantitative analysis of rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer (II). *Rigaku J.*, v. 13, pp. 20-38.
- Hamamoto, T., Osanai, Y., Kagami, H., (1999) Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar geochronology of the Higo metamorphic terrane, west-central Kyushu, Japan. *Isl. Arc*, 8, pp. 323-334.

- 端山好和・山本博達・山田哲雄（1982）竜峰山帯における結晶片岩の産状と成因. 地学雑誌, 88, pp. 535-540.
- Hodges, K. V. and Spear, F. S. (1982) Geothermometry, geobarometry, and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67, pp. 1118-1134.
- Jenner, G.A., Foley, S.F., Jackson, S.E., Green, T.H., Fryer, B.J. and Longerich, H.P. (1993) Determination of partition coefficients for trace elements in high pressure-temperature experimental run products by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57(23-24), pp. 5099-5103.
- Johnson, K.T.M. (1994) Experimental cpx/and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures; petrogenetic implications. *Mineralogical Magazine*, v. 58, pp. 454-455.
- 亀井淳志・大和田正明・小山内康人・濱本拓志・加々美寛雄（1997）熊本県肥後変成帯に産する深成岩類の形成年代と冷却年代. 岩鉱, 92, pp. 316-326.
- Kamei, A., Owada, M., Hamamoto, T., Osanai, Y., Yuhara, M., Kagami, H. (2000) Isotopic equilibration ages for the Miyanohara tonalite from the Higo metamorphic belt in central Kyushu, southwest Japan: implication for the tectonic setting during the Triassic. *Isl. Arc* 9, pp. 97-112.
- 唐木田芳文・富田達・松本達郎（1962）北九州花崗岩の2・3の問題. 地質雑, 68, pp. 373-376.
- 唐木田芳文・山本博達（1982）中九州肥後変成帯のザクロ石角閃石岩. 地質学論集, No. 21, pp. 173-187.
- 唐木田芳文・山本博達・端山好和（1989）熊本県間の谷変成岩とその帰属. 地質学論集, No. 33, pp. 199-215.
- Kato, T., Ringwood, A.E. and Irifune, T. (1988) Experimental-Determination of Element Partitioning between Silicate Pervoskites, Garnets and Liquids - Constraints on Early Differentiation of the Mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 89(1), pp. 123-145.
- Kobayashi, T., Obata, M. and Yoshimura, Y. (2005) Diatexite and metatexite from the Higo metamorphic rocks, west-central Kyushu, Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, v. 100, pp. 1-25.
- Koziol, A. M. and Newton, R. C. (1988) Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz barometer. *American Mineralogist*, 73, pp. 216-223.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock forming minerals. *Amer. Mineral.*, v. 68, pp. 277-279.
- Larsen, L.M. (1979) Distribution of Re and Other Trace-Elements between Phenocrysts and Peralkaline Undersaturated Magmas, Exemplified by Rocks from the Gardar Igneous Province, South Greenland. *Lithos*, v. 12(4), pp. 303-315.
- Mahood, G.A. and Hildreth, E.W. (1983) Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, pp. 11-30.
- Mahood, G.A. and Stimac, J.A. (1990) Trace-element partitioning in pantellerites and trachytes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, pp. 2257-2276.
- Maki, K., Ishizaka, Y. and Nishiyama, T. (2004) Staurolite-bearing gneiss and re-examination of metamorphic zonal mapping of the Higo metamorphic terrane in the Kosa area, central Kyushu, Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, v. 99, pp. 1-18.
- Maki, K., Fukunaga, Y., Nishiyama, T. and Mori, Y. (2009) Prograde P-T path of medium-pressure granulite facies calc-silicate rocks, Higo metamorphic terrane, central Kyushu, Japan. *Journal of metamorphic geology*, v. 27, pp. 107-124.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S. (1995) The Composition of the Earth; *Chemical Geology*, v. 120, pp. 223-253.
- McKenzie, D. and O'Nions, R.K. (1991) Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology*, v. 32, pp. 1021-1091.

- Miyazaki, K. (2004) Low-P-high-T metamorphism and the role of heat transport by melt migration in the Higo Metamorphic Complex, Kyushu, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 22(9), pp. 793–809.
- Montel, J. M., and D. Vielzeuf. (1997), Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, pp. 176–196.
- Mysen, B. (1978) Experimental determination of nickel partition coefficients between liquid, pargasite and garnet peridotite minerals and concentration limits of behavior according to Henry's Law at high pressure and temperature. *American Journal of Science*, v. 278, pp. 217–243.
- 永川勝久・小畑正明・吉村康隆（1991）肥後変成岩 I，変成分帯—とくに Opx の出現について。日本地質学会第 98 会学術大会講演要旨，p. 315.
- Nagakawa, K., Yoshimura, Y. Obata, M. and Osanai, Y. (1992) The Higo metamorphic belt and migmatite. Field trip guide of the 99th Annual Meeting of the Geological Society of Japan, pp. 33–49 (in Japanese).
- Nagakawa, K., Obata, M. and Itaya, T. (1997) K-Ar ages of the Higo metamorphic belt. *Journal of the Geological Society of Japan*, v. 103, pp. 943–952.
- Nakajima, T., Nagakawa, K., Obata, M. and Uchiumi, S. (1995) Rb-Sr and K-Ar ages of the Higo metamorphic rocks and related granitic rocks, southwest Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, v. 101, pp. 615–620.
- Obata, M., Yoshimura, Y., Nakagawa, K., Odawara, S. and Osanai, Y. (1994) Crustal anatexis and melt migrations in the Higo metamorphic terrane, west-central Kyushu, Japan. *Lithos*, v. 32, pp. 135–147.
- 岡本和明・原郁夫・鈴木盛久（1989）九州・甲佐地域の間の谷—肥後変成岩の地質構造（予報）。地質学論集，33，pp. 187–198.
- Osanai, Y., Hamamoto, T., Kamei, A., Owada, M., Kagami, H. (1996) High-temperature metamorphism and crustal evolution of the Higo metamorphic terrane, central Kyushu, Japan. *Tectonics and Metamorphism (The Hara Volume)*, SOUBUN Co., Ltd., pp. 113–124.
- Osanai, Y., Hamamoto, T., Maishima, O. and Kagami, H. (1998) Sapphirine-bearing granulites and related high-temperature metamorphic rocks from the Higo metamorphic terrane, west central Kyushu, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, pp. 53–66.
- Osanai, Y., Kamei, A., Owada, M. and Hamamoto, T. (2001) Tectono-metamorphic evolution and related igneous activities of Higo metamorphic terrane, west-central Kyushu (explanatory text and field guide). Report of tectonics working group in Kyushu, v. 5, pp. 1–62.
- Osanai, Y., Owada, M., Shimura, T., Nakano, N., Kawanami, S. and Komatsu, M. (2006) Partial melting of high-grade metamorphic rocks in lower crustal part of Hidaka Arc (Main Zone of the Hidaka metamorphic belt), northern Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, v. 112, pp. 623–638.
- Paster, T.P., Schauwecker, D.S. and Haskin, L.A. (1974) The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38(10), pp. 1549–1577.
- Patiño Douce, A. E. and Johnston, A. D. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, pp. 202–218.
- Perchuk, L. L. and Lavrent'eva, I. V. (1983) Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Saxena, S. K. (ed.) *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Advances in Physical Chemistry*, 3, Springer-Verlag, New York, pp. 199–239.
- 佐藤光男・井上保（1968）熊本県上益城郡矢部町西方の“間の谷変成帯”について。福岡教育大学紀要，第3分冊，

- 18, pp. 155-161.
- Sakashima, T., Terada, K., Takeshita, T. and Sano, Y. (2003) Large-scale displacement along the Median Tectonic Line, Japan: evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating of granites and gneisses from the South Kitakami and paleo-Ryoke belts. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, pp. 1019-1039.
- Shaw, D. (1970) Trace element fractionation during anatexis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 34 (2) , pp. 237-243
- Shimizu, N. (1974) An experimental study of the partitioning of K, Rb, Cs, Sr, and Ba between clinopyroxene and liquid at high pressures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, pp. 1789-1798.
- Stix, J. and Gorton, M.P. (1990) Variations in Trace-Element Partition-Coefficients in Sanidine in the Cerro Toledo Rhyolite, Jemez Mountains, New-Mexico - Effects of Composition, Temperature, and Volatiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54(10), pp. 2697-2708.
- Tsuji, S. (1967) Petrology of the Higo metamorphic Complex in the Kosa-Hamamachi area, Kumamoto prefecture, Kyusyu, Japan. *Japan Jour. Geogr.*, 38, pp. 13-25.
- Van der Molen, I. and Paterson, M.S. (1979) Experimental deformation of partially-melted granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 70, pp. 299-318.
- Vielzeuf, D. and Holloway, J. R. (1988) Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, pp. 257-276.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.L. and Treuil, M. (1981) Distribution Coefficients of Major and Trace-Elements - Fractional Crystallization in the Alkali Basalt Series of Chaîne-Des-Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 45(11), pp. 1997-2016.
- Watson, E.B. and Green, T.H. (1981) Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 56, pp. 405-421.
- Wells, P. R. A. (1979) Chemical and Thermal Evolution of Archaean Sialic Crust, Southern West Greenland, *Journal of Petrology*, 20, pp. 187-226.
- Yamaguchi, M. and Minamishin, M. (1986) Metamorphic process and its correlation to the isotopic age of metamorphic rocks-example of the Higo metamorphic rocks. *Sci. Rep. Dept. Geol. Kyushu Univ.* 15, pp. 137-151 (in Japanese with English abst).
- Yamamoto, H. (1962) Pultonic and metamorphic rocks among the Usuki-Yatushiro tectonic line in the western part of central kyusyu. *Bull. Fukuoka Gakugei Univ.*, 12, part III , pp. 93-172
- Yoshimura, Y. (2004) Mineral chemistry of the politic gneisses and migmatites from Higo metamorphic rocks, west-central Kyushu, Japan. *Memoris of Faculty of Science, Kochi University, Series E, Geology*, Vol. 25, pp. 9-33.
- Zack, T., Foley, S.F. and Jenner, G.A. (1997) A consistent partition coefficient set for clinopyroxene, amphibole and garnet from laser ablation microprobe analysis of garnet pyroxenites from Kakanui, New Zealand. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie - Abhirchen*, v. 172(1), pp. 23-41.
- Zen, E. (1986) Aluminum enrichment in silicate melt by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *Journal of Petology*, v. 27, pp. 1095-1117.