

衝撃変成作用を受けた隕石に関する物質科学的研究

新原 隆史

博士（理学）

総合研究大学院大学

複合科学研究科

極域科学専攻

平成22年度

(2010)

要 旨

隕石試料は、母天体上での様々な地質学的イベント(たとえば衝撃変成作用、熱変成、大規模溶融など)を記録している。隕石に残された記録を、岩石・鉱物学的、宇宙化学的に読み取ることにより、太陽系固体物質の形成・進化過程に関する多くの知見を得ることができる。

隕石の岩石組織、化学組成および同位体組成は、程度の違いはあるが、衝撃変成作用により初生の状態から変化している。隕石母天体の形成、進化過程を考える上で、衝撃変成作用が岩石に与える影響を明らかにすることは重要である。

衝撃を受けた隕石の年代は、K-Ar (Ar-Ar), Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf, U-Th-Pb 同位体系を用いて決定されてきた。しかしながら、衝撃変成度(岩石・鉱物学的特徴)と同位体年代が持つ地質学的意味については、これまでも議論されてきたが、不明な点も残されていた。

衝撃変成作用が岩石・鉱物の組織、化学組成に及ぼす影響を明らかにするために、衝撃溶融した H コンドライトの物質科学的研究をおこない、形成環境を明らかにした(第 1 章)。

Y-791088 は、衝撃変成作用により構成相の約 60%が溶融し、衝撃溶融により生じたメルトからかんらん石および輝石が晶出していた。LAP 02240 は構成相の 90%が溶融していた。Y-791088 においては、コンドルールの形態を保持したまま溶融した「シュードモルフコンドルール」が確認された。一方、LAP 02240 において認められたコンドルールは、変形したものであった。このことから、衝撃を受けた後、Y-791088 は「静的環境」、LAP 02240 は「動的環境」において形成したと解釈された。

これまでに報告されていた Y-791088 および LAP 02240 の同位体系は、衝撃溶融をもたらした衝撃現象によって乱されていたことが明らかとなった。

現在、衝撃を受けた火星隕石(シャーゴッタイト)から求められた同位体年代が示している地質学的意味について、議論が行われている。これまでに報告されたシャーゴッタイトの Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf, U-Th-Pb 同位体系の年代(~200 Ma)は、シャーゴッタイトの結晶化年代とみなされてきた。近年、シャーゴッタイトの Pb-Pb 年代(~4.1 Ga)を報告したグループは、水質変成もしくは衝撃変成により同位体系がリセットした年代が~200 Ma であると解釈した。レーザアブレーションを併用した誘導結合プラズマ質量分析計(LA-ICP-MS)もしくは

二次イオン質量分析計(SHRIMP II)を用いて、シャーゴットイトに含まれるバデレイトの U-Pb 同位体年代測定が試みられていたが、衝撃変成による高圧・高温環境下における、バデレイト中での U-Pb 同位体の挙動については不明な点が多かった。バデレイトから求められる U-Pb 年代が持つ地質学的意味を理解するために、年代既知のバデレイトを用いた衝撃圧縮実験および加熱実験により U-Pb 同位体系への影響を評価した(第2章)。

実験による衝撃圧~59 GPa および高温(1300 °C)環境下では、バデレイトの高圧・高温相への相転移は認められなかった。周囲を取り囲む玄武岩が全溶解した条件下においても、バデレイトは全溶解せず、U-Pb 同位体系がリセットするような変化は認められなかった。このことから、バデレイトの U-Pb 同位体系は、周囲が全溶解する環境においても結晶化年代を保持していることが示唆された。

シャーゴットイトに含まれているバデレイトから報告された U-Pb 年代は、(1)バデレイトの粒径が小さい、(2)バデレイト中の U 濃度が低いことから、正確な年代データとはいえなかった。シャーゴットイトが経験した衝撃変成度を明らかにするとともに、結晶化年代を求めることを目的として、衝撃を受けた火星隕石の物質科学的研究を行なった(第3章)。

レルズライト質シャーゴットイトである Roberts Massif (RBT) 04261 においては、構成鉱物が破砕され、斜長石がマスクェリナイト化し、メルトポケットが散在していたが、高圧鉱物は確認できなかった。このことから、本研究で用いた RBT 04261 の研磨試料の領域では、30 GPa を超える衝撃圧を受けていないと結論された。

粒径~10 μm のバデレイトから、U-Pb コンコーディア年代(~200 Ma)が得られた。このバデレイトから求められた U-Pb 年代(~200 Ma)は、ペアの RBT 04262 から求められた Rb-Sr, Sm-Nd 年代とよく一致しており、岩石・鉱物学的特徴を考慮すると、RBT 04261 の形成(結晶化)年代を示していると結論された。

隕石母天体上において、岩石・鉱物が溶解するような衝撃現象を経験した場合には、同位体系が乱され、さらに完全に同位体系が均質化される。閉鎖温度が高く、衝撃による高温・高圧環境下でも溶解しない鉱物(ジルコンやバデレイト)においては、同位体系は容易に解放系にならず、結晶化年代を保持する。したがって、ジルコンやバデレイトといった衝撃変成に対して耐性を持つ鉱物を用いることにより、隕石の結晶化年代を得ることができる。

目次

序章 隕石の分類と衝撃変成作用

惑星物質研究の重要性-----	1
隕石の分類-----	1
衝撃変成作用-----	1
引用文献-----	4
1章 衝撃変成を受けた H コンドライトの岩石・鉱物学的研究	
1 緒言-----	6
1.1 コンドライトの分類-----	6
1.2 母天体の進化過程-----	6
1.3 衝撃変成作用-----	7
1.4 これまでに行われたコンドライトの衝撃溶融岩研究-----	7
1.5 研究の目的-----	9
2 試料-----	10
3 分析手法-----	14
4 結果-----	15
4.1 Y-791088-----	15
4.2 LAP 02240-----	34
5 議論-----	40
5.1 Y-791088; 静的環境下で形成した衝撃溶融 H コンドライト-----	40
5.2 LAP 02240; 動的環境下で形成した衝撃溶融 H コンドライト-----	41
5.3 Y-791088 と LAP 02240 の比較-----	42
5.4 地質学的セッティング-----	43
5.5 Y-791088 および LAP 02240 の熱史-----	45
6 結論-----	46
7 引用文献 -----	47

2章 衝撃変成によるバデレアイト中の U-Pb 同位体系への影響評価

1 緒言-----	51
1.1 衝撃変成を受けた隕石の年代学研究-----	51
1.2. バデレアイトの結晶構造-----	55
1.3 火星隕石中に含まれるバデレアイトの U-Pb 同位体系-----	55
1.4 衝撃変成によるジルコン (ZrSiO ₄) の U-Pb 同位体系の挙動-----	57

1.5 研究の目的	58
2 実験試料と実験方法	59
2.1 実験試料	58
2.2 実験試料の調整	59
2.3 衝撃圧縮実験	63
2.4 加熱実験	68
3 分析手法	71
4 結果	73
4.1 衝撃圧縮実験	73
4.2 加熱実験	73
4.3 ラマンスペクトル	79
4.4 化学組成	79
4.5 U-Pb 同位体の変化	84
5 議論	95
5.1 衝撃圧縮および加熱による岩石組織への影響	95
5.2 バデレアイトの結晶構造	95
5.3 U-Pb 同位体系	96
5.4 バデレアイト中の U, Pb 拡散	97
5.5 火星隕石への適用	98
6 結論	101
7 引用文献	102
3 章 火星表層物質（シャーゴッタイト）の形成年代	
1 緒言	107
1.1 火星隕石	107
1.2 シャーゴッタイトの岩石学的特徴	107
1.3 衝撃変成作用	109
1.4 これまでに行われたシャーゴッタイトの同位体年代学的研究	110
1.5 シャーゴッタイトの形成過程	112
1.6 研究の目的	113
1.7 SHRIMP II を用いたバデレアイトの年代測定の利点と問題点	113
2 試料	116
3 分析手法	117
4 結果	118
4.1 RBT 04261 の岩石鉱物学的観察	118
4.2 バデレアイトの U-Pb 同位体系	132

5 議論	137
5.1 RBT 04261 の形成環境	137
5.2 衝撃変成作用によるバデレアイトへの影響	138
5.3 バデレアイトの U-Pb 年代	138
6 結論	142
7 引用文献	143
終章 衝撃変成と同位体系	
衝撃変成と同位体系	150
引用文献	151
付録	152
謝辞	172

図一覧

1章 衝撃変成を受けた H コンドライトの岩石・鉱物学的研究

第 1-1 図	Y-791088 の光学顕微鏡写真	11
第 1-2 図	LAP 02240 の光学顕微鏡写真	12
第 1-3 図	Y-790964 および Y-790519 の光学顕微鏡写真	13
第 1-4 図	Y-791088 に含まれるかんらん石の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)	17
第 1-5 図	Y-791088 に含まれるかんらん石の組成	18
第 1-6 図	Y-791088 に含まれる輝石の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)	20
第 1-7 図	Y-791088 および LAP 02240 に含まれる輝石の組成	21
第 1-8 図	Y-791088 に含まれる Fe-Ni 合金、トロイライト、クロム鉄鉱、メリライトの電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)	23
第 1-9 図	Y-791088 および LAP 02240 に含まれる Fe-Ni 合金の組成	24
第 1-10 図	Y-791088 に含まれるガラス質相の光学顕微鏡写真	28
第 1-11 図	Y-791088 および LAP 02240 に含まれるガラス質相の組成 (原子比)	29
第 1-12 図	Y-791088 および LAP 02240 に含まれるガラス質相のラマンスペクトル	31
第 1-13 図	LAP 02240 に含まれるかんらん石、輝石、コンドルールの電子顕微鏡写真 (後方散乱電子像)	35
第 1-14 図	LAP 02240 に含まれるかんらん石の組成	36
第 1-15 図	LAP 02240 に含まれる Fe-Ni 合金、クロム鉄鉱、メリライトの電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)	38
第 1-16 図	普通コンドライトの衝撃溶融岩の地質学的モデル	44

2章 衝撃変成によるバデレアイト中の U-Pb 同位体系への影響評価

第 2-1 図	コンコーディアダイアグラム	54
第 2-2 図	ジルコニア(ZrO_2)の相図 (Ohtaka et al., 2001)	56
第 2-3 図	実験試料準備のフローチャート	60
第 2-4 図	S690-7a および SUS 304 の Pb 同位体組成	62
第 2-5 図	一段式火薬銃の断面図	64
第 2-6 図	衝撃圧縮実験用のサンプルホルダー断面図	65
第 2-7 図	衝撃圧縮実験で得られた衝撃圧	67
第 2-8 図	縦型電気炉の断面図	69
第 2-9 図	ハワイ産玄武岩、S690-7a の電子顕微鏡写真 (後方散乱電子像)	74
第 2-10 図	衝撃圧縮実験により衝撃圧を加えた試料の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)	75
第 2-11 図	衝撃圧縮実験により衝撃圧を加えた試料のカソードルミネッセンス像	76

第 2-12 図	加熱実験により熱した試料の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)-----	77
第 2-13 図	出発物質の玄武岩および 1000 °C で加熱した試料に含まれるかんらん石の光学顕微鏡写真-----	78
第 2-14 図	加熱実験により熱した試料のカソードルミネッセンス像-----	80
第 2-15 図	衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えたバデレアイトおよび加熱実験により熱したバデレアイトのラマンスペクトル-----	81
第 2-16 図	衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えたかんらん石および加熱実験により熱したかんらん石の化学累帯構造-----	82
第 2-17 図	衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えた輝石の化学組成-----	86
第 2-18 図	衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えた斜長石(マスケリナイト)の化学組成-----	88
第 2-19 図	FC1 バデレアイト(Duluth complex)の U-Pb 同位体-----	91
第 2-20 図	衝撃圧縮実験により衝撃圧を加えたバデレアイトの U-Pb 同位体-----	93
第 2-21 図	衝撃圧縮実験後に加熱したバデレアイトの U-Pb 同位体-----	94
第 2-22 図	鉍物中の元素の拡散(アレニウスプロット)-----	99

3 章 火星表層物質 (シャーゴッタイト) の形成年代

第 3-1 図	RBT 04261 の後方散乱電子像-----	119
第 3-2 図	RBT 04261 に含まれるかんらん石の組成-----	120
第 3-3 図	RBT 04261 に含まれるかんらん石の化学累帯構造-----	122
第 3-4 図	RBT 04261 に含まれる輝石の組成-----	123
第 3-5 図	RBT 04261 に含まれる斜長石 (マスケリナイト) の組成-----	126
第 3-6 図	RBT 04261 に含まれるバデレアイトの産状-----	128
第 3-7 図	RBT 04261 に含まれるバデレアイトのラマンスペクトル-----	129
第 3-8 図	RBT 04261 に含まれる Cr-スピネルの組成-----	131
第 3-9 図	FC1 バデレアイト (Duluth complex) の T-W コンコーディア図-----	133
第 3-10 図	RBT 04261 に含まれるバデレアイトの U-Pb 同位体データ(コモン Pb の補正なし)-----	134
第 3-11 図	RBT 04261 に含まれるバデレアイトの U-Pb 年代-----	136

表一覧

序章 隕石の分類と衝撃変成作用

第 I-1 表 隕石の分類-----	2
--------------------	---

1章 衝撃変成を受けた H コンドライトの岩石・鉱物学的研究

第 1-1 表 衝撃変成ステージ (Stoffler et al. 1991) -----	8
第 1-2 表 かんらん石の化学組成 (wt.%)-----	19
第 1-3 表 輝石の組成 (wt.%)-----	22
第 1-4 表 Fe-Ni 合金およびトロイライトの組成(wt.%)-----	25
第 1-5 表 ガラス質相の化学組成 (wt.%)-----	30
第 1-6 表 クロム鉄鉱およびメリライトの化学組成 (wt.%)-----	32

2章 衝撃変成によるバデレアイト中の U-Pb 同位体系への影響評価

第 2-1 表 S690-7a および玄武岩質シャーゴッタイトの全岩化学組成 (wt.%)-----	61
第 2-2 表 衝撃実験の実験条件-----	66
第 2-3 表 加熱実験の実験条件-----	70
第 2-4 表 S690-7a 中のかんらん石および衝撃を加えたかんらん石の化学組成(wt.%)-----	83
第 2-5 表 加熱したかんらん石の化学組成 (wt.%)-----	85
第 2-6 表 輝石の組成 (wt.%)-----	87
第 2-7 表 斜長石 (マスケリナイト) の組成 (wt.%)-----	89
第 2-8 表 バデレアイトの化学組成 (wt.%)-----	90

3章 火星表層物質 (シャーゴッタイト) の形成年代

第 3-1 表 シャーゴッタイトの分類-----	108
第 3-2 表 かんらん石の組成 (wt.%)-----	121
第 3-3 表 輝石の化学組成 (wt.%)-----	124
第 3-4 表 斜長石 (マスケリナイト) およびリン酸塩鉱物の化学組成 (wt.%)-----	127
第 3-5 表 バデレアイト, Cr-スピネル, イルメナイトの化学組成 (wt.%)-----	130
第 3-6 表 RBT 04261 中のバデレアイトの U-Pb 同位体組成-----	135

付録一覧

付録 1	FC1 バデレアイトの U-Pb 同位体データ (O ₂ ⁻ ビーム)	152
付録 2	衝撃圧を加えたバデレアイトの U-Pb 同位体データ	153
付録 3	加熱したバデレアイトの U-Pb 同位体データ	156
付録 4	SHRIMP 用新型メガマウントホルダーの開発	159
付録 4-1	新型メガマウントホルダーの設計図	161
付録 4-2	新型メガマウントホルダーの側面写真	162
付録 4-3	新型メガマウントホルダー用の樹脂マウント作成器具	163
付録 4-4	新型メガマウントホルダーの試験マウント	164
付録 4-5	新型メガマウントホルダー試験に用いた FC1 ジルコンの U-Pb 同位体データ	166
付録 4-6	試験マウントに埋めた FC1 ジルコン T-W コンコーディア図	169
	引用文献	170
付録 5	FC1 バデレアイトの U-Pb 同位体データ (O ⁻ ビーム)	171

序章 隕石の分類と衝撃変成作用

惑星物質研究の重要性

われわれが現在手にすることができる地球外物質として、天体より飛来し地表へと落下した隕石試料、深海底や氷床から採取された微隕石や宇宙塵、アポロ計画やルナ計画により月から持ち帰った岩石試料、彗星より採取したスターダスト試料、小惑星探査機「はやぶさ」が採取した試料が挙げられる。1969年に日本南極地域観測隊により南極隕石が発見されて以来、多くの試料が南極氷床において採取されている。近年では、南極のみならず砂漠からも多くの隕石が採取されている。隕石試料は、試料数、多様性といった面において、他の地球外物質試料を圧倒しており、その物質科学的研究を通して、太陽系の歴史が解き明かされてきた。隕石は母天体上での様々な地質学的イベント(たとえば衝撃変成作用、熱変成、大規模熔融など)を記録していることから、その記録を岩石・鉱物学、宇宙化学の見地から詳細に読み取ることにより、太陽系固体物質の形成・進化過程に関する多くの知見を得ることができる。

隕石の分類

隕石の分類を第 I-1 表に示す。隕石は、Fe-Ni 合金および珪酸塩鉱物を主要構成物として含んでおり、これらの量比により鉄隕石、石鉄隕石、石質隕石に分類されている。岩石組織および化学的特徴を基に石質隕石はさらに、コンドライトとエコンドライトに細分されている。隕石の内部組織は、その隕石が経験した形成過程を反映している。岩石の成因を考慮して分類すると、「分化隕石」と「始原的(未分化)隕石」に分けられる。本論で使用した H コンドライトは始原的隕石に分類され、火星隕石は分化隕石に分類される。

衝撃変成作用

衝撃変成作用は、隕石母天体上での天体衝突による、高温、高圧環境下で生じる現象である。衝突現象により、母天体の表層にはクレーター構造が形成される。地球の表層地殻にも隕石衝突によるクレーターが報告されており、インパクトクレーターから採取された岩石には、衝撃変成作用の痕跡が残されている(たとえば Ries クレーター(ドイツ)、Barringer クレーター(アメリカ)など)。ほとんどの隕石試料は、程度の違いはあるが、衝撃現象を経験し、その痕跡を残している。太陽系固体物質の形成・進化過程を

第I-1表 隕石の分類。

形態に基づく分類		隕石の種類		始原性による分類
鉄隕石 Iron meteorites			Hexahedrite Octahedrite Ataxite	分化隕石 Differentiated meteorites
石鉄隕石 Stony-iron meteorites			Pallasite Mesosiderite Siderophyre	
石質隕石 Stony meteorites	エコンドライト Achondrites		Aubrite Ureilite Brachinite Angrite	
		HED隕石	Howardite Diogenite Eucrite	
		火星起源隕石 Martian meteorites	Shergottite Nakhilite Chassignite ALH-84001	
		月起源隕石 Lunar meteorites	Anorthositic breccia Basaltic breccia Diabase-Gabbro	
		始原的エコンドライト Primitive achondrites	Acapulcoite Lodranite Winonite	
	コンドライト Chondrites	エンスタタイトコンドライト Enstatite chondrites	EH EL	始原的隕石 Primitive meteorites
		普通コンドライト Ordinary chondrites	H L LL	
		炭素質コンドライト Carbonaceous chondrites	CI CM CK CO CV CR CH CB	
		ルムルチ群	R	
		カカンガリ群	K	

考える上で、隕石が経験した衝撃変成の履歴および岩石に与えられた影響を正しく評価することは重要である。これまでに衝撃変成を受けた地表クレーター岩石の鉱物学的研究、衝撃圧縮実験、隕石試料の岩石・鉱物学的研究がなされてきた(Kieffer et al., 1976; Schaal and Hörz, 1977; Stöffler et al., 1986; Stöffler et al., 1991; Schmitt, 2000)。

衝撃を受けた隕石について、K-Ar (Ar-Ar)、Rb-Sr、Sm-Nd、Lu-Hf、U-Th-Pb 年代が報告されている(例えば Nakamura and Okano, 1985; Fujimaki et al., 1992, Swindle et al., 2009)。しかしながら、衝撃変成度(岩石・鉱物学的特徴)と同位体年代が持つ地質学的意味について、不明な点も残されていた。本論では、衝撃を受けた隕石の岩石・鉱物学的特徴と同位体年代の関係を明らかにするために、以下の研究を行った。

衝撃を受けた H コンドライトである Yamato-791088 からは、1024 Ma の Rb-Sr 年代が報告され、衝撃を受けた年代であると解釈された(Fujimaki et al., 1993)が、詳細な岩石・鉱物学的記載はされていなかった。本論では衝撃変成作用による岩石学的変化、化学的变化を明らかにするために、第 1 章では衝撃溶融した H コンドライトの物質科学的研究をおこない、形成環境を明らかにした。

現在、衝撃を受けた火星隕石(シャーゴットait)の同位体年代に関して、どのような地質学的イベントに対応するのか議論されている(Bouvier et al., 2005, 2008, 2009; Nyquist et al., 2009; Lapen et al., 2010; Shih et al., 2011)。岩石組織を破壊せずに同位体分析ができる、レーザアブレーションを併用した誘導結合プラズマ質量分析計(LA-ICP-MS)もしくは二次イオン質量分析計(SHRIMP II)を用いて、シャーゴットaitに含まれるバデレイトの U-Pb 同位体年代測定が試みられた(Herd et al., 2007; Misawa and Yamaguchi, 2007)。しかし、バデレイト中の U および Pb 同位体が衝撃変成による高圧・高温環境下でどのような挙動を示すのかについては明らかになっていなかった。このため、第 2 章では、衝撃圧縮実験および加熱実験によりバデレイトの U-Pb 同位体系への影響を評価した。

これまでに火星隕石に含まれているバデレイトについて、正確な年代データが得られていなかった。そこで、シャーゴットaitが経験した衝撃変成度を明らかにし、シャーゴットaitの結晶化年代を決定するために、第 3 章において、衝撃を受けた火星隕石の物質科学的研究を行なった。

引用文献

- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Albarède, F., 2005. The age of SNC meteorites and the antiquity of the Martian surface. *Earth Planet. Sci. Lett.* 240, 221–233.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Gillet, P., Albarède, F., 2008. The case for old basaltic shergottites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 266, 105–124.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Albarède, F., 2009. Martian meteorite chronology and the evolution of the interior of Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.* 280, 285–295.
- Fujimaki, H., Ishikawa, K., Aoki, K., 1992. Rb-Sr features of the impact melted LL-chondrites from Antarctica: Yamato-790723 and Yamato-790528. *Proc. NIPR Symp. Ant. Met.* 5, 290–297.
- Fujimaki, H., Ishikawa, K., Kojima, H., Yanai, K., Aoki, K., 1993. Rb-Sr age of an impact event recorded in Yamato-791088 H chondrite. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites* 6, 364–373.
- Herd, C.D.K., Simonetti, A., Peterson, N.D., 2007. In situ U-Pb geochronology of martian baddeleyite by laser ablation MC-ICP-MS. *Lunar Planet. Sci.* XXXVIII, A1664.
- Kieffer, S.W., Schaal, R.B., Gibbons, R., Hörz, F., Milton, D.J., Dube, A., 1976. Shocked basalt from Lonar impact crater, India, and experimental analogues. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 7th, 1391–1412.
- Lapen, T.J., Righter, M., Brandon, A.D., Debaile, V., Beard, B.D., Shafer, J.T., Peslier, A.H., 2010. A younger age for ALH84001 and its geochemical link to shergottite source in Mars. *Science* 328, 347–351.
- Misawa, K., Yamaguchi, A., 2007. U-Pb ages of NWA 856 baddeleyite. *Meteorit. Planet. Sci.* 42, A108.
- Nakamura, N., Okano, O., 1985. 1,200-Myr impact-melting age and trace-element chemical features of the Yamato-790864 chondrite. *Nature* 315, 563–566.
- Nyquist, L.E., Bogard, D.D., Shih, C.-Y., Park, J., Reese, Y.D., Irving, A.J., 2009. Concordant Rb-Sr, Sm-Nd, and Ar-Ar ages for Northwest Africa 1460: A 346 Ma old basaltic shergottite related to 'lherzolitic' shergottites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 4288–4309.

- Schaal, R.B., and Hörz, F., 1977. Shock metamorphism of lunar and terrestrial basalts. Proc. 8th Lunar Planet. Sci. Conf., 1697–1729.
- Schmitt, R.T., 2000. Shock experiments with the H6 chondrite Kernouvé: Pressure calibration of microscopic shock effects. Meteorit. Planet. Sci. 35, 545–560.
- Shih, C.-Y., Nyquist, L.E., Reese, Y., Misawa, K., 2011. Sm-Nd and Rb-Sr studies of ilherzolithic shergottites Yamato 984028. Polar Sci. 4, 515–529.
- Stöffler, D., Ostertag, R., Jammes, C., Pfannschmidt, G., 1986. Shock metamorphism and petrography of the Shergotty achondrite. Geochim. Cosmochim. Acta 50, 889–903.
- Stöffler, D., Keil, K., Scott, E.R.D., 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta 55, 3845–3867.
- Swindle, T.D., Isachsen, C.E., Weirich, J.R.W., Kring, D.A., 2009. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of H-chondrite impact melt breccias. Meteorit. Planet. Sci. 44, 747–762.

1章 衝撃変成を受けた H コンドライトの岩石・鉱物学的研究

1 緒言

1.1 コンドライトの分類

コンドライトは、全岩化学組成の違いにより、普通コンドライト、炭素質コンドライト、エンスタタイトコンドライト、ルムルチ群コンドライト、カカンガリ群コンドライトに分類される(第 I-1 表)。普通コンドライトは地球への落下頻度が高く、これまでに採取された隕石試料の大部分を占めている。普通コンドライトは化学組成の違いにより 3つのグループ(H、L、LL)に細分される。H コンドライトは金属鉄を多く含み、鉱物中の鉄成分の割合は少ない。L、LL になるにつれ、金属鉄の割合は少なくなり、鉱物中の鉄成分の割合は増加する。

普通コンドライトは母天体上での熱変成をうけ、組織の変化、構成鉱物の結晶構造の変化、化学組成の均質化が起こる。これらの特徴に基づき、コンドライトは岩石学的分類がなされており、変成度の低いものが岩石学的タイプ 3(非平衡コンドライト)、変成度が増すにつれて、4~6(7)(平衡コンドライト)に分類される。さらに、岩石学的タイプ 3のコンドライトは 3.1–3.9のサブタイプに分けられる。岩石学的分類のうち、タイプ 1および 2は水質変成作用について用いられるが、普通コンドライトでは水質変成の影響を受けたものの報告は少ない。

1.2 母天体の進化過程

H コンドライト母天体は、直径~90-200 km の小惑星であったと考えられている(Miyamoto et al., 1981; Bennett and McSween, 1996)。小惑星での熱変成は、放射性短寿命核種である ^{26}Al の壊変で生じた熱によって起こったとされる。H コンドライトに含まれているリン酸塩鉱物から求められた U-Pb および Pb-Pb 年代は、4.563–4.502 Ga (Göpel et al., 1994)であり、CAI(Ca, Al-rich inclusion)の形成(4568.7±0.3 Ma; Bouvier et al., 2010)から約 60Ma の間に H コンドライト母天体が形成したとされた(Bennett and McSween, 1996)。CAI は、炭素質コンドライトに含まれる白色の包有物であり、太陽系でもっとも古い固体物質(~4.56 Ga に形成)と考えられている(Bouvier et al., 2010)。H コンドライト母天体の構造について、Miyamoto et al.(1981)、Bennett and McSween (1996)および Akridge et al. (1998)らは、熱変成に関するモデル計算に基づき、オニオンシェル構造を持つとした。オニオンシェル構造は、母天体の中心付近に熱変成度の高い岩

石(H6)があり、表面に近づくにつれて変成度が低くなる構造である。Taylor et al. (1987)は、Hコンドライト中のFe-Ni合金について冷却速度を求め、変成度と冷却速度に相関が見られないことから、もともとHコンドライトはオニオンシェル構造は持っていなかった、もしくは500°C以下に冷却する前に破壊され再集積し、オニオンシェル構造ではなく角礫化した岩石が集積したラブルパイル構造をもつとした。一方、Trieloff et al. (2003)は、太陽系初期の衝撃現象ではHコンドライト母天体のオニオンシェル構造は破壊されず、破砕や再集積過程が起こったとしても、母天体の形成から十分に時間が経過してからであるとした。

1.3 衝撃変成作用

コンドライトは母天体上での天体衝突による衝撃変成作用の影響を残しているが、その程度は様々である。Stöffler et al. (1991)は、地球のインパクトクレーターの岩石に残された衝撃変成作用の痕跡、およびコンドライト中に残された衝撃変成作用の痕跡を、岩石・鉱物学的視点からまとめ、衝撃変成度の分類表をまとめた(第1-1表)。この分類表によると、衝撃変成度は、主要構成鉱物であるかんらん石や斜長石に与えられた結晶構造の損傷および高圧相への相転移、メルトポケットの形成などの特徴に基づき、S1-S6および衝撃溶融に細分されている。

1.4 これまでに行われたコンドライトの衝撃溶融岩研究

衝撃溶融を経験したコンドライトについては、これまでに、岩石・鉱物学的、地球化学的研究がなされてきた。衝撃変成を受けたコンドライトのうちのいくつかは、ほぼ全溶融した組織を示す(Y-790519(LL): Okano et al., 1990; Patuxent Range 91501 (L): Mittlefehldt and Lindstrom, 2001)が、多くの衝撃溶融岩は、とけ残り鉱物を含み、コンドライト的な組織を保持している(Hコンドライト: Y-791088 (Fujimaki et al., 1993); Rose City (Rubin, 1995; Yolcubal and Sack, 1997); Portales Valley (Kring et al., 1999; Rubin et al., 2001; Ruzicka et al., 2005); Dar al Gani 896 (Folco et al., 2004); Lコンドライト: Cat Mountain (Kring et al., 1996); Chico (Yolucubal and Sack, 1997; Norman and Mittlefehldt, 2002); Ramsdorf (Yamaguchi et al., 1999); LLコンドライト: Y-790964 (Okano et al., 1984, 1990; Yamaguchi et al., 1998))。

Fujimaki et al. (1993)は、コンドルールの形態を保っているが、構成する鉱物が衝撃溶融したメルトから結晶化している「シュードモルフコンドルール」をY-791088(H)において報告した。しかしながら、Fujimaki et al. (1993)はY-791088の詳細な岩石・鉱物学的記載を行っていない。同様のコンドルール

第1-1表 衝撃変成ステージ (Stoffler et al., 1991)。

衝撃変成度	衝撃の程度	鉱物組織への効果		局所的な効果	衝撃圧 (GPa)	衝撃後温度 (°C)	最低温度上昇 (°C)
		かんらん石	斜長石				
S1	衝撃を受けていない	消光位が一樣；不規則な割れ目		なし	<4-5	10-20	10
S2	わずかに衝撃を受けている	波動消光；不規則な割れ目	波動消光		5-10	20-50	20
S3	弱い衝撃を受けている	面状の割れ目；波動消光；不規則な割れ目	波動消光	不透明な衝撃脈；溶融ポケット	15-20	100-150	100
S4	中程度の衝撃を受けている	弱いモザイク化；面状の割れ目	波動消光；局所的当方化；面状変形組織	溶融ポケット；溶融脈の連結；不透明な衝撃脈	30-35	250-350	300
S5	強い衝撃を受けている	強いモザイク化；面状の割れ目；面状変形組織	マスクリナイト化	全体に行き渡る溶融ポケット；脈とダイクの生成；不透明な衝撃脈	45-35	600-850	600
S6	非常に強い衝撃を受けている	再結晶；組織の汚濁；溶融；リングウツダイトに転移	溶融		75-90	1500-1750	1500
衝撃溶融		全岩的溶融					

状の組織は、Y-790964 (LL) および Ramsdorf (L) から「コンドルールゴースト」として報告された (Yamaguchi et al., 1998, 1999)。

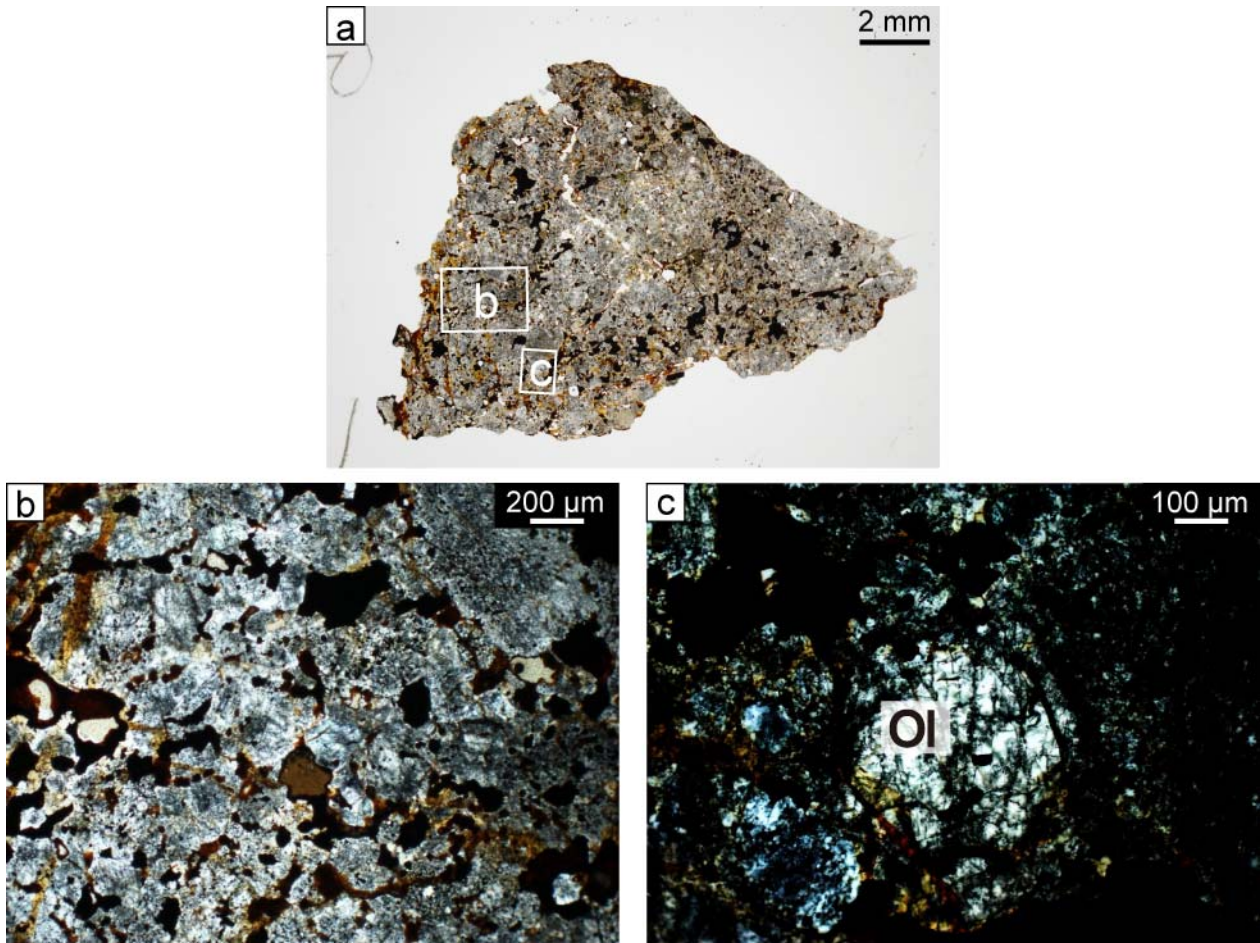
Sato et al. (1982)、Okano et al. (1990) および Yamaguchi et al. (1998) は、Y-790964 およびペアとされる Y-79 LL コンドライトの詳細な岩石・鉱物学的研究を行った。Y-790964 は、粗粒(数百 μm)のとけ残りかんらん石や、コンドルール片、ガラス質のメルトマトリクス(自形の輝石、2種類のガラス)、不規則な形態の空隙を含んでいた(Sato et al., 1982; Okano et al., 1990)。Y-790964 とペアの隕石と考えられている Y-790519 においては、Y-790964 と同様の粗粒岩相とメルトから結晶化した細粒の鉱物からなる岩相が接して観察された(Sato et al., 1982; Okano et al., 1990)。細粒のかんらん石の Fa 成分は低いが、L コンドライトの組成範囲に入っていた(Sato et al., 1982)。粗粒岩相および細粒岩相が共存していることから、Y-790519 の、2つの岩相は単一の衝撃現象によって形成した可能性がある。Y-790964 および Y-790519 の詳細な岩石・鉱物学的研究はこれまでに行われているが、2つの岩相(粗粒岩相・細粒岩相)の関係性については不明な点も残されていた。

1.5 研究の目的

衝撃溶融岩に分類される異なる特徴を持つ2つの岩相について、詳細な岩石・鉱物学的記載が行われているが、2つの岩相の形成環境について不明な点が多い。また、H コンドライトの衝撃溶融岩について、LL コンドライトにおいて報告されているような異なる特徴を持つ岩相の詳細な岩石・鉱物学的記載は少ない。本研究では、衝撃溶融を経験し、異なる特徴を持つH コンドライトである Y-791088 および LAP 02240 を、岩石・鉱物学的手法を用いて詳細な岩石学的記載を行い、また、LL コンドライトの衝撃溶融岩である Y-790964 および Y-790519 と対比することによって、2つの岩相の形成過程を明らかにすることを目的とした。

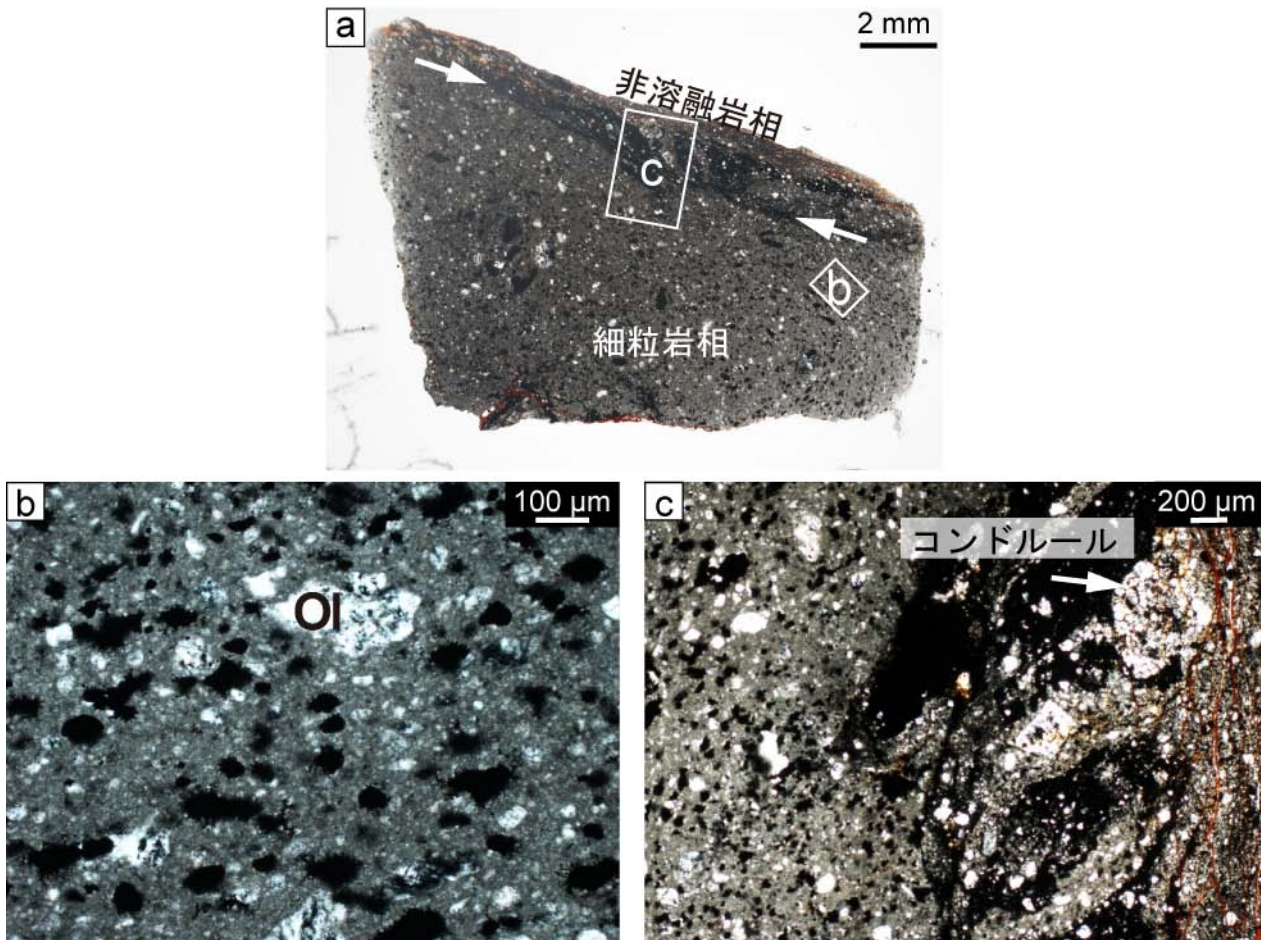
2 試料

本研究では国立極地研究所および NASA が所蔵する 2 つの南極隕石、Yamato (Y)-791088 (2.1 kg) および LaPaz Icefield (LAP) 02240 (28 g) の薄片 Y-791088, 91-1 (面積 78 mm^2 ; 第 1-1 図) および LAP 02240, 7 (面積 104 mm^2 ; 第 1-2 図) を使用した。両サンプルとも H コンドライトに分類されている (Yanai and Kojima, 1995; Satterwhite and Richter, 2004)。Fujimaki et al. (1993) は、Y-791088 から 1024 Ma の Rb-Sr 年代を報告し、衝撃変成年代であるとした。Swindle et al. (2009) は、LAP 02240 の Ar-Ar 年代を報告し、 $\sim 3900 \text{ Ma}$ に衝撃を受けたとした。比較試料として、LL コンドライトである Y-790964, 81-1 および Y-790519, 73-3 の薄片試料を使用した (第 1-3 図)。



第 1-1 図 Y-791088 の光学顕微鏡写真。

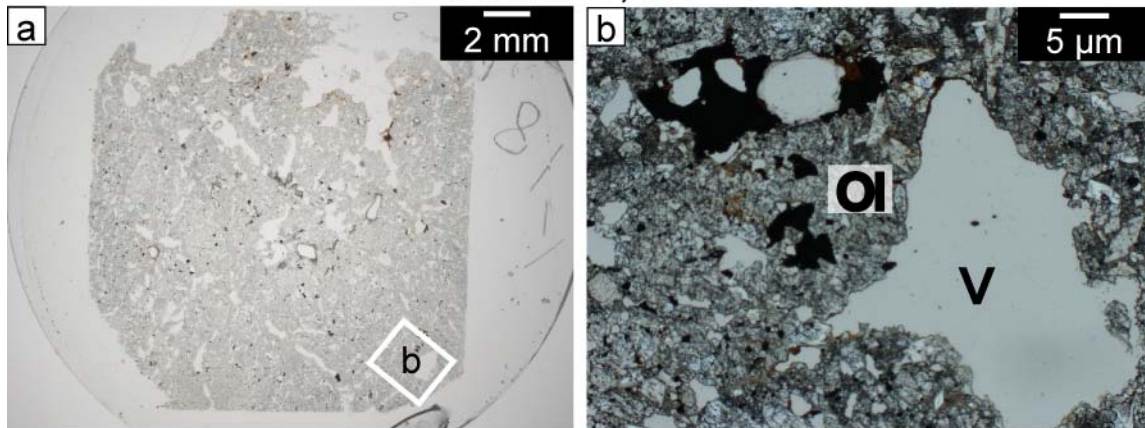
a: Y-791088,91-1 の全体像。b: a 中の領域 b の拡大写真。珪酸塩鉱物は、ダークニングを起こしている。c: a 中の領域 c の拡大写真。粗粒のかんらん石には、まれにダークニングを起こしていない部分も認められる。Ol: かんらん石。



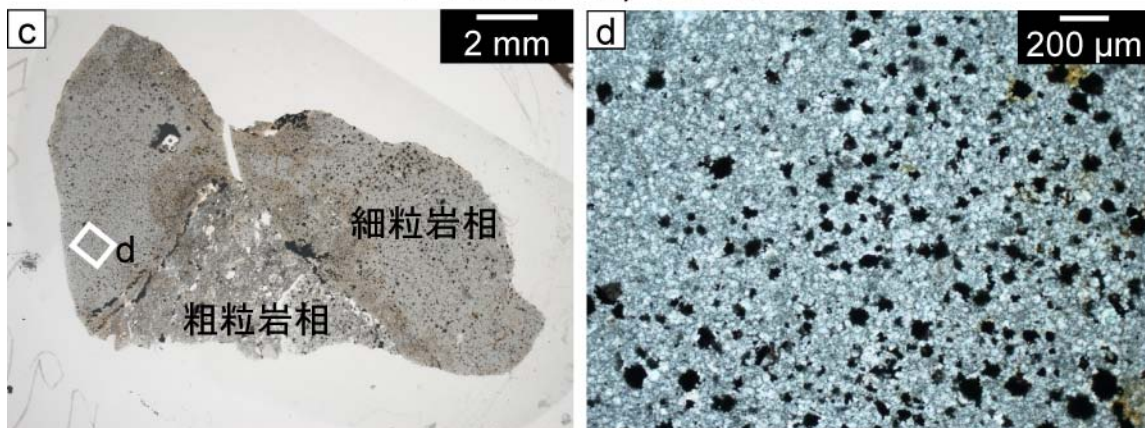
第 1-2 図 LAP 02240 の光学顕微鏡写真。

a: LAP 02240 の全体像。矢印は Fe-Ni 合金およびトロイライトからなる不透明鉱物のベインを示す。不透明鉱物のベインは、細粒岩相と非溶解岩相の境界に存在する。b: a 中の領域 b の拡大写真。かんらん石は、自形もしくは骸晶状の鉱物からなる細粒基質に囲まれて存在している。ダークニングは顕著ではない。c: a 中の領域 c の拡大写真。非溶解岩と細粒岩相の境界。変形したコンドルールが認められる。Ol: かんらん石。

Y-790964, 81-1



Y-790519, 73-3



第 1-3 図 Y-790964 および Y-790519 の光学顕微鏡写真。

a: Y-790964,81-1 の全体像。B: a 中の領域 b の拡大写真。とけ残りのかんらん石および細粒の自形かんらん石が存在している。Y-790964 (LL) は、Y-790519 (LL) の粗粒岩相および Y-791088 (H: 第 1-1 図) と同様の組織を示す。c: Y-790519,73-3 の全体像。粗粒岩相と細粒岩相が接している。d: c 中の領域 d の拡大写真。細粒の自形かんらん石および Fe-Ni 合金が存在している。この組織は LAP 02240 と似ている。Ol: かんらん石。V: 空隙。

3 分析手法

偏光顕微鏡を用いて、組織や鉱物の特徴を観察し、衝撃変成度を評価した。詳細な岩石組織は、走査型電子顕微鏡(SEM: JEOL JSM-5900LV)を用いて観察した。後方散乱電子像を用いて観察を行った。

X線マイクロアナライザ(EPMA: JEOL JXA-8200)を用いて、鉱物およびガラスの主要元素組成の分析を行った。分析条件は、加速電圧 15 kV、プローブ電流およびビーム径は鉱物に対してはそれぞれ 9 nA、焦点ビーム、ガラスに対しては電子ビームによる試料損傷の影響で揮発性の高いアルカリ元素(Na など)が蒸発するのを避けるため、それぞれ 3 nA、10 μm とした。データは Fe-Ni 合金、トロイライトを ZAF 法、それ以外の鉱物およびガラスを Bence and Albee 法(Bence and Albee, 1968)で補正を行った。かんらん石の組成のばらつきを評価するため、EPMA 分析により求めたかんらん石の Fe と Mg の原子比から $Fa\#(=\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})\times 100)$ を用いて組成範囲をもとめ、「Coefficient of Variation (C.V.) (Sears and Weeks, 1983; Sears et al., 1991)」を適用した。

$$\text{C.V.}=100(\frac{\delta\bar{\text{Fe}}}{\bar{\text{Fe}}})$$

$\delta\bar{\text{Fe}}$ は Fe(wt.%)の標準偏差、 $\bar{\text{Fe}}$ は Fe(wt.%)の平均を表す。C.V.の値が小さいほど均質な組成である。

顕微ラマン分光を用いて、ガラス質相を測定し、微細な結晶の有無を評価した。また、リン酸塩鉱物の同定にも用いた。分析条件は、緑色レーザー光(波長 531.91 nm)、強度 11 mW とした。

4 結果

4.1 Y-791088

Y-791088 の全岩化学組成は、H コンドライトの組成範囲内である(Dodd, 1981; Yanai and Kojima, 1995)。Y-791088 の主要構成相は、かんらん石(39%)、輝石(28%)、不透明鉱物(Fe-Ni 合金およびトロイライト; 23%)、ガラス質相(8%)、空隙(2%)である。そのほかの微量構成相として、クロム鉄鉱とメリライトが認められる。Y-791088 の岩相は、粗粒岩相(~40%)およびその隙間を埋める細粒マトリクス(~60%)に分けられる。

粗粒岩相(200 μm -1 mm)は、他形を示すかんらん石、輝石、Fe-Ni 合金、クロム鉄鉱およびトロイライトからなる岩石・鉱物片により構成される。構成鉱物の多くは、多結晶集合体として存在しているが、まれに単結晶として存在するものもある。

細粒のマトリクスは、自形を示すかんらん石、輝石、クロム鉄鉱、およびリン酸塩鉱物(メリライト)、円形を示す Fe-Ni 合金およびその周囲に円形のリムを作るトロイライト、鉱物の隙間を埋めるガラスにより構成される。細粒マトリクスに存在する輝石には、化学組成の累帯構造が認められる。詳細は後に述べる。本論では鉱物およびガラスで構成されるマトリクスをメルトマトリクスと呼ぶ。メルトマトリクスは岩石・鉱物片の隙間を埋めており不均質に混在している。

Y-791088 には、円形を示すコンドルール(直径 100-600 μm)が認められた。長さ~100-400 μm 、幅~20-30 μm の棒状かんらん石と鉱物間を埋める輝石で構成する棒状かんらん石コンドルールが認められる。

自形のかんらん石、輝石と間を埋めるガラスで構成される、円形のコンドルール状の組織が観察された。Fujimaki et al. (1993)は、この組織を「シュードモルフコンドルール」とした。シュードモルフコンドルールは、細粒(~10-100 μm)の自形かんらん石からなる斑状かんらん石コンドルール、およびの自形の輝石(~10-40 μm)で構成される細粒輝石コンドルールに分けられる。

1) 岩石・鉱物片

粗粒岩相は、粒径が 200 μm -1 mm 程度 of 他形を示すかんらん石、輝石、Fe-Ni 合金、およびトロイライトからなる岩石・鉱物片により構成される。それぞれの鉱物の特徴を以下に示す。

かんらん石

かんらん石(粒径~1 mm)は、他形を示す(第 1-4a 図)。結晶には多くの割れ目が存在し、その中をガラス、細粒の不透明鉱物(Fe-Ni 合金)が直線状に配列し埋めており(第 1-4b 図)、偏光顕微鏡下ではダークニングが観察される(第 1-1 図)。また、かんらん石は、顕微鏡下で波動消光を示し、モザイク状構造が弱く認められるものも存在する。このかんらん石の、岩石・鉱物学的特徴(波動消光、モザイク状構造)は Stöffler et al. 1991 の衝撃変成度 S3-S4 に相当する。かんらん石中の割れ目に沿って 1-10 μm の半自形を示すかんらん石が認められる。岩石片のかんらん石組成は、 Fa_{16-21} (mol %)、 CaO ~0.35 wt.%、 Cr_2O_3 0.1~1.0 wt.% であり(第 1-5a, b 図; 第 1-2 表)、平衡 H コンドライトの組成範囲と一致する(Keil and Fredriksson, 1964)。かんらん石の岩石・鉱物片は C.V.= 3.7 % であり、均質な組成を示している。

輝石

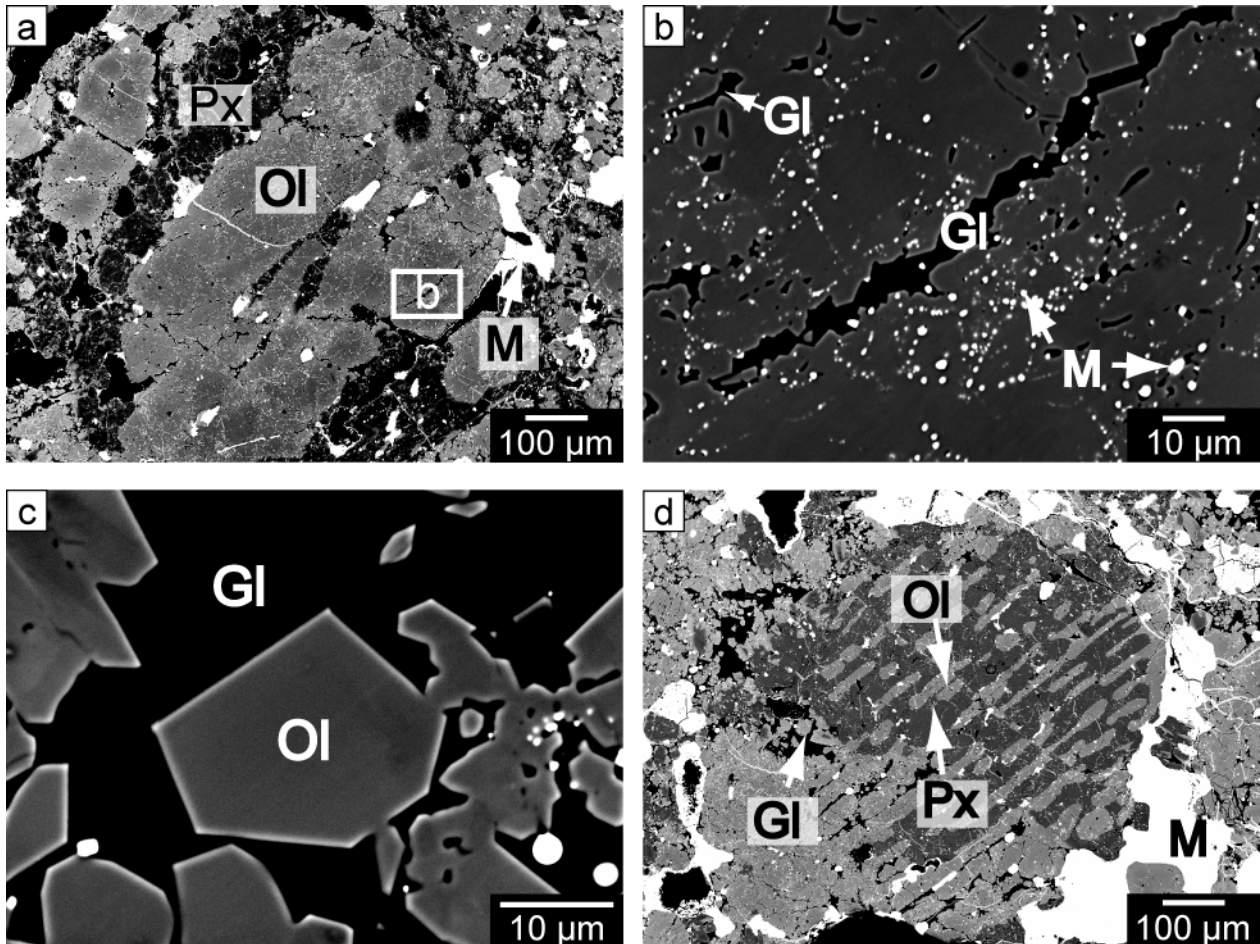
輝石は、他形を示し周囲との境界は不明瞭である。サイズは <500 μm である(第 1-6a 図)。輝石は顕微鏡下で、波動消光を示す。鉱物中には多くの直線状の割れ目が平行に存在している。割れ目に沿ってガラス、細粒(1 μm 以下)の Fe-Ni 合金が埋めており(第 1-6b 図)、かんらん石と同様に偏光顕微鏡下でダークニングが観察される。鉱物の縁辺部および割れ目に沿って輝石の結晶成長が認められる。岩石・鉱物片の輝石の組成は $\text{Fs}_{11-17}\text{Wo}_{1-5}(\text{Cr}_2\text{O}_3 \sim 1.4 \text{ wt.}\%)$; 第 1-7a 図; 第 1-3 表) であり、平衡 H コンドライトの組成範囲と一致する(Keil and Fredriksson, 1964)。

Fe-Ni 合金

Fe-Ni 合金は不定形を示し、粒径は 200-500 μm である(第 1-8a 図)。Fe-Ni 合金は、カマサイト(Ni 含有量 5-7 wt.%)およびテーナイト(Ni 含有量 29-31 wt.%)から構成される(第 1-9a 図)。SEM による組成像の観察では、いくつか異なるコントラストが観察されるが、そのほとんどはカマサイトであり、一部でカマサイト中に針状のテーナイト(長さ 10-50 μm 、幅 5-10 μm)が存在する(第 1-8a 図)。また細粒のカマサイトおよびテーナイトの混合であるプレッサイトが認められる(第 1-8b 図)。その組成はカマサイトとテーナイトの間である(第 1-8a 図; 第 1-4 表)。粗粒の Fe-Ni 合金の多くは、トロイライトのリムを伴う。

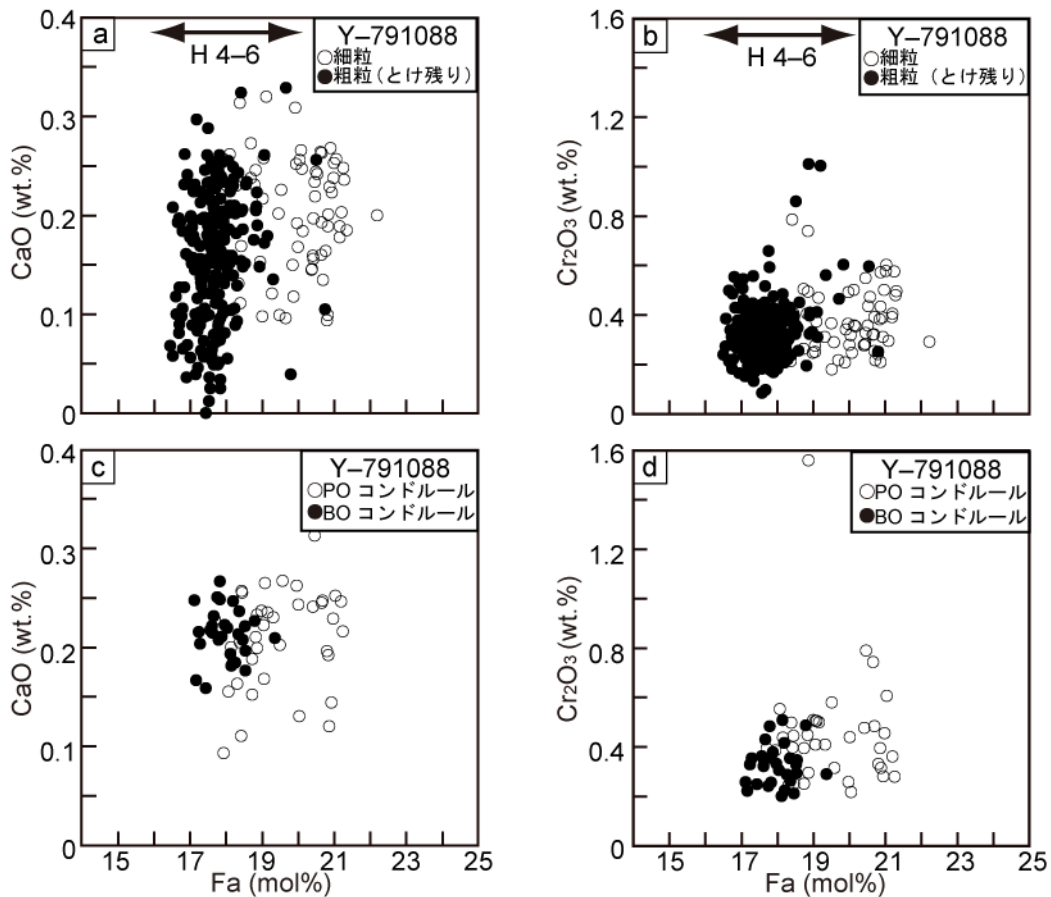
トロイライト

トロイライトは他形を示し、その多くは Fe-Ni 合金の岩石・鉱物片縁辺に隣接し、一部で Fe-Ni 合金を覆いリムを形成している。サイズは 50-600 μm である。また、その他のトロイライトの産状として、Fe-Ni 合金に隣接していないトロイライトも確認される。単独で存在するトロイライトは、長柱状を示すが



第 1-4 図 Y-791088 に含まれるかんらん石の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)。

a: とけ残りかんらん石は、不定形を示す。b: a 中の領域 b の拡大写真。割れ目に沿って、かんらん石のオーバーグロースおよび細粒の Fe-Ni 合金が認められる。c: 衝撃溶融岩相に見られる自形のかんらん石。自形のかんらん石は、ガラスからなる基質に囲まれている。d: とけ残っている棒状かんらん石コンドルール。円形の形態および内部組織を保存している。Ol: かんらん石。Px: 輝石。Gl: ガラス。M: Fe-Ni 合金。



第 1-5 図 Y-791088 に含まれるかんらん石の組成。

a: 溶け残りかんらん石および細粒かんらん石の Fa-CaO 組成図。細粒のかんらん石はとけ残りかんらん石に比べて、Fe に富む組成を持つ。b: 溶け残りかんらん石および細粒かんらん石の Fa-Cr₂O₃ 組成図。c: コンドルールの Fa-CaO 組成図。ポーフィリティックかんらん石コンドルールは、棒状かんらん石コンドルールに比べて Fe に富む組成を持つ。d: コンドルールの Fa-Cr₂O₃ 組成図。PO: ポーフィリティックかんらん石。BO: 棒状かんらん石。

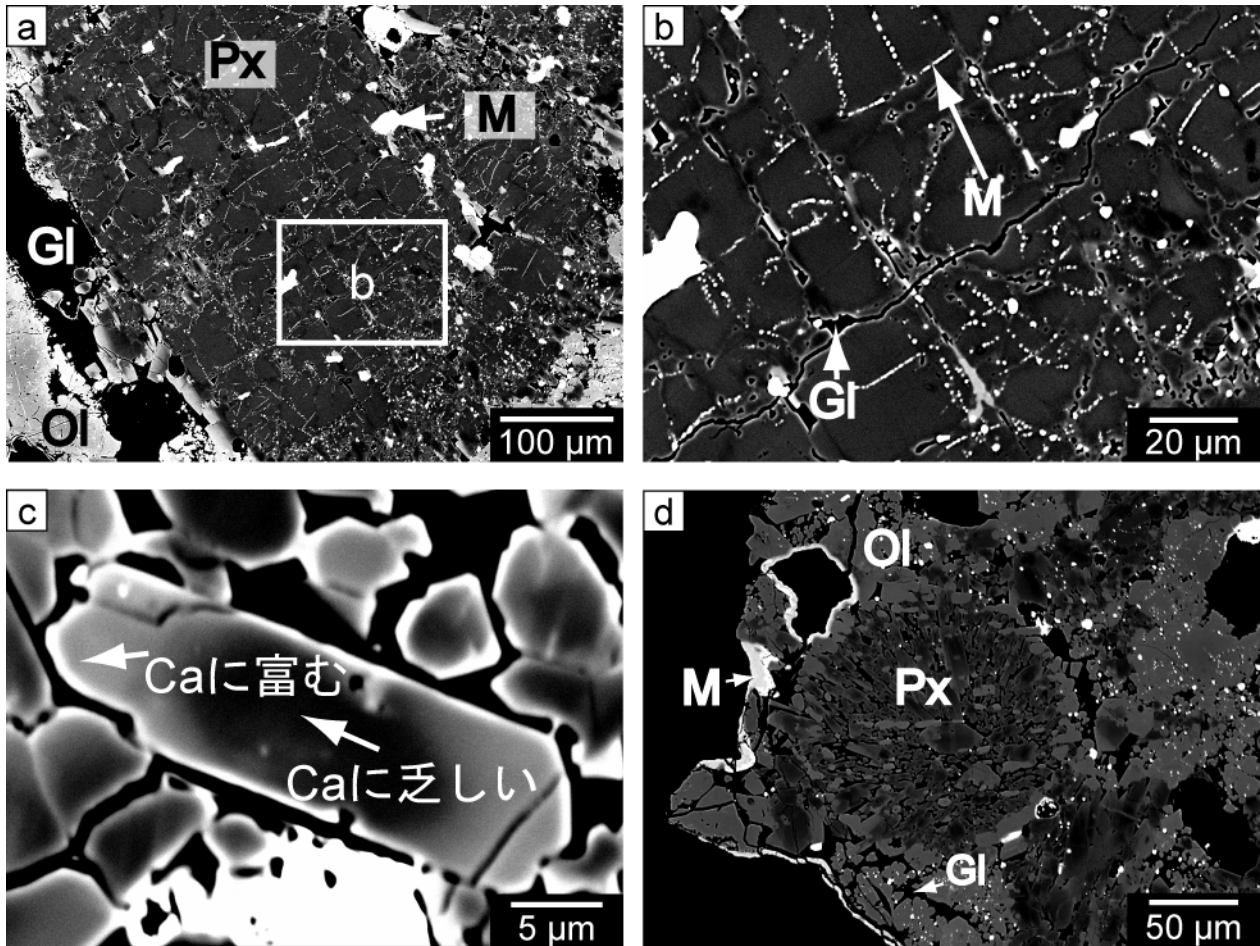
第1-2表 かんらん石の化学組成 (wt.%)。

	Y-791088				LAP 02240			
	とけ残り	メルト マトリックス	コンドルール BO*	PO [†]	とけ残り	メルト マトリックス	コンドルール BO*	PO [‡]
SiO ₂	39.0 (0.2)	37.7 (0.2)	39.0 (0.2)	38.7 (0.2)	39.3 (0.2)	39.3 (0.2)	39.2 (0.2)	39.5 (0.2)
TiO ₂	0.01 (0.01)	0.03 (0.03)	0.03 (0.03)	0.02 (0.02)	0.09 (0.04)	0.05 (0.03)	0.00	0.06 (0.03)
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01 (0.01)	0.01 (0.01)	0.00	0.01 (0.01)	0.00	0.01 (0.01)
Cr ₂ O ₃	0.17 (0.04)	0.37 (0.05)	0.31 (0.04)	0.74 (0.05)	0.00	0.06 (0.04)	0.08 (0.04)	0.02 (0.02)
FeO	16.8 (0.4)	19.3 (0.4)	16.7 (0.4)	18.9 (0.4)	17.5 (0.4)	17.0 (0.4)	17.0 (0.4)	17.3 (0.4)
MnO	0.45 (0.01)	0.38 (0.08)	0.43 (0.09)	0.50 (0.08)	0.60 (0.09)	0.46 (0.08)	0.37 (0.08)	0.56 (0.08)
MgO	43.5 (0.2)	41.1 (0.2)	43.3 (0.3)	40.9 (0.3)	42.8 (0.2)	42.8 (0.2)	43.3 (0.2)	42.5 (0.2)
CaO	0.05 (0.05)	0.20 (0.01)	0.22 (0.01)	0.25 (0.02)	0.04 (0.01)	0.10 (0.02)	0.04 (0.01)	0.03 (0.01)
Na ₂ O	0.00	0.01 (0.01)	0.02 (0.02)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03 (0.03)
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01 (0.01)
P ₂ O ₅	0.02 (0.02)	0.95 (0.08)	0.00	0.03 (0.03)	0.02 (0.02)	0.00	0.00	0.00
Total	100.0	100.0	100.0	100.1	100.4	99.8	100.0	100.0
Fa	17.8	20.9	17.8	20.6	18.6	18.2	18.0	18.6

* 棒状かんらん石コンドルール (とけ残り)。

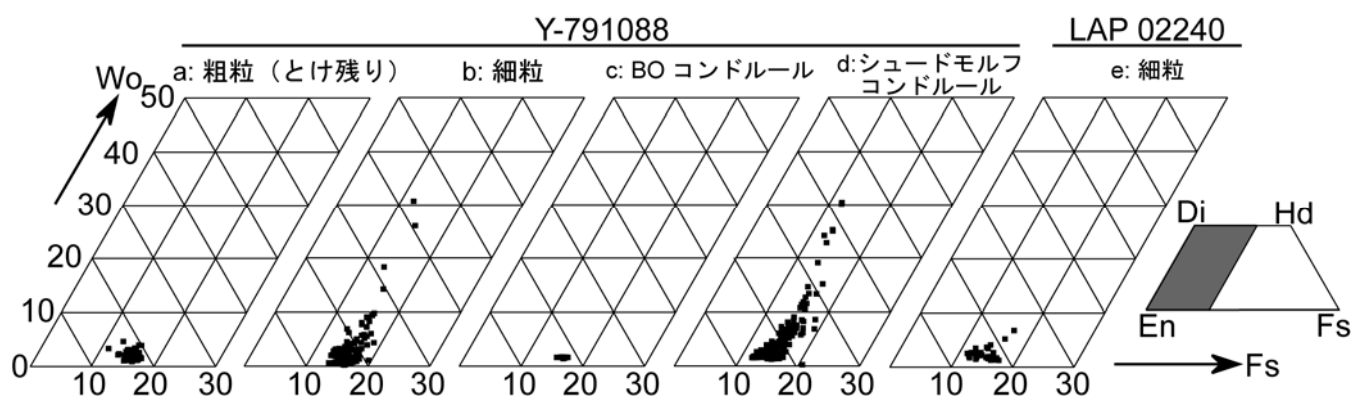
† 細粒かんらん石コンドルール (溶融)。

‡ 細粒かんらん石コンドルール(非溶融岩相)。
括弧内の数字は分析誤差(1σ)。



第 1-6 図 Y-791088 に含まれる輝石の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)。

a: とけ残り輝石は不定形である。b: a 中の領域 b の拡大写真。とけ残り輝石には、多くの直線的な割れ目が確認できる。割れ目に沿って、細粒の Fe-Ni 合金が存在している。c: 衝撃溶融岩相に見られる自形の輝石。カルシウム成分の累帯構造が確認できる。d: 細粒の自形輝石からなるシュードモルフコンドルール。コンドルールに似た円形の形態を示す。Ol: かんらん石。Px: 輝石。Gl: ガラス。M: Fe-Ni 合金。



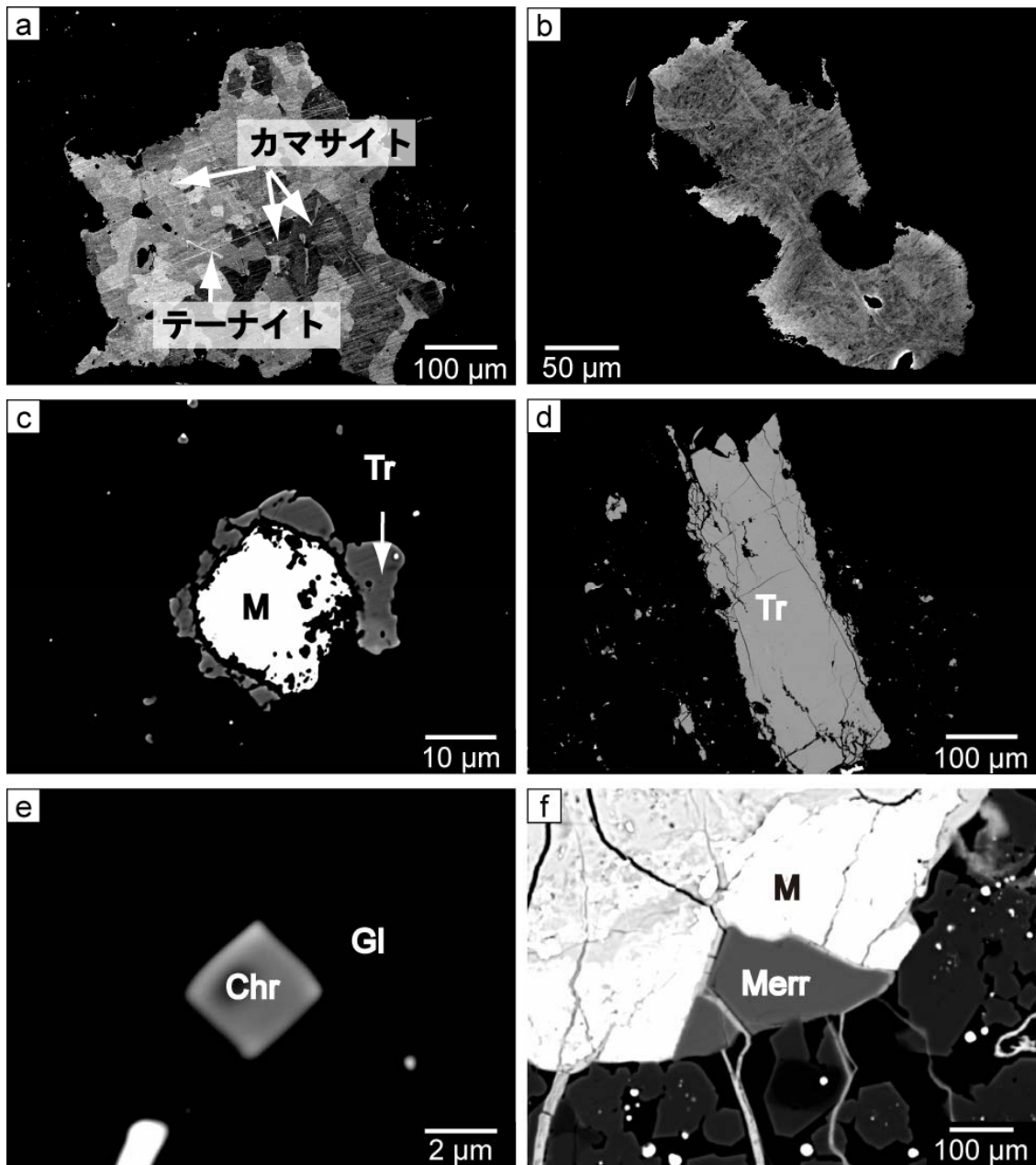
第 1-7 図 Y-791088 および LAP 02240 に含まれる輝石の組成。

a: Y-791088 に含まれる溶け残り輝石。組成は均質である。b: Y-791088 に含まれる細粒輝石。Ca 成分の累帯構造が確認できる。c: Y-791088 に含まれる棒状かんらん石コンドルールに含まれる輝石。粗粒輝石と同様に組成は均質である。d: Y-791088 に含まれる細粒の自形輝石からなるシュードモルフコンドルール。細粒輝石と同様に Ca 成分の累帯構造が存在する。e: LAP 02240 に含まれる細粒の輝石。カルシウム成分の累帯構造がわずかに存在する。En: エンスタタイト。Di: デイオプサイド。Hd: ヘデンバージャイト。Fs: フェロシライト。Wo: ウォラストナイト。BO: 棒状かんらん石。

第1-3表 輝石の組成 (wt.%)。

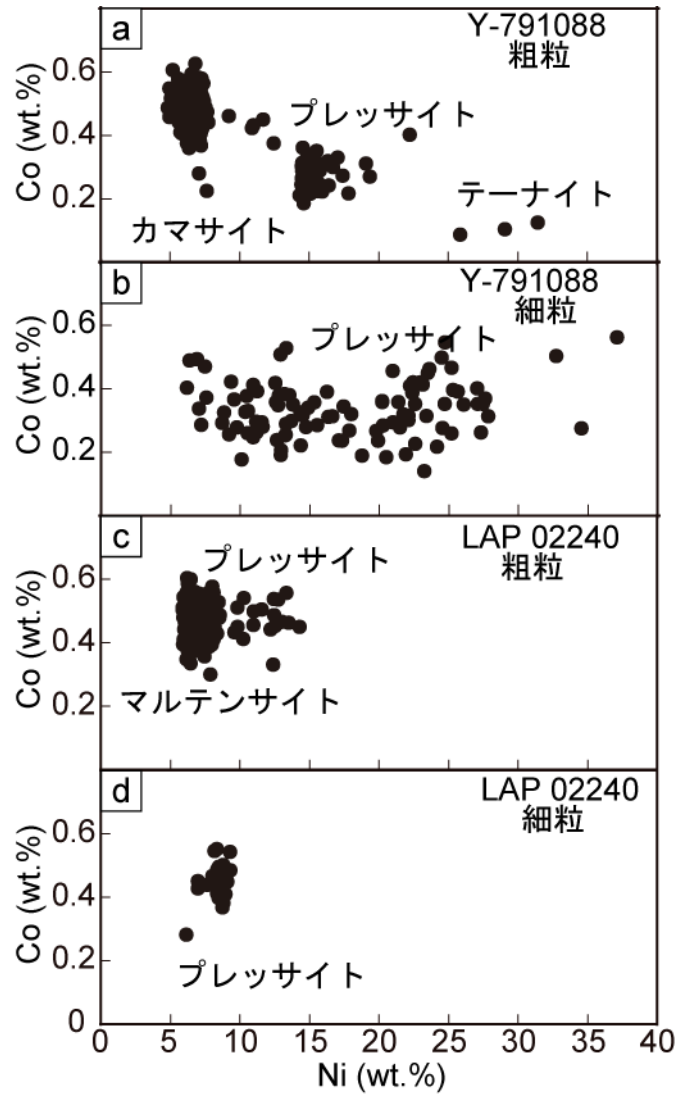
とけ残り	Y-791088			LAP 02240					
	メルトマトリクス		コンドルール		メルトマトリクス				
	リム	コア	BO*	細粒		コア			
	リム	コア	BO*	リム	コア	リム	コア	BO*	
SiO ₂	56.0 (0.2)	52.6 (0.2)	56.3 (0.2)	55.7 (0.2)	52.4 (0.2)	55.8 (0.2)	55.4 (0.2)	56.7 (0.3)	55.0 (0.3)
TiO ₂	0.14 (0.04)	0.41 (0.05)	0.04 (0.04)	0.27 (0.04)	0.42 (0.05)	0.19 (0.04)	0.10 (0.04)	0.20 (0.03)	0.28 (0.04)
Al ₂ O ₃	0.34 (0.03)	1.64 (0.06)	0.17 (0.03)	0.41 (0.03)	2.37 (0.06)	0.29 (0.03)	0.40 (0.03)	0.12 (0.03)	1.17 (0.05)
Cr ₂ O ₃	0.36 (0.04)	1.45 (0.06)	0.36 (0.04)	0.38 (0.04)	1.77 (0.06)	0.30 (0.04)	1.51 (0.07)	0.14 (0.04)	1.04 (0.06)
FeO	10.9 (0.3)	7.5 (0.3)	10.3 (0.3)	10.9 (0.3)	7.2 (0.3)	10.5 (0.3)	10.8 (0.3)	10.6 (0.3)	11.0 (0.3)
MnO	0.27 (0.08)	0.45 (0.08)	0.46 (0.09)	0.47 (0.08)	0.48 (0.08)	0.55 (0.08)	0.40 (0.09)	0.43 (0.08)	0.33 (0.08)
MgO	31.1 (0.2)	19.9 (0.2)	31.6 (0.2)	31.2 (0.2)	19.4 (0.2)	31.7 (0.2)	29.2 (0.2)	30.9 (0.2)	29.9 (0.2)
CaO	0.86 (0.03)	14.9 (0.1)	0.80 (0.02)	0.73 (0.02)	14.11 (0.09)	0.71 (0.02)	2.66 (0.04)	0.64 (0.02)	1.32 (0.03)
Na ₂ O	0.03 (0.02)	0.40 (0.03)	0.04 (0.02)	0.02 (0.02)	0.49 (0.03)	0.04 (0.02)	0.22 (0.03)	0.04 (0.02)	0.03 (0.03)
K ₂ O	0.01 (0.01)	0.00	0.00	0.02 (0.01)	0.03 (0.01)	0.00	0.02 (0.01)	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.03 (0.03)	0.00	0.04 (0.03)	0.00	0.05 (0.04)	0.02 (0.02)	0.00	0.00	0.04 (0.04)
Total	100.0	99.3	100.1	100.1	98.7	100.1	100.7	99.8	100.1
Fs	16.1	12.0	15.2	16.1	12.0	15.4	16.3	15.9	16.7
Wo	1.6	30.7	1.5	1.4	30.2	1.3	5.2	1.2	2.6

* 棒状かんらん石コンドルール内。
括弧内の数字は分析誤差(1σ)。



第 1-8 図 Y-791088 に含まれる Fe-Ni 合金、トロイライト、クロム鉄鉱、メリライトの電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)。

a: 粗粒の Fe-Ni 合金。不定形であり、そのほとんどはカマサイトである。針状のテーナイトも観察できる。b: 粗粒のプレッサイト。c: 粗粒のトロイライト。不定形を示す。d: 細粒の Fe-Ni 合金。トロイライトのリムをともなう。e: 自形のクロム鉄鉱。ガラス中に存在する。f: メリライト。Fe-Ni 合金およびガラスの近くに存在する。M: Fe-Ni 合金。Tr: トロイライト。Chr: クロム鉄鉱。Merr: メリライト。Gl: ガラス。



第 1-9 図 Y-791088 および LAP 02240 に含まれる Fe-Ni 合金の組成。

a: Y-791088 に含まれる粗粒の Fe-Ni 合金。カマサイト、テーナイトおよびプレッサイトからなる。b: Y-791088 に含まれる細粒の Fe-Ni 合金。c: LAP 02240 に含まれる粗粒の Fe-Ni 合金。マルテンサイトとプレッサイトからなる。d: LAP 02240 に含まれる細粒の Fe-Ni 合金。

第1-4表 Fe-Ni 合金およびトロライイトの組成(wt.%)。

		Fe-Ni 合金				トロライイト			
		Y-791088		LAP 02240					
		粗粒		細粒					
		Niに富む*		Niに乏しい					
		プレッサイト	Niに乏しい	Niに富む	Niに乏しい	粗粒	細粒		
Si	0.01 (0.01)	0.02 (0.01)	0.00	0.00	0.00	0.01 (0.01)	0.00	0.03 (0.01)	0.01 (0.01)
Cr	0.06 (0.03)	0.05 (0.03)	0.00	0.08 (0.03)	0.01 (0.01)	0.07 (0.03)	0.04 (0.03)	0.26 (0.03)	0.21 (0.03)
S	0.03 (0.01)	0.01 (0.01)	0.00	0.04 (0.01)	0.00	0.02 (0.01)	0.01 (0.01)	36.07 (0.11)	36.03 (0.11)
Co	0.13 (0.02)	0.29 (0.03)	0.48 (0.04)	0.35 (0.03)	0.47 (0.04)	0.44 (0.04)	0.49 (0.04)	0.00	0.00
Fe	52.5 (0.3)	84.0 (0.4)	93.2 (0.4)	73.6 (0.4)	91.9 (0.4)	92.8 (0.4)	91.1 (0.4)	62.8 (0.4)	62.8 (0.4)
Cu	0.09 (0.04)	0.08 (0.05)	0.00	0.09 (0.05)	0.05 (0.05)	0.06 (0.05)	0.00	0.11 (0.01)	0.10 (0.05)
Ni	31.4 (0.2)	15.8 (0.2)	6.7 (0.1)	26.1 (0.2)	7.5 (0.1)	7.0 (0.1)	8.4 (0.1)	0.07 (0.04)	0.34 (0.04)
Total	84.2	100.3	100.4	100.3	99.9	100.4	100.0	99.3	99.5

*粗粒のFe-Ni合金中の針状フェーサイト。

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

周囲は複雑に入り組み、他形を示す(第 1-8c 図)。このトロイライトの内部には多くの割れ目が存在しているが、その中はガラスが埋めている。トロイライトには、Ni はほとんど含まれていない(第 1-4 表)。

2) メルトマトリクス

マトリクスには、粒径 1–30 μm 程度の自形を示すかんらん石、輝石、円形を示す Fe-Ni 合金、およびトロイライト、鉍物間を埋めるガラス、微量構成鉍物として、クロム鉄鉍およびメリライトが存在する。それぞれの鉍物の特徴を以下に示す。

かんらん石

かんらん石(粒径 $<20 \mu\text{m}$)は、自形を示し、ガラス中に晶出している(第 1-4c 図)。メルトマトリクスに存在するかんらん石の組成は、 Fa_{17-23} (mol %)、C.V.= 5.2 %である(第 1-5a, b 図; 第 1-2 表)。細粒のかんらん石は 0.10-0.35 wt.% の Ca 成分を持つ(第 1-2 表)。粗粒の岩石・鉍物片として存在するかんらん石よりも鉄に富んだ組成であり、不均質な組成を示している。しかしながら、化学組成の累帯構造は観察できなかった。

輝石

輝石(粒径 $\sim 30 \mu\text{m}$)は自形を示し、ガラス中に析出している(第 1-6c 図)。輝石組成は $\text{Fs}_{12-20}\text{Wo}_{0.1-31}$ であり(第 1-7 図; 第 1-3 表)、結晶の中心から縁辺部に向かい Ca 成分が増加する累帯構造を示す。粗粒の鉍物片として観察された輝石に比べ、Fe-Mg の含有量の幅が広く、Cr、Fe に富んだ組成を示す。

Fe-Ni 合金

Fe-Ni 合金は球形を示しており、粒径は 1–30 μm である(第 1-8c 図)。周囲にトロイライトのリムを伴っている。組成は不均質であり、ニッケルの含有量では幅広い分布(Ni 含有量 7–30 wt.%)を示す(第 1-9b 図; 第 1-4 表)。

トロイライト

メルトマトリクスに存在するトロイライトは、細粒の Fe-Ni 合金の周囲に存在し、リムを形成している(第 1-8d 図)。トロイライトリムの厚さは 1–10 μm であり、細粒の Fe-Ni 合金の周囲に不均質に存在している。メルトマトリクスに存在するトロイライトは、岩石・鉍物片として存在しているトロイライトと同様に Ni をほとんど含まず、鉄と硫黄が原子比で等量含む(第 1-4 表)。

ガラス質相

ガラス質相は、メルトマトリクスに存在する鉱物間を埋めるように存在し、幅 1–2 μm の網状、もしくは長辺が 50–100 μm 、短辺が 30–100 μm 程度の大きさで、鉱物に囲まれて存在する。ガラス質相は偏光顕微鏡下で無色透明相および茶褐色相に分けられる(第 1-10 図)。無色透明相中には、微量構成鉱物であるクロム鉄鉱およびメリライトが存在する。また、茶褐色相は自形の輝石と共存する。

2つのガラス質相の化学組成、曹長石に近い(第 1-5 表)。2つのガラス質相は K の含有量がわずかに異なり、無色透明ガラスは K に富み($\text{K}_2\text{O} \sim 2 \text{ wt.}\%$)、茶褐色ガラスはカリウムに乏しい($\text{K}_2\text{O} \sim 0.1 \text{ wt.}\%$)(第 1-11 図、第 1-5 表)。2つのガラスは独立して存在しているが、一部で K 成分の多い無色透明ガラス中に K 成分の少ないガラスの共存が確認される。K 成分に富むガラスと共存する K 成分の少ないガラスは楕円形を示し、幅 5 μm 長さ 10 μm である。ラマンスペクトルから、茶褐色相中には斜長石の存在が確認される(第 1-12 図)。

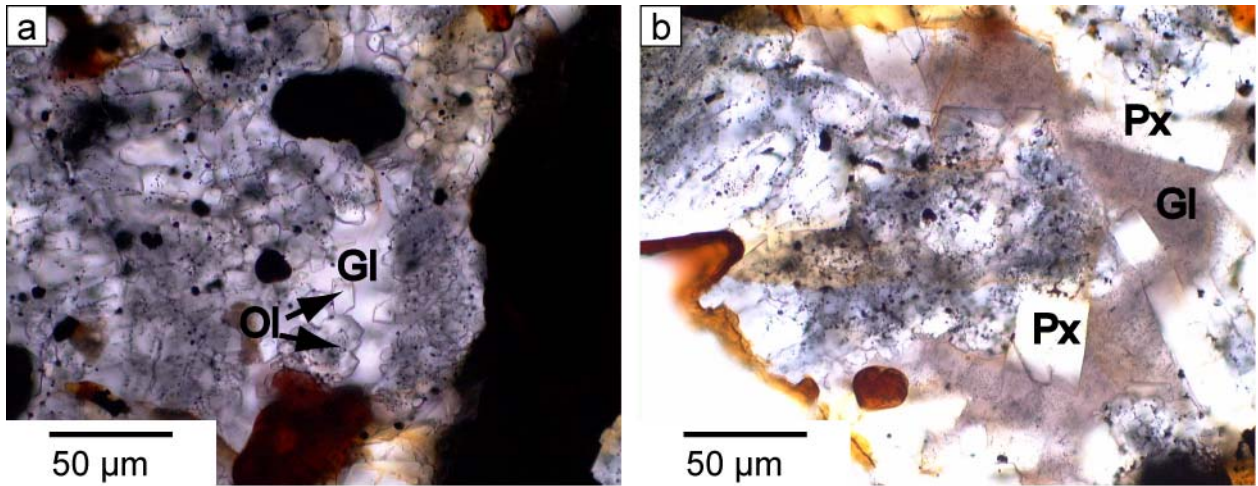
クロム鉄鉱およびメリライト

クロム鉄鉱およびメリライトの化学組成を第 1-6 表に示す。クロム鉄鉱は偏光顕微鏡下で無色透明ガラス中に茶褐色の自形結晶として存在する。SEM による観察では、ガラス中に四角形の自形結晶として観察できる(第 1-8e 図)。鉱物の粒径は $\sim 2 \mu\text{m}$ である。Cr 成分は、 Cr_2O_3 47–60 wt.% と幅がある。メリライトは Fe-Ni 合金の近くに存在するガラス中に存在する(第 1-8f 図)。鉱物の大きさは 10–40 μm であり、半自形~他形を示す。

3) コンドルールおよびシュードモルフコンドルール

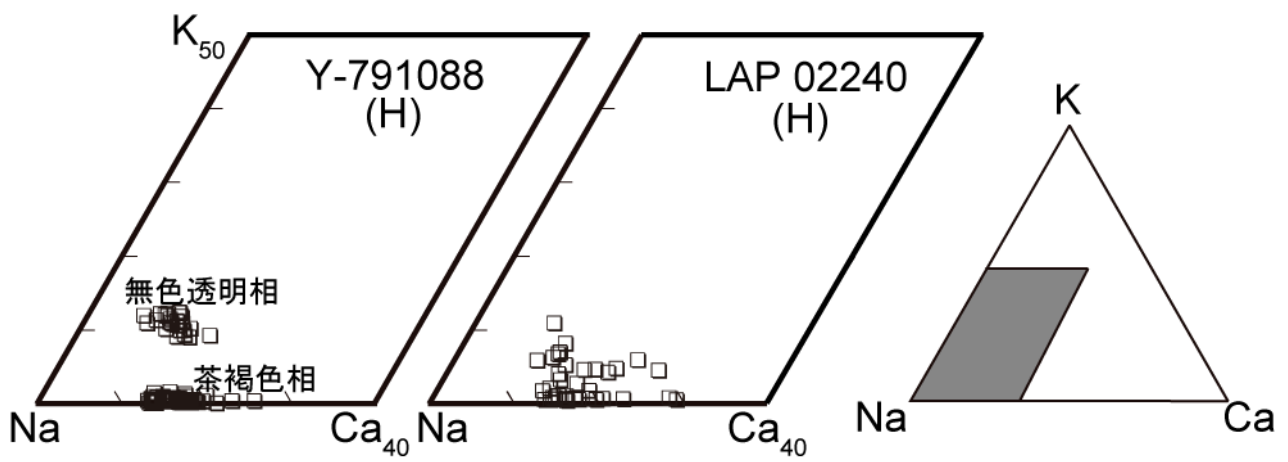
コンドルール片は、長さ ~ 100 –400 μm 幅 ~ 20 –30 μm で平行に配列した棒状のかんらん石および間を埋める輝石構成する棒状かんらん石コンドルール(第 1-4d 図)が確認される。

棒状かんらん石コンドルール中のかんらん石には細粒(1 μm 以下)の Fe-Ni 合金が直線状に配列している。この細粒の Fe-Ni 合金の並びは岩石・鉱物片のかんらん石の産状と同じである。棒状かんらん石コンドルールのかんらん石組成および C.V. は、それぞれ、 Fa_{16-20} (mol %) で、C.V. = 5.0 % (第 1-5c, d 図) である。棒状かんらん石コンドルール中の輝石は、棒状のかんらん石の間を埋めるように存在する。この輝石の組成は $\text{Fs}_{15-17}\text{Wo}_{1-2}$ で均質である(第 1-3 表)。



第 1-10 図 Y-791088 に含まれるガラス質相の光学顕微鏡写真。

a: 無色透明相。自形のかんらん石が晶出している。b: 茶褐色相。ガラス中に自形の輝石が晶出している。Gl: ガラス。Ol: かんらん石。Px: 輝石。

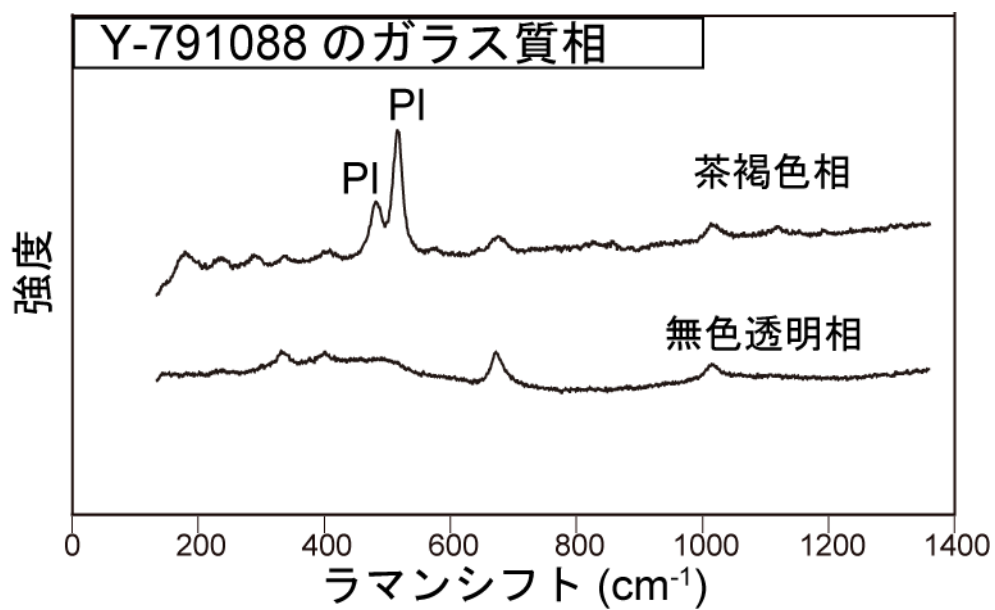


第 1-11 図 Y-791088 および LAP 02240 に含まれるガラス質相の組成（原子比）。
 Y-791088 に含まれる無色透明相は、K に富む組成を示し、茶褐色相は K に乏しい。LAP 02240 に含まれるガラス質相は、Y-791088 に含まれるガラス質相に比べて均質な組成を持つ。

第1-5表 ガラス質相の化学組成 (wt.%)。

	Y-791088		LAP 02240
	褐色	無色透明	無色透明
SiO ₂	65.5 (0.5)	67.8 (0.5)	65.2 (0.5)
TiO ₂	0.41 (0.08)	0.48 (0.08)	0.02 (0.06)
Al ₂ O ₃	19.7 (0.3)	17.0 (0.3)	21.3 (0.3)
Cr ₂ O ₃	0.00	0.10 (0.07)	0.00
FeO	1.4 (0.2)	1.5 (0.2)	1.5 (0.3)
MnO	0.00	0.00	0.00
MgO	0.36 (0.05)	0.5 (0.05)	0.49 (0.05)
CaO	3.23 (0.08)	1.66 (0.06)	2.92 (0.08)
Na ₂ O	9.0 (0.3)	7.9 (0.3)	10.4 (0.3)
K ₂ O	0.07 (0.02)	1.84 (0.06)	0.10 (0.03)
P ₂ O ₅	0.4 (0.2)	1.1 (0.2)	0.2 (0.1)
Total	100.1	99.9	102.1

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。



第 1-12 図 Y-791088 および LAP 02240 に含まれるガラス質相のラマンスペクトル。
Y-791088 に含まれる茶褐色相には、斜長石が含まれている。Pl: 斜長石。

第1-6表 クロム鉄鉱およびメリライトの化学組成

	クロム鉄鉱				メリライト			
	Y-791088		LAP 02240		Y-791088		LAP 02240	
SiO ₂	0.06	(0.03)	0.00		0.03	(0.03)	0.00	
TiO ₂	1.68	(0.06)	1.90	(0.08)	0.00		0.06	(0.04)
Al ₂ O ₃	6.3	(0.1)	6.5	(0.1)	0.05	(0.02)	0.01	(0.01)
Cr ₂ O ₃	58.3	(0.3)	56.4	(0.3)	0.02	(0.02)	0.00	
FeO	22.7	(0.4)	27.6	(0.5)	1.6	(0.1)	0.7	(0.1)
MnO	0.6	(0.1)	1.0	(0.1)	0.11	(0.06)	0.02	(0.02)
MgO	7.1	(0.1)	3.38	(0.08)	3.67	(0.08)	3.68	(0.08)
CaO	0.01	(0.01)	0.02	(0.01)	47.5	(0.2)	47.2	(0.2)
Na ₂ O	0.03	(0.03)	0.03	(0.03)	2.6	(0.1)	2.46	(0.09)
K ₂ O	0.00		0.02	(0.01)	0.02	(0.01)	0.06	(0.01)
P ₂ O ₅	0.03	(0.03)	0.01	(0.01)	44.8	(0.6)	45.7	(0.6)
Total	96.8		96.9		100.4		99.9	

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

自形のかんらん石もしくは輝石と間を埋めるガラスで構成する、円形の組織が観察される(第 1-6d 図)。Fujimaki et al. (1993)は、これらの組織を「シュードモルフコンドルール」とした。斑状かんらん石コンドルール状のシュードモルフコンドルールは、自形のかんらん石結晶の周囲をガラスが埋めている。このコンドルールを構成するかんらん石の組成は Fa_{15-22} (mol %) で、C.V.= 8.3 % である(第 1-5c, d 図; 第 1-2 表)。この組成はメルトマトリクス中のかんらん石と同様に Fe に富む傾向を持つ。

細粒輝石からなるシュードモルフコンドルールは~10–40 μm の細粒の輝石で構成され、鉱物間をガラスが埋めている(第 1-6d 図)。輝石の組成は $\text{Fs}_{11-20}\text{Wo}_{0-30}$ であり(第 1-7 図; 第 1-3 表)、結晶の中心から縁辺部に向かい、Ca 成分が増加する累帯構造を示す。この組成の累帯構造はメルトマトリクスに存在する細粒の輝石と同様の傾向である。

4.2 LAP 02240

LAP 02240 およびペアの隕石である LAP 04614、LAP 04745 は、南極の LaPaz Icefield において発見された(Satterwhite and Righter, 2004)。LAP 02240 の主要構成相は、かんらん石(35%)、輝石(25%)、Fe-Ni 合金およびトロイライトからなる不透明鉱物(22%)、ガラス質相(14%)、空隙(4%)である。そのほかの微量構成相は、クロム鉄鉱とメリライトが認められる。LAP 02240 の組織は、粗粒の岩石・鉱物片(~10%)、細粒のマトリクス(~90%)に分けられる。また、変形した棒状かんらん石コンドルールおよび斑状かんらん石コンドルールも認められる。不透明鉱物の脈を境に、非溶融岩相と溶融岩相が接している(第 1-2 図)。溶融岩相は黒色を呈する。

岩石・鉱物片は、粒径 50–400 μm 程度の他形を示すかんらん石、Fe-Ni 合金から構成され、一部にかんらん石の割れ目を埋めるように存在する輝石も認められる(第 1-13a 図)。

マトリクスは、粒径~10–30 μm 程度の自形を示すかんらん石、長柱状の輝石、八面体結晶をしめすクロム鉄鉱、円形を示す Fe-Ni 合金およびリムに存在するトロイライト、および鉱物間を埋めるガラス質相から構成される(第 1-13b 図)。このマトリクスを Y-791088 同様にメルトマトリクスと呼ぶ。

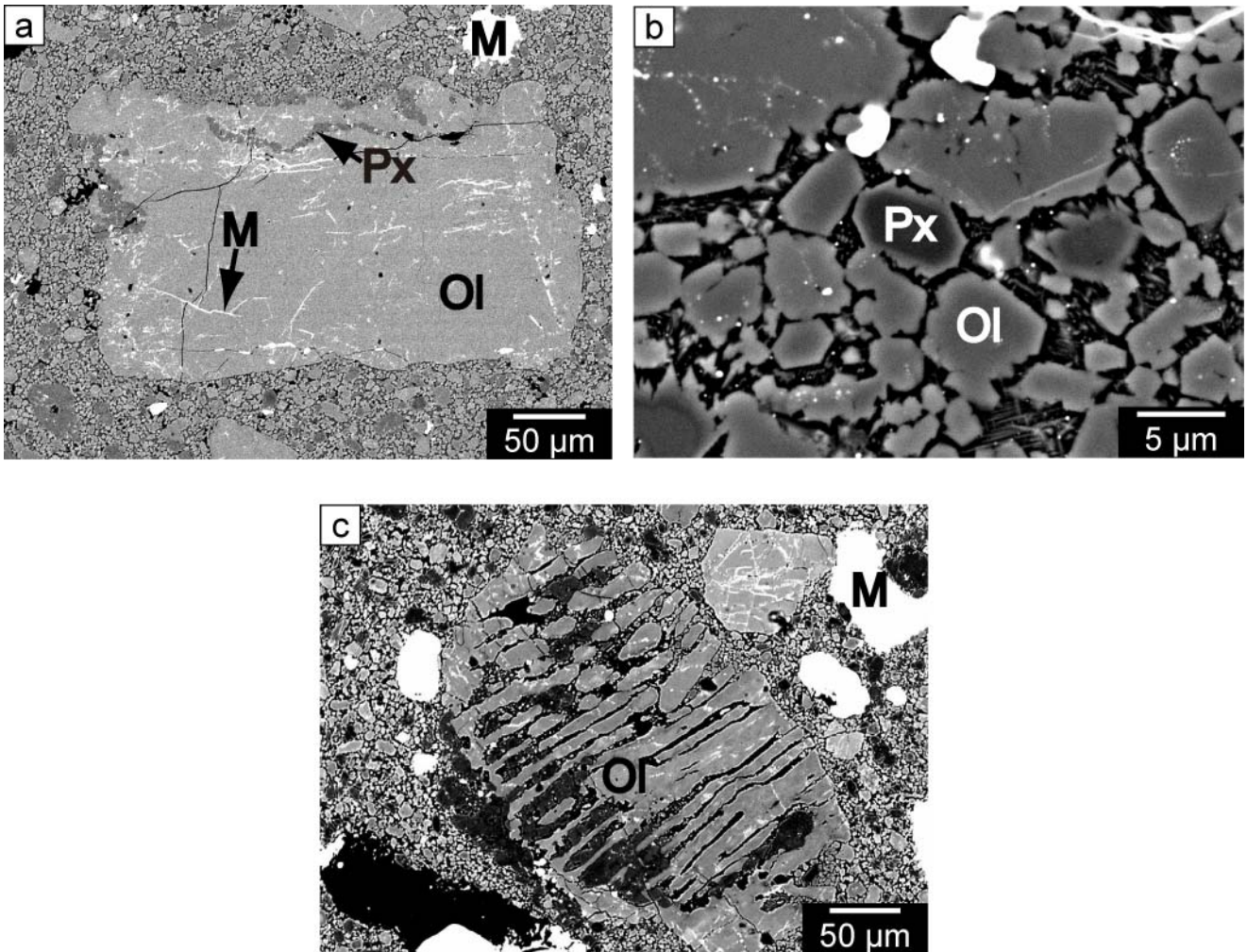
コンドルール片は長径 300–600 μm 、短径 200–300 μm の楕円形を示す。コンドルールの組織は、50–200 μm の自形から半自形のかんらん石から構成される斑状かんらん石コンドルール、幅 10–20 μm 、長さ 50–100 μm の棒状のかんらん石から構成する棒状かんらん石コンドルール(第 1-13c 図)を示す。

1) 岩石・鉱物片

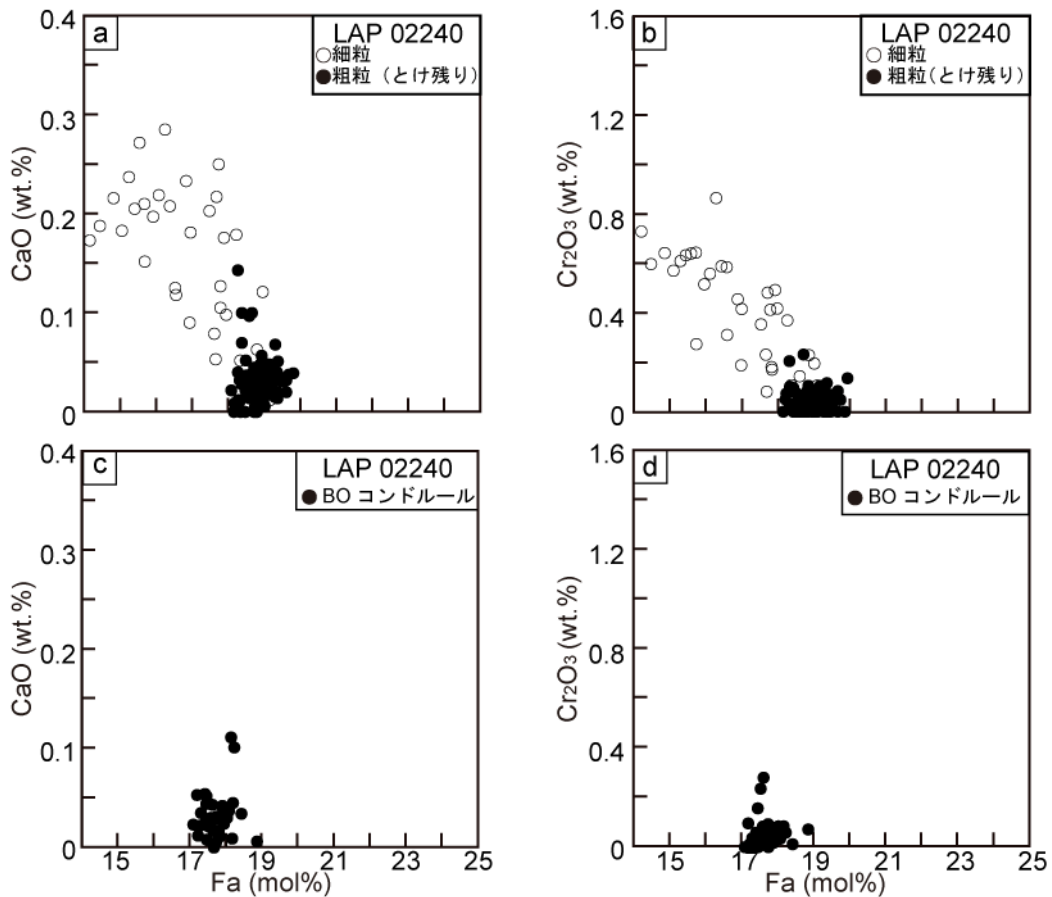
岩石・鉱物片は、粒径(50–400 μm) の他形を示すかんらん石および Fe-Ni 合金から構成される。一部にかんらん石の割れ目を埋めるように存在する輝石も認められる。各鉱物の特徴を以下に示す。

かんらん石

かんらん石は、粒径~400 μm の他形を示す(第 1-13a 図)。偏光顕微鏡下において波動消光を示すが、モザイク構造およびダークニングは認められない(第 1-2 図)。かんらん石中には直線状の割れ目が存在し、その割れ目に沿って、細粒(1 μm 以下)の不透明鉱物(Fe-Ni 合金)が直線状に配列している。かんらん石の組成は、 Fa_{18-20} (mol%)、CaO および Cr_2O_3 はそれぞれ~0.35 wt.%、~0.2 wt.% で均質であり(C.V.= 2.2%)(第 1-14a, b 図; 第 1-2 表)、平衡 H コンドライト中のかんらん石の組成と一致している(Keil and Fredriksson, 1964)。



第 1-13 図 LAP 02240 に含まれるかんらん石、輝石、コンドルール電子顕微鏡写真（後方散乱電子像）。
 a: とけ残りかんらん石は、不定形である。細粒の F-Ni 合金を含む。b: 細粒基質の拡大写真。自形もしくは骸晶状のかんらん石、輝石がガラス中に晶出している。c: とけ残っている棒状かんらん石コンドルール。コンドールの形状は変形している。Ol: かんらん石。Px: 輝石。M: Fe-Ni 合金。



第 1-14 図 LAP 02240 に含まれるかんらん石の組成。

a: 溶解残りかんらん石および細粒かんらん石の Fa-CaO 組成図。細粒のかんらん石はとけ残りかんらん石に比べて、Mg に富む組成を持つ。b: 溶解残りかんらん石および細粒かんらん石の Fa-Cr₂O₃ 組成図。c: 棒状かんらん石コンドルールの Fa-CaO 組成図。d: 棒状かんらん石コンドルールの Fa-Cr₂O₃ 組成図。BO: 棒状かんらん石。

Fe-Ni 合金

Fe-Ni 合金は丸みを帯びた不定形を示し、粒径は 400–600 μm であり(第 1-15a 図)、トロイライトが周囲を覆っている。SEM による組成像では、Y-791088 に含まれる Fe-Ni 合金と同様にいくつかのコントラストが観察される(第 1-15a 図)が、その多くは、ニッケルの含有量は 6–10 wt.% のマルテンサイトである(第 1-9c 図; 第 1-4 表)。細粒のカマサイトおよびテーナイトの混合である、プレッサイトも観察された。また、薄片を横断するように長さ約 1 cm にわたり、Fe-Ni 合金の脈(幅 10–20 μm)が観察される(第 1-2 図)。

2) メルトマトリクス

メルトマトリクスは細粒(~30 μm)のかんらん石、輝石、Fe-Ni 合金、トロイライト、クロム鉄鉱から構成され、これらの鉱物の間をガラスが埋めている(第 1-13b 図)。

かんらん石

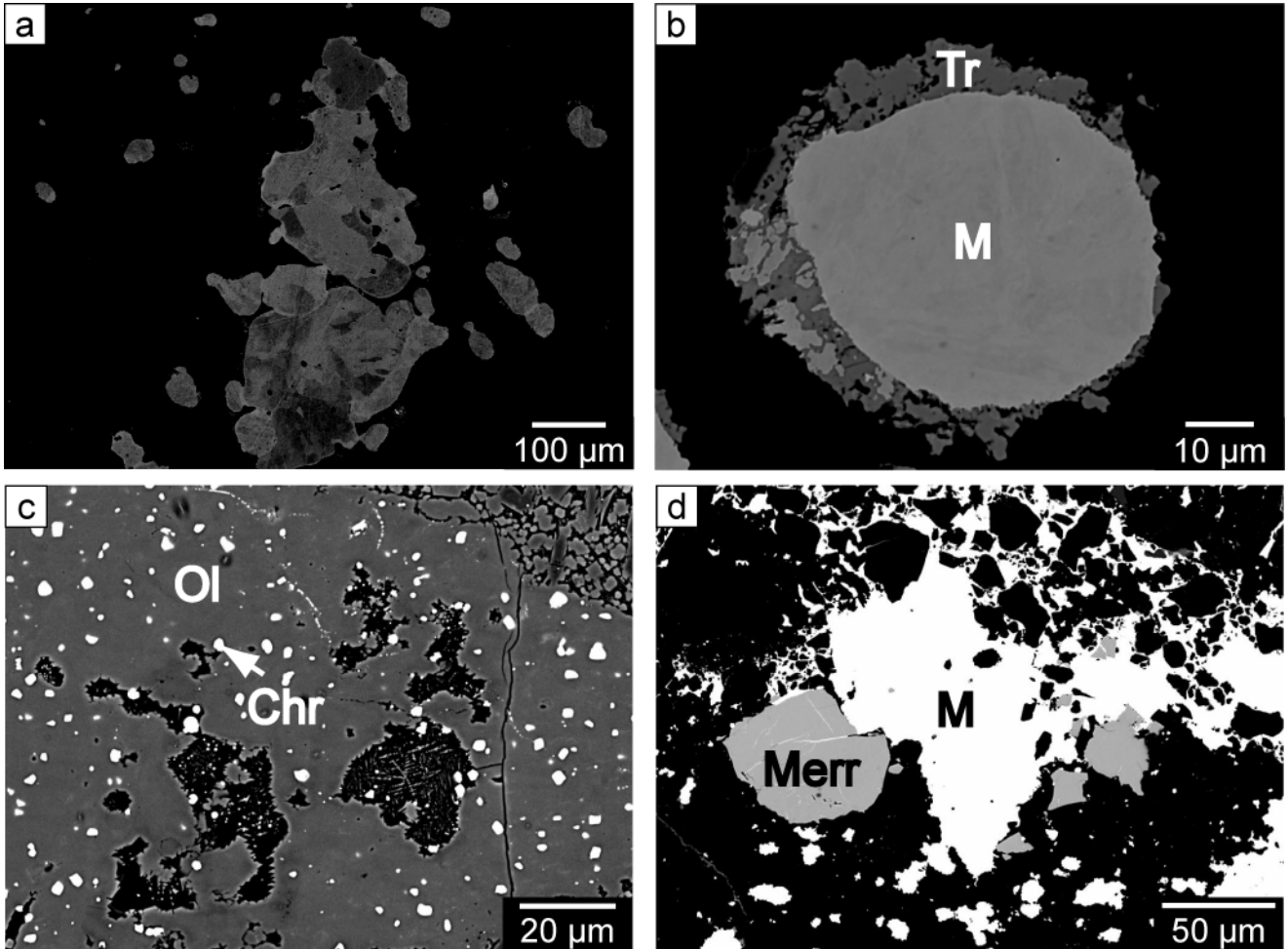
かんらん石は、薄片上で自形もしくは骸晶状の結晶(粒径~5 μm)を示し、ガラス中に晶出している(第 1-13b 図)。メルトマトリクスに存在するかんらん石の組成および C.V. はそれぞれ Fa_{14-20} (mol %), C.V.= 9.2 % であり(第 1-14a, b 図; 第 1-2 表)、岩石・鉱物片として存在しているかんらん石よりも Mg に富み、不均質な組成を示している。メルトマトリクスに存在するかんらん石中の CaO (~0.3 wt.%) および Cr_2O_3 (~0.9 wt.%) の含有量は、岩石鉱物片として観察できるかんらん石中の CaO および Cr_2O_3 含有量よりも富んでいる。

輝石

輝石は、自形(粒径は~30 μm)を示し、ガラス中に晶出している(第 1-13b 図)。輝石組成は $\text{Fs}_{11-17}\text{Wo}_{01-7}$ であり(第 1-7 図; 第 1-3 表)、結晶の中心から縁辺部に向かい Ca 成分が増加する累帯構造を示す。Ca 成分に富む輝石は観察できない。

Fe-Ni 合金

Fe-Ni 合金は球形を示しており、~50 μm である(第 1-15b 図)。周囲にトロイライトのリムを伴っている。組成は不均質であり、Ni の含有量(5–10 wt.%) は Y-791088 のメルトマトリクス中に存在する Fe-Ni 合金(5–30 wt.%) よりも狭い組成範囲を示す(第 1-9d 図; 第 1-4 表)。



第 1-15 図 LAP 02240 に含まれる Fe-Ni 合金、クロム鉄鉱、メリライトの電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)。
 a: 粗粒の Fe-Ni 合金。不定形であり、内部組織は乱されている。b: 細粒の Fe-Ni 合金。円形を示し、周囲に
 トロイライトのリムを伴う。c: 自形のクロム鉄鉱。とけ残りの輝石と共存している。d: メリライト。Fe-Ni
 合金およびガラスと共存する。M: Fe-Ni 合金。Tr: トロイライト。Ol: かんらん石。Chr: クロム鉄鉱。Merr: メ
 リライト。

その他の構成相

トロイライトは、細粒の Fe-Ni 合金の周囲にリムを形成している(第 1-15b 図)。トロイライトリムの厚さは 1-10 μm であり、Fe-Ni 合金の周囲に不均質に存在している。ガラス質相はメルトマトリクスに存在する鉍物間を埋めるように存在し、K に乏しく ($\text{K}_2\text{O} \sim 0.10 \text{ wt.}\%$) 曹長石に近い化学組成を持つ(第 1-11 図; 第 1-5 表)。クロム鉄鉍およびメリライトの化学組成を第 1-6 表に示す。クロム鉄鉍(粒径 $\sim 2 \mu\text{m}$)は自形もしくは他形結晶として存在する。クロム鉄鉍の集合体は、かんらん石の鉍物片のなかで観察された(第 1-15c 図)。クロム鉄鉍の組成は H コンドライトの組成範囲である(Krot et al., 1993)。メリライトの大きさは $< 50 \mu\text{m}$ であり、Fe-Ni 合金の近くに存在するガラス中に存在する(第 1-15d 図)。

3) コンドルール

LAP 02240 に含まれるコンドルールの組織は、棒状かんらん石コンドルールである(第 1-13c 図)。棒状かんらん石コンドルールのマトリクス部分には、輝石が結晶化している。コンドルール中のかんらん石の組成および C.V. は Fa_{17-20} (mol %) および C.V. = 2.9 % であり(第 1-14c, d 図; 第 1-2 表)、平衡 H コンドライトに含まれるかんらん石の組成範囲と一致する(Keil and Fredriksson, 1964)。

5 議論

5.1 Y-791088; 静的環境下で形成した衝撃溶融 H コンドライト

Y-791088 には岩石・鉱物片として、かんらん石、輝石、Fe-Ni 合金、トロイライトが存在し、他形もしくは不定形を示す。岩石・鉱物片は、波状消光や、乱された化学組成の累帯など、いくつかの衝撃変成の特徴を持つ。かんらん石、輝石の組成は平衡 H コンドライトに含まれるかんらん石、輝石の組成と一致し、均質である。また、かんらん石および輝石は、割れ目に沿って、細粒(1 μm 以下)の Fe-Ni 合金およびガラスが存在している。かんらん石、輝石のダークニングは、割れ目に存在する Fe-Ni 合金に起因する。これら岩石・鉱物学的特徴は、岩石・鉱物片として観察される鉱物は、衝撃による溶融を免れたとけ残り物質であることを示す。衝撃によりダークニングしているかんらん石の CaO 含有量(≤ 0.35 wt.%)は、平衡 H コンドライト(H4-6)に含まれるかんらん石の CaO 含有量(< 0.05 wt.%)よりも高く、非平衡コンドライトに含まれるかんらん石の特徴(Scott and Taylor, 1993; Kimura et al., 2002)に近い。一方、衝撃によるダークニングを起こしていないかんらん石の CaO 含有量(0.05 wt.%)は、平衡コンドライトに含まれるかんらん石と同程度である。Yamaguchi et al. (1999)は、Ramsdorf (L)に含まれる、とけ残りかんらん石が CaO 成分を多く含む傾向を報告しており、この組成の傾向はかんらん石が衝撃溶融時に Ca 成分を獲得した可能性があるとした。Y-791088 に含まれるとけ残りかんらん石中の割れ目に沿って、かんらん石のオーバークロースが観察された。衝撃によるダークニングを起こしたかんらん石に見られる高い CaO 含有量は、オーバークロースしたかんらん石に起因すると考えられる。とけ残りかんらん石および輝石の Fe-Mg 組成が平衡 H コンドライトに一致し、割れ目には Fe-Ni 合金が存在している。このことは鉱物の割れ目に沿って存在する金属は、かんらん石および輝石中に含まれる 2 価鉄が還元されて形成したものではないことを示しており、衝撃により鉱物に割れ目が形成され、その割れ目に沿ってガラスとともに Fe-Ni 合金が侵入したと考えられる。

H コンドライトに含まれる Fe-Ni 合金は、主にカマサイトとテーナイトの 2 つの相に区別される。Y-791088 中にカマサイト、テーナイトともに確認できるが、その境界は明瞭ではない。これは、衝撃加熱によって、サブソリダスでカマサイトとテーナイトが反応したと考えられる。

メルトマトリクスに観察されたかんらん石、輝石、クロム鉄鉱は、それぞれ自形を示し、Fe-Ni 合金は円形を示しトロイライトのリムを伴っている。さらに、これらの鉱物はガラスの中に存在しており、組成は不均質である。ガラスの中に自形結晶として存在している産状から、メルトマトリクスに見られるこれらの鉱物は衝撃溶融したメルトから結晶化したと考えられる。

組成が均質な粗粒かんらん石コンドルール、棒状かんらん石コンドルールは、岩石・鉍物片として存在するかんらん石と同じ岩石・鉍物学的特徴を示しており、衝撃溶融を免れたことを示している。不均質な組成を示すコンドルール片は、細粒かんらん石コンドルール、細粒輝石コンドルールであり、メルトマトリクスに存在する自形のかんらん石および輝石の岩石・鉍物学的特徴と一致する。不均質な組成、自形結晶、鉍物間のガラスの存在は衝撃により溶融したメルトから結晶化し、薄片上でコンドルール状に観察されたものと推測できる。メルトから生じたコンドルール状の組織は、Fujimaki et al. (1993)により「シュードモルフコンドルール」、Yamaguchi et al. (1999)によって「コンドルールゴースト」として記載された。とけ残り棒状かんらん石コンドルールの存在およびかんらん石、輝石の均質な組成は、衝撃溶融を受ける前の Y-791088 の起源物質は H4-5 の変成を受けた物質であった可能性を示す。

Y-791088 に含まれるカリウム成分の異なる 2 種類のガラスは、起源物質の不均質性を反映していると考えられる。2 種類のガラスの存在、シュードモルフコンドルールの存在は、Y-791088 は衝撃溶融時に機械的な混合は受けておらず、静的な環境で形成されたことを示す。

Y-790964 (LL) および Y-790519 (LL) の粗粒鉍物からなる岩相は、Y-791088 と似た岩石・鉍物岩的特徴を示している(第 1-15 図)。これらのサンプルは、Y-791088 と同様にシュードモルフコンドルール、2 種類の異なる組成を持ったガラスを含む。メルトから結晶化したかんらん石は、とけ残りかんらん石に比べ、鉄に富む組成を示す(Sato et al., 1982; Okano et al., 1990)。これらのことは、Y-791088(H)、Y-790964(LL)、Y-790519(LL)は、コンドライトの化学グループの違いはあるが、静的な環境下での衝撃変成作用を経験したことを示している。

5.2 LAP 02240; 動的環境下で形成した衝撃溶融 H コンドライト

岩石・鉍物片として存在しているかんらん石および Fe-Ni 合金には、他形もしくは不定形の形態、均質な組成、かんらん石中の割れ目および割れ目に沿った Fe-Ni 合金の存在といった特徴を持つ。これらの岩石・鉍物学的特徴は、岩石・鉍物片として存在するかんらん石および Fe-Ni 合金は、衝撃による溶融を免れたとけ残り物質であることを示している。細粒の Fe-Ni 合金は、Y-791088 のとけ残りかんらん石中の Fe-Ni 合金よりも少ないため、かんらん石はダークニングを起こしていない。このことは、割れ目に沿った Fe-Ni 合金の侵入は起こらなかったことを示す。メルトマトリクスは、細粒で自形を示す結晶および鉍物間を埋めるガラスで構成され、メルトマトリクスは衝撃により生じたメルトから形成したと考えられる。

コンドルール片は内部組織を容易に認識でき、その組織は、棒状かんらん石コンドルールと一致する。コンドルール片を構成するかんらん石および輝石の化学組成は、とけ残りのかんらん石の組成と同様に均質であり、平衡 H コンドライトに含まれるかんらん石、輝石の組成に一致する。内部組織が保存されていること、組成が平衡 H コンドライトに一致し均質であることは、コンドルール片は衝撃溶融を免れたとけ残りであることを示している。

Y-790519(LL)の細粒岩相と LAP 02240 は、同様の岩石学的特徴を持つ(第 1-15 図)。どちらの隕石も、Fe-Ni 合金からなるベインを岩相の境界に伴い、メルト中に多くの細粒 Fe-Ni 合金が存在し、メルトマトリクスに存在する細粒かんらん石の組成はマグネシウムに富む(Sato et al., 1982; Okano et al., 1991)。LAP 02240 の Fe-Ni 合金のベインは、とけ残り岩相と衝撃溶融岩相の境界に存在しており、変形した斑状オリビンコンドルールを伴う。Stöffler et al. (1991) は、地球上のクレーターの岩石学的観察をもとに、Fe-Ni 合金のベインおよび珪酸塩のメルトは、衝撃現象によってメルトがダイクに挿入されたことで形成したと結論付けた。変形したコンドルールがベイン中に存在していることは、衝撃により生じたメルトは、固化するまで流動していたことを示している。

5.3 Y-791088 と LAP 02240 の比較

Y-791088 の細粒のメルトマトリクスに存在するかんらん石および輝石はとけ残りのかんらん石、輝石に比べて不均質で鉄成分に富んだ組成を示す。一方、LAP 02240 のメルトマトリクスに存在する細粒のかんらん石は、とけ残りのかんらん石に比べて Mg 成分に富む組成を示している。この特徴は、Y-791088 および Y-790519(Sato et al., 1982)のメルトマトリクスに存在するかんらん石とは逆の傾向である。メルトマトリクスに存在する Fe-Ni 合金のモード比は、LAP 02240 (22 %)に比べて Y-791088 (19 %)のほうが少ない。LAP 02240 中の細粒かんらん石および輝石の Mg に富む組成は、メルトマトリクスに存在する Fe-Ni 合金のモード比を反映している可能性がある。LAP 02240 に観察される Fe-Ni 合金およびトロイライトのベインは、衝撃溶融岩相と非溶融岩相の間に存在する。これは、岩石の溶融に伴い、珪酸塩メルトと Fe-Ni-FeS のメルトの不混和により分離したことに起因すると考えられる。これらの岩石学的特徴を持つ LAP 02240 および Y-790519 (細粒岩相)を「動的メルト(Mobilized-melt)」と分類する。

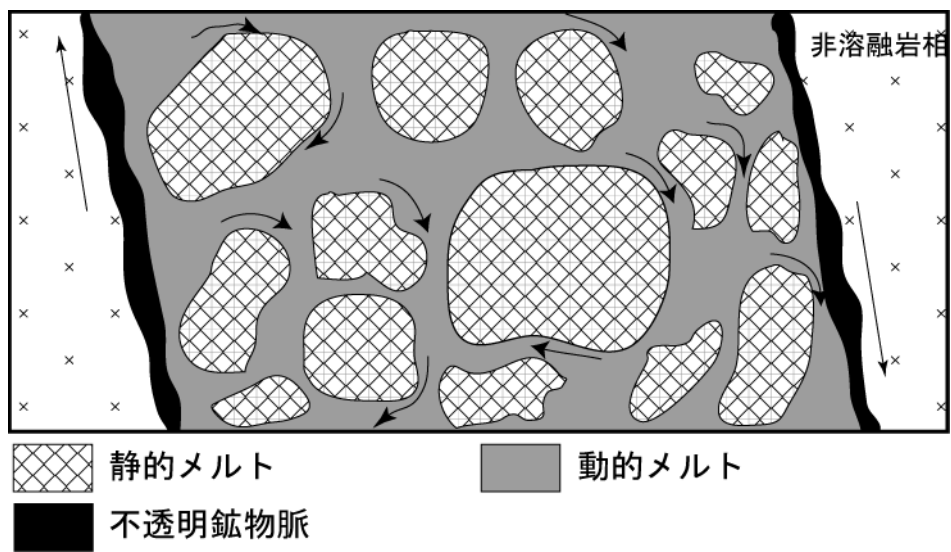
前述のように、Y-791088、Y-790964、Y-790519 (粗粒岩相)は同様の岩石学的特徴を持つ。本論では、これらの岩石を、「静的メルト(Quiescent-melt)」と分類する。Y-791088 には、とけ残りの輝石が存在するが、Y-790964(LL)には観察できなかった。これらのことは、Y-791088 は Y-790964 に比べて衝撃溶融度

が低い、もしくは、衝撃圧の持続時間が短かったことに起因すると考えられる。Ramsdorf (L)の岩石組織は、Y-791088の組織と類似していることから、Y-791088と同様の衝撃変成のプロセスを経験していると考えられる。Ramsdorfには、とけ残り物質の存在はまれで、ほぼ全溶解している(Yamaguchi et al., 1999)。Y-791088、Y-790964、Y-790519(粗粒岩相)、Ramsdorfはいずれも異なる衝撃溶解度をもつが、メルトから結晶化したコンドルール状の組織(シュードモルフコンドルール)を持つ。これらのことは、LAP 02240のような「動的メルト」との違いは、衝撃溶解度の違いにより生じているのではなく、機械的な混合(剪断応力による)の差により生じていると考えられる。

5.4 地質学的セッティング

Y-791088 および LAP 02240 の衝撃溶解の特徴は、それぞれ Y-790964 および Y-790519 (細粒岩相)と一致する。Y-790519 では、動的メルトと静的メルトが一つの薄片内で共存しており、2種類の衝撃溶解岩(動的メルトと静的メルト)は同一の衝撃現象で形成可能であることを示している。クレータを作るような高速(数キロメートル/秒)で衝突体が母天体に衝突すると、クレーターの中心付近で衝撃溶解岩が形成する(Melosh, 1984; Stöffler et al., 1991)。衝撃溶解岩を形成するためには、75–90 GPa の衝撃圧が必要である(Stöffler et al. 1991)。また、衝撃溶解の度合いは、衝撃を受ける岩石の空隙率により異なるとされている(Schaal et al., 1979)。衝撃実験によって、空隙率の多いコンドライト物質は、空隙率の少ない岩石よりも、より低い圧力(45–65 GPa)で衝撃溶解することが確認された(Hörz et al., 2005; Kitamura et al., 1992)。これらのことは、コンドライト母天体表面にあるレゴリスでは、より衝撃溶解しやすいことを示している。

LAP 02240 では、非溶解岩相と衝撃溶解岩相の境界に、Fe-Ni 合金およびトロイライトからなるベインと、変形したコンドルールが確認された。この不透明鉱物のベインは、小さなダイクもしくは巨大なベイン中で、Fe-Ni-FeS のメルトが流動することにより、周囲の冷たい非溶解コンドライトに接触し、急冷したことで形成したと考えられる(Stöffler et al., 1991; Bogard et al., 1995)。Y-790519 では、動的メルトと静的メルトが同一薄片内で接して観察された。また、LAP 02240 では非溶解のコンドライトとの境界が、薄片内で観察できる。このことは、2種類のメルトは、母天体に生じたダイク(もしくはベイン)中で同時に形成可能であることを示している(第 1-16 図)。



第 1-16 図 普通コンドライトの衝撃溶融岩の地質学的モデル。

2つのメルト(動的メルト、静的メルト)は薄いダイクもしくは厚いベイン中で形成した。非溶融岩相との境界では冷却が速く、LAP 02240 で観察されるような不透明鉱物の脈を形成した。2つのメルトは Y-790519 で観察できるように、同一の脈の中で形成可能である。機械的な破壊の影響が少ないことにより、Y-791088 のような静的メルトが形成した。2つのメルトの違いは、熔融度の違いのみならず、剪断応力の差によると考えられる。矢印は動きの方向を示す。

5.5 Y-791088 および LAP 02240 の熱史

Y-791088(静的メルト)

Y-791088 は、多くのとけ残り物質(かんらん石、輝石)を含んでいる。このことは、Y-791088 が経験した最高到達温度は、輝石の溶融温度である~1500 °C 程度 (相図より) であることを示している。メルトマトリクスに存在している自形のかんらん石、輝石の粒径は~20 μm であり、LAP 02240 のメルトマトリクスに含まれる自形のかんらん石、輝石(~5 μm)よりも大きい。Y-791088(静的メルト)はLAP 02240(動的メルト)に比べてゆっくりとした冷却により形成したと考えられる。

LAP 02240(動的メルト)

LAP 02240 にはとけ残り物質として、かんらん石の鉍物片が観察された。このことは、LAP 02240 が経験した最大温度は、かんらん石の溶融温度の~1800 °C 程度 (相図より) であったことを示している。衝撃溶融により生じたメルトでは、珪酸塩メルトと Fe-Ni-FeS メルトが、不混和により分離した(Benedix et al., 2008; Mittlefehldt and Lindstrom, 2001)。Fe-Ni-FeS メルトはダイク(ベイン)の壁面で冷たい非溶融岩と接触することにより形成した。Cheek and Kring(2008)は、LAP 02240 の冷却速度を見積もり、~10 °C/秒を報告している。この冷却速度の見積もりは、本研究で観察した岩石学的特徴と矛盾しない。

6 結論

岩石学的・鉱物学的観察によって、2つの異なる特徴を持つHコンドライト(Y-791088およびLAP 02240)衝撃溶融岩の形成環境を明らかにした。Y-791088は静的な環境下で形成し、LAP 02240は動的な環境下で形成した。2つのメルト（動的メルトおよび静的メルト）は、同一の衝撃現象で形成可能であることを示している。2つの衝撃溶融岩はダイク(もしくはベイン)で同時に形成した。2種類のメルトの特徴は、溶融の程度の差だけではなく、機械的な混合(剪断)により生じた。

7 参考文献

- Akridge, G., Benoit, P.H., Sears, D.W., 1998. Regolith and megaregolith formation of H-chondrites: Thermal constraints on parent body. *Icarus*, 132, 185–195.
- Bence, A.E., Albee, A.L., 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicate and oxides. *Jour. Geol.*, 76, 382–403.
- Benedix, G.K., Ketcham, R.A., Wilson, L., McCoy, T.J., Boagrd, D.D., Garrison, D.H., Herzog, G.F., Xue, S., Klein, J., Middleton, R., 2008. The formation and chronology of the PAT 91501 impact-melt L chondrite with vesicle–metal–sulfide assemblages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 2417–2428.
- Bennett, M.E., McSween, H.Y. Jr., 1996. Revised model calculations for the thermal histories of ordinary chondrite parent bodies. *Meteorit. Planet. Sci.* 31, 783–792.
- Bogard, D.D., Garrison, D.H., Norman, M., Scott, E.R.D., Keil, K., 1995. ^{39}Ar – ^{40}Ar age and petrology of Chico: Large-scale impact melting on the L chondrite parent body. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1383–1399.
- Bouvier, A., Wadhwa, M., Bullock, E.S., MacPherson, G.J., 2010. Pb–Pb dating of a CAI from the reduced CV3 chondrite Vigarano. *Meteorit. Planet. Sci.* 45, A20.
- Cheek, L.C., Kring, D.A., 2008. Cooling rate determination for H chondrite impact melt breccia LAP 02240. *Lunar Planet.Sci. Conf. XXXIX*, #1169 (abstract).
- Dodd, R.D., 1981. *Meteorites, a Petrologic-Chemical Synthesis*. Cambridge University Press, New York.
- Folco, L., Bland, P.A., D’Orazio, M., Franchi, I.A., Kelley, S.P., Rocchi, S., 2004. Extensive impact melting on the H-chondrite parent asteroid during the cataclysmic bombardment of the early solar system: Evidence from the achondritic meteorite Dar al Gani 896. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2379–2397.
- Fujimaki, H., Ishikawa, K., Kojima, H., Yanai, K., Aoki, K., 1993. Rb–Sr age of an impact event recorded in Yamato–791088 H chondrite. *Proc. NIPR Symp. Antarct.Meteorites* 6, 364–373.
- Göpel, C., Manhès, G., Allgèle, C. J., 1994. U–Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 153–171.

- Hörz, F., Cintala, M.J., See, T.H., Le, L., 2005. Shock melting of ordinary chondrite powders and implications for asteroidal regoliths. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 1329–1346.
- Keil, K., Fredriksson, K., 1964. The iron, magnesium, and calcium distribution in coexisting olivines and pyroxenes of chondrites. *Jour. Geophys. Res.* 69, 3487-3515.
- Kimura, M., Hiyagon, H., Palme, H., Spettel, B., Wolf, D., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Sato, T., Suzuki, A., Kojima, H., 2002. Yamato 792947, 793408 and 82038: The most primitive H chondrites, with abundant refractory inclusions. *Meteorit. Planet. Sci.* 37, 1417–1434.
- Kitamura, M., Tsuchiyama, A., Watanabe, S., Syono, Y., Fukuoka, K., 1992. Shock recovery experiments on chondritic materials, in: Syono, Y., Manghnani, M.H.(Eds.), *High-Pressure Research: Application to Earth and Planetary Science*. pp. 333–340, Terrapub., AGU.
- Kring, D.A., Swindle, T.D., Britt, D.T., Grier, J.A., 1996. Cat Mountain: A meteoritic sample of an impact-melted asteroid regolith. *Jour. Geophys. Res.* 101, 29353–29371.
- Kring, D.A., Hill, D.H., Gleason, J.D., Britt, D.T., Consolmagno, G.J., Farmer, M., Wilson, S., Haag, R., 1999. Portales Valley: A meteoritic sample of brecciated and metal-veined floor of an impact crater on an H-chondrite asteroid. *Meteorit. Planet. Sci.* 36, 439–457.
- Krot, A., Ivanova, M.A., Wasson, J.T., 1993. The origin of chromatic chondrules and the volatility of Cr under a range of nebular conditions. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 119, 569–584.
- Melosh, M.J., 1984. Impact ejection, and the origin of meteorites. *Icarus* 59, 234–260.
- Mittlefehldt, D.W., Lindstrom, M.M., 2001. Petrology and geochemistry of Patuxent Range 91501, a clast-poor impact melt from the L-chondrite parent body and Lewis Cliff 88663, an L7 chondrite. *Meteorit. Planet. Sci.* 36, 439–457.
- Miyamoto, M., Fujii, N., Takeda, H., 1981. Ordinary chondrite parent body: an internal heating model. *Proc. 12th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 1145–52.

- Norman, M.D., Mittlefehldt, D.W., 2002. Impact processing of chondritic planetesimals: Siderophile and volatile element fractionation in the Chico L chondrite. *Meteorit. Planet. Sci.* 37, 329–344.
- Okano, O., Misawa, K., Nakamura, N., Honma, H., Goto, H., 1984. A preliminary study of Rb-Sr systematics and trace element abundances on impact-melted LL- chondrites from Antarctica. *Mem. NIPR. Spec. Issue* 35, 285–297.
- Okano, O., Nakamura, N., Nagao, K., 1990. Thermal history of the shock-melted Antarctic LL-chondrites from the Yamato-79 collection. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 3509–3523.
- Rubin, A.E., 1995. Fractionation of refractory siderophile elements in metal from the Rose City meteorite. *Meteoritics* 30, 412–417.
- Rubin, A.E., Ulf-Møller, F., Wasson, J.T., Carlson, W.D., 2001. Portales Valley meteorite breccia: Evidence for impact-induced melting and metamorphism of an ordinary chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 323–342.
- Ruzicka, A., Killgore, M., Mittlefehldt, D.W., Fries, M.D., 2005. Portales Valley: Petrology of a metallic-melt meteorite breccia. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 261–295.
- Sato, G., Takeda, H., Yanai, K., Kojima, H., 1982. Impact-melted LL-chondrites of Yamato 79-collection. 7th Symp. *Antarct. Met.*, 9–10.
- Satterwhite, C., Righter, K., 2004. Antarctic Meteorite News Letter 27, Number 3. NASA Johnson Space Center, Houston.
- Schaal, R.B., Hörz, E., Thompson, T.D., Bauer, J.F., 1979. Shock metamorphism of granulated lunar basalt. *Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 2574–2571.
- Scott, E.R.D., Taylor, G.J., 1983. Chondrules and other components in C, O and E chondrites: Similarities in their properties and origins. *Jour. Geophys. Res.* 88, Supplement, B275–B286.

- Sears, D.W.G., Weeks, K.S., 1983. Chemical and physical studies of type 3 chondrites: 2. Thermoluminescence of sixteen type 3 ordinary chondrites and relationships with oxygen isotopes. *Jour. Geophys. Res.* 88, B301–B311.
- Sears, D.W.G., Hasan, F.A., Batchelor, J.D., Lu, J., 1991. Chemical and physical studies of type 3 chondrites–XI: Metamorphism, pairing, and brecciation of ordinary chondrites. *Proc. Lunar Planet. Sci.*, 21, 493–512.
- Stöffler, D., Keil, K., Scott, E.R.D., 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3845–3867.
- Swindle, T.D., Isachsen, C.E., Weirich, J.R.W., Kring, D.A., 2009. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of H-chondrite impact melt breccias. *Meteorit. Planet. Sci.* 44, 747–762.
- Taylor, G. J., Maggiore, P., Scott, E. R. D., Rubin, A. E., Keil, K. 1987. Original structures, and fragmentation and reassembly histories of asteroids: Evidence from meteorites. *Icarus* 69, 1–13.
- Trieloff, M., Jessberger, E.K., Herrwerth, I., Hopp, J., Fiéni, C., Ghélis, M., Bourot-Denise, M., Pellas, P., 2003. Structure and thermal history of the H-chondrite parent asteroid revealed by thermochronometry. *Nature* 422, 502–506.
- Yamaguchi, A., Scott, E.R.D., Keil, K., 1998. Origin of unusual impact melt rocks, Yamato-790964 and -790143 (LL-chondrites). *Antarct. Meteorit. Res.* 11, 18–31.
- Yamaguchi, A., Scott, E.R.D., Keil, K., 1999. Origin of a unique impact-melt rock – the L-chondrite Ramsdorf. *Meteorit. Planet. Sci.* 34, 49–59.
- Yanai, K., Kojima, H., 1995. *Catalog of the Antarctic Meteorites*. Nat. Inst. Polar Res., Tokyo.
- Yolcubal, I., Sack, R.O., 1997. Formation conditions of igneous regions in ordinary chondrites: Chico, Rose City, and other heavily shocked H and L chondrites. *Jour. Geophys. Res.* 102, 21589–21611.

2 章 衝撃変成によるバデレアイト中の U-Pb 同位体系への影響評価

1 緒言

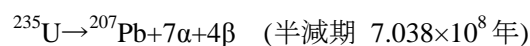
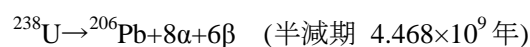
1.1 衝撃変成を受けた隕石の年代学研究

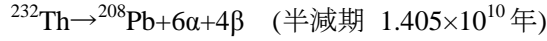
岩石が受けた衝撃変成の程度は様々であり、同一の岩石の中でも、衝撃溶融した物質、溶融を免れたとけ残り物質が不均質に含まれている(第1章を参照)。これらの岩石の同位体系は、(1)衝撃現象以前の情報(母岩の形成など)、(2)衝撃現象の情報、(3)衝撃現状後の地質学的イベント、を記録している(Deutsch and Schärer, 1994)。衝撃変成を受けた岩石の年代測定は、これまでに K-Ar、Rb-Sr、Sm-Nd、U-Th-Pb 同位体系を用いた行われてきた。

U-Th-Pb 同位体年代は、地球のインパクトクレーターの岩石や、月隕石、ユークライト隕石に含まれているジルコン($ZrSiO_4$)を用いて測定され、衝撃変成によって年代の完全なリセットは起こっていないとされた(Krough et al. 1984; Misawa et al., 2005)。ジルコンを用いた衝撃圧縮実験も行われており、ジルコンの U-Th-Pb 同位体は、衝撃変成に対して耐性を持つとされた(Deutsch and Schärer, 1991)。

火星隕石であるシャーゴッタイトについて、これまでに様々な同位体系を用いた年代測定が行われ、その多くは~200 Ma を示しており、数多くの議論があったが、シャーゴッタイトの結晶化年代は~200 Ma とされてきた(Nyquist et al., 2001; Borg and Drake, 2005)。Bouvier et al. (2005, 2008, 2009) は、シャーゴッタイトの全岩および鉱物アイソクロンから 4.1 Ga の Pb-Pb 年代を報告し、これまでに報告された~200 Ma の同位体年代は、水質変成もしくは衝撃変成作用により同位体系が乱され、年代はリセットしているため、結晶化年代を示していないと主張した。火星隕石にはジルコンは含まれていないため、バデレアイト(ZrO_2)について、近年、U-Pb 年代測定が試みられている(Herd et al., 2007; Misawa and Yamaguchi, 2007)。バデレアイトは、水質変成に対して耐性を持ち(Lumpkin, 1999)、結晶化する際に、U を取り込むが Th、Pb を含まないという特徴をもつため、ジルコンと同様に U-Pb 年代測定に適した鉱物である(Heaman and LeCheminant., 1993)。

鉱物中に取り込まれた放射性元素である U および Th は、時間の経過とともに放射壊変を起こし、最終的に安定同位体である Pb となる。U および Th から Pb への壊変系列を以下に示す。





放射年代は、測定された U および Pb の同位体比から求めることができる。以下に U-Pb および Th-Pb 同位体系の親核種と娘核種の関係を示す。

$$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb} \text{ 同位体系: } ^{206}\text{Pb}_{\text{present}} = ^{206}\text{Pb}_0 + ^{238}\text{U}[\exp(\lambda_{238}t) - 1] \quad (1)$$

$$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb} \text{ 同位体系: } ^{207}\text{Pb}_{\text{present}} = ^{207}\text{Pb}_0 + ^{235}\text{U}[\exp(\lambda_{235}t) - 1] \quad (2)$$

$$^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb} \text{ 同位体系: } ^{208}\text{Pb}_{\text{present}} = ^{208}\text{Pb}_0 + ^{232}\text{Th}[\exp(\lambda_{232}t) - 1] \quad (3)$$

0 は初生値、 λ_{238} , λ_{235} , λ_{232} はそれぞれ ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th の壊変定数、t は年代を示す。(1)~(3)式を、放射性起源同位体を持たない ^{204}Pb で規格化すると、以下の式となる。

$$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb} \text{ 同位体系: } \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} [\exp(\lambda_{238}t) - 1] \quad (4)$$

$$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb} \text{ 同位体系: } \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} [\exp(\lambda_{235}t) - 1] \quad (5)$$

$$^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb} \text{ 同位体系: } \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} [\exp(\lambda_{232}t) - 1] \quad (6)$$

ここで $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{present}}$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{present}}$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{present}}$ は現在の同位体比、 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ は初生比、最終項は放射起源の U(Th)/Pb 同位体比を表す。(4)-(6)式を放射起源の Pb 同位体比について解くと以下の式が導かれる。

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)^* = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 \quad (7)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)^* = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 \quad (8)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)^* = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 \quad (9)$$

ジルコンおよびバデレアイトは、結晶化時に Pb をほとんど取り込まないので、それぞれの同位体の初生値は小さい。測定値に含まれるコモン Pb は ^{204}Pb もしくは ^{208}Pb を用いて補正を行う。バデレアイトには Th がほとんど含まれないことから、(9)式の年代測定は実用的ではない。

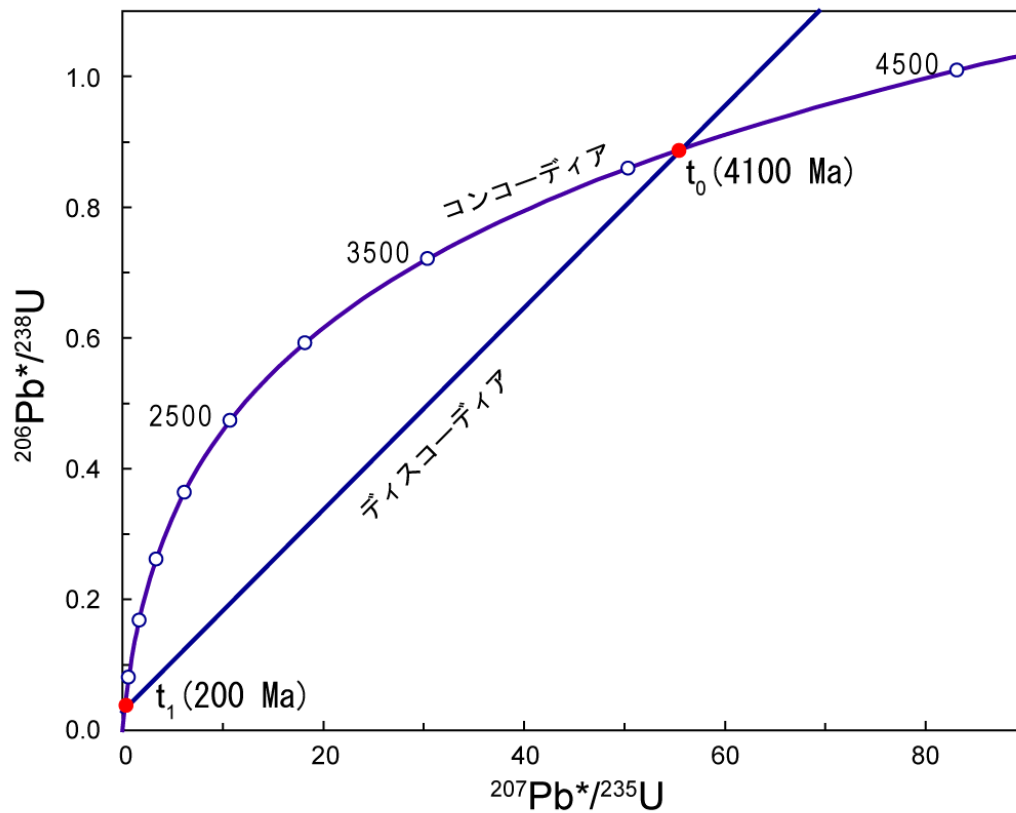
(4)-(6)式を時間(t)について解くと

$$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb} \text{ 同位体系: } t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(\frac{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0}{\left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right)} + 1 \right) \quad (10)$$

$$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb} \text{ 同位体系: } t = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left(\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0}{\left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right)} + 1 \right) \quad (11)$$

$$^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb} \text{ 同位体系: } t = \frac{1}{\lambda_{232}} \ln \left(\frac{\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0}{\left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} \right)} + 1 \right) \quad (12)$$

となる。鉱物が結晶化した後、U および Pb 同位体に対して閉鎖系(U および Pb の損失および獲得がない)が保たれている場合、これらの年代は一致する。また、(4)、(5)式により、任意の年代に対する同位体比($^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$)は一義的に決まることから、 $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ を X 軸に、 $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ を Y 軸にプロットすると、年代値に対応した曲線「コンコーディア」(年代一致曲線)が得られる(第 2-1 図)。このような $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ 、 $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ 同位体比の関係を表した図をコンコーディアダイアグラムと呼ぶ(Wetherill, 1956)。同位体測定により得られた岩石・鉱物の U-Pb 同位体比から年代がもとまると、コンコーディア上にプロットされる。鉱物が結晶化したのち、U および Pb に対する閉鎖系が乱されると、この年代一致曲線から外れていく。コンコーディアから外れた位置にプロットされるものの多くは、直線的に並ぶ場合がある。この線を「ディスコーディア」(年代不一致線)と呼ぶ。コンコーディアとディスコーディアの交点の年代値は、岩石が経験した地質学的現象の年代をあらわしている。交点の年代のうち、古い年代(t_0)は岩石の形成年代をあらわし、若い年代(t_1)は岩石が形成した後に経験した Pb の損失を伴う地質学的現象の年代をあらわす(第 2-1 図)。Tera and Wasserburg (1973)は、 $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$ であることを利用し、X 軸に $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ 、Y 軸に $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ をプロットした Tera-Wasserburg(T-W)コンコーディアダイアグラムを提案した。T-W コンコーディアダイアグラムは、Pb 損失 (もしくは U の付加) が生じた場合、X 軸に平行にデータが並ぶため、地質学的現象の判定が容易である。ただし、Wetherill のコンコーディアダイアグラムに比べ、X および Y 軸の誤差の相関が弱い。また、T-W コンコーディアダイアグラムでは、0 年代が表示できない。



第 2-1 図 コンコーディアダイアグラム。

$t_0(4100 \text{ Ma})$ に形成したウラン含有鉱物が t_1 に二次的な加熱などによりディスコーディアを形成する。

(4)、(5)式および、 $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$ であることを利用すると、以下の式が導かれる。

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Present}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Present}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0} = \frac{1}{137.88} \frac{\exp(\lambda_{235}t) - 1}{\exp(\lambda_{238}t) - 1} \quad (13)$$

この式は、Pb 同位体の測定のみで年代を求めることができる Pb-Pb 法を表す。右辺は同じ年代を持つ試料に対しては一定であるため、試料が年代 $t=0$ で同じ $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ 、 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ を持っていれば直線(アイソクロン)となる。試料に対して U の付加(もしくは損失)、Pb の損失(および付加)が生じて、Pb 同位体比に変化が生じない限りは年代に影響しない利点を持つ。ただし、同位体比の異なる 2 種類の試料による混合があった場合にも同様の直線をつくるため、試料が混合作用を経験していないことが条件となる。

1.2 バデレアイトの結晶構造

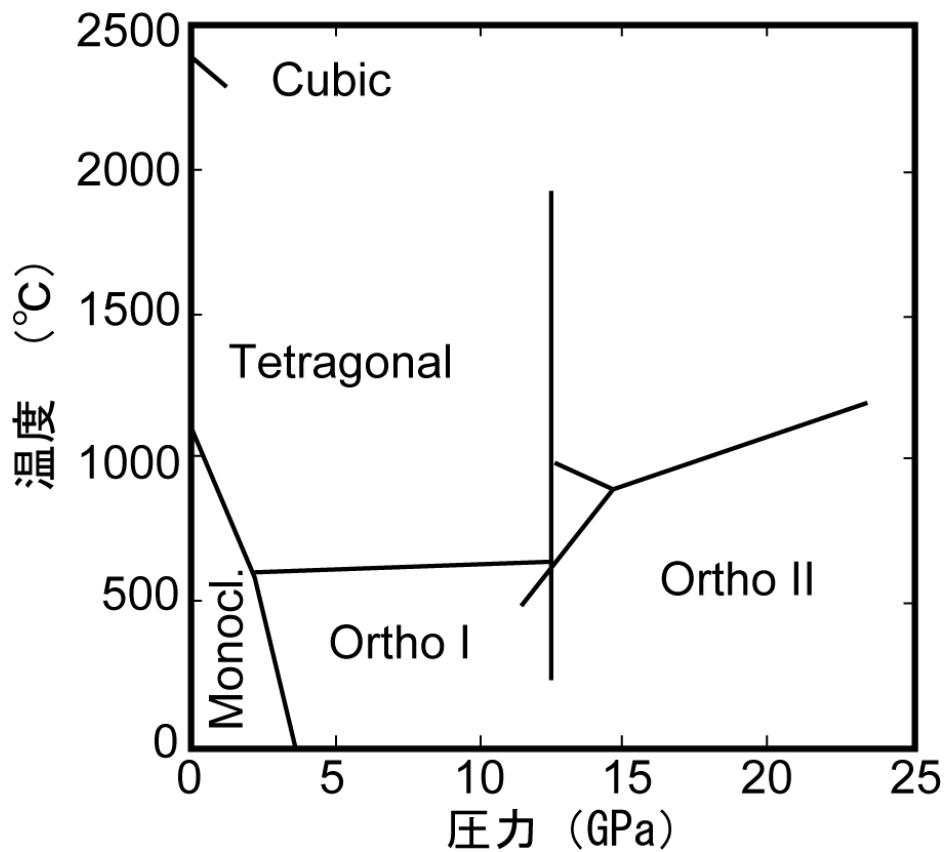
ZrO₂(ジルコニア)は実験によりいくつかの高温・高圧相が確認されているが、天然に産するのは、単斜晶系をしめすバデレアイト構造だけである(第 2-2 図)。単斜晶系を持つバデレアイト(ZrO₂)は、圧力~4 GPa および温度~1200 °C で安定である(Ohtaka et al., 2001)。ジルコニアは、1200 °C よりも高温環境下では、正方晶系、立方晶系へと相転移し、高圧環境下では、2 つの斜方晶系 I・II の結晶構造へと変化する。加圧によって、単斜晶系(バデレアイト構造)は、順次 2 つの斜方晶系へと形態を変える(Ohtaka et al., 2001)。バデレアイトの結晶構造は、水質変成に耐性を持つとされている(Lumpkin, 1999 など)。

1.3 火星隕石中に含まれるバデレアイトの U-Pb 同位体系

1.1 で示したように、火星隕石から求められた同位体年代の地質学的意味について議論されている。これまでに行われた火星隕石のバデレアイトを用いた同位体分析については、以下の 2 つの問題点が挙げられる。

- (1) 火星隕石に含まれているバデレアイトの粒径が小さい (~5 μm 程度)
- (2) バデレアイト中の U 濃度が低い (10 ppm 程度)

このことにより、コモン Pb の補正が大きく、火星隕石に含まれるバデレアイトの精度のよい U-Pb 同位体分析は行われていない。



第 2-2 図 ジルコニア(ZrO₂)の相図 (Ohtaka et al., 2001)。

温度～1200 °C、圧力～4 GPa では、単斜晶系(Monocl.)であるバデレアイト構造しめす。高温環境では、正方晶系(Tetragonal)もしくは立方晶系(Cubic)の結晶構造をとる。高圧環境では、2つの斜方晶系(Ortho I、Ortho II)の結晶構造をとる。天然に産する結晶では、単斜晶系であるバデレアイトのみが報告されている。

Bouvier et al. (2008, 2009)はさらに約 41 億年の Pb-Pb 年代のデータを追加し、バデレアイトから求められた若い U-Pb 年代は、衝撃変成作用により同位体系が乱されていると主張した。このように、シャーゴッタイトの結晶化年代については未だに議論されており、結論を得ていない。

Bouvier et al.(2005, 2008, 2009)が主張するように、すべての同位体系が水質変成もしくは衝撃変成作用により乱されたならば、これまでに議論されてきたシャーゴッタイトの形成過程の再考が必要となる(詳細は第3章を参照)。バデレアイト中での U, Th, Pb の拡散に関する実験データはこれまでに報告されておらず、バデレアイトの U-Pb 同位体系が衝撃変成作用により乱されたかについては明らかになっていない。このため、火星隕石の形成環境を議論するためには、バデレアイトの U-Pb 同位体系が、衝撃変成作用によりもたらされる高圧・高温環境下でどのような挙動を示すのかを明らかにする必要がある。

1.4 衝撃変成によるジルコン($ZrSiO_4$)の U-Pb 同位体系の挙動

Zircon の U-Pb 同位体系については、Deutsch and Schärer(1991)によって衝撃実験が行われており、59 GPa の衝撃圧を加えた場合においても、ジルコン中の U-Pb 同位体系は乱れることはなく、年代はリセットされないと結論された。Schärer and Deutsch (1991)は、Haughton インパクトクレーター (カナダ) のジルコンおよびモナザイトの U-Pb 同位体年代を求め、衝撃変成作用による U-Pb 年代の完全なリセットは起こらないとした。Krough et al. (1984)は、Sudbury インパクトクレーター (カナダ) およびその周辺の岩体から採取されたジルコンおよびバデレアイトの U-Pb 年代を求め、衝撃変成による完全な年代のリセットは起こっていないとした。Mänttari and Koivisto (2001)は、Lappajärvi インパクトクレーター(フィンランド)のスエーバイトに含まれるジルコンの U-Pb 同位体の測定を行い、ディスコーダントな 73.3 ± 5.3 および 1854 ± 51 Ma のインターセプト年代を報告した。彼らは 73 Ma を衝撃年代、1854 Ma を母岩の形成年代と解釈した。Misawa et al. (2005)はユークライトに含まれる、様々な産状を示すジルコンの U-Pb 年代を測定し、ユークライト中のジルコンにおいて、U-Pb 年代の完全なリセットは起こらなかったと結論した。

1.5 研究の目的

バデレイト中での U, Th, Pb の拡散に関する実験データがないため、火星隕石中に含まれているバデレイトから求められた U-Pb 年代持つ地質学的意味は明らかではない。そこで年代が既知であるバデレイトを用いた衝撃圧縮実験および加熱実験を行い、衝撃変成による高圧・高温環境化でのバデレイトの U-Pb 同位体系の挙動を明らかにしようと試みた。

2 実験試料と実験方法

2.1 実験試料

衝撃圧縮実験および加熱実験の手順を第 2-3 図に示す。実験には、Kiholo Ridge (ハワイ) の枕上溶岩から採取された玄武岩(S690-7a; Yokose et al., 2005)および、Phalaborwa 岩体 (南アフリカ) より採取されたバデレイトを用いた。S690-7a および玄武岩質シャーゴットタイト(Zagami, Shergotty)の全岩化学組成を第 2-1 表に示す。ハワイ産玄武岩はシャーゴットタイトに比べて、Fe および Al 組成に乏しく、Mg 組成に富む。Yamasaki et al. (2009)は玄武岩の鉛同位体組成を報告している ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.9475\pm 0.0028$ (2 σ)、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.4571\pm 0.0010$ (2 σ)、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.1709\pm 0.0009$ (2 σ))。衝撃圧縮に用いたステンレスコンテナ(SUS 304)の鉛同位体組成は、玄武岩の鉛同位体組成($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.055345\pm 0.030$ (1 σ)、 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.86309\pm 0.018$ (1 σ)、 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=2.1047\pm 0.031$ (1 σ))と大きな差は認められない(Misawa et al., 2002; 第 2-4 図)。衝撃圧縮実験にて 47 GPa の衝撃を加えたサンプルを加熱実験に用いた。

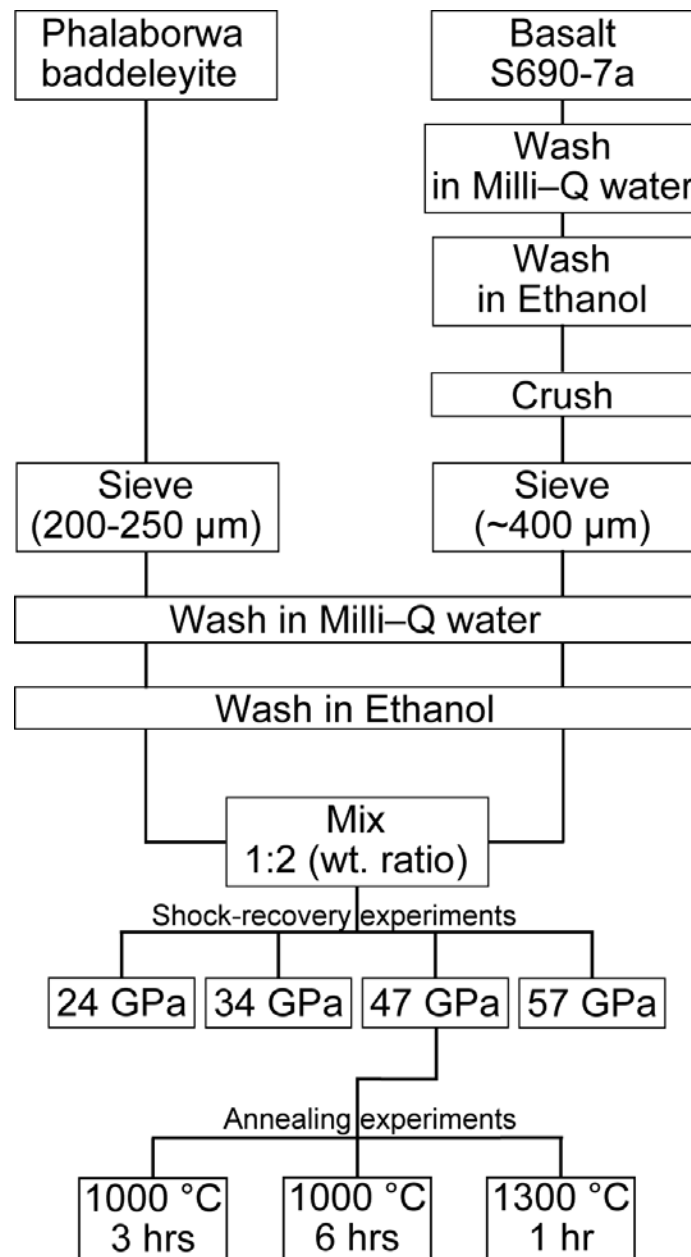
2.2 実験試料の調整

ハワイ産玄武岩(S690-7a)の風化していない部分を、3 cm × 2 cm × 1 cm (18.09 g)に切り出した。切り出したサンプルはさらに細かく切断したのち、水道水中にて 15 分間の超音波洗浄を繰り返し、3 時間洗浄した。その後 70 °C の恒温槽にて乾燥した。乾燥した玄武岩を超純粋(Milli-Q 水: 比抵抗 18 m Ω ·cm)中にて超音波洗浄(10 分間を 5 回)した。超音波洗浄後、Milli-Q 水に玄武岩を浸し、ホットプレートで 90 °C を保ち 18 時間の洗浄した。その後 70 °C の恒温槽で乾燥させた。

洗浄した玄武岩は、ステンレス製の乳鉢にて粉碎した。粉碎した玄武岩は、ナイロン製のメッシュクロス(#60)にてふるいわけした。実験には#60 以上の玄武岩片を使用し、粒径が約 400 μm に揃うように大きな破片はハンドピックにて取り除いた。

粉碎した玄武岩は Milli-Q 水中で超音波洗浄(10 分間を 5 回)した。その後 Milli-Q 水に浸し、ホットプレートで 90 °C を保ちながら 27 時間洗浄した。その後エタノールで洗浄し、50 °C の恒温槽で乾燥した。

バデレイトは年代既知の Phalaborwa (南アフリカ) バデレイト(2059 Ma)を用いた。Phalaborwa バデレイトはメッシュクロス(#80 と #100)でふるいわけし、約 250 μm にそろうように大きな破片はハンドピックにて取り除いた。ふるいわけしたバデレイトは Milli-Q 水中にて 10 分間を 5 回、超音波洗浄した。その後エタノールで洗浄し、90 °C の恒温槽で乾燥させた。



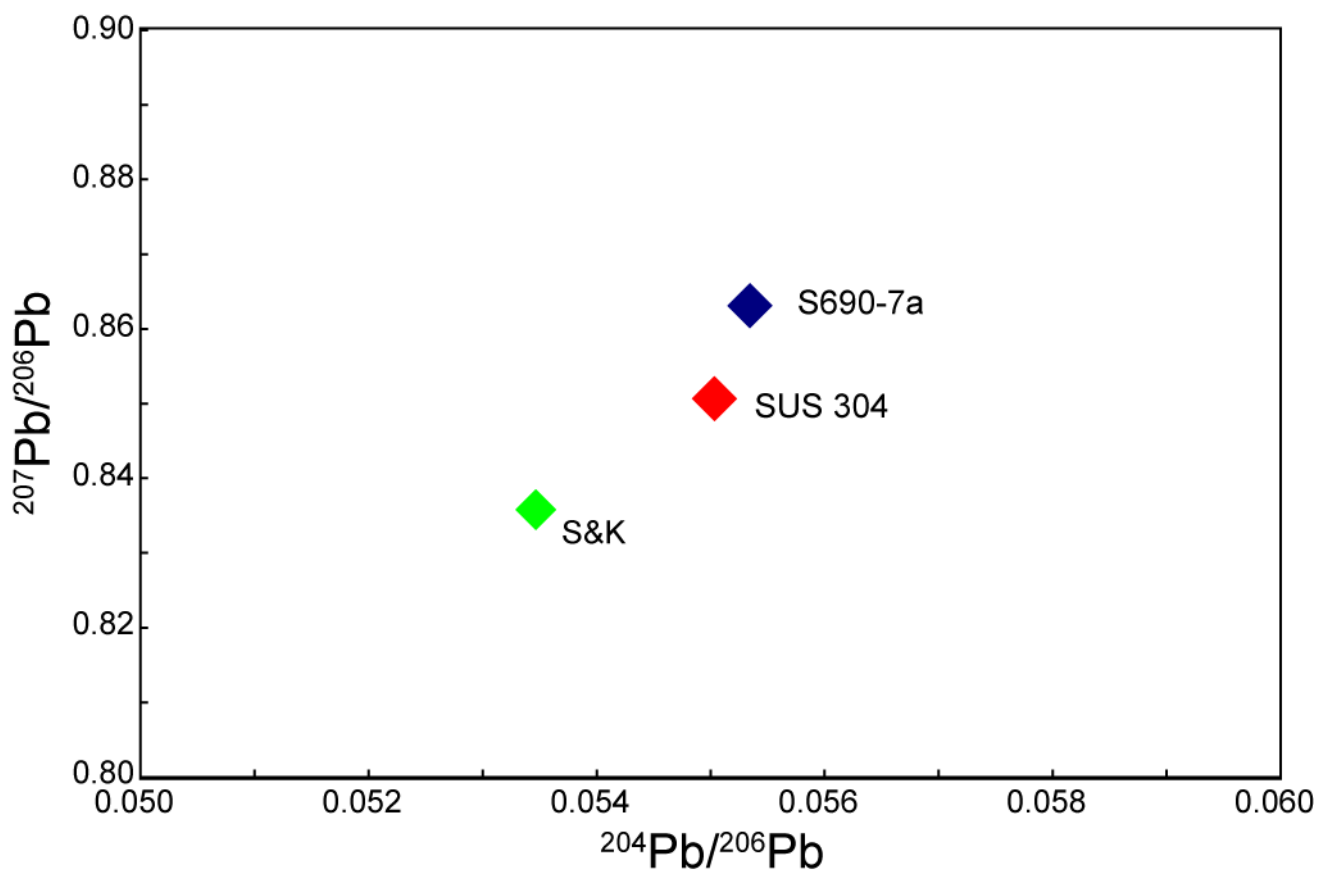
第 2-3 図 実験試料準備のフローチャート。

バデレアイトは、ふるい分けしたのち、Milli-Q 水およびエタノール中で超音波洗浄した。玄武岩はダイヤモンドカッターで切断後、およびふるい分けした後に Milli-Q 水およびエタノール中で超音波洗浄した。洗浄したバデレアイトと玄武岩を重量比、1:2 で混合し、衝撃圧縮実験を行った。47 GPa で衝撃圧を加えた試料を用いて、加熱実験を行った。

第2-1表 S690-7aおよび玄武岩質シャーゴットタイトの全岩化学組成(wt.%)。

	ハワイ産玄武岩	玄武岩質シャーゴットタイト	
	S690-7a	Shergotty	Zagami
SiO ₂	50.04	51.36	51.2
TiO ₂	1.87	0.87	0.81
Al ₂ O ₃	11.35	7.06	6.19
Fe ₂ O ₃	0.96	-	-
FeO	9.97	19.41	18.2
MnO	0.16	0.52	0.55
MgO	13.34	9.28	10.7
CaO	9.24	10.0	10.4
Na ₂ O	1.90	1.29	1.29
K ₂ O	0.32	0.16	0.13
P ₂ O ₅	0.17	0.8	0.58
Total	99.32	100.75	100.05

S690-7aのデータは Yokose et al. (2005)、Shergottyのデータは Dreibus (1982)、Zagamiのデータは McCoy (1992)から引用。



第 2-4 図 S690-7a および SUS 304 の Pb 同位体組成。

S690-7a と衝撃実験に用いたステンレスコンテナ(SUS 304)の Pb 同位体組成に大きな差はない。S690-7a のデータは Yamasaki et al. (2009)、SUS 304 のデータは Misawa et al., (2002)、S&K のデータは Stacey and Kramers (1975)から引用。

2.3 衝撃圧縮実験

衝撃圧縮実験は、物質材料研究機構が所有する一段式火薬銃(口径 30 mm; 第 2-5 図)を用いて行なった (Sekine et al., 1987)。衝撃圧は、飛翔体を火薬の爆発により加速させ、試料に衝突させることで発生する。衝撃圧は飛翔体の速度の関数で求めることができる。目標とする衝撃圧を得るために、火薬の量を調整することで飛翔体の速度を調整した。本実験では衝突直前の飛翔体の速度を Magnet flyer 法(Sekine et al., 1987)により測定した。

本実験では、火星隕石の岩石・鉱物学的研究により見積もられた衝撃圧(Fritz et al. 2005)を得られるように、目標衝撃圧を 25、35、45、60 GPa と設定した。すべての実験において、サンプルはステンレス(SUS 304)製のホルダー(第 2-6 図)に詰めた。バデレアイトと玄武岩は重量比 1: 2 で混合し、29 MPa でプレスした。プレス後の混合試料の大きさは、直径 18 mm、高さ 1.7-1.8 mm であった。出発物質の空隙率は 26-30 % となった(第 2-2 表)。

飛翔体は 25、35、45 GPa においては 3 mm 厚のステンレス板、55 GPa においては 2 mm 厚の W 板を使用した。それぞれの金属板は、ポリエチレン製の飛翔体の先端に固定されている。

飛翔体がサンプルホルダーに衝突後、衝撃波はステンレスコンテナの中で反射を繰り返し、ステンレスおよび試料に加わった圧力は平衡に達すると考えられる。実際にサンプルに加わった衝撃圧は圧縮曲線(ユゴニオ)および飛翔体の衝撃速度により求められ、以下の式で表される。

$$P = \rho_0 U_s U_p \quad (14)$$

$$U_p = V_{imp}/2 \quad (15)$$

P は衝撃圧、 ρ_0 は衝撃前の密度、 U_s は圧縮曲線、 V_{imp} は飛翔体の衝突速度(km/s)を示す。

本実験で使用した金属(ステンレスおよび W)のユゴニオは以下の式で近似される。

$$\text{ステンレス: } U_s = 4.58 + 1.49 U_p \quad (16)$$

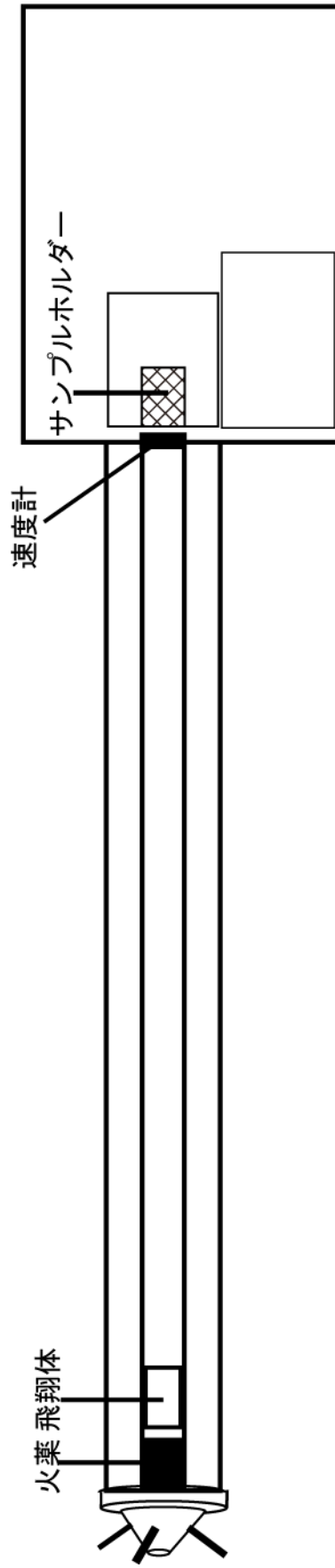
$$\text{W: } U_s = 4.04 + 1.23 U_p \quad (17)$$

ステンレスおよび W の密度(ρ_0)は以下のとおりである。

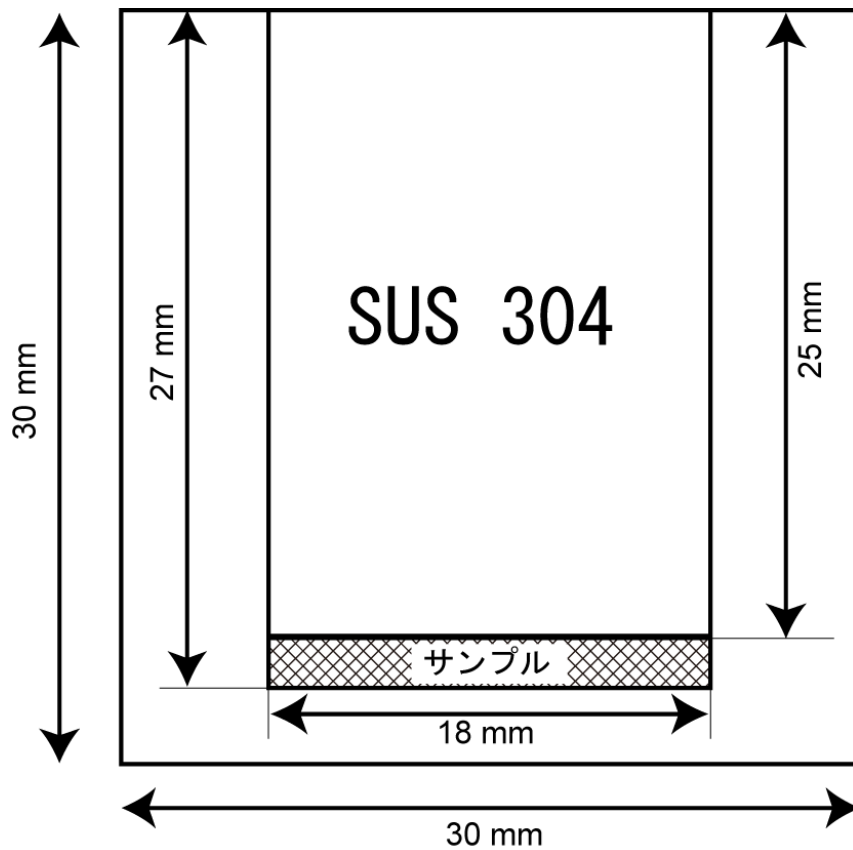
$$\text{ステンレス: } \rho_0 = 7.89 \text{ g/cm}^3$$

$$\text{W: } \rho_0 = 19.20 \text{ g/cm}^3$$

コンテナおよび飛翔体として用いた金属のユゴニオから、インピーダンスマッチング法(Duvall and Fowles, 1963)により衝撃圧を求めた(第 2-7 図)。本実験で試料に加わった最大衝撃圧は、24、34、47、57 GPa となった(第 2-2 表)。



第 2-5 図 一段式火薬銃の断面図。
衝撃圧は、飛翔体を火薬の爆発により加速させ試料に衝突させることで発生する。

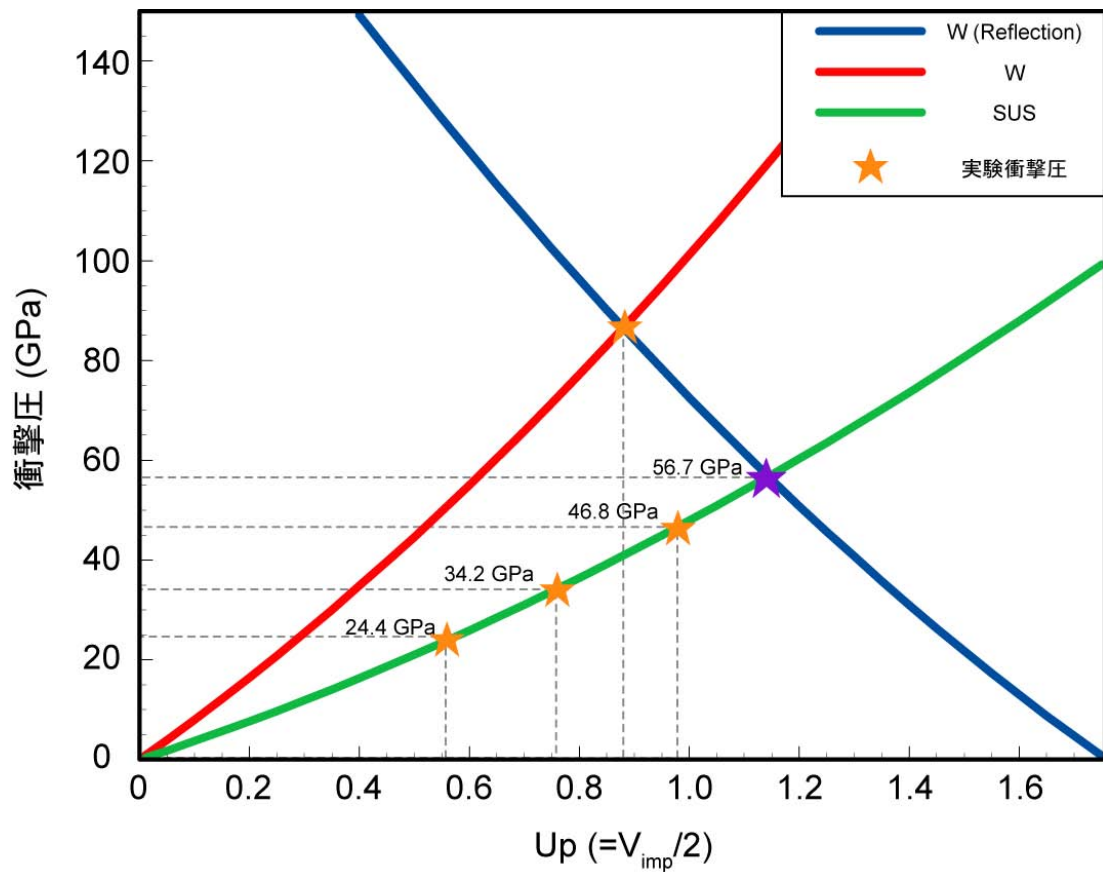


第 2-6 図 衝撃圧縮実験用のサンプルホルダー断面図。

ホルダーは直径 3 cm、高さ 3 cm のステンレス(SUS 304)である。プレス後の試料は直径 18 mm、厚さ~2 mm である。

第2-2表 衝撃実験の実験条件。

Run No.	玄武岩 (mg)	パデライト (mg)	Total Mass (mg)	底面積 (cm ²)	高さ (cm)	体積 (cm ³)	密度 (g/cm ³)	空隙率 (%)	衝突体	衝突速度 (km/s)	衝撃圧 (GPa)
1523	800	400	1194	2.54	0.18	0.46	2.59	30.5	SUS	1.14	24.4
1524	800	400	1211	2.54	0.17	0.43	2.79	26.4	SUS	1.52	34.2
1525	803	414	1218	2.54	0.18	0.45	2.74	27.8	SUS	1.96	46.8
1526	800	401	1203	2.54	0.17	0.43	2.78	26.4	W	1.76	56.7

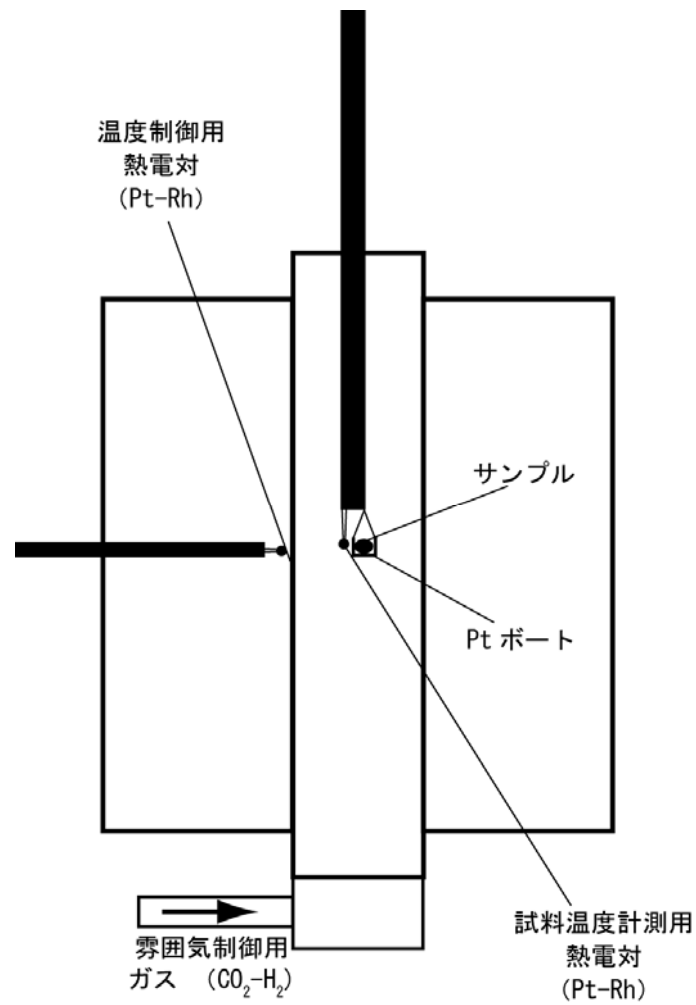


第 2-7 図 衝撃圧縮実験で得られた衝撃圧。

すべての実験でステンレス製のサンプルホルダーを用い、24、34、47 GPa における実験では、飛翔体としてステンレス板を、57 GPa ではタングステン板を用いた。W を用いた実験の衝撃圧は、W とステンレスのユゴニオからインピーダンスマッチング法を用いて求めた。

2.4 加熱実験

加熱実験は東京大学、宮本研究室が所有する縦型電気炉を用いて行なった(第 2-8 図)。CO₂ と H₂ の混合ガスにより、酸素雰囲気(酸化還元状態)を調整可能である。衝撃実験で 47 GPa の衝撃圧を加えたサンプルを、5-8 mm × 2 mm × 2 mm に切り出し、Pt ボートの上に乗せた。あらかじめ 1000 °C もしくは 1300 °C に加熱した電気炉にサンプルを挿入した。電気炉の温度およびサンプルの温度は、熱電対(Pt-Rh)を用いて計測した。Herd et al. (2002, 2003)は、玄武岩質シャーゴタイトおよびオリビンフィリックシャーゴタイトに含まれるかんらん石、low-Ca 輝石、Cr-スピネルの組成を基に酸化還元状態求め、 $\text{Log } f(\text{O}_2) = \text{IW} - 0.2 \sim \text{IW} + 4.2$ を報告している。本研究では電気炉内の酸素雰囲気を火星隕石から求められた酸化還元状態(Herd et al., 2002, 2003)を基に、その中間である $\text{Log } f(\text{O}_2) = \text{IW} + 2.5$ と設定した(第 2-3 表)。1000 °C での加熱実験においては、CO₂-H₂ 混合ガスの流量を Miyamoto and Mikouchi (1996)に従い補正した。加熱時間は、1000 °C で 3 時間および 6 時間、1300 °C(玄武岩の溶融温度)で 1 時間とした。



第 2-8 図 縦型電気炉の断面図。

電気炉の下部より酸素雰囲気制御用の $\text{CO}_2\text{-H}_2$ 混合ガス流し、 $\text{Log } f(\text{O}_2)=\text{IW}+2.5$ とした。試料は Pt ボートにより保持した。

第2-3表 加熱実験の実験条件。

Run No.	加熱温度 (°C)	時間 (hr)	試料 (mg)	Log f (O ₂)	H ₂ ガス (cc/min)	CO ₂ ガス (cc/min)
1	1310	1	17	IW+2.5	68	432.4
2	1002	3	24	IW+2.5*	19	481
3	1002	6	40	IW+2.5*	19	481

*Miyamoto and Mikouchi (1996)に従い、H₂-CO₂ガスの流量を補正。

3 分析手法

衝撃圧縮実験および加熱実験で得られた試料は、樹脂(アラルダイト)に包埋後、表面をアルミナ(#800、#2000、#4000)、ダイヤモンドペースト(3 μm、1/4 μm)をもちいて研磨し、厚片を作製した。1000 °C で3時間および6時間加熱した試料については、研磨薄片を作製した。研磨試料は、光学顕微鏡および走査型電子顕微鏡(SEM-EDS-CL; JEOL JSM-5900LV: エネルギー分散型 X 線分析システム Oxford LINK ISIS および、カソードルミネッセンス検出器 Gatan Mono CL を実装)を用いて組織観察およびカソードルミネッセンス像観察を行なった。鉱物の結晶構造は、顕微ラマン分光装置(Jasco NRS-1000)にて測定を行なった。主要鉱物の化学組成分析は、X 線マイクロアナライザー(EPMA; JEOL JXA-8200)をもちいて分析を行なった。分析条件は、加速電圧 15 kV、プローブ電流およびビーム径はかんらん石および輝石に対しては 30 nA および焦点ビーム、斜長石およびガラスに対しては、電子線による試料損傷の影響で、揮発性の高いアルカリ元素(Na など)が蒸発するのを避けるため、それぞれ 5 nA、5 μm で行った。すべての EPMA 分析で ZAF 補正を使用した。衝撃圧縮実験および加熱実験により得たバデレアイトの U-Th-Pb 同位体分析は、Misawa et al. (2005)と同様の方法を用いて SHRIMP II にて行なった。一次イオンビームとして 10 kV で加速した O₂⁻イオンを使用し、70 μm Köhler aperture によってビーム径を~20 μm に、一次イオンビーム強度を~2 nA とした。ソーススリットを 80 μm とした。質量分解能(m/Δm)は 1 %のピークの高さで計測し、~5500 であった。分析は、9つの質量(⁹⁰Zr¹⁶O、²⁰⁴Pb、バックグラウンド、²⁰⁶Pb、²⁰⁷Pb、²⁰⁸Pb、²³⁸U、²³²Th¹⁶O、²³⁸U¹⁶O)にて、1スポットあたり7スキャン行った。

U 濃度の標準試料として、SL-13 ジルコン(U=238 ppm)および 91500 ジルコン(U=81.2 ppm)、Pb/U 分別の補正用標準試料として Phalaborwa バデレアイト (TIMS 年代; 2059.6Ma、Heaman and LeCheminant, 1993; Reischmann, 1995; Heaman, 2009)を用いた。分析データは SQUID 2.50(Ludwig, 2009a)を用いて解析した。

測定したデータのうち、²⁰⁸Pb のシグナルをコモン Pb の指標として使い、Stacey and Kramers (1975)が方鉛鉱から求めた鉛の同位体比を用いてコモン Pb の補正を行った。²⁰⁸Pb を用いたコモン Pb の補正には、同時に計測した ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb および Th/U 比を用いる。鉱物の結晶化から U, Th, Pb の損失(もしくは獲得)がない場合、放射起源の ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb は Th/Pb と相互に関連し、以下の式で表される。

$$\left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}}\right)^* = \frac{{}^{232}\text{Th} [\exp(\lambda_{232}t) - 1]}{{}^{238}\text{U} [\exp(\lambda_{238}t) - 1]} \quad (18)$$

測定値にコモン Pb が含まれている場合、計測された $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ は、(18)式で求まる放射起源の $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ よりも大きくなる。バデレアイトは、結晶化時に Th をほとんど含まないため、測定される ^{208}Pb のほとんどはコモン Pb である。U-Pb および Pb-Pb 年代は Isoplot/Ex ver. 3.75(Ludwig, 2009b)を用いて計算した。

4 結果

4.1 衝撃圧縮実験

1) 組織

出発物質である玄武岩(S690-7a; Yokose et al., 2005)は、かんらん石(~400 μm ; $\text{Fa}_{9.23}$)の斑晶とその周囲を埋めている基質からなる。基質は柱状の斜長石($\text{An}_{67}\text{Or}_{0.4}\text{-An}_{55}\text{Or}_{1.4}$)とその間を埋める輝石($\text{En}_{33}\text{Wo}_{44}\text{-En}_{67}\text{Wo}_{17}$)およびガラスからなるインターサータル組織を示す(第 2-9 図)。24、34、47 GPa の衝撃圧を加えた試料の基質の組織に、出発物質である玄武岩のインターサータル組織からの変化は見られない(第 2-10 図)。斜長石の結晶構造は衝撃ガラス(マスケリナイト)へと変化した。また、34 および 47 GPa の衝撃圧を加えた試料の玄武岩基質には、部分的に熔融組織が認められる。47 GPa の試料には多くの気泡(~10–40 μm)が認められる。かんらん石の斑晶およびバデレアイトの結晶は、不規則に破砕した。57 GPa の衝撃圧を加えた試料の基質は全熔融し、出発物質のインターサータル組織は残されていない。

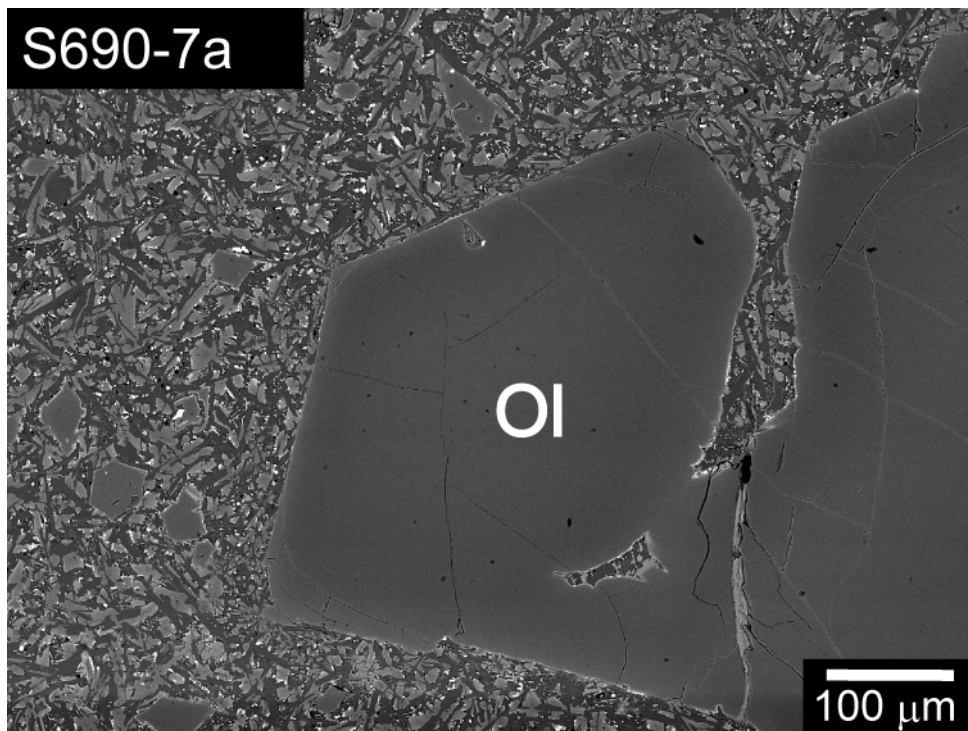
2) カソードルミネッセンス像

出発物質である Phalaborwa バデレアイトおよび衝撃を加えた試料に含まれるバデレアイトの、カソードルミネッセンス像を第 2-11 図に示す。出発物質である Phalaborwa バデレアイトではカソードルミネッセンスの発光は確認できない。24 GPa の衝撃圧を加えた試料では、バデレアイトのリムおよび割れ目に沿った発光が認められる。34 GPa で衝撃圧を加えたサンプルでは、24 GPa で確認できた発光に加え、バデレアイトの内部でも弱い発光が認められる。47 および 57 GPa の衝撃圧を加えた試料では、バデレアイト全体からの発光が認められる。

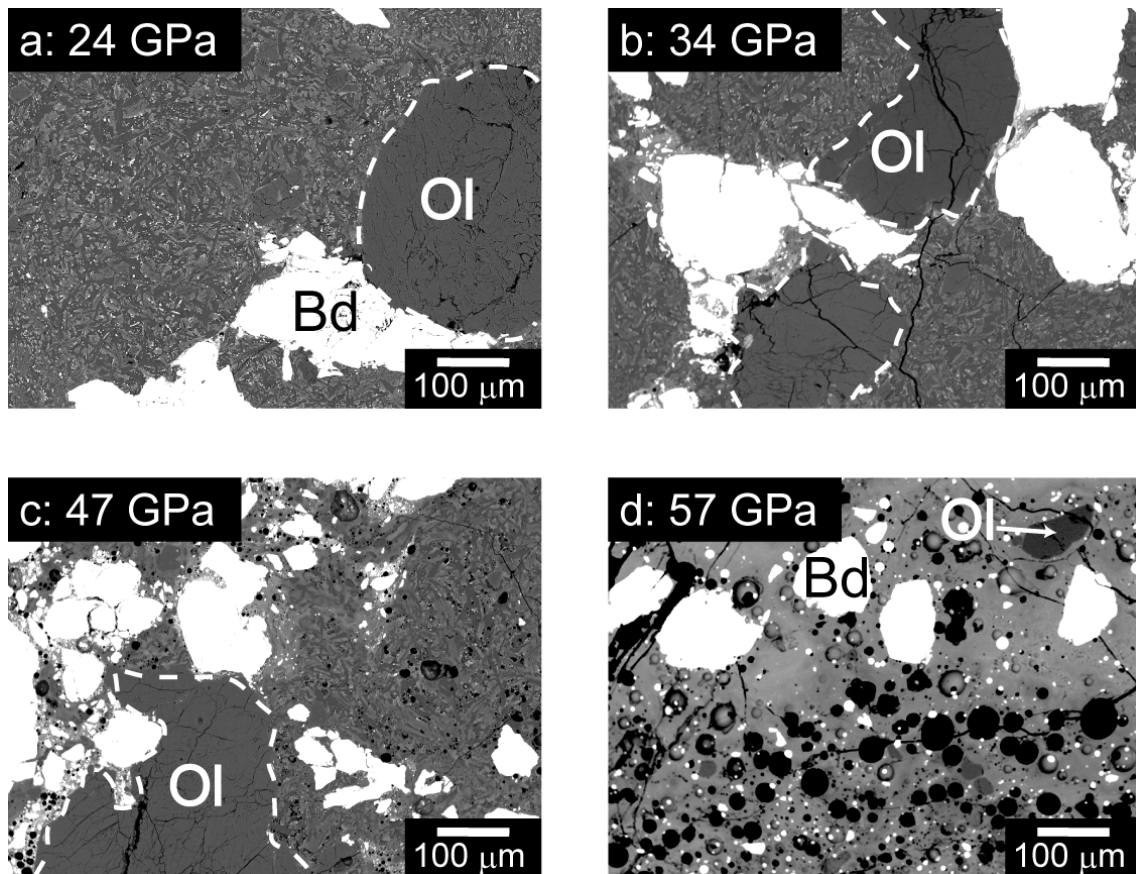
4.2 加熱実験

1) 組織の変化

かんらん石およびバデレアイトは、1000 °C にて 3 時間および 6 時間加熱した試料では熔融していない(第 2-12 図)。かんらん石には強いモザイク組織が認められる(第 2-13 図)。加熱した試料の玄武岩基質はほぼ全熔融し、多くの気泡が確認できた。1300 °C で 1 時間加熱したサンプルは、バデレアイトおよびかんらん石を除いて全熔融している。細粒の自形を示すジルコン(ZrSiO_4 ; ~10–20 μm)が結晶化が確認できる。ジルコンは、細粒のバデレアイト (2–3 μm) を包有する。

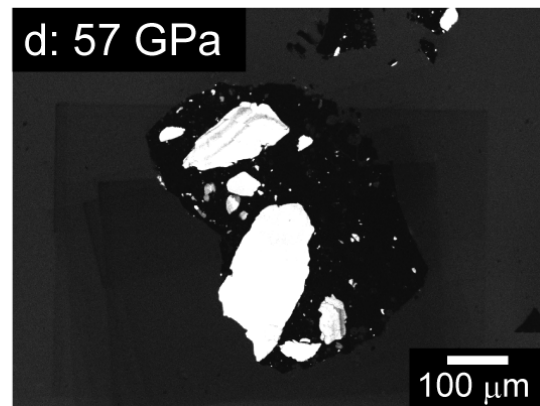
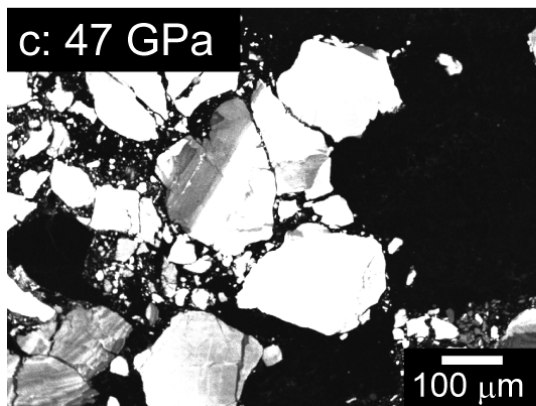
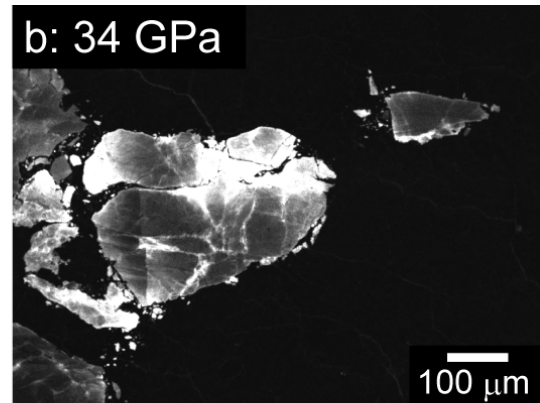
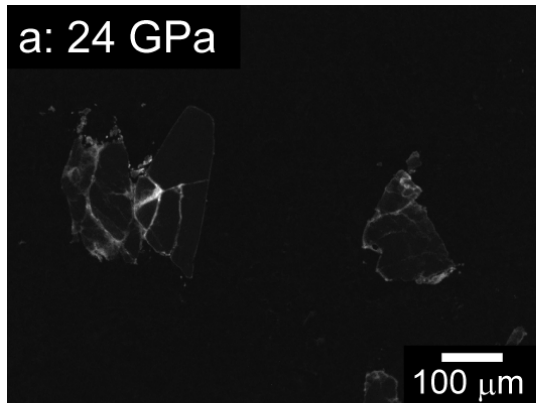


第 2-9 図 ハワイ産玄武岩、S690-7a の電子顕微鏡写真（後方散乱電子像）。
かんらん石の斑晶とその周囲を埋めている基質からなる。基質は柱状の斜長石とその間を埋める輝石およびガラスからなるインターサータル組織を示す。Ol: かんらん石。



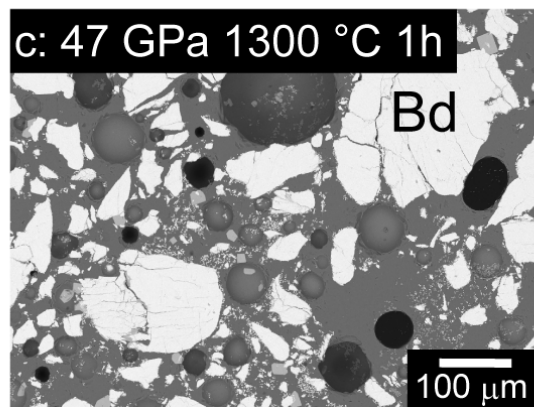
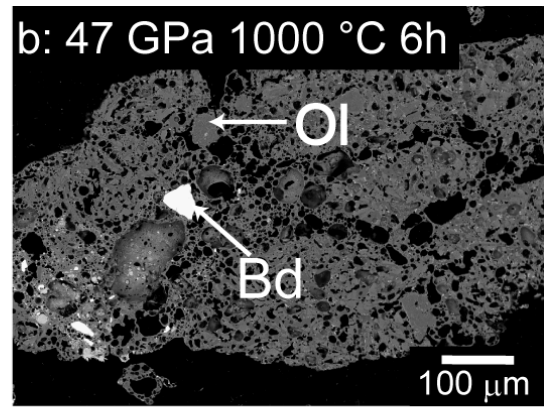
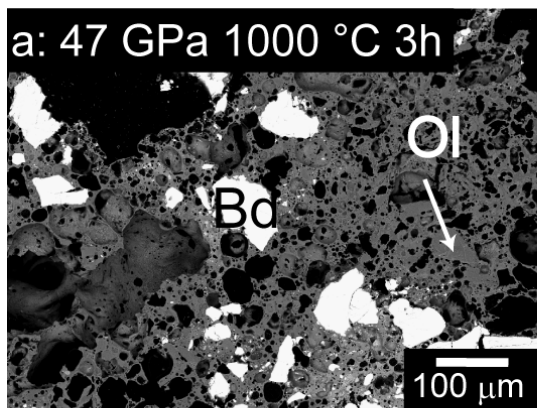
第 2-10 図 衝撃圧縮実験により衝撃圧を加えた試料の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)。

a: 24 GPa の衝撃を加えた試料。b: 34 GPa の衝撃を加えた試料。c: 47 GPa の衝撃を加えた試料。d: 57 GPa の衝撃を加えた試料。24, 34, 47 GPa の衝撃圧を加えた試料の基質の組織は、出発物質である玄武岩のインターサータル組織からの変化は見られない。34 および 47 GPa の衝撃圧を加えた試料の基質は部分的に熔融組織が認められる。57 GPa の衝撃圧を加えた試料の基質は全熔融し、出発物質のインターサータル組織は残されていない。Ol: かんらん石。Bd: バデレアイト。



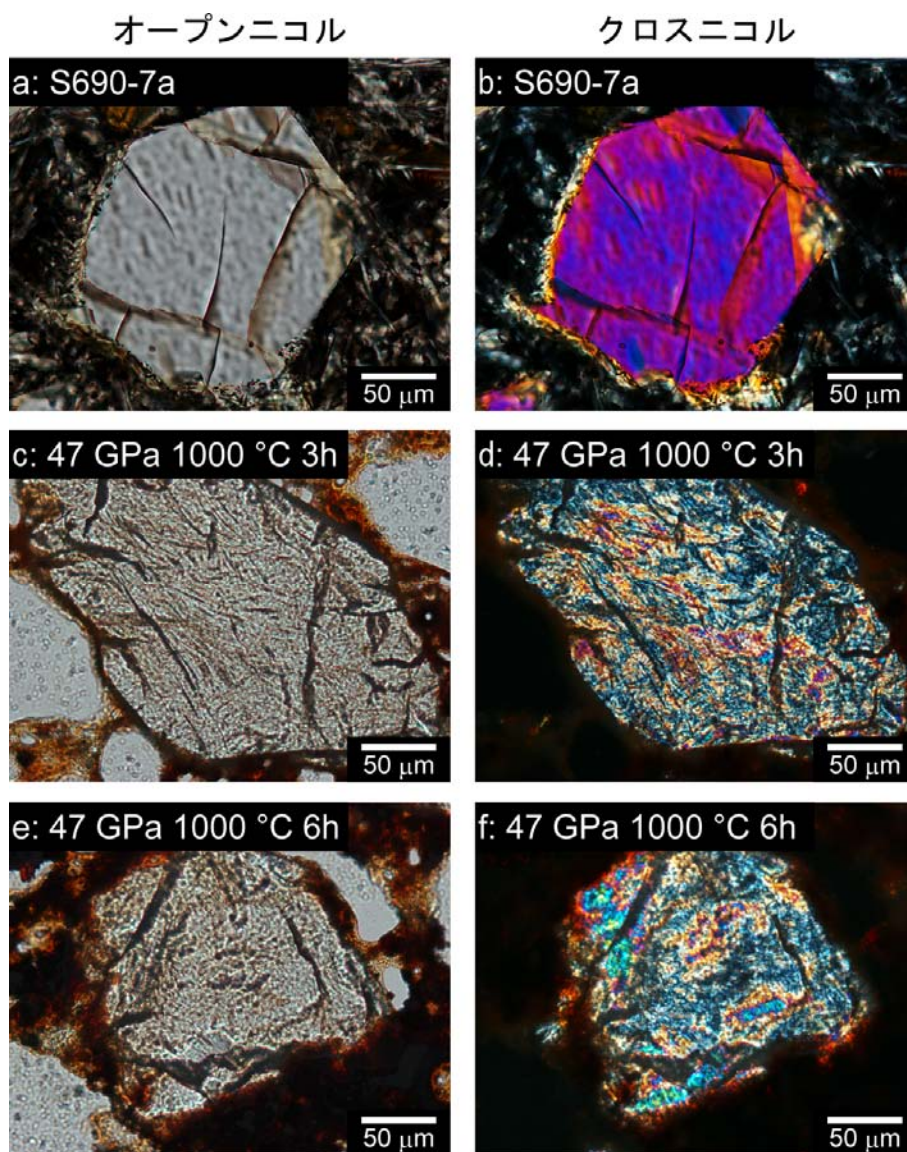
第 2-11 図 衝撃圧縮実験により衝撃圧を加えた試料のカソードルミネッセンス像。

a: 24 GPa の衝撃を加えた試料。バデレイトのリムおよび割れ目に沿った発光が認められた。b: 34 GPa の衝撃を加えた試料。バデレイトの内部でも弱い発光が認められる。c: 47 GPa の衝撃を加えた試料。バデレイト全体からの発光が認められる。d: 57 GPa の衝撃を加えた試料。47 GPa と同様にバデレイト全体からの発光が認められる。



第 2-12 図 加熱実験により熱した試料の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)。

a: 1000 °C で 3 時間加熱した試料。b: 1000 °C で 6 時間加熱した試料。c: 1300 °C で 1 時間加熱した試料。1000 °C で 3 時間および 6 時間加熱した試料では、かんらん石およびバデレアイトは溶融しなかった。1300 °C で 1 時間加熱したサンプルはバデレアイトおよびかんらん石を除いて全溶融した。バデレアイトにも部分的な溶融が確認できた。Ol: かんらん石。Bd: バデレアイト。



第 2-13 図 出発物質の玄武岩および 1000 °C で加熱した試料に含まれるかんらん石の光学顕微鏡写真。
 a: S690-7aに含まれるかんらん石(オープンニコル)。b: S690-7aに含まれるかんらん石(クロスニコル)。c: 1000 °C
 で 3 時間加熱した試料(オープンニコル)。d: 1000 °C で 3 時間加熱した試料(クロスニコル)。e: 1000 °C で 6 時
 間加熱した試料(オープンニコル)。e: 1000 °C で 6 時間加熱した試料(クロスニコル)。衝撃圧縮実験後に加熱し
 た試料に含まれるかんらん石にはモザイク構造が見られる。

2) カソードルミネッセンス像

加熱した試料中のバデレアイトのカソードルミネッセンス像では、出発物質である 47 GPa で衝撃圧を加えた試料中のバデレアイトの発光からの変化は見られない(第 2-14 図)。加熱温度と加熱時間、カソードルミネッセンスの発光に係性は認められない。

4.3 ラマンスペクトル

Phalaborwa バデレアイトのラマンスペクトルにおいては、177、333、477、616、636 cm^{-1} に主要ピークが認められる。これらのピークは単斜晶系であることを示している。24 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイトでは、主要ピーク位置に変化は認められない。34、47 および 57 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイトでは、高波数側に 2-4 cm^{-1} のピークシフトが認められる(第 2-15 図)。圧力に関連した高波数側へのラマンスペクトルのピークシフトは、静水圧下(~8 GPa)で確認されている(Bouvier et al., 2002)。加熱したすべてのバデレアイトは、出発物質である 47 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイトのピーク位置から低波数側へ 3 cm^{-1} のピークシフトが認められ、Phalaborwa バデレアイトのピーク位置に近づいた。衝撃圧を加えたバデレアイト、加熱したバデレアイトは、単斜晶系を示しており、高压相(斜方晶系 I、II)や高温相(正方、立方晶系)への相転移は認められない。

4.4 化学組成

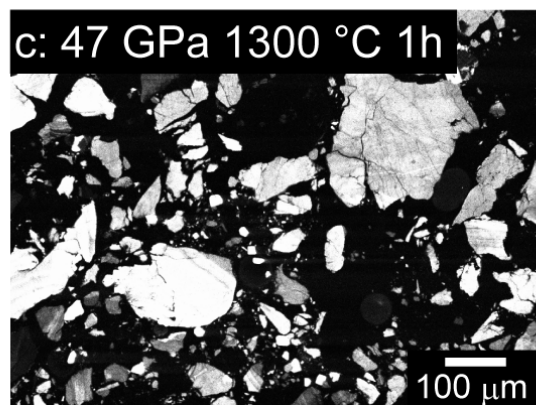
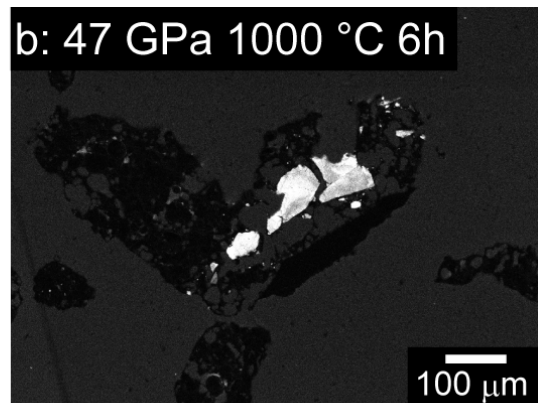
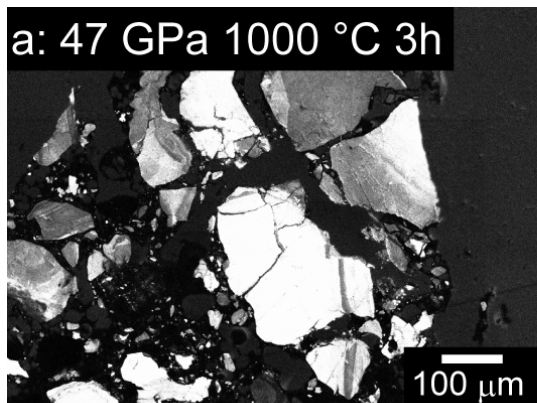
1) かんらん石

かんらん石組成のばらつきは、Percent Mean Deviation (PMD; McSween and Grimm, 1983)によって判定される。PMD は以下の式で求める。

$$\text{PMD}=100(\overline{\text{Fe}}_{\text{A.D.}}/\overline{\text{Fe}}_{\text{Average}})$$

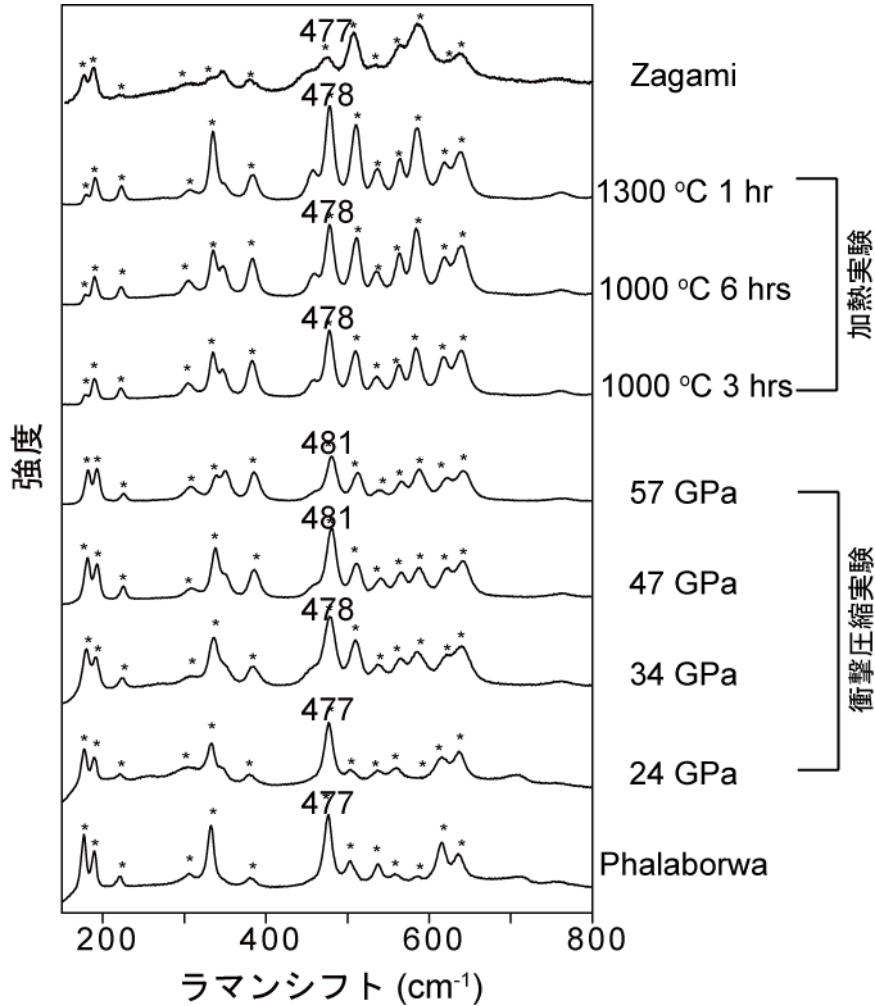
$\overline{\text{Fe}}_{\text{A.D.}}$ は $\overline{\text{Fe}}$ 組成(wt.%)の平均偏差、 $\overline{\text{Fe}}_{\text{Average}}$ は Fe 組成(wt.%)の平均を表す。PMD 値が小さいほど均質な組成となる。

出発物質である S690-7a 玄武岩に含まれるかんらん石の斑晶は、不均質な組成範囲(Fa_{8-22} ; PMD=14)を示し、FeO、MgO、CaO の化学組成の累帯構造を示す(第 2-16 図; 第 2-4 表)。24、34、47、57 GPa の衝撃圧を加えた試料に含まれるかんらん石の組成は、それぞれ、 Fa_{9-19} (PMD=18)、 Fa_{9-30} (PMD=19)、 Fa_{9-21} (PMD=19)、



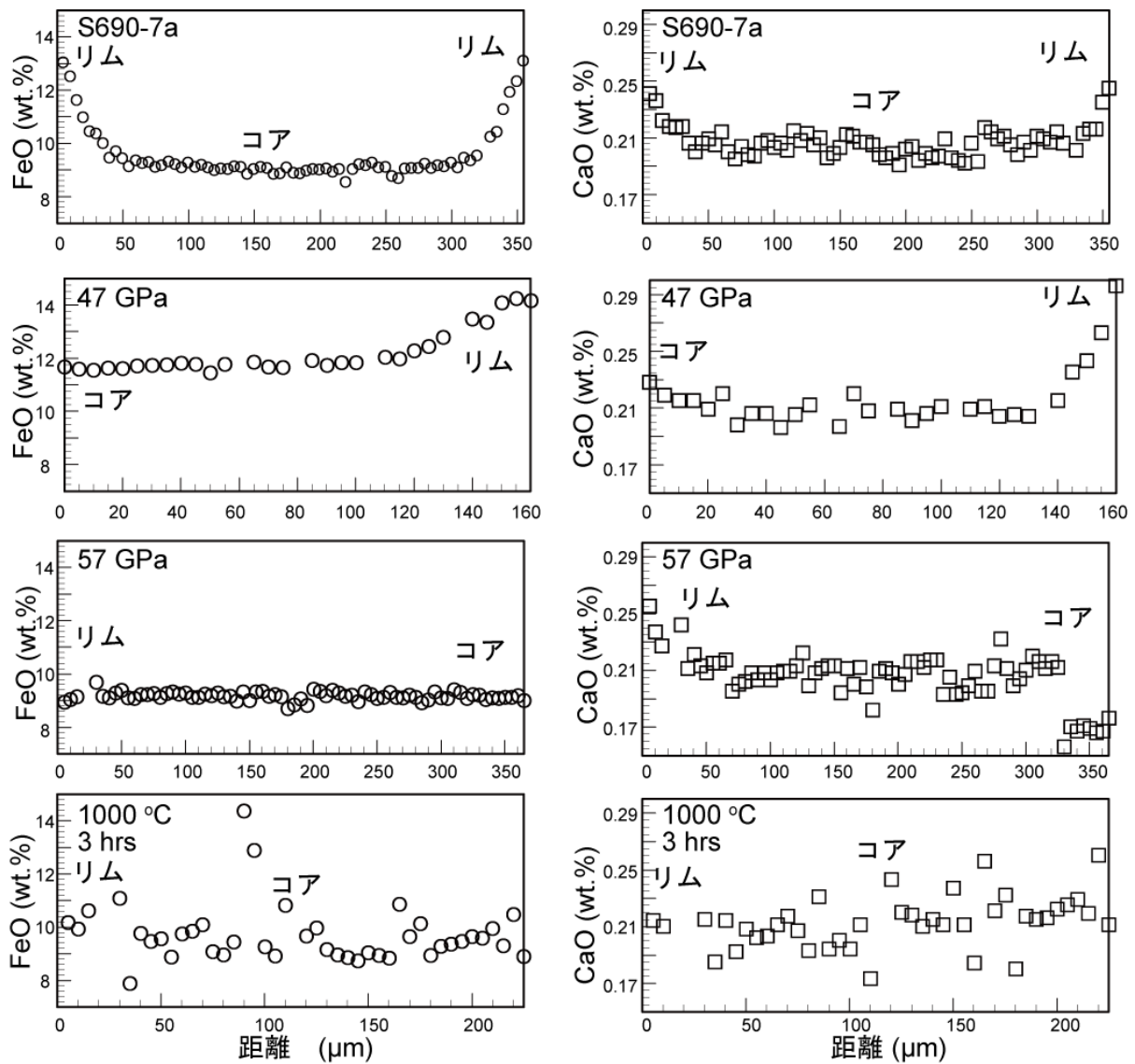
第 2-14 図 加熱実験により熱した試料のカソードルミネッセンス像。

a: 1000 °C で 3 時間加熱した試料。b: 1000 °C で 6 時間加熱した試料。c: 1300 °C で 1 時間加熱した試料。出発物質である 47 GPa で衝撃圧を加えた試料中のバデレイトの発光からの変化は見られなかった。



第 2-15 図 衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えたバデレイトおよび加熱実験により熱したバデレイトのラマンスペクトル。

34, 47 および 57 GPa の衝撃圧を加えたバデレイトには、高波長側に $2\text{-}4\text{ cm}^{-1}$ のピークシフトが認められた。衝撃実験後に加熱したすべてのバデレイトは、出発物質である 47 GPa の衝撃圧を加えたバデレイトのピーク位置から 3 cm^{-1} Phalaborwa バデレイトのピーク位置に近づいた。衝撃圧を加えたバデレイト、加熱したバデレイトのすべての試料は、単斜晶系を示しており、高压相や高温相への相転移は認められない。



第 2-16 図 衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えたかんらん石および加熱実験により熱したかんらん石の化学累帯構造。

化学組成の累帯構造は、24, 34, 47 GPa の試料において保存されていた。57 GPa の試料では FeO および MgO の化学組成の累帯構造は消失し、CaO の累帯構造はわずかに乱された。1000 °C で 3 時間および 6 時間加熱した試料に含まれる、かんらん石の主要元素の化学累帯構造は乱された。

第2-4表 S690-7a中のかんらん石および衝撃を加えたかんらん石の化学組成 (wt.%)。

	S690-7a		24 GPa		34 GPa		47 GPa		57 GPa	
	リム	コア	リム	コア	リム	コア	リム	コア	リム	コア
SiO ₂	40.3 (0.1)	40.9 (0.1)	39.2 (0.1)	39.8 (0.1)	39.2 (0.1)	40.9 (0.1)	39.7 (0.1)	40.5 (0.1)	40.7 (0.1)	40.7 (0.1)
TiO ₂	0.00	0.00	0.02 (0.01)	0.00	0.05 (0.01)	0.00	0.02 (0.01)	0.02 (0.01)	0.03 (0.01)	0.00
Al ₂ O ₃	0.04 (0.01)	0.05 (0.01)	0.05 (0.01)	0.06 (0.01)	0.07 (0.01)	0.06 (0.01)	0.03 (0.01)	0.08 (0.01)	0.09 (0.01)	0.06 (0.01)
Cr ₂ O ₃	0.07 (0.01)	0.07 (0.01)	0.04 (0.01)	0.08 (0.01)	0.06 (0.01)	0.09 (0.01)	0.07 (0.01)	0.10 (0.01)	0.25 (0.01)	0.08 (0.01)
FeO	13.1 (0.1)	9.1 (0.1)	15.3 (0.1)	9.1 (0.1)	14.7 (0.1)	9.6 (0.1)	14.4 (0.1)	9.2 (0.1)	9.0 (0.1)	9.2 (0.1)
MnO	0.17 (0.02)	0.10 (0.02)	0.19 (0.02)	0.12 (0.02)	0.20 (0.02)	0.15 (0.02)	0.18 (0.02)	0.10 (0.02)	0.16 (0.02)	0.10 (0.02)
MgO	46.8 (0.1)	49.5 (0.1)	45.2 (0.1)	49.9 (0.1)	45.2 (0.1)	49.7 (0.1)	45.5 (0.1)	49.2 (0.1)	49.2 (0.1)	49.7 (0.1)
CaO	0.24 (0.01)	0.21 (0.01)	0.28 (0.01)	0.20 (0.01)	0.29 (0.01)	0.22 (0.01)	0.30 (0.01)	0.22 (0.01)	0.26 (0.01)	0.20 (0.01)
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02 (0.01)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.05 (0.01)	0.04 (0.01)	0.03 (0.01)	0.04 (0.02)	0.03 (0.01)	0.02 (0.02)	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.8	100.0	100.3	99.3	99.8	100.7	100.2	99.4	99.7	100.0
Fa	13.6	9.4	19.0	10.6	15.4	9.8	15.1	9.5	9.3	9.4

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

Fa₉₋₁₄(PMD=2)である。化学組成の累帯構造は、24、34、47 GPa の試料において保存されている。57 GPa の試料では、FeO および MgO の化学組成の累帯構造は消え、CaO の累帯構造がわずかに乱されている。

1000 °C で 3 時間および 6 時間加熱した試料に含まれるかんらん石の組成は、それぞれ Fa₈₋₁₄(PMD=7) および Fa₅₋₁₃(PMD=14)である(第 2-5 表)。主要元素の化学累帯構造は、乱されている(第 2-16 図)。

2) 輝石

S690-7a 玄武岩の基質に含まれる輝石の組成は、En₃₃Wo₄₄-En₆₇Wo₁₆である(第 2-17 図; 第 2-6 表)。24、34、47GPa の衝撃圧を加えたサンプルの基質に含まれる輝石の組成はそれぞれ、En₃₇Wo₄₁-En₆₁Wo₁₇、En₃₀Wo₄-En₅₈Wo₁₅、En₃₂Wo₆₇-En₆₇Wo₁₇であった。輝石の組成は大きくは変わらない。57 GPa の衝撃圧を与えた試料および加熱試料では玄武岩基質がほぼ全溶解したため、輝石は存在していない。

3) 斜長石(マスケリナイト)

S690-7a 玄武岩の基質に含まれる斜長石の組成は、An₆₆Or_{0.4}-An₅₅Or_{1.4}である(第 2-18 図; 第 2-7 表)。24、34、47 GPa の衝撃圧を加えたサンプルの基質に含まれる斜長石(マスケリナイト)の組成はそれぞれ、An₆₇Or_{0.6}-An₅₇Or_{2.7}、An₆₉Or_{0.4}-An₅₉Or_{2.7}、An₇₄Or_{0.4}-An₆₀Or_{2.7}である。マスケリナイトの組成は衝撃圧の上昇とともにわずかに An 成分に富む傾向がある。57 GPa の衝撃圧を与えた試料および加熱試料では玄武岩基質がほぼ全溶解したため、斜長石(マスケリナイト)は存在していない。

4) バデレアイト

衝撃圧~57 GPa および高温(~1300 °C)で加熱したバデレアイトの主要元素の組成においても、出発物質である Phalaborwa の主要元素組成と比べて変化はない(ZrO₂ 98 wt.%; HfO₂ ~1.8 wt.%; TiO₂ ~0.2 wt.%; 第 2-8 表)。

4.5 U-Pb 同位体の変化

1) FC1 バデレアイト

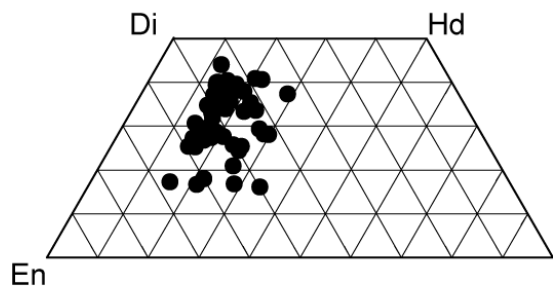
SHRIMP を用いたバデレアイトの同位体分析の精度を確認するために、年代既知のアメリカ、ミネソタ州、Duluth 岩体の FC1 バデレアイトを用いて試験を行った(付録 1)。結果は T-W コンコーディアダイアグラムに示す(第 2-19 図)。SHRIMP により得られたバデレアイトの ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb 年代(1095±14 Ma)は、TIMS 分析により求められた FC1 ジルコンの年代(1099±0.6 Ma; Paces and Miller, 1993)と誤差の範囲で一致している。SHRIMP により得られたバデレアイトの ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年代(1092±13 Ma)は、わずかにジルコンの年代より

第2-5表 加熱したかんらん石の化学組成 (wt.%)。

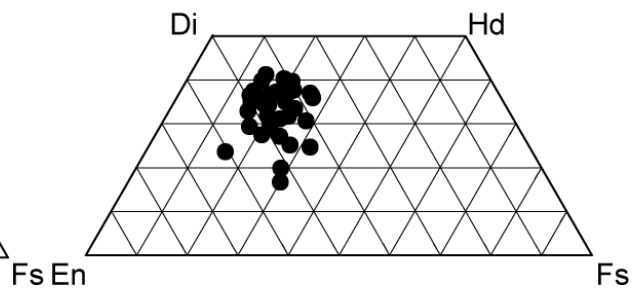
	1000 °C 3 hrs		1000 °C 6 hrs	
	リム	コア	リム	コア
SiO ₂	41.0 (0.1)	40.8 (0.1)	41.7 (0.1)	41.4 (0.1)
TiO ₂	0.02 (0.01)	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.04 (0.01)	0.05 (0.01)	0.07 (0.01)	0.07 (0.01)
Cr ₂ O ₃	0.10 (0.01)	0.10 (0.01)	0.10 (0.01)	0.10 (0.01)
FeO	10.2 (0.1)	9.0 (0.1)	8.0 (0.1)	8.1 (0.1)
MnO	0.13 (0.02)	0.12 (0.02)	0.14 (0.02)	0.13 (0.02)
MgO	48.2 (0.1)	50.2 (0.1)	49.8 (0.1)	50.1 (0.1)
CaO	0.22 (0.01)	0.21 (0.01)	0.21 (0.01)	0.21 (0.01)
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02 (0.01)
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.02 (0.01)	0.03 (0.01)	0.00	0.00
Total	99.9	100.5	100.0	100.1
Fa	10.6	9.1	8.3	8.3

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

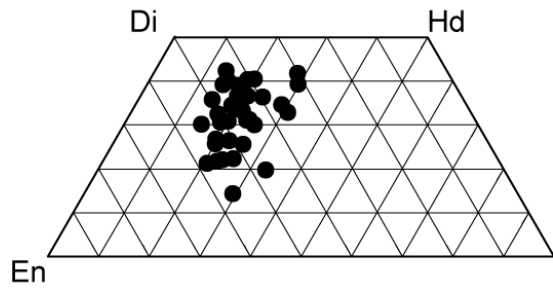
a: S690-7a



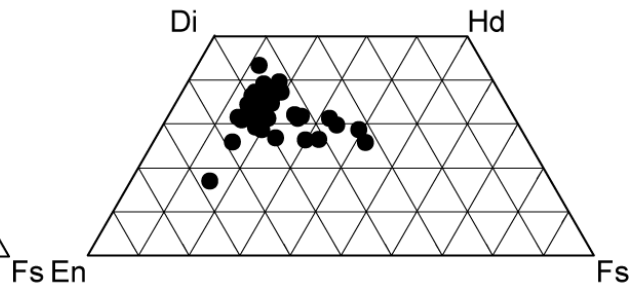
b: 24 GPa



c: 34 GPa



d: 47 GPa



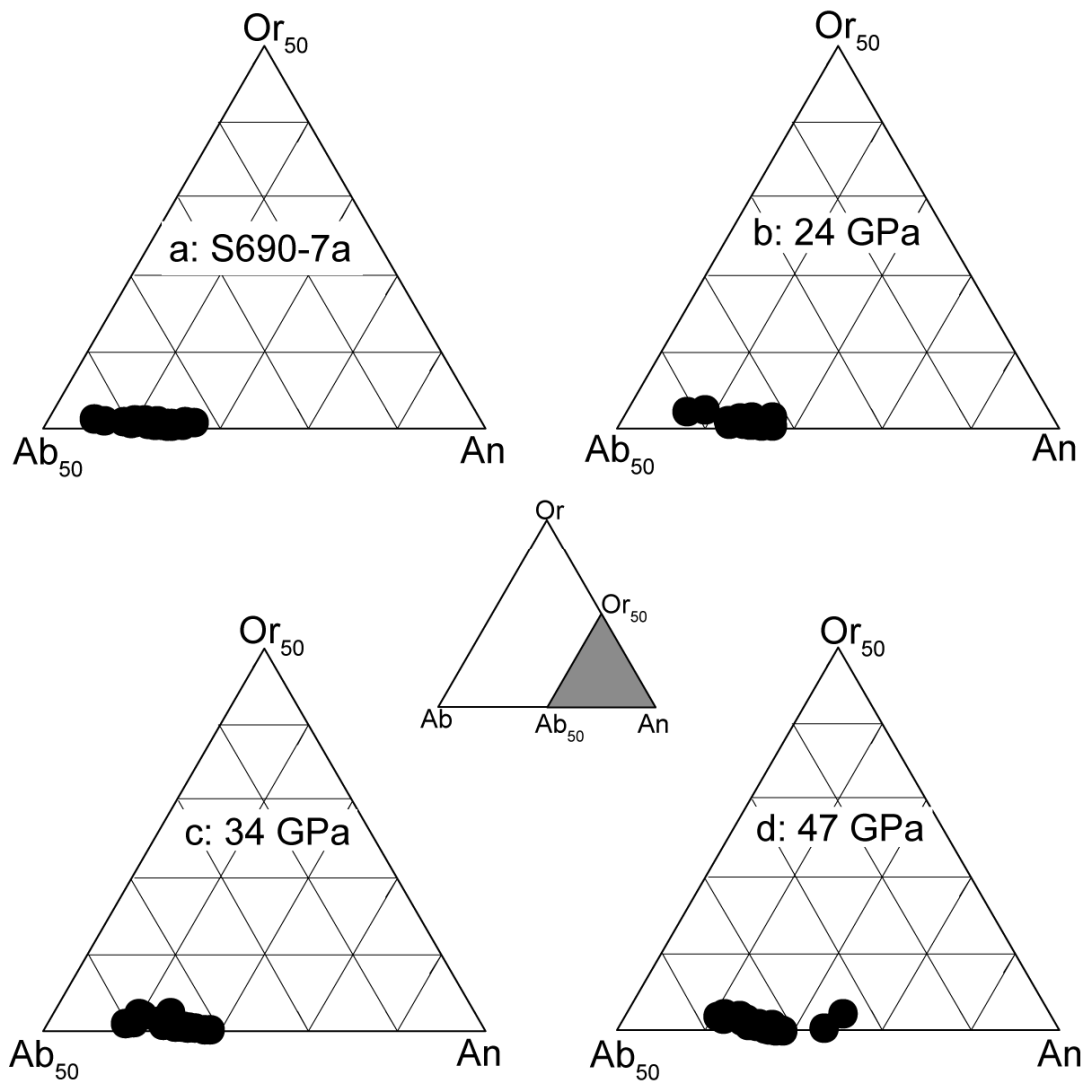
第 2-17 図 衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えた輝石の化学組成。

衝撃圧を加えた輝石の組成は、出発物質である玄武岩に含まれる輝石の組成から大きくは変わらなかった。57 GPa の衝撃圧を与えた試料および加熱試料では玄武岩基質がほぼ全溶解したため、輝石は存在しない。En: エンスタタイト。Di: ディオプサイド。Hd: ヘデンバージャイト。Fs: フェロシライト。

第2-6表 輝石の組成 (wt.%)。

	S690-7a	衝撃圧縮実験					
		24 GPa		34 GPa		47 GPa	
SiO ₂	47.9 (0.1)	50.3 (0.1)	48.7 (0.1)	50.9 (0.1)			
TiO ₂	1.82 (0.02)	1.11 (0.02)	1.88 (0.02)	1.67 (0.02)			
Al ₂ O ₃	4.58 (0.03)	8.50 (0.04)	4.78 (0.03)	4.64 (0.03)			
Cr ₂ O ₃	0.15 (0.04)	0.10 (0.01)	0.09 (0.01)	0.16 (0.01)			
FeO	11.9 (0.1)	11.7 (0.1)	13.2 (0.1)	12.0 (0.1)			
MnO	0.21 (0.02)	0.22 (0.02)	0.29 (0.02)	0.27 (0.02)			
MgO	14.2 (0.1)	14.7 (0.1)	15.2 (0.1)	17.2 (0.1)			
CaO	18.0 (0.03)	12.4 (0.03)	15.70 (0.03)	13.5 (0.03)			
Na ₂ O	0.34 (0.02)	0.80 (0.02)	0.33 (0.02)	0.31 (0.02)			
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.04 (0.01)			
P ₂ O ₅	0.04 (0.01)	0.04 (0.01)	0.03 (0.01)	0.06 (0.01)			
Total	99.1	99.9	100.2	100.8			
Fs	19.7	21.7	21.9	20.0			
Wo	38.3	29.5	33.4	28.9			

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。



第 2-18 図 衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えた斜長石(マスクェリナイト)の化学組成。
 マスケリナイトの組成は衝撃圧の上昇とともにわずかに An 成分に富む傾向がある。57 GPa の衝撃圧を与えた試料および加熱試料では玄武岩基質がほぼ全溶解したため、斜長石(マスクェリナイト)は存在しない。

第2-7表 斜長石（マスケリナイト）の組成 (wt.%)。

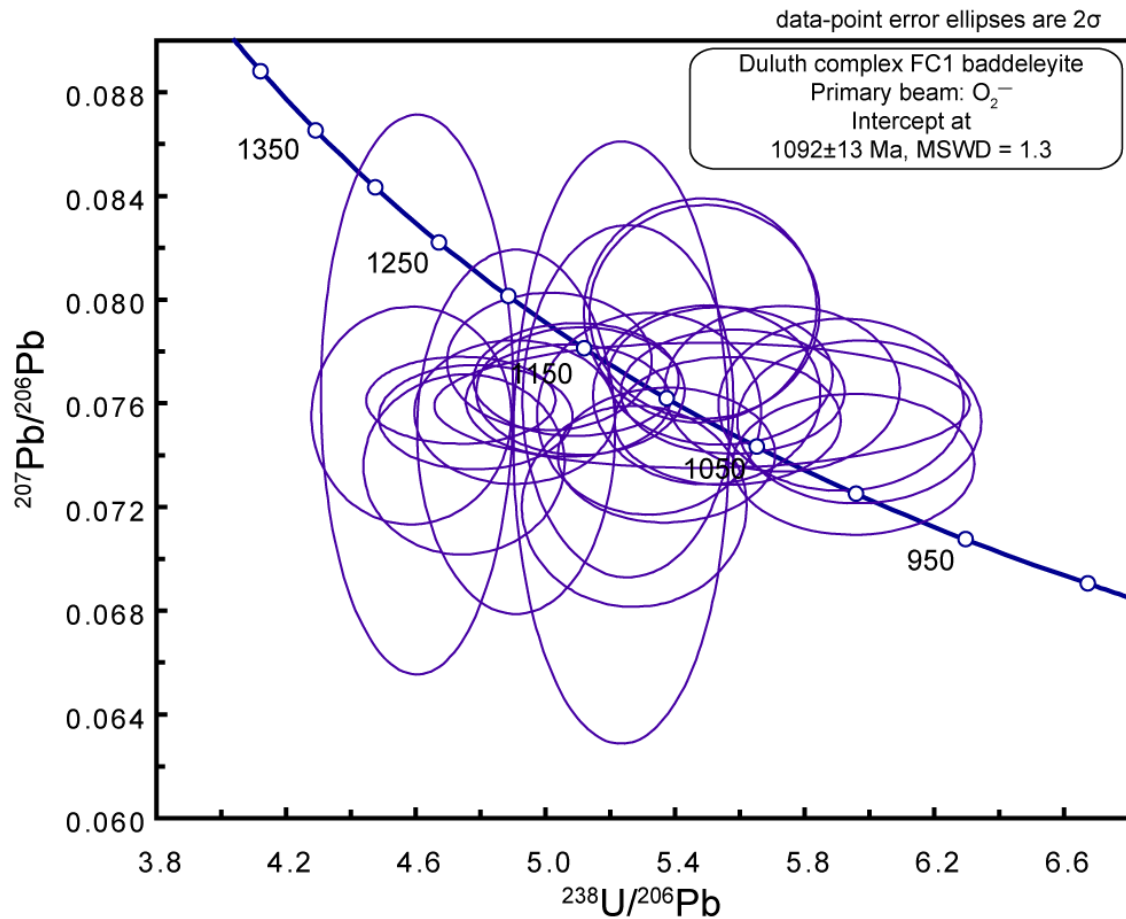
	S690-7a	衝撃圧縮実験					
		24 GPa		34 GPa		47 GPa	
SiO ₂	54.6 (0.2)	51.9 (0.2)	52.5 (0.2)	55.7 (0.2)			
TiO ₂	0.26 (0.03)	0.15 (0.03)	0.13 (0.03)	1.00 (0.05)			
Al ₂ O ₃	27.3 (0.2)	27.7 (0.2)	27.1 (0.2)	24.1 (0.2)			
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00			
FeO	1.7 (0.1)	1.3 (0.1)	1.6 (0.1)	2.7 (0.1)			
MnO	0.00	0.00	0.00	0.10 (0.05)			
MgO	0.29 (0.02)	0.35 (0.02)	0.42 (0.02)	0.43 (0.02)			
CaO	12.0 (0.06)	14.6 (0.08)	14.3 (0.08)	12.1 (0.08)			
Na ₂ O	4.09 (0.09)	4.06 (0.09)	4.04 (0.09)	4.01 (0.09)			
K ₂ O	0.20 (0.01)	0.11 (0.01)	0.15 (0.01)	0.32 (0.02)			
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.06 (0.04)	0.28 (0.06)			
Total	100.4	100.2	100.3	100.7			

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

第2-8表 バデレアイトの化学組成 (wt.%)。

Phalaborwa	衝撃圧縮実験					加熱実験		
	24 GPa	34 GPa	47 GPa	57 GPa	1000 °C 3 hrs	1000 °C 6 hrs	1300 °C 1 hr	
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.20 (0.03)	0.07 (0.02)	0.15 (0.02)	0.00	0.25 (0.02)	0.36 (0.02)	0.10 (0.02)	0.16 (0.02)
CaO	0.03 (0.01)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03 (0.01)
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZrO ₂	97.9 (0.4)	98.5 (0.4)	98.0 (0.4)	98.8 (0.4)	98.2 (0.4)	98.2 (0.4)	98.2 (0.4)	98.4 (0.4)
HfO ₂	1.92 (0.03)	1.62 (0.03)	1.82 (0.03)	1.33 (0.03)	1.54 (0.03)	1.76 (0.03)	1.77 (0.03)	1.74 (0.03)
Y ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.1	100.2	100.0	100.1	100.0	100.3	100.1	100.3

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。



第 2-19 図 FC1 バデレイト(Duluth complex)の U-Pb 同位体。

一次イオンとして O_2^- ビームを使用した。バデレイトの $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ データ (1092 ± 13 Ma) は、わずかにジルコンの年代よりも若い、FC1 ジルコンの年代 (1099 ± 0.6 Ma; Paces and Miller, 1993) と誤差の範囲で一致している。

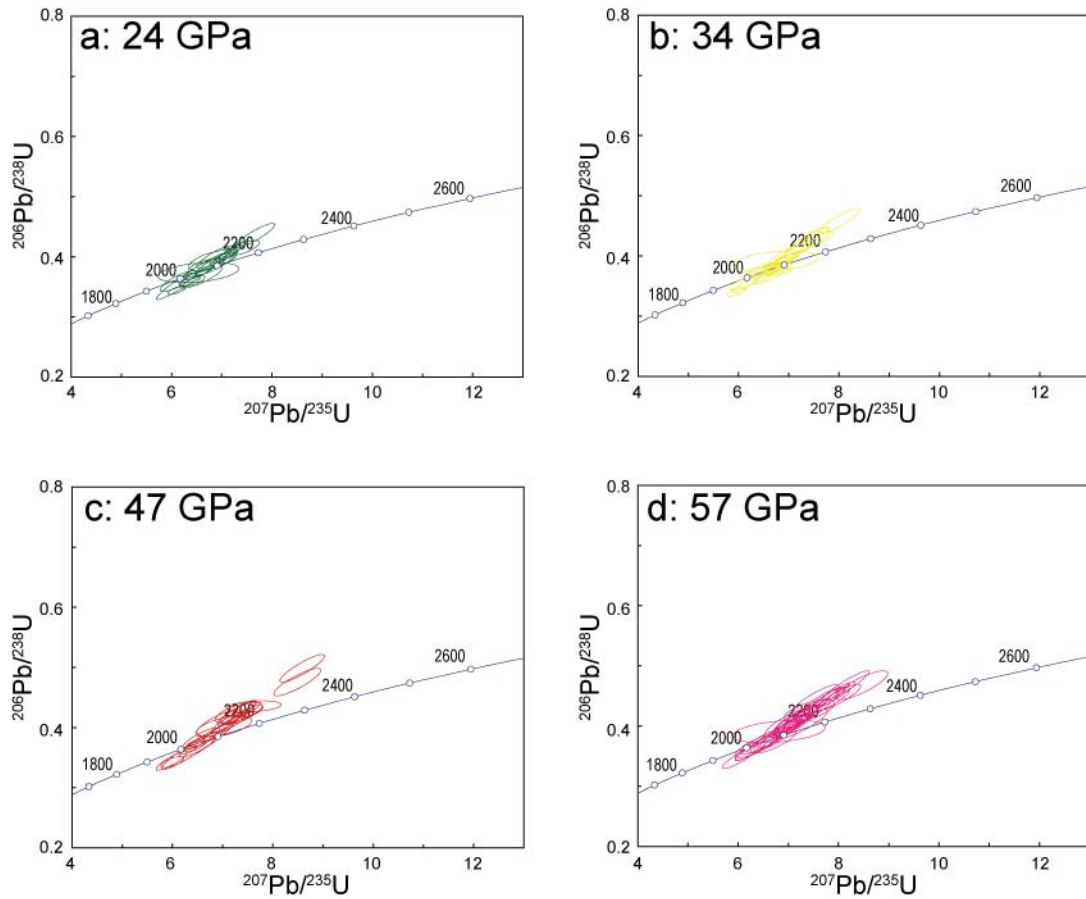
も若い、バデレアイトの U および Pb 同位体が衝撃変成作用により攪乱されるかを判断するには十分な精度を持っていると判断された。

2) 衝撃圧縮実験による U-Pb 同位体系

衝撃圧縮実験により得た試料に含まれるバデレアイトの分析値を付録 2 に示す。第 2-20 図に示すコンコーディアダイアグラムは、衝撃を与えたバデレアイトと衝撃を与えていない Phalaborwa バデレアイトの U-Pb 年代は誤差の範囲内で一致していることを示している。衝撃圧と U および Pb 同位体の乱れに係性は見られない。最大 57 GPa の衝撃には、バデレアイトの U-Pb 年代のリセットは確認できなかった。

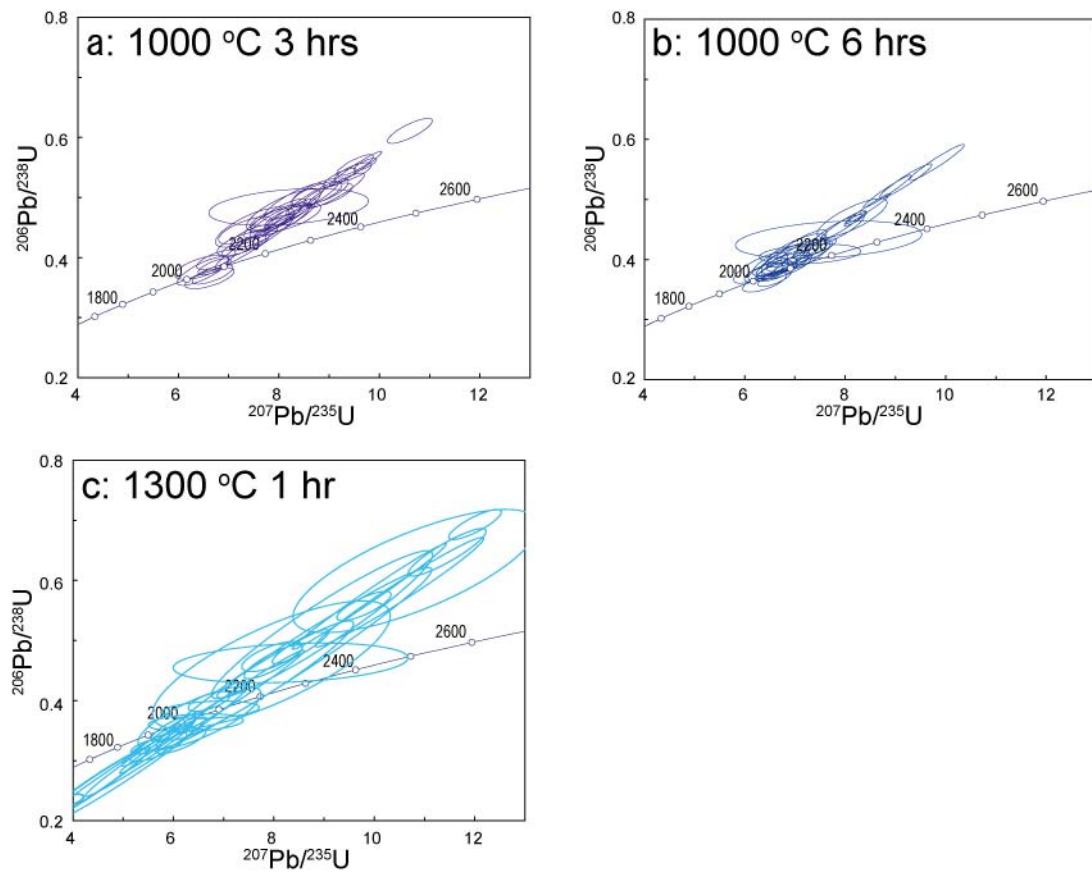
3) 加熱実験による U-Pb 同位体系

47 GPa の衝撃を加えた後に加熱した試料に含まれるバデレアイトの分析値を付録 3 に示す。U-Pb 同位体のデータは、コンコーディアダイアグラムに示す(第 2-21 図)。1000 °C で 3 時間および 1300 °C で 1 時間加熱したバデレアイトの U-Pb 同位体は、出発物質である 47 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイトのデータよりも、リバースディスコーディアを示している(第 2-21 図)。このディスコーディアンシーは、バデレアイトの測定に伴う結晶方位による影響(Wingate and Compston, 2000)および、加熱中の U の損失(もしくは Pb の獲得)の影響を含んでいる。一方、加熱による Pb の損失の影響は、コンコーディアダイアグラムから確認できなかった。



第 2-20 図 衝撃圧縮実験により衝撃圧を加えたバデレアイトの U-Pb 同位体。

a: 24 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイト。b: 34 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイト。c: 47 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイト。d: 57 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイト。衝撃を与えたバデレアイトと衝撃を与えていない Phalaborwa バデレアイトの U-Pb 年代は誤差の範囲内で一致していることを示している。



第 2-21 図 衝撃圧縮実験後に加熱したバデレアイトの U-Pb 同位体。

a: 1000°C で 3 時間加熱したバデレアイト。b: 1000°C で 6 時間加熱したバデレアイト。c: 1300°C で 1 時間加熱したバデレアイト。出発物質である 47 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイトのデータよりも、わずかにリバーズディスクォーディアを示している。

5 議論

5.1 衝撃圧縮および加熱による岩石組織への影響

衝撃溶融後の温度が高かったとされる火星隕石である Allan Hills(ALH)-77005 では、斜長石の再結晶化が報告されている。Ostertag (1982)はマスケリナイトの加熱実験を行い、45 GPa の衝撃圧が加わったラブラドライトは1000 °Cで0.5 時間もしくは、900 °Cで10 時間加熱すると、再結晶の兆候が観察され、1000 °Cで1 時間もしくは900 °Cで50 時間加熱するとほぼすべてが再結晶することを明らかにした。ALH-77005 には、マスケリナイトのリムに再結晶した斜長石が存在している。このことは、ALH-77005 が経験した衝撃後の加熱は、斜長石の結晶化が始まるには十分な時間があり、すべてが再結晶する前に冷え固まったことを示唆している。45 GPa から 55 GPa の衝撃圧では、衝撃直後の温度は 600~1000 °C であると見積もられている(Stöffler et al., 1991)。Ostertag (1982)の実験により観察された斜長石の再結晶化は、55 GPa の衝撃圧をうけた ALH-77005 の上限とよく一致している。衝撃実験では 24–47 GPa の衝撃圧において、斜長石のマスケリナイト化が観察できた。57 GPa および加熱実験の試料では、玄武岩基質はほぼ全溶融し、斜長石の再結晶化は確認できなかった。

Stöffler et al. (1991)は衝撃溶融には 75–90 GPa 必要であるとしているが、コンドライトの粉末を用いた衝撃実験により、空隙率の高い試料では 45–60 GPa の衝撃圧で衝撃溶融することが確認されており、空隙率が衝撃溶融に寄与することが報告されている(Hörz et al., 2005; Kitamura et al., 1992)。本研究で行った衝撃実験では、玄武岩とバデレアイトの混合試料の空隙率が 26–30 % と高かったため、57 GPa の衝撃圧で玄武岩基質が全溶融したと考えられる。玄武岩基質が全溶融した試料でも、かんらん石およびバデレアイトの結晶は溶け残っており、バデレアイトの結晶は実験条件での衝撃圧および加熱に対して耐性を持つと考えられる。

5.2 バデレアイトの結晶構造

出発物質である Phalaborwa バデレアイトからは、カソードルミネッセンスの発光は確認できなかった。衝撃圧縮実験で衝撃圧を加えたバデレアイトのカソードルミネッセンス像は、衝撃圧の増加とともに発光の強度が増した。一般的にカソードルミネッセンスの発光は、無秩序配列などの結晶構造の欠陥や、放射性元素の壊変に伴う結晶構造の損傷、局所的な希土類元素の存在など、様々な要因により生じるとされる

(Kempe et al., 2000)。衝撃圧に関連したカソードルミネッセンスの変化は、バデレアイトの結晶構造が衝撃圧縮により損傷を受けたことに起因すると考えられる。

二酸化ジルコニウム(ZrO_2)は、ジルコニアとして知られており、合成実験によりいくつかの多形結晶が報告されている。しかし、天然に産する鉱物で報告されている相は、単斜晶系(バデレアイト構造)のみである。ジルコニアは圧力 4 GPa 以下、温度 1200 °C 以下において単斜晶系をとり、これよりも高温環境では正方晶系、立方晶系をとり、70 GPa までの高圧環境では 2 つの斜方晶系をとる(Ohtaka et al., 2001; 第 2-2 図)。Wittmann et al. (2006)は、Ries クレーター(ドイツ)の岩石から、ジルコン($ZrSiO_4$)が部分的に ZrO_2 と SiO_2 に分解した組織を確認し、ラマンスペクトルからジルコニアの高圧相(斜方晶系; Ortho II)が存在している可能性を指摘した。

衝撃圧縮実験においては、バデレアイトのラマンスペクトルに 2-4 cm^{-1} のピークシフトが認められたが、すべての圧力においても単斜晶系であった。このことから、結晶構造に変化はなく、衝撃実験により生じた衝撃圧ではバデレアイトの相転移は起こらなかった。Bouvier et al. (2002)は、ダイヤモンドアンビルを用いた静水圧状態下でのジルコニアの高圧実験により、同様の圧力に関連したラマンピークのシフトを報告している。静水圧下では 8.8 GPa 以上の圧力で高圧相のラマンピークの出現が確認されている(Bouvier et al., 2002)。これらの実験結果は、圧力の持続時間の短い衝撃現象は、静水圧下での実験結果とは必ずしも一致しないことを示している。衝撃実験後の加熱では、47 GPa の衝撃を加えたときに生じたラマンピークシフトが衝撃を加えていないバデレアイトのピークに近づいている。

衝撃圧縮実験で圧力を加えたバデレアイトのカソードルミネッセンスおよびラマンスペクトルの変化は、衝撃圧によりバデレアイトの結晶に生じた損傷(構造欠陥)に起因すると考えられる。バデレアイトの結晶構造の損傷が衝撃圧縮実験後の加熱により修復したことにより、ラマンピークシフトも Phalaborwa バデレアイトに近づいたと考えられる。このことから、バデレアイトの構造に衝撃現象もしくは U の崩壊によって構造欠陥が生じて、高温での加熱により修復される可能性が示唆される。

5.3 U-Pb 同位体系

Wingate and Compston (2000) は、SHRIMP を用いたバデレアイトの U-Pb 同位体分析において、バデレアイトの結晶方位に依存した影響(オリエンテーションエフェクト)が存在していることを報告した。この影響により、分析中に U と Pb の同位体分別が起こるため、 $^{206}Pb/^{238}U$ 同位体比に約 10 % のばらつきが生じるとした。Schmitt et al. (2010)は、CAMECA ims-1270 を用いてバデレアイトの U-Pb 同位体測定を行い、

酸素ガスを注入することで試料室の酸素圧を上昇させる「Oxygen flooding」を用いることでバデレアイトのオリエンテーションエフェクトが低減されることを報告した。本研究における U-Pb 同位体分析は、SHRIMP にて行ったため、バデレアイトの結晶方位に依存した同位体分別の影響を受けている。結晶方位の影響を考慮しても、バデレアイトの周囲を埋めている玄武岩が全溶解した 57 GPa の試料においても、年代がリセットしてしまうような U および Pb 同位体の変化は確認できない。この結果は、57 GPa までの衝撃圧においては、U-Pb 同位体系に影響を与えないことを示している。

Deutsch and Schärer (1990)は、ジルコンを用いた衝撃実験によりジルコン中の U-Pb 同位体がどのような挙動を示すかを明らかにした。彼らの実験では、最大衝撃圧 59 GPa においた Pb の損失は起こらなかった。ただし、天然に起こる衝撃現象で加わる衝撃圧の持続時間は、衝撃実験よりも 10^3 から 10^4 ほど長い(Deutsch and Schärer, 1990)。Misawa et al. (2005) は様々な程度の衝撃を受けたユークライトに含まれるジルコンの SHRIMP 年代を報告し、周囲の鉱物が完全に溶解、発泡するような強い衝撃条件下においても、ジルコンの U-Pb 年代に変化が認められない例を示した。衝撃実験と天然の衝撃現象では、衝撃圧の持続時間が異なっているが、ジルコンを用いた実験と、天然の衝撃現象を経験したジルコンの年代測定の結果は、衝撃現象がジルコンの U-Pb 同位体系に与える影響は少ないということを示唆している。Krough et al. (1984) は、Sudbury インパクトクレーター (カナダ) およびその周辺の岩体から採取されたジルコンおよびバデレアイトの U-Pb 年代を求め、衝撃変成による U-Pb 年代のリセットは起こっていないとした。また、バデレアイトは U の含有量が 2000 ppm を超えているにもかかわらず、U-Pb 同位体データは、ジルコンの U-Pb 同位体データにくらべてコンコードであることから、バデレアイトの U-Pb 同位体はラジエーションダメージや、化学的風化、Pb の損失の影響を受けていないとした。バデレアイトを用いた衝撃実験および加熱実験において、U-Pb 年代がリセットするような乱れは観察されないことから、バデレアイトの U-Pb 同位体系もジルコンと同様に、実験条件と同様の衝撃現象によっては乱されにくい特徴を持つと考えられる。

5.4 バデレアイト中の U, Pb 拡散

シャーゴッタイトの構成鉱物である輝石、かんらん石、斜長石(マスケリナイト)は結晶化した時の化学累帯構造を保っている。1980 年代にもシャーゴッタイトの年代値がもつ地質学的意味についての議論が行われていた。Jones (1986)はシャーゴッタイトの岩石・鉱物学的研究に基づき、年代が持つ地質学的意味についての議論を行い、かんらん石に Fe-Mg の化学累帯構造が残っていることから、Rb-Sr、Sm-Nd、U-Pb

同位体系はサブソリダスでの熱変成によっては乱されず、年代がリセットされることはないとした。本研究で行った衝撃実験の試料中に含まれるかんらん石には、57 GPa の衝撃圧を加えた試料を除き、Fe-Mg の化学累帯が残されていた。57 GPa の試料は周囲の玄武岩基質は全溶解し、かんらん石の組成は均質化した。衝撃実験の後に加熱した試料では、主要元素組成は乱された。

バデレイト中の Pb の拡散速度については、未だに実験データは報告されていない。その他の U を含む鉱物である、ジルコン、タイタナイト、ルチルについての Pb の拡散係数は、実験により求められている(それぞれ Cherniak, 2000a; Cherniak, 1993; Cherniak, 2000b)。これらのデータを、ジルコン中の U の拡散 (Cherniak, 1997)、かんらん石中の Fe-Mg の拡散データ (Misener, 1974)、および Ca の拡散データ (Coogan et al., 2005) とともにまとめたアレニウスプロットを第 2-22 図にしめす。かんらん石の Fe-Mg の拡散速度は Pb²⁺ の拡散速度に比べて十分に速い。

これまでに報告されている拡散係数をもとに、10 μm サイズ(火星隕石中に見られるバデレイトの粒径)の鉱物を仮定した場合の拡散に必要な時間を見積もった。時間、拡散係数、距離は以下の式で近似される。

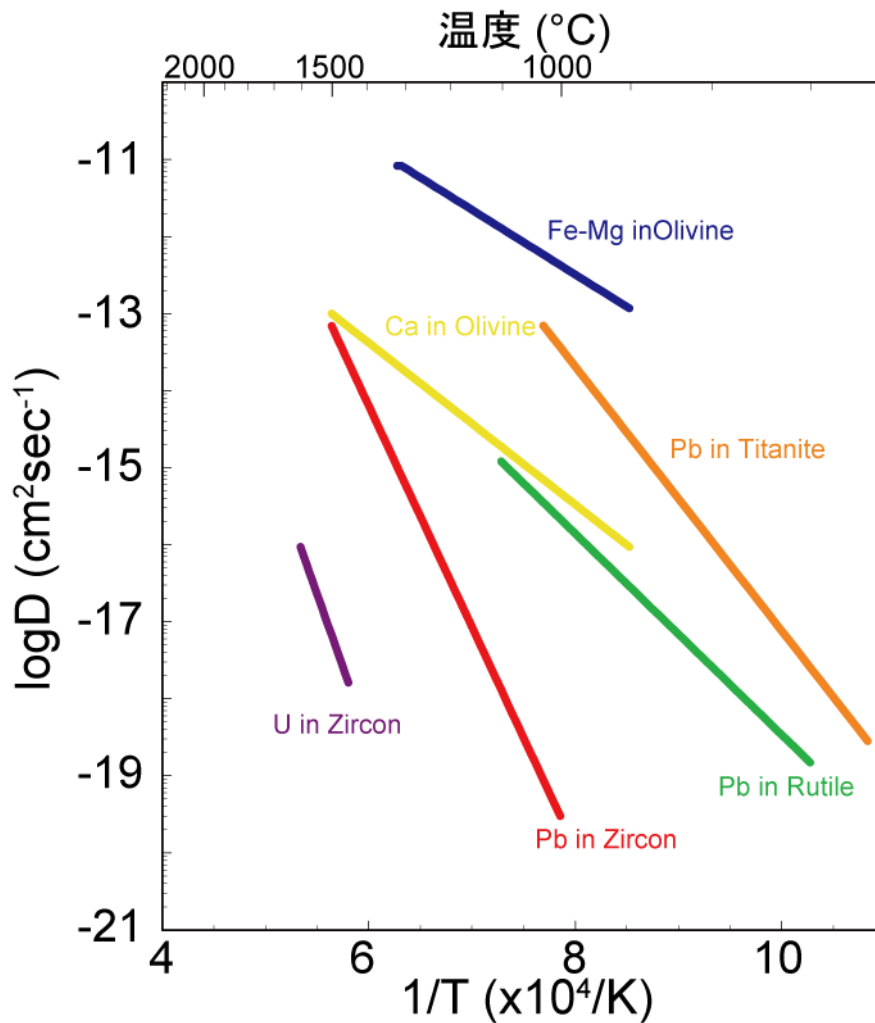
$$x \approx \sqrt{Dt} \quad (19)$$

x は距離、 D は拡散係数、 t は時間を表す。

ジルコン、タイタナイト、ルチルでの Pb の拡散に必要な時間は、ジルコン中では 1000 °C で約 106 万年、タイタナイト中では 1000 °C で約 1 年、ルチル中では 1000 °C で約 147 年である。これらの速度はかんらん石中の Fe-Mg の拡散速度よりも十分に遅い(火星隕石に見られるかんらん石の大きさ(粒径 400 μm)の場合 1000 °C で 120 年)。59 GPa の衝撃を加えた試料および加熱した試料中のかんらん石の Fe-Mg、Ca 成分の化学累帯構造は乱されたが、バデレイトの U-Pb 同位体系には大きな乱れは見られなかった。バデレイトがジルコンやその他の鉱物と同様の拡散速度を持つならば、バデレイト中の Pb の拡散はかんらん石中の Fe-Mg の拡散よりも十分に遅いこととなり、U-Pb 同位体系をリセットすることは困難である。

5.5 火星隕石への適用

すべての火星隕石は、程度は異なるが衝撃変成による影響を受けており、これまでに衝撃圧の見積もりがなされてきた。Fritz et al. (2005) は鉱物学的な視点から衝撃圧を見積もり、5–55 GPa の衝撃圧を報告している。また、火星隕石の中のショックメルトベイン中から、ホーランドイト、スティショバイト、オンファス輝石、アキモト石、Seifertite といった、高压相(~25-40 GPa)も報告されている(Langenhorst and Polirier, 2000a, 2000b; El Goresy, 2008)。火星隕石である Zagami、NWA 856 および Roberts Massif (RBT) 04261 に含



第 2-22 図 鉱物中の元素の拡散(アレニウスプロット)。

ウランを含む鉱物である、タイタナイト、ジルコン、ルチルについての Pb の拡散係数(それぞれ Cherniak, 1993, 2000a, 2000b)、ジルコン中の U の拡散(Cherniak, 1997)、かんらん石中の Fe-Mg の内部拡散係数(Misener, 1974)、およびかんらん石のカルシウムの拡散係数(Coogan et al., 2005)。

まれるバデレアイトのラマンスペクトルは、いずれも単斜晶系を示しており、高压相への相転移は認められない(第3章を参照)。Herd et al. (2010)は、NWA 3171に含まれるバデレアイトを透過型電子顕微鏡を用いて観察した。バデレアイトはメタミクト化しておらず、高压相への相転移の痕跡もなかった。火星隕石中のバデレアイトの結晶構造は、本実験で衝撃圧を加えたバデレアイトと調和的である。火星隕石であるRBT 04261に含まれるバデレアイトからは、約200Maの若いU-Pb年代が得られている(第3章を参照)。シャーゴッタイトのバデレアイトの構造および、実験により衝撃および高温を加えた試料のバデレアイトの構造は単斜晶系であり、全溶融した形跡もない。このことは、バデレアイトの結晶およびU-Pb系は衝撃変成作用によっては乱されにくいことを示している。

本実験結果からは、バデレアイトのU-Pb同位体系は、60 GPa以下の衝撃圧では乱されにくい特徴を持つことが明らかとなり、シャーゴッタイトの同位体系を乱すことは困難である(Nyquist et al., 2009; Gaffney et al., 2007)。Rb-Sr、Lu-Hf、U-Pb同位体系を完全にリセットさせるためには、新たな親・娘核種のホストとなる相が同位体平衡に達する必要がある。すべての同位体系をリセットするためには、シャーゴッタイトの全岩溶融により同位体系を均質化する以外に方法はない。シャーゴッタイトの中には衝撃溶融により部分的に溶融した組織を示すものもあるが、衝撃後の加熱は全岩溶融するような温度(リキダス)を超えてはいない(Fritz et al., 2005)。Bogard and Park (2008)、Nyquist et al. (2009)、Shih et al. (2011)らは、Rb-Sr、Sm-Nd、および ^{39}Ar - ^{40}Ar 年代すべてが若い年代を示していることから、シャーゴッタイトから求められた古い年代(4.1 Ga)に疑問を呈した。

Bouvier et al. (2008, 2009)はクレーターカウンティング法により求められた火星地殻の年代(Hartman and Berman, 2000; Hartman and Neukum, 2001)に言及し、4.1 Gaこそが結晶化年代であると主張していた。このクレーターカウンティングにより求められた表層物質の年代と隕石から求められた同位体年代の頻度分布の違いは、シャーゴッタイトの年代におけるパラドックスであった。しかしながら、Neukum et al. (2010)は、火星探査機(マーズグローバルサーベイヤー、マーズエクスプレス、マーズオデッセイ)により撮影されたより高精細な画像を用いて再度クレーターカウンティングによる表層地殻の年代を求め、シャーゴッタイトから求められているような若い年代の地殻はこれまでに考えられていたよりも幅広く分布していることを明らかにした。200 Maといった若い年代は、オリンポス山などの火山地形の近くで確認された。このことから、必ずしも火星地殻のほとんどすべてが~4.1 Gaという古い地殻ではなく、クレーターカウンティングで得られた年代は、シャーゴッタイトの年代が4.1 Gaである証拠とはならない(Neukum et al., 2010)。

6 結論

バデレアイトの衝撃圧縮実験および衝撃圧縮後の加熱実験では、ジルコニアの高圧相もしくは高温相への相転移は起こらなかった。実験により衝撃圧を加えたバデレアイトの結晶構造は、シャーゴッタイト (Zagami、NWA 856、NWA 3171、RBT 04261)に含まれるバデレアイトの結晶構造(単斜晶系)と調和的であった。

最大 57 GPa の衝撃圧および最大 1300 °C の加熱温度においても、バデレアイトの U-Pb 同位体系が乱れることはなかった。このことから、シャーゴッタイト中のバデレアイトから求められる U-Pb 年代は、火星における火山活動の時期を示していると考えられる。SHRIMP での分析に必要なサイズ(10 μm)を満たすバデレアイトで同位体測定を行うことができれば、シャーゴッタイトの結晶化年代を得ることができ、火星表層における火成活動に時間の制約を与えることができる。

7 引用文献

- Bogard, D.D., Park, J., 2008. ^{39}Ar – ^{40}Ar dating of the Zagami Martian shergottite and implications for magma origin of excess ^{40}Ar . *Meteorit. Planet. Sci.* 43, 1113–1126.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Albarède, F., 2005. The age of SNC meteorites and the antiquity of the Martian surface. *Earth Planet. Sci. Lett.* 240, 221–233.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Gillet, P., Albarède, F., 2008. The case for old basaltic shergottites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 266, 105–124.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Albarède, F., 2009. Martian meteorite chronology and the evolution of the interior of Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.* 280, 285–295.
- Bouvier, P., Godlewski, J., Lucazeau, G., 2002. A Raman study of the nanocrystallite size effect on the pressure–temperature phase diagram of zirconia grown by zirconium-based alloys oxidation. *Jour. Nucl. Material.* 300, 118–126.
- Borg, L., Drake, M.J., 2005. A review of meteorite evidence for the timing of magmatism and of surface or near-surface liquid water on Mars. *Jour. Geophys. Res.* 110, E12S03.
- Cherniak, D.J., 1993. Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. *Chem. Geol.* 110, 177–194.
- Cherniak, D.J., 2000a. Pb diffusion in zircon. *Chem. Geol.* 172, 5–24.
- Cherniak, D.J., 2000b. Pb diffusion in rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 139, 198–207.
- Cherniak, D.J., Hanchar, J.M., Watson, E.B., 1997. Diffusion of trivalent cations in zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 383–390.
- Coogan, L.A., Hain, A., Stahl, S., Chakraborty, S., 2005. Experimental determination of the diffusion coefficient for calcium in olivine between 900°C and 1500°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 3683–3694.
- Deutsch, A., Schärer, U., 1990. Isotope systematics and shock-wave metamorphism: I.U-Pb in zircon, titanite, and monazite, shocked experimentally up to 59 GPa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 3427–3434.
- Deutsch, A., Schärer, U., 1994. Dating terrestrial impact events. *Meteoritics* 29, 301–322.
- Duvall, G.E., Fowles, G.R., 1963. Shock waves, in Bradley, R.S.(Ed.), *High pressure physics and chemistry*, 2. Academic Press Inc., London and New York, pp. 209–291.

- El Goresy, A., Dera, P., Sharp, T.G., Prewitt, C.T., Chen, M., Dubrovinsky, L., Wopenka, B., Boctor, N.Z., Hemley, R.J., 2008. Seifertite, a dense orthorhombic polymorph of silica from the Martian meteorites Shergotty and Zagami. *Eur. Jour. Mineral.* 20, 523–528.
- Fritz, J., Artemieva, N., Greshake, A., 2005. Ejection of Martian meteorites. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 1393–1411.
- Gaffney, A.M., Borg, L.E., Connelly, J.N., 2007. Uranium–lead isotope systematics of Mars inferred from the basaltic shergottites QUE 94201. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 5016–5031.
- Hartmann, W.K., Berman, D.C., 2000. Elysium planitia lava flows: Crater count chronology and geological implications. *Jour. Geophys. Res.* 105, 15011–15025.
- Hartman, W.K., Neukum, G., 2001. Cratering chronology and the evolution of Mars. *Space Sci. Rev.* 96, 165–194.
- Heaman, I.M., 2009. The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: An evaluation of three mineral standards. *Chem. Geol.*, 261, 43–52.
- Heaman, L.M., LeCheminant, A.N., 1993. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂). *Chem. Geol.*, 110, 95–126.
- Herd, C.D.K., 2003. The oxygen fugacity of olivine-phyric martian basalts and the components within the mantle and crust of Mars. *Meteorit. Planet. Sci.* 38, 1793–1805.
- Herd, C.D.K., Borg, L.E., Jones, J.H., Papike, J.J., 2002. Oxygen fugacity and geochemical variations in the martian basalts: Implications for martian basalt petrogenesis and the oxidation state of upper mantle of Mars. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 2025–2036.
- Herd, C.D.K., Simonetti, A., Peterson, N.D., 2007. In situ U-Pb geochronology of martian baddeleyite by laser ablation MC-ICP-MS. *Lunar Planet. Sci.* XXXVIII, A1664.
- Herd, C.D.K., Stern, R.A., Walton, E.L., Li, J., Bibby, C., 2010. TEM and SEM-CL analysis of baddeleyite in NWA 3171: Geochronological implications for Martian meteorites. *Lunar Planet. Sci.* XXXXI, A2280.
- Hörz, F., Cintala, M.J., See, T.H., Le, L., 2005. Shock melting of ordinary chondrite powders and implications for asteroidal regoliths. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 1329–1346.
- Jones, J.H., 1986. A discussion of isotopic systematics and mineral zoning in the shergottites: Evidence for a 180 m.y. igneous crystallization age. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 969–977.
- Kempe, U., Gruner, T., Nasdala, L., Wolf, D., 2000. Relevance of cathodoluminescence for the interpretation of U-Pb zircon ages, with an example of application to a study of zircons from the Saxonian granulite complex,

- Germany, in: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, Ohnenstetter, D., (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York, pp. 415–455.
- Kitamura, M., Tsuchiyama, A., Watanabe, S., Syono, Y., Fukuoka, K., 1992. Shock recovery experiments on chondritic materials, in: Syono, Y., Manghnani, M.H.,(Eds.), *High-Pressure Research: Application to Earth and Planetary Science*. pp. 333–340, Terrapub., AGU.
- Krough, T.E., Davis, D.W., Corfu, F., 1984. precise U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbury area. In *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure*. (eds. Pye, E.G., Naldrett, A.J., and Giblin, P.E.), pp.431–446. Ont. Geol. Surv. Spec. Pap. 1.
- Langenhorst, F., Poirier, J.-P., 2000. Anatomy of black veins in Zagami: clues to the formation of high-pressure phases. *Earth Planet. Sci. Lett.* 184, 37–55.
- Ludwig, K.R., 2009a. SQUID 2.50. Special Publication 1. Berkeley Geochronology Center.
- Ludwig, K.R., 2009b. Isoplot/Ex version 3. Special Publication 2. Berkeley Geochronology Center.
- Lumpkin, G.R., 1999. Physical and chemical characteristics of baddeleyite (monoclinic zirconia) in natural environments: an overview and case study. *Jour. Nucl. Material.* 274, 206–217.
- Mänttari, I., Koivisto, M., 2001. Ion microprobe uranium-lead dating of zircons from the Lappajärvi impact crater, western Finland. *Meteorit. Planet. Sci.* 36, 1087–1095.
- McSween, H.Y. Jr., Grimm, R.E., 1983. Measures of chondrite equilibration. *Lunar Planet. Sci.* XIV, 491–492.
- Misawa, K., Yamazaki, F., Sawada, S., Sekine, T., 2002. Redistribution of radiogenic lead in plagioclase during shock shock metamorphism, in: Davison, L., Horie, Y., Sekine, T., (Eds.), *high-pressure shock compression of solids V, Shock chemistry with application to meteorite impacts*. Springer, New York, pp. 161–179.
- Misawa, K., Yamaguchi, A. 2007. U-Pb ages of NWA 856 baddeleyite. *Meteorit. Planet. Sci.* 42, A108.
- Misawa, K., Yamaguchi, A., Kaiden, H. 2005. U-Pb and ^{207}Pb – ^{206}Pb ages of zircons from basaltic eucrites: Implications for early basaltic volcanism on the eucrite parent body. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 5847–5861.
- Misener, D.J., 1974. Cation diffusion in olivine to 1400°C and 35 kbar. *Carnegie Inst. Washington Publ.*, 634, 117–129
- Miyamoto, M., Mikouchi, T., 1996. Platinum catalytic effect on oxygen fugacity of CO₂–H₂ gas mixtures measured with ZrO₂ oxygen sensor at 10⁵ Pa from 1300 to 700°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 2917–2920.

- Neukum, G., Basilevskya, A.T., Kneissla, T., Chapmana, M.G., Van Gasselta, S., Michaela, G., Jaumanna, R., Hoffmann, H., Lanze, J.K., 2010. The geologic evolution of Mars: Episodicity of resurfacing events and ages from cratering analysis of image data and correlation with radiometric ages of Martian meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 294, 204–222.
- Nyquist, L.E., Bogard, D.D., Shih, C.-Y., Greshake, A., Stöffler, D., Eugster, O., 2001. Ages and geologic histories of Martian meteorites. *Space Sci. Rev.* 96, 105–164.
- Nyquist, L.E., Bogard, D.D., Shih, C.-Y., Park, J., Reese, Y.D., Irving, A.J., 2009. Concordant Rb–Sr, Sm–Nd, and Ar–Ar ages for Northwest Africa 1460: A 346 Ma old basaltic shergottite related to ‘lherzolithic’ shergottites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 4288–4309.
- Ohtaka, O., Fukui, H., Kunisada, T., Fujisawa, T., Funakoshi, K., Utsumi, W., Irifune, T., Kuroda, K., Kikegawa, T., 2001. Phase relations and equations of state of ZrO₂ under high temperature and high pressure. *Physical Rev. B* 63, 174108.
- Ostertag, R., Stöffler, D., 1982. Thermal Annealing of experimentally shocked feldspar crystals. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 13th, A457–463.
- Paces, J.B., Miller J.D. Jr., 1993. Precise U–Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Jour. Geophys. Res.* 98, 13997–14013.
- Reischmann, T., 1995. Precise U–Pb age determination with baddeleyite (ZrO₂), a case study from the Phalaborwa igneous complex. *South Africa. South African Jour. Geol.* 98, 1–4.
- Schärer, U., Deutsch, A., 1990. Isotope systematics and shock-wave metamorphism: II. U–Pb and Rb–Sr in naturally shocked rocks; the Houghton Impact Structure, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 3435–3447.
- Schmitt, A.K., Chamberlain, K.R., Swapp, S.M., Harrison, T.M., 2010. In situ U–Pb dating of micro-baddeleyite by secondary ion mass spectrometry. *Chem. Geol.*, 269, 386–395.
- Sekine, T., Akaishi, M., Setaka, N., 1987. Diamond synthesis by weak shock loading. *Jour. Material. Sci.* 22, 3615–3619.
- Shih, C.-Y., Nyquist, L.E., Reese, Y., Misawa, K., 2010. Sm–Nd and Rb–Sr studies of lherzolithic shergottites Yamato 984028. *Polar Sci.* 4, 515–529.

- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 207–221.
- Stöffler, D., Keil, K., Scott, E.R.D., 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3845–3867.
- Tera, F., Wasserburg, G.J., 1973. A response to a comment on U-Pb systematics in lunar basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 213–217.
- Wetherill, G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages. *Trans. Am. Geophys. Union* 37, 320–326.
- Wingate, M.T.D., Compston, W., 2000. Crystal orientation effects during ion microprobe U-Pb analysis of baddeleyite. *Chem. Geol.* 168, 75–97.
- Wittmann, A., Kenkmann, T., Schmitt, R.T., Stöffler, D., 2006. Shock-metamorphosed zircon in terrestrial impact craters. *Meteorit. Planet. Sci.* 41, 433–454.
- Yamasaki, S., Kani, T., Hanan, B.B., Tagami, T., 2009. Isotopic geochemistry of Hualalai shield-stage tholeiitic basalts from submarine North Kona region, Hawaii. *Jour. Volcano. Geotherm. Res.* 185, 223–230.
- Yokose, H., Lipman, P.W., Kanamatsu, T., 2005. Physical and chemical properties of submarine basaltic rocks from the submarine flanks of the Hawaiian Islands. *Marine Geol.* 219, 173–193.

3章 火星表層物質(シャーゴッタイト)の形成年代

1 緒言

1.1 火星隕石

火星隕石(シャーゴッタイト、ナクライト、シャシナイト、ALH 84001)は、これまでに南極や砂漠から見つかり、物質科学的研究が進められている。火星起源隕石は、EETA 79001 中の衝撃溶融ガラス中に捕獲されたアルゴンやそのほかの希ガス、窒素、二酸化炭素の組成が、バイキング探査機により測定された火星の大気組成に一致したことなどで、火星起源であることが明らかとなった(Bogard and Johnson, 1983; Becker and Pepin, 1984; Swindle et al., 1986)。

火星起源隕石は、岩石学的特徴を基にシャーゴッタイト、ナクライト、シャシナイトと ALH 84001 に分類されている。シャーゴッタイトはさらに岩石学的に、玄武岩質シャーゴッタイト、レルズライト質シャーゴッタイト、オリビンフィリックシャーゴッタイトの3種類に分類されている(第3-1表)。玄武岩質シャーゴッタイト、オリビンフィリックシャーゴッタイトは火山岩起源とされ、レルズライト質シャーゴッタイト、ナクライト、シャシナイトはマグマ溜まり内、あるいは溶岩流内での沈積岩起源、ALH 84001 は深成岩起源とされている。またシャーゴッタイトは、化学的特徴(希土類元素存在度パターン)に基づき、不適合元素に富む(Enriched)、不適合元素に欠乏(Depleted)、および中間型(Intermediate)に細分されている。

1.2 シャーゴッタイトの岩石学的特徴

玄武岩質シャーゴッタイトは、主に輝石(オージャイト、ピジヨナイト)および斜長石(マスケリナイト)から構成されるインターサータルないしオフィティック組織を示す。構成鉱物の多くは化学平衡に達しておらず、化学組成の累帯構造を保存している。玄武岩質シャーゴッタイトの全岩組成は、地球の玄武岩に比べて高い Fe/(Fe+Mg)比および Al₂O₃ 含有量を持つ。McCoy et al. (1992) は、玄武岩質シャーゴッタイトである Zagami 隕石の岩石・鉱物学的研究を行い、Zagami 隕石に含まれている輝石は、コアに Mg 成分に富んだオージャイトをもち、リムにピジヨナイトのコアを持つ特徴を確認し、2段階の形成ステージを提案した。一段階目の形成過程は、マグマチャンバーでのゆっくりとした冷却である。オージャイト中のメルトインクルージョンに、角閃石が存在することから、一段階目は角閃石の安定領域である 100-200 MPa の圧力(深さ >7.5 km)で形成したとされた。2段階目の形成過程は、浅部への貫入もしくは溶岩流の噴出過

第3-1表 シャーゴツタイトの分類。

	不適合元素に乏しい	中間型	不適合元素に富む
オリビンフリック	DaG 476/489 SaU 005/094 Y 980459 NWA 1195 Dofar 019	EETA 79001 lith. A	NWA 1068/1110
レルゾライト質		NWA 1950 ALH 77005 LEW 88516 GRV 020090 Y-793605 Y 000027	NWA 4468 RBT 04261/62 NWA 4797
玄武岩質	QUE 94201	EETA 79001 lith. B NWA 480/1460	Los Angeles NWA 856 NWA 1669 Dofar 378 Zagami Shergotty

程である。Brearley (1991)は、輝石の離溶ラメラの幅を基に冷却速度を見積もり、1100–950°C の間で 0.02 °C/h の冷却速度であったと報告した。この冷却速度を基に、Zagami は、厚さ>10 m の溶岩流もしくは薄いシルもしくはダイク中で形成したと考えられている。

レルゾライト質シャーゴッタイトは、主にかんらん石およびクロム鉄鉱が輝石に包有されるポイキリティック組織が顕著にみられ、その隙間を斜長石(マスケリナイト、輝石(ピジョンナイト、オージャイト)、メリライト、クロム鉄鉱、イルメナイトが埋めている。斜長石(マスケリナイト)の含有量は、<10 vol.%である。かんらん石、輝石の組成は、玄武岩質シャーゴッタイトよりもマグネシウムに富む。レルゾライト質シャーゴッタイト形成過程は、岩石学的特徴から次のような提案がされた(Lundberg et al., 1990; Harvey et al., 1993)。はじめに、かんらん石、クロム鉄鉱、および少量の輝石がマグマから結晶化した。次に輝石が晶出・成長し、サイズの大きな結晶を形成した。この時に、かんらん石およびクロム鉄鉱を包有し、ポイキリティック組織を形成した。かんらん石、輝石、クロム鉄鉱の結晶が沈積し、鉱物間に斜長石が結晶化する。最後の残渣が結晶化する。レルゾライト質シャーゴッタイトは、玄武岩とは異なり、マグマ内での沈積岩起源とされている。

オリビンフィリックシャーゴッタイトは、かんらん石、輝石の巨晶と、細粒の輝石とクロム鉄鉱の基質からなる、斑状組織を示す。斜長石の存在度は玄武岩質シャーゴッタイトと同等である。オリビンフィリックシャーゴッタイトの結晶化過程は、まずかんらん石の斑晶がマグマから晶出し、次に基質に存在するかんらん石、輝石が晶出する。その後溶岩流として噴出した(Goodrich, 2003; Usui et al., 2009)。

1.3 衝撃変成作用

火星隕石は、火星表層での衝撃現象によって放出され、地球に落下してきたものである。火星からの脱出に必要な速度は、~5 km/s である。Melosh (1984)の計算によると、火星隕石は、~10 km の直径を持つクレーターから放出されたとされていたが、Head and Melosh (2000)の再計算によると、>3 km のクレーターが起源であるとされた。

衝撃現象は岩石の組織、組成におおきな変化をもたらす(第1章を参照)ため、火星表層物質の形成・進化過程を明らかにする上で、火星隕石が受けた衝撃の程度を評価することは重要である。衝撃変成作用により岩石に加わった衝撃圧は、地球上のインパクトクレーターの岩石・鉱物学的特徴および、衝撃圧縮実験による岩石および鉱物の変化を基にして見積られた(Kieffer et al., 1976; Schaal and Hörz, 1977; Stöffler et al., 1986; Stöffler et al., 1990; Schmitt, 2000)。Fritz et al. (2005)は火星隕石の岩石、鉱物学的研究に基づき、火

星隕石は 5–55 GPa の衝撃圧をうけているとした。シャーゴッタイトには、ショックベインや、メルトポケットの存在が確認されており、局所的に 60–80 GPa の衝撃圧や 2000 °C 程度での加熱を経験したことが伺える(Stöffler et al., 1986)。火星隕石の中のショックベイン中から、ホーランダイト(2400–2500 °C; ~30 GPa)、ステイショバイト(2400–2500 °C; ~30 GPa)、オンファス輝石(2400–2500 °C; ~30 GPa)、Seifertite(2300–2500 °C; >35 GPa)といった、高压相も報告されている(Langenhorst and Polirier, 2000a, 2000b; Beck et al., 2005; El Goresy, 2008)。

1.4 これまでに行われたシャーゴッタイトの同位体年代学的研究

シャーゴッタイトからは、K-Ar (Ar-Ar)、Rb-Sr、Sm-Nd、Lu-Hf、U-Pb といった様々な同位体系を用いて年代が求められてきた(Nyquist et al., 2001; Borg and Drake, 2005)。1970 年代には Shergotty や Zagami、EETA 79001 の同位体年代が求められ、~180 Ma の年代が報告され、この年代は、衝撃変成年代として解釈されていた(Nyquist et al. 1979; Bogard et al., 1979; Shih et al., 1982)。Chen and Wasserburg (1986)は、Zagami および EETA 79001 の U-Th-Pb 同位体分析を行い、シャーゴッタイトの原岩は 4–4.5 Ga に形成したと主張した。一方、Jagoutz and Wänke (1986)は、Shergotty の輝石アイソクロンから~350 Ma の Sm-Nd 年代を求め、この年代こそがシャーゴッタイトの結晶化年代であると主張した。Jones (1986)は、シャーゴッタイトに含まれる、かんらん石、輝石、斜長石(マスケリナイト)に化学組成の累帯構造が残されていることから、衝撃変成作用では同位体平衡に達することは難しいとし、~180 Ma こそがシャーゴッタイトの結晶化年代であると結論した。その後も様々な同位体系(Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar, Lu-Hf, U-Th-Pb)シャーゴッタイトの同位体年代が報告されているが、その多くは 180–575 Ma の年代を示しており、シャーゴッタイトの結晶化年代であると考えられてきた(Borg and Drake, 2005)。Sano et al. (2000)は、シャーゴッタイトに含まれるリン酸塩鉱物(メリライト、アパタイト)を用いて U-Pb 鉱物年代をもとめ、~200 Ma の年代値を得たが、その地質学的意味については言及していない。Bouvier et al. (2005)は全岩および鉱物アイソクロンから、約 4.0 Ga と古い Pb-Pb 年代を、Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf 同位体からは約 200 Ma の若い年代を求めた。この異なる年代値の解釈として、若い(約 200 Ma)の年代は、水質変成に対して弱い(結晶構造が破壊されやすい)リン酸塩鉱物などから求められているため、火星表面での水質変成によりリセットされた結果であるとし、4.0 Ga こそが、シャーゴッタイトの結晶化年代であるとした(Bouvier et al., 2005)。Herd et al. (2007)および Misawa and Yamaguchi (2007)は、水質変成に耐性のある鉱物であるバデレアイト(ZrO_2)を用いて U-Pb 年代の測定を、それぞれレーザーアブレーションを併用した誘導結合プラズマ質量分析計(LA-ICP-MS)もしくは二次イ

オン質量分析計(SHRIMP II)を用いて行い、<300 Ma の年代を得ている。Gaffney et al. (2007)は、QUE 94201 の U-Pb 同位体分析を行い、327 Ma の U-Pb 年代を報告した。Pb のデータのみを使用すると、39-43 億年を示す Pb 年代値が得られる。Pb 同位体データを用いて得られたアイソクロンは、地球のコモン Pb の領域と重なるため、古い Pb-Pb 年代は、地球でのコンタミネーションの影響を受けているとし、327 Ma こそがシャーゴッタイトの結晶化年代を示しているとした。

Bouvier et al. (2008; 2009)はバデレイトから得られた U-Pb 年代は、衝撃変成作用により同位体系が乱された結果であると主張した。また、4.1 Ga を示す Pb 同位体データは、リーチングしたフラクションから求められているため、地球での汚染の影響は受けていないとし、41 億年こそがシャーゴッタイトの結晶化年代であるとした。

Bogard and Park, (2008)は、Zagami の ^{39}Ar - ^{40}Ar 年代(~200 Ma)を報告し、衝撃加熱に伴う拡散によって Ar の放出は起こらないとした。Nyquist et al. (2009)、Lapen et al., (2010)、および Shih et al., (2011)は、衝撃変成作用によりすべての同位体系が乱され、すべて同位体系において一致した年代が求まることは考えにくいとし、約 2 億年を示す年代がシャーゴッタイトの結晶化年代であると主張した。Lapen et al., (2010)は、もし衝撃変成作用で同位体系がすべてリセットするならば、同位体年代は火星脱出時の衝撃イベントを記録しているはずであるが、後述する火星からの脱出年代とシャーゴッタイトの同位体年代は一致していないため、衝撃変成によっては同位体系はリセットしていないと主張した。

火星から岩石が放出された年代は、宇宙線照射核種である ^3He 、 ^{10}Be や ^{21}Ne を用いて求められた宇宙線照射年代と、 ^{14}C や ^{36}Cl を用いて求められた落下年代の和である。シャーゴッタイトからは、~20、4.5、3、1.3、0.7 Ma の 5 つの年代が求められている(Nyquist et al., 2001)。玄武岩質シャーゴッタイトである Shergotty、Zagami、Los Angeles、QUE 94201 は、2.7-3.1 Ma という狭い範囲の放出年代を示す。レルズライト質シャーゴッタイトである LEW 88516、ALH 77005、Y 000027、Y 000097 および Y-793605 から求められた放出年代(Nagao et al. 2008)は、玄武岩質シャーゴッタイトとは一致しない(3.94–4.70 Ma)。Nagao et al. (1997)は、LEW 88516 および Y-793605 から得られた年代は、火星からの放出の前に宇宙線の照射を受けた可能性を指摘した。Y-793605 に残された衝撃の特徴から、2 回の衝撃変成作用をうけたとされている。つまり、深部で形成したレルズライト質シャーゴッタイトは、衝撃により掘り起こされ火星表層に露出する。その後、火星から放出されるまで宇宙線の照射を受けていたという解釈である。Y-793605 および LEW 88516 についても従来の同位体年代の解釈が正しいとすれば、約 180 Ma の結晶化年代を示していることから、他のシャーゴッタイトと同時に放出された可能性がある。EET 79001、DaG 476、DaG 489 からは、それぞれ 0.7、

1.24、1.25 Ma の放出年代が求められており、DaG 476 と DaG 489 はペアの隕石であると考えられている。EET 79001 と DaG 476/489 の放出年代は、そのほかのシャーゴッタイトとも一致していない。これらのシャーゴッタイトは~474 Ma と古い結晶化年代を持っているため、そのほかのシャーゴッタイトとは異なる放出イベントを経験していると考えられている。このように、シャーゴッタイトの放出年代および結晶化年代の違いから、シャーゴッタイトの起源となる岩石は、火星の表面に広く分布していると考えられている(Nyquist et al., 2001)。

これまでに多くの火星隕石(シャーゴッタイト)および地表の年代が求められてきたが、火星隕石から求められる年代は約 200 Ma と若いのに対して、探査機の撮影した画像から求められた火星表層地殻の年代測定では、火星表層には、若い年代を示す地殻物質があまり分布していなかった(シャーゴッタイトの年代パラドックス)。火星表層地殻の年代は、表層に存在するクレーターを基に、クレーターカウンティング法を用いて求められた(Hartmann and Berman, 2000; Hartmann and Neukum, 2001)。バイキング探査機やマーズグローバルサーベイヤー探査機が撮影した火星表層の画像データを用いたクレーターカウンティングによると、火星表層には火星隕石から求められたような~200 Ma といった若い年代を示す溶岩流は少ないとされていた(Hartmann and Berman, 2000; Hartmann and Neukum, 2001)。しかしながら、Neukum et al. (2010)が、マーズグローバルサーベイヤー、マーズエクスプレス、マーズオデッセイが撮影した高精細の画像を用いて火星表層年代を再測定したところ、同位体年代で得られていた約 200 Ma の若い年代は、Olympus、Arsia、Elysium 等の火山地形近傍に広く分布していることが明らかになった。

1.5 シャーゴッタイトの形成過程

シャーゴッタイトの主要および微量元素組成(例えば Lodders, 1998)、Sr、Nd、Hf、Pb 同位体の初生値(例えば、Shih et al., 1982; Borg et al., 1997, 2002, 2003, 2005; Blichert-Toft et al., 1999)にはバリエーションがある。この組成のバリエーションは、シャーゴッタイトをもたらしたマントル物質の化学的なバリエーション(Borg et al., 1997, 2003; Borg and Draper, 2003)、もしくは様々な地殻物質の混合の程度(Jones, 1989; Borg et al., 1997; Herd et al., 2002; McSween et al., 2003)を反映しているとされている。

シャーゴッタイトの形成過程は、主要元素、微量元素、同位体組成データに基づきモデル化され、二段階の進化過程が考えられている。一段階目は、母天体の形成およびマントル物質の分化(~4.5 Ga: Chen and Wasserburg, 1986; Misawa et al., 1997; Borg et al., 2003)、二段階目はマントル物質の溶融と起源マグマの形成である。~200 Ma にマグマは火星表層に噴出し、溶岩流を形成した。

シャーゴットタイトの Sm-Nd、Rb-Sr 同位体系を解釈するため、Borg et al. (1997)は、火星形成時の分化過程のモデルを提案した。このモデルによると、火星のマントル物質は、初期火星のマグマオーシャンからの鉱物の晶出および集積により形成した。マグマオーシャンからの結晶化過程は、(1) 0–40 %の結晶化 (かんらん石(100 %))、(2) 40–78 %の結晶化 (斜方輝石(75 %)+かんらん石(25%))、(3) 78–86 %の結晶化 (単斜輝石 (75%)+斜方輝石 (25 %))、(4) 86–99 %の結晶化 (単斜輝石 (95%)+ガーネット (5 %))であった。この結晶化過程は、Longhi et al. (1992)が報告したバルクシリケートマーズの組成を基に見積もられた。Borg et al. (2003)および Borg and Draper (2003)は、0-78 %の結晶化および 78–99 %の結晶化段階について微量元素存在度を求め、初期火星の Sr, Sm, Nd, Lu, Hf の存在度は、コンドライト中の存在度の 2 倍であったとした。火星隕石から得られた組成のバリエーションは、微量元素に乏しいマフィックなマントル物質と、マントル物質の結晶化・集積過程で取り込まれた流体との混合としてモデル化された。この火星の分化モデルでは、微量元素存在度の異なるシャーゴットタイトを形成するためには、少なくとも 3 つの異なる起源物質が必要であるとされた(Borg et al., 2003; Borg and Draper, 2003; Syms et al., 2008)。

Bouvier et al. (2005, 2008, 2009)が主張するように、すべての同位体系が水質変成もしくは衝撃変成作用により乱されたならば、これまでに求められてきた鉱物アイソクロンおよびアイソクロンから求められた初生値を基に議論されてきたシャーゴットタイトの形成過程は全く意味をなさなくなる。このため火星表層地殻の形成過程を考える上で、水質変成および衝撃変成作用の影響を受けない鉱物・同位体系を用いて年代測定を行い、シャーゴットタイトの結晶化年代を求める必要がある。

1.6 研究の目的

火星隕石から求められた同位体年代が持つ地質学的意味については、未だに合意されていない。本論第 2 章において、衝撃圧縮実験および加熱実験の結果を示したとおり、実験条件下では、バデレイトの U-Pb 同位体系は乱されないことが明らかになった。本研究では、シャーゴットタイトの結晶化年代を明らかにするために、RBT 04261 に含まれるバデレイトの産状、衝撃変成作用の程度を岩石鉱物学的に評価するとともに、二次イオン質量分析計(SHRIMP II)を用いて U-Pb 年代測定を行った。

1.7 SHRIMP II を用いたバデレイトの年代測定の利点と問題点

SHRIMP II での分析に用いるサンプルは、サンプルホルダーに収まる大きさの研磨片であれば良い。このことは、岩石組織を保持したまま分析することが可能であるため、組織と対応した年代を得ることがで

きる利点を持つ。このため、岩石が受けた、変成、変質作用の岩石・鉱物学的評価、鉱物から求められる年代を基に、地質学的現象を詳細に解析することが可能となる。

火星隕石中に存在するバデレアイトの多くは、粒径が約 10 μm と小さく、ウランの含有量も約 10 ppm 程度である。SHRIMP II は、デュオプラズマトロンで発生させた O_2^- イオンもしくは O^- イオンを、加速電圧 10 kV で加速し、Köhlar システムにより一次イオンを約 10-20 μm に絞りサンプルの試料面に照射する。スパッタリングにより試料表面で形成される二次イオンを引き出し、静電アナライザー(エネルギー分離)と磁場(質量分離)を組み合わせた二重収束質量分析計により、高分解能(~5500)を得ることができる。質量分離したイオンは、エレクトロンマルチプライヤを用いたイオンカウンティング法により検出される。

SHRIMP 分析において用いる通常のサンプルホルダー(本論ではノーマルホルダーとする)は、直径 1 インチの樹脂マウントをサンプル前面の金属製ホルダーにより保持している。この金属の影響によって、試料の一部では分析計内で同位体分別が起こる。この影響を受けない分析可能な範囲は、中心の直径約 1 cm 以内に限定されている。この範囲外では、分析計内での同位体分別の影響が大きく、その補正はきわめて困難である。本研究で使用した研磨厚片試料の場合、対象とするバデレアイトは不均質に存在しているため、より広い領域で分析を行う必要がある。オーストラリア国立大学は、前面の金属を取り除くことにより分析領域を広げたメガマウント(およびメガマウントホルダー)を開発した(Ickert et al., 2008)。このメガマウントでは、試料面を金属が覆うことはなく、樹脂マウントの後方から、ねじにより樹脂マウントが保持される。Ickert et al. (2008) は、ジルコンの酸素同位体分析においてメガマウントの分析可能領域を確認し、分析可能領域は従来のホルダーよりも広く、中心の直径 2 cm では質量分別効果の影響を受けずに分析可能であるとした。このメガマウントでは、試料を破損する危険性が内在しているため、より安全なメガマウントシステムを開発した(詳細は付録 4 を参照)。

SHRIMP による月試料・ユークライトの U-Pb 年代の多くは、ジルコン(ZrSiO_4)を用いて分析されてきた(Compston et al., 1984; Misawa et al., 2005; Pidgeon et al., 2007 など)。しかしながら、火星隕石からはジルコンの報告例はない。火星隕石に含まれているバデレアイト(ZrO_2)は、ジルコンと同様に、結晶化時にウランを取り込むが、コモン Pb、Th を取り込まない性質がある。このことから、現在バデレアイトの結晶に含まれている Pb のほとんどは放射起源である。このため、バデレアイトも、ジルコンと同様に U-Pb 鉱物年代を測定するのに有用な鉱物であり、地球の岩石について年代測定が試みられている(Heaman and LeCheminant, 1993; Heaman and LeCheminant, 2000)。Wingate and Compston (2000)はバデレアイトを SHRIMP(SIMS)で U-Pb 同位体分析する際には、バデレアイトの結晶方位に依存した影響(オリエンテーシ

ョンエフェクト)により、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 同位体比に、~10 %程度の分析誤差が生じるとした。この影響について、本論第 2 章において FC1 バデレアイトを用いた試験分析をおこない、オリエンテーションエフェクトを考慮しても、火星隕石の年代が 4.1 Ga か 200 Ma かを見分けるのに十分な精度を持つことを確認した。

2 試料

本研究には Roberts Massif (RBT) 04261 の研磨厚片(サブナンバー32 および 33)を使用した。RBT 04261 は、初期分類により RBT 04262 とペアの隕石とされ、オリビンフィリックシャーゴッタイトとされた (Satterwhite and Righter, 2004)。Mikouchi et al. (2008)は、岩石・鉱物学的特徴に基づき、RBT 04262 がオリビンフィリックシャーゴッタイトよりもレルズライト質シャーゴッタイトに近い特徴を持つとした。Sanborn et al. (2008)および Usui et al. (2010)は、希土類元素存在度を分析し、RBT 04261 および RBT 04262 が、玄武岩質シャーゴッタイトである Shergotty および Zagami の希土類元素存在度(Wadhwa et al., 1994)と同様に、軽希土類元素に富む特徴をもつことを明らかにした。

バデレアイトの主要構成元素である Zr は、HFS(High Field Strength)元素(イオン半径は小さいがイオンの価数が大きい元素)であり、液相濃集元素である。液相濃集元素は、マグマの結晶分化過程において鉱物ではなく液相に濃集する特徴を持つため、不適合元素である希土類元素に富むシャーゴッタイトである RBT 04261 を形成したマグマには、不適合元素に乏しいシャーゴッタイトに比べ、バデレアイトを構成する Zr をより濃集していたと考えられる。このことから、RBT 04261 では、二次イオン質量分析計を用いて分析できる粒径のバデレアイトの存在が期待された。

3 分析手法

本研究に使用した分析機器および分析条件は、2章において述べたものと同じである。以下に、火星隕石の分析にのみ使用した条件を記す。

EPMAによるリン酸塩鉱物の分析は、フッ素および塩素の損失を避けるため、電流を5 nA、ビーム径を5 μm とした。

SHRIMP IIによるU-Pb同位体の測定では、火星隕石中のバデレアイトに含まれるUおよびPbの濃度が低いため、より多くのカウント数が得られる一次イオンビームを選択する必要がある。一次イオンは、Wien filter deflectionのZ軸を値を変えることにより O_2^- もしくは O^- ビームを選択することができる。標準試料であるPhlaborwaバデレアイトを O_2^- および O^- の一次イオンビームを用いて分析を行い、カウント数の多かった O^- ビームを選択した(ZrO_2 のCount rate: O_2^- ビーム 18000 cps; O^- ビーム 22500 cps)。70 μm Köhler apertureによって一次イオンビーム径を $\sim 15 \mu\text{m}$ に、一次イオンビーム強度を $\sim 3 \text{nA}$ とした。RBT 04261の研磨片は、表面積が大きいため、ノーマルホルダーでは質量分別効果が大きく、その補正は困難である。本論では、分析可能な領域を広げたメガマウントシステムを使用した(詳細は付録4を参照)。

測定したデータのうち、 ^{208}Pb のシグナルをコモンPbの指標として用い、Stacey and Kramers (1975)が方鉛鉱から求めた鉛の同位体比を用いてコモンPbの補正を行った。 ^{208}Pb を用いたコモンPbの補正には、同時に計測した $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ およびTh/U比を用いる。鉱物の結晶化からU, Th, Pbの損失(もしくは獲得)がない場合、放射起源の $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ はTh/Pbと相互に関連する。測定値にコモンPbが含まれている場合、計測された $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ は、放射起源の $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ よりも大きくなる。バデレアイトは、結晶化時にThをほとんど含まないため、測定される ^{208}Pb のほとんどはコモンPbである。また、 ^{204}Pb のシグナルをコモンPbの指標として用いた場合と ^{208}Pb のシグナルを用いた場合の結果は大きくは変わらない。U-PbおよびPb-Pb年代はIsoplot/Ex ver. 3.75(Ludwig, 2009b)を用いて計算した。

4 結果

4.1 RBT 04261 の岩石鉱物学的観察

RBT0 4261 は、岩石組織の違いから、ポイキリティック(poikilitic)相とノンポイキリティック(non-poikilitic)相の2つに分けることができる(第 3-1 図)。ポイキリティック相は、輝石、かんらん石、Cr-スピネルによって構成される。ノンポイキリティック相は、輝石、かんらん石、斜長石(マスケリナイト)、メリライト、燐灰石、イルメナイト、Cr-スピネルで構成される。ポイキリティック相に存在する輝石(粒径が~5 mm)は、かんらん石(粒径~400 μm)の結晶を包有する。輝石結晶には、オーギャイトリム(厚さ~0.5 mm)を有する。ノンポイキリティック相では、輝石とかんらん石の間に包有関係は認められず、かんらん石、輝石の周囲を斜長石(マスケリナイト)が埋めている。局所的に 50-150 μm の領域で、斜長石、輝石、かんらん石が溶融したメルトポケットが観察される。本研究で用いた厚片試料では、いずれの岩相においても、高圧鉱物は確認できなかった。

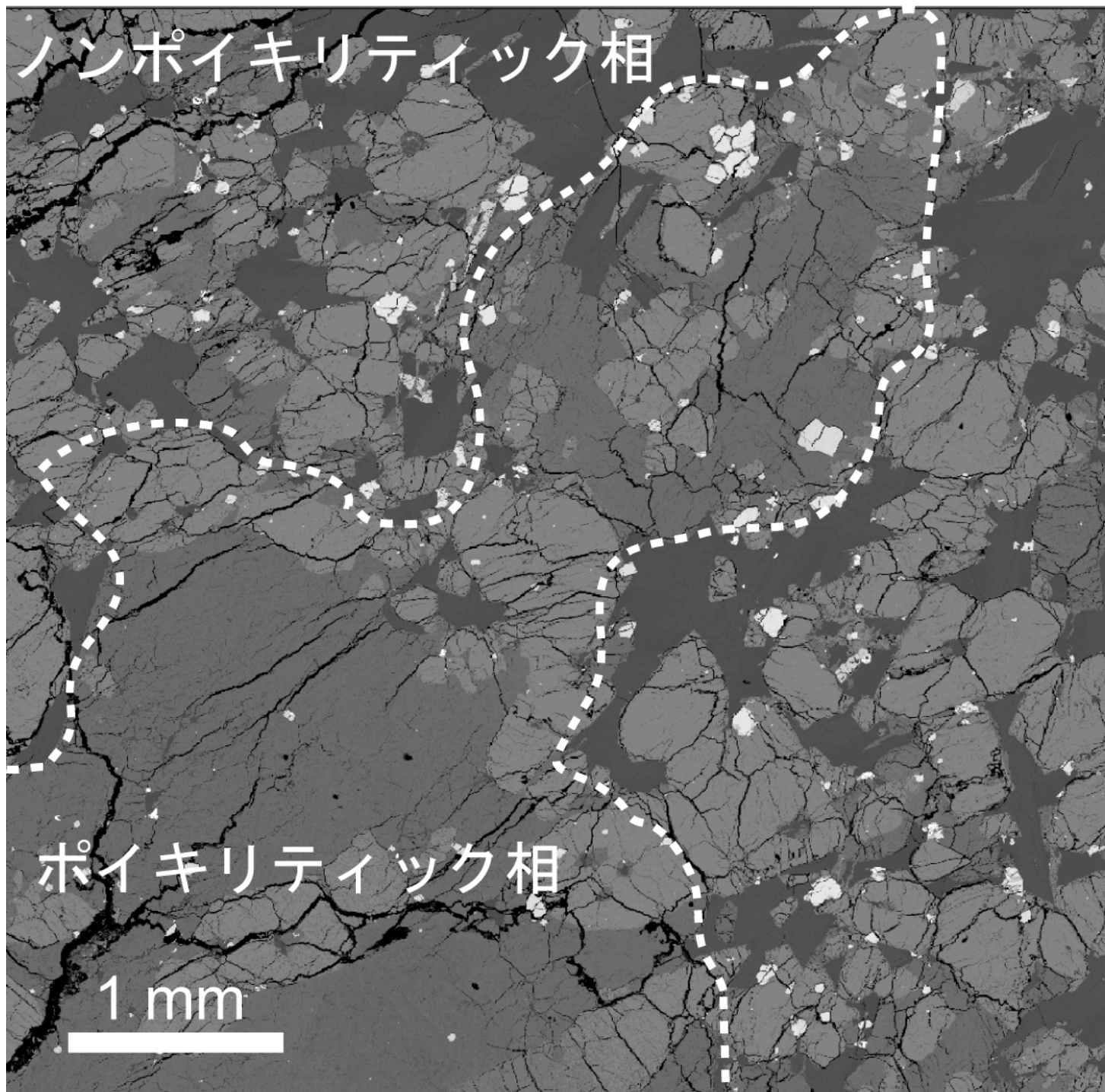
主要鉱物の産状と化学組成

かんらん石

ポイキリティック相に存在するかんらん石(粒径: ~540 μm)は、 Fa_{30-39} (PMD=3.6)の組成範囲を示す(第 3-2 図; 第 3-2 表)。ノンポイキリティック相に存在するかんらん石の粒径は~400 μm 程度であり、組成は Fa_{38-41} (PMD=1.3)を示す。ノンポイキリティック相に存在するかんらん石は、内部に Cr-スピネルを伴う。いずれの岩相に存在するかんらん石も、不規則な割れ目が存在する。両岩相に存在するかんらん石とも、FeO の組成は均質ではあるが、CaO の化学累帯構造が残されている。鉱物の中心では~0.3 wt.%の CaO が存在しているが、リムに行くにつれて減少し、0.15 wt.%となる(第 3-3 図)。ポイキリティック相に存在するかんらん石に比べて、ノンポイキリティック相に存在するかんらん石の組成は FeO に富み、組成範囲も広い。

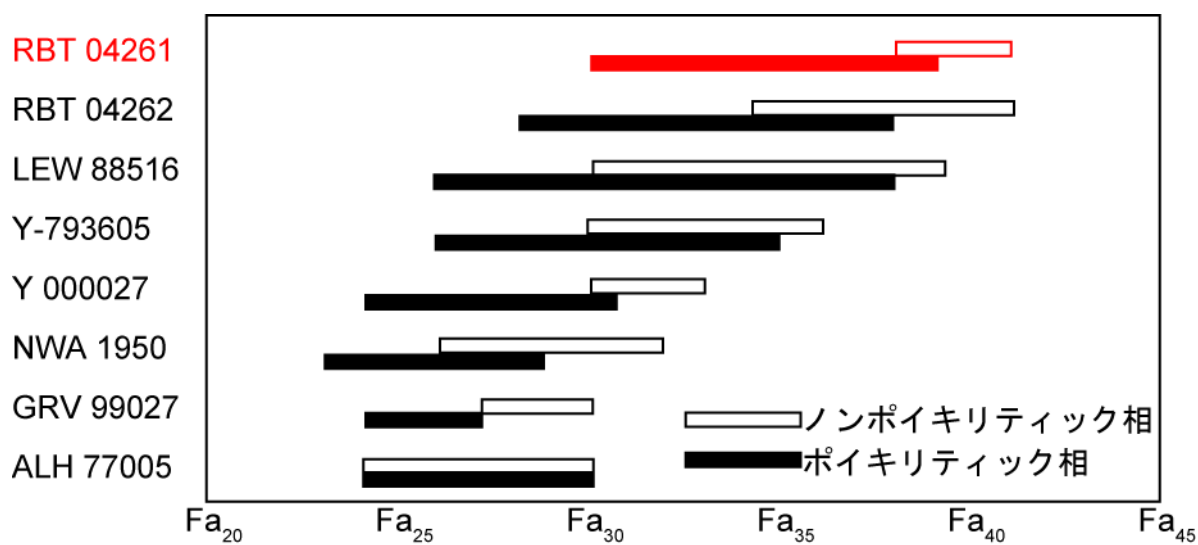
輝石

ポイキリティック相に存在する輝石は、内部にかんらん石、Cr-スピネルの結晶を包有している。輝石の中心部は、Ca に乏しい組成($\text{En}_{73}\text{Wo}_4\text{-En}_{66}\text{Wo}_7$)をしめし、幅が 0.5 mm 程度のオーギャイトリム($\text{En}_{51}\text{W}_{30}\text{-En}_{46}\text{Wo}_{37}$)を伴っている(第 3-4 図; 第 3-3 表)。ノンポイキリティック相に存在する輝石とかんらん石の間に包有関係は認められない。両岩相に存在する輝石とも、不規則な割れ目が生じている。ノンポ



第 3-1 図 RBT 04261 の後方散乱電子像。

RBT0 4261 は岩石組織の違いから、ポイキリティック相とノンポイキリティック相の 2 つに分けることができる。



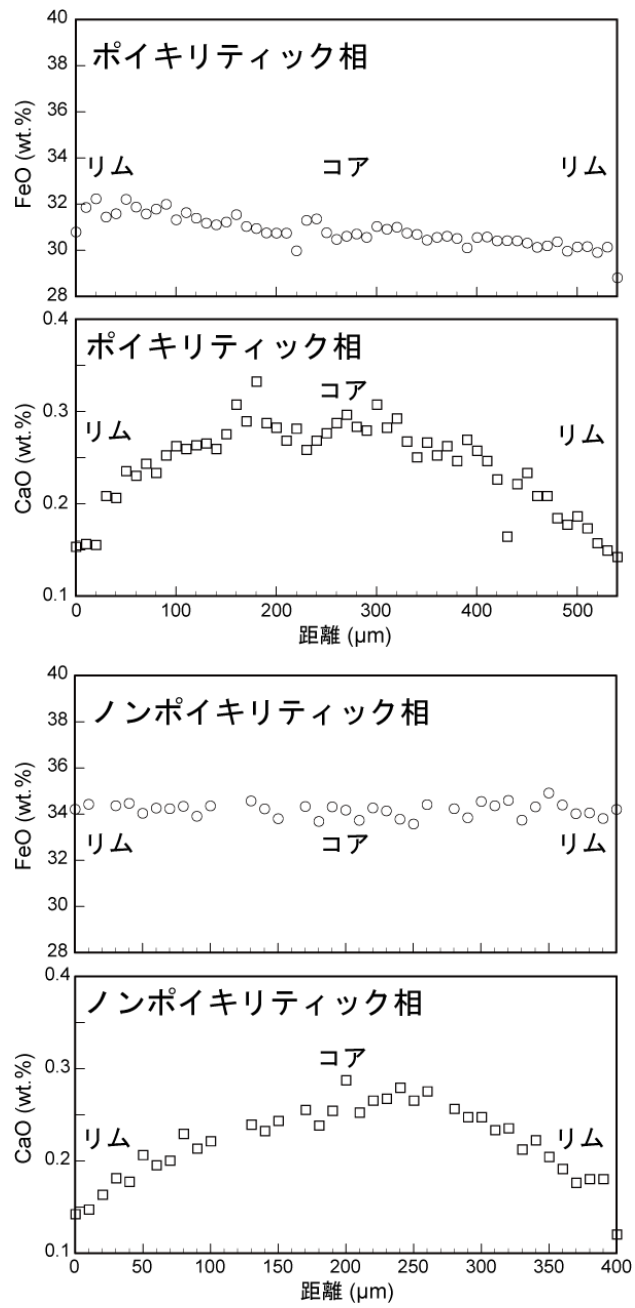
第 3-2 図 RBT 04261 に含まれるかんらん石の組成。

ポイキリティック相のかんらん石に比べて、ノンポイキリティック相のかんらん石は、Fe に富み、組成範囲も広い。かんらん石および輝石の組成範囲は RBT 04262 と同様に、レルゾライト質シャーゴタイトの組成範囲 (Mikouchi, 2005; Mikouchi et al., 2008) と一致する。

第3-2表 かんらん石の組成(wt.%)。

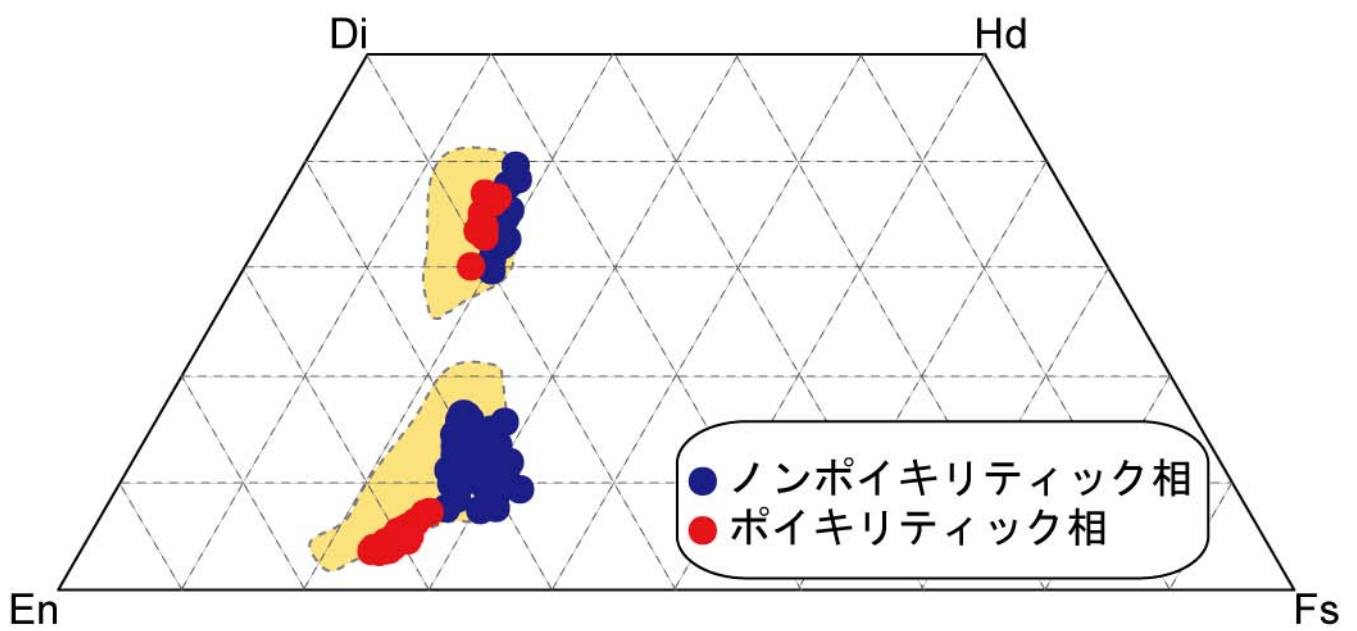
	ノンポイキリティック相		ポイキイティック相	
	コア	リム	コア	リム
SiO ₂	36.3 (0.07)	36.3 (0.07)	37.1 (0.07)	37.0 (0.07)
TiO ₂	0.00	0.02 (0.01)	0.03 (0.01)	0.02 (0.01)
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02 (0.01)	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02 (0.01)	0.02 (0.01)	0.02 (0.01)	0.03 (0.01)
FeO	33.7 (0.17)	34.1 (0.16)	30.5 (0.16)	29.9 (0.16)
MnO	0.69 (0.02)	0.68 (0.02)	0.64 (0.02)	0.6 (0.02)
MgO	29.3 (0.07)	29.0 (0.07)	31.8 (0.07)	32.3 (0.07)
CaO	0.24 (0.01)	0.18 (0.01)	0.29 (0.01)	0.16 (0.01)
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.01)
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.01)
P ₂ O ₅	0.08 (0.02)	0.08 (0.02)	0.00	0.07 (0.02)
Total	100.3	100.4	100.4	100.1
Fa	39.2	39.7	35.0	34.2

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。



第 3-3 図 RBT 04261 に含まれるかんらん石の化学累帯構造。

ポイキリティック・ノンポイキリティック相とも、Fe の組成は均質である。Ca の化学累帯が残されている。



第 3-4 図 RBT 04261 に含まれる輝石の組成。

ポイキリティック相の輝石に比べて、ノンポイキリティック相のかんらん石のほうが Fe に富む組成を示す。オレンジ色の領域はレルズライト質シャーゴッタイトの組成範囲 (Mikouchi, 2005; Mikouchi et al., 2008) を示す。

第3-3表 輝石の化学組成 (wt.%)。

	ノンポイキリティック相		ポイキリティック相	
	低-Ca	オーザイト	低-Ca	オーザイト
SiO ₂	52.8 (0.08)	51.7 (0.08)	54.4 (0.08)	52.4 (0.08)
TiO ₂	0.31 (0.01)	0.42 (0.01)	0.08 (0.01)	0.25 (0.01)
Al ₂ O ₃	1.17 (0.02)	2.26 (0.02)	0.57 (0.01)	1.53 (0.02)
Cr ₂ O ₃	0.42 (0.01)	0.76 (0.01)	0.37 (0.01)	0.69 (0.01)
FeO	17.8 (0.12)	11.4 (0.10)	16.5 (0.12)	10.6 (0.10)
MnO	0.69 (0.02)	0.43 (0.02)	0.53 (0.02)	0.41 (0.02)
MgO	20.5 (0.06)	16.0 (0.05)	25.0 (0.06)	16.8 (0.05)
CaO	6.35 (0.02)	16.7 (0.03)	2.58 (0.01)	16.7 (0.03)
Na ₂ O	0.09 (0.01)	0.23 (0.01)	0.03 (0.01)	0.19 (0.01)
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.02 (0.01)	0.05 (0.02)	0.04 (0.01)	0.03 (0.01)
Total	100.2	100.0	100.1	99.6
En	58.5	46.6	69.3	48.3
Wo	13.1	34.8	5.1	34.5

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

イキリティック相に存在する輝石は、Ca に乏しい輝石($\text{En}_{65}\text{Wo}_7\text{-En}_{56}\text{Wo}_{16}$)と、Ca に富むオーグサイト($\text{En}_{50}\text{W}_{30}\text{-En}_{43}\text{Wo}_{40}$)である(第 3-4 図; 第 3-3 表)。2つの輝石は隣接して存在しているが、包有関係は認められない。

斜長石(マスケリナイト)

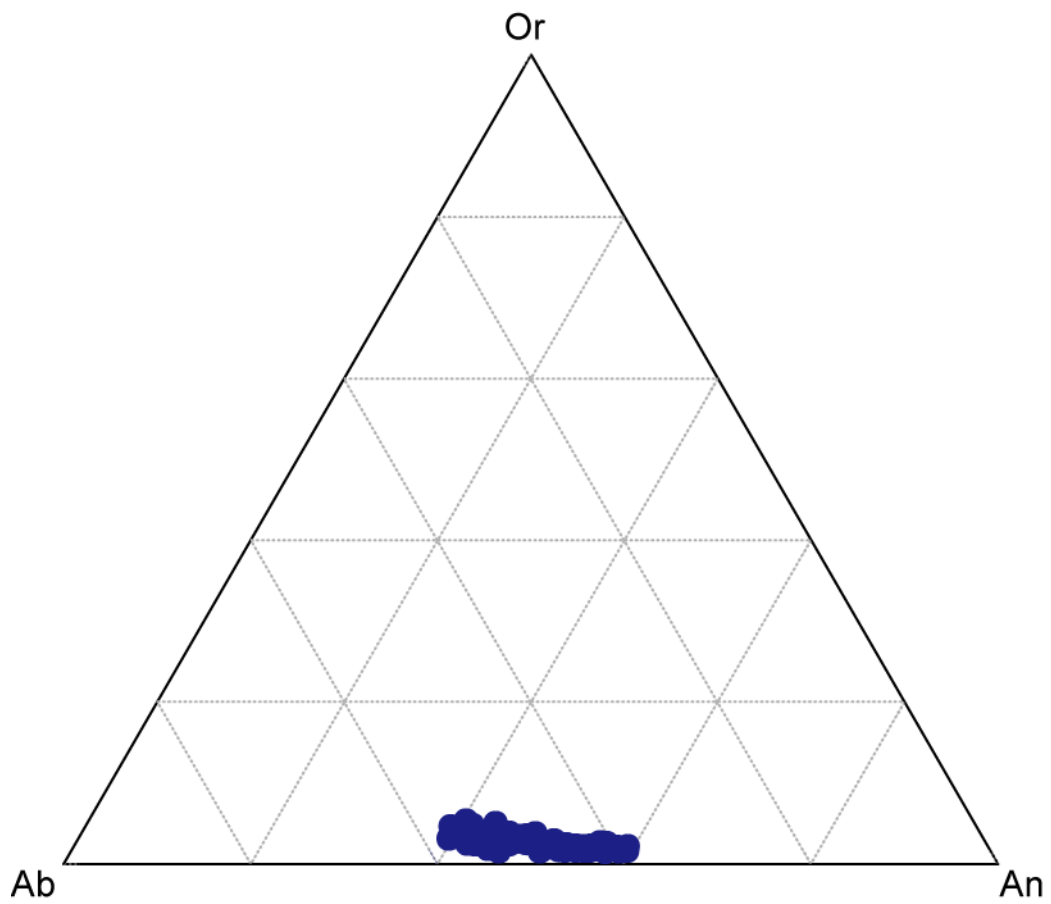
マスケリナイトは、粒径~1 mm 程度であり、ノンポイキリティック相に存在するかんらん石、輝石の周囲を埋めている。マスケリナイトの組成は、K に乏しい組成を示し($\text{An}_{59}\text{Or}_{1.7}\text{-An}_{39}\text{Or}_{5.6}$)、Ca、Na 成分の組成範囲は広い(第 3-5 図; 第 3-4 表)。

バデレアイト

バデレアイトは、ノンポイキリティック相に存在しており、多くの場合イルメナイトと共存している(第 3-6 図)。バデレアイトの多くは、粒径<5 μm であるが、まれに~20 μm の粒径を持つものが確認された。バデレアイトは、主に他形の結晶を示すが、まれにマスケリナイト中に自形結晶が存在している。バデレアイトに割れ目は認められない。メルトポケット中に存在するバデレアイトは、部分的な溶融が確認できる。バデレアイトの周囲に、シリカ物質(SiO_2)は認められなかった。バデレアイトのラマンスペクトルは、産状によらず、単斜晶系を示しており、高温(正方・立方晶系)・高圧相(斜方晶系 I・II)への相転移の痕跡は確認できなかった(第 3-7 図)。バデレアイトは、93-98 wt.%の ZrO_2 、1-2 wt.%の HfO_2 、1.5-2.7 wt.%の TiO_2 を含む(第 3-5 表)。

その他の鉱物

リン酸塩鉱物(メリライトおよびアパタイト: 粒径; ~200 μm)はノンポイキリティック相に存在している。結晶には、不規則に割れ目が生じている。リン酸塩鉱物の組成を第 3-4 表に示す。ポイキリティック相に存在する Cr-スピネルは、かんらん石、輝石に包有されている。ノンポイキリティック相に存在する Cr-スピネルは、かんらん石に包有されている。ノンポイキリティック相に存在する Cr-スピネルは、ポイキリティック相に存在するスピネルに比べて、Ti の組成範囲が広い(第 3-8 図; 第 3-5 表)。イルメナイトは、ノンポイキリティック相に~200 μm の他形結晶で産し、バデレアイトと共存している。結晶は、不規則に破碎している。イルメナイトの組成を第 3-5 表に示す。



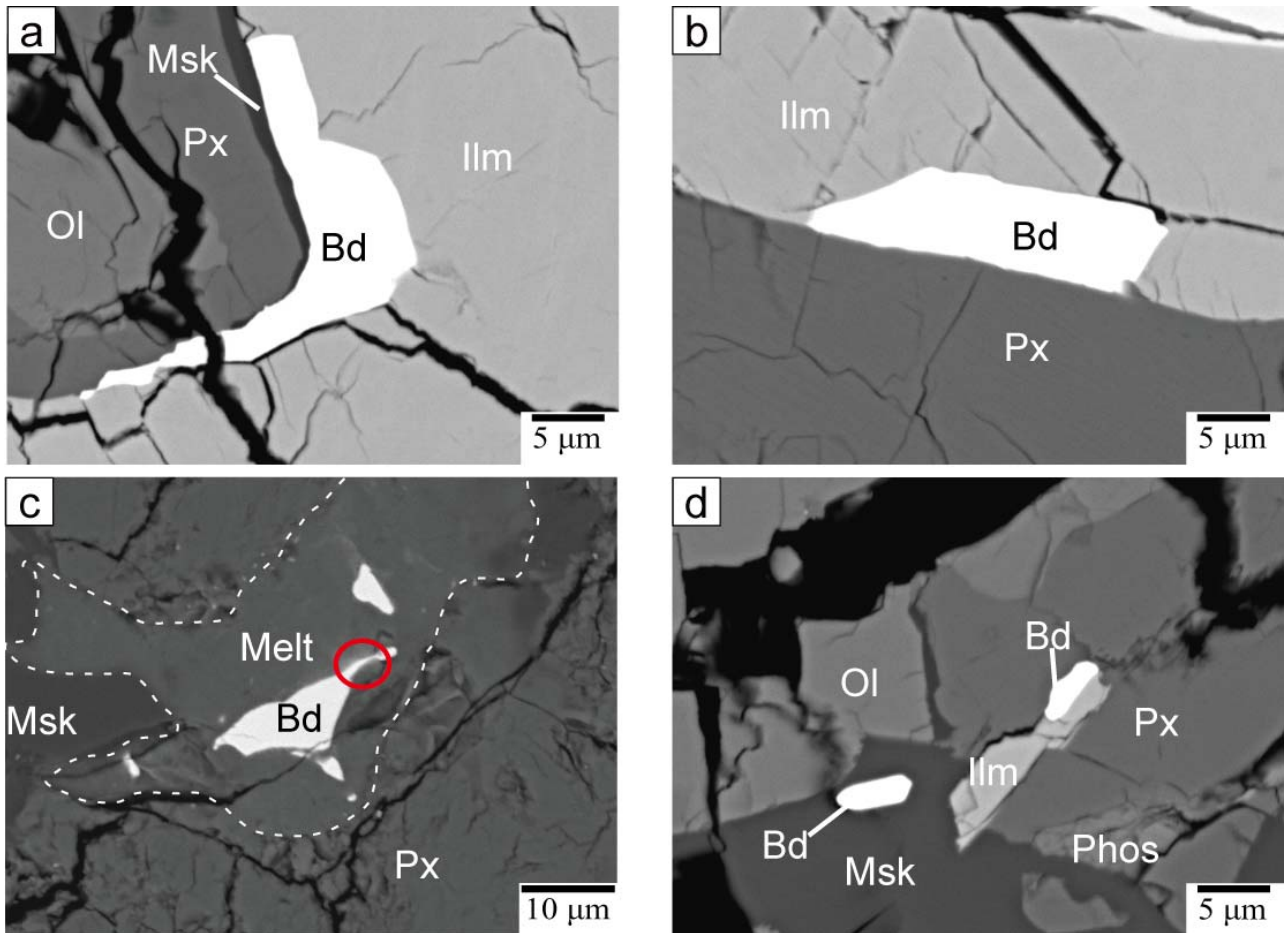
第 3-5 図 RBT 04261 に含まれる斜長石（マスクェリナイト）の組成。
 マスケリナイトの組成は、K に乏しい組成を示し、Ca, Na 成分の組成範囲は広い。

第3-4表 斜長石(マスケリナイト)およびリン酸塩
 鉱物の化学組成 (wt.%)。

	ノンポイキリテック相		
	マスケリナイト	メリライト	アパタイト
SiO ₂	54.8 (0.2)	0.05 (0.03)	0.15 (0.03)
TiO ₂	0.06 (0.03)	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	28.6 (0.2)	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	0.41 (0.07)	1.08 (0.14)	0.46 (0.13)
MnO	0.06 (0.05)	0.00	0.00
MgO	0.11 (0.02)	3.29 (0.10)	0.05 (0.03)
CaO	11.08 (0.07)	47.1 (0.23)	55.6 (0.25)
Na ₂ O	5.0 (0.1)	1.85 (0.12)	0.18 (0.06)
K ₂ O	0.38 (0.02)	0.09 (0.02)	0.00
P ₂ O ₅	0.00	46.5 (0.36)	40.7 (0.33)
F	n.d.	0.00	0.55 (0.11)
Cl	n.d.	0.00	2.27 (0.07)
Total	100.0	100.0	100.0

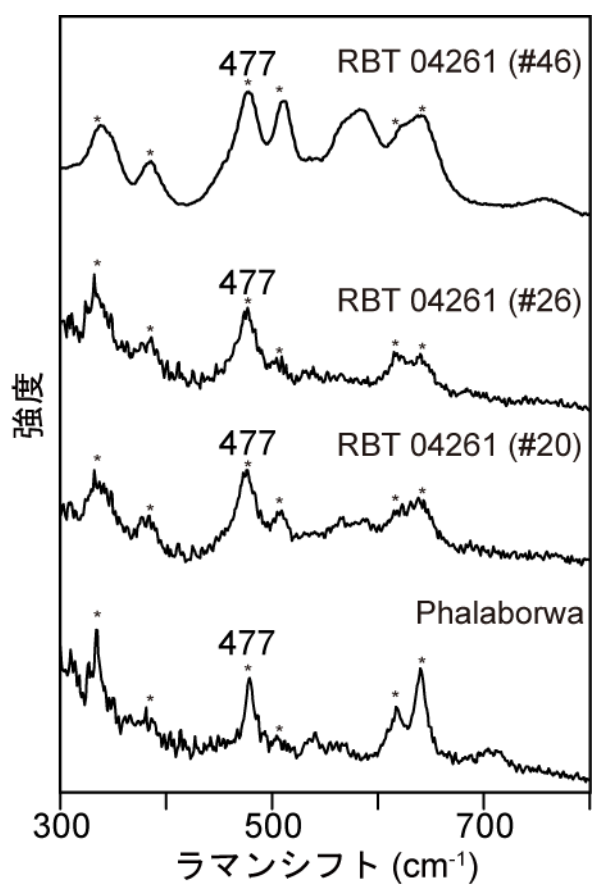
括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

n.d.: 分析を行わなかった。



第 3-6 図 RBT 04261 に含まれるバデレアイトの産状。

バデレアイトは、多くの場合イルメナイトと共存している(a, b)。メルトポケット中に存在するバデレアイトは、部分的な溶融が確認できる(c)。バデレアイトは、主に他形の結晶を示すが、まれにマスクェリナイト中に自形結晶が存在している(d)。Ol: かんらん石。Px: 輝石。Bd: バデレアイト。Ilm: イルメナイト。Msk: マスケリナイト。Phos: リン酸塩鉱物。Melt: メルトポケット。



第 3-7 図 RBT 04261 に含まれるバデレアイトのラマンスペクトル。

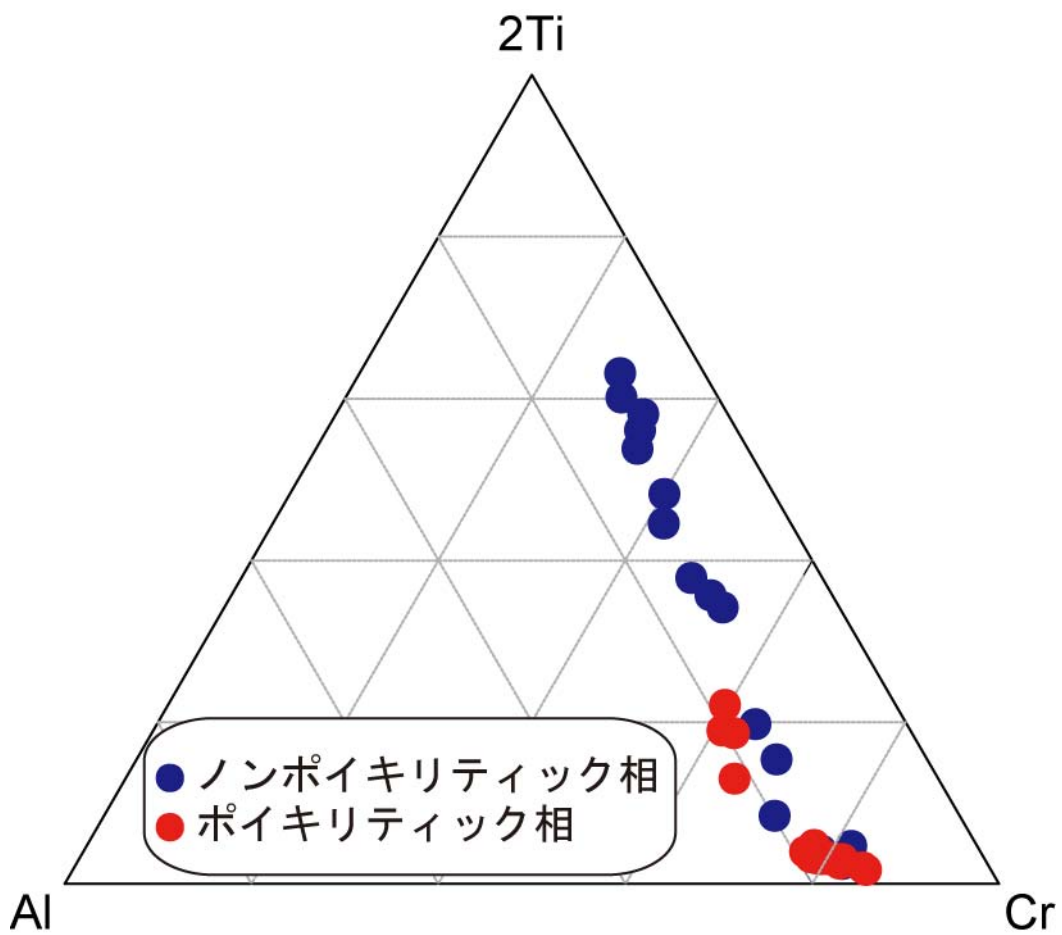
バデレアイトのラマンスペクトルは、産状によらず単斜晶系の結晶系を示しており、高温(正方・立方)・高圧(斜方 I・II)相は確認できない。

第3-5表 バデレアイト, Cr-スピネル, イルメナイトの化学組成 (wt.%)。

	ノンポイキリティック相			ポイキリティック相
	バデレアイト	Cr-スピネル	イルメナイト	Cr-スピネル
SiO ₂	0.00	0.15 (0.01)	0.02 (0.01)	0.08 (0.01)
TiO ₂	1.66 (0.03)	1.55 (0.02)	53.3 (0.11)	1.33 (0.02)
Al ₂ O ₃	n.d.	7.62 (0.04)	0.04 (0.01)	8.18 (0.04)
Cr ₂ O ₃	n.d.	53.2 (0.06)	0.73 (0.01)	55.0 (0.06)
FeO	n.d.	32.9 (0.16)	41.3 (0.18)	29.4 (0.15)
MnO	n.d.	0.56 (0.02)	0.78 (0.02)	0.5 (0.02)
MgO	n.d.	3.59 (0.03)	3.78 (0.03)	5.42 (0.03)
CaO	0.04 (0.01)	0.04 (0.01)	0.00	0.05 (0.01)
Na ₂ O	n.d.	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	n.d.	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00
ZrO ₂	96.3 (0.40)	n.d.	n.d.	n.d.
HfO ₂	2.00 (0.03)	n.d.	n.d.	n.d.
Y ₂ O ₃	0.00	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.0	99.6	100.0	100.0

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

n.d.: 分析を行わなかった。



第 3-8 図 RBT 04261 に含まれる Cr-スピネルの組成。

ノンポイキリティック相に存在する Cr-スピネルは、ポイキリティック相に存在するスピネルに比べて Ti 含有量の組成範囲が広い。

4.2 バデレアイトの U-Pb 同位体系

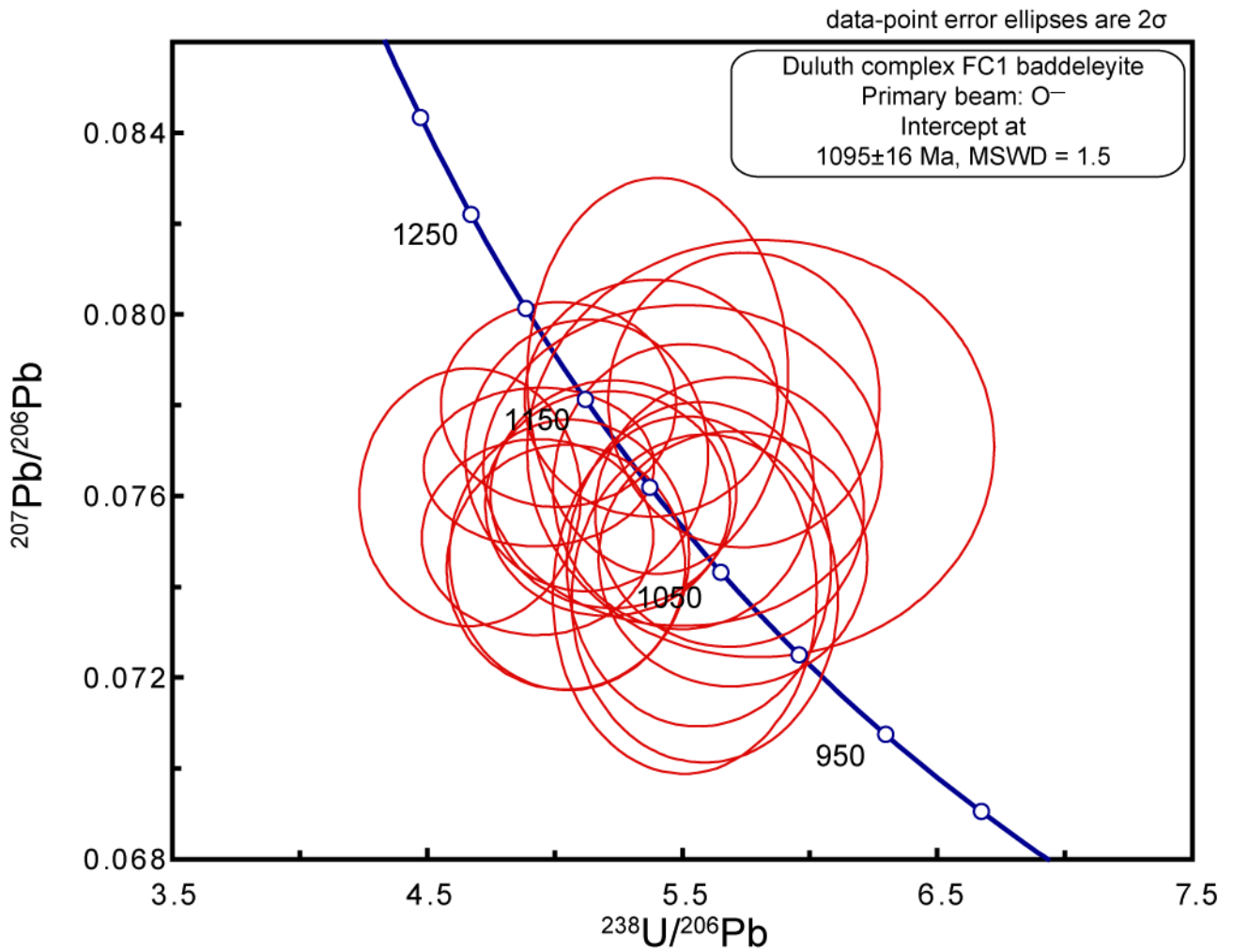
1) FC1 バデレアイト

火星隕石中のバデレアイトのウラン濃度が低いため、一次イオンビームとして、より多くの二次イオンシグナルが得られる O⁻ビームを使用した。一次イオンビームの違いが分析精度に与える影響を確認するために、Duluth 岩体（アメリカ）の FC1 バデレアイトを用いて試験を行った(付録 5)。結果は T-W コンコーディアダイアグラムに示す(第 3-9 図)。バデレアイトの ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb 年代(1099±17 Ma)および ²³⁸U-²⁰⁶Pb 年代(1095±16 Ma)は TIMS 分析により求められた FC1 ジルコンの年代(1099±0.6 Ma; Paces and Miller, 1993)と誤差の範囲で一致している。この結果は一次イオンビームとして O⁻ビームを使用した場合においても十分な分析精度が得られることを示している。

2) RBT 04261 中のバデレアイト

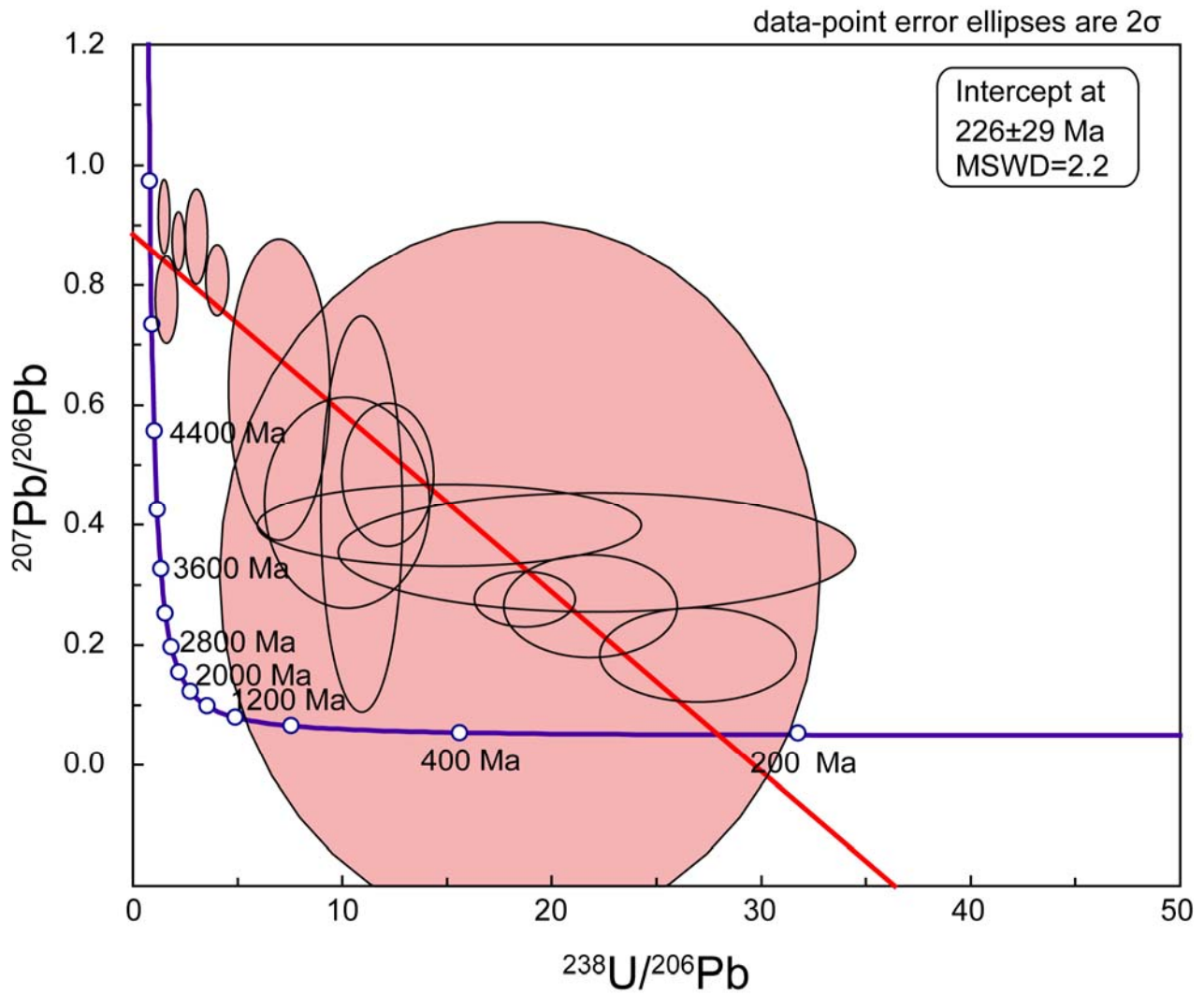
RBT 04261 に含まれている粒径(10-20 μm)のバデレアイトを用いて U-Pb 同位体分析を行った。コモン Pb の補正を行わずに T-W コンコーディアダイアグラムにプロットすると、コモン Pb(Stacey and Kramers, 1975)付近と ~200 Ma を結ぶ直線上にプロットされる(第 3-10 図)。測定したバデレアイトの多くはコモン Pb の寄与が大きく、補正することは困難である。

RBT 04261 に含まれている比較的大きな粒径(10-20 μm)を持つバデレアイト(3 粒子: 第 3-6 図)について、SQUID 2.50(Ludwig, 2009a)にてコモン Pb の補正を行った。3 粒子のバデレアイトのうち、2 粒子はイルメナイトと共存しており、1 粒子はメルトポケット中に存在し、部分的にバデレアイトが溶融した痕跡を残している。SHRIMP による U-Pb 同位体のデータ(第 3-6 表)を、T-W コンコーディア図に示す(第 3-11 図)。イルメナイトと共存する 2 つのバデレアイトの U-Pb データからは、203±30 Ma (n=2; 誤差は 2σ)が得られた。メルトポケット中に存在するバデレアイトの U-Pb データは、若干の同位体系の乱れが認められるが、U の損失もしくは Pb の獲得による影響は少ない。



第 3-9 図 FC1 バデレイト (Duluth complex) の T-W コンコーディア図。

一次イオンとして O⁻ビームを使用した。バデレイトの $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代 (1095±16 Ma) は、わずかにジルコンの年代よりも若いですが、TIMS 分析により求められた FC1 ジルコンの年代 (1099±0.6 Ma; Paces and Miller, 1993) と誤差の範囲で一致している。



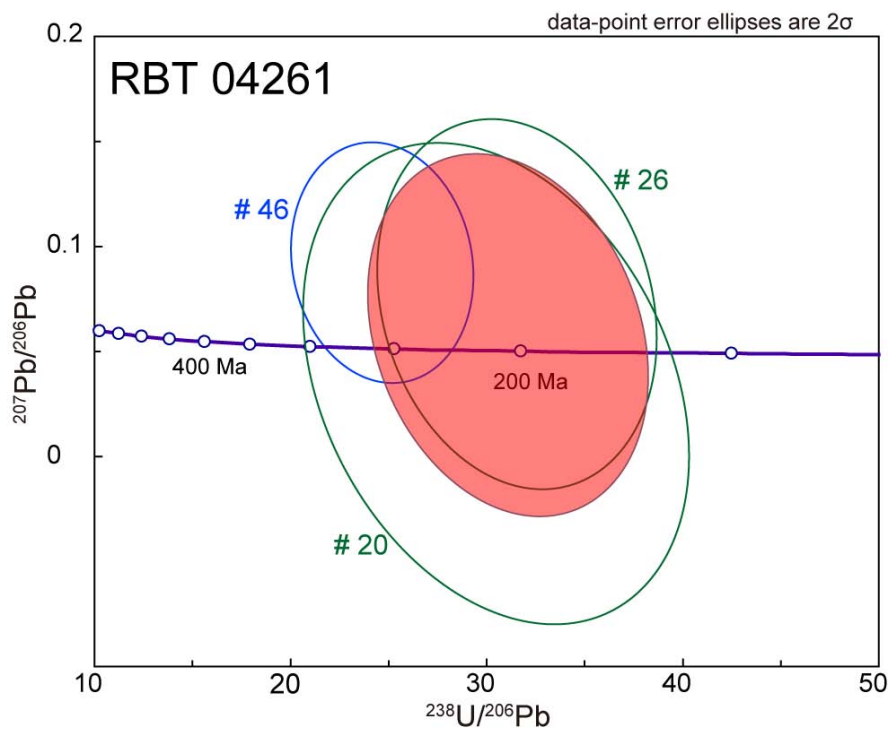
第 3-10 図 RBT 04261 に含まれるバダレアイトの U-Pb 同位体データ(コモン Pb の補正なし)。
 バダレアイトから得られた U-Pb 同位体データは、~200 Ma の年代とコモン Pb との混合を示している。

第3-6表 RBT 04262中のバデレアイトのU-Pb 同位体組成。

Spot	208 corrected* % common ²⁰⁶ Pb		ppm		208 corrected* ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age [†]		% Discordant	208 corrected* ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		208 corrected* ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
	U	Th	U	Th	±	±		% error	error corr.	% error	error corr.
#20	28.314	10.2	0.2	0.2	208±27	208±27	+100	0.16	139.6	0.033	13.2
#26	14.379	9.4	0.2	0.2	201±18	201±18	+100	0.32	52.0	0.032	9.2
#46	24.212	29.0	1.2	1.2	256±19	256±19	-121	0.52	27.3	0.041	7.7

* Steacy and Kramers (1975)を用いてコモン鉛を補正。

† 誤差は 1σ。



第 3-11 図 RBT 04261 に含まれるバデレアイトの U-Pb 年代。

イルメナイトと共存する 2 つのバデレアイト(#20, 26) は、 $203 \pm 30 \text{ Ma}$ ($n=2$; エラーは 2σ) の年代を示す。メルトポケット中に存在するバデレアイト(#46)の U-Pb 同位体データには若干の同位体系の乱れが認められるが、U の損失もしくは Pb の獲得による影響は少ない。

5 議論

5.1 RBT 04261 の形成環境

RBT 04261 は、初期分類段階で RBT 04262 とペアのオリビンフィリックシャーゴッタイトであるとされた。Mikouchi et al. (2008)は、RBT 04262 の岩石・鉱物学的に記載を行い、その組織および組成範囲はレルゾライト質シャーゴッタイトの特徴に近いことから、レルゾライト質シャーゴッタイトに再分類した。ただし、マスケリナイトの含有量が 13 % と多いため、厳密にはこれまでに報告されているレルゾライト質シャーゴッタイトとは異なっている(Mikouchi, 2005; Mikouchi et al., 2008)。Nishiizumi and Caffee (2010)は宇宙線照射年代をもとめ、RBT 04261 および RBT 04262 の ^{10}Be 照射年代は、それぞれ 3.0 ± 0.6 Myr および 2.0 ± 0.5 Myr を報告している。また、 ^{36}Cl を用いた落下年代では、RBT 04261 は 60 Kyr よりも若いとし、RBT 04262 は 710 ± 60 Kyr であるとした。このことから 2 つの隕石は、約 3 Ma に火星から放出され、宇宙空間では別の個体であったと結論付けられた。

RBT 04262 はポイキリティック相とノンポイキリティック相に分かれる。ポイキリティック相に存在するかんらん石(Fa_{28-39})は、ノンポイキリティック相に存在するかんらん石(Fa_{32-41})よりも Mg に富む組成を示す。ポイキリティック相に存在する輝石($\text{En}_{73}\text{Wo}_5\text{-En}_{60}\text{Wo}_{10}$)は Ca に富むオーグサイト($\text{En}_{52}\text{Wo}_{30}\text{-En}_{45}\text{Wo}_{40}$)のリムを持つ。ノンポイキリティック相の輝石は Ca に乏しいピジョン輝石($\text{En}_{62}\text{Wo}_7\text{-En}_{58}\text{Wo}_{12}$)と、Ca に富むオーグサイト($\text{En}_{50}\text{Wo}_{30}\text{-En}_{44}\text{Wo}_{39}$)であり、ポイキリティック相にくらべ、Fe に富む組成を持つ。この組成の違いは、ノンポイキリティック相はポイキリティック相の結晶化後に形成したことを意味する(Mikouchi et al., 2008; Usui et al., 2010)。RBT 04262 の結晶化プロセスとして、(1)ポイキリティック相の形成、(2)集積過程、(3)結晶間を埋めるメルトからノンポイキリティック相の形成、が提案された(Mikouchi et al., 2008; Usui et al., 2010)。

本研究で観察された RBT 04261 の岩石・鉱物学的特徴は、RBT 04262 の特徴との差異は認められない。かんらん石および輝石の組成範囲は RBT 04262 と同様に、レルゾライト質シャーゴッタイトの組成範囲と一致する。このため、RBT 04261 も RBT 04262 と同様に、オリビンフィリックシャーゴッタイトではなくレルゾライト質シャーゴッタイトに近い岩石・鉱物学的特徴を持つ。ノンポイキリティック相に存在するかんらん石、輝石の組成は、ポイキリティック相に存在するかんらん石、輝石の組成よりも、Fe に富む組成を示している。これは、ポイキリティック相の形成が、ノンポイキリティック相よりも先であったことを示している。これらのことから、RBT 04261 および RBT 04262 は、同様の岩石の結晶化プロセスを経験

していると考えられる。RBT 04261 および 04262 は、同じ放出年代を持ち(~3Ma)、岩石・鉱物学的特徴も同じであるため、ペアの隕石であると考えられる。

Usui et al., (2010)は、RBT 04261 および 04262 が経験したサブソリダスでの平衡温度および酸化還元状態を求めた。ポイキリティック相にはピジォナイトとオーヂャイトが共存していることから、輝石温度計を適用し、平衡温度は~1150 °C であるとした。また、かんらん石-スピネル-斜方輝石の共存関係から、酸素フュガシティーは $\log f(\text{O}_2) = \text{QFM} - 1.59 \pm 0.05$ であったとした。

5.2 衝撃変成作用によるバデレアイトへの影響

RBT 04261 に含まれる斜長石はすべてマスケリナイト化していた。かんらん石、輝石、イルメナイトは不規則に破碎していた。メルトポケットも存在しているが、分析した厚片試料では高圧鉱物は確認されておらず、30 GPa を越える衝撃を受けた痕跡は見つからなかった。バデレアイトは、ノンポイキリティック領域に存在しており、マスケリナイト中に自形結晶として確認できた。メルトポケット中に存在するバデレアイトは、部分的に溶融した痕跡を残しているため、バデレアイトの結晶化は衝撃変成を受ける以前である。これらのことから、バデレアイトは、メルトから結晶化したことを示しており、結晶化の最終プロセスで形成したことを示している。多くのバデレアイトには、破碎されておらず、高圧相や高温相は確認できなかった。El Goresy (1965)および Wittmann et al. (2006)は、地球のインパクトクレーター(Ries クレーター: ドイツ)の岩石において、ジルコン(ZrSiO_4)の分解によりバデレアイト(ZrO_2)とシリカ(SiO_2)が形成していることを報告した。RBT 04261 に含まれるバデレアイトの周囲には、 SiO_2 は確認できなかった。これは RBT 04261 に含まれるバデレアイトが、衝撃変成によりジルコンが分解することでできたものではないことを示している。これらのことから、衝撃変成作用が、バデレアイトの結晶構造にあたる影響は少ないと考えられる。

5.3 バデレアイトの U-Pb 年代

本研究で測定したバデレアイトの粒径(~10-15 μm)は、SHRIMP の一次イオンビーム径(~15-20 μm)よりも小さい。このため、バデレアイトの周囲にあるコモン Pb の寄与は無視できない。コモン Pb の補正を行わずに T-W コンコーディアダイアグラムにプロットすると、~200 Ma と 4.1 Ga を結ぶ直線上にはプロットされず、コモン Pb(Stacey and Kramers, 1975)付近と~200 Ma を結ぶ直線状にプロットされる(第 3-10 図)。このことは、本研究で得られた U-Pb 同位体データは、バデレアイトが持つ本質的な Pb(および U)とコモ

ン Pb との混合であることを示している。また、RBT 04261 に含まれるバデレアイトは、Bouvier et al., (2005, 2008, 2009)が主張しているような、4.1 Ga の年代は記録していないことを意味する。

コモン Pb の補正をすると、イルメナイトと共存するバデレアイトからは、203±30 Ma のコンコードナントな年代値が得られた。メルトポケットに存在するバデレアイトでは、同位体系に若干の乱れはあるものの、U の損失もしくは Pb の獲得による影響は少ない。約 200 Ma という年代値は、これまでにシャーゴッタイトから求められてきた~180 Ma と誤差の範囲で一致している。Shih et al. (2009)は、RBT 04261 とペアの隕石である RBT 04262 の Rb-Sr および Sm-Nd 年代を測定し、~170 Ma の年代値を報告している。本研究で得られたバデレアイトの年代は、RBT 04262 から求められた年代値と誤差の範囲で一致している。

Nyquist et al. (2009)は、玄武岩質シャーゴッタイトである NWA 1460 の Rb-Sr 同位体分析を行い、その結果から Rb-Sr および Sm-Nd 同位体系は、衝撃変成作用によって年代の完全なリセットは起こらないとした。Lapen et al., (2010)は、衝撃変成作用によって同位体系がすべて完全にリセットするならば、シャーゴッタイトの同位体系は放出年代を示すはずであるとした。火星から岩石が放出されるには、直径 3 km 以上のクレーターをつくる衝撃現象が必要(Melosh, 1984)である。このため、火星隕石は、少なくとも火星を脱出する際には衝撃変成作用を受けていることになる。RBT 04261 が火星から放出された年代は、約 3 Ma であり(Nishiizumi et al., 2010)、バデレアイトから得られた年代とは一致しない。

Bouvier et al. (2005, 2008, 2009)が主張するように、シャーゴッタイトの結晶化が 4.1 Ga でバデレアイトの U-Pb 年代が、火星脱出時(3 Ma)の衝撃変成作用によりリセットしたと仮定する。衝撃により同位体系が乱されて、見かけの U-Pb 年代が 200 Ma となるには、4.1 Ga の結晶化時から 3 Ma の衝撃変成時まで蓄積した放射壊変起源の Pb を損失し、3 Ma から現在までのウランの放射壊変で生産された放射性鉛とあわせて、U/Pb 同位体比を $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.0315$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}=0.2177$ としなければならない。この関係は以下の式であらわされる。

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}_{200\text{Ma-present}} = \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}_{4.1\text{Ga}-3\text{Ma}} \times \frac{x_{206}}{y_{238}} + \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}_{3\text{Ma-present}}$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}_{200\text{Ma-present}} = \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}_{4.1\text{Ga}-3\text{Ma}} \times \frac{x_{207}}{y_{235}} + \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}_{3\text{Ma-present}}$$

x_{206} は ^{206}Pb の残存量 (%)、 x_{207} は ^{207}Pb の残存量(%), y_{238} は ^{238}U の残存量 (%), y_{235} は ^{235}U の残存量(%)を表す。バデレアイトが 4.1 Ga に結晶化したとすると、3 Ma 時点での U-Pb 同位体比は $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.888$ 、

$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}=55.5$ となる。3 Ma から現代までのウランの崩壊で得られる同位体比は $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.0005$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}=0.0030$ である。見かけの年代が 200 Ma の年代を示すための U/Pb 同位体比は、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.0315$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}=0.2177$ である。この条件を満たす x と y の関係、は以下のようになる。

$$\frac{x_{206}}{y_{238}} = 3.4909$$

$$\frac{x_{207}}{y_{235}} = 0.3867$$

バデレアイトの U-Pb 同位体系が衝撃変成作用で乱され、見かけの年代が 200 Ma を示すためには、火星放出時(3 Ma)の衝撃変成作用でウランの獲得(もしくは損失)がない場合、 ^{206}Pb を 96.5 %、 ^{207}Pb を 99.6 % 損失しなくてはならない。また、3 Ma 時点でウランを獲得し、バデレアイト中のウラン量がウランの獲得前と比べて 200% となったと仮定すると、 ^{206}Pb を 93.0%、 ^{207}Pb を 99.2% 損失しなくてはならない。このように見かけの年代が 200 Ma を示すためには、鉛の同位体(^{206}Pb および ^{207}Pb)を異なる割合で、9 割以上失う必要がある。この計算結果は、衝撃圧縮実験および加熱実験、RBT 04261 中に含まれるバデレアイトの結果とは一致しない。衝撃変成作用によって、計算のように ^{206}Pb および ^{207}Pb 鉛の同位体をそれぞれ異なる割合で損失することは考えにくい。

バデレアイトを用いた衝撃圧縮実験および加熱実験では、わずかな鉛の損失はあるものの、いずれの衝撃圧および加熱温度でも、年代をリセットするようなバデレアイトの U-Pb 同位体系の乱れは確認できなかった。衝撃圧縮実験および加熱実験において、かんらん石の Fe-Mg 組成の均質化、Ca 成分の累帯構造の乱れが認められる実験試料に含まれるバデレアイトでも、年代のリセットが起こるような同位体系の乱れは確認できなかった。RBT 04261 に含まれるかんらん石には Ca 組成の累帯構造が残されている。衝撃圧縮実験および加熱実験の結果から、バデレアイト中の Pb の拡散は、かんらん石での Ca の拡散よりも遅いと考えられる。RBT 04261 に Ca 組成の累帯構造が残っているということは、バデレアイト中の U-Pb 同位体系は、拡散による Pb の損失がなかったことを示している。Jones et al. (1986)は、EETA 79001 に含まれるかんらん石に Fe 組成の累帯構造が残されていることを確認した。Rb-Sr、Sm-Nd などの同位体系が、かんらん石の Fe 組成を均質化させることなく同位体平衡に達するのは困難であるとし、~180 Ma の年代こそがシャーゴッタイトの結晶化年代であるとした。本研究で得られたバデレアイトの U-Pb 年代は、Jones et al. (1986)の報告と同様に、シャーゴッタイトの結晶化年代を示していると考えられる。

Bouvier et al., (2005, 2008, 2009)は全岩、輝石、斜長石(マスケリナイト)のフラクションを用いて 4.1 Ga の Pb-Pb アイソクロン年代を求めた。Pb-Pb 年代は、U 同位体の測定を行わず、Pb 同位体の測定のみで年代が得られる利点を持つ。一方、Pb-Pb 年代が地質学的意味を持つためには、岩石が他の異なる Pb 組成を持つ物質との混合を受けていない必要がある。Rao et al., (1999)は、EET79001 隕石に含まれるインパクトガラス中に、火星表層の土壌の成分の硫黄が含まれていると報告した。シャーゴッタイトに含まれる斜長石は、衝撃変成作用によりガラス化している。斜長石が衝撃によりガラス化する際に、火星の地殻物質の Pb を取り込む可能性がある。斜長石は Pb の主なキャリアフェーズであるため、全岩アイソクロンに影響を与える。4.1 Ga を示す Pb-Pb 年代は、火星地殻物質の鉛との混合した結果であると推測される。

6 結論

RBT 04261 にはところどころにメルトポケットが確認できるが、全溶融するような衝撃現象は経験していない。バデレアイトは、イルメナイトと共存する他形結晶、マスケリナイト中の自形結晶、メルトポケット中に部分的に溶融した他形結晶が認められた。これらの産状から、バデレアイトは、衝撃現象により二次的に形成した鉱物ではなく、シャーゴッタイトの形成時の最終過程で結晶化したことを示している。すべてのバデレアイトは、衝撃変成による高圧もしくは高温で安定な多形結晶への相転移の痕跡を残していない。イルメナイトと共存するバデレアイトおよびメルトポケット中に存在するバデレアイトの U-Pb 年代は、どちらも ~200 Ma を示している。これらを総合すると、RBT 04261 に含まれているバデレアイトの U-Pb 年代は、シャーゴッタイトが結晶化した年代を示しており、このことは、火星表層の火成活動が約 2 億年まで続いていたことを示唆している。

7 引用文献

- Beck, P., Gillet, Ph., El Goresy, A., Mostefaoui, S., 2005. Timescales of shock processes in chondritic and martian meteorites. *Nature* 435, 1071–1074.
- Becker, R.H., Pepin, R.O., 1984. The case for a martian origin of the shergottites: nitrogen and noble gases in EETA 79001. *Earth Planet. Sci. Lett.* 69, 225–242.
- Blichert-Toft, J., Gleason, J.D. Telouk, P., Albarede, F., 1999. The Lu-Hf isotope geochemistry of shergottites and the evolution of martian mantle-crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 25–39.
- Bogard, D.D., Husain, L., Nyquist, L.E., 1979. ^{40}Ar – ^{39}Ar age of the Shergotty achondrite and implications for its post-shock thermal history. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1047–1055.
- Bogard, D.D., Johnson, P., 1983. Martian gases in an Antarctic meteorite? *Science* 221, 651–654.
- Borg, L., Drake, M.J., 2005. A review of meteorite evidence for the timing of magmatism and of surface or near-surface liquid water on Mars. *Jour. Geophys. Res.* 110, E12S03.
- Borg, L.E., Draper, D.D., 2003. A petrogenetic model for the origin and compositional variation of the martian basaltic meteorites. *Meteorit. Planet. Sci.* 38, 1713–1731.
- Borg, L.E., Nyquist, L.E., Wiesmann, H. Shih, C-Y., 1997. Constraints on Martian differentiation process from Rb-Sr and Sm-Nd isotopic analyses of basaltic shergottite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4915–4931.
- Borg, L.E., Nyquist, L.E., Wiesmann, H. Shih, C-Y., and Reese, Y. 2002. Constraints on the petrogenesis of Martian meteorites from Rb-Sr and Sm-Nd isotopic systematics of the lherzolitic shergottites ALH77005 and LEW88516. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 2037–2053.
- Borg, L.E., Nyquist, L.E., Wiesmann, H. Shih, C-Y., Reese, Y., 2003. The age of Dar al Gani 476 and the differentiation history of the martian meteorites inferred from their radiogenic isotopic systematics. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 3519–3536.

- Borg, L.E., Edmunson, J.E. and Asmerom, Y., 2005. Constraints on the U-Pb isotopic systematics of Mars inferred from a combined U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study of the Martian meteorite Zagami. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 5819–5830.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Albarède, F., 2005. The age of SNC meteorites and the antiquity of the Martian surface. *Earth Planet. Sci. Lett.* 240, 221–233.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Gillet, P., Albarède, F., 2008. The case for old basaltic shergottites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 266, 105–124.
- Brearley, A.J., 1991. Subsolidus microstructures and cooling history of pyroxenes in the Zagami shergottite. *Lunar Planet. Sci.* XXII, 135–136.
- Chen, J.H., Wasserburg, G.J., 1986. Formation ages and evolution of Shergotty and its parent planet from U-Th-Pb systematics. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 955–968.
- Compston, W., Williams, I.S., Meyer, C., 1984. U-Pb geochronology of zircon from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Jour. Geophys. Res.* 89, B525–534.
- El Goresy, A., 1965. Baddeleyite and its significance in impact glasses. *Jour. Geophys. Res.* 70, 3453–3456.
- El Goresy, A., Dera, P., Sharp, T.G., Prewitt, C.T., Chen, M., Dubrovinsky, L., Wopenka, B., Boctor, N.Z., Hemley, R.J., 2008. Seifertite, a dense orthorhombic polymorph of silica from the Martian meteorites Shergotty and Zagami. *Eur. Jour. Mineral.* 20, 523–528.
- Fritz, J., Artemieva, N., Greshake, A., 2005. Ejection of Martian meteorites. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 1393–1411.
- Gaffney, A.M., Borg, L.E., Connelly, J.N. 2007. Uranium–lead isotope systematics of Mars inferred from the basaltic shergottite QUE 94201. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 5016–5031.
- Goodrich, C.A., 2003. Petrogenesis of olivine-phyric shergottites Sayh al uhaymir 005 and Elephant Moraine A79001 lithology A. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 3735–3771.
- Hartmann, W.K., Berman, D.C., 2000. Elysium planitia lava flows: Crater count chronology and geological implications. *Jour. Geophys. Res.* 105, 15011–15025.

- Hartman, W.K., Neukum, G., 2001. Cratering chronology and the evolution of mars. *Space Sci. Rev.* 96, 165–194.
- Harvey, R.P., Wadhwa, M., McSween, H.Y. Jr., 1993. Petrography, mineral chemistry, and petrogenesis of Antarctic Shergottite LEW88516. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 4768–4783.
- Head, J.N., Melosh, H.J., 2000. Launch velocity distribution of the Martian clan meteorites. *Lunar Planet. Sci.* XXXI, A1937.
- Heaman, L.M., LeCheminant, A.N., 1993. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂). *Chem. Geol.*, 110, 95–126.
- Heaman, L.M., LeCheminant, A.N., 2000. Anomalous U-Pb systematics in mantle-derived baddeleyite xenocrysts from Île Bizard: evidence for high temperature radon diffusion? *Chem. Geol.*, 172, 77–93.
- Herd, C.D.K., Borg, L.E., Jones, J.H., Papike, J.J., 2002. Oxygen fugacity and geochemical variations in the martian basalts: implications for martian basalt petrogenesis and the oxidation state of upper mantle of Mars. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 2025–2036.
- Herd, C.D.K., Simonetti, A., Peterson, N.D., 2007. In situ U-Pb geochronology of martian baddeleyite by laser ablation MC-ICP-MS. *Lunar Planet. Sci.* XXXVIII, A1664.
- Ickert, R.B., Hiess, J., Williams, I.S., Holden, P., Ireland, T.R., Lanc, P., Schram, N., Foster, J.J., Clement, S.W., 2008. Determining high precision, in situ, oxygen isotope ratios with a SHRIMP II: Analyses of MPI-DING silicate-glass reference materials and zircon from contrasting granites. *Chem. Geol.* 257, 114–128.
- Jagoutz, E., and Wänke, H., 1986. Sr and nd isotopic systematics of Shergotty meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 939–953.
- Jones, J.H., 1986. A discussion of isotopic systematics and mineral zoning in the shergottites: Evidence for a 180 m.y. igneous crystallization age. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 969–977.
- Jones, J.H., 1989. Isotopic relationships among the shergottites, nakhlites and chassigny. *Proc. 19th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 465–474.
- Kieffer, S.W., Schaal, R.B., Gibbons, R., Hörz, F., Milton, D.J., Dube, A., 1976. Shocked basalt from Lonar impact crater, India, and experimental analogues. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 7th, 1391–1412.

- Langenhorst, F., Poirier, J.-P., 2000a. 'Eclogitic' minerals in a shocked basaltic meteorite. *Earth Planet Sci. Lett.* 176, 259–265.
- Langenhorst, F., Poirier, J.-P., 2000b. Anatomy of black veins in Zagami: clues to the formation of high-pressure phases. *Earth Planet. Sci. Lett.* 184, 37–55.
- Lapen, T.J., Richter, M. Brandon, A.D., Debaile, V., Beard, B.D., Shafer, J.T., Peslier, A.H., 2010. A younger age for ALH84001 and its geochemical link to shergottite source in Mars. *Science* 328, 347–351.
- Lodders, K., 1998. A survey of shergottite, nakhlite and chassigny meteorites whole-rock compositions. *Meteorit. Planet. Sci.* 33, A183–190.
- Longhi, J., Knittle, E., Holloway, J.R., Wänke, H., 1992. The bulk composition, mineralogy, and internal structure of Mars. In *Mars* (eds. Kieffer, H., Jakosky, B.M., Snyder, C.W., Matthews, M.S.), pp. 184–208. University of Arizona press.
- Ludwig, K.R., 2009a. SQUID 2.50. Special Publication 1. Berkeley Geochronology Center.
- Lundberg, L.L., Crozaz, G., McSween, H.Y. Jr., 1990. Rare earth elements in minerals of the ALHA77005 shergottite and implications for its parent magma and crystallization history. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 2535–2547.
- McCoy, T., Taylor, G.J., Keil, K., 1992. Zagami: Product of a two-stage magmatic history. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 3571–3582.
- McSween, H.Y. Jr., Grove, T.L., Wyatt, M.B. 2003. Constraints on the composition and petrogenesis of the Martian crust. *Jour. Geophys. Res.* 108, 9–19.
- Melosh, H.J., 1984. Impact ejection, spallation, and the origin of meteorites. *Icarus* 59, 234–260.
- Mikouchi, T., 2005. Northwest Africa 1950: Mineralogy and comparison with Antarctic Iherzolitic shergottites. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 1621–1634.
- Mikouchi, T., Kurihara, T., Miyamoto, M., 2008. Petrology and mineralogy of RBT 04262: Implications for stratigraphy of the Iherzolitic shergottites igneous block. *Lunar Planet. Sci.* XXXIX, A2403.

- Misawa, K., Nakamura, N., Premo, W.R., Tatsumoto, M., 1997. U-Th-Pb isotopic systematics of Iherzolitic shergottite Yamato-793605. *Antarct. Meteorit. Res.* 10, 95–108.
- Misawa, K., Yamaguchi, A., 2007. U-Pb ages of NWA 856 baddeleyite. *Meteorit. Planet. Sci.* 42, A108.
- Misawa, K., Yamaguchi, A., Kaiden, H., 2005. U-Pb and ^{207}Pb - ^{206}Pb ages of zircons from basaltic eucrites: Implications for early basaltic volcanism on the eucrite parent body. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 5847–5861.
- Nagao, K., Nakamura, T., Miura, Y., Takaoka, N., 1997. Noble gases and mineralogy of primary igneous materials of the Yamato-793605 shergottite. *Antarct. Meteorit. Res.* 10, 125–142.
- Nagao, K., Park, J., Choi, H.G., 2008. Noble gases of the Yamato 000027 and Yamato 000097 Iherzolitic shergottites from Mars. *Polar Sci.* 2, 195–214.
- Neukum, G., Basilevskya, A.T., Kneissla, T., Chapmana, M.G., Van Gasselta, S., Michaela, G., Jaumanna, R., Hoffmann, H., Lanze, J.K., 2010. The geologic evolution of Mars: Episodicity of resurfacing events and ages from cratering analysis of image data and correlation with radiometric ages of Martian meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 294, 204–222.
- Nishiizumi, K., Caffee, M.W., 2010. A tale of two shergottites: RBT 04261 and RBT 04262. *Lunar Planet. Sci.* XXXXI, A2276.
- Nyquist, L.E., Bogard, D.D., Shih, C.-Y., Greshake, A., Stöffler, D., Eugster, O., 2001. Ages and geologic histories of Martian meteorites. *Space Sci. Rev.* 96, 105–164.
- Nyquist, L.E., Bogard, D.D., Shih, C.-Y., Park, J., Reese, Y.D., Irving, A.J., 2009. Concordant Rb-Sr, Sm-Nd, and Ar-Ar ages for Northwest Africa 1460: A 346 Ma old basaltic shergottite related to 'Iherzolitic' shergottites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 4288–4309.
- Nyquist, L.E., Wooden, J., Bansal, B., Wiesmann, H., McKay, G., Bogard, D.D., 1979. Rb-Sr age of the Shergotty achondrite and implications for metamorphic resetting of isochron age. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1057–1074.

- Paces J.B., Miller, J.D., 1993. Precise U-Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Jour. Geophys. Res.* 98, 13997–14013.
- Pidgeon, R.T., Nemchin, A.A., Van Bronswijk, W., Geosler, T., Meyer, C., Compston, W., Williams, I.S., 2007. Complex history of a zircon aggregate from lunar breccia 73235. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 1370–1381.
- Rao, M.N., Borg, L.E., McKay, D.S., 1999. Martian soil component in impact glasses in Martian meteorite. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3265–3268.
- Sanborn, M.E., Wadhwa, M., Usui, T., McSween, H.Y.Jr., 2008. REE distributions in shergottites RBT 04261 and RBT 04262. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, A821.
- Sano, Y., Terada, K., Takeno, S., Taylor, L.A., McSween, H.Y. Jr., 2000. Ion microprobe uranium-thorium-lead dating of shergotty phosphates. *Meteorit. Planet. Sci.* 35, 341–346.
- Satterwhite, C., Righter, K., 2004. Antarctic Meteorite News Letter 30, Number 1. NASA Johnson Space Center, Houston.
- Schaal, R.B., and Hörz, F., 1977. Shock metamorphism of lunar and terrestrial basalts. *Proc. 8th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 1697–1729.
- Schmitt, R.T., 2000. Shock experiments with the H6 chondrite Kernouvé: Pressure calibration of microscopic shock effects. *Meteorit. Planet. Sci.* 35, 545–560.
- Shih, C.-Y., Nyquist, L.E., Bogard, D.D., McKay, G.A., Wooden, J.L., Bansal, B.M., Wiesmann, H., 1982. Chronology and petrogenesis of young achondrites, Shergotty, Zagami, and ALHA77005; late magmatism on a geologically active planet., *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 2323–2344.
- Shih, C.-Y., Nyquist, L.E., Reese, Y., 2009. Rb-Sr and Sm-Nd studies of olivine-phyric shergottites RBT 04262 and LAR 06319: Isotopic evidence for relationship to enriched basaltic shergottites. *Lunar Planet. Sci.* XXXX, A1360.

- Shih, C.-Y., Nyquist, L.E., Reese, Y., Misawa, K., 2011. Sm-Nd and Rb-Sr studies of Iherzolitic shergottites Yamato 984028. *Polar Sci.* 4, 515–529.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 207–221.
- Stöffler, D., Ostertag, R., Jammes, C., Pfannschmidt, G., 1986. Shock metamorphism and petrography of the Shergotty achondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 889–903.
- Stöffler, D., Keil, K., Scott, E.R.D., 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3845–3867.
- Swindle, T.D., Caffee, M.W., Hohenberg, C.M., 1986. Xenon and other noble gases in shergottites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 1001–1015.
- Symes, S.J.K., Borg, L.E., Shearer, C.K., Irving, A.J., 2008. The age of the martian meteorite Northwest Africa 1195 and the differentiation history of the shergottites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 1696–1710.
- Usui, T., McSween, H.Y. Jr., Floss, C., 2009. Petrogenesis of olivine-phyric shergottite Yamato 980459, revisited. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 1711–1730.
- Usui, T., Sanborn, M.E., Wadhwa, M., McSween, H.Y. Jr., 2010. Petrology and trace element geochemistry of Robert Massif 04261 and 04262 meteorites, the first examples of geochemically enriched Iherzolitic shergottites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 74, 7283–7306.
- Wadhwa, M., McSween, H.Y. Jr., Crozaz, G., 1994. Petrogenesis of shergottite meteorites inferred from minor and trace element microdistributions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 4213–4229.
- Wingate, M.T.D., Compston, W., 2000. Crystal orientation effects during ion microprobe U-Pb analysis of baddeleyite. *Chem. Geol.* 168, 75–97.
- Wittmann, A., Kenkmann, T., Schmitt, R.T., Stöffler, D., 2006. Shock-metamorphosed zircon in terrestrial impact craters. *Meteorit. Planet. Sci.* 41, 433–454.

衝撃変成作用を受けた隕石に関する物質科学的研究

新原 隆史

博士（理学）

総合研究大学院大学

複合科学研究科

極域科学専攻

平成22年度

(2010)

要 旨

隕石試料は、母天体上での様々な地質学的イベント(たとえば衝撃変成作用、熱変成、大規模溶融など)を記録している。隕石に残された記録を、岩石・鉱物学的、宇宙化学的に読み取ることにより、太陽系固体物質の形成・進化過程に関する多くの知見を得ることができる。

隕石の岩石組織、化学組成および同位体組成は、程度の違いはあるが、衝撃変成作用により初生の状態から変化している。隕石母天体の形成、進化過程を考える上で、衝撃変成作用が岩石に与える影響を明らかにすることは重要である。

衝撃を受けた隕石の年代は、K-Ar (Ar-Ar), Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf, U-Th-Pb 同位体系を用いて決定されてきた。しかしながら、衝撃変成度(岩石・鉱物学的特徴)と同位体年代が持つ地質学的意味については、これまでも議論されてきたが、不明な点も残されていた。

衝撃変成作用が岩石・鉱物の組織、化学組成に及ぼす影響を明らかにするために、衝撃溶融した H コンドライトの物質科学的研究をおこない、形成環境を明らかにした(第 1 章)。

Y-791088 は、衝撃変成作用により構成相の約 60%が溶融し、衝撃溶融により生じたメルトからかんらん石および輝石が晶出していた。LAP 02240 は構成相の 90%が溶融していた。Y-791088 においては、コンドルールの形態を保持したまま溶融した「シュードモルフコンドルール」が確認された。一方、LAP 02240 において認められたコンドルールは、変形したものであった。このことから、衝撃を受けた後、Y-791088 は「静的環境」、LAP 02240 は「動的環境」において形成したと解釈された。

これまでに報告されていた Y-791088 および LAP 02240 の同位体系は、衝撃溶融をもたらした衝撃現象によって乱されていたことが明らかとなった。

現在、衝撃を受けた火星隕石(シャーゴッタイト)から求められた同位体年代が示している地質学的意味について、議論が行われている。これまでに報告されたシャーゴッタイトの Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf, U-Th-Pb 同位体系の年代(~200 Ma)は、シャーゴッタイトの結晶化年代とみなされてきた。近年、シャーゴッタイトの Pb-Pb 年代(~4.1 Ga)を報告したグループは、水質変成もしくは衝撃変成により同位体系がリセットした年代が~200 Ma であると解釈した。レーザアブレーションを併用した誘導結合プラズマ質量分析計(LA-ICP-MS)もしくは

二次イオン質量分析計(SHRIMP II)を用いて、シャーゴットイトに含まれるバデレアイトの U-Pb 同位体年代測定が試みられていたが、衝撃変成による高圧・高温環境下における、バデレアイト中での U-Pb 同位体の挙動については不明な点が多かった。バデレアイトから求められる U-Pb 年代が持つ地質学的意味を理解するために、年代既知のバデレアイトを用いた衝撃圧縮実験および加熱実験により U-Pb 同位体系への影響を評価した(第2章)。

実験による衝撃圧~59 GPa および高温(1300 °C)環境下では、バデレアイトの高圧・高温相への相転移は認められなかった。周囲を取り囲む玄武岩が全溶解した条件下においても、バデレアイトは全溶解せず、U-Pb 同位体系がリセットするような変化は認められなかった。このことから、バデレアイトの U-Pb 同位体系は、周囲が全溶解する環境においても結晶化年代を保持していることが示唆された。

シャーゴットイトに含まれているバデレアイトから報告された U-Pb 年代は、(1)バデレアイトの粒径が小さい、(2)バデレアイト中の U 濃度が低いことから、正確な年代データとはいえなかった。シャーゴットイトが経験した衝撃変成度を明らかにするとともに、結晶化年代を求めることを目的として、衝撃を受けた火星隕石の物質科学的研究を行なった(第3章)。

レルズライト質シャーゴットイトである Roberts Massif (RBT) 04261 においては、構成鉱物が破砕され、斜長石がマスクェリナイト化し、メルトポケットが散在していたが、高圧鉱物は確認できなかった。このことから、本研究で用いた RBT 04261 の研磨試料の領域では、30 GPa を超える衝撃圧を受けていないと結論された。

粒径~10 μm のバデレアイトから、U-Pb コンコーディア年代(~200 Ma)が得られた。このバデレアイトから求められた U-Pb 年代(~200 Ma)は、ペアの RBT 04262 から求められた Rb-Sr, Sm-Nd 年代とよく一致しており、岩石・鉱物学的特徴を考慮すると、RBT 04261 の形成(結晶化)年代を示していると結論された。

隕石母天体上において、岩石・鉱物が溶解するような衝撃現象を経験した場合には、同位体系が乱され、さらに完全に同位体系が均質化される。閉鎖温度が高く、衝撃による高温・高圧環境下でも溶解しない鉱物(ジルコンやバデレアイト)においては、同位体系は容易に解放系にならず、結晶化年代を保持する。したがって、ジルコンやバデレアイトといった衝撃変成に対して耐性を持つ鉱物を用いることにより、隕石の結晶化年代を得ることができる。

目次

序章 隕石の分類と衝撃変成作用

惑星物質研究の重要性-----	1
隕石の分類-----	1
衝撃変成作用-----	1
引用文献-----	4
1章 衝撃変成を受けた H コンドライトの岩石・鉱物学的研究	
1 緒言-----	6
1.1 コンドライトの分類-----	6
1.2 母天体の進化過程-----	6
1.3 衝撃変成作用-----	7
1.4 これまでに行われたコンドライトの衝撃溶融岩研究-----	7
1.5 研究の目的-----	9
2 試料-----	10
3 分析手法-----	14
4 結果-----	15
4.1 Y-791088-----	15
4.2 LAP 02240-----	34
5 議論-----	40
5.1 Y-791088; 静的環境下で形成した衝撃溶融 H コンドライト-----	40
5.2 LAP 02240; 動的環境下で形成した衝撃溶融 H コンドライト-----	41
5.3 Y-791088 と LAP 02240 の比較-----	42
5.4 地質学的セッティング-----	43
5.5 Y-791088 および LAP 02240 の熱史-----	45
6 結論-----	46
7 引用文献 -----	47

2章 衝撃変成によるバデレアイト中の U-Pb 同位体系への影響評価

1 緒言-----	51
1.1 衝撃変成を受けた隕石の年代学研究-----	51
1.2. バデレアイトの結晶構造-----	55
1.3 火星隕石中に含まれるバデレアイトの U-Pb 同位体系-----	55
1.4 衝撃変成によるジルコン (ZrSiO ₄) の U-Pb 同位体系の挙動-----	57

1.5 研究の目的	58
2 実験試料と実験方法	59
2.1 実験試料	58
2.2 実験試料の調整	59
2.3 衝撃圧縮実験	63
2.4 加熱実験	68
3 分析手法	71
4 結果	73
4.1 衝撃圧縮実験	73
4.2 加熱実験	73
4.3 ラマンスペクトル	79
4.4 化学組成	79
4.5 U-Pb 同位体の変化	84
5 議論	95
5.1 衝撃圧縮および加熱による岩石組織への影響	95
5.2 バデレアイトの結晶構造	95
5.3 U-Pb 同位体系	96
5.4 バデレアイト中の U, Pb 拡散	97
5.5 火星隕石への適用	98
6 結論	101
7 引用文献	102
3章 火星表層物質（シャーゴッタイト）の形成年代	
1 緒言	107
1.1 火星隕石	107
1.2 シャーゴッタイトの岩石学的特徴	107
1.3 衝撃変成作用	109
1.4 これまでに行われたシャーゴッタイトの同位体年代学的研究	110
1.5 シャーゴッタイトの形成過程	112
1.6 研究の目的	113
1.7 SHRIMP II を用いたバデレアイトの年代測定の利点と問題点	113
2 試料	116
3 分析手法	117
4 結果	118
4.1 RBT 04261 の岩石鉱物学的観察	118
4.2 バデレアイトの U-Pb 同位体系	132

5 議論-----	137
5.1 RBT 04261 の形成環境-----	137
5.2 衝撃変成作用によるバデレアイトへの影響-----	138
5.3 バデレアイトの U-Pb 年代-----	138
6 結論-----	142
7 引用文献-----	143
終章 衝撃変成と同位体系	
衝撃変成と同位体系-----	150
引用文献-----	151
付録-----	152
謝辞-----	172

図一覧

1章 衝撃変成を受けた H コンドライトの岩石・鉱物学的研究

第 1-1 図	Y-791088 の光学顕微鏡写真	11
第 1-2 図	LAP 02240 の光学顕微鏡写真	12
第 1-3 図	Y-790964 および Y-790519 の光学顕微鏡写真	13
第 1-4 図	Y-791088 に含まれるかんらん石の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)	17
第 1-5 図	Y-791088 に含まれるかんらん石の組成	18
第 1-6 図	Y-791088 に含まれる輝石の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)	20
第 1-7 図	Y-791088 および LAP 02240 に含まれる輝石の組成	21
第 1-8 図	Y-791088 に含まれる Fe-Ni 合金、トロイライト、クロム鉄鉱、メリライトの電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)	23
第 1-9 図	Y-791088 および LAP 02240 に含まれる Fe-Ni 合金の組成	24
第 1-10 図	Y-791088 に含まれるガラス質相の光学顕微鏡写真	28
第 1-11 図	Y-791088 および LAP 02240 に含まれるガラス質相の組成 (原子比)	29
第 1-12 図	Y-791088 および LAP 02240 に含まれるガラス質相のラマンスペクトル	31
第 1-13 図	LAP 02240 に含まれるかんらん石、輝石、コンドルールの電子顕微鏡写真 (後方散乱電子像)	35
第 1-14 図	LAP 02240 に含まれるかんらん石の組成	36
第 1-15 図	LAP 02240 に含まれる Fe-Ni 合金、クロム鉄鉱、メリライトの電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)	38
第 1-16 図	普通コンドライトの衝撃溶融岩の地質学的モデル	44

2章 衝撃変成によるバデレアイト中の U-Pb 同位体系への影響評価

第 2-1 図	コンコーディアダイアグラム	54
第 2-2 図	ジルコニア(ZrO_2)の相図 (Ohtaka et al., 2001)	56
第 2-3 図	実験試料準備のフローチャート	60
第 2-4 図	S690-7a および SUS 304 の Pb 同位体組成	62
第 2-5 図	一段式火薬銃の断面図	64
第 2-6 図	衝撃圧縮実験用のサンプルホルダー断面図	65
第 2-7 図	衝撃圧縮実験で得られた衝撃圧	67
第 2-8 図	縦型電気炉の断面図	69
第 2-9 図	ハワイ産玄武岩、S690-7a の電子顕微鏡写真 (後方散乱電子像)	74
第 2-10 図	衝撃圧縮実験により衝撃圧を加えた試料の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)	75
第 2-11 図	衝撃圧縮実験により衝撃圧を加えた試料のカソードルミネッセンス像	76

第 2-12 図	加熱実験により熱した試料の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)-----	77
第 2-13 図	出発物質の玄武岩および 1000 °C で加熱した試料に含まれるかんらん石の光学顕微鏡写真-----	78
第 2-14 図	加熱実験により熱した試料のカソードルミネッセンス像-----	80
第 2-15 図	衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えたバデレアイトおよび加熱実験により熱したバデレアイトのラマンスペクトル-----	81
第 2-16 図	衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えたかんらん石および加熱実験により熱したかんらん石の化学累帯構造-----	82
第 2-17 図	衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えた輝石の化学組成-----	86
第 2-18 図	衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えた斜長石(マスケリナイト)の化学組成-----	88
第 2-19 図	FC1 バデレアイト(Duluth complex)の U-Pb 同位体-----	91
第 2-20 図	衝撃圧縮実験により衝撃圧を加えたバデレアイトの U-Pb 同位体-----	93
第 2-21 図	衝撃圧縮実験後に加熱したバデレアイトの U-Pb 同位体-----	94
第 2-22 図	鉍物中の元素の拡散(アレニウスプロット)-----	99

3 章 火星表層物質 (シャーゴッタイト) の形成年代

第 3-1 図	RBT 04261 の後方散乱電子像-----	119
第 3-2 図	RBT 04261 に含まれるかんらん石の組成-----	120
第 3-3 図	RBT 04261 に含まれるかんらん石の化学累帯構造-----	122
第 3-4 図	RBT 04261 に含まれる輝石の組成-----	123
第 3-5 図	RBT 04261 に含まれる斜長石 (マスケリナイト) の組成-----	126
第 3-6 図	RBT 04261 に含まれるバデレアイトの産状-----	128
第 3-7 図	RBT 04261 に含まれるバデレアイトのラマンスペクトル-----	129
第 3-8 図	RBT 04261 に含まれる Cr-スピネルの組成-----	131
第 3-9 図	FC1 バデレアイト (Duluth complex) の T-W コンコーディア図-----	133
第 3-10 図	RBT 04261 に含まれるバデレアイトの U-Pb 同位体データ(コモン Pb の補正なし)-----	134
第 3-11 図	RBT 04261 に含まれるバデレアイトの U-Pb 年代-----	136

表一覧

序章 隕石の分類と衝撃変成作用

第 I-1 表 隕石の分類-----	2
--------------------	---

1章 衝撃変成を受けた H コンドライトの岩石・鉱物学的研究

第 1-1 表 衝撃変成ステージ (Stoffler et al. 1991) -----	8
第 1-2 表 かんらん石の化学組成 (wt.%)-----	19
第 1-3 表 輝石の組成 (wt.%)-----	22
第 1-4 表 Fe-Ni 合金およびトロイライトの組成(wt.%)-----	25
第 1-5 表 ガラス質相の化学組成 (wt.%)-----	30
第 1-6 表 クロム鉄鉱およびメリライトの化学組成 (wt.%)-----	32

2章 衝撃変成によるバデレアイト中の U-Pb 同位体系への影響評価

第 2-1 表 S690-7a および玄武岩質シャーゴッタイトの全岩化学組成 (wt.%)-----	61
第 2-2 表 衝撃実験の実験条件-----	66
第 2-3 表 加熱実験の実験条件-----	70
第 2-4 表 S690-7a 中のかんらん石および衝撃を加えたかんらん石の化学組成(wt.%)-----	83
第 2-5 表 加熱したかんらん石の化学組成 (wt.%)-----	85
第 2-6 表 輝石の組成 (wt.%)-----	87
第 2-7 表 斜長石 (マスケリナイト) の組成 (wt.%)-----	89
第 2-8 表 バデレアイトの化学組成 (wt.%)-----	90

3章 火星表層物質 (シャーゴッタイト) の形成年代

第 3-1 表 シャーゴッタイトの分類-----	108
第 3-2 表 かんらん石の組成 (wt.%)-----	121
第 3-3 表 輝石の化学組成 (wt.%)-----	124
第 3-4 表 斜長石 (マスケリナイト) およびリン酸塩鉱物の化学組成 (wt.%)-----	127
第 3-5 表 バデレアイト, Cr-スピネル, イルメナイトの化学組成 (wt.%)-----	130
第 3-6 表 RBT 04261 中のバデレアイトの U-Pb 同位体組成-----	135

付録一覧

付録 1	FC1 バデレアイトの U-Pb 同位体データ (O ₂ ⁻ ビーム)	152
付録 2	衝撃圧を加えたバデレアイトの U-Pb 同位体データ	153
付録 3	加熱したバデレアイトの U-Pb 同位体データ	156
付録 4	SHRIMP 用新型メガマウントホルダーの開発	159
付録 4-1	新型メガマウントホルダーの設計図	161
付録 4-2	新型メガマウントホルダーの側面写真	162
付録 4-3	新型メガマウントホルダー用の樹脂マウント作成器具	163
付録 4-4	新型メガマウントホルダーの試験マウント	164
付録 4-5	新型メガマウントホルダー試験に用いた FC1 ジルコンの U-Pb 同位体データ	166
付録 4-6	試験マウントに埋めた FC1 ジルコン T-W コンコーディア図	169
	引用文献	170
付録 5	FC1 バデレアイトの U-Pb 同位体データ (O ⁻ ビーム)	171

序章 隕石の分類と衝撃変成作用

惑星物質研究の重要性

われわれが現在手にすることができる地球外物質として、天体より飛来し地表へと落下した隕石試料、深海底や氷床から採取された微隕石や宇宙塵、アポロ計画やルナ計画により月から持ち帰った岩石試料、彗星より採取したスターダスト試料、小惑星探査機「はやぶさ」が採取した試料が挙げられる。1969年に日本南極地域観測隊により南極隕石が発見されて以来、多くの試料が南極氷床において採取されている。近年では、南極のみならず砂漠からも多くの隕石が採取されている。隕石試料は、試料数、多様性といった面において、他の地球外物質試料を圧倒しており、その物質科学的研究を通して、太陽系の歴史が解き明かされてきた。隕石は母天体上での様々な地質学的イベント(たとえば衝撃変成作用、熱変成、大規模熔融など)を記録していることから、その記録を岩石・鉱物学、宇宙化学の見地から詳細に読み取ることにより、太陽系固体物質の形成・進化過程に関する多くの知見を得ることができる。

隕石の分類

隕石の分類を第 I-1 表に示す。隕石は、Fe-Ni 合金および珪酸塩鉱物を主要構成物として含んでおり、これらの量比により鉄隕石、石鉄隕石、石質隕石に分類されている。岩石組織および化学的特徴を基に石質隕石はさらに、コンドライトとエコンドライトに細分されている。隕石の内部組織は、その隕石が経験した形成過程を反映している。岩石の成因を考慮して分類すると、「分化隕石」と「始原的(未分化)隕石」に分けられる。本論で使用した H コンドライトは始原的隕石に分類され、火星隕石は分化隕石に分類される。

衝撃変成作用

衝撃変成作用は、隕石母天体上での天体衝突による、高温、高圧環境下で生じる現象である。衝突現象により、母天体の表層にはクレーター構造が形成される。地球の表層地殻にも隕石衝突によるクレーターが報告されており、インパクトクレーターから採取された岩石には、衝撃変成作用の痕跡が残されている(たとえば Ries クレーター(ドイツ)、Barringer クレーター(アメリカ)など)。ほとんどの隕石試料は、程度の違いはあるが、衝撃現象を経験し、その痕跡を残している。太陽系固体物質の形成・進化過程を

第I-1表 隕石の分類。

形態に基づく分類		隕石の種類		始原性による分類
鉄隕石 Iron meteorites			Hexahedrite Octahedrite Ataxite	分化隕石 Differentiated meteorites
石鉄隕石 Stony-iron meteorites			Pallasite Mesosiderite Siderophyre	
石質隕石 Stony meteorites	エコンドライト Achondrites		Aubrite Ureilite Brachinite Angrite	
		HED隕石	Howardite Diogenite Eucrite	
		火星起源隕石 Martian meteorites	Shergottite Nakhilite Chassignite ALH-84001	
		月起源隕石 Lunar meteorites	Anorthositic breccia Basaltic breccia Diabase-Gabbro	
		始原的エコンドライト Primitive achondrites	Acapulcoite Lodranite Winonite	
	コンドライト Chondrites	エンスタタイトコンドライト Enstatite chondrites	EH EL	始原的隕石 Primitive meteorites
		普通コンドライト Ordinary chondrites	H L LL	
		炭素質コンドライト Carbonaceous chondrites	CI CM CK CO CV CR CH CB	
		ルムルチ群	R	
		カカンガリ群	K	

考える上で、隕石が経験した衝撃変成の履歴および岩石に与えられた影響を正しく評価することは重要である。これまでに衝撃変成をうけた地表クレーター岩石の鉱物学的研究、衝撃圧縮実験、隕石試料の岩石・鉱物学的研究がなされてきた(Kieffer et al., 1976; Schaal and Hörz, 1977; Stöffler et al., 1986; Stöffler et al., 1991; Schmitt, 2000)。

衝撃をうけた隕石について、K-Ar (Ar-Ar)、Rb-Sr、Sm-Nd、Lu-Hf、U-Th-Pb 年代が報告されている(例えば Nakamura and Okano, 1985; Fujimaki et al., 1992, Swindle et al., 2009)。しかしながら、衝撃変成度(岩石・鉱物学的特徴)と同位体年代が持つ地質学的意味について、不明な点も残されていた。本論では、衝撃を受けた隕石の岩石・鉱物学的特徴と同位体年代の関係を明らかにするために、以下の研究を行った。

衝撃を受けた H コンドライトである Yamato-791088 からは、1024 Ma の Rb-Sr 年代が報告され、衝撃を受けた年代であると解釈された(Fujimaki et al., 1993)が、詳細な岩石・鉱物学的記載はされていなかった。本論では衝撃変成作用による岩石学的変化、化学的变化を明らかにするために、第 1 章では衝撃溶融した H コンドライトの物質科学的研究をおこない、形成環境を明らかにした。

現在、衝撃を受けた火星隕石(シャーゴットait)の同位体年代に関して、どのような地質学的イベントに対応するのか議論されている(Bouvier et al., 2005, 2008, 2009; Nyquist et al., 2009; Lapen et al., 2010; Shih et al., 2011)。岩石組織を破壊せずに同位体分析ができる、レーザアブレーションを併用した誘導結合プラズマ質量分析計(LA-ICP-MS)もしくは二次イオン質量分析計(SHRIMP II)を用いて、シャーゴットaitに含まれるバデレイトの U-Pb 同位体年代測定が試みられた(Herd et al., 2007; Misawa and Yamaguchi, 2007)。しかし、バデレイト中の U および Pb 同位体が衝撃変成による高圧・高温環境下でどのような挙動を示すのかについては明らかになっていなかった。このため、第 2 章では、衝撃圧縮実験および加熱実験によりバデレイトの U-Pb 同位体系への影響を評価した。

これまでに火星隕石に含まれているバデレイトについて、正確な年代データが得られていなかった。そこで、シャーゴットaitが経験した衝撃変成度を明らかにし、シャーゴットaitの結晶化年代を決定するために、第 3 章において、衝撃を受けた火星隕石の物質科学的研究を行なった。

引用文献

- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Albarède, F., 2005. The age of SNC meteorites and the antiquity of the Martian surface. *Earth Planet. Sci. Lett.* 240, 221–233.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Gillet, P., Albarède, F., 2008. The case for old basaltic shergottites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 266, 105–124.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Albarède, F., 2009. Martian meteorite chronology and the evolution of the interior of Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.* 280, 285–295.
- Fujimaki, H., Ishikawa, K., Aoki, K., 1992. Rb-Sr features of the impact melted LL-chondrites from Antarctica: Yamato-790723 and Yamato-790528. *Proc. NIPR Symp. Ant. Met.* 5, 290–297.
- Fujimaki, H., Ishikawa, K., Kojima, H., Yanai, K., Aoki, K., 1993. Rb-Sr age of an impact event recorded in Yamato-791088 H chondrite. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites* 6, 364–373.
- Herd, C.D.K., Simonetti, A., Peterson, N.D., 2007. In situ U-Pb geochronology of martian baddeleyite by laser ablation MC-ICP-MS. *Lunar Planet. Sci.* XXXVIII, A1664.
- Kieffer, S.W., Schaal, R.B., Gibbons, R., Hörz, F., Milton, D.J., Dube, A., 1976. Shocked basalt from Lonar impact crater, India, and experimental analogues. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 7th, 1391–1412.
- Lapen, T.J., Righter, M., Brandon, A.D., Debaile, V., Beard, B.D., Shafer, J.T., Peslier, A.H., 2010. A younger age for ALH84001 and its geochemical link to shergottite source in Mars. *Science* 328, 347–351.
- Misawa, K., Yamaguchi, A., 2007. U-Pb ages of NWA 856 baddeleyite. *Meteorit. Planet. Sci.* 42, A108.
- Nakamura, N., Okano, O., 1985. 1,200-Myr impact-melting age and trace-element chemical features of the Yamato-790864 chondrite. *Nature* 315, 563–566.
- Nyquist, L.E., Bogard, D.D., Shih, C.-Y., Park, J., Reese, Y.D., Irving, A.J., 2009. Concordant Rb-Sr, Sm-Nd, and Ar-Ar ages for Northwest Africa 1460: A 346 Ma old basaltic shergottite related to 'lherzolithic' shergottites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 4288–4309.

- Schaal, R.B., and Hörz, F., 1977. Shock metamorphism of lunar and terrestrial basalts. Proc. 8th Lunar Planet. Sci. Conf., 1697–1729.
- Schmitt, R.T., 2000. Shock experiments with the H6 chondrite Kernouvé: Pressure calibration of microscopic shock effects. Meteorit. Planet. Sci. 35, 545–560.
- Shih, C.-Y., Nyquist, L.E., Reese, Y., Misawa, K., 2011. Sm-Nd and Rb-Sr studies of ilherzolitic shergottites Yamato 984028. Polar Sci. 4, 515–529.
- Stöffler, D., Ostertag, R., Jammes, C., Pfannschmidt, G., 1986. Shock metamorphism and petrography of the Shergotty achondrite. Geochim. Cosmochim. Acta 50, 889–903.
- Stöffler, D., Keil, K., Scott, E.R.D., 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta 55, 3845–3867.
- Swindle, T.D., Isachsen, C.E., Weirich, J.R.W., Kring, D.A., 2009. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of H-chondrite impact melt breccias. Meteorit. Planet. Sci. 44, 747–762.

1章 衝撃変成を受けた H コンドライトの岩石・鉱物学的研究

1 緒言

1.1 コンドライトの分類

コンドライトは、全岩化学組成の違いにより、普通コンドライト、炭素質コンドライト、エンスタタイトコンドライト、ルムルチ群コンドライト、カカンガリ群コンドライトに分類される(第 I-1 表)。普通コンドライトは地球への落下頻度が高く、これまでに採取された隕石試料の大部分を占めている。普通コンドライトは化学組成の違いにより 3つのグループ(H、L、LL)に細分される。H コンドライトは金属鉄を多く含み、鉱物中の鉄成分の割合は少ない。L、LL になるにつれ、金属鉄の割合は少なくなり、鉱物中の鉄成分の割合は増加する。

普通コンドライトは母天体上での熱変成をうけ、組織の変化、構成鉱物の結晶構造の変化、化学組成の均質化が起こる。これらの特徴に基づき、コンドライトは岩石学的分類がなされており、変成度の低いものが岩石学的タイプ 3(非平衡コンドライト)、変成度が増すにつれて、4~6(7)(平衡コンドライト)に分類される。さらに、岩石学的タイプ 3のコンドライトは 3.1–3.9のサブタイプに分けられる。岩石学的分類のうち、タイプ 1および 2は水質変成作用について用いられるが、普通コンドライトでは水質変成の影響を受けたものの報告は少ない。

1.2 母天体の進化過程

H コンドライト母天体は、直径~90-200 kmの小惑星であったと考えられている(Miyamoto et al., 1981; Bennett and McSween, 1996)。小惑星での熱変成は、放射性短寿命核種である ^{26}Al の壊変で生じた熱によって起こったとされる。H コンドライトに含まれているリン酸塩鉱物から求められた U-Pb および Pb-Pb 年代は、4.563–4.502 Ga (Göpel et al., 1994)であり、CAI(Ca, Al-rich inclusion)の形成(4568.7±0.3 Ma; Bouvier et al., 2010)から約 60Ma の間に H コンドライト母天体が形成したとされた(Bennett and McSween, 1996)。CAIは、炭素質コンドライトに含まれる白色の包有物であり、太陽系でもっとも古い固体物質(~4.56 Ga に形成)と考えられている(Bouvier et al., 2010)。H コンドライト母天体の構造について、Miyamoto et al.(1981)、Bennett and McSween (1996)および Akridge et al. (1998)らは、熱変成に関するモデル計算に基づき、オニオンシェル構造を持つとした。オニオンシェル構造は、母天体の中心付近に熱変成度の高い岩

石(H6)があり、表面に近づくにつれて変成度が低くなる構造である。Taylor et al. (1987)は、Hコンドライト中のFe-Ni合金について冷却速度を求め、変成度と冷却速度に相関が見られないことから、もともとHコンドライトはオニオンシェル構造は持っていなかった、もしくは500°C以下に冷却する前に破壊され再集積し、オニオンシェル構造ではなく角礫化した岩石が集積したラブルパイル構造をもつとした。一方、Trieloff et al. (2003)は、太陽系初期の衝撃現象ではHコンドライト母天体のオニオンシェル構造は破壊されず、破砕や再集積過程が起こったとしても、母天体の形成から十分に時間が経過してからであるとした。

1.3 衝撃変成作用

コンドライトは母天体上での天体衝突による衝撃変成作用の影響を残しているが、その程度は様々である。Stöffler et al. (1991)は、地球のインパクトクレーターの岩石に残された衝撃変成作用の痕跡、およびコンドライト中に残された衝撃変成作用の痕跡を、岩石・鉱物学的視点からまとめ、衝撃変成度の分類表をまとめた(第1-1表)。この分類表によると、衝撃変成度は、主要構成鉱物であるかんらん石や斜長石に与えられた結晶構造の損傷および高圧相への相転移、メルトポケットの形成などの特徴に基づき、S1-S6および衝撃溶融に細分されている。

1.4 これまでに行われたコンドライトの衝撃溶融岩研究

衝撃溶融を経験したコンドライトについては、これまでに、岩石・鉱物学的、地球化学的研究がなされてきた。衝撃変成を受けたコンドライトのうちのいくつかは、ほぼ全溶融した組織を示す(Y-790519(LL): Okano et al., 1990; Patuxent Range 91501 (L): Mittlefehldt and Lindstrom, 2001)が、多くの衝撃溶融岩は、とけ残り鉱物を含み、コンドライト的な組織を保持している(Hコンドライト: Y-791088 (Fujimaki et al., 1993); Rose City (Rubin, 1995; Yolcubal and Sack, 1997); Portales Valley (Kring et al., 1999; Rubin et al., 2001; Ruzicka et al., 2005); Dar al Gani 896 (Folco et al., 2004); Lコンドライト: Cat Mountain (Kring et al., 1996); Chico (Yolucubal and Sack, 1997; Norman and Mittlefehldt, 2002); Ramsdorf (Yamaguchi et al., 1999); LLコンドライト: Y-790964 (Okano et al., 1984, 1990; Yamaguchi et al., 1998))。

Fujimaki et al. (1993)は、コンドルールの形態を保っているが、構成する鉱物が衝撃溶融したメルトから結晶化している「シュードモルフコンドルール」をY-791088(H)において報告した。しかしながら、Fujimaki et al. (1993)はY-791088の詳細な岩石・鉱物学的記載を行っていなかった。同様のコンドルール

第1-1表 衝撃変成ステージ (Stoffler et al., 1991)。

衝撃変成度	衝撃の程度	鉱物組織への効果		局所的な効果	衝撃圧 (GPa)	衝撃後温度 (°C)	最低温度上昇 (°C)
		かんらん石	斜長石				
S1	衝撃を受けていない	消光位が一樣；不規則な割れ目		なし	<4-5	10-20	10
S2	わずかに衝撃を受けている	波動消光；不規則な割れ目	波動消光		不透明な衝撃脈；溶融ポケット	5-10	20-50
S3	弱い衝撃を受けている	面状の割れ目；波動消光；不規則な割れ目	波動消光	溶融ポケット；溶融脈の連結；不透明な衝撃脈		15-20	100-150
S4	中程度の衝撃を受けている	強いモザイク化；面状の割れ目	波動消光；局所的当方化；面状変形組織	全体に行き渡る溶融ポケット；脈とダイクの生成；不透明な衝撃脈	30-35	250-350	300
S5	強い衝撃を受けている	強いモザイク化；面状の割れ目；面状変形組織	マスクリナイト化	全体的な溶融	45-35	600-850	600
S6	非常に強い衝撃を受けている	再結晶；組織の汚濁；溶融；リンドグウツダイトに転移	溶融		75-90	1500-1750	1500
衝撃溶融		全岩的溶融					

状の組織は、Y-790964 (LL) および Ramsdorf (L) から「コンドルールゴースト」として報告された (Yamaguchi et al., 1998, 1999)。

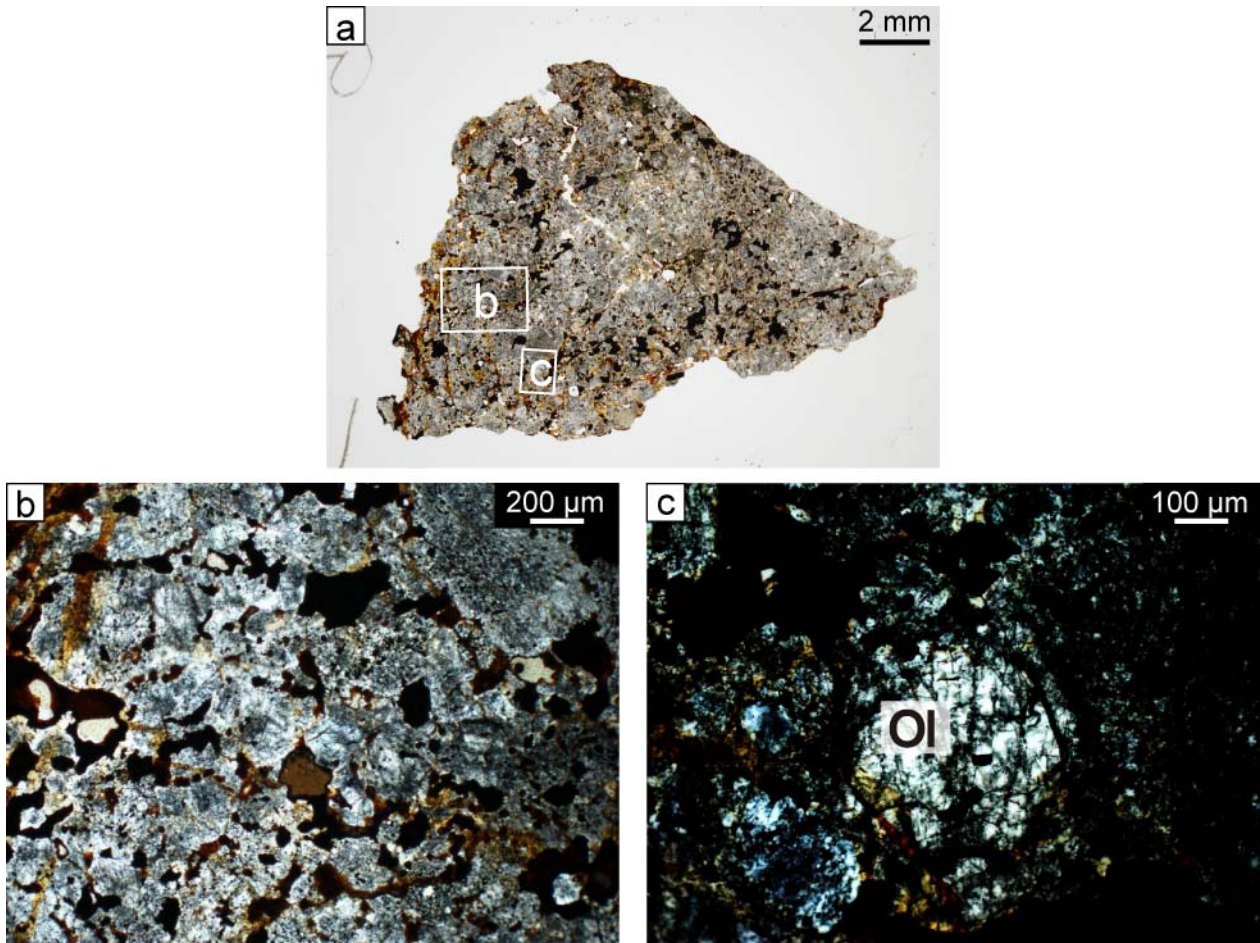
Sato et al. (1982)、Okano et al. (1990) および Yamaguchi et al. (1998) は、Y-790964 およびペアとされる Y-79 LL コンドライトの詳細な岩石・鉱物学的研究を行った。Y-790964 は、粗粒(数百 μm)のとけ残りかんらん石や、コンドルール片、ガラス質のメルトマトリクス(自形の輝石、2種類のガラス)、不規則な形態の空隙を含んでいた(Sato et al., 1982; Okano et al., 1990)。Y-790964 とペアの隕石と考えられている Y-790519 においては、Y-790964 と同様の粗粒岩相とメルトから結晶化した細粒の鉱物からなる岩相が接して観察された(Sato et al., 1982; Okano et al., 1990)。細粒のかんらん石の Fa 成分は低いが、L コンドライトの組成範囲に入っていた(Sato et al., 1982)。粗粒岩相および細粒岩相が共存していることから、Y-790519 の、2つの岩相は単一の衝撃現象によって形成した可能性がある。Y-790964 および Y-790519 の詳細な岩石・鉱物学的研究はこれまでに行われているが、2つの岩相(粗粒岩相・細粒岩相)の関係性については不明な点も残されていた。

1.5 研究の目的

衝撃溶融岩に分類される異なる特徴を持つ2つの岩相について、詳細な岩石・鉱物学的記載が行われているが、2つの岩相の形成環境について不明な点が多い。また、H コンドライトの衝撃溶融岩について、LL コンドライトにおいて報告されているような異なる特徴を持つ岩相の詳細な岩石・鉱物学的記載は少ない。本研究では、衝撃溶融を経験し、異なる特徴を持つH コンドライトである Y-791088 および LAP 02240 を、岩石・鉱物学的手法を用いて詳細な岩石学的記載を行い、また、LL コンドライトの衝撃溶融岩である Y-790964 および Y-790519 と対比することによって、2つの岩相の形成過程を明らかにすることを目的とした。

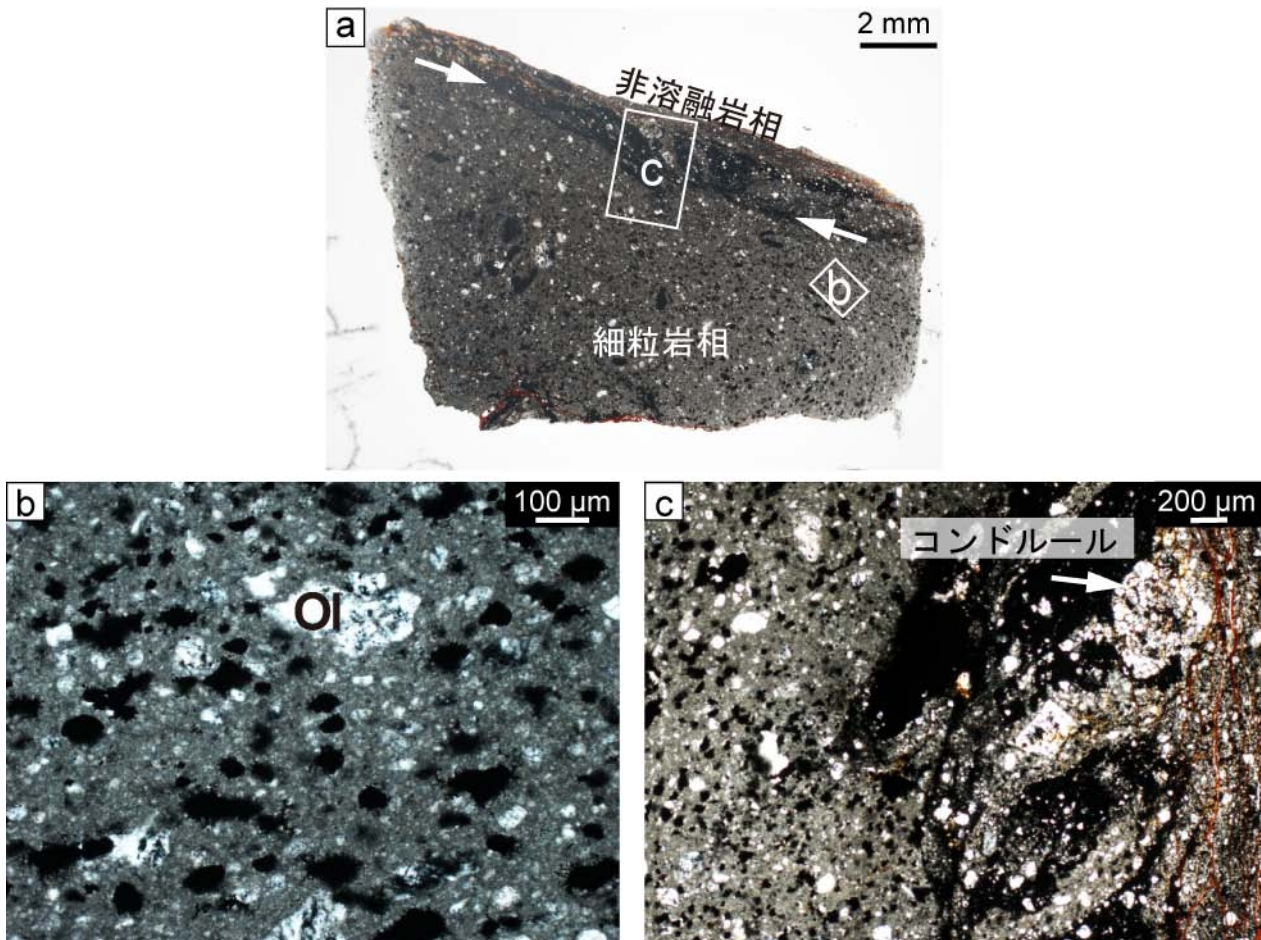
2 試料

本研究では国立極地研究所および NASA が所蔵する 2 つの南極隕石、Yamato (Y)-791088 (2.1 kg) および LaPaz Icefield (LAP) 02240 (28 g) の薄片 Y-791088, 91-1 (面積 78 mm^2 ; 第 1-1 図) および LAP 02240, 7 (面積 104 mm^2 ; 第 1-2 図) を使用した。両サンプルとも H コンドライトに分類されている (Yanai and Kojima, 1995; Satterwhite and Richter, 2004)。Fujimaki et al. (1993) は、Y-791088 から 1024 Ma の Rb-Sr 年代を報告し、衝撃変成年代であるとした。Swindle et al. (2009) は、LAP 02240 の Ar-Ar 年代を報告し、 $\sim 3900 \text{ Ma}$ に衝撃を受けたとした。比較試料として、LL コンドライトである Y-790964, 81-1 および Y-790519, 73-3 の薄片試料を使用した (第 1-3 図)。



第 1-1 図 Y-791088 の光学顕微鏡写真。

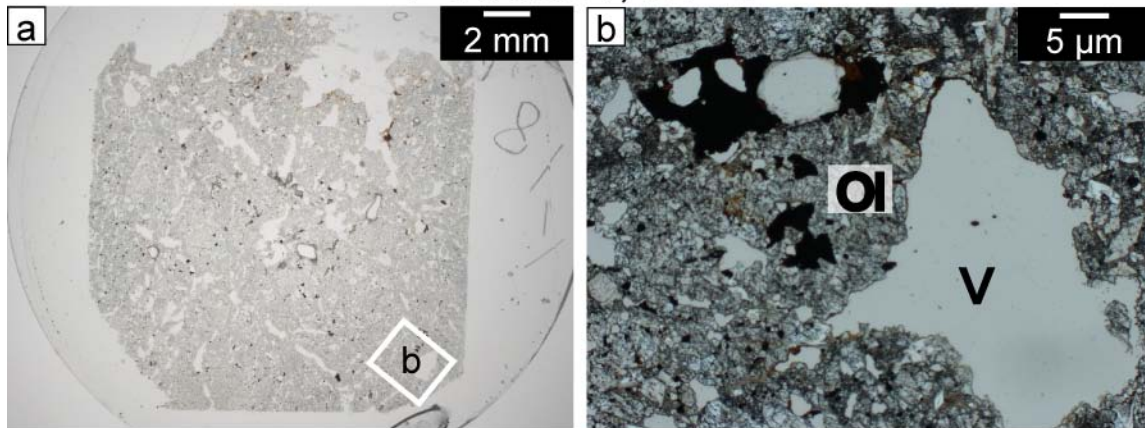
a: Y-791088,91-1 の全体像。b: a 中の領域 b の拡大写真。珪酸塩鉱物は、ダークニングを起こしている。c: a 中の領域 c の拡大写真。粗粒のかんらん石には、まれにダークニングを起こしていない部分も認められる。Ol: かんらん石。



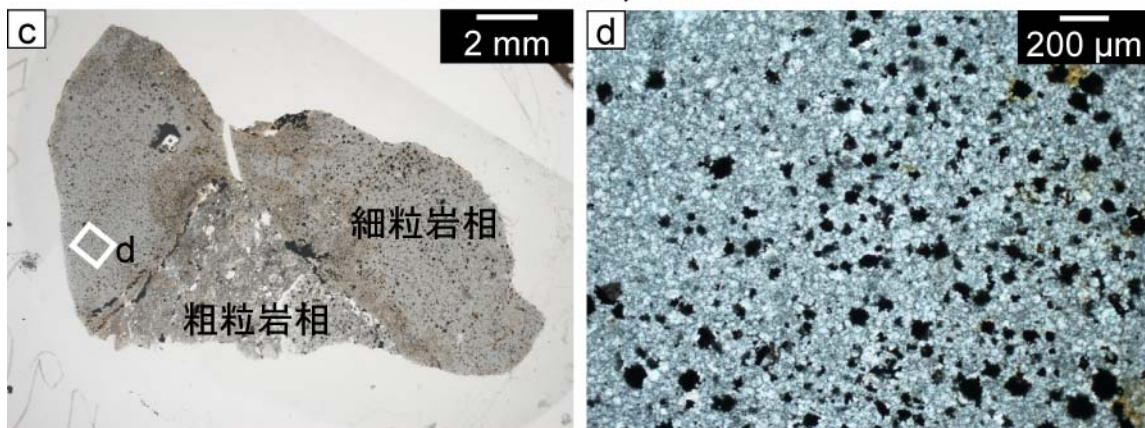
第 1-2 図 LAP 02240 の光学顕微鏡写真。

a: LAP 02240 の全体像。矢印は Fe-Ni 合金およびトロイライトからなる不透明鉱物のベインを示す。不透明鉱物のベインは、細粒岩相と非溶解岩相の境界に存在する。b: a 中の領域 b の拡大写真。かんらん石は、自形もしくは骸晶状の鉱物からなる細粒基質に囲まれて存在している。ダークニングは顕著ではない。c: a 中の領域 c の拡大写真。非溶解岩と細粒岩相の境界。変形したコンドルールが認められる。Ol: かんらん石。

Y-790964, 81-1



Y-790519, 73-3



第 1-3 図 Y-790964 および Y-790519 の光学顕微鏡写真。

a: Y-790964,81-1 の全体像。B: a 中の領域 b の拡大写真。とけ残りのかんらん石および細粒の自形かんらん石が存在している。Y-790964 (LL) は、Y-790519 (LL) の粗粒岩相および Y-791088 (H: 第 1-1 図) と同様の組織を示す。c: Y-790519,73-3 の全体像。粗粒岩相と細粒岩相が接している。d: c 中の領域 d の拡大写真。細粒の自形かんらん石および Fe-Ni 合金が存在している。この組織は LAP 02240 と似ている。Ol: かんらん石。V: 空隙。

3 分析手法

偏光顕微鏡を用いて、組織や鉱物の特徴を観察し、衝撃変成度を評価した。詳細な岩石組織は、走査型電子顕微鏡(SEM: JEOL JSM-5900LV)を用いて観察した。後方散乱電子像を用いて観察を行った。

X線マイクロアナライザ(EPMA: JEOL JXA-8200)を用いて、鉱物およびガラスの主要元素組成の分析を行った。分析条件は、加速電圧 15 kV、プローブ電流およびビーム径は鉱物に対してはそれぞれ 9 nA、焦点ビーム、ガラスに対しては電子ビームによる試料損傷の影響で揮発性の高いアルカリ元素(Na など)が蒸発するのを避けるため、それぞれ 3 nA、10 μm とした。データは Fe-Ni 合金、トロイライトを ZAF 法、それ以外の鉱物およびガラスを Bence and Albee 法(Bence and Albee, 1968)で補正を行った。かんらん石の組成のばらつきを評価するため、EPMA 分析により求めたかんらん石の Fe と Mg の原子比から $Fa\#(=\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})\times 100)$ を用いて組成範囲をもとめ、「Coefficient of Variation (C.V.) (Sears and Weeks, 1983; Sears et al., 1991)」を適用した。

$$\text{C.V.}=100(\frac{\delta\bar{\text{Fe}}}{\bar{\text{Fe}}})$$

$\delta\bar{\text{Fe}}$ は Fe(wt.%) の標準偏差、 $\bar{\text{Fe}}$ は Fe(wt.%) の平均を表す。C.V. の値が小さいほど均質な組成である。

顕微ラマン分光を用いて、ガラス質相を測定し、微細な結晶の有無を評価した。また、リン酸塩鉱物の同定にも用いた。分析条件は、緑色レーザー光(波長 531.91 nm)、強度 11 mW とした。

4 結果

4.1 Y-791088

Y-791088 の全岩化学組成は、H コンドライトの組成範囲内である(Dodd, 1981; Yanai and Kojima, 1995)。Y-791088 の主要構成相は、かんらん石(39%)、輝石(28%)、不透明鉱物(Fe-Ni 合金およびトロイライト; 23%)、ガラス質相(8%)、空隙(2%)である。そのほかの微量構成相として、クロム鉄鉱とメリライトが認められる。Y-791088 の岩相は、粗粒岩相(~40%)およびその隙間を埋める細粒マトリクス(~60%)に分けられる。

粗粒岩相(200 μm -1 mm)は、他形を示すかんらん石、輝石、Fe-Ni 合金、クロム鉄鉱およびトロイライトからなる岩石・鉱物片により構成される。構成鉱物の多くは、多結晶集合体として存在しているが、まれに単結晶として存在するものもある。

細粒のマトリクスは、自形を示すかんらん石、輝石、クロム鉄鉱、およびリン酸塩鉱物(メリライト)、円形を示す Fe-Ni 合金およびその周囲に円形のリムを作るトロイライト、鉱物の隙間を埋めるガラスにより構成される。細粒マトリクスに存在する輝石には、化学組成の累帯構造が認められる。詳細は後に述べる。本論では鉱物およびガラスで構成されるマトリクスをメルトマトリクスと呼ぶ。メルトマトリクスは岩石・鉱物片の隙間を埋めており不均質に混在している。

Y-791088 には、円形を示すコンドルール(直径 100-600 μm)が認められた。長さ~100-400 μm 、幅~20-30 μm の棒状かんらん石と鉱物間を埋める輝石で構成する棒状かんらん石コンドルールが認められる。

自形のかんらん石、輝石と間を埋めるガラスで構成される、円形のコンドルール状の組織が観察された。Fujimaki et al. (1993)は、この組織を「シュードモルフコンドルール」とした。シュードモルフコンドルールは、細粒(~10-100 μm)の自形かんらん石からなる斑状かんらん石コンドルール、およびの自形の輝石(~10-40 μm)で構成される細粒輝石コンドルールに分けられる。

1) 岩石・鉱物片

粗粒岩相は、粒径が 200 μm -1 mm 程度 of 他形を示すかんらん石、輝石、Fe-Ni 合金、およびトロイライトからなる岩石・鉱物片により構成される。それぞれの鉱物の特徴を以下に示す。

かんらん石

かんらん石(粒径~1 mm)は、他形を示す(第 1-4a 図)。結晶には多くの割れ目が存在し、その中をガラス、細粒の不透明鉱物(Fe-Ni 合金)が直線状に配列し埋めており(第 1-4b 図)、偏光顕微鏡下ではダークニングが観察される(第 1-1 図)。また、かんらん石は、顕微鏡下で波動消光を示し、モザイク状構造が弱く認められるものも存在する。このかんらん石の、岩石・鉱物学的特徴(波動消光、モザイク状構造)は Stöffler et al. 1991 の衝撃変成度 S3-S4 に相当する。かんらん石中の割れ目に沿って 1-10 μm の半自形を示すかんらん石が認められる。岩石片のかんらん石組成は、 Fa_{16-21} (mol %)、 CaO ~0.35 wt.%、 Cr_2O_3 0.1~1.0 wt.% であり(第 1-5a, b 図; 第 1-2 表)、平衡 H コンドライトの組成範囲と一致する(Keil and Fredriksson, 1964)。かんらん石の岩石・鉱物片は C.V.= 3.7 % であり、均質な組成を示している。

輝石

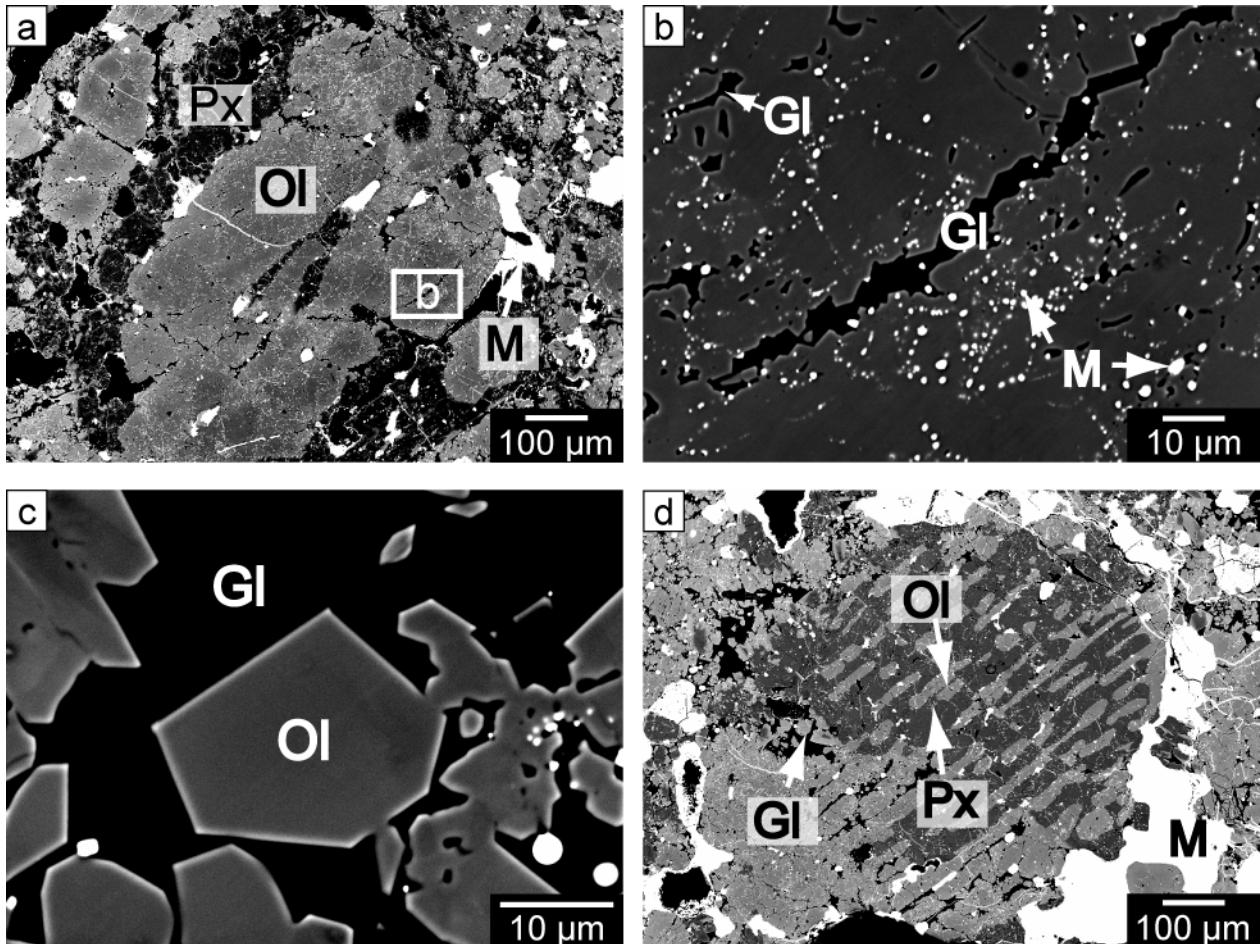
輝石は、他形を示し周囲との境界は不明瞭である。サイズは <500 μm である(第 1-6a 図)。輝石は顕微鏡下で、波動消光を示す。鉱物中には多くの直線状の割れ目が平行に存在している。割れ目に沿ってガラス、細粒(1 μm 以下)の Fe-Ni 合金が埋めており(第 1-6b 図)、かんらん石と同様に偏光顕微鏡下でダークニングが観察される。鉱物の縁辺部および割れ目に沿って輝石の結晶成長が認められる。岩石・鉱物片の輝石の組成は $\text{Fs}_{11-17}\text{Wo}_{1-5}(\text{Cr}_2\text{O}_3 \sim 1.4 \text{ wt.}\%)$; 第 1-7a 図; 第 1-3 表) であり、平衡 H コンドライトの組成範囲と一致する(Keil and Fredriksson, 1964)。

Fe-Ni 合金

Fe-Ni 合金は不定形を示し、粒径は 200-500 μm である(第 1-8a 図)。Fe-Ni 合金は、カマサイト(Ni 含有量 5-7 wt.%)およびテーナイト(Ni 含有量 29-31 wt.%)から構成される(第 1-9a 図)。SEM による組成像の観察では、いくつか異なるコントラストが観察されるが、そのほとんどはカマサイトであり、一部でカマサイト中に針状のテーナイト(長さ 10-50 μm 、幅 5-10 μm)が存在する(第 1-8a 図)。また細粒のカマサイトおよびテーナイトの混合であるプレッサイトが認められる(第 1-8b 図)。その組成はカマサイトとテーナイトの間である(第 1-8a 図; 第 1-4 表)。粗粒の Fe-Ni 合金の多くは、トロイライトのリムを伴う。

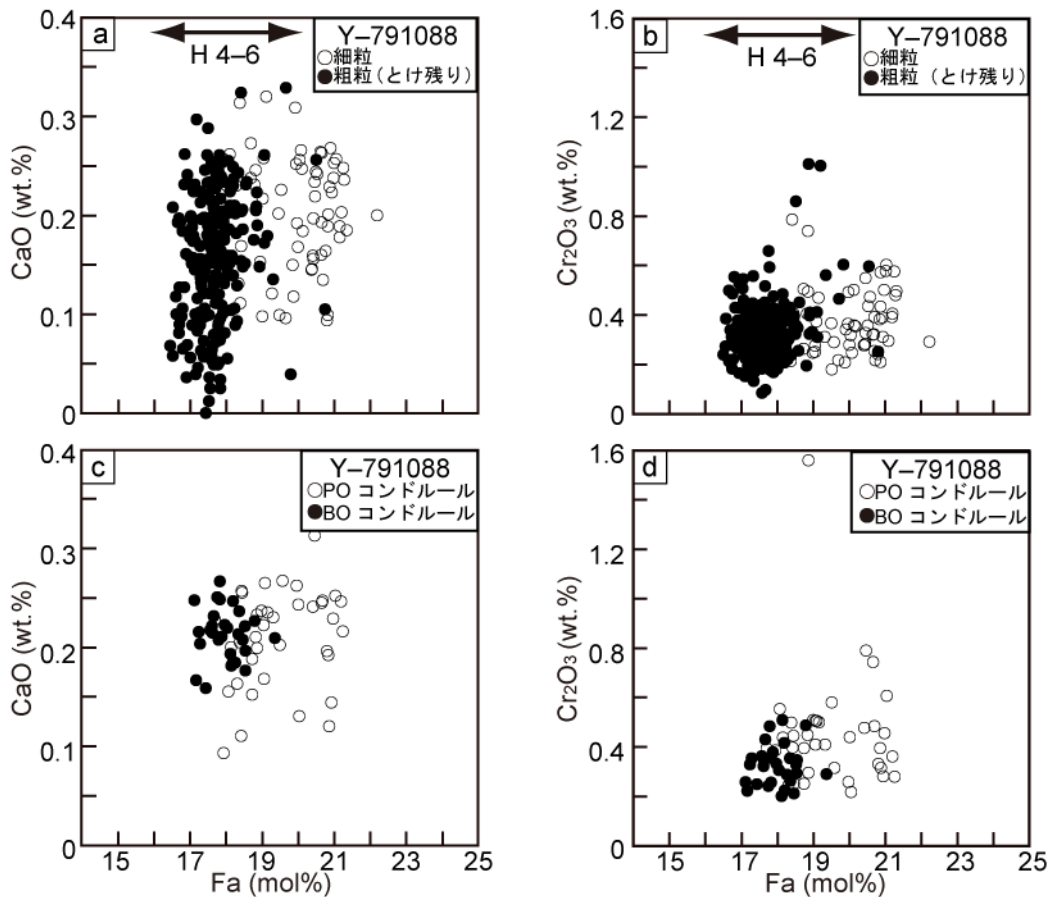
トロイライト

トロイライトは他形を示し、その多くは Fe-Ni 合金の岩石・鉱物片縁辺に隣接し、一部で Fe-Ni 合金を覆いリムを形成している。サイズは 50-600 μm である。また、その他のトロイライトの産状として、Fe-Ni 合金に隣接していないトロイライトも確認される。単独で存在するトロイライトは、長柱状を示すが



第 1-4 図 Y-791088 に含まれるかんらん石の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)。

a: とけ残りかんらん石は、不定形を示す。b: a 中の領域 b の拡大写真。割れ目に沿って、かんらん石のオーバーグロースおよび細粒の Fe-Ni 合金が認められる。c: 衝撃溶融岩相に見られる自形のかんらん石。自形のかんらん石は、ガラスからなる基質に囲まれている。d: とけ残っている棒状かんらん石コンドルール。円形の形態および内部組織を保存している。Ol: かんらん石。Px: 輝石。Gl: ガラス。M: Fe-Ni 合金。



第 1-5 図 Y-791088 に含まれるかんらん石の組成。

a: 溶け残りかんらん石および細粒かんらん石の Fa-CaO 組成図。細粒のかんらん石はとけ残りかんらん石に比べて、Fe に富む組成を持つ。b: 溶け残りかんらん石および細粒かんらん石の Fa-Cr₂O₃ 組成図。c: コンドルールの Fa-CaO 組成図。ポーフィリティックかんらん石コンドルールは、棒状かんらん石コンドルールに比べて Fe に富む組成を持つ。d: コンドルールの Fa-Cr₂O₃ 組成図。PO: ポーフィリティックかんらん石。BO: 棒状かんらん石。

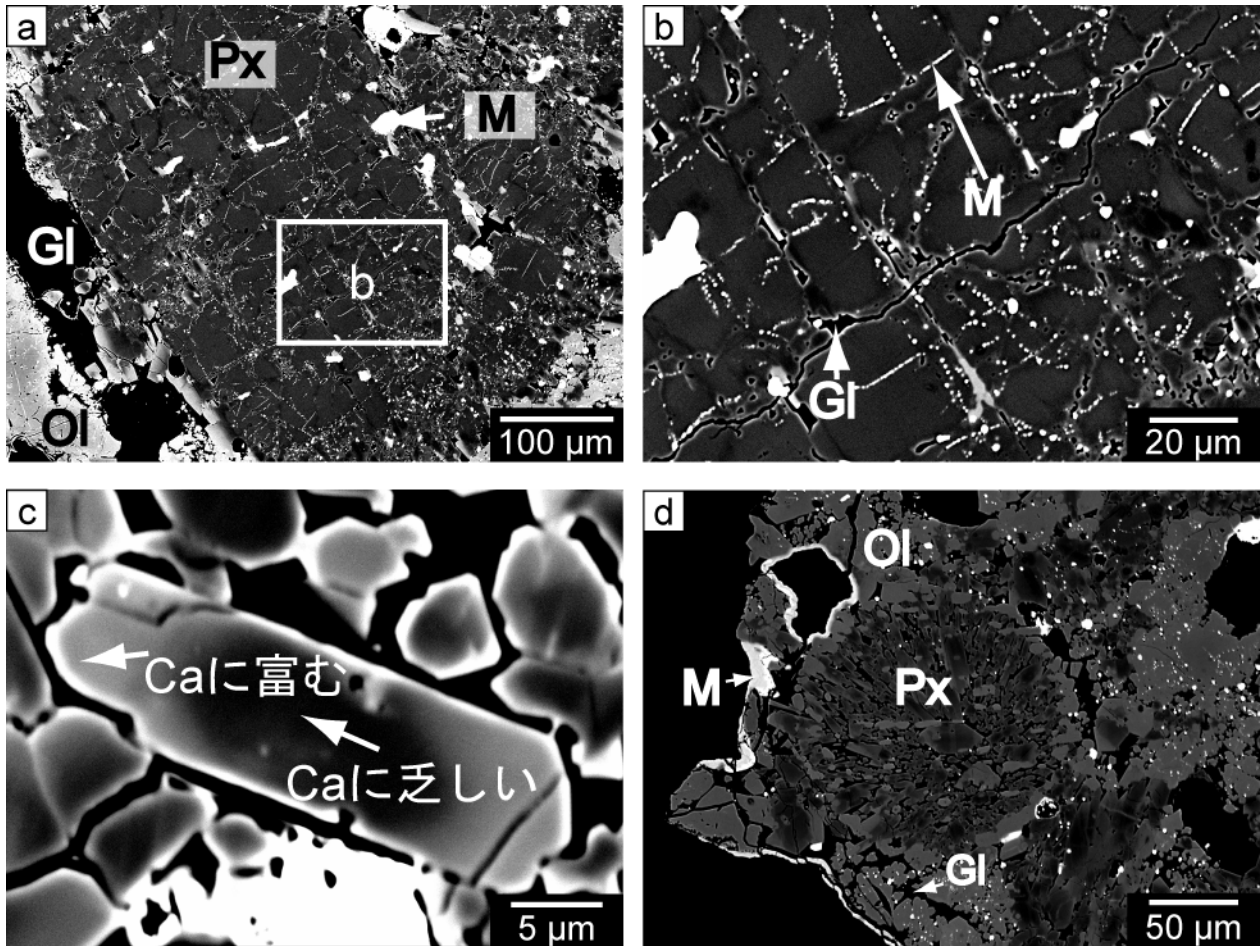
第1-2表 かんらん石の化学組成 (wt.%)。

	Y-791088				LAP 02240			
	とけ残り	メルト マトリックス	コンドルール BO*	PO [†]	とけ残り	メルト マトリックス	コンドルール BO*	PO [‡]
SiO ₂	39.0 (0.2)	37.7 (0.2)	39.0 (0.2)	38.7 (0.2)	39.3 (0.2)	39.3 (0.2)	39.2 (0.2)	39.5 (0.2)
TiO ₂	0.01 (0.01)	0.03 (0.03)	0.03 (0.03)	0.02 (0.02)	0.09 (0.04)	0.05 (0.03)	0.00	0.06 (0.03)
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01 (0.01)	0.01 (0.01)	0.00	0.01 (0.01)	0.00	0.01 (0.01)
Cr ₂ O ₃	0.17 (0.04)	0.37 (0.05)	0.31 (0.04)	0.74 (0.05)	0.00	0.06 (0.04)	0.08 (0.04)	0.02 (0.02)
FeO	16.8 (0.4)	19.3 (0.4)	16.7 (0.4)	18.9 (0.4)	17.5 (0.4)	17.0 (0.4)	17.0 (0.4)	17.3 (0.4)
MnO	0.45 (0.01)	0.38 (0.08)	0.43 (0.09)	0.50 (0.08)	0.60 (0.09)	0.46 (0.08)	0.37 (0.08)	0.56 (0.08)
MgO	43.5 (0.2)	41.1 (0.2)	43.3 (0.3)	40.9 (0.3)	42.8 (0.2)	42.8 (0.2)	43.3 (0.2)	42.5 (0.2)
CaO	0.05 (0.05)	0.20 (0.01)	0.22 (0.01)	0.25 (0.02)	0.04 (0.01)	0.10 (0.02)	0.04 (0.01)	0.03 (0.01)
Na ₂ O	0.00	0.01 (0.01)	0.02 (0.02)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03 (0.03)
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01 (0.01)
P ₂ O ₅	0.02 (0.02)	0.95 (0.08)	0.00	0.03 (0.03)	0.02 (0.02)	0.00	0.00	0.00
Total	100.0	100.0	100.0	100.1	100.4	99.8	100.0	100.0
Fa	17.8	20.9	17.8	20.6	18.6	18.2	18.0	18.6

* 棒状かんらん石コンドルール (とけ残り)。

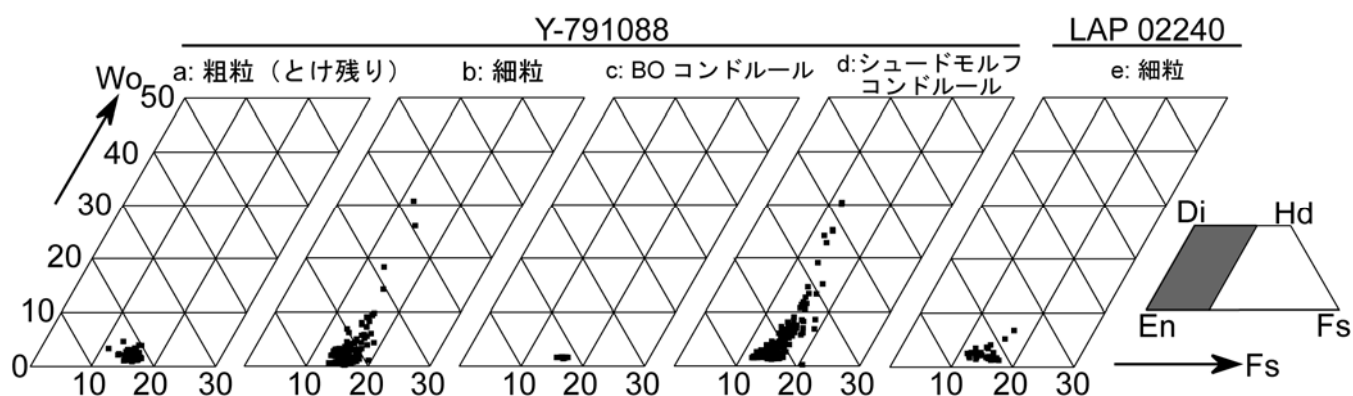
† 細粒かんらん石コンドルール (溶融)。

‡ 細粒かんらん石コンドルール(非溶融岩相)。
括弧内の数字は分析誤差(1σ)。



第 1-6 図 Y-791088 に含まれる輝石の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)。

a: とけ残り輝石は不定形である。b: a 中の領域 b の拡大写真。とけ残り輝石には、多くの直線的な割れ目が確認できる。割れ目に沿って、細粒の Fe-Ni 合金が存在している。c: 衝撃溶融岩相に見られる自形の輝石。カルシウム成分の累帯構造が確認できる。d: 細粒の自形輝石からなるシュードモルフコンドルール。コンドルールに似た円形の形態を示す。Ol: かんらん石。Px: 輝石。Gl: ガラス。M: Fe-Ni 合金。



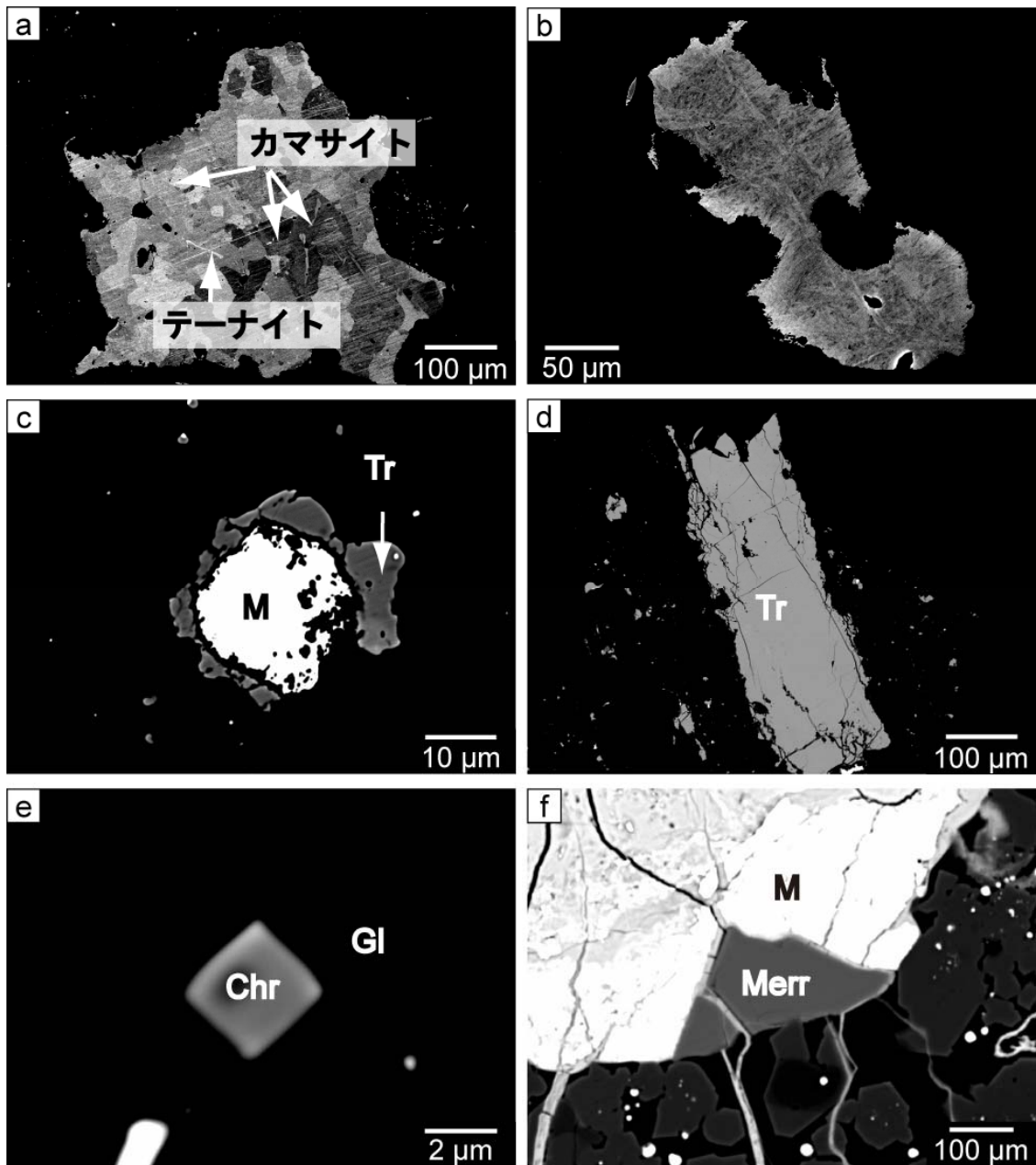
第 1-7 図 Y-791088 および LAP 02240 に含まれる輝石の組成。

a: Y-791088 に含まれる溶け残り輝石。組成は均質である。b: Y-791088 に含まれる細粒輝石。Ca 成分の累帯構造が確認できる。c: Y-791088 に含まれる棒状かんらん石コンドルールに含まれる輝石。粗粒輝石と同様に組成は均質である。d: Y-791088 に含まれる細粒の自形輝石からなるシュードモルフコンドルール。細粒輝石と同様に Ca 成分の累帯構造が存在する。e: LAP 02240 に含まれる細粒の輝石。カルシウム成分の累帯構造がわずかに存在する。En: エンスタタイト。Di: デイオブサイド。Hd: ヘデンバージャイト。Fs: フェロシライト。Wo: ウォラストナイト。BO: 棒状かんらん石。

第1-3表 輝石の組成 (wt.%)。

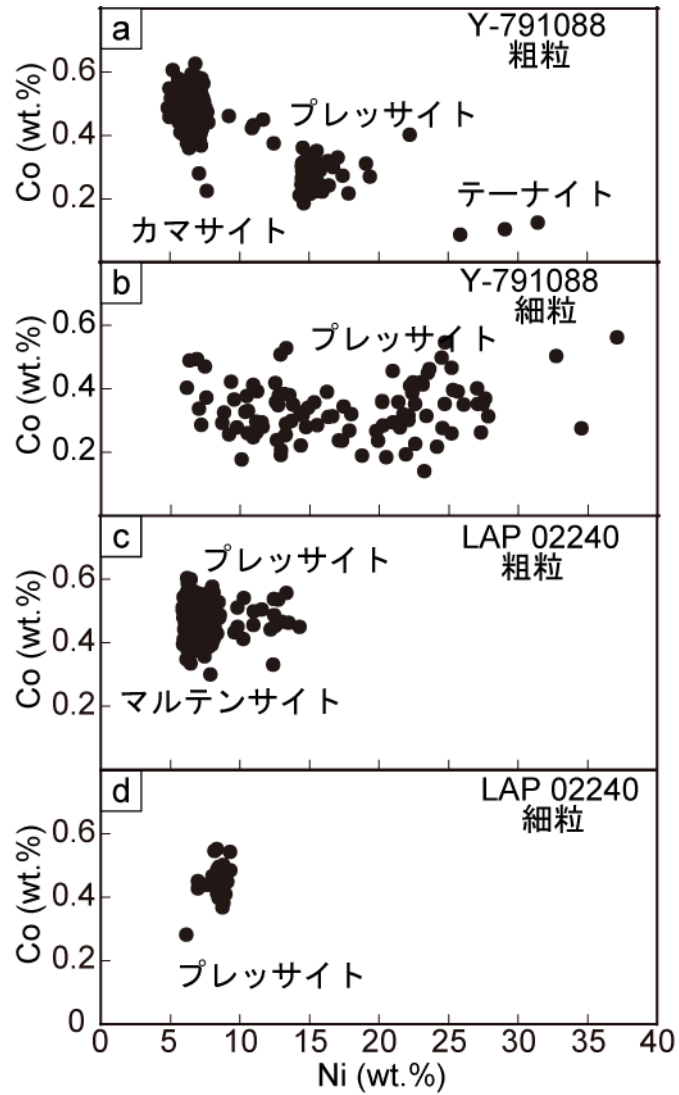
とけ残り	Y-791088			LAP 02240					
	メルトマトリクス		コンドルール		メルトマトリクス		コンドルール		
	リム	コア	BO*	細粒		リム	コア	BO*	
			リム	コア					
SiO ₂	56.0 (0.2)	52.6 (0.2)	56.3 (0.2)	55.7 (0.2)	52.4 (0.2)	55.8 (0.2)	55.4 (0.2)	56.7 (0.3)	55.0 (0.3)
TiO ₂	0.14 (0.04)	0.41 (0.05)	0.04 (0.04)	0.27 (0.04)	0.42 (0.05)	0.19 (0.04)	0.10 (0.04)	0.20 (0.03)	0.28 (0.04)
Al ₂ O ₃	0.34 (0.03)	1.64 (0.06)	0.17 (0.03)	0.41 (0.03)	2.37 (0.06)	0.29 (0.03)	0.40 (0.03)	0.12 (0.03)	1.17 (0.05)
Cr ₂ O ₃	0.36 (0.04)	1.45 (0.06)	0.36 (0.04)	0.38 (0.04)	1.77 (0.06)	0.30 (0.04)	1.51 (0.07)	0.14 (0.04)	1.04 (0.06)
FeO	10.9 (0.3)	7.5 (0.3)	10.3 (0.3)	10.9 (0.3)	7.2 (0.3)	10.5 (0.3)	10.8 (0.3)	10.6 (0.3)	11.0 (0.3)
MnO	0.27 (0.08)	0.45 (0.08)	0.46 (0.09)	0.47 (0.08)	0.48 (0.08)	0.55 (0.08)	0.40 (0.09)	0.43 (0.08)	0.33 (0.08)
MgO	31.1 (0.2)	19.9 (0.2)	31.6 (0.2)	31.2 (0.2)	19.4 (0.2)	31.7 (0.2)	29.2 (0.2)	30.9 (0.2)	29.9 (0.2)
CaO	0.86 (0.03)	14.9 (0.1)	0.80 (0.02)	0.73 (0.02)	14.11 (0.09)	0.71 (0.02)	2.66 (0.04)	0.64 (0.02)	1.32 (0.03)
Na ₂ O	0.03 (0.02)	0.40 (0.03)	0.04 (0.02)	0.02 (0.02)	0.49 (0.03)	0.04 (0.02)	0.22 (0.03)	0.04 (0.02)	0.03 (0.03)
K ₂ O	0.01 (0.01)	0.00	0.00	0.02 (0.01)	0.03 (0.01)	0.00	0.02 (0.01)	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.03 (0.03)	0.00	0.04 (0.03)	0.00	0.05 (0.04)	0.02 (0.02)	0.00	0.00	0.04 (0.04)
Total	100.0	99.3	100.1	100.1	98.7	100.1	100.7	99.8	100.1
Fs	16.1	12.0	15.2	16.1	12.0	15.4	16.3	15.9	16.7
Wo	1.6	30.7	1.5	1.4	30.2	1.3	5.2	1.2	2.6

* 棒状かんらん石コンドルール内。
括弧内の数字は分析誤差(1σ)。



第 1-8 図 Y-791088 に含まれる Fe-Ni 合金、トロイライト、クロム鉄鉱、メリライトの電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)。

a: 粗粒の Fe-Ni 合金。不定形であり、そのほとんどはカマサイトである。針状のテーナイトも観察できる。b: 粗粒のプレッサイト。c: 粗粒のトロイライト。不定形を示す。d: 細粒の Fe-Ni 合金。トロイライトのリムをともなう。e: 自形のクロム鉄鉱。ガラス中に存在する。f: メリライト。Fe-Ni 合金およびガラスの近くに存在する。M: Fe-Ni 合金。Tr: トロイライト。Chr: クロム鉄鉱。Merr: メリライト。Gl: ガラス。



第 1-9 図 Y-791088 および LAP 02240 に含まれる Fe-Ni 合金の組成。

a: Y-791088 に含まれる粗粒の Fe-Ni 合金。カマサイト、テーナイトおよびプレッサイトからなる。b: Y-791088 に含まれる細粒の Fe-Ni 合金。c: LAP 02240 に含まれる粗粒の Fe-Ni 合金。マルテンサイトとプレッサイトからなる。d: LAP 02240 に含まれる細粒の Fe-Ni 合金。

第1-4表 Fe-Ni 合金およびトロライイトの組成(wt.%)。

		Fe-Ni 合金				トロライイト			
		Y-791088		LAP 02240					
		粗粒		細粒					
		Niに富む*		Niに乏しい					
		プレッサイト	Niに乏しい	Niに富む	Niに乏しい	粗粒	細粒		
Si	0.01 (0.01)	0.02 (0.01)	0.00	0.00	0.00	0.01 (0.01)	0.00	0.03 (0.01)	0.01 (0.01)
Cr	0.06 (0.03)	0.05 (0.03)	0.00	0.08 (0.03)	0.01 (0.01)	0.07 (0.03)	0.04 (0.03)	0.26 (0.03)	0.21 (0.03)
S	0.03 (0.01)	0.01 (0.01)	0.00	0.04 (0.01)	0.00	0.02 (0.01)	0.01 (0.01)	36.07 (0.11)	36.03 (0.11)
Co	0.13 (0.02)	0.29 (0.03)	0.48 (0.04)	0.35 (0.03)	0.47 (0.04)	0.44 (0.04)	0.49 (0.04)	0.00	0.00
Fe	52.5 (0.3)	84.0 (0.4)	93.2 (0.4)	73.6 (0.4)	91.9 (0.4)	92.8 (0.4)	91.1 (0.4)	62.8 (0.4)	62.8 (0.4)
Cu	0.09 (0.04)	0.08 (0.05)	0.00	0.09 (0.05)	0.05 (0.05)	0.06 (0.05)	0.00	0.11 (0.01)	0.10 (0.05)
Ni	31.4 (0.2)	15.8 (0.2)	6.7 (0.1)	26.1 (0.2)	7.5 (0.1)	7.0 (0.1)	8.4 (0.1)	0.07 (0.04)	0.34 (0.04)
Total	84.2	100.3	100.4	100.3	99.9	100.4	100.0	99.3	99.5

*粗粒のFe-Ni合金中の針状フェーサイト。

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

周囲は複雑に入り組み、他形を示す(第 1-8c 図)。このトロイライトの内部には多くの割れ目が存在しているが、その中はガラスが埋めている。トロイライトには、Ni はほとんど含まれていない(第 1-4 表)。

2) メルトマトリクス

マトリクスには、粒径 1–30 μm 程度の自形を示すかんらん石、輝石、円形を示す Fe-Ni 合金、およびトロイライト、鉍物間を埋めるガラス、微量構成鉍物として、クロム鉄鉍およびメリライトが存在する。それぞれの鉍物の特徴を以下に示す。

かんらん石

かんらん石(粒径 $<20 \mu\text{m}$)は、自形を示し、ガラス中に晶出している(第 1-4c 図)。メルトマトリクスに存在するかんらん石の組成は、 Fa_{17-23} (mol %)、C.V.= 5.2 %である(第 1-5a, b 図; 第 1-2 表)。細粒のかんらん石は 0.10-0.35 wt.% の Ca 成分を持つ(第 1-2 表)。粗粒の岩石・鉍物片として存在するかんらん石よりも鉄に富んだ組成であり、不均質な組成を示している。しかしながら、化学組成の累帯構造は観察できなかった。

輝石

輝石(粒径 $\sim 30 \mu\text{m}$)は自形を示し、ガラス中に析出している(第 1-6c 図)。輝石組成は $\text{Fs}_{12-20}\text{Wo}_{0.1-31}$ であり(第 1-7 図; 第 1-3 表)、結晶の中心から縁辺部に向かい Ca 成分が増加する累帯構造を示す。粗粒の鉍物片として観察された輝石に比べ、Fe-Mg の含有量の幅が広く、Cr、Fe に富んだ組成を示す。

Fe-Ni 合金

Fe-Ni 合金は球形を示しており、粒径は 1–30 μm である(第 1-8c 図)。周囲にトロイライトのリムを伴っている。組成は不均質であり、ニッケルの含有量では幅広い分布(Ni 含有量 7–30 wt.%)を示す(第 1-9b 図; 第 1-4 表)。

トロイライト

メルトマトリクスに存在するトロイライトは、細粒の Fe-Ni 合金の周囲に存在し、リムを形成している(第 1-8d 図)。トロイライトリムの厚さは 1–10 μm であり、細粒の Fe-Ni 合金の周囲に不均質に存在している。メルトマトリクスに存在するトロイライトは、岩石・鉍物片として存在しているトロイライトと同様に Ni をほとんど含まず、鉄と硫黄が原子比で等量含む(第 1-4 表)。

ガラス質相

ガラス質相は、メルトマトリクスに存在する鉱物間を埋めるように存在し、幅 1–2 μm の網状、もしくは長辺が 50–100 μm 、短辺が 30–100 μm 程度の大きさで、鉱物に囲まれて存在する。ガラス質相は偏光顕微鏡下で無色透明相および茶褐色相に分けられる(第 1-10 図)。無色透明相中には、微量構成鉱物であるクロム鉄鉱およびメリライトが存在する。また、茶褐色相は自形の輝石と共存する。

2つのガラス質相の化学組成、曹長石に近い(第 1-5 表)。2つのガラス質相は K の含有量がわずかに異なり、無色透明ガラスは K に富み($\text{K}_2\text{O} \sim 2 \text{ wt.}\%$)、茶褐色ガラスはカリウムに乏しい($\text{K}_2\text{O} \sim 0.1 \text{ wt.}\%$)(第 1-11 図、第 1-5 表)。2つのガラスは独立して存在しているが、一部で K 成分の多い無色透明ガラス中に K 成分の少ないガラスの共存が確認される。K 成分に富むガラスと共存する K 成分の少ないガラスは楕円形を示し、幅 5 μm 長さ 10 μm である。ラマンスペクトルから、茶褐色相中には斜長石の存在が確認される(第 1-12 図)。

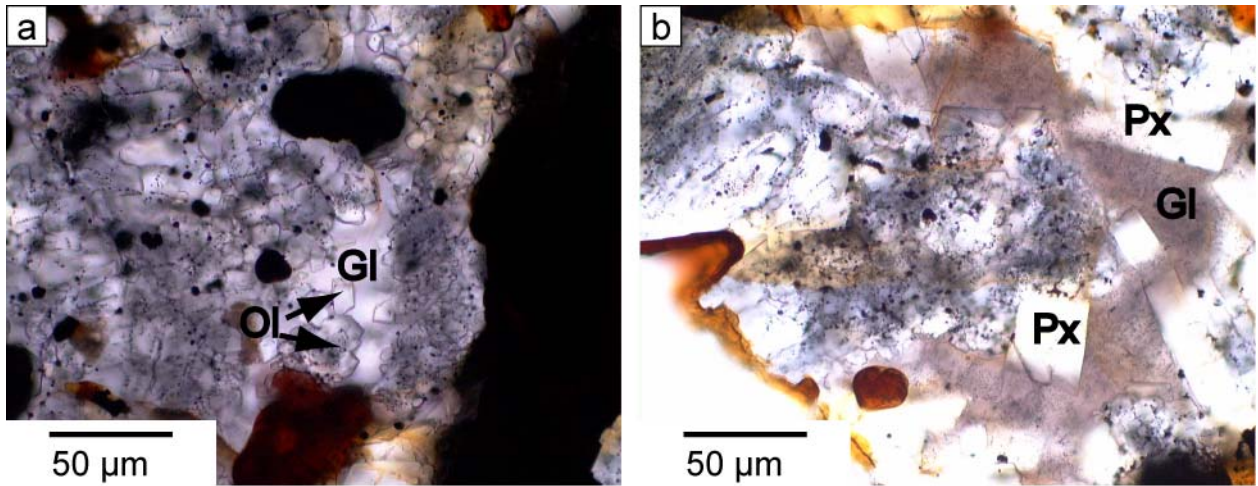
クロム鉄鉱およびメリライト

クロム鉄鉱およびメリライトの化学組成を第 1-6 表に示す。クロム鉄鉱は偏光顕微鏡下で無色透明ガラス中に茶褐色の自形結晶として存在する。SEM による観察では、ガラス中に四角形の自形結晶として観察できる(第 1-8e 図)。鉱物の粒径は $\sim 2 \mu\text{m}$ である。Cr 成分は、 Cr_2O_3 47–60 wt.% と幅がある。メリライトは Fe-Ni 合金の近くに存在するガラス中に存在する(第 1-8f 図)。鉱物の大きさは 10–40 μm であり、半自形~他形を示す。

3) コンドルールおよびシュードモルフコンドルール

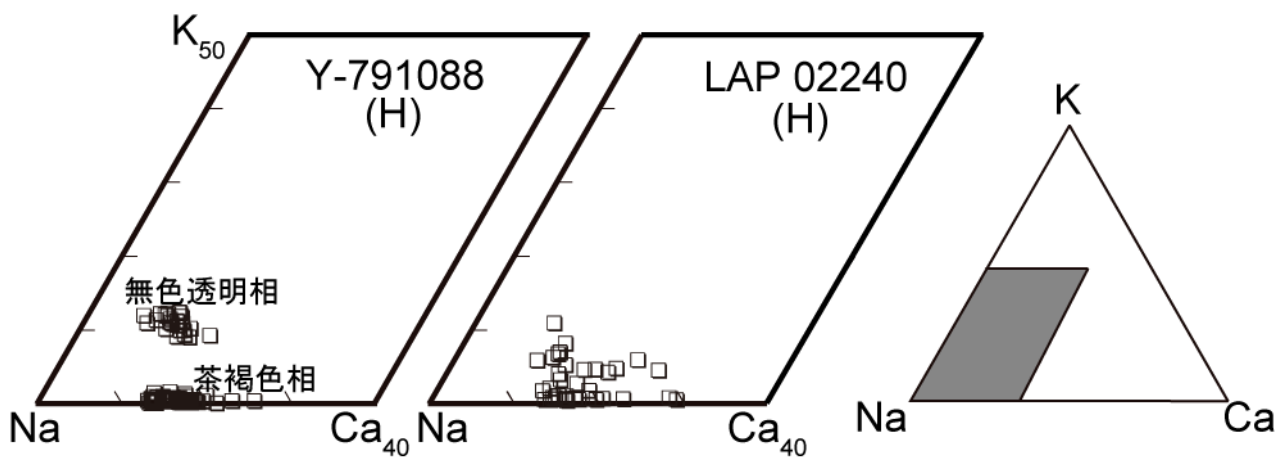
コンドルール片は、長さ ~ 100 –400 μm 幅 ~ 20 –30 μm で平行に配列した棒状のかんらん石および間を埋める輝石構成する棒状かんらん石コンドルール(第 1-4d 図)が確認される。

棒状かんらん石コンドルール中のかんらん石には細粒(1 μm 以下)の Fe-Ni 合金が直線状に配列している。この細粒の Fe-Ni 合金の並びは岩石・鉱物片のかんらん石の産状と同じである。棒状かんらん石コンドルールのかんらん石組成および C.V. は、それぞれ、 Fa_{16-20} (mol %) で、C.V. = 5.0 % (第 1-5c, d 図) である。棒状かんらん石コンドルール中の輝石は、棒状のかんらん石の間を埋めるように存在する。この輝石の組成は $\text{Fs}_{15-17}\text{Wo}_{1-2}$ で均質である(第 1-3 表)。



第 1-10 図 Y-791088 に含まれるガラス質相の光学顕微鏡写真。

a: 無色透明相。自形のかんらん石が晶出している。b: 茶褐色相。ガラス中に自形の輝石が晶出している。Gl: ガラス。Ol: かんらん石。Px: 輝石。

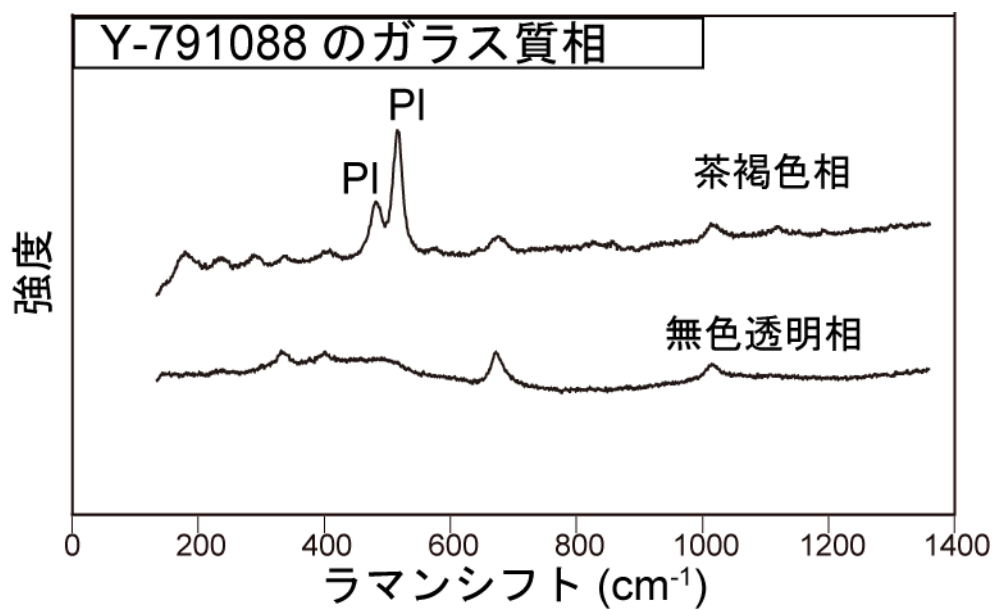


第 1-11 図 Y-791088 および LAP 02240 に含まれるガラス質相の組成（原子比）。
 Y-791088 に含まれる無色透明相は、K に富む組成を示し、茶褐色相は K に乏しい。LAP 02240 に含まれるガラス質相は、Y-791088 に含まれるガラス質相に比べて均質な組成を持つ。

第1-5表 ガラス質相の化学組成 (wt.%)。

	Y-791088		LAP 02240
	褐色	無色透明	無色透明
SiO ₂	65.5 (0.5)	67.8 (0.5)	65.2 (0.5)
TiO ₂	0.41 (0.08)	0.48 (0.08)	0.02 (0.06)
Al ₂ O ₃	19.7 (0.3)	17.0 (0.3)	21.3 (0.3)
Cr ₂ O ₃	0.00	0.10 (0.07)	0.00
FeO	1.4 (0.2)	1.5 (0.2)	1.5 (0.3)
MnO	0.00	0.00	0.00
MgO	0.36 (0.05)	0.5 (0.05)	0.49 (0.05)
CaO	3.23 (0.08)	1.66 (0.06)	2.92 (0.08)
Na ₂ O	9.0 (0.3)	7.9 (0.3)	10.4 (0.3)
K ₂ O	0.07 (0.02)	1.84 (0.06)	0.10 (0.03)
P ₂ O ₅	0.4 (0.2)	1.1 (0.2)	0.2 (0.1)
Total	100.1	99.9	102.1

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。



第 1-12 図 Y-791088 および LAP 02240 に含まれるガラス質相のラマンスペクトル。
Y-791088 に含まれる茶褐色相には、斜長石が含まれている。Pl: 斜長石。

第1-6表 クロム鉄鉱およびメリライトの化学組成

	クロム鉄鉱				メリライト			
	Y-791088		LAP 02240		Y-791088		LAP 02240	
SiO ₂	0.06	(0.03)	0.00		0.03	(0.03)	0.00	
TiO ₂	1.68	(0.06)	1.90	(0.08)	0.00		0.06	(0.04)
Al ₂ O ₃	6.3	(0.1)	6.5	(0.1)	0.05	(0.02)	0.01	(0.01)
Cr ₂ O ₃	58.3	(0.3)	56.4	(0.3)	0.02	(0.02)	0.00	
FeO	22.7	(0.4)	27.6	(0.5)	1.6	(0.1)	0.7	(0.1)
MnO	0.6	(0.1)	1.0	(0.1)	0.11	(0.06)	0.02	(0.02)
MgO	7.1	(0.1)	3.38	(0.08)	3.67	(0.08)	3.68	(0.08)
CaO	0.01	(0.01)	0.02	(0.01)	47.5	(0.2)	47.2	(0.2)
Na ₂ O	0.03	(0.03)	0.03	(0.03)	2.6	(0.1)	2.46	(0.09)
K ₂ O	0.00		0.02	(0.01)	0.02	(0.01)	0.06	(0.01)
P ₂ O ₅	0.03	(0.03)	0.01	(0.01)	44.8	(0.6)	45.7	(0.6)
Total	96.8		96.9		100.4		99.9	

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

自形のかんらん石もしくは輝石と間を埋めるガラスで構成する、円形の組織が観察される(第 1-6d 図)。Fujimaki et al. (1993)は、これらの組織を「シュードモルフコンドルール」とした。斑状かんらん石コンドルール状のシュードモルフコンドルールは、自形のかんらん石結晶の周囲をガラスが埋めている。このコンドルールを構成するかんらん石の組成は Fa_{15-22} (mol %) で、C.V.= 8.3 % である(第 1-5c, d 図; 第 1-2 表)。この組成はメルトマトリクス中のかんらん石と同様に Fe に富む傾向を持つ。

細粒輝石からなるシュードモルフコンドルールは~10–40 μm の細粒の輝石で構成され、鉱物間をガラスが埋めている(第 1-6d 図)。輝石の組成は $\text{Fs}_{11-20}\text{Wo}_{0-30}$ であり(第 1-7 図; 第 1-3 表)、結晶の中心から縁辺部に向かい、Ca 成分が増加する累帯構造を示す。この組成の累帯構造はメルトマトリクスに存在する細粒の輝石と同様の傾向である。

4.2 LAP 02240

LAP 02240 およびペアの隕石である LAP 04614、LAP 04745 は、南極の LaPaz Icefield において発見された(Satterwhite and Righter, 2004)。LAP 02240 の主要構成相は、かんらん石(35%)、輝石(25%)、Fe-Ni 合金およびトロイライトからなる不透明鉱物(22%)、ガラス質相(14%)、空隙(4%)である。そのほかの微量構成相は、クロム鉄鉱とメリライトが認められる。LAP 02240 の組織は、粗粒の岩石・鉱物片(~10%)、細粒のマトリクス(~90%)に分けられる。また、変形した棒状かんらん石コンドルールおよび斑状かんらん石コンドルールも認められる。不透明鉱物の脈を境に、非溶融岩相と溶融岩相が接している(第 1-2 図)。溶融岩相は黒色を呈する。

岩石・鉱物片は、粒径 50–400 μm 程度の他形を示すかんらん石、Fe-Ni 合金から構成され、一部にかんらん石の割れ目を埋めるように存在する輝石も認められる(第 1-13a 図)。

マトリクスは、粒径~10–30 μm 程度の自形を示すかんらん石、長柱状の輝石、八面体結晶をしめすクロム鉄鉱、円形を示す Fe-Ni 合金およびリムに存在するトロイライト、および鉱物間を埋めるガラス質相から構成される(第 1-13b 図)。このマトリクスを Y-791088 同様にメルトマトリクスと呼ぶ。

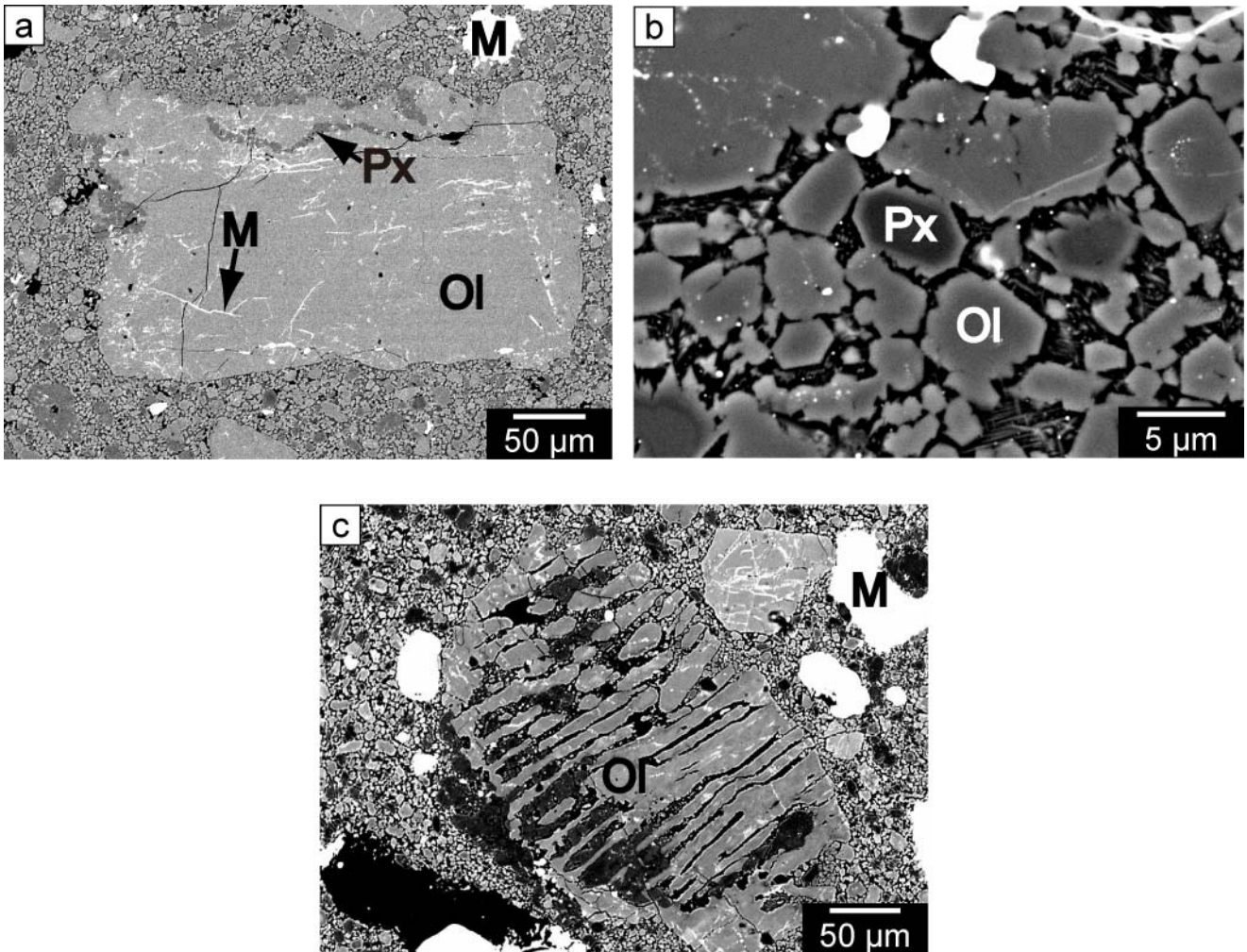
コンドルール片は長径 300–600 μm 、短径 200–300 μm の楕円形を示す。コンドルールの組織は、50–200 μm の自形から半自形のかんらん石から構成される斑状かんらん石コンドルール、幅 10–20 μm 、長さ 50–100 μm の棒状のかんらん石から構成する棒状かんらん石コンドルール(第 1-13c 図)を示す。

1) 岩石・鉱物片

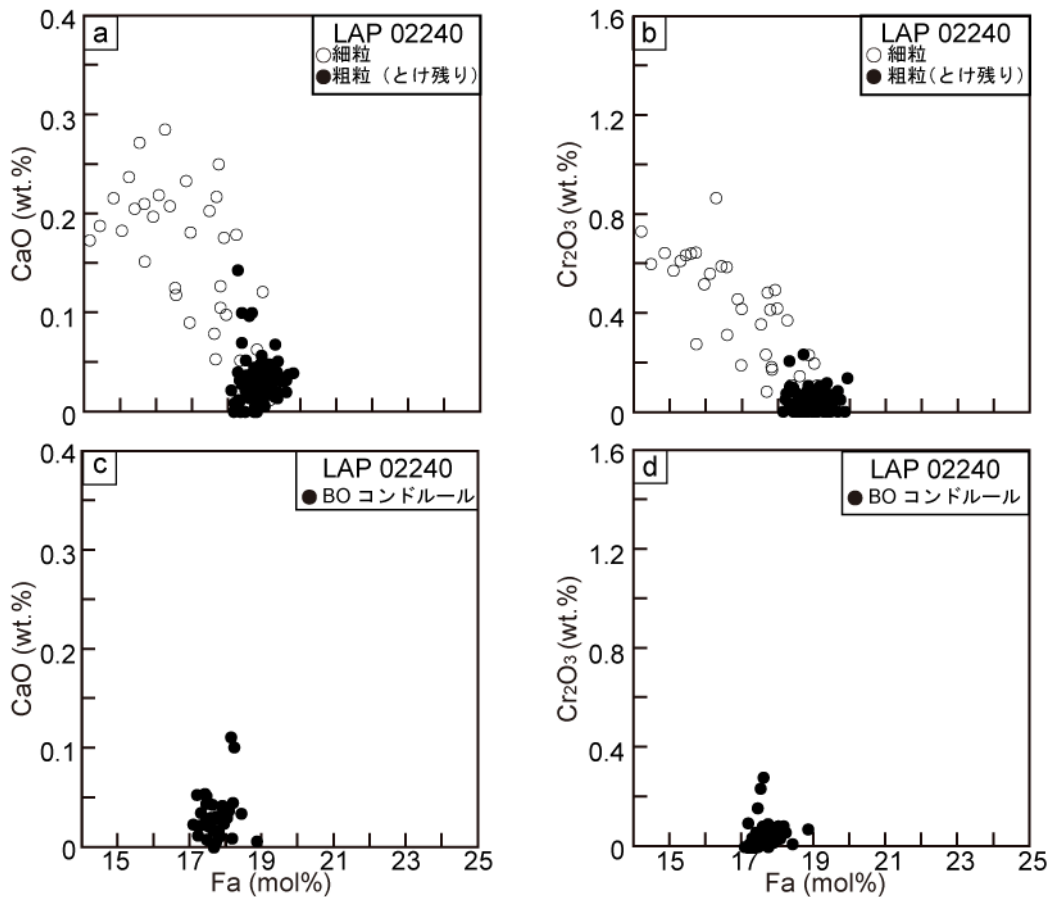
岩石・鉱物片は、粒径(50–400 μm)の他形を示すかんらん石および Fe-Ni 合金から構成される。一部にかんらん石の割れ目を埋めるように存在する輝石も認められる。各鉱物の特徴を以下に示す。

かんらん石

かんらん石は、粒径~400 μm の他形を示す(第 1-13a 図)。偏光顕微鏡下において波動消光を示すが、モザイク構造およびダークニングは認められない(第 1-2 図)。かんらん石中には直線状の割れ目が存在し、その割れ目に沿って、細粒(1 μm 以下)の不透明鉱物(Fe-Ni 合金)が直線状に配列している。かんらん石の組成は、 Fa_{18-20} (mol%)、CaO および Cr_2O_3 はそれぞれ~0.35 wt.%、~0.2 wt.% で均質であり(C.V.= 2.2%)(第 1-14a, b 図; 第 1-2 表)、平衡 H コンドライト中のかんらん石の組成と一致している(Keil and Fredriksson, 1964)。



第 1-13 図 LAP 02240 に含まれるかんらん石、輝石、コンドロールの電子顕微鏡写真（後方散乱電子像）。
 a: とけ残りかんらん石は、不定形である。細粒の F-Ni 合金を含む。b: 細粒基質の拡大写真。自形もしくは骸
 晶状のかんらん石、輝石がガラス中に晶出している。c: とけ残っている棒状かんらん石コンドロール。コン
 ドロールの形状は変形している。Ol: かんらん石。Px: 輝石。M: Fe-Ni 合金。



第 1-14 図 LAP 02240 に含まれるかんらん石の組成。

a: 溶解残りかんらん石および細粒かんらん石の Fa-CaO 組成図。細粒のかんらん石はとけ残りかんらん石に比べて、Mg に富む組成を持つ。b: 溶解残りかんらん石および細粒かんらん石の Fa-Cr₂O₃ 組成図。c: 棒状かんらん石コンドロールの Fa-CaO 組成図。d: 棒状かんらん石コンドロールの Fa-Cr₂O₃ 組成図。BO: 棒状かんらん石。

Fe-Ni 合金

Fe-Ni 合金は丸みを帯びた不定形を示し、粒径は 400–600 μm であり(第 1-15a 図)、トロイライトが周囲を覆っている。SEM による組成像では、Y-791088 に含まれる Fe-Ni 合金と同様にいくつかのコントラストが観察される(第 1-15a 図)が、その多くは、ニッケルの含有量は 6–10 wt.% のマルテンサイトである(第 1-9c 図; 第 1-4 表)。細粒のカマサイトおよびテーナイトの混合である、プレッサイトも観察された。また、薄片を横断するように長さ約 1 cm にわたり、Fe-Ni 合金の脈(幅 10–20 μm)が観察される(第 1-2 図)。

2) メルトマトリクス

メルトマトリクスは細粒(~30 μm)のかんらん石、輝石、Fe-Ni 合金、トロイライト、クロム鉄鉱から構成され、これらの鉱物の間をガラスが埋めている(第 1-13b 図)。

かんらん石

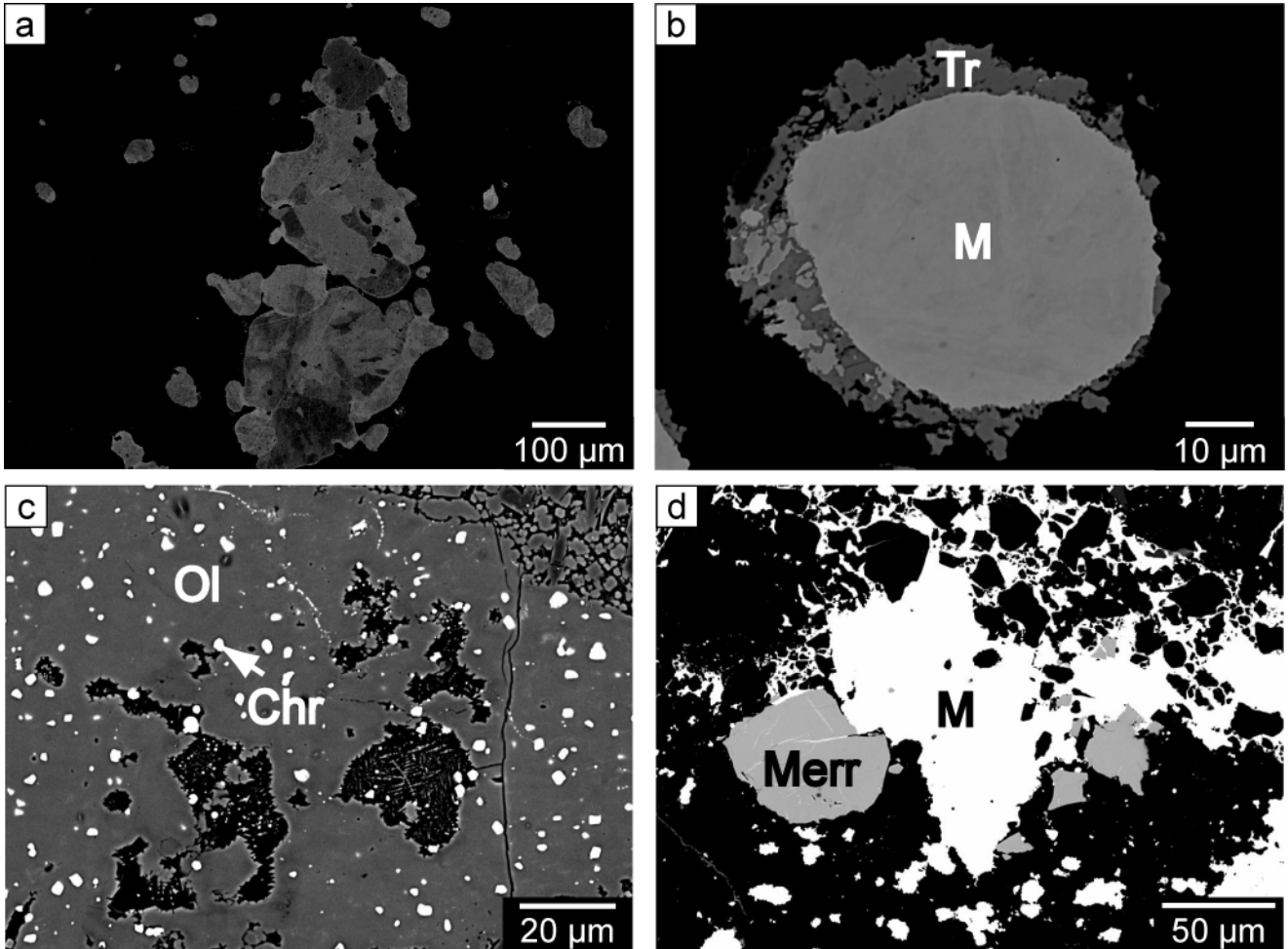
かんらん石は、薄片上で自形もしくは骸晶状の結晶(粒径~5 μm)を示し、ガラス中に晶出している(第 1-13b 図)。メルトマトリクスに存在するかんらん石の組成および C.V. はそれぞれ Fa_{14-20} (mol %), C.V.= 9.2 % であり(第 1-14a, b 図; 第 1-2 表)、岩石・鉱物片として存在しているかんらん石よりも Mg に富み、不均質な組成を示している。メルトマトリクスに存在するかんらん石中の CaO (~0.3 wt.%) および Cr_2O_3 (~0.9 wt.%) の含有量は、岩石鉱物片として観察できるかんらん石中の CaO および Cr_2O_3 含有量よりも富んでいる。

輝石

輝石は、自形(粒径は~30 μm)を示し、ガラス中に晶出している(第 1-13b 図)。輝石組成は $\text{Fs}_{11-17}\text{Wo}_{01-7}$ であり(第 1-7 図; 第 1-3 表)、結晶の中心から縁辺部に向かい Ca 成分が増加する累帯構造を示す。Ca 成分に富む輝石は観察できない。

Fe-Ni 合金

Fe-Ni 合金は球形を示しており、~50 μm である(第 1-15b 図)。周囲にトロイライトのリムを伴っている。組成は不均質であり、Ni の含有量(5–10 wt.%) は Y-791088 のメルトマトリクス中に存在する Fe-Ni 合金(5–30 wt.%) よりも狭い組成範囲を示す(第 1-9d 図; 第 1-4 表)。



第 1-15 図 LAP 02240 に含まれる Fe-Ni 合金、クロム鉄鉱、メリライトの電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)。
 a: 粗粒の Fe-Ni 合金。不定形であり、内部組織は乱されている。b: 細粒の Fe-Ni 合金。円形を示し、周囲に
 トロイライトのリムを伴う。c: 自形のクロム鉄鉱。とけ残りの輝石と共存している。d: メリライト。Fe-Ni
 合金およびガラスと共存する。M: Fe-Ni 合金。Tr: トロイライト。Ol: かんらん石。Chr: クロム鉄鉱。Merr: メ
 リライト。

その他の構成相

トロイライトは、細粒の Fe-Ni 合金の周囲にリムを形成している(第 1-15b 図)。トロイライトリムの厚さは 1-10 μm であり、Fe-Ni 合金の周囲に不均質に存在している。ガラス質相はメルトマトリクスに存在する鉍物間を埋めるように存在し、K に乏しく ($\text{K}_2\text{O} \sim 0.10 \text{ wt.}\%$) 曹長石に近い化学組成を持つ(第 1-11 図; 第 1-5 表)。クロム鉄鉍およびメリライトの化学組成を第 1-6 表に示す。クロム鉄鉍(粒径 $\sim 2 \mu\text{m}$)は自形もしくは他形結晶として存在する。クロム鉄鉍の集合体は、かんらん石の鉍物片のなかで観察された(第 1-15c 図)。クロム鉄鉍の組成は H コンドライトの組成範囲である(Krot et al., 1993)。メリライトの大きさは $< 50 \mu\text{m}$ であり、Fe-Ni 合金の近くに存在するガラス中に存在する(第 1-15d 図)。

3) コンドルール

LAP 02240 に含まれるコンドルールの組織は、棒状かんらん石コンドルールである(第 1-13c 図)。棒状かんらん石コンドルールのマトリクス部分には、輝石が結晶化している。コンドルール中のかんらん石の組成および C.V. は Fa_{17-20} (mol %) および C.V. = 2.9 % であり(第 1-14c, d 図; 第 1-2 表)、平衡 H コンドライトに含まれるかんらん石の組成範囲と一致する(Keil and Fredriksson, 1964)。

5 議論

5.1 Y-791088; 静的環境下で形成した衝撃溶融 H コンドライト

Y-791088 には岩石・鉱物片として、かんらん石、輝石、Fe-Ni 合金、トロイライトが存在し、他形もしくは不定形を示す。岩石・鉱物片は、波状消光や、乱された化学組成の累帯など、いくつかの衝撃変成の特徴を持つ。かんらん石、輝石の組成は平衡 H コンドライトに含まれるかんらん石、輝石の組成と一致し、均質である。また、かんらん石および輝石は、割れ目に沿って、細粒(1 μm 以下)の Fe-Ni 合金およびガラスが存在している。かんらん石、輝石のダークニングは、割れ目に存在する Fe-Ni 合金に起因する。これら岩石・鉱物学的特徴は、岩石・鉱物片として観察される鉱物は、衝撃による溶融を免れたとけ残り物質であることを示す。衝撃によりダークニングしているかんらん石の CaO 含有量(≤ 0.35 wt.%)は、平衡 H コンドライト(H4-6)に含まれるかんらん石の CaO 含有量(< 0.05 wt.%)よりも高く、非平衡コンドライトに含まれるかんらん石の特徴(Scott and Taylor, 1993; Kimura et al., 2002)に近い。一方、衝撃によるダークニングを起こしていないかんらん石の CaO 含有量(0.05 wt.%)は、平衡コンドライトに含まれるかんらん石と同程度である。Yamaguchi et al. (1999)は、Ramsdorf (L)に含まれる、とけ残りかんらん石が CaO 成分を多く含む傾向を報告しており、この組成の傾向はかんらん石が衝撃溶融時に Ca 成分を獲得した可能性があるとした。Y-791088 に含まれるとけ残りかんらん石中の割れ目に沿って、かんらん石のオーバークロースが観察された。衝撃によるダークニングを起こしたかんらん石に見られる高い CaO 含有量は、オーバークロースしたかんらん石に起因すると考えられる。とけ残りかんらん石および輝石の Fe-Mg 組成が平衡 H コンドライトに一致し、割れ目には Fe-Ni 合金が存在している。このことは鉱物の割れ目に沿って存在する金属は、かんらん石および輝石中に含まれる 2 価鉄が還元されて形成したものではないことを示しており、衝撃により鉱物に割れ目が形成され、その割れ目に沿ってガラスとともに Fe-Ni 合金が侵入したと考えられる。

H コンドライトに含まれる Fe-Ni 合金は、主にカマサイトとテーナイトの 2 つの相に区別される。Y-791088 中にカマサイト、テーナイトともに確認できるが、その境界は明瞭ではない。これは、衝撃加熱によって、サブソリダスでカマサイトとテーナイトが反応したと考えられる。

メルトマトリクスに観察されたかんらん石、輝石、クロム鉄鉱は、それぞれ自形を示し、Fe-Ni 合金は円形を示しトロイライトのリムを伴っている。さらに、これらの鉱物はガラスの中に存在しており、組成は不均質である。ガラスの中に自形結晶として存在している産状から、メルトマトリクスに見られるこれらの鉱物は衝撃溶融したメルトから結晶化したと考えられる。

組成が均質な粗粒かんらん石コンドルール、棒状かんらん石コンドルールは、岩石・鉍物片として存在するかんらん石と同じ岩石・鉍物学的特徴を示しており、衝撃溶融を免れたことを示している。不均質な組成を示すコンドルール片は、細粒かんらん石コンドルール、細粒輝石コンドルールであり、メルトマトリクスに存在する自形のかんらん石および輝石の岩石・鉍物学的特徴と一致する。不均質な組成、自形結晶、鉍物間のガラスの存在は衝撃により溶融したメルトから結晶化し、薄片上でコンドルール状に観察されたものと推測できる。メルトから生じたコンドルール状の組織は、Fujimaki et al. (1993)により「シュードモルフコンドルール」、Yamaguchi et al. (1999)によって「コンドルールゴースト」として記載された。とけ残り棒状かんらん石コンドルールの存在およびかんらん石、輝石の均質な組成は、衝撃溶融を受ける前の Y-791088 の起源物質は H4-5 の変成を受けた物質であった可能性を示す。

Y-791088 に含まれるカリウム成分の異なる 2 種類のガラスは、起源物質の不均質性を反映していると考えられる。2 種類のガラスの存在、シュードモルフコンドルールの存在は、Y-791088 は衝撃溶融時に機械的な混合は受けておらず、静的な環境で形成されたことを示す。

Y-790964 (LL) および Y-790519 (LL) の粗粒鉍物からなる岩相は、Y-791088 と似た岩石・鉍物岩的特徴を示している(第 1-15 図)。これらのサンプルは、Y-791088 と同様にシュードモルフコンドルール、2 種類の異なる組成を持ったガラスを含む。メルトから結晶化したかんらん石は、とけ残りかんらん石に比べ、鉄に富む組成を示す(Sato et al., 1982; Okano et al., 1990)。これらのことは、Y-791088(H)、Y-790964(LL)、Y-790519(LL)は、コンドライトの化学グループの違いはあるが、静的な環境下での衝撃変成作用を経験したことを示している。

5.2 LAP 02240; 動的環境下で形成した衝撃溶融 H コンドライト

岩石・鉍物片として存在しているかんらん石および Fe-Ni 合金には、他形もしくは不定形の形態、均質な組成、かんらん石中の割れ目および割れ目に沿った Fe-Ni 合金の存在といった特徴を持つ。これらの岩石・鉍物学的特徴は、岩石・鉍物片として存在するかんらん石および Fe-Ni 合金は、衝撃による溶融を免れたとけ残り物質であることを示している。細粒の Fe-Ni 合金は、Y-791088 のとけ残りかんらん石中の Fe-Ni 合金よりも少ないため、かんらん石はダークニングを起こしていない。このことは、割れ目に沿った Fe-Ni 合金の侵入は起こらなかったことを示す。メルトマトリクスは、細粒で自形を示す結晶および鉍物間を埋めるガラスで構成され、メルトマトリクスは衝撃により生じたメルトから形成したと考えられる。

コンドルール片は内部組織を容易に認識でき、その組織は、棒状かんらん石コンドルールと一致する。コンドルール片を構成するかんらん石および輝石の化学組成は、とけ残りのかんらん石の組成と同様に均質であり、平衡 H コンドライトに含まれるかんらん石、輝石の組成に一致する。内部組織が保存されていること、組成が平衡 H コンドライトに一致し均質であることは、コンドルール片は衝撃溶融を免れたとけ残りであることを示している。

Y-790519(LL)の細粒岩相と LAP 02240 は、同様の岩石学的特徴を持つ(第 1-15 図)。どちらの隕石も、Fe-Ni 合金からなるベインを岩相の境界に伴い、メルト中に多くの細粒 Fe-Ni 合金が存在し、メルトマトリクスに存在する細粒かんらん石の組成はマグネシウムに富む(Sato et al., 1982; Okano et al., 1991)。LAP 02240 の Fe-Ni 合金のベインは、とけ残り岩相と衝撃溶融岩相の境界に存在しており、変形した斑状オリビンコンドルールを伴う。Stöffler et al. (1991) は、地球上のクレーターの岩石学的観察をもとに、Fe-Ni 合金のベインおよび珪酸塩のメルトは、衝撃現象によってメルトがダイクに挿入されたことで形成したと結論付けた。変形したコンドルールがベイン中に存在していることは、衝撃により生じたメルトは、固化するまで流動していたことを示している。

5.3 Y-791088 と LAP 02240 の比較

Y-791088 の細粒のメルトマトリクスに存在するかんらん石および輝石はとけ残りのかんらん石、輝石に比べて不均質で鉄成分に富んだ組成を示す。一方、LAP 02240 のメルトマトリクスに存在する細粒のかんらん石は、とけ残りのかんらん石に比べて Mg 成分に富む組成を示している。この特徴は、Y-791088 および Y-790519(Sato et al., 1982)のメルトマトリクスに存在するかんらん石とは逆の傾向である。メルトマトリクスに存在する Fe-Ni 合金のモード比は、LAP 02240 (22 %)に比べて Y-791088 (19 %)のほうが少ない。LAP 02240 中の細粒かんらん石および輝石の Mg に富む組成は、メルトマトリクスに存在する Fe-Ni 合金のモード比を反映している可能性がある。LAP 02240 に観察される Fe-Ni 合金およびトロイライトのベインは、衝撃溶融岩相と非溶融岩相の間に存在する。これは、岩石の溶融に伴い、珪酸塩メルトと Fe-Ni-FeS のメルトの不混和により分離したこと起因すると考えられる。これらの岩石学的特徴を持つ LAP 02240 および Y-790519 (細粒岩相)を「動的メルト(Mobilized-melt)」と分類する。

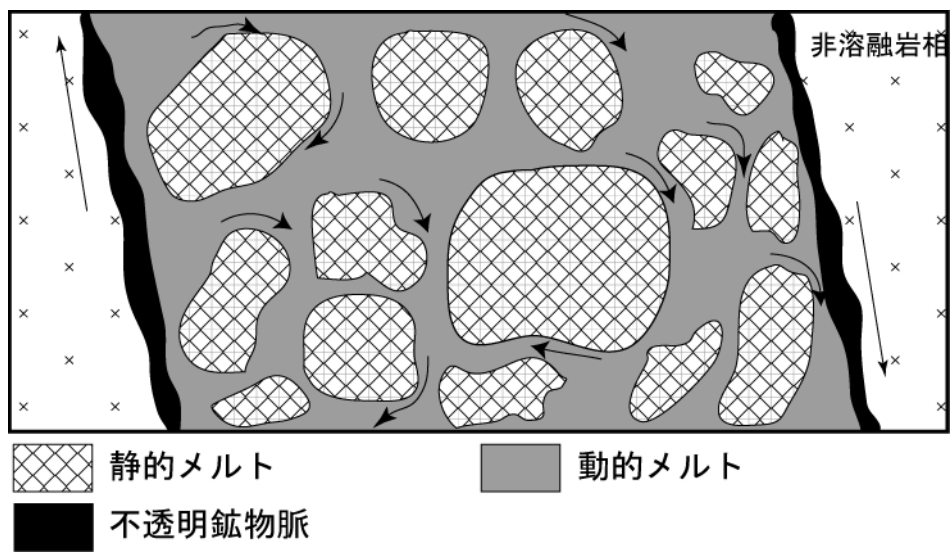
前述のように、Y-791088、Y-790964、Y-790519 (粗粒岩相)は同様の岩石学的特徴を持つ。本論では、これらの岩石を、「静的メルト(Quiescent-melt)」と分類する。Y-791088 には、とけ残りの輝石が存在するが、Y-790964(LL)には観察できなかった。これらのことは、Y-791088 は Y-790964 に比べて衝撃溶融度

が低い、もしくは、衝撃圧の持続時間が短かったことに起因すると考えられる。Ramsdorf (L)の岩石組織は、Y-791088の組織と類似していることから、Y-791088と同様の衝撃変成のプロセスを経験していると考えられる。Ramsdorfには、とけ残り物質の存在はまれで、ほぼ全溶解している(Yamaguchi et al., 1999)。Y-791088、Y-790964、Y-790519(粗粒岩相)、Ramsdorfはいずれも異なる衝撃溶解度をもつが、メルトから結晶化したコンドルール状の組織(シュードモルフコンドルール)を持つ。これらのことは、LAP 02240のような「動的メルト」との違いは、衝撃溶解度の違いにより生じているのではなく、機械的な混合(剪断応力による)の差により生じていると考えられる。

5.4 地質学的セッティング

Y-791088 および LAP 02240 の衝撃溶解の特徴は、それぞれ Y-790964 および Y-790519 (細粒岩相)と一致する。Y-790519 では、動的メルトと静的メルトが一つの薄片内で共存しており、2種類の衝撃溶解岩(動的メルトと静的メルト)は同一の衝撃現象で形成可能であることを示している。クレータを作るような高速(数キロメートル/秒)で衝突体が母天体に衝突すると、クレーターの中心付近で衝撃溶解岩が形成する(Melosh, 1984; Stöffler et al., 1991)。衝撃溶解岩を形成するためには、75–90 GPa の衝撃圧が必要である(Stöffler et al. 1991)。また、衝撃溶解の度合いは、衝撃を受ける岩石の空隙率により異なるとされている(Schaal et al., 1979)。衝撃実験によって、空隙率の多いコンドライト物質は、空隙率の少ない岩石よりも、より低い圧力(45–65 GPa)で衝撃溶解することが確認された(Hörz et al., 2005; Kitamura et al., 1992)。これらのことは、コンドライト母天体表面にあるレゴリスでは、より衝撃溶解しやすいことを示している。

LAP 02240 では、非溶解岩相と衝撃溶解岩相の境界に、Fe-Ni 合金およびトロイライトからなるベインと、変形したコンドルールが確認された。この不透明鉱物のベインは、小さなダイクもしくは巨大なベイン中で、Fe-Ni-FeS のメルトが流動することにより、周囲の冷たい非溶解コンドライトに接触し、急冷したことで形成したと考えられる(Stöffler et al., 1991; Bogard et al., 1995)。Y-790519 では、動的メルトと静的メルトが同一薄片内で接して観察された。また、LAP 02240 では非溶解のコンドライトとの境界が、薄片内で観察できる。このことは、2種類のメルトは、母天体に生じたダイク(もしくはベイン)中で同時に形成可能であることを示している(第 1-16 図)。



第 1-16 図 普通コンドライトの衝撃溶融岩の地質学的モデル。

2つのメルト(動的メルト、静的メルト)は薄いダイクもしくは厚いベイン中で形成した。非溶融岩相との境界では冷却が速く、LAP 02240 で観察されるような不透明鉱物の脈を形成した。2つのメルトは Y-790519 で観察できるように、同一の脈の中で形成可能である。機械的な破壊の影響が少ないことにより、Y-791088 のような静的メルトが形成した。2つのメルトの違いは、熔融度の違いのみならず、剪断応力の差によると考えられる。矢印は動きの方向を示す。

5.5 Y-791088 および LAP 02240 の熱史

Y-791088(静的メルト)

Y-791088 は、多くのとけ残り物質(かんらん石、輝石)を含んでいる。このことは、Y-791088 が経験した最高到達温度は、輝石の溶融温度である~1500 °C 程度 (相図より) であることを示している。メルトマトリクスに存在している自形のかんらん石、輝石の粒径は~20 μm であり、LAP 02240 のメルトマトリクスに含まれる自形のかんらん石、輝石(~5 μm)よりも大きい。Y-791088(静的メルト)はLAP 02240(動的メルト)に比べてゆっくりとした冷却により形成したと考えられる。

LAP 02240(動的メルト)

LAP 02240 にはとけ残り物質として、かんらん石の鉍物片が観察された。このことは、LAP 02240 が経験した最大温度は、かんらん石の溶融温度の~1800 °C 程度 (相図より) であったことを示している。衝撃溶融により生じたメルトでは、珪酸塩メルトと Fe-Ni-FeS メルトが、不混和により分離した(Benedix et al., 2008; Mittlefehldt and Lindstrom, 2001)。Fe-Ni-FeS メルトはダイク(ベイン)の壁面で冷たい非溶融岩と接触することにより形成した。Cheek and Kring(2008)は、LAP 02240 の冷却速度を見積もり、~10 °C/秒を報告している。この冷却速度の見積もりは、本研究で観察した岩石学的特徴と矛盾しない。

6 結論

岩石学的・鉱物学的観察によって、2つの異なる特徴を持つHコンドライト(Y-791088およびLAP 02240)衝撃溶融岩の形成環境を明らかにした。Y-791088は静的な環境下で形成し、LAP 02240は動的な環境下で形成した。2つのメルト（動的メルトおよび静的メルト）は、同一の衝撃現象で形成可能であることを示している。2つの衝撃溶融岩はダイク(もしくはベイン)で同時に形成した。2種類のメルトの特徴は、溶融の程度の差だけではなく、機械的な混合(剪断)により生じた。

7 参考文献

- Akridge, G., Benoit, P.H., Sears, D.W., 1998. Regolith and megaregolith formation of H-chondrites: Thermal constraints on parent body. *Icarus*, 132, 185–195.
- Bence, A.E., Albee, A.L., 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicate and oxides. *Jour. Geol.*, 76, 382–403.
- Benedix, G.K., Ketcham, R.A., Wilson, L., McCoy, T.J., Boagrd, D.D., Garrison, D.H., Herzog, G.F., Xue, S., Klein, J., Middleton, R., 2008. The formation and chronology of the PAT 91501 impact-melt L chondrite with vesicle–metal–sulfide assemblages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 2417–2428.
- Bennett, M.E., McSween, H.Y. Jr., 1996. Revised model calculations for the thermal histories of ordinary chondrite parent bodies. *Meteorit. Planet. Sci.* 31, 783–792.
- Bogard, D.D., Garrison, D.H., Norman, M., Scott, E.R.D., Keil, K., 1995. ^{39}Ar – ^{40}Ar age and petrology of Chico: Large-scale impact melting on the L chondrite parent body. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1383–1399.
- Bouvier, A., Wadhwa, M., Bullock, E.S., MacPherson, G.J., 2010. Pb-Pb dating of a CAI from the reduced CV3 chondrite Vigarano. *Meteorit. Planet. Sci.* 45, A20.
- Cheek, L.C., Kring, D.A., 2008. Cooling rate determination for H chondrite impact melt breccia LAP 02240. *Lunar Planet.Sci. Conf. XXXIX*, #1169 (abstract).
- Dodd, R.D., 1981. *Meteorites, a Petrologic-Chemical Synthesis*. Cambridge University Press, New York.
- Folco, L., Bland, P.A., D’Orazio, M., Franchi, I.A., Kelley, S.P., Rocchi, S., 2004. Extensive impact melting on the H-chondrite parent asteroid during the cataclysmic bombardment of the early solar system: Evidence from the achondritic meteorite Dar al Gani 896. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2379–2397.
- Fujimaki, H., Ishikawa, K., Kojima, H., Yanai, K., Aoki, K., 1993. Rb-Sr age of an impact event recorded in Yamato-791088 H chondrite. *Proc. NIPR Symp. Antarct.Meteorites* 6, 364–373.
- Göpel, C., Manhès, G., Allgèle, C. J., 1994. U–Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 153–171.

- Hörz, F., Cintala, M.J., See, T.H., Le, L., 2005. Shock melting of ordinary chondrite powders and implications for asteroidal regoliths. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 1329–1346.
- Keil, K., Fredriksson, K., 1964. The iron, magnesium, and calcium distribution in coexisting olivines and pyroxenes of chondrites. *Jour. Geophys. Res.* 69, 3487–3515.
- Kimura, M., Hiyagon, H., Palme, H., Spettel, B., Wolf, D., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Sato, T., Suzuki, A., Kojima, H., 2002. Yamato 792947, 793408 and 82038: The most primitive H chondrites, with abundant refractory inclusions. *Meteorit. Planet. Sci.* 37, 1417–1434.
- Kitamura, M., Tsuchiyama, A., Watanabe, S., Syono, Y., Fukuoka, K., 1992. Shock recovery experiments on chondritic materials, in: Syono, Y., Manghnani, M.H.(Eds.), *High-Pressure Research: Application to Earth and Planetary Science*. pp. 333–340, Terrapub., AGU.
- Kring, D.A., Swindle, T.D., Britt, D.T., Grier, J.A., 1996. Cat Mountain: A meteoritic sample of an impact-melted asteroid regolith. *Jour. Geophys. Res.* 101, 29353–29371.
- Kring, D.A., Hill, D.H., Gleason, J.D., Britt, D.T., Consolmagno, G.J., Farmer, M., Wilson, S., Haag, R., 1999. Portales Valley: A meteoritic sample of brecciated and metal-veined floor of an impact crater on an H-chondrite asteroid. *Meteorit. Planet. Sci.* 36, 439–457.
- Krot, A., Ivanova, M.A., Wasson, J.T., 1993. The origin of chromatic chondrules and the volatility of Cr under a range of nebular conditions. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 119, 569–584.
- Melosh, M.J., 1984. Impact ejection, and the origin of meteorites. *Icarus* 59, 234–260.
- Mittlefehldt, D.W., Lindstrom, M.M., 2001. Petrology and geochemistry of Patuxent Range 91501, a clast-poor impact melt from the L-chondrite parent body and Lewis Cliff 88663, an L7 chondrite. *Meteorit. Planet. Sci.* 36, 439–457.
- Miyamoto, M., Fujii, N., Takeda, H., 1981. Ordinary chondrite parent body: an internal heating model. *Proc. 12th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 1145–52.

- Norman, M.D., Mittlefehldt, D.W., 2002. Impact processing of chondritic planetesimals: Siderophile and volatile element fractionation in the Chico L chondrite. *Meteorit. Planet. Sci.* 37, 329–344.
- Okano, O., Misawa, K., Nakamura, N., Honma, H., Goto, H., 1984. A preliminary study of Rb-Sr systematics and trace element abundances on impact-melted LL- chondrites from Antarctica. *Mem. NIPR. Spec. Issue* 35, 285–297.
- Okano, O., Nakamura, N., Nagao, K., 1990. Thermal history of the shock-melted Antarctic LL-chondrites from the Yamato-79 collection. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 3509–3523.
- Rubin, A.E., 1995. Fractionation of refractory siderophile elements in metal from the Rose City meteorite. *Meteoritics* 30, 412–417.
- Rubin, A.E., Ulf-Møller, F., Wasson, J.T., Carlson, W.D., 2001. Portales Valley meteorite breccia: Evidence for impact-induced melting and metamorphism of an ordinary chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 323–342.
- Ruzicka, A., Killgore, M., Mittlefehldt, D.W., Fries, M.D., 2005. Portales Valley: Petrology of a metallic-melt meteorite breccia. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 261–295.
- Sato, G., Takeda, H., Yanai, K., Kojima, H., 1982. Impact-melted LL-chondrites of Yamato 79-collection. 7th Symp. *Antarct. Met.*, 9–10.
- Satterwhite, C., Righter, K., 2004. Antarctic Meteorite News Letter 27, Number 3. NASA Johnson Space Center, Houston.
- Schaal, R.B., Hörz, E., Thompson, T.D., Bauer, J.F., 1979. Shock metamorphism of granulated lunar basalt. *Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 2574–2571.
- Scott, E.R.D., Taylor, G.J., 1983. Chondrules and other components in C, O and E chondrites: Similarities in their properties and origins. *Jour. Geophys. Res.* 88, Supplement, B275–B286.

- Sears, D.W.G., Weeks, K.S., 1983. Chemical and physical studies of type 3 chondrites: 2. Thermoluminescence of sixteen type 3 ordinary chondrites and relationships with oxygen isotopes. *Jour. Geophys. Res.* 88, B301–B311.
- Sears, D.W.G., Hasan, F.A., Batchelor, J.D., Lu, J., 1991. Chemical and physical studies of type 3 chondrites–XI: Metamorphism, pairing, and brecciation of ordinary chondrites. *Proc. Lunar Planet. Sci.*, 21, 493–512.
- Stöffler, D., Keil, K., Scott, E.R.D., 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3845–3867.
- Swindle, T.D., Isachsen, C.E., Weirich, J.R.W., Kring, D.A., 2009. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of H-chondrite impact melt breccias. *Meteorit. Planet. Sci.* 44, 747–762.
- Taylor, G. J., Maggiore, P., Scott, E. R. D., Rubin, A. E., Keil, K. 1987. Original structures, and fragmentation and reassembly histories of asteroids: Evidence from meteorites. *Icarus* 69, 1–13.
- Trieloff, M., Jessberger, E.K., Herrwerth, I., Hopp, J., Fiéni, C., Ghélis, M., Bourot-Denise, M., Pellas, P., 2003. Structure and thermal history of the H-chondrite parent asteroid revealed by thermochronometry. *Nature* 422, 502–506.
- Yamaguchi, A., Scott, E.R.D., Keil, K., 1998. Origin of unusual impact melt rocks, Yamato-790964 and -790143 (LL-chondrites). *Antarct. Meteorit. Res.* 11, 18–31.
- Yamaguchi, A., Scott, E.R.D., Keil, K., 1999. Origin of a unique impact-melt rock – the L-chondrite Ramsdorf. *Meteorit. Planet. Sci.* 34, 49–59.
- Yanai, K., Kojima, H., 1995. *Catalog of the Antarctic Meteorites*. Nat. Inst. Polar Res., Tokyo.
- Yolcubal, I., Sack, R.O., 1997. Formation conditions of igneous regions in ordinary chondrites: Chico, Rose City, and other heavily shocked H and L chondrites. *Jour. Geophys. Res.* 102, 21589–21611.

2 章 衝撃変成によるバデレアイト中の U-Pb 同位体系への影響評価

1 緒言

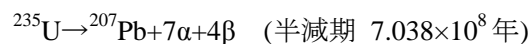
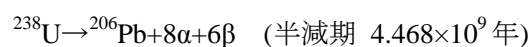
1.1 衝撃変成を受けた隕石の年代学研究

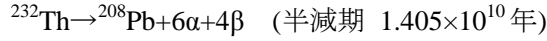
岩石が受けた衝撃変成の程度は様々であり、同一の岩石の中でも、衝撃溶融した物質、溶融を免れたとけ残り物質が不均質に含まれている(第1章を参照)。これらの岩石の同位体系は、(1)衝撃現象以前の情報(母岩の形成など)、(2)衝撃現象の情報、(3)衝撃現状後の地質学的イベント、を記録している(Deutsch and Schärer, 1994)。衝撃変成を受けた岩石の年代測定は、これまでに K-Ar、Rb-Sr、Sm-Nd、U-Th-Pb 同位体系を用いた行われてきた。

U-Th-Pb 同位体年代は、地球のインパクトクレーターの岩石や、月隕石、ユークライト隕石に含まれているジルコン($ZrSiO_4$)を用いて測定され、衝撃変成によって年代の完全なリセットは起こっていないとされた(Krough et al. 1984; Misawa et al., 2005)。ジルコンを用いた衝撃圧縮実験も行われており、ジルコンの U-Th-Pb 同位体は、衝撃変成に対して耐性を持つとされた(Deutsch and Schärer, 1991)。

火星隕石であるシャーゴッタイトについて、これまでに様々な同位体系を用いた年代測定が行われ、その多くは~200 Ma を示しており、数多くの議論があったが、シャーゴッタイトの結晶化年代は~200 Ma とされてきた(Nyquist et al., 2001; Borg and Drake, 2005)。Bouvier et al. (2005, 2008, 2009) は、シャーゴッタイトの全岩および鉱物アイソクロンから 4.1 Ga の Pb-Pb 年代を報告し、これまでに報告された~200 Ma の同位体年代は、水質変成もしくは衝撃変成作用により同位体系が乱され、年代はリセットしているため、結晶化年代を示していないと主張した。火星隕石にはジルコンは含まれていないため、バデレアイト(ZrO_2)について、近年、U-Pb 年代測定が試みられている(Herd et al., 2007; Misawa and Yamaguchi, 2007)。バデレアイトは、水質変成に対して耐性を持ち(Lumpkin, 1999)、結晶化する際に、U を取り込むが Th、Pb を含まないという特徴をもつため、ジルコンと同様に U-Pb 年代測定に適した鉱物である(Heaman and LeCheminant., 1993)。

鉱物中に取り込まれた放射性元素である U および Th は、時間の経過とともに放射壊変を起こし、最終的に安定同位体である Pb となる。U および Th から Pb への壊変系列を以下に示す。





放射年代は、測定された U および Pb の同位体比から求めることができる。以下に U-Pb および Th-Pb 同位体系の親核種と娘核種の関係を示す。

$$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb} \text{ 同位体系: } ^{206}\text{Pb}_{\text{present}} = ^{206}\text{Pb}_0 + ^{238}\text{U}[\exp(\lambda_{238}t) - 1] \quad (1)$$

$$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb} \text{ 同位体系: } ^{207}\text{Pb}_{\text{present}} = ^{207}\text{Pb}_0 + ^{235}\text{U}[\exp(\lambda_{235}t) - 1] \quad (2)$$

$$^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb} \text{ 同位体系: } ^{208}\text{Pb}_{\text{present}} = ^{208}\text{Pb}_0 + ^{232}\text{Th}[\exp(\lambda_{232}t) - 1] \quad (3)$$

0 は初生値、 λ_{238} , λ_{235} , λ_{232} はそれぞれ ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th の壊変定数、t は年代を示す。(1)~(3)式を、放射性起源同位体を持たない ^{204}Pb で規格化すると、以下の式となる。

$$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb} \text{ 同位体系: } \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} [\exp(\lambda_{238}t) - 1] \quad (4)$$

$$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb} \text{ 同位体系: } \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} [\exp(\lambda_{235}t) - 1] \quad (5)$$

$$^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb} \text{ 同位体系: } \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} [\exp(\lambda_{232}t) - 1] \quad (6)$$

ここで $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{present}}$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{present}}$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{present}}$ は現在の同位体比、 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ は初生比、最終項は放射起源の U(Th)/Pb 同位体比を表す。(4)-(6)式を放射起源の Pb 同位体比について解くと以下の式が導かれる。

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)^* = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 \quad (7)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)^* = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 \quad (8)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)^* = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 \quad (9)$$

ジルコンおよびバデレアイトは、結晶化時に Pb をほとんど取り込まないので、それぞれの同位体の初生値は小さい。測定値に含まれるコモン Pb は ^{204}Pb もしくは ^{208}Pb を用いて補正を行う。バデレアイトには Th がほとんど含まれないことから、(9)式の年代測定は実用的ではない。

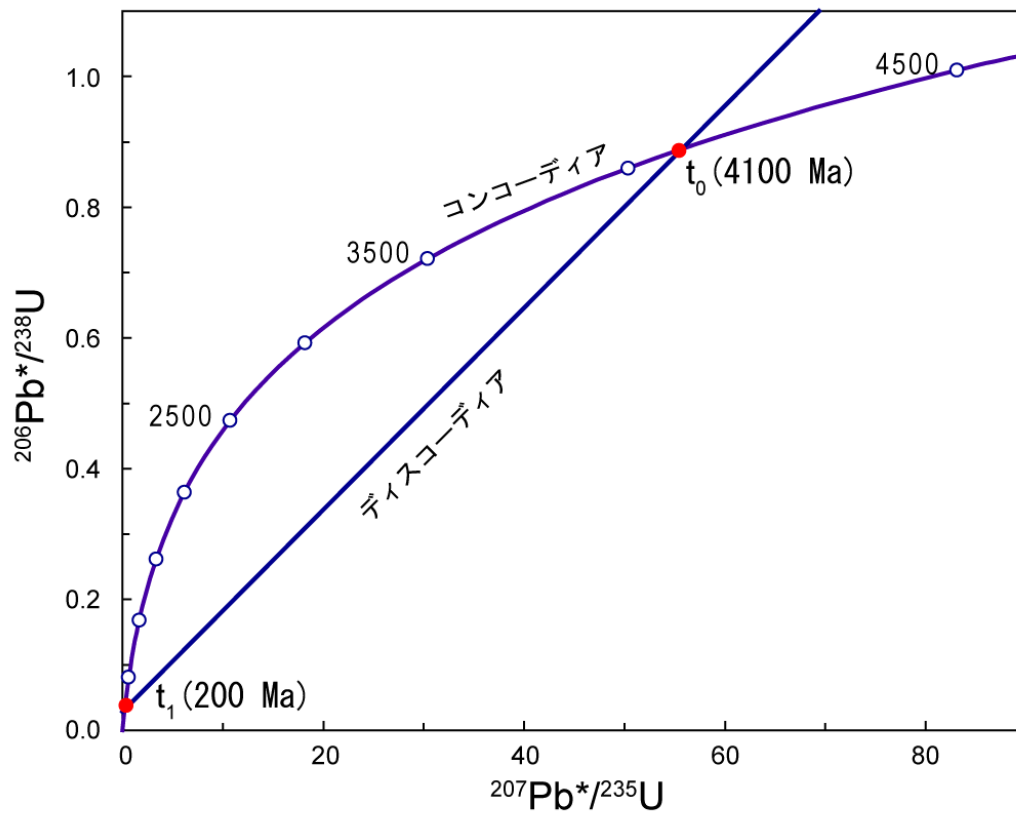
(4)-(6)式を時間(t)について解くと

$$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb} \text{ 同位体系: } t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(\frac{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0}{\left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right)} + 1 \right) \quad (10)$$

$$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb} \text{ 同位体系: } t = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left(\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0}{\left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right)} + 1 \right) \quad (11)$$

$$^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb} \text{ 同位体系: } t = \frac{1}{\lambda_{232}} \ln \left(\frac{\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0}{\left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} \right)} + 1 \right) \quad (12)$$

となる。鉱物が結晶化した後、U および Pb 同位体に対して閉鎖系(U および Pb の損失および獲得がない)が保たれている場合、これらの年代は一致する。また、(4)、(5)式により、任意の年代に対する同位体比($^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$)は一義的に決まることから、 $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ を X 軸に、 $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ を Y 軸にプロットすると、年代値に対応した曲線「コンコーディア」(年代一致曲線)が得られる(第 2-1 図)。このような $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ 、 $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ 同位体比の関係を表した図をコンコーディアダイアグラムと呼ぶ(Wetherill, 1956)。同位体測定により得られた岩石・鉱物の U-Pb 同位体比から年代がもとまると、コンコーディア上にプロットされる。鉱物が結晶化したのち、U および Pb に対する閉鎖系が乱されると、この年代一致曲線から外れていく。コンコーディアから外れた位置にプロットされるものの多くは、直線的に並ぶ場合がある。この線を「ディスコーディア」(年代不一致線)と呼ぶ。コンコーディアとディスコーディアの交点の年代値は、岩石が経験した地質学的現象の年代をあらわしている。交点の年代のうち、古い年代(t_0)は岩石の形成年代をあらわし、若い年代(t_1)は岩石が形成した後に経験した Pb の損失を伴う地質学的現象の年代をあらわす(第 2-1 図)。Tera and Wasserburg (1973)は、 $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$ であることを利用し、X 軸に $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ 、Y 軸に $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ をプロットした Tera-Wasserburg(T-W)コンコーディアダイアグラムを提案した。T-W コンコーディアダイアグラムは、Pb 損失 (もしくは U の付加) が生じた場合、X 軸に平行にデータが並ぶため、地質学的現象の判定が容易である。ただし、Wetherill のコンコーディアダイアグラムに比べ、X および Y 軸の誤差の相関が弱い。また、T-W コンコーディアダイアグラムでは、0 年代が表示できない。



第 2-1 図 コンコーディアダイアグラム。

t_0 (4100 Ma)に形成したウラン含有鉱物が t_1 に二次的な加熱などによりディスコーディアを形成する。

(4)、(5)式および、 $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$ であることを利用すると、以下の式が導かれる。

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Present}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Present}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0} = \frac{1}{137.88} \frac{\exp(\lambda_{235}t) - 1}{\exp(\lambda_{238}t) - 1} \quad (13)$$

この式は、Pb 同位体の測定のみで年代を求めることができる Pb-Pb 法を表す。右辺は同じ年代を持つ試料に対しては一定であるため、試料が年代 $t=0$ で同じ $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ 、 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ を持っていれば直線(アイソクロン)となる。試料に対して U の付加(もしくは損失)、Pb の損失(および付加)が生じて、Pb 同位体比に変化が生じない限りは年代に影響しない利点を持つ。ただし、同位体比の異なる 2 種類の試料による混合があった場合にも同様の直線をつくるため、試料が混合作用を経験していないことが条件となる。

1.2 バデレアイトの結晶構造

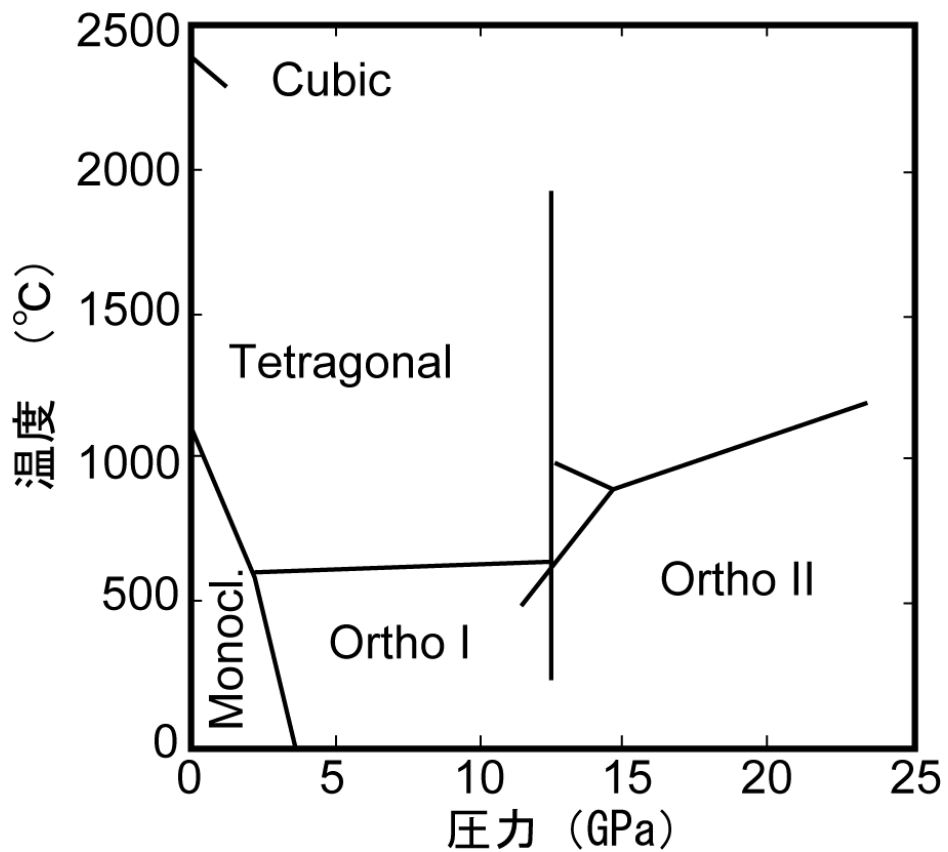
ZrO₂(ジルコニア)は実験によりいくつかの高温・高圧相が確認されているが、天然に産するのは、単斜晶系をしめすバデレアイト構造だけである(第 2-2 図)。単斜晶系を持つバデレアイト(ZrO₂)は、圧力~4 GPa および温度~1200 °C で安定である(Ohtaka et al., 2001)。ジルコニアは、1200 °C よりも高温環境下では、正方晶系、立方晶系へと相転移し、高圧環境下では、2つの斜方晶系 I・II の結晶構造へと変化する。加圧によって、単斜晶系(バデレアイト構造)は、順次 2つの斜方晶系へと形態を変える(Ohtaka et al., 2001)。バデレアイトの結晶構造は、水質変成に耐性を持つとされている(Lumpkin, 1999 など)。

1.3 火星隕石中に含まれるバデレアイトの U-Pb 同位体系

1.1 で示したように、火星隕石から求められた同位体年代の地質学的意味について議論されている。これまでに行われた火星隕石のバデレアイトを用いた同位体分析については、以下の 2つの問題点が挙げられる。

- (1) 火星隕石に含まれているバデレアイトの粒径が小さい (~5 μm 程度)
- (2) バデレアイト中の U 濃度が低い (10 ppm 程度)

このことにより、コモン Pb の補正が大きく、火星隕石に含まれるバデレアイトの精度のよい U-Pb 同位体分析は行われていない。



第 2-2 図 ジルコニア(ZrO₂)の相図 (Ohtaka et al., 2001)。

温度～1200 °C、圧力～4 GPa では、単斜晶系(Monocl.)であるバデレアイト構造しめす。高温環境では、正方晶系(Tetragonal)もしくは立方晶系(Cubic)の結晶構造をとる。高圧環境では、2つの斜方晶系(Ortho I、Ortho II)の結晶構造をとる。天然に産する結晶では、単斜晶系であるバデレアイトのみが報告されている。

Bouvier et al. (2008, 2009)はさらに約 41 億年の Pb-Pb 年代のデータを追加し、バデレアイトから求められた若い U-Pb 年代は、衝撃変成作用により同位体系が乱されていると主張した。このように、シャーゴッタイトの結晶化年代については未だに議論されており、結論を得ていない。

Bouvier et al.(2005, 2008, 2009)が主張するように、すべての同位体系が水質変成もしくは衝撃変成作用により乱されたならば、これまでに議論されてきたシャーゴッタイトの形成過程の再考が必要となる(詳細は第3章を参照)。バデレアイト中での U, Th, Pb の拡散に関する実験データはこれまでに報告されておらず、バデレアイトの U-Pb 同位体系が衝撃変成作用により乱されたかについては明らかになっていない。このため、火星隕石の形成環境を議論するためには、バデレアイトの U-Pb 同位体系が、衝撃変成作用によりもたらされる高圧・高温環境下でどのような挙動を示すのかを明らかにする必要がある。

1.4 衝撃変成によるジルコン($ZrSiO_4$)の U-Pb 同位体系の挙動

Zircon の U-Pb 同位体系については、Deutsch and Schärer(1991)によって衝撃実験が行われており、59 GPa の衝撃圧を加えた場合においても、ジルコン中の U-Pb 同位体系は乱れることはなく、年代はリセットされないと結論された。Schärer and Deutsch (1991)は、Haughton インパクトクレーター (カナダ) のジルコンおよびモナザイトの U-Pb 同位体年代を求め、衝撃変成作用による U-Pb 年代の完全なリセットは起こらないとした。Krough et al. (1984)は、Sudbury インパクトクレーター (カナダ) およびその周辺の岩体から採取されたジルコンおよびバデレアイトの U-Pb 年代を求め、衝撃変成による完全な年代のリセットは起こっていないとした。Mänttari and Koivisto (2001)は、Lappajärvi インパクトクレーター(フィンランド)のスエーバイトに含まれるジルコンの U-Pb 同位体の測定を行い、ディスコーダントな 73.3 ± 5.3 および 1854 ± 51 Ma のインターセプト年代を報告した。彼らは 73 Ma を衝撃年代、1854 Ma を母岩の形成年代と解釈した。Misawa et al. (2005)はユークライトに含まれる、様々な産状を示すジルコンの U-Pb 年代を測定し、ユークライト中のジルコンにおいて、U-Pb 年代の完全なリセットは起こらなかったと結論した。

1.5 研究の目的

バデレイト中での U, Th, Pb の拡散に関する実験データがないため、火星隕石中に含まれているバデレイトから求められた U-Pb 年代持つ地質学的意味は明らかではない。そこで年代が既知であるバデレイトを用いた衝撃圧縮実験および加熱実験を行い、衝撃変成による高圧・高温環境化でのバデレイトの U-Pb 同位体系の挙動を明らかにしようと試みた。

2 実験試料と実験方法

2.1 実験試料

衝撃圧縮実験および加熱実験の手順を第 2-3 図に示す。実験には、Kiholo Ridge (ハワイ) の枕上溶岩から採取された玄武岩(S690-7a; Yokose et al., 2005)および、Phalaborwa 岩体 (南アフリカ) より採取されたバデレアイトを用いた。S690-7a および玄武岩質シャーゴッタイト(Zagami, Shergotty)の全岩化学組成を第 2-1 表に示す。ハワイ産玄武岩はシャーゴッタイトに比べて、Fe および Al 組成に乏しく、Mg 組成に富む。Yamasaki et al. (2009)は玄武岩の鉛同位体組成を報告している ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.9475\pm 0.0028$ (2 σ)、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.4571\pm 0.0010$ (2 σ)、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.1709\pm 0.0009$ (2 σ))。衝撃圧縮に用いたステンレスコンテナ(SUS 304)の鉛同位体組成は、玄武岩の鉛同位体組成($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.055345\pm 0.030$ (1 σ)、 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.86309\pm 0.018$ (1 σ)、 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=2.1047\pm 0.031$ (1 σ))と大きな差は認められない(Misawa et al., 2002; 第 2-4 図)。衝撃圧縮実験にて 47 GPa の衝撃を加えたサンプルを加熱実験に用いた。

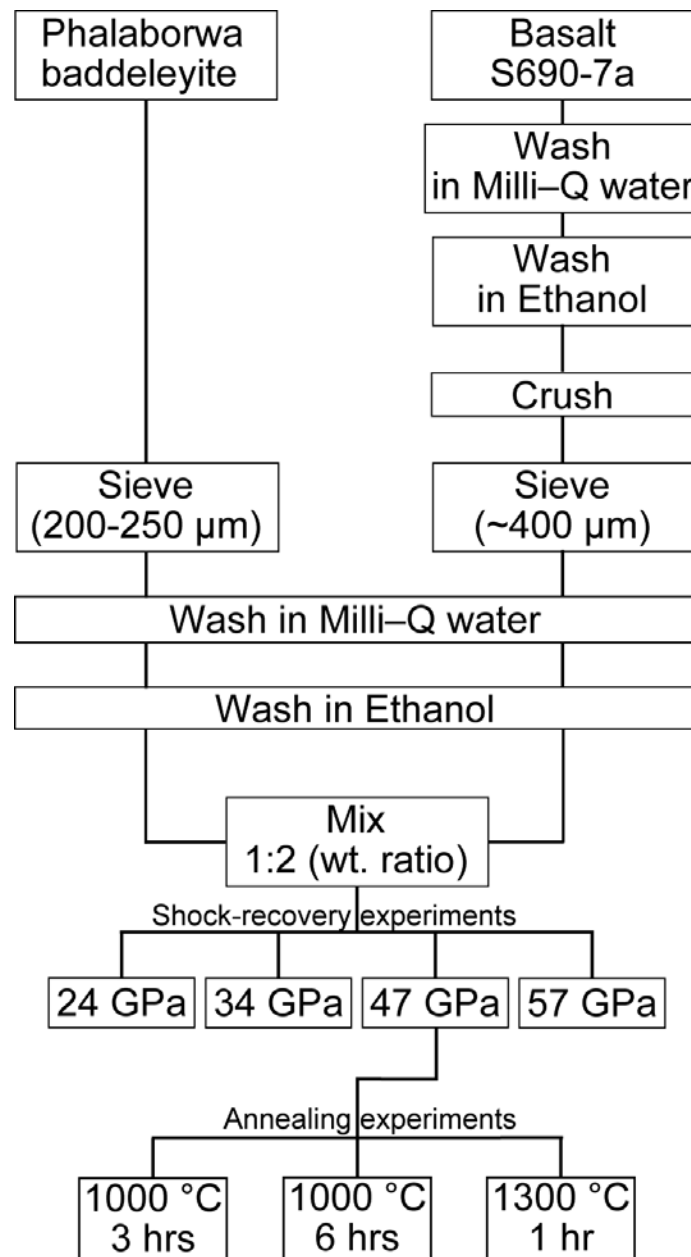
2.2 実験試料の調整

ハワイ産玄武岩(S690-7a)の風化していない部分を、3 cm × 2 cm × 1 cm (18.09 g)に切り出した。切り出したサンプルはさらに細かく切断したのち、水道水中にて 15 分間の超音波洗浄を繰り返し、3 時間洗浄した。その後 70 °C の恒温槽にて乾燥した。乾燥した玄武岩を超純粋(Milli-Q 水: 比抵抗 18 m Ω ·cm)中にて超音波洗浄(10 分間を 5 回)した。超音波洗浄後、Milli-Q 水に玄武岩を浸し、ホットプレートで 90 °C を保ち 18 時間の洗浄した。その後 70 °C の恒温槽で乾燥させた。

洗浄した玄武岩は、ステンレス製の乳鉢にて粉碎した。粉碎した玄武岩は、ナイロン製のメッシュクロス(#60)にてふるいわけした。実験には#60 以上の玄武岩片を使用し、粒径が約 400 μm に揃うように大きな破片はハンドピックにて取り除いた。

粉碎した玄武岩は Milli-Q 水中で超音波洗浄(10 分間を 5 回)した。その後 Milli-Q 水に浸し、ホットプレートで 90 °C を保ちながら 27 時間洗浄した。その後エタノールで洗浄し、50 °C の恒温槽で乾燥した。

バデレアイトは年代既知の Phalaborwa (南アフリカ) バデレアイト(2059 Ma)を用いた。Phalaborwa バデレアイトはメッシュクロス(#80 と #100)でふるいわけし、約 250 μm にそろうように大きな破片はハンドピックにて取り除いた。ふるいわけしたバデレアイトは Milli-Q 水中にて 10 分間を 5 回、超音波洗浄した。その後エタノールで洗浄し、90 °C の恒温槽で乾燥させた。



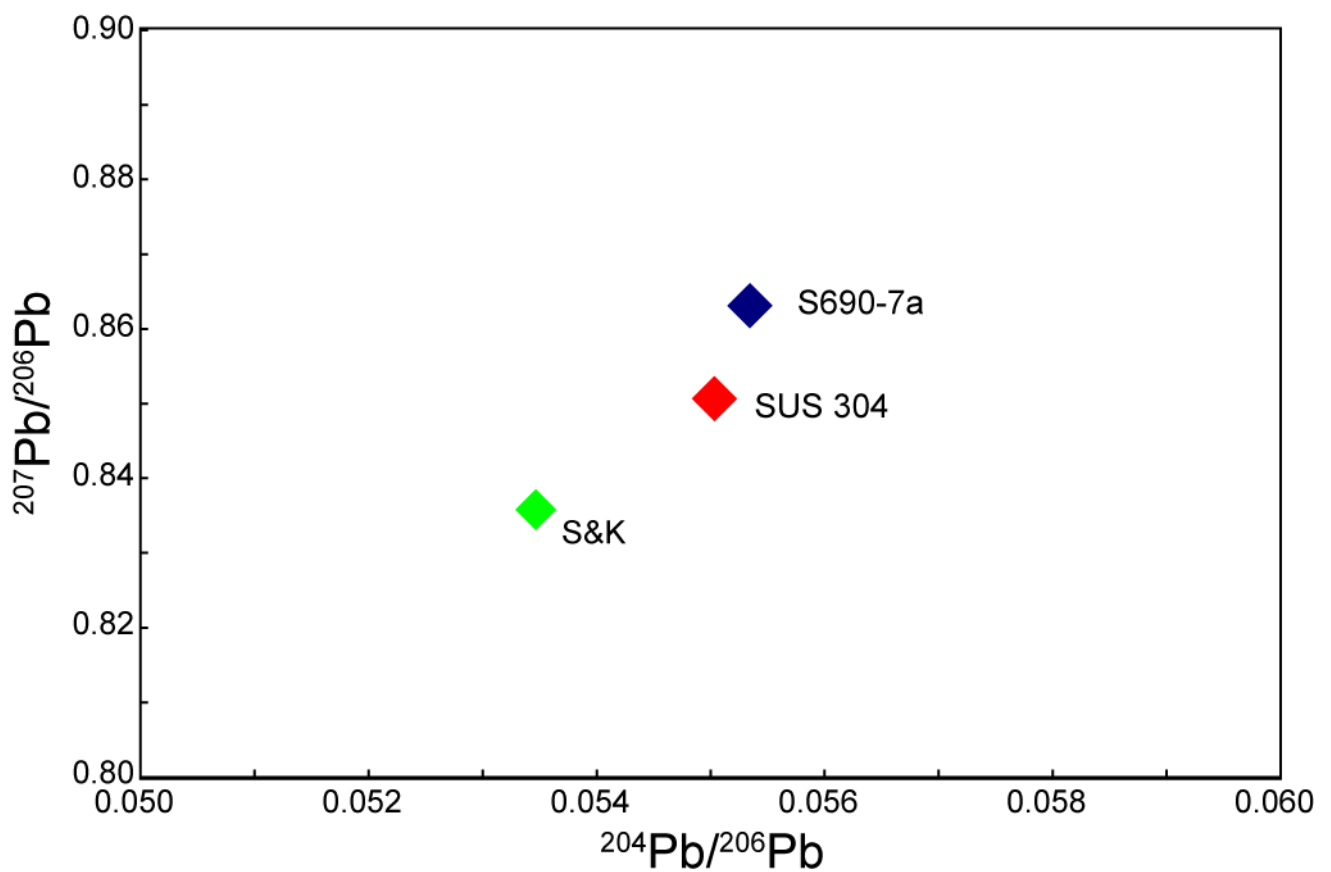
第 2-3 図 実験試料準備のフローチャート。

バデレアイトは、ふるい分けしたのち、Milli-Q 水およびエタノール中で超音波洗浄した。玄武岩はダイヤモンドカッターで切断後、およびふるい分けした後に Milli-Q 水およびエタノール中で超音波洗浄した。洗浄したバデレアイトと玄武岩を重量比、1:2 で混合し、衝撃圧縮実験を行った。47 GPa で衝撃圧を加えた試料を用いて、加熱実験を行った。

第2-1表 S690-7aおよび玄武岩質シャーゴットタイトの全岩化学組成(wt.%)。

	ハワイ産玄武岩	玄武岩質シャーゴットタイト	
	S690-7a	Shergotty	Zagami
SiO ₂	50.04	51.36	51.2
TiO ₂	1.87	0.87	0.81
Al ₂ O ₃	11.35	7.06	6.19
Fe ₂ O ₃	0.96	-	-
FeO	9.97	19.41	18.2
MnO	0.16	0.52	0.55
MgO	13.34	9.28	10.7
CaO	9.24	10.0	10.4
Na ₂ O	1.90	1.29	1.29
K ₂ O	0.32	0.16	0.13
P ₂ O ₅	0.17	0.8	0.58
Total	99.32	100.75	100.05

S690-7aのデータは Yokose et al. (2005)、Shergottyのデータは Dreibus (1982)、Zagamiのデータは McCoy (1992)から引用。



第 2-4 図 S690-7a および SUS 304 の Pb 同位体組成。

S690-7a と衝撃実験に用いたステンレスコンテナ(SUS 304)の Pb 同位体組成に大きな差はない。S690-7a のデータは Yamasaki et al. (2009)、SUS 304 のデータは Misawa et al., (2002)、S&K のデータは Stacey and Kramers (1975)から引用。

2.3 衝撃圧縮実験

衝撃圧縮実験は、物質材料研究機構が所有する一段式火薬銃(口径 30 mm; 第 2-5 図)を用いて行なった (Sekine et al., 1987)。衝撃圧は、飛翔体を火薬の爆発により加速させ、試料に衝突させることで発生する。衝撃圧は飛翔体の速度の関数で求めることができる。目標とする衝撃圧を得るために、火薬の量を調整することで飛翔体の速度を調整した。本実験では衝突直前の飛翔体の速度を Magnet flyer 法(Sekine et al., 1987)により測定した。

本実験では、火星隕石の岩石・鉱物学的研究により見積もられた衝撃圧(Fritz et al. 2005)を得られるように、目標衝撃圧を 25、35、45、60 GPa と設定した。すべての実験において、サンプルはステンレス(SUS 304)製のホルダー(第 2-6 図)に詰めた。バデレアイトと玄武岩は重量比 1: 2 で混合し、29 MPa でプレスした。プレス後の混合試料の大きさは、直径 18 mm、高さ 1.7-1.8 mm であった。出発物質の空隙率は 26-30 % となった(第 2-2 表)。

飛翔体は 25、35、45 GPa においては 3 mm 厚のステンレス板、55 GPa においては 2 mm 厚の W 板を使用した。それぞれの金属板は、ポリエチレン製の飛翔体の先端に固定されている。

飛翔体がサンプルホルダーに衝突後、衝撃波はステンレスコンテナの中で反射を繰り返し、ステンレスおよび試料に加わった圧力は平衡に達すると考えられる。実際にサンプルに加わった衝撃圧は圧縮曲線(ユゴニオ)および飛翔体の衝撃速度により求められ、以下の式で表される。

$$P = \rho_0 U_s U_p \quad (14)$$

$$U_p = V_{imp}/2 \quad (15)$$

P は衝撃圧、 ρ_0 は衝撃前の密度、 U_s は圧縮曲線、 V_{imp} は飛翔体の衝突速度(km/s)を示す。

本実験で使用した金属(ステンレスおよび W)のユゴニオは以下の式で近似される。

$$\text{ステンレス: } U_s = 4.58 + 1.49 U_p \quad (16)$$

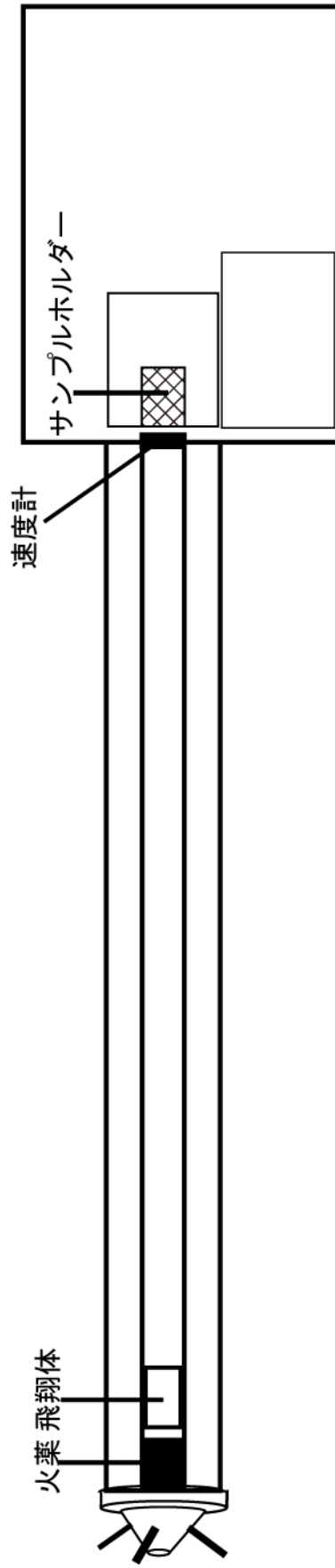
$$\text{W: } U_s = 4.04 + 1.23 U_p \quad (17)$$

ステンレスおよび W の密度(ρ_0)は以下のとおりである。

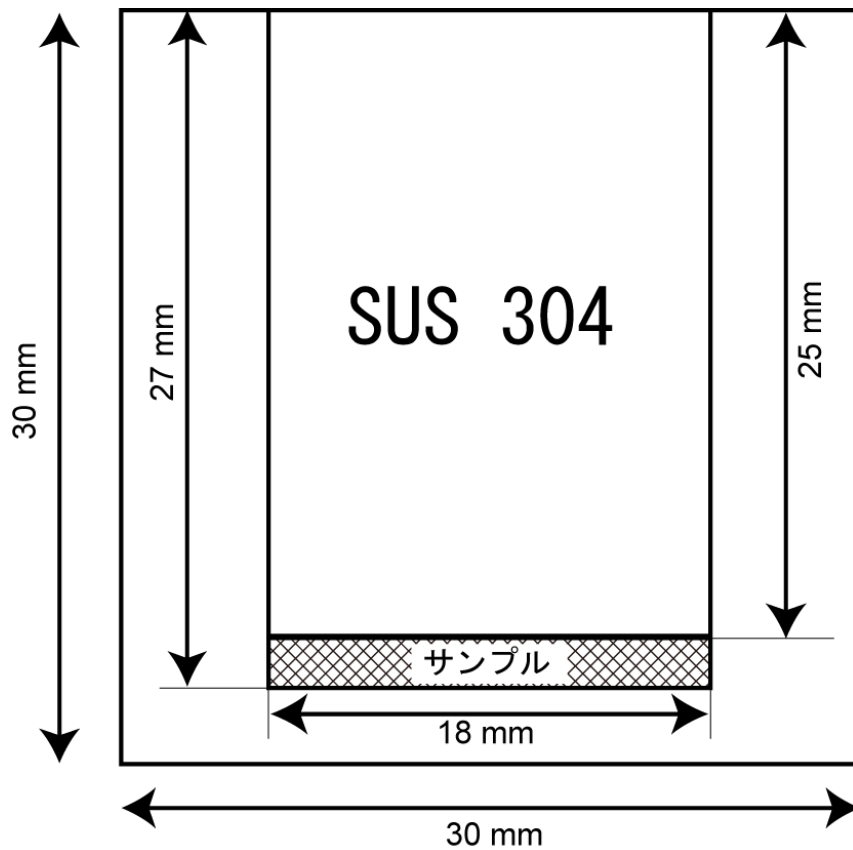
$$\text{ステンレス: } \rho_0 = 7.89 \text{ g/cm}^3$$

$$\text{W: } \rho_0 = 19.20 \text{ g/cm}^3$$

コンテナおよび飛翔体として用いた金属のユゴニオから、インピーダンスマッチング法(Duvall and Fowles, 1963)により衝撃圧を求めた(第 2-7 図)。本実験で試料に加わった最大衝撃圧は、24、34、47、57 GPa となった(第 2-2 表)。



第 2-5 図 一段式火薬銃の断面図。
衝撃圧は、飛翔体を火薬の爆発により加速させ試料に衝突させることで発生する。

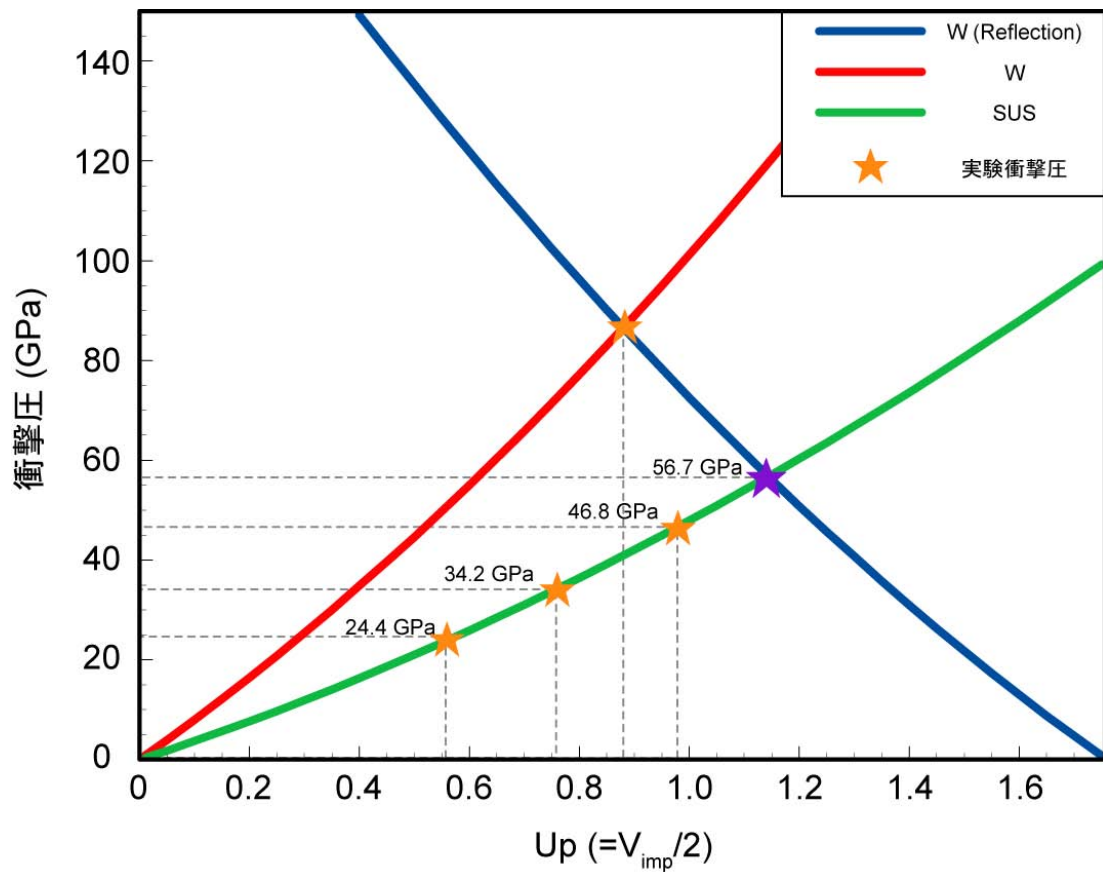


第 2-6 図 衝撃圧縮実験用のサンプルホルダー断面図。

ホルダーは直径 3 cm、高さ 3 cm のステンレス(SUS 304)である。プレス後の試料は直径 18 mm、厚さ~2 mm である。

第2-2表 衝撃実験の実験条件。

Run No.	玄武岩 (mg)	パデライト (mg)	Total Mass (mg)	底面積 (cm ²)	高さ (cm)	体積 (cm ³)	密度 (g/cm ³)	空隙率 (%)	衝突体	衝突速度 (km/s)	衝撃圧 (GPa)
1523	800	400	1194	2.54	0.18	0.46	2.59	30.5	SUS	1.14	24.4
1524	800	400	1211	2.54	0.17	0.43	2.79	26.4	SUS	1.52	34.2
1525	803	414	1218	2.54	0.18	0.45	2.74	27.8	SUS	1.96	46.8
1526	800	401	1203	2.54	0.17	0.43	2.78	26.4	W	1.76	56.7

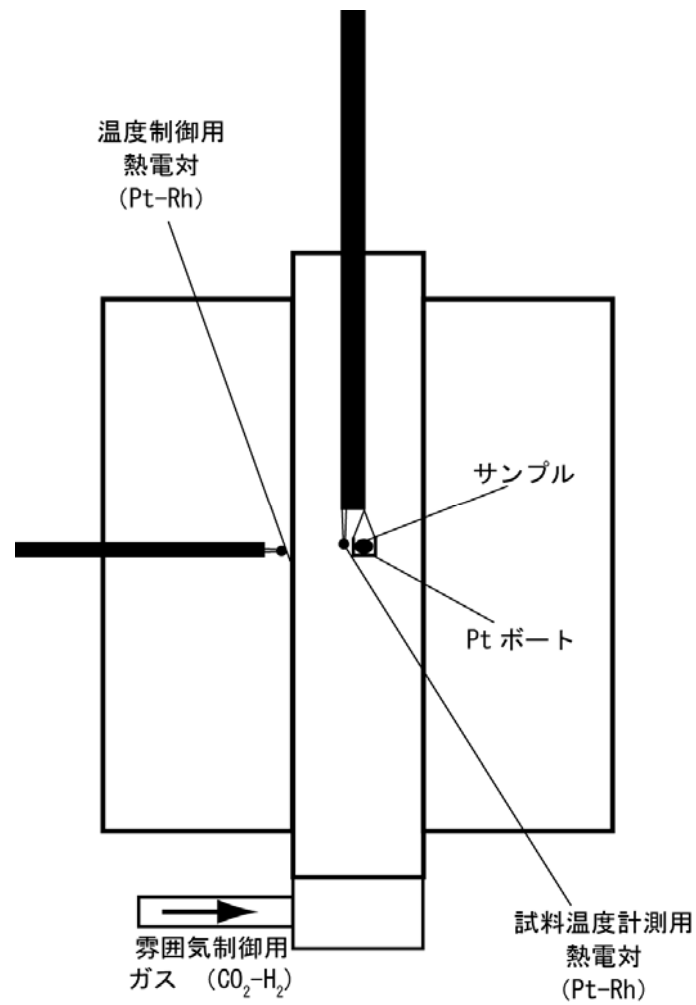


第 2-7 図 衝撃圧縮実験で得られた衝撃圧。

すべての実験でステンレス製のサンプルホルダーを用い、24、34、47 GPa における実験では、飛翔体としてステンレス板を、57 GPa ではタングステン板を用いた。W を用いた実験の衝撃圧は、W とステンレスのユゴニオからインピーダンスマッチング法を用いて求めた。

2.4 加熱実験

加熱実験は東京大学、宮本研究室が所有する縦型電気炉を用いて行なった(第 2-8 図)。CO₂ と H₂ の混合ガスにより、酸素雰囲気(酸化還元状態)を調整可能である。衝撃実験で 47 GPa の衝撃圧を加えたサンプルを、5-8 mm × 2 mm × 2 mm に切り出し、Pt ボートの上に乗せた。あらかじめ 1000 °C もしくは 1300 °C に加熱した電気炉にサンプルを挿入した。電気炉の温度およびサンプルの温度は、熱電対(Pt-Rh)を用いて計測した。Herd et al. (2002, 2003)は、玄武岩質シャーゴタイトおよびオリビンフィリックシャーゴタイトに含まれるかんらん石、low-Ca 輝石、Cr-スピネルの組成を基に酸化還元状態求め、 $\text{Log } f(\text{O}_2) = \text{IW} - 0.2 \sim \text{IW} + 4.2$ を報告している。本研究では電気炉内の酸素雰囲気を火星隕石から求められた酸化還元状態(Herd et al., 2002, 2003)を基に、その中間である $\text{Log } f(\text{O}_2) = \text{IW} + 2.5$ と設定した(第 2-3 表)。1000 °C での加熱実験においては、CO₂-H₂ 混合ガスの流量を Miyamoto and Mikouchi (1996)に従い補正した。加熱時間は、1000 °C で 3 時間および 6 時間、1300 °C(玄武岩の溶融温度)で 1 時間とした。



第 2-8 図 縦型電気炉の断面図。

電気炉の下部より酸素雰囲気制御用の $\text{CO}_2\text{-H}_2$ 混合ガス流し、 $\text{Log } f(\text{O}_2)=\text{IW}+2.5$ とした。試料は Pt ボートにより保持した。

第2-3表 加熱実験の実験条件。

Run No.	加熱温度 (°C)	時間 (hr)	試料 (mg)	Log f (O ₂)	H ₂ ガス (cc/min)	CO ₂ ガス (cc/min)
1	1310	1	17	IW+2.5	68	432.4
2	1002	3	24	IW+2.5*	19	481
3	1002	6	40	IW+2.5*	19	481

*Miyamoto and Mikouchi (1996)に従い、H₂-CO₂ガスの流量を補正。

3 分析手法

衝撃圧縮実験および加熱実験で得られた試料は、樹脂(アラルダイト)に包埋後、表面をアルミナ(#800、#2000、#4000)、ダイヤモンドペースト(3 μm、1/4 μm)をもちいて研磨し、厚片を作製した。1000 °C で3時間および6時間加熱した試料については、研磨薄片を作製した。研磨試料は、光学顕微鏡および走査型電子顕微鏡(SEM-EDS-CL; JEOL JSM-5900LV: エネルギー分散型 X 線分析システム Oxford LINK ISIS および、カソードルミネッセンス検出器 Gatan Mono CL を実装)を用いて組織観察およびカソードルミネッセンス像観察を行なった。鉱物の結晶構造は、顕微ラマン分光装置(Jasco NRS-1000)にて測定を行なった。主要鉱物の化学組成分析は、X 線マイクロアナライザー(EPMA; JEOL JXA-8200)をもちいて分析を行なった。分析条件は、加速電圧 15 kV、プローブ電流およびビーム径はかんらん石および輝石に対しては 30 nA および焦点ビーム、斜長石およびガラスに対しては、電子線による試料損傷の影響で、揮発性の高いアルカリ元素(Na など)が蒸発するのを避けるため、それぞれ 5 nA、5 μm で行った。すべての EPMA 分析で ZAF 補正を使用した。衝撃圧縮実験および加熱実験により得たバデレアイトの U-Th-Pb 同位体分析は、Misawa et al. (2005)と同様の方法を用いて SHRIMP II にて行なった。一次イオンビームとして 10 kV で加速した O₂⁻イオンを使用し、70 μm Köhler aperture によってビーム径を~20 μm に、一次イオンビーム強度を~2 nA とした。ソーススリットを 80 μm とした。質量分解能(m/Δm)は 1 %のピークの高さで計測し、~5500 であった。分析は、9つの質量(⁹⁰Zr¹⁶O、²⁰⁴Pb、バックグラウンド、²⁰⁶Pb、²⁰⁷Pb、²⁰⁸Pb、²³⁸U、²³²Th¹⁶O、²³⁸U¹⁶O)にて、1スポットあたり7スキャン行った。

U 濃度の標準試料として、SL-13 ジルコン(U=238 ppm)および 91500 ジルコン(U=81.2 ppm)、Pb/U 分別の補正用標準試料として Phalaborwa バデレアイト (TIMS 年代; 2059.6Ma、Heaman and LeCheminant, 1993; Reischmann, 1995; Heaman, 2009)を用いた。分析データは SQUID 2.50(Ludwig, 2009a)を用いて解析した。

測定したデータのうち、²⁰⁸Pb のシグナルをコモン Pb の指標として用い、Stacey and Kramers (1975)が方鉛鉱から求めた鉛の同位体比を用いてコモン Pb の補正を行った。²⁰⁸Pb を用いたコモン Pb の補正には、同時に計測した ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb および Th/U 比を用いる。鉱物の結晶化から U, Th, Pb の損失(もしくは獲得)がない場合、放射起源の ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb は Th/Pb と相互に関連し、以下の式で表される。

$$\left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}}\right)^* = \frac{{}^{232}\text{Th} [\exp(\lambda_{232}t) - 1]}{{}^{238}\text{U} [\exp(\lambda_{238}t) - 1]} \quad (18)$$

測定値にコモン Pb が含まれている場合、計測された $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ は、(18)式で求まる放射起源の $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ よりも大きくなる。バデレアイトは、結晶化時に Th をほとんど含まないため、測定される ^{208}Pb のほとんどはコモン Pb である。U-Pb および Pb-Pb 年代は Isoplot/Ex ver. 3.75(Ludwig, 2009b)を用いて計算した。

4 結果

4.1 衝撃圧縮実験

1) 組織

出発物質である玄武岩(S690-7a; Yokose et al., 2005)は、かんらん石($\sim 400 \mu\text{m}$; $\text{Fa}_{9.23}$)の斑晶とその周囲を埋めている基質からなる。基質は柱状の斜長石($\text{An}_{67}\text{Or}_{0.4}\text{-An}_{55}\text{Or}_{1.4}$)とその間を埋める輝石($\text{En}_{33}\text{Wo}_{44}\text{-En}_{67}\text{Wo}_{17}$)およびガラスからなるインターサータル組織を示す(第 2-9 図)。24、34、47 GPa の衝撃圧を加えた試料の基質の組織に、出発物質である玄武岩のインターサータル組織からの変化は見られない(第 2-10 図)。斜長石の結晶構造は衝撃ガラス(マスケリナイト)へと変化した。また、34 および 47 GPa の衝撃圧を加えた試料の玄武岩基質には、部分的に熔融組織が認められる。47 GPa の試料には多くの気泡($\sim 10\text{-}40 \mu\text{m}$)が認められる。かんらん石の斑晶およびバデレアイトの結晶は、不規則に破砕した。57 GPa の衝撃圧を加えた試料の基質は全熔融し、出発物質のインターサータル組織は残されていない。

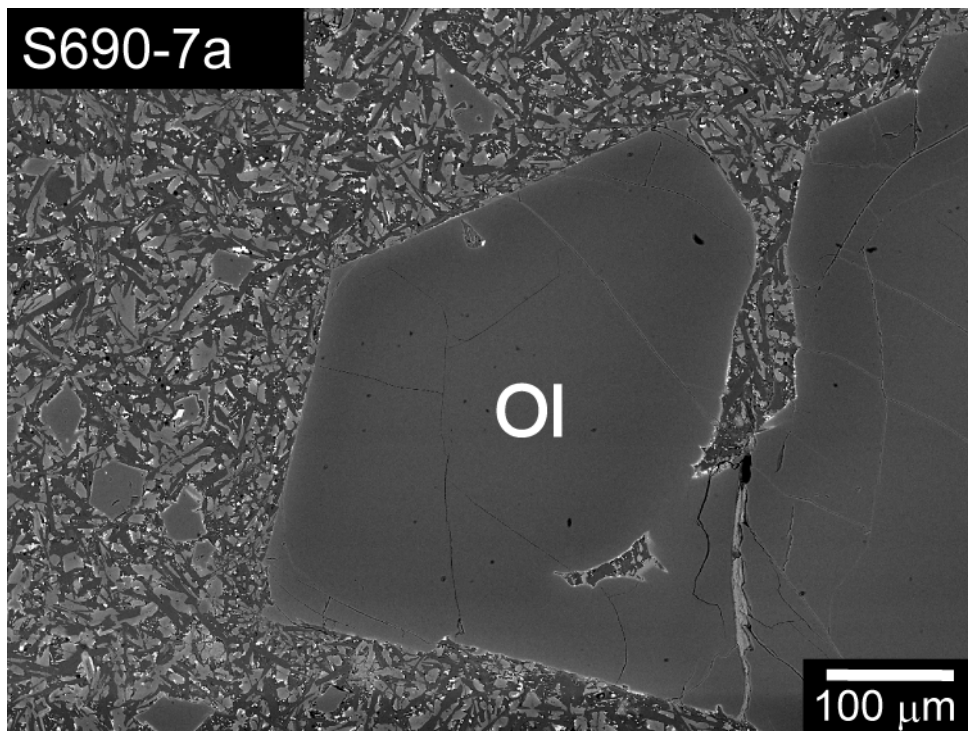
2) カソードルミネッセンス像

出発物質である Phalaborwa バデレアイトおよび衝撃を加えた試料に含まれるバデレアイトの、カソードルミネッセンス像を第 2-11 図に示す。出発物質である Phalaborwa バデレアイトではカソードルミネッセンスの発光は確認できない。24 GPa の衝撃圧を加えた試料では、バデレアイトのリムおよび割れ目に沿った発光が認められる。34 GPa で衝撃圧を加えたサンプルでは、24 GPa で確認できた発光に加え、バデレアイトの内部でも弱い発光が認められる。47 および 57 GPa の衝撃圧を加えた試料では、バデレアイト全体からの発光が認められる。

4.2 加熱実験

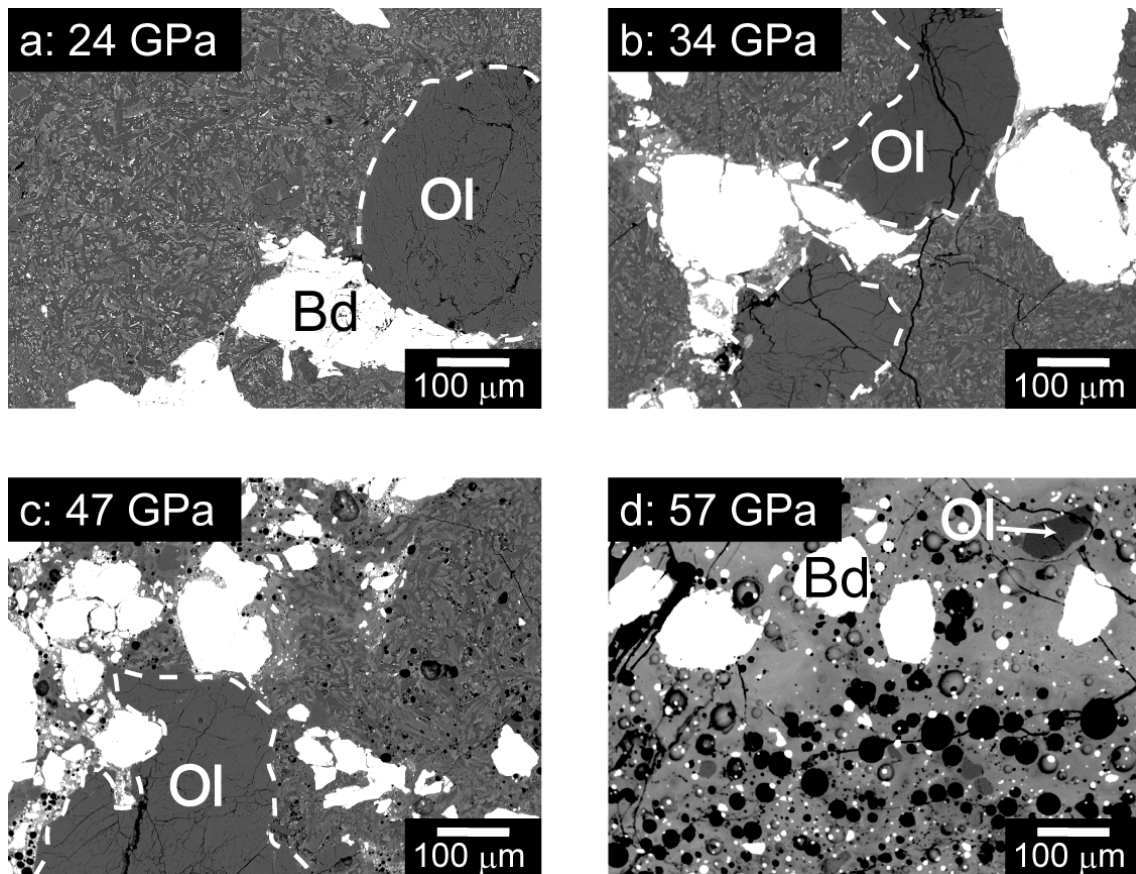
1) 組織の変化

かんらん石およびバデレアイトは、1000 °C にて 3 時間および 6 時間加熱した試料では熔融していない(第 2-12 図)。かんらん石には強いモザイク組織が認められる(第 2-13 図)。加熱した試料の玄武岩基質はほぼ全熔融し、多くの気泡が確認できた。1300 °C で 1 時間加熱したサンプルは、バデレアイトおよびかんらん石を除いて全熔融している。細粒の自形を示すジルコン(ZrSiO_4 ; $\sim 10\text{-}20 \mu\text{m}$)が結晶化が確認できる。ジルコンは、細粒のバデレアイト (2–3 μm) を包有する。



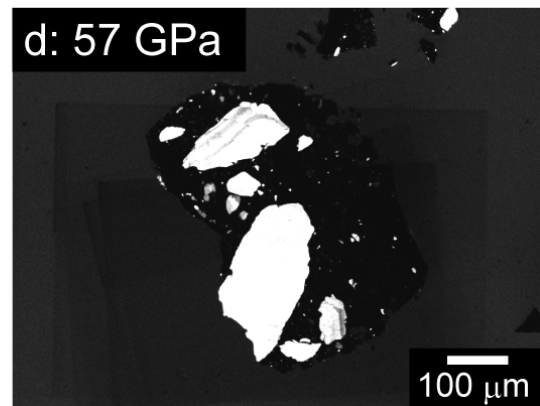
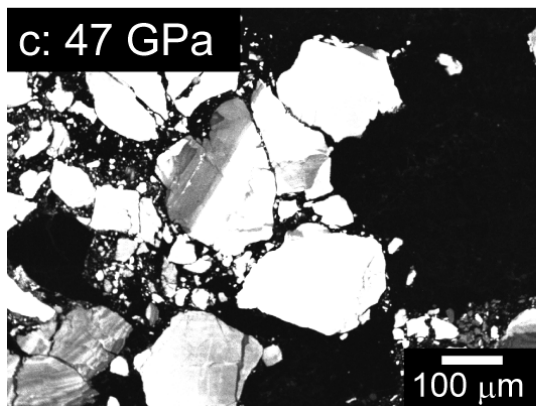
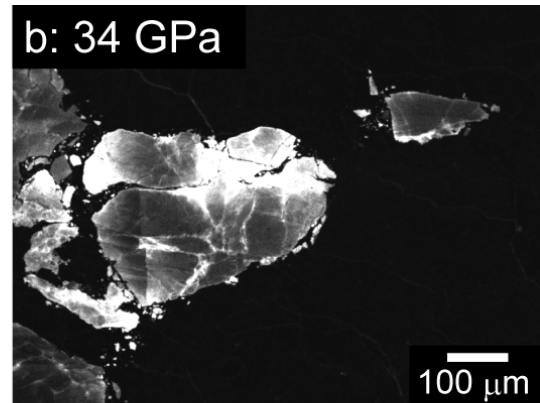
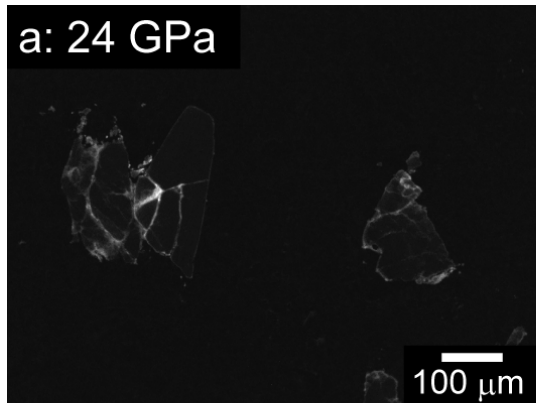
第 2-9 図 ハワイ産玄武岩、S690-7a の電子顕微鏡写真（後方散乱電子像）。

かんらん石の斑晶とその周囲を埋めている基質からなる。基質は柱状の斜長石とその間を埋める輝石およびガラスからなるインターサータル組織を示す。Ol: かんらん石。



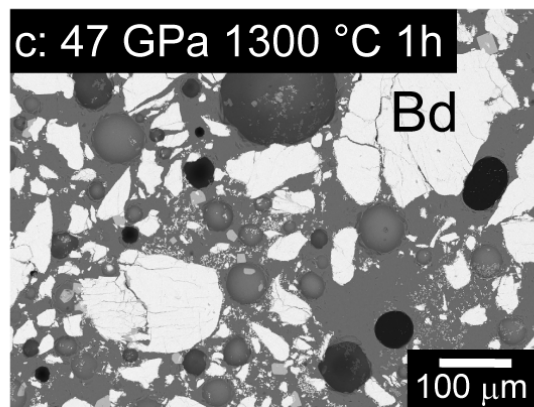
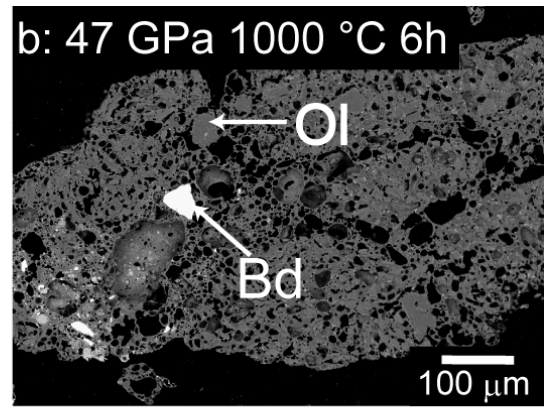
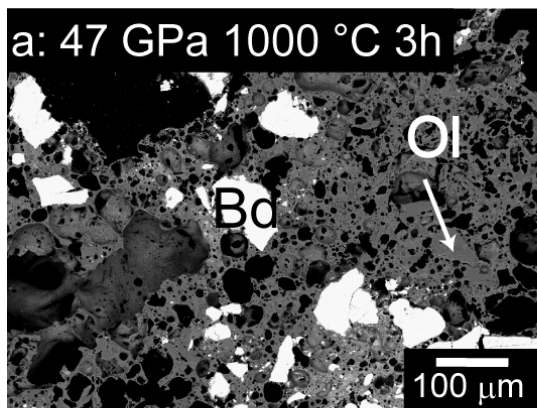
第 2-10 図 衝撃圧縮実験により衝撃圧を加えた試料の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)。

a: 24 GPa の衝撃を加えた試料。b: 34 GPa の衝撃を加えた試料。c: 47 GPa の衝撃を加えた試料。d: 57 GPa の衝撃を加えた試料。24, 34, 47 GPa の衝撃圧を加えた試料の基質の組織は、出発物質である玄武岩のインターサータル組織からの変化は見られない。34 および 47 GPa の衝撃圧を加えた試料の基質は部分的に熔融組織が認められる。57 GPa の衝撃圧を加えた試料の基質は全熔融し、出発物質のインターサータル組織は残されていない。Ol: かんらん石。Bd: バデレアイト。



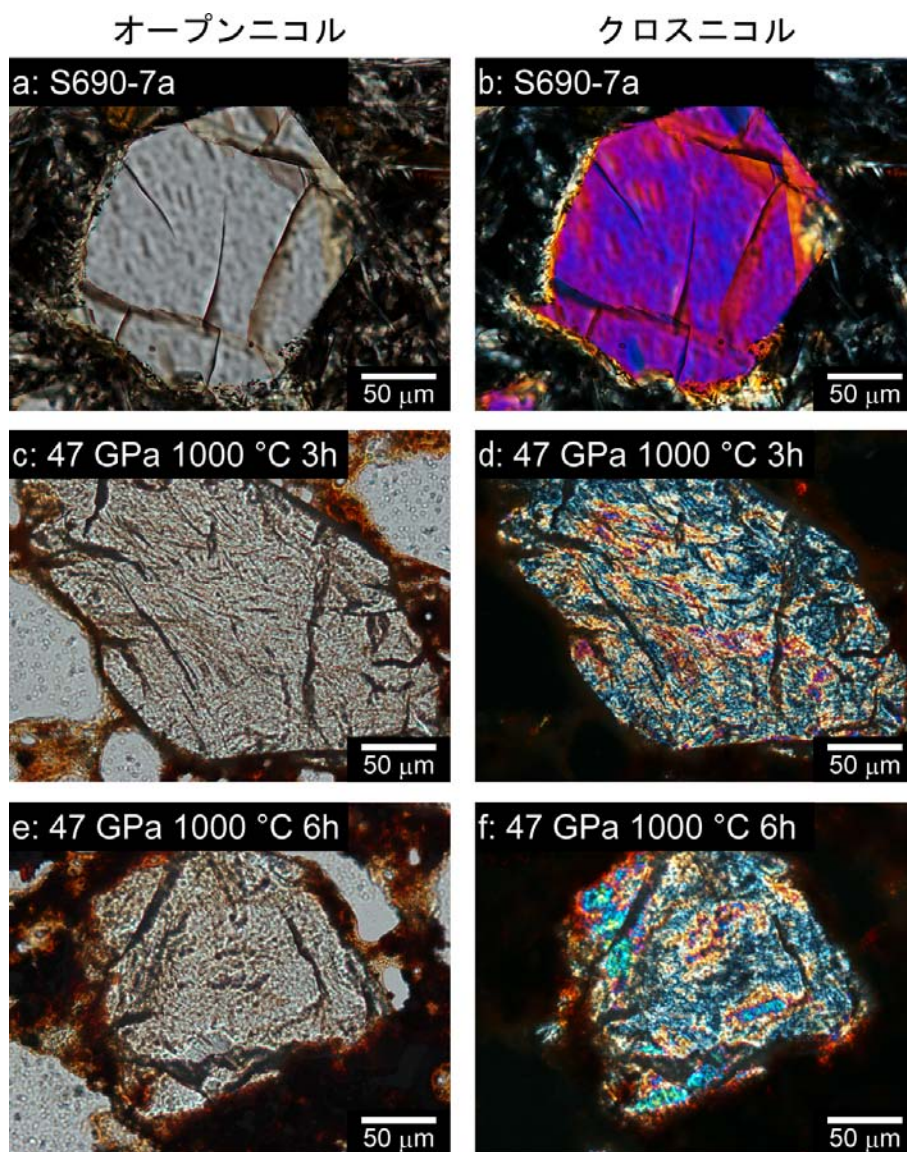
第 2-11 図 衝撃圧縮実験により衝撃圧を加えた試料のカソードルミネッセンス像。

a: 24 GPa の衝撃を加えた試料。バデレイトのリムおよび割れ目に沿った発光が認められた。b: 34 GPa の衝撃を加えた試料。バデレイトの内部でも弱い発光が認められる。c: 47 GPa の衝撃を加えた試料。バデレイト全体からの発光が認められる。d: 57 GPa の衝撃を加えた試料。47 GPa と同様にバデレイト全体からの発光が認められる。



第 2-12 図 加熱実験により熱した試料の電子顕微鏡写真(後方散乱電子像)。

a: 1000 °C で 3 時間加熱した試料。b: 1000 °C で 6 時間加熱した試料。c: 1300 °C で 1 時間加熱した試料。1000 °C で 3 時間および 6 時間加熱した試料では、かんらん石およびバデレアイトは溶融しなかった。1300 °C で 1 時間加熱したサンプルはバデレアイトおよびかんらん石を除いて全溶融した。バデレアイトにも部分的な溶融が確認できた。Ol: かんらん石。Bd: バデレアイト。



第 2-13 図 出発物質の玄武岩および 1000 °C で加熱した試料に含まれるかんらん石の光学顕微鏡写真。
 a: S690-7aに含まれるかんらん石(オープンニコル)。b: S690-7aに含まれるかんらん石(クロスニコル)。c: 1000 °C
 で 3 時間加熱した試料(オープンニコル)。d: 1000 °C で 3 時間加熱した試料(クロスニコル)。e: 1000 °C で 6 時
 間加熱した試料(オープンニコル)。e: 1000 °C で 6 時間加熱した試料(クロスニコル)。衝撃圧縮実験後に加熱し
 た試料に含まれるかんらん石にはモザイク構造が見られる。

2) カソードルミネッセンス像

加熱した試料中のバデレアイトのカソードルミネッセンス像では、出発物質である 47 GPa で衝撃圧を加えた試料中のバデレアイトの発光からの変化は見られない(第 2-14 図)。加熱温度と加熱時間、カソードルミネッセンスの発光に係性は認められない。

4.3 ラマンスペクトル

Phalaborwa バデレアイトのラマンスペクトルにおいては、177、333、477、616、636 cm^{-1} に主要ピークが認められる。これらのピークは単斜晶系であることを示している。24 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイトでは、主要ピーク位置に変化は認められない。34、47 および 57 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイトでは、高波数側に 2-4 cm^{-1} のピークシフトが認められる(第 2-15 図)。圧力に関連した高波数側へのラマンスペクトルのピークシフトは、静水圧下(~8 GPa)で確認されている(Bouvier et al., 2002)。加熱したすべてのバデレアイトは、出発物質である 47 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイトのピーク位置から低波数側へ 3 cm^{-1} のピークシフトが認められ、Phalaborwa バデレアイトのピーク位置に近づいた。衝撃圧を加えたバデレアイト、加熱したバデレアイトは、単斜晶系を示しており、高压相(斜方晶系 I、II)や高温相(正方、立方晶系)への相転移は認められない。

4.4 化学組成

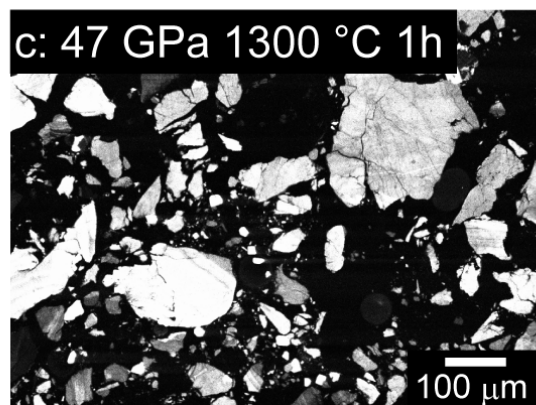
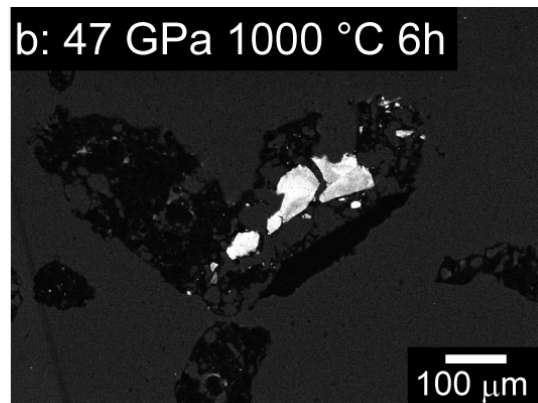
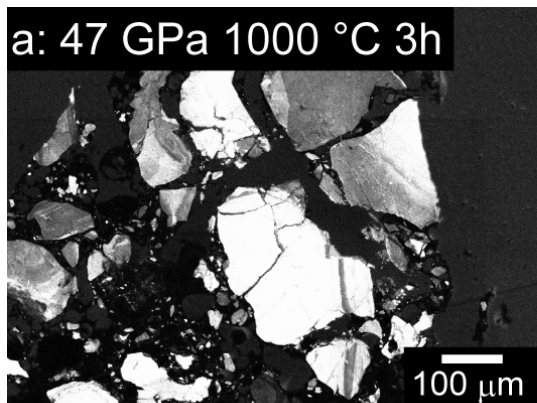
1) かんらん石

かんらん石組成のばらつきは、Percent Mean Deviation (PMD; McSween and Grimm, 1983)によって判定される。PMD は以下の式で求める。

$$\text{PMD}=100(\overline{\text{Fe}}_{\text{A.D.}}/\overline{\text{Fe}}_{\text{Average}})$$

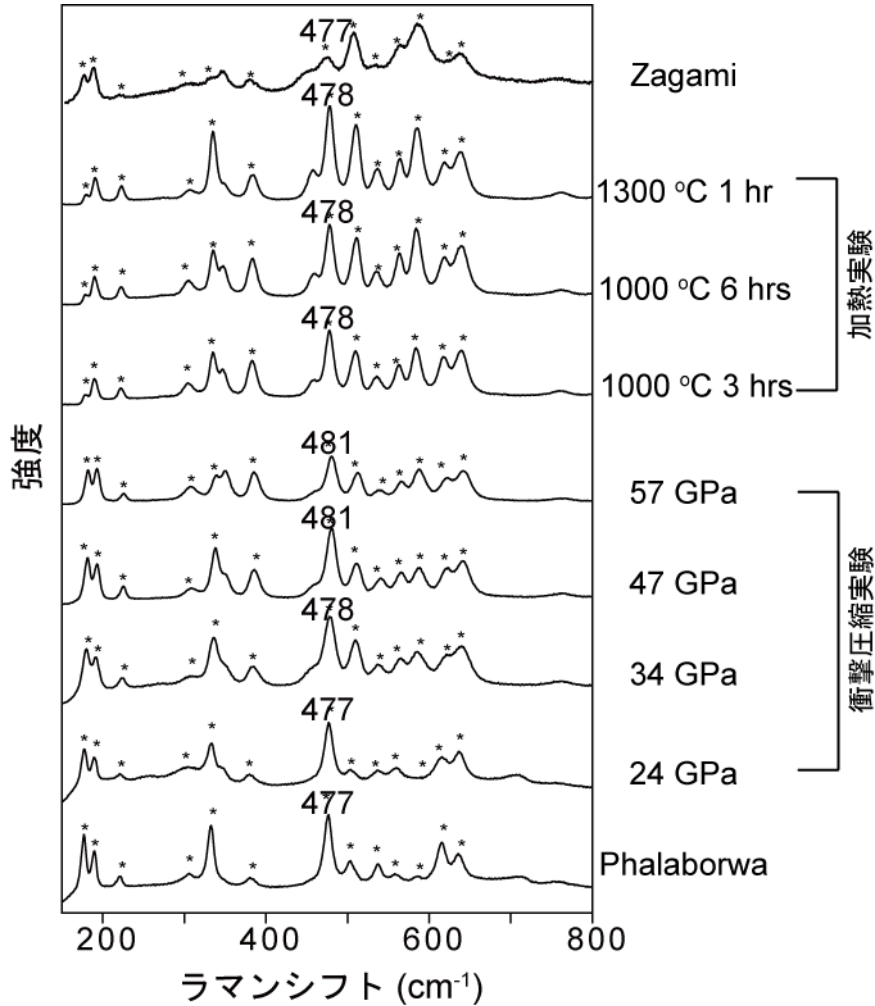
$\overline{\text{Fe}}_{\text{A.D.}}$ は Fe 組成(wt.%)の平均偏差、 $\overline{\text{Fe}}_{\text{Average}}$ は Fe 組成(wt.%)の平均を表す。PMD 値が小さいほど均質な組成となる。

出発物質である S690-7a 玄武岩に含まれるかんらん石の斑晶は、不均質な組成範囲(Fa_{8-22} ; PMD=14)を示し、FeO、MgO、CaO の化学組成の累帯構造を示す(第 2-16 図; 第 2-4 表)。24、34、47、57 GPa の衝撃圧を加えた試料に含まれるかんらん石の組成は、それぞれ、 Fa_{9-19} (PMD=18)、 Fa_{9-30} (PMD=19)、 Fa_{9-21} (PMD=19)、



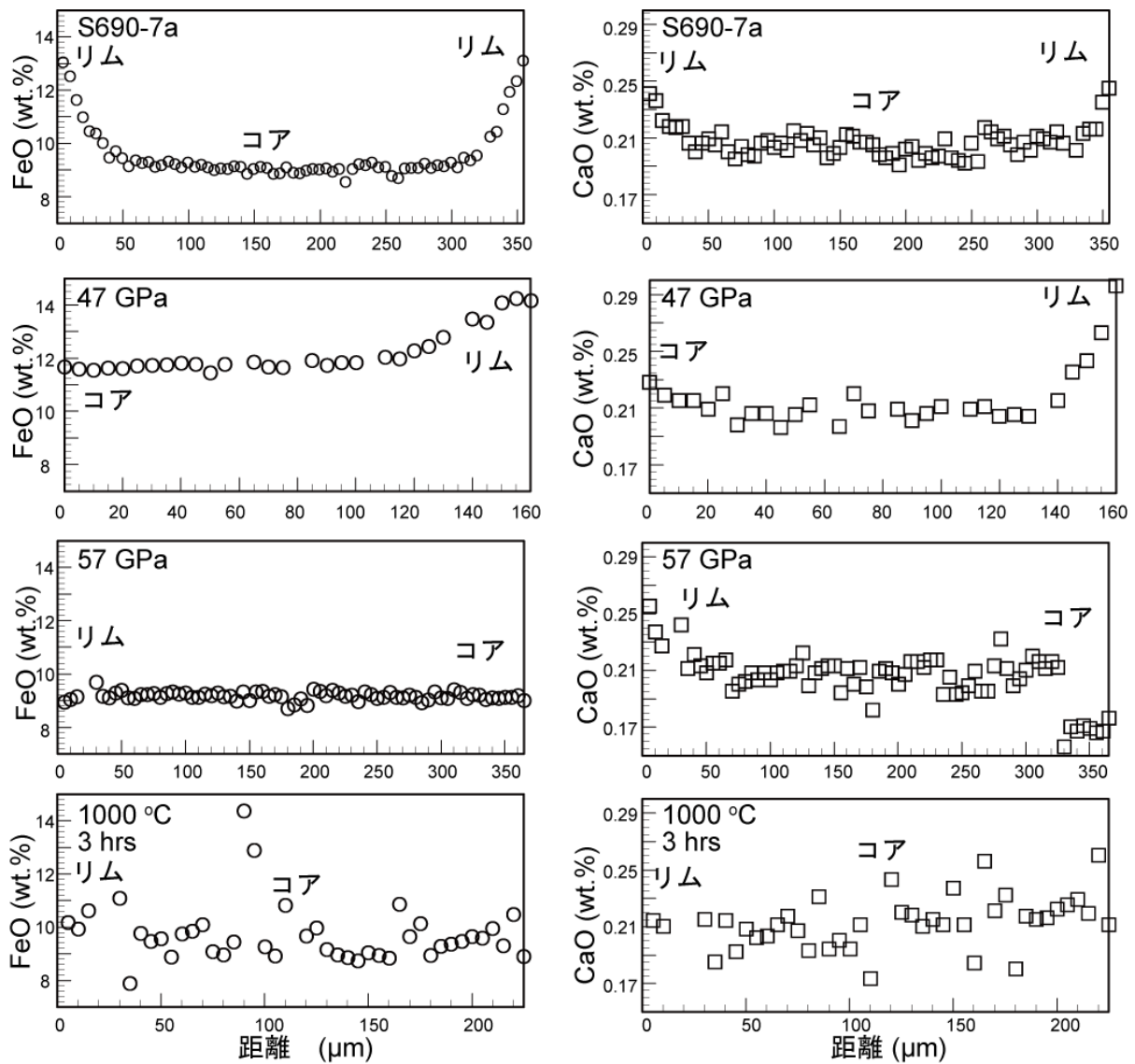
第 2-14 図 加熱実験により熱した試料のカソードルミネッセンス像。

a: 1000 °C で 3 時間加熱した試料。b: 1000 °C で 6 時間加熱した試料。c: 1300 °C で 1 時間加熱した試料。出発物質である 47 GPa で衝撃圧を加えた試料中のバデレイトの発光からの変化は見られなかった。



第 2-15 図 衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えたバデレイトおよび加熱実験により熱したバデレイトのラマンスペクトル。

34, 47 および 57 GPa の衝撃圧を加えたバデレイトには、高波長側に $2\text{-}4\text{ cm}^{-1}$ のピークシフトが認められた。衝撃実験後に加熱したすべてのバデレイトは、出発物質である 47 GPa の衝撃圧を加えたバデレイトのピーク位置から 3 cm^{-1} Phalaborwa バデレイトのピーク位置に近づいた。衝撃圧を加えたバデレイト、加熱したバデレイトのすべての試料は、単斜晶系を示しており、高压相や高温相への相転移は認められない。



第 2-16 図 衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えたかんらん石および加熱実験により熱したかんらん石の化学累帯構造。

化学組成の累帯構造は、24, 34, 47 GPa の試料において保存されていた。57 GPa の試料では FeO および MgO の化学組成の累帯構造は消失し、CaO の累帯構造はわずかに乱された。1000 °C で 3 時間および 6 時間加熱した試料に含まれる、かんらん石の主要元素の化学累帯構造は乱された。

第2-4表 S690-7a中のかんらん石および衝撃を加えたかんらん石の化学組成 (wt.%)。

	S690-7a		24 GPa		34 GPa		47 GPa		57 GPa	
	リム	コア	リム	コア	リム	コア	リム	コア	リム	コア
SiO ₂	40.3 (0.1)	40.9 (0.1)	39.2 (0.1)	39.8 (0.1)	39.2 (0.1)	40.9 (0.1)	39.7 (0.1)	40.5 (0.1)	40.7 (0.1)	40.7 (0.1)
TiO ₂	0.00	0.00	0.02 (0.01)	0.00	0.05 (0.01)	0.00	0.02 (0.01)	0.02 (0.01)	0.03 (0.01)	0.00
Al ₂ O ₃	0.04 (0.01)	0.05 (0.01)	0.05 (0.01)	0.06 (0.01)	0.07 (0.01)	0.06 (0.01)	0.03 (0.01)	0.08 (0.01)	0.09 (0.01)	0.06 (0.01)
Cr ₂ O ₃	0.07 (0.01)	0.07 (0.01)	0.04 (0.01)	0.08 (0.01)	0.06 (0.01)	0.09 (0.01)	0.07 (0.01)	0.10 (0.01)	0.25 (0.01)	0.08 (0.01)
FeO	13.1 (0.1)	9.1 (0.1)	15.3 (0.1)	9.1 (0.1)	14.7 (0.1)	9.6 (0.1)	14.4 (0.1)	9.2 (0.1)	9.0 (0.1)	9.2 (0.1)
MnO	0.17 (0.02)	0.10 (0.02)	0.19 (0.02)	0.12 (0.02)	0.20 (0.02)	0.15 (0.02)	0.18 (0.02)	0.10 (0.02)	0.16 (0.02)	0.10 (0.02)
MgO	46.8 (0.1)	49.5 (0.1)	45.2 (0.1)	49.9 (0.1)	45.2 (0.1)	49.7 (0.1)	45.5 (0.1)	49.2 (0.1)	49.2 (0.1)	49.7 (0.1)
CaO	0.24 (0.01)	0.21 (0.01)	0.28 (0.01)	0.20 (0.01)	0.29 (0.01)	0.22 (0.01)	0.30 (0.01)	0.22 (0.01)	0.26 (0.01)	0.20 (0.01)
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02 (0.01)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.05 (0.01)	0.04 (0.01)	0.03 (0.01)	0.04 (0.02)	0.03 (0.01)	0.02 (0.02)	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.8	100.0	100.3	99.3	99.8	100.7	100.2	99.4	99.7	100.0
Fa	13.6	9.4	19.0	10.6	15.4	9.8	15.1	9.5	9.3	9.4

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

Fa₉₋₁₄(PMD=2)である。化学組成の累帯構造は、24、34、47 GPa の試料において保存されている。57 GPa の試料では、FeO および MgO の化学組成の累帯構造は消え、CaO の累帯構造がわずかに乱されている。

1000 °C で 3 時間および 6 時間加熱した試料に含まれるかんらん石の組成は、それぞれ Fa₈₋₁₄(PMD=7) および Fa₅₋₁₃(PMD=14)である(第 2-5 表)。主要元素の化学累帯構造は、乱されている(第 2-16 図)。

2) 輝石

S690-7a 玄武岩の基質に含まれる輝石の組成は、En₃₃Wo₄₄-En₆₇Wo₁₆である(第 2-17 図; 第 2-6 表)。24、34、47GPa の衝撃圧を加えたサンプルの基質に含まれる輝石の組成はそれぞれ、En₃₇Wo₄₁-En₆₁Wo₁₇、En₃₀Wo₄-En₅₈Wo₁₅、En₃₂Wo₆₇-En₆₇Wo₁₇であった。輝石の組成は大きくは変わらない。57 GPa の衝撃圧を与えた試料および加熱試料では玄武岩基質がほぼ全溶解したため、輝石は存在していない。

3) 斜長石(マスケリナイト)

S690-7a 玄武岩の基質に含まれる斜長石の組成は、An₆₆Or_{0.4}-An₅₅Or_{1.4}である(第 2-18 図; 第 2-7 表)。24、34、47 GPa の衝撃圧を加えたサンプルの基質に含まれる斜長石(マスケリナイト)の組成はそれぞれ、An₆₇Or_{0.6}-An₅₇Or_{2.7}、An₆₉Or_{0.4}-An₅₉Or_{2.7}、An₇₄Or_{0.4}-An₆₀Or_{2.7}である。マスケリナイトの組成は衝撃圧の上昇とともにわずかに An 成分に富む傾向がある。57 GPa の衝撃圧を与えた試料および加熱試料では玄武岩基質がほぼ全溶解したため、斜長石(マスケリナイト)は存在していない。

4) バデレアイト

衝撃圧~57 GPa および高温(~1300 °C)で加熱したバデレアイトの主要元素の組成においても、出発物質である Phalaborwa の主要元素組成と比べて変化はない(ZrO₂ 98 wt.%; HfO₂ ~1.8 wt.%; TiO₂ ~0.2 wt.%; 第 2-8 表)。

4.5 U-Pb 同位体の変化

1) FC1 バデレアイト

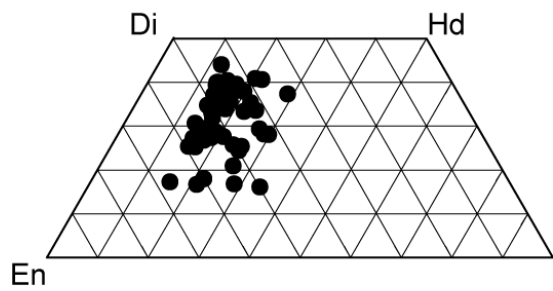
SHRIMP を用いたバデレアイトの同位体分析の精度を確認するために、年代既知のアメリカ、ミネソタ州、Duluth 岩体の FC1 バデレアイトを用いて試験を行った(付録 1)。結果は T-W コンコーディアダイアグラムに示す(第 2-19 図)。SHRIMP により得られたバデレアイトの ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb 年代(1095±14 Ma)は、TIMS 分析により求められた FC1 ジルコンの年代(1099±0.6 Ma; Paces and Miller, 1993)と誤差の範囲で一致している。SHRIMP により得られたバデレアイトの ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年代(1092±13 Ma)は、わずかにジルコンの年代より

第2-5表 加熱したかんらん石の化学組成 (wt.%)。

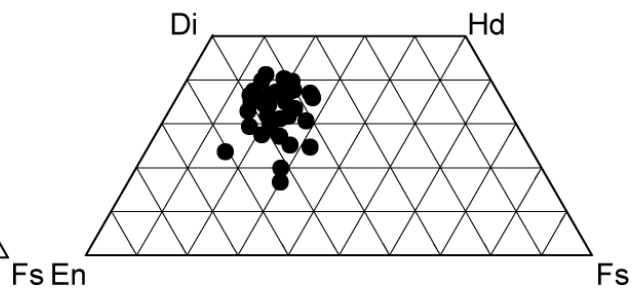
	1000 °C 3 hrs		1000 °C 6 hrs	
	リム	コア	リム	コア
SiO ₂	41.0 (0.1)	40.8 (0.1)	41.7 (0.1)	41.4 (0.1)
TiO ₂	0.02 (0.01)	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.04 (0.01)	0.05 (0.01)	0.07 (0.01)	0.07 (0.01)
Cr ₂ O ₃	0.10 (0.01)	0.10 (0.01)	0.10 (0.01)	0.10 (0.01)
FeO	10.2 (0.1)	9.0 (0.1)	8.0 (0.1)	8.1 (0.1)
MnO	0.13 (0.02)	0.12 (0.02)	0.14 (0.02)	0.13 (0.02)
MgO	48.2 (0.1)	50.2 (0.1)	49.8 (0.1)	50.1 (0.1)
CaO	0.22 (0.01)	0.21 (0.01)	0.21 (0.01)	0.21 (0.01)
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02 (0.01)
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.02 (0.01)	0.03 (0.01)	0.00	0.00
Total	99.9	100.5	100.0	100.1
Fa	10.6	9.1	8.3	8.3

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

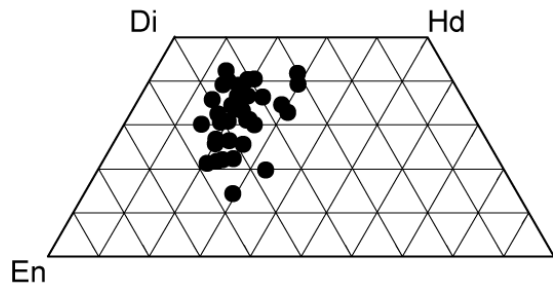
a: S690-7a



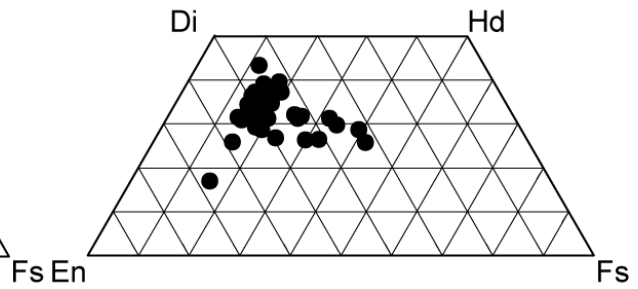
b: 24 GPa



c: 34 GPa



d: 47 GPa



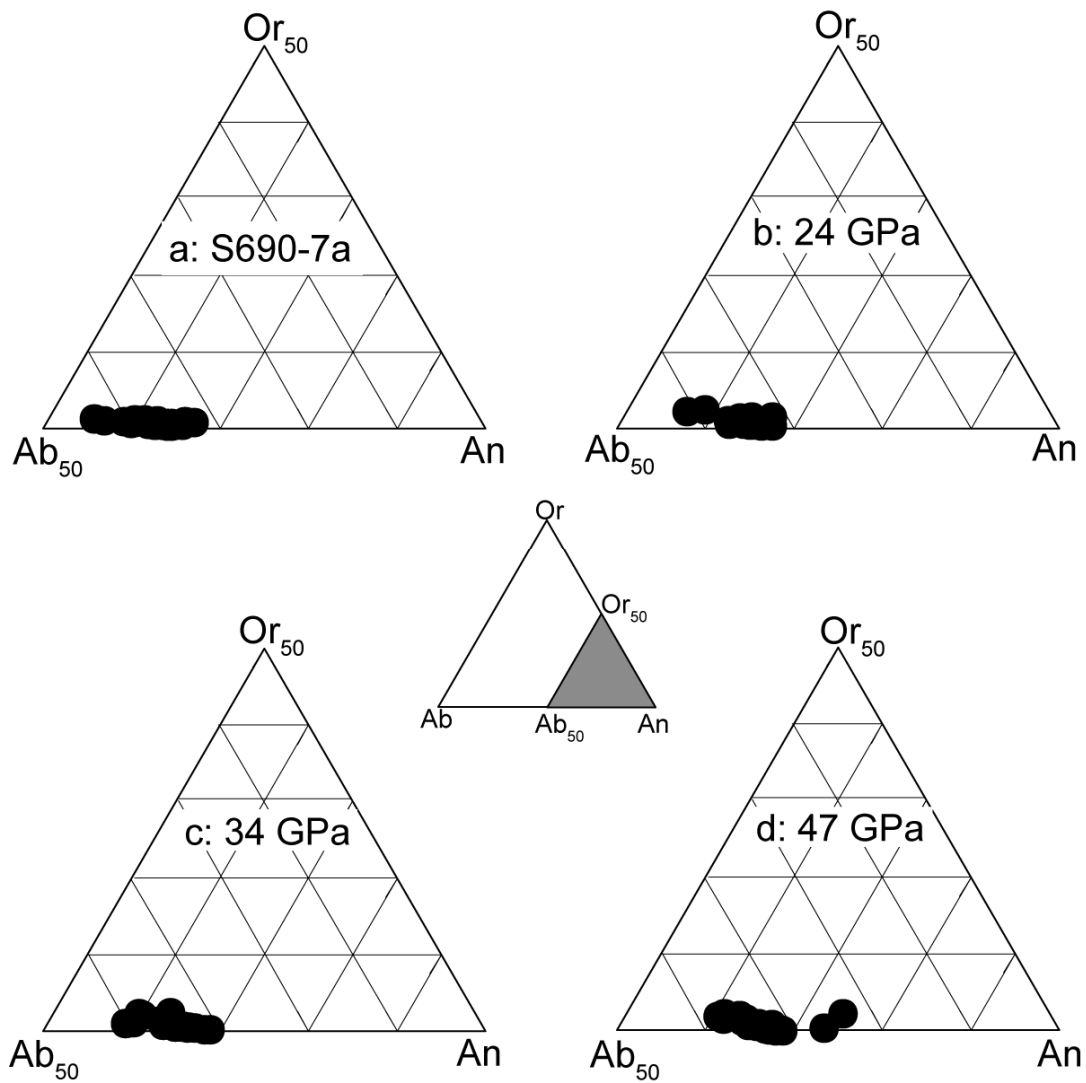
第 2-17 図 衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えた輝石の化学組成。

衝撃圧を加えた輝石の組成は、出発物質である玄武岩に含まれる輝石の組成から大きくは変わらなかった。57 GPa の衝撃圧を与えた試料および加熱試料では玄武岩基質がほぼ全溶解したため、輝石は存在しない。En: エンスタタイト。Di: ディオプサイド。Hd: ヘデンバージャイト。Fs: フェロシライト。

第2-6表 輝石の組成 (wt.%)。

	S690-7a	衝撃圧縮実験					
		24 GPa		34 GPa		47 GPa	
SiO ₂	47.9 (0.1)	50.3 (0.1)	48.7 (0.1)	50.9 (0.1)			
TiO ₂	1.82 (0.02)	1.11 (0.02)	1.88 (0.02)	1.67 (0.02)			
Al ₂ O ₃	4.58 (0.03)	8.50 (0.04)	4.78 (0.03)	4.64 (0.03)			
Cr ₂ O ₃	0.15 (0.04)	0.10 (0.01)	0.09 (0.01)	0.16 (0.01)			
FeO	11.9 (0.1)	11.7 (0.1)	13.2 (0.1)	12.0 (0.1)			
MnO	0.21 (0.02)	0.22 (0.02)	0.29 (0.02)	0.27 (0.02)			
MgO	14.2 (0.1)	14.7 (0.1)	15.2 (0.1)	17.2 (0.1)			
CaO	18.0 (0.03)	12.4 (0.03)	15.70 (0.03)	13.5 (0.03)			
Na ₂ O	0.34 (0.02)	0.80 (0.02)	0.33 (0.02)	0.31 (0.02)			
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.04 (0.01)			
P ₂ O ₅	0.04 (0.01)	0.04 (0.01)	0.03 (0.01)	0.06 (0.01)			
Total	99.1	99.9	100.2	100.8			
Fs	19.7	21.7	21.9	20.0			
Wo	38.3	29.5	33.4	28.9			

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。



第 2-18 図 衝撃圧縮実験にて衝撃圧を加えた斜長石(マスクェリナイト)の化学組成。
 マスケリナイトの組成は衝撃圧の上昇とともにわずかに An 成分に富む傾向がある。57 GPa の衝撃圧を与えた試料および加熱試料では玄武岩基質がほぼ全溶解したため、斜長石(マスクェリナイト)は存在しない。

第2-7表 斜長石（マスケリナイト）の組成 (wt.%)。

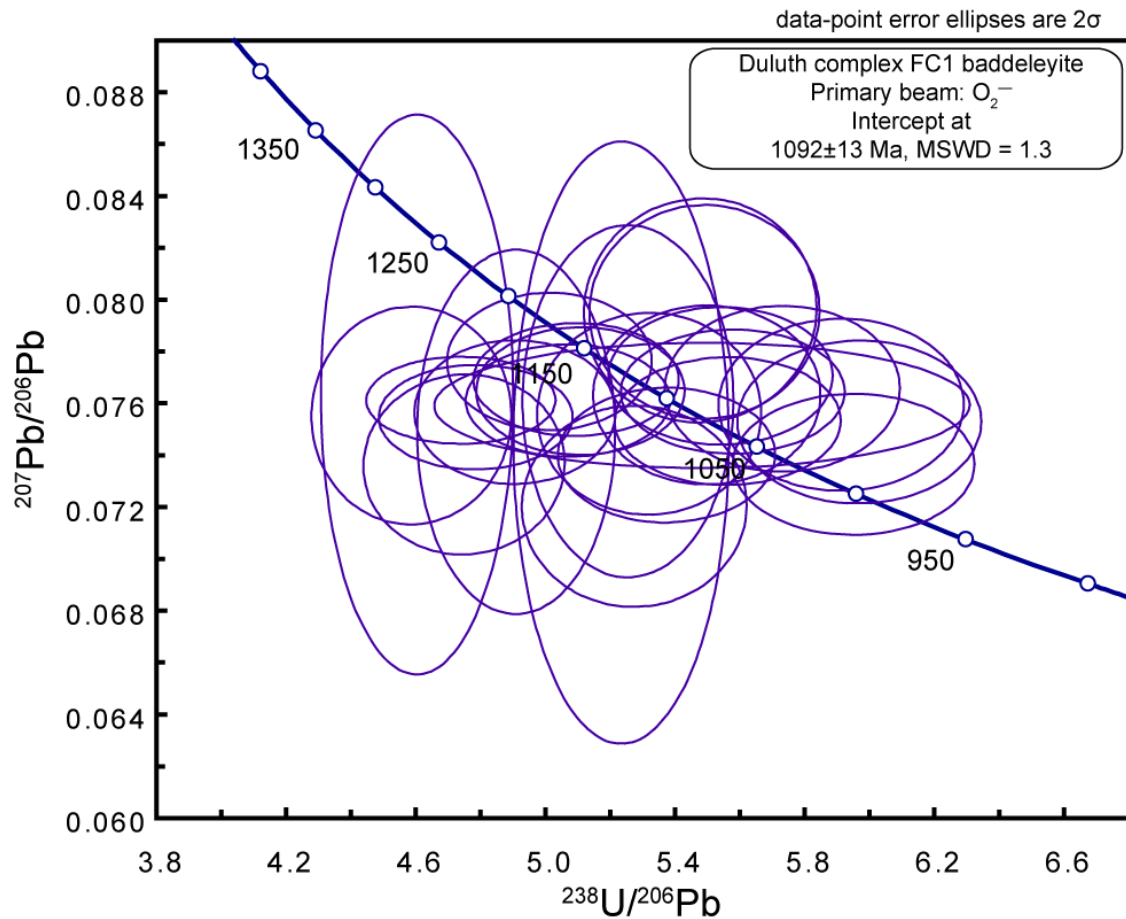
	S690-7a	衝撃圧縮実験					
		24 GPa		34 GPa		47 GPa	
SiO ₂	54.6 (0.2)	51.9 (0.2)	52.5 (0.2)	55.7 (0.2)			
TiO ₂	0.26 (0.03)	0.15 (0.03)	0.13 (0.03)	1.00 (0.05)			
Al ₂ O ₃	27.3 (0.2)	27.7 (0.2)	27.1 (0.2)	24.1 (0.2)			
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00			
FeO	1.7 (0.1)	1.3 (0.1)	1.6 (0.1)	2.7 (0.1)			
MnO	0.00	0.00	0.00	0.10 (0.05)			
MgO	0.29 (0.02)	0.35 (0.02)	0.42 (0.02)	0.43 (0.02)			
CaO	12.0 (0.06)	14.6 (0.08)	14.3 (0.08)	12.1 (0.08)			
Na ₂ O	4.09 (0.09)	4.06 (0.09)	4.04 (0.09)	4.01 (0.09)			
K ₂ O	0.20 (0.01)	0.11 (0.01)	0.15 (0.01)	0.32 (0.02)			
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.06 (0.04)	0.28 (0.06)			
Total	100.4	100.2	100.3	100.7			

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

第2-8表 バデレアイトの化学組成 (wt.%)。

Phalaborwa	衝撃圧縮実験					加熱実験		
	24 GPa	34 GPa	47 GPa	57 GPa	1000 °C 3 hrs	1000 °C 6 hrs	1300 °C 1 hr	
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.20 (0.03)	0.07 (0.02)	0.15 (0.02)	0.00	0.25 (0.02)	0.36 (0.02)	0.10 (0.02)	0.16 (0.02)
CaO	0.03 (0.01)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03 (0.01)
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZrO ₂	97.9 (0.4)	98.5 (0.4)	98.0 (0.4)	98.8 (0.4)	98.2 (0.4)	98.2 (0.4)	98.2 (0.4)	98.4 (0.4)
HfO ₂	1.92 (0.03)	1.62 (0.03)	1.82 (0.03)	1.33 (0.03)	1.54 (0.03)	1.76 (0.03)	1.77 (0.03)	1.74 (0.03)
Y ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.1	100.2	100.0	100.1	100.0	100.3	100.1	100.3

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。



第 2-19 図 FC1 バデレイト(Duluth complex)の U-Pb 同位体。

一次イオンとして O_2^- ビームを使用した。バデレイトの $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ データ (1092 ± 13 Ma) は、わずかにジルコンの年代よりも若い、FC1 ジルコンの年代 (1099 ± 0.6 Ma; Paces and Miller, 1993) と誤差の範囲で一致している。

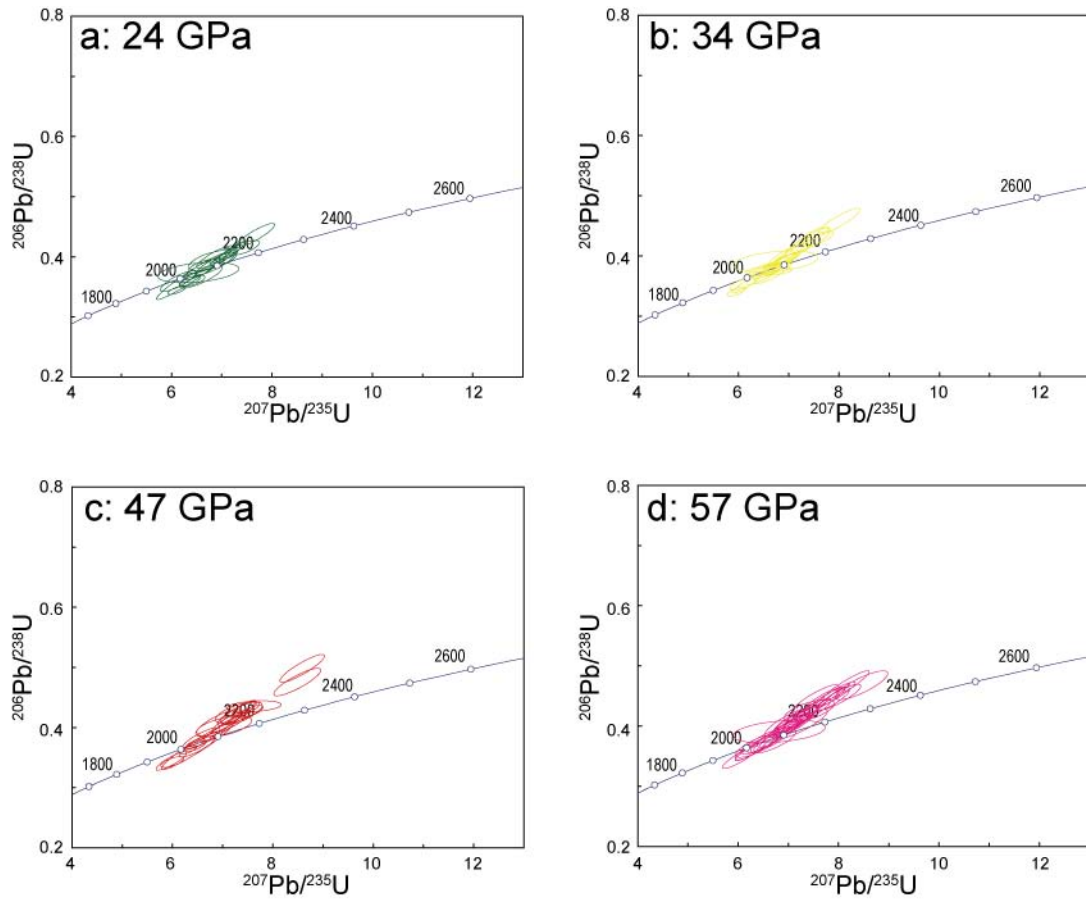
も若い、バデレアイトの U および Pb 同位体が衝撃変成作用により攪乱されるかを判断するには十分な精度を持っていると判断された。

2) 衝撃圧縮実験による U-Pb 同位体系

衝撃圧縮実験により得た試料に含まれるバデレアイトの分析値を付録 2 に示す。第 2-20 図に示すコンコーディアダイアグラムは、衝撃を与えたバデレアイトと衝撃を与えていない Phalaborwa バデレアイトの U-Pb 年代は誤差の範囲内で一致していることを示している。衝撃圧と U および Pb 同位体の乱れに関係性は見られない。最大 57 GPa の衝撃には、バデレアイトの U-Pb 年代のリセットは確認できなかった。

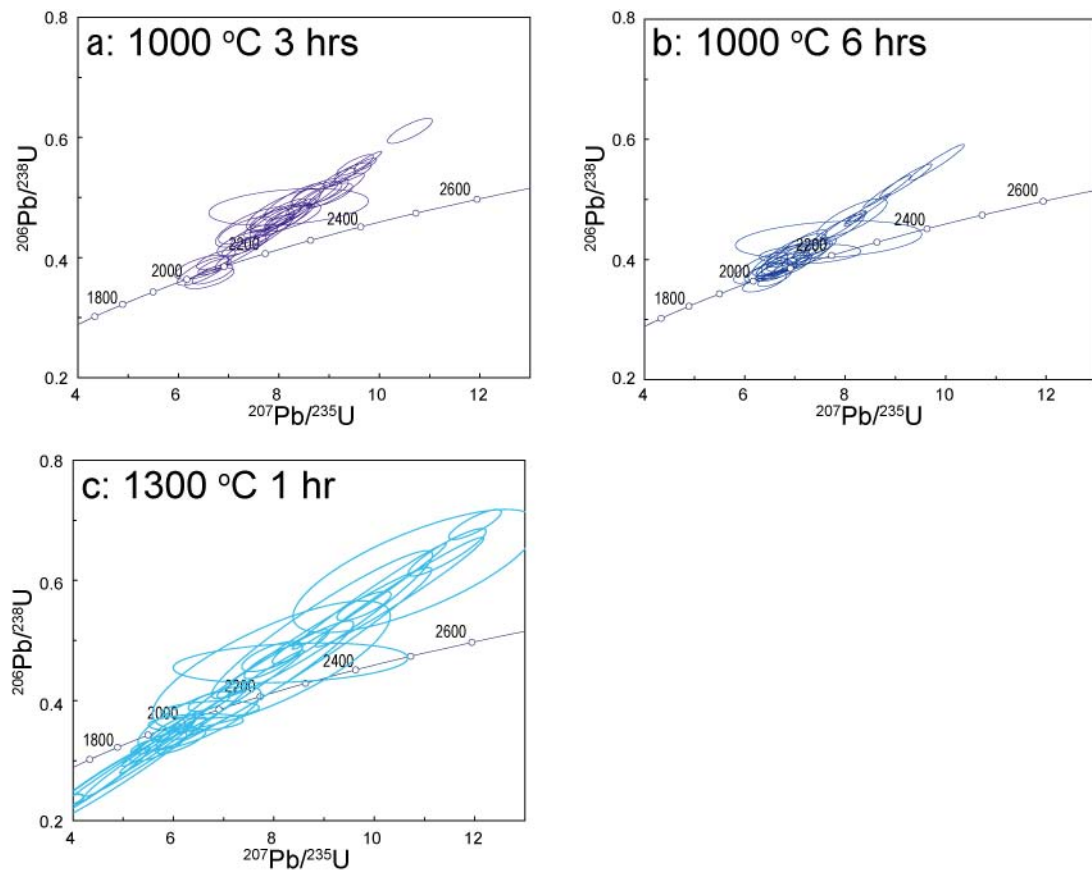
3) 加熱実験による U-Pb 同位体系

47 GPa の衝撃を加えた後に加熱した試料に含まれるバデレアイトの分析値を付録 3 に示す。U-Pb 同位体のデータは、コンコーディアダイアグラムに示す(第 2-21 図)。1000 °C で 3 時間および 1300 °C で 1 時間加熱したバデレアイトの U-Pb 同位体は、出発物質である 47 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイトのデータよりも、リバースディスコーディアを示している(第 2-21 図)。このディスコーディアンシーは、バデレアイトの測定に伴う結晶方位による影響(Wingate and Compston, 2000)および、加熱中の U の損失(もしくは Pb の獲得)の影響を含んでいる。一方、加熱による Pb の損失の影響は、コンコーディアダイアグラムから確認できなかった。



第 2-20 図 衝撃圧縮実験により衝撃圧を加えたバデレアイトの U-Pb 同位体。

a: 24 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイト。b: 34 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイト。c: 47 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイト。d: 57 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイト。衝撃を与えたバデレアイトと衝撃を与えていない Phalaborwa バデレアイトの U-Pb 年代は誤差の範囲内で一致していることを示している。



第 2-21 図 衝撃圧縮実験後に加熱したバデレアイトの U-Pb 同位体。

a: 1000°C で 3 時間加熱したバデレアイト。b: 1000°C で 6 時間加熱したバデレアイト。c: 1300°C で 1 時間加熱したバデレアイト。出発物質である 47 GPa の衝撃圧を加えたバデレアイトのデータよりも、わずかにリバースディスクォーディアを示している。

5 議論

5.1 衝撃圧縮および加熱による岩石組織への影響

衝撃溶融後の温度が高かったとされる火星隕石である Allan Hills(ALH)-77005 では、斜長石の再結晶化が報告されている。Ostertag (1982)はマスケリナイトの加熱実験を行い、45 GPa の衝撃圧が加わったラブラドライトは1000 °Cで0.5 時間もしくは、900 °Cで10 時間加熱すると、再結晶の兆候が観察され、1000 °Cで1 時間もしくは900 °Cで50 時間加熱するとほぼすべてが再結晶することを明らかにした。ALH-77005 には、マスケリナイトのリムに再結晶した斜長石が存在している。このことは、ALH-77005 が経験した衝撃後の加熱は、斜長石の結晶化が始まるには十分な時間があり、すべてが再結晶する前に冷え固まったことを示唆している。45 GPa から 55 GPa の衝撃圧では、衝撃直後の温度は 600~1000 °C であると見積もられている(Stöffler et al., 1991)。Ostertag (1982)の実験により観察された斜長石の再結晶化は、55 GPa の衝撃圧をうけた ALH-77005 の上限とよく一致している。衝撃実験では 24–47 GPa の衝撃圧において、斜長石のマスケリナイト化が観察できた。57 GPa および加熱実験の試料では、玄武岩基質はほぼ全溶融し、斜長石の再結晶化は確認できなかった。

Stöffler et al. (1991)は衝撃溶融には 75–90 GPa 必要であるとしているが、コンドライトの粉末を用いた衝撃実験により、空隙率の高い試料では 45–60 GPa の衝撃圧で衝撃溶融することが確認されており、空隙率が衝撃溶融に寄与することが報告されている(Hörz et al., 2005; Kitamura et al., 1992)。本研究で行った衝撃実験では、玄武岩とバデレアイトの混合試料の空隙率が 26–30 % と高かったため、57 GPa の衝撃圧で玄武岩基質が全溶融したと考えられる。玄武岩基質が全溶融した試料でも、かんらん石およびバデレアイトの結晶は溶け残っており、バデレアイトの結晶は実験条件での衝撃圧および加熱に対して耐性を持つと考えられる。

5.2 バデレアイトの結晶構造

出発物質である Phalaborwa バデレアイトからは、カソードルミネッセンスの発光は確認できなかった。衝撃圧縮実験で衝撃圧を加えたバデレアイトのカソードルミネッセンス像は、衝撃圧の増加とともに発光の強度が増した。一般的にカソードルミネッセンスの発光は、無秩序配列などの結晶構造の欠陥や、放射性元素の壊変に伴う結晶構造の損傷、局所的な希土類元素の存在など、様々な要因により生じるとされる

(Kempe et al., 2000)。衝撃圧に関連したカソードルミネッセンスの変化は、バデレアイトの結晶構造が衝撃圧縮により損傷を受けたことに起因すると考えられる。

二酸化ジルコニウム(ZrO_2)は、ジルコニアとして知られており、合成実験によりいくつかの多形結晶が報告されている。しかし、天然に産する鉱物で報告されている相は、単斜晶系(バデレアイト構造)のみである。ジルコニアは圧力 4 GPa 以下、温度 1200 °C 以下において単斜晶系をとり、これよりも高温環境では正方晶系、立方晶系をとり、70 GPa までの高圧環境では 2 つの斜方晶系をとる(Ohtaka et al., 2001; 第 2-2 図)。Wittmann et al. (2006)は、Ries クレーター(ドイツ)の岩石から、ジルコン($ZrSiO_4$)が部分的に ZrO_2 と SiO_2 に分解した組織を確認し、ラマンスペクトルからジルコニアの高圧相(斜方晶系; Ortho II)が存在している可能性を指摘した。

衝撃圧縮実験においては、バデレアイトのラマンスペクトルに 2-4 cm^{-1} のピークシフトが認められたが、すべての圧力においても単斜晶系であった。このことから、結晶構造に変化はなく、衝撃実験により生じた衝撃圧ではバデレアイトの相転移は起こらなかった。Bouvier et al. (2002)は、ダイヤモンドアンビルを用いた静水圧状態下でのジルコニアの高圧実験により、同様の圧力に関連したラマンピークのシフトを報告している。静水圧下では 8.8 GPa 以上の圧力で高圧相のラマンピークの出現が確認されている(Bouvier et al., 2002)。これらの実験結果は、圧力の持続時間の短い衝撃現象は、静水圧下での実験結果とは必ずしも一致しないことを示している。衝撃実験後の加熱では、47 GPa の衝撃を加えたときに生じたラマンピークシフトが衝撃を加えていないバデレアイトのピークに近づいている。

衝撃圧縮実験で圧力を加えたバデレアイトのカソードルミネッセンスおよびラマンスペクトルの変化は、衝撃圧によりバデレアイトの結晶に生じた損傷(構造欠陥)に起因すると考えられる。バデレアイトの結晶構造の損傷が衝撃圧縮実験後の加熱により修復したことにより、ラマンピークシフトも Phalaborwa バデレアイトに近づいたと考えられる。このことから、バデレアイトの構造に衝撃現象もしくは U の崩壊によって構造欠陥が生じても、高温での加熱により修復される可能性が示唆される。

5.3 U-Pb 同位体系

Wingate and Compston (2000) は、SHRIMP を用いたバデレアイトの U-Pb 同位体分析において、バデレアイトの結晶方位に依存した影響(オリエンテーションエフェクト)が存在していることを報告した。この影響により、分析中に U と Pb の同位体分別が起こるため、 $^{206}Pb/^{238}U$ 同位体比に約 10 % のばらつきが生じるとした。Schmitt et al. (2010)は、CAMECA ims-1270 を用いてバデレアイトの U-Pb 同位体測定を行い、

酸素ガスを注入することで試料室の酸素圧を上昇させる「Oxygen flooding」を用いることでバデレアイトのオリエンテーションエフェクトが低減されることを報告した。本研究における U-Pb 同位体分析は、SHRIMP にて行ったため、バデレアイトの結晶方位に依存した同位体分別の影響を受けている。結晶方位の影響を考慮しても、バデレアイトの周囲を埋めている玄武岩が全溶解した 57 GPa の試料においても、年代がリセットしてしまうような U および Pb 同位体の変化は確認できない。この結果は、57 GPa までの衝撃圧においては、U-Pb 同位体系に影響を与えないことを示している。

Deutsch and Schärer (1990)は、ジルコンを用いた衝撃実験によりジルコン中の U-Pb 同位体がどのような挙動を示すかを明らかにした。彼らの実験では、最大衝撃圧 59 GPa においた Pb の損失は起こらなかった。ただし、天然に起こる衝撃現象で加わる衝撃圧の持続時間は、衝撃実験よりも 10^3 から 10^4 ほど長い(Deutsch and Schärer, 1990)。Misawa et al. (2005) は様々な程度の衝撃を受けたユークライトに含まれるジルコンの SHRIMP 年代を報告し、周囲の鉱物が完全に溶解、発泡するような強い衝撃条件下においても、ジルコンの U-Pb 年代に変化が認められない例を示した。衝撃実験と天然の衝撃現象では、衝撃圧の持続時間が異なっているが、ジルコンを用いた実験と、天然の衝撃現象を経験したジルコンの年代測定の結果は、衝撃現象がジルコンの U-Pb 同位体系に与える影響は少ないということを示唆している。Krough et al. (1984) は、Sudbury インパクトクレーター (カナダ) およびその周辺の岩体から採取されたジルコンおよびバデレアイトの U-Pb 年代を求め、衝撃変成による U-Pb 年代のリセットは起こっていないとした。また、バデレアイトは U の含有量が 2000 ppm を超えているにもかかわらず、U-Pb 同位体データは、ジルコンの U-Pb 同位体データにくらべてコンコードであることから、バデレアイトの U-Pb 同位体はラジエーションダメージや、化学的風化、Pb の損失の影響を受けていないとした。バデレアイトを用いた衝撃実験および加熱実験において、U-Pb 年代がリセットするような乱れは観察されないことから、バデレアイトの U-Pb 同位体系もジルコンと同様に、実験条件と同様の衝撃現象によっては乱されにくい特徴を持つと考えられる。

5.4 バデレアイト中の U, Pb 拡散

シャーゴッタイトの構成鉱物である輝石、かんらん石、斜長石(マスケリナイト)は結晶化した時の化学累帯構造を保っている。1980 年代にもシャーゴッタイトの年代値がもつ地質学的意味についての議論が行われていた。Jones (1986)はシャーゴッタイトの岩石・鉱物学的研究に基づき、年代が持つ地質学的意味についての議論を行い、かんらん石に Fe-Mg の化学累帯構造が残っていることから、Rb-Sr、Sm-Nd、U-Pb

同位体系はサブソリダスでの熱変成によっては乱されず、年代がリセットされることはないとした。本研究で行った衝撃実験の試料中に含まれるかんらん石には、57 GPa の衝撃圧を加えた試料を除き、Fe-Mg の化学累帯が残されていた。57 GPa の試料は周囲の玄武岩基質は全溶解し、かんらん石の組成は均質化した。衝撃実験の後に加熱した試料では、主要元素組成は乱された。

バデレイト中の Pb の拡散速度については、未だに実験データは報告されていない。その他の U を含む鉱物である、ジルコン、タイタナイト、ルチルについての Pb の拡散係数は、実験により求められている(それぞれ Cherniak, 2000a; Cherniak, 1993; Cherniak, 2000b)。これらのデータを、ジルコン中の U の拡散 (Cherniak, 1997)、かんらん石中の Fe-Mg の拡散データ (Misener, 1974)、および Ca の拡散データ (Coogan et al., 2005) とともにまとめたアレニウスプロットを第 2-22 図にしめす。かんらん石の Fe-Mg の拡散速度は Pb²⁺ の拡散速度に比べて十分に速い。

これまでに報告されている拡散係数をもとに、10 μm サイズ(火星隕石中に見られるバデレイトの粒径)の鉱物を仮定した場合の拡散に必要な時間を見積もった。時間、拡散係数、距離は以下の式で近似される。

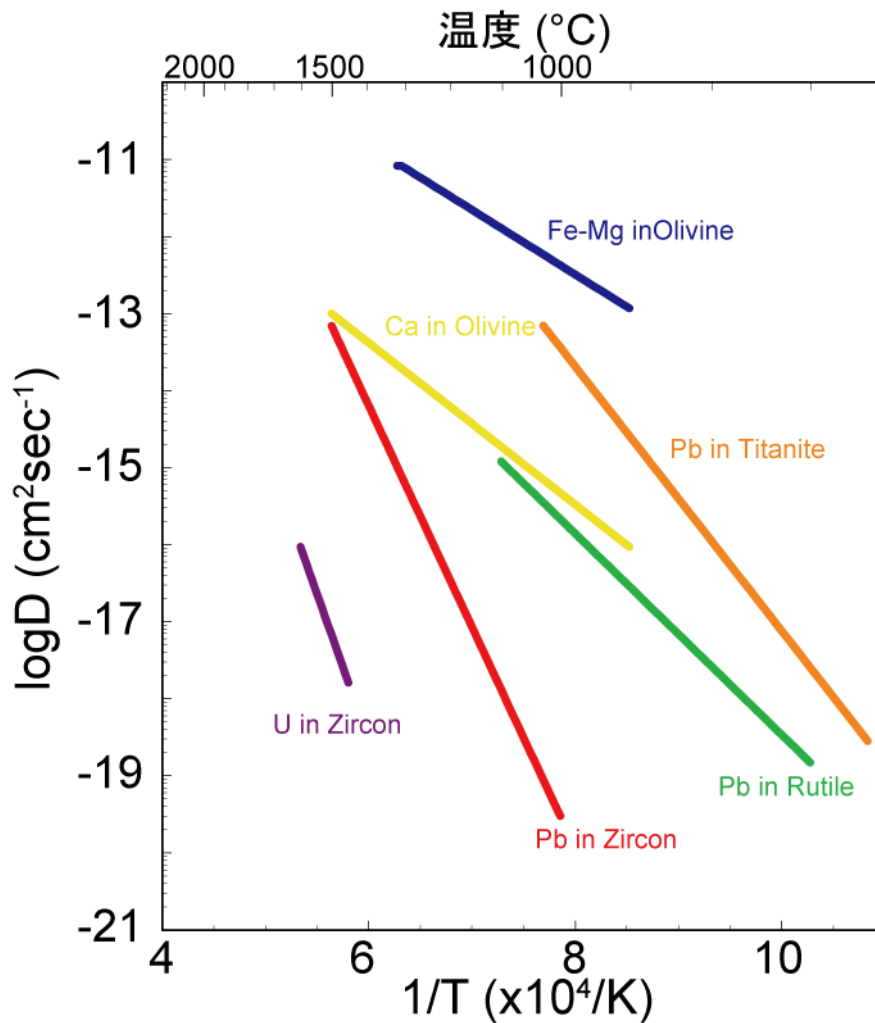
$$x \approx \sqrt{Dt} \quad (19)$$

x は距離、 D は拡散係数、 t は時間を表す。

ジルコン、タイタナイト、ルチルでの Pb の拡散に必要な時間は、ジルコン中では 1000 °C で約 106 万年、タイタナイト中では 1000 °C で約 1 年、ルチル中では 1000 °C で約 147 年である。これらの速度はかんらん石中の Fe-Mg の拡散速度よりも十分に遅い(火星隕石に見られるかんらん石の大きさ(粒径 400 μm)の場合 1000 °C で 120 年)。59 GPa の衝撃を加えた試料および加熱した試料中のかんらん石の Fe-Mg、Ca 成分の化学累帯構造は乱されたが、バデレイトの U-Pb 同位体系には大きな乱れは見られなかった。バデレイトがジルコンやその他の鉱物と同様の拡散速度を持つならば、バデレイト中の Pb の拡散はかんらん石中の Fe-Mg の拡散よりも十分に遅いこととなり、U-Pb 同位体系をリセットすることは困難である。

5.5 火星隕石への適用

すべての火星隕石は、程度は異なるが衝撃変成による影響を受けており、これまでに衝撃圧の見積もりがなされてきた。Fritz et al. (2005) は鉱物学的な視点から衝撃圧を見積もり、5–55 GPa の衝撃圧を報告している。また、火星隕石の中のショックメルトベイン中から、ホーランドイト、スティショバイト、オンファス輝石、アキモト石、Seifertite といった、高压相(~25-40 GPa)も報告されている(Langenhorst and Polirier, 2000a, 2000b; El Goresy, 2008)。火星隕石である Zagami、NWA 856 および Roberts Massif (RBT) 04261 に含



第 2-22 図 鉱物中の元素の拡散(アレニウスプロット)。

ウランを含む鉱物である、タイタナイト、ジルコン、ルチルについての Pb の拡散係数(それぞれ Cherniak, 1993, 2000a, 2000b)、ジルコン中の U の拡散(Cherniak, 1997)、かんらん石中の Fe-Mg の内部拡散係数(Misener, 1974)、およびかんらん石のカルシウムの拡散係数(Coogan et al., 2005)。

まれるバデレアイトのラマンスペクトルは、いずれも単斜晶系を示しており、高压相への相転移は認められない(第3章を参照)。Herd et al. (2010)は、NWA 3171に含まれるバデレアイトを透過型電子顕微鏡を用いて観察した。バデレアイトはメタミクト化しておらず、高压相への相転移の痕跡もなかった。火星隕石中のバデレアイトの結晶構造は、本実験で衝撃圧を加えたバデレアイトと調和的である。火星隕石であるRBT 04261に含まれるバデレアイトからは、約200Maの若いU-Pb年代が得られている(第3章を参照)。シャーゴッタイトのバデレアイトの構造および、実験により衝撃および高温を加えた試料のバデレアイトの構造は単斜晶系であり、全溶融した形跡もない。このことは、バデレアイトの結晶およびU-Pb系は衝撃変成作用によっては乱されにくいことを示している。

本実験結果からは、バデレアイトのU-Pb同位体系は、60 GPa以下の衝撃圧では乱されにくい特徴を持つことが明らかとなり、シャーゴッタイトの同位体系を乱すことは困難である(Nyquist et al., 2009; Gaffney et al., 2007)。Rb-Sr、Lu-Hf、U-Pb同位体系を完全にリセットさせるためには、新たな親・娘核種のホストとなる相が同位体平衡に達する必要がある。すべての同位体系をリセットするためには、シャーゴッタイトの全岩溶融により同位体系を均質化する以外に方法はない。シャーゴッタイトの中には衝撃溶融により部分的に溶融した組織を示すものもあるが、衝撃後の加熱は全岩溶融するような温度(リキダス)を超えてはいない(Fritz et al., 2005)。Bogard and Park (2008)、Nyquist et al. (2009)、Shih et al. (2011)らは、Rb-Sr、Sm-Nd、および³⁹Ar-⁴⁰Ar年代すべてが若い年代を示していることから、シャーゴッタイトから求められた古い年代(4.1 Ga)に疑問を呈した。

Bouvier et al. (2008, 2009)はクレーターカウンティング法により求められた火星地殻の年代(Hartman and Berman, 2000; Hartman and Neukum, 2001)に言及し、4.1 Gaこそが結晶化年代であると主張していた。このクレーターカウンティングにより求められた表層物質の年代と隕石から求められた同位体年代の頻度分布の違いは、シャーゴッタイトの年代におけるパラドックスであった。しかしながら、Neukum et al. (2010)は、火星探査機(マーズグローバルサーベイヤー、マーズエクスプレス、マーズオデッセイ)により撮影されたより高精細な画像を用いて再度クレーターカウンティングによる表層地殻の年代を求め、シャーゴッタイトから求められているような若い年代の地殻はこれまでに考えられていたよりも幅広く分布していることを明らかにした。200 Maといった若い年代は、オリンポス山などの火山地形の近くで確認された。このことから、必ずしも火星地殻のほとんどすべてが~4.1 Gaという古い地殻ではなく、クレーターカウンティングで得られた年代は、シャーゴッタイトの年代が4.1 Gaである証拠とはならない(Neukum et al., 2010)。

6 結論

バデレアイトの衝撃圧縮実験および衝撃圧縮後の加熱実験では、ジルコニアの高圧相もしくは高温相への相転移は起こらなかった。実験により衝撃圧を加えたバデレアイトの結晶構造は、シャーゴッタイト (Zagami、NWA 856、NWA 3171、RBT 04261)に含まれるバデレアイトの結晶構造(単斜晶系)と調和的であった。

最大 57 GPa の衝撃圧および最大 1300 °C の加熱温度においても、バデレアイトの U-Pb 同位体系が乱れることはなかった。このことから、シャーゴッタイト中のバデレアイトから求められる U-Pb 年代は、火星における火山活動の時期を示していると考えられる。SHRIMP での分析に必要なサイズ(10 μm)を満たすバデレアイトで同位体測定を行うことができれば、シャーゴッタイトの結晶化年代を得ることができ、火星表層における火成活動に時間の制約を与えることができる。

7 引用文献

- Bogard, D.D., Park, J., 2008. ^{39}Ar – ^{40}Ar dating of the Zagami Martian shergottite and implications for magma origin of excess ^{40}Ar . *Meteorit. Planet. Sci.* 43, 1113–1126.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Albarède, F., 2005. The age of SNC meteorites and the antiquity of the Martian surface. *Earth Planet. Sci. Lett.* 240, 221–233.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Gillet, P., Albarède, F., 2008. The case for old basaltic shergottites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 266, 105–124.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Albarède, F., 2009. Martian meteorite chronology and the evolution of the interior of Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.* 280, 285–295.
- Bouvier, P., Godlewski, J., Lucazeau, G., 2002. A Raman study of the nanocrystallite size effect on the pressure–temperature phase diagram of zirconia grown by zirconium-based alloys oxidation. *Jour. Nucl. Material.* 300, 118–126.
- Borg, L., Drake, M.J., 2005. A review of meteorite evidence for the timing of magmatism and of surface or near-surface liquid water on Mars. *Jour. Geophys. Res.* 110, E12S03.
- Cherniak, D.J., 1993. Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. *Chem. Geol.* 110, 177–194.
- Cherniak, D.J., 2000a. Pb diffusion in zircon. *Chem. Geol.* 172, 5–24.
- Cherniak, D.J., 2000b. Pb diffusion in rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 139, 198–207.
- Cherniak, D.J., Hanchar, J.M., Watson, E.B., 1997. Diffusion of trivalent cations in zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 383–390.
- Coogan, L.A., Hain, A., Stahl, S., Chakraborty, S., 2005. Experimental determination of the diffusion coefficient for calcium in olivine between 900°C and 1500°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 3683–3694.
- Deutsch, A., Schärer, U., 1990. Isotope systematics and shock-wave metamorphism: I.U-Pb in zircon, titanite, and monazite, shocked experimentally up to 59 GPa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 3427–3434.
- Deutsch, A., Schärer, U., 1994. Dating terrestrial impact events. *Meteoritics* 29, 301–322.
- Duvall, G.E., Fowles, G.R., 1963. Shock waves, in Bradley, R.S.(Ed.), *High pressure physics and chemistry*, 2. Academic Press Inc., London and New York, pp. 209–291.

- El Goresy, A., Dera, P., Sharp, T.G., Prewitt, C.T., Chen, M., Dubrovinsky, L., Wopenka, B., Boctor, N.Z., Hemley, R.J., 2008. Seifertite, a dense orthorhombic polymorph of silica from the Martian meteorites Shergotty and Zagami. *Eur. Jour. Mineral.* 20, 523–528.
- Fritz, J., Artemieva, N., Greshake, A., 2005. Ejection of Martian meteorites. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 1393–1411.
- Gaffney, A.M., Borg, L.E., Connelly, J.N., 2007. Uranium–lead isotope systematics of Mars inferred from the basaltic shergottites QUE 94201. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 5016–5031.
- Hartmann, W.K., Berman, D.C., 2000. Elysium planitia lava flows: Crater count chronology and geological implications. *Jour. Geophys. Res.* 105, 15011–15025.
- Hartman, W.K., Neukum, G., 2001. Cratering chronology and the evolution of Mars. *Space Sci. Rev.* 96, 165–194.
- Heaman, L.M., 2009. The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: An evaluation of three mineral standards. *Chem. Geol.*, 261, 43–52.
- Heaman, L.M., LeCheminant, A.N., 1993. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂). *Chem. Geol.*, 110, 95–126.
- Herd, C.D.K., 2003. The oxygen fugacity of olivine-phyric martian basalts and the components within the mantle and crust of Mars. *Meteorit. Planet. Sci.* 38, 1793–1805.
- Herd, C.D.K., Borg, L.E., Jones, J.H., Papike, J.J., 2002. Oxygen fugacity and geochemical variations in the martian basalts: Implications for martian basalt petrogenesis and the oxidation state of upper mantle of Mars. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 2025–2036.
- Herd, C.D.K., Simonetti, A., Peterson, N.D., 2007. In situ U-Pb geochronology of martian baddeleyite by laser ablation MC-ICP-MS. *Lunar Planet. Sci.* XXXVIII, A1664.
- Herd, C.D.K., Stern, R.A., Walton, E.L., Li, J., Bibby, C., 2010. TEM and SEM-CL analysis of baddeleyite in NWA 3171: Geochronological implications for Martian meteorites. *Lunar Planet. Sci.* XXXXI, A2280.
- Hörz, F., Cintala, M.J., See, T.H., Le, L., 2005. Shock melting of ordinary chondrite powders and implications for asteroidal regoliths. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 1329–1346.
- Jones, J.H., 1986. A discussion of isotopic systematics and mineral zoning in the shergottites: Evidence for a 180 m.y. igneous crystallization age. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 969–977.
- Kempe, U., Gruner, T., Nasdala, L., Wolf, D., 2000. Relevance of cathodoluminescence for the interpretation of U-Pb zircon ages, with an example of application to a study of zircons from the Saxonian granulite complex,

- Germany, in: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, Ohnenstetter, D., (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York, pp. 415–455.
- Kitamura, M., Tsuchiyama, A., Watanabe, S., Syono, Y., Fukuoka, K., 1992. Shock recovery experiments on chondritic materials, in: Syono, Y., Manghnani, M.H.,(Eds.), *High-Pressure Research: Application to Earth and Planetary Science*. pp. 333–340, Terrapub., AGU.
- Krough, T.E., Davis, D.W., Corfu, F., 1984. precise U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbury area. In *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure*. (eds. Pye, E.G., Naldrett, A.J., and Giblin, P.E.), pp.431–446. Ont. Geol. Surv. Spec. Pap. 1.
- Langenhorst, F., Poirier, J.-P., 2000. Anatomy of black veins in Zagami: clues to the formation of high-pressure phases. *Earth Planet. Sci. Lett.* 184, 37–55.
- Ludwig, K.R., 2009a. SQUID 2.50. Special Publication 1. Berkeley Geochronology Center.
- Ludwig, K.R., 2009b. Isoplot/Ex version 3. Special Publication 2. Berkeley Geochronology Center.
- Lumpkin, G.R., 1999. Physical and chemical characteristics of baddeleyite (monoclinic zirconia) in natural environments: an overview and case study. *Jour. Nucl. Material.* 274, 206–217.
- Mänttari, I., Koivisto, M., 2001. Ion microprobe uranium-lead dating of zircons from the Lappajärvi impact crater, western Finland. *Meteorit. Planet. Sci.* 36, 1087–1095.
- McSween, H.Y. Jr., Grimm, R.E., 1983. Measures of chondrite equilibration. *Lunar Planet. Sci.* XIV, 491–492.
- Misawa, K., Yamazaki, F., Sawada, S., Sekine, T., 2002. Redistribution of radiogenic lead in plagioclase during shock shock metamorphism, in: Davison, L., Horie, Y., Sekine, T., (Eds.), *high-pressure shock compression of solids V, Shock chemistry with application to meteorite impacts*. Springer, New York, pp. 161–179.
- Misawa, K., Yamaguchi, A. 2007. U-Pb ages of NWA 856 baddeleyite. *Meteorit. Planet. Sci.* 42, A108.
- Misawa, K., Yamaguchi, A., Kaiden, H. 2005. U-Pb and ^{207}Pb – ^{206}Pb ages of zircons from basaltic eucrites: Implications for early basaltic volcanism on the eucrite parent body. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 5847–5861.
- Misener, D.J., 1974. Cation diffusion in olivine to 1400°C and 35 kbar. *Carnegie Inst. Washington Publ.*, 634, 117–129
- Miyamoto, M., Mikouchi, T., 1996. Platinum catalytic effect on oxygen fugacity of CO₂–H₂ gas mixtures measured with ZrO₂ oxygen sensor at 10⁵ Pa from 1300 to 700°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 2917–2920.

- Neukum, G., Basilevskya, A.T., Kneissla, T., Chapmana, M.G., Van Gasselta, S., Michaela, G., Jaumanna, R., Hoffmann, H., Lanze, J.K., 2010. The geologic evolution of Mars: Episodicity of resurfacing events and ages from cratering analysis of image data and correlation with radiometric ages of Martian meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 294, 204–222.
- Nyquist, L.E., Bogard, D.D., Shih, C.-Y., Greshake, A., Stöffler, D., Eugster, O., 2001. Ages and geologic histories of Martian meteorites. *Space Sci. Rev.* 96, 105–164.
- Nyquist, L.E., Bogard, D.D., Shih, C.-Y., Park, J., Reese, Y.D., Irving, A.J., 2009. Concordant Rb–Sr, Sm–Nd, and Ar–Ar ages for Northwest Africa 1460: A 346 Ma old basaltic shergottite related to ‘lherzolithic’ shergottites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 4288–4309.
- Ohtaka, O., Fukui, H., Kunisada, T., Fujisawa, T., Funakoshi, K., Utsumi, W., Irifune, T., Kuroda, K., Kikegawa, T., 2001. Phase relations and equations of state of ZrO₂ under high temperature and high pressure. *Physical Rev. B* 63, 174108.
- Ostertag, R., Stöffler, D., 1982. Thermal Annealing of experimentally shocked feldspar crystals. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 13th, A457–463.
- Paces, J.B., Miller J.D. Jr., 1993. Precise U–Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Jour. Geophys. Res.* 98, 13997–14013.
- Reischmann, T., 1995. Precise U–Pb age determination with baddeleyite (ZrO₂), a case study from the Phalaborwa igneous complex. *South Africa. South African Jour. Geol.* 98, 1–4.
- Schärer, U., Deutsch, A., 1990. Isotope systematics and shock-wave metamorphism: II. U–Pb and Rb–Sr in naturally shocked rocks; the Haughton Impact Structure, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 3435–3447.
- Schmitt, A.K., Chamberlain, K.R., Swapp, S.M., Harrison, T.M., 2010. In situ U–Pb dating of micro-baddeleyite by secondary ion mass spectrometry. *Chem. Geol.*, 269, 386–395.
- Sekine, T., Akaishi, M., Setaka, N., 1987. Diamond synthesis by weak shock loading. *Jour. Material. Sci.* 22, 3615–3619.
- Shih, C.-Y., Nyquist, L.E., Reese, Y., Misawa, K., 2010. Sm–Nd and Rb–Sr studies of lherzolithic shergottites Yamato 984028. *Polar Sci.* 4, 515–529.

- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 207–221.
- Stöffler, D., Keil, K., Scott, E.R.D., 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3845–3867.
- Tera, F., Wasserburg, G.J., 1973. A response to a comment on U-Pb systematics in lunar basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 213–217.
- Wetherill, G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages. *Trans. Am. Geophys. Union* 37, 320–326.
- Wingate, M.T.D., Compston, W., 2000. Crystal orientation effects during ion microprobe U-Pb analysis of baddeleyite. *Chem. Geol.* 168, 75–97.
- Wittmann, A., Kenkmann, T., Schmitt, R.T., Stöffler, D., 2006. Shock-metamorphosed zircon in terrestrial impact craters. *Meteorit. Planet. Sci.* 41, 433–454.
- Yamasaki, S., Kani, T., Hanan, B.B., Tagami, T., 2009. Isotopic geochemistry of Hualalai shield-stage tholeiitic basalts from submarine North Kona region, Hawaii. *Jour. Volcano. Geotherm. Res.* 185, 223–230.
- Yokose, H., Lipman, P.W., Kanamatsu, T., 2005. Physical and chemical properties of submarine basaltic rocks from the submarine flanks of the Hawaiian Islands. *Marine Geol.* 219, 173–193.

3章 火星表層物質(シャーゴッタイト)の形成年代

1 緒言

1.1 火星隕石

火星隕石(シャーゴッタイト、ナクライト、シャシナイト、ALH 84001)は、これまでに南極や砂漠から見つかり、物質科学的研究が進められている。火星起源隕石は、EETA 79001 中の衝撃溶融ガラス中に捕獲されたアルゴンやそのほかの希ガス、窒素、二酸化炭素の組成が、バイキング探査機により測定された火星の大気組成に一致したことなどで、火星起源であることが明らかとなった(Bogard and Johnson, 1983; Becker and Pepin, 1984; Swindle et al., 1986)。

火星起源隕石は、岩石学的特徴を基にシャーゴッタイト、ナクライト、シャシナイトと ALH 84001 に分類されている。シャーゴッタイトはさらに岩石学的に、玄武岩質シャーゴッタイト、レルズライト質シャーゴッタイト、オリビンフィリックシャーゴッタイトの3種類に分類されている(第3-1表)。玄武岩質シャーゴッタイト、オリビンフィリックシャーゴッタイトは火山岩起源とされ、レルズライト質シャーゴッタイト、ナクライト、シャシナイトはマグマ溜まり内、あるいは溶岩流内での沈積岩起源、ALH 84001 は深成岩起源とされている。またシャーゴッタイトは、化学的特徴(希土類元素存在度パターン)に基づき、不適合元素に富む(Enriched)、不適合元素に欠乏(Depleted)、および中間型(Intermediate)に細分されている。

1.2 シャーゴッタイトの岩石学的特徴

玄武岩質シャーゴッタイトは、主に輝石(オージャイト、ピジヨナイト)および斜長石(マスケリナイト)から構成されるインターサータルないしオフィティック組織を示す。構成鉱物の多くは化学平衡に達しておらず、化学組成の累帯構造を保存している。玄武岩質シャーゴッタイトの全岩組成は、地球の玄武岩に比べて高い Fe/(Fe+Mg)比および Al₂O₃ 含有量を持つ。McCoy et al. (1992) は、玄武岩質シャーゴッタイトである Zagami 隕石の岩石・鉱物学的研究を行い、Zagami 隕石に含まれている輝石は、コアに Mg 成分に富んだオージャイトをもち、リムにピジヨナイトのコアを持つ特徴を確認し、2段階の形成ステージを提案した。一段階目の形成過程は、マグマチャンバーでのゆっくりとした冷却である。オージャイト中のメルトインクルージョンに、角閃石が存在することから、一段階目は角閃石の安定領域である 100-200 MPa の圧力(深さ >7.5 km)で形成したとされた。2段階目の形成過程は、浅部への貫入もしくは溶岩流の噴出過

第3-1表 シャーゴツタイトの分類。

	不適合元素に乏しい	中間型	不適合元素に富む
オリビンフリック	DaG 476/489 SaU 005/094 Y 980459 NWA 1195 Dofar 019	EETA 79001 lith. A	NWA 1068/1110
レルゾライト質		NWA 1950 ALH 77005 LEW 88516 GRV 020090 Y-793605 Y 000027	NWA 4468 RBT 04261/62 NWA 4797
玄武岩質	QUE 94201	EETA 79001 lith. B NWA 480/1460	Los Angeles NWA 856 NWA 1669 Dofar 378 Zagami Shergotty

程である。Brearley (1991)は、輝石の離溶ラメラの幅を基に冷却速度を見積もり、1100–950°C の間で 0.02 °C/h の冷却速度であったと報告した。この冷却速度を基に、Zagami は、厚さ>10 m の溶岩流もしくは薄いシルもしくはダイク中で形成したと考えられている。

レルゾライト質シャーゴッタイトは、主にかんらん石およびクロム鉄鉱が輝石に包有されるポイキリティック組織が顕著にみられ、その隙間を斜長石(マスケリナイト、輝石(ピジョンナイト、オージャイト)、メリライト、クロム鉄鉱、イルメナイトが埋めている。斜長石(マスケリナイト)の含有量は、<10 vol.%である。かんらん石、輝石の組成は、玄武岩質シャーゴッタイトよりもマグネシウムに富む。レルゾライト質シャーゴッタイト形成過程は、岩石学的特徴から次のような提案がされた(Lundberg et al., 1990; Harvey et al., 1993)。はじめに、かんらん石、クロム鉄鉱、および少量の輝石がマグマから結晶化した。次に輝石が晶出・成長し、サイズの大きな結晶を形成した。この時に、かんらん石およびクロム鉄鉱を包有し、ポイキリティック組織を形成した。かんらん石、輝石、クロム鉄鉱の結晶が沈積し、鉱物間に斜長石が結晶化する。最後の残渣が結晶化する。レルゾライト質シャーゴッタイトは、玄武岩とは異なり、マグマ内での沈積岩起源とされている。

オリビンフィリックシャーゴッタイトは、かんらん石、輝石の巨晶と、細粒の輝石とクロム鉄鉱の基質からなる、斑状組織を示す。斜長石の存在度は玄武岩質シャーゴッタイトと同等である。オリビンフィリックシャーゴッタイトの結晶化過程は、まずかんらん石の斑晶がマグマから晶出し、次に基質に存在するかんらん石、輝石が晶出する。その後溶岩流として噴出した(Goodrich, 2003; Usui et al., 2009)。

1.3 衝撃変成作用

火星隕石は、火星表層での衝撃現象によって放出され、地球に落下してきたものである。火星からの脱出に必要な速度は、~5 km/s である。Melosh (1984)の計算によると、火星隕石は、~10 km の直径を持つクレーターから放出されたとされていたが、Head and Melosh (2000)の再計算によると、>3 km のクレーターが起源であるとされた。

衝撃現象は岩石の組織、組成におおきな変化をもたらす(第1章を参照)ため、火星表層物質の形成・進化過程を明らかにする上で、火星隕石が受けた衝撃の程度を評価することは重要である。衝撃変成作用により岩石に加わった衝撃圧は、地球上のインパクトクレーターの岩石・鉱物学的特徴および、衝撃圧縮実験による岩石および鉱物の変化を基にして見積られた(Kieffer et al., 1976; Schaal and Hörz, 1977; Stöffler et al., 1986; Stöffler et al., 1990; Schmitt, 2000)。Fritz et al. (2005)は火星隕石の岩石、鉱物学的研究に基づき、火

星隕石は 5–55 GPa の衝撃圧をうけているとした。シャーゴッタイトには、ショックベインや、メルトポケットの存在が確認されており、局所的に 60–80 GPa の衝撃圧や 2000 °C 程度での加熱を経験したことが伺える(Stöffler et al., 1986)。火星隕石の中のショックベイン中から、ホーランダイト(2400–2500 °C; ~30 GPa)、ステイショバイト(2400–2500 °C; ~30 GPa)、オンファス輝石(2400–2500 °C; ~30 GPa)、Seifertite(2300–2500 °C; >35 GPa)といった、高压相も報告されている(Langenhorst and Polirier, 2000a, 2000b; Beck et al., 2005; El Goresy, 2008)。

1.4 これまでに行われたシャーゴッタイトの同位体年代学的研究

シャーゴッタイトからは、K-Ar (Ar-Ar)、Rb-Sr、Sm-Nd、Lu-Hf、U-Pb といった様々な同位体系を用いて年代が求められてきた(Nyquist et al., 2001; Borg and Drake, 2005)。1970 年代には Shergotty や Zagami、EETA 79001 の同位体年代が求められ、~180 Ma の年代が報告され、この年代は、衝撃変成年代として解釈されていた(Nyquist et al. 1979; Bogard et al., 1979; Shih et al., 1982)。Chen and Wasserburg (1986)は、Zagami および EETA 79001 の U-Th-Pb 同位体分析を行い、シャーゴッタイトの原岩は 4–4.5 Ga に形成したと主張した。一方、Jagoutz and Wänke (1986)は、Shergotty の輝石アイソクロンから~350 Ma の Sm-Nd 年代を求め、この年代こそがシャーゴッタイトの結晶化年代であると主張した。Jones (1986)は、シャーゴッタイトに含まれる、かんらん石、輝石、斜長石(マスケリナイト)に化学組成の累帯構造が残されていることから、衝撃変成作用では同位体平衡に達することは難しいとし、~180 Ma こそがシャーゴッタイトの結晶化年代であると結論した。その後も様々な同位体系(Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar, Lu-Hf, U-Th-Pb)シャーゴッタイトの同位体年代が報告されているが、その多くは 180–575 Ma の年代を示しており、シャーゴッタイトの結晶化年代であると考えられてきた(Borg and Drake, 2005)。Sano et al. (2000)は、シャーゴッタイトに含まれるリン酸塩鉱物(メリライト、アパタイト)を用いて U-Pb 鉱物年代をもとめ、~200 Ma の年代値を得たが、その地質学的意味については言及していない。Bouvier et al. (2005)は全岩および鉱物アイソクロンから、約 4.0 Ga と古い Pb-Pb 年代を、Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf 同位体からは約 200 Ma の若い年代を求めた。この異なる年代値の解釈として、若い(約 200 Ma)の年代は、水質変成に対して弱い(結晶構造が破壊されやすい)リン酸塩鉱物などから求められているため、火星表面での水質変成によりリセットされた結果であるとし、4.0 Ga こそが、シャーゴッタイトの結晶化年代であるとした(Bouvier et al., 2005)。Herd et al. (2007)および Misawa and Yamaguchi (2007)は、水質変成に耐性のある鉱物であるバデレアイト(ZrO_2)を用いて U-Pb 年代の測定を、それぞれレーザーアブレーションを併用した誘導結合プラズマ質量分析計(LA-ICP-MS)もしくは二次イ

オン質量分析計(SHRIMP II)を用いて行い、<300 Ma の年代を得ている。Gaffney et al. (2007)は、QUE 94201 の U-Pb 同位体分析を行い、327 Ma の U-Pb 年代を報告した。Pb のデータのみを使用すると、39-43 億年を示す Pb 年代値が得られる。Pb 同位体データを用いて得られたアイソクロンは、地球のコモン Pb の領域と重なるため、古い Pb-Pb 年代は、地球でのコンタミネーションの影響を受けているとし、327 Ma こそがシャーゴッタイトの結晶化年代を示しているとした。

Bouvier et al. (2008; 2009)はバデレイトから得られた U-Pb 年代は、衝撃変成作用により同位体系が乱された結果であると主張した。また、4.1 Ga を示す Pb 同位体データは、リーチングしたフラクションから求められているため、地球での汚染の影響は受けていないとし、41 億年こそがシャーゴッタイトの結晶化年代であるとした。

Bogard and Park, (2008)は、Zagami の ^{39}Ar - ^{40}Ar 年代(~200 Ma)を報告し、衝撃加熱に伴う拡散によって Ar の放出は起こらないとした。Nyquist et al. (2009)、Lapen et al., (2010)、および Shih et al., (2011)は、衝撃変成作用によりすべての同位体系が乱され、すべて同位体系において一致した年代が求まることは考えにくいとし、約 2 億年を示す年代がシャーゴッタイトの結晶化年代であると主張した。Lapen et al., (2010)は、もし衝撃変成作用で同位体系がすべてリセットするならば、同位体年代は火星脱出時の衝撃イベントを記録しているはずであるが、後述する火星からの脱出年代とシャーゴッタイトの同位体年代は一致していないため、衝撃変成によっては同位体系はリセットしていないと主張した。

火星から岩石が放出された年代は、宇宙線照射核種である ^3He 、 ^{10}Be や ^{21}Ne を用いて求められた宇宙線照射年代と、 ^{14}C や ^{36}Cl を用いて求められた落下年代の和である。シャーゴッタイトからは、~20、4.5、3、1.3、0.7 Ma の 5 つの年代が求められている(Nyquist et al., 2001)。玄武岩質シャーゴッタイトである Shergotty、Zagami、Los Angeles、QUE 94201 は、2.7-3.1 Ma という狭い範囲の放出年代を示す。レルズライト質シャーゴッタイトである LEW 88516、ALH 77005、Y 000027、Y 000097 および Y-793605 から求められた放出年代(Nagao et al. 2008)は、玄武岩質シャーゴッタイトとは一致しない(3.94-4.70 Ma)。Nagao et al. (1997)は、LEW 88516 および Y-793605 から得られた年代は、火星からの放出の前に宇宙線の照射を受けた可能性を指摘した。Y-793605 に残された衝撃の特徴から、2 回の衝撃変成作用をうけたとされている。つまり、深部で形成したレルズライト質シャーゴッタイトは、衝撃により掘り起こされ火星表層に露出する。その後、火星から放出されるまで宇宙線の照射を受けていたという解釈である。Y-793605 および LEW 88516 についても従来の同位体年代の解釈が正しいとすれば、約 180 Ma の結晶化年代を示していることから、他のシャーゴッタイトと同時に放出された可能性がある。EET 79001、DaG 476、DaG 489 からは、それぞれ 0.7、

1.24、1.25 Ma の放出年代が求められており、DaG 476 と DaG 489 はペアの隕石であると考えられている。EET 79001 と DaG 476/489 の放出年代は、そのほかのシャーゴッタイトとも一致していない。これらのシャーゴッタイトは~474 Ma と古い結晶化年代を持っているため、そのほかのシャーゴッタイトとは異なる放出イベントを経験していると考えられている。このように、シャーゴッタイトの放出年代および結晶化年代の違いから、シャーゴッタイトの起源となる岩石は、火星の表面に広く分布していると考えられている(Nyquist et al., 2001)。

これまでに多くの火星隕石(シャーゴッタイト)および地表の年代が求められてきたが、火星隕石から求められる年代は約 200 Ma と若いのに対して、探査機の撮影した画像から求められた火星表層地殻の年代測定では、火星表層には、若い年代を示す地殻物質があまり分布していなかった(シャーゴッタイトの年代パラドックス)。火星表層地殻の年代は、表層に存在するクレーターを基に、クレーターカウンティング法を用いて求められた(Hartmann and Berman, 2000; Hartmann and Neukum, 2001)。バイキング探査機やマーズグローバルサーベイヤー探査機が撮影した火星表層の画像データを用いたクレーターカウンティングによると、火星表層には火星隕石から求められたような~200 Ma といった若い年代を示す溶岩流は少ないとされていた(Hartmann and Berman, 2000; Hartmann and Neukum, 2001)。しかしながら、Neukum et al. (2010)が、マーズグローバルサーベイヤー、マーズエクスプレス、マーズオデッセイが撮影した高精細の画像を用いて火星表層年代を再測定したところ、同位体年代で得られていた約 200 Ma の若い年代は、Olympus、Arsia、Elysium 等の火山地形近傍に広く分布していることが明らかになった。

1.5 シャーゴッタイトの形成過程

シャーゴッタイトの主要および微量元素組成(例えば Lodders, 1998)、Sr、Nd、Hf、Pb 同位体の初生値(例えば、Shih et al., 1982; Borg et al., 1997, 2002, 2003, 2005; Blichert-Toft et al., 1999)にはバリエーションがある。この組成のバリエーションは、シャーゴッタイトをもたらしたマンタル物質の化学的なバリエーション(Borg et al., 1997, 2003; Borg and Draper, 2003)、もしくは様々な地殻物質の混合の程度(Jones, 1989; Borg et al., 1997; Herd et al., 2002; McSween et al., 2003)を反映しているとされている。

シャーゴッタイトの形成過程は、主要元素、微量元素、同位体組成データに基づきモデル化され、二段階の進化過程が考えられている。一段階目は、母天体の形成およびマンタル物質の分化(~4.5 Ga: Chen and Wasserburg, 1986; Misawa et al., 1997; Borg et al., 2003)、二段階目はマンタル物質の溶融と起源マグマの形成である。~200 Ma にマグマは火星表層に噴出し、溶岩流を形成した。

シャーゴットタイトの Sm-Nd、Rb-Sr 同位体系を解釈するため、Borg et al. (1997)は、火星形成時の分化過程のモデルを提案した。このモデルによると、火星のマントル物質は、初期火星のマグマオーシャンからの鉱物の晶出および集積により形成した。マグマオーシャンからの結晶化過程は、(1) 0–40 %の結晶化 (かんらん石(100 %))、(2) 40–78 %の結晶化 (斜方輝石(75 %)+かんらん石(25%))、(3) 78–86 %の結晶化 (単斜輝石 (75%)+斜方輝石 (25 %))、(4) 86–99 %の結晶化 (単斜輝石 (95%)+ガーネット (5 %))であった。この結晶化過程は、Longhi et al. (1992)が報告したバルクシリケートマーズの組成を基に見積もられた。Borg et al. (2003)および Borg and Draper (2003)は、0-78 %の結晶化および 78–99 %の結晶化段階について微量元素存在度を求め、初期火星の Sr, Sm, Nd, Lu, Hf の存在度は、コンドライト中の存在度の 2 倍であったとした。火星隕石から得られた組成のバリエーションは、微量元素に乏しいマフィックなマントル物質と、マントル物質の結晶化・集積過程で取り込まれた流体との混合としてモデル化された。この火星の分化モデルでは、微量元素存在度の異なるシャーゴットタイトを形成するためには、少なくとも 3 つの異なる起源物質が必要であるとされた(Borg et al., 2003; Borg and Draper, 2003; Syms et al., 2008)。

Bouvier et al. (2005, 2008, 2009)が主張するように、すべての同位体系が水質変成もしくは衝撃変成作用により乱されたならば、これまでに求められてきた鉱物アイソクロンおよびアイソクロンから求められた初生値を基に議論されてきたシャーゴットタイトの形成過程は全く意味をなさなくなる。このため火星表層地殻の形成過程を考える上で、水質変成および衝撃変成作用の影響を受けない鉱物・同位体系を用いて年代測定を行い、シャーゴットタイトの結晶化年代を求める必要がある。

1.6 研究の目的

火星隕石から求められた同位体年代が持つ地質学的意味については、未だに合意されていない。本論第 2 章において、衝撃圧縮実験および加熱実験の結果を示したとおり、実験条件下では、バデレイトの U-Pb 同位体系は乱されないことが明らかになった。本研究では、シャーゴットタイトの結晶化年代を明らかにするために、RBT 04261 に含まれるバデレイトの産状、衝撃変成作用の程度を岩石鉱物学的に評価するとともに、二次イオン質量分析計(SHRIMP II)を用いて U-Pb 年代測定を行った。

1.7 SHRIMP II を用いたバデレイトの年代測定の利点と問題点

SHRIMP II での分析に用いるサンプルは、サンプルホルダーに収まる大きさの研磨片であれば良い。このことは、岩石組織を保持したまま分析することが可能であるため、組織と対応した年代を得ることがで

きる利点を持つ。このため、岩石が受けた、変成、変質作用の岩石・鉱物学的評価、鉱物から求められる年代を基に、地質学的現象を詳細に解析することが可能となる。

火星隕石中に存在するバデレアイトの多くは、粒径が約 10 μm と小さく、ウランの含有量も約 10 ppm 程度である。SHRIMP II は、デュオプラズマトロンで発生させた O_2^- イオンもしくは O^- イオンを、加速電圧 10 kV で加速し、Köhlar システムにより一次イオンを約 10-20 μm に絞りサンプルの試料面に照射する。スパッタリングにより試料表面で形成される二次イオンを引き出し、静電アナライザー(エネルギー分離)と磁場(質量分離)を組み合わせた二重収束質量分析計により、高分解能(~5500)を得ることができる。質量分離したイオンは、エレクトロンマルチプライヤを用いたイオンカウンティング法により検出される。

SHRIMP 分析において用いる通常のサンプルホルダー(本論ではノーマルホルダーとする)は、直径 1 インチの樹脂マウントをサンプル前面の金属製ホルダーにより保持している。この金属の影響によって、試料の一部では分析計内で同位体分別が起こる。この影響を受けない分析可能な範囲は、中心の直径約 1 cm 以内に限定されている。この範囲外では、分析計内での同位体分別の影響が大きく、その補正はきわめて困難である。本研究で使用した研磨厚片試料の場合、対象とするバデレアイトは不均質に存在しているため、より広い領域で分析を行う必要がある。オーストラリア国立大学は、前面の金属を取り除くことにより分析領域を広げたメガマウント(およびメガマウントホルダー)を開発した(Ickert et al., 2008)。このメガマウントでは、試料面を金属が覆うことはなく、樹脂マウントの後方から、ねじにより樹脂マウントが保持される。Ickert et al. (2008) は、ジルコンの酸素同位体分析においてメガマウントの分析可能領域を確認し、分析可能領域は従来のホルダーよりも広く、中心の直径 2 cm では質量分別効果の影響を受けずに分析可能であるとした。このメガマウントでは、試料を破損する危険性が内在しているため、より安全なメガマウントシステムを開発した(詳細は付録 4 を参照)。

SHRIMP による月試料・ユークライトの U-Pb 年代の多くは、ジルコン(ZrSiO_4)を用いて分析されてきた(Compston et al., 1984; Misawa et al., 2005; Pidgeon et al., 2007 など)。しかしながら、火星隕石からはジルコンの報告例はない。火星隕石に含まれているバデレアイト(ZrO_2)は、ジルコンと同様に、結晶化時にウランを取り込むが、コモン Pb、Th を取り込まない性質がある。このことから、現在バデレアイトの結晶に含まれている Pb のほとんどは放射起源である。このため、バデレアイトも、ジルコンと同様に U-Pb 鉱物年代を測定するのに有用な鉱物であり、地球の岩石について年代測定が試みられている(Heaman and LeCheminant, 1993; Heaman and LeCheminant, 2000)。Wingate and Compston (2000)はバデレアイトを SHRIMP(SIMS)で U-Pb 同位体分析する際には、バデレアイトの結晶方位に依存した影響(オリエンテーシ

ョンエフェクト)により、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 同位体比に、~10 %程度の分析誤差が生じるとした。この影響について、本論第 2 章において FC1 バデレアイトを用いた試験分析をおこない、オリエンテーションエフェクトを考慮しても、火星隕石の年代が 4.1 Ga か 200 Ma かを見分けるのに十分な精度を持つことを確認した。

2 試料

本研究には Roberts Massif (RBT) 04261 の研磨厚片(サブナンバー32 および 33)を使用した。RBT 04261 は、初期分類により RBT 04262 とペアの隕石とされ、オリビンフィリックシャーゴッタイトとされた (Satterwhite and Righter, 2004)。Mikouchi et al. (2008)は、岩石・鉱物学的特徴に基づき、RBT 04262 がオリビンフィリックシャーゴッタイトよりもレルズライト質シャーゴッタイトに近い特徴を持つとした。Sanborn et al. (2008)および Usui et al. (2010)は、希土類元素存在度を分析し、RBT 04261 および RBT 04262 が、玄武岩質シャーゴッタイトである Shergotty および Zagami の希土類元素存在度(Wadhwa et al., 1994)と同様に、軽希土類元素に富む特徴をもつことを明らかにした。

バデレアイトの主要構成元素である Zr は、HFS(High Field Strength)元素(イオン半径は小さいがイオンの価数が大きい元素)であり、液相濃集元素である。液相濃集元素は、マグマの結晶分化過程において鉱物ではなく液相に濃集する特徴を持つため、不適合元素である希土類元素に富むシャーゴッタイトである RBT 04261 を形成したマグマには、不適合元素に乏しいシャーゴッタイトに比べ、バデレアイトを構成する Zr をより濃集していたと考えられる。このことから、RBT 04261 では、二次イオン質量分析計を用いて分析できる粒径のバデレアイトの存在が期待された。

3 分析手法

本研究に使用した分析機器および分析条件は、2章において述べたものと同じである。以下に、火星隕石の分析にのみ使用した条件を記す。

EPMAによるリン酸塩鉱物の分析は、フッ素および塩素の損失を避けるため、電流を5 nA、ビーム径を5 μm とした。

SHRIMP IIによるU-Pb同位体の測定では、火星隕石中のバデレアイトに含まれるUおよびPbの濃度が低いため、より多くのカウント数が得られる一次イオンビームを選択する必要がある。一次イオンは、Wien filter deflectionのZ軸を値を変えることにより O_2^- もしくは O^- ビームを選択することができる。標準試料であるPhlaborwaバデレアイトを O_2^- および O^- の一次イオンビームを用いて分析を行い、カウント数の多かった O^- ビームを選択した(ZrO_2 のCount rate: O_2^- ビーム 18000 cps; O^- ビーム 22500 cps)。70 μm Köhler apertureによって一次イオンビーム径を $\sim 15 \mu\text{m}$ に、一次イオンビーム強度を $\sim 3 \text{nA}$ とした。RBT 04261の研磨片は、表面積が大きいため、ノーマルホルダーでは質量分別効果が大きく、その補正は困難である。本論では、分析可能な領域を広げたメガマウントシステムを使用した(詳細は付録4を参照)。

測定したデータのうち、 ^{208}Pb のシグナルをコモンPbの指標として用い、Stacey and Kramers (1975)が方鉛鉱から求めた鉛の同位体比を用いてコモンPbの補正を行った。 ^{208}Pb を用いたコモンPbの補正には、同時に計測した $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ およびTh/U比を用いる。鉱物の結晶化からU, Th, Pbの損失(もしくは獲得)がない場合、放射起源の $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ はTh/Pbと相互に関連する。測定値にコモンPbが含まれている場合、計測された $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ は、放射起源の $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ よりも大きくなる。バデレアイトは、結晶化時にThをほとんど含まないため、測定される ^{208}Pb のほとんどはコモンPbである。また、 ^{204}Pb のシグナルをコモンPbの指標として用いた場合と ^{208}Pb のシグナルを用いた場合の結果は大きくは変わらない。U-PbおよびPb-Pb年代はIsoplot/Ex ver. 3.75(Ludwig, 2009b)を用いて計算した。

4 結果

4.1 RBT 04261 の岩石鉱物学的観察

RBT0 4261 は、岩石組織の違いから、ポイキリティック(poikilitic)相とノンポイキリティック(non-poikilitic)相の2つに分けることができる(第3-1図)。ポイキリティック相は、輝石、かんらん石、Cr-スピネルによって構成される。ノンポイキリティック相は、輝石、かんらん石、斜長石(マスケリナイト)、メリライト、燐灰石、イルメナイト、Cr-スピネルで構成される。ポイキリティック相に存在する輝石(粒径が~5 mm)は、かんらん石(粒径~400 μm)の結晶を包有する。輝石結晶には、オーギャイトリム(厚さ~0.5 mm)を有する。ノンポイキリティック相では、輝石とかんらん石の間に包有関係は認められず、かんらん石、輝石の周囲を斜長石(マスケリナイト)が埋めている。局所的に 50-150 μm の領域で、斜長石、輝石、かんらん石が溶融したメルトポケットが観察される。本研究で用いた厚片試料では、いずれの岩相においても、高圧鉱物は確認できなかった。

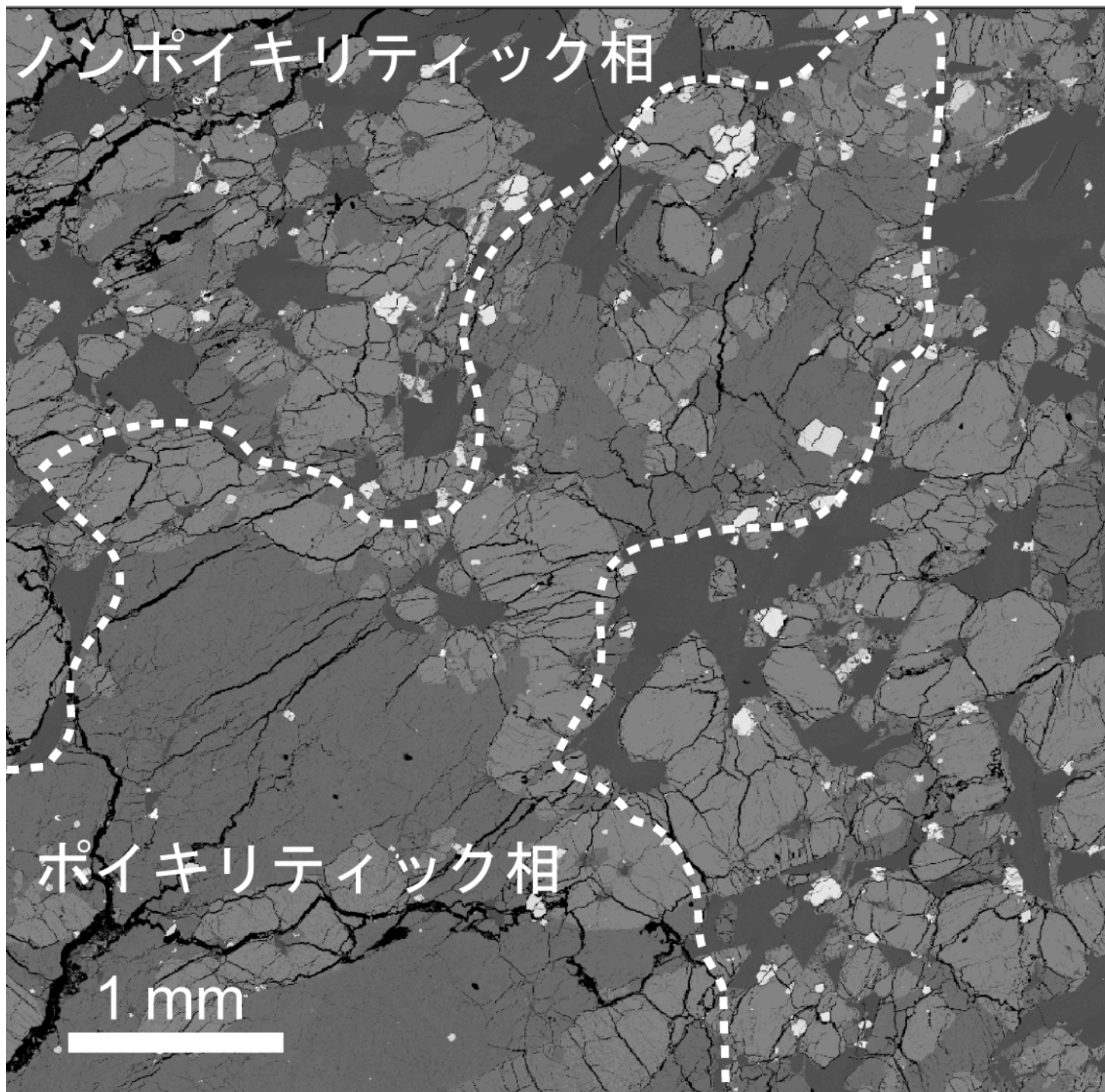
主要鉱物の産状と化学組成

かんらん石

ポイキリティック相に存在するかんらん石(粒径: ~540 μm)は、 Fa_{30-39} (PMD=3.6)の組成範囲を示す(第3-2図; 第3-2表)。ノンポイキリティック相に存在するかんらん石の粒径は~400 μm 程度であり、組成は Fa_{38-41} (PMD=1.3)を示す。ノンポイキリティック相に存在するかんらん石は、内部にCr-スピネルを伴う。いずれの岩相に存在するかんらん石も、不規則な割れ目が存在する。両岩相に存在するかんらん石とも、FeOの組成は均質ではあるが、CaOの化学累帯構造が残されている。鉱物の中心では~0.3 wt.%のCaOが存在しているが、リムに行くにつれて減少し、0.15 wt.%となる(第3-3図)。ポイキリティック相に存在するかんらん石に比べて、ノンポイキリティック相に存在するかんらん石の組成はFeOに富み、組成範囲も広い。

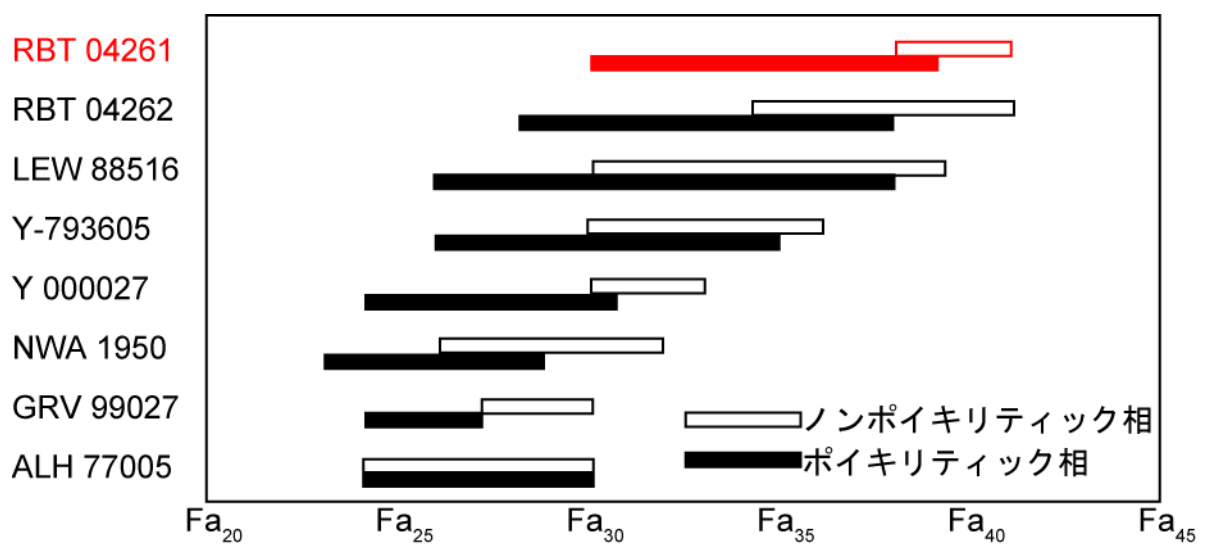
輝石

ポイキリティック相に存在する輝石は、内部にかんらん石、Cr-スピネルの結晶を包有している。輝石の中心部は、Caに乏しい組成($\text{En}_{73}\text{Wo}_4\text{-En}_{66}\text{Wo}_7$)をしめし、幅が0.5 mm程度のオーギャイトリム($\text{En}_{51}\text{W}_{30}\text{-En}_{46}\text{Wo}_{37}$)を伴っている(第3-4図; 第3-3表)。ノンポイキリティック相に存在する輝石とかんらん石の間に包有関係は認められない。両岩相に存在する輝石とも、不規則な割れ目が生じている。ノンポ



第 3-1 図 RBT 04261 の後方散乱電子像。

RBT0 4261 は岩石組織の違いから、ポイキリティック相とノンポイキリティック相の 2 つに分けることができる。



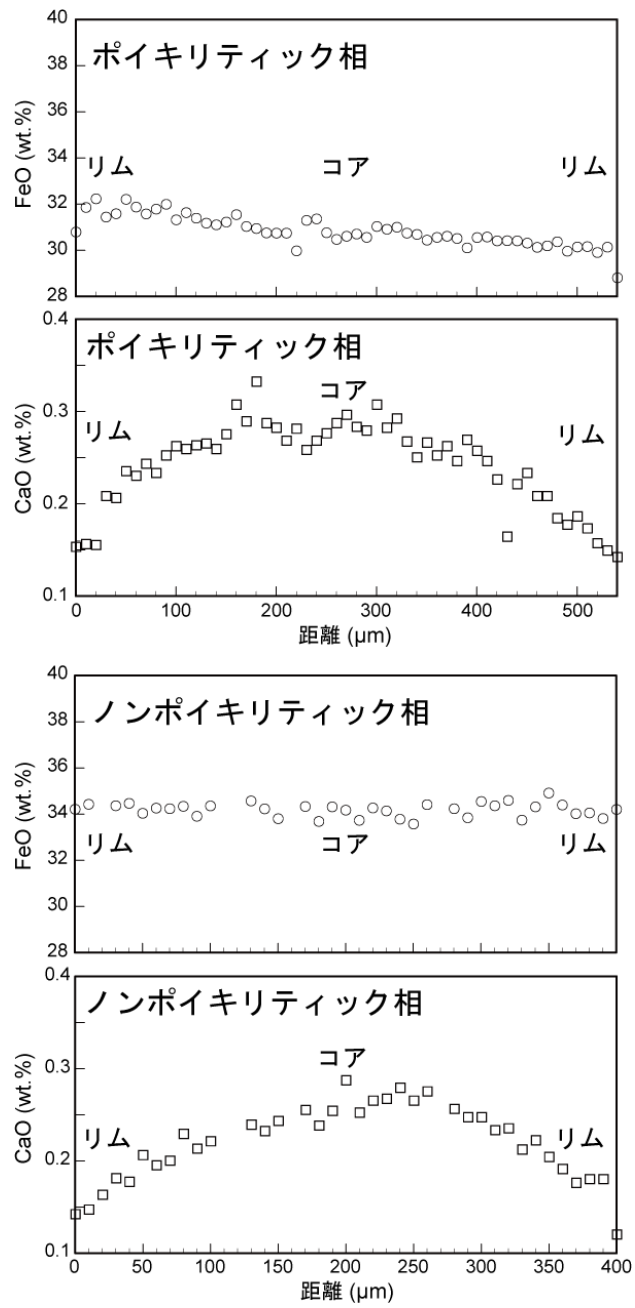
第 3-2 図 RBT 04261 に含まれるかんらん石の組成。

ポイキリティック相のかんらん石に比べて、ノンポイキリティック相のかんらん石は、Fe に富み、組成範囲も広い。かんらん石および輝石の組成範囲は RBT 04262 と同様に、レルゾライト質シャーゴタイトの組成範囲 (Mikouchi, 2005; Mikouchi et al., 2008) と一致する。

第3-2表 かんらん石の組成(wt.%)。

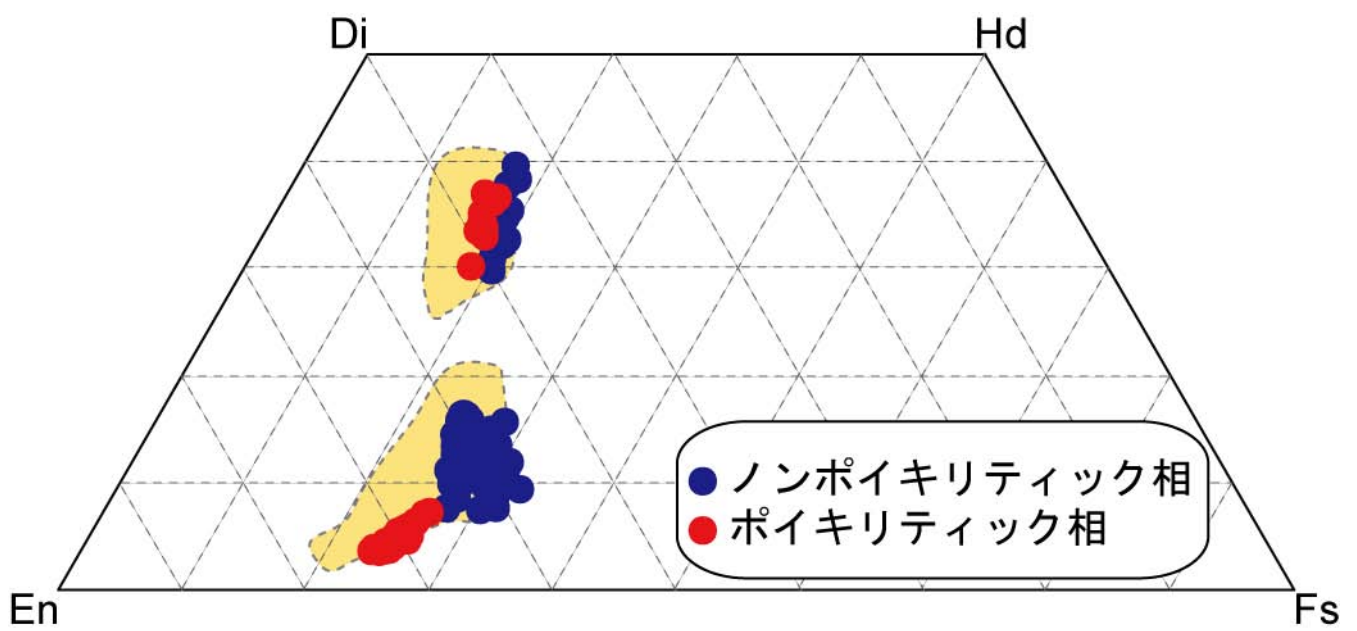
	ノンポイキリティック相		ポイキイティック相	
	コア	リム	コア	リム
SiO ₂	36.3 (0.07)	36.3 (0.07)	37.1 (0.07)	37.0 (0.07)
TiO ₂	0.00	0.02 (0.01)	0.03 (0.01)	0.02 (0.01)
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02 (0.01)	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02 (0.01)	0.02 (0.01)	0.02 (0.01)	0.03 (0.01)
FeO	33.7 (0.17)	34.1 (0.16)	30.5 (0.16)	29.9 (0.16)
MnO	0.69 (0.02)	0.68 (0.02)	0.64 (0.02)	0.6 (0.02)
MgO	29.3 (0.07)	29.0 (0.07)	31.8 (0.07)	32.3 (0.07)
CaO	0.24 (0.01)	0.18 (0.01)	0.29 (0.01)	0.16 (0.01)
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.01)
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.01)
P ₂ O ₅	0.08 (0.02)	0.08 (0.02)	0.00	0.07 (0.02)
Total	100.3	100.4	100.4	100.1
Fa	39.2	39.7	35.0	34.2

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。



第 3-3 図 RBT 04261 に含まれるかんらん石の化学累帯構造。

ポイキリティック・ノンポイキリティック相とも、Fe の組成は均質である。Ca の化学累帯が残されている。



第 3-4 図 RBT 04261 に含まれる輝石の組成。

ポイキリティック相の輝石に比べて、ノンポイキリティック相のかんらん石のほうが Fe に富む組成を示す。オレンジ色の領域はレルズライト質シャーゴッタイトの組成範囲 (Mikouchi, 2005; Mikouchi et al., 2008) を示す。

第3-3表 輝石の化学組成 (wt.%)。

	ノンポイキリティック相		ポイキリティック相	
	低-Ca	オーザイト	低-Ca	オーザイト
SiO ₂	52.8 (0.08)	51.7 (0.08)	54.4 (0.08)	52.4 (0.08)
TiO ₂	0.31 (0.01)	0.42 (0.01)	0.08 (0.01)	0.25 (0.01)
Al ₂ O ₃	1.17 (0.02)	2.26 (0.02)	0.57 (0.01)	1.53 (0.02)
Cr ₂ O ₃	0.42 (0.01)	0.76 (0.01)	0.37 (0.01)	0.69 (0.01)
FeO	17.8 (0.12)	11.4 (0.10)	16.5 (0.12)	10.6 (0.10)
MnO	0.69 (0.02)	0.43 (0.02)	0.53 (0.02)	0.41 (0.02)
MgO	20.5 (0.06)	16.0 (0.05)	25.0 (0.06)	16.8 (0.05)
CaO	6.35 (0.02)	16.7 (0.03)	2.58 (0.01)	16.7 (0.03)
Na ₂ O	0.09 (0.01)	0.23 (0.01)	0.03 (0.01)	0.19 (0.01)
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.02 (0.01)	0.05 (0.02)	0.04 (0.01)	0.03 (0.01)
Total	100.2	100.0	100.1	99.6
En	58.5	46.6	69.3	48.3
Wo	13.1	34.8	5.1	34.5

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

イキリティック相に存在する輝石は、Ca に乏しい輝石($\text{En}_{65}\text{Wo}_7\text{-En}_{56}\text{Wo}_{16}$)と、Ca に富むオーグサイト($\text{En}_{50}\text{W}_{30}\text{-En}_{43}\text{Wo}_{40}$)である(第 3-4 図; 第 3-3 表)。2つの輝石は隣接して存在しているが、包有関係は認められない。

斜長石(マスケリナイト)

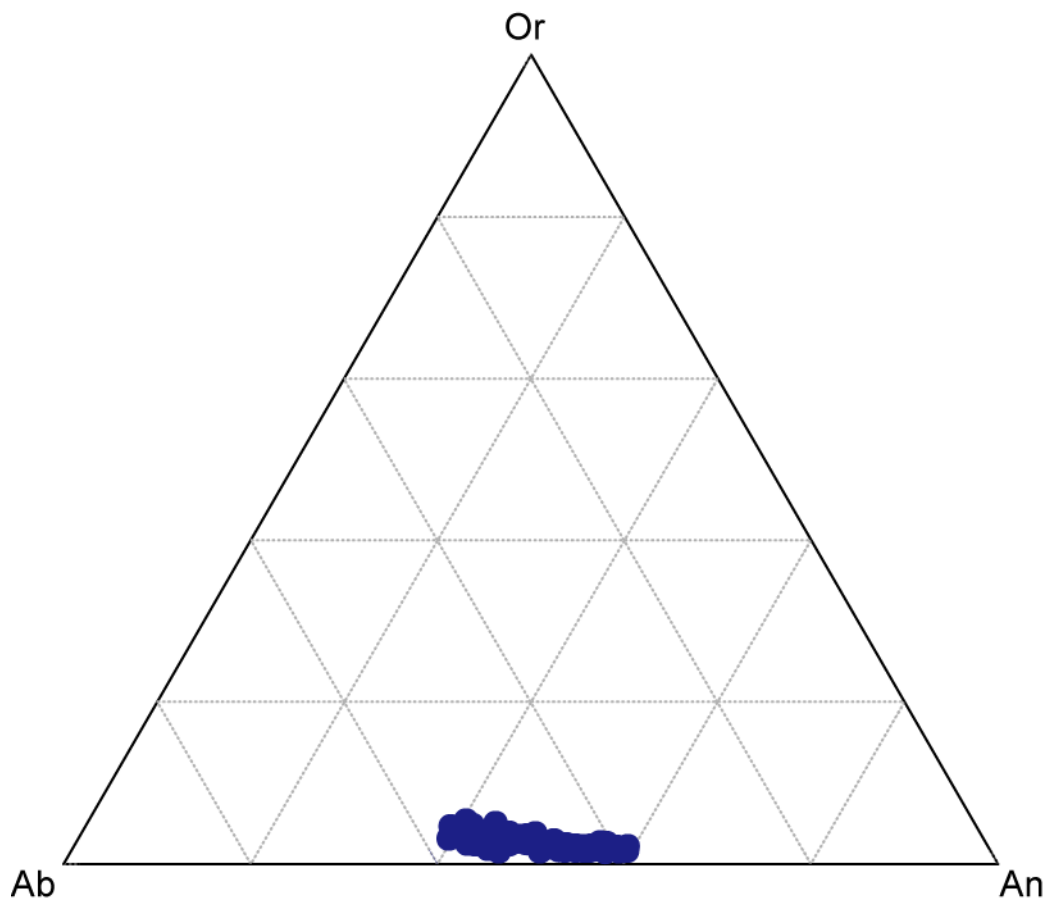
マスケリナイトは、粒径~1 mm 程度であり、ノンポイキリティック相に存在するかんらん石、輝石の周囲を埋めている。マスケリナイトの組成は、K に乏しい組成を示し($\text{An}_{59}\text{Or}_{1.7}\text{-An}_{39}\text{Or}_{5.6}$)、Ca、Na 成分の組成範囲は広い(第 3-5 図; 第 3-4 表)。

バデレアイト

バデレアイトは、ノンポイキリティック相に存在しており、多くの場合イルメナイトと共存している(第 3-6 図)。バデレアイトの多くは、粒径<5 μm であるが、まれに~20 μm の粒径を持つものが確認された。バデレアイトは、主に他形の結晶を示すが、まれにマスケリナイト中に自形結晶が存在している。バデレアイトに割れ目は認められない。メルトポケット中に存在するバデレアイトは、部分的な溶融が確認できる。バデレアイトの周囲に、シリカ物質(SiO_2)は認められなかった。バデレアイトのラマンスペクトルは、産状によらず、単斜晶系を示しており、高温(正方・立方晶系)・高圧相(斜方晶系 I・II)への相転移の痕跡は確認できなかった(第 3-7 図)。バデレアイトは、93-98 wt.%の ZrO_2 、1-2 wt.%の HfO_2 、1.5-2.7 wt.%の TiO_2 を含む(第 3-5 表)。

その他の鉱物

リン酸塩鉱物(メリライトおよびアパタイト: 粒径; ~200 μm)はノンポイキリティック相に存在している。結晶には、不規則に割れ目が生じている。リン酸塩鉱物の組成を第 3-4 表に示す。ポイキリティック相に存在する Cr-スピネルは、かんらん石、輝石に包有されている。ノンポイキリティック相に存在する Cr-スピネルは、かんらん石に包有されている。ノンポイキリティック相に存在する Cr-スピネルは、ポイキリティック相に存在するスピネルに比べて、Ti の組成範囲が広い(第 3-8 図; 第 3-5 表)。イルメナイトは、ノンポイキリティック相に~200 μm の他形結晶で産し、バデレアイトと共存している。結晶は、不規則に破碎している。イルメナイトの組成を第 3-5 表に示す。



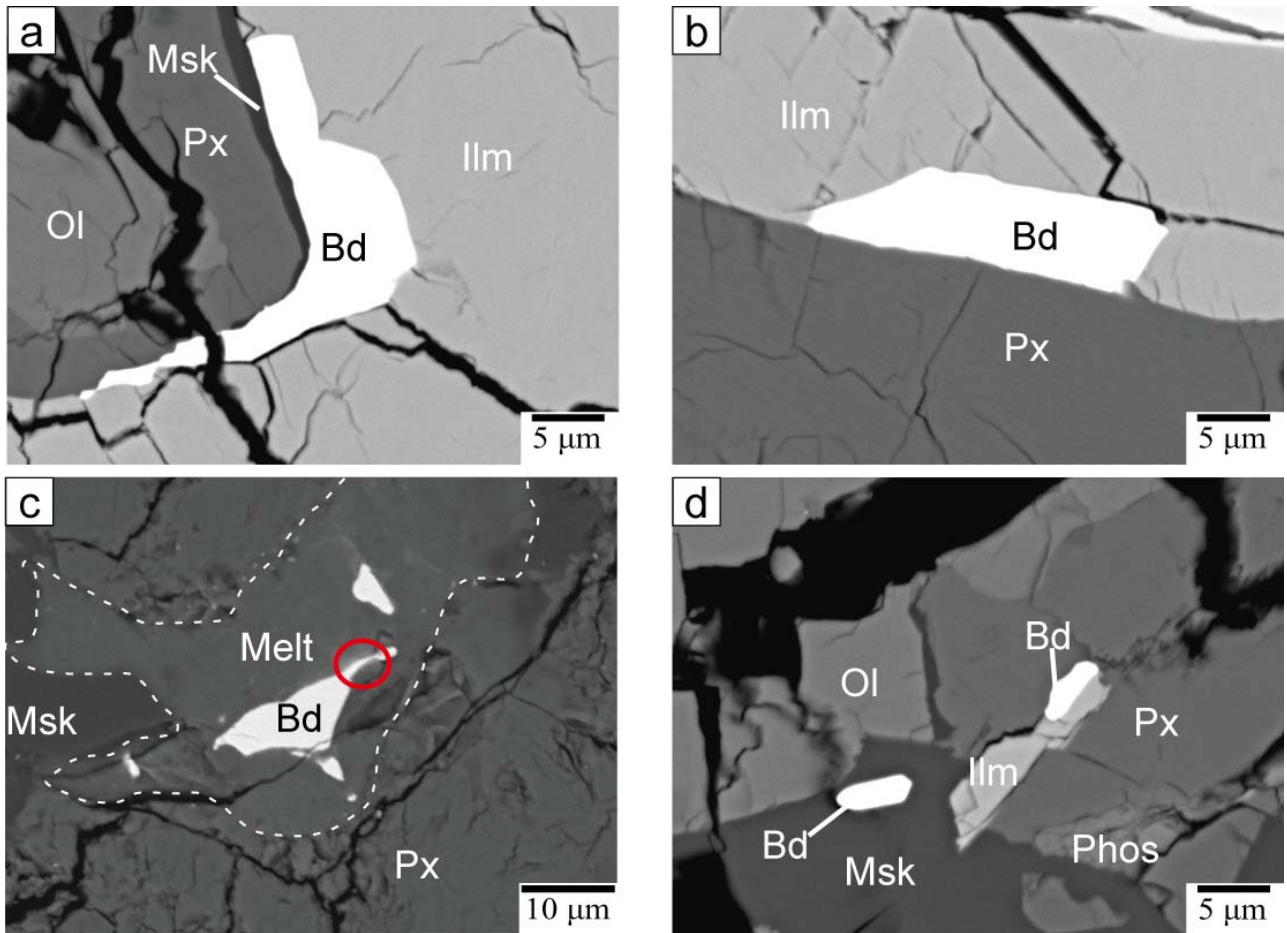
第 3-5 図 RBT 04261 に含まれる斜長石（マスケリナイト）の組成。
 マスケリナイトの組成は、K に乏しい組成を示し、Ca, Na 成分の組成範囲は広い。

第3-4表 斜長石(マスクェリナイト)およびリン酸塩
 鉱物の化学組成 (wt.%)。

	ノンポイキリテック相		
	マスクェリナイト	メリライト	アパタイト
SiO ₂	54.8 (0.2)	0.05 (0.03)	0.15 (0.03)
TiO ₂	0.06 (0.03)	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	28.6 (0.2)	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	0.41 (0.07)	1.08 (0.14)	0.46 (0.13)
MnO	0.06 (0.05)	0.00	0.00
MgO	0.11 (0.02)	3.29 (0.10)	0.05 (0.03)
CaO	11.08 (0.07)	47.1 (0.23)	55.6 (0.25)
Na ₂ O	5.0 (0.1)	1.85 (0.12)	0.18 (0.06)
K ₂ O	0.38 (0.02)	0.09 (0.02)	0.00
P ₂ O ₅	0.00	46.5 (0.36)	40.7 (0.33)
F	n.d.	0.00	0.55 (0.11)
Cl	n.d.	0.00	2.27 (0.07)
Total	100.0	100.0	100.0

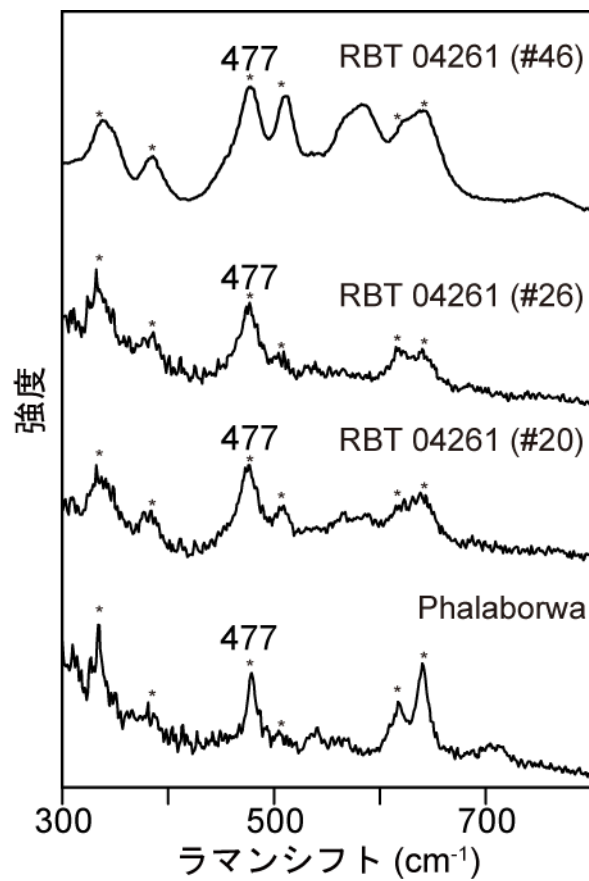
括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

n.d.: 分析を行わなかった。



第 3-6 図 RBT 04261 に含まれるバデレアイトの産状。

バデレアイトは、多くの場合イルメナイトと共存している(a, b)。メルトポケット中に存在するバデレアイトは、部分的な溶融が確認できる(c)。バデレアイトは、主に他形の結晶を示すが、まれにマスクェリナイト中に自形結晶が存在している(d)。Ol: かんらん石。Px: 輝石。Bd: バデレアイト。Ilm: イルメナイト。Msk: マスケリナイト。Phos: リン酸塩鉱物。Melt: メルトポケット。



第 3-7 図 RBT 04261 に含まれるバデレアイトのラマンスペクトル。

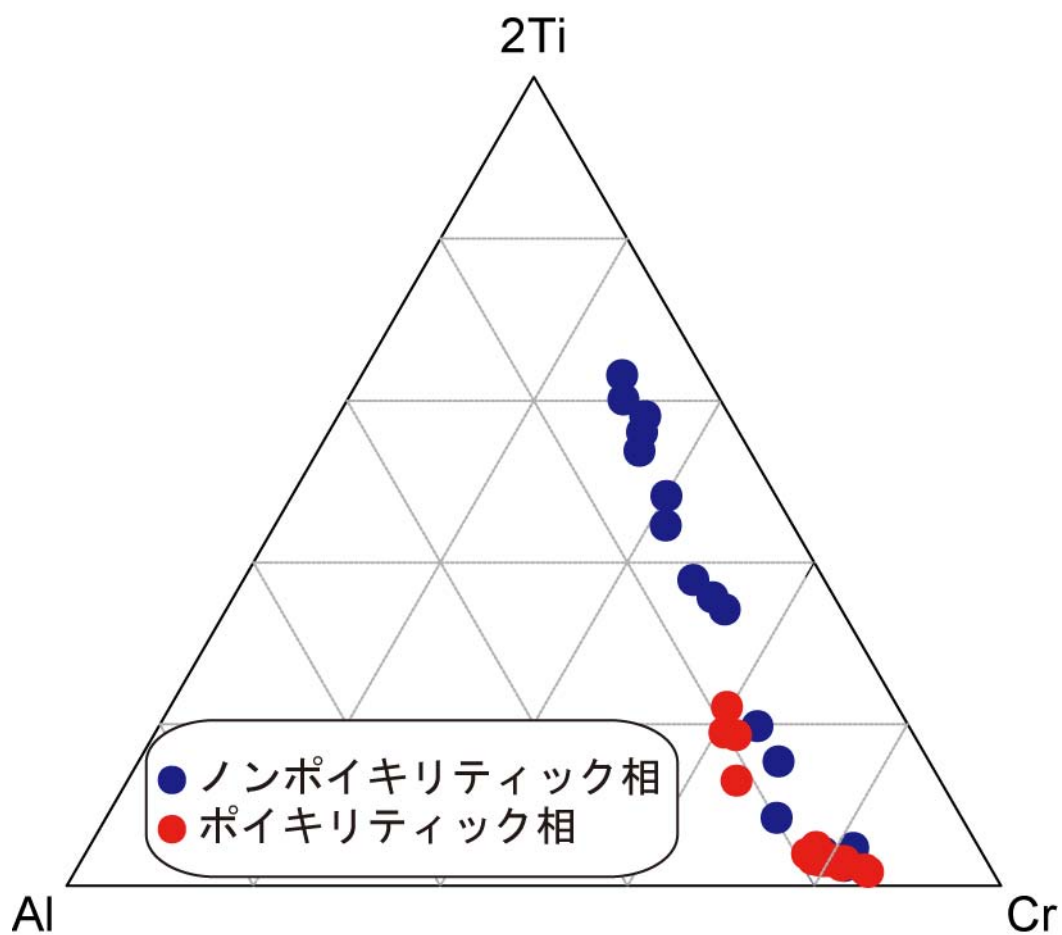
バデレアイトのラマンスペクトルは、産状によらず単斜晶系の結晶系を示しており、高温(正方・立方)・高圧(斜方 I・II)相は確認できない。

第3-5表 バデレアイト, Cr-スピネル, イルメナイトの化学組成 (wt.%)。

	ノンポイキリティック相			ポイキリティック相
	バデレアイト	Cr-スピネル	イルメナイト	Cr-スピネル
SiO ₂	0.00	0.15 (0.01)	0.02 (0.01)	0.08 (0.01)
TiO ₂	1.66 (0.03)	1.55 (0.02)	53.3 (0.11)	1.33 (0.02)
Al ₂ O ₃	n.d.	7.62 (0.04)	0.04 (0.01)	8.18 (0.04)
Cr ₂ O ₃	n.d.	53.2 (0.06)	0.73 (0.01)	55.0 (0.06)
FeO	n.d.	32.9 (0.16)	41.3 (0.18)	29.4 (0.15)
MnO	n.d.	0.56 (0.02)	0.78 (0.02)	0.5 (0.02)
MgO	n.d.	3.59 (0.03)	3.78 (0.03)	5.42 (0.03)
CaO	0.04 (0.01)	0.04 (0.01)	0.00	0.05 (0.01)
Na ₂ O	n.d.	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	n.d.	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00
ZrO ₂	96.3 (0.40)	n.d.	n.d.	n.d.
HfO ₂	2.00 (0.03)	n.d.	n.d.	n.d.
Y ₂ O ₃	0.00	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.0	99.6	100.0	100.0

括弧内の数字は分析誤差(1σ)。

n.d.: 分析を行わなかった。



第 3-8 図 RBT 04261 に含まれる Cr-スピネルの組成。

ノンポイキリティック相に存在する Cr-スピネルは、ポイキリティック相に存在するスピネルに比べて Ti 含有量の組成範囲が広い。

4.2 バデレアイトの U-Pb 同位体系

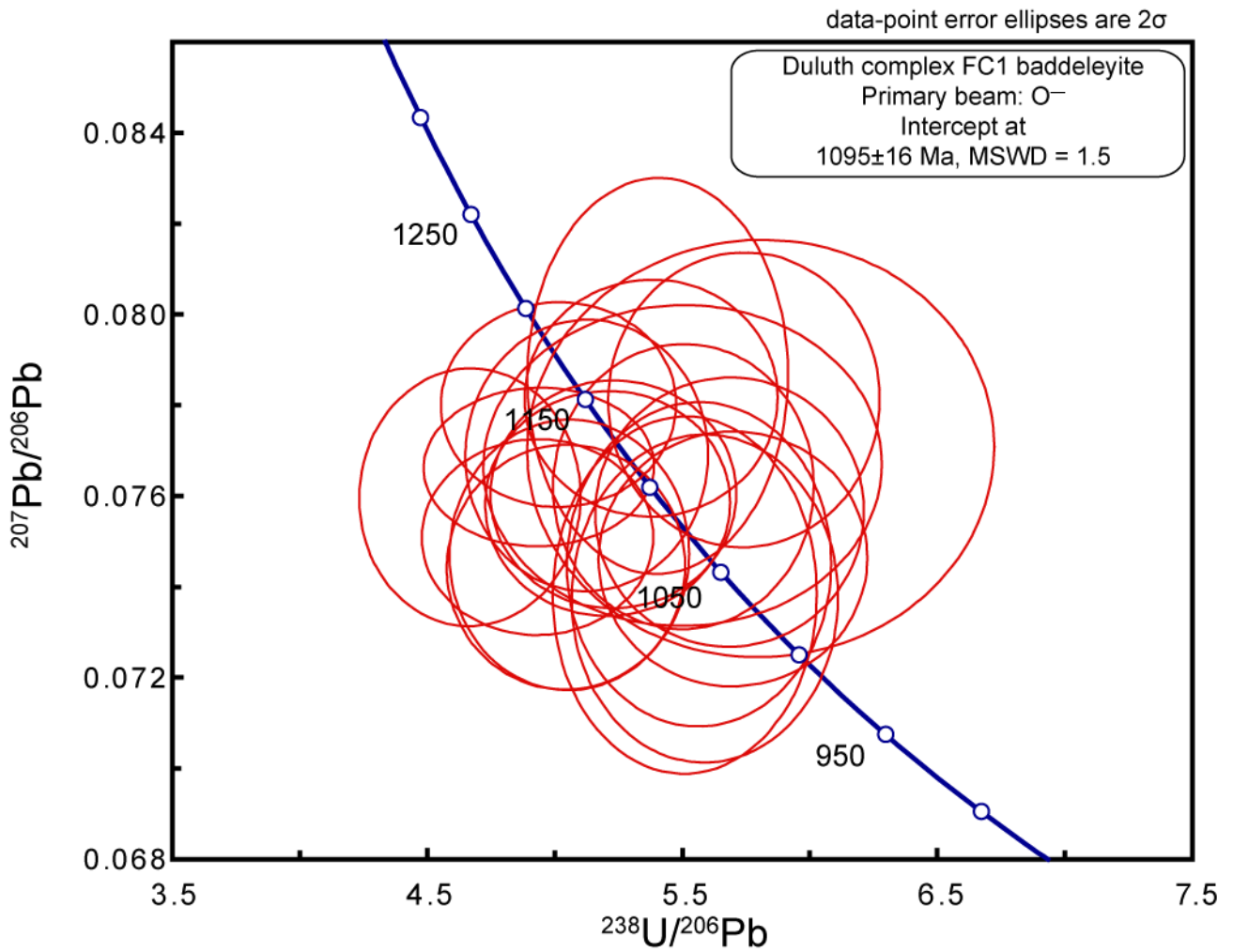
1) FC1 バデレアイト

火星隕石中のバデレアイトのウラン濃度が低いため、一次イオンビームとして、より多くの二次イオンシグナルが得られる O⁻ビームを使用した。一次イオンビームの違いが分析精度に与える影響を確認するために、Duluth 岩体（アメリカ）の FC1 バデレアイトを用いて試験を行った(付録 5)。結果は T-W コンコーディアダイアグラムに示す(第 3-9 図)。バデレアイトの ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb 年代(1099±17 Ma)および ²³⁸U-²⁰⁶Pb 年代(1095±16 Ma)は TIMS 分析により求められた FC1 ジルコンの年代(1099±0.6 Ma; Paces and Miller, 1993)と誤差の範囲で一致している。この結果は一次イオンビームとして O⁻ビームを使用した場合においても十分な分析精度が得られることを示している。

2) RBT 04261 中のバデレアイト

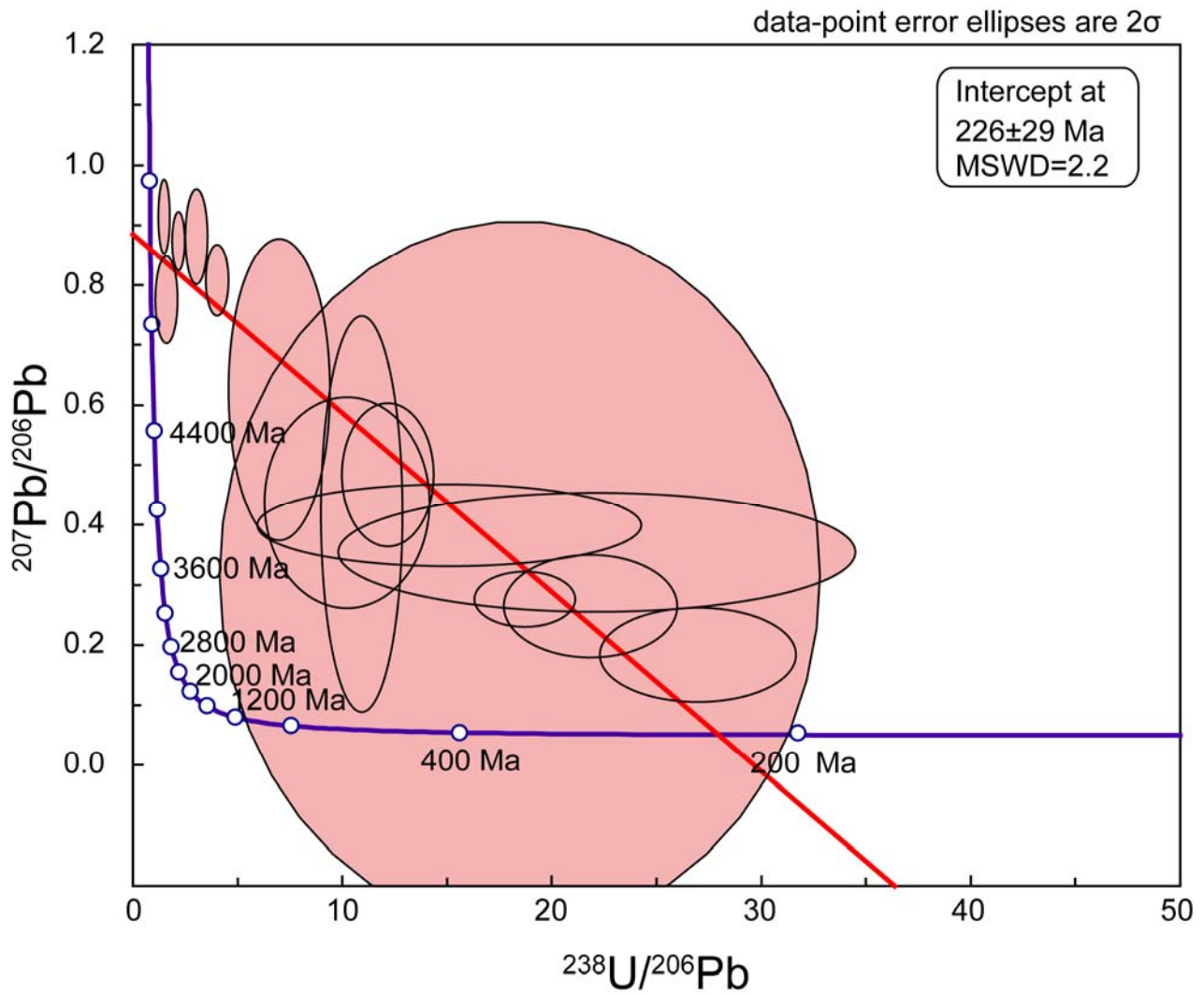
RBT 04261 に含まれている粒径(10-20 μm)のバデレアイトを用いて U-Pb 同位体分析を行った。コモン Pb の補正を行わずに T-W コンコーディアダイアグラムにプロットすると、コモン Pb(Stacey and Kramers, 1975)付近と ~200 Ma を結ぶ直線上にプロットされる(第 3-10 図)。測定したバデレアイトの多くはコモン Pb の寄与が大きく、補正することは困難である。

RBT 04261 に含まれている比較的大きな粒径(10-20 μm)を持つバデレアイト(3 粒子: 第 3-6 図)について、SQUID 2.50(Ludwig, 2009a)にてコモン Pb の補正を行った。3 粒子のバデレアイトのうち、2 粒子はイルメナイトと共存しており、1 粒子はメルトポケット中に存在し、部分的にバデレアイトが溶融した痕跡を残している。SHRIMP による U-Pb 同位体のデータ(第 3-6 表)を、T-W コンコーディア図に示す(第 3-11 図)。イルメナイトと共存する 2 つのバデレアイトの U-Pb データからは、203±30 Ma (n=2; 誤差は 2σ)が得られた。メルトポケット中に存在するバデレアイトの U-Pb データは、若干の同位体系の乱れが認められるが、U の損失もしくは Pb の獲得による影響は少ない。



第 3-9 図 FC1 バデレイト (Duluth complex) の T-W コンコーディア図。

一次イオンとして O⁻ビームを使用した。バデレイトの $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代 (1095±16 Ma) は、わずかにジルコンの年代よりも若いですが、TIMS 分析により求められた FC1 ジルコンの年代 (1099±0.6 Ma; Paces and Miller, 1993) と誤差の範囲で一致している。



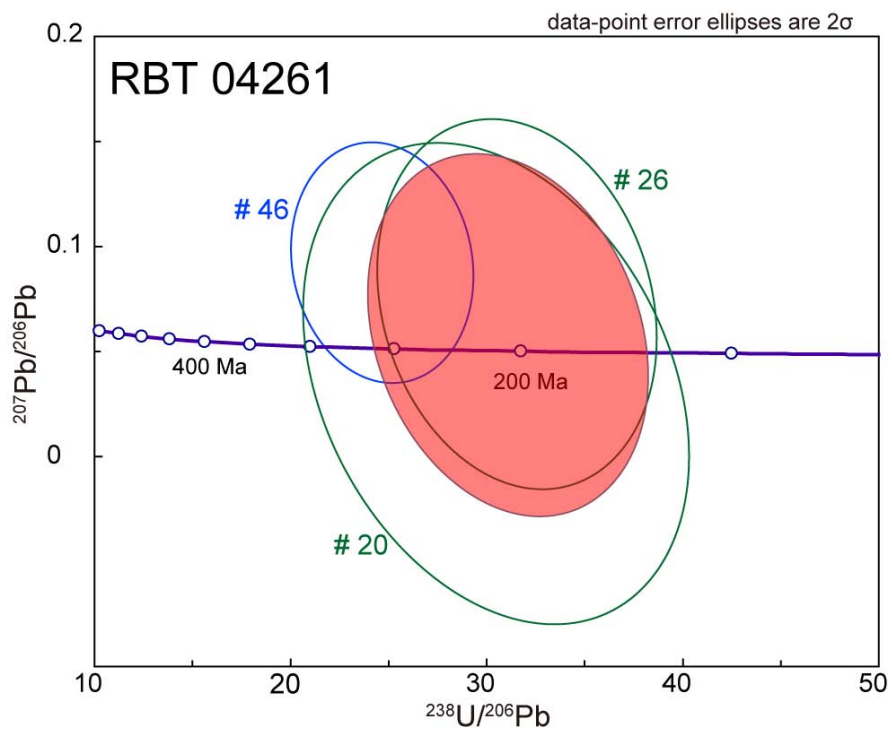
第 3-10 図 RBT 04261 に含まれるバデレアイトの U-Pb 同位体データ(コモン Pb の補正なし)。
 バデレアイトから得られた U-Pb 同位体データは、~200 Ma の年代とコモン Pb との混合を示している。

第3-6表 RBT 04262中のバデレアイトのU-Pb 同位体組成。

Spot	208 corrected* % common ²⁰⁶ Pb		ppm		208 corrected* ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age [†]		% Discordant	208 corrected* ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		208 corrected* ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
	U	Th	U	Th	±	±		% error	error corr.	% error	error corr.
#20	28.314	10.2	0.2	0.2	208±27	208±27	+100	0.16	139.6	0.033	13.2
#26	14.379	9.4	0.2	0.2	201±18	201±18	+100	0.32	52.0	0.032	9.2
#46	24.212	29.0	1.2	1.2	256±19	256±19	-121	0.52	27.3	0.041	7.7

* Steacy and Kramers (1975)を用いてコモン鉛を補正。

† 誤差は 1σ。



第 3-11 図 RBT 04261 に含まれるバデレアイトの U-Pb 年代。

イルメナイトと共存する 2 つのバデレアイト(#20, 26) は、 $203 \pm 30 \text{ Ma}$ ($n=2$; エラーは 2σ) の年代を示す。メルトポケット中に存在するバデレアイト(#46)の U-Pb 同位体データには若干の同位体系の乱れが認められるが、U の損失もしくは Pb の獲得による影響は少ない。

5 議論

5.1 RBT 04261 の形成環境

RBT 04261 は、初期分類段階で RBT 04262 とペアのオリビンフィリックシャーゴッタイトであるとされた。Mikouchi et al. (2008)は、RBT 04262 の岩石・鉱物学的に記載を行い、その組織および組成範囲はレルゾライト質シャーゴッタイトの特徴に近いことから、レルゾライト質シャーゴッタイトに再分類した。ただし、マスケリナイトの含有量が 13 % と多いため、厳密にはこれまでに報告されているレルゾライト質シャーゴッタイトとは異なっている(Mikouchi, 2005; Mikouchi et al., 2008)。Nishiizumi and Caffee (2010)は宇宙線照射年代をもとめ、RBT 04261 および RBT 04262 の ^{10}Be 照射年代は、それぞれ 3.0 ± 0.6 Myr および 2.0 ± 0.5 Myr を報告している。また、 ^{36}Cl を用いた落下年代では、RBT 04261 は 60 Kyr よりも若いとし、RBT 04262 は 710 ± 60 Kyr であるとした。このことから 2 つの隕石は、約 3 Ma に火星から放出され、宇宙空間では別の個体であったと結論付けられた。

RBT 04262 はポイキリティック相とノンポイキリティック相に分かれる。ポイキリティック相に存在するかんらん石(Fa_{28-39})は、ノンポイキリティック相に存在するかんらん石(Fa_{32-41})よりも Mg に富む組成を示す。ポイキリティック相に存在する輝石($\text{En}_{73}\text{Wo}_5\text{-En}_{60}\text{Wo}_{10}$)は Ca に富むオーグサイト($\text{En}_{52}\text{Wo}_{30}\text{-En}_{45}\text{Wo}_{40}$)のリムを持つ。ノンポイキリティック相の輝石は Ca に乏しいピジョン輝石($\text{En}_{62}\text{Wo}_7\text{-En}_{58}\text{Wo}_{12}$)と、Ca に富むオーグサイト($\text{En}_{50}\text{Wo}_{30}\text{-En}_{44}\text{Wo}_{39}$)であり、ポイキリティック相にくらべ、Fe に富む組成を持つ。この組成の違いは、ノンポイキリティック相はポイキリティック相の結晶化後に形成したことを意味する(Mikouchi et al., 2008; Usui et al., 2010)。RBT 04262 の結晶化プロセスとして、(1)ポイキリティック相の形成、(2)集積過程、(3)結晶間を埋めるメルトからノンポイキリティック相の形成、が提案された(Mikouchi et al., 2008; Usui et al., 2010)。

本研究で観察された RBT 04261 の岩石・鉱物学的特徴は、RBT 04262 の特徴との差異は認められない。かんらん石および輝石の組成範囲は RBT 04262 と同様に、レルゾライト質シャーゴッタイトの組成範囲と一致する。このため、RBT 04261 も RBT 04262 と同様に、オリビンフィリックシャーゴッタイトではなくレルゾライト質シャーゴッタイトに近い岩石・鉱物学的特徴を持つ。ノンポイキリティック相に存在するかんらん石、輝石の組成は、ポイキリティック相に存在するかんらん石、輝石の組成よりも、Fe に富む組成を示している。これは、ポイキリティック相の形成が、ノンポイキリティック相よりも先であったことを示している。これらのことから、RBT 04261 および RBT 04262 は、同様の岩石の結晶化プロセスを経験

していると考えられる。RBT 04261 および 04262 は、同じ放出年代を持ち(~3Ma)、岩石・鉱物学的特徴も同じであるため、ペアの隕石であると考えられる。

Usui et al., (2010)は、RBT 04261 および 04262 が経験したサブソリダスでの平衡温度および酸化還元状態を求めた。ポイキリティック相にはピジォナイトとオーヂャイトが共存していることから、輝石温度計を適用し、平衡温度は~1150 °C であるとした。また、かんらん石-スピネル-斜方輝石の共存関係から、酸素 fugacity は $\log f(\text{O}_2) = \text{QFM} - 1.59 \pm 0.05$ であったとした。

5.2 衝撃変成作用によるバデレアイトへの影響

RBT 04261 に含まれる斜長石はすべてマスケリナイト化していた。かんらん石、輝石、イルメナイトは不規則に破碎していた。メルトポケットも存在しているが、分析した厚片試料では高圧鉱物は確認されておらず、30 GPa を越える衝撃を受けた痕跡は見つからなかった。バデレアイトは、ノンポイキリティック領域に存在しており、マスケリナイト中に自形結晶として確認できた。メルトポケット中に存在するバデレアイトは、部分的に溶融した痕跡を残しているため、バデレアイトの結晶化は衝撃変成を受ける以前である。これらのことから、バデレアイトは、メルトから結晶化したことを示しており、結晶化の最終プロセスで形成したことを示している。多くのバデレアイトには、破碎されておらず、高圧相や高温相は確認できなかった。El Goresy (1965)および Wittmann et al. (2006)は、地球のインパクトクレーター(Ries クレーター: ドイツ)の岩石において、ジルコン(ZrSiO_4)の分解によりバデレアイト(ZrO_2)とシリカ(SiO_2)が形成していることを報告した。RBT 04261 に含まれるバデレアイトの周囲には、 SiO_2 は確認できなかった。これは RBT 04261 に含まれるバデレアイトが、衝撃変成によりジルコンが分解することでできたものではないことを示している。これらのことから、衝撃変成作用が、バデレアイトの結晶構造にあたる影響は少ないと考えられる。

5.3 バデレアイトの U-Pb 年代

本研究で測定したバデレアイトの粒径(~10-15 μm)は、SHRIMP の一次イオンビーム径(~15-20 μm)よりも小さい。このため、バデレアイトの周囲にあるコモン Pb の寄与は無視できない。コモン Pb の補正を行わずに T-W コンコーディアダイアグラムにプロットすると、~200 Ma と 4.1 Ga を結ぶ直線上にはプロットされず、コモン Pb(Stacey and Kramers, 1975)付近と~200 Ma を結ぶ直線状にプロットされる(第 3-10 図)。このことは、本研究で得られた U-Pb 同位体データは、バデレアイトが持つ本質的な Pb(および U)とコモ

ン Pb との混合であることを示している。また、RBT 04261 に含まれるバデレアイトは、Bouvier et al., (2005, 2008, 2009)が主張しているような、4.1 Ga の年代は記録していないことを意味する。

コモン Pb の補正をすると、イルメナイトと共存するバデレアイトからは、203±30 Ma のコンコードナントな年代値が得られた。メルトポケットに存在するバデレアイトでは、同位体系に若干の乱れはあるものの、U の損失もしくは Pb の獲得による影響は少ない。約 200 Ma という年代値は、これまでにシャーゴッタイトから求められてきた~180 Ma と誤差の範囲で一致している。Shih et al. (2009)は、RBT 04261 とペアの隕石である RBT 04262 の Rb-Sr および Sm-Nd 年代を測定し、~170 Ma の年代値を報告している。本研究で得られたバデレアイトの年代は、RBT 04262 から求められた年代値と誤差の範囲で一致している。

Nyquist et al. (2009)は、玄武岩質シャーゴッタイトである NWA 1460 の Rb-Sr 同位体分析を行い、その結果から Rb-Sr および Sm-Nd 同位体系は、衝撃変成作用によって年代の完全なリセットは起こらないとした。Lapen et al., (2010)は、衝撃変成作用によって同位体系がすべて完全にリセットするならば、シャーゴッタイトの同位体系は放出年代を示すはずであるとした。火星から岩石が放出されるには、直径 3 km 以上のクレーターをつくる衝撃現象が必要(Melosh, 1984)である。このため、火星隕石は、少なくとも火星を脱出する際には衝撃変成作用を受けていることになる。RBT 04261 が火星から放出された年代は、約 3 Ma であり(Nishiizumi et al., 2010)、バデレアイトから得られた年代とは一致しない。

Bouvier et al. (2005, 2008, 2009)が主張するように、シャーゴッタイトの結晶化が 4.1 Ga でバデレアイトの U-Pb 年代が、火星脱出時(3 Ma)の衝撃変成作用によりリセットしたと仮定する。衝撃により同位体系が乱されて、見かけの U-Pb 年代が 200 Ma となるには、4.1 Ga の結晶化時から 3 Ma の衝撃変成時まで蓄積した放射壊変起源の Pb を損失し、3 Ma から現在までのウランの放射壊変で生産された放射性鉛とあわせて、U/Pb 同位体比を $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.0315$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}=0.2177$ としなければならない。この関係は以下の式であらわされる。

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}_{200\text{Ma-present}} = \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}_{4.1\text{Ga}-3\text{Ma}} \times \frac{x_{206}}{y_{238}} + \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}_{3\text{Ma-present}}$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}_{200\text{Ma-present}} = \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}_{4.1\text{Ga}-3\text{Ma}} \times \frac{x_{207}}{y_{235}} + \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}_{3\text{Ma-present}}$$

x_{206} は ^{206}Pb の残存量 (%)、 x_{207} は ^{207}Pb の残存量(%), y_{238} は ^{238}U の残存量 (%), y_{235} は ^{235}U の残存量(%)を表す。バデレアイトが 4.1 Ga に結晶化したとすると、3 Ma 時点での U-Pb 同位体比は $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.888$ 、

$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}=55.5$ となる。3 Ma から現代までのウランの崩壊で得られる同位体比は $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.0005$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}=0.0030$ である。見かけの年代が 200 Ma の年代を示すための U/Pb 同位体比は、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.0315$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}=0.2177$ である。この条件を満たす x と y の関係、は以下のようになる。

$$\frac{x_{206}}{y_{238}} = 3.4909$$

$$\frac{x_{207}}{y_{235}} = 0.3867$$

バデレアイトの U-Pb 同位体系が衝撃変成作用で乱され、見かけの年代が 200 Ma を示すためには、火星放出時(3 Ma)の衝撃変成作用でウランの獲得(もしくは損失)がない場合、 ^{206}Pb を 96.5%、 ^{207}Pb を 99.6% 損失しなくてはならない。また、3 Ma 時点でウランを獲得し、バデレアイト中のウラン量がウランの獲得前と比べて 200% となったと仮定すると、 ^{206}Pb を 93.0%、 ^{207}Pb を 99.2% 損失しなくてはならない。このように見かけの年代が 200 Ma を示すためには、鉛の同位体(^{206}Pb および ^{207}Pb)を異なる割合で、9 割以上失う必要がある。この計算結果は、衝撃圧縮実験および加熱実験、RBT 04261 中に含まれるバデレアイトの結果とは一致しない。衝撃変成作用によって、計算のように ^{206}Pb および ^{207}Pb 鉛の同位体をそれぞれ異なる割合で損失することは考えにくい。

バデレアイトを用いた衝撃圧縮実験および加熱実験では、わずかな鉛の損失はあるものの、いずれの衝撃圧および加熱温度でも、年代をリセットするようなバデレアイトの U-Pb 同位体系の乱れは確認できなかった。衝撃圧縮実験および加熱実験において、かんらん石の Fe-Mg 組成の均質化、Ca 成分の累帯構造の乱れが認められる実験試料に含まれるバデレアイトでも、年代のリセットが起こるような同位体系の乱れは確認できなかった。RBT 04261 に含まれるかんらん石には Ca 組成の累帯構造が残されている。衝撃圧縮実験および加熱実験の結果から、バデレアイト中の Pb の拡散は、かんらん石での Ca の拡散よりも遅いと考えられる。RBT 04261 に Ca 組成の累帯構造が残っているということは、バデレアイト中の U-Pb 同位体系は、拡散による Pb の損失がなかったことを示している。Jones et al. (1986)は、EETA 79001 に含まれるかんらん石に Fe 組成の累帯構造が残されていることを確認した。Rb-Sr、Sm-Nd などの同位体系が、かんらん石の Fe 組成を均質化させることなく同位体平衡に達するのは困難であるとし、~180 Ma の年代こそがシャーゴッタイトの結晶化年代であるとした。本研究で得られたバデレアイトの U-Pb 年代は、Jones et al. (1986)の報告と同様に、シャーゴッタイトの結晶化年代を示していると考えられる。

Bouvier et al., (2005, 2008, 2009)は全岩、輝石、斜長石(マスケリナイト)のフラクションを用いて 4.1 Ga の Pb-Pb アイソクロン年代を求めた。Pb-Pb 年代は、U 同位体の測定を行わず、Pb 同位体の測定のみで年代が得られる利点を持つ。一方、Pb-Pb 年代が地質学的意味を持つためには、岩石が他の異なる Pb 組成を持つ物質との混合を受けていない必要がある。Rao et al., (1999)は、EET79001 隕石に含まれるインパクトガラス中に、火星表層の土壌の成分の硫黄が含まれていると報告した。シャーゴッタイトに含まれる斜長石は、衝撃変成作用によりガラス化している。斜長石が衝撃によりガラス化する際に、火星の地殻物質の Pb を取り込む可能性がある。斜長石は Pb の主なキャリアフェーズであるため、全岩アイソクロンに影響を与える。4.1 Ga を示す Pb-Pb 年代は、火星地殻物質の鉛との混合した結果であると推測される。

6 結論

RBT 04261 にはところどころにメルトポケットが確認できるが、全溶融するような衝撃現象は経験していない。バデレアイトは、イルメナイトと共存する他形結晶、マスケリナイト中の自形結晶、メルトポケット中に部分的に溶融した他形結晶が認められた。これらの産状から、バデレアイトは、衝撃現象により二次的に形成した鉱物ではなく、シャーゴッタイトの形成時の最終過程で結晶化したことを示している。すべてのバデレアイトは、衝撃変成による高圧もしくは高温で安定な多形結晶への相転移の痕跡を残していない。イルメナイトと共存するバデレアイトおよびメルトポケット中に存在するバデレアイトの U-Pb 年代は、どちらも ~200 Ma を示している。これらを総合すると、RBT 04261 に含まれているバデレアイトの U-Pb 年代は、シャーゴッタイトが結晶化した年代を示しており、このことは、火星表層の火成活動が約 2 億年まで続いていたことを示唆している。

7 引用文献

- Beck, P., Gillet, Ph., El Goresy, A., Mostefaoui, S., 2005. Timescales of shock processes in chondritic and martian meteorites. *Nature* 435, 1071–1074.
- Becker, R.H., Pepin, R.O., 1984. The case for a martian origin of the shergottites: nitrogen and noble gases in EETA 79001. *Earth Planet. Sci. Lett.* 69, 225–242.
- Blichert-Toft, J., Gleason, J.D. Telouk, P., Albarede, F., 1999. The Lu-Hf isotope geochemistry of shergottites and the evolution of martian mantle-crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 25–39.
- Bogard, D.D., Husain, L., Nyquist, L.E., 1979. ^{40}Ar – ^{39}Ar age of the Shergotty achondrite and implications for its post-shock thermal history. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1047–1055.
- Bogard, D.D., Johnson, P., 1983. Martian gases in an Antarctic meteorite? *Science* 221, 651–654.
- Borg, L., Drake, M.J., 2005. A review of meteorite evidence for the timing of magmatism and of surface or near-surface liquid water on Mars. *Jour. Geophys. Res.* 110, E12S03.
- Borg, L.E., Draper, D.D., 2003. A petrogenetic model for the origin and compositional variation of the martian basaltic meteorites. *Meteorit. Planet. Sci.* 38, 1713–1731.
- Borg, L.E., Nyquist, L.E., Wiesmann, H. Shih, C-Y., 1997. Constraints on Martian differentiation process from Rb-Sr and Sm-Nd isotopic analyses of basaltic shergottite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4915–4931.
- Borg, L.E., Nyquist, L.E., Wiesmann, H. Shih, C-Y., and Reese, Y. 2002. Constraints on the petrogenesis of Martian meteorites from Rb-Sr and Sm-Nd isotopic systematics of the lherzolitic shergottites ALH77005 and LEW88516. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 2037–2053.
- Borg, L.E., Nyquist, L.E., Wiesmann, H. Shih, C-Y., Reese, Y., 2003. The age of Dar al Gani 476 and the differentiation history of the martian meteorites inferred from their radiogenic isotopic systematics. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 3519–3536.

- Borg, L.E., Edmunson, J.E. and Asmerom, Y., 2005. Constraints on the U-Pb isotopic systematics of Mars inferred from a combined U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study of the Martian meteorite Zagami. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 5819–5830.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Albarède, F., 2005. The age of SNC meteorites and the antiquity of the Martian surface. *Earth Planet. Sci. Lett.* 240, 221–233.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Gillet, P., Albarède, F., 2008. The case for old basaltic shergottites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 266, 105–124.
- Brearley, A.J., 1991. Subsolidus microstructures and cooling history of pyroxenes in the Zagami shergottite. *Lunar Planet. Sci.* XXII, 135–136.
- Chen, J.H., Wasserburg, G.J., 1986. Formation ages and evolution of Shergotty and its parent planet from U-Th-Pb systematics. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 955–968.
- Compston, W., Williams, I.S., Meyer, C., 1984. U-Pb geochronology of zircon from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Jour. Geophys. Res.* 89, B525–534.
- El Goresy, A., 1965. Baddeleyite and its significance in impact glasses. *Jour. Geophys. Res.* 70, 3453–3456.
- El Goresy, A., Dera, P., Sharp, T.G., Prewitt, C.T., Chen, M., Dubrovinsky, L., Wopenka, B., Boctor, N.Z., Hemley, R.J., 2008. Seifertite, a dense orthorhombic polymorph of silica from the Martian meteorites Shergotty and Zagami. *Eur. Jour. Mineral.* 20, 523–528.
- Fritz, J., Artemieva, N., Greshake, A., 2005. Ejection of Martian meteorites. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 1393–1411.
- Gaffney, A.M., Borg, L.E., Connelly, J.N. 2007. Uranium–lead isotope systematics of Mars inferred from the basaltic shergottite QUE 94201. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 5016–5031.
- Goodrich, C.A., 2003. Petrogenesis of olivine-phyric shergottites Sayh al uhaymir 005 and Elephant Moraine A79001 lithology A. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 3735–3771.
- Hartmann, W.K., Berman, D.C., 2000. Elysium planitia lava flows: Crater count chronology and geological implications. *Jour. Geophys. Res.* 105, 15011–15025.

- Hartman, W.K., Neukum, G., 2001. Cratering chronology and the evolution of Mars. *Space Sci. Rev.* 96, 165–194.
- Harvey, R.P., Wadhwa, M., McSween, H.Y. Jr., 1993. Petrography, mineral chemistry, and petrogenesis of Antarctic Shergottite LEW88516. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 4768–4783.
- Head, J.N., Melosh, H.J., 2000. Launch velocity distribution of the Martian clan meteorites. *Lunar Planet. Sci.* XXXI, A1937.
- Heaman, L.M., LeCheminant, A.N., 1993. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂). *Chem. Geol.*, 110, 95–126.
- Heaman, L.M., LeCheminant, A.N., 2000. Anomalous U-Pb systematics in mantle-derived baddeleyite xenocrysts from Île Bizard: evidence for high temperature radon diffusion? *Chem. Geol.*, 172, 77–93.
- Herd, C.D.K., Borg, L.E., Jones, J.H., Papike, J.J., 2002. Oxygen fugacity and geochemical variations in the martian basalts: implications for martian basalt petrogenesis and the oxidation state of upper mantle of Mars. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 2025–2036.
- Herd, C.D.K., Simonetti, A., Peterson, N.D., 2007. In situ U-Pb geochronology of martian baddeleyite by laser ablation MC-ICP-MS. *Lunar Planet. Sci.* XXXVIII, A1664.
- Ickert, R.B., Hiess, J., Williams, I.S., Holden, P., Ireland, T.R., Lanc, P., Schram, N., Foster, J.J., Clement, S.W., 2008. Determining high precision, in situ, oxygen isotope ratios with a SHRIMP II: Analyses of MPI-DING silicate-glass reference materials and zircon from contrasting granites. *Chem. Geol.* 257, 114–128.
- Jagoutz, E., and Wänke, H., 1986. Sr and Nd isotopic systematics of Shergotty meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 939–953.
- Jones, J.H., 1986. A discussion of isotopic systematics and mineral zoning in the shergottites: Evidence for a 180 m.y. igneous crystallization age. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 969–977.
- Jones, J.H., 1989. Isotopic relationships among the shergottites, nakhlites and chassigny. *Proc. 19th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 465–474.
- Kieffer, S.W., Schaal, R.B., Gibbons, R., Hörz, F., Milton, D.J., Dube, A., 1976. Shocked basalt from Lonar impact crater, India, and experimental analogues. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 7th, 1391–1412.

- Langenhorst, F., Poirier, J.-P., 2000a. 'Eclogitic' minerals in a shocked basaltic meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 176, 259–265.
- Langenhorst, F., Poirier, J.-P., 2000b. Anatomy of black veins in Zagami: clues to the formation of high-pressure phases. *Earth Planet. Sci. Lett.* 184, 37–55.
- Lapen, T.J., Richter, M. Brandon, A.D., Debaile, V., Beard, B.D., Shafer, J.T., Peslier, A.H., 2010. A younger age for ALH84001 and its geochemical link to shergottite source in Mars. *Science* 328, 347–351.
- Lodders, K., 1998. A survey of shergottite, nakhlite and chassigny meteorites whole-rock compositions. *Meteorit. Planet. Sci.* 33, A183–190.
- Longhi, J., Knittle, E., Holloway, J.R., Wänke, H., 1992. The bulk composition, mineralogy, and internal structure of Mars. In *Mars* (eds. Kieffer, H., Jakosky, B.M., Snyder, C.W., Matthews, M.S.), pp. 184–208. University of Arizona press.
- Ludwig, K.R., 2009a. SQUID 2.50. Special Publication 1. Berkeley Geochronology Center.
- Lundberg, L.L., Crozaz, G., McSween, H.Y. Jr., 1990. Rare earth elements in minerals of the ALHA77005 shergottite and implications for its parent magma and crystallization history. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 2535–2547.
- McCoy, T., Taylor, G.J., Keil, K., 1992. Zagami: Product of a two-stage magmatic history. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 3571–3582.
- McSween, H.Y. Jr., Grove, T.L., Wyatt, M.B. 2003. Constraints on the composition and petrogenesis of the Martian crust. *Jour. Geophys. Res.* 108, 9–19.
- Melosh, H.J., 1984. Impact ejection, spallation, and the origin of meteorites. *Icarus* 59, 234–260.
- Mikouchi, T., 2005. Northwest Africa 1950: Mineralogy and comparison with Antarctic lherzolitic shergottites. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 1621–1634.
- Mikouchi, T., Kurihara, T., Miyamoto, M., 2008. Petrology and mineralogy of RBT 04262: Implications for stratigraphy of the lherzolitic shergottites igneous block. *Lunar Planet. Sci.* XXXIX, A2403.

- Misawa, K., Nakamura, N., Premo, W.R., Tatsumoto, M., 1997. U-Th-Pb isotopic systematics of Iherzolitic shergottite Yamato-793605. *Antarct. Meteorit. Res.* 10, 95–108.
- Misawa, K., Yamaguchi, A., 2007. U-Pb ages of NWA 856 baddeleyite. *Meteorit. Planet. Sci.* 42, A108.
- Misawa, K., Yamaguchi, A., Kaiden, H., 2005. U-Pb and ^{207}Pb - ^{206}Pb ages of zircons from basaltic eucrites: Implications for early basaltic volcanism on the eucrite parent body. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 5847–5861.
- Nagao, K., Nakamura, T., Miura, Y., Takaoka, N., 1997. Noble gases and mineralogy of primary igneous materials of the Yamato-793605 shergottite. *Antarct. Meteorit. Res.* 10, 125–142.
- Nagao, K., Park, J., Choi, H.G., 2008. Noble gases of the Yamato 000027 and Yamato 000097 Iherzolitic shergottites from Mars. *Polar Sci.* 2, 195–214.
- Neukum, G., Basilevskya, A.T., Kneissla, T., Chapmana, M.G., Van Gasselta, S., Michaela, G., Jaumanna, R., Hoffmann, H., Lanze, J.K., 2010. The geologic evolution of Mars: Episodicity of resurfacing events and ages from cratering analysis of image data and correlation with radiometric ages of Martian meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 294, 204–222.
- Nishiizumi, K., Caffee, M.W., 2010. A tale of two shergottites: RBT 04261 and RBT 04262. *Lunar Planet. Sci.* XXXXI, A2276.
- Nyquist, L.E., Bogard, D.D., Shih, C.-Y., Greshake, A., Stöffler, D., Eugster, O., 2001. Ages and geologic histories of Martian meteorites. *Space Sci. Rev.* 96, 105–164.
- Nyquist, L.E., Bogard, D.D., Shih, C.-Y., Park, J., Reese, Y.D., Irving, A.J., 2009. Concordant Rb-Sr, Sm-Nd, and Ar-Ar ages for Northwest Africa 1460: A 346 Ma old basaltic shergottite related to 'Iherzolitic' shergottites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 4288–4309.
- Nyquist, L.E., Wooden, J., Bansal, B., Wiesmann, H., McKay, G., Bogard, D.D., 1979. Rb-Sr age of the Shergotty achondrite and implications for metamorphic resetting of isochron age. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1057–1074.

- Paces J.B., Miller, J.D., 1993. Precise U-Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Jour. Geophys. Res.* 98, 13997–14013.
- Pidgeon, R.T., Nemchin, A.A., Van Bronswijk, W., Geosler, T., Meyer, C., Compston, W., Williams, I.S., 2007. Complex history of a zircon aggregate from lunar breccia 73235. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 1370–1381.
- Rao, M.N., Borg, L.E., McKay, D.S., 1999. Martian soil component in impact glasses in Martian meteorite. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3265–3268.
- Sanborn, M.E., Wadhwa, M., Usui, T., McSween, H.Y.Jr., 2008. REE distributions in shergottites RBT 04261 and RBT 04262. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, A821.
- Sano, Y., Terada, K., Takeno, S., Taylor, L.A., McSween, H.Y. Jr., 2000. Ion microprobe uranium-thorium-lead dating of shergotty phosphates. *Meteorit. Planet. Sci.* 35, 341–346.
- Satterwhite, C., Righter, K., 2004. Antarctic Meteorite News Letter 30, Number 1. NASA Johnson Space Center, Houston.
- Schaal, R.B., and Hörz, F., 1977. Shock metamorphism of lunar and terrestrial basalts. *Proc. 8th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 1697–1729.
- Schmitt, R.T., 2000. Shock experiments with the H6 chondrite Kernouve: Pressure calibration of microscopic shock effects. *Meteorit. Planet. Sci.* 35, 545–560.
- Shih, C.-Y., Nyquist, L.E., Bogard, D.D., McKay, G.A., Wooden, J.L., Bansal, B.M., Wiesmann, H., 1982. Chronology and petrogenesis of young achondrites, Shergotty, Zagami, and ALHA77005; late magmatism on a geologically active planet., *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 2323–2344.
- Shih, C.-Y., Nyquist, L.E., Reese, Y., 2009. Rb-Sr and Sm-Nd studies of olivine-phyric shergottites RBT 04262 and LAR 06319: Isotopic evidence for relation ship to enriched basaltic shergottites. *Lunar Planet. Sci.* XXXX, A1360.

- Shih, C.-Y., Nyquist, L.E., Reese, Y., Misawa, K., 2011. Sm-Nd and Rb-Sr studies of Iherzolitic shergottites Yamato 984028. *Polar Sci.* 4, 515–529.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 207–221.
- Stöffler, D., Ostertag, R., Jammes, C., Pfannschmidt, G., 1986. Shock metamorphism and petrography of the Shergotty achondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 889–903.
- Stöffler, D., Keil, K., Scott, E.R.D., 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3845–3867.
- Swindle, T.D., Caffee, M.W., Hohenberg, C.M., 1986. Xenon and other noble gases in shergottites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 1001–1015.
- Symes, S.J.K., Borg, L.E., Shearer, C.K., Irving, A.J., 2008. The age of the martian meteorite Northwest Africa 1195 and the differentiation history of the shergottites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 1696–1710.
- Usui, T., McSween, H.Y. Jr., Floss, C., 2009. Petrogenesis of olivine-phyric shergottite Yamato 980459, revisited. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 1711–1730.
- Usui, T., Sanborn, M.E., Wadhwa, M., McSween, H.Y. Jr., 2010. Petrology and trace element geochemistry of Robert Massif 04261 and 04262 meteorites, the first examples of geochemically enriched Iherzolitic shergottites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 74, 7283–7306.
- Wadhwa, M., McSween, H.Y. Jr., Crozaz, G., 1994. Petrogenesis of shergottite meteorites inferred from minor and trace element microdistributions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 4213–4229.
- Wingate, M.T.D., Compston, W., 2000. Crystal orientation effects during ion microprobe U-Pb analysis of baddeleyite. *Chem. Geol.* 168, 75–97.
- Wittmann, A., Kenkmann, T., Schmitt, R.T., Stöffler, D., 2006. Shock-metamorphosed zircon in terrestrial impact craters. *Meteorit. Planet. Sci.* 41, 433–454.

終章 衝撃変成と同位体系

衝撃変成と同位体系

第1章では、Hコンドライトである Y-791088 および LAP 02240 が受けた衝撃変成度を評価した。Y-791088 は、衝撃変成作用により構成相の約 60%が溶融し、衝撃溶融により生じたメルトからかんらん石および輝石が晶出した。LAP 02240 は、構成相の 90%が溶融した。Y-791088 には、コンドルールの形態を保ったまま溶融した「シュードモルフコンドルール」が確認された。一方、LAP 02240 には、変形したコンドルールが確認された。このことは、Y-791088 は「静的環境」、LAP 02240 は「動的な環境」にて形成したことを示している。

Y-791088 については Rb-Sr 年代が求められており、1029 Ma(Fujimaki et al., 1993)を記録している。この年代は、Hコンドライト母天体の形成年代とされている 4.563–4.502 Ga (Göpel et al., 1994)とは一致しない。このことから、衝撃溶融を経験した Y-791088 は、形成年代を保持せず、衝撃溶融することにより同位体系がリセットされ、衝撃溶融の年代を記録していることが明らかとなった。

第2章では、衝撃圧縮実験および加熱実験により、高温・高圧環境下でのバデレアイトの U-Pb 同位体系の挙動を明らかにした。実験条件下では、バデレアイトに相転移の痕跡は認められなかった。周囲を取り囲む玄武岩が全溶融した条件下においても、バデレアイトは溶融せず、U-Pb 同位体系がリセットしまうような変化は認められなかった。このことから、バデレアイトの U-Pb 同位体系は、周囲が全溶融する環境においても結晶化年代を保持していることが明らかとなった。

第3章では、火星隕石（シャーゴッタイト）である RBT 04261 の衝撃変成度を評価し、バデレアイトについて U-Pb 年代測定を行った。RBT 04261 には、鉱物の破碎、斜長石のマスケリナイト化、メルトポケットの存在が認められたが、高圧鉱物は確認できず、30 GPa を超えるような衝撃の痕跡はないことが明らかになった。バデレアイトが全溶融した痕跡も確認できなかった。バデレアイトから求められた約 200 Ma の U-Pb 年代は、RBT 04261 の形成年代を示していると結論された。この年代は、ペアである RBT 04262 から求められた、Rb-Sr, Sm-Nd 年代とよく一致している(Shih et al., 2009)。

衝撃を受けた岩石もしくは鉱物の同位体系は、岩石・鉱物が溶融するような衝撃現象を経験した場合に閉鎖系が乱され、同位体年代は衝撃現象の年代を示す。一方、ジルコンやバデレアイトなどの閉鎖温度が高く、衝撃による高温・高圧環境下でも溶融しない鉱物の同位体系は、年代がリセットされることはなく、結晶化年代を保つ。衝撃を受けた隕石の年代測定において、ジルコンやバデレアイトといった衝撃変成に対して耐性を持つ鉱物を用いて年代測定を行うことにより、隕石の結晶化年代を得ることができる。

引用文献

- Fujimaki, H., Ishikawa, K., Kojima, H., Yanai, K., Aoki, K., 1993. Rb-Sr age of an impact event recorded in Yamato-791088 H chondrite. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites* 6, 364–373.
- Göpel, C., Manhès, G., Allègre, C. J., 1994. U–Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 153–171.
- Shih, C.-Y., Nyquist, L.E., Reese, Y., 2009. Rb-Sr and Sm-Nd studies of olivine-phyric shergottites RBT 04262 and LAR 06319: Isotopic evidence for relationship to enriched basaltic shergottites. *Lunar Planet. Sci.* XXXX, A1360.

付録1 FC1バズレアイトのU-Pb同位体データ(O₂⁻ビーム)。

Spot	208 corrected* % common ²⁰⁶ Pb	208 corrected* ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age [†]	208 corrected* ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age [†]	% Discordant	208 corrected* ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	% error	208 corrected* ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	% error	error corr.
FC1.3.1	0.179	1100±26	1042±29	-5	1.90	2.9	0.19	2.5	0.87
FC1.4.1	0.010	1173±28	1137±28	0	2.14	2.9	0.20	2.6	0.88
FC1.6.1	0.022	1077±26	1103±37	-1	1.91	3.2	0.18	2.6	0.81
FC1.7.1	0.012	1080±61	1093±26	-7	1.91	6.3	0.18	6.2	0.98
FC1.8.1	-0.014	1123±26	1097±73	-4	2.00	4.4	0.19	2.5	0.57
FC1.9.1	0.026	1001±24	1032±30	0	1.71	3.0	0.17	2.6	0.86
FC1.10.1	0.012	1070±25	1123±28	3	1.92	2.9	0.18	2.6	0.88
FC1.11.1	0.010	1161±27	1098±23	-8	2.07	2.8	0.20	2.5	0.91
FC1.12.1	-0.008	1223±28	1081±22	-18	2.17	2.8	0.21	2.6	0.92
FC1.13.1	0.431	1081±27	1187±44	-5	2.00	3.4	0.18	2.7	0.76
FC1.14.1	0.010	1127±27	1055±128	-8	1.96	6.9	0.19	2.6	0.38
FC1.15.1	0.513	1232±30	1032±39	-22	2.14	3.3	0.21	2.7	0.81
FC1.16.1	0.013	1007±24	1094±36	8	1.77	3.2	0.17	2.6	0.83
FC1.17.1	0.047	1037±25	1110±34	-2	1.84	3.1	0.17	2.6	0.83
FC1.18.1	0.046	999±24	1076±34	10	1.74	3.1	0.17	2.6	0.83
FC1.19.1	0.002	1066±25	1077±27	1	1.87	2.9	0.18	2.6	0.89
FC1.20.1	0.034	1079±26	1185±42	16	2.00	3.4	0.18	2.6	0.78
FC1.21.1	0.008	1234±28	1098±18	-15	2.21	2.7	0.21	2.5	0.94
FC1.22.1	0.038	1196±28	1086±30	-11	2.13	3.0	0.20	2.6	0.86
FC1.23.1	0.002	1195±28	1066±77	-16	2.10	4.6	0.20	2.5	0.55
FC1.24.1	0.033	1110±27	1084±42	1	1.96	3.4	0.19	2.7	0.78
FC1.25.1	0.066	1267±30	1104±116	-22	2.29	6.3	0.22	2.6	0.41
FC1.26.1	0.007	1271±32	1083±46	-24	2.27	3.6	0.22	2.7	0.77
FC1.27.1	-0.001	1155±27	1119±23	-2	2.08	2.8	0.20	2.5	0.91
FC1.28.1	0.005	1063±25	1107±26	4	1.89	2.8	0.18	2.5	0.89
FC1.29.1	0.048	1119±28	987±45	-18	1.88	3.5	0.19	2.7	0.77
FC1.30.1	0.018	1153±27	1107±26	-4	2.06	2.9	0.20	2.6	0.89

* Steady and Kramers (1975)を用いてコモンPbを補正。

† 誤差は1σ。

付録2 衝撃圧を加えたバデレイアのU-Pb同位体データ。

Spot	208 corrected* % common ²⁰⁶ Pb	208 corrected* ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age [†]	208 corrected* ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age [†]	% Discordant	208 corrected* ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	% error	208 corrected* ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	% error	error corr.
24 GPa									
25.1.1	0.007	2183±16	2075±12	-6	7.13	1.1	0.403	0.8	0.776
25.2.1	0.031	2238±23	2099±21	-9	7.44	1.7	0.415	1.2	0.698
25.3.1	0.007	2045±13	2075±9	+2	6.60	0.9	0.373	0.7	0.813
25.4.1	0.021	1982±18	2087±21	+5	6.41	1.6	0.360	1.1	0.663
25.5.1	-0.015	1908±14	2077±14	+10	6.10	1.2	0.345	0.9	0.726
25.3.2	-0.001	2003±15	2034±15	+2	6.30	1.2	0.364	0.9	0.719
25.5.2	0.152	1982±16	2075±16	+5	6.37	1.3	0.360	0.9	0.695
25.6.1	0.035	2017±74	2045±21	+1	6.39	4.4	0.367	4.3	0.964
25.7.1	-0.005	2134±14	2072±11	-3	6.93	1.0	0.392	0.8	0.787
25.9.1	0.257	2097±22	2027±23	-3	6.62	1.7	0.384	1.2	0.662
24.01	-0.002	2075±34	2048±20	-1	6.62	2.2	0.380	1.9	0.855
24.02	0.004	2015±36	2099±28	+3	6.58	2.6	0.367	2.1	0.794
24.03	-0.002	2118±35	2075±21	-5	6.88	2.3	0.389	1.9	0.854
24.05	-0.144	1980±33	2010±24	+18	6.13	2.4	0.360	2.0	0.826
24.06	0.022	2048±33	2053±83	+1	6.53	5.0	0.374	1.9	0.368
24.08	0.102	2330±36	2066±17	-16	7.66	2.1	0.435	1.9	0.891
24.11	0.034	2181±33	2067±11	-7	7.09	1.9	0.403	1.8	0.939
24.12	0.230	2142±32	2035±40	-5	6.82	2.9	0.394	1.8	0.611
24.14	0.065	2215±33	2062±10	-8	7.20	1.8	0.410	1.7	0.952
24.15	-0.005	2167±35	2024±20	-8	6.87	2.2	0.400	1.9	0.865
34 GPa									
36.1.1	-0.003	2054±14	2066±48	+1	6.61	2.9	0.375	0.8	0.274
36.3.1	-0.007	2139±18	2060±17	-3	6.90	1.4	0.393	1.0	0.731
36.4.1	0.042	2117±17	2061±15	-3	6.83	1.3	0.389	0.9	0.731
36.5.1	0.035	2070±14	2073±13	+0	6.69	1.1	0.379	0.8	0.749
36.6.1	0.026	1952±19	2025±22	+4	6.08	1.7	0.354	1.1	0.667
36.7.1	-0.005	1892±16	2053±16	+9	5.96	1.3	0.341	1.0	0.733
36.8.1	0.026	2300±23	2073±20	-13	7.58	1.7	0.429	1.2	0.719
36.9.1	-0.003	2056±26	2044±29	+0	6.53	2.2	0.376	1.5	0.668
36.10.1	-0.017	2064±19	2040±19	-3	6.55	1.5	0.377	1.1	0.699
36.11.1	0.012	2077±21	2071±23	+0	6.71	1.8	0.380	1.2	0.681
36.12.1	0.008	2340±19	2034±15	-18	7.57	1.3	0.438	1.0	0.745
36.12.2	0.005	2222±19	2047±16	-11	7.17	1.4	0.412	1.0	0.737
34.05	0.003	2127±33	2029±85	-6	6.74	5.1	0.391	1.8	0.359
34.06	-0.002	2117±33	2075±15	-2	6.88	2.0	0.389	1.8	0.907
34.07	-0.007	2112±33	2066±16	-4	6.82	2.1	0.388	1.8	0.894
34.09	0.050	2432±38	2053±17	-22	8.01	2.1	0.458	1.9	0.894
34.11	0.017	1951±30	2047±13	+6	6.15	1.9	0.353	1.8	0.928

付録2 (続き)

34.12	0.027	2029±34	2066±21	+2	6.51	2.3	0.370	1.9	0.855
34.13	0.264	2178±35	2035±17	-7	6.95	2.1	0.402	1.9	0.890
34.14	-0.012	2197±34	2057±15	-9	7.11	2.0	0.406	1.8	0.904
34.15	0.000	2036±33	2102±20	+4	6.67	2.2	0.371	1.9	0.860
34.16	0.191	2287±37	2051±22	-12	7.43	2.2	0.426	1.9	0.829
47 GPa									
46.1.1	-0.005	2025±16	2054±16	+1	6.45	1.3	0.369	0.9	0.719
46.2.1	0.006	2102±16	2066±15	-2	6.79	1.2	0.386	0.9	0.734
46.3.1	0.013	2060±17	2044±16	-1	6.55	1.3	0.377	0.9	0.714
46.4.1	0.013	2023±73	2065±24	+2	6.49	4.4	0.369	4.2	0.954
46.5.1	0.021	2289±19	2078±16	-12	7.55	1.4	0.426	1.0	0.731
46.6.1	0.018	1900±17	2056±20	+8	6.00	1.5	0.343	1.1	0.683
46.6.2	0.012	1996±14	2047±13	+3	6.32	1.1	0.363	0.8	0.755
46.7.1	0.053	2329±17	2057±49	-16	7.62	2.9	0.435	0.9	0.304
46.8.1	0.052	2309±21	2038±18	-16	7.46	1.5	0.431	1.1	0.722
46.9.1	0.108	2244±19	2072±16	-9	7.36	1.3	0.416	1.0	0.728
46.10.1	0.193	2237±19	2047±17	-11	7.22	1.4	0.415	1.0	0.701
46.11.1	0.146	2045±16	2036±15	-0	6.46	1.2	0.373	0.9	0.729
47.01	0.029	2216±36	2054±20	-9	7.17	2.2	0.410	1.9	0.865
47.02	0.551	2204±41	2004±29	-9	6.93	2.7	0.408	2.2	0.799
47.03	0.108	2178±33	2055±47	-6	7.03	3.2	0.402	1.8	0.553
47.05	-0.006	2023±33	2068±21	+3	6.50	2.3	0.369	1.9	0.847
47.06	-0.015	2508±41	2090±20	-26	8.49	2.3	0.476	2.0	0.865
47.07	0.040	2607±40	2028±17	-35	8.58	2.1	0.498	1.9	0.890
47.09	0.153	2277±37	2025±19	-13	7.28	2.2	0.424	1.9	0.875
47.1	0.415	2289±35	2019±15	-13	7.31	2.0	0.426	1.8	0.902
47.11	0.008	2082±35	2028±23	-3	6.57	2.3	0.381	2.0	0.833
47.12	0.013	2144±32	2064±12	-5	6.94	1.9	0.395	1.8	0.931
47.13	0.001	1908±30	2041±18	+7	5.98	2.1	0.344	1.8	0.875
47.14	0.194	2284±33	2028±35	-14	7.32	2.6	0.425	1.7	0.656
47.15	0.049	2179±32	2053±10	-7	7.02	1.8	0.402	1.7	0.954
57 GPa									
56.1.1	0.180	2209±41	2052±21	-11	7.14	2.5	0.409	2.2	0.884
56.2.1	0.009	2222±42	2044±21	-12	7.16	2.5	0.412	2.2	0.880
56.2.2	0.022	2370±45	2000±21	-20	7.53	2.5	0.444	2.2	0.881
56.3.1	-0.006	1926±36	2042±19	+6	6.05	2.4	0.348	2.2	0.898
56.3.2	0.023	2001±39	2047±22	+3	6.34	2.6	0.364	2.2	0.875
56.4.1	0.001	2049±40	2044±25	-1	6.51	2.7	0.374	2.3	0.853
56.4.1.2	0.028	2178±39	2058±15	-7	7.04	2.3	0.402	2.1	0.932
56.5.2	0.205	2196±43	2023±24	-8	6.97	2.6	0.406	2.3	0.859
56.6.1	-0.010	2472±44	2050±15	-23	8.15	2.3	0.467	2.1	0.928

付録2 (続き)。

56.7.1	-0.019	2058±39	2055±19	-1	6.58	2.4	0.376	2.2	0.900
56.8.1	0.003	2188±44	2109±24	-4	7.29	2.7	0.404	2.4	0.867
56.9.1	0.018	2099±38	2075±15	-2	6.81	2.3	0.385	2.1	0.924
56.10.1	0.025	2270±43	2056±21	-13	7.39	2.6	0.422	2.3	0.881
57.1	0.031	2285±34	2049±37	-14	7.42	2.8	0.425	1.8	0.64
57.2	0.033	2397±35	2056±5	-20	7.88	1.8	0.450	1.7	0.99
57.3	0.026	2370±37	2051±14	-18	7.75	2.0	0.444	1.8	0.92
57.4	0.057	2128±36	2049±91	-6	6.82	5.5	0.391	2.0	0.36
57.5	0.043	2474±43	2113±25	-21	8.46	2.5	0.468	2.1	0.82
57.6	0.038	2238±35	2056±14	-10	7.26	2.0	0.415	1.8	0.92
57.7	0.072	2139±35	2061±19	-5	6.91	2.2	0.394	1.9	0.87
57.8	0.025	2159±33	2050±10	-6	6.94	1.9	0.398	1.8	0.96
57.1	0.140	2052±38	2094±30	-1	6.70	2.7	0.375	2.2	0.78
57.11	0.255	2015±37	2040±29	+3	6.37	2.7	0.367	2.1	0.79
57.12	0.069	2055±33	2079±18	+1	6.66	2.1	0.375	1.9	0.88
57.13	0.293	2365±40	2059±25	-16	7.77	2.4	0.443	2.0	0.80
57.14	0.086	2177±35	2063±19	-6	7.06	2.2	0.402	1.9	0.87
57.15	0.087	2387±39	2093±19	-17	8.01	2.2	0.448	1.9	0.87
57.16	0.079	2285±35	2047±13	-13	7.41	2.0	0.426	1.8	0.92
57.17	0.079	1975±31	2049±15	+5	6.25	2.0	0.358	1.8	0.90
57.18	0.070	2409±37	2058±14	-21	7.94	2.0	0.453	1.9	0.92
57.19	0.060	2180±35	2078±17	-5	7.13	2.1	0.402	1.9	0.89

* Steacy and Kramers (1975)を用いてコモンPbを補正。

† 誤差は 1 σ 。

付録3 加熱したバデレアイトのU-Pb同位体データ。

Spot	208 corrected* % common ^{206}Pb	208 corrected* $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age [†]	208 corrected* $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age [†]	% Discordant	208 corrected* $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	% error	208 corrected* $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	% error	error corr.
1000 °C 3h									
3H01	0.100	2009±34	2115±40	+5	6.62	3.0	0.366	2.0	0.65
3H02	0.013	2249±30	2038±24	-15	7.23	2.1	0.417	1.6	0.75
3H03	0.069	2754±28	2033±14	-43	9.20	1.5	0.533	1.2	0.83
3H04	0.216	2654±41	2038±32	-38	8.82	2.6	0.509	1.9	0.71
3H05	0.112	2841±30	2023±16	-50	9.51	1.6	0.554	1.3	0.82
3H06	0.012	2471±41	2077±34	-22	8.27	2.8	0.467	2.0	0.72
3H07	0.161	2277±38	2026±38	-14	7.29	2.9	0.424	2.0	0.67
3H08	0.093	3074±34	2042±18	-64	10.61	1.7	0.611	1.4	0.81
3H09	0.130	2632±35	2086±27	-31	8.98	2.2	0.504	1.6	0.72
3H10	0.169	2374±41	1950±39	-26	7.34	3.0	0.445	2.1	0.68
3H11	0.131	2286±80	2072±20	-12	7.52	4.3	0.426	4.1	0.96
3H13	-0.002	2039±31	2100±31	+4	6.68	2.5	0.372	1.8	0.71
3H14	0.161	2335±35	2027±32	-18	7.51	2.5	0.436	1.8	0.70
3H16	0.390	2153±31	2006±29	-8	6.75	2.3	0.397	1.7	0.71
3H01	0.20	2100±26	2051±25	-2	6.7	2.0	0.39	1.4	0.72
3H02	0.05	2846±18	2057±10	-47	9.7	1.0	0.56	0.8	0.80
3H03	0.23	2445±19	2044±15	-22	8.0	1.3	0.46	1.0	0.75
3H04	0.15	2793±27	2053±18	-44	9.5	1.6	0.54	1.2	0.75
3H05	0.04	2637±38	2036±29	-37	8.7	2.4	0.51	1.7	0.73
3H06	0.22	2282±24	2053±21	-12	7.4	1.7	0.42	1.2	0.72
3H07	0.23	2094±38	1986±46	-10	6.5	3.4	0.38	2.1	0.63
3H08	0.22	2457±31	1999±30	-27	7.9	2.3	0.46	1.5	0.67
3H01b	0.09	2066±46	2024±36	-3	6.5	3.3	0.378	2.6	0.79
3H02b	0.25	2449±52	2042±31	-25	8.0	3.1	0.462	2.6	0.83
3H03b	0.03	2816±49	2045±10	-47	9.5	2.2	0.548	2.2	0.97
3H04b	0.31	2481±51	2005±26	-27	8.0	2.9	0.469	2.5	0.86
3H05b	0.73	2443±51	2013±28	-21	7.9	2.9	0.461	2.5	0.84
3H06b	0.82	2546±54	1996±133	-31	8.2	7.9	0.484	2.6	0.32
3H09b	0.56	2399±61	1959±48	-31	7.5	4.0	0.451	3.0	0.74
3H10b	0.08	2454±47	2077±17	-22	8.2	2.5	0.463	2.3	0.92
3H11b	0.24	2583±55	1989±29	-38	8.3	3.0	0.493	2.6	0.84
3H12b	0.23	2524±62	1992±41	-33	8.1	3.7	0.479	3.0	0.78
3H13b	0.02	2493±48	2049±18	-27	8.2	2.5	0.472	2.3	0.91
3H14b	0.07	2664±51	2089±20	-34	9.1	2.6	0.512	2.3	0.90
3H15b	0.17	2605±49	2045±17	-33	8.7	2.4	0.498	2.3	0.92
1000 °C 6h									
6H01	0.054	2076±31	2049±32	-1	6.63	2.5	0.380	1.7	0.69

付録3 (続き)。

6H02	0.040	2267±27	2084±21	-10	7.49	1.8	0.421	1.4	0.77
6H03	0.072	2229±38	2056±36	-9	7.23	2.9	0.413	2.0	0.70
6H04	0.091	2023±26	2094±25	+5	6.59	2.0	0.369	1.5	0.73
6H05	0.162	1994±32	2069±36	+4	6.39	2.8	0.363	1.9	0.67
6H06	0.051	2473±21	2061±8	-24	8.21	1.1	0.468	1.0	0.92
6H07	0.086	2157±33	2033±33	-7	6.86	2.6	0.397	1.8	0.68
6H08	-0.011	2211±31	2090±95	-7	7.30	5.7	0.409	1.6	0.29
6H09	0.063	2120±42	2046±43	-6	6.78	3.4	0.389	2.3	0.68
6H10	0.022	2191±24	2068±19	-7	7.13	1.7	0.405	1.3	0.78
6H11	0.025	2083±26	2028±25	-3	6.57	2.0	0.381	1.5	0.72
6H12	0.225	2244±27	2060±22	-8	7.30	1.9	0.416	1.4	0.75
6H13	0.052	2137±27	2069±23	-4	6.93	2.0	0.393	1.5	0.74
6H14	0.071	2109±29	2032±26	-4	6.68	2.2	0.387	1.6	0.73
6H15	0.281	2068±30	1990±32	-4	6.38	2.5	0.378	1.7	0.68
6H16	0.134	2083±34	2012±36	-2	6.51	2.8	0.381	1.9	0.68
6H01b	0.02	2546±45	2050±8	-29	8.4	2.2	0.484	2.1	0.98
6H02b	0.02	2873±51	2055±11	-49	9.8	2.3	0.562	2.2	0.96
6H03b	0.10	2743±49	2040±13	-42	9.2	2.3	0.530	2.2	0.95
6H04b	0.15	2672±47	2027±9	-38	8.8	2.2	0.513	2.2	0.97
6H05b	1.04	2105±49	1936±40	-6	6.3	3.5	0.386	2.7	0.77
6H06b	0.49	2237±52	1998±40	-12	7.0	3.5	0.415	2.7	0.77
6H07b	0.56	2189±55	2040±48	-3	7.0	4.0	0.404	3.0	0.73
6H08b	0.14	2319±57	2078±166	-12	7.7	9.9	0.433	2.9	0.30
6H10b	0.14	2158±46	1998±30	-10	6.7	3.0	0.398	2.5	0.83
6H11b	0.07	2426±45	2046±14	-22	8.0	2.3	0.457	2.2	0.94
6H12b	0.46	2165±50	1990±40	-14	6.7	3.5	0.399	2.7	0.77
6H13b	0.60	2478±58	2042±37	-21	8.1	3.5	0.469	2.8	0.80
6H14b	0.14	2390±47	2057±23	-20	7.9	2.7	0.449	2.4	0.88
6H15b	0.50	2278±47	1988±26	-13	7.1	2.8	0.424	2.4	0.85
1300 °C 1h									
1H01	-0.003	2002±28	2074±103	+3	6.44	6.1	0.364	1.6	0.27
1H02	0.021	2924±148	2031±15	-54	9.90	6.4	0.574	6.3	0.99
1H03	0.120	1223±18	2019±39	+43	3.58	2.7	0.209	1.6	0.60
1H06	0.155	3400±40	2037±17	-86	12.02	1.8	0.694	1.5	0.83
1H07	0.019	2731±213	2004±57	-46	8.96	10.1	0.527	9.6	0.95
1H08	0.506	2501±45	1984±40	-32	7.96	3.1	0.474	2.2	0.69
1H09	0.082	2102±28	2054±100	-2	6.74	5.9	0.385	1.5	0.26
1H10	0.293	1804±25	1992±30	+11	5.45	2.3	0.323	1.6	0.68
1H11	0.038	2255±26	2019±20	-14	7.18	1.7	0.419	1.4	0.78
1H12	0.035	1899±20	2025±16	+8	5.89	1.5	0.343	1.2	0.80
1H13	0.021	2037±103	2059±88	+1	6.52	7.7	0.372	5.9	0.76

付録3 (続き)。

IH14	0.042	2858±41	2062±25	-48	9.80	2.3	0.558	1.8	0.79
IH15	0.172	1357±23	1966±44	+36	3.90	3.1	0.234	1.8	0.59
IH01b	0.01	1793±82	2067±16	+15	5.6	5.3	0.32	5.3	0.98
IH02b	0.00	2957±152	2112±23	-51	10.5	6.5	0.58	6.4	0.98
IH03b	0.13	1599±188	2079±47	+26	5.0	13.5	0.28	13.3	0.98
IH04b	0.11	1485±134	2006±43	+26	4.4	10.3	0.26	10.1	0.97
IH05b	0.06	3097±168	2062±109	-64	10.8	9.2	0.62	6.8	0.74
IH06b	0.10	2163±31	1986±34	-10	6.7	2.6	0.40	1.7	0.66
IH07b	0.03	2254±123	2077±19	-10	7.4	6.5	0.42	6.5	0.99
IH01c	0.04	1876±91	2013±25	+8	5.8	5.7	0.338	5.6	0.97
IH02c	0.12	2455±60	2103±196	-20	8.3	11.5	0.463	2.9	0.25
IH03c	0.26	1851±42	2150±37	+16	6.1	3.3	0.333	2.6	0.77
IH05c	0.02	1838±177	2072±30	+11	5.8	11.2	0.330	11.1	0.99
IH06c	0.05	2574±51	2043±22	-31	8.5	2.7	0.491	2.4	0.89
IH08c	0.08	2441±192	2033±139	-24	8.0	12.2	0.460	9.5	0.77
IH09c	0.10	3222±63	2073±22	-71	11.5	2.8	0.649	2.5	0.89
IH10c	0.18	1094±25	2101±43	+53	3.3	3.5	0.185	2.5	0.71
IH11c	0.29	1953±43	1999±33	+3	6.0	3.1	0.354	2.5	0.81
IH12c	0.14	1811±50	2057±47	+14	5.7	4.1	0.324	3.2	0.76
IH13c	0.04	2462±51	2022±28	-26	8.0	2.9	0.465	2.5	0.85
IH14c	0.22	2325±183	2088±52	-13	7.7	9.8	0.434	9.4	0.95
IH15c	0.21	2489±271	2089±51	-22	8.4	13.4	0.471	13.1	0.98

* Steacy and Kramers (1975)を用いてコモンPbを補正。

† 誤差は 1σ 。

付録 4 SHRIMP 用新型メガマウントホルダーの開発

1) 設計

SIMS 分析においては、分析計の内部での同位体分別が発生するため、この影響をできるだけ取り除く必要がある。SHRIMP 分析において用いるノーマルホルダーは、直径 1 インチの樹脂マウントをサンプル前面の金属により保持している。ノーマルホルダーでは、前面の金属の影響(エッジエフェクト)による質量分別のため、分析可能な領域は中心の直径 1 cm 以内に限定されている。この範囲外では、分析機器内での同位体分別効果が大きく、測定することができない。SHRIMP の試料室には左右に並べて 2 つのマウントが挿入可能であるが、2 つのマウントの間においても同位体分別が起こることから、同一のマウントに標準試料とサンプルを包埋しておく必要がある。しかしながら、通常のマウント(ノーマルマウント)では中心の直径 1 cm 以内のみが同位体分別の影響を受けずに測定できる範囲であるため、直径 1 cm 以内に標準試料と試料を包埋しないと行けない。地球の岩石に含まれるジルコンの U-Pb 年代測定では、岩石を粉砕し取り出したジルコンを直径 1 cm 以内に包埋したマウント(グレインマウント)を用いるため、ノーマルマウントの分析領域で十分である。本研究で使用した火星隕石試料の表面は直径 1 cm よりも広く、対象とするバデレイトは不均質に存在しているため、より大きな領域で分析を行う必要がある。隕石試料の場合、貸し出された研磨試料を切断など、ホルダーにあわせた形に試料を加工することはできない。

オーストラリア国立大学(ANU)は、分析可能な領域を広げるためにメガマウントシステムを開発した(Ickert et al., 2008)。ノーマルホルダーの全面で試料を保持している金属を取り除き、試料の後ろ側からねじによって固定される。このメガマウントでは、エッジエフェクトによりこれまで使用できなかった領域も使用可能となり、より表面積の大きな試料も計測可能となる。メガマウントの問題点は、試料の後ろ側からねじ用の穴をドリルで空ける点である。ねじ穴の作成のために、樹脂マウントの高さは約 4 mm 必要であり、ホルダーと樹脂マウントをあわせた高さは、ノーマルマウントよりも 3 mm 増す。厚さのある試料を分析する場合、ねじ穴作成時に試料に損傷を与える危険があるため、ねじ穴の高さよりも十分小さな試料(高さ<1.5 mm)もしくはねじ穴の位置よりも直径十分に小さい試料にかざられる(直径: <1.5 cm)。試料の高さが増すことにより、ステージの X 軸を操作するとき、二次イオン系と接触する危険性が高まるので、できるだけノーマルマウントホルダーに近い高さが望ましい。SHRIMP 分析では、試料の傾きも質量分別を引き起こす要因となりうるため、ホルダーと樹脂マウントを平行に取り付ける必要がある。現在のメガマウントでは、樹脂が固化したあと、カッターにより樹脂マウント背面を平行に切断する必要がある。

る。より安全、簡単に SHRIMP 用の樹脂マウントが作製できるホルダーおよびマウント作成器具を開発した。

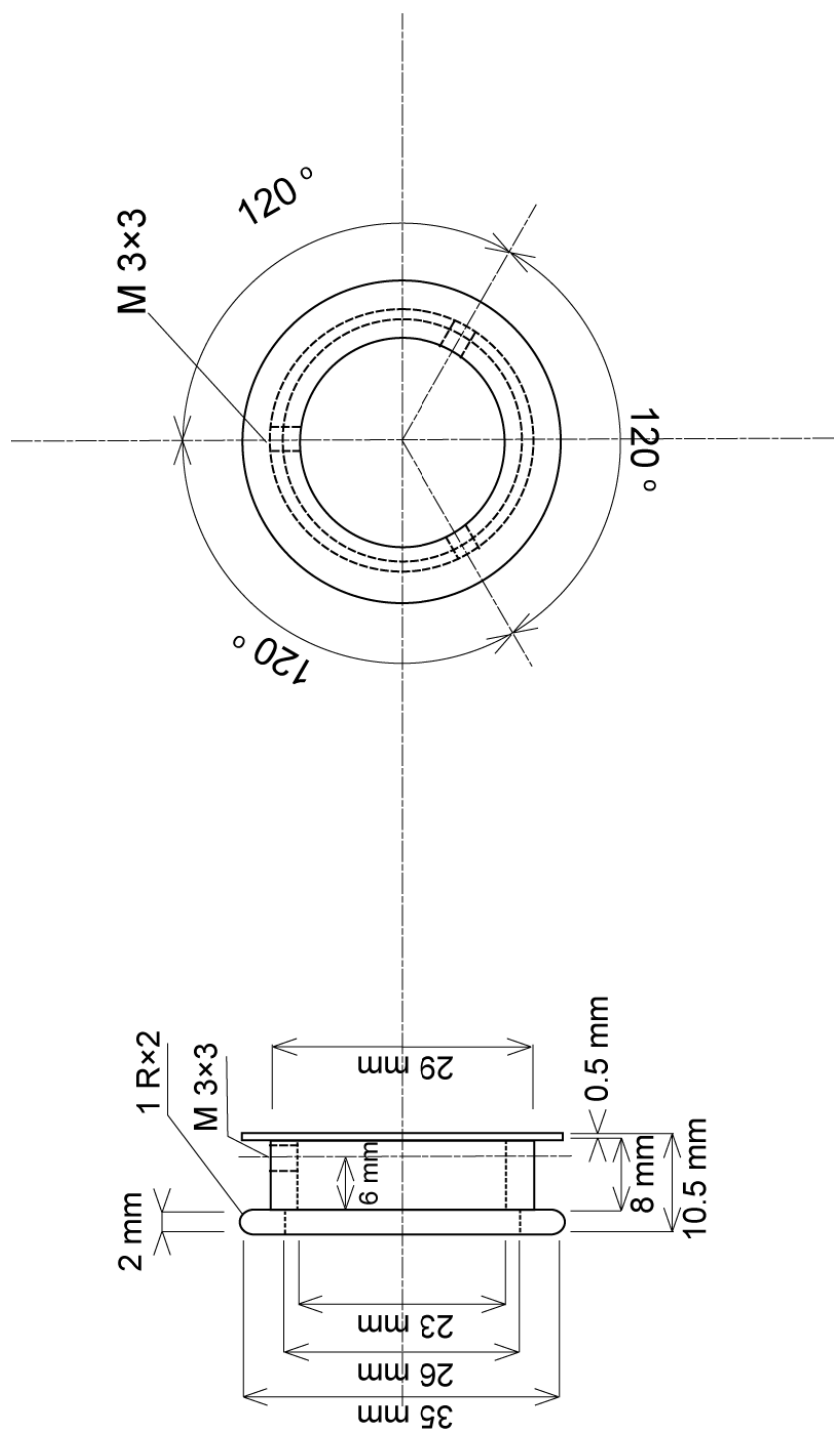
新型メガマウントホルダーの設計図および写真を付録 4-1、-2 に示す。新型メガマウントホルダーは、樹脂の側面からねじにより保持するため、試料を樹脂に包埋後、穴あけやねじ切りなどの加工の必要がなく、安全に測定マウントを製作可能となった。ねじ穴の作成のため、ホルダー側面のステンレスの厚みが 1.5 mm 増した。このため、新型メガマウントホルダーでは、樹脂マウントを T 字型に整形する必要があるため、テフロン製のモールドおよび、モールドから硬化した樹脂をはずすためのリムーバーを開発した(付録 4-3)。新型の樹脂マウントでは、背面を切断する必要がない。ホルダーの金属プレートに密着することで、マウントの平行が得られる。樹脂マウントの傾きは、高さを計測することにより調整できる。また、樹脂の台座部分を斜めに加工することで、ねじ止めした際に金属プレートに圧着することができる。

ホルダーとマウントの間の導通はカーボンテープにより得られ、 $<300 \Omega$ と安定しており、ノーマルホルダーと同様に一次イオンビーム強度をモニターできる。ホルダーと樹脂マウントをあわせた高さは 14.7 mm であり、通常のノーマルマウントよりも約 1.2 mm 高いが、従来型のメガマウントホルダーよりも約 1 mm 低くなっている。このことにより、従来型のメガマウントホルダーに比べ、二次イオン系との接触する危険性を軽減することができた。しかしながら、依然としてノーマルマウントよりも高いため、注意が必要である。

2) 実用試験

新型メガマウントホルダーの試験を、FC1 ジルコン(1099 ± 0.6 Ma; Paces and Miller, 1993)を用いて行った。実用試験に用いたジルコンマウントを付録 4-4 に示す。マウントの中心には、標準試料として 91500 ジルコン(TIMES 年代: 1062.4 ± 0.8 Ma、Wiedenbeck et al., 1995)を埋め、周囲には FC1 ジルコンを 2 mm 間隔で配置した。SHRIMP 分析は、一次イオンビームとして O_2^- ビームを用い、70 μm Köhler aperture によってビーム径を $\sim 15 \mu\text{m}$ に、一次イオンビーム強度を ~ 2 nA とした。

一次イオンによるスパッタリングで生じた二次イオンは、引き出しプレートを通過後、3 連の四重極子レンズに導入される。二次イオンの調整は、1 つ目の四重極子レンズの Y 軸(QT1Y)にて行う。この値が大きく違う場合、分析計内部での質量分別効果が大きく異なるため、補正が困難となる。樹脂マウントの左右で、二次イオン系の QT1Y の値が大きく変化した。樹脂の右側の QT1Y の値は 170 ビットであり、左側では 100 ビットとなった。上下での QT1Y の値の変化は、中心の値から ± 5 ビット以内である。マウントの



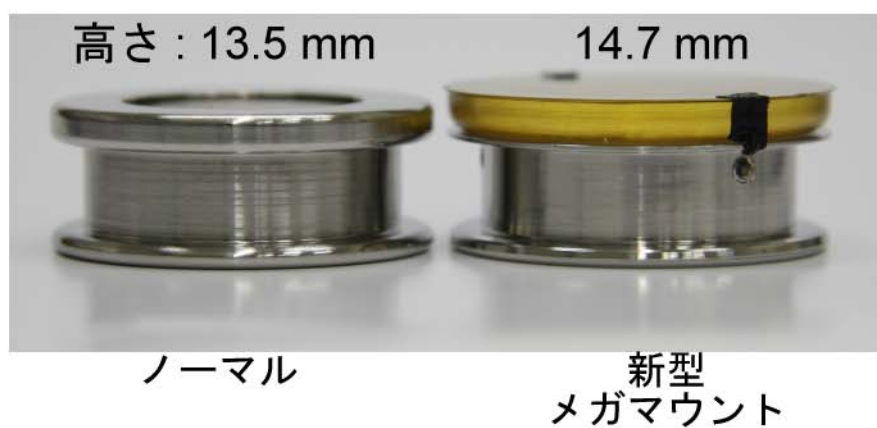
付録 4-1 新型メガマウントホルダーの設計図。

新型メガマウントホルダーは、樹脂の側面からねじにより保持するため、試料を樹脂に包埋後穴あけやねじ切りなどの加工の必要がなく、安全に測定マウントを製作可能である。

サンプルホルダーのみ



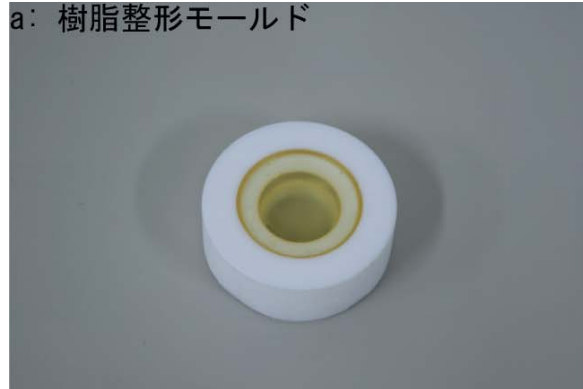
サンプル装着時



付録 4-2 新型メガマウントホルダーの側面写真。

ホルダーと樹脂マウントをあわせた高さは 14.7 mm であり、通常のノーマルマウントよりも約 1.2 mm 高いが、従来型のメガマウントホルダーよりも約 1 mm 低い。

a: 樹脂整形モールド



b: 樹脂取り外し機

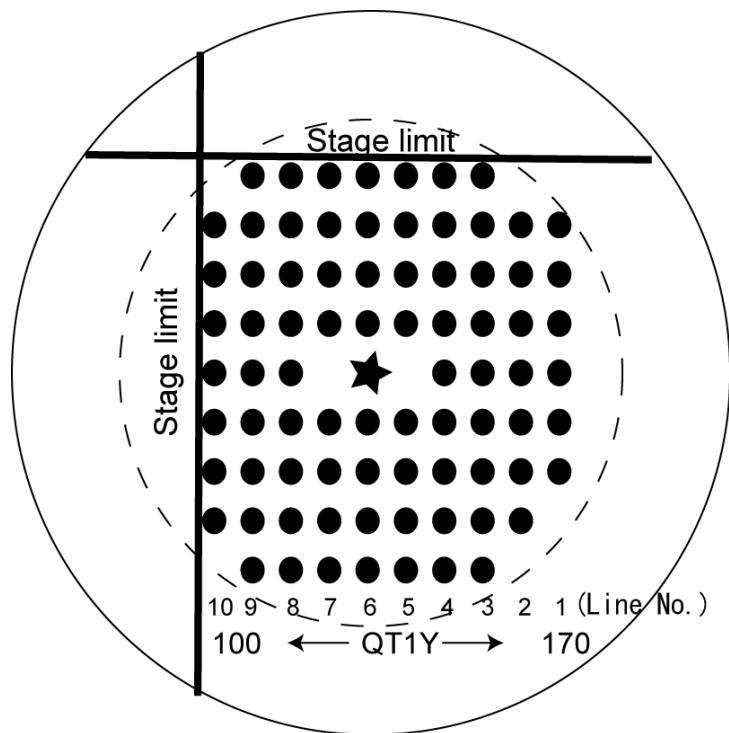


c: 樹脂マウント



付録 4-3 新型メガマウントホルダー用の樹脂マウント作成器具。

新型メガマウントホルダー用の樹脂マウントは、T字型に整形するため、テフロン製のモールドおよびモールドから硬化した樹脂をはずすためのリムーバーを設計した。



★ Standard: 91500 Zircon ● FC-1 zircon

付録 4-4 新型メガマウントホルダーの試験マウント。

マウントの中心には、標準試料として 91500 ジルコンを埋め、周囲には FC1 ジルコンを 2 mm 間隔で配置した。樹脂マウントの左右で、二次イオン系の QT1Y の値が大きく変化した。樹脂の右側の QT1Y の値は 170 であり、左側では 100 となった。上下での QT1Y の値の変化は、中心の値から ± 5 以内である。

左右では、焦点位置も異なっており、右側では 5740 ビット、左側では 5850 ビットであった。このことは、マウントの左右で高さが約 100 μm の差が存在することを示している。

FC1 ジルコンの U-Pb データを付録 4-5 および Tera-Wasserburg コンコーディア図(付録 4-6)に示す。マウントの左右では、U-Pb 同位体分別により、コンコーディアから外れている。垂直方向の同位体分別の効果は少ない。

マウントの左右で見られた同位体分別効果は、QT1Y、焦点位置の変化と関連している。樹脂マウントとホルダーは平行に取り付けており、観察された同位体分別の効果は、SHRIMP のステージが、左右方向にわずかに傾斜していることを示している。垂直方向に同位体分別効果はみられないため、メガマウントホルダーに由来する分別ではない。スタンダードとなるジルコンもしくはバデレイトと試料を垂直方向に配置することで、表面積の大きいサンプルも測定可能である。

3) 結論

新たに開発したメガマウントシステムは、SHRIMP を用いて表面積の広い試料を測定する上できわめて有効である。分析領域が広がったことにより、従来のグレインマウントにおいても包埋できるサンプル量が増え、同位体分析の効率化に寄与するものである。

付録4-5 新型メガマウントホルダー試験に用いたFC1ジルコンのU-Pb同位体データ。

Spot	204 corrected* % common ²⁰⁶ Pb	204 corrected* ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age [†]	204 corrected* ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age [†]	% Discordant	204 corrected* ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	% error	204 corrected* ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	% error	error corr.
Line 1									
MFC1.02	0.011	1145±6	1097±10	-5	2.038	0.8	0.1943	0.6	0.76
MFC1.03	-0.194	1146±10	1108±28	-4	2.052	1.7	0.1946	0.9	0.55
MFC1.04	-0.091	1136±10	1140±26	0	2.065	1.6	0.1928	0.9	0.58
MFC1.05	0.059	1176±7	1089±15	-9	2.091	1.0	0.2001	0.7	0.68
MFC1.06	-0.125	1159±8	1146±21	-1	2.118	1.3	0.1970	0.8	0.61
MFC1.07	-0.046	1171±9	1113±72	-6	2.106	3.7	0.1991	0.9	0.23
MFC1.08	0.022	1164±9	1055±21	-11	2.033	1.3	0.1980	0.8	0.63
MFC1.09	-0.064	1159±26	1124±17	-3	2.093	2.6	0.1969	2.4	0.95
Line 2									
MFC1.26	0.053	1106±12	1086±34	-2	1.951	2.1	0.1871	1.2	0.56
MFC1.27	0.016	1140±6	1100±9	-4	2.032	0.7	0.1934	0.6	0.80
MFC1.28	0.000	1128±9	1133±22	0	2.042	1.4	0.1913	0.9	0.63
MFC1.29	0.044	1154±8	1092±18	-6	2.051	1.2	0.1960	0.8	0.65
MFC1.30	0.015	1154±8	1092±17	-6	2.051	1.1	0.1961	0.7	0.66
MFC1.31	0.081	1159±7	1081±14	-8	2.050	1.0	0.1970	0.7	0.68
MFC1.10	-0.088	1103±8	1073±23	-3	1.934	1.4	0.1866	0.8	0.58
Line 3									
MFC1.32	0.000	1105±8	1102±17	0	1.966	1.1	0.1869	0.8	0.67
MFC1.33	0.054	1109±8	1068±20	-4	1.940	1.3	0.1876	0.8	0.62
MFC1.34	0.055	1073±11	1092±35	+2	1.895	2.0	0.1811	1.1	0.53
MFC1.35	0.022	1117±9	1077±21	-4	1.965	1.4	0.1893	0.8	0.63
MFC1.36	-0.065	1140±10	1126±27	-1	2.059	1.6	0.1935	1.0	0.59
MFC1.37	-0.047	1146±9	1153±22	+1	2.100	1.4	0.1946	0.9	0.62
MFC1.11	0.000	1105±7	1120±15	+2	1.984	1.0	0.1869	0.7	0.69
Line 4									
MFC1.38	0.103	1102±10	1083±87	-2	1.941	4.5	0.1863	1.0	0.22
MFC1.39	0.029	1101±9	1092±25	-1	1.949	1.5	0.1863	0.9	0.60
MFC1.40	0.000	1107±7	1081±15	-3	1.950	1.0	0.1873	0.7	0.69
MFC1.41	0.039	1113±11	1099±28	-1	1.979	1.7	0.1885	1.0	0.59
MFC1.42	0.232	1135±14	1051±50	-9	1.974	2.8	0.1925	1.4	0.48
MFC1.43	0.020	1130±8	1120±20	-1	2.033	1.3	0.1916	0.8	0.64
MFC1.44	0.021	1154±9	1100±21	-5	2.059	1.3	0.1960	0.8	0.63
MFC1.45	-0.052	1148±12	1143±33	-1	2.093	2.0	0.1950	1.2	0.58
Line 5									
MFC1.46	0.022	1078±8	1099±21	+2	1.912	1.3	0.1821	0.8	0.63
MFC1.47	0.000	1076±7	1110±16	+3	1.917	1.1	0.1816	0.7	0.67
MFC1.48	0.028	1072±7	1105±17	+3	1.906	1.1	0.1809	0.7	0.66
MFC1.49	0.085	1103±9	1066±26	-4	1.927	1.6	0.1866	0.9	0.58

付録4-5(続き)

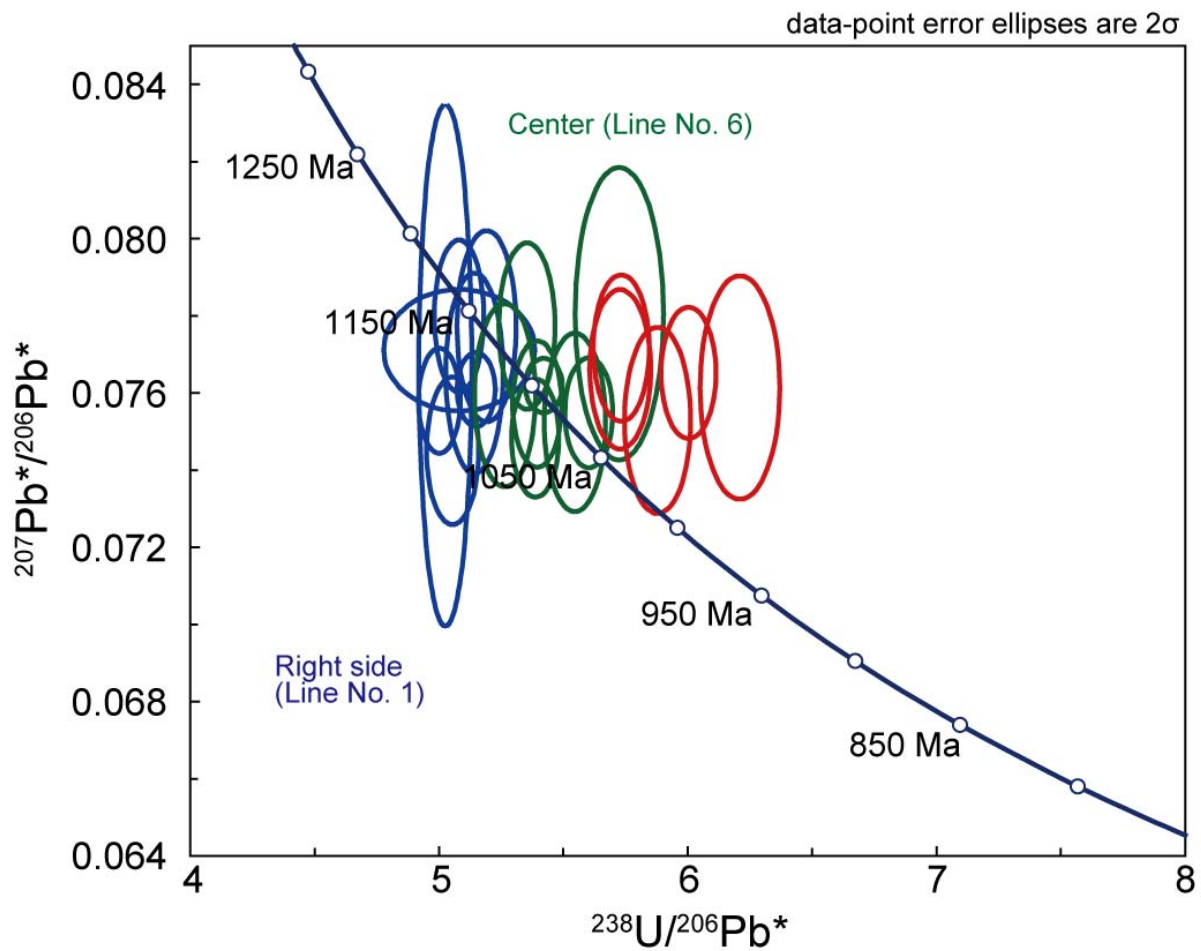
MFC1.13	0.000	1065±10	1055±28	-1	1.845	1.7	0.1796	1.0	0.59
MFC1.14	0.048	1119±8	1086±18	-3	1.978	1.2	0.1896	0.8	0.64
MFC1.15	0.021	1134±7	1069±12	-7	1.989	0.9	0.1923	0.6	0.73
MFC1.16	-0.117	1153±13	1172±37	+2	2.133	2.2	0.1958	1.2	0.55
Line 6									
MFC1.17	-0.132	1038±12	1148±39	+10	1.881	2.4	0.1748	1.3	0.54
MFC1.18	0.024	1059±7	1081±15	+2	1.858	1.0	0.1786	0.7	0.67
MFC1.19	0.003	1092±6	1100±8	+1	1.939	0.7	0.1846	0.6	0.83
MFC1.20	-0.058	1069±9	1075±25	+1	1.871	1.5	0.1804	0.9	0.59
MFC1.50	0.052	1098±7	1064±17	-4	1.916	1.1	0.1857	0.7	0.65
MFC1.51	-0.058	1097±7	1087±18	-1	1.936	1.2	0.1855	0.7	0.64
MFC1.52	-0.072	1105±9	1140±22	+3	2.003	1.4	0.1869	0.9	0.61
MFC1.53	0.032	1122±10	1093±26	-3	1.990	1.6	0.1900	1.0	0.60
Line 7									
MFC1.54	0.065	1004±11	1074±146	+7	1.748	7.4	0.1686	1.2	0.16
MFC1.55	0.063	1024±8	1096±21	+7	1.805	1.3	0.1721	0.8	0.61
MFC1.56	-0.030	1017±9	1116±24	+10	1.810	1.5	0.1710	0.9	0.61
MFC1.57	0.038	1051±7	1073±20	+2	1.835	1.3	0.1770	0.8	0.62
MFC1.58	0.000	1044±8	1119±23	+7	1.864	1.4	0.1757	0.9	0.61
MFC1.59	-0.022	1070±8	1114±21	+4	1.909	1.3	0.1805	0.8	0.62
MFC1.60	0.072	1086±10	1088±28	0	1.917	1.7	0.1836	1.0	0.57
MFC1.61	0.036	1102±7	1076±14	-3	1.936	0.9	0.1865	0.7	0.69
Line 8									
MFC1.62	0.022	1008±6	1108±15	+10	1.785	1.0	0.1692	0.7	0.68
MFC1.63	0.068	998±12	1018±41	+2	1.689	2.4	0.1674	1.3	0.53
MFC1.64	0.028	1011±8	1078±24	+7	1.764	1.5	0.1698	0.9	0.59
MFC1.65	-0.057	1032±7	1105±15	+7	1.829	1.0	0.1737	0.7	0.67
MFC1.66	-0.016	1050±24	1109±17	+6	1.867	2.7	0.1769	2.5	0.95
MFC1.67	0.164	1074±9	1062±30	-1	1.870	1.8	0.1814	0.9	0.53
MFC1.68	0.000	1070±9	1095±22	+2	1.893	1.4	0.1806	0.9	0.63
MFC1.69	0.118	1046±9	1067±27	+2	1.819	1.6	0.1761	0.9	0.56
MFC1.70	-0.021	1087±8	1111±20	+2	1.940	1.3	0.1836	0.8	0.63
MFC1.71	0.040	1078±10	1064±29	-1	1.879	1.8	0.1821	1.0	0.58
Line 9									
MFC1.72	0.016	995±6	1100±12	+10	1.754	0.9	0.1670	0.6	0.72
MFC1.73	0.076	984±9	1073±113	+9	1.710	5.7	0.1649	1.0	0.17
MFC1.74	0.000	1006±9	1070±24	+6	1.747	1.5	0.1689	0.9	0.60
MFC1.75	-0.034	1029±9	1147±26	+11	1.861	1.6	0.1730	1.0	0.59
MFC1.76	0.069	1053±9	1055±28	0	1.823	1.7	0.1774	1.0	0.57
MFC1.77	0.012	1083±7	1063±15	-2	1.887	1.0	0.1830	0.7	0.68
MFC1.78	0.017	1088±6	1075±13	-1	1.907	0.9	0.1838	0.6	0.70

付録4-5(続き)。

MFC1.79	0.046	1076±8	1094±22	+2	1.902	1.4	0.1816	0.8	0.61
Line 10									
MFC1.80	0.047	963±9	1098±31	+13	1.691	1.9	0.1611	1.1	0.56
MFC1.81	0.033	994±7	1108±18	+11	1.758	1.2	0.1667	0.8	0.64
MFC1.82	0.033	1013±9	1076±26	+6	1.766	1.6	0.1702	0.9	0.58
MFC1.83	0.000	1038±8	1111±22	+7	1.845	1.4	0.1747	0.9	0.62
MFC1.84	0.021	1037±8	1125±20	+8	1.857	1.3	0.1745	0.8	0.63

* Steacy and Kramers (1975)を用いてコモンPbを補正。

† 誤差は 1σ 。



付録 4-6 試験マウントに埋めた FC1 ジルコンの T-W コンコーディア図。
 マウントの左右では、U-Pb 同位体の分別効果により、コンコーディアから外れている。青の楕円は付録 4-4, Line1 のデータ。緑の楕円は付録 4-4, Line6 のデータ。赤の楕円は付録 4-4, Line1 のデータ。

引用文献

- Ickert, R.B., Hiess, J., Williams, I.S., Holden, P., Ireland, T.R., Lanc, P., Schram, N., Foster, J.J., Clement, S.W., 2008. Determining high precision, in situ, oxygen isotope ratios with a SHRIMP II: Analyses of MPI-DING silicate-glass reference materials and zircon from contrasting granites. *Chem. Geol.* 257, 114–128.
- Paces J.B., Miller, J.D., 1993. Precise U-Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Jour. Geophys. Res.* 98, 13997–14013.
- Wiedenbeck M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von quadt, a., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards and Geoanalytical Res.* 19, 1-23.

付録5 FC1バズレアイトのU-Pb同位体データ(O⁻ビーム)。

Spot	208 corrected* % common ²⁰⁶ Pb	208 corrected* ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age [†]	208 corrected* ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age [†]	% Discordant	208 corrected* ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	% error	208 corrected* ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	% error	error corr.
FC1.15.1	0.027	1061±37	1034±40	1	1.82	4.3	0.18	3.8	0.89
FC1.16.1	0.023	1095±39	1163±45	4	2.01	4.5	0.19	3.9	0.86
FC1.17.1	0.018	1076±38	1101±34	2	1.91	4.1	0.18	3.8	0.91
FC1.18.1	0.009	1189±41	1112±19	-9	2.14	3.8	0.20	3.7	0.97
FC1.19.1	0.052	1075±38	1036±44	-17	1.85	4.4	0.18	3.8	0.87
FC1.20.1	0.018	1099±38	1151±27	5	2.00	4.0	0.19	3.8	0.94
FC1.21.1	0.090	1024±61	1122±49	-3	1.83	6.9	0.17	6.4	0.93
FC1.22.1	0.002	1065±37	1055±39	-5	1.85	4.3	0.18	3.8	0.89
FC1.23.1	-0.012	1035±36	1150±34	10	1.88	4.1	0.17	3.8	0.91
FC1.24.1	0.014	1044±36	1086±32	5	1.83	4.1	0.18	3.8	0.92
FC1.25.1	-0.001	1163±40	1061±33	-17	2.04	4.1	0.20	3.8	0.92
FC1.26.1	0.010	1128±39	1096±27	-5	2.00	4.0	0.19	3.8	0.94
FC1.27.1	0.019	1251±43	1094±31	-24	2.24	4.1	0.21	3.8	0.93
FC1.28.1	0.017	1172±40	1147±23	-3	2.14	3.9	0.20	3.8	0.95
FC1.29.1	-0.005	1077±58	1113±38	10	1.92	6.1	0.18	5.8	0.95
FC1.30.1	0.010	1132±39	1091±27	-15	2.01	4.0	0.19	3.8	0.94
FC1.31.1	0.062	1166±40	1053±30	-11	2.03	4.0	0.20	3.8	0.93
FC1.32.1	0.017	1042±36	1058±31	-6	1.81	4.1	0.18	3.8	0.93
FC1.33.1	0.020	1190±41	1071±24	-13	2.10	3.9	0.20	3.8	0.95
FC1.34.1	0.009	1149±40	1118±32	-7	2.07	4.1	0.20	3.8	0.92

* Steacy and Kramers (1975)を用いてコモンPbを補正。

† 誤差は1σ。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、指導教員である三澤 啓司 准教授をはじめ、小島 秀康 教授、今榮 直也 助教、山口 亮 助教、海田 博司 助教には研究全般にわたり、多大なる指導、ご助言をいただいた。木村 眞 教授(茨城大学)、野口 高明 教授(茨城大学)、富岡 尚敬 准教授(岡山大学)、Nyquist E. Larry 博士(NASA)には多くの議論、ご助言をいただいた。関根 利守 教授(物質材料研究機構; 現 広島大学)および三河内 岳 助教(東京大学)には衝撃圧縮実験および加熱実験の設備提供および実験全般について指導をいただいた。立川 統 氏および 堀江 憲路 博士には、SHRIMP 分析におけるメガマウントホルダー開発にご協力いただいた。横山 立憲 氏には実験および分析において協力していただいた。大野 正一、佐々木 洋明 両氏には、研磨試料作製にあたり、多くのご助言をいただいた。国立極地研究所 南極隕石ラボラトリーからは Y-791088、Y-790964、Y-790519 の薄片試料、NASA Meteorite Working Group からは LAP 02240 の薄片試料および RBT 04261 の研磨厚片試料を提供をいただいた。可児 智美 助教(熊本大学)にはハワイ産玄武岩(S690-7a)を提供いただいた。

以上の方々に厚く御礼を申し上げます。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、指導教員である三澤 啓司 准教授をはじめ、小島 秀康 教授、今榮 直也 助教、山口 亮 助教、海田 博司 助教には研究全般にわたり、多大なる指導、ご助言をいただいた。木村 眞 教授(茨城大学)、野口 高明 教授(茨城大学)、富岡 尚敬 准教授(岡山大学)、Nyquist E. Larry 博士(NASA)には多くの議論、ご助言をいただいた。関根 利守 教授(物質材料研究機構; 現 広島大学)および三河内 岳 助教(東京大学)には衝撃圧縮実験および加熱実験の設備提供および実験全般について指導をいただいた。立川 統 氏および 堀江 憲路 博士には、SHRIMP 分析におけるメガマウントホルダー開発にご協力いただいた。横山 立憲 氏には実験および分析において協力していただいた。大野 正一、佐々木 洋明 両氏には、研磨試料作製にあたり、多くのご助言をいただいた。国立極地研究所 南極隕石ラボラトリーからは Y-791088、Y-790964、Y-790519 の薄片試料、NASA Meteorite Working Group からは LAP 02240 の薄片試料および RBT 04261 の研磨厚片試料を提供をいただいた。可児 智美 助教(熊本大学)にはハワイ産玄武岩(S690-7a)を提供いただいた。

以上の方々に厚く御礼を申し上げます。