

微惑星から原始惑星への進化における溶融および
変形過程

安武 正展

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29（2017）年度

微惑星から原始惑星への進化における溶融および変形過程

Masahiro Yasutake

安武 正展

Department of Polar Science, Faculty of Multidisciplinary Science, SOKENDAI.

総合研究大学院大学、複合科学研究科、極域科学専攻、20151601

微惑星から原始惑星への進化における 溶融および変形過程

要旨

アカプルコアイト・ロドラナイト族は、始原的特徴と分化した特徴を併せ持つ特異な隕石種である。この隕石種は、ほとんど溶融を経験していないアカプルコアイトから、部分溶融の後に形成した溶け残り岩であるロドラナイトまで様々な溶融分化過程を経験した隕石から成り、微惑星から原始惑星へと至る進化過程でどのような変化が起こるか明らかにするためには非常に適した隕石種である。本研究では、微惑星から原始惑星へと至る変遷過程でどのようなプロセスが発生するかより良い理解を得るために、アカプルコアイト・ロドラナイト族隕石 15 試料を対象とし、これらの岩石組織、鉱物モード組成、鉱物化学組成、岩石ファブリックを明らかにした。岩石鉱物学的特徴から、アカプルコアイト・ロドラナイト族は、これまでのアカプルコアイト(Acapulco、Y-74063、Y 982003、Y 982004)、中間的試料(Y981505、Y 981619、Y 981725、Y 981670、Y 981988)、典型的ロドラナイト(Y-791491、Y-791493、Y-74357)に加えて、集積岩の可能性があるロドラナイト(NWA 2235、NWA 7312、Y 983119)の四つのサブタイプに分けることができた。

Acapulco、Y-74063、Y 982003、Y 982004 は、細粒組織、トロライト、斜長石に富むモード組成を持つ。これらは、 $\sim 980^{\circ}\text{C}$ の加熱を経験し、数 vol% 以下の FeNi-FeS 部分溶融を経験したが、ケイ酸塩部分溶融は経験していないと考えられる。

Y981505、Y 981619、Y 981725、Y 981670、Y 981988 は、アカプルコアイトとロドラナイトの中間的な特徴を持つ。これらはアカプルコアイトと比べて、トロイライトに乏しいが、ロドラナイトと比べると斜長石やオージャイトに富むモード組成を持つ。また、アカプルコアイトが比較的均質な斜長石の化学組成を持つことに対し、これらは幅広い組成幅を持つ。これらは、アカプルコアイトよりも強い加熱($\sim 1050^{\circ}\text{C}$)を経験し、FeNi-FeS 部分溶融メルトの流出を経験し、ケイ酸塩メルトの形成を経験したが、ケイ酸塩部分溶融メルトは流出しなかったと考えられる。

ロドラナイトは、Y 983119 を除き全て粗粒組織、斜長石、オージャイトをほとんど含まないモード組成を持つ。Y-791491、Y-791493 は、典型的なロドラナイトである。これらは、 $>1050^{\circ}\text{C}$ の加熱を経験し、斜長石とオージャイト成分に富むメルトがほとんど流出する $\sim 15\text{-}20$ vol% のケイ酸塩部分溶融を経験し

ていると推定される。Y-74357 は、異常にかんらん石に富み、少量の斜長石、オージャイトを含む。このモード組成は、単純な部分溶融とそれに引き続くメルト流出では説明が難しい。Y-74357 は、複雑な形成過程を持つと考えられる。ロドラナイト NWA 2235、NWA 7312 は、溶融過程でかんらん石ファブリックの発達を経験している。これらのかんらん石ファブリックは、かんらん石[010]に集中を持ち、かつ粒子の長軸方向に配向を持つという特徴を持つ。これらの特徴は、NWA 2235、NWA 7312 が流動の弱いマグマだまりにて集積作用を経験したことを示している。

Y 983119 は、異常に低 Ca 輝石に富んでおり、比較的多量の斜長石を含む。加えて多数のメルト包有物が存在することが確認された。これらの特徴は小規模な部分溶融によって溶け残り岩として形成過程を説明することが難しい。非常に大規模な部分溶融によって発生したメルトから結晶化したとすると Y 983119 の特徴を説明することができる。Y 983119 中のメルト包有物は、主に斜長石、アルカリ長石、ホルンブレンド、オージャイト、ガラスから成る。一部の包有物は黒雲母、ルチル、バデレアイトを含んでいる。ホルンブレンド、黒雲母の化学組成から、これらは少量の H_2O を含むことが推測された。加えて、ルチル、バデレアイトなどの鉱物が存在することから、母メルトは不適合元素(K, Na, Ti, Zr, OH)に富む含水珪長質メルトであることが推定された。

本研究の結果は、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、これまでに想定されていたよりも複雑な溶融分化過程を経験したことを示す。本研究では、母天体で従来の部分溶融、それに引き続くメルトの流出に加えて、部分溶融メルトのその場固化、マグマ溜まりの形成、さらにマグマだまりでの結晶分化作用や集積作用が発生したことを提唱する。

一部のロドラナイト(Y-791491、NWA 7312)は、溶融過程の後に固相変形を経験し、岩石ファブリックが発達したことが明らかとなった。Y-791491 のかんらん石ファブリックは、特殊な条件での変形により発達する AG タイプファブリック、NWA 7312 のものは比較的高温、高歪速度で発達する D タイプファブリックにそれぞれ相当する。NWA 7312 は、固相変形により発達した低 Ca 輝石ファブリックも持つ。これらの結果は、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、高温であった時期に固相変形を経験したことを示している。母天体の固相変形を引き起こした出来事として、天体衝突もしくはマントル対流が想定される。もし、天体衝突によってかんらん石ファブリックが発達したとすると、低速

度で大規模な衝突が必要である。一方、マントル対流によってかんらん石ファブリックが発達した場合、天体内部は大規模(約 50 %以上)に熔融していた必要がある。いずれの変形過程の場合も、これまでに母天体の進化過程に想定されておらず、母天体の熱史に大きな影響を与えていることが推測される。

これまでに母天体では岩石固化後の硫黄に富む流体によるメタソマティズムが発生したことが提唱されていた。本研究では、トロイライトと輝石の集合体が全てのロドラナイト、中間的試料に確認されこの説を支持している。加えて、Y 983119 のかんらん石ゾーニングから、Fe メタソマティズムが局所的に発生していたことが示唆された。

地質温度圧力計により、Y 983119 は<400 MPa の圧力で形成されたことが示された。この圧力をもとにすると、母天体半径は最大 500 km 程度であった可能性が示唆された。この結果は、従来の半径 100 km の天体とする説より大きな天体であった可能性を提示している。

本研究の結果は、アカプルコイト・ロドラナイト母天体は、これまでに想定されていたより、大規模に熔融を経験していること、複雑な形成史を持つことを示している。本研究は、高温時期に巨大衝突、マントル対流が発生した場合、さらに小さな母天体の場合に加えて、大きな母天体である場合を想定した新たなアカプルコイト・ロドラナイト母天体進化史を構築する必要があることを提唱する。

目次

要旨.....	3
1. 序章	9
1.1. 隕石試料の重要性	9
1.2. 隕石の種類、特徴の概要.....	10
1.2.1. コンドライト隕石.....	10
1.2.2. エコンドライト.....	10
1.2.3. 始原的エコンドライト.....	11
1.3. 初期太陽系における惑星進化と隕石試料の位置づけ	13
2. アカプルコアイト・ロドラナイト族の概要.....	14
2.1. アカプルコアイト・ロドラナイト族のサブタイプとその特徴	14
2.1.1. アカプルコアイト.....	14
2.1.2. ロドラナイト.....	15
2.1.3. 中間的試料(Transitional samples).....	15
2.1.4. 部分溶融メルトから結晶化した試料.....	17
2.2. 母天体進化史.....	19
2.3. 前駆物質	25
3. 研究の目的.....	26
4. 分析試料.....	28
5. 分析手法.....	30
5.1. 岩石組織観察.....	30
5.2. 鉱物化学組成分析	32
5.2.1. EPMA の分析原理.....	32
5.2.2. 分析条件.....	32
5.3. 形成温度、冷却速度の推定	32
5.4. 岩石ファブリック分析.....	33
5.4.1. 電子線回折法の概要.....	34
5.4.2. 結晶方位の同定.....	34
5.4.3. かんらん石の結晶系.....	35
5.4.4. 試料座標系.....	35
6. 結果	37

6.1.	岩石組織	37
6.1.1.	アカプルコアイト	37
6.1.2.	ロドラナイト	45
6.1.3.	衝撃組織	62
6.1.4.	風化状況	63
6.2.	鉱物化学組成	64
6.2.1.	アカプルコアイト	64
6.2.2.	典型的ロドラナイト	71
6.2.3.	中間的試料	78
6.2.4.	Y 983119	86
6.3.	岩石ファブリック	103
6.3.1.	アカプルコアイト・ロドラナイト族	103
6.3.2.	ウイノナイト	109
6.3.3.	ユレイライト	109
6.3.4.	コンドライト	109
7.	議論	112
7.1.	分類の検討	112
7.2.	ペアの考察	112
7.2.1.	Y 982003 および Y 982004	112
7.2.2.	Y-791491 および Y-791493	113
7.2.3.	中間的試料	113
7.3.	アカプルコアイト・ロドラナイトの形成過程	113
7.3.1.	アカプルコアイト	114
7.3.2.	ロドラナイト	115
7.3.3.	中間的試料	122
7.3.4.	Y 983119 の形成過程	126
7.4.	アカプルコアイト・ロドラナイト族の Fe/Mg-Fe/Mn システムの再考	130
7.5.	母天体の溶融分化過程	135
7.6.	母天体深部でのマグマ流動	136
7.7.	母天体の衝撃史	136
7.8.	母天体のメタソマティズム	137
7.9.	母天体の固相変形	137

7.9.1.	固相変形を引き起こした惑星進化プロセス.....	137
7.9.2.	母天体の固相変形時期.....	143
7.10.	形成圧力.....	144
7.11.	母天体サイズの推定.....	147
7.12.	母天体の熱源	152
8.	結論	154
	謝辞.....	157
9.	引用文献.....	158

1. 序章

本論文では、始原的エコンドライト、特にアカプルコアイト・ロドラナイト族について、岩石鉱物学的手法により成因を考察し、さらに、初期太陽系における部分的な溶融を経験した天体の形成モデルを構築する。この章では、本論文の研究内容について述べる前に、隕石の重要性、分類方法、隕石の種類とその特徴について述べる。また、先行研究により提唱されている初期太陽系における惑星進化について述べる。

1.1. 隕石試料の重要性

隕石は、自然に天体(もしくは人工物)に衝突した、ある天体に由来する10 μm 以上の固体物質である(Rubin and Grossman 2010)。これまでに隕石の研究は少量の試料に基づいて行われていた(1970 年までに登録された隕石は~320 個である(Meteoritical Database, Nov., 2017, accessed))。1969 年に日本南極地域観測隊(JARE)が多量の南極隕石を発見し、以降の南極探査により南極大陸に隕石が集積される地域が存在することが明らかとなった(Cassidy et al. 1992; Yanai 1978)。これまでの南極隕石探査により、大量の隕石試料が採取された。現在、世界中の隕石の総数は約 52,600 個である(Meteoritical Database, Nov., 2017, accessed)。その内、南極隕石の数は、約 42,200 個であり、大部分の隕石試料が南極で採取されていることが分かる(ペアの可能性があるので南極隕石の数は、この数より少ない可能性がある)。

隕石試料は、様々な研究により、主に小惑星に由来すると考えられている。一方、一部は月や火星等の天体に由来するものも存在することが明らかになってきた。これらの隕石の母天体(隕石が形成した天体)は、初期太陽系において様々な進化過程を経て、天体形成後、ほぼ進化せず始原的な状態を保持しているものや、マグマ大洋の形成のような大規模な進化プロセスを経たものなど、様々な天体の進化段階を示すことが明らかとなった。

これらの情報は、天体の形成およびその進化過程において、固体物質がどのような変遷をたどったか明らかにする上で直接的な手掛かりとなる。したがって、その研究は地球を含む固体惑星がどのように形成し、進化したかあきらかに理解するうえで非常に重要である。

隕石試料以外の地球外物質として、過去の宇宙探査によるリターンサン

プルがある。アポロ計画、ルナ計画により得られた月試料、スターダスト計画により得られた彗星試料、探査機はやぶさにより得られた小惑星試料、ジェネシス計画により得られた太陽風試料である。これらのリターンサンプルは、地球での汚染が少ない、産地が明らかである等の利点を持つが、試料の希少性等から、多様性が確保されづらい、入手が困難であるという欠点を持つ。一方、隕石試料は、地球での汚染が伴う場合がある、不明瞭な産地を持つという欠点を持っている。しかし、天体の様々な進化段階、多様な熱履歴、衝撃履歴を示す一そろいの試料を用いることができるという利点がある。したがって、本研究の目指す母天体の包括的な理解のためには、隕石試料は非常に適している。

1.2. 隕石の種類、特徴の概要

1.2.1. コンドライト隕石

コンドライト隕石は、岩石組織、全岩化学組成、同位体組成により特徴づけられる。隕石の中で最も多く(N = 51,745)、全体の約 90%を占める。コンドライトは、太陽光球の組成とほぼ同じ組成を持っており、太陽系初期の組成をほぼ保持していると考えられている(Anders and Ebihara 1982)。ほとんど全てのコンドライト隕石は、母天体の集積以降、溶融を経験せず変成作用を受けるにとどまっている。コンドライト隕石は経験した熱変成作用、水質変質作用の度合いにより、さらに 1-6 までの岩石学的タイプがつけられる(Van Schmus and Wood 1967)。少数の部分溶融を経験したコンドライトが発見されており、岩石学的タイプ 7 がつけられることがある(e.g. Tait et al. 2014)。

1.2.2. エコンドライト

エコンドライトは、火成岩組織をもつこと、分別した全岩化学組成により特徴づけられる。エコンドライトは、小惑星型および惑星型(月、火星起源)の隕石に分けられる(Yamaguchi et al. 2017)。エコンドライトは、コンドライトと異なりしゅうせき母天体形成後に火成作用によって形成した火成岩であると考えられている(Mittlefehldt 2014)。これらは、コンドライトと比較すると分別を経験した全岩化学組成を持つ。酸素同位体は、溶融過程において、 $\delta^{17}\text{O}/\delta^{18}\text{O}$ 値が同位体の質量差による分別の結果 0.52 の傾き(質量分別線: mass fractionation line)に分布する(詳細は始原的エコンドライトを参照)。エコンドライトは、質量分別傾向を持つ酸素同位体組成を持ち、大規模溶融により酸素同位体が均質化し

た後に固化したことを示している。

1.2.3. 始原的エコンドライト

始原的エコンドライトは、コンドライト的特徴とエコンドライト的特徴、両方を持つ隕石種である。本研究で主眼とするアカプルコアイト・ロドラナイト族(acapulcoite-lodranite clan; N = 150)は始原的エコンドライトに分類される。そのほかに、ユレイライト(ureilite; N = 449)、ウィノナイト-IAB-III CD ケイ酸塩包有物族(winonaite-IAB-III CD silicate inclusion clan)、ブラチナイト(brachinite; N = 41) が始原的エコンドライトに分類される。

始原的エコンドライトは、族ごとに大きく特徴が異なり、ほぼ溶融を経験していないタイプと比較的溶融したタイプの二つに分けることができる。

アカプルコアイト・ロドラナイト族のサブタイプの一つアカプルコアイト、そしてウィノナイトは、ほとんど溶融を経験していない。これらは、再結晶組織を持ち、いくつかの試料には、コンドリュールが確認されている(Benedix et al. 1998; McCoy et al. 1996; Rubin 2007; Yanai and Kojima 1991)。鉱物モード組成と全岩化学組成は、ほぼコンドライト的である(Benedix et al. 1998; McCoy et al. 1996; Palme et al. 1981; Rubin 2007; Schultz et al. 1982; Yugami et al. 1998a)。

一方、アカプルコアイト・ロドラナイト族の中のロドラナイト、そしてユレイライト、ブラチナイトは粗粒な岩石組織をもち、しばしば、トロイライト、斜長石やオージャイト等の低温で溶融する鉱物に乏しい(e.g., Goodrich et al. 1987; McCoy et al. 1997a; Mittlefehldt et al. 2003a)。全岩化学組成は、コンドライトと比較すると K, Na, 希土類元素(REE)等のケイ酸塩部分溶融メルト濃集元素に乏しい分化した傾向を示す。これらのほとんどは、部分溶融により形成された溶け残り岩であることが提唱されている。他方、ユレイライト、ブラチナイトに関しては、集積岩であるとする説もあり議論が続いている(Berkley et al. 1980; Goodrich 1992; Goodrich et al. 2001, 2004, 2009; Ikeda and Prinz 2001; Mittlefehldt et al. 2003; Nehru et al. 1983)。

酸素同位体組成は、始原的エコンドライトを特徴付けるものの一つである。一般的に隕石試料の酸素同位体は、 ^{16}O 、 ^{17}O 、 ^{18}O の同位体で表される。地球の岩石、火星隕石、HED 隕石などの大規模溶融を経験したエコンドライトは、 $\delta^{17}\text{O}/\delta^{18}\text{O}$ 値が同位体の質量差による分別の結果 0.52 の傾きに分布する($\delta^{\text{XO}} = [(\text{XO}/^{16}\text{O})_{\text{sample}}/(\text{XO}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}} - 1] \times 1000$)(Yurimoto et al. 2007)。この傾きは溶融や結晶

化の過程でそれぞれの酸素同位体の質量差によって形成される。一方、始原的エコンドライトは散乱した酸素同位体組成を持ち、 $\delta^{17}\text{O}/\delta^{18}\text{O}$ 値は 0.52 の値を持たない(Clayton and Mayeda 1996; Franchi 2008; Greenwood et al. 2012, 2017) (Fig. 1.1)。これらの特徴から、始原的エコンドライトを形成した母天体は、酸素同位体の均質化を伴うような大規模な火成作用(マグマオーシャンの形成など)は経験しておらず、部分的な溶融を経験するにとどまった天体であることが提唱されている(e.g., Goodrich et al. 2004; McCoy et al. 1992)。

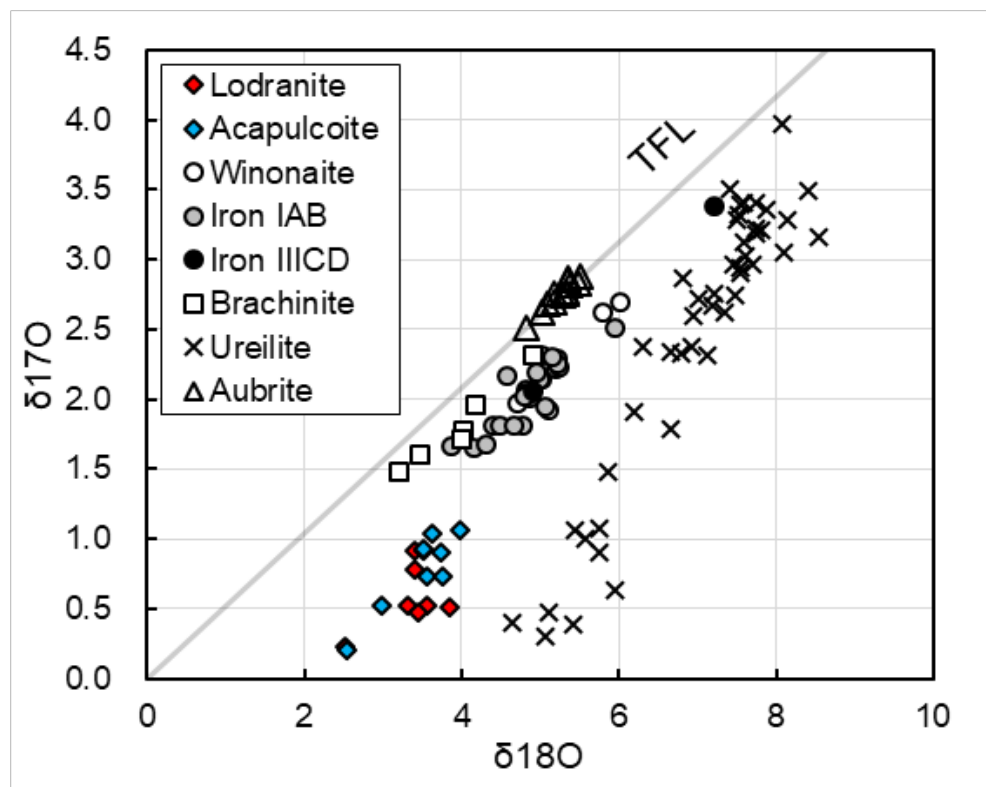


Fig. 1.1. 始原的エコンドライトの酸素同位体組成. ロドラナイト (赤ダイヤ) とアカプルコアイト (青ダイヤ) は、ほぼ同じ組成範囲を持つ。酸素同位体組成は、Clayton and Mayeda (1996)による。

1.3. 初期太陽系における惑星進化と隕石試料の位置づけ

現在、力学理論、計算機シミュレーション、同位体年代学などによる様々な手法を用いたこれまでの研究により、惑星形成プロセスが提唱されている。最も支持されているモデルは、微惑星が集積することにより惑星が形成するものである(McSween 1999; McSween Jr and Huss 2010; 小久保 2006)。このモデルに則ると、およそ 4,568Ma (million years ago)に Al と Ca に富む高温凝縮鉱物 CAI(Calcium- Aluminum-rich inclusion)が形成する(e.g., Nyquist et al. 2009; 坂本 and 倉本 1998)。その後、固体物質は集積を繰り返し微惑星を形成する。微惑星は、その大きさや集積時期により加熱の度合いが異なり、熔融をほとんど経験しなかった天体が、コンドライトの母天体(隕石を形成した天体)、熔融を経て分化した天体がエコンドライトの母天体であることが提唱されている(e.g., Kleine et al. 2008, 2009, Touboul et al. 2009, 2015)。微惑星は、さらに合体を繰り返して、原始惑星と呼ばれる大きな天体へと進化したと考えられる。多くの種類のエコンドライトや鉄隕石が発見されていることから、初期太陽系には、さまざまな原始惑星が存在していたと考えられる。しかし、その後、多くの天体は、天体全体を崩壊させる大規模な天体衝突を経験したと考えられている(e.g., Goodrich et al. 2004; Keil et al. 1994; Schmitz et al. 2016)。

始原的エコンドライトは、ソリダス温度を超える加熱を経験することにより、部分的な熔融を経験したことが提唱されている(Weisberg et al. 2006)。すなわち、これらの母天体は、ほとんど熔融を経験しなかったコンドライト的な天体と大規模な熔融したエコンドライト的天体の変遷の途中段階で活動を停止した天体であると想定される。

2. アカプルコアイト・ロドラナイト族の概要

本項では、本論文の主な研究対象であるアカプルコアイト・ロドラナイト族のサブタイプの大まかな特徴、および現在推定されているそれぞれのサブタイプ形成過程、そして母天体進化過程を述べる。Table 1 にアカプルコアイト・ロドラナイト族の岩石鉱物学的特徴を示す。

2.1. アカプルコアイト・ロドラナイト族のサブタイプとその特徴

2.1.1. アカプルコアイト

アカプルコアイトは細粒な再結晶組織を持ち(苦鉄質鉱物の平均粒径: ~150-230 μm)、主に、低 Ca 輝石、かんらん石、斜長石、オージャイト、鉄ニッケル合金(カマサイト、テーナイト)、トロイライトからなる(e.g., McCoy et al. 1996)。副成分鉱物として、クロマイト、リン酸塩鉱物、シュライバーサイト、炭素鉱物、金属銅が含まれる。鉱物モード組成は、比較的普通コンドライトに類似する(e.g., McCoy et al. 1996; Rubin 2007; Yugami et al. 1998)。

アカプルコアイトの苦鉄質鉱物の化学組成は、H コンドライトと E コンドライトの中間的組成を持つ(Fo88-96, En85-91)。斜長石は、アルバイト端成分に富む組成を持ち、アカプルコアイト間の組成幅は狭い (Or4-5Ab77-82) (Burrone and Folco 2008; Dhaliwal et al. 2017; Kimura et al. 1992; Li et al. 2011; McCoy et al. 1996; Mittlefehldt et al. 1996; Patzer et al. 2004; Yugami et al. 1998b)。アカプルコアイトは、ほぼコンドライト的な全岩化学組成を持つ(e.g., Palme et al. 1981; Patzer et al. 2004; Zipfel et al. 1995)。輝石の平衡温度から、~1100 °C の加熱を受けたことが推定されている(McCoy et al. 1996)。これらの特徴から、多くのアカプルコアイトは、ケイ酸塩鉱物の熔融は経験せず、数%以下のわずかな FeNi-FeS 部分熔融を経験したことが提唱されている。

一部のアカプルコアイトは、非常に始原的でありコンドリュールを保持していることが報告されている(e.g., Yanai and Kojima 1991)。最も始原的な特徴を持つ例として GRV (Grove Mountains) 020043 がある。GRV 020043 は、明瞭なコンドリュール外形、中程度に再結晶したマトリックスを持ち、初期分類では、H4 として分類された隕石である(Connolly et al. 2008)。しかし、その後の研究により、GRV 020043 は H コンドライトではなく、アカプルコアイト・ロドラナイト族に類似する酸素同位体組成を持つことが明らかとなり、非常に始原的なア

カプルコアイト・ロドラナイト族であることが提唱されている(Li et al. 2010, 2011)。もし、GRV 020043 はタイプ 4 コンドライトと同様の典型的に 600-700 °C の変成温度を持ち、アカプルコアイト・ロドラナイト族に属する場合、母天体の最も加熱を受けていない岩体を表している可能性がある(Keil and McCoy 2017)。

2.1.2. ロドラナイト

ロドラナイトは 120° 三重点を持つ粗粒組織をもつ(>400 μm)(McCoy et al. 1997a)。構成鉱物は、主に低 Ca 輝石、かんらん石、鉄ニッケル合金(カマサイト、テーナイト)からなる。副成分鉱物として、クロマイト、斜長石、オージャイト、トロイライト、リン酸塩鉱物、シュライバーサイトが含まれる。モード組成は、アカプルコアイトと比較すると斜長石、オージャイト、トロイライトのいずれか、もしくはこれら全てに乏しい(e.g., Yugami et al. 1998a)。

ロドラナイトの苦鉄質鉱物は、アカプルコアイトと同様の化学組成を持っている(Fo85-97, En82-95)。一方、ロドラナイトはアカプルコアイトと比較すると(Or3.8-4.7Ab77-82)、広い組成幅の斜長石を持つ(Or1.4-3.7Ab69-80) (Fig. 2.3)。McCoy et al. (1996a)は、ロドラナイト中の斜長石の組成が、モード組成と相関を持たないことを指摘している。ロドラナイトの全岩化学組成は、コンドライト的組成と比べ、Na、K、Al などの親長石元素、軽希土類元素(LREE)に乏しい(Mittlefehldt et al. 1996; Patzer et al. 2004)。ロドラナイトの輝石の平衡温度はアカプルコアイトよりも高く、約 1000-1200 °C の平衡温度を示す(McCoy et al. 1997a)。

明らかに斜長石に乏しいこと、および、微量元素組成の特徴から、ロドラナイトはケイ酸塩鉱物の溶融を含むおよそ 20 vol% 程度の部分溶融を経験したと考えられている。また、その流出により形成した溶け残り岩であることが提唱されている(Floss 2000; Keil and McCoy 2017; McCoy et al. 1997a; Patzer et al. 2004)。

2.1.3. 中間的試料(Transitional samples)

アカプルコアイト・ロドラナイト族は、ほとんど上記の二つのサブタイプにより構成されるが、わずかな試料が二つのサブタイプの中間的特徴を持つことが報告されている。EET (Elephant Moraine) 84302 は、最初に中間的な試料であることが提唱された試料である。McCoy et al. (1997b)は、EET 84302 がアカプルコアイト(~150-230 μm)とロドラナイト(>400 μm)の中間的な苦鉄質鉱物平均粒径を持つこと(~340 μm)を明らかにした。さらに彼らは、EET 84602 が他のロド

ラナイトと比べ斜長石に富むことを明らかにした(~10 vol%)。これらの岩石学的特徴に基づいて、彼らは、EET 84302 がアカプルコアイトとロドラナイトの中間的な試料(Transitional)であることを提唱した。McCoy et al. (2006a)は、GRA 95209 も、EET 84302 と同様の岩石学的特徴を持っており、中間的試料であることを提唱している。

中間的試料の苦鉄質鉍物の化学組成は、アカプルコアイト、ロドラナイトと同様のものである(Fo92-93、En89-91)。一方、斜長石の化学組成は、アカプルコアイトと比べると(Or3.8-4.7Ab77-82)、K に乏しい組成を持つ(Or1.6-1.9Ab73-81)。

中間的試料の鉍物微量元素存在度は、典型的なアカプルコアイト、ロドラナイトと異なることが報告されている。Floss (2000)は、EET 84302 の低 Ca 輝石、オージャイト、メリライトの REE、Ti、Zr、Y 存在度は、コンドライト的な鉍物微量元素組成を持つアカプルコアイトに類似するが、一方、斜長石の Ce、Y 存在度は、アカプルコアイトとロドラナイトの中間的であることを明らかにした。アカプルコアイト ALH 81187 とロドラナイト GRA 95209 は、アカプルコアイト・ロドラナイトと比べ、輝石は Y に富み、斜長中は、Y、Ce に富むことを明らかにし、これらも中間的であることを提唱した。

Patzer et al. (2004) は、中間的試料の全岩化学組成を分析し、EET 84302、GRA 95209 は、REE がアカプルコアイトと同等の存在度である一方、K に欠乏することを明らかにした。

これらに基づいて、中間的試料は、アカプルコアイトとロドラナイトの中間的な形成過程を持つことが提唱されている(Keil and McCoy 2017; McCoy et al. 1997a, 1997b, 2006a)。現在、以下のような中間的試料の形成過程が想定されている。1：アカプルコアイトのように FeNi-FeS 部分溶融メルトの形成を経験する。2：アカプルコアイトと異なり、更なる加熱により FeNi-FeS 部分溶融メルトの流出およびケイ酸塩部分溶融メルトの形成を経験する。3：ロドラナイトと異なり、斜長石やオージャイトに欠乏するモード組成を形成するようなケイ酸塩部分溶融メルトの流出は経験せずに、ケイ酸塩メルトはその場で固化した。

しかし、上記の通り中間的試料は非常に数が少なく、その詳細な形成過

程は明らかでない。

2.1.4. 部分溶融メルトから結晶化した試料

現在、溶け残り岩であるロドラナイトを生成する際に発生する部分溶融メルトに対応する隕石は、2種のみ報告されている。

LEW (Lewis Cliff)86220 は、二種の岩相からなり、一つはアカプルコアイトと同様の鉱物種からなる細粒組織、もう一方は、斜長石、オージャイト、鉄ニッケル合金、トロイライトからなる粗粒組織である(McCoy et al. 1997b)。粗粒部分の鉱物組み合わせは、溶け残り岩であるロドラナイトに乏しい成分と非常に良く一致し、相補的な関係となっている。McCoy et al. (1997b)は、これらの事実に基づいて、LEW 86220 は、ロドラナイト領域にて発生した玄武岩質メルトおよび FeNi-FeS 部分溶融メルトが、比較的低温のアカプルコアイト領域に、貫入することによって形成されたことを提唱している。Folco et al. (2006)は、LEW 86220 の斑レイ岩質部分の鉱物組み合わせは、アカプルコアイト的な組成を持つ岩石が、ロドラナイトのような溶け残り岩を形成した際に発生するメルトが固化した場合のものとよく一致することを示している。

LEW 86220 の全岩化学組成は、親斜長石元素や LREE に富んでおり、ロドラナイトのものと相補的な関係となっている(Patzer et al. 2004)。この結果も、LEW 86220 が部分溶融メルトから結晶化したとする説を支持している。

Folco et al. (2006)、は、FRO (Frontier Mountain) 93001 が、主に、低 Ca 輝石、オージャイト、斜長石からなり、細粒な主にかんらん石から成るグラノブラスティック組織を持つことを明らかにした。さらに彼らは、この隕石中にはメルト包有物が存在し、アカプルコアイト・ロドラナイト族で唯一、アルカリ長石を含むことを発見した(Fig. 2.3)。彼らは、アカプルコアイト的組成を持つ岩石が部分溶融によりどのような溶け残り岩となるか計算し、この隕石の低 Ca に富むモード組成は、部分溶融による溶け残りとして説明することが難しいことを明らかにした (Folco et al. (2008)の計算結果は、appendix に付属)。そして、他のロドラナイトと比較すると大規模な>35 wt% 部分溶融によって発生したメルトから結晶化したことを提唱した。Burroni and Folco (2008)は、Frontier Mountain 裸氷域にて採取されたアカプルコアイト・ロドラナイト族のうち、FRO 90011、FRO 93001、FRO 99030、FRO 03001 は、連続した化学組成、岩石組織を持つことから、同一の貫入角礫岩に由来することを提唱している。

Table 1. Summary of petrologic and mineralogical features of acapulcoite-lodranite clan.

	Acapulcoite	Lodranite	Transitional
Texture	fine-grained	coarse-grained	medium grained
Average mafic silicate grain size	~150-230 μm	~500-600 μm	~200-400 μm
Modal abundance of plagioclase	~6-15 vol%	<6 vol% *	~4-16 vol%
Modal abundance of troilite	~4-15 vol%	<5 vol%	<2 vol%
Olivine composition	Fo88-96	Fo85-97	Fo92-93
molar Mg/Mn value	110-210	140-250**	140-200
Low-Ca pyroxene composition	Wo1.5-4.1 En85-91	Wo2.5-3.9 En82-95	Wo2.6-3.8 En89-91
molar Mg/Mn value	30-50	40-70	40
Augite composition	Wo43-47 En49-52	Wo41-46 En50-57	Wo43-44 En52-54
Plagioclase composition	Or3.8-4.7 Ab77-82	Or1.4-3.7 Ab69-80	Or1.6-1.9 Ab73-81

*Except for Y-8002 (~10 vol%); **Except for Y-8002 (~320).

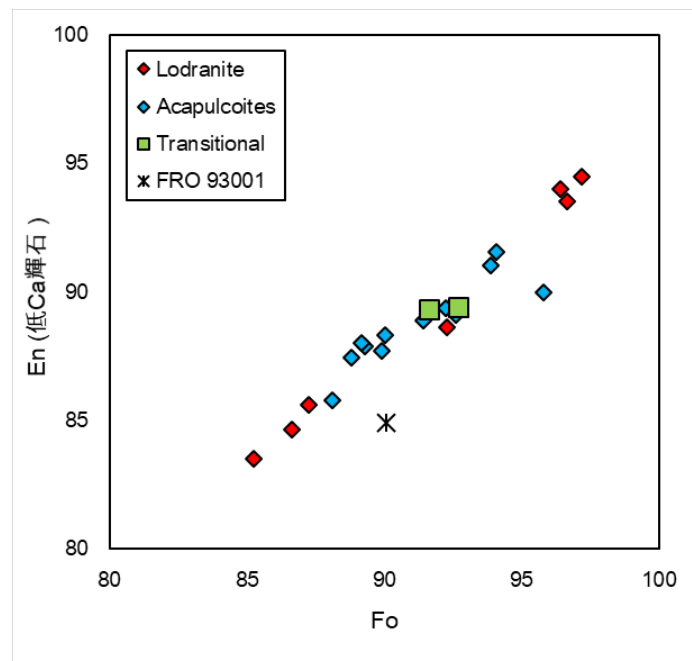


Fig. 2.1. アカプルコアイト・ロドラナイト族のかんらん石組成と低 Ca 輝石組成をプロットした図. (Folco et al. 2006; Hiroi and Takeda 1991; McCoy et al. 1996; 1997a; 1997b; 2006; Nagahara 1992; Palme et al. 1981; Patzer et al. 2004; Takeda et al. 1994; Utas et al. 2014)

2.2. 母天体進化史

アカプルコアイト・ロドラナイト族は、アカプルコアイトとロドラナイトの中間的な特徴を持つ隕石が存在すること、連続的な鉱物化学組成範囲を持つこと (Fig. 2.1-4)、区別することのできない類似する酸素同位体組成を持つことから (Fig. 1.1)、同一の母天体、もしくは非常に類似する複数の天体に由来することが提唱されている (e.g., Clayton and Mayeda 1996; Floss 2000; Keil and McCoy 2017; McCoy et al. 1997a)。LEW 86220 に示されるような、アカプルコアイト的な領域と部分溶融メルト結晶化物が共存している岩石の存在も始原的なアカプルコアイトと溶け残り岩であるロドラナイトが同一母天体に由来することを支持する (McCoy et al. 1997b)。

輝石の平衡温度、岩石組織、モード組成に基づくと、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、900-1200 °C 程度のピーク温度を持ち、様々な度合の加熱と部分溶融、熱変成作用を経験した天体であることが提唱されている (e.g., McCoy et al. 1997b)。母天体の溶融の度合いは、岩石組織、微量元素組成の特徴

から、~20%であると推測されている(Floss 2000; Keil and McCoy 2017; McCoy et al. 1996, 1997a, 1997b)。

一方、ロドラナイトの形成領域において発生した~20%部分溶融メルトは、その領域から流出し、少なくとも一部は貫入岩体を形成したことが提唱されている(Burroni and Folco 2008; McCoy et al. 1997b)。Nagahara and Ozawa (1986)は、Y-791493 ロドラナイトのかんらん石ファブリックを分析し、母天体内で強いメルトの層流が発生したことを提唱している。

LEW 86220、FRO 93001 は、母天体の一部で部分溶融メルトが固化していたことを示している。しかし、収集されたアカプルコアイト・ロドラナイト族の中に部分溶融メルトから結晶化したと推定される隕石がごくわずかししか採集されていないという事実から、大部分の部分溶融メルトは、母天体から失われたのではないかと考えられている(McCoy et al., 1997b)。

McCoy et al. (1997b)は、メルトに揮発性成分が多く含まれている場合、母天体で爆発的な噴火を引き起こすことを提唱している。さらに、母天体のサイズが十分に小さい場合(半径<100 km)、噴火により放出された部分溶融メルトは、容易に脱出速度に達し母天体から失われることが提唱されている(Keil and McCoy 2017; McCoy et al. 1993, 1997b, Wilson and Keil 1996, 2012)。

アカプルコアイト・ロドラナイト族の形成年代は、少数の研究により明らかとなっている。Touboul et al. (2009)は、高精度な Hf-W 同位体測定を行い、アカプルコアイトとロドラナイトのそれぞれの結晶化年代を CAI 形成後~5.2 Ma、~5.7 Ma と推定した。Touboul et al. (2009)は、この結果に基づき、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、CAI 形成後~1.5–2.0 Ma(million years)の間に集積し、内部加熱により CAI 形成後~3.0 Ma には、ピーク温度に達していたことを提唱している。アカプルコアイトとロドラナイトは、それぞれ~5.2 Ma、~5.7 Ma に、Hf-W 同位体システムの閉鎖温度となる~975 °C および~1025 °C に冷却されたことが推定されている。一方、Golabek et al. (2014)は、これまでの一次元モデル計算は、冷却速度を過剰に見積もることに着目し、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体の形成時期は、より早い時期~1.3 Ma に集積したことを提唱した。

アカプルコアイト・ロドラナイトが太陽系形成後すぐに形成されたことから、母天体の加熱は、 ^{26}Al や ^{60}Fe などの短半減期放射性核種などの熱源による内部加熱であると想定されている(Keil and McCoy 2017; McCoy et al. 1997a, 1997b; Touboul et al. 2009)。もしくは、電磁誘導加熱の可能性も考えられるが、

詳細な検証は行われていない(McCoy et al. 1996)。

一方、Rubin (2007) は、アカプルコアイトの岩石学的組織から、母天体は天体衝突により加熱されたことを提唱している。しかし、Keil and McCoy (2017) は、天体衝突は、局所的にのみ加熱されること、衝突加熱は、しばしば全熔融を伴い部分熔融が主要ではないことを指摘し天体衝突による加熱の寄与は限定的であるとしている。

加熱後の母天体は、非常に複雑な冷却過程を持つことが明らかとなっている。Touboul et al. (2009)は、閉鎖温度の異なる同位体年代に基づいて、 $\sim 1000^{\circ}\text{C}$ 、 $\sim 600^{\circ}\text{C}$ でアカプルコアイトは、それぞれ $\sim 120^{\circ}\text{C/Ma}$ 、 $\sim 50^{\circ}\text{C/Ma}$ の冷却を、ロドラナイトは、それぞれ $\sim 100^{\circ}\text{C/Ma}$ 、 $\sim 40^{\circ}\text{C/Ma}$ の冷却を受けたことを提唱している。McCoy et al. (1996; 1997a; 1997b)は、テーナイトのゾーニングを用いて比較的低温での ($\sim 400\text{--}600^{\circ}\text{C}$) 冷却速度を推定しており、アカプルコアイト・ロドラナイト族は、比較的低温で $\sim 10^3\text{--}10^5^{\circ}\text{C/Ma}$ の冷却を経験したことを示している。Pellas et al. (1997)は、低温での冷却速度を推定している。彼らは、Acapulco 隕石の異なる低 Ca 輝石、メリライトの Pu フィッシュトラック密度の閉鎖温度の違い、同位体年代の閉鎖温度の違いに基づき、 $110\text{--}290^{\circ}\text{C}$ で $\sim 1.7^{\circ}\text{C/Ma}$ という冷却速度を推定している。一方、Min et al. (2003)は、Acapulco の(U-Th)/He 年代をもとに、 $\sim 120^{\circ}\text{C}$ の低温では徐冷ではなく、急冷を受けたことを提唱している。これらの冷却速度に基づき、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、高温で徐冷、 $\sim 400\text{--}600^{\circ}\text{C}$ で急冷、そして低温で再び徐冷、もしくはそのまま急冷という冷却史を持つことが提唱されている(McCoy et al. 1996)。しかし、複雑な冷却過程をすべて説明する仮説はまだ構築されていない。

現在、多くの先行研究がアカプルコアイト・ロドラナイト母天体のサイズは、 $<100\text{ km}$ 半径の小さな天体であったことを推定している(e.g., McCoy et al. 1996; 1997a; 1997b; Eugster and Lorenzetti 2005, Touboul et al. 2009)。一方、アカプルコアイト・ロドラナイト族が形成した領域に関しては統一的なモデルは無く、大きく分けて二つのモデルが提唱されている。一つ目のモデルは、岩石鉱物学的な特徴に基づくものであり、アカプルコアイトとロドラナイトは、それぞれ母天体の浅部と深部で形成したものである(e.g., McCoy et al. 1997b; Eugster and Lorenzetti 2005; Keil and McCoy 2017)。このモデルでは、母天体は決して大規模熔融を経験していないことが想定されている。二つ目のモデルは、比較的近年に同位体年代と冷却速度によるモデル計算により推定されたものであり、アカプ

ルコアイト、ロドラナイト共に母天体のごく表層にて形成したとするものである(Golabek et al. 2014; Neumann et al. 2015; Touboul et al. 2009)。もし、このモデルに則るとすると、母天体の内部は非常に高温となっており、大規模に熔融している可能性が推測される。この中でも、Neumann et al. (2015, 2018)の提唱するモデルは、他のモデルと想定する母天体サイズが大きく異なり~270 km 半径の深さ<10 km で形成したことを提唱している。さらに、Neumann et al. (2015, 2018)は、母天体内部には分化したマントルと金属核が形成されることを提唱している。

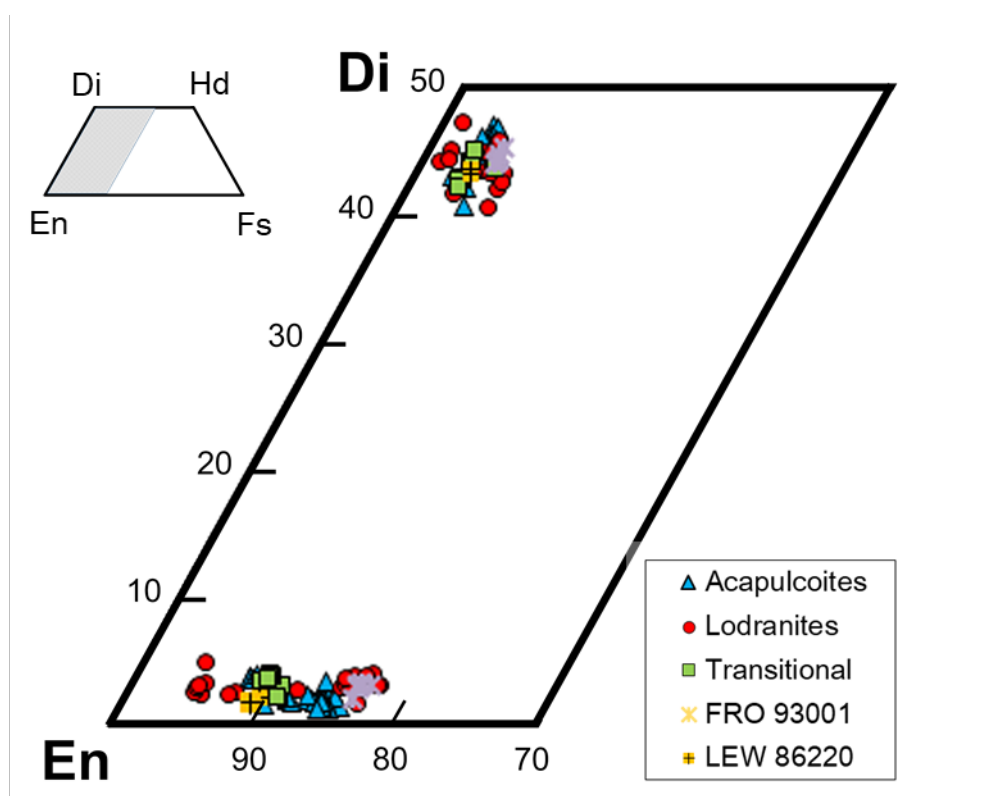


Fig. 2.2. アカプルコアイト・ロドラナイト族の輝石組成を輝石台形にプロットした図. (Bild and Wasson 1976; Burrioni and Folco 2008; Corder 2015; Folco et al. 2006; Grew et al. 2014; Hiroi and Takeda 1991; Kimura et al. 1992; Li et al. 2011; McCoy et al. 1996; 1997a; 2006a; Mittlefehldt et al. 1996; Nagahara 1992; Nagahara and Ozawa 1986; Palme et al. 1981; Patzer et al. 2004; Takeda et al. 1994; Yanai and Kojima 1991; Yugami et al. 1998; Zipfel et al. 1995)

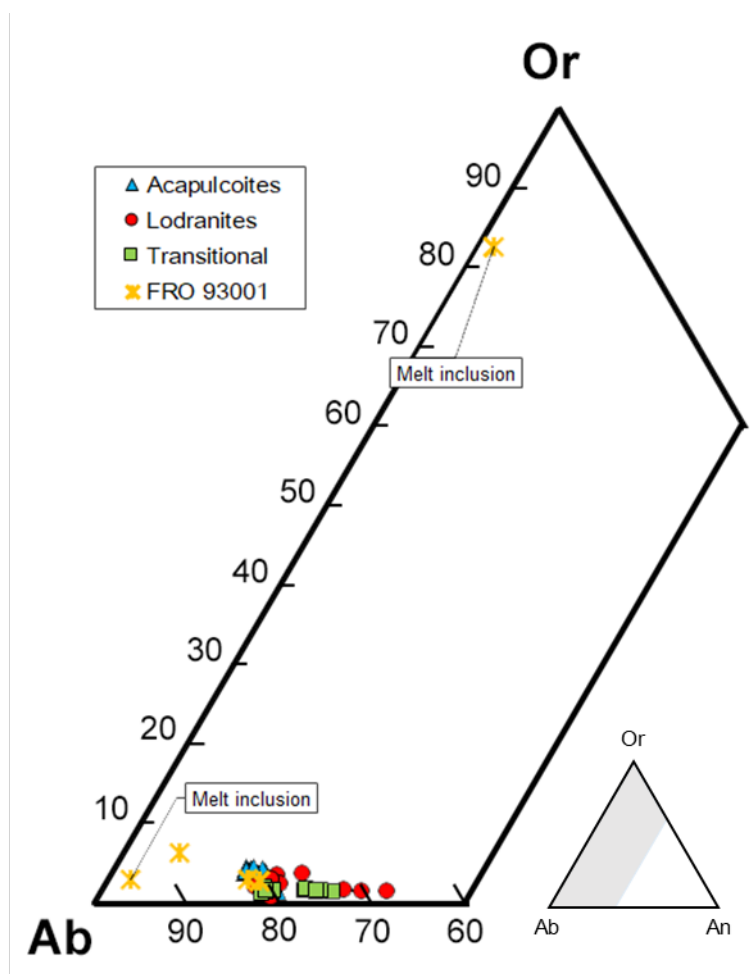


Fig. 2.3. アカプルコアイト・ロドラナイト族の長石組成をプロットした三角図. (Bild and Wasson 1976; Burrioni and Folco 2008; Corder 2015; Folco et al. 2006; Grew et al. 2014; Hiroi and Takeda 1991; Kimura et al. 1992; Li et al. 2011; McCoy et al. 1996; 1997a; 2006a; Mittlefehldt et al. 1996; Nagahara 1992; Nagahara and Ozawa 1986; Palme et al. 1981; Patzer et al. 2004; Takeda et al. 1994; Yanai and Kojima 1991; Yugami et al. 1998; Zipfel et al. 1995)

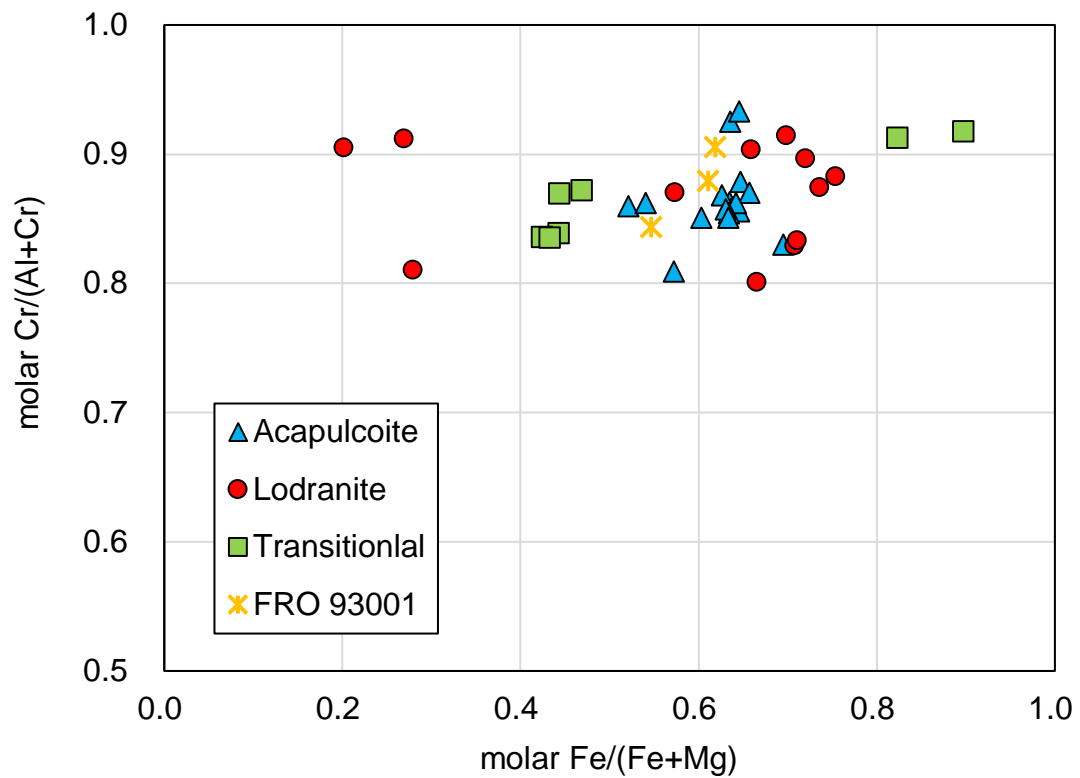


Fig. 2.4. アカプルコアイト・ロドラナイト族のクロマイト組成をプロットした図. (Bild and Wasson 1976; Burrioni and Folco 2008; Chikami et al. 1999; Corder 2015; Folco et al. 2006; Grew et al. 2014; Hiroi and Takeda 1991; Kimura et al. 1992; McCoy et al. 1996; 1997a; 2006a; Mittlefehldt et al. 1996; Nagahara 1992; Nagahara and Ozawa 1986; Palme et al. 1981; Patzer et al. 2004; Takeda et al. 1994; Yanai and Kojima 1991; Yugami et al. 1998; Zipfel et al. 1995)

2.3. 前駆物質

アカプルコアイト・ロドラナイトの前駆物質は、様々な手法により推定が行われている。アカプルコアイト・ロドラナイト族がアカプルコアイトからロドラナイトまで連続的な鉱物化学組成を持つこと、同一母天体を持つことから、ロドラナイトは、アカプルコアイト的な岩石が溶融することで形成したと考えられる。

一方、アカプルコアイト自体の材料となった、より始原的な前駆物質は未だ詳細に明らかになっていない。一部の非常に始原的なアカプルコアイトがコンドリュールを保持しているという観察に基づくと、アカプルコアイト・ロドラナイト族の前駆物質は、ある種のコンドライト隕石であったことが推定されている(e.g., Rubin 2007)。

アカプルコアイトの岩石学的な特徴に基づくと、前駆物質は普通コンドライト、炭素質コンドライトであることが推定される。始原的なアカプルコアイトに残されたコンドリュールの粒径は、~0.7 mm であることが報告されており、この特徴は L コンドライトおよび CR コンドライトのものに類似する(Rubin 2007)。アカプルコアイトの鉱物モード組成に基づくと、前駆物質は普通コンドライトに類似することが推測される(McCoy et al. 2006a; Nagahara and Ozawa 1986; Rubin 2007)。

化学組成の特徴は、岩石学的な特徴による推定とは事なる推定を与える。アカプルコアイトの全岩化学組成の特徴は、コンドライトとほぼ同様であり、Rubin (2007)は、アカプルコアイトが難揮発性親石元素に富んでおり、普通コンドライトとエンスタタイトコンドライトに類似しておらず、炭素質コンドライトに類似することを指摘した。Rubin (2007)は、炭素質コンドライトの中でも、CI コンドライト、CR コンドライトに類似することを指摘している。

一方、Hidaka et al. (2012, 2013)は、コンドリュールを保持する始原的なアカプルコアイトの全岩化学組成を明らかにした。彼らは、試料を磁石により、磁性部分(主に鉄ニッケル合金部分)と非磁性(主にケイ酸塩鉱物部分)に分けて分析を行った。彼らは、非磁性部分の親石元素存在度、磁性部分の親鉄元素存在度は、EL コンドライトに類似することを指摘した。

アカプルコイト・ロドラナイト族の酸素同位体組成は、広い組成範囲を持っている。アカプルコアイト・ロドラナイトの酸素同位体組成は、質量分別傾向は示しておらず、前駆物質の特徴は母天体内で完全に消しさられていないと

考えられている(Franchi 2008; Greenwood et al. 2012)。アカプルコアイト・ロドラナイト族の酸素同位体組成は、普通コンドライト、エンスタタイトコンドライトの組成領域とは大きく異なっており、CR コンドライトの酸素同位体組成の領域に非常に類似する。Rubin (2007)は、この特徴から、アカプルコアイト・ロドラナイト族の前駆物質は CR コンドライトと類似するリザーバーを持つことを指摘している。

これらを踏まえると、アカプルコアイト・ロドラナイト族の前駆物質は、既存のどの種にも類似しない未知のコンドライトであったことが推測される。

3. 研究の目的

微惑星から原始惑星への進化初期を明らかにするためには、始原的な状態から、分化の進んだ状態まで段階を追って分析することが好ましい。上述のようにアカプルコアイト・ロドラナイト族は、同一母天体、もしくは、非常に類似する天体の始原的な状態から溶融後の溶け残り岩まで幅広く進化段階を示す稀有な例である。そのため、この隕石種の熱履歴や溶融分化過程をたどることで、始原的な天体から、部分的な溶融を経験した分化天体までの進化過程を推定することができる。

このように、アカプルコアイト・ロドラナイト族は、惑星進化初期の分化過程を理解する上で重要な手掛かりとなる。しかし、アカプルコアイト・ロドラナイト族の採取数は、非常に少なく、これまでに構築されてきた母天体像の推定はわずかな試料に基づいており、各試料の大きなバイアスがかかっていることが想定される。

加えて、現在想定されているアカプルコアイト・ロドラナイト母天体の進化史には問題点が存在する。現在、母天体の進化過程で、溶け残り岩であるロドラナイトを形成するためには、ロドラナイトの形成領域から部分溶融メルトを取り去る必要がある(e.g., McCoy et al. 1997a, 1997b)。現在、発生した部分溶融メルトは母天体自体から流出していることが提唱されている(McCoy et al. 1997b)。しかし、部分溶融メルトは、前駆岩体からどのように流出したか、もしくは、マグマだまりが形成していたか物質的な根拠に基づいた推定例は少なく、その全容は明らかでない。

一方、初期太陽系における惑星進化過程において、天体は動力学的過程

を経験したと考えられる。例えば、天体の集積過程では、天体衝突、埋没作用による固相変形が発生していた可能性が想定される。モデル計算では、加熱に伴い微惑星、原始惑星の内部でマントル対流が発生することが示唆されている (Golabek et al. 2014; Sterenborg and Crowley 2013; Tkalcec and Brenker 2014; Tkalcec et al. 2013)。一方、微惑星や原始惑星は、母天体破壊を伴うような大規模天体衝突を経験していることも示唆されている(e.g., Goodrich et al. 2004; Keil et al. 1994; McCoy et al. 1997b)。これらの固相変形過程が熱史や分化過程などの母天体進化にどのような影響を与えるか理解することは、惑星進化過程初期を理解する上で重要である。

本研究では、始原的エコンドライトの中から主に、アカプルコアイト・ロドラナイト族を用いて、その岩石組織、モード組成、鉱物化学組成、および岩石組織が、始原的なアカプルコアイトから、分化したロドラナイトに至る過程でどのように変化したか明らかにする。さらに、岩石組織(ファブリック)から母天体の動力的進化過程を明らかにしようと試みる。これらの結果から、アカプルコアイト・ロドラナイト族の母天体を例として、始原的な微惑星が原始惑星へと至る過程において、集積過程、熱変成過程、熔融過程においてどのような変遷をたどるか明らかにすることを目的とした。

4. 分析試料

本研究では、主にアカプルコアイト・ロドラナイト族を用いた。Table 2 に隕石試料、初期分類、試料番号、産地、採取年、記載年、採取状況を示す。

岩石組織観察、鉱物化学組成分析は、アカプルコアイト 5 試料(Acapulco、Yamato (Y)-74063、Y 981505、Y 982003、Y 982004)、ロドラナイト 10 試料(Y-74357、Y-791491、Y-791493、Y 981619、Y 981670、Y 981725、Y 981988、Y 983119、Northwest Africa (NWA) 2235、NWA 7312)を用いた。Acapulco、Y 983119,35、Y 983119,51、NWA 7312,1、NWA 7312,2 は厚片試料である。その他の試料は薄片試料である。

岩石ファブリック分析では、上記のアカプルコアイト・ロドラナイト族、に加えて、他の始原的エコンドライトの比較試料として、**Kenna** ユレイライト、**Y-8005**、**Tierra Blanca** ウィノナイト、始原的な比較試料として **Kernouve H6** コンドライト、わずかな溶融を経験した試料として **Y-74160L** コンドライト、衝撃溶融を経験した試料として **Y-790964LL** コンドライトを用いた。

Acapulco、**NWA 7312**、**Tierra Blanca** は、厚片試料を制作した。厚片試料は、隕石をエポキシ樹脂に包埋することで固定した後表面を研磨し試料作成した。研磨剤は、アルミナ粉末、**SiC** 粉末を用いた。鏡面研磨は、ダイヤモンドペーストを用いた。**NWA 7312** は、厚片試料に加えて樹脂包埋した試料をスライドガラスに接着し薄片試料を作成した。

Table 2. Summary of preliminary description of samples.

Classification	Name	Section	Locality*	Year of find	Year of description	Mass (g)	Find or Fall	Reference
Acapulcoite	Acapulco		Guerrero, Mexico	1976	1978	1914	Fall	1
	Y-74063	,56-1	Antarctica	1974	1983	35.4	Find	2
	Y 981505	,51-1	Antarctica	1998	2010	56.9	Find	3
	Y 982003*	,51-1	Antarctica	1998	2012	19.8	Find	4
	Y 982004*	,51-1	Antarctica	1998	2012	6.2	Find	4
Lodranite	Y-74357	,62-2	Antarctica	1974	1983	13.8	Find	2
	Y-791491 [†]	,51-1	Antarctica	1979	1998	31.6	Find	5
	Y-791493 [†]	,291-1	Antarctica	1979	1998	5.1	Find	5
	Y 981619	,41-1	Antarctica	1998	2010	5.4	Find	3
	Y 981670	,41-1	Antarctica	1998	2011	7.0	Find	6
	Y 981725	,51-1	Antarctica	1998	2011	63	Find	6
	Y 981988	,51-1	Antarctica	1998	2011	11.4	Find	6
	Y 983119	,35 ,51 ,51-1	Antarctica	1998	2012	52.6	Find	4
	NWA 2235		Northwest Africa	2000	2004	64	Find	7
	NWA 7312		Northwest Africa	2012	2015	778	Find	8
Winonaite	Tierra Blanca		Texas, US	1965	1965	860	Find	2
	Y-8005	,51-2	Antarctica	1980	1983	29	Find	2
Ureilite	Kenna		New Mexico, U.S.	1972	---	10090	Find	9
Chondrite	Kernouve (H6)		France	1869	---	80000	Fall	9
	Y-790964 (LL)	,81-1	Antarctica	1979	---	3340	Find	9
	Y-74160 (LL7)	,101-1	Antarctica	1974	---	31.4	Find	9

*Possibly paired; †: Possibly paired; 1. The Meteoritical Bulletin, No. 55, 1978; 2. Meteorites News, vol.2, 1983; 3. Meteorite Newsletter, vol.19, 2010; 4. Meteorite Newsletter, vol.21, 2012; 5. Meteorites News, vol.7, 1998; 6. Meteorite Newsletter, vol.20, 2011; 7. The Meteorite Bulletin, No. 88, 2004; 8. The Meteorite Bulletin, No. 101, 2015; 9. The Meteorite Bulletin Database, <https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>.

5. 分析手法

5.1. 岩石組織観察

鉱物種同定

主要構成鉱物の鉱物種同定は、偏光顕微鏡、フィールドエミッション型走査型電子顕微鏡(FE-SEM: Field Emission gun Scanning Electron Microscope) (JEOL 社製 JSM7100F)による観察、FE-SEM に取り付けられたエネルギー分散型X線分光器(EDS: Energy Dispersive Spectrometer) (Oxford instruments 社製 AZtec Energy)による定性分析により行った。

微細鉱物の鉱物種同定を行うために電子線後方散乱回折パターン(EBSD: Electron Back Scatter Diffraction Pattern)解析を行った(EBSD についての詳細は下述)。EBSD 分析は、FE-SEM に取り付けられた電子線回折カメラ(Oxford Instruments 社製 AZtec HKL)により取得した。EBSD 分析の分析条件は、加速電圧 15 kV、照射電流 10 nA、焦点距離 25 mm である。より明瞭な回折パターンを得るために、分析中、試料は入射ビームに対し、70° 傾斜させて分析した。EBSD 法で明瞭な回折パターンを得るためには、試料表面のダメージ層の厚さ、及び、コーティングの厚さが非常に重要である。本研究では、試料表面のダメージ層を除去するために、ダイヤモンドペーストによる鏡面研磨の後にコロイダルシリカ混濁液を用いた研磨を行った。また、分析中の導電性を得るための炭素コーティングは可能な限り薄く行った。

鉱物粒径測定

本研究では、厚片試料を含めた全ての試料の鉱物粒径は EBSD 法により測定を行った。EBSD の分析条件は、鉱物種同定のものと同様である。結晶粒径測定は、結晶方位マップを用いて行い、各粒子を楕円近似し、その長径を粒径とした。結晶方位マップの空間分解能は、アカプルコライトに対し、~20-70 μm 、ロドラナイトに対し、~70-100 μm である。これらの空間分解能より小さい粒子は実際の粒径より大きく計測されるか、もしくは認識されない。したがって、本研究の推定した平均粒径は実際のものより大きいと考えられる。

本研究では、かんらん石、低 Ca 輝石、オージャイト、斜長石、鉄ニッケル合金、トロイライトの粒径測定を行った。それぞれの鉱物種は、ほぼ全ての試料の粒径測定において 100 以上の粒子を計測することができた。斜長石とオー

ジャイトは異なる結晶相に誤認識される場合があり、分析後に手動で除外した。

本研究では、結晶方位マップ作製においてカマサイトとテーナイトを明瞭に区別して分析することはできなかった。したがって、これらの相は、全て bcc 金属鉄相パターンに当てはめ、二相合わせて鉄ニッケル合金として扱った。

本研究で得られた結果は、総じて先行研究により測定された粒径より小さな数値となっている。例えば、McCoy et al. (1996, 1997a)による苦鉄質鉱物の平均粒径は、Acapulco が 170 μm 、Y-74357 が 580 μm 、Y-791491 が 560 μm である。本研究での測定値は、それぞれ、110-130 μm 、160-260 μm 、120-290 μm である(詳細は結果を参照)。

この結果は、McCoy et al. (1996, 1997a)による測定は、約 25 粒子のみであり結晶サイズ分布を正確に表現できていないためであると推定される。本研究ではより詳細な結晶頻度分布を作成することができている(Appendix Fig. S6.2 を参照)。したがって本研究で測定した数値は有意である。

モード組成分析

モード組成は、FE-SEM に取り付けられた EDS により分析した。鉱物の含有量は、鉱物の主要元素マップのピクセル数を ImageJ 画像解析ソフトウェア(National Institute of Health)を用いてカウントし、求めたピクセル数の比として表した。本研究では、NWA 7312 を除き風化鉱物の量は考慮されていない。分析条件は、加速電圧 15 kV、照射電流 10 nA である。ピクセルサイズは、約 5 μm である。それぞれの鉱物種に対応させた元素を Appendix に付属。

衝撃度および風化度

衝撃組織は、偏光顕微鏡下で観察を行った。経験した衝撃の強さを推定するために、Stöffler et al. (1991)による岩石に基づいた衝撃段階推定を行った。この推定は、コンドライトに対して提唱されたものであり、アカプルコアイト・ロドラナイト族に対しては、かんらん石を用いた S1-4 の分類基準は適用できる。しかしロドラナイトは斜長石を含まないことが多く、もし強い衝撃変成作用を受けていた場合、S4-6 の分類はいくらかの推定誤差を含む。

風化の度合いは、岩石組織に基づいて行った。分類基準は、Wlotzka (1993)によるものと国立極地研究所隕石ラボラトリーによるものを併記する[分類基準

については Yamaguchi et al. (2016)を参照]。

5.2. 鉱物化学組成分析

5.2.1. EPMA の分析原理

電子線と物質は、相互作用を引き起こし、物質を構成する元素の電子の軌道に特有な X 線(特性 X 線)を発生させる。この特性 X 線の検出数は、ある加速電圧、電流値の下では元素濃度と相関を持ち、ある元素濃度が既知な標準試料の X 線の検出数を用いることにより、未知試料の元素濃度を推定することができる。本研究では、岩石組織観察、EDS 分析により、相同定を行った後、電子線プローブマイクロアナライザー(EPMA: Electron Probe Micro Analyzer) (JEOL 社製 JXA-8200)を用いて鉱物化学組成を求めた。

5.2.2. 分析条件

EPMA 分析の条件は、全て 15 kV 加速電圧を用い、電流値は、鉱物種により条件を変え、かんらん石、輝石は、10 nA、斜長石、シリカ、ガラス、リン酸塩鉱物、角閃石、雲母は、6nA、鉄ニッケル合金、トロイライト、スピネル鉱物、バデレアイトは、30 nA で分析した。また、かんらん石、輝石中の微量元素を定量する場合にのみ、加速電圧 15 kV、照射電流 30nA で高精度に分析した。離溶ラメラを持つ輝石の組成を図る際に、ラメラを含めた全岩組成を求めるために、加速電圧 15 kV、照射電流 30 nA、ビーム直径 30 μm の条件で分析を行った。標準試料として、酸化物、金属、リン化物、及び硫化物を用いた。分析データは ZAF 法を用いて原子番号、原子端吸光、蛍光の補正を行った(各鉱物の分析の際に用いた元素標準試料、カウント時間、元素の検出限界は Appendix に付属)。

5.3. 形成温度、冷却速度の推定

本研究では、岩石組織、鉱物産状、鉱物化学組成、形成温度、岩石ファブリックから、それぞれの試料の形成過程の推定を行った。各隕石の形成温度は、主に Lindsley (1983)による輝石温度計を用いた平衡温度推定による。全てのアカプルコアイト・ロドラナイト隕石のオージャイトは、少量の Cr_2O_3 を含んでおり、Lindsley (1983)による微量元素組成の補正は不十分であり、推定されるオージャイトの平衡温度は、低 Ca 輝石のものより最大百度程度高くなる。したがって、Lindsley (1976)に加えて、Nakamuta et al. (2017)によるオージャイト中の Cr_2O_3 含

有量の補正を加え形成温度を推定した。 Cr_2O_3 補正を加えた場合、補正を行わなかった場合と比べ約 100 °C 程度推定温度は低くなり、低 Ca 輝石の推定温度との差は小さくなる。

温度推定に用いた輝石の化学組成は、フォーカスビームを用いたポイント分析により得られた化学組成を用いた。また、離溶ラメラを持つ輝石は 30 μm 径のワイドビームを用いた分析により得られた全岩組成を用いて、離溶する前の温度を推定した。

かんらん石とクロマイトの組み合わせが含まれる試料に関しては、Wlotzka (2005)によるかんらん石-クロマイト温度計を用いて比較的低温での平衡温度を推定した。温度推定に用いた化学組成は、クロマイトとかんらん石の平均組成から求めた。場合により、かんらん石とクロマイトは接していないことがあり、もし平衡に達していない場合、誤差が生じると考えられる。

試料中にテーナイトとカマサイトの組み合わせが含まれる場合は、Willis et al. (1982)によるテーナイトのゾーニングに基づいた冷却速度の推定を行った。この冷却速度は、比較的低温(~400-600 °C)での冷却速度を示す。

5.4. 岩石ファブリック分析

岩石ファブリックとは、岩石中の構成鉱物の方向がどのように向いているかを示すものである。岩石ファブリックは、主に結晶粒の向きを示す SPO と結晶軸の向きを示す LPO を用いて特徴付けられる。

従来の研究では、岩石ファブリックを分析するために、ユニバーサルステージ(三軸に回転することのできる特殊なステージ)を取り付けた偏光顕微鏡が用いられてきた。しかし、この手法は多くの欠点を持ち、細粒組織には適していない、不透明相は分析できない、分析に時間がかかる等の欠点がある。

近年、電子顕微鏡を用いたファブリック分析手法が開発された。この手法は、EBSD 法(電子後方散乱回折法; Electron back-scattering diffraction method)と呼ばれる。EBSD 法は、光学顕微鏡を用いたものと比べ、空間分解能が良い、不透明相が分析可能、分析速度が速い等の利点を持つ。

本研究では、アカプルコアイト、ウィノナイト、コンドライトなど非常に細粒な組織を持つ隕石を分析すること、アカプルコアイト・ロドラナイト族は比較的多量の不透明鉱物を含むことから、EBSD 法により岩石ファブリック分析

を行った。

5.4.1. 電子線回折法の概要

EBSD 法は、結晶による電子の回折現象を利用したものである。EBSD 法は、主に走査電子顕微鏡、透過電子顕微鏡を用いる。入射電子線と鉱物結晶は、種々の干渉を引き起こすが、その一つに、入射電子が鉱物結晶内部で非弾性散乱を引き起こす現象がある。非弾性散乱を起こした電子は、鉱物結晶を回折格子として回折を起こす。この回折は結晶内部の点光源から発せられた電磁波と結晶格子との回折とみなすことができる。この回折現象により、試料表面からは、ブラッグの法則に則り、鉱物の結晶面に相当する角度に強い散乱電子が発生する。この散乱電子を電子顕微鏡に設置したカメラで確認すると、キクチパターンと呼ばれる回折模様が確認できる(Fig. 5.1)。この回折模様は、鉱物種により特有のものであり、既知のキクチパターンと得られたキクチパターンを比較することにより、試料表面に存在する鉱物の結晶軸の向きを明らかにすることができる。

5.4.2. 結晶方位の同定

本研究では、FE-SEM に取り付けられた EBSD 装置を用いた。分析条件は、鉱物種同定のものと同様である。キクチパターンを取得したのちに、岩石ファブリックを分析するため Oxford Instruments 社製 Channel 5 ソフトウェアを用いた。分析の際、誤認識による分析点を除去するためソフトウェア内蔵のノイズ除去を行った。この処理は、あるピクセルの周囲が全て異なる包囲を持つ場合にノイズと認識し、除去するものである。また、クラック等の分割による二重カウントを防ぐため、結晶方位が 10° 以下の近接する結晶粒は同一結晶とみなして解析した。本研究では、LPO の分析の際は、分析粒子の大きさの違いによる過剰なカウントを避けるため、一粒子につき分析点を一点として解析した。

解析された LPO は、ソフトウェア上で、極点図、逆極点図上にプロットした。極点図は上半球投影を用いた。十分な分析点を得ることのできた分析の極点図は、方位の集中にコンター線を示し、集中の分布を確認した。LPO の強度の指標として、multiple of uniform density(MUD)を用いた。本研究ではファブリックの強度は、MUD の最大値(最大 MUD)で表した。MUD は、分析点の集中を均質分布からどれだけ集中しているか表す指標である。例えば、均質分布から 2 倍量の分析点がプロットされたグリッドの MUD は 2 である。ファブリック発達の

判断は、最大 MUD に加えて極点図の LPO パターンに基づいて行った。

LPO に発達を確認された試料に関しては、SPO の分析を行った。SPO は、EBSD 分析により得た結晶方位マップを用いた。結晶粒の形を楕円近似し、長軸方向の試料座標 X 方向からの傾きを求め、傾きの頻度をとることで SPO を解析した。

5.4.3. かんらん石の結晶系

かんらん石は、本研究でのファブリック分析対象の主要鉱物である。かんらん石のファブリックを EBSD 法により分析する際は結晶系のセッティングに注意が必要であり、しばしば結晶系の取り方と解釈には誤りが見られる。そのため、かんらん石の基礎的な情報と共に、ここで言及する。

かんらん石は、苦鉄質鉱物の一種であり、化学組成の一般式は $M^{2+}_2SiO_4$ である。主に M^{2+} に Mg と Fe を持つ二つの端成分を持ち、それぞれの端成分鉱物をフォルステライト(forsterite)とファヤライト(fayalite)という。結晶系は斜方晶系、ラウエ群は mmm の鉱物である。空間群は、通常、伝統的に Pbnm をとる。結晶軸の長さは二つの端成分でわずかに違い、空間群 Pbnm の場合、フォルステライトは $a=4.75, b=10.19, c=5.98$ 、一方、ファヤライトは $a=4.85, b=10.48, c=6.09$ ある(Deer et al. 2013)。

一方、EBSD 法に用いる分析ソフトウェアは、かんらん石の空間群に Pbnm ではなく、Pnma をとる場合が多い(Kogure 2003)。空間群 Pnma での結晶軸の取り方は、Pbnm での結晶軸のとりかたに対し以下に相当する: $a(Pnma) = b(Pbnm)$, $b(Pnma) = c(Pbnm)$, $c(Pnma) = a(Pbnm)$ 。本研究では、かんらん石の EBSD 分析において空間群 Pnma のかんらん石を参照し分析した。その後、上述の対応に則り、Pbnm に結晶軸にとり直した。以降のかんらん石の分析結果は、全て空間群 Pbnm に基づくものである。

5.4.4. 試料座標系

本研究では、試料座標系を Fig.5.2 に示すようにとった。試料左右方向を X 方向(東西方向)、試料面上下方向を Y 方向(南北方向)、試料面垂直方向を Z 方向(上下方向)とする。

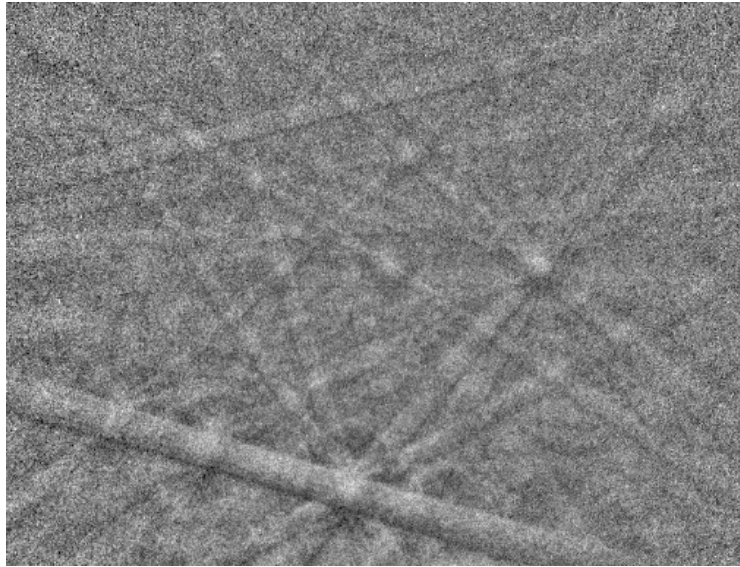


Fig. 5.1. 本研究で得られた代表的なかんらん石のキクチパターン (NWA 7312).

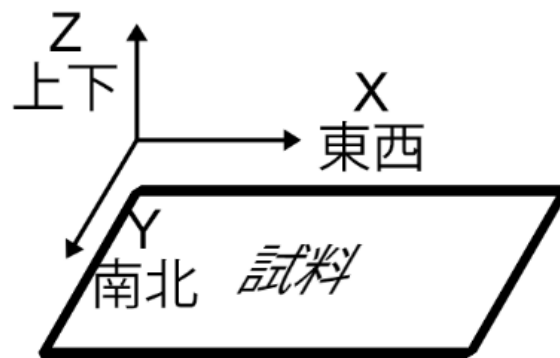


Fig. 5.2. 本研究での試料座標系.

6. 結果

6.1. 岩石組織

この章では、主に鉱物の産状、粒径、モード組成、微細組織を記述する。加えて、衝撃度合、風化の度合いを記述する。それぞれの試料全体の偏光顕微鏡写真については Appendix Fig.S6.1 に示す。

6.1.1. アカプルコアイト

本研究で用いたアカプルコアイトは、Acapulco のような典型的な組織を持つものは少なかった。本研究では、岩石組織に基づいて、三つのタイプに分けた：1)細粒、非等粒状組織を持つタイプ、2)典型的アカプルコアイト、3)中間的試料。アカプルコアイトの岩石組織の特徴を Table 3, 5 に示す。

タイプ1：細粒、非等粒状組織を持つアカプルコアイト

Y-74063、Y 982003、Y 982004 は、典型的なアカプルコアイトと比べ細粒な組織を持つ。また、等粒状組織を持たず岩石組織は不均質である。

Y-74063 は、本研究で最も始原的な岩石組織を示す。Y-74063 は、非常に細粒な組織を持つ(Fig. 6.1)。苦鉄質鉱物の最大粒径は~480 μm 、平均粒径は~29-42 μm であり粒径は非常に不均質である。斜長石は、非常に細粒であり、最大粒径は、150 μm 、平均粒径 27 μm である。鉄ニッケル合金、トロイライトは細粒である(それぞれ平均粒径 28 μm 、28 μm)。トロイライトは、まれに幅数マイクロメートルの微細脈として産する。

主要構成鉱物は、低 Ca 輝石(18.7 vol%)、かんらん石(29.6 vol%)、斜長石(22.5 vol%)、オージャイト(10.1 vol%)、鉄ニッケル合金(6.0 vol%)、トロイライト(11.8 vol%)である(Fig. 6.19)。副成分鉱物として、クロマイト(0.6 vol%)、リン酸塩鉱物(0.6 vol%)を含む。

Y-74063 は、残存コンドリュールと考えられる組織が観察された(Fig. 6.1)。残存コンドリュールは、再結晶化を受けており、コンドリュール粒径、種類は特定できなかった。Yanai and Kojima (1991)は、Y-74063 中にバードオリビンコンドリュールが産することを報告しているが、本研究で確認された残存コンドリ

ュールには、平行した棒状かんらん石は含まずバードオリビンとは異なる。

Y 982003 と Y 982004 は、初期分類では、ペア(同一の落下に由来する隕石が、分裂し複数になったもののセット)と分類されているが(Kojima et al. 2011)、二つの試料の岩石組織には、大きな違いが確認された。

Y 982003 は、 $<100\ \mu\text{m}$ の鉱物粒からなる不均質な細粒組織を持つ(Fig. 6.2)。薄片試料の約 1/3 は、数百 μm の大きさの結晶からなる巨大な鉄ニッケル合金の集合体である(Fig. 6.2)。この組織は試料縁辺に分布しており、正確な規模は不明であるが、少なくとも幅 2 mm、長さ 7 mm 以上の大きさである。苦鉄質鉱物の平均粒径は $\sim 60\text{--}80\ \mu\text{m}$ 、最大粒径は $\sim 380\ \mu\text{m}$ である。斜長石は、非常に細粒である($47\ \mu\text{m}$)。鉄ニッケル合金はケイ酸塩鉱物と比較して粗粒であり、最大粒径は $\sim 731\ \mu\text{m}$ 、平均粒径は $110\ \mu\text{m}$ 、である。トロイライトの粒径は測定できなかった。

一方、Y 982004 は試料内に組織の不均質を持つ。試料の大部分は $<300\ \mu\text{m}$ の粒子からなる細粒組織を持つが、一部は $\sim 10\text{--}30\ \mu\text{m}$ の鉱物粒からなる非常に細粒な組織を持つ(Fig. 6.3)。細粒組織と粗粒組織の境目には、不明瞭でありか角礫岩などの組織とは明らかに事なる (Appendix S6.1.3 を参照)。鉄ニッケル合金は、アメーバ状結晶として産し、しばしば、斜長石粒子、かんらん石粒子をポイキリティックに抱有している。トロイライトは、他形アメーバ状結晶として産し、まれに斜長石粒子をポイキリティックに抱有している(Fig. 6.3)。

苦鉄質鉱物の平均粒径は $\sim 40\text{--}60\ \mu\text{m}$ 、最大粒径は $\sim 610\ \mu\text{m}$ である。斜長石の平均粒径は $33 \pm 16\ \mu\text{m}$ である。鉄ニッケル合金はケイ酸塩鉱物と比較して粗粒であり、最大粒径は $\sim 380\ \mu\text{m}$ 、平均粒径は $73 \pm 66\ \mu\text{m}$ 、である。トロイライト微細結晶の粒径は、 $23 \pm 5\ \mu\text{m}$ である。

Y 982003 と Y 982004 は、鉄ニッケル合金の量に大きな違いがあり、Y 982003 の主要構成鉱物は、低 Ca 輝石(16.3 vol%)、かんらん石(19.5 vol%)、斜長石(8.4 vol%)、鉄ニッケル合金(47.7 vol%)、トロイライト(6.4 vol%)、である(Fig. 6.19)。副成分鉱物として、オージャイト(0.8 vol%)、リン酸塩鉱物(0.4 vol%)、クロマイト($<0.1\ \text{vol}\%$)、シュライバーサイト($<0.3\ \text{vol}\%$)を含む。

一方、Y 982004 の主要構成鉱物は、低 Ca 輝石(36.1 vol%)、かんらん石(27.9 vol%)、斜長石(13.8 vol%)、鉄ニッケル合金(12.8 vol%)、トロイライト(7.1 vol%)、である。副成分鉱物として、オージャイト(1.1 vol%)、リン酸塩鉱物(1.1

vol%)、クロマイト(<0.1 vol%)、シュライバーサイト(<0.1 vol%)を含む。

タイプ2：典型的アカプルコアイト

Acapulco は、典型的な細粒等粒状組織を持つ(Fig. 6.4)。主に、低 Ca 輝石(28.3 vol%)、かんらん石(41.6 vol%)、斜長石(14.9 vol%)、鉄ニッケル合金(4.7 vol%)、トロイライト(5.9 vol%)、リン酸塩鉱物(2.8 vol%)からなる(Fig. 6.19)。副成分鉱物としてオーザイト(0.9 vol%)、クロマイト(0.8 vol%)を含む。

苦鉄質鉱物の最大粒径は、~460 μm 、平均粒径は~110-130 μm である。斜長石の平均粒径は、 $105 \pm 29 \mu\text{m}$ である。鉄ニッケル合金、トロイライトは、細粒である(それぞれ $123 \pm 55 \mu\text{m}$ 、 $118 \pm 45 \mu\text{m}$)。トロイライトは、まれに幅数マイクロメートルの微細脈として産する。

タイプ3：アカプルコアイトとロドラナイトの中間的試料

Y 981505 は典型的アカプルコアイトと類似する Acapulco と同様の細粒苦鉄質粒径をもつ。一方で、微細組織は、明らかに典型的なアカプルコアイトと異なり、通常のアカプルコアイトには確認されないケイ酸塩部分溶解を暗示する組織が確認された。したがって、この試料はアカプルコアイトとロドラナイトの中間的な形成過程を持つ試料とする。

Y 981505 は細粒組織を持ち(Fig. 6.5)、苦鉄質鉱物の最大粒径は~750 μm 、平均粒径は 90-120 μm である(Table 5)。斜長石の平均粒径は、101 μm である。しかし、Y 981505 中の斜長石は非常に細粒であり、数ミクロンの斜長石が多数産するが、空間分解能以下であるため実際の結晶サイズ分布(CSD)から大きくずれていると考えられる(S6.2.15 を参照)。したがって、この平均値は実際のものよりも、大きく粗粒に見積もっていると考えられる。鉄ニッケル合金はケイ酸塩鉱物と比較して粗粒であり、最大粒径は~880 μm 、平均粒径は、177 μm である。トロイライトは、鉄ニッケル合金と比較して細粒であり、平均粒径は、104 μm である。トロイライトは、しばしば脈状に産する(Fig. 6.5)。

主要構成鉱物は、低 Ca 輝石(37.2 vol%)、かんらん石(20.7 vol%)、鉄ニッケル合金(23.3 vol%)、斜長石(16.3 vol%)である(Fig. 6.19)。副成分鉱物として、オーザイト(2.9 vol%)、リン酸塩鉱物(2.5 vol%)、トロイライト(1.5 vol%)、クロマイト(<0.1 vol%)、を含む。

主要なケイ酸塩鉱物の産状、モード組成は、典型定アカプルコアイトに

類似するが、Y 981505 は、他のアカプルコアイトと異なる岩石学的特徴を持つ。Y 981505 は、特徴的な鉄ニッケル合金、トロイライトモード組成を持ち、非常に鉄ニッケル合金に富んでおり、対してトロイライトに乏しい。加えて、Y 981505 は、オージャイトと斜長石から成る微細組織を持つ(Fig. 6.5)。この組織は、しばしば、かんらん石、低 Ca 輝石の結晶を部分的、もしくは完全に包有している。

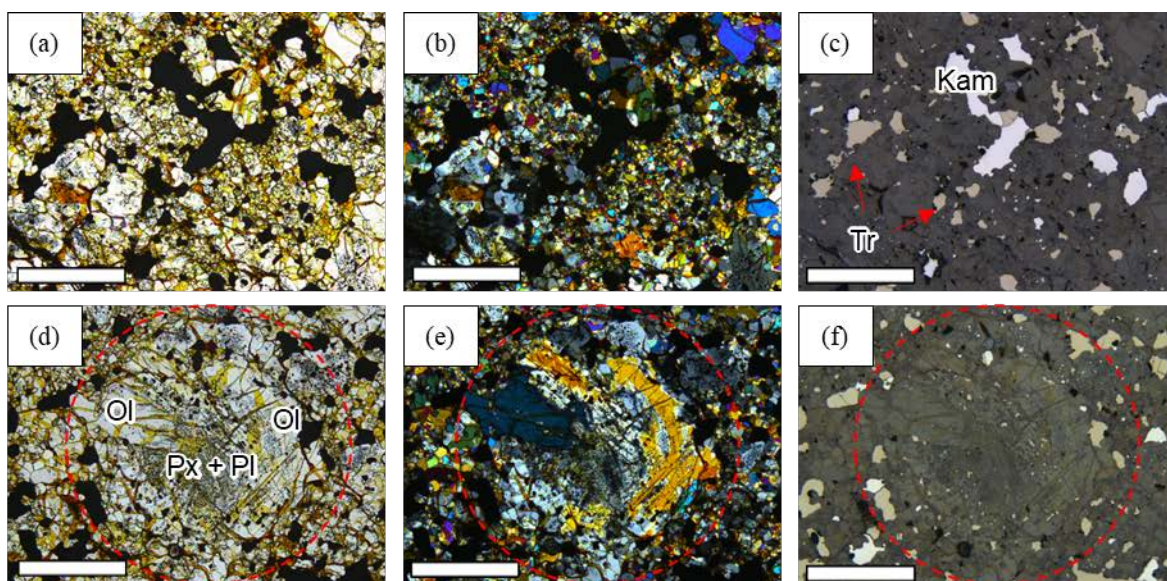


Fig. 6.1. Y-74063の偏光顕微鏡写真. (a), (b), (c)典型的な細粒組織. (d), (e), (f) 残存コンドリュール. 外形は不明瞭であるが、透過光平行ニコル下、反射光下ではコンドリュール組織が容易に確認できる. コンドリュールリムに類似する湾曲したかんらん石が確認される (e中オレンジ). (a), (d)透過光平行ニコル下. (b), (e)透過光直行ニコル下. (c), (f)反射光下. スケールバーは0.5 mm. Ol : かんらん石、Px : 輝石、Pl : 斜長石、Kam : カマサイト、Tr : トロイライト.

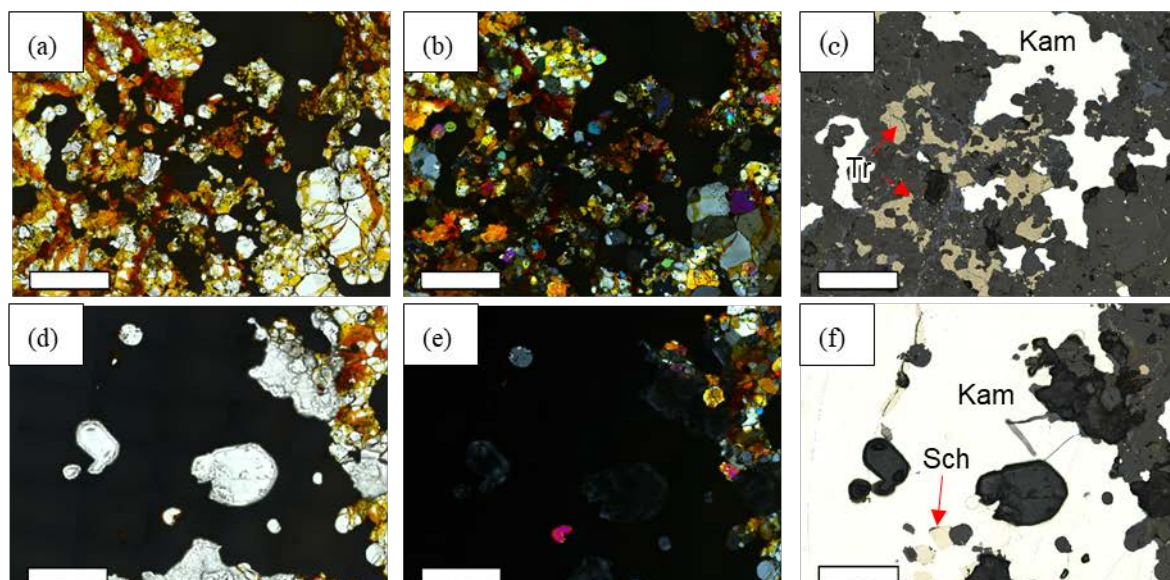


Fig. 6.2. Y 982003の偏光顕微鏡写真. (a), (b), (c)典型的な細粒組織. (d), (e), (f)鉄ニッケル合金に富む領域. (a), (d)透過光平衡ニコル下. (b), (e)透過光直行ニコル下. (c), (f)反射光下. スケールバーは0.5 mm. Kam : カマサイト、Tr : トロイライト、Sch : シュライバーサイト.

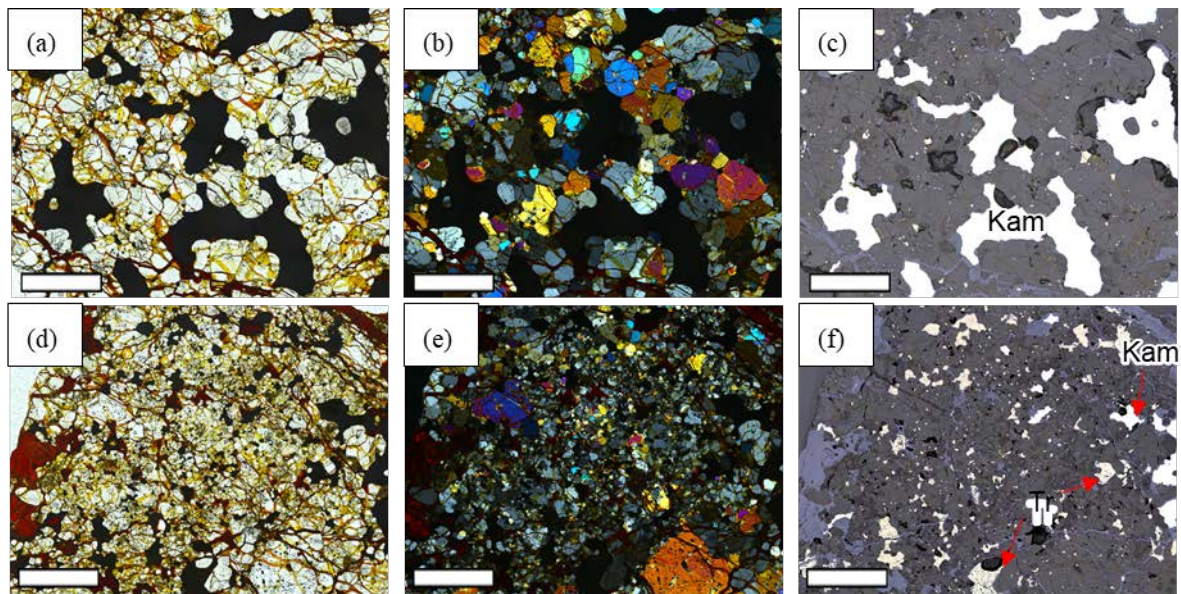


Fig. 6.3. Y 982004の偏光顕微鏡写真. (a), (b), (c)典型的な細粒組織. (d), (e), (f)非常に細粒な鉱物粒からなる領域. (a), (d)透過光平衡ニコル下. (b), (e)透過光直行ニコル下. (c), (f)反射光下. スケールバーは0.5 mm. Kam: カマサイト、Tr: トロイライト.

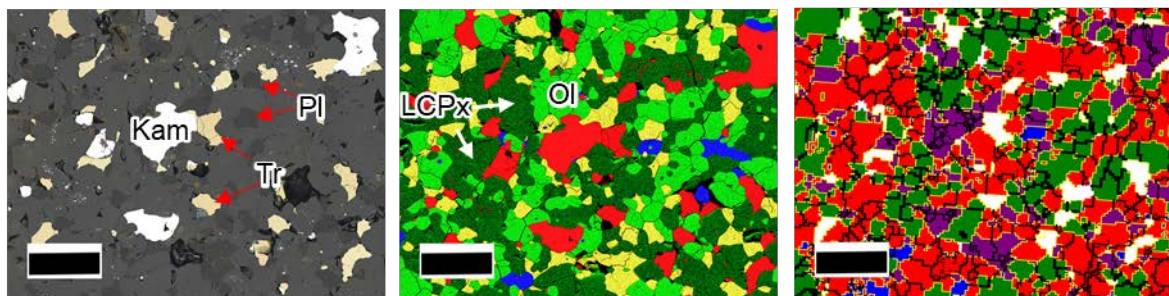


Fig. 6.4. (a)Acapulcoの反射像. (b)元素疑似着色像 (R : Fe, G: Mg, B: Ca, Y: Al). (c)結晶方位マップ. 赤 : 低Ca輝石、緑 : かんらん石、青 : オージャイト、緑 : 斜長石、カマサイト、白 : トロイライト、リン酸塩鉱物. 図中実線は結晶粒界を示す. スケールバーは0.5 mm.

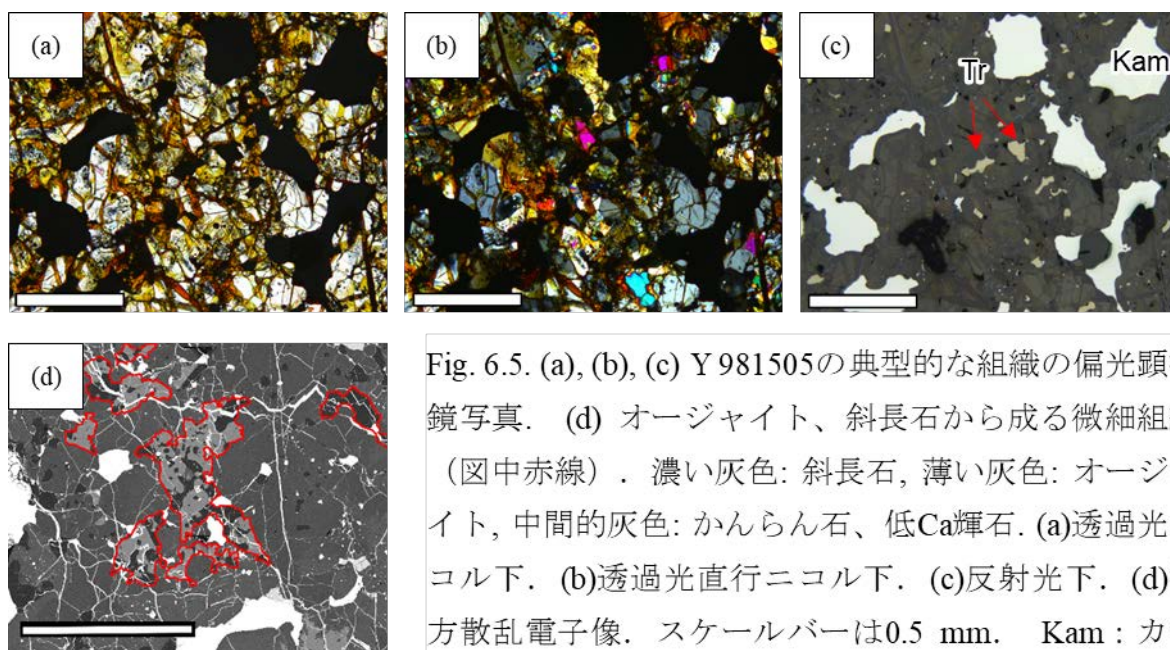


Fig. 6.5. (a), (b), (c) Y 981505の典型的な組織の偏光顕微鏡写真. (d) オージェイト、斜長石から成る微細組織（図中赤線）. 濃い灰色: 斜長石, 薄い灰色: オージェイト, 中間的灰色: かんらん石、低Ca輝石. (a)透過光ニコル下. (b)透過光直行ニコル下. (c)反射光下. (d)後方散乱電子像. スケールバーは0.5 mm. Kam : カマサイト、Tr : ロイライト.

Table 3. Summary of petrologic data of acapulcoites.

Sample	Grain size of Ol and Px (μm)	Grain size Pl (μm)	Mode of Pl (vol%)	Modal Pl/Silicate	Modal Mt/Tr	Shock stage	Weathering stage
Acapulco	113-131	105	14.9	0.17	1.2	S1*	W0, A
Y-74063	29-42	27	22.5	0.28	2.0	S1	W1, A/B
Y 982003	63-77	47	8.4	0.19	0.1	S1	W2-3, B
Y 982004	41-55	33	13.8	0.18	0.6	S1	W2-3, B

Ol: olivine. Px: pyroxene. Pl: plagioclase, Mt: FeNi metal, Tr: troilite.

*Data from McCoy et al. (1996).

6.1.2. ロドラナイト

本研究では、岩石組織に基づいて、ロドラナイトを三つのタイプに分けた：1)典型的ロドラナイト、2)中間的試料、3)低 Ca 輝石に異常に富む試料。ロドラナイトの岩石組織の特徴を Table 4, 5 に示す。

タイプ1：典型的ロドラナイト

Y-74357、Y-791491、Y-791493、NWA 2235、NWA 7312 は、粗粒組織を持ち(平均苦鉄質鉱物粒径：120-480 μm)、斜長石(<4 vol%)、トロイライト(<2.4 vol%)に乏しいモード組成を持つ(Fig. 6.17)。斜長石以外のケイ酸塩鉱物のモード組成、鉄ニッケル含有量は試料により違いが見られる。これらの特徴は典型的ロドラナイトのものと類似するものである。

Y-74357

Y-74357 は、特徴的なほとんどかんらん石(81.3 vol%)と鉄ニッケル合金(10.2 vol%)から成る粗粒等粒状組織を持つ(Fig. 6.8,17)。副成分鉱物として、低 Ca 輝石(3.4 vol%)、オージャイト(3.9 vol%)、トロイライト(1.2 vol%)、シュライバーサイト(<1 vol%)を含む。先行研究の結果と比較すると、Y-74357 は、サンプル不均質性を持つと考えられる。Y-74357, 62-1, 62-3 中にはわずかな斜長石が含まれることが報告されている(McCoy et al. 1997a; Miyamoto and Takeda 1994)。また、Cecchi and Caporali (2015)は、Y-74357, 62-1 のかんらん石含有量は、本研究で得られた結果より少ない 65 vol%であると報告している。

かんらん石粒子には、しばしば、トロイライトと輝石の微細結晶集合体が産する。低 Ca 輝石は、アメーバ状他形結晶として産し、結晶の一つは、部分的にかんらん石粒子を取り囲んでいる。鉄ニッケル合金は、カマサイトのみである。

Y-791491 および Y-791493

Y-791491 と Y-791493 はペアである可能性が提唱されている(McCoy et al. 1997a)。

Y-791491 と Y-791493 の鉱物粒径は、ほぼ同様であり類似する岩石組織を持つ(Fig. 6.7,8)。苦鉄質鉱物の平均粒径はそれぞれ~120-230 μm 、~240-270 μm 、

最大粒径は~1020 μm 、~820 μm である。鉄ニッケル合金の粒径は、ほぼ同様であり、最大粒径は~740-760 μm 、平均粒径は 246-300 μm である。トロイライトの平均粒径は、110-126 μm である。

モード組成は、両者の間でわずかに異なっている。Y-791491 は、主に低 Ca 輝石(27.8 vol%)、かんらん石(46.0 vol%)、鉄ニッケル合金(16.7 vol%)から成る(Fig. 6.17)。副成分鉱物として、クロマイト(3.7 vol%)、トロイライト(2.4 vol%)、オージャイト(1.4 vol%)、シュライバーサイト(<0.1 vol%)を含む。一方、Y-791493 は、主に低 Ca 輝石(43.8 vol%)、かんらん石(45.1 vol%)、鉄ニッケル合金(16.7 vol%)から成る(Fig. 6.17)。副成分鉱物として、斜長石(3.7 vol%)、リン酸塩鉱物(3.5 vol%)、トロイライト(0.7 vol%)、クロマイト(1.1 vol%)を含む。

Y-791491、Y-791493 共にかんらん石粒子の粒界にトロイライト、クロマイト、輝石の微細結晶集合体が産する。低 Ca 輝石は、離溶ラメラは持たない。Y-791493 中の斜長石は、粒間を充填するように産し、集片双晶を持つ。鉄ニッケル合金はカマサイトのみである。

NWA 2235

NWA2235 は、かんらん石(54.4 vol%)、低 Ca 輝石(27.3 vol%)、オージャイト(6.8 vol%)、クロマイト(2.4 vol%)、鉄ニッケル合金(8.1 vol%)から成る(Fig. 6.9,17)。副成分鉱物として、リン酸塩(<0.1 %)、トロイライト(1.0 vol%)を含む。

かんらん石は、まれに、低 Ca 輝石、オージャイトの包有物を含む。かんらん石の粒間には、しばしば、低 Ca 輝石、トロイライトの微細結晶集合体が確認された。NWA 2235 中かんらん石のいくつかは、直径~10 μm の Si-rich ガラスを含む。

低 Ca 輝石、オージャイトの産状は特徴的であり、アメーバ状結晶、もしくは、かんらん石の粒間を充填するように産する(Fig. 6.9)。オージャイトと低 Ca 輝石は、かんらん石、低 Ca 輝石、オージャイト、鉄ニッケル合金を包有しており、一部の結晶は、クロマイト、トロイライトを包有する。離溶ラメラは、確認されなかった。

NWA 7312

NWA 7312 は、主にかんらん石(37.4 vol%)、低 Ca 輝石(55.5 vol%)から成る(Fig. 6.17)。鉄ニッケル合金は、全て風化されており、~7 vol%程度である。斜

長石、オーザイト、クロマイトは確認されなかった。

かんらん石は、鉄ニッケル合金粒子を非常に多く包有する(Fig. 6.10)。また、割れ目に沿って、トロイライトも含む。かんらん石は、粒界、割れ目に沿って、Mgが増加するゾーニングを示す。まれに、粒界、ゾーニングを示す割れ目の中心には、低Ca輝石が産する。

低Ca輝石は、弱い波状消光を示す(Fig. 6.10)。かんらん石と比べると鉄ニッケル合金、トロイライト包有物は少ない。一部の低Ca輝石は、一方向に配列した鉄ニッケル合金を包有する(Fig. 6.1)。低Ca輝石は、粒界、割れ目に沿ってMgが増加するゾーニングを持っている。

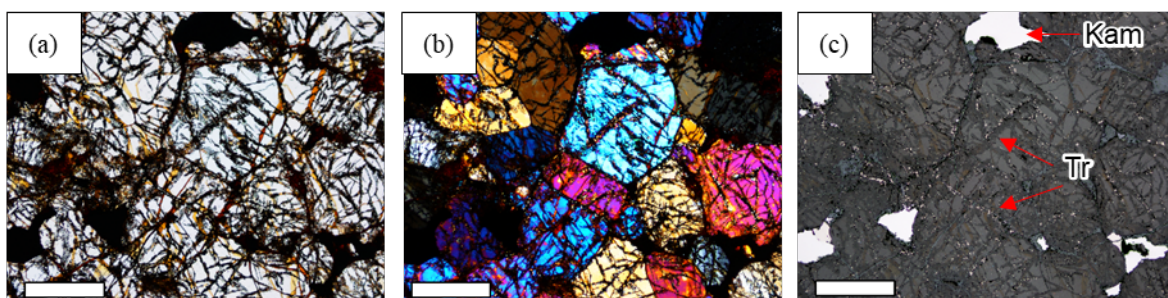


Fig. 6.6. Y-74357の典型的な組織の偏光顕微鏡写真. カマサイトとトロイライト（それぞれc中白、黄色）以外はかんらん石である. (a)透過光平衡ニコル下. (b)透過光直行ニコル下. (c)反射光下. スケールバーは0.5 mm. Ol : かんらん石、Kam : カマサイト、Tr : トロイライト.

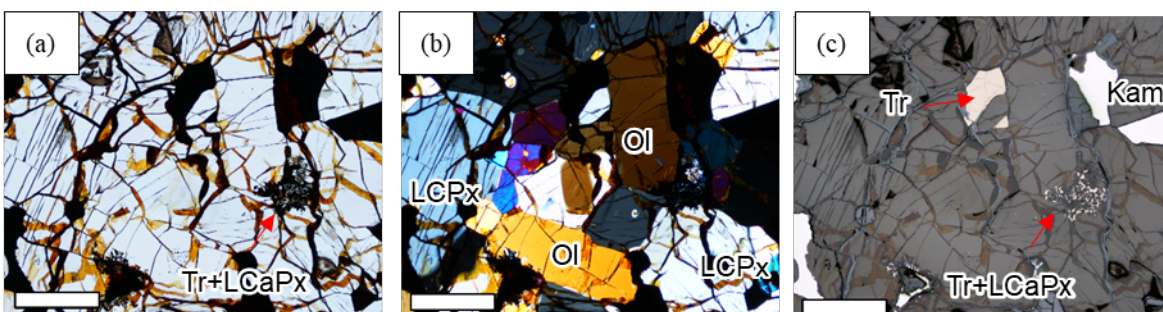


Fig. 6.7. Y-791491の偏光顕微鏡写真. (a), (b), (c)典型的な粗粒組織. (a), (d)透過光平衡ニコル下. (b), (e)透過光直行ニコル下. (c), (f)反射光下. スケールバーは0.5 mm. Ol : かんらん石、LCPx : 低Ca輝石、Kam : カマサイト、Tr : トロイライト

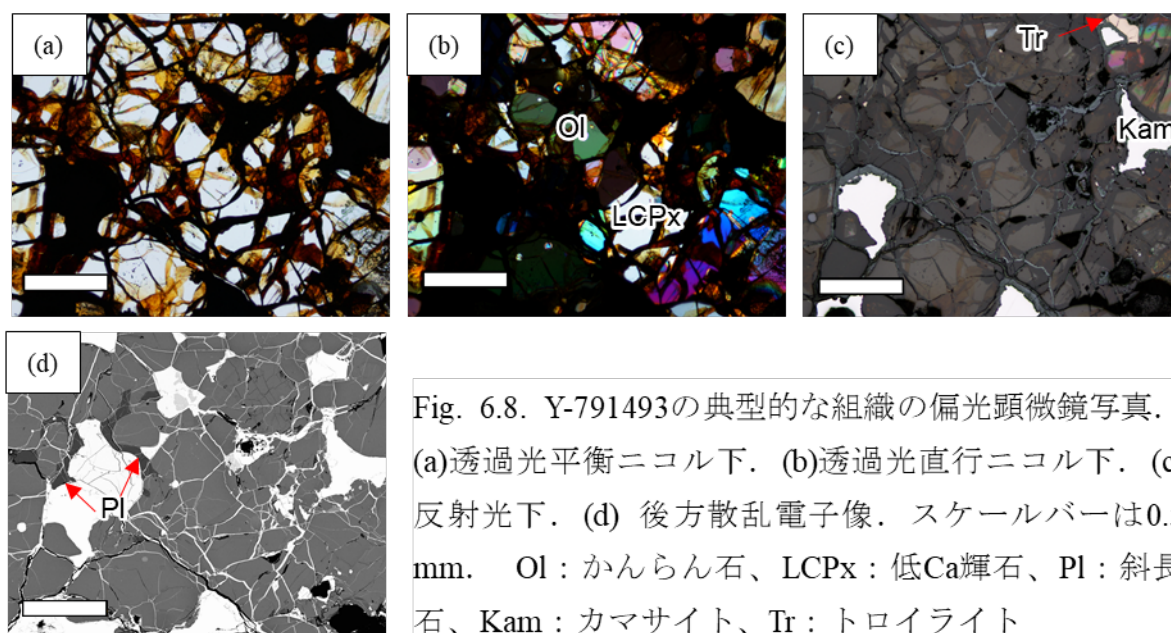


Fig. 6.8. Y-791493の典型的な組織の偏光顕微鏡写真. (a)透過光平衡ニコル下. (b)透過光直行ニコル下. (c)反射光下. (d) 後方散乱電子像. スケールバーは0.5 mm. Ol : かんらん石、LCPx : 低Ca輝石、Pl : 斜長石、Kam : カマサイト、Tr : トロイライト

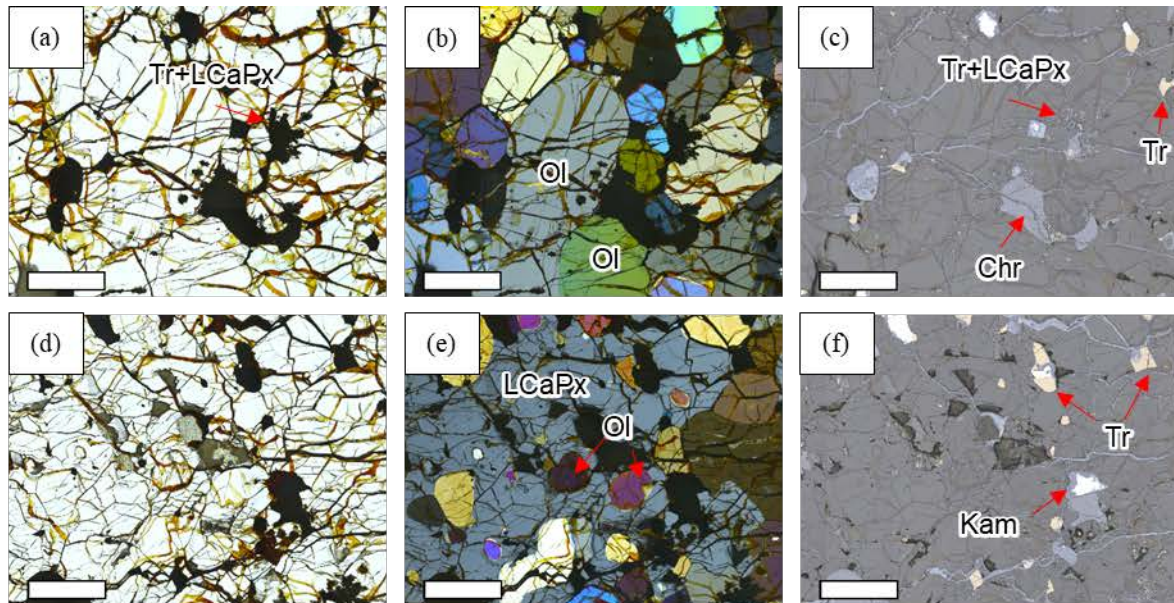


Fig. 6.9. NWA 2235の偏光顕微鏡写真. (a), (b), (c)主にかんらん石から成る粗粒組織. かんらん石は、短柱状結晶結晶として産し、写真上下方向に伸長方向が向いている. (d), (e), (f)ポイキリテックにかんらん石客晶を包有する低Ca輝石結晶 (e中で灰色). (a), (d)透過光平衡ニコル下. (b), (e)透過光直行ニコル下. (c), (f)反射光下. スケールバーは0.5 mm. Ol : かんらん石、Px : 輝石、LCPx : 低Ca輝石、Chr : クロマイト、Kam : カマサイト、Tr : トロイライト.

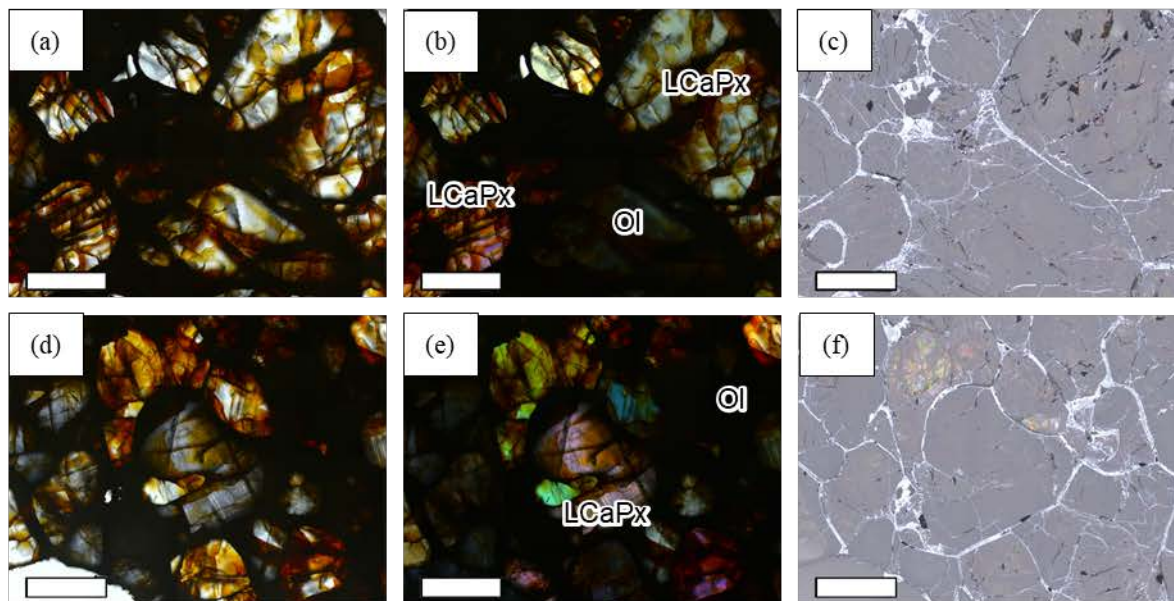


Fig. 6.10. NWA 7312の偏光顕微鏡写真. (a), (b), (c)著しい数の不透明ブレップを含むかんらん石、低Ca輝石から成る粗粒組織. かんらん石 (中央から中央下部) は、直行ニコル下ではほぼ暗黒である. (d), (e), (f)一方向に不透明鉱物ブレップが産する低Ca輝石 (e中の中央ピンク). (a), (d)透過光平行ニコル下. (b), (e)透過光直行ニコル下. (c), (f)反射光下. スケールバーは0.5 mm. Ol : かんらん石、LCPx : 低Ca輝石、

Table 4 Summary of petrologic data of lodranites.

Sample	Grain size of Ol and Px (μm)	Grain size Pl (μm)	Mode of Pl (vol%)	Modal Pl/Silicate	Modal Mt/Tr	Shock stage	Weathering stage
Y-74357	301-353	-	0	0	0.3	S2-3	W2, A/B
Y-791491	122-230	-	0	0	0.1	S1	W2, A/B
Y-791493	237-265	158	3.7	0.04	0.1	S1	W2, B
NWA 2235	280-359	-	0	0	0.1	S1	W2, B
NWA 7312	355-483	-	0	0	-	-	W4, C

Ol: olivine. Px: pyroxene. Pl: plagioclase, Mt: FeNi metal, Tr: troilite.

タイプ2：アカプルコアイトとロドラナイトの中間的試料

Y 981619、Y 981670、Y 981725、Y 981988 は、斜長石を豊富に含んでおり(10-19 vol%)、典型的なロドラナイトと明らかに異なる。また、苦鉄質鉱物の平均粒径も Y 981988 を除くと 90-220 μm と典型的アカプルコアイトとロドラナイトの中間的である(Fig. 6.11,12,13)。Y 981988 のみ苦鉄質鉱物平均粒径は、330-400 μm と粗粒でありロドラナイトのものと同等である。これらは、典型的ロドラナイトと区別し、アカプルコアイトとロドラナイトの中間的試料とする。中間的試料の岩石学的特徴を Table 5 に示す。

Y 981619, Y 981670, Y 981725

Y 981619、Y 981670、Y 981725 は、類似する岩石組織を持つ。モード組成も、ほぼ同様のものである(Fig. 6.17)。Y 981619 は、主に低 Ca 輝石(37.2 vol%)、かんらん石(20.2 vol%)、斜長石(10.8 vol%)、鉄ニッケル合金(22.2 vol%)である。副成分鉱物として、オージャイト(3.2 vol%)、クロマイト(2.1 vol%)、トロイライト(1.6 vol%)、リン酸塩鉱物(2.7 vol%)を含む。Y 981670 は、主にかんらん石(32.0 vol%)、低 Ca 輝石(22.1 vol%)、斜長石(19.3 vol%)、鉄ニッケル合金(22.2 vol%)からなり、複成分鉱物として、オージャイト(3.2 vol%)、クロマイト(0.4 vol%)、トロイライト(2.2 vol%)を含む。Y 981725 は、主に低 Ca 輝石(31.8 vol%)、かんらん石(22.7 vol%)、斜長石(10.3 vol%)、鉄ニッケル合金(26.0 vol%)からなり、副成分鉱物として、オージャイト(4.5 vol%)、トロイライト(2.2 vol%)、リン酸塩鉱物(4.2 vol%)、クロマイト(<0.1 vol%)を含む。

すべての試料中のかんらん石には、しばしば、トロイライトと輝石、及び風化産物と考えられるリモナイトの微細結晶集合体が産する。Y 981619 中の一部のかんらん石は、粒子のほぼ全域が輝石、硫化鉱物、およびアパタイト、リモナイトの微細結晶集合体に置換されている(詳細は、Appendix S6.1.16 を参照)。オージャイトは、半自形もしくは、他形粒状結晶として産する。まれに非常に細い離溶ラメラを持つ。斜長石は、他形粒状結晶として産する。斜長石は、集片双晶を持つことが多い。全ての試料中の鉄ニッケル合金は、カマサイトとテーナイトである。

Y 981988

Y 981988 は粗粒組織を持ち(Fig. 6.14)、主に、低 Ca 輝石(34.8 vol%)、か

かんらん石(42.6 vol%)、鉄ニッケル合金(6.3 vol%)、斜長石(9.6 vol%)、オーザイト(5.4 vol%)から成る(Fig. 6.17)。副成分鉱物として、トロイライト(0.7 vol%)、クロマイト(<0.1 vol%)、リン酸塩鉱物(0.4 vol%)、シュライバーサイト(0.1 vol%)を含む。

かんらん石は、しばしば、低 Ca 輝石、斜長石の包有物を含む。低 Ca 輝石は、しばしば、非常に細い離溶ラメラを持つ。低 Ca 輝石は、しばしばかんらん石、オーザイトの包有物を含む。斜長石は、粒間充填状の結晶として産し、部分的にかんらん石、低 Ca 輝石結晶を取り囲んでいる。Y 981988 中の鉄ニッケル合金はカマサイトのみである。

オーザイトの産状は特徴的であり、非常に粗粒な(>4 mm)アメーバ状他形結晶として産し、かんらん石、低 Ca 輝石結晶をポイキリティックに取り囲んでいる(Fig. 6.14)。非常に細い離溶ラメラを持つ。オーザイトは、試料の縁に産するため、正確なサイズは不明である。オーザイトは、数 μm の微小な K、Si に富むガラスを包有している。

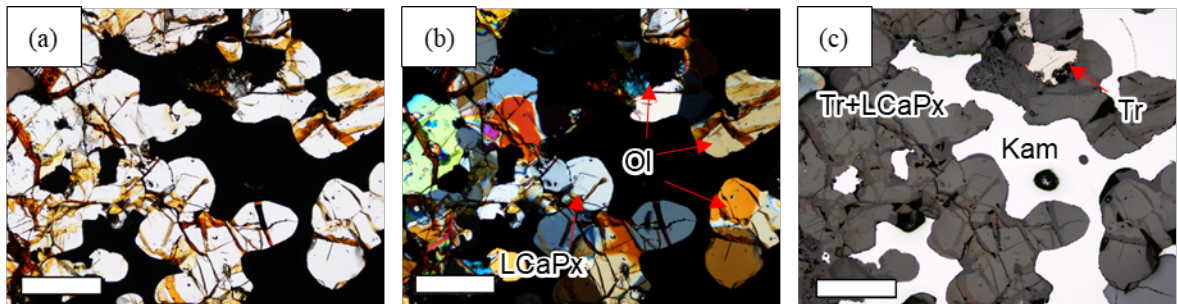


Fig. 6.11. Y 981619の中間的組織の偏光顕微鏡写真. (a)透過光平衡ニ科尔下. (b)透過光直行ニ科尔下. (c)反射光下. スケールバーは0.5 mm. Ol : かんらん石、LCaPx : 低Ca輝石、Kam : カマサイト、Tr : トロイライト.

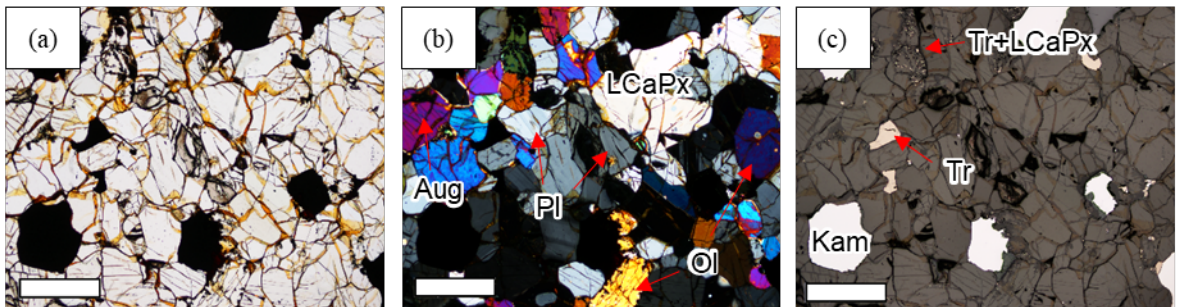


Fig. 6.12. Y 981670の中間的組織の偏光顕微鏡写真. (a)透過光平衡ニ科尔下. (b)透過光直行ニ科尔下. (c)反射光下. スケールバーは0.5 mm. Ol : かんらん石、LCaPx : 低Ca輝石、Pl : 斜長石、Kam : カマサイト、Tr : トロイライト.

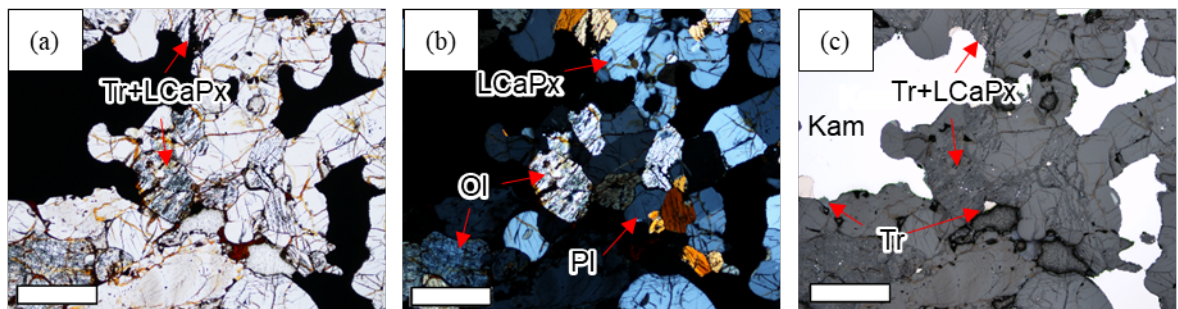


Fig. 6.13. Y 981725の中間的組織の偏光顕微鏡写真. (a)透過光平衡ニ科尔下. (b)透過光直行ニ科尔下. (c)反射光下. スケールバーは0.5 mm. Ol : かんらん石、LCaPx : 低Ca輝石、Kam : カマサイト、Tr : トロイライト.

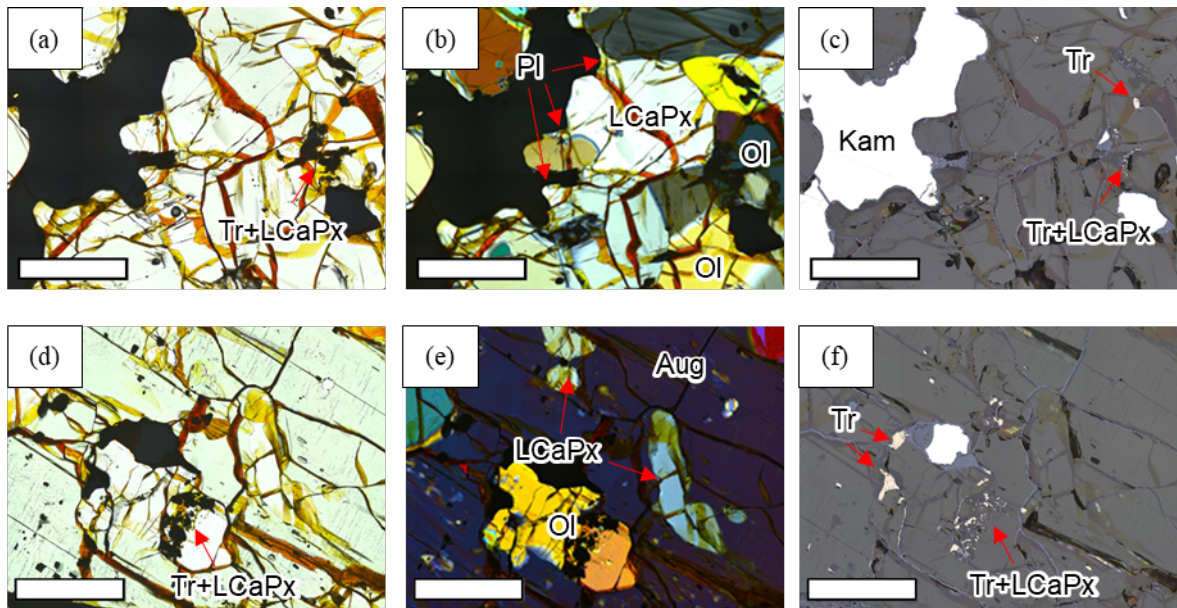


Fig.6.14. Y 981988の偏光顕微鏡写真. (a), (b), (c)斜長石を含む粗粒組織. (d), (e), (f)ポイキリティックにかんらん石、低Ca輝石客晶（e中のそれぞれ黄色から緑、白から灰色）を取り囲むオーザイト結晶（e中の青紫）. (a), (d)透過光平行ニコル下. (b), (e)透過光直行ニコル下. (c) スケールバーは0.5 mm. Ol : かんらん石、LCaPx : 低Ca輝石、Aug : オーザイト、Kam : カマサイト、Tr : トロイライト.

Table 5. Summary of petrologic data of transitional samples.

Preliminary classification	Sample	Grain size of Ol and Px (μm)	Grain size Pl (μm)	Mode of Pl (vol%)	Modal Pl/Silicate	Modal Mt/Tr	Shock stage	Weathering stage
acapulcoite	Y 981505	89-123	101	16.3	0.22	0.1	S1	W2, A/B
lodranite	Y 981619	88-179	126	10.8	0.15	0.1	S1	W1, A
lodranite	Y 981670	184-202	175	19.3	0.25	0.1	S1	W2, B
lodranite	Y 981725	157-220	175	10.3	0.15	0.1	S1	W2, A/B
lodranite	Y 981988	330-403*	190	9.6	0.10	0.1	S1	W2, A/B

*Except for augite (> 4 mm), Ol: olivine. Px: pyroxene. Pl: plagioclase, Mt: FeNi metal, Tr: troilite.

タイプ3：異常に低 Ca 輝石に富むロドラナイト：Y 983119

Y 983119 は、これまでに報告されたどのロドラナイトとも類似しない岩石学的特徴を持っている。Y 983119 は、主に、低 Ca 輝石(44.1-73.0 vol%)、かんらん石(4.0-30 vol%)、斜長石(8.7-14.0 vol%)、鉄ニッケル合金(4.0-14.2 vol%)から成り、副成分鉱物として、オージャイト(1.6-5.4 vol%)、クロマイト(<0.1 vol%)、トロイライト(0.3-2.0 vol%)、リン酸塩鉱物(<0.1 vol%)、シュライバーサイト(<0.4 vol%)を含む(Fig. 6.17)。Y 983119 は、試料間で低 Ca 輝石、かんらん石の含有量が大きく異なっており、Y 983119, 35 では、低 Ca 輝石とかんらん石は同量程度含まれる(それぞれ 44 vol%、30 vol%)。一方、Y 983119, 51 および、Y 983119, 51-2 は、著しく低 Ca 輝石に富み、かんらん石に乏しい(それぞれ 71-73 vol%、4.0-4.7 vol%)。

かんらん石の平均粒径は~500-540 μm 、最大粒径は~1110 μm である(Table 6)。低 Ca 輝石は、一部の結晶が著しく粗粒化しており、平均粒径は~320-490 μm 、最大粒径は~2370 μm である。オージャイトの平均粒径は~110-290 μm である。斜長石の平均粒径は~160-280 μm である。鉄ニッケル合金の平均粒径は~160-360 μm 、最大粒径は~1050-1100 μm である。トロイライトの平均粒径は~150-320 μm である。

かんらん石は、主に半自形もしくは他形の結晶として産する。多くのかんらん石は、低 Ca 輝石、オージャイト、斜長石との粒界にエンベイメント(embayment)を持つ(Fig. 6.15)。低 Ca 輝石は、非常に細い離溶ラメラと、離溶ラメラに対し、ほぼ平行に配列したブレップ状オージャイト包有物を持つ。オージャイトは、主に粒間を充填するように産し、離溶ラメラを持つ。

斜長石は、粒間かんらん石、低 Ca 輝石の粒間を充填するように産し、まれに集片双晶を持つ。斜長石は、ポイキリティックに低 Ca 輝石結晶、かんらん石結晶を取り囲んでいる。まれに、かんらん石結晶内部に食い込むように産する(Fig. 6.15)。

鉄ニッケル合金はカマサイトとテーナイトである。不定形粒状、もしくは、かんらん石、低 Ca 輝石の界面に沿うように産する。

Y 983119 中のメルト包有物

Y 983119 中の低 Ca 輝石、かんらん石中に多数のメルト包有物を含む(Fig. 6.15,16)。本研究では、第一に斜長石、カリ長石、Si-rich ガラス、シリカ鉱物を

含む包有物をメルト包有物と判断した。メルト包有物の中には、角閃石、雲母を主体とするものも多く確認された。長石、ガラス、シリカ鉱物を含まないが、角閃石、雲母を含むものは、試料表面のバイアスであるとして、メルト包有物と判断した。

Y 983119 中のメルト包有物は、多様な鉱物種からなっており、主に、オージャイト、斜長石、カリ長石、ホルンブレンド、Si-rich ガラスからなる(Fig. 6.16)。また、副成分鉱物は、メルト包有物間で頻度、含有量共に非常に変化に富み、黒雲母、クロマイト、シリカ、鉄ニッケル合金、トロイライト、ルチル、バデレアイト、低 Ca 輝石、炭素鉱物を含む。上記の鉱物のうち、角閃石、黒雲母、ルチル、バデレアイト、シリカ鉱物は、アカプルコアイト・ロドラナイト隕石においては、初となる産状である。また、ホルンブレンド、黒雲母は、隕石全体においても非常にまれな鉱物である。

オージャイトは、かんらん石、低 Ca 輝石、両方に含まれる包有物に確認される。離溶ラメラは確認されない。かんらん石中の一部のオージャイトは、Zr に富むブレップを含む。このブレップが輝石の Zr 固溶体であるか、Zr 鉱物であるか判断はできなかった。

斜長石、カリ長石は、かんらん石、低 Ca 輝石両方に含まれる包有物に確認される。これらは、共に産することが多く、短冊状もしくは針状のラメラ状の組織を持つことが多い。しばしば、空洞を持つことがあり、Cl に富む場合がある。

ホルンブレンドは、おもにオージャイトと共に産し、低 Ca 輝石中のメルト包有物にのみ確認される。黒雲母は、低 Ca 輝石中のメルト包有物にのみ確認され、短柱状の自形結晶、もしくは、半自形結晶として産し、明瞭な一方向の劈開を持つ。

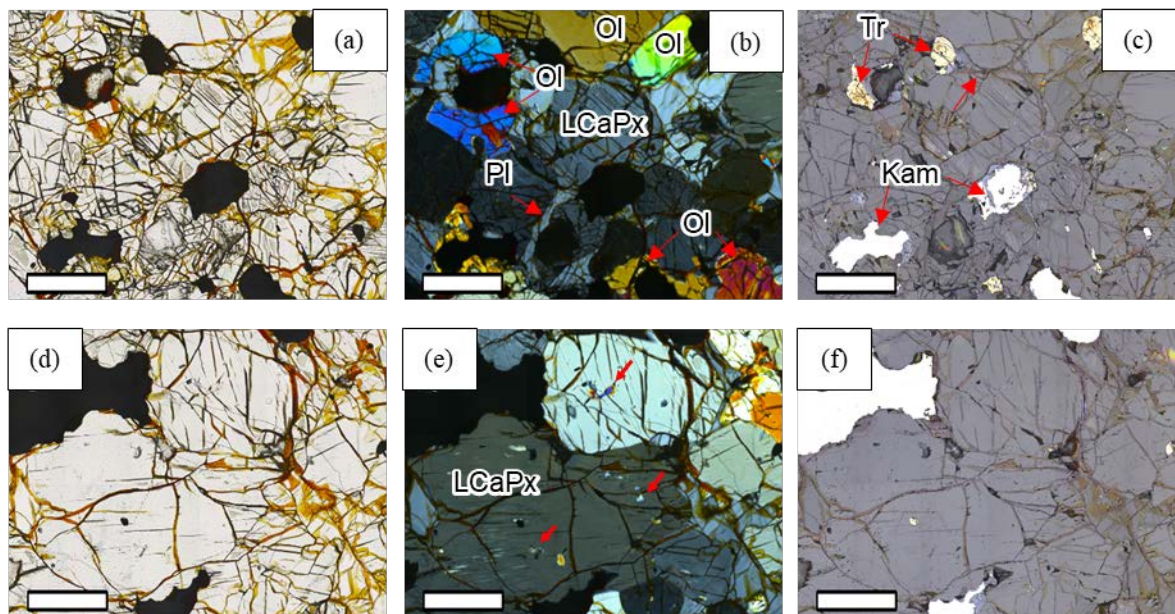


Fig. 6.15. Y 983119の偏光顕微鏡写真. (a), (b), (c)主に低Ca輝石からなる粗粒組織. かんらん石 (b中で青、オレンジ、黄緑) は、他形結晶として産し、一部は結晶が切られている. (d), (e), (f)微細な離溶ラメラを持つ低Ca輝石結晶 (e中で灰色から白). 結晶中に多数のメルト包有物を含む (赤矢印). (a), (d)透過光平衡ニコル下. (b), (e)透過光直行ニコル下. (c), (f)反射光下. スケールバーは0.5 mm. Ol : かんらん石、LCaPx : 低Ca輝石、Kam : カマサイト、Tr : トロイライト.

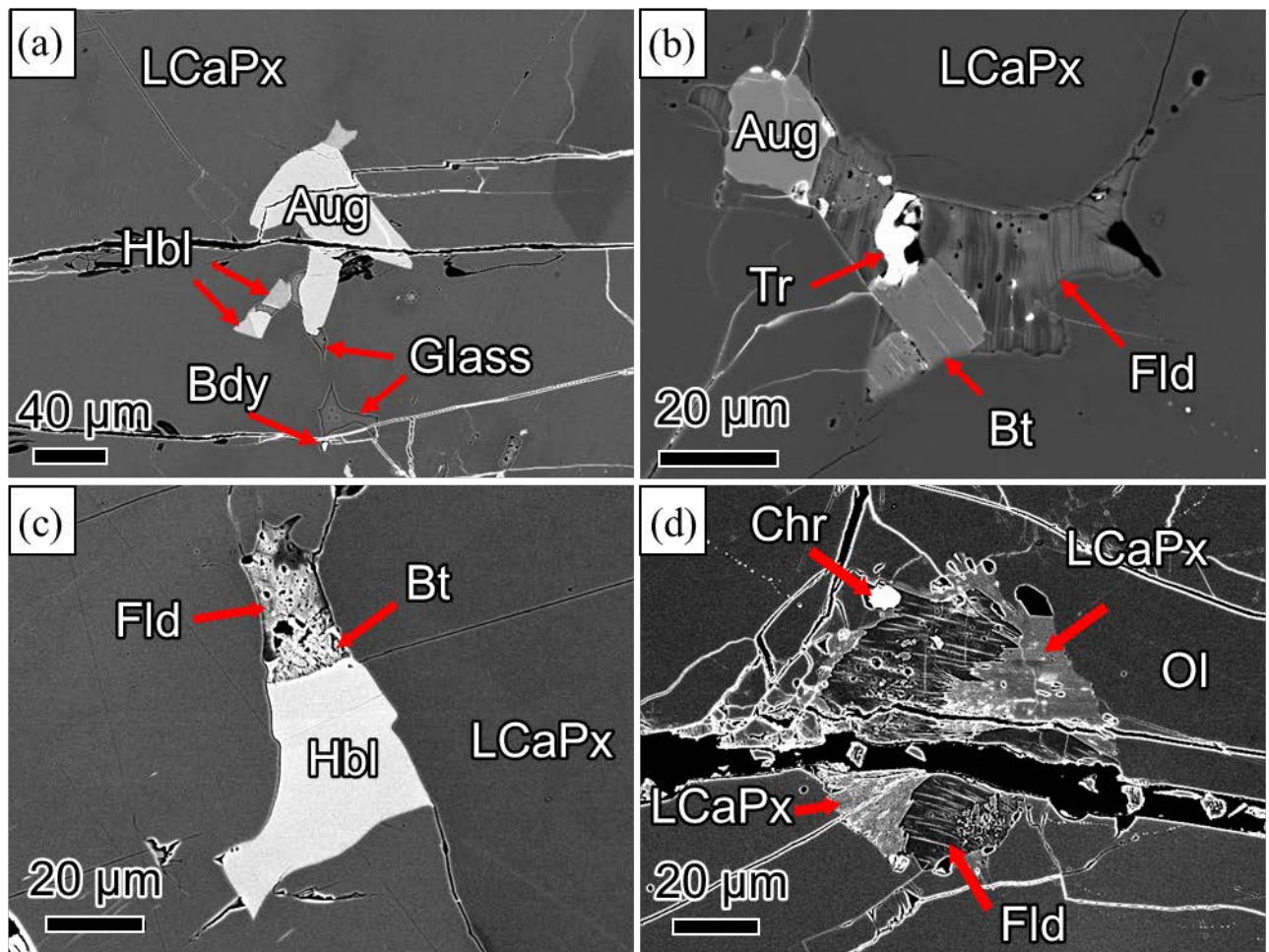


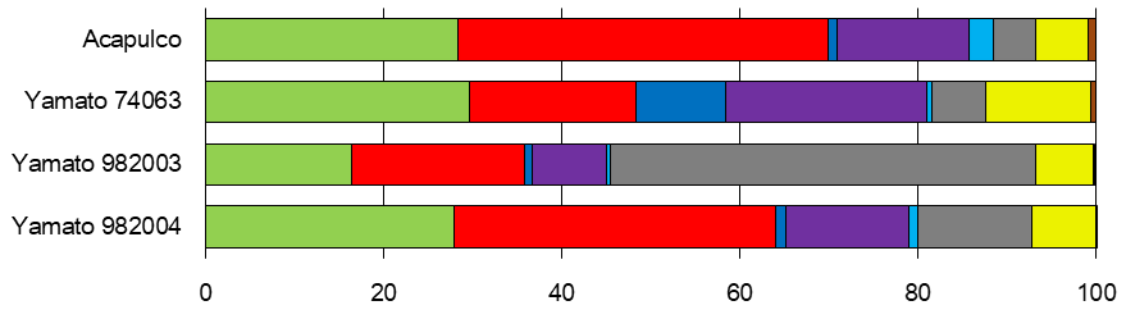
Fig. 6.16. Y 983119中に産するメルト包有物の後方散乱電子像. (a)主にオーグサイトから成る包有物と主にガラスから成りバデレアイトを含む包有物. (b)主に長石から成る包有物. 長石は斜長石（暗い灰色）とアルカリ長石（明るい灰色）のラメラ組織を持つ. 短冊状の黒雲母を含む. (c)主にホルンブレンドから成る包有物. 黒雲母を含む. (d)主に長石と低Ca輝石から成る包有物. Ol: かんらん石、LCaPx: 低Ca輝石、Aug: オーグサイト、Fld: 長石、Hbl: ホルンブレンド、Bt: 黒雲母、Bdy: バデレアイト、Tr: トロイライト、Chr: クロマイト.

Table 6. Summary of petrologic data of Y 983119.

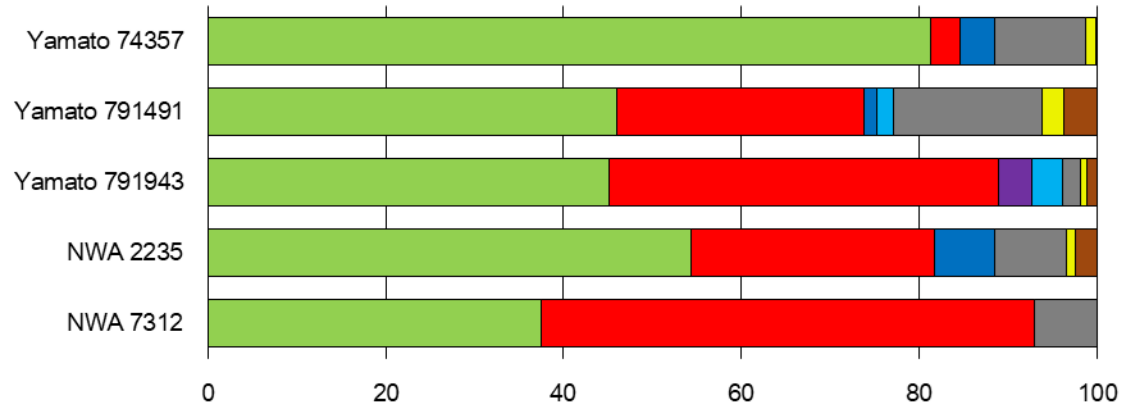
Sample	Grain size of Ol and LCPx (μm)	Grain size Pl (μm)	Mode of Pl	Modal Pl/Silicate	Modal Mt/Tr	Shock stage	Weathering stage
Y 983119,35	489-541	280	8.7	0.10	0.0	-	W2/B
Y 983119,51	-	-	12.9	0.14	0.5	-	W2/B
Y 983119,51-2	317-495	162	14.0	0.15	0.4	S1-2	W2/B

Ol: olivine. LCPx: low-Ca pyroxene. Pl: plagioclase, Mt: FeNi metal, Tr: troilite.

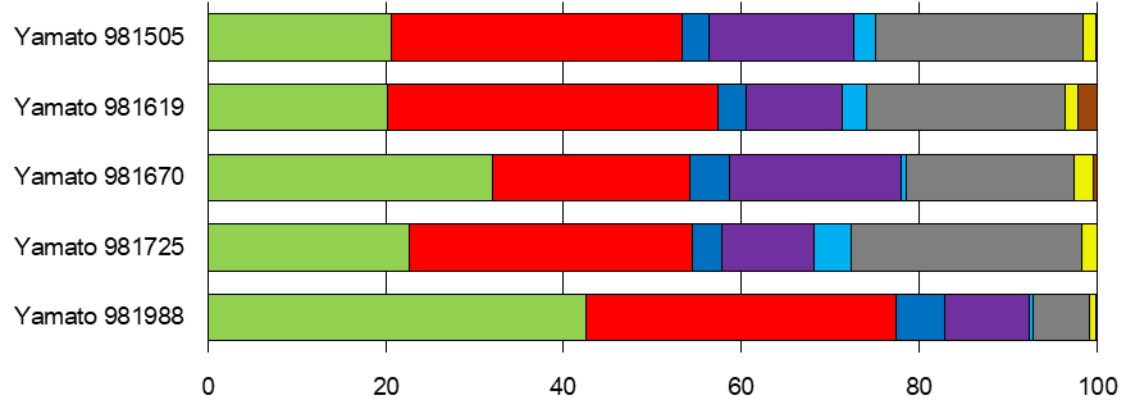
Acapulcoite



Lodranite



Transitional



Y 983119

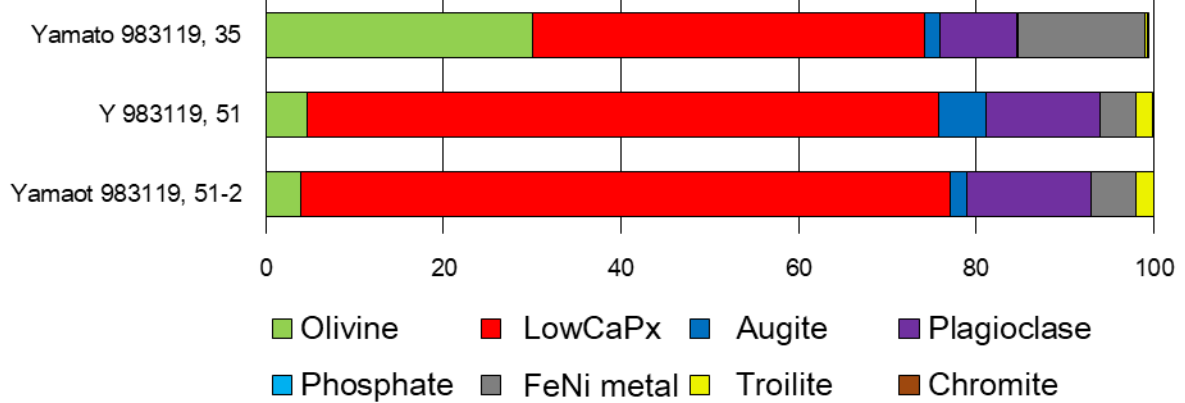


Fig. 6.17. アカプルコイト・ロドラナイト族隕石のモード組成.

6.1.3. 衝撃組織

本研究でもちいたほぼすべての試料は、ケイ酸塩鉱物の特徴から、低い衝撃段階に分類される。また、本研究では、Y 983119 を除き、角礫化などの特徴を持つ試料は確認されなかった。

アカプルコアイト

Y-74063、Y 982003、Y 982004、全てのかんらん石は、明瞭な消光を示す(S1)。Acapulco は、厚片試料である為、かんらん石の衝撃組織を確かめることはできなかった。McCoy et al. (1996); Palme et al. (1981)は、Acapulco は明瞭な消光を示し、衝撃段階は S1 であることを示している。本研究では、これをもとに Acapulco の衝撃段階は S1 であるとする。したがって、本研究で用いたすべての試料は、弱い衝撃組織を持つ。

ロドラナイト

Y-74357 と NWA 7312 を除き、全ての典型的ロドラナイトは、明瞭なかんらん石の消光を示す(S1)。Y-74357 は、一部のかんらん石が波状消光を示している(S2) (Fig. 6.6)。ごくまれに平面割れ目(S3)が産するが、平面割れ目が産するかんらん石は明瞭な消光(S1)を示しており、衝撃段階の推定を困難にしている。一方、McCoy et al. (1997a)は、異なる薄片試料 Y-74357, 61-3 中かんらん石の平面割れ目から衝撃段階を S3 としている。したがって、本研究では S2-3 とする。NWA 7312 かんらん石は、多量の不透明鉱物を含むため光をほぼ透過しない。そのため、本研究では、NWA 7312 のかんらん石の衝撃組織に基づく衝撃段階を求めることはできなかった。しかし、かんらん石がモザイク化していないため、<S3 であると推定される。

中間的試料

本研究で用いた中間的試料は、すべて明瞭なかんらん石の消光を示す(S1)。

Y 983119

本研究で用いた Y 983119 の薄片試料は、かんらん石に乏しい、Y 983119, 51-2 のみである為、かんらん石の衝撃組織による分類は、厳格には適用できな

かった。しかし、観察した全てのかんらん石が非常に明瞭な消光もしくは、非常に弱い波状消光を持ち、平面割れ目を持たないことから、衝撃段階は、高くても S2 であることが考えられる。

したがって、本研究では、Y 983119 の衝撃段階は、S1-2 であるとした。一方、試料全体にわたって多くの割れ目が発生しており、一部には鉍物片がリモナイトのマトリックスに包埋されている組織も観察された。

6.1.4. 風化状況

風化の影響は、各サブタイプに特有の傾向は持たない。それぞれのサブタイプ内では、風化の度合いは試料によって異なっていた。

アカプルコアイト

風化の影響は、試料により大きく異なる。Acapulco は、ほぼ風化の影響を受けておらず、鉄ニッケル合金、トロイライト共に、全く酸化されていない(W0, A)。Y-74063 は、弱い風化の影響を受けており、一部の鉄ニッケル合金、トロイライトの粒子縁辺にリモナイトが産する(W1, A/B)。Y 982003、Y 982004 は、試料中心部は、比較的風化の度合いは弱く、リモナイトが、鉄ニッケル合金、トロイライト粒子の縁辺、もしくは、割れ目に産する。トロイライトは、全て、リモナイトとの微細結晶集合体となっている。加えて、リモナイト脈が、鉄ニッケル合金、ケイ酸塩鉍物を切っている(W2-3, B)。

典型的ロドラナイト

本研究で用いたロドラナイトは NWA 7312 を除き、比較的風化の影響を受けていない。Y-74357、Y-791491、Y-791493、NWA 2235 は、試料全体にわたってリモナイトの脈が割れ目、結晶粒界に産する。また一部の粒子は、風化され完全にリモナイトとなっている。風化の度合いは、中程度であり(W2, A/B-B)、全体的に鉄ニッケル合金、トロイライト粒子の周辺にリモナイトが産する。

NWA 7312 は、強い風化を受けており(W4, C)、鉄ニッケル合金は、ほぼ全て風化されリモナイトとなっている。リモナイトは、かんらん石、低 Ca 輝石の粒界、もしくは割れ目に沿って産する。NWA 2235 のみ試料の縁に風化の産物

と考えられる炭酸塩が産する。

中間的試料

本研究で用いたすべての中間的試料は弱い風化の影響を受けており、粒界、結晶の割れ目、一部の鉄ニッケル合金、トロイライトの粒子縁辺にリモナイトが観察される(W1-2, A-B)。

Y 983119

Y 983119 は、中程度の風化の影響を受けており、鉄ニッケル合金、トロイライトの粒子縁辺はリモナイトになっている(W2, B)。また、リモナイトは割れ目、粒界に沿っても産する。

6.2. 鉱物化学組成

6.2.1. アカプルコアイト

化学組成の特徴は、岩石組織の変化に伴い明瞭な違いは確認されなかった。かんらん石の化学組成は、ほぼ均質であり Mg に富む組成を持つ(Fo88.1-93.2)(Fig. 6.18)。かんらん石は、少量の MnO、微量の Cr₂O₃ を含んでいる(Fig. 6.19)。CaO はほぼ含まない(<0.05 wt%)(Fig. 6.18)。モル Fe/Mn 値、Mg/Mn 値は、それぞれ 14-27、142-200 の範囲を持つ(Fig. 6.19)(Table 7)。

低 Ca 輝石は、Mg に富む組成を持つ(Wo0.8-2.5En87-90)(Fig. 6.20)。低 Ca 輝石は、少量の TiO₂(<0.32 wt%)、Al₂O₃、Cr₂O₃、MnO、Na₂O(<0.08 wt%)を含む(Fig. 6.21)。モル Fe/Mn 値、Mg/Mn 値は、それぞれ、10-16、89-139 の範囲を持つ(Fig. 6.21)(Table 8)。

オージャイトは、Mg に富む組成を持つ(Wo39.3-46.0En49.9-53.0)(Fig. 6.20)。少量の TiO₂(0.53-0.77 wt%)、Al₂O₃(0.60-0.91 wt%)、Cr₂O₃(0.96-1.45 wt%)、MnO(0.23-0.39 wt%)、Na₂O(0.53-0.74 wt%)、微量の NiO(<0.14 wt%)を含む。モル Fe/Mn 値、Mg/Mn 値は、それぞれ 6.3-12.5、102-137 の範囲を持つ(Table 9)。

斜長石の組成は、狭い組成幅を示す(Or2.5-5.4Ab78.0-82.1)(Fig. 6.22)。斜長石は、少量の FeO を含む(<0.5 wt%)(Table 10)。

クロマイトは、Mg に富む組成を持つ(モル Fe/(Fe+Mg) = 0.64-0.67、Cr/(Al+Cr) = 0.84-0.94)(Fig. 6.37)。少量の TiO₂(0.80-1.43 wt%)、V₂O₃(0.67-1.18 wt%)、

MnO(1.27-2.21 wt%)、ZnO(0.71-1.72 wt%)を含む(Table 11)。

カマサイトは、ほぼ均質な組成を持つ。カマサイトは、少量の Ni を含み (6.1-7.0 wt%)、Co を含む(0.5-0.8 wt%)、P(<0.13 wt%)を含む(Table 12)。テーナイトは、明瞭な M-shape ゾーニングを示し、Ni 含有量は、13.8-32.4 wt%の組成幅を持つ。少量の Co を含む(~0.22-0.47 wt%)。トロイライトは、微量の Ni(<0.30 wt%)、Co(<0.11 wt%)、Cr(<0.24 wt%)を含む(Table 13)。シュライバーサイトは、Y 982003 にのみ含まれ、Ni に富み(26 wt%)、少量の Co を含む(0.2 wt%)(Table 14)。

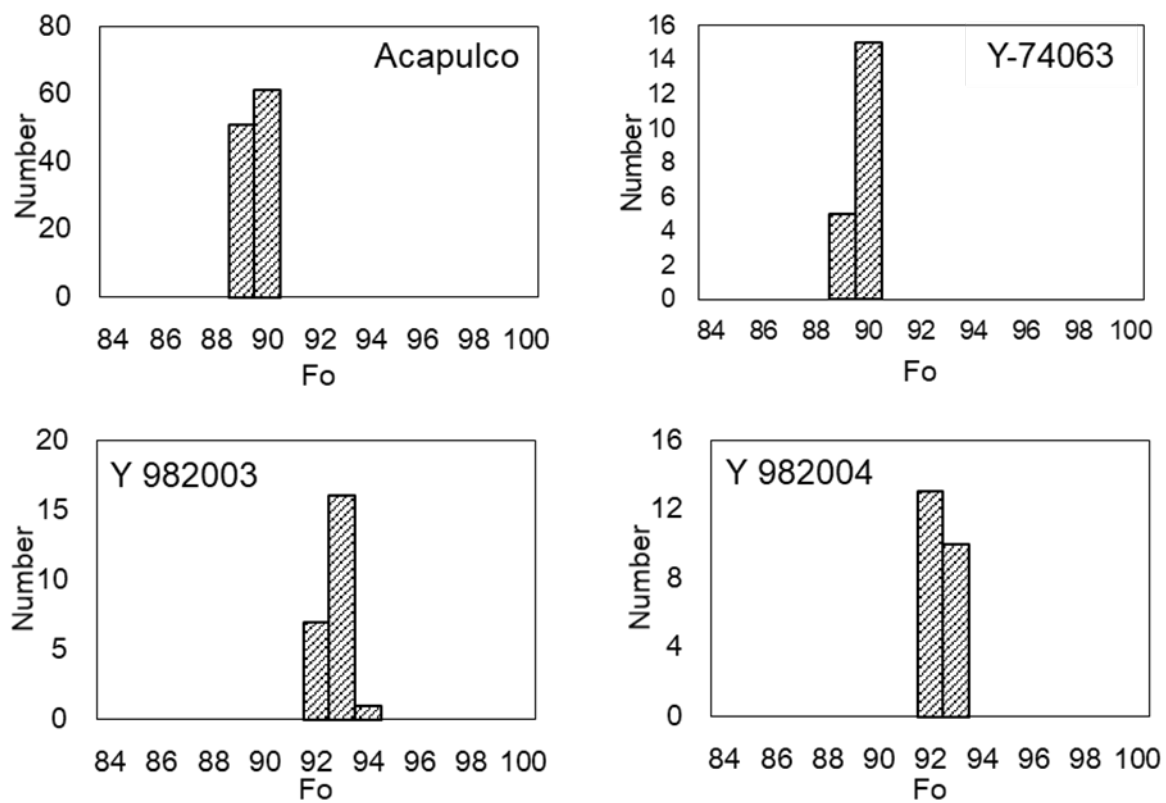


Fig. 6.18. アカプルコアイトのかんらん石化学組成のヒストグラム.

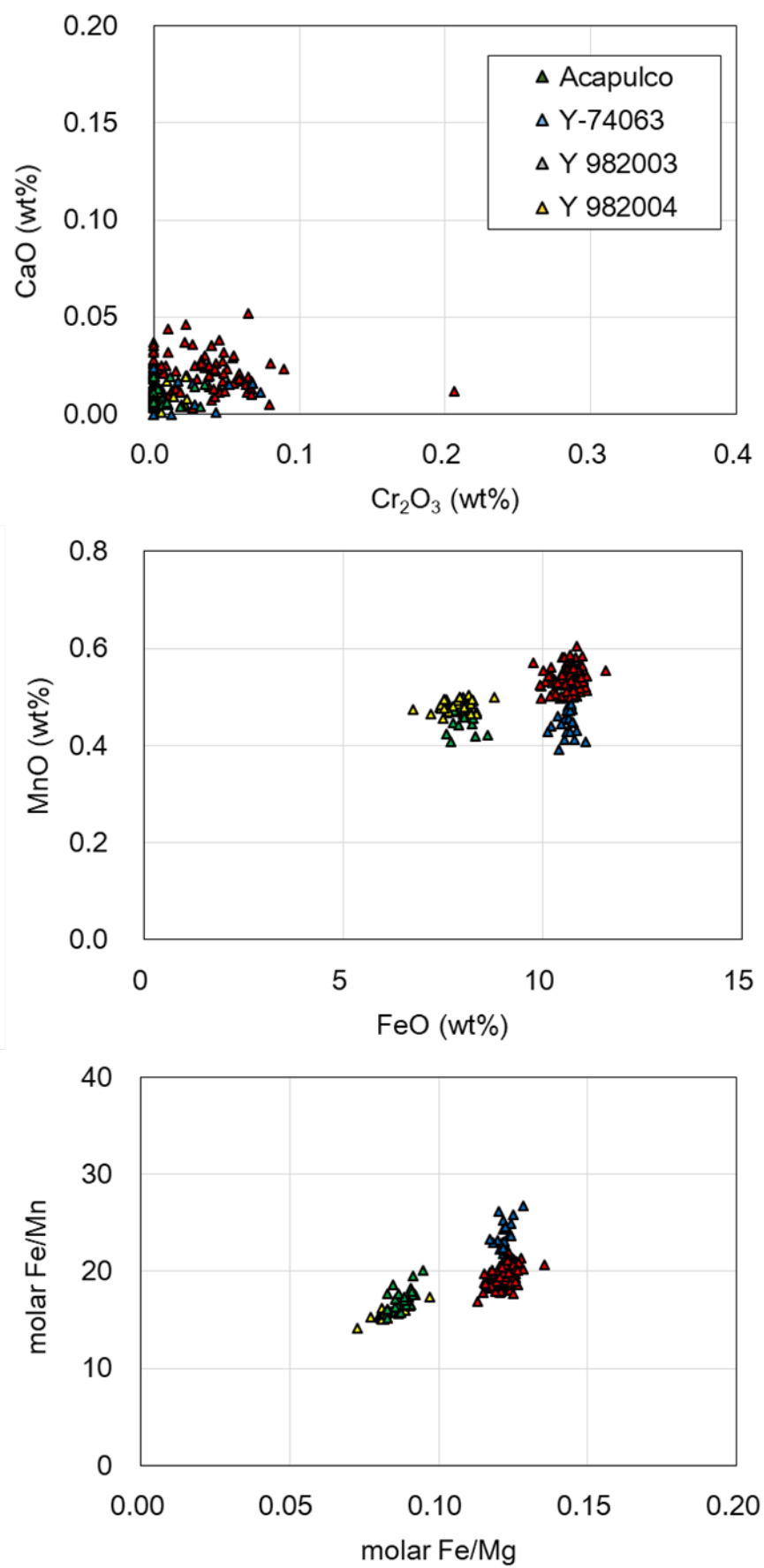


Fig. 6.19. アカプルコアイト中かんらん石のCaO、Cr₂O₃、FeO、MnO含有量、モルFe/Mn-Fe/Mg比

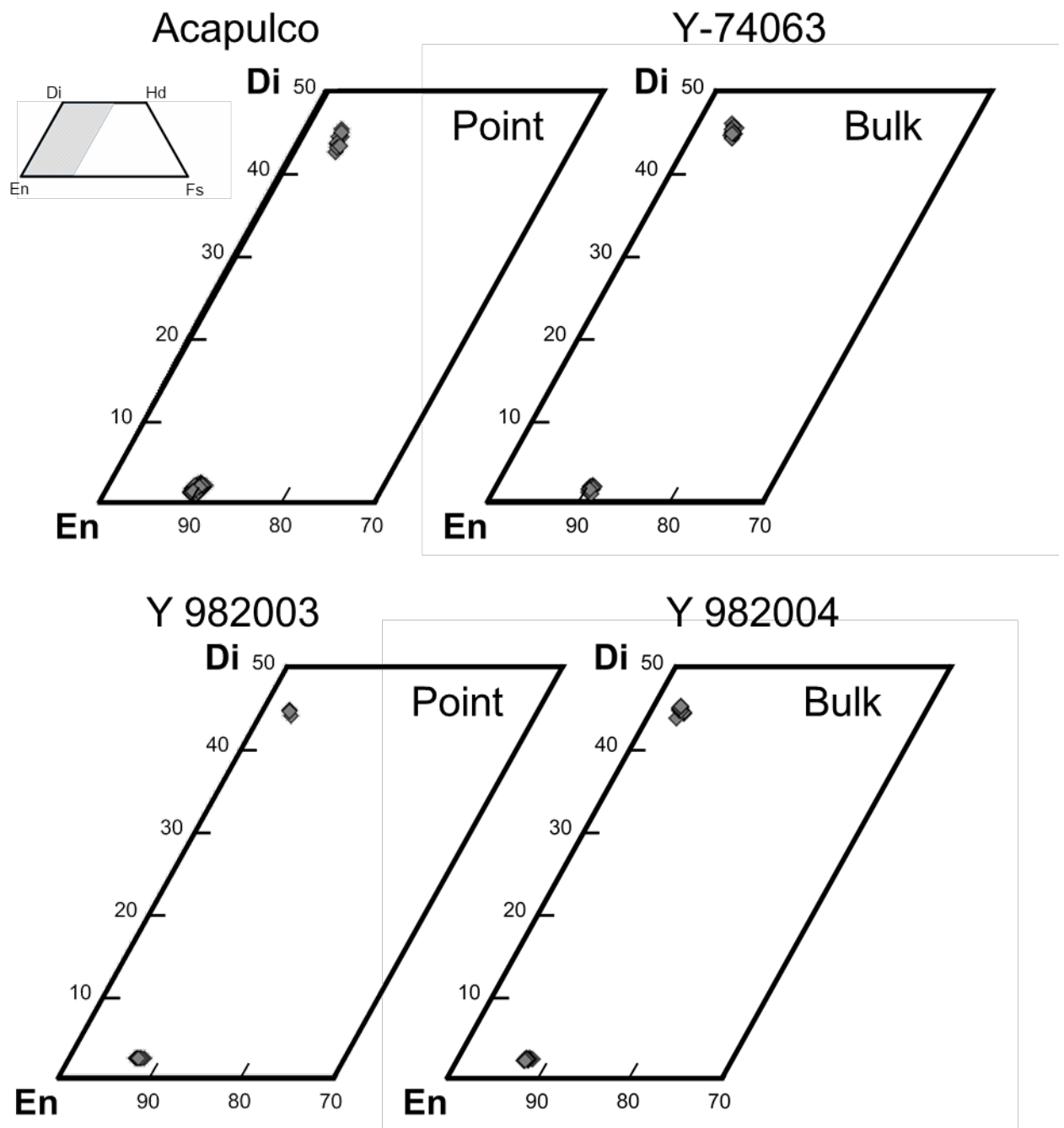


Fig. 6.20. アカプルコアイト中輝石の化学組成をプロットした三角図.

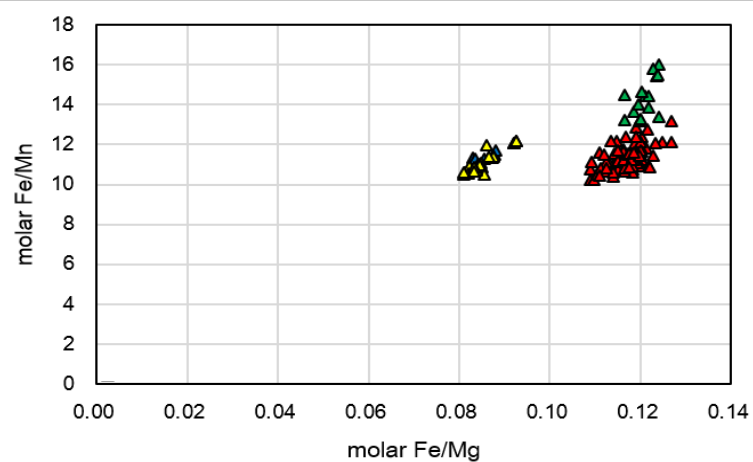
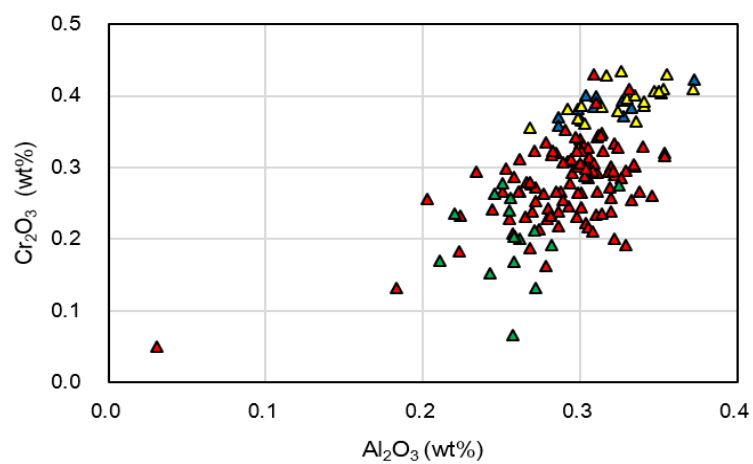
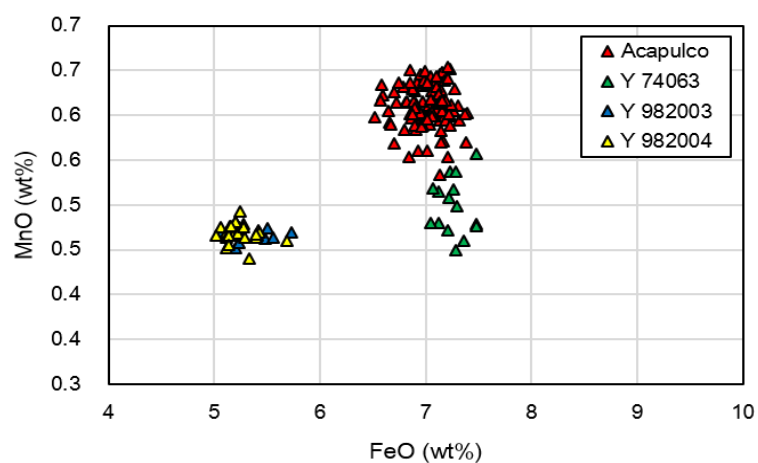


Fig. 6.21. アカプルコアイト中低 Ca 輝石の FeO、MnO、 Al_2O_3 、 Cr_2O_3 含有量、モル Fe/Mn-Fe/Mg 比.

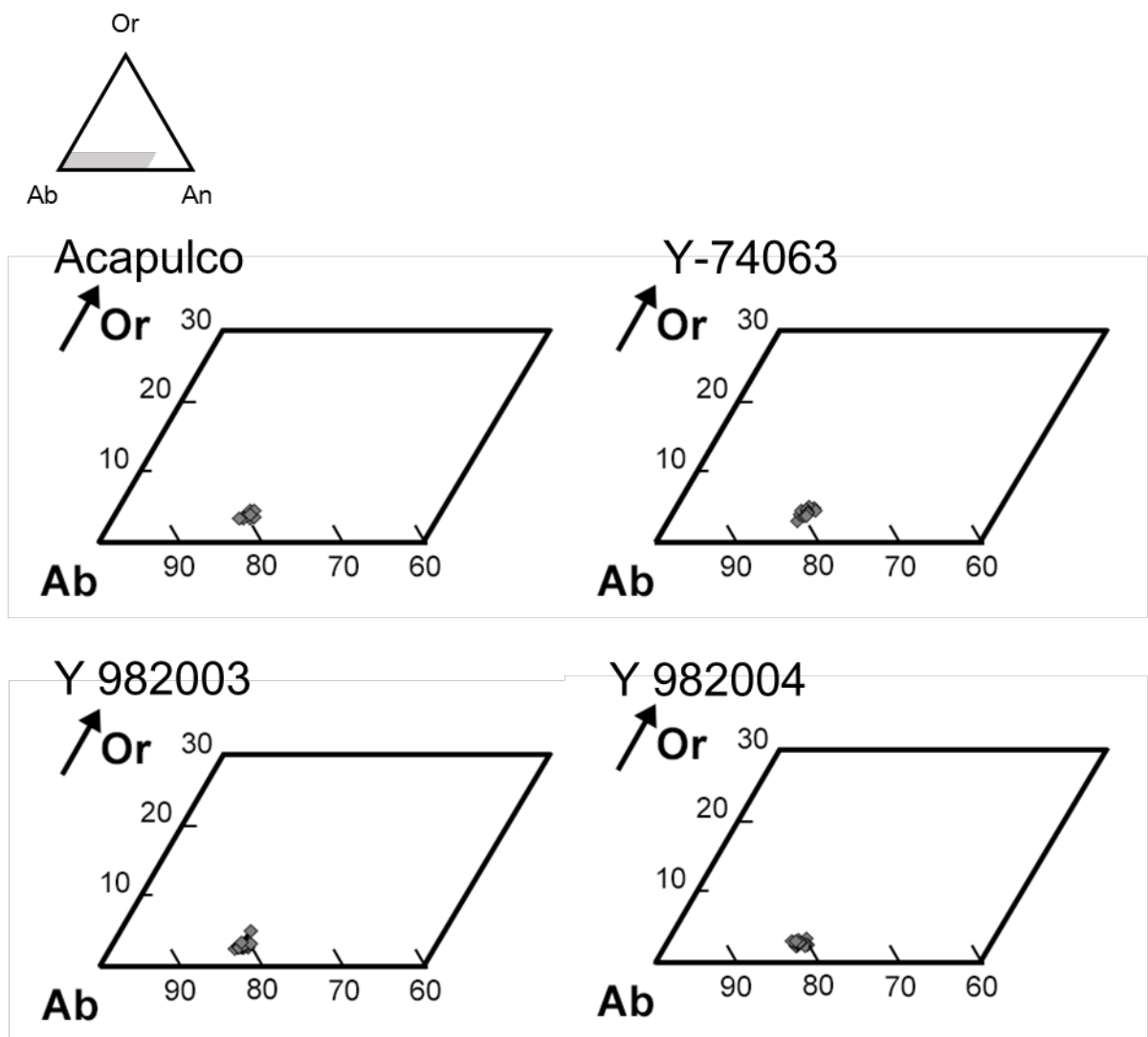


Fig. 6.22. アカプルコアイト中斜長石化学組成をプロットした三角図.

6.2.2. 典型的ロドラナイト

かんらん石の組成は、Mg に富む組成を持ち試料間で広い組成幅を持つ (Fo86.6-97.9)(Fig. 6.23; Table 7)。微量元素組成は、少量の MnO(0.29-0.72 wt%)、微量の NiO(<0.14 wt%)、Cr₂O₃、CaO を含む(Fig. 6.23, 24)。モル Fe/Mn 値、Mg/Mn 値は、それぞれ 11-35、117-292 の範囲を持つ。NWA 7312 のみ MnO、Cr₂O₃、CaO 含有量、Mg/Mn 値が異なる特徴をもち、他の試料より、比較的少量の MnO(0.18-0.23 wt%)、比較的多量の Cr₂O₃(0.18-0.29 wt%)、CaO(0.12-0.15 wt%)を含み、著しく高い Mg/Mn 値(424-549)を持つ(Fig. 6.24) (Table 7)。

低 Ca 輝石は、Mg に富む組成を持ち(Wo1.5-3.6En83.2-88.3)、少量の MnO、TiO₂(0.04-0.26 wt%)、Al₂O₃、Cr₂O₃、微量の NiO(<0.16 wt%)、Na₂O(<0.10 wt%)を含む(Fig. 6.25, 26)。Fe/Mn 値、Mg/Mn 値は、それぞれ 11-24、81-163 の範囲を持つ。NWA 7312 は、Al₂O₃、MnO 含有量、Mg/Mn 値が異なる特徴を持ち、比較的少量の MnO(0.17-0.23 wt%)、比較的多量の Al₂O₃(1.24-1.34 wt%)を含み、著しく高い Mg/Mn 値(281-370)を持つ(Fig. 6.2) (Table 8)。

オーザイトは、Mg に富む組成を持ち(Wo41.8-46.8En49.1-52.0)(Fig. 6.25)、少量の TiO₂(0.22-0.57 wt%)、Al₂O₃(0.59-1.20 wt%)、Cr₂O₃(0.85-1.40 wt%)、MnO(0.20-0.42 wt%)、Na₂O(0.49-0.78 wt%)、微量の NiO(<0.09 wt%)を含む(Table 9)。

斜長石は、Y-791493 のものだけである。組成は Or2.0-3.8Ab76.9-80.6 である(Fig. 6.27)。斜長石は、少量の FeO 含む(<0.97 wt%) (Table 9)。

クロマイトは、MgO に富む組成を持ち(モル Fe/(Fe+Mg) = 0.59-0.75、Cr/(Al+Cr) = 0.81-0.88)、少量の TiO₂(0.63-1.75 wt%)、V₂O₃(0.55-1.03 wt%)、MnO(0.84-2.04 wt%)、ZnO(0.30-0.79 wt%)を含む(Fig. 6.37) (Table 10)。

カマサイトは、ほぼ均質な組成を持つ。カマサイトは、少量の Ni(4.2-7.1 wt%)、Co(0.42-0.63 wt%)、P(<0.16 wt%)を含む(Table 11)。テーナイトは、強いゾーニングを示し、Ni 含有量は、~17.6-48.5 wt%の幅を持つ。少量の Co を含む(~0.15-0.36 wt%)。トロイライトは、Co(<0.11 wt%)、Cr(0.08-0.17 wt%)を含む(Table 13)。シュライバーサイトは、Ni に富む(25-46 wt%)、少量の Co を含む(<0.16 wt%) (Table 14)。

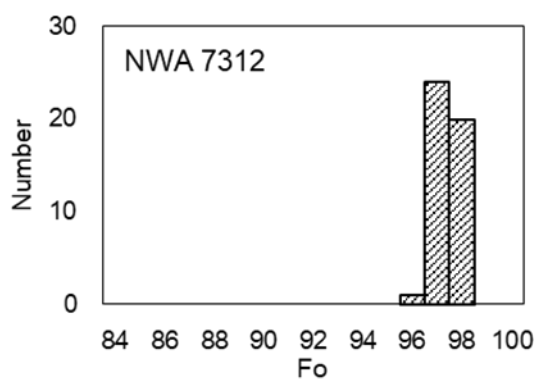
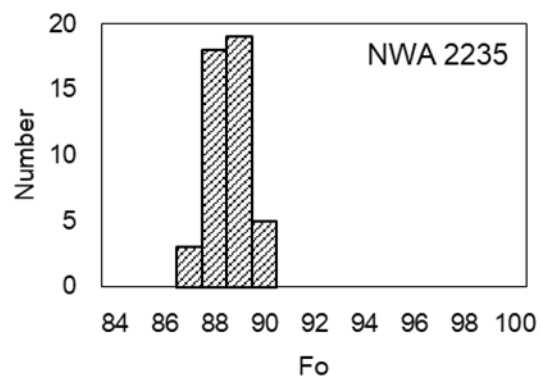
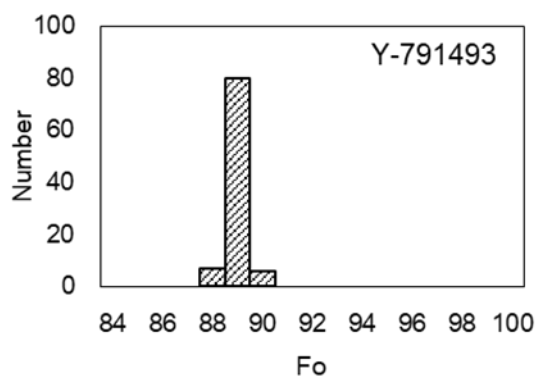
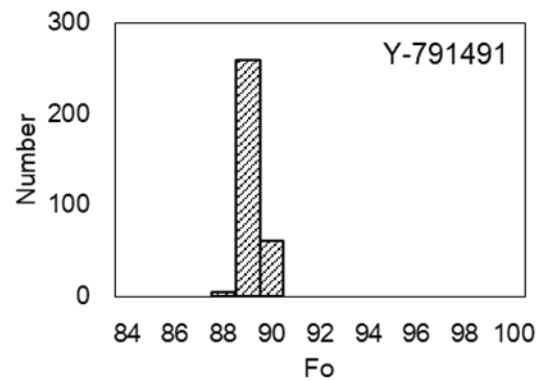
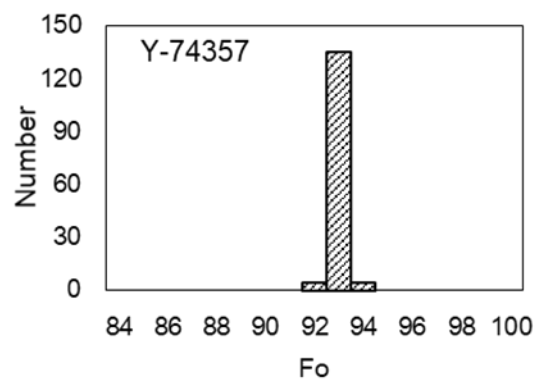


Fig. 6.23. ロドラナイトのかんらん
石化学組成のヒストグラム.

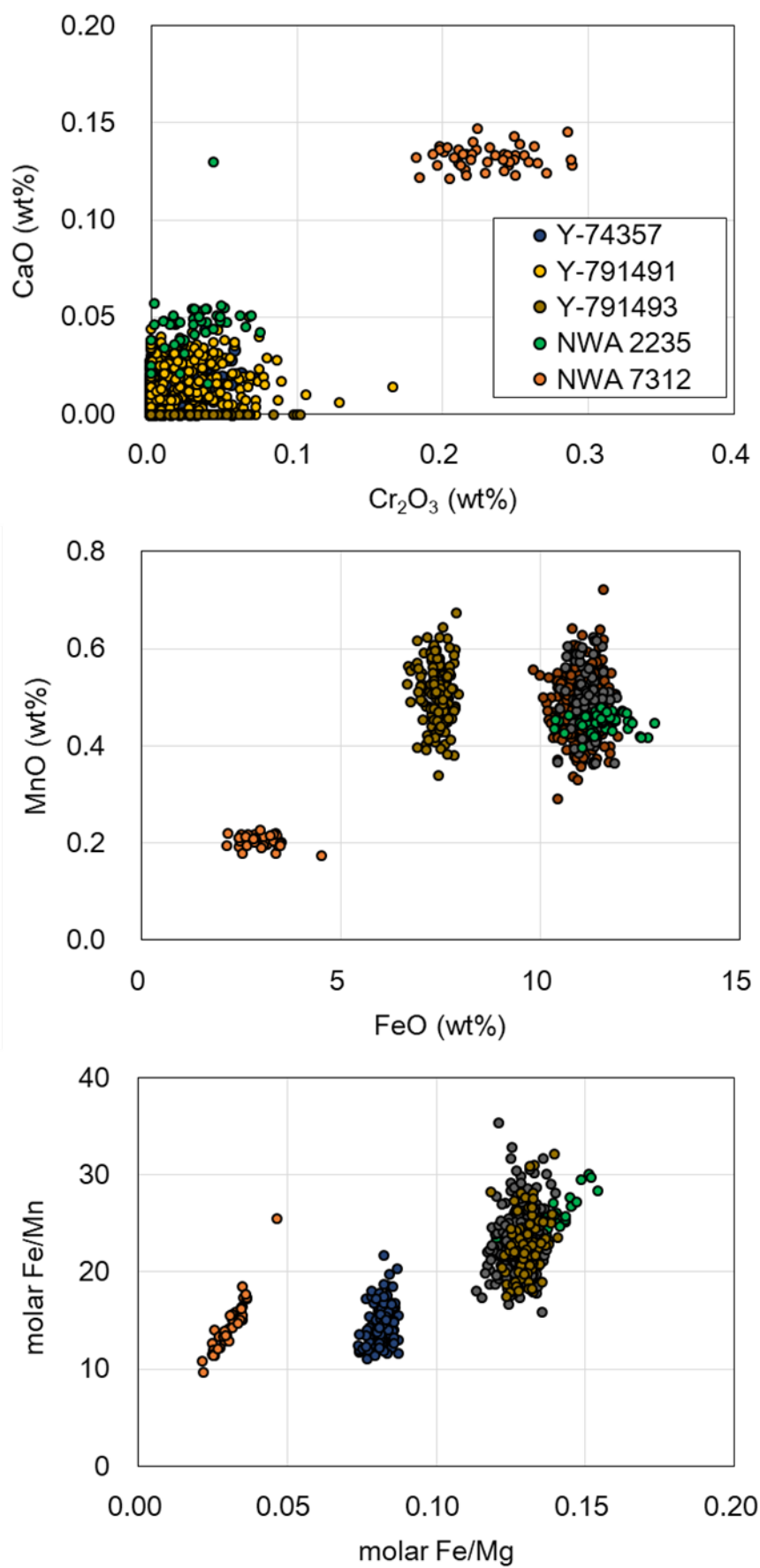


Fig. 6.24. ロドラナイト中かんらん石のCaO、Cr₂O₃、FeO、MnO含有量、モルFe/Mn-Fe/Mg比.

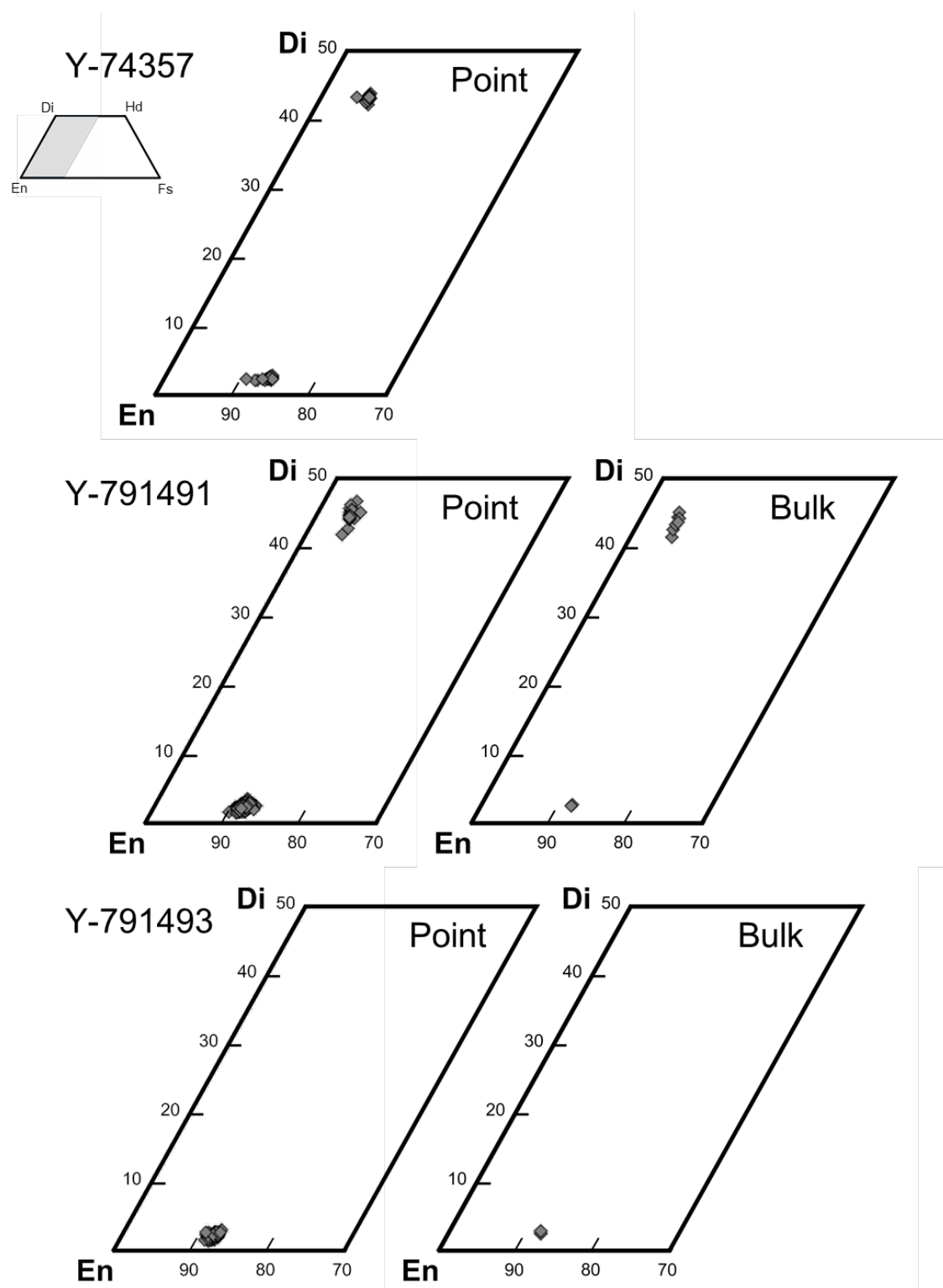


Fig. 6.25. ロドラナイト中輝石の化学組成をプロットした三角図.

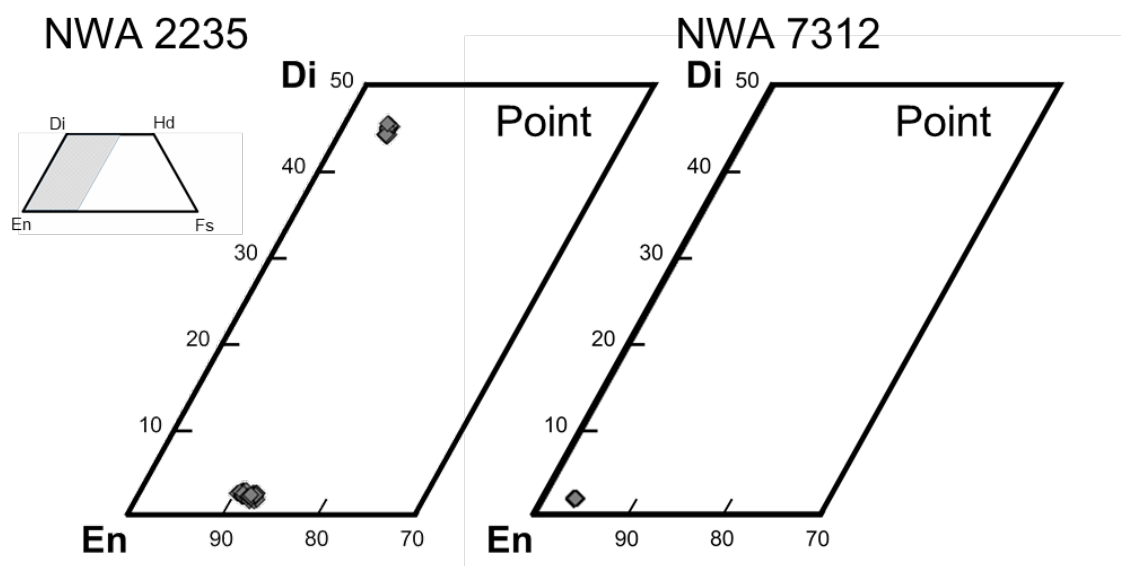


Fig. 6. 25. (続き).

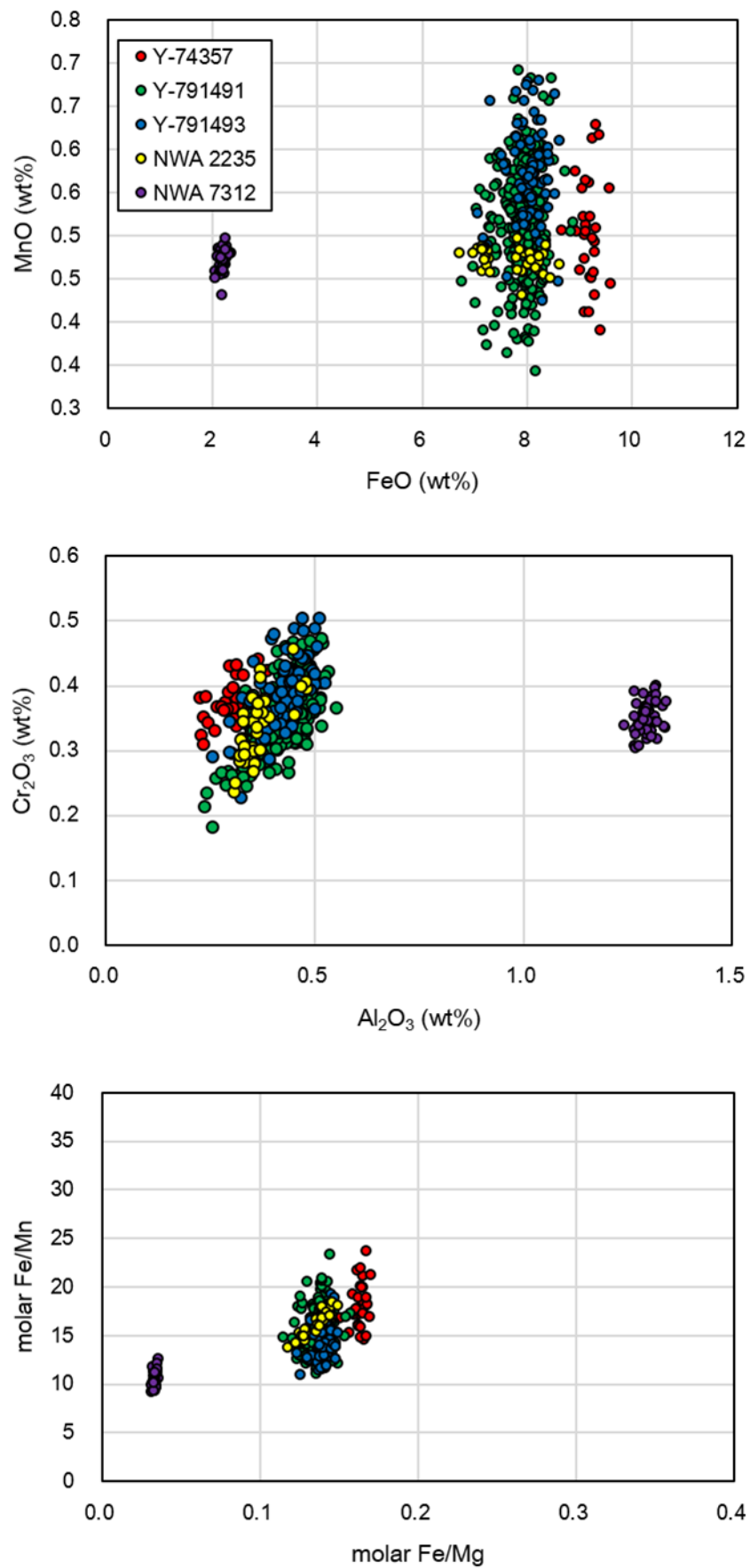


Fig. 6.26. ロドラナイト中低Ca輝石のFeO、MnO、Al₂O₃、Cr₂O₃含有量、モルFe/Mn-Fe/Mg比.

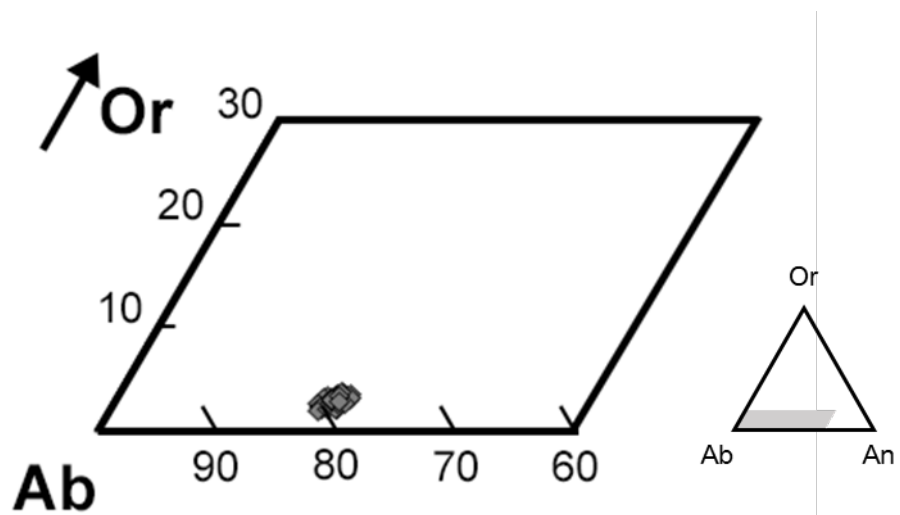


Fig. 6.27. Y-791491中斜長石の化学組成.

6.2.3. 中間的試料

かんらん石の組成は、Mg に富む組成を持ち(Fo87.8-93.7)、少量の MnO、微量の NiO(<0.21 wt%)、Cr₂O₃、CaO を含む(Fig. 6.28, 27)。モル Fe/Mn 値、Mg/Mn 値は、それぞれ 12-27、115-300 の範囲を持つ(Table 7)。

低 Ca 輝石は、Mg に富む組成を持ち(Wo0.9-4.4En85.6-90.4)、少量の TiO₂(0.07-0.26 wt%)、Al₂O₃、Cr₂O₃、MnO、微量の NiO(<0.14 wt%)、Na₂O(<0.10 wt%)を含む(Fig. 6.28, 29; Table 8)。モル Fe/Mn 値、Mg/Mn 値は、それぞれ 9-19、93-133 の範囲を持つ。

オーザイトは、Mg に富む組成を持ち(Wo40.2-45.9En49.8-54.2)、少量の TiO₂(0.42-0.70 wt%)、Al₂O₃(0.64-1.02 wt%)、Cr₂O₃(0.97-1.41 wt%)、MnO(0.24-0.38 wt%)、Na₂O(0.56-0.76 wt%)、微量の NiO(<0.17 wt%)を含む(Fig. 6.30,31; Table 9)。Y 981988 の組成は、一部 Ca に乏しい組成が得られた(Wo33.2-45.9En50.7-61.0)、しかし、これは Y 981988 が非常に緻密な離溶ラメラを持っているためラメラ組成を表していると考えられる。モル Fe/Mn 値、Mg/Mn 値は、それぞれ 5-13、72-164 の範囲を持つ。

斜長石の組成は、Y 981505 とその他の試料で化学組成の傾向が異なる(Fig.6.32)(Table 10)。Y 981505 は、K₂O に乏しく、Na₂O に富む(Or1.3-2.5Ab81.6-84.6)。少量の FeO を含んでいる(<0.52 wt%)。Y 981619、Y 981670、Y 981725、Y 981988 は、Y 981505 と比較すると K₂O に富み、Na₂O に乏しい(Or2.4-4.8Ab72.2-83.8)。また、試料内の粒子間、粒子内の化学組成は著しく不均質であり、非常に広い組成幅を持ち各試料の Ab 端成分組成の幅は 5-8 である。全ての試料で斜長石は少量の FeO を含む(<1.01 wt%)。

クロマイトは、MgO に富む組成を持ち(モル Fe/(Fe+Mg) = 0.51-0.70、Cr/(Al+Cr) = 0.82-0.88)、少量の TiO₂(0.49-1.48 wt%)、V₂O₃(0.49-1.37 wt%)、MnO(1.20-2.37 wt%)、ZnO(0.45-1.44 wt%)、CaO(<0.20 wt%)を含む(Fig. 6.37; Table 11)。Y 981505 中クロマイトのラメラは、TiO₂ 富む組成を持つ(TiO₂ = 34.8 wt%) (Table 11)。

カマサイトは、ほぼ均質な組成を持つ。カマサイトは、少量の Ni(4.7-7.1 wt%)、Co(0.5-0.7 wt%)、微量の P(<0.36 wt%)を含む(Table 12)。テーナイトは、明瞭な M-shape ゴーニングを示し、Ni 含有量は、~13.6-18.1 wt%の幅を持つ。少量の Co(0.18-0.51 wt%)、微量の P(<0.05 wt%)を含む。トロイライトは、微量の Co(<0.11 wt%)、Cr(<0.24 wt%)を含む(Table 13)。シュライバーサイトは Y 981988

のみ確認され Ni に富む組成を持つ(27 wt%)(Table 14)。

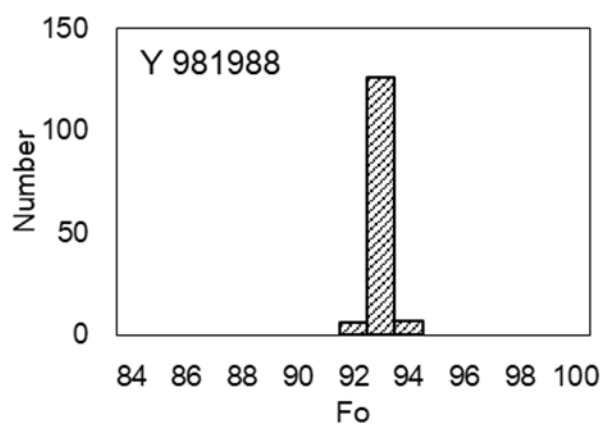
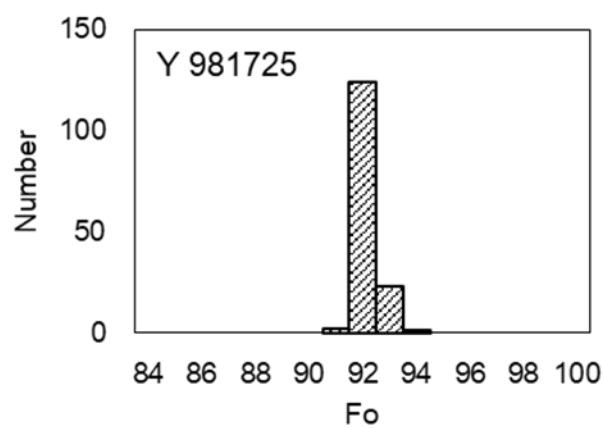
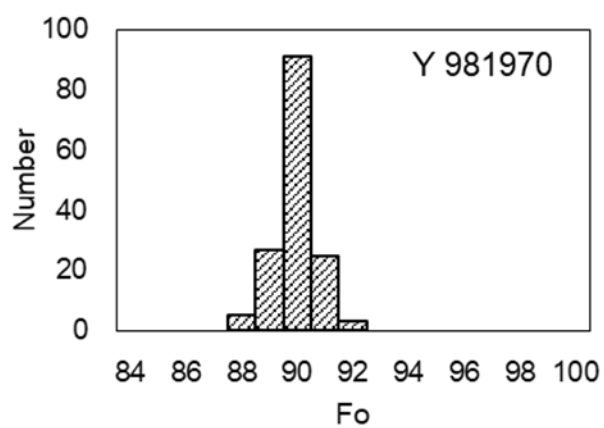
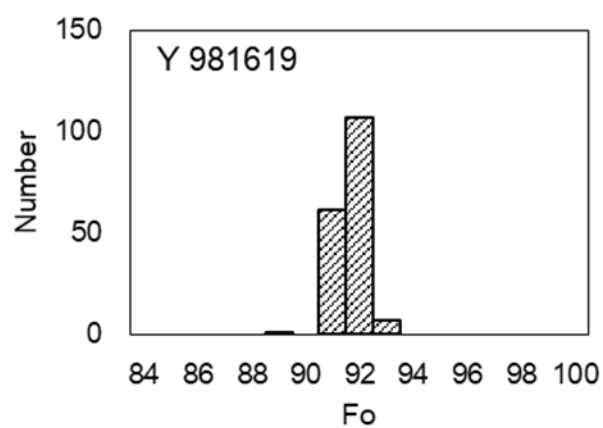
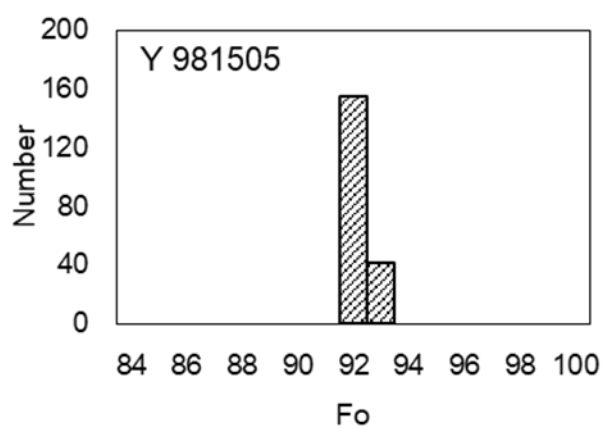


Fig. 6.28. 中間的試料中かんらん石化学組成のヒストグラム.

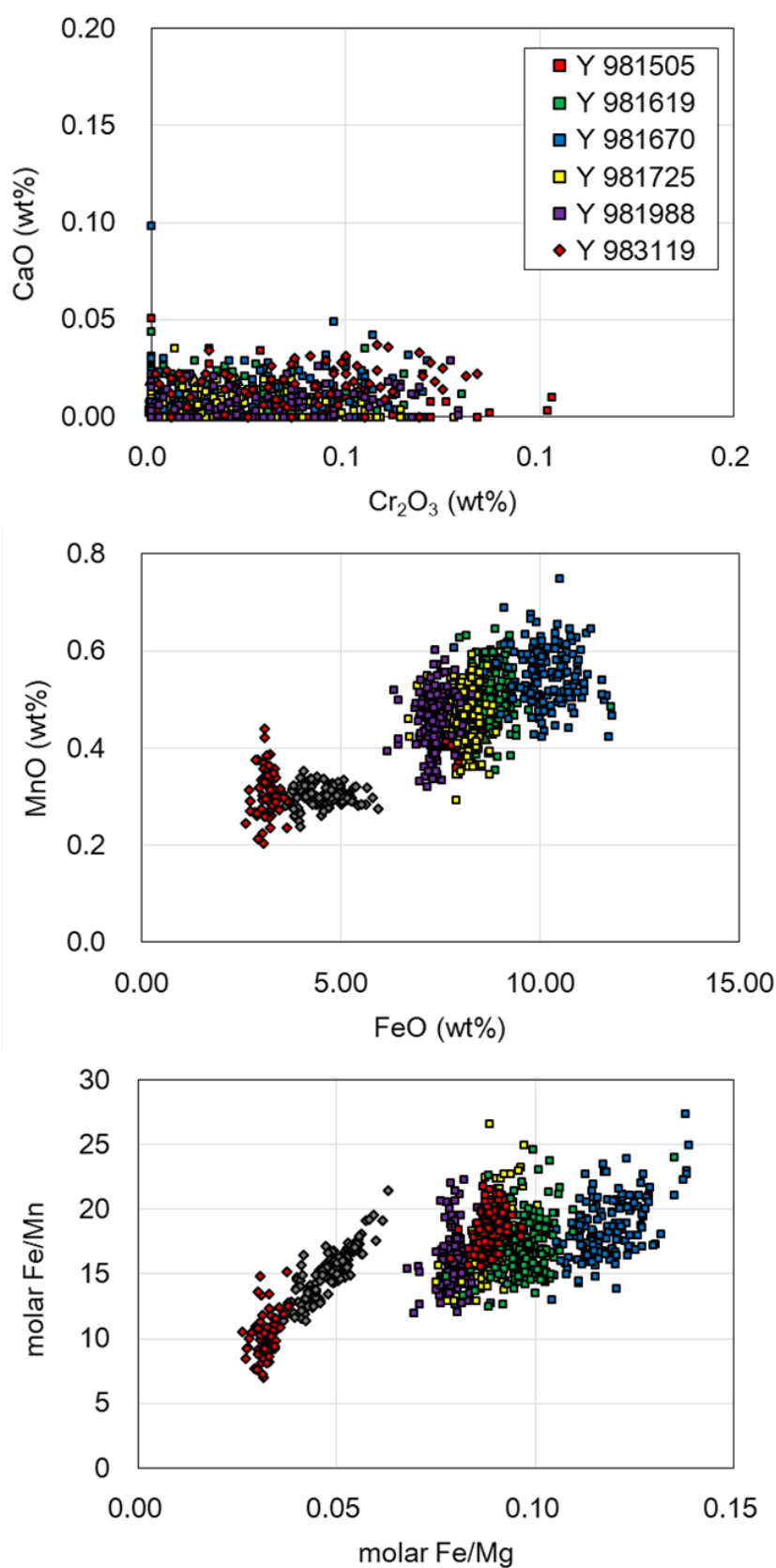


Fig. 6.29. 中間的試料、Y 983119のかんらん石のCaO、Cr₂O₃、FeO、MnO含有量、モルFe/Mn-Fe/Mg比。四角シンボル: 中間的試料。ダイヤモンドシンボル: Y 983119.

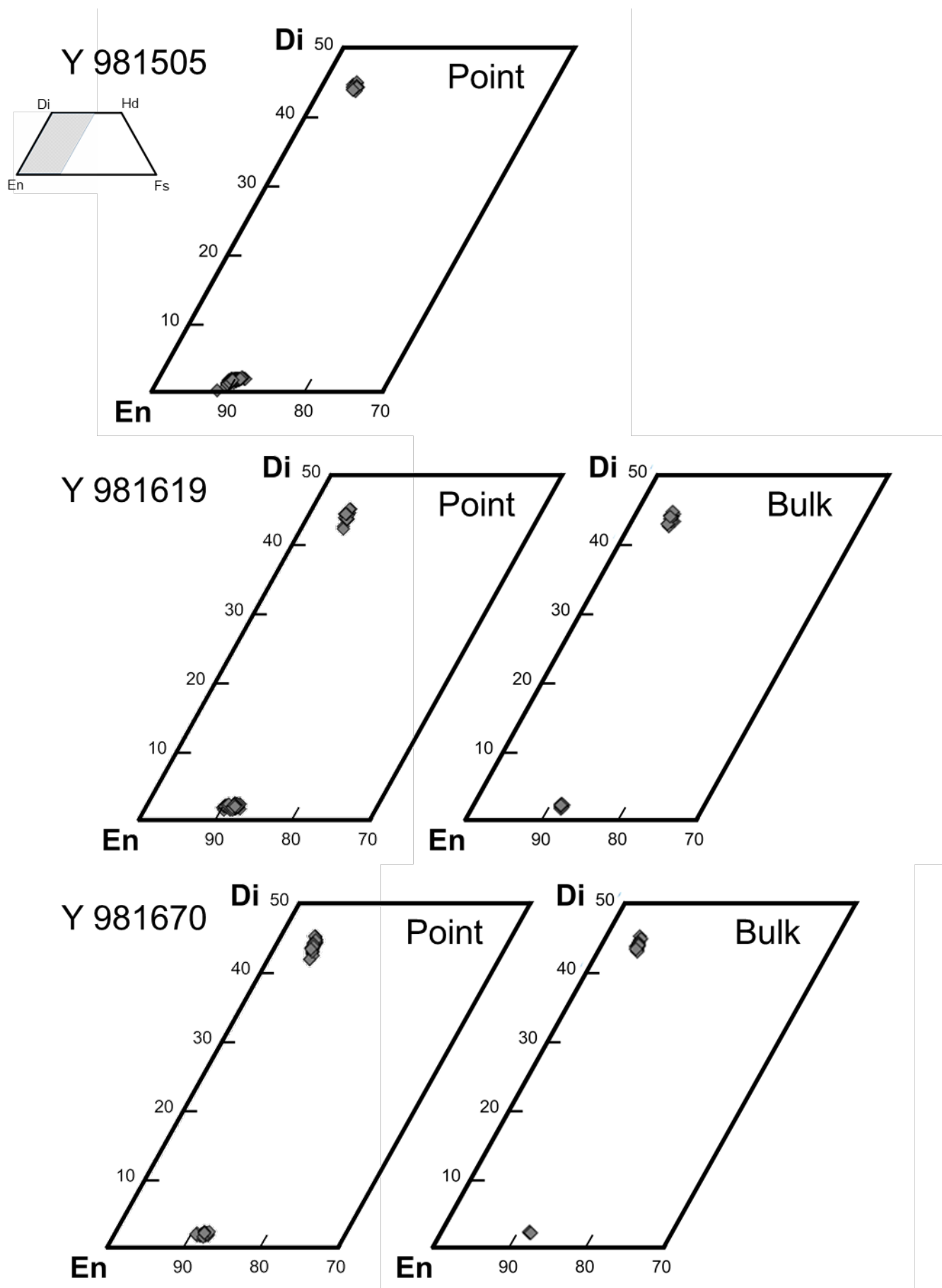


Fig. 6.30. 中間的試料中輝石の化学組成をプロットした三角図.

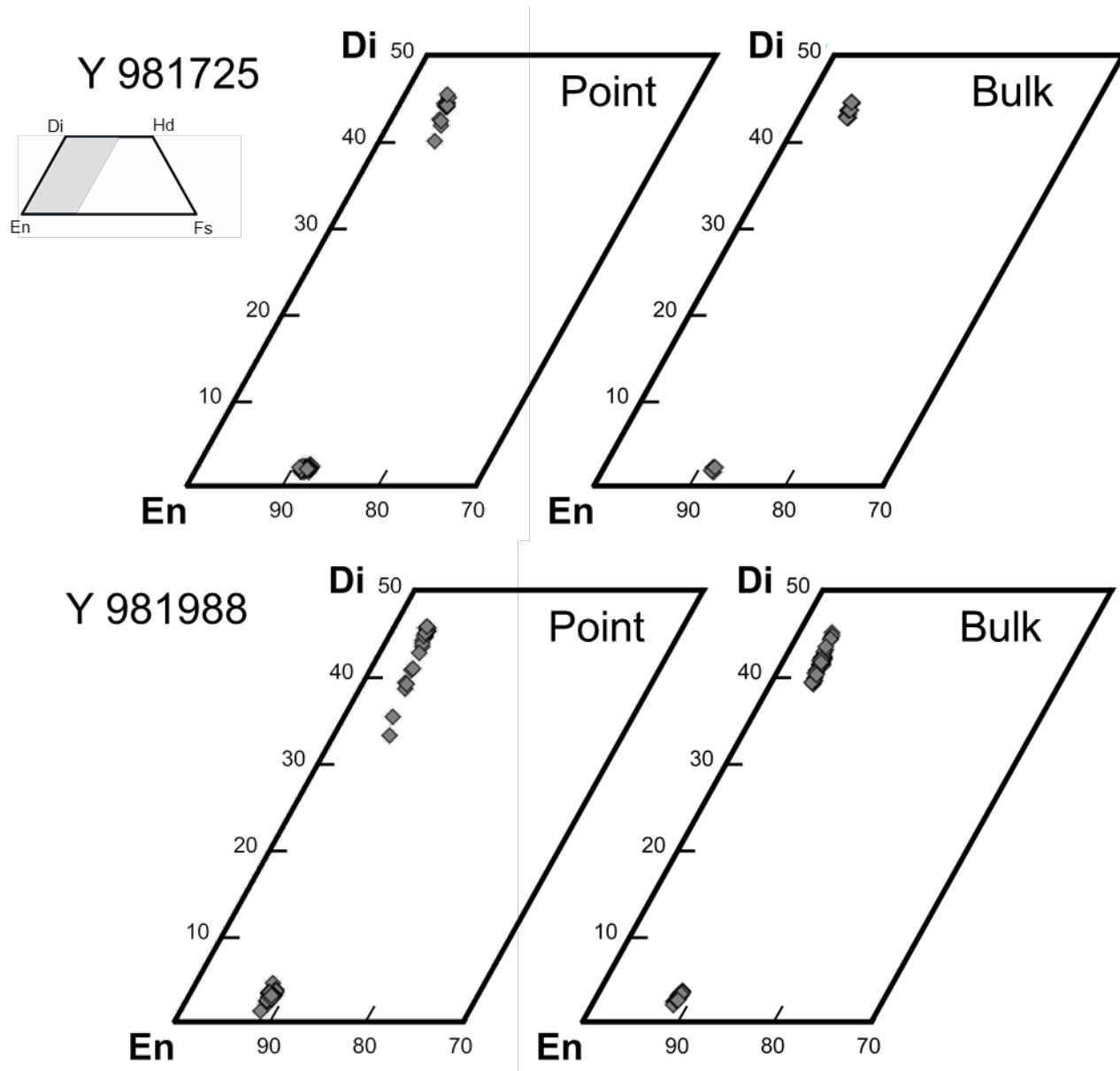


Fig. 6.30. (続き).

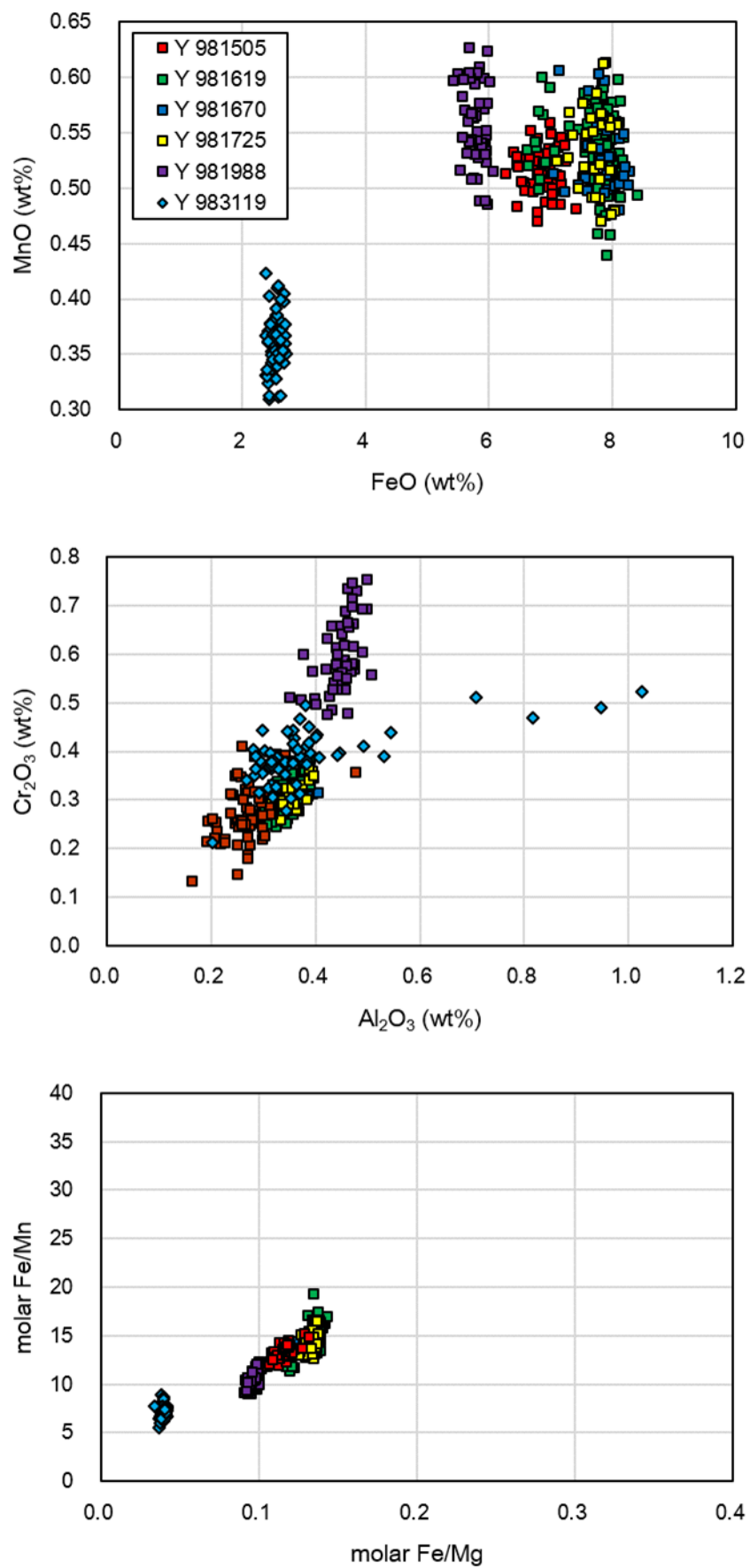


Fig. 6.31. 中間的試料、Y 983119中低Ca輝石のFeO、MnO、Al₂O₃、Cr₂O₃含有量、モルFe/Mn-Fe/Mg比.

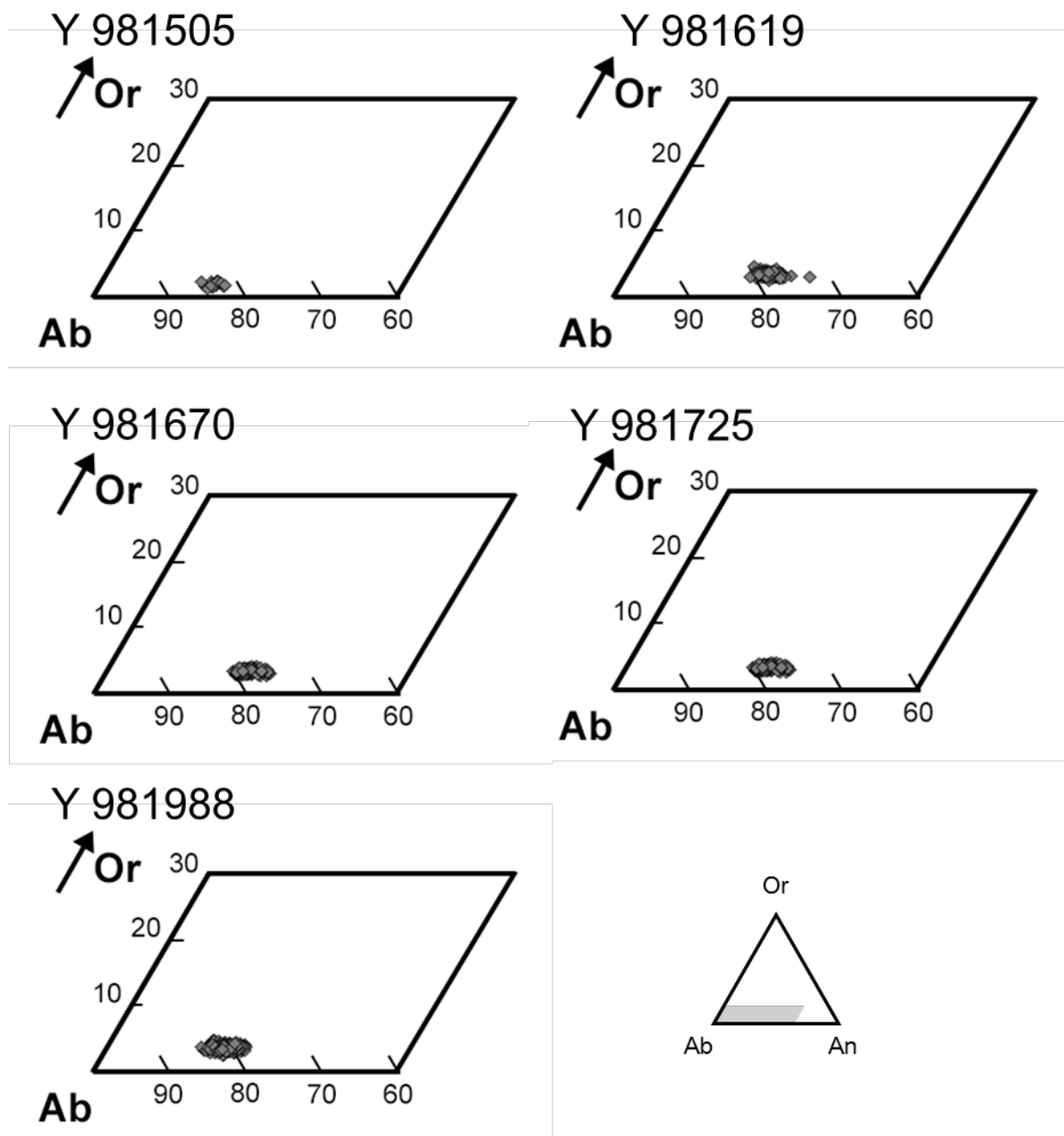


Fig. 6.32. 中間的試料の斜長石化学組成をプロットした三角図.

6.2.4. Y 983119

かんらん石は、非常に MgO に富んでおり (Fo96.4-97.5、平均 Fo96.9)、少量の MnO、微量の NiO(<0.09 wt%)、Cr₂O₃、CaO を含む (Fig. 6.29, 33; Table 7)。モル Fe/Mn 値、Mg/Mn 値は、それぞれ 7-15、220-480 の範囲を持つ。

かんらん石は、クラック、割れ目に FeO に富むゾーニングを持ち、最も FeO に富む部分の組成は Fo94.1 である。モル Fe/Mn 比は、FeO の増加と正の相関を持つ (モル Fe/Mn = 11-21)。ゾーニング部分は、FeO の増加に伴い MgO、MnO、CaO が減少する (Fig. 6.36)。

低 Ca 輝石は、非常に MgO に富む組成を持ち (Wo1.3-4.1En92.5-94.5)、少量の MnO、TiO₂(0.13-0.30 wt%)、Al₂O₃、Cr₂O₃、微量の NiO(<0.08 wt%)、Na₂O(<0.11 wt%)を含む (Fig. 6.31,34)。Y 983119 の低 Ca 輝石中には、Ca に乏しい部分がパッチ状に分布し、その化学組成は Wo0.8-1.0En95.9-96.0 である。離溶ラメラを持つ粒子のバルク組成は、Wo2.3-3.2En93.0-94.1 である (Fig. 29, 32)。モル Fe/Mn 値、Mg/Mn 値は、それぞれ 6-9、150-228 の範囲を持つ。

オーザイトは、MgO に富む組成を持ち (Wo43.0-46.6En51.9-55.5)、少量の TiO₂(0.78-1.01 wt%)、Al₂O₃(0.93-1.05 wt%)、Cr₂O₃(0.66-0.86 wt%)、MnO(0.12-0.25 wt%)、Na₂O(0.45-0.62 wt%)、微量の NiO(<0.08 wt%)を含む (Fig. 35; Table 9)。モル Fe/Mn 値、Mg/Mn 値は、それぞれ 4-9、132-288 の範囲を持つ。

斜長石は、広い組成幅を持ち比較的 An 成分に富んでいる (Or0.9-5.0Ab67.2-72.9)(Fig. 35)(Table 10)。

Y 983119 のクロマイトは、FeO に富むマグネシオクロマイトから中間的な組成まで広い組成幅を持つ (モル Fe/(Fe+Mg) = 0.34-0.59、モル Cr/(Al+Cr) = 0.83-1.00) (Fig. 6.37; Table 11)。少量の TiO₂(0.24-0.71 wt%)。少量の V₂O₃(0.10-0.81 wt%)、MnO(0.83-3.07 wt%)、ZnO(0.65-1.34 wt%)、微量の CaO を含む (<0.05 wt%)(Fig. 6.37)。

カマサイトは、ほぼ均質な組成を持つ。カマサイトは、少量の Ni(4.1-8.7 wt%)、Co(0.30-0.51 wt%)、P(<0.78 wt%)を含む (Table 12)。テーナイトは、Ni 含有量に広い幅を持ち (16.5-38.4 wt%)、微量の Co(0.08-0.29 wt%)、Cr(<0.04 wt%)、P(<0.06 wt)を含む。トロイライトは、Co(<0.03 wt%)、Cr(0.05-0.17 wt%)、Zn(<0.09 wt%)を含む (Table 13)。シュライバーサイトは、多量の Ni(32.3-43.4 wt%)、微量

の Co(0.05-0.13 wt%)、S(<0.10 wt%)を含む(Table 14)。

Y 983119 中のメルト包有物

Y 983119 中のメルト包有物に含まれる鉱物の化学組成を Table 15 に示す。低 Ca 輝石は、ホスト相(Wo2.5En93.9)と比較すると CaO に乏しい(Wo0.8En95.2) (Fig. 6.34)。オージェイトは、ホスト相(Wo45.4En53.1)と比較するとわずかに FeO に富む(Wo46.5En51.7) (Fig. 6.34)。包有物中の長石は、非常に幅広い組成を持つ(Fig. 6.34)。斜長石は、ホスト相(Or1.6Ab69.6)と比較すると Ab 端成分に富んでいる(Or5.1Ab83.3) (Fig. 6.35)。アルカリ長石は、ほぼ Or 端成分からなるものから、Ab 端成分に富むものまで存在する(Fig. 6.35)。ガラスは、SiO₂ に富んでおり(~73.7 wt%)、非常に広い組成幅の Na₂O、K₂O を含む。黒雲母は、Mg に富み、少量の TiO₂(~6.0 wt%)、Cr₂O₃(~1.0 wt%)を含む。

ホルンブレンドは、エデナイト質なものからパーガサイト質なものまでの組成を持つ(Table 16; Appendix Fig. S6.3.1)。ホルンブレンドは、少量の TiO₂(~3.5 wt%)、Cr₂O₃(~1.9 wt%)を含む。

ホルンブレンドと黒雲母は、少量の F(~2.3 wt%、~4.4 wt%)を含む。これらの F は、OH サイトを置換していると推定されるが、それぞれの OH サイトをすべて置換する量より少ない(それぞれ、~2.7 wt%、~8.7 wt%)。それぞれの化学組成から、ストイキオメトリーに基づくとホルンブレンドは~1.0 wt%、黒雲母は~2.1 wt%の H₂O を含むことが推定される。EPMA 分析の総量値は 100 wt% より低く、推定された H₂O を加えるとほぼ 100 wt%になる。この結果もホルンブレンド、角閃石が OH を含むことを支持している。

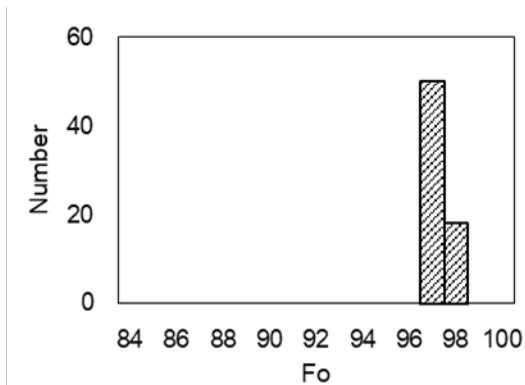


Fig. 6.33. Y 983119のかんらん石化学組成のヒストグラム.

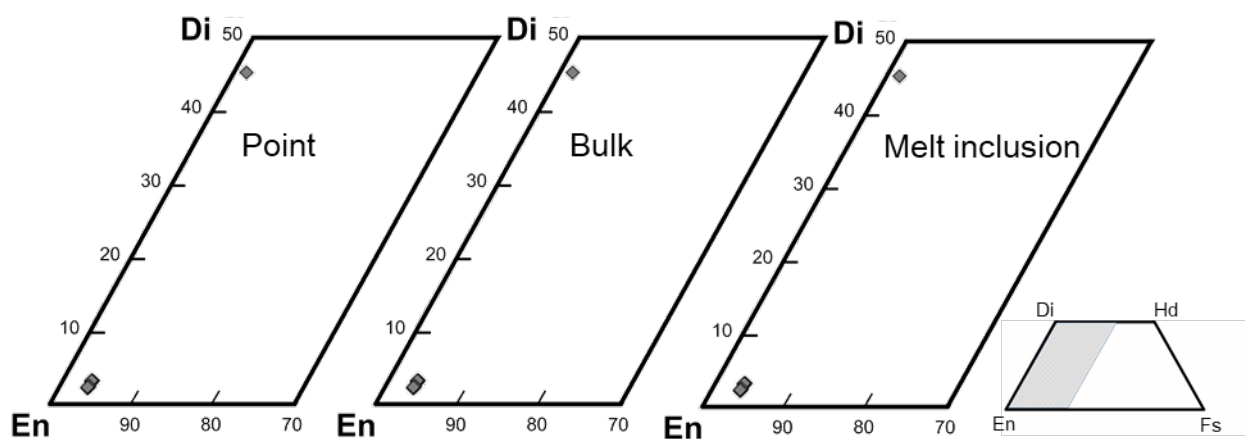


Fig. 6.34. Y983119の輝石化学組成をプロットした三角図.

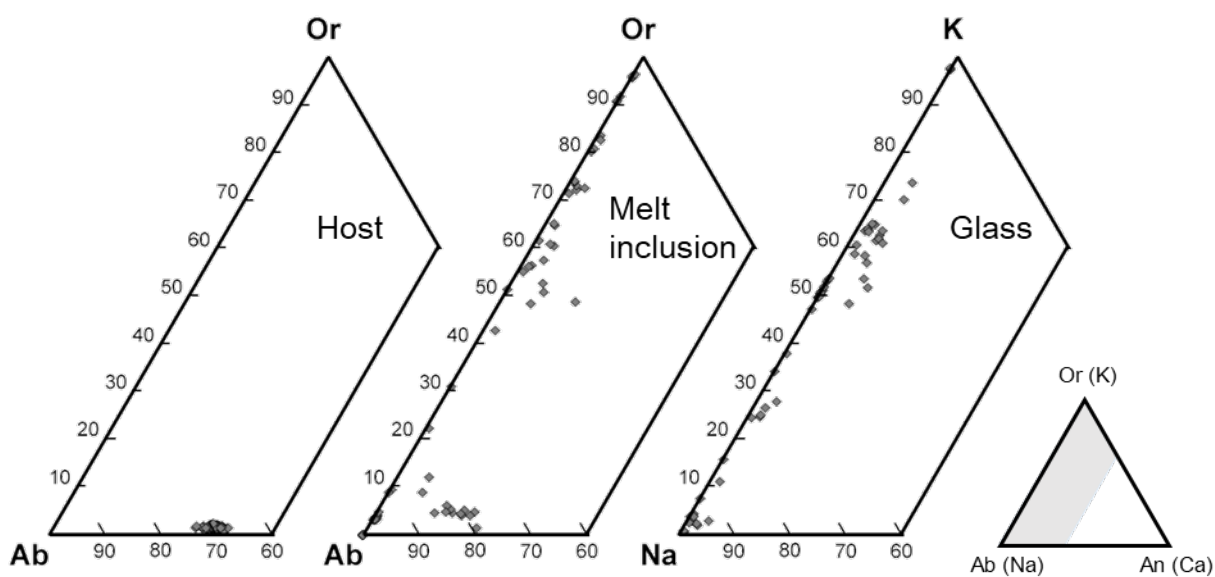


Fig. 6.35. Y 983119中の斜長石およびガラスの化学組成.(a) ホスト斜長石. (b) メルト包有物中の斜長石. (c) メルト包有物中ガラスのモルK, Na, Ca比.

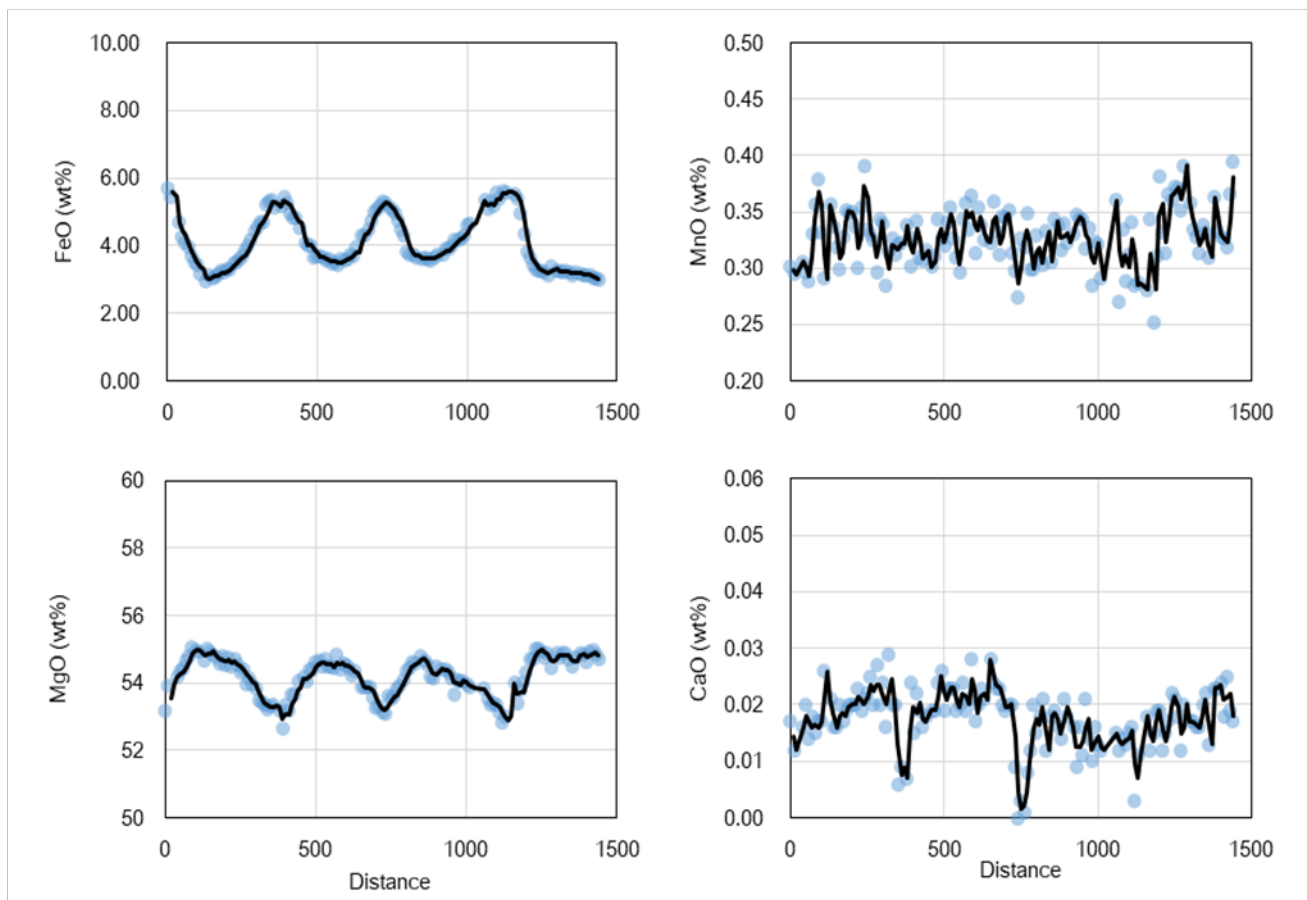


Fig. 6.36. Y 983119中かんらん石化学組成のラインプロファイル.

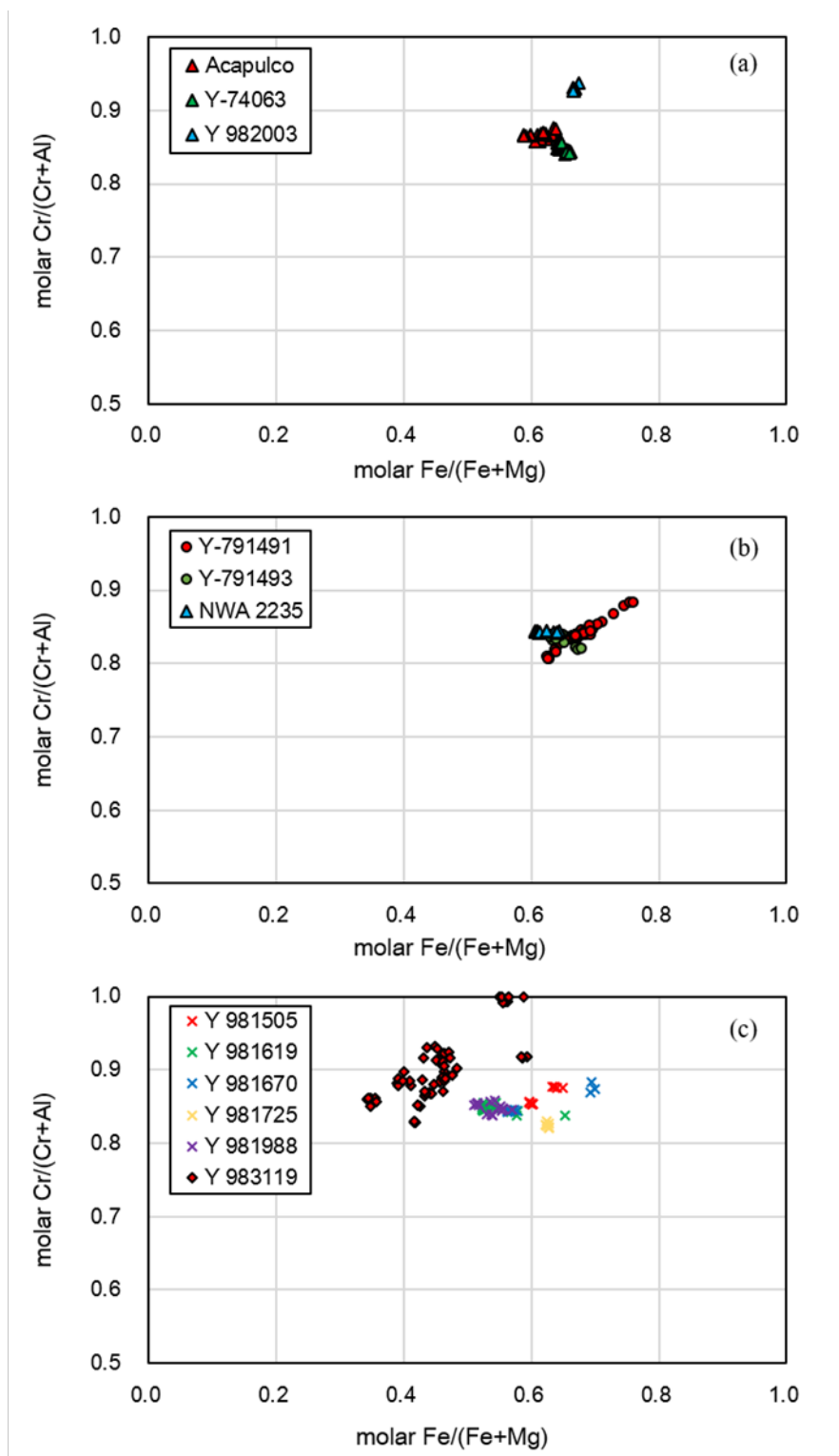


Fig. 6.37. アカプルコアイト・ロドラナイト族のクロマイトのモル $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ - $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$. (a)アカプルコアイト. (b)ロドラナイト. (c)中間的試料 (クロスシンボル) ,Y983119 (ダイアシンボル) .

Table 7. Composition of olivine.

Acapulcoite		Lodranite					Transitional									
	Acapulco	Y-74063	Y 982003	Y 982004	Y-74357	Y- 791491	Y- 791493	NWA 2235	NWA 7312	Y 983119		Y 981505	Y 981619	Y 981670	Y 981725	Y 981988
<i>n</i> *	core 230	core 60	core	core	- 144	core 327	core 93	core	-	core 39	Fe-rich 1	core 390	core 165	core 151	core 150	core 159
SiO ₂	40.6	41.1	41.5	41.6	41.2	40.7	40.6	40.7	41.7	42.1	41.5	41.4	41.1	40.9	41.2	41.6
TiO ₂	0.02	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	b.d.	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Al ₂ O ₃	<0.01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	<0.01	<0.01	b.d.	0.04	<0.01	b.d.	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	0.03	0.03	0.23	0.04	0.02	<0.02	<0.02	0.03	<0.02	0.03
FeO	10.7	10.6	7.77	7.99	7.43	11.0	11.2	11.6	3.02	3.22	5.94	8.04	8.70	10.2	8.10	7.36
NiO	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.04	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
MnO	0.54	0.44	0.48	0.46	0.51	0.48	0.50	0.45	0.20	0.32	0.27	0.43	0.50	0.55	0.47	0.46
MgO	48.8	48.8	51.7	51.2	51.0	48.5	48.2	47.7	54.5	54.7	52.9	51.0	50.2	48.8	50.3	51.5
CaO	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	b.d.	0.05	0.13	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	b.d.	<0.01
Na ₂ O	<0.01	<0.01	b.d.	b.d.	b.d.	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	b.d.	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K ₂ O	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Total	100.8	101.1	101.5	101.2	100.2	100.8	100.6	100.6	99.8	100.46	100.7	100.9	100.6	100.6	100.2	101.0
Si	0.99	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.22	0.22	0.16	0.16	0.15	0.23	0.23	0.24	0.06	0.06	0.12	0.16	0.18	0.21	0.16	0.15
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.78	1.77	1.85	1.83	1.84	1.77	1.77	1.75	1.94	1.93	1.89	1.83	1.82	1.78	1.82	1.84
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Fa	10.9	10.9	7.8	8.1	7.6	11.3	11.5	12.0	3.0	3.2	5.9	8.1	8.9	10.5	8.3	7.4
Fo	89.1	89.1	92.2	91.9	92.4	88.7	88.5	88.0	97.0	96.8	94.1	91.9	91.1	89.5	91.7	92.6
Fe/Mn	19.7	23.7	15.9	17.1	14.8	22.8	22.6	25.49	14.66	10.1	21.4	18.5	17.2	18.5	17.5	16.0
Fe/Mg	0.12	0.12	0.08	0.09	0.08	0.13	0.13	0.14	0.03	0.03	0.06	0.09	0.10	0.12	0.09	0.08
Mg/Mn	160.5	193.9	188.6	195.3	178.3	176.9	172.5	187.6	469.8	304.8	339.9	209.4	176.3	156.6	191.2	197.5

*Number of analyses.

b.d. indicates below detection limits.

Table 8. Composition of low-Ca pyroxene.

<i>n</i> *	<i>Acapulcoite</i>				<i>Lodranite</i>							
	Acapulco	Y-74063	Y 982003	Y 982004	Y-74357	Y-791491	Y-791493	Y-791493	NWA 2235	NWA 7312		
	point 100	point 15	point 11	point 23	point- 36	point 300	bulk 2	point 75	bulk 2	point 39	point 45	
SiO ₂	57.2	57.9	58.2	58.2	56.7	57.3	57.0	56.9	57.0	57.1	57.6	
TiO ₂	0.21	0.18	0.20	0.20	0.11	0.17	0.18	0.18	0.18	0.21	0.14	
Al ₂ O ₃	0.29	0.26	0.32	0.36	0.30	0.43	0.45	0.42	0.44	0.36	1.30	
Cr ₂ O ₃	0.28	0.20	0.39	0.38	0.37	0.36	0.40	0.38	0.40	0.33	0.35	
FeO	7.01	7.26	5.35	5.29	9.05	7.92	7.97	8.02	8.19	7.78	2.18	
NiO	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	
MnO	0.61	0.50	0.47	0.47	0.50	0.51	0.53	0.57	0.54	0.47	0.20	
MgO	33.6	33.6	35.1	34.7	31.6	32.1	32.4	32.3	32.5	32.0	36.7	
CaO	0.96	0.85	1.28	1.26	1.27	1.29	1.42	1.20	1.41	1.20	0.96	
Na ₂ O	0.02	0.02	0.05	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	
K ₂ O	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	
Total	100.2	100.8	101.3	100.9	100.0	100.1	100.5	100.1	100.7	99.5	99.5	
Si	1.98	1.99	1.98	1.99	1.99	1.99	1.98	1.99	1.98	2.00	1.97	
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
Al	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Fe	0.20	0.21	0.15	0.15	0.27	0.23	0.23	0.23	0.24	0.23	0.06	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	
Mg	1.74	1.73	1.78	1.77	1.65	1.67	1.68	1.68	1.68	1.67	1.87	
Ca	0.04	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
SUM	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00	
Wo	1.8	1.6	2.4	2.4	2.4	2.5	2.7	2.3	2.7	2.3	1.8	
En	87.9	87.8	89.9	90.0	84.1	85.7	85.5	85.8	85.3	86.0	95.0	
Fs	10.3	10.6	7.7	7.6	13.5	11.9	11.8	11.9	12.1	11.7	3.2	
Fe/Mn	11.4	14.4	11.3	11.1	17.8	15.4	14.8	13.9	14.9	16.3	10.7	
Fe/Mg	0.12	0.12	0.09	0.08	0.16	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.03	
Mg/Mn	96.9	118.6	131.9	130.7	110.9	111.5	107.4	100.1	105.3	119.4	320.7	

*Number of analyses.

b.d. indicates below detection limits

Table 8. Continued.

<i>n</i> *	<i>Lodranite</i> Y 983119			<i>Transitional</i>								
	point 120	bulk 10	low-Ca 2	Y 981505 point 90	Y 981619 point 300	Y 981670		Y 981725		Y 981988		
						bulk 4	point 90	bulk 4	point 90	bulk 4	point 60	bulk 44
SiO ₂	58.7	58.5	58.7	58.0	57.3	57.2	56.9	57.1	57.3	57.1	57.6	57.6
TiO ₂	0.22	0.23	0.16	0.18	0.20	0.19	0.20	0.20	0.20	0.19	0.18	0.14
Al ₂ O ₃	0.38	0.40	0.25	0.26	0.35	0.35	0.36	0.38	0.35	0.34	0.44	0.45
Cr ₂ O ₃	0.39	0.40	0.26	0.27	0.31	0.30	0.32	0.34	0.31	0.30	0.59	0.54
FeO	2.53	2.51	2.26	6.89	7.73	7.82	7.84	7.84	7.72	7.81	5.80	5.84
NiO	b.d.	b.d.	0.06	<0.03	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
MnO	0.36	0.37	0.30	0.51	0.54	0.52	0.53	0.53	0.53	0.52	0.56	0.54
MgO	36.4	36.1	37.9	33.8	32.8	33.0	32.9	33.0	32.7	33.1	33.6	33.8
CaO	1.32	1.65	0.43	0.96	1.04	1.15	1.08	1.19	1.08	1.09	1.56	1.59
Na ₂ O	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.05	0.05
K ₂ O	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Total	100.3	100.2	100.3	100.9	100.3	100.6	100.2	100.6	100.2	100.5	100.5	100.5
Si	1.99	1.99	1.98	1.99	1.99	1.98	1.98	1.98	1.99	1.98	1.98	1.98
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Al	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Fe	0.07	0.07	0.06	0.20	0.22	0.23	0.23	0.23	0.22	0.23	0.17	0.17
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	1.84	1.83	1.91	1.73	1.70	1.71	1.71	1.70	1.69	1.71	1.73	1.73
Ca	0.05	0.06	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM	3.99	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00
Wo	2.5	3.1	0.8	1.8	2.0	2.2	2.0	2.2	2.1	2.0	3.0	3.0
En	93.9	93.3	96.0	88.1	86.6	86.4	86.4	86.3	86.5	86.5	88.5	88.4
Fs	3.7	3.6	3.2	10.1	11.5	11.5	11.5	11.5	11.5	11.4	8.6	8.6
Fe/Mn	7.0	6.7	7.6	13.2	14.0	14.8	14.7	11.5	14.3	14.9	10.3	10.6
Fe/Mg	0.04	0.04	0.03	0.11	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.10	0.10
Mg/Mn	178.9	172.7	225.4	115.6	106.1	111.3	109.9	109.6	108.0	112.9	106.6	109.3

*Number of analyses.

b.d. indicates below detection limits

Table 9. Composition of augite.

<i>n</i> *	<i>Acapulcoite</i>				<i>Lodranite</i>				bulk		
	Acapulco point	Y-74063 point	Y 982003 point	Y982004 point	Y-74357 point	Y-791491 point				NWA 2235 point	Y 983119 point
	33	60	4	19	27	21			7	39	19
SiO ₂	54.5	54.6	54.9	54.8	54.3	54.5			54.6	54.6	54.8
TiO ₂	0.48	0.60	0.63	0.63	0.29	0.35			0.35	0.49	0.88
Al ₂ O ₃	0.78	0.70	0.75	0.85	0.86	0.87			0.90	0.81	0.99
Cr ₂ O ₃	1.33	1.07	1.06	1.16	1.35	1.17			1.21	1.15	0.75
FeO	2.90	2.70	1.95	1.97	3.78	2.70			3.10	3.05	0.97
NiO	0.04	0.03	b.d.	b.d.	0.02	b.d.			0.02	0.02	0.03
MnO	0.35	0.25	0.26	0.26	0.30	0.30			0.31	0.26	0.18
MgO	17.9	17.7	18.6	18.3	17.5	17.5			18.0	17.4	18.8
CaO	21.1	21.9	22.1	22.1	20.6	21.5			21.3	21.6	22.3
Na ₂ O	0.66	0.62	0.63	0.65	0.69	0.59			0.57	0.64	0.55
K ₂ O	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.			b.d.	b.d.	b.d.
Total	100.1	100.2	100.9	100.8	99.7	99.4			100.4	99.94	100.3
Si	1.98	1.98	1.97	1.97	1.98	1.99			1.98	1.98	1.97
Ti	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01			0.01	0.01	0.02
Al	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04			0.04	0.03	0.04
Cr	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03			0.03	0.03	0.02
Fe	0.09	0.08	0.06	0.06	0.12	0.08			0.09	0.09	0.03
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			0.01	0.01	0.01
Mg	0.97	0.96	1.00	0.98	0.95	0.95			0.97	0.94	1.01
Ca	0.82	0.85	0.85	0.85	0.81	0.84			0.83	0.84	0.86
Na	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04			0.04	0.05	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			0.00	0.00	0.00
Sum	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99			4.00	3.99	3.99
Wo	43.6	45.0	44.6	44.9	43.0	44.8			43.7	44.78	45.4
En	51.7	50.6	52.3	51.9	50.8	50.7			51.4	50.27	53.1
Fs	4.7	4.4	3.1	3.1	6.2	4.4			5.0	4.95	1.5
Fe/Mn	8.2	10.7	7.34	7.44	12.9	9.1			10.1	11.8	5.5
Fe/Mg	0.09	0.09	0.06	0.06	0.12	0.09			0.10	0.10	0.03
Mg/Mn	91.5	123.2	124.6	123.1	106.0	104.7			104.2	120.04	185.3

*Number of analyses.

b.d. indicates below detection limits

Table 9. Continued.

<i>n</i> *	<i>Transitional</i>		bulk	Y 981670		bulk	Y 981725		bulk	Y 981988	
	Y 981505 point	Y 981619 point		point	point		point	point		point	point
	75	51		17	87		15	39		13	22
SiO ₂	54.6	54.7		54.4	54.4		54.4	54.6		54.4	54.8
TiO ₂	0.57	0.47		0.47	0.48		0.49	0.48		0.49	0.35
Al ₂ O ₃	0.71	0.88		0.87	0.92		0.90	0.88		0.92	1.03
Cr ₂ O ₃	1.16	1.24		1.24	1.29		1.29	1.24		1.28	1.45
FeO	2.78	3.15		3.04	3.09		2.96	3.06		2.94	2.52
NiO	0.03	0.02		b.d.	0.02		b.d.	0.02		b.d.	b.d.
MnO	0.29	0.32		0.30	0.32		0.31	0.32		0.31	0.33
MgO	17.8	17.9		17.9	17.8		17.8	17.7		18.0	18.7
CaO	21.5	21.5		21.3	21.3		21.3	21.0		21.2	20.8
Na ₂ O	0.64	0.67		0.61	0.69		0.65	0.64		0.66	0.75
K ₂ O	b.d.	b.d.		b.d.	b.d.		b.d.	b.d.		b.d.	b.d.
Total	100.2	100.9		100.1	100.3		100.2	99.9		100.2	100.7
Si	1.98	1.97		1.97	1.97		1.97	1.98		1.97	1.97
Ti	0.02	0.01		0.01	0.01		0.01	0.01		0.01	0.01
Al	0.03	0.04		0.04	0.04		0.04	0.04		0.04	0.04
Cr	0.03	0.04		0.04	0.04		0.04	0.04		0.04	0.04
Fe	0.08	0.10		0.09	0.09		0.09	0.09		0.09	0.08
Ni	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00
Mn	0.01	0.01		0.01	0.01		0.01	0.01		0.01	0.01
Mg	0.96	0.96		0.97	0.96		0.96	0.96		0.97	1.00
Ca	0.84	0.83		0.83	0.83		0.83	0.81		0.82	0.80
Na	0.05	0.05		0.04	0.05		0.05	0.05		0.05	0.05
K	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00
Sum	3.99	4.00		4.00	4.00		4.00	3.99		4.00	4.00
Wo	44.4	44.1		43.9	43.9		44.0	43.7		43.7	42.7
En	51.1	50.9		51.2	51.1		51.2	51.3		51.5	53.3
Fs	4.5	5.0		4.9	5.0		4.8	5.0		4.7	4.0
Fe/Mn	9.5	9.9		9.9	9.8		9.5	9.5		9.5	7.9
Fe/Mg	0.09	0.10		0.10	0.10		0.09	0.10		0.09	0.08
Mg/Mn	108.9	98.1		103.6	100.4		101.8	97.6		103.2	100.9

*Number of analyses.

b.d. indicates below detection limits

Table 10. Composition of plagioclase.

	<i>Acapulcoite</i>				<i>Lodranite</i>		<i>Transitional</i>				
	Acapulco	Y-74063	Y 982003	Y982004	Y-791493	Y 983119	Y 981505	Y 981619	Y 981670	Y 981725	Y 981988
<i>n</i> *	10	15	22	18	58	167	20	177	153	150	248
SiO ₂	64.7	64.8	65.1	65.0	63.1	60.9	64.7	64.0	63.7	63.8	64.1
TiO ₂	0.07	0.04	0.06	0.06	0.03	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	22.5	22.3	22.2	22.1	22.5	24.3	22.1	22.8	22.6	22.7	22.2
Cr ₂ O ₃	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
FeO	0.20	0.28	0.30	0.28	0.36	0.10	0.34	0.18	0.12	0.07	0.25
NiO	b.d.	<0.05	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
MnO	<0.03	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	<0.04	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
MgO	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
CaO	3.29	3.25	3.26	3.25	3.88	5.93	3.08	3.88	3.86	3.90	3.26
Na ₂ O	8.66	8.79	9.05	8.99	9.11	7.92	9.49	8.89	8.95	8.96	9.32
K ₂ O	0.66	0.78	0.51	0.49	0.52	0.28	0.33	0.59	0.60	0.60	0.65
Total	100.2	100.4	100.6	100.3	99.6	99.6	100.4	100.5	100.0	100.2	99.9
Si	2.85	2.85	2.85	2.86	2.81	2.72	2.84	2.82	2.82	2.82	2.84
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.17	1.15	1.15	1.15	1.18	1.28	1.15	1.18	1.18	1.18	1.16
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.16	0.15	0.15	0.15	0.19	0.28	0.15	0.18	0.18	0.18	0.15
Na	0.74	0.75	0.77	0.77	0.79	0.69	0.81	0.76	0.77	0.77	0.80
K	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04
Sum	4.96	4.92	4.97	4.96	5.01	4.99	4.99	4.99	4.99	4.99	5.00
Or	3.99	4.64	2.99	2.91	2.94	1.64	1.90	3.42	3.43	3.41	3.68
Ab	79.30	79.15	80.91	80.93	78.56	69.58	83.18	77.79	77.98	77.85	80.70
An	16.71	16.20	16.10	16.16	18.50	28.78	14.93	18.78	18.59	18.74	15.62

*Number of analyses.

b.d. indicates below detection limits

Table 11. Composition of spinel.

	<i>Acapulcoite</i>				<i>Lodranite</i>				<i>Transitional</i>				
	Acapulco	Y-74063	Y 981505		Y 982003	Y-791491	Y-791493	NWA 2235	Y 983119	Y 981619	Y 981670	Y 981725	Y 981988
				Ti-rich									
<i>n</i> *	27	23	11	1	5	78	12	12	64	19	9	6	15
SiO ₂	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02
TiO ₂	1.22	1.35	1.16	34.83	0.89	1.03	0.99	1.69	0.55	1.31	0.94	0.63	0.67
Al ₂ O ₃	6.26	6.95	6.47	3.39	3.19	7.70	7.99	7.34	5.05	7.30	6.88	8.30	7.36
Cr ₂ O ₃	60.6	59.1	60.6	43.0	63.7	59.4	58.8	58.7	66.1	60.5	60.0	58.1	61.3
FeO	20.6	21.9	20.6	13.4	21.0	22.2	22.4	21.7	15.0	19.0	20.3	20.3	18.6
NiO	b.d.	0.01	0.03	b.d.	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
MnO	1.66	1.36	1.63	1.09	2.17	1.18	1.12	1.33	1.52	1.31	1.83	2.25	1.28
MgO	7.20	6.70	7.19	4.21	5.85	6.50	6.85	7.41	10.34	8.95	7.29	6.82	8.95
CaO	0.02	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.01	b.d.	0.02	0.09	0.01
Na ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02
K ₂ O	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	<0.01	b.d.	b.d.	b.d.
V ₂ O ₃	0.90	0.80	0.78	0.52	1.13	0.74	0.66	0.71	0.28	0.69	0.88	0.69	0.63
ZnO	0.71	0.89	0.98	0.51	1.66	0.53	0.53	0.21	1.00	0.64	1.09	1.30	0.69
Total	99.26	99.07	99.47	100.99	99.66	99.30	99.45	99.16	99.92	99.79	99.33	98.58	99.56
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.03	0.04	0.03	0.81	0.02	0.03	0.03	0.04	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02
Al	0.25	0.28	0.26	0.12	0.13	0.32	0.32	0.30	0.20	0.29	0.28	0.34	0.29
Cr	1.66	1.62	1.65	1.05	1.78	1.63	1.60	1.59	1.76	1.62	1.63	1.59	1.64
Fe	0.60	0.63	0.59	0.35	0.62	0.65	0.64	0.62	0.42	0.54	0.59	0.59	0.53
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.05	0.04	0.05	0.03	0.07	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.07	0.04
Mg	0.37	0.35	0.37	0.19	0.31	0.34	0.35	0.38	0.52	0.45	0.37	0.35	0.45
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02
Cation	3.00	3.00	3.00	2.59	3.01	3.03	3.01	3.00	3.00	3.00	3.01	3.01	3.01
Fe/(Mg+Fe)	0.62	0.65	0.62	0.64	0.67	0.67	0.65	0.62	0.45	0.54	0.61	0.63	0.54
Cr/(Al+Cr)	0.87	0.85	0.86	0.89	0.93	0.84	0.83	0.84	0.90	0.85	0.85	0.82	0.85
Usp	3.20	3.57	3.04	57.98	2.41	2.68	2.59	4.42	1.41	3.38	2.48	1.66	1.74
Sp	12.91	14.38	13.29	4.42	6.78	15.74	16.41	15.01	9.97	14.73	14.21	17.27	14.92
Chr	83.89	82.05	83.67	37.60	90.81	81.57	81.00	80.56	88.63	81.88	83.32	81.07	83.34

*Number of analyses.

b.d. indicates below detection limits

Table 12. Composition of kamacite.

<i>n</i> *	<i>Acapulcoite</i>				<i>Lodranite</i>				<i>Transitional type</i>					
	Acapulco	Y-74063	Y 982003	Y982004	Y-74357	Y-791491	Y-791493	NWA 2235	Y 983119	Y 981505	Y 981619	Y 981670	Y 981725	Y 981988
	13	11	18	9	27	9	11	10	200	21	16	12	16	16
Fe	92.6	92.1	93.3	93.0	93.9	95.2	95.9	92.9	92.6	92.6	94.5	94.5	94.5	97.3
Ni	6.63	6.73	6.21	6.27	4.59	6.80	6.18	6.15	6.47	6.79	6.74	6.71	6.86	4.89
Co	0.77	0.61	0.55	0.54	0.47	0.57	0.60	0.54	0.38	0.61	0.64	0.66	0.64	0.51
Cr	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
P	0.05	0.0	0.11	0.10	0.12	0.10	0.10	0.10	0.10	0.05	0.12	0.10	0.11	0.12
S	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	b.d.	b.d.	0.01	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Si	b.d.	b.d.	0.01	0.01	0.01	b.d.	0.01	b.d.	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.01
Total	100.1	99.5	100.2	99.9	98.7	102.7	102.8	99.7	99.6	100.1	102.0	102.0	102.2	102.8

*Number of analyses.

b.d. indicates below detection limits

Table 13. Composition of sulfide.

<i>n</i> *	<i>Acapulcoite</i>			<i>Lodranite</i>				<i>Transitional type</i>						
	Acapulco	Y-74063	Y-982003	Y982004	Y-74357	Y-791491	Y-791493	NWA 2235	Y-983119	Y-981505	Y-981619	Y-981670	Y-981725	Y-981988
	7	14	6	14	10	12	10	12	61	6	12	12	12	15
Fe	62.2	62.2	61.9	62.3	63.7	64.0	62.2	62.1	61.9	62.5	63.5	63.6	63.5	63.8
Ni	0.01	0.01	0.10	0.05	b.d.	0.01	0.13	0.01	0.09	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04
Co	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.01	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06
Cr	0.18	0.05	0.02	0.02	0.13	0.13	0.13	0.14	0.12	0.08	0.13	0.20	0.16	0.12
P	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
S	36.1	36.1	35.7	36.1	36.0	36.2	35.5	36.1	36.2	36.1	36.0	35.9	36.0	36.1
Si	0.01	b.d.	b.d.	0.01	0.01	b.d.	0.02	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ti	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Mn	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
V	0.03	<0.02	0.03	<0.02	b.d.	<0.02	b.d.	<0.02	b.d.	b.d.	<0.02	<0.02	0.04	0.03
Total	98.5	98.5	97.9	98.6	100.0	100.5	98.1	98.5	98.4	98.8	99.7	99.8	99.7	100.2

*Number of analyses.

b.d. indicates below detection limits

Table 14. Composition of phosphide.

	<i>Acapulcoite</i>	<i>Lodranite</i>			<i>Transitional</i>
	Y 982003	Y-74357	Y-791491	Y 983119	Y 981988
<i>n</i> *	24	9	4	40	11
Fe	59.3	61.4	39.5	48.8	59.7
Ni	25.5	24.6	46.3	35.4	26.5
Co	0.20	0.16	0.09	0.08	0.15
Cr	b.d.	b.d.	0.01	b.d.	b.d.
P	15.4	15.2	15.3	15.2	15.2
S	0.05	0.05	0.03	0.06	0.05
Si	b.d.	0.01	b.d.	0.01	0.01
Total	100.5	101.4	101.3	99.6	101.6

*Number of analyses.

b.d. indicates below detection limits

Table 15. Composition of pyroxene, olivine, feldspar, glass biotite and baddeleyite in melt inclusion in Y 983119.

<i>n</i> *	low Ca-Px 23	Augite 27	Olivine 11	Plagioclase 15	Orthoclase 11	Glass 87	Biotite 13	Baddeleyite 3
SiO ₂	58.4	54.6	42.1	66.6	65.8	73.7	41.0	
TiO ₂	0.15	0.88	<0.01	0.05	0.04	0.09	5.96	2.38
Al ₂ O ₃	0.23	1.24	b.d.	21.1	18.4	16.3	12.2	
Cr ₂ O ₃	0.23	0.88	0.04	<0.02	<0.02	0.04	1.04	
FeO	2.80	1.11	3.40	0.22	0.20	0.33	1.91	0.19
NiO	b.d.**	0.02	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.21	
MnO	0.37	0.19	0.33	b.d.	0.07	<0.03	<0.02	
MgO	37.2	18.0	54.3	0.04	0.17	0.90	23.6	0.20
CaO	0.45	22.5	0.02	2.32	0.12	0.33	0.05	0.07
Na ₂ O	b.d.	0.55	b.d.	9.19	1.63	4.97	0.32	
K ₂ O	b.d.	b.d.	b.d.	0.86	14.6	3.17	10.6	
V ₂ O ₃						0.12	<0.04	
ZnO				b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	
ZrO ₂						0.12	0.03	95.7
HfO ₂								0.73
F				b.d.	b.d.	0.04	4.36	
Cl				<0.03	<0.01	0.24	0.13	
H ₂ O							2.10	
Total	99.95	100.12	100.28	100.48	101.12	100.38	101.59	99.31
Wo	0.8	46.5		Or	5.1	85.0	31.0	F
En	95.2	51.7	Fo	96.61	Ab	83.3	14.4	66.5
Fs	4.0	1.8	Fa	3.39	An	11.6	0.6	2.5
Fe/Mn	7.58	5.86		10.24				
Fe/Mg	0.04	0.04		0.04				
Mg/Mn	179.91	172.26		290.16				

*Number of analyses.

**Below the detection limit.

H₂O and OH are estimated based on APFU.

Table 16. Composition of hornblende in Y 983119.

<i>n</i> *	Total average 18	Edenitic hornblende 4	Pargasitic hornblende 4
SiO ₂	46.3(0.61)**	47.1(0.18)	46.1(0.49)
TiO ₂	3.48(0.52)	4.21(0.09)	3.28(0.40)
Al ₂ O ₃	8.69(0.80)	7.33(0.30)	9.05(0.39)
Cr ₂ O ₃	1.94(0.24)	2.02(0.29)	1.91(0.22)
FeO	0.76(0.07)	0.76(0.07)	0.76(0.07)
NiO	b.d.	b.d.	b.d.
MnO	0.09(0.02)	0.09(0.01)	0.09(0.02)
MgO	19.8(0.43)	19.6(0.34)	19.8(0.44)
CaO	11.8(0.15)	11.7(0.15)	11.8(0.15)
Na ₂ O	2.99(0.13)	3.10(0.08)	2.97(0.13)
K ₂ O	1.25(0.23)	1.08(0.21)	1.29(0.21)
V ₂ O ₃	0.07(0.05)	0.05(0.03)	0.08(0.05)
ZnO	b.d.	b.d.	b.d.
ZrO ₂	0.12(0.04)	0.07(0.03)	0.13(0.03)
F	2.32(0.25)	2.12(0.15)	2.38(0.25)
Cl	0.12(0.03)	0.08(0.01)	0.13(0.03)
F, Cl = O	0.99(0.12)	0.89(0.10)	1.02(0.11)
Total	98.7(0.45)	98.5(0.60)	98.8(0.37)
H ₂ O	0.98(0.12)	1.09(0.07)	0.95(0.11)
Total + H ₂ O	99.7(0.41)	99.6(0.59)	99.7(0.34)
<u>T-sites</u>			
Si	6.57(0.08)	6.68(0.03)	6.54(0.06)
Al(iv)	1.43(0.11)	1.22(0.05)	1.46(0.06)
Ti(iv)	0.00(0.04)	0.09(0.02)	0.00(0.01)
<u>M1,2,3 sites</u>			
Al(vi)	0.02(0.03)	0.00(0.00)	0.05(0.03)
Ti(vi)	0.37(0.04)	0.36(0.01)	0.35(0.04)
V	0.09(0.01)	0.01(0.00)	0.01(0.01)
Cr	0.22(0.03)	0.23(0.03)	0.21(0.03)
Zr	0.01(0.00)	0.01(0.00)	0.01(0.00)
Mg	4.18(0.08)	4.14(0.05)	4.19(0.09)
Zn	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)
Fe ²⁺	0.09(0.01)	0.09(0.01)	0.09(0.01)
Mn	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)
Ca	0.10(0.05)	0.17(0.03)	0.08(0.03)
<u>M4 site</u>			
Ca	1.69(0.05)	1.609(0.03)	1.71(0.027)
Na	0.31(0.05)	0.391(0.03)	0.29(0.027)
<u>A sites</u>			
Na	0.51(0.04)	0.460(0.01)	0.53(0.03)
K	0.23(0.04)	0.196(0.04)	0.23(0.04)
Sum A	0.74(0.05)	0.656(0.04)	0.76(0.03)
<u>W sites</u>			
OH	0.93(0.11)	1.03(0.07)	0.90(0.11)
F	1.04(0.11)	0.95(0.07)	1.07(0.11)
Cl	0.03(0.01)	0.02(0.00)	0.03(0.01)

* Number of analyses.

** Parentheses indicate 1 σ deviation.H₂O and OH are estimated based on APFU.

6.3. 岩石ファブリック

6.3.1. アカプルコアイト・ロドラナイト族

アカプルコアイト

アカプルコアイトは、最大 MUD1.4-2.3 を持ち、強い集中は確認されない。また、LPO パターンはランダムなパターンを示す。アカプルコアイトのかんらん石 LPO パターンを Fig. 6.38 に示す。本研究で用いたアカプルコアイトは、かんらん石ファブリックの発達は、経験していないと判断される。

中間的試料

中間的試料は、アカプルコアイトと比べわずかに最大 MUD の増加が確認され、1.7-3.4 である。一方、LPO パターンは、ランダムパターンを示す。Fig. 6.39 に中間的試料のかんらん石 LPO パターンを示す。本研究で分析した中間的試料は、かんらん石ファブリックの発達は、経験していないと判断される。

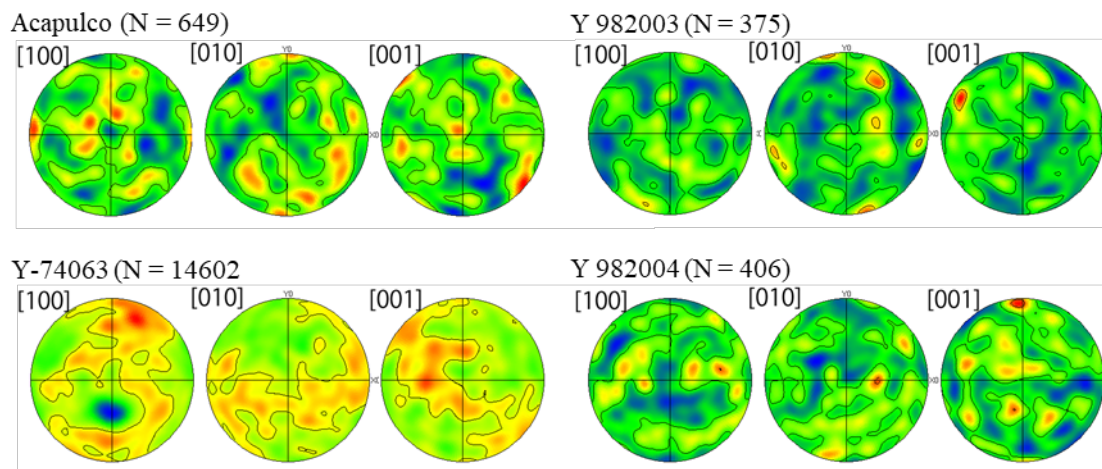


Fig. 6.38. アカプルコアイトのかんらん石LPOパターン. 等高線 : MUD = 1, 2.

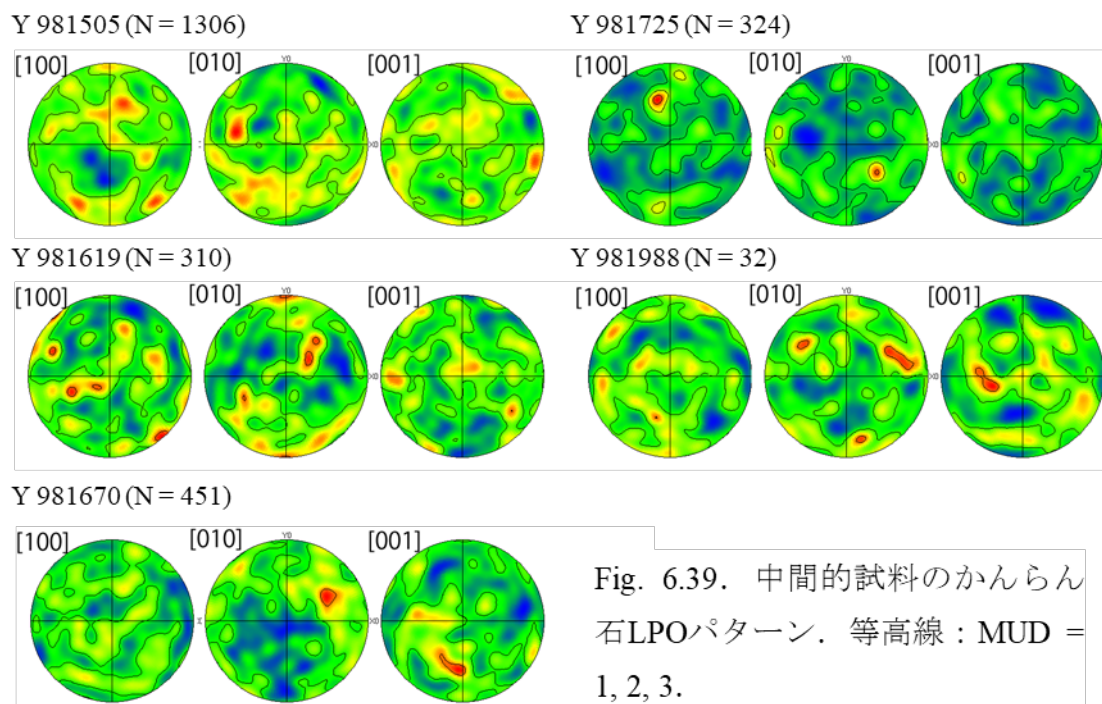


Fig. 6.39. 中間的試料のかんらん石LPOパターン. 等高線 : MUD = 1, 2, 3.

ロドラナイト

ロドラナイトは、一部の試料に非常に明瞭なかんらん石 LPO パターンを持つ。本研究では、ロドラナイトのファブリックパターンを 3 タイプに分けた。1：比較的低い最大 MUD を持ち、不明瞭な LPO パターンを持つタイプ、2：比較的低い最大 MUD を持ち、明瞭な[010]集中の LPO パターンを持つタイプ、3：強い最大 MUD を持ち、[100]集中を示す LPO パターンを持つタイプ。

低い最大 MUD、かつ不明瞭な LPO パターン

Y-74357、Y-791493 は比較的低い最大 MUD を持つ(2.5-4.0)。LPO パターンは、非常に弱い集中が確認されるのみであり、かんらん石ファブリックが発達しているか不明瞭である。(Fig. 6.41)。Nagahara and Ozawa (1986)は、Y-791493 中は[001]に集中を持つかんらん石ファブリックを発達させていることを報告している。しかし、本研究では同様の結果は得られなかった。Nagahara and Ozawa (1986)は、50 点の分析からかんらん石ファブリックの同定を行っているが、そのような分析点では、サンプル数によるバイアスがかかる場合がある(Ismail and Mainprice 1998)。本研究の結果(N = 130)を基にすると、Nagahara and Ozawa (1986)の LPO パターンの集中はバイアスによる可能性が高い。

低い最大 MUD、明瞭な[010]集中 LPO パターン

Y-791491、NWA 2235 は、明瞭な LPO パターンと比較的低い最大 MUD を持つ(3.5-4.5)。かんらん石 LPO パターンは、[010]の集中と集中方向に対して垂直面上に[100]、[001]が帯状分布する傾向を持つ(Fig. 6.41)。

NWA 2235 は、粒状かんらん石結晶は、試料面 Z 方向に[001]が向いていることが多く、柱状結晶は、試料面 Y 方向に[001]が向いていることが多い(Fig. 6.40)。かんらん石 SPO は、比較的明瞭であり、かんらん石粒子の伸長方向が一方に揃う傾向が確認された(Fig. 6.40 にて北北東から南南西方向)。一方、Y-791491 は明瞭な SPO は確認されなかった。

Y-791491 と NWA 2235 は、かんらん石ファブリックの発達を経験したと推定される。

強い最大 MUD、明瞭な[100]集中 LPO パターン

NWA 7312 は、高い最大 MUD を持ち(5.8-7.1)、NWA 7312,1、NWA 7312,2、

NWA 7312,2-1 全ての試料が同一の傾向を示す。NWA 7312 のかんらん石ファブリックは、[100]が強い集中を持ち、他の軸が[100]の集中方向に対して、垂直面上に帯状分布する(Fig. 6.41)。NWA 7312 のかんらん石ファブリックは、[100]の集中に加えて、[010]も強い集中を示す。SPO は、比較的不明瞭である。かんらん石ファブリックの発達を経験したと判断される。

NWA 7312 は、かんらん石に加えて、低 Ca 輝石 LPO も集中が確認された(最大 MUD : 6.7-8.1) (Fig. 6.42)。低 Ca 輝石 LPO の特徴は、[001]が一方向に集中し、[010]が[001]集中方向に対して、垂直な面上に 90°の間隔で分布することで特徴付けられる。[100]は[010]と比べ不明瞭であるが、[010]のものと同様の傾向をもつ。NWA 7312 は、低 Ca 輝石ファブリックの発達も経験していると考えられる。

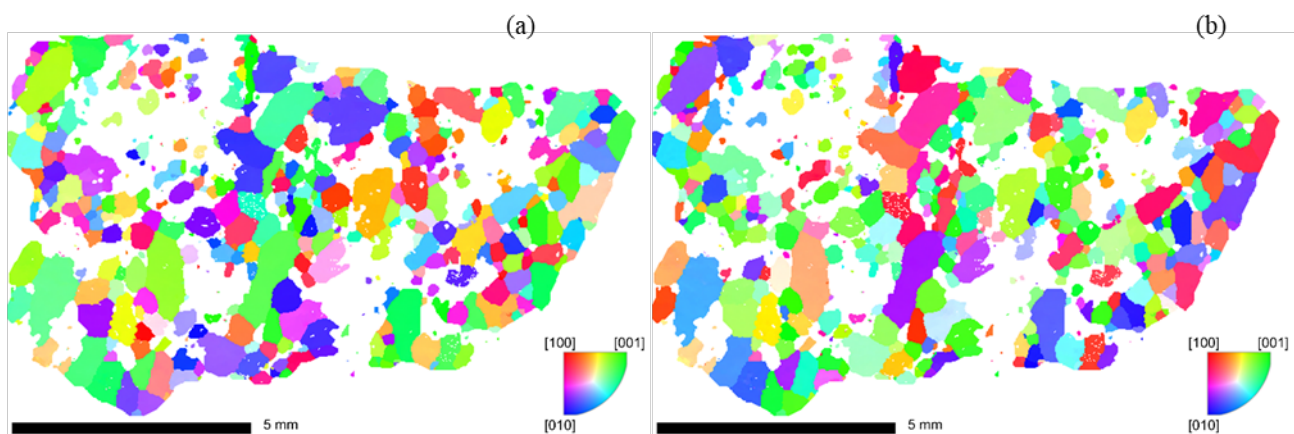
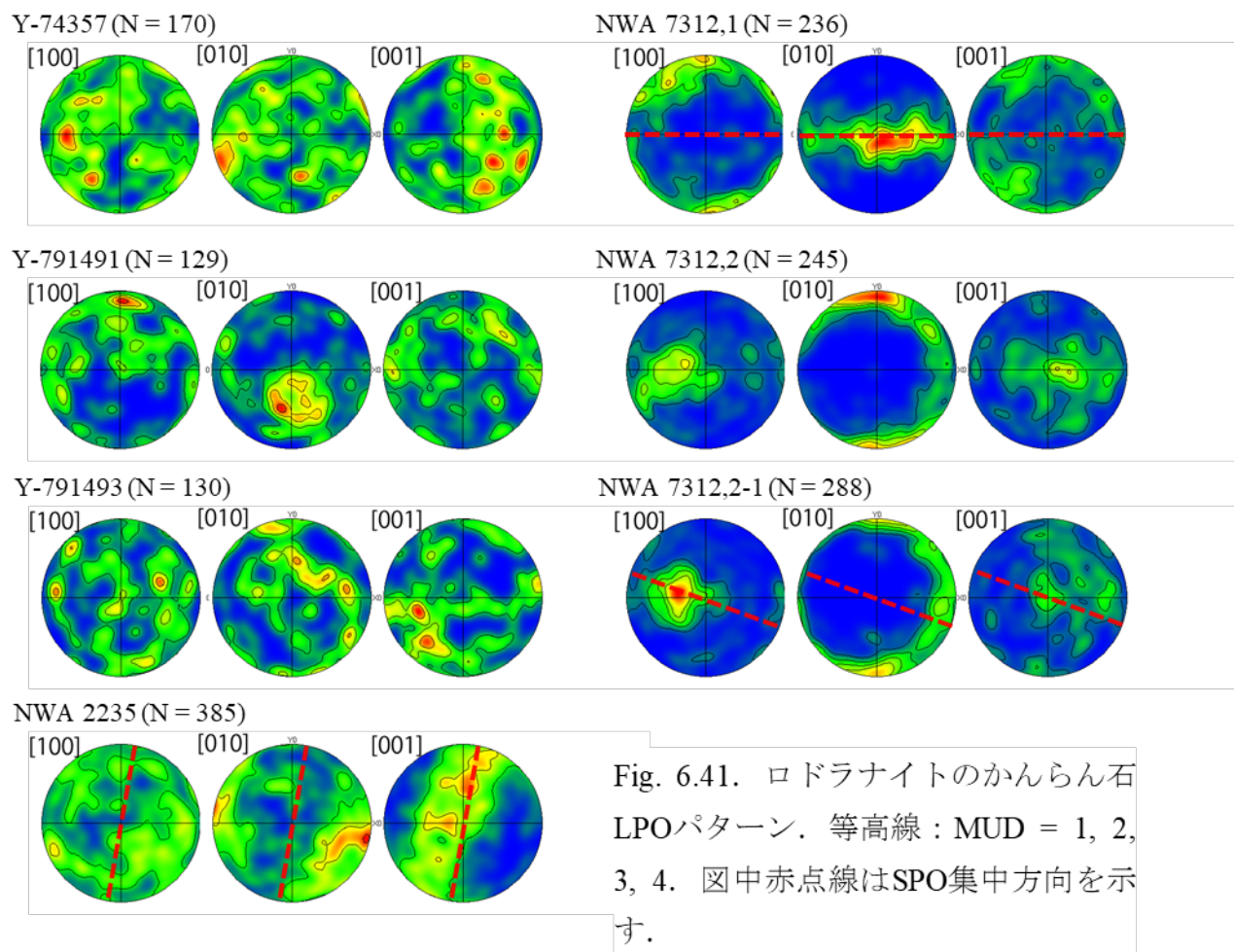
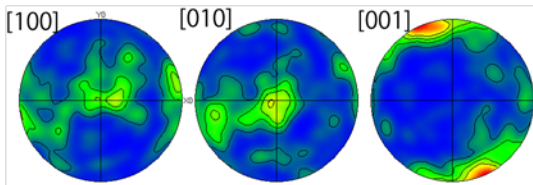


Fig. 6.40. NWA 2235のかんらん石方位マップ. (a) 試料面Y方向からみた結晶方位. 長柱状の結晶は、 $[001]$ 方向が試料面Y方向に向いていることを示す緑系統の色を示す. (b) 試料面Z方向からみた結晶方位. 粒状結晶は、 $[001]$ が試料面Z方向に向いていることを示す緑系統の色を示す. 着色は、それぞれ図右下の逆極点図に基づく.

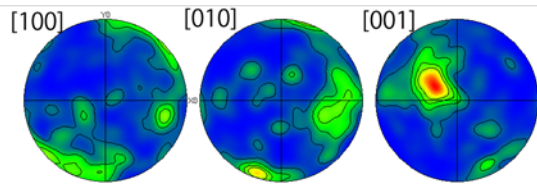
Y 983119

Y 983119 は、かんらん石を比較的豊富に含む厚片 Y 983119,35 のみかんらん石ファブリックの分析を行った。Y 983119 の最大 MUD は、比較的高く 4.7 である。一方、LPO パターンはランダムである(Fig. 6.46)。一部の輝石中かんらん石包有物は、同一方向を持ち、方位の集中の由来となっていると推定される。本研究では、求めたかんらん石 LPO が有効であるか判断は難しい。

NWA 7312,1 (N = 225)



NWA 7312,2-1 (N = 288)



NWA 7312,2 (N = 218)

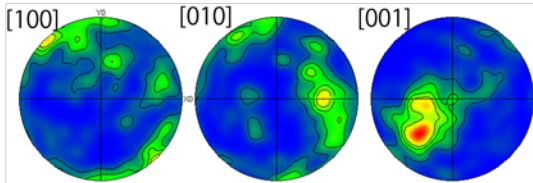


Fig. 6.42. ロドラナイトNWA 7312の低Ca輝石LPOパターン. 等高線 : MUD = 1, 2, 3, 4.

Y 983119,35 (N = 220)

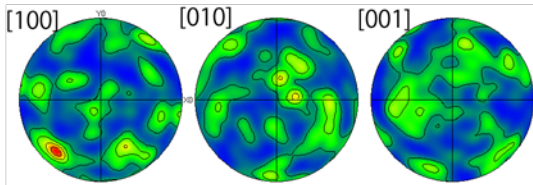


Fig. 6.43. Y 983119のかんらん石LPOパターン. 等高線 : MUD = 1, 2, 3, 4.

6.3.2. ウィノナイト

本研究で用いたウィノナイトは、ランダムな LPO パターンを持つ(Fig. 6.44)。最大 MUD は、Y-8005 は低く 1.5、Tierra Blanca は高く 5.5 である。Tierra Blanca は、分析数が少なく(N = 45)高い最大 MUD は分析バイアスによる可能性がある。

6.3.3. ユレイライト

Kenna は、高い最大 MUD(5.2)を伴う非常に明瞭なかんらん石 LPO を持つ(Fig. 6.44)。かんらん石 LPO は、[001]に強い集中が見られ、他の軸が、[001]の集中に対して、垂直な面上に帯状分布する。SPO は、非常に明瞭であり、伸長方向が[001]の集中方向に対してほぼ一致している(Fig. 6.45)。かんらん石ファブリックの発達を経験していると判断される。

ピジョン輝石 LPO は、強い集中を持つ LPO を持つ。LPO パターンは、単結晶のパターンに類似する。結晶方位マップは、ピジョン輝石は、明瞭なピジョン輝石 SPO を持たないことを示す(Fig. 6.45)。

これらの結果は、Berkley et al. (1976)による結果とほぼ同様のものである。しかし、Berkley et al. (1976)が報告している、かんらん石[100]の集中は本研究では確認されなかった。

6.3.4. コンドライト

本研究で分析したコンドライトは、全て低い最大 MUD を持ち(1.5-1.7)、LPO パターンはランダムである(Fig. 6.46)。本研究で用いたコンドライトはかんらん石ファブリックの発達は経験していないと推定される。

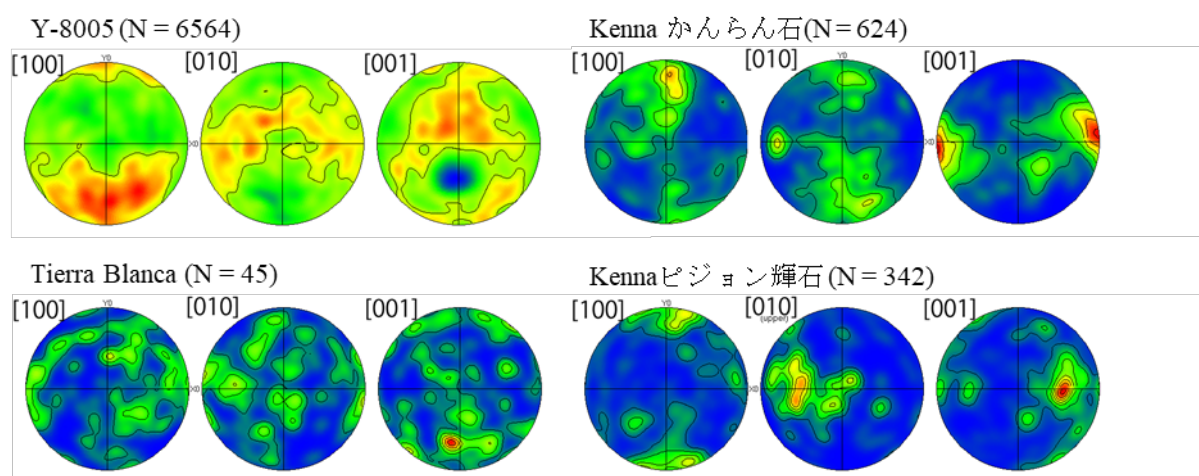


Fig. 6.44. Y-8005、Tierra Blanca、Kennaのかんらん石LPOパターン、およびKennaのピジョン輝石LPOパターン．等高線：MUD = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7.

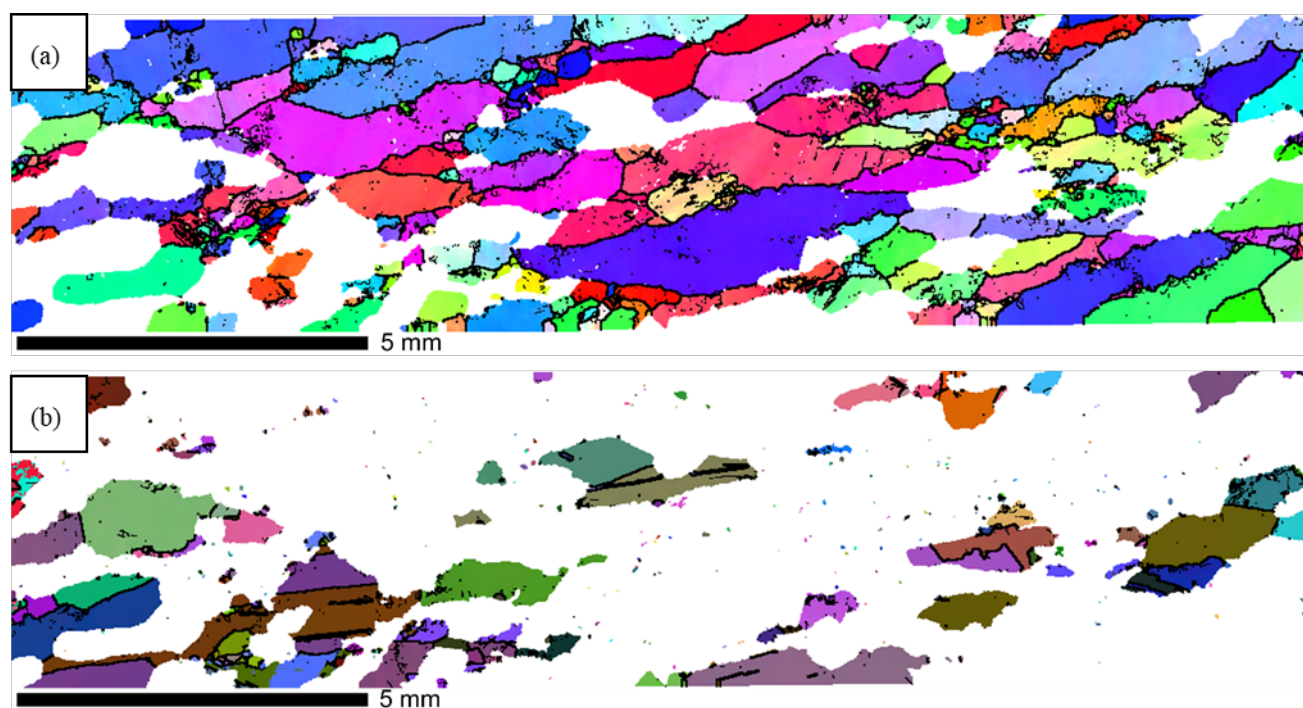
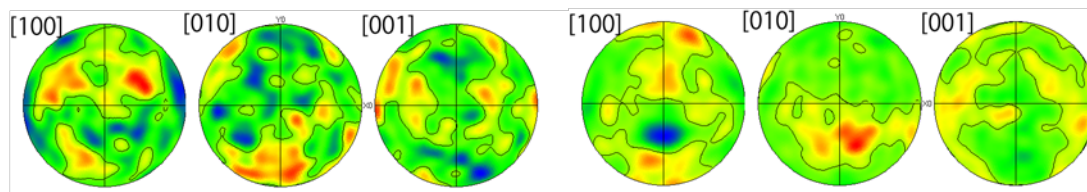


Fig. 6.45. Kennaユレイライトの結晶方位マップ．(a) 試料Z方向からみたかんらん石の結晶方位マップ．Kennaユレイライトを構成するかんらん石は、試料X方向に伸長方向が集中している．(b)ピジョン輝石の結晶方位マップ．

Y-74160 (N = 2806)

Kernouve (N = 4813)



Y-790914 (N = 6194)

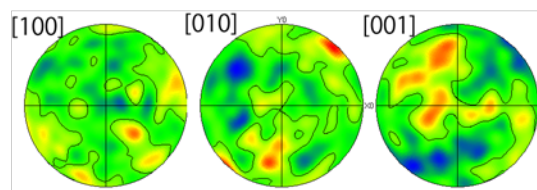


Fig. 6.46. コンドライトのかんらん石LPOパターン. 等高線 : MUD = 1, 2.

7. 議論

7.1. 分類の検討

本研究で用いた試料の大部分は、岩石組織、化学組成共にアカプルコアイト・ロドラナイト族のものと調和的である。しかし、Y 983119 および NWA 7312 は、典型的なロドラナイトと異なる岩石学的特徴を持つ。Y 983119 は、低 Ca 輝石の含有量が高いという点で、これまでに知られていたどのアカプルコアイト・ロドラナイト族とも異なる。一方、Y 983119 の酸素同位体組成、主要鉱物化学組成は、アカプルコアイト・ロドラナイト族の組成範囲に一致するため (Yamaguchi et al. 2012)、Y 983119 は、モード組成が特殊なロドラナイトであるとする。

NWA 7312 の主要組織、モード組成、主要化学組成は、典型的なロドラナイトに類似する。一方、かんらん石、低 Ca 輝石の微量元素組成は、典型的なロドラナイトとわずかに異なっている。したがって、本研究では NWA 7312 を微量元素組成が特殊なロドラナイトとして扱う。

7.2. ペアの考察

本研究で用いた試料のうち、Y 982003 と Y 982004、Y-791491 と Y-791493 はペアである可能性が提唱されている (Hiroi and Takeda 1991; Kojima et al. 2011; McCoy et al. 1997a)。また、本研究では、多数の中間的試料が発見されたが、これらのペアの可能性についても考察する。

7.2.1. Y 982003 および Y 982004

Y 982003 と Y 982004 のケイ酸塩鉱物の産状、トロイライトの産状、微細組織、鉱物化学組成、風化の程度が非常に類似しており、Y 982003 と Y 982004 は、同一隕石の落下に由来するペアであることを支持している。

カマサイト、トロイライト含有量の観点からは、Y 982003 と Y 982004 は異なるが、一部のアカプルコアイト (e.g. Monument Draw) は著しい鉄ニッケル合金試料内不均質が存在することが知られており (McCoy et al. 1996)、Y 982003 と Y 982004 にみられるカマサイトの分布の違いも試料内の不均質であると仮定すると説明することができる。したがって、本研究では、Y 982003 と Y 982004 はペアであるとし、以降の議論においては、Y 982003 と Y 982004 を同一隕石と

して扱う(以降二つ合わせて通称する時は Y 982003/4 と略記する)。

7.2.2. Y-791491 および Y-791493

Y-791491 と Y-791493 の化学組成は非常に類似している。本研究で用いた Y-791493 は、試料面積が小さく明瞭な断定はできないが、鉍物粒径もおおよそ類似するものである。これら結果は、Y-791491 と Y-791493 がペアであることを支持している。一方、モード組成は、多少異なり、Y-791491 には斜長石が、Y-791493 にはオーザイトがそれぞれ欠乏している。しかし、Y-791491 中のオーザイトも、Y-791493 中の斜長石もごくわずかに局所的に分布しており、モード組成のわずかな違いは、二次元的な不均質性であるとする説明ができる。同様の指摘は McCoy et al. (1997a)においても行われている。したがって、本研究では、Y-791491 と Y-791493 はペアであるとする(以降、二つ合わせて通称する時は Y-791491/3 と略記する)。

7.2.3. 中間的試料

本研究で分析した 15 試料のうち 5 試料がアカプルコアイトとロドラナイトの中間的な特徴を持つことが明らかとなった。この割合(~30%)は、アカプルコアイト・ロドラナイト族全体(150 個)に対する中間的試料(15 個 (Meteoritical bulletin database, Dec., 2017 accessed))の割合と比較すると明らかに多く、ペアである可能性が考えられる。

本研究で用いた試料のうち、Y 981670 と Y 981725 は、鉍物粒径、輝石と斜長石の化学組成が類似しており (Fig. 6.30, 30)、ペアである可能性がある (Table 6)。両者のモード組成は異なっているが (Fig. 6.17)、この差は試料の不均質性であるとする説明することができる。一方、かんらん石、クロマイトの化学組成は異なっている (Fig. 6.28, 35)。したがって、本研究では、Y 981670 と Y 981725 がペアであるかどうか、本研究の結果だけでは判断できなかった。その他の中間的な試料は、明らかに岩石組織、化学組成が異なり (Table 6)、本研究ではそれぞれ独立の隕石であることを提唱する。

7.3. アカプルコアイト・ロドラナイトの形成過程

本研究では、岩石組織、鉍物産状、鉍物化学組成、岩石ファブリックから、それぞれの試料の溶融分化過程の推定を行った。また、輝石温度計、かんら

ん石クロマイト温度計により平衡温度推定を行った(Table 17)。

7.3.1. アカプルコアイト

すべてのアカプルコアイトは、ほぼ溶融を経験していないことが提唱されている(McCoy et al. 1996; Palme et al. 1981)。Y-74063、Acapulco には、微細なトロイライト脈が存在し、わずかな FeNi-FeS 部分溶融を経験していると推定される。McCoy et al. (1997b)による部分溶融度の推定基準に基づく、<1 vol%の部分溶融を経験していることが推定される。

FeNi-FeS 部分溶融は、Y 982003/4 で、最も大規模であった可能性がある。Y 982003 中に存在する巨大 FeNi 結晶体は、FeNi-FeS 部分溶融を暗示している。モード組成のトロイライト/鉄ニッケル合金比は、Acapulco(1.2)と比較すると Y 982003 では著しく小さく(0.1)、Y 982004 では、わずかに小さい(0.6)。Y 982003 と Y 982004 のトロイライト、鉄ニッケル合金含有量の違いも、FeNi-FeS 部分溶融メルトは、流動的であったことを暗示している。

これらの Y 982003/4 の特徴は、アカプルコアイトの一種 Monument Draw に非常に類似する。Monument Draw は、試料内に少なくとも 6 cm の鉄ニッケル合金から成るトロイライトの脈を持つことが報告されている(McCoy et al. 1996, 2006b)。McCoy et al. (1996)は、Monument Draw 中の鉄ニッケル合金とトロイライトの分布は不均質であることを指摘している。さらに、Monument Draw 中には残存コンドリュールが存在することを報告している。

McCoy et al. (1997b)は、これらの特徴から Monument Draw は、~2-3 vol% の FeNi-FeS 部分溶融を経験していることを示している。これらの Monument Draw の特徴は、Y 982003/4 の不均質な鉄ニッケル合金、トロイライトのモード組成、不均質な岩石組織と非常によく類似している。したがって、Y 982003/4 は、Monument Draw と同様の~2-3 vol%の FeNi-FeS 部分溶融を経験したことが推定される。

Acapulco の岩石組織は、再結晶組織を形成する強い熱変成作用を経験したことを示している。一方、Y-74063、Y 982003、Y 982004 の岩石組織は、試料内に不均質性を残しており、完全な再結晶化を伴う熱変成作用を経験していないと考えられる。

輝石の平衡温度は、Acapulco が最も高い平衡温度を示し、低 Ca 輝石の組成から~810-1060 °C、オージャイトの組成から、~950-1100 °C であることが推

定された。一方、Y-74063、Y 982003/4 は、Acapulco と比較すると低い平衡温度を示し、低 Ca 輝石の組成から~760-1060 °C、オーザイトの組成から、~880-1010 °C であることが推定された(Table 17)。輝石の平衡温度が比較的高温での冷却過程で形成されたとすると、これらの結果はアカプルコアイトが FeNi-FeS の溶融を経験したと調和的である。

かんらん石-クロマイトの平衡温度も輝石の平衡温度と同様の傾向を持ち、Acapulco が最も高い平衡温度を持ち、~790-830 °C であると推定された。一方、Y-74063、Y 982003、Y 982004 は~750-780 °C であると推定された。

これらの結果から、アカプルコアイトは、FeNi-FeS 共融点(~980 °C)に達し FeNi-FeS 部分溶融メルトを形成したが、ケイ酸塩鉱物の溶融温度(~1050-1100 °C)には達しなかったと推定される。本研究の結果は、アカプルコアイトの岩石組織の再結晶化の度合い、部分溶融度、平衡温度が明瞭な関係性を持たないことを示している。

7.3.2. ロドラナイト

ロドラナイトは部分溶融により形成した溶け残り岩であることが提唱されている(Keil and McCoy 2017; McCoy et al. 1997a)。全ての試料が斜長石やトロイライトに乏しいことから、トロイライト成分に富む FeNi-FeS メルトの流出の後、ケイ酸塩鉱物の融点(~1050 °C)以上の加熱を受け、斜長石、オーザイト成分に富むメルトの流出を経験したことが推定される。これらの試料は、少なくとも斜長石やオーザイトをほぼ完全に損失する程度のケイ酸塩部分溶融(~10-15 vol%)を経験したと推定される(McCoy et al. 1997b)。

ケイ酸塩部分溶融がどの程度まで進んでいたかは試料により大きく異なる。Y-791491/3 は、~10-15 vol%部分溶融を経験したとするこれまでに想定されていた典型的なロドラナイトの形成過程と最も調和的である。Y-791491/3 のモード組成に基づくと、ケイ酸塩部分溶融の規模は、二つの推定ができる。Goodrich (1999)によるケイ酸塩メルトの部分溶融による溶け残り岩のケイ酸塩含有量の計算に基づくと、Y-791491/3 の斜長石、オーザイトをわずかに含むモード組成は、~15 vol%ケイ酸塩部分溶融と調和的である(Goodrich (1999)の計算結果は、Appendix を参照)。Y-791491 のかんらん石が低 Ca 輝石よりわずかに多いモード組成を考慮すると、Y-791491/3 は、低 Ca 輝石の溶融、流出を含むケイ酸塩溶融を経験している可能性がある。したがって、Y-791491/3 は、>15 vol%

の部分溶融によって形成した溶け残り岩であると推定される。この推定は、先行研究によるものと調和的である(Goodrich 1999; McCoy et al. 1997a; Nagahara and Ozawa 1986)。

一方、Y-74357、NWA 2235、NWA 7312 は単純な部分溶融とメルト流出だけでは説明することが難しい特徴を持つ。Y-74357、NWA 2235 のモード組成は、かんらん石に富むモード組成を持つ。これらのモード組成は、Goodrich (1999) の計算に基づく $\sim 35\text{-}40\text{ vol\%}$ 以上のケイ酸塩部分溶融により形成した溶け残り岩と一致する。しかし、この場合、斜長石やオーグサイトは、溶け残り岩から完全に流出することが予想され、Y-74357、NWA 2235 に含まれる斜長石やオーグサイトの存在と不調和である。これらのモード組成を説明するためには、単純な部分溶融とそれに引き続くメルト流出だけではなく、メルトの流入や集積作用、結晶分別作用が必要である。

NWA 7312 のかんらん石、低 Ca 輝石の組成は、非常に Mg に富んでおり、他の典型的ロドラナイトより強い部分溶融、もしくは、還元作用を経験したことを示唆している(Fig. 6.18, 6.18)。かんらん石、低 Ca 輝石の粒界および割れ目におびただしい量の不透明相(鉄ニッケル合金、トロイライト)が含まれることから、NWA 7312 が強い還元作用を受けたことが推測される。

一方、かんらん石、低 Ca 輝石の Mg/Mn 値(かんらん石: 470、低 Ca 輝石: 320)は、他のロドラナイトと比べ非常に高く(かんらん石: $\sim 170\text{-}300$ 、低 Ca 輝石: $\sim 100\text{-}180$)、還元作用のみで Fe/Mn-Fe/Mg 値の特徴を説明することはできない(Fig. 7.4)。Mg/Mn 値は、部分溶融により形成した溶け残り岩で高くなることが示されている(Goodrich and Delaney 2000)。この解釈に基づく、NWA 7312 は、通常のロドラナイトより大規模な部分溶融、メルトの流出を経験したことが推定される。

先行研究による部分溶融による鉱物含有量変化、鉱物化学組成の推定に基づく、別の形成過程が推定される。Goodrich (1999)による計算結果に基づく、 $20\text{-}30\text{ vol\%}$ 部分溶融の後の溶け残り岩は、かんらん石含有量が低 Ca 輝石含有量を上回ることを示している。この場合、かんらん石よりも低 Ca 輝石が多い NWA 7312 のモード組成は、 $20\text{-}30\text{ vol\%}$ 以下のケイ酸塩鉱物部分溶融の後に形成した溶け残り岩であると解釈される。しかし、この形成過程ではかんらん石、低 Ca 輝石の高い Mg/Mn 値を説明することができない。

NWA 7312 が非常に強い還元環境で形成したと推定されることを考慮す

ると、強い還元環境での部分溶融によりモード組成が説明できるかもしれない。Folco et al. (2006)は、酸素フュガシティを変化させ、部分溶融後の溶け残り岩の組成を推定している(Appendix Table S7.1)。非常に還元的な環境での溶融を考えた場合においても(酸素フュガシティ $\Delta\text{FMQ}-6$)、NWA 7312 の鉱物含有量、化学組成によく一致する溶け残り岩は、1200 °C にて 37 wt% 部分溶融(15 wt%: ケイ酸塩メルト、22 wt%: FeNi メルト)によって形成した場合である。したがって、部分溶融とそれに引き続くケイ酸塩部分溶融メルトの流出だけでは NWA 7312 の鉱物モード組成と鉱物化学組成を整合的に説明できない。

NWA 7312 中かんらん石の CaO 含有量もこれらの計算結果に不調和である。かんらん石中の CaO 含有量は、形成温度に比例することが示されている(Köhler and Brey 1990)。ほかのロドラナイト(<0.05 wt%)より多い NWA 7312 中かんらん石の CaO 含有量(~0.13 wt%)は、NWA 7312 が他のロドラナイトより高温で形成したことを暗示している。

NWA 2235 と NWA 7312 のかんらん石ファブリックは、形成過程を解明する手がかりを与える。NWA 2235 のかんらん石ファブリックは、[010]に集中を持つ。このタイプのかんらん石 LPO は、マグマ中での結晶の集積作用、もしくは、固相変形によって形成する。

集積作用によるかんらん石 LPO の発達は SPO を伴うことが多い(Benn and Allard 1989)。NWA 2235 かんらん石の伸長方向の頻度分布は 90°に集中する(Fig. 7.1)。この SPO の集中はかんらん石 LPO の集中方向にほぼ垂直である(Fig. 6.40)。NWA 2235 が集積作用によりかんらん石ファブリックを形成したことで調和的である。

これらの結果は、NWA 2235 は、母天体中のマグマ流動の弱い穏やかなマグマだまり底部において集積作用によって形成され、平坦な(010)面を持つ自形かんらん石の積み重ねによりかんらん石ファブリックが発達したこと解釈できる(Benn and Allard 1989)。

NWA 2235 がマグマだまり底部で集積作用により形成したとすると、岩石鉱物学的な特徴も説明することができる。NWA 2235 中の低 Ca 輝石は、アメーバ状の結晶として産し、ポイキリティックにかんらん石を包有する。さらに、K を含む Si-, Al-rich ガラスをかんらん石が含むこと、低 Ca 輝石はかんらん石を包有している。

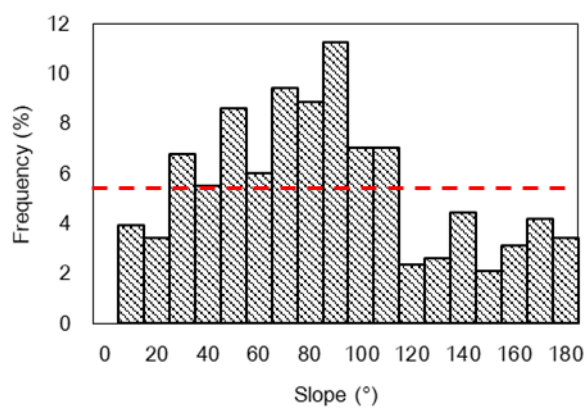


Fig. 7.1. NWA 2235中かんらん石結晶の伸長方向の頻度分布. 赤破線は均等分布を示す.

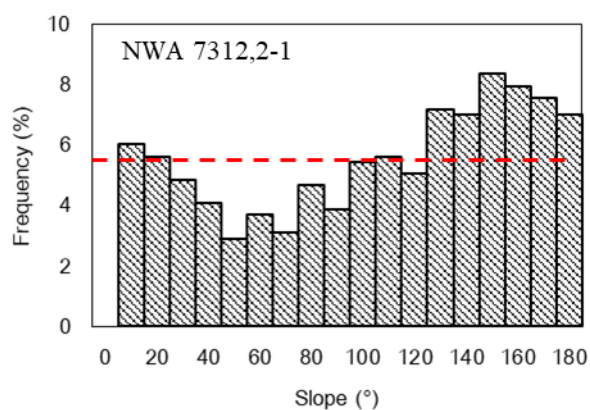
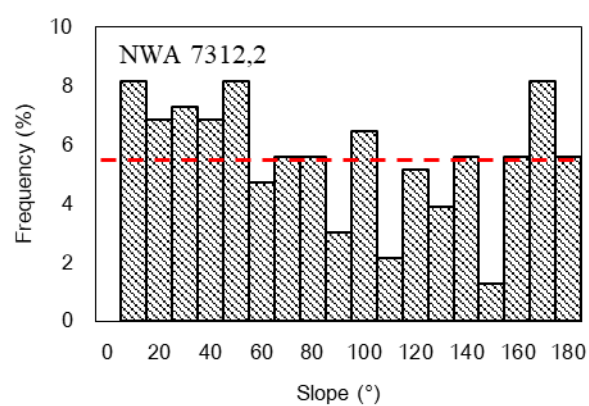
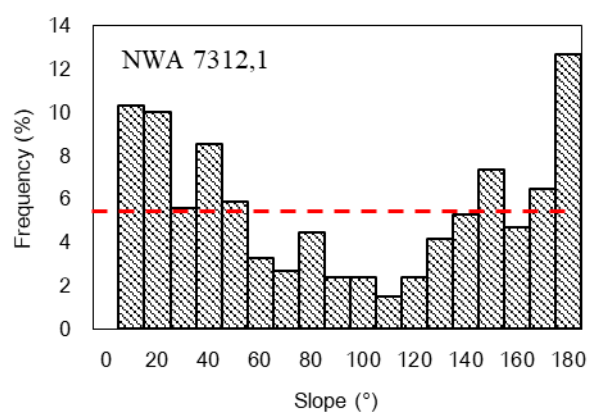


Fig. 7.2. NWA 7312中かんらん石結晶の伸長方向の頻度分布. 赤破線は均等分布を示す.

もし、NWA 2235 はメルト中で自由成長したかんらん石の集積作用により形成し、かんらん石粒間に捕獲した輝石成分に富むメルトが粒間に結晶化したことによりポイキリティック組織を獲得したとすると、これらの岩石学的特徴も説明することができる。

NAW 2235 の全岩化学組成もこの推定と調和的である。Hidaka et al. (2012)は、NWA 2235 の非磁性部分(主にケイ酸塩鉱物部分)が親長石元素、親銅元素(Se)に欠乏していることを明らかにした。さらに、他のロドラナイトは、HREE に対し LREE に乏しい特徴を持つが(CI normalized La/Yb = <0.6)、NWA 2235 は HREE に対し LREE に富んでいることを明らかにした(CI normalized La/Yb = ~2)。他のロドラナイトが部分溶融による溶け残り岩である一方、NWA 2235 が集積岩であるとするこの REE の特徴を説明することができる。

一方、NWA 7312 のかんらん石ファブリックは、[100]と[010]に集中を持ち[010]が帯状分布を持つ。このかんらん石ファブリックは固相変形により発達する D タイプファブリックに類似する(固相変形についての詳細は下述)。しかし、NWA 7312 は[100]だけでなく、[010]にも強い集中を持ち、通常の D タイプファブリックとは異なる(e.g., Ismail and Mainprice 1998)。

もし、NWA 7312 が固相変形を経験する前に、NWA 2235 のようにマグマだまりでの集積作用で既に[010]の極集中、他の軸の帯状分布を持つかんらん石ファブリックが形成していたとすると、このような特徴を説明できる。かんらん石伸長方向の頻度分布の分析の結果、NWA 7312,1、NWA 7312,2-1 中かんらん石は、それぞれ試料 X 方向に、試料北西方向から南東方向に伸長方向が偏っている(Fig. 7.2)。この特徴は、NWA 2235 の場合と同様にマグマだまりにて、かんらん石が集積したと解釈できる。

一方、かんらん石の SPO 集中方向は、LPO の[010]集中方向とわずかに異なる(Fig. 6.40)。強い変形を経験すると、かんらん石結晶の形が変形することが知られている(Michibayashi 2006)。もし、集積時に獲得した SPO が、D タイプファブリック形成時に、上書きされたとすると、伸長方向と[010]集中方向の不一致を説明することができる。したがって、NWA 7312 は部分溶融に加えて、集積作用を経験したことが推測される。

Y-74357 は、マグマ流動により発達するかんらん石ファブリックを示さず、集積作用を経験したことを示さない。しかし、マグマが層流ではなく、乱流

であったとすると集積による仮説は否定できない。

輝石温度計により求められた平衡温度は、低 Ca 輝石からは、890-1200 °C、オーザイトからは、900-1130 °C が推定され、アカプルコアイト(低 Ca 輝石: <1050 °C, オーザイト: <1100 °C)と比較すると高温を示す(Table 17)。また、ラメラを持つ輝石のバルク組成から推定される結晶化温度は、最大で~1170 °C である。

かんらん石-クロマイトの平衡温度は、Y-791491/3 は、720-790 °C を NWA 2235 はやや高温な 790-830 °C を示す。この温度は、アカプルコアイトのものと比較するとほぼ同様のものである。

以上の考察から、ロドラナイトはアカプルコアイトより強い加熱を受け部分溶融、さらにマグマだまりでの集積作用を経験していることが示唆される。

本研究では、NWA 7312 と Y-791491 に特徴的なかんらん石ファブリックが発達していることが明らかとなった。これらのかんらん石ファブリックは、母天体の固相変形に関する情報を与える。

Y-791491 に確認されたかんらん石 LPO は、[010]集中を持つ。このタイプは、NWA 2235 の場合のようなマグマ中での集積作用、もしくは、固相変形で形成される。もし、マグマ中においてかんらん石ファブリックが発達した場合、NWA 2235 のように、かんらん石 LPO と SPO の集中に関係性があることが予想されるが、Y-791491 のかんらん石伸長方向の頻度分布は、ほぼ一様であり特定方向への集中は持たない(Fig. 7.3)。さらに、Y-791491 の岩石鉱物学的特徴は、マグマだまりでの形成などの大規模溶融を支持しない。これらを考慮すると、Y-791491 に見られるかんらん石 LPO は、マグマ中での集積作用によって発達したとは考えづらい。したがって、Y-791491 にみられるかんらん石ファブリックは、固相変形によって形成した可能性が考えられる。

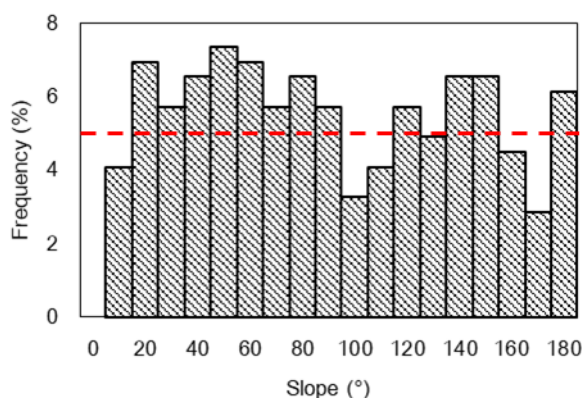


Fig. 7.3. Y-791491 中かんらん石結晶の伸長方向の頻度分布. 赤破線は均等分布を示す.

Y-791491 に確認されるかんらん石ファブリックは、固相変形によるファブリックのうち AG タイプファブリックに相当し(Ismail and Mainprice 1998)、特殊な変形条件で変形することで発達することが報告されている。現在提唱されている形成メカニズムは、高压下(~3 GPa)での変形(Jung et al. 2009)、高い含水量(~350 ppm H/Si)での変形(Jung et al. 2014)、数%のメルトが存在した条件での変形(Holtzman et al. 2003)、そして低 Ca 輝石が多く含まれる条件での変形である(Sundberg and Cooper 2008)。

これらの形成メカニズムの中で、Y-791491 の岩石学的特徴と最も調和的なものは部分溶融メルトの存在下での変形である(Holtzman et al. 2003)。Y-791491/3 中に斜長石、オーザイトが含まれることから、斜長石、オーザイトの完全な固化前に変形を経験したと仮定すると AG タイプのかんらん石ファブリックが発達することが想定される。

~3 GPa のような高压下での変形は、非常に巨大な母天体(半径>1000 km)が要求され、想定されるアカプルコイト・ロドラナイト母天体像とは不調和である(Fig. 7.6) (詳細は下述)。高い含水量での固相変形は、Y-791491 が溶け残り岩であることと不調和である。なぜなら、 H_2O はケイ酸塩メルトに非常に強く分配され、部分溶融メルトとその流出によりかんらん石は脱水したことが推定されるからである(e.g., $D_{H_2O}^{Fo/silicate\ melt} = 0.0001-0.0003$, (Grant et al. 2007))。

一方、NWA 7312 の岩石ファブリックは、より詳細な変形過程の手がかりを与える。NWA 7312 に確認されたかんらん石ファブリックは、D タイプファブリックに相当する。このタイプのかんらん石ファブリックは、固相変形に特有なものであり、[100]{0kl}のすべり系での転移クリープにより形成される。

D タイプファブリックの形成条件は、変形実験により制約が与えられており、高温環境、無水環境、高応力、そしてメルトを含まないという条件を満たした場合の変形により発達する(Mainprice 2007)。

NWA 7312 の低 Ca 輝石ファブリックは、固相変形を経験したとする仮説と調和的である。Karato et al. (2008)は、低 Ca 輝石の[001]、D タイプファブリックを示すかんらん石の[100]は、変形方向に集中することを示している。NWA 7312 の低 Ca 輝石の[001]集中方向は、かんらん石[100]方向とほぼ一致している(Fig. 6.43, 42)。したがって、NWA 7312 の低 Ca 輝石ファブリックもかんらん石ファブリックと同様に、固相変形により発達したと考えられる。

NWA 7312 は、マグマだまりでかんらん石、低 Ca 輝石の集積により形

成し、固化後に比較的高速の変形を経験し、かんらん石ファブリックが発達したと考えられる。NWA 7312 は他のロドラナイトと比較すると、複雑な溶融過程、固化後の進化過程を経験したと考えられる。

固化後に、ロドラナイトの形成領域では、メタソマティズムが発生していたことが推定される。すべてのロドラナイトは、かんらん石の縁にトロイライトと輝石の微小結晶集合体を含む。McCoy et al. (1997a) はロドラナイト中に同様の組織を観察しており、かんらん石と硫黄に富む流体との反応による産物であることを提唱している。本研究の結果は、ロドラナイト中で同様の反応が起っていたことを支持する。

本研究の結果は、ロドラナイトは、これまでに想定されていた部分溶融だけではなく、マグマだまりの形成、集積作用、結晶分別作用を経験していることを示している。さらに、一部のロドラナイト Y-791491、NWA 7312 は、固相変形を経験していることが明らかとなった。

7.3.3. 中間的試料

先行研究による報告では、アカプルコアイトとロドラナイトの中間的な特徴を持つ試料は非常に少ない。EET 84302、GRA 95209 はアカプルコアイトとロドラナイトの中間的な試料であることが提唱されている(Floss 2000; Keil and McCoy 2017; McCoy et al. 1997a, 1997b)。これらは、アカプルコアイト(~150-200 μm)とロドラナイト(~500-600 μm)の中間的な苦鉄質鉱物の平均粒径(~200-400 μm)、ロドラナイトと比較すると斜長石に富むモード組成(~4-13 vol%)、アカプルコアイトと比較するとトロイライトに乏しいモード組成(モード組成トロイライト/(トロイライト+鉄ニッケル合金) = <0.1)といったアカプルコアイトとロドラナイトの中間的な岩石学的特徴を持つ(McCoy et al. 1997a, 2006a)。McCoy et al. (1997a; 2006a)は、これらの斜長石は苦鉄質鉱物の粒間に存在すること、オーグサイトが斜長石に伴い産することを指摘し、これらはケイ酸塩鉱物の部分溶融を経験していることを提唱した。Floss (2000)は、これらの微量元素組成を明らかにし、アカプルコアイトとロドラナイトの中間的組成を持つ、もしくは異なる特徴を持つことを指摘した。現在、中間的試料は、FeNi-FeS 部分溶融のみ経験したアカプルコアイトと強い加熱によりケイ酸塩メルトの流出を経験したロドラナイトの中間的な形成過程を持つと考えられている。

現在提唱されている形成過程は以下である：1. FeNi-FeS 共融点まで加熱

され、FeNi-FeS 部分溶融を経験する、2.トロイライト成分に富むメルトの流出を経験する、3.わずかにケイ酸塩鉱物の融点を上回る温度まで加熱されケイ酸塩部分溶融を経験する、4.ケイ酸塩部分溶融メルトの流出は経験せず、ケイ酸塩メルトはその場固化する。

本研究では、5 試料がアカプルコアイトとロドラナイトの中間的な特徴を持つことが明らかとなった。本研究で中間的試料として判断した基準として、以下があげられる。1. アカプルコアイトと比較して非常に低いトロイライト/鉄ニッケル合金比を持つ(モード組成比: ~0.1)。2. ロドラナイトと比較すると明らかに斜長石に富む(~10 vol%)。3. ケイ酸塩鉱物の部分溶融を暗示する岩石組織。本研究の結果では、中間的な試料に分類される試料は、広い幅の苦鉄質鉱物平均粒径を持ち、岩石組織は中間的試料の確実な指標とはならなかった。

Y 981505 は、初期分類では、アカプルコアイトに分類されているが、中間的試料の特徴を持つ。Y 981505 の細粒組織は、アカプルコアイトのものに類似しており、中間的試料の中では、最も弱い加熱を経験したことが推定される。鉄ニッケル合金に富み(23.3 vol%)、トロイライトに著しく乏しい(1.5 vol%)モード組成は、トロイライト成分に富む FeNi-FeS 部分溶融メルトの流出を経験していることを示している。

斜長石、オーザイトから成る脈状組織は、Y 981505 がわずかな斜長石、オーザイトを主体とするケイ酸塩部分溶融メルトが形成していたことを示す。斜長石の組成は、アカプルコアイト(K: ~0.5-0.8 wt%)と比較すると、明らかに K に乏しい(~0.3 wt%)。この組成は、ケイ酸塩鉱物の部分溶融に引き続くメルト流出の結果である可能性が考えられる。これらの特徴は、典型的なアカプルコアイト(~1 vol% 部分溶融)ではなく、EET 84302 などの中間的試料に類似する(McCoy et al. 1997b)。

Y 981505 がわずかなケイ酸塩部分溶融メルトの流出を経験したとする仮説は、Y 981505 の全岩化学組成と調和的である。Hidaka et al. (2012)は、Y 981505 の非磁性部分(主にケイ酸塩部分)の全岩組成を分析し、親石元素が、典型的なアカプルコアイトに比べ、著しく不適合元素(LREE、K)に乏しく、中間的試料に類似することを明らかにした。この全岩化学組成の特徴は、初期部分溶融メルトが流出したことを示している。

一方、Y 981505 がトロイライト成分に富む FeNi-FeS 部分溶融メルトの流出を経験したとする仮説は、全岩化学組成と不調和である。Hidaka et al. (2013)

は、アカプルコアイト・ロドラナイト族の磁性部分(主に鉄ニッケル金属部分)の全岩化学組成を分析し、アカプルコアイト、ロドラナイトが強い親鉄元素 W、Os、Ir、Pt に富むことを明らかにした。彼らは、Pt/Ni、Ir/Ni、W/Re 比が部分熔融と相関していることを指摘し、強親鉄性元素の存在度は、FeNi-FeS 部分熔融メルトの流出に関係することを提唱した。

しかし、Hidaka et al. (2013)は、Y 981505 中の磁性部分は、アカプルコアイト、ロドラナイトに比べ、Re、Ir、Pt に乏しいことを明らかにした。彼らは、Y 981505 の Pt/Ni、Ir/Ni、W/Re 比は、アカプルコアイト、ロドラナイトと逆の傾向を持つことを指摘し、Y 981505 の磁性部分は、FeNi-FeS 部分熔融による部分熔融メルトの組成を表していることを提唱した。

もし Y 981505 の FeNi-FeS が部分熔融のメルトに対応する場合、Y 981505 のモード組成はトロイライトに富むはずである。なぜならば、FeNi-FeS の部分熔融メルトはトロイライト成分に富むからである。例えば、共融点での部分熔融メルトは 85 wt% のトロイライトを含む(McCoy et al. 1996, 2006b)。しかし、Y 981505 の観察結果は、そうではなく、トロイライトに乏しい。

単純な部分熔融メルトとそれに引き続くメルトの流出だけでは、モード組成、全岩化学組成両方の特徴は、説明することができない。モード組成、全岩化学組成を説明するためには、Y 981505 にトロイライト成分に富む FeNi-FeS の流入した後、さらにトロイライト成分に富む FeNi-FeS が流出するといった複雑な FeNi-FeS 熔融史が必要であると考えられる。

Y 981619、Y 981670、Y 981725 は、Y 981505 よりもさらに強い加熱を経験したと推定される。これらの苦鉄質鉍物粒径は、典型的なアカプルコアイトとロドラナイトの中間的なものである(90-220 μm)。このような特徴は、中間的試料 EET 84302 と類似している(McCoy et al. 1997a)。これらの斜長石含有量は、アカプルコアイトと同様である(10-19 vol%)。一方、斜長石の化学組成は、アカプルコアイトと比べると明らかに組成幅が広く、斜長石に富むケイ酸塩メルトの形成の後にその場固化することで組成幅が広がったと推測される。

Y 981988 は、中間的試料の中では最も強い加熱を経験している。Y 981988 のかんらん石、低 Ca 輝石は非常に粗粒化しており(それぞれの平均粒径は $\sim 330\ \mu\text{m}$ 、 $\sim 400\ \mu\text{m}$)、ロドラナイトと類似する(平均粒径：かんらん石 $\sim 230\text{-}390\ \mu\text{m}$ 、低 Ca 輝石 $\sim 270\text{-}480\ \mu\text{m}$)。斜長石含有量は、アカプルコアイトと同様である(10 vol%)。一方、ポイキリティックにかんらん石、低 Ca 輝石を包有するオー

ジャイトの存在、かんらん石、低 Ca 輝石を部分的に包有する粒間充填状斜長石の存在は、Y 981988 は、比較的大規模なオージャイト、斜長石成分に富むケイ酸塩部分溶融メルトの形成を経験したことを示している。

これらの中間的試料の岩石学的特徴、鉱物学的特徴をまとめると、Y 981505、Y 981619、Y 981670、Y 981725 は、これまでに想定されていたようなトロイライト成分に富む FeNi-FeS メルトの流出の後に、わずかにケイ酸塩鉱物の融点(~1050 °C)をわずかに上回る加熱を経験しその場固化したことが推定される。

一方、Y 981988 の形成過程を推定することは非常に難しい。Y 981988 は、トロイライトに乏しいモード組成を持つことから、他の試料と同様トロイライト成分に富む FeNi-FeS 部分溶融メルトの流出を経験していることが推定される(McCoy et al. 1997b)。一方、ポイキリティックにかんらん石や低 Ca 輝石を取り囲む斜長石とオージャイトの組織は、これらの大部分がケイ酸塩部分溶融メルトから結晶化したことを暗示している。もし、オージャイト(~5 vol%)、斜長石(~10 vol%)がほとんど溶融していたとすると、Y 981988 は、少なくとも~15 vol%のケイ酸塩部分溶融を経験していることになる。これらの部分溶融度は典型的なロドラナイトとほぼ同様の部分溶融度(~10-20 vol%)である(McCoy et al. 1997b)。もし、この場合、部分溶融メルトの量が~15 vol%に達しても部分溶融メルトは Y 981988 から流出しなかったことが推定される。

すべての中間的試料は、かんらん石の縁にトロイライトと輝石の微小結晶集合体を含む。この組織は、ロドラナイトに観察されたものとほぼ同様である。中間的試料もロドラナイトと同様に、McCoy et al. (1997a)が提唱するような、硫黄に富む流体との反応を経験していると考えられる。Y 981619 の一部のかんらん石は粒子全体が完全にトロイライトと輝石に置換されており、本研究で用いた試料で最も強い影響を受けたと考えられる。

輝石の平衡温度は Y 981988 とそれ以外の試料で異なる。Y 981505、Y 981619、Y 981670、Y 981725 は、低 Ca 輝石の組成から~780-1070 °C、オージャイトの組成から、~880-1050 °C であることが推定された(Table 17)。また、離溶ラメラを含む輝石の化学組成から、輝石は最大 1090 °C で結晶化したことが推定された。この結果は、ケイ酸塩鉱物の融点(~1050-1100 °C)より高い温度であり(McCoy et al. 2006b)、これらの試料が、ケイ酸塩部分溶融メルトの生成を経験し

ているとする推定と調和的である。

一方、Y 981988 は低 Ca 輝石の組成から~860-1300 °C、オーザイトの組成から、~880-1450 °C であることが推定された。バルク組成分析からは、輝石は最大で 1310 °C で結晶化したことが推定された。この推定は、Y 981988 が他の中間的試料よりも大規模に熔融していたとする仮説と調和的である。

一部のポイント分析の組成から求められた平衡温度がバルク組成により推定された結晶化温度を超えているが、これは、EPMA の空間分解能の限界により、周囲の相を含めた組成となっているからであると考えられる。

かんらん石-クロマイトの平衡温度は、すべて同様の平衡温度を示し、720-830 °C であると推定され、アカプルコアイト・ロドラナイトとの明瞭な違いは確認できない。

7.3.4. Y 983119 の形成過程

Y 983119 は、他のどのロドラナイトとも類似しない岩石学的特徴を持っている。アカプルコアイト・ロドラナイト族全体では、唯一 FRO 93001 が比較的類似する特徴を持つ。かんらん石、輝石、斜長石の化学組成は、アカプルコアイト・ロドラナイト族の組成幅の境界部にあたる。モード組成は、あきらかにロドラナイトと異なり、低 Ca 輝石に異常に富んでいる。

異常に低 Ca 輝石に富むモード組成は、Y 983119 が典型的ロドラナイトと異なる形成プロセスを持つことを示唆している。その鉱物モード組成は、Goodrich (1999)が推定した部分熔融により形成するどの溶け残り岩とも類似しない。

Folco et al. (2006)のメルト組成の計算結果では、典型的ロドラナイトを形成するような~15-20 wt%の部分熔融により発生したメルトは、斜長石(55 wt%)とオーザイト(19 wt%)に富んでおり、Y 983119 の特徴と異なる(Appendix Table S7.1)。一方、比較的大規模な部分熔融の場合(~80 wt%)であっても、Y 983119 の特徴と異なる。したがって、Y 983119 の特徴を部分熔融による溶け残り岩として説明することは難しい。

Folco et al. (2006)のメルト組成の計算のなかで、還元的な環境で($\Delta FMQ-6$)、~80 wt%の大規模な熔融(ケイ酸塩メルト : 55 wt%、FeNi melt : 24 wt%)によって形成したメルトから結晶化した岩石は、多量の Mg に富む低 Ca 輝石(Wo_{2.0}En₉₆)を含んでおり、Y 983119 の化学組成(Wo_{3.2}En_{96.8})、低 Ca に富むモ

ード組成(44.1-73.0 vol%)に類似する。

Y 9883119 のかんらん石含有量は Folco et al. (2007)の計算結果と少し異なっている。彼らの計算結果には、かんらん石は含まれない。しかし、Y 983119, 35 中には比較的豊富にかんらん石が含まれている。この不一致は、Y 983119 の母メルトが完全に結晶化する前に周囲に存在したロドラナイト的な岩石を捕獲したと仮定すると説明することができる。この仮説は、かんらん石が集合体として産すること、集合体内部のかんらん石-かんらん石粒界は、非常に明瞭であるが、集合体外部かんらん石-輝石、かんらん石-斜長石粒界には深いエンベイメントが見られる点と整合定である。一方、かんらん石に、メルト包有物が確認されたことから、いくらかのかんらん石はメルトから結晶化していると推定される。したがって、Y 983119 は大規模な溶融(<80 wt%)によって発生したメルトから結晶化した集積岩であると考えられる。この場合、もし、Y 983119 がメルトから結晶化したとすると、かんらん石、低 Ca 輝石中に豊富に含まれるメルト包有物の存在も、結晶成長中に捕獲したと考えると説明することができる。

Y 983119 中のメルト包有物は、かんらん石、輝石が結晶化する際に捕獲したメルト組成を保持していると推定される。Y 983119 中メルト包有物は、斜長石、アルカリ長石を多量に含んでおり珪長質である。さらにメルト包有物中には、しばしばルチルやバデレアイトを含んでいる。これらの結果から、メルト包有物の母メルトは K、Na、Ti、Zr などの不適合元素を多量に含む珪長質メルトであったことが推定される。さらに、メルト包有物中にはホルンブレンドや黒雲母が含まれる。これらは、少量の水を含んでおり(それぞれ~1.0 wt%、~2.1 wt%)、母メルトは含水ケイ酸塩メルトであったことが推定される。

粒間充填状の斜長石は、メルト包有物と異なり最終固化時のかんらん石、輝石の粒間に存在したメルトから結晶化したことが推測される。メルト包有物中には、アルカリ長石、アルバイト成分に富む斜長石が豊富に含まれているが、粒間充填状の斜長石の組成は、比較的アノーサイト成分に富み、アルカリ長石は確認されない。おそらく、これは Y 983119 が異なる段階のメルトを捕獲しているためであると推定される。

Y 983119,35 のかんらん石は、リム、割れ目に沿って、FeO が増加するゾーニングを持つ。このゾーニングは、FeO の増加とともにモル Fe/Mn 値も増加する。通常、火成作用によって形成される FeO の増加は、大きなモル Fe/Mn 値の変化を伴わない(Goodrich and Delaney 2000)。このゾーニングは、おそらく、か

かんらん石の固化後に発生した Fe-メタソマティズムによるものであると考えられる。

輝石温度計により、輝石の平衡温度は低 Ca 輝石の組成から~880-1270 °C、オージャイトの組成から、~890-1040 °C であることが推定された(Table 17)。また、離溶ラメラを含む輝石の化学組成から、輝石結晶化温度は最大 1280 °C であると推定された。これらの温度は、Y 983119 の高温での形成を反映していると考えられる。一方、かんらん石-クロマイト温度計は、~620-750 °C であり、他のサブタイプのものと比較すると(720-830 °C)、比較的低い温度を示す。この結果は、Y 983119 のかんらん石とクロマイトが他の試料と異なり低温に至るまで拡散を続けていたことを示している。

Y 983119 は、典型的ロドラナイトと大きく異なる特徴を持ち、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体の内部で大規模溶融が発生していた可能性を提示している。さらにメルト包有物は、これまでに知られていなかった不適合元素に富む含水ケイ酸塩メルトが母天体内に存在していた可能性を示唆している。

Table 17. Summary of estimated equilibration temperatures and cooling rates.

Sample	Pyroxene thermometer		Bulk		Ol-Chr thermometer	Am-Pl thermometer	Metallographic cooling rate (°C/Ma)
	Point LowCaPx	Augite	LowCaPx	Augite			
Acapulco	810-1060	950-1100			790-830		~100-1000
Y-74063	760-960	880-1010			750-780		~1000
Y 982003	1030-1050	970-990			720-724		
Y 982004	1000-1060	930-1010			.		
Y-981505	780-100	950-1050			720-750		~100-1000
Y 981619	880-1070	880-1120	970-1050	940-1090	780-830		~100-1000
Y 981670	910-1040	920-1100	1000-1020	940-1080	730-840		~0.1-10000
Y 981725	920-1050	950-1230	930-1010	960-1090	770-780		~100-1000
Y981988	860-1300	880-1450	1000-1230	990-1310	750-800		
Y-74357	990-1100	1020-1130					
Y-791491	890-1200	900-1130	1070-1090	920-1170	720-780		
Y-791493	880-1130		1040-1140		740-790		
NWA 2235	910-1120	920-1090			790-830		
Y 983119	880-1270	890-1040	1040-1280	820-1080	618-752	730-790	~100-1000

Ol: olivine. Px: pyroxene. Pl: plagioclase. Chr: chromite. Am: amphibole

7.4. アカプルコアイト・ロドラナイト族の Fe/Mg-Fe/Mn システムの再考

Fe/Mg 値と Fe/Mn 値は、形成過程を推定する上で重要な指標となることが示されている。

Goodrich and Delaney (2000)は、溶融過程において、Fe/Mn 値に対して Fe/Mg 値が大きく変化すること、一方、酸化還元反応では、ほぼ一定の Mg/Mn 値に対して Fe 含有量が変化することに着目した。

Goodrich and Delaney (2000)は、コンドライト隕石の全岩化学組成は、ほぼ一定の Mg/Mn 値に従い Fe 含有量組成が変化すること、一方、月玄武岩や、火星隕石、HED 隕石などの大規模な溶融を経たと考えられる隕石の全岩化学組成は、一定の幅の Fe/Mn 値に対し大きな幅の Fe/Mg 値をとることを明らかにした。さらに、始原的エコンドライトの全岩化学組成の Mg/Mn 値がコンドライト的なほぼ一定な値を持つことを明らかにし、他のエコンドライトと部分溶融によって形成された溶け残り岩である始原的エコンドライトを区別できることを提唱している。Goodrich and Delaney (2000)は、アカプルコアイト・ロドラナイト族の全岩化学組成の Fe/Mg-Fe/Mn 値が、コンドライトと同様の傾向を持つことから、これらが溶け残り岩であることを提唱している。

Goodrich and Righter (2000)はロドラナイト中かんらん石の Fe/Mn-Fe/Mg 値を分析し、それらの値が、 $\text{Fe/Mn} = 101 \times (\text{Fe/Mg})^{0.74}$ に従うことを明らかにした。本研究による分析の結果、アカプルコアイト、中間的試料、Y 983119 と NWA 7312 を除くロドラナイトは、Goodrich and Righter (2000)の示す値にほぼ一致する Fe/Mn-Fe/Mg 値を持ち、Mg/Mn 値は~160-200 のであることが明らかとなった。

アカプルコアイト、中間的試料、多くのロドラナイト中の低 Ca 輝石の Fe/Mg-Fe/Mn 値は、かんらん石と同様の傾向を持ち、同様の Mg/Mn 値を持つ (~100-130)。Y 983119 と NWA 7312 を除くロドラナイトと中間的試料の化学組成、先行研究による化学組成から、低 Ca 輝石は、 $\text{Fe/Mn} = 79 \times (\text{Fe/Mg})^{0.85}$ に近い値を持つことが推定された(Folco et al. 2006; Hiroi et al. 1993; McCoy et al. 1996, 1997a; Patzer et al. 2004; Takeda et al. 1994a)。

一方、Y 983119、NWA 7312 は、Goodrich and Righter (2000)の予想する値から外れ高い Mg/Mn 値を持つ(かんらん石 Mg/Mn 値 470、低 Ca 輝石 Mg/Mn 値 300)。

これらの結果は、アカプルコアイト・ロドラナイト族に Fe/Mn-Fe/Mg シ

システムを適用できるか、いくつかの問題点を提起している。

一つ目の問題点は、アカプルコアイトとロドラナイトの Fe/Mn-Fe/Mg 値がほぼ変わらないことである。アカプルコアイトはロドラナイトの直接的な前駆物質と想定することができるため、ロドラナイトは部分溶融とそれに引き続くメルト流出を経験する過程で、アカプルコアイトより高い Mg/Mn 値を獲得するはずである。しかし、本研究では、アカプルコアイトの Fe/Mn-Fe/Mg 値とロドラナイトの値に違いは見られない(Fig. 7.4)。

二つ目は、ロドラナイト間での値の変化と岩石学的特徴の不一致である。Y-8002(Mg/Mn = 320 (Nagahara 1992)), Y 983119(300)、NWA 7312(470)は、他のロドラナイトより高い Mg/Mn 値を持っており(Fig. 7.4)、Goodrich and Delaney (2000)の解釈に従うと、より大規模な部分溶融を経て形成された溶け残り岩であると解釈される。

しかし、Y-8002 と Y 983119 は、比較的多量の斜長石を含み、より大規模な部分溶融により形成された溶け残り岩であるという解釈は不整合である(McCoy et al. 1997a; Nagahara 1992; Yugami et al. 1998b)。

Y 983119、NWA 2235、NWA 7312 は、集積岩である可能性があるが、かんらん石と低 Ca 輝石の Fe/Mn-Fe/Mn 値は、Goodrich and Delaney (2000)が示すような集積岩の傾向には従っていない。

岩石組織から推定される形成過程と Fe/Mg-Fe/Mn 値の間の不一致は、先行研究により分析された試料でも確認される。FRO 93001、LEW 86220 は、部分溶融メルトから結晶化したアカプルコアイト・ロドラナイト族隕石であることが報告されている(Folco et al. 2006; McCoy et al. 1997b)。もし、これらの隕石が部分溶融メルトの結晶化物であるとする、これらの隕石中のかんらん石、低 Ca 輝石は、他のロドラナイトよりも FeO に富み低い Mg/Mn 値を持つはずである。

しかし、FRO 93001 のかんらん石、低 Ca 輝石の Fe/Mn-Fe/Mg 値は、典型的ロドラナイト(それぞれ、140-250、40-70)と同様の Mg/Mn 値を持っている(それぞれ、160、101) (Folco et al. 2006; Hiroi and Takeda 1991; McCoy et al. 1997a; Nagahara and Ozawa 1986; Takeda et al. 1994a)。LEW 86220 の Fe/Mg-Fe/Mn 値は明らかにされていないが、低 Ca 輝石の組成は MgO に富み、他のアカプルコアイト・ロドラナイト族と類似する(低 Ca 輝石 : Fs 9.6、オージャイト : Fs 3.9) (McCoy et al. 1997b)。

これらの事実は、アカプルコアイト・ロドラナイト族は、Goodrich and

Delaney (2000)が示す Fe/Mn-Fe/Mg 値の変化に従わないことを示している。アカプルコアイト・ロドラナイト族の Fe/Mn-Fe/Mg の値が一致しない原因がいくつか考えられる。

一つ目は、強い還元状態での溶融である。Folco et al. (2006)は、MELTS プログラム(Asimow 1998)により、アカプルコアイトが部分溶融した際に生成されるメルトの組成、固化時の鉱物含有量、及び構成鉱物の端成分組成を示している。Folco et al. (2006)の計算結果は、非常に強い還元的環境で溶融した場合(酸素 fugacity = $\Delta\text{FMQ}-6$)、結晶化した部分溶融メルトを構成するケイ酸塩は、FeO に富まないことを示している。この結果は、強い還元環境下であれば、Goodrich and Delaney (2000)に示されるような Fe/Mg の変化は起きないことを示している。

二つ目の可能性は、アカプルコアイト・ロドラナイト隕石の前駆物質が非常に不均質は Fe/Mn-Fe/Mn 値を持っていた可能性である。しかし、ロドラナイトの直接的な前駆物質であることが想定されるアカプルコアイトの Mg/Mn 値は大きな不均質性を持たないことから(かんらん石 : 110-210、低 Ca 輝石 : 30-50) (Burroni and Folco 2008; Dhaliwal et al. 2017; Kimura et al. 1992; McCoy et al. 1996; Mittlefehldt et al. 1996; Palme et al. 1981; Patzer et al. 2004; Yugami et al. 1998b; Zipfel et al. 1995)、この可能性は限定的であると考えられる。

三つ目の可能性は、Y 983119、FRO 93001 および LEW 86220 が近接する溶け残り様岩石の組成と同化した可能性である。FRO 93001 は一連の Frontier Mountain におけるロドラナイトとペアであることが提唱されており、溶け残り岩から、溶融メルトまで一連の岩体をサンプリングしている可能性が提唱されている(Burroni and Folco, 200814)。LEW 86220 も試料内に細粒アカプルコアイト様の領域とメルトに相当する粗粒ガブロ様領域が共存している(McCoy et al. 1997b12)。Y 983119 も、完全な結晶化の前にロドラナイト的な捕獲岩を得た可能性が考えられる。したがって、メルト本来の化学組成の特徴がメルトの結晶化後に隣接する溶け残り岩の岩体と均質化した可能性が考えられる。

四つ目の可能性は、メタソマティズムの影響である。Goodrich and Delaney (2000)では、ユレイライトやコンドライト隕石にみられる Fe/Mn-Fe/Mg 値の変化は酸化還元反応で形成されたことを提唱している。本研究では、Fe/Mn-Fe/Mg 値の変化に二つの傾向が確認された。一つは、Goodrich and Righter (2000)に従う変化である。もう一つは、Y 983119、NWA 7312 のゾーニングに確認され

た傾向である。

この変化の一つの原因は、Fe-メタソマティズムであると考えられる。Fe-メタソマティズムは、Fe/Mn 値を上昇させることが報告されている(e.g., Floss et al. 2005)。Y 983119 は Fe-メタソマティズムを経験したことが推定されたため、Fe/Mn-Fe/Mg 値が影響を受けた可能性が高い。

一方、NWA 7312 の Fe/Mn-Fe/Mg 値を大きく変化させたプロセスは、明らかでない。Mg のゾーニングを示す割れ目や粒界にトロイライトが産することから、McCoy et al. (1997a) が示すような硫黄に富む流体とケイ酸塩鉱物の反応が発生していた可能性がある。

上記から Fe/Mn-Fe/Mg 値を乱すプロセスがアカプルコイト・ロドラナイト母天体で発生したと考えられる。したがって、Fe/Mn-Fe/Mg 値は必ずしも Goodrich and Delaney (2000) が示すような明瞭な指標とはならない。本研究では、岩石組織、鉱物モード組成の特徴がより重要であることを提唱する。

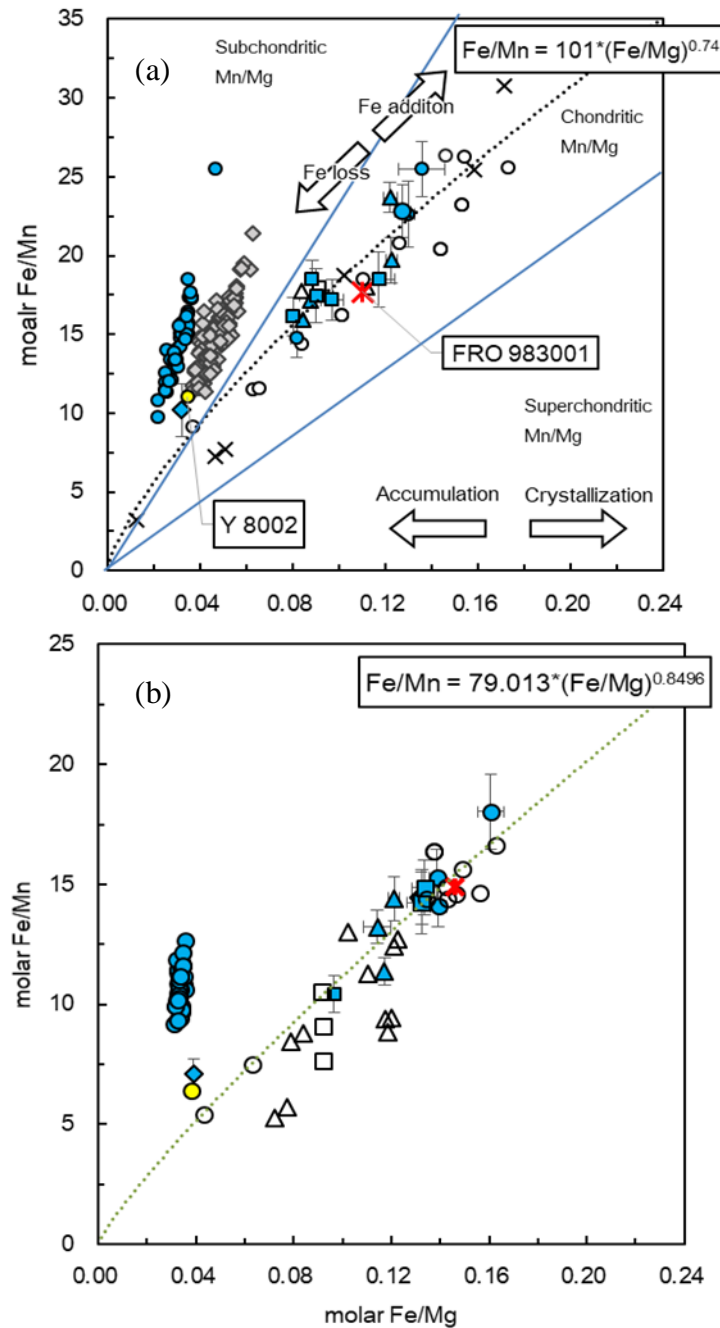


Fig. 7.4. アカプルコアイト・ロドラナイト族の Fe/Mn-Fe/Mg プロット. (a)かんらん石の値. 灰色シンボルは Y983119 のゾーニングを持つかんらん石. 図中青実線、黒点線は、Goodrich and Righter (2000)によるコンドライト領域とロドラナイトの近似線. (b)低 Ca 輝石. 緑点線は、本研究で求めたロドラナイトの近似線. 青色シンボルは、本研究により得られた値. NWA7312 以外は平均組成を示す. 空白シンボル、Y-8002、FRO 93001 は、先行研究の値 (Takeda et al. 1994; Hiroi and Takeda, 1991; Nagahara, 1992; McCoy et al., 1996; 1997a; 2006; Folco et al., 2006; Patzer et al. 2004)

7.5. 母天体の溶融分化過程

本研究では、様々な分化段階のアカプルコアイト・ロドラナイト族の試料を確認することが出来た。これらの特徴から、母天体での溶融分化過程を推測する。

本研究で最も始原的なものは、Y-74063 であり、アカプルコアイト・ロドラナイト族の始原物質の特徴をよく残していると推定される。前述のようにアカプルコアイト・ロドラナイト母天体の前駆物質は、ある種のコンドライトであったと考えられる。

母天体は、加熱を受けるにつれて、Acapulco のような再結晶等粒状組織へと変化していったと考えられる。FeNi-FeS 共融点である $\sim 980^{\circ}\text{C}$ に達すると、トロイライト成分を主体とするメルトが形成位する(McCoy et al. 1997b)。この過程で発生した FeNi-FeS 部分溶融メルトは、部分溶融が進むにつれてしだいに流動化し、Y 982003/4 に確認されるような不均質な脈状組織を形成したと考えられる。

アカプルコアイトがより強い加熱を受けると、中間的試料の特徴を持った岩石へと変化していくと考えられる。岩石学的特徴から加熱を受けるにつれて、FeNi-FeS 部分溶融メルト量が増え、トロイライトに富むメルトは流出すると考えられる。Y 981505 はおそらくこの段階で FeNi-FeS 部分溶融メルトの流入、流出を伴う非常に複雑な溶融史を経験している。

更なる加熱により、 $\sim 1050^{\circ}\text{C}$ でケイ酸塩鉱物の溶融が開始する(McCoy et al. 1997b)。Y 981619、Y 981670、Y 981725 は、 $\sim 5\text{ vol\%}$ 程度の溶融を経験し、この段階では、ケイ酸塩部分溶融メルトは流出しないことを示している。一方、この時生成されたケイ酸塩部分溶融メルトは、斜長石とオーザイト成分に富むことが予想される(McCoy et al., 2006a)。これらの中間的試料にみられる幅広い斜長石の化学組成は、斜長石の溶融、その場結晶化により形成された可能性が考えられる。

より強い加熱によりケイ酸塩部分溶融メルトが増加すると、ケイ酸塩部分溶融メルトが岩石から流出する。Y-74357、Y-791491/3 は、 $>15\text{ vol\%}$ の部分溶融を経験している。一方、Y 981988 のポイキリティックにかんらん石、低 Ca 輝石を取り囲む斜長石とオーザイトの存在は、 $\sim 15\text{ vol\%}$ のケイ酸塩部分溶融メルトが発生した場合でもメルトが岩石から流出しない可能性があることを示唆している。これまで、ロドラナイトは部分溶融により形成した溶け残り岩であると

考えられていたが、Y 983119、NWA 2235、NAW 7312 は、マグマだまりに由来する可能性を持つ試料である。

ロドラナイトと中間的試料の緻密な離溶ラメラを持つ輝石の組成は、最大で~1300 °C で結晶化したことを示しており、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、これまでの推定より(~1200 °C: e.g., McCoy et al. 1997a)強い加熱を受けていた可能性がある。さらに、Y 983119 の異常に低 Ca 輝石に富むモード組成は、大規模に熔融したメルト(<80 wt%)から結晶化した場合と整合的であり、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体の内部はこれまでの想定(~20 vol%: e.g., McCoy et al. 1997b)より、はるかに大規模に熔融していた可能性を示唆している。

7.6. 母天体深部でのマグマ流動

これまでは、部分熔融により発生したメルトは表層に流動し、ほぼ母天体からは流出し、失われたと考えられていた(McCoy et al. 1997b; Keil and McCoy 2017)。しかし、少なくともいくつかのメルトは、マグマだまりを形成していたことが明らかとなった。

新たに明らかとなったかんらん石ファブリックは、母天体深部のマグマ流動がどのように発生していたか推定する手がかりとなる。Nagahara and Ozawa (1986)は、Y-791493 中にかんらん石の[001]集中を持つことを明らかにし、母天体中で強いマグマ層流が発生していたことを提唱した。本研究では、Y-791493 のかんらん石ファブリックは、強い集中を示さないことが分かった。さらにNagahara and Ozawa (1986)の推定は分析点が少なく、推定誤差である可能性がある。さらに、NWA 2235、NWA 7312 のかんらん石ファブリックは、強い層流ではなく、停滞したマグマだまり底部での集積作用を示している。加えて、本研究で分析した全てのアカプルコアイト・ロドラナイト族が[001]集中のかんらん石ファブリックを持たないことから、母天体内で強いマグマ層流が発生したことを支持する結果は得られなかった。

7.7. 母天体の衝撃史

本研究で用いたアカプルコアイト・ロドラナイト族は、全て衝撃段階が S3 以下である。この観察結果は、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体が衝撃を経験しなかった、もしくは、非常に弱い衝撃を経験したと推定される。もし

くは、再結晶作用により衝撃の痕跡がかき消されえた可能性も考えられる。

冷却史は衝突史を考察する上で重要な手掛かりとなる(e.g., Yamaguchi et al. 2002)。テーナイトの化学組成を用いた冷却速度は、~400-600 °C の範囲で~100-1000 °C/Ma の冷却を経験したことを示唆している(Table 17)。

先行研究により、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、高温(~1000 °C)において<100 °C/Ma の徐冷を経験したのち、比較的低温(~400-600 °C)で 10^3 - 10^5 /Ma の急冷を経験したことが提唱されている(Bogard et al. 1993; McCoy et al. 1996, 1997a; Touboul et al. 2009; Zipfel et al. 1995)。McCoy et al. (1997a)は、この冷却史に基づき、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、比較的低温時に母天体破壊を伴う大規模な衝突を経験したことを提唱している。本研究の結果は、比較的低温時期に大規模衝突を経験したとする説と調和的である。

7.8. 母天体のメタソマティズム

母天体では、冷却の過程においてメタソマティズムが発生していたことが推定される。McCoy et al. (1997a)は、硫黄に富む流体がかんらん石と反応したことを提唱している。本研究の結果は、ロドラナイト、中間的試料のかんらん石、輝石の割れ目粒界にトロイライトと輝石の集合体が多数観察された。したがって、母天体のこれらの形成領域では、岩石の結晶化後に硫黄に富む流体によるメタソマティズムが発生していたことが考えられる。一方、本研究ではそのような組織はアカプルコアイトには確認されなかったことから、硫黄に富む流体によるメタソマティズムは、母天体の高温領域にのみ発生していた可能性が考えられる。

一方、Y 983119 には、Fe-メタソマティズムが確認された。Fe-メタソマティズムが Y 983119 にのみ確認されたことから、この作用は限定的に発生したと考えられる。

7.9. 母天体の固相変形

7.9.1. 固相変形を引き起こした惑星進化プロセス

本研究では、Y-791491、NWA 7312 ロドラナイトのかんらん石ファブリック分析の結果は、微惑星から原始惑星への進化において、かんらん石ファブリックの発達を伴う固相変形が発生していたことを明瞭に示している。現在のところ、微惑星から原始惑星への途上において、どのように固相変形プロセスが発

生していたかはほとんど明らかでない。本項では、かんらん石ファブリックを形成した変形がどのような惑星進化的なプロセスによって発生したか議論する。

前駆物質由来、母天体の集積時圧密

アカプルコアイト・ロドラナイト族の前駆物質はコンドライトであると考えられている(e.g., Rubin 2007)。前駆物質となるコンドライトが母天体へと集積する過程は、自明的に衝撃や圧密を伴うことから、かんらん石ファブリックを発達させる可能性がある。

本研究で分析した全てのアカプルコアイト、特に溶融を経験していないと推定される始原的なアカプルコアイト Y-74063、また全ての普通コンドライトは発達したかんらん石ファブリックを持っていない。この結果は、コンドライト的物質の集積、それに引き続く加熱過程でかんらん石ファブリックの発達が起こらなかったか、限定的であることを示している。

Bascou et al. (2012)は、Acapulco にかんらん石 LPO の集中、低 Ca 輝石 LPO の集中があることを報告しており、衝撃、もしくは埋没作用による固相変形によりかんらん石ファブリックが発達したことを提唱している。Bascou et al. (2012)が明らかにした Acapulco のかんらん石 LPO は最大 MUD5.5 であり、強い集中をもつが、極点図全体のかんらん石 LPO パターンは、特定の集中を持たない。さらに、かんらん石[100]の集中方向が変形方向であることを提唱しており、Bascou et al. (2012)は低 Ca 輝石の[100]とかんらん石[100]が一致していることを示しているが、もし、変形方向がかんらん石[100]の集中方向であるとする、低 Ca 輝石 LPO の[100]ではなく[001]が、かんらん石[100]の集中方向に一致するはずである(Karato et al. 2008)。したがって、彼らの提唱する議論が有効であるか疑問である。

もし母天体の埋没作用がかんらん石ファブリックを発達させたとする、Acapulco 以外のアカプルコアイトも同様のかんらん石ファブリックを持つはずである。しかし、上述のように、本研究の結果は彼らの結果と異なり、Acapulco を含む全てのアカプルコアイトはかんらん石ファブリックの発達を示さない。以上のことから、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体の集積過程に

においてかんらん石ファブリックは発達しなかったと考えられる。

天体衝突

天体衝突は、初期太陽系の惑星進化過程においては、非常に普遍的なプロセスである。また、天体衝突は変形を伴うため惑星進化の初期に発生する変形プロセスとしては、妥当である。

天体衝突によりかんらん石がファブリック発達したとすると、歪速度が問題となる。地球上のかんらん岩の変形を引き起こす歪速度と比べると(歪速度: $\epsilon^* = \sim 10^{-16} - 10^{-10}$)、天体衝突の歪速度は数桁速く($\epsilon^* = \sim 10^6 - 10^{12}$)、そのような高歪速度で発生する変形結果は、主に粉砕、角礫化や摩擦、圧縮による衝撃溶融である(Spray 2010)。

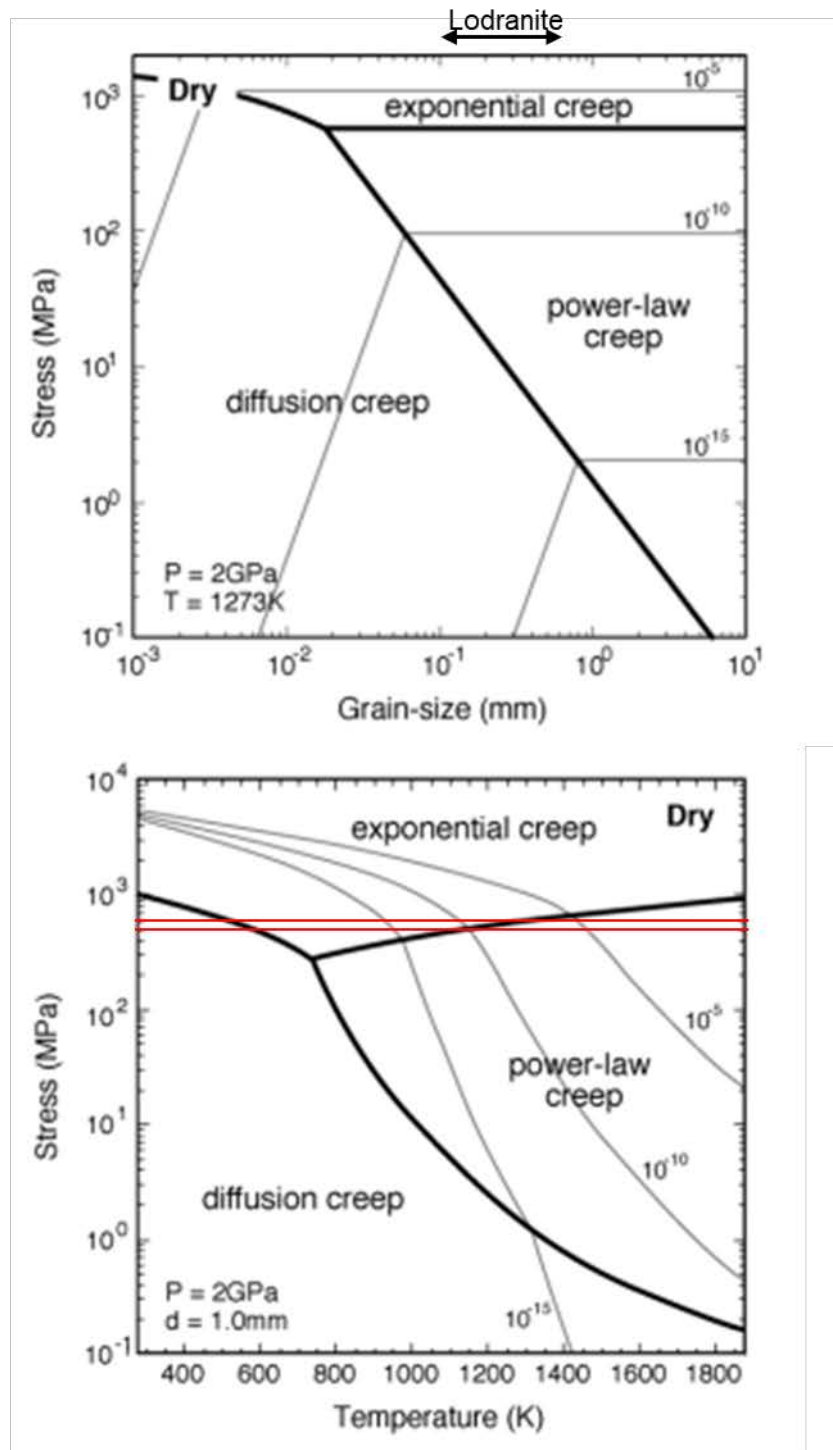


Fig. 7.5. 無水状態で卓越するかんらん石の変形機構図. (a) 2 GPa, 1000 ° Cでの変形機構の変化を粒径と応力で図示したもの. 図中の太い実線はメカニズムが変わる境界線を示す. 細い実線は、それぞれのメカニズムでの応力、粒径に対応する歪速度を示す. (b) 2 GPa、粒径1 mmでの変形機構の変化を応力と温度で図示したもの. 赤線は、Dタイプファブリックを形成する応力 (400-500 MPa)を示す. Katayama and Karato (2008)によるものに一部加筆.

また、固相変形メカニズムも、Spray et al. (2010)が示すような速い歪速度 ($\epsilon^* = \sim 10^6$ - 10^{12})では、D タイプかんらん石ファブリックを発達させる条件とは大きく異なる。例えば、1000 °C で変形した場合、ロドラナイトと同様の約 100-500 μm のかんらん石が変形した時、D タイプファブリックを発達する応力に相当する歪速度はおよそ 10^{-10} - 10^{-15} である(Fig. 7.5)。この歪速度は、Spray (2010)が示す衝撃による歪速度のより著しく低速である。したがって、Spray (2010)が想定するような天体衝突によって固相変形が生じた場合でも、かんらん石ファブリックを発達させることは難しいと推定される。

しかし、Spray (2010)の推定は、衝突が超音速(15-25 km/s)で発生することを仮定している。Asphaug et al. (2006)は、天体衝突による歪速度が衝突速度と衝突天体の半径で近似されることを提唱した($\epsilon^* = V_{\text{imp}}/r$ 、 V_{imp} : 衝突天体の速度、 r : 衝突天体の半径)。この関係性は、衝突速度と衝突天体の半径が、より低速でより大きい場合、歪速度が遅くなることを示している。もし、天体衝突による変形でかんらん石ファブリックが発達した場合、低速度での巨大衝突が必要である。

McCoy et al. (1997a)は、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、~400-600 °C の時期に母天体破壊を伴う天体衝突を経験したことを提唱している。この母天体破壊時の天体衝突はかんらん石ファブリックを発達させる低歪速度の変形を生じた可能性がある。しかし、この天体衝突が変形を引き起こしたとすると、以下の理由からかんらん石ファブリックの発達と不調和であるである。

まず、高温高歪速度で形成される D タイプファブリックを形成する [100]{0kl} すべり系が卓越する条件は、粒径が 1 mm のかんらん石を仮定すると、歪速度 $\epsilon^* = 10^{-5}$ の場合、~1200 °C の温度条件が必要である(Karato et al. 2008) (Fig. 7.5)。テーナイトに記録された冷却が発生したと推定される~400-600 °C の温度領域での変形では、D タイプファブリックを形成しない(Fig. 7.5)。これらを考慮すると、比較的低速度の歪速度で変形したとしても、温度が 400-600 °C では、D タイプかんらん石ファブリックを発達させることは難しい。したがって、この温度領域で母天体破壊を引き起こした天体衝突は、かんらん石ファブリックを発達させた出来事ではないと推定される。

したがって、天体衝突でかんらん石ファブリックが発達したとすると、これまでに想定されていなかった天体が高温であった時に、低速度での大規模衝突が必要である。微惑星は成長するときに、低速衝突を経験したことが提唱さ

れている(e.g., Takeda et al. 1994b)。もし、そのような出来事が高温時期のアカプルコアイト・ロドラナイト母天体においても発生していたとすると、NWA 7312 のファブリックを説明できるかもしれない。

マントル対流

マントル対流は、地球におけるかんらん石ファブリックを形成する最も普遍的なプロセスである。しかし、微惑星、原始惑星においてマントル対流が発生する場合、どのような現象となるか理解は進んでいない。

Sterenberg and Crowley (2013)は、天体力学的モデル計算によって、CIA 形成後 0 Ma で形成した 400 km 半径の微惑星は、強い加熱を受けマントルが熔融すると、天体内部がマントル対流を開始することを示している。

一方、微惑星、原始惑星のマントル対流の物質科学的証拠はほとんどない。Tkalcic et al. (2013; 2014)は、ダイオジェナイト NWA 5480 のかんらん岩は、D タイプファブリックを持つことを明らかにした。さらに、ダイオジェナイト NWA 5784 中のかんらん岩は、各結晶軸が一方向に集中する典型的な固相変形により発達するかんらん石ファブリックを持つことを明らかにした。

Tkalcic et al. (2013)は、CAI 形成後、0-2 Ma で形成した Vesta サイズの天体(直径 265 km)が、マグマ大洋形成後の冷却過程において、低温で硬い外殻(~500 °C)と高温で柔らかい内部(1500 °C)に沈降を始めることを示している。そして、かんらん石ファブリックの結果とモデル計算の結果に基づき、外殻の沈降が引き起こした固相変形がかんらん岩ダイオジェナイトのかんらん石ファブリックを形成したことを提唱している。

一方、Yamaguchi et al. (2015)は、Tkalcic et al. (2013)の提示する形成過程と異なる NWA 5480 の形成過程を提唱している。Yamaguchi et al. (2015)は、NWA 5480 の岩石組織、鉱物化学組成、全岩化学組成を詳細に明らかにし、NWA 5480 は大規模天体衝突により 4 Vesta 深部のかんらん石、輝石に富む岩体が熔融することによって形成された衝撃熔融岩であることを提唱している。そして、NWA 5480 中のかんらん石ファブリックの形成過程として、マントルでの固相変形による可能性の他に、天体表層をすりむくような天体衝突によって発生した低速度での穏やかな変形により形成された可能性を提唱している。

マントル対流は、熱対流であるため、その発生には天体内部の温度差、熱拡散率、粘性率が大きく関わる。Sterenberg and Crowley (2013)は、微惑星のマ

ントル対流の場合、これらの要素のうち粘性率が最も影響の大きい要素であることを示している。Stereborg and Crowley (2013)は、微惑星のマンントル対流は、マンントルのメルト含有量が~50 % (臨界含有メルト率)に達した時、マンントルの粘性率が著しく低下しマンントル対流が発生することを提唱した。彼らは、コンドライト的な組成を持つ微惑星を仮定すると、臨界含有メルト率に達するためには~1360 °C まで加熱される必要があることを示した。

もし、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体でマンントル対流が発生していたとすると、この条件を満たす必要がある。もし、先行研究により提唱されたロドラナイトの形成過程を考慮すると、そのようなメルト含有量には達していないことが推定される(e.g., ~10-20 vol% (Keil and McCoy 2017; McCoy et al. 1997b))。一方、本研究は、Y 983119、NWA 2235、NWA 7312 が集積岩である可能性を示しており、これらの形成領域は臨界メルト含有率に達していた可能性がある。

これらから、天体衝突によってかんらん石ファブリックの発達が発生したとすると、高温時期に低速度での大規模天体衝突が必要となる。一方、マンントル対流により固相変形が発生したとすると、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体の内部は大規模に熔融していた必要がある。

この変形史は非常に重要な示唆を母天体進化史に与える。もし、高温時に大規模衝突が発生していた場合、母天体は高温時期に急冷した可能性、もしくは断熱性のレゴリスを形成した可能性がある(Haack et al. 1990)。一方、もしマンントル対流が発生していた場合、天体内部の熱拡散は非常に効率的となり、現在多くの母天体進化で想定されているような単純な熱拡散に従わない可能性がある(Stereborg and Crowley 2013)。

これらのどちらがかんらん石ファブリックの形成過程として調和的であるか特定するためには、より多くの発達したかんらん石ファブリックを持つ試料の分析、高温期の大規模衝突が発生した場合とマンントル対流が発生した場合、両方を含めた新たなモデル計算による母天体の進化過程推定が必要である。

7.9.2. 母天体の固相変形時期

本研究では、微惑星でさまざまな動的プロセスが発生し、岩石ファブリックを形成していたことが明らかとなった。しかし、岩石ファブリックの発達は、どの段階で発生していたか問題となる。この項では、微惑星のマグマ流動、及び

固相変形が起きた時期について議論する。

本研究の結果は、部分溶融メルトの流出、集積作用を経験したロドラナイトにのみ固相変形によりかんらん石ファブリックが発達したことを示している。この結果は、母天体の高温領域で固相変形が発生したことを暗示している。

もし、高温で変形が起こっていたとすると、形成年代と比較することで変形が発生した時期が推定できるかもしれない。アカプルコアイト・ロドラナイト族の形成年代を推定した例は少ないが、いくつかのロドラナイトに用いられた Hf-W は変形時期の特定に有効かもしれない。なぜならば、Hf-W の閉鎖温度は、他の同位体年代と比較して高温である為である。Touboul et al. (2009) は、Hf-W 同位体年代の測定を行っている。Touboul et al. (2009) の推定に基づくと、ロドラナイトの年代は、オージャイト中の W の閉鎖温度である $\sim 1000^{\circ}\text{C}$ となった時期が CAI 形成後 $\sim 5.7\text{ Ma}$ である。

NAW 7312 に確認された D タイプファブリックが比較的高温で形成されることを考慮すると、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体が固相変形を形成した時期は、ピーク温度と 1000°C の間であると推定される (Fig. 7.5)。この場合、少なくとも CAI 形成後 5.7 Ma より早い時期に固相変形を経験していた可能性が高い。

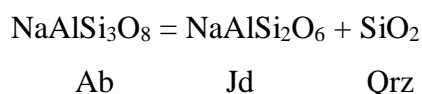
7.10. 形成圧力

地球状の火成岩、変成岩では、種々の圧力依存性を持つ、鉱物増減反応、鉱物組成から、岩石の形成圧力の推定が試みられている。一方、隕石中の鉱物、鉱物組み合わせに明瞭な圧力依存性を示す例は非常に少ない。そのため、これまでにアカプルコアイト・ロドラナイト隕石の形成圧力が推定された例はない。

本研究では、Y 983119 のメルト含有物に角閃石や黒雲母が発見された。これらの存在は、冷却過程での熱変成作用の間に経験した温度圧力条件に制約を与える可能性を持つ。本項では角閃石、黒雲母に加えて、種々の鉱物増減反応を共に議論する。

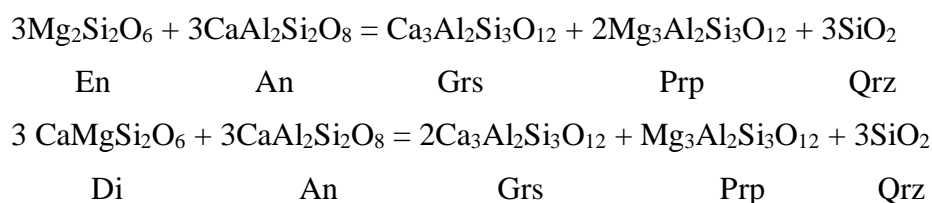
圧力の上限值は、斜長石の関わる鉱物増減反応と角閃石の化学組成によって推定することができる。斜長石は、高压ではひすい輝石と石英に分解する (Liu 1978)。Y 983119 にはひすい輝石が確認されないことから、形成圧力はひす

い輝石の形成圧力より低圧である。反応式は以下である。



ここで~700 °C の温度を過程いすると、推定される上限圧力は~2.0 GPa である(Bucher and Grapes 2011)。

一方、斜長石と輝石は、高圧下で反応し柎榴石を形成する(Bucher and Grapes 2011)。Y 983119 中には斜長石、低 Ca 輝石の組み合わせが確認され、柎榴石が含まれない。したがって、Y 983119 の形成圧力はこの反応が起こる圧力より低圧である。反応式は以下である。



ここで、~700 °C の温度を仮定するとすると、推定される上限圧力は~1.0 GPa である。

ホルンブレンドは、組成が圧力、温度により変化することが知られている。まず、Y 983119 中のメルト包有物には、斜長石と角閃石の組み合わせが確認されることから、斜長石-角閃石温度計により平衡温度を求めた。

Holland and Blundy (1994)は、化学式のマール含有量が A サイトの Na が 0.02 以上、M サイトの Al が 1.8 以下、T サイトの Si 含有量が 6.0-7.7 の角閃石と斜長石(An<90)の平衡関係を明らかにした。この関係から角閃石と斜長石の化学組成に基づいた温度計を提唱している。

Y 983119 の包有物中の角閃石と斜長石は、Holland and Blundy (1994)の示す範囲内の化学組成を持つため、平衡温度を推定することができる。ここで、形成圧力を<1 GPa であるとする、角閃石と斜長石の平衡温度は~730-790 °C であると推定された(Appendix Fig.S7.10.1)。

Ca 角閃石の化学組成は、温度圧力に依存性があることが知られている。例えば、温度上昇に伴い、モル Mg/(Mg+Fe)比、TiO₂、Al₂O₃、Na₂O、K₂O 含有量

が増加する(e.g., Ernst and Liu 1998; Weigand and Hollister 1973)。

Anderson and Smith (1995)は、アクチノライト質からホルンブレンド質の Ca 角閃石($\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_{4-5}\text{Al}_{0-1}[\text{Si}_{7-8}\text{Al}_{0-1}\text{O}_{22}](\text{OH,F})_2$)の Al 含有量と圧力の関係を明らかにした。温度条件を、斜長石とホルンブレンドの平衡温度 $\sim 730\text{--}790^\circ\text{C}$ とすると Y 983119 は、 $\sim 80\text{--}390\text{ MPa}$ の圧力で形成されたと推定される(Appendix Fig.S7.10.2)。

Ernst and Liu (1998)は、Y 983119 中のホルンブレンドと同様の組成を持つパーガサイト質からエデナイト質の Ca 角閃石($\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_{4-5}[\text{Si}_{6-7}\text{Al}_{1-2}\text{O}_{22}](\text{OH,F})_2$)を用いて Ca 角閃石中の Al、Ti 含有量の温度圧力依存性を明らかにした。 $\sim 730\text{--}790^\circ\text{C}$ の温度範囲を仮定すると、この温度圧力計から Y 983119 中ホルンブレンドの形成圧力は、パーガサイトの組成を持つものは $<400\text{ MPa}$ であると推定される(Appendix Fig.S7.10.3a)。一方、一部のエデナイト的組成を持つものはこの温度領域では $<100\text{ MPa}$ を示す。

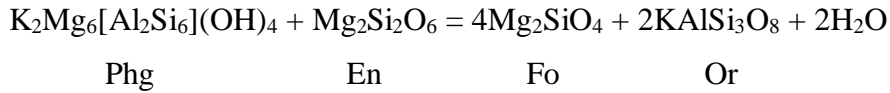
一方、 TiO_2 含有量は、 $\sim 730\text{--}790^\circ\text{C}$ の範囲には当てはまらず、 $>900^\circ\text{C}$ 以上の温度を示す(Appendix Fig.S7.10.3b)。この結果は、ホルンブレンドが斜長石と共存しており Al_2O_3 含有量が斜長石と平衡であったと考えられることに対し、Y 983119 中の角閃石は、ルチル、イルメナイト、タイタナイトなどの Ti を含む相と共存しておらず、冷却過程で Ti が拡散しなかったためであると考えられる。したがって、 $>900^\circ\text{C}$ は、冷却過程での平衡温度ではなくホルンブレンドの結晶化温度を反映していると推定される。

Anders and Smith (1995)、Ernst and Liu (1998)両方の温度圧力推定のもととなった角閃石は Cr_2O_3 を含まず、 Cr_2O_3 含有量の影響は考慮されていない。Y 983119 中のホルンブレンドは、比較的多量 Cr_2O_3 が含まれている($\sim 2.0\text{ wt\%}$)。そのため、本研究での推定値は誤差を含むことを言及しておく。

これらの推定に基づくと Y 983119 の形成圧力の上限値は角閃石の示す、 $<400\text{ MPa}$ であると考えられる。

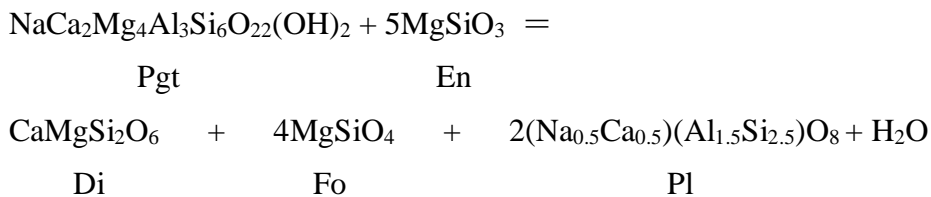
一方、圧力の下限値は推定が難しい。ホルンブレンド、黒雲母は、鉱物組み合わせに圧力温度依存性があり、これらの鉱物が完全に分解されていないことから、形成圧力の下限値を推定できるかもしれない。この組み合わせは、低圧でかんらん石、アルカリ長石、 H_2O に分解する(McCanta et al. 2008; Treiman et

al. 2007)。反応式は、以下である。



この式は、黒雲母とエンスタタイトが存在している場合、低圧下では、黒雲母とエンスタタイトが反応し分解されてしまうことを表している。Y 983119 中の黒雲母は、全て低 Ca 輝石に包有されていることから、Y 983119 中の黒雲母は、上記の反応が起こらない圧力下にて形成したことが推定される。ここで~730-790 °C の温度範囲を仮定すると、Y 983119 は、60 MPa 以上で形成位したことが推定される(Appendix Fig.S7.10.4)。

一方、パーガサイトと低 Ca 輝石の組み合わせは、低圧では、単斜輝石、かんらん石、斜長石、H₂O に分解する(Lykins and Jenkins 1992)。



Y 983119 のホルンブレンドは低 Ca 輝石に包有されているため、上記の反応が起こらない温度圧力下で形成したと推定される。ここで、~730-790 °C を仮定すると、Y 983119 は 40 MPa 以上と推定された(Appendix Fig.S7.10.4)。

しかし、上記の分解反応の条件は大きな誤差があると考えられる。通常パーガサイトと黒雲母の W サイト、A サイトには OH 基が占めるが、F が導入されることで安定領域が変化し、より高温低圧で安定になることが報告されている。(Hensen and Osanai 1994; Holloway and Ford 1975; Motoyoshi and Hensen 2001; Tsunogae and Santosh 2003)。したがって、圧力の下限值は 60 MPa 以下であると推定される。

7.11. 母天体サイズの推定

母天体サイズは、ピーク温度、冷却速度に関わるため、母天体熱史を考えるうえで重要な要素の一つである。冷却速度は、母天体の深さ、半径と相関を持つため(e.g., Wood 1967)、これまでに冷却速度に基づいた母天体サイズ推定が

行われている。

Bogard et al. (1993)は、Ar 同位体組成から、1000 °C から Ar の閉鎖温度の間、平均冷却速度が~10 °C/Maであることを求めた。一方、Zipfel et al. (1995)は、輝石の平衡温度、スピネルかんらん石平衡温度、かんらん石の Ca ゾーニングプロファイル、テーナイト組成からアカプルコの~900 °C での冷却速度が~100 °C/Maであることを求めた。McCoy et al (1997b)は、これらの冷却速度に基づき、母天体半径の最小値は、<65 kmであることを推定し、母天体は、大きくても<100 kmであることを提唱している。

Touboulet et al. (2009)は、Hf-W 年代、Pb-Pb 年代、Ar-Ar 年代、およびそれぞれの閉鎖温度の違いに基づき、アカプルコアイトは、ピーク温度付近にて、~120 °C/Ma、600 °C 付近にて、~50 °C/Ma の冷却を経験したことを示した。またロドラナイトは、同温度領域にて、それぞれ、~100 °C /Ma、~40 °C /Ma の冷却を経験したことを示した。これらの結果から、アカプルコアイトとロドラナイトは~35-100 km の天体の最上部~10 km にて形成したことを提唱している。

上記の冷却速度に基づいた全ての推定は、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体が<100 km であることを示している。

一方、Neumann et al. (2015)は、短寿命核種、および、長寿命核種による加熱、温度、空隙率、多孔質物質の圧密、溶融を用いて天体進化をモデル計算した。Neumann et al. (2015)は、他のモデル計算と異なり、遺伝アルゴリズム(初期値を変化させる計算方法)により母天体サイズを推定しており、母天体半径は~270 km であり、アカプルコアイト、ロドラナイトは母天体表層から~4-8 km の深さにて形成したことを推定している。

形成圧力は、母天体サイズを推定することとなる手掛かりである。本研究では、これまでの推定方法と異なり、形成圧力をもとに母天体サイズを推定する。ここで、形成圧力と母天体半径、岩石が位置する深さの関係性を考える。

まず、圧力の定義する(1)式を表す。

$$P = \frac{F}{S} \left(\frac{kg \cdot m}{s^2} \cdot \frac{1}{m^2} \right) \quad (1)$$

(P: 圧力, F: 力, S: 単位面積)

静水圧を考えると、圧力を単位面積当たりにかかる重量として(1)式を(2)

式のようにあらわすことができる。

$$P = \rho \cdot g \cdot z \left(\frac{kg}{m^3} \cdot \frac{m}{s^2} \cdot m \right) (2)$$

(ρ : 密度、 g : 重力加速度、 z : 深さ)

ここで、圧力と深さの関係性を考えると(3)式となる。

$$dP = \rho(z) \cdot g(z) dz (3)$$

ここで、深さ z における重力加速度 $g(z)$ は、 $R = z + r$ (R : 母天体の半径) を満たす半径 r を用いて、以下のように表せる。

$$g(z) = \frac{G \cdot M(r)}{r^2} (4)$$

(G : 重力定数、 $M(r)$: 半径 r より内部の質量)

ここで、 $M(r)$ は、以下のように表せる。

$$M(r) = \rho(r) \cdot V(r) = \rho(r) \frac{4\pi r^3}{3} (5)$$

($\rho(r)$: 半径 r より内部の密度、 $V(r)$: 半径 r より内部の体積)

(5)式を(4)式に代入することで、(6)式を得る。

$$g(z) = \frac{G}{r^2} \cdot \rho(r) \cdot \frac{4\pi r^3}{3} = \frac{4\pi G \cdot \rho(r) \cdot r}{3} (6)$$

ここで、 $R = z + r$ より、(7)式を得る。

$$g(z) = \frac{4\pi G \cdot \rho(R - z) \cdot (R - z)}{3} (7)$$

(7)式に(3)式を代入することにより、以下の式を得る。

$$dP = \rho(z) \cdot \frac{4\pi G \cdot \rho(R - z) \cdot (R - z)}{3} \cdot dz (8)$$

(8)式を積分すると(9)式が得られる。

$$P(z) = \int_0^z \rho(z) \cdot \frac{4\pi \cdot G \cdot \rho(R - z) \cdot (R - z)}{3} \cdot dz (9)$$

ここで、母天体の密度が均質であると仮定すると、(10)式となる。

$$P(z) = \frac{4\pi \cdot G \cdot \rho^2}{3} \int_0^z (R - z) dz (10)$$

(10)式を解くことで、静水圧と母天体の大きさ、および、深さの関係を

表す(11)式を得る。

$$P(z) = \frac{4\pi \cdot G \cdot \rho^2}{3} \cdot \left(Rz - \frac{z^2}{2} \right) \quad (11)$$

ここで、任意の圧力における母天体半径と深さの関係を考えると、(12)式となる。

$$R = \frac{z}{2} + \frac{3P}{4\pi G \rho^2} \quad (12)$$

式(12)より、母天体半径と埋没深さのグラフに等圧線を求めた(Fig. 7.6)。母天体は、均質であり、標準的なアカプルコアイト・ロドラナイト隕石の密度(3500kg/m³)を持つと仮定した(Macke et al. 2011)。本研究での推定は、核、マントル、地殻のような層構造、および空隙の多いレゴリス表層は考慮されていない。これらを考慮に含まない場合、推定されるサイズは、実際のサイズより小さくなる。したがって、本研究で推定される母天体サイズは、実際の母天体サイズより小さいと考えられる。

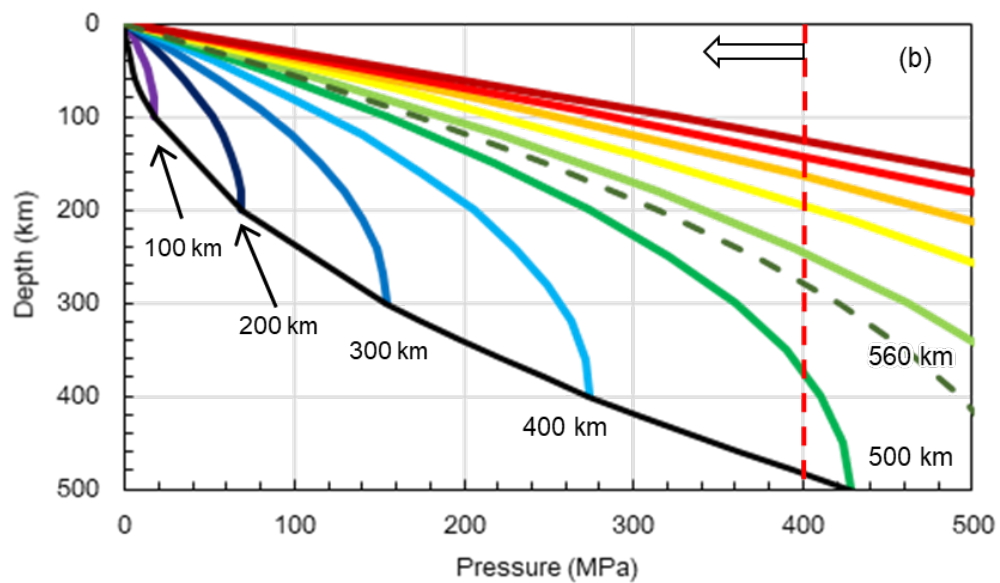
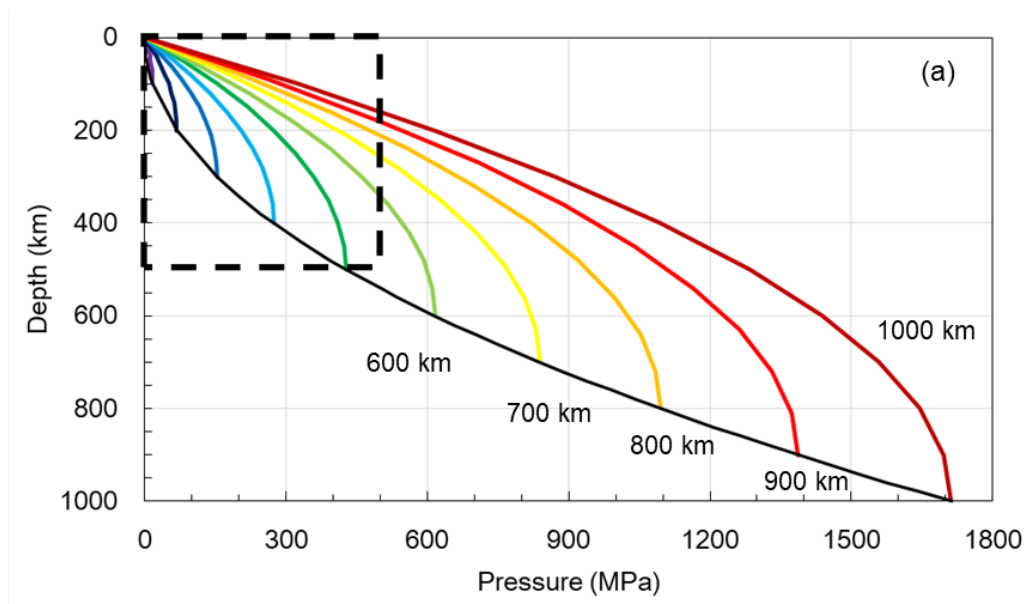


Fig. 7.6. 母天体のサイズ、隕石の形成深度、圧力の関係性を表したグラフ。着色された実線は、半径が100 kmずつ異なる天体の深度圧力線。黒実線は、天体中心部の圧力を示す。(a)半径1000 kmまでの天体の深度圧力分布。(b) (a)中の黒破線の領域を拡大した図。赤破線は角閃石圧力計により推定された最大圧力。

角閃石温度圧力計より求められた圧力の最大値(~400 MPa)から、母天体サイズの最大値を推定することができる。もし、Y 983119 が天体の中心にて形成した場合、推定される半径は~480 km である。一方、Y 983119 が母天体の表層と中心の中間位置にて形成していた場合、推定される半径は、~560 km である (Fig. 7.6)。一方、鉍物増減反応により推定された下限圧力<60 MPa に基づくと、<180 km 半径の天体の中心の圧力に相当する。一方、比較的小さい天体の半径に対する中心圧力は敏感であるため、この推定は大きな誤差を持っていることに注意が必要である。

本研究で推定されて母天体の最大半径は、これまでの半径が<100 km とする推定と比較すると非常に大きい。一方、~270 km とする Neumann et al. (2015) の推定が比較的類似する。Neumann et al. (2015)は、アカプルコアイトとロドラナイトは、母天体浅部(表層から~4-8 km)に分布する部分的に熔融した層に由来することを示しており、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体はマントルを形成していたことを提唱している。もしこの場合、これまでに知られていた典型的なアカプルコアイト・ロドラナイト族隕石は天体の表層で形成し、Y 983119 や NWA 2235、NWA 7312 のような岩石は、天体内部の高压高温環境で大規模に分化した領域に相当する可能性が考えられる。

アカプルコアイト・ロドラナイト母天体が~500 km 半径の非常に大きな天体であったとすると、現在の 1 Ceres や 4 Vesta と同等のサイズに相当する (Lebofsky et al. 1986; Thomas 1997)。この場合、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、太陽系形成初期に集積し少なくとも母天体の一部は大規模な熔融を経験したと同時に、マグマ大洋の形成などを経験せずに始原的表層を保持したまま進化を終えた可能性がある。

また、もし母天体がそのようなこれまでの想定より巨大なサイズであった場合、母天体内部は固相変形を開始することが示唆されている (Golabek et al. 2014)。この場合、NWA 7312 や Y-791491 の固相変形は母天体進化史と非常に調和的なものになると考えられる。

7.12. 母天体の熱源

現在、アカプルコアイト・ロドラナイト熱源として ^{26}Al や ^{60}Fe などの短周期半減期を持つ放射性元素の壊変熱、電磁誘導加熱による内部加熱説 (Folco et al. 2006; McCoy et al. 1996, 1997a, 1997b; Touboul et al. 2009; Zipfel et al. 1995) と天

体衝突に起因される衝撃加熱説(Lee 2008; Rubin 2007)が提唱されている。

本研究の結果は衝撃加熱とは不調和である。まず、ほとんどの試料は、強い衝撃組織を示しておらず、衝撃加熱説に否定的である。しかし、Rubin (2007) は、衝撃組織が衝撃後の焼きなましにより消されたとすると、衝撃加熱説を否定できないことを提唱している。

一方で、もし衝撃による加熱が主な熱源であるとする、通常、全溶融を経験した試料、角礫化した試料、もしくは衝撃溶融脈が形成した試料を伴うが(Keil et al. 1997)、そのような試料は確認されなかった。もし、かんらん石の結晶歪に関する衝撃組織が焼きなましによって消去されたとしても、これらの全溶融組織、角礫化や衝撃溶融脈などの特徴は残ることが提唱されている(McCoy et al. 1996)。しかし、本研究ではこれらの特徴を持つ試料は、ほとんど確認されなかった。

また、本研究では、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、結晶分別を伴う穏やかなマグマだまりでの集積岩の形成を含め様々な溶融過程を経ていることが明らかとなった。このような多様性も、主に全溶融をとまなう加熱が発生する衝撃加熱とは不調和的である。

一方、アカプルコアイト、および Y 981505 の平衡温度、岩石組織、部分溶融度は、明瞭な関係性を示さない(Table 4, 4, 16)。例えば、Y 982003/4 は Acapulco と比べ細粒不均質な岩石組織をもつが、Acapulco より大規模に溶融している。これは、ピーク温度、溶融度と岩石組織の粗粒化や再結晶化を起こした高温保持時間が一致しないことを示している。

もし、内部加熱による均等な加熱であるとする、ピーク温度と熱保持時間は比例するはずである(e.g., Touboul et al. 2009)。この事実は、熱源が不均質に存在していたか、もしくは他の熱源による加熱が発生していた可能性を提起させる。内部加熱の後の衝突加熱や高温メルトの貫入などにより二次的に加熱されたとすると熱保持時間と溶融度の不一致を説明できる可能性がある。

8. 結論

本研究では、15 試料のアカプルコアイト・ロドラナイト族隕石の岩石学的特徴を明らかにした。岩石組織、モード組成、かんらん石ファブリックの特徴から、アカプルコアイト・ロドラナイト族は、これまでに認識されていたアカプルコアイト、典型的な溶け残り岩ロドラナイト、アカプルコアイトとロドラナイトの中間的特徴を持つ試料に加えて、集積岩である可能性を持つ試料が発見された。

Acapulco、Y-74063、Y 982003/4 は、アカプルコアイトに分類される。これらは、FeNi-FeS ソリダス温度(~980 °C)まで加熱され、FeNi-FeS 部分溶融メルトの形成を経験した。Y 982003/4 は、比較的大規模な FeNi-FeS 溶融を経験し、メルトは流動的になっていた。

Y 981505、Y 981619、Y 981670、Y 981725、Y 981988 は、アカプルコアイトとロドラナイトの中間的な試料である。これらは、アカプルコアイトより強い加熱を受け、トロイライト成分に富む FeNi-FeS 部分溶融メルトは形成領域から流出している。Y 981505 は FeNi-FeS メルトの流入、流出を含む複雑な溶融過程を経験している。

更なる加熱によりケイ酸塩鉱物のソリダスに温度(~1050-1100 °C)に達し、斜長石、オーグサイト成分に富むケイ酸塩部分溶融メルトを形成する。ケイ酸塩部分溶融は、Y 981988 で最も大規模に発生し、少なくとも~15 vol%の溶融を経験している。しかし、ロドラナイトと異なり、これらは、大規模なケイ酸塩部分溶融メルトの流出を経験することなく固化している。

Y-74357、Y-791491/3、NWA 2235、NWA 7312、Y 983119 はロドラナイトである。Y-791491/3、Y-74357 は、およそ 15 vol%程度の部分溶融により形成した溶け残り岩である。

一方、NWA 2235、NWA 7312、Y-74357、Y 983119 は、単純な部分溶融過程では説明できない特徴を持っている。NWA 2235 と NWA 7312 のかんらん石ファブリックは、強い層流の無いマグマだまりでの形成を示している。

Y 983119 は、大規模部分溶融メルトから結晶化した可能性が高い。Y 983119 中には、主に斜長石、アルカリ長石、ホルンブレンド、オーグサイトから成るメルト包有物が確認された。一部は、黒雲母を含み、ホルンブレンド、黒雲母は、H₂O を含んでいることが示唆された。また、ルチルやバデレアイトなど

の鉱物も確認され、メルト包有物は、不適合元素(K, Na, Ti, Zr, OH)に富む含水珪長質メルトから結晶化したことが示唆される。Y 983119 中のホスト相とメルト包有物の構成鉱物、鉱物化学組成の違いは、ホスト相が結晶成長時にメルトを取り込んだ後、ホスト相はメルトから分別されたことを暗示している。

Y-74357 は、著しくかんらん石に富んでおり、かつ斜長石、オーグサイトを含む。この隕石は、かんらん石が斜長石、オーグサイト成分に富むメルト中で集積作用を経験した可能性が示唆される。一方、かんらん石ファブリックの発達に伴っていない。

本研究ではアカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、従来想定されていた部分溶融、それに引き続くメルトの流出に加えて、部分溶融メルトのその場固化、大規模溶融、マグマだまりの形成、集積作用、結晶分化作用といった複雑な溶融分化過程を経験していたことを提唱する。

本研究の溶融過程で形成されるかんらん石ファブリックの特徴と先行研究による結果を踏まえると、惑星進化の初期で形成されるマグマだまりは、活発な強いメルト層流を伴う場合(ユレイライト、ブラチナイト)と穏やかな場合(アカプルコアイト・ロドラナイト族)があることを示している(Berkley et al. 1976, 1980; Mittlefehldt et al. 2003)。この仮説を確かめるためには、より多くのかんらん石ファブリック分析が必要である。

本研究では、集積岩の可能性があるアカプルコアイト・ロドラナイト族隕石が確認されたが、これらは、先行研究で示唆されていたような集積岩が示すと予想される Fe/Mn-Fe/Mg 値を持たない。本研究は、Fe/Mn-Fe/Mg 値は、アカプルコアイト・ロドラナイト族では、確実な指標とはならず、岩石組織や岩石ファブリックがより重要であることを提唱する。

本研究では、これまでに提唱されていたような硫黄に富む流体とかんらん石が反応するメタソマティズムによるものであると考えられる組織が中間的試料とロドラナイトに確認された。硫黄に富む流体と岩石の反応はアカプルコアイト・ロドラナイト母天体では普遍的に発生していた可能性が示唆される。一方、Y 983119 には Fe メタソマティズムを経験したと推測される。他の試料に Fe メタソマティズムが見られないことから、この過程は母天体で限定的に発生していたことが推測される。

本研究では、Y-791491 と NWA 7312 がそれぞれ AG タイプファブリック、D タイプファブリックのかんらん石ファブリックを発達させていることが

確認された。これらから、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は $>1000^{\circ}\text{C}$ であった時期に固相変形を経験していたことが推定される。先行研究により推定された形成年代を考慮すると、母天体は、CAI 形成後、約 5.7 Ma には、固相変形を経験していたことになる。

固相変形を引き起こしたプロセスとして、天体衝突とマントル対流が想定される。天体衝突によりかんらん石ファブリックが発達した場合、高温時に低速度での大規模な天体衝突が発生する必要がある。一方、母天体で発生したマントル対流によってかんらん石ファブリックが発達したとすると、母天体内部の大規模な溶融(~50 %)が必要である。高温時の大規模低速衝突、マントル対流、どちらが発生したとしても、高温時の母天体の熱史は現在想定されていたものと異なるものになると想定される。これらをより詳細に明らかとすることが今後の課題となる。

Y 983119 は、角閃石、黒雲母を含んでおり、これらから圧力の推定を試みた。その結果、 $<400\text{ MPa}$ の圧力で形成されたことが推定された。従来、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は、 $<100\text{ km}$ の小規模な微惑星であるとされていたが、本研究ではこの説に加えて、半径 $<500\text{ km}$ 程度の非常に大きな天体であった可能性を提唱する。この場合、マントル対流が発生していた可能性が高い。

本研究では、アカプルコアイト・ロドラナイト母天体は非常に複雑な形成史を持っており、これまでのモデルでは想定されていない特徴が多く発見された。今後、これらを調和的に説明することのできる新たな微惑星から原始惑星への進化モデルを構築することが課題となる。

謝辞

本研究を進めるにあたり、指導教員である山口亮 准教授、小島秀康教授（現国立極地研究所名誉教授）、副指導教員である、今榮直也 助教には、終始格別のご指導とご助言をいただいた。

伊藤元雄博士(海洋研究開発機構)、三河内岳 准教授(東京大学)、本吉洋一 教授(総合研究大学院大学、国立極地研究所)、木村眞 特任教授(国立極地研究所)には、本論文の作成にあたり多くの議論とご助言をいただいた。

小嶋智子氏(国立極地研究所)には、試料準備のご協力と試料作成に関わる多くのご助言をいただいた。

また、国立極地研究所南極隕石ラボラトリーからは南極隕石試料を、山口亮 准教授からは、Acapulco、Kernouve、Tierra Blanca、NWA 2235、NWA 7312をご提供いただいた。

繁山航氏(総合研究大学院大学)、長谷川輝氏(東京大学)には、岩石ファブリック分析において実験手法や解析処理方法に関して多大なるご協力をいただきました。

ここに以上の方々に、深く感謝いたします。

本研究の一部は、笹川科学助成による支援を受けました。ここに深く感謝いたします。

9. 引用文献

- Anders E., and Ebihara M. 1982. Solar-system abundances of the elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46:2363–2380.
- Anderson J. L., and Smith D. R. 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80:549–559.
- Asimow P. D. 1998. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist* 83:1127–1132.
- Asphaug E., Agnor C. B., and Williams Q. 2006. Hit-and-run planetary collisions. *Nature* 439:155–160.
- Bascou J., Dobrica E., Maurice C., Moine B. N., and Toplis M. J. 2012. Texture Analysis in Acapulco and Lodran Achondrites. *abstract, 39th lunar and planetary science conference*.
- Benedix G. K., McCoy T. J., Keil K., Bogard D. D., and Garrison D. H. 1998. A petrologic and isotopic study of winonaite: Evidence for early partial melting, brecciation, and metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62:2535–2553.
- Benn K., and Allard B. 1989. Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros. *Journal of Petrology* 30:925–946.
- Berkley J. L., Brown H. G. I., Keil K., Huss G., Carter N. L., and Mercier J.-C. C. 1976. The Kenna ureilite: an ultramafic rock with evidence for igneous, metamorphic, and shock origin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40:1429–1437.
- Berkley J. L., Taylor G. J., Keil K., Harlow G. E., and Prinz M. 1980. The nature and origin of ureilites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44:1579–1597.
- Bogard D. D., Garrison D. H., McCoy T. J., and Keil K. 1993. 39Ar-40Ar ages of acapulcoites and lodranites: Evidence for early parent body heating. *abstract, 24th lunar and planetary science* 141–142.
- Bucher K., and Grapes R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks 8th Edition*.
- Burroni A., and Folco L. 2008. Frontier Mountain meteorite specimens of the acapulcoite-lodranite clan: Petrography, pairing, and parent-rock lithology of an unusual intrusive rock. *Meteoritics & Planetary Science* 43:731–744.
- Cassidy W., Harvey R., Schutt J., Delisle G., and Yanai K. 1992. The meteorite collection sites of Antarctica. *Meteoritics* 27:490–525.
- Cecchi V., and Caporali S. 2015. Petrologic and Mineralogical Trends of Acapulcoites, Winonaite and Lodranites: New Evidence from Image Analysis and EMPA Investigations. *Geosciences* 5:222–242.
- Clayton R. N., and Mayeda T. K. 1996. Oxygen isotope studies of achondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60:1999–2017.
- Connolly H. C., Smith C., Benedix G., Folco L., Righter K., Zipfel J., Yamaguchi A., and Aoudjehane H. C. 2008. The Meteoritical Bulletin, No. 93. *Meteoritics & Planetary Science* 43:571–632.
- Deer W. A., Howie R. A., and Zussman J. 2013. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*.
- Dhaliwal J. K., Day J. M. D., Corder C. A., Tait K. T., Marti K., Assayag N., Cartigny P., Rumble D., and Taylor L. A. 2017. Early metal-silicate differentiation during planetesimal formation revealed by acapulcoite and lodranite meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 216:115–140.
- Ernst W. G., and Liu J. 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB — A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist* 83:952–969.
- Floss C. 2000. Complexities on the acapulcoite-lodranite parent body; Evidence from trace element distributions in silicate minerals. *Meteoritics & Planetary Science* 35:1073–1085.
- Floss C., Taylor L. A., Premaratne P., and Rumble D. 2005. Northwest Africa 011: A

- “eucritic” basalt from a non-eucrite parent body. *Meteoritics & Planetary Science* 40:343–360.
- Folco L., D’Orazio M., and Burrioni A. 2006. Frontier Mountain 93001: A coarse-grained, enstatite-augite-oligoclase-rich, igneous rock from the acapulcoite-lodranite parent asteroid. *Meteoritics & Planetary Science* 41:1183–1198.
- Franchi I. A. 2008. Oxygen Isotopes in Asteroidal Materials. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 68:345–397.
- Golabek G. J., Bourdon B., and Gerya T. V. 2014. Numerical models of the thermomechanical evolution of planetesimals: Application to the acapulcoite-lodranite parent body. *Meteoritics and Planetary Science* 49:1083–1099.
- Goodrich C. A., Jones J. H., and Berkley J. L. 1987. Origin and evolution of the ureilite parent magmas : Multi-stage igneous activity on a large parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51:2255–2273.
- Goodrich C. A. 1992. Ureilites - a Critical-Review. *Meteoritics* 27:327–352.
- Goodrich C. A. 1999. Are ureilites residues from partial melting of chondritic material ? The answer from MAGPOX. *Meteoritics & Planetary Science* 34.
- Goodrich C. A., and Delaney J. S. 2000. Fe/Mg-Fe/Mn relations of meteorites and primary heterogeneity of primitive achondrite parent bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64:149–160.
- Goodrich C. A., and Righter K. 2000. Petrology of unique achondrite Queen Alexandra Range 93148: A piece of the pallasite (howardite-eucrite-diogenite?) parent body? *Meteoritics & Planetary Science* 35:521–535.
- Goodrich C. A., Fioretti A. M., Tribaudino M., and Molin G. 2001. Primary trapped melt inclusions in olivine in the olivine-augite-orthopyroxene ureilite Hughes 009. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65:621–652.
- Goodrich C. A., Scott E. R. D., and Fioretti A. M. 2004. Ureilitic breccias: Clues to the petrologic structure and impact disruption of the ureilite parent asteroid. *Chemie der Erde - Geochemistry* 64:283–327.
- Goodrich C. A., Fioretti A. M., and Van Orman J. 2009. Petrogenesis of augite-bearing ureilites Hughes 009 and FRO 90054/93008 inferred from melt inclusions in olivine, augite and orthopyroxene. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73:3055–3076.
- Grant K. J., Kohn S. C., and Brooker R. A. 2007. The partitioning of water between olivine, orthopyroxene and melt synthesised in the system albite-forsterite-H₂O. *Earth and Planetary Science Letters* 260:227–241.
- Greenwood R. C., Franchi I. A., and Benedix G. K. 2012. Oxygen isotope variation in primitive achondrites: The influence of primordial, asteroidal and terrestrial processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 94:146–163.
- Greenwood R. C., Burbine T. H., Miller M. F., and Franchi I. A. 2017. Melting and differentiation of early-formed asteroids: The perspective from high precision oxygen isotope studies. *Chemie der Erde - Geochemistry* 77:1–43.
- Haack H., Rasmussen K. L., and Warren P. H. 1990. Effects of Regolith/Megaregolith Insulation on the Cooling Histories of Differentiated Asteroids. *Journal of Geophysical Research* 95:5111–5124.
- Hensen B. J., and Osanai Y. 1994. Experimental study of dehydration melting of F-bearing biotite in model pelitic compositions. *Mineralogical Magazine* 58 A:410–411.
- Hidaka Y., Yamaguchi A., Shirai N., Sekimoto S., and Ebihara M. 2012. LITHOPHILE ELEMENT CHARACTERISTICS OF ACAPULCOITE-LODRANITE AND WINONAITES: IMPLICATIONS FOR THE CHEMICAL COMPOSITION OF THEIR PRECURSOR MATERIALS. *abstract, 43th Lunar and Planetary Science Conference* 1:4–6.
- Hidaka Y., Yamaguchi A., Shirai N., and Ebihara M. 2013. Metallic partial melting processes on the acapulcoite-lodranite parent body . *abstract, 44th Lunar and*

- Planetary Science Conference* 1–2.
- Hiroi T., and Takeda H. 1991. Reflectance Spectroscopy and Mineralogy of Primitive Achondrites-Lodranites. *Proceedings of NIPR Symposium on Antarctic Meteorites* 4:163–177.
- Hiroi T., Bell J. F., Takeda H., and Pieters C. M. 1993. Modeling of S-Type asteroid spectra using primitive achondrites and iron meteorites.pdf. *Icarus* 102:107–116.
- Holland T., and Blundy J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116:433–447.
- Holloway J. R., and Ford C. E. 1975. Fluid-absent melting of the fluoro-hydroxy amphibole pargasite to 35 kilobars. *Earth and Planetary Science Letters* 25:44–48.
- Holtzman B. K., Kohlstedt D. L., Zimmerman M. E., Heidelbach F., Hiraga T., and Huestoft J. 2003. Melt Segregation and Strain Partitioning: Implications for Seismic Anisotropy and Mantle Flow, Supplement edited by Intergovernmental Panel on Climate Change. *Science* 301:1227–1230.
- Ikeda Y., and Prinz M. 2001. Magmatic inclusions and felsic clasts in the Dar al Gani 319 polymict ureilite. *Meteoritics & Planetary Science* 36:481–499.
- Ismail W. Ben, and Mainprice D. 1998. An olivine fabric database: An overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy. *Tectonophysics* 296:145–157.
- Jung H., Mo W., and Green H. W. 2009. Upper mantle seismic anisotropy resulting from pressure-induced slip transition in olivine. *Nature Geoscience* 2:73–77.
- Jung S., Jung H., and Austrheim H. 2014. Characterization of olivine fabrics and mylonite in the presence of fluid and implications for seismic anisotropy and shear localization. *Earth, Planets and Space* 66:46–67.
- Karato S., Jung H., Katayama I., and Skemer P. 2008. Geodynamic Significance of Seismic Anisotropy of the Upper Mantle: New Insights from Laboratory Studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36:59–95.
- Keil K., Haack H., and Scott E. R. D. 1994. Catastrophic fragmentation of asteroids: evidence from meteorites. *Planetary and Space Science* 42:1109–1122.
- Keil K., Stöffler D., Love S. G., and Scott E. R. D. 1997. Constraints on the role of impact heating and melting in asteroids. *Meteoritics and Planetary Science* 32:349–363.
- Keil K., and McCoy T. J. 2017. Acapulcoite-lodranite meteorites: Ultramafic asteroidal partial melt residues. *Chemie der Erde - Geochemistry*.
- Kimura M., Tsutiyama A., Fukuoka T., and Iimura Y. 1992. Antarctic Primitive Achondrites Yamato-74025, -75300, and -75305: Their Mineralogy, Thermal History, and the Relevance to Winonaite. In *Proceedings of NIPR Symposium on Antarctic Meteorites*. pp. 165–190.
- Kleine T., Touboul M., Van Orman J. A., Bourdon B., Maden C., Mezger K., and Halliday A. N. 2008. Hf-W thermochronometry: Closure temperature and constraints on the accretion and cooling history of the H chondrite parent body. *Earth and Planetary Science Letters* 270:106–118.
- Kleine T., Touboul M., Bourdon B., Nimmo F., Mezger K., Palme H., Jacobsen S. B., Yin Q. Z., and Halliday A. N. 2009. Hf-W chronology of the accretion and early evolution of asteroids and terrestrial planets. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73:5150–5188.
- Köhler T. P., and Brey G. P. 1990. Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54:2375–2388.
- Kojima H., Imae N., and Yamaguchi A. 2011. Meteorite Newsletter. *Meteorite Newsletter* 20.
- Lebofsky L. A., Sykes M. V., Tedesco E. F., Veeder G. J., Matson D. L., Brown R. H., Gradie J. C., Feierberg M. A., and Rudy R. J. 1986. A refined “standard” thermal model for asteroids based on observations of 1 Ceres and 2 Pallas. *Icarus* 68:239–

- 251.
- Lee D. 2008. 182Hf-182W chronometry and the early evolution history in the acapulcoite-lodranite parent body. *Meteoritics & Planetary Science* 43:675–684.
- Li S., Wang S., Miao B., Liu S., Li X., and Li Y. 2010. GROVE MOUNTAINS 020043: A POSSIBLE CHONDRITIC PRECURSOR OF ACAPULCOITES. *abstract, 73th Annual Meteoritical Society Meeting* 5091.
- Li S., Wang S., Liu S., Li X., Tang H., and Li P. 2011. 南极格罗夫山陨石GRV 020043 — 一个特殊的E/H 过渡型球粒陨石. *ACTA GEOLOGICA SINICA* 85:130–135.
- Lindsley D. H. 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist* 68:477–493.
- Liu L. G. 1978. High-pressure phase transformations of albite, jadeite and nepheline. *Earth and Planetary Science Letters* 37:438–444.
- Lykins R. W., and Jenkins D. M. 1992. Experimental determination of pargasite stability relations in the presence of orthopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112:405–413.
- Macke R. J., Britt D. T., and Consolmagno G. J. 2011. Density, porosity, and magnetic susceptibility of achondritic meteorites. *Meteoritics & Planetary Science* 46:311–326.
- Mainprice D. 2007. *Seismic Anisotropy of the Deep Earth from a Mineral and Rock Physics Perspective*,.
- McCanta M. C., Treiman A. H., Dyar M. D., Alexander C. M. O. D., Rumble D., and Essene E. J. 2008. The LaPaz Icefield 04840 meteorite: Mineralogy, metamorphism, and origin of an amphibole- and biotite-bearing R chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72:5757–5780.
- McCoy T. J., Keil K., Mayeda T. K., and Clayton R. N. 1992. Petrogenesis of the Lodranite-Acapulcoite Parent Body. *Meteoritics* 27:258–259.
- McCoy T. J., Keil K., Muenow D. W., and Wilson L. 1993. Partial melting and explosive volcanism on the acapulcoite-lodranite parent body. *Meteoritics* 28:393.
- McCoy T. J., Keil K., Clayton R. N., Mayeda T. K., Bogard D. D., Garrison D. H., Huss G. R., Hutcheon I. D., and Wieler R. 1996. A petrologic, chemical, and isotopic study of Monument Draw and comparison with other acapulcoites: Evidence for formation by incipient partial melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60:2681–2708.
- McCoy T. J., Keil K., Clayton R. N., Mayeda T. K., Bogard D. D., Garrison D. H., and Wieler R. 1997a. A petrologic and isotopic study of lodranites: Evidence for early formation as partial melt residues from heterogeneous precursors. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61:623–637.
- McCoy T. J., Keil K., Muenow D. W., and Wilson L. 1997b. Partial melting and melt migration in the acapulcoite-lodranite parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61:639–650.
- McCoy T. J., Carlson W. D., Nittler L. R., Stroud R. M., Bogard D. D., and Garrison D. H. 2006a. Graves Nunataks 95209: A snapshot of metal segregation and core formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70:516–531.
- McCoy T. J., Mittlefehldt D. W., and Wilson L. 2006b. Asteroid Differentiation. In *Meteorites and the early solar system II*. pp. 733–745.
- McSween H. Y. 1999. *Meteorites and their parent planets*, Cambridge University Press.
- McSween Jr H. Y., and Huss G. R. 2010. *Cosmochemistry*, Cambridge University Press.
- Michibayashi K. 2006. Structural Geology of Peridotite and Rheology of the Uppermost Mantle. *日本レオロジー学会誌* 34:291–300.
- Min K., Farley K. A., Renne P. R., and Marti K. 2003. Single grain (U-Th)/He ages from phosphates in Acapulco meteorite and implications for thermal history. *Earth and Planetary Science Letters* 209:323–336.
- Mittlefehldt D. W., Lindstrom M. M., Bogard D. D., Garrison D. H., and Field S. W.

1996. Acapulco- and Lodran-like achondrites: Petrology, geochemistry, chronology, and origin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60:867–881.
- Mittlefehldt D. W., Bogard D. D., Berkley J. L., and Garrison D. H. 2003. Brachinites: Igneous rocks from a differentiated asteroid. *Meteoritics & Planetary Science* 38:1601–1625.
- Mittlefehldt D. W. 2014. Achondrites. In *Treatise on Geochemistry: Second Edition*. pp. 235–266.
- Miyamoto M., and Takeda H. 1994. Thermal history of lodranites Yamato 74357 and MAC88177 as inferred from the chemical zoning of pyroxene and olivine. *Journal of Geophysical Research* 99:5669–5677.
- Motoyoshi Y., and Hensen B. J. 2001. F-rich phlogopite stability in ultra-high-temperature metapelites from the Napier Complex, East Antarctica. *American Mineralogist* 86:1404–1413.
- Nagahara H., and Ozawa K. 1986. Petrology of Yamato-791493 “lodranite”: Melting, Crystallization, Cooling History, and Relationship to Other Meteorites. *Memoirs of National Institute of Polar Research. Special issue* 41:181–205.
- Nagahara H. 1992. Yamato-8002: Partial melting residue on the “Unique” parent chondrite body. In *Proceedings of NIPR Symposium on Antarctic Meteorites*. pp. 191–223.
- Nakamuta Y., Urata K., Shibata Y., and Kuwahara Y. 2017. Effect of $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ component on Lindsley’s pyroxene thermometer: An evaluation based on strongly metamorphosed LL chondrites. *Meteoritics & Planetary Science* 52:511–521.
- Nehru C. E., Prinz M., Delaney J. S., Dreibus G., Palme H., Spettel B., and Wänke H. 1983. Brachina: A new type of meteorite, not a chassignite. *Journal of Geophysical Research* 88:B237–B244.
- Neumann W., Breuer D., Spohn T., Henke S., and Gail H. 2015. Modelling the thermal evolution and differentiation of the parent body of acapulcoites and lodranites. In *Geophysical Research Abstracts*. p. 2015.
- Neumann W., Breuer D., Spohn T., Henke S., Gail H.-P., Schwarz W., Tieloff M., and Hopp J. 2018. MODELING THE EVOLUTION OF THE PARENT BODY OF ACAPULCOITES AND LODRANITES: A CASE STUDY FOR PARTIALLY DIFFERENTIATED ASTEROIDS. In *49th Lunar and Planetary Science Conference*. p. #1170.
- Nyquist L. E., Kleine T., Shih C. Y., and Reese Y. D. 2009. The distribution of short-lived radioisotopes in the early solar system and the chronology of asteroid accretion, differentiation, and secondary mineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73:5115–5136.
- Palme H., Schultz L., Spettel B., Weber H. W., Wänke H., Michel-Levy M. C., and Lorin J. C. 1981. The Acapulco meteorite: Chemistry, mineralogy and irradiation effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45.
- Patzer A., Hill D. H., and Boynton W. V. 2004. Evolution and classification of acapulcoites and lodranites from a chemical point of view. *Meteoritics & Planetary Science* 39:61–85.
- Pellas P., Fiéni C., Tieloff M., and Jessberger E. K. 1997. The cooling history of the Acapulco meteorite as recorded by the ^{244}Pu and ^{40}Ar - ^{39}Ar chronometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61:3477–3501.
- Rubin A. E. 2007. Petrogenesis of acapulcoites and lodranites: A shock-melting model. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71:2383–2401.
- Rubin A. E., and Grossman J. N. 2010. Meteorite and meteoroid: New comprehensive definitions. *Meteoritics and Planetary Science* 45:117–125.
- Schmitz B., Yin Q.-Z., Sanborn M. E., Tassinari M., Caplan C. E., and Huss G. R. 2016. A new type of solar-system material recovered from Ordovician marine limestone. *Nature Communications* 7:ncomms11851.
- Van Schmus W. R., and Wood J. A. 1967. A chemical-petrologic classification for the

- chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31:747–765.
- Schultz L., Palme H., Spettel B., Weber H. W., Wbnke H., Christophe M., and Lorin J. C. 1982. Allan Hills 7708 1 -an. *Earth and Planetary Science Letters* 61:23–31.
- Spray J. G. 2010. Frictional Melting Processes in Planetary Materials: From Hypervelocity Impact to Earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 38:221–254.
- Sterenborg M. G., and Crowley J. W. 2013. Thermal evolution of early solar system planetesimals and the possibility of sustained dynamos.
- Stöffler D., Keil K., and Edward R.D S. 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55:3845–3867.
- Sundberg M., and Cooper R. F. 2008. Crystallographic preferred orientation produced by diffusional creep of harzburgite: Effects of chemical interactions among phases during plastic flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113:1–16.
- Tait A. W., Tomkins A. G., Godel B. M., Wilson S. A., and Hasalova P. 2014. Investigation of the H7 ordinary chondrite, Watson 012: Implications for recognition and classification of Type 7 meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 134:175–196.
- Takeda H., Mori H., Hiroi T., and Saito J. 1994a. Mineralogy of new Antarctic achondrites with affinity to Lodran and a model of their evolution in an asteroid. *Meteoritics & Planetary Science* 29:830–842.
- Takeda H., Otsuki M., Yamaguchi A., and Miyamoto M. 1994b. Inhomogeneous distribution of materials in lodranites-acapulcoites and IAB Irons and their common formation processes. *abstract, 25th lunar and planetary science* 1375–1376.
- Thomas P. C. 1997. Impact Excavation on Asteroid 4 Vesta: Hubble Space Telescope Results. *Science* 277:1492–1495.
- Tkalcec B. J., Golabek G. J., and Brenker F. E. 2013. Solid-state plastic deformation in the dynamic interior of a differentiated asteroid. *Nature Geoscience* 6:93–97.
- Tkalcec B. J., and Brenker F. E. 2014. Plastic deformation of olivine-rich diogenites and implications for mantle processes on the diogenite parent body. *Meteoritics & Planetary Science* 49:1202–1213.
- Touboul M., Kleine T., Bourdon B., Van Orman J. A., Maden C., and Zipfel J. 2009. Hf-W thermochronometry: II. Accretion and thermal history of the acapulcoite-lodranite parent body. *Earth and Planetary Science Letters* 284:168–178.
- Touboul M., Sprung P., Aciego S. M., Bourdon B., and Kleine T. 2015. Hf-W chronology of the eucrite parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 156:106–121.
- Treiman A. H., Alexander C. M. O., Essene E. J., and McCanta M. C. 2007. THE AMPHIBOLE-PHLOGOPITE R-CHONDRITE LAP 04840: HOT HYDRATION BY HEAVY H₂O. A. *abstract, 38th lunar and planetary science conference* #1309.
- Tsunogae T., and Santosh M. 2003. Sapphirine and corundum-bearing granulites from Karur, Madurai block, southern India. *Gondwana Research* 6:925–930.
- Weigand P. W., and Hollister L. S. 1973. Basaltic vitrophyre 15597: An undifferentiated melt sample. *Earth and Planetary Science Letters* 19:61–74.
- Weisberg M. K., McCoy T. J., and Krot A. N. 2006. Systematics and Evaluation of Meteorite Classification. In *Meteorites and the early solar system II*. pp. 19–52.
- Willis J., Goldstein J. I., and Ridings R. 1982. A revision of metallographic cooling rate curves for chondrites. 12:1135–1143.
- Wilson L., and Keil K. 1996. Clast sizes of ejecta from explosive eruptions on asteroids: Implications for the fate of the basaltic products of differentiation. *Earth and Planetary Science Letters* 140:191–200.
- Wilson L., and Keil K. 2012. Volcanic activity on differentiated asteroids: A review and

- analysis. *Chemie der Erde - Geochemistry* 72:289–321.
- Wlotzka F. 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics* 28:460.
- Wlotzka F. 2005. Cr spinel and chromite as petrogenetic indicators in ordinary chondrites: Equilibration temperatures of petrologic types 3.7 to 6. *Meteoritics & Planetary Science* 40:1673–1702.
- Wood J. a. 1967. Chondrites: Their metallic minerals, thermal histories, and parent planets. *Icarus* 6:1–49.
- Yamaguchi A. et al. 2002. A New Source of Basaltic Meteorites Inferred from Northwest Africa 011. *Science* 296:334–336.
- Yamaguchi A., Imae N., Kimura M., and Kojima H. 2012. Meteorite Newsletter. *Meteorite Newsletter* 21.
- Yamaguchi A., Barrat J. A., Shirai N., and Ebihara M. 2015. Petrology and geochemistry of Northwest Africa 5480 diogenite and evidence for a basin-forming event on Vesta. *Meteoritics & Planetary Science* 50:1260–1270.
- Yamaguchi A., Kimura M., Pittarello L., Imae N., Vinciane D., Claeys P., and Kojima H. 2016. Meteorite Newsletter. *Meteorite Newsletter* 23.
- Yamaguchi A., Barrat J.-A., and Greenwood R. 2017. Achondrite. In *Encyclopedia of Geochemistry*. pp. 1–6.
- Yanai K. 1978. Yamato-74 meteorites collection, Antarctica from November to December 1974. *Memoirs of National Institute of Polar Research. Special issue* 8:1–37.
- Yanai K., and Kojima H. 1991. Yamato-74063: Chondritic Meteorite Classified between E and H Chondrite Group. In *Proceedings of NIPR Symposium on Antarctic Meteorites*. pp. 118–130.
- Yugami K., Takeda H., Kojima H., and Miyamoto M. 1998a. Modal mineral abundances and the differentiation trends in primitive achondrites. *Antarctic Meteorite Reserch* 11:49–70.
- Yugami K., Takeda H., Kojima H., and Miyamoto M. 1998b. Modal mineral abundances and the differentiation trends in primitive achondrites. *Antarctic Meteorite Reserch* 11:49–70.
- Yurimoto H., Krot A. N., Scott E. R. D., Cuzzi J. N., Thiemens M. H., and Lyons J. R. 2007. Origin and Evolution of Oxygen Isotopic Compositions of the Solar System. In *Protostars and planets V*. pp. 849–862.
- Zipfel J., Palme H., Kennedy A. K., and Hutcheon I. D. 1995. Chemical composition and origin of the Acapulco meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59:3607–3627.
- 小久保英一郎. 2006. 惑星系の起源: Cameron モデル対京都モデル. *天文月報* 99:273–277.
- 小暮敏郎. 2003. 初学者のための電子回折プログラム. *岩石鉱物科学* 32:96–101.
- 坂本尚義, and 倉本圭. 1998. 隕石を作った初期太陽系プロセス. *科学* 68:637–650.

Appendix

Table S1.1. Analytical conditions of EPMA for olivine, low-Ca pyroxene, and augite.

Acceleration voltage: 15 kV					
Current: 10 nA, 30 nA					
	Standard	Analyzing crystal	Count (second)		Detection limit (wt%)
			Peak	Background	
SiO ₂	Wollastonite	TAP	100	50	~0.01
TiO ₂	TiO ₂	PETJ	40	20	~0.01
Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TAP	60	30	~0.01
Cr ₂ O ₃	Chromite	PETJ	20	10	~0.02
FeO	Hematite	LIF	40	20	~0.02
NiO	NiO	LIF	40	20	~0.03
MnO	Spessartine	PETJ	100	50	~0.01
MgO	MgO	TAP	60	30	~0.01
CaO	Wollastonite	PETH	100	50	~0.01
Na ₂ O	Jadeite	TAP	20	10	~0.01
K ₂ O	Orthoclase	PETH	20	10	~0.01

Table S1.2. Analytical conditions of EPMA for feldspar.

Acceleration voltage: 15 kV

Current: 6 nA

	Standard	Analyzing crystal	Count (second)		Detection limit (wt%)
			Peak	Background	
SiO ₂	Albite	TAP	90	45	~0.01
TiO ₂	TiO ₂	PETJ	40	20	~0.02
Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TAP	90	45	~0.01
Cr ₂ O ₃	Chromite	PETJ	40	20	~0.02
FeO	Hematite	LIF	30	15	~0.02
NiO	NiO	LIF	30	15	~0.04
MnO	Spessartine	PETJ	40	20	~0.03
MgO	MgO	TAP	30	15	~0.01
CaO	Wollastonite	PETH	100	50	~0.01
Na ₂ O	Albite	TAP	30	15	~0.01
K ₂ O	Orthoclase	PETH	30	15	~0.01
ZnO	ZnS	LIF	20	10	~0.06
P ₂ O ₅	Apatite	LDE	10	5	~0.03
SO ₃	ZaS	PETH	10	5	~0.02
F	Apatite	TAP	20	10	~0.06
Cl	Tugtupite	PETH	20	10	~0.01

Table S1.3. Analytical conditions of EPMA for spinel.

Acceleration voltage: 15 kV

Current: 30 nA

		Analyzing crystal	Count (second)		Detection limit (wt%)
	Standard		Peak	Background	
SiO ₂	Wollastonite	TAP	30	15	<0.01
TiO ₂	TiO ₂	PETJ	40	20	~0.01
Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TAP	110	55	<0.01
Cr ₂ O ₃	Chromite	PETJ	40	20	~0.01
V ₂ O ₃	V ₂ O ₃	LIF	30	15	~0.02
FeO	Hematite	LIF	30	15	~0.01
NiO	NiO	LIF	30	15	~0.02
MnO	Spessartine	PETJ	40	20	~0.01
ZnO	ZnS	LIF	30	15	~0.03
MgO	MgO	TAP	90	45	<0.01
CaO	Wollastonite	PETH	80	40	<0.01
Na ₂ O	Jadeite	TAP	10	5	~0.01
K ₂ O	Orthoclase	PETH	10	5	~0.01
SO ₃	ZnS	PETH	30	15	~0.01

Table S1.4. Analytical conditions of EPMA FeNi metal, troilite, and schreibersite.

Acceleration voltage: 15 kV

Current: 30 nA

	Standard	Analyzing crystal	Count (second)		Detection limit (wt%)
			Peak	Background	
Fe	Fe, Fe ₃ P	LIF	30	15	~0.02
Ni	Ni	LIF	30	15	~0.02
Co	Co	LIF	30	15	~0.02
Cr	Cr	PETJ	10	5	~0.03
P	Fe ₃ P	TAP	10	5	~0.01
S	ZnS	PETH	10	5	<0.01
V	V ₂ O ₃	LIF	30	15	~0.02
Zn	ZnS	LIF	30	15	~0.05
Si	Wollastonite	TAP	10	5	<0.01
Ti	TiO ₂	PETJ	10	5	~0.02
Al	Al ₂ O ₃	TAP	10	5	~0.02
Mn	Spessartine	PETJ	10	5	~0.06
Mg	MgO	TAP	10	5	<0.01
Ca	Wollastonite	PETH	10	5	<0.01

Table S1.5. Analytical conditions of EPMA for hornblende, biotite, and glass.

Acceleration voltage: 15 kV

Current: 6 nA

	Standard	Analyzing crystal	Count (second)		Detection limit (wt%)
			Peak	Background	
SiO ₂	Wollastonite	TAP	100	50	<0.01
TiO ₂	TiO ₂	PETJ	60	30	~0.02
ZrO ₂	ZrO ₂	PETH	100	50	~0.02
Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TAP	100	50	<0.01
Cr ₂ O ₃	Chromite	PETJ	60	30	~0.02
V ₂ O ₃	V ₂ O ₃	LIF	60	30	~0.04
FeO	Hematite	LIF	60	30	~0.03
NiO	NiO	LIF	60	30	~0.03
MnO	Spessartine	PETJ	60	30	~0.02
ZnO	ZnS	LIF	60	30	~0.04
MgO	MgO	TAP	120	60	<0.01
CaO	Wollastonite	PETH	80	40	<0.01
Na ₂ O	Jadeite	TAP	160	80	<0.01
K ₂ O	Orthoclase	PETH	40	20	<0.01
SO ₃	ZnS	PETH	20	10	~0.02
F	Phlogopite	LDE	40	20	~0.03
Cl	Tugtupite	PETJ	60	30	~0.01

Table S1.6. Analytical conditions of EPMA for baddeleyite.

Acceleration voltage: 15 kV

Current: 30 nA

	Standard	Analyzing crystal	Count (second)		Detection limit (wt%)
			Peak	Background	
SiO ₂	Wollastonite	TAP	10	5	~0.01
TiO ₂	TiO ₂	PETJ	60	30	~0.01
ZrO ₂	ZrO ₂	PETH	60	30	~0.02
HfO ₂	HfO ₂	LIFH	60	30	~0.04
FeO	Hematite	LIF	30	15	~0.02
CaO	Wollastonite	PETH	30	15	~0.01

Table S1.7. Composition oxide and mineral standard.

Element		Standard composition (wt%)																			
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	ZnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZrO ₂	HfO ₂	P ₂ O ₅	F	Cl	Total
Wollastonite Si, Ca		51.72										48.27									100.0
Albite Si, Na		68.14		19.77			<0.01						0.38	11.46	0.23						100.0
TiO ₂ Ti			99.9																		99.9
Al ₂ O ₃ Al				99.9																	99.9
Chromite Cr		0.03		23.91	0.17	45.65		12.72	0.17	0.13	0.01	17.26	0.12								100.2
V ₂ O ₃ V					82.41																82.4
Hematite Fe		0.25					99.99														100.2
NiO Ni								99.99													100.0
Spessartine Mn		36.41	0.108	20.6				2.47		40.31			0.062	0.008							100.0 (SnO: 0.057)
MgO Mg											99.99										100.0
Jadeite Na		59.11		22.18				1.3					2.15	14.21							99.0
Orthoclase K		64.65		17.04			1.87							0.94	15.4						99.9
Phlogopite F		42.8		12.1							28.71				11.18				9.02		103.8
ZrO ₂ Zr																99.99					100.0
HfO ₂ Hf																	99.99				100.0
Apatite F		0.34		0.07			0.06			0.01		0.01	54.02	0.23	0.01			40.78	3.7		99.2
Tugtupite Cl		51.39		10.9											26.5					7.58	96.4 (BeO: 5.36)

Table S1.8. Composition of other standards.

Standard	Element	Standard composition (wt%)						
		Fe	Ni	Co	Zn	S	P	Total
Fe ₃ P	Fe,P	84.4					15.6	100.0
Ni	Ni		99.99					100.0
Co	Co			99.99				100.0
ZnS	Zn,S				66.95	32.84		99.8

Table S1.9. The element assigned to mineral phases and the modal abundance of each mineral phases.

Mineral Phases	Elements
Olivine	Mg
Low-Ca pyroxene	Mg, Si
Augite	Ca, Si
Plagioclase	Al, Si, Na
Chromite	Cr
FeNi metal	Fe
Troilite	S
Schreibersite	P, Fe
Phosphate	P, Ca

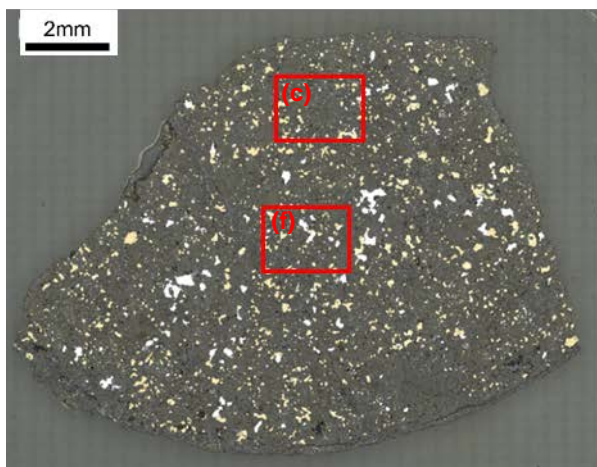
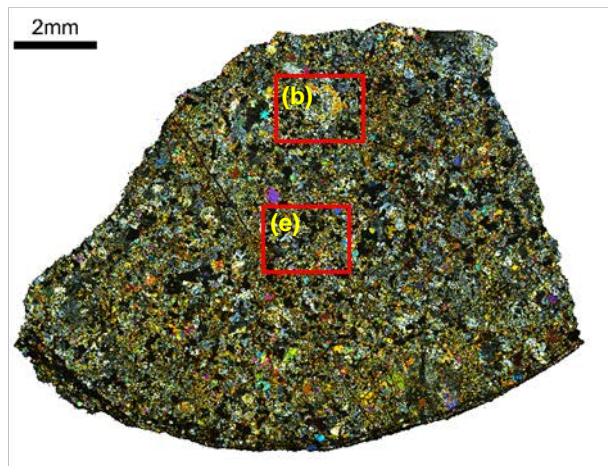
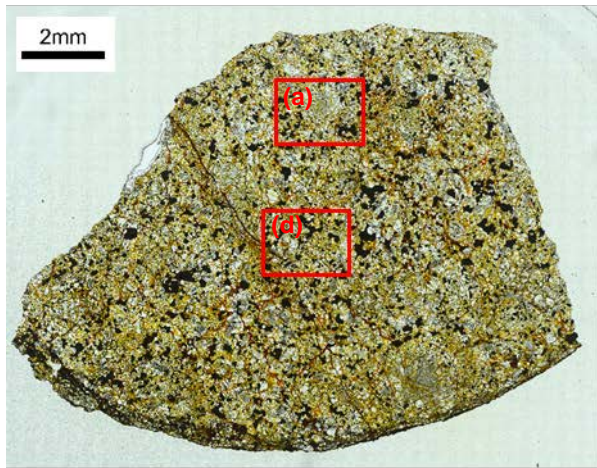


Fig. S6.1.1. Y-74063 の試料全体の偏光顕微鏡写真. 透過光平行ニコル下 (上段)、透過光直交ニコル下 (中段)、反射光下 (下段). 赤枠は、本文中 Fig.6.1 の範囲を示す.

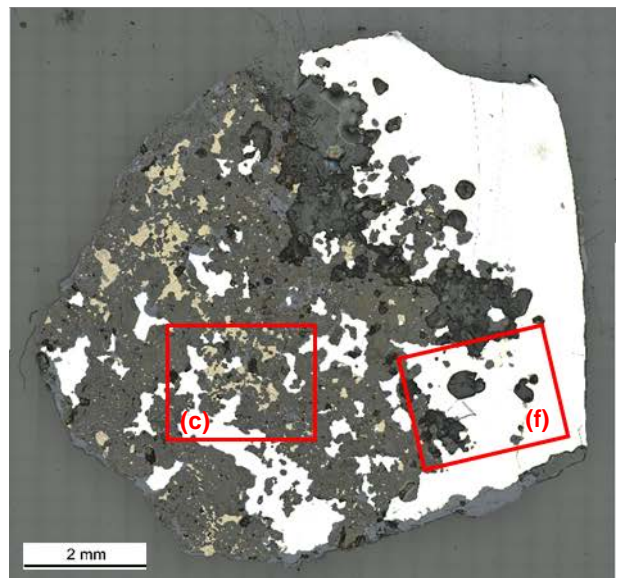
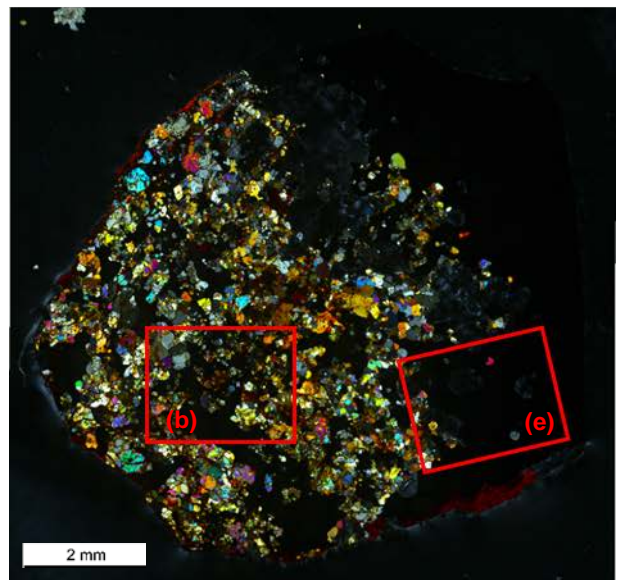
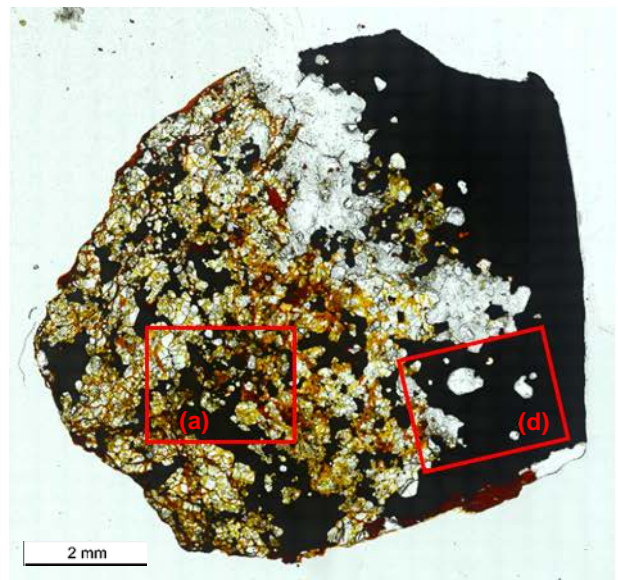


Fig. S6.1.2. Y 982003 の試料全体の偏光顕微鏡写真. 透過光平行ニコル下 (上段)、透過光直交ニコル下 (中段)、反射光下 (下段). 赤枠は、本文中 Fig.6.2 の範囲を示す.

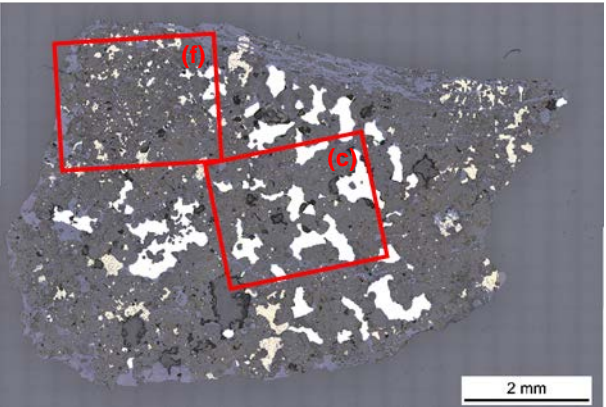
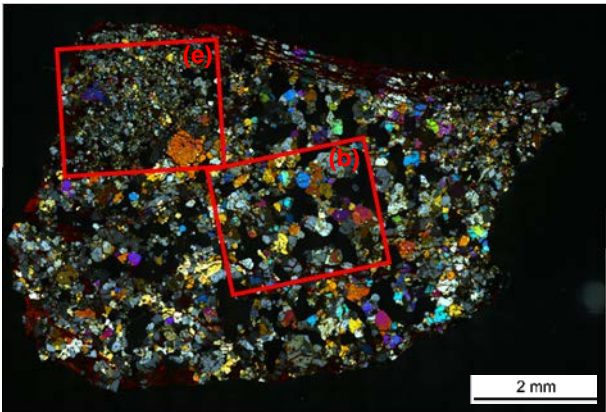
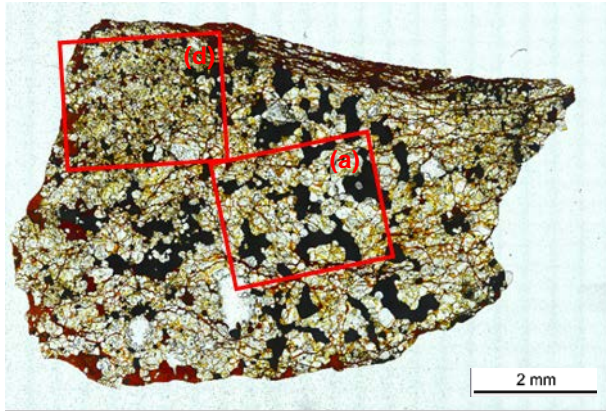


Fig. S6.1.3. Y 982004 の試料全体の偏光顕微鏡写真．透過光平行ニコル下（上段）、透過光直交ニコル下（中段）、反射光下（下段）．赤枠は、本文中 Fig.6.3 の範囲を示す．

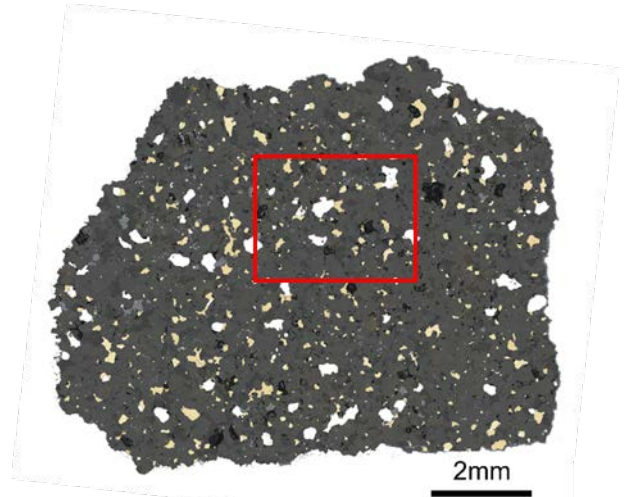


Fig. S6.1.4. Acapulco の試料全体の偏光顕微鏡写真．反射光下．赤枠は、本文中 Fig.6.4 の範囲を示す．

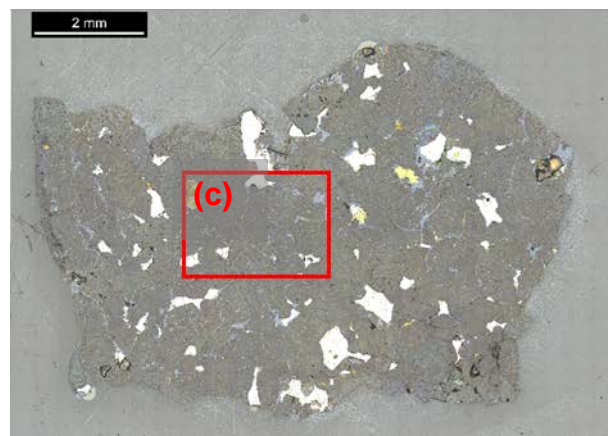
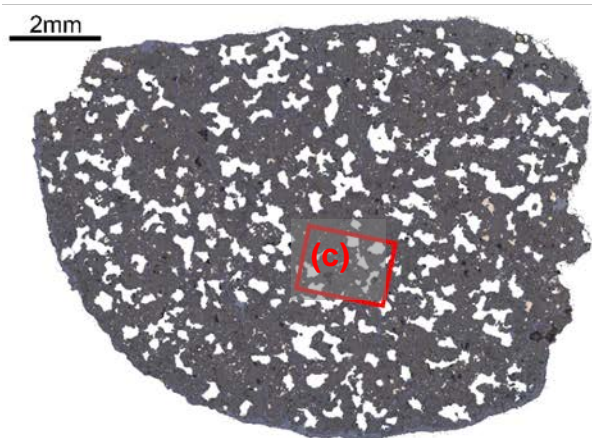
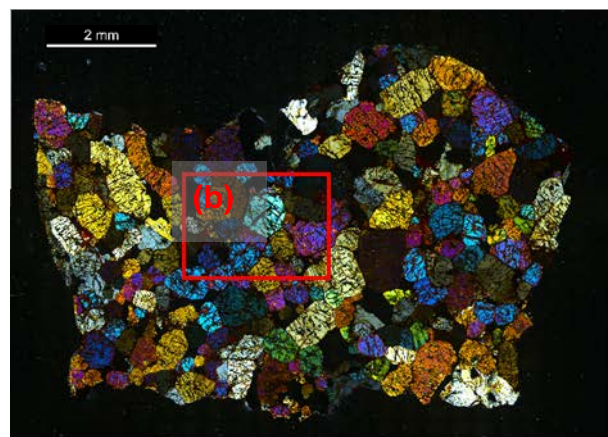
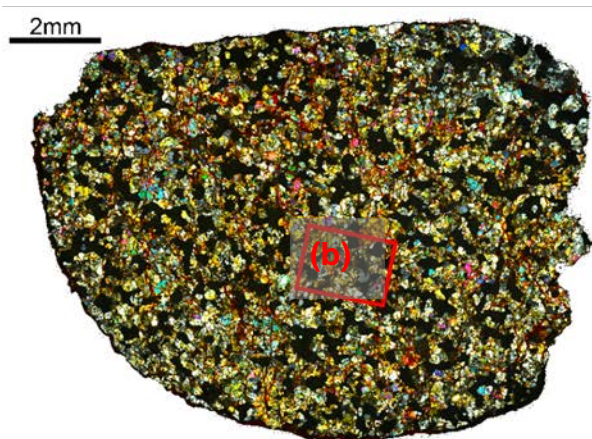
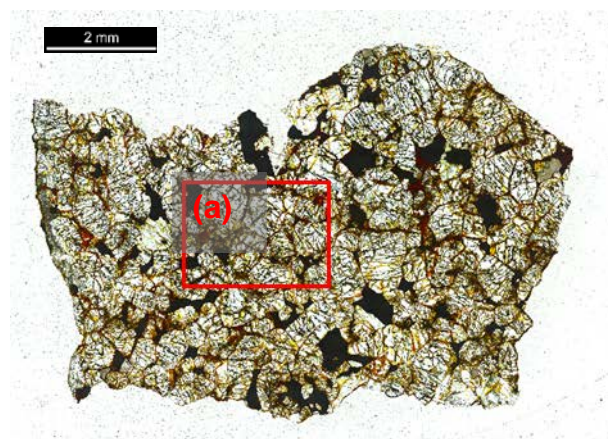
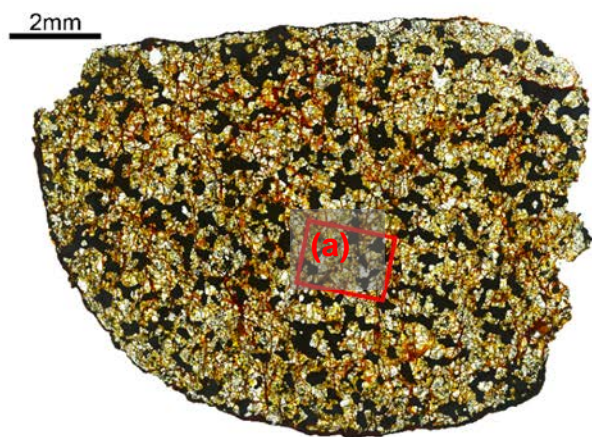


Fig. S6.1.5. Y 981505 の試料全体の偏光顕微鏡写真．透過光平行ニコル下（上段）、透過光直交ニコル下（中段）、反射光下（下段）．赤枠は、本文中 Fig.6.5 の範囲を示す．

Fig. S6.1.6. Y 981505 の試料全体の偏光顕微鏡写真．透過光平行ニコル下（上段）、透過光直交ニコル下（中段）、反射光下（下段）．赤枠は、本文中 Fig.6.6 の範囲を示す．

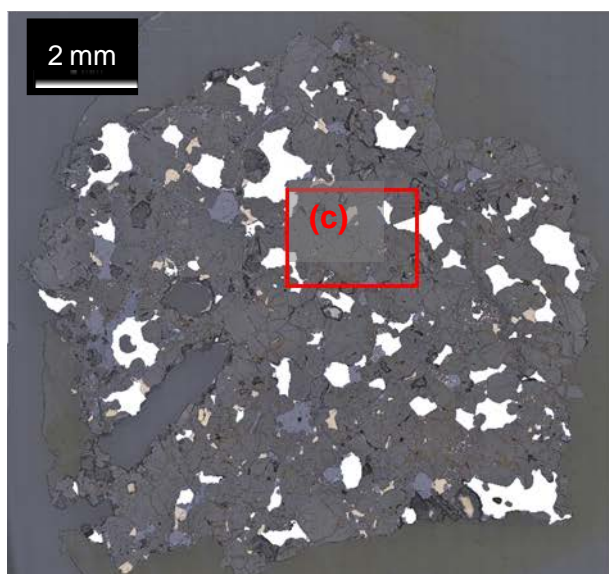
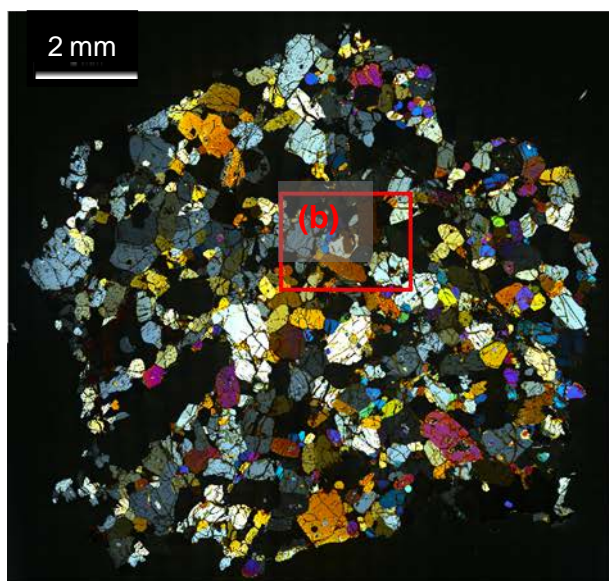
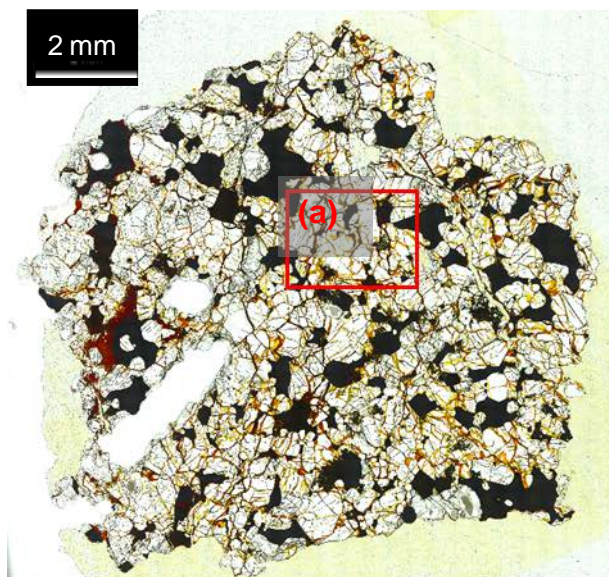


Fig. S6.1.7. Y-791491 の試料全体の偏光顕微鏡写真。透過光平行ニコル下（上段）、透過光直交ニコル下（中段）、反射光下（下段）。赤枠は、本文中 Fig.6.7 の範囲を示す。

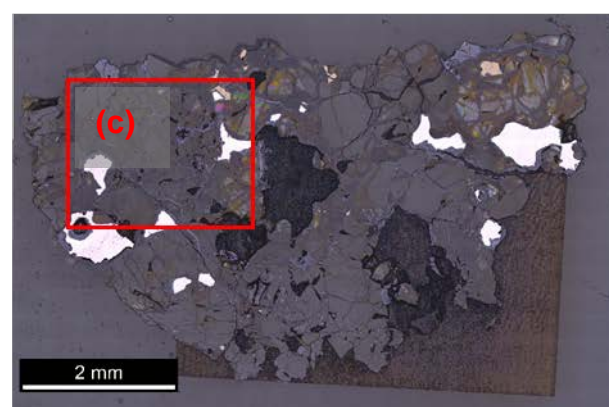
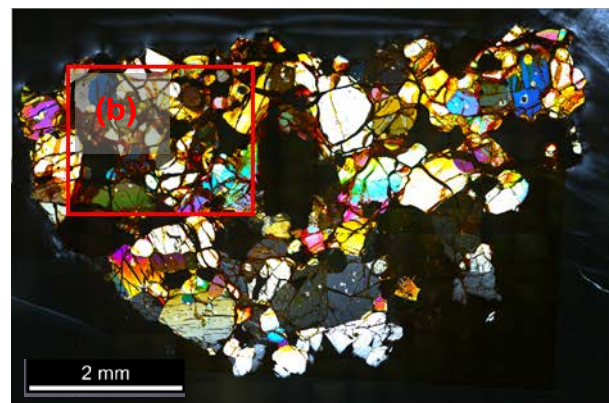
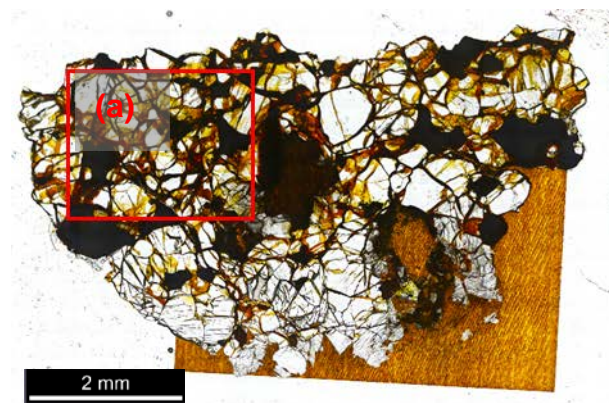


Fig. S6.1.8. Y-791493 の試料全体の偏光顕微鏡写真。透過光平行ニコル下（上段）、透過光直交ニコル下（中段）、反射光下（下段）。赤枠は、本文中 Fig.6.8 の範囲を示す。

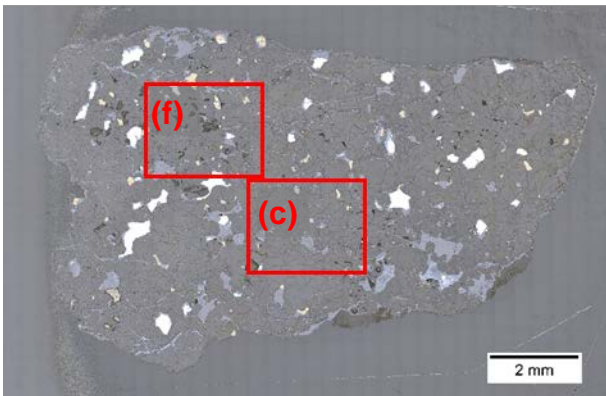
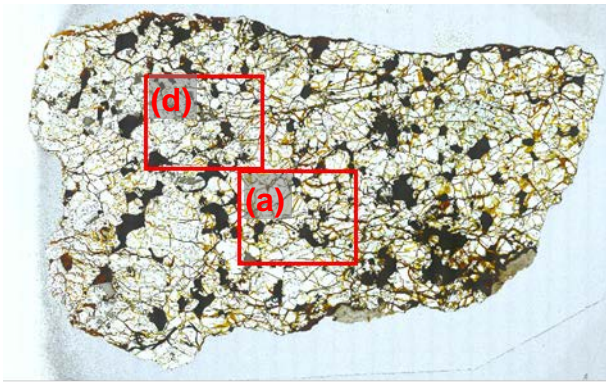


Fig. S6.1.9. NWA 2235 の試料全体の偏光顕微鏡写真．透過光平行ニコル下（上段）、透過光直交ニコル下（中段）、反射光下（下段）．赤枠は、本文中 Fig.6.9 の範囲を示す．

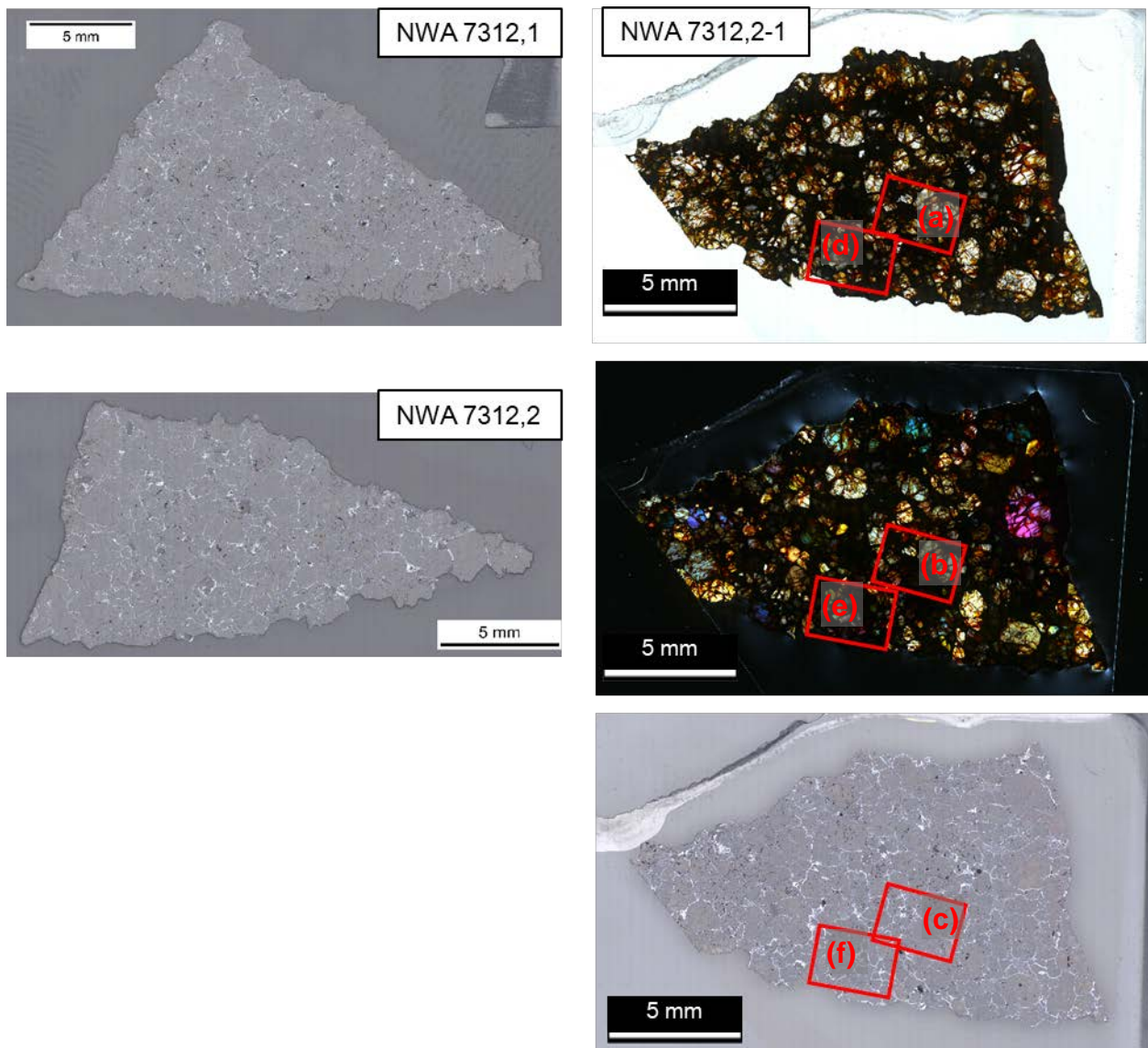


Fig. S6.1.10. NWA 7312 の試料全体の偏光顕微鏡写真．（左列）NWA 7312,1 および、NWA 7312,2. 反射光下．（右列）NWA 7312,2-1. （上段）透過光平行ニコル下、（中段）透過光直交ニコル下、（下段）反射光下．赤枠は、本文中 Fig.6.10 の範囲を示す．

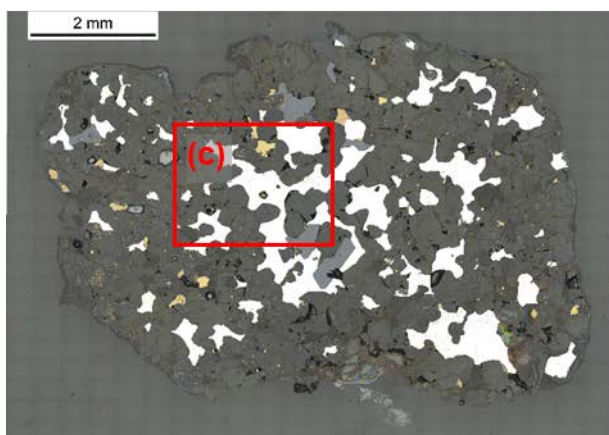
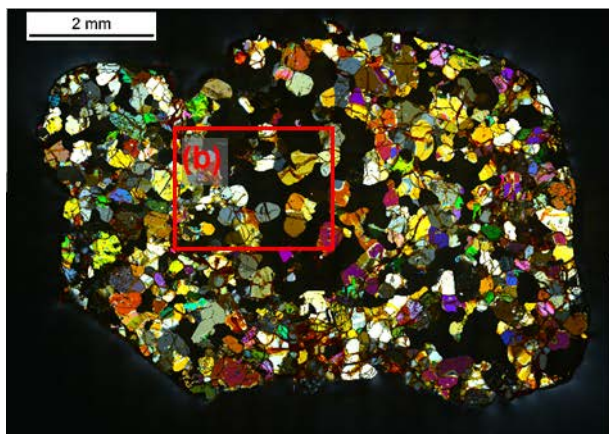
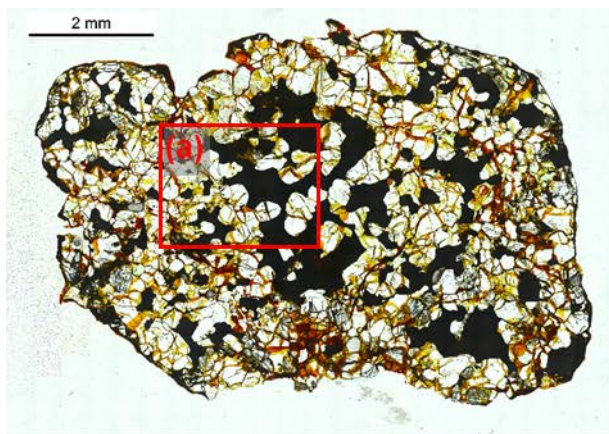


Fig. S6.1.11. Y 981619 の試料全体の偏光顕微鏡写真．透過光平行ニコル下（上段）、透過光直交ニコル下（中段）、反射光下（下段）．赤枠は、本文中 Fig.6.11 の範囲を示す．

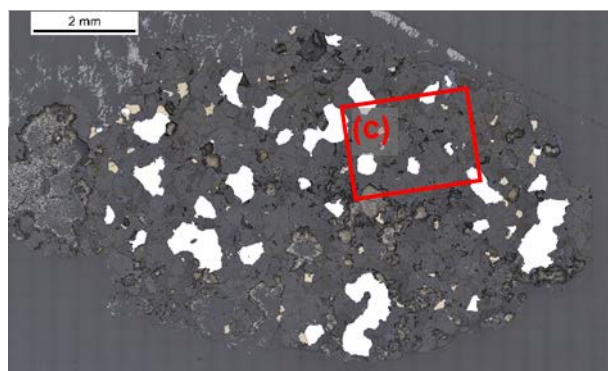
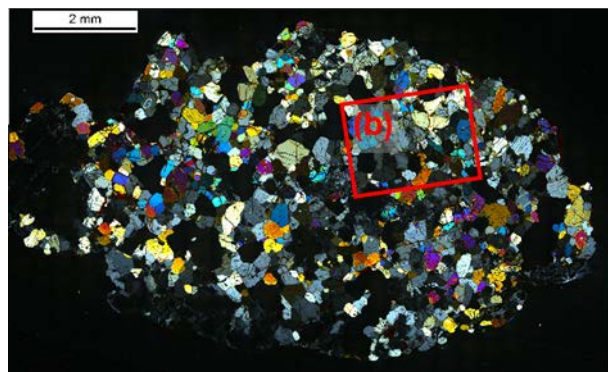
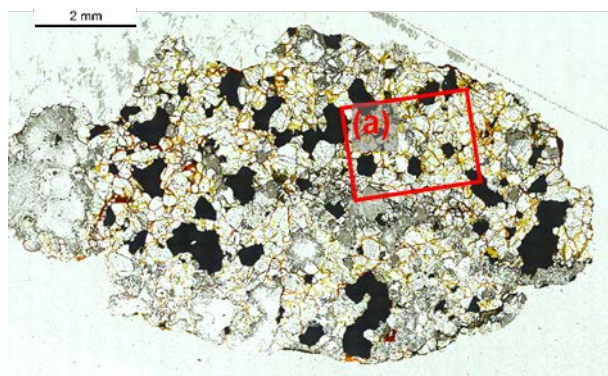


Fig. S6.1.12. Y 981670 の試料全体の偏光顕微鏡写真．透過光平行ニコル下（上段）、透過光直交ニコル下（中段）、反射光下（下段）．赤枠は、本文中 Fig.6.12 の範囲を示す．

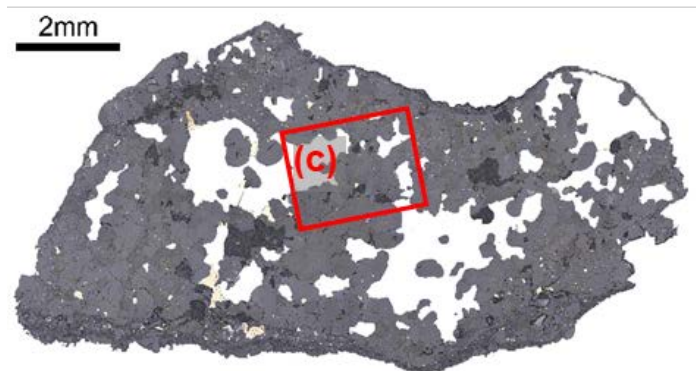
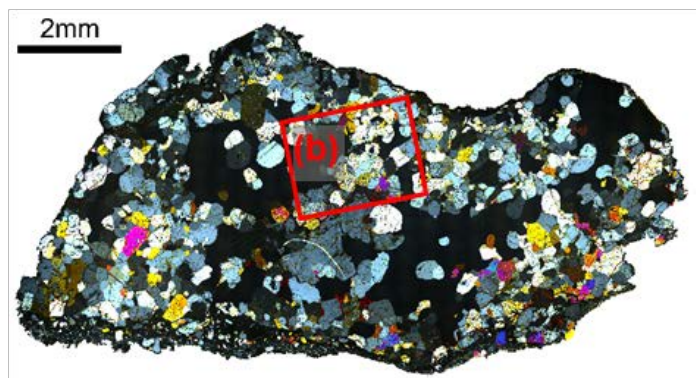
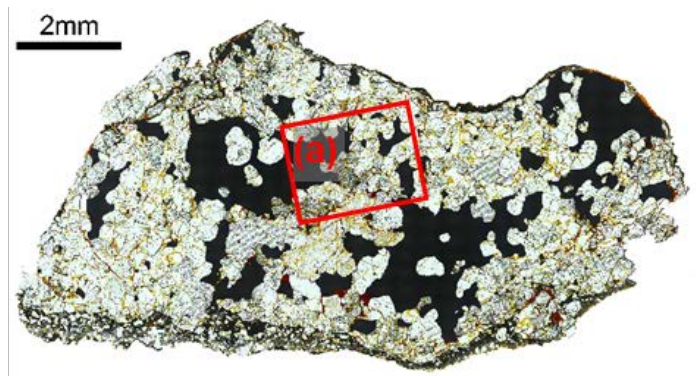


Fig. S6.1.13. Y 981725 の試料全体の偏光顕微鏡写真. 透過光平行ニコル下 (上段)、透過光直交ニコル下 (中段)、反射光下 (下段). 赤枠は、本文中 Fig.6.13 の範囲を示す.

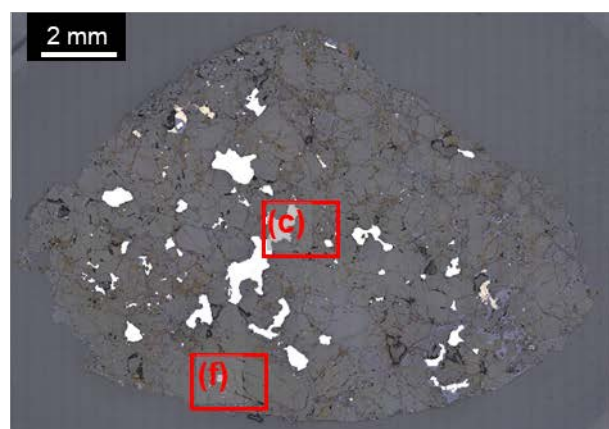
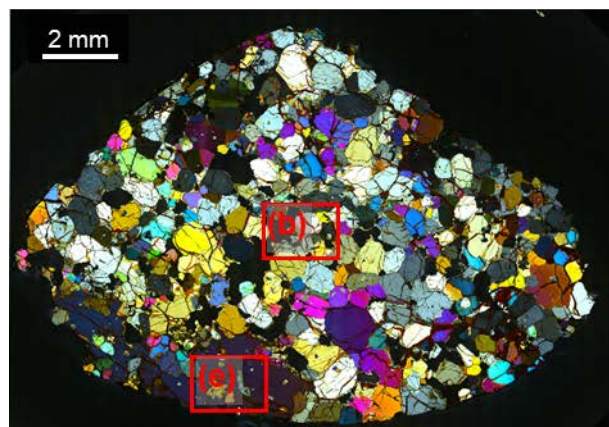
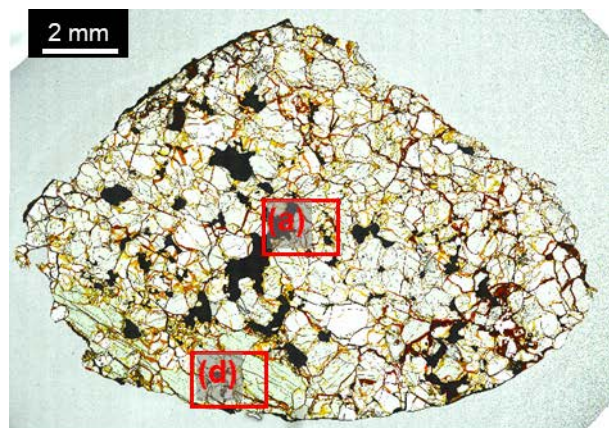


Fig. S6.1.14. Y 981988 の試料全体の偏光顕微鏡写真. 透過光平行ニコル下 (上段)、透過光直交ニコル下 (中段)、反射光下 (下段). 赤枠は、本文中 Fig.6.14 の範囲を示す.

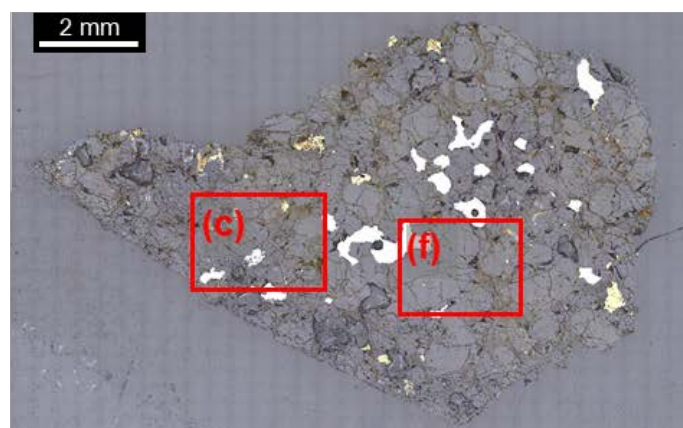
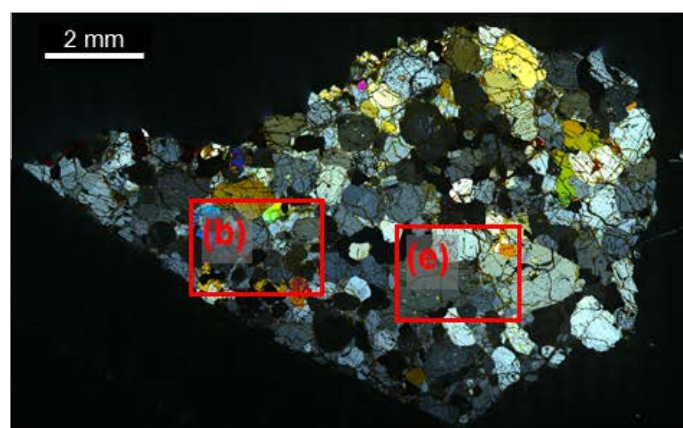
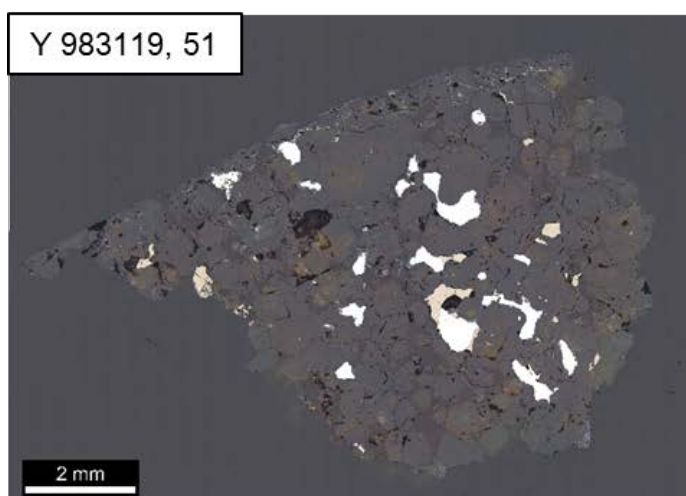
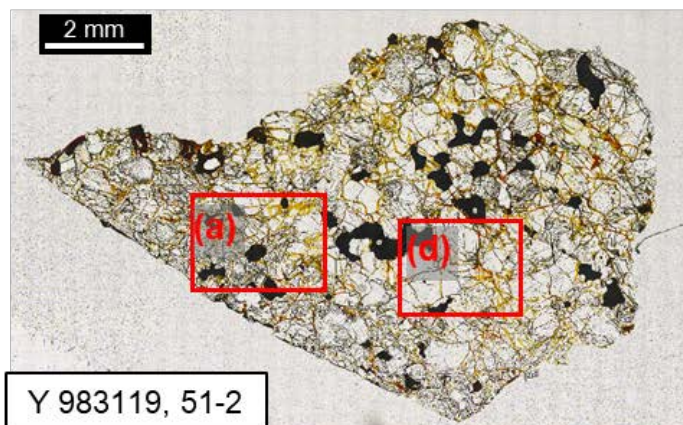
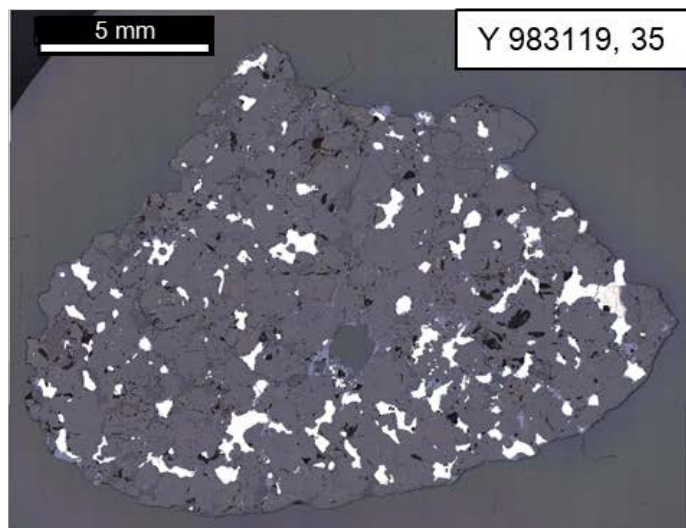


Fig. S6.1.15. Y 983119 の試料全体の偏光顕微鏡写真．（左列） Y 983119,35 および、 Y 983119,51．反射光下．（右列） Y 983119,51-2．（上段）透過光平行ニコル下、（中段）透過光直交ニコル下、（下段）反射光下．赤枠は、本文中 Fig.6.15 の範囲を示す．

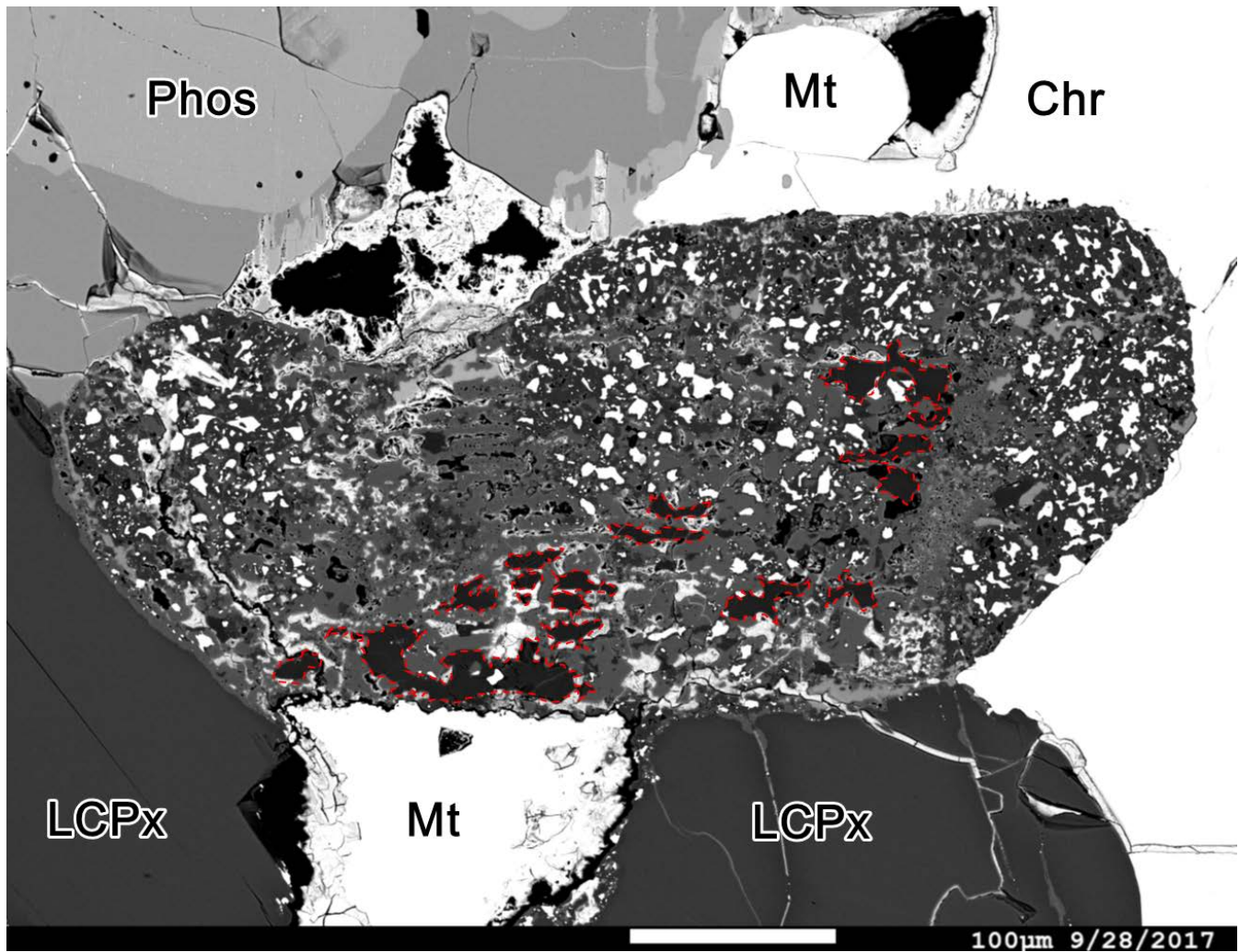
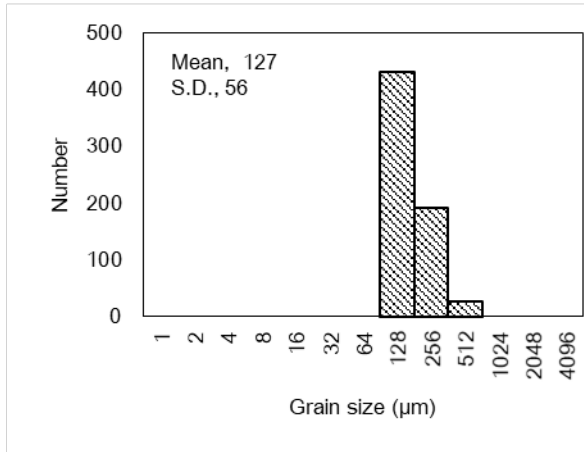
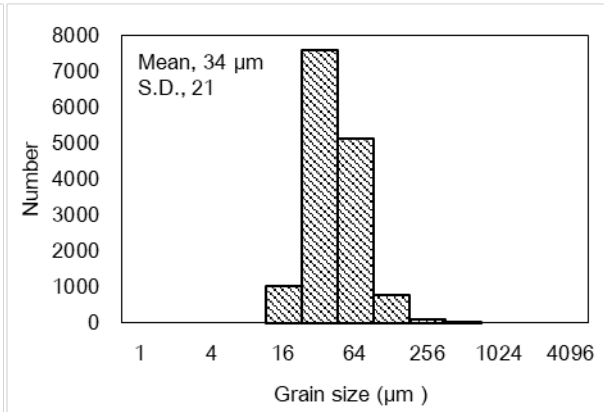


Fig. S6.1.16. Y 981619 中の交代されたかんらん石の BSE 像（画像中央）．交代される前のかんらん石の自形と考えられる短柱状の形状を保持したまま、トロイライト、風化物（白色）、オーザイト、リン酸塩鉱物（明るい灰色）、低 Ca 輝石（濃い灰色）の集合体に交代されている．残存しているかんらん石を赤破線で示している．LCPx: 低 Ca 輝石、Mt: 鉄ニッケル合金、Phos: リン酸塩鉱物、Chr: クロマイト．

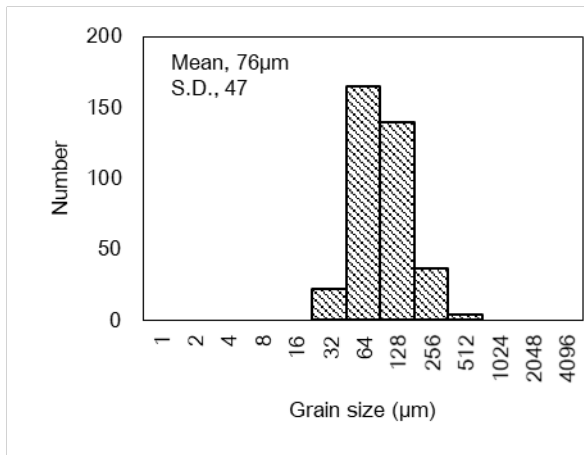
Acapulco



Y-74063



Y 982003



Y 982004

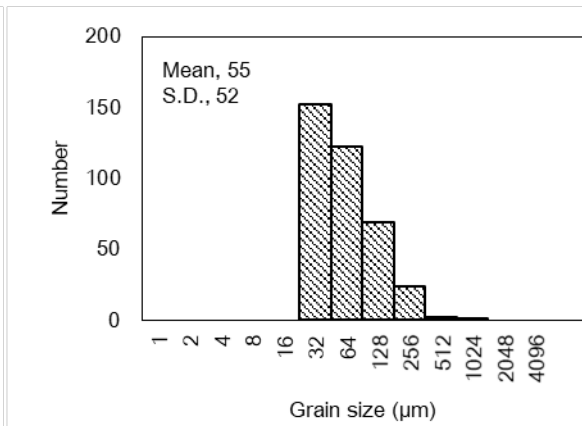
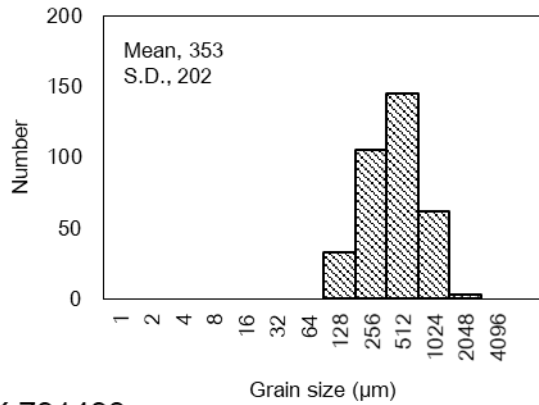
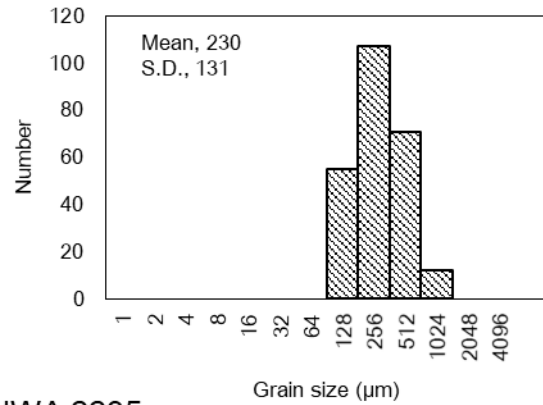


Fig. S6.2.1. アカプルコアイトのかんらん石結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

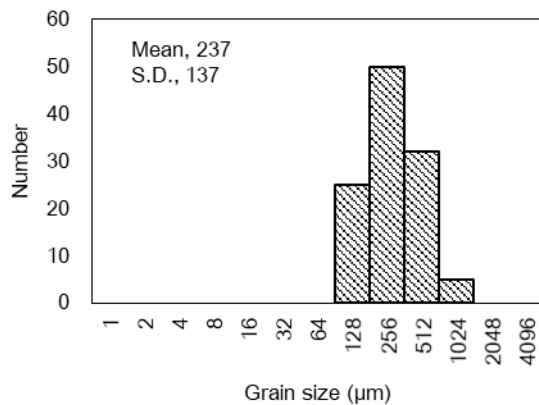
Y-74357



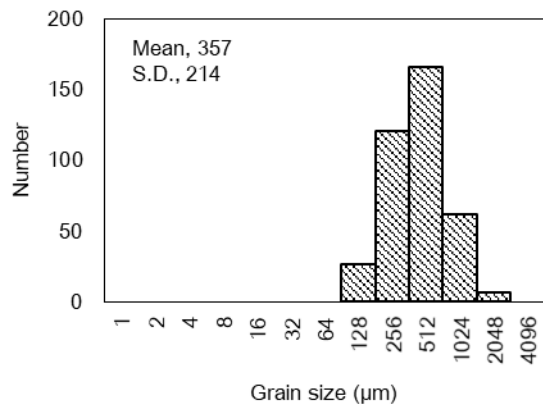
Y-791491



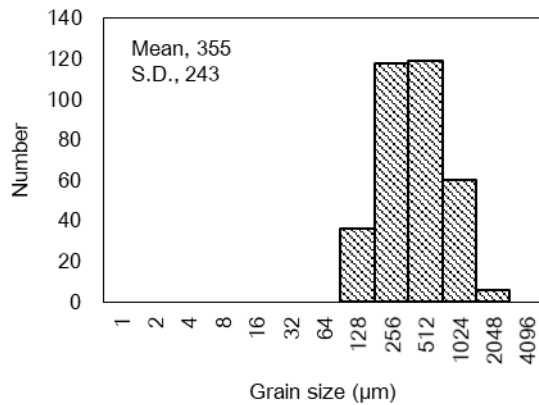
Y-791493



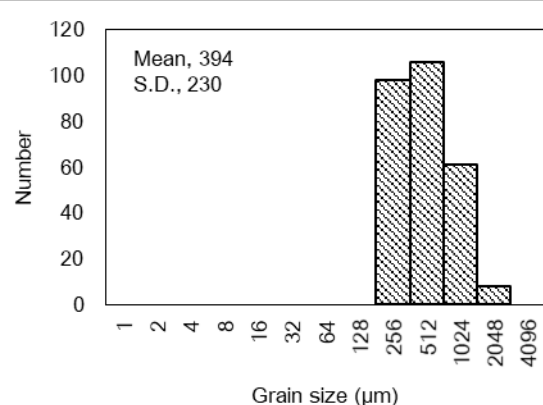
NWA 2235



NWA 7312,1



NWA 7312,2



NWA 7312,2-1

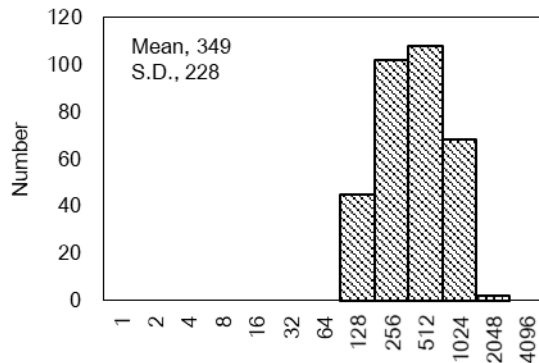
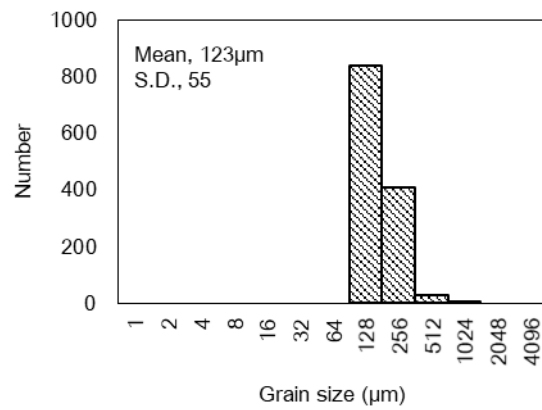
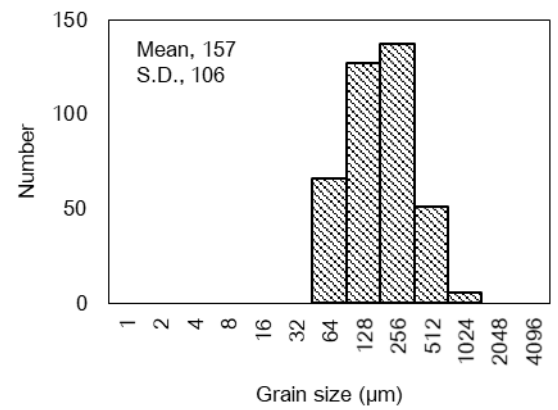


Fig. S6.2.2. ロドラナイトのかんらん石結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

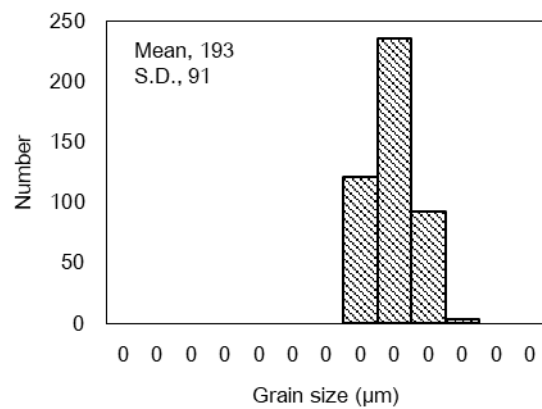
Y 981505



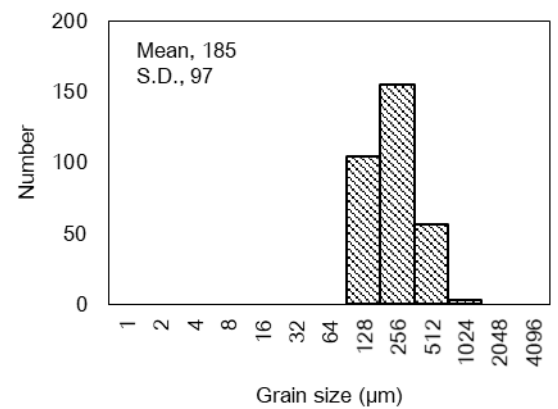
Y 981619



Y 981670



Y 981725



Y 981988

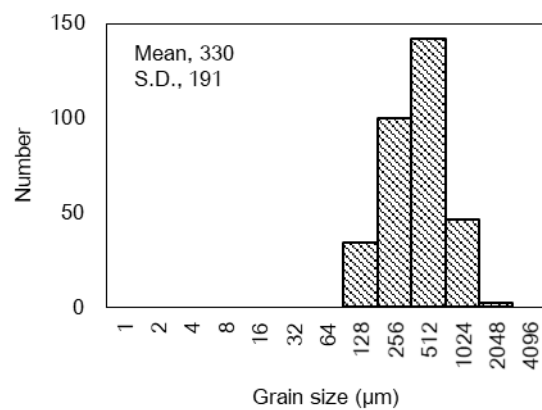
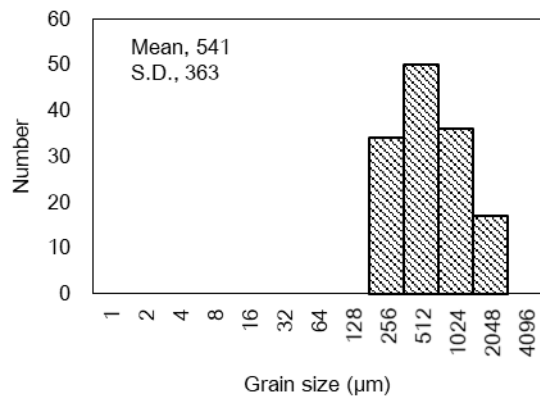


Fig. S6.2.3. 中間的試料のかんらん石結晶粒径頻度分布. S.D.は1 σ 標準偏差を示す.

Y 983119,35



Y 983119,51-2

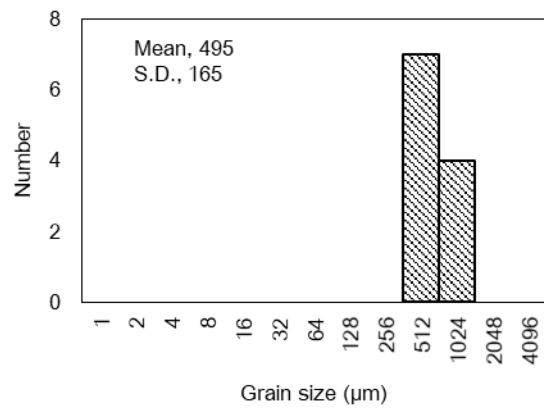
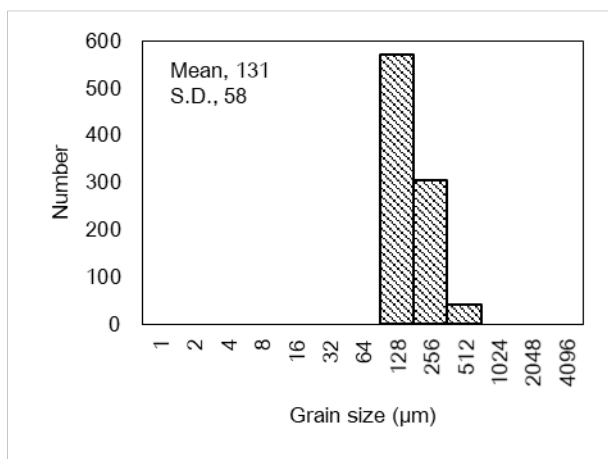
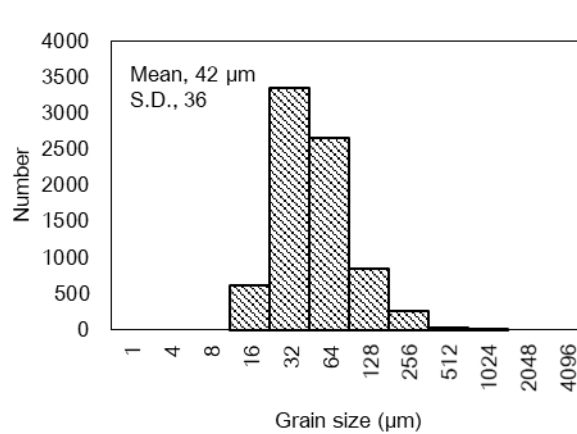


Fig. S6.2.4. Y 983119 のかんらん石結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

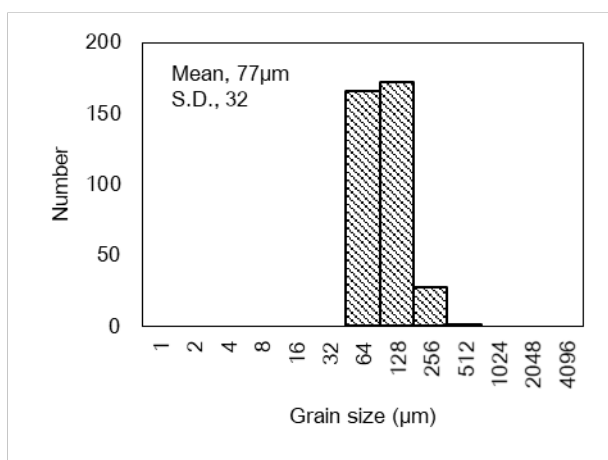
Acapulco



Y-74063



Y 982003



Y 982004

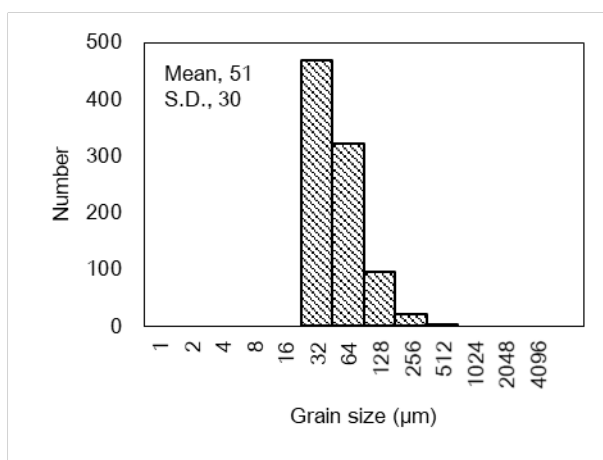
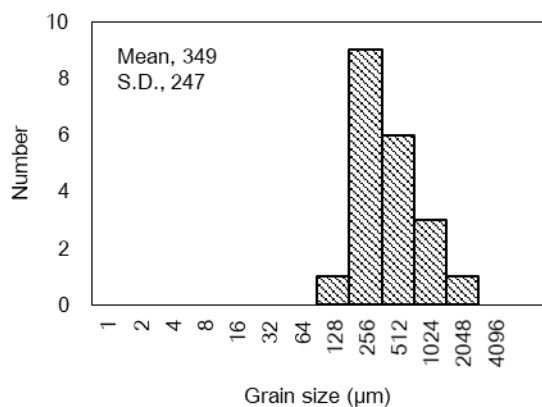
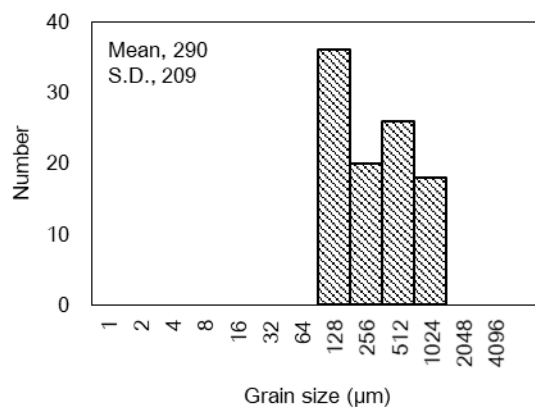


Fig. S6.2.5. アカプルコアイトの低 Ca 輝石の結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

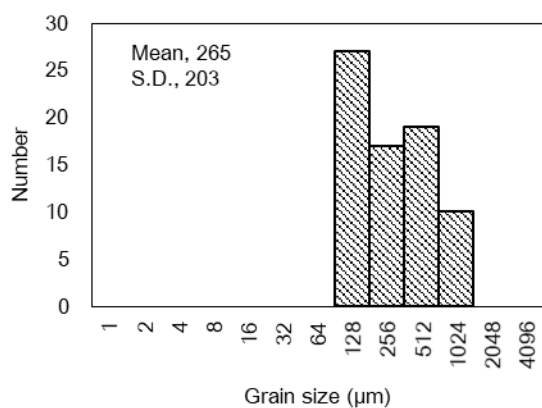
Y-74357



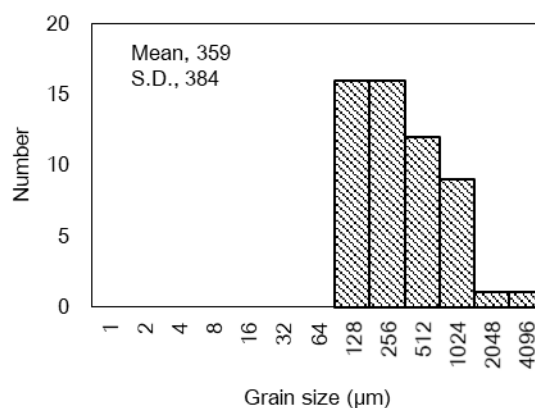
Y-791491



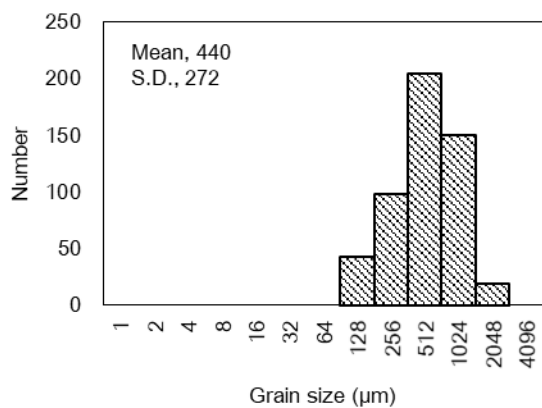
Y-791493



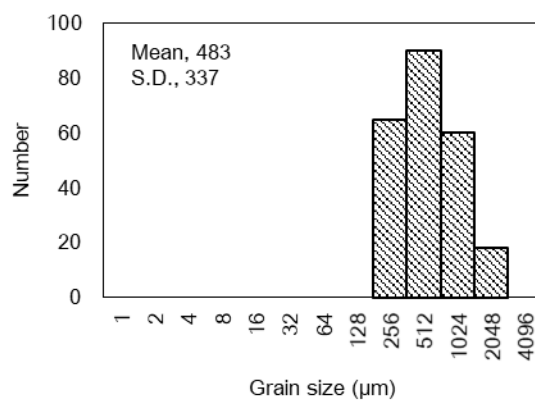
NWA 2235



NWA 7312,1



NWA 7312,2



NWA 7312,2-1

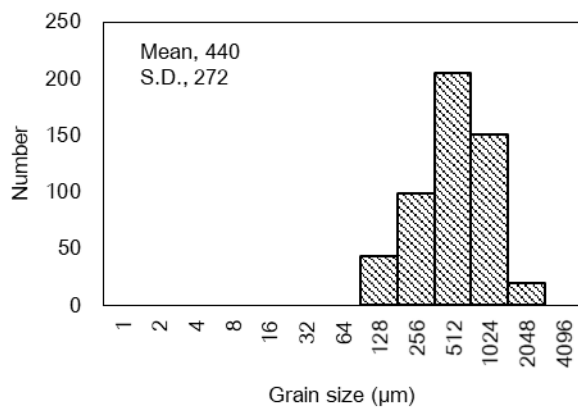
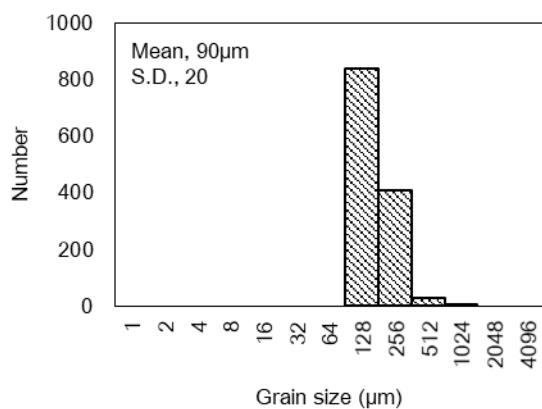
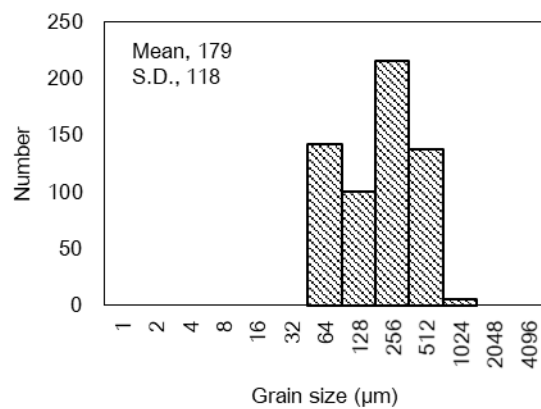


Fig. S6.2.6. ロドラナイトの低 Ca 輝石の結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

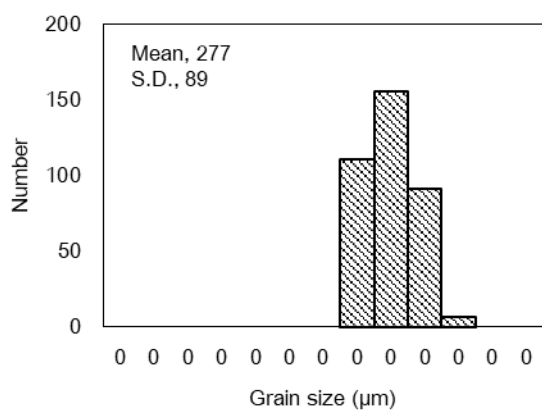
Y 981505



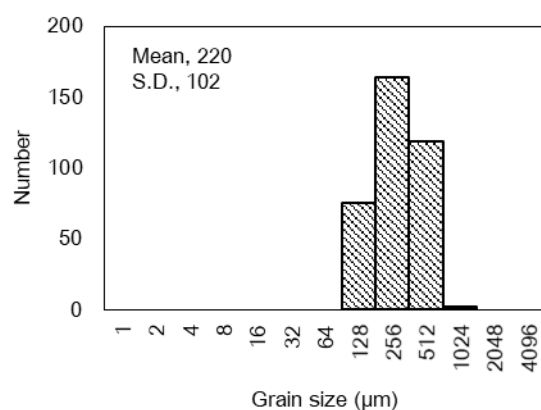
Y 981619



Y 981670



Y 981725



Y 981988

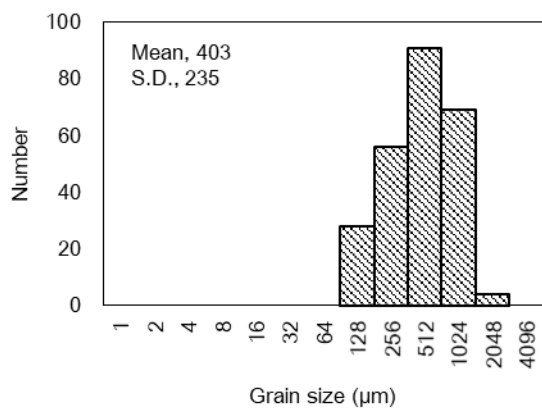


Fig. S6.2.7. 中間的試料の低 Ca 輝石の結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

Y 983119,35

Y 983119,51-2

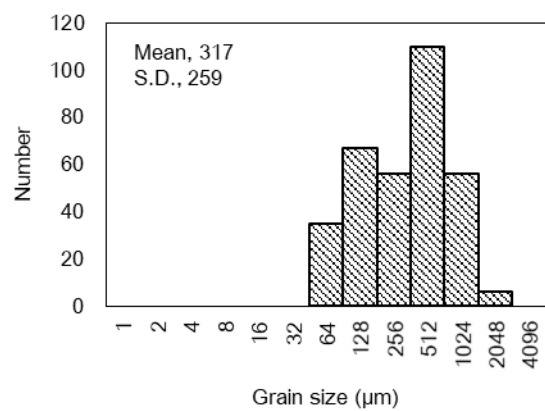
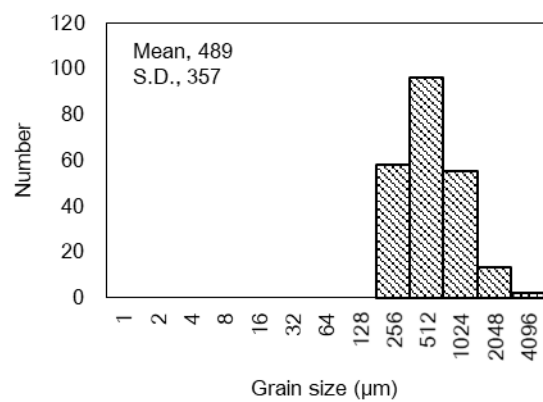
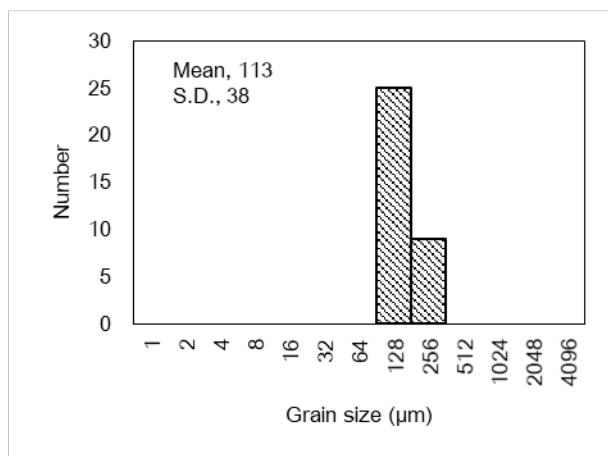
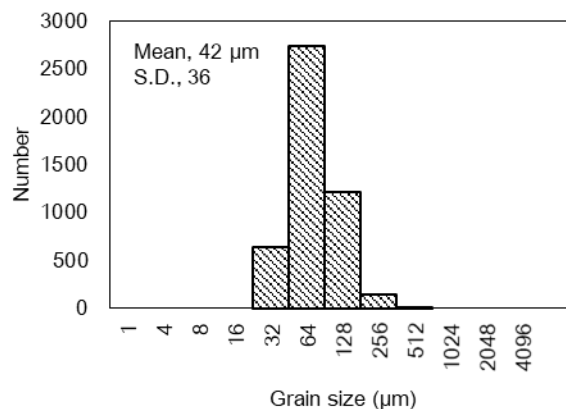


Fig. S6.2.8. Y 983119 の低 Ca 輝石の結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

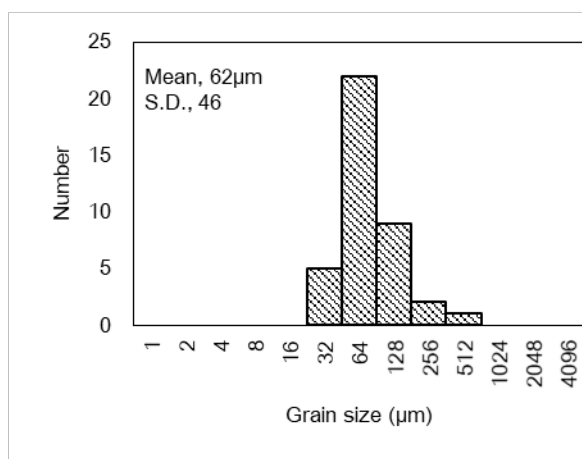
Acapulco



Y-74063



Y 982003



Y 982004

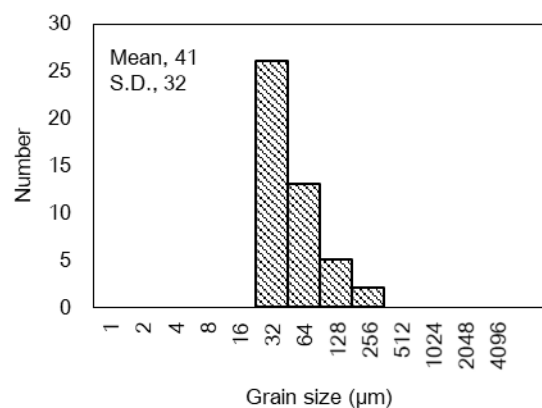
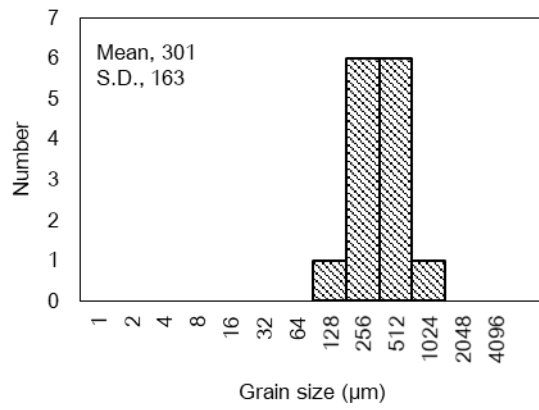
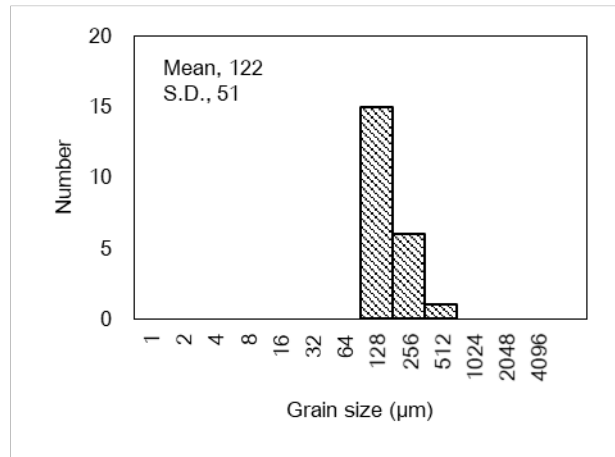


Fig. S6.2.9. アカプルコアイトのオーザイト結晶粒径頻度分布. S.D.は1σ標準偏差を示す.

Y-74357



Y-791491



NWA 2235

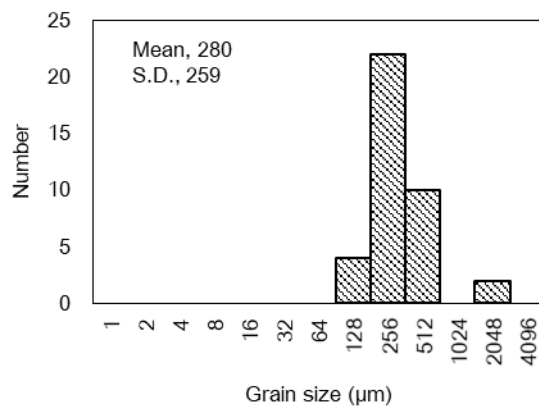
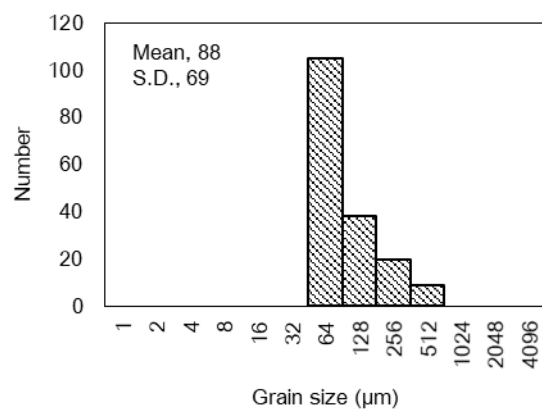


Fig. S6.2.10. ロドラナイトのオーザイト結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

Y 981619



Y 981725

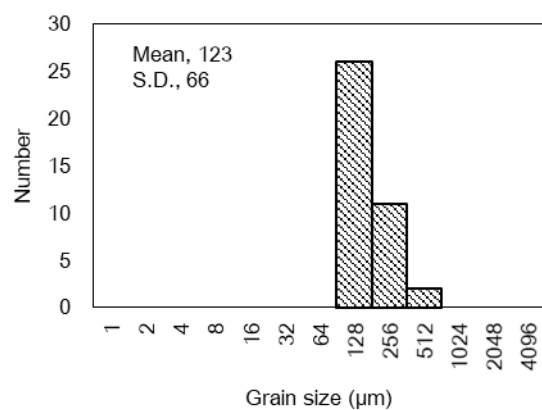
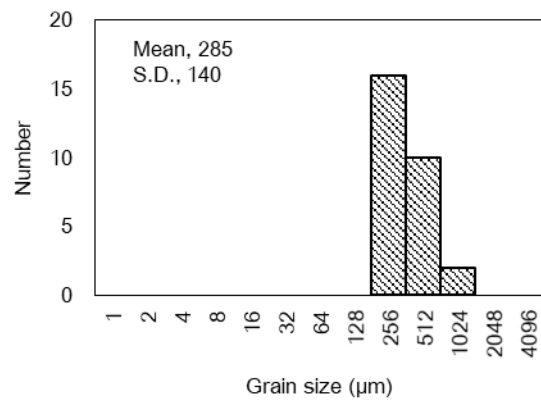


Fig. S6.2.11. 中間的試料のオーザイト結晶粒径頻度分布. S.D.は1 σ 標準偏差を示す.

Y 983119,35



Y 983119, 51-2

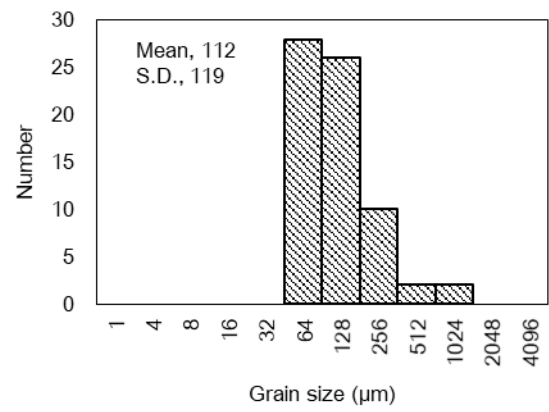
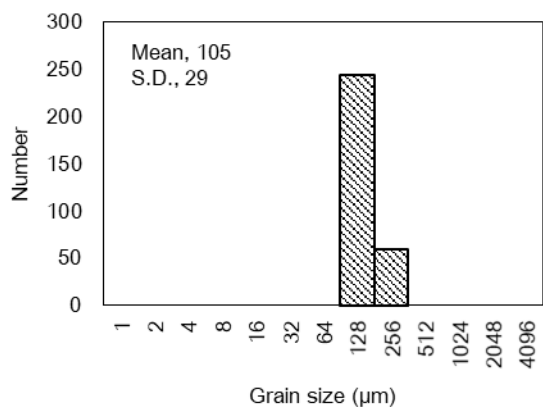
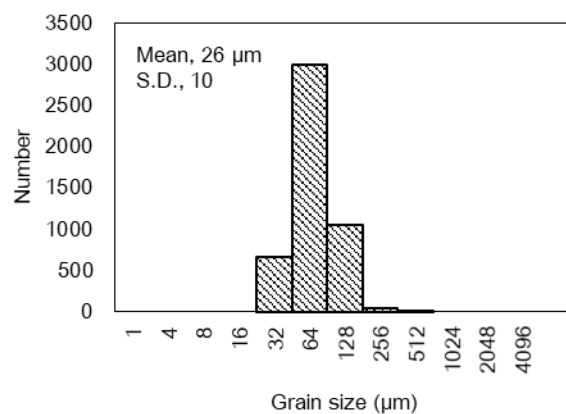


Fig. S6.2.12. Y 983119 のオーザイト結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

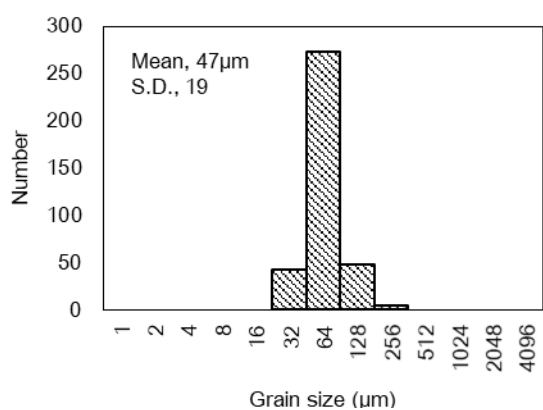
Acapulco



Y-74063



Y 982003



Y 982004

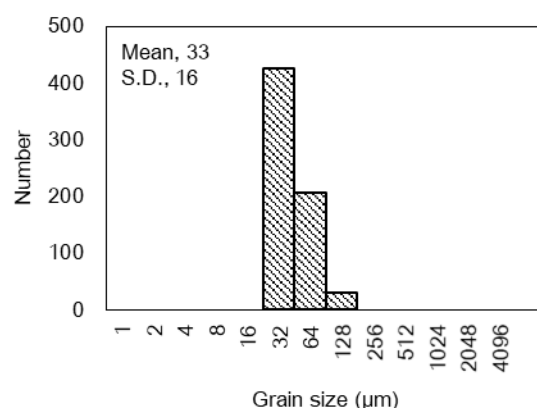


Fig. S6.2.13. アカプルコアイトの斜長石結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

Y-791493

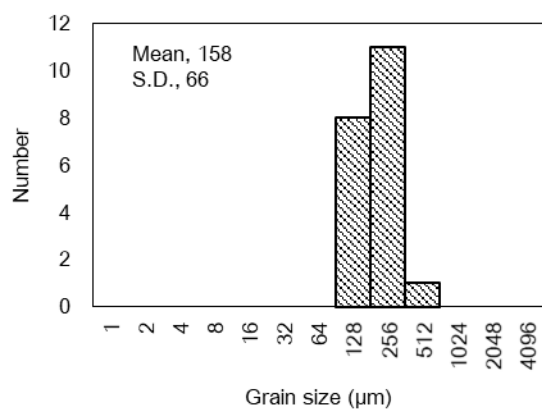
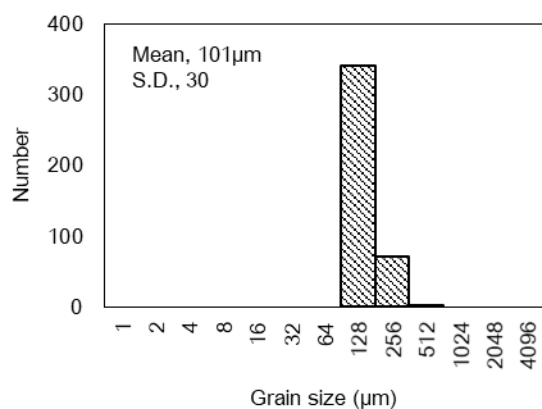
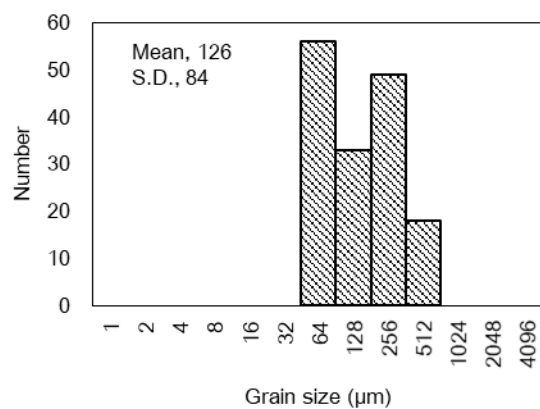


Fig. S6.2.14. Y-791493 の斜長石結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

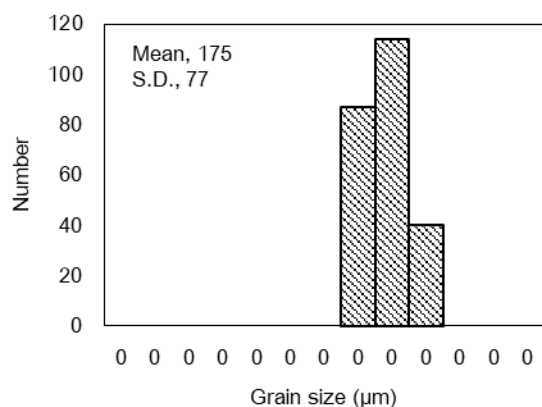
Y 981505



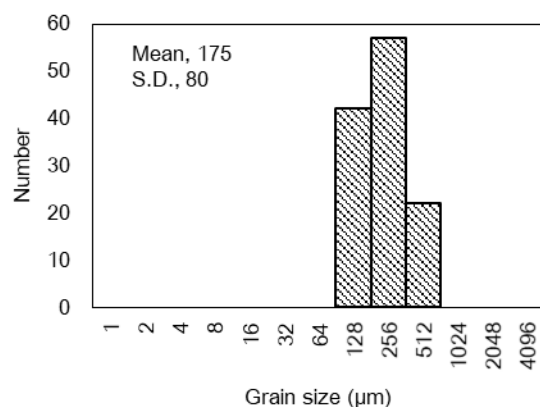
Y 981619



Y 981670



Y 981725



Y 981988

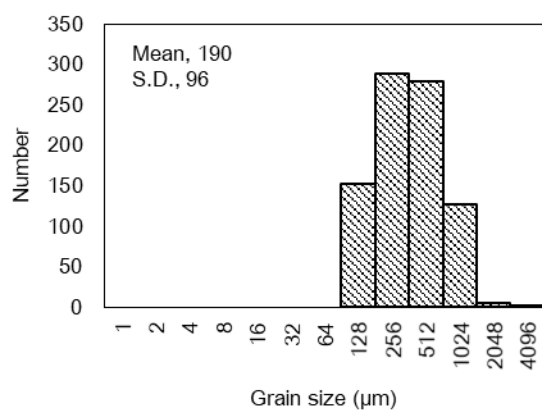
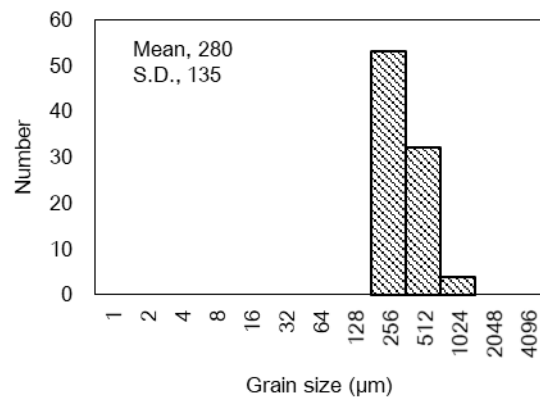


Fig. S6.2.15. 中間的試料の斜長石結晶粒径頻度分布. S.D.は1 σ 標準偏差を示す.

Y 983119,35



Y 983119,51-2

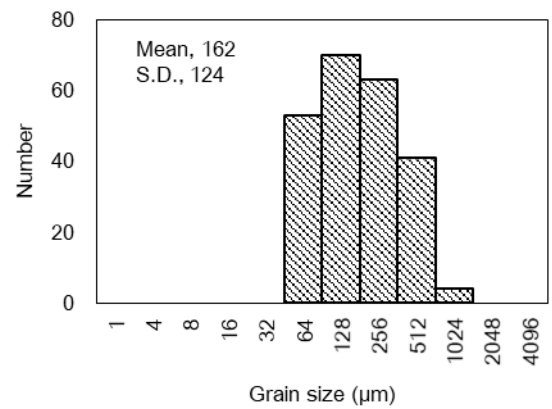
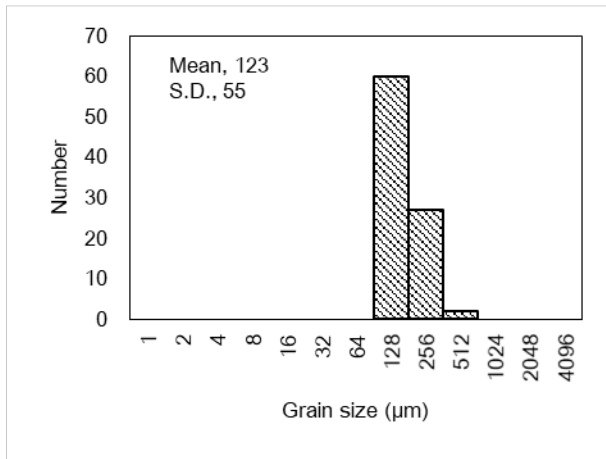
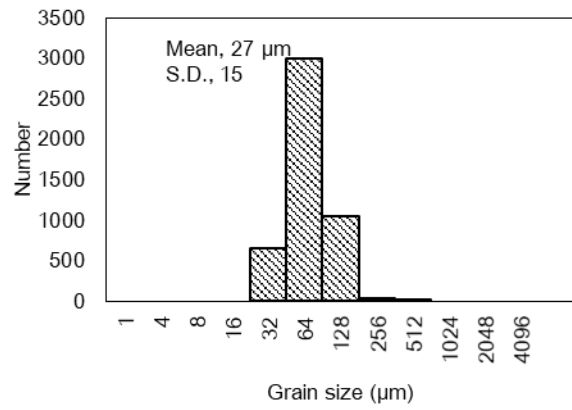


Fig. S6.2.16. Y 983119 の斜長石結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

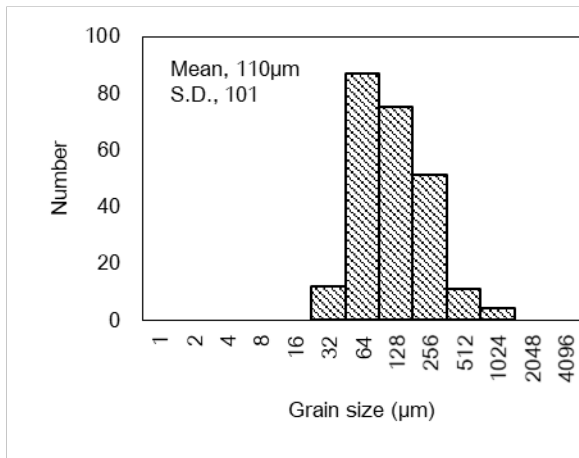
Acapulco



Y-74063



Y 982003



Y 982004

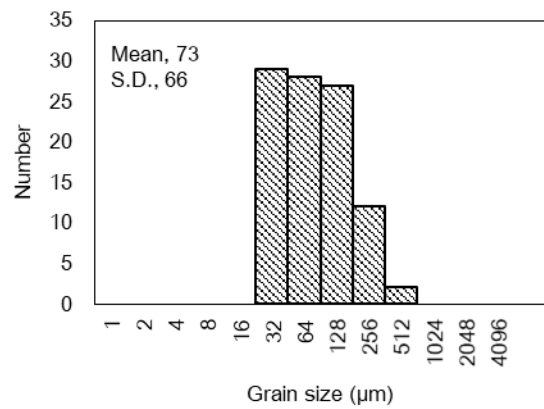
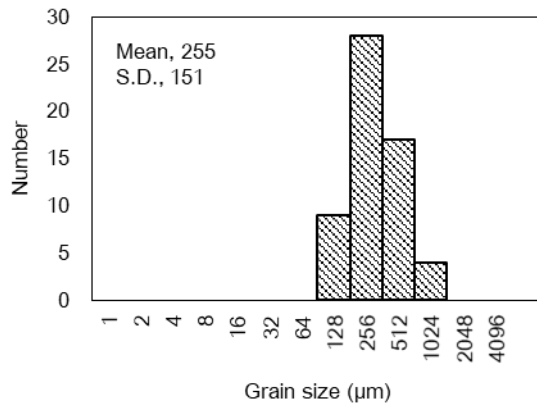
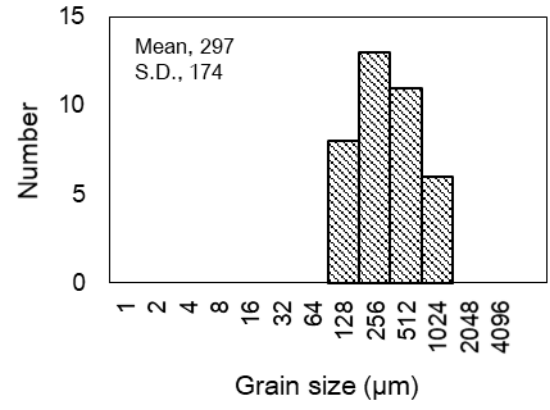


Fig. S6.2.17. アカプルコアイトの鉄ニッケル合金結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

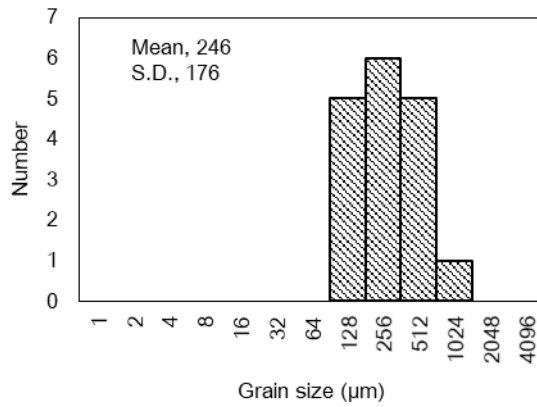
Y-74357



Y-791491



Y-791493



NWA 2235

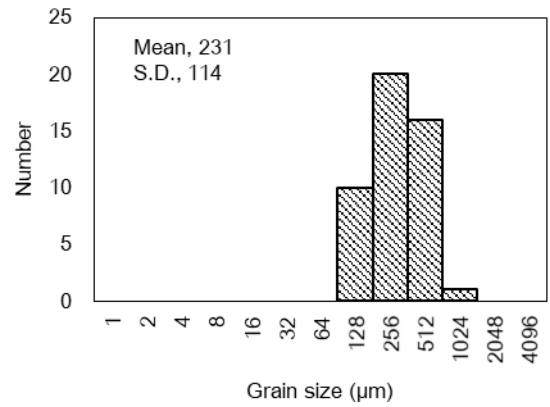
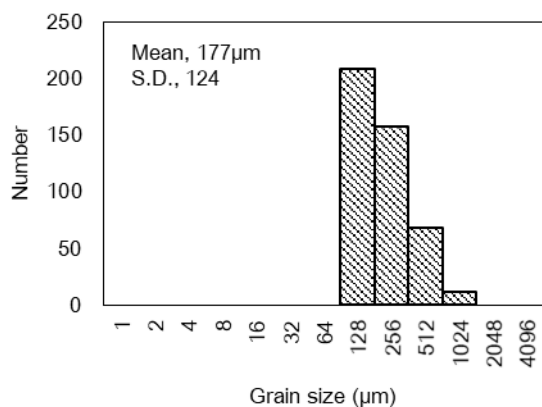
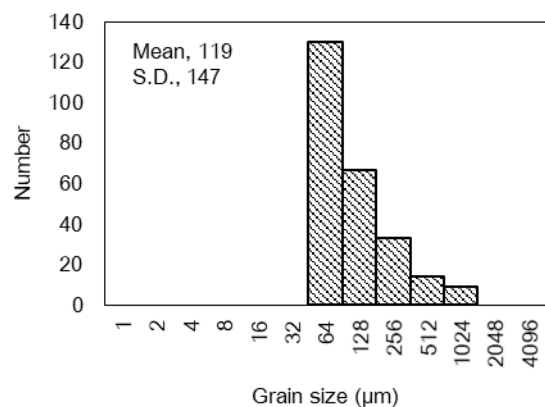


Fig. S6.2.18. ロドラナイトの鉄ニッケル合金結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

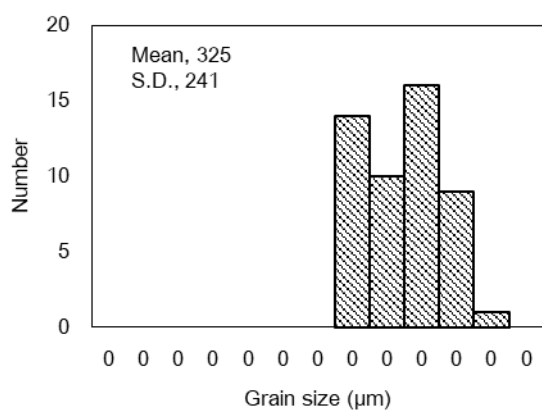
Y 981505



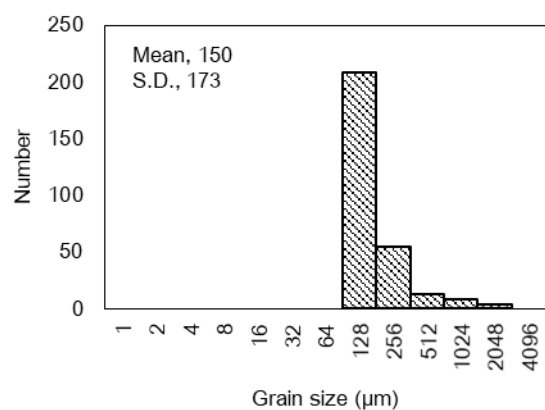
Y 981619



Y 981670



Y 981725



Y 981988

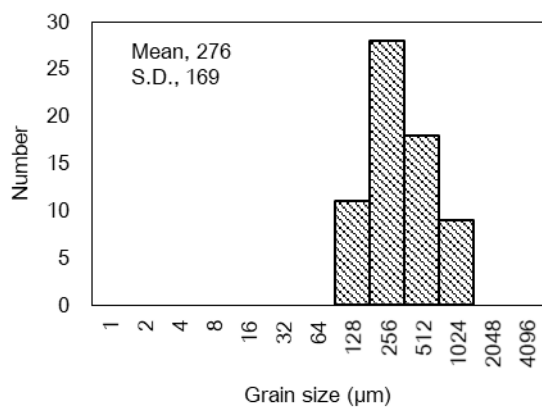
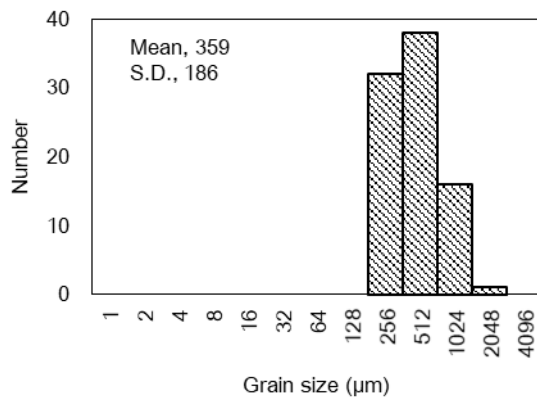


Fig. S6.2.19. 中間的試料の鉄ニッケル合金結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

Y 983119,35



Y 983119,51-2

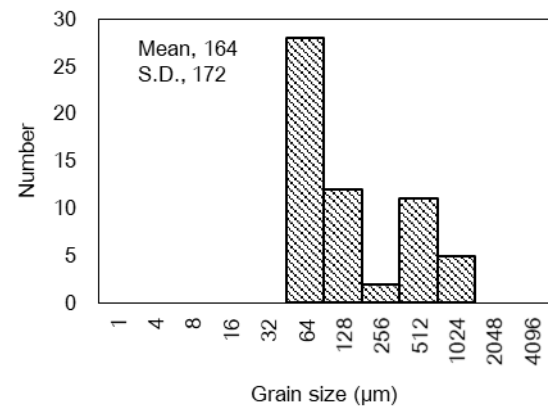
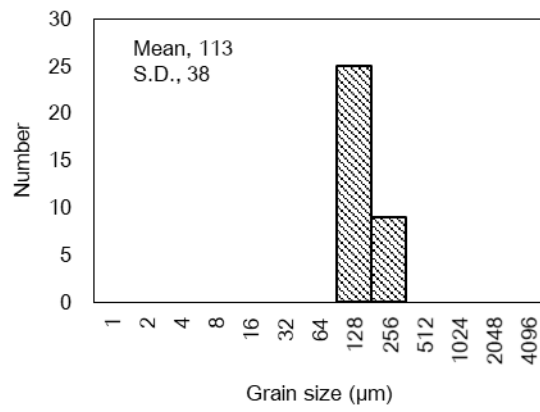
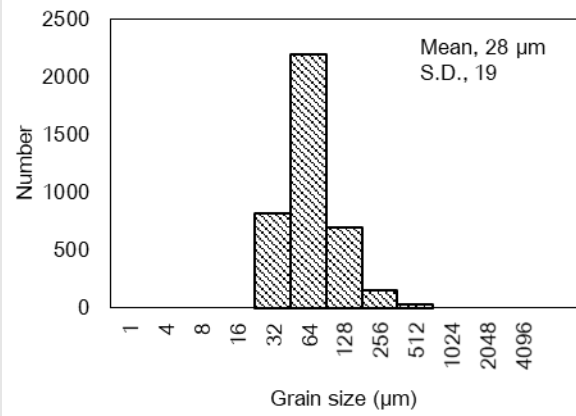


Fig. S6.2.20. Y 983119 の鉄ニッケル合金結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

Acapulco



Y-74063



Y 982004

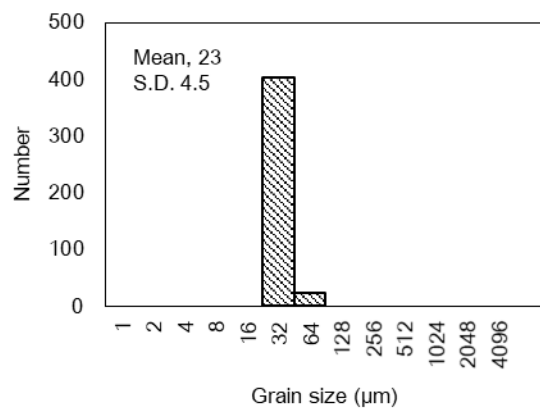
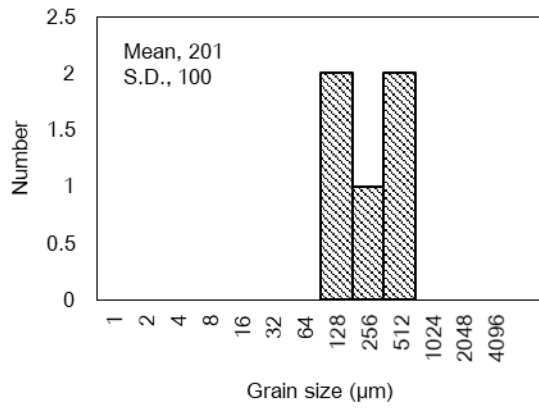
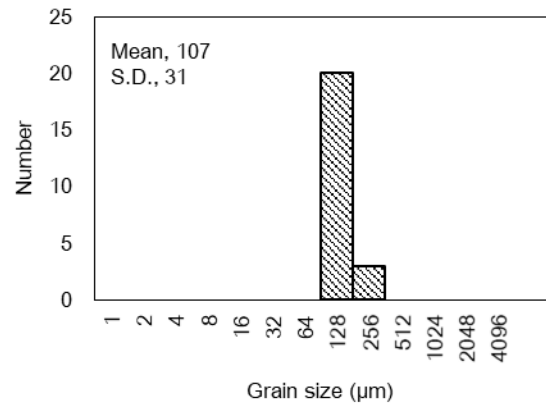


Fig. S6.2.21. アカプルコアイトのトロイライト結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

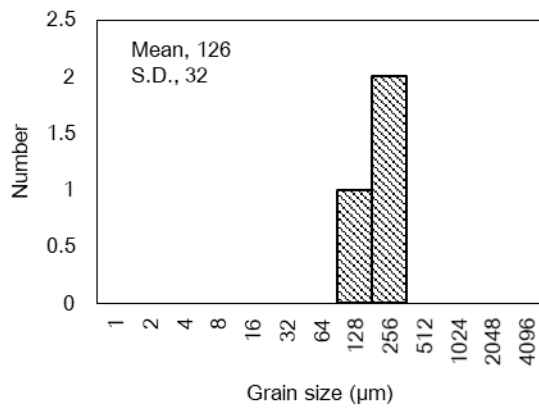
Y-74357



Y-791491



Y-791493



NWA 2235

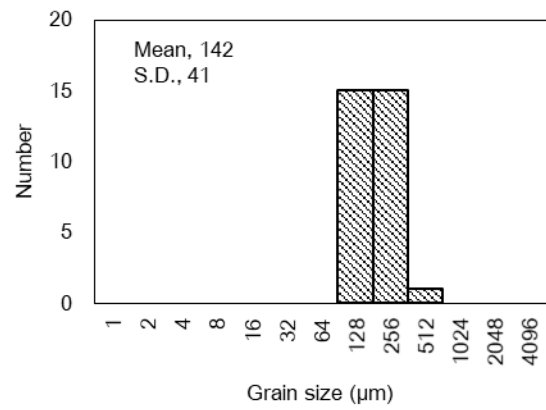
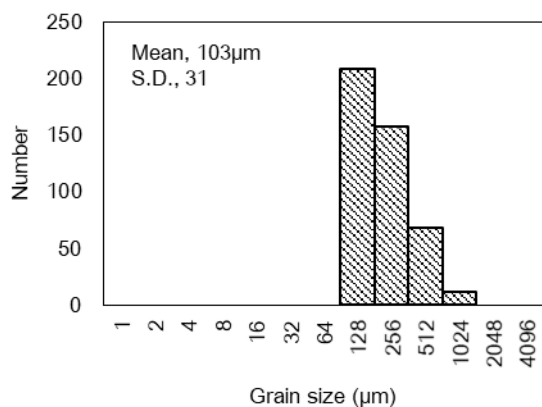
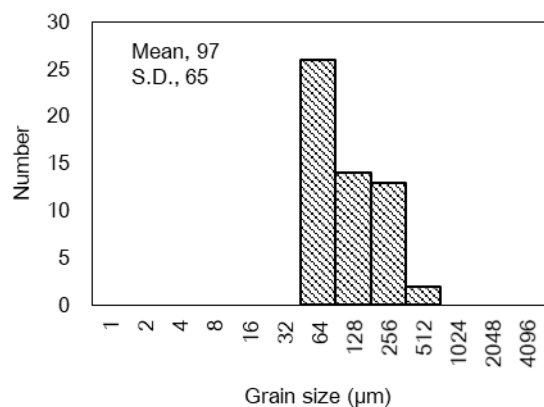


Fig. S6.2.22. ロドラナイトのトロイライト結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

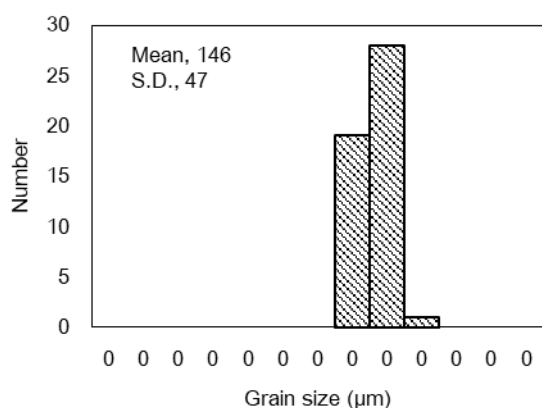
Y 981505



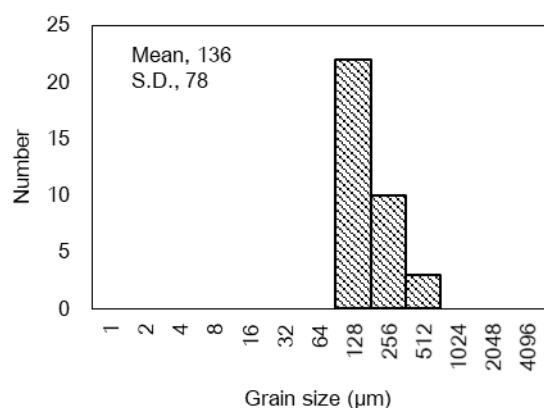
Y 981619



Y 981670



Y 981725



Y 981988

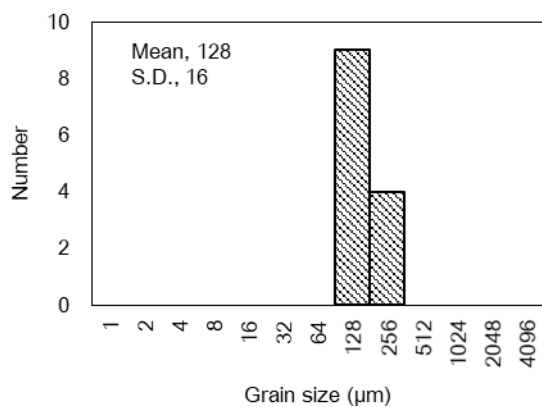
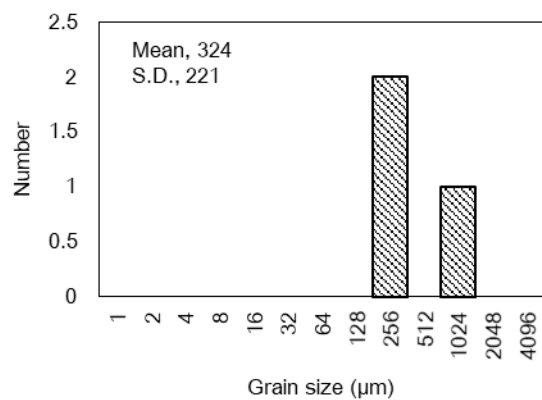


Fig. S6.2.23. 中間的試料のトロイライト結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

Y 983119,35



Y 983119,51-2

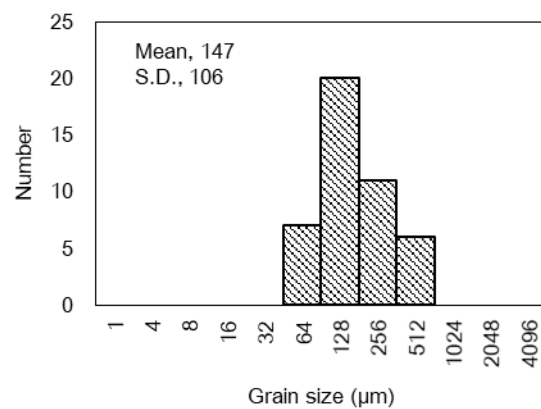


Fig. S6.2.24. Y 983119 のトロイライト結晶粒径頻度分布. S.D.は 1σ 標準偏差を示す.

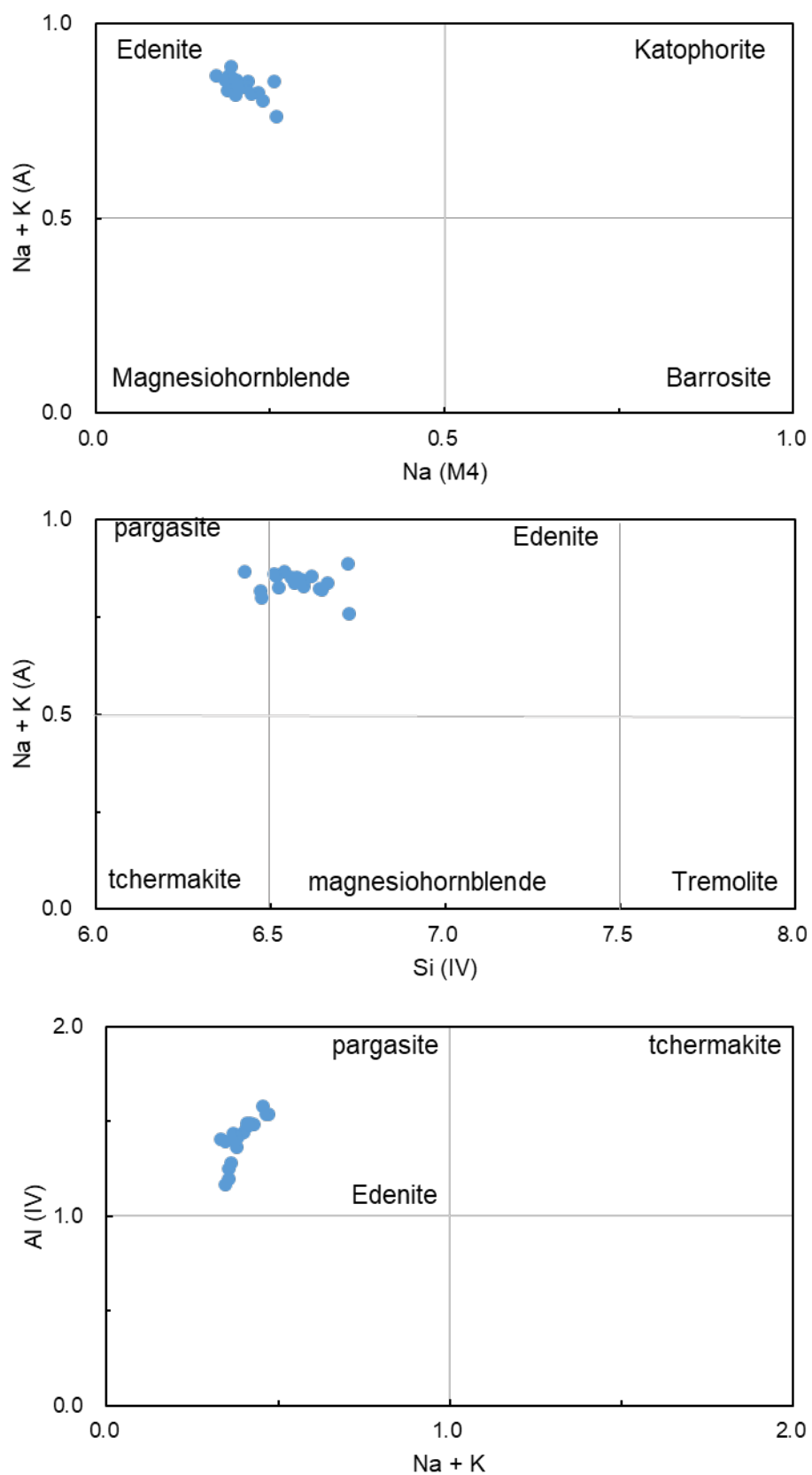


Fig. S6.3.1. Y 983119 中ホルンブレンドの化学組成 (APFU) を、角閃石分類ダイアグラムにプロットした図.

Table. S7.1. MELTS melting-crystallization modeling by Folco et al.(2006)

	Model acapulcoite	Melt1	Melt2	Melt3	Melt4	Melt5	Melt6
		Whole melting				Silicate fraction melting	
T(°C)		1200	1200	1600	1600	1200	>1665
fO2(ΔFMQ)		-5	-6	-5	-6	-5/-6	-5/-6
Oxides(wt.%)							
SiO2	38.60	59.7	64	51.6	58.8	62.4	49.7
Al2O3	2.40	12.5	13.6	3.92	4.65	13.4	3.06
Cr2O3	0.49	0.09	0.09	0.8	0.75	0.64	0.64
FeO	28.00	8.78	0.9	11	1.11	0.08	9.53
MgO	26.20	5.97	6.85	28.3	29.5	4.05	33.7
NiO	1.62						
CaO	1.80	7.59	8.23	2.91	3.47	7.7	2.27
Na2O	0.88	5.28	6.32	1.43	1.71	6.15	1.14
Total	99.99	99.91	99.99	99.96	99.99	94.42	100.04
Mg#		54.8	93.1	82.1	97.9	73.2	86.3
System components (wt.%)							
Silicate melt		17.3	14.7	64.4	54.9	18.5	100
FeNi melt		13	22.1	17.8	23.8	0	0
Residue		69.7	63.1	17.8	21.3	81.5	0
		100	99.9	100	100	100	100
Residue: mineral composition (wt.%)							
Olivine		51.4	27	17.8	21.1	45.2	0
Low-Ca Px		17.5	35.2	0	0	35.2	0
Spinel		0.9	0.9	0	0.2	1.12	0
		69.8	63.1	17.8	21.3	81.5	0
Residue: mineral composition (endmember)							
Olivine		Fa21.3	Fa5.6	Fa6.2	Fa2.0	Fa13.1	
Low-Ca Px		Wo4.0Fs18.7	Wo3.0Fs6.0			Wo3.6Fs12.2	
Spinel		Chr71.0	Chr69.0		Chr86.0	Chr69.5	
Crystallization products (wt%)							
Olivine		-	-	29.7	0 (resorbed)	-	44
Low-Ca Px		19.3	4.4	48.8	72.6	8.5	39
High-Ca Px		25	29.3	5	8.7	28.8	4.1
Plagioclase		55.4	66.5	15.2	17.6	62.1	11.9
Spinel		0.1	0.1	1.3	1.1	0.6	1
Crystallization products (endmember)							
Olivine				Fa18.2	(Fa2)		Fa13.5
Low-Ca Px		Wo9.6Fs46	Wo2.0Fs9.0	Wo4.5Fs17.1	Wo2.0Fs2.0	Wo3.5Fs30.7	Wo4.0Fs13.1
High-Ca Px		Wo39.3Fs24	Wo44.4Fs3.6	Wo44.0Fs8.7	Wo43.8Fs1.0	Wo43.3Fs12.9	Wo41.0Fs6.7
Plagioclase		Ab82.0	Ab87.0	Ab79.0	Ab80.9	Ab86.4	Ab79.7
Spinel		Chr92.0	Chr94.4	Chr85.0	Chr84.9	Chr88.6	Chr84.8

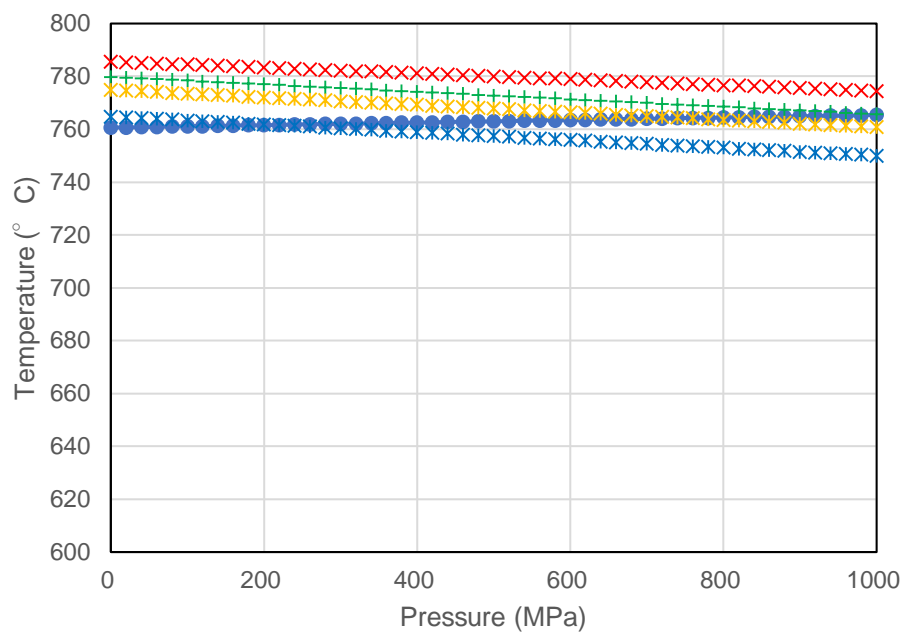


Fig. S7.10. 1 GPa 以下の圧力において推定された Y 983119 中ホルンブレン
ドと斜長石の平衡温度.

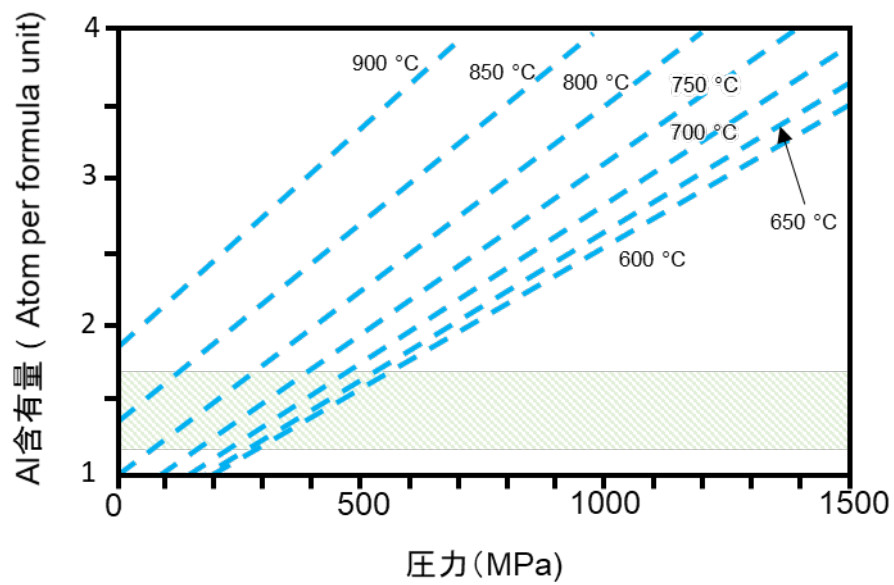


Fig. S7.10.2. Anders and Smith (1995)による角閃石の Al 含有量と圧力に等温線を表した図．緑斜線部は、Y 983119 中ホルンブレンドの Al 含有量の幅を示す。

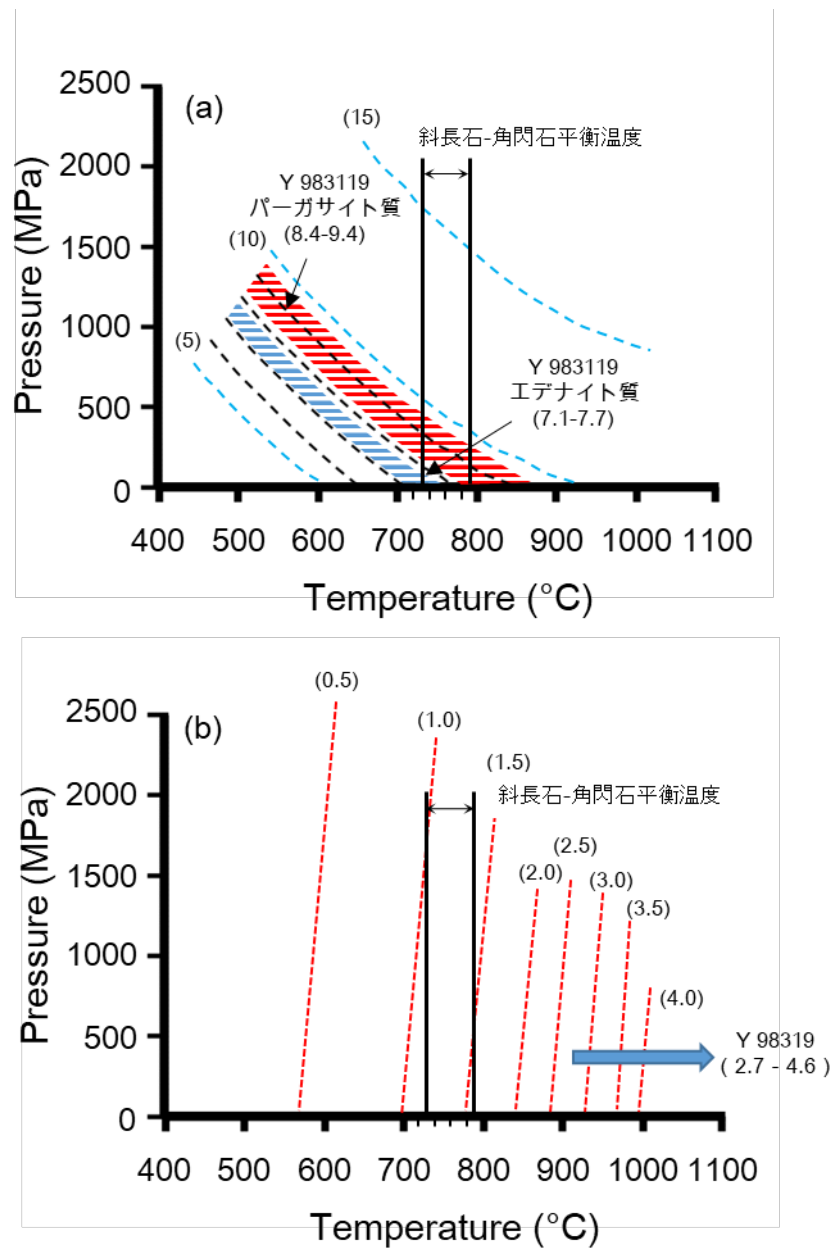


Fig. S7.10.3. 温度圧力に対する Ca 角閃石の組成変化を示した図。(a) Al 含有量。(b) Ti 含有量. Ernst and Liu (1998)によるものに加筆.

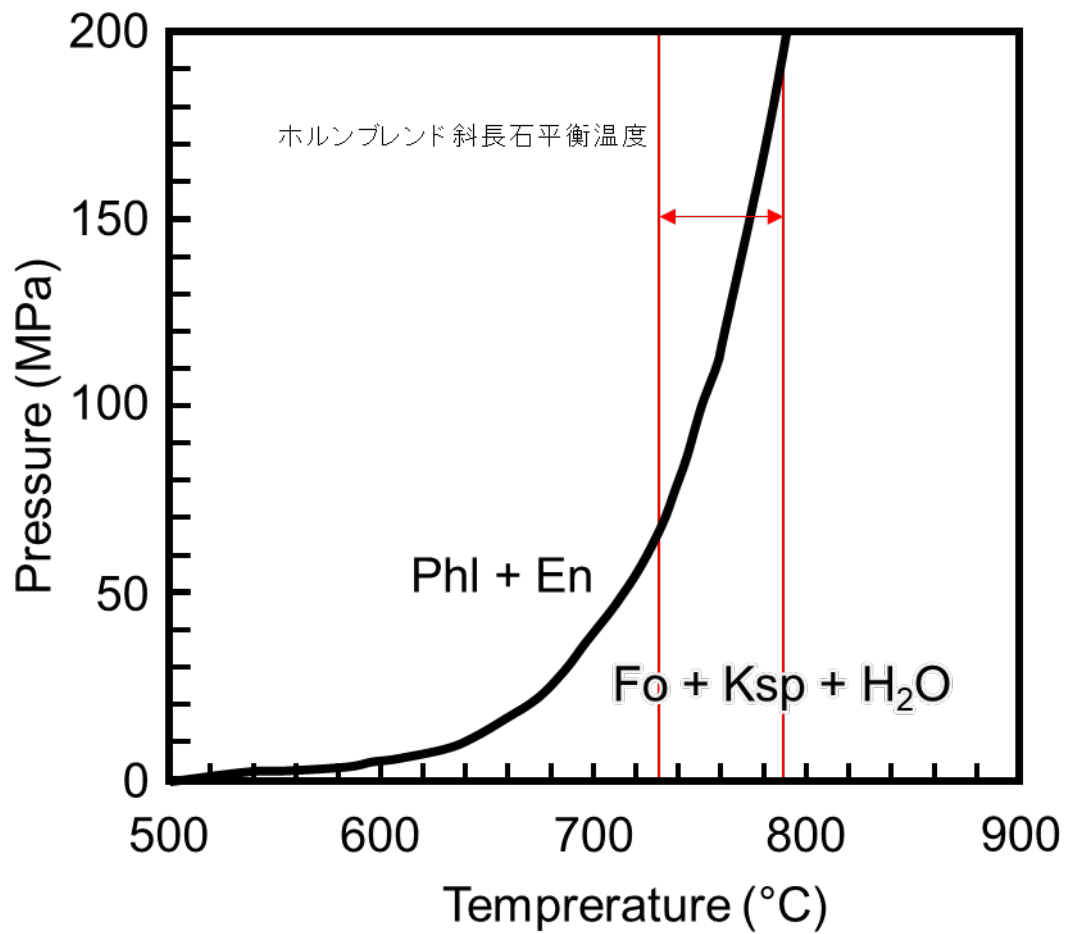


Fig. S7.10.4. McCanta et al. (2008)による、黒雲母とエンスタタイトの分解反応が起こる温度圧力条件。赤線は Y 983119 のホルンブレンド-斜長石の平衡温度。Phl : 黒雲母、En : エンスタタイト、Fo : かんらん石、Ksp : アルカリ長石。

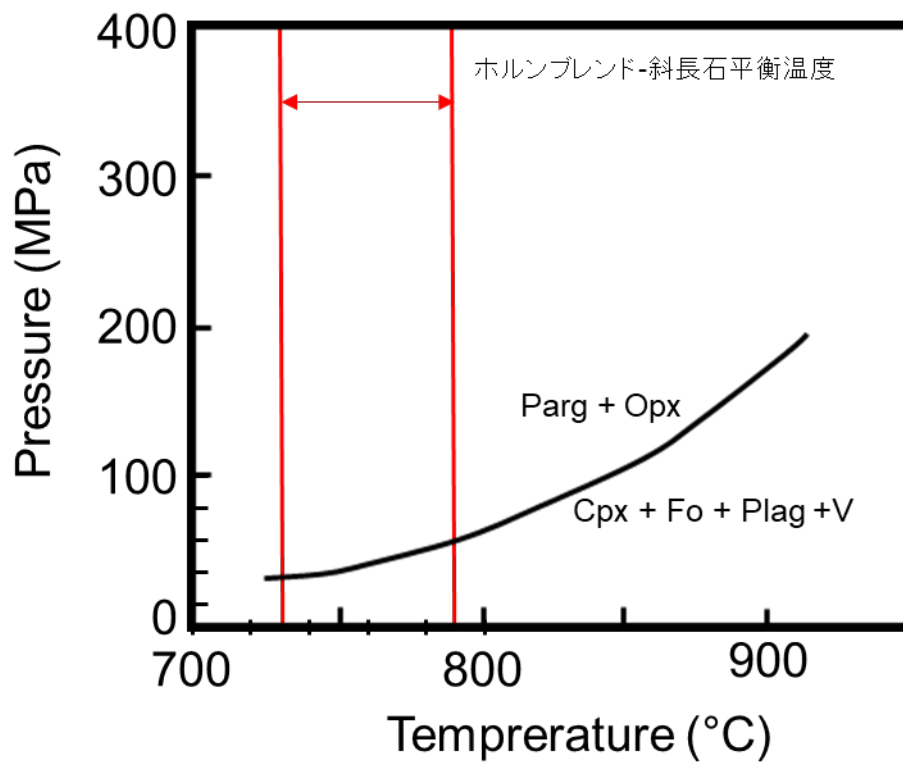


Fig. S7.10.4. Lykind and Jenkins (1992)によるパーガサイトと直方輝石の分解反応が起こる温度圧力条件. 赤線は Y 983119 のホルンブレンド-斜長石の平衡温度. Parg : パーガサイト、Opx : 直方輝石、Cpx : 単斜輝石、Fo : かんらん石、Plag : 斜長石、V : 流体 (H₂O).

Table S7.10.1. ホルンブレンドと斜長石の平衡温度推定の結果. Xab は推定に用いた斜長石の組成.

MPa	Temperature (°C)					
	Xab = 0.81 Hbl1-1	Hbl1-2	Hbl1-3	Xab = 0.81 Hbl2	Xab = 0.81 Hbl3	Xab = 0.83 Hbl4
0	785.6	779.9	764.8	774.9	760.6	759.8
20	785.4	779.6	764.5	774.6	760.7	759.9
40	785.1	779.3	764.2	774.3	760.8	760.1
60	784.9	779.0	763.9	774.1	760.9	760.2
80	784.7	778.7	763.7	773.8	761.0	760.3
100	784.5	778.4	763.4	773.5	761.1	760.5
120	784.3	778.2	763.1	773.2	761.2	760.6
140	784.0	777.9	762.8	772.9	761.3	760.7
160	783.8	777.6	762.5	772.6	761.4	760.9
180	783.6	777.3	762.2	772.4	761.5	761.0
200	783.4	777.0	761.9	772.1	761.6	761.1
220	783.1	776.7	761.6	771.8	761.7	761.3
240	782.9	776.5	761.3	771.5	761.8	761.4
260	782.7	776.2	761.0	771.2	761.9	761.5
280	782.5	775.9	760.7	770.9	762.0	761.7
300	782.3	775.6	760.4	770.7	762.1	761.8
320	782.0	775.3	760.1	770.4	762.1	761.9
340	781.8	775.0	759.8	770.1	762.2	762.1
360	781.6	774.8	759.5	769.8	762.3	762.2
380	781.4	774.5	759.2	769.5	762.4	762.3
400	781.1	774.2	758.9	769.2	762.5	762.5
420	780.9	773.9	758.6	769.0	762.6	762.6
440	780.7	773.6	758.3	768.7	762.7	762.7
460	780.5	773.3	758.0	768.4	762.8	762.9
480	780.3	773.1	757.7	768.1	762.9	763.0
500	780.0	772.8	757.4	767.8	763.0	763.2
520	779.8	772.5	757.1	767.5	763.1	763.3
540	779.6	772.2	756.8	767.3	763.2	763.4
560	779.4	771.9	756.5	767.0	763.3	763.6
580	779.1	771.6	756.2	766.7	763.4	763.7
600	778.9	771.4	756.0	766.4	763.5	763.8
620	778.7	771.1	755.7	766.1	763.6	764.0
640	778.5	770.8	755.4	765.8	763.7	764.1
660	778.3	770.5	755.1	765.6	763.8	764.2
680	778.0	770.2	754.8	765.3	763.9	764.4
700	777.8	769.9	754.5	765.0	764.0	764.5
720	777.6	769.7	754.2	764.7	764.1	764.6
740	777.4	769.4	753.9	764.4	764.2	764.8
760	777.1	769.1	753.6	764.1	764.2	764.9
780	776.9	768.8	753.3	763.9	764.3	765.0
800	776.7	768.5	753.0	763.6	764.4	765.2
820	776.5	768.2	752.7	763.3	764.5	765.3
840	776.3	768.0	752.4	763.0	764.6	765.4
860	776.0	767.7	752.1	762.7	764.7	765.6
880	775.8	767.4	751.8	762.4	764.8	765.7
900	775.6	767.1	751.5	762.2	764.9	765.8
920	775.4	766.8	751.2	761.9	765.0	766.0
940	775.1	766.5	750.9	761.6	765.1	766.1
960	774.9	766.3	750.6	761.3	765.2	766.3
980	774.7	766.0	750.3	761.0	765.3	766.4
1000	774.5	765.7	750.0	760.7	765.4	766.5