

修士論文

南部北上山地，氷上花崗岩類の成因と
前期古生代日本列島の火成活動

岩手大学大学院教育学研究科
修士課程教科教育専攻理科教育コース

佐々木 惇

2016年3月

1. はじめに	1
2. 地質概説	6
3. 氷上花崗岩類の産状	14
4. 岩石記載	22
5. 全岩化学組成	40
6. 鉱物化学組成	54
7. U-Pb ジルコン年代	60
8. Sr-Nd 同位体組成	100
9. 議論	106
10. まとめ	119
謝辞	120
引用文献	121

表 1: 各岩相の主成分元素と微量元素組成

表 2: Sr-Nd 同位体組成

表 3: ジルコン U-Pb 年代

表 4: 鉱物の化学組成

表 5: 分別結晶作用のモデル計算結果

表 6: 計算に使用した希土類元素の鉱物—液間の分配係数

1. はじめに

日本列島の歴史は約 700 Ma の超大陸ロディニアの分裂にはじまる。南中国地塊縁辺のリフト帯として生じた原日本は、その後しばらく受動的大陸縁として過ごした。約 520 Ma (カンブリア紀中頃) に海洋プレートの沈み込みが開始し、プレート沈み込み帯に転じた (磯崎ほか, 2011)。沈み込み開始に伴う約 500 Ma の年代を示す花崗岩類は、南部北上帯の^{ほれい}甫嶺珪長質岩類 (土谷ほか, 2014), ^{あぶくま}阿武隈山地南端部の^{だいおういん}日立変成岩類中の大雄院花崗岩類 (Sakashima *et al.*, 2003), 九州肥後帯の氷川花崗岩類 (Sakashima *et al.*, 2003) などに認められる。日本列島はその後の約 5 億年間の沈み込みにおいて、古生代および白亜紀～古第三紀などの顕著な花崗岩活動の場であった。

古生代の日本列島の沈み込み帯で生成された花崗岩類は、年代的に大きく 3 つに分けられる。約 500 Ma のカンブリア紀, 約 450 Ma のオルドビス紀, そして約 300 Ma の後期石炭紀～ペルム紀の時代を示す 3 つのグループである (土谷ほか, 2014; Isozaki *et al.*, 2015)。これらのうち古生代前期の花崗岩類には、約 500 Ma の沈み込み開始期からオルドビス紀末期の約 450 Ma までのものを含み、沈み込み開始から約 50 m. y. の火成活動の変遷が記録されている。この間に沈み込み帯がどのように成長したかということは日本列島の古生代地史を考える上で重要である。

南部北上山地,^{ひかみ}氷上花崗岩類は、産状よりシルル系の川内層や^{おくひ}奥火の^{つち}土層に不整合で覆われることが確認されている。しかし、従来の年代測定では 250 Ma (鈴木ほか, 1992), 350 Ma (鈴木・足立, 1998), 416～411 Ma (下條ほか, 2010), 440 Ma (Watanabe *et al.*, 1995; 浅川ほか, 1999) の様々な年代が得られている。これらの氷上花崗岩類の放射年代には地質学的証拠との間に矛盾があるものがあり、250 Ma, 350 Ma, 416～411 Ma に相当する火成活動が存在するかどうかは大きな問題である。

また従来から南部北上帯と西南日本に分布する黒瀬川構造帯の花崗岩類および斑レイ岩類の主成分元素, 微量成分元素, および希土類元素の比較から、両者は類似していることが指摘されている (小林ほか, 2000; 小山内ほか, 2014)。年代学的にも氷上花崗岩類から従来報告されている Watanabe *et al.* (1995; SHRIMP U-Pb 法) や浅川ほか (1999; Rb-Sr 全岩アイソクロン年代) の約 450 Ma という年代値は小山内ほか (2014) が求めた黒瀬川構造帯の花崗岩類の約 450 Ma という年代値と一致しており、両

者のさらなる比較，検討は重要な課題である。

これらの古生代花崗岩類の起源物質の比較を行うためには同位体組成による検討が有効である。しかし，従来の研究では Sr 同位体比の報告がなされているのみである（浅川ほか，1999；Shibata, 1974；Takagi et al., 1997；Nohda, 1973；Yanagi, 1975；Ishizaka and Hayasaka, 1974, Ishizaka and Hayasaka, 1975；Shinbata and Takagi., 1989；Shibata et al., 1993；Shimizu et al., 1998, Tobe et al., 2000）。従って，本研究では Sr-Nd 同位体組成を解析することで，日本列島における古生代花崗岩類の起源物質の比較検討を行う。

氷上花崗岩類は日本の古生代花崗岩類の中で最大規模の露出面積を示し，様々な岩相の多様な岩石から構成されることから，古生代花崗岩類の成因解明において重要な位置を占める。従って，氷上花崗岩類の火成活動の年代を明確にし，より詳細な岩石学的検討から成因を解明することは，前期古生代の日本列島形成史を解明する上で貴重な情報を提供することが期待される。

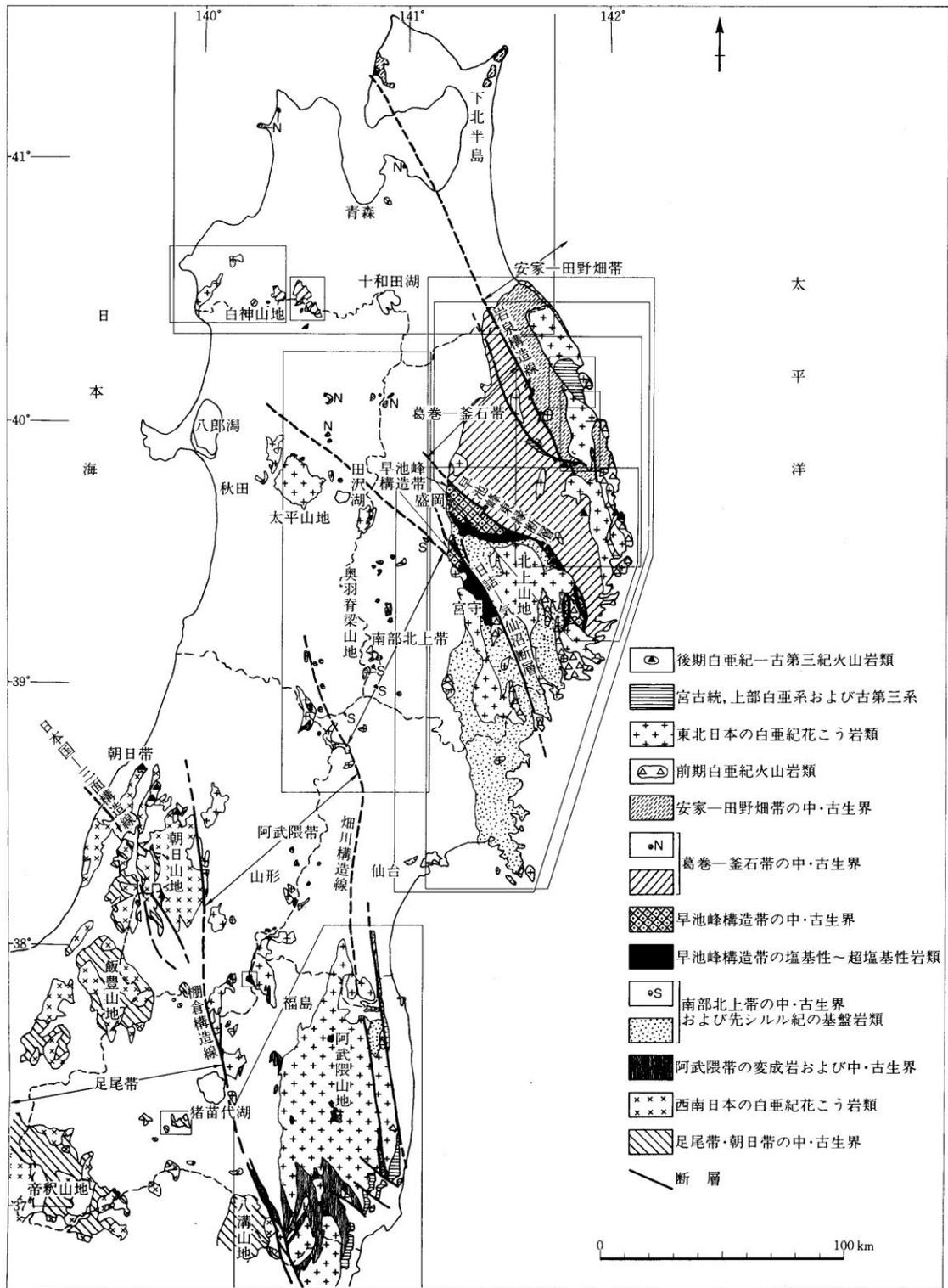


図 1-1: 東北地方の中・古生界および古第三系の分布と構造帯区分 (生出ほか, 1989).

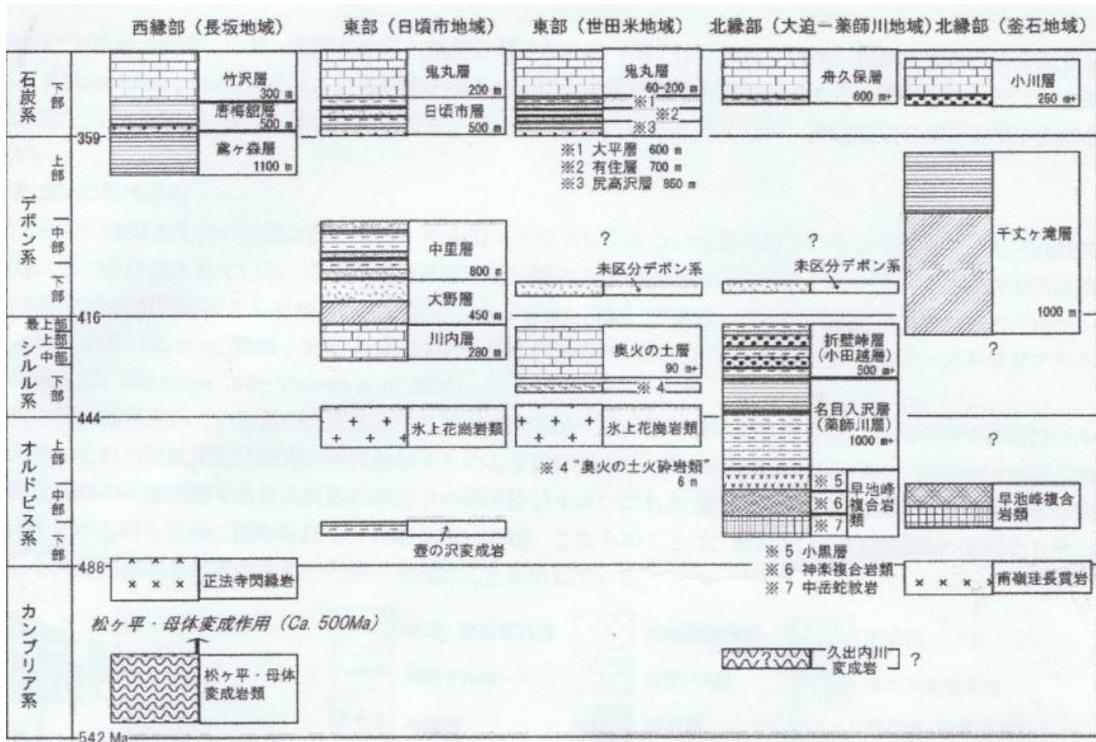


図 1-2: 南部北上帯の先シルル紀基盤岩類および中部古生界の岩相層序 (永広, 2015).

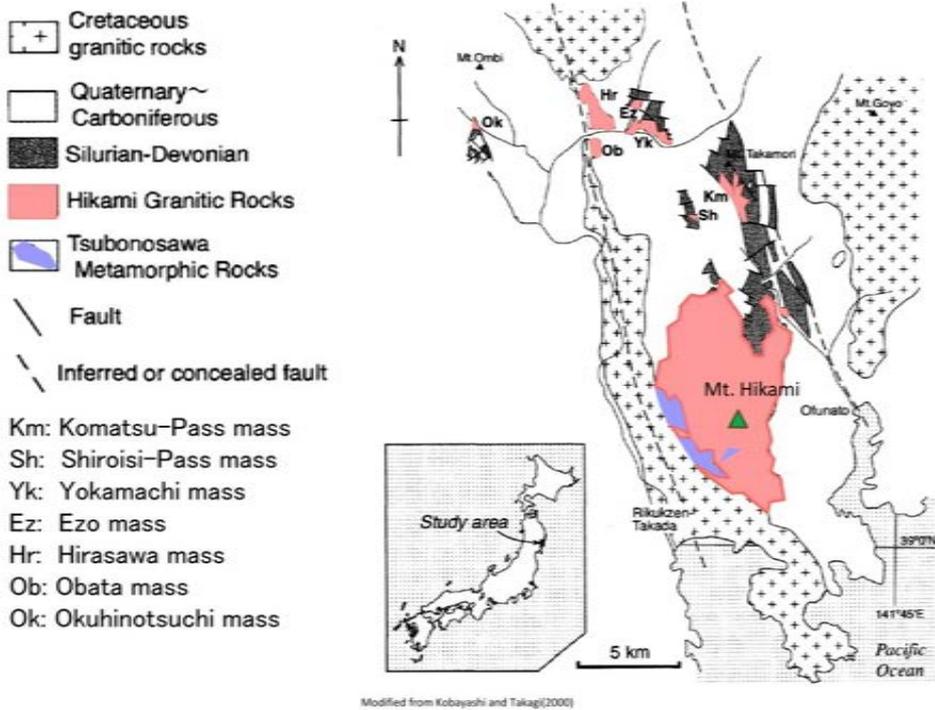


図 1-3: 氷上花崗岩類の分布図 (小林・高木, 2000 に加筆).

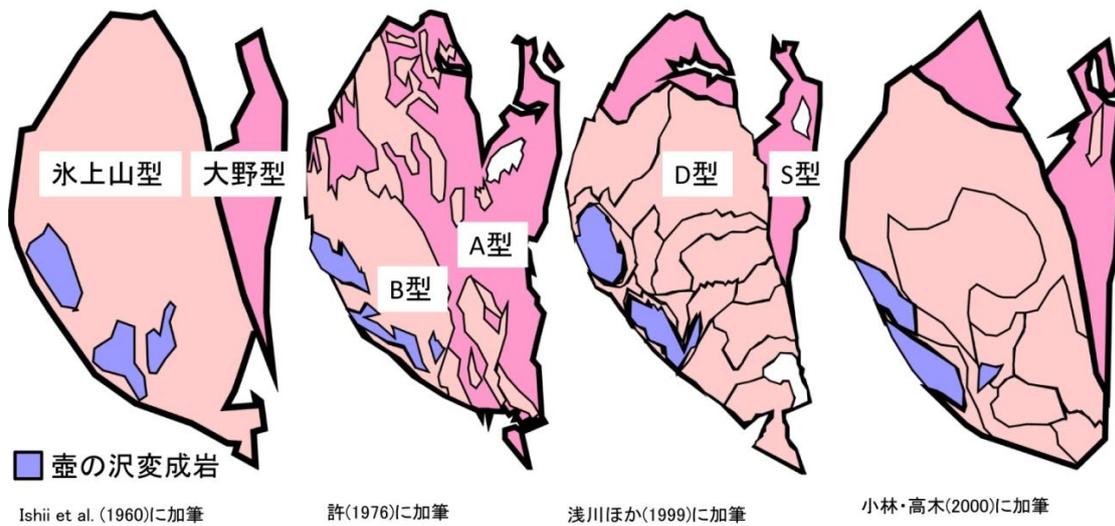


図 1-4: 氷上花崗岩体の従来の岩相分け.



図 1-5: 奥火の土岩体におけるシルル系奥火の土層との不整合露頭.

2. 地質概説

2. 1. 南部北上帯

日本列島の地質構造は、大規模な構造線によっていくつかに分けられている。西南日本と東北日本の先第三系は棚倉構造線 (Omori, 1958) によって区分され、また西南日本は中央構造線によって内帯、外帯に区分されており、糸魚川-静岡構造線 (Nauman, 1885) を境に帯状配列が大きく湾曲している。東北日本の北上山地と阿武隈帯は、日本列島の重要な古生界分布域の1つである。

北上山地は構造発達史の違いから、北部北上帯、根田茂帯および南部北上帯に区分される (永広ほか, 2005)。北部北上帯は北上山地の北半分を占め、その西方延長は八幡平以北の脊梁山地に露出し、ジュラ紀~最前期白亜紀付加体からなる (大上・永広, 1988) (図 1-1)。根田茂帯は、盛岡東方の西に開いた三角形の地帯をなし、石炭紀の付加体により占められる (内野ほか, 2005; 濱野ほか, 2002)。南部北上帯は島津ほか (1970) によって命名、吉田・青木 (1972) によって再定義され、東北日本の北上山地南部を占める地帯である。阿武隈山地の東縁部・南部北上山地・鳴子北方-盛岡西方の奥羽脊梁山地などを含む。阿武隈山地東縁を走る畑川破碎帯が阿武隈帯との境界とされている (久保ほか, 1990)。南部北上帯の基盤として早池峰複合岩類、松ヶ平・母体変成岩類・氷上花崗岩類があげられる。

南部北上帯はシルル系またはデボン系にはじまる浅海成、一部陸成の中・古生界が広く分布する。一般的に碎屑岩類や珪長質凝灰岩に富み、石灰岩に乏しい厚層である。早池峰複合岩類の最上部の黒層に整合関係で重なる薬師川層やくしかわの下部から、碎屑性ジルコンの最も若い年代クラスターとして 430 Ma の年代値が求められている (下條ほか, 2010)。氷上花崗岩類は、日頃市地域ではシルル系川内層、下部~中部デボン系の大野層と中里層に覆われている (小貫, 1969)。また世田米地域では氷上花崗岩類を覆うシルル系最下部は泥岩と溶結凝灰岩からなる陸成層、主部は凝灰質な泥岩、酸性のガラス質凝灰岩、アルコース・泥質な石灰岩・礫岩などの海成層からなる (川村, 1982)。これらは大陸地殻の縁辺で形成されたと考えられる。

南部北上帯の先シルル紀基盤岩類および中部古生界の岩相・層序は、南部北上帯西縁部 (長坂-相馬地域)、北縁部 (宮守-早池峰山-釜石地域)、および中央部-東部 (日頃市-世田米地域) でそれぞれ異なっている (図 1-2) (Ehiro and Kanisawa, 1999)。以上のことから、南部北上帯を西縁部、北縁部、中央部から東部に分けて述べる。

2. 2. 南部北上帯西縁部の古生界

南部北上帯西縁部（長坂-相馬地域）はカンブリア紀に形成された付加体が、約5億年前（カンブリア紀）に沈み込み帯深部で高压型変成作用を受けてできた松ヶ平-母体^{もたい}変成岩類（蟹沢ほか, 1992）と、約5億年前（カンブリア紀）に貫入した正法寺閃緑岩^{しょうぼうじ}, 胆沢川石英閃緑岩^{いさわがわ} (Isozaki et al., 2015; 土谷ほか, 2014) を基盤とし、その上位に上部デボン系にはじまる古生界が重なる地帯である。長坂地域の松ヶ平-母体変成岩類は母体変成岩類（鶉ノ木変成岩, 大鉢森角閃岩類を含む）からなる。古生界は、下位より、上部デボン系～最下部石炭系鶉ヶ森層, 下部石炭系唐梅館層, 下部～中部石炭系竹沢層, 下部ペルム系野土層からなり、竹沢層と野土層は不整合関係にある。古生界の堆積岩類は、母体変成岩類に抱かれた南に開いた向斜構造をなし広く分布する（永広・森清, 2013）。また、母体変成岩類の一部と考えられる岩石を鶉ヶ森層が不整合で覆う露頭が発見されている（佐々木ほか, 1997）。

2. 3. 南部北上帯北縁部の古生界

南部北上帯北縁部（宮守-早池峰山-釜石地域）はカンブリア系早池峰複合岩類とその上位にオルドビス-シルル系^{なめいりさわ}の名目入沢層^{おりかべ}（薬師川層）, 折壁^{とうげ}峠層^{せんじょうがたき}（小田越層）, 千丈ヶ滝層などが分布する（永広ほか, 1986, 1988; 山崎ほか, 1984; 川村ほか, 1984; 大上ほか, 1986）。下條ほか(2010)は小国地域の神楽複合岩類中のトロニウム岩よりジルコンを分離し、LA-ICP-MSによるU-Pb年代測定の結果466±6 Ma（オルドビス紀）という年代値を求めた。小国地域は早池峰複合岩類からなり、その上位に上部オルドビス系～下部シルル系の薬師川層, 中部～上部シルル系の折壁峠層（小田越層）, 下部石炭系の舟久保層, からなる。小田越層は泥岩, 砂岩, 石灰岩, 玄武岩からなる。また、小田越層はシルル系の腕足類 *Trimerella* sp. が見つかっている（永広ほか, 1986）。大迫地域では、早池峰複合岩類の上位に、上部オルドビス系～下部シルル系名目入沢層, 中部～上部シルル系折壁峠層, その上位に未区分なデボン系が重なる。名目入沢層は泥岩, 砂岩からなり、折壁峠層は礫岩, 砂岩, 泥岩に石灰岩をともなう。また、折壁峠層は中期シルル紀の *Halysites* sp., *Favosites* sp., や三葉虫 “*Encrinurus*” sp. などが報告されている（山崎ほか, 1984）。釜石地域には早池峰神楽複合岩類の上位に最上部シルル系～上部デボン系の千丈ヶ滝層, その上位に下部石炭系の小川層が重なる。千丈ヶ滝層は下部が凝灰質珪質泥岩, 最下部に玄武岩・安山岩からなり、粗粒玄武岩をともなう。上部は泥岩からなる。下部からシルル～デボン紀の腕足類, 四放サンゴ, コケムシ（大上ほか, 1996）などの化石が発見されている。

また、大船渡市東部の越喜来湾付近からジルコン U-Pb 年代より約 500 Ma (カンブリア紀) の年代値を示す甫嶺珪長質岩類が土谷ほか (2014) により確認された。これは南部北上帯北縁部を構成する岩石の延長の可能性がある。

2. 4. 南部北上帯中央部-東部の古生界

南部北上帯中央部-東部 (日頃市-世田米^{ひころいち せ た ま い}地域) における先シルル紀基盤は、氷上花崗岩類とそれの捕獲岩とされる壺の沢変成岩類からなる。これらをシルル系の奥火の土層、川内層が不整合によって覆っている。奥火の土層は最下部は層厚 1 m の泥岩と 4 m の酸性の溶結凝灰岩からなる陸成層、主部は凝灰質泥岩、酸性のガラス質凝灰岩、アルコース・泥質石灰岩・礫岩などの海成層からなる (川村, 1982)。川内層は主に暗灰色で層状の石灰岩・無層理の石灰岩・黒色の泥岩からなり、砂岩・凝灰岩をとまなう (村田ほか 1974)。さらに下部デボン系の大野層、中部デボン系の中里層^{おにまるそう}が覆っている。大野層はその上位に下部石炭系の日頃市層、鬼丸層が重なる。以下では本研究の対象である氷上花崗岩類およびそれらの地質概説を記す。

2. 5. 1. 氷上花崗岩類

氷上花崗岩類とは、大船渡市南西部から陸前高田市東部にまたがり南部北上山地の氷上山を中心として分布する東西約 8 km, 南北約 14 km の楕円形の範囲に露出する氷上花崗岩体 (村田ほか, 1974) と、それに類似した岩質でシルル系を密接に随伴するいくつかの小岩体 (北上古生層研究グループ, 1982) の総称である (図 1-3)。氷上花崗岩類の小岩体は、氷上花崗岩体の北方の小松峠、白石峠、八日町、恵蘇^{えそ}、平沢、大畑、奥火^{おくひ}の土^{つち}に露出しており、恵蘇岩体、平沢岩体、大畑岩体以外はシルル系を伴う。氷上花崗岩体南西部にはレンズ状の捕獲岩体として産する壺の沢変成岩類が分布する。また、氷上花崗岩体の周囲はシルル系 (川内層) からペルム系 (坂本沢層、叶倉層) までの古生界と下部白亜系 (大船渡層群)、そして前期白亜紀に貫入した気仙川花崗岩が分布する。

南部北上山地における氷上花崗岩類の層序的位置づけに関しては古くから議論の対象となっており、先シルル紀基盤岩とする見解 (村田ほか, 1974; 川村, 1983; 北上古生層研究グループ, 1982) とデボン系を貫くとする見解 (野沢ほか, 1975) がある。前者を支持する観察事実として、村田ほか (1974) による大船渡市猪川町クサヤミ沢におけるシルル系川内層アルコース砂岩と氷上花崗岩類との不整合露頭、川村 (1983) による気仙郡住田町奥火の土における氷上花崗岩類とシルル系奥火の土層との不整合

露頭，北上古生層研究グループ（1982）による岩手県住田町の八日町地域でのシルル系と考えられるアルコース砂岩が氷上山花崗岩類を不整合で覆う露頭などがあげられる．一方，シルル・デボン系を貫くとする観察事実としては，野沢ほか（1975）による大船渡市猪川町大野における氷上山花崗岩類がデボン系を貫く露頭があげられている．しかし，この露頭に関しては村田（1976）により，この地域ではデボン系の安山岩質の火山活動は認められていないことや，貫入されたとされる安山岩に変成，圧砕変形が認められず，貫入したとされる花崗岩にマイロナイト化が確認されることなどが指摘されている．したがって，確かな観察事実は先シルル紀とするもののみである．

2. 5. 2. 氷上山花崗岩体

氷上山花崗岩体は，陸前高田市の北にある氷上山（875 m）を中心に，東西約 8 km，南北約 14 km のほぼ楕円状に分布する岩体で，その南西部には壺の沢変成岩類をルーフペンダント状または捕獲岩状に取り込むとされる（小林・高木，2000）．弱い片状構造をもつ氷上山型ひのかみやまの粗粒～中粒花崗岩類を主体とし，岩体の東部および北部に片状構造のほとんどみられない大野型花崗岩類が分布する（小林・高木，2000）．

これまでの氷上山花崗岩体に関する岩相分けは，研究者ごとに様々なものが提唱されおり，Ishii *et al.* (1960)，許(1976)，浅川ほか(1999)，小林・高木(2000)がある（図 1-4）．Ishii *et al.* (1960)は，氷上山花崗岩体を片状構造の観られる氷上山型と片状構造のあまり観られない大野型おおのに区分した．そして，片状構造の有無から後者が前者を貫くとした．氷上山型花崗岩は片状構造をもつことから，変動期末期の応力条件で深所に貫入し，大野型花崗岩は片状構造がないことから変動期終了後に浅所に貫入した水に富む低温マグマに由来すると考えた．

一方許(1976)は，氷上山花崗岩体を流理構造に注目し岩体 A、B に区分した．岩体 A は流理構造が微弱であり，岩体 B は流理構造が顕著である．岩体 A は Ishii *et al.* (1960)の大野型に対比され，岩体 B は氷上山型に対比される．それぞれの岩体は 2 つの Sub facise に細分化される．そして，先シルル紀基盤である岩体 A が地下で再溶解して，その産物である B 岩体が壺の沢変成岩類を捕獲して上部ペルム紀層に貫入したと考えた．Ishii *et al.* (1960)の貫入関係とは逆の考えを示している．

浅川ほか(1999)は氷上山花崗岩体を D 型(深所貫入型)と S 型(浅所貫入型)

に区分した。D型は Ishii *et al.* (1960)の氷上山型に、S型は大野型にそれぞれ対応する。S型は微弱な流理構造を持ち、D型は強い片麻状構造を持つ。D型は6岩相に細分され、いずれも程度に差はあるがマイロナイト化が確認されている。壺の沢変成岩との境界部ではベナイト状（花崗岩質の優白質の脈がネットワーク上にみられ、優黒質部と入り混じった産状を示し、両者とも変形し微褶曲構造を示す）、星雲状のミグマタイトを形成する。S型との境界部ではカリ長石が粗粒で、マイロナイト化とカタクレサイト化の両方が観察される。S型は3岩相に細分され、カタクレサイト化が全体的に観られる。両岩体ともに斜長石の曹長石化やソーシュライト化、普通角閃石および黒雲母の緑泥石化、緑簾石化等の変質作用を受けているのが確認されるが、特にS型が顕著であるとしている。小林・高木(2000)は氷上花崗岩体を鉱物組成と組織から、9つの岩相に区分した。氷上山型花崗岩類に相当する片状花崗岩類の貫入がはじめに起こり、それらがマイロナイト化し、その後大野型花崗岩類が貫入、最後に両岩相がカタクレサイト化したと考えられる。

このように、1960年代以降、氷上花崗岩体の岩相分けに関しても多くの議論が行われているが、いずれも岩相の境界を確認できておらず、各岩相の化学組成まで考慮した形成モデルはない。

2. 5. 3. 小松峠岩体

大船渡市上石橋から小松峠にかけて分布する。南北に約 2.5 km、東西に約 1.2 km の範囲に露出している。小松峠岩体の花崗岩類は北上古生層研究グループ (1984) によって3つに区分されている。優白質～アプライト質岩、粗～中粒トータル岩、優黒質中粒石英閃緑岩の3種類であり各岩相の相互関係は不明瞭である。小林・高木 (2000) は小松峠岩体において主要な岩相である粗～中粒トータル岩は氷上花崗岩体の大野型花崗閃緑岩と対比できるとしている。岩体北東部には、アプライト質岩に挟まれて、凝灰岩・石灰岩の互層および灰～白色石灰岩が分布している。後者からは *Schedohalysites crf. kitakamiensis*, *Favosites* sp. などを産し、シルル系川内層と対比されている(中井ほか, 1980)。上位からは化石は得られていない。これらの地層と小松峠岩体の関係は断層である。

2. 5. 4. 白石峠岩体

坂口 (1978MS) によって発見された露頭であり、住田町白石峠北西約 750 m の地点に露出する南北に約 40 m、東西に約 10 m の小さな岩体である。岩体の周囲には中部デボン系中里層に対比される酸性凝灰岩・粘板岩・砂岩・安山岩質凝灰岩の互層が分布しているが、層序・構造は明らか

ではなく、石灰岩とともに、デボン系中の断層で囲まれたブロックとして存在する（北上古生層研究グループ，1982）．花崗閃緑岩～花崗岩の岩相であり，破砕作用が激しい（北上古生層研究グループ，1982）．白石峠岩体の見かけ上の上位には厚さ 10 m 程度の灰色石灰岩が存在し，岩体との接触部には石灰岩礫・花崗質岩礫を含む石灰質砂岩が北上古生層研究グループ（1982）によって報告されている．

2. 5. 5. 八日町岩体・恵蘇岩体

八日町岩体は住田町八日町から小松にわたって分布し，約 2.5×0.75 km² の露出面積を持っている．恵蘇岩体はその北方約 800 m，住田町恵蘇の北部に露出する約 0.45×0.45 km の岩体である．岩体北部にはシルル～デボン系が分布し，デボン系は酸性ガラス質凝灰岩を主体とし，最下部には白色石灰岩及びそれをレンズ状，礫状に取りこんでいる含花崗岩礫玄武岩質凝灰岩～凝灰質砂岩がある（北上古生層研究グループ，1982）．この部分から *Ohnopora* sp. など下部デボン系大野層と対比される化石が産出する．デボン系の見かけ上下位の黒色石灰岩からは，*Favosites* sp.，*Halysites?* sp. などが産出し，シルル系川内層と対比される（北上古生層研究グループ，1982）．黒色石灰岩の下位に，泥質石をはさんで粗粒アルコース砂岩があり，八日町岩体を不整合で覆う報告がされている（北上古生層研究グループ，1982）．両岩体は白亜紀の花崗岩類の影響を強く受け，黒雲母のデカッセイト組織が確認される（小林・高木，2000）．

2. 5. 6. 平沢岩体

住田町の平沢から根岸にかけて南北に約 2 km，東西に約 1 km の露頭を持っている．主に片状中粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩からなる（小林・高木，2000）．また，全体的に白亜紀の花崗岩類による熱的影響を受けているため黒雲母は再結晶して，デカッセイト組織を示し，二次的に短冊状の白雲母が生成されている（小林・高木，2000）．

2. 5. 7. 大畑岩体

住田町上大畑付近に南北に約 0.4 km，東西に約 0.4 km の露頭が分布している．平沢岩体の約 0.2 km 程度南に位置する．岩相は粗粒な花崗岩～花崗閃緑岩の岩相を示し，一部にやや斑状な組織が認められる（小林・高木，2000）．片状構造はあまり見られず，大野型花崗閃緑岩に類似し，白亜紀の花崗岩類による熱的影響を受けているため黒雲母は再結晶して，デカッセイト組織を示す（小林・高木，2000）．

2. 5. 8. 奥火の土岩体

岩手県気仙郡住田町奥火の土西方約 1 km の地点に分布し、南北に約 0.5 km、東西に 0.15 km の範囲に露出する。奥火の土岩体はシルル系の奥火の土層が風化した花崗岩類を不整合に覆う露頭が観察できる（川村，1983）。Murata *et al.* (1982)はこの風化した花崗岩類を細礫岩としているが、鏡下観察より花崗岩類であると判断できる。奥火の土層は川村（1977）がはじめてシルル系を発見し、Kawamura (1980) によって命名。住田町奥火の土西方約 1 km の付近に、下部石炭系中の断層で囲まれた小さなブロックとして分布している（川村，1983）。片状構造があまり認められないため、氷上山花崗岩体の岩相 B（大野型花崗岩閃緑岩）に類似すると考えられる。奥火の土層の下部は中性～酸性凝灰岩を特徴とし、基底近くには溶結凝灰岩が存在している（川村，1982）。これは、礫として産するものを除けば、南部北上山地の古生層からはじめて見出された陸生火山堆積物である（川村，1982）。花崗岩と奥火の土層下部相互層部が低角の断層をはさんで接している露頭も観られる。この断層による欠如の程度は正確に見積もることはできないが、見かけの欠如は 10～20 m あると考えられる（川村，1983）。

2. 6. 壺の沢変成岩類

渡辺（1950）によって初めて確認された。石井ほか（1956）によって命名。氷上西方の壺の沢付近-陸前高田市北方に、氷上山型花崗閃緑岩の西縁部に、レンズ状の捕獲岩体として東西約 1 km、南北約 5 km に分布する。氷上山閃緑岩の流理構造と壺の沢変成岩類の片麻状構造はほぼ調和的である。地下深所の基盤岩類が氷上山型花崗閃緑岩の上昇・貫入に伴って捕獲されたものと解釈されている。その際に、氷上山花崗岩の熱による接触変成を受けて変成岩になったと考えられる。岩相は片麻状～片状で、おもに泥質岩起源のものからなり塩基性岩源のものをもとまう。微褶曲構造が著しく、黒雲母は気仙川花崗岩の影響により再結晶し、一部には、紅柱石・ザクロ石・堇青石などが形成されている（Suzuki, 1956）。

2. 7. 氷上山花崗岩類の年代論

氷上山花崗岩類は従来の研究により、いくつかの年代測定が行われている。年代値としては、351 ± 19 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代（Shibata, 1974）や、322-361 Ma の K-Ar 年代（柴田，1973；柴田・内海，1975）、白亜紀花崗岩の熱的影響による若返り年代とされる 120 Ma 前後の K-Ar 年代（柴田・内海，1975 など）も得られている。以下に最近の年代測定結果について述べる。

Watanabe *et al.* (1995)は、氷上山花崗岩体における複数地点の花崗岩試

料からジルコンの SHRIMP 年代を求め、 442.0 ± 3.5 Ma (シルル紀) のコンコーディア年代を得た。また、浅川ほか(1999)は氷上山型花崗岩類の分布地域から 440.0 ± 13.9 Ma (シルル紀) の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を示した。これらの年代は氷上花崗岩類がシルル系に不整合で覆われるとする観察事実に調和的である。

一方、鈴木ほか(1992)はクサヤミ沢露頭の花崗岩から約 250 Ma (ペルム紀末) のモナザイトとジルコンの CHIME 年代を、またアルコース砂岩中から 400 Ma (デボン紀) より古いモナザイトとジルコンの CHIME 年代、一部のジルコンから約 250 Ma (ペルム紀末) の CHIME 年代を報告した。さらに、大野地域の氷上花崗岩から 340-360 Ma (石炭紀) のジルコンの CHIME 年代、樋口沢のデボン紀大野層の礫岩中の花崗岩質礫のジルコンから約 600 Ma, 400 Ma, モナザイトとジルコンから約 250 Ma の CHIME 年代を得た。Suzuki and Adachi (1993) は平沢岩体のジルコンから 240 Ma の CHIME 年代を、また Adachi *et al.* (1994) は奥火の土岩体のモナザイト、ゼノタイム、ジルコンから 250-260 Ma の CHIME 年代を得た。

これらの結果より Adachi *et al.* (1994) では CHIME 年代およびジルコンの成長累帯の特徴などから考えて、奥火の土花崗岩体の大部分は二畳紀末期に貫入固結したものであり、先シルル紀基盤である可能性は少ないと述べ、不整合直上に存在する奥火の土層の基底泥質岩(あるいは基底泥質岩とその上位の溶結凝灰岩)は二畳系であり、それにシルル紀石灰岩を含む地層が衝上していると解釈している。奥火の土花崗岩と同様な二畳紀末の花崗岩は、これまで石炭紀(あるいは先シルル紀)と一括されてきた模式地の氷上花崗岩体の一部にも存在すると結論付けている。また、鈴木・足立(1997)では氷上花崗岩と一括されてきた花崗岩体は、シルル紀、石炭紀および二畳紀末～三畳紀初頭の貫入岩から構成されていると考えた方がよいと述べている。

下條ほか(2010)は、氷上花崗岩体の岩体北部から 429 ± 19 Ma, 岩体南部から 411 ± 5 Ma, 岩体西部から 412 ± 4 Ma, 岩体東部から 416 ± 5 Ma の LA-ICP-MS U-Pb ジルコン年代年代を得た。下條ほか(2010)はこれらの結果より、氷上花崗岩類は前期シルル紀～前期デボン紀にかけての断続的な火成活動により形成された複合岩体であると述べている。

以上の様に、これまでの氷上花崗岩類の放射年代には地質学的証拠との間に矛盾があり、約 350 Ma 前後及び約 250 Ma 前後の CHIME 年代(鈴木ほか, 1992; Suzuki and Adachi, 1993; Adachi *et al.*, 1994) および 416 ~411 Ma (下條ほか, 2010) に相当する火成活動が存在するかどうかは大きな問題である。

3. 氷上花崗岩類の産状

3. 1. 氷上花崗岩体の岩相分けについて

氷上花崗岩体の岩相分けに関しては前述した様に Ishii *et al.* (1960), 許(1976), 浅川ほか(1999), 小林・高木(2000)の4つがある。しかし, 岩相境界は見つかっておらず, 岩相相互の関係性についての詳細は分かっていない。

本研究では, 小林・高木(2000)をもとに薄片観察と全岩化学組成の検討結果を加え, 以下に示す 10 岩相に区分した。普通角閃石を含む岩相を A とし, そのうち SiO₂の低いものから岩体南東部の岩相を A-1, 中央部の岩相を A-2, 北東部の岩相を A-3, 南部の岩相を A-4 と細分した。さらに, Ishii *et al.* (1960)の大野型にあたる岩体北部, 東部の岩相を B, 北部から中央部にかけて広く分布する岩相を C, 氷上山南東, 大野西方に分布する岩相を D, 東側の壺の沢変成岩に隣接する岩相 E, 西側の壺の沢変成岩に隣接し, Ca, Rb が高い岩相を F, 同じく西側の壺の沢変成岩に隣接し, Ca, Rb が低い岩相を G にそれぞれ区分した (図 3-12)。岩相 A-2 の分布域には普通角閃石石英斑レイ岩と接する露頭が観られる。岩体の南東では岩相 G と壺の沢変成岩との間にアプライトが観られる。深成岩の命名は (Streckeisen, 1976)に従った。

3. 2. 1. 岩相 A-1

氷上花崗岩体において南西部に位置し, より南西部の前期白亜系大船渡層群とは断層関係である。東西に約 1km, 南北に約 1km にわたって分布する。本岩相は通岡峠の西方の玉の湯へ抜ける道路沿いに露出している。小林・高木 (2000) の片状黒雲母角閃石トータル岩, 浅川ほか (1999) の時代未詳小規模花崗岩類の黒雲母角閃石花崗閃緑岩に相当する。

岩質的には角閃石などの有色鉱物に富み, カリ長石が少ない事が特徴としてみられ, トータル岩に相当する。全体的に鉱物は中粒だが斜長石に関しては 5~10 mmの粗粒なものも確認できる。本岩相は普通角閃石による定向配列が顕著であり, その走向は N5° E であり, 傾斜は 60° E である。本岩相の西側には岩相 A-4, 北側には岩相 D が分布しているがそれらとの境界は確認されていない。

3. 2. 2. 岩相 A-2

氷上花崗岩体の中央に分布し, 岩相 C に囲まれて産する。東西約 4 km, 南北約 4 km にわたって分布する。本岩相は通岡峠の西方の玉の湯へ抜け

る道路沿いや、氷上山の山道に続く道や雷神山の東 1 km、大野地域から西 1 km にまで広く分布している。小林・高木 (2000) の片状角閃石黒雲母トータル岩、浅川ほか (1999) の片麻状黒雲母角閃石トータル岩や片麻状角閃石黒雲母トータル岩に相当する。

岩質的には角閃石などの有色鉱物に富んでいる。しかし、分布域の南部や北東部では 1 cm 程度の粗粒なカリ長石を含むものも観られる。全体的に鉱物は粗粒である。岩相 A-2 岩相 A-2 の南部で細粒な岩相 C との境界が観られる (図 3-1)。細粒な岩相 C が岩相 A-2 を貫いている転石が認められたことから、岩相 A-2 は岩相 C よりも先に固結していたと考えられる (図 3-2)。

3. 2. 3. 岩相 A-3

氷上花崗岩体の北東部に位置する。東西約 0.5 km、南北約 1.5 km にわたって分布する。本岩相は大野川と大森沢の合流地点の南北に露出している。小林・高木 (2000) の斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩、浅川ほか (1999) の時代未詳小規模花崗岩類の角閃石黒雲母花崗閃緑岩に相当する。

岩質としては黒雲母や普通角閃石などを多く含み、斑晶として 1~2 cm 程度の石英と斜長石が観られる。岩相 A-3 ではしばしば、最大で 5 cm 程度の暗色包有岩が観られる。本岩相の周りは岩相 B (大野型) が観察される。大野川と大森川の合流地点付近で両者が接している露頭が観察されるが、境界は石英脈に貫かれているため、両岩相の前後関係は判定できない (図 3-3)。

3. 2. 4. 岩相 A-4

氷上花崗岩体の南部に位置する。東西約 2 km、南北約 1 km にわたって分布する岩相を A-4 とする。本岩相は通岡峠の西方の玉の湯へ抜ける道路沿いに露出している。小林・高木 (2000) の片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩、浅川ほか (1999) の片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩に相当する。

岩質は他の岩相 A に比べて優白質であり、岩相 A-4 は一部では最大で 8 cm 程度の暗色包有岩が観られる。暗色包有岩との接触部はやや優白質になっている。

3. 2. 5. 岩相 B (大野型)

氷上花崗岩体の北部と東部に位置し、東部の岩相 B はペルム系の坂本沢層、叶倉層や石炭系と断層関係にある。北部の岩相 B は石炭系と断層関係にある。北部のものは東西約 2.5 km、南北約 3 km にわたって分布し、ま

た、東部のものは東側をペルム系、西側を岩相 C に挟まれて、東西約 2 km、南北約 8 km にわたって分布し、南方に向かってその幅を減じている。北部の岩相は大森付近に露出している。東部は日頃市町の新沼工業から西山付近に至る道路沿いを中心に南北に露出している。小林・高木 (2000) の黒雲母花崗閃緑岩 (大野型花崗閃緑岩)、浅川ほか (1999) の優白質黒雲母アダメロ岩、黒雲母アダメロ岩、含角閃石黒雲母花崗閃緑岩に相当する。

本岩相は鉱物の定向配列があまり観られず、ピンク色の粗粒なカリ長石で特徴づけられる (図 3-4)。岩相 A-3 に近い岩相 B からは 10 cm 程度の暗色包有岩がまれに観られる。

東部の岩相 B の西方は岩相 C と接しており、岩相 C との境界付近はカタクレーサイト化が認められている (小林・高木, 2000)。北部の岩相 B の南方、東部の岩相 B の西方は、岩相 C と接するが両者の境界は確認されていない。

3. 2. 6. 岩相 C

氷上花崗岩体において北部と東部の岩相 B を除いて全体的に広く分布する。西部はペルム系と断層関係である。北部のものは東西約 4.5 km、南北約 10 km にわたって広範囲に分布する (図 3-5)。大野、西山から西側の道路沿いを中心に露出している。また、滝山不動尊の道路沿いにも露出が認められる。小林・高木 (2000) の片状黒雲母花崗閃緑岩、浅川ほか (1999) の片麻状黒雲母アダメロ岩、片麻状黒雲母花崗閃緑岩、片麻状黒雲母トータル岩に相当する。

岩質的には全体的に粒度は中～粗粒であり、片状構造が確認できる。カリ長石を含むことから花崗閃緑岩にあたる。岩相 C の中心部付近には岩相 A-2 が分布しており、岩相 A-2 の南部と岩相 C の境界部では細粒の岩相 C が岩相 A-2 を貫いているのが確認できる。気仙川花崗岩付近との境界約 2km 以内のものは、黒雲母の再結晶が確認される。また岩体西側のペルム系とは断層で接しており、花崗岩類がカタクレーサイト化しているのが分かる。

3. 2. 7. 岩相 D

氷上山の南東及び西山の西方に分布する。氷上山南東のものは東西約 2 km、南北約 3 km にわたって分布する。西山の西方のものは東西に 0.5 km、南北に 1km 分布する。西山西方のものは大野公民館から西方にかけての道路沿いに露出が認められる。小林・高木 (2000) の片状中粒黒雲母トータル岩 (一部、花崗閃緑岩の領域に含まれる。), 浅川ほか (1999) の片麻状

(～眼球状) 黒雲母花崗閃緑岩に相当する。

岩質は花崗閃緑岩～トータル岩に含まれる。全体的に中粒な鉱物からなるが、まれに 1 cm 程度の粗粒な (眼球状) カリ長石も確認できる。

3. 2. 8. 岩相 E

氷上山の南西部の壺の沢変成岩に伴って分布する岩相。東西約 1 km, 南北約 1.5 km にわたって分布する。玉の湯へ向かう道路沿いや、氷上山の避難小屋へ向かうルートに露出が認められる。小林・高木 (2000) の片状中粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩, 浅川ほか (1999) のミグマタイトに相当する。

岩質は花崗閃緑岩である。全体的に粒度は中粒だが 1 cm 以上の斜長石も観られる。また、希望ヶ丘病院から北東 1.2 km の露頭では壺の沢変成岩の 3 m 程度のブロックが取り込まれている露頭を確認することができる (図 3-6)。

3. 2. 9. 岩相 F

氷上花崗岩体南西部の壺の沢変成岩に伴って分布する。玉の湯近くの川沿いにおける玉山金山の入り口検問所跡から分布し、下流の気仙川花崗岩との境界部まで分布している。また竹駒町の清掃センター付近でも観られる。小林・高木 (2000) の片状中粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩, 浅川ほか (1999) のミグマタイトに相当する岩相である。壺の沢変成岩に調和的な黒雲母や斜長石の定向配列が顕著である (図 3-7)。

3. 2. 10. 岩相 G

氷上花崗岩体南西部の壺の沢変成岩に伴って分布する。玉の湯近くの川沿いにおける玉山金山の入り口検問所跡から主に上流側に分布する。岩相 G の上流側にはアプライトが分布する。その上流の道路沿いでは壺の沢変成岩と岩相 A-2 の境界が観られる (図 3-9)。小林・高木 (2000) の片状中粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩, 浅川ほか (1999) のミグマタイトに相当する岩相である。

3. 2. 11. 普通角閃石石英斑レイ岩

岩相 A-2 中の滝山不動尊の北西 0.4 km の道路沿いの露頭や雷神山の東方 0.8 km 付近などで普通角閃石石英斑レイ岩が貫入している露頭を確認できる。花崗岩類と普通角閃石石英斑レイ岩の接触部は火炎状組織を示す。そのため、両者はほぼ同時期に貫入したと考えられる (図 3-9)。

3. 2. 12. アプライト

玉山金山の入り口検問所跡付近に分布する岩相 G とその上流に分布する壺の沢変成岩との間の約 0.1 km に分布する．岩相 G を 60 cm 程度のブロックとして取りこんでいる（図 3-10）

3. 2. 13. 気仙川花崗岩との関係

玉山金山の入り口検問所跡の道路を南下した T 字路より 40 m 南の道路沿いに気仙川花崗岩との境界が観られる．露頭の観察から気仙川花崗岩が氷上花崗岩の岩相 F に貫入していることが分かる．また気仙川花崗岩の接触部はやや優白色になっていることが切断面からわかる（図 3-11）．気仙川花崗岩による接触変成は東側の約 2 km に影響を与えている．



図 3-1: 岩相 A-2 の南部における
岩相 C との境界 (露頭).



図 3-2: 岩相 A-2 の南部における
岩相 C との境界 (転石).



図 3-3: 岩相 A-3 と岩相 B の境界.
岩相 C との境界 (転石).



図 3-4: 岩相 B の露頭.



図 3-5: 雷神山の北側の岩相 C.

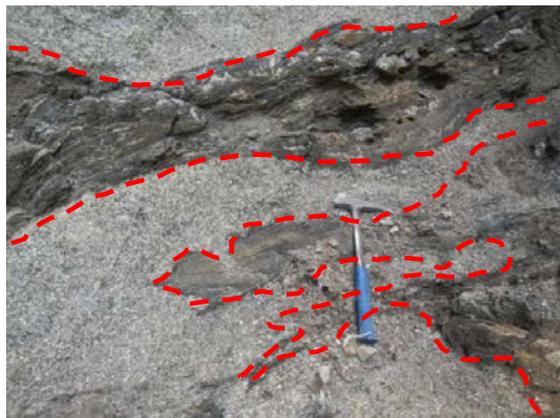


図 3-6: 岩相 E における壺の沢変成岩との
境界.

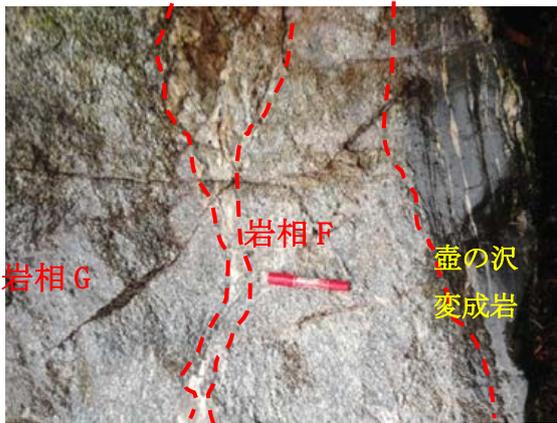


図 3-7: 岩相 F, 岩相 G と壺の沢変成岩の境界.



図 3-8: 壺の沢変成岩と岩相 A-2 の境界.



図 3-9: 普通角閃石石英斑レイ岩と岩相 A-2 が接する転石.

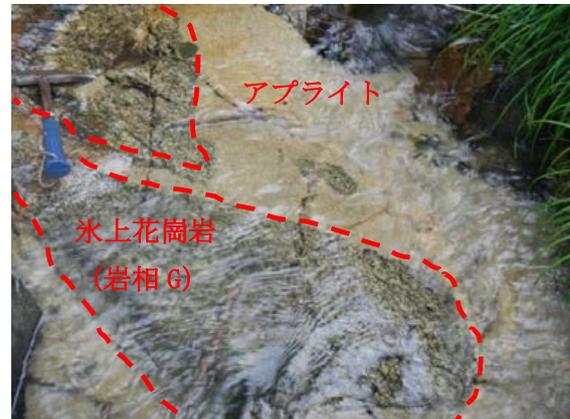


図 3-10: 岩相 G がアプライトに取り込まれている産状.

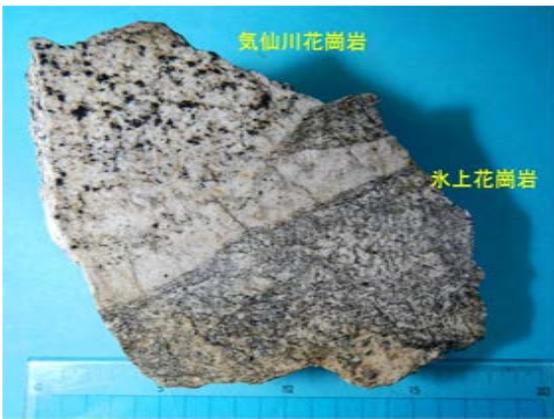
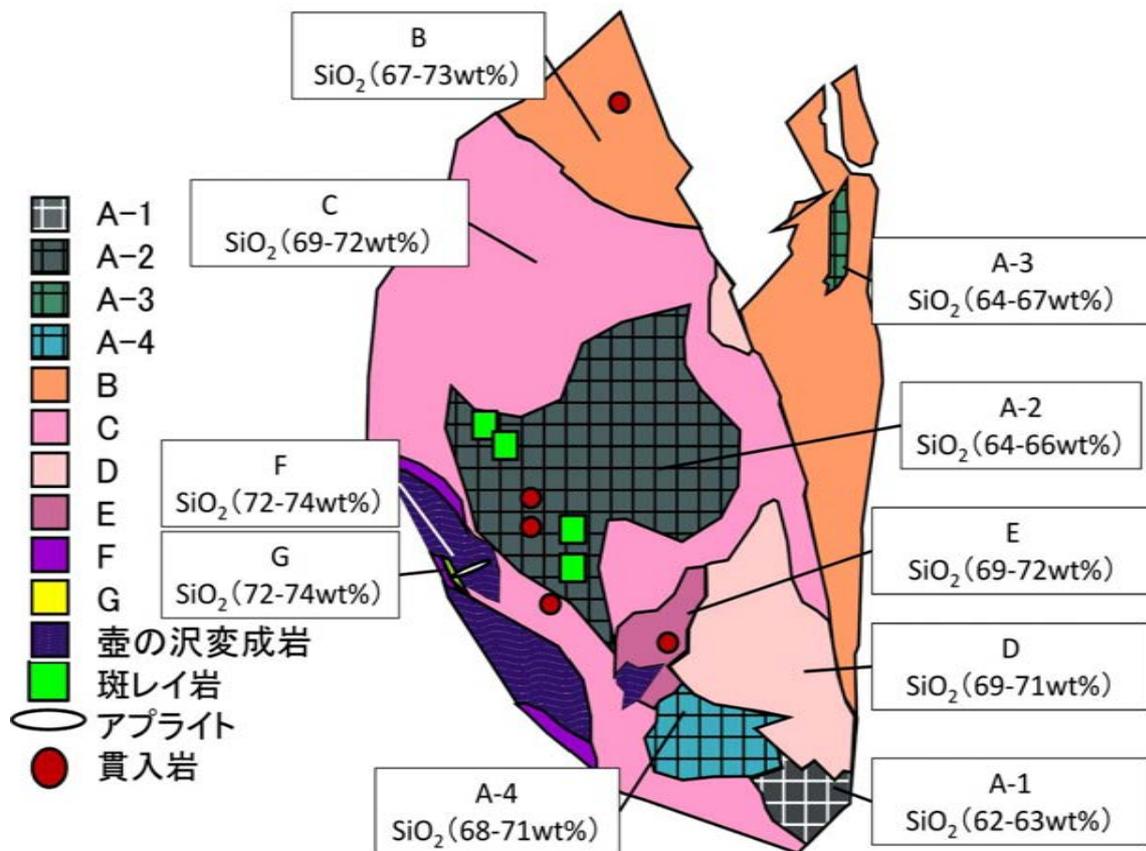


図 3-11: 氷上花崗岩と気仙川花崗岩の境界 (切断面).



Modified from Kobayashi and Takagi(2000).

図 3-12: 氷上花崗岩の岩相区分図.

4. 岩石記載

4.1. 氷上花崗岩体

岩相 A-1 (図 4-1, 2)

この岩相は片状構造が顕著である。主な構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、普通角閃石である。副成分鉱物として、ジルコン、緑簾石、緑泥石、不透明鉱物を含む。石英は 1-4 mm の他形を示す。斜長石は 1-5 mm の自形であり、緑泥石や緑簾石を包有する。ソーシュライト化が著しく、アルバイト双晶、カールスバッド双晶、アルバイト・カールスバッド双晶が観られる。少量含まれるカリ長石は 2 mm の半自形を示す。黒雲母は 1.5 mm 程度で自形を示し、一部、緑泥石化している。普通角閃石は 1-6 mm で自形を示し単純双晶が観られる。不透明鉱物、緑泥石、緑簾石を包有し、一部緑泥石化している。

岩相 A-2 (図 4-3, 4)

岩体中央部に分布する。主な構成鉱物は石英、斜長石、黒雲母、普通角閃石である。副成分鉱物として、ジルコン、緑簾石、褐簾石、不透明鉱物を含む。石英は 2-5 mm で他形を示す。斜長石は 1.5-4 mm の自形で粒状、柱状を示す。アルバイト双晶、アルバイト・カールスバッド双晶を示す。コアが緑簾石化し、アパタイトを包有する。黒雲母は 1 mm 程度の自形で角閃石に伴って観られる。一部緑泥石化している。普通角閃石は 1 mm 程度の自形で柱状結晶として産し単純双晶を示す。淡褐色～濃緑色を示し、不透明鉱物を多く包有している。岩相 C との境界付近のものは 5 mm 程度で自形の粒状を示すカリ長石が観られる。

岩相 A-3 (図 4-5, 6)

岩体北東部の大森沢、大野川の合流点付近に南北に分布する。この岩相は斑状組織を示す。主な構成鉱物は、斑晶として石英、斜長石、石基として石英、斜長、黒雲母、普通角閃石を含む。副成分鉱物として、ジルコン、緑簾石、緑泥石、不透明鉱物を含む。斑晶の石英は 2-5 mm で半自形を示す。斑晶の斜長石 1-3 mm の自形でソーシュライト化が著しい。斜長石の一部はアルバイト双晶やカールスバッド双晶が確認される。黒雲母は 0.5-1.5 mm の自形で、劈開にそって緑泥石化しているものが確認できる。石基の斜長石、石英は 1 mm 以下である。

この岩相は暗色包有物をまれに含む。暗色包有岩は黒雲母、普通角閃石、斜長石、石英からなる。黒雲母と普通角閃石、斜長石は自形、石英は他形を示す。いずれも 1 mm 以下である。

岩相 A-4 (図 4-7, 8)

岩体南部に分布する。主な構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、普通角閃石である。副成分鉱物として、ジルコン、アパタイト、緑簾石、不透明鉱物を含む。石英は 0.5-3.5 mm で他形を示す。斜長石は 2-6 mm の自形で粒状、柱状を示す。アルバイト双晶、カールスバッド双晶を示す。約 0.2 mm 程度の黒雲母や普通角閃石を包有する。カリ長石は 3 mm 程度で他形を示す。微斜長構造が観られ、斜長石との間にミルメカイトが観られる。黒雲母は 2.5-4 mm の自形で脈状を示す。一部、緑簾石を包有する。普通角閃石は 1-2 mm の半自形で柱状を示す。淡褐色～濃緑色を示し、アパタイトを包有している。この岩相には暗色包有岩が含まれる。暗色包有岩の構成鉱物は石英、斜長石は 2 mm 程度で他形を示す。普通角閃石と黒雲母は 0.2 mm 程度の自形を示す。普通角閃石は淡褐色-濃緑色を示す。花崗岩類との境界部は有色鉱物が少なくなっている(図 4-7 における上側の境界部)。

岩相 B (図 4-9, 10)

この岩相は全体的に粗粒である。主な構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母である。副成分鉱物として、ジルコン、アパタイト、緑簾石、緑泥石、不透明鉱物を含む。石英は 1-3 mm の他形を示す。斜長石は 1.5-7 mm の自形であり、0.5 mm 程度の緑泥石や緑簾石を包有する。ソーシュライト化が著しく、アルバイト双晶が観られる。カリ長石は 1.5-5 mm の他形を示し、0.5 mm 程度の黒雲母や 0.3 mm 程度の不透明鉱物を包有している。細ひも状、ひも状のパーサイトが観られる。黒雲母は 1-3.5 mm で自形を示す。一部、0.3 mm 程度の緑泥石や緑簾石、不透明鉱物を含む。

岩相 C (図 4-11, 12)

主な構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母である。副成分鉱物として、ジルコン、緑簾石、燐灰石、不透明鉱物を含む。石英は 1-5 mm の他形を示す。一部の石英は波動消光が観られる。斜長石は 1-6 mm の半自形であり、1 mm 以下の黒雲母、石英、カリ長石を包有する。ソーシュライト化が著しく、一部の斜長石はコアが緑簾石化している。アルバイト双晶、カールスバッド双晶が観られる。カリ長石は 1 cm 程度の自形を示す。一部のカリ長石は、ひも状のパーサイトが観られる。黒雲母は 1-6 mm で半自形を示し、一部の黒雲母は不透明鉱物を含む、また、黒雲母に包有されて、1 mm 程度で自形の褐簾石がまれに含まれる。

岩相 D (図 4-15, 16)

主な構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母である。副成分鉱物として、ジルコン、緑簾石、燐灰石、不透明鉱物を含む。石英は 2-5 mm の他形を示す。石英は波動消光が観られる。斜長石は 1.5-3 mm の自形であり、粒状や柱状を示すものがある。ソーシュライト化が著しく、カールスバッド双晶、アルバイト双晶が観られる。カリ長石は 3 mm 程度他形を示す。一部のカリ長石は、細ひも状のパーサイト構造が観られる。黒雲母は 0.5-1.5 mm で自形を示し、緑泥石化が著しい。

岩相 E (図 4-17, 18)

主な構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母である。副成分鉱物として、ジルコン、緑簾石、燐灰石を含む。石英は 1-4 mm の他形を示す。一部の石英は波動消光が観られる。ジルコン、緑泥石を包有する。斜長石は 1-2 mm の自形であり、粒状を示す。石英、ジルコン、燐灰石を包有する。アルバイト双晶、カールスバッド双晶が観られる。一部の斜長石は累帯構造が確認される。カリ長石は 2.5-4 mm で自形を示す。カールスバッド双晶が観られる。黒雲母は 1-3 mm で自形を示し、石英を包有する。短冊状結晶が集合している。黒雲母の片理に沿って 1 mm 程度の白雲母が観られる。また、一部、黒雲母が緑泥石化している。

岩相 F (図 4-19, 20)

主な構成鉱物は、石英、斜長石、黒雲母である。副成分鉱物として、ジルコン、緑泥石、緑簾石、燐灰石、ザクロ石を含む。まれにカリ長石を含む。石英は 1 mm 程度他形を示す。斜長石は 1-3 mm の自形であり、粒状を示す。石英、ジルコン、緑泥石、燐灰石を包有する。カールスバッド双晶が観られる。ソーシュライト化が著しい。黒雲母は 1-2 mm で自形を示し、短冊状結晶が集合している。一部、石英の細脈を伴う。一部の試料には 0.2 mm 程度の白雲母が斜長石やカリ長石に包有されるものや、黒雲母の片理に沿って確認できる。

岩相 G (図 4-21, 22)

主な構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母である。副成分鉱物として、ジルコン、緑泥石、緑簾石、燐灰石を含む。石英は 1 mm 程度他形を示す。斜長石は 0.5-5 mm の自形であり、粒状を示す。大きいものは緑泥石、緑簾石、燐灰石を包有する。カールスバッド双晶が観られる。カリ長石は 1-5 mm で自形を示す。ミルメカイト、棒状のパーサイト構造が確認できる。黒雲母は 0.2-1 mm で自形を示し、短冊状結晶が集合している。一部の試料には、1 mm 程度の白雲母が斜長石やカリ長石に包有されるものや、黒雲母の片理に沿って確認できる。

4. 2. アプライト (図 4-30)

主な構成鉱物は石英，カリ長石，白雲母である．石英は1～4 mm程度の他形であり，燐灰石を包有する．カリ長石は2～4 mmで他形～半自形を示す．白雲母は0.5～1 mmで自形を示す．

4. 3. 普通角閃石石英斑レイ岩 (図 4-23, 24, 25)

主な構成鉱物は石英，斜長石，黒雲母，普通角閃石である．副成分鉱物として，ジルコン，緑泥石，緑簾石，チタン石，不透明鉱物を含む．石英は1-2 mmで他形を示す．燐灰石を包有する．斜長石は0.5-10 mmで細粒なものは粒状で他形を示す．粗粒なものは自形で柱状を示す．緑簾石，燐灰石，黒雲母，普通角閃石を包有している．アルバイト双晶，アルバイト・カールスバッド双晶を示す．黒雲母は2 mm程度の自形で柱状を示す．チタン石，不透明鉱物を包有する．一部のチタン石は単純双晶を示す．普通角閃石は1 mm程度の自形で粒状を示す．淡褐色～濃緑色を示し，不透明鉱物を多く包有している．単純双晶を示す．

4. 4. 壺の沢変成岩

水上花崗岩体の南西部に産する壺の沢変成岩 (図 4-26) を鉱物組み合わせによって分類した．

4. 4. 1. 白雲母を多く含む変成岩 (図 4-27)

レピドブラスティック組織を示し，主な構成鉱物は石英，カリ長石，黒雲母，白雲母である．石英は0.5～2 mmの他形を示す．斜長石は0.5 mm程度の半自形を示し，アルバイト双晶が観られる．黒雲母は1～2 mmで自形を示す．黒雲母の片理に沿って0.5～1 mmの白雲母が観られる．不透明鉱物も確認できる．

4. 4. 2. ザクロ石を含む変成岩 (図 4-28)

レピドブラスティック組織を示し，主な構成鉱物は石英，斜長石，黒雲母，ザクロ石である．石英は0.5 mm程度の他形を示す．斜長石は0.5 mm程度の半自形を示し，アルバイト双晶，カールスバッド双晶，ペリクリン双晶が観られる．黒雲母は0.5～1 mmで自形を示す．

4. 4. 3. 堇青石を含む変成岩 (図 4-29)

黒雲母がデカッセイト組織を示し，主な構成鉱物は石英，斜長石，黒雲母，白雲母，堇青石である．石英は1 mm程度で他形を示す．斜長石は0.5～1 mmで半自形～自形を示す．アルバイト双晶，カールスバッド双晶が観

られる。黒雲母は 0.2 mm程度で自形を示す。雲母の片理に沿って 0.2 mm程度の白雲母が観られる。堇青石は 1～3 mmで自形を示す。アパタイトを包有している。



図 4-1: 岩相 A-1 の切断面.



図 4-3: 岩相 A-2 の切断面.



図 4-5: 岩相 A-2 の切断面.

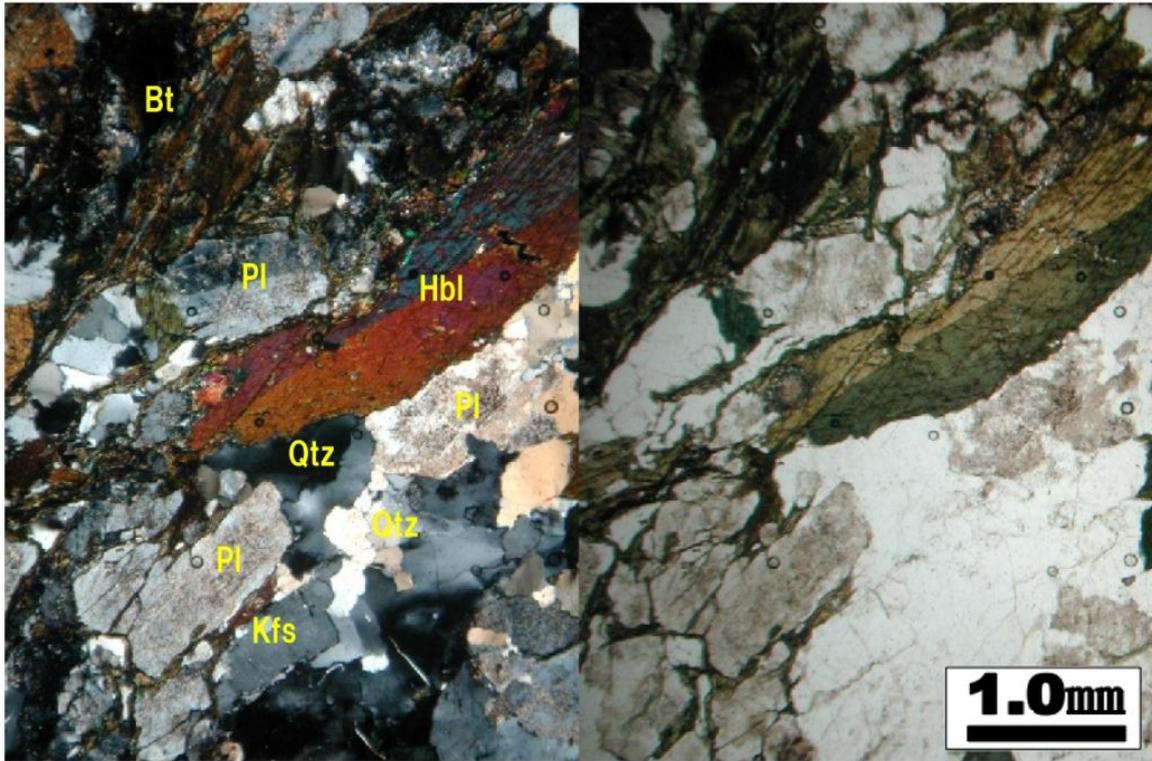


図 4-2: 岩相 A-1 の薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル) .

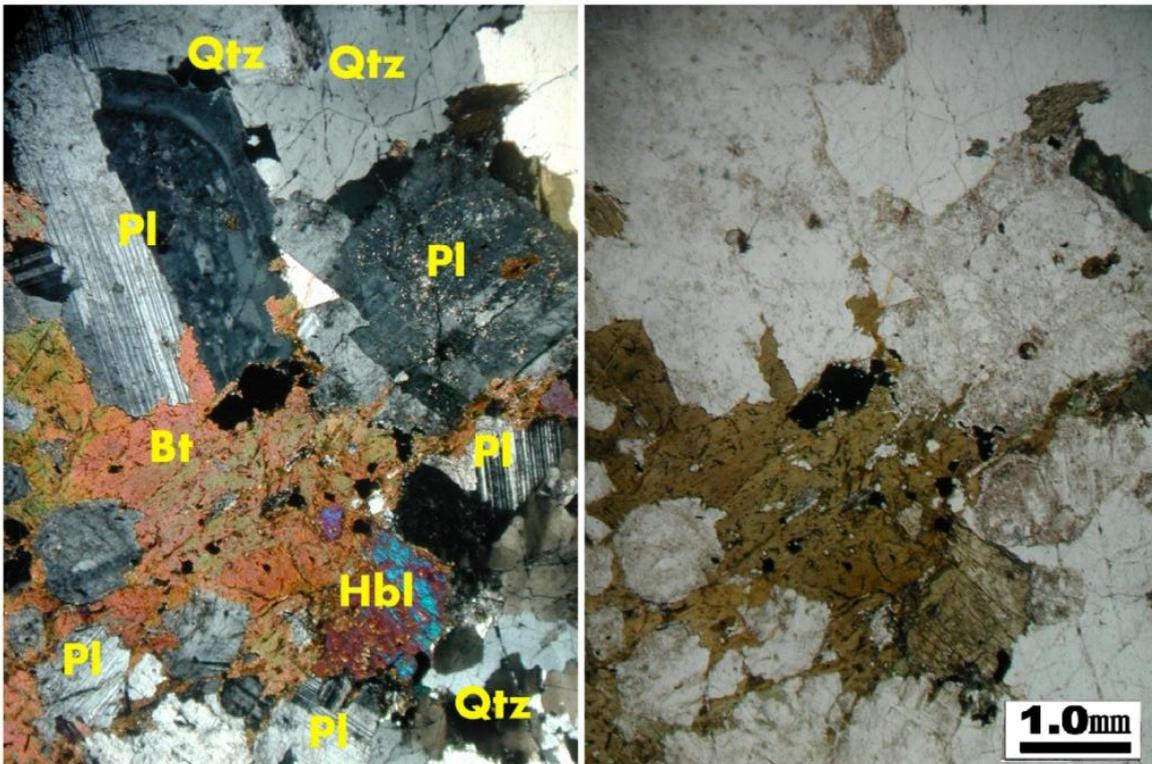


図 4-4: 岩相 A-2 の薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル) .

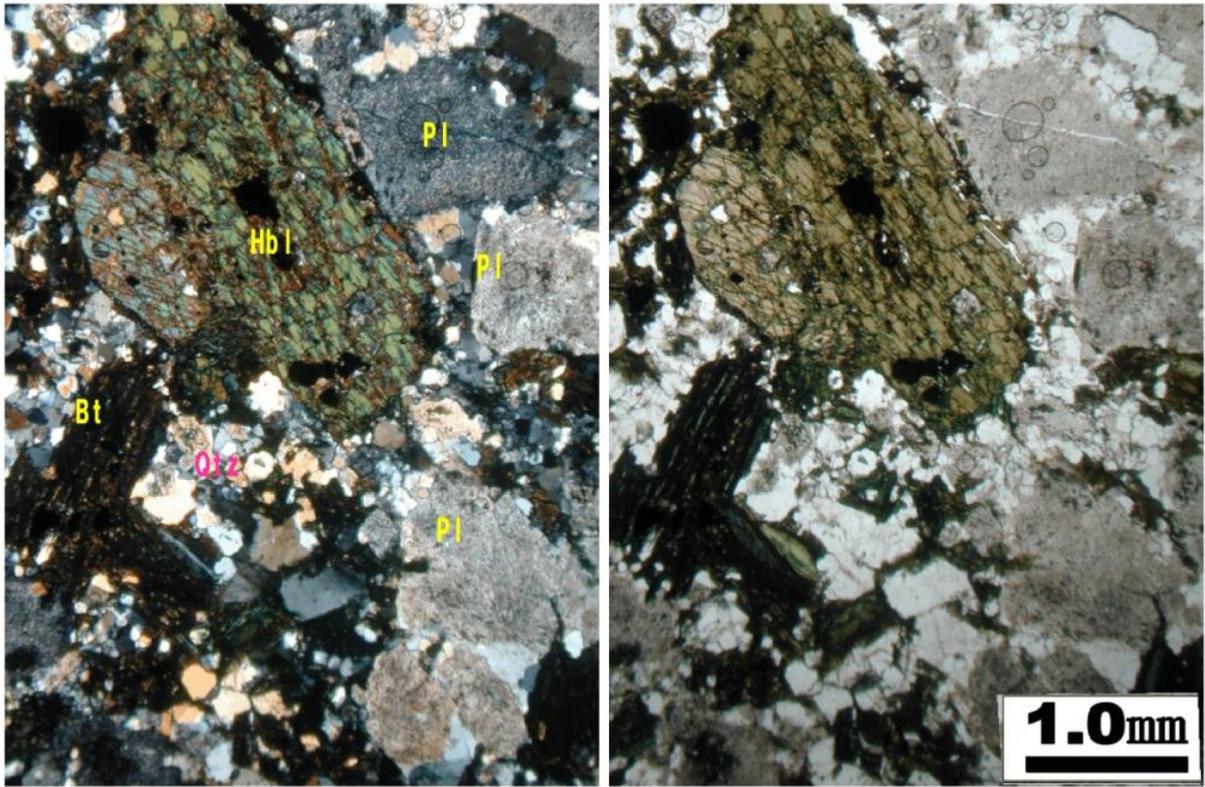


図 4-6: 岩相 A-3 の薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル) .

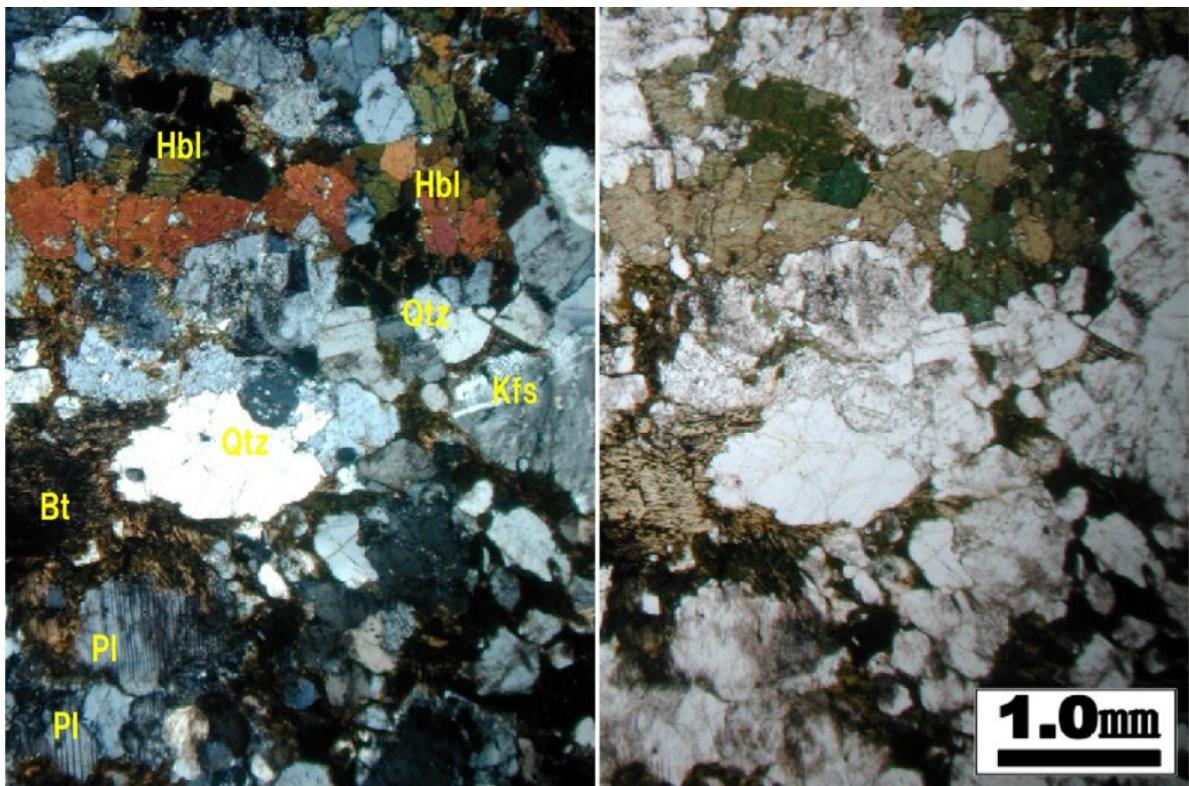


図 4-8: 岩相 A-4 の薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル) .



図 4-7: 岩相 A-4 の切断面.



図 4-9: 岩相 B の切断面.



図 4-11: 岩相 C の切断面.

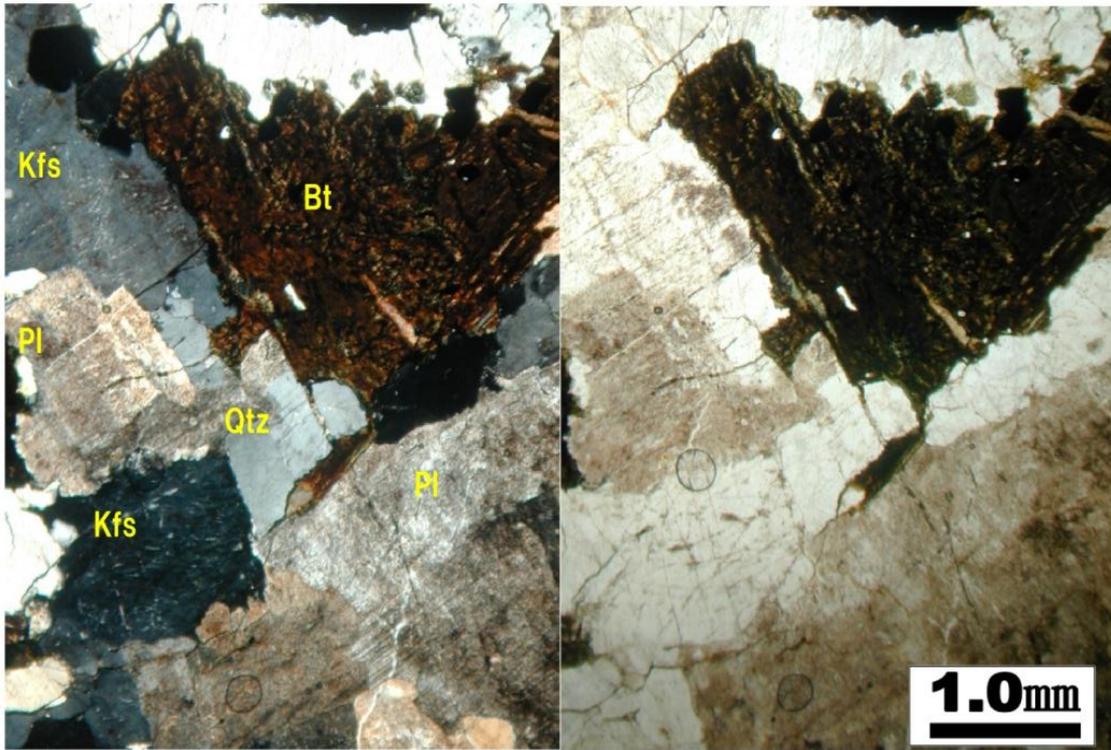


図 4-10: 岩相 B の薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル) .

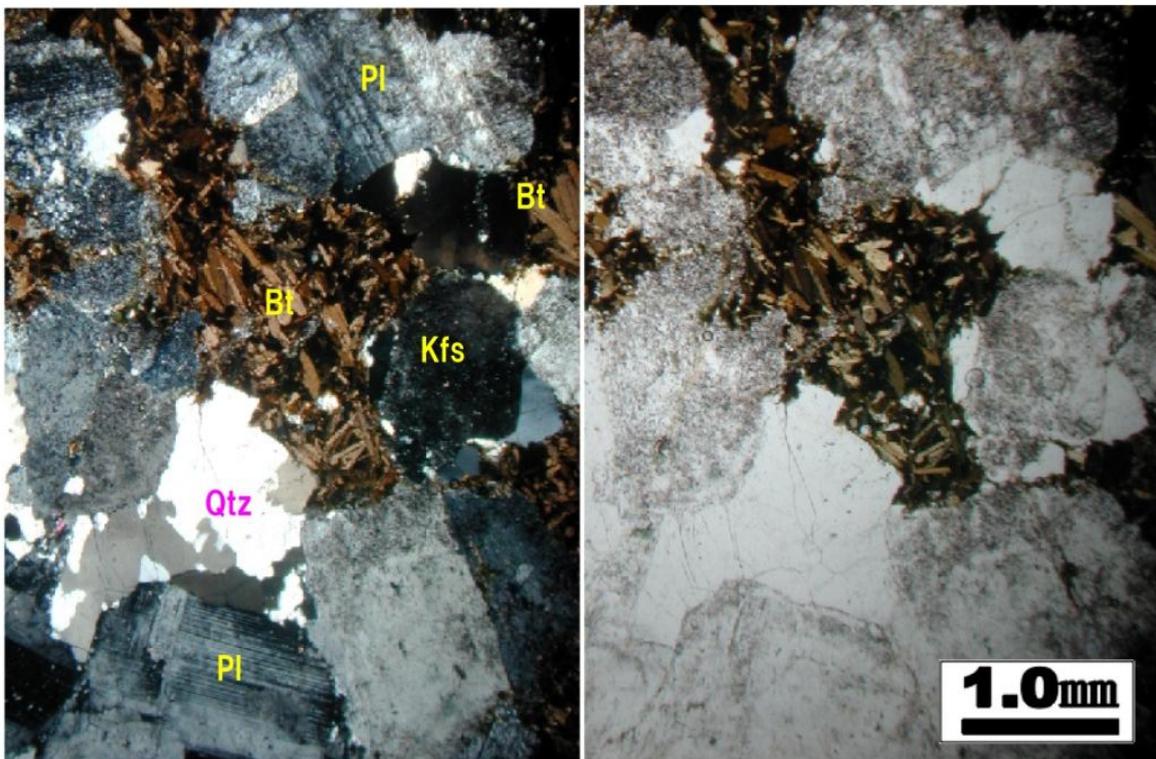


図 4-12: 岩相 C の薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル) .

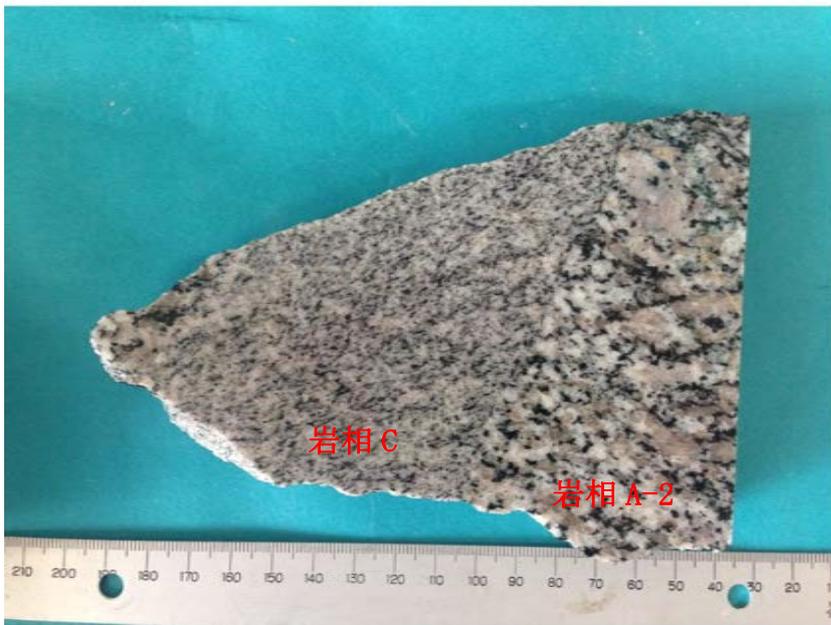


図 4-13: 岩相 A-2 と C
の境界の切断面.



図 4-15: 岩相 D の
切断面.



図 4-17: 岩相 E の
切断面.

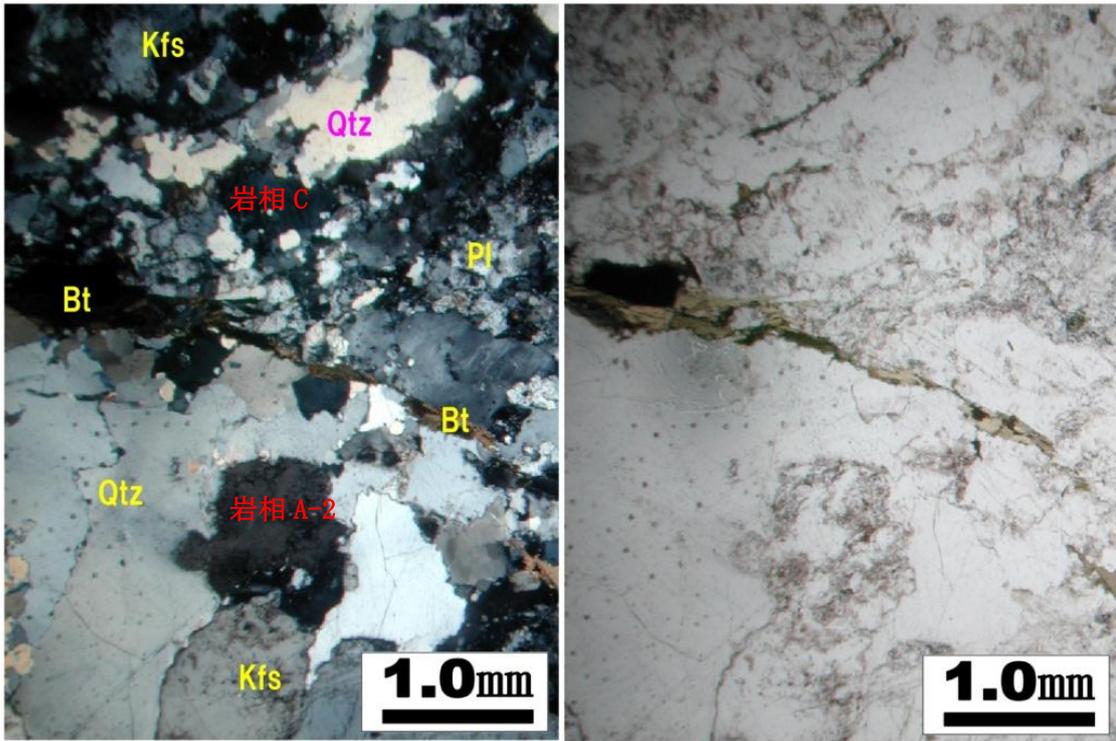


図 4-14: 岩相 A-2 と岩相 C の境界の薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル).

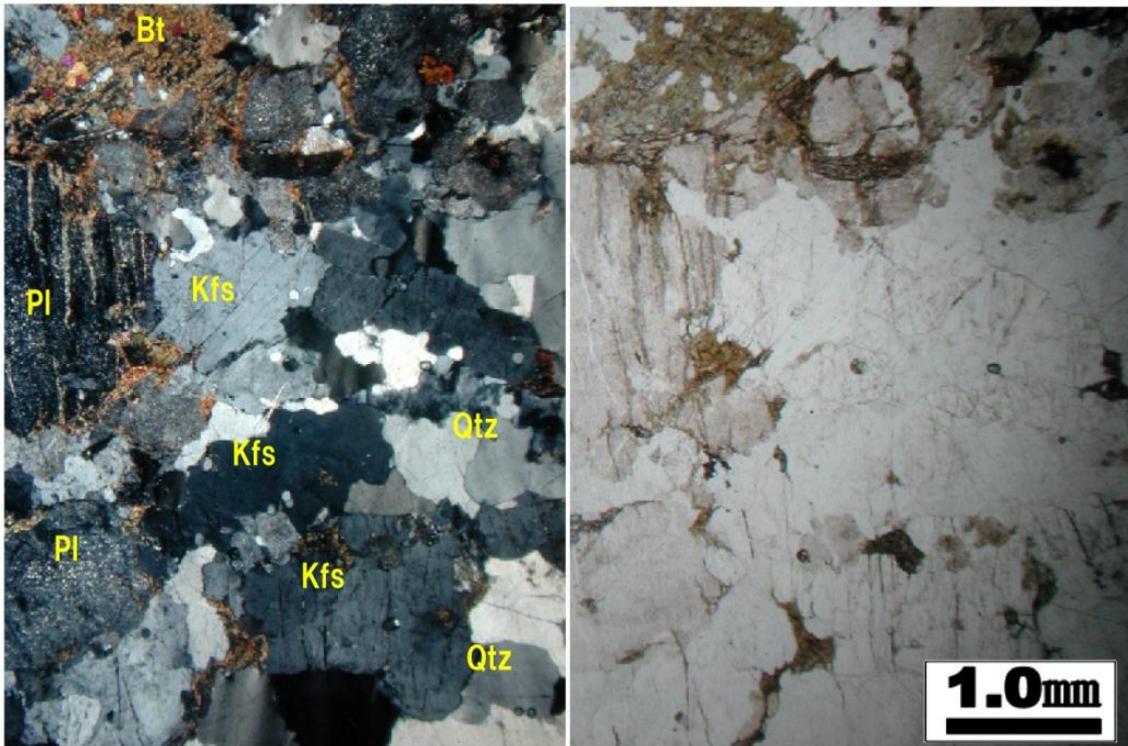


図 4-16: 岩相 D の薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル).

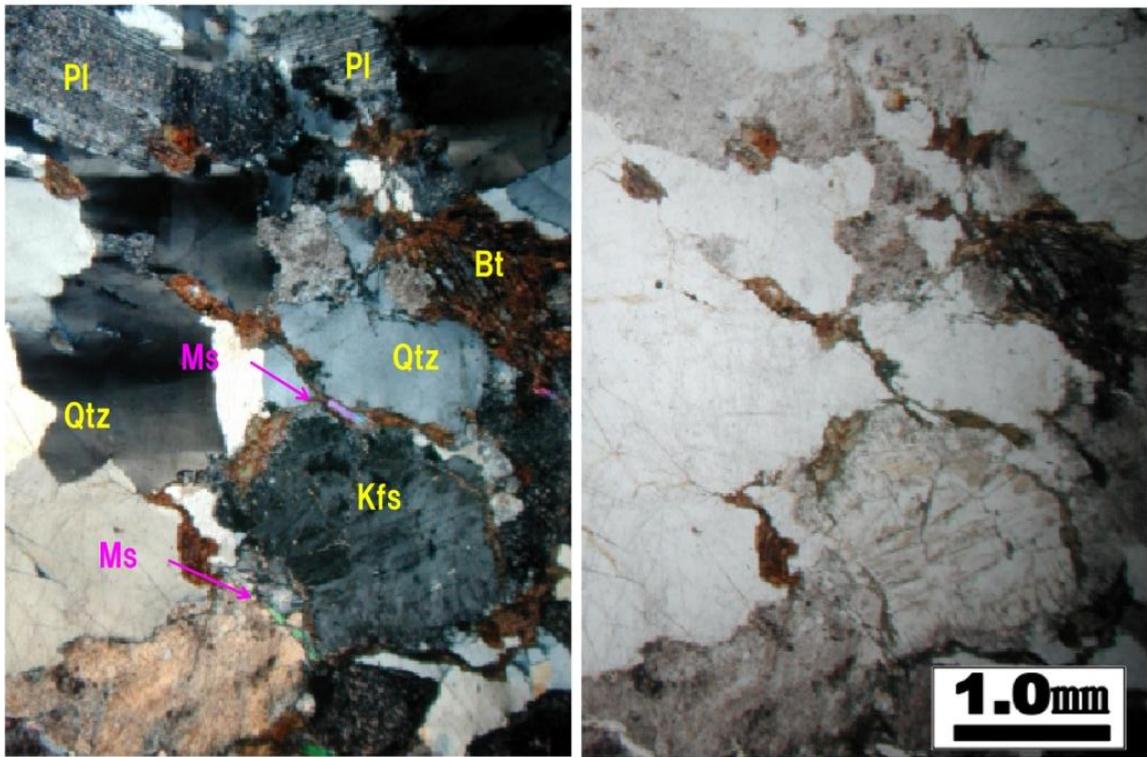


図 4-18: 岩相 E の薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル) .

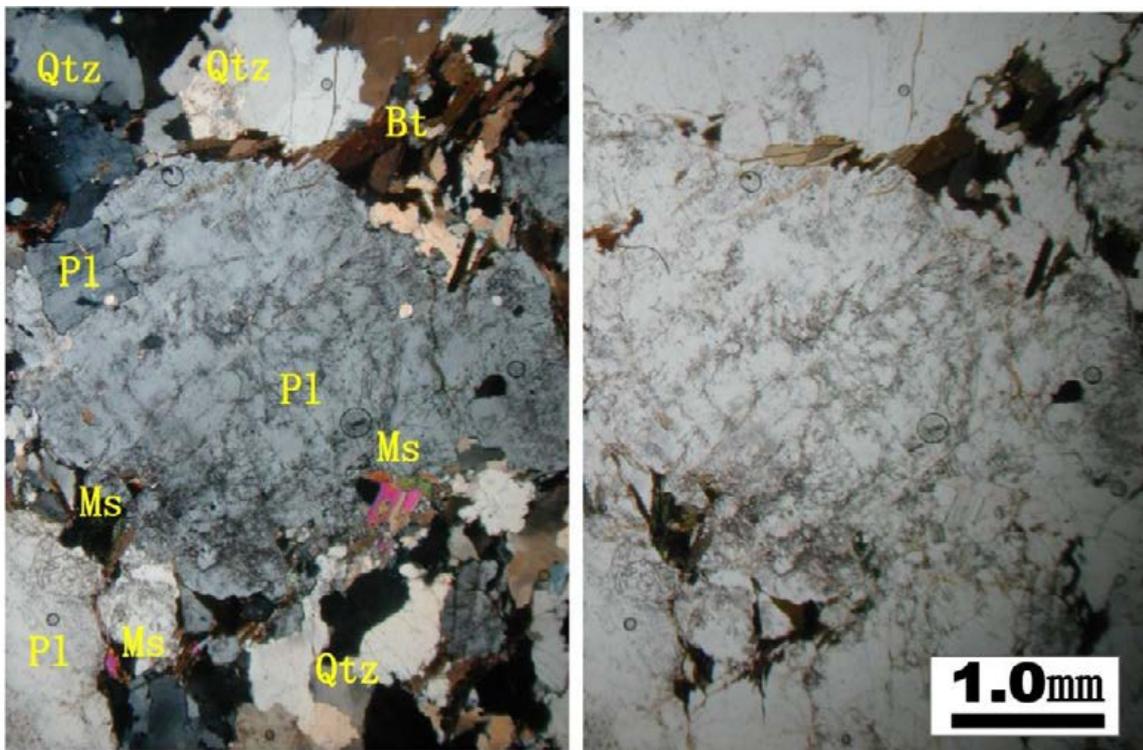


図 4-20: 岩相 F の薄片写真 (左:直交ニコル 右:開放ニコル) .



図 4-19: 岩相 F の切断面.



図 4-21: 岩相 G の切断面.



図 4-23: 岩相 A-2 の普通角閃石石英斑レイ岩の境界の切断面.

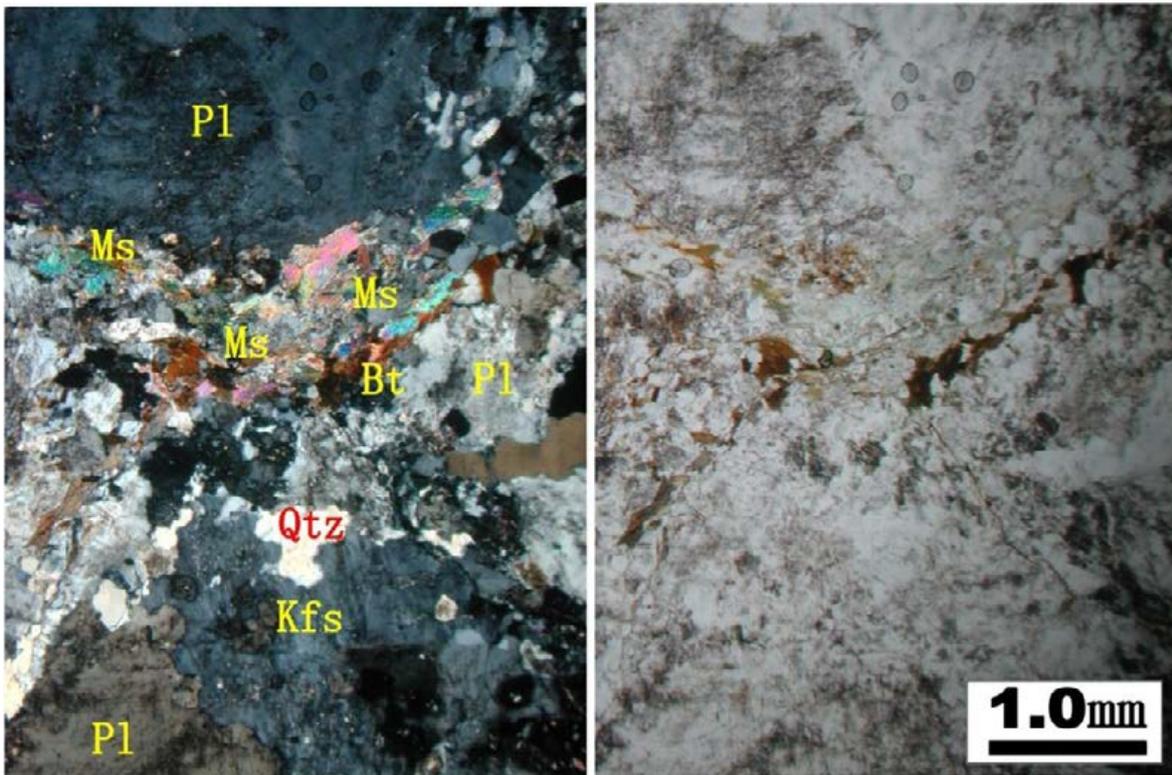
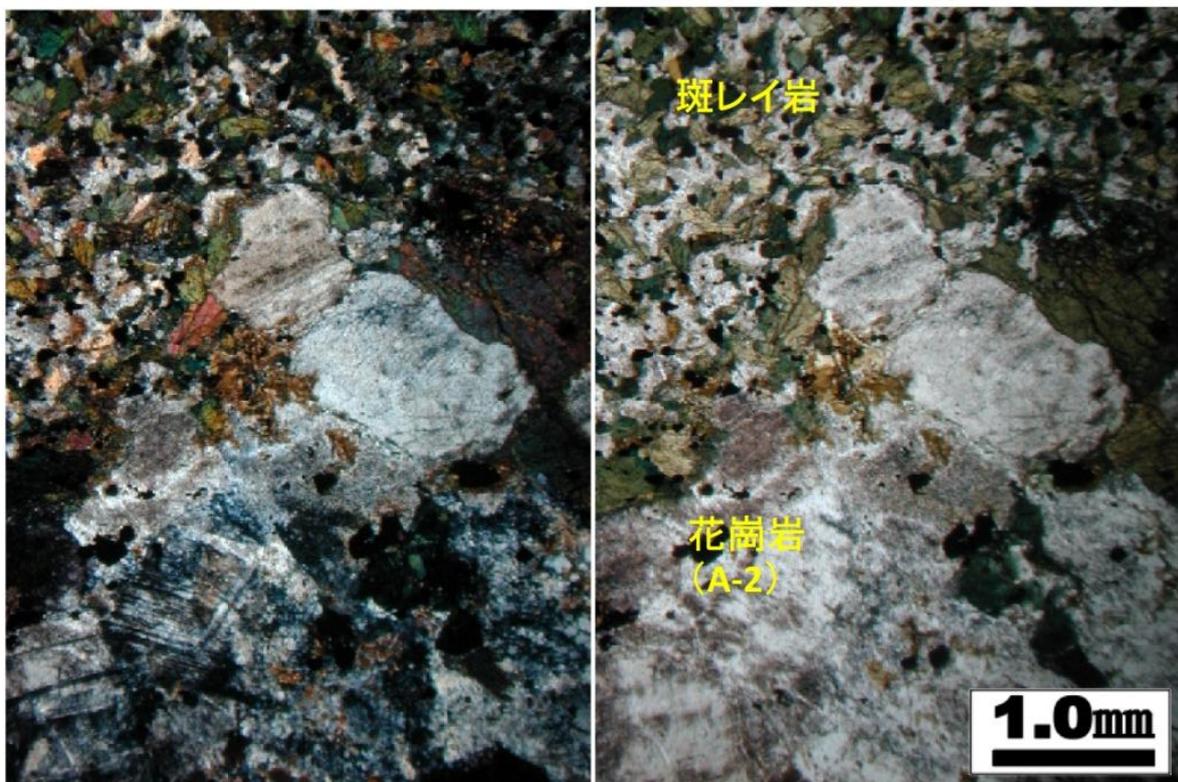


図 4-22: 岩相 G の薄片写真 (左:直交ニコル 右:開放ニコル) .



4-24: 普通角閃石斑レイ岩と岩相 A-2 の境界の薄片写真 (左:直交ニコル 右:開放ニコル) .

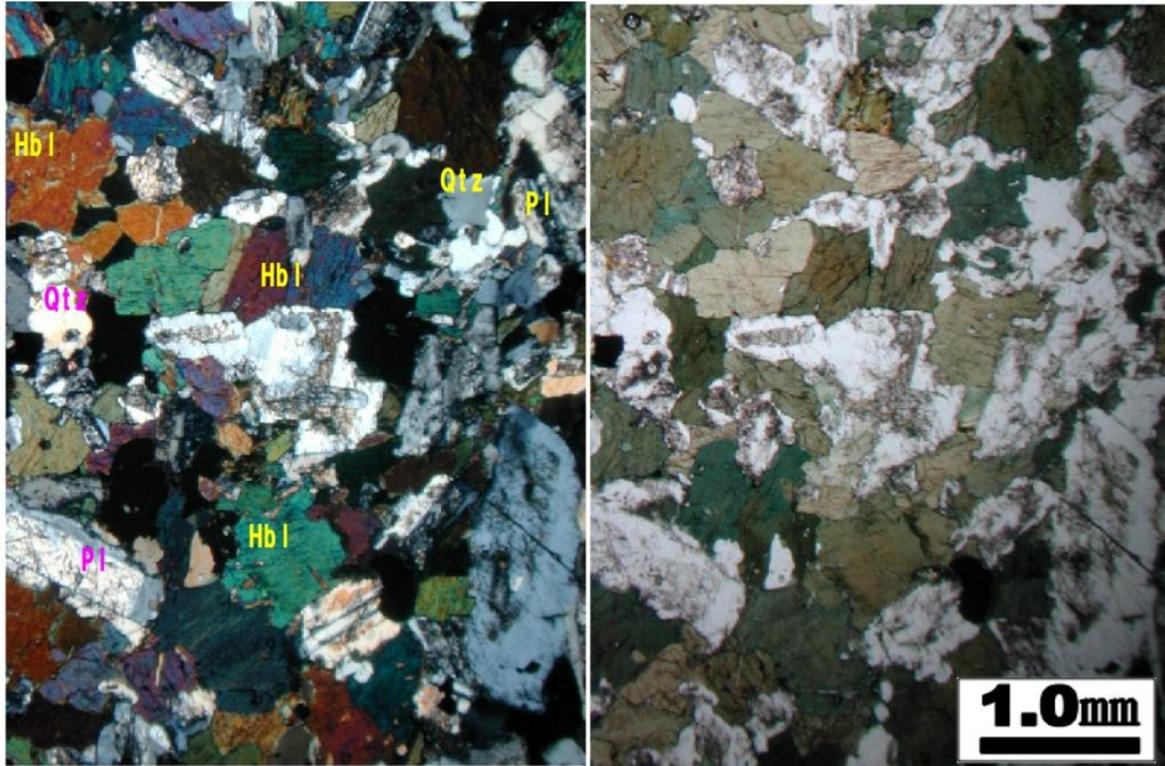


図 4-25: 普通角閃石斑レイ岩の薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル) .

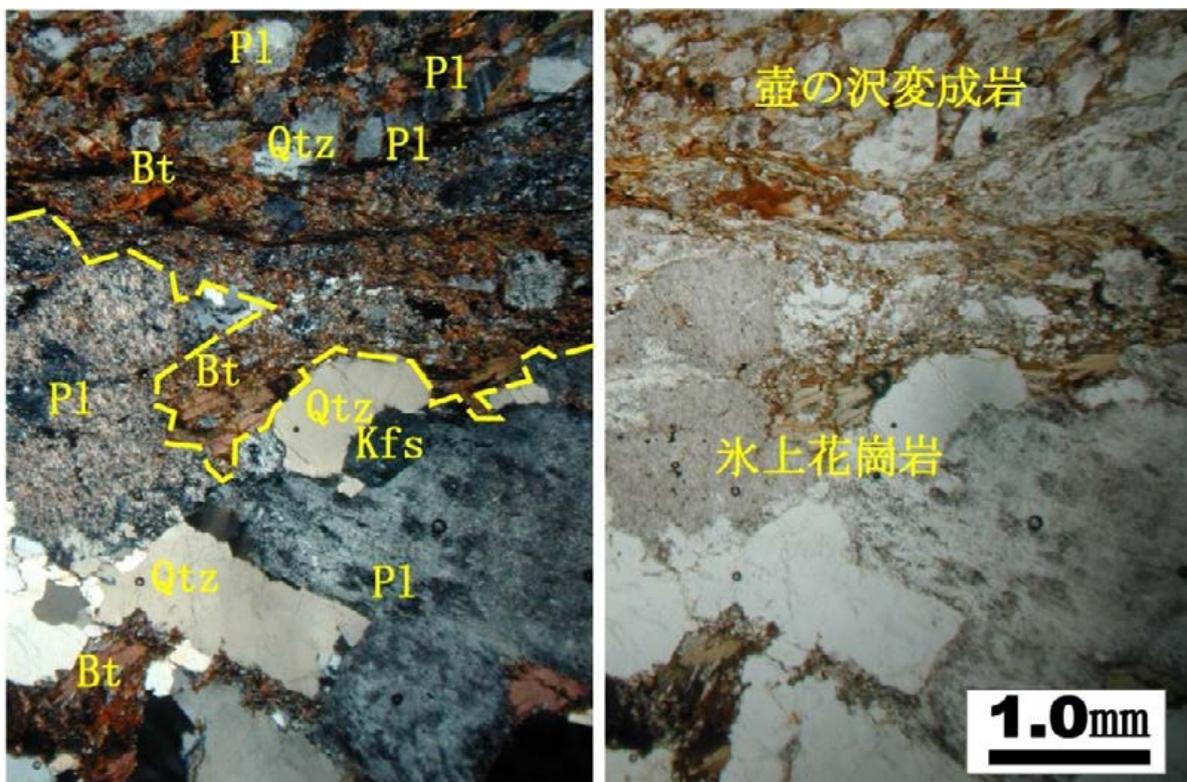


図 4-26: 壺の沢変成岩と氷上花崗岩類の境界の薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル) .

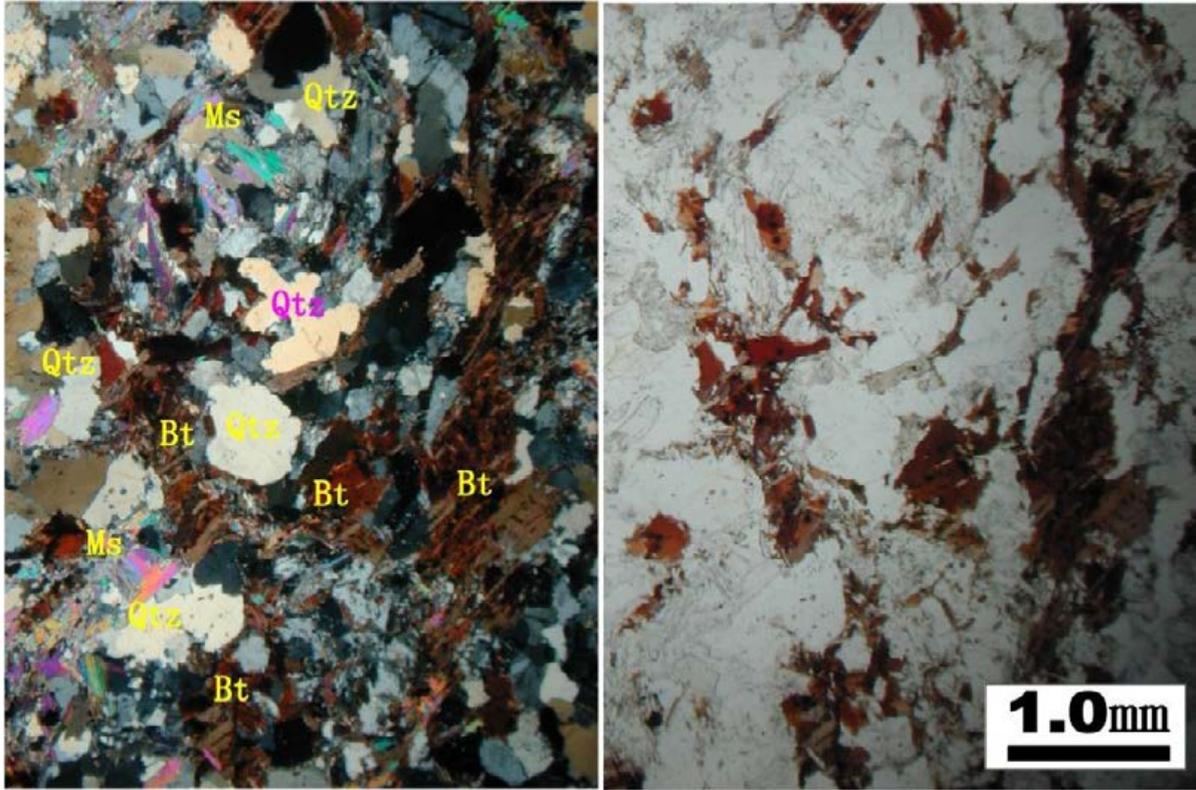


図 4-27 : 壺の沢変成岩の薄片写真 (左:直交ニコル 右:開放ニコル) .

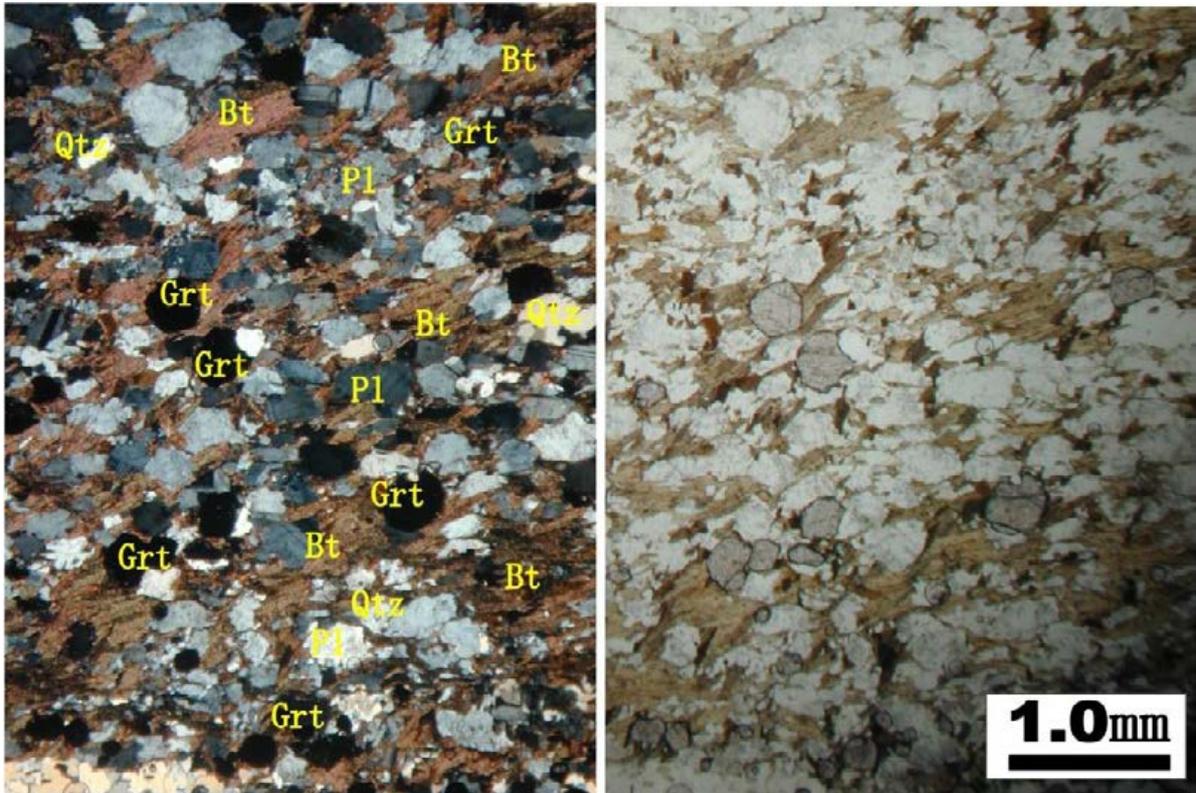


図 4-28 : ガーネットを含む壺の沢変成岩の薄片写真 (左:直交ニコル 右:開放ニコル) .

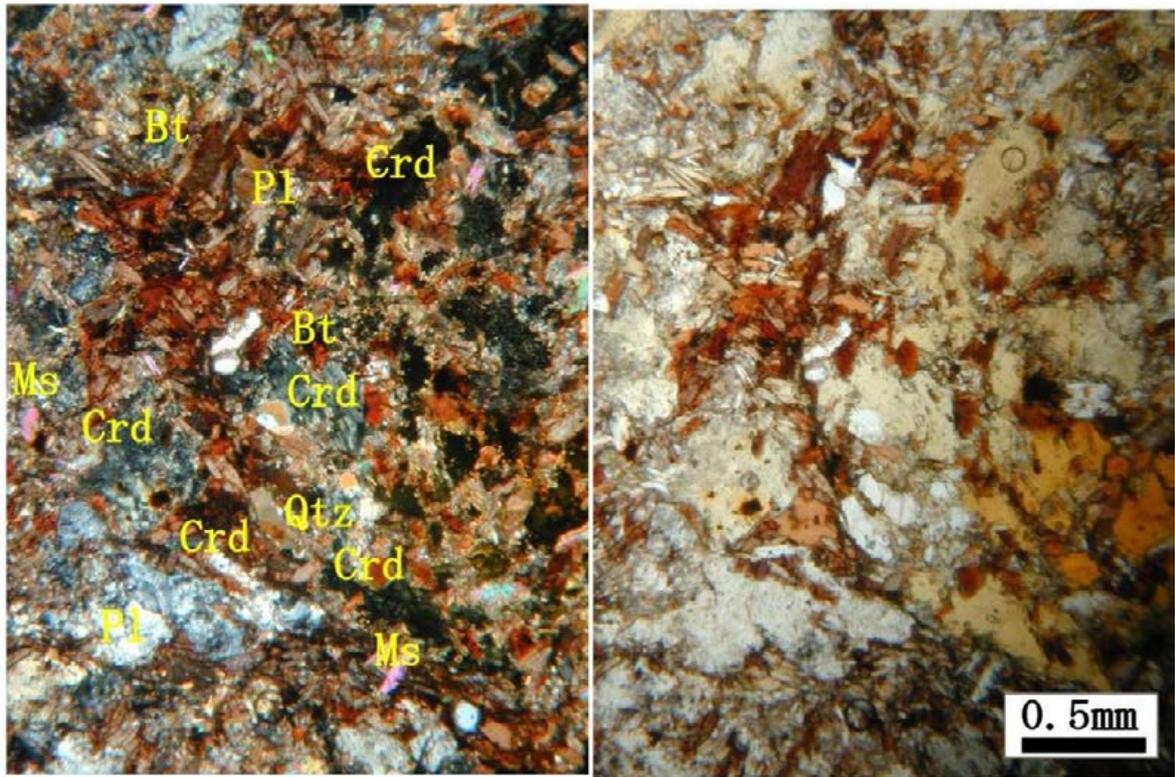


図 4-29: 堇青石を含む壺の沢変成岩の薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル) .

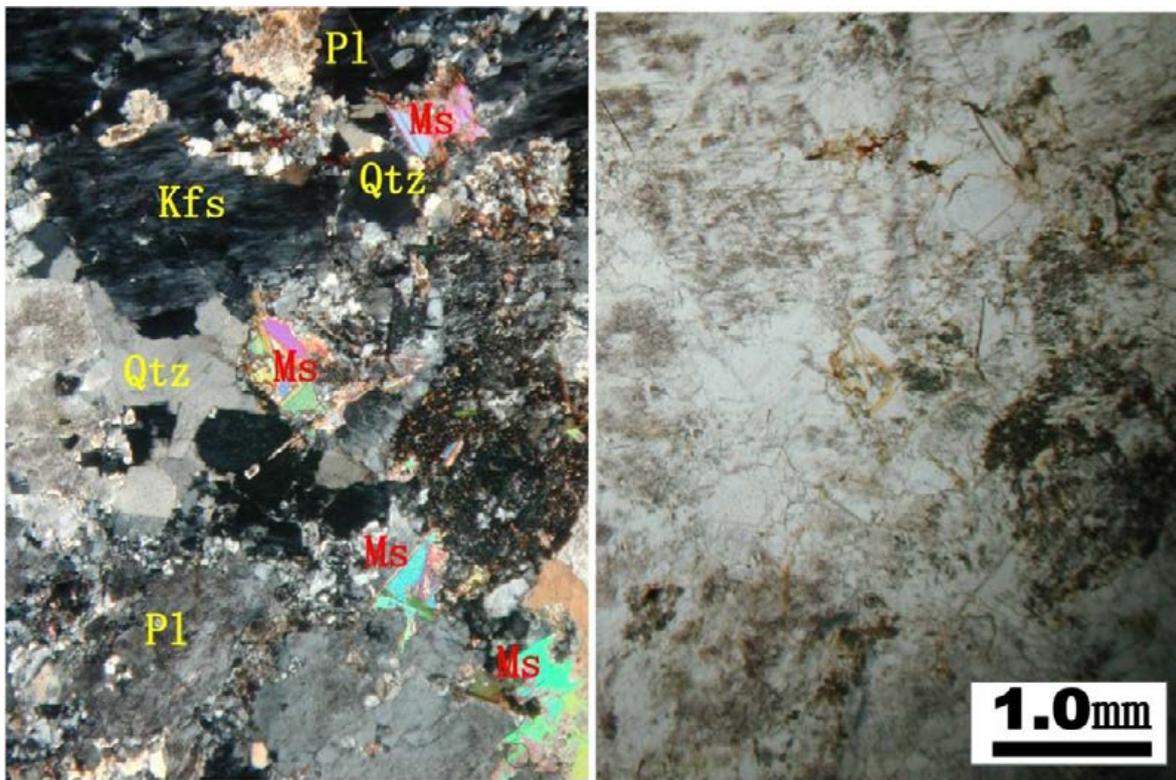


図 4-30: アプライトの薄片写真 (左: 直交ニコル 右: 開放ニコル) .

5. 全岩化学組成

5. 1. 全岩化学組成の測定方法

a) 粉末試料の調整法

1. ハンマーで岩石を 1 cm 程度の大きさに砕く.
2. 水道水でよく洗い, 蒸留水とともに超音波洗浄機に入れて洗浄する. 蒸留水で洗った後 110°C で 2 時間乾燥させる.
3. 鉄乳鉢を用いて岩石を砂粒程度の大きさにするように粉碎する. そして, Fe の汚染を防ぐために 300 μm のふるいにかけて細粒部を捨てる.
4. 40 cc のプラスチック容器に 6 割程度以下になるように縮分機で分取する.
5. メノウ製自動乳鉢を使って肉眼で粒がはっきり見えなくなるまで細分化する. 花崗岩では三時間程度要する.

b) 主成分元素測定用ガラスビードの作成法

1. 白金るつぼを塩酸で洗浄する (図 5-1).
2. 洗浄済み白金るつぼを 1000°C に設定したマッフル炉で 10 分以上空焼きする.
3. デシケーターで 20 分放冷し, 白金るつぼの重量を秤量する.
4. 白金るつぼに試料を 0.8 g とる (図 5-2).
5. 1000°C に設定したマッフル炉で 2 時間以上強熱する (図 5-3).
6. デシケーターで 20 分放冷し, 試料の入った白金るつぼの重量を秤量する (図 5-4).
7. 灼熱減量定量後の粉末試料をメノウ乳鉢の中で軽くすりつぶし, 0.7 g を正確に計りとる (図 5-5).
8. 四ホウ酸リチウムを試料の 5 倍の量を正確に計りとる. そして, 試料とよく混ぜる.
9. ガラスビード用白金るつぼに硝酸アンモニウムを 0.5 g 入れる.
10. その上に四ホウ酸リチウムと混合した試料を入れる.
11. 約 0.003 g の塩化リチウムを加える.
12. フタをしてビードサンプラーにセットし 4 分加熱し, 1 分間攪拌(かくはん)する (図 5-6).
13. 薬包紙に包んでデシケーター等に入れ測定まで保管する.

c) 微量元素測定用粉末化圧ペレットの作製法

1. 粉末試料 3.2 g を計り取り (図 5-7), メノウ乳鉢に入れてすり潰す.
2. ポリビニールアルコールの 4% 水溶液を 0.4 cc 加え (図 5-8), メノウ乳鉢の中で混合する. (注射器は使用後に蒸留水でよく洗い, 乾燥させずに保存する.)
3. 試料を良くほぐし, 内径約 31 mm, 外形約 34 mm, 高さ 5 mm のアルミニウムリング中に入れ (図 5-9), 鋼鉄製ダイスに挟み, 油圧プレスで 700 kg f/cm² の圧力で 1 分間加圧する (図 5-10). 鉄鋼製のダイスの上下には鉄製の板を置き, ピストンが直接鉄製ダイスにあたらないようにする.
4. 完成後 110°C で 2 時間以上乾燥させる.
5. 試料は岩手県立博物館の蛍光 X 線分析装置 (RX8787) で測定する.

5. 2. ICP-MS による希土類元素の分析方法

新潟大学自然科学研究科に設置の誘導結合プラズマ質量分析計 (Agilent 7500a ICP-MS) を用いて測定した。試料分析の手順は Neo et al. (2009) の方法を元に分析した。試料 0.1g にフッ化水素酸および硝酸を加え、140°C で加熱分解、乾固した後、炭酸ナトリウム 0.5g を加え、150°C にて 10 分間熔融、熔融物を硝酸、塩酸で溶解した後、10,000 倍に希釈した溶液を用いた。定量分析は Neo et al. (2009) の方法に従って、USGS の標準試料 (BHVO-1) を未知試料と同様に分解・測定し検量線を作成した。BHVO-1 の各元素の含有量は Eggins et al. (1997) の報告値を用いた。酸化物の干渉を補正するために、未知試料測定前に、干渉を起こす元素を添加した溶液を測定し、それぞれ生成比を求め補正を行った。また、ドリフト補正のため、 ^{115}In 、 ^{169}Tm 、 ^{185}Re 、 ^{209}Bi 各 2ppb を添加し、内標準補正を行った。

一部の試料は九州大学比較社会文化研究院に設置のレーザー溶出型誘導プラズマ質量分析計 (LA-ICP-MS: Agilent 7500cx - New Wave Researchs Up-213 Nd-YAG Laser) を使って岩石試料: 四ホウ酸リチウム=1:2 のガラスビードを測定した。標準試料には、NIST SRM-612 を使用した。内標準は Ca を使用した (中野ほか, 2011)。

5. 3. 分析結果

5. 3. 1. 氷上花崗岩体中における各岩相の花崗岩類の化学組成

全岩化学分析の測定結果を図 5-11a, b, 図 5-12a, b にしめす。SiO₂ を横軸に示した主成分 10 元素の酸化物 (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅) および微量元素成分 12 元素 (V, Cr, Co, Ni, Ga, Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, Sc) の組成変化図, REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) の組成変化を示す。

氷上花崗岩体中の花崗岩類の SiO₂ 含有量は、62~75wt. % の組成幅を示す。以下に、氷上花崗岩体の各岩相 (A-1, A-2, A-3, A-4, B, C, D, E, F, G) にわけて化学組成の特徴を示す。

岩相 A-1

氷上花崗岩類の岩相 A-1 の SiO₂ 含有量は 61.72 (HK12005) ~63.16 (HK14052) wt% の組成幅を示し、氷上花崗岩類のなかで最も SiO₂ が乏しい。他の岩相と比較して K₂O や Na₂O に乏しく、FeO* や MgO の含有量に富む傾向が観られる。また、V, Cr が他の岩相に比べて高く Ga, Sr, Zr は岩相 A の中で最も低い。

岩相 A-2

氷上花崗岩類の岩相 A-2 の SiO₂ 含有量は 63.35 (HK13106) ~70.20 wt% (HK15110) の組成幅を示し、氷上花崗岩類の SiO₂ 含有量の中で二番目に低い範囲を示す。主成分元素では他の岩相と比較して一部が CaO, P₂O₅ に富み、Na₂O 含有量に乏しい傾向が観られる。Na₂O に乏しい試料は普通角閃石石英斑レイ岩の分布に近い。また、微量元素成分では Ga が他の岩相に比べてやや高く、Rb がやや低い。Sr, Zr は高い傾向が観られる。一部

に Y が低い試料も観られる。

岩相 A-3

氷上花崗岩類の岩相 A-3 の SiO_2 含有量は 63.88 (HK14114) ~66.96 wt% (12072912) の組成幅を示し、氷上花崗岩類の SiO_2 含有量の中で三番目に低い範囲を示す。主成分元素では他の岩相と比較して MnO に富む。また、岩相 A の中では Al_2O_3 に乏しく、 K_2O に富む。微量成分元素では Rb が岩相 A の中では高く、V, Co, Ga, Sr, Zr は岩相 A-1 と A-2 の中間的な値を示す。

岩相 A-4

氷上花崗岩類の岩相 A-4 の SiO_2 含有量は 67.52 (HK12014) ~71.28 wt% (111016044) の組成幅を示し、 SiO_2 値では岩相 A とそれ以外の岩相の中間的な値を示す。主成分元素でも同様に岩相 A とそれ以外の岩相の中間的な値をとる。また、微量成分元素では Sc は A 以外の岩相のものとは比べると高い。Sr, Ga が SiO_2 の含有量に対して負のトレンドを示す。

A-4 の暗色包有岩は SiO_2 が 62.34 wt.% で組成は全体的に A-2 の傾向に類似する。Zr 含有量は A-2 ほどは高くなく、A-1 のそれに類似する。

岩相 B

氷上花崗岩類の岩相 B の SiO_2 含有量は 69.74 (12081809) ~72.93 wt% (12081803) の組成幅を示す。主成分元素では Al_2O_3 , CaO が他の岩相に比べて乏しい傾向を示す。また、MgO, TiO 値は岩相 A 以外の中では富む傾向を示す。微量成分元素では Rb の含有量が高く、Sr, Ga の含有量が低い傾向を示す。北部の岩相 B と東部の岩相 B の比較では北部の方が Na_2O , Zr が富んでおり、 K_2O , V, Co がやや乏しい。

岩相 C

SiO_2 含有量は 69.06 (11100210) ~75.35wt% (HK14035) であり、氷上花崗岩類の SiO_2 含有量の中で高い岩相である。主成分元素では K_2O が他の岩相に比べて富む値を示し、MnO, MgO は乏しい。微量元素では Ba が 1200ppm あり、他の岩相に比べてに比べて富んでいることが特徴的である。また、Ga は他の岩相に比べて乏しい。Rb は岩相 A 以外の中では乏しい傾向を示す。

岩相 D

SiO_2 含有量が 69.30 (HK12012) ~70.55 wt% (12081813) の組成幅を示す。主成分元素では MnO, MgO の含有量が他の岩相に比べて富んでおり、 Al_2O_3 は他の岩相に比べて乏しい傾向を示す。また、岩相 A 以外のグループの比較からは TiO_2 に富み、 K_2O に乏しい傾向を示す。微量成分元素では V, Nb に富み、Y はやや富む傾向を示す。また、Rb は岩相 A グループ以外の中では乏しい傾向を示す。

岩相 E

SiO_2 含有量が 68.72 (HK13052) ~71.13 wt% (11110213) の組成幅を

示す。主成分元素では P_2O_5 に富み、岩相 A 以外のグループの比較からは FeO^* に富んでいる。微量成分元素では Nb に富んでおり、V, Co, Ga は岩相 A グループ以外の中では乏しい傾向を示す。

岩相 F

SiO_2 含有量が 71.67 (HK13017) ~ 73.53 wt% (HK13029) の組成幅を示す。主成分元素では岩相 A 以外のグループの比較から Ca, P_2O_5 に富みし、 K_2O に乏しい。微量成分元素では Co, Y に乏しい。特に岩相 F と G は Y が低いことが特徴的である。岩相 A グループ以外との比較では Ga, Sr に富み、Rb に乏しい傾向を示す。

岩相 G

SiO_2 含有量が 71.55 (12072908) ~ 73.60 wt% (HK13016) の組成幅を示す。主成分元素では TiO_2 , FeO, MnO に乏しく、 K_2O に富む。微量成分元素では Sr, Sc に乏しく、Zr もやや乏しい低い傾向を示す。Rb の含有量は富む。また、岩相 F と G は Y が低いことが特徴的であるが、岩相 G は MgO, CaO, Na_2O に乏しく、 K_2O に富むことで区別することができる。

5. 3. 2. 氷上花崗岩類の小岩体の分析結果

小岩体の化学組成は SiO_2 含有量が白石峠岩体 80.78 wt% (HK12027), 小松峠岩体が 64.97 wt% (HK12028), 八日町岩体が 70.68 (HK12029) ~ 72.56 wt% (HK12020), 恵蘇岩体は 74.54 wt% (HK12035), 平沢岩体 73.02 (HK12034b) ~ 75.34 wt% (HK12032), 奥火の土岩体が 74.13 (HK15064) ~ 79.92 wt% (HK15096 : 不整合直下) の組成幅を示す。大畑峠岩体についてはサンプルを採取していない為測定していない。

小岩体全体としては氷上花崗岩類の花崗岩類に比べて K_2O , Rb の含有量が高く、Sr の含有量が低いという傾向をみることができる (図 5-13)。

白石峠岩体に関しては主成分元素は Na_2O 以外はすべて乏しい傾向が観られる。微量元素では Rb, Y, Sc に乏しい傾向が観られる。白石峠岩体は SiO_2 が非常に高く、変質を受けていると考えられる。

小松峠岩体は SiO_2 が他の小岩体に比べて乏しい傾向が観られた。これは北上古生層研究グループ (1984) によって 3 つに区分されている優黒質中粒石英閃緑岩にあたると考えられる。主成分元素の特徴としては岩相 A に比べて K_2O が少し高めである。また、V の値が岩相 A-3 に類似することから小松峠岩体の優黒質中粒石英閃緑岩は岩相 A-3 に相当すると考えられる。

八日町岩体は K_2O の含有量に富んでおり、Ba に乏しいことなどから岩相 B に類似すると考えられる。

恵蘇岩体は K_2O や Rb に富む。岩相 B にも岩相 C にも類似する組成を示す。しかし、Ba に乏しいことから岩相 B に近いと考えられる。また、Rb, Y に富み、Sr に乏しいことなど奥火の土岩体の化学組成に類似する傾向も

観ることができる。

平沢岩体は主成分元素では K_2O に富み, TiO_2 , MgO , Na_2O , P_2O_5 に乏しい。微量成分元素では Rb に富み, Sr, Zr に乏しい傾向をみることができる。Ba にやや富んでいるなどから岩相 C に類似すると考えられるが, さらに検討が必要である。

奥火の土岩体の花崗岩類は SiO_2 が約 75wt% を示し, 他の氷上花崗岩体の岩相に比べて高い傾向を示す。片状構造が観られないことから氷上花崗岩体の岩相 B に対比されるが, 氷上花崗岩体の岩相 B の花崗岩類の SiO_2 は約 70wt% である。また, 両者は全体的には同一のトレンドを示すが, Sr 含有量が奥火の土岩体花崗岩は 65-80ppm なのに対して, 氷上花崗岩体の岩相 B は 145-270ppm である。これらのことから, 岩相 B がより分化したものに相当すると考えられる。

5. 3. 3. 氷上花崗岩類の希土類元素の分析結果

氷上花崗岩体の希土類元素の測定結果を C1 コンドライト (McDonough and Sun, 1995) で規格化して得られた値の範囲を図 5-14 に示す。岩相 A-1 は岩相 A グループの中でもっとも重希土類元素の値が小さく, Eu の負異常が顕著である。Ho から Lu にかけて平坦もしくはやや上昇している。A-2 は右下がりの傾向である。

A-3 は重希土類元素の値がフラットであり, Eu の負異常はあまり見られない。A-4 は重希土類元素の Ho から Lu にかけて平坦もしくはやや上昇している。また, Eu の負異常が観られる。

岩相 B の北部のものは重希土類元素がほかの岩相に比べやや富んでいる。岩相 C は他の岩相に比べて軽希土類元素の値に富み, 重希土類元素の値に乏しく, 右下がりの傾向を示す。

岩相 D は岩相 A-3 と同様の重希土類元素の値が平坦であり, Eu の負異常があまり見られない。

岩相 E は Eu の負異常があまり見られない。

岩相 F と岩相 G は重希土類元素がかなり少なくなっていることが顕著である。他の岩相の最も少ない Lu 含有量の C1 コンドライト規格化値は約 5.5 であるが, 岩相 F, 岩相 G の Lu 含有量を C1 コンドライト規格化値は 3~3.8 であり, 大きな差がある。

小岩体における希土類元素の値は白石峠岩体, 小松峠岩体, 八日町岩体, 恵蘇岩体, 奥火の土岩体を分析した (図 5-15)。

白石峠岩体は値が大きく他の岩体と異なる傾向が得られた。それ以外の小岩体はどれも氷上花崗岩体に比べて Eu の負異常が顕著である傾向が観られる。また, 小松峠岩体, 八日町岩体, 奥火の土岩体の希土類元素のパターンは Eu の負異常が顕著であり, Ho から Lu にかけて右上がりの傾向を示す点で類似している。これらは岩相 A-4 の傾向に類似している。恵

蘇岩体はこれらに対して Eu の負異常があまり観られず，重希土類元素に乏しい．東部の岩相 B の組成に類似している．



図 5-1:白金るつぼを洗浄する様子.



図 5-2:試料を計り取る.



図 5-3:マッフル炉で強熱する.



図 5-4:デシケータによって放冷する.



図 5-5:正確に 0.7g 計り取る.



図 5-6 ビードサンプラーで攪拌する.



図 5-7: 粉末の試料を 3.2g 計りとる.



図 5-8: ポリビニールアルコールを加え、よくすりつぶす.



図 5-9 試料をアルミリングに入れる.



図 5-10: 油圧プレスで1分間加圧する.

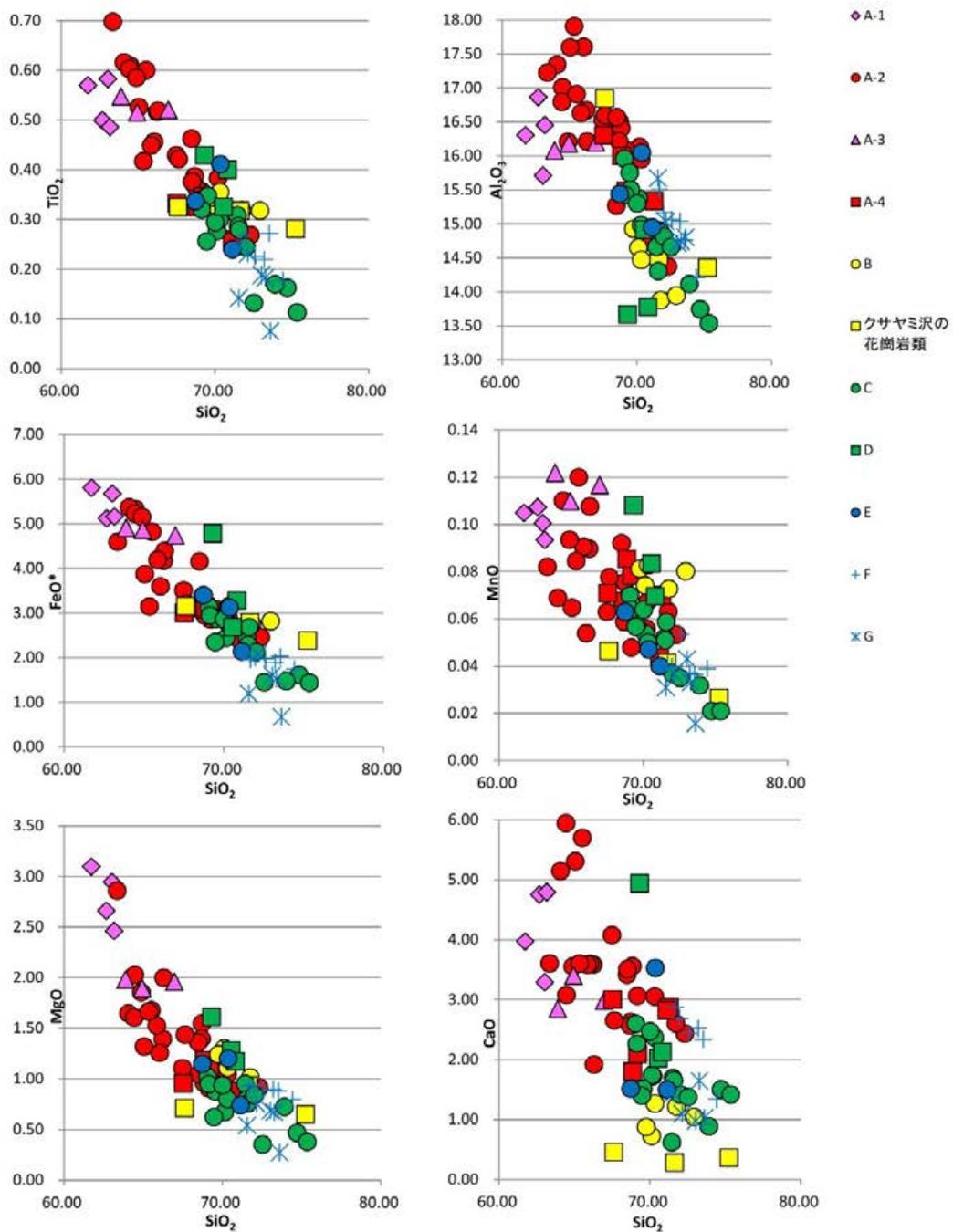


図 5-11a: 氷上花崗岩類の主成分元素の測定結果.

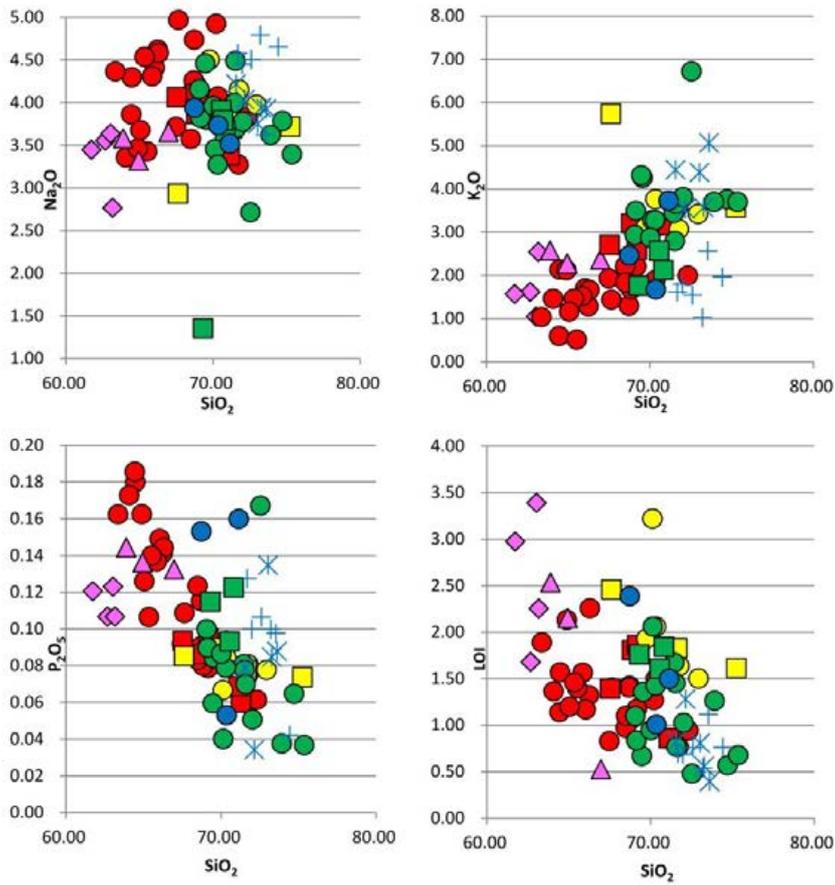


図 5-11b:氷上花崗岩類の主成分元素の測定結果.

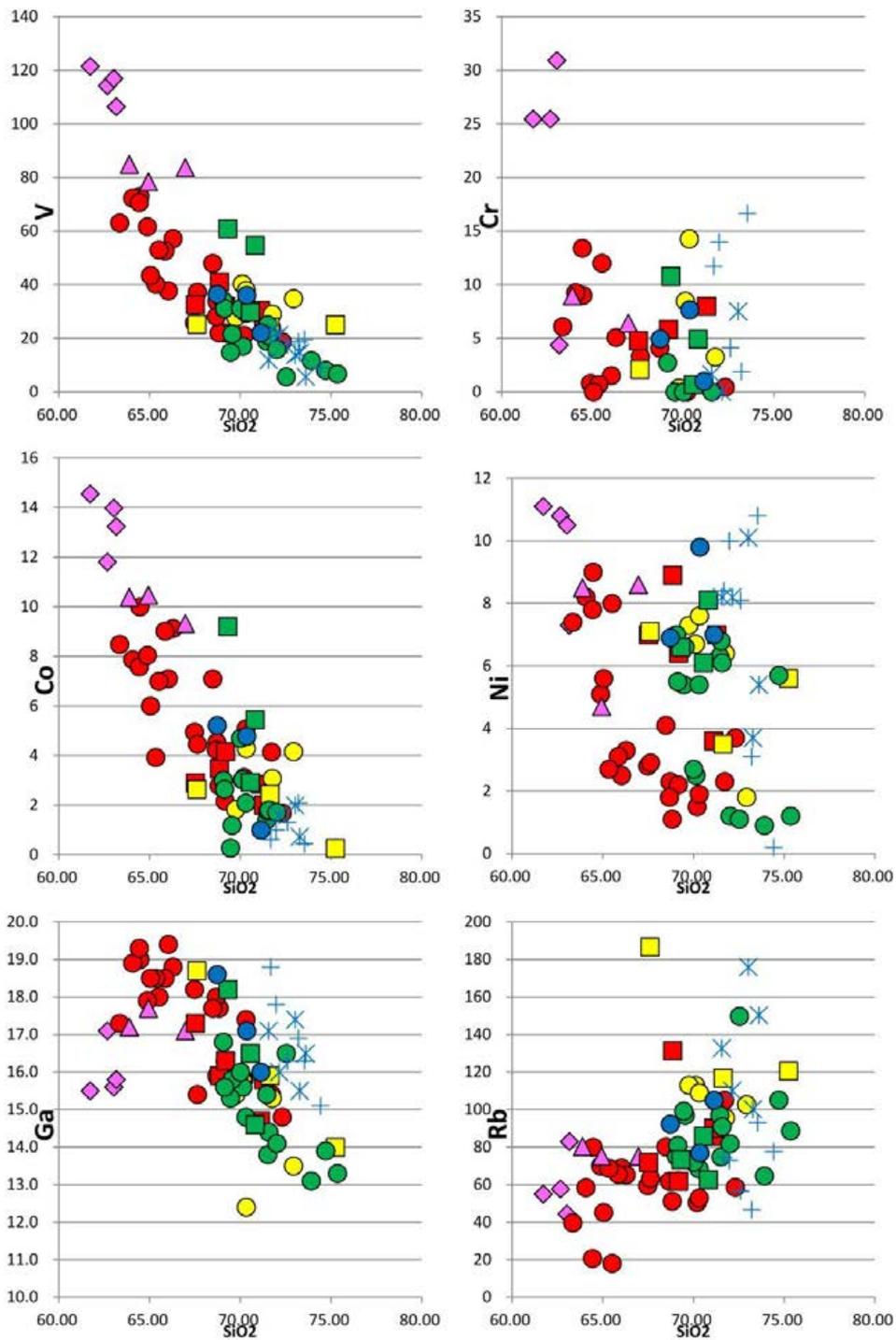


図 5-12a: 氷上花崗岩類の微量成分元素の測定結果.

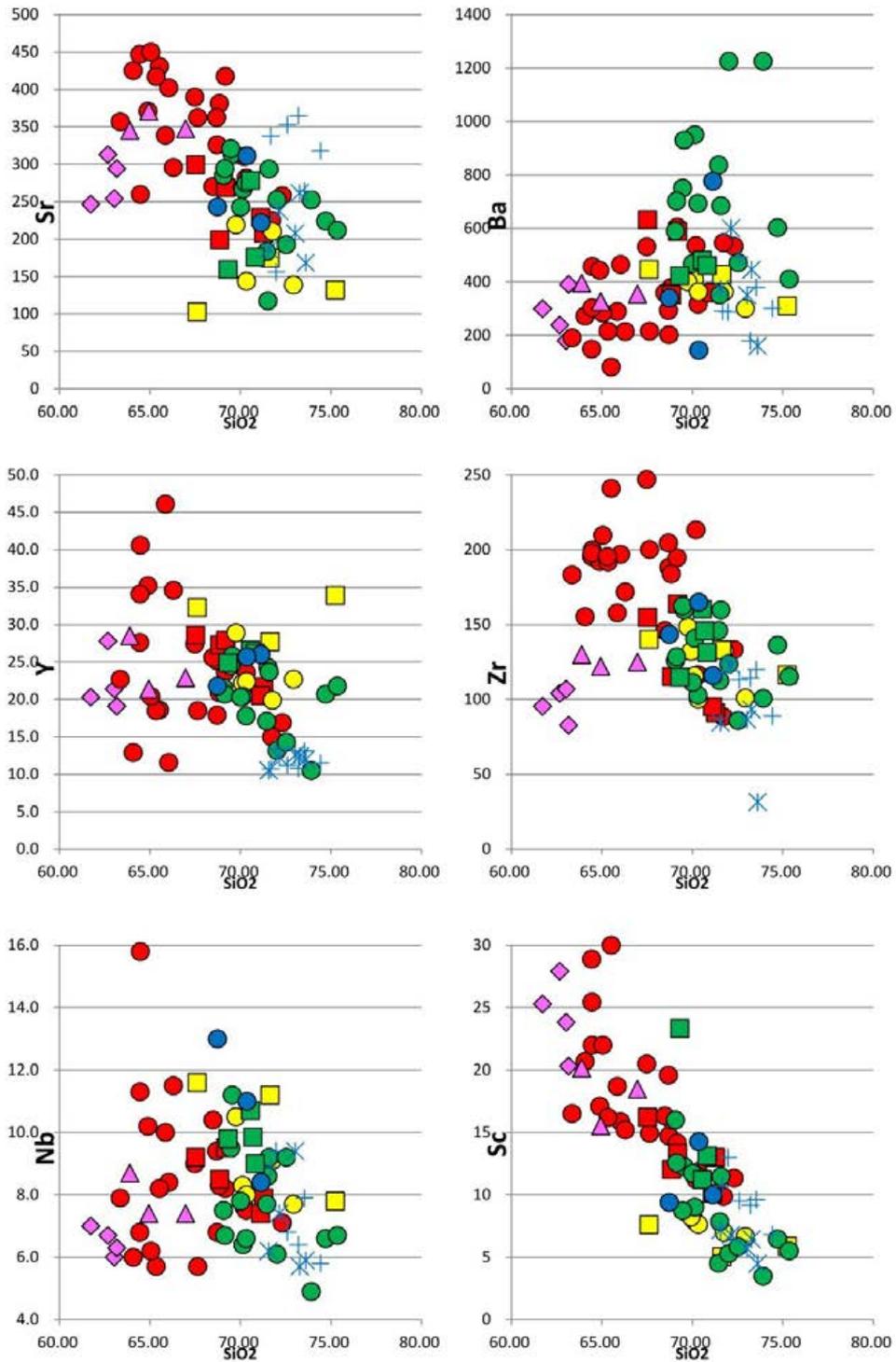


図 5-12b: 氷上花崗岩類の微量成分元素の測定結果.

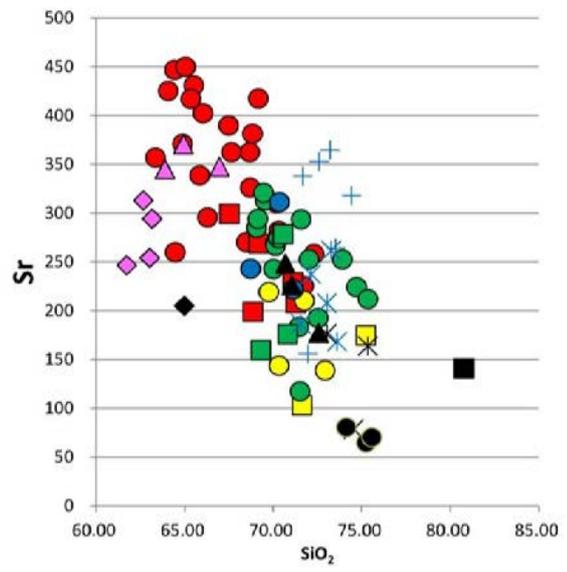
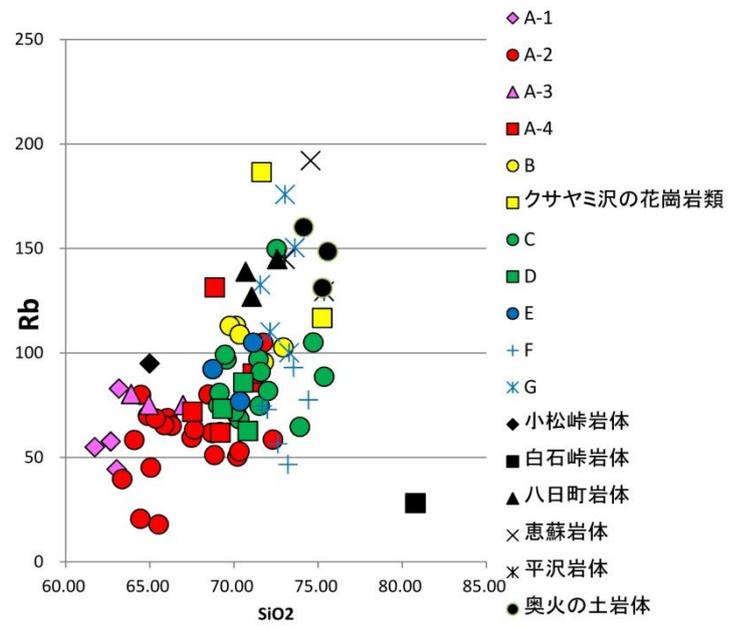
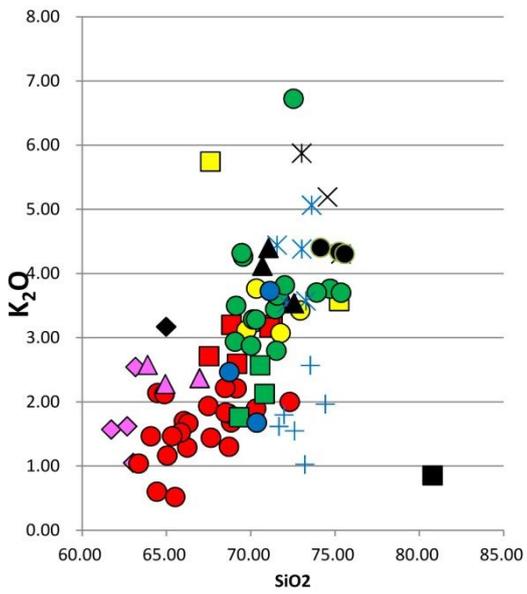


図 5-13: 小岩体と氷上花崗岩体の化学組成の比較.

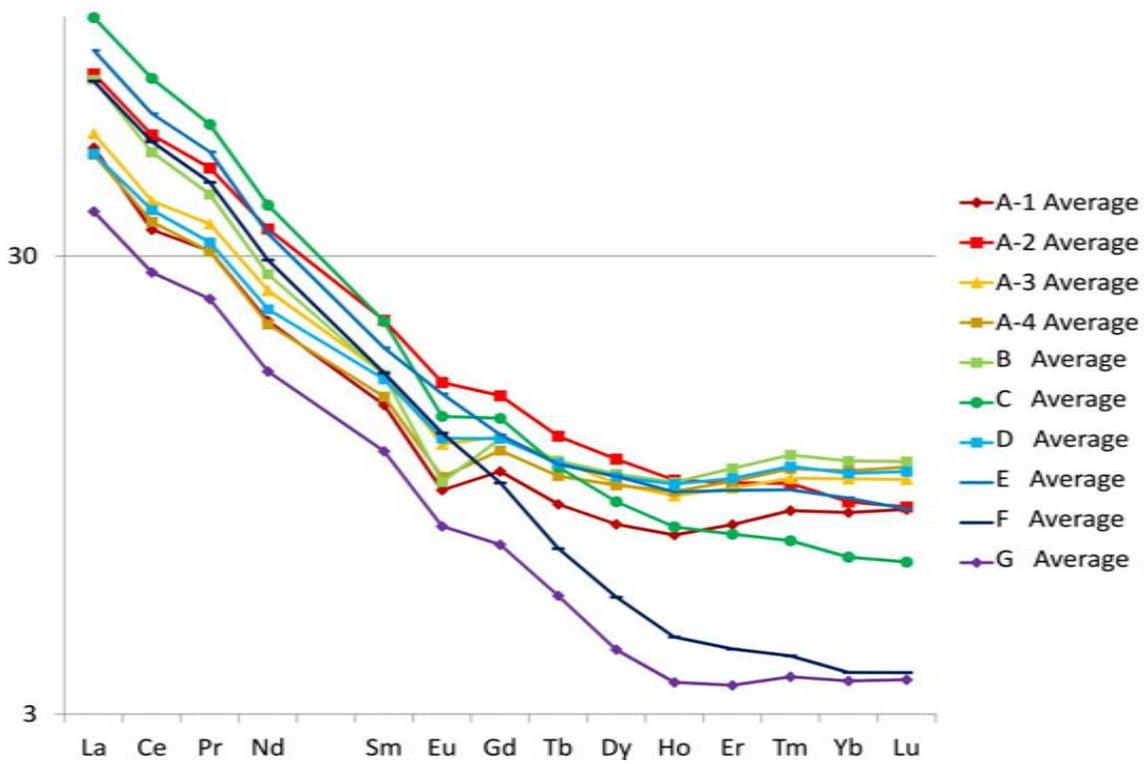


図 5-14: 氷上山崗岩体の希土類元素の測定結果.

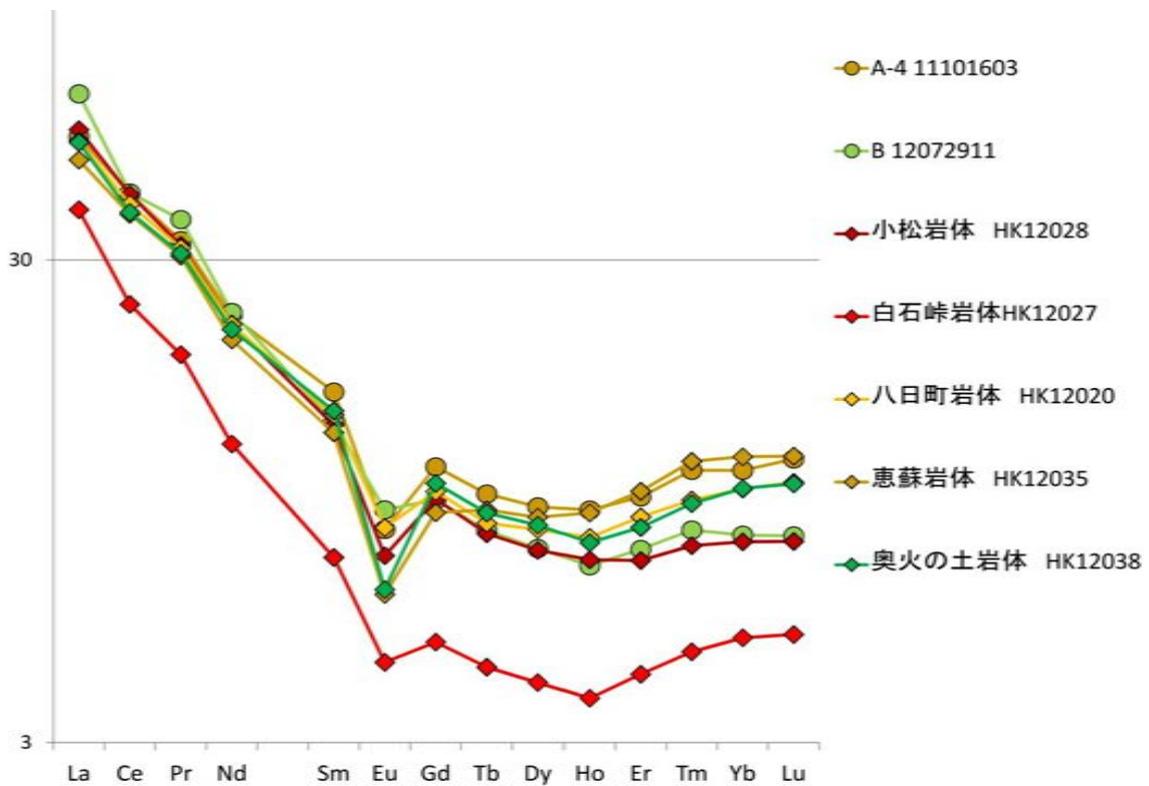


図 5-15: 希土類元素による氷上山崗岩体の岩相と小岩体の比較.

6. 鉱物化学組成

6. 1. 鉱物化学組成の測定法

氷上花崗岩類の各岩相の鉱物の組成の違いを調べるために、岡山大学地球物質科学センターのエレクトロンプローブ・マイクロアナライザー (Electron Probe X-ray MicroAnalyser: EPMA) によって鉱物の化学組成の測定を行った (図 6-1).

EPMA (JXA-8800) を使用し、加速電圧は 15 kV, プローブ電流 1.2×10^{-8} A, 測定時間はピーク 10 秒, バックグラウンド片側 5 秒ずつである.

6. 2. 分析結果

6. 2. 1. 黒雲母

岩相 A-2 の黒雲母の化学組成は他の岩相に比べて MgO に富んでいることが分かる. また岩相 D や岩相 F は Al_2O_3 に富んでおり, 岩相 A-4 のいくつかの測定値からは乏しい得られていることが分かる (図 6-2-a). MgOwt% と $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ の比較から岩相 A-2 が他の岩相に比べて $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ 値が低いことが分かる (図 6-2-b).

6. 2. 2. 斜長石

図 6-3-a から, An% と Fe の比較から岩相 A のグループは全体的に Fe の値の範囲が約 0~0.6 と広い傾向を示すことが分かる. また, 斜長石の An% の高い岩相は全岩化学組成の SiO_2 が低いということが分かる. 岩相 B, C, F は Fe に乏しい傾向を示す. 岩相 A-3 は Fe に乏しい岩相 B や岩相 F より Fe に富む傾向が観られる. 斑レイ岩に接している岩相 A-2 の斜長石と普通角閃石斑レイ岩の斜長石の An% および Fe 値はほぼ等しいことが分かる.

図 6-3-b から岩相 A-2 と普通角閃石石英斑レイ岩は Fe 値が類似していることがわかる. 岩相 A-2 の普通角閃石石英斑レイ岩に接している岩相や普通角閃石石英斑レイ岩は An% が高く K が低い傾向を示す. 一方, SiO_2 の高い岩相 B, 岩相 C, 岩相 F などは An% の値が低く, K の値が高いという傾向が観られる.

6. 2. 3. 普通角閃石

岩相 A-1, A-3 は $Mg/(Mg+Fe)$ の値が類似する傾向を示す. 岩相 A-4 は $Mg/(Mg+Fe)$ の値が他のものに比べて低い (図 6-4-b). 岩相 A-2 は普通角閃石石英斑レイ岩に接しているものと接していないものとで組成が 2 つ

に分かれることがわかる (図 6-4). このことより岩相 A-2 は普通角閃石石英斑レイ岩の普通角閃石を取りこんでいると考えられる. また各岩相によって角閃石の組成に次のような特徴が観られる. 岩相 A-3 は Ti が高く (6-4-b), 岩相 A-4 は Mn が高い (6-4-c). 岩相 A-1, 岩相 A-4 は K が高い傾向がみられる (6-4-d). 岩相 A-2 と岩相 A-4 の普通角閃石の組成は全体的に類似している傾向が観られる.

K_2O と Na_2O の値の比較では岩相 A-3 は Na_2O 値が K_2O 値より乏しいがそれ以外の岩相では K_2O 値の方が富んでいる (図 6-4-e). また, 普通角閃石石英斑レイ岩とそれに接している岩相 A-2 の Na_2O 値が低いことから, 岩相 A-2 は普通角閃石石英斑レイ岩の普通角閃石を取りこんでいると考えられる.

6. 3. 氷上花崗岩体固結時の温度・圧力

角閃石圧力計とは, 花崗岩類がソリダスでメルト, 流体, 角閃石, 黒雲母, 石英, カリ長石, 斜長石 (オリゴクレスーアンデシン) の 7 相に加えてスフェーン, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱のうちの 2 相が平衡にある場合 ($> 2\text{kbar}$), 角閃石の Al 総量に圧力依存性が認められる現象を利用したものである. Holland and Blundy (1994) による地質温度計を用いて氷上花崗岩体の貫入時の温度を求め, Anderson (1996) による角閃石の Al (total) を用いた地質圧力計によって氷上花崗岩体の貫入時の圧力を求めた.

岩相 A-1 は圧力が $0.5\sim 0.6\text{ GPa}$, 温度が $520\sim 700^\circ\text{C}$ を示す. 岩相 A-2 は地質圧力が $0.44\sim 0.7\text{ GPa}$, 温度が $620\sim 730^\circ\text{C}$ を示す. 岩相別にみると A-3 の岩相のみ圧力が $0.3\sim 0.4\text{ GPa}$ で他の岩相比べて低い. 温度は $580\sim 610^\circ\text{C}$ を示す. 岩相 A-4 は圧力が $0.5\sim 0.65\text{ GPa}$, 温度が $610\sim 680^\circ\text{C}$ を示した. 浅川 (1997) は, Hollister et al. (1987) および Blundy and Holland (1990) より求めた氷上山型の貫入時の圧力, 温度は約 0.5 GPa で約 740°C , 大野型からは 0.25 GPa , 640°C という値を報告している. 測定試料によって本研究と同じように岩体の北部では圧力の低いという結果を得ている. 花崗岩系の実験結果から, 水に不飽和な花崗岩質マグマの固結温度は約 700°C である. よって図 6-5 の 620°C 以下の値はサブソリダスの温度であると考えられる.



図 6-1: EPMA での分析の様子 .

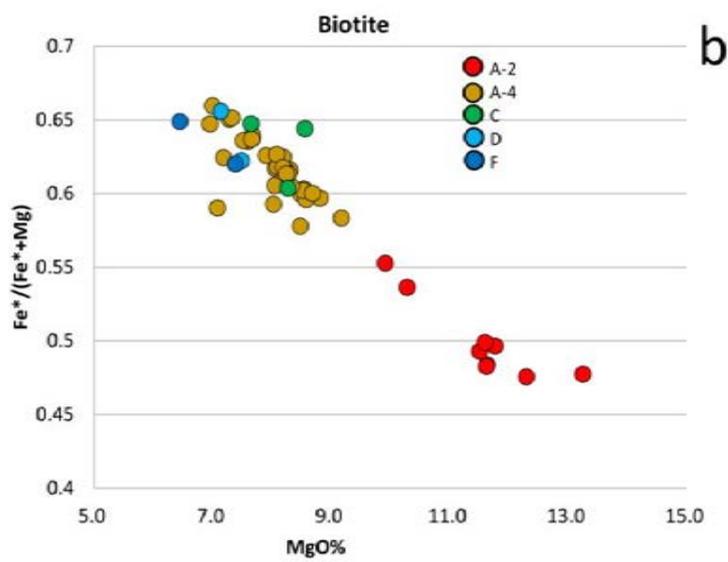
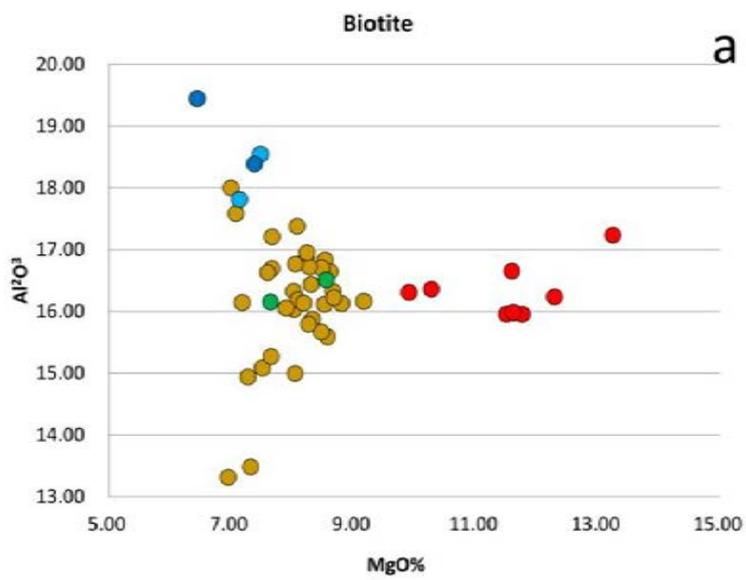


図 6-2 (a, b) : 氷上花崗岩体の各岩相における黒雲母の化学組成の比較.

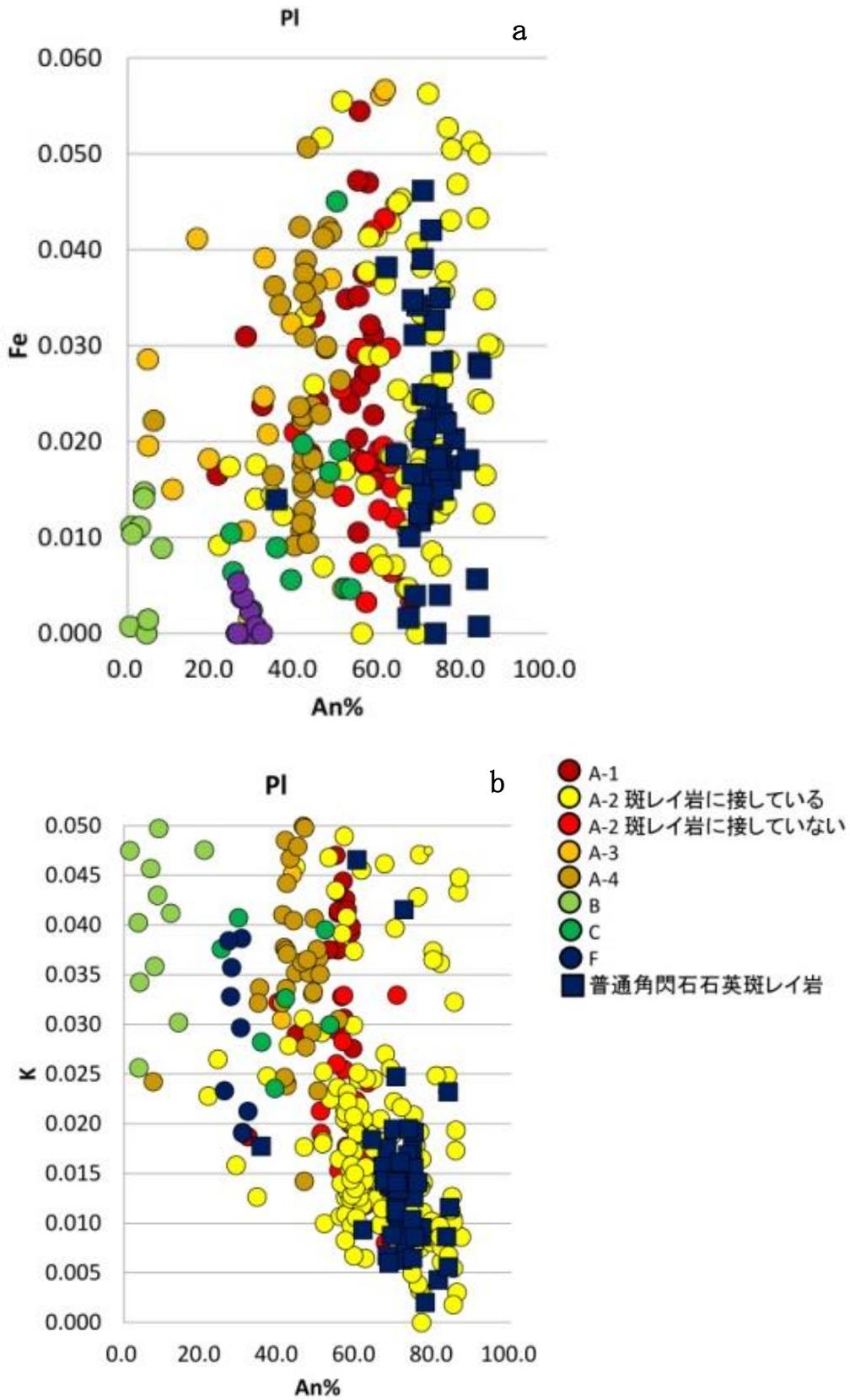


図 6-3(a, b): 氷上花崗岩体の各岩相における斜長石の化学組成の比較.

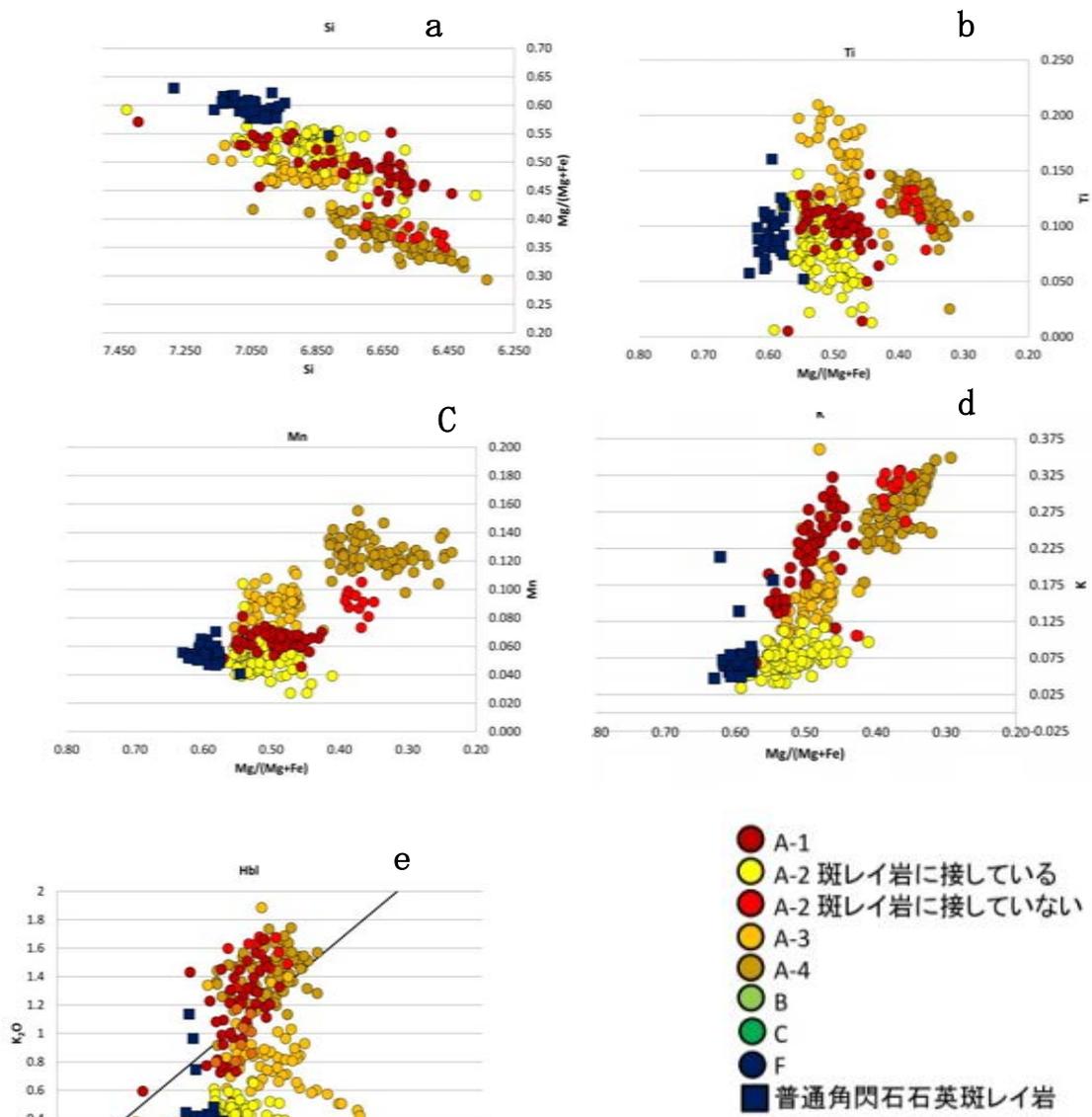


図 6-4(a, b, c, d, e) : 氷上花崗岩体の各岩相における普通角閃石の化学組成の比較.

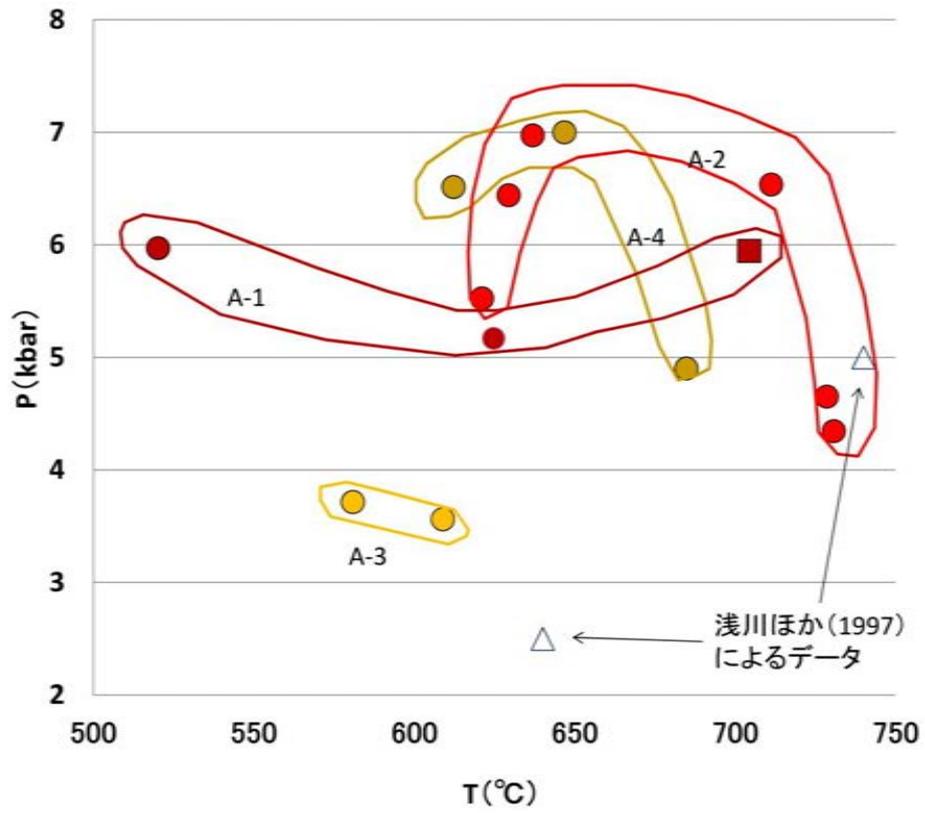


図 6-5: 氷上花崗岩体の生成時における鉍物晶出時の圧力，温度の比較.