

北上山地姫神深成岩類における K_2O 含有量の多様性とその成因

土谷 信高*・瀬川 紀子**

(1996年6月28日受理)

I はじめに

東北日本の白亜紀火成岩類は、カルクアルカリ質の深成岩を主体とし、アジア大陸東縁部における西向き沈み込みに伴う島弧性火成活動の産物であると考えられている (Komatsu *et al.*, 1981 など)。これらのうち北上山地の白亜紀深成岩類は、最も早期に活動したものであり、120 Ma 前後の狭い範囲に集中する放射年代を示す。全岩化学組成ではきわめて変化に富み、カルクアルカリ質～シヨシヨナイト質の花崗岩～はんれい岩にわたる広い組成範囲を示す。これらの深成岩類は、その同位体岩石学的特徴から、固結過程における上部地殻物質の影響は少なかったと考えられている (Shibata and Ishihara, 1979; Sasaki and Ishihara, 1979)。したがって、北上山地の白亜紀深成岩類は、その生成時の岩石化学的性質を保存している可能性が高く、島弧～大陸縁辺部におけるマグマの起源物質や生成メカニズムを研究する上で大変重要である。

Tsuchiya and Kanisawa (1994) によれば、北上山地の白亜紀深成岩類は、塩基性岩類をほとんどあるいは全く伴わない花崗岩類 (type A) と、塩基性岩類の占める割合が高いはんれい岩類 (type B) の2種類に大別され、前者は Sr 含有量によって、高 Sr 型 (high-Sr series)・低 Sr 型 (low-Sr series)・中間型 (intermediate series) の3系列にさらに細分される (Fig. 1)。彼らは、これらのうち高 Sr 型の起源マグマは、沈み込んだ海洋地殻が直接部分熔融する (スラブメルティング) ことによって形成されたものであることを明らかにした。さらに彼らは、東北日本の白亜紀沈み込みは、スラブメルティングで形成されたマグマとマントルで形成されたマグマの共存で特徴づけられ、若く高温の海洋地殻の沈み込みが重要な役割を演じていたと結論した。このような高温の沈み込みによって、どのようなマグマが発生するかということは、沈み込み帯でのマグマの生成機構を解明する上で大変重要な問題である。

北上山地の白亜紀深成岩類のうち、マントルで形成されたマグマを代表するはんれい岩類は、 K_2O などのインコンパティブル元素の含有量において極めて変化に富むことが特徴である (蟹澤・片田, 1988)。特に、北部北上帯西縁部の一戸・日ノ神子・姫神の各岩体 (片田 (1974) の分帯のうちIV帯) と南部北上帯の一部 (同VIb帯の多く) の岩体は、 K_2O に富むモンゾニ岩～モンゾはんれい岩を産出することで知られている。これらの岩石は、LIL 元素に富み HFS 元素に乏しい島弧的な性格を持ったアルカリ岩であり、シヨシヨナイト (Joplin, 1968; Morrison, 1980) と呼ばれる。シヨシヨナイト質岩の産出は、日本列島の白亜紀～古第三紀火成岩類の中

* 岩手大学教育学部地学教室

** 現住所：岩手郡岩手町川口 15-51

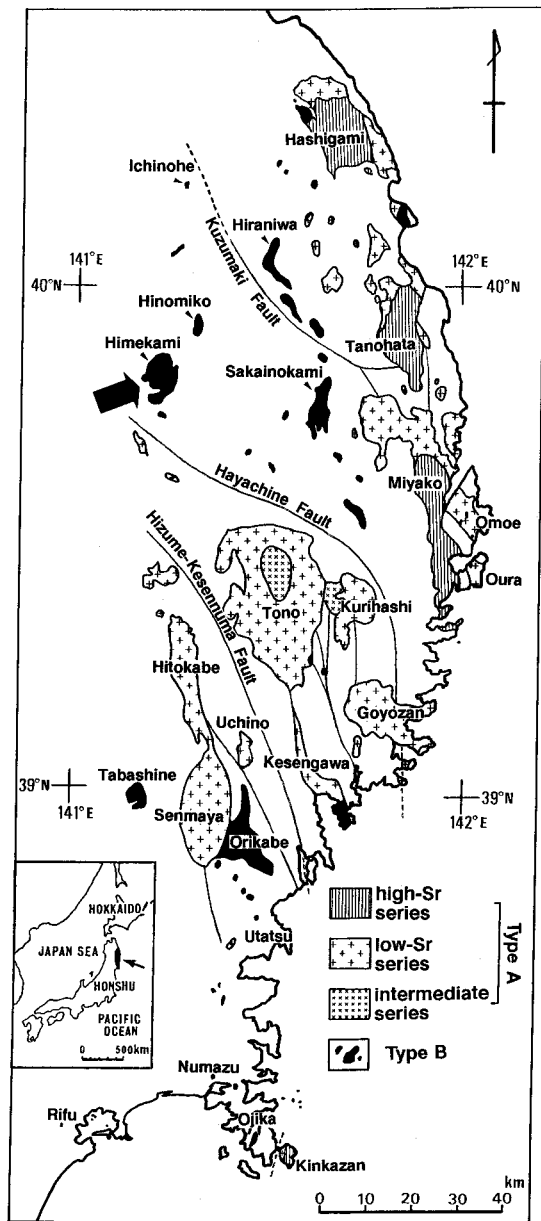


Fig. 1. Classification of Cretaceous plutonic rocks in the Kitakami Mountains (modified from Tsuchiya and Kanisawa (1994)) and index map of the Himekami pluton.

では非常に珍しく、西南日本からは全く報告されていない。また東北日本でも、北上山地のこれらの岩体の他には、西南北海道の松前深成複合岩体 (Tsuchiya, 1982; 1985) と阿武隈山地の西堂平コートランド岩体 (Tanaka *et al.*, 1982) の産出が知られるのみである。

これらのシヨシヨナイト質の岩体のうち、西南北海道の松前と北上山地のIV帯の岩体は、超苦鉄質集積岩から珪長質岩までの広い組成範囲の岩石から構成される。これらのうち、松前および一戸岩体の場合は、岩石化学的検討から、苦鉄質マグマからの一連の結晶分化作用によって各種のマグマが形成されたと考えられている (Tsuchiya, 1985; 土谷, 1989)。しかしながら、珪長質岩の露出面積が相対的に大きいことや全岩および鉱物の化学組成にいくつかのギャップが見られることなどから、苦鉄質マグマから珪長質マグマまで一連の結晶分化作用で形成されたとするモデルには問題がある。したがって、これらのマグマの固結過程を明らかにすることは、シヨシヨナイト質マグマの成因の解明に重要である。さらに、シヨシヨナイト質マグマとスラブメルティングで形成されたマグマ、あるいはそれらのマグマと高温の沈み込みとの関係を解明する上でも貴重な情報をもたらすことが期待される。

姫神深成岩体に関しては、増田ほか(1965)、大貫・柴(1987)、片田ほか(1991a,b)などの報告があり、全体的に K_2O に富むこと、苦鉄質岩～珪長質岩にわたる様々な岩石から構成されることなどが明らかとなっている。片田ほか(1991b)は、全岩化学組成の主に主成分の分析結果などから、姫神深成岩体の各岩型は南方に露出する白石深成岩体も含めて、一連の結晶分化作用で形成されたものとみなすことができるとしている。しかしながら、姫神・白石両岩体の K_2O 含有量は極めて変化に富んでおり、それらが一連の結晶分化作用で形成されたかどうかについては、一戸岩体などの場合と同様に問題がある。そこで筆者らは、姫神深成岩体と白石深成岩体について、それらを作ったマグマの生成機構や成因関係を明らかにする目的で研究を行った。本報告では、片田ほか(1991a)の岩相分布にもとづいてサンプリングを行い、主に岩石記載と主成分および微量成分の化学組成に関する検討から、 K_2O 含有量の多様性とその原因について議論した。

II 地質概説

姫神深成岩類は、岩手県盛岡市の北北東約20 kmに位置する姫神山(1123.4 m)周辺の、東西7 km、南北10 kmのほぼ楕円形の地域に分布する姫神深成岩体と、その南方1.8 kmの白石付近の径1.5 kmほどの小深成岩体から構成される。片田ほか(1991a)は、姫神深成岩体の南方の小岩体を姫神深成岩類の一員と考え、これを白石深成岩体と命名した。姫神および白石深成岩体周辺には、北部北上帯の安家一田野畑帯(大上・永広, 1988)の先第三系が分布する。これらは、頁岩・チャート・砂岩を主とし一部に緑色岩を伴い、姫神深成岩類により接触変成作用を受けてホルンフェルス化している。また、姫神深成岩体の西部および南部は、デイサイト質溶結凝灰岩からなる第四紀更新世の波民溶結凝灰岩に覆われている。

深成岩類の地質については、以下に主として片田ほか(1991a)による記載を中心に述べる。Fig. 2には、片田ほか(1991a)を簡略化した地質図と、今回検討した試料の採取地点を示した。姫神深成岩体は、北部岩体と南部岩体に二分される。北部岩体は、珪長質岩のみからなり、周辺から中心に向かって高木型、小桜型、姫神型が同心円状に分布し、中心に向かってより珪長質になる累帯深成岩体を構成している。これらの岩型には貫入関係は認められず、相互に漸移

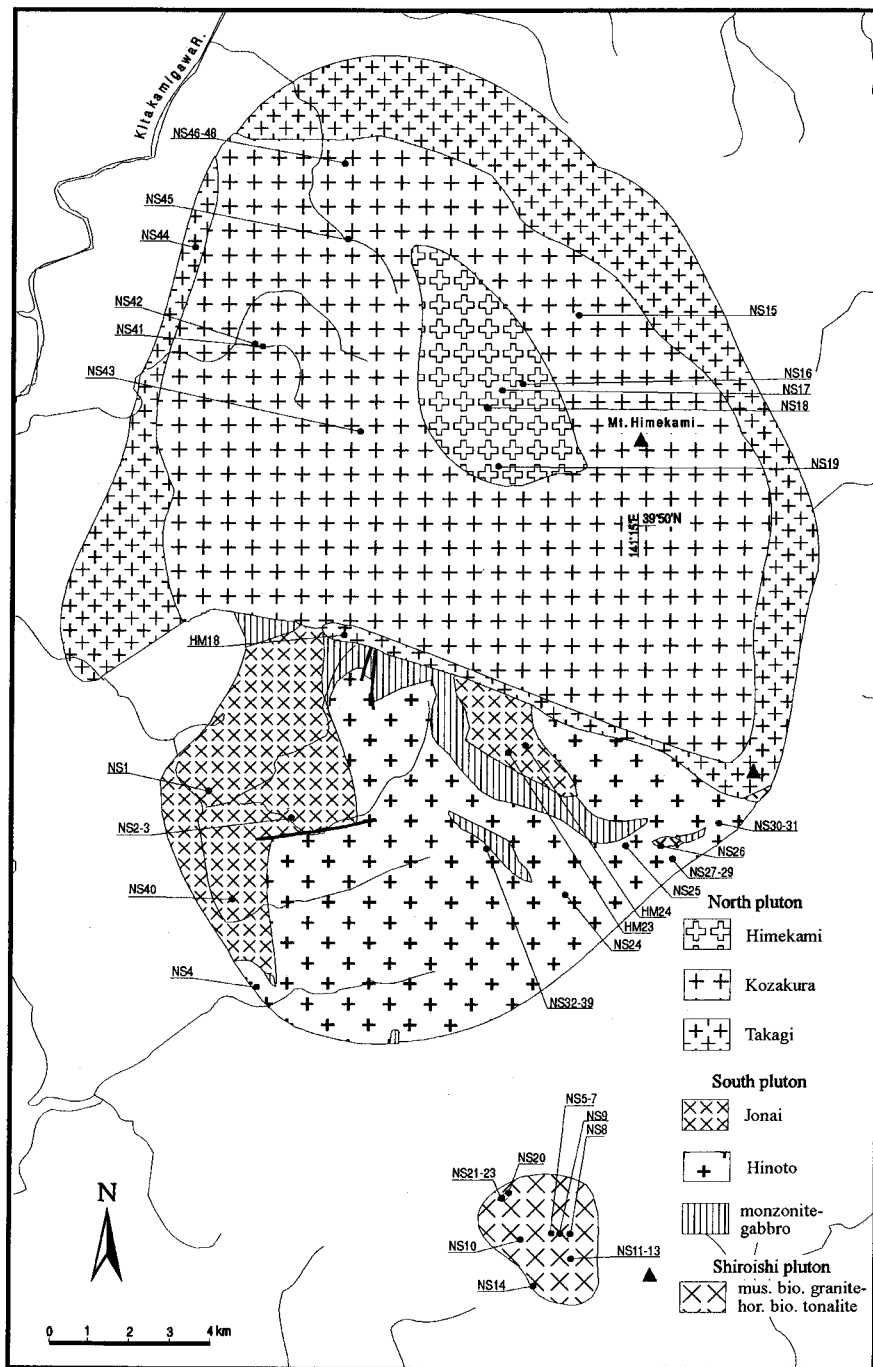


Fig. 2. Geological map of the Himekami and Shiroishi plutons simplified from Katada *et al.* (1991a) and sampling locality of analysed specimens.

的とされている。

南部岩体はより苦鉄質な岩相からなり、中央部から東部に日戸型が分布し、西部と日戸型内部の一部には、岩相変化が著しく日戸型よりもややカリ長石に富む城内型が分布する。片田ほか(1991a)は、日戸型が城内型よりも早期に貫入したとしている。筆者らの調査では、中日戸付近の日戸型中に、幅 30 cm 程度の城内型に類似したカリ長石に富む岩脈が貫入しているのがみられた。この岩脈は城内型から派生したものである可能性があり、片田ほか(1991a)の見解と調和的である。

南部岩体中には、かんらん石モンゾニ岩(片田ほか(1991a)のケンタレン岩)、角閃石モンゾ閃緑岩、角閃石モンゾニ岩、斑れい岩などの種々の苦鉄質岩が不規則に分布する。これらの苦鉄質岩は、南部岩体中に捕獲されたブロックであるとされている。また、山谷川目川付近の城内型には、斑状モンゾニ岩の岩脈がみられる。この岩石は、片田ほか(1991a)で火山岩、蟹澤ほか(1994)で黒雲母-斜方輝石-オリビン-単斜輝石シヨシヨナイトとされたものに相当する。片田ほか(1991a)では城内型中の捕獲岩、蟹澤ほか(1994)では急冷相が存在するために岩脈であるとされた。筆者らの調査では、ガラス質の急冷縁を伴って城内型に貫入する直接の接触部が観察されたため、蟹澤ほか(1994)の指摘が確認された。鉱物組み合わせや全岩化学組成の特徴はかんらん石モンゾニ岩と共通であるため(蟹澤ほか, 1994)、かんらん石モンゾニ岩と同様のマグマが姫神岩体固結末期に貫入したものと解釈される。

南北両岩体の関係については、それらが直接接触している露頭は、見い出されていない。しかし北部岩体は、周囲の大部分が周辺相である高木型にとりかこまれており、南部岩体と接する部分にも、高木型が発達する。また南北両岩体の境界付近の鮪の沢北方では、北部岩体に由来すると思われるペグマタイト岩脈が南部岩体の細粒モンゾニ岩を貫いている。さらに、南部岩体との境界付近の北部岩体中に、苦鉄質捕獲岩がみられることがある。以上のことから、片田ほか(1991a)は、南部岩体が先に貫入したとしている。

姫神深成岩体には、主としてホルンブレンドの定向配列による面構造・線構造が認められる。片田ほか(1991a)はこれらの構造を、マグマの流動による流理構造と解釈している。しかし本岩体の面構造は、岩体の外形や岩型の境界にはほとんど無関係に、ほぼNW-SEないしNNW-SSE方向を示す場合が多い。また後述するように、小桜型の一部には、固結後に変形をうけたと考えられる組織を持つものがある。以上のことから、本岩体の面構造・線構造の成因に関しては、さらに詳しい検討が必要であろう。

片田ほか(1991a)は、姫神岩体南方の白石深成岩体についての岩石学的特徴を初めて報告し、主として黒雲母花崗岩から構成されるとした。筆者らの調査では、岩体中央部付近の細粒で珪長質な白雲母黒雲母花崗岩と、岩体南縁部付近の粗粒でやや苦鉄質なホルンブレンド黒雲母トータル岩が認められた。しかしながら、これらの相互関係は確認できなかった。また、片田ほか(1991a)はホルンブレンドはんれい岩の小規模な分布を示しているが、今回の調査では露頭も転石も発見できなかった。なお、白石深成岩体南縁部の堆積岩類との境界付近においては、堆積岩類が約2 cm~15 cmの球状ないし不規則な形態のゼノリスとして多数包有されているのが観察された。

III 岩石記載

1 南部岩体

城内型

構成鉱物は斜長石>カリ長石>ホルンブレンド>黒雲母~単斜輝石>石英>不透明鉱物>スフェーン~アパタイト>ジルコンであり、半自形粒状組織を示す。

斜長石は0.5-5 mmの自形~半自形結晶として産する。カールスバッド・アルバイト式双晶が一般的である。カリ長石は0.2-1 mmの他形~半自形結晶として産し、パーサイト構造が顕著である。ホルンブレンドは0.2-5 mmの半自形結晶として産し、X': 淡緑色、Z': 緑色~褐緑色の多色性を示す。単斜輝石は、0.4-4 mmの半自形~融食形を示す結晶として周囲をホルンブレンドの反応縁に取り囲まれて産する。黒雲母は0.2-3 mmの半自形~他形結晶として産し、X': 淡黄褐色、Z': 褐色の多色性を示す。石英は0.1-0.7 mmの他形結晶として他の鉱物の粒間を充填して産する。不透明鉱物は、0.5 mm以下の粒状~不規則な結晶として産し、一部ホルンブレンドとシンプレクタイトをなすものがある。0.2 mmほどのミルメカイトが、斜長石とカリ長石の接触部に形成されていることがある。

日戸型

構成鉱物は斜長石>カリ長石>黒雲母~ホルンブレンド>単斜輝石>石英>不透明鉱物>スフェーン~アパタイトであり、半自形粒状組織を示す。

斜長石は0.5-6.5 mmの自形~半自形結晶として産する。カールスバッド・アルバイト式双晶が一般的である。カリ長石は0.5 mm以下の他形結晶として他の鉱物の粒間を充填して産するケースが多いが、まれに最大7 mmの半自形結晶として産することがある。パーサイト構造が顕著であり、カールスバッド式双晶をなすものもある。ホルンブレンドは、一般に0.5-5 mmの半自形結晶として産するが、他形結晶として斜長石などの粒間を充填している場合もある。X': 淡緑色~淡黄緑色、Z': 緑色~褐緑色の多色性を示す。単斜輝石は、0.5-4 mmの他形結晶としてホルンブレンドの反応縁に囲まれて産する。黒雲母は0.6-2 mmの他形~半自形結晶として産し、X': 淡黄褐色、Z': 暗褐色の多色性を示す。石英は1.5 mm以下の他形結晶として他の鉱物の粒間を充填して産する。不透明鉱物は0.4 mm以下の粒状結晶として産するケースが多い。0.1 mmほどのミルメカイトが、斜長石とカリ長石の接触部に形成されていることがある。面構造の著しい試料においては、黒雲母のへき開面や斜長石のアルバイト双晶面が変形して湾曲していることがある。

かんらん石モンゾニ岩

構成鉱物は斜長石>単斜輝石>かんらん石~黒雲母>カリ長石>斜方輝石>不透明鉱物~アパタイトであり、モンゾニ岩状組織を示す。

斜長石は1-6 mmの自形~半自形結晶として産する。アルバイト・カールスバッド式双晶を示す。単斜輝石は0.5-4 mmの自形~半自形結晶を示す。かんらん石は0.5-2 mmの自形~半自形結晶として産し、斜方輝石の反応縁に囲まれていることが多い。結晶周辺部や割れ目に沿

って、緑泥石などに変質していることがある。黒雲母は2 mm以下の半自形～他形結晶であり、X': 淡褐色、Z': 赤褐色の多色性を示す。斜方輝石は、かんらん石の周囲に厚さ0.05 mm程度のフィルム状あるいは微細な針状結晶集合体の反応縁として産するほか、最大3 mmの半自形結晶としても産する。不透明鉱物には0.1-1 mmの粒状結晶、黒雲母に包有される不規則な結晶、他形で他の鉱物の粒間を充填する結晶などが認められる。アパタイトは0.8 mm以下の自形結晶として産する。

斑状モンゾニ岩

斑晶として、斜長石>単斜輝石>かんらん石>斜方輝石を含み、石基は斜長石、カリ長石、黒雲母、単斜輝石、不透明鉱物、アパタイトから構成される。

斜長石は2-5 mm程度の自形結晶であり、累帯構造が顕著である。単斜輝石は3 mm以下の自形～半自形であり、融食形を示す場合がある。かんらん石には、0.5-1 mm程度の自形～半自形結晶と、融食された他形結晶として斜方輝石中に包有されるものがある。いずれの場合も、結晶周囲や割れ目に沿ってイデイングス石に変化していることがある。斜方輝石は2 mm以下の自形～半自形結晶が主体である。これらのかんらん石や斜方輝石の周囲には、細粒のカミングトン閃石および黒雲母(X': 無色～淡褐色、Z': 淡緑色～褐色)の放射状集合体が生じてコロナ構造を作っている。なお、蟹澤ほか(1994)は、これらのコロナ構造をかんらん石や斜方輝石と液との反応で生じたものと解釈しているが、黒雲母は石基のものに比べて著しくTiに乏しいことなどから、固結後に二次的に生じたものである可能性が高い。石基は完晶質であり、柱状の斜長石、自形～半自形の黒雲母、半自形の単斜輝石などの粒間を他形のカリ長石が充填している。アパタイトは微細な針状であり、不透明鉱物には粒状のものと針状で集合体をなすものが認められる。

城内型とはほぼ平面的なはっきりした境界で明瞭な急冷縁をもって接しているが、境界を薄片サイズで見ると不規則に入り組んでいる。急冷縁は、他の部分と同じ組み合わせの斑晶と、淡褐色ガラス中に短柱状黒雲母を主体とした微細なマイクロライトが散在する石基とから構成されている。

2 北部岩体

高木型

構成鉱物は斜長石>カリ長石>ホルンブレンド>石英>黒雲母>不透明鉱物>スフェーン>アパタイト±単斜輝石であり、モンゾニ岩状組織を示す。

斜長石は0.5-3 mmの自形～半自形結晶として産する。カールスバッド・アルバイト式双晶が一般的である。カリ長石には、3 mm以下の他形結晶として他の鉱物の粒間を充填して産するものと、1-3 mmの半自形でカールスバッド式双晶を示すものがある。いずれの場合も顕著なパーサイト構造を示す。石英は、1.5 mm以下の他形結晶として他の鉱物の粒間を充填して産し、しばしば顕著な波動消光を示す。ホルンブレンドは0.5-2.5 mmの他形結晶として産し、X': 淡褐緑色、Z': 褐緑色の多色性を示す。単斜輝石は、1 mm以下の他形結晶として、まれにホルンブレンド中に含まれることがある。黒雲母は0.5-2 mmの半自形～他形結晶として産し、X': 淡褐色、Z': 褐色～黒褐色の多色性を示す。不透明鉱物は0.1-0.5 mm程度の粒状結晶

として産する場合が多い。0.2 mm 程度のミルメカイトが、斜長石とカリ長石の接触部に形成されていることがある。

小桜型

構成鉱物は斜長石 \approx カリ長石 $>$ 石英 $>$ ホルンブレンド $>$ 黒雲母 $>$ 不透明鉱物 $>$ スフェーン $>$ アパタイトであり、モンゾニ岩状組織を示す。またカリ長石の自形性が強い部分では、しばしば斑状の外観を呈する。

斜長石は0.5-3 mmの自形 \sim 半自形結晶として産する。カールスバッド・アルバイト式双晶が一般的である。カリ長石は、最大7 mmの半自形結晶として産し、パーサイト構造が顕著であり一般にカールスバッド式双晶をなす。石英は1 mm以下の他形結晶として他の鉱物の粒間を充填して産するが、顕著な波動消光やサブグレイン化が一般的に認められる。ホルンブレンドは0.4-3 mmの自形 \sim 半自形結晶として産し、X': 淡褐緑色、Z': 褐緑色の多色性を示す。黒雲母は0.5-2 mmの半自形 \sim 他形結晶として産し、X': 淡褐色、Z': 褐色 \sim 暗褐色の多色性を示す。不透明鉱物は0.5 mm程度の粒状結晶が一般的である。0.2 mm程度のミルメカイトが斜長石とカリ長石の境界部にしばしば形成されている。

小桜型の岩石には、黒雲母のへき開の湾曲、石英のサブグレイン化、斜長石のアルバイト双晶面の湾曲などの変形構造が普通に認められる。以上の変形構造は、面構造の著しい岩相にしばしば認められる。また、斜長石結晶が破断し、その間隙を周囲の石英結晶から連続する石英が充填する組織が認められることもある。この組織は、金折ほか(1990)が中部地方の花崗岩から報告したものに類似しており、岩体固結後に斜長石が脆性破壊し、かつ石英が塑性変形して形成されたものと解釈される。

姫神型

構成鉱物はカリ長石 $>$ 斜長石 $>$ 石英 $>$ 黒雲母 $>$ ホルンブレンド $>$ 不透明鉱物 $>$ スフェーン \sim アパタイトであり、半自形粒状組織を示す。

斜長石は0.5-4 mmの自形 \sim 半自形結晶として産する。アルバイト・カールスバッド式双晶が一般的である。カリ長石は、最大5 mmの半自形結晶として産し、0.5 mm程度の斜長石・石英・ホルンブレンド・黒雲母などの結晶をポイキリティックに包有している。一般にカールスバッド式双晶を示す。石英は0.2-1 mmの他形結晶が、1-2 mmの粒状に集合して産する。ホルンブレンドは0.5-3 mm程度の自形 \sim 半自形結晶として産し、X': 淡褐緑色、Z': 褐緑色の多色性を示す。黒雲母は0.2-1.0 mmの半自形 \sim 他形結晶として産し、X': 淡黄褐色、Z': 褐色の多色性を示す。一部は緑泥石に変質している。不透明鉱物は0.4-1.0 mm程度の粒状のものが主体である。0.2 mmほどのミルメカイトが、斜長石とカリ長石の境界部に形成されている。

3 白石深成岩体

白雲母黒雲母花崗岩

主な構成鉱物は斜長石 \approx カリ長石 $>$ 石英 \gg 黒雲母 $>$ 白雲母で、緑泥石、緑れん石、アパタイト、ジルコンが少量含まれる半自形粒状組織を示す。不透明鉱物はほとんど認められない。

斜長石は0.5-2 mmの自形 \sim 半自形結晶であり、しばしば白雲母、緑泥石、方解石の集合体

に変質している部分がある。カリ長石は、最大6 mmに達するポイキリティックな他形結晶として産し、顕著なパーサイト構造を示す。石英は0.2-1.5 mmの自形～半自形結晶として、主としてカリ長石中に包有されて産する。黒雲母は0.2-1 mmほどの自形～半自形結晶として産し、X': 淡褐色, Z': 褐色の多色性を示す。しばしば緑泥石に変質している。白雲母は0.5 mm以下の半自形～他形結晶として産し、しばしば緑泥石化した黒雲母と連晶をなす。また、1 cm以下の黒雲母ホルンフェルスの捕獲岩を含むことが多い。ごくまれに、0.5 mm程度の自形のざくろ石が斜長石中に包有されることがある。

ホルンブレンド黒雲母トータル岩

主な構成鉱物は斜長石>石英～黒雲母>カリ長石>ホルンブレンドで緑れん石、アパタイト、ジルコンが少量含まれ、半自形粒状組織を示す。不透明鉱物はごく少量含まれるのみである。

斜長石は0.5-3 mmの自形～半自形結晶として産するが、結晶周辺部はしばしば石英に対して他形をとる。一般にカールスバッド・アルバイト式双晶がみられる。また累帯構造が顕著であり、しばしば結晶核部に不規則なパッチ状に組成の不均一がある。カリ長石は0.2-0.5 mmの他形結晶として、他の鉱物の粒間を充填して産する。石英は0.2-0.9 mmの半自形～他形結晶として産する。黒雲母は、0.2-3 mmの自形～半自形結晶、まれにはポイキリティックな他形結晶として産し、X': 淡黄褐色, Z': 褐色の多色性を示す。ホルンブレンドは0.3-2 mmの半自形～自形結晶として産し、X': 淡緑色, Z': 帯青緑色の多色性を示す。不透明鉱物は0.3 mm以下の不規則状の結晶がほとんどである。

IV 構成鉱物のモード組成

Fig. 3に、モード石英-カリ長石-斜長石三角図を示す。図には、深成岩の名称を示す境界線(Streckeisen (1973)を基本とし、その花崗岩領域のうち斜長石/(斜長石+カリ長石)>0.35の岩石をアダメロ岩としたもの)も示した。姫神岩体の南部岩体のものは全体的に石英に乏しく、北部岩体のものは石英に富みカリ長石にやや富む。岩型ごとにみると、南部岩体の城内型は日戸型よりも石英にやや富む。また北部岩体では、高木型、小桜型、姫神型の順にカリ長石に富むようになる。白石深成岩体の岩石は、姫神深成岩体のものよりも石英に富む。ホルンブレンド黒雲母トータル岩はトータル岩の領域に、また白雲母黒雲母花崗岩はカリ長石に富みアダメロ岩～花崗岩の領域にそれぞれプロットされる。

モード輝石-黒雲母-ホルンブレンド三角図をFig. 4に示す。北部岩体の岩石においては、高木型に単斜輝石がまれに含まれるのみであり、小桜・姫神型には輝石は全く含まれない。また白石岩体の岩石に関しても、輝石は全く含まれていない。したがって、それらは黒雲母-ホルンブレンド辺の近くにプロットされている。これに対して南部岩体のものは、輝石を多く含み、なおかつ苦鉄質鉱物の量比は変化に富んでいる。南部岩体の苦鉄質鉱物の量比の変化は、黒雲母:輝石の比がそれほど変化せずにホルンブレンドの量比が変化する特徴を示す。この様な傾向は、シヨシヨナイト質である松前深成岩類(Tsuchiya, 1982)と同様である。

Fig. 5は、各岩型の色指数に対する石英・カリ長石・黒雲母・ホルンブレンドのモード組成の変化を示したものである。この図から、南部岩体のものの方が北部岩体のものよりも色指数

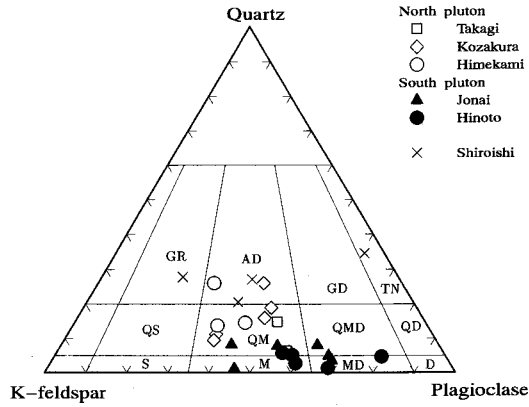


Fig. 3. Quartz - plagioclase - K-feldspar triangular diagram (modified from Streckeisen (1973)) of the plutonic rocks in the Himekami and Shiroishi plutons. Abbreviations; GR: granite, AD: adamellite, GD: granodiorite, TN: tonalite, QS: quartz syenite, QM: quartz monzonite, QMD: quartz monzodiorite and quartz monzogabbro, QD: quartz diorite and quartz gabbro, S: syenite, M: monzonite, MD: monzodiorite and monzogabbro, D: diorite and gabbro.

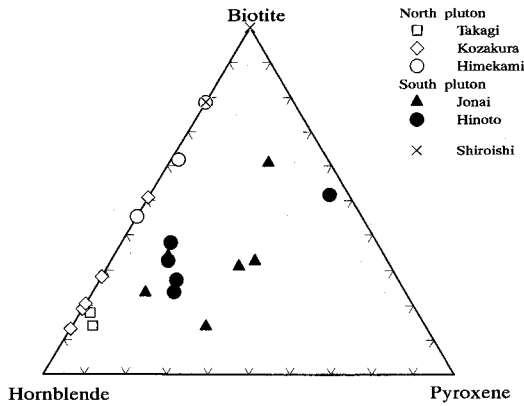


Fig. 4. Biotite - amphibole - pyroxene triangular diagram of the plutonic rocks in the Himekami and Shiroishi plutons.

が高いことが分かる。また北部岩体の各岩型は、南部岩体のものと比較すると石英・カリ長石・ホルンブレンドに富み、黒雲母に乏しくなっている。岩型ごとにみると、南部岩体の城内型は日戸型よりも石英・カリ長石にやや富む。さらに、北部岩体では、高木型・小桜型・姫神型の順に色指数が減少していることが分かる。

白石岩体のものは、色指数では姫神岩体の北部岩体とほぼ同じ範囲であるが、北部岩体のものよりも石英に富みホルンブレンドに乏しい特徴がある。また白石岩体の白雲母黒雲母花崗岩では、白雲母を含みホルンブレンドを含まないという姫神岩体には全く見られない鉱物組合せを示す。

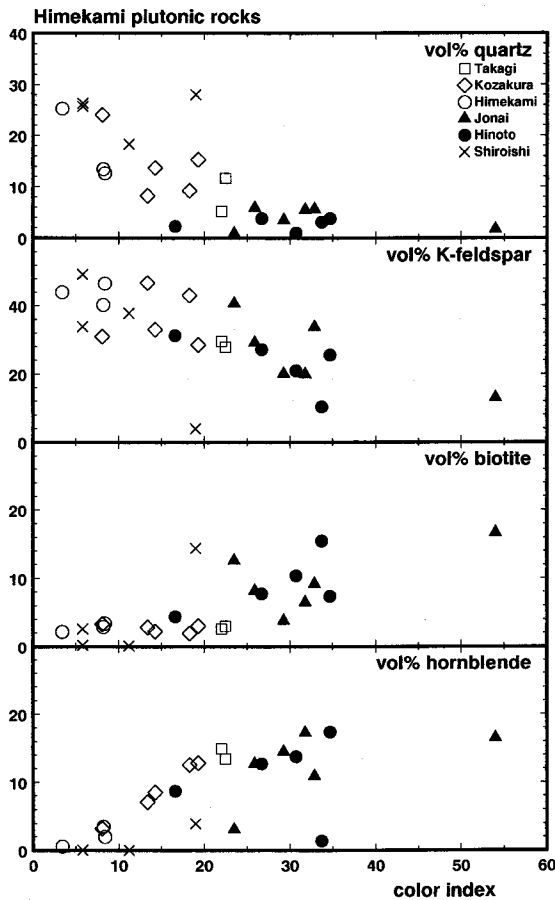


Fig. 5. Variation diagrams of modal compositions of quartz, K-feldspar, biotite, and hornblende against color index of the plutonic rocks in the Himekami and Shiroishi plutons.

V 全岩化学組成

以上検討した深成岩類のうち、姫神深成岩体の主要な岩型より13個と白石深成岩体から5個の試料を選び、全岩化学組成の蛍光X線分析を行なった。測定には、福島大学教育学部の理学電機製 RIX2000 に Rh 管球を装着したものを使用した。今回測定を行ったのは、主成分では Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P の 10 元素と灼熱減量であり、微量成分は、V, Cr, Co, Ni, Ga, Pb, Rb, Sr, Ba, Th, Y, Zr, Nb, Ce の 14 元素である。試料の調整法と分析法は Kimura and Yamada (1996) に従った。分析結果を表 1 に示す。

Fig. 6 に、 SiO_2 に対する各主成分酸化物の変化図を示す。なお、図には片田ほか (1991a) に

Table 1. Chemical compositions of the plutonic rocks in the Himekami and Shiroishi plutons.

Rock Type	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sp.No.	JON HM16	JON NS03	HIN NS33	HIN NS34	HIN NS35	HIN NS39	TAK NS44	KOZ NS41	KOZ NS43	KOZ NS45
SiO_2	53.35	56.19	54.14	54.27	54.14	53.23	62.43	65.06	68.11	64.79
TiO_2	0.97	0.70	0.61	0.62	0.63	0.95	0.46	0.36	0.27	0.35
Al_2O_3	15.80	16.79	18.63	18.84	18.98	16.11	16.30	16.10	15.46	16.20
FeO^*	8.41	7.50	7.45	7.29	7.23	8.19	5.32	4.05	3.16	4.02
MnO	0.16	0.15	0.17	0.16	0.16	0.17	0.14	0.11	0.084	0.11
MgO	4.54	3.25	2.51	2.52	2.50	4.46	1.90	1.35	0.94	1.44
CaO	7.67	6.24	2.21	7.34	7.42	7.50	4.80	4.23	3.28	3.99
Na_2O	3.14	3.40	3.86	4.03	4.11	3.18	3.52	3.68	3.54	3.53
K_2O	3.67	3.71	3.17	2.94	2.77	3.79	3.65	3.72	4.07	4.05
P_2O_5	0.53	0.47	0.41	0.41	0.41	0.54	0.28	0.21	0.13	0.20
LOI	1.42	1.25	1.24	1.13	1.11	1.35	0.87	0.76	0.66	0.93
Total	99.66	99.65	99.40	99.55	99.46	99.47	99.67	99.63	99.70	99.61
V	211	193	156	158	156	205	124	85	59	81
Cr	97	32	14	15	13	92	13	16	14	12
Co	31	26	23	21	20	29	18	11	9.0	12
Ni	36	17	7.0	6.0	6.0	38	2.0	7.0	4.0	7.0
Ga	18.0	18.4	19.4	19.8	19.8	17.7	14.3	16.1	15.8	16.2
Pb	12	16	15	13	14	14	13	18	15	15
Rb	104	96	60	59	57	100	72	104	113	107
Sr	1276	1120	1477	1491	1497	1287	827	956	878	980
Ba	641	538	720	680	657	591	511	477	514	657
Th	8.8	9.8	3.9	3.6	3.3	7.3	6.1	9.9	13	8.3
Y	18.3	19.0	19.5	18.3	18.4	18.2	20.1	15.0	13.1	16.3
Zr	149	182	202	209	208	141	139	145	142	139
Nb	9.9	8.1	5.6	5.4	5.6	10	6.2	7.6	6.6	6.8
Ce	63	58	49	46	49	65	54	41	38	51

よって得られた分析値もプロットしてある。また、北部岩体に関しては、後述する回帰直線が示してある。

TiO₂・FeO*・MnO・MgO・CaO・P₂O₅は、SiO₂の増加にともないほぼ一様に減少する傾向を示す。また、Al₂O₃はSiO₂の増加に対してほぼ一定であり、Na₂Oはわずかに増加するトレンドを示す。以上の傾向はすべての岩体に共通に認められるが、南部岩体のものにはばらつきが見られ、TiO₂・Al₂O₃・MgO・Na₂Oでは特に著しい。このばらつきは、片田ほか(1991b)も指摘しているように、早期晶出鉱物の集積の効果であろうと思われる。また詳細に見ると、MnO・CaOには南部岩体と北部岩体のトレンドにわずかな違いが認められる。

これに対してK₂Oの場合は、それぞれの岩体ごとのトレンドに顕著な違いが認められる。すなわち、南部岩体はSiO₂の増加にともない増加するトレンドを示すが、北部岩体の場合はほと

Table 1. Continued.

	11	12	13	14	15	16	17	18
Rock Type	HIM	HIM	HIM	HBT _o	MBGr	MBGr	MBGr	MBGr
Sp.No.	NS15	NS17	NS19	NS14	NS5-3	NS06	NS09	NS11
SiO ₂	65.04	72.02	69.22	65.25	71.90	72.25	72.54	72.63
TiO ₂	0.36	0.13	0.22	0.41	0.16	0.17	0.17	0.16
Al ₂ O ₃	15.94	15.53	15.67	15.92	14.58	14.99	14.85	14.89
FeO*	4.16	1.45	2.50	4.38	1.71	1.69	1.94	1.62
MnO	0.12	0.068	0.078	0.10	0.026	0.027	0.051	0.023
MgO	1.39	0.27	0.67	2.04	0.54	0.55	0.58	0.51
CaO	4.16	2.63	3.25	5.12	2.51	2.29	2.43	2.21
Na ₂ O	3.59	4.04	3.91	3.40	3.83	3.78	3.63	3.70
K ₂ O	3.80	3.31	3.59	1.69	2.65	2.79	2.55	3.09
P ₂ O ₅	0.21	0.040	0.088	0.13	0.068	0.067	0.090	0.074
LOI	0.81	0.57	0.62	1.29	1.96	0.90	1.07	0.69
Total	99.58	100.06	99.82	99.73	99.93	99.50	99.90	99.60
V	90	8.0	45	102	24	25	22	22
Cr	14	8.0	11	29	13	8.0	11	9.0
Co	13	1.0	5.0	15	4.0	4.0	3.0	3.0
Ni	6.0	3.0	4.0	12	4.0	3.0	3.0	3.0
Ga	15.7	14.4	15.1	17.0	15.2	15.9	17.4	16.1
Pb	18	19	17	8.6	23	24	19	25
Rb	105	91	104	56	70	71	80	80
Sr	954	1055	1011	389	347	362	325	338
Ba	501	792	715	353	296	647	448	595
Th	12	1.4	8.2	7.8	5.6	6.3	5.8	5.8
Y	15.4	11.5	10.8	15.0	14.7	13.5	12.0	11.6
Zr	145	124	142	89	88	84	82	79
Nb	7.6	5.9	6.7	7.6	8.5	7.8	8.6	8.1
Ce	46	18	27	47	39	36	33	35

FeO*: total Fe as FeO. 1-6: South pluton of Himekami, 7-13: North pluton of Himekami, 14-18: Shiroishi pluton. Abbreviations, JON: Jonai type, HIN: Hinoto type, TAK: Takagi type, KOZ: Kozakura type, HIM: Himekami type, HBT_o: hornblende-biotite tonalite, MBGr: muscovite-biotite granite.

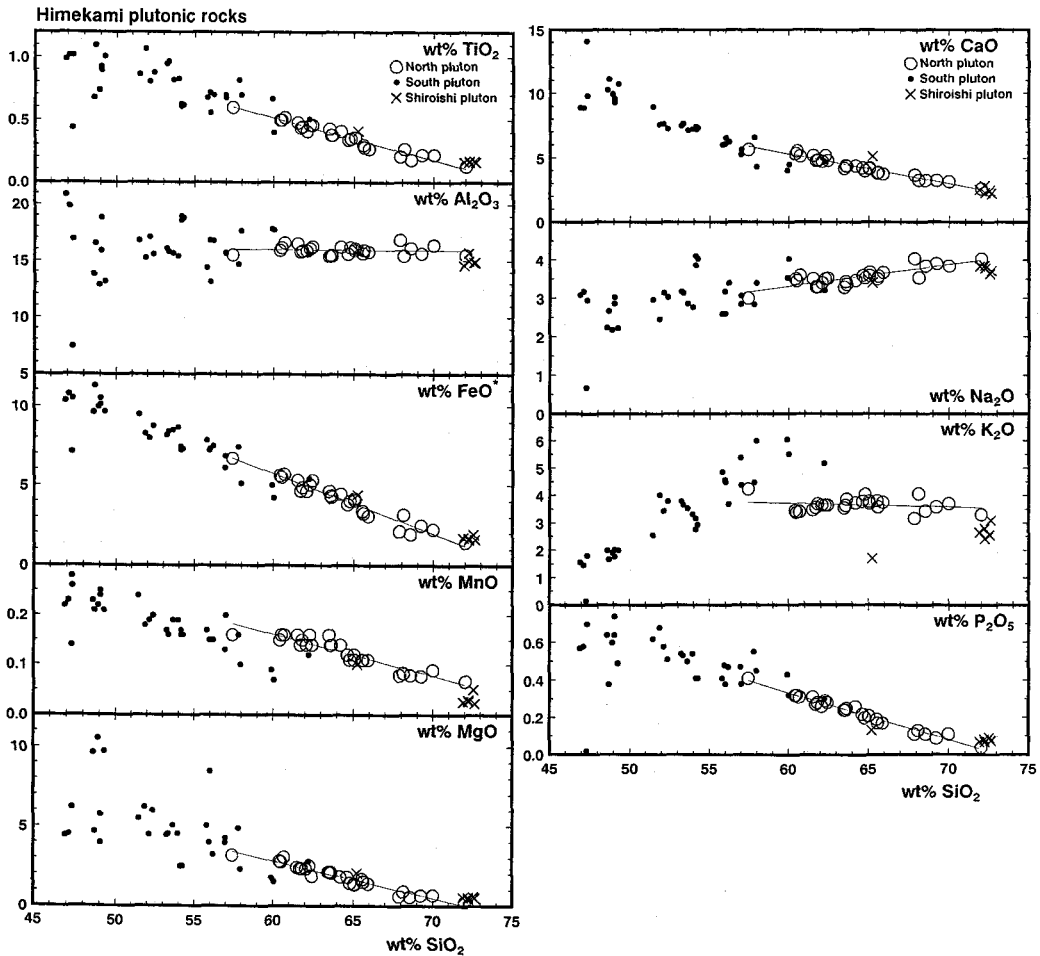


Fig. 6. Variation diagrams of major oxides against SiO_2 concentrations. Chemical analyses by Katada *et al.* (1991a) are also plotted in the diagram. Straight line in each diagram represents a regression line of the North pluton.

んど変化しないかやや減少する傾向にある。また、白石岩体の分析値を一連のトレンドと考えれば、 SiO_2 の増加にともない増加する傾向となる。以上のように、南部岩体・北部岩体・白石岩体の岩石は、 K_2O 含有量についてそれぞれが全く異なる変化傾向を示すことが最も著しい特徴である。

Fig. 7に、 SiO_2 に対する微量成分元素の変化図を示す。 $\text{V}\cdot\text{Co}$ は、ほぼ一連のトレンドで減少している。 $\text{Cr}\cdot\text{Ni}$ は全体的にばらついているが、北部岩体ではほぼ一定で、南部岩体・白石岩体では減少している。 Ga は、ほぼ一連のトレンドを示し、全体として減少している。 Pb は、南部岩体・北部岩体では SiO_2 に対してわずかに増加し、白石岩体ではそれらよりも急なトレンドで増加している。 Rb は主成分の K_2O と同様の傾向を示し、南部岩体・北部岩体・白石岩体のトレンドには著しい違いが見られる。南部岩体と白石岩体は SiO_2 の増加にともなって Rb が

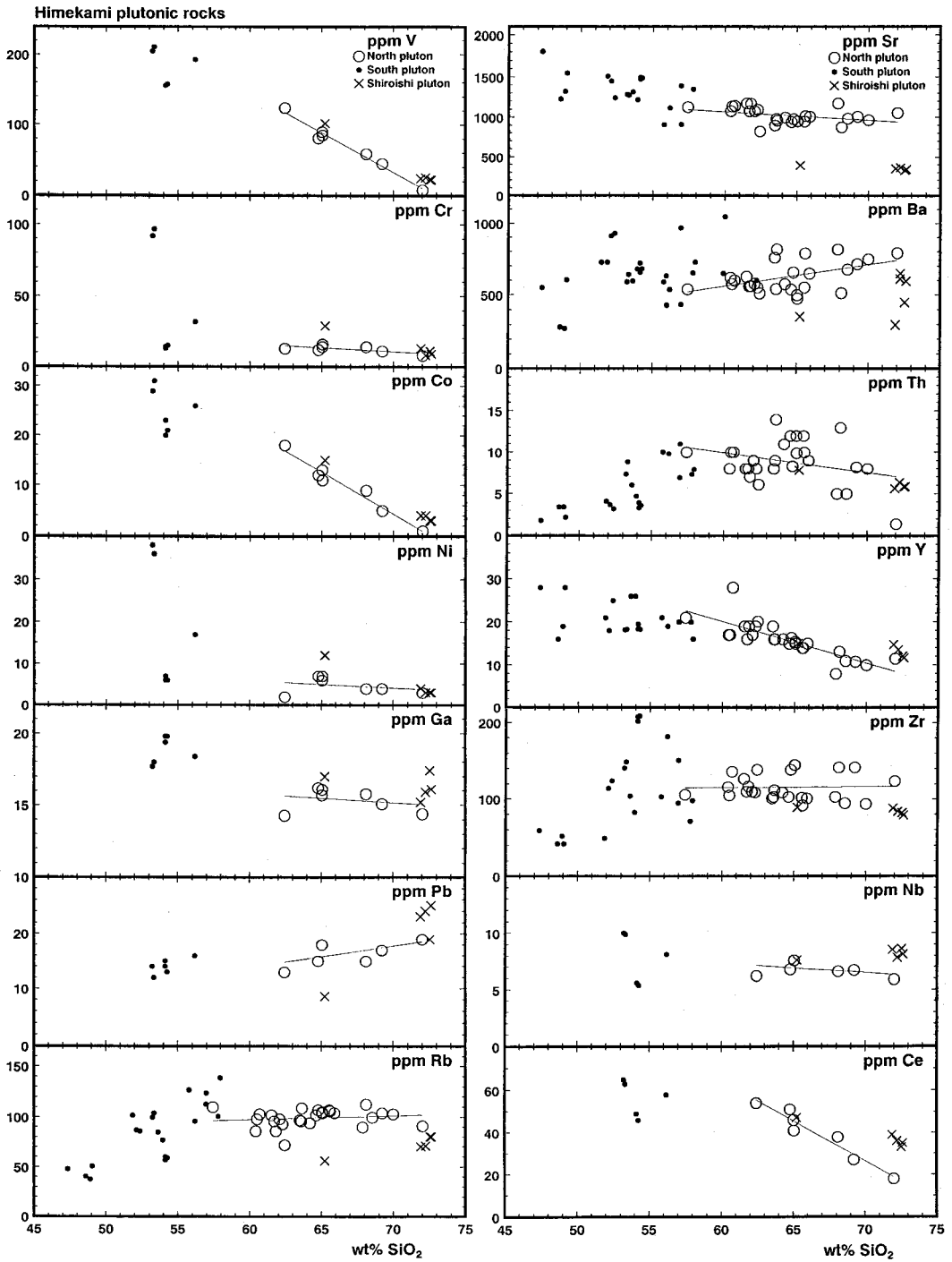


Fig. 7. Variation diagrams of trace elements against SiO₂ concentrations. Chemical analyses by Katada *et al.* (1991a) are also plotted in the diagram. Straight line in each diagram represents a regression line of the North pluton.

増加する傾向がみられるが、北部岩体ではほとんど変化していない。Sr は、南部岩体と北部岩体ではほぼ一連のトレンドを示すが、白石岩体はそれらよりも Sr が明らかに低い異なったトレンドを示す。Ba は南部・北部・白石岩体ともばらつきが大きい、白石岩体では全体として低くなっている。Th は南部岩体では SiO_2 の増加にともない増加し、北部岩体ではばらつくものやや減少し、白石岩体では減少する傾向がみられる。Y は、わずかに減少するほぼ一連のトレンドを示す。

Zr は南部岩体では SiO_2 の増加にともない増加しているが、北部岩体・白石岩体はほぼ一定である。Nb は南部岩体・白石岩体ではほぼ一定であるが、北部岩体ではわずかに減少する傾向がみられる。Ce は全体として SiO_2 の増加にともない減少しているが、北部岩体のトレンドは白石岩体よりもやや急である。

以上のように、姫神深成岩体の南部岩体と北部岩体の各岩石のトレンドには、 K_2O と Rb において明らかな違いが認められる。また、白石深成岩体の岩石と姫神深成岩体の南部・北部両岩体の岩石は、 K_2O 、Rb、Sr、Ba において著しく異なるトレンドをとる。

VI 考察

1 姫神・白石深成岩体における組成変化の原因

(1) 姫神深成岩体の南北両岩体の組成変化

Fig. 8 には、姫神岩体と白石岩体の K_2O - SiO_2 変化図と、Aramaki (1983) により統計処理された日本の第四紀火山岩の平均的なトレンドを示した。この平均的なトレンドは、日本の第四紀火山岩類における平均的な結晶作用の経路を示していると考えられる。

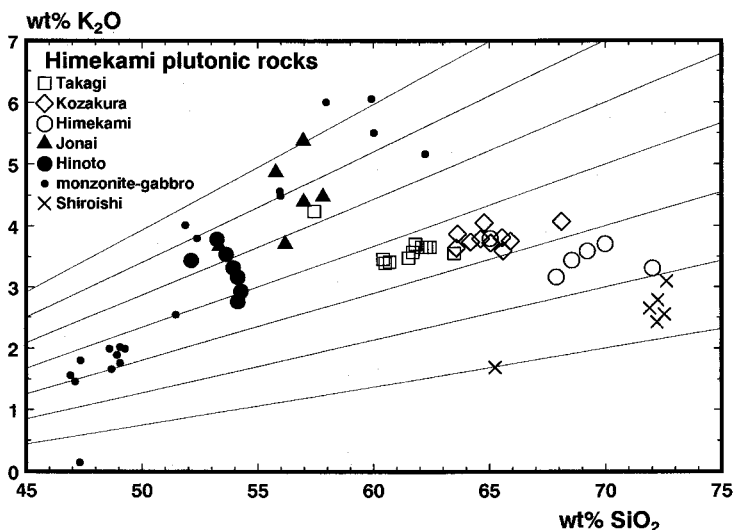


Fig. 8. K_2O - SiO_2 diagram of plutonic rocks in the Himekami and Shiroishi plutons. Straight lines indicate a set of average trends of Quaternary volcanic rocks in Japan after Aramaki (1983).

南部岩体全体のトレンドは、 SiO_2 の増加に伴い K_2O が増加しているが、Aramaki (1983)の平均的なトレンドよりも傾きがやや大きい。一方、北部岩体全体のトレンドは平均的なトレンドと大きく斜交しており、 SiO_2 の増加にともない K_2O はほとんど増加せずむしろ減少傾向にある。また北部岩体の岩型ごとにみると、高木・小桜・姫神の各岩型は、平均トレンドと同様に SiO_2 の増加にともない K_2O がやや増加するトレンドを示している。以上のように、南部岩体と北部岩体のトレンドはまったく異なっており、一連の結晶分化作用で一方からもう一方を導くことは不可能である。すなわち、それらのトレンドはそれぞれ異なる要因に支配されていたと考えられる。

南部岩体全体のトレンドは、日本の第四紀火山岩の平均的なものとはやや異なるものの、一連の結晶分化作用で形成されたものと考えて差し支えないだろう。しかしながら、北部岩体のような、 SiO_2 の増加にともない K_2O がやや減少するトレンドは、結晶分化作用では形成され得ない。また北部岩体の岩型ごとでは、平均トレンドと同様のトレンドを示しているため、高木・小桜・姫神の各岩型内のトレンドは、結晶分化作用の組成変化を示していると思われる。すなわち北部岩体では、全体として SiO_2 の増加にともない K_2O がやや減少する組成変化をしながら、それぞれの岩型ごとには結晶分化作用の組成変化を行ったことになる。

それでは、北部岩体全体の様なトレンドはどのように形成されたのであろうか。可能な説明としては、 SiO_2 に乏しく K_2O に富むマグマが、 SiO_2 に富みやや K_2O に乏しいマグマと混合することが考えられる。もし北部岩体のトレンドがマグマの混合により形成されたものであるとすると、そのトレンドは変化図上で直線とならなければならない。主成分および微量元素の変化図 (Fig 6, 7) には、北部岩体の分析値の最小二乗法による回帰直線を示した。北部岩体のトレンドは、ばら付きの大きい場合はあるものの、どの元素においてもほぼ直線的なトレンドを描いていることが分かる。このことから、北部岩体のトレンドは、マグマの混合により形成されたものである可能性が指摘できる。

この場合、マグマ混合の端成分は、回帰直線の両端あるいはその延長上の組成を有することになる。回帰直線を SiO_2 の低い側に延長すると、いずれの元素においても南部岩体のトレンドの近くを通ることが分かる。このことから、マグマ混合に関与した苦鉄質端成分は、南部岩体と同様の化学組成のものと考えて良い。一方、回帰直線を SiO_2 の高い側に延長すると、 K_2O ・Rbなどにおいて南部岩体のトレンドの延長と大きく離れてしまう。したがって、珪長質の端成分は、南部岩体のマグマから分化したものと考えられない。すなわち、珪長質端成分のマグマは、苦鉄質端成分のマグマとは独立に形成されたものであると考えられる。以上のことから、北部岩体のトレンドは、南部岩体のマグマそのもの、あるいはそれと同様の K_2O に富む苦鉄質マグマが、それとは独立に形成されたやや K_2O に乏しい珪長質マグマと混合するモデルによって説明することができる。

(2) 姫神深成岩体と白石深成岩体の成因関係

片田ほか(1991a, b)は、白石深成岩体を姫神深成岩体の一員と考え、一連の結晶分化作用の産物である可能性を指摘した。しかしながら、これまでに示したように、白石岩体の岩石と姫神岩体の岩石には、造岩鉱物の組合わせにおいて著しい違いがある。また全岩化学組成においても、 K_2O - SiO_2 変化図や微量元素のSr- SiO_2 ・Rb- SiO_2 の変化図から、南部・北部両岩体とは全

く異なるトレンドをなしていることが明らかである。これらのトレンドの著しい違いは、一連の結晶分化作用では決して生じ得ないものである。また、同じ SiO_2 量で比較すると、白石深成岩体のは $\text{K}_2\text{O}\cdot\text{Rb}\cdot\text{Sr}$ に著しく乏しい。したがって、白石深成岩体の起源マグマと姫神深成岩体のそれとを、同様の起源物質から導くことは困難である。以上のことから、白石岩体と姫神岩体とは全く起源が異なるものと考えられる。

2 珪長質シヨシヨナイトマグマの成因

(1) 珪長質シヨシヨナイトとアダカイトの比較

北部北上帯西縁には、一戸・日ノ神子などの、姫神岩体と同様の K_2O に富むシヨシヨナイト質の深成岩体が存在する。このうち日ノ神子岩体では、姫神岩体の場合と同様に、苦鉄質マグマと珪長質マグマとは独立に形成されたものと考えられる(今村ほか, 1992)。また南部北上帯の山鳥累層最下部には、日ノ神子・姫神岩体の珪長質岩と同様の性質を示す安山岩質角礫が含まれる(土谷, 1995)。このような珪長質岩は、共存する苦鉄質岩よりも K_2O に乏しいものの、一般のカルクアルカリ岩よりも $\text{K}\cdot\text{Rb}\cdot\text{Sr}\cdot\text{Ba}$ などに富むシヨシヨナイト (Joplin, 1968; Morrison, 1980) の範疇に入るものである。ここではこのような珪長質岩を珪長質シヨシヨナイトと呼び、その成因について考察する。

珪長質シヨシヨナイトマグマの化学組成における特徴は、Sr に富み Y に乏しいことである。この特徴は、沈み込んだ海洋地殻が直接部分溶融することによって形成されたアダカイト (De-

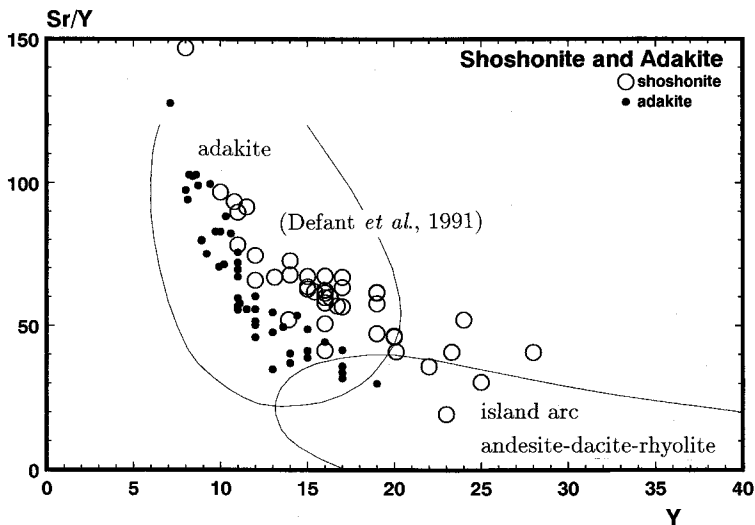


Fig. 9. Relationship between Sr/Y ratios and Y concentrations of the felsic shoshonites and adakites in the Kitakami Mountains. The boundary lines of adakite and island-arc andesite-dacite-rhyolite are from Defant *et al.* (1991). Felsic shoshonites other than the Himekami are from the Hinomiko pluton and breccias in the Yamadori Formation (Tsuchiya, unpublished data). Adakites are from Tsuchiya and Kanisawa (1994).

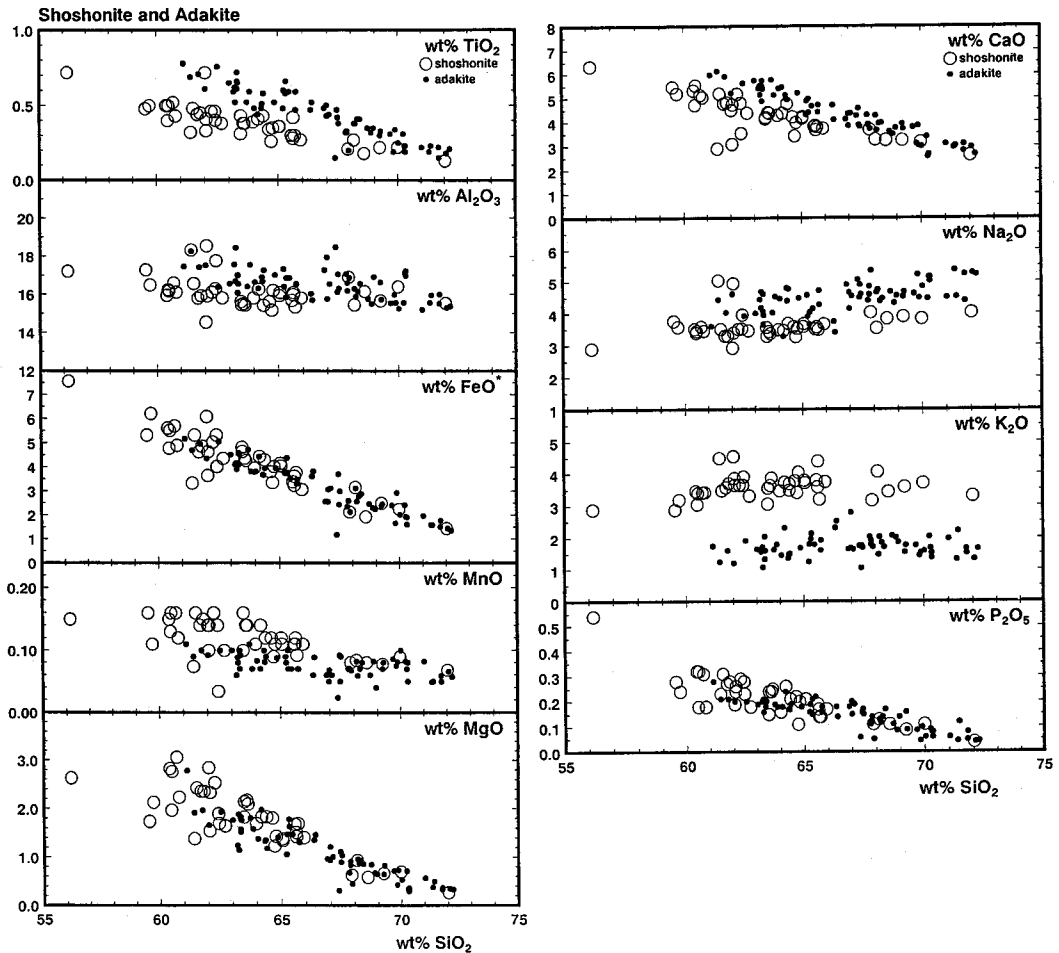


Fig. 10. Variation diagrams of major oxides against SiO_2 concentrations of felsic shoshonites and adakites in the Kitakami Mountains.

fant and Drummond, 1990) の特徴と一致する。Fig. 9 に、北上山地の珩長質シヨシヨナイト（姫神岩体のほか日ノ神子岩体および山鳥累層中の角礫）および北部北上帯のアダカイト（階上・田野畑・宮古岩体：Tsuchiya and Kanisawa, 1994）の $Sr/Y-Sr$ 図を示す。この図は、Defant ほか (1991) によって提案されたものであり、スラブメルティングによって形成されたアダカイトと一般のカルクアルカリ岩を区別することができる。この図においては、珩長質シヨシヨナイトはアダカイトの領域にほぼ落ち、アダカイトと区別できないことが分かる。

Fig. 10・11 に、珩長質シヨシヨナイトおよびアダカイトの主成分およびいくつかの微量成分の SiO_2 変化図をそれぞれ示す。珩長質シヨシヨナイトはアダカイトに大変良く似ているが、 $K_2O \cdot Rb$ に著しく富む特徴を示す。また、主成分元素では、 Na_2O に乏しく、 $TiO_2 \cdot CaO$ にやや乏しい特徴がある。さらに微量成分元素では、 Ga に乏しく Sr にやや富む特徴を示す。以上

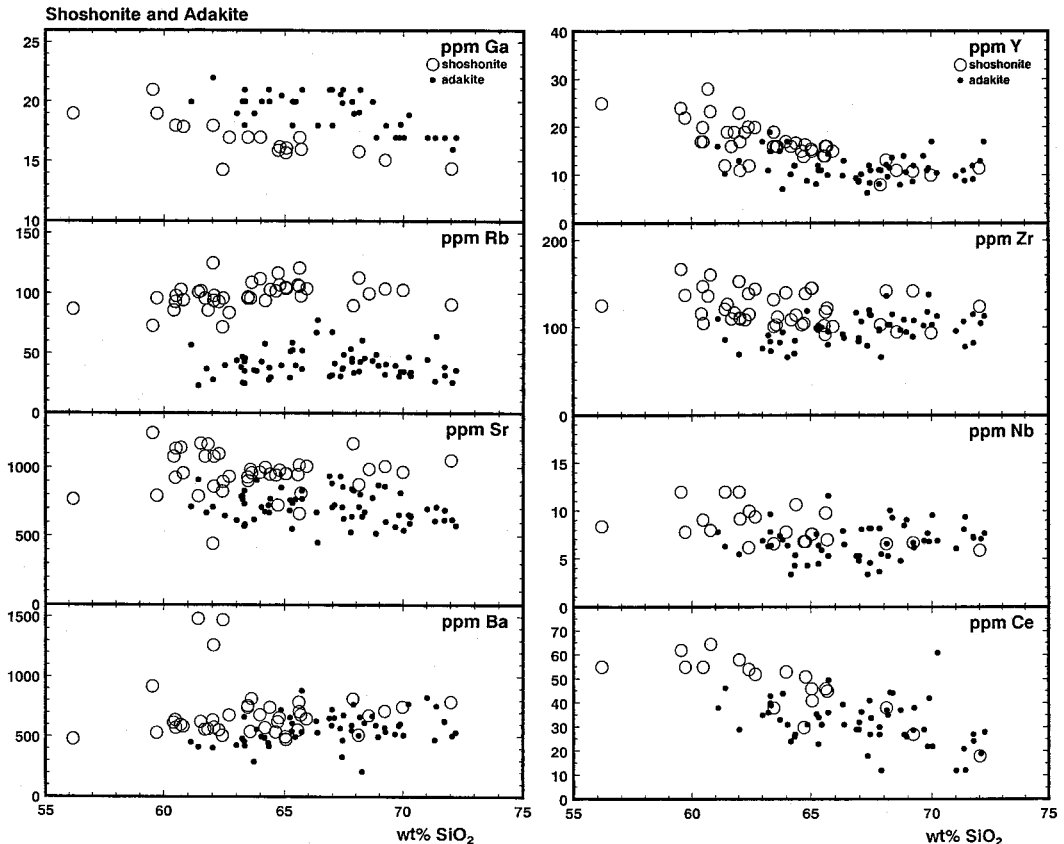


Fig. 11. Variation diagrams of selected trace elements against SiO_2 concentrations of felsic shoshonites and adakites in the Kitakami Mountains.

の岩石化学的性質をまとめると、珪長質ショシヨナイトは、K・Rb に著しく富むことを除けば、アダカイトに良く似ていると言える。

北上山地におけるアダカイト質花崗岩類は、沈みこんだ海洋地殻が直接部分溶融して形成されたと考えられる (Tsuchiya and Kanisawa, 1994)。それでは、アダカイトと同様の岩石化学的性質を持ちながら K・Rb に富むマグマは、いったいどのようにして形成されたのだろうか。Sen and Dunn (1994) は、天然の角閃岩の 1.5 および 2.0 GPa における溶融実験を行って、スラブメルティングによるアダカイト質マグマ生成の可能性を検討した。彼らは出発物質にやや K_2O に富む (0.8 wt%) 角閃岩を使用したため、彼らが求めた液組成は、部分溶融の程度が低い場合にはアダカイト質ではなくむしろショシヨナイト質である。すなわち、K に富む起源物質がスラブメルティングすることにより、より K に富むショシヨナイト質のマグマが発生すると考えられる。そこで、以下に、ショシヨナイト質マグマがスラブメルティングで形成可能かどうか検討する。

(2) 苦鉄質岩の部分溶融におけるの微量元素の挙動

まず、苦鉄質岩の部分溶融によって形成される珪長質マグマ中の、微量元素の挙動について検討する。部分溶融過程が modal melting (すなわち源岩中の構成鉱物の割合と部分溶融して液相中に入り込む鉱物の割合が一致する) の場合、部分溶融で形成される液相中の微量元素の相対濃度は以下の式で表される。

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{D_0 + F(1 - D_0)} \quad (1)$$

ここで、 C_L と C_0 は、ある元素のマグマ中および起源物質中の濃度をそれぞれ表し、 F は液相の割合、すなわち溶けた割合である。 D_0 は、固相全体のある元素の全岩分配係数であり、構成鉱物におけるある元素の見かけの分配係数 (鉱物中の濃度とマグマ中の濃度との割合) にその重量分率をかけたものの総和で表わされる。すなわち、 α, \dots, ν で表わされる鉱物 i の重量分率、見かけの分配係数を、それぞれ X_i^0, K^i とすれば、

$$D_0 = \sum_{i=\alpha}^{\nu} X_i^0 K^i$$

と表わされる。この式では、起源物質中の鉱物の割合は部分溶融過程を通じて一定となることが特徴である。

しかし一般の部分溶融過程は、起源物質中の構成鉱物の割合と部分溶融して液相中に入り込む鉱物の割合が一致しない non-modal melting であり、液相中の微量元素の相対濃度は以下の式で表される (Shaw, 1970)。

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{D_0 + F(1 - P_0)} \quad (2)$$

ここで P_0 は、固相のうちの溶融して液相になる部分についての微量元素の全岩分配係数であり、構成鉱物における微量元素の見かけの分配係数に、その鉱物の溶融に関与する重量分率をかけたものの総和で表わされる。すなわち、 α, \dots, ν からなる鉱物 i の溶融に関与する重量分率、見かけの分配係数を、それぞれ p_i^0, K^i とすれば、

$$P_0 = \sum_{i=\alpha}^{\nu} p_i^0 K^i$$

と表わされる。

このような non-modal melting の場合、起源物質中の鉱物の割合が次第に変化してゆくため、ある鉱物 (たとえば α) が消滅することにより、残存する固相の組み合わせに変化が生じる。また苦鉄質岩の部分溶融過程では、ホルンブレンドの分解が重要な役割を演じると考えられているが、ホルンブレンドは不一致融解することが知られている (Sen and Dunn, 1994)。以上のように、残存する固相の組み合わせが変化する場合や、不一致融解を含む部分溶融過程に関しては、Hertogen and Gijbels (1976) によって拡張された方法により、モデル化することができる。

Fig. 12 は、残存する固相の組み合わせが変化する部分溶融過程を模式的に表したものであり、A で鉱物 α が、また B で鉱物 β が消滅するとする。また F_A, F_B は、A, B における F (すなわち液相の割合) を示す。以上のような固相の組み合わせが変化する non-modal melting について、AB 間における液相中の微量元素の相対濃度は、以下の式で表わされる (Hertogen and Gijbels, 1976)。

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{D_A + F(1 - P_{AB}) + F_A(P_{AB} - D_A)} \quad (3)$$

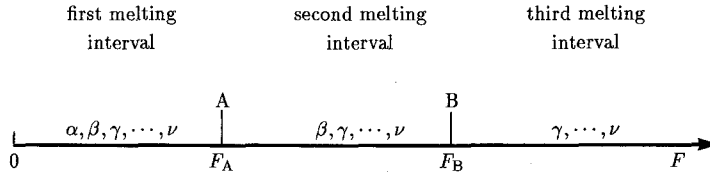


Fig. 12. A schematized partial melting process modified from Hertogen and Gijbels (1976). The first melting interval ends with the disappearance of phase α at $F = F_A$. Upon non-modal melting in the second interval, another phase β is used up at $F = F_B$; and so on.

ここで

$$D_A = \sum_{i=\beta}^{\nu} X_A^i K^i$$

また P_{AB} は、AB間における固相のうちの溶融して液相になる部分についての全岩分配係数であり、 p_{AB}^i を AB間における溶融に関与する重量分率とすれば、

$$P_{AB} = \sum_{i=\beta}^{\nu} p_{AB}^i K^i$$

と表現される。さらに、不一致融解する鉱物が含まれる場合には、(3)式の P_{AB} は

$$P_{AB} = \sum_{i=\beta}^{\epsilon} t_{AB}^i K^i - \sum_{i=\zeta}^{\nu} t_{AB}^i K^i$$

と表現される。ここで、 $t^{\beta}, \dots, t^{\epsilon}$ を溶融する固相の重量分率、 $t^{\zeta}, \dots, t^{\nu}$ を晶出する固相の重量分率、 t^i を生じる液相の重量分率としたとき、

$$t^i = \sum_{i=\beta}^{\epsilon} t^i - \sum_{i=\zeta}^{\nu} t^i = 1$$

となるようにそれぞれの重量分率を求める。

以上の式を使用することにより、不一致融解を含む部分溶融過程における微量元素の挙動をモデル化することができる。そこで、天然の角閃岩の溶融実験を行った Sen and Dunn (1994) および Wolf and Wyllie (1993; 1994) の結果から見積った鉱物の消長関係をもとに、角閃岩の部分溶融過程における微量元素含有量の変化を検討した。ただし、Wolf and Wyllie (1993; 1994) の結果では、温度の上昇とともに液の割合が減少する部分があるため、低温側の実験結果は計算に入れていない。また、計算に使用した鉱物-液間の見かけの分配係数は、Tsuchiya and Kanisawa (1994) によりコンパイルされたものを使用した。Fig. 13 は、以上の結果を図示したものである。これらの図から、以下の特徴が指摘できる。

Sr や K などの角閃岩への分配が高い元素の場合は、部分溶融度の上昇に伴って元素濃度が上昇し、ホルンブレンドあるいは斜長石が分解する点において濃度が最大となる。またこれらの元素の相対濃度は、ホルンブレンドや斜長石の溶融する割合 (式の p) が低い 1.5 GPa 以下ではそれほど高くないため、それらの元素濃度の高いマグマを発生させるためには、2.0

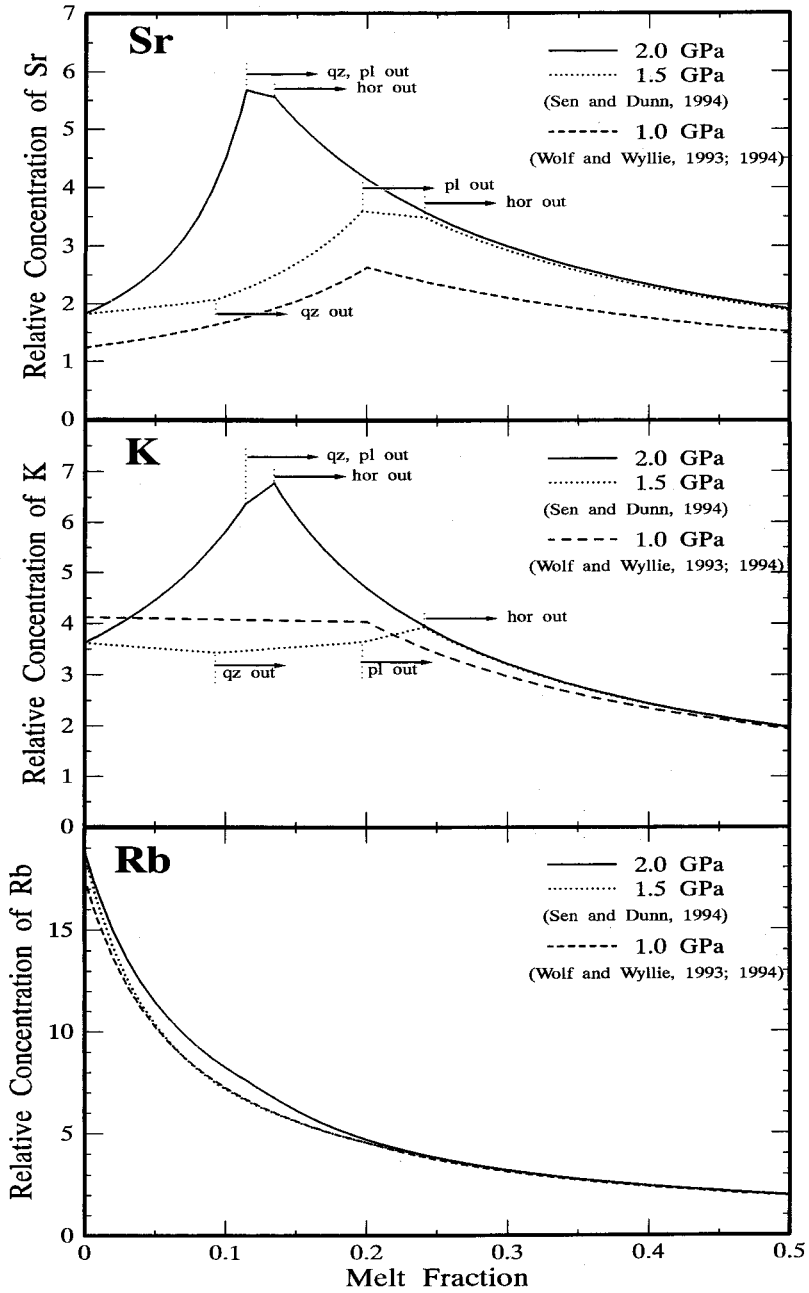


Fig. 13. Relative concentrations of Sr, K, and Rb in the liquid produced by non-modal melting of amphibolites. The three melting models are from experimental results by Sen and Dunn (1994) and Wolf and Wyllie (1993; 1994).

GPa 以上の高圧が必要となることが分かる。さらに 2.0 GPa 以上の高圧でホルンブレンドや斜長石が不安定となる場合は、部分溶融度が低くなるほど液相中の Sr や K の濃度が高くなることが期待されるが、岩石中の含水量の減少によりソリダス温度が上昇するため、部分溶融しにくくなると考えられる (Tsuchiya and Kanisawa, 1994)。

以上の検討から、Sr や K の濃度の高いマグマを生成するためには、2.0 GPa 程度の圧力が適当であることになる。ここで重要なことは、2.0 GPa においては、斜長石とホルンブレンドが分解する 11-13 % 程度の部分溶融度において、Sr や K の濃度が最大になることである。以上のことから、スラブメルティングにおける部分溶融度を 11-13 % 程度、すなわち斜長石・ホルンブレンドが分解する程度と仮定することにより、源岩中の微量元素濃度の下限を推定することが可能となる。これは、スラブメルティングに関与した海洋地殻の組成の推定において、束縛条件を与える根拠となろう。

(3) スラブメルティングによる珪長質シヨシヨナイトマグマの生成

Fig. 14 は、北上山地の珪長質シヨシヨナイトとアダカイトの分析値を、Sr-K₂O および Sr-Rb 図にプロットしたものである。またこの図において、源岩を新鮮な MORB (中央海嶺玄武岩: Pearce, 1983) に変質した MORB (Hart, 1976) と堆積物 (Bhatia and Crook (1986) の oceanic island arc, continental island arc, continental arc の 3 種類) を様々な割合で混合したものと仮定し、それらがスラブメルティングした場合のマグマの組成をそれぞれの混合線として示した。ただし、部分溶融度は Sen and Dunn (1994) の 2.0 GPa における実験結果から、ホルンブレンドが分解する 13.4 % と仮定した。また、変質した MORB や堆積物が加わることによる相関係へへの影響はないものと仮定した。以上の仮定によれば、一定の部分溶融度で生じたマグマ中の微量元素濃度は、図に示すような 2 成分の混合線となる。

これによると、北上山地のアダカイトの化学組成は、新鮮な MORB に少量の変質した MORB や堆積物を混ぜた海洋地殻がスラブメルティングしたとすれば説明されることが分かる。以上の海洋地殻の組成および部分溶融度の見積もりは、全く異なる方法で検討された Tsuchiya and Kanisawa (1994) の結果と調和的である。これに対して、珪長質シヨシヨナイトに関しては、さらに多量の堆積物を混合する必要がある、たとえば大陸性島弧の堆積物を 20~30 % 混合した海洋地殻を溶融させる必要のあることがわかる。

次に、このモデルによって他の元素の挙動も説明できるかどうか検討した。Fig. 15 は、MORB に大陸性島弧の堆積物を 20 % から 30 % 混合した海洋地殻がスラブメルティングした場合に生じるマグマの組成の範囲と、実測値 (姫神型の NS19 の分析値) とを比較するために、Pearce (1983) のスパイダー図にプロットしたものである。これによると、Nb・Ce は実測値の方がやや低く、Y はやや高めではあるが、それ以外の元素については実測値と計算値はおおむね一致することが分かる。以上のことから、姫神岩体の北部岩体を形成した珪長質端成分マグマは、堆積物を最低 20~30 % 混合した状態で起こったスラブメルティングによって形成されたものであると結論される。この最低 20~30 % という堆積物の量は、一般に考えられている島弧火成活動、あるいはスラブメルティングにおける堆積物の関与に比べてかなり大きい。したがって、堆積物の特に多い部分のみが選択的に部分溶融するといった、特別な条件を考える必要があろう。

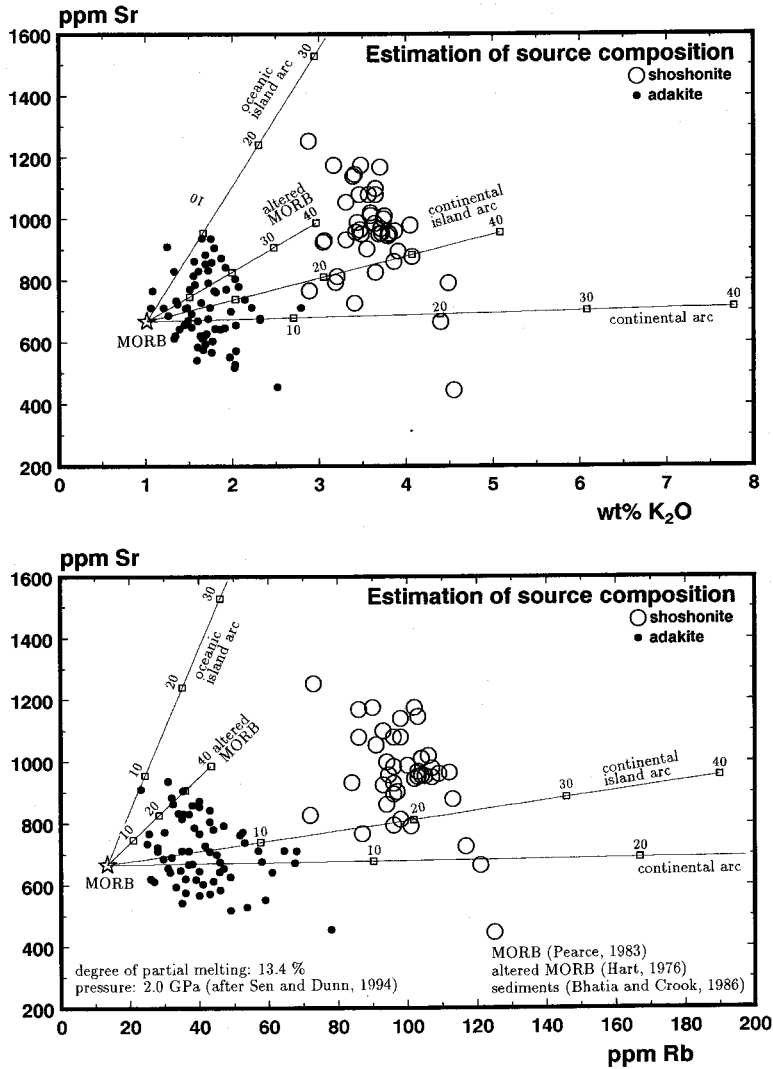


Fig. 14. Estimation of source materials for felsic shoshonites and adakites. Source materials are assumed to be the mixture of fresh MORB (Pearce, 1983), altered MORB (Hart, 1976), and sediments (sediments of oceanic island arc, continental island arc, and continental arc after Bhatia and Crook (1986)). Degree of partial melting is assumed to 13.4 % under 2.0 GPa after experimental results of Sen and Dunn (1994), when hornblende breaks down. In addition, it is assumed that phase relation will not affect by the addition of altered MORB and sediments.

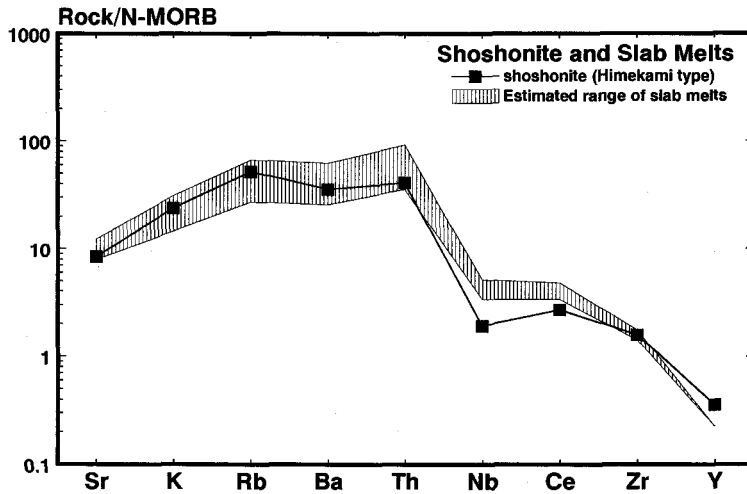


Fig. 15. Result of trace element modeling of partial melting of oceanic crust containing 20~30 % sediments compared with the observed values. They are plotted on the N-MORB normalized incompatible trace element diagram (normalizing factor and order of elements after Pearce (1983)).

以上の検討から、東北日本の白亜紀火成活動では、スラブメルティングによって、アダカイト質マグマ (Tsuchiya and Kanisawa, 1994) とともに珪長質シヨシヨナイトマグマも形成された可能性が指摘できる。実際には、シヨシヨナイト質の深成岩体は、珪長質シヨシヨナイトのほかに、さらに K_2O に富む苦鉄質シヨシヨナイトや超苦鉄質集積岩などが伴われている。これらの苦鉄質岩や集積岩は、上部マントル起源の苦鉄質マグマから形成されたものと考えられるが (Tsuchiya and Kanisawa, 1994), それらの成因にもスラブメルティングが影響を及ぼしているかもしれない。例えば、スラブメルティングで生じた珪長質シヨシヨナイトマグマに汚染されたマントルが、様々な程度に部分溶融することにより各種のシヨシヨナイト質マグマを形成する、などの機構が考えられる。

しかしながら、珪長質シヨシヨナイトがスラブメルティングによって形成されたとするモデルには問題点もある。第一に、これらの空間的な分布に関する問題である。すなわち、アダカイトは当時の火山フロント付近に帯状に分布し、シヨシヨナイト質岩は背弧側に分布することになる。したがって、背弧側では火山フロント側よりも堆積物の関与が大きい特別のスラブメルティングが起こっていることになる。このような空間分布と、当時のテクトニクスがどのように結び付くかということは、大変重要な問題であろう。第二に、珪長質シヨシヨナイトとアダカイトの化学組成の違いに関する問題である。例えば、珪長質シヨシヨナイトはアダカイトよりも Ga に乏しいが、Ga の分配係数に関するデータが少ないため、今回のモデルでうまく説明できるかどうかは不明である。

これらの問題点はあるものの、実際に共存しているシヨシヨナイトとアダカイトの成因論が結び付くということは、意味を持つものと思われる。以上の観点からさらに詳しく検討することにより、シヨシヨナイトマグマの成因論や東北日本の白亜紀のテクトニクスに関する重要な情報が得られるであろう。

VII まとめ

1. 姫神深成岩体の南部岩体と北部岩体は、構成鉱物のモード組成に著しい違いがある。すなわち、南部岩体は北部岩体よりも石英に乏しく単斜輝石に富み、北部岩体には単斜輝石はほとんど含まれない。
2. 南部岩体と北部岩体の全岩化学組成では、SiO₂に対する K₂O, Rb などのトレンドに著しい違いが認められる。すなわち、南部岩体では K₂O, Rb とも SiO₂の増加にともない増加するトレンドを示すのに対して、北部岩体の K₂O はほとんど変化しないかやや減少傾向にあり、Rb はほとんど変化しないか多少の増加がみられる。
3. 白石深成岩体には、姫神岩体とは鉱物組合わせの全く異なる白雲母黒雲母花崗岩が存在する。また白石深成岩体と姫神深成岩体(北部岩体・南部岩体)とは全岩化学組成で著しい違いがみられる。以上のことから、白石深成岩体と姫神深成岩体は起源が異なると考えられる。
4. 全岩化学組成の検討から、北部岩体のトレンドは一般的な結晶分化作用ではなく、マグマ混合によって形成された可能性が指摘できる。
5. マグマ混合の端成分となった珪長質ショショナイトマグマは、堆積物を最低 20~30 % 混合した状態で起こったスラブメルティングによって形成されたものであると考えられる。

謝辞

本研究は、著者の一人瀬川紀子の岩手大学教育学部地学教室における 1995 年度卒業論文の成果を土台としたものである。岩手大学教育学部地学教室の八木下晃司氏をはじめ、地学教室の皆様には大変お世話になった。特に遠藤美智子・古川聡子の両氏には、野外調査にご協力いただいた。また、福島大学教育学部の真鍋健一・木村純一の両氏には蛍光 X 線分析装置を使用させていただくとともに、分析法について丁寧なご指導・ご助言を賜った。さらに東北大学理学部の蟹澤聰史氏には、様々なご意見をいただいた。本研究には文部省科学研究費補助金(研究代表者:土谷信高, 課題番号:06640574, 研究代表者:加々美寛雄, 課題番号:07304041)を使用した。以上の方々および関係各位に深く感謝する。

引用文献

- [1] Aramaki, S. (1983) Alkali mapping of the Japanese Quaternary volcanic rocks. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **18**, 549-560.
- [2] Bhatia, M.R., and Crook, K.A.W. (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 181-193.
- [3] Defant, M.J. and Drummond, M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**, 662-665.
- [4] Defant, M.J., Richerson, P.M., DeBoer, J.Z., Stewart, R.H., Maury, R.C., Bellon, H., Drummond, M.S., Feigenson, M.D., Maury, R.C., and Jackson, T.E. (1991) Dacite genesis via both slab

- melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama. *J. Petrol.*, **32**, 1101-1142.
- [5] Hart, R. (1976) Chemical variance in deep ocean basalts. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **34**, 301-336.
- [6] Hertogen, J. and Gijbels, R. (1976) Calculation of trace element fractionation during partial melting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 313-322.
- [7] 今村 勉・土谷信高・蟹澤聰史 (1992) 北上山地, 日神子深成岩体の地質と岩石. 岩鉱学会 1991 年度学術講演会演旨, 岩鉱.
- [8] Joplin, G.A. (1968) The shoshonite association —A review. *J. Geol. Soc. Australia*, **15**, 275-294.
- [9] 金折裕司・矢入憲二・川上紳一・竹下徹 (1990) 中部日本における断層運動による花崗岩貫入テクトニクス. 地震, **43**, 77-90.
- [10] 蟹澤聰史・石川賢一・土谷信高・片田正人 (1994) 北上山地, IV帯の深成岩類を貫くアルカリに富む岩脈類. 岩鉱, **89**, 189-202.
- [11] 蟹澤聰史・片田正人 (1988) 北上山地の前期白亜紀火成活動の特徴, 地球科学, **42**, 220-236.
- [12] 片田正人 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類. I. 序論. 地調報告, **251**, 1-7.
- [13] 片田正人・高橋一男・藤原郁夫 (1991a) 北上山地北西部の姫神深成岩の岩石記載. 岩鉱, **86**, 91-99.
- [14] 片田正人・金谷弘・大貫仁 (1991b) 北上山地北西部の姫神深成岩のマグマ分化作用. 岩鉱, **86**, 100-111.
- [15] 河野義礼・植田良夫 (1965) 本邦産火成岩の K-A dating (II) —北上山地の花崗岩類—. 岩鉱, **53**, 143-154.
- [16] Kimura, J. and Yamada, Y. (1996) Evaluation of major and trace element XRF analyses using a flux to sample ratio of two to one glass beads. *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **91**, 62-72.
- [17] Komatsu, M., Kimura, G., and Kiminami, K. (1981) Tectonics of Hokkaido, with special reference to the Hidaka metamorphic belt. In *Tectonics of Paired Metamorphic Belts*. Hara, I. (ed), 55-59, Tanishi Print, Hiroshima.
- [18] 増田紘一・大貫仁・千葉とき子 (1965) 北上山地, 姫神花崗岩質岩体について. 岩鉱, **54**, 62-75.
- [19] Morrison, G.W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, **13**, 97-108.
- [20] 大上和良・永広昌之 (1988) 北部北上山地の先官古統堆積岩類に関する研究の総括と現状. 地球科学, **42**, 187-201.
- [21] 大貫仁・柴正敏 (1987) 北部北上山地, 姫神かこう岩質岩類の共存する黒雲母とホルンブレンド. 総研(A)「東北地方の深成岩類に関する地質学的・岩石学的研究」昭和 61 年度報告書 (No.3), 16-19.
- [22] Pearce, J.A. (1983) The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In *Continental basalt and mantle xenolith*. Hawkesworth, C.J. and Norry, M. J. (eds), 230-249. Shiva, Nantwich.
- [23] Sasaki, A. and Ishihara, S. (1979) Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 107-115.

- [24] Sen, C. and Dunn, T. (1994) Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **117**, 394-409.
- [25] Shaw, D.M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 237-243.
- [26] Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 381-390.
- [27] Streckeisen, A.L. (1973) Classification and nomenclature recommended by the IUGS sub-commission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, **18**, 26-30.
- [28] Rapp, R.P., Watson, E.B., and Miller, C.F. (1991) Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precamb. Res.*, **51**, 1-25.
- [29] Tanaka, H., Kanisawa, S., and Onuki, H. (1982) Petrology of the Nishidohira cortlanditic mass in the southern Abukuma Mountains, Northeast Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **77**, 438-454.
- [30] Tsuchiya, N. (1982) Petrology of the Matsumae plutonic complex, southwestern Hokkaido, Japan. Part I, petrography and petrochemistry. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **77**, 322-344.
- [31] Tsuchiya, N. (1985) Petrology of the Matsumae plutonic complex, southwestern Hokkaido, Japan. Part II, mineralogy and fractional crystallization. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **80**, 179-197.
- [32] 土谷信高 (1989) 北上山地一戸深成岩類の結晶作用。その2。日本地質学会第96年学術大会演旨, 水戸。
- [33] 土谷信高 (1995) 東北日本の白亜紀沈み込みにおけるシヨシヨナイト質マグマの成因。日本岩石鉱物鉱床学会1994年度学術講演会演旨, 仙台。
- [34] Tsuchiya, N. and Kanisawa, S. (1994) Early Cretaceous Sr-rich silicic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, Northeast Japan. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22,205-22,220.
- [35] Wolf, M.B. and Wyllie, P.J. (1991) Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. *Mineral. Petrol.*, **44**, 151-179.
- [36] Wolf, M.B. and Wyllie, P.J. (1993) Garnet growth during amphibolite anatexis: implications of a garnetiferous restite. *J. Geol.*, **101**, 357-373.

Summary

Petrogenesis of the Himekami plutonic rocks and their variation in K_2O content,
Kitakami Mountains, Japan

Nobutaka Tsuchiya (Department of Geology, Faculty of Education, Iwate University) and
Noriko Segawa (present address: 15-51, Kawaguchi, Iwate-cho, Iwate-gun)

Himekami plutonic rocks occurs as plutonic complex of 7×10 km around the Mt. Himekami, northern Kitakami Mountains (Himekami pluton), and occurs as small pluton about 1.5 km in diameter south to the Himekami pluton (Shiroishi pluton). The Himekami pluton is composed of South and North plutons. The South pluton is divided into Jonai and Hinoto types, which contain various monzonitic to gabbroic blocks. The North pluton shows normal continuous zoning from a more mafic margin of Takagi type, to a more felsic Kozakura type, and to a most felsic core of Himekami type. The South and North plutons show marked difference in modal compositions of constituent minerals and K_2O contents, suggesting different crystallization process between the two plutons. The North pluton is considered to be derived from the mixing between mafic shoshonitic magma and K_2O -poorer felsic shoshonitic magma. Mass balance calculation of bulk rock chemistry indicates that the felsic shoshonitic magma can be derived by partial melting of oceanic crust containing 20-30 % sediments.