

## 福島県安達郡日山周辺に分布する阿武隈花崗岩類の地質と岩石記載

亀井淳志<sup>1</sup>・高木哲一<sup>1</sup>・久保和也<sup>2</sup>

Atsushi Kamei, Tetsuichi Takagi and Kazuya Kubo (2003) Geology and petrography of the Abukuma granites in the Hiyama district, Fukushima Prefecture, NE Japan *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 54(11/12), p.395 - 409, 10 figs., 2 appendix tables.

**Abstract:** Intermediate to felsic granitic rocks and gabbroic rocks are complexly distributed in the Hiyama district in the Abukuma granitic terrain, Fukushima Prefecture, NE Japan. The granitic rocks have been divided into older and younger types on the basis of petrographical and geological features. The older type is composed of foliated granodiorite to tonalite with euhedral to subhedral hornblende. In contrast, the younger type comprises massive granodiorite to granite with coarse-grained K-feldspar or minor muscovite. In this area, the older type is represented by Nagaya, Shikayama, and Ishimori bodies, and the younger type comprises Furumichi, Miharu, Katsurao, Gojyunin-yama, and Hatsumori bodies. The gabbroic rocks occur as small roof pendants within the granitic rocks. The plutonic bodies have different compositional trends each other on variation diagrams. The magnetic susceptibility of the granitic rocks generally corresponds to ilmenite-series granites.

On the basis of trace elements compositions, we examined the petrogenesis of Nagaya, Shikayama, Katsurao, and Gojyunin-yama bodies. The granitic magmas of Nagaya and Shikayama bodies are explained to have been formed by melting of a basaltic rock under the pressure of <1GPa with high  $f_{H_2O}$  condition. On the other hand, Katsurao and Gojyunin-yama bodies have two possibilities for petrogenesis. One possibility is that the granitic magmas derived from melting of a basaltic rock under the pressure of <1GPa with low  $f_{H_2O}$  condition, another one is that the magmas were significantly controlled by fractionation of plagioclase.

**Keywords:** granite, gabbro, Abukuma granites, Hiyama district, NE Japan

### 要 旨

福島県安達郡日山周辺には、阿武隈花崗岩類が斑れい岩類・変成岩類の小岩体を伴って広く分布している。花崗岩類は記載的特徴と貫入時期から古期花崗岩類と新期花崗岩類とに大別される。古期花崗岩類は普通角閃石を有し面構造が発達するが、新期花崗岩類の多くは有色鉱物に乏しく、カリ長石粗粒結晶や白雲母を有し塊状である。本地域に分布する古期花崗岩類を長屋岩体・鹿山岩体・石森岩体に区分し、新期花崗岩類を古道岩体・三春岩体・葛尾岩体・五十人山岩体・初森岩体に区分した。斑れい岩類は、花崗岩類中のルーフペンダントとして産する。深成岩類の全岩組成は、組成変化図において岩体毎に異なるクラスターを形成する。また、岩石の帯磁率は一般にチタン鉄鉱系列の特徴を示す。

長屋岩体・鹿山岩体・葛尾岩体・五十人山岩体の成因を、微量元素組成の解析に基づいて考察した。その結果、本地域の長屋岩体・鹿山岩体のマグマは、1 GPa以下の圧力かつ水蒸気圧が高い状況で玄武岩質岩石が融解して発生したと説明できる。一方、葛尾岩体・五十人山岩体の成因については2つの可能性が考えられた。1つは、玄武岩

質岩石が1 GPa以下の圧力かつ水蒸気圧が低い状況で融解して発生したマグマから固結した可能性、もう1つは、斜長石の分別が有効的に作用したマグマから固結した可能性である。

### 1. はじめに

阿武隈山地には白亜紀花崗岩類が超苦鉄質岩類・斑れい岩類・変成岩類・堆積岩類・火山岩類を伴って広範に分布する(第1図)(例えば、Gorai, 1944; Sendo, 1958; 岩生・松井, 1961; 久保, 1973; Tanaka, 1977; 田中・落合, 1988; 久保ほか, 1990, 1994)。この白亜紀花崗岩類は、山地東縁近くで北北西-南南東に延びる畑川破碎帯を境に各々その特徴が異なり、破碎帯の西方には阿武隈花崗岩類が、東方には北上花崗岩類に対比される花崗岩類が分布する(久保・山元, 1990)。また阿武隈山地は、いわき-須賀川を結ぶラインを境に地質学的様相が異なり、北側(阿武隈山地北部)ではバソリス状の花崗岩類が分布し、南側(阿武隈山地南部)では花崗岩類と共に変成岩類が広範に分布する(第1図)。

阿武隈山地の花崗岩類についてはGorai(1944)以来数

<sup>1</sup>深部地質環境研究センター(Research Center for Deep Geological Environments, GSJ)

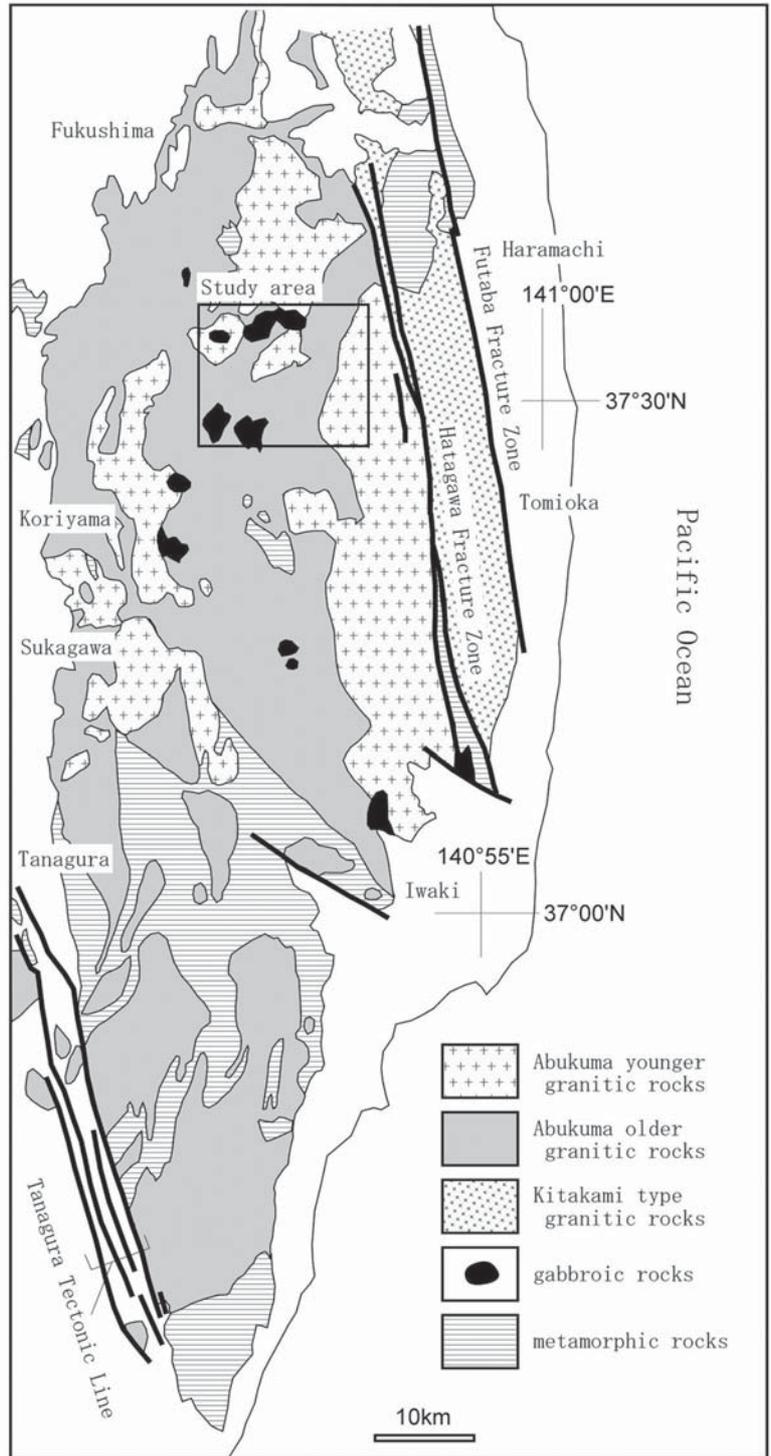
<sup>2</sup>地球科学情報研究部門(Institute of Geoscience, GSJ)

多くの研究がなされてきたが、その研究は阿武隈山地南部に分布する岩体のものが中心であり、北部の岩体に関するものは比較的少ない。本研究では阿武隈山地北部の福島県安達郡日山周辺(第1図)の花崗岩類について地質図の作成、岩石記載、帯磁率測定及び全岩化学分析を実施し、花崗岩類の火成活動史と成因について検討したので、その結果を報告する。

## 2. 阿武隈花崗岩類の地質概略

阿武隈山地全域の地質は渡辺ほか(1955)により総括され、深成岩類はその岩相と貫入関係から先ジュラ紀の"古期"と白亜紀の"新期"とに区分された。古期花崗岩類は石英閃緑岩-花崗閃緑岩からなり面構造が顕著に発達するが、新期花崗岩類は花崗閃緑岩-花崗岩からなり比較的塊状の岩相を呈する。また、これらの花崗岩中には変成岩類・時代未詳の堆積岩類・斑れい岩類の捕獲岩が点在する。渡辺ほか(1955)の研究以降も数多くの研究者により、深成岩類の地質学的・岩石学的研究が精力的に行われた(田中, 1989; 久保ほか, 2002を参照されたい)。また、1960年代以降、年代学的な検討も盛んに行われ、古期・新期の深成岩類の多くが約125~83 Maの白亜紀に形成されたことが明らかにされた(例えば、河野・植田, 1965; 柴田・田中, 1987)。阿武隈花崗岩類の帯磁率に関しては、一般にチタン鉄鉱系列に区分される(Ishihara, 1979, 1990; 久保・山元, 1990)。全岩組成では花崗岩類の大部分がI-type花崗岩の特徴を示す(例えば、土谷ほか, 1986)。Sr同位体比初生値は0.704~0.707(Maruyama, 1978; Shibata and Ishihara, 1979; 柴田・田中, 1987; 藤巻ほか, 1991; Tanaka *et al.*, 1999)で、北上山地の花崗岩類よりも高い。久保・山元(1990)は、畑川破碎帯以東に分布する花崗岩類を、年代値、帯磁率、随伴する火山岩類や母岩である堆積岩類・変成岩類の対比、金属鉱床の特徴から北上型花崗岩類として阿武隈花崗岩類とは区別した。

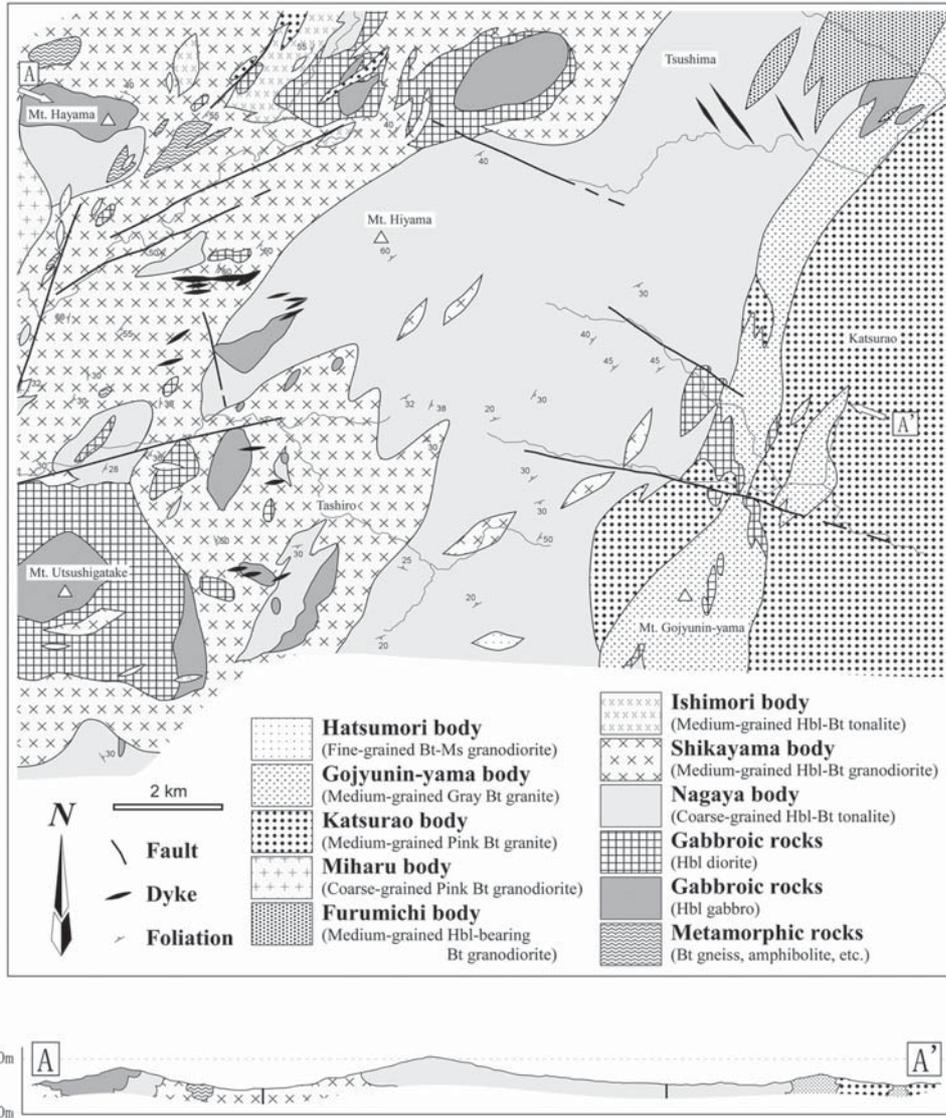
本研究地域には、花崗岩類が広く分布し、斑れい岩類や変成岩類が花崗岩類中の捕獲岩として産する。また、斑岩・ペグマタイトなどの小規模な岩脈類も存在する。花崗岩類は、普通角閃石を含み面構造が顕著に発達する古期花崗岩類と、カリ長石や白雲母を含み面構造が明瞭でない新期花崗岩類に区分される。Sendo(1958)は、当地域に隣接する常葉地域について古期花崗岩類を普通角閃石の定向配列で特



第1図 阿武隈山地の地質概略図(田中, 1989).  
北上花崗岩の分布については久保・山元(1990)による。

Fig. 1. Regional geologic map of the Abukuma mountains, NE Japan (Tanaka, 1989). The Kitakami type granitic rocks are assigned after Kubo and Yamamoto (1990).

徴づけられるTokiwa typeと斑状の石英を有するFunehiki typeに大別できることを示した。また、久保・山元(1990)は、新期花崗岩類の黒雲母花崗岩を、淡橙-淡紅色のカリ長石を含む淡紅色黒雲母花崗岩と白-淡橙色のカリ長石を含む



第2図 阿武隈山地, 日山周辺の地質図.

Fig. 2. Geological map of the Hiyama district, the Abukuma mountains, NE Japan.  
Bt: biotite, Ms: muscovite, Hbl: hornblende.

灰色黒雲母花崗岩に細分している。一方、斑れい岩類は、ルールペンダントとして、移ヶ岳・麓山・白馬石山などの地形的高所に分布する(久保・村田, 1994)。

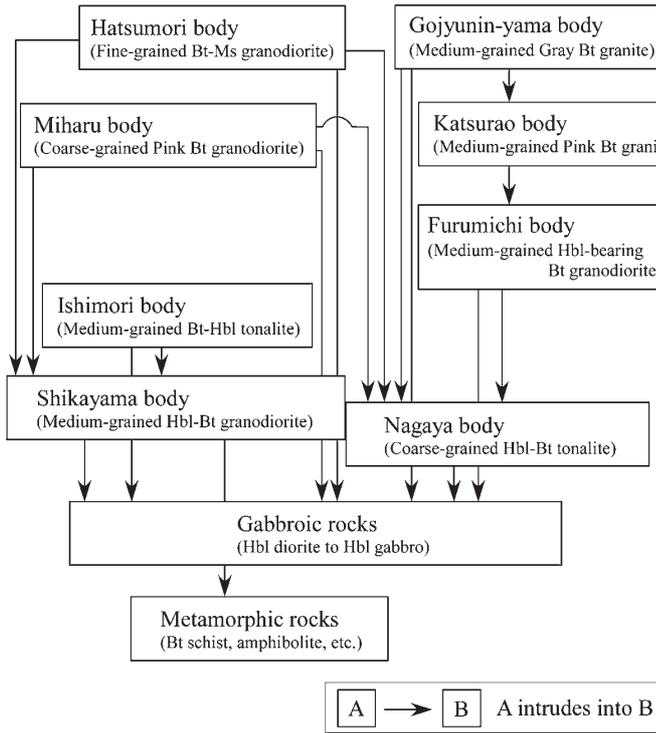
### 3. 深成岩類の岩相区分と相互関係

調査地域の地質図と地質断面図を第2図に示す。地質図は調査結果をもとに南西部について亀井・高木(2003), 東部について久保ほか(1990)及び久保ほか(1994)のデータを統合したものである。深成岩類の貫入関係を第3図に示す。本研究地域の深成岩類は、斑れい岩類, トーナル岩-花崗閃緑岩(古期花崗岩類), 花崗閃緑岩-花崗岩(新期花崗岩類)の順に貫入している。

本研究地域には様々な岩相の深成岩類が産する。そこで岩相名の頻繁な繰り返しによる繁雑さを避けるため、深成岩類に対して便宜的に岩体名をつけて区分した。

#### 3.1 斑れい岩類

斑れい岩類は粗-細粒の角閃石斑れい岩-黒雲母角閃石閃緑岩からなる。地質図では斑れい岩が卓越する地域と閃緑岩が卓越する地域を分けて記した(第2図)。斑れい岩は優黒質で15 mm程度の角閃石粗粒結晶が特徴的である。一方、閃緑岩は斑れい岩に比べてやや優白質で、10 mm以下の柱状普通角閃石及び柱状斜長石が特徴的である。花崗岩中に見られる暗色包有岩は閃緑岩と類似の岩相を呈し、閃緑岩が卓越する部分にはしばしば花崗岩類の岩脈が



第3図 日山周辺に分布する深成岩類の貫入関係。  
Fig. 3. Geological relationships of the plutonic rocks in the Hiyama district. Bt: biotite, Ms: muscovite, Hbl: hornblende.

確認される。

### 3.2 トーナル岩-花崗閃緑岩(古期花崗岩類)

トーナル岩-花崗閃緑岩は、粗粒弱片状角閃石黒雲母トーナル岩・中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩・中粒片状角閃石黒雲母トーナル岩の3つに区分される。粗粒弱片状角閃石黒雲母トーナル岩は、本地域の中央部に分布する。自形性の良い普通角閃石と黒雲母を含み、しばしばこれらが定向配列して弱い面構造を形成する。レンズ状の暗色包有岩が確認できる。この特徴はSendo(1958)のTokiwa typeに対応する。亀井・高木(2003)にしたがい、この岩相の岩体を長屋岩体と呼ぶ。長屋岩体は斑れい岩類に貫入し、その境界付近では斑れい岩類の捕獲岩が確認できる。

中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩は、本地域の西部に分布する。本岩は、紡錘状の石英を含み、普通角閃石と黒雲母の自形性が良くない。また、黒雲母・普通角閃石の初生的な定向配列や岩体固結後の変形作用による面構造が発達する。この特徴はSendo(1958)によるFunehiki typeにほぼ対応する。亀井・高木(2003)にしたがい、この岩相の岩体を鹿山岩体と呼ぶ。鹿山岩体は斑れい岩類に貫入し、両者の境界付近では斑れい岩類の捕獲岩を包有する産状が確認できる。一方、長屋岩体に対しては貫入する場合と漸移的に移化する場合とがある。また、貫入する場合は境界が不規則な形状をなす。したがって、長屋岩体と鹿山岩体を形成したマグマは、ほぼ同時期に貫入したと解釈さ

れる。また、一部の地域で黒雲母片岩の捕獲岩が確認できる。

中粒片状角閃石黒雲母トーナル岩は、本地域北部に小規模に分布する。本岩の特徴は、黒雲母と普通角閃石の定向配列による面構造が発達することである。また、レンズ状の暗色包有岩に富む。普通角閃石の含有量は、長屋岩体及び鹿山岩体に比較して少ない。亀井・高木(2003)にしたがって、本岩体を石森岩体と呼ぶ。石森岩体は斑れい岩類・鹿山岩体に貫入する。

これらの古期花崗岩類の面構造は、ほぼ南-北から北東-南西の走向を有し、約20°~50°で西もしくは東に傾斜する(第2図)。

### 3.3 花崗閃緑岩-花崗岩(新期花崗岩類)

花崗閃緑岩-花崗岩は、中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩・粗粒淡紅色黒雲母花崗閃緑岩・中粒淡紅色黒雲母花崗岩・中粒灰色黒雲母花崗岩・細粒黒雲母白雲母花崗岩の5つに区分される。

中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩は、本地域の北東端部に小規模に分布する。本岩の特徴は、塊状で、白色もしくはごく淡い橙色の粗粒カリ長石が散在することである。渡辺ほか(1953)の古道型新期花崗閃緑岩に相当することから、本論では古道岩体と呼ぶ。古道岩体は斑れい岩類・長屋岩体に貫入している。

粗粒淡紅色黒雲母花崗閃緑岩は、本地域の北西端部に小規模に分布する。本岩の特徴は、塊状で淡桃色の粗粒カリ長石を含み、まれに少量の普通角閃石を伴うことである。地域によっては弱い面構造が認められることがある。亀井・高木(2003)にしたがい、この岩相の岩体を三春岩体と呼ぶ。三春岩体は斑れい岩類・長屋岩体・鹿山岩体に貫入する。

中粒淡紅色黒雲母花崗岩は、本地域東部の葛尾村周辺に分布する。本岩の特徴は、塊状優白質で淡桃色の粗粒カリ長石を多く含むことである。この岩体は、渡辺ほか(1953)の新期淡紅色黒雲母花崗岩に相当する。本論文では葛尾岩体と呼ぶ。久保ほか(1990)は本地域東方において、淡紅色黒雲母花崗岩(本論では葛尾岩体)が角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(本論では古道岩体)に貫入することを報告している。

中粒灰色黒雲母花崗岩は本地域東部に分布し、五十人山周辺でその典型的な岩相を確認できる。本岩の特徴は、塊状で黒雲母に富み、白-淡橙色のカリ長石を含むことである。この岩体は、渡辺ほか(1953)の新期灰色黒雲母花崗岩に相当する。本論文ではこの岩体を五十人山岩体と呼ぶ。五十人山岩体は斑れい岩類・長屋岩体・葛尾岩体に貫入する。

細粒黒雲母白雲母花崗岩は、本地域において小規模な岩脈として散在する。本岩の特徴は、塊状優白質で、細粒の黒雲母・白雲母を含むことである。亀井・高木(2003)による初森岩体の岩相と酷似することから、本論文ではこの岩脈を初森岩体の一部としてあつかう。この岩脈は、斑れい岩

類・長屋岩体・鹿山岩体に貫入する。

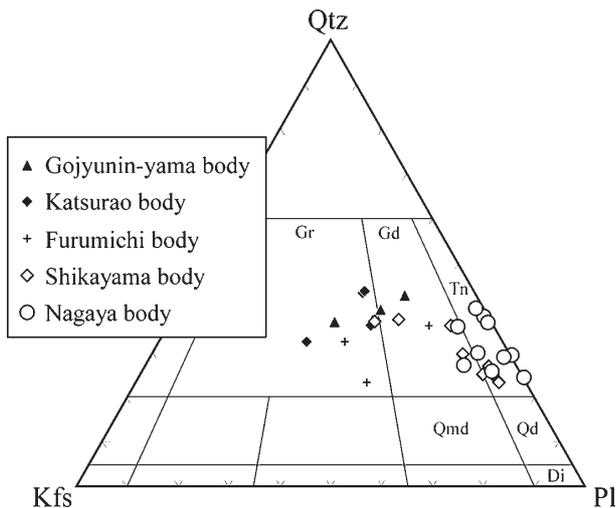
#### 4. 岩石記載

ここでは本地域において特に分布域が広い、斑れい岩類・長屋岩体・鹿山岩体・古道岩体・葛尾岩体・五十人山岩体を構成する岩石類の顕微鏡下での特徴及びモード組成について記述する。石森岩体・三春岩体・初森岩体については、分布域が狭く記載事項が亀井・高木(2003)と同様であるので、これを参照されたい。モード組成の測定は薄片にて行い、カウント数を2000ポイントとした。深成岩類のモード組成を付表1に、また、モード組成から作成した石英-カリ長石-斜長石の三角図(以下QAP図)を第4図に示す。亀井・高木(2003)は、本地域西方の船引周辺に分布する長屋岩体・鹿山岩体のモード組成を公表している。そこで、これらのデータもQAP図にプロットした。

##### 4.1 斑れい岩類

斑れい岩類は、前述のように斑れい岩-閃緑岩で構成される。ここでは代表的な斑れい岩と閃緑岩について述べる。

斑れい岩は斜長石・普通角閃石・黒雲母で構成され、少量の石英を伴う。また、副成分鉱物としてアパタイト・磁鉄鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱が見られる。斜長石は径0.5~4 mmの自形-半自形結晶で、自形のものは一般に柱状をなす。普通角閃石は径3~7 mmの自形-半自形結晶で、茶褐色から黄褐色の多色性を示す。また、斜長石・黒雲母をポイキリティックに包有することがあり、このとき粒径は15 mm程度に及ぶ。黒雲母は径1 mm程度の半自形-他



第4図 日山周辺に分布する花崗岩類のモード組成。図における境界線はStreckeisen (1976)による。

Fig. 4. Modal compositions for the granitic rocks in the Hiyama district. Classification boundaries are after Streckeisen (1976). Pl: plagioclase, Qtz: quartz, Kfs: K-feldspar, Di: diorite, Qd: quartz diorite, Qmd: quartz monzodiorite, Tn: tonalite, Gd: granodiorite and Gr: granite.

形結晶である。

閃緑岩は斜長石・普通角閃石・単斜輝石・石英で構成される細粒岩で、少量の黒雲母を含む。副成分鉱物はルチル・アパタイト・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱である。斜長石は径0.5~5 mmの自形-半自形結晶で、まれに弱い累帯構造が認められる。普通角閃石は径3~7 mmの自形-半自形結晶で、緑褐色から黄褐色の多色性を有する。単斜輝石は径0.5~2 mmの半自形結晶で、その多くはレリク状である。黒雲母は径0.5~2 mmの半自形結晶で、黒褐色から黄褐色の多色性を有する。石英は径1 mm以下の他形結晶で、他の鉱物の粒間に認められる。

これら斑れい岩類のうち変質の進んだ部分には、斜長石のセリサイト化、普通角閃石・黒雲母の緑泥石化が認められる。

##### 4.2 長屋岩体

長屋岩体は、主に粗粒弱片状角閃石黒雲母トータル岩からなる。モード組成はQAP図上でトータル岩-花崗閃緑岩の領域にプロットされる(第4図)。岩石は、斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石で構成され、副成分鉱物としてアパタイト・ジルコン・チタン石・褐簾石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱を含む。斜長石は径0.5~7 mmの自形-半自形結晶で、一般に顕著な累帯構造やアルバイト式双晶が認められる。また、汚濁帯を有するものもある。石英は他形で径0.5~7 mm、他の鉱物の粒間を充填し弱い波動消光を示す。まれに多結晶化したものも認められる。カリ長石は径0.1~2.5 mmの他形結晶で、一般に微細なパーサイト構造を有する。黒雲母は径0.1~5 mmの他形-半自形結晶で、茶褐色から淡黄色の多色性を有する。ジルコンを包有する場合は多色性ハローが認められる。普通角閃石は径0.1~8 mmの半自形-自形結晶で、緑色から淡黄色の多色性を有し、弱い累帯構造が認められることがある。まれに10 mm以上に及ぶ自形結晶が確認される。黒雲母と普通角閃石は互いに集斑状組織を示すことがある。また、カリ長石と斜長石の境界にミルメカイトが認められる場合がある。二次鉱物として黒雲母・普通角閃石の劈開に沿って緑泥石・緑簾石・白雲母が、また斜長石を置換してセリサイトが認められる。

##### 4.3 鹿山岩体

鹿山岩体は、主に中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる。モード組成はQAP図上で花崗閃緑岩-トータル岩の領域にプロットされる(第4図)。岩石は、斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石で構成され、副成分鉱物としてアパタイト・ジルコン・チタン石・褐簾石・チタン鉄鉱・磁硫鉄鉱を含む。斜長石は径0.5~5 mmの自形-半自形結晶で、顕著な累帯構造が認められる。石英は径0.1~8 mmで、多くが多結晶化している。カリ長石は径0.1~5 mmの他形結晶で、微細なパーサイト構造を有し、ポイキリティックに他の主成分鉱物を包有することがある。黒雲母は径0.5~5 mmの他形結

晶で、茶褐色から淡黄色の多色性を有する。ジルコンを包有する場合は多色性ハローが認められる。普通角閃石は径0.1~5 mmの半自形-他形結晶で、緑色から淡黄色の多色性を有する。黒雲母の他形結晶をしばしばポイキリティックに包有する。また、カリ長石と斜長石の境界にミルメカイトが認められる場合がある。二次鉱物として黒雲母・普通角閃石の劈開に沿い緑泥石・緑簾石が、また斜長石を置換してセリサイトが認められる。脈状の方解石が発達する場合もある。

#### 4.4 古道岩体

古道岩体は、主に中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩からなる。本地域に分布するこの岩体は、風化が著しく新鮮な岩石を得ることができなかった。そこで、ここでは本地域のやや北方に分布する新鮮な岩石について述べる。モード組成はQAP図上で花崗閃緑岩-花崗岩の領域にプロットされる(第4図)。岩石は、主に斜長石・石英・カリ長石・黒雲母で構成され、少量の普通角閃石を伴う。副成分鉱物はアパタイト・ジルコン・褐簾石・チタン鉄鉱・磁硫鉄鉱である。斜長石は径0.5~6 mmの半自形結晶で、顕著な累帯構造が認められる。石英は径0.1~10 mmの他形結晶で、波動消光を示す。カリ長石は径0.2~10 mmの他形結晶で、微細なパーサイト構造を有し、ポイキリティックに他の主成分鉱物を包有することがある。黒雲母は径0.5~3 mmの半自形結晶で、茶褐色から淡褐色の多色性を有する。ジルコンを包有する場合は多色性ハローが認められる。普通角閃石は径0.5~3 mmの半自形-他形結晶で、緑色から淡黄色の多色性を有する。また、カリ長石と斜長石の境界にミルメカイトが認められる場合がある。二次鉱物として黒雲母・角閃石の劈開に沿い緑泥石が、また斜長石を置換してセリサイトが認められる。

#### 4.5 葛尾岩体

葛尾岩体は、主に中粒淡紅色黒雲母花崗岩からなる。モード組成はQAP図上で花崗岩の領域にプロットされる(第4図)。岩石は、斜長石・石英・カリ長石・黒雲母で構成される。副成分鉱物はアパタイト・ジルコン・チタン石・褐簾石・磁硫鉄鉱である。斜長石は径0.5~3 mmの半自形結晶で、一般に顕著な累帯構造が認められる。石英は径0.2~8 mmの他形結晶で、波動消光を示すものが多い。カリ長石は径0.2~8 mmの半自形-他形結晶、及び10~15 mmの自形結晶からなる。パーサイト構造を有し、ポイキリティックに斜長石・黒雲母・石英を包有する。黒雲母は径0.2~1 mmの他形-半自形結晶で、淡褐色から淡黄色の多色性を示す。ジルコンを包有する場合は、その周囲に多色性ハローが認められる。また、カリ長石と斜長石の境界にはミルメカイトが認められる場合がある。二次鉱物として黒雲母の劈開に沿い緑泥石・緑簾石が、また斜長石を置換してセリサイト・白雲母が認められる。

#### 4.6 五十人山岩体

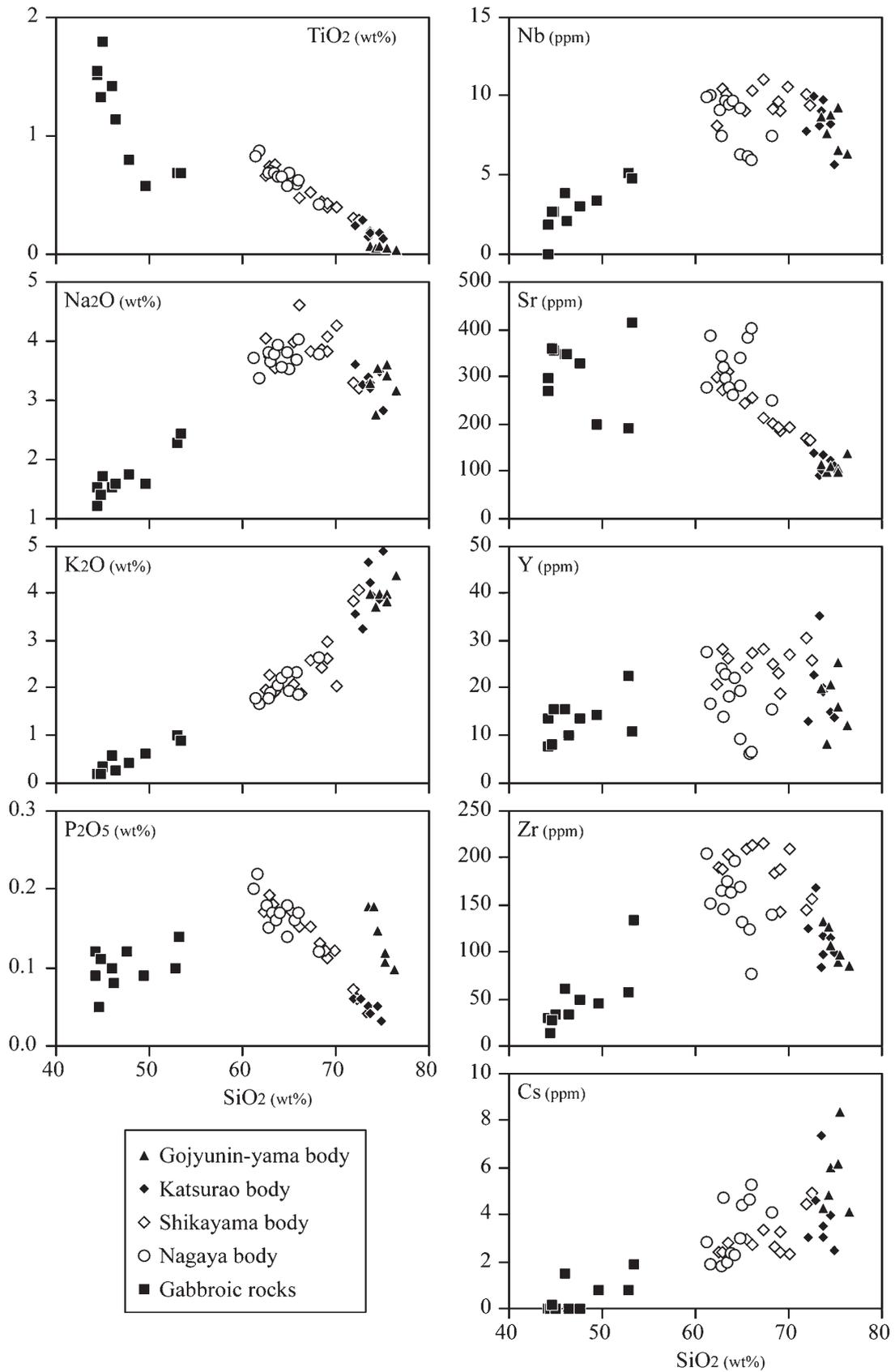
五十人山岩体は、主に中粒灰色黒雲母花崗岩からなる。モード組成はQAP図上で花崗閃緑岩-花崗岩の領域にプロットされる(第4図)。岩石は、斜長石・石英・カリ長石・黒雲母で構成され、まれに普通角閃石を伴う。副成分鉱物はアパタイト・ジルコン・チタン石・褐簾石・チタン鉄鉱・磁硫鉄鉱である。斜長石は径0.2~3 mmの半自形結晶で、顕著な累帯構造が認められる。石英は径0.2~4 mmの他形結晶で、波動消光を示すものが多い。カリ長石は径0.2~4 mmの半自形-他形結晶で、パーサイト構造を有しポイキリティックに他の主成分鉱物を包有する。黒雲母は径0.2~1 mmの他形-半自形結晶で、淡褐色から淡黄色の多色性を有する。ジルコンを包有する場合は、その周囲に多色性ハローが認められる。普通角閃石は径0.1~3 mmの自形-半自形結晶で、緑色から淡黄色の多色性を示す。また、カリ長石と斜長石の境界にはミルメカイトが認められる場合がある。二次鉱物として黒雲母の劈開に沿い緑泥石・緑簾石が、また斜長石を置換してセリサイトが認められる。

### 5. 化学組成

野外調査により採取した新鮮な岩石試料について全岩化学分析(主成分・微量成分・希土類元素)を行った。今回、分析値を得た岩体は、斑れい岩類・長屋岩体・鹿山岩体・葛尾岩体・五十人山岩体である。古道岩体に関しては、風化が著しく分析可能な試料を得ることができなかった。分析はカナダActlabs社に依頼し、主成分組成はICP(inductively coupled plasma)発光分析装置、微量成分組成はICP質量分析装置を用いて行われた。分析結果を付表2に示す。深成岩類の組成変化図を第5図に、N-MORBで規格化した微量元素・希土類元素のスパイダー図を第6図に示す。亀井・高木(2003)は、本地域西方(船引地域)に分布する長屋岩体・鹿山岩体・斑れい岩類の化学組成を公表している。本論文の組成変化図及びスパイダー図には、これらのデータも使用した。

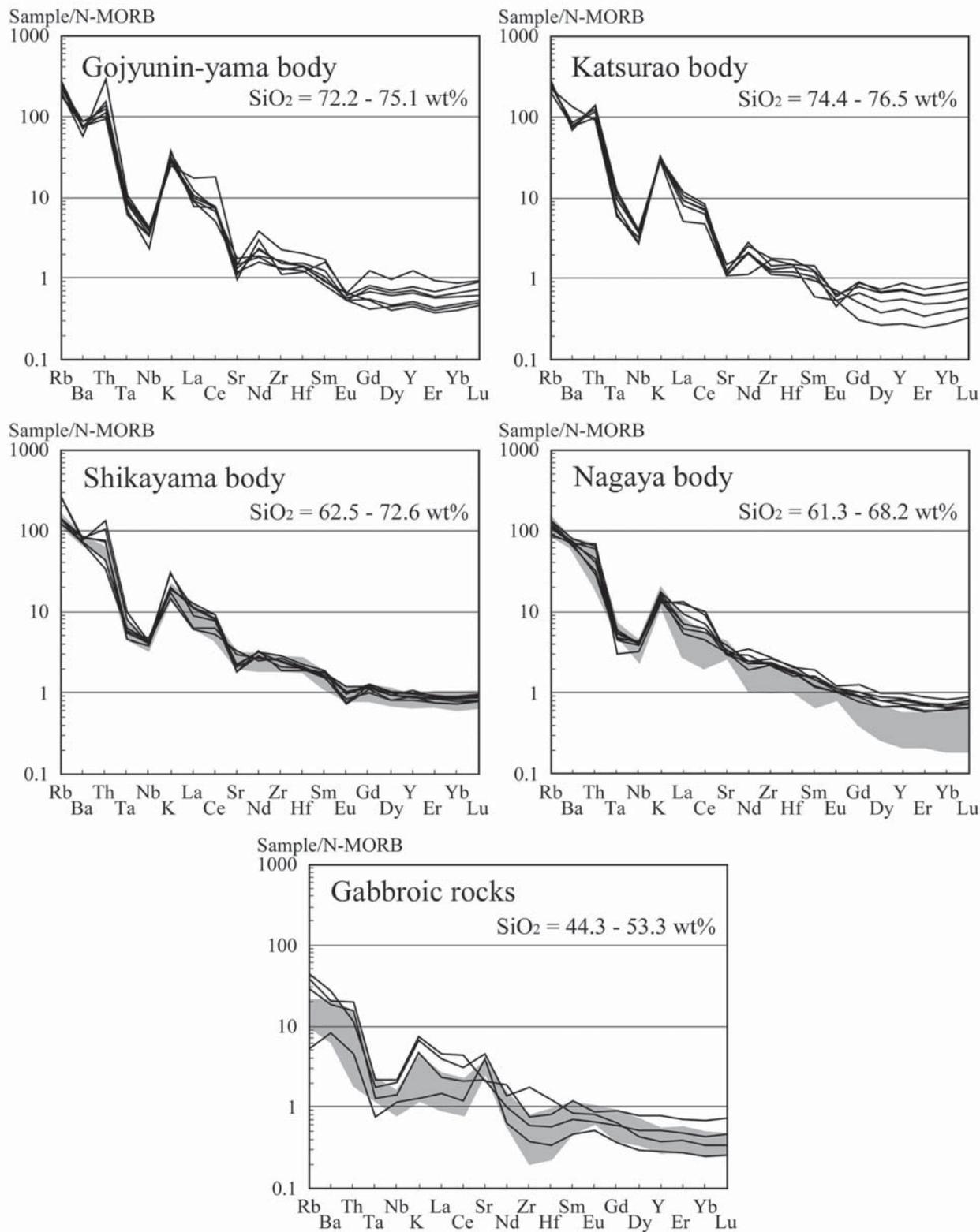
組成変化図における斑れい岩類と花崗岩類の關係に注目すると、 $TiO_2 \cdot Na_2O \cdot P_2O_5$ の各図において明らかに異なるトレンドを示す(第5図)。また、花崗岩類の各岩体について相互に化学組成を比較すると、 $P_2O_5 \cdot Nb \cdot Y \cdot Zr \cdot Cs$ などの各図において、それぞれが異なるトレンドもしくはクラスターを形成する(第5図)。各岩体の微量元素のスパイダー図では、全ての岩体がLIL(large ion lithophile)元素及び軽希土類元素に富む(第6図)。また、重希土類元素(以下HREE)に関しては、岩体によりフラットから枯渇したパターンまで様々である(第6図)。

花崗岩類に対して縦軸に $A/CNK$ (molar  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ )、横軸に $SiO_2$ をとった図を作成した(第7図)。古期岩類の組成は、そのほとんどがメタアルミナスで、全てIタイプ花崗岩の領域にプロットされる。新期花崗



第5図 日山周辺に分布する深成岩類の組成変化図.

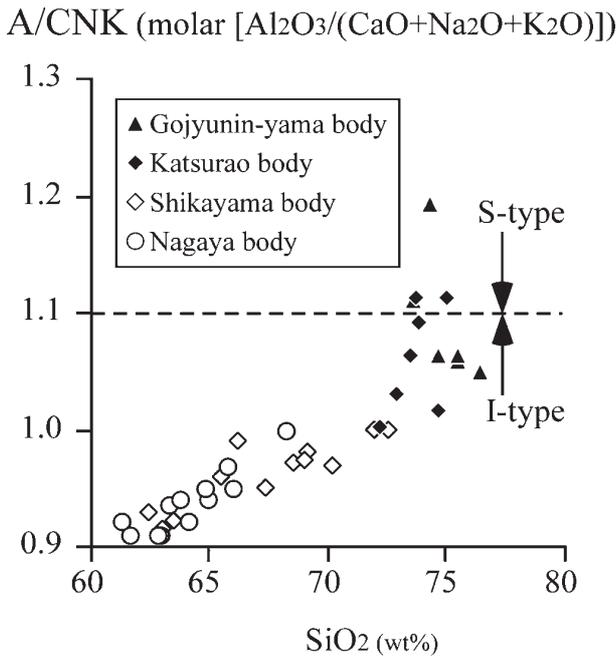
Fig. 5. Variation diagrams showing selected major and trace elements for the plutonic rocks in the Hiyama district.



第6図 日山周辺に分布する深成岩類のスパイダー図。

鹿山岩体・長屋岩体・斑れい岩類に示したグレー部分は船引周辺に分布する各岩体の組成範囲(亀井・高木, 2003)。N-MORBの値はPearce and Parkinson (1993)による。

Fig. 6. N-MORB-normalized trace element spider diagrams for the plutonic rocks in the Hiyama district. Gray patterns are the composition range of each rock mass distributed around Funehiki area (Kamei and Takagi, 2003). Normalized values are cited from Pearce and Parkinson (1993).



第7図 日山周辺に分布する花崗岩類のアルミナ飽和指数. 図における境界線はChappell and White (1974)による.  
Fig. 7. A/CNK vs. SiO<sub>2</sub> (wt%) diagram for the granitic rocks in the Hiyama area. I-S boundary is after Chappell and White (1974).

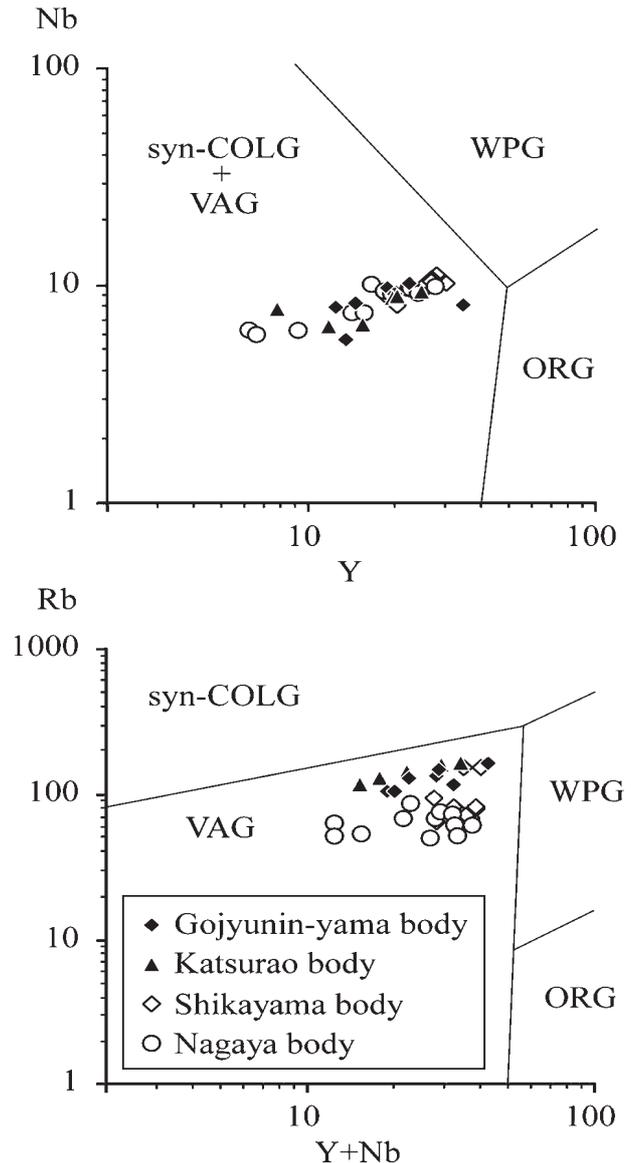
岩は, 全てパーアルミナスで, 多くがIタイプ花崗岩の領域にプロットされるが, 一部にSタイプ花崗岩の領域にプロットされるものもある. また, 花崗岩類の組成をPearce *et al.* (1984)の判別図にプロットすると, 全て火山弧に産する花崗岩の領域にプロットされる(第8図).

### 6. 帯磁率

帯磁率の測定は, カナダExploranium社製Kappameter KT-9型帯磁率計にて行った. 測定結果を第9図に示す. 深成岩類の帯磁率は, 全岩組成のSiO<sub>2</sub>含有量の増加に伴い減少することが知られており, この影響により磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列の境界(以下, Mt/Ilm境界)も変化する(例えばIshihara, 1990). そこで, 本論文ではIshihara *et al.* (1995)にしたがい, 各岩体の磁鉄鉱系列・チタン鉄鉱系列の判別を行った. また, 本研究における帯磁率の単位はSI unitを用いる. 花崗岩の場合, 100×10<sup>-6</sup> emu/gは約3.0×10<sup>-3</sup> SI unitに相当する(上野, 1987).

斑れい岩類は一般に30.0~60.0×10<sup>-3</sup> SI unitの高い値を示すが, 1.0×10<sup>-3</sup> SI unit以下の低い値を示す部分もある(第9図). 斑れい岩類はSiO<sub>2</sub>含有量が44.3~55.3 wt%であり, Mt/Ilm境界は10.0×10<sup>-3</sup> SI unit付近となる. したがって, 斑れい岩類の大部分は磁鉄鉱系列に相当する.

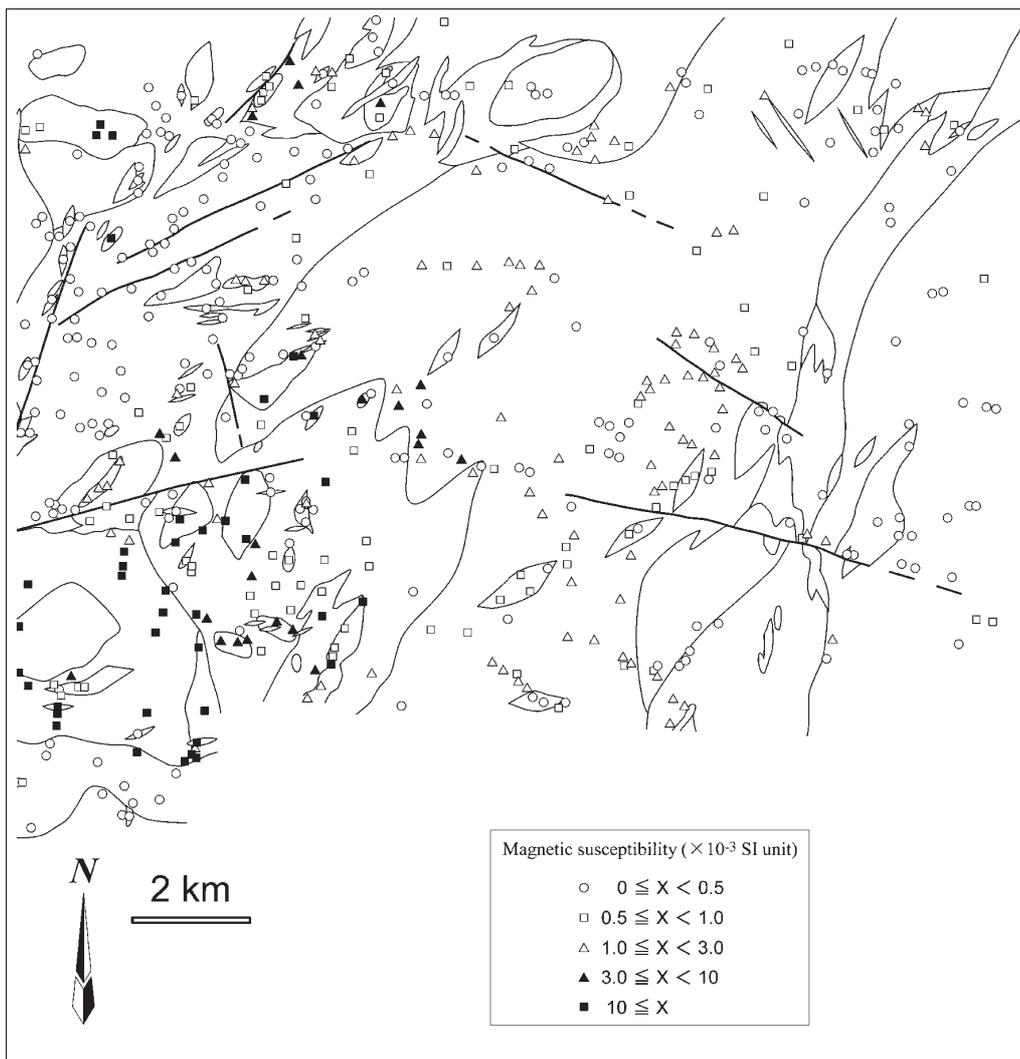
長屋岩体及び鹿山岩体は, それぞれ約0.2~2.0×10<sup>-3</sup> SI unit及び約0.2~1.0×10<sup>-3</sup> SI unitの帯磁率を有する(第9図). これらのSiO<sub>2</sub>含有量は61.3~72.6 wt%であり, Mt/Ilm



第8図 日山周辺に分布する花崗岩類のためのNb vs. Y及びRb vs. Y+Nb判別図. 図における境界線はPearce *et al.* (1984)による.  
Fig. 8. Nb vs. Y and Rb vs. Y+Nb discrimination diagrams for granites in the Hiyama area. VAG: volcanic arc granites, syn-COLG: syn-collisional granites, WPG: within-plate granites, ORG: ocean-ridge granites. The boundaries are after Pearce *et al.* (1984).

境界は約6.0~2.0×10<sup>-3</sup> SI unit付近となる. したがって, 両岩体ともチタン鉄鉱系列に相当する. 長屋岩体と鹿山岩体とを比較すると, 長屋岩体の方が鹿山岩体よりやや帯磁率が高い傾向がある. また, 鹿山岩体の中で斑れい岩類と多く接する部分(本地域の南西部)では, 帯磁率が高くなっている. 石森岩体の帯磁率は, 一般に約2.0~10.0×10<sup>-3</sup> SI unitで長屋岩体・鹿山岩体に比べ明らかに高い(第9図). この傾向は亀井・高木(2003)と同様で, 彼らによれば石森岩体は磁鉄鉱・チタン鉄鉱の両系列にまたがる帯磁率を有する.

一方, 全ての新期花崗岩類は, 約0.2~1.0×10<sup>-3</sup> SI unit



第9図 日山周辺に分布する深成岩類の帯磁率.

Fig. 9. Magnetic susceptibility of the plutonic rocks in the Hiyama district.

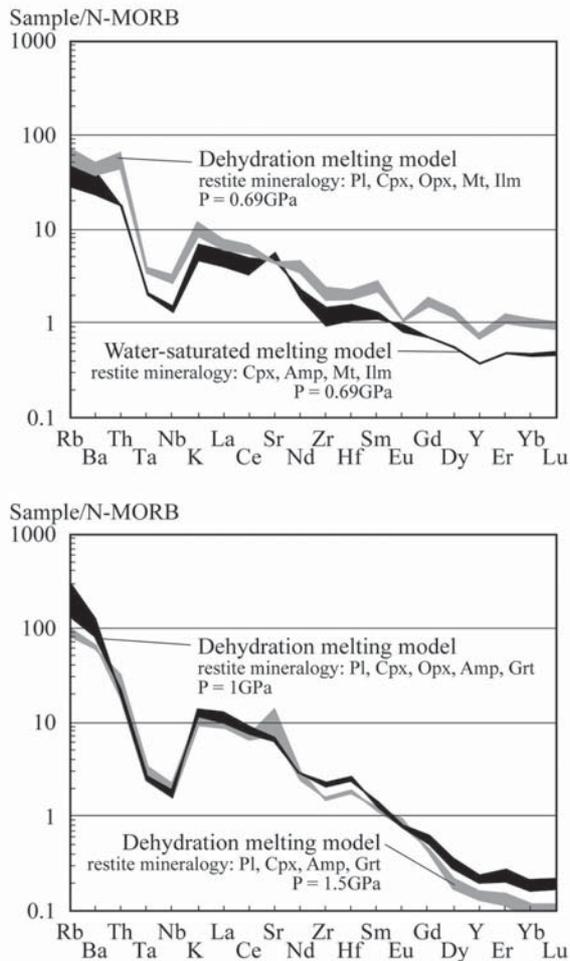
で、一般に $0.5 \times 10^{-3}$  SI unit以下の帯磁率を有する(第9図). 全岩組成データを得ている葛尾岩体・五十人山岩体の $\text{SiO}_2$ 含有量は72.2~76.5 wt%である. したがって, Mt/Ilm境界は約 $2.0 \sim 1.0 \times 10^{-3}$  SI unit付近となる. このことから, 両岩体はチタン鉄鉱系列に相当する. 亀井・高木(2003)による船引地域の新期花崗岩類の $\text{SiO}_2$ 含有量を見ると66.0~76.2 wt%であり, さほどの組成差はない. したがって, 他の岩体もチタン鉄鉱系列に相当すると予想される.

## 7. 考察

本研究地域に産する深成岩類は, 斑れい岩類, 古期花崗岩類(3岩体), 新期花崗岩類(5岩体)に区分でき, この順に貫入したと判断できる(第3図). このことは, これまでに報告されてきた本地域周辺の阿武隈花崗岩類の火成活動史(例えば, 久保, 1973; 久保ほか, 1990, 1994; 亀井・高木,

2003)と矛盾しない.

亀井・高木(2003)は, 本研究地域西方(船引周辺)の花崗岩類の成因について微量元素組成を使用した考察を行った. 本論文では, この結果を参考に本地域の花崗岩類の成因を考察したい. 彼らは, 花崗岩類に付随する斑れい岩類を花崗岩類の起源物質として, いくつかの平衡バッチ融解モデルを検討している(第10図). その結果, 船引周辺の鹿山岩体の微量元素組成は, 玄武岩質岩石が圧力1 GPa以下かつ水蒸気圧が高い状況(残存固相は主に単斜輝石・角閃石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱で構成される)で部分融解するモデルの結果に近似できることを示した. このことから亀井・高木(2003)は, 鹿山岩体の成因の説明として, このモデルを適用している. 本地域の鹿山岩体の微量元素組成は船引地域のものに近似するが, Sr・Euに小さなトラフが確認できる(第6図). このことから, 斜長石(Sr・Euの分配係数が高い)が残存固相に少量存在していた可能性も指



第10図 部分融解モデル計算の結果(亀井・高木, 2003 を一部改変).  
 起源物質の組成は阿武隈地域の斑れい岩類として計算. 部分融解の条件は玄武岩の融解実験の結果を基に設定. Dehydration melting 及び Water-saturated meltingは, それぞれ  $P_{H_2O} < P_{total}$  及び  $P_{H_2O} = P_{total}$  を意味する. N-MORB の値は Pearce and Parkinson (1993) による.

Fig. 10. Results of calculation for partial melting models (modified from Kamei and Takagi, 2003).  
 The starting composition for the calculation is the trace element composition of a gabbroic rock in Abukuma area. The melting conditions in the calculation are set up based on the results of melting experiments of basaltic rocks. Dehydration and water-saturated conditions mean  $P_{H_2O} < P_{total}$  and  $P_{H_2O} = P_{total}$ , respectively. Normalized values are cited from Pearce and Parkinson (1993). Pl: plagioclase, Cpx: clinopyroxene, Opx: orthopyroxene, Amp: amphibole, Grt: garnet, Mt, magnetite, Ilm: ilmenite.

摘できる. 亀井・高木(2003)の鹿山岩体の成因に関する説明(圧力1 GPa以下かつ水蒸気圧が高い状況での部分融解)に大きな変更は生じないと考えるが,  $H_2O$ に飽和した状況での溶融(残存固相に斜長石が存在しない)といった極端なモデルは適用できないかもしれない. 一方, 船引周辺の長屋岩体は, 鹿山岩体に適用したモデルの結果に比べ HREEに乏しい(亀井・高木, 2003). このことから, この岩体の成因について2つの可能性を指摘した. 1つは, 玄武岩質

岩石の融解時の圧力がザクロ石の安定な1 GPa以上であった可能性, もう1つは, 玄武岩質岩石が圧力1 GPa以下かつ水蒸気圧が高い状況で融解し, その後マグマから角閃石が効果的に分別した可能性である. 本地域の長屋岩体の微量元素組成は, 船引地域のそれらに比較してHREEに富む(第6図). このことに基づいて, 上述の2つの成因説を検討してみる. もし, ザクロ石の安定条件下でマグマが発生したならば, 初生的にHREEが取り除かれているので, 全ての岩石のHREEが乏しいことが期待される. しかし, 角閃石の分別の影響であれば, その影響が小さい地域ではHREEが取り除かれていないことが期待される. 本地域の長屋岩体のHREEは, 前述のように船引地域のものに比較して富む傾向があり(第6図), 亀井・高木(2003)が行った圧力1 GPa以上のモデル計算(残存固相にザクロ石が存在する)のHREEパターン(第10図)と明らかに異なる. したがって, マグマ発生場におけるHREEの除去を前提としたザクロ石の安定条件下での玄武岩質岩石の融解説は適用できない. このことから, 長屋岩体のマグマは, 玄武岩質岩石が1 GPa以下の圧力下かつ水蒸気圧の高い状況で発生し, 角閃石の分別が効果的に働いていたと判断できる. また, 本地域の長屋岩体は角閃石の分別の影響が少ない地域であるという説明が可能である.

次に, 葛尾岩体・五十人山岩体の微量元素組成を見ると, 前述した長屋岩体・鹿山岩体に比較して, Sr・Euに大きなトラフが確認できる(第6図). 前述のように, Sr・Euは斜長石に大きく分配される. このことから, これらのトラフを作る原因として2つの可能性があげられる. 1つは, 玄武岩質下部地殻における部分融解が圧力1 GPa以下かつ水蒸気圧が低い状況で進行して斜長石が残存固相に多く存在した可能性, もう1つは親マグマから斜長石が効果的に分別した可能性である. これらの可能性を吟味する詳細な議論は, 現段階では困難である. したがって, 今回はこれら2つの可能性を指摘するにとどめたい.

## 8. まとめ

本研究では, 福島県安達郡日山周辺に分布する花崗岩類及び斑れい岩類について地質学的・記載岩石学的検討を行った.

本研究地域に分布する深成岩類は, 斑れい岩類, トーナル岩-花崗閃緑岩, 花崗閃緑岩-花崗岩に大きく区分され, この順序に貫入している. トーナル岩-花崗閃緑岩は普通角閃石・黒雲母を含み鉱物の定向配列による面構造が発達するが, 花崗閃緑岩-花崗岩は粗粒カリ長石もしくは白雲母を含みその多くが塊状をなす. トーナル岩-花崗閃緑岩及び花崗閃緑岩-花崗岩は, 従来の区分にしたがえば, それぞれ古期花崗岩類及び新期花崗岩類に相当する. また, トーナル岩-花崗閃緑岩は更に岩相及び貫入関係から3岩体(長屋・鹿山・石森)に細分でき, 花崗閃緑岩-花崗岩は5岩体(古

道・三春・葛尾・五十人山・初森)に細分できる。

本地域に分布する深成岩類は、組成変化図においてそれぞれ異なる化学的性質を示す。また、花崗岩類の化学組成は、その多くが火山弧に特有な I-type 花崗岩の特徴を示す。帯磁率は新期花崗岩類及び鹿山岩体、長屋岩体、石森岩体、斑れい岩類の順で高くなる。

花崗岩類の微量元素組成の特徴から、これらの成因に関する考察を行った。その結果、鹿山岩体のマグマは、本地域西方の船引周辺のものと同様に、玄武岩質下部地殻が1 GPa以下の圧力かつ水蒸気圧の高い状況で発生したと解釈された。また、長屋岩体のマグマは、玄武岩質下部地殻が1 GPa以下の圧力かつ水蒸気圧の高い状況で発生し、角閃石の分別が効果的に働いていたと解釈され、本地域は長屋岩体の中でも角閃石の分別の影響が少ない地域と説明された。葛尾岩体・五十人山岩体の微量元素組成は、Sr・Euに枯渇する特徴が確認された。そこで、両岩体には2つの成因説が予測された。1つは、玄武岩質下部地殻における融解が圧力1 GPa以下かつ水蒸気圧が低い状況で進行した可能性、もう1つは斜長石の効果的な分別によりマグマ組成が変化した可能性である。古道岩体については化学組成及び成因に関する情報が得られなかった。

**謝辞:** 本研究を進めるにあたり産業技術総合研究所 深部地質環境研究センターの山元孝広長期変動チーム長、塚本 齊主任研究員、笹田政克センター長、月村勝宏副センター長並びに地球科学情報研究部門の宮崎一博主任研究員には、有益な御助言・御議論を賜った。岩手大学の土谷信高博士並びに山形大学の田中久雄教授には、有益な御助言・御意見を賜った。産業技術総合研究所 地球科学情報研究部門の高橋 浩主任研究員には、原稿に対する数多くの有益な御指摘・御議論を賜った。以上の方々に深く感謝申し上げます。

## 文 献

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* **8**, 173-174.  
 藤巻宏和・宮嶋 敏・青木謙一郎 (1991) 南部阿武隈山地の宮本複合岩体のRb-Sr年代. *岩鉱*, **86**, 216-225.  
 Gorai, M. (1944) Petrological study of the plutonic rocks of Gosaisho-Takanuki district, southern Abukuma Plateau. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., ser. D*, **2**, 239-321.  
 Ishihara, S. (1979) Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *J. Geol. Soc. Japan*, **85**, 509-523.  
 Ishihara, S. (1990) The inner zone batholith vs. the outer zone batholith of Japan: evaluation from their magnetic susceptibilities. *Univ. Mus., Univ.*

*Tokyo, Nature and Culture*. No.2, 21-34.  
 Ishihara, S., Tanaka, R., Nakagawa, M. and Goto, Y. (1995) Magnetic susceptibility of late Cenozoic volcanic rocks of east-central Hokkaido and the Kuril Islands. *Resource Geology Special Issue*, **18**, 217-228.  
 岩生周一・松井 寛 (1961) 平・川前 (付井出) 地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 103p.  
 亀井淳志・高木哲一 (2003) 福島県船引町周辺に分布する阿武隈花崗岩類の地質と岩石記載. *地質雑*, **109**, 234-251.  
 河野義礼・植田良夫 (1965) 本邦産火成岩のK-A dating (Ⅲ) -阿武隈山地の花崗岩類-. *岩鉱*, **54**, 162-172.  
 久保和也 (1973) 中部阿武隈山地三春町付近の花崗岩類. *MAGMA*, **32**, 11-14.  
 久保和也・山元孝広 (1990) 阿武隈山地東縁原町地域の白亜紀貫入岩類-岩石記載およびK-Ar年代-. *地質雑*, **96**, 731-743.  
 久保和也・村田泰章 (1994) 阿武隈山地、羽山及び移ヶ岳周辺の斑れい岩体の地質構造と阿武隈花崗岩類の上部構造. 日本地質学会第101年学術大会要旨集, 232.  
 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩 (1994) 浪江及び磐城富岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 104p.  
 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広・滝沢文教 (1990) 原町及び大甕地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 155p.  
 久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一 (2002) 川前及び井出地域の地質. 地域地質研究報告書 (5万分の1地質図幅). 独立行政法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 136p.  
 Maruyama, T. (1978) Geochronological studies on granitic rocks distributed in the Gosaisho-Takanuki district, southern Abukuma Plateau, Japan. *Jour. Min. Coll. Akita Univ., ser. A*, **5**, 53-102.  
 Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, **25**, 956-983.  
 Pearce, J. A. and Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In Prichard, H. M. et al., eds., *Magmatic processes and plate tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., **76**, 373-403.  
 Sendo, T. (1958) On the granitic rocks of Mt. Otakine and its adjacent districts in Abukuma massif, Ja-

- pan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3*, **6**, 57-167.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) Initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 381-390.
- 柴田 賢・田中 剛 (1987) Nd・Sr同位体からみた阿武隈山地石川複合岩体の形成年代. 岩鉱, **82**, 433-440.
- Streckeisen, A. (1976) To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.* **12**, 1-33.
- Tanaka, H. (1977) Petrochemistry of some Mesozoic granitic rocks in the northern Abukuma Mountains. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, **72**, 373-382.
- 田中久雄 (1989) 第4章 白亜紀～古第三紀火成岩類, 4.3 白亜紀花崗岩類 (3) 阿武隈山地. 日本の地質「東北地方」編集委員会編, 日本の地質2 東北地方, 共立出版, 86-90.
- 田中久雄・落合清茂 (1988) 南部阿武隈山地, 埴深成岩体と周辺の変成岩類について, 岩鉱, **83**, 318-331.
- Tanaka, H., Kagami, H. and Yoshida, T. (1999) Sr and Nd isotopic compositions of the Tabito composite mass in the southern Abukuma Mountains, northeast Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **53**, 247-259.
- 土谷信高・三木 順・西川純一・橋元正彦 (1986) 西南北海道の白亜紀深成岩類—白亜紀沈み込みに伴う大陸縁部タイプ火成活動—. 地団研専報, **31**, 33-50.
- 上野宏共 (1987) 岩石の磁氣的諸量の国際単位系 (SI) とCGS系間の換算. 岩鉱, **82**, 441-444.
- 渡辺岩井・外崎与之・牛来正夫 (1953) 北部阿武隈高原東北地域の地質—阿武隈高原の地質的岩石学的研究 (その4) —. 東教大研報, **2**, 69-78.
- 渡辺岩井・牛来正夫・黒田吉益・大野勝次・砥川隆次 (1955) 阿武隈高原の火成活動—阿武隈高原の地質的岩石学的研究 (その3) —. 地球科学, **24**, 1-11.

(受付:2003年9月30日;受理:2003年12月24日)

付表1 日山周辺に分布する深成岩類のモード組成、  
数値は%表示。

Appendix 1. Modal compositions (%) of the plutonic rocks in the Hiyama area.

No.	Pl	Qtz	Kfs	Bt	Hbl	Cpx	Mt	Ilm	Rt	Tit	Ap	All	Zir	Py	Po	Ccp	Sph
Gojyunin-yama body																	
Go1	37.3	36.9	18.8	6.0	1.0	-	-	tr	-	tr	tr	-	tr	-	tr	-	-
Go2	39.3	38.9	12.7	9.1	-	-	-	-	-	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-
Go3	37.4	35.1	21.9	5.6	-	-	-	tr	-	tr	tr	-	tr	-	tr	-	-
Go4	29.9	34.2	28.4	7.5	-	-	-	-	-	-	tr	tr	tr	-	-	-	-
Katsurao body																	
Ka1	33.5	41.5	21.2	3.7	-	-	-	-	-	0.1	tr	-	tr	-	-	-	-
Ka2	27.4	30.5	36.5	5.6	-	-	-	-	-	-	tr	tr	tr	-	-	-	-
Ka3	32.8	41.1	20.4	5.6	-	-	-	-	-	0.1	tr	-	tr	-	-	-	-
Ka4	37.5	33.6	22.7	6.2	-	-	-	-	-	tr	tr	-	tr	-	tr	-	-
Furumichi body																	
Fu1	41.9	29.6	10.6	11.7	6.0	-	-	tr	-	-	tr	0.2	tr	-	tr	-	-
Fu2	42.1	21.7	29.2	6.1	0.7	-	-	-	-	tr	tr	0.2	tr	-	tr	-	-
Fu3	33.3	29.5	28.6	8.4	0.2	-	-	tr	-	tr	tr	-	tr	-	-	-	-
Shikayama body																	
Sh7	52.8	25.6	8.1	7.6	5.9	-	-	-	-	-	tr	tr	tr	-	tr	-	-
Sh8	51.6	20.4	4.1	14.2	9.6	-	-	tr	-	0.1	tr	-	tr	-	-	-	-
Sh9	50.5	16.4	3.8	14.5	14.7	-	-	tr	-	0.1	tr	-	tr	-	tr	-	-
Sh10	36.0	32.9	20.6	8.8	1.5	-	-	tr	-	-	tr	0.2	tr	-	tr	-	-
Nagaya body																	
Na8	55.9	21.3	4.7	11.1	7.0	-	-	-	-	tr	tr	-	tr	-	-	-	-
Na9	42.9	26.9	0.9	17.0	12.3	-	-	tr	-	-	tr	-	tr	-	tr	tr	-
Na10	44.0	30.2	1.3	12.8	11.7	-	-	tr	-	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-
Na11	42.6	27.1	5.4	14.0	10.8	-	-	0.1	-	-	tr	tr	tr	-	tr	tr	-
Gabbroic rocks																	
Ga8	49.9	1.8	-	0.3	45.8	0.4	0.9	0.8	0.1	-	tr	-	-	tr	tr	tr	tr
Ga9	54.4	0.9	-	0.5	40.7	1.6	1.7	0.2	-	-	tr	-	-	tr	tr	tr	tr
Ga10	42.7	2.5	1.1	3.0	49.2	1.5	tr	tr	-	-	tr	-	-	tr	tr	tr	tr
Ga11	30.0	0.3	-	4.8	64.9	-	tr	tr	-	-	tr	-	-	tr	tr	tr	tr

Pl: plagioclase, Qtz: quartz, Kfs: K-feldspar, Bt: biotite, Hbl: hornblende, Ms: muscovite, Cpx: clinopyroxene, Opx: orthopyroxene, Mt: magnetite, Ilm: ilmenite, Rt, rutile, Tit: titanite, Ap: apatite, All: allanite, Zir: zircon, Py: pyrite, Po: pyrrhoite, Ccp: chalcopyrite, Sph: sphalerite, tr: trace.

付表2 日山周辺に分布する深成岩類の全岩化学組成.  
Appendix 2. Chemical compositions of plutonic rocks in the Hiayama area.

No.	Gonjyun-yama body										Kasurano body										Shikayama body										Nagaya body										Gabbroic rocks				
	G01	G02	G03	G04	G05	G06	G07	Ka1	Ka2	Ka3	Ka4	Ka5	Ka6	Ka7	Ka8	Ka9	Ka10	SH10	SH11	SH12	SH13	SH14	Np0	Nd1	Nd2	Nd3	Nd4	Nd5	Grp	Gn1	Gn2														
SiO <sub>2</sub> (wt%)	72.19	72.94	73.78	74.67	75.10	75.52	76.53	75.49	74.66	73.71	75.52	74.35	67.43	63.59	72.58	68.55	72.03	69.11	63.02	62.79	64.18	61.26	63.33	63.72	64.84	44.69	52.89	49.54	53.34																
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.28	0.18	0.16	0.17	0.12	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.51	0.74	0.27	0.43	0.29	0.41	0.73	0.69	0.66	0.82	0.69	0.66	0.58	1.33	0.69	0.58	0.68																
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.16	12.96	13.55	13.30	14.14	13.63	13.51	12.87	13.22	13.60	13.63	13.29	14.77	15.43	13.78	14.72	14.04	14.69	16.39	16.76	15.88	16.54	16.71	16.69	16.33	19.72	18.25	13.68	18.36																
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.36	2.65	1.92	1.79	1.83	1.08	1.70	1.24	1.35	1.75	1.93	1.71	2.00	4.67	6.15	2.23	4.14	2.35	3.80	6.28	5.98	5.57	7.04	5.86	5.42	4.74	12.15	8.57	9.18	7.17															
MnO	0.06	0.06	0.05	0.04	0.02	0.05	0.03	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.09	0.01	0.04	0.09	0.05	0.08	0.12	0.12	0.11	0.11	0.13	0.11	0.09	0.15	0.15	0.17	0.13																
MgO	0.46	0.52	0.28	0.30	0.27	0.18	0.23	0.14	0.20	0.26	0.31	0.22	0.30	1.04	1.90	0.55	0.90	0.58	0.86	1.97	1.93	1.77	2.17	1.85	1.67	1.38	5.97	7.73	11.49	5.57															
CaO	2.40	2.06	1.32	1.77	1.83	1.29	1.17	1.29	1.43	1.48	1.42	1.34	1.29	3.54	4.88	2.38	3.42	2.48	3.32	5.13	5.55	4.76	5.44	4.99	4.63	12.51	10.50	11.58	9.86																
Na <sub>2</sub> O	3.59	3.24	3.19	3.47	3.28	2.82	3.37	3.16	3.41	3.53	3.29	3.60	2.76	3.82	3.32	3.18	3.84	3.27	3.73	3.83	3.57	3.71	3.78	3.93	3.80	1.40	2.29	1.58	2.43																
K <sub>2</sub> O	3.56	3.24	4.20	3.85	3.92	4.87	4.66	4.37	3.96	3.98	3.96	3.82	3.70	2.56	1.92	4.06	2.42	3.82	2.60	2.25	1.79	2.20	1.78	1.93	2.05	0.22	0.17	0.98	0.62	0.88															
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.10	0.11	0.15	0.18	0.12	0.18	0.15	0.18	0.06	0.13	0.07	0.12	0.19	0.18	0.17	0.20	0.17	0.16	0.14	0.05	0.10	0.09	0.14															
LOI	0.41	0.51	0.99	0.46	0.76	1.18	0.58	0.38	0.45	0.61	1.15	0.44	1.73	0.35	0.48	0.53	0.29	0.55	0.38	0.50	0.45	0.45	0.61	0.52	0.43	0.80	1.02	1.45	1.54																
Total	99.48	98.51	99.51	99.87	100.13	98.96	100.16	99.70	100.13	99.68	100.15	99.39	98.94	98.91	99.55	98.93	99.54	100.31	100.05	99.05	99.06	99.70	99.96	99.26	98.94	100.16	99.95	100.05																	
V (ppm)	2.11	2.04	8.2	9.6	10.1	8.0	7.8	5.6	7.9	10.6	11.6	9.5	9.5	40.0	85.0	22.7	32.0	24.4	36.0	95.0	90.7	73.6	97.3	90.2	65.8	65.5	519.0	205.7	20.6	134.0															
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27.0	360.3	720.4	133.0															
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	44.1	71.7	25.0	-														
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	70.0	69.5	46.0	-															
Zn	44.7	54.7	-	31.8	-	-	35.2	-	38.1	42.9	39.8	30.6	69.0	74.0	38.4	40.0	41.3	47.0	67.0	78.4	77.9	89.9	76.9	66.4	64.5	74.0	80.4	67.6	66.0																
Ga	15.5	15.2	15.0	14.5	16.0	13.9	14.6	13.5	14.5	15.5	15.5	16.1	14.2	18.0	18.0	16.1	17.0	16.6	17.0	19.0	18.8	17.7	19.1	19.2	18.5	18.8	19.00	15.8	12.6	17.0															
Ge	1.35	1.37	1.22	1.31	1.11	1.24	1.40	1.23	1.30	1.62	1.49	1.44	1.11	1.40	1.30	1.26	1.08	1.27	1.20	1.30	1.23	1.49	1.40	1.38	1.29	1.20	1.59	1.52	1.38	-															
Rb	102.9	116.3	143.5	126.4	133.2	103.6	160.1	125.8	141.8	155.2	142.3	164.0	116.0	81.0	71.0	153.2	67.0	150.0	82.0	78.0	51.0	72.5	61.4	62.3	67.8	76.6	3.00	22.1	16.67	25.00															
Sr	139.6	135.8	100.2	122.3	133.9	110.7	87.5	135.5	103.1	107.5	114.6	98.8	97.9	209.0	307.0	164.2	201.0	168.3	192.0	269.0	342.7	260.8	275.9	298.3	277.4	280.3	361.0	192.9	198.2	414.0															
Y	12.67	22.46	19.95	14.79	18.85	13.48	35.00	11.8	15.74	20.70	19.7	25.13	7.84	28.1	25.9	25.6	24.9	30.4	22.8	28.0	24.1	22.04	27.5	22.8	18.4	19.43	8.00	22.6	14.46	10.8															
Zr	124.1	166.7	116.3	114.8	96.9	98.1	83.3	84.1	89.3	106.0	132.3	96.1	125.6	213.0	203.0	135.4	183.0	143.2	187.0	187.0	164.7	196.1	203.9	174.0	162.6	168.6	280.0	57.6	45.0	133.0															
Nb	7.75	9.97	9.01	8.13	9.65	5.56	8.04	6.33	6.49	8.79	8.65	9.23	7.60	11.00	10.00	9.33	9.10	9.60	10.40	9.08	9.65	9.90	9.66	9.4	9.24	2.70	5.11	3.41	4.80	-															
Sn	3.14	1.95	1.72	1.63	-	-	3.38	1.96	2.27	3.14	2.44	4.51	1.84	1.00	1.00	2.78	2.90	1.00	2.00	1.76	2.33	2.87	1.99	2.35	1.38	0.20	0.78	0.78	1.96	-															
Cs	2.98	4.59	3.04	3.68	3.51	2.43	7.29	4.07	6.13	6.01	4.24	8.31	4.79	3.00	2.80	4.86	2.66	4.45	3.20	2.40	1.76	2.33	2.87	1.99	2.35	0.20	0.78	0.78	1.96	-															
Ba	487.2	365.8	454.0	464.4	556.0	555.0	481.1	856.1	509.4	469.0	539.9	433.6	483.1	534.0	450.0	512.5	538.0	483.9	517.0	460.0	438.2	434.8	442.8	470.5	408.5	502.2	53.00	133.3	120.5	176.0															
La	23.0	43.9	25.0	26.7	22.6	19.6	31.4	23.3	23.3	30.0	27.2	20.0	12.9	28.8	15.2	22.3	32.2	27.3	27.6	15.8	15.40	17.88	30.5	17.6	13.24	23.60	3.71	11.49	5.91	10.20															
Ce	51.2	136.9	57.6	58.0	38.7	57.4	54.1	54.2	53.6	63.3	58.1	47.7	35.9	63.5	40.1	58.1	71.1	69.6	60.1	47.1	40.9	45.9	75.3	45.4	33.3	52.4	8.97	33.0	15.76	23.10															
Pr	14.2	28.1	17.3	16.7	13.7	11.7	22.2	15.0	15.4	20.7	18.5	15.1	8.4	23.7	18.3	21.4	24.1	24.1	20.3	20.1	18.0	17.66	25.6	17.8	14.0	16.65	4.69	13.98	7.47	10.30															
Sm	2.43	4.61	3.34	2.77	2.52	2.18	4.18	2.49	2.81	3.84	3.33	3.20	1.61	4.96	4.34	4.23	4.78	4.05	4.62	4.04	3.78	5.09	3.78	3.09	3.22	1.23	3.19	1.89	2.28	-															
Eu	0.69	0.63	0.54	0.56	0.59	0.54	0.68	0.73	0.54	0.61	0.66	0.47	0.55	1.00	1.04	0.77	1.07	0.79	0.89	1.25	1.15	1.07	1.25	1.15	1.04	1.02	0.53	0.90	0.69	0.83															
Gd	1.98	3.06	2.85	2.08	2.54	1.54	4.57	1.84	2.42	3.35	2.90	3.25	1.14	4.80	4.38	4.11	4.40	4.60	3.75	4.41	3.76	3.40	4.62	3.76	2.84	3.21	1.36	3.34	2.21	2.56															
Tb	0.31	0.55	0.49	0.36	0.41	0.33	0.75	0.29	0.40	0.56	0.50	0.56	0.20	0.84	0.76	0.66	0.74	0.74	0.65	0.75	0.65	0.59	0.75	0.61	0.49	0.51	0.24	0.58	0.38	0.37															
Dy	1.89	3.24	3.03	2.16	2.83	2.04	4.54	1.71	2.35	3.15	2.99	3.43	1.23	4.86	4.38	3.79	4.31	4.39	3.71	4.62	3.96	3.62	4.53	3.66	3.03	3.00	1.35	3.58	2.39	2.02															
Ho	0.37	0.67	0.62	0.44	0.55	0.41	0.98	0.34	0.48	0.62	0.62	0.72	0.26	0.93	0.85	0.78	0.86	0.90	0.75	0.93	0.77	0.73	0.92	0.73	0.60	0.62	0.27	0.75	0.50	0.38															
Er	1.13	2.07	1.79	1.30	1.70	1.22	2.78	1.03	1.45	1.85	1.82	2.20	0.75	2.81	2.56	2.29	2.50	2.67	2.31	2.64	2.22	2.12	2.62	2.20	1.71	1.78	0.82	2.12	1.42	1.15															
Tm	0.18	0.35	0.30	0.22	0.27	0.20	0.43	0.17	0.23	0.30	0.31	0.36	0.12	0.44	0.41	0.36	0.38	0.44	0.36	0.43	0.34	0.33	0.41	0.33	0.28	0.27	0.12	0.33	0.22	0.16															
Yb	1.23	2.42	2.03	1.47	1.86	1.37	2.67	1.22	1.54	2.05	2.06	2.51	0.85	2.71	2.58	2.27	2.41	2.82	2.66	2.66	2.16	2.18	2.53	2.07	1.87	1.81	0.77	2.11	1.33	1.05															
Lu	0.21	0.42	0.33	0.24	0.28	0.23	0.44	0.20	0.26	0.33	0.34	0.41	0.15	0.41	0.40	0.37	0.37	0.45	0.36	0.44	0.33	0.36	0.40	0.33	0.29	0.30	0.12	0.34	0.21	0.16															
Hf	2.86	4.23	3.15	2.98	2.84	2.61	2.48	2.21	2.49	3.11	3.52	2.88	3.07	4.70	4.40	4.19	4.06	3.98	4.10	4.20	3.53	4.32	4.26	3.81	3.63	3.62	0.70	1.71	1.20	2.68															
Ta	0.80	1.38	1.15	0.83	1.25	0.91	1.08	0.83	1.00	1.45	1.24	1.62	0.76	0.73	0.76	1.07	0.61	1.32	0.82	0.72	0.82	0.58	0.71	0.59	0.62	0.69	0.10	0.29	0.17	0.23															
Ti	0.61	0.70	0.58	0.79	0.81	0.46																																							