日高変成帯, 札内川七ノ沢におけるIタイプ・Sタイプトータル岩マグマの起源: Sr・Nd 同位体比からの検討

Origin of the I- and S-type tonalite magma in the Satsunai-gawa Shichino-sawa river region of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan: Inferences from Sr and Nd isotopic compositions

Abstract

小島 萌* 志村俊昭*

Moeru Kojima* and Toshiaki Shimura*

2014年6月5日受付.
2014年10月22日受理.

* 山口大学大学院理工学研究科
Graduate School of Science and Engineering,
Yamaguchi University, Yamaguchi 753-8512,
Japan

Corresponding author: M. Kojima,

The Hidaka Metamorphic Belt (HMB) is a tilted crustal section of a magmatic arc formed by magmatic activities at 37 and 19 Ma. We investigated the Sr and Nd isotopic compositions of the 37-Ma I- and S-type tonalites distributed in the central part of the HMB to clarify their origins.

Emplacement of I-type hornblende–biotite tonalite magma triggered partial melting of metamorphic pelitic–psammitic country rocks, resulting in the *in situ* formation of migmatitic S-type muscovite–biotite tonalite. The Sr and Nd isotopic ratios of the hornblende–biotite tonalites are increasingly enriched with increasing whole-rock SiO₂ concentrations, suggesting that the magma experienced fractional crystallization and assimilated gneissic country rocks.

The discordance of the Nd isotopic compositions of the hornblende–biotite tonalites compared with the mafic metamorphic rocks in the lower sequence of the HMB indicates that the hornblende–biotite tonalite magma was not derived exclusively from mafic metamorphic sources. Isotopic signatures show that the magma source was likely similar to that of synchronous norites in the Oshirabetsu region.

Keywords: granite, I- and S-type tonalite, Middle tonalite, Sr–Nd isotope, U–Pb age, Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido

はじめに

日高変成帯は北海道に位置する高温低圧型の変成帯である。これは大陸性地殻の衝上断片とみなされ、地下約23 kmから浅部の地殻断面がほぼ連続的に地表に露出した地質体である(Komatsu et al., 1983, 1989; 伊藤, 2000; Kita et al., 2010, 2012)。この「日高地殻」の形成と衝上テクトニクスは、(1)付加体の形成と地殻の厚化、(2)55 Maの高温変成作用と下部地殻の融解・花崗岩マグマの発生、(3)右横ずれ衝上運動、によって説明されてきた(Osanai et al., 1991; 志村, 1992; Toyoshima et al., 1994; Owada et al., 2003)。

日高変成帯の55 Maのピーク変成年代は、Rb–Sr全岩アイソクロン年代値に基づいてきた。これは、日高変成帯のグラニュライトとトータル岩を用いて得られたもの(Owada et al., 1991; 大和田ほか, 1992)である。ただし、この55 Maの年代には問題が指摘されている。それはまず、日高変成帯の砂泥質変成岩の原岩とされる中の川層群が、48–50 Maの堆積年代を示す(七山・鴈澤, 1997)ことにある。

この原岩年代は、暁新世～始新世の放散虫年代や、堆積岩層中に挟在する酸性凝灰岩からのジルコン FT 年代に基づいている。変成作用の年代がその原岩より古いという矛盾から、七山・鴈澤(1997)は55 MaのRb–Srアイソクロン年代は変成作用の年代ではないと考察した。彼らは、変成年代はより若くなる可能性を示唆している。

このような議論を踏まえ、近年、日高変成帯各地に産する高度変成岩類や花崗岩類などのジルコン U–Pb 年代測定が行われた(Usuki et al., 2006; Kemp and Shimura, 2006, [URL1]; Kemp et al., 2007)。これらの研究により、55 Maよりも有意に若い変成年代が示された。

Kemp et al. (2007)は、日高変成帯のグラニュライトや角閃岩、最下部Sタイプトータル岩などから約19 MaのU–Pb年代値を報告し、この時期にピーク変成作用ならびに地殻融解が生じたと論じた。一方、彼らはそれ以前の37 Maにも火成作用の年代ピークを見出している。37 Maの年代値は主に砂泥質上部地殻に貫入するIタイプ花崗岩類、さらに、上部地殻の最下部に広域的に貫入する含堇青石Sタイプトータル岩(中部Sタイプトータル岩)から共通して得られ

Fig. 1. (a) Simplified geological map of the Hidaka Metamorphic Belt, after Komatsu et al. (1986) and Shimura et al. (2004). Ni, Niikappu-gawa River region; Os, Oshirabetsu region; Sa, Satsunai-gawa River region. (b) Geological map of the study area and adjacent areas, modified after Osanai (1985), Takahashi (1992), and Shimura (1992). Triangles indicate mountain peaks of the Hidaka Mountains. ES, Mt. Esaoman-tottabetsu-dake; KE, Mt. Kamui-ekuuchikaushi-yama; KO, Mt. Koikakushu-satsunai-dake; ni, Niikappu-gawa River; sa, Satsunai-gawa River; sh, Shunbetsu-gawa River; to, Tottabetsu-gawa River; 7, Shichino-sawa River; 9, Kuno-sawa River; HMT, Hidaka Main Thrust; NJPT, Namewakka Junction Peak Thrust.

ている (Kemp and Shimura, 2006, [URL1]; Kemp et al., 2007). このことから志村・Kemp (2008) は、約 37 Ma は I タイプ花崗岩マグマと中部 S タイプトータル岩マグマのバイモダルな活動時期であった、と考察している。

上述のとおり、約 55 Ma の変成年代に矛盾が指摘されていることを考慮すると、日高変成帯の重要な熱イベントはジルコン U-Pb 年代による 37 Ma と 19 Ma が適応できるであろう。ただし、新たな年代論に基づく、従来支持されてきた花崗岩成因論では 37 Ma の花崗岩類の起源が説明できない。

Kemp et al. (2007) は 37 Ma の火成岩類は島弧火成活動により生じたと解釈しているが、その詳細は検討されていない。また、本研究対象の 37 Ma の花崗岩類は、従来、ピーク変成作用の際の地殻融解で発生したと解釈されてきた (池田, 1984; 大和田, 1989; 大和田・小山内, 1989; Tagiri et al., 1989; Osanai et al., 1991, 1992; Owada et al., 1991; 大和田ほか, 1992; Shimura et al., 1992, 2004; Komatsu et al., 1994; 小山内・大和田, 1994; 小山内ほか, 1997, 2006; 田切, 1997; 志村, 1999 など)。しかし、ピーク変成年代は約 19 Ma であり、これに 37 Ma の花崗岩類の成因を求めることができない。さらに、現在露出する主要な下部地殻物質は 19 Ma の変成作用を被っており、これ以前の複変成作用は今までに報告されていない。したがって、37 Ma の火成活動が生じた際のマグマ発生場である下部地殻の構成

は不明で、これらの花崗岩類の成因は白紙に戻された。新たな年代論に基づいて変成帯形成過程を論じるには、37 Ma の花崗岩類の成因を改めて明らかにする必要がある。

以上を踏まえ、本論では、中部トータル岩の典型例の一つであり、かつ 37 Ma の岩体の一つ ([URL1]) である札内川七ノ沢地域の中部トータル岩類を対象とし、中部 I タイプトータル岩マグマの起源と I タイプトータル岩マグマによる壁岩の同化過程について再検討をおこなった。

なお、本論で用いる鉱物名の略号は Whitney and Evans (2010) に従っている。

日高変成帯の地質概要とトータル岩類の特徴

日高変成帯はグラニュライト相に至る高温低圧型変成岩類と、超苦鉄質から珪長質の深成岩類から構成される (小松ほか, 1986) (Fig. 1a)。大局的な構造は北北西-南南東走向で東急傾斜を示し、変成岩類・深成岩類ともに東から西へ地殻の浅部から深部へ向かう岩相が露出する (小松ほか, 1986)。変成帯の東部では変成岩類が非変成の日高帯堆積岩類 (中の川層群) へと移化する。一方、西部では大規模な衝上断層が存在し、西側のポロシリオフィオライト (宮下, 1983) やイドンナッパ帯 (Kiyokawa, 1992, 植田ほか, 1993, Ueda et al., 2001 など) と接合している。

変成岩類は苦鉄質岩を主体とする下部層と砂泥質岩のみからなる上部層とに区分される (Komatsu et al., 1983; 小山

Fig. 2. Geological map and profile (A-A') of the Shichino-sawa River region.

内, 1985). これらは, 東部から西部へホルンフェルスユニット, 黒雲母-白雲母片麻岩~片岩ユニット, 黒雲母-ホルンブレンド片麻岩ユニット, 褐色ホルンブレンド角閃岩ユニット, グラニュライトユニットの岩石が分布し, ほぼ連続的に変成度が上昇する(小山内, 1985).

日高変成帯の花崗岩類はアルカリ長石に乏しいトータル岩から花崗閃緑岩が主体で, 狭義の花崗岩も少量存在する。これらは, 変成岩層序を地殻の深度とみなしたときの貫入深度や構成鉱物から, 最下部・下部・中部トータル岩類と上部花崗岩類に区分される(小松ほか, 1986; Shimura et al., 1992 など)。それぞれ, グラニュライトユニット・褐色ホルンブレンド角閃岩ユニット・黒雲母-白雲母片麻岩~片岩ユニット・ホルンフェルスユニットに貫入している。また, 花崗岩類は全岩アルミナ飽和度に基づいてパーアルミナスとメタアルミナスなタイプの二系列に判別される。これらは, Chappell and White(1974)の定義に従って, 前者がSタイプに, 後者がIタイプに区分されてきた(小松ほか, 1986; Komatsu et al., 1989; 大和田, 1989; Osanai et al., 1991; 高橋, 1992; Shimura et al., 1992, 2004 など)。

トータル岩類はSタイプの岩体に変成帯全域に広く分布する。一方でIタイプはSタイプ岩体中に小規模に点在するのみである。これらは最下部と中部の深度に偏在して貫入している(小松ほか, 1986)。岩相の特徴は, Sタイプトータル岩が母岩の包有物を多量に包有し, 非常に不均質である。これに対しIタイプトータル岩は包有物が少なく, 比較的均質である(例えば, 小松ほか, 1986; 大和田, 1989; 高橋,

1992; 小山内・大和田, 1994; Shimura et al., 2004)。

札内川上流地域の地質

Fig. 1b に日高変成帯中北部にあたる札内川上流地域から新冠川上流地域にかけての地質図を示す。本地域西部には, ポロシリオフィオライトと日高変成帯を境する日高主衝上断層(Hidaka Main Thrust: HMT)が南北に伸びている。また, 地域中央には日高主衝上断層から派生する北西-南東走向の断層(Namewakka Junction Peak Thrust: NJPT)が存在し, これにより日高変成岩類が南北二つのユニットに区分される(志村, 1992)。

NJPT より北側のユニットのうち, 札内川上流地域には, 主に上部層変成岩類と中部トータル岩体が分布する(高橋, 1992)。それより北西部の新冠川上流地域には, 最下部~下部トータル岩体, 変斑れい岩体が分布し, 変成岩類は少ない(志村, 1992)。

札内川上流地域の変成岩類は東部(構造的上位)から西部(構造的下位)へ向けて, 弱変成堆積岩類, 黒雲母片岩, 縞状黒雲母片麻岩が北北西-南南東に配列しており, この順に弱変成相から角閃岩相まで連続的に変成度が上昇する。このうち, 縞状黒雲母片麻岩中には中部トータル岩体が貫入しており, 変成岩類の構造にほぼ調和的なシート状やレンズ状の岩体として存在する。その多くが砂泥質変成岩類の包有物を多量に含む不均質な岩相(Sタイプ)を示すが, 角閃石を含有する均質な岩相(Iタイプ)が札内川支流の七ノ沢や九ノ沢で確認されている(高橋, 1992) (Fig. 1b)。

Fig. 3. Geology along the Shichino-sawa River.

Fig. 4. Modes of occurrence of tonalitic (a–d) and metamorphic (e and f) rocks in the Shichino-sawa River region. (a) Hbl-Bt tonalite. (b) Coarse Bt tonalite and rounded xenoliths. (c) Fine Bt tonalite with gneissose structures. (d) Ms-Bt tonalite, including numerous xenoliths. (e) Bt schist. (f) Banded Bt gneiss. Xenoliths are composed of calcareous nodules (b), and banded Bt gneisses and Bt schists (d) derived from sediments of the Nakanogawa Group.

札内川七ノ沢流域の地質は、中の川層群の堆積岩類を原岩とする砂泥質変成岩類と、変成岩類中に分布する大小のレンズ状トーナル岩体で特徴づけられる (Fig. 2)。

変成岩類は北東部に黒雲母片岩が認められるが、それ以外は縞状黒雲母片麻岩が卓越する。特にトーナル岩体の周囲約 300 m 以内の範囲では優黒質部と優白質部が 1~2 mm 幅で互層状に繰り返す産状がよくみられる。変成岩類の片理面の姿勢は主に南北~N30°W 走向で東に約 85° 傾斜した単斜構造をなし、札内川流域の他地域と調和的である。しかし、トーナル岩体の周囲はこの限りではなく、走向傾斜がばらつく傾向にある。

トーナル岩類は変成岩類の片理にやや斜交し、ほぼ南北走向で貫入している。このうち、七ノ沢本流より西側には、南北 4 km・東西 1 km の南北方向に伸張した当地域最大の

トーナル岩体が分布する。この岩体は高橋 (1992) により「黒雲母片麻岩中の小岩体をなすトーナル岩」として記載されたものの一部に当たり、岩体内部では角閃石を含む均質な岩相と砂泥質変成岩を包有する不均質な岩相とが密接に伴って産する (Fig. 2)。このような産状から、本地域のトーナル岩類の成因を考察する上で重要であるので、以降、本論ではこれをトーナル岩小岩体として記述し、詳細な記載岩石学的特徴を述べる。

トーナル岩小岩体と変成岩類の産状・岩石記載

Fig. 3 にトーナル岩小岩体周辺の岩相変化をルートマップで示す。トーナル岩小岩体は、角閃石黒雲母トーナル岩、白雲母黒雲母トーナル岩、黒雲母トーナル岩類から構成される。各岩相境界はいずれも漸移的な変化を示し、明瞭な貫入

Fig. 5. Photomicrographs of tonalites and gneiss in the Shichino-sawa River region. (a) and (b) Hbl-Bt tonalite. (c) Cpx-bearing Hbl-Bt tonalite. (d) Coarse Bt tonalite with fine xenocrysts of Bt gneiss. (e) and (f) Fine Bt tonalite. (g) Ms-Bt tonalite. (h) Crd pseudomorph in Ms-Bt tonalite. (i) Banded Bt gneiss. Images under plane-polarized light (a, c, d, e, g, and i), and crossed polarized light (b, f, and h). Scale bars, 1 mm.

面は認められない。トータル岩小岩体内部の岩相変化を大局的にみると、岩体内部には均質で包有物の少ない角閃石黒雲母トータル岩が存在し、片麻岩類との境界に向かって黒雲母トータル岩類、白雲母黒雲母トータル岩の順に露出するという関係である (Fig. 2)。また、トータル岩と母岩の砂泥質変成岩類との境界も不明確である。

1. トータル岩類

(1) 角閃石黒雲母トータル岩 角閃石黒雲母トータル岩は、七ノ沢本流より西側の枝沢に 100~300 m の幅をもつ南北に伸張したレンズ状の分布をなす (Fig. 2)。地質図やルートマップスケールでは、岩体内に白雲母黒雲母トータル岩や黒雲母トータル岩類が存在している (Figs. 2, 3)。岩相は平均粒径 2~3 mm で灰白色中粒を示し (Fig. 4a)、包有物は少なく均質塊状である。まれに普通角閃石や斜長石が弱い定向配列を示すことがある。黒雲母トータル岩との境界に近づくにつれて普通角閃石の量や平均粒径が急激に減少する傾向にあり、この場合は鉱物の定向配列も顕著になる。また、角閃石黒雲母トータル岩体の最西部でのみ単斜輝石が含まれる (Fig. 3)。なお、角閃石黒雲母トータル岩は高橋 (1992) の「角閃石トータル岩」に相当する。

角閃石黒雲母トータル岩の主成分鉱物と、その代表的な試料のモード組成は、普通角閃石 (15.6%)・黒雲母 (15.6%)・斜長石 (49.8%)・石英 (18.5%) で、まれに単斜輝石やカリ長石が含まれる (Fig. 5a~5c)。副成分鉱物としてイルメナイト・チタン石・ジルコン・アバタイト・褐れん石・磁硫鉄鉱を伴う。全体的には自形~半自形の普通角閃石と斜長石、半自形~他形の黒雲母と石英がほぼ同じ粒径で構成する等粒状組織である。

モード比に基づいた花崗岩類の分類図 (Le Maitre, 2002) ではトータル岩から石英閃緑岩に区分される (Fig. 6)。

普通角閃石は長径 0.5~5.0 mm の粒径で自形性が顕著である。コアで X=淡褐色、Y=褐色、Z=褐色の多色性を示し、しばしば単純双晶をなす。また、累帯構造が認められ、結晶のリムほど淡緑色の Z 軸色を示す傾向にある。多くの結晶は黒雲母を伴っており、まれに微細な黒雲母の集合体に置換されている。包有物は丸みを帯びた斜長石や不定形のイルメナイト・チタン石が多い。黒雲母は 0.1~5.2 mm の粒径で他形または半自形である。単結晶として存在することは少なく、他形の小結晶 (0.1 mm 以下) が集合体を形成していることが多い。

Fig. 6. QAP classification diagram of granitic rocks in the study area based on modal compositions, after Le Maitre (2002).

斜長石は長径 0.3~10.0 mm の粒径で自形性が顕著である。しばしば弱い累帯構造を示す。包有物は少ないが、粗粒なものでは普通角閃石や石英、イルメナイト、黒雲母を包有する。石英は 0.2~4.2 mm の粒径で他形から半自形である。普通角閃石や斜長石に対して粒間充填状に産するが、粒径が増加するにつれて自形性が強くなる傾向にある。波動消光を示す場合がほとんどで、弱い変形作用の影響が認められる。カリ長石はごく微量に存在し、いずれも他形で、他の構成鉱物の粒間を充填する。

単斜輝石が含まれる場合、それらは 1.0~2.5 mm の粒径を示し、他形である。0.5 mm 程度の外形が丸みを帯びた斜長石を包有する (Fig. 5c)。部分的に緑色や褐色の角閃石に置換されている。

(2) 黒雲母トーナル岩類 黒雲母トーナル岩類は、角閃石黒雲母トーナル岩に伴って狭長に分布する。分布幅は数 10 cm~数 10 m 程度が多いが、七ノ沢本流上流部では幅 200 m 程度と比較的広範に分布する (Fig. 2)。野外では角閃石黒雲母トーナル岩と白雲母黒雲母トーナル岩の漸移部の岩相として認識される。なお、Fig. 2 の地質図では縮尺が大きいため明確に表現できていない場合があるが、角閃石黒雲母トーナル岩と白雲母黒雲母トーナル岩の間には必ず黒雲母トーナル岩類が分布する (Fig. 3)。また、黒雲母トーナル岩類は角閃石黒雲母トーナル岩中に小規模に分布することが多い (Fig. 3)。黒雲母トーナル岩類は、粒径により粗粒相と細粒相とに区分される。粗粒相は平均粒径 2~3 mm で、黒雲母の自形性が強く、角閃石黒雲母トーナル岩の近傍に産する (Fig. 4b)。一方、細粒相は粒径 1 mm 程度で白雲母黒雲母トーナル岩との近傍に産し、鉱物の定向配列が認められる (Fig. 4c)。この定向配列は、後に述べる白雲母黒雲母トーナル岩のストロマティック構造に調和的である。本論では、以後、自形性の強い黒雲母を含み 2~3 mm の粒径を示す岩相を粗粒黒雲母トーナル岩と呼び、粒径 1 mm 程度で鉱物の

定向配列を示す岩相を細粒黒雲母トーナル岩と呼ぶ。黒雲母トーナル岩類には長径数 cm~1 m 程度の変成岩類起源の包有物が含まれることがある (Fig. 4b)。

なお、粗粒黒雲母トーナル岩は鉱物組み合わせや平均粒径が高橋 (1992) の均質トーナル岩類のうちの「黒雲母トーナル岩」と類似するが、変成岩類起源の包有物を普遍的に含む点でこれと完全には対応しない。一方、細粒黒雲母トーナル岩は高橋 (1992) の不均質トーナル岩類のうち、白雲母を含まない岩相にほぼ対応する。

粗粒黒雲母トーナル岩の主成分鉱物は黒雲母 (21.8%)・斜長石 (46.0%)・石英 (29.2%) で (Fig. 5d)、少量のカリ長石が含まれる。副成分鉱物としてイルメナイト・ジルコン・アパタイト・石墨・褐れん石・チタン石を伴う。塊状の組織を示し、3~4 mm の比較的粗粒な黒雲母が顕著に認められる。しばしば、1 mm 以下の細粒な黒雲母や斜長石からなる集斑部が認められる (Fig. 5d)。集斑部は構成鉱物や粒径などの特徴が縞状黒雲母片麻岩と類似する。また、集斑部とその周囲の粗粒部は鉱物単位で混在しており、両者に明瞭な境界は存在しない。

黒雲母は 0.1~4.0 mm の粒径で半自形をなす場合が多く、粗粒なものほど自形性が顕著である。しばしば斜長石・石英・イルメナイト・チタン石を包有する。斜長石は長径 0.2~3.0 mm の粒径で自形から半自形である。多くは 0.5 mm 以上の粒径を示す。石英は 0.1~3.0 mm の粒径で他形から半自形である。ほとんどの結晶が波動消光を示す。カリ長石は斜長石や石英の粒間を埋めて他形で晶出している。

細粒黒雲母トーナル岩の主成分鉱物は黒雲母 (28.7%)・斜長石 (47.3%)・石英 (22.7%) で、まれにカリ長石が認められる (Fig. 5e, 5f)。副成分鉱物としてイルメナイト・ジルコン・アパタイト・石墨を伴う。黒雲母が弱い定向配列を示す場合があるが、側方への連続性は弱い。粒径は 1 mm 程度と細粒である。

黒雲母は 0.1~1.7 mm の粒径で他形から半自形である。単結晶で産することは少なく、ほとんどが集斑状に産する。弱い定向配列が認められる場合は、結晶の連続性がやや顕著になる。斜長石は長径 0.2~3.0 mm の粒径で半自形から自形結晶が多い。黒雲母の定向配列が認められる場合、斜長石の長軸が黒雲母の伸長方向と調和的に並ぶ傾向にある。石英は 0.1~1.5 mm の粒径で他形から半自形で、波動消光を示す。

なお、細粒黒雲母トーナル岩は、黒雲母に弱い定向配列が認められることや、粒径が比較的細粒で、かつ半自形の斜長石や石英が含まれる点において、後述する白雲母黒雲母トーナル岩と類似している (Fig. 5e)。ただし、細粒黒雲母トーナル岩には自形性の強い斜長石が認められ (Fig. 5f)、この点は白雲母黒雲母トーナル岩とは異なる。

(3) 白雲母黒雲母トーナル岩 トーナル岩小岩体中で最も広く分布する不均質なトーナル岩である。最大幅 300 m 程度で南北方向に連続性が良い (Fig. 2)。平均粒径 1 mm 程度の灰白色~青灰色細粒な岩石で、縞状黒雲母片麻岩の部分とトーナル岩の部分が混在するミグマタイトとしての産状を示

す。ただし、基本的にはトール岩質部が優勢であるため、本論では白雲母黒雲母トール岩と呼ぶ。岩相は、Mehnert (1968) の分類によるストロマティック構造やシュリーレン構造をなす場合が多い。まれに長径 1 cm 程度のピナイト化した堇青石を含有する。堇青石を含有する場合はネビュライト構造(Mehnert, 1968)を示す。岩体内部には砂泥質片岩や片麻岩を多量に包有する(Fig. 4d)。なお、白雲母黒雲母トール岩は高橋(1992)の「不均質トール岩」に対応する。

主成分鉱物は堇青石・白雲母(2.3%)・黒雲母(24.9%)・斜長石(38.0%)・石英(32.2%)・カリ長石(1.0%以下)で、副成分鉱物としてイルメナイト・ジルコン・アパタイト・石墨を伴う(Fig. 5g, 5h)。構成鉱物に石墨や白雲母が認められる点で縞状黒雲母片麻岩と共通している。

堇青石は平均粒径 12 mm で自形を呈する。ただし、全てピナイト化している(Fig. 5h)。白雲母は 0.1~0.7 mm の粒径で、他形である。黒雲母に伴われる場合が多いが、堇青石を含む場合は基質部には白雲母は含まれない。また、定向配列を示さず、不定形をなすものが多い。黒雲母は 0.1~1.2 mm の粒径で、半自形から自形をなす。定向配列を示し多数の黒雲母が連続する場合や、定向配列は示さずに自形性が顕著になる場合が認められる。斜長石は 0.7~2.0 mm の粒径で他形から半自形を呈するが、粗粒なものほど自形性が顕著になる。また、粗粒な結晶は黒雲母や石英を包有する。石英は 0.5~4.5 mm の粒径で他形から半自形である。グラノプラスチック組織を示す場合が多い。多くは 2.0 mm 以下と細粒であるが、2.0 mm 以上の比較的粗粒な結晶も認められる。カリ長石は平均粒径が 0.1 mm 以下と細粒である。主に斜長石や石英の粒間を埋めるように晶出している。

2. 変成岩類

(1) 黒雲母片岩 暗紫灰色細粒な岩石で明瞭な片理が発達し、しばしば、微褶曲を伴った優白質の細脈が認められる(Fig. 4e)。後述する縞状黒雲母片麻岩との岩相境界は漸移する。

主成分鉱物は黒雲母・斜長石・石英で、まれに緑泥石や白雲母も認められる。副成分鉱物として、ジルコン・アパタイト・石墨などを伴う。顕微鏡下では黒雲母の定向配列が顕著なレピドプラスチック組織を示す。鉱物の粒径は平均 0.1 mm と細粒である。

(2) 縞状黒雲母片麻岩 優白質部(脈)と優黒質部が 1~2 mm オーダーで繰り返す縞状構造が顕著に発達する岩石である(Fig. 4f)。まれに、優白質細脈がネット状に入り組んだ岩相や、膨縮する岩相が認められ、岩相は一様でない。トール岩体の近傍では、優白質脈が最大で幅 2 m まで肥大化し、優黒質部を断ち切るようになる。この場合、縞状構造は不連続になり、白雲母黒雲母トール岩へと移化する。

主成分鉱物は黒雲母・白雲母・斜長石・石英で、副成分鉱物としてジルコン・アパタイト・石墨を伴う。鏡下では黒雲母が卓越する優黒質部と、比較的粗粒(0.1~2.5 mm)で主に石英や斜長石からなる優白質部が縞状の組織をなす(Fig. 5i)。

Table 1. Trace elements concentrations of the standard sample (W-2) analyzed by ICP-MS. A.V., analyzed value (ppm); R.V., recommended value (ppm) (from Eggins et al., 1997); RD, relative deviation ($|A.V. - R.V. \times 100 / R.V.|$); SD, standard deviation.

W-2									
	A. V. (n=6)	R. V.	RD (%)	SD		A. V. (n=6)	R. V.	RD (%)	SD
Li	8.86	9.59	7.61	1.595	Gd	3.77	3.69	2.09	0.084
Sc	36.40	36.2	0.54	1.897	Tb	0.63	0.622	1.02	0.016
Rb	20.24	20.1	0.69	0.976	Dy	3.85	3.79	1.51	0.078
Sr	196.75	191.8	2.58	4.506	Ho	0.82	0.798	2.68	0.024
Ga	17.80	17.4	2.28	0.430	Er	2.29	2.26	1.26	0.071
Cs	0.87	0.916	4.87	0.077	Tm	0.35	—	—	0.009
La	10.83	10.59	2.25	0.334	Yb	2.09	2.03	2.85	0.050
Ce	23.32	23.08	1.03	1.097	Lu	0.32	0.299	5.44	0.006
Pr	3.12	3.027	2.99	0.115	Hf	2.48	2.30	7.75	0.076
Nd	13.13	12.95	1.40	0.338	Pb	7.53	7.81	3.62	1.068
Sm	3.39	3.31	2.33	0.149	Th	2.27	2.21	2.68	0.042
Eu	1.12	1.093	2.21	0.024	U	0.51	0.497	3.19	0.015

分析手法

本論では、札内川七ノ沢流域に分布する各種トール岩類と砂泥質変成岩類を始め、札内川本流域に分布する日高帯中の川層群の砂岩・泥岩と、これらを原岩とする変堆積岩類(弱変成ホルンフェルス)の全岩化学分析と Sr・Nd 同位体比分析をおこなった。

全岩主成分および、微量元素組成のうち Cr, Ni, V, Y, Zr, Nb, Ba と一部試料の Rb, Sr の分析は新潟大学設置の蛍光 X 線分析装置リガク社製 RIX3000, および山形大学の RIX2000 を用いた。詳細な試料の調整法と分析手法は高橋・周藤(1997)と山田ほか(1995)に従っている。また、FeO の定量は過マンガン酸カリウム滴定法により求めた。過マンガン酸カリウム滴定は、熱濃硫酸とフッ酸で溶解した試料約 0.5 g を約 500~1000 倍に希釈した硫酸酸性水溶液でおこなった。定量には、JG-1a, JG-2, JG-3 など FeO 含有量が既知の標準試料で作成した最小二乗検量線を用いた。

希土類元素及び Li, Sc, Ga, Rb, Sr, Cs, Hf, Pb, Th, U の定量分析は新潟大学の誘導結合プラズマ質量分析装置(ICP-MS) Agilent 7500a を使用した。岩石粉末試料の溶解及び測定は Takanashi et al. (2011) と同様の方法を用いた。なお、未知試料と同様の方法で分解・測定した標準試料 W-2 の測定値および推奨値を Table 1 に示す。

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ と $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ の分析には新潟大学設置の表面電離型質量分析装置 MAT262 を用いた。詳細な分析手順は Miyazaki and Shuto (1998) に、測定に用いた岩石粉末試料の溶解および Sr と Nd の抽出方法は Kagami et al. (1987) に基づいている。試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ と $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 測定値はそれぞれ $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ と $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ で規格化した。

本研究の期間中に測定した Sr 同位体の標準試料 NIST SRM 987 の測定値は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710237 \pm 0.000049$ (2σ , $N=18$), Nd 同位体の標準試料 JNdi-1 の測定値は

Table 2. Selected whole-rock chemical compositions of tonalitic and metamorphic rocks in the Shichino-sawa River region. The compositions of metasediments and sediments of the Nakanogawa Group in the Satsumi-gawa River region are also listed. The 37.1 ± 1.1 Ma zircon U–Pb age is that reported for 05SN01 by Kemp and Shimura (2006).

Sample Rock	05SN01	080621-07	080831-02	080831-08	080831-09	080902-01	080902-03	080902-06	080906-01	080906-02	080908-01	080908-07	080908-08	080910-07	080913-01	080913-02	080918-01	090920-03
Oxides (wt. %)	Hbl-Bt tonalite																	
SiO ₂	60.15	61.91	63.68	66.28	60.74	60.52	61.53	63.37	65.46	60.39	67.15	63.23	60.60	65.95	57.79	65.99	60.83	62.71
TiO ₂	1.25	0.79	0.74	0.95	1.15	1.08	1.19	0.84	0.56	1.17	0.59	0.88	1.14	0.68	0.96	0.73	1.07	0.97
Al ₂ O ₃	16.14	15.18	15.47	14.03	15.40	15.03	15.73	15.48	15.55	15.45	14.66	15.00	16.48	15.60	16.34	15.21	15.21	15.12
FeO	5.72	4.39	3.41	4.49	5.45	5.80	6.03	4.23	3.00	5.19	2.78	4.31	5.03	3.80	5.52	4.60	5.27	4.86
Fe ₂ O ₃	0.57	0.95	1.40	0.57	0.96	0.58	0.40	0.74	0.66	0.87	1.07	1.08	0.76	0.56	1.06	0.61	1.09	0.50
MnO	0.12	0.10	0.09	0.07	0.11	0.10	0.13	0.09	0.07	0.11	0.07	0.09	0.09	0.08	0.13	0.09	0.12	0.10
MgO	3.88	4.29	3.36	2.49	3.01	3.74	3.26	2.88	3.11	4.47	2.84	2.99	3.46	2.32	4.16	2.57	3.25	2.82
CaO	6.03	5.68	4.57	3.72	5.23	5.44	5.71	4.68	5.47	5.73	4.25	5.38	4.84	3.93	5.39	3.92	4.48	4.96
Na ₂ O	4.18	3.64	3.59	3.14	3.64	3.43	3.50	3.49	3.72	3.41	3.48	3.31	3.50	3.73	3.71	3.42	3.28	3.62
K ₂ O	1.15	1.55	1.99	2.12	1.66	1.80	1.49	1.93	1.17	1.87	1.64	2.08	2.49	2.07	2.42	1.97	2.40	1.88
P ₂ O ₅	0.19	0.12	0.11	0.15	0.22	0.18	0.19	0.15	0.08	0.17	0.07	0.13	0.22	0.14	0.18	0.13	0.18	0.17
H ₂ O(+)	1.13	1.03	1.10	1.09	1.26	1.28	1.14	1.14	0.78	1.30	0.90	1.10	1.20	0.90	1.47	1.08	1.58	1.13
H ₂ O(-)	0.13	0.13	0.16	0.15	0.18	0.14	0.12	0.24	0.13	0.14	0.18	0.14	0.11	0.14	0.21	0.08	0.30	0.19
Total	100.64	99.75	99.67	99.26	99.02	99.11	100.40	99.26	99.77	100.27	99.69	99.73	99.90	99.91	99.34	100.39	99.05	99.04
Elements (ppm)																		
Li	19.67	20.7	25.21	30.1	25.48	27.26	22.65	29.22	15.73	27.49	20.54	13.95	31.78	17.87	33.69	26.37	33.61	25.27
Sc	16.41	20.79	16.17	12.65	24.46	21.67	22.85	19.82	14.23	22.43	11.56	19.02	20.91	22.99	21.69	22.68	16.09	19.88
Cr*	80.9	130.4	110.9	62.5	85.5	92.9	55.0	79.8	112.6	116.0	100.3	80.2	103.7	66.4	138.7	103.7	92.5	77.7
Ni*	24.2	30.5	19.7	15.32	25.34	33.28	15.6	26.6	28.4	34.9	15.9	5.1	26.9	11.0	44.61	43.5	31.38	12.91
V*	145.96	145.6	116.18	117.6	171.1	171.6	125.42	119.7	82.93	158.49	86.8	112.13	172.55	89.35	154.9	116.33	132.8	155.8
Ga	18.56	15.16	16.22	15.37	17.76	19.15	17.29	17.57	14.11	18.5	13.25	15.48	17.58	16.52	19.12	17.34	17.22	17.21
Rb	35.93	52.51	66.81	71.88	55.55	61.28	51.80	66.59	42.52	57.12	57.12	70.80	90.78	70.36	81.09	63.71	81.10	74.96
Sr	314.80	214.07	211.93	258.32	298.26	259.48	234.98	272.92	223.34	250.32	209.65	222.88	244.42	228.52	269.87	272.62	271.71	195.33
Y*	33.35	31.9	35.17	19.9	34.5	34.2	37.09	25.9	20.28	37.27	13.06	22.41	19.18	18.15	42.4	21.82	16.1	23.9
Zr*	191.33	119.53	139.27	150.8	172.1	132.3	146.36	152.9	127.25	130.39	96.06	124.72	95.16	184.08	185.6	164.16	186.8	234.2
Nb*	6.76	4.85	5.99	7.34	6.39	6.21	5.78	5.82	3.7	6.91	3.86	5.79	6.05	6.01	6.29	5.02	7.4	6.38
Cs	2.75	3.6	3.95	5.34	4.79	3.22	3.35	6.67	2.73	4.68	3.13	3.7	5.65	3.31	4.66	5.77	5.57	5.17
Ba*	180.5	301.1	429.5	414.0	310.9	409.4	324.4	408.8	209.3	358.8	206.2	345.3	432.3	394.0	461.9	460.7	399.6	309.4
La	13.53	9.35	10.64	6.54	16.21	16.18	8.21	9.6	7.57	8.68	6.57	6.16	15.06	17.85	15.56	23.66	14.39	20.21
Ce	34.36	27.32	25.65	15.73	35.88	38.13	22.7	22.87	17.91	25.92	14.34	13.75	29.89	33.23	38.27	45.88	28.8	43.58
Pr	4.83	4.15	3.69	2.2	4.76	4.98	3.42	3.32	2.35	4.27	1.86	2.23	3.49	4.2	5.17	5.13	3.55	5.07
Nd	21.36	17.71	16.46	10.23	20.41	20.47	16.6	14.52	10.39	20.4	7.55	10.82	13.64	16.4	22.59	18.79	13.95	19.5
Sm	4.86	4.4	4.57	2.62	4.98	4.95	5.14	3.75	2.72	5.72	1.94	3.18	3.09	3.54	6.17	3.76	3.07	4.42
Eu	1.37	0.92	0.83	0.99	1.47	1.3	1.14	1.15	0.86	1.08	0.84	0.96	0.96	0.97	1.1	1.21	1.16	0.89
Gd	4.93	4.69	4.84	2.65	5.67	5.33	5.81	3.77	2.91	6.56	1.91	3.66	3.16	3.56	6.03	3.95	3.04	4.54
Tb	0.88	0.78	0.83	0.48	0.95	0.89	1.0	0.72	0.52	1.12	0.31	0.61	0.54	0.54	1.02	0.61	0.45	0.78
Dy	5.45	4.87	5.13	2.73	5.81	5.54	6.38	4.17	3.26	6.77	2.12	3.68	3.18	3.19	6.57	3.94	2.53	5.19
Ho	1.19	1.07	1.12	0.62	1.2	1.17	1.41	0.88	0.72	1.4	0.45	0.77	0.65	0.65	1.44	0.83	0.55	1.15
Er	3.6	3.14	3.23	1.78	3.59	3.41	3.96	2.57	2.12	4.18	1.33	2.17	2.02	1.7	4.16	2.52	1.59	3.33
Tm	0.6	0.49	0.52	0.3	0.53	0.53	0.61	0.42	0.24	0.63	0.21	0.24	0.31	0.24	0.65	0.41	0.26	0.54
Yb	3.6	3.12	3.12	1.88	3.15	3.34	3.84	2.56	2.24	3.8	1.36	1.97	1.96	1.41	4.18	2.66	1.64	3.32
Lu	0.54	0.47	0.46	0.3	0.48	0.51	0.57	0.4	0.35	0.56	0.21	0.31	0.3	0.22	0.61	0.43	0.27	0.51
Hf	5.09	3.04	3.59	4.01	4.03	3.15	3.69	3.8	2.95	3.74	2.34	2.31	2.72	4.7	4.32	4.09	4.5	6.12
Pb	11.31	8.82	57.05	10.97	10.8	7.84	7.69	10.33	9.42	9.85	9.06	9.78	10.34	10.98	9.54	11.35	7.91	9.8
Th	5.77	1.39	3.37	3.37	8.09	5.25	1.73	1.86	1.91	0.81	1.85	2.8	8.91	6.94	3.29	10.63	3.7	5.37
U	1.33	1.13	1.42	2.28	2.35	1.85	1.49	1.4	3.46	0.76	0.84	1.28	3.11	1.83	1.23	3.32	1.52	1.26

*: analyzed by XRF

Table 2. Continued.

Sample	080906-10	080906-12	080906-04	080906-06	080906-07	080804-08	080902-11	080913-04	080722-01	080812-16	100905-19	100905-02	100905-06	100905-09	100905-11	100905-13	100905-14	100905-16	100904-01	100904-02	100904-06	100904-07
Rock	coarse Bt tonalite	fine Bt tonalite	Ms-Bt tonalite	Ms-Bt tonalite	Ms-Bt tonalite	Ms-Bt tonalite	Ms-Bt tonalite	Ms-Bt tonalite	Ms-Bt tonalite	Ms-Bt tonalite	metasediment	metasediment	metasediment	metasediment	metasediment	metasediment	metasediment	metasediment	metasediment	metasediment	metasediment	metasediment
Oxides (wt. %)																						
SiO ₂	62.98	66.06	61.77	64.29	67.62	67.88	65.08	65.68	64.14	63.96	65.31	67.61	66.62	64.35	65.56	63.91	68.32	60.17	66.55	62.14	66.20	64.92
TiO ₂	1.09	0.80	0.84	0.80	0.82	0.73	0.73	0.81	0.76	0.66	0.72	0.65	0.66	0.74	0.69	0.68	0.54	0.75	0.72	0.77	0.56	0.70
Al ₂ O ₃	13.98	15.90	16.86	16.00	15.18	15.21	15.68	15.16	15.36	16.28	14.56	13.99	15.03	15.87	14.83	16.38	14.69	18.37	14.35	17.03	14.67	14.44
FeO	6.64	3.75	4.75	4.00	3.62	5.05	5.12	5.39	5.00	4.82	4.76	4.39	3.88	4.35	4.32	4.93	3.58	4.67	4.17	3.97	3.28	4.23
Fe ₂ O ₃	1.28	0.97	1.33	1.34	0.60	0.56	0.49	0.26	1.06	0.77	1.07	0.67	0.90	1.14	1.06	0.29	0.94	1.12	1.09	1.25	0.99	1.28
MnO	0.11	0.06	0.11	0.09	0.07	0.07	0.10	0.05	0.09	0.07	0.09	0.08	0.06	0.08	0.09	0.09	0.05	0.09	0.07	0.08	0.07	0.09
MgO	3.99	2.44	2.89	2.59	2.20	2.33	2.56	2.92	3.16	2.62	2.77	3.25	2.62	3.07	2.76	1.99	2.32	2.17	3.33	3.10	2.49	3.06
CaO	2.41	3.67	3.60	3.05	2.92	2.17	2.57	2.40	2.65	3.26	3.56	2.09	1.74	1.53	2.75	3.08	1.77	1.77	1.02	2.04	2.03	2.23
Na ₂ O	2.44	3.44	3.86	3.84	4.00	2.93	3.33	3.37	3.14	3.75	3.06	3.50	3.81	2.70	3.75	4.53	3.31	3.62	3.43	2.59	3.66	3.39
K ₂ O	3.56	2.36	2.64	2.45	2.09	2.72	2.51	2.61	2.70	2.36	2.10	1.92	2.67	3.41	1.82	2.09	2.79	3.34	2.04	3.67	2.80	2.42
P ₂ O ₅	0.14	0.21	0.42	0.28	0.38	0.13	0.15	0.04	0.16	0.14	0.17	0.14	0.14	0.16	0.16	0.17	0.12	0.17	0.15	0.17	0.13	0.14
H ₂ O(+)	1.44	0.95	1.18	1.32	0.87	1.52	1.54	1.50	1.55	1.28	1.74	1.63	1.67	2.51	1.92	1.88	1.65	2.13	2.72	3.03	2.54	2.96
H ₂ O(-)	0.08	0.10	0.07	0.20	0.07	0.06	0.09	0.08	0.10	0.10	0.01	0.04	0.07	0.12	0.10	0.04	0.08	0.05	0.09	0.11	0.17	0.17
Total	100.14	100.69	100.31	100.26	100.45	101.35	99.94	100.26	99.86	100.07	99.93	99.95	99.87	100.03	99.80	100.07	100.16	99.53	99.73	99.94	99.59	100.04
Elements (ppm)																						
Li	51.66	33.15	42.33	39.42	33.54	42.36	38.57	39.8	32.35	43.11	22.93	22.91	22.55	30.87	13.86	16.46	21.53	25.56	21.65	25.16	16.79	18.77
Sc	21.22	13.45	20.11	17.2	16.95	21.26	17.46	18.87	16.73	18.7	17.96	16.71	16.07	17.82	18.26	17.53	13.69	19.02	16.95	18.39	15.09	16.53
Cr*	138.1	54.0	81.4	82.4	62.1	80.1	95.6	85.7	200.4	66.2	193.4	233.9	163.9	186.3	191.2	42.8	93.6	51.1	255.5	105.2	129.7	235.1
Ni*	42.5	13.4	23.6	34.5	18.0	25.7	39.6	28.8	85.5	25.7	71.9	92.0	87.7	83.5	47.9	18.5	52.5	22.8	103.5	58.5	51.8	62.1
V*	150.27	105.09	136.09	130.14	90.54	146.28	133.96	144.83	157.23	147.48	152.0	124.22	117.58	148.93	143.94	128.12	102.83	158.36	144.03	139.15	109.86	147.71
Ga	16.96	17.2	19.4	18.79	18.2	17.51	18.31	18.51	17.69	18.71	14.52	15.55	16.32	18.04	14.92	16.29	14.81	20.69	15.28	19.57	15.92	16.48
Rb	142.43	87.90	110.78	94.71	78.84	99.87	88.90	100.45	82.54	103.31	68.26	59.01	90.57	111.61	60.20	60.44	83.16	117.25	56.64	113.32	73.18	63.65
Sr	169.60	222.76	311.71	302.15	344.09	249.60	313.15	254.65	395.84	382.11	348.72	359.40	277.48	227.27	369.31	443.03	296.36	420.77	284.38	319.36	430.34	440.91
Y*	5.65	7.49	24.22	15.31	38.17	18.45	22.63	21.43	20.41	17.8	19.74	18.04	19.69	22.38	20.32	23.36	18.97	24.37	19.23	25.46	17.77	18.85
Zr*	180.82	121.22	141.15	184.24	191.52	130.76	153.91	154.37	162.83	141.98	158.72	146.68	156.81	169.9	130.79	168.47	118.09	187.97	162.66	172.79	136.76	172.85
Nb*	9.59	6.96	7.21	7.08	5.98	6.97	7.51	7.23	8.11	5.46	8.08	7.51	7.83	9.2	6.7	7.9	7.5	8.82	7.19	11.73	6.46	8.22
Cs	9.35	5.68	6.18	4.48	5.1	6.3	3.74	4.68	5.53	6.99	2.76	3.73	5.81	6.6	2.99	3.56	3.56	5.4	2.43	5.6	2.43	2.08
Ba*	474.7	339.4	485.9	425.7	330.2	787.4	688.0	501.8	674.6	454.1	309.7	494.5	636.1	554.5	510.2	592.1	597.0	696.0	574.9	740.3	656.4	632.4
La	14.42	34.05	9.7	17.11	20.7	18.78	22.91	27.94	20.12	22.44	20.31	18.55	22.06	20.98	18.33	23.8	19.52	23.57	19.86	24.86	18.35	19.13
Ce	25.34	57.76	21.54	36.52	46.45	41.44	47.98	59.89	40.08	48.99	36.69	35.03	39.9	41.11	34.13	47.8	37.25	48.93	36.29	50.56	34.24	35.4
Pr	2.52	5.08	3.13	4.5	5.91	4.92	5.81	7.01	4.87	6.28	4.98	4.53	5.16	5.41	4.52	6.2	4.83	6.37	4.79	6.6	4.4	4.68
Nd	8.0	15.78	13.12	18.79	24.4	19.38	22.53	25.94	18.71	24.33	19.42	17.67	19.45	21.64	17.55	23.54	19.32	24.58	18.73	26.34	17.05	18.22
Sm	1.37	2.1	3.67	4.11	7.08	4.28	4.67	5.4	3.9	5.12	4.02	3.77	3.96	4.43	3.77	4.9	3.75	5.12	3.69	5.62	3.53	3.7
Eu	0.69	0.93	1.13	1.06	1.02	1.0	1.14	1.21	1.02	1.13	1.02	0.98	1.04	1.06	0.94	1.11	0.91	1.19	1.02	1.03	0.92	0.99
Gd	1.23	1.85	4.13	3.81	7.18	4.0	4.19	4.49	3.37	4.46	3.48	3.31	3.55	3.89	3.56	4.41	3.34	4.41	3.45	4.78	3.12	3.32
Tb	0.16	0.25	0.66	0.56	1.37	0.64	0.66	0.67	0.53	0.71	0.52	0.53	0.55	0.57	0.54	0.67	0.52	0.71	0.51	0.74	0.48	0.48
Dy	1.0	1.36	4.14	3.09	7.78	3.74	3.9	3.53	3.18	4.07	3.08	3.11	3.23	3.4	3.06	3.91	3.01	4.12	3.09	4.34	2.8	2.97
Ho	0.21	0.31	0.89	0.61	1.48	0.78	0.82	0.77	0.63	0.87	0.64	0.65	0.66	0.7	0.67	0.78	0.59	0.85	0.63	0.89	0.61	0.62
Er	0.68	0.86	2.36	1.67	3.97	2.19	2.43	2.19	1.89	2.55	1.86	1.95	2.01	2.0	1.89	2.34	1.74	2.49	1.88	2.62	1.72	1.82
Tm	0.11	0.13	0.35	0.26	0.6	0.34	0.39	0.33	0.31	0.4	0.28	0.29	0.3	0.31	0.28	0.36	0.25	0.38	0.29	0.42	0.25	0.28
Yb	0.79	0.89	1.98	1.6	3.65	2.06	2.31	2.12	1.82	2.45	1.81	1.86	1.88	2.02	1.83	2.23	1.69	2.41	1.82	2.62	1.65	1.77
Lu	0.15	0.15	0.27	0.25	0.55	0.31	0.36	0.33	0.29	0.38	0.28	0.28	0.28	0.31	0.28	0.35	0.25	0.37	0.28	0.39	0.25	0.28
Hf*	6.3	3.75	3.46	5.11	5.54	4.15	4.65	4.83	3.94	4.25	4.06	4.25	4.34	4.27	3.4	4.34	3.16	4.96	4.08	4.67	3.52	4.38
Pb	6.82	9.48	11.84	11.03	15.69	14.19	15.98	17.41	15.3	18.55	10.32	12.53	12.42	11.07	11.65	18.15	11.61	16.59	10.7	11.92	12.87	11.03
Th	11.97	13.77	0.55	4.51	9.86	6.75	7.85	11.29	7.77	8.49	6.39	7.08	6.8	7.31	5.72	8.14	5.9	9.19	6.48	10.55	6.43	6.29
U	2.24	2.0	1.56	1.65	3.7	1.8	1.35	1.66	2.17	2.41	1.81	2.02	1.93	1.95	1.69	2.13	1.57	2.39	1.78	2.53	1.89	1.77

*: analyzed by XRF

Fig. 7. Whole-rock major element (a) and trace element (b) diagrams for tonalitic and metamorphic rocks in the Shichino-sawa River region. Pelitic and psammitic sediments of the Nakanogawa Group and metasediments (hornfels) derived from the Nakanogawa Group are also shown. Shaded regions are compositional ranges of the Nakanogawa Group, Bt schists, and banded Bt gneisses. FeO*: total iron calculated as FeO; ASI: aluminum saturation index (mol $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$).

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512062\pm0.000039$ (2σ , $N=20$) である。なお、未知試料の同位体比組成は、Miyazaki and Shuto (1998) による標準試料の推奨値 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710251$ (NIST SRM 987) および $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512106$ (JNdi-1) で補正した。

全岩化学組成および Sr・Nd 同位体比

全岩化学組成分析の結果を Table 2 と Fig. 7, Fig. 8 に示す。

Fig. 7 は各主要元素と微量元素の組成を SiO_2 含有量の変化に対して示した。角閃石黒雲母トナール岩は SiO_2 含有量が 59~69 wt.% まで変化し、 SiO_2 含有量の増加に伴って TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO , Na_2O 含有量が減少する。しかし、 K_2O 含有量はほぼ一定である (Fig. 7a)。微

量元素組成では Sr, Y, V 含有量が減少するが、Rb には明瞭な変化が認められない (Fig. 7b)。白雲母黒雲母トナール岩は、ほとんどの試料の SiO_2 含有量が 65 wt.% 以上である。また、各酸化物や元素の組成範囲が中の川層群の堆積岩類やそれを原岩とする砂泥質変成岩類 (変堆積岩類・黒雲母片岩・縞状黒雲母片麻岩) の組成範囲と概ね一致している。アルミナ飽和度は角閃石黒雲母トナール岩が 0.8~1.0 とメタアルミナスであるのに対し、黒雲母トナール岩類と白雲母黒雲母トナール岩は 1.0 以上のパーアルミナスな組成を有する (Fig. 7a)。

Fig. 8 には、トナール岩類の希土類元素組成をコンドライト規格化パターンで示した。角閃石黒雲母トナール岩の組成は、軽希土類元素に富み、中～重希土類元素が平坦な傾向を示す。これは後述する同位体比組成変化と明瞭な相関がな

Fig. 8. Chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns for the tonalites. (a) Hbl-Bt tonalites. (b) Coarse Bt tonalites. (c) Fine Bt tonalites. (d) Ms-Bt tonalites. Shading indicates the compositional ranges of the calculation results of Hbl fractionation and PI accumulation (b) and analytical values for the Nakanogawa Group and Bt schists (c and d). Chondrite values are from Sun and McDonough (1989).

Table 3. Sr and Nd isotopic compositions of tonalitic and metamorphic rocks; Rb, Sr, Sm, and Nd concentrations were analyzed using ICP-MS. Initial isotopic values were calculated using an age of 37 Ma.

Rock type	Sample no.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2SE ($\times 10^{-6}$)	Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Initial ϵ_{Sr}	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2SE ($\times 10^{-6}$)	Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Initial ϵ_{Nd}
Hbl-Bt tonalite	05SN01	35.93	314.80	0.3302	0.704615	7	0.704441	-0.22	4.86	21.36	0.1376	0.512811	14	0.512778	3.66
	080621-07	52.51	214.07	0.7095	0.704867	13	0.704494	0.53	4.40	17.71	0.1502	0.512811	14	0.512774	3.58
	080831-02	66.81	211.93	0.9118	0.705058	14	0.704579	1.73	4.57	16.46	0.1677	0.512787	14	0.512746	3.03
	080831-08	71.88	258.32	0.8049	0.705207	9	0.704784	4.65	2.62	10.23	0.1547	0.512701	14	0.512664	1.43
	080831-09	55.55	298.26	0.5388	0.704928	13	0.704645	2.68	4.98	20.41	0.1475	0.512815	9	0.512779	3.68
	080902-01	61.28	259.48	0.6832	0.704960	14	0.704601	2.06	4.95	20.47	0.1462	0.512847	14	0.512811	4.31
	080902-03	51.80	234.98	0.6376	0.704763	13	0.704428	-0.40	5.14	16.60	0.1872	0.512825	14	0.512779	3.69
	080902-06	66.59	272.92	0.7057	0.705011	7	0.704640	2.60	3.75	14.52	0.1564	0.512776	14	0.512738	2.89
	080906-01	39.20	225.69	0.5024	0.704565	13	0.704301	-2.21	2.72	10.39	0.1581	0.512822	14	0.512783	3.76
	080906-02	69.72	250.32	0.8056	0.704992	13	0.704568	1.59	5.72	20.40	0.1695	0.512818	14	0.512777	3.64
	080908-01	55.37	224.65	0.7129	0.705050	14	0.704675	3.10	1.94	7.55	0.1553	0.512831	13	0.512793	3.96
	080908-07	74.14	230.61	0.9299	0.704891	13	0.704402	-0.77	3.18	10.82	0.1774	0.512819	14	0.512776	3.62
	080908-08	79.79	244.76	0.9429	0.704921	12	0.704426	-0.44	3.09	13.64	0.1370	0.512828	14	0.512795	4.00
	080910-07	75.14	236.87	0.9176	0.705226	10	0.704743	4.07	3.54	16.40	0.1304	0.512776	13	0.512745	3.01
	080913-01	81.09	269.87	0.8691	0.705044	14	0.704587	1.86	6.17	22.59	0.1652	0.512773	14	0.512733	2.78
	080913-02	64.44	296.21	0.6293	0.705126	12	0.704795	4.80	3.76	18.79	0.1211	0.512750	14	0.512721	2.55
	080913-07	81.10	271.71	0.8634	0.705163	13	0.704709	3.59	3.07	13.95	0.1332	0.512759	12	0.512727	2.66
	090918-01	57.88	263.70	0.6349	0.705071	14	0.704738	3.99	4.42	19.50	0.1370	0.512787	14	0.512753	3.18
	090920-03	69.58	197.30	1.0201	0.704892	11	0.704356	-1.43	5.67	29.72	0.1154	0.512825	14	0.512797	4.03
coarse Bt tonalite	080906-10	142.43	169.60	2.4292	0.705900	14	0.704623	2.37	1.37	8.00	0.1032	0.512808	14	0.512783	3.76
	080906-12	87.90	222.76	1.1414	0.705215	14	0.704615	2.25	2.10	15.78	0.0805	0.512804	14	0.512784	3.78
fine Bt tonalite	080906-04	110.78	311.71	1.0280	0.705615	13	0.705075	8.78	3.67	13.12	0.1690	0.512718	14	0.512677	1.68
	080906-06	94.71	302.15	0.9067	0.705607	13	0.705130	9.56	4.11	18.79	0.1323	0.512693	14	0.512661	1.38
	080906-07	78.84	344.09	0.6628	0.705554	12	0.705206	10.64	7.08	24.40	0.1753	0.512688	13	0.512646	1.07
Ms-Bt tonalite	080804-04	99.87	249.60	1.1575	0.706347	13	0.705739	18.20	4.28	19.38	0.1333	0.512611	10	0.512579	-0.22
	080902-11	88.90	313.15	0.8212	0.705871	13	0.705439	13.95	4.67	22.53	0.1252	0.512590	12	0.512559	-0.61
	080913-04	100.45	254.65	1.1411	0.706351	13	0.705751	18.38	5.40	25.94	0.1258	0.512648	10	0.512618	0.54
Bt schist	080722-01	79.81	457.81	0.5043	0.705523	11	0.705258	11.37	3.90	18.71	0.1261	0.512634	14	0.512604	0.26
	080812-16	73.08	398.17	0.5309	0.705405	13	0.705126	9.50	5.12	24.33	0.1272	0.512707	14	0.512676	1.68
	100905-19	72.48	359.70	0.5829	0.705387	14	0.705080	8.85	3.69	18.73	0.1253	0.512673	14	0.512643	1.02
metasediment	100905-02	59.54	352.12	0.4891	0.705686	12	0.705429	13.80	5.62	26.34	0.1289	0.512618	14	0.512587	-0.07
	100905-06	95.83	287.47	0.9643	0.706016	10	0.705509	14.94	3.53	17.05	0.1232	0.512646	13	0.512617	0.51
	100905-09	117.00	237.96	1.4223	0.706217	11	0.705469	14.37	3.70	18.22	0.1237	0.512627	14	0.512597	0.12
	100905-11	64.09	382.04	0.4853	0.705395	10	0.705140	9.70	3.77	17.67	0.1298	0.512704	14	0.512673	1.61
	100905-13	64.84	457.11	0.4103	0.705355	13	0.705139	9.69	3.96	19.45	0.1259	0.512591	13	0.512561	-0.57
	100905-14	87.08	303.94	0.8288	0.705778	11	0.705342	12.58	4.43	21.64	0.1173	0.512591	11	0.512563	-0.54
	100905-16	117.86	424.61	0.8029	0.705470	11	0.705048	8.39	3.77	17.55	0.1261	0.512616	13	0.512586	-0.09
sediment (Nakanogawa Group)	100904-01	60.77	299.22	0.5875	0.705711	14	0.705402	13.43	4.90	23.54	0.1191	0.512627	14	0.512598	0.15
	100904-02	117.28	326.82	1.0381	0.706027	14	0.705482	14.55	3.75	19.32	0.1291	0.512567	14	0.512536	-1.06
	100904-06	76.31	450.09	0.4904	0.705089	12	0.704832	5.33	5.12	24.58	0.1251	0.512655	14	0.512625	0.67
	100904-07	66.57	454.86	0.4233	0.705149	10	0.704927	6.67	4.02	19.42	0.1227	0.512626	14	0.512596	0.12

い。粗粒黒雲母トール岩は $\text{La}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$ が 13~28 と高く、中〜重希土類元素に乏しい左上がりの特徴的なパターンを示す (Fig. 8b)。また、Sm 負異常と Eu 正異常が認められる。細粒黒雲母トール岩は 1 試料が砂泥質岩類の組成パターンと一致するが、それ以外は一致せず、試料によって組成パターンが一致しない。白雲母黒雲母トール岩は砂泥質岩類

の組成範囲と類似したパターンを示す。

Sr・Nd 同位体比測定結果は Table 3 と Fig. 9, Fig. 10 に示した。

Fig. 9 では 37 Ma で補正した各同位体比組成を全岩 SiO_2 含有量の変化に対して示している。Sr 同位体比初生値 (以後、 Sr_i) のうち、角閃石黒雲母トール岩は 0.7042~0.7048 を

Fig. 9. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr I) (a) and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Nd I) (b) versus whole-rock SiO_2 for tonalitic and metamorphic rocks in the Shichino-sawa River region. The Sr I and Nd I values of Hbl-Bt tonalite correlate with increasing SiO_2 concentrations, changing to enriched compositions. Symbols are the same as in Fig. 7. Shaded regions show compositional ranges of the Nakanogawa Group and Bt schists.

示し、 SiO_2 含有量の増加に伴って同位体比が増加する傾向にある (Fig. 9a). また、粗粒黒雲母トナール岩の 0.7046 は角閃石黒雲母トナール岩の Sr I の範囲と重なる。一方、細粒黒雲母トナール岩や白雲母黒雲母トナール岩の Sr I は 0.7050~0.7058 であり、角閃石黒雲母トナール岩や粗粒黒雲母トナール岩よりも明らかに高い。これらは中の川層群の堆積岩類や黒雲母片岩の Sr I (37 Ma) の範囲 0.7048~0.7055 と概ね一致する。

Nd 同位体比は Sr 同位体比と逆の傾向を示す (Fig. 9b). すなわち、角閃石黒雲母トナール岩が 0.51266~0.51288 で Nd 同位体比初生値 (以後、 Nd I) が高く、粗粒黒雲母トナール岩の同位体比もこの範囲に含まれる。しかし、細粒黒雲母トナール岩や白雲母黒雲母トナール岩は 0.51256~0.51268 で低い Nd I をもつ。これらは、 Sr 同位体比の場合と同様、中の川層群の堆積岩類や黒雲母片岩の Nd I (37 Ma) の範囲 0.51252~0.51267 に類似する。なお、角閃石黒雲母トナール岩は SiO_2 含有量の増加に伴って Nd I が減少する傾向にある。

Fig. 10 には、 Sr と Nd 同位体比組成の関係を CHUR

(CHondritic Uniform Reservoir) を基準に示した。この図において、角閃石黒雲母トナール岩の組成は ϵ_{Sr} が CHUR と同程度で ϵ_{Nd} が +2~+4 程度を示す。また、分布の傾向は負の相関を示し、砂泥質変成岩や中の川層群の堆積岩類の組成範囲へ伸びる。白雲母黒雲母トナール岩と細粒黒雲母トナール岩は、Fig. 9 で示した通り砂泥質岩の組成範囲と概ね一致する。しかし、細粒黒雲母トナール岩の方が低 ϵ_{Sr} ・高 ϵ_{Nd} を示す。

なお、Fig. 10 には、川浪ほか (2006) によって報告された日高変成帯の下部層の変成岩類である苦鉄質変成岩類の同位体比組成も比較のために併せて示した。従来、苦鉄質変成岩と角閃石黒雲母トナール岩などの I タイプトナール岩は、 Sr 同位体の類似性が言われてきた (池田, 1984; 大和田, 1989; 大和田・小山内, 1989; 志村, 1999; Shimura et al., 2004 など)。しかし、両者は ϵ_{Nd} においては分布範囲が著しく異なっている。

考 察

1. 白雲母黒雲母トナール岩の成因

トナール岩小岩体内の岩相は、岩体の中央部に I タイプの角閃石黒雲母トナール岩が分布し、その周囲を S タイプの白雲母黒雲母トナール岩が取り囲むという関係にある (Fig. 2). 両者は境界部に黒雲母トナール岩類を介して漸移的な岩相変化を示す。それらは明瞭な貫入関係でない。また、白雲母黒雲母トナール岩と母岩の縞状黒雲母片麻岩の境界も漸移的である。すなわち、縞状黒雲母片麻岩は白雲母黒雲母トナール岩の周辺部で優白質部が肥大化し、その優白質部は片麻岩の優黒質部を切る優白質脈となる。優白質脈と不連続となった優黒質部は次第にシュリーレン構造やストロマティック構造を示すミグマタイトへと移化し、白雲母黒雲母トナール岩となる。

白雲母黒雲母トナール岩は、その鉱物組み合わせや鏡下組織が片麻岩と類似し、さらに、同位体比組成が片麻岩の原岩である砂泥質岩類の組成範囲と概ね一致する (Fig. 9). このことは、白雲母黒雲母トナール岩マグマの起源物質が大局的には砂泥質岩類である可能性を示している。ここで、上述の野外産状を踏まえると、白雲母黒雲母トナール岩マグマの成因は、深部からの貫入起源ではなく、縞状黒雲母片麻岩を原岩とした「その場での」形成であったと考えられる。

この成因は希土類元素組成から支持される。白雲母黒雲母トナール岩の組成パターンは砂泥質岩の組成パターンと一致している (Fig. 8d). これは、白雲母黒雲母トナール岩マグマが砂泥質岩類から形成された後に、有意の分化や混合作用を受けていないことを示している。一般に、地殻の部分融解により発生した花崗岩マグマは、その発生場で一部のレスタイトと分離し、さらに地殻中での上昇過程で結晶分化作用を被ると考えられる。このような過程を経たマグマは原岩とは異なる希土類元素パターンを示すであろう。実際に、19 Ma に「日高地殻」の最下部で砂泥質変成岩から発生した最下部 S タイプトナール岩は、レスタイトのザクロ石斜方輝石グラニュイトと分離したと考えられているため、起源物質より

Fig. 10. Diagram of ϵ_{Nd} versus ϵ_{Sr} for 37-Ma tonalitic and metamorphic rocks. Values of ϵ_{Nd} and ϵ_{Sr} are calculated with respect to a chondritic uniform reservoir (CHUR) with $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1966$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$, and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb} = 0.0827$. The diagram shows clear compositional differences between Hbl-Bt tonalites and mafic metamorphic rocks in the lower sequence of the Hidaka Metamorphic Belt (Kawanami et al., 2006). Isotopic mixing compositions are also shown as broken lines: SMX (black) shows simple mixing between two components, one with an average composition of mafic metamorphic rocks and the other with an averaged composition of pelitic and psammitic rocks; smx (gray) shows the assimilation and fractional crystallization trend (simple mixing) of the estimated parental composition of the Hbl-Bt tonalite magma calculated in Fig. 11. Tick marks are plotted at 20% intervals (thick open crosses). The compositions of two norites of the Oshirabetsu Gabbroic Mass (Kojima et al., 2012) are also plotted (open stars).

も重希土類元素の含有量が顕著に少ない(Shimura et al., 2004). 一方、白雲母黒雲母トータル岩にはこのような特徴が認められない。したがって、白雲母黒雲母トータル岩マグマは分離・上昇の過程に伴う結晶分化を経ずに、「その場で」砂泥質岩から形成されたマグマであると考えられる。

なお、白雲母黒雲母トータル岩の Sr/I は砂泥質岩類の同位体比初生値よりもわずかに高い(Fig. 9a)。これは原岩組成の不均質性によるものと考えられる。Fig. 11a には各トータル岩類と砂泥質岩類の Sr 含有量と Sr/I の関係を示した。この図において、砂泥質岩類の組成は Sr 含有量の増加に対して Sr/I が減少する明瞭な負の相関を示す。この相関は変成度には依存しないことから、砂泥質岩類は原岩の堆積岩が形成した段階で既にこのような傾向を保持していたと考えられる。一方、白雲母黒雲母トータル岩の組成は、Fig. 11a において砂泥質岩類の組成範囲の低 Sr 含有量・高 Sr/I の部分に図示される。これは、砂泥質岩類の組成傾向と調和的で、その延長方向である。このことから、砂泥質岩類にはより低 Sr 含有量・高 Sr/I の原岩が存在しており、そのような砂泥質岩類を起源として白雲母黒雲母トータル岩マグマが形成されたものと解釈される。

本地域のトータル岩類の成因関係を考察した高橋(1992)は、トータル岩小岩体における不均質トータル岩類(本研究の白雲母黒雲母トータル岩に相当)の成因として、角閃石を晶出した均質トータル岩(本研究の角閃石黒雲母トータル岩に相当)マグマが片麻岩中へ貫入し、マグマの熱で部分融解した片麻岩と貫入したマグマが混合することで形成された、

と議論した。本研究における白雲母黒雲母トータル岩の成因は、高橋(1992)の成因論を大局的には支持する。ただし、上述の希土類元素組成の特徴からすると、白雲母黒雲母トータル岩の原岩である片麻岩が角閃石黒雲母トータル岩マグマと物質的に混合していた可能性は低い。角閃石黒雲母トータル岩マグマは壁岩の片麻岩へ熱のみを供給し、結果、片麻岩が白雲母黒雲母トータル岩化したと考えられる。

ところで、今回、一部の白雲母黒雲母トータル岩からピナイト化した堇青石を見出した(Fig. 5h)。これまで、札内川地域の変成岩や花崗岩からはアルミノ珪酸塩鉱物や堇青石は報告されていない。これは札内川地域の岩石が他地域に比べアルミナ飽和度がそれほど高くないためとされている(志村ほか, 1997)。しかし、白雲母黒雲母トータル岩には局所的にアルミナ飽和度が1.4のように高い岩石も存在し(Fig. 7a)、このような岩石には堇青石が含まれる。

日高変成帯の角閃岩相程度の深度において、マグマと壁岩の相互作用による変成反応は、大和田(1989)、高橋(1992)、志村ほか(1997)などにより次のような反応が論じられている。

札内川の角閃石黒雲母トータル岩マグマの貫入時の温度は

Table 4. Fractionating assemblages (%) and mineral–melt partition coefficients used in the AFC modeling calculations. Partition coefficients are quoted from: A, Arth (1976); G, Gill (1981); F, Fujimaki (1986); NC, Nash and Crecraft (1985); GP, estimated value from Green and Pearson (1986, their Fig. 1); R, Rollinson (1993); B, Bea et al. (1994); EG, Ewart and Griffin (1994); and PK, Prowatke and Klemme (2006).

		Hbl	Pl	Bt	Ilm	Zrn	Ap	Ttn	Aln
ratio of modal composition		99.4			0.6				
fractionating assemblage		20.12	69.74	9.52	0.35	0.02	0.15	0.10	0.01
partition coefficient	Sr	0.23 ^G	1.8 ^G	0.31 ^{EG}	0.034 ^{EG}	-	4.3 ^{PK}	-	0.78 ^{EG}
	Nd	2.80 ^A	0.17 ^A	0.044 ^A	7.6 ^{NC}	3.35 ^B	61.2 ^F	100 ^{GP}	1620 ^R

Fig. 11. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr/I) versus Sr diagram (a) and initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Nd/I) versus Nd diagram (b) based on results of an assimilation and fractional crystallization (AFC) calculation for a Hbl-Bt tonalite magma and Bt schist. FC, fractional crystallization trends (solid lines); AFC, assimilation and fractional crystallization trends (broken black lines); r , ratio of assimilation to crystallization rates; smx, simple mixing trends (solid gray lines); smx(Sr), simple mixing trend for an Nd variation diagram based on the results of the Sr calculation (dotted gray line). Tick marks (crosses) are plotted at 20% intervals on these lines. Symbols are the same as in Fig. 7. Shaded regions are compositional ranges of the sedimentary rocks of the Nakanogawa Group and the Bt schists.

850°C以上と想定されている(高橋, 1992)。また, 札内川地域のトータル岩近傍における変成岩類には(1)と(2)の反応による部分融解が生じつつあり, その温度圧力条件は約400 MPa, 650°C程度と見積もられている(高橋, 1992; 志村ほか, 1997)。

Fig. 5hの堇青石の産状は, 上記の変成岩類にトータル岩マグマの熱がさらに加わることで(3)の反応が起き, 非調和融解により堇青石が形成されたものと考えられる。アルミノ珪酸塩鉱物は見つからないが, (3)の反応により消費されたのであろう。(3)の反応は, 志村ほか(1997)のFig. 11(3')の反応曲線に相当するので, 壁岩の温度は志村ほか(1997)が見積もった650°Cより高く, 400 MPaの定圧条件で, より高温の700°C以上まで温度上昇していたと思われる。この温度上昇過程で変成岩の部分融解度が増加し, 変成岩類は白雲母黒雲母トータル岩へと移行したと考えられる。堇青石が含まれる場合, トータル岩は原岩の片麻状構造が乱されていることが多く, ネビュライト構造を呈する(Fig. 4d)。このことは, 含堇青石白雲母黒雲母トータル岩が高温条件下で部分融解度が比較的大きかったことを示唆する。

2. 角閃石黒雲母トータル岩の組成変化の要因

角閃石黒雲母トータル岩は全岩 SiO_2 含有量の増加に伴って同位体比組成が高Sr/I・低Nd/Iへと変化する傾向にある(Fig. 9)。結晶分化作用では同位体比初生値が変化しないと考えられることから, これは, 角閃石黒雲母トータル岩マグマに同位体比の異なる外来物質が付与されたことを示す。おそらく, 角閃石黒雲母トータル岩マグマは, 定置場へ貫入したときに壁岩として存在していた縞状黒雲母片麻岩を同化したのであろう。そこで, ここではDePaolo(1981)によって提案された同化分別結晶(Assimilation and Fractional Crystallization: 以後, AFC)モデルを用い, 角閃石黒雲母トータル岩マグマの組成変化を説明するためのモデル計算をおこなった。

まずSrについて検討する。計算では, 親マグマの組成としてSr同位体比が最も低い試料を選び, 同化物質は黒雲母片岩の平均組成を用いた。分別鉱物の割合は, 主成分鉱物は親マグマに選定した試料のモード組成を, 副成分鉱物については全試料のモード組成を平均化した値を用い, 主成分鉱物と副成分鉱物の割合は全試料の平均モード組成に基づいた(Table 4)。分別する副成分鉱物の割合に平均値を採用したのは, 1試料のみでは正確な割合を表せないと考えたためである。また, 計算に使用した分配係数はTable 4に示した。

計算結果を示したFig. 11aでは, 角閃石黒雲母トータル

岩の組成は Sr/I が増加すると Sr 含有量も増加する傾向にある。これは、親マグマと黒雲母片岩を結ぶ単純混合線 (Fig. 11a の smx) の傾向とほぼ調和的である。このことから、マグマ中の Sr/I と Sr の増加は大局的には砂泥質岩との単純混合によってもたらされたと解釈される。

次に Nd について検討する。 Nd の場合も Sr と同様に含有量と同位体比初生値の関係をを用いた (Fig. 11b) が、このとき Nd には Sr とは異なる傾向が認められる。Fig. 11b では、 Nd 含有量と同位体比初生値の関係は Sr のように系統的でなく、ばらつきがあることが分かる。特に、 Nd/I が 0.51278 程度の試料は、 Nd 含有量が 5~30 ppm の範囲に広がる。ここで、 Sr のモデル計算と同様の親マグマ、モード組成の条件を用いて AFC モデル計算をおこなうと、試料の傾向は単純混合線 (Fig. 11b の $smx_{(Sr)}$) とは全く調和的でない。このことは、 Nd が Sr とは異なる AFC 作用により組成変化した可能性を示唆している。

一般に、単一のマグマ内で $Rb-Sr$ と $Sm-Nd$ 同位体系の挙動は一致する。しかし、マグマ混合やマグマが同化混染により組成変化する場合においては、両者の挙動が一致しないことがある (Blichert-Toft et al., 1992; Meighan et al., 1992; Stewart and DePaolo, 1992; Tegner et al., 1999 など)。このような場合、 Sr 同位体比はマグマ混合や同化の影響をより強く受けるものの、 Nd 同位体比にはその影響が顕著でないことが多い。この主な原因は、マグマ内での Nd の拡散係数が Sr よりも有意に小さいことにあると考えられている (Lesher, 1990, 1994)。Fig. 11b において、角閃石黒雲母トナール岩の最も Nd/I の高い試料は 0.51281 で、 Nd 含有量が約 20 ppm である。これを Nd における親マグマと仮定すると、各試料の組成は、 Nd 含有量がほぼ一定で砂泥質変成岩類の方向へ Nd/I が減少する傾向と、 Nd/I がほぼ一定で Nd 含有量が減少する傾向の 2 つの変化が認められる。それぞれの傾向は単純混合 (Fig. 11b の smx) と結晶分別 (同じく FC) による組成変化を示し、両者の中間的な組成の試料は AFC 作用による影響を受けているものと考えられる。このような Nd のばらついた組成は、マグマ内で Nd の拡散が Sr に比べて遅く、同化の影響を受けたマグマが単純混合の完全な平衡状態に達する前に $Sm-Nd$ 系が閉鎖温度に達したことが原因であろう。

以上の検討から、角閃石黒雲母トナール岩マグマは単純混合に至る多量の砂泥質変成岩類を同化して組成変化したと結論づけられる。その親マグマの同位体比初生値は Sr/I と Nd/I がそれぞれ 0.7043 と 0.51281 の組成を有していたであろう。ただし、その影響は Sr 同位体比においてのみ顕著に認められ、 Nd 同位体比では明瞭でないと考えられる。なお、Fig. 10 にはこの検討で得られた親マグマの組成と単純混合線を併せて示した。

3. 黒雲母トナール岩類の成因

黒雲母トナール岩類は角閃石黒雲母トナール岩と白雲母黒雲母トナール岩の漸移部の岩相として認められ、粗粒な岩相が角閃石黒雲母トナール岩の近傍に、細粒な岩相が白雲母黒雲母トナール岩の近傍に産する。また、黒雲母トナール岩類

は角閃石黒雲母トナール岩中に小規模に分布する。これらは、貫入した角閃石黒雲母トナール岩マグマと砂泥質岩類、あるいはそれを原岩とした白雲母黒雲母トナール岩マグマとの混合で形成されたと考えられる。以下にその詳細を述べる。

粗粒黒雲母トナール岩は角閃石黒雲母トナール岩から漸移し、同位体比組成が角閃石黒雲母トナール岩の組成範囲と一致する (Fig. 9)。このことから、粗粒黒雲母トナール岩の起源マグマは角閃石黒雲母トナール岩マグマと考えられる。ただし、粗粒黒雲母トナール岩には普通角閃石が含まれず、代わりに黒雲母が多量に含まれる。また、全岩化学組成においては、 Y や中希土類~重希土類元素の含有量が角閃石黒雲母トナール岩と比べて著しく少ない (Figs. 7b, 8b)。

粗粒黒雲母トナール岩の希土類元素パターン (Fig. 8b) は、中希土類~重希土類元素の分配係数が相対的に高い鉱物が、親マグマから著しく分別されたことで得られたと推察される。この鉱物は、角閃石黒雲母トナール岩マグマ中ではおそらく普通角閃石であろう。また、 Eu に正異常が認められることから、斜長石の集積も伴っていると考えられる。この可能性を検討するために、Fig. 8b には、角閃石黒雲母トナール岩マグマから普通角閃石を 20~30% 分別させ、さらに 10% の斜長石を加えたモデル計算の組成範囲を図示した。なお、計算には、親マグマの組成として粗粒黒雲母トナール岩と同位体比組成に近い試料 (試料番号 080902-01) を選び、分配係数は Arth (1976) のデイサイトに対するものを用いた。計算の結果は、粗粒黒雲母トナール岩の特徴的な組成パターンを良く再現している。しかし、実際の野外産状では角閃石黒雲母トナール岩が普通角閃石のみを多量に分別した証拠はない。したがって、結晶分別ではなく、別の理由でマグマから普通角閃石が取り除かれたと考えられる。

分析した粗粒黒雲母トナール岩 2 試料のうち、1 試料は全岩化学組成において角閃石黒雲母トナール岩より FeO^* 、 K_2O 含有量が顕著に高く、 CaO 、 Al_2O_3 が少ない (Fig. 7a)。前者の特徴は粗粒黒雲母トナール岩中に多量の黒雲母が含まれる点と調和的である。一方後者はマグマ中から普通角閃石が失われたことを示唆する。これらは、初生的にマグマに存在していた普通角閃石が失われ、代わりに黒雲母が晶出した結果生じたと考えられる。

Büsch et al. (1974) は黒雲母・斜長石・石英から構成される中性岩から、黒雲母の分解反応によって角閃石と K に富むトナール岩質メルトが形成されることを述べ、Gardien et al. (2000) はこの反応を次式のように報告している。

角閃石黒雲母トナール岩の構成鉱物からすると、マグマには (4) の右辺のうち、 Kfs と $An-Poor Pl$ 以外は存在していたと考えられる。したがって、角閃石黒雲母トナール岩マグマにこれら 2 成分に富むメルトが付加されれば、(4) の右辺から左辺に向かう反応が生じ、角閃石が黒雲母へ分解して粗

Fig. 12. Magma processes in the Shichino-sawa River region. Symbols are the same as in Fig. 2.

粒黒雲母トータル岩が形成され得る。角閃石黒雲母トータル岩マグマへ Kfs と An-Poor Pl 成分を供給したのは、壁岩となった、あるいは角閃石黒雲母トータル岩マグマ中に包有された砂泥質岩の部分融解メルトであろう。すなわち、粗粒黒雲母トータル岩は、角閃石黒雲母トータル岩マグマからの結晶分化ではなく、角閃石黒雲母トータル岩マグマと砂泥質岩由来のメルトとの物質的な混合によって形成されたと解釈される。

一方、細粒黒雲母トータル岩は、鏡下において黒雲母の定向配列や半自形から他形の無色鉱物が卓越する点 (Fig. 5e, 5f)、同位体比組成が砂泥質岩類の組成範囲と概ね一致する点 (Fig. 9) など、白雲母黒雲母トータル岩との類似点が多い。しかし、自形性の強い斜長石を含むこと (Fig. 5f) や希土類元素組成で砂泥質岩類の組成範囲とは組成が一致しない点 (Fig. 8c) は特徴が異なる。

Fig. 10 では、細粒黒雲母トータル岩の同位体比組成は角閃石黒雲母トータル岩と白雲母黒雲母トータル岩のそれぞれの組成範囲の中間に図示される。これは、その起源マグマが両者の混合によって形成されたことを示唆する。ただし、細粒黒雲母トータル岩は希土類元素組成において Eu に著しい負異常が認められるなど、単純な 2 成分マグマの混合のみでは成因が説明できない。おそらく、起源マグマが形成された後、斜長石などの分別を被っているものと考えられる。しかし、これについては鉱物組成を含めたさらなる検討が必要である。

なお、野外において、黒雲母トータル岩類は角閃石黒雲母トータル岩体中に小規模に認められることが多い (Fig. 3)。これは、マグマが砂泥質岩へ貫入した際に壁岩を取り込み、その包有物と上述の過程で混合した結果形成されたものと考えられる。角閃石黒雲母トータル岩マグマは砂泥質岩を同化して組成変化しているが、これは、マグマが壁岩の砂泥質岩類と接触する部分のみでなく、砂泥質岩を取り込んだマグマ内の至る所で進行したのであろう。

4. 角閃石黒雲母トータル岩マグマの起源物質

以上の検討から、札内川七ノ沢におけるトータル岩類のマグマ過程は次のようにまとめられる (Fig. 12)。①角閃石黒雲母トータル岩マグマの縞状黒雲母片麻岩への貫入 (Fig. 12a)、②角閃石黒雲母トータル岩マグマから壁岩への熱の供給と、これに起因した白雲母黒雲母トータル岩の形成 (Fig.

12b)、③角閃石黒雲母トータル岩マグマと白雲母黒雲母トータル岩マグマの接触部での反応による黒雲母トータル岩類の形成 (Fig. 12c)。このマグマ過程は角閃石黒雲母トータル岩マグマの貫入によってもたらされたものと結論づけられる。以下では角閃石黒雲母トータル岩マグマの起源について検討する。

角閃石黒雲母トータル岩は砂泥質岩との AFC 作用の影響を受けているものの、構成鉱物に普通角閃石を含み、全岩化学組成でメタアルミナスな組成を示すことから、I タイプ花崗岩の特徴を有する。したがって、その起源物質には苦鉄質な火成岩類が関与していると考えられる。ところで、札内川七ノ沢は 400 MPa 程度の圧力条件を示す中部地殻深度にあたる (志村ほか, 1997)。しかし、現在の露出地やその近傍には角閃石黒雲母トータル岩マグマがその場で発生した証拠が残されていない。したがって、マグマの発生場所は現在の露出深度よりもさらに深部が想定される。しかし、既述の通り、37 Ma の「日高地殻」下部の明瞭な痕跡は現時点では報告されていない。そのため、角閃石黒雲母トータル岩マグマの起源となり得る物質は、現在の変成帯の構成に基づいて推定する必要がある。ここでは、Sr と Nd 同位体比の情報をもとに 3 つの可能性を議論する。

第一の可能性として、変成帯下部層を構成する MORB 質の苦鉄質変成岩類 (川浪ほか, 2006) が挙げられる。苦鉄質変成岩類は約 19 Ma のグラニュイト相変成作用を被っているものの、原岩の形成年代は 55 Ma 以前と推定されており (川浪ほか, 2006)、37 Ma には同等の物質が下部地殻に存在していた可能性がありうる。苦鉄質変成岩類の同位体比組成は、Fig. 10 に示したように $Sr/I=0.70276\sim0.70445$ 、 $\epsilon_{Nd}=+7.2\sim+12.5$ の広い範囲に及ぶ。特に、Sr 同位体比の傾向は、苦鉄質変成岩類の原岩が海水との同位体比混合を被ったことで形成されたものである (川浪ほか, 2006)。一方で、角閃石黒雲母トータル岩は $Sr/I=0.70430\sim0.70479$ 、 $\epsilon_{Nd}=+1.4\sim+4.3$ である。なお、角閃石黒雲母トータル岩の同位体比組成が砂泥質岩類の組成方向に伸びるのは、先に検討した AFC 作用の影響と考えられる。両者の同位体比組成を比較すると ϵ_{Nd} 値で 4 程度の差異が認められる。このような差異は、苦鉄質変成岩類の部分融解のみでは角閃石黒雲母トータル岩マグマが形成され得ないことを示唆している。

第二の可能性は、苦鉄質変成岩類に砂泥質変成岩類が寄与

するものである。37 Ma の日高地殻には砂泥質岩が存在していたことは確実であり、この砂泥質岩類と苦鉄質変成岩類の混合物がマグマの起源となる (Patiño-Douce, 1995) 可能性がある。これを検討するために、Fig. 10 には苦鉄質変成岩類と砂泥質岩類のそれぞれの平均組成を用いた単純混合線を描いた (Fig. 10 の SMX)。この混合線は、角閃石黒雲母トータル岩の親マグマの組成を通過しない。したがって、このような混合物も角閃石黒雲母トータル岩の起源物質となった可能性は低い。

第三の候補としては、角閃石黒雲母トータル岩マグマと同時代に活動した苦鉄質火成岩類が挙げられる。日高変成帯南部には、上部層変成岩類に貫入する音調津斑れい岩体 (Takahashi, 1983) が分布し、当岩体のノーライトからは 35.3 ± 1.1 Ma の K-Ar 年代 (Ishihara and Terashima, 1985) が報告されている。37 Ma の U-Pb 年代を報告した Kemp et al. (2007) は、この K-Ar 年代値を根拠に、音調津岩体を形成したマグマが 37 Ma のトータル岩マグマと同時期に活動したと考察した。また、小島ほか (2012) は音調津岩体のノーライト類の Sr と Nd 同位体比組成を測定し、ノーライト類が低 Sr/I ・高 Nd/I ($Sr/I=0.7036$, $\epsilon_{Nd}=+6.3$) と高 Sr/I ・低 Nd/I ($Sr/I=0.7045$, $\epsilon_{Nd}=+3.2$) の少なくとも 2 種類の不均一な同位体比初生値を有していることを報告した。このうち、高 Sr/I ・低 Nd/I のノーライトの同位体比初生値は角閃石黒雲母トータル岩類の組成と類似している (Fig. 10)。したがって、角閃石黒雲母トータル岩マグマは、音調津岩体と同様の苦鉄質マグマを起源として、地殻内での分化作用を経て形成された可能性がある。

以上のように、角閃石黒雲母トータル岩マグマの起源物質は、音調津斑れい岩体を形成した苦鉄質マグマの可能性はある。ただし、両者の成因関係を明確にするためには、音調津斑れい岩体の詳細なマグマ過程を解明する必要がある。Kemp et al. (2007) は音調津斑れい岩体がカルクアルカリ岩系の分化過程を示す (Takahashi, 1983) ことを根拠の一つに、37 Ma の火成岩類が島弧火成活動によりもたらされたと考察している。この議論は、音調津斑れい岩体の起源となった苦鉄質マグマの性質を検討しているわけではないので、十分ではない。37 Ma に日高変成帯が島弧的な環境に置かれていたのか否かを検討する意味でも、今後は音調津斑れい岩体の詳細な成因説明が求められる。

ま と め

日高変成帯中部地域、札内川支流の七ノ沢に分布するトータル岩小岩体と変成岩類の全岩化学組成分析、ならびに Sr と Nd の同位体比分析をおこない、以下の点が明らかになった。

1. トータル岩小岩体は、角閃石黒雲母トータル岩、黒雲母トータル岩類、白雲母黒雲母トータル岩から構成される。
2. 白雲母黒雲母トータル岩は、母岩の砂泥質変成岩類が、貫入した角閃石黒雲母トータル岩マグマの熱で部分融解し、S タイプトータル岩マグマへと移化して形成さ

れた。この成因は、同地域の先行研究である高橋 (1992) の議論と概ね調和的である。

3. 角閃石黒雲母トータル岩の同位体比組成変化は、マグマと壁岩の砂泥質岩との AFC 作用で説明できる。このことから、角閃石黒雲母トータル岩マグマは貫入時に砂泥質岩を多量に取り込んだと考えられる。また、角閃石黒雲母トータル岩マグマと白雲母黒雲母トータル岩マグマは接触部で混合し、黒雲母トータル岩類を形成した。
4. 角閃石黒雲母トータル岩の同位体比組成は、日高変成帯下部層の苦鉄質変成岩類とは一致しない。このことは、角閃石黒雲母トータル岩マグマの起源物質が苦鉄質変成岩類ではないことを示している。その候補は、同時代に活動して音調津岩体を形成した苦鉄質マグマと同等の物質であろう。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、新潟大学の周藤賢治氏、豊島剛志氏、ならびに同大学の島弧・大陸地殻セミナーの方々、山口大学の今岡照喜氏、西日本東南極研究セミナーの皆様、向井理史氏に議論して頂いた。産業技術総合研究所の高橋 浩氏には岩石試料採取地点をお教え頂いた。野外調査では西山浩平氏、北海道森林管理局十勝西部森林管理署、帯広土木現業所、北海道河西郡中札内村の日高山脈山岳センターならびに中札内公民館の職員の皆様にお世話になった。英文校閲では Western Australia 大学の Anthony I. S. Kemp 氏にお世話になった。化学分析では山形大学の加々島慎一、伴 雅雄、渡辺幸治、村瀬 豪、新潟大学の野原里華子、足立佳子、根尾夏紀、山崎秀策、高梨幸志郎の諸氏にご指導を頂いた。また、大和田正明氏、2 名の匿名の査読者、山崎 徹氏には査読をして頂き、本稿は改善された。本研究の一部に、日本学術振興会科学研究費補助金 (No.24540509, 志村) を使用した。ここに記して感謝を申し上げます。

文 献

- Arth, J. G., 1976, Behaviour of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications. *Jour. Res. U. S. Geol. Surv.*, **4**, 41–47.
- Bea, F., Pereira, M. D. and Stroh, A., 1994, Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chem. Geol.*, **117**, 291–312.
- Büsch, W., Schneider, G. and Mehnert, K. R., 1974, Initial melting at grain boundaries, Part II: Melting in rocks of granodioritic, quartzdioritic and tonalitic composition. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, **8**, 345–370.
- Blichert-Toft, J., Leshner, C. E. and Rosing, M. T., 1992, Selectively contaminated magmas of the Tertiary East Greenland macrodike complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 154–172.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974, Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, **8**, 173–174.
- DePaolo, D. J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 189–202.
- Eggs, S. M., Woodhead, J. D., Kinsley, L. P. J., Mortimer, G. E., Sylvester, P., McCulloch, M. T., Hergt, J. M. and Han-

- der, M. R., 1997, A simple method for the precise determination of ≥ 40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardization. *Chem. Geol.*, **134**, 311–326.
- Ewart, A. and Griffin, W. L., 1994, Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chem. Geol.*, **117**, 251–284.
- Fujimaki, H., 1986, Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 42–45.
- Gardien, V., Thompson, A. B. and Ulmer, P., 2000, Melting of biotite + plagioclase + quartz gneisses: the role of H_2O in the stability of amphibole. *Jour. Petrol.*, **41**, 651–666.
- Gill, J. B., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, New York, 390p.
- Green, T. H. and Pearson, N. J., 1986, Rare-earth element partitioning between sphene and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature. *Chem. Geol.*, **55**, 105–119.
- 池田保夫 (Ikeda, Y.), 1984, 北海道, 日高帯の花崗岩の微量元素. *MAGMA*, **70**, 9–14.
- Ishihara, S. and Terashima, S., 1985, Cenozoic granitoids of central Hokkaido, Japan—An example of plutonism along a collisional belt. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **36**, 653–680.
- 伊藤谷生 (Ito, T.), 2000, 日高衝突帯—前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造. 石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.*), **65**, 103–109.
- Kagami, H., Iwata, M., Sano, S. and Honma, H., 1987, Sr and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm, and Nd concentrations of standard samples. *Tech. Rep. ISEI Okayama Univ.*, **52**, 51–70.
- 川浪聖志・中野伸彦・小山内康人・加々美寛雄・大和田正明 (Kawanami, S., Nakano, N., Osanai, Y., Kagami, H. and Owada, M.), 2006, 日高変成帯主帯に分布する高変成度角閃岩類の原岩推定および北部日高帯緑色岩類との比較. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **112**, 639–653.
- Kemp, A. I. S. and Shimura, T., 2006, Ion microprobe U–Pb (zircon) geochronology of the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan: New results and implications for granite generation at convergent margins. *19th General Meeting of the International Mineralogical Association*, 322.
- Kemp, A. I. S., Shimura, T., Hawkesworth, C. J. and EIMF, 2007, Linking granulites, silicic magmatism, and crustal growth in arcs: Ion microprobe (zircon) U–Pb ages from the Hidaka metamorphic belt, Japan. *Geology*, **35**, 807–810.
- Kita, S., Hasegawa, A., Nakajima, J., Okada, T., Matsuzawa, T. and Katsumata, K., 2012, High-resolution seismic velocity structure beneath the Hokkaido corner, northern Japan: Arc-arc collision and origins of the 1970 M 6.7 Hidaka and 1982 M 7.1 Urakawa-oki earthquakes. *Jour. Geophys. Res.*, **117**, B12301, doi: 10.1029/2012JB009356.
- Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J. and Matsuzawa, T., 2010, Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **290**, 415–426.
- Kiyokawa, S., 1992, Geology of the Idonnappu Belt, central Hokkaido, Japan: Evolution of a Cretaceous Accretionary Complex. *Tectonics*, **11**, 1180–1206.
- 小島 萌・大橋美由希・志村俊昭 (Kojima, M., Ohashi, M. and Shimura, T.), 2012, 日高変成帯, 37 Ma の火成活動の起源マグマ: 音調津深成岩類の Sr・Nd 同位体比組成. 日本地質学会第 119 年学術大会講演要旨 (*119th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.*), 208.
- 小松正幸・宮下純夫・在田一則 (Komatsu, M., Miyashita, S. and Arita, K.), 1986, 日高変成帯の構成. 地研専報 (*Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan*), **31**, 189–203.
- Komatsu, M., Miyashita, S., Maeda, J., Osanai, Y. and Toyoshima, T., 1983, Disclosing of a deepest section of continental-type crust up-thrust as the final event of collision arcs in Hokkaido, North Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, TERRAPUB, Tokyo, 149–165.
- Komatsu, M., Osanai, Y., Toyoshima, T. and Miyashita, S., 1989, Evolution of the Hidaka metamorphic belt, northern Japan. In Daly, J. S., Cliff, R. A. and Yardley, B. W. D., eds., *Evolution of Metamorphic Belts*, Geol. Soc. London Spec. Pub., **43**, 487–493.
- Komatsu, M., Toyoshima, T., Osanai, Y. and Arai, M., 1994, Prograde and anatectic reactions in the deep arc crust exposed in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Lithos*, **33**, 31–49.
- Le Maitre, R. W., ed., 2002, *IGNEOUS ROCKS: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd edition*. Cambridge University Press, Cambridge, 236p.
- Leshner, C. E., 1990, Decoupling of chemical and isotopic exchange during magma mixing. *Nature*, **344**, 235–237.
- Leshner, C. E., 1994, Kinetics of Sr and Nd exchange in silicate liquids: Theory, experiments, and applications to uphill diffusion, isotopic equilibration, and irreversible mixing of magmas. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 9585–9604.
- Mehnert, K. R., 1968, *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 393p.
- Meighan, I. G., Fallick, A. E. and McCormick, A. G., 1992, An-orogenic granite magma genesis: new isotopic data for the southern sector of the British Tertiary Igneous Province. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **83**, 227–233.
- 宮下純夫 (Miyashita, S.), 1983, 日高変成帯西帯におけるオフィオライト層序の復元. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **89**, 69–86.
- Miyazaki, T. and Shuto, K., 1998, Sr and Nd isotope ratios of twelve GSJ rock reference samples. *Geochem. Jour.*, **32**, 345–350.
- 七山 太・雁沢好博 (Nanayama, F. and Ganzawa, Y.), 1997, 日高帯中の川層群北部ユニットの堆積層序, 堆積環境および堆積年代. 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 47, 279–293.
- Nash, W. P. and Crecraft, H. R., 1985, Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 2309–2322.
- 小山内康人 (Osanai, Y.), 1985, 静内川上流地域における日高変成帯主帯変成岩類の地質と変成分帯. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **91**, 259–278.
- Osanai, Y., Komatsu, M. and Owada, M., 1991, Metamorphism and granite genesis in the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **9**, 111–124.
- 小山内康人・大和田正明 (Osanai, Y., Owada, M.), 1994, 日高変成帯における高温変成作用と地殻溶融. 地質ニュース (*Chishitsu News*), no. 478, 34–44.
- Osanai, Y., Owada, M. and Kawasaki, T., 1992, Tertiary deep crustal ultrametamorphism in the Hidaka metamorphic belt, northern Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **10**, 401–414.
- 小山内康人・大和田正明・志村俊昭・川崎智佑・Hensen, B. J. (Osanai, Y., Owada, M., Shimura, T., Kawasaki, T. and Hensen, B. J.), 1997, 日高変成帯における地殻溶融と酸性マグマの形成. 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 47, 29–42.
- 小山内康人・大和田正明・志村俊昭・中野伸彦・川浪聖志・小松正幸 (Osanai, Y., Owada, M., Shimura, T., Nakano, N., Kawanami, S. and Komatsu, M.), 2006, 日高島弧 (日高変成帯主帯) 下部地殻における高度変成岩の部分溶融. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **112**, 623–638.
- 大和田正明 (Owada, M.), 1989, 日高変成帯主帯南端部に分布する花崗岩類の地質および化学組成—特に含堇青石花崗岩類について—. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **95**, 227–240.

- 大和田正明・小山内康人(Owada, M. and Osanai, Y.), 1989, 日高変成帯における花崗岩類の成因. 月刊地球(*Chikyu Monthly*), **11**, 252–257.
- Owada, M., Osanai, Y. and Kagami, H., 1991, Timing of anatexis in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **97**, 751–754.
- 大和田正明・小山内康人・加々美寛雄(Owada, M., Osanai, Y. and Kagami, H.), 1992, 地殻深部における花崗岩質マグマの形成とその時期—日高変成帯主帯の例—. 月刊地球(*Chikyu Monthly*), **14**, 291–295.
- Owada, M., Osanai, Y., Shimura, T. and Toyoshima, T., 2003, Crustal section and anatexis of lower crust due to mantle flux in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Geol. Surv. Japan, Interim Rep.*, **28**, 81–102.
- Patiño-Douce, A. E., 1995, Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 15623–15639.
- Prowatke, S. and Klemme, S., 2006, Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, 4513–4527.
- Rollinson, H. R., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, United Kingdom, 352p.
- 志村俊昭(Shimura, T.), 1992, 花崗岩質マグマの進入と日高変成帯の衝上テクトニクス. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **98**, 1–20.
- 志村俊昭(Shimura, T.), 1999, 日高変成帯, 含輝石 I タイプトーナル岩の成因と原岩の溶融度. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **105**, 536–551.
- 志村俊昭・Kemp, A. I. S. (Shimura, T. and Kemp, A. I. S.), 2008, 日高変成帯から発見された「ザクロ石グラニュライト相」岩石の P-T 変化経路. 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨(115th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.), 242.
- Shimura, T., Komatsu, M. and Iiyama, J. T., 1992, Genesis of the lower crustal Grt-Opx tonalite (S-type) in the Hidaka Metamorphic Belt, northern Japan. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **83**, 259–268.
- 志村俊昭・小松正幸・伝井 哲・大和田正明・高橋 浩(Shimura, T., Komatsu, M., Tsutai, S., Owada, M. and Takahashi, Y.), 1997, 日高変成帯における花崗岩質マグマと壁岩の熱的および化学的相互作用. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no.47, 1–12.
- Shimura, T., Owada, M., Osanai, Y., Komatsu, M. and Kagami, H., 2004, Variety and genesis of the pyroxene-bearing S- and I-type granitoids from the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, northern Japan. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **95**, 161–179.
- Stewart, B. W. and DePaolo, D. J., 1992, Diffusive isotopic contamination of mafic magma by coexisting silicic liquid in the Muskox intrusion. *Science*, **255**, 708–711.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D. and Norry, M. J. eds., *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub., no. 42, 313–345.
- 田切美智雄(Tagiri, M.), 1997, 地殻の部分溶融度の見積もり—日高変成帯において. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no.47, 13–20.
- Tagiri, M., Shiba, M. and Onuki, H., 1989, Anatexis and chemical evolution of pelitic rocks during metamorphism and migmatization in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. *Geochem. Jour.*, **23**, 321–337.
- Takahashi, T., 1983, The Oshirabetsu Gabbroic Mass in the Southeastern Part of the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, **20**, 203–224.
- 高橋俊郎・周藤賢治(Takahashi, T. and Shuto, K.), 1997, 蛍光 X 線分析装置 RIX3000 による, 珪酸塩岩石中の主成分元素および微量元素の定量分析. 理学電機ジャーナル(*Rigaku-Denki Jour.*), **28**, 25–37.
- 高橋 浩(Takahashi, Y.), 1992, 日高変成帯主帯札内川上流地域のトーナル岩類の岩石学的研究—S-タイプ/I-タイプ花崗岩類の共存関係—. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **98**, 295–308.
- Takanashi, K., Shuto, K. and Sato, M., 2011, Origin of Late Paleogene to Neogene basalts and associated coeval felsic volcanic rocks in Southwest Hokkaido, northern NE Japan arc: Constraints from Sr and Nd isotopes and major- and trace-element chemistry. *Lithos*, **125**, 368–392.
- Tegner, C., Robins, B., Reginiussen, H. and Grundvig, S., 1999, Assimilation of crustal xenoliths in a basaltic magma chamber: Sr and Nd isotopic constraints from the Hasvik Layered Intrusion, Norway. *Jour. Petrol.*, **40**, 363–380.
- Toyoshima, T., Komatsu, M. and Shimura, T., 1994, Tectonic evolution of lower crustal rocks in an exposed magmatic arc section in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *Island Arc*, **3**, 182–198.
- 植田 勇人・川村 信人・岩田 圭示(Ueda, H., Kawamura, M. and Iwata, K.), 1993, 北海道中軸部イドンナップ帯からの暁新世放射虫化石の抽出. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **99**, 565–568.
- Ueda, H., Kawamura, M. and Iwata, K., 2001, Tectonic evolution of Cretaceous accretionary complex in the Idonnappu Zone, Urakawa area, central Hokkaido, Northern Japan: with reference to radiolarian ages and thermal structure. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **107**, 81–98.
- Usuki, T., Kaiden, H., Misawa, K. and Shiraishi, K., 2006, Sensitive high-resolution ion microprobe U–Pb ages of the Latest Oligocene–Early Miocene rift-related Hidaka high-temperature metamorphism in Hokkaido, northern Japan. *Island Arc*, **15**, 503–516.
- Whitney, D. L. and Evans, B., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **95**, 185–187.
- 山田康治郎・河野久征・村田 守(Yamada, Y., Kohno, H. and Murata, M.), 1995, 低希釈率ガラスビード法による岩石の主成分と微量成分分析. X 線分析の進歩(*Advances in X-Ray Analysis*), **26**, 33–44.
- [URL1] Kemp, T. and Shimura, T., Zircon U–Pb (& Lu–Hf) isotope geochronology of the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, NE Japan, <http://www.geos.ed.ac.uk/facilities/ionprobe/Posters.html>.

(要 旨)

小島 萌・志村俊昭, 2014, 日高変成帯, 札内川七ノ沢におけるIタイプ・Sタイプトータル岩マグマの起源: Sr・Nd 同位体比からの検討. 地質雑, **120**, 393–412. (Kojima, M. and Shimura, T., 2014, Origin of the I- and S-type tonalite magma in the Satsunai-gawa Shichino-sawa river region of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan: Inferences from Sr and Nd isotopic compositions. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **120**, 393–412.)

日高変成帯中部地域に分布する 37 Ma の I タイプと S タイプトータル岩の Sr と Nd の同位体比組成から, トータル岩類の成因を検討した.

I タイプの角閃石黒雲母トータル岩は砂泥質変成岩類に貫入し, その周囲に S タイプの白雲母黒雲母トータル岩を形成している. その同位体比組成変化は壁岩の砂泥質岩との同化分別結晶作用に起因する. また, Nd/I は変成帯下部層の苦鉄質変成岩類と一致しない. このことから, 角閃石黒雲母トータル岩マグマの起源物質は苦鉄質変成岩類ではない. その候補となるのは, 音調津地域のノーライトを形成した苦鉄質マグマと同等の物質であろう.

科学論文では, 学説の検証可能性を保証することが重要です. そのため, 地質学雑誌掲載論文には, 重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります. 言うまでもないことですが, 見学や採取を行う場合, 各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい. 詳しくは, 次のページをご覧ください.

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会