白亜紀珪長質火成活動に先行する西朝日複合塩基性岩体の成因

Genesis of the Nishiasahi basic intrusive complex in the Asahi Mountains prior to the Cretaceous felsic magmatism

加々島慎一 (Shin-ichi KAGASHIMA)*

渡辺 幸治 (Koji WATANABE)*,**

村瀬 豪 (Takeshi MURASE)*,***

野原(今中)里華子 (Rikako NOHARA-IMANAKA)†

平原 由香 (Yuka HIRAHARA)‡

仙田 量子 (Ryoko SENDA)§

The Asahi Mountains, located along the border between Yamagata and Niigata Prefectures, lies to the northwest of the Tanagura Shear Zone, which represents the boundary of pre-Neogene basement rocks. The Asahi Mountains are comprised of Cretaceous plutonic rocks of various lithologies, of which the Nishiasahi basic intrusive complex composed of quartz dioritic rocks and gabbroic rocks represents the first phase of intrusive activity. Geochemical modeling suggests that the differentiation of the quartz dioritic rocks resulted from the fractional crystallization of 25.4% amphibole, 23.0% plagioclase, 8.2% biotite, and 1.1% magnetite, whereas the gabbroic rocks were formed by the accumulation of these fractionated minerals. The gabbroic rocks have slight geochemical variations, which can be explained by the selective accumulation of the minerals.

The initial Sr and Nd isotopic ratios of the Nishiasahi basic intrusive complex, corrected using an age of 120 Ma, are in the range of 0.70697–0.70797 and 0.51223–0.51229, respectively. This suggests the existence of an enriched source material, resembling the case of the Ryoke basic intrusive rocks in the Southwest Japan arc. The primitive magma of the quartz dioritic rocks geochemically corresponds to the experimental melt composition obtained by Rapp and Watson (1995) for amphibolite under the conditions of 1075 °C and 0.8 GPa. Therefore, an enriched mafic lower crust (i.e., enriched amphibolite) would be appropriate for the source material of the Nishiasahi basic intrusive complex.

Keywords: Early Cretaceous, Magmatism, Asahi Mountains, Quartz diorite, Gabbro, Fractional crystallization, Cumulate, Sr–Nd isotope, Amphibolite, Partial melt

doi: 10.2465/gkk.140331

(平成 26 年 3 月 31 日受付, 平成 27 年 6 月 10 日受理, 担当編集委員: 土谷信高特集号編集委員)

* 山形大学理学部地球環境学科, 〒990-8560 山形市小白川町 1-4-12

** (現所属) 新和設計㈱, 〒992-0021 米沢市花沢 880

*** (現所属) 富士市消防局, 〒417-8601 富士市永田町 1-100

† 新潟大学大学院自然科学研究科, 〒950-2181 新潟市西区五十嵐 2 の町 8050 番地

‡ 千葉工業大学工学部, 〒275-0016 習志野市津田沼 2-17-1

§ 海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域, 〒237-0061 横須賀市夏島町 2-15

* Department of Earth and Environmental Sciences, Yamagata University, 1-4-12 Kojirakawa-machi, Yamagata 990-8560, Japan
E-mail: kagashima@sci.kj.yamagata-u.ac.jp

** Present address: Shinwasekai Co., Ltd., 880 Hanazawa, Yonezawa 992-0021, Japan

*** Present address: Fuji City fire department, 1-100 Nagata-cho, Fuji, 417-8601, Japan

† Graduate School of Science and Technology, Niigata University, 8050, Ikarashi 2-no-cho, Nishi-ku, Niigata, 950-2181, Japan
E-mail: nohara.i.rikako@gmail.com

‡ Department of Physics, Chiba Institute of Technology, 2-17-1 Tsudanuma, Narashino, 275-0016, Japan
E-mail: yuka8685@wine.ocn.ne.jp

§ Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine–Earth Science and Technology, 2-15 Natsushima-machi, Yokosuka, 237-0061, Japan E-mail: rsenda@jamstec.go.jp

I. はじめに

朝日山地を含む羽越地域には、花崗岩類を主とする深成岩類とジュラ紀付加体堆積岩より構成される先新第三系基盤岩類が広く分布している (Fig. 1)。朝日山地は基盤岩類に関して東北日本と西南日本とを境とする棚倉構造線北方延長の西側に位置し、同じく棚倉構造線西側に位置し非変成古生層によって特徴付けられる足尾帯とは、片麻状花崗岩が広く分布するなど異なる特徴を持つ。このため、須藤 (1977) は棚倉構造線北方延長と日本国—三面マイロナイト帯とに挟まれた地域を朝日帯と命名した。朝日帯には、白亜紀から古第三紀花崗岩類が広く分布しているが、この珪長質火成活動に先行して朝日山地の塩基性岩類の活動がある。朝日団体研究グループ (1987, 1995; 以下、朝日団研) によって朝日山地南西部の地質が詳細に報告されている。深成岩類は末沢川溶結凝灰岩との新旧関係から古期と新期に区分され、さらに貫入関係から古期深成岩類は 5 岩体、新期深成岩類は 8 岩体に区分されている。本論で取り扱う西朝日複合塩基性岩体 (以下、西朝日岩体) は、他の岩体の捕獲岩体として存在し、この地域で最も古い活動を示す。

安藤・志村 (2000) は、朝日山地南西部の荒川源流域における詳細な調査と地球化学的データの解析によって、朝日山地の火成活動を 3 つのステージに区分した。また、朝日山地深成岩類の Sr 同位体比初生値が 0.7063–0.7087 と高く、阿武隈帯に産する花崗岩類とは初生値が異なることを報告し、領家帯の深成岩類に対比している。穴田・加々島 (2008) は、西朝日岩体が斑れい岩質からトーナル岩質まで岩相が変化することについて、石英閃緑岩質マグマを親マグマとする分別結晶作用と集積作用による多様性であると指摘した。以上のように、朝日山地深成岩類の火成活動ステージ区分や地球化学的性質が明らかになりつつあるが、それぞれの成因や年代論については多くの課題が残されている。

花崗岩類の同位体組成から、起源物質の推定やマグマへの物質の汚染を検討することができる。Kagami *et al.* (1992) は、西南日本に分布する白亜紀から古第三紀花崗岩類について Sr, Nd 同位体組成による同位体ゾーン区分を行い、北帯、南帯、漸移帯、北九州帯の 4 つに区分をしている。加々美ら (2000)、加々美 (2005) では、この同位体ゾーン区分を東北日本の深成岩類にも適用している (Fig.

Fig. 1. (A) Distribution of the Cretaceous to Neogene plutonic rocks in the NE Japan Arc with geotectonic and isotope zones (Kagami *et al.*, 2000; Kagami, 2005). (B) Geological map of the southern part of the Asahi Mountains (Asahi Research Group, 1995). TTL, Tanagura Tectonic line; ad, adamellite; gd, granodiorite.

1A)。このうち北九州帯はその後のデータの研究により、北帯と南帯に吸収されている。北帯は比較的低い ϵ_{Sr} 値と高い ϵ_{Nd} 値をもち下部地殻～上部マントル起源である。南帯は美濃・領家帯に分布し、高い ϵ_{Sr} 値と低い ϵ_{Nd} 値をもち、北帯とは異なる同位体組成をもつ下部地殻～上部マントル起源である。一部のマグマは領家変成岩あるいは原生代の地殻物質の混染が考えられている (Yuhara *et al.*, 2000)。漸移帯は北帯、南帯の組成をもつものと中間的なものが混在している地域である。例えば、八溝一足尾地域は火成活動時期によって同位体組成が大きく変わっている (川野ら, 1999)。さらに、西南日本に分布する花崗岩類の組成とは異なり、ほぼマントル列上の高 ϵ_{Nd} 値をもつ北上山地の深成岩類を北上帯、マントル列上の低 Nd 値をもつ佐渡と新潟県北部の深成岩類を佐渡帯として新たに定義した。このことからこの地域のアダカイト質岩を除いて、花崗岩類の起源物質として複数の同位体的特徴をもつ下部地殻～上部マントル物質が存在していることを指摘している。しかし、朝日山地や足尾帯北部に関しては、同位体データの不足により空白域となっていた。

本論では特に白亜紀の珪長質火成活動に先行する塩基性火成活動に着目し、西朝日岩体の全岩化学組成、Sr, Nd 同位体組成を報告し、その成因について議論する。

II. 地質概説

朝日山地は東西約 30 km、南北約 50 km にわたる広大な山地であり、白亜紀に活動したと考えられている朝日山地深成岩類が広く分布する。朝日団研(1987, 1995)は、朝日山地南西部の詳細な地質調査と岩石記載を行い、末沢川溶結凝灰岩との貫入関係に基づき、朝日山地深成岩類を古期と新期に区分した。さらにそれぞれの貫入関係から古期深成岩類は、西朝日複合塩基性岩体、大朝日花崗閃緑岩体、大玉花崗閃緑岩体、中岳花崗閃緑岩体、相模アダメロ岩体の 5 岩体、新期深成岩類は化穴複合花崗閃緑岩体、平四郎アダメロ岩体、三面アダメロ岩体、平岩アダメロ岩体、以東アダメロ岩体、角栖アダメロ岩体、および細粒閃緑岩と黒雲母花崗岩の 8 岩体に区分している (Fig. 2)。本研究対象である西朝日岩体は、主として中岳岩体、相模岩体などの捕獲岩体として存在する。荒川支流大玉沢の露頭では、中岳岩体による明瞭な貫入境界を示す産状と、ブロック状に捕獲されている西朝日岩体の産状を確認した (Fig. 3)。

西朝日岩体は複数の小岩体としてみられ、全体として NNE-SSW～NE-SW 方向の帯状配列を示す (朝日団研, 1995; Fig. 1B)。片麻状組織が顕著な他の岩体中に捕獲されているが、変形組織は弱い。岩相は、角閃石斑れい岩、角閃石黒雲母斑れい岩、角閃石黒雲母閃緑岩、角閃石黒雲母石英閃緑岩、角閃石黒雲母トータル岩と岩相変化に富み、構成鉱物の粒度は細粒～粗粒と多様である。巨晶角閃石 (粒径 20–50 mm) を含むペグマタイト質岩や、角閃石と

Fig. 2. Relationships among the rock units in the Asahi Mountains (Asahi Research Group, 1987). ad, adamelite; gr, granite; gd, granodiorite.

Fig. 3. Mode of field occurrences of Nishiasahi basic intrusive complex. (A) Nishiasahi basic intrusive complex (gabbro) is found as blocks in the Nakadake granodiorite. (B) Nakadake granodiorite intruded into Nishiasahi basic intrusive complex.

斜長石の量比の違いによる層状構造や、角閃石巨晶や針状角閃石の濃集と定向配列による層状構造などが認められる。西朝日岩体中に捕獲岩は認められない。各岩相の新旧関係は露頭が断片的であるため不明である。

III. 岩石記載

西朝日岩体は、斑れい岩～トータル岩の多様な岩相からなる複合岩体である。穴田・加々島(2008)に従い、角閃石斑れい岩、角閃石黒雲母斑れい岩、角閃石黒雲母閃緑岩を斑れい岩類とし、角閃石黒雲母石英閃緑岩とトータル岩を

石英閃緑岩類としてまとめる。また荒川源流域に産する現地性の転石で、針状あるいは巨晶角閃石からなる集積構造が明瞭なものを優黒質斑れい岩として別途まとめる。それぞれの薄片写真を Figure 4 に示す。

1. 斑れい岩類

主成分鉱物は、角閃石、黒雲母、斜長石で、副成分鉱物は、磁鉄鉱、ジルコン、アパタイト、スフェーンである。角閃石は褐色～緑褐色、自形～半自形で粗粒(5–10 mm)のものが多く、斜長石をポイキリティックに包有している。一部巨晶の角閃石は中心部が褐色を示し、周辺部で緑色を示すものが認められる。また角閃石の劈開に沿って細粒の黒雲母がみられることがある。角閃石の mg 値[$Mg/(Mg + total Fe)$]は 0.34–0.67、一部透閃石～アクチノ閃石系列の組成を示す。黒雲母は褐色で量比が少なく、半自形～多形で細粒(0.2–0.7 mm)、多くは集斑状にみられる。黒雲母の mg 値は 0.43–0.57 である。斜長石は半自形で粗粒なもの(5–10 mm)と、自形性が強く細粒(0.5–1 mm)で角閃石にポイキリティックに包有されるものとがあり、細粒斜長石は累帯構造が不明瞭である。斜長石の $An\%$ はコアで 57–92%、マントルで 60–87%、リムで 48–70% である。斑れい岩質岩には磁鉄鉱が多く含まれるものが認められる。

2. 石英閃緑岩類

主成分鉱物は、角閃石、斜長石、黒雲母、石英で、副成分鉱物は、磁鉄鉱、ジルコン、アパタイトである。角閃石

は淡黄色～緑褐色、自形～半自形で細粒(0.4–1 mm)である。角閃石の mg 値は 0.40–0.64、普通角閃石の組成領域にある。黒雲母は褐色～緑褐色、自形～他形細粒(0.4–1.5 mm)で集斑状組織を示す。黒雲母の mg 値は 0.35–0.50 である。斜長石は半自形中粒(0.4–1.5 mm)、累帯構造が明瞭である。斜長石の $An\%$ はコアで 44–92%、マントルで 44–90%、リムで 47–88% である。石英は他形細粒(0.05–0.1 mm)で、他の鉱物粒間に充填状に存在する。石英閃緑岩～トータル岩までは漸移的に変化する。

3. 優黒質斑れい岩

主成分鉱物は、角閃石、黒雲母、斜長石で、副成分鉱物は、磁鉄鉱、ジルコン、アパタイト、スフェーンである。角閃石は褐色～緑褐色、自形～半自形で粗粒(5–10 mm)のものが多く、斜長石をポイキリティックに包有している。巨晶角閃石と針状角閃石はコア～マントルが褐色を示し、明瞭な境界を挟んで、リムで緑色を示すものが認められる。角閃石の mg 値は 0.46–0.69、普通角閃石の組成を示すが、リムは透閃石～アクチノ閃石系列に向かって組成変化をしている。黒雲母は褐色で量比が少なく、半自形～多形で細粒(0.2–0.7 mm)である。斜長石は自形性が強く中粒(0.5 mm 程度)のものと、細粒(0.1–0.5 mm)で角閃石にポイキリティックに包有されるものとがあり、細粒斜長石は累帯構造が不明瞭である。

Fig. 4. Photomicrographs of the Nishiasahi basic intrusive complex. The divisions of scale bars are 1 cm and black bars are 0.5 mm. Hbl, hornblende; Pl, plagioclase.

IV. 岩石化学

1. 全岩化学組成

西朝日岩体のうち2次的な変質の少ない49試料について主成分および微量成分の全岩化学分析を行った。粉碎にはジョークラッシャーとメノウ製ボールミルを使用した。分析は山形大学理学部の蛍光X線分析装置(RIX2000)を用いて行い、分析法は村田(1993)、山田ら(1994)に従った。分析結果をTable 1に示す。

西朝日岩体は多様な岩相に対応して、斑れい岩類で45–54 wt%, 石英閃緑岩類で53–61 wt%, 優黒質斑れい岩で43–48 wt%と幅広いSiO₂組成を示す(Figs. 5 and 6)。SiO₂の増加に伴って、TiO₂, Al₂O₃, FeO*, MnO, MgO, CaOは減少し、Na₂O, K₂O, Ba, Rb, Y, Nbは増加する傾向がみられるが、多くの場合組成が分散している。アルミナ飽和度は0.6–1.05で、石英閃緑岩の一部を除きメタアルミナスな組成を示し、Pearce *et al.* (1984)による地球化学的判別図では、火山弧花崗岩の領域にプロットされ、Defant and Drummond (1990)によるSr/Y versus Y図ではアダカイトおよびTTG領域と島弧ADR領域をまたいでプロットされる(Figs. 7A and 7B)。

2. 希土類元素組成

西朝日岩体の斑れい岩類と石英閃緑岩類のうち29試料について、希土類元素組成を測定した。測定は誘導結合プラズマ質量分析計(新潟大学: Agilent 7500a, 海洋研究開発機構: Agilent 7500ce)を用いた。新潟大学での測定はRoser *et al.* (2000)と根尾ら(2006)に従った。海洋研究開発機構での測定はChang *et al.* (2003)に従った。規格化にはSun and McDonough (1989)によって報告されたコンドライトの組成を用いた。分析結果をTable 2とFigure 8に示す。

斑れい岩類と石英閃緑岩類はともに軽希土類に富み、重希土類に乏しい比較的緩やかな右下がりの希土類元素パターンを示す。斑れい岩類には1試料を除き正のEu異常が認められる。石英閃緑岩類では1試料に正のEu異常が認められるが、その他のEu異常は明瞭ではない。また2試料は軽希土類に非常に富む。

3. Sr-Nd 同位体組成

Sr 同位体組成については、斑れい岩類、石英閃緑岩類、優黒質斑れい岩の26試料、Nd 同位体については斑れい岩類と石英閃緑岩類の13試料を測定した。測定は表面電離型質量分析計(新潟大学: MAT-262, 海洋研究開発機構: TRITON)を使用した。新潟大学での測定では、Sr, Ndの抽出をHamamoto *et al.* (2000)に従って山形大学理学部で行い、測定はMiyazaki and Shuto (1998)に従った。海洋研究開発機構での測定ではTakahashi *et al.* (2009)とHirahara *et al.* (2012)に従った。新潟大学および海洋研究開発機構における測定期間中のSr 同位体比標準試料(NBS987, NIST987)の⁸⁷Sr/⁸⁶Srはそれぞれ0.70242

± 0.000014, 0.70242 ± 0.000008, Nd 同位体比標準試料(JNdi-1)の¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd比は0.512055 ± 0.000014, 0.512102 ± 0.000001である。標準試料の値で補正した各試料の測定結果をTable 3に示す。アイソクロン年代および初生値は、York (1966)の方法により、⁸⁷Rbの崩壊定数1.42 × 10⁻¹¹/y (Steiger and Jäger, 1977), ¹⁴⁷Smの崩壊定数6.54 × 10⁻¹²/y (Lugmair and Marti, 1978), 川野(1994)のプログラムを用いて計算した。全試料では値が分散し有為なアイソクロンは得られなかった。

V. 考察

1. 西朝日岩体における岩相変化の要因

西朝日岩体はSiO₂が47–59 wt%と広い組成範囲を持ち、斑れい岩～トータル岩まで岩相が変化する。斑れい岩類は、野外において鉱物量比やファブリックの違いによる層状構造が認められることがある。このような層状構造は塩基性マグマ溜まりにおける結晶沈降による集積岩によくみられる。層状構造の認められる西朝日岩体の斑れい岩は、巨晶角閃石が累帯構造の不明瞭な斜長石をポイキリティックに包有しており、マグマ溜まり内に生じた集積岩であると考えられる。斑れい岩類と優黒質斑れい岩の角閃石の化学組成は、Al^{IV}とNa + Kが高い値をもつ普通角閃石の領域から、Al^{IV}とNa + Kが低い値をもつ透閃石～アクチノ閃石組成への変化トレンドが認められ、特に斑れい岩類の角閃石は石英閃緑岩類中の角閃石の組成と重複している(Fig. 9)。SiO₂に乏しくMgO + FeO*とCaOに富む斑れい岩(No. 35)中の角閃石の組成は優黒質斑れい岩中の角閃石の組成に最も近くなる。角閃石は自形性が強く、また角閃石と斜長石が定向配列をなし集積構造を示している。比較的SiO₂に富みMgO + FeO*とCaOに乏しい斑れい岩(No. 36)中の角閃石の組成は、透閃石～アクチノ閃石組成となっている。この場合の角閃石は細粒でかつ自形性が弱く、定向配列する斜長石の中に散在する。優黒質斑れい岩中の角閃石は特に組成累帯構造が明瞭で(Figs. 4 and 9), コア～マントルからリムにかけてAl^{IV}とNa + Kが低い値へと変化している。先山・田中(1984)は山陰帯および飛騨帯花崗岩類中の角閃石について、高酸素分圧下においてAlに富む角閃石が先に晶出した場合、角閃石の組成は結晶作用に伴ってSiに富み、Al, Ti, Na, Kに乏しくなっていることを報告している。また山口(1984)は、高酸素分圧下では角閃石はアクチノ閃石に向かって組成変化をすること、岩体の固結末期にはサブソリダス下での再平衡によりアクチノ閃石に近い結晶が生じること、またその組成はマグマから晶出したものによく連続していることを挙げている。西朝日岩体の優黒質斑れい岩中の角閃石は中心部が褐色を示し、周辺部で緑色を示す明瞭な光学的な特徴の違いが認められ、その組成はアクチノ閃石に近い組成へと変化している。優黒質斑れい岩には多量の磁鉄鉱が存在することから、比較的高い酸素分圧下で結晶作用が進行

Table 1. Whole rock chemical compositions of the Nishiasahi basic intrusive complex

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Rock type	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD
Sp.No.	NK09	0510 2702	0510 2802	0510 2803	0510 2804	0510 2815	0510 2816	0510 2909	AS0808 2301	AS0808 2302	AS0808 2305	AS0808 2307	AS0808 2309
(wt%)													
SiO ₂	54.21	55.70	59.44	58.27	56.00	58.58	57.67	53.94	54.52	55.39	53.16	51.96	57.34
TiO ₂	1.46	1.21	1.30	1.42	0.85	1.01	1.05	1.34	0.47	0.45	1.27	1.27	0.53
Al ₂ O ₃	18.11	17.89	16.88	15.85	17.94	16.79	17.00	17.51	19.41	20.02	17.76	17.64	20.22
FeO*	9.40	9.78	8.18	9.73	7.63	8.11	8.37	10.65	9.86	9.66	9.17	9.66	7.62
MnO	0.14	0.16	0.14	0.18	0.15	0.14	0.14	0.19	0.17	0.16	0.17	0.18	0.14
MgO	4.19	3.81	2.87	3.74	5.25	4.22	4.45	4.81	0.93	0.71	3.98	4.13	0.90
CaO	8.50	7.63	6.59	6.89	8.26	7.39	7.63	7.96	4.20	5.32	7.27	7.48	5.78
Na ₂ O	2.94	2.87	2.89	2.83	2.68	2.59	2.60	2.44	5.55	4.93	3.36	3.50	4.79
K ₂ O	1.22	1.20	1.99	1.46	1.31	1.59	1.53	1.54	1.93	1.32	1.96	1.94	1.01
P ₂ O ₅	0.22	0.21	0.21	0.13	0.12	0.12	0.13	0.18	0.12	0.12	0.24	0.23	0.11
Total	100.39	100.47	100.49	100.50	100.19	100.54	100.57	100.56	97.16	98.07	98.34	97.99	98.44
(ppm)													
Ba	356	338	459	674	272	291	291	278	379	250	373	383	227
Cr	46	17	7	40	72	27	37	39	6	2	32	33	5
Nb	11	10	11	13	7	9	10	9	9	8	11	11	5
Ni	5	3	0	2	9	2	7	6	1	0	1	1	0
Rb	31	26	56	42	39	52	51	54	82	53	85	86	31
Sr	420	441	425	305	337	291	296	310	641	694	465	426	725
V	95	130	112	207	142	101	106	137	17	16	191	214	18
Y	13	19	19	36	13	23	23	19	17	14	35	39	11
Zn	129	114	123	196	95	96	97	111	159	157	125	135	134
Zr	202	112	130	69	115	112	132	97	848	904	69	108	763
No.	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Rock type	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD
Sp.No.	AS0808 2310	0908 2505	0908 2507	0908 2508	0908 2509	0908 2511	0908 2512	0908 2513	0908 2702	0908 2706	0908 2802	0908 2804	0908 2805
(wt%)													
SiO ₂	52.94	53.89	52.21	54.57	60.00	56.78	54.63	56.83	52.49	56.42	58.90	52.53	52.01
TiO ₂	1.21	1.62	2.16	1.60	1.14	0.77	1.24	0.65	1.48	1.42	1.19	1.55	1.75
Al ₂ O ₃	17.31	17.93	18.03	17.72	16.46	18.91	18.22	19.79	18.05	17.49	16.76	17.78	18.07
FeO*	9.71	8.69	8.87	8.35	7.25	8.21	9.52	7.40	10.63	7.77	7.71	8.51	8.80
MnO	0.17	0.14	0.16	0.14	0.14	0.19	0.18	0.17	0.20	0.13	0.16	0.15	0.15
MgO	3.95	3.64	3.85	3.47	2.27	1.96	2.63	1.65	3.29	3.63	2.83	5.10	5.28
CaO	7.74	7.31	8.62	7.05	5.53	6.73	7.14	6.68	8.25	7.47	6.13	9.16	9.39
Na ₂ O	3.52	3.03	3.22	2.98	3.30	4.10	3.60	4.30	3.14	3.02	3.05	2.49	2.26
K ₂ O	1.33	1.63	1.00	1.87	2.01	0.64	1.01	1.12	0.53	1.11	1.65	1.04	0.73
P ₂ O ₅	0.23	0.37	0.33	0.35	0.27	0.28	0.43	0.24	0.49	0.34	0.34	0.22	0.32
Total	98.11	98.25	98.45	98.10	98.37	98.57	98.61	98.83	98.54	98.80	98.72	98.54	98.76
(ppm)													
Ba	338	307	174	388	585	153	256	176	135	256	398	302	188
Cr	37	11	10	10	6	5	5	5	5	34	10	58	42
Nb	15	13	18	12	12	14	17	13	13	10	11	10	11
Ni	1	4	7	4	3	0	0	0	0	3	0	9	5
Rb	51	54	32	63	72	17	31	33	11	31	43	27	15
Sr	445	460	428	465	440	643	561	678	557	546	462	452	442
V	183	96	131	100	75	38	81	41	136	116	82	220	184
Y	57	15	39	14	16	10	18	18	21	12	18	17	15
Zn	175	143	134	135	162	156	161	140	157	111	130	111	122
Zr	143	183	69	149	180	535	310	532	156	151	151	107	97

* Total Fe as FeO. QD, quartz diorite; GB, gabbro; MG, melanocratic gabbro.

Table 1. (Continued)

No.	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
Rock type	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
Sp.No.	NK08	AS50	AS51	0510 2806	0510 2808	0510 2809	AS0808 2308	0908 2501	0908 2502	0908 2503	0908 2504	0908 2703	0908 2704
(wt%)													
SiO ₂	46.48	52.88	53.53	52.82	54.55	51.20	48.55	48.11	46.91	49.98	45.48	52.65	45.26
TiO ₂	1.92	0.92	0.96	1.12	0.84	1.57	1.50	1.80	1.81	1.65	2.22	1.75	2.07
Al ₂ O ₃	20.86	15.56	15.65	17.31	17.02	18.64	18.35	18.95	18.79	18.89	18.98	17.62	17.93
FeO*	10.24	10.46	10.65	10.33	10.47	11.09	11.67	11.96	13.39	11.11	12.38	11.09	13.12
MnO	0.18	0.19	0.19	0.15	0.19	0.21	0.21	0.25	0.24	0.23	0.22	0.21	0.24
MgO	6.59	8.46	8.14	6.84	6.43	5.12	4.51	3.73	3.78	4.24	5.54	3.41	5.68
CaO	11.73	9.91	9.83	7.60	7.21	9.24	8.13	9.56	9.96	8.74	10.73	7.45	10.25
Na ₂ O	1.08	1.41	1.23	2.76	2.30	2.52	3.58	2.99	2.78	3.15	2.04	2.89	1.87
K ₂ O	1.04	0.83	0.65	1.07	1.29	1.31	1.41	0.60	0.21	0.28	0.32	0.72	1.25
P ₂ O ₅	0.17	0.07	0.03	0.17	0.11	0.16	0.30	0.51	0.58	0.39	0.47	0.40	0.45
Total	100.29	100.69	100.86	100.17	100.41	101.05	98.21	98.45	98.45	98.65	98.37	98.19	98.12
(ppm)													
Ba	185	111	108	252	268	241	425	160	74	83	73	176	128
Cr	107	267	244	78	100	75	23	6	7	17	19	8	17
Nb	3	6	6	9	5	8	16	17	17	15	13	13	10
Ni	4	27	23	23	20	21	0	0	0	3	4	0	0
Rb	30	31	27	33	47	39	43	14	0	6	5	19	49
Sr	396	247	251	485	337	366	509	559	588	590	542	515	368
V	188	231	233	109	91	171	216	150	153	151	213	168	261
Y	5	15	14	9	15	18	46	37	36	24	24	18	22
Zn	93	107	104	115	111	115	182	166	189	183	159	163	134
Zr	28	55	50	139	98	176	151	209	177	134	171	163	69
No.	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49			
Rock type	GB	GB	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG			
Sp.No.	0908 2806	0908 2807	AS0809 0801X coarse	AS0809 0802X fine	AS0809 0802X coarse	AS0809 0803X	AS0809 0804X	AS0809 0805X	AS0809 0808X medium	AS0809 0808X coarse			
(wt%)													
SiO ₂	44.09	45.17	47.51	44.64	46.19	44.04	47.43	42.84	43.64	43.20			
TiO ₂	2.71	3.12	2.77	3.72	2.74	1.25	2.28	3.49	3.10	3.39			
Al ₂ O ₃	17.62	19.39	13.60	18.46	17.96	20.47	20.19	18.66	19.56	13.97			
FeO*	11.38	10.04	12.83	11.12	10.59	9.02	8.90	11.99	10.69	13.64			
MnO	0.15	0.18	0.17	0.18	0.16	0.14	0.14	0.16	0.14	0.16			
MgO	8.69	6.97	9.12	6.52	7.22	9.30	6.02	7.27	7.46	10.20			
CaO	11.84	12.02	9.74	10.53	10.50	12.32	10.77	11.64	11.46	10.73			
Na ₂ O	1.25	1.22	2.03	2.03	2.01	1.64	2.26	1.91	2.19	2.22			
K ₂ O	0.56	0.43	0.58	0.96	1.03	0.39	0.84	0.58	0.56	0.27			
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.13	0.20	0.07	0.05	0.21	0.05	0.04	0.53			
Total	98.31	98.59	98.47	98.36	98.48	98.61	99.04	98.59	98.84	98.31			
(ppm)													
Ba	107	93	155	177	194	66	114	78	127	67			
Cr	47	28	4	22	5	111	61	6	9	13			
Nb	5	5	8	9	7	4	8	7	5	6			
Ni	2	0	1	9	0	24	4	0	1	3			
Rb	10	8	13	34	37	9	30	24	16	3			
Sr	341	416	309	445	421	513	500	450	502	271			
V	588	319	570	544	523	279	306	436	473	620			
Y	13	5	24	17	17	8	13	13	13	19			
Zn	91	46	139	122	123	68	86	84	74	99			
Zr	37	40	73	68	87	53	95	70	71	178			

* Total Fe as FeO. QD, quartz diorite; GB, gabbro; MG, melanocratic gabbro.

Fig. 5. SiO_2 versus major elements for the Nishiasahi basic intrusive complex. Experimental melt composition (Rapp and Watson, 1995; Sen and Dunn, 1994) used in the discussion has been added to the figure.

Fig. 6. SiO_2 versus trace elements for the Nishiasahi basic intrusive complex. Symbols are the same as those in Figure 5.

していたことが考えられる。これらから、未分化マグマ中で高 Al^{IV} ・高 $\text{Na} + \text{K}$ の角閃石が晶出・成長した後に集積し、比較的高い酸素分圧下で残液相と反応して、リムにアクチノ閃石に近い組成の角閃石を形成したことが考えられる。したがって、巨晶角閃石をもつ優黒質斑れい岩はマグマ溜まり内に生じた集積岩であり、細粒他形の角閃石をもつ斑れい岩は結晶作用が進んだ後の弱い集積作用によって形成したと考えられる。希土類元素パターンにおいて

は、斑れい岩類に正の Eu 異常がみられ、これは集積鉱物に Eu の分配係数が高い斜長石も含まれていることを示している。一方で、石英閃緑岩類にはコア・マントルとリムの境界に明瞭なギャップをもつ角閃石は認められない。

石英閃緑岩類は組成が分散し、ハーカー図上では一つの直線的なトレンドが得られない。中でも Al_2O_3 には、 SiO_2 の増加に伴ってわずかに減少するトレンドと増加するトレンドの2種類が認められる。これら Al_2O_3 が増加している

Fig. 7. (A) Y + Nb versus Rb discrimination diagram for granite (Pearce *et al.* 1984), showing the fields of volcanic-arc granite (VAG), syn-collisional granite (syn-COLG), within-plate granite (WPG) and ocean-ridge granite (ORG). (B) Y versus Sr/Y diagram with adakite and island arc ADR (andesite-dacite-rhyolite) fields (Defant and Drummond, 1990).

Table 2. REE compositions of the Nishiasahi basic intrusive complex

No.	2	3	4	6	7	8	10	12	13	17	18	19	20	22	23
Rock type	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD	QD
(ppm)															
La	19.70	12.90	14.90	17.80	17.75	15.80	145.70	21.80	101.21	17.13	15.41	14.24	15.70	15.67	14.01
Ce	43.30	31.50	41.80	37.01	37.29	33.90	263.06	58.91	178.95	38.22	36.31	29.01	36.69	38.77	31.09
Pr	5.33	4.26	6.29	4.47	4.44	3.94	25.89	8.40	17.20	4.61	4.73	3.40	4.81	5.22	3.87
Nd	22.40	19.00	29.80	17.62	17.84	16.00	79.96	34.29	52.42	19.07	19.33	12.99	20.20	22.95	15.82
Sm	4.71	4.34	7.50	3.94	4.03	3.37	8.60	8.22	5.53	4.02	4.22	2.51	4.48	4.96	3.16
Eu	1.55	1.42	1.51	1.12	1.14	1.22	2.43	1.78	2.17	1.57	1.27	1.82	1.75	1.90	1.45
Gd	4.25	4.14	7.35	3.98	4.03	3.41	4.94	7.41	3.13	3.67	3.91	2.04	4.51	4.94	2.89
Tb	0.64	0.63	1.15	0.65	0.64	0.54	0.48	1.12	0.31	0.50	0.53	0.30	0.64	0.72	0.40
Dy	3.42	3.51	6.66	3.83	3.72	3.22	2.18	6.21	1.49	2.53	2.77	1.58	3.27	3.66	1.90
Ho	0.65	0.67	1.31	0.79	0.76	0.66	0.44	1.20	0.29	0.44	0.51	0.31	0.60	0.71	0.36
Er	1.78	1.88	3.69	2.20	2.16	1.91	1.33	3.37	0.93	1.19	1.35	0.93	1.54	1.86	0.92
Tm	0.24	0.26	0.50	0.33	0.32	0.27	0.24	0.53	0.16	0.17	0.19	0.15	0.24	0.26	0.14
Yb	1.52	1.65	3.14	1.97	1.94	1.85	1.93	3.33	1.28	1.04	1.21	1.21	1.58	1.76	0.96
Lu	0.23	0.25	0.45	0.30	0.29	0.28	0.29	0.45	0.22	0.14	0.16	0.18	0.18	0.24	0.11

No.	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	36	37	38	39
Rock type	QD	QD	QD	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
(ppm)														
La	17.99	17.62	16.66	2.83	9.03	7.78	18.20	8.25	14.86	26.30	12.13	11.45	13.27	8.93
Ce	39.85	40.62	40.72	6.40	17.49	16.83	33.90	17.50	30.79	84.20	31.23	31.24	31.73	24.01
Pr	5.06	5.11	5.22	0.84	2.36	2.04	3.79	2.16	3.64	12.50	4.46	4.68	4.29	3.55
Nd	19.71	20.13	20.97	3.82	9.54	8.57	15.10	9.27	14.87	56.90	20.25	21.04	18.11	16.63
Sm	4.17	4.13	4.09	0.94	2.30	2.16	2.79	2.16	3.20	12.00	5.08	5.11	4.18	4.45
Eu	1.38	1.49	1.47	0.71	0.98	0.85	1.30	1.15	1.37	2.71	1.75	1.95	1.60	1.83
Gd	4.00	3.85	3.67	1.02	2.39	2.22	2.41	2.31	3.22	10.40	5.09	4.82	3.91	4.43
Tb	0.56	0.51	0.49	0.15	0.40	0.39	0.34	0.37	0.51	1.56	0.75	0.76	0.60	0.71
Dy	2.88	2.89	2.65	0.87	2.39	2.33	1.69	2.27	3.06	8.42	4.36	4.24	3.03	3.74
Ho	0.56	0.53	0.47	0.17	0.50	0.48	0.31	0.48	0.64	1.61	0.77	0.83	0.58	0.72
Er	1.48	1.47	1.22	0.47	1.43	1.44	0.82	1.43	1.93	4.48	1.99	2.11	1.58	1.89
Tm	0.22	0.20	0.17	0.06	0.21	0.22	0.11	0.21	0.28	0.61	0.31	0.31	0.22	0.29
Yb	1.45	1.45	1.31	0.42	1.27	1.33	0.66	1.39	1.76	3.91	2.08	2.23	1.55	1.86
Lu	0.19	0.18	0.15	0.06	0.20	0.21	0.10	0.22	0.28	0.56	0.27	0.29	0.20	0.24

QD, quartz diorite; GB, Gabbro.

Fig. 8. C1-chondrite normalized rare earth element pattern for the quartz dioritic rocks (A) and gabbroic rocks (B). Chondrite data from Sun and McDonough (1989).

Table 3. Sr and Nd isotopic data of the Nishiasahi basic intrusive complex

No.	Rock type	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2 σ)	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2 σ)
1	Quartz dioritic rocks	31	420	0.2102	0.70832 (1)	-	-	-	-
2		26	441	0.1723	0.70776 (1)	4.7	22.4	0.1272	0.512373 (09)
3		56	425	0.3806	0.70803 (1)	4.3	19.0	0.1381	0.512345 (09)
4		42	305	0.3936	0.70818 (1)	7.5	29.8	0.1522	0.512358 (09)
5		39	337	0.3365	0.70770 (1)	-	-	-	-
6		52	291	0.5144	0.70845 (1)	3.9	17.6	0.1353	0.512379 (13)
7		51	296	0.4934	0.70840 (1)	4.0	17.8	0.1365	0.512377 (13)
8		54	310	0.5071	0.70853 (1)	3.4	16.0	0.1274	0.512361 (09)
19	Gabbroic rocks	17	643	0.0758	0.70788 (1)	-	-	-	-
20		31	561	0.1618	0.70798 (1)	-	-	-	-
25		27	452	0.1702	0.70762 (1)	-	-	-	-
26		15	442	0.0952	0.70782 (1)	-	-	-	-
27		30	396	0.2199	0.70734 (1)	0.9	3.8	0.1494	0.512405 (09)
28		31	247	0.3635	0.70825 (1)	2.3	9.5	0.1460	0.512382 (29)
29		27	251	0.3078	0.70815 (1)	2.2	8.6	0.1522	0.512351 (14)
30		33	485	0.1991	0.70784 (1)	2.8	15.1	0.1117	0.512328 (05)
31	Gabbroic rocks	47	337	0.4066	0.70809 (1)	2.2	9.3	0.1409	0.512371 (06)
32		39	366	0.3050	0.70815 (1)	3.2	14.9	0.1303	0.512344 (13)
33		43	509	0.2447	0.70788 (1)	12.0	56.9	0.1275	0.512356 (08)
36		6	590	0.0311	0.70776 (1)	-	-	-	-
37		5	542	0.0274	0.70771 (1)	-	-	-	-
43	Melanocratic gabbro	34	445	0.2197	0.70768 (1)	-	-	-	-
44		37	421	0.2550	0.70772 (1)	-	-	-	-
45		9	513	0.0517	0.70763 (1)	-	-	-	-
46		30	500	0.1751	0.70764 (1)	-	-	-	-
47		24	450	0.1530	0.70769 (1)	-	-	-	-

ようにみえる試料は Sr においても異なるトレンドを示しており、さらに Zr は他の試料と比べて非常に含有量が高く、鏡下においてジルコンが多く確認される。マグマにおけるジルコン飽和時の Zr 含有量と温度については、Watson and Harrison (1983) や Boehnke *et al.* (2013) により、両者には相関がある結果が示されている。以上のことから、Zr 含有量の多い石英閃緑岩は、結晶作用の条件が異なるか、あるいはマグマの起源が異なる可能性がある。軽希土類に非常に富み、重希土類に乏しいパターンを示す 2 試料 (No. 10, 13) は、Zr 含有量が 904 ppm と 763 ppm と高く、マグマの起源が異なる可能性を示唆する。また、斑れい岩類のうち、 SiO_2 が 53% 前後で MgO, Cr, Ni に富む 4 個の試料 (No. 28–31) は、他の斑れい岩類とは異なる

トレンドを示す。これらの岩石は大朝日岳から西朝日岳にかけての稜線に産し、異なる貫入岩体の可能性があるが、直接の関係は不明である。この岩相も、マグマの起源が異なる可能性がある。

これらの起源が異なる可能性がある岩相を除き、西朝日岩体の主要な岩相についての結晶作用を考察する。主要造岩鉱物のうち集積鉱物の候補となりうるのは、角閃石に加えて量的に無視できない斜長石と黒雲母が挙げられる。これらの鉱物の主要元素である CaO, MgO, FeO^* について、全岩主成分元素の組成変化図をみると、石英閃緑岩は SiO_2 の増加に伴いこれらが減少している。このことは、これらの鉱物が分別されている可能性を示していることから、縦軸に CaO、横軸に MgO と $\text{MgO} + \text{FeO}^*$ を示した

Fig. 9. Chemical compositions of amphibole in gabbro and cumulate plotted on the Al^{IV} versus $Na + K$ diagram based on 0 = 23. Ed, edenite; Ps, pargasite; Tr, tremorite; Tsch, tschermakite. Composition data in the diagram indicates the whole rock compositions. Dashed line in the figure is a compositional range of amphibole in quartz diorite.

Fig. 10. CaO versus $MgO + FeO^*$ variation diagram for the whole rock and minerals of the Nishiasahi basic intrusive complex. Variation curves indicate fractional crystallization of quartz dioritic rocks and accumulation of gabbroic rocks.

図を作成した (Fig. 10)。石英閃緑岩類と斑れい岩類・優黒質斑れい岩とが明瞭に区別され、斑れい岩類・優黒質斑れい岩は石英閃緑岩類の変化トレンドの反対方向に広くプロットされており、集積の効果によって幅の広い変化トレンドを形成していると解釈できる。

西朝日岩体は他の岩体の捕獲岩体として分布しており、

かつて一つのマグマ溜まりを形成していたのか、あるいは幾つかの火成活動によるものなのかは現時点では不明であるが、朝日団研(1987)では西朝日岩体は岩床状に貫入定置したのち、他の岩体に捕獲されたと考えている。そこで、西朝日岩体の主要な岩相がどのような結晶作用を行ったのかを概査するために、分別結晶作用のモデル計算を試みる。石英閃緑岩類のうち、より未分化と考えられる SiO_2 が少なく $MgO + FeO^*$ が多い試料 (No. 8) を親マグマ、より分化したと考えられる SiO_2 が多く $MgO + FeO^*$ が少ない試料 (No. 18) を娘マグマと仮定した。分別鉱物の種類は No. 8 の鉱物組み合わせから設定した。主成分元素による最小二乗マスバランス計算から分別される鉱物量比を求め、分別により形成される液相中の微量元素濃度をレイリー分別モデルによって算出し、石英閃緑岩類の値と比較した。マスバランス計算結果を Table 4 に、レイリー分別モデルにより得られた微量元素の計算結果と実測値との比較を Figure 11 に示す。親マグマから娘マグマへの分別結晶作用は、角閃石 25.4%、斜長石 23.0%、黒雲母 8.2%、磁鉄鉱 1.1% の分別により導きだせる。この計算による残差の二乗和は 0.24 と十分小さい。モデル計算によるメルト組成は、概ね娘マグマの実測値と一致しているが、Th や重希土類で若干高い値となっている。重希土類については少量のジルコンの分別で説明可能であるが、Th については今後の課題である。

Figure 10 において、斑れい岩類および優黒質斑れい岩の変化トレンドは、主に角閃石と磁鉄鉱が集積した場合、変化トレンドは親マグマからやや右上の方向へむかう (Fig. 10, Hbl-rich gabbro の矢印)。主に角閃石と斜長石が集積した場合は右上に、主に斜長石が集積したのであれば左上に変化トレンドが向かう。黒雲母が関与している場合はやや右下への変化トレンドとなる。以上のように集積鉱物量比の違いによって、斑れい岩類の変化トレンドが広がっていると考えられる。また、石英閃緑岩類の分別結晶作用のモデル計算で得られた分別鉱物と量比をもとに、集積岩の概算を行った (Table 4)。得られた集積岩の化学組成は、斑れい岩類および優黒質斑れい岩の幅の広い変化トレンドの中にプロットされている (Fig. 10)。このほか、得られた結果を斑れい岩類および優黒質斑れい岩の全岩化学組成と比較すると、 TiO_2 と K_2O を除き概ね一致している。一方、計算で用いた親マグマと仮定した石英閃緑岩中の角閃石の組成は、Figure 9 では斑れい岩類の組成と重複しているが、 Al_2O_3 全量でみると石英閃緑岩類中の角閃石は 10 wt% 以下がほとんどであるのに対し、斑れい岩類中の角閃石は 10 wt% を超えるものが多い。また、角閃石の mg 値でも石英閃緑岩類よりも斑れい岩類中の角閃石の値が高いものが多い (Fig. 9)。したがって、今回の試料からは化学組成を特定できないが、 Al_2O_3 に富み mg 値の高い角閃石を晶出させたより未分化な親マグマが存在した可能性がある。

Table 4. Result of mass balance calculation of fractional crystallization model for quartz diorite from the Nishiasahi basic intrusive complex

	Parent	Daughter	fractionated minerals				result		Cumulate (Hbl+Pl+Bt+Mgt)
	05102909	09082509	Hbl	Pl	Bt	Mgt	calc.	diff.	calc.
fraction	1.0000	0.4222	0.2538	0.2303	0.0815	0.0107			
SiO ₂	53.64	60.99	50.07	52.29	38.58	0.00	53.64	-0.01	48.40
TiO ₂	1.33	1.16	1.15	0.01	2.22	1.32	0.98	0.35	0.85
Al ₂ O ₃	17.41	16.73	7.02	30.71	17.15	1.38	17.33	0.08	17.82
FeO*	10.59	7.36	18.73	0.04	20.70	97.00	10.60	-0.01	12.99
MnO	0.19	0.14	0.38	0.02	0.08	0.26	0.17	0.02	0.19
MgO	4.78	2.31	11.20	0.00	10.62	0.03	4.68	0.10	6.43
CaO	7.92	5.62	10.55	13.05	0.05	0.00	8.06	-0.14	9.87
Na ₂ O	2.43	3.35	0.64	3.86	0.04	0.00	2.47	-0.04	1.83
K ₂ O	1.53	2.04	0.26	0.03	10.57	0.00	1.80	-0.27	1.62
P ₂ O ₅	0.18	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.06	0.00
Sum of squares of residuals = 0.24									

2. Sr, Nd 同位体的特徴

深成岩類の Sr, Nd 同位体組成は、起源物質である上部マントル～下部地殻の同位体的特徴を示すと考えられている。加々美ら(2000)、加々美(2005)は、本州弧の珪長質深成岩類を Sr, Nd 同位体組成から、北帯、南帯、漸移帯、北上帯、佐渡帯の 5 帯に区分している。阿武隈帯は北帯、足尾帯は北帯、漸移帯、佐渡帯とされているが、朝日帯が空白域となっているのは、同位体データの不足と年代値が確定されていないことによる。本研究においても西朝日岩体の Sr 同位体比は分散し、全試料におけるアイソクロン年代を得ることができなかった。このため、周辺の地質および他岩体との貫入関係から活動年代幅を限定し、Sr, Nd 同位体比初生値計算を行う。

朝日山地古期深成岩類 5 岩体の 1 つである西朝日岩体は、他の 4 岩体(大朝日岩体、大玉岩体、中岳岩体、相模岩体)全てに貫かれており(Fig. 2)、朝日山地で最も古い火成活動であることは明らかである。朝日山地には足尾帯のジュラ紀堆積岩類起源と考えられている泥質、砂質および珪質千枚岩からなる竹の沢層が分布する。西朝日岩体と竹の沢層との直接の関係は確認されていないが、古期深成岩類のうち、大玉岩体は竹の沢層を貫き、相模岩体は竹の沢層を貫くと推定されている(朝日団研究, 1987; Fig. 2)。荒川支流大玉沢の露頭では、西朝日岩体を貫く中岳岩体の産状を確認した(Fig. 3)。明瞭な貫入境界を示す脈状の花崗閃緑岩(中岳岩体)が、西朝日岩体と混成する産状も確認された。この産状から、西朝日岩体の固結後、完全に冷却する前に、中岳岩体が貫入し西朝日岩体を捕獲したと考えられる。中岳岩体は大玉岩体を貫き、大玉岩体は竹の沢層を貫く関係にある。したがって、西朝日岩体以外の古期深成岩類は少なくとも竹の沢層よりも若く、西朝日岩体の年代の下限はそれらの活動時期からあまり離れていないことが予想される。しかしながら古期深成岩類からも年代

値は得られていない。

安藤・志村(2000)は、朝日山地深成岩類の火成活動を 3 つのステージに区分している。第 1 ステージが古期深成岩類、第 2, 3 ステージが新期深成岩類に対応している。このうち、第 2 ステージ最後の活動となる荒川花崗岩類(朝日団研の黒雲母花崗岩類に相当)から 81.7 ± 2.5 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロンを報告している。また、第 2 ステージ初期の活動である化穴岩体の活動時期について、化穴岩体に対比される日本国マイロナイト帯を構成している片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩の黒雲母 K-Ar 年代が 92 ± 6 Ma (Shibata and Nozawa, 1966)であることから、第 2 ステージの始まりを 92 Ma 頃としている。しかし、この黒雲母年代について、Takahashi *et al.* (2012)は、日本国マイロナイトのジルコンの SHURIMP U-Pb 年代(67–63 Ma)と黒雲母の K-Ar 年代(52–42 Ma)を求め、65 Ma 頃にマイロナイトの原岩となる花崗岩類の固結、60–55 Ma 頃にマイロナイト化があったとし、92 Ma の年代値は過剰ア

Fig. 11. Calculated result of rare earth elements for a fractional model of the quartz diorite, normalized by the composition of N-MORB (Sun and McDonough, 1989).

ルゴンによって年代が古く求まったものとしている。化穴岩体と日本国マイロナイトが対比可能であれば、第2ステージ最後の活動時期は 67–63 Ma となるが、両者の対比が本当に可能であるかについては岩石学的な検討を含めて検討の余地がある。このように考えると、朝日山地における深成岩類の固結年代として確実視出来るものは、荒川花崗岩類(黒雲母花崗岩類)の 82 Ma があるのみとなる。古期深成岩類の貫入・定置後に生じたとされる末沢川溶結凝灰岩の年代は明らかとはなっていない。野外での産状より、荒川花崗岩類(黒雲母花崗岩類)と末沢川溶結凝灰岩との活動の間では、黒雲母花崗岩類が以東岩体に貫入、以東岩体が化穴岩体に貫入、化穴岩体が末沢川溶結凝灰岩に貫入という活動史があり (Fig. 2), ある程度の活動期間が必要と考えられる。以上のことから、西朝日岩体の活動時期はジュラ紀以降かつ 90 Ma 以前と想定し、100, 120, 140 Ma の値を用いて同位体比初生値の計算を行うこととした。

斑れい岩類および優黒質斑れい岩の同位体比初生値は、120 Ma において、SrI 値が 0.70697–0.70771 (120 Ma), NdI 値が 0.51223–0.51229 (120 Ma), 石英閃緑岩類は、SrI 値が 0.70712–0.70797 (120 Ma), NdI 値が 0.51224–0.51227 (120 Ma) であり、SrI 値は斑れい岩類および優黒質斑れい岩で 0.00074, 石英閃緑岩類で 0.00085 の差がある。加々美(2005)は、Rb–Sr 全岩アイソクロンに関しての問題点を論じ、Sr 同位体組成の均質とは SrI 値として 0.00010 前後かそれ以下の分散であるとしている。西朝日岩体の SrI 値の分散は 0.00010 を大きく超え、岩体全体の Sr 同位体組成が均質とは言えない。その原因としては、西朝日岩体は複合塩基性岩体であり、初生マグマに同位体比の異なる複数のマグマが存在したためと考えられる。

Figure 12 は、100, 120, 140 Ma の値を用いて作成した西朝日岩体の $\epsilon\text{Nd}(T)$ – $\epsilon\text{Sr}(T)$ 図である。加々美ら(2000), 加々美(2005)による同位体ゾーン区分において、西朝日岩体は初生値計算を行った 3 つの年代とも南帯の領域にプロットされる。西南日本の花崗岩類において南帯は美濃・領家帯に対応している。安藤・志村(2000), 志村ら(2002)は、朝日山地深成岩類は領家帯に対比される可能性があることを指摘しており、今回の同位体データはこの可能性を支持する。

3. 西朝日岩体の起源物質

西朝日岩体は一般的な塩基性岩よりも高い SrI 値と低い NdI 値を持つ特徴があり、このような塩基性マグマの成因には、下部地殻～上部マントル起源マグマに堆積岩類が混入した可能性と、初生的に高 SrI 値・低 NdI 値をもつ下部地殻～上部マントルの部分溶融の可能性が考えられる。前期白亜紀における周辺地質体の斑れい岩～石英閃緑岩質火成活動との比較を行うため、山北・大藤(2000)による中期白亜紀の地質体配列の復元図の一部を引用した古地理図を Figure 13 に示す。山北・大藤(2000)では、白亜紀中期よりも前の復元には、中央構造線に沿う左横すべり運動の

Fig. 12. $\epsilon\text{Nd}(T)$ versus $\epsilon\text{Sr}(T)$ diagram for the Nishiasahi basic intrusive complex. The fields and curves indicate the isotope zones (Kagami et al., 2000) and simplified mixing line by the amphibolite/mafic rock and sedimentary rock, respectively. Data of amphibolite and mafic dike of the Hida Belt from Arakawa et al. (2000) and sedimentary rock of the Ashi Belt from Rezanov et al. (1999).

評価に関して、変位量を推定する信頼できるオフセットマーカーが見いだされていないため、復元図を示すことを控えている。したがって、図中では中央構造線よりも西側を表示し、かつ朝日帯および比較する地域の位置がおおよそどこに推定されるのかを示すことにとどめる。

Sr, Nd 同位体比初生値から、朝日山地深成岩類は領家帯に対比される。領家花崗岩類の多くは下部地殻～上部マントル起源マグマであり、一部のマグマは領家変成岩あるいは ϵNd 値が -15 付近の値を示す原生代の地殻物質の堆積岩を混入したと考えられている (Yuhara et al., 2000)。

まず初めに堆積岩類が混入した場合の混入率を検討する。朝日帯には下部地殻を構成するような広域変成岩の分布はみられない。中岳岩体の捕獲岩として緑れん石含有黒雲母角閃岩が報告されているが(朝日団研, 1987), 地球化学的データはないため、東アジア大陸縁辺に位置し、沈み込んだスラブによって汚染されたマントル起源マグマにより形成されたと考えられている飛騨帯の角閃岩および苦鉄質貫入岩の同位体データ (Arakawa et al., 2000) を引用した。また、高い ϵSr 値と低い ϵNd 値の特徴をもつ朝日山地付近の地殻物質として、新潟県に産する足尾帯の堆積岩 (Rezanov et al., 1999) を用いた。単純混合曲線の作成には 120 Ma で求めた $\epsilon\text{Sr} \cdot \epsilon\text{Nd}$ 値を用い、図中には角閃岩 (415 Ma) および苦鉄質貫入岩 (330 Ma) の $\epsilon\text{Sr} \cdot \epsilon\text{Nd}$ 初生値も参考のためプロットしてある (Fig. 12)。西朝日岩体は角閃岩と堆積岩の混合曲線上にのるものの、堆積岩類を 50–60 % 混合する必要がある。その場合、親マグマ組成は SiO_2 が約 60 % となり MgO や CaO の値が低くなってしまうため現実的ではない。

Fig. 13. Conceptual paleogeographic map of early Cretaceous (modified from Yamakita and Otoh, 2000). Note the approximate position of the Asahi Belt.

志村ら(2002)は、足尾帯北部にあたる羽越地域の地殻形成史について、変成岩ゼノリスの解析、朝日帯や岩船花崗岩類の化学組成・同位体組成の検討から、白亜紀には朝日帯が下部地殻を構成し、足尾帯が上部地殻を構成する単一の地殻であったとしている。また Takahashi *et al.* (2005) は、足尾帯南部に属する八溝山地から 110 Ma の古期岩体を構成するアダカイト質石英閃緑岩類を報告し、その成因については、低圧下での角閃岩の部分溶融メルト組成とは一致しないことから、角閃岩起源ではなくマンツルの部分溶融メルト起源の玄武岩質マグマからの分別結晶作用によるとした。西朝日岩体には Sr/Y が高く Y が低いアダカイトの領域にプロットされるものがあり、八溝山地と同じ成因を考えることができるが、八溝山地のアダカイト質石英閃緑岩類は SrI 値が 0.70375–0.70458 であり、西朝日岩体の SrI 値と大きく異なる。また、マンツル起源マグマに堆積岩が混入すれば同位体組成の差異を解消することはできるが、西朝日岩体からは堆積岩起源の捕獲岩はみつかっておらず、積極的に支持する証拠は今のところ無い。これからも、マンツル起源マグマに地殻物質が混入した可能性は低いと言える。

次に、初生的に高 SrI 値・低 NdI 値をもつ下部地殻の部分溶融について検討をする。Figure 5 のハーカー図には、

Fig. 14. $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ versus $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ diagram for the Nishiasahi basic intrusive complex, Hida Belt (Arakawa *et al.*, 2000), and Ryoke mafic rock (Okano *et al.*, 2000).

Rapp and Watson (1995) と Sen and Dunn (1994) の変玄武岩・角閃岩の実験溶融メルト組成を示してある。前述の通り、西朝日岩体の石英閃緑岩類の中で最も未分化なものを親マグマと仮定しており、その組成に近い実験溶融メルト組成は、Rapp and Watson (1995) の 0.8 GPa の 2 つのデータである。彼らは 0.8 GPa の条件下で、1000 °C、1050 °C、1075 °C の温度で実験を行っており、仮定した親マグマ組成に近い 2 点とはともに 1075 °C で溶融した時の角閃岩の溶融メルト組成である。K₂O を除き概ね一致しており、下部地殻を構成する角閃岩が部分溶融することにより西朝日岩体の石英閃緑岩質親マグマが形成された可能性がある。

朝日帯は領家帯に対比され、領家帯からも花崗岩の活動に先行する苦鉄質岩の報告がある(伊那領家帯の苦鉄質岩, 154 Ma–140 Ma : 柚原・加々美, 2007 ; 151 Ma–128 Ma : 柚原・加々美, 2008)。また瀬戸内地域の領家帯に分布する苦鉄質岩は Rb–Sr アイソクロン年代で 110–75 Ma, Sm–Nd アイソクロン年代で 220–200 Ma の報告がある(Okano *et al.*, 2000)。これは高 SrI 値と低 NdI 値をもち、上部マンツルが 220–200 Ma 頃に部分溶融したマグマ由来であり、100 Ma 頃の下部地殻グラニュライトの部分溶融によって形成された花崗岩質マグマによって捕獲岩体として下部地殻からもたらされたとしている。Figure 14 は、100, 120, 140 Ma の値を用いて作成した西朝日岩体の $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ – $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ 図に、飛騨帯の角閃岩と苦鉄質岩および領家帯の苦鉄質岩を、それぞれの形成年代における ϵ 初生値と、120 Ma で計算した ϵ 値で示してある。これらのうち領家帯の苦鉄質岩の同位体組成は、西朝日岩体のそれとほぼ一致する。以上のことから、朝日帯の下部地殻にも同様な高 SrI 値と低 NdI 値をもつ苦鉄質岩が存在していると仮定すれば、堆積岩の関与を考慮しなくても西朝日岩体の石英閃緑岩質マグマの成因を説明できる。

下部地殻を構成していた角閃岩を部分溶融させた熱源に

ついて、一つの可能性を提示したい。Wang *et al.* (2007) は、北中国ブロックと Yangtze ブロックの衝突により、地殻の厚化とデラミネーションが起こり、アセノスフェリックマントルの上昇と地殻溶融が 143–123 Ma に起こったと議論している。古生代末の北中国ブロックと Yangtze ブロックの衝突帯の縫合線は飛驒帯まで追跡されているが (例えば, Isozaki, 1997; Arakawa *et al.*, 2000; Ishiwatari and Tsujimori, 2003), さらにその延長は当時想定される朝日帯の位置にあたること、また Wang *et al.* (2007) によるアセノスフェリックマントルの上昇と地殻溶融が起こった年代値が西朝日岩体の活動時期と矛盾しないことから、朝日帯の下でも同様なアセノスフェリックマントルの上昇が起こった可能性が考えられる。そうだとすれば、朝日帯を含む大陸縁辺域に広範囲にわたって白亜紀の珪長質火成活動に先行する苦鉄質 (塩基性) 火成活動が起こっていると思われる。朝日帯と対比される領家帯からは幾つかの同時期の苦鉄質岩が報告されており、西朝日岩体と同様にアセノスフェリックマントルの上昇によって形成されたマグマを起源あるいは熱源とした火成活動が考えられる。Okano *et al.* (2000) による瀬戸内の 220–200 Ma の年代値を示す苦鉄質岩は、年代値は異なるものの、西朝日岩体と同様に、後の花崗岩質マグマによる捕獲岩体とされている。この様な、花崗岩体中に小規模に分布あるいは捕獲されているような苦鉄質岩 (塩基性岩) の年代論と成因論を進めることによって、後期ジュラ紀～前期白亜紀にかけての東アジアのテクトニクスと火成活動を制約する情報を得られる事が期待される。

VI. ま と め

朝日山地深成岩類のうち最も初期に活動した西朝日岩体は、石英閃緑岩質マグマを親マグマとする分別結晶作用と集積作用によって斑れい岩質からトーナル岩質まで岩相が変化する。

西朝日岩体全体としての結晶作用を概査するため、分別結晶作用のモデル計算を試みた結果、石英閃緑岩類の親マグマから娘マグマへの分別結晶作用は、角閃石 25.4%、斜長石 23.0%、黒雲母 8.2%、磁鉄鉱 1.1% の分別により導きだせる。斑れい岩類および優黒質斑れい岩は、角閃石、斜長石、黒雲母、磁鉄鉱を集積鉱物として、その量比の選択的な違いによって幅の広い組成をもつ。

西朝日岩体の同位体組成は分散しアイソクロン年代は得られないため、周辺の地質、各岩体の相互関係の検討より、100, 120, 140 Ma の年代値を用い同位体比初生値を求めた。西朝日岩体の SrI 値は 70697–0.70797 (120 Ma)、NdI 値は 0.51223–0.51229 (120 Ma) の範囲にあり、一般的な塩基性岩よりも高い SrI 値と低い NdI 値を持つ特徴があり、加々美 (2005) による同位体ゾーン区分における南帯の同位体組成をもち、領家帯に対比される。

石英閃緑岩類の親マグマ組成は Rapp and Watson

(1995) による角閃岩を 0.8 GPa, 1075 °C で溶融させたメルト組成に類似する。また瀬戸内の領家帯苦鉄質岩 (220–200 Ma) の Sr, Nd 同位体比は西朝日岩体の同位体比とほぼ一致し、下部地殻を構成する高 SrI・低 NdI 組成の苦鉄質岩 (角閃岩) が西朝日岩体の起源物質の可能性はある。

謝 辞 山形大学理学部の学生・院生諸氏には、野外調査や機器分析に協力していただいた。新潟大学理学部の高澤栄一教授には新潟大学での機器分析に際し便宜を図っていただいた。JTABS 花崗岩ミニシンポ参加者の方々には多くの御指摘・御教授をいただいた。産総研の高橋浩博士、島根大学の亀井淳志准教授、編集委員長の岩手大学・土谷信高教授、および新潟大学の M. Satish-Kumar 教授には多くの有為な御指摘を頂き、本稿は大きく改善された。ここに記して感謝いたします。

引用文献

- 穴田真一、加々島慎一 (2008) : 朝日山地に分布する西朝日複合塩基性岩体の多様性. *MAGMA*, **89**, 17–31.
- 安藤 勲、志村俊昭 (2000) : 朝日山地周辺に分布する火成岩類の活動ステージ区分と地球化学. 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, 157–157.
- Arakawa, Y., Saito, Y. and Amakawa, H. (2000): Crustal development of the Hida belt, Japan: Evidence from Nd–Sr isotopic and chemical characteristics of igneous and metamorphic rocks. *Tectonophysics*, **328**, 183–204.
- Arth, J. G. (1976): Behavior of trace elements during magmatic processes—A summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, **4**, 41–47.
- 朝日団体研究グループ (1987) : 朝日山地南西部の地質—その 1. 岩石記載と貫入関係—. 地球科学, **41**, 253–280.
- 朝日団体研究グループ (1995) : 朝日山地南西部の地質—その 2. 地質構造—. 地球科学, **49**, 227–247.
- Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M. and Schmitt, A.K. (2013): Zircon saturation re-revisited. *Chem. Geol.*, **351**, 324–334.
- Chang, Q., Shibata, T., Sinotsuka, K., Yoshikawa, M. and Tatsumi, Y. (2003): Precise determination of trace elements in geological standard rocks using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP–MS). *Front. Res. Earth Evol.* **1**, *IFREE Rep.* 2001–2002, 357–362.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S. (1990): Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**, 662–665.
- Gill, J.B. (1981): *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. pp. 390, Springer-Verlag, New York.
- Hamamoto, T., Yuhara, M., Miyazaki, T., Fukase, M., Kondo, H., Ikawa, T., Ishioka, J., Kagami, H. and Shuto, K. (2000): Rb, Sr, Sm and Nd separation from rocks, minerals and natural water using ion-exchange resin. *Sci. Rep. Niigata Univ. Ser. E (Geol. and mineral.)*, **15**, 49–58.
- Hanson, G.N. (1978): The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, 26–43.
- Hirahara, Y., Chang, Q., Miyazaki, T., Takahashi, T. and Kimura, J.-I. (2012): Improved Nd chemical separation technique for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ analysis in geological samples using packed Ln resin columns. *JAMSTEC Rep. Res. Dev.*, **15**, 27–33.

- Ishiwatari, A. and Tsujimori, T. (2003): Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: A synthesis. *Island Arc*, **12**, 190–206.
- Ishozaki, Y. (1997): Contrasting two types of orogen in Permian–Triassic Japan: accretionary versus collisional. *Island Arc*, **6**, 2–24.
- 加々美寛雄(2005): 本州弧に分布する白亜紀～古第三紀珪長質火成岩の活動と起源. 地質雑, **111**, 441–457.
- Kagami, H., Iizumi, S., Tainosho, Y. and Owada, M. (1992): Spatial variations of Sr and Nd isotope ratios of Cretaceous–Paleogene granitoid rocks, Southwest Japan Arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **112**, 165–177.
- 加々美寛雄, 川野良信, 井川寿之, 石岡 純, 加々島慎一, 志村俊明, 周藤賢治, 飯泉 滋, 今岡照喜, 大和田正明, 小山内康人, 田結庄良昭, 田中久雄, 土谷信高, 柚原雅樹(2000): 本州弧, 後期白亜紀～古第三紀珪長質火成岩の ϵSr ・ ϵNd 初生値の広域的分布. 月刊地球号外, **30**, 185–190.
- 川野良信(1994): パーソナルコンピュータを用いた Rb–Sr, Sm–Nd アイソクロン計算プログラム. 情報地質, **5**, 13–19.
- 川野良信, 加々美寛雄, 端山好和, 矢内桂三(1999): 足尾帯に産する後期白亜紀～古第三紀花崗岩類の Sr・Nd 同位体組成. 地質学論集, **53**, 287–297.
- Lugmair, G.W. and Marti, K. (1978): Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the Lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, 349–357.
- Miyazaki, T. and Shuto, K. (1998): Sr and Nd isotope of twelve GSJ rock reference samples using MAT262 mass spectrometer. *Geochem. J.*, **32**, 345–350.
- 村田 守(1993): 蛍光 X 線分析法による韓国岩石標準試料の主成分および微量元素の分析. 鳴門教育大学研究紀要(自然科学編), **8**, 37–50.
- Nash, W.P. and Crecraft, H.R. (1985): Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 2309–2322.
- 根尾夏紀, 高澤栄一, 周藤賢治(2006): 四重極型誘導結合プラズマ質量分析計(ICP-MS)による玄武岩質岩・かんらん岩の微量元素定量分析. 基盤研究(C)研究成果報告書「マフィック岩を包有する不均質なマンツルの部分融解に関する地質学的検証」(課題番号: 16540413, 代表: 高澤栄一), 79–94.
- Okano, O., Sato, T. and Kagami, H. (2000): Rb–Sr and Sm–Nd isotopic studies of mafic igneous rocks from the Ryoke pluton–metamorphic belt in the Setouchi area, Southwest Japan: implications for the genesis and thermal history. *Island Arc*, **9**, 21–36.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956–983.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33–47.
- Rapp, R.P. and Watson, E.B. (1995): Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust–mantle recycling. *J. Petrol.*, **36**, 891–931.
- Rezanov, A.I., Shuto, K., Iizumi S. and Shimura, T. (1999): Sr and Nd isotopic and geochemical characteristics of Cretaceous–Paleogene granitoid rocks in the Niigata area, the northernmost part of the Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **53**, 269–286.
- Roser, B., Kimura J.-I. and Hisatomi, K. (2000): Whole-rock elemental abundances in sandstones and mudrocks from the Tanabe Group, Kii Peninsula, Japan. *Geosci. Rep. Shimane Univ.*, **19**, 101–112.
- 先山 徹, 田中 忍(1984): 山陰帯および飛騨帯花崗岩類中の角閃石に見られる累帯構造について—鉛山グラノファイア類・奥津花崗閃緑岩体・船津複合岩体を例に—. 地球科学, **38**, 321–333.
- Sen, C. and Dunn, T. (1994): Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **117**, 394–409.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1966): K–Ar age of the Nihonkoku Gneiss, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **17**, 426–429.
- 志村俊昭, 加々島慎一, 高橋 浩(2002): 羽越地域の花崗岩質地殻の形成と変形. 日本地質学会第 109 年学術大会見学旅行案内書, 65–86.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Eart. Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359–362.
- 須藤定久(1977): 中部～関東地方における後期白亜紀～古第三紀火山深成作用の問題点. 地団研専報, **20**, 53–60.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.*, **42**, 313–345.
- Takahashi, T., Hirahara, Y., Miyazaki, T., Vaglarov, B.S., Chang, Q., Kimura, J.-I. and Tatsumi, Y. (2009): Precise determination of Sr isotope ratios in igneous rock samples and application to micro-analysis of plagioclase phenocrysts. *JAMSTEC Rep. Res. Develop. Spec. Issue*, 59–64.
- Takahashi, Y., Kagashima, S. and Mikoshiba, U.M. (2005): Geochemistry of adakitic quartz diorite in the Yamizo Mountains, central Japan: Implications for Early Cretaceous adakitic magmatism in the inner zone of southwest Japan. *Island Arc*, **14**, 150–164.
- Takahashi, Y., Mao, J. and Zhao, X. (2012): Timing of mylonitization in the Nihonkoku Mylonite Zone of north Central Japan: Implications for Cretaceous to Paleogene sinistral ductile deformation in the Japanese Islands. *J. Asian Earth Sci.*, **47**, 265–280.
- Wang, Q., Wyman, D.A. Xu, J., Jian, P., Zhao, Z., Li, C., Xu, W., Ma, J. and He, B. (2007): Early Cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: Implications for partial melting and delamination of thickened lower crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **71**, 2609–2636.
- Watson, E.B. and Harrison, T.M. (1983): Zircon saturation revisite: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Eart. Planet. Sci. Lett.*, **64**, 295–304.
- 山北 聡, 大藤 茂(2000): 白亜紀左横すべり断層系としての中央構造線—黒瀬川断層系による日本列島先白亜紀地質体の再配列過程の復元. 地質学論集, **56**, 23–38.
- 山田泰治郎, 河野久征, 村田 守(1994)低希釈率ガラスビード法による岩石の主成分と微量元素分析. X 線分析の進歩, **26**, 33–44.
- 山口佳昭(1984): 浅所貫入深成岩の Ca 角閃石の累帯構造. 地球科学, **38**, 346–351.
- York, D. (1966): Least square fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, **44**, 1079–1086.
- Yuhara, M., Kagami, H. and Nagao, K. (2000): Geochronological characterization and petrogenesis of granitic rocks in the Ryoke belt, Southwest Japan Arc: constraints from K–Ar, Rb–Sr and Sm–Nd systematics. *Island Arc*, **9**, 64–80.
- 柚原雅樹, 加々美寛雄(2007): 伊那領家変成帯に分布する苦鉄質岩の同位体年代. 福岡大学理学集報, **37**, 57–78.
- 柚原雅樹, 加々美寛雄(2008): 伊那領家変成帯, 三穂地域の水晶山苦鉄質岩体の同位体年代. 福岡大学理学集報, **38**, 75–88.