

The Shiokawa peridotite mass in the Mikabu belt,
central Japan, as a cumulate from intra-plate
tholeiite

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2017-10-03 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/2297/10666

長野県みかぶ帯, 塩川かんらん岩体: プレート内マグマからの集積岩

The Shiokawa peridotite mass in the Mikabu belt, central Japan, as a cumulate from intra-plate tholeiite.

Abstract

The Shiokawa peridotite mass in the Mikabu greenstone belt, central Japan, is composed of massive dunite, troctolite and alternated part of dunite, wehrlite, troctolite and gabbros. The rocks except clinopyroxene gabbro are olivine cumulates enriched with olivine (>40 vol. %). Olivine varies from Fo₉₂ to Fo₈₈ for the massive dunite and from Fo₈₇ to Fo₈₅ for the alternated rocks. Chromian spinel highly changes the composition depending on the modal composition (lithology). The Cr, Al and Fe³⁺ cationic fractions over (Cr+Al+Fe³⁺) vary from 0.57 to 0.31, 0.62 to 0.26 and 0.36 to 0.04, respectively. The Cr ratio is relatively high in the massive dunite, and the Al and Fe³⁺ ratios are relatively high in troctolite and olivine gabbro, respectively. TiO₂ content (6 to 0.5 wt%) is positively correlated with the Fe³⁺ ratio in spinel. The TiO₂ content of spinel is positively correlated with the Cr# for the alternated rocks and is almost constant (around 1 wt%) for the massive dunite. In the massive dunite the Cr/(Cr+Al) atomic ratio (=Cr#) of spinel slightly decreases from 0.6 to 0.5 with the decrease of Fo content of olivine. The Shiokawa mass is similar to ultramafic zones of some layered intrusions in dimension (ca. 1 km in thickness) and in spinel compositional variation. The Shiokawa mass is possibly a dismembered ultramafic portion of a layered intrusion. The spinel chemistry indicates that the involved magma was intraplate tholeiite. Relic chromian spinels in surrounding meta-volcanics also indicate the intraplate tholeiitic magma parentage. The Mikabu greenstones and peridotites as a whole are possibly a remnant of oceanic intraplate magmatic bodies, including seamount chains and oceanic plateaus.

Key words: Shiokawa, Mikabu belt, dunite, chromian spinel, layered intrusion, intraplate tholeiite

上杉次郎*
荒井章司*

Jiro Uesugi*
Shoji Arai*

1998年9月30日受付.

1999年6月14日受理.

* 金沢大学理学部地球学教室
920-1192 石川県金沢市角間町
Fax: 076-264-5746
Department of Earth Sciences, Kanazawa
University, Kanazawa 920-1192, Japan
Fax: 076-264-5746

はじめに

プレート運動により造山帯に付加した緑色岩からは海洋地域での火成活動に関する情報が得られると考えられている。日本列島の緑色岩からは、太平洋地域の火成活動の情報を読み取ることができると考えられている (Isozaki et al., 1990)。西南日本外帯の構成要素の一つであるみかぶ帯は、三波川帯の南縁部に沿って関東山地から四国西部まで約800kmにわたり分布する、主として塩基性火山岩と超苦鉄~苦鉄質岩からなる地質体であり (Fig. 1)、海山列または海台起源が考えられている (Isozaki et al., 1990; 小澤ほか, 1997)。

みかぶ帯を構成する岩石のうち、かんらん岩からはみかぶ帯の火成岩を形成したマグマの深部の活動に関する情報が得られることが期待され、みかぶ帯の起源を考える上で重要である。かんらん岩体はみかぶ帯全域に点在しており、主に岩体はダナイト、ウェールライトからなり、Feに富む、ガプロ、角閃岩を伴うという共通した特徴を持つ (Research

Group of Peridotite Intrusion, 1967)。

みかぶ帯に露出するかんらん岩体の中で、黒内山、塩川、大河原、雨生、鳥羽、浅間の各岩体および東四国 (東祖谷、豊永、地蔵寺) 地域 (Fig. 1) のものについては、比較的詳細な岩石学的研究がなされている。

黒内山岩体の起源について Tazaki (1966) は、上部マントルの部分溶融の結果生じたかんらん石+輝岩質メルトのクリスタルマッシュを考えた。かんらん石+メルトがウェールライトを形成、かんらん石、メルトが分離して各々ダナイト、パイロキシナイトを形成、メルトが分化してガプロを形成したと考えた。その後、田崎・猪俣 (1974)、Inomata and Tazaki (1974) は、ウェールライト中のTiに富むフロゴバイト、パーガス閃石の存在から、起源マグマとして、ある種のアルカリ玄武岩質マグマを考えた。大河原岩体について Iizumi (1968)、飯泉 (1972) は、岩石学的性質、Rb、Sr含量、Sr同位体比から、ある種の玄武岩 (あるいはピクライト) 質マグマからの早期晶出物であるとした。雨生岩体につ

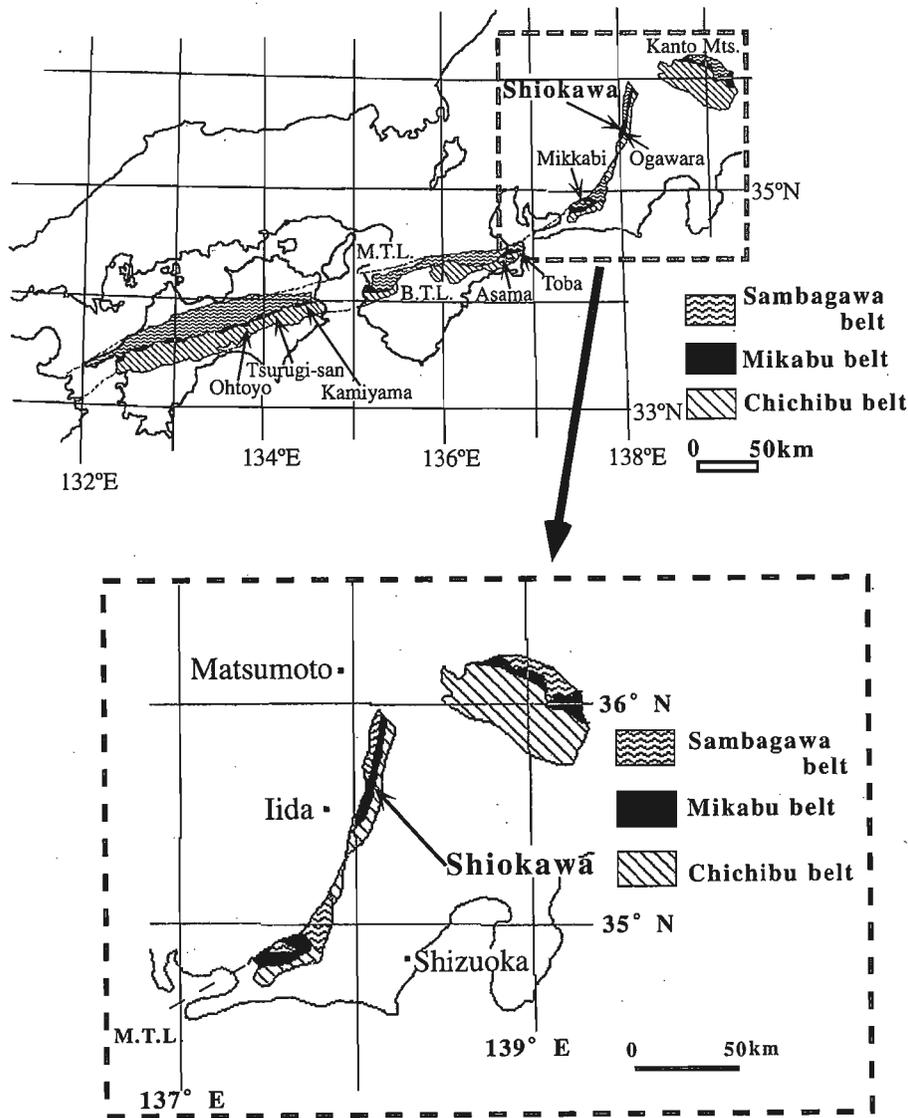


Fig. 1. Location of the Shiokawa peridotite mass in the Mikabu greenstone belt. Modified from Ozawa et al. (1997).

いては浅井 (1955), 猪俣 (1978) により, 地質, 岩相などが記載され, 岩体は周囲に熱影響を与えない条件で貫入したとされた。岩石学的性質, 起源については Inomata and Tazaki (1974) により報告, 議論され, 起源マグマは黒内山岩体と同様に, ウェールライト中の Ti に富むフログバイト, パーガス閃石の存在からある種のアルカリ玄武岩質マグマと考えられた。鳥羽岩体については Nakamura (1971) により研究された。起源マグマとしてピクライト玄武岩質マグマを考え, 鳥羽岩体の角閃石に富む岩脈群, 超苦鉄質集積岩はそれぞれ, マグマだまりから噴出したメルトとその後上昇したクリスタルマッシュから形成されたとした。また, 岩体周囲の火山岩とかんらん岩体の起源的関連について議論し, 化学組成から同一のマグマだまりを起源と考えた。浅間岩体については Agata (1989, 1994) により報告され, 岩相の層序関係と造岩鉱物の晶出順序, 岩相変化に伴う造岩鉱物の組成変化から, 浅間岩体を層状分化岩体であると考えた。また, 造岩鉱物の晶出順序, スピネル, 単斜輝石の組成から, 起源

マグマとして, 海洋島ソレアイトを考えた。東四国に露出するかんらん岩体 (東祖谷, 豊永, 地藏寺) については, Takeda (1980) が研究している。Takeda (1980) は Ti に富むパーガス閃石, ケルスート閃石, Ti に富むフログバイトが晶出していること, スピネルが Ti に富むことから, かんらん岩体の起源マグマとして, H_2O と Ti に富んだアルカリマグマを考えた。さらに, 初期晶出鉱物の $Fe/(Fe+Mg)$ 比が高いことから, 岩体は結晶分化がより進んだ段階, もしくは低温の条件下で形成されたとした。また, 周囲の火山岩との起源的関連についても議論した。

Agata (1989, 1994) 以外は, 付加体という概念が取り入れられる前の研究であり, 岩体の定置のプロセスについては再考の余地があると考えられる。近年, 微量元素, 同位体年代を用いたみかぶ帯の起源についての議論, 特に白亜紀スーパーブルームとの関連についての議論がなされている。小澤ほか (1997) はみかぶ帯の火成岩の主成分元素, 微量元素, 同位体比, K-Ar 年代から, みかぶ帯の火成岩の起源は主と

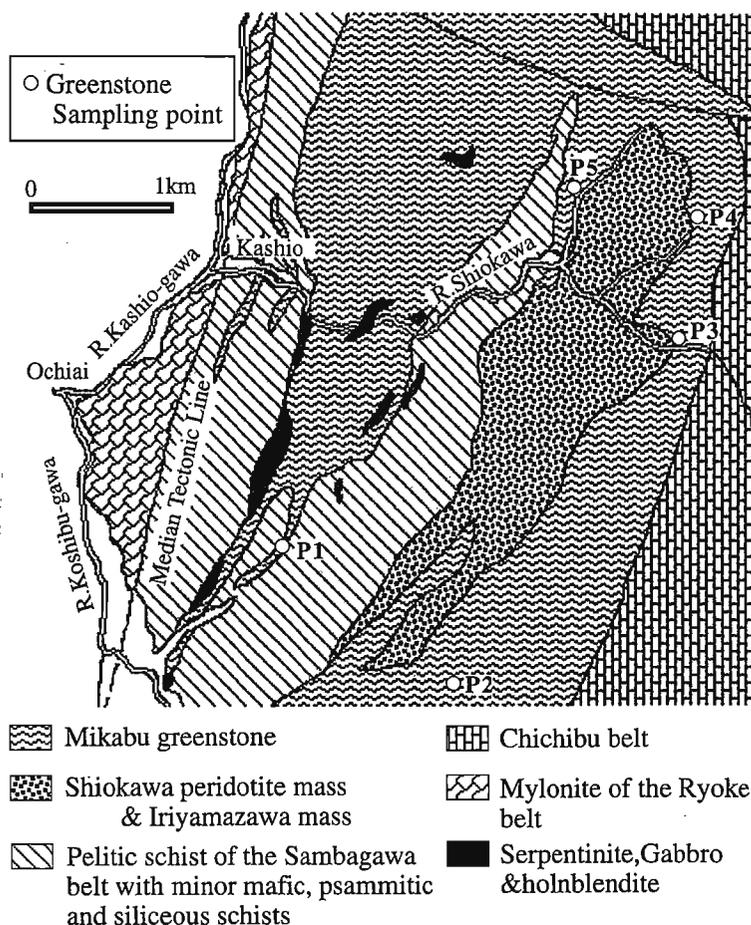


Fig. 2. Geological sketch around the Shiokawa peridotite mass, central Japan. P1 to P5 are sampling localities of greenstones examined in this article. Simplified from Chubu Civil Engineering Association (1984).

して MORB に類似したソースから生成した海山列であると
考え、Tatsumi et al. (1998) はみかぶ帯の火成岩の HFS 元
素と、スーパーブルーム起源の岩石の HFS 元素と比較し、
みかぶ帯の火成岩とスーパーブルーム起源の岩石に組成の類
似は見られず、MORB の岩石と類似した組成を示すと述べ
た。

下伊那地域については石井ほか (1953) により地質概略が
報告され、その後、渡辺 (1970)、Watanabe (1974, 1977)
により、下伊那地域の地質および変成作用についての詳細な
記載がなされた。下伊那地域のかんらん岩体については、鳥
津 (1956) により岩石学的記載がなされ、その後、塩川かん
らん岩体については牧本 (1978) により、さらに詳しい研究
がなされている。牧本 (1978) は岩体の地質、構造、岩石観
察ならびに全岩、かんらん石、単斜輝石の化学組成について
報告し、塩川岩体の化学的特徴、起源について次のようにま
とめた。

- 1) 塩川かんらん岩体の岩石の全岩、かんらん石、単斜輝石
の化学組成はみかぶ帯中に露出している他のかんらん岩体と
比べ、Mg に富んでおり、三波川帯プロパーのものに近い。
- 2) かんらん石-単斜輝石間の Fe-Mg 分配から、塩川かん
らん岩体の平衡温度は 800 °C 以上であると考えられる。
- 3) 塩川かんらん岩体は三波川変成作用前または、同時期に
三波川変成帯に固体貫入した。

1) より、塩川岩体はみかぶ帯の火成岩を形成したマグマ

のうち、最も未分化なマグマの情報をもっていると考えられ
る。

今回の研究ではかんらん石、単斜輝石に加え、新たに、マ
グマの性質を考える上で重要な鉱物であるスピネルの分析を
行い、塩川岩体の成因を議論した。

地質概説

1. 塩川かんらん岩体周辺の地質

塩川かんらん岩体が露出する長野県下伊那郡大鹿村周辺地
域では、南北方向に西南日本に一般的な地質帯の帯状配列が
みられる (牧本, 1978) (Fig. 2)。ほぼ南北方向に中央構造
線が走っており、中央構造線の東側に三波川帯、みかぶ帯
(本論文では三波川帯とみかぶ帯を分けて記載する)、秩父帯
が、西側には領家帯が分布している。構造的上位から下位の
順に秩父帯-みかぶ帯-三波川帯である。以下に各地質体の
構成岩石、形成年代について述べる (以下、牧本 (1978) に
加筆)。

(1) 秩父帯

秩父帯は泥質・砂質岩、チャート、苦鉄質火山岩・同碎屑岩、
石灰岩からなる。美濃・丹波帯からの異地性ナップと考えら
れており、形成年代はジュラ紀と考えられている (磯崎・丸
山, 1991)。

(2) みかぶ帯

みかぶ帯は主に枕状溶岩、ピロープレッチャ、ハイアロクラ

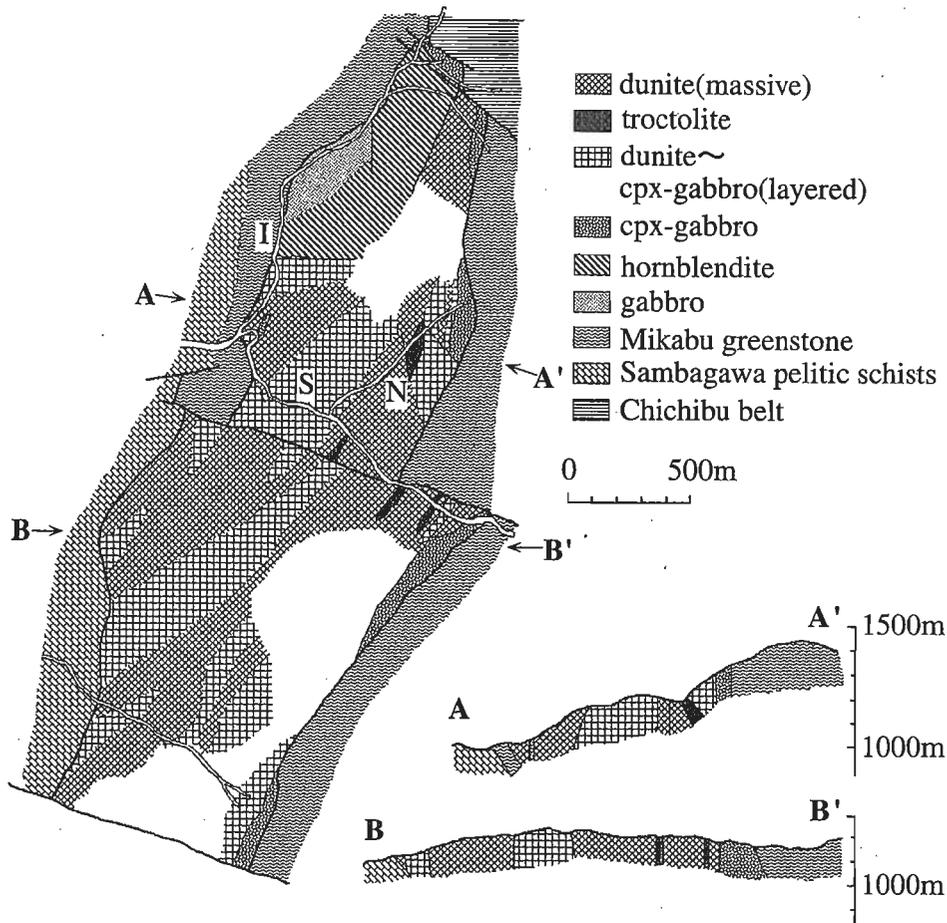


Fig. 3. Lithological map of the Shiokawa peridotite mass. Mostly after Makimoto (1978). S, Shiokawa river. I, Iriyamazawa creek. N, Nakazawa creek.

スタイト等起源の緑色岩類からなり、塩川かんらん岩体および他の蛇紋岩の小岩体を伴う。形成年代は白亜紀後期と考えられている(磯崎・丸山, 1991)。

(3) 三波川帯

三波川帯は主に苦鉄質片岩、砂質片岩、石英片岩を挟有する泥質片岩からなり、蛇紋岩、角閃石岩、角閃石はんれい岩、単斜輝石はんれい岩の小岩体を伴う。形成年代についてははっきりと決定されていないが白亜紀と考えられている(磯崎・丸山, 1991)。Watanabe (1974) によれば、本地域の三波川帯は藍閃石片岩相に属する。

2. 塩川かんらん岩体の地質概説

塩川かんらん岩体は長野県下伊那郡大鹿村を東西に流れる塩川の上流、入沢井に露出する幅約1km、長さ約4kmのNNE-SSW方向に伸びたレンズ状岩体であり(Fig. 2)、西側の三波川泥質片岩とその上位にある東側のみかぶ帯の境界に沿って定置している(Fig. 3)。本岩体の北側はNW-SE方向の断層、南の端はほぼ東西方向の断層により境される。また、岩体の北西方、塩川の支流入山沢沿いに入山沢角閃岩～はんれい岩体が露出している(牧本, 1978)。

なお、本論文での岩相区分はIUGSによるカンラン岩およ

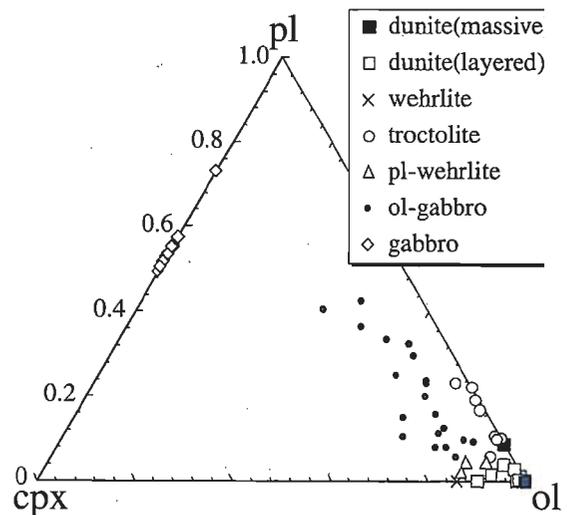


Fig. 4. Modal amounts of olivine, clinopyroxene and plagioclase in rocks of the Shiokawa peridotite mass.

びはんれい岩の岩相区分にしたがう。モード組成でかんらん石が90%以上のものをダナイト、単斜輝石5%以下のものをトロクトライト、斜長石5%以下のものを斜長石ウエール

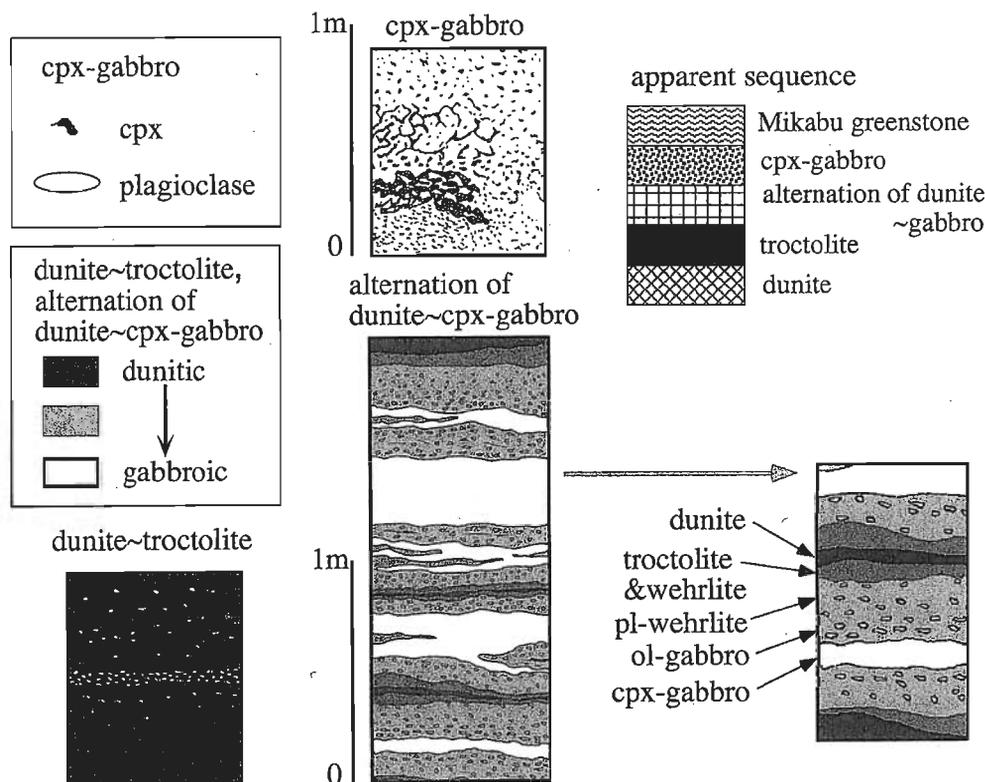


Fig. 5. Simplified lithological relations observed along the Nakazawa creek of the Shiokawa peridotite mass (Fig.3).

ライト, かんらん石 5%以下のものを単斜輝石ガプロ, かんらん石, 単斜輝石, 斜長石をそれぞれ5%以上含むものをかんらん石ガプロとした (Fig.4). これは, 牧本 (1978) で用いられたものと多少異なっている.

本岩体に見られる岩相はダナイト, トロクトライト, 単斜輝石ガプロ, およびダナイト-トロクトライト-斜長石ウェールライト-かんらん石ガプロ-単斜輝石ガプロの互層 (これより以下“ダナイト~ガプロ互層”と呼ぶ) である (Fig.4). 岩体の大部分はダナイトとダナイト~ガプロ互層で構成されており, 両岩相は交互に繰り返す, 層状構造をなす (Fig.3). ダナイト, ダナイト~ガプロ互層の分布に, トロクトライト, 単斜輝石ガプロの分布もあわせて岩体全体を見た場合に, 弱い層状構造を見てとることができる. 4つのメンバーの層序関係は中沢ルートで観察でき, 見かけ下部からダナイト-トロクトライト-ダナイト~ガプロ互層-単斜輝石ガプロよりなる. 各岩相間には明瞭な境界は見られない. ダナイトからトロクトライトへはダナイト中に次第に斜長石が増えることにより漸移的に変化する (Figs.5 and 6c, d). トロクトライトからダナイト~単斜輝石ガプロ互層へは斜長石, 単斜輝石が次第に増加し, 漸移的に変化する. ダナイト~ガプロ互層から単斜輝石ガプロへの岩相変化ははっきりしない.

Irvine (1982) の分類に従うと, ダナイト~ガプロ互層部のダナイトの一部を除き, ダナイトはadcumulate (postcumulus mineral が 0~7%), トロクトライトおよびダナイト~ガプロ互層部の岩石はほぼ mesocumulate (postcumulus

mineral が 7~25%), ダナイト~ガプロ互層部の岩石の一部が orthocumulate (postcumulus mineral が 25~50%) となる.

記載岩石学

塩川かんらん岩体の岩石については, 牧本 (1978) により, 詳細な記載がなされている. ここでは, 牧本 (1978) の記載をもとに, 今回の調査によって新たに明らかになった事実を加筆し, 塩川かんらん岩体の岩石について記載する.

1. ダナイト

蛇紋岩化は弱く新鮮な面で灰緑色, 風化面で赤茶色を呈する. 10~数10cm の方状節理が発達している. 一部に単斜輝石やスピネルの濃集が見られるが, 大部分はかんらん石, スピネルのみで構成され, ほぼ均質, 塊状である (Fig.6a). スピネルは鏡下で赤褐色を呈し, 自形でかんらん石粒間に晶出, またはかんらん石に包有されている. かんらん石にはキンクバンドが見られる (Fig.7a). トロクトライトとの境界付近でかんらん石粒間に単斜輝石が晶出する (Fig.6a). また, 転石ではあるがダナイト中の厚さ約 1cm のクロミタイトの薄層を見出した. クロミタイト中のスピネルはやはり鏡下で赤褐色であり, 包有物は見出せない.

2. トロクトライト

蛇紋岩化の程度はさまざまであるが, 一般にダナイトより高い. 新鮮な面で暗灰色, 風化面で赤褐色を呈する. 肉眼で

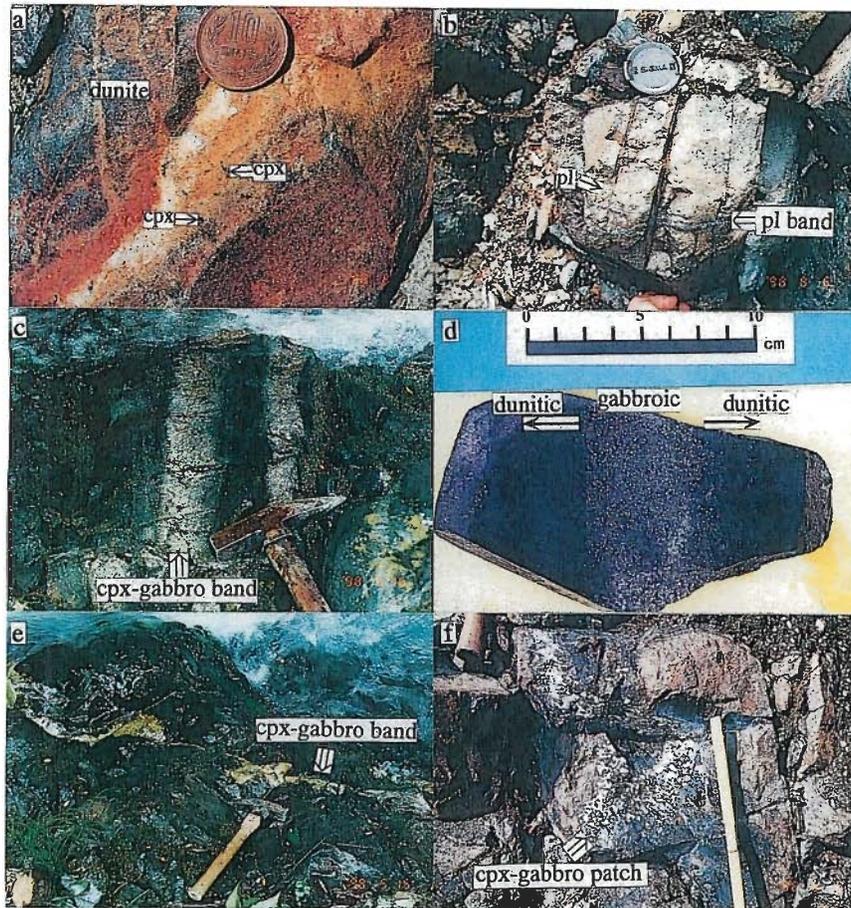


Fig. 6. Rocks constituting the Shiokawa peridotite mass. (a) Massive dunite with thin clinopyroxene-rich seams from Nakazawa creek. (b) Troctolite with a plagioclase-rich band from Nakazawa creek. (c) Alternation of clinopyroxene gabbro and dunite from Iriyamazawa creek. Note the gradual boundary. (d) Sawed surface of gabbroic band in dunite from alternated part of the mass. Note the gradual boundary. A block from Shiokawa river. (e) A relatively irregular band of clinopyroxene gabbro in dunite from the alternated part. Iriyamazawa creek. (f) A patch clinopyroxene gabbro in dunite from the alternated part. Nakazawa creek.

白い斜長石の斑点を確認できる (Fig. 6b). 主な構成鉱物はかんらん石, 斜長石, スピネルおよび少量の単斜輝石であるが, モーダ的に不均質であり, 斜長石量の変化が大きく, 単斜輝石を欠く場合がある (Fig. 4). 幅数 cm ~ 数 10cm でダナイトと互層をなす場合があり, この場合, クリノパイロキシナイトを伴うことがある. クリノパイロキシナイトは不定形もしくはトロクトライトの構造に調和的なバンドとして見られる. 互層中でのトロクトライト層の連続性はあまり良くない.

斜長石はソーシュライト化しており, 細粒鉱物の集合体となっている. スピネルは半自形でかんらん石に包有されているか, もしくはかんらん石の粒間に他形で存在する (Fig. 7b). 蛇紋岩化が進んだ岩石中のスピネルは周囲にイルメナイトがみられる.

3. ダナイト~ガブロ互層

全岩相とも蛇紋岩化などの変質が激しい. しかし斜長石 (白色部) の増減から, 岩相変化の様子を肉眼で確認できる. 一般的には単斜輝石ガブロバンドを中心とし, 両側へ次第に斜長石, 単斜輝石が減り, 1 cm ~ 数 m の間でダナイトに近い岩相へ変化していく (Fig. 6c, d). ガブロバンドの太さは 1 cm ~ 約 1 m であり, ほとんどの場合は枝分かれしながらもほぼ同一方向に伸長し, 連続性が良い. 一方, 直線的でなく連続性の悪い単斜輝石ガブロバンドも一部の露頭に見られ

る (Fig. 6e). また, メルトポケットと思われる, 巨晶の単斜輝石, 斜長石からなるペグマタイト的ガブロの不定形の patches (5 ~ 30 cm) (Fig. 6f) や, トロクトライトに伴なわれるものと同様の不定形もしくはバンド状のクリノパイロキシナイトがわずかに観察される.

ダナイトでは他形の単斜輝石がかんらん石の粒間に晶出している. かんらん石, 輝石ともに蛇紋石化が進んでいる. スピネルは自形である.

トロクトライトは前述したものと同様な特徴を有する.

斜長石ウェールライト (Fig. 7c) 中のかんらん石のほとんどは蛇紋石化し, 斜長石は完全にソーシュライト化している. 単斜輝石は鏡下で汚れた外観を呈し, 割れ目に沿ってイルメナイトが生じていることがある. また縁辺部が一部角閃石化しているものもある. 斜長石, 単斜輝石はかんらん石の間隙を充填し, 単斜輝石は粗粒 (約 1 mm) である. スピネルはかんらん石に包有されているものは半自形であり, かんらん石, 斜長石の粒間に晶出しているものは粗粒他形である.

かんらん石ガブロ (Fig. 7d) では斜長石ウェールライトより単斜輝石, 斜長石の量が増し, より粗粒である. かんらん石は斜長石ウェールライト中よりさらに蛇紋岩化が進んでいる.

単斜輝石ガブロ (Fig. 7e) では半自形で散在している単斜輝石の粒間をソーシュライト化した斜長石が埋めている.

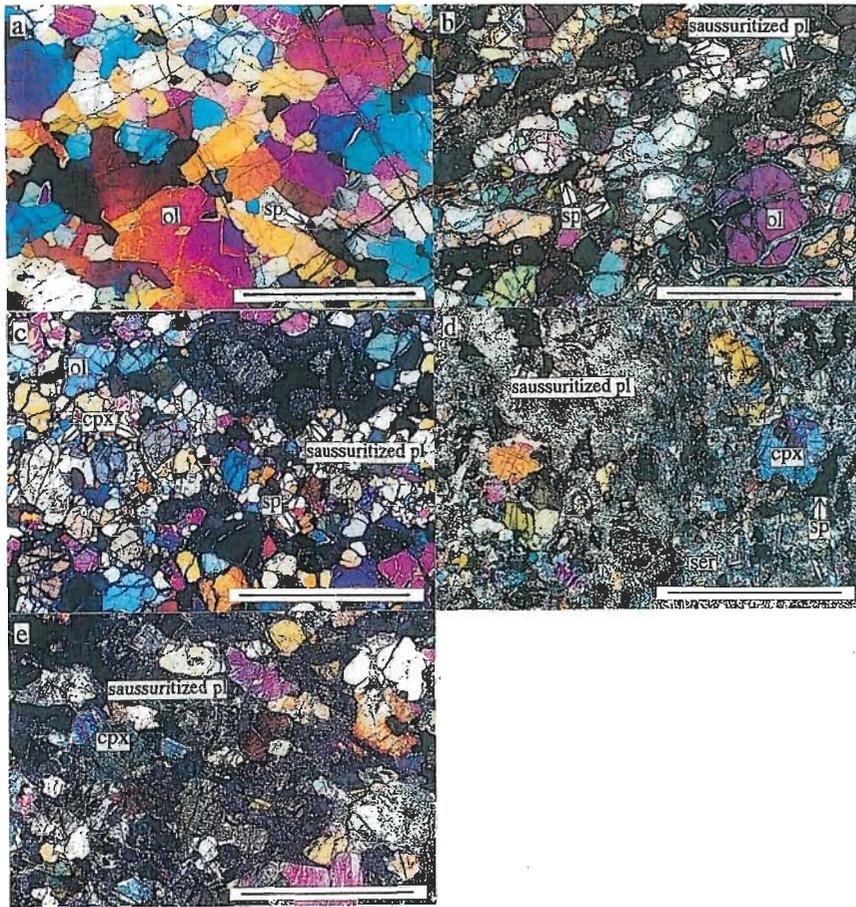


Fig. 7. Photomicrographs of the rocks from the Shiokawa peridotite mass. All by crossed-polarized light. ol, sp, cpx, pl and ser; olivine, chromian spinel, clinopyroxene, plagioclase and serpentine, respectively. Scale bar is 2 mm. All samples from Nakazawa creek. All plagioclase is altered into saussurite (saussuritized). (a) Massive dunite. (b) Troctolite. (c) Plagioclase-bearing wehrlite. (d) Olivine gabbro. All olivine is serpentinized. (e) Clinopyroxene gabbro.

4. 単斜輝石ガブロ

サブオフィチック組織を呈する。斜長石, 単斜輝石の量比, 粒径の変化が大きく, 全体として不均質である。斜長石はソーシユライト化しており, 単斜輝石は粗粒半自形である。他に角閃石, イルメナイトが見られる。

5. モード組成変化

塩川岩体の岩石はみかぶ帯の多くの超マフィック～マフィック岩同様, 斜方輝石を欠くのが特徴である。ダナイトからかんらん石ガブロへの岩相変化のトレンドが見られる (Fig. 4)。この岩相変化では, 単斜輝石量に比べ, 斜長石量の変化が大きい。また, このトレンドは見かけ上ダナイトに単斜輝石ガブロを少量加えることにより形成されるようにも見える。一方, 斜長石は含まれず, 単斜輝石のみ増加していくダナイトからウェールライトへの岩相変化のトレンドも見られる。ダナイト～単斜輝石ガブロ互層部の単斜輝石ガブロとみかけ岩体最上部の単斜輝石ガブロはモード組成における差は見られず, ほぼ斜長石 50～60%付近に集中する。

6. 緑色岩類

塩川かんらん岩体の周囲には様々な緑色岩類が分布している。これらを5箇所 (P1～P5; Fig. 2) でサンプリングし, 2箇所 (P1, P5) からは岩石中にクロムスピネルが見い出された。以下に P1, P5, P2～P4 各々の地点の緑色岩につ

いて記載する。

(1) P1

弱い片理構造が見られ, 小礫 (0.5 mm～3 cm) が含まれているのが肉眼で観察できる。大部分が緑泥石, スフェン, アクチノ閃石に完全に再結晶している。ガラスに比較的富みハイアロクラスタイト起源と思われる。残留鉱物は単斜輝石及びクロムスピネルである。単斜輝石は周囲が角閃石化しており, 粗粒基質中に散在している。クロムスピネルはほぼ自形であり, 基質中に散在しているが, 小礫中に包有されているものが多い。小礫は短柱状の単斜輝石と角閃石, および緑泥石, 緑泥石の集合体に置き換わっている。変成鉱物に充填されたかんらん石の仮像, 気泡が観察されるが, 初生的な組織ははっきりしない。

(2) P5

緑色片岩である。肉眼で顕著な片理構造が認められる。変成鉱物は緑泥石, 緑泥石, スフェン, 角閃石, 石英, スピネル, 赤鉄鉱であり, 角閃石, 緑泥石, スフェンなどの鉱物が片理を形成しているのが観察される。緑泥石が比較的粗粒 (約 0.2 mm) であるスフェン, 緑泥石が多い部分とスフェン, 緑泥石がほとんど見られない細粒な (~0.1 mm) 鉱物からなる部分が細かく互層している。クロムスピネルはこれら2つの部分のうち前者に見られ, 緑泥石に包われていることが多い。この緑泥石集合体はかんらん石の仮像であろう。原岩は玄武岩と思われる。

(3) P2~P4

メタガプロおよび細粒塊状の緑色岩が分布する。メタガプロには弱い片理構造がみられるものがある。単斜輝石及びイルメナイトの他は角閃石、緑泥石、スフェーン、緑廉石、赤鉄鉱、藍閃石などの変成鉱物より構成される。単斜輝石は半自形で散在しており、一部角閃石に置き換わっている。細粒塊状の緑色岩には片理構造はみられないが、まれに粗粒球形の緑廉石 (~2 mm) が列状配列を成しているのが肉眼で観察される。鏡下では細粒の部分は角閃石、緑廉石、スフェーン、石英、赤鉄鉱からなり、まれに緑泥石、パンペリー石、石英の脈が入る。また、肉眼で観察された粗粒の緑廉石には、石英、緑泥石、赤鉄鉱、スティルプノメレーンが伴っているのが観察される。

鉱物化学組成

化学組成を金沢大学の SEM (Akashi alpha 30A) -EDAX システム (エネルギー分散型) を用いて決定した。

スピネル、かんらん石、単斜輝石及び周囲の2ヶ所の緑色岩中のスピネルを分析した。スピネルの Fe^{2+} 、 Fe^{3+} はストイキオメトリーを仮定して計算により求めた。なおここでは便宜上、最下部のダナイトを“塊状ダナイト”，ダナイト~ガプロ互層部のダナイトを“層状ダナイト”と呼ぶ。

1. かんらん石の Fo 値とスピネルの Cr# の関係

塊状ダナイトからダナイト~ガプロ互層部までの岩相変化にともない、かんらん石の Fo 値は 92.2~84.6 の範囲で変化し、スピネルの Cr# (=Cr/(Cr+Al) 原子比) は 0.59~0.37 の範囲で変化する (Fig. 8)。特にダナイトでの組成変化の幅が広く、Fo 値は 92.2~86.2 まで変化する。このうち、最も低い Fo 値を示す2点は層状ダナイトのサンプルであり、Fo 値 88.4 を示すダナイトはトロクトライト露頭に最も近い塊状ダナイト露頭からのサンプルである。塊状ダナイトでは岩相がトロクトライトに近づくにつれ、かんらん石 Fo 値、スピネル Cr# とも減少傾向があるように見える。互層部の岩石では、岩相と鉱物化学組成 (かんらん石の Fo 値、スピネルの Cr#) の相関はかんらん石の激しい変質のためもあり、不明である。

2. スピネルの組成変化

TiO₂ 量と Cr# の関係 (Fig. 9) を見ると、Cr# と TiO₂ が正の相関を示すトロクトライトおよび互層部の岩石のトレンドと、TiO₂ が1%前後とほぼ一定で Cr# が 0.49~0.60 まで変化する塊状ダナイトのトレンドの2つが認められる。なお層状ダナイト中のスピネルは比較的 Cr# が低く (0.43~0.51) しばしば TiO₂ に富む。

$Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ 原子比 (以下 Fe^{3+} 比) と、TiO₂ 量は全体として正の相関を示す (Fig. 10)。また、塊状ダナイトとトロクトライトおよび互層部の岩石には明瞭な差が見られる。ほとんどの塊状ダナイトは Fe^{3+} 比=0.05 付近にプロットされ、トロクトライト露頭に最も近い塊状ダナイト露頭からのサンプルのみ Fe^{3+} 比=0.12 付近にプロットされる。

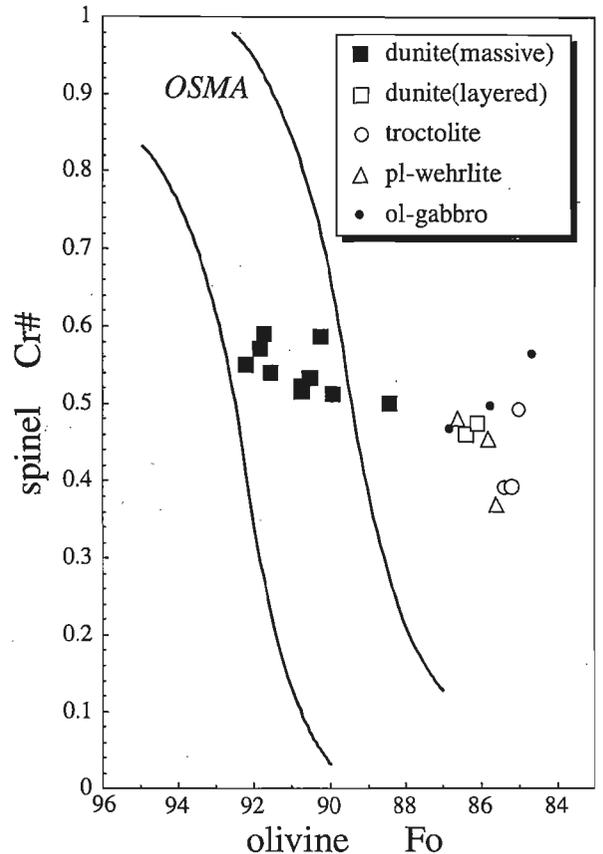


Fig. 8. Relations between the Fo content of olivine and Cr/(Cr+Al) atomic ratio (=Cr#) of chromian spinel in the rocks from the Shiokawa peridotite mass. OSMA denotes the olivine-spinel mantle array, a spinel peridotite restite trend, by Arai (1987, 1994a).

Fe^{3+} 比=0.12 以上のダナイトはすべて層状ダナイトであり、ほとんどのトロクトライトおよび互層部の岩石は塊状ダナイトよりも高 Fe^{3+} 比の領域にプロットされる。

$Fe^{3+}-Al-Cr$ の量比 (Fig. 11) を見ると、ほとんどの塊状ダナイトは Fe^{3+} 比=0.04~0.08, $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ 原子比 (以降 Cr 比) 0.47 以上の範囲を占め、トロクトライト露頭に最も近い塊状ダナイト露頭からのサンプルのみ、この範囲より低 Cr 比、高 Fe^{3+} 比側にプロットされる。塊状ダナイトには岩相がトロクトライトに近づくにつれて Cr 比が減少し、 Fe^{3+} 比が増加する傾向が見られる (これを Cr トレンドと呼ぶ)。トロクトライトおよび互層部の岩石では、岩相と組成の関係は不明瞭であるが、全体として、Fig. 11 において Cr 比 0.31, $Al/(Cr+Al+Fe^{3+})$ 原子比 (以降 Al 比) 0.62 付近から、Cr 比 0.38, Fe^{3+} 比 0.36 付近までのやや弓なりのトレンドを示す。この弓なりのトレンドのうち、塊状ダナイトのトレンドとの交点付近より Al 比が増加するように変化する部分を“Al トレンド”， Fe^{3+} 比が増加するように変化する部分を“ Fe^{3+} トレンド”と呼ぶ。

塩川かんらん岩で認められる Cr トレンド+ Fe^{3+} トレンドよりなるスピネルの組成変化はカナダの Muskox 層状岩体で認められる (Roach et al., 1998) (ただし、Fig. 12 では不明

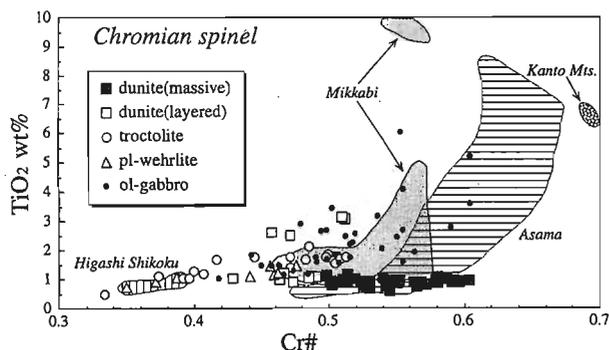


Fig. 9. Relations between the TiO_2 content and Cr# of chromian spinel in the rocks from the Shiokawa peridotite mass. Compositional ranges for other peridotite masses of the Mikabu zone are shown for comparison. Data source: Tazaki and Inomata (1974) for Kanto Mountains, Takeda (1980) for Higashi Shikoku, Agata (1994) for Asama and Murayama (1997MS) for Mikabi.

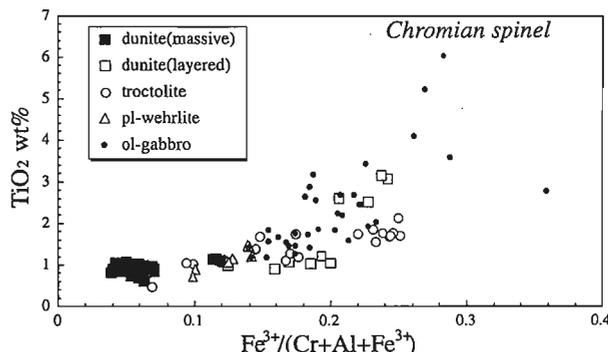


Fig. 10. Relations between the $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ atomic ratio and TiO_2 content of chromian spinel in the rocks from the Shiokawa mass.

瞭). また, Muskox, Bushveld, Stillwater, Great Dyke のクロミタイト全体の組成変化が, ばらつきは大きいながら塩川のCrトレンド+ Fe^{3+} トレンドと同様である (Roach et al., 1998 の Fig. 20). Rhum (Henderson, 1975 ; Henderson and Wood, 1981 ; Bevan, 1982), Mull (Henderson and Wood, 1981), Skye (Bevan, 1982), Jimberlana (Roeder and Campbell, 1985) などの貫入岩体のスピネルはCrトレンドをほぼ欠くもののAlトレンド+ Fe^{3+} トレンドが認められる (Fig. 12). 特に, Rhumとは組成変化の範囲も類似している (Henderson, 1975 ; Henderson and Wood, 1981 ; Bevan, 1982) (Figs. 11 and 12).

$Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 原子比 (以降 Mg#) は 0.25 から 0.68 まで変化する (Fig. 13). ダナイト中のものの多くが 0.55 以上と高く, Mg# は, ほぼかんらん石の量と正の相関がある. これはサブソリダスにおける低温でのかんらん石との Mg- Fe^{2+} 分配の結果であろう (例えば, Arai, 1980). クロムスピネルの組成の産状による系統的な差は見いだされなかった. すなわち, かんらん石に包有されているものとかんらん石の粒間にあるもので組成の差はない.

かんらん岩体周辺の緑色岩中のスピネルでは, Cr# の変化幅は P1 が 0.48 ~ 0.66, P5 が 0.48 ~ 0.71 とあまり差がないが, P1 が 0.5 ~ 0.6, P5 が 0.6 ~ 0.7 に集中する (Fig. 14). TiO_2 量に関して P1 が 0.43 ~ 1.00 wt % の範囲, P5 は 0.62 wt %, 0.87 wt % の 2 点を除くと 1.61 ~ 3.21 wt % の範囲にプロットされ, 両者に明瞭な差が見られる. Mg# では両者に大きな差があり, P1 がおよそ 0.6 ~ 0.7 の範囲, P5 がほぼ 0.1 以下である. Fe^{3+} 比は P1 のものではおよそ 0.1 であるが, P5 のものでは 0.1 ~ 0.2 とややばらつく.

3. 単斜輝石

単斜輝石の Cr_2O_3 量と TiO_2 量の間を見ても, 斜長石ウェーライト~単斜輝石ガブロの岩相変化にともない, Cr_2O_3 量は 1.58 ~ 0.11 wt % の変化幅を示すが, TiO_2 量に大きな変化が見られない (Fig. 15). Cr_2O_3 量 = 0.55 wt % の単

斜輝石を有するダナイトはトロクトライト露頭に最も近い塊状ダナイト露頭からのサンプルであり, そのほかは層状ダナイト中のものである.

議 論

1. 塩川かんらん岩体の起源

塩川かんらん岩体はダナイトを主とする複合岩体である. オフィオライトのモホ遷移帯もダナイトを主要構成要素とするが, その厚さは 250 m (または 500 m) 以下と言われており (例えば, Boudier and Nicolas, 1995 ; Kelemen et al., 1997), またクロミタイトをしぼしば伴う. また, モホ遷移帯のダナイトはマントルかんらん岩 (ハルツパージャイト~レーブルライト) とマグマの反応生成物であると解釈されており (例えば, Arai and Matsukage, 1996 ; Dick and Natland, 1996 ; Allan and Dick, 1996 ; Matsukage and Arai, 1997 ; Arai et al., 1997), 多くの場合ハルツパージャイトやレーブルライトのマントルかんらん岩を密接に伴っている. モホ遷移帯の構成岩 (ダナイト, トロクトライト, クロミタイト) のクロムスピネルの TiO_2 含有量も塩川かんらん岩より低く, 2% 以下 (多くは 1% 以下) である (Matsukage and Arai, 1997). 同様の性質を有するモホ遷移帯は海洋底にも存在していると考えられている (Arai and Matsukage, 1996 ; Arai et al., 1997). 従って, 塩川かんらん岩が通常の海洋底 (海嶺) 起源とは考えにくい.

また, オフィオライトの層状ガブロ中のダナイトは数 m 以下のスケールでガブロと互層し, かつ全体に鉱物粒子のサイズやモードの級化層理, 著しいリズムック・レーアリングが存在することなどで, 塩川かんらん岩体との相違は明瞭である (例えば, Pallister and Hopson, 1981).

塩川かんらん岩体の主要構成岩であるダナイトは溶け残り岩でもあり得ない. クロムスピネルの Cr# (0.5 ~ 0.6) (Fig. 8) は, 溶け残り岩としてのダナイト中のスピネルに期待される Cr# (0.8 以上) (Jaques and Green, 1980 ; Arai, 1994b ; 田村ほか, 本論集) よりも明瞭に低い.

結局, 塩川かんらん岩体は巨大な層状岩体の一部 (いわゆる超マフィック部) である可能性が高い. Great Dyke, Muskox, Stillwater などの層状岩体のかんらん石集積岩を

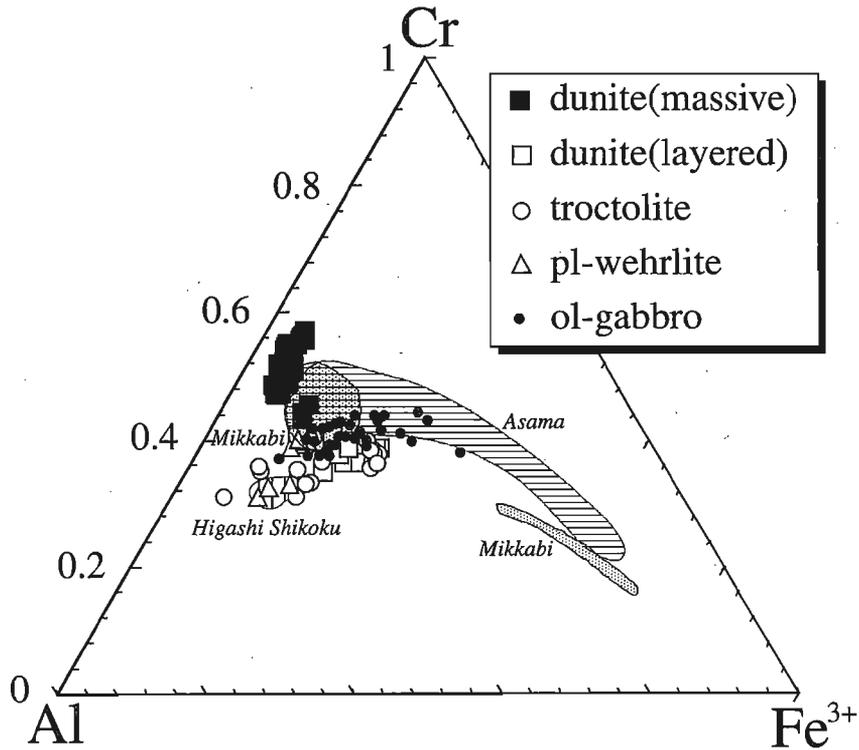


Fig. 11. Cr-Al-Fe³⁺ atomic ratios of chromian spinel in the rocks of the Shiokawa mass. Compositional ranges for other peridotite masses of the Mikabu zone are shown for comparison. Data source: Tazaki and Inomata (1974) for Kanto Mountains, Takeda (1980) for Higashi Shikoku, Agata (1994) for Asama and Murayama (1997MS) for Mikkabi.

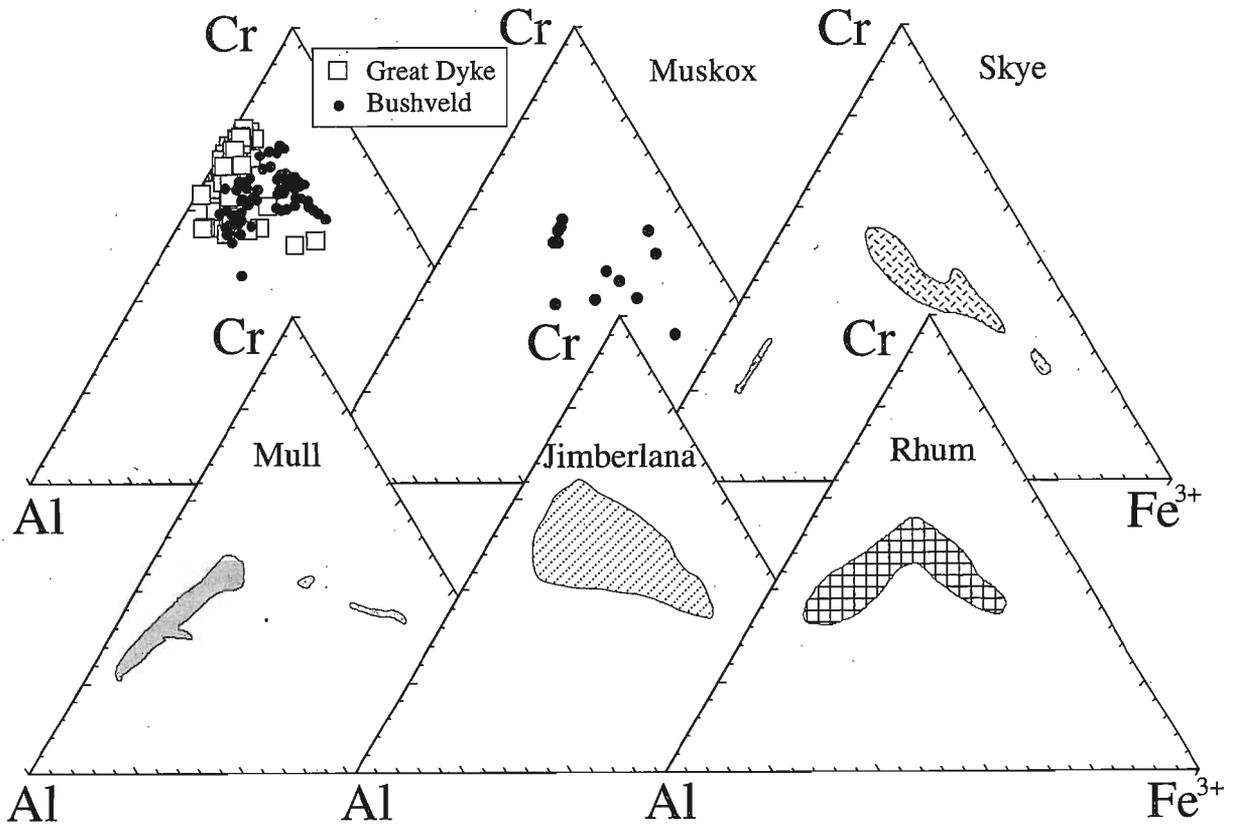


Fig. 12. Cr-Al-Fe³⁺ atomic ratios of chromian spinel in ultramafic rocks from layered intrusions. Data source: Bichan (1969) and Wilson (1982) for Great Dyke, Cameron and Emerson (1959) and Cameron (1977, 1978) for Bushveld, Roach et al. (1998) for Muskox, Bevan (1982) for Skye, Henderson and Wood (1981) for Mull and Rhum, and Roeder and Campbell (1985) for Jemberlana.

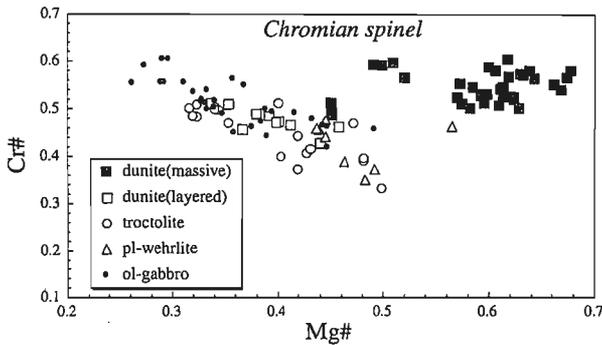


Fig. 13. Relations between the $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ atomic ratio (=Mg#) and Cr# of chromian spinel in the rocks from the Shiokawa mass.

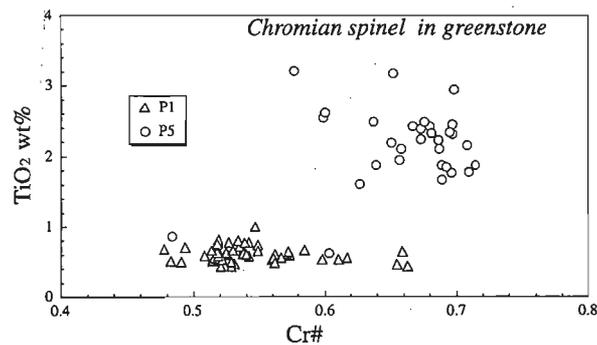


Fig. 14. Relations between the Cr# and TiO_2 content of chromian spinel in greenstones around the Shiokawa peridotite mass. For the location see Fig. 2.

主とする部分の厚さは1 km 前後であり (Wager and Brown, 1967; Irvine and Smith, 1967), 塩川かんらん岩体と同様の規模である。前述したようにクロムスピネルの組成変化も層状貫入岩体中と同様であることもこの考えを支持する。層状貫入岩体のダナイト部分には顕著なクリプティック・レーアリングがしばしば認められる (Irvine and Smith, 1967)。塩川岩体の塊状ダナイトではかんらん石の組成に関するクリプティック・レーアリングは未だ未確認であり、その存否の確認は今後の課題である。塩川かんらん岩体の岩石中、ダナイト～かんらん石ガブロは集積かんらん石+粒間メルトの固結物であろう。ダナイト→トロクトライトまたはウェールライト→かんらん石ガブロの順に粒間メルトの割合が増す。単斜輝石ガブロは分化したメルトからの集積岩 (単斜輝石-斜長石集積岩) であろう。ただし、Tazaki (1966) が述べたように、塩川岩体全体がかんらん石+メルトのクリスタル・マッシュの固結物である可能性もある。この場合、単斜輝石ガブロは粒間メルトが分離集積したものであり、かんらん石ガブロはメルトの分離が不十分なマッシュが固結したものであろう。このクリスタル・マッシュは溶け残りかんらん石+メルトではなく、集積かんらん石+メルトであろう。いずれにしても、ダナイト～かんらん石ガブロは種々の割合の集積かんらん石+粒間メルト集合体の固結物であろう。

塩川かんらん岩体中にみられるようなスピネルの組成変化

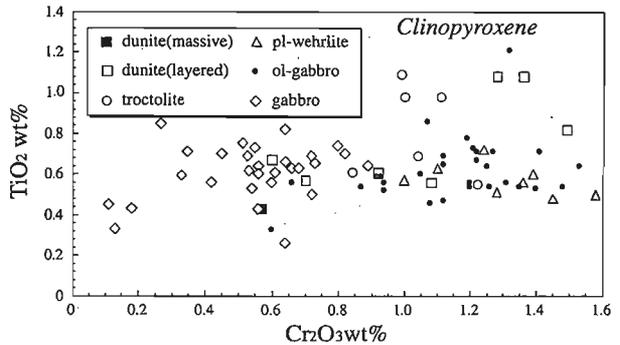


Fig. 15. Relations between the Cr_2O_3 content and TiO_2 content in clinopyroxene in the rocks from the Shiokawa peridotite mass.

のトレンド (Fig. 11) の原因については多くの議論がなされている (Henderson, 1975; Henderson and Wood, 1981; Bevan, 1982; Roeder and Campbell, 1985; Roach et al., 1998)。 Fe^{3+} トレンドは、スピネルとその近接の鉱物間のサブソリダス反応、スピネルと粒間充填メルトとの反応、スピネルと近接の鉱物と粒間充填メルトの反応によるものと考えられている。一方 Alトレンドは Rhum, Skye, Mull にも見られ (Fig. 12), クロムスピネル, 集積かんらん石, 斜長石 (もしくは斜長石成分に富むメルト) の反応 (Henderson, 1975), もしくはスピネルの Al に富むメルトからの晶出 (Bevan, 1982) によると考えられているが、まだ不明な点が多い。ただし、前述の Crトレンド (Fig. 11) については、Cr#の低下および Fe^{3+} 比の上昇にかんらん石の Fo 値の低下が伴っており (Figs. 8 and 11) 結晶分化の結果であろう。Alトレンドには Fe^{3+} や Tiの減少が見られる (Henderson, 1975; Henderson and Wood, 1981)。Alトレンドは結晶分化作用では説明不可能である。Alトレンドの原因としては、Alに富んだメルトの付加が最も可能性が高いと思われる。塩川岩体での一般的な鉱物晶出順序はかんらん石 (+スピネル) →単斜輝石→斜長石であるが、スピネルに Alトレンドが認められるトロクトライトにおいてのみ、かんらん石 (+スピネル) に続いて斜長石が晶出している (Figs. 4 and 7b)。これは極めて局所的なメルト組成の不均質性を示唆している。すなわち、Alに富むメルトの付加があった所のみトロクトライトが形成された。この Alに富むメルトの起源は現在のところ不明である。かんらん石に伴って晶出したクロムスピネルは Crトレンドを有しており、accumulate 中ではほぼ保存された。一方 mesocumulate ~ orthocumulate 中では粒間メルトからの晶出および集積クロムスピネルの反応により Fe^{3+} トレンドが形成された。

また、浅間岩体 (Agata, 1989, 1994) や静岡県三ヶ日の小岩体群 (村山, 1997MS) では Fe^{3+} トレンドのみが認められる。また、東四国では塩川の Alトレンドに相当する組成のクロムスピネルのみが報告されている (Takeda, 1980)。

2. 塩川かんらん岩体の形成環境

最も Mg に富むかんらん石 ($Fe_{0.2}$) に包有されるクロムス

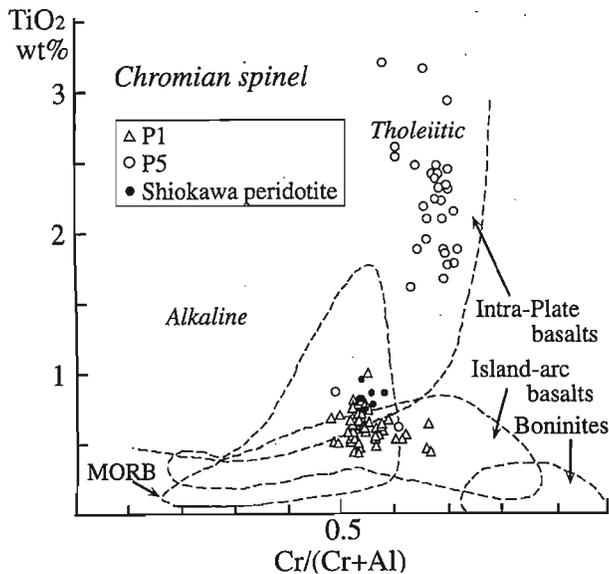


Fig. 16. Estimation of the magma types for the Shioikawa peridotite and the surrounding greenstones in terms of the spinel composition. Discrimination lines are after Arai (1992).

スピネルはCr#は0.6であり、海嶺起源の岩石（かんらん岩、MORB）と同等である（Fig. 16）。しかしTiO₂量は1wt%前後であり、海嶺起源のダナイト（Arai and Matsukage, 1996；Dick and Natland, 1996；Arai et al., 1997）やMORB中のスピネルの値（多くは1wt%以下）より高く、プレート内マグマの関与を示唆する（Arai, 1992）（Fig. 16）、周囲の緑色岩（変成玄武岩）中の残留クロムスピネルでは、Cr#が0.6を越えるもののがかなりあり（特にP5）（Fig. 14 and 16）、MORBなどの海洋底の岩石起源ではない（Dick and Bullen, 1984；Arai, 1992）。TiO₂含有量も比較的高く、やはり全体としてプレート内マグマ起源が示唆される（Arai, 1992）（Fig. 16）。すなわち、塩川かんらん岩および周囲の緑色岩は全体としてプレート内マグマの活動により形成された可能性が高い。一方、付加体の構成岩としての塩川岩体および周囲の緑色岩の産状は海洋地域由来を示唆している。これらより、塩川かんらん岩体は海山や海台などのプレート内マグマ由来の地質体の深部起源であると言える。塩川岩体、周囲の緑色岩ともスピネルのCr#が比較的高く（塩川かんらん岩ではもっともMgに富む岩石中のもの）、いずれもプレート内ソレライトマグマに由来する可能性が高い（Arai, 1992）。

従来から知られているように、みかぶ帯のかんらん岩の構成鉱物はTiに富んでおり（例えば、Tazaki, 1966；Inomata and Tazaki, 1974；Takeda, 1980）、みかぶ帯のかんらん岩のほとんどのものが塩川かんらん岩と同様の起源である可能性が高い（例えば、Agata, 1994）。みかぶ帯の緑色岩はMORBまたは類似のマグマ起源のものが卓越しているらしい（例えば、小澤ほか, 1997；Tatsumi et al., 1998）。今回、塩川岩体の周囲の緑色岩が非MORB的でプレート内マグマ起源であることが推定されたことにより、かんらん岩体

の周囲のみ非MORB的マグマ起源のものが卓越している可能性もある。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、著者の一人（J.U）は松影香子、二ノ宮淳（当時、金沢大学自然科学研究科）に種々の御指導をしていただいた。金沢大学の石渡 明助教授、寅丸敦志助教授、田村芳彦博士には議論していただいた。また、金沢大学自然科学研究科の角島和之氏を初めとする皆様には議論と激励をしていただいた。長野県大鹿村役場産業課、および旅館白河屋の皆様、中央構造線博物館の河本和朗氏には現地調査の際、大変お世話になった。小澤大成博士（鳴門教育大）のコメントは原稿改定の際大変名誉であった。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

文 献

- Agata, T., 1989, Asama layered igneous complex, Mikabu greenstone belt, central Japan. *Dynamics and Evolution of the Lithosphere Project Publ.*, 28, 83-84.
- Agata, T., 1994, The Asama igneous complex, central Japan: an ultramafic-mafic layered intrusion in the Mikabu greenstone belt, Sambagawa metamorphic terrain. *Lithos*, 33, 241-263.
- Allan, J. F. and Dick, H. J. B., 1996, Cr-rich spinel as a tracer for melt migration and melt-wall rock interaction in the mantle: Hess Deep, Leg 147. *Proc. ODP, Sci. Res.*, 147, 157-172.
- Arai, S., 1980, Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *Jour. Petrol.*, 21, 141-165.
- Arai, S., 1987, An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jb. Mineral, Mh.*, 347-354.
- Arai, S., 1992, Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Mag.*, 56, 173-184.
- Arai, S., 1994a, Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chem. Geol.*, 113, 191-204.
- Arai, S., 1994b, Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 59, 279-293.
- Arai, S. and Matsukage, K., 1996, Petrology of the gabbro-troctolite-peridotite complex from Hess Deep, equatorial Pacific: implications for mantle-melt interaction within the oceanic lithosphere. *Proc. ODP, Sci. Res.*, 147, 135-155.
- Arai, S., Matsukage, K., Isobe, E. and Vysotskiy, S., 1997, Concentration of incompatible elements in oceanic mantle: Effect of melt/wall interaction in stagnant or failed melt conduits within peridotite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 671-675.
- 浅井 宏, 1955, 愛知県雨生山近傍の塩基性・超塩基性火成岩（予報）. *岩鉱*, 39, 233-241.
- Bevan, J. C., 1982, Reaction rims of orthopyroxene and plagioclase around chrome spinels in olivine from Skye and Rhum (NW Scotland). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 124-129.
- Bichan, R., 1969, Origin of chromite seams in the Hartley Complex of the Great Dyke, Rhodesia. In Wilson, H. D. B., ed., *Magmatic Ore Deposits. Econ. Geol. Monogr.*, no. 6, 95-113.
- Boudier, F. and Nicolas, A., 1995, Nature of the Moho transition zone in the Oman Ophiolite. *Jour. Petrol.*, 36, 777-796.
- Cameron, E. N., 1977, Chromite in the sector of the eastern Bushveld Complex, South Africa. *Amer. Mineral.*, 62, 1082-1096.
- Cameron, E. N., 1978, The lower zone of the Eastern Bushveld Complex in the Olifants River Trough. *Jour. Petrol.*, 19, 437-462.
- Cameron, E. N. and Emerson, M. E., 1959, The origin of certain chromite deposits of the eastern part of the Bushveld Complex.

- Econ. Geol.*, 54, 1151-1213.
- 中部建設協会, 1984, 天竜川上流域地質図および同解説書. 414p.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T. B., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
- Dick, H. J. B. and Netland, J. H., 1996, Late-stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise. *Proc. ODP. Sci. Res.*, 147, 103-134.
- Henderson, P., 1975, Reaction trends shown by chrome-spinels of the Rhum layered intrusion. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 39, 1035-1044.
- Henderson, P. and Wood, R. J., 1981, Reaction relationships of chrome-spinels in igneous rocks-Further evidence from the layered intrusions of Rhum and Mull, Inner Hebrides, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 225-229.
- Iizumi, S., 1968, The Ogawara ultrabasic intrusion, Nagano Prefecture in central Japan (Part I). *Earth Science*, 99, 267-273.
- 飯泉 滋, 1972, 長野県大河原付近に産する塩基性・超塩基性岩類の Rb・Sr 含量と, Sr 同位体比. 岩鉱, 67, 203-208.
- Inomata, M. and Tazaki, K., 1974, Phlogopite and Ti-pargasite bearing ultramafic rocks from the Mikabu zone, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 69, 205-214.
- 猪俣道也, 1978, 浜名湖北方両富山・富嶽山周辺における“みかぶ緑色岩”と超塩基性複合岩体の地質. 地球科学, 32, 336-344.
- Irvine, T. N., 1982, Terminology for layered intrusions. *Jour. Petrol.*, 23, 127-162.
- Irvine, T. N. and Smith, C. H., 1967, The ultramafic rocks of the Muskox intrusion, Northern Territories, Canada. In Wyllie, P. J., ed., *Ultramafic and related rocks*. John Wiley & Sons, New York, 38-49.
- 石井清彦・植田良夫・島津光夫, 1953, 長野県赤石山系の地質及び岩石. 岩鉱, 37, 123-130.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F., 1990, Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, 181, 179-205.
- 磯崎行雄・丸山茂徳, 1991, 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑., 100, 697-761.
- Jaques, A. L. and Green, D. H., 1980, Anhydrous melting of peridotite at 0-15kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 287-310.
- Kelemen, P. B., Koga, K. and Shimizu, N., 1997, Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 146, 475-488.
- 牧本 博, 1978, 長野県下伊那地方の入沢井超苦鉄質複合岩体の岩石学 - 塩川かんらん岩体の岩石記載と化学的性質 -. 地質雑., 84, 317-329.
- Matsukage, K. and Arai, S., 1997, Significance of mantle/melt interaction beneath the mid-ocean ridge. *JAMSTEC Jour. Deep Sea Res.*, Special vol. 201-206.
- 村山 豪, 1997MS, 海台の火成作用とみかぶ緑色岩類の起源. 金沢大学自然科学研究科修士論文.
- Nakamura, Y., 1971, Petrology of the Toba ultrabasic complex, Mie Prefecture, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, 18, 1-51.
- 小澤大成・村田 守・西村 宏・板谷徹丸, 1997, 造山帯中の緑色岩からみた海洋地域の火成活動 - みかぶ帯の火成岩の岩石学的特徴と火成年代 -. 火山, 42, 「マagma」特別号, 231-237.
- Pallister, J. S. and Hopson, C. A., 1981, Samail ophiolite plutonic suite: Field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. *Jour. Geophys. Res.*, 86, 2593-2644.
- Research Group of Peridotite Intrusion, 1967, Ultrabasic rocks in Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 73, 543-553.
- Roach, T. A., Roeder, P. L., and Hulbert, L. J., 1998, Composition of chromite in the upper chromitite, Muscox layered intrusion, Northwest Territories. *Canad. Mineral.*, 36, 117-135.
- Roeder, P. L., and Campbell, I. H., 1985, The effect of postcumulus reactions on composition of chrome-spinels from the Jimberlana intrusion. *Jour. Petrol.*, 26, 763-786.
- 島津光夫, 1956, 長野県下伊那地方の超塩基性岩および塩基性岩類. 岩鉱, 40, 207-216.
- Takeda, K., 1980, Geological and petrological studies of the Mikabu greenstones in Eastern Shikoku, Southwest Japan. *Jour. Sci., Hiroshima Univ., Ser. C*, 8, 221-282.
- 田村明弘・牧田宗明・荒井章司, 1999, 北海道神居古単帯のかんらん岩の起源. 地質学論集, no. 42, 53-68.
- Tatsumi, Y., Shinjoe, H., Ishizuka, H., Sager, W.W. and Klaus, A., 1998, Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 26, 151-154.
- Tazaki, K., 1966, Ultrabasic rocks in the northern Kwanto mountains, central Japan. *Earth Science*, 84, 14-25.
- 田崎耕市・猪俣道也, 1974, 北関東山地, 単斜輝石かんらん岩の金雲母とパーガス閃石. 岡山大学温泉研報告, 43, 1-13.
- Wager, L. R. and Brown, G. M., 1967 ed., *Layered igneous rocks*. Oliver and Boyd, Ltd., Edinburgh, 588p.
- 渡辺暉夫, 1970, 長野県下伊那大鹿地方の三波川帯・秩父帯の地質及び構造. 地質雑., 76, 373-388.
- Watanabe, T., 1974, Metamorphic zoning of the Sambagawa and Chichibu belts in the Koshibu-gawa River area, Oshika district, central Japan, with special reference to pumpellyite-actinolite schist facies mineral assemblage. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 80, 525-538.
- Watanabe, T., 1977, Metamorphism of the Sambagawa and Chichibu belts in the Oshika district, Nagano Prefecture, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. IV*, 17, 629-694.
- Wilson, A. H., 1982, The geology of the Great 'Dyke' Zimbabwe: the ultramafic rocks. *Jour. Petrol.*, 23, 240-292.

(要 旨)

上杉次郎・荒井章司, 1999, 長野県みかぶ帯, 塩川かんらん岩体: プレート内マグマからの集積岩, 地質学論集, 第 52 号, 229-242. (Uesugi, J. and Arai, S., 1999, The Shiokawa peridotite mass in the Mikabu belt, central Japan, as a cumulate from intra-plate tholeiite. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 52, 229-242.)

長野県みかぶ帯, 塩川かんらん岩体は塊状のダナイト, トロクトライトおよび層状をなす互層部 (ダナイト, トロクトライト, ウェールライト, ガプロ類) よりなる. 単斜輝石ガプロを除く岩石はかんらん石 (> 40%) 集積岩である. かんらん石は塊状ダナイトで Fo_{92-88} , 互層部で Fo_{87-85} である. スピネルは Mg, Fe^{2+} , Cr, Al, Fe^{3+} , Ti すべてが岩相に応じて大きく変化する. Fe^{3+} 原子比は 0.05 (塊状ダナイト) ~ 0.36 (かんらん石ガプロ), TiO_2 は Fe^{3+} 比と正の相関を示し, 0.5 ~ 6 重量% と変化する. Cr# は塊状ダナイトではかんらん石の Fo と正の相関を示し, 0.6 ~ 0.5 と変化する. 塩川岩体はそのサイズ, (厚さほぼ 1 km), スピネルの組成などからプレート内ソレイト起源の層状貫入岩体の超マフィック部であると思われる. 周囲の緑色岩も同様のマグマ起源であることから, 全体として海山列, 海台のようマグマ固結体に由来すると思われる.