北海道日高帯ポロシリオフィオライト北部地域の地質と変成作用

Geology and metamorphism in the northern Poroshiri ophiolite, Hokkaido, Japan

Abstract

田中真二* 木崎健治** 宮下純夫*

Shinji Tanaka, Kenji Kizaki** and
Sumio Miyashita**

2012年2月13日受付.

2012年6月12日受理.

* 新潟大学大学院自然科学研究科
Department of Geology, Faculty of Science,
Niigata University, 2-8050 Ikarashi, Nishi-
ku, Niigata, 950-2181, Japan

** 自営業

Corresponding author; S. Tanaka,
f06j001g@alumni.niigata-u.ac.jp

The Poroshiri ophiolite is exposed on the western side of the Hidaka metamorphic belt in central Hokkaido, Japan. Here, we present a study of metamorphism in the northern part of the ophiolite, in the Chiroro River area, to determine the relationship between metamorphism and large-scale folding and faulting.

Along the northern E–W transect, the ophiolite succession in the western area forms an isoclinal anticline, whereas the eastern area of the transect shows an open syncline. Along the southern E–W transect, the upper sequence of the ophiolite is exposed in the eastern part of the transect along a NW–SE trending thrust fault.

The metamorphic grades in these areas change sharply from greenschist to amphibolite facies at the western margin, then gently increases to 600 °C towards the central fault in the northern transect, whereas the metamorphic temperature to the east of this central fault is around 700 °C, indicating a temperature gap of about 100 °C at the central fault. The folded structure of the ophiolite along the northern transect is discordant with the metamorphic thermal structure, indicating that peak metamorphism occurred after folding. This also indicates that the central fault must have been active after peak metamorphism to cause the temperature gap recorded in the northern transect. The metamorphic temperature of the upper sequence of the ophiolite in the eastern section of the southern transect is about 600 °C, similar to the eastern margin of the western section of the ophiolite within the northern transect. This suggests that the upper sequence along the southern transect was transported from the west after peak metamorphism along the NW–SE trending thrust fault.

Amphibole porphyroclasts record pervasive prograde but no retrograde zoning, probably resulting from rapid exhumation after peak metamorphism. The metamorphism observed in the Poroshiri ophiolite is vastly different from ordinary regional metamorphism.

Keywords: Poroshiri ophiolite, Hidaka metamorphic belt, Hidaka belt, metamorphic thermal structure, greenschist–amphibolite transition, exhumation

はじめに

ポロシリオフィオライトは北海道の日高変成帯北部の西側に沿って、日高変成帯と白亜紀付加体であるイドンナップ帯との間に南北方向約70 km、東西1~4 kmにわたって分布している (Fig. 1).

ポロシリオフィオライトは、1970年代まではソーシュライト斑れい岩帯あるいは斑れい角閃岩帯と呼ばれていた (舟橋・橋本, 1951). この斑れい岩類は、日高変成帯形成末期、日高変成帯の西縁部に生じた大規模な断裂へ岩床状に進入した岩体であるとされた (橋本, 1955; 橋本ほか, 1961). Hashimoto (1975) は、日高変成帯を火成岩類の特徴に基づき、西帯・中軸帯・東帯の3帯に区分した. また、小松ほか (1979)

は、中軸帯と東帯を一括して主帯とし、日高変成帯は、西帯と主帯の2つの異なるユニットからなることを主張した. こうして、西帯と主帯との性格の違いが指摘され、1970年代後半以降、ポロシリオフィオライトは、日高変成帯主帯に対して日高変成帯西帯と呼ばれるようになった. Grapes et al. (1977) は、西帯の多様な岩相をすべて変斑れい岩からの動力変成作用により説明している.

宮下・前田 (1978) は、日高変成帯主帯と西帯の斑れい岩体を比較し、西帯がオフィオライト複合体に類似していることを指摘した. 宮下 (1983) は、西帯の多様な構成岩の原岩を推定し、それらが一連のオフィオライト層序を有していることを指摘し、オフィオライト層序を復元している. これらの研究により、日高変成帯西帯に関する見解は大きく変化

Fig. 1. Geological map of the Poroshiri ophiolite; modified from Miyashita (1983) and Arai and Miyashita (1994).

し、日高変成帯主帯とは成因が異なる変成オフィオライト帯であることが明らかにされた。そして、最近では、日高変成帯と区別してポロシリオフィオライトと呼ばれるようになった(石渡, 1989; 木崎・宮下, 1989; Miyashita et al., 1994; 新井・宮下, 1994; 宮下ほか, 1997, 2007; 植田, 2006; 川浪ほか, 2006 など)。

ポロシリオフィオライトを構成する玄武岩起源、シート状岩脈群起源の岩石の微量成分組成は N-MORB の特徴を示し、オフィオライトの冷却後に貫入したドレイト岩脈(後期貫入ドレイト岩脈)も N-MORB に類似した特徴を有している(宮下ほか, 2007)。

Jolivet and Miyashita(1985)は、構造地質学的観点から検討を行い、“Hidaka Shear Zone”を提唱した。そして、本オフィオライトは日高変成帯の上昇を伴う南北方向の右横

ずれ剪断変形と同時期に緑色片岩相から角閃岩相の変成作用を被っていることを明らかにしている。この変成作用の変成温度構造は、南部地域の春別川流域(Fig. 1)において、小山内ほか(1986)により検討された。鉱物組合せの変化や角閃石の Ti 量の変化などから、緑色片岩相から角閃岩相への急激な変成度上昇が西縁部で生じている一方、東部では変成度は極めて緩やかに上昇する特徴が指摘されている。さらに、Kizaki(2000)は、角閃石の Ti 量を用いた地質温度計を提案し、中部地域の新冠川、額平川流域(Fig. 1)において変成温度構造を推定している。新冠川流域の変成温度構造は、春別川流域と類似しており、額平川流域は、西縁部での非常に高い温度勾配は共通しているが、中央部で最高温度を示し、その東側に向かってやや温度が低下する変成温度構造が推定されている(Kizaki, 2000)。

日高変成帯の形成史は、日高変成帯主要変成作用期(D0)、地殻の水平滑りとデュープレックスに伴うトーナル岩の進入期(D1)、後退変成作用を伴うトランスプレッシブな右横ずれ剪断運動期(D2)に区分されている(Komatsu et al., 1989). D1 期から D2 期にかけて、北から南へ水平滑り移動を被った日高変成帯は、東に傾いて横滑り運動に転じ、ポロシリオフィオライトを巻き込みつつ上昇したという運動像が復元されている(Komatsu et al., 1989; 志村, 1989, 1992; Toyoshima, 1991 など). 新井・宮下(1994)は、ポロシリオフィオライト南部地域の春別川流域において、変形作用の検討を行い、変成作用との関連や日高変成帯との接合時期などを議論している。

本論文では、ポロシリオフィオライト北部地域のチロロ川流域から二岐沢流域にかけての地質と変成作用の特徴を記載し、Kizaki(2000)による手法を用いて推定した変成温度構造の特徴を報告する。さらに、北部地域の変成温度構造と原岩構造や断層運動との関連を議論し、上昇・定置プロセスを考察する。また、本オフィオライトの変成作用と通常の広域変成帯の累進変成作用との違いについても議論する。本論文で使用する鉱物名の略号は Whitney and Evans(2010)に従った。

地 質 概 説

ポロシリオフィオライトの西側は、日高西縁衝上断層(Western Boundary Thrust; WBT)を境にイドンナップ帯と接し、その東側は、日高主衝上断層(Hidaka Main Thrust; HMT)を境に日高変成帯のマイロナイト化したトーナル岩やグラニュライトなどと接している(Fig. 1)。

ポロシリオフィオライトの地質や岩相、原岩の推定は、宮下(1983)により、詳しく報告され、一連のオフィオライト層序(下位からマントルかんらん岩(ダナイト・ハルツバージャイト)、塩基性-超塩基性集積岩(ダナイト、ウェルライト、斜長岩質斑れい岩、トロクトライト)、斑れい岩(かんらん石斑れい岩・斑れい岩)、シート状岩脈群、ドレライト、塊状・枕状溶岩、ハイアロクラスタイト、砂泥質堆積岩)が復元されている。これらの岩石は、様々な程度に変形作用、再結晶作用を被っており、多種多様な岩相が出現している(Miyashita and Hashimoto, 1975; Miyashita et al., 1980)。宮下(1983)は、ポロシリオフィオライトを構成する岩石を次の9つに分類している; 緑色片岩、泥質片岩類、エピソード角閃片岩、片状角閃岩、斜長石残斑晶角閃岩、変斑れい岩、変成集積岩、石英黒雲母角閃岩、その他の岩石(中性岩・変成岩脈(後期貫入ドレライト岩脈))。

本論文の岩相区分は、宮下(1983)による区分とは若干の相違点がある。宮下(1983)は、片状角閃岩として、エピソード角閃片岩から漸移するもの、斑れい岩を原岩とする斜長石残斑晶角閃岩中に変成した岩脈として認められるもの、斜長石残斑晶角閃岩が局所的に強い動力変成作用を被ったものを記述している。本論文では、原岩の違いをより明確にするため、斜長石残斑晶角閃岩中の変成した岩脈を、シート状岩脈群を原岩とする岩石として片状角閃岩から区別し、岩脈群起

源片状角閃岩とした。また、エピソード角閃片岩、それと漸移する片状角閃岩は、オフィオライト層序の上部層の玄武岩からドレライトを原岩としていることから、上部片状角閃岩とした。宮下(1983)により区分されている、斜長石残斑晶角閃岩、変斑れい岩、そして、斜長石残斑晶角閃岩が局所的に強い動力変成作用を被った片状角閃岩は、斑れい岩を原岩としていることから、Fig. 1 の地質図には、変斑れい岩として一括して示した。

本オフィオライトは、全域で南北または、北北西-南南東走向で東に急傾斜する片理面が卓越している。また、数 km 毎に、北西-南東走向で北東傾斜のミ型の衝上断層が発達し、東側ないし北東側により深部の岩石がのし上がっている構造を示している。南部地域の春別川流域では、北西-南東方向の衝上断層に沿って、日高変成帯起源の岩石が構造的に巻き込まれている(新井・宮下, 1994; 新井ほか, 1994)。

ポロシリオフィオライトの西半部は、泥質片岩、緑色片岩から上部片状角閃岩、岩脈群起源片状角閃岩などが逆転構造を有して分布している。中央部から東側は、より下位の変斑れい岩や塩基性-超塩基性変成集積岩が分布している。南部地域の春別川流域から中部地域の額平川流域にかけては、東端部に岩脈群起源片状角閃岩が分布し、大局的には背斜構造を有している。中部地域の幌尻岳周辺から北部地域の二岐沢流域にかけて、オフィオライトの最下部を構成する塩基性-超塩基性変成集積岩が広く分布している。北部地域のチロロ川流域、二岐沢流域の地質は次章で詳しく述べる。

変斑れい岩、塩基性-超塩基性変成集積岩には、前述した岩脈起源片状角閃岩とは別に、多数のドレライト(～玄武岩)岩脈が貫入している(Miyashita and Niida, 1981)。これらの岩脈は、オフィオライト層序を構成する変成シート状岩脈群と区別するため、後期貫入ドレライトと呼ばれており(宮下ほか, 2007)、本論文でもそれを踏襲する。

北部地域の地質と岩相

ポロシリオフィオライト北部地域の地質図・断面図を Fig. 2 に、チロロ川流域、チロロ川-二岐沢間の枝沢、二岐沢流域のルートマップを Fig. 3 に示す。

本地域では、南北方向や北西-南東方向で東に傾斜する断層が存在している。チロロ川流域の枝沢やチロロ川-二岐沢間の枝沢では、ほぼ中央部に南北方向の断層が露出している。

チロロ川流域では、南北から北北西-南南東走向で、北東に急傾斜する片理面が卓越している(Fig. 3a)。二岐沢流域の西部では、南北から北北東-南南西走向で東に急傾斜する片理面だけでなく、西に急傾斜する片理面も観察される(Fig. 3c)。東部の上部片状角閃岩の片理面は、北北西-南南東走向、35°~80°で東傾斜を示す。片状の塩基性変成集積岩、超塩基性集積岩には、北西-南東走向で28°~40°のやや緩い北東傾斜を示す片理面が観察される。

チロロ川流域の中央部の南北方向の断層の西側では、西から緑色片岩と泥質片岩の互層帯(Fig. 4a)と緑色片岩から漸移する上部片状角閃岩が分布している。泥質片岩は西端部だ

Fig. 2. Geological map of the northern Poroshiri ophiolite.

Fig. 3. Geological sketch maps along the three main transect in the study area; the location of each route is shown in Fig. 2.

けでなく、中央部の断層付近の上部片状角閃岩中にも挟在し (Fig. 4b), マンガンに富む層を共通して含み、その全岩化学組成が類似している (Grapes, 1978; 宮下, 1983). また、陸源堆積物を原岩とする泥質片岩が両端にみられ、両端の泥質片岩はオフィオライトの最上位を構成する同一の層序であ

ると考えられる。したがって、中央部の断層の西側は、軸面が東に急傾斜した閉じた原岩の背斜構造が推定される (Fig. 2)。一方、中央部の断層の東側は、断層と接して破碎した塩基性変成集積岩 (斜長岩質斑れい岩～トロクトライト) が分布しているが、その東側の大部分は斑れい岩を原岩とする岩石が分布している。斑れい岩の層状構造は、西部で北北西-南南東走向で東に急傾斜、東部で北北西-南南東走向で 30° ~ 40° の西傾斜を示し、緩い向斜構造が確認される (Figs. 2, 3a)。このようなチロロ川流域における原岩の褶曲構造は、宮下 (1983) では示されておらず、本研究により新たに確認された。

二岐沢流域の西部は、チロロ川流域と同様に緑色片岩と泥質片岩の互層帯と緑色片岩から漸移する上部片状角閃岩が分布している。その東側は南北方向の断層で境されて塩基性変成集積岩 (斜長岩質斑れい岩～トロクトライト) が分布している。ほぼ中央部の北西-南東方向の断層により、上部片状角閃岩が繰り返す地質構造を有している。上部片状角閃岩の東側は南北方向の断層により境され、超塩基性変成集積岩 (かんらん石集積岩) が分布し、東端部は塩基性変成集積岩から変斑れい岩へと漸移している (Figs. 2, 3c)。

次に、ポロシリオフィオライト北部地域に分布する主な岩相の特徴について述べる。

1. 緑色片岩

緑色片岩は、極細粒で、主に緑簾石、緑泥石、石英から構成され、アクチノ閃石、アルバイト、方解石、白雲母などを少量含む。緑泥石、白雲母などによる定向配列がみられる (Fig. 5a)。緑簾石は粒状で無色から淡黄色を呈し、他の鉱物と比べてやや粗粒である。板状、針状の集合部もしばしば

Fig. 4. Typical outcrops within the northern Poroshiri ophiolite. (a): Alternating greenschist and black and purplish pelitic schists. (b): Alternating upper schistose amphibolites and pelitic schists containing Mn-rich layers. (c): Metagabbro retaining primary textures and minerals (e.g., olivine). (d): Massive layered gabbroic amphibolite. (e): Schistose gabbroic amphibolite. (f): Later dolerite dyke intruded into metagabbro. (g): Massive basic metacumulate. (h): Massive ultrabasic metacumulate.

みられる。緑泥石は針状から板状で、淡緑色を呈している。アクチノ閃石は板状で、無色から淡緑色を呈している。

2. 上部片状角閃岩

上部片状角閃岩は、細粒ないし中粒で、主にホルンブレンド、アクチノ閃石、緑簾石、緑泥石、アルバイト、斜長石 ($An\% = 100 \times Ca / (Ca + Na) > 10\%$)、石英、チタン石、チタン鉄鉱、磁鉄鉱などから構成される。ポーフィロクラスティック組織とネマトプラスティック組織がみられる。大局的には、西から東に向かってポーフィロクラスティック組織 (Fig. 5c) からネマトプラスティック組織へと変化している (Fig. 5d)。

上部片状角閃岩の角閃石のポーフィロクラストでは、そのコアで淡緑色のやや弱い多色性、リムで濃緑色や青緑色の強

い多色性によって示される組成累帯構造がしばしば観察される。

3. 泥質片岩

西端部で緑色片岩と互層している泥質片岩は、非常に細粒で、黒色のものと紫色を帯びたものが存在している (Fig. 4a)。黒色の泥質片岩は、主に白雲母、黒雲母、緑泥石、石英、斜長石などから構成され、アパタイト、チタン石、方解石などを少量含む (Fig. 5b)。紫色の泥質片岩は、黒色の泥質片岩の構成鉱物に加えて、紅簾石や赤鉄鉱を含む。

チロロ川流域の中央部の上部片状角閃岩と互層している泥質片岩は、西端部の泥質片岩よりかなり粒度が粗く、中粒から粗粒である。これらの泥質片岩は、その幅は全体で数 m 程度であるが、構成鉱物や粒度に違いが認められる。比較的

Fig. 5. Photomicrographs of metamorphic rocks of the northern Poroshiri ophiolite; scale bars are 1 mm in all images. (a): Greenschist. (b): Pelitic schist within the western margin of the ophiolite along the Western Boundary Thrust (WBT). (c): Upper schistose amphibolite with porphyroclastic texture. (d): Upper schistose amphibolite with nematoblastic texture. (e): Pelitic schist in the eastern margin of the western part of the ophiolite. (f): Metagabbro retaining primary texture and minerals; reaction rims around orthopyroxene and pargasite–spinel symplectites are present along plagioclase–olivine boundaries. (g): Massive amphibolite; primary olivine and clinopyroxene are replaced by hornblende. (h): Schistose gabbroic amphibolite. (i): Later dolerite dyke retaining primary textures and minerals. (j): Later dolerite dyke with nematoblastic texture. (k): Massive basic metacumulate; primary olivine is replaced by amphibole. (l): Schistose basic metacumulate. (m): Massive ultrabasic metacumulate retaining primary olivine. (n): Schistose ultrabasic metacumulate.

細粒な泥質片岩は、主にざくろ石、黒雲母、石英、斜長石などからなり、少量の白雲母を含み、緑泥石を含むものも存在している。より粗粒な泥質片岩は、主に黒雲母、白雲母、ざくろ石、緑泥石、斜長石、石英などからなる(Fig. 5e)。ざくろ石や黒雲母の後退変成作用により形成した緑泥石も観察される。ビリディンや紅簾石などを含む泥質片岩は、主に白雲母、斜長石、石英、緑泥石、不透明鉱物などからなり、黒雲母、ざくろ石を含まない。

4. 変斑れい岩

斑れい岩を原岩とする岩石では、変形作用を伴わない変成作用と変形作用を伴う変成作用が観察される。それらの程度の違いにより、変斑れい岩、斑れい岩質塊状角閃岩、斑れい岩質片状角閃岩の3つの岩相に区分した。これらの岩石の分布は、Fig. 3のルートマップに示されている。

(1)変斑れい岩 変斑れい岩は、変形作用を伴う変成作用をあまり受けておらず、初生的な組織や鉱物が残存している(Fig. 4c)。鉱物の量比の違いによる層状構造も観察される。また、ペグマタイト状の貫入もしばしば観察され、チロロ川流域に分布する変斑れい岩の中央部では、幅数mのペグマタイト質のチタン鉄鉱斑れい岩が貫入している。初生的な鉱物として、かんらん石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石、チタン鉄鉱などがみられる。

初生的なかんらん石と斜長石の間には、斜方輝石、パーガス閃石、スピネルの反応縁が観察される(Fig. 5f)。これらの反応縁は、初生的なかんらん石と斜長石からの加水反応により形成されたと考えられる。この反応縁の形成条件については、変成条件の章で詳しく述べる。初生的な単斜輝石や斜方輝石の周囲や劈開面に沿って微細な粒状の角閃石が形成している。また、斜方輝石、パーガス閃石、スピネルの反応縁と初生的なかんらん石も微細な粒状の角閃石に部分的に置換されている。これらの角閃石は、反応縁やマフィック鉱物からの加水反応による後退変成作用の過程で形成したと考えられる。

(2)斑れい岩質塊状角閃岩 斑れい岩質塊状角閃岩は、変斑れい岩よりも変形作用を伴わない変成作用が進行しているが、鉱物の量比の違いによる層状構造が観察されることもある(Fig. 4d)。

初生的な単斜輝石や斜方輝石の周縁部や劈開面だけでなく、その大部分が加水反応による後退変成作用で形成した角閃石に置き換えられている(Fig. 5g)。また、斜方輝石、パーガス閃石、スピネルの反応縁や初生的なかんらん石の大部分も加水反応による後退変成作用の過程で形成した角閃石に置き換えられている。初生的な単斜輝石や斜方輝石を置き換えている角閃石は、板状または柱状をしており、初生的な単斜輝石や斜方輝石の劈開面が残存している場合もある。初生的なかんらん石を置き換えている角閃石は、葉片状の集合体となっている。斜長石の残斑晶はソーシュライト化しているものもあるが、比較的によく残存している。変形作用を伴う変成作用で形成された斜長石は、細粒でモザイク状の結晶として、斜長石の残斑晶の周囲にみられる。

(3)斑れい岩質片状角閃岩 斑れい岩質片状角閃岩は、変斑

れい岩、斑れい岩質塊状角閃岩よりも、変形作用を伴う変成作用が進行している(Fig. 4e)。変成鉱物は、主にホルンブレンド、斜長石からなり、チタン石や不透明鉱物も少量含まれ、変成鉱物として単斜輝石がみられるものもある(Fig. 5h)。ホルンブレンドは板状から柱状で定向配列をしている。ネマトプラスチック組織を示すが、斜長石の残斑晶がポーフィロクラストとして存在していることがある。

5. 後期貫入ドレライト岩脈

後期貫入ドレライト岩脈は、数10cm～数mの幅で変斑れい岩、塩基性変成集積岩中に貫入しており(Figs. 3, 4f)、オフィティック組織や初生的な鉱物が残存しているものもみられるが、大部分のものは、変形作用を伴う変成作用が進行し、変形作用の程度が強い片状の岩石となっている。

初生的な鉱物が残存しているものは、かんらん石、単斜輝石、斜長石の斑晶からなり、石基の部分は変形作用を伴わない変成作用により微細な角閃石が形成している。変斑れい岩と同様に、初生的なかんらん石と斜長石の間には、斜方輝石、パーガス閃石、スピネルの反応縁が形成されている(Fig. 5i)。

片状のものは、変成鉱物として、ホルンブレンド、斜長石、チタン石、不透明鉱物などからなる。初生的な斜長石がポーフィロクラストとして存在していることがあり、それらはしばしばソーシュライト化している。ホルンブレンドは板状から柱状で定向配列がみられる。ネマトプラスチック組織を示す(Fig. 5j)。

6. 塩基性変成集積岩

塩基性変成集積岩(斜長岩質斑れい岩～トロクトライト)は、斑れい岩を原岩とする岩石と同様に、変形を伴わない変成作用と変形作用を伴う変成作用が確認され、塊状塩基性変成集積岩と片状塩基性変成集積岩の2つに岩相に区分される。

(1)塊状塩基性変成集積岩 塊状塩基性変成集積岩は、変形を伴わない変成作用が進行しており、初生的なかんらん石は全く残存しておらず、斜長石も大部分がソーシュライト化している(Fig. 4g)。

変成鉱物は、主に角閃石、緑泥石からなり、初生的なかんらん石の仮像を葉片状の角閃石が充填し、ソーシュライト化した斜長石の周囲は、緑泥石が取り囲んでいる(Fig. 5k)。

ポロシリオフィオライト中部地域に分布する塩基性変成集積岩には、かんらん石と斜長石の間に、斜方輝石、パーガス閃石、スピネルの反応縁が報告されている(Miyashita and Hashimoto, 1975; 宮下, 1983 など)。また、すでに述べたように、チロロ川流域の変斑れい岩には、これらの反応縁がしばしば観察されるが、二岐沢流域に広く分布する塊状塩基性変成集積岩には、これらの反応縁は観察されない。これは二岐沢流域の塊状塩基性集積岩は、加水反応による後退変成作用がより進行しており、初生的なマフィック鉱物や反応縁がすべて角閃石と緑泥石に置換しているためと考えられる。

(2)片状塩基性変成集積岩 片状塩基性変成集積岩は、変成鉱物として主に角閃石、緑泥石、斜長石が観察される(Fig. 5l)。角閃石、緑泥石の定向配列がみられる。角閃石、緑泥

石ともに無色から淡緑色の多色性を示す。変形作用を伴う変成作用により形成した斜長石は、細粒でモザイク状をしている。ソーシライト化した初生的な斜長石がポーフィロクラストとして残存しているものが稀に観察される。

7. 超塩基性変成集積岩

超塩基性変成集積岩(かんらん石集積岩)は、塩基性変成集積岩と同様に、塊状のものと片状のものの2つに区分される。

(1)塊状超塩基性変成集積岩 塊状超塩基性変成集積岩は、主に粒状で自形性の高い初生的なかんらん石からなる(Fig. 4h)。それらは非常に粗粒であり、5 mm 程度~1 cm を超すものまでみられる。これらのかんらん石は、ほとんど蛇紋石化していないものから、網目状に蛇紋石化しているもの、ほとんど蛇紋石化しているものまで様々である。初生的なかんらん石の粒間は、変形を伴わない変成作用により形成された緑泥石、角閃石、単斜輝石などからなる(Fig. 5m)。再結晶した角閃石と単斜輝石は、板状から柱状で、粒状の集合体となっており、ほとんど無色である。緑泥石は初生的なかんらん石を取り囲むように形成されている。原岩は斜長石ウェルライトとみられる。

(2)片状超塩基性変成集積岩 片状超塩基性変成集積岩は、ポーフィロクラスティック組織を示し、初生的なかんらん石、単斜輝石のポーフィロクラストが観察される(Fig. 5n)。初生的なかんらん石は、様々な程度に蛇紋石化している。また、初生的なかんらん石が粒状の再結晶したかんらん石の集合体となっているものも観察される。基質部は、変形作用を伴う変成作用により形成した緑泥石、角閃石、単斜輝石、蛇紋石などからなる。緑泥石は針状から柱状で、定向配列がみられる。

全岩化学組成

ポロシリオフィオライトの全岩化学組成分析値は、Miyashita and Niida(1981)、宮下(1983)、Miyashita et al.(1994)、宮下ほか(1997, 2007)などによって報告されている。緑色片岩、上部片状角閃岩、後期貫入ドレイイト岩脈は、玄武岩質組成であり、全岩化学組成が比較的類似している(Fig. 6)。緑色片岩、上部片状角閃岩の全岩化学組成のMg値; $Mg\# = 100 \times Mg/(Mg + Fe^*)$ は40~60であり、 TiO_2 (wt.%)は1.0~3.0 wt.%である。これらの岩石にはMg値が低く TiO_2 (wt.%)が高い結晶分化作用が進んだものもみられる。これは高速拡大海嶺のMORBの特徴を示していると考えられる(宮下, 1989; 宮下ほか, 2007)。後期貫入ドレイイト岩脈のMg値は、60~70、 TiO_2 (wt.%)は1.0~1.5 wt.%であり、緑色片岩、上部片状角閃岩の比較的未分化なものとはほぼ同じ領域にプロットされる(Fig. 6)。また、これらの岩石には、チタン石やチタン鉄鉱などが含まれている。一方、変斑れい岩や塩基性変成集積岩は、全岩化学組成のMg値が高く、 TiO_2 (wt.%)が低いなど、上記の玄武岩質変成岩とは全岩化学組成が大きく異なっている(Fig. 6)。

Fig. 6. Bulk compositions of main lithofacies of the Poroshiri ophiolite, compiled from Miyashita and Niida (1981), Miyashita et al. (1994, 1997). $Mg\# = 100 \times Mg/(Mg + Fe^*)$, with Fe^* indicating total Fe as FeO .

変成分帯

岩石記載の項で述べたように、ポロシリオフィオライトの岩相は、変形作用を伴わない変成作用と変形作用を伴う変成作用の2つのステージの履歴が観察される。以下では、変形作用を伴う変成作用の解析を行う。緑色片岩、上部片状角閃岩は変形を伴う変成作用の履歴を強く残している。後期貫入ドレイイト岩脈も大部分が片状の岩石である。また、すでに述べたように、これらの岩石は全岩化学組成も比較的類似している。これらの岩石を用いて、ポロシリオフィオライト北部地域をA、B、Cの3帯に変成分帯した(Fig. 7)。

A帯は、緑泥石、アルバイト、アクチノ閃石、緑簾石、石英などから主に構成され、緑色片岩相を特徴づける鉱物組合せを示す。B帯は、A帯の鉱物組合せに加えて、ホルンブレンドとオリゴクレーヌが出現することで特徴づけられ、緑色片岩-角閃岩漸移相に相当する。C帯は、アクチノ閃石、アルバイトが消滅することで特徴づけられ、角閃岩相に相当する。なお、アクチノ閃石の消滅とアルバイトの消滅は、後述する鉱物化学組成の分析結果から、角閃石、斜長石の組成間隙の閉じる地点により定義した。また、C帯は緑簾石と緑泥石が存在するC1と存在しないC2に区分した。

チロロ川流域では、A帯の緑色片岩は、約50 mの幅で分布し、緑色片岩相の鉱物組合せの他に、白雲母、方解石、チタン石などが含まれる。B帯の上部片状角閃岩は、ホルンブレンドがオリゴクレーヌよりもわずかに西側で出現する、日高西縁衝上断層(WBT)からの距離が約85 mの地点から、角閃石、斜長石の組成間隙が閉じる約250 mまでの、約

Distance from WBT (m)	500	1000	1500
Metamorphic zone	A	B	C1
Actinolite			
Hornblende			
Albite			
Plagioclase (An% > 10%)			
Epidote			
Chlorite			
Muscovite			
Calcite			
Titanite			
Ilmenite			

Fig. 7. Distribution of mineral assemblage of greenschist, upper schistose amphibolite and later dolerite dykes (amphibolite) and metamorphic zonation in the northern Poroshiri ophiolite.

165 m の幅で分布している。その東側は、日高主衝上断層 (HMT) まで 1700 m にわたって C 帯が分布し、中央部の断層までの上部片状角閃岩は C1 帯に相当し、断層の東側の後期貫入ドレイイト岩脈は C2 帯に相当する。チロロ川流域では、A 帯から C 帯への変化、つまり、緑色片岩相から角閃岩相への変化が、約 250 m という距離で急激に生じている。

二岐沢流域では、A 帯は約 75 m の幅で分布し、B 帯は 120 m の幅で分布し、南北方向の断層の直前で C1 帯へと変化する。北西-南東方向の断層の東側の上部片状角閃岩も C1 帯に相当する。

鉱物化学組成

新潟大学の EPMA (JEOL-8600) を使用し、角閃石、斜長石の鉱物化学組成分析を行った。測定条件は加速電圧

Fig. 8. Variations in compositions of amphibole porphyroclast cores, amphibole porphyroclast rims, and matrix amphibole with porphyroclastic textures within the upper schistose amphibolite.

15 kV, プローブ電流 1.3×10^{-8} A, ビーム径は 1 μ m, 測定時間は 30 秒である。日本電子の酸化物の標準試料を使用し、oxide-ZAF により補正した。角閃石の Fe^{3+} の再計算、各サイトへの陽イオンの分配は、Leake et al. (1997) に従った。

1. 角閃石の組成累帯構造

ポーフィロクラスティック組織を示す上部片状角閃岩では、ポーフィロクラストのコアからリムへの組成累帯構造がしばしば認められる。組成累帯構造が顕著にみられる代表的な 1 つのサンプルでの、角閃石のポーフィロクラストのコアとリム、基質部の組成を Fig. 8 に示す。

角閃石のポーフィロクラストのコアの 4 配位の $\text{Al}(\text{O} = 23)$; $^{\text{IV}}\text{Al}$ は、0.4~1.3 p.f.u. (以下、特に断らない限り、 $\text{O} = 23$ とした時の陽イオン数で示す) の広い組成幅を持つ。そのリムは 1.0~1.4 の組成幅を持ち、コアよりもやや高い。基質部の $^{\text{IV}}\text{Al}$ は、1.3~1.6 の組成幅を持ち、ポーフィロクラストのリムよりもやや高い。

角閃石の 6 配位の $\text{Al}(\text{O} = 23)$; $^{\text{VI}}\text{Al}$ は、ポーフィロクラストのコアで 0.2~0.6、そのリムで 0.4~0.7 の組成幅を持ち、 $^{\text{IV}}\text{Al}$ と同様にコアよりもリムの方が高い。基質部の $^{\text{VI}}\text{Al}$ は、0.4~0.7 の組成幅を持ち、ポーフィロクラストのリムとほぼ同じ組成を示している。

角閃石の $\text{Ti}(\text{O} = 23)$ は、ポーフィロクラストのコアでは、大部分が 0.02~0.05 までの組成幅を持つ。そのリムでは、0.04~0.06 の組成幅を持ち、コアの大部分のものよりも高い。基質部の Ti は、0.04~0.06 の組成幅を持ち、ポーフィロクラストのリムとほぼ同じである。

角閃石の A-site の Na と $\text{K}(\text{O} = 23)$; $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ は、ポーフィロクラストのコアで 0.1~0.3 の組成幅を持ち、そのリムで 0.2~0.4 の組成幅を持ち、コアよりもリムの方がやや高い。基質部の $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ は、0.2~0.4 の組成幅を持ち、ポーフィロクラストのリムとほぼ同じ組成を示している。

Table 1. Representative amphibole analyses showing compositional zoning in porphyroclast cores and rims and in matrix amphiboles within upper schistose amphibolite in the Chiroro River area.

Rock type	Upper schistose amphibolite					
Sample no.	1109					
	Porphyroclast core		Porphyroclast rim		matrix	
SiO ₂	51.42	50.29	45.25	46.42	45.51	44.35
TiO ₂	0.28	0.30	0.52	0.37	0.51	0.57
Al ₂ O ₃	5.19	6.30	10.92	9.47	11.72	10.93
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	15.16	15.55	18.93	17.95	18.49	17.96
MnO	0.23	0.14	0.23	0.21	0.16	0.19
MgO	14.09	12.95	10.01	10.66	9.67	9.97
CaO	11.57	11.62	11.26	11.30	11.14	11.04
Na ₂ O	0.75	1.02	1.53	1.29	1.55	1.54
K ₂ O	0.00	0.00	0.05	0.01	0.02	0.03
Total	98.85	98.25	98.89	97.72	98.87	96.80
Numbers of cations on the basis of O=23						
Si	7.364	7.276	6.637	6.844	6.652	6.633
T ^{IV} Al	0.636	0.724	1.363	1.156	1.348	1.367
^{VI} Al	0.240	0.350	0.524	0.488	0.671	0.561
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.030	0.033	0.057	0.041	0.056	0.064
Fe ³⁺	0.327	0.265	0.497	0.417	0.399	0.445
Mg	2.927	2.746	2.123	2.280	2.047	2.158
Fe ²⁺	1.448	1.590	1.771	1.748	1.807	1.748
C Mn	0.027	0.017	0.028	0.025	0.019	0.024
Fe ²⁺	0.040	0.028	0.054	0.048	0.054	0.053
Mn	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Mg	0.081	0.048	0.065	0.063	0.061	0.065
Ca	1.778	1.803	1.771	1.786	1.747	1.771
B Na	0.100	0.121	0.108	0.101	0.138	0.110
Na	0.108	0.166	0.327	0.267	0.300	0.337
A K	0.000	0.000	0.009	0.002	0.003	0.006
Total	15.108	15.166	15.335	15.270	15.303	15.343
X _{Mg}	0.669	0.633	0.545	0.566	0.531	0.552

Fe³⁺ recalculation and cation ratio are followed by Leake et al. (1997). $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$

角閃石の^{IV}Al, ^{VI}Al, Ti, (Na + K)_Aは、温度の上昇に伴って増加することが知られており (Leake, 1965; Raase, 1974; Spear, 1981 など), このコアからリムへの組成変化は、温度上昇過程での再結晶作用の進行を示していると考えられる。

2. 角閃石組成の東西変化

上部片状角閃岩のポーフィロクラストの角閃石はコアからリムへの組成累帯構造が認められるため、1つのサンプルで広い組成範囲を持っている。以下では、変成作用のピーク時の組成や温度を議論するため、ポーフィロクラストのコアの組成は除外し、リムや基質部を構成する角閃石の組成を用いる。

(I)チロロ川流域 チロロ川流域における角閃石の東西方向の組成変化を Fig. 9 に示す。

角閃石の Si は、A 帯で 7.2~7.9 の組成幅を持ち、B 帯から C1 帯に向かって 6.5~7.2 の組成幅へと急激に減少する。C1 帯内では変化に乏しく、C2 帯に相当する後期貫入ドレライト岩脈との組成の違いはほとんどみられない。WBT から約 250 m 付近まで角閃石の組成間隙が認められ

る。

角閃石の Ti は、A 帯から C1 帯に向かって、0~0.07 まで急激に増大し、C1 帯内では中央部の断層まで変化に乏しい。C2 帯の後期貫入ドレライト岩脈の Ti は 0.1 前後であり、C1 帯の上部片状角閃岩のものよりも明らかに高い値を示し、両者の間には断層を挟んで組成のギャップが存在している。

角閃石の Al(total) は、A 帯から C1 帯に向かって、0.2~2.2 まで急激に増大し、C1 帯ではあまり変化していない。C2 帯の後期貫入ドレライト岩脈の Al(total) は、西側でやや高く、東側でやや低くなっているが、C1 帯の上部片状角閃岩の東部のものとの組成の違いはあまり認められない。

角閃石の Na も同様に A 帯から C1 帯に向かって、0.05~0.55 まで急激に増大し、C1 帯ではあまり変化はみられない。C2 帯の後期貫入ドレライト岩脈のものは、C1 帯の上部片状角閃岩の東部との組成の違いはほとんどなく、西から東に向かって緩やかに減少しているのが認められる。

(2)二岐沢流域 二岐沢流域における角閃石の東西方向の組成変化を Fig. 10 に示す。

二岐沢流域の角閃石の Si は、A 帯から B 帯では、6.7~7.8 の組成幅を持ち、C1 帯の上部片状角閃岩の東端部では、6.5~7.1 の組成幅を持ち、東に向かって減少する傾向が認められる。C1 帯に相当する東部の上部片状角閃岩の Si は、6.6~7.0 の組成幅を持ち、C1 帯に相当する西部の上部片状角閃岩の東端部と同様の組成を有している。

角閃石の Ti は、A 帯から C1 帯では、0~0.05 の組成幅を持ち、東に向かっての増加傾向は認められない。C1 帯に相当する東部の上部片状角閃岩の Ti は、0.04~0.06 の組成幅を持ち、西部よりもやや高い値を示している。

角閃石の Al(total) は、A 帯から B 帯では、0.6~1.9 の組成幅を持ち、C1 帯では、1.4~2.2 の組成幅を持ち、東に向かって増加している。C1 帯に相当する東部の上部片状角閃岩の Al(total) は、1.5~2.1 の組成幅を持ち、C1 帯に相当する西部の上部片状角閃岩の東端部との組成の違いは認められない。

角閃石の Na は、A 帯から B 帯では、0.1~0.7 のやや広い組成幅を持ち、C1 帯に相当する東端部では、0.3~0.5 と組成幅が狭くなり、東に向かってやや減少している。C1 帯に相当する東部の上部片状角閃岩の Na は、0.3~0.5 の組成幅を持ち、C1 帯に相当する西部の上部片状角閃岩の東端部とはほぼ同様の組成である。

3. 斜長石の An% の東西変化

斜長石の An% の東西方向の変化を Fig. 11 に示す。初生的な斜長石と考えられるポーフィロクラストのものや再結晶したと考えられる斜長石のコアを除く、再結晶した斜長石のリムのみをプロットした。

チロロ川流域では、A 帯から C1 帯に相当する緑色片岩と上部片状角閃岩の方が、C2 帯に相当する後期貫入ドレライト岩脈よりも低い An% を示し、両者の間には組成のギャップが存在している (Fig. 11a)。A 帯から C1 帯にかけて、An% は 0.7~45.4% の範囲で変化し、大局的には A 帯から

Table 2. Representative analyses of amphibole from greenschist, upper schistose amphibolite, and later dolerite dykes in the Chiroro River area.

Rock type	Greenschist		Upper schistose amphibolite						Later dolerite dykes			
Sample no.	2301	2403	2405		2406		2407	CH50	D30	D25	D19	D18
SiO ₂	55.16	54.76	52.04	47.10	51.24	44.69	42.89	44.95	46.17	48.16	46.56	46.77
TiO ₂	0.02	0.06	0.02	0.16	0.10	0.13	0.34	0.46	1.06	0.74	0.91	0.98
Al ₂ O ₃	2.03	1.55	3.32	7.69	4.37	8.66	9.90	11.17	11.14	8.88	8.52	9.28
Cr ₂ O ₃	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.00	0.08	0.15	0.21	0.14
FeO	8.64	7.78	15.43	17.66	14.05	17.80	23.59	15.83	13.67	13.41	14.16	11.98
MnO	0.16	0.22	0.29	0.36	0.35	0.35	0.28	0.38	0.21	0.17	0.18	0.22
MgO	18.18	18.79	14.34	11.97	13.79	10.74	9.28	11.75	12.63	14.09	12.80	14.77
CaO	12.02	12.15	11.96	11.38	12.03	11.62	11.33	10.94	12.28	12.15	11.25	11.11
Na ₂ O	0.80	0.56	0.60	1.36	0.73	1.40	1.73	1.94	2.03	1.50	1.38	1.20
K ₂ O	0.01	0.02	0.00	0.20	0.05	0.10	0.07	0.02	0.04	0.08	0.08	0.04
Total	97.03	96.06	98.03	97.86	96.78	95.61	99.95	97.44	99.38	99.36	96.30	96.50
Numbers of cations on the basis of O=23												
Si	7.810	7.805	7.524	6.926	7.502	6.778	6.327	6.597	6.644	6.867	6.883	6.768
T ^{IV} Al	0.190	0.195	0.476	1.074	0.498	1.222	1.673	1.403	1.356	1.133	1.117	1.232
^{VI} Al	0.148	0.065	0.090	0.259	0.257	0.327	0.047	0.529	0.534	0.359	0.368	0.351
Cr	0.000	0.023	0.001	0.000	0.000	0.000	0.084	0.000	0.013	0.024	0.034	0.023
Ti	0.003	0.007	0.002	0.018	0.010	0.015	0.038	0.050	0.114	0.079	0.101	0.107
Fe ³⁺	0.104	0.141	0.333	0.530	0.143	0.510	1.067	0.489	0.138	0.294	0.341	0.568
Mg	3.814	3.959	3.034	2.553	2.983	2.388	1.960	2.482	2.683	2.942	2.756	3.075
Fe ²⁺	0.913	0.779	1.505	1.597	1.564	1.717	1.771	1.404	1.492	1.282	1.377	0.851
C Mn	0.018	0.026	0.035	0.044	0.043	0.044	0.033	0.045	0.025	0.020	0.022	0.025
Fe ²⁺	0.006	0.007	0.028	0.045	0.014	0.030	0.072	0.050	0.014	0.023	0.032	0.030
Mn	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001
Mg	0.024	0.033	0.056	0.071	0.026	0.041	0.080	0.089	0.025	0.052	0.065	0.110
Ca	1.825	1.857	1.855	1.795	1.890	1.890	1.793	1.723	1.895	1.859	1.783	1.725
B Na	0.145	0.103	0.061	0.088	0.069	0.038	0.054	0.136	0.066	0.066	0.119	0.133
Na	0.076	0.052	0.108	0.300	0.138	0.373	0.440	0.416	0.500	0.348	0.276	0.202
A K	0.003	0.003	0.000	0.037	0.009	0.020	0.013	0.003	0.008	0.015	0.015	0.008
Total	15.078	15.056	15.108	15.337	15.147	15.393	15.453	15.420	15.508	15.363	15.290	15.210
X _{Mg}	0.807	0.836	0.668	0.615	0.656	0.582	0.525	0.639	0.643	0.697	0.667	0.783

Fe³⁺ recalculation and cation ratio are followed by Leake et al. (1997). $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{3+})$ **Fig. 9.** Si, Ti, Al (total), and Na compositional variations in amphiboles from greenschist, upper schistose amphibolite, and later dolerite dykes as a function of distance from the WBT along the Chiroro River; only porphyroclast rim and matrix amphibole analyses are plotted. **Fig. 10.** Si, Ti, Al (total), and Na compositional variations in amphiboles from greenschists and upper schistose amphibolites as a function of distance from the WBT along the Futamata-zawa River; only porphyroclast rim and matrix amphibole analyses are plotted, with symbols as in Fig. 9.

Fig. 11. Variations in plagioclase $An\%$ values, where $An\% = 100 \times Ca/(Ca + Na)$. (a): Chiroro River, (b): Futamatazawa River; symbols are as in Fig. 9, and only matrix and porphyroclast rim plagioclase analyses are plotted.

C1 帯へと増加している。A 帯から B 帯は、0.7~21.5% の組成幅を持つ。あまり明瞭ではないが、WBT から約 200 m 付近まで組成間隙が存在していると考えられ、そのため $An\%$ は連続的には増大せず、広い組成幅を持つと考えられる。C1 帯の東部は、17.4~45.4% の範囲で緩やかに増大している。C2 帯の後期貫入ドレイイト岩脈の $An\%$ は、38.2~93.3% の範囲を示すが、ほとんどが約 40~60% の組成範囲である。

二岐沢流域では、緑色片岩と上部片状角閃岩の $An\%$ は、A 帯から B 帯で 0.9~21.2% の組成幅を持ち、C1 帯で 11.8~27.4% の組成幅を持ち、東に向かってやや増加している (Fig. 11b)。C1 帯に相当する東部の上部片状角閃岩の $An\%$ は、4.3~41.8% までの広い組成幅を持つものと 26.4~35.4% の組成幅を持つものが存在している (Fig. 11b)。

変 成 条 件

1. 変成温度条件

(1) 変成温度の推定方法 角閃石の Si, Al, Na は、緑色片岩から緑色片岩-角閃岩漸移相では、温度の上昇に伴って系統的に変化するが、角閃岩相ではあまり変化しない (Liou et al., 1974; Spear, 1981; Apter and Liou, 1983 など)。一方、角閃石の Ti は、角閃岩相においても温度の上昇に伴って連続的に増加し、チタン鉱物が共生する場合には温度の変化を最もよく示す成分とされていた (Leake, 1965; Helz, 1973; Raase, 1974; Spear, 1981; Apter and Liou, 1983

など)。Ernst and Liu (1998) は、MORB 組成の岩石を用いて、角閃石の $TiO_2(wt\%)$ から変成温度を見積もっているが、角閃石の $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ の違いによる効果は検討されていない。

Kizaki (2000) は、ポロシリオフィオライト中部地域の新冠川流域のチタン鉱物を含む岩石を用いて、角閃石の Ti の全岩化学組成の X_{Mg} の違いによる影響、チタン鉱物の組合せの違い (酸素分圧の違い) による影響を検討し、角閃石の X_{Mg} で補正した $Ti(Ti_{norm})$ と変成温度の相関から経験的な地質温度計を提案している。そして、変成温度がほぼ同じであると考えられる、ごく近接したものを比較すると、全岩化学組成や酸素分圧の効果により、角閃石の X_{Mg} が大きいものほど Ti は低くなること、つまり、 $X_{Fe} = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ と Ti とは強い正の相関を持ち、かつそれらが原点を通る直線に近似されることを示した。 $X_{Fe} = 0.5$ で規格化した Ti (Ti_{norm}) は、 $Ti_{norm} = 0.5 \times Ti/X_{Fe}$ で表され、 Ti_{norm} は温度による違いを表していることになる。MORB 組成の岩石を starting material としている実験 (Helz, 1973; Spear, 1981; Apter and Liou, 1983) の角閃石の Ti を同様に $X_{Fe} = 0.5$ で規格化し、その Ti_{norm} と温度の関係から、 $T(^{\circ}C) = 1765.9 \times Ti_{norm} + 477.5$ で表される式が得られる。この詳細については別の機会に報告する。

(2) 北部地域の変成温度構造 この方法を用いて推定した北部地域の変成温度構造を Fig. 12 に示す。

チロロ川流域の中央部の断層の西側では、西端部で 400 $^{\circ}C$ 強の温度から、WBT から 250 m 付近で約 550 $^{\circ}C$ までの急激な温度の上昇がみられ、その東側では、断層の付近で 600 $^{\circ}C$ 前後まで緩やかに温度が上昇している (Fig. 12a)。中央部の断層を挟んで約 100 $^{\circ}C$ の温度のギャップが認められ、断層の東部では、約 700 $^{\circ}C$ でほぼフラットな温度構造を示す (Fig. 12a)。

二岐沢流域では、西部は 550 $^{\circ}C$ 前後の温度を示すが、上部片状角閃岩中の断層により、東西方向の変化は連続的ではない (Fig. 12b)。北西-南東方向の断層に沿って、東部に分布している上部片状角閃岩は、550~600 $^{\circ}C$ の温度を示し、西部より少し高めの温度を示すが (Fig. 12b)、チロロ川流域の西部の東端部とほぼ同じ温度を示している。

(3) 公表されている地質温度計との比較 角閃石の組成を用

Table 3. Representative analyses of plagioclase from greenschist, upper schistose amphibolite, and later dolerite dykes in the Chiroro River area.

Rock type	Greenschist		Upper schistose amphibolite						Later dolerite dykes			
	2301	2403	2307	2405	2408	2409	D30	D25	D12	D8		
Sample no.												
SiO ₂	68.40	68.43	69.48	67.32	67.21	66.53	62.46	61.88	57.34	56.17	44.31	55.84
Al ₂ O ₃	19.55	19.76	20.65	19.81	20.07	18.71	23.13	24.13	26.95	27.03	34.97	27.42
FeO	0.03	0.13	0.14	0.54	0.12	1.13	0.38	0.18	0.00	0.00	0.26	0.05
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.67	0.03	2.06	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	0.42	0.36	1.10	2.32	0.74	2.99	4.36	5.69	9.46	9.99	18.44	9.66
Na ₂ O	10.88	11.40	10.58	9.32	12.10	7.79	8.99	8.28	6.96	6.64	0.73	6.24
K ₂ O	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	99.35	100.16	102.03	100.01	100.36	99.31	99.42	100.17	100.79	99.90	98.82	99.29
An%	2.1	1.7	5.4	12.1	3.3	17.5	21.1	27.5	42.9	45.4	93.3	46.1

Fig. 12. Metamorphic thermal structures within the northern Poroshiri ophiolite along the (a) Chiroro, and (b) Futamata-zawa rivers; symbols are as in Fig. 9.

いた地質温度計は, Blundy and Holland (1990), Holland and Blundy (1994) などが公表されている。

Holland and Blundy (1994) は, 石英を含む岩石のみに使用できる地質温度計 A と石英を含まない岩石にも使用できる地質温度計 B の 2 つの地質温度計を提案している。石英を含んでいるチロロ川流域の A 帯から C1 帯の緑色片岩と上部片状角閃岩に地質温度計 A を適用し, 石英を含まない C2 帯の後期貫入ドレイイト岩脈と斑れい岩質片状角閃岩に地質温度計 B を適用して検討してみる。その結果は, A 帯から B 帯にかけて, 約 400~650 °C, B 帯から C1 帯の温度は 600~700 °C, C2 帯は 600~700 °C 強の温度を示す。Holland and Blundy (1994) による地質温度計では, C1 帯と C2 帯の間の変成温度に違いがみられないことになる。

変成分帯の章で述べたように, C 帯は角閃岩相に相当し, C1 帯は緑簾石, 緑泥石を含み, 角閃岩相の低温部に相当すると考えられる。Liou et al. (1974) などの MORB 組成の岩石を用いた実験結果から, 緑色片岩-角閃岩漸移相 (B 帯) と角閃岩相 (C 帯) との境界の温度は約 550 °C と推定されている。一方, C2 帯の東端部では, 斑れい岩質片状角閃岩に変成単斜輝石がみられることから, C2 帯は角閃岩相の高温部に相当すると考えられる。したがって, Kizaki (2000) による地質温度計とは調和的であるが, Holland and Blundy (1994) の地質温度計による結果とは非調和的である。

2. 変成圧力条件

角閃石の Al(total) を用いた地質圧力計 (Hammerstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989) を適用し, 変成圧力条件について検討してみる。チロロ川流域の A 帯から B 帯では 0~3.4 kb, C1 帯は 3.5~6.7 kb, C2 帯は 2.2~5.8 kb の圧力を示す。角閃石の Al(total) は圧力の変化だけでなく, 温度や酸素分圧によっても変化する (Raase, 1974; Spear, 1981; Plyusnina, 1982)。そのため, これらの地質圧力計から得られた圧力を定量的に適用することはできないと判断される。

Laird and Albee (1981) は, 高压タイプとして三波川変成帯と Franciscan terrane, 中圧タイプとして Dalradian terrane と Haast River Schist group, 低圧タイプとして阿武隈変成帯の組成範囲を角閃石の $100 \times \text{Al}/(\text{Al} + \text{Si})$ と

Fig. 13. Variations in $100 \times \text{Al}/(\text{Al} + \text{Si})$ versus $100 \times \text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$ values for amphiboles from the Chiroro River area; compositional fields for each metamorphic belt and pressure type are after Laird and Albee (1981). The Sanbagawa and Franciscan terranes are high-pressure, the Dalradian terrane and the Haast River Schist group are medium-pressure, and the Abukuma terrane is low-pressure.

$100 \times \text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$ の図に示している。ポロシリオフィオライトの各岩石は, 低圧から中圧タイプの組成範囲にプロットされ, 高压タイプの代表的な組成とは区別される (Fig. 13)。

角閃石の Al(total) を用いた地質圧力計により得られた圧力の値を使用することはできないが, C1 帯から C2 帯への圧力の連続的な上昇傾向はみられず, C2 帯の東端部へ向かってやや減少している。このことは, ポロシリオフィオライトの変成作用は, 変成度の上昇とともに圧力も増大していく通常の広域変成帯の累進変成作用とは異なったタイプの特徴を有していることを示している。

3. 反応縁の形成条件

かんらん石と斜長石の間の反応縁の形成条件は, Kushiro and Yoder (1966), Cruciani et al. (2008) などによって検討されている。

Kushiro and Yoder (1966) は, 実験により無水条件下で斜方輝石, 単斜輝石, スピネルの安定領域を 6~8 kb 以上としている。ポロシリオフィオライトでは, 無水条件下で形成される反応縁は観察されておらず, 少なくとも 6~8 kb 以下の圧力条件であったと考えられる。また, Cruciani et al. (2008) は, CFMASH 系において, 4~6 kb の圧力条件下で斜方輝石, 角閃石, スピネルの組合せが安定に存在することを示している。これらの検討から, 斜方輝石, 角閃石 (パーガス閃石), スピネルの反応縁は, 4~6 kb の圧力条件下で形成されたと考えられる。これらの反応縁の形成は, Cruciani et al. (2008) の反応曲線の傾きから, 4~6 kb の比較的高圧条件下で温度が低下する過程で外部から水が供給されることにより生じていると考えられる。この圧力条件は, オフィオライト下部層の海洋底変成作用の圧力条件 (<

2 kb) よりも高い。また、通常の海洋底変成作用からは斜方輝石、パーガス閃石、スピネルの反応縁は報告されておらず、これらの反応縁の形成は、通常の海洋底変成作用の圧力条件(< 2 kb)ではなく、海嶺での形成後に、これらの反応縁を形成する4~6 kbの高圧条件下にもたらされたことを示唆している。

議 論

1. 変斑れい岩の向斜構造の成因

チロロ川流域の中央部の断層の東側に分布する塩基性変成集積岩から変斑れい岩は、見かけ上の向斜構造を示している(Fig. 2)。ところで、高速拡大海嶺の海洋地殻では、層状斑れい岩は、上位のシート状岩脈群に向かって層状構造が収斂していく巻き上げ構造を示すことがオマーンオフィオライトの研究で知られている(Nicolas et al., 1988 など)。この巻き上げ構造は、見かけ上の向斜構造を示す。したがって、この向斜構造が見かけ上の初生的なものか、後の構造運動によるものかを検討する必要がある。

斑れい岩の初生的な斜長石の $An\%$ は、未分化な岩石ほど $An\%$ が高く、結晶分化の程度の指標として用いられる。Miyashita et al. (1994) は、ポロシリオフィオライトの斑れい岩類の岩相ごとの斜長石の $An\%$ の組成範囲について検討し、大局的には上位へ向かって $An\%$ が低下することを示している。ここでは初生的な斜長石のコアのみを用いて議論する。

チロロ川流域の変斑れい岩の初生的な斜長石のコアの $An\%$ の東西方向の変化を Fig. 14 に示す。西端部の塩基性変成集積岩の $An\%$ は、79.4~83.2% の組成幅を持つ。その東側の斑れい岩質塊状角閃岩の $An\%$ は、61.5~75.7% の組成幅であり、西端部よりも低い値を示す。中央部の変斑れい岩の $An\%$ は、53.1~63.6% の組成幅で最も低い値を示す。また、この付近には、ペグマタイト質のチタン鉄鉱斑れい岩が貫入しており、その斜長石の $An\%$ はさらに低く、48~53% の組成幅を持っている(Miyashita et al., 1994)。東部の変斑れい岩の $An\%$ は、62.7~74.9% の組成幅であり、中央部よりもやや高い値を示す。また、チロロ川流域の斑れい岩質片状角閃岩の角閃石の X_{Mg} の東西変化は、西部で0.85~0.89の高い値を示し、中央部で0.72~0.78の最も低い値を示す。東部は0.78~0.84の値を示し、中央部よりもやや高い。これは変斑れい岩の初生的な斜長石の $An\%$ の東西変化と同様の傾向を示している。角閃石の X_{Mg} は全岩化学組成の Mg 値と正の相関があり、斜長石の $An\%$ と全岩化学組成の Mg 値も同様の傾向を示すと考えられる。

このように、チロロ川流域の斑れい岩類の斜長石の $An\%$ の変化は、その西部に最下部が、中央部に上部が露出し、中央部から東部へ再び下位へと向かい、東端部ではあまり変化していないことを示している。この向斜構造が初生的な巻き上げ構造によるものであれば、東に向かって上位になり、 $An\%$ が減少していくと考えられる。しかし、中央部で $An\%$ が最も低い上部層が露出していることから、この向斜構造は初生的な巻き上げ構造であることを支持しない。よっ

Fig. 14. Variations in plagioclase $An\%$ values in metagabbro as a function of distance from the WBT along the Chiroro River.

て、この向斜構造の形成は、オフィオライト形成後の構造運動によるものであると考えられる。

2. 北部地域の原岩構造と変成温度構造

ポロシリオフィオライト北部地域の変成温度構造と原岩構造、断層運動との関係について検討する。チロロ川流域の中央部の断層の西側は、オフィオライト上部層の閉じた背斜構造が推定される(Fig. 2)。その中央部から東部は背斜の東翼部であり、中央部から東端の断層に向かって上位の層準に向かっているが、変成温度は緩やかに上昇しており(Fig. 12a)、背斜構造と変成温度構造は対応していない。また、断層の東側は、斑れい岩の層状構造の姿勢や初生的な斜長石の組成変化から緩い向斜構造が推定されるが(Figs. 2, 14)、向斜の軸部に向かう変成温度の低下は認められず、約700°Cでほぼフラットな温度構造を示し(Fig. 12a)、斑れい岩の向斜構造と変成温度構造は対応していない。このように、原岩の褶曲構造に対応した変成温度の変化が認められないことから、変成作用のピークは、褶曲構造の形成後であることが示される。一方、中央部の断層は、変成作用のピーク後も継続して活動したことにより、変成温度構造のギャップをもたらしたと考えられる。

二岐沢流域は、北西-南東方向の断層により、その東部で、上部片状角閃岩と塩基性変成集積岩が繰り返す地質構造を有している(Fig. 2)。この東部の上部片状角閃岩の温度は600°C弱であり(Fig. 12b)、チロロ川流域の西部の最高温度とほぼ同じ温度を示している。このことから、この上部片状角閃岩は、より西側の低温条件下で変成作用を受け、変成作用のピーク後も北西-南東方向の断層活動が引き続いたことにより、東部に上昇・定置したことが示唆される。

3. 北部地域の上昇・定置プロセス

日高変成帯と接合した後のポロシリオフィオライト北部地域の昇・定置プロセスを考察する。ポロシリオフィオライトと日高変成帯は、Komatsu et al. (1989) による区分では、日高変成帯の後退変成作用を伴うトランスプレシブな右横

Fig. 15. Schematic uplift-emplacement model for the northern Poroshiri ophiolite.

ずれ剪断運動期(D2)に両者は接合し、ともに上昇したと考えられている(Komatsu et al., 1989; 志村, 1989, 1992; Toyoshima, 1991 など)。

ポロシリオフィオライト北部地域の原岩構造と変成温度構造の時間的な前後関係の検討から、原岩の褶曲構造は、変成作用のピークに達する前に形成されたことが明らかになった。原岩の褶曲構造の形成は、東西方向の圧縮応力場が想定され、日高変成帯との接合後のトランスプレシブな右横ずれ運動期(D2)に形成することで説明可能である。変成作用の熱源は、接合した日高変成帯からの熱拡散と考えられ(在田ほか, 1986; 小山内ほか, 1986 など)、D2 期に原岩の褶曲構造が形成されたとなると、熱拡散と褶曲構造の形成は、ほぼ同時期に開始したことになるが、熱拡散の方がより後まで続き、褶曲構造の形成後に変成作用のピークに達したと考えられる。

以上の議論のなかでは、ポロシリオフィオライトが、その形成後に圧力増大を被る変成作用については考慮されていない。こうした観点からの構造的解析は今後の検討課題である。

ポロシリオフィオライト北部地域の原岩構造の形成から上昇・定置までのプロセスをまとめると以下の通りである。まず、原岩の褶曲構造が形成され、その後に変成作用のピークに達した(Fig. 15a)。変成作用のピーク後も中央部の南北方

向の断層の活動は引き続き、変成温度のギャップを形成した(Fig. 15b)。また、北西-南東方向の断層も変成作用のピーク後も活動を続け、西側でより低温の変成作用を被った上部片状角閃岩は東部に上昇・定置したと考えられる(Fig. 15c)。

4. 角閃石の昇温変成作用と上昇・定置プロセス

すでに述べたように、上部片状角閃岩の角閃石はボーフィロクラストのコアからリムに向かって、 ^{IV}Al 、 ^{VI}Al 、Ti、 $(Na + K)_4$ が増大する温度上昇過程での再結晶作用の進行を示し、温度低下の過程は検出されていない(Fig. 9)。また、新井・宮下(1994)は、ポロシリオフィオライト南部地域の春別川支流のカムイ沢流域からざくろ石を含む上部片状角閃岩を報告し、そのざくろ石がコアからリムに向かってMn量が減少し、Mg量がやや増加していることから、温度上昇過程で結晶成長したことを示している。

ポロシリオフィオライトは、日高変成帯と接合した際に、日高変成帯を熱源とする熱変成作用を被っており、この熱変成作用と同時に上昇を伴う右横ずれ剪断変形を被っている(Jolivet and Miyashita, 1985; 在田ほか, 1986; 小山内ほか, 1986; 新井・宮下, 1994)。ポロシリオフィオライトが上昇する時期に変形作用と同時に熱変成作用を被ることにより、上部片状角閃岩の角閃石のボーフィロクラストのコアからリムに向かう温度上昇過程の組成累帯構造を形成したと考えられる。ポロシリオフィオライトは、変成作用のピーク後、上昇速度が速かったことにより、角閃石の温度上昇の過程の組成累帯構造を保持したまま急冷されたと考えられる。つまり、ポロシリオフィオライトは、上昇しながら熱変成のピークに達し、短期間内に地表へと上昇したため、角閃石に温度低下過程が認められないと考えられる。

三波川変成帯(Otsuki and Banno, 1990)や夜久野オフィオライトの超苦鉄質岩(Ishiwatari, 1985)などで報告されているように、変成帯や変成オフィオライトは、温度低下の過程で変形作用を被るのが一般的である。ポロシリオフィオライトは、上昇時期に変形作用とともに熱変成を被っている点で、通常の変成帯や変成オフィオライトの変成プロセス、上昇プロセスとは異なっている。また、通常の広域変成帯とは異なる、温度の上昇とともに圧力が増大しない変成作用の特徴も、上昇時期に変形作用とともに熱変成を被っていることと関連していると考えられる。

ま と め

1. ポロシリオフィオライト北部地域、チロロ川流域において、中央部の南北方向の断層を挟んだ西部で閉じた背斜構造、東部で緩い向斜構造を有する原岩構造が新たに確認された。東部の向斜構造は、変斑れい岩の初生的な斜長石の組成変化から、初生的な巻き上げ構造による見かけの向斜構造ではなく、構造運動により形成された向斜構造であると考えられる。二岐沢流域では、北西-南東方向の断層により、上部片状角閃岩が東部にも分布する地質構造が明らかになった。
2. チロロ川流域の変成温度構造は、西縁部で急激な温度勾

配を持ち、その東部では 600 °C 前後まで緩やかに温度上昇し、中央部の断層を挟んで 100 °C 近い温度のギャップが見出された。その東側は、約 700 °C で緩やかな温度変化を示す。二岐沢流域の東部に分布する上部片状角閃岩は、550~600 °C の温度を示し、チロロ川流域の西部の最高温度とほぼ同じである。

3. チロロ川流域の原岩の褶曲構造は、変成温度構造と対応していないので、変成作用のピークは原岩の褶曲構造の形成よりも後であると考えられる。一方、中央部の断層は、変成作用のピーク後も継続して活動したことにより、変成温度のギャップをもたらした。二岐沢流域では、北西-南東方向の断層が変成作用のピーク後も活動したことにより、上部片状角閃岩が西部でより低温条件下で変成作用を被った後に東部に上昇・定置したと考えられる。
4. 斑れい岩類のかんらん石と斜長石の間に観察される斜方輝石、パーガス閃石、スピネルの反応縁は、4~6 kb の比較的高圧条件下で形成されたと考えられる。この反応縁は、2 kb 以下の低圧条件下での通常の海洋底変成作用では形成されず、オフィオライトの形成後に 4~6 kb の圧力条件下にもたらされたことを示唆している。
5. 上部片状角閃岩のポーフィロクラストの角閃石は、温度上昇過程での再結晶作用の進行を示している。角閃石に温度低下の過程が認められないのは、上昇速度が速く、温度上昇過程の組成累帯構造を保持したまま急冷されたことによるものと考えられる。つまり、上昇しながら熱変成を被ったことにより、変成作用のピーク後の上昇期間が短かったと推定される。
6. 変形作用を伴う変成作用は、5 kb 以下の低圧から中圧タイプであると推定される。また、温度の上昇に伴う圧力の増大が認められず、通常の広域変成帯の累進変成作用とは異なっている。これは、上昇時期に変形作用とともに熱変成を被っていることと関連している。

謝 辞

新潟大学の豊島剛志教授、高澤栄一准教授、志村俊昭准教授には、日頃から議論していただいた。日高北部森林管理署、北海道電力日高水力センターには、野外調査の際に便宜をはかっていただいた。野外調査での宿泊は、日高山脈地質くらぶの「千栄の家」を利用させていただき、日高山脈館(当時)の小野昌子氏には、大変お世話になった。新潟大学の宮下研究室の先輩諸氏には多くのご助力、激励をしていただいた。東北大学の石渡 明教授および九州大学の小山内康人教授には丁寧な査読をしていただき、多数の有益なご指摘により本稿は大きく改善された。以上の方々に厚く感謝申し上げます。

文 献

- Apted, M. J. and Liou, J. G., 1983, Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *Amer. Jour. Sci.*, **283A**, 328-354.
 新井孝志・宮下純夫(Arai, T. and Miyashita, S.), 1994, シュンベツ川上流地域における日高帯ボロシリオフィオライトの剪断変

形作用と変成作用. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **100**, 162-176.

- 新井孝志・志村俊昭・豊島剛志・宮下純夫(Arai, T., Shimura, T., Toyoshima, T. and Miyashita, S.), 1994, ボロシリオフィオライト中にみられる日高変成帯起源の far-travelled horse. 構造地質(*Jour. Tectonic. Res. Group Japan*), **40**, 31-41.
 在田一則・豊島剛志・大和田正明・宮下純夫・Jolivet, L. (Arita, K., Toyoshima, T., Owada, M., Miyashita, S. and Jolivet, L.), 1986, 日高変成帯の構造運動. 地団研専報(*Monog. Assoc. Geol. Collab. Japan*), **31**, 247-263.
 Blundy, J. D. and Holland, T. J. B., 1990, Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 208-224.
 Cruciani, G., Franceschelli, M., Groppo, C., Brogioni, N. and Vaselli, O., 2008, Formation of clinopyroxene + spinel and amphibole + spinel symplectites in coronitic gabbros from the Sierra de San Luis (Argentina): a key to post-magmatic evolution. *Jour. Metamorphic Geol.*, **26**, 759-774.
 Ernst, W. G. and Liu, J., 1998, Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. *Amer. Mineral.*, **83**, 952-969.
 舟橋三男・橋本誠二(Funahashi, M. and Hashimoto, S.), 1951, 日高帯の地質. 地団研専報(*Monog. Assoc. Geol. Collab. Japan*), **6**, 38p.
 Grapes, R. H., 1978, Manganiferous schists and their origin, Hidaka Mountains, Hokkaido, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 23-35.
 Grapes, R. H., Hashimoto, S. and Miyashita, S., 1977, Amphiboles of a metagabbro-amphibolite sequence, Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. *Jour. Petrol.*, **18**, 283-318.
 Hammarstrom, J. M. and Zen, E., 1986, Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, **71**, 1297-1313.
 橋本誠二(Hashimoto, S.), 1955, 日高山脈幌尻岳付近のはんれい角閃岩類について. 北地要報(*Bull. Geol. Comm. Hokkaido*), **28**, 1-11.
 Hashimoto, S., 1975, The basic plutonic rocks of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. Part I. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4*, **16**, 367-420.
 橋本誠二・鈴木 守・小山内熙(Hashimoto, S., Suzuki, M. and Osanai, H.), 1961, 5 万分の 1 地質図幅「幌尻岳」および説明書(*Geological Map of Poroshiri-dake, scale 1:50,000 and its Explanatory Text*). 北海道地下資源(Geol. Surv. Hokkaido), 46p.
 Helz, R. T., 1973, Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity, part 1. Mafic phases. *Jour. Petrol.*, **14**, 249-302.
 Holland, T. J. B. and Blundy, J. D., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
 Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., and Sisson, V. B., 1987, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Mineral.*, **72**, 231-239.
 Ishiwatari, A., 1985, Granulite-facies metacumulates of the Yakuno ophiolite, Japan: Evidence for unusually thick oceanic crust. *Jour. Petrol.*, **26**, 1-30.
 石渡 明(Ishiwatari, A.), 1989, 日本のオフィオライト. 地学雑(*Jour. Tokyo Geogr. Soc.*), **98**, 290-303.
 Johnson, M. C. and Rutherford, M. J., 1989, Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**, 873-841.
 Jolivet, L. and Miyashita, S., 1985, The Hidaka shear zone (Hokkaido, Japan): Genesis during a right-lateral strike-slip movement. *Tectonics*, **4**, 289-302.

- 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.
- Kizaki, K., 2000, *Age of the Formation and the Metamorphic Process of the Poroshiri Ophiolite, Hokkaido, Japan*. Ph. D., Thesis., Hokkaido Univ., 148p.
- 木崎健治・宮下純夫(Kizaki, K. and Miyashita, S.), 1989, 日高変成帯ポロシリオフィオライト・新冠川流域の変成作用. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨(90th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.), 605.
- 小松正幸・在田一則・宮下純夫・前田仁一郎・本吉洋一(Komatsu, M., Arita, K., Miyashita, S., Maeda, J. and Motoyoshi, Y.), 1979, 日高変成帯西帯と主帯の境界. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨(86th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.), 289.
- 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., no.43, 487–493.
- Kushiro, I. and Yoder, H. S. J., 1966, Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *Jour. Petrol.*, **7**, 337–362.
- Laird, J. and Albee, A. L., 1981, Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. Jour. Sci.*, **281**, 127–175.
- Leake, B. E., 1965, The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. *Amer. Mineral.*, **50**, 843–851.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Can. Mineral.*, **35**, 219–246.
- Liou, J. G., Kuniyoshi, S. and Ito, K., 1974, Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 613–632.
- 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.
- 宮下純夫(Miyashita, S.), 1989, 海嶺下のマグマチェンバーモデル—拡大速度と結晶分化作用の様式との関連—. 地学雑(Jour. Tokyo Geogr. Soc.), **98**, 213–230.
- 宮下純夫・足立佳子・田中真二・中川光弘・木村純一(Miyashita, S., Adachi, Y., Tanaka, S., Nakagawa, M. and Kimura, J.), 2007, ポロシリオフィオライトの生成場: 微量成分組成からの検討. 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), **113**, 212–221.
- 宮下純夫・新井孝志・長橋 徹(Miyashita, S., Arai, T. and Nagahashi, T.), 1997, 日高帯の緑色岩の意義: 海嶺の多重衝突帯. 地質学論集(Mem. Geol. Soc. Japan), no. 47, 307–323.
- Miyashita, S. and Hashimoto, S., 1975, The layered basic complex of Mt. Poroshiri, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4*, **16**, 421–452.
- Miyashita, S., Kizaki, K., Arai, T. and Toyoshima, T., 1994, Field guide to the Poroshiri ophiolite of the Hidaka zone, central Hokkaido, Japan. *IGCP Project 283*, 321, and 359 in Japan, *Field Trip Guidebook*, Kyobunsha Co. Ltd., Sapporo, 82p.
- Miyashita, S., Komatsu, M. and Hashimoto, S., 1980, Sapphirine from metamorphosed layered complex of Mt. Poroshiri, Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. *Proc. Japan Acad., Ser. B*, **56**, 108–113.
- 宮下純夫・前田仁一郎(Miyashita, S. and Maeda, J.), 1978, 日高変成帯北部の塩基性深成変成岩類. 地団研専報(Monog. Assoc. Geol. Collab. Japan), **21**, 43–60.
- Miyashita, S. and Niida, K., 1981, Metamorphosed dolerite intrusives from the Western zone of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4*, **20**, 113–133.
- Nicolas, A., Ceuleneer, G., Boudier, F. and Misseri, M., 1988, Structural mapping in the Oman ophiolites: mantle diapirism along an oceanic ridge. *Tectonophysics*, **151**, 27–55.
- 小山内康人・宮下純夫・在田一則・番場光隆(Osanai, Y., Miyashita, S., Arita, K. and Bamba, M.), 1986, 大陸地殻—海洋地殻接合帯上体における変成作用と温度・圧力構造—日高変成帯主帯・西帯の例—. 地団研専報(Monog. Assoc. Geol. Collab. Japan), **31**, 205–222.
- Otsuki, M. and Banno, S., 1990, Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. *Jour. Metamorphic Geol.*, **8**, 425–439.
- Plyusina, L. P., 1982, Geothermometry and Geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**, 140–146.
- Raase, P., 1974, Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**, 231–236.
- 志村俊昭(Shimura, T.), 1989, 日高変成帯の duplex 構造. 月刊地球(Chikyū Monthly), **11**, 258–264.
- 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.
- Spear, F. S., 1981, An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Amer. Jour. Sci.*, **281**, 697–734.
- Toyoshima, T., 1991, Tectonic evolution of the Hidaka metamorphic belt and its implication in late Cretaceous-middle Tertiary tectonics of Hokkaido, Japan. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E*, **8**, 1–107.
- 植田勇人(Ueda, H.), 2006, 日高衝突帯前縁部における白亜紀付加体の地質構造. 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), **112**, 699–717.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **95**, 185–187.

以下の Table は、オープンファイルとして学会ホームページ上で公開しています。 <<http://www.geosociety.jp/publication/content0006.html>>

Table A1. Representative amphibole analyses showing compositional zoning in porphyroclast cores and rims and in matrix amphiboles within upper schistose amphibolite in the Chiroro River area.

Table A2. Representative analyses of amphibole from greenschist, upper schistose amphibolite, and later dolerite dykes in the Chiroro River area.

Table A3. Representative analyses of plagioclase from greenschist, upper schistose amphibolite, and later dolerite dykes in the Chiroro River area.

(要 旨)

田中真二・木崎健治・宮下純夫, 2012, 北海道日高帯ポロシリオフィオライト北部地域の地質と変成作用. 地質雑, 118, 723–740. (Tanaka. S., Kizaki. K. and Miyashita. S., 2012, Geology and metamorphism in the northern Poroshiri ophiolite, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 118, 723–740.)

ポロシリオフィオライト北部地域, チロロ川流域では, 中央部の断層を挟んだ西部で背斜構造, 東部で向斜構造が推定される. 二岐沢流域では, 中央部の北西–南東方向の断層に沿って, 上部片状角閃岩が東部に分布している.

チロロ川流域は, 中央部の断層を挟んで 100 °C 近い変成温度のギャップが存在している. 二岐沢流域の東部に分布する上部片状角閃岩の温度は, チロロ川流域の西部の最高温度とほぼ同じ 600 °C である. チロロ川流域の褶曲構造は変成温度構造とは対応しておらず, 変成作用のピークは褶曲構造の形成後であるが, 断層は変成作用のピーク後も継続して活動し, 変成温度のギャップをもたらした. 二岐沢流域の東部の上部片状角閃岩は, 西部で変成作用を受けた後に, 北西–南東方向の断層の活動により, 東部に上昇・定置した.

角閃石の累帯構造は温度上昇過程を示す. これは上昇しながら熱変成作用を被り, 変成作用のピーク後の上昇期間が短かったことによる.