

地学教室における卒業研究の再評価と教育への再利用(その壺)

—岩手県宮守かんらん岩体の岩石学的特徴と、形成深度推定の可能性について—

近藤恒夫*・苗村康輔**

(2023年12月22日受付, 2024年1月18日受理)

第1章 はじめに

1-1 岩石組織の一般市民向け

岩手大学教育学部理数教育コースでは、課題分析力、論理的思考力及びものごとを創造的にアプローチする能力を身につけるためや、ものごとを計画的に進め、口頭や文章での確に表現することができる技能等を養うために、卒業研究を行うことになっている¹⁾。地学教室では、これに応えるとともに、地域における地質学研究の深化に貢献するため、岩手県及び近隣地域を主なフィールドとし、時に北海道もフィールドに加えながら、火山岩、火成岩、変成岩、堆積岩、地層などを対象に課題を設定して卒業研究を実施してきた。とくに1960～2000年にかけては合わせて90件弱と多くの研究が行われ、その間に採取された岩石標本は400点あまり、作製された薄片標本は2000点を優に超える。その研究成果・成果や岩石・薄片標本は貴重な研究蓄積であり、その中には現在では入手が困難なサンプルも少なからず含まれている。当時の卒論研究では薄片観察に基づいた精緻な岩石組織のスケッチが多く掲載されている。デジタルカメラが普及した現在からみると、その作業に要した労力は計り知れない。偏光顕微鏡を通して見ると、岩石の中には微細な結晶がさながら小宇宙を構成している。本研究の第一の目的は、これらの卒論研究のスケッチのなかから、科学的重要性の高いものを選びのこし、今後の研究・教育活動に活かすことである。

上記の目的に沿って岩石薄片を見直す過程で、卒業研究が行われた当時は重要性が看過されたが、現在の岩石研究の背景から見ると重要な研究対象となりうる試料を見いだした。岩手県を代表する岩石は蛇紋岩であり、県の石にも指定されている。そのため、地学教室でも1960～2000年にかけて5件の卒論が蛇紋岩について行われている。本稿では、そのなかでも遠野市宮守西方の超苦鉄質岩類の特性に関する研究で調査された苦鉄質～超苦鉄質岩の薄片を再観察した。宮守岩体を構成する岩石は古生代に存在した東北日本の前身である島弧下の上部マントル由来の蛇紋岩とそれに貫入したマグマ由来の苦鉄質岩類で構

* 岩手大学教育学部研究生

** 岩手大学教育学部

成されている。蛇紋岩はスピネルかんらん岩相の鉱物組み合わせをもち、地質圧力計を適用するのに必要なザクロ石や斜長石を欠いている。そのため、その形成深度はスピネルかんらん岩相当(約15～50km深度)であるとされ、大きな不確定性が残っている。我々は当該地域の角閃石はんれい岩および角閃岩の薄片試料を再観察し、その中に火成起源のゾイサイト～緑簾石の存在を新たに見いだした。同様の岩石学的特徴をもつ米国ワシントン州Chelan岩体の研究例(Dessimoz et al., 2012)と照合して、宮守岩体を構成する岩石が形成された深度について新たな制約を与える可能性に言及したい。

1-2 地質概略

1-2-1 南部北上帯の概略

北上山地は、青森県南東部に始まり、岩手県東半部を貫き、宮城県東北部に及ぶ広大な山塊であり、その形成発達史・岩相・層序などから、北部北上帯、根田茂帯、南部北上帯に区分される(図1)。北部北上帯は、北上山地の北半分を占め、ジュラ紀(～最前期白亜紀)付加体からなり、根田茂帯は盛岡東方の西に開いた三角形の地帯で石炭紀の付加体により占められ、南部北上帯は早池峰山以南の北上山地の南半分を占め、シルル紀前期の基盤岩類とシルル紀～白亜紀前期の浅海性堆積岩類からなる(永広2016、永広・越谷2012)。とりわけ南部北上帯は、沈み込みによる付加作用により形成されたのではなく、化石記録などから低緯度域に存在したマイクロプレートが北上し、ユーラシア東縁に合体したとされている。そのため、飛騨外縁帯、黒瀬川帯と同様に別の大陸からもたらされた古生代の地殻断片に由来すると考えられている(下條ら2010)。この重要性の一例として、当研究室の初代教授であった橘行一教授は1949年に南部北上帯の鳶ヶ森層群から鱗木という亜熱帯性のソテツのような植物の化石を発見し、日本列島にデボン紀前期の地層が分布することを示唆した(橘、1949)。さらに南部北上帯東縁は現在の太平洋プレート沈み込み運動により付加成長しておらず、その花崗岩質の基盤岩は亀裂が少なく安定であることが分かっている。この地盤の安定性により、現在国際リニアコライダーの誘致が進められている。最後に南部北上帯を最も特徴付ける岩石が蛇紋岩化したかんらん岩である。宮守超苦鉄質岩体(以下、宮守岩体とする)はそうした岩体の一つで、北西-南東方向にのびる長さ40km・最大幅7kmの超苦鉄質岩体であり、1970年代におきたプレートテクトニクス理論の発展に伴って地質学者の関心を集めてきた。宮守岩体は超苦鉄質岩と苦鉄質岩が層序を構成して分布するオフィオライト岩体に分類されている。オフィオライトとは、かつて海洋底を構成した玄武岩とその下のマントルかんらん岩が造山運動に伴って陸上に衝上したもののことを指す。本研究で取り上げた薄片や岩石記載は及川(1983)(以下、及川卒論と呼ぶ)に基づいており、宮守岩体の岩石学的・鉱物学的特性の一端を明らかにするために行われた。宮守岩体については関(1952;1957)、大貫(1965)などの先駆的な研究があり、それ以降には、Ozawa, K. (1983;1984;1988)、小沢(1988)、金谷ら(1998)、下條ら(2010)、長谷川ら(2017)、Kimura et al. (2020)など数多くの研究がある。

1-2-2 宮守オフィオライト

オフィオライトとはリソスフェアを構成するマントルかんらん岩の構造的上位に、斑れい岩、玄武岩、深海底堆積物であるチャートや黒色泥岩が積み重なったものである。この層序が海洋底の地下構造に似ているため、オフィオライトは海洋地殻の断片だと見なされ

ている。一般的には、オフィオライトを構成する玄武岩は下位に位置するマントルかんらん岩が部分融解して形成されたマグマに由来する（例えば Ishiwatari, 1985）。通説によれば、単斜輝石に富むレールズライト質のかんらん岩と共存する玄武岩はマントルの低い部分融解により形成されたアルカリ玄武岩であり、部分融解が進むにつれてオフィオライト下位に位置するかんらん岩は単斜輝石に乏しいハルツバージャイトに変化し、それに伴って玄武岩はソレイト質玄武岩へ変化する。また玄武岩とかんらん岩の間には、玄武岩マグマから早期に結晶化したかんらん石や単斜輝石からなるウェールライトおよび斑れい岩がみられ、マグマ溜まり底部の沈積岩と見なされている。図2 (a) は通常のオフィオライトで見られる沈積岩とかんらん岩の関係の模式図である。沈積岩であるウェールライトとマントルかんらん岩の境界を岩石学的モホ面というが、通常のオフィオライトの場合岩石学的モホ面には分厚いダナイト層が存在する。

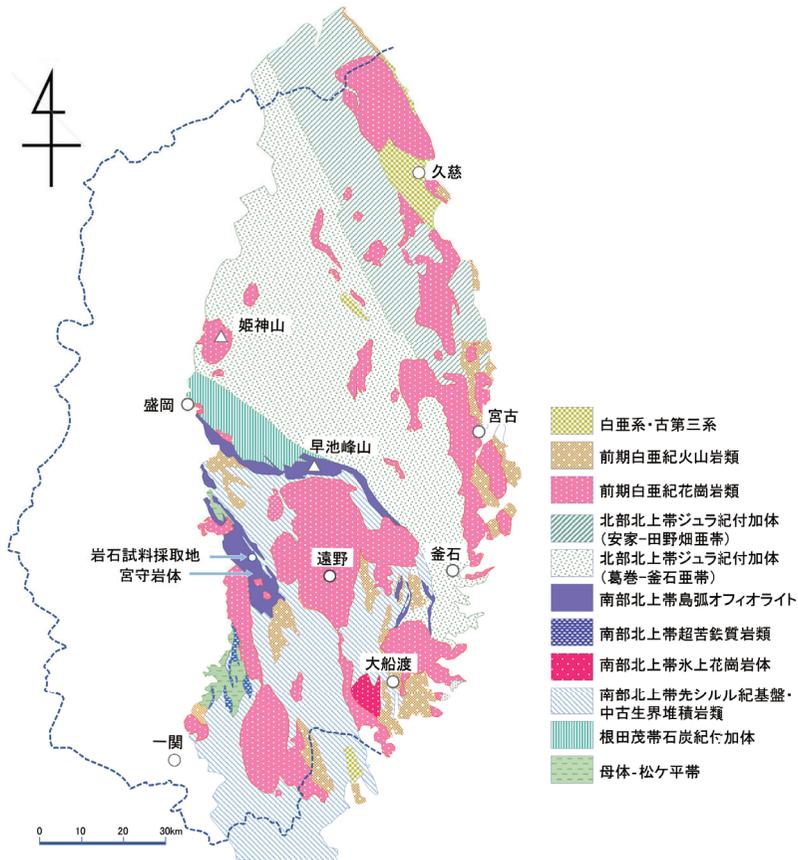


図1 北上山地の地質概略図

永広・越谷 (2012) の図を内野ら (2008) 及び20万分の1日本シームレス地質図V2(産総研地質調査総合センター) に準拠し改変

多くのオフィオライトで成り立つこの法則は、宮守岩体では成り立たない。図2 (b) は小澤により提案された宮守岩体のモデルである。まず、岩石学的モホ面に相当するウェー

ルライトとハルツバージャイトの境界付近では、ダナイト層が存在せず下位のハルツバージャイトのブロックが断片化して、ウェールライト中に取り込まれている (Ozawa, 1983)。さらにもう一つ特徴的なのが、同じ岩体のなかに部分融解程度が低い岩石 (レールゾライト) と高い岩石 (ハルツバージャイト) が存在する点である。図 2 (b) からわかるように、沈積岩であるウェールライトと接するマントルかんらん岩はハルツバージャイトであり、レールゾライトは接していない。このことは、ウェールライトを作り出した含水玄武岩質マグマがレールゾライト質のマントルかんらん岩に流入した際に、水や不適合元素がマントルに添加されることによりマントルの融解温度が低下し、フラックス融解を生じた結果レールゾライトが融解しメルトが抜けることでハルツバージャイトが形成されたという仮説と整合的である。

(a) 一般的なオフィオライトの構造

(b) 宮守オフィオライトの構造

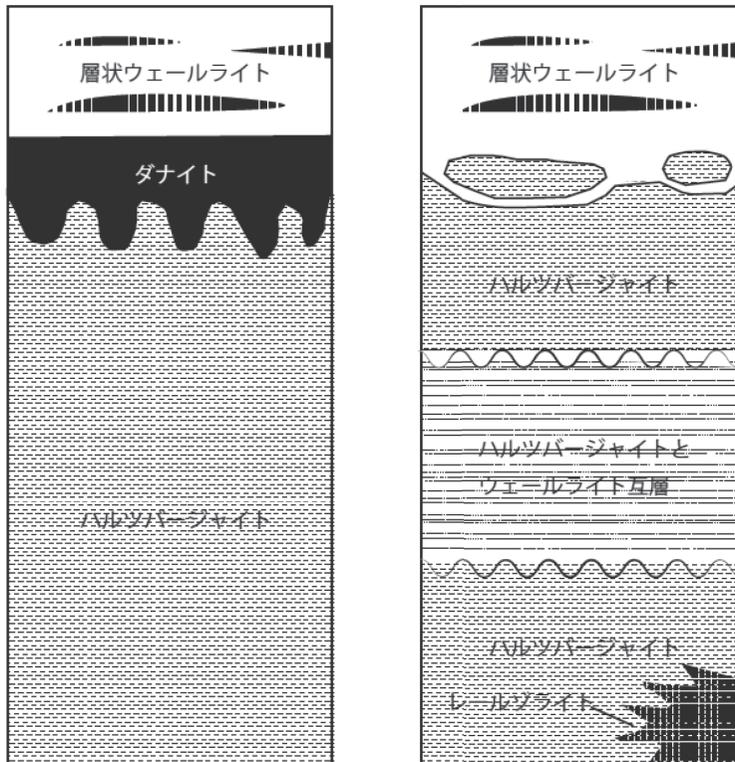


図 2 オフィオライトの下部に見られる沈積岩底部とマントルかんらん岩の層序構造

(a)一般的なオフィオライトでは、沈積岩底部のウェールライトとハルツバージャイトの境界 (岩石学的モホ面) には分厚いダナイト層が存在する。(b) 宮守オフィオライトの場合、岩石学的モホ面に相当する場所に分厚いダナイト層が発達せず、ハルツバージャイトの一部が断片化し、捕獲岩としてウェールライトに取り込まれている。またかんらん岩内部で顕著な層構造が発達した場所では、ウェールライトとハルツバージャイトが互層している。ウェールライトと接するマントルかんらん岩は必ずハルツバージャイトであり、レールゾライトはウェールライトに接しない。

小澤による宮守岩体の研究成果はおもに、火成岩岩石学的研究、冷却速度を含む岩体の熱史、同位体測定技術を用いた年代測定や岩石への元素付加・除去モデリングの3つに大

別される。その中で、岩体の熱史を扱う際の圧力推定については、スピネルかんらん岩相（15-50km深度相当）と見積もりに広がりがあり、通常の海洋マントル相当の深度（15-20 km）なのか、それとも島弧マントルのように大陸地殻下のマントル（30-40 km）なのか明らかにされていない。

そこで、本研究では宮守岩体の形成史については小澤による一連の研究を参照しながら、及川卒論の薄片試料とそのスケッチを用いることで、市民や学生向けの野外巡検試料として活かす方法を模索したい。さらに、及川薄片に見られるこれまであまり着目されていない岩石学的特徴に着目し、それらを用いることで宮守岩体の形成深度を制約する可能性について議論したい。

第2章 本研究の主な結果・成果

2-1 研究方法

主な結果・成果について述べる前に、研究方法の概略を記す。岩石試料の採取（1-1）および鉱物モード分析（1-2）は及川卒論で行われた研究成果を編集した。

2-1-1 岩石試料の採取

及川卒論の試料採取地は岩手県遠野市宮守西方の平山、鑄物、立沢、岩根橋付近で、東西約4 km、南北約4 kmのエリア内であり、この地域から75試料が採集された（図3）。この一帯は、5万分の1地質図幅「大迫」（産業技術総合研究所地質調査総合センター）によれば、「橄欖岩ないし蛇紋岩・異剥岩」が広く分布し、「斑糲岩ないし閃緑岩」が島状になって点在する。この島状の「斑糲岩ないし閃緑岩」内には、スポット的に「角閃岩」が分布する。

2-1-2 鉱物モード分析（及川卒論のデータを再編集）

1982～1983年にかけて採取した岩石試料から、1岩石試料につき1枚の薄片試料が作成された（計75試料）。層状構造を示す岩石試料については、できるだけ均質で全体を代表する部分を選んで薄片が作成されている。各薄片について偏光顕微鏡下での組織観察と構成鉱物の体積比の測定が行われた。鉱物体積比は、具体的には偏光顕微鏡にポイント・カウンター微動装置を取り付けて、縦・横0.05mmの間隔で移動させて相当する位置の鉱物を同定し、種類別に集計して求められた。測定は薄片1枚につき1500ポイントをめどに行われた。

鉱物組成に基づく岩石の分類は、国際地質科学連合の提示する分類に準拠した。

2-1-3 偏光顕微鏡および電子顕微鏡観察

及川卒論の薄片を偏光顕微鏡で見直した。その結果、当該地域で普遍的に見られる角閃岩や接触変成作用を被ったかんらん岩に見られる特徴的な組織を確認した。さらに先行研究では看過されてきた組織や鉱物を見いだした。それらの中に、直方輝石を置換するバスタイト中にスピネルが規則配列する組織がある。バスタイトとは鉱物名ではなく、直方輝石を置換する微細鉱物集合体の呼称のことだ。通常バスタイトの構成鉱物は蛇紋石やタルクだが、研究試料のバスタイトは透閃石であった。鉱物同定のために、岩手大学電子顕微鏡室に設置されているFE-SEM（電界放大型 走査型電子顕微鏡）：JSM-7001Fを用いた微細組織観察と鉱物化学組成の分析を行った。この装置には、オックスフォード社製のエネルギー分散型（EDS）の元素検出器が取り付けられている。分析条件は、加速電圧

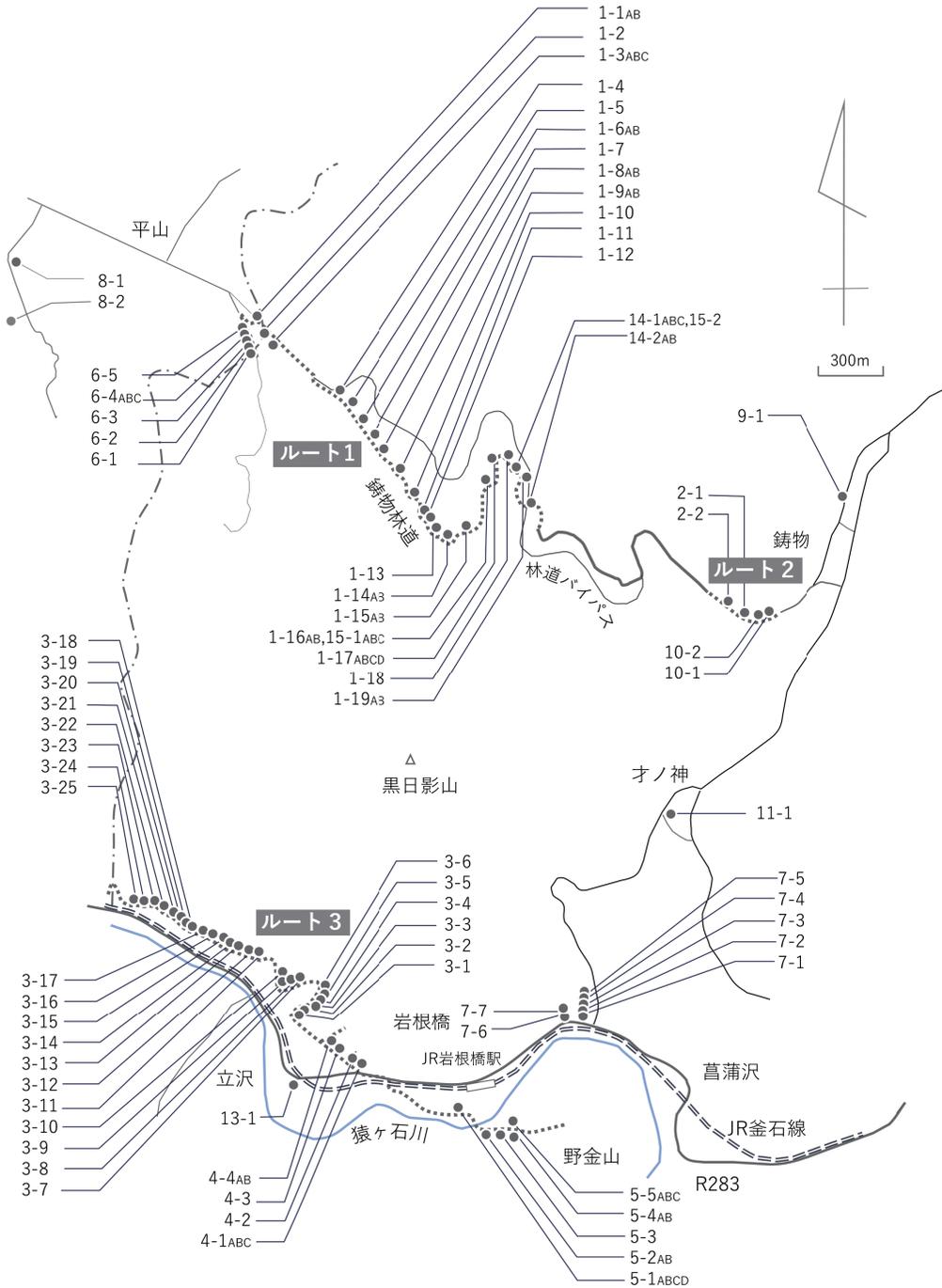


図3 及川卒論における岩石試料採取の地点

地図は地理院地図（電子国土地図Web <https://maps.gsi.go.jp/>）に基づき作成

15 kV、分析点当たりの計測時間は100秒、ワーキングディスタンス10 mmを用いた。

2-2 主な研究結果

図2に見られるように、宮守岩体は他のオフィオライトと比較して岩相変化に富む。沈積岩とマントルかんらん岩の関係を観察することができる五輪峠露頭、ハルツバージャイト内部の顕著な層構造が見られる小友川露頭など科学的重要性が高い露頭はあるが、それらは非専門家を対象とした野外巡検のメインテーマとするには専門的すぎる。本研究で紹介する鑄物林道は、多様な岩石（斑れい岩、角閃岩、輝岩、ハルツバージャイト、堆積岩など）が見られ、かつ露出状況が極めてよい。そのため、岩石に詳しくない教員志望者を対象にした野外巡検候補地となりうると考えた。そうした目論みのもと、及川卒論による露頭踏査と薄片観察を整理し、巡検案内向け基礎資料として再編集を試みた。

もう一つの研究成果は、鑄物林道の角閃石斑れい岩とダナイトから見いだした岩体の圧力指標となりうる鉱物科学的証拠である。これにより、これまでスピネルかんらん岩相当深度（約15-50 km）であった深度見積もりを絞り込める可能性を示唆したい。

以下ではそれぞれの研究成果について、（1）及川卒論データからわかる宮守岩体、特に鑄物林道付近における岩相変化の特徴と、（2）新規鉱物化学組成データに基づく宮守岩体の形成圧力見積もりの可能性の2つにわけて著述する。詳しい議論は、第3章で行う。

2-2-1 及川卒論データからわかる宮守岩体、特に鑄物林道付近における岩相変化の特徴

（1）露頭の観察

すでに宮守岩体は他のオフィオライトに比べて多様な火成岩が見られることを述べた。関（1952）は宮守岩体の岩石系を単元Ⅰ、Ⅱ、Ⅲに分類した。それによれば、Ⅰがかんらん岩、Ⅱがマフィックな深成岩類、Ⅲが岩体上昇期に層構造を切って貫入した火山岩類である。

かんらん岩は、調査エリアにおいて、鑄物集落付近、鑄物林道（写真1）、オノ神付近及び岩根橋付近で確認された。全体的に蛇紋石化しているが、内部は新鮮なものとみられる。部分的に層状構造を示すところがあり、層理面に沿って割れ目が生じている（図4-A）。かんらん岩の層構造は、ほぼかんらん石のみで構成されるダナイトと輝石を含んだハルツバージャイトの互層である。鑄物林道東部では、かんらん岩と古生層の不整合面が露頭に表出している（図4-B）。

斑れい岩・角閃石岩類は、かんらん岩に比べると分布は小規模で、鑄物林道中部、平山付近、岩根橋付近で確認された。鑄物林道では風化が進んでいるが、他は比較的新鮮である。角閃石に富む層と斜長石に富

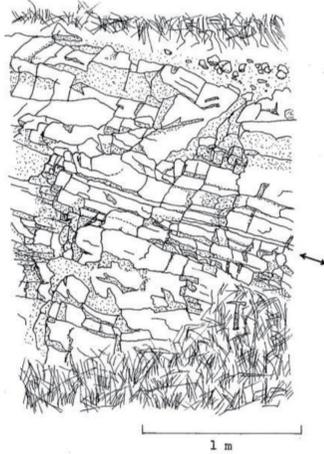


写真1 鑄物林道における蛇紋石化した露頭写真
撮影：2023年11月（採取地点：1-4付近）

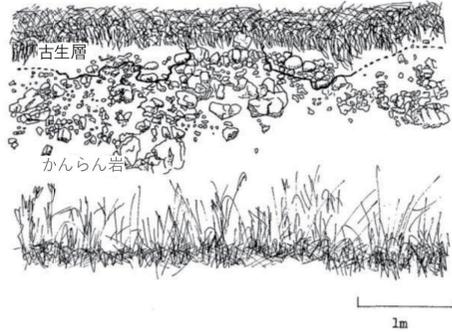
表面は風化物でおおわれているが、内部は比較的新鮮なかんらん岩。層理面以外にも様々な割れ目が発達している。

む層が繰り返す層状構造を示す(図4-C)。

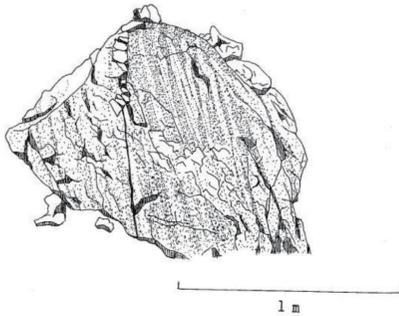
その他、ドレライト(細粒はんれい岩)が岩根橋付近で確認された。緑色を呈し、中粒であり、層状構造は観察されない。岩根橋付近では、ドレライトとかんらん岩の間に輝石角閃石岩が発達した露頭が見られた(図4-D)



A (採取地点: 1-8B)
輝石の量比の違いによる層状構造に沿って割れ目が生じているかんらん岩



B (採取地点: 2-1)
かんらん岩と古生層の不整合



C (採取地点: 1-3B)
角閃石の量比の違いによる層状構造を示す角閃石斑れい岩



D (採取地点: 3-9)
3つの岩石が連続して見られる露頭

図4 露頭のスケッチ

(2) 鉱物モード分析

測定した岩石試料について、かんらん石 (Ol)、輝石 (Px)、角閃石 (Amp) を頂点とする

地学教室における卒業研究の再評価と教育への再利用（その巻）

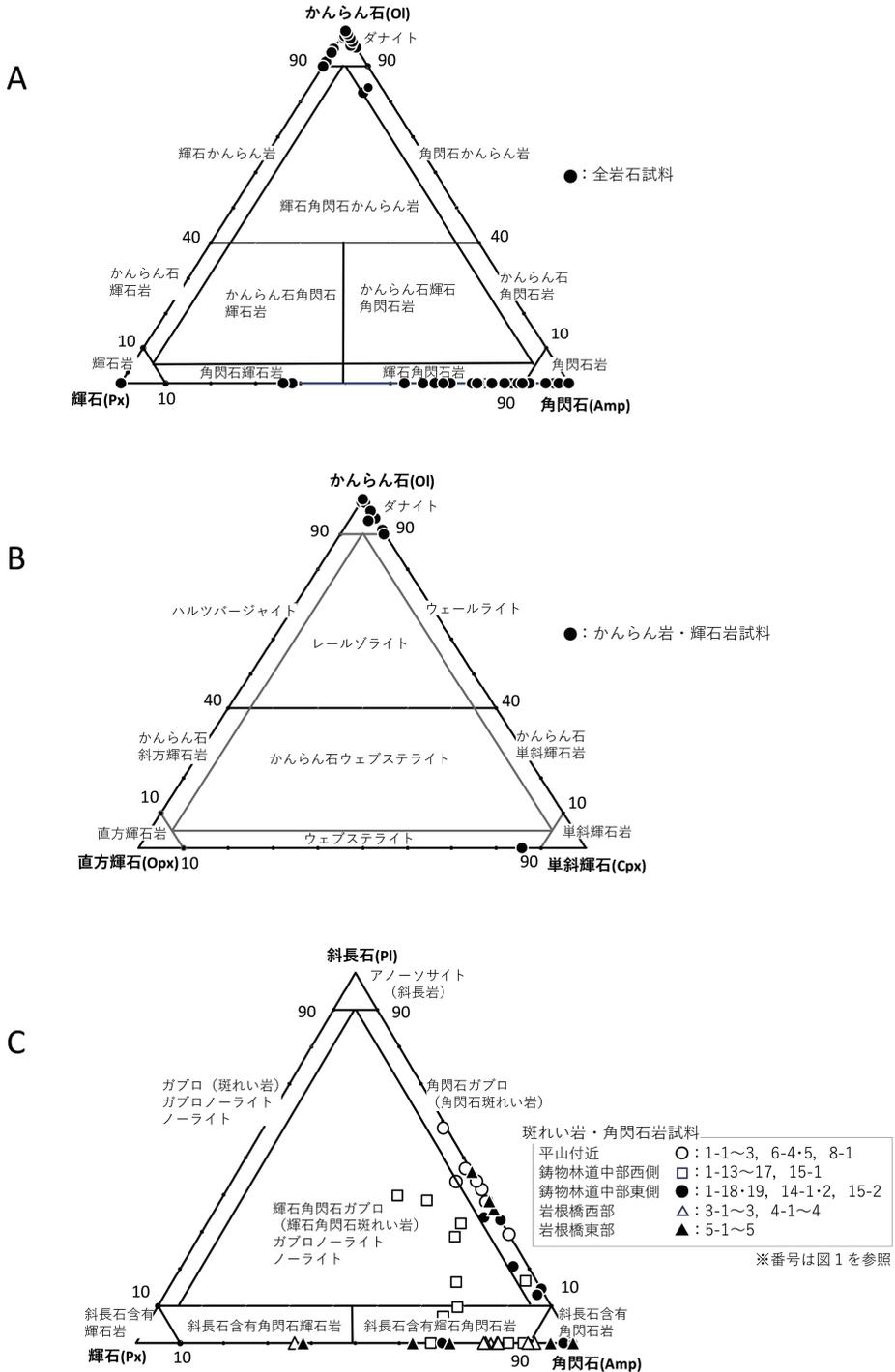


図5 三角ダイアグラム
 山崎 (2013) の記載に基づき表示

三角ダイアグラム (Ol-Px-Amp) にプロットした (図5-A)。同図上で、試料は3つの岩系に大別される。一つ目の岩系はかんらん石の比率が90%以上のかんらん岩～角閃石かんらん岩である。二つ目は、Ol-Px-Amp三角図上では輝石のみからなる輝石岩、三つ目の岩系はかんらん石を全く、もしくはほとんど含まない角閃石岩類である。

それぞれの岩系の鉱物組成をさらに詳しくみるために、かんらん岩と輝石岩について、かんらん石、直方輝石 (Opx)、単斜輝石 (Cpx) を頂点とする Ol-Opx-Cpx 三角ダイアグラム (図5-B) に、角閃石岩類については、斜長石 (Pl)、輝石 (Px)、角閃石 (Amp) を頂点とする Pl-Px-Amp 三角ダイアグラム (図5-C) にプロットした。Cの三角ダイアグラムでは、岩石を採取地点毎に5グループに分けて図示した。

角閃石を無視すると、かんらん岩類はほとんどがダナイトであり、採取地点による組成の違いはあまり認められない (図5-B)。輝石岩は2種類の輝石を含んだウェブステライトに分類され、直方輝石に比べて単斜輝石がかなり多い。

三つ目の岩系の角閃石岩類は、Pl-Px-Amp三角ダイアグラム上で広く分布し (図5-C)、その分布状況から以下の3つのグループに大別することができる：一つ目は輝石が5%以下の角閃石斑れい岩であり、平山 (図5中○印)・鑄物林道中部の東側露頭 (●) に多く見られる。二つ目は斜長石・輝石を共に10%以上含んだ輝石角閃石斑れい岩であり、鑄物林道中部の西側露頭 (□) にのみ観察された。最後に三つ目のタイプは斜長石に乏しい輝石角閃石岩 (+少量の角閃石輝石岩) であり、岩根橋西部 (△)・岩根橋東部 (▲)・鑄物林道中部の東側露頭 (●) などに見られる。

(3) 調査エリアにおける岩石の分布

及川卒論において鉱物モード分析の結果に基づき作成したルートマップを図6に示す。同図から明らかなように、ダナイトが最も広く、且つ、まとまって分布している。斑れい岩・角閃石岩類の中では、角閃石斑れい岩の分布域が広く、ルート1の平山地域と鑄物林道中部地域、それにルート3の中ほどに出現する。輝石角閃石岩がこれに次いでおり、ルート1の鑄物林道中部地域とルート3の岩根橋地域に分布する。

ルート1の鑄物林道中部地域では、直線距離にして約500mの範囲内に、多様な斑れい岩・角閃石岩類が分布する。列記すると、輝石角閃石岩、輝石角閃石斑れい岩、角閃石斑れい岩、角閃石岩で、この範囲内にどの岩石も2か所以上の露頭が認められる。小澤ほか (2013) によると『岩相変化は、かんらん岩との境界部から最も離れた場所に斜長石の多い角閃石斑れい岩が見られ、かんらん岩との境界が近づくにつれて斜長石の少ない角閃石斑れい岩→角閃石岩の順に変わり、かんらん岩との接触部では、輝石角閃石岩になっている場合が多い』という主張と概ね整合的である。一方で、ルート1やルート3の一部には角閃石斑れい岩がかんらん岩に直接接しているような場所がある。最後に及川卒論により記載されたマイナーな岩相として角閃石かんらん岩、角閃石輝石岩、ドレライトがルート3に分布する。

この岩相分布図は、この地域で野外巡検を行う際に非常に有用だが、40数年前の情報なので露頭状況も大きく変化している。とりわけ、ルート3の岩根橋付近では崩れやすい蛇紋岩の岩壁がコンクリートで補強されており、露頭観察は困難な状況になっている。

(4) 宮守岩体に見られる主要岩石の岩石組織

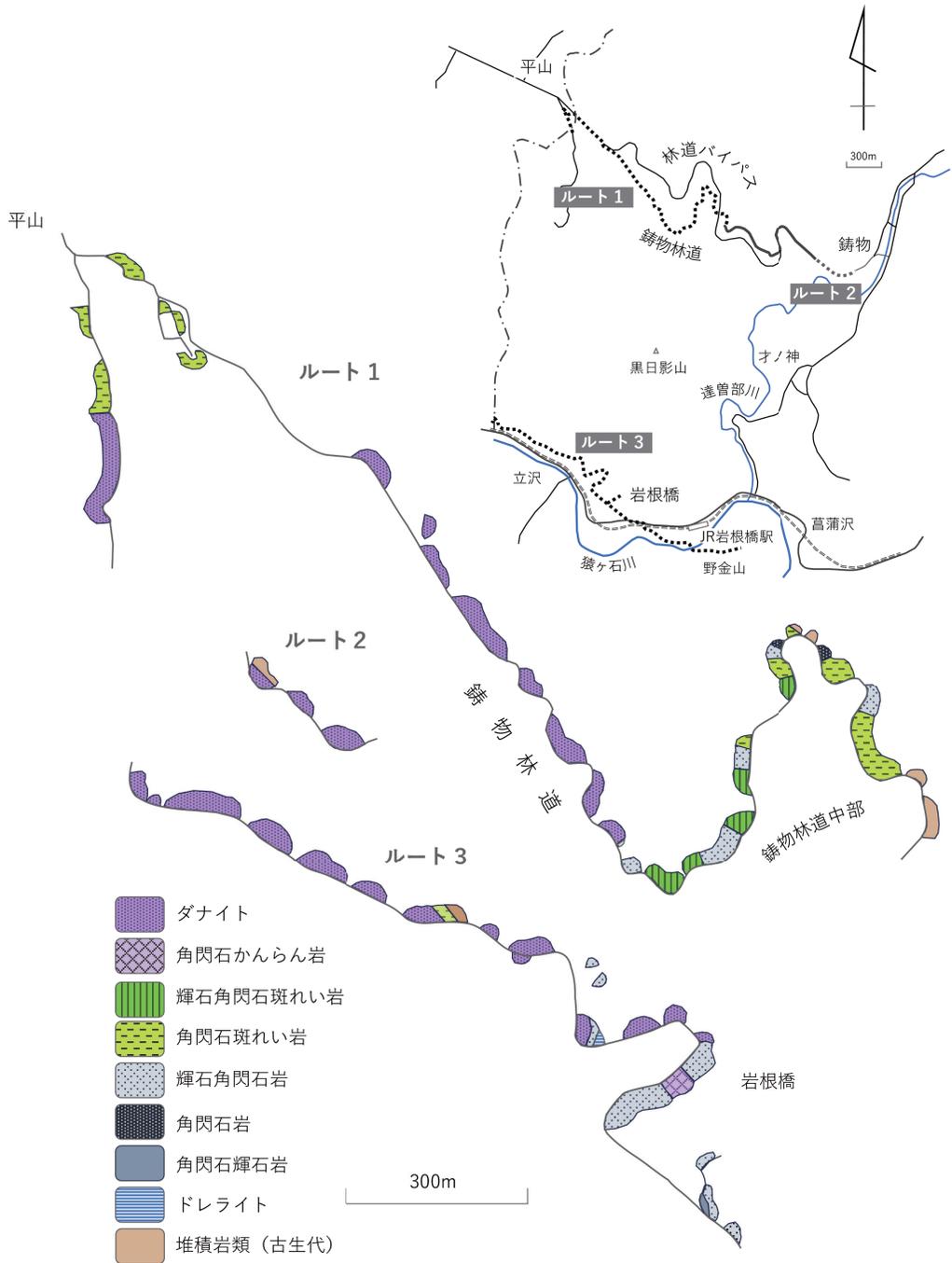


図6 及川卒論におけるルートマップ

多くのオフィオライトは海洋地殻の断片なので、放射性元素であるカリウムや他の不適合元素に乏しい。一方で宮守岩体のかんらん岩には角閃石、金雲母、燐灰石など通常の海洋下マントルには見られない鉱物が普遍的に見られる。このことから、宮守オフィオライトは通常の海洋下マントルではなく、島弧地殻もしくは大陸縁下の上部マントルだと見なされている。宮守オフィオライトと通常の海洋地殻断片との違いを認識するためには、偏光顕微鏡観察による鉱物同定が必要不可欠である。ここでは、宮守岩体に見られる主要な岩石の特徴を概説する（各岩石に見られる主要な構成鉱物は表1にまとめた）。以下に、観察結果を概説する。

表1 主な岩石で観察された鉱物

岩相区分	岩石名	主成分鉱物	副成分鉱物	二次的鉱物
I	ダナイト	かんらん石、角閃石1、 単斜輝石、直方輝石	クロムスピネル	蛇紋石、角閃石2、磁鉄鉱、 炭酸塩鉱物、滑石、緑泥石
I	角閃石かんらん岩	かんらん石、角閃石、 単斜輝石	クロムスピネル	蛇紋石、磁鉄鉱、炭酸塩鉱物、 滑石、緑泥石
I	ウェブステライト	単斜輝石、直方輝石	クロムスピネル	緑泥石、緑簾石2、磁鉄鉱
II	角閃石斑れい岩	角閃石、斜長石、単斜輝石、 直方輝石、緑簾石1	磁鉄鉱、ジルコン、 イルメナイト、チタン石	緑簾石2、緑泥石、ブドウ石
II	輝石角閃石斑れい岩	角閃石、斜長石、単斜輝石、 直方輝石、緑簾石1	磁鉄鉱、ジルコン	緑簾石2、緑泥石、ブドウ石
II	角閃石岩	角閃石、単斜輝石、直方輝石	磁鉄鉱、ジルコン、 イルメナイト、チタン石	緑泥石
II	輝石角閃石岩	角閃石、斜長石、単斜輝石、 直方輝石、緑簾石1	磁鉄鉱、ジルコン	緑簾石2、緑泥石、ブドウ石
II	角閃石輝石岩	単斜輝石、直方輝石、角閃石、 斜長石	磁鉄鉱、ジルコン	緑泥石、滑石、赤鉄鉱
III	ドレライト	斜長石、単斜輝石、角閃石	磁鉄鉱	緑泥石

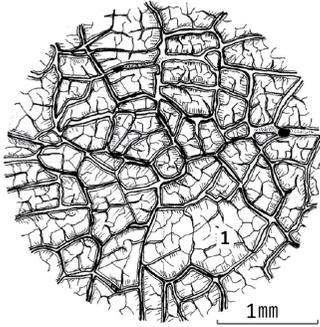
注1) I：マントルかんらん岩、II：マフィックな深成岩、III：岩体上昇期に貫入した火山岩

注2) 緑簾石1：ポイキリティックな斜長石に包有される自形結晶、

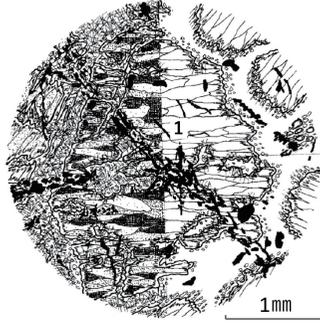
緑簾石2：ソーシユライト化に伴う2次結晶

① ダナイトおよび角閃石かんらん岩

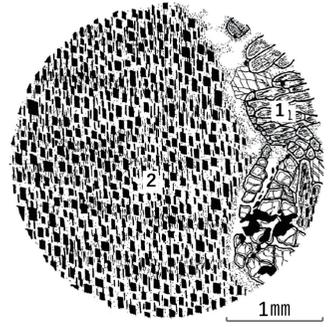
数mm径の粗粒なかんらん石で構成され、等粒状組織を示す(図7-A、写真2-A)。初生鉱物としては、粗粒で自形性のよい角閃石(表1の角閃石1)が見られる。角閃石はオープンニコルで淡緑色または無色を呈し、他の鉱物を置換していないため初生的なマントル鉱物だと考えられる。一方、地殻で形成された組織として、劈開が著しく発達した2次かんらん石も同一薄片内に散見され、クロスニコルで観察するとモザイク状に消光する(図7-B、写真2-B)。オープンニコルで観察すると、2次かんらん石内部には磁鉄鉱が包有されている。このような組織は、接触変成作用を受けた蛇紋岩に特徴的に見られる組織である。宮守岩体は1度地表付近で蛇紋岩化したあと、白亜紀に貫入した花崗岩により接触変成作用を被り、2次的なかんらん石が形成されたのだろう。最後に、ダナイト中の直方輝石は分解していることが多く、微細な結晶集合体(以下、バスタイトと呼ぶ)へと変化している。後述するように、バスタイトの主成分は2次的な角閃石(表1の角閃石2)である。バスタイト中にはほぼ同一サイズの平行四辺形状のクロマイトが無数に存在し、



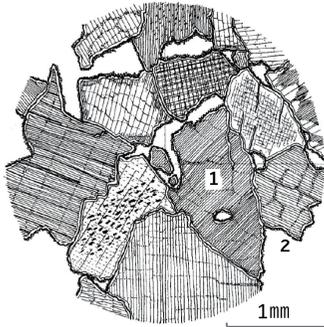
A
ダナイト (1-9B 採取地、以下同)
1 : かんらん石
Open polar



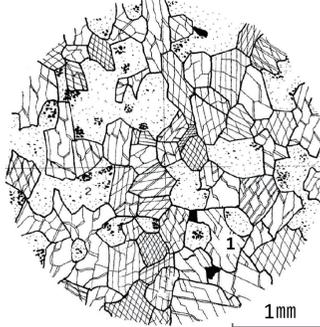
B
ダナイト (3-15)
1 : かんらん石 (劈開の発達した
2次かんらん石)
右 : Open polar 左 : Cross polar



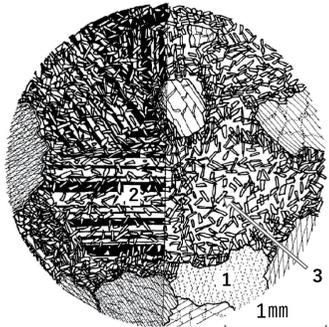
C
ダナイト (1-10)
1 : かんらん石
2 : 透閃石
Open polar



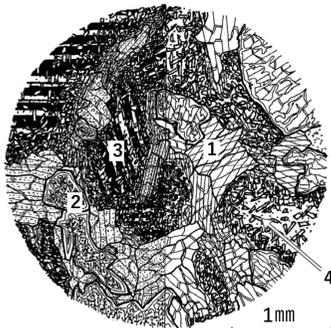
D
ウェブステライト (4-1A)
1 : 単斜輝石
2 : 緑泥石
Open polar



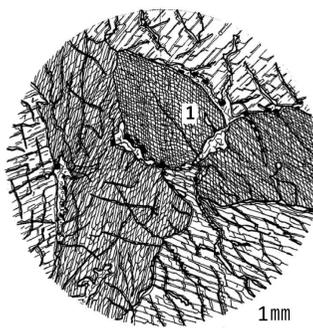
E
角閃石斑れい岩 (6-5)
1 : 角閃石
2 : 斜長石
Open polar



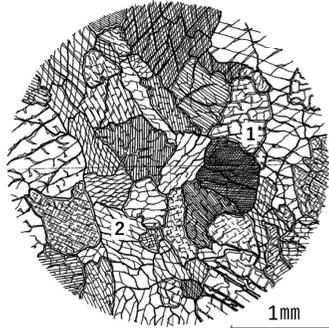
F
角閃石斑れい岩 (1-2)
1 : 角閃石 2 : 斜長石
3 : 緑簾石 (長柱状の微結晶)
右 : Open polar 左 : Cross polar



G
輝石角閃石斑れい岩 (1-15B)
1 : 角閃石、2 : 単斜輝石
3 : 斜長石、4 : 緑簾石 (長柱状の微結晶)
右 : Open polar 左 : Cross polar

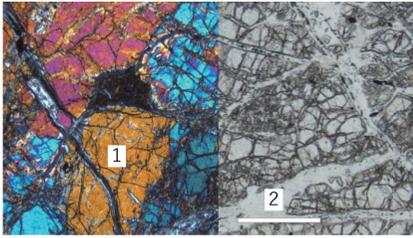


H
角閃石岩 (1-17D)
1 : 角閃石
Open polar

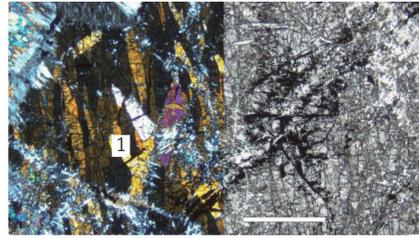


I
角閃石輝岩 (4-4B)
1 : 単斜輝石
2 : 角閃石
Open polar

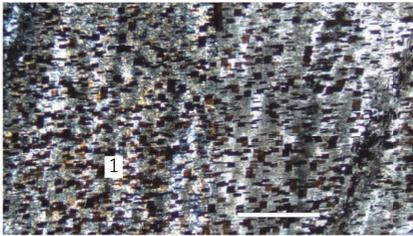
図7 岩石薄片の偏光顕微鏡下のスケッチ
採取地の記号は図1を参照



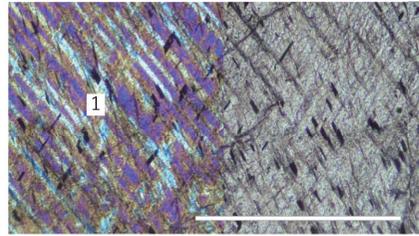
A 等粒状組織のダナイト (採取地: 1-9B、以下同)
1: かんらん石 2: 蛇紋石



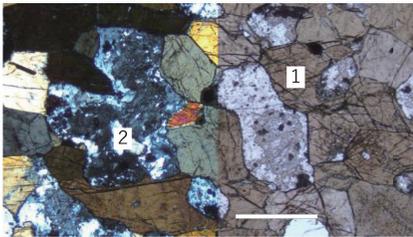
B 接触変成作用による2次的に形成された棒状かんらん石が顕著なダナイト (3-15) 2次のかんらん石は磁鉄鉱を含む
1: かんらん石



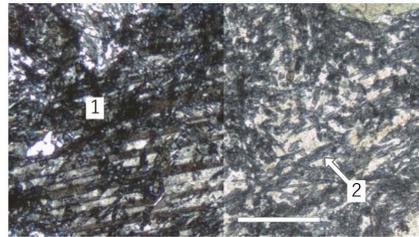
C ダナイト (1-10)
1: バスタイト (直方輝石の分解物≒仮像) 透閃石中に規則的にみられる平行四辺形様の鉱物はクロマイト



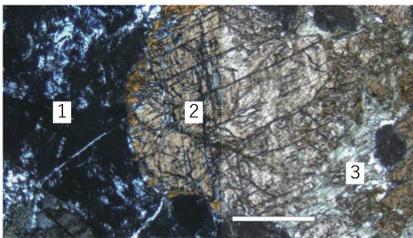
D ウェブステライト (4-1A)
1: 単斜輝石



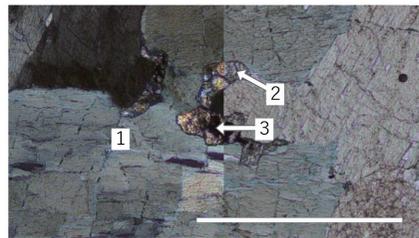
E 角閃石斑れい岩 (6-5)
1: 角閃石 2: 斜長石



F 角閃石斑れい岩 (1-2)
1: 斜長石 2: 緑簾石 (高屈折率)

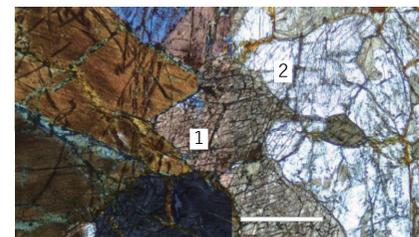


G 輝石角閃石斑れい岩 (1-15B)
1: 斜長石 2: 角閃石 3: 単斜輝石



H 角閃石岩 (1-17D)
1: 角閃石 2: イルメナイト 3: チタン石

写真2 岩石薄片の偏光顕微鏡写真
(撮影: 2023.12)
A~Iは図7のA~Iに対応
写真右側: open polar 左側: cross polar
Scale bar: 0.5mm



I 角閃石輝石岩 (4-4B)
1: 角閃石 2: 単斜輝石

規則的な配列組織を示す（図7-C、写真2-C）。ダナイトの中でも、角閃石のモードが10%を超える岩型が角閃石かんらん岩であり、両者は顕微鏡下の観察により区別される。

② ウェブステライト

ダナイト中の比較的大きな輝石の層より採取したもので、単斜輝石のほうが直方輝石よりはるかに多い。輝石の結晶は、数mmの粗粒結晶からなる等粒状組織を呈し、輝石は劈開沿いに変質しているためオープンニコルでみると黒っぽくみえる（図7-D、写真2-D）。また結晶間は緑泥石のような二次的な細粒鉱物で埋められている。

③ 角閃石斑れい岩

斜長石は自形結晶に近く、その粒間を埋めるように単斜輝石が存在している。両者は等粒状組織（図7-E、写真2-E）またはオフィティック組織（図7-F、写真2-F）を呈する。そのため、マグマから先に斜長石が析出し、その後単斜輝石が結晶化したことが示唆される。斜長石の一部はソーシユール石化していて、二次鉱物の集合体となっている（図7-E、写真2-E）。そうした部分には二次的な緑簾石が観察される（表1の緑簾石2）。一方でクロスニコルでは残っている斜長石の双晶が観察できる（図7-F、写真2-F）。このような新鮮な斜長石内部には長柱状の緑簾石の自形結晶が包有されている（図7-F、写真2-F）。同一箇所の顕微鏡写真に比べて、及川卒論の刻銘なスケッチは緑簾石結晶が斜長石内部にランダムな自形結晶として存在していることを明瞭に示している。

④ 輝石角閃石斑れい岩

岩石学的特徴は角閃石斑れい岩とほぼ同じである。オフィティック組織を呈するため、斜長石が早期析出鉱物で単斜輝石がその後析出したことが示唆される。輝石は角閃石に囲まれているものが多い（図7-G、写真2-G）。斜長石はソーシユール石化し、二次的な緑簾石2が形成されている。一方で新鮮な斜長石内部には長柱状の初生緑簾石1が包有されている（図7-G、写真2-G）。

⑤ 角閃石岩および角閃石輝石岩

角閃石岩は数mm～cmサイズの粗粒な角閃石からなり、ほぼ等粒状組織を呈する（図7-H、写真2-H）。結晶間や割れ目に沿って変質しているものもみられる。副成分鉱物としてイルメナイトが見られ、周囲がチタン石に置換されている（写真2-H）。角閃石輝石岩も等粒状組織で、輝石・角閃石ともに1mm程度の結晶サイズである。輝石と角閃石は複数の結晶が集合して存在することが多い（図7-I、写真2-I）。

⑥ ドレライト

オフィティック組織であるが、二次的鉱物の多いものでは、不明瞭である。斜長石は長柱状結晶であり、輝石は角閃石の中にあるものが多い。

2-2-2 新規鉱物化学組成データに基づく宮守岩体の形成圧力見積もりの可能性

本研究では、ダナイト中に見られる特徴的なバスタイト組織（図7-C、写真2-C）の構成鉱物を特定するために電子顕微鏡を用いた微細組織観察と局所化学分析をおこなった。まずバスタイト組織の反射電子線像を写真3に示す。バスタイトの大部分は透閃石（Tm）で構成されており、（元の直方輝石の）劈開に沿ってクロマイト（Cmt）と少量のクロムスピネル（Al-Cr Spl）が配列している。また透角閃石の劈開に沿って少量のパーガス閃石（Prg）の劈開が見られるが、これは同地域のかんらん岩基質部に見られる角閃石の組成

とほぼ一致する。トレモライトは劈開に沿って蛇紋石 (Srp) と透輝石 (Di) へ置換されている。

組成分析結果から、バスタイトを構成する透閃石は著しくアルミニウムに乏しい含ナトリウム透閃石であった (表2) : $\text{Na}_{0.4-0.5}\text{Ca}_{1.4-1.8}(\text{Mg}_{5.2-5.6}\text{Fe}_{0.1}\text{Si}_{7.6-7.7}\text{Al}_{0.12-0.24}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ 。一方で透閃石中にラメラとして見られるパーガス閃石の化学組成は以下のようなになる (表2) : $\text{Na}_{0.7-1.1}\text{Ca}_{1.6-1.8}(\text{Mg}_{4.1-4.9}\text{Fe}_{0.3-0.4}\text{Si}_{6.4-6.7}\text{Al}_{1.3-2.1}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ 。図8は角閃石の化学組成を比較

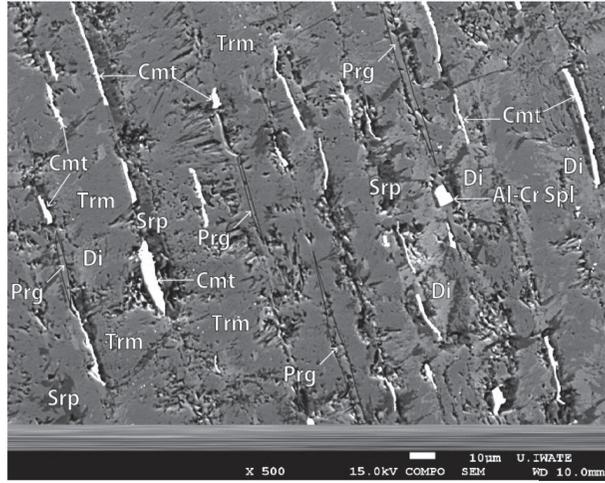


写真3 ダナイト試料 (試料番号1-10) 中に見られるバスタイト組織の反射電子顕微鏡画像
大部分が灰色の透閃石(Trm)で構成されている。透閃石中にはクロマイト(Cmt)とクロムスピネル (Al-Cr Spl) が包有されている。また劈開にそって少量のパーガス閃石(Prg)のラメラが見られる。透閃石は劈開沿いに蛇紋石化され、蛇紋石(Srp)と透輝石(Di)への置換が見られる。

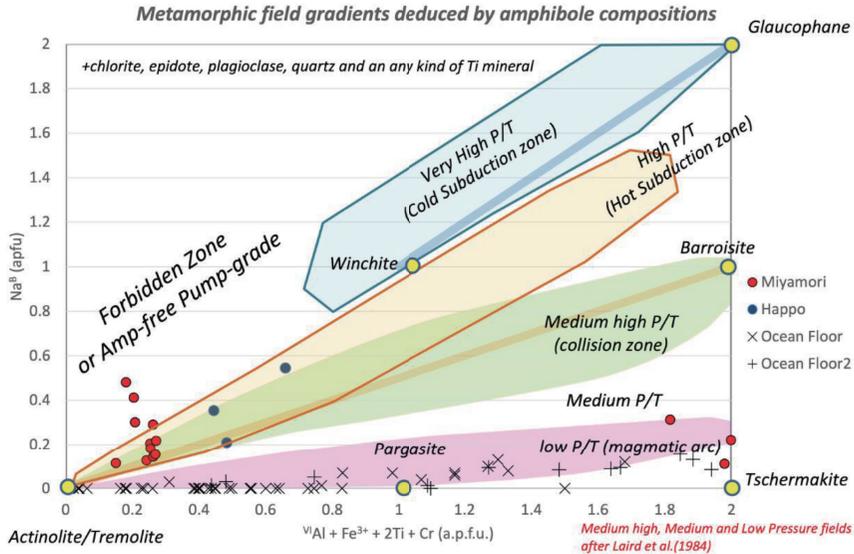


図8 角閃石 ($\text{AB}_2\text{C}_5\text{T}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) の化学組成を、横軸がC席 $\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ 、縦軸がB席のナトリウムで表したプロット

Laird ほか (1984) は角閃石の化学組成は形成された地温勾配 ($\approx P/T$) と相関し、横軸が一定なら圧力増加に伴ってB席中のナトリウムが増加するとした。図に示したフィールドはLaird らが示した経験的なもので、B席のナトリウムが乏しいと角閃石は島弧地殻中に見られ、中程度だと衝突帯の岩石に見られる。さらにB席ナトリウムが高い角閃石は、沈み込みプレート由来の岩石に見られる。ダナイト試料 (試料番号1-10) 中に見られる透閃石の化学組成はB席ナトリウムに富み、マントルウェッジにおける高圧変成作用で形成されたHappoかんらん岩の角閃石 (Arai et al., 2019) に類似している。一方で、透閃石中のパーガス閃石ラメラは宮守岩体で普遍的に見られる含カリウムパーガス閃石の化学組成とほぼ一致する (含カリウムパーガス閃石のデータはOzawa, 1988)。比較のために、中央海嶺における海洋底変成作用で生じた角閃石の化学組成を示した (×はIshizuka, 1985; +はBerger et al., 2005)。本研究で見られた含ナトリウム透閃石は海洋底変成作用のトレンドとは明瞭に区別されることが分かる。

するダイアグラムであり、角閃石の化学式を $AB_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$ と表したときC席を占有する $Al+Fe^{3+}+2Ti+Cr$ を横軸、B席を占めるNaイオン数を縦軸に取った図である。パーガス閃石ラメラの化学組成は先行研究で報告されているからん岩基質部の角閃石の化学組成と比較的よく一致する。

第3章 議論

最初に述べたように、本研究は（1）及川卒論データに基づき宮守岩体の主要な岩相とその変化の特徴を纏めること、および（2）新規鉱物化学組成データに基づく宮守岩体の形成圧力見積もりの可能性を追求することであった。以下、2つに分けて議論していく。

3-1 及川卒論データに基づく宮守岩体の主要な岩相変化と新たな問題提起

宮守オフィオライトが通常のオフィオライトと最も異なる点は、多様な含水鉱物（金雲母、角閃石、および燐灰石）が普遍的に見られる点にある（例えばOzawa, 1988）。そのため、宮守オフィオライトは水やアルカリ元素が外部から供給されるような場所で形成されたと考えられた。そのような場として最もあり得るのは、沈み込みプレートの上に存在する島弧下マントル（もしくはマントルウェッジ）である。この文脈のなかで、鑄物林道に見られる角閃石を多量に含むマフィックな深成岩類は島弧地殻の形成プロセスを研究する重要な野外調査地だといえる。

我々が住む日本列島などの島弧地殻の平均化学組成は安山岩質だが、それを形成するものとなったマグマはマントルウェッジが融解して形成される含水玄武岩マグマである。この材料と製品の間に見られる化学組成の差を説明するために、数多くのモデルが提案されてきた。角閃石分別モデルはその仮説の一つであり、含水玄武岩質マグマから初期に結晶化した角閃石が分離することで、残液が安山岩質～花崗岩質マグマへ進化するというものだ（例えばDessimoz et al., 2012）。このモデルによると、島弧地殻下部～上部マントルには角閃石に富むマフィックな深成岩が大量に形成されなければならない。

宮守オフィオライトに見られるマフィックな深成岩はこの仮説で想定されている角閃石に富む下部地殻に似ている。そうした文脈からこの地域を研究しなおす余地は十分にある

表 2. 鑄物林道ダナイト試料に見られる角閃石の化学組成

鉱物	透閃石	パーガス閃石
SiO ₂	56.47	45.53
TiO ₂	0.00	0.13
Al ₂ O ₃	0.78	12.40
Cr ₂ O ₃	0.22	1.61
FeO*	0.96	2.83
MnO	0.22	0.06
MgO	25.68	20.54
CaO	11.94	10.74
Na ₂ O	1.44	3.88
K ₂ O	0.09	0.15
NiO		
F		
Cl		
H ₂ O	2.19	2.13
O=F, Cl	0.00	0.00
Total	100.00	100.00
Si	7.72	6.38
Ti	0.00	0.01
Al	0.13	2.05
Cr	0.02	0.18
Fe ³⁺	0.05	0.17
Fe ²⁺	0.05	0.16
Mn	0.03	0.01
Mg	5.23	4.29
Ca	1.75	1.61
Na	0.38	1.06
K	0.02	0.03
Ni	0.00	0.00
F	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00
OH	2.00	2.00
Sum	15.38	15.95
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.99	0.96
^T Al (T-site)	0.13	1.62
Na + K (A-site)	0.23	0.86
Fe ²⁺ - ^T Al	0.01	0.26

ように思われる。及川卒論データに戻ると、マントルかんらん岩に貫入した斑れい岩・角閃石岩類が平山、鑄物林道中部、岩根橋付近に顕著に分布する。マフィックな岩石はおもに普通角閃石斑れい岩、単斜輝石普通角閃石斑れい岩、普通角閃石岩、単斜輝石普通角閃石岩という多様な深成岩が観察された。このような多様な岩相は一体どのようにして形成されたのだろうか？小澤ほか(2013)ではフィールド観察に基づいた仮説として、含水玄武岩質マグマと母岩のかんらん岩との化学反応により斜長石が消費されるために多様なマフィック深成岩が形成されたと考えられている(小澤ら2013)。一方で、Dessimoz et al. (2012)は米国ワシントン州のChelan岩体に見られる島弧深部由来のマフィック深成岩を研究し、マグマ溜まりにおける結晶分化作用のみで多様な岩相が生み出されることを示した。それによれば、マグマだまり底部から上に向かってウェブステライト→角閃石輝石岩→角閃石岩→角閃石斑れい岩→ドレライト→トータル岩の順に結晶分化作用が進み、岩石が形成されるという。両者の説の違いは、かんらん岩との反応が岩相変化に寄与したか否かである。今後、この点について検討しなおすことで、島弧形成メカニズムという地球科学の大きなテーマを理解することに繋がると考えられる。

3-2 新規鉱物化学組成データに基づく宮守岩体の形成圧力見積もりの可能性

オフィオライト岩体の基底を構成するマントルかんらん岩は通常スピネルかんらん岩であり、形成深度を決定するのに使用することができる地質圧力計がない。そのため、正確な形成深度を推定することは困難だった。宮守岩体でも同様の理由で形成深度の正確な見積もりは行われてこなかった。この課題の解決に繋がるかもしれない2つの岩石学的証拠を以下に示したい。

まず一つはダナイト中に見られるバスタイト組織を形成する含ナトリウム透閃石である。この透閃石の化学組成を図8にプロットしたところ、マントルウェッジ浅所における沈み込み変成作用で形成された長野県白馬村八方尾根地域のかんらん岩に見られる含ナトリウム透閃石の化学組成と類似することが判明した。八方尾根かんらん岩をとりまく周防変成岩の形成条件は350°C、深度20km相当と推定されているため、宮守岩体でも同様の形成深度だった可能性が示唆される。

さきにも述べたようにバスタイト中には(写真2-C)、茶褐色～暗色の鉱物が多数、散在していることが認められる。この鉱物はクロマイトで、いずれも概ね平行四辺形様の形状で、長辺は劈開に沿うか、あるいは劈開に平行して並存している。また、全体を眺めると、この鉱物の局在性はみられず、比較的濃淡なく分布している。写真中のクロマイトをランダムに50点選び、その長辺と高さを調べた結果を図9に示す。長辺は平均値が0.044mmで分散が0.098と小さく、ほとんどが0.040～0.050mmの範囲にあるのに対し、高さは平均値が0.022mmで分散が2.00と大きく、見かけ上、個々の高さがかかなり違うことがわかる。クロマイトに鉄のⅢ価が多く含まれることから、この組織は直方輝石が酸化的环境下において分解した際にクロマイトと透閃石へ分解した際に形成されたことを示唆する。このような特徴ある組織は、他地域でも報告がなく形成にかかわった化学反応を調べることは今後の研究に値するだろう。一つの可能性として、宮守岩体がマントルウェッジにいた際に、カルシウムに富む酸化的な流体が(おそらく沈み込みプレート由来の)流入すれば、このような組織の形成に繋がるだろう。

もう一つの深度条件の見積もりは、鑄物林道に見られる角閃岩および斑れい岩に見られる緑簾石である。緑簾石は従来、斜長石のソーシュライト化に伴って形成された2次鉱物と見なされてきた。しかし、及川卒論のスケッチ（図7-F）に刻銘に表現されているように、ソーシュライト化を免れた新鮮な斜長石内部にも無数の緑簾石が内包されている。それらの緑簾石は自形結晶として見られ、結晶方位はランダムにみえる。これらの特徴は、緑簾石がマグマからの早期析出鉱物であり、その後析出した斜長石が緑簾石を取り込みながら成長したことを示唆する（典型的なポイキリティック組織）。

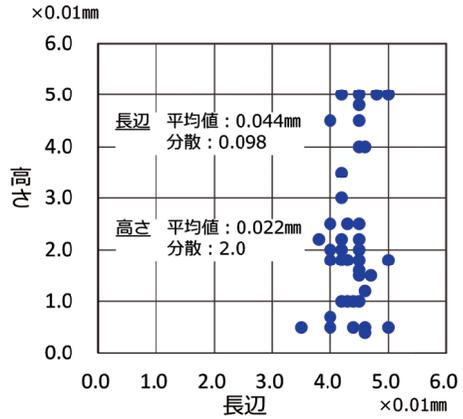


図9 ダナイト内輝石中に見られるクロマイトのサイズ分布
写真2-C中でランダムに選んだ50点のデータ

緑簾石は、長い間、斜長石の変質生成物とされてきたが、Schmidt & Poli (2004) によりマグマ由来鉱物としての存在が検証され、花崗閃緑岩、石英閃緑岩、モンゾ閃緑岩などにおいてその分布が認められている。また、Korinevskii (2008) は、ファッサイトと角閃石斑れい岩中にマグマ起源の緑簾石を確認している。上記のとおり、宮守岩体のマフィックな深成岩類ではマグマ起源と変質起源の緑簾石が混在している可能性がある。今後電子顕微鏡による微細組織観察と組成分析を行い、2種類の緑簾石を識別することができれば、宮守岩体における火成起源・緑簾石の存在を初めて証明することになるだろう。

Schmidt & Poli (2004) によると、トータル岩質マグマから析出する鉱物の結晶化順序は深度により以下のように変化する：

1GPa以上では、普通角閃石→緑簾石→斜長石→雲母→石英→カリ長石

1-0.8GPaでは、普通角閃石→斜長石→緑簾石→雲母→石英→カリ長石

鑄物林道の斑れい岩では緑簾石が斜長石よりも早期に結晶化した証拠が見られたため、斑れい岩でも同様の法則が成り立つならば、1GPa以上（30km深度相当）の結晶圧力が示唆されるだろう。最近行われた他地域における研究でも、角閃石岩や斑れい岩から火成起源緑簾石を見だし、形成深度を0.5-0.6 GPa以上（深度15-20 km以上）としている（Dessimoz et al., 2012）。

このように2つの側面から宮守岩体の形成深度に繋がる科学的証拠が見いだされた。今後、本学学生の卒論研究テーマとして継続して取り組むことで、宮守岩体の形成深度を詳細に決定することができると期待される。

<注>

- 1) 岩手大学カリキュラムポリシー（教育課程編成・実施の方針）：教育学部【理数教育コース】

<引用文献>

- Arai, S., Shirasaka, M., Ishida, Y., Inoue, H. "Na-bearing tremolites as reservoirs of fluid-mobile elements in the mantle wedge: inference from the Ochiai-Hokubo complex (Southwest Japan) in high-P schists". *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. Vol.114 (2019) , 231-237.
- Berger, J., Femenias, O., Mercier, J.C.C. and Demaiffe, D. "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker". *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 23 (2005), 795-812.
- Dessimo, M., Muntener, O., Ulmer, P. "A case for hornblende dominated fractionation of arc magmas: the Chelan Complex (Washington Cascades)". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.163 (2012) , 567-589
- 永広昌之「南部北上古陸の成立と発展」(『応用理学部会講演資料』日本技術士会東北本部応用理学部会、2016.11) .
- 永広昌之・越谷信「岩手県地質」(『東北地質調査業協会誌「大地」』No.52、2012)、3-18.
- 長谷川汰河・道林克禎・小澤一仁「岩手県早池峰-宮守オフィオライトかんらん岩の構造岩石学的特徴」(『静岡大学地球科学研究報告』第44号、2017)、31-46.
- Ishiwatari, A. "Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.89 (1985) , 155-167.
- Ishizuka, H. "Prograde Metamorphism of the Horokanai Ophiolite in the Kamuikotan zone, Hokkaido, Japan". *Journal of Petrology*, vol. 26(1985), 391-417.
- 金谷弘・片田正人・長原美智子「宮守超苦鉄質岩体の物理的性質」(『岩石鉱物鉱床学会誌』93巻、1998)、71-82.
- Kimura, T., Ozawa, K., Kuritani, T., Iizuka, T., Nakagawa, M. "Thermal state of the upper mantle and the origin of the Cambrian-Ordovician ophiolite pulse: Constraints from ultramafic dikes of the Hayachine-Miyamori ophiolite", *American Mineralogist*, Vol.105 (2020) , 1778-1801.
- Korinevskii, V. G. "Magmatic epidote from gabbro", *Russian Geology and Geophysics*, Vol.49 (2008) , 159-164.
- Laird, J., Lanphere, M., and Albee, A.L. "Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from northern Vermont". *American Journal of Science*, Vol.284(1984), 376-413.
- 及川道明「宮守村西方、鑄物林道付近の超苦鉄質岩類」(岩手大学教育学部地学教室卒業論文、1983)
- 大貫仁「北上山地、宮守超塩基性貫入岩体の単斜輝石」(『岩石鉱物鉱床学会誌』53巻、1965)、26-38.
- Ozawa, K. "Relationships between tectonite and cumulate ultramafic in complex, ophiolites: The Miyamori ultramafic complex, Kitakami Mountains Northeast Japan". Vol.16 (1983) , 1-16.
- Ozawa, K. "Geology of the Miyamori ultramafic complex in the Kitakami mountains, Northeast Japan", *The Journal of the Geological Society of Japan*, Vol.90 (1984) , 697-716.
- Ozawa, K. "Ultramafic tectonite of the Miyamori ophiolitic complex in the Kitakami Mountains, Northeast Japan: hydrous upper mantle in an island arc", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.99 (1988) ,159-175.
- 小澤一仁・前川寛和・石渡 明「オルドビス紀-デボン紀島弧系の復元と発達過程: 岩手県早池峰宮守オフィオライトと母体高圧変成岩類」(『地質学雑誌』119巻、2013)、補遺、134-153.
- 小沢一仁・柴田賢・内海茂「北上山地宮守超苦鉄質岩体のはんれい岩類に含まれる角閃岩のK-Ar年代」(『岩石鉱物鉱床』83巻、1988)、150-159.
- Schmidt, M.W., Poli, S. "Magmatic epidote", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Vol.56 (2004) , 399-430.
- 関陽太郎「岩手県宮守地方の超塩基性岩類の研究(その4)-構造的研究-」(『地質学雑誌』58巻、1952)、

地学教室における卒業研究の再評価と教育への再利用（その壺）

505-516.

関陽太郎「岩手県宮守地方の単斜輝石角閃石岩中の普通角閃石」（『岩石鉱物鉱床学会誌』41巻、1957）、23-26.

下條将徳・大藤茂・柳井修一・平田岳史・丸山茂徳「南部北上帯古期岩類のLA-ICP-MS U-Pb ジルコン年代」（『地学雑誌』119巻、2010）、257-269.

橘行一「鳶ヶ森層の植物群について（演旨）」（『地質学雑誌』55巻、1949）、125-126.

山崎 徹「斑れい岩類：その種類・成因と特徴」（『GSJ地質ニュース』10、2021）、235-241.