

平成 27 年度 弘前大学大学院教育学研究科修士論文

沈み込み帯深部におけるマントル の加水様式 ～北海道幌加内地域での検討～

教育学研究科 教科教育専攻

理科教育専修 地学分野

13GP212 葛西 竹恒

目次

- 1 .はじめに
- 2 .地質概説
- 3 .野外調査結果
- 4 .薄片観察結果
- 5 .全岩化学組成分析
- 6 .考察
- 7 .謝辞
- 8 .参考文献
- 9 .図表
- 1 0 . 卷末資料

1.はじめに

蛇紋岩はマントルのかんらん岩に水が加わると形成され、特に沈み込みプレート境界やトランスフォーム断層沿いに存在することが地震波トモグラフィーや地質学・岩石学的な研究から指摘されている。蛇紋岩は主要なマントルの主要な構成鉱物であるかんらん石と比べて低い摩擦係数をもつなど特異な特性をもつことから、プレート境界で起きる地震活動などを抑制する働きと促進する働きの 2 つの可能性が指摘されている（片山 2010）。地震活動を抑制する可能性では、プレート速度範囲の低速度域の蛇紋岩は塑性変形が支配的になり、安定すべりに遷移するという働きが考えられている。また、地震活動を促進させる可能性では、地震発生時に断層面上で生じた摩擦発熱が蛇紋石の脱水分解反応を促し、放出される流体が間隙水圧を上昇させ破壊現象を引き起こすという働きが考えられている（廣瀬 2010）。

蛇紋石は低温型のリザーダイト・クリソタイルと高温型のアンチゴライトに分類され、このような蛇紋石の鉱物種の違い（多形）もプレート境界面の強度にも影響をおよぼすと考えられている（片山 2010）。沈み込みプレート境界においては、海洋プレートに取り込まれていた水が沈み込みに伴う温度上昇により脱水され、その水がプレート境界付近のマントルに移動・付加することで蛇紋岩化すると考えられている。しかし、実際に深部でどのように水が浸透し蛇紋岩化が進むかは不明な点が多く、陸上に露出した過去の沈み込み境界の岩石が重要な情報源である。

幌加内地域に露出している蛇紋岩は幌加内オフィオライトの下部の構成要素として位置づけられており、海洋プレート起源の変成岩と接してみられるため、沈み込み帯深部のプレート境界の両岩石の接触関係や元素移動の痕跡が保存されていることが期待される。日本でみられるオフィオライトは断片化されメランジを形成しているものも多いため、他の地域と比べ本地域は地質構造を検討しやすいと考えられる。また、幌加内地域では主にオフィオライトと神居古潭変成岩類の研究が別個に行われてきており、沈み込み帯深部のプレート境界として両者の接触部に注目した研究例はなく、境界部の構造や蛇紋岩化作用の実態が十分に解明されていない。本研究では、幌加内地域において蛇紋岩と変成岩類が連続して露出しているエリアを調査範囲とし、沈み込み帯深部のプレート境界の構造と加水作用について検討する。

2.地質概説

幌加内地域は、北海道旭川市の北西 30 km に位置している。この地域には、神居古潭変成岩類・超塩基性岩類・空知層群という神居古潭構造体（君波ほか，1986）を構成する 3 つの主要な岩相が典型的に分布しており、角閃岩が超塩基性岩と空知層群の間に分布している。それらの岩相の中で空知層群・角閃岩・超塩基性岩類は一連のオフィオライト層序を構成している（石塚 1980）。オフィオライトとは、深海性堆積物・塩基性火山岩・ハンレイ岩・超塩基性岩類が地層の上位から下位にかけて連続している複合岩体で、過去の海洋性地殻が造山運動によって大陸地殻に衝上したものと考えられている。オフィオライトの溶け残りかんらん岩は、マントルが部分的に溶けてマグマが発生し、マグマが地殻浅所や海底へ移動したあとの溶け残り物質（かんらん石等の結晶）が固まった岩石である。始原的なマントル物質は単斜輝石を多量に含むレルゾライトだが、単斜輝石は溶けやすいため、マントルの熔融程度が増大すると単斜輝石の少ないハルツバージャイト・ダナイトへと変化していく。神居古潭帯の超苦鉄質岩は主にダナイト・ハルツバージャイトからなるが、部分熔融が進んでいる海嶺下の超苦鉄質岩よりさらに Al・Ti・Ca・Na などに乏しく、更に部分熔融が進んでマグマを上方へ吐き出したあとの溶け残りで、神居古潭帯の超苦鉄質岩は島弧が火成活動を行ったあとのマントルから由来したと考えられている（加藤・中川 1986）。

幌加内地域の神居古潭構造体の最西端周辺に露出している鷹泊岩体は主に空知層群の緑色岩、蝦夷層群の堆積岩、神居古潭構変成岩類、蛇紋岩によって構成されている（朝比奈・小松 1979）。蛇紋岩は塊状蛇紋岩、葉片状蛇紋岩、蛇紋石粘土の 3 種類に分類され、原岩は主にハルツバージャイト、ダナイト、かんらん石-斜方輝石岩からなる。塊状蛇紋岩は鷹泊岩体のいたるところで広く観察され、葉片状蛇紋岩は 1~10m の閃緑岩-ハンレイ岩の岩脈の間の断層帯や剪断帯で観察される。蛇紋石粘土は地すべり面や断層面に露出し、石英-マグネサイト岩も坊主山周辺と大ヌップ川周辺で稀に見られる。蛇紋石鉱物は鷹泊岩体の至るところで観察され、岩体北部から南部に向かってクリソタイル-リザルダイト蛇紋岩→アンチゴライト蛇紋岩という累帯構造が認められ、アンチゴライトは前者のメッシュ組織を置換して形成されている。（五十嵐ほか，1985）最南部では変成かんらん石も認められるため、北部から南部へ向かって変成度の上昇する累進変成作用（300℃→400℃以上）をこうむったと考えられる（加藤，1982）。鷹泊岩体に多数貫入している微閃緑岩～微ハンレイ岩には高压鉱物は認められておらず、緑色片岩層程度の変成条件を示す（五十嵐ほか，1985）。

3. 野外調査結果

調査地域の変成岩と蛇紋岩の境界を横断するエリア(①幌加内トンネルの出口から北東に伸びる沢，②大ヌップ川及び小ヌップ川周辺)の野外調査を行い，露頭観察及び岩相記載を行った．各地域における岩相分布の特徴及び地質構造をそれぞれ以下に記載する．

①幌加内トンネルの出口（北緯 43° 55'05" 東経 142° 06'35"）から北東に伸びる沢

沢全体のルートマップを図 1.1 に，特に細かく岩相が移り変わる下流部を拡大して図 1.2 に示す．下流部には緑泥石片岩が見られ，それと接するように高温型の蛇紋岩が見られる．上流では高温蛇紋岩は見られず，塊状の低温蛇紋岩や岩脈類がみられるようになる．

（１）蛇紋岩

- ・綾織状組織を示す高温型蛇紋岩とメッシュ組織を示す低温型蛇紋岩がみられる．
- ・高温蛇紋岩は沢の下流～中流で見られ，淡緑色～暗青色を示す．南北走行で急傾斜の片理が見られるが，薄片観察では線構造がみられず，蛇紋岩化する前のかんらん石の組織がそのまま残っているのではないかと考えられる．
- ・低温型の蛇紋岩は沢の中流～上流で見られ，主に黒色で，風化したものは茶色に変質している．
- ・主に東西走行で急傾斜の断層が何本かみられる．

（２）緑泥石岩

- ・調査ルートの下流部に見られる．
- ・暗緑色～淡緑色で，一般に片理が発達し，強い剥離性を示すものもある．
- ・炭酸塩の脈が多くみられる部分と，緑泥石が多くみられる部分が繰り返している．
- ・全体的に褶曲しており，さらに細かく微褶曲している部分もみられる．
- ・片理は主に東西走行で北に傾斜している．

（３）岩脈類

- ・調査ルートの上流部にみられる．
- ・蛇紋岩と接し，急冷縁や剪断帯を形成している．

②大ヌップ川及び小ヌップ川

国土地理院発行 1/25,000 地形図を 1/5000 に拡大したものをベースに作成した大ヌップ川全域のルートマップを図 2 に示す．また，特に露出のいい地域では詳細なルートマップを作成した(図 3)．大ヌップ川は，下流は角閃岩や緑泥石岩のブロック等が混在する地域，中流は塊状の高温蛇紋岩がみられる地域，上流は低温蛇紋岩がみられる地域になっている．小ヌップ川では角閃岩のブロックはみられないが，大ヌップ川と同じように下流では高温型蛇紋岩がみられ，上流になるにつれて低温蛇紋岩がみられるようになる．

(1) 蛇紋岩

- ・主に暗灰色～暗緑色で表面は淡緑色やオレンジ色に風化していることが多い。新鮮な面では肉眼でも高温蛇紋石の針状の結晶や脈，低温蛇紋石のメッシュ組織を観察することができる。稀に黒色で角礫化した土石流堆積物のような蛇紋岩もみられる。
- ・完全に高温蛇紋岩化した岩石には稀に弱い片理がみられ，主に南北走向で西にゆるく傾斜している。また，片理と直行するような鉱物の配列も観察された。
- ・ダナイト質とハルツバージャイト質の蛇紋岩が見られ，ダナイト質の蛇紋岩がハルツバージャイト質の蛇紋岩に挟まれているような産状も観察される。ハルツバージャイト質の蛇紋岩は斜方輝石の劈開を肉眼で観察することができ，稀に風化した表面に青く浮き上がったように観察されることもある。
- ・角閃岩ブロックが点在する下流部では葉片状・粘土質の高温蛇紋岩の基質がみられ，滑石片岩などの岩石もみられる。高温蛇紋岩は上流にいくにつれて減少し，低温蛇紋岩が観察されるようになる。
- ・急冷縁を持つ岩脈と接することもあり，主な走向は N30W ほどで高角に接している。蛇紋岩側輪は葉片状に専断されており白～淡緑色に風化していることが多い。

(2) 変成岩

- ・下流部でのみみられ，0.5m～3m 大の転石が混在している。主に黒色の角閃岩や暗緑色の緑泥石岩からなり，稀に変質したチャートもみられる。
- ・角閃岩の表面は緑泥石化しており，亀裂に沿って風化している様子が観察された。

(3) 岩脈

- ・大ヌップ川では上流域によくみられるが，小ヌップ川では全域にみられる。主な走向は N30W で急傾斜である。
- ・蛇紋岩と接している部分は細粒で急冷縁がみられ，蛇紋岩側は破碎されている。

4 薄片観察結果

4.1 各岩石種の記載

蛇紋岩

蛇紋岩のタイプはその組織から主に 5 つのタイプに分けられる。

(1) メッシュ組織 (図 4.1a)

かんらん石の結晶を置き換え、網目状に成長した低温蛇紋石がメッシュ組織を作っている。コアにはリザルダイトの砂時計組織がみられ、リムのクリソタイルは茶色に変質したり、磁鉄鉱ができたりして風化していることもある。また、バスタイト・クロムスピネル・磁鉄鉱・ブルース石・炭酸塩鉱物などの鉱物もみられる。バスタイトの周囲には結晶を取り囲むように滑石や透角閃石、アンチゴライトが出来ていることもある。磁鉄鉱はリザルダイト中にダスト状でよくみられるが、クロムスピネルの周囲を置き換えているものや、クリソタイルやブルース石の脈に伴って現れる場合もある。また、ブルース石はメッシュ組織の内部に散在するようにみられるものもみられる。

(2) かんらん石-アンチゴライト組織 (図 4.1b)

粒径 1~3mm ほどのかんらん石の結晶に、アンチゴライト結晶が食い込む様に成長している様子が観察される。かんらん石は、内部の割れ目に低温蛇紋石が網目のように成長していることが多いが、完全に低温蛇紋石に置き換えられているものもある。アンチゴライトはかんらん石の粒と粒の間を埋めるように成長しており、かんらん石が残っていない部分では綾織状の組織がみられる。また、アンチゴライトが脈のように成長しているものは、脈の中心部に磁鉄鉱やブルーサイト等の鉱物が線状に配列している。バスタイト・クロムスピネル・磁鉄鉱等の鉱物もみられ、稀に緑泥石・透角閃石・透輝石などの鉱物もみられる。透角閃石や透輝石は斜方輝石から成長している様子が観察できる。細粒な単斜輝石や緑泥石、二次的なかんらん石の集合物が何かの仮像のようにみられる。

(3) 綾織状組織 (図 4.1c)

粒径 0.1mm~1mm のアンチゴライトの結晶がランダムな方向で成長している。また、磁鉄鉱も全体に見られ、クロムスピネル・炭酸塩鉱物などの鉱物もよくみられる。磁鉄鉱はスピネルの周囲を置き換えるように成長しているものが多く、輝石の仮像と考えられる磁鉄鉱が配列した組織が見られることもある。クロムスピネルは他形の結晶が多く平均粒径 0.5mm ほどである。完全に磁鉄鉱に置き換えられているものが多いが、中心部が赤く残っているものもあり、蛇紋石やかんらん石を包有するクロムスピネル粒子もみられた。また、岩石全体がアンチゴライト蛇紋石化しているものは炭酸塩鉱物や滑石を多量に伴うことがあり、脈として薄片全体に広がっているものや、かんらん石等の鉱物を置き換えて 0.2~0.5mm ほどの粒として全体に散らばっているものもみられる。

(4)クリパブル-アンチゴライト(図 4.1d)

劈開の発達したかんらん石ではその劈開にそってアンチゴライトがみられる。アンチゴライトは劈開か脈でのみにあり、周りのかんらん石はそのまま残っているか低温蛇紋石に置き換えられている。また、劈開が発達したかんらん石の仮像と思われるフレーク状のアンチゴライト結晶もみられ、アンチゴライトの集合体(仮像)が重なりあった組織を形成している。

(5)葉片状組織 (図 4.1e)

うすく網状に広がり、形がはっきりせず、0.05~0.1mm ほどの極細粒な蛇紋石の結晶からなる。メッシュ組織が残っている部分や脈にそってクリソタイルがみられることもある。ポーフィロクラスト組織がみられ、薄片中に剪断面や褶曲がみられる。磁鉄鉱もよく見られ、炭酸塩鉱物が断層にそって脈状に発達しているサンプルもある。バスタイト・クロムスピネル・ブルース石などの鉱物も稀に観察される。

緑泥石片岩

緑泥石片岩は構成鉱物の違いから 2 つのタイプに分けられ、それぞれの構成鉱物の違いは原岩の違いだと考えられる。

(1) 泥質

主に石英・白雲母・緑泥石などの鉱物からなり、稀にアクチノ閃石・磁鉄鉱・炭酸塩鉱物などの鉱物もみられる。基質は主に 0.1mm ほどの石英で、斜長石もみられる。稀に 0.3~0.5mm ほどの大きな結晶が脈のように成長している。白雲母と緑泥石は 0.3~0.5mm の板状の結晶で、全体的に平行に配列しているが、微褶曲している部分もみられる。炭酸塩鉱物は脈として見られるが、稀に石英脈と一緒にみられる。

(2) 苦鉄質

主に石英・曹長石・緑泥石・アクチノ閃石・スフェーンなどの鉱物からなり、稀に磁鉄鉱・炭酸塩鉱物・燐灰石などの鉱物もみられる。角閃石は 0.3~0.4mm の長柱状の結晶が一定の方向に配列している。炭酸塩鉱物は脈として 1mm ほどの幅で大きく成長しており、緑泥石や 0.2~0.3mm の大きな結晶の曹長石が包有物としてみられる。

青色片岩

主に角閃石・緑泥石からなり、斜長石・エピドート・スフェーン・ルチルなどの鉱物もみられる。角閃石は主にアルカリ角閃石からなり、コアに茶~青緑色のアクチノ閃石が残っているものもある。斜長石は 0.5~0.6mm ほどの結晶で、角閃石を包有物として含むことが多い。0.2~0.3mm のガーネットがみられるサンプルもみられる。

反応岩

(1) 滑石・アクチノ閃石岩

アクチノ閃石・滑石からなり，稀に斜長石・磁鉄鉱・炭酸塩鉱物・スフェーンなどの鉱物もみられる．アクチノ閃石は $0.1\sim0.2\text{mm}$ の繊維状で，ところどころ微褶曲している様子が観察される．滑石は $0.3\sim0.4\text{mm}$ ほどの結晶で全体的に散財している．

(2) 滑石炭酸塩岩

ほとんど滑石と炭酸塩鉱物からなり，稀に磁鉄鉱，緑泥石，アクチノ閃石などの鉱物が見られる．全体的に破碎され， $0.2\sim0.5\text{mm}$ の細粒な結晶の集合体となっている．緑泥石やアクチノ閃石は断層にはさまれた脈の中や炭酸塩鉱物に取り囲まれた部分として見られることが多い．

(3) 炭酸塩緑色岩

主に緑泥石と炭酸塩鉱物からなり，スフェーン・磁鉄鉱などの鉱物もみられる．緑泥石は 0.01mm ほどの微細な結晶がランダムな方向で成長している．炭酸塩鉱物は 1mm ほどの大きな脈が何本もみられ，磁鉄鉱を包有しているところもみられた．また，菱形状にみられる炭酸塩鉱物はかんらん石の仮像だと考えられる．

岩脈類

(1) 石英・閃緑岩

主に角閃石と斜長石からなり，稀に石英・斜方輝石・エピドートなどの鉱物もみられる．角閃石は粒径 $0.5\sim1\text{mm}$ ほどの褐色角閃石と粒径 $0.1\sim0.3\text{mm}$ ほどの微細な結晶からなるものがある．大きな結晶の角閃石では，コアからリムへ向けて普通角閃石からアクチノ閃石を経てアルカリ角閃石へ移り変わっている様子がみられるものもある．

4.2 蛇紋石の産状

○蛇紋石の前後関係(図 4.2a)

この地域でみられるマントルのかんらん岩は、一部または完全に蛇紋岩化しており、高温のアンチゴライトと低温のクリソタイル・リザーダイトという蛇紋石がみられる。低温蛇紋石と一緒にみられるアンチゴライトは、低温蛇紋石に切られたり、低温蛇紋石が生成する時の膨張によって結晶がちぎれた組織が観察される。そのためかんらん岩に高温蛇紋石が出来た時まだ低温蛇紋石は無く、もっと後に低温蛇紋石に置き換えられたと考えられる。

○結晶の成長様式(図 4.2b)

高温蛇紋石のアンチゴライトの結晶は大きく分けて(1)粒間と(2)脈に産する2つの結晶の成長の仕方が考えられる。(1)のタイプではかんらん石の結晶の粒間から内側に食い込むように成長したもので、結晶の成長が進むと綾織状の組織になると考えられる。(2)のタイプでは亀裂を中心に両側へ成長した楕状の結晶で、脈の中心に磁鉄鉱がみられることが多い。また、かんらん石の劈開にそって成長しているものもある。

○蛇紋石の分帯(図 4.2c)

蛇紋石の前後関係からかんらん岩にはまず高温蛇紋石のアンチゴライトが先にできたと考えられる。そのことから、かんらん石とアンチゴライトが共存していた高温の時に着目し、アンチゴライトの量で調査地域の超苦鉄質岩を分帯した。それぞれの沢について帯区分ができたため、それを結んで示した。

・Ⅰ帯

低温蛇紋石化が進んだかんらん岩だが、アンチゴライトの量は10%以下である。稀に斜方輝石の外縁を取り囲むように成長しているものや劈開にそって成長しているアンチゴライトがみられる。

・Ⅱ帯

部分的にアンチゴライトを生じたかんらん岩で、アンチゴライトの量はサンプルによって様々で20~80%ほどである。かんらん石は低温蛇紋石に置き換えられていることが多いが、よくかんらん石が残っているものやカルシウム鉱物が共にみられる岩石もある。

・Ⅲ帯

ほぼ完全にアンチゴライト蛇紋岩化したかんらん岩で、アンチゴライトの量は90%以上である。さらに神居古潭変成岩の一種である角閃岩ブロックを含むⅢA帯とⅢB帯に分けられる。アンチゴライトの結晶はランダムな方向に成長しているが、磁鉄鉱やスピネルが配列したような線構造があり、弱い片理もみられる。また、炭酸塩鉱物や滑石などを多量に伴うこともある。

4.3 電子顕微鏡観察結果

大ヌップ川に分布する蛇紋岩のうちⅡ帯のかんらん石がよく残っているサンプルについて EPMA で分析した。

(1) Ca 包有珪酸塩鉱物

光学顕微鏡下では斜方輝石の仮像の周りから放射状に斜消光の結晶が成長していた (図 4.3a)。暗部は蛇紋石からなり、その中に斜方輝石が断片的に残されている。周りの透角閃石は蛇紋石や斜方輝石から放射状に伸び、先端部はかんらん石に食い込むように成長している。透角閃石やアンチゴライトと噛み合っているかんらん石は、離れた部分より色が明るく $Mg\#$ も高いため、かんらん石・アンチゴライト・透角閃石は平衡共存していたと考えられる。また、角閃石は先端に向かって Na の量が増加しており、中心部に低 Na 鉱物が残っている。このことから、外部から Na の供給があったと考えられる。

(2) 二次的なかんらん石

光学顕微鏡下でみられるかんらん石には、粒径 $1\sim 3mm$ ほどの粗粒な結晶と $1\mu m$ ほどの細粒な結晶の 2 種類のかんらん石がみられ、さらに色の明るい部分と暗い部分に分けられる。粗粒なかんらん石は薄片中に普遍的にみられ、明色部は結晶の中に筋としてみられることがある (図 4.3b)。細粒なかんらん石は劈開のある鉱物が分解したと考えられる黒い鉱物が集中した領域にみられ、明色部はまだらに存在し透輝石やアンチゴライト、緑泥石、磁鉄鉱などの鉱物と一緒にみられる。

粗粒なかんらん石と細粒なかんらん石の暗色部と明色部について、横軸に Fo 値 ($Mg/(Mg+Fe*100)$)、縦軸に $Ni \cdot Mn$ の Wt% をプロットした (図 4.3c)。高橋 (1986) によると、マントルのかんらん石の Fo 値は 90 ± 1.5 ほどの僅かな幅に入り、 $NiO \cdot MnO$ の量はこの Fo 値の変動に対してある一定の割合で増減し、黒枠の領域がマントルのかんらん石の組成領域であると考えられている。青で示される粗粒なかんらん石の暗色部は Fo 値も高く、 $Ni \cdot Mn$ 共に領域周辺にまとまっているが、粗粒なかんらん石の明色部および細粒なかんらん石はこれらの領域から外れ、マントルでできた初生的なかんらん石では無いと考えられる。このことから、上記の角閃石と噛みあうように見られた細粒なかんらん石は二次的に生じたかんらん石だと考えられる。

5.XRF による全岩化学組成分析

大ヌップ川に分布する蛇紋岩のうち各分帯のサンプル計 15 試料を用いて全岩化学分析を行った。タングステン乳鉢を用いて岩石を粉砕した後、20 分間のミルにかけて粉末を作成した。その後、高橋・須藤(1997)にしたがってビード作成を行い、分析は新潟大学学部設置の蛍光 X 線分析装置(リガク RIX3000)を用いた。蛍光 X 線による分析値は FeO と Fe₂O₃ は区別せずに総量を FeO_{total} として扱い、無水 100%へ補正した。それぞれの分析値を巻末資料に添付する。

5.1LOI と炭酸塩鉱物

LOI は鉱物中に含まれる揮発性成分の質量を示し、値が高いほど揮発性成分の量が多く、低いほど少ない。岩石中の揮発性成分を含む鉱物は、炭酸塩鉱物(52.4%)、蛇紋石(13%)、滑石(4.8%)、角閃石(0.2%)などがあり、それぞれ鉱物の質量のうち揮発性成分の割合はこのようになっている。Ⅰ帯の岩石は大部分が低温蛇紋岩化しているため、かんらん石がよく残っているⅡ帯の岩石に比べ LOI が高くなっている。Ⅱ帯の中でも蛇紋岩化の程度が大きい試料は他のⅡ帯の岩石に比べて LOI が高くなっており、Ⅲ帯の岩石は LOI が低い試料と高い試料がみられる。このことから、Ⅰ・Ⅱ帯の岩石は蛇紋岩化の程度により LOI が増減し、Ⅲ帯の岩石は滑石、炭酸塩鉱物の量により LOI の差がみられると考えられる。

Ⅱ帯とⅢ帯の分析値について、横軸に LOI 値、横軸に Si の Wt%をプロットした(図 5.1)。赤で示したⅡ帯の岩石は Si の量も LOI 値もまとまっているが、青で示したⅢ帯の岩石は Si の量が高いものや LOI 値が高いもの等様々である。このことから、Ⅲ帯の岩石には Si や CO₂ が付加したことが示唆され、顕微鏡下での観察から Si の量は滑石の量に比例して高くなり、LOI の値は炭酸塩鉱物の量に比例して高くなると考えられる。

5.2 アイソコン法

流体の物質移動と交代作用を考えるためには、原岩の組成と交代岩を生産するのに必要な元素の収支を考えなければならない。Gresen(1967)は交代変成により変化する岩石の組成は若干の元素が不動で保存されているという仮定に基づき、変質した鉱物としていない鉱物の両方の化学分析と比重から元素移動の方程式を考えることができると示した。Grant(1986)は Gresen の方法をグラフで表現し、全ての不動元素は原点を通る直線上にプロットされることを示した。その線をアイソコンと呼び、その傾きからは交代変成や他の変質したプロセスの総変化量が得られ、各元素のプロットの逸脱や変移は原岩からの元素の増減を表している。さらに、Olsen・Grant(1991)は原岩の組成の全要素を一定の比率で標準化することで主要元素と微量元素の扱いの違いを示した。この方法に基づき分析した各試料の主要元素と微量元素について一定の値で横軸にとり、縦軸に I 帯の岩石の平均に対する各元素を標準化して示したアイソコン図を作成した(図 5.2)。

I 帯の岩石はほとんどアンチゴライトが生じていないため、原岩に近い組成を持っていたと考えられる。主要元素(Mg,Fe,Si)はアイソコン上にプロットされ、Ni, Mn, Cr 等の微量元素もアイソコン上にプロットされる。II 帯の岩石は部分的にアンチゴライトを生じ変質した岩石であるが、I 帯の岩石と同様に Ni, Mn, Cr 等の微量元素や主要元素のうち(Mg)はアイソコン上にプロットされるが、Si と Fe の量は若干上方にプロットされる。Ca や Al 等の微量元素はサンプルによって非常に高いものがみられるが、明確な傾向はみられない。III 帯の岩石は岩石全体が蛇紋岩化した非常に変質した岩石であるが、特に Si の量が多い傾向がみられる。また、微量元素のうち Al は全体的に高くなっているが、Ca の量は少ない傾向にある。

Mg, Ni, Cr はどの岩石においてもアイソコン上にプロットされ、各帯においてはほぼ一定であったと考えられる。Ca の量はサンプルによって様々でアイソコンから大きく外れているものもみられる。III 帯の岩石からは Ca が減少している傾向があり、II 帯の岩石には特に Ca が高いサンプルもみられる。蛇紋石中に Ca は含まれないため、蛇紋岩化の程度が大きい III 帯の岩石には Ca 量が少ないと考えられるが、変質している II 帯の岩石だけでなく変質の少ない I 帯の岩石中の Ca 量にも傾向が見られないことから、もともとの岩石中の Ca の量に差があった可能性が考えられる。Si の量は III 帯の岩石で特に多くなっており、II 帯でも若干増加している様子がみられる。このことから特に下流域においては Si の供給があったことが示唆される。

6 考察

6.1 鉱物組み合わせと不均質性

この地域の超塩基性岩はほとんどダナイト・ハルツバージャイトからなるが、大ヌップ川中流のⅡ帯の蛇紋岩からは Ca 包有珪酸塩鉱物を含むものがみられた。一般に低温型蛇紋石は約 300℃以下で安定であり、高温型蛇紋石は 300～600℃の安定領域をもつとされている (Evans, 2004) が、Ca 包有珪酸塩鉱物の生成する条件により変成条件をさらに限定することができる。そのため、Ⅱ帯の露出の良い区間でルートマップを作成し、観察された鉱物の組み合わせをルートマップ上にプロットした(図 3)。

岩石中にみられた鉱物の組み合わせは数十 m の間に細かく変化しており、下流から上流にかけて高温から低温の鉱物組み合わせへと移り変わっていく様子が観察され、下流側では(かんらん石+斜方輝石+透輝石)という約 800℃の鉱物組み合わせ、上流では(かんらん石+透輝石+アンチゴライト)という約 500℃の鉱物組み合わせがみられた。また、①斜方輝石とかんらん石の間に生じた滑石がアンチゴライトに切られている様子(図 6.1a)や②透角閃石が微細な透輝石に切れ、置き換えられている様子(図 6.1b)も観察された。変成鉱物の前後関係は①の組織では図 6.1d の黄色から緑への変化、②の組織では緑から紫の領域への変化を表していると考えられ、岩体は 7～800℃で含水し始め全体に温度が下がっていくような履歴をたどったと考えられる。しかし、これらの鉱物の生成した条件が短い範囲で 300℃も温度が変化したとは考えられず、観察された鉱物組み合わせの中には異なる条件の鉱物が一緒にみられるものもあるため、生成時の温度を反映していない可能性がある。

かんらん石がアンチゴライト蛇紋石化する場合、かんらん石と斜方輝石に水が加わることでアンチゴライトが生成するが、水が過剰に存在する場合は斜方輝石が反応しきってしまい最後には(かんらん石+アンチゴライト+水)が残る。水が不足した場合には斜方輝石が残り(かんらん石+斜方輝石+アンチゴライト)というみかけ高温の鉱物組み合わせが残る。同様にかんらん石と角閃石から蛇紋石が出来る場合にも、水の過不足によって最後に残る鉱物組み合わせが変わり、岩石中に残された斜方輝石や角閃石の有無からは水の過不足が推定できる。

観察された鉱物組み合わせを水の過不足の観点からみると、水に飽和した組み合わせが□、水に不飽和な組み合わせが☆として表され、下流域の高温だと考えられた鉱物組み合わせは斜方輝石やかんらん石が残っていたことから水が不足していた組み合わせだと考えられる。温度が低下しても蛇紋岩化に必要な水が十分供給されなかったため反応が途中で止まり、狭い範囲の中で温度が細かく移り変わっていくように観察された。温度圧力条件の推定のためには水の過不足についても考える必要があるが、はっきりとした傾向がわからずムラがある。また、大ヌップ川全域での鉱物組み合わせ(図 6.2a)は、下流から上流にかけて水に飽和した岩石が少なくなっていく傾向がみられた。しかし、水に不足気味な上流の中にも水に飽和した鉱物組み合わせが観察されるなど、大ヌップ川全体で見ても水の供給量の分布は不均質である。

6.2 マントルの加水様式

薄片スケールでは、アンチゴライトの結晶はかんらん石の結晶の外周から内側に食い込むように成長しているものや斜方輝石の外縁を取り囲むように成長している(1)粒間タイプと、亀裂を中心に両側へ楕状に成長している(2)脈状タイプの 2 種類の成長様式が観察された。蛇紋石化の程度はサンプルによって様々で、かんらん石がほとんど残っていない部分と蛇紋石化の進んだ部分がみられ、薄片の中でも流体の浸透にはムラがあると考えられる。浸透した流体に Si が含まれていない場合、高温ではかんらん石と水のみからアンチゴライトが生成することはないため斜方輝石や単斜輝石の外縁や周囲にアンチゴライトができやすく、浸透した流体が Si に富んでいる場合、亀裂が入り流体が浸透した両側のかんらん石が蛇紋石化しやすいと考えられる。まず亀裂によって浸透した流体によって蛇紋石化が進み、岩石全体である程度流体の拡散が進んだ後、Si に富んでいる部分やかんらん石の粒間から徐々に蛇紋石化が進んでいくのではないかと考えられる。

マップスケールでは、かんらん岩中のアンチゴライトの量は変成岩近くのⅢ帯では多いが変成岩から離れたⅠ帯ではほとんどみられない。しかし、Ⅰ帯の中にもアンチゴライトが観察されたり、Ⅱ帯の中でもほとんどアンチゴライトが観察されない図 3 で示したような領域があり、全体的にムラがあり不均質な様子が観察された。

沈み込み帯の深部でのモデルを図 6.2b に示す。プレート境界の変成岩付近ではスラブから脱水した Si や CO_2 などの元素に富んだ流体が過剰に供給され結晶の粒間からの浸透した水が十分に存在し、蛇紋岩化が進みメランジを形成していたと考えられる。しかし、離れるにしたがって結晶の粒間にそって浸透する水の供給が少なくなり、亀裂から浸透する水が主な供給源となり亀裂の有無に支配されるような不規則な蛇紋岩化が起こったのではないかと考えられる。本地域の場合、変成岩付近でメランジを形成し、角閃岩のブロックがみられた領域がⅢ帯から順にⅡ帯、Ⅰ帯となり、Ⅱ帯でみられたような水に不足した領域やⅠ帯にみられた水が存在した領域のような不均質性があったと考えられる。

7 謝辞

本研究を進めるにあたり，新潟大学の植田勇人准教授のご指導をいただきました．研究方法や調査に関するご指導には大変なお力添えをいただきました．深く感謝いたします．

アースサイエンス株式会社の加藤孝之博士には資料提供や薄片観察の指導のほか，多くのご助言を賜りました．また，弘前大学教育学部地学研究室の鎌田耕太郎教授にもたくさんのお助言やご指導を頂きました．深く感謝申し上げます．

8 参考文献

- Evans,B.W (2004) The serpentinite multisystem revised-chrysotile is metastable. *International Geology Review*.46.479-506
- Igarashi,Toshihiko;Katoh,Takayuki;Niida,Kiyoaki (1985) The Takadomari Serpentinites in the Kamuikotan Ophiolite Belt,Hokkaido,Japan. *Journal of the Faculty of Science,Hokkaido University.Series 4 , Geology and mineralogy*, 21(3):305-319
- K.Bucher・M.Frey(1994) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. 147-169
- S.N.Olsen・J.A.Grant(1991) Isocon analysis of migmatization in the Front Range,Colorado,USA. *J.metamorphic Geol* 9 ,151-164
- 朝比奈利広・小松正幸(1979) 神居古潭構造体，幌加内オフィオライト複合岩体. *Journal of the Geological Society of Japan*,Vol.85,No6,317-330
- 石塚英男(1980) 北海道，神居古潭構造体に分布する幌加内オフィオライトの地質. *地質学雑誌*，第 86 巻，第 2 号，119-134.
- 宇田聡(1984) 大江山超苦鉄質岩体のカコウ岩による接触変成作用および“cleavable olivine”の成因について. *地質学雑誌*，第 90 巻，第 6 号，393-410
- 大場点(1995) 北海道，神居古潭構造体北部，音威子府西方域に分布する蛇紋岩メランジェと蛇紋石鉱物. *岩鉱*，90，234-246
- 片山郁夫(2010) 沈み込み帯での蛇紋岩の存在とその役割. *月刊地球*，Vol.32,No.3,131-135
- 加藤孝幸(1985) 道北の蛇紋岩と『へき開』の発達したかんらん石. *士別市立博物館報告*，第 3 号
- 加藤孝幸・中川充(1986) 神居古潭構造体超苦鉄質岩類の由来. *北海道の地質と構造運動*，地団研専報 31 号，119-135
- 紀藤典夫・君波和雄・新井田清信・蟹江康光・渡辺暉夫・川口通世(1986) 空知層群と蝦夷累層群ー北海道中軸体の後期中生代オフィオライトと前弧海盆堆積物.
- 君波和雄・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫(1986) 北海道忠成会の構造区分と層序. *北海道の地質と構造運動*，地団研専報 31 号，1-15

廣瀬丈洋・高橋美紀（2010） 蛇紋岩の摩擦特性と断層運動-研究レビューと最近の成果-
月刊地球, Vol.32,No.3,156-161