

日本地質学会第108年学術大会 (2001 金沢)

見学旅行案内書

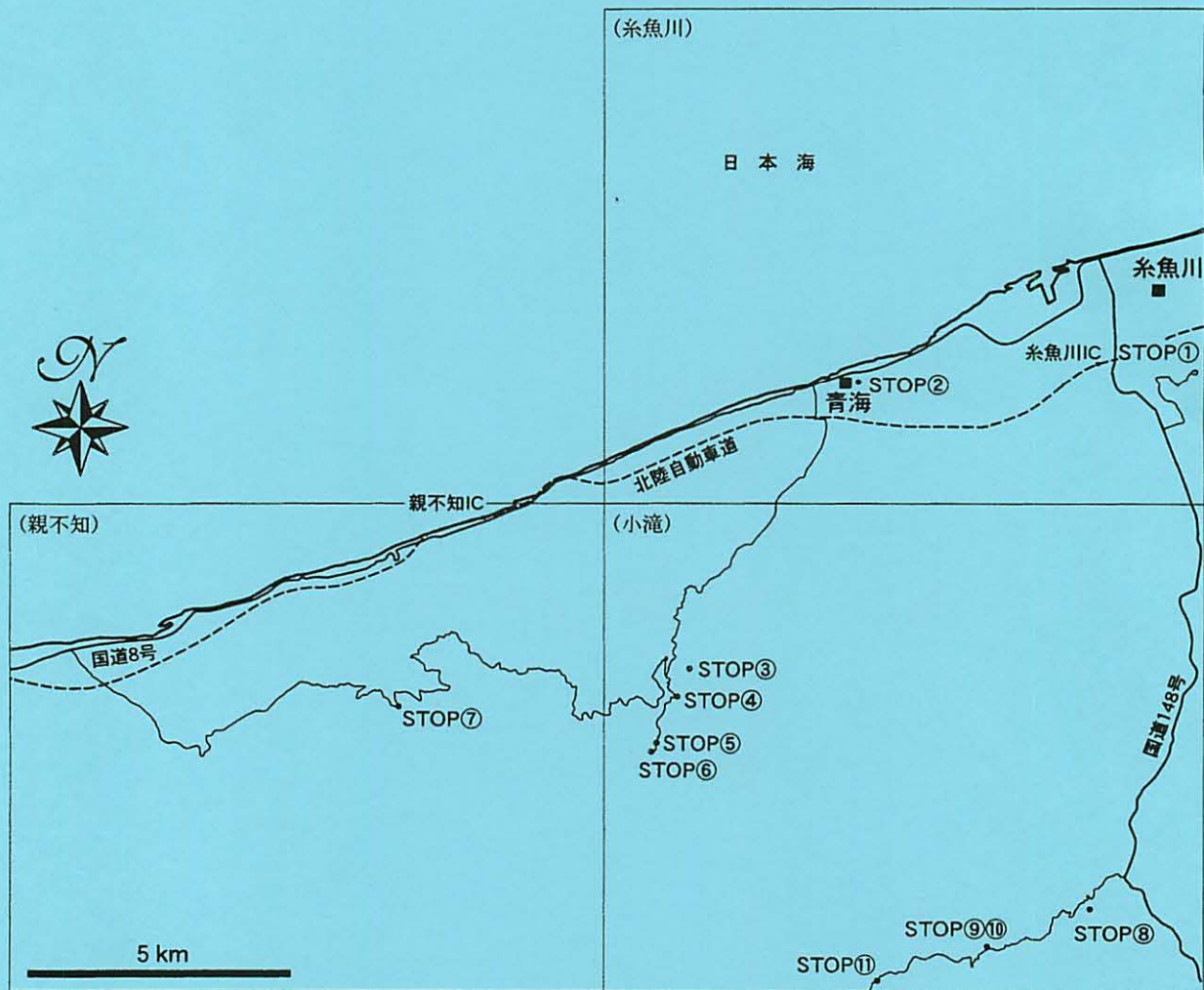
第11班 (糸魚川)

糸魚川—青海地域の古生代高圧変成岩

辻森 樹・宮島 宏・竹之内 耕

**Paleozoic High-Pressure Metamorphic Rocks in the Itoigawa - Omi Area,
Hida Mountains, Central Japan**

Tatsuki Tsujimori, Hiroshi Miyajima and Ko Takenouchi



携行地形図

1:25,000 1日目：親不知・小滝・糸魚川，2日目：小滝

見学地点（すべて新潟県内）

第1日（9月24日）

- Stop 1 糸魚川市美山公園。フォッサマグナミュージアム。巡検地域の地質説明及び館内説明。
- Stop 2 青海町青海。青海町自然史博物館前のひすい輝石岩。糸魚川石を含むひすい輝石岩（‘淡紫色ヒスイ’）を観察。
- Stop 3 青海町橋立。橋立ヒスイ峡。ひすい輝石岩転石見学。
- Stop 4 青海川流域。結晶片岩の露頭観察。変形構造観察。
- Stop 5 青海川流域。結晶片岩の露頭観察。緑れん石角閃岩～角閃岩相の変成岩（オリゴクレーヌを含む泥質片岩、ざくろ石角閃岩、紅れん石-石英片岩など）。
- Stop 6 青海川・金山谷出合。変はんれい岩の露頭観察。
- Stop 7 青海町湯ノ谷。青海結晶片岩の露頭・転石観察。緑れん石藍閃石片岩、ざくろ石藍閃石片岩、エクロジヤイトなど。

第2日目（9月25日）

- Stop 8 糸魚川市夏中。ひすい輝石岩転石（‘青色ヒスイ’）の採集
- Stop 9 糸魚川市小滝。小滝ヒスイ峡（展望台）。ヒスイ峡俯瞰、ヒスイ販売店見学。
- Stop 10 糸魚川市小滝。小滝ヒスイ峡（展望台）。ヒスイ峡指定地内見学。
- Stop 11 糸魚川市小滝。小滝川ヨシオ滝。ひすい輝石岩転石採集。

糸魚川—青海地域の古生代高压変成岩

辻森 樹¹・宮島 宏²・竹之内 耕²¹岡山理科大学自然科学研究所 (日本学術振興会特別研究員) (700-0005 岡山市理大町1-1)²フォッサマグナミュージアム (941-0056 糸魚川市美山公園)

はじめに

西南日本のオロゲンシステムは、先カンブリア系の基盤をもつ大陸塊縁辺部 (隠岐帯と飛騨帯) が、古生代前期以降、海洋プレートの沈み込みに伴う付加体形成によって海洋側へ間欠的に累帯成長を続けてきたものである (例えば, Isozaki, 1996; Maruyama, 1997). このオロゲンには古生代後期の上昇冷却年代を示す低温高压型変成岩が点在する. その分布は広域地質構造図に連続して帯状に表現することはできないが, 上昇冷却年代の共通性から, かつての広域変成帯 '蓮華帯' の断片として認識されている (例えば, Nishimura, 1990; 磯崎・丸山, 1991; Nakajima, 1997; Nishimura, 1998; Tsujimori and Itaya, 1999). この蓮華帯の高压型変成岩は, 初生的には大江山帯のかんらん岩体に衝上され, 秋吉帯の付加体構成岩類の上に覆い被さる薄いナップであったと考えられるが (例えば, 石渡ほか, 1999), 初生的な水平パイルナップ構造は, より若い時代の構造運動や火成活動によって著しく乱れている. そして, 蓮華帯の変成岩類の多くは '蛇紋岩メランジュ' 中にブロック状あるいはシート状の断片として含まれている (例えば, 松本, 1980; 中水ほか, 1989; 辻森, 1998). これが1つの広域変成帯としての復元を困難にしてきた.

しかしながら, 断片化した個々の蓮華帯変成岩と '蛇紋岩メランジュ' の詳細な研究によって, '蓮華帯' の復元が進みつつある (例えば, 梶原ほか, 1997; Tsujimori and Itaya, 1999). 地域的な問題が解かれつつあると同時に, 新しい研究成果から '蓮華帯' の構成岩類や地質を題材とした新しい研究課題に取り組む時期にも到達している. 例えば, 蓮華帯において, 最近, 昇温期から上昇冷却期までの温度圧力履歴が解析可能なエクロジヤイト (ざくろ石+オンファス輝石を約40体積%含む) が発見された (Tsujimori et al., 2000a; 辻森ほか, 2000). これにより蓮華帯において, 古生代のエクロジヤイト相深度まで沈み込んだ地殻物質の運動像の解読が可能となった. また, '蛇紋岩メランジュ' 中に断片化した個々の結晶片岩の変形構造の解析も進

められており (竹之内, 2000a), '蛇紋岩メランジュ' 形成過程における結晶片岩ブロックの分離・接合を伴う運動像について束縛条件を与えつつある.

一方, 西南日本から日本海を隔てた東アジアの地質に目を転じると, 古生代後期には '中朝地塊' と '揚子地塊' の大陸衝突に先立ち, 蓮華帯と同時期ないしは多少古い時期のエクロジヤイトの上昇が, 中国大別山北西部に知られている (410~350 Ma フェンジャイト ⁴⁰Ar/³⁹Ar年代: Xu, et al., 2000). また, 蓮華帯と同時期ないしは多少若い時期の青色片岩や緑れん石角閃岩の上昇がロシア沿海州シホテアリン山地に知られている (290~230 Ma フェンジャイト K-Ar年代: Kovalenko and Khanchuk, 1990; 辻森ほか, 1999; 辻森ほか, 未公表データ). 地理的關係と同位体年代の類似性から蓮華帯変成岩の研究は東アジアの古生代オロゲンの連続性などの諸問題を解く鍵を握るといえる. さらに, 蓮華帯変成岩を含む '蛇紋岩メランジュ' の地質は, 蛇紋岩海山など現在の沈み込み帯前弧域の地質現象を陸域で検証するために最適のフィールドでもある. 蓮華帯変成岩を含む '蛇紋岩メランジュ' では, 上部マントルのかんらん岩を起源とする蛇紋岩と, それに取り込まれたスラブ起源の変成岩ブロックの累進変成作用から, 沈み込み帯深部におけるスラブ物質の脱水過程と, その結果としてのウェッジマントル蛇紋岩化に関する一般則をエクロジヤイト相深度から探ることが可能である. また, '蛇紋岩メランジュ' に産する様々な単鉱物岩やロディン岩及びそれらに含まれる稀少鉱物 (例えば, Komatsu et al., 1973; Miyajima et al., 1999) は, 特定の元素の濃集や溶脱を促進する交代作用や, 超苦鉄質岩—流体・熱水の相互作用など, 蛇紋岩地帯に関連した様々な物質循環機構を理解するための手がかりを提供する.

この見学旅行第11班「糸魚川—青海地域の古生代高压変成岩」では, 主として糸魚川—青海地域に分布する蓮華帯の古生代高压変成岩の岩石学 (辻森 樹 担当) と変形構造 (竹之内耕 担当), 及び蛇紋岩に伴って産するひすい輝石岩等様々な岩石・鉱物 (宮島 宏 担当) についての観察と現地討論を目的とする. なお,

この地域に関係する巡検案内書としては、小松ほか (1982), 長谷川・後藤 (1990), Nakajima et al. (1992) などが出版されている。

[辻森 樹]

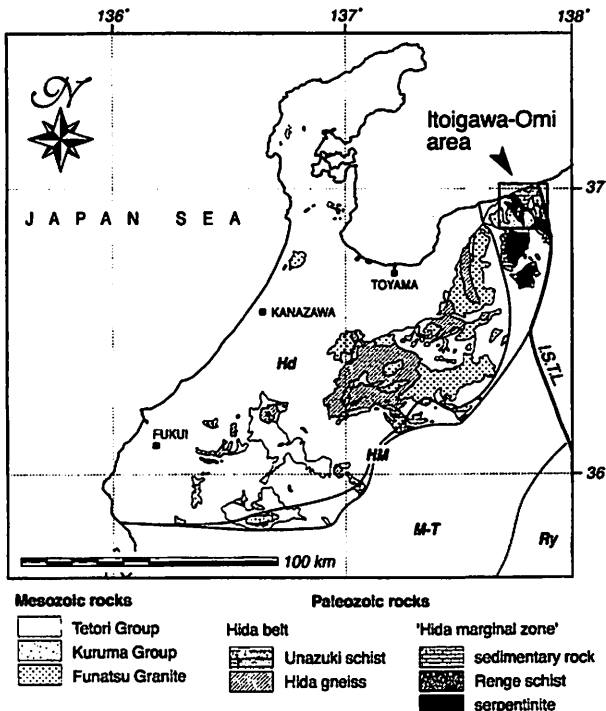
地質概説

飛騨山地には、低圧～中圧の飛騨片麻岩・宇奈月片岩及び花崗岩バソリスから構成される飛騨帯と、ジュラ紀付加体構成岩類からなる美濃一丹波帯の間の狭い地域に、非変成上部古生界や低温高圧型変成岩・超苦鉄質岩類が点在し、その分布地域は‘飛騨外縁帯’と呼ばれてきた。1990年頃から、‘飛騨外縁帯’の高圧変成岩類は、中国山地や北九州の広い範囲に点在する古生代後期の高圧変成岩類と一緒に、独立した地帯構造単位‘蓮華帯’の構成要素として認識されるようになった (Nishimura, 1990; 磯崎・丸山, 1991; Nakajima, 1997; Nishimura, 1998; Tsujimori and Itaya, 1999)。そして、他の‘飛騨外縁帯’構成岩類の多くも西南日本内帯の古生代地質体群 (大江山帯, 蓮華帯, 秋吉帯, 舞鶴帯) の構成要素と対比が可能となっている。従って、‘飛騨外縁帯’は1つの独立した地帯構造単位というよりも、むしろ古生代地質体群の断片から構成された複合地帯と解釈できる。本巡検案内書ではこの意味で

‘飛騨外縁帯’という名称を用いる。新潟県南西部の糸魚川-青海地域は‘飛騨外縁帯’北端に位置し、姫川に沿った糸魚川-静岡構造線の西側に、蓮華帯の高圧変成岩類を含んだ蛇紋岩メランジュと秋吉帯や舞鶴帯に対比されるペルム紀付加体構成岩類 (石灰岩, 緑色岩, 頁岩, チャートなど) からなる古生界が分布する (第1図)。

本地域には糸魚川-静岡構造線と並列するように NNE-SSW から NE-SW 方向の断層系が卓越し、古生界は西から、(1) 高圧変成岩類を含んだ蛇紋岩メランジュ, (2) 青海石灰岩層群及び姫川層群*, (3) 虫川層の少なくとも3つの地質ユニットに区分さる (例えば, 小松ほか, 1985)。各ユニットの構成岩類はそれぞれ蓮華帯, 秋吉帯, 舞鶴帯のそれに対比される。これら古生界の地質は、下部ジュラ系来馬層群の碎屑岩類に不整合で覆われるか断層で接し、さらに白亜系手取層群相当層の碎屑岩類がそれらを不整合に覆う (小林ほか, 1957; Chihara et al., 1979; 白石, 1992; 熊崎・小嶋, 1996)。青海川河口から約1km西方の海岸沿いには、白亜紀後期のフィッシュトラック年代 (石橋, 1986) を示す花崗岩が貫入し、親不知付近から西方の日本海側は白亜紀後期の全岩 K-Ar 年代 (山田ほか, 2001) の親不知火山岩層に覆われる。また、新第三系の酸性火山岩類が本地域の各所に貫入する。

[辻森 樹]



第1図 飛騨山地の先第三系の地質と地帯構造区分。Hd: 飛騨帯, HM: ‘飛騨外縁帯’, M-T: 美濃一丹波帯。

糸魚川-青海地域の古生代高圧変成岩**

1 蓮華帯の高圧変成岩類

新潟県西頸城郡青海町の橋立から青海川支流のアキ谷, アイサワ谷, 金山谷の青海川水系から、西方の境川水系に属する上路川支流の湯ノ谷上流にかけての1帯に、結晶片岩類と蛇紋岩が露出する (第2図)。結晶片岩類はその分布地域の南西部で来馬層群と断層で接し、中央部では手取層群相当層の尻高山礫岩層に不整合で覆われる。この地域の結晶片岩類について、Banno (1958) は ‘Omi schist’ と呼び、泥質片岩中の黒雲母の出現を基準に、低温部の緑泥石帯と高温部の黒雲母帯の2帯に変成分帯した。そして、緑泥石帯の3箇所から藍閃石片岩を記載した。その後、松本 (1980) はこの地域が、大小の結晶片岩が蛇紋岩のマトリクス中にテクトニックブロックとして散在する蛇紋岩メランジュであることを明らかにした。この蛇紋岩メランジュには結晶片岩の他に、変はんれい岩, 緑色

*小松ほか (1985) は姫川層群と虫川層 (彼らの ‘虫川オリストストローム’) の両方を舞鶴帯に対比したが、最近、河合・竹内 (2000) は層序と化石年代から姫川層群相当層を秋吉帯の地層に対比している。

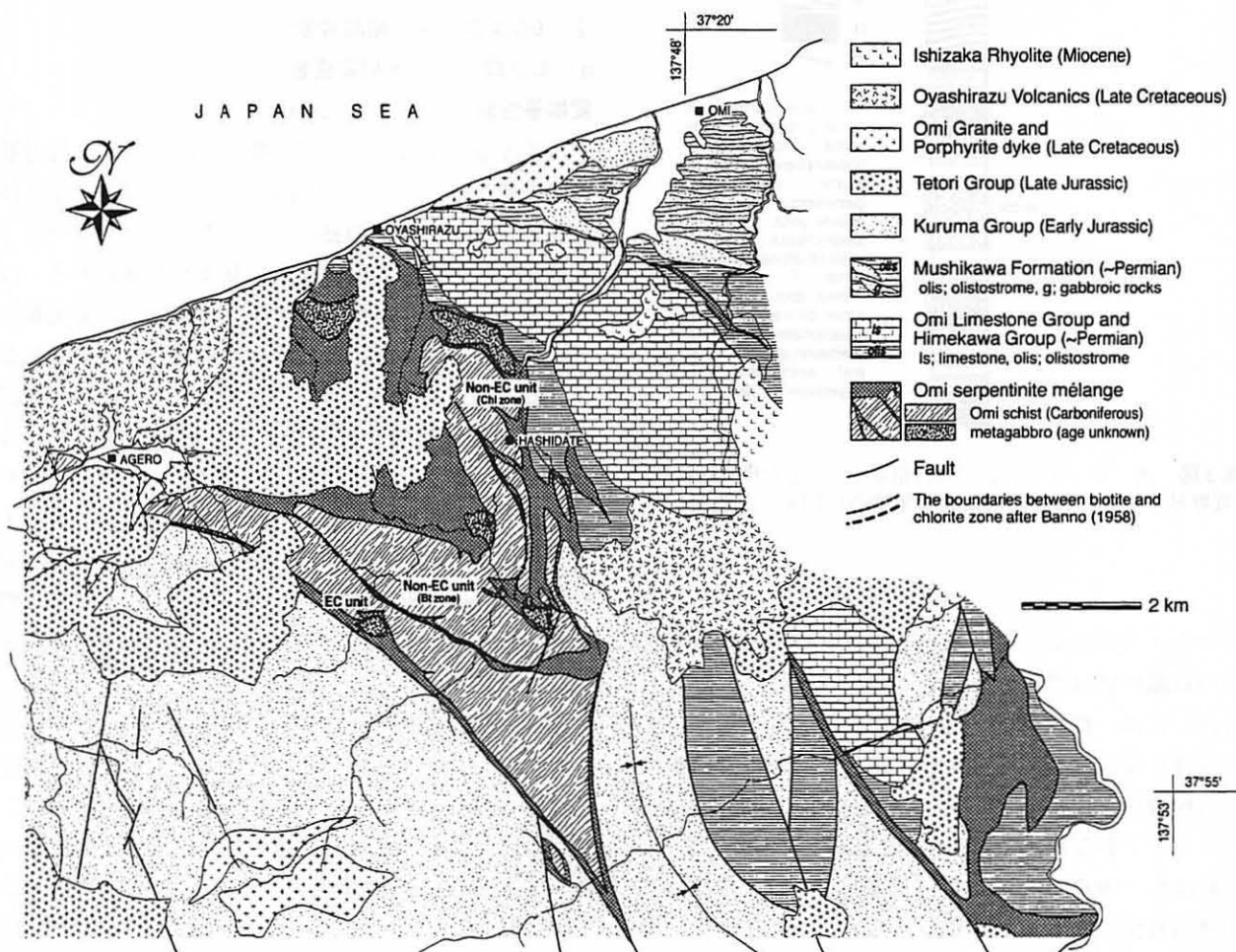
**本節で用いる鉱物名は坂野ほか (1999) の教科書で用いられている鉱物名に従った。

岩類, ひすい輝石岩, アルビタイト, ロディン岩などがテクトニックブロックとして含まれる (例えば, 松本, 1980; 松本ほか, 1997). 松本 (1980) はBanno (1958) の変成分帯によって示された温度構造が, メランジュ中での見かけの温度構造として成立していることも示した.

青海結晶片岩は青海川本流域と湯ノ谷から金山谷上流及びアイサワ谷上流にかけての地域で分布する岩相が大きく異なる (第3図). 特に, 湯ノ谷から金山谷上流及びアイサワ谷上流にかけてのBanno (1958) の緑泥石帯には断続的に緑れん石藍閃石片岩や粗粒なざくろ石を含んだ泥質片岩が露出し, 転石としても藍閃石片岩が多産する. Tsujimori et al. (2000a) 及び辻森ほか (2000) はBanno (1958) が全岩組成分析を行った緑色片岩試料 (SB56072804b) の露頭がある湯ノ谷において, 複数の緑れん石藍閃石片岩の露頭を確認し, 転石として多数の緑れん石藍閃石片岩とざくろ石藍閃石片岩及び藍閃石エクロジャイト***を記載した. この一帯

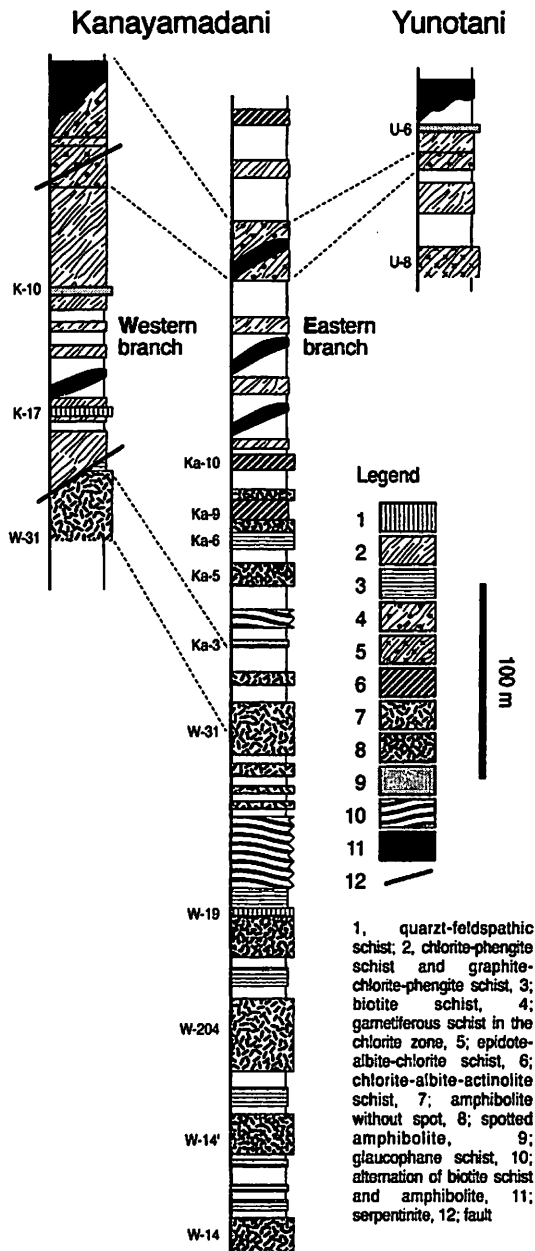
には緑れん石青色片岩相~エクロジャイト相変成岩が広く分布している (辻森, 2000). 最近, 辻森ほか (2001) はこの一帯をエクロジャイトユニット (以下, 「ECユニット」と略す) と呼び, 青海川本流域の結晶片岩と区別した. 湯ノ谷一帯のECユニットに対して, 青海川本流域の結晶片岩分布域を非エクロジャイトユニット (以下, 「Non-ECユニット」と略す) と呼ぶことが可能である.

一方, 青海川本流域の結晶片岩は, Banno (1958) の黒雲母帯 (南部) と緑泥石帯 (北部) に区分される. 両帯の結晶片岩は蛇紋岩により境され, それぞれの帯の結晶片岩は多かれ少なかれブロック化している. 黒雲母帯の結晶片岩は, オリゴクレスを普遍的に含むような角閃岩相変成岩から構成される. 杉村ほか (1994) は青海川本流域の泥質片岩において, カリ長石が低変成度から高変成度まで安定に存在すること, 及び, 黒雲母の出現とほぼ同時にオリゴクレスが出現することを見いだした. 伊藤ほか (1998) も, 黒雲母



第2図 青海-小滝周辺の地質図. (Banno, 1958; 松本, 1980; 熊崎・小嶋, 1996の地質図を合成して, 一部改変)

***Tsujimori et al. (2000a) 及び辻森ほか (2000b) は, Carswell (1990) の狭義のエクロジャイトの定義 (ざくろ石+オンファス輝石が合計70%以上) に従い, 「エクロジャイト質藍閃石片岩」と呼んだ. 彼らの記載した標本はざくろ石+オンファス輝石を合計40%含む.



第3図 湯ノ谷と金山谷上流の岩相変化を示した模式柱状図。(坂野昇平博士の1955年東京大学卒論の付図を一部改変)

帯からオリゴクレスの産出を確認している。緑泥石帯の結晶片岩は黒雲母を欠き、緑泥石帯の一部(橋立付近)には、枕状構造を残した変玄武岩も存在し、それらにはしばしば藍閃石を含む。しかしながら、松本ほか(1997)は緑泥石帯の結晶片岩(松本(1980)のS6ブロック)からオリゴクレスを記載しており、また、杉村ほか(1997)によれば、「黒雲母の一部または全部が緑泥石化していると考えられる岩石も存在する。後退変成作用の影響は黒雲母アイソグラッドの定義の決定を曖昧にしている。南部で低変成度を示す岩石中の黒雲母の組成と組織は、北部で低変成度を示す岩石中

にかつて黒雲母が出現した可能性を否定できない。」とされている。

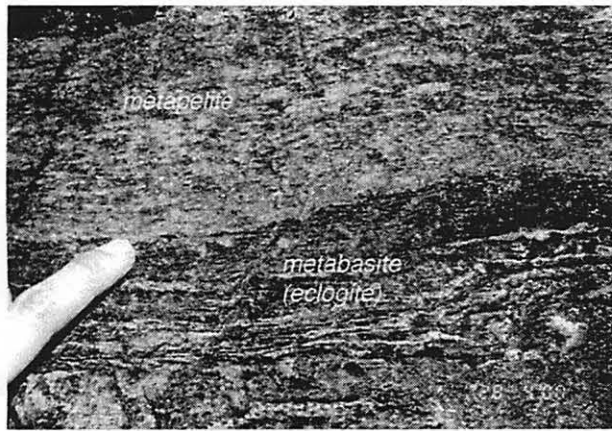
青海地域では、これまでに主としてNon-ECユニットの泥質片岩中のフェンジャイトについてK-Ar年代測定が行われてきており、その冷却年代の多くは約330~280 Maに集中する(柴田・野沢, 1970; 柄座ほか, 1997)。また、黒雲母のK-Ar年代として315Ma (Shibata and Nozawa, 1968)が報告され、白雲母Rb-Sr年代年代として308Ma, 318Ma (早瀬ほか, 1968), 黒雲母-白雲母-全岩Rb-Srアイソクロン年代として362Ma (Shibata et al., 1970)が報告されている。最近、辻森ほか(2001)は湯ノ谷上流のECユニットの泥質片岩からフェンジャイトの単結晶を分離し、レーザー段階加熱による⁴⁰Ar/³⁹Ar年代測定を行ったところ、明瞭な342.5±5.0 Maのプラトー年代が得られた。また、湯ノ谷から採取された藍閃石片岩(坂野昇平博士が1956年に採取した標本(以下、「坂野標本」と略す)中の1標本)中のフェンジャイトのK-Ar年代測定を行ったところ343.7±7.0 Maであった。

2 ECユニットの結晶片岩

a) エクロジャイト相変成岩

変塩基性岩 辻森ほか(2000)が記載したエクロジャイトは変泥質岩を母岩として、幅約1.2mの変塩基性岩層として見いだされた。この産状から、エクロジャイトは蛇紋岩メランジュ中の独立したテクトニックブロックではなく、もともと変泥質岩に挟まれた層状あるいはレンズ状の*in situ*エクロジャイトであって、変泥質岩もエクロジャイト相の変成作用を経験していると思なされる。湯ノ谷上流では谷を埋める転石に明瞭な変泥質岩と変塩基性岩の互層関係がしばしば観察される(第4図)。エクロジャイトはさらにオンファス輝石を欠くざくろ石藍閃石片岩とも互層する。エクロジャイト(EC)はざくろ石藍閃石片岩(GG)に比べて、全岩組成のMg#が低い(EC=0.41~0.49<GG=0.55)。変塩基性岩において、ざくろ石+オンファス輝石のモード組成(特に、オンファス輝石のモード)は全岩組成に大きく左右され、最大で70%に達する。

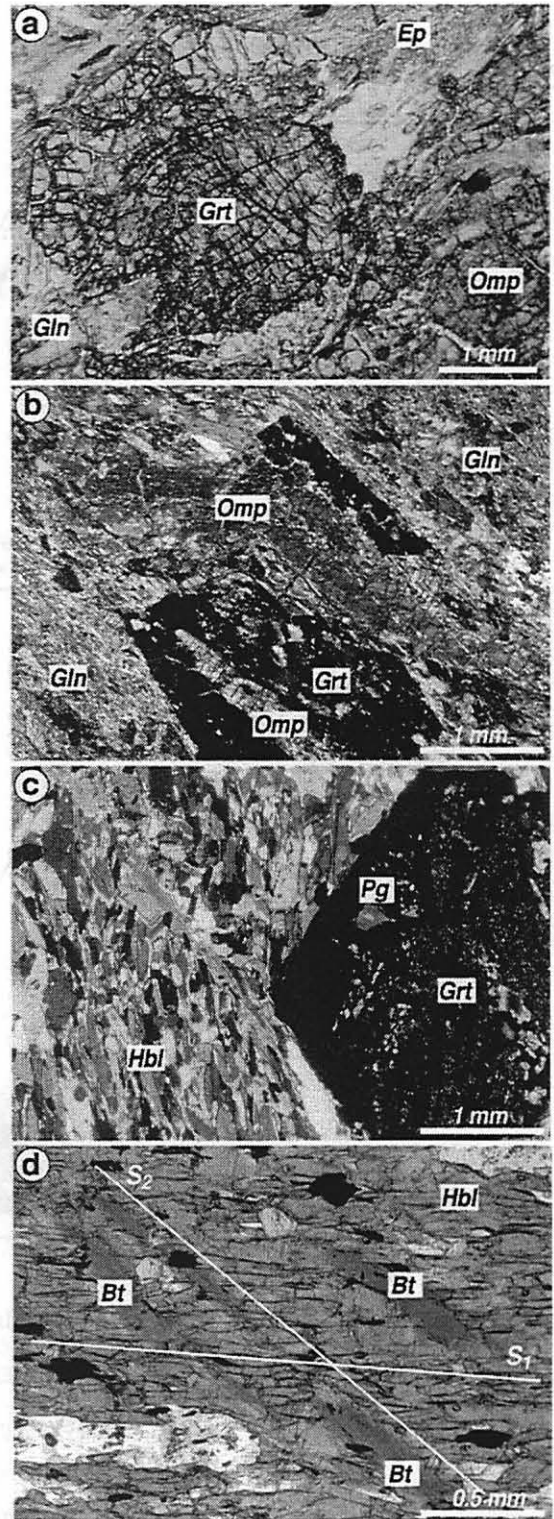
エクロジャイトは比較的片理が発達した粗粒の変塩基性岩であり、ざくろ石の斑状変晶(径約3~8mm)と柱状のオンファス輝石(長径約2~15mm)が藍閃石と緑れん石からなる濃紺色のマトリクス中に散在する(第5図a, b)。エクロジャイト相の鉱物組み合わせは、ざくろ石+オンファス輝石+藍閃石+緑れん石+ルチル+石英であり、片理(S₁)を規定する。片理(S₁)に垂直な方向での藍閃石と緑れん石の量比の相違によ



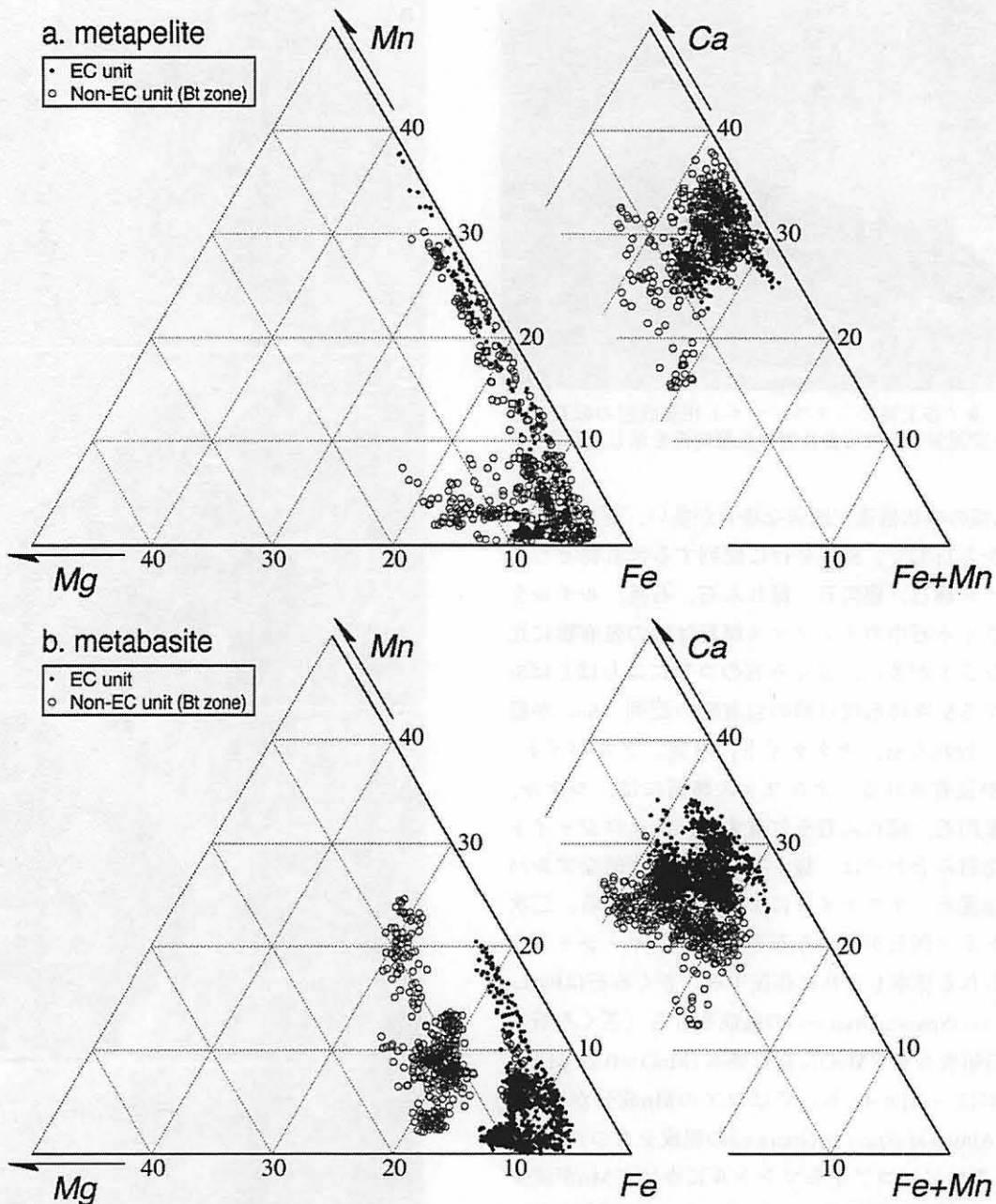
第4図 湯ノ谷上流のエクロジャイト相変成岩の転石に観察される変泥質岩と変塩基性岩の互層関係を示した写真。

る数mm幅の縞状構造が顕著な場合が多い。ざくろ石は半自形から自形で、 S_1 に平行に配列する包有物としてオンファス輝石、藍閃石、緑れん石、石英、ルチルを含む。ざくろ石中のオンファス輝石は他の包有物に比べ粗粒なことが多い。ざくろ石のコアにはしばしば S_1 に直交する S_1 片理形成以前の包有物の配列(S_0)が認められ、緑れん石、チタナイト、石英、アルバイト、藍閃石が包有される。オンファス輝石には、ルチル、石英、藍閃石、緑れん石を包有する。エクロジャイト相の鉱物組み合わせは、様々な程度で二次的なアルバイト、緑泥石、チタナイトによって置換される。二次的なアクチノ閃石がざくろ石のプレッシャーシャドーに認められる標本もまれに存在する。ざくろ石は $\text{Pyr}_{4.0-11.9}\text{Alm}_{54.3-66.9}\text{Sps}_{0.9-7.7}\text{Grs}_{21.7-34.3}$ の組成をもち(ざくろ石に富み全岩組成も若干MnOに富む標本(MnO=0.23 wt.%, 他の標本は~0.18 wt.%)ではコアのMn成分が高く、 $\text{Pyr}_{2.1-11.4}\text{Alm}_{47.8-68.8}\text{Sps}_{0.1-20.5}\text{Grs}_{21.3-35.5}$ の組成をもつ)(第6図)、基本的にはコアからマントルにかけてMnが減少するベル型の正累帯構造を示す。いくつかの標本では、リム付近でMgが減少する逆累帯構造をもつ。また、Caはコアからマントルにかけ減少し、リムで再び増加する場合が多い。オンファス輝石は $\text{Jd}_{37.9-50.8}\text{Ae}_{4.8-13.1}\text{Di}_{40.6-53.4}$ の組成をもち(第7図)、互いに接するざくろ石とオンファス輝石間の Fe^{2+} -Mg分配係数は15~18に集中する。

ざくろ石藍閃石片岩の多くは、オンファス輝石を欠くことを除けば、エクロジャイトとほぼ同等の記載岩石学的な特徴を持つ。しかし、ざくろ石藍閃石片岩のマトリクスは、エクロジャイトのそれに比べて、後退変成作用による再結晶の程度が大きい場合が多い。ざくろ石藍閃石片岩には、ざくろ石の斑状変晶が1cm以上に達する粗粒なものも存在する。粗粒なざくろ石のプレッシャーシャドーには、しばしばアクチノ閃石~パロア閃石組成の二次的な角閃石やフェンジャイト、



第5図 青海地域に産する高変成度岩の薄片写真。(a) 湯ノ谷のエクロジャイト。ざくろ石 (Grt) とオンファス輝石 (Omp) は共に藍閃石 (Gln) と共存する。オープンニコル。(b) 湯ノ谷のエクロジャイト。オンファス輝石はざくろ石に貫入するように包有される。オープンニコル。湯ノ谷のエクロジャイトの標本及び薄片カラー写真は、Tsumimori et al. (2000b) のPlate 8を参照されたい (<http://www.ous.ac.jp/rins/geol/iec2001/>よりPDFファイルをダウンロード可)。(c) 青海川の片理の発達したざくろ石角閃岩。ざくろ石の包有物としてパラゴナイト (Pg) と緑れん石が産する。(d) 写真 (c) の薄片で観察される斜交する2つの面構造。ホルンブレンド (Hbl) の定向配列が規定する S_1 片理を、二次的な黒雲母が規定する S_2 片理に切られる。

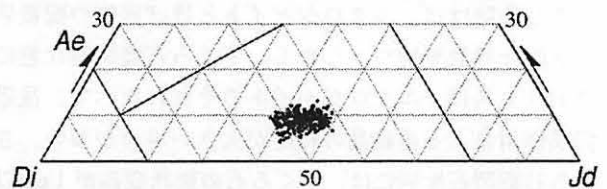


第6図 ざくろ石の化学組成 (Mn-Fe-Mg図及び, Ca-(Fe+Mn)-Mg図). (a) 変泥質岩中のざくろ石の組成傾向. (b) 変塩基性岩中のざくろ石の組成傾向. (辻森ほか, 2001; 辻森, 未公表データ)
EC unit: 湯ノ谷, 金山谷上流の標本, Non-EC unit: 青海川流域, 金山谷の標本.

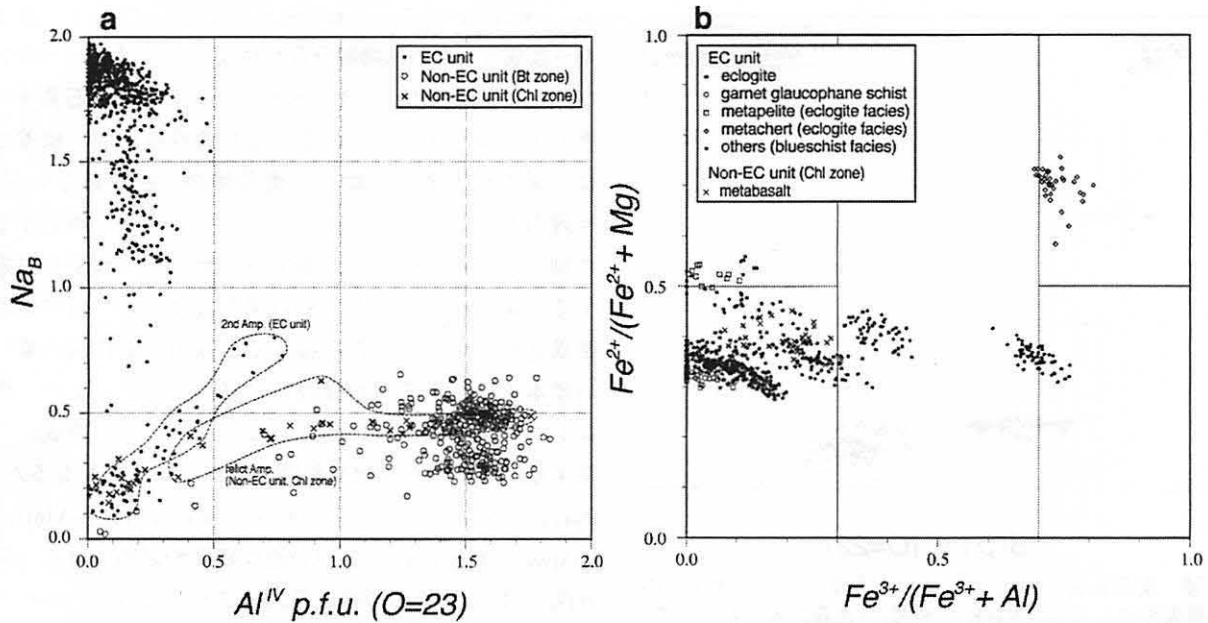
緑泥石の成長が認められる. ざくろ石藍閃石片岩の藍閃石はその全岩組成を反映して, Mg#がエクロジャイトのそれより高い(第8図). ざくろ石は $\text{Pyr}_{3.3-10.5}\text{Alm}_{48.2-64.8}\text{Sps}_{0.7-17.7}\text{Grs}_{24.6-34.3}$ の組成をもち, エクロジャイトと同じ組成累帯のパターンを示す.

変泥質岩 ECユニットの変泥質岩には, 粗粒なざくろ石(径~1cm)で特徴づけられる岩相が存在し(ざくろ石が細粒な岩相も存在する), この地層は層厚20~50mの鍵層として約6 km以上に連続する(Banno, 1958)(第3図). ECユニットの泥質片岩は, 初生的には‘石英+パラゴナイト+フェンジャイト+ざくろ石+ルチル±鉄藍閃石±クリノゾイサイト’の組み合わせで特

徴づけられ, 炭質物を多く含む黒色の泥質片岩にも鉄藍閃石を普通に含む標本がある. ただし, 初生の鉄藍閃石(Mg#=0.46~0.50)やざくろ石は二次的な緑泥石やアルバイトに置換されている場合が多い. 細粒白色



第7図 エクロジャイトに含まれるオンファス輝石の化学組成. Ae(エジリン成分) $=100 \times \text{Fe}^{2+}/(\text{Ca}+\text{Na})$, Jd(ひすい輝石成分) $=100 \times \text{Al}^{\text{VI}}/(\text{Ca}+\text{Na})$, Di(透輝石成分) $=100 \times \text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$. (辻森ほか, 2001b; 辻森, 未公表データ)



第8図 角閃石の化学組成。(a) Na角閃石の組成を示した $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al) - Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ 図。(b) Na角閃石, Ca-Na角閃石, Ca角閃石の組成を示した $Na_B - Al^{IV}$ 図。(辻森ほか, 2001 b; 辻森, 未公表データ) EC unit: 湯ノ谷, 金山谷上流, アイサワ谷上流の標本, Non-EC unit: 青海川流域, 金山谷の標本。

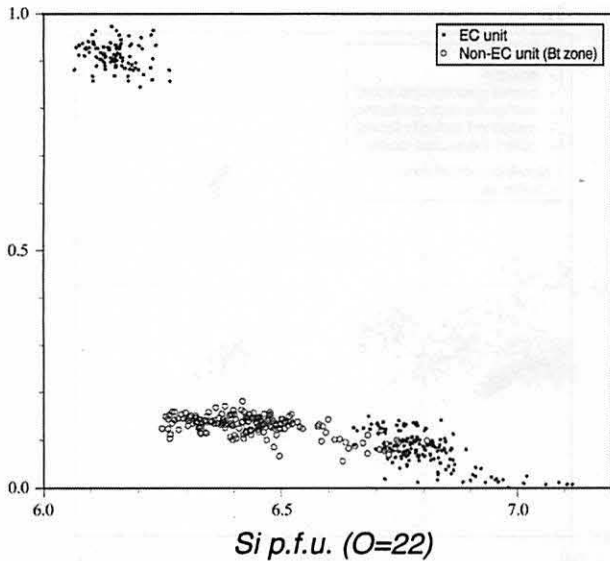
雲母集合体からなる柱状鉱物仮像を普通を含む標本もある。変塩基性岩に比べて、後退変成作用による再結晶と変形が著しく、多くの標本はアルバイトが二次的かどうかの判断が困難であり、見かけ上、‘石英+フェンジャイト±パラゴナイト+アルバイト+緑泥石+チタナイト±ざくろ石±クリノゾイサイト±炭質物’の組み合わせの泥質片岩である。湯ノ谷の粗粒なざくろ石のリムは石英の粒間を埋めながら骨組み状に成長しているものが多い。金山谷上流の粗粒なざくろ石を含んだ泥質片岩(坂野標本)にも同様の組織が観察できる。ざくろ石は $Pyr_{0.6-9.6}Alm_{31.5-67.6}Sps_{0.5-37.8}Grs_{22.9-36.2}$ の組成をもち、エクロジャイトと同じ組成累帯のパターンを示す(第6図)。フェンジャイトは、Non-ECユニットのそれに比べてSiが高い傾向がある(第9図)。

変成チャート 湯ノ谷上流にエクロジャイト相変成岩と一緒に転石として見いだされる。非常に緻密な岩石であり、‘石英+リーベック閃石+Mnざくろ石($Pyr_{<0.3}Alm_{29-10.2}Sps_{72.9-80.6}Grs_{8.5-15.5}Adr_{0.6-8.6}$) + 赤鉄鉱±スティルプノメレン’の鉱物組み合わせで特徴づけられる。マグネシオリーベック閃石は0.4~1.0wt.%のMnOを含む。スティルプノメレンは二次的に細粒なMnざくろ石の間を埋めたり、赤鉄鉱の周囲に成長している。

b) 青色片岩相変成岩

変塩基性岩 湯ノ谷の藍閃石片岩は、基本的にはアルバイトが安定な緑れん石青色片岩相の鉱物組み合わせで特徴づけられるが、まれに緑泥石化しつつあるざく

ろ石を残晶として含むことがあり、エクロジャイトやざくろ石藍閃石片岩の細粒で再結晶が著しい部分の標本とは区別をつけることは困難である。これらはエクロジャイトやざくろ石藍閃石片岩が青色片岩相で強い変形と再結晶を受けたものに相当すると考えられる。湯ノ谷の藍閃石片岩は、藍閃石、フェンジャイト、緑泥石の定向配列が規定する片理がよく発達する。緑泥石とフェンジャイトに富む試料は野外では緑色の片岩であるが、藍閃石に富む試料は濃紺色を呈する。‘藍閃石+緑れん石+緑泥石+フェンジャイト+石英+アルバイト+チタナイト’の鉱物組み合わせをもつものが多いが、方解石と赤鉄鉱からなる鉱物集合体(~3mm)を含む片岩が認められ、その試料ではNa角閃石は藍閃石ではなくクロス閃石である(第7図)。湯ノ谷には、緑れん石藍閃石片岩中の藍閃石がリムからアクチノ閃石に置換される組織を示す岩相が部分的に存在する。ECユニット相当層において、Banno (1958)は湯ノ谷の他に金山谷上流とアイサワ谷上流左岸の露頭から藍閃石片岩を記載している。アイサワ谷の坂野標本はクロス閃石~マグネシオリーベック閃石を含み、リムに向かってウィンチ閃石組成になる顕著な組成累帯を示す。**変泥質岩** 湯ノ谷において藍閃石片岩と互層する泥質片岩は、‘石英+フェンジャイト+アルバイト+緑泥石+チタナイト±炭質物±ざくろ石±クリノゾイサイト±パラゴナイト’の鉱物組み合わせをもち、エクロジャイトを挟む泥質片岩の再結晶と変形の著しい部分の標本と区別は困難である場合が多い。



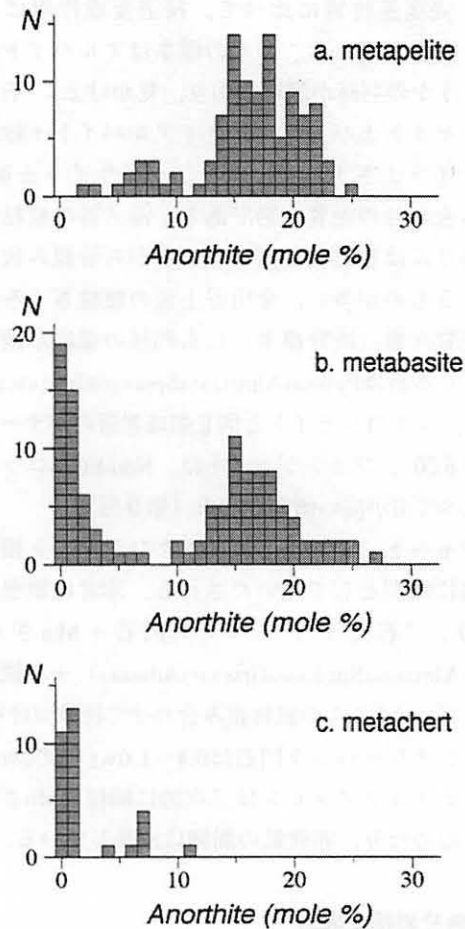
第9図 変泥質岩中のフェンジャイト及びパラゴナイトの化学組成を示したNa/(Na+K)-Si図。(辻森, 未公表データ) EC unit: 湯ノ谷, 金山谷上流の標本, Non-EC unit: 青海川流域, 金山谷の標本。

3 Non-ECユニットの結晶片岩

a) 角閃岩相変成岩 (黒雲母帯)

変塩基性岩 青海川本流域の黒雲母帯にはざくろ石をあまり含まない片理のよく発達した変塩基性岩が変泥質岩と互層し, ‘ホルンブレンド+黒雲母+緑泥石+オリゴクレーズ (~アルバイト) +石英+ルチル+イルメナイト’ や ‘ホルンブレンド+緑れん石+緑泥石+オリゴクレーズ (~アルバイト) ±黒雲母+石英+磁鉄鉱’ の鉱物組み合わせが一般的である。石英のモードが多く, より珪質な標本では, ホルンブレンドを欠くこともあり, ‘緑れん石+緑泥石+オリゴクレーズ (~アルバイト) +フェンジャイト±黒雲母±ざくろ石+石英’ の鉱物組み合わせをもつ。また, 黒雲母帯には上記の鉱物組み合わせの塩基性片岩の他に, 粗粒なざくろ石を含むような角閃岩 (以下, 「ざくろ石角閃岩」と呼ぶ) が産する。この岩相は蛇紋岩メランジュ中に独立した構造岩塊としても記載されているが (例えば, 松本, 1980; 中水ほか, 1989), 変泥質岩と互層する *in-situ* な地層や変泥質岩中のレンズ状としても産する。このような産状はECユニットのエクロジャイトと共通し, 変塩基性岩は変泥質岩に比べて後退変成・変形作用の影響を免れている場合が多い。ざくろ石角閃岩は, ホルンブレンド, ざくろ石, クリノゾイサイト, オリゴクレーズ (~アルバイト), 石英, 黒雲母, パラゴナイト, フェンジャイト, ルチル, イルメナイト, 燐灰石を含むが, これら全ての鉱物が平衡共存するわけでない。特に, パラゴナイトとクリノゾイサイトのほとんどは正累帯構造をもつざくろ石の包有物として産する (パラゴナイトを含まない標本も存在す

る) (第5図c)。ざくろ石の包有物として記憶された昇温期~変成ピークの鉱物組み合わせは, ‘ざくろ石+ホルンブレンド+クリノゾイサイト+パラゴナイト+石英+ルチル±アルバイト’ である。変形の程度が弱い標本では, 黒雲母と他の鉱物の平衡関係の判断が難しいが, 片理の発達した標本では, ホルンブレンドが規定する片理S₁を斜めに切って, 黒雲母が新しい片理S₂を規定する (第5図d)。また, S₂の黒雲母はざくろ石の逆累帯構造を示すリムとのみ接する。後退変成作用の著しい標本ではざくろ石が緑泥石に置換される。また, ホルンブレンドはリムに向かってアクチノ閃石組成に累帯する。ざくろ石の組成範囲は標本によって異なるが, $\text{Pyr}_{6.1-16.7}\text{Alm}_{46.3-63.3}\text{Sps}_{2.2-24.6}\text{Grs}_{12.4-30.8}$ と $\text{Pyr}_{4.5-7.9}\text{Alm}_{53.8-64.4}\text{Sps}_{4.5-11.4}\text{Grs}_{23.2-31.7}$ の2つの組成範囲が認められる (第6図)。特に, 前者の組成範囲のざくろ石はコアからマントルにかけてセクト構造を示し, リムでオシラトリ成長を記憶した複雑な組成累帯構造をもち, ECユニットのざくろ石よりも, Mg成分に富みCaに乏しい組成をもつ場合が多い (第6図)。オリゴクレーズのアノーサイト成分は最大27 mole%に達する (第10図)。



第10図 Non-ECユニット (黒雲母帯) の変成岩 (青海川流域, 金山谷の標本) に含まれる斜長石のアノーサイト成分のヒストグラム。(a) 変泥質岩, (b) 変塩基性岩, (c) 変チャート (辻森, 未公表データ)

変泥質岩 黒雲母帯の泥質片岩は、ざくろ石、黒雲母、オリゴクレーズ (~アルバイト)、フェンジャイト、緑泥石、石英、ルチル、イルメナイト、ホルンブレンド、クリノゾイサイト、チタナイト、燐灰石、電気石、炭質物、方灰石を含む。炭質物を含む標本はホルンブレンドを欠くことが多い。また、クリノゾイサイトをマトリクスに含む標本はまれで、クリノゾイサイトのほとんどはざくろ石の包有物として産する。チタナイトもざくろ石の包有物としてのみ産する。緑泥石は黒雲母を置換する二次的な産状が多い。まれに、緑泥石と黒雲母がホルンブレンドを置換する標本があり、その標本ではファンジャイトを欠く。緑泥石がざくろ石を置換し、その仮像に黒雲母が成長している場合もある。ざくろ石はECユニットの泥質片岩のそれに比べて細粒なものが多く、それらは黒雲母を包有する点で大きく異なる。ところが、ECユニットの粗粒ざくろ石と組織が似たリムが骨組み状の粗粒 (径~6mm) ざくろ石を含む標本も存在し、そのような組織のざくろ石は黒雲母を包有しない。オリゴクレーズは斑状変晶をなす標本となさない標本があり、前者はアルバイトの薄いリムをもつ。ざくろ石は標本によって異なるが $\text{Pyr}_{7-15.5}\text{Alm}_{33.2-68.2}\text{Sps}_{0.3-30.2}\text{Grs}_{15.3-38.0}$ の組成範囲を示し、Mnが減少するベル型の正累帯構造を示す。また、CaはコアとマントルでCaの極大を示す。オリゴクレーズのアノーサイト成分は最大25mole%に達する (第10図)。

‘ざくろ石+黒雲母+ファンジャイト+ホルンブレンド+オリゴクレーズ+石英+ルチル’の鉱物組み合わせをもつ標本に観察される鉱物の包有関係について着目すると、ざくろ石の斑状変晶 (径~2mm) はそのリムにのみ黒雲母を包有し、マトリクスの細粒ざくろ石 (自形) は片理を構成する黒雲母に包有される。オリゴクレーズの斑状変晶 (径~3mm) はアルバイトの薄いリムをもち、オリゴクレーズの組成の部分には、細粒のざくろ石 (自形)、黒雲母、フェンジャイトを包有する。片理と平行に定向配列するホルンブレンドやフェンジャイトには、細粒ざくろ石が包有されることがある。ざくろ石、オリゴクレーズ、黒雲母、ホルンブレンド、フェンジャイトのいずれも、石英とルチルを包有する。

変成チャート 紅れん石を含む変成チャートが金山谷や青海川林道沿いの露頭に産する。青海川林道沿いの露頭の紅れん石-石英片岩は、‘石英+アルバイト (An_{1-11}) + 紅れん石+フェンジャイト ($\text{Si}=6.3\sim 6.7$) + ざくろ石 ($\text{Pyr}_{<0.3}\text{Alm}_{2.9-10.2}\text{Sps}_{72.9-80.6}\text{Grs}_{10.6-13.9}\text{Adr}_{<0.5}$) + 緑泥石 ($\text{Mg}\# = 0.98\sim 0.99$) + 赤鉄鉱’の鉱物組み合わせをもつ。金山谷の紅れん石-石英片岩の坂野標本は、Mnカ

ミントン閃石を特徴的に含み、石英+アルバイト ($\text{An}_{<1}$) + 紅れん石 + ざくろ石 ($\text{Pyr}_{<4.5}\text{Alm}_{<8.4}\text{Sps}_{72.7-89.0}\text{Grs}_{<12.6}\text{Adr}_{<17.8}$) + Mnカミントン閃石 ($\text{Mg}\# = 0.93\sim 0.98$, $\text{MnO} = 5.4\sim 18.2\text{wt.}\%$) + フロゴパイト ($\text{Mg}\# = 0.88\sim 0.93$) + フェンジャイト ($\text{Si} = 6.5\sim 6.7$) + 赤鉄鉱の鉱物組み合わせをもつ。金山谷の標本中のざくろ石はリムに向かってAlが増加しFe³⁺が減少し、さらにセクト構造と樹枝状の組成累帯を重ね合わさった極めて複雑な組成累帯構造を示す。

b) 青海川沿い緑色片岩, 緑色片岩/青色片岩漸移相変成岩 (緑泥石帯)

変塩基性岩 青海川沿いの緑泥石帯には細粒のアクチノ閃石、緑れん石、緑泥石、チタナイト、アルバイト、石英を含む緑色片岩が卓越するが、橋立付近には藍閃石を含み片理の発達のない変塩基性岩が産する。藍閃石~ウインチ閃石、アクチノ閃石、緑れん石、緑泥石、チタナイト、アルバイト、石英、フェンジャイト ($\text{Si} = 6.2\sim 6.3$) を含み、まれに、褐色のホルンブレンド (エデン閃石~マグネシオホルンブレンド) の残晶を含む。これは独立したブロックかもしれない。

変泥質岩 緑色片岩にともなう変成泥質岩は細粒で黒雲母やオリゴクレーズを欠く。フェンジャイト、緑泥石、石英、アルバイト、チタナイト、燐灰石、炭質物、方解石を含む。

4 変はんれい岩・超苦鉄質岩

変はんれい岩 金山谷、清水倉、アブキ谷、外波に~1km達する大きな変はんれい岩ブロックが存在するほか、数m~数10m大の小ブロックや転石が存在する。角閃石の長径が20cmに達する変はんれい岩の転石も金山谷に観察される。変はんれい岩の多くは中~粗粒の片麻状構造を呈する変塩基性岩であり、ホルンブレンドに富む優黒質層とゾイサイト、クリノゾイサイト、曹長石に富む優白質層の縞状構造が発達する場合が多い。ほぼホルンブレンドからなる部分 (岩相) も存在する。ルチルを含む場合が多いが、ルチルを欠き方解石とチタナイトを含む標本もある。Enami and Banno (1980) は青海地域の変はんれい岩から共存するゾイサイト~クリノゾイサイトのペアの化学組成 ($\text{Ps}_{11}\sim\text{Ps}_4$) を記載している。変はんれい岩中のホルンブレンドはパーガス閃石からマグネシオホルンブレンドの組成をもつ (例えば、中水ほか, 1989)。青海の変はんれい岩は (相律的に) 自由度の高い鉱物組み合わせが一般的なため、その変成条件の推定は困難だが、‘ルチル+ゾイサイト (クリノゾイサイト) +ホルンブレンド’の鉱

物組み合わせはNon-ECユニットの角閃岩相変成岩と共通する。

超苦鉄質岩 青海川沿いの超苦鉄質岩には、しばしば初生のクロムスピネルが残存する (梶座, 私信)。湯ノ谷上流の蛇紋岩には、片理の良く発達したアンチゴライト片岩が存在する。Yokoyama (1985) は '飛騨外縁帯' に点在する超苦鉄質岩の岩石学的特徴を記載した。青海地域の超苦鉄質岩の鉱物共生として、アンチゴライト+滑石、'アンチゴライト+トレモラ閃石+滑石'、'変成かんらん石+トレモラ閃石+滑石'、'アンチゴライト+滑石+炭酸塩鉱物' を記載した。

5 結晶片岩や変はんれい岩に観察される二次的な交代作用

青海川沿いの転石として、二次的な交代作用を被った結晶片岩がしばしば見受けられる。交代作用を被ったざくろ石角閃岩ではアデュラリア脈が発達し、アデュラリアと一緒にKに富む (~2wt.%) リヒター閃石が形成している。ブーディン化したホルンブレンドのブーディンネックの間をKに富むリヒター閃石が埋めたり、ざくろ石がスティルプノメレンに置換されるといふ、Kを含む鉱物の二次的な形成が特徴的に認められる。さらに、泥質片岩の組織を残したまま、初生のざくろ石 (Py_{72.3-7.6}Alm_{41.1-62.3}Sp_{52.1-22.8}Gr_{52x.1-34.9}) 以外の鉱物が完全に他の鉱物 (透輝石, ぶどう石, ベクトライトなど) に置換された泥質片岩起源のロディン岩も存在する。透輝石はひすい輝石成分を2~10mol.%含むが、この種のロディン岩は石英を欠く (ただし、初生ざくろ石中には石英包有物が保存されている)。変はんれい岩の小ブロックにおいては、蛇紋岩との接触部が二次的な交代作用によって、ひすい輝石, 透輝石, グロシュラー, ぶどう石, ベクトライト, 緑泥石, フロゴパイトに置換されたり、それらの鉱物が脈として変はんれい岩を切ったりする (Seki et al., 1963)。

6 変成作用とテクトニクス

変成履歴 高変成度岩に記憶された変成履歴は、ECユニットとNon-ECユニットで大きく異なる。ECユニットのエクロジイトは緑れん石青色片岩からエクロジイト相への昇温変成作用を記憶する。変塩基性岩のざくろ石とオンファス輝石は、約550±50℃において約1.3GPaの最低圧力を与え、変泥質岩の初生的なパラゴナイトの存在は約2.0~2.4GPaの最高圧力を与える。さらに、変成ピークの後はエクロジイト相から緑れん石青色片岩への後退変成作用を記憶しており、低変成度に見える岩石の多くは、後退変成・変形作用を見て

いる可能性がある。これに対し、Non-ECユニット (黒雲母帯) のざくろ石角閃岩は、緑れん石角閃岩相から角閃岩相への昇温変成作用を記憶する。特に、'パラゴナイト+ホルンブレンド+ざくろ石+クリノゾイサイト' を含む (相律的に) 自由度の低い鉱物組み合わせは、比較的高圧 (~1GPa程度) を示し (Konzett and Hoinkes, 1996; Molina and Poli, 1998), オリゴクレーズの形成から約550±50℃の温度が推定される。また、変成ピークの後に緑色片岩相程度の後退変成作用と新たな片理の形成を伴うような変形を被っており、多くの岩石は変成ピークより後の情報しか記憶していない。フェンジャイトのK-Ar年代とAr-Ar年代の示す上昇冷却年代は、ECユニットの方が有意に古い (辻森, 2001)。これはECユニットがNon-ECユニットよりも早く上昇冷却した可能性を示し、ECユニットのヘアピン型の温度圧力履歴が示す急速上昇と調和的である。

蛇紋岩メランジュ 結晶片岩や変はんれい岩の一部に認められる二次的な交代作用の証拠は、蛇紋岩メランジュ中に一般的な交代作用が、結晶片岩や変はんれい岩を形成した変成作用とは無関係の事象であることを示唆する。青海の蛇紋岩には初生的なクロムスピネルが残存しており、超苦鉄質岩は少なくとも高変成度岩が記憶しているような変成ピーク温度の変成作用は被っていない。このことは、蛇紋岩メランジュの形成も、結晶片岩や変はんれい岩を形成した変成作用とは無関係の事象であることを示唆する。

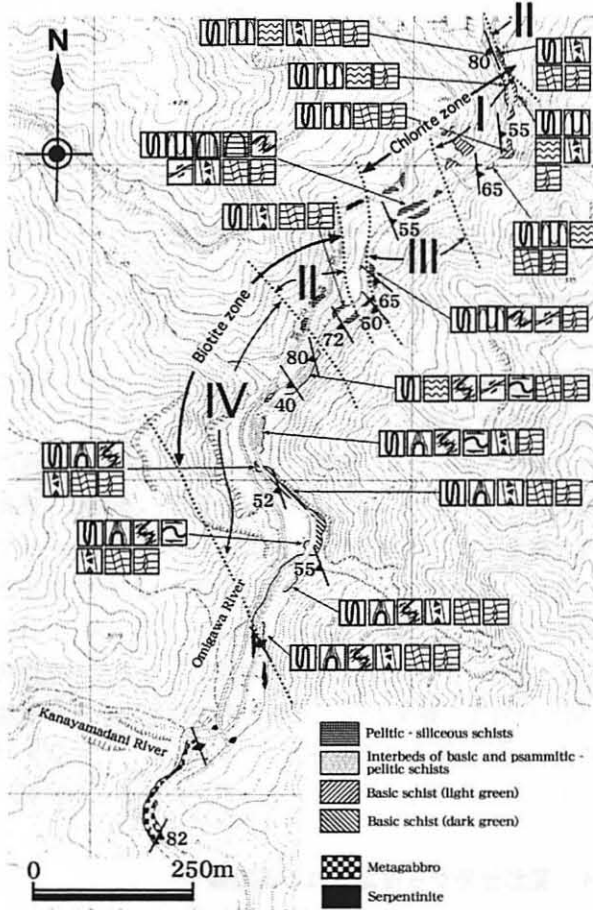
[辻森 樹]

青海結晶片岩の変形分帯

1 青海川本流沿い (橋立ヒスイ峡から金山谷出合) の地質

青海地域における蛇紋岩メランジュ中の変成岩類の構造解析に基づいた運動像の解明は、蓮華帯のテクトニクスを考察する上で重要な課題である。特に、青海結晶片岩には、延性から脆性にいたる様々な変形小構造が発達しており、それらは平均延性度が時間とともに低下する条件で、形成されたことが明らかにされている (Uemura et al., 1985)。変形相の考え (Uemura, 1981) に基づいた変形分帯が、青海結晶片岩が露出する青海川本流の1ルートで予察的に試みられた (竹之内, 2000b)。結晶片岩は、泥質~珪質片岩 (珪質薄層と泥質薄層の細互層), 砂泥質片岩, 塩基性片岩, およびそれらの互層からなり、走向はNNW~SSE方向で、下流

側は東傾斜, 上流側は西傾斜を示す (第11図a). 傾斜が変わる地点付近とそれより上流の数地点で, NNW方向に蛇紋岩が分布する. 傾斜が変わる地点付近の蛇紋岩を境に, 下流側がBanno (1958) による緑泥石帯の, 上流側が黒雲母帯の結晶片岩ブロックである.



第11図a 青海川本流沿いに露出する結晶片岩の岩相と変形小構造の分布を示すルートマップ.

2 変形相について

以下, 変形相の考え (Uemura, 1981; 植村, 2000) に触れておく. 変形相は, 地質体に記録された変形の諸相を, それら相互を関連させ統一的に理解するために提案されたものである. 変形の諸相を支配する因子は, 温度, 封圧, 間隙圧, 偏差応力, 応力速度などの環境因子群と岩石の鉱物組成, 化学組成, 粒度組成, 固結度, 充填度, 線状および面状ファブリックの定向配列などの物質因子群である. したがって, 天然の変形は, 環境因子群総体に対する物質因子群総体の応答の結果として理解することができる. 変成相は原岩の化学組成 (物質因子) と温度と圧力 (環境因子) によって明快に決まるが, 変形相は上述のように単純な因子では決まらない. 変形相を規制する複合因子群は複合概念である「延性度 (定性的には, 岩石が破壊することなく変形しうる能力)」によって表すことが適当であり, その結果, 変形相は, 環境因子群=平均延性度と物質因子群=延性度較差の2つの複合指標の設定によって把握できることになる. 一般に変形を受ける岩石は, 延性度の異なる層からなる多層系である. ここでいう平均延性度は延性度を異にする多層系の平均的な延性度であり, 延性度較差は多層系を構成する各層の延性度の差を表わしている. 平均延性度の高, 低は, 変形度の高, 低を, 延性度較差の相違は, 岩相が異なる岩石の変形系列を示すことになる.

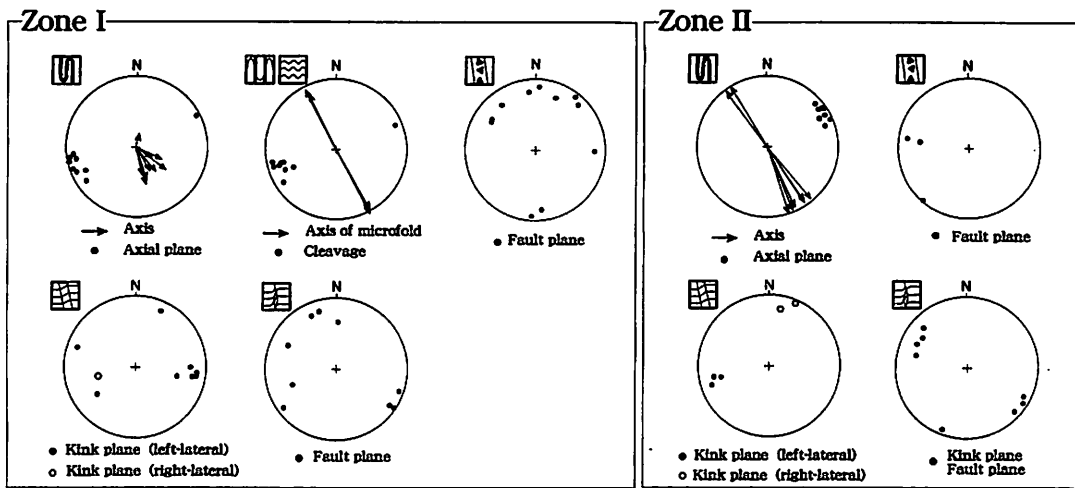
このような変形相の考えを導入すると, 変形構造を高平均延性度相, 低平均延性度相に分類したり, 同定・対比・分帯などを行うことができる (Uemura, 1981; Uemura and Yokota, 1981; 竹之内, 2000 a, 2000 b).

a)	Deformed minor structures	Deformation zoning				b)	Phase A	Phase B	Phase C	
		I	II	III	IV					
(Dm) H M L	Intrafolial fold (isoclinal-tight)					I				
	Intrafolial fold (Open, Relative W-ward directed, normal dip-slip movement of hanging wall) and Crenulation cleavage						II			
	Crenulation cleavage (at hinge part of intrafolial fold)							III		
	Crenulation cleavage (symmetrical, zonal type)						IV			
	Crenulation cleavage (symmetrical, discrete type, penetrative, subparallel to axial plane of intrafolial fold)					III				
	Crenulation cleavage (symmetrical, discrete type, parallel to axial plane of intrafolial fold)							II		
	Crenulation cleavage (symmetrical, discrete type, normal to axial plane of intrafolial fold)					I				
	Drag fold and Crenulation cleavage (asymmetrical)						II			
	Drag fold (Relative E-ward directed, reverse dip-slip movement of hanging wall)							III		
	Shear band (C' type)						IV			
	Cataclastic band					III				
	Kink band (round-angular type)							II		
	Kink band (discrete type) - Minor fault					I				

Type of strain: Layer parallel shear, Layer oblique shear, Layer oblique contraction, Layer parallel contraction, Layer normal contraction.

Dm: Mean ductility, H: High, M: Moderate, L: low

第11図b 変形小構造の分帯表.



第11図c 変形分帯I帯とII帯における変形小構造のファブリック。(竹之内, 未公表データ)

3 変形小構造と変形分帯

変形分帯は、地質体に記録された変形小構造の空間分布による。変形分帯図(第11図a)と変形分帯表(第11図b)に示されるように、青海川本流では、I帯~IV帯の変形分帯が可能であり、変形小構造は、変形分帯の各帯とも平均延性度が時間とともに低下していく条件で形成されていったことがわかる。変形分帯と変成分帯の対応を見ると、I帯とIII帯は緑泥石帯に、IV帯は黒雲母帯に、II帯は両帯に出現する。以下、各帯ごとに変形小構造を記述する。括弧数字は形成順序を示す。

I帯 (1)層面片理 [I-S1], (2)イントラフォリアル褶曲(高角度の軸をもつ, 翼間角は等斜~タイト)と対称クレニユレーション劈開 [I-S2] (不連続型, 層面片理とわずかに斜交し, 岩石全体に発達), (3)クレニユレーション劈開(連続型, 低角度の軸をもつ, 半波長1~2mm), (4)カタクレサイトバンド, (5)キंकバンド(高角度の軸をもつ, 角型), (6)キंकバンド(不連続型)と小断層。

II帯 (1)層面片理 [II-S1], (2)イントラフォリアル褶曲(低角度の軸をもつ, 翼間角は等斜~タイト), (3)カタクレサイトバンド, (4)キंकバンド(高角度の軸をもつ, 角型), (5)小断層。

III帯 (1)層面片理 [III-S1], (2)イントラフォリアル褶曲(翼間角は等斜~タイト)と対称クレニユレーション劈開 [III-S2] (不連続型, 層面片理とわずかに斜交し, 岩石全体に発達), (3)イントラフォリアル褶曲と対称クレニユレーション劈開 [III-S3] (不連続型), (4)対称クレニユレーション劈開 [III-S4] (不連続型, [III-S3]に直交), (5)ひきずり褶曲(高角度の軸をもつ)と非対称クレニユレーション劈開(不連続型, ひきずり褶曲の軸部), (6)シアバンド(C'型), (7)カタクレサイトバンド, (8)キंकバンド(角型), (9)小断層。

IV帯 (1)層面片理 [IV-S1], (2)イントラフォリアル褶曲(低角度の軸をもつ, 翼間角は等斜~タイト)と対称クレニユレーション劈開 [IV-S2] (不連続型, 褶曲の軸部), (3)対称クレニユレーション劈開(連続型, 低角度の軸をもつ, 半波長1~2mm), (4)イントラフォリアル褶曲(翼間角はオープン, 上盤が西へ移動する正断層性のセンス)と非対称クレニユレーション劈開 [IV-S3] (連続~不連続型, 褶曲の軸部), (5)ひきずり褶曲(低~中角度の軸をもつ, 上盤が東へ移動する逆断層性のセンス), (6)カタクレサイトバンド, (7)キंकバンド(円型), (8)キंकバンド(不連続型)~小断層。

4 変形分帯から推定される運動像

蛇紋岩メランジュ中の結晶片岩には、結晶片岩が形成し、その後、蛇紋岩に包有されて地殻浅部に上昇する過程の変形が記録されていると考えられる。以下、変形小構造から推定される運動像を述べる。

変形分帯によると、イントラフォリアル褶曲(等斜~タイト)と対称クレニユレーション劈開 [S2] の高平均延性度相とカタクレサイトバンド, キंकバンド, 小断層の低平均延性度相は、I~IV帯に共通してあるが、形成順序において、それらには含まれたイントラフォリアル褶曲, クレニユレーション劈開, ひきずり褶曲, シアバンドの高~低平均延性度相は、各帯に特有な発達状況を示している(第11図b)。これらの不均質な変形小構造の発達状況が岩相規制によらないことは、イントラフォリアル褶曲の層平行剪断による変形やカタクレサイトバンドやキंकバンド, 小断層の層斜交の剪断変形が、各帯ともに出現していることから明らかである。したがって、この変形分帯は、各帯の変形履歴をそのまま表わしていると考えられる。

変形分帯から、3つの変形時相が識別できる(第11

図b). すなわち, 各帯共通に認められる変形時相A, 各帯に特有な変形小構造が出現する変形時相B, 再び各帯共通して認められる変形時相Cである. 変形時相AとCでは, 出現する変形小構造とそれらが示す歪みタイプは各帯ほぼ共通するが, 変形時相Bでは, 出現する変形小構造は各帯特有で, それに対応した歪みタイプも多様である.

各帯の変形小構造が時間とともに平均延性度が低下していく条件で形成されていることは, 変形場における温度の低下, 有効封圧の低下, 応力速度の増加やそれらの複合を意味する. 青海結晶片岩の場合, 間隙圧は考慮に入れなくてよいと考えられるので, 有効封圧の低下は, 温度の低下とともに結晶片岩が地殻深部から浅部へ上昇したことを示すと考えられる (Uemura et al., 1985). 一方, 上に示した蛇紋岩中の一つの結晶片岩ブロックにおける変形分帯は, 同一の変形場にあった結晶片岩体が, 蛇紋岩に包有された後, 剪断面で境されたいくつかの小ブロックに分かれて上昇し, 浅部で剪断面が固結した結果, ブロック全体が再び同一の変形を受けるようになった, という構造運動を反映していると考えられる. 青海-蓮華地域では蛇紋岩の上昇は, 三疊紀とジュラ紀中期の2回が知られている (小松ほか, 1985). 変形時相BとCは, それら2回の蛇紋岩の上昇に関係していると考えられる. また, 変形時相Aは, 結晶片岩が蛇紋岩に包有される以前のサブダクション帯深部の層平行剪断を示しているのかもしれない.

[竹之内 耕]

糸魚川-青海地域のヒスイ

1 ヒスイ発見史

現在, 糸魚川・青海地域は質と量ともに日本随一のヒスイ産地として知られている. この地域のヒスイが利用され始めたのは約5000年前の縄文時代前期後葉からである. これは人類がヒスイを利用した世界最古のものであり, また, ヒスイは日本人が関わった最初の宝石でもある. 縄文時代~古墳時代の遺跡からは, ヒスイ製の玉, 丸玉, 勾玉などが発見されている. これらの全国各地の遺跡から出土するヒスイは, 糸魚川・青海地域産と考えられている. ヒスイは奈良時代以降になると東大寺法華堂にある8世紀中頃の作とされる不空羂索観音の宝冠に使われているヒスイを最後にまったく使われなくなる. この不空羂索観音に使われているヒスイはその形体から古墳時代に製作された

ものを奈良時代に再利用したものと考えられている. 奈良時代におけるヒスイの加工は確認されていない.

ヒスイが奈良時代以降に使われなくなった理由として, 仏教の伝来と大和朝廷の全国制圧が考えられている. つまり, ヒスイを特に重要視しない大陸の精神文化の影響とそれを重んじた中央政権がこれまでヒスイを珍重していた地方の勢力を支配下に置いたことで, ヒスイが使われなくなり, 急速にヒスイそのものや産地まで忘れ去られていったのである. しかし, 単に使われなくなっただけで, それまで約4000年の間, 珍重されていたヒスイやその産地が簡単に忘れ去られてしまうものだろうかという疑問もある. 大和朝廷や仏教関係者からの圧力があり, 強制的にヒスイの使用が禁止されたのではないかと推測もある. このようにヒスイがなぜ使われなくなったのかについてははっきりしない点が多いが, 糸魚川・青海地域の海岸や河川に落ちていた美しい緑色半透明の石を奈良時代以降, 昭和初期まで誰一人としてそれがヒスイだとは思わなかったのは事実である. 明治以降では, 日本にはヒスイの産地はないので, 遺跡から出土するヒスイはすべて大陸から渡来したものと考古学者たちは考えるようになっていた.

1938年, 新潟県西頸城郡小滝村 (現在の糸魚川市小滝) に住んでいた伊藤栄蔵が小滝川支流の土倉沢で緑色の石を発見した. 翌年6月, この試料が糸魚川病院院長であった小林総一郎を通じて親戚の東北大学理学部岩鉱教室の河野義礼へ送られた. 河野は同教室教授である神津俣祐が所蔵していたミャンマー産のヒスイと小滝村産緑色鉱物を顕微鏡観察と化学分析による比較検討と現地調査を行い, 小滝川土倉沢から発見された緑色鉱物が日本初産となるヒスイ輝石であることを明らかにし岩鉱学会誌に発表した (河野, 1939). また, 同教室の大森啓一はヒスイ輝石の光学的性質を明らかにした (大森, 1939). 河野による現地調査によって小滝川の一部にヒスイの岩塊が集積した場所があることが明らかにされ, 現在, 国指定の天然記念物である小滝ヒスイ峡 (正式名称は小滝川硬玉産地) となっている. 従来, 日本からは産しないとされていたヒスイが大量に発見されたことは考古学的にも重要なことであったが, 当時の社会的な混乱と地質学と考古学の学術的交流が少なかったため, 日本からヒスイが発見されていたことを多くの考古学者たちが知るようになるのは戦後になってからであった.

戦後, 糸魚川でヒスイが発見されたことが一般市民にも広まり, 糸魚川市を流れる姫川や糸魚川の西隣にある青海町の青海川などの河川や糸魚川-青海にかけ

ての海岸でもヒスイが発見されるようになった。青海町教育委員会の青木重孝により青海川橋立で白色のヒスイらしき岩塊が集積している場所が発見され、新潟大学の茅原一也によりヒスイ (ヒスイ輝石岩) と確認された (茅原, 1958)。この場所は国指定の天然記念物となっている。当時、青海川流域は東京大学理学部地質学教室の学生により進級論文の調査地域となっていたが、橋立の青海川河床にあった大量の白色ヒスイの大塊 (最も大きいものは100tを超える) には気づくことがなかった。これはヒスイがすべて転石であったため調査の対象とならなかったためであろう。これまで糸魚川・青海地域からは大量のヒスイが発見されているが、それらはいずれも転石であり、露頭から直接ヒスイが採取されたことはない。

2 ヒスイ輝石とヒスイ

ヒスイの主成分鉱物がヒスイ輝石であることはよく知られている。ヒスイ輝石の産状には、(1)大部分がヒスイ輝石の集合体となっている産状と、(2)変成岩中にヒスイ輝石が石英と共存して少量含まれている産状の2種類がある。宝石として用いられ糸魚川・青海地域に産するのは前者であるが、変成岩岩石学で重要視されてきたのは後者である。理由は、曹長石→ヒスイ輝石+石英という反応が沈み込み帯に特徴的な高P/T型の変成条件でのみ左辺から右辺に進むからである。言い換えればヒスイ輝石と石英が共存する変成岩は、過去の沈み込み帯の“化石” (磯崎, 2000など) と見なすことができるのである。

曹長石がヒスイ輝石と石英に分解する反応があまりにも有名であるためか、ヒスイの中でヒスイ輝石と石英が共存しているものと考えている人が多い。しかし、実際にはヒスイの中に石英はまったく存在していない。これは糸魚川・青海地域のヒスイだけでなく、他の地域から産するヒスイについても共通した特徴である。茅原 (1987) は、糸魚川・青海地域のヒスイの生成について曹長石の分解反応によってヒスイ輝石と石英が生成した後、石英だけが選択的に除去されたとした。しかしながら、ヒスイ中にまったく石英が残存しておらず、石英の選択的な除去の中間的な過程を示すものがないこと、石英が除去されたと思われる痕跡がないこと、周囲の蛇紋岩メランジにヒスイに見合うだけの石英の岩塊がないことなどを考えると、曹長石の分解反応によってヒスイが生成したという説に疑問を抱かざるを得ない。

糸魚川・青海地域のヒスイの生成機構について、近年、宮島 (1998)、Miyajima et al. (1999)、梶原ほか

(2000) によって新たな考えが提案された。宮島 (1998) はヒスイの中に“晶洞”のような部分があり、その中にソーダ沸石に包有された完全な自形結晶を示すヒスイ輝石あることや、全体がソーダ沸石と長柱状半自形のヒスイ輝石からなるヒスイを発見し、このような産状のヒスイ輝石は固相反応で生じたものではなく、変成流体のような自由空間で成長したものであると考えた。一般にヒスイ輝石は高圧で生じ、沸石類は低圧で生じる鉱物であるという印象があるが、両者が共生しているのである。ソーダ沸石と自形ヒスイ輝石からなる晶洞の壁面は半自形のヒスイ輝石からなりまわりの緻密なヒスイ輝石の集合体へ漸移的に変化していくので、このヒスイ輝石が生成する晩期に自形ヒスイ輝石が生じたものと考えられる。また、このヒスイには後述する新鉱物・糸魚川石 (ローソン石のストロンチウム置換体) を含む脈があり、その脈の構成鉱物はヒスイ輝石+糸魚川石+ソーダ沸石である。この脈の中のヒスイ輝石も変成流体中から晶出したものと考えられる。

さらに糸魚川・青海地域でヒスイとされていたものには、ヒスイ輝石+曹長石からなるものがある。ヒスイと同様に蛇紋岩メランジのテクトニックブロックとして含まれる曹長岩は、曹長石+ヒスイ輝石のもの、曹長石+石英のものに大別でき、石英を含む曹長岩には白雲母やざくろ石が含まれることがある。梶原ほか (2000) は、 $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ の三成分系で相解析をおこない、糸魚川・青海地域のヒスイに見られるヒスイ輝石+ソーダ沸石やヒスイ輝石+曹長石という鉱物組合わせが、曹長石→ヒスイ輝石+石英の反応曲線よりも低圧側で、カスミ石+曹長石→2ヒスイ輝石の反応曲線よりもやや高圧側の条件の下で固相反応ではなく変成流体から晶出することを示した。

アメリカのカリフォルニア州サンベニト郡Clear Creekに見られる脈状ヒスイ輝石岩の場合は、岩石の割れ目を満たした変成流体中からヒスイ輝石が生じたと考えられている (Coleman, 1961)。このようにヒスイ輝石が変成流体中から直接、晶出することがあることは以前から指摘されていたが、ヒスイの主要な生成機構ではないと見なされ、これまでその重要性については議論されていない。しかしながら、日本だけでなくミャンマー、アメリカ、グアテマラ、ロシア等のヒスイ (ヒスイ輝石岩) の中に石英が共存している例がまったくないということは、少なくとも世界中のヒスイが曹長石→ヒスイ輝石+石英という単純な反応だけで生じたのではないことを示している。Clear Creekの脈状ヒスイ輝石岩の構成鉱物はヒスイ輝石+曹長石+方沸石であり (Coleman, 1961)、糸魚川・青海地域の南方に位

であり (Coleman, 1961), 糸魚川・青海地域の南方に位置する長野県小谷村柵池地域産のヒスイ輝石岩を切るヒスイ輝石岩の脈の場合は, ヒスイ輝石+曹長石が構成鉱物である。ヒスイが曹長石→ヒスイ輝石+石英という固相反応で生成したという説には前述のように疑問点があるが, 現段階で糸魚川・青海地域のヒスイのすべてが変成流体から晶出したものであると断言するのは躊躇させられる。ヒスイの中に変成流体から晶出したヒスイ輝石があるのは事実なので, それがヒスイの生成機構の主要なものなのか, それともまた別の生成機構があるのか, これからの研究の課題としたい。

3 ヒスイの色と鉱物

ヒスイはどのような鉱物から構成されているのだろうか。多くの教科書 (例えば, 近山, 1982; 地学団体研究会新版地学事典編集委員会, 1996; 都城・久城, 1972) では, ヒスイという宝石はヒスイ輝石からなるとされ, また, ヒスイ輝石は宝石ヒスイの主要構成鉱物とされている。一般にはヒスイは緑色の宝石という印象が強いが, 緑色以外にも多種多様な色彩のものがあり, 近山 (1982) によれば緑色の濃淡・白・黄・橙・橙赤・赤・青・淡紫・黒などがある。このうち糸魚川・青海地域からは橙～赤系統以外の色調のヒスイが産出する。糸魚川・青海地域に産する代表的なヒスイの色である白・緑・淡紫・青・黒の5色について, その色の原因と鉱物種の関係について述べる。

鉱物の着色には, (1)遷移元素による着色, (2)カラーセンターによる着色, (3)電荷の移動による着色, (4)光の干渉による着色などの原因がある (森本ら, 1975)。ヒスイの緑色の原因を遷移元素の一種であるCrの含有が原因とする教科書は多い (例えば, 近山, 1982; 地学団体研究会新版地学事典編集委員会, 1996)。言い換えるとヒスイの緑色部分を構成する鉱物はクロム含有ヒスイ輝石であるということになる。しかし, 緑色の原因が不明であるとする教科書もある (例えば, 都城・久城, 1972)。つまり, 緑色はヒスイの最も象徴的な色であるにもかかわらず教科書によって色の原因についての記述が一致していないのである。

白色と緑色のヒスイ 糸魚川・青海地域産のヒスイには, 白色の部分に鮮緑色を呈する部分が不規則に散在するものが多い。鏡下では肉眼で白色の部分は約0.1 mm～2 mmの長さを持つ針状～長柱状～短柱状結晶であり, 肉眼で緑色の部分はそれよりはるかに細粒である。両者の境目は比較的明瞭である。また, 白色部分と緑色部分が混在しているヒスイの転石では, 緑色部分がまわりの白色部分より少しへこんでいることが

ある。これは緑色部分を構成する鉱物が白色部分を構成する鉱物よりも水流や砂礫による浸食に弱いことを示しており, 両者を構成する鉱物種が異なっていることを示唆している。

ヒスイ輝石の理想化学組成は典型元素のみからなる $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ であるので, 純粋なヒスイ輝石からなるヒスイは無色あるいは白色である。実際, 分析してみると白色部分は比較的純粋に近いヒスイ輝石であり, 白色部分のヒスイ輝石の代表的定量分析値 (wt. %) は, SiO_2 59.26, Al_2O_3 24.88, FeO 0.06, MgO 0.12, CaO 0.28, Na_2O 15.32であった。これは理想化学組成のヒスイ輝石が持つ SiO_2 59.45 wt.%, Al_2O_3 25.22 wt.%, Na_2O 15.33 wt.%に近い値である。一方, 緑色の部分の鉱物はヒスイ輝石ではなくオンファス輝石で, その代表的定量分析値 (wt. %) は, SiO_2 57.60, Al_2O_3 13.08, FeO 0.38, MgO 8.61, CaO 12.31, Na_2O 7.79である。河野 (1939) は白色と緑色のヒスイについて湿式分析をおこない, 白色部分では MgO 0.78, CaO 0.98 wt.%であるが, 緑色部分では MgO 1.70, CaO 1.58 wt.%という結果を示した。茅原 (1987) ではヒスイのEPMA分析をおこない, 緑色のヒスイが Cr_2O_3 を0.91～1.61 wt.%含むヒスイ輝石という結果を示した。これらの文献ではヒスイに含まれるオンファス輝石の存在の指摘はない。Yokoyama and Sameshima (1982) はEPMA分析により糸魚川・青海地域のヒスイにヒスイ輝石とオンファス輝石が共存していることを初めて明らかにしたが, 肉眼での色と鉱物種の関係については言及していない。Oba et al. (1992) は糸魚川市小滝川上流ヨシオ滝下流のヒスイの記載鉱物学をおこない, オンファス輝石とヒスイ輝石の共存を明らかにした。試料の表記から色と鉱物種を意識していたことがうかがえるが, 肉眼で緑色の部分がオンファス輝石であるという明確な記述はない。従来, Crに富むヒスイ輝石とされていた糸魚川・青海地域のヒスイの緑色部分に, オンファス輝石があることを明確に記載したのは宮島 (1996) が最初である。当地域のオンファス輝石は多くの場合, Crは検出限界以下である。茅原 (1987) はヒスイの濃緑色部分はCrを含んだヒスイ輝石 (Cr_2O_3 0.91～1.61 wt.%) としているが, 糸魚川・青海地域のヒスイの緑色部分の主要構成鉱物はヒスイ輝石ではなくオンファス輝石であり, 緑色はFeの効果と考えられる。これまで調べた限りでは茅原 (1987) のようなCr含有ヒスイ輝石は未発見である。淡紫色のヒスイ 淡紫色のヒスイは一般にはラベンダーヒスイと呼ばれている。淡紫色ヒスイは青海地域に特有のもの (茅原, 1987) とされていたが, Oba et al. (1992) によって小滝川からもその存在が指摘され, 青

海地域以外からの初の淡紫色ヒスイの発見とされた。しかし、糸魚川・青海地域に住むヒスイ愛好家たちによれば、姫川、小滝川からも淡紫色ヒスイが発見されることは1970年代から知られていたという。淡紫色ヒスイの鉱物種、組成の特徴については、茅原 (1987) は微量成分の点では差がないとしているが、Oba et al. (1992) ではTiの含有を指摘し、淡紫色の原因がTiにあると述べている。小滝川産の淡紫色ヒスイについてEPMAで分析したところ、白色と淡紫色部分はともにヒスイ輝石であったが、白色部分のヒスイ輝石のTiO₂は検出限界以下かあっても約0.1 wt. %であったのに対し、淡紫色部分のヒスイ輝石にはTiO₂が0.6~1 wt. %含まれており、白色部分より明らかにTiに富んでいる。遷移元素の一種であるTiがヒスイ輝石に少量でも含まれていれば着色の原因になりうる。淡紫色ヒスイの着色原因として、ヒスイ輝石に微量に含まれるチタンの影響であると考えられる (宮島, 2000)。淡紫色ヒスイには微細な斑点状のチタン石やルチル、ジルコンが含まれていることが多い。これらの鉱物は緑色ヒスイにはほとんどなく、白色ヒスイにはまれである。ヒスイの全岩でのTiO₂量 (単位wt. %) を比較すると緑色ヒスイが0.01~0.09 (平均0.03) だったのに対し、淡紫色ヒスイは0.04~1.55 (平均0.41) であり、明らかにTiに富んでいる (宮島, 1999)。淡紫色ヒスイには後述する各種のSr鉱物を含むものがあり、ジルコン、ルチル、チタン石を含んでいることが普通である。

青色のヒスイ 青色のヒスイは糸魚川・青海地方ではコバルトヒスイと一般に呼ばれている。このコバルトは色を意味し、化学組成の特徴を意味するものではない。茅原 (1958) は糸魚川石長者ヶ原遺跡から出土した青色半透明のヒスイに注目し、岩石記載、X線粉末分析によりヒスイ輝石と同定した。茅原 (1987) は青色ヒスイのEPMA分析をおこない、青色ヒスイはMg, Ca, Tiの成分にやや富むヒスイ輝石であるとしている。宮島ほか (1997) は姫川河口付近で発見された青色ヒスイについて分析し、青色の原因となっている鉱物はTiに富むオンファス輝石であることを指摘した。青色ヒスイの大部分は無色のTi含有ヒスイ輝石であるが、肉眼で青色を示す部分は鏡下で淡青色の多色性を示すチタン含有オンファス輝石である。最もTiに富むオンファス輝石の組成は、SiO₂ 57.07, TiO₂ 6.55, Al₂O₃ 7.07, FeO 2.84, MgO 8.36, CaO 9.25, Na₂O 8.75 (wt. %) である。Tiを含むオンファス輝石の産出は珍しく、このTiO₂含有量は世界最高値である。Tiに富むオンファス輝石 (TiO₂ 5.46wt. %) はカナダのラブラドル半島からCurtis and Gittens (1979) が報告しているが、母岩は変

成作用を受けたアルカリ岩 (agpaititeと呼ばれるNaとFeに富むカスミ石閃長岩の一種) で青色ヒスイとは異なる。青色ヒスイには後述する各種のSr鉱物を含むものがあり、ジルコン、ルチル、チタン石を含んでいることが普通である。

黒色のヒスイ 糸魚川・青海地域から黒色~灰黒色のヒスイが稀に発見される。鏡下では無色で等粒状半自形の純粋に近いひすい輝石が大部分を占め、径10 μm程度の微細な不透明鉱物が散在している。黒色に見える原因はこの不透明鉱物の存在しているため、ヒスイ輝石自体は無色である。不透明鉱物はEPMA分析してもNaより重たい元素は検出されず、石墨である可能性が高い。

4 ヒスイに含まれる新鉱物と稀産鉱物

青海川支流金山谷の蛇紋岩メランジ中のテクトニックブロックである苦土リーベック閃石曹長岩から、2種の新鉱物と3種の日本新産鉱物が発見されている。すなわち、新鉱物はKomatsu et al. (1973) による青海石 (ohmilite Sr₃(Ti, Fe³⁺)Si₄O₁₂(O, OH)·2-3H₂O)とChihara et al. (1974) による奴奈川石 (別名ストロンチウム斜方ジオアキン石) (strontio-orthojoaquinite Na_{2+x}Ba₄Fe_{1.5}(Sr, Ba, REE, Nb)_{4-x}Ti₄(O, OH)₄(Si₄O₁₂)₄·2H₂O)。日本新産鉱物はKomatsu et al. (1973) とSakai and Akai (1994) によるリュースフェン石 (leucosphenite BaNa₄Ti₂B₂Si₁₀O₃₀)、ベニト石 (benitoite BaTiSi₃O₉)、ストロンチウム燐灰石 (strontium-apatite Sr₅(PO₄)₃(OH, F)である。いずれも鮮やかな色彩で肉眼的な大きさを持ち、特に奴奈川石は長さ15mmに達する結晶を示す新鉱物であったため鉱物愛好家の間で大きな話題となった。しかし、その後、長い間糸魚川・青海地域からは新鉱物はもちろん、稀産鉱物の発見も報告されていなかった。

1997年、青海町在住の廣川和雄から美しい鮮緑色鉱物の提供を受けた高須 晃と阪本志津枝によって、この鉱物が日本2例目となるコスモクロア輝石 (kosmochlor NaCrSi₂O₆) であることが明らかにされた (Takasu and Sakamoto, 1998) ことが契機となり、この地域の岩石、特にヒスイに含まれる鉱物の再検討が始まり、その結果、短期間に数多くの新鉱物と日本新産鉱物が発見された。ヒスイ (オンファス輝石ヒスイ輝石岩) からは3種の新鉱物が発見された。すなわち、Miyajima et al. (1999c) による糸魚川石 (itoigawaite SrAl₂Si₂O₇(OH)₂~H₂O)はローソン石のCaをSrで置換した鉱物、Miyajima et al. (2001) による蓮華石 (rengite Sr₄ZrTi₄Si₄O₂₂) はペリエル石 (perrierite (Ce, Ca)₄Fe³⁺(Ti, Fe³⁺)₄Ti₂Si₄O₂₂) のSr-Zr置換体、さらに2000年にMiyajima et al.により国際

鉱物学連合の新鉱物・鉱物名委員会により申請・承認された松原石 (matsubaraite $\text{Sr}_4\text{Tl}_5\text{Si}_4\text{O}_{22}$) はペリエル石の Sr-Tl 置換体である。その他、ロシアのコラ半島から発見され国際鉱物学連合の新鉱物・鉱物名委員会によって承認済みのストロンチウムトムソン沸石 (thomsonite-(Sr)Na (Sr, Ca) $_2\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$) と同一の組成を持つ沸石も発見されている (宮島ほか, 1999a)。日本新産鉱物としては次の3種が発見された。すなわち、灰チタン石 (perovskite) 族に属する鉱物であるタウソン石 (tausonite SrTiO_3) (宮島ほか, 1998a)、輝葉石 (lamprophyllite $\text{Sr}_2(\text{Na, Fe, Mg, Al, Ti})_4\text{Ti}_2[(\text{O, OH, F})_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2]$) と斜方輝葉石 (ortholamprophyllite 組成は lamprophyllite と同じ) (宮島ほか, 1998b) である。この他に4種の稀産鉱物・ストロナルス長石 (stronalsite $\text{SrNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$) (宮島ほか, 1998c)、スローソン石 (slawsonite $\text{SrAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) (宮島ほか, 2000; 岩崎ほか, 2000)、重土長石 (celsian $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$)、Ba含有正長石 (宮島ほか, 1998c) が発見されている。また、コランダム巨晶 ($\phi 7\text{cm} \times$ 長さ 15cm !) を含有するパーガス閃石岩中のロディン岩質の脈からはストロナルス長石と重土長石が発見され (宮島ほか, 1999b)、エッケルマン閃石岩からは前述の Takasu and Sakamoto (1998) によりコスモクロア輝石、エッケルマン閃石 (eckermannite $\text{NaNa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$)、ニーベ閃石 (nybölite $\text{NaNa}_2(\text{Mg}_3\text{Al}_2)\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$) と Miyajima et al. (1998d) によりシャンド鉱 (shandite $\text{Pb}_2\text{Ni}_3\text{S}_2$) が報告されている。

エッケルマン閃石岩から発見された4種の鉱物を除いて、これらの新鉱物、日本新産鉱物、稀産鉱物は Sr や Ba が主成分元素となっている鉱物である。糸魚川・青海地域では、ヒスイ輝石岩 (オンファス輝石ヒスイ輝石岩を含む)、ロディン岩、曹長岩からのみ Sr 鉱物と Ba 鉱物が発見されており、同じテクトニックブロックである結晶片岩や透閃石岩、透緑閃石岩、エッケルマン閃石岩からは今のところ Sr や Ba を主成分とする鉱物は発見されていない。

一方、糸魚川・青海地域と同じようにヒスイ輝石岩の産出が知られている兵庫県養父郡大屋町加保坂、鳥取県八頭郡若桜町角谷、岡山県阿哲郡大佐町大佐山はいずれも蓮華帯に属する地域であるが、これらの地域から産するヒスイ輝石岩からも糸魚川・青海地域ほど多種多様ではないものの、Sr 鉱物と Ba 鉱物が発見されている。すなわち、岡山県大佐山地域からはストロナルス長石 (Kobayashi et al., 1983)、兵庫県大屋地域からはストロナルス長石 (宮島ほか, 1998c)、鳥取県若桜地域からは重土長石が報告されている (宮島ほか, 1998c)。

ヒスイやヒスイとともにテクトニックブロックとし

て蛇紋岩メランジに含まれるロディン岩、コランダム含有パーガス閃石岩、苦土リーベック閃石曹長岩だけになぜ Sr 鉱物や Ba 鉱物が発見されるのかについてはまだ明らかになっていないが、他の結晶片岩とは成因を異にしていることの顕れかも知れない。前述の Sr 鉱物はヒスイ輝石の生成の後に二次的に生じたものではなく、ヒスイ輝石の生成時期をほぼ同じ時期かやや後に生成している判断される産状を示す。前述のようにヒスイ輝石が固相反応ではなく変成流体中から晶出したのであれば、Sr を含む溶液中からの大量のヒスイ輝石の晶出は、イオン半径の関係から Sr はヒスイ輝石に分配されず、Ca はヒスイ輝石に分配されることから、残液中の Ca を枯渇させ Sr 濃度を増加させる。現段階ではこのような機構により各種の特異な Sr 鉱物の変成流体中から生じたと考えている。

[宮島 宏]

見学地点の説明

1 日目

Stop 1 フォッサマグナミュージアム

1994年に開館した糸魚川市立の地質学的な展示物を主体とした博物館である。糸魚川・青海地域の地質、フォッサマグナの発見者であるエドモンド・ナウマン、内外の岩石鉱物化石、鉱石などを展示している。見学に先だって巡検の概要について案内者から説明が予定されている。フォッサマグナミュージアムについては、次の URL の Web ページで展示等の情報が公開されている。 <http://www.city.itoigawa.niigata.jp/fmm/>

[宮島 宏]

Stop 2 青海町自然史博物館前のひすい輝石岩

1996年に開館した青海町立の博物館で、ヒスイや石灰岩の他、植物などの展示がある。館内は見学せず、博物館の前に展示されている橋立ヒスイ峡から運搬された糸魚川石の青色脈を含む淡紫色ヒスイを見学する。糸魚川石を含む脈はヒスイ輝石とソーダ沸石が共存する。

[宮島 宏]

Stop 3 橋立ヒスイ峡のひすい輝石岩

国指定天然記念物となっている橋立ヒスイ峡の上流部にある巨大なヒスイ輝石岩転石を見学する。指定地となっているため試料採取ができずどのような鉱物組み合わせのヒスイがあるのかは不明である。

[宮島 宏]

Stop 4 青海結晶片岩の露頭観察

緑泥石帯の塩基性片岩・泥質片岩の変形小構造および変形分帯のI帯とII帯がカタクレサイトバンドを介して接する産状を観察する。塩基性片岩は、珪質層がレンズ状で不連続な岩相とやや連続的な岩相があり、泥質片岩は、珪質層はレンズ状で不連続である。各々の岩相の境界は、カタクレサイトバンドで接している。変形分帯のI帯とII帯の境界は、塩基性片岩の珪質層がレンズ状で不連続な岩相とやや連続的な岩相の境界である。

I帯とII帯の変形小構造のファブリックを第11図cに示す。イントラフォリアル褶曲の褶曲軸のプランジ角は、I帯では高角、II帯では低角である。対称クレニユレーション劈開(不連続型)は、I帯では、岩石全体に発達しているにもかかわらず、II帯では発達しない。カタクレサイトバンド、キンクバンド、小断層は、両帯ともに発達している。

[竹之内 耕]

Stop 5 結晶片岩の露頭観察

Non-ECユニット(黒雲母帯)の緑れん石角閃岩～角閃岩相の変成岩を観察する。青海川林道及び、青海川の河床には断続的に泥質片岩が露出する。また、河床には転石として結晶片岩のほか、変はんれい岩、超苦鉄質岩、単鉱物岩などが散在する。特に、炭質物を含んだ黒色の泥質片岩の露頭は、まれに数cm幅の紅れん石-石英片岩のレイヤーを挟む。また、河床の泥質片岩にはレンズ状のざくろ石角閃岩が含まれる。

[辻森 樹]

Stop 6 変はんれい岩の露頭観察

変はんれい岩の露頭を河床にて観察する。この地点の変はんれい岩は約500×300mのブロックとして産し、周囲は蛇紋岩に取り囲まれる。片麻状構造が発達しており、片理面はゾイサイトと富む優白質層とホルンブレンドに富む優黒質層の南北走向の層状構造と平行する。

[辻森 樹]

Stop 7 湯ノ谷の結晶片岩の露頭・転石観察

ECユニットの青色片岩～エクロジャイト相変成岩を観察する。湯ノ谷はBanno (1958) の緑泥石帯に属し、標高365mから650m付近まで断続的に緑れん石藍閃石片岩や粗流なざくろ石を含む泥質片岩が露出する。転石としても緑れん石藍閃石片岩やざくろ石藍閃石片岩が多産する。特に標高550～600mにかけて径1cmに達するような粗粒なざくろ石斑状変晶を含む藍閃石片岩や

泥質片岩の転石が多く認められる。露頭における緑れん石藍閃石片岩の片理面は、南北からやや西向きの方角をもち、西に60～80度で傾斜する。湯ノ谷の上流部はほぼ片理面に沿って刻まれていることになる。

[辻森 樹]

2日目

Stop 8 青色ヒスイの採集

糸魚川市夏中にある青色ヒスイの転石を採集する。この青色ヒスイは入コン沢の転石として採取されたものが選鉱のため細かく砕かれたものの残りで、土壌中から数cm大の破片が容易に採集できる。青色ヒスイの色の原因はチタンを含むオンファス輝石であり、この青色ヒスイの白色～半透明部分はヒスイ輝石+曹長石からなる。

[宮島 宏]

Stop 9 小滝ヒスイ峡と明星山の絶壁

国指定天然記念物である小滝ヒスイ峡とその対岸にある古生代石炭紀～ペルム紀の海山型石灰岩からなる明星山の絶壁を遠望する。

[宮島 宏]

Stop10 小滝ヒスイ峡

ヒスイ峡指定地内にあるヒスイ輝石岩、曹長岩を見学する。コランダム巨晶を含むパーガス閃石岩の転石(約80kg)が1999年11月に発見された。この標本は文化庁の許可を得て、フォッサマグナミュージアムに展示している。

[宮島 宏]

Stop11 小滝川ヨシオ滝

ヨシオ滝下流の小滝川に点在するヒスイ輝石岩を採集する。ヒスイ輝石+曹長石の組み合わせからなるヒスイで顕微鏡的なスローソク石も含む。一部はロディン岩となっている。ヒスイ輝石が多い部分は非常に強靱でなかなか割れない。普通のハンマーで割れるようであれば曹長石をかなり含んだものか、あるいはロディン岩である。

[宮島 宏]

謝辞

富山大学の梶座圭太郎博士と金沢大学の石渡 明博士には原稿を校閲していただき改善意見を頂いた。ここに記して感謝します。 [著者一同]

京都大学名誉教授の坂野昇平博士には、同博士の卒業論文の未公表図を提供していただき、その改変図の引用を許可していただいた。元金沢大学大学院生の伊藤秀樹氏には青海川沿いの結晶片岩の鉱物共生関係について情報をいただいた。青海町役場からは調査用に森林基本図を提供していただいた。ここに記して感謝します。

[辻森 樹]

文献

- Banno, S., 1958, Glaucofanous schists and associated rocks in the Omi district, Niigata Prefecture, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **29**, 29-44.
- 坂野昇平・鳥海光弘・小畑正明・西山忠男, 1999, 岩石形成のダイナミクス. pp.304, 東京大学出版.
- 地学団体研究会新版地学事典編集委員会, 1996, 新版地学事典. pp.1443, 平凡社, 東京.
- 茅原一也, 1958, 新潟県青海地方のJadeite rockについて. 藤本治義教授還暦記念論文集, 459-466.
- Chihara, K., Komatsu, M. and Mizota, T., 1974, A joaquinite-like mineral from Ohmi, Niigata Prefecture, Central Japan. *Mineral. Jour.*, **7**, 395-399.
- 茅原一也, 1987, ヒスイの科学. pp.246, 茅原一也教授退官記念会, 新潟.
- Chihara, K., Komatsu, M., Uemura, T., Hasegawa, Y., Shiraiishi, S., Yoshimura, T. and Nakamuzu, M., 1979, Geology and tectonics of the Omi-Renge and Joetsu tectonic belts (5) Geology and tectonics of the Omi-Renge tectonic belt. *Sci. Rep. Niigata Univ.*, no.5, 1-61.
- 近山 晶, 1982, 新訂 宝石 - その美と科学 -. pp.391, 全国宝石学協会, 東京.
- Coleman, R. G., 1961, Jadeite deposits of the Clear Creek area, New Idria district, San Benito County, California. *Jour. Petrol.*, **2**, 209-247.
- Curtis, L.W. and Gittins, J., 1979, Aluminous and titaniferous clinopyroxenes from regionally metamorphosed gabbroic rocks in central Labrador. *Jour. Petrol.*, **20**, 156-186.
- Enami, M. and Banno, S., 1980, Zoisite-clinozoisite relations in low- to medium-grade high-pressure metamorphic rocks and their implications. *Mineral. Mag.*, **43**, 1005-1013.
- 早瀬一一・石坂恭一・能田 成, 1968, いわゆる“三滝花崗岩類”のRb-Sr年令について. *地質雑*, **74**, 91.
- 石橋英一, 1986, 後期白亜紀～古第三紀火山岩類の層序およびフィッシュオントラック年代 - 新潟県姫川下流域を例として -. *地球科学*, **40**, 1-17.
- 石渡 明・辻森 樹・早坂康隆・杉本 孝・石賀裕明, 1999, 西南日本内帯古～中生代付加型造山帯のナップ境界の衝上断層. *地質雑*, **105**, III-IV.
- Isozaki, Y., 1996, Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Island. *The Island Arc*, **5**, 289-320.
- 磯崎行雄, 2000, 日本列島の起源, 進化, そして未来. *科学*, **70**, 133-145.
- 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.
- 伊藤秀樹・石渡 明・辻森 樹・齋藤大地, 1998, 飛騨外縁帯青海, 植谷, 伊勢地域の黒雲母帯以上の泥質片岩の岩石学. 日本地質学会第105回学術大会 (松本) 演旨, p.205.
- 岩崎英恵・大場孝信・吉川和男, 2000, ヒスイ輝石岩中にみられるスローソナイトの新産状. 岩鉱学会演旨 (徳島), p.92.
- 河合政岐・竹内 誠, 2000, 飛騨外縁帯青海地域のペルム紀堆積岩コンプレックス. 日本地質学会第107年学術大会 (島根) 演旨, p.232.
- 小林貞一・小西健二・佐藤 正・速水 格・徳山 明, 1957, 来馬層群 (ジュラ系下部). *地質雑*, **63**, 182-194.
- 河野義礼, 1939, 本邦に於ける翡翠の新産出及びその化学性質. *岩鉱*, **22**, 195-201.
- Kobayashi, S., Miyake, H. and Shoji, T., 1987, A jadeite rock from Oosa-cho, Okayama Prefecture, Southwestern Japan. *Min. Jour.*, **7**, 298-301.
- Komatsu, M., Chihara, K. and Mizota, T., 1973, A new strontium-titanium hydrous silicate mineral from Ohmi, Niigata Prefecture, Central Japan. *Min. Jour.*, **7**, 298-301.
- 小松正幸・宇治原雅之・茅原一也, 1985, 北部フォッサマグナ周辺の基盤構造. 新潟大・理・地鉱研究報告, **5**, 133-148.
- 小松正幸・岡田昌治・松本謙一・茅原一也, 1982, 青海メランジュの構成岩類. 新潟の地質 (日本地質学会第89年学術大会巡検案内書), 25-38.
- Konzett, J. and Hoinkes, G., 1996, Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance; an example from the Austroalpine Schneeberg Complex, southern Tyrol, Italy. *Jour. Metam. Geol.*, **14**, 85-101.
- Kovalenko, S.V and Khanchuk, A.I. 1991, First find of glaucofanous schist in Sikhote-Alin. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, **318**, 692-694.
- 熊崎直樹・小嶋 智, 1996, 碎屑岩の組成からみた来馬層群 (下部ジュラ系) の堆積史および構造発達史. *地質雑*, **102**, 285-302.
- 梶座圭太郎・相馬恒雄・山本和樹・曾出昌宏・武田知之・川合亜希子・板谷鉄丸, 1997, 飛騨外縁帯の構造論: 変成岩類の岩石学的・年代学的性質による制約. 研究成果報告書 (基盤研究C) 梶座圭太郎「飛騨外縁帯の変成岩

- 類の岩石学的年代学的検討], 25-32.
- 梶原圭太郎・後藤 篤・宮島 宏, 2000, 飛騨外縁帯糸魚川・青海地域のヒスイ輝石〜ソーダ沸石脈の形成条件. 岩鉱学会演旨 (徳島), p.32.
- 松本謙一, 1980, 飛騨外縁帯, 青海地域の蛇紋岩メランジ. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no.1, 1-14.
- 松本謙一・梶原圭太郎・杉村和子・南光隆弘・相馬恒雄・板谷鉄丸, 1997, 飛騨外縁帯青海地域の蛇紋岩メランジの変成作用と変成年代. 研究成果報告書 (基盤研究C) 梶原圭太郎「飛騨外縁帯の変成岩類の岩石学的年代学的検討」, 9-18.
- Maruyama, S., 1997, Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed. *The Island Arc*, 6, 91-120.
- 宮島 宏, 1996, ヒスイ輝石岩の色と構成鉱物. 日本地質学会第103会学術大会演旨 (仙台), p.295.
- 宮島 宏, 1999, 糸魚川・青海地域産ヒスイの全岩化学組成. 岩鉱学会演旨 (水戸), p.170.
- 宮島 宏, 2000, ヒスイの色と鉱物. 新潟県高等学校教育研究会理科部会, 理科研究集録, 39, 81-84.
- 宮島 宏・廣川和雄・伊藤加奈子, 1997, 糸魚川産Blue Jade. 岩鉱学会演旨 (仙台), p.209.
- 宮島 宏・松原 聡・横山一己・宮脇律郎・廣川和雄・竹之内耕, 1998a, 糸魚川産青色ヒスイ中から発見された二種の日本新産鉱物: スロンチウムチェフキン石とトウソン石. 地球惑星科学関連学会合同大会演旨 (東京), p.247.
- 宮島 宏・松原 聡・宮脇律郎・伊藤加奈子, 1998b, 糸魚川産ヒスイ中のLamprophillite. 鉱物学会演旨 (福岡), p.83.
- 宮島 宏・松原 聡・宮脇律郎・廣川和雄・伊藤加奈子, 1998c, 糸魚川産ヒスイ中のSr鉱物. 岩鉱学会演旨 (福岡), p.175.
- Miyajima, H., Matsubara, S., Miyawaki, R. and Hayashi, T., 1998d, Shandite from the Itoigawa district, Niigata Prefecture, central Japan. *Jour. Min. Petrol. Econ. Geol.*, 93, 427-436.
- 宮島 宏・松原 聡・宮脇律郎・伊藤加奈子, 1999a, 糸魚川・青海地域産のヒスイから発見されたジルコニウムを含まない蓮華石とトムソン沸石のストロンチウム置換体. 鉱物学会演旨 (水戸), p.93.
- 宮島 宏・松原 聡・宮脇律郎・廣川和雄, 1999b, 糸魚川・青海地域産コランダム巨晶. 岩鉱学会演旨 (水戸), p.194.
- Miyajima, H., Matsubara, S., Miyawaki, R. and Ito, K., 1999c, Itoigawaite, a new mineral, the Sr analogue of lawsonite, in jadeitite from the Itoigawa-Ohmi district, central Japan. *Mineral. Mag.*, 63, 909-916.
- 宮島 宏・松原 聡・宮脇律郎, 2000, 糸魚川・青海地域産スローソン石. 鉱物学会演旨 (徳島), p.90.
- Miyajima, H., Matsubara, S., Miyawaki, R. and Hirokawa, K., 2001, Rengeite, Sr₂ZrTi₂Si₄O₂₂, a new mineral, the Sr-Zr analogue of perrierite from the Itoigawa-Ohmi district, Niigata Prefecture, central Japan. *Mineral. Mag.*, 65, 111-120.
- 都城秋穂・久城育夫, 1972, 岩石学I. pp.219, 共立出版, 東京.
- 森本信男・砂川一郎・都城秋穂, 1975, 鉱物学. pp.640, 岩波書店, 東京.
- Molina, J. F. and Poli, S., 1998, Singular equilibria in paragonite blueschists, amphibolites and eclogites. *Jour. Petrol.*, 39, 1325-1346.
- 中水 勝・岡田昌治・山崎哲夫・小松正幸, 1989, 飛騨外縁帯, 青海-蓮華メランジの変成岩類. 地質学論集, no.33, 21-35.
- Nakajima, T., 1997, Regional metamorphic belts of the Japanese Islands. *The Island Arc*, 6, 69-90.
- Nishimura, Y., 1990, "Sangun metamorphic terrane": Terrane problem. In: Ichikawa, K. et al. (eds.), "Pre-Cretaceous terranes of Japan": Osaka City University, Publication of IGCP Project 224, 63-79.
- Nishimura, Y., 1998, Geotectonic subdivision and areal extent of the Sangun belt, Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Metamor. Geol.*, 16, 129-140.
- Oba, T., Nakagawa, Y., Kanayama, K. and Watanabe, T., 1992, Notes on rock-forming minerals in the Joetsu district, Niigata Prefecture, Japan. (5) Lavender Jadeite from the Kotaki river. *Bull. Joetsu Univ. Educ.*, 11, 367-375.
- 大森啓一, 1939, 本邦産翡翠の光学性質. 岩鉱, 22, 201-212.
- Sakai, M. and Akai, J., 1994, Strontium, barium and titanium-bearing minerals and their host rocks from Ohmi, Japan. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E*, 9, 97-118.
- Seki, Y., Kuriyagawa, S. and Horikoshj, T., 1963, Mafic and leucocratic rocks associated with serpentinites in sasaguri and Omi-Kotaki areas in the Sangun metamorphic belts of Japan. *Sci. Rep. Saitama Univ., Ser. B*, 4, 193-216.
- Shibata, K. and Nozawa, T., 1968, K-Ar age of Omi schist, Hida mountains, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 19, 243-246.
- 柴田 賢・野沢 保, 1970, 飛騨変成帯のRb-Sr年代. 地球化学, 14, 12-19.
- Shibata, K., Nozawa, T. and Wanless, R. K., 1970, Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Canada. Jour. Earth Sci.*, 7, 1383-1401.
- 白石秀一, 1992, 姫川中流域の飛騨外縁構造帯 - 特に, ジュラ系来馬層群について -. 地球科学, 40, 1-20.
- 杉村和子・中村保夫・相馬恒雄・梶原圭太郎・松本謙一, 1994, カリ長石を伴う変成作用: 飛騨外縁帯青海結晶片岩. 日本地質学会第101年学術大会 (札幌) 演旨. p.242.
- 杉村和子・中村保夫・相馬恒雄・梶原圭太郎・松本謙一, 1996, 黒雲母と灰曹長石の生成反応をもとにした変成帯の比較. 地球惑星科学関連学会合同学会 (大阪) 演旨. p.506.
- Takasu, A. and Sakamoto, S., 1998, End-member kosmochlor and nyboite discovered from the Itoigawa area in the Omi-Renge belt, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyū Kagaku)*, 52, 341-344.
- 竹之内耕, 2000a, 飛騨外縁帯, 青海結晶片岩の変形分帯. 日本地質学会第107年学術大会 (島根) 演旨, p.265.
- 竹之内耕, 2000b, ジュラ紀付加体足尾帯, 水無川変成岩類における2つの変形時相と2段階の上昇過程. 地質雑, 106, 743-761.
- 辻森 樹, 1998, 中国山地中央部, 大佐山蛇紋岩メランジの地質: 大江山オフィオライトの下に発達した320Ma青色片岩を含む蛇紋岩メランジ. 地質雑, 104, 213-231.

- 辻森 樹, 2000, 蓮華変成帯の藍閃石エクロジヤイトと合バラゴナイトざくろ石角閃岩: 高変成度岩による蓮華変成作用の再検討. 日本地質学会第107年学術大会 (島根) 演旨, p.139.
- 辻森 樹・石渡 明・板谷徹丸・S.V.ヴィソツキー・S.V.コバレンコ・A.I.ハンチューク, 1999, ロシア沿海州の250-230Ma 藍閃変成帯は中朝地塊-揚子地塊衝突帯の東方延長か?. 日本地質学会第106会学術大会 (名古屋) 演旨, p.213.
- Tsujimori, T., Ishiwatari, A. and Banno, S., 2000a, Discovery of eclogitic glaucophane schist from the Omi area, Renge metamorphic belt, the Inner Zone of southwestern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **106**, I-II.
- 辻森 樹・石渡 明・坂野昇平, 2000, 西南日本内帯蓮華変成帯, 青海町湯ノ谷のエクロジヤイト質藍閃石片岩について. 地質雑, **106**, 353-362.
- Tsujimori, T. and Itaya, T., 1999, Blueschist-facies metamorphism during Paleozoic orogeny in southwestern Japan: phengite K-Ar ages of blueschist-facies tectonic blocks in a serpentinite melange beneath Early Paleozoic Oeyama ophiolite. *The Island Arc*, **8**, 190-205.
- Tsujimori, T., Tanaka, C., Sakurai, T., Matsumoto, M., Miyagi, Y., Mizukami, T., Kugimiya, Y. and Aoya, M., 2000b, Illustrated Introduction to Eclogite in Japan. *Bull. Res. Inst. Nat. Sci., Okayama Univ. of Sci.*, **26**, 18-40.
- 辻森 樹・板谷徹丸・兵藤博信, 2001, 蓮華変成帯, 湯ノ谷エクロジヤイトの上昇年代: フェンジヤイト⁴⁰Ar/³⁹Ar年代測定の取り組み. 地球惑星関連学会合同大会, 演旨 (CD-ROM), Gr-P007.
- Uemura, T., 1981, Deformation facies, series and grades. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **87**, 297-305.
- Uemura, T., Uda, T. and Long, X., 1985, Note on deformation facies -Ohmi crystalline schists, central Japan. *Sci. Rept. Niigata Univ., Ser. E*, **6**, 89-101.
- Uemura, T. and Yokota, Y., 1981, Deformation facies of the folded Jurassic Kuruma Group. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **35**, 41-48.
- 山田直利・滝澤文教・棚瀬充史・河田清雄, 2001, 親不知火山岩層のK-Ar年代: 富山・新潟県境地域における約100Maの安山岩質火山活動の証拠. 地球科学, **55**, 113-118.
- Yokoyama, K., 1985, Ultramafic rocks in the Hida marginal zone. *Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo*, **18**, 5-18.
- Yokoyama, K. and Sameshima, T., 1982, Miscibility gap between jadeite and omphacite. *Mineral. Jour.*, **11**, 53-61.
- Xu B., Grove, M., Wang, C., Zhang, L. and Liu, S., 2000, ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology from the northwestern Dabie Shan: constrains on the evolution of Qinling-Dabie orogenic belt, east-central China. *Tectonophysics*, **322**, 279-301.