

## 日高変成帯, 最下部トータル岩マグマの冷却プロセス

Cooling process of the basal tonalite magma, Hidaka metamorphic belt, northern Japan

## Abstract

志村俊昭\*<sup>1</sup> 小山内康人\*<sup>2</sup>  
豊島剛志\*<sup>3</sup> 大和田正明\*<sup>4</sup>  
小松正幸\*<sup>5</sup>Toshiaki Shimura\*<sup>1</sup>, Yasuhito Osanai\*<sup>2</sup>,  
Tsuyosi Toyoshima\*<sup>3</sup>, Masaaki Owada\*<sup>4</sup>  
and Masayuki Komatsu\*<sup>5</sup>

2006年4月7日受付.

2006年10月6日受理.

\*<sup>1</sup> 新潟大学理学部地質科学教室Department of Geology, Niigata University,  
Niigata 950-2181, Japan\*<sup>2</sup> 九州大学大学院比較社会文化研究院環境変動部門Division of Evolution of Earth Environments,  
Kyushu University, Fukuoka, 810-8560 Japan\*<sup>3</sup> 新潟大学大学院自然科学研究科Graduate School of Science and Technology,  
Niigata University, Niigata 950-2181 Japan\*<sup>4</sup> 山口大学理学部地球圏システム科学科Department of Geosphere Science, Yamaguchi  
University, Yamaguchi 753-8512 Japan\*<sup>5</sup> 愛媛大学

Ehime University, Matsuyama 790-8577 Japan

Corresponding author; T. Shimura,  
smr@gs.niigata-u.ac.jp

The low-pressure / high temperature type Hidaka Metamorphic Belt (HMB) in Hokkaido, northern Japan, represents a tilted crustal section of a magmatic arc of Tertiary age. Exposed crustal section forms duplex structure which was formed by the uplift tectonic process. Syn-tectonic tonalite magma intrudes along the floor thrust, ramp, and roof thrust of the crustal-scale duplex. The tonalite magma was generated by anatexis of the unexposed lowermost crust.

Pyroxene-bearing tonalites (basal tonalite body) is distributed in the Niikappu river region, northern part of the Hidaka Metamorphic Belt. The various evidences that show a cooling process can be observed within the tonalite body, such as the orthopyroxene pseudomorph and the aplite veins. Cooling process of the tonalite body has been revealed from these textures. The *P-T-t* paths of the syn-tectonic tonalite suite and the metamorphic layer show the uplift tectonics of the crust. A *P-T-t* path of the delaminated lowermost crust also can be presumed.

Key words: cooling process, delamination, duplex, granulite, Hidaka metamorphic belt, *P-T-t* path, tonalite, tourmaline

## はじめに

マグマが地殻内のある深度に進入し、その場で冷却していく場合、その結晶作用は進入深度の圧力条件に対応した等圧下での冷却プロセスとなるであろう。一方、マグマが地殻内を上昇しながら結晶作用が進行していく場合、その結晶作用は減圧しながら冷却するプロセスになるであろう。つまり、より早期の結晶作用はより高温高圧条件下で始まり、より末期になるほど、より低温低圧条件下で進行することになる。

このような温度・圧力変化を連続的に追跡することが出来れば、浮力により上昇するプルトンの場合には、プルトンの浮上過程が解明できるであろう。また、地殻の衝上運動に伴ってシントニックに進入したマグマの場合には、地殻の運動とマグマの上昇プロセスをより具体的に明らかに出来るものと期待される。

日高変成帯は古第三紀～新第三紀にかけて形成された島弧

性地殻であり (Komatsu et al., 1983, 1989), 中新世に急激に衝上したと考えられている (在田, 2002; 小山内ほか, 2006)。日高変成帯には、地殻の様々な深度に火成岩体が進入している。そのうちトータル岩類は、“日高地殻”の水平滑り期～右横ずれ衝上運動期にかけて、地殻のデュープレックス構造形成とともに、シントニックに進入したと考えられている (志村, 1989, 1992; Toyoshima et al., 1994)。

本論では、新冠川上流地域の最下部トータル岩体を例に、冷却プロセスを示す産状を解析し、地殻の衝上運動との関連性を検討する。なお、本論で用いる鉱物名の略号は Kretz (1983) および Miyashiro (1994) に従った。

## 日高変成帯

日高変成帯は、北海道中軸部に露出する高温低圧型変成帯である (Fig. 1)。東側から西側へ I 帯 (緑色片岩相), II 帯 (緑色片岩相～角閃岩相漸移部), III 帯 (角閃岩相上部), IV 帯 (グラニュライト相) に分帯されている (Osanai et al.,

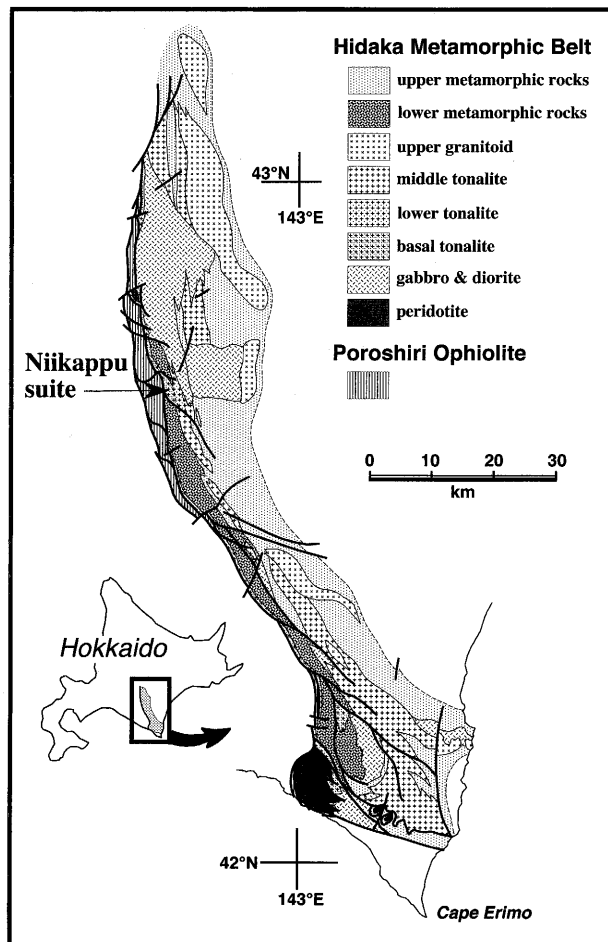


Fig. 1. Simplified geological map of the Hidaka Metamorphic Belt, modified after Komatsu et al. (1986).

1986, 1991). これらの変成岩層は東に傾斜しており, 変成帯の西縁は東傾斜の大規模な衝上断層 (日高主衝上断層; HMT) で切れ, 西側の白亜紀付加体に衝上している. この地殻層内に, はんれい岩類や花崗岩類などの火成岩体が侵入しているが, これらの火成岩体も, 西側ほど深部相を示している. このような特徴から, 日高変成帯は東上位の島弧性地殻の断面であるとされている (Komatsu et al., 1983, 1994).

日高変成帯の地殻中部~下部に侵入している酸性深成岩類は主にトータル岩質である. これらはホルンブレンドを含むメタアルミナスなタイプと, ホルンブレンドを欠きザクロ石や堇青石などを含むパーアルミナスなタイプが存在する. 化学組成や Sr 同位体比の特徴などから, 前者は日高地殻の角閃岩が部分融解して生じたもので, Chappell and White (1974) の I-タイプ花崗岩に対応し, 後者は日高地殻の砂泥質変成岩が部分融解して生じたもので, S-タイプ花崗岩に対応することが示されている (Osanaï et al., 1991; Shimura et al., 1992; Owada et al., 2003). これらは地殻層序の侵入位置に応じて 4 つの深度に区分されており, 深度に応じて鉱物組み合わせに違いが見られる (小松ほか, 1986).

この違いの原因は, 進入位置の温度-圧力条件とマグマの分化作用によって説明されている (Shimura et al., 1992).

### 最下部トータル岩

日高変成帯の, グラニュライト相 (IV帯) の変成岩層に侵入しているトータル岩体を, 最下部トータル岩とよぶ (小松ほか, 1986; 志村, 1992). 現在地表に露出している“日高地殻”の最下部 (西縁) は日高主衝上断層 (HMT) で画されているが, 最下部トータル岩は HMT に沿って南北に狭長に分布している. つまり最下部トータル岩は, 日高地殻の, 地表で直接見ることのできる最深部の岩石である. 最下部トータル岩の多くは, HMT に沿ってマイロナイト化を被っているが, 新冠川上流地域などにおいては, マイロナイト化を免れ初生的な火成岩組織を残しているものを観察することが出来る.

以下, 新冠川上流地域の最下部トータル岩を例に述べる. この地域の地質の詳細 (志村, 1992), S-タイプおよび I-タイプトータル岩マグマの成因論 (Shimura et al., 1992, 2004; 志村, 1999a), マグマと壁岩の反応 (志村ほか, 1997; 志村, 2004), 変成岩包有物の成因論 (志村ほか, 1999a) などは既に公表済みであるので, ここでは概要を述べるにとどめる.

新冠川上流地域には S-タイプトータル岩体が広く露出しており, ここでは最下部~中部トータル岩を連続して観察する事が出来る (Fig. 1). 砂泥質グラニュライト, 苦鉄質グラニュライト, 変超苦鉄質岩など多様な変成岩類を包有し, ミグマタイト質の不均質な産状を示す. 最下部 S-タイプトータル岩は, 主にザクロ石・斜方輝石・堇青石・黒雲母・斜長石・石英で構成され, 少量のカリ長石を含むほか, 副成分鉱物としてイルメナイト・磁硫鉄鉱・アパタイト・ジルコン・モナザイト・グラファイトを伴う. 一方, 最下部 I-タイプトータル岩は, S-タイプトータル岩体中に小規模に存在している. 主に斜方輝石・カミングトン閃石・ホルンブレンド・斜長石・石英で構成されるほか, より苦鉄質な岩相では単斜輝石を伴う. さらに副成分鉱物としてイルメナイト・アパタイト・スフェーン・ジルコンを含んでいる.

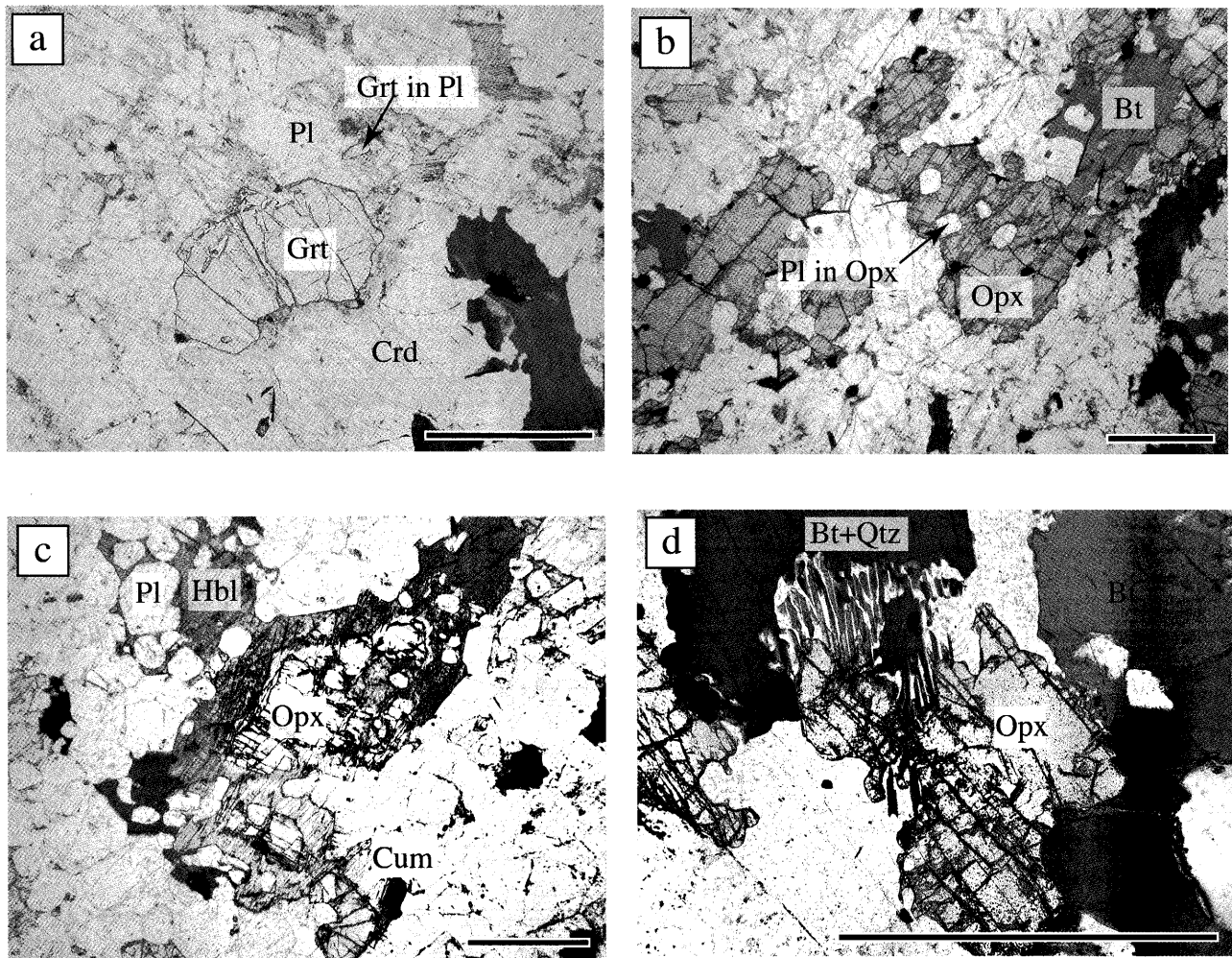
### 最下部トータル岩の冷却過程を示す産状

#### 1. 鉱物の包有関係

最下部 S-タイプトータル岩の鏡下での組織, 特に構成鉱物の包有関係には, 晶出順序を反映した規則性が見られる. 例えば, (1) 斜長石はザクロ石を包有し, そのザクロ石の  $X_{Mg}$  は基質のザクロ石のコアの  $X_{Mg}$  よりやや高い, (2) 斜方輝石は斜長石を包有し, その斜長石の組成は基質の斜長石のコアの  $An$  含有量よりやや高い, などである (Fig. 2.a, 2.b). Shimura et al. (1992) は, このような鉱物の包有関係と組成累帯構造の検討に基づき, 最下部トータル岩の鉱物の晶出順序を,



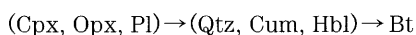
であるとした. さらに Shimura et al. (1992) は, 天然の



**Fig. 2.** Thin sections of S- and I-type basal tonalite. Plane-polarized light. Scale bars represent 1mm. (a) : Basal S-type tonalite. High  $X_{Mg}$  ( $=0.30-0.29$ ) garnet grain is enclosed in plagioclase, whereas the garnet crystal in matrix has lower  $X_{Mg}$  ( $=0.29-0.19$ ). (b) Basal S-type tonalite. High  $An$  (35-34) plagioclase grains are enclosed in orthopyroxene with poikilitic texture, whereas plagioclase crystal in matrix has lower  $An$  ( $=34-28$ ). (c) : Basal I-type tonalite. Pyroxene is enclosed by brown hornblende. Cummingtonite occurs around orthopyroxene or between pyroxene and brown hornblende. (d) : Basal S-type tonalite. Biotite and quartz form symplectite as pseudomorph of orthopyroxene.

最下部 S-タイプトナル岩を出発物質として高温高压実験を行い、この順序の結晶作用が起こる条件を解析した。その結果、600 MPa 程度で S-タイプマグマが冷却すると、この晶出順序が再現される事を明らかにした。そして、ザクロ石が斜長石より先に晶出するには、結晶作用開始の条件として、900 °C 以上の温度が必要であることを示した。また、トナル岩マグマのソリダスは 700 °C 程度にあることが示された。

志村 (1999) は、最下部 I-タイプトナル岩について鉱物の包有関係と組成累帯構造の検討を行った。それによると、ホルンブレンド中に輝石・斜長石が包有されること (Fig. 2.c) などから、構成鉱物の晶出順序は

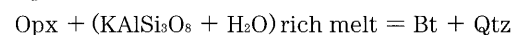
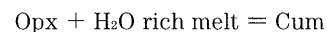


であるとした。

## 2. 斜方輝石の分解反応

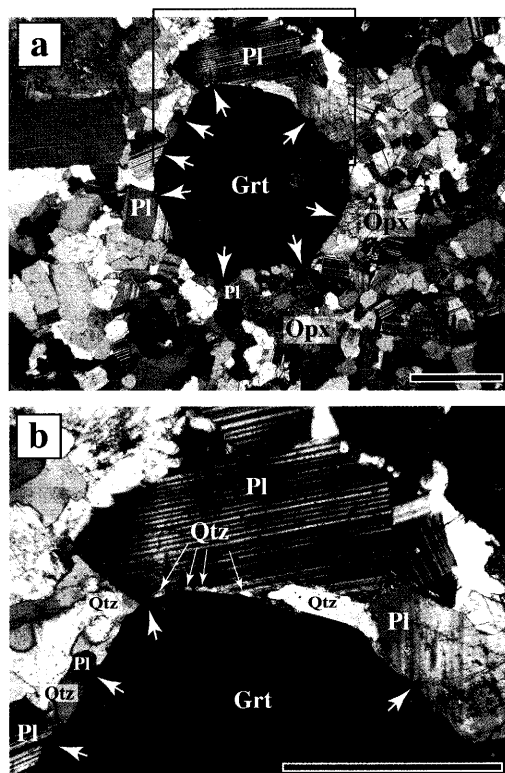
斜方輝石は、最下部 S-タイプおよび I-タイプトナル岩に特徴的に含まれる鉱物である。しかし、組織に基づく検

討によると、斜方輝石はソリダスまで安定ではなく、結晶作用途中で分解反応が起き始める (Shimura et al, 1992)。それは、結晶分化作用の進行に伴う  $a_{SiO_2}$ ,  $a_{Kfs}$ ,  $f_{H_2O}$  などの増大による、カミングトン閃石や黒雲母への分解反応、

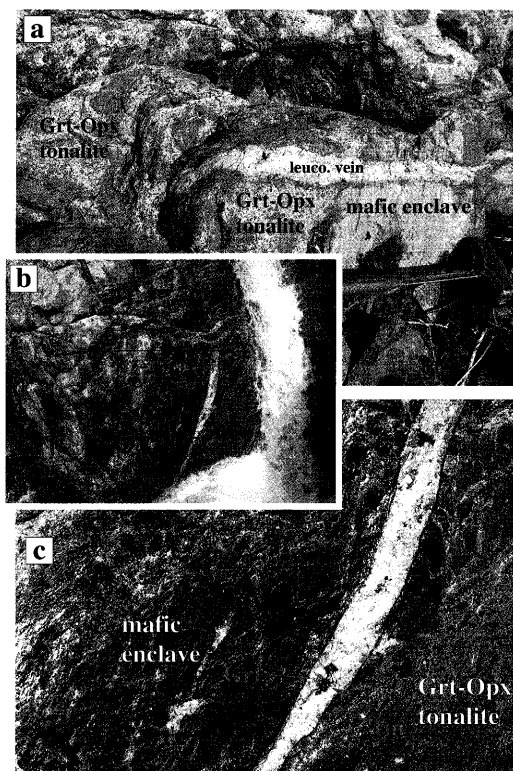


などである (Fig. 2.d)。

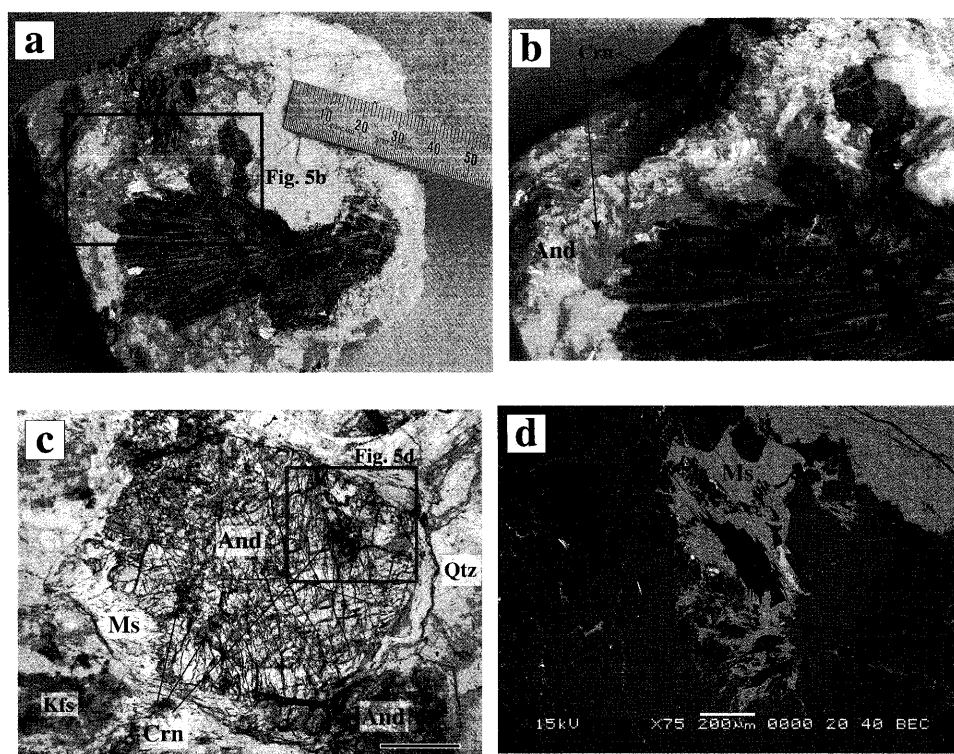
また、最下部 S-タイプトナル岩には、多量の砂泥質グラニュライト包有物が含まれている。これらトナル岩自身およびトナル岩中の砂泥質グラニュライト包有物中には、ザクロ石がごく普通に見られる。そのザクロ石の周囲にはコロナ状に石英が形成されていることがある (Fig. 3)。このときザクロ石には、斜長石および斜方輝石との接点に突起が見られる (Fig. 3)。同様の産状は、日高変成帯北部のパンケヌシ地域の最下部トナル岩からも報告されている (小松, 1983)。この産状は、斜方輝石と斜長石が消費され、ザクロ



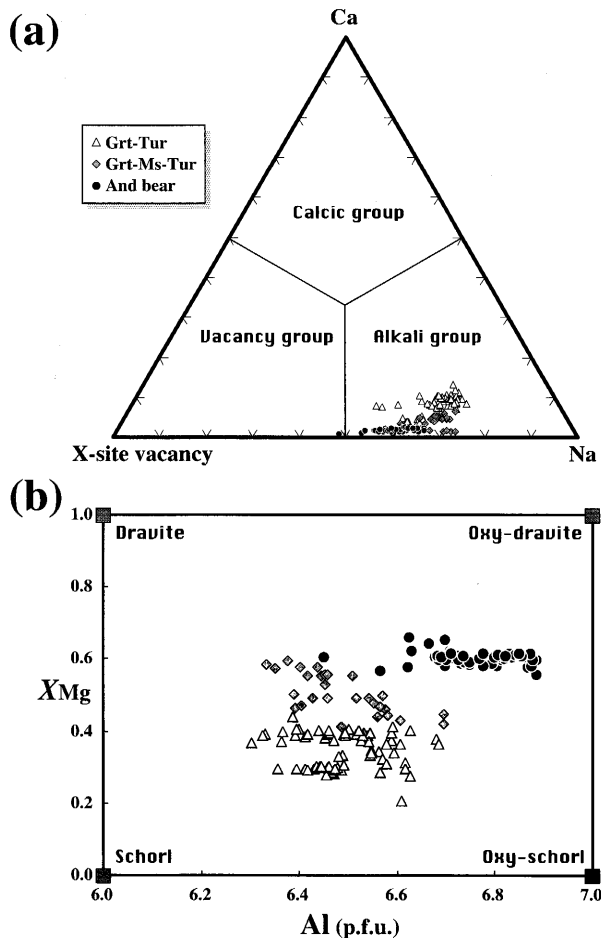
**Fig. 3.** Photomicrographs of quartz corona around a garnet crystal. Note arrows where the garnet grew against orthopyroxene and plagioclase. Scale bars are 1 mm.



**Fig. 4.** Field occurrence of the tourmaline-bearing leucocratic veins. (a) Leucocratic vein cut mafic enclave and the marginal facies of garnet-orthopyroxene tonalite, but the root of the vein gradually change from the garnet-orthopyroxene tonalite. (b) Leucocratic veins form the echelon vein (upper part of the photograph). (c) Occurrence of garnet and tourmaline.

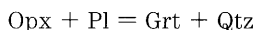


**Fig. 5.** A sample of tourmaline-andalusite bearing leucocratic rock. Note the corundum in andalusite (b-d). Scale bar in (c) represents 1 mm. (b) is close up of (a). (c) Plane-polarized light. (d) BSE image, close up of (c).



**Fig. 6.** Tourmaline compositions in the leucocratic vein. (a) Principal classification diagram after Hawthorne and Henry (1999). Almost all of tourmalines of this study are classified into alkali group. (b)  $X_{Mg}$ -Al relation of alkali tourmaline. "p.f.u" is per formula unit, based on Si=6 (see also Table 1).

石と石英を形成する反応によって形成されたものであり、



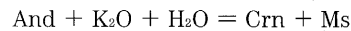
であると考えられる (志村ほか, 1999a).

### 3. 優白質岩脈

最下部トータル岩体のごく一部に、アブライト質の優白質岩脈が見られることがある。新冠川上流地域では、マグマ性の流理構造や、より早期のマイロナイト化の面構造を切って、電気石を含むアブライト質の優白質岩脈が見られることがある (志村, 2004) (Fig. 4)。この優白質岩脈は、「電気石・紅柱石・白雲母・斜長石・カリ長石・石英」や、「電気石・ザクロ石・白雲母・斜長石・カリ長石・石英」のような特異な鉱物組み合わせを示す (Figs. 4.c, 5)。優白質岩脈は雁行状に配列したり (Fig. 4.b 上部)、石英や雲母は波動消光を示すので、より後期の剪断変形を被っている。優白質岩脈は、最下部トータル岩に包有される苦鉄質変成岩およびその近傍の最下部トータル岩を明瞭に切断する。しかし岩脈の「根元」を追跡していくと最下部トータル岩に漸移している (Fig.

4.a)。

優白質脈中の紅柱石は自形を示し (Fig. 5.a-c)、コアで最大 1.2 wt.% の  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  を含んでいる。また紅柱石内部には青紫色のコランダムが形成されていることもある (Fig. 5.c)。コランダムの周囲には白雲母が見られる (Fig. 5.d)。これは、Rose (1957) で同様の産状が報告されているように、紅柱石結晶の内部では  $\text{SiO}_2$  に不飽和な条件となり、



の反応が起きた結果であると考えられる。

電気石は Al および Na に富み、0.2 ~ 0.5 wt.% 程度の F を含んでいる。Hawthorne and Henry (1999) による電気石の分類に従うと、殆どが「alkali group」に分類される (Fig. 6.a)。また、Y-site および Z-site は主として Al, Fe, Mg で占められることから、Al- $X_{Mg}$  図にプロットすると、母岩の構成鉱物により系統的に組成が異なっている (Fig. 6.b, Table 1)。

優白質岩脈と、ザクロ石-斜方輝石を持つ普通の最下部トータル岩との境界は、明瞭な境界をもって接することもあるが、一部漸移的に見えることもある。漸移的に見える場合、漸移部では斜方輝石が黒雲母と石英のシンプレクタイトに置換されている産状が多く見られる (Fig. 7.a)。また、電気石と石英のシンプレクタイトとともに、ザクロ石と石英からなるシンプレクタイト (Fig. 7.b) が見られることもある。

ザクロ石-斜方輝石を持つ普通の最下部トータル岩は、変成岩包有物を多量に含むなど、極めて不均質な産状を示す。志村ほか (1999a)、Shimura et al. (2004) は、不均質な産状やザクロ石の組成累帯構造に基づき、最下部 S-タイプトータル岩を 3 つのサブタイプに分類した。優白質岩脈中の鉱物は、I-タイプおよび S-タイプの 3 つのサブタイプのどれとも異なる組成を示している (Table 2)。特に、優白脈中にあるザクロ石の組成領域は、ザクロ石・斜方輝石を持つ普通の最下部 S-タイプトータル岩中のザクロ石の組成領域から、より *Prp* が低い側へ連続的に広がっている (Fig. 8, Table 3)。また、斜長石の *An* 成分やカリ長石の *Or* 成分なども、普通の最下部トータル岩中のものよりも低温で形成された組成を示している (Table 2)。

## 考 察

### 1. 最下部トータル岩の冷却 *P-T-t* 経路

以上の産状に基づき、最下部トータル岩マグマの *P-T-t* 経路を、順を追って考察してみる。

(1) 最下部地殻でのマグマの発生 最下部地殻 (地表には露出していない, Fig. 9 参照) が最高温度条件に達し、部分融解を起こしトータル岩マグマが発生する。S-タイプマグマの場合、メルトからザクロ石が最初に晶出する (Shimura et al., 1992) ことから、その条件は少なくとも 900 °C 以上と思われる。また、最下部トータル岩中の複輝石グラニュライト包有物を用いた複輝石温度計の検討から 880 ~ 950 °C 程度の温度が見積もられているほか (Shimura et al., 1992)、小山内ほか (2006) は溶融度の検討から最下部地殻の変成作用

**Table 1.** Representative compositions of tourmaline in the leucocratic veins from the Niikappu river area. Formula proportions are calculated by Si=6. Boron calculated by stoichiometry.

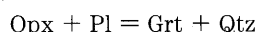
assemblage Sample no. point no.	Grt-Tur				Grt-Ms-Tur				And-bearing			
	00PP2 16	00PP2 17	00PP 0519-1 10	00PP 0519-1 20	5PP03-1 0627-1 2	5PP03-1 0627-1 15	5PP03-1 0629-1 99	5PP03-1 0629-1 88	2PPT07A 0519-1 63	2PPT07A 0519-1 64	2PPT07A 0615-2 24	2PPT0 061
	core		rim		core		rim		rim		core	
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.26	10.25	10.45	10.31	10.47	10.38	10.61	10.46	10.63	10.61	10.57	10
SiO <sub>2</sub>	35.40	35.38	36.09	35.61	36.15	35.84	36.62	36.12	36.69	36.62	36.50	36
TiO <sub>2</sub>	0.82	0.81	0.25	0.62	0.62	0.44	0.08	0.54	0.71	0.60	0.80	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.50	32.49	33.70	32.85	33.53	33.93	33.45	32.89	35.25	35.65	35.20	34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.05	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0
FeO	10.03	10.39	10.79	9.95	9.46	9.32	7.45	7.08	6.37	5.96	6.08	5
MnO	0.13	0.09	0.13	0.13	0.09	0.12	0.08	0.19	0.10	0.02	0.06	0
MgO	3.63	3.69	3.47	3.78	4.17	3.78	5.23	5.46	5.10	5.01	5.18	5
CaO	0.46	0.48	0.23	0.45	0.25	0.20	0.05	0.08	0.09	0.07	0.10	0
Na <sub>2</sub> O	2.00	1.98	1.90	2.02	2.18	1.85	1.65	2.24	2.01	1.66	1.87	1
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.00	0.01			0.00	0.00	0.00	0.01		
TOTAL	95.23	95.58	97.05	95.79	96.94	95.85	95.21	95.05	96.94	96.20	96.38	95
Formula proportions based on Si=6.												
B *	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.0
Si	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.0
Ti	0.105	0.104	0.031	0.078	0.077	0.056	0.009	0.068	0.087	0.074	0.099	0.1
Al	6.492	6.493	6.604	6.523	6.559	6.694	6.459	6.439	6.794	6.884	6.819	6.7
Cr	0.000	0.000	0.006	0.008	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0
Fe	1.422	1.474	1.501	1.402	1.313	1.304	1.021	0.984	0.872	0.817	0.836	0.8
Mn	0.019	0.012	0.018	0.019	0.013	0.017	0.011	0.026	0.014	0.003	0.008	0.0
Mg	0.917	0.932	0.860	0.949	1.032	0.943	1.279	1.351	1.243	1.222	1.270	1.2
Ca	0.083	0.088	0.041	0.081	0.045	0.035	0.009	0.014	0.016	0.012	0.018	0.0
Na	0.658	0.652	0.611	0.661	0.702	0.600	0.525	0.721	0.638	0.528	0.596	0.5
K	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.0
X-site vacancy	0.259	0.258	0.348	0.255	0.254	0.365	0.467	0.265	0.346	0.459	0.386	0.3
TOTAL	18.954	19.015	19.020	18.979	18.998	19.014	18.779	18.868	19.010	19.001	19.033	18.9
Mg/(Fe+Mg)	0.392	0.387	0.364	0.404	0.440	0.420	0.556	0.579	0.588	0.599	0.603	0.6

\*B calculated by stoichiometry.

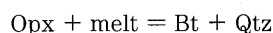
の条件として 900 °C 以上の条件を推定しており, 検討結果はほぼ一致している. この温度条件と, Osanai et al. (1991) による日高変成帯の最高変成度時の metamorphic field gradient の交点を求めると, トータル岩マグマの発生条件は約 800 MPa, 900 °C 以上が見積もられる (Fig. 10 中の★印), (Shimura et al., 2004; 小山内ほか, 2006).

(2) レスタイト-メルトの分離とマグマの上昇 最下部トータル岩マグマは, トータル岩マグマが大規模に発生した最下部地殻の深度からIV帯の深度まで上昇し, そこに生じた地殻内のフロアースラストに沿って広く進入するとともに, さらにデュープレックスのランプに沿っても上昇し, ルーフスラストに沿って大規模に進入した (志村, 1992). マグマの上昇に伴う圧力減少については, 進入深度による鉱物組み合わせの違い (小松ほか, 1986; Shimura et al., 1992) や, マグマと壁岩の相互作用 (志村ほか, 1997, 1999a) として観察することが出来る.

(3) マグマの結晶作用と Opx の分解 地殻内に進入したマグマの結晶作用は, それぞれの進入深度で進行する. 鉱物の晶出順序は S-タイプでは Grt → Pl → Opx → Bt → Qtz → Crd → Kfs, I-タイプでは (Cpx, Opx, Pl) → (Qtz, Cum, Hbl) → Bt の順番である. 途中,

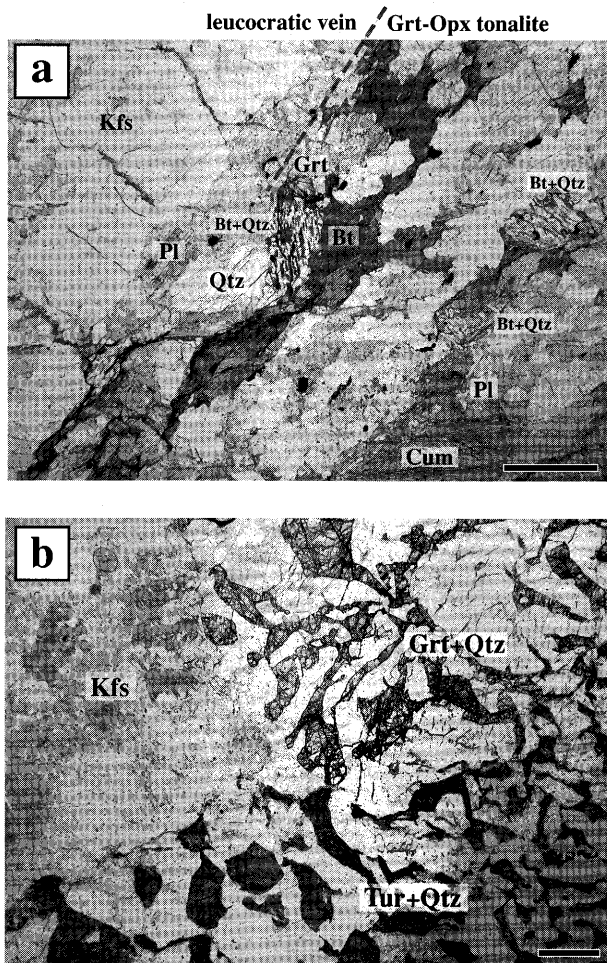


や



のような斜方輝石の分解反応が起こる. Eckert et al. (1991) によると, 前者の反応曲線は緩い正の傾斜を持っている. したがって冷却によりこの反応を生じるためには, ほぼ等圧条件下で冷却したものと思われる. また, Opx は 760 °C 程度で分解されはじめる (Shimura et al., 1992) ことと, Eckert et al. (1991) の地質圧力計による検討結果 (志村ほか, 1999a) を考慮すると, この反応は, 新冠川上流の岩体の場合 500 ~ 600 MPa 程度で起きたと考えられる (Fig. 10 中の (c)).

(4) 優白脈の形成 パーアルミナスな花崗岩質マグマには, まれにマグマ起源の紅柱石が見られることがある (Clarke et al., 1976, 2005; Kawakami, 2002). また電気石は, 砂泥質岩が比較的低温で部分融解を起こした際のメルトや, 優白質花崗岩などから晶出することが知られている (London et al., 1996; Wolf and London, 1997; von Gorne et al., 2001; Kawakami, 2004).

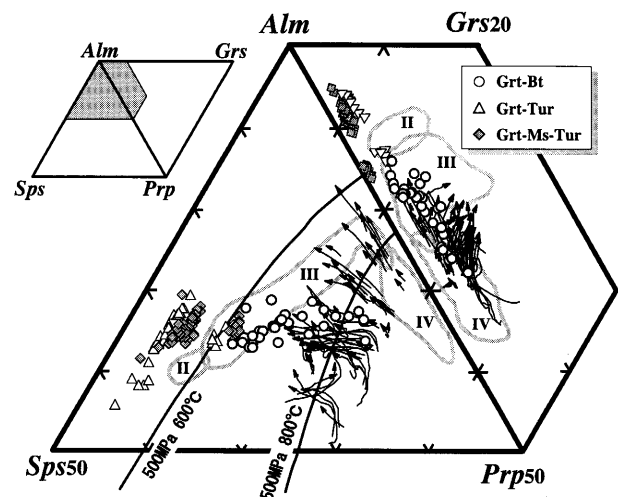


**Fig. 7.** (a) Photomicrograph of the boundary between tourmaline-bearing leucocratic vein and basal S-type tonalite. Note biotite + quartz symplectite and cummingtonite as pseudomorphs of orthopyroxene. Plane-polarized light. Scale bar represents 1mm. (b) Photomicrograph of garnet + quartz symplectite in the tourmaline-bearing leucocratic vein. Plain-polarized light. Scale bar represents 1 mm.

一方, Shimura et al. (1992) の溶融実験により, 日高変成帯の S-タイプトナル岩マグマのソリダスは, 700 °C 程度であったことが示されている. このソリダスは紅柱石-珪線石の反応曲線よりも高温側にある (Fig. 10 中の (d)). また, 一般的な花崗岩質マグマのソリダスも, H<sub>2</sub>O に飽和した条件でも紅柱石-珪線石の反応曲線とは交差しない. したがって日高変成帯の一般的なトナル岩マグマの場合, メルトから紅柱石が晶出することは困難である. しかし, 花崗岩質マグマのソリダスは, ホウ素・フッ素・アルミナ飽和度などによってさらに低下する (例えば, Pichavant, 1981; Manning, 1981; Holtz et al., 1992; Joyce and Voigt, 1994). これによりソリダスが低下すると, 紅柱石-珪線石の反応曲線と花崗岩のソリダスが交差し, 花崗岩質メルトから紅柱石が晶出することもありうる (Joyce and Voigt, 1994). また, 紅柱石に分配される Fe<sup>3+</sup>が多くなると, 紅柱石-珪線石の反応曲線が高温側にシフトすることも知られている (Ker-

**Table 2.** Compositional variation of minerals in the basal tonalites and the tourmaline bearing leucocratic veins from the Niikappu tonalite suite. I<sub>n</sub>, S<sub>H</sub>, S<sub>P</sub>, and S<sub>C</sub> are sub-type classifications of the basal tonalite. These are homogeneous I-type (I<sub>n</sub>), homogeneous S-type (S<sub>H</sub>), heterogeneous S-type around pelitic enclave (S<sub>P</sub>), and heterogeneous S-type with melanocratic clots (S<sub>C</sub>), respectively. Details on the classifications are described in Shimura et al. (2004).

Mineral component	Rock type					
	I-type		S-type			
	I <sub>n</sub>	S <sub>H</sub>	S <sub>P</sub>	S <sub>C</sub>	leuco. vein	
Grt	Prp	-	12.8-26.4	9.8-27.4	14.2-27.7	3.5-25.3
	Sps	-	2.3-6.2	7.1-21.7	5.6-20.0	8.6-39.8
	X <sub>Mg</sub>	-	0.138-0.295	0.139-0.342	0.164-0.355	0.054-0.294
Opx	X <sub>Mg</sub>	0.517-0.610	0.424-0.514	0.472-0.609	0.472-0.660	pseudomorph
Cpx	X <sub>Mg</sub>	0.691-0.747	-	-	-	-
Hbl	X <sub>Mg</sub>	0.603-0.698	-	-	-	-
Cum	X <sub>Mg</sub>	0.551-0.640	-	-	-	-
Bt	X <sub>Mg</sub>	0.537-0.630	0.454-0.535	0.478-0.664	0.500-0.582	0.406-0.572
Crd	X <sub>Mg</sub>	-	0.636-0.698	0.665-0.674	0.681-0.701	-
Pl	An	36.5-52.0	27.6-34.9	32.7-45.2	30.3-40.6	14.0-39.1
Kfs	Or	-	83.1-86.7	79.5-86.5	-	82.0-92.4



**Fig. 8.** Triangular (*Sps-Alm-Prp* and *Grs-Alm-Prp*) diagrams showing chemical compositions of garnet in the basal S-type tonalites (arrows) and the tourmaline-bearing leucocratic veins (legend is in the figure). II, III, and IV indicate core compositions of garnet in pelitic-psammitic metamorphic rocks of the Hidaka Metamorphic Belt (Osanaï, 1986). Arrows indicate the compositional zoning trends of garnet in the basal S-type tonalites from core to rim (Shimura et al., 1999a). Isotherms are experimental results of Iiyama (1977, 1978).

rick and Speer, 1988). これらの条件が効果的に作用すれば, メルトから紅柱石が晶出する領域はより広くなることになる (Fig. 10 中の (e)・(f)).

既に述べたように, 優白質岩脈と, ザクロ石-斜方輝石を持つ普通の最下部トナル岩の関係には, 以下のような特徴がある. (1) ザクロ石-斜方輝石を持つ普通の最下部トナル岩との境界は漸移することがある. (2) 漸移部では斜方輝石が黒雲母と石英のシプレクタイトに置換されている産状が多く見られる (Fig. 7.a). (3) ザクロ石の組成範囲には, 普通の最下部トナル岩よりも低温条件までの連続性が見られる (Fig. 8). (4) より後期の剪断変形を被っている. これ

**Table 3.** Representative compositions of garnet in the leucocratic veins from the Niikappu river area.

assemblage Sample no. point no.	Grt-Tur			Grt-Ms-Tur			
	00PP2 25	00PP2 34	5PP03-1 1	5PP03-1 11	5PP03-1 38	5PP05-1 97	5PP05-1 103
SiO <sub>2</sub>	36.53	36.81	37.01	37.23	36.85	36.49	36.75
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.08	0.05	0.00	0.05	0.06	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.97	21.19	21.20	20.98	20.94	20.74	20.64
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.05	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
FeO	26.61	28.40	28.21	29.31	28.40	27.84	28.02
MnO	13.41	11.94	9.85	9.68	11.78	12.04	12.63
MgO	1.03	1.16	2.78	2.95	1.62	1.58	1.53
CaO	0.75	0.64	0.21	0.20	0.36	0.41	0.45
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.45	100.30	99.31	100.44	100.01	99.17	100.07
Formula							
Si	2.997	2.993	3.004	2.999	3.002	2.999	3.001
Ti	0.005	0.005	0.003	0.000	0.003	0.003	0.003
Al	2.027	2.031	2.027	1.992	2.010	2.009	1.986
Cr	0.003	0.003	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000
Fe	1.826	1.931	1.915	1.974	1.934	1.913	1.913
Mn	0.932	0.822	0.677	0.660	0.813	0.838	0.873
Mg	0.126	0.140	0.336	0.354	0.197	0.194	0.186
Ca	0.066	0.056	0.018	0.017	0.032	0.036	0.040
Na	0.005	0.005	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TOTAL	7.986	7.987	7.980	8.003	7.991	7.995	8.003
O	12	12	12	12	12	12	12
X <sub>Mg</sub>	0.065	0.068	0.149	0.152	0.092	0.092	0.089
Al <sub>m</sub>	0.619	0.655	0.650	0.657	0.650	0.642	0.635
S <sub>ps</sub>	0.316	0.279	0.230	0.220	0.273	0.281	0.290
Pr <sub>p</sub>	0.043	0.048	0.114	0.118	0.066	0.065	0.062
Gr <sub>s</sub>	0.022	0.019	0.006	0.006	0.011	0.012	0.013

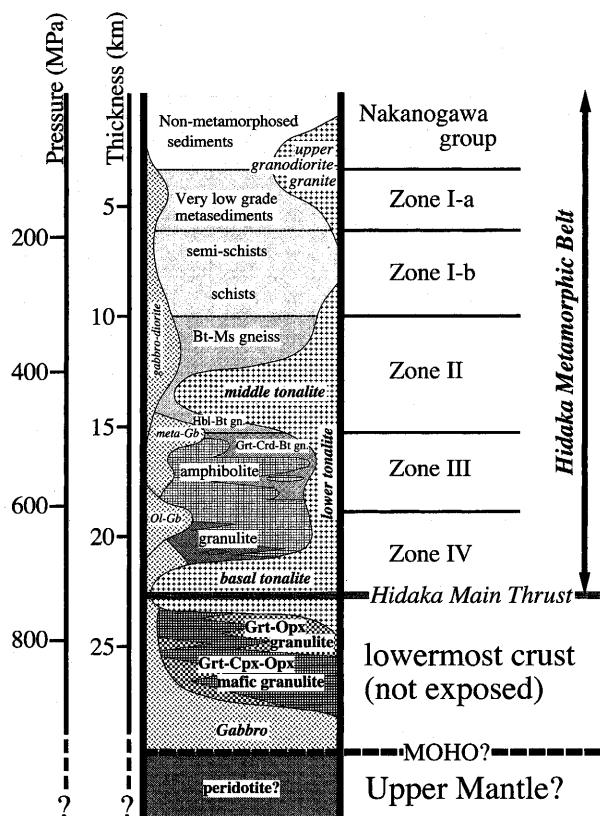
らのことを考慮すると, 最下部トータル岩体がほぼソリダスに達し, ほぼ固結した後, 剪断変形によって生じた空隙に, 僅かに残った最終残液が濃集して優白脈を形成したものと推定される。その条件は紅柱石-珪線石の反応曲線と花崗岩のソリダスの交差条件から, 200 MPa 程度以下, 620 ~ 700 °C 程度の条件であると推定される (Fig. 10 中の (e)・(f))。

以上を総括すると, (1) マグマの発生, (2) マグマ発生場から進入位置へのマグマの上昇進入, (3) 進入位置での結晶作用, (4) 圧力を減じながらの最末期結晶作用, のステージが認識できる。このプロセスは, 温度-圧力図上で蛇行した *P-T-t* 経路として見られる (Fig. 10)。

Fig. 10 において, 日高変成帯のグラニュライト相変成岩層 (G) の *P-T-t* 経路 (小山内ほか, 2006) は時計回りの経路を描くが, 新冠トータル岩体は蛇行した経路を描き 700 °C 程度で急激な圧力減少を経験している。新冠トータル岩体は NW-SE 走向の大規模な衝上断層 (ナメワッカ岳分岐ピーク衝上断層: 志村, 1992) の上盤側にあり, この断層を境として中部日高と北部日高の変成岩層序やアイソグラッドが大きくずれている (志村, 1992) (Fig. 1)。志村 (1989, 1992) は, この断層は地殻規模のデュプレックスのランプで, トータル岩マグマがこの剪断面に進入することにより地殻の衝上運動が促進されたとした。この減圧期は, ナメワッカ岳分岐ピーク衝上断層のような地殻規模のランプが動いた時期に対応していると思われる。

## 2. 最下部地殻の *P-T-t* 経路

“日高地殻”の露出していない最下部地殻は, トータル岩

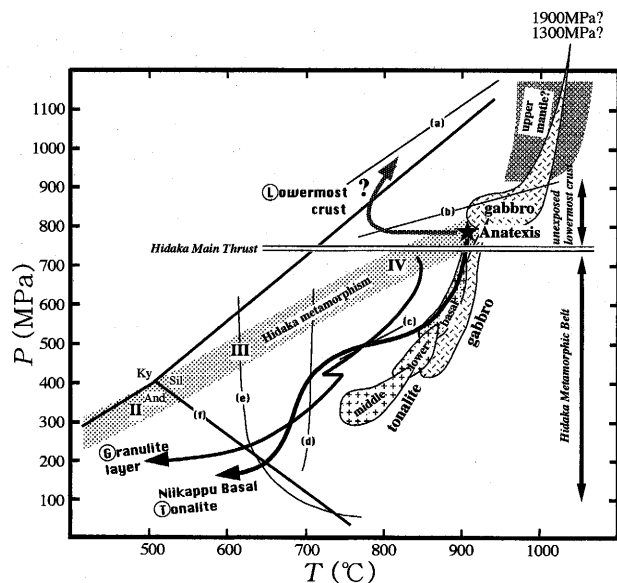


**Fig. 9.** Idealized crustal succession of the Hidaka Metamorphic Belt, modified after Komatsu et al. (1986). Deeper levels below the Hidaka Main Thrust (lowermost crust) are not exposed and inferred by Shimura et al. (2004).

マグマを排出した融け残り岩と, その熱源となったはんれい岩で構成されていると考えられる (志村ほか, 1999b; Shimura et al., 2004)。この部分の岩石は地表に露出していないので, これを直接手にすることは出来ない。しかし, Shimura et al. (2004) は, 「融け残り岩=原岩-メルト」という仮定に基づけば, 地表に露出している変成岩 (原岩) とトータル岩 (メルト) の化学組成から, 地表に露出していない融け残り岩を逆算できると考えた。それによると, 最下部地殻の構成岩石は, ザクロ石-斜方輝石アルミナスグラニュライト, ザクロ石-複輝石苦鉄質グラニュライト, はんれい岩, であると推定し, 小松ほか (1986) の示した日高変成帯の柱状図に最下部地殻を加え, 地殻全体の柱状図を復元した (Fig. 9)。

また, Arita et al. (1998) は, 反射法地震探査により, 日高変成帯を横断する方向の地殻構造を明らかにした。そして, この地域の最下部地殻がデラミネーションを起こしている可能性を述べている (Arita et al., 1998; Tsumura et al., 1999; 伊藤, 2000)。この「デラミネーション・ウェッジ構造」は, マントルトモグラフィーによっても支持されている (村井ほか, 2002)。デラミネーションを起こしている最下部地殻は, Shimura et al. (2004) の推定によれば, トータル岩マグマの融け残り岩と, 底付けされたはんれい岩に対応すると考え

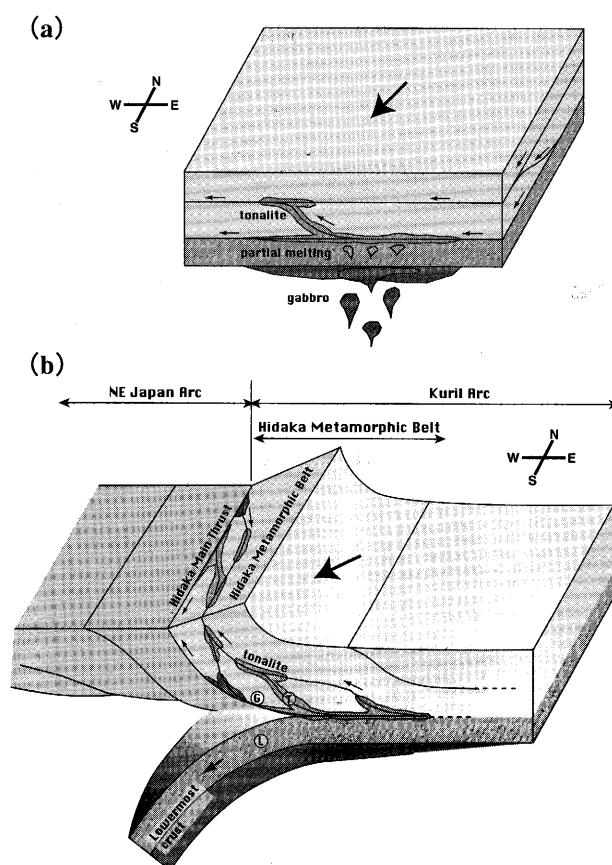




**Fig. 10.**  $P$ - $T$  conditions of metamorphic rocks and tonalite magmas in the Hidaka metamorphic belt. II, III, IV and a shadow belt are metamorphic grade and metamorphic geothermal gradient of the Hidaka Metamorphic Belt at the peak metamorphism (after Osanai et al. 1991). Source of the  $P$ - $T$ - $t$  paths are as follows; granulite layer (G) is after Osanai et al. (2006), Niikappu basal tonalite (T) is from this study, and lowermost crust (L) is a prediction by this study and by Shimura et al. (2004). See also (G), (T), and (L) in the figure 11. Diapirs show the  $P$ - $T$  condition of buoyant magma in each intrusive level (after Shimura et al. 1992). Melting  $P$ - $T$  conditions of gabbro source (1900 and 1300 MPa) are after Maeda and Saito (1997). Reactions: (a) and (b) are Grt-in reaction curves in high- $P$  side on quartz tholeiite composition (Green and Ringwood, 1967) and olivine tholeiite composition (Ito and Kennedy, 1971), respectively. (c)  $\text{Opx} + \text{Pl} = \text{Grt} + \text{Qtz}$  (Eckert et al., 1991; Shimura et al., 1999a). (d) S-type tonalite solidus, (Shimura et al., 1992). (e) peraluminous granite solidus (Joyce and Voigt, 1994). (f) reaction boundaries of  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  polymorphs are after Holdaway and Makhopadhyay (1993).

られる (Fig. 9).

日高変成帯は、千島弧が西進したことにより、東北日本弧との島弧-島弧の衝突により衝上したとされている (Kimura et al., 1983). Osanai et al. (1991) は、日高変成帯の変成作用を解析し、時計回りの  $P$ - $T$ - $t$  経路を明らかにした。さらに藍晶石の発見により、その  $P$ - $T$ - $t$  経路がより明確になった (Owada et al., 2003; 小山内ほか, 2006). 志村 (1989, 1992) は、日高変成帯のトーナル岩体は、地殻のデュプレックス構造の形成を伴いながら、フローラストとルーラストの2局集中的に進入し、両者を繋ぐランプを伝ってマグマが上昇したことを示した。Komatsu et al. (1989), 豊島ほか (1997) は、日高変成帯の構造運動を総括した。小山内ほか (2006) は、Komatsu et al. (1989) の変形・変成史を受け、この構造運動を変成作用のステージと関連づけた。これらのテクトニックイベントのうち重要なイベントを整理すると、下記の順番となる。(1) 付加体の厚化、(2) 高温変成作用と最下部地殻の融解、(3) 地殻規模のデュプレックス構造の形成、(4) 右横ずれ衝上運動と山



**Fig. 11.** Delamination and uplift tectonic model of the Hidaka crust. (G), (T), and (L) are granulite layer, Niikappu basal tonalite, and lowermost crust, respectively. See also (G), (T), and (L) in the figure 10.

脈の形成。

これらを考慮し、日高変成帯の地殻構造図上に、日高変成帯のグラニュライト相変成岩層 (G)、デュプレックスのランプに進入したトーナル岩体 (T)、最下部地殻 (L) の位置を書き込むと、Fig. 11 のようになる。G と T の  $P$ - $T$ - $t$  経路は、それぞれ小山内ほか (2006) および本論で述べた新冠トーナル岩体の  $P$ - $T$ - $t$  経路に対応する (Fig. 10)。一方、融け残り岩を直接手に取る事は出来ないで、その  $P$ - $T$ - $t$  経路は推測するしかない。

日高変成帯の位置は、14 Ma 頃以降は火山フロントよりも外弧側にあったと考えられている (木村・楠, 1997; Ishimoto et al., 2006)。したがって日高の最下部地殻も、部分融解を起こしたステージ以降は冷却プロセスを経験したことが予想される。また、東北日本弧と千島弧の衝突 (木村・楠, 1997) により、伊藤 (2000) が示したような「デラミネーション-ウェッジ構造」が形成され地殻が厚くなると、東北日本弧の下部に押し込まれた日高の最下部地殻は圧力上昇した事が予想される。また、デラミネーションがさらに進行しマントルに沈み込めば圧力上昇と温度上昇が起きることが期待される。

グラニュライト相 (輝石グラニュライト相) の岩石は、高

圧側に変成作用が進行するとザクロ石の生成～斜長石の消滅が順次起こり、ザクロ石グラニュライト相～エクロジャイト相岩石に転移する。そしてこの転移により岩石の密度が増加し、上部マントルを構成するかんらん岩よりも重くなることが知られている (Green and Ringwood, 1967; Ito and Kennedy, 1971)。この転移に関わる反応曲線は  $P$ - $T$  図上で緩い正の傾斜を持っているが、その  $P$ - $T$  図上での位置は石英ソレアイト組成 (Fig. 10 中の (a)) とかんらん石ソレアイト組成 (Fig. 10 中の (b)) では異なっており、後者の方が低圧側にある。

日高変成帯のはんれい岩には、石英ソレアイト組成のものもあるが、多くは MORB に類似した組成を示し、カンラン石ソレアイト組成のものが多い (Maeda and Kagami, 1996)。また、I-タイプマグマの起源となった日高変成帯の苦鉄質変成岩も MORB に類似した組成を示し (小山内ほか, 1989; 御子柴, 1999; 川浪ほか, 2006)、かんらん石ソレアイト組成である。推定された最下部地殻の  $P$ - $T$  条件は、かんらん石ソレアイト組成の反応曲線 (b) のすぐ高温低圧側に位置している。したがって、露出していない最下部地殻が主としてこのような岩石構成であれば、冷却や地殻の厚化によって反応曲線 (b) を高圧側に越え、ガーネットグラニュライト～エクロジャイトに転移する可能性がある。

この反応曲線を越えると、“日高地殻”の最下部地殻構成岩石はかんらん岩より重くなり、マントルに落下していくかもしれない。その場合、最下部地殻の  $P$ - $T$ - $t$  経路は Fig. 10 の (L) の矢印のようになることが予想される。そして、沈んでいく最下部地殻に引きずられながら、“鏡に映した運動”として、日高変成帯の衝上運動がさらに促進されたのかもしれない。

### ま と め

1. 日高変成帯は島弧地殻の衝上断片とされているが、多量の花崗岩質マグマを生み出した最下部地殻は露出していない。その露出していない最下部地殻は、ザクロ石-斜方輝石アルミナスグラニュライト、ザクロ石-複輝石苦鉄質グラニュライト、はんれい岩、から構成されていると考えられる。
2. 地表に露出している部分としては最深部にあたる「最下部トーナラル岩」に、アプライト質の優白質岩脈が見られることがある。優白質岩脈は電気石や紅柱石を伴うような特異な鉱物組み合わせを示している。しかし、この優白質岩脈は、トーナラル岩マグマと別のステージの火成活動によるものではなく、最下部トーナラル岩マグマの最終残液であると考えられる。
3. 最下部トーナラル岩体には、優白質岩脈の他にも輝石の分解反応など、冷却プロセスを示す様々な産状が見られる。このような証拠に基づいて最下部トーナラル岩体の冷却  $P$ - $T$ - $t$  経路を検討したところ、変成岩層の経路とは異なる、蛇行する  $P$ - $T$ - $t$  経路が明らかになった。変成岩層とトーナラル岩体の  $P$ - $T$ - $t$  経路の違いは、トーナラル岩マグマがシントクティックに進入しながら地殻が上昇してきたプロ

セスを反映しているものと思われる。

4. 推定された最下部地殻の構成岩石に基づいて、テラミネーションを起こした最下部地殻の  $P$ - $T$ - $t$  経路の推定を試みた。最下部地殻は火成活動終了後、ザクロ石グラニュライト相～エクロジャイト相岩石に転移した可能性がある。そして、沈んでいく最下部地殻に引きずられる形で、“鏡に映した運動”として、日高変成帯の衝上運動がさらに促進されたのかもしれない。

### 謝 辞

新潟大学の加々美寛雄教授・周藤賢治教授・宮下純夫教授・高澤栄一助教授、James Cook 大学の Anthony Kemp 博士には日頃から議論して頂いた。野外調査の際には、木崎健治博士・新井孝志博士・加々島慎一博士・安藤 勲氏にはたいへんお世話になった。北海道大学の在田一則教授には本特集号への寄稿の機会を与えて頂いた。本論を完成するにあたり、京都大学の河上哲生博士と匿名の査読者からは非常に有益な助言を頂いたほか、産業技術総合研究所の高橋 浩博士には細部にわたり点検して頂いた。記して感謝致します。本研究の一部に、科学研究費補助金 (1540420, 17540432, 1705721, 志村)、新潟大学プロジェクト推進経費 (志村) を使用した。関係各位に記して感謝申し上げます。

### 文 献

- 在田一則, 2002, 日高山脈の上昇過程 (試論) - ヒマラヤとの比較 - 月刊地球, **24**, 464-467.
- Arita, K., Ikawa, T., Ito, T., Yamamoto, A., Saito, M., Nishida, Y., Satoh, H., Kimura, G., Watanabe, T., Ikawa, T. and Kuroda, T., 1998, Crustal structure and tectonics of the Hidaka Collision Zone, Hokkaido (Japan), revealed by vibroseis seismic reflection and gravity surveys. *Tectonophysics*, **290**, 197-210.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974, Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, **8**, 173-174.
- Clarke, D. B., McKenzie, C. B. and Muecke, G. K., 1976, Magmatic andalusite from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **56**, 279-287.
- Clarke, D. B., Dorais, M., Barbarin, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., El Baghdadi, M., Erdmann, S., Foster, H., Gaeta, M., Gottesmann, B., Jamieson, R. A., Kontak, D. J., Koller, F., Leal Gomes, C., London, D., Morgan VI, G. B., Neves, L. P. F., Pattison, D. R. M., Pereira, A. J. S. C., Pichavant, M., Rapela, C. W., Renno, A. D., Richards, S., Roberts, M., Rottura, A., Saavedra, J., Sial, A., Toselli, A. J., Ugidis, J. M., Uher, P., Villaseca, C., Visona, D., Whitney, D., Williamson, B. and Woodard, H., 2005, Occurrence and Origin of Andalusite in Peraluminous Felsic Igneous Rocks. *Jour. Petrol.*, **46**, 441-472.
- Eckert, J. O. Jr., Newton, R. C. and Kleppa, O., 1991, The  $\Delta H$  of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *Amer. Mineral.*, **76**, 148-160.
- Green, T. H. and Ringwood, A. E., 1967, An experimental investigation of the gabbro-to-eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 767-833.
- Hawthorne, F. and Henry, D., 1999, Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur. Jour. Mineral.*, **11**, 201-215.
- Holdaway, M. J. and Mukhopadhyay, B., 1993, A reevaluation of the stability relations andalusite: Thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates. *Amer. Mineral.*, **78**, 298-315.
- Holtz, F., Johannes, W. and Pichavant, M., 1992, Peraluminous granites: the effect of alumina on melt composition and coexisting minerals. *Trans. Roy. Soc. Edin. Earth Sci.*, **83**, 409-416.

- 飯山敏道, 1977, ピラルスバイトガーネットの固溶域に関する実験結果. 日本地質学会第 84 年学術大会講演要旨, 86.
- 飯山敏道, 1978, ピラルスバイトガーネットの固溶域と堇青石-ガーネット間への Mg-Fe-Mn の分配. 総研報告書「地殻および上部マントルの相平衡と化学組成に関する実験岩石学的研究」, 31-34.
- Ishimoto, H., Shuto, K. and Goto, Y., 2006, Middle Miocene to Quaternary primary basalt and high magnesian andesite magmas of North Hokkaido, Japan: source mantle characteristics and degree of partial melting. *Island Arc*, **15**, 251-268.
- 伊藤谷生, 2000, 日高衝突帯-前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造. 石技誌, **65**, 103-109.
- Ito, K. and Kennedy, C., 1971, An experimental study of the basalt-garnet granulite-eclogite transition. In Heacock, J. G., ed., *The Structural and Physical Properties of the Earth's Crust. Geophysical Monograph Series*, no. 14, Amer. Geophys. Union, Washington, DC, 303-314.
- Joyce, D. B. and Voigt, D. E., 1994, A phase equilibrium study in the system  $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - $SiO_2$ - $Al_2SiO_5$ - $H_2O$  and petrogenetic implications. *Amer. Mineral.*, **79**, 504-512.
- Kawakami, T., 2002, Magmatic andalusite from the migmatite zone of the Aoyama area, Ryoke metamorphic belt, SW Japan, and its importance in constructing the P-T path. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **97**, 241-253.
- Kawakami, T., 2004, Tourmaline and boron as indicators of the presence, segregation and extraction of melt in pelitic migmatites: examples from the Ryoke metamorphic belt, SW Japan., *Trans. Roy. Soc. Edin. Earth Sci.*, **95**, 111-123.
- 川浪聖志・中野伸彦・小山内康人・加々美寛雄・大和田正明, 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日高帯現地生緑色岩類との比較. 地質雑, **112**, 639-653 (本特集号).
- Kerrick, D. M. and Speer, J. A., 1988, The role of minor element solid solution on the andalusite-sillimanite equilibrium in metapelites and peraluminous granulites. *Amer. Jour. Sci.*, **288**, 152-192.
- Kimura, G., Miyashita, S. and Miyasaka, S., 1983, Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*. TERRAPUB, Tokyo, 123-134.
- 木村 学・楠 香織, 1997, 日高造山運動と島弧会合部のテクトニクス. 地質学論集, no. 47, 295-305.
- 小松正幸, 1983, バンケヌーシ地域のシソ輝石-ザクロ石ミグマタイト. 島弧における下部地殻・上部マントル構成岩石の地球化学的研究. 昭和 57 年度科学研究費補助金 (一般研究 A) 研究成果報告書, 26-29.
- Komatsu, M., Miyashita, S., Maeda, J., Osanai, Y. and Toyoshima, T., 1983, Disclosing of a deepest section of continental-type crust up-thrust as the final event of collision arcs in Hokkaido, North Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*. TERRAPUB, Tokyo, 149-165.
- 小松正幸・宮下純夫・在田一則, 1986, 日高変成帯の構成. 地団研専報, no.31, 189-203.
- 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. Spec. Pub.*, no. 43, 487-493.
- Komatsu, M., Toyoshima, T., Osanai, Y. and Arai, M., 1994, Prograde and anatectic reactions in the deep arc crust exposed in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Lithos*, **33**, 31-49.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **68**, 277-279.
- London, D., Morgan, G. B. IV and Wolf, M. B., 1996, Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In Grew, E. S. and Anovits, L. M. eds., *Boron: Mineralogy, petrology and geochemistry*. Rev Mineralogy, Mineral. Soc. Amer. **33**, 299-330.
- Maeda, J. and Kagami, H., 1996, Interaction of a spreading ridge and an accretionary prism: implications from MORB magmatism in the Hidaka magmatic zone, Hokkaido, Japan. *Geology*, **24**, 31-34.
- 前田仁一郎・斉藤清克, 1997, 大陸地殻形成におけるマントル由来未分化マグマの役割: 日高火成活動帯の例. 地質学論集, no. 47, 75-85.
- Manning, D. A. C., 1981, The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system  $Qz$ - $Ab$ - $Or$  with excess water at 1 kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 206-215.
- 御子柴真澄, 1999, 北海道日高変成帯主帯の塩基性変成岩の地球化学的特徴: 海嶺玄武岩との類似. 地調月報, **50**, 613-634.
- Miyashiro, A., 1994, *Metamorphic Petrology*. UCL Press, London, 404p.
- 村井芳夫・秋山 論・勝俣 啓・高波鐵夫・山品匡史・渡邊智毅・長 郁夫・田中昌之・桑野亜佐子・和田直人・島村英紀・古屋逸夫・趙 大鵬・三田亮平, 2002, 海底および陸上緻密地震観測から明らかになった日高衝突帯の地下構造. 月刊地球, **24**, 495-498.
- 小山内康人, 1986, 日高変成帯グラニュライト相変成岩のアナテクシス. 総研連絡誌「北海道の構造帯」, **1**, 38-44.
- Osanai, Y., Arita, K. and Bamba, M., 1986, P-T conditions of granulite-facies rocks from the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **91**, 259-278.
- Osanai, Y., Komatsu, M. and Owada, M., 1991, Metamorphism and granite genesis of the Hidaka Metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **9**, 111-124.
- 小山内康人・大和田正明・高須岩夫, 1989, 日高変成帯主帯変成岩類の原岩構成. 福岡教育大紀要, **38**, 71-91.
- 小山内康人・大和田正明・志村俊昭・中野伸彦・川浪聖志・小松正幸, 2006, 日高島弧 (日高変成帯主帯) 下部地殻における高度変成岩の部分熔融現象. 地質雑, **112**, 623-638 (本特集号).
- Owada, M., Osanai, Y., Shimura, T., and Toyoshima, T., 2003, Crustal section and anatexis of lower crust due to mantle flux in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Geol. Surv. Japan, Interim-Rep.*, **28**, 81-102.
- Pichavant, M. (1981) An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1kbar vapor pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 430-439.
- Rose, R. L., 1957, Andalusite- and corundum-bearing pegmatites in Yosemite National Park, California. *Amer. Mineral.* **42**, 635-647.
- 志村俊昭, 1989, 日高変成帯の duplex 構造. 月刊地球, **11**, 258-264.
- 志村俊昭, 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, **98**, 1-20.
- 志村俊昭, 1999, 日高変成帯, 含輝石 I タイプトータル岩の成因と原岩の溶融度. 地質雑, **105**, 536-551.
- 志村俊昭, 2004, 日高変成帯, 新冠川地域の S タイプ花崗岩類の多様性. 地質ニュース, **593**, 65-70.
- Shimura, T., Komatsu, M. and Iiyama, J. T., 1992, Genesis of the lower crustal Grt-Opx tonalite (S-type) in the Hidaka Metamorphic Belt, northern Japan. *Trans. Roy. Soc. Edin., Earth Sci.*, **83**, 259-268.
- 志村俊昭・小松正幸・伝井 哲・大和田正明・高橋 浩, 1997, 日高変成帯における花崗岩質マグマと壁岩の熱的および化学的相互作用. 地質学論集, no. 47, 1-12.
- 志村俊昭・小松正幸・飯山敏道・小山内康人, 1999a, 日高変成帯, S タイプトータル岩中のザクロ石-斜方輝石グラニュライト包有物. 地質学論集, no.53, 21-34.
- 志村俊昭・小松正幸・小山内康人・大和田正明, 1999b, 日高変成帯の最下部地殻の構成岩石. 月刊地球, **21**, 152-157.
- Shimura, T., Owada, M., Osanai, Y., Komatsu, M. and Kagami, H., 2004, Variety and genesis of the pyroxene-bearing S- and I-type granulites from the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, northern Japan. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **95**, 161-179.
- Toyoshima, T., Komatsu, M. and Shimura, T., 1994, Tectonic evolution of lower crustal rocks in an exposed magmatic arc section in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *Island Arc*, **3**, 182-198.
- 豊島剛志・小松正幸・志村俊昭, 1997, 日高変成帯の形成テクトニクス. 地質学論集, no. 47, 259-277.
- Tsumura, N., Ikawa, H., Ikawa, T., Shinohara, M., Ito, T., Arita, K., Morita, T., Kimura, G. and Ikawa, T., 1999, Delamination-wedge structure beneath the Hidaka Collision Zone, Central Hokkaido, Japan: inferred from seismic reflection profiling. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1057-1060.
- von Goerne, G., Franz, G. and Hinrich, W., 2001, Synthesis of tourmaline solid solutions in the system  $Na_2O$ - $MgO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $B_2O_3$ - $H_2O$ - $HCl$  and the distribution of Na between tourmaline and fluid at 300 to 700 °C and 200 MPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **141**, 160-173.
- Wolf, M. B. and London, D., 1997, Boron in granitic magmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **130**, 12-30.

## (要 旨)

志村俊昭・小山内康人・豊島剛志・大和田正明・小松正幸, 2006, 日高変成帯, 最下部トータル岩マグマの冷却プロセス. 地質雑, **112**, 654–665. (Shimura, T., Osanai, Y., Toyoshima, T., Owada, M. and Komatsu, M., 2006, Cooling process of the basal tonalite magma, Hida-ka metamorphic belt, northern Japan, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **112**, 654–665.)

日高変成帯は, 第三紀の火成弧の地殻断面であると見なされている. シンテクトニックなトータル岩マグマは地殻規模のデュープレックス構造のフロアースラスト, ランプ, ルーフスラストに沿って迸入している. このトータル岩マグマは露出していない最下部地殻のアナテクシスによって生じた.

日高変成帯北部の新冠川地域には, 含輝石トータル岩類 (最下部トータル岩体) が分布している. このトータル岩体には, 斜方輝石の仮像や, アプライト脈などの様々な冷却過程を示す証拠を見ることが出来る. これらの組織から, このトータル岩体の冷却過程が明らかになった. シンテクトニックなトータル岩体と, 変成岩層の  $P$ - $T$ - $t$  経路は地殻の上昇テクトニクスを示している. 一方, デラミネーションを起こした最下部地殻の  $P$ - $T$ - $t$  経路も推定することが可能である.