

日高変成帯における高温変成作用と地殻溶融

小山内 康人¹⁾・大和田 正明²⁾

1. はじめに

日高変成帯は北海道中央部の狩勝峠から南部の襟裳岬にかけて、日高山脈に沿って東西10~20 km、南北約150 kmの範囲に分布する。1980年代以降、日高変成帯は島弧地殻および海洋地殻の接合衝上体と見なされるようになり、前者は日高変成帯主帯(以下、主帯)、後者は日高変成帯西帯と呼ばれるようになった(小松ほか, 1982; Komatsu et al., 1983)。日高変成帯西帯はおもに緑色片岩相から角閃岩相(一部低温のグラニュライト相)の塩基性変成岩類から構成され、日高変成帯の北部から中部地域にかけて最大幅4 kmほどの狭長な分布をなす。これらはほぼ完全な層序をもつ変成オフィオライト帯とされ(宮下, 1983)、最近では幌尻オフィオライトとも呼ばれている(宮下, 1987; Miyashita and Yoshida, 1988; 新井・宮下, 1994)。一方、主帯は変成帯の大部分を占め、各種変成岩類とトータル岩、はんれい岩、花崗岩などの深成岩類およびかんらん岩類から構成される。これら主帯の岩石構成・配列は、東から西へ深部へ向かう島弧地殻断面をしめすと考えられている(小松ほか, 1982; Komatsu et al., 1983; 小山内, 1985など)。主帯下部層では一般に間接的な方法でしか得ることのできない下部地殻の情報を、直接的に観察・検討することができる。主帯最下部のグラニュライト相変成岩類では部分溶融が起こることも指摘され(Osanai et al., 1991; Tagiri et al., 1989; Komatsu et al., 1994)、それに関連する火成作用も検討され始めている(大和田ほか, 1992; 田切, 1992; Osanai et al., 1992a, 1992b)。

下部地殻構成物質として一般的な泥質グラニュライトの部分溶融と、酸性岩マグマの形成を関連させ

て議論する研究は多い(例えば、Bohlen et al., 1983; Peterson and Newton, 1989; Vielzeuf and Clemens, 1992など)。主帯は以下で述べるように世界でもっとも若い高温型変成帯の一つの典型と考えられ、現在の下部地殻での地質現象を理解するうえでも、欠くことのできない情報提供の場としてとらえることができる。また主帯における地殻溶融の研究は、現在も進行中の島弧下部地殻での様々な作用(特にマグマ発生機構など)を解析するうえでも大きな手掛かりをもたらすものと思われる。小論では最近の主帯変成岩類および関連深成岩類についての研究を概観し、特に“日高島弧下部地殻”における地殻溶融と酸性火成活動についての最近の知見をのべる。

2. 地質概説

2.1 主帯の地質概略

主帯は岩石構成、地質構造の差異により、大きく北部、中部、南部の3地域に区分される(第1図)。北部地域とは新冠川から札内川上流にかけての地域より北方をさし、はんれい岩類、花崗岩類の貫入岩体が卓越して変成岩類の分布は限られる。南部地域は幌別川上流メナシュンベツ川から築古川にかけての地域より南方で、花崗岩類、はんれい岩類が卓越するとともに、緩い地質構造をもつ多数のナップの存在で特徴づけられる。中部地域はベテガリ岳を中心とする両者の中間部にあたり、貫入岩類が少なく変成岩類の層序と変成作用を検討するには適した地域である。

主帯の西側は右横ずれセンスをもつ大規模な衝上断層(日高主衝上断層: 小松ほか, 1982)で画され、幌尻オフィオライトや、イドンナップ層などのいわゆる日高帯の非変成堆積岩類と接する。一方東側で

1) 福岡教育大学教育学部地学教室:
〒811-41 宗像市赤間729-1
2) 山口大学理学部地誌教室

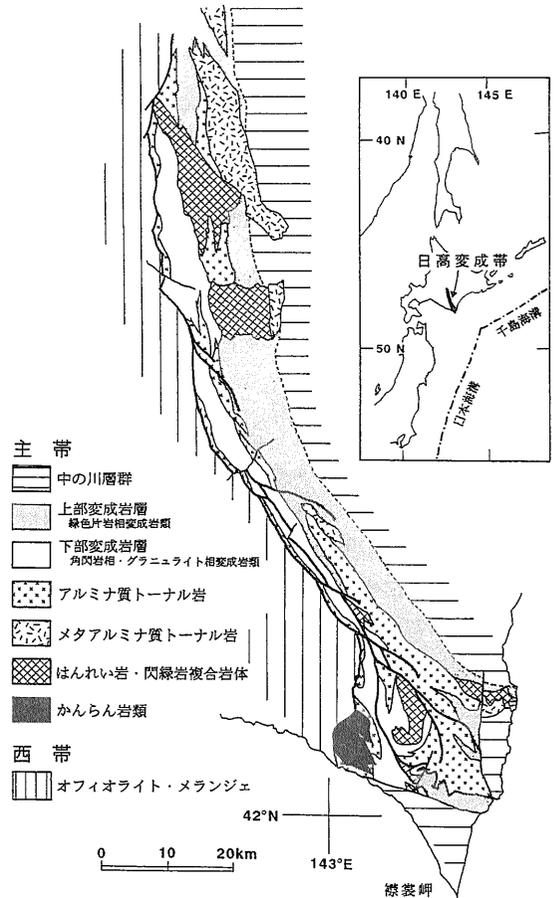
キーワード: 日高変成帯, 主帯, 島弧下部地殻, グラニュライト, 部分溶融, 始新世, アルミナ質トータル岩, メタアルミナ質トータル岩

は非変成ないし弱変成の堆積岩類(日高帯中の川層群)と接するが、境界部は漸移的である。中部地域の主帯は東上位で急傾斜の同斜構造をもつ変成岩類と、それらに貫入した酸性から塩基性の深成岩類から構成される。変成岩類はその原岩構成から、砂泥質岩主体で塩基性岩を欠く上部層と、塩基性岩を主体とする下部層に区分される。両者の境界には、角閃岩相の変成作用を受けた閃緑岩質のシート状貫入岩体(現在は角閃石-黒雲母片麻岩)やトータル岩が分布する。

前田ほか(1986)は北海道中軸帯に産する第三紀の深成岩類を、産状・岩相・全岩化学組成および同位体組成に基づいて、日高火成活動帯・ピパイロ〜豊頃火成活動帯・上支湧別火成活動帯に区分した。日高火成活動帯は分布と年代値から東列と西列に細分され、日高変成帯中に産する深成岩類は日高火成活動帯・西列に属するとされた(前田ほか, 1986)。主帯には、塩基性〜酸性深成岩類まで、幅広い組成の深成岩体が分布する。このうち塩基性岩体の分布は北部地域(芽室岳岩体・パンケヌシ岩体・トッパベツ複合岩体)と南部地域(音調津複合岩体・幌満岩体)に集中するが、酸性岩体は主帯の全域に分布する。塩基性岩体の分布は変成岩の構造と斜交するのが一般的である。しかし、高変成度地域(下部層)に分布する塩基性岩体には、変成岩類が最高変成条件に達した以降に起きた変成・変形作用の影響もしばしば認められる(Toyoshima, 1991)。酸性深成岩体は、母岩の変成岩を貫き、明らかに接触変成作用をあたえているものから、変成岩類と密接に伴いミグマタイト構造を呈して産するものまで様々な産状を示す(小松ほか, 1986, 大和田, 1989, 高橋, 1992, 志村, 1992)。

2.2 変成岩類

下部層の変成岩類は下位(西側)からグラニュライト、褐色角閃石角閃岩、角閃石-黒雲母片麻岩の3つの地質ユニットに区分される(小山内, 1985)。グラニュライトユニットはざくろ石-しそ輝石-堇青石片麻岩、ざくろ石-堇青石-黒雲母片麻岩などの砂泥質グラニュライトと、しそ輝石片麻岩、しそ輝石(-単斜輝石)角閃岩などの中性〜塩基性グラニュライト、およびそれらと互層状に出現する褐色角閃石角閃岩から構成される。まれにざくろ石、単斜輝石を含む石灰珪質岩がレンズ状またはブロック状に産



第1図 日高変成帯の地質概略図
日高主衝上断層およびその派生断層は太線で示す。

する。グラニュライトユニットの岩石は、主衝上断層の活動にともないマイロナイト化している場合が多い。褐色角閃石角閃岩ユニットは褐色角閃石角閃岩(稀にゼーデル閃石やカミングトン閃石を含む)を主体とし、ユニット下部にざくろ石角閃岩やざくろ石-堇青石-黒雲母片麻岩、ユニット上部にざくろ石-黒雲母片麻岩、ゼーデル閃石-堇青石片麻岩などを挾有する。角閃石-黒雲母片麻岩ユニットはおもに、変成作用以前あるいは同時に貫入した閃緑岩質岩が原岩と考えられる角閃石-黒雲母片麻岩から構成され、黒雲母片麻岩、緑褐色角閃石角閃岩、ざくろ石-黒雲母片麻岩などの薄層をはさむ。

上部層は下位(西側)から黒雲母-白雲母片麻岩(片岩)ユニットと変堆積岩ユニット(注1)に区分され、さらに東側の非変成〜弱変成堆積岩類(日高帯中の

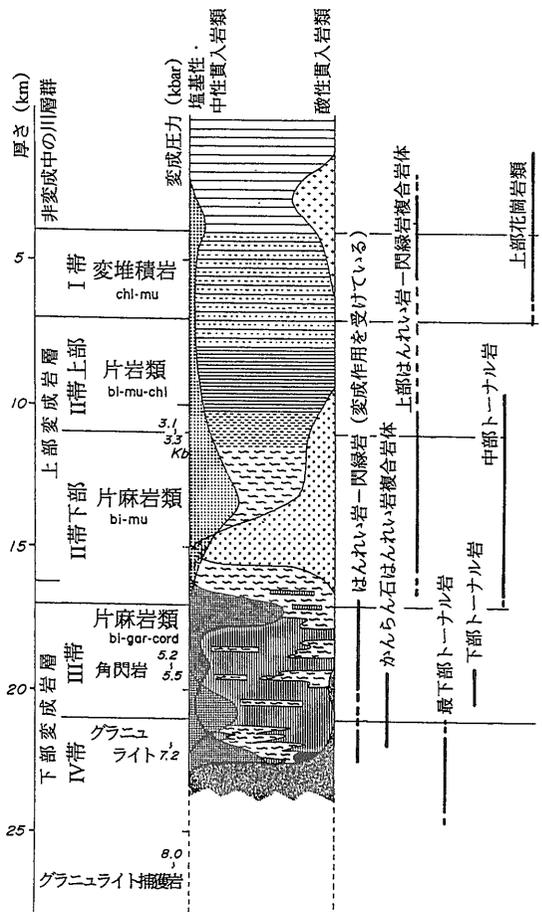
川層群)に漸移する。黒雲母-白雲母片麻岩ユニットは黒雲母-白雲母片麻岩ないし黒雲母-白雲母片岩からなり、マンガンに富むざくろ石、堇青石、紅柱石を含む。変堆積岩ユニットは主帯変成岩類の最上部を構成する。本ユニット下部では片理の発達した黒雲母-白雲母-緑泥石片岩が出現する。ユニット上部では片理の発達が弱く白色雲母-緑泥石の鉱物組み合わせをもち、級化層理や砂泥互層などの原岩の堆積構造がみられる変堆積岩が出現する。

2.3 酸性火成岩類

主帯に産する酸性岩類は、アルカリ長石に乏しいトータル岩～花崗閃緑岩を主体とし少量の花崗岩を伴う。このうちトータル岩～花崗閃緑岩は変成岩と密接に産する。トータル岩類も変成岩類と同様に西側ほど深部相が出現し、非変成中の川層群に貫入する花崗岩類を含め、西から東へ最下部・下部・中部トータル岩および上部花崗岩に区分される(小松ほか, 1986)。最下部トータル岩は主帯のグラニュライトユニット中に産する。一方、下部・中部トータル岩は、それぞれ褐色角閃石角閃岩ユニットおよび黒雲母-白雲母片麻岩ユニットに貫入し、上部花崗岩は、非変成中の川層群の堆積岩に貫入する(第2図)。

トータル岩類は、さらに岩相・鉱物組み合わせによりアルミナス質トータル岩とメタルミナス質トータル岩に区分される(Komatsu et al., 1989)。前者はChappell and White (1974)のS-type花崗岩類、後者はI-type花崗岩類にそれぞれ相当する。アルミナス質トータル岩は一般に不均質で、特に岩体の周辺部には変成岩類の包有物を多量に含む産状(ミグマタイト構造)を示す。基質部には、ざくろ石、堇青石、白雲母などの高アルミナ鉱物を特徴的に含む。一方、メタルミナス質トータル岩はアルミナス質トータル岩に伴って小規模に産するが、主帯中部地域の札内川上流と最南部の豊似岳地域には比較的大きな岩体が見られる。これらは変成岩の包有物をほとんど含まず均質な岩相を示し、黒雲母トータル岩～花崗閃緑岩あるいは角閃石を特徴的に含む角閃石-黒雲母トータル岩である。

最下部トータル岩は大部分がアルミナス質しそ輝石-ざくろ石トータル岩で、日高主衝上断層に沿って分布し、多くはマイロナイト化している。周囲のグラニュライトを包有するアグマタイト質な産状を



第2図 主帯の変成岩類および貫入深成岩類の模式柱状図(小松ほか, 1986)
 コラムは各変成岩ユニットの最大の厚さを加算してあり、左右からの山型は塩基性火成岩(左)、酸性火成岩(右)の貫入深度と量を表している。

示すことが多い。基質部にはざくろ石、堇青石、しそ輝石、黒雲母を含み岩相変化に富む。

下部トータル岩は大部分がアルミナス質ざくろ石-堇青石トータル岩で、中部地域の褐色角閃石角閃岩ユニット中に小規模に分布する。また、日高主衝上断層から東に派生した衝上断層に挟まれ、上部層の黒雲母-白雲母片麻岩ユニット中に見られることもある。角閃岩を包有物として含み、種々のミグマタイト状構造を示す。基質部は黒雲母、堇青石、ざくろ石などを含む。

中部トータル岩は日高山脈の主稜線に沿って主帯全域に分布し、一般にアルミナ質堇青石トータル岩である。最南部の豊似岳地域では、アルミナ質ト-

第1表 日高変成帯主帯の変成鉱物組み合わせ.

U.S. は上部層, L.S. は下部層をしめす. ○: 出現, △: 稀, -: 出現しない.
ゲートル閃石, カミングトン閃石, しそ輝石は, 砂質岩および塩基性岩に出現する.

	Sequence	Zone	Chl	Phe	Ms	Bt	And	Sil	Grt	Crd	Ged	Cum	Hbl	Cpx	Opx	Pl	Kfs	Qtz	
Pelitic rock- Psammitic rock	U.S.	I	○	○	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	○	--	○	
		II	△	--	○	○	△	--	△	--	--	--	--	--	--	--	○	--	○
	L.S.	II	--	--	△	○	△	--	△	△	--	--	--	--	--	--	○	--	○
		III	--	--	--	○	--	△	○	○	△	--	--	--	--	--	○	△	○
Basic rock	L.S.	IV	--	--	--	○	--	△	○	○	--	--	--	--	○	○	△	○	
		II	--	--	--	△	--	--	--	--	--	--	○	--	--	○	--	△	
		III	--	--	--	--	--	--	△	--	△	△	○	--	--	○	--	△	
		IV	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	○	△	○	○	--	△

Mineral abbreviations; Chl: chlorite, Phe: phengite, Ms: muscovite, Bt: biotite, And: andalusite, Sil: sillimanite, Grt: garnet, Crd: cordierite, Ged: gedrite, Cum: cummingtonite, Hbl: hornblende, Cpx: clinopyroxene, Opx: orthopyroxene, Pl: plagioclase, Kfs: K-feldspar, Qtz: quartz

ナル岩体が低角の衝上断層を境に変成岩類を覆うナップ構造をなし, トーナル岩体の分布が見かけ上広がっている(在田ほか, 1986, 大和田, 1989). これらは一般に, 黒雲母-白雲母片麻岩ユニットを構成する砂泥質変成岩を包有する. 貫入母岩との境界部付近では包有物を多量に含み, アグマタイト質〜ネビュライト質ミグマタイト・縞状ミグマタイトなど様々なミグマタイト構造を示す. 岩体の中心部には, 変成岩包有物をほとんど含まない均質な部分も見られる. これらの基質部は黒雲母, 堇青石, 白雲母を含む. また, まれにざくろ石を伴うことがある. 豊似岳地域では, メタルミナ質トーナル岩がアルミナ質トーナル岩と密接に出現する. 両者は貫入関係で接し, 多くの露頭では前者が後者を貫くが, しばしば逆の場合も見られる. 一方札内川上流地域では, 変成岩中に直接貫入するメタルミナ質トーナル岩体が分布する. 均質な角閃石トーナル岩が岩体の中心部を占めるが, 変成岩と接する周辺部付近では変成岩包有物を含み不均質な岩相に変化する(高橋, 1992). 基質の鉱物組み合わせは岩体の中心部では角閃石・黒雲母であるが, 周辺部へ向かうに従い角閃石は減少し, さらに縁辺部では白雲母・黒雲母へと変化する.

上部花崗岩はメタルミナ質な組成を示すことが多く, 包有物をほとんど含まず均質な岩相を示す. 主に斜長石・黒雲母・石英・カリ長石からなり, 角閃石を含むことがある.

3. 主帯の変成作用

広域変成帯の変成作用を解析する際, 変成度の地域的变化に着目することと, 一つの変成岩が経た時間的変成度変化に着目することが必要である. 前者は Progressive 変成作用とよばれ, 累進変成作用という訳語に相当する. 主帯の場合, 東から西へ地殻の深部へ向かう変成度上昇として捉えることができ, 変成分帯が可能である. また各深度の変成岩が最高変成条件に達した, ある一時期の metamorphic field gradient (Spear et al., 1984: 地温勾配に相当)を見積ることができる. 一方後者は Prograde 変成作用とよばれ, ある変成岩における時間とともに変化した温度・圧力履歴を意味する. これには筆者らの知るかぎり適当な邦訳は見当たらず, 後退変成作用(Retrograde metamorphism)の対語としての上昇変成作用や, 履歴を意味して累進変成作用という語が当てられているようである. 主帯を含め多くの変成帯では, 非平衡残留鉱物の解析や鉱物の累帯構造の解析から温度・圧力・時間変遷(P-T-t path)が描かれ, Prograde 変成作用が検討されている.

3.1 主帯の Progressive 変成作用と変成分帯

主帯の変成岩類は上部層・下部層すべてに出現する砂泥質岩の鉱物組み合わせ変化をもとに, 上部(東)から下部(西)へ4帯(I帯~IV帯)に変成分帯される(小山内ほか, 1986; Osanai et al., 1991). 各帯の砂泥質岩および塩基性岩の鉱物組み合わせを第1表にしめす. I帯はフェンジャイト+緑泥石で特徴づけられる. II帯は白雲母+黒雲母の組み合わせ

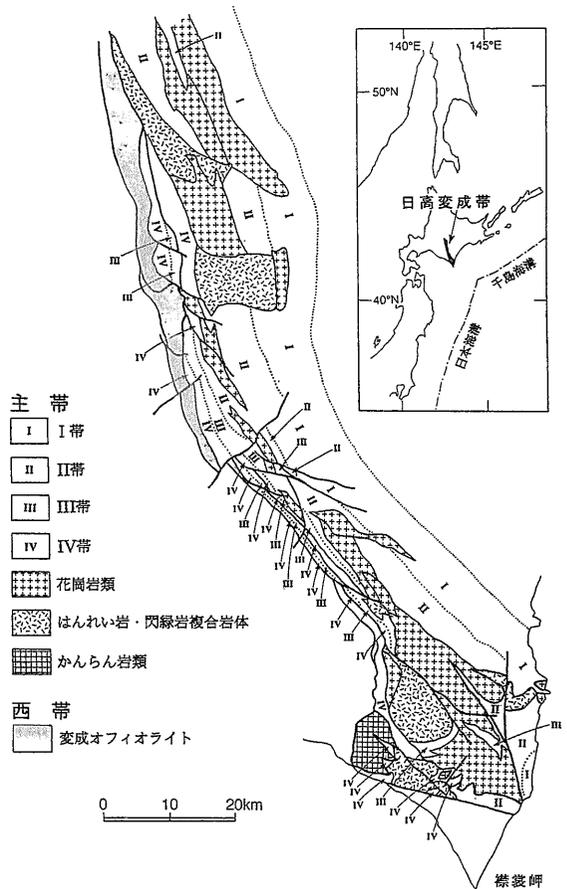
が顕著であり、まれに紅柱石が出現する。II帯下部(高変成度部)では塩基性岩がみられ、ホルンブレンド±黒雲母の組み合わせをもつ。III帯の砂泥質岩はざくろ石-珪線石-カリ長石の鉱物組み合わせを特徴とし、塩基性岩では黒雲母や輝石を欠き、ホルンブレンド+斜長石が普通にみられる。IV帯の砂泥質岩ではざくろ石-堇青石-カリ長石あるいはざくろ石-堇青石-しそ輝石共生が特徴的であり、塩基性岩でもしそ輝石+ホルンブレンドが普遍的に見られるようになる。I帯とII帯の低変成度部は緑色片岩相~緑れん石角閃岩相、II帯高変成度部およびIII帯は角閃岩相、IV帯はグラニュライト相に相当する。上部層はI帯およびII帯低変成度部にあたり、下部層はII帯高変成度部~IV帯にあたる。主帯全域の変成分帯図を第3図に示す。

II帯~IV帯の変成温度・圧力条件(第4図)はおもに中~南部地域で検討され、各種地質温度・圧力計をもとに定量的に見積られている(Osanai et al., 1986, 1991; Komatsu et al., 1989, 1994)。II帯の変成条件は280~350 MPa, 450~530°Cである。III帯は400~550 MPaの圧力条件で、変成温度は上部: 510~540°C, 中部: 600~610°C, 下部: 620~650°Cが得られている。IV帯では中部地域で主帯の屈曲部に発達する東西系の横断断層を境に、北部(静内川地域: 630~720 MPa, 720~870°C)と南部(元浦川地域: 500~600 MPa, 750~790°C)でやや異なる変成条件が見積られている。これは南部がより早い段階で上昇に転じたため、あるいは現在露出している下部地殻層の層準の違いが現われているため、など種々の理由が考えられる。

I帯の変成条件を定量的に見積ることは困難である。したがってその変成圧力条件の下限として、I帯と漸移する非変成中の川層群の極細粒~細粒砂岩をもちいて孔隙率から埋没深度をもとめ、圧力換算して180~270 MPaが得られた(小山内ほか, 1989)。温度条件の上限は炭質物の結晶構造変化から、I帯・II帯の境界で約400°Cが推定されている(小山内ほか, 1989; Osanai et al., 1991)。各帯の変成条件を結ぶ線がmetamorphic field gradientにあたり、約35°C/kmの地温勾配が見積られる。

3.2 主帯の Prograde 変成作用と Retrograde 変成作用

Komatsu et al. (1989)は主帯の変成・変形史を次

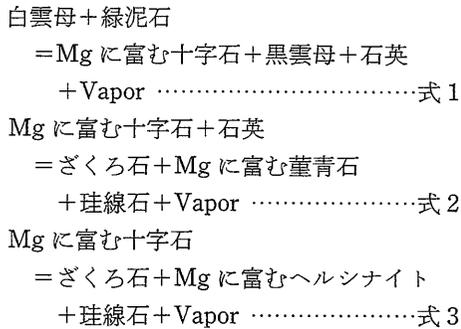


第3図 日高変成帯主帯の変成分帯図
中部地域で変成岩類がもっとも発達する。

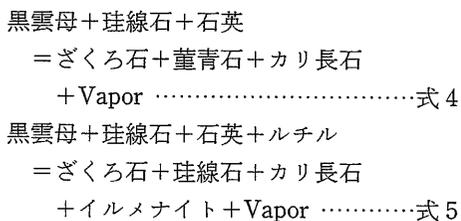
の5つのステージに区分した。(i)東西2つの島弧-海溝系の衝突による、白亜紀付加体の構造的パイル形成と地殻の厚化(M0期), (ii)島弧タイプの火成活動とそれを熱源とする高い地温勾配下での高温変成作用(M1, D0期), (iii)地殻深部におけるデコルマンの形成と地殻内水平すべりによる duplex 構造の形成、および初期後退変成作用(M2, D1期), (iv)右ずれトランスプレッション応力下での傾斜-横滑り運動による変成岩層の上昇、および後退変成作用(M3, D2期), (v)衝上運動と山脈の形成。

(i)のステージではつみ重なった付加体の下方部分は圧力が上昇するが温度は低温状態を保持していたと予想される。引き続き(i), (ii)間で等圧温度上昇が起き、付加体パイル下部ではグラニュライト相に達した。このM0~M1間の Prograde 変成作用は、IV帯の泥質グラニュライト中に産する、非平衡残留鉱物としての十字石の産状から解析される(Osanai

and Owada, 1990; Osanai et al., 1992a). 石英を含むドメインでは十字石は2種類 (Types 1, 2) の産状をしめす. Type 1 の十字石は粒状で Mg に富み ($Mg/(Fe+Mg):X_{Mg}=0.29-0.32$), 珪線石や Mg に富む堇青石 ($X_{Mg}=0.75-0.80$) と共生してざくろ石の包有物として産する. まれに Mg に富むヘルシナイト ($X_{Mg}=0.28-0.30$) をともなう場合もある. Type 2 の十字石 ($X_{Mg}=0.22-0.29$) は他形~半自形で, 黒雲母と共生して斜長石の包有物として出現する. これらは以下の反応の結果形成された.



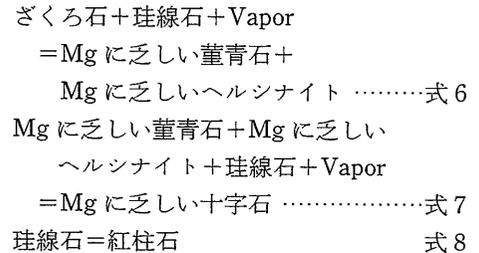
式 1 の反応で Prograde 変成作用初期の段階に Type 1 と Type 2 の十字石が形成される. Type 2 はそのまま斜長石に包有され, 以降の反応が進行しなかったであろう. これらの変成反応は脱水反応で dP/dT が高く温度上昇に敏感であり, Prograde 変成反応を解析する良い指標になる. これらと並行して, IV 帯泥質グラニュライトでは以下の反応も起こり最高変成条件 (M1) に達した (Osanai et al., 1992a; Komatsu et al., 1994).



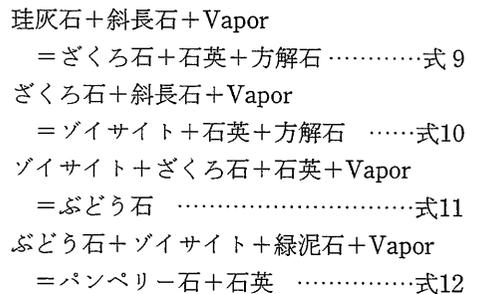
M1 期には後述するグラニュライト相変成岩類のアナテクシス (部分溶融) も起こり, トーナル岩質マグマが形成された.

(iii), (iv) のステージでは後退変成作用 (Retrograde metamorphism) が顕著となる. 後退変成の初期 (M2) は温度降下をあまりともなわない圧力開放 (200~300 MPa) 期で, Mg に乏しい堇青石 (X_{Mg}

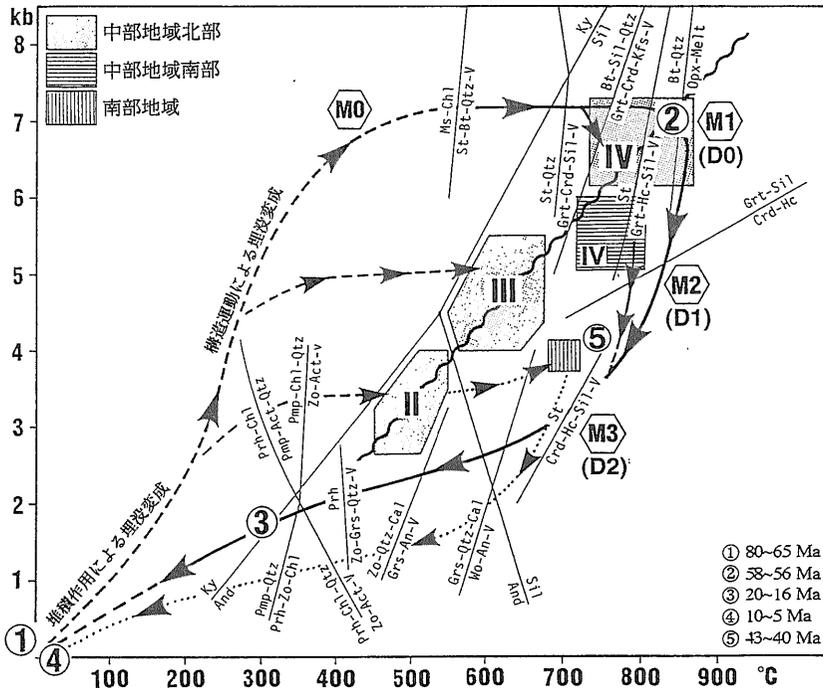
$=0.60-0.67$) や Mg に乏しいヘルシナイト ($X_{Mg}=0.15-0.17$) が形成される. 引き続き M3 期には, 主帯と幌尻オフィオライトが接合することによって温度降下も顕著となり (小山内ほか, 1986; Arita et al., 1993), Mg に乏しい自形の十字石 ($X_{Mg}=0.17-0.20$: Type 3) や紅柱石が形成された. これらの過程は, 泥質グラニュライトにおける以下の反応として観察される.



(iv) から (v) のステージでは後退変成作用がさらに進行し, 泥質グラニュライトにおいても白雲母や緑泥石など緑色片岩相をしめす鉱物が形成されたり, ぶどう石脈が発達したりする. 石灰珪質岩では, 次のような M3 期以降の後退変成反応が観察される.



南部地域では, トーナル岩の貫入により局所的に低圧のグラニュライト相に相当する接触変成作用が起き, II 帯の紅柱石-黒雲母片麻岩中に珪線石, 堇青石, ざくろ石が形成されている (大和田, 1989). 以上の Prograde および Retrograde 変成過程は, 時計まわりの P-T-t path としてしめされる (第 4 図). I 帯~III 帯の変成岩類も同様のプロセスを経たと考えられるが, 現在のところ詳細は明らかではない.



第4図 主帯の変成温度-圧力図。

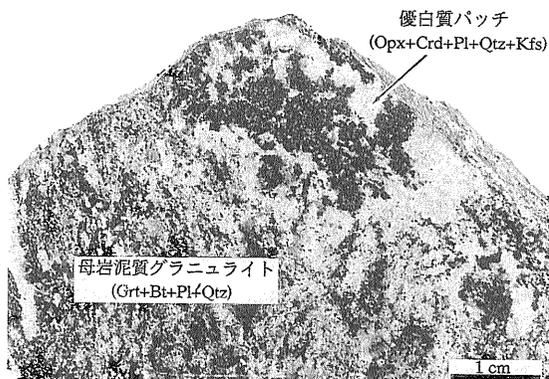
波線は Progressive 変成作用をしめし、矢印は Prograde および Retrograde 変成作用の経路をしめす。実線は中部地域において鉱物反応などから解析された経路、破線は推定される経路。点線は南部地域における接触変成作用と後退変成経路をしめす。

4. 泥質グラニュライトのアナテクシスと酸性火成岩類の形成

島弧-大陸性下部地殻ではグラニュライト相変成条件下で岩石のアナテクシスが起き、花崗岩質マグマが形成される。アナテクシスが起る条件は、温度・圧力条件のほかには鉱物共生、岩石化学組成、酸素分圧、流体相中の水・二酸化炭素・フッ素の活動度などの様々な因子により大きく左右される。1980年代以降、これらを加味した多くの熔融実験が行なわれ、泥質グラニュライトにおける黒雲母の脱水分解による岩石熔融プロセスが明らかにされつつある。最近では特に黒雲母中のフッ素含有量が、アナテクシスの温度に大きく影響することが指摘されはじめた (Peterson et al., 1991; Osanai and Hensen, in prep.). Osanai and Hensen (in prep.) は黒雲母 ($X_{Mg}=0.75$) + 珪線石 + カリ長石 + 石英という泥質岩に一般的な鉱物組み合わせにおいて、黒雲母中のフッ素含有量を変化させて熔融実験を行なった。 $X_F(F/(F+Cl+OH))=0.1$ の場合、700 MPa では

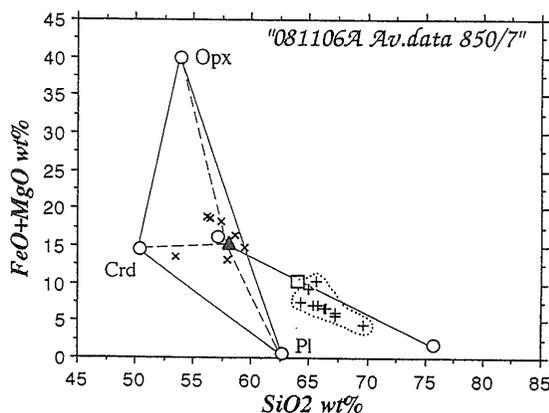
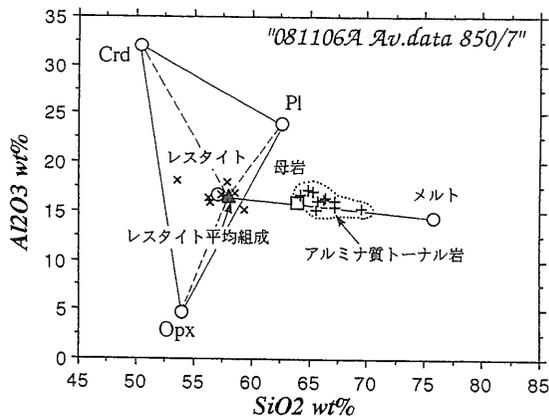
850°Cで熔融はすでに始まっており、925°C付近で黒雲母は完全に消失してメルト + 残留固相(レスタイト)となる。 $X_F < 0.1$ の場合はさらに低温から熔融が始まる。

主帯にはアルミナ質花崗岩類が広範に分布する。アルミナ質花崗岩質マグマ成因として広く考えられているモデルは、砂泥質起源物質を下部地殻条件下で部分熔融させることである。主帯の最下部グラニュライトユニットには、部分熔融により形成されたと考えられる優白質パッチが泥質グラニュライト中に存在する(第5図)。主帯の泥質グラニュライト(ざくろ石-堇青石-黒雲母片麻岩)中の黒雲母は $X_F = 0.02 \sim 0.04$ と低く、前述したIV帯のP-T条件(最高720 MPa, 870°C)で部分熔融が起こっていたと考えることに矛盾はない。Osanai et al. (1992a, 1992b) は、主帯IV帯に産するしそ輝石を欠くざくろ石-黒雲母片麻岩(080901, 081106A)を出発物質とし、700 MPa, 850°Cで水を5 wt%加えて熔融実験を行った。080901はしそ輝石 + 斜長石 + 石英 + カリ長石、081106Aはしそ輝石 + 堇青石 + 斜長石



第5図 アナテクシスによる優白質パッチ(しそ輝石, 堇青石, 斜長石, 石英, カリ長石)を含む, 泥質グラニュライト(ざくろ石-黒雲母片麻岩) (91081106A).

+石英+カリ長石の鉱物組み合わせをもつ優白質パッチを含み, そこでは斜長石の自形性が強く火成岩的な組織がみられる. 溶融実験では080901はしそ輝石+斜長石+メルトが, 081106Aではしそ輝石+堇青石+斜長石+メルトが形成され, 優白質パッチは in-situ の部分溶融によって生じたメルトとレスタイトの集合体であるとみなせる. 実験結果の代表例として081106Aの $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2\text{-FeO+MgO}$ 相関を第6図にしめす. レスタイト(しそ輝石, 堇青石, 斜長石)の組成は平均値をしめしてある. これらは, IV帯に産する天然のレスタイト集合体とみなせる, しそ輝石-堇青石(-ざくろ石)片麻岩 (Osanai et al., 1992a, b; Komatsu et al., 1994) 中のそれぞれの鉱物化学組成と近似する(全岩化学組成は図中×印). 母岩(出発物質)の化学組成は, モード組成を考慮して得られたレスタイトの平均化学組成とメルトの平均化学組成を結ぶタイライン上にプロットされ, さらにレスタイトの平均化学組成は天然のしそ輝石-堇青石(-ざくろ石)片麻岩の平均化学組成とも近似する. 優白質パッチおよびアルミナ質の最下部トータル岩の組成(図中+印)も, ほぼこのタイライン上にプロットされ, これらがメルトとレスタイトの混合により形成されたものとみなせる. このときメルトの割合は35~64%程度と見積られ(第7図), メルトの移動を考慮すると, 大和田・小山内(1989)が計算でしめした50~60%という部分溶融量と一致する. 溶融反応としては以下の反応が考えられる (Osanai et al., 1992a; Komatsu et



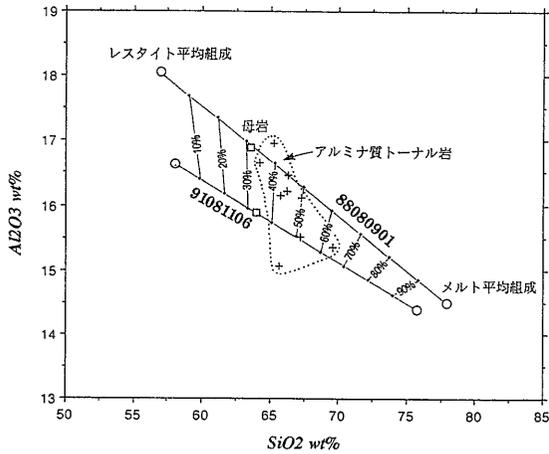
第6図 溶融実験における, 実験生成物と母岩(081106A)の組成関係.

X印: 主帯IV帯のレスタイトの組成, +印: アルミナ質トータル岩の組成.

al., 1994).

- 黒雲母+ざくろ石+斜長石+石英
- + Vapor = しそ輝石+メルト 式13
- 黒雲母+ざくろ石+石英+Vapor
- = しそ輝石+堇青石+メルト 式14
- 黒雲母+ざくろ石+アルチル+石英
- + Vapor = しそ輝石+堇青石
- + イルメナイト+メルト 式15

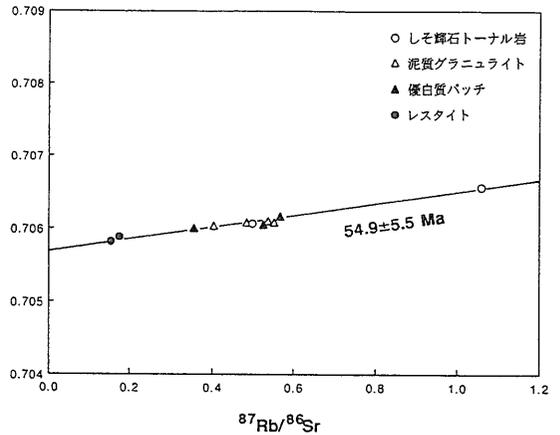
主帯の泥質グラニュライト(ざくろ石-堇青石-黒雲母片麻岩)とそこに含まれる優白質パッチ, およびアルミナ質トータル岩(しそ輝石-ざくろ石トータル岩: アナテクサイト)をもちいた Rb-Sr 全岩年代は55 Maを示す(第8図). このことは, しそ輝石-ざくろ石トータル岩の起源物質が主帯の泥質グラニュライトであることをしめすと同時に, 55



第7図 溶融実験によるメルトとレスタイト(残留固相)平均値の組成関係。
主帯のアルミナ質トータル岩はメルトが35~64%の割合で残留固相の鉱物と混合する。

Ma にトータル岩マグマが起源物質から分離したと考えられる (Owada et al., 1991, 大和田ほか, 1992, Osanai et al., 1992a, b). 主帯グラニュライトユニットの変成 P-T 条件は 700 MPa, 870°C に達する (Osanai et al., 1991) が, しそ輝石-ざくろ石トータル岩に含まれる塩基性グラニュライト(複輝石グラニュライト)の変成温度条件は 900°C を越す (Osanai et al., 1991, Shimura et al., 1992). また, しそ輝石-ざくろ石トータル岩は, 優白パッチを含む泥質グラニュライトに貫入する産状もみられる. このことは, しそ輝石-ざくろ石トータル岩マグマの生成条件が主帯グラニュライトのしめす最高変成条件よりさらに高いこと, すなわち現在露出している主帯最下部層のグラニュライトよりさらに深部でマグマが発生し, 主帯がほぼ水平な状態にあった時 (M1~M2 期) にマグマが上昇・定置したことを示唆する.

一方, メタアルミナス質トータル岩(角閃石-黒雲母トータル岩)マグマの成因としては, 閃緑岩質マグマの分化と地殻物質の同化が同時に起こる“分化-同化作用”(Ishihara and Terashima, 1985), および, 主帯グラニュライトユニットを構成する“しそ輝石角閃岩の部分溶融”(池田, 1984, Tagiri et al., 1989, 大和田・小山内, 1989)があげられる. 塩基性岩の部分溶融温度は, 一般に泥質岩のそれより高温であるとされている (Beard and Lofgren, 1991). したがって, 角閃石-黒雲母トータル岩マグマの成因を後者に求めた場合, 角閃石-黒雲母トータル岩



第8図 主帯におけるアナテクシスの Rb-Sr アイソクロン図(大和田ほか, 1992).
母岩(ざくろ石-董青石-黒雲母片麻岩), レスタイト(ざくろ石-しそ輝石-董青石片麻岩)およびアナテクサイト(しそ輝石トータル岩, 優白パッチ)が一本のアイソクロンにのる.

マグマ形成場は, しそ輝石-ざくろ石トータル岩マグマ同様に主帯のさらに深部であると考えられる (大和田・小山内, 1989).

6. おわりに

日高変成帯は1940年代から1960年代にかけての先駆的な研究により, 地向斜造山論に基づいて, 日本列島におけるアルプス造山運動(日高造山運動)の典型的産物として理解された(舟橋・橋本, 1951; Minato et al., 1965; 市川ほか, 1972). 1980年代以降は, プレートテクトニクスに基づいて新たな造山論(地殻形成プロセス)が展開され, 東西2つの島弧-海溝系の衝突による変成帯形成論が唱えられている(小松ほか, 1982; Komatsu et al., 1983; 小松, 1986など). いずれの場合にも日高変成帯は, 日本列島における地殻形成史を検討するうえで, 最も典型的な題材を提供する地域とみなされてきている. 小論では, 日高変成帯主帯における高温型変成作用と酸性火成岩類の成因の関連について, これまで明らかにされた点を概観してきた. 主帯形成史は以下のようにまとめられる.

主帯は典型的な時計まわりの変成プロセスを経た低圧/高温型の変成帯である(第4図). 原岩形成年代は, 主帯上部層と一連である中の川層群から産出した放射虫化石によって, 80~65 Ma(図中①)と考

えられている(七山・君波, 1989). Prograde 変成反応を経て55 Ma に変成作用のピークに達し(②), このとき泥質グラニュライトのアナテクシスも起こった. 主帯には, 現在みられるグラニュライト相変成岩類のアナテクシスだけでは説明できない量の, アルミナ質・メタルミナ質トータル岩が存在する. 主帯最下部は主衝上断層によって切られており, さらに深部に変成岩層が連続していた可能性がある. そこではアナテクシスがより大規模に起こることが予想され, 志村(1992), Shimura et al. (1992)によっても主帯トータル岩類の大部分はさらに深部から貫入したものと指摘されている. 主帯南部地域では40.3 Ma (Rb-Sr 全岩アイソクロン法)のトータル岩の貫入により, 周囲の変成岩類が接触変成作用を受けている(⑤)(大和田・小山内, 1988).

泥質グラニュライトの K-Ar 法による黒雲母年代と Rb-Sr 法による黒雲母-全岩年代は, 黒雲母の閉止温度を考慮して図中③でしめされ, 19.9~16.3 Ma が得られている(柴田ほか, 1984; Osanai et al., 1991). Arita et al. (1993)は黒雲母, 角閃石の K-Ar 鉱物年代を多数もとめ, 岩種・変成度とは無関係に19.1~16.3 Ma に集中することをしめた. これは, 前期中新世後期には主帯の各岩石がすでに急傾していた結果であり, 主帯と幌尻オフィオライトの接合がそれ以前に起こったとした(Arita et al., 1993). Arita et al. (1993)の年代は, M3 期の主帯と幌尻オフィオライトの接合が17.1~23.4 Ma に起こったとする小山内ほか(1986)の考えと矛盾しない. 主帯変成岩類が最終的に地表に露出した(④)時期は, 日高山脈東麓に発達する礫岩中の変成岩礫の産状から解析され, III 帯が約10 Ma, IV 帯は5 Ma 程度と見積られている(宮坂, 1987).

このように日高変成帯主帯では, 白亜紀末から古第三紀初頭における原岩形成にはじまり, 未成熟ながらも島弧性地殻を形成しつつ, 始新世にはその地殻下部でグラニュライト相変成作用と地殻溶融が起きた. 中新世初期にはオフィオライト帯と接合し, 少なくとも中新世末にはすでに山脈を形成していた. したがって, 主帯は詳細が研究されている変成帯では世界でもっとも若い高温型変成帯と考えられ, その特性ゆえに主帯の研究を通して, 高温型変成帯における様々な未解決の問題が明らかになって

いくものと思われる. 今後に残された最大の課題の一つは, 熱源の詳細を明らかにすることであろう.

謝辞: 本稿をまとめる機会を与えていただき, 有益なご指摘を下さった北海道大学・石原舜三教授に厚く感謝申し上げる.

注1: 本ユニットはかつてホルンフェルスユニットと呼ばれていた(小山内, 1985など). しかし語意に誤解を生む点があることから, 変堆積岩ユニットに改称された(Osanai et al., 1992a).

文 献

- 新井孝志・宮下純夫(1994): シュンベツ川上流地域における日高帯ポロシリオフィオライトの剪断変形作用と変成作用. 地質雑, **100**, 162-176.
- 在田一則・豊島 剛・大和田正明・宮下純夫・Jolivet, L. (1986): 日高変成帯の構造運動. 地団研専報, no. 31, 247-263.
- Arita, K., Shingu, H. and Itaya, T. (1993): K-Ar geochronological constraints on tectonics and exhumation of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *Jour. Miner. Petr. Econ. Geol.*, **88**, 101-113.
- Beard, J. S. and Lofgren, G. E. (1991): Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites. *Jour. Petrol.*, **32**, 356-401.
- Bohlen, S. R., Boettcher, A. L., Wall, V. J. and Clemens, J. D. (1983): Stability of phlogopite-quartz and sanidine-quartz. A model for melting in the lower crust. *Contrib. Miner. Petrol.*, **83**, 270-277.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, **8**, 173-174.
- 舟橋三男・橋本誠二(1951): 日高帯の地質. 地団研専報, no. 6, 1-38.
- 市川浩一郎・藤田至則・島津光夫(1972): 日本列島地質構造発達史. 築地書館, 232p.
- 池田保夫(1984): 北海道, 日高帯の花崗岩の微量元素. *MAG-MA*, no. 70, 9-14.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1985): Cenozoic granitoids of central Hokkaido, Japan — an example of plutonism along collision belt. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **36**, 653-680.
- 小松正幸(1986): 日高変成帯のテクトニクス. 地団研専報, no. 31, 441-450.
- 小松正幸・在田一則・宮下純夫(1986): 日高変成帯の構成. 地団研専報, no. 31, 189-203.
- 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 of arcs in Hokkaido. In Hashimoto, M. and Uyeda, S. eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, 149-165, TERRA Publ., Tokyo.
- 小松正幸・宮下純夫・前田仁一郎・小山内康人・豊島剛志・本吉洋一・在田一則(1982): 日高変成帯における大陸性地殻—上

- 部マントル衝上体の岩石学的構成. 岩鉱特別号, no. 3, 229-238.
- Komatsu, M., Osanai, Y., Toyoshima, T. and Miyashita, S. (1989): Evolution of the Hidaka metamorphic belt, northern Japan. *J. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **43**, 487-493.
- Komatsu, M., Toyoshima, T., Osanai, Y. and Arai, M. (1994): Prograde and anatexis reactions in the deep arc crust exposed in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Lithos*, (in press).
- 前田仁一郎・末武晋一・池田保夫・戸村誠司・本吉洋一・岡本康成(1986): 北海道中軸帯の第三紀深成岩類—分布・活動年代・主要元素組成・テクトニクス—. 地団研専報, no. 31, 223-246.
- Minato, M., Gorai, M. and Hunahashi, M. (1965): The geologic development of the Japanese Islands. *Tsukiji Shokan, Tokyo*, 442p.
- 宮坂省吾(1987): 衝突帯における山地形成—日高山脈の上昇史—. 松井愈教授記念論文集, 195-202.
- 宮下純夫(1983): 日高変成帯西帯におけるオフィオライト層序の復元. *地質雑*, **89**, 69-86.
- 宮下純夫(1987): 日高帯の緑色岩. 松井愈教授記念論文集, 215-223.
- Miyashita, S. and Yoshida, A. (1988): Pre-Cretaceous and Cretaceous ophiolites in Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Soc. France*, **8**, 251-260.
- 七山 太・君波和雄(1989): 北海道中軸帯における中の川層群の形成. *月刊地球*, **11**, 328-335.
- 小山内康人(1985): 静内川上流地域における日高変成帯主帯変成岩類の地質と変成分帯. *地質雑*, **91**, 259-278.
- 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*, **92**, 793-808.
- Osanai, Y., Komatsu, M. and Owada, M. (1991): Metamorphism and granite genesis in the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan. *Jour. metamorphic Geol.*, **9**, 111-124.
- 小山内康人・宮下純夫・在田一則・番場光隆(1986): 大陸地殻—海洋地殻接合衝上体における変成作用と温度・圧力構造—日高変成帯主帯・西帯の例—. 地団研専報, no. 31, 205-222.
- Osanai, Y. and Owada, M. (1990): Finding of staurolite in pelitic granulites from the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **96**, 549-552.
- Osanai, Y., Owada, M. and Kawasaki, T. (1992a): Tertiary deep crustal ultrametamorphism in the Hidaka metamorphic belt, northern Japan. *Jour. metamorphic Geol.*, **10**, 401-414.
- Osanai, Y., Owada, M. and Kawasaki, T. (1992b): Tertiary deep crustal anatexis of pelitic granulites in island arc-type crust of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, north Japan. *Abstracts 29th IGC, Kyoto*, **2**, 518.
- 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**, 3, 71-91.
- 大和田正明(1989): 日高変成帯南部に分布する花崗岩類の地質および化学組成—特に、堇青石花崗岩類について—. *地質雑*, **95**, 227-240.
- 大和田正明・小山内康人(1989): 日高変成帯における花崗岩類の成因. *月刊地球*, **11**, 252-257.
- Owada, M., Osanai, Y. and Kagami, H. (1991): Timing of anatexis in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **97**, 751-754.
- 大和田正明・小山内康人・加々美寛雄(1992): 地殻深部における花崗岩質マグマの形成とその時期—日高変成帯主帯の例—. *月刊地球*, **14**, 291-295.
- Peterson, J. W., Chacko, T. and Kuehner, S. M. (1991): The effects of fluorine on the vapor-absent melting of phlogopite+quartz: Implications for deep-crustal processes. *Amer. Mineral.*, **76**, 470-476.
- Peterson, J. W. and Newton, R. C. (1989): Reversed experiments on biotite-quartz-feldspar melting in the KFMASH: Implications for crustal anatexis. *Jour. Geol.*, **97**, 465-485.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫(1984): K-Ar年代測定結果, 2—地質調査所測定未公表資料—. *地調月報*, **35**, 331-340.
- 志村俊昭(1992): 花崗岩質マグマのへい入と日高変成帯の衝上テクトニクス. *地質雑*, **98**, 1-20.
- Shimura, T., Komatsu, M. and Iiyama, T. (1992): Genesis of the lower crustal garnet-orthopyroxene tonalites (S-type) of the Hidaka Metamorphic Belt, northern Japan. *Trans. Roy. Soc. Edin: Earth Sci.*, **83**, 259-268.
- Spear, F. S., Selverstone, J., Hickmott, D., Crowley, P. and Hodges, K. V. (1984): P-T paths from garnet zoning: a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terrains. *Geology*, **12**, 87-90.
- 田切美智雄(1992): 日高変成帯主体のミグマタイト系列とマグマの分離上昇. *月刊地球*, **14**, 254-258.
- Tagiri, M., Shiba, M. and Onuki, H. (1989): Anatexis and chemical evolution of pelitic rocks during metamorphism and migmatization in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. *Geochem. Jour.*, **23**, 321-337.
- 高橋 浩(1992): 日高変成帯主帯札内川上流地域のトータル岩類の岩石学的研究—Sタイプ/Iタイプ花崗岩類の共存関係—. *地質雑*, **98**, 295-308.
- Toyoshima, T. (1991): Tectonic evolution of the Hidaka metamorphic belt and its implication in late Cretaceous — middle Tertiary tectonics of Hokkaido, Japan. *Sci. Rep. Niigata Univ. Ser. E, Geol. Miner.*, **8**, 1-107.
- Vielzeuf, D. and Clemens, J. D. (1992): The fluid-absent melting of phlogopite+quartz: Experiments and models. *Amer. Mineral.*, **77**, 1206-1222.

OSANAI Yasuhito and OWADA Masaaki (1994): High temperature metamorphism and related crustal anatexis in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, north Japan.

〈受付: 1994年3月28日〉