イドンナップ帯, 幌別川コンプレックスの碎屑性クロムスピネル

Detrital chromian spinels from the Horobetsu-gawa Complex, in the Idon'nappu Belt, central Hokkaido, Japan

七山 太* 中川 充**

Futoshi Nanayama* and Mitsuru Nakagawa***

1995年1月23日受付.

1995年5月18日受理.

* 九州大学理学部地球惑星科学教室 (日本学術振興会特別研究員).
Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu
University, Fukuoka 812, Japan
(現在の所属) 地質調査所燃料資源部 (科学技術特別研究員).
Fuel Resources Department, Geological Survey of Japan,
1-1-3 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

** 地質調査所北海道支所. Geological Survey of Japan,
Hokkaido Branch, Sapporo 060, Japan

Key words : detrital chromian spinels, Horobetsu-gawa
Complex, Kamuikotan ultramafic rocks, Idon'nappu
Belt, central Hokkaido

はじめに

1950年代後半以来北海道中軸部, 神居古潭変成帯周辺の白
亜系~新第三系中に碎屑性蛇紋岩および碎屑性クロムスピ
ネル (detrital chromian spinel; 以下にDCS) の存在が知られ
ており, その起源と推定されている神居古潭超苦鉄質岩類の
上昇・進入時期が詳細に議論されてきた (Iijima, 1964; ほ
か多数).

北海道中軸部の基盤地質体は, 空知-エゾ帯と日高帯に構
造区分されており (Fig. 1), 主にジュラ紀最末期~古第三紀
始新世?の西方沈み込みに伴う付加体およびそれを覆う前弧
海盆堆積物から構成されていると考えられている (例えば,
君波, 1989). しかしその一方で, 付加体形成後の古日本弧
(ユーラシア東縁) と古千島弧の接合, 千島背弧海盆の拡大,
千島前弧西進衝突に伴う衝上運動などさまざまなテクトニク
スを被っていることが論じられており (木村・玉木, 1985),
複雑な構造とその発達史については未解決の部分も多い. 特
に, 空知-エゾ帯と日高帯の境界部に位置するイドンナップ
帯と空知-エゾ帯の背斜部に位置する神居古潭帯のテクトニ
クスに関しては, 未だ十分な掌握がなされているとはい
いがたい. これらのテクトニクスの鍵を握る蛇紋岩類は, 北海道
中軸部においてしばしば地質帯の境界部に出現し, 神居古潭
変成岩類の上昇機構との関連が注目されている.

今回, 北海道中軸部における神居古潭超苦鉄質岩類の上
昇・進入時期の解明の手がかりとしてイドンナップ帯, 幌別
川コンプレックスの碎屑岩中にDCS粒子の存在を認識し
た. 本稿においては, 幌別川コンプレックス中のDCSの産
状の記載を行い, さらにEPMAを用いた化学組成の検討を

行った.

本稿をまとめるにあたり, 植田勇人氏 (元, 北海道大学理
学部) にはイドンナップ帯の地質についてご教示いただ
いた. また, 岡田博有教授 (九州大学理学部), 加藤孝幸博士
(アースサイエンス株式会社), 太田英順博士ならびに地質調
査所北海道支所の皆様には, 本研究に対し多大なご援助を
賜った.

イドンナップ帯, 幌別川コンプレックスの地質概説

北海道中軸部, 日高山脈南西部に分布する先新第三系は,
酒井・蟹江 (1986), Kiyokawa (1992), 植田ほか (1993) に
よって広域的な層序学的検討が行われた. 近年, 植田ほか
(1994) は日高幌別川流域の精査を行い, 緑色岩優勢のナイ沢

Fig. 1. Map showing the tectonic divisions of Mesozoic to lower Paleogene of central Hokkaido and the distributions of the Idon'nappu Belt (modified after Ueda et al., 1993, 1994). Kamuikotan S. B.: Kamuikotan serpentinite belt.

Fig. 2. Geological map of the Idon'nappu Belt in the Hidaka-horobetsu River area modified after Sakai and Kanie (1986) and Ueda et al. (1993, 1994). Sampling localities of spinel-bearing sandstones from the Horobetsu-gawa Complex in the Hidaka-horobetsu River. Map location is shown in Fig. 1. Westernmost Hidaka S.B.: Westernmost Hidaka serpentinite belt.

コンプレックスと碎屑岩優勢の幌別川コンプレックスに区分した (Fig. 2). さらに、ナイ沢コンプレックスと幌別川コンプレックスの分布域をイドンナップ帯と再定義した (Fig. 1). ナイ沢コンプレックスと幌別川コンプレックスは、日高西縁蛇紋岩帯 (新井田・加藤, 1978) を挟むスラストで境られている (Fig. 2).

幌別川コンプレックスは破断・変形が著しい黒色泥岩・タービダイト互層主体でチャート・緑色岩の層状岩体を挟む P-T UNIT, 破断・変形が弱く、劈開の発達も認められない黒色泥岩・タービダイト互層からなる T-UNIT, および石灰岩・緑色岩・チャート・砂岩のブロックが黒色泥岩基質に包有される MH-UNIT から構成される (植田ほか, 1994; Fig. 2). P-T UNIT の黒色泥岩からは後期白亜紀 (Campanian~Maastrichtian), T-UNIT の多色泥岩からは後期白亜紀 (Campanian~Maastrichtian)~晩新世前期, MH-UNIT の黒色泥岩からは後期白亜紀 (Coniacian) の放散虫化石年代が報告されている。

幌別川コンプレックスの砂岩の記載岩石学

イドンナップ帯の砂岩は、すでに酒井・蟹江 (1986) によって詳細に検討され、このうち幌別川コンプレックスに相当する砂岩は酸性火山岩片に富んだ石質ワッケと記載されている。これらは基質 (10~25%), 単結晶石英 (約 20%), 斜長石+カリ長石 (約 25%) で、その岩片のほとんどは火山岩片 (約 30%) からなる。さらに、この火山岩片の 50% 以上が酸性火山である。

これを同時代の佐呂間層群や根室層群 (七山, 1992) と比較すると、幌別川コンプレックスの方が明らかに単結晶石英、斜長石+カリ長石のモード比が高く、また、佐呂間層群や根室層群の砂岩に特徴的な碎屑性単斜輝石・角閃石や塩基性火山岩片がほとんど観察されず、重鉱物組成も黒雲母やジルコンが卓越する。一方、同時代の函淵層群の砂岩 (例えば、

Matsumoto and Okada, 1971; 七山, 1992) と比較するならば、幌別川コンプレックスの砂岩は函淵層群のものよりも石英-長石-岩片三角図上における集中度が高い (酒井・蟹江, 1986)。このことから幌別川コンプレックスの砂岩の方が函淵層群のものより、淘汰度が高いと解釈される。また、幌別川コンプレックスの砂岩は函淵層群のものよりモード比で約 3~5% 程度、碎屑粒子として安定な単結晶石英・斜長石や酸性火山岩片に富むが、各鉱物粒子や岩片の鏡下記載レベルでの両者の類縁性は高い (七山, 1992)。

DCS 粒子は、幌別川コンプレックス (P-T UNIT ならびに T-UNIT) において作成した 30 枚の薄片のうち 10 枚で確認され (Fig. 2), 1 枚の薄片中には 1~3 粒子含まれている。これらは径 0.05~0.15 mm と細粒であり晶癖に沿って割れた単独結晶が直接基質中に含まれている。各粒子の円磨度は著しく低い、蛇紋石や緑泥石を伴う産状は未だ確認されない。DCS 粒子は光学的に均質であるが、その色調は同一薄片内においても粒子ごとで非常に変化に富み、黒色~暗赤褐色~淡黄色と多様である。

碎屑性クロムスピネルの分析方法

幌別川コンプレックスの DCS の定量化学分析を地質調査所北海道支所の島津製作所製 8705 型 EPMA を用いて行った。DCS 分析用の重鉱物の分離、ポリッシュの作成および分析の手順は七山ほか (1994) に従った。この結果、上記の採集試料 (Fig. 2) から 43 粒子の分析値を得た。代表的な分析値を Table 1 に示す。さらに、Cr-Al-Fe³⁺ 三角図、Cr/(Cr+Al) vs. TiO₂ wt.% 図および Mg/(Mg+Fe²⁺) vs. Cr/(Cr+Al) 図上にプロットした (Figs. 3, 4 and 5)。

幌別川コンプレックスにおいて確認された DCS は、大きく 2 つのタイプに識別される (Fig. 4)。P-type は Cr/(Cr+Al) 原子比 (以下に Cr#) は 0.155~0.897 と比較的大きな組成変化を示すが、おしなべて Fe³⁺ に乏しく、Fe³⁺/(Cr+Al

Table 1. Selected microprobe analyses of the detrital chromian spinels from the Horobetsu-gawa Complex.

	<i>Idon'nappu Belt</i> <i>Horobetsugawa Complex</i>							
	Sg-23-01	Rt-02-01	Rt-02-02	Sg-03-02	Sg-34-01	Sg-34-02	Sg-34-03	Sg-34-04
Cr ₂ O ₃	42.61	36.31	40.61	29.32	48.29	35.39	32.08	31.08
SiO ₂	0.06	0.02	0.05	0.04	0.04	0.01	0.01	0.03
MgO	10.40	11.85	13.96	16.61	9.71	13.28	14.30	14.38
MnO	0.22	0.25	0.21	0.16	0.33	0.23	0.20	0.22
Fe ₂ O ₃	10.78	4.65	2.59	1.37	1.89	3.32	2.89	3.84
FeO	20.68	18.20	14.99	13.19	19.86	16.20	15.47	15.37
TiO ₂	2.60	0.10	0.06	0.06	0.14	0.06	0.08	0.32
Al ₂ O ₃	13.33	28.17	27.39	39.91	18.67	30.55	34.54	33.98
Total	100.68	99.54	99.86	100.65	98.93	99.05	99.58	99.21
Ti	0.507	0.018	0.010	0.009	0.027	0.010	0.015	0.056
Al	4.079	8.085	7.755	10.529	5.676	8.639	9.512	9.405
Cr	8.745	6.991	7.713	5.188	9.848	6.713	5.927	5.769
Fe ³⁺	2.105	0.852	0.468	0.232	0.367	0.599	0.508	0.679
Fe ²⁺	4.489	3.707	3.011	2.469	4.285	3.251	3.024	3.017
Mn	0.048	0.052	0.043	0.031	0.073	0.046	0.040	0.043
Mg	4.022	4.303	4.999	5.541	3.733	4.750	4.982	5.034
Si	8.560	8.062	8.054	8.041	8.091	8.048	8.046	8.095
Total	23.996	24.008	24.000	23.999	24.009	24.008	24.008	24.004
Cr#	0.682	0.464	0.499	0.330	0.634	0.437	0.384	0.380
Mg#	0.473	0.537	0.624	0.692	0.466	0.594	0.622	0.625
Total	V1-type	P-type	P-type	P-type	P-type	P-type	P-type	P-type

Fig. 3. Ternary diagrams showing Cr, Al and Fe³⁺ atomic ratios for the detrital chromian spinels from the Horobetsu-gawa Complex. The compositional range of the chromian spinels from southernmost group (Kamukotan serpentinite belt; Katoh and Nakagawa, 1986) is shown within a solid line. **Fig. 4.** TiO₂ wt.% vs. Cr/(Cr+Al) atomic ratio (Cr#) of the detrital chromian spinels from the Horobetsu-gawa Complex. Note the spinels can be divided into two types, P and V1-types.**Fig. 5.** Mg/(Mg+Fe²⁺) atomic ratio (Mg#) vs. Cr# of the detrital chromian spinels from the Horobetsu-gawa Complex.

+Fe³⁺) 原子比 (以下に Fe³⁺#) は 0.072 以下である。これらの TiO₂ 含有量は、0.29 wt.% 以下であり超苦鉄質岩に由来するもの (Arai, 1990) と考えられる。また、Mg/(Mg+Fe²⁺) (以下に Mg#) と Cr# の間には明瞭な負の相関がある (Fig. 5)。V1-type は、TiO₂ 含有量が 1.6 wt.% 以上の火山岩起源のスピネルの特徴 (Arai, 1992) を示すタイプである。しかも、Cr# は 0.156~0.897、Fe³⁺# が 0.141~0.154 とさほど高くない。なお、鏡下観察においてクロムスピネルのみの単独粒子として比較した場合、両タイプの認識は難しい。

考 察

1. 幌別川コンプレックスの碎屑性クロムスピネルの岩石学的起源

上述のように幌別川コンプレックスにおいて確認された DCS は、P-type と V1-type に識別される。このうち、P-type は超苦鉄質岩に由来するもの (Arai, 1990) と考えられる。源岩と考えられるかんらん岩類は、そのクロムスピネルの Cr# の変化幅が大きく、TiO₂ wt.% の低いことが特徴である。このようなクロムスピネルを含むかんらん岩は、島弧から前弧の上部マントルを特徴づけるものとされている (Arai, 1990)。

一方、V1-type は火山岩起源のスピネルの特徴 (Arai, 1992) を示す。荒井 (1990) および Arai (1992) は、Fe³⁺# < 0.2 の条件を満たすクロムスピネルの Cr/(Cr+Al) 原子比と TiO₂ 含有量からマグマの種類を推定することがある程度可能であるとしている。荒井 (1990) の示した Cr# vs. TiO₂ 図上においては、このタイプのクロムスピネルは、プレート内玄武岩のソレライト質マグマのフィールド内にプロットされる (Fig. 6) が、現時点においてはデータ量が少なく、この資料から供給源を議論することは妥当ではない。

Fig. 6. TiO_2 wt.% vs. Cr# of the detrital chromian spinels (V1-types) from volcanic rocks. Three fields encircled with solid lines for magma types are after Arai (1990).

2. 碎屑性クロムスピネルの起源としての神居古潭超苦鉄質岩類の可能性

加藤・中川 (1986) ならびに Kiyokawa (1992) らは、空知-エゾ帯およびイドナッパ帯の造構発達史モデルを示している。加藤・中川 (1986) は、後期白亜紀 (Campanian~Maastrichtian)~晩新世前期の幌別川コンプレックスの源岩が古日本海溝の堆積時において、その海溝内側斜面上に神居古潭超苦鉄質岩類 (日高西縁蛇紋岩帯) がすでに露出していた可能性を指摘している。また、日高西縁蛇紋岩帯に露出している超苦鉄質岩類は、神居古潭帯最南部と同様の岩石学的な特徴を示し、後者の再動岩体と考えられている (新井田・加藤, 1978)。

一方、函淵層群は後期白亜紀~晩新世の古日本弧 (ユーラシア) 側の前弧海盆堆積体であり、古日本弧 (ユーラシア) 側からの碎屑物の供給があったことがすでに知られている (例えば, Matsumoto and Okada, 1971; 紀藤ほか, 1986)。また、幌別川コンプレックスの砂岩組成が蝦夷前弧海盆の函淵層群と記載岩石学レベルで類縁性を示すことは、両者の碎屑物供給が主に古日本弧 (ユーラシア) 側から行われたことと調和的である。また、上述の幌別川コンプレックスが函淵層群の砂岩に対し、より安定な碎屑粒子を多く含み、淘汰度が良いことは、(1) 幌別川コンプレックスの砂岩の方がより運搬距離が長いこと、もしくは (2) 幌別川コンプレックスの turbidity current が下位の斜面堆積物を削剥し、安定な碎屑粒子を取り込んだと仮定することによってうまく説明できる。ゆえに、可能性の一つとして、幌別川コンプレックスに含まれる DCS は turbidity current が蝦夷前弧域から流出する際に、その当時海溝内側斜面上に露出していた神居古潭超苦鉄質岩類 (日高西縁蛇紋岩帯) を浸食し、混在したと考えられよう。

ところで、加藤・中川 (1986, 1993) は神居古潭帯に分布する超苦鉄質岩類の岩石学的性質から4つのグループ、すなわち、北部グループ (幌加内オフィオライトを含む北部の岩

体)、南部グループ (沙流川岩体および南部西側の岩体) および最南部グループ (糠平岩体およびその南部東側の岩体+日高西縁蛇紋岩帯) および中央グループ (神居古潭峡谷から美瑛地域) に区分し (Fig. 1), 分布域の南側ほどより Cr# の幅が広くなることを指摘している。この分帯と今回の幌別川コンプレックスのクロムスピネルの Cr# の単純な比較においては、幌別川コンプレックスの DCS の組成範囲は神居古潭帯最南部グループによく一致し (Fig. 3), 幌別川コンプレックスの DCS が神居古潭帯最南部グループから直接もたらされた可能性をも類推させる。しかし、碎屑粒子の特性として、幌別川コンプレックスの DCS は、神居古潭超苦鉄質岩類を含めた複数の超苦鉄質岩体からもたらされたものが混在した可能性もあり、この点については、さらなる検証が必要となる。

文 献

- 荒井章司, 1990, マグマ組成の指示者としてのクロムスピネル. 日本地質学会第 97 年学術大会演旨, 285.
- Arai, S., 1990, What kind of magmas could be equilibrated with ophiolitic peridotites? In Malpas, J. et al., eds., *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues*. Proceed. Symp. "TROODOS 1987", Geol. Surv. Dept., Min. Agr. Nat. Res., Nicosia, Cyprus, 557-565.
- Arai, S., 1992, Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Mag.*, **56**, 173-184.
- Iijima, A., 1964, The chromian distribution in the Paleogene deposits of Hokkaido and its bearing on ultrabasic rock belts. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **35**, 17-42.
- 加藤孝幸・中川 充, 1986, 神居古潭構造帯超苦鉄質岩類の由来. 地団研専報, no. 31, 119-135.
- 加藤孝幸・中川 充, 1993, 神居古潭帯・日高西縁蛇紋岩帯の中で最も過剰していない超苦鉄質岩. 石井次郎教授追悼論文集, 119-131.
- 君波和雄, 1989, 北海道周辺のテクトニクスに関するいくつかの新提案. 月刊地球, **11**, 309-315.
- 木村 学・玉木賢策, 1985, 千島弧と千島海盆—上盤プレートの回転, 後退と背弧海盆の拡大—. 地質雑, **94**, 69-83.
- 紀藤典夫・君波和雄・新井田清信・蟹江康光・渡辺暉夫・川口通世, 1986, 空知層群と蝦夷層群—北海道中軸帯の後期中生代オフィオライトと前弧海盆堆積物. 地団研専報, no. 31, 81-96.
- Kiyokawa, S., 1992, Geology of the Idonnappu belt, central Hokkaido, Japan: Evolution of a Cretaceous accretionary complex. *Tectonics*, **11**, 1180-1206.
- Matsumoto, T. and Okada, H., 1971, Clastic sediments of the Cretaceous Yezo Geosyncline. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **6**, 61-74.
- 七山 太, 1992, 北海道中軸部, 日高帯・中の川層群において認められる3帯の petroprovince とその意義. 地質学論集, no. 38, 27-42.
- 七山 太・中川 充・岡田博有, 1994, 北海道東部, 上部始新統浦幌層群の碎屑性クロムスピネルとその起源. 地質雑, **100**, 383-398.
- 新井田清信・加藤孝幸, 1978, 北海道中軸帯の超苦鉄質岩類. 地団研専報, no. 21, 61-81.
- 酒井 彰・蟹江康光, 1986, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 「西舎地域の地質」. 地質調査所, 92 p.
- 植田勇人・川村信人・岩田圭示, 1993, 北海道中軸部, イドナッパ帯から晩新世放散虫化石の産出. 地質雑, **99**, 565-568.
- 植田勇人・川村信人・加藤孝幸・中川 充, 1994, イドナッパ帯および神居古潭帯南部の付加体地質とナッパ説. 日本地質学会第 101 年学術大会見学旅行案内書, 161-174.