

ロシア極東,
タイガノス半島のエリストラートバ・オフィオライ
ト:海洋底マントルに貫入する島弧オフィオライト

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 公開日: 2017-10-03 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 齋藤, 大地, 石渡, 明, 辻森, 樹, 宮下, 純夫 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/2297/10668

ロシア極東, タイガノス半島のエリストラートバ・オフィオライト: 海洋底マントルに貫入する島弧オフィオライト

Elistratova ophiolite in Taigonos peninsula, Far-East Russia: An island arc ophiolite intruding into oceanic mantle

Abstract

Elistratova ophiolite in Taigonos Peninsula, Far East Russia, shows peculiar occurrence that an arc-type ophiolite intruded into the oceanic peridotite. The wall-rock peridotite is fertile harzburgite (spinel Cr#=40) with some clinopyroxene. Mantle harzburgite of the Elistratova ophiolite, however, is fairly depleted (spinel Cr#=60). Ultramafic cumulates are mainly poikilitic lherzolite and olivine-websterite, and gabbroic section consists of olivine-gabbro, gabbro and hornblende-gabbro showing arc tholeiitic differentiation trend characterized by high An content of plagioclase and iron-rich mafic minerals. Geochemistry of diabase dikes also shows K₂O- and TiO₂-poor arc-tholeiite affinity. These evidences indicate that the tectonic setting changed from an ocean into an island arc.

Key words: Far East Russia, Taigonos peninsula, Elistratova ophiolite, arc type ophiolite

齋藤大地*
石渡 明*
辻森 樹*
宮下純夫**
Sergey D. Sokolov***

Daichi Saito*
Akira Ishiwatari*
Tatsuki Tsujimori*
Sumio Miyashita**
Sergey D. Sokolov***

1998年7月21日受付.

1999年5月27日受理.

* 金沢大学理学部地球学教室
920-1192 金沢市角間町
Department of Earth Sciences, Faculty of
Science, Kanazawa University, Kakuma,
Kanazawa, 920-1192 Japan

** 新潟大学理学部地質科学教室
950-2181 新潟市五十嵐
Department of Geology, Faculty of Science,
Niigata University, Igarashi, Niigata, 950-2181
Japan

*** ロシア科学アカデミー地質研究所
109017 モスクワ
Geological Institute, Russian Academy of
Sciences, Pyzhevsky 7, Moscow, 109017 Russia

脚注: この論文の内容の一部は, 既に石渡 (1986),
齋藤ほか (1997, 1998), 石渡ほか (1998a, b) で発
表した.

はじめに

オフィオライトが海嶺で形成された海洋地殻であり, プレート運動によって大陸縁に衝上したものであるという, 1970年代初期に提出された仮説は, プレートテクトニクスに地質学者を引き込む重要な駆動力となった. しかし Miyashiro (1973) がオフィオライト島弧起源説を唱えて以来, 成因についての様々な議論がなされ, 近年ではほとんどのオフィオライトが島弧—縁海起源であると考えられるようになってきた. 丸山ほか (1989) による総括でも, やはり島弧火成活動との関連を切り放せないと結論されている. しかし, たとえ海洋底で形成されたオフィオライトでも, 衝上する前に島弧火成作用を被る事で島弧的要素が付加されることがあるた

め, オフィオライトに産する一部の岩石の性質のみからその形成場を議論するのは危険を伴う (荒井, 1995). またオフィオライトの形成時期に関して, 世界のオフィオライトの形成年代には一定の周期があり, これらが地磁気の逆転休止の時期とおおよそ一致することからオフィオライトの形成がスーパーブルームの活動と何らかの関係があるとの見方もあり (石渡, 1989), オフィオライトの地球化学的性質, 形成場, 形成時期を解明することがますます重要な課題となっている.

環太平洋地域の造山帯には, 多量のオフィオライト岩類が, 古生代から新生代まで様々な時代に形成された付加体中に分布しており, かつてのマントル—地殻断片と解釈されているオフィオライトの岩石に記憶されたマグマ活動と, エンブレ

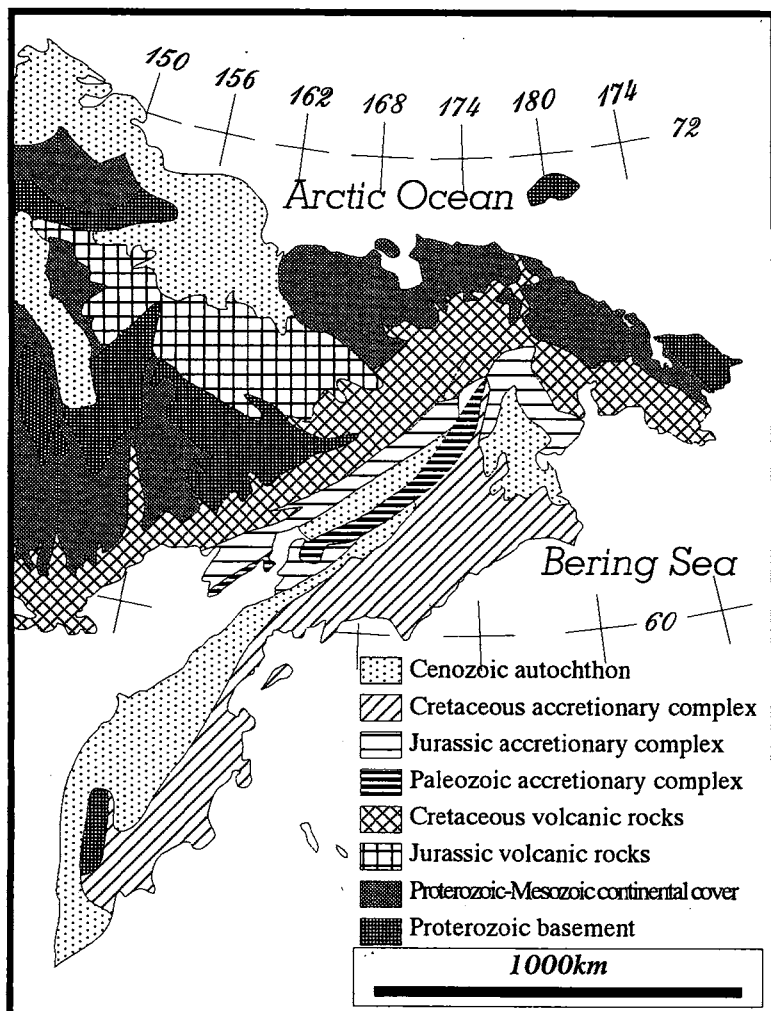


Fig. 1. Distribution of accretionary complexes in Koryak mountains, Far East Russia (simplified from Tillman and Bogdanov, 1992).

イスメントの過程を検討することは、古太平洋地域の火成作用を解き明かす鍵となりうるであろう。これまでに環太平洋造山帯のオフィオライトのうち日本列島や北米西岸のオフィオライトについては多くのまとまった研究がなされてきたが(例えば Dick, 1977; Lindsley-Griffin, 1977; 石渡, 1978; Arai, 1980; Miyashita, 1981), ロシア極東のコリヤーク山地 (Fig. 1) に分布するオフィオライトの岩石学的性質について、容易に手に入る形で公表されている研究は少ない (Shilo et al., 1981; Lavrova, 1982; Palandzhjan, 1986; Batanova and Astrakhantsev, 1994; Tanaka et al., 1994; Luchitskaya, 1996).

そこで小論では、ロシア極東タイガノス半島 (Fig. 2) に分布するオフィオライトの岩石学的性質を明確にし、その特異な性質について議論する。

コリヤーク山地の付加体とタイガノス半島

カムチャツカ半島の基部からベーリング海沿いに NE-SW 方向に延びるコリヤーク山地は、古生代前期から新生代までの長期にわたって形成された付加体群で構成され、陸側から海側へ若くなる付加体の分布や、古い付加体がより上位に重なるパイルナップ構造を呈する点で日本列島の付加体群と良

く類似している (Ishiwatari, 1994; 石渡, 1996)。

コリヤーク山地は主として白亜紀付加体からなり、ジュラ紀後期から白亜紀前期の火山碎屑岩や緑色岩が付加体の大部分を構成している。この付加体中にはオフィオライトのナップやメランジュが散在しており、これらは特にコリヤーク山地中央部のマイニッツ帯に多産する (Fujita and Newberry, 1982; Palandzhjan, 1986; Stavsky et al., 1990; Sokolov, 1992; Sokolov, et al., 1996; Khudoley and Sokolov, 1998)。

カムチャツカ半島の西に位置するタイガノス半島にはコリヤーク山地最南端の付加体群とオフィオライトが NE-SW 方向に配列している。この地域は基本的にジュラ紀後期から白亜紀前期のチャート・玄武岩層や島弧安山岩類、グレイワックで構成される付加体である (例えば Peskov, 1984; Parfenov et al., 1993)。オフィオライトはこの付加体中に存在し、主にタイガノス半島東岸に分布している (Tillman and Bogdanov, 1992)。オフィオライトが分布する地域は北からエリストラートバ地域 (北緯 $61^{\circ} 20'$)、キングバヤム地域 (北緯 $61^{\circ} 09'$)、ナブリユデニー地域 (北緯 $60^{\circ} 55'$)、ポポロートヌイ地域 (北緯 $60^{\circ} 45'$) である (石渡, 1996)。小論では特に最北部のエリストラートバ地域のオフィオライトを取り扱い、その他のオフィオライトについては比較のた

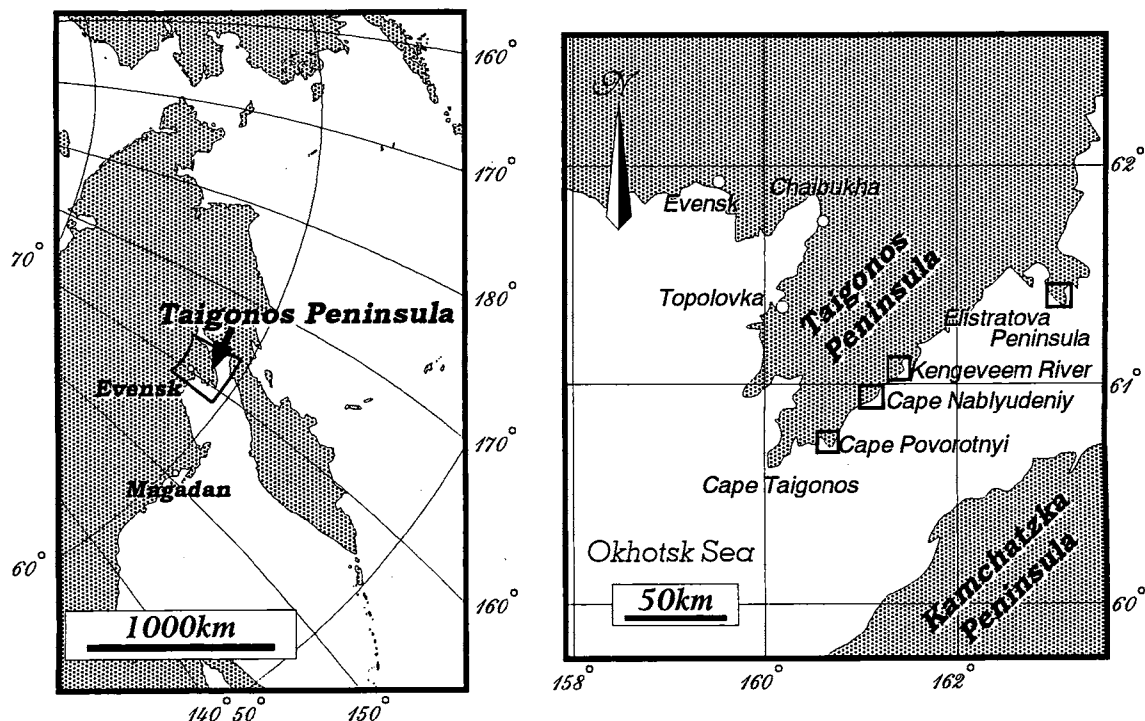


Fig. 2. Index map showing studied localities in Taigonos peninsula.

めに簡単に紹介する。

エリストラートバ・オフィオライト

地質概説

エリストラートバ半島はタイガノス半島北東岸に突き出た南北 25 km, 東西 20 km 程の小さな半島であり, その最南端に斑れい岩類を主とするオフィオライトが NE-SW 方向に幅約 6 km, 長さ約 20 km の範囲で露出している (Belyi and Akinin, 1985 ; 石渡ほか, 1998a ; 齋藤ほか, 1998)。

エリストラートバ・オフィオライト (Fig. 3a, b) は北部のマントルかんらん岩 (涸渴したハルツバージャイト) 及び超苦鉄質沈積岩, 斑れい岩類, 層状岩脈群で構成されており, これらが南部のマントルかんらん岩 (やや肥沃な含斜輝石ハルツバージャイト) に貫入するという特異な産状を呈している (石渡ほか, 1998b)。

(a)北部ハルツバージャイト: 調査地域北西部の川沿いのみで確認され, 10 cm から 10 m スケールのダナイトのレイヤーが各所で見られ, これらは, 斑れい岩部の層状構造と調和的である。蛇紋岩化を多少被っているが比較的新鮮なかんらん岩である。Belyi and Akinin (1985) は北部ハルツバージャイト中でポディフォーム・クロミタイトを報告しているが, 今回の調査ではメランジュ中のブロックとしてのみそれを確認した (辻森ほか, 1998 ; Tsujimori et al, 1998)。北部ハルツバージャイトと超苦鉄質沈積岩の境界は確認できなかった。

(b)超苦鉄質沈積岩: ポイキリティック・レールズライトを中心とし, 主に岩体北西部にまとまって分布するが, 層状斑れい岩中に層状構造と調和的なレイヤーや非調和的な幅数 m ~ 50 m 規模の貫入岩として産することもある。これらが最

もよく露出している岩体北西部では, 超苦鉄質沈積岩と斑れい岩類が繰り返し出現しながらやがて斑れい岩類へと漸移していく様子が観察できる。

(c)斑れい岩類: 岩体中央部には 5 × 10 km に及ぶ大岩体をなす。層状構造が顕著であり (Fig. 4a), 粒度の違いによるレイヤーや, マフィック鉱物とフェルシック鉱物のモードの違いによるレイヤーが発達している。斑れい岩部に発達する層状構造は岩体のほぼ中央部に北東-南西方向の軸を持つ緩やかな向斜をなしており, 斑れい岩部下部から上部に向かって, かんらん石ガプロノーライト, ガプロノーライト, 角閃石ガプロノーライトへと岩相は変化する。

(d)南部ハルツバージャイト: 南東部海岸線に沿って露出する非常に新鮮なセクションである。内部には幅 10 cm 程度のダナイトレイヤーが多数確認できるが, これらの方向に規則性は見られず, 斑れい岩部の層状構造とも不一致である。北部ハルツバージャイトで報告されているようなポディフォーム・クロミタイトも南部ハルツバージャイトにおいては存在しない。斑れい岩部との境界部においては幅 10 cm から 10 m 程の斑れい岩や輝緑岩 (一部細粒角閃岩化) の岩脈が貫入し, 特に 10 m 規模の斑れい岩岩脈はハルツバージャイトの捕獲岩を含んでいる (Fig. 4b, c)。南部マントルかんらん岩に貫入する岩脈には急冷周縁相は確認できない。

(e)層状岩脈群: 岩体中央部の斑れい岩類は数ヶ所で細粒斑れい岩や輝緑岩の岩脈に貫入され, 特に岩体東部や北部では 100 % 輝緑岩岩脈で構成される典型的な層状岩脈群を形成している (Fig. 4d)。北部の層状岩脈群は形成後の傾動の為か岩脈の貫入面は水平に近く, 大規模な褶曲も観察され, 広範囲にわたって角礫化を被っている。

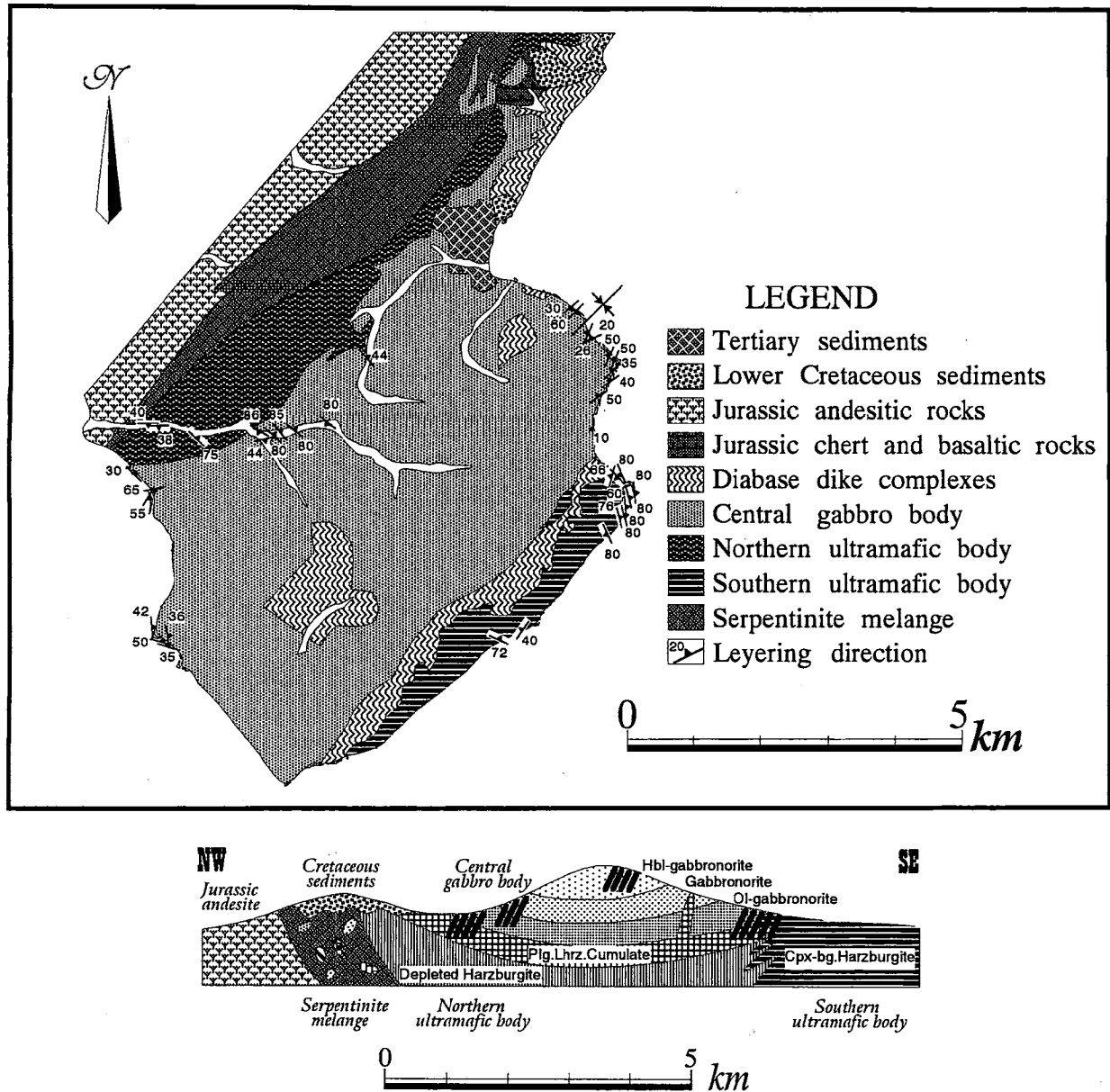


Fig. 3. (a) Geologic map of the Elistratova peninsula (modified from Belyi and Akinin, 1985). (b) Schematic cross section of the Elistratova ophiolite.

層状岩脈群は北部において下部白亜系に不整合で覆われており、この基底礫岩は主に玄武岩や輝緑岩の角礫で構成されているが、かんらん岩・斑れい岩の礫も含まれている。

(f) 蛇紋岩メランジュ：エリストラートバ・オフィオライトは北西部においてジュラ紀後期～白亜紀前期の安山岩質火山岩類と断層で接しているが、その断層に沿って蛇紋岩メランジュが発達しており、ジュラ紀のチャート、枕状溶岩、塩基性片岩、クロミタイト（辻森ほか，1998；Tsuji-mori et al. 1998）等のテクトニック・ブロックを含んでいる。

岩石記載と鉱物・全岩化学組成

以下にエリストラートバ・オフィオライトを構成する岩石の記載と、鉱物組成について述べる。各造岩鉱物の分析には、

金沢大学理学部所有のエネルギー分散型 X 線マイクロプロブ分析機（明石 α -30A 走査型電子顕微鏡及び Philips EDAX-9100）を使用し、加速電圧 20kV、試料電流 1nA (MgO 上)で行った。補正計算には Bence and Albee (1968) の方法に基づいた石渡明制作のプログラムを用いた。構成鉱物の代表的な分析値を Table 1 に示す。岩脈の全岩化学組成の分析については、新潟大学所有の蛍光 X 線分析装置（理学電機 RIX3000）を使用した。高橋・周藤（1997）に従い、主要元素については 10 倍希釈ガラスビード、微量元素については 2 倍希釈のガラスビードを用い、加速電圧 50 kV、電流 50 mA の測定条件で分析した。代表的な全岩化学組成を Table 2 に示す。

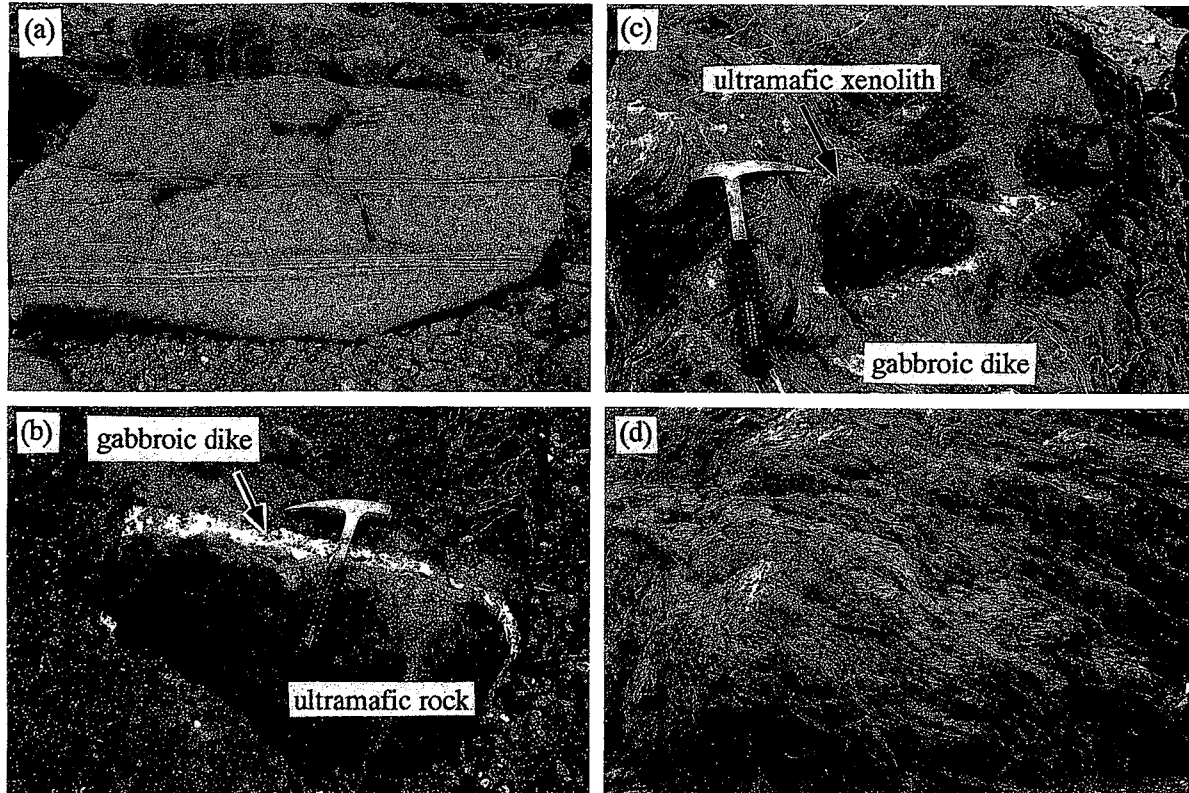


Fig. 4. (a) Occurrence of layered gabbroic rocks. (b) Gabbroic rocks intruded into the southern ultramafic body. (c) Ultramafic xenoliths in the gabbroic dike. (d) Occurrence of sheeted dike complex.

1. 北部マントルかんらん岩

北部に産するハルツバージャイトは多少の蛇紋岩化を被っているが、初生鉱物はほとんど残存している。粗粒なプロトグラニューラー組織を呈し、かんらん石にはキンクバンドが発達している。希に単斜輝石を含むことがある（1%以下）。構成鉱物の化学組成はかんらん石 ($Fo=91.2$)、斜方輝石 ($100 \times Mg / (Mg + Fe) = Mg \# = 91.6$, $TiO_2 = 0.1 wt \%$, $Cr_2O_3 = 0.6 wt \%$, $Al_2O_3 = 1.9 wt \%$, $CaO = 1.0 wt \%$)、単斜輝石 ($Mg \# = 94.2$, $TiO_2 = 0.1 wt \%$, $Cr_2O_3 = 1.0 wt \%$, $Al_2O_3 = 1.9 wt \%$)、赤褐色クロムスピネル ($100 \times Cr / (Cr + Al) = Cr \# = 40.0 - 71.9$, $100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+}) = Mg \# = 52.9 - 66.0$) であり、 $Cr \#$ がかなり高い試料から中間程度のもので組成範囲は広い。

蛇紋岩メラングジュ中に存在するポディフォームクロミタイト（辻森ほか, 1998；Tsuji-mori et al, 1998）は、0.5 mm から 2.0 mm の自形～半自形のクロムスピネル（95%以上）と、かんらん石や斜方輝石を置換した若干の蛇紋石、緑泥石よりなるが、初生的なかんらん石 ($Fo=91.0$) が希に残存している。クロムスピネル ($Cr \# = 71.2$, $Mg \# = 60.5$) は、普通角閃石、Na 金雲母、K 金雲母を包有している。

2. 超苦鉄質沈積岩

斜長石レールズライト (Fig. 5a) を主としており、かんらん石ウェブスタライトも希に産する。これらは非常に粗粒（平均 10 mm 程度）であり、ポイキリティック組織を特徴としている。組織から推定される晶出順序は、かんらん石→単

斜輝石→斜方輝石→斜長石である。構成鉱物は、単斜輝石 ($Mg \# = 85.8$, $TiO_2 = 0.2 wt \%$, $Cr_2O_3 = 0.6 wt \%$, $Al_2O_3 = 2.4 wt \%$)、斜方輝石 ($Mg \# = 83.2$, $TiO_2 = 0.1 wt \%$, $Cr_2O_3 = 0.4 wt \%$, $Al_2O_3 = 1.9 wt \%$, $CaO = 1.2 wt \%$)、かんらん石 ($Fo = 76.3 - 84.4$) であり、若干の斜長石 ($An = 92.9$) も含まれる。不透明鉱物として若干のクロムスピネルが認められるが、ほとんどはフェリットクロマイトである。

3. 斑れい岩類

斑れい岩類はおおよそかんらん石ガブロンライト、ガブロンライト、角閃石ガブロンライトに分類できる。

(a)かんらん石ガブロンライト

斑れい岩部の比較的下部に存在し、粗粒な等粒状組織を呈する (Fig. 5b)。主要構成鉱物は、斜長石 ($An = 93.3$)、単斜輝石 ($Mg \# = 81.0$, $TiO_2 = 0.3 wt \%$, $Cr_2O_3 = 0.4 wt \%$, $Al_2O_3 = 2.6 wt \%$)、斜方輝石 ($Mg \# = 77.1$, $TiO_2 = 0.2 wt \%$, $Cr_2O_3 = 0.1 wt \%$, $Al_2O_3 = 1.9 wt \%$, $CaO = 1.2 wt \%$)、かんらん石 ($Fo = 74.5$) であり、磁鉄鉱や微量のクロムスピネルを伴う。

(b)ガブロンライト

ガブロンライトは斑れい岩部の主岩相である。粒径は様々であるが等粒状組織を呈する点では共通している (Fig. 5c)。主要構成鉱物は斜長石 ($An = 90.8$)、単斜輝石 ($Mg \# = 77.6$, $TiO_2 = 0.4 wt \%$, $Cr_2O_3 = 0.2 wt \%$, $Al_2O_3 = 2.5 wt \%$)、斜方輝石 ($Mg \# = 72.4$, $TiO_2 = 0.2 wt \%$, $Cr_2O_3 = 0.1 wt \%$, $Al_2O_3 = 1.7 wt \%$, $CaO = 1.2 wt \%$) である。斜方

Table 1. Representative microprobe analyses of the rock-forming minerals from the Elistratova ophiolite. (a) mantle peridotite and (b) cumulate rocks.

	Northern ultramafic body						Southern ultramafic body							
	2113			2115			1432				1556			
	Ol	Opx	Cr-Sp	Ol	Opx	Cr-Sp	Ol	Opx	Cpx	Cr-Sp	Ol	Opx	Cpx	Cr-Sp
SiO ₂	41.16	56.84	0.20	41.24	57.12	0.25	40.45	56.52	52.63	0.12	40.86	56.28	52.63	0.00
TiO ₂	0.10	0.20	0.14	0.04	0.09	0.07	0.00	0.12	0.08	0.00	0.01	0.06	0.15	0.10
Al ₂ O ₃	0.18	1.69	20.57	0.33	1.82	18.44	0.00	3.49	4.27	41.14	0.33	3.13	3.35	38.20
Cr ₂ O ₃	0.06	0.47	49.95	0.02	0.61	50.82	0.03	0.70	1.33	27.89	0.06	0.65	1.06	28.07
FeO*	8.51	5.40	17.24	8.44	5.56	17.92	9.15	5.96	2.17	14.82	9.22	6.03	2.40	17.71
MnO	0.14	0.23	0.17	0.13	0.19	0.26	0.14	0.16	0.13	0.00	0.17	0.18	0.00	0.11
MgO	49.55	34.34	12.39	50.43	34.42	11.89	50.03	32.28	15.87	15.99	49.77	33.17	16.98	15.05
CaO	0.05	0.95	0.17	0.03	1.16	0.18	0.12	1.00	24.14	0.16	0.06	0.72	23.18	0.11
Na ₂ O	0.27	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.13	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	0.02
Total	100.02	100.13	100.85	100.74	100.97	99.87	99.92	100.23	100.80	100.16	100.55	100.27	99.88	99.37
O=	4	6	4	4	6	4	4	6	6	4	4	6	6	4
Si	1.002	1.955	0.006	0.996	1.951	0.008	0.990	1.943	1.901	0.003	0.993	1.936	1.915	0.000
Ti	0.002	0.005	0.003	0.001	0.002	0.002	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.002	0.004	0.002
Al	0.005	0.068	0.749	0.009	0.073	0.687	0.000	0.141	0.182	1.361	0.009	0.127	0.144	1.301
Cr	0.001	0.013	1.220	0.000	0.017	1.269	0.001	0.019	0.038	0.619	0.001	0.018	0.031	0.641
Fe	0.173	0.155	0.446	0.170	0.159	0.473	0.187	0.171	0.065	0.348	0.188	0.173	0.073	0.428
Mn	0.003	0.007	0.005	0.003	0.006	0.007	0.003	0.005	0.004	0.000	0.004	0.005	0.000	0.003
Mg	1.799	1.761	0.571	1.816	1.753	0.560	1.826	1.654	0.855	0.669	1.804	1.701	0.921	0.648
Ca	0.001	0.035	0.005	0.001	0.042	0.006	0.003	0.037	0.934	0.005	0.002	0.027	0.903	0.004
Na	0.013	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.003	0.009	0.000
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001
Total	2.999	4.000	3.006	3.000	4.002	3.013	3.009	3.974	3.993	3.007	3.002	3.992	3.999	3.027
Mg#	91.2	91.9	56.2	91.4	91.7	54.2	90.7	90.6	92.9	65.8	90.6	90.7	92.7	60.2
Cr#			62.0			64.9				31.3				33.0
YFe ³⁺			2.8			1.8				2.8				3.3

	Plagioclase-lherzolite				Olivine-gabbronorite				Gabbronorite			Hornblende-gabbronorite			
	Ol	Cpx	Opx	Plg	Ol	Cpx	Opx	Plg	Cpx	Opx	Plg	Cpx	Opx	Plg	Hbl
SiO ₂	39.33	53.22	55.29	45.15	38.02	52.33	54.16	45.53	52.26	54.08	47.70	52.82	53.03	45.96	50.90
TiO ₂	0.00	0.22	0.17	0.01	0.05	0.53	0.26	0.13	0.60	0.41	0.10	0.12	0.15	0.05	0.79
Al ₂ O ₃	0.22	2.04	1.79	34.90	0.29	2.48	2.03	34.12	2.43	1.59	33.08	1.42	1.62	34.06	6.28
Cr ₂ O ₃	0.00	0.58	0.42	0.11	0.10	0.33	0.15	0.11	0.18	0.02	0.10	0.20	0.13	0.07	0.06
FeO*	18.88	4.95	12.14	0.45	22.50	7.24	14.59	0.57	7.71	17.21	0.63	8.41	19.30	0.58	11.20
MnO	0.23	0.21	0.29	0.01	0.42	0.24	0.23	0.02	0.33	0.49	0.00	0.23	0.52	0.04	0.17
MgO	41.58	16.04	29.23	0.17	38.22	15.28	27.28	0.03	14.33	25.20	0.00	14.61	23.55	0.00	16.81
CaO	0.09	23.22	1.16	18.67	0.14	22.19	1.73	18.32	22.24	1.28	17.55	22.34	1.63	18.28	11.38
Na ₂ O	0.15	0.00	0.00	0.48	0.00	0.00	0.00	0.49	0.13	0.00	1.02	0.00	0.00	0.95	0.77
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.06	0.06
Total	100.48	100.48	100.49	99.95	99.78	100.62	100.43	99.39	100.21	100.30	100.22	100.15	99.93	100.05	98.42
O=	4	6	6	8	4	6	6	8	6	6	8	6	6	8	23
Si	1.001	1.945	1.955	2.085	0.994	1.926	1.941	2.113	1.936	1.962	2.187	1.962	1.955	2.121	7.240
Ti	0.000	0.006	0.004	0.000	0.001	0.015	0.007	0.004	0.017	0.011	0.003	0.003	0.004	0.002	0.084
Al	0.006	0.088	0.074	1.899	0.009	0.108	0.086	1.866	0.106	0.068	1.787	0.062	0.070	1.852	1.052
Cr	0.000	0.017	0.012	0.004	0.002	0.010	0.004	0.004	0.005	0.001	0.004	0.006	0.004	0.003	0.007
Fe	0.402	0.151	0.359	0.018	0.492	0.223	0.437	0.022	0.239	0.522	0.024	0.261	0.595	0.022	1.333
Mn	0.005	0.006	0.009	0.000	0.009	0.007	0.007	0.001	0.010	0.015	0.000	0.007	0.016	0.002	0.021
Mg	1.577	0.874	1.541	0.012	1.489	0.838	1.457	0.002	0.792	1.363	0.000	0.809	1.294	0.000	3.564
Ca	0.002	0.909	0.044	0.923	0.004	0.875	0.067	0.911	0.882	0.050	0.862	0.889	0.064	0.904	1.734
Na	0.007	0.000	0.000	0.043	0.000	0.000	0.000	0.045	0.009	0.000	0.091	0.000	0.000	0.085	0.211
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.004	0.011
Total	3.000	3.997	3.998	4.985	3.001	4.001	4.007	4.972	3.996	3.993	4.961	4.000	4.004	4.994	15.257
Mg#	79.7	85.2	81.1		75.2	79.0	76.9		76.8	72.3		75.6	68.5		72.8
An%				92.7				91.6			86.8			91.0	

輝石は単斜輝石ラメラを有することがある。希に単斜輝石の周囲を緑色普通角閃石が置換している場合がある。チタン磁鉄鉱が不透明鉱物として存在している。

(c)角閃石ガブロンライト

斑れい岩部の比較的上部に産する。主要構成鉱物は、斜長石 (An=90.4), 単斜輝石 (Mg# = 76.1, TiO₂ = 0.2 wt %,

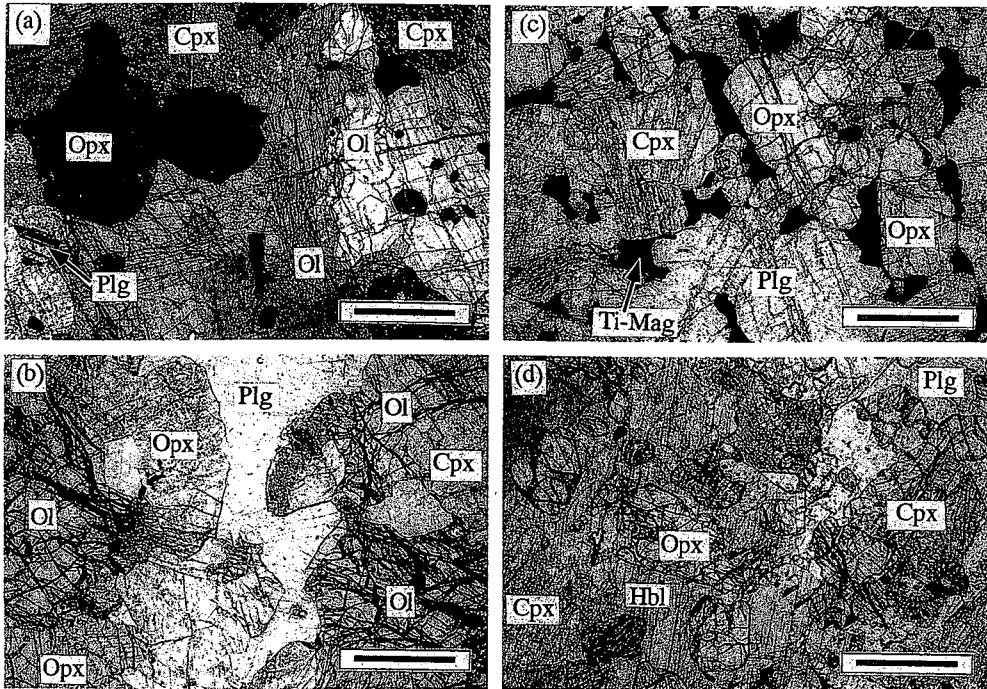


Fig. 5. Photomicrographs of cumulate rocks in the Elistratova ophiolite. All photomicrographs are by open-polarized light except (a) that is by cross-polarized light. All scale bars are 1.0 mm. Abbreviations: (Ol) olivine, (Cpx) clinopyroxene, (Opx) orthopyroxene, (Plg) plagioclase, (Hbl) hornblende, (Ti-Mag) titaniferous magnetite. (a) Plagioclase lherzolite, (b) Olivine gabbronorite. (c) Gabbronorite. (d) Hornblende gabbronorite.

Cr₂O₃=0.2 wt %, Al₂O₃=1.5 wt %), 斜方輝石 (Mg # = 68.7, TiO₂=0.2 wt %, Cr₂O₃=0.1 wt %, Al₂O₃=1.6 wt %, CaO = 1.4 wt %), 緑褐色普通角閃石 (Mg # = 71.0, TiO₂=1.2 wt %, Al₂O₃=7.4 wt %) であり, この角閃石は最大で直径 2 cm 程の主晶を成しているのが特徴である (Fig. 5d). 斜方輝石は単斜輝石ラメラを有する場合がある.

4. 南部マントルかんらん岩

南部に露出するマントルかんらん岩は, 単斜輝石を 3% 程含むハルツバージャイトであり, プロトグラニュラー組織を呈する. かんらん石には波動消光やキルクバンドが認められ, 輝石類の変形も見られるものの, 強い変形を被った形跡は見られない. 斜方輝石は単斜輝石の離溶ラメラを有することがある. 褐色のクロムスピネルは他形を示すものから半自形を呈するものまで, 形態は様々である. 鉱物組成はかんらん石 (Fo=90.8), 斜方輝石 (Mg # = 90.9, TiO₂=0.1 wt %, Cr₂O₃=0.7 wt %, Al₂O₃=3.1 wt %, CaO=0.7 wt %), 単斜輝石 (Mg # = 92.8, TiO₂=0.1 wt %, Cr₂O₃=1.2 wt %, Al₂O₃=3.7 wt %), クロムスピネル (Cr # = 29.0 ~ 48.6, Mg # = 58.1 ~ 69.6) である.

5. 岩脈類

斑れい岩部で見られる岩脈は, 細粒でオフィオティック組織を示す輝緑岩岩脈がほとんどである. 変質程度の低い南西部の岩脈は, 斜長石 (An=90.2), 単斜輝石 (Mg # = 85.4, TiO₂=0.2 wt %, Cr₂O₃=0.6 wt %, Al₂O₃=2.6 wt %), 緑色普通角閃石, 石英で構成されている. また南部マントルかん

Table 2. Representative bulk rock compositions of the diabase dikes from the Elistratova ophiolite.

	Island arc type					Depleted MORB type		
	1401C	1507	1605	1708B	2303	1301	1303	1510
XRF major elements (in wt.%)								
SiO ₂	53.87	56.56	50.39	54.43	57.62	53.97	58.97	54.68
TiO ₂	0.93	0.58	0.56	1.09	0.72	0.67	1.24	0.56
Al ₂ O ₃	14.37	14.93	14.07	14.97	15.50	15.90	16.31	16.36
FeO*	13.03	9.46	10.09	12.53	10.89	9.53	9.28	9.95
MnO	0.15	0.18	0.15	0.06	0.13	0.12	0.06	0.11
MgO	5.83	6.61	9.00	3.97	3.88	6.38	3.32	6.12
CaO	9.77	9.26	11.42	5.51	5.38	7.14	4.00	10.47
Na ₂ O	1.64	1.97	1.84	4.70	3.41	3.50	4.43	1.62
K ₂ O	0.20	0.09	0.21	0.33	0.19	0.10	0.07	0.07
P ₂ O ₅	0.11	0.05	0.06	0.12	0.08	0.07	0.13	0.05
LOI	0.51	0.90	3.10	2.65	2.07	3.12	2.62	0.55
total	100.41	100.59	100.89	100.36	99.87	100.50	100.43	100.54
XRF trace elements (in ppm)								
FeO*/MgO	2.011	1.289	1.009	2.841	2.527	1.344	2.516	1.463
Ba	61	24	86	92	30	10	9	5
Cr	161	208	301	10	9	42	4	24
Nb	1	1	2	2	1	2	3	1
Ni	39	69	113	6	7	34	0	35
Rb	2	1	1	4	1	1	1	1
Sr	107	84	140	229	157	180	132	114
V	280	261	304	328	228	269	133	310
Y	13	18	18	23	22	19	29	15
Zr	24	36	35	69	53	53	79	32

らん岩に貫入している岩脈は褐色普通角閃石, 斜方輝石, 斜長石, 石英で構成されている.

岩脈類の代表的な全岩化学組成を Table 2 に示す. これら岩石は FeO*/MgO=0.5 ~ 3.0 であり, SiO₂=50.4 ~ 65.6 wt % と玄武岩質の試料から安山岩 ~ デイサイト質の試料ま

で存在する。液相濃集元素の含有量は少なく、 $K_2O < 0.3$ wt %, $TiO_2 < 1.2$ wt %である。

タイガノス半島その他のオフィオライトとの比較

タイガノス半島のオフィオライトのうちエリストラトバ地域についてはこれまでに詳しく述べたが、以下ではキングバヤム地域、ナブリユデニー地域、ポボロトヌイ地域のオフィオライト(石渡, 1996; 齋藤ほか, 1997)の地質学的、岩石学的特徴を概説する。

キングバヤム地域 (北緯 $61^{\circ} 09'$)

北西から南東にかけて石炭系、オルドビス系(粘板岩主体)、斑れい岩を主とするオフィオライト、そして著しく変形した泥質から塩基性の角閃片岩とこれらを貫く白亜紀の石英閃緑岩が露出している。オフィオライトは幅約2 kmであり、北側が火成層序の上位と思われる。北縁部は斜長石花崗岩に貫かれる細粒角閃岩や角閃石斑れい岩が露出している。中央部は斑れい岩が広く分布しており、南東部にはコートランダイトが存在し、縞状構造や角礫状構造が見られる部分もある。南部にはコートランダイトが100 m規模の岩体として露出しており、この岩体の最南部では蛇紋岩メランジュが見られる。

主岩相である斑れい岩は粗粒であり、斜長石、単斜輝石、緑色角閃石で構成されているが、斜方輝石は確認されていない。斑れい岩中の斜長石のAn値は52.1~64.0であり、単斜輝石はMg# = 76.2~83.4, $TiO_2 = 0.3$ wt %, $Cr_2O_3 = 0.2$ wt %, $Al_2O_3 = 2.1$ wt %である。

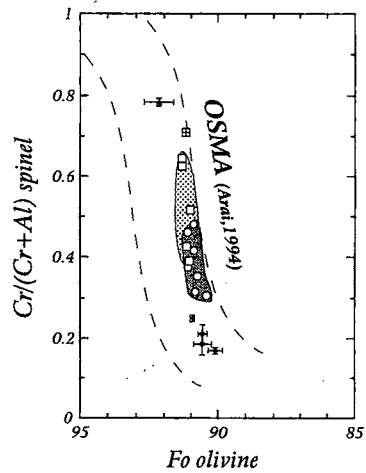
ナブリユデニー地域 (北緯 $60^{\circ} 55'$)

北部は石英閃緑岩の貫入による接触変成作用で再結晶した蛇紋岩を主としており、その間に泥岩、チャート、枕状溶岩が挟まれている。これら岩石は強い変形作用を被っている(石渡ほか, 1998a)。南部は一般的に再結晶の程度が弱く、蛇紋岩は源岩の組織を保持しており、初生鉱物も若干残存している。泥岩や塩基性凝灰岩は緑色片岩となっており、これらを幅約50 mの大規模な輝緑岩岩脈や、厚さ100 m程度の輝緑岩岩床(部分的に斑れい岩)が貫いている。枕状溶岩も存在するが北部のそれとは異なり変形作用はほとんど被っていない。

北部の再結晶した蛇紋岩は、再結晶かんらん石、直閃石、斜方輝石(Mg# = 92.7, $TiO_2 = 0.1$ wt %, $Cr_2O_3 = 0.1$ wt %, $Al_2O_3 = 1.4$ wt %, $CaO < 0.1$ wt %)を含む。南部の再結晶をしていない蛇紋岩には、かんらん石と赤褐色スピネルがわずかに残存している。かんらん石はFo = 92.6, 赤褐色スピネルはCr# = 78.3, Mg# = 33.4である。

ポボロトヌイ地域 (北緯 $60^{\circ} 45'$)

本地域はジュラ紀後期の枕状溶岩、ハイアロクラスタイト、溶岩・岩脈より成るラーゲル層群の南方に、新鮮なレールズライト岩体の周囲を取り囲むようにして蛇紋岩メランジュが発達している。蛇紋岩メランジュには、枕状溶岩、玄武岩質



Elistratova Ophiolite

- Southern ultramafic body
- Northern ultramafic body
- ▣ Chromitite

Other districts of Taigonos Peninsula

- ▲ Nablyudeny
- ◆ Povorotnyi

Fig. 6. Relationship between Fo content of olivine and Cr/(Cr + Al) atomic ratio of spinel in mantle peridotite from Elistratova, Nablyudeny and Povorotnyi districts in Taigonos peninsula. OSMA: olivine-spinel mantle array after Arai (1994).

凝灰岩、デイサイト質凝灰岩、斜長石花崗岩、角閃岩、ざくろ石角閃岩(Pinus et al., 1970の“G”), かんらん岩などの岩体がテクトニックブロックとして含まれている。蛇紋岩メランジュの南側にジュラ紀の玄武岩質火山岩とチャートで構成されるキングバヤム層群が分布するが、このチャート中のオリストストロームにレールズライト礫が含まれる。キングバヤム層群の南部には前弧盆に堆積したタービダイトより成るポボロトヌイ層群が発達している(石渡, 1996)。

新鮮なレールズライトは、かんらん石(Fo = 90.5), 斜方輝石(Mg# = 90.2, $TiO_2 = 0.1$ wt %, $Cr_2O_3 = 0.6$ wt %, $Al_2O_3 = 4.4$ wt %, $CaO = 1.0$ wt %), 単斜輝石(Mg# = 93.0, $TiO_2 = 0.2$ wt %, $Cr_2O_3 = 1.0$ wt %, $Al_2O_3 = 3.8$ wt %), 緑褐色スピネル(Cr# = 13.6~28.6, Mg# = 68.7~76.1)である。メランジュ中のかんらん岩もほとんどこれと同様のレールズライトや、褐色のスピネル(Cr# = 31.7, Mg# = 67.6)を含むレールズライトであるが、一部に蛇紋岩化したダナイトも存在し、ダナイト中のスピネルはCr# = 59.4, Mg# = 62.0で、 TiO_2 が0.4 wt %と多いことから沈積性ダナイトであると考えられる。またチャートオリストストローム中のレールズライトは蛇紋岩化が激しいが、単斜輝石(Mg# = 92.7, $TiO_2 = 0.1$ wt %, $Cr_2O_3 = 1.4$ wt %, $Al_2O_3 = 3.2$ wt %), 褐色スピネル(Cr# = 45.8, Mg# = 65.1)が残存している。

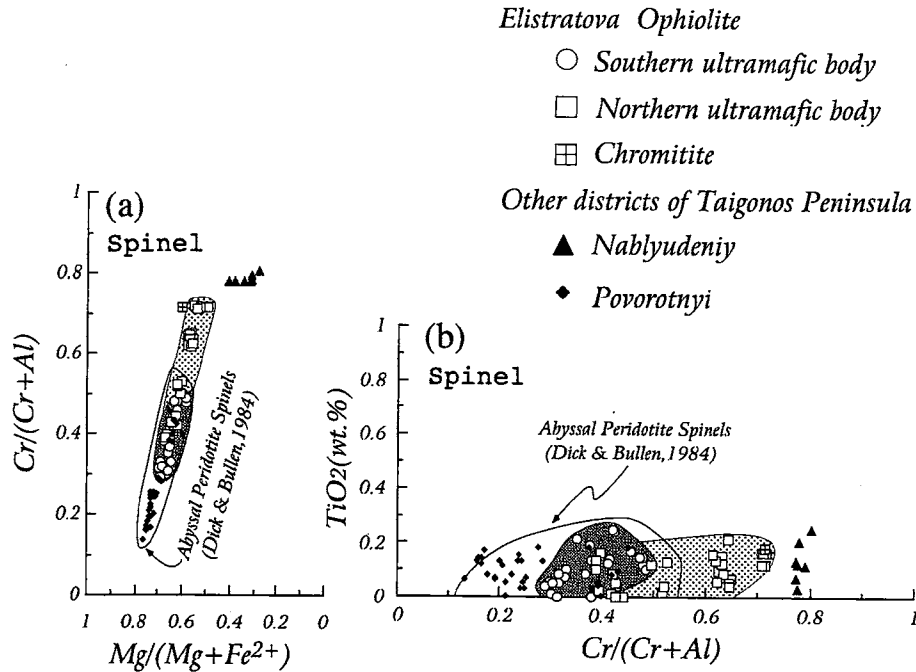


Fig. 7. Chemical compositions of spinel in mantle peridotite from Elistratova, Nablyudeny and Povorotnyi districts in Taigonos peninsula. (a) Relationship between Mg/(Mg+Fe²⁺) atomic ratio and Cr/(Cr+Al) atomic ratio. (b) Relationship between Cr/(Cr+Al) atomic ratio and TiO₂ wt.%. Field of abyssal peridotite spinel is after Dick and Bullen (1984).

議 論

エリストラートバ・オフィオライトの岩石学的特徴

マントルかんらん岩中のかんらん石の Fo 値とクロムスピネルの Cr#, Mg# は、その潤渇度を知る上でよい指標となる (Dick and Bullen, 1984; Ishiwatari, 1985; Arai, 1994). エリストラートバ・オフィオライトの北部マントルかんらん岩は、単斜輝石が 1% 以下、斜方輝石の Al₂O₃ 含有量が 1.9wt.% と比較的少ないこと、クロムスピネルは Cr# = 40.0–71.9, Mg# = 52.9–66.0, かんらん石は Fo = 91.1–91.3 程度であることから、これらがメルト成分に潤渇したハルツバージャイトである事がわかる (Fig. 6, Fig. 7a, b).

斑れい岩の構成鉱物や玄武岩の斑晶として共存する斜長石の An 値とマフィック鉱物の Mg# は、海嶺玄武岩マグマから形成された場合と、島弧玄武岩マグマから形成された場合とでは分化傾向が異なること知られている (Beard, 1986; 石渡, 1986). 前者 (Tiezzi and Scott, 1980; Elthon, 1987; Hebert et al., 1991; Ozawa et al., 1991; Ross and Elthon, 1997) に比較して、後者 (Dixon and Batiza, 1979; Stern, 1979; Snoke et al., 1981; Wada, 1981; 藤井ほか, 1984; 小木曾, 1984; 曾屋ほか, 1984; 堀内, 1985; Tanaka et al., 1987; 田結庄, 1987; Ikeda et al., 1990; 安井ほか, 1998) は、同じ Mg# のマフィック鉱物と共存する斜長石の An 値が高いことが特徴である. エリストラートバ・オフィオライトの場合、共存する斜長石の高い An 値とマフィック鉱物の低い Mg# は、中央海嶺から得られる斑れい岩類に特徴的な低 An 斜長石と高 Mg# マフィック鉱物の共存とは異なり、島弧の斑れい岩や玄武岩と同様の分化傾向を示してい

る (Fig. 8). しかも、斑れい岩類中には斜方輝石や角閃石が多く含まれ、このことも島弧マグマ起源と調和的である. 更に、斑れい岩類中の各構成鉱物の組成は火成層序におおむね対応して、下部から上部へ向かって分化した傾向を示すので (Fig. 9), これらは島弧マグマからの火成沈積岩と考えられる. また、最も分化した角閃石ガブロンノーライト中の単斜輝石の TiO₂ 含有量が却って少なくなるのは、その前のガブロンノーライトの段階でチタン磁鉄鉱が大量に分別したことによるのだろう.

エリストラートバ・オフィオライトの北に発達する蛇紋岩メランジュ中で発見されたクロミタイト中のクロムスピネル (Cr# = 71.2) に包有された含水珪酸塩鉱物 (普通角閃石, Na 金雲母, K 金雲母) の存在 (辻森ほか, 1998; Tsujimori et al., 1998) は、クロムスピネルが晶出する際、メルトに H₂O に富む流体相が関与したことを示し、沈み込み帯上のウェッジマントルでの形成を示唆する (Melcher et al., 1997). 北部マントルかんらん岩中に見られるポディフォーム・クロミタイト (Belyi and Akinin, 1985) も、かんらん岩—メルト相互反応で生じた比較的 Si に富む二次メルトと未分化マグマとの混合による産物であると考えられる (Arai and Yurimoto, 1994; Zhou et al., 1994) が、この様な反応は海嶺下よりも沈み込み帯上の方が起こりやすいであろう. 更に、Cr# が 70 以上のスピネルは、島弧域で特徴的に産するボニナイト・マグマから晶出することが知られており (白木・黒田, 1977), ボニナイトは潤渇したハルツバージャイトの水に飽和した部分溶融によって形成されることが実験岩石学的にも確認されている (Umino and Kushiro, 1989).

また岩脈類の FeO*/MgO 及び TiO₂ の変化は島弧ソレアイ

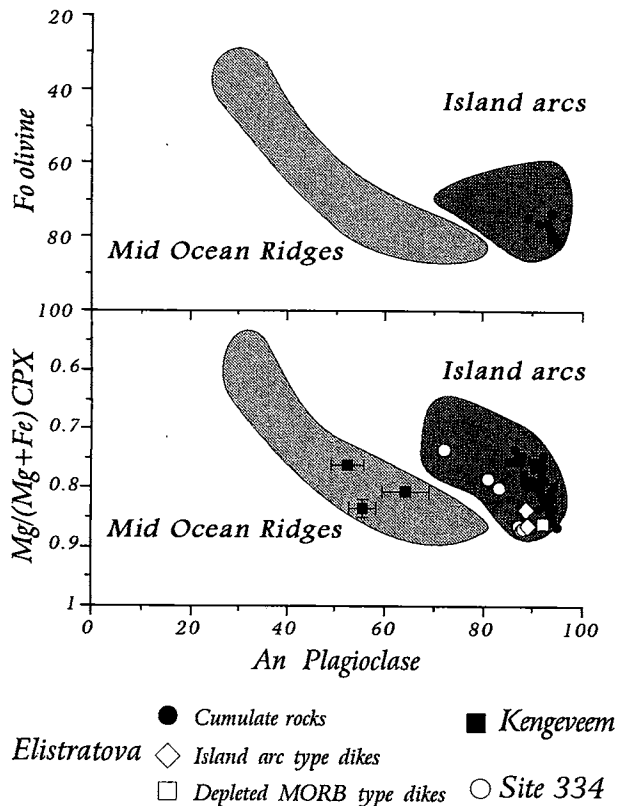


Fig. 8. Relationship between the An content of plagioclase and Fo content of olivine and Mg/(Mg+Fe) atomic ratio of clinopyroxene in cumulate rocks from Elistratova and Kengeveem districts in Taigonos peninsula and DSDP Site 334 (Hodges and Papike, 1976). Data sources; Island arcs: Dixon and Batiza (1979), Stern (1979), Snoke et al. (1981), Wada (1981), Fujii et al. (1984), Ogiso (1984), Soya et al. (1984), Horiuchi (1985), Tanaka et al. (1987), Tainosho (1987), Ikeda et al. (1990) and Yasui et al. (1998); Mid Ocean Ridges: Tiezzi and Scott (1980), Elthon (1987), Hebert et al. (1991), Ozawa et al. (1991) and Ross and Elthon (1997).

ト的分化傾向を示している (Fig.10). N-MORB で規格化した Pearce (1983) のスパイダグラムによっても、ほとんどの試料は Nb の負の異常を示し Ba, Rb, K に富む島弧的なパターンを示す。ただし、Nb の負の異常を示さず酒濁した MORB 的なパターンを示すグループも存在する (Fig.11)。しかし、どちらのグループも、共存する斜長石の An 値と単斜輝石の Mg# の関係は、斑れい岩類と同様に島弧マグマの斑晶鉱物の組成範囲にプロットされる (Fig.8)。

以上の岩石学的特徴は、南部マントルかんらん岩以外のエリストラートバ・オフィオライトが島弧的環境で形成されたことを示唆している。一方、南部マントルかんらん岩はメルト成分に富んだ比較的肥沃なハルツバージャイトであり、島弧の性質を有するエリストラートバ・オフィオライトとは異なり、海洋底マントルに類似する (Fig.6, 7a, b)。

タイガノス半島のオフィオライトの多様性

以上で明かになったように、エリストラートバ・オフィオ

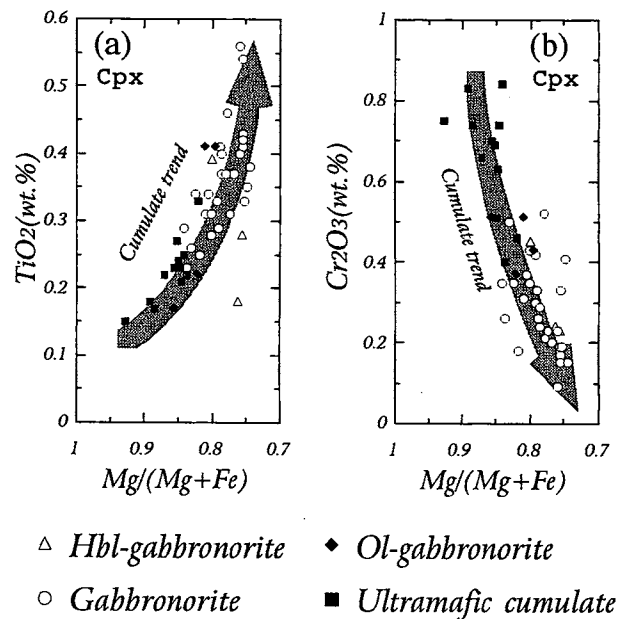


Fig. 9. Chemical compositions of clinopyroxene in cumulate rocks from the Elistratova ophiolite. (a) TiO₂ versus Mg/(Mg+Fe) diagram and (b) Cr₂O₃ versus Mg/(Mg+Fe) diagram.

ライトは島弧マグマ起源の性質を有し、それに貫入される南部マントルかんらん岩は海洋底マントルに類似する (Fig. 6, Fig. 7a, b)。しかしキングバヤム地域の斑れい岩中に共存する斜長石 An 値と単斜輝石 Mg# の変化は、中央海嶺の斑れい岩類と一致し (Fig. 8)、ナブリュデニー地域のかんらん岩はメルト成分が極度に酒濁したハルツバージャイトである。一方で、ポボロートヌイ地域に産するレールズライトや、蛇紋岩メランジュ中のレールズライト・ブロックはメルト成分に非常に富んでいる (Fig. 6, Fig. 7a, b)。

この様に、タイガノス半島東岸の延長 150km の地域に産するオフィオライト岩類は岩石学的多様性に富んでいる。西南日本内帯の大江山オフィオライトでは、東から西へ、クロムスピネルの Cr# が 30 から 50 まで変化し (Arai, 1980; Kurokawa, 1985)、北海道の神居古潭帯では、南から北へ、Cr# が 50 から 80 まで変化する (加藤・中川, 1986)。このように、マントルかんらん岩の酒濁度が一つのオフィオライト帯で広域的に変化する例はあるが、Cr# が 13 から 80 まで変化するタイガノス半島のマントルかんらん岩の多様性には到底及ばない。これは本地域に分布するオフィオライトを形成したリソスフェアが、延長 150 km 程度のかかなり狭い範囲で著しく不均質であったことを強く示唆している。

タイガノス半島のオフィオライトは何を意味するのか？

エリストラートバ・オフィオライトは、島弧オフィオライトが海洋底のマントルかんらん岩に直接貫入するという特異な産状を呈している。更に、タイガノス半島の南部諸地域では、中央海嶺的な斑れい岩 (キングバヤム地域)、非常に酒濁したマントルかんらん岩 (ナブリュデニー地域) や、海洋底のマントルかんらん岩 (ポボロートヌイ地域) が分布し

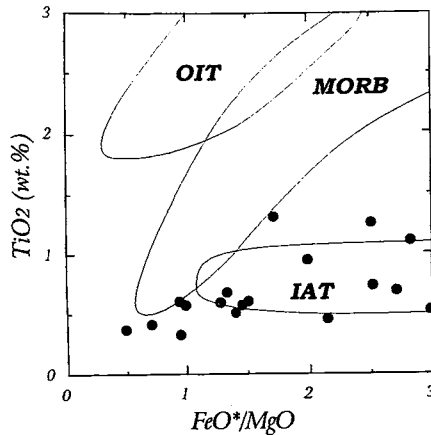


Fig. 10. TiO_2 versus FeO^*/MgO diagram for the bulk rock compositions of diabase dikes from the Elistratova ophiolite. OIT: oceanic island tholeiite, MORB: mid-ocean ridge basalt, IAT: island arc tholeiite. Field for OIT, MORB and IAT are after BVSP (1981).

ている。そこで、次に岩石学的多様性に富むタイガノス半島のオフィオライトがどのような意義を持っているのかについて考察する。

(1) 海嶺付近で発生する潤渇したマグマ

タイガノス半島に分布するオフィオライトは、海洋底的マントル及び斑れい岩、そして島弧火成作用によって形成された斑れい岩類や、それを分離したマントルかんらん岩で構成されている。このような岩石学的多様性が生じた原因として、海洋低での島弧的マグマの発生を示している可能性が考えられる。実際、現在の海洋底においても、島弧的な潤渇したマグマから形成された岩石がいくつか発見されている。

DSDPのLeg37において掘削された、Site334は大西洋中央海嶺FAMOUS地域から104km西方の地点であり(Aument et al., 1977)、ガプロノーライト、かんらん石ガプロノーライト、沈積性レーゾライトが得られている(Hodges and Papike, 1976)。深成岩の鉱物組成は、液相濃集元素が極度に潤渇しており(Hodges and Papike, 1976; Clarke and Loubalt, 1977; Ross and Elthon, 1993)、斑れい岩類中に共存している斜長石An値と単斜輝石Mg#の変化は一般的な中央海嶺斑れい岩と異なり、島弧的である(Fig.8)。この種の潤渇したマグマの発生の過程についての明快な解釈は未だに成されていないが、中央海嶺付近においても潤渇したマグマが発生し得ることを示している(Elthon et al., 1992)。

また現在海嶺が沈み込んでいるチリ海嶺の最東部(Cande et al., 1987)においては、主要元素組成は海嶺玄武岩的だが、微量元素組成が島弧玄武岩な岩石がドレージされている(Klein and Karsten, 1995; Kalsten et al., 1996)。今後海洋底の研究が進むに伴って、潤渇した島弧的マグマから形成された岩石が、中央海嶺付近の他の地点からも発見されることが期待される。

以上の例のように、タイガノス半島のオフィオライトが、中央海嶺付近での極度に潤渇したマグマの発生や、海嶺の沈

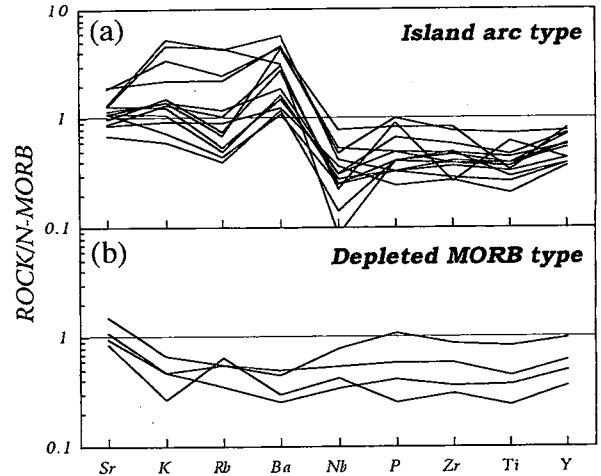


Fig. 11. Spider diagram of incompatible elements in diabase dikes from the Elistratova ophiolite. The element concentrations are normalized to the N-MORB values after Pearce (1983). (a) Island-arc type dikes. (b) Depleted MORB type dikes.

み込みに関連した海溝近くでの島弧的マグマの発生を表している可能性もあるが、現時点でそれを支持する根拠はない。

(2) 海洋底から島弧へのテクトニックセッティングの変遷

エリストラートバ・オフィオライトの産状は、これまでに述べた通り、海洋底マントルにおいて島弧火成活動が生じたことを示している。つまりポポロートヌイ地域やエリストラートバ地域の南部かんらん岩体で見られる肥沃な海洋底的マントルかんらん岩やキングバヤム地域に分布する中央海嶺的な斑れい岩を形成したリソスフェアがかつてこの地域に存在し、沈み込みが開始すると、島弧ソレアイト質マグマを分離するマントルダイアピルが既存の海洋底リソスフェアに貫入した。これがエリストラートバ・オフィオライトなのであろう。またナブリュデニー地域で観察される極度に潤渇したハルツバージャイトは、エリストラートバ・オフィオライトを生じた島弧の中で、特に溶融程度が高くポニナイトマグマを生じたくさび形マントルを現していると推測できる。

またポポロートヌイ地域やエリストラートバ地域の南部かんらん岩体で見られるマントルかんらん岩が縁海のマントルかんらん岩である可能性もあるが、ポポロートヌイ地域ではチャート層中のオリストストロームにかんらん岩ブロックが存在することから考えて、これらはやはり中央海嶺もしくは縁海のマントルかんらん岩を現していると思われる。

コリヤーク山地の付加体が全体としてジュラ紀から白亜紀の海洋性島弧とその前後の海洋地殻よりなる付加体であることを考えると、海洋から島弧へのテクトニックセッティングの変化を考えることは自然である。実際、ニュージーランド北方のラウーハーブル海盆では、6 Maから形成された海嶺玄武岩よりなる前弧海盆に、1 Maから島弧が形成されつつある(Hawkins, 1995)。海洋底からのデータが不足している現時点では、タイガノス半島オフィオライトの多様性は、島弧—縁海系における多様なテクトニックセッティングとその変遷によって生じた結論すべきであろう。またタイガノス

半島オフィオライトの形成年代に関する情報が、下部白亜系に不整合に覆われるという地質学的事実以外、ほとんどないので、今後は形成年代に関して検討した上で、環太平洋造山史におけるタイガノス半島オフィオライトの意義づけを行う必要がある。

ま と め

エリストラートバ・オフィオライトは、島弧ソレイト質マグマを分離つたマントルダイアピルが、直接肥沃な海洋底マントルに貫入した現場を表していると考えられ、この様な例は世界的にも類をみない。またエリストラートバ・オフィオライトの主要構成員である斑れい岩類は、火成層序の下部から上部に向かって分化した島弧ソレイトマグマから形成された火成沈積岩と考えられる。

タイガノス半島に分布するその他のオフィオライトは、比較的肥沃な海洋底的マントルかんらん岩と中央海嶺に産するような斑れい岩から、比較的涸渇したマントルかんらん岩と島弧の斑れい岩類、そしてポニナイトのマグマを生成し得るような非常に涸渇したマントルかんらん岩まで、多岐にわたる。

エリストラートバ・オフィオライトに見られる貫入関係、およびタイガノス半島東岸で地質体の走向方向に沿って非常に多様なオフィオライトが狭い範囲に分布することは、海洋底から島弧へのテクトニックセッティングの変遷を示していると考えられる。

謝 辞

現地調査ではロシア科学アカデミー地質研究所(モスクワ)の O. M. Morozov 氏に大変お世話になった。調査地への往路復路においてはウラジオストックの極東地質研究所の S. V. Vysotskiy, O. V. Chudaev 両氏、及びマガダンの北東科学センターの S. V. Byalobzhesky, P. Pavlov 両氏に多大なる協力をいただいた。荒井章司教授、寅丸敦志助教授、田村芳彦博士には教室で議論・助言していただいた。新潟大学理学部の高澤栄一博士には本稿を査読し、有益なご指摘をいただいた。この調査は科学技術振興調整費によって行われ、これについては東京工業大学の丸山茂徳教授と石井仁子氏、理化学研究所の齋藤智恵氏にお世話になった。また、調査に同行したスタンフォード大学の J. Hourigan 氏、N. G. Klopov 船長以下船の乗組員諸氏、Evensk で物資調達、無線連絡に協力いただいた P. Usov, M. Senkin 両氏、ほか我々の調査を援助して下さった多くの方々から感謝します。以上の皆様と日頃から議論していただいた先輩諸氏、友人達に深く感謝します。

なお、国内におけるこの研究の費用の一部には、宮下純夫代表の文部省科学研究費補助金基盤研究 (A) (No.07304039) 及び、石渡 明代表の同補助金基盤研究 (C) (No.10640462) を充てた。

文 献

Arai, S., 1980, Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory

- residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *Jour. Petrol.*, 21, 141-165.
- Arai, S., 1994, Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, 113, 191-204.
- 荒井章司, 1995, 海洋リソスフェアとオフィオライト; 類似点と相異点. *地学雑*, 104, 361-380.
- Arai, S. and Yurimoto, H., 1994, Podiform chromitites from the Tami-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Econ. Geol.*, 89, 1279-1288.
- Aumento, F., Melson, W. G., Hall, J. M., Bougault, H., Dmitriev, L., Fisher, J. F., Flower, M., Howe, R. C., Hyndman, R. D., Miles, G. A., Robinson, P. T. and Wright, T. L., 1977, Site 334. *Init. Rep. DSDP*, 37, 239-287.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981, *Basaltic Volcanism in the Terrestrial Planets*. Pergamon Press, New York, 1286p.
- Batanova, V. G. and Astrakhantsev, O. V., 1994, Island-arc mafic-ultramafic plutonic complexes of North Kamchatka. In Ishiwatari, A. et al., eds., *Circum-Pacific Ophiolites*, VSP Publ., The Netherlands, 129-143.
- Beard, J. S., 1986, Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and andesite genesis. *Geology*, 14, 848-851.
- Belyi, V. F. and Akinin, V. V., 1985, Geologic structure and ophiolites in Elistratova peninsula. USSR Academy of Sciences, North-East Science Center (Magadan), 57p. (Vol.1) and 64p. (Vol.2). (in Russian)
- Bence, A. E. and Albee, A. L., 1968, Empirical correction factors of the electron microanalysis of silicates and oxides. *Jour. Geol.*, 76, 382-403.
- Cande, S. C., Leslie, R. B., Parra, J. C. and Hobart, M., 1987, Interaction between the Chile ridge and Chile trench: geophysical and geothermal evidence. *Jour. Geophys. Res.*, 92, 495-520.
- Clarke, D. B. and Loubat, H., 1977, Mineral analyses from the peridotite-gabbro-basalt complex at Site 334, DSDP Leg 37. *Init. Rep. DSDP*, 37, 847-855.
- Dick, H. J. B., 1977, Partial melting in the Josephine peridotite I, the effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry. *Am. Jour. Sci.*, 277, 801-832.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
- Dixon, T. H. and Batiza, R., 1979, Petrology and chemistry of recent lavas in the northern Marianas: implications for the origin of island arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 167-181.
- Elthon, D., 1987, Petrology of gabbroic Rocks from the Mid-Cayman Rise spreading center. *Jour. Geophys. Res.*, 92, 658-682.
- Elthon, D., Stewart, M. and Ross, K., 1992, Compositional trends of minerals in oceanic cumulates. *Jour. Geophys. Res.*, 97, 15189-15199.
- 藤井敏嗣・荒牧重雄・福岡孝昭・千葉達朗, 1984, 三宅島 1983 年噴火噴出物の岩石学的特徴. *火山* 第 2 集, 29, S266-S282.
- Fujita, K. and Newberry, J. T., 1982, Tectonic evolution of northeastern Siberia and adjacent regions. *Tectonophysics*, 89, 337-357.
- Hawkins, J. W. Jr., 1995, The geology of the Lau basin. In Taylor, B., ed., *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*, Plenum Press, New York, 63-138.
- Hebert, R., Constantin, M. and Robinson, P. T., 1991, Primary mineralogy of leg 118 gabbroic rocks and their place in the spectrum of oceanic mafic igneous rocks. *Proc. ODP, Sci. Res.*, 118, 3-20.
- Hodges, F. N. and Papike, J. J., 1976, DSDP site 334: magmatic cumulates from oceanic layer 3. *Jour. Geophys. Res.*, 81, 4135-4151.
- 堀内達郎, 1985, 愛媛県領家帯に産する梶島斑れい岩体の岩石学的研究. *岩鉱*, 80, 104-112.
- Ikeda, Y., Katsui, Y., Nakagawa, M., Kawaguchi, S., Watanabe, T., Fujibayashi, N., Shibata, T. and Kagami, H., 1990, Petrology of

- the 1988-89 essential ejecta and associated glassy rocks of Tokachi-dake volcano in central Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2*, 35, 147-162.
- 石渡 明, 1978, 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. 地球科学, 32, 301-310.
- Ishiwatari, A., 1985. Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 155-167.
- 石渡 明, 1986, 夜久野オフィオライトの地史に関する試論. *MAGMA*, 78, 1-8.
- 石渡 明, 1989, 日本のオフィオライト. 地学雑, 98, 104-117.
- Ishiwatari, A., 1994. Circum-Pacific Phanerozoic multiple ophiolite belts. In Ishiwatari, A. et al., eds. *Circum-Pacific Ophiolites*, VSP Publ., The Netherlands, 7-28.
- 石渡 明, 1996, ロシア極東タイガノス半島のオフィオライト. 総合研究 (A) 付加体形成における緑色岩の意義 (代表: 宮下純夫), 研究報告, 1, 143-149.
- 石渡 明・宮下純夫・齋藤大地・辻森 樹, 1998a, ロシア極東タイガノス半島の付加体とオフィオライト. 地質雑, 104, I-II.
- 石渡 明・齋藤大地・辻森 樹・宮下純夫・Sokolov, S. D., 1998b, ロシア極東タイガノス半島エリストラートバ・オフィオライトの地質: 海洋底マントルに貫入する島弧オフィオライト. 地惑関連学会 1998 年合同大会演旨, 223.
- Karsten, J. L., Klein, E. M. and Sherman, S. B., 1996. Subduction zone geochemical characteristics in ocean-ridge basalts from the southern Chile ridge: implications of modern ridge subduction systems for the Archean. *Lithos*, 37, 143-161.
- 加藤孝幸・中川 充, 1986, 神居古湊構造帯超苦鉄質岩類の由来. 地函研専報, no. 31, 119-135.
- Khudoley, A. K. and Sokolov, S. D., 1998. Structural evolution of the northeast Asian continental margin: an example from the western Koryak fold and thrust belt (northeast Russia). *Geol. Mag.*, 135, 311-330.
- Klein, E. M. and Karsten, J. L., 1995. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile ridge. *Nature*, 374, 52-57.
- Kurokawa, K., 1985. Petrology of the Oyama ophiolitic complex in the inner zone of southwest Japan. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E*, no. 6, 37-113.
- Lavrova, L. D., 1982. Genesis of ultramafic rocks of the Maynits tectonic zone, Koryak Mountains. *Dokl. Acad. Nauk SSSR*, 253, 173-176.
- Lindsley-Griffin, N., 1977. The Trinity ophiolite, Klamath Mountains, California. In Coleman, R. G. and Irwin, W. P., eds., *North American Ophiolites*, Oregon State Dep. Geol. Min. Indst. Bull., 95, 107-120.
- Luchitskaya, M. V., 1996. Plagiogranites of the Kuyul ophiolite massif (Northeastern Kamchatka, Koryak Upland). *Ophioliti*, 21, 131-163.
- 丸山茂徳・寺林 優・藤岡換太郎, 1989, 総説 オフィオライトの起源とエンブレイスメント. 地学雑, 98, 133-163.
- Melcher, F., Grün, W., Simon, G., Thälhammer, T. V. and Stumpel, E. F., 1997. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Jour. Petrol.*, 38, 1419-1458.
- Miyashiro, A., 1973. The Troodos complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 218-224.
- Miyashita, S., 1981. Ophiolite succession and metamorphism of the Western zone of the Hidaka metamorphic belt. In Hara, I., ed., *Tectonics of Paired Metamorphic Belts*, Tanishi Print, Hiroshima, 25-30.
- 小木曾勝弥, 1984, 長野県飯田市三穂地域の塩基性岩類 (I). 岩鉱, 79, 187-199.
- Ozawa, K., Meyer, P. S. and Bloomer, S. H., 1991. Mineralogy and textures of iron-titanium oxide gabbros and associated olivine gabbros from Hole 735B. *Proc. ODP, Sci. Res.*, 118, 41-63.
- Palandzhjan, S. A., 1986. Ophiolite belts in the Koryak upland, Northeast Asia. *Tectonophysics*, 127, 341-360.
- Parfenov, L. M., Natapov, L. M., Sokolov, S. D. and Tsukanov, N. V., 1993. Terranes and accretionary tectonics of Northeastern Asia. *Geotectonics*, 27, 62-72.
- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J., eds., *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiba, 230-249.
- Peskov, Y. G., 1984. Arch-Formation and rifting in Northeast Asia. *Geotectonics*, 18, 151-158.
- Pinus, G. V., Agafonov, L. V. and Velinsky, V. V., 1970. Eclogite-like rocks of the Anadyr-Koryak folded system. *Pacific Geology*, 2, 81-91.
- Ross, K. and Elthon, D., 1993. Cumulates from strongly depleted mid-ocean-ridge basalt. *Nature*, 365, 826-829.
- Ross, K. and Elthon, D., 1997. Cumulus and postcumulus crystallization in the oceanic crust: major- and trace-element geochemistry of Leg 153 gabbroic rocks. *Proc. ODP, Sci. Res.*, 153, 333-350.
- 齋藤大地・石渡 明・Sokolov, S. D., 1997, ロシア極東, タイガノス半島のオフィオライト岩類の岩石学的多様性. 地質学会第104 年大会演旨, 217.
- 齋藤大地・石渡 明・辻森 樹・宮下純夫・Sokolov, S. D., 1998, ロシア極東タイガノス半島, エリストラートバ・オフィオライトの岩石学: 肥沃なマントルかんらん岩に貫入した島弧オフィオライト. 地惑関連学会 1998 年合同大会演旨, 225.
- 白木敬一・黒田 直, 1997, 無人岩再訪. 地学雑, 86, 174-190.
- Shilo, N. A., Kaminskiy, F. V., Palandzhjan, S. A., Tillman, S. M., Tkachenko, L. A., Lavrova, L. D. and Shepeleva, K. A., 1981. First diamond finds in alpine-type ultramafic rocks of the northeastern USSR. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 241, 179-182.
- Snoke, A. W., Quick, J. E. and Bowman, H. R., 1981. Bear Mountain igneous complex, Klamath Mountains, California: an ultrabasic to silicic calc-alkaline suite. *Jour. Petrol.*, 22, 501-552.
- Sokolov, S. D., 1992. Palinspastic reconstructions and accretional models for Northeastern Russia (Discussion). *Geotectonics*, 26, 253-257.
- Sokolov, S. D., Peyve, A. A., Krylov, K. A., Prigoryev, V. N., Batanova, V. G., Golozubov, V. V., Luchitskaya, M. V. and Aleksyutin, M. V., 1996. Elements of material and structural regularity in serpentinite melange. *Geotectonika*, 1, 47-62. (in Russian with English abstract).
- 曾屋 徹典・宇都浩三・牧本 博・鎌田浩毅・奥村公男・須藤 茂, 1984, 三宅島火山 1983 年噴出物の化学組成及び鉱物組成. 火山 第 2 集, 29, S283-S296.
- Stavsky, A. P., Chekhovich, V. D., Kononov, M. V. and Zonenshan, L. P., 1990. Plate tectonics and palinspastic reconstruction of the Anadyr-Koryak region, Northeast USSR. *Tectonics*, 9, 81-101.
- Stern, R. J., 1979. On the origin of andesite in the northern Mariana island arc: implications from Agrigan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 207-219.
- 田結庄良昭, 1987, 近畿地方領家帯の神野山はんれい岩体. 岩鉱, 82, 401-410.
- 高橋俊郎・周藤賢治, 1997, 蛍光 X 線分析装置 RIX3000 による, 珪酸塩岩石中の主成分元素および微量元素の定量分析. 理学電機ジャーナル, 28, 25-37.
- Tanaka, H., Huang, C-H., Nakamura, Y., Kurokawa, E. and Nobusaka, M., 1987. Petrology of an epizonal gabbroic suite: the Batow pluton, Yamizo mountains, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 82, 419-432.
- Tanaka, H., Kepezhinskas, P. K., Miyashita, S. and Reuber, I., 1994. Early arc plutonic rocks in the Olyutor Range, Northern Kamchatka, Russia. In Coleman, R. G., ed., *Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean*, VSP Publ., The Netherlands, 119-132.
- Tiezzi, L. J. and Scott, R. B., 1980. Crystal fractionation in a cumulate gabbro, Mid-Atlantic Ridge, 26°N. *Jour. Geophys. Res.*, 85, 5438-5454.
- Tillman, S. M. and Bogdanov, N. A., 1992. Tectonic Map of the Northeast Asia (Scale 1:5,000,000) and explanatory text. Russian Academy of Sciences, Moscow.
- 辻森 樹・齋藤大地・石渡 明・宮下純夫・Sokolov, S. D., 1998,

- ロシア極東エリストラートバオフィオライト、クロミタイト中の含水鉱物包有物を含む組成累帯クロムスピネル。地惑関連学会 1998 年合同大会演旨, 226.
- Tsujimori, T., Saito, D., Ishiwatari, A., Miyashita, S. and Sokolov, S. D., 1998, Electron microprobe element image of zoned chromian spinel with hydrous mineral inclusions in a chromitite from Elistratova ophiolite, Far East Russia. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, 43, 1-11.
- Umino, S. and Kushiro, I., 1989, Experimental studies on boninite petrogenesis. In Crawford, A., ed., *Boninites and Related Rocks*. Unwyn Hyman, London, 89-111.
- Wada, K., 1981, Contrasted petrological relations between tholeiitic and calc-alkalic series from Funagata volcano, northeast Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 76, 215-232.
- 安井真也・富樫茂子・下村泰裕・坂本晋介・宮地直道・遠藤邦彦, 1998, 富士火山・1707 年降下火砕堆積物中の斑れい岩質岩片の岩石学的性質とその起源. *火山*, 43, 43-59.
- Zhou, M., Robinson, P. T., and Bari, W., 1994, Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineral. Deposita*, 29, 98-101.

(要旨)

齋藤大地・石渡 明・辻森 樹・宮下純夫・Sergey D. Sokolov, 1999, ロシア極東, タイガノス半島のエリストラートバ・オフィオライト: 海洋底マントルに貫入する島弧オフィオライト, 地質学論集, 第 52 号, 303-316. (Saito, D., Ishiwatari, A., Tsujimori, T., Miyashita, S. and Sokolov, S. D., 1999, Elistratova ophiolite in Taigonos peninsula, Far-East Russia: An island arc ophiolite intruding into oceanic mantle. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 52, 303-316.)

ロシア極東, タイガノス半島に位置するエリストラートバ・オフィオライトは, 島弧的オフィオライトが, 海洋底的なかんらん岩に貫入するという特異な産状を呈している。壁岩をなしているかんらん岩は若干の単斜輝石を含む肥沃なハルツバージャイト (スピネル Cr# = 40) であるのに対して, エリストラートバ・オフィオライトのマントルであるハルツバージャイトはかなり潤濁している (スピネル Cr# = 60)。超苦鉄質沈積岩はレールゾライト, かんらん石ウェブスタライトを主とし, 斑れい岩部は, かんらん石ガプロノーライト, ガプロノーライト, 角閃石ガプロノーライトで構成されている。これら沈積岩中の斜長石は An 成分に極めて富み, 共存するマフィック鉱物は鉄に富み, 島弧ソレアイト的である。また岩脈も, K_2O , TiO_2 に乏しく島弧的である。エリストラートバ・オフィオライトは, 海洋底から島弧へのテクトニックセッティングの変遷を示唆している。