

京都府丹後半島, 中新統八鹿累層のピクライト質玄武岩

Picritic basalt from the Miocene Yoka Formation in the Tango Peninsula, Kyoto Prefecture, south-western Japan

石渡 明* 今坂美絵*

Akira Ishiwatari and Mie Imasaka

2002年4月1日受付.
 2002年7月29日受理.

* 金沢大学理学部地球学科
 Department of Earth Sciences, Faculty of Science,
 Kanazawa University, Kanazawa 920-1192, Japan

Abstract

The Yoka Formation in the central part of the Tango Peninsula consists of early Miocene lavas and pyroclastic rocks of basaltic and andesitic composition, which extruded during the Japan Sea opening. These volcanic rocks are grouped into five types on the basis of phenocryst assemblages; Type 1 is olivine (Ol)-clinopyroxene (Cpx)-plagioclase (Pl), Type 2 is Ol-orthopyroxene (Opx)-Pl, Type 3 is Ol-Pl, Type 4 is only Pl (large phenocrysts), and Type 5 is Cpx-Opx-Pl±Ol. The bulk-rock FeO^*/MgO (* total iron as FeO) increases from Type 1 to Type 4 with almost constant SiO_2 , indicating a tholeiitic fractionation trend, although Type 5 shows relatively high SiO_2 . All these rocks are characterized by enrichment of large ion lithophile elements (LILEs) and light rare earth elements (LREEs), high Zr and Zr/Y, and depletion of Nb, indicating continental island-arc basalt signature. The newly found picritic basalt is classified into Type 1, and has more MgO (12 wt.%), Ni (300 ppm) and Cr (1100 ppm) than other Type 1 basalts. It is depleted in HFSEs but is slightly enriched in LILEs compared to other Type 1 basalts, although they are chemically very close (e.g. equal in SiO_2). It also shows the same mineral chemistry as other Type 1 basalts except for its chromian spinel, which shows distinctly higher $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ (0.64-0.84) than that of other Type 1 basalts (0.49-0.59). These facts suggest that the picritic basalt was formed through a higher degree of partial melting under slightly hydrous condition from almost the same source mantle as for other Type 1 basalts. A closely resembling picrite has been reported from the Okinawa Trough area, where active back-arc rifting is taking place, suggesting upheaval of the high-temperature mantle in the early stage of the Japan Sea opening.

Key words : picritic basalt, chromian spinel, Green Tuff, tholeiite, melting degree of mantle, Japan Sea opening

はじめに

西南日本の近畿地方北部, 鳥取県東部から京都府にかけての日本海沿岸には北但層群と呼ばれる中新世火山岩類が広く分布し, 前期中新世には玄武岩・安山岩類, 中期-後期中新世には安山岩・流紋岩類の活動が認められる(例えば, 池辺ほか, 1965, 弘原海ほか, 1966). 日本海海底から採取された火山岩の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代は19-21 Maに集中しており(Kaneoka et al., 1992), またK-Ar年代と古地磁気データから西南日本の回転は14-16 Maに起きたとされている(Otofuji, 1996)ことから, 中新世に噴出した北但層群下部火山岩類(古山ほか, 1997によると約18-21 Ma)の岩石学的研究は, 日本海拡大のテクトニクスと西南日本の火成活動との関連を考える上で重要である.

北但層群の下部を占める八鹿累層は, 前期中新世の玄武岩・安山岩類によって構成される. おもに兵庫県北部浜坂・八鹿地域と京都府北部丹後半島に分布し, 分布域は隔離しているが, 岩質・構造の地域差は少ない(弘原海ほか, 1966). これら玄武岩・安山岩類の岩石学的研究は最近ほとんど行われていなかったため, 我々は八鹿累層の北東端にあたる丹後半島の玄武岩・安山岩について研究した(Fig. 1). その結果, これまで報告されていなかった特異なピクライト質玄武岩を発見したので, 丹後半島の八鹿累層全体の記載岩石学的, 全岩・鉱物化学的特徴と合わせて報告し, それらの成因を議論する.

なお, 「ピクライト」は一般に50 vol.%以上のかんらん石を含む塩基性火山岩を言うが, 最近のIUGSによる高Mg火山岩の分類案(Le Bas, 2000)では, 鉱物モード組成や組織に

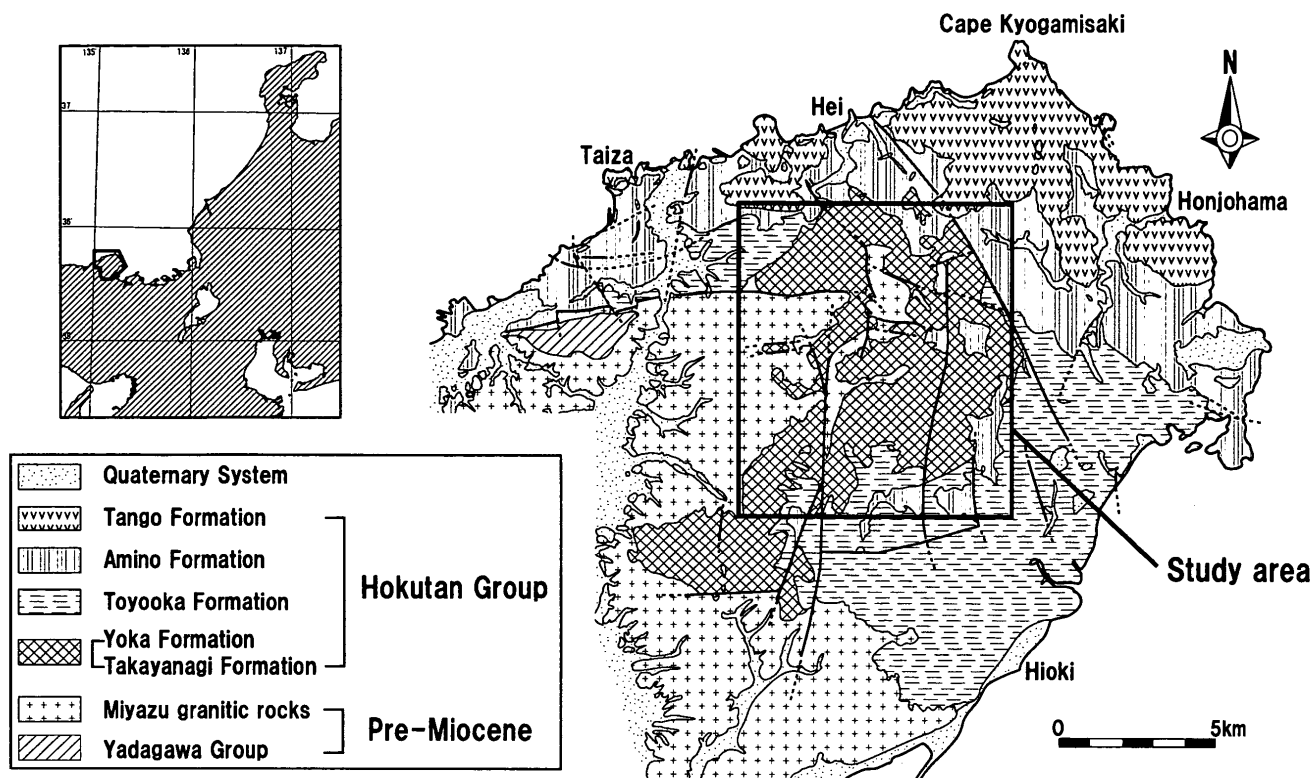


Fig. 1. Geological map of the Tango Peninsula (after Ikebe et al., 1965).

関係なく、 $\text{SiO}_2 < 52 \text{ wt.}\%$, $\text{MgO} > 12 \text{ wt.}\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 3 \text{ wt.}\%$ のものはピクライト、 $\text{MgO} > 18 \text{ wt.}\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 2 \text{ wt.}\%$ のものはコマチアイト ($\text{TiO}_2 < 1 \text{ wt.}\%$) ないしメイメチャイト ($\text{TiO}_2 > 1 \text{ wt.}\%$) と呼ぶことにした。しかし、この案については異論があり (Kerr and Arndt, 2001), 本地域のかんらん石 20 vol.%, 全岩 $\text{MgO} = 12 \text{ wt.}\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.5 \text{ wt.}\%$ の岩石は「ピクライト質玄武岩」と呼ぶことにする。

従来の研究

鳥取県東部から京都府にかけての日本海沿岸に露出する新第三系北但層群の火山岩類はいわゆる中新世グリーンタフであり、その下部 (養父亜層群) は下位から高柳累層と八鹿累層に区分され、その上部 (城崎亜層群) は下位から豊岡累層、村岡累層 (丹後地域では網野累層)、丹後累層に区分される (弘原海・松本, 1958; 池辺ほか, 1965; 弘原海ほか, 1966)。池辺ほか (1965) は丹後半島中央部の八鹿累層火山岩類を特に弥栄火山岩層と名づけ、その玄武岩・安山岩類を詳細に記載した。彼らはそれらの火山岩類を記載岩石学的性質によって4つに区分し、それぞれA型 (斜長石・単斜輝石・かんらん石斑晶を含む玄武岩。暗黒色緻密で多くは無斑晶質)、AB型 (斜長石・単斜輝石・斜方輝石斑晶をもつ安山岩。微斑晶が多い)、B型 (1-2 cm の斜長石巨斑晶を持つ安山岩)、C型 (単斜輝石・斜方輝石・斜長石斑晶をもつ安山岩。0.5 mm 位の輝石斑晶が特徴) と名づけた。それらの層序については、A型が最下部を占め、AB・B型がA型と相前後しながら中部層準に見られ、C型がA~B型の上部に明瞭な境界をもって重なりと述べており、鉱物組合せや全岩主要元素組成から

それらがソレライト質であることも示している。

山内・吉谷 (1992) は山陰地方から北陸地方の日本海およびその沿岸域に分布する中新統について層序・岩相・構造・堆積環境などを比較検討し、その結果から堆積盆地の発展過程と構造運動について論じており、永見・山内 (1989) が丹後半島南西部の北但層群について、山元・星住 (1988) が丹後半島先端部の網野累層・丹後累層について詳細な層序を示している。丹後半島に分布する八鹿累層の年代については古山ほか (1997) がまとめており、17.8-20.9 Ma の K-Ar 年代を示している。また、最近 Terakado et al. (1997) は北但層群上部を含む西南日本の岩石について Nd・Sr 同位体組成を研究したが、上述の池辺ほか (1965) による記載以後、北但層群下部の八鹿累層火山岩についての岩石学的研究は公表されていない。

調査地域の地質

調査地域は京都府北部の竹野郡丹後町、竹野郡弥栄町、与謝郡伊根町にわたる東西約 6 km、南北約 10 km の地域であり (Fig. 1), 国土地理院の 1:25,000 地形図では「丹後平」と「日置」に含まれる。調査地域の中央を南から北へ宇川が流れ、東部の太鼓山 (標高 683 m)、西部の金剛童子山 (613 m) を高峰とする標高 300~600 m の山地である。調査ルートと岩石採集地点および岩石タイプを Fig. 2 に示す。

本地域の北但層群は、白亜紀後期の矢田川層群の酸性火山岩類や宮津花崗岩類を不整合に覆う (Fig. 1)。本研究が対象とする八鹿累層は、おもに玄武岩・安山岩の溶岩、凝灰角礫岩や凝灰岩などからなり、層厚は兵庫県浜坂周辺 (諸寄火山

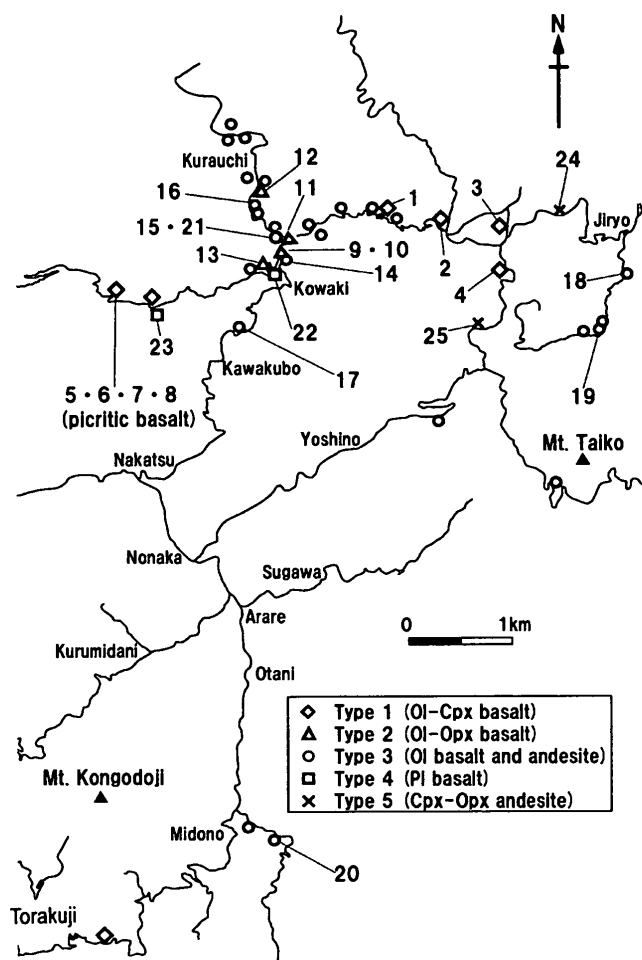


Fig. 2. Route map of the study area in the central Tango Peninsula indicating sampling points and types of phenocryst assemblages of the Yoka Group volcanic rocks. Sample numbers correspond to those in Tables 1 to 3.

岩層)・兵庫県八鹿(椿色火山岩層)・京都府丹後半島中央部(弥栄火山岩層)の各地で350~600mである(弘原海ほか, 1966)。基盤を不整合に覆う露頭が確認されるほか、一部地域では北但層群の基底礫層である高柳累層(丹後半島では等楽寺礫岩層と呼ばれる。等楽寺は調査地域の南西端)を整合に覆っている。上位の豊岡累層とは不整合関係にあり、その堆積前はかなり浸食を受けた(弘原海ほか, 1966)。

丹後半島では八鹿累層の上位に豊岡累層、網野累層、丹後累層の3層(城崎亜層群)が存在する。豊岡累層には非常に厚い礫岩層が発達しており、上部では次第に細粒となって砂岩・泥岩層に移化する。この時期の火山岩は流紋岩質である。網野累層はおもに流紋岩・安山岩質の火山岩類よりなり、一部に礫岩などの堆積岩も発達している。丹後累層は多様な安山岩類からなる。本地域周辺では、これらの地層は北傾斜であり、半島の中央部から北海岸に向かって、基盤岩から順に上位の地層が露出する。

八鹿累層火山岩類の主体は溶岩よりなり、それらはすべて玄武岩~安山岩で主に暗灰色~黒色を呈するが、露頭全体が

Table 1. Modal compositions (vol.%) of representative basalts and andesites from the Yoka Formation in the Tango Peninsula.

Sample No.	1	2	6	7	9	12	15	21	22	24	25
Type	1	1	1	1	2	3	3	3	4	5	5
Sample Name	990919	000823	010809	010809	990729	990730	990729	990920	991120	000824	000824
Rock	basalt	basalt	picritic basalt	picritic basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	andesite	andesite
Phenocryst											
Ol	1.7	4.8	21.0	22.3	4.1	3.6	4.2	5.5	-	-	1.1
Cpx	3.6	7.1	14.3	13.0	-	(3.1)	(5.7)	(9.1)	-	2.7	0.8
Opx	-	-	-	-	2.2	2.0	-	-	-	2.4	0.3
Pl	3.7	41.0	4.3	2.1	15.5	22.8	7.2	6.4	14.8	22.9	21.8
Fe-Ti oxide	-	2.0	-	-	-	2.8	1.5	-	-	0.8	1.3
Groundmass	91.0	45.1	60.4	62.6	78.2	65.7	81.5	79.0	85.2	71.2	74.7
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, Opx: orthopyroxene, Pl: plagioclase, (): microphenocryst.

赤褐色に風化していることもあり、玉ねぎ状構造が見られる場合や、気泡に粘土鉱物が形成されている場合もある。塊状溶岩がほとんどだが、川久保では枕状溶岩も確認でき、小規模な放射状の節理が見られる。また斜長石の巨斑晶(1~2cm)を多量に含む玄武岩溶岩の露頭が小脇西方の峠近くにあり、これに似た転石は宇川の河原で数多く見られる。調査地域の西部および中央部の川久保、野中、吉野、^{あられ}、須川一帯には基盤の宮津花崗岩が露出し、小脇北方の発電所東方1km付近には、玄武岩溶岩が基盤の花崗岩を西傾斜で不整合に覆う露頭がいくつか存在する。これらの露頭では高柳累層は欠如するが、太鼓山北西2km付近や等楽寺周辺では同層の花崗岩質砂岩・礫岩が見られる。

溶岩の間に挟まれる火砕岩類のうち、最も多いのは凝灰角礫岩で、礫の大きさは数cm~50cm、礫種はおもに同質の玄武岩~安山岩である。基質も粗粒であり、風化によって赤褐色をしているものが多い。火山礫凝灰岩は白色~淡緑色を呈しており、約2cm大の黒色の礫を含むこともある。デイサイト質の白色粗粒凝灰岩もあり、その一部に1~2mの間で上方細粒化が見られる。

今回発見したピクライト質玄武岩は、小脇から西へ向う林道の峠の切り通しに、道の両側約30mにわたり露出する。周囲の地層との境界は未確認だが、他の溶岩露頭との類似、細粒な組織から八鹿累層中の1枚の溶岩と考えられる。玉ねぎ状風化が激しく、新鮮なかんらん石は大きな玉ねぎの中心部にのみ残存する。

岩石記載

採取したすべてのサンプル(溶岩もしくは凝灰角礫岩の礫)は玄武岩~安山岩であり、斑晶鉱物組合せの違いによって次のType 1からType 5に分類することができる。モード組成の測定結果をTable 1に示す。

Type 1 かんらん石-単斜輝石玄武岩 斑晶はおもにかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる。有色鉱物の斑晶は少なく、10vol.%程度である。かんらん石斑晶(0.5~2mm)は自形~半自形であり、ほとんどが粘土鉱物に置き換えられ仮像となっているが、一部では新鮮なかんらん石斑晶も見られ(例えばNo. 3, 本地域北東部寺領西方の碓高原牧場付近)、クロムスピネル(約0.01mm)が包有される場合もある。単斜輝石斑晶(0.3~1mm, 最大3mm)は新鮮で自形~他形を呈し、集合斑晶や顕著な累帯構造・砂時計構造をもつものも見

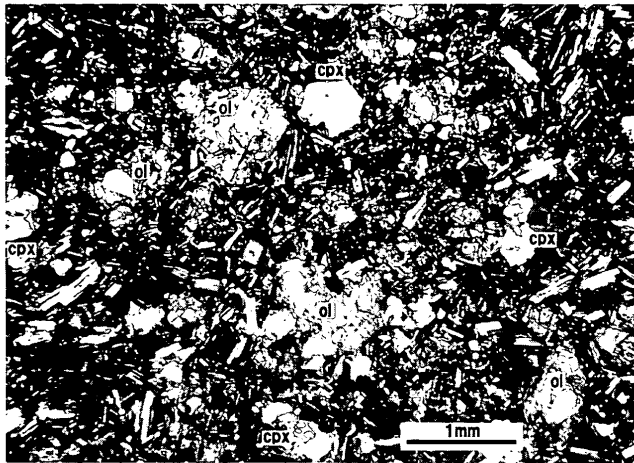


Fig. 3. Thin-section photomicrograph of a picritic basalt newly found in this study.

られる。斜長石斑晶(～2mm)は自形でほとんどが変質もなく清澄である。石基は比較的粗粒で、多量の斜長石(約0.5mm)と少量の単斜輝石、Fe-Ti 酸化物よりなるインターサタル組織を呈する。

ピクライト質玄武岩は、その斑晶鉱物組み合わせから Type 1 に分類される。ピクライト質玄武岩のモード組成は、かんらん石斑晶が約 20 vol.%, 単斜輝石斑晶が約 15 vol.%, 斜長石斑晶が約 5 vol.% で、残りの約 60 vol.% を石基が占める。しかし肉眼でかんらん石・単斜輝石斑晶を確認するのは難しく、一見無斑晶の火山岩に見える。かんらん石斑晶(0.5～1mm, 最大 2mm)は自形～半自形であり、周囲は変質しているが内部は新鮮なかんらん石が多数存在し(Fig. 3), またかなりの数のクロムスピネルを包有している。かんらん石のキンクバンドや波動消光はまれで、流体包有物は確認できなかった。単斜輝石斑晶(0.5～1mm)は自形～半自形で変質は少なく、かんらん石斑晶を核に集合斑晶を形成することがある。斜長石斑晶(0.5～1mm)は自形で新鮮である。石基は比較的粗粒で、単斜輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物を含むインターサタル組織を呈する。

Type 2 かんらん石-斜方輝石玄武岩 斑晶はおもにかんらん石、斜方輝石、斜長石からなるが、かんらん石と斜方輝石は比較的少なく、石基が 65～80 vol.% を占める。かんらん石斑晶(～0.5mm)は自形～半自形結晶ですべて仮像である。かんらん石斑晶中にクロムスピネルは見られない。斜方輝石斑晶(0.5～1.5mm, 最大 4mm)には、短柱状で周囲が変質していないもの、長柱状で周囲が変質したもの、ポイキリティックに斜長石を包有するものの 3通りが存在する。周囲が変質したものの中には単斜輝石の反応縁をもつ場合がある。まれに斜方輝石の集合斑晶も見られる。斜長石斑晶(0.5～3.0mm)は自形～半自形で変質はしていないが、周囲から融食されているものが多い。石基は細粒で、単斜輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物からなるインターサタル～インターグラニューラー組織を呈する。

Type 3 かんらん石玄武岩・安山岩 斑晶はおもにかんらん

石、斜長石からなる。石基のモードは約 80 vol.% である。かんらん石斑晶(0.3～1.5mm)はすべて仮像で自形～半自形を呈する。斜長石斑晶(0.5～2mm)は自形～半自形結晶で、多少の変質が見られる。石基は単斜輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物を含むが、サンプルごとにガラスの量が大きく異なりハイアロオフィティック～インターグラニューラー組織を呈する。

Type 4 斜長石玄武岩 斑晶は斜長石のみである。Type 1, Type 2, Type 3, Type 5 は野外ではほとんど区別できないが、Type 4 は肉眼で斜長石の巨斑晶が確認できるため容易に識別できる。露頭としては小脇西方の峠付近の 1 地点で確認されたが、宇川の河原にかなりの数の転石が認められる。モード組成は斜長石斑晶が約 15 vol.% で、残りは石基である。斜長石斑晶(0.2～1cm)には融食・破碎が見られる。石基は細粒の単斜輝石と斜長石を含むインターサタル組織を呈する。

Type 5 単斜輝石-斜方輝石安山岩 斑晶はおもに単斜輝石、斜方輝石、斜長石からなり、かんらん石を含む場合もある。石基が 70 vol.% 以上を占め、斑晶は大部分が斜長石である。単斜輝石斑晶(0.5～2mm)は概ね新鮮で自形～他形を呈し、集合斑晶も見られる。斜方輝石斑晶(0.5～1.5mm)は短柱状で周囲が変質していないものと、長柱状で周囲が変質したものの 2通りが存在する。斜長石斑晶(0.5～2mm)は自形～半自形結晶であり、変質はほとんど見られない。一部に含まれるかんらん石斑晶(0.2～0.5mm)は自形～半自形であり、すべて仮像である。石基は細粒で、単斜輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物を含むインターサタル組織を呈する。

池辺ほか(1965)は丹後半島に産する八鹿累層火山岩類を A, AB, B, C 型に分類したが、斑晶鉱物組合せやその他の特徴から本研究での分類と対比すると、A 型が Type 1, AB 型が Type 2 と Type 3, B 型が Type 4, C 型が Type 5 に相当する。

全岩化学組成

主要元素(SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO*, MnO, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅)と一部の微量元素(Ni, Pb, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba)は XRF 法によって分析した。分析方法は石渡・大浜(1997)の記述と同様である。

また中性子放射化分析法により、希土類元素(REE: La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu)と他のいくつかの微量元素(Hf, Th, Cr)を分析した。試料の放射化は京都大学原子炉実験所で行った。金沢大学アイソトープ理工系実験施設でγ線測定を行った。分析方法は石渡・大浜(1997)の記述と同様である。

主要元素組成 丹後半島の八鹿累層玄武岩・安山岩 40 試料を分析し、酸化物重量%を合計 100%として再計算した値を FeO*/MgO-SiO₂ 図(Fig. 4)と SiO₂-K₂O 図(Fig. 5)にプロットした。代表的な 19 試料の分析値を Table 2 に示す。

縦軸に Na₂O+K₂O をとったアルカリシリカ図では、Type 1 は久野(1968)の低アルカリソレライト領域にプロットされるが、Type 2～Type 5 はほとんどが高アルカリソレライト領域にプロットされる。Type 3 や Type 4 の一部はアルカリ玄武岩領域に入るが、これらは FeO*/MgO が高い岩石

Table 2. Bulk-rock major and trace element chemistry of representative basalts and andesites from the Yoka Formation in the Tango Peninsula.

XRF: X-ray fluorescence analysis. INAA: instrumental neutron activation analysis.

Sample No.	1	2	3	5	8	10	12	13	14	15	16	17	18	19	20	22	23	24	25
Type	1	1	1	1	1	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	4	4	5	5
Sample Name	990919	000823	000824	991120	010809	990729	990730	991120	990729	990729	990730	991120	000824	000824	010810	991120	991120	000824	000824
Rock	basalt	basalt	basalt	picritic basalt	picritic basalt	basalt	basalt	basalt	andesite	basalt	andesite	andesite	basalt	basalt	andesite	basalt	basalt	andesite	andesite
XRF major elements (wt.%)																			
SiO ₂	51.81	51.44	51.29	50.19	49.10	49.37	50.33	52.21	52.38	51.41	52.75	54.08	51.97	52.01	53.05	50.99	50.46	55.27	57.28
TiO ₂	1.02	1.19	1.03	0.67	0.69	1.14	1.10	1.14	1.79	1.07	1.75	1.23	1.25	1.33	1.20	1.98	1.54	0.91	0.82
Al ₂ O ₃	17.63	17.67	16.91	13.83	13.66	17.72	17.19	17.86	17.15	18.46	16.88	18.05	18.32	16.75	18.25	18.82	18.38	18.83	18.25
FeO*	7.38	8.56	8.40	8.54	8.46	9.08	8.81	8.83	8.88	7.77	9.18	7.91	9.12	9.91	9.24	9.77	9.70	7.91	8.02
MnO	0.13	0.13	0.16	0.14	0.14	0.25	0.15	0.19	0.17	0.18	0.15	0.12	0.11	0.15	0.15	0.21	0.16	0.15	0.17
MgO	5.75	5.65	7.23	11.97	11.87	5.88	5.87	5.27	3.22	5.73	3.76	4.30	3.29	4.49	3.87	2.72	2.50	3.33	2.29
CaO	11.25	9.77	10.68	9.48	9.85	9.07	9.03	8.93	6.94	9.27	7.39	8.61	9.00	8.75	8.29	8.28	8.89	8.90	6.61
Na ₂ O	2.52	2.89	2.70	1.88	1.72	2.86	2.85	3.11	3.74	3.00	3.31	3.06	3.43	3.27	3.53	3.59	3.09	2.56	4.40
K ₂ O	0.43	0.56	0.37	0.63	0.42	0.73	0.99	1.07	1.95	0.94	1.85	1.17	0.71	0.86	1.15	1.47	1.48	0.91	1.06
P ₂ O ₅	0.13	0.15	0.11	0.14	0.14	0.23	0.23	0.24	0.41	0.22	0.41	0.29	0.18	0.20	0.25	0.47	0.34	0.18	0.23
total	98.05	98.01	98.88	97.47	96.05	96.33	96.55	98.85	96.63	98.05	97.43	98.82	97.38	97.72	98.98	98.30	96.54	98.95	99.13
FeO*/MgO	1.28	1.52	1.16	0.71	0.71	1.54	1.50	1.68	2.76	1.38	2.44	1.84	2.77	2.21	2.39	3.59	3.88	2.38	3.50
XRF trace elements (ppm)																			
Ni	27	14	50	323	286	62	64	66	24	78	27	56	7	17	15	34	43	7	5
Cu	29	24	47	60	69	62	43	53	70	48	83	71	29	47	38	108	88	14	8
Zn	79	85	76	79	75	86	87	90	111	83	110	83	80	83	97	116	87	90	82
Pb	11	2	3	10	14	10	9	9	17	2	12	13	8	11	12	16	12	1	3
Rb	7	5	11	12	8	8	32	34	72	27	72	44	15	17	37	53	26	23	32
Sr	462	435	431	355	373	492	480	479	443	528	462	457	555	456	503	521	464	381	609
Y	24	27	22	13	15	26	25	26	40	23	45	27	20	27	31	60	35	22	25
Zr	111	112	91	68	65	111	109	121	219	105	222	158	86	108	111	224	183	86	108
Nb	3	3	3	1	2	4	4	3	8	4	8	5	3	4	5	8	8	5	2
Co	37	37	45	43	43	42	44	43	42	40	45	37	38	40	39	44	43	38	34
V	256	262	255	243	229	251	252	247	323	258	334	246	274	324	271	339	282	235	112
Ba	178	190	203	177	206	272	300	214	472	168	459	347	225	250	309	418	372	278	293
INAA trace elements (ppm)																			
Cr	192	101	249	1135	1058	178	185	152	62	169	79	118	62	109	95	44	71	82	57
Th	2.19	1.95	1.43	2.06	1.92	3.45	3.39	3.18	6.04	3.70	6.31	4.58	1.85	2.24	3.48	6.43	5.26	2.36	2.15
La	9.9	8.3	5.5	8.6	8.2	14.7	14.5	13.4	26.02	12.1	27.39	19.6	18.1	11.3	18.6	33.3	21.6	11.6	14.2
Ce	24.4	23.8	16.6	21.3	25.4	34.6	36.7	33.0	59.28	29.8	57.62	46.3	25.2	34.9	34.1	70.0	53.1	26.0	28.7
Sm	2.76	3.12	2.30	2.24	2.80	4.54	3.98	8.69	6.72	3.58	7.70	4.42	2.97	3.74	4.75	7.42	5.18	2.83	3.63
Eu	1.25	1.08	0.84	0.97	0.84	0.82	1.34	1.38	1.60	1.02	1.92	1.62	1.23	1.37	1.44	2.60	1.81	1.01	1.27
Yb	1.98	2.34	1.99	1.46	1.91	2.10	2.14	2.26	3.19	1.67	1.88	2.34	1.82	2.39	3.08	3.84	2.83	2.42	2.12
Lu	0.32	0.38	0.34	0.17	0.21	0.33	0.43	0.31	0.52	0.26	0.61	0.37	0.36	0.40	0.39	0.61	0.44	0.35	0.38
Hf	2.38	2.68	1.82	1.95	1.20	3.36	2.82	2.90	6.10	3.39	5.21	4.19	2.97	3.07	2.89	5.87	4.72	2.19	2.77

で、分化して Na₂O+K₂O が増加したが SiO₂ はあまり増加しなかったためであり、全体として非アルカリ岩系列であると判断される。Type 1 のピクライト質玄武岩は総アルカリ含有量が最も低い。

MgO 含有量は Type 1, Type 2, Type 3, Type 4, Type 5 の順に減少傾向が見られるが、Type 4 と Type 5 はほとんど同程度である (Table 2)。FeO*/MgO 比は Type 1, Type 2, Type 3, Type 4 の順に増加するが、Type 5 は比較的高い SiO₂ 含有量を示す (Fig. 4)。ピクライト質玄武岩は、MgO 含有量が約 12 wt.% と高く、FeO*/MgO が 0.71 と非常に小さい。ピクライト質玄武岩を含む Type 1 玄武岩の大部分と Type 3 玄武岩の一部は、Fig. 4 でカルクアルカリ岩の領域に入るが、この図でカルクアルカリ・ソレイト両系列をはっきり区別できるのは FeO*/MgO > 2 の場合だけであり (Miyashiro, 1975)、本地域の FeO*/MgO > 2 の岩石はすべてソレイト領域に入る。この図から明らかなように、本地域の玄武岩・安山岩全体として、SiO₂ 含有量があまり変化せず FeO*/MgO 比が顕著に増加する典型的なソレイト系列の組成変化傾向が見られ、全体がソレイト系列に属すると判断される。TiO₂ 含有量に関しては Type 1, Type 2, Type 3, Type 5 では 1 wt.% 前後でほぼ一定しているが、ピクライト質玄武岩では 0.7 wt.% と低く、Type 4 玄武岩では 2.0 wt.% と高い (Table 2)。P₂O₅ も全体的に 0.1~0.3 wt.% であるが、Type 4 玄武岩では 0.5 wt.% に達する (Table 2)。

一方、Fig. 5 を見ると、全体的に低カリウムから高カリウムにかけての急激な K₂O 含有量の増加が見られる。Type 1 は低カリウムと中カリウムの境界付近に、Type 2, Type 5 は中カリウム領域に、Type 3 と Type 4 は中カリウムから高カリウム領域にプロットされる。K₂O が多い試料 (Table 2, Nos. 14, 16) は、FeO*/MgO が高く、TiO₂ や P₂O₅ も多く、SiO₂ があまり増加しないソレイト系列の分化作用の進行によって高カリウム領域に入ったものと考えられる。ピクライト質玄武岩は他の Type 1 玄武岩より未分化なのに、K₂O がほぼ同量なのは注目に値する。

Al₂O₃ 含有量は全 Type で 17~18 wt.% とほとんど変化しないが、Type 1 のピクライト質玄武岩では 14 wt.% 以下と低い値を示す。斜長石の巨斑晶が目立つ Type 4 はそれほど Al₂O₃ が多くなく、むしろ Type 3 の斑晶に富むものの中に 22 wt.% の Al₂O₃ を含むものがある。

微量元素組成 主要元素組成と同じく、丹後半島の八鹿累層玄武岩及び安山岩 40 試料の分析結果を Table 2 に示す。また、Zr-Zr/Y 図とスパイダーグラムおよび希土類元素パターンを Fig. 6 と Fig. 7 に示す。

まず固相濃集元素である Ni や Cr について見ると、当然ながら Type 1 のピクライト質玄武岩は極端に Ni (300 ppm) や Cr (1,100 ppm) の含有量が多く、それ以外の岩石では、MgO 含有量の減少とともに Type 1 から Type 5 まで順に減少傾向を示す (Ni で 60 ppm から 5 ppm まで、Cr で 250

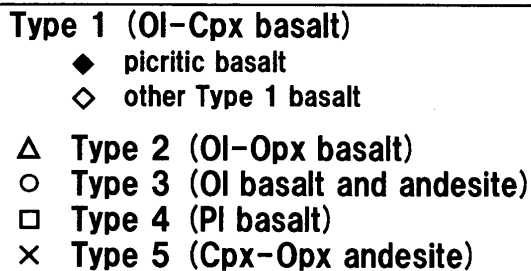
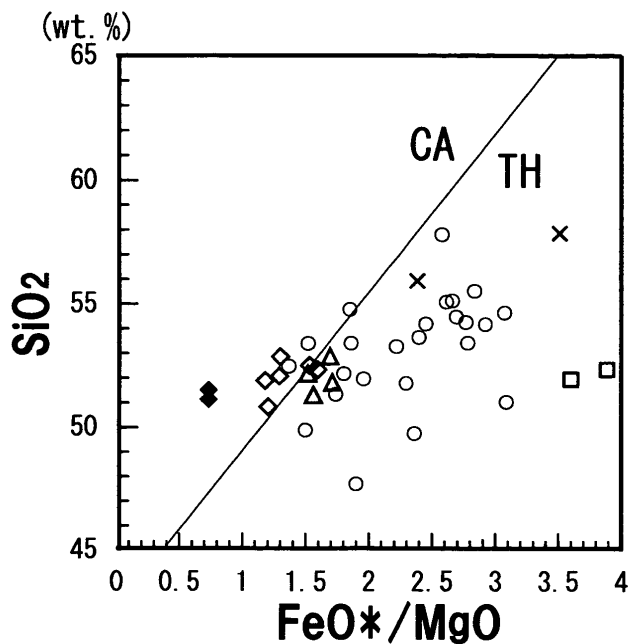


Fig. 4. Bulk-rock FeO*/MgO vs. SiO₂ diagram for the Yoka Group volcanic rocks in the Tango Peninsula.

A solid line shows the boundary between the fields of calc-alkaline series (CA) and tholeiitic series (TH) after Miyashiro (1975). The boundary is valid only in the range where FeO*/MgO > 2.

ppm から 50 ppm まで) (Table 2).

液相濃集元素のうち high field strength element (HFSE) に属する Zr は、ピクライト質玄武岩で 70 ppm 程度だが MgO の減少とともに増加し、Type 4 では 220 ppm に達する。Y もこれと同様な傾向を示す。Zr-Zr/Y 図 (Fig. 6) ではほとんどが大陸性島弧玄武岩 (CIAB) 領域にプロットされる。スパイダーグラム (Fig. 7a) では、全 Type で左上がりの large ion lithophile element (LILE) に富む傾向や HFSE に乏しい傾向を示し、顕著な Nb の負の異常と Pb の正の異常が見られる。これらの特徴は八鹿累層の玄武岩・安山岩が島弧的であることを示す。また Type 3 の変化範囲が大きいことを除けば、Type 1 で最も液相濃集元素が少なく、Type 2, Type 5 が中間的で、Type 4 が最も液相濃集元素に富む。Type 1 玄武岩とピクライト質玄武岩の液相濃集元素組成に見られる若干の違いについては後に議論する。

希土類元素パターン (Fig. 7b) は、全 Type で軽希土類元素 (LREE) に富むなめらかな左上がりの傾向を示す。Type 3 を除き、Type 1 が希土類に最も乏しく、Type 2, Type 5 が

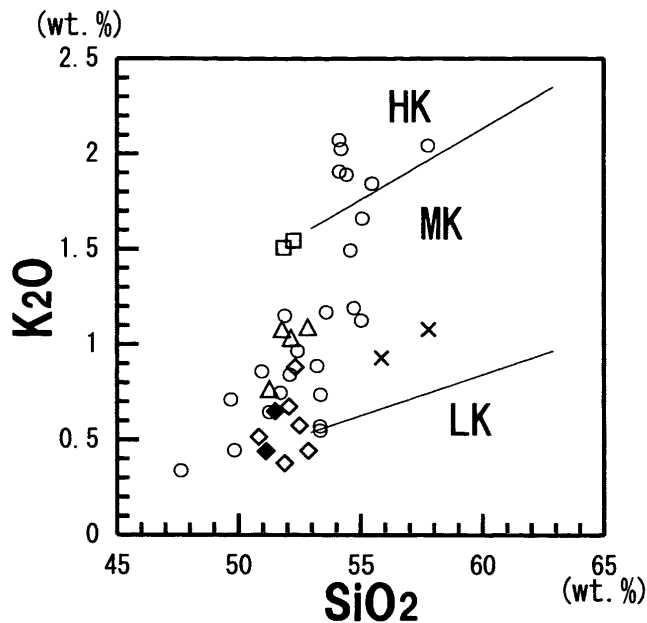


Fig. 5. SiO₂ vs. K₂O diagram for the studied volcanic rocks.

The fields of low-K series (LK), medium-K series (MK) and high-K series (HK) are after Gill (1981).

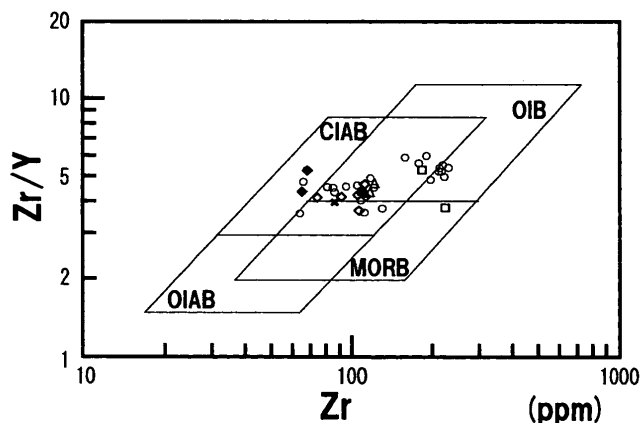


Fig. 6. Zr vs. Zr/Y diagram for the studied volcanic rocks.

The fields of continental island arc basalt (CIAB), oceanic island arc basalt (OIAB), oceanic island basalt (OIB) and mid-oceanic ridge basalt (MORB) are after Pearce (1983).

中間的、Type 4 が最も富む傾向を示すことは上のスパイダーグラムと同じである。Type 1 のピクライト質玄武岩は多少 Lu に乏しいものの、他の Type 1 玄武岩との間に大きな差は見られない。コンドライトで規格化した (La/Yb)_n 比は Type 1 で 1.8~4.6, Type 2 で 3.9~4.6, Type 3 で 2.9~13.6, Type 4 で 5.0~5.7, Type 5 で 3.2~4.4 である。Type 3 は主要・微量元素組成や希土類元素パターンの変化がとくに大きく、他とは成因の異なる岩石を含んでいる可能性がある。

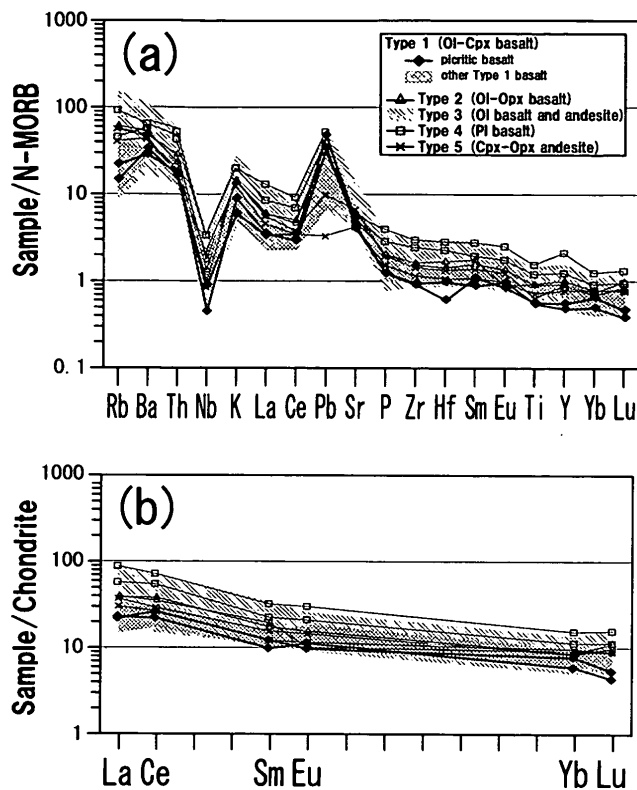


Fig. 7. (a) N-MORB-normalized trace-element patterns (Sun and McDonough, 1989) and (b) Leedy Chondrite-normalized REE patterns for the studied volcanic rocks.

Chondrite values are after Masuda et al. (1973).

鉱物化学組成

各斑晶鉱物（スピネル包有物を含む）の主要元素含有量を金沢大学理学部所有の SEM（走査型電子顕微鏡：AKASHI ALPHA-30A）-EDAX（エネルギー分散型 X 線分析装置：EDAX9100）システムを使用して分析した。SEM の測定条件は加速電圧 20 kV, 試料傾斜 30°, 試料距離 30 mm とし、100 秒間の測定を行った。組成既知の天然および合成鉱物を標準試料として用いた。鉱物化学組成の分析結果を Table 3 に示す。なお、スピネルの Fe の 2 価と 3 価は化学式に基づき計算で求めた。

かんらん石 ピクライト質玄武岩中のかんらん石コアの Fo % ($100 \cdot \text{Mg} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ 原子比) は 81~90 であり、最も Fo 値の高いものはマントルかんらん石の範囲に入る (Table 3, Fig. 8)。他の Type 1 玄武岩のかんらん石は Fo % = 82~87 程度であり、やや組成範囲が狭く Fo 値が低い。かんらん石斑晶はリムに向かって鉄に富む累帯構造をもつものが多く、コアとリムの Fo 値の差は、Type 1 玄武岩では 1~5 程度だが、ピクライト質玄武岩では 10 を越えるものがある。
クロムスピネル かんらん石斑晶中に包有されるクロムスピネルは、Cr# ($\text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$ 原子比) がピクライト質玄武岩で 0.64~0.84 と高く、早期に晶出した YFe^{3+} ($=\text{Fe}^{3+} / (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})$) < 0.20 のものについての Cr# の平均値は 0.73 で

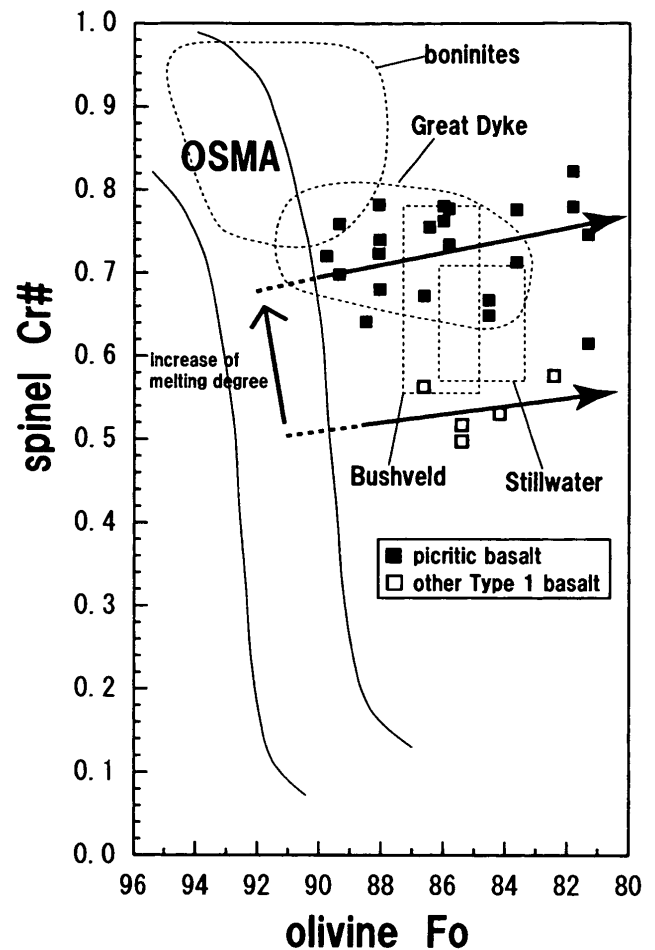


Fig. 8. Relations between the Fo content of olivine and Cr/(Cr+Al) atomic ratio (=Cr#) of chromian spinel inclusions in the Type 1 basalts.

OSMA (olivine-spinel mantle array) is after Arai (1994). Long arrows indicate fractional crystallization trends in each rock, and a short arrow represent chemical variation due to increase of melting degree in the mantle. References are as follows: Boninite: Sobolev and Danyushevsky (1994), Great Dyke: Wilson (1982), Bushveld: Cameron and Glover (1973), Stillwater; Jackson (1969).

ある。他の Type 1 玄武岩では 0.49~0.59 であり、両者の間に明瞭な差が見られる (Fig. 8)。ピクライト質玄武岩中のスピネルは Fe_2O_3 や TiO_2 の変化が大きく (Fig. 9), Fe_2O_3 の増加とともに TiO_2 も増加するが、その中で最も Fe_2O_3 や TiO_2 に乏しいものは、他の Type 1 玄武岩中のスピネルよりも更に TiO_2 に乏しく、それら全体が Cr# の増加とともに TiO_2 に乏しくなる一連の傾向を示すように見える (Fig. 9a)。Fabriès (1979) の方法でかんらん石・スピネル包有物ペアの平衡温度を計算すると、比較的誤差の少ない $\text{YFe}^{3+} < 0.20$ のスピネルについて、Type 1 玄武岩では 930~1,210°C、ピクライト質玄武岩では 920~1,190°C の値が得られ、大差ない (Table 3)。後者には 1,400°C の値を示すペアもあるが、このペアはかんらん石の Fo 値が 81 と最も低く、本来なら他のペアより低い温度を示すはずなので、非平衡の可能性が高い。

Table 3. Mineral chemistry of representative spinel and pyroxenes in basalts and andesites from the Yoka Formation in the Tango Peninsula.

Oxide values are normalized so as their total makes 100 wt.%. $Cr\# = Cr/(Al+Cr)$, $YCr = Cr/(Al+Cr+Fe^{3+})$, $YFe^{3+} = Fe^{3+}/(Al+Cr+Fe^{3+})$, $Mg\# = Mg/(Fe+Mg)$. Olivine (core)-spinel equilibration temperature is calculated after Fabriès' (1979) equation. The temperature value is in parentheses for the case of spinel $YFe^{3+} > 0.20$, where considerable inaccuracy is expected.

Spinel and olivine		4 (1)				5 (1)		6 (1)		7 (1)				8 (1)						
No.(Type)	3 (1)																			
Name	00082401	00082419				99112011		01080901-4		01080901-7				01080901-10						
Rock	basalt	basalt				picritic basalt		picritic basalt		picritic basalt				picritic basalt						
Mineral	Ol-Spl 1	Ol-Spl 2	Ol-Spl 3	Ol-S. 3	Ol-S. 4	Spl 1	Spl 2	Spl 2	Ol-Spl 1	Ol-Spl 2	Ol-Spl 3	Ol-Spl 4	Ol-Spl 5	Ol-Spl 6	Ol-Spl 7	Ol-Spl 8	Ol-Spl 9	Ol-Spl 10	Ol-Spl 11	Ol-Spl 12
TiO ₂	0.75	0.77	0.70	2.55	0.64	2.56	1.04	4.54	1.18	0.47	0.85	0.77	0.33	0.38	0.56	0.49	0.44	0.52	0.36	5.97
Al ₂ O ₃	23.88	20.86	18.70	17.39	21.11	13.08	21.27	7.66	8.52	12.65	12.04	11.95	13.28	17.20	15.14	10.84	9.69	11.17	6.99	
Cr ₂ O ₃	37.85	34.94	37.68	35.06	40.26	27.76	30.60	42.11	44.61	49.00	37.29	36.39	50.31	50.69	45.57	41.43	50.50	51.10	51.09	28.60
Fe ₂ O ₃	7.97	13.80	13.28	13.36	8.72	23.25	13.69	12.77	15.89	10.35	20.45	20.93	10.10	8.32	8.50	13.55	9.44	10.31	9.65	22.52
FeO	16.26	17.42	18.21	21.24	16.42	27.55	27.67	24.47	21.15	14.52	19.61	21.48	14.42	13.81	14.96	19.32	18.71	17.73	15.78	31.43
MnO	0.40	0.45	0.49	0.47	0.44	0.61	0.47	0.42	0.28	0.17	0.23	0.21	0.08	0.20	0.02	0.04	0.14	0.17	0.11	0.17
MgO	12.89	11.75	10.94	9.93	12.41	5.19	5.24	8.02	8.37	12.84	9.53	8.26	12.81	13.32	13.19	10.02	9.93	10.47	11.86	4.33
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
O=	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Ti	0.017	0.018	0.017	0.062	0.015	0.066	0.026	0.116	0.030	0.011	0.021	0.019	0.008	0.009	0.013	0.012	0.011	0.013	0.009	0.158
Al	0.864	0.771	0.701	0.660	0.775	0.525	0.820	0.307	0.340	0.480	0.471	0.471	0.455	0.500	0.638	0.580	0.423	0.379	0.429	0.290
Cr	0.918	0.866	0.948	0.893	0.991	0.748	0.791	1.133	1.195	1.247	0.977	0.963	1.284	1.281	1.134	1.065	1.321	1.338	1.316	0.797
Fe ³⁺	0.184	0.326	0.318	0.324	0.204	0.596	0.337	0.327	0.405	0.251	0.510	0.527	0.245	0.200	0.201	0.331	0.235	0.257	0.237	0.597
Fe ²⁺	0.417	0.457	0.484	0.572	0.427	0.785	0.757	0.697	0.599	0.391	0.544	0.601	0.389	0.369	0.394	0.525	0.518	0.491	0.430	0.926
Mn	0.010	0.012	0.013	0.013	0.012	0.018	0.013	0.012	0.008	0.005	0.007	0.006	0.002	0.005	0.001	0.001	0.004	0.005	0.003	0.005
Mg	0.590	0.549	0.519	0.477	0.578	0.263	0.258	0.407	0.423	0.618	0.471	0.412	0.617	0.635	0.619	0.488	0.489	0.517	0.578	0.227
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Cr#	0.515	0.529	0.575	0.575	0.581	0.587	0.491	0.787	0.778	0.722	0.675	0.671	0.739	0.719	0.840	0.647	0.758	0.779	0.754	0.733
YCr	0.467	0.441	0.482	0.476	0.503	0.400	0.406	0.641	0.616	0.631	0.499	0.491	0.647	0.646	0.575	0.539	0.668	0.678	0.664	0.473
YFe ³⁺	0.094	0.166	0.162	0.172	0.104	0.319	0.173	0.185	0.209	0.127	0.260	0.269	0.124	0.101	0.102	0.168	0.119	0.130	0.119	0.355
Mg#	0.586	0.548	0.517	0.454	0.574	0.251	0.252	0.369	0.414	0.612	0.464	0.407	0.613	0.632	0.611	0.480	0.486	0.513	0.573	0.197
Ol Fo core	85.4	84.2	82.4	86.7	86.7			81.8	88.1	83.7	86.7	88.1	89.8	88.5	84.8	89.4	86.0	81.3	85.8	
Ol Fo rim	86.3	81.9	78.1	85.6	85.6			80.4	78.3	81.5	79.8	80.8	79.0	87.6	80.4	80.2	84.5	80.8	84.5	
Temp (°C)	1073	1189	1213	927	1041			(1186)	1183	(1289)	(1026)	1190	1099	1077	1091	921	1110	1404	(768)	

Clinopyroxene

Clinopyroxene		1 (1)				3 (1)				5 (1)				6 (1)				8 (1)			
No.(Type)	99190916					00082401				99112011				01080901-4				01080901-10			
Rock	basalt	basalt				picritic basalt				picritic basalt				picritic basalt							
Mineral	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	
SiO ₂	52.06	51.44	52.51	51.57	52.06	50.57	51.58	51.18	52.88	51.30	52.58	52.85	50.44	51.82	50.20	52.27					
TiO ₂	0.48	0.59	0.48	0.58	0.49	0.78	0.48	0.48	0.37	0.63	0.28	0.20	0.60	0.35	0.59	0.38					
Al ₂ O ₃	3.06	4.04	3.14	4.31	2.97	4.44	4.03	4.42	2.48	4.17	2.80	2.76	4.16	3.43	4.94	2.48					
Cr ₂ O ₃	0.50	0.81	0.31	1.09	0.42	0.59	0.85	0.54	0.53	0.52	0.40	0.61	1.05	0.74	0.80	0.74					
FeO	5.39	5.63	5.68	4.97	6.95	6.61	5.31	6.97	5.77	6.02	5.21	4.94	5.48	5.31	6.21	4.84					
MnO	0.13	0.15	0.27	0.14	0.32	0.30	0.10	0.24	0.20	0.21	0.11	0.15	0.15	0.16	0.14	0.31					
MgO	16.57	15.47	16.79	15.39	16.25	15.09	16.34	15.90	16.80	15.49	17.04	17.13	15.76	16.26	15.05	17.17					
CaO	21.81	21.87	20.81	21.95	20.37	21.22	21.26	20.27	20.98	21.58	21.58	21.36	22.19	21.93	22.08	21.82					
Na ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.16	0.40	0.05	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00					
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00					
O=	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6					
Si	1.910	1.891	1.921	1.891	1.918	1.870	1.890	1.884	1.937	1.888	1.924	1.930	1.862	1.902	1.855	1.916					
Ti	0.013	0.016	0.013	0.016	0.014	0.022	0.013	0.013	0.010	0.017	0.008	0.006	0.017	0.010	0.016	0.011					
Al	0.132	0.175	0.136	0.186	0.129	0.193	0.174	0.192	0.107	0.181	0.121	0.119	0.181	0.148	0.215	0.107					
Cr	0.015	0.024	0.009	0.032	0.012	0.017	0.025	0.016	0.015	0.015	0.012	0.018	0.031	0.021	0.023	0.021					
Fe	0.165	0.173	0.174	0.152	0.214	0.205	0.163	0.215	0.177	0.185	0.159	0.151	0.169	0.163	0.192	0.148					
Mn	0.004	0.005	0.008	0.004	0.010	0.009	0.003	0.008	0.006	0.006	0.003	0.005	0.005	0.005	0.004	0.010					
Mg	0.906	0.848	0.916	0.841	0.892	0.832	0.893	0.873	0.917	0.850	0.930	0.933	0.867	0.890	0.829	0.939					
Ca	0.857	0.861	0.816	0.862	0.804	0.841	0.835	0.799	0.823	0.851	0.846	0.836	0.878	0.863	0.874	0.857					
Na	0.000	0.000	0.001	0.000	0.011	0.029	0.003	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000					
Total	4.003	3.993	3.994	3.984	4.004	4.017	3.999	3.999	3.992	4.000	4.002	3.996	4.021	4.003	4.009	4.009					
Mg#	0.846	0.831	0.841	0.847	0.806	0.803	0.846	0.803	0.838	0.821	0.854	0.861	0.837	0.845	0.812	0.864					

Orthopyroxene and clinopyroxene

Orthopyroxene and clinopyroxene		10 (2)				11 (2)				13 (2)				24 (5)				25 (5)			
No.(Type)	99072905					99091805				99112008				00082416-2				00082422			
Rock	basalt	basalt				basalt				basalt				andesite				andesite			
Mineral	Opx 1	Opx 2	Opx 3	Opx 4	Opx 1	Opx 2	Opx 3	Opx 4	Opx 1	Opx 2	Opx 3	Opx 4	Opx 1	Opx 2	Opx 3	Opx 4	Opx 1	Opx 2	Opx 3	Opx 4	
SiO ₂	53.56	53.54	54.63	51.33	53.88	53.24	52.98	52.44	52.75	53.08	52.37	52.83	51.26	51.47	51.88	51.67	50.92	52.27			
TiO ₂	0.39	0																			

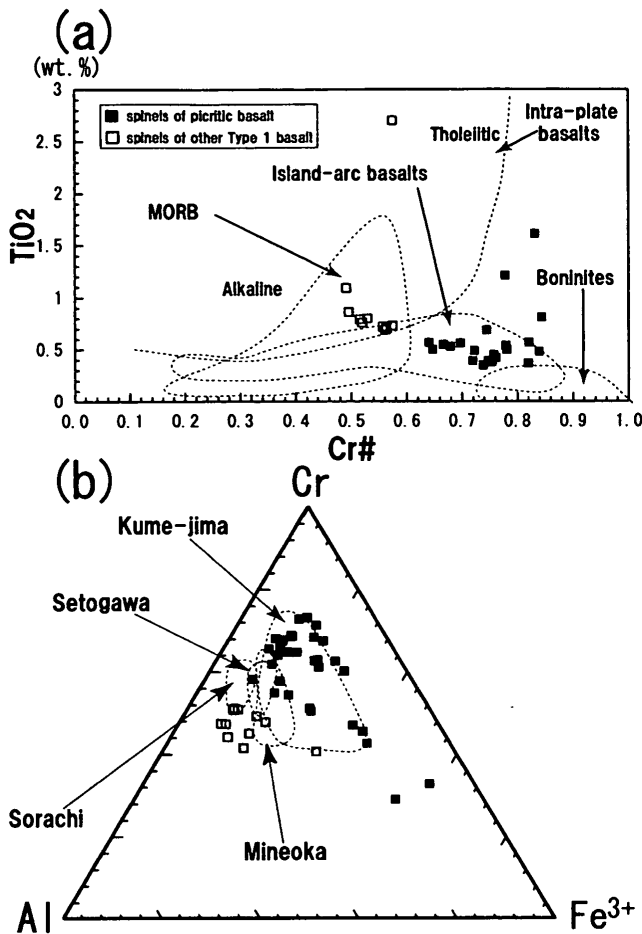


Fig. 9. Chemical compositions of chromian spinel inclusions in olivine phenocrysts in Type 1 basalts.

(a) Cr#-TiO₂ relations. Fields of different tectonic settings (Arai, 1992) are shown for comparison. Spinels with Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺) atomic ratio less than 0.2 are selected. (b) Cr-Al-Fe³⁺ atomic ratios. Fields of spinels in some Japanese picrites are shown for comparison. Data sources are Tazaki (1975), Ishida et al. (1990), Niida and Kito (1999) and Ito and Shiraki (1999).

なお、計算された温度はかんらん石とスピネルの Fe-Mg 交換反応が岩石の冷却途中で停止した温度を表し、マグマから晶出した温度の下限を与える。

単斜輝石 ピクライト質玄武岩および他の Type 1 玄武岩については、単斜輝石斑晶のコアの Mg# (Mg/(Fe+Mg) 原子比) が 0.76~0.87 で大部分はオーゾタイトの組成範囲にプロットされるが、一部ディオプサイド組成のものも存在する。石基単斜輝石の Mg# は 0.64~0.82 であり、オーゾタイトもしくはピジョン輝石の組成をもつ。ピクライト質玄武岩とそれ以外の Type 1 玄武岩の単斜輝石の Mg# はまったく重なり合い、どちらも Mg# の減少とともに TiO₂ が増加する傾向が顕著だが、ピクライト質玄武岩の方がやや TiO₂ に乏しい傾向を示す (Fig. 10)。Type 2 は単斜輝石斑晶がなく、石基単斜輝石の Mg# は 0.66~0.73 であり、オーゾタイトないしピジョン輝石である。Type 3 も単斜輝石斑晶がなく、石基 (一部微斑晶を含む) 単斜輝石の Mg# は 0.59~0.75

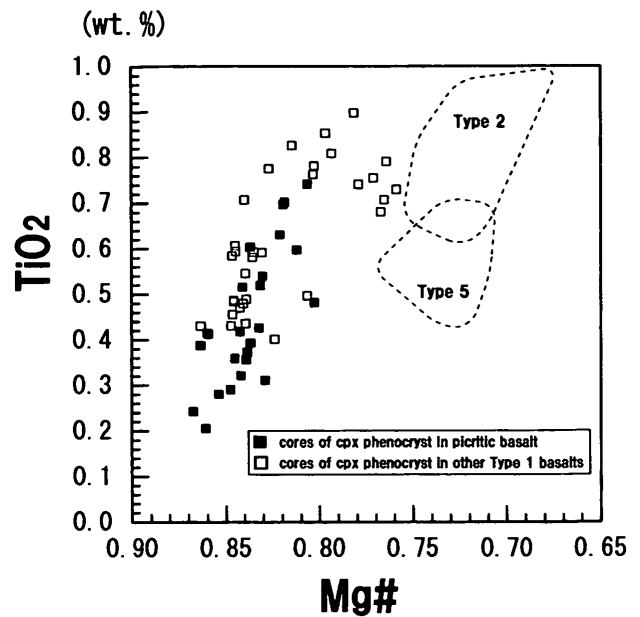


Fig. 10. Mg# (Mg/(Fe+Mg)) vs. TiO₂ diagram of clinopyroxene phenocrysts in Type 1, Type 2 and Type 5 basalts and andesites.

であり、ほとんどがオーゾタイト組成であるがわずかにピジョン輝石も見られる。Type 5 の単斜輝石斑晶コアの Mg# は 0.71~0.77 でオーゾタイト組成であり、共存する斜方輝石の Mg# との間に差は見られない。石基単斜輝石の Mg# は 0.53~0.59 と最も低く、オーゾタイトもしくはピジョン輝石組成をもつ。Type 2 の石基単斜輝石は TiO₂ に富み、Type 1 の単斜輝石が Mg# の減少とともに TiO₂ を増すトレンドの延長上にあるが、Type 5 の単斜輝石はこのトレンドから外れ、TiO₂ に乏しい (Fig. 10)。このことは、Type 5 の岩石が、同じ FeO*/MgO の他の Type の岩石に比べて、全岩の TiO₂ に乏しいことと調和している。

斜方輝石 斑晶コアの Mg# は Type 2 の玄武岩で 0.68~0.78、Type 5 の安山岩で 0.71~0.77 と紫蘇輝石組成であり、古銅輝石 (Mg# = 0.80~0.90) は産しない。

斜長石 ピクライト質玄武岩及び他の Type 1 玄武岩の斜長石斑晶コアの An% (100 · Ca/(Ca+Na) 原子比) は 62~97 (大部分は 82~94) である。石基斜長石の An% は 34~96 (大部分は 50~88) である。Type 2 玄武岩の斜長石斑晶コアの An% は 56~82 (1 点を除いて 56~72) である。石基斜長石の An% は 55~74 である。Type 3 の斜長石斑晶コアの An% は 58~93 と幅広い。Type 3 の石基斜長石の An% は 48~74 である。Type 4 の斜長石斑晶 (巨斑晶) のコアの An% は 62~68 であり、石基斜長石の An% は 54~59 である。Type 5 の斜長石斑晶コアの An% は 55~94 とばらつきが大きい。石基斜長石の An% は 26~63 と非常に An% の低いものも含まれる。

議 論

八鹿累層火山岩類の組成の層序的变化と全体的特徴 八鹿累

層の玄武岩・安山岩 (SiO_2 : 45.9~57.3wt.%) はその斑晶鉱物組合せから5つの Type に分類でき、それらは全岩化学組成においても違いが認められる。例えば、Type 1 (かんらん石-単斜輝石玄武岩)、Type 2 (かんらん石-斜方輝石玄武岩)、Type 3 (かんらん石玄武岩・安山岩)、Type 4 (斜長石玄武岩) は、この順番に全岩組成の FeO^*/MgO 比が増加する (Fig. 4)。全岩組成のスパイダーグラム・希土類元素パターン (Fig. 7) でも、Type 3 にばらつきが見られるものの、Type 1 から Type 4 へ液相濃集元素が増加する傾向が見られる。池辺ほか (1965) は丹後半島の八鹿累層火山岩類の層序について、A 型 (本研究の Type 1) が最下部を占め、AB・B 型 (Type 2~4) が A 型と相前後しながら中部層準に見られ、C 型 (Type 5) が A~B 型の上部に明瞭な境界をもって重なると述べている。上述の Type 1 から Type 4 への FeO^*/MgO と液相濃集元素の増加は、池辺ほか (1965) が示す下部から中部への層位的変化と一致する。Type 5 の安山岩は Fig. 4 における Type 1~Type 4 の一連の傾向より高 SiO_2 含有量を示し、Fig. 5 でも Type 5 の岩石は他の岩石がつくる一連の傾向とは異なる位置にプロットされる。また、石基の単斜輝石について見ても、全岩の FeO^*/MgO がほぼ等しい Type 3 に比べて、Type 5 は明らかに低い Mg# を示す。Type 4 と Type 5 の噴出時期の間に、単なる結晶分化作用とは異なるマグマ組成の変化があったことが推測される。

これらの火山岩類はスパイダーグラム (Fig. 7a) において Nb の負異常などの島弧的特徴を示し、Zr-Zr/Y 図 (Fig. 6) において大部分が大陸性島弧 (陸弧) 玄武岩 (CIAB) 領域にプロットされる。これは、八鹿累層火山岩類が形成された頃 (17.8-20.9 Ma: 古山ほか, 1997) には西南日本における日本海拡大 (16-14 Ma: Otofujii, 1996) が本格的に始まっていなかったことと整合的である。八鹿累層の玄武岩・安山岩は、日本海拡大初期のアジア大陸縁辺における陸弧火山活動によって形成されたと考えられる。

八鹿累層と同時期に形成された北陸地方の中新世前期 (一部漸新世) 火山岩類 (いわゆるグリーンタフ) の岩石学的研究が最近進展し、それらが八鹿累層と同様に共通して陸弧マグマの性質を示すにも関わらず、狭い地域にまったく異なるマグマ系列の岩石が共存していることがわかってきた。上松ほか (1995)、石渡・大浜 (1997)、高橋・周藤 (1999)、富岡ほか (2000)、López and Ishiwatari (2002) はソレアイト、カルクアルカリ系列の他に高マグネシア安山岩やアダカイト質安山岩、そしてショショナイト系列の火山岩を報告している。これに対して丹後半島では、調査した八鹿累層火山岩類すべてがソレアイト系列に属し、北陸地域に比べてこの地域の給源マントル組成が非常に均質だったことを示す。

ピクライト質玄武岩と周囲の玄武岩との組成的關係 Type 1 のピクライト質玄武岩は他の Type 1 玄武岩と比較して、全岩化学組成の MgO (12 wt.%), Ni (300 ppm), Cr (1,100 ppm) 含有量が非常に多い。これはかんらん石斑晶が多い (約 20 vol.%) ことと調和する。しかし、その他の元素については他の Type 1 玄武岩とほとんど差がなく、スパイダーグ

ラムや希土類元素パターン (Fig. 7) を見ても、ほとんど同様のパターンを示す。鉱物化学組成においても、ピクライト質玄武岩の単斜輝石斑晶の Mg# は比較的高いが、他の Type 1 玄武岩中の単斜輝石の範囲内であり (Table 2, Fig. 10, ただし TiO_2 量については後に議論する)、斜長石斑晶の An% も同様である。かんらん石斑晶も、ピクライト質玄武岩の方が Fo 値の変化幅が広いだけで、他の Type 1 玄武岩中のものと組成的に大差ない。ピクライト質玄武岩が他の Type 1 玄武岩と大きく異なるのは、かんらん石斑晶に包有されるクロムスピネルの組成であり、スピネルの Cr# ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比) はピクライト質玄武岩で 0.64~0.84、他の玄武岩では 0.49~0.59 と明瞭な差がある。かんらん石 Fo-スピネル Cr# 図 (Fig. 8) では、ピクライト質玄武岩のかんらん石とスピネルの組成は Bushveld, Great Dyke, Stillwater など大陸のソレアイト質層状貫入岩体のものと比較的良好に一致する。またスピネルの Cr# が高いという点ではボニナイトに類似するが、ボニナイトよりはかんらん石が低 Fo である。また地球上の様々な構造環境の火山岩に産するスピネルと組成を比較すると (Fig. 9a)、ピクライト質玄武岩は島弧玄武岩としては最も高 Cr# の領域にプロットされるが、ボニナイトよりは高い TiO_2 含有量を持ち、他の Type 1 玄武岩も含めて比較的高 TiO_2 含有量を示す。そして、比較的高 TiO_2 の少ないものについて見ると、ピクライト質玄武岩から他の Type 1 玄武岩に向って、Cr# の減少とともに TiO_2 量が増加する一連の傾向があるように見える。これは、全岩の液相濃集元素組成の類似とともに、このピクライト質玄武岩と周囲の通常の玄武岩との成因的つながりを示唆している。

日本や他の島弧のピクライト~ピクライト質玄武岩との比較 日本のおもなピクライトおよびピクライト質玄武岩に含まれるスピネルの組成を八鹿累層のピクライト質玄武岩のものと比較する (Fig. 9b)。東北日本の日本海側の第四紀渡島大島火山に産するアルカリに富むピクライトのスピネルは、Cr# = 0.1~0.85 (0.75 付近に最も集中; Ninomiya and Arai, 1993) と非常に幅が広く、八鹿累層のものはそのうち高 Cr# のものに類似するが、低 Cr# のスピネルを含まない点で異なる。付加体中に産するピクライトとしては、嶺岡帯のものが Cr# = 0.55~0.7 (田崎, 1975)、瀬戸川帯のものが 0.6~0.7 (石田ほか, 1990)、そして北海道の空知層群に産するものが 0.6~0.65 (新井田・紀藤, 1999) であるが、八鹿累層のピクライト質玄武岩中のスピネルは大部分が Cr# > 0.7 である。

一方、東北日本の太平洋側では、福島県の下部中新統霊山層から MgO=14 wt.% に達する「未分化カンラン石ソレアイト」(かんらん石のモードは 14% 以下, Fo% 最高値 89) が報告されているが、それらのスピネルの Cr# は 0.42-0.69 と低い (周藤ほか, 1985)。また、青森県下北半島の中部中新統泊層からも、MgO=12 wt.% の「古銅輝石含有普通輝石カンラン石玄武岩」(かんらん石のモードは 10% 以下, Fo% 最高値 91) が報告され、そのスピネルは Cr# = 0.68-0.76 である (滝本, 1985; Takimoto and Shuto, 1994)。スピネルが高 Cr# である点は八鹿累層のピクライト質玄武岩に似るが、かんらん石のモードが低く斜方輝石を含む点で異なる。これら

東北日本太平洋側の中新世高 Mg 火山岩は、全岩化学組成の TiO_2 (0.5 wt.%) や P_2O_5 (0.07 wt.%) が八鹿累層のピクライト質玄武岩 (各 0.7, 0.14 wt.%) に比べて低く、背弧海盆の近傍に位置する後者に比べて、島弧フロント下のより溷濁したマンツルの部分溶融によって形成された可能性が高い。

最近伊藤・白木 (1999) は琉球列島の久米島からピクライトを報告したが、そのスピネルの Cr# は 0.56~0.83 で、本地域のものに非常によく類似する (Fig. 9b)。久米島では、西に接する活動的背弧海盆である沖縄トラフの活動再開に伴って 2 Ma 頃にピクライトが形成された可能性が指摘されており (伊藤・白木, 1999), 八鹿累層火山岩類の火成活動が時期的に日本海 (背弧海盆) 拡大に関連していることを考えると、後述するような共通のマンツルプロセスが示唆される。

ピクライトの島弧での産出は比較的まれであるが、ソロモン (Ramsay et al., 1984) やバヌアツ (Eggins, 1993), アリュージョン (Nye and Reid, 1986) などに存在し、これらは特殊な地質条件、例えば拡大海嶺の沈み込みなどによって作られたものと考えられている。これらの地域のスピネル組成は、Cr# が 0.57~0.85 であり、八鹿累層のピクライト質玄武岩と非常に一致が見られ、とくにバヌアツについては八鹿累層のピクライト質玄武岩と同様に比較的高 TiO_2 含有量を示す。

高溶融程度によるピクライト質玄武岩マグマの形成 温度がソリダスを超えてマンツルかんらん岩の部分溶融が始まると、温度上昇とともにスピネルの Cr# が顕著に増加することは、実験によって確かめられている。Takahashi and Kushiro (1983) はもともと Cr# = 0.03 のスピネルを含むハワイのスピネルかんらん岩捕獲岩を 8 kbar, 1,200°C (ほとんどソリダス上) でわずかに溶融し、Cr# = 0.12 のスピネルを得た。Jaques and Green (1980) は圧力 10 kbar でパイロライトの溶融実験を行い、1,250°C (溶融程度 16%) で Cr# = 0.3, 1,350°C (溶融程度 28%) で Cr# = 0.7, 1,450°C (溶融程度 44%) で Cr# = 0.8 のスピネルを得ている。この実験で生成した融液の組成は、温度上昇とともに玄武岩質からピクライト質へと変化し、 TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O が減少し、MgO が増加するが、 SiO_2 , FeO, CaO はあまり変化しない。八鹿累層のピクライト質玄武岩が周囲の玄武岩より Cr# の高いスピネルをもち、全岩化学組成にこれと同様の違いが見られることは、このピクライト質玄武岩が周囲の玄武岩より高い部分溶融程度で生じたことを示唆し、上述の Jaques and Green (1980) の実験結果からみて、恐らく 50~100°C 程度の温度差に相当する。

久米島のピクライト質玄武岩マグマについても、同地域に産出する玄武岩よりも高温で生じた高溶融程度のマグマであることが示唆されているが (伊藤・白木, 1999), 八鹿累層の Type 1 ピクライト質玄武岩のスパイダーグラム・全岩希土類パターンが八鹿累層の他の Type 1 ソレアイト玄武岩とよく類似し、それらのスピネル組成のみが大きく異なることから、このピクライト質玄武岩マグマが、周囲の他の玄武岩とは異なるマンツル物質に由来するマグマであると考えられるよりも、それらの玄武岩と同じマンツルから高い部分溶融程度で

発生したものであると考える方がよい。背弧海盆拡大の初期に高温のマンツル物質が上昇して減圧による部分溶融が起こり、ときどきとくに高温の物質が浅部まで上昇して高溶融程度になり、ピクライト質マグマを発生するような、共通のプロセスが示唆される。

含水条件での部分溶融について 八鹿累層のピクライト質玄武岩と Type 1 玄武岩の液相濃集元素を比較すると (Table 2; Figs. 6, 7), Ti, Zr, Hf, Nb などの HFSE はピクライト質玄武岩の方が明らかに乏しいが、K, Rb などの LILE や La, Ce などの軽希土類および P については、ほぼ同じか、むしろピクライト質玄武岩の含有量が多い。とくに、 $\text{TiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ 比を見ると、Type 1 玄武岩では 2.1-2.8 であるのに対し、ピクライト質玄武岩では 1.1-1.6 と低く、後者のマグマ形成に、角閃石・金雲母など LILE に富む含水鉱物を含むマンツル物質の部分溶融、ないしは部分溶融時に水を主成分とする LILE に富む流体が関与した可能性が示唆される (Tatsumi and Ishizaka, 1982)。含水条件下でマンツルかんらん岩を部分溶融させると、 SiO_2 に富むマグマが形成されることは実験岩石学的に確かめられており (Hirose, 1997), ボニナイトやサヌカイト (古銅輝石安山岩) はそのような条件で形成されたものと考えられているが、八鹿累層のピクライト質玄武岩は無水換算で 51 wt.% と、他の Type 1 玄武岩 (無水換算 52 wt.%) より SiO_2 に乏しい。

能登半島の下部中新統ではソレアイト玄武岩、カルクアルカリ玄武岩質安山岩、古銅輝石安山岩が順に重なる溶岩層序が報告され、含水量が次第に増加するマンツルの部分溶融で形成されたと考えられているが (López and Ishiwatari, 2002), それらの $\text{TiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ 比はソレアイト玄武岩で 0.9-2.0, カルクアルカリ玄武岩質安山岩で 0.6-1.1, 古銅輝石安山岩で 0.4-0.8 であり、八鹿累層のピクライト質玄武岩は能登半島のソレアイト玄武岩の範囲内にある。また、スピネルの Cr# はこの順に 0.5→0.6→0.7 と上昇するが、それは全岩 SiO_2 量の顕著な増加を伴っている。したがって、八鹿累層のピクライト質玄武岩の部分溶融に際して、含水鉱物を含むマンツル物質または水に富む流体の関与が多少はあったと考えられるが、その程度は通常ソレアイト玄武岩が形成される範囲内であり、周囲の Type 1 玄武岩と全岩 SiO_2 量がほとんど等しいのにスピネルの Cr# が顕著に高くなっていることから、前節で述べたように温度上昇による部分溶融程度の増大がピクライト質玄武岩形成の主要因であったと考えられる。

捕獲結晶を含まずメルト組成を代表するピクライト質玄武岩 高橋 (1986) はマンツルで発生する初生的なマグマがピクライト質か玄武岩質かという議論の中で、アイスランドや嶺岡帯のいくつかのピクライトについて、キンクバンド等の変形構造が発達した径数 mm 以上の他形かんらん石の写真を示し、「ピクライト質玄武岩の多くのものが「多量のカンラン石捕獲結晶を含む玄武岩」である可能性が高い」と述べている。Ninomiya and Arai (1993) も渡島大島ピクライトのかんらん石について、塵状包有物や流体包有物列をもつもの、金雲母脈をもつもの、スピネルラメラをもつものなどを報告し、このピクライトが、アルカリ玄武岩マグマと、交代作用を受

けたマントル・ハルツバージャイト起源の捕獲結晶との集合体であると述べている。

しかし、八鹿累層のピクライト質玄武岩は野外で無斑晶質に見えるほど細粒で、かんらん石は径1mm未満の自形～半自形のものも多く、キックバンドや流体包有物は非常にまれである (Fig. 3)。このことはこのピクライト質玄武岩が捕獲結晶をほとんど含まず、岩石全体が液体 (メルト) 組成を代表できることを示す。このようなピクライト質玄武岩は珍しく、むしろ東北日本の中新世「未分化ソレライト」(周藤ほか, 1985; 滝本, 1986) に近いものである。本岩石の MgO 量は 12 wt.% であり、高橋 (1986) が世界のおもな初生マグマの MgO の範囲とする 10-12 wt.% の上限にあたる。八鹿累層のピクライト質玄武岩は全岩 FeO*/MgO が 0.71 であり、 $(\text{Fe}/\text{Mg})^{\text{ol}} / (\text{Fe}/\text{Mg})^{\text{sp}} = 0.30$ の分配係数 (Roeder and Emslie, 1970) を仮定すると Fo_{89-90} のマントルかんらん石と共存できる。FeO/FeO* 比が 1 より小さいことを考慮すると、更に Fo 値の高いマントルかんらん石と共存していた可能性がある。この岩石はマントルで発生した初生メルトに非常に近いものが、あまり結晶分化作用を経ずにほとんどそのまま噴出したものと言える。

この岩石が、かんらん石斑晶の機械的な濃集によってピクライト化したのではないことは、Fig. 10 に示した本岩と Type 1 玄武岩との単斜輝石 TiO₂ 量の系統的な違いによっても明らかである。例えば Mg# = 0.84 程度の単斜輝石について見ると、本岩中では TiO₂ が平均 0.35-0.40 wt.% なのに対し、その他の Type 1 玄武岩の単斜輝石は 0.50-0.55 wt.% である。Mg# が同じなので、単斜輝石-メルト間の分配係数は一定と考え、本岩の単斜輝石を晶出させたメルトの組成は Type 1 のものに比べて TiO₂ に乏しかった (約 70% だった) ことを示しており、「同じメルト中でかんらん石斑晶が濃集してピクライト質になった」のではなく、本岩がより液相濃集元素に乏しいメルトから生じたことを示す。同様のことは、既に記述したように、早期に晶出したスピネルの TiO₂ 量の違いからも見てとれる (Fig. 9a)。これらは、本岩形成時のマントル部分溶融程度が他の Type 1 玄武岩の場合よりも大きかったとする上述の議論とも調和的である。

結 論

1. 丹後半島に分布する北但層群八鹿累層の前期中新世玄武岩・安山岩の全岩主要・微量元素組成は、今回発見したピクライト質玄武岩を含め、陸弧ソレライトの性質を示す。このことは、北陸地域の同時期の火山岩類が、ソレライト、カルクアルカリ、高マグネシア安山岩、アダカイト、ショショナイトなど、狭い地域で様々な性質をもつことと異なり、この地域のこの時期における給源マントルの化学的均質性を示す。

2. これらの玄武岩・安山岩は斑晶鉱物組み合わせから、かんらん石-単斜輝石玄武岩 (Type 1)、かんらん石-斜方輝石玄武岩 (Type 2)、かんらん石玄武岩・安山岩 (Type 3)、斜長石玄武岩 (Type 4)、単斜輝石-斜方輝石安山岩 (Type 5) に分類でき、それらは全岩・鉱物化学組成においても

Type 毎に特徴をもつ。全岩 FeO*/MgO 比は Type 1 から Type 4 までは順番に一連の傾向で増加するが、Type 5 はその傾向から外れ、ソレライト系列の範囲内で比較的高 SiO₂ 含有量・低 TiO₂ 含有量・低 FeO*/MgO 比を示す。

3. 研究地域内から発見されたピクライト質玄武岩はその斑晶鉱物組み合わせから Type 1 に分類される。このピクライト質玄武岩の全岩化学組成やスピネル以外の鉱物化学組成は他の Type 1 玄武岩とよく似ているが、全岩組成のうち MgO, Ni, Cr が非常に多く、HFSE や重希土類を除く K₂O, Rb などの液相濃集元素にやや富み、スピネルの Cr# が顕著に高い。他地域のピクライトに普通に見られる変形構造をもった粗粒かんらん石捕獲結晶をほとんど含まず、もともと岩石全体がメルトだったと考えられ、その全岩 FeO*/MgO 比はマントルかんらん石と共存できるほど低い。このピクライト質玄武岩は、他の Type 1 玄武岩と同じマントルから、若干含水量の多い条件で、温度上昇による高い部分溶融程度で発生したマグマが、ほとんど結晶分化せずにそのまま噴出したものであると考えられる。これとよく類似した高 Cr# のスピネルをもつピクライト質玄武岩が活動的背弧海盆である沖縄トラフ周辺から報告されており、日本海拡大の初期にも同様な高温マントルの上昇があったことを示唆する。

謝 辞

金沢大学理学部地球学科の荒井章司教授、寅丸敦志助教授、森下知晃博士には多くの助言・議論をいただいた。京都大学原子炉実験所の皆様、金沢大学アイソトープ理工系実験施設の長村雄一郎技官と理学部化学科の中西 孝教授、医学部保健学科の天野良平教授をはじめとする両研究室の方々には、中性子放射化分析でお世話になった。海洋科学技術センターの宿野浩司博士には蛍光 X 線分析の微量元素組成計算プログラム (TRCAL for Windows 1996) を作成していただいた。富山大学の氏家 治教授と新潟大学の周藤賢治教授には、拙稿を査読して貴重な改善意見をいただいた。これらの方々に感謝する。

文 献

- Arai, S., 1992, Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Mag.*, **56**, 173-184.
- Arai, S., 1994, Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **59**, 279-293.
- Cameron, E. N. and Glover, E. D., 1973, Unusual titanian-chromian spinels from the Eastern Bushveld Complex. *Amer. Mineral.*, **58**, 172-188.
- Eggins, S. M., 1993, Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **114**, 79-100.
- Fabriès, J., 1979, Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 329-336.
- 古山勝彦・沢田順弘・板谷徹丸・三宅康幸・井上陽一・小滝篤夫, 1997, 近畿北部, 中新世北但層群八鹿累層火山岩の K-Ar 年代. *地球科学*, **51**, 452-457.
- Gill, J. B., 1981, *Orogenic andesite and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 390 p.

- Hirose, K., 1997, Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. *Geology*, **25**, 42-44.
- 池辺展生・弘原海 清・松本 隆, 1965, 北但馬・奥丹後地域の第三系火山層序. 日本地質学会第72年々会見学案内書, 28 p.
- 石田 高・荒井章司・高橋奈津子, 1990, 瀬戸川帯北部の変成ピクライト玄武岩類. 地質雑, **96**, 181-191.
- 石渡 明・大浜 啓, 1997, 北陸地方の中新統岩稲累層中の単斜輝石玄武岩脈: ショショナイト系列を含む多様な陸弧マグマと単斜輝石斑晶の成因. 地質雑, **103**, 565-578.
- 伊藤純一・白木敬一, 1999, 琉球列島久米島の鮮新統宇江城岳層からピクライト玄武岩の発見. 地質雑, **105**, 810-813.
- Jackson, E. D., 1969, Chemical variation in co-existing chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater complex. In H. D. B. Wilson eds., Magmatic ore deposits. *Econ. Geol. Monogr.*, **6**, 41-71.
- Jaques, A. L. and Green D. H., 1980, Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 287-310.
- Kaneoka, I., Takigami, Y., Takaoka, N., Yamashita, S. and Tamaki, K., 1992, ⁴⁰Ar-³⁹Ar analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea. *Proc. ODP Sci. Results. Vol. 127/128, Pt. 2* (Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McMillan, M. et al. eds), 819-836.
- Kerr, A. C. and Arndt, N. T., 2001, A note on the IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Jour. Petrology*, **42**, 2169-2171.
- 久野 久, 1968, 青木・伊藤著“海洋地域の岩石, I. 高アルミナ玄武岩”の論文に対する討論. 地球科学, **22**, 195-197.
- Le Bas, M. J., 2000, IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Jour. Petrology*, **41**, 1467-1470.
- López, J. C. and Ishiwatari, A., 2002, Petrogenesis of the tholeiitic basalt, calc-alkaline basaltic andesite and high magnesian andesite lava succession of the Oligo-Miocene Anamizu Formation in northern Noto Peninsula, central Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **97**, 85-113.
- Masuda, A., Nakamura, N. and Tanaka, T., 1973, Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 239-248.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *Jour. Geol.*, **83**, 249-281.
- 永見 章・山内靖喜, 1989, 丹後半島南西部の北但層群. 島根大学地質学研究報告, **8**, 72-82.
- 新井田清信・紀藤典夫, 1999, 北海道中央部, 空知層群下部層最上部のピクライト. 地質学論集, **52**, 77-82.
- Ninomiya, A. and Arai, S., 1993, Textural characteristics of olivine crystals in the Oshima-Oshima picrite basalt and their genetical implications. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **38**, 25-49.
- Nye, C. J. and Reid, M. R., 1986, Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, central Aleutians: Implications for arc magma genesis. *Jour. Geophys. Res.*, **91**, 10271-10289.
- Otofujii, Y., 1996, Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: Review and Synthesis. *The Island Arc*, **5**, 229-249.
- 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, Shiva, 230-249.
- Ramsay, W. R. H., Crawford, A. J. and Foden, J. D., 1984, Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **88**, 386-402.
- Roeder, P. L. and Emslie, R. F., 1970, Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **29**, 275-289.
- 周藤賢治・八島隆一・滝本俊明, 1985, 福島県東北部・霊山地域の未分化カンラン石ソレライト. 岩鉱, **80**, 55-72.
- Sobolev, A. V. and Danyushevsky, L. V., 1994, Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas. *Jour. Petrol.*, **35**, 1183-1211.
- Sun, S.-S. and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In Saunders A. D. and Norry M. J. eds., *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, London, Special Publication, **42**, 313-345.
- 高橋栄一, 1986, 玄武岩マグマの起源—高温高圧実験の結果を踏まえて—. 火山, 第2集, **30**, S17-S40.
- Takahashi, E. and Kushiro, I., 1983, Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Amer. Mineral.*, **68**, 859-879.
- 高橋俊郎・周藤賢治, 1999, 富山県南部の中新統岩稲累層のアダカイト質安山岩, 高マグネシア安山岩, カルクアルカリ系列安山岩およびソレライト系列安山岩の成因. 地質雑, **105**, 789-809.
- 滝本俊明, 1986, 下北半島東部の中新世火山岩類—特に未分化ソレライトについて—. 岩鉱, **81**, 93-104.
- Takimoto, T. and Shuto, K., 1994, Petrology of Middle Miocene volcanic rocks from the Tomari area in the Shimokita Peninsula, Northeast Japan arc. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E*, no. 9, 25-88.
- Tatsumi, Y. and Ishizaka, K., 1982, Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, I. Petrographical and chemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 293-304.
- 田崎耕市, 1975, 嶺岡帯, ピクライト玄武岩のクロムスピネル. 地質雑, **81**, 399-406.
- Terakado, Y., Fujitani, T. and Walker, R. J., 1997, Nd and Sr isotopic constraints on the origin of igneous rocks resulting from the opening of the Japan Sea, Southwestern Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **129**, 75-86.
- 富岡伸芳・石渡 明・棚瀬充史・清水 智・加々美寛雄, 2000, 福井県大野市, 前期中新世荒島岳コールドロンの地質と岩石. 地質雑, **106**, 313-329.
- 上松昌勝・周藤賢治・加々美寛雄, 1995, 能登半島北部漸新統穴水累層に産するソレライト質玄武岩, 高マグネシア安山岩, 古銅輝石安山岩およびアダカイト様安山岩の成因. 地質学論集, **44**, 101-124.
- 弘原海 清・松本 隆, 1958, 北但馬地域の新生界層序—近畿西北部の新生界の研究(その1)—. 地質雑, **64**, 17-28.
- 弘原海 清・池辺展生・松本 隆, 1966, 近畿北部の新第三系の対比—近畿北部の新生界の研究, その3—. 松下進教授記念論文集, 105-116.
- Wilson, A. H., 1982, The geology of the “Great Dyke”, Zimbabwe: the ultramafic rocks. *Jour. Petrol.*, **23**, 240-292.
- 山元孝広・星住英夫, 1988, 丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火山活動. 地質雑, **94**, 769-781.
- 山内靖喜・吉谷昭彦, 1992, 日本海南部およびその沿岸域における中新世の構造運動. 地質学論集, **37**, 311-326.

(要 旨)

石渡 明・今坂美絵, 京都府丹後半島, 中新統八鹿累層のピクライト質玄武岩. 地質雑, 108, 671-684. (Ishiwatari, A. and Imasaka, M., Picritic basalt from the Miocene Yoka Formation in the Tango Peninsula, Kyoto Prefecture, southwestern Japan, *Jour. Geol. Soc. Japan*, 108, 671-684.)

丹後半島中央部に分布する八鹿累層は前期中新世の日本海拡大時に噴出した玄武岩～安山岩質溶岩および火砕岩からなる。それらの斑晶組み合わせは Type 1 が Ol-Cpx-Pl, Type 2 が Ol-Opx-Pl, Type 3 が Ol-Pl, そして Type 4 が Pl であり, FeO^*/MgO はこの順に増加するが SiO_2 はほぼ一定のソレアイト的の分化傾向を示す。これらは LILE および LREE に富み, Zr や Zr/Y が高く, Nb に涸渇し, 大陸性島弧火山岩の特徴を示す。新発見の Type 1 ピクライト質玄武岩は MgO (12 wt.%), Ni (300 ppm), Cr (1,100 ppm) に富み, スピネルの $Cr/(Al+Cr)$ が 0.64-0.84 で他の Type 1 玄武岩 (0.49-0.59) より高いが, 液相濃集元素組成や他の鉱物化学組成はそれらと同様である。このピクライト質玄武岩は, 他の八鹿累層火山岩類と同じ給源マントルから, 若干含水条件下で, 温度上昇による高い部分熔融程度で形成されたと考えられる。同様なピクライトは活動的の背弧海盆の沖縄トラフ周辺にもあり, 日本海拡大初期の高温マントルの上昇を示唆する。