SURE 静岡大学学術リポジトリ
Shizuoka University REpository

美和高山ピクライト玄武岩の産状と起源

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2015-09-03 キーワード (Ja): キーワード (En): Miwa-Takayama picrite basalt, pillow lava, ocean island basalt (OIB), equilibrium temperature, Setogawa tectonic belt 作成者: 松本, 仁美, 和田, 秀樹, 楠, 賢司 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10297/9102

静岡大学地球科学研究報告 第42号（2015年7月）51頁～61頁
Geosci. Repts. Shizuoka Univ., no. 42 (July, 2015), 51-61

美和高山ピクライト玄武岩の産状と起源

松本仁美[1]・和田秀樹[2]・楠　賢司[3]

Character of the Miwa-Takayama picrite basalts with pillow lava in the Setogawa tectonic belt of Shizuoka Prefecture, central Japan

Hitomi MATSUMOTO[1], Hideki WADA[2] and Kenji KUSUNOKI[3]

Abstract　Picrite basalts are distributed in the Mt. Miwa-Takayama area of Shizuoka city, Shizuoka Prefecture. This area spans the Setogawa tectonic belt sediments composed of middle Eocene sandstone and shale. We found picrite basalt with pillow lavas at Yuyama near the Mt. Miwa-Takayama. Pillow lavas are found with weathered sediments with pillow breccia flows. This is the first record of picrite pillow lavas in Setogawa tectonic belt.
Miwa-Takayama picrite basalts contained many large phenocrysts of olivine, in which have high mg# [=Mg/(Mg+Fe) atomic ratio] and many chromian spinel inclusions. Some olivines have kink banding deformation characteristics. Whole rock chemical compositions showed that Miwa-Takayama picrite basalts are classified to komatiite or meimechite. Miwa-Takayama picrite basalts belong to ocean island basalts (OIB) by the chemical composition of Al_2O_3 and TiO_2 of spinel inclusions trapped in the olivine. Equilibrium temperatures of the Miwa-Takayama picrite basalts are calculated to about 1140 ℃ or over, relative to the olivine-spinel geothermometer. Miwa-Takayama picrite basalts are part of the accretionary prism in the Setogawa tectonic belt.

Keywords: Miwa-Takayama picrite basalt, pillow lava, ocean island basalt (OIB), equilibrium temperature, Setogawa tectonic belt

はじめに

静岡市葵区美和高山周辺の瀬戸川帯瀬戸川層群中に，ピクライト玄武岩が分布することは古くから知られている（鮫島，1960；Sameshima，1960；高沢，1976；杉山・下川，1990；杉山，1995）．国内におけるピクライト玄武岩の分布地は十数カ所と限られており，近隣では，千葉県や山梨県で報告されている（鮫島，1958，1970；兼平，1976；田崎・猪俣，1980；石田ほか，1988，1990）．美和高山のピクライト玄武岩は，1953年に初めて鮫島とその学生により報告された（六浦，1953）．その後，鮫島（1960），Sameshima（1960）や高沢（1976）により化学分析が行われ，初生マグマからあまり分化していないマグマによってもたらされたものであるとされた．

ピクライト玄武岩と瀬戸川層群との関連について，鮫島（1960）とSameshima（1960）は，瀬戸川層群中のごく浅所にピクライト玄武岩の岩脈が貫入したとしている．高沢（1976）は，産状から瀬戸川層群中にピクライト玄武岩のシルあるいはシートが貫入したとしている．杉山・下川（1990）と杉山（1995）は，ピクライト玄武岩の岩脈が周辺に分布する海山起源の玄武岩を貫き，浅所に貫入したとしている．その後，美和高山のピクラ

[1]〒421-0122　静岡市駿河区用宗5-14-25
[1]5-14-25 Mochimune, Suruga-ku, Shizuoka, 421-0122, Japan
E-mail: matsumoto@tokai.or.jp (H. M)
[2]〒424-0875 静岡市清水区馬走1-59
[2]1-59 Mabase, shimizu-ku, Shizuoka, 424-0875, Japan
[3]静岡大学技術部 〒422-8529，静岡市駿河区大谷836
[3]Division of Technical Service, Shizuoka University, 836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529, Japan

イト玄武岩について詳しい研究はなされていない．

著者らは美和高山のピクライト玄武岩の分布を調査中，静岡市葵区油山にてピクライト玄武岩の枕状溶岩を発見した．ピクライト玄武岩の枕状溶岩は，環伊豆地塊蛇紋岩帯（荒井・石田，1987）の一つ，千葉県鴨川市の嶺岡帯で兼平（1976）により報告されているが，瀬戸川帯では最初の発見である．枕状溶岩の発見により，美和高山ピクライト玄武岩の新しい産状とその化学組成から成因の一端が明らかとなったので，ここに報告する．

地質概説

西南日本外帯に属する四万十帯は，白亜紀から前期中新世にかけての付加体を主とする地層からなり，沖縄から房総半島に至る太平洋側に帯状に分布している（小川・久田，2005）．中部日本における四万十帯は，赤石山地の大部分を構成し南東側に若い地層が分布する帯状構造をとっている（狩野ほか，1986；唐沢・狩野，1992）．赤石山地の四万十帯東端に位置する瀬戸川帯は，笹山構造線と糸魚川－静岡構造線にはさまれた幅10～16㎞程度の南北方向の狭い範囲に分布し，西側から瀬戸川層群，大井川層群，竜爪層群に分けられている（狩野ほか，1986；杉山・下川，1989）．その内，美和高山が位置する瀬戸川層群には，古第三紀中期始新世から前期中新世のスレート劈開の発達した泥岩を主に，砂岩，砂岩泥岩互層，オフィオライト起源の玄武岩や超塩基性岩，石灰岩，チャートが分布している（杉山・下川，1989，1990；唐沢・狩野，1992；坂本ほか，1993；杉山，1995）．美和高山周辺は，瀬戸川層群の高山衝上体の最下部に位置するとされ，ピクライト玄武岩のほか玄武岩，石灰岩，砂岩，泥岩，砂岩泥岩互層などが分布している．美和高山周辺の瀬戸川層群は，ほぼ南北から北東－南西の走向を持ち，西に50°～60°傾く覆瓦構造をとっている（杉山・下川，1989，1990）．

試料

露出状況

美和高山ピクライト玄武岩は，美和高山頂上南約500mの地点（地点A），美和高山頂上北東約1㎞の地点（地点B），美和高山頂上北東約4㎞の油山（地点C），美和高山頂上北東約1.7㎞の谷沢（地点D）など，少なくとも計4カ所に点在していた（Fig. 1）．これらの露頭は，Sameshima（1960）と高沢（1976）が示す分布域中にあった．このほか，美和高山頂上南東約1㎞の八十岡（地点E）では，美和高山へ向かう林道終点近くの沢に，長径30～50㎝程度のピクライト玄武岩の転石を十数個確認した．

ピクライト玄武岩の露出は，どの地点も200m程度の狭い範囲に限られていた．ピクライト玄武岩が点在して露出する4地点間は，一部に玄武岩，石灰岩が露出していたが，ほとんどの部分は砂岩，泥岩，砂岩泥岩互層等の砕屑性堆積物からなり，ピクライト玄武岩の連続性は確認できなかった．地点Aから300mほど北北西，頂上展望台の西側斜面の風化堆積物中にドレライトの角礫が観察された．

露頭の詳細

地点A（美和高山頂上南約500m，「高山の池」東約50mの地点）

地点A（Fig. 1）では，1～2m程度の塊状のピクライト玄武岩と長径10～50㎝程度のピクライト玄武岩の角礫がおよそ200mの範囲に露出していた（Fig. 2）．露出域の西側では，長径10～30㎝のピクライト玄武岩の角礫が，10m程度の幅を持って地表に集積していた．また，露出域の北東側では，およそ50mの範囲に長径50㎝程度のピクライト玄武岩の角礫が散在していた．ピクライト玄武岩の表面は，風化を受けた様子が見られず新鮮であった．断面は暗黒色で，時に10㎜にも及ぶ大きなカンラン石の斑晶が認められた．露頭西端では，長径20～50㎝程度のピクライト玄武岩，玄武岩，蛇紋岩，砂岩などの角礫に混じって，丸みを帯び断面に放射状の割れ目を持つピクライト玄武岩の円礫や表面に急冷層と推測される形態を持つ長径20～30㎝程度のピクライト玄武岩の円礫がいくつか観察された．これらのピクライト玄武岩の円礫は枕状溶岩と推測される．下部は，1～2m程度の塊状のピクライト玄武岩が多かった．露頭周囲は，砂岩，泥岩，砂岩泥岩互層，玄武岩が分布していた．

地点B（美和高山頂上北東約1㎞の地点）

地点B（Fig. 1）では，およそ50mの範囲に，長径20㎝～1.5m程度のピクライト玄武岩の角礫が散在し，地点Aのようにピクライト玄武岩の角礫が地表に集積する様子は見られなかった．ピクライト玄武岩の表面は，風化され茶褐色でカンラン石の斑晶の溶脱痕が目立つが，断面は新鮮で大きなカンラン石の斑晶が観察された．露頭西側には，長径20～30㎝程度のピクライト玄武岩の角礫が散在していた．なお，地点Aから地点Bに至る道程は，玄武岩，砂岩，泥岩，砂岩泥岩互層が露出しピクライト玄武岩は見当たらなかった．

地点C（美和高山頂上北東約4㎞の地点）：静岡市葵区油山

地点C（Fig. 1）では，厚さ1.5mの風化堆積物中に，長径1mと長径30㎝のピクライト玄武岩の枕状溶岩が並んで露出していた（Fig. 3）．ピクライト玄武岩の枕状溶岩は，放射状の割れ目が入り小さなブロックに砕かれていた．2つの枕状溶岩の表面はともに風化していたが，内部は新鮮で発泡はうかがえなかった．枕状溶岩に含まれるカンラン石の斑晶は，地点Aのピクライト玄武岩に比べて目立たなかった．地表は，約50mの範囲に長径10～30㎝程度のピロブレッチアと推測されるピクライト玄武岩の角礫が集積し，その中にも，20㎝程度の枕状溶岩の円礫が観察された．ピクライト玄武岩の角礫が集積する様子は，地点Aの露出状態と類似していた．ピクライト玄武岩の周囲には，砂岩，砂岩泥岩互層が分布していた．

地点D（美和高山頂上北東約1.7㎞の地点）：静岡市葵区足久保谷沢

地点D（Fig. 1）では，茶畑横の小径や西側の沢に30

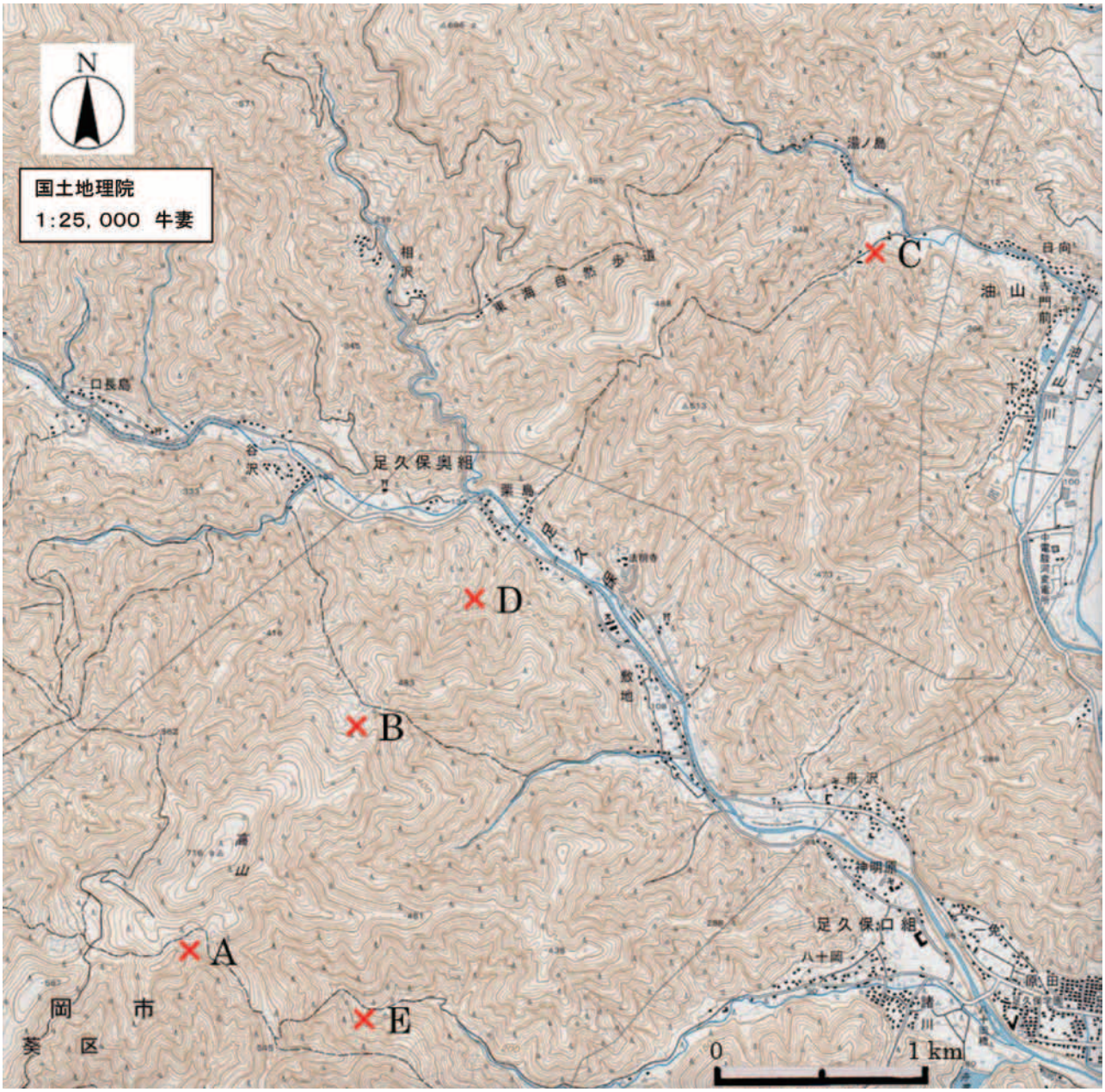

Fig.1：Distribution map of the Miwa-Takayama picrite basaalts. Ushigamine lava distributed site A and B. Yuyama lava distributed site C. Yazawa lava distributed site D. Conglomerates of Ushigamine type picrite basalt found out in trench of site E.

㎝～1.5m程度のピクライト玄武岩の巨礫が散在していた．巨礫の散在する様子は地点Bと類似し，枕状溶岩やピロブレッチアは見出せなかった．ピクライト玄武岩の巨礫の表面は茶褐色でカンラン石の溶脱痕が目立っていたが，断面は新鮮でカンラン石の斑晶は地点Bに比べて目立たなかった．露出域のほとんどが茶畑や杉林に覆われていて，ピクライト玄武岩の分布範囲を確定できなかったが，およそ200mの範囲に露出していると推測される．茨木（1983）は，地点Dの南約200mの玄武岩に覆われた石灰質凝灰岩層から47Maの浮遊性有孔虫を報告している．

地点E（美和高山頂上南東約1㎞の地点）：静岡市葵区足久保八十岡

地点E（Fig. 1）では，林道終点から美和高山への登山道を100mほど登った南側の沢に，長径20㎝～1mのピクライト玄武岩の礫が十数個観察された．いずれも転石で，露頭は確認できなかった．ピクライト玄武岩の表面は新鮮で地点Aのものと類似するが，大きなカンラン石の斑晶は地点Aと比べて目立たなかった．

Fig.2：Brecciated Ushigamine lava spread at sita A. Pilow breccias accumulate to about 10m in width.

結果

岩石記載

美和高山ピクライト玄武岩は，0.2～5㎜のカンラン石の斑晶を多量に含み，中には，10㎜以上に及ぶものが見られた．高沢（1976）が述べているように，カンラン石の斑晶には，自形性の良い1～5㎜程度の大きさものと0.2㎜程度の大きさものがあり，それらが大部分を占めていた．長径が1～5㎜，短径が0.1～0.2㎜程度の細長く伸びたものや，大きさが10㎜以上で，斑晶の周囲が不定形のものも観察された（Fig. 4a）．高沢（1976）によれば，細長く伸びたカンラン石や斑晶の周囲が不定形のカンラン石は，骸晶とされている．カンラン石斑晶の他にクロムスピネル（主にクロム苦土鉱からなる）の自形結晶が見られた．石基は斜長石や単斜輝石が主で，微小な磁鉄鉱や二次鉱物の炭酸塩鉱物（カルサイト）やアミグデュール（内部を埋める鉱物は不明）から構成されていた．カンラン石の斑晶は，割れ目に沿ってカンラン石が蛇紋石に変質した跡が数多く見られたが，ほとんどが周縁部まで新鮮であった（Fig. 4a, b）．カンラン石の斑晶中には包有物としてクロムスピネルが多数存在し（Fig. 4b, c），高沢（1976）が指摘する輝石や斜長石の微粒子からなる楕円形の包有物も観察された．また，カンラン石斑晶中に，微小なメルト包有物が観察され，散在するものと列状に配列するものがあった．微小メルト中に，クロムスピネルの微結晶を伴うものもあった．キンクバ

Fig.3：Pillow lava in the Yuyama lava at site B. Pillow lavas and pillow breccias were mixed with the weathered sediments.

ンドをもつカンラン石は，すべての地点で観察された．

4地点のピクライト玄武岩を顕微鏡で観察した結果，地点によってピクライト玄武岩の斑晶や石基の形状に，次のような違いが見られた．地点Aと地点Bのものは，カンラン石の斑晶が全体のおよそ半分を占め，石基は細粒で，斑晶や石基は変質をほとんど受けていなかった（Fig. 4a）．地点Cのものは，カンラン石の斑晶が占める割合や変質の程度は地点A，Bと同等であったが，石基は地点A，Bに比べて粗粒であった（Fig. 4b）．地点Dのものは，細かく砕かれたカンラン石の斑晶が特徴的で，他の地点に比べて斑晶が占める割合や変質の程度が大きく，石基は地点Cと同程度に粗粒であった（Fig. 4c）．このような顕微鏡下の観察に基づき，便宜的に，地点Aと地点Bのピクライト玄武岩を牛ヶ峰溶岩，地点Cのピクライト玄武岩を油山溶岩，地点Dのピクライト玄武岩を谷沢溶岩と呼ぶことにする．

Fig.4：Micro-photos of the Miwa-Takayama picrite basalts. (a) Ushigamine lava (b) Yuyamam lava (c) Yazawa lava

全岩化学組成

全岩分析は，カナダALS社に委託した．ASL社の蛍光X線分析装置（XRF-ME26，ガラスビード法，希釈率1：11）から得られた，美和高山ピクライト玄武岩の3つの溶岩の全岩化学組成をTable 1に示す．牛ヶ峰溶岩，油山溶岩および谷沢溶岩は，SiO_2の含有量（wt%）がそれぞれ42.1，43.5，40.7を，MgOの含有量（wt%）がそれぞれ29.8，25.0，30.1を，アルカリ（Na_2O+K_2O）の含有量（wt%）がそれぞれ0.83，1.14，0.53を，TiO_2の含有量（wt%）がそれぞれ0.83，1.28，0.82を示した．国際地学連合（IUGS）は，MgOの含有量が18wt%以上，かつ，アルカリ（Na_2O+K_2O）の含有量が2wt%以下の超塩基性岩の内，TiO_2の含有量が1wt%以下のものをコマチアイト，1wt%以上のものをメイメチャイトと区分している（Le Bas，2000）．この区分に従うと，牛ヶ峰溶岩と谷沢溶岩はコマチアイトに，油山溶岩はメイメチャイトに分類された．

Table 1：Whole rock major element compositions of the Miwa-Takayama picrite basalts

(wt %)	Ushigamine lava (Site A)	Yuyama lava (Site C)	Yazawa lava (Site D)
SiO_2	42.10	43.50	40.70
TiO_2	0.83	1.28	0.82
Al_2O_3	5.48	7.06	4.80
Cr_2O_3	0.41	0.30	0.40
Fe_2O_3	12.70	12.46	11.92
MnO	0.18	0.17	0.15
MgO	29.80	25.00	30.10
CaO	5.27	6.41	4.41
Na_2O	0.77	1.04	0.49
K_2O	0.06	0.10	0.04
P_2O_5	0.08	0.12	0.08
L.O.I	1.62	1.83	6.41
Total	99.30	99.27	100.32
Ni (ppm)	1560	1395	1865

鉱物化学組成

牛ヶ峰溶岩の2試料（地点Aと地点Bのピクライト玄武岩），油山溶岩の2試料（地点Cのピロブレッチア及び枕状溶岩），谷沢溶岩の1試料（地点Dのピクライト玄武岩）の合計5つの試料について，構成鉱物の主成分化学組成を神奈川県温泉地学研究所のEPMA（JEOL JXA-8900R）と静岡大学のEPMA（JEOL JXA-8900R，温泉地学研究所のEPMAを移設したもの）を用いて，加速電圧20kV，測定電流1.2×10^{-8}A，ビーム径5μmの条件で分析した．測定にあたって，スピネルは，大きさがおよそ30μm以下のものは，中心部を1カ所測定した．大きさがおよそ30μm以上のものは，中心部と周囲2カ所の計3カ所を測定し，その平均を分析値とした．カンラン石は，スピネルから5μm程度離れた3～4カ所を測定し，その平均を分析値とした．

カンラン石の化学組成と特徴

クロムスピネルを囲むカンラン石の化学組成の結果をFig. 5に示した．カンラン石のMg#［=Mg/(Mg＋Fe)比］は，牛ヶ峰溶岩については，0.93～0.83の範囲で変動した．油山溶岩については，0.90～0.84の範囲で変動した．谷沢溶岩は，0.90～0.88の範囲で変動した．牛ヶ峰溶岩のMg#には，0.93の値をとるものがあり，Mg#の変動幅はおよそ0.1で，広い範囲での変動が見られた．それに比べ，油山溶岩や谷沢溶岩のMg#は，全て0.90以下の値で，牛ヶ峰溶岩に比べて狭い範囲で変動した．特に谷沢溶岩については，Mg#の変動幅が0.02と限られた範囲に集中する傾向が見られた．

カンラン石のMg#の減少に伴いNiO，MnO，CaOなどの微量成分がどのように変化するかをFig. 5a～cに示した．Mg#の減少に伴い，NiOの減少，MnOとCaOの増加は，結晶分別によるマグマ分化の際に一般的に見られる傾向である（石橋，2013）．NiOについて見ると，Fig. 5aに示したとおり，牛ヶ峰溶岩は，0.37～0.21wt%の範囲で変動し減少傾向が見られた．油山溶岩は，0.46～0.27wt%の範囲で変動し減少傾向が見られた．谷沢溶岩は，0.36～0.31wt%の範囲で変動したが，変動範囲が狭く傾向を読みとることはできなかった．MnOについて見ると，Fig. 5bに示したとおり，牛ヶ峰溶岩は，0.11～0.23wt%の範囲で変動し増加傾向が見られた．油山溶岩は，0.13～0.19wt%の範囲で変動しわずかに増加傾向が見られた．谷沢溶岩は，0.14～0.18wt%の範囲で変動し，狭い範囲に集中するものの増加傾向が見られた．CaOについて見ると，Fig. 5cに示したとおり，牛ヶ峰溶岩は，0.21～0.31wt%の範囲で変動したが増加傾向は見られなかった．油山溶岩は，0.22～0.51wt%と変動幅が大きいが，ほとんどが0.22～0.31wt%の範囲に集中し増加傾向は見られなかった．谷沢溶岩は，0.15～0.31wt%の範囲に散在し増加傾向は見られなかった．

カンラン石に包有されるスピネルの化学組成と特徴

カンラン石に包有されるクロムスピネルの化学組成をFig. 6に示した．クロムスピネルのCr#［＝Cr/(Cr＋Al)比］について見ると，牛ヶ峰溶岩は，0.56～0.71の範囲を示した．油山溶岩は，0.59～0.71の範囲を示した．谷沢溶岩は，0.65～0.69の範囲を示した．牛ヶ峰溶岩はCr#が0.6以下のものもあり，油山溶岩や谷沢溶岩に比べて幅広い傾向を示したが，どの試料もCr#は，おおむね0.60～0.70の範囲に含まれた．牛ヶ峰溶岩と油山溶岩は，Mg#の増加に伴いCr#が緩やかに増加するように読み取れたが，谷沢溶岩については明瞭な関係が読みとれなかった（Fig. 6a）．Al/(Al＋Cr＋Fe^{3+}）比とFe^{3+}/（Al＋Cr＋Fe^{3+}）比の相関は，数値にばらつきが見られ，両者の間に傾向を読み取ることはできなかった（Fig. 6b）．一般的に，結晶作用によるマグマの分化の際にスピネル中のAl成分は減少し，Fe^{3+}成分は増加する傾向がある（石橋，2013）が，美和高山ピクライト玄武岩は，マグマ分化の一般的な傾向を示さなかった．Fig. 7は，スピネルとスピネルを包有するカンラン石間のFe^{2+}/Mg比の関係を示したものである．どの溶岩も一直線上に並び，スピネル

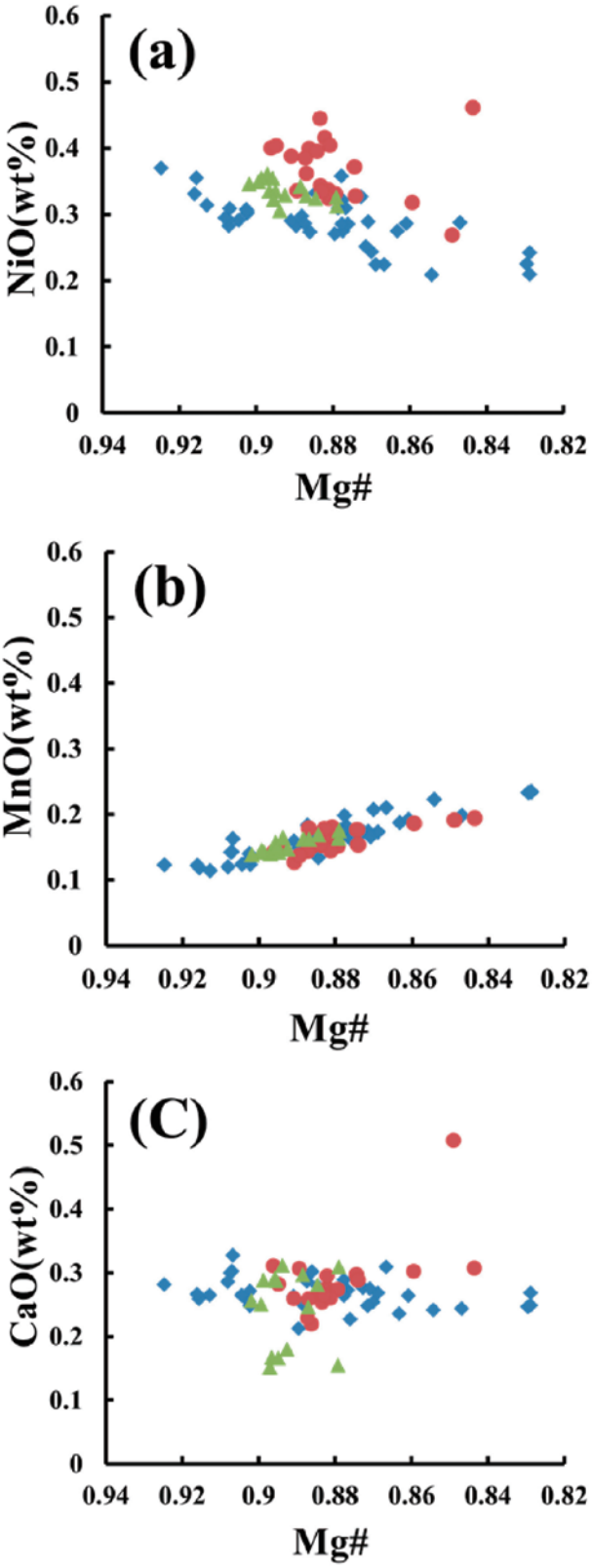

Fig.5：Chemical analysisis of the olivine. (a) Relationships between Mg# [=Mg/(Mg+Fe) atomic ratio] and NiO weight percent volume. (b) Relationships between Mg# and MnO weight percent volume. (c) Relationships between Mg# and CaO weight percent volume. Diamonds are Ushigamine lava, circles are Yuyama lava, triangles are Yazawa lava.

のFe^{2+}/Mg比とスピネルを包有するカンラン石のFe^{2+}/Mg比との間には，明瞭な相関が見られた．これは，スピネルを捕獲後，スピネルとスピネルを包有するカンラン石の間で，Fe-Mg再分配が起こったことを示している（石橋，2013）．

議論

ピクライト玄武岩の産状について

美和高山ピクライト玄武岩の産状について，Sameshima（1960）は，美和高山頂上直ぐ南東斜面から北北東方向に幅200m，長さ1㎞のダイクと油山に小露頭が存在するとしている．高沢（1976）は，美和高山頂上直ぐ南東斜面から北北東方向に幅10m，長さ1.7㎞のピクライト玄武岩の岩体が板状に分布するとしている．杉山・下川（1990）と杉山（1995）は，ピクライト玄武岩が周囲の玄武岩を貫いて浅所に貫入したとしている．しかし，露頭を見る限りピクライト玄武岩が，ダイクとして貫入していたり板状に分布していたりする露出は見当たらなかった．今回の調査で枕状溶岩が確認されたことから，ピクライト玄武岩は，岩脈やシルとして瀬戸川層群中に貫入したものではないことが明らかになった．地点Ａから地点Ｃにかけてのピクライト玄武岩の露出域は，周囲の地層の向きと総じて調和的である．地点Ａの北北西300mには，ドレライトが風化堆積物に混じって露出している箇所があった．ドレライトは，その周囲に分布する玄武岩や珪質石灰岩などとともにオフィオライトの構成物と考えられる．これらの岩体は，杉山・下川（1989）が述べる高山衝上体の基底部に位置し，ピクライト玄武岩の礫岩体とともに分布していると推測される．すなわち，美和高山のピクライト玄武岩は，プレートの沈み込みに伴い，瀬戸川層群に付加された異地性礫岩で，高山頂上直下から谷沢，油山にかけて瀬戸川層群の走向に沿ってレンズ状に散在していると考えられる．美和高山ピクライト玄武岩が，範囲200m程度の非常に限られた数カ所にしか露出しないこと，ピクライト玄武岩が点在する地点間は，瀬戸川層群の砕屑岩に覆われていて，ピクライト玄武岩の周囲には，オフィオライトを構成する岩体が分布するといった露出状況も整合的である．このことは，瀬戸川層群の超塩基性岩が堆積性とされていること（荒井ほか，1978），瀬戸川層群の緑色岩類はブロック状に堆積しているものがあること（坂本ほか，1993），美和高山のピクライト玄武岩とよく似る嶺岡帯のピクライト玄武岩が堆積性礫岩の可能性が高いとされていること（荒

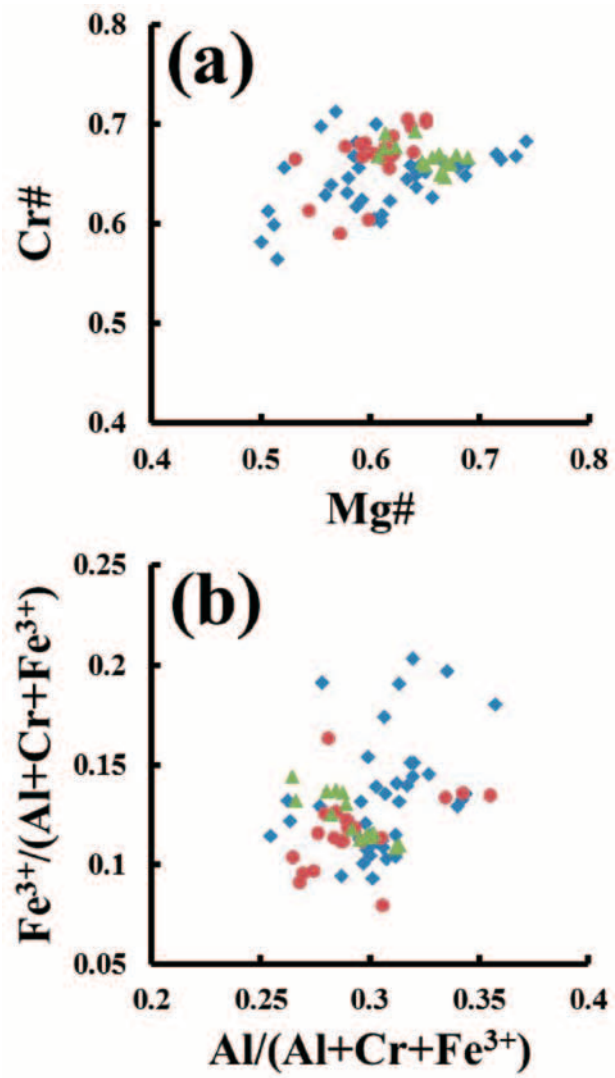

Fig.6：Chemical analysisis of the chromian spinel. (a) Relationships between Mg# and Cr# [=Cr/(Cr+Al) atomic ratio] of the Miwa-Takayama picrite basalts. (b) Relationships between Al/(Al+Cr+Fe^{3+}) atomic ratio and Fe^{3+}/(Al+Cr+Fe^{3+}) atomic ratio of spinel inclusions trapped in olivine. Diamonds are Ushigamine lava, circles are Yuyama lava, triangles are Yazawa lava.

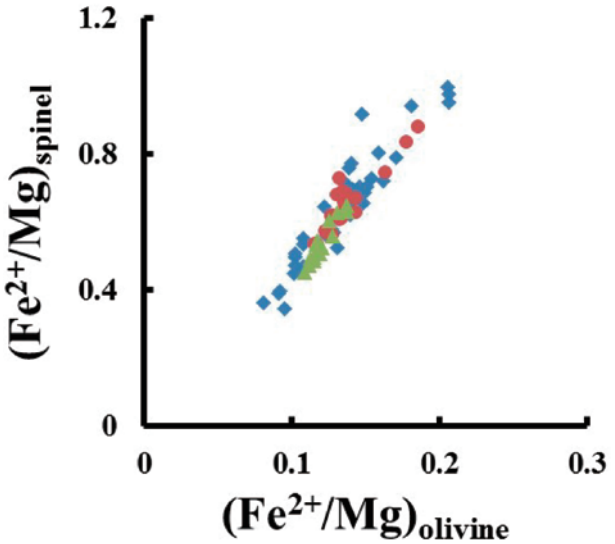

Fig. 7：Relationships between Fe^{2+}/Mg atomic ratio of olivine and Fe^{2+}/Mg atomic ratio of spinel inclusions trapped in olivine. Diamonds are Ushigamine lava, circles are Yuyama lava, triangles are Yazawa lava.

井ほか，1983；荒井，1994；高橋ほか，2012）からも支持される．

ピクライト玄武岩のカンラン石－スピネル平衡温度について

Febriès（1979）によれば，平衡共存するカンラン石とスピネル間のFe-Mg分配は，温度とスピネルのCr/(Al＋Cr＋Fe^{3+})比，Fe^{3+}/(Al＋Cr＋Fe^{3+})比の関数として，次のような式で表されている．

$\ln K_D{}^0 = \ln K_D - 4.0Y(Fe^{3+})_{spinel}$

$T(K) = (4250Y(Cr)_{spinel} + 1343) / (\ln K_D{}^0 + 1.825Y(Cr)_{spinel} + 0.571)$

$T(℃) = T(K) - 273.15$

ただし，

$K_D = (Fe^{2+}/Mg)_{olivine} / (Fe^{2+}/Mg)_{spinel}$

$Y(Cr)_{spinel} = Cr/(Al + Cr + Fe^{3+})$

$Y(Fe^{3+})_{spinel} = Fe^{3+}/(Al + Cr + Fe^{3+})$

なお，この地質温度計は，700～1200℃の範囲に適用でき，その固有の温度見積り誤差は±50℃と考えられている（Febriès，1979）．この式を使って，美和高山ピクライト玄武岩のスピネル及びスピネルを囲むカンラン石の平衡温度を求めた．ただし，この式から求められる温度は，包有後の焼きなましによる再平衡の可能性があるため，実際のマグマの噴出温度より低く見積もられる可能性がある．

牛ヶ峰溶岩は，地点Aの18ペアと地点Bの21ペアを，油山溶岩は，地点Cのピロブレッチア12ペアと枕状溶岩9ペアを，谷沢溶岩は，地点Dの15ペアを測定した．したがって，牛ヶ峰溶岩は39ペアから，油山溶岩は21ペアから，谷沢溶岩は15ペアからそれぞれの平衡温度を見積もった．その結果，牛ヶ峰溶岩の平衡温度は1160±63℃，油山溶岩の平衡温度は1135±20℃，谷沢溶岩の平衡温度は1179±25℃と計算された．Fig. 8は，各溶岩の平衡温度のばらつきを示したものである．美和高山ピクライト玄武岩は，Fig. 7に示したように，スピネルのFe^{2+}/Mg比とスピネルを包有するカンラン石のFe^{2+}/Mg比との間に明瞭な相関関係が見られ，スピネルを捕獲後，スピネルとカンラン石の間でFe-Mg再分配が起こっていた（石橋，2013）．ここで得られた平衡温度は，再平衡温度の可能性が高い．したがって，包有後の焼きなましによる再平衡の可能性を考慮すると，平衡温度は少なくとも，牛ヶ峰溶岩がおよそ1160℃以上，油山溶岩がおよそ1140℃以上，谷沢溶岩がおよそ1180℃以上と考えられる．美和高山ピクライト玄武岩を排出した牛ヶ峰溶岩，油山溶岩および谷沢溶岩の噴出温度は，この平衡温度よりも高温であったと推測される．

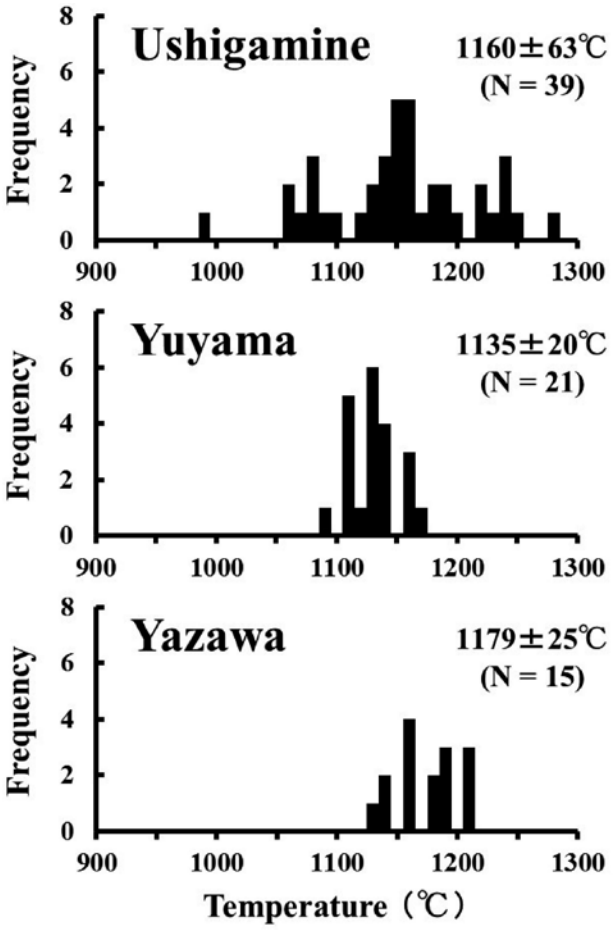

Fig. 8：Histograms of equilibrium temperatures of the Miwa-Takayama picrite basalts. (a) Ushigamine lava (b) Yuyamam lava (c) Yazawa lava

ピクライト玄武岩の起源について

石田ほか（1990）は，山梨県早川町新倉付近の瀬戸川帯北部で，美和高山のピクライト玄武岩に似た非変成ピクライト玄武岩を発見し，全岩化学組成やクロムスピネルの組成から，その母岩マグマがハワイのソレアイト質玄武岩に極めて類似したものと報告している．また，杉山（1995）は，美和高山ピクライト玄武岩の周囲に分布する玄武岩が，微量元素（Zr，Y，Nb，Sr）の化学分析結果から海洋火山島に由来するものとしている．坂本ほか（1993）は，瀬戸川層群の緑色岩類には，スラブ状のMORB由来のものとブロック状の海山や島弧由来のものがあり，それらは異なる堆積メカニズムで付加されたとしている．

今回，静岡市葵区油山で枕状溶岩を発見したことにより，美和高山のピクライト玄武岩は，プレートの沈み込みに伴って瀬戸川層群に付加された異地性礫岩であることが明らかになった．スピネルのAl_2O_3（wt%）値とTiO_2（wt%）値との相関から，玄武岩の起源を分類しているKamenetsky et al.（2001）の図に，3溶岩のスピネルのAl_2O_3（wt%）とTiO_2（wt%）の値を重ねてみると，すべての値が海洋火山島玄武岩（OIB）の領域に入った（Fig. 9）．これは，美和高山ピクライト玄武岩が，ホットスポット起源の海洋火山島のものであることを示している．

従来，美和高山ピクライト玄武岩は，Sameshima（1960）や高沢（1976）により初生マグマに近いものであるとされてきた．高橋（1986）は，1959年噴出のキラウエア

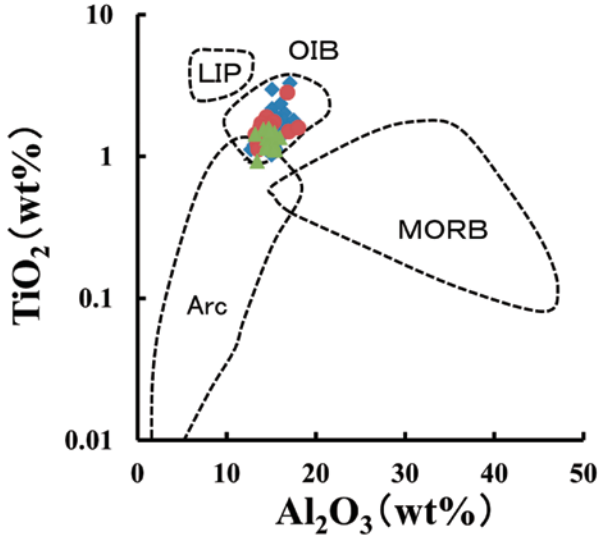

Fig. 9：Relationships between Al_2O_3 and TiO_2 contents of spinel inclusions trapped in olivine of the Miwa-Takayama picrite basalts. OIB is the ocean island basalt discrimination (Kamenetsky et al, 2001). Diamonds are Ushigamine lava, circles are Yuyama lava, triangles are Yazawa lava.

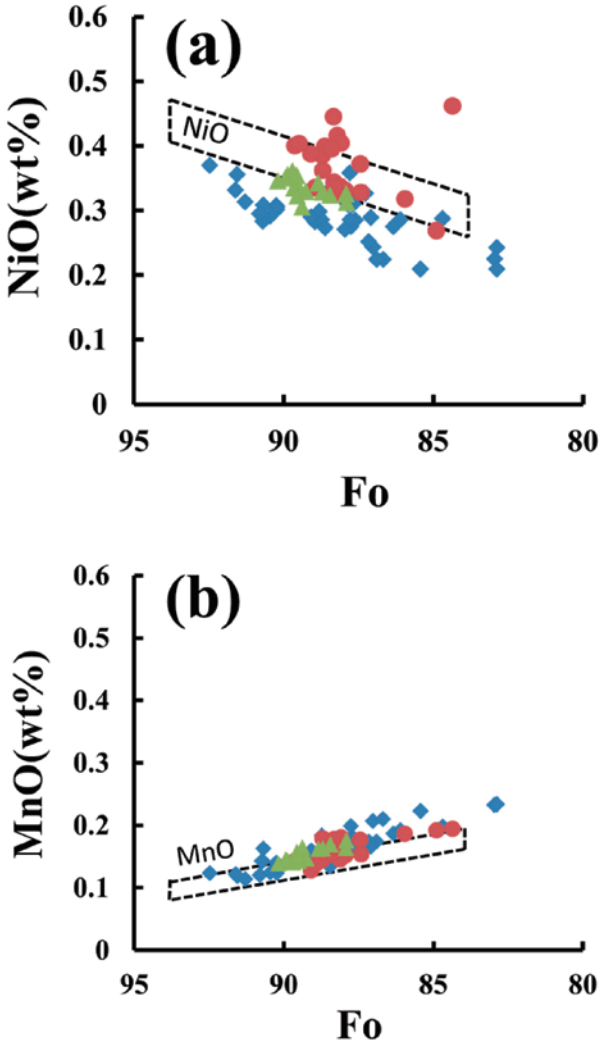

Fig. 10：Relationships between Fo [=100×Mg / (Mg+Fe) atomic ratio] content of olivine and NiO (wt%) and MnO (wt%) content of olivine of the Miwa-Takayama picrite basalt. Broken line area is indicated in mantle olivine array for ferromagnesian element (Takahashi, 1986). Diamonds are Ushigamine lava, circles are Yuyama lava, triangles are Yazawa lava.

火山の玄武岩が，比較的細粒（0.5～2㎜）の自形性のよい斑晶の他に多量の粗粒な捕獲結晶（粒径1～12㎜）を含み，捕獲結晶にはマントルカンラン岩特有の変形組織（kink banding）が見られるといった先行研究結果から，1959年の噴出物は，MgOが10wt％の初生マグマと数％～10数％のMgOを持つ過剰結晶（火道に沿うwall rock由来の捕獲結晶である可能性が高い）が混入したものであるという見解を示している．美和高山ピクライト玄武岩中のカンラン石も，自形性の良い0.5～2㎜程度の結晶と1～5㎜程度のキンクバンドを持つ大型の結晶が普遍的に観察される点で，1959年噴出のキラウエア火山の噴出物とよく似ている．そこで，美和高山ピクライト玄武岩には，マントル由来のカンラン石が含まれているかを確かめるために，高橋（1986）やArai（1994）が示すマントルカンラン石の組成配列と比較してみた．

まず，美和高山ピクライト玄武岩のカンラン石のNiO（wt％）値とMnO（wt％）値を，高橋（1986）の示すマントルカンラン石の配列に重ねてみた（Fig. 10a, b）．NiO値について見ると（Fig. 10a），牛ヶ峰溶岩は，一部がマントルカンラン石と同じ値をとるが，大部分はマントルカンラン石の領域より低い値を示した．油山溶岩は，マントルのカンラン石と同じ値かそれよりも高い値を示した．谷沢溶岩は，マントルカンラン石と同じ値かそれよりもやや低い値を示した．一方，MnO値について見ると（Fig. 10b），牛ヶ峰溶岩，油山溶岩，谷沢溶岩は，いずれもマントルのカンラン石と同じか，やや高い値を示す傾向にあった．これらは，美和高山ピクライト玄武岩のカンラン石が，マントルカンラン石に近い組成を持つマグマから形成されたと考えられるが，一部にマントルカンラン石を捕獲結晶として取り込んでいる可能性もある．

次に，美和高山ピクライト玄武岩のカンラン石のFo値とカンラン石に含有されるスピネルのCr#値をArai（1994）の図に重ねてみた．その結果，油山溶岩は，OSMAの範囲から外れたが，牛ヶ峰溶岩と谷沢溶岩のカンラン石の一部がOSMAの範囲に入った（Fig. 11）．これも，美和高山ピクライト玄武岩のカンラン石が，マントルカンラン石に近い組成を持つマグマから形成されたと考えられるが，マントルカンラン石を捕獲結晶として一部取り込んでいる可能性も残す．しかし，OSMAに一致したカンラン石のCaO値は，0.25～0.27wt％を示し，0.07wt％以下といわれるマントルカンラン石のCaO値（Stephen et al., 2013）に対して高い値をとる．このことは，美和高山ピクライト玄武岩のカンラン石が，マグマ中で生成さ

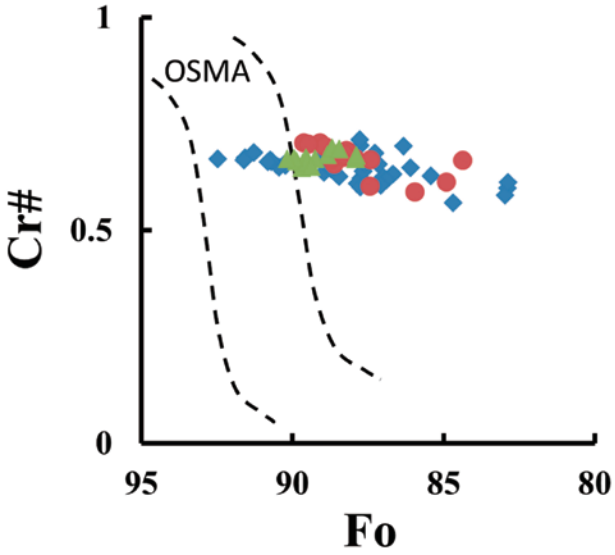

Fig. 11：Relationships between Fo content of olivine and Cr # of chromian spinel inclusions trapped in olivine of the Miwa-Takayama picrite basalts. OSMA is the olivine-spinel mantle array (Arai, 1994). Diamonds are Ushigamine lava, circles are Yuyama lava, triangles are Yazawa lava.

れたことを示している．したがって，美和高山ピクライト玄武岩は，マントルカンラン石の組成に近いMgやCrに富んだマグマから形成されたと推測される．

全岩化学分析の結果（Table 1）から，牛ヶ峰溶岩と谷沢溶岩はコマチアイトに，油山溶岩はメイメチャイトに分類された．国内でのコマチアイトやメイメチャイトの存在は，美濃・丹波帯，嶺岡帯，瀬戸川帯などで報告されている（市山，2009；佐藤ほか，2012）．これらの論文では，コマチアイトを作った巨大火成岩区（LIPs）とメイメチャイトの起源や沈み込み帯でのマントルの火成活動との関連性を指摘している．過去の巨大火成岩区（LIPs）の一部が，美和高山ピクライト玄武岩を作ったマグマだまりの起源となった可能性も考えられる．その解明には，微量元素やREEの分析，同位体測定，年代測定などの詳細な解析が必要となってくる．

まとめ

（1）静岡市葵区油山からピクライト玄武岩の枕状溶岩を発見した．
（2）美和高山ピクライト玄武岩は，海洋火山島玄武岩で，プレートの沈み込みに伴う付加により瀬戸川層群に取り込まれた異地性礫岩である．
（3）美和高山ピクライト玄武岩の平衡温度は少なくとも，牛ヶ峰溶岩がおよそ1160℃以上，油山溶岩がおよそ1140℃以上，谷沢溶岩がおよそ1180℃以上である．
（4）美和高山ピクライト玄武岩は，マントルカンラン石の組成に近いMgやCrに富んだマグマから形成された．牛ヶ峰溶岩と谷沢溶岩はコマチアイトに，油山溶岩はメイメチャイトに分類された．

謝辞

化学分析では，神奈川県温泉地学研究所のEPMAと静岡大学のEPMAを使用させていただいた．特に，温泉地学研究所の萬年一剛主任研究員には，EPMAの測定に関して多大なる御援助をいただいた．静岡大学理学部の道林克禎教授には，静岡大学のEPMAの使用と試料作成に御援助をいただいた．また，同理学部の森下祐一教授には，全岩化学分析にご援助をいただいた．さらに，同理学部の石橋秀巳講師には，ピクライト玄武岩の解析について貴重な御意見をいただき，論文の向上に役立てることができた．以上の方々に深く感謝する．

引用文献

荒井章司（1994），環伊豆地塊蛇紋岩帯．静岡大学地球科学研究報告，**20**，175-185.
Arai S. (1992), Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry, *Mineralogical magazine*, **56**, 173-184.
Arai S. (1994), Characterrization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology*, **113**, 191-204.
荒井章司・下川浩一・高橋輝章（1978），瀬戸川帯の超塩基性－塩基性岩類の貫入形態に関して．地質学雑誌，**84**，691-693.
荒井章司・伊藤谷生・小沢一仁（1983），嶺岡帯に産する超塩基性・塩基性砕屑岩類について．地質学雑誌，**89**，287-297.
荒井章司・石田　高（1987），山梨県笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩類の岩石学的性質―他の環伊豆地塊蛇紋岩類との比較―．岩鉱，**82**，336-344.
Febriès J. (1979), Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 329-336.
茨木雅子（1983），瀬戸川層群滝沢累層の貝化石層準および石灰岩層から産出した中期始新世の浮遊性有孔虫群．地質学雑誌，**89**，57-59.
市山祐司（2009），美濃・丹波帯緑色岩の岩石的研究―特に超苦鉄質火山岩について―．岩石鉱物化学，**38**，13-18.
石橋秀巳（2013），スピネル－メルト酸素フガシティ計：手法および北西九州東松浦地域の新生代アルカリ玄武岩への適用．静岡大学地球科学研究報告，**40**，21-32.
石田　高・荒井章司・高橋奈津子（1988），山梨県大月市初狩町の小仏層群からピクライト玄武岩の産出．岩鉱，**83**，43-50.
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．地質学雑誌，**96**，181-191.
Kamenetskey V. S., Crawford A. J., & Meffre S. (2001), Factors controlling of magnetic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt

inclusions from primitive rocks. *Journal of Geology*, **42**, 655-671.
兼平慶一郎（1976），房総半島南部嶺岡帯における蛇紋岩と玄武岩の産状．地質学論集，**13**，43-50.
狩野謙一・村松　武・廣田　豊（1986），四万十累層群の変形様式―赤石山地南部の上部白亜系に見られる例―．静岡大学地球科学研究報告，no. 12，89-114.
唐沢　譲・狩野謙一（1992），赤石山地東部の四万十帯，瀬戸川層群中のスレート帯の形成とその変形過程．地質学雑誌，**98**，761-777.
Le Bas M. J. (2000), IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology*, **41**, 1467-1470.
小川勇二郎・久田健一郎（2005），Field Geology 5付加体地質学，共立出版，160p.
六浦通玄（1953），静岡市西北高山附近の地質について，地学しずはた，no. 1，21-29.
坂本隆之・小川勇二郎・中田節也（1993），瀬戸川付加体中の緑色岩類の起源とテクトニクス上の意義．地質学雑誌，**89**，9-28.
鮫島輝彦（1958），房総半島南部のピクライト玄武岩．地質学雑誌，**64**，683.
鮫島輝彦（1960），瀬戸川累層群中の超塩基性岩（II）．地学しずはた，no. 21，15-16.
鮫島輝彦（1970），房総半島のピクライト玄武岩．日本地質学会第77年学術大会講演要旨，266.
Sameshima T. (1960), Picrite basalt dikes in the paleogene formation in central Japan. *Report of Liberal and Science Faculty of Shizuoka University, Section of Natural Sciences*, no. 3, 77-80.
佐藤佳子・平原由香・仙田量子・熊谷英憲・田村　肇・鈴木勝彦・Prihodko Vladmir（2012），東アジア東縁のコマチアイトに似た組成を持つ中生代～新生代のメイメチャイトの同位体組成．日本地球化学会年会要旨集，no. 59，154.
Stephen F. F., Dejan P., Tatjana R., & Dorrit E. J. (2013), Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes. *Earth and Planetary Science Letters*, **363**, 181-191.
杉山雄一（1995），赤石山地の瀬戸川帯北部の地質と瀬戸川付加体の形成過程．地質調査所月報，**46**，177-214.
杉山雄一・下川浩一（1989），赤石山地四万十帯における前期中新世付加体（瀬戸川帯）の形成過程．構造地質，**34**，173-188
杉山雄一・下川浩一（1990），清水地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，103p.
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，**30**，17-40.
高橋直樹・荒井章司・新井田秀一（2012），房総半島嶺岡帯の地質及び構造発達史．神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学），**14**，25-56.
高沢耕一（1976），瀬戸川層群中の高山ピクライトのかんらん石．地質学雑誌，**82**，765-771.
田崎耕市・猪俣道也（1980），嶺岡帯のピクライト玄武岩およびソレアイト質玄武岩類．地質学雑誌，**86**，653-671.