

報 告

四国西部におけるピクライトを伴う御荷銻緑色岩類南縁の衝上断層

Thrust of the southern margin of the Mikabu greenstones with picrite in West Shikoku

村田明広*・浅田舞紀*・前川寛和**

Akihiro Murata*, Maki Asada* and Hirokazu Maekawa**

Key Words : Mikabu greenstones, picrite, picritic basalt, thrust, Shikoku, Chichibu Terrain

はじめに

秩父帯の地質構造を明らかにする上で、秩父帯の北限を境する御荷銻緑色岩類と、秩父帯の地層との関係はきわめて重要である。四国西部では、八幡浜南方の海岸部付近と大洲から東方には御荷銻緑色岩類が広く分布するが、両者の間の地域では、御荷銻緑色岩類が狭長に連続するという考えが支配的であった(第1図)。しかしながら、松岡ほか(1998)、山北(1998)などによる四国西部の秩父帯の研究では、御荷銻緑色岩類の構造的な位置づけが異なっており、秩父帯の地質構造についても多くの不可解な点がある。

村田(2005)は、山北(1998)、松岡ほか(1998)による蔵川向斜は存在せず、魚成衝上断層は大野山衝上断層(Murata, 1982)に覆われることを明らかにした。今回、八幡浜南方の御荷銻緑色岩類分布域からピクライトを、その北東方の狭長部からピクライト質玄武岩を発見し、御荷銻緑色岩類は基本的に連続することが明らかになった。また、御荷銻緑色岩類の南縁には衝上断層が存在すると考えられるのでここに報告する。

御荷銻緑色岩類中のピクライトとピクライト質玄武岩

御荷銻緑色岩類の分布 四国西部の御荷銻緑色岩類は八幡浜南方に幅約3 kmにわたって分布し、主に玄武岩質凝灰角礫岩および凝灰岩からなっている(第1図)。御荷銻緑色岩類はここでは、幅1.2 km、長さ6 kmにわたる角閃石岩の岩体を伴う。この角閃石岩は川舞岩体と呼ばれ(石本, 1973)、当初、変成岩とみな

され角閃岩として扱われたが、貫入関係が認められることなどから、火成岩体とされているものである(鹿島・常磐井, 1972; 岩崎ほか, 1991)。なお、川舞岩体と、周囲の凝灰角礫岩および凝灰岩を主とする御荷銻緑色岩類との間には斜交関係が認められるが(第1図)、直接の関係はよく分かっていない。一方、御荷銻緑色岩類は、大洲東方の富士(とみす)山から神南山にかけても、幅3 kmから4 kmにわたって広く分布する(第1図)。この付近では、御荷銻緑色岩類は玄武岩質凝灰角礫岩、枕状溶岩、凝灰岩からなり、いくつかのハンレイ岩の岩体を伴っている(Suzuki et al., 1972)。

御荷銻緑色岩類は八幡浜南方の海岸部から北東方へ、分布幅を狭めながらも大洲東方まで連続すると考えられていたが(Murata, 1982; 桃井ほか, 1991など)、松岡ほか(1998)、榊原ほか(1998)では、両者は連続しないとみなされた。この分布幅の狭い部分は、海岸部付近と同様の凝灰角礫岩および凝灰岩からなり、八幡浜南方から大洲の市街地南西まで幅200 mから300 mほぼ連続して追跡される(第1図)。

ピクライト 八幡浜南方の真網代東方では、玄武岩質凝灰角礫岩に伴って、幅400 m、延長1.5 kmのピクライト岩体が存在する(第1図)。この岩体は、従来の地質図では(甲藤ほか, 1977; 桃井ほか, 1991; 四国地方土木地質図編纂委員会, 1998)、単に蛇紋岩や超塩基性岩類とされていたものである。この岩体は全体にわたって比較的均質で、顕微鏡下では、元のカンラン石を置き換えた蛇紋石が大半を占める岩石である(第3図a, Loc. 1)。球状のカンラン石仮像は径1 mm程度で、体積モードは80-90%である。個々の仮像の間を褐色の粘土鉱物あるいはTiに富んだ淡赤色の単斜輝石が埋める。比較的Tiに富んだクロムスピネルがカンラン石仮像や周囲に散在している。粘土鉱物は石基に当たる部分のガラスが変質してできた可能性がある。一見するとカンラン岩起源の蛇紋岩として見過ごしてしまうような岩石であるが、隣り合うカンラン石仮像の間を埋める粘土鉱物、Tiに富んだ単斜輝石やクロムスピネルの存在から(第1表)、カンラン岩とは容易に区別することができる。

ピクライト質玄武岩 ピクライト質玄武岩は、玄武岩質凝灰角礫岩の岩片として広く認められる。八幡浜南方、真網代南の海岸に分布する玄武岩質凝灰角礫岩の連続露頭には、しばしば暗黒色の岩片が認められる。岩片の長径は数mmから30 cmにわたり、多くはレンズ状を呈する(第3図b, Loc. 2)。完全に緑泥石化したカンラン石斑晶が、間粒状組織をもつ細粒石基中に多数認められ、ピクライト質玄武岩であるとみなすことができる。カンラン石の仮像は、カンラン石特有のそろばん玉の形をなすものや細長く引き伸ばされ、内部に粘土化したガラスを含んでいるものが多い(第3

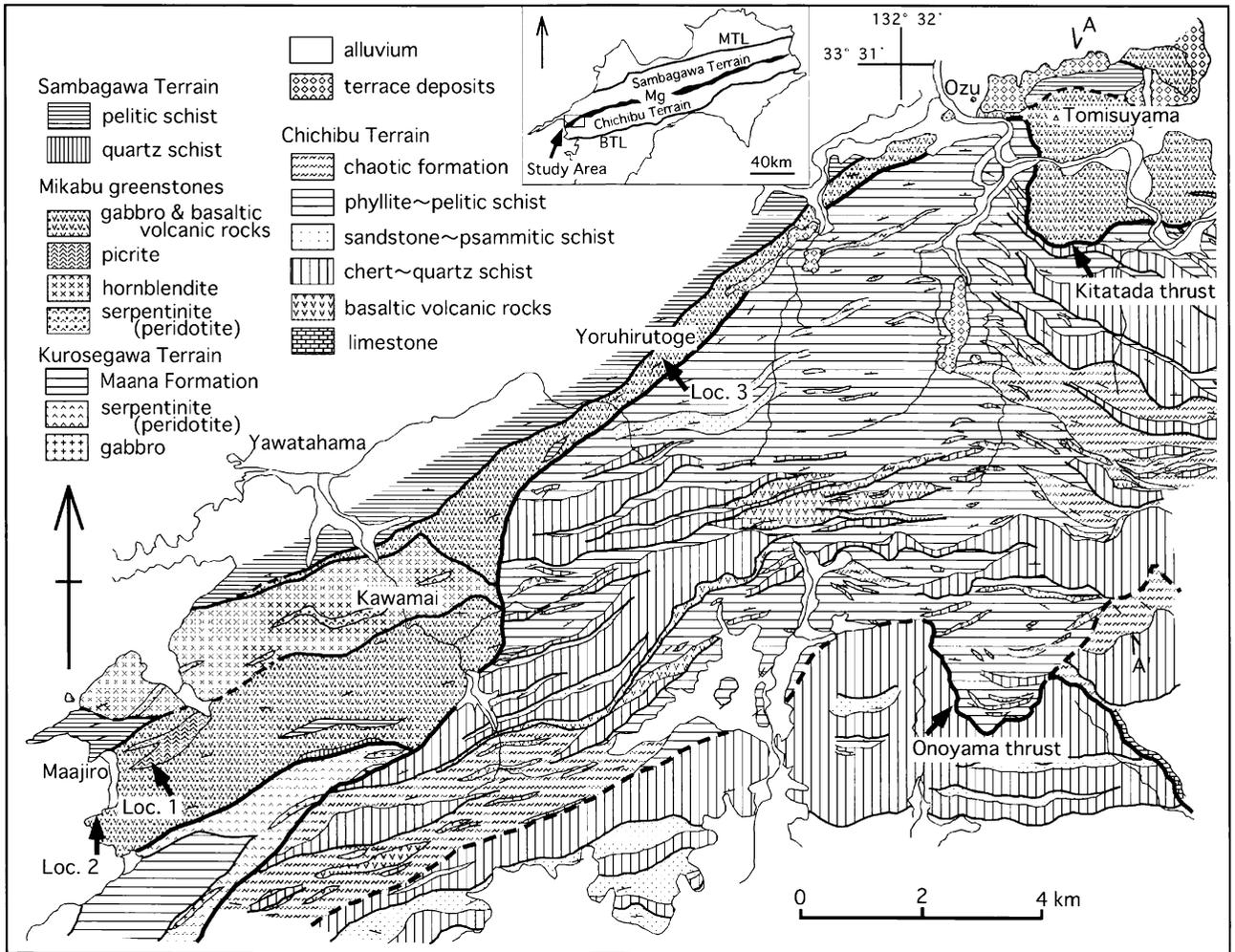
2005年11月30日受付。

* 徳島大学総合科学部

Integrated Arts and Sciences, University of Tokushima

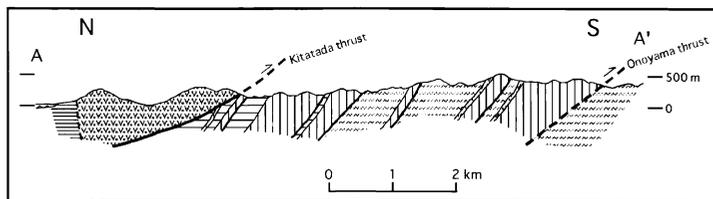
** 大阪府立大学大学院理学系研究科

Graduate School of Science, Osaka Prefecture University



第1図 八幡浜-大洲地域の御荷鉾緑色岩類周辺地質図。

インデックスマップ内の記号 MTL: 中央構造線, Mg: 御荷鉾緑色岩類, BTL: 仏像構造線. Loc. 1: ピクライトの露頭 (第3図 a), Loc. 2: ピクライト質玄武岩の角礫を含む露頭 (第3図 b, c, d), Loc. 3: ピクライト質玄武岩の露頭 (本文参照).



第2図 八幡浜-大洲地域の御荷鉾緑色岩類周辺断面図。
凡例は地質図と同じ。

図 c, d, Loc. 2). また、まれに磁鉄鋳化したスピネルを含むこともある。石基は、初生鋳物である細粒単斜輝石結晶の間を Mg/Fe 比の高いアクチノ閃石 ($Mg/(Mg+Fe) > 0.8$) や緑泥石が埋める。単斜輝石結晶の縁部には 15-22 モル% のヒスイ輝石成分を含むオンファス輝石が生じている。アクチノ閃石や緑泥石は元の斜長石やガラスを二次的に置換したものと考えられる。

同様のピクライト質玄武岩を含む玄武岩質凝灰角礫

岩は、真網代東方にも普遍的に分布し、この地域を特徴づける一つの岩種といえる。この凝灰角礫岩は、分布幅は狭いものの北東にのびる夜屋峠周辺にも露出している (Loc. 3)。含まれるピクライト質玄武岩は、上記に記載した真網代のものと同様の特徴を持つ。現段階では、前述のピクライトとピクライト質玄武岩との因果関係は不明であるが、少なくとも、ピクライト質玄武岩を含む八幡浜南方の御荷鉾緑色岩類は、岩体の走向から判断して富士山に連続すると考えるのが妥当

第1表 ピクライトに含まれる単斜輝石とクロムスピネルの化学組成。

cpx: 単斜輝石, spl: クロムスピネル。

Sample	1	2	3	4
Mineral	cpx	cpx	spl	spl
SiO ₂	46.96	49.43	0.11	0.02
TiO ₂	3.79	2.64	10.10	6.63
Al ₂ O ₃	6.78	4.64	10.73	11.44
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	11.91	16.80
FeO	5.07	4.69	39.70	34.67
MnO	0.16	0.10	2.09	1.97
MgO	13.31	14.66	1.39	1.44
CaO	22.96	22.99	0.13	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.38
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.70	0.64	22.03	23.81
V ₂ O ₅	0.27	0.20	0.96	0.97
NiO	0.00	0.00	0.00	0.13
Total	100.00	99.99	99.15	98.26
	O=6	O=6	O=4	O=4
Si	1.742	1.824	0.004	0.001
Ti	0.106	0.073	0.270	0.178
Al	0.296	0.202	0.449	0.480
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.318	0.450
Fe ²⁺	0.157	0.145	1.178	1.032
Mn	0.005	0.003	0.063	0.059
Mg	0.736	0.806	0.074	0.076
Ca	0.913	0.909	0.005	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.026
K	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.021	0.019	0.618	0.670
V	0.007	0.005	0.023	0.023
Ni	0.000	0.000	0.000	0.004
Total	3.983	3.986	3.002	2.999

である。

御荷鉾緑色岩類南縁の衝上断層

御荷鉾緑色岩類は、その南縁・南東縁を断層によって境され、秩父帯のジュラ紀付加堆積物と接している。このジュラ紀付加堆積物には、Kashima (1969) が久米層としたものが含まれている。Murata (1982) は、大洲南東方の富士山南方から東の神南山にかけての御荷鉾緑色岩類と、その南側の秩父帯のチャート・千枚岩を主とする地層とが斜交しており、北に緩く傾斜した断層が存在するとして、八幡浜南方の御荷鉾緑色岩類の南東縁の断層と連続させて、北只衝上断層の存在を推定した。北只衝上断層は、そのトレースから

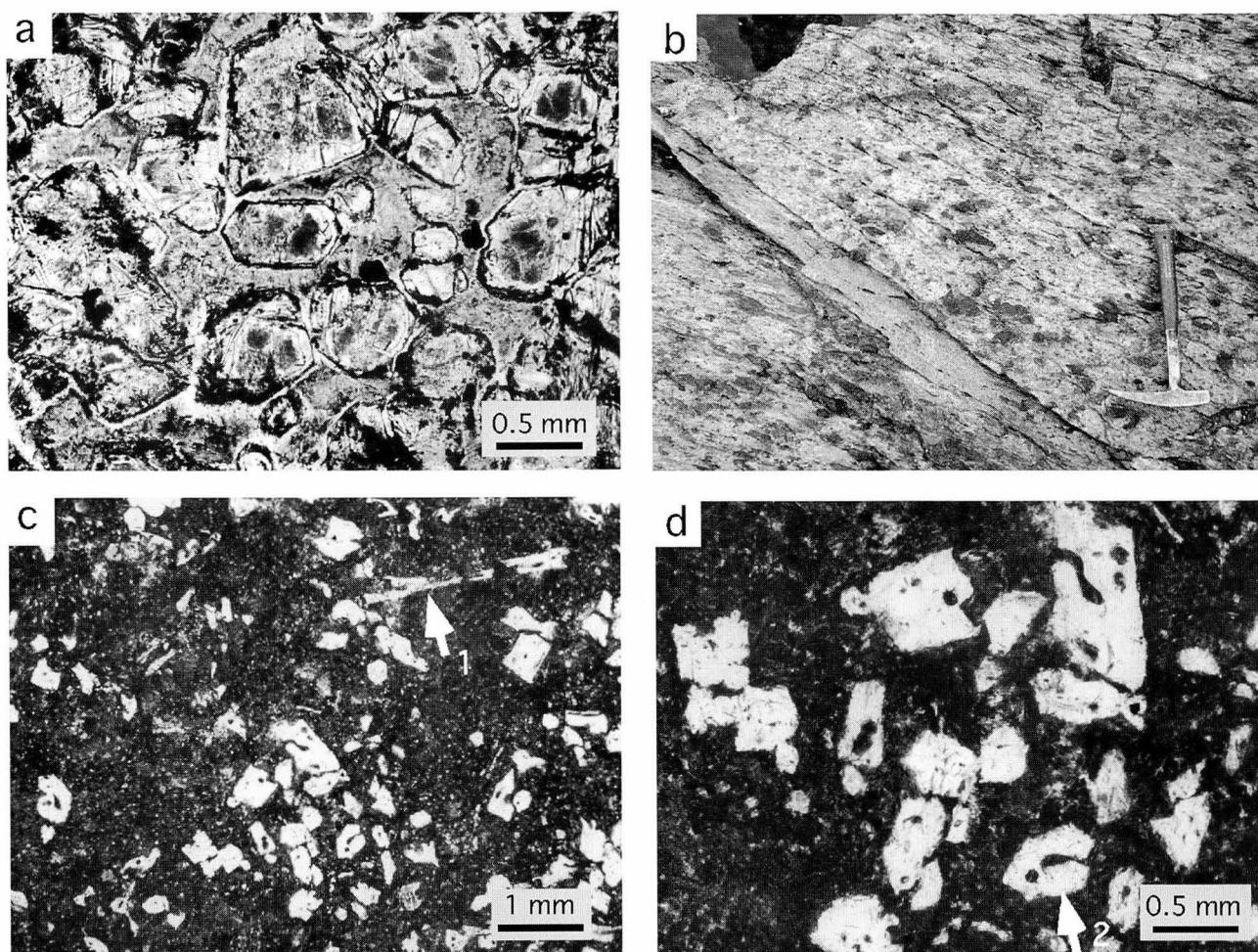
判断して、八幡浜南方から大洲にかけては中角から高角であるが、富士山付近では非常に低角であると考えられた(第1, 2図)。なお、現在までのところ、断層露頭は確認されていない。

八幡浜南方から大洲にかけての御荷鉾緑色岩類のほぼ南東縁に沿って断層が存在することは、多くの研究者間でもほぼ一致していると思われる(甲藤ほか, 1977; Murata, 1982; 武田ほか, 1993; 松岡, 1998; 松岡ほか, 1998など)。武田ほか(1993)は、御荷鉾緑色岩類の南縁の断層を大洲-三瓶断層と呼び、御荷鉾緑色岩類と、超塩基性岩体および真穴層からなる真穴帯(黒瀬川帯の特徴を持つ)の北側を通ると考えた。武田ほか(1993)は、Murata (1982)と同様に、この断層は衝上成分があるとしているが、大洲より東方については言及していない。

松岡ほか(1998)や山北(1998)は、大洲南東方の富士山南方から東の神南山にかけての御荷鉾緑色岩類の南限に衝上断層を認めず、西予市野村町付近の黒瀬川帯の南に位置する魚成衝上断層(Kashima, 1969)が北方に延び、富士山付近の御荷鉾緑色岩類の西縁を切断すると考えている。なお、山北(1998)によって魚成衝上断層が御荷鉾緑色岩類の西縁を切るとされた部分は、低角な北只衝上断層の一部でトレースが南北になっている部分にあたる。この南北トレースの部分の南方に位置する秩父帯では、チャート層や泥質岩が北西-南東走向、北東傾斜で連続しており、少なくとも山北(1998)が示した魚成衝上断層の位置に断層が存在することはない(第1図)。また、魚成衝上断層は、大野山衝上断層によって切られるため、御荷鉾緑色岩類分布域まで延びることはない(村田, 2005)。

一方、榊原ほか(1998)は、富士山付近の御荷鉾緑色岩類は、衝上断層で切られているとしているが、大洲-三瓶断層とは連続させていない。また、Murata (1982)が御荷鉾緑色岩類とした分布幅の狭い部分は、三波川変成岩類中の緑色片岩であるとみなしている。八幡浜南方から大洲にかけては、海岸部で見られた玄武岩質凝灰角礫岩が分布幅を狭めながらも連続し、いずれもピクライト質玄武岩を含むことから、同一の岩体に属すると考えられる。八幡浜南方の川舞角閃石岩やピクライト岩体を含む玄武岩質凝灰角礫岩を御荷鉾緑色岩類に含めるなら、八幡浜南東方から大洲にかけての分布幅の狭い部分も、御荷鉾緑色岩類に含めるべきである。

御荷鉾緑色岩類はさらに富士山付近の分布幅の広い御荷鉾緑色岩類に連続するように見えることから、大洲-三瓶断層とされたものは、富士山南方の低角な北只衝上断層に連続すると考えられる。北只衝上断層は、御荷鉾緑色岩類とそれに伴われる赤色チャートを含めて一体となったものを秩父帯のチャート・泥質岩の上に衝上させている。御荷鉾緑色岩類の南縁・南東



第3図 a: ピクライトの薄片写真。完全に蛇紋石化しているが、径0.3-0.8mmのカンラン石の仮像が明瞭に識別できる。不透明鉱物はクロムスピネル。平行ニコル。真網代北東(第1図中のLoc. 1)。
 b: 玄武岩質凝灰角礫岩。黒っぽく見える角礫は、ピクライト質玄武岩。真網代南方(第1図中のLoc. 2)。
 c, d: ピクライト質玄武岩の薄片写真。dはc中央部付近の拡大。カンラン石斑晶は完全に緑泥石化している。カンラン石は細長く伸びたものや(矢印1)、結晶内部に粘土化したガラスを含むものがあり(矢印2)、急冷組織と認められる。平行ニコル。真網代南方(第1図中のLoc. 2)。

縁に沿って初生的には北只衝上断層が形成され、八幡浜南方から大洲にかけての大洲-三瓶断層と呼ばれた部分が高角化したか、高角な断層によって再度、切断されたか考えるのが妥当であろう。

まとめ

- (1) 四国西部の御荷鉾緑色岩類は、ピクライトおよびピクライト質玄武岩を伴う。
- (2) 八幡浜南方の御荷鉾緑色岩類は、分布幅を狭めながらも大洲東方の富士山付近まで連続して追跡される。
- (3) 四国西部の御荷鉾緑色岩類は、その南縁に沿う低角な北只衝上断層によって、秩父帯の地層の上に衝上している。この断層は一部で高角化するか、高角な断層で切られていると考えられる。

文 献

- 石本詔久, 1973, 四国西部, 八幡浜地域の変成岩. 岩石鉱物鉱床学会誌, **68**, 383-394.
- 岩崎正夫・鈴木堯士・須鎗和巳, 1991, 2.6 御荷鉾緑色岩類. 日本の地質 **8**, 四国地方, 50-63.
- Kashima, N., 1969, Stratigraphical studies of the Chichibu Belt in Western Shikoku. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geology*, **19**, 387-436.
- 鹿島愛彦・常磐井守興, 1972, 八幡浜市南方真穴地域の地質と地質構造. 愛媛大学紀要, 自然科学 **D** (地学), **7**, 45-50.
- 甲藤次郎・須鎗和巳・鹿島愛彦・橋本 勇・波田重熙・三井 忍・阿子島功, 1977, 高知営林局管内表層地質図. 高知営林局.
- 松岡 篤, 1998, 四国西端部秩父累帯の地体構造区分.

- 地質学雑誌, **104**, 565-576.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎, 1998, 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質学雑誌, **104**, 634-653.
- 桃井 齋・鹿島愛彦・高橋治郎, 1991, 愛媛県地質図(20万分の1)第4版. 愛媛県地質図編集委員会, トモエヤ商事.
- Murata, A., 1982, Large Decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan Terrains, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **20**, 383-424.
- 村田明広, 2005, 愛媛県大野山地域の秩父帯の地質構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **19**, 41-48.
- 榊原正幸・大山ゆかり・梅木美紗・榊原 光・正野英憲・後藤真一, 1998, 四国西部における北部秩父帯の地体構造区分と広域変成作用. 地質学雑誌, **104**, 604-622.
- 四国地方土木地質図編纂委員会, 1998, 四国地方土木地質図および解説書. 国土開発技術研究センター, 859 p.
- Suzuki, T., Kashima, N., Hada, S. and Umemura, H., 1972, Geosyncline volcanism of the Mikabu greenrock in the Okuki area, western Shikoku. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **67**, 177-192.
- 武田賢治・榎坂 敏・板谷徹丸・西村祐二郎, 1993, 四国西端部三瓶地域の真穴帯 —構成と地体構造的な位置づけ—. 地質学雑誌, **99**, 255-279.
- 山北 聡, 1998, 四国西部北部秩父帯のナップ構造の再検討. 地質学雑誌, **104**, 578-589.