

## 徳島県祖谷川上流域の御荷鉾帯と秩父帯

- 地質・地形の総合的研究\* -

石田啓祐<sup>a</sup>・西山賢一<sup>a</sup>・中尾賢一<sup>b</sup>・元山茂樹<sup>c</sup>・  
高谷精二<sup>d</sup>・香西 武<sup>e</sup>・小澤大成<sup>e</sup>

<sup>a</sup> 徳島大学総合科学部地球物質科学教室, 〒770-8502 徳島市南常三島町1-1,  
[ishidak@ias.tokushima-u.ac.jp](mailto:ishidak@ias.tokushima-u.ac.jp)

<sup>b</sup> 徳島県立博物館, 〒770-8070 徳島市八万町向寺山文化の森総合公園

<sup>c</sup> 徳島市立高等学校地学教室, 〒770-0872 徳島市北沖洲町1-15-60

<sup>d</sup> 南九州大学環境造園学部, 〒884-0003 宮崎県児湯郡高鍋町南高鍋11609

<sup>e</sup> 鳴門教育大学自然系地学教室, 〒772-8502 鳴門市高島748

---

## The Mikabu and Chichibu belts in the Iya-gawa area, Tokushima Prefecture, Shikoku, SW Japan - An integrated research of geology and geomorphology -\*

Keisuke ISHIDA<sup>a</sup>, Ken-ichi NISHIYAMA<sup>a</sup>, Ken-ichi NAKAO<sup>b</sup>, Shigeki MOTOYAMA<sup>c</sup>,  
Seiji TAKAYA<sup>d</sup>, Takeshi KOZAI<sup>e</sup> and Hiroaki OZAWA<sup>e</sup>

<sup>a</sup> *Laboratory of Geology, Faculty of Integrated Arts and Sciences, University of Tokushima, 1-1*

*Minamijosanjima, Tokushima 770-8502, Japan. [ishidak@ias.tokushima-u.ac.jp](mailto:ishidak@ias.tokushima-u.ac.jp)*

<sup>b</sup> *Tokushima Prefectural Museum, Bunka-no-mori Park, Tokushima 770-8070, Japan*

<sup>c</sup> *Tokushima City High School, Kita-Okinosul-15-60, Tokushima 770-0872, Japan*

<sup>d</sup> *Minami Kyushu University, Minamitanabe 11609, Takanabe, Miyazaki 884-0003, Japan*

<sup>e</sup> *Laboratory of Geology, Naruto University of Education, Takashima748, Naruto 772-8502, Japan*

### Abstract

The Mikabu and Chichibu belts in the Iya-gawa area are studied with respect to their composition, boundaries and the relation with landslides. The Kyobashira-Sugeoi Fault bound the Mikabu Greenstone Belt from the Sambagawa Belt. The Kubo Greenstone body, a part of the Mikabu Greenstone, distributes as an axial part of antiform in the southern margin of the Sambagawa Belt. The Mikabu Greenstone of the area is composed of tholeiitic and alkaline rocks. The Mikabu Greenstone thrust to the south with the Okoyatoko-Nagoro Fault upon the Jurassic accretionary complex of the North Chichibu Belt. Even the phillite generally dipping towards the north in the northern part of the North Chichibu Belt, the oceanic-plate successions of chert-mudstone sequences are stratigraphically upper towards the south. The radiolarian age, estimated at the lithological transition from chert to mudstone in the oceanic-plate sequences, is Early Jurassic. The landslides concentrate in the areas of the Mikabu Greenstone and valley walls along the Iya-gawa River. The linear depressions and ponds, arrange on the mountain ridge between the Miune and Tengu-Zuka along the southern border of the Mikabu Greenstone, are regarded as a sign of large-scale collapse by long-period gravitational mass rock deformation of the mountain body. The weathered zone of the Mikabu Greenstone often includes swelling clay that causes landslides in the area.

**Keywords:** terrane analysis, Mikabu Greenstone, North Chichibu Belt, landslide, swelling clay, environmental geology, Iya-gawa River, Tokushima Prefecture.

\*日本地質学会第114年学術大会において講演発表 (札幌, 2007年9月11日).

## 1. はじめに

徳島県祖谷川上流域は、剣山の西方に広がる急峻な山岳地域からなり、地質学的には三波川帯、御荷鉢帯、秩父帯の岩石や地層が分布する(四国地方土木地質図編纂委員会編著, 1998). 当地域の御荷鉢緑色岩類に関しては、森清(1979), Takeda (1984), 小澤ほか(1997)などにより、岩石学的な研究が行われている。またその成因に関しては、ブルームテクトニクスとの関わりで検討されている(Larson, 1991; Maruyama, 1994; Kogiso et al., 1997 など). 調査地域の各地帯は、海洋プレートの沈み込みによる変成作用や、付加作用と関わって形成されており、近年、三波川帯、御荷鉢帯、秩父帯の成り立ちについては、四国をはじめとする西南日本の各地で、海洋プレート層序や、微化石による地層の堆積年代、変成年代の放射年代測定による解明が進んでいる(Isozaki et al., 1990; 鈴木ほか, 1990; 川戸ほか, 1992; 石田, 2002 など). しかしながら、東祖谷地域をはじめとする鮎喰川—上葦生川断層より西部の徳島—高知県境域では、地形が急峻なこともあり、十分な調査が行われておらず、例えば松岡ほか(1998)は、西南日本の御荷鉢帯から秩父帯にかけてのユニット区分を試みているが、当地域における地帯の構成や相互の関係については不明な点が多く空白のまま残されていた。筆者らは、御荷鉢緑色岩体とその南北両側に分布する千枚岩化あるいは結晶片岩化した地質体の関係を明らかにすることを目的とした地質調査と、緑色岩類の岩石学的特徴、堆積岩類の層序と微化石年代に関する解析を行った。また、明らかにされた地帯や岩石の分布と地すべりの分布や地形との関係について解析した。

## 2. 地形・地質概説

### 2.1. 地形

三好市東祖谷山地区は、四国山地の高峰、剣山(1,955m)の西側一帯に広がっており、全域が急峻な山岳地域である。剣山から西方にかけては、三嶺、天狗塚といった峰が並んでいるほか、これらの稜線より祖谷川を挟んだ北側には、矢筈山・烏帽子岳・寒峰などの山塊が東西方向に伸びている。当地域の主要な河川は祖谷川であり、源流にあたる剣山付近から西に流下している。一方、矢筈山・烏帽子岳の稜線より北側は松尾川の流域となる。

当地域の稜線部には、しばしば緩傾斜地が認められる。緩傾斜の稜線部には、小規模な池が分

布することがあるほか、1/25,000 地形図で判読可能な凹地が分布することが多い。凹地は円形・多角形をなすもののほかに、直線状に伸びた、いわゆる線状凹地も存在する。この種の微地形は、後述のように岩盤クリープなどの重力変形により、山体を構成する地層が倒れかかるように斜面下方に向かって変形している現象を反映すると考えられている(千木良, 1998).

当地域の各所には、後述のように多数の地すべり地形が認められる。これらの地すべりは、移動土塊のせり出しにより河川を屈曲させている例がある(若林地区など)。地すべり地形の移動土塊は、しばしば緩斜面をなすため、山間部における生活空間として利用され、移動土塊上に集落が形成されている場所が多い(例: 九鬼地区など)。地すべり地形をしていても、常時移動が生じているわけではないため、地すべりは急峻な山岳地域における集落の立地場所を提供する側面も持つ。また、近年では、地すべり地内に形成される凹地・池・小丘などの複雑な地形が、多様な生物の生息環境を提供している点に着目した生態学的な研究も行われている(稲垣ほか, 2004)。なお、御荷鉢緑色岩分布域では地すべり地形の発達に特に著しく、周囲の三波川帯・秩父帯と比較しても突出した地すべり密度をもつことが知られている(藤原ほか, 2004)。

### 2.2. 地質

東祖谷地域の中央から北部には三波川帯の結晶片岩類が分布する。塔丸北斜面から名頃—菅生間を通り、三嶺—天狗塚の北斜面を経て、谷道川のオコヤトコ北方から京柱峠の南方にかけての東北東—西南西地帯には、幅約2kmにわたり、御荷鉢緑色岩体が分布する。その南方、名頃から祖谷川上流域ならびに谷道川のオコヤトコ上流域には、秩父北帯相当のジュラ紀付加体が分布する(図1)。

三波川帯変成岩類の原岩に関しては、関東山地や愛媛県八幡浜地域で、緑色片岩に挟在する石灰質片岩からの微化石の発見により、三縄層主部および相当層の堆積年代は中生代三疊紀—ジュラ紀であることが解明された(Fuzimoto, 1938; 須鎗ほか, 1980b)。また小歩危層は、砂岩の全岩組成が四万十帯北帯の後期白亜紀層に比較されることから、白亜紀に及ぶ可能性が指摘された(君波・松浦, 1995)。Aoki et al. (2007) は、川口層、小歩危層の火成ジルコンの年代が四万十北帯の付加年代と一致することから、両層を四万十帯に帰属させた。変成作用は、原岩の沈み込み最盛期から上昇期を示すと見られ、別子ナップの緑色片岩類が90~100Maに対して、大歩危ナップの小歩危層の全岩年代が70~77Ma

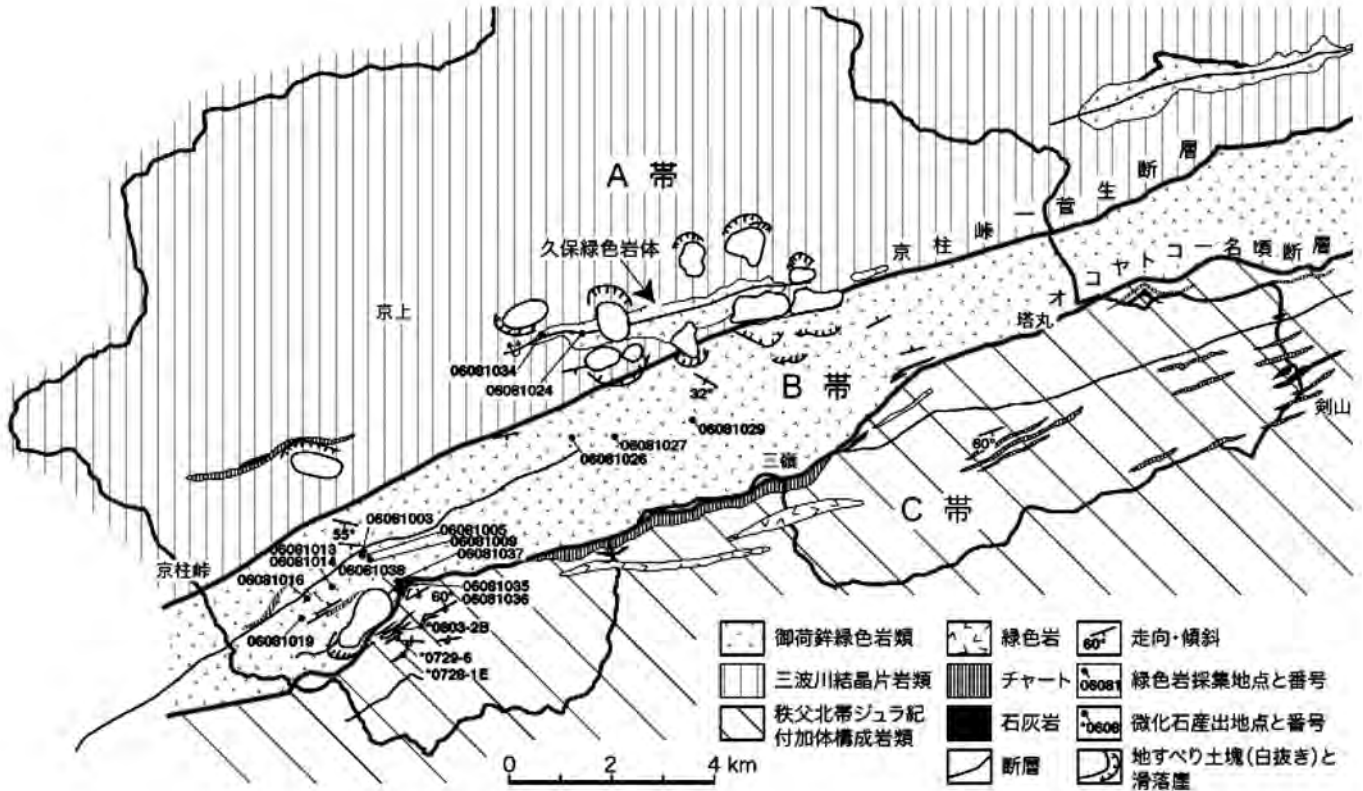


図 1. 祖谷川上流域の三波川・御荷鉾・秩父北帯の地質図。

と白亜紀後半に集中している。

御荷鉾帯はイザナギプレート上のイザナミ海台 (Hirsch and Ishida, 2001) に由来する海底火山噴出物を主とする緑色岩類とそれに累重する遠洋性堆積物から構成され、御荷鉾緑色岩類に累重する赤色チャートからは、佐那河内地域の大川原高原で、ジュラ紀後期の放射虫群集が産する (Faure et al., 1991)。南方の上勝町慈眼寺にかけて分布する泥質片岩の放射年代は 112~129Ma (白亜紀前期) を示すことから、海底火山噴出物と遠洋性堆積物は古生代末~ジュラ紀後期に形成され、白亜紀前期の後半に揚子地塊下への沈み込みに際して広域変成作用を受けたと考えられている (鈴木ほか, 1990)。

四国東部の秩父北帯は、雲早山帯と呼ばれており (石田・香西, 2003)、付加体チャート-碎屑岩層と付加体メランジュ層で特徴づけられ、海洋プレート層序の遠洋性から陸源碎屑性への岩相境界の放射虫年代に基づき、三疊紀末~ジュラ紀初期に海溝に到達し、ジュラ紀中期に付加したと見なされている (磯崎ほか, 1990; Ishida et al., 2006)。

三波川帯と秩父帯の境界に関しては、顕著な擾乱帯として、御荷鉾緑色岩体の南縁が御荷鉾構造線として提唱された (小島, 1950)。また、四国中央部から川口図幅 (小島・光野, 1966) の御荷鉾緑色岩類の分布が欠如する地域では、上八川-池川構造線 (石井ほか, 1957) あるいは

清水構造帯 (Kojima and Suzuki, 1958) をその境界とする考え方があり、東祖谷山村地域では、久保から赤滝を通るとされる東祖谷衝上断層が、それらの構造境界の東方延長との関わりで論議された (武田ほか, 1977)。その後、三波川/秩父両帯の境界断層は、四国東部では慈眼寺断層 (鈴木ほか, 1990) であることが、また四国中央部地域では御荷鉾緑色岩類の 2~3km 南を通る笹ヶ谷断層 (河戸ほか, 1992) であることが、付加体の弱変成岩の K-Ar 年代で確かめられた。これらの研究によって、四国の御荷鉾帯に見るように、御荷鉾緑色岩類の南側には、層序的に累重する遠洋性堆積物が特徴的に伴い、その分布幅は、四国中央部の本山南方地域や、東部の津乃峰山塊地域 (石田ほか, 1997) では 2~3km に及ぶことが明らかとされた。またそれらの遠洋性堆積物に緑色岩が貫入する事例も認められることから (須鎗ほか, 1980a など)、緑色岩類の活動は、ジュラ紀後期以降に及ぶと見なされている (Sakakibara et al., 1993)。

四国地方土木地質図 (同編纂委員会編著, 1998) によれば、鮎喰川-上葦生川断層より西域の東祖谷地域においても、御荷鉾緑色岩体の南縁に沿って幅約 2 km の遠洋性堆積物の分布が示されていたが、筆者らの調査では、両者が衝上断層による構造的関係にあり、また南側に分布する千枚岩化した付加体要素は、微化石解析から、秩父北帯相当のジュラ紀付加体に属するとみなされる。

### 3. 地質各節

#### 3.1. 調査地域の地質単元区分

祖谷川上流域の地質を、北から南へ A・B・C 3つの帯に区分して説明する。

##### 3.1.1. A 帯

京柱峠—菅生断層より北の主に黒色片岩地帯で、檜尾—京上—落合—久保蔭—赤滝にかけて分布する。黒色片岩は石英脈を伴う。当地帯南部の西山—久保—菅生蔭にかけては、久保緑色岩体（図1）の分布を伴う。

##### 3.1.2. B 帯

御荷鉢緑色岩体主部の分布地帯で、京柱峠—菅生断層以南の谷道川下流—天狗塚—三嶺—名頃—塔丸以北に位置する。塩基性の深成岩体、貫入岩体、海底火山噴出物を主として、少量の珪質・泥質堆積物を挟在する。南限はオコヤトコ—名頃断層でC帯と画される（図1）。B帯を構成する各種緑色岩の産状は、とくに谷道川林道から京柱峠林道沿いで観察でき、はんれい岩、枕状溶岩、ハイアロクラスタイト、輝緑岩の貫入状況、チャートと緑色岩の関係などがみられる（5章で詳述）。

##### 3.1.3. C 帯

泥質千枚岩の分布地帯で、谷道川中流—天狗塚—三嶺—名頃—塔丸以南に位置する。珪質泥岩、チャート、石灰岩、緑色岩の岩体を伴う。構成岩類は千枚岩化し扁平化しているが、京柱峠林道で見られるように、珪質泥岩を挟んでチャートから黒色泥岩への海洋プレート層序がくり返し見られる（図2）。またオコヤトコ河床では、溶食を示す石灰質千枚岩が緑色岩との初生的な関係を保っている（図3）。その他、京柱峠林道南部から谷道川沿いには、遠洋性石灰岩とチャートの互層岩塊（図4）が分布する。このように、岩体内ではチャート—珪質泥岩—泥質千枚岩、チャート—石灰岩、緑色岩—石灰岩の層序関係が見られる。C帯の北部は WSW-ENE 走向で北傾斜であるが海洋プレート層序と微化石層序からは、南上位であることから、地帯全体が逆転している。これはオコヤトコ—名頃断層に沿ったB帯緑色岩体の南への衝上による引きずりの影響と見られる。この断層に沿っては、下盤に位置するC帯オコヤトコ河床の石灰質千枚岩類に含まれる黄鉄鉱は自形の立方体面が変形



図2. C帯のチャート—泥質岩シーケンス（上）と境界の珪質泥岩（下）。右方のチャートが北、左方（南）の泥岩が上位。京柱峠林道南方。

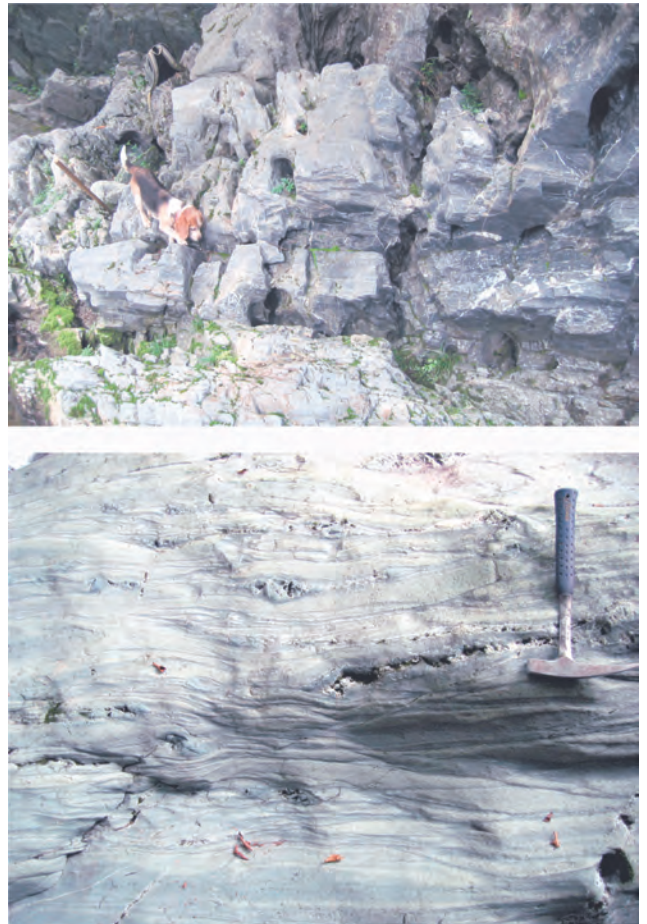


図3. C帯の緑色岩と石灰岩。緑色岩と層序的な関係を示す石灰質千枚岩の溶食地形（上）。枕状玄武岩起源の緑色千枚岩（下）。ともに谷道川オコヤトコ河床。

・湾曲したり，面上に削痕や条線が見られるほか，プレッシャーシャドウが形成される場合も見られる（図5）．A帯の黒色片岩としたものは，C帯の泥質千枚岩としたものに比べ，褶曲した石英脈が顕著である．



図4．石灰岩チャート互層岩塊（上）とその拡大（下）．C帯，谷道—京柱峠林道南方．

#### 4．微化石年代

A帯とB帯の岩石からは，源岩の堆積年代決定に有効な微化石は得られていない．しかしながら，C帯からは，京柱峠林道南方のチャート—碎屑岩シーケンスをなすチャートの最上部から，コノドント *Neogondolella* or *Mesogondolella* sp. が検出され，その年代は，三疊紀ないしペルムと見なされる（図6B）．またチャート—泥質岩漸移部の珪質泥岩（図2）からは，放散虫の *Parasuum* cf. *simplum* Yao, *Parasuum* cf. *ovale* Hori & Yao, *Bagotum* sp., *Canoptum*? sp. が検出されることから（図7），*Parasuum simplum* 帯（Matsuoka, 1995; Hori, 1990）に属し，ジュラ紀初期と見なされる．このことから，C帯のチャートは，三疊紀以前，珪質泥岩はジュラ紀初期，泥質岩はジュラ紀前期以降と見なされる．また

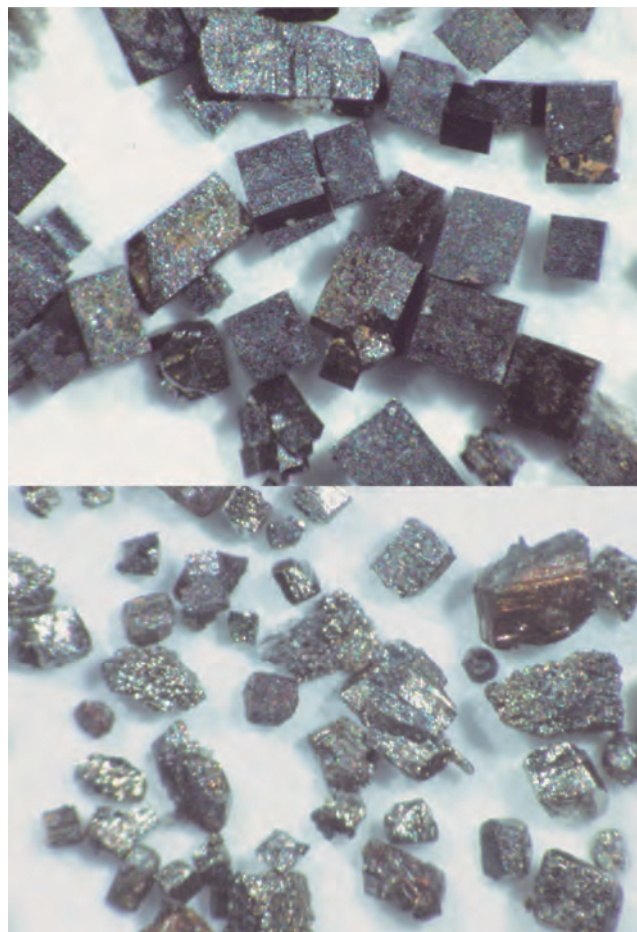


図5．C帯の石灰岩チャート互層岩塊から抽出した立方体黄鉄鉱結晶（上：谷道川—京柱峠林道南方）とC帯北限の石灰質千枚岩より抽出した黄鉄鉱結晶（下：オコヤトコ—名頃断層衝上運動で変形．オコヤトコ河床）．最大粒径0.5mm．

京柱林道南方の泥質岩に含まれる石灰岩とチャートの互層岩塊からは，石灰岩の溶解によりコノドントの *Ancyrogondolella* cf. *spatulata* (Hayashi) が検出され（図6A），その年代は三疊紀後期のノリアン前期と推定される．

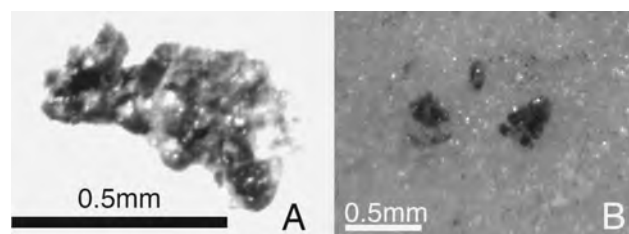


図6．コノドント．A： *Ancyrogondolella* cf. *spatulata* (Hayashi)，石灰岩チャート互層産，B： *Neogondolella* or *Mesogondolella* sp.，チャート—泥岩シーケンス最上部のチャート産．いずれもC帯，谷道川—京柱峠林道南方．

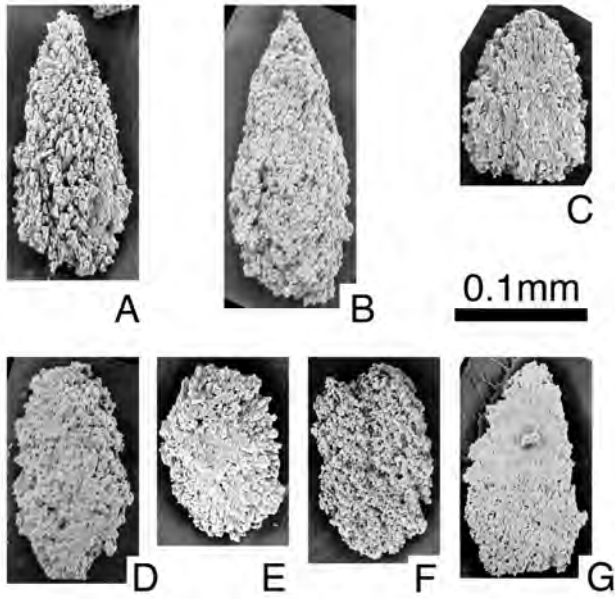


図7. C帯のチャート-泥岩シーケンス漸移部の珪質泥岩から産するジュラ紀初期放散虫. 谷道川-京柱峠林道南方. A, B: *Parahsuum* cf. *simplum* Yao; C: *Parahsuum* cf. *ovale* Hori & Yao; D, E, F: *Bagotum* sp.; G: *Canoptum*? sp.

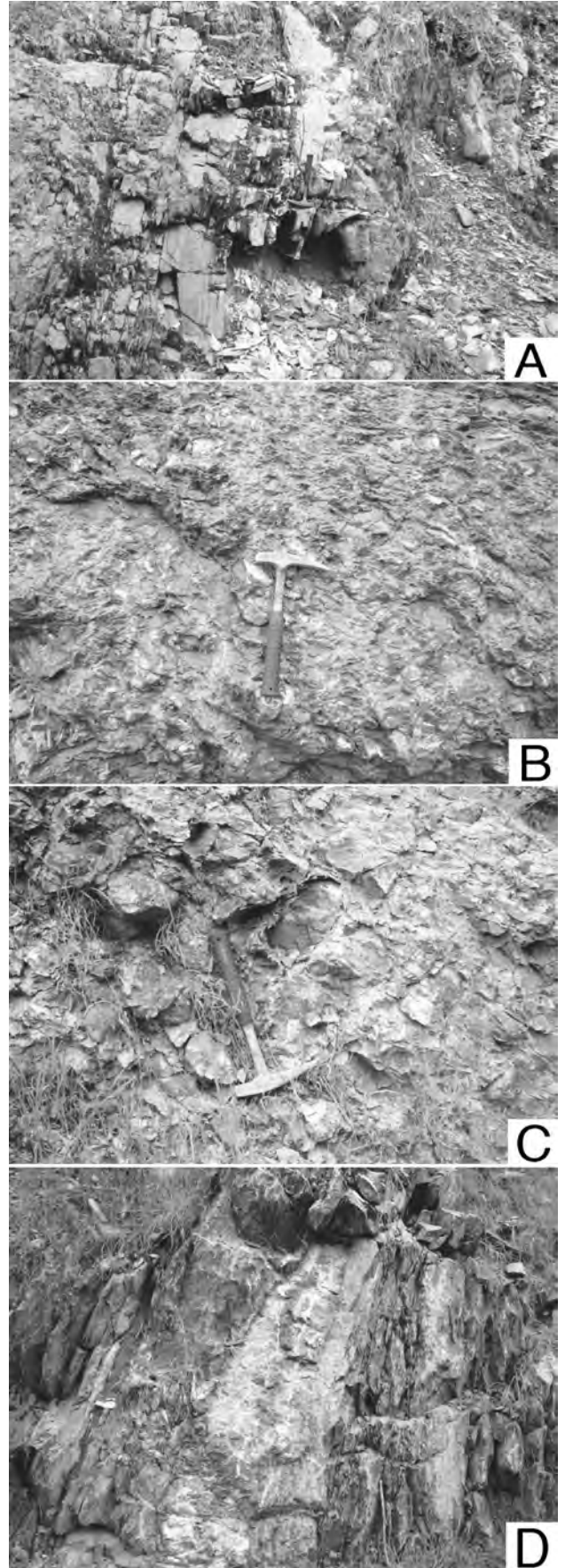
## 5. 御荷鉾緑色岩類

### 5.1. 岩石記載

祖谷川支流の谷道川沿いの林道, 谷道川林道から京柱峠へ向かう林道, 菅生地域南方の林道(以上B帯), 西山~久保周辺(A帯: 久保緑色岩体)に分布する御荷鉾緑色岩類について調査を行った(図1).

谷道川林道の北部では, 断続的に緑色岩が分布し, 産状は塊状溶岩およびチャートに貫入したシルの岩体が卓越する. 塊状溶岩は単斜輝石を除いて残存鉱物は確認できない. 変成鉱物はアルバイト, 緑泥石, アクチノ閃石, 緑レン石である. シルの岩体はチャートに接する細粒部分を除いて多くは粗粒なドレライトであり, 鏡下でオフィティック・サブオフィティック組織が観察できる. 残存鉱物は単斜輝石と斜長石で, 斜長石は一部を除いて仮像となっている. 変成鉱物はアルバイト, 緑泥石, アクチノ閃石, 緑レン石である. 谷道川林道南部のオコヤトコ周辺では堆積岩が卓越し, 破碎帯より南側では石灰岩と接する塊状溶岩が分布している. 細粒無斑晶質で残存鉱物は確認できない. 変成鉱物はアクチノ閃石, 緑泥石, 緑レン石である.

図8. B帯の緑色岩類. 京柱峠林道南方. A: チャートに貫入したシルの岩体. B: ピロープレッチャー. C: 枕状溶岩. D: ハイアロクラスタイトへの輝緑岩の貫入.



京柱峠へ向かう林道では、谷道川沿いの林道の北部と同様に、チャートに貫入したシルの岩体が見られる(図8A)。また、一連の火成活動で形成されたと考えられるハイアロクラスタイト、ピローブレッチャー(図8B)、枕状溶岩(図8C)、塊状溶岩が分布し、塊状溶岩やハイアロクラスタイト層の一部には輝緑岩の貫入がある(図8D, 9)。塊状溶岩やハイアロクラスタイト層の一部には輝緑岩の貫入がある。塊状溶岩および枕状溶岩の斑晶鉍物はんらん石および単斜輝石で、枕状溶岩の石基には急冷してできた樹枝状の単斜輝石を含むものがある。輝緑岩は細粒無斑晶質で細粒の単斜輝石が確認され、ベインが多い。シルの岩体と枕状溶岩を伴う一連の噴出岩体との関係は確認されていない。また、京柱林道の塊状溶岩の中には、単斜輝石が淡桃色で砂時計構造を示すものがあるが、周囲の岩体との関係は未確認である。

菅生陰より南側の林道では、京柱峠へ向かう林道と同様の枕状溶岩、ハイアロクラスタイトおよび塊状溶岩が分布し、枕状溶岩では樹枝状の単斜輝石が確認できる。塊状溶岩の斑晶鉍物はんらん石および単斜輝石で、変成鉍物はアルバイト、アクチノ閃石、緑泥石、緑レン石が観察される。

西山、久保地域の緑色岩は、御荷鉾緑色岩類の分布域の飛び地岩体である。産状は塊状溶岩で、残存鉍物は単斜輝石である。



図9. ハイアロクラスタイト層への輝緑岩の貫入。B帯、京柱峠林道南方。

## 5.2. 化学組成

Nb や Zr などの元素は、部分融解や結晶分化作用の過程において液相濃集元素として振る舞うため、同一起源のものであれば一定の比を保つことが期待される。さらに、HFS 元素であるため、変成・変質作用による元素の移動はほとんどないと考えられることから、火山岩中の比を用いて緑色岩の起源物質の特性を議論できる可能性がある(Tatsumi et al., 1998)。小澤

ほか(1999)は、旧木屋平村中尾山周辺から旧東祖谷山村菅生に至る地域の御荷鉾緑色岩類の火山岩の全岩化学組成の分析を行い、Nb/Zr 比が異なる3つのタイプの岩石群を見いだしている。

今回の調査で採集した御荷鉾緑色岩類の火山岩16個について全岩化学組成の分析を行った(表1)。表1に示した試料番号は、図1に示した試料の採集地点と対応している。標準試料は地質調査所のJB2, JB3, JA2, JG1a, JG1b, JG2, JG3, JR1, JR2を使用し、鳴門教育大学自然系地学教室の理学電気工業製 RIX-2000 で分析を行った。岩石粉末試料の作成および分析方法は村田(1993)に従い、主要成分の分析はファンダメンタルパラメータ法、微量成分は検量線法により分析した。その結果、Nb/Zr 比が明らかに異なる2つのタイプ(低 Nb/Zr 比 0.019~0.058, 高 Nb/Zr 比 0.090~0.210)の岩石群に分けられることが分かった。このことは、この地域に分布する御荷鉾緑色岩類には、起源物質が異なる2つの岩石群が存在することを示唆している。

全岩化学組成が分析された火山岩について、分化の指標として横軸に MgO (wt.%)、縦軸に各主要成分 (wt.%)、微量成分 (wt.%) をとり組成変化図を作成した(図10, 11)。この地域の岩石群は、いずれも MgO の含有量の変化に伴って、ほぼ同様な組成変化を示している。すなわち、液相濃集元素およびその酸化物の TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ce, Nb, Y, Zr, Ba は MgO 含有量の減少に伴って増加しており、非液相濃集元素の Cr, Ni は MgO 含有量の減少に伴って減少している。低 Nb/Zr 比の岩石群では SiO<sub>2</sub>, FeO\*, K<sub>2</sub>O, Sr, Th においても MgO 含有量の減少に伴って増加する傾向が確認できるが、高 Nb/Zr 比の岩石群ではサンプル数が少なく傾向が読みとれない。MnO, CaO, Pb, Rb については、いずれの岩石群も変化の傾向が読みとれない。また、2つの岩石群では、高 Nb/Zr 比の岩石群は低 Nb/Zr 比の岩石群に比べて主要成分の TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> に富んでおり、微量成分の Ce, Nb, Zr に富む傾向にある。

低 Nb/Zr 比の岩石群は、全岩化学組成、鏡下観察で単斜輝石が淡い緑色を呈することからソレイト質と考えられ、高 Nb/Zr 比の岩石群は、全岩化学組成の特徴や鏡下観察で単斜輝石が Ti に富む淡い桃色を呈することからアルカリ岩と考えられる。

さらに、Nb/Zr 比の異なる2つの岩石群について Nb/Zr-Nb/Y 図を作成し、海洋地域に見られる形成場との比較検討を行った(図12)。その結果、Nb/Zr 比の低い岩石群は MORB (中央海嶺玄武岩) と同じ領域に、Nb/Zr 比の高い岩石群はハワイやフレンチポリネシアの non-HIMU と同じ領域にプロットされた。

表 1. 調査地域緑色岩類の全岩化学組成.

Table. Bulk chemical compositions of Higashiyi Greenstones .

	谷道川	谷道川	谷道川	京柱林道	京柱林道	京柱林道	京柱林道	久保
Major elements								
oxide	060801003	060801005	060801009	060801013	060801014	060801016	060801019	060801024
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	47.52	47.31	45.67	46.36	47.01	51.14	44.95	44.05
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.94	0.91	0.49	0.77	1.53	3.39	0.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.01	14.47	13.28	9.93	10.22	9.34	14.27	11.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.26	13.67	12.37	11.83	11.53	10.95	13.35	11.35
MnO	0.18	0.20	0.20	0.18	0.16	0.16	0.19	0.17
MgO	19.69	8.60	11.46	15.87	16.06	11.04	7.98	19.69
CaO	6.79	11.82	13.96	12.99	11.76	11.44	12.69	11.89
Na <sub>2</sub> O	1.16	2.82	2.02	2.26	2.38	4.22	2.70	0.19
K <sub>2</sub> O	0.88	0.09	0.08	0.03	0.04	0.05	0.16	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.07	0.05	0.04	0.05	0.13	0.32	0.04
Total	99.99	99.99	100	99.98	99.98	100	100	99.98
FeO*	10.13	12.30	11.13	10.64	10.37	9.85	12.01	10.21
Trace elements								
Ce(ppm)	4.6	2.5	7.3	0.4	6.0	10.2	33.4	6
Cr	1554.6	227.8	514.7	2165.8	1295.9	227	269.9	1541.3
Nb	0.42	1.99	0.97	n.d	0.44	2.13	39.01	0.32
Ni	698.6	75.4	177.3	794.6	595.1	157.7	131.3	560.8
Pb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	21.5	3.7	3.8	3.7	2.8	2.9	6.2	4.7
Sr	10.1	207.7	29.5	24.8	19.6	31.3	127.1	5.7
Th	n.d	1.43	n.d.	0.68	0.78	n.d.	0.88	0.62
Y	15.7	18.2	17.2	17.2	14.3	17.5	18.4	16.1
Zr	10.3	34.3	28.4	9.7	22.9	75	185.8	15.9
Ba	102.3	40.7	48.2	38.4	38.8	46.1	54.1	50
Nb/Zr	0.041	0.058	0.034	0.000	0.019	0.028	0.210	0.020
Nb/Y	0.027	0.109	0.056	0.000	0.031	0.122	2.120	0.020
Major elements								
oxide	060801026	060801027	060801029	060801034	060801035	060801036	060801037	060801038
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	46.78	45.76	50.18	46.35	49.35	45.28	49.54	41.06
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.66	1.17	1.67	2.06	3.94	0.62	0.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.83	13.19	13.32	16.77	11.12	17.19	10.92	13.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.90	11.34	13.53	15.44	11.78	17.39	9.93	15.59
MnO	0.18	0.17	0.18	0.17	0.19	0.47	0.15	0.21
MgO	16.40	16.47	7.30	5.98	11.53	7.14	15.78	15.21
CaO	11.91	10.34	10.13	9.64	10.47	3.79	10.03	12.07
Na <sub>2</sub> O	1.37	1.93	4.03	3.59	3.11	4.20	2.86	1.12
K <sub>2</sub> O	0.05	0.09	0.08	0.25	0.04	0.11	0.10	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.04	0.09	0.14	0.35	0.49	0.06	0.04
Total	100	99.99	100.01	100	100	100	99.99	99.99
FeO*	10.71	10.20	12.17	13.89	10.60	15.65	8.94	14.03
Trace elements								
Ce(ppm)	7.7	11	12.6	11.4	44.2	47.1	8	12.1
Cr	1183.2	950	100.9	66	919.3	145.7	1469.9	888
Nb	0.54	0.84	1.42	2.27	36.18	31.43	3.79	0.97
Ni	450.7	484.5	81.1	122.6	241.1	85.9	569.9	366.3
Pb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.7	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	3.3	3.8	3.4	9.9	2.9	3.8	3.9	3.6
Sr	12.2	37.4	153.8	212.2	151	19.9	16.8	20
Th	0.17	n.d.	n.d.	n.d.	3.09	1.72	0.32	0.56
Y	15.2	15.3	18.5	21	16.8	22.9	16	18.9
Zr	16	16.2	47.1	69	145.4	250.7	42	38.9
Ba	31	47.1	43.4	60.3	45.8	49.4	41.7	37
Nb/Zr	0.034	0.052	0.030	0.033	0.249	0.125	0.090	0.025
Nb/Y	0.036	0.055	0.077	0.108	2.154	1.372	0.237	0.051

Total iron as FeO\*, n.d.=not detected



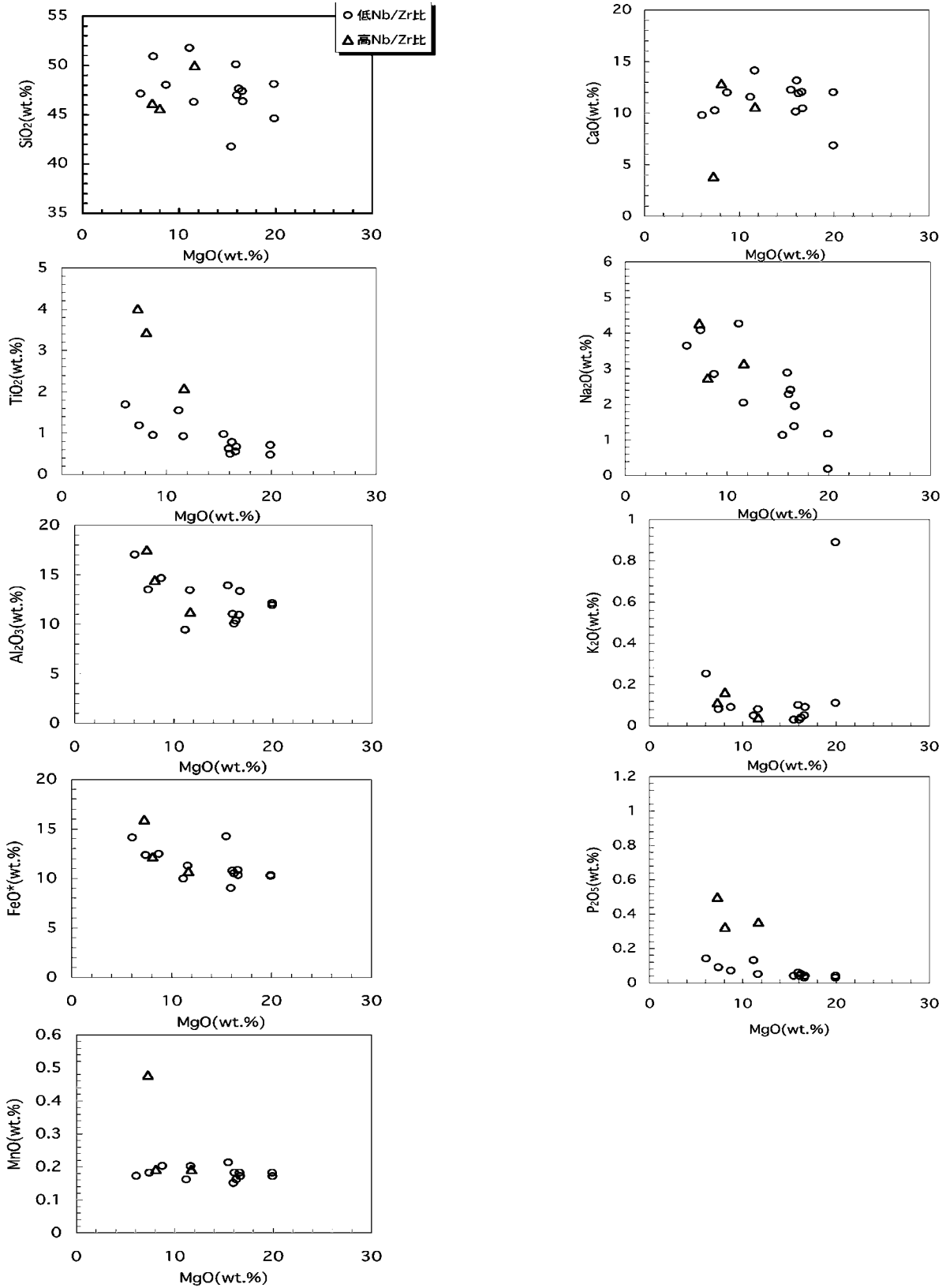


Fig. Bulk chemistry diagram MgO versus major elements for the volcanic rocks.

図 10. 調査地域緑色岩類の全岩化学組成ダイアグラム (主要成分).

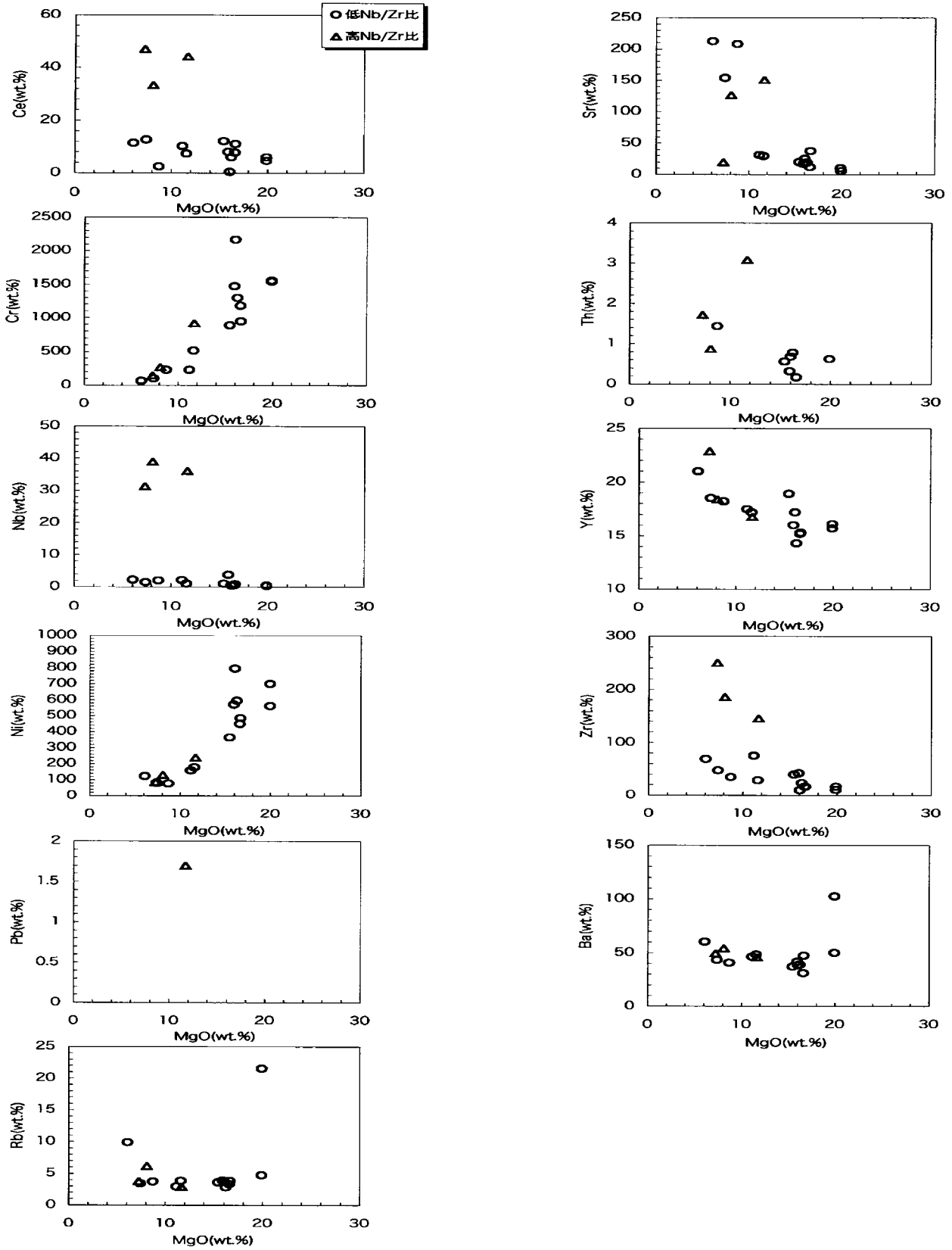


Fig. Bulk chemistry diagram MgO versus trace elements for the volcanic rocks.

図 11. 調査地域緑色岩類の全岩化学組成ダイアグラム (微量成分).

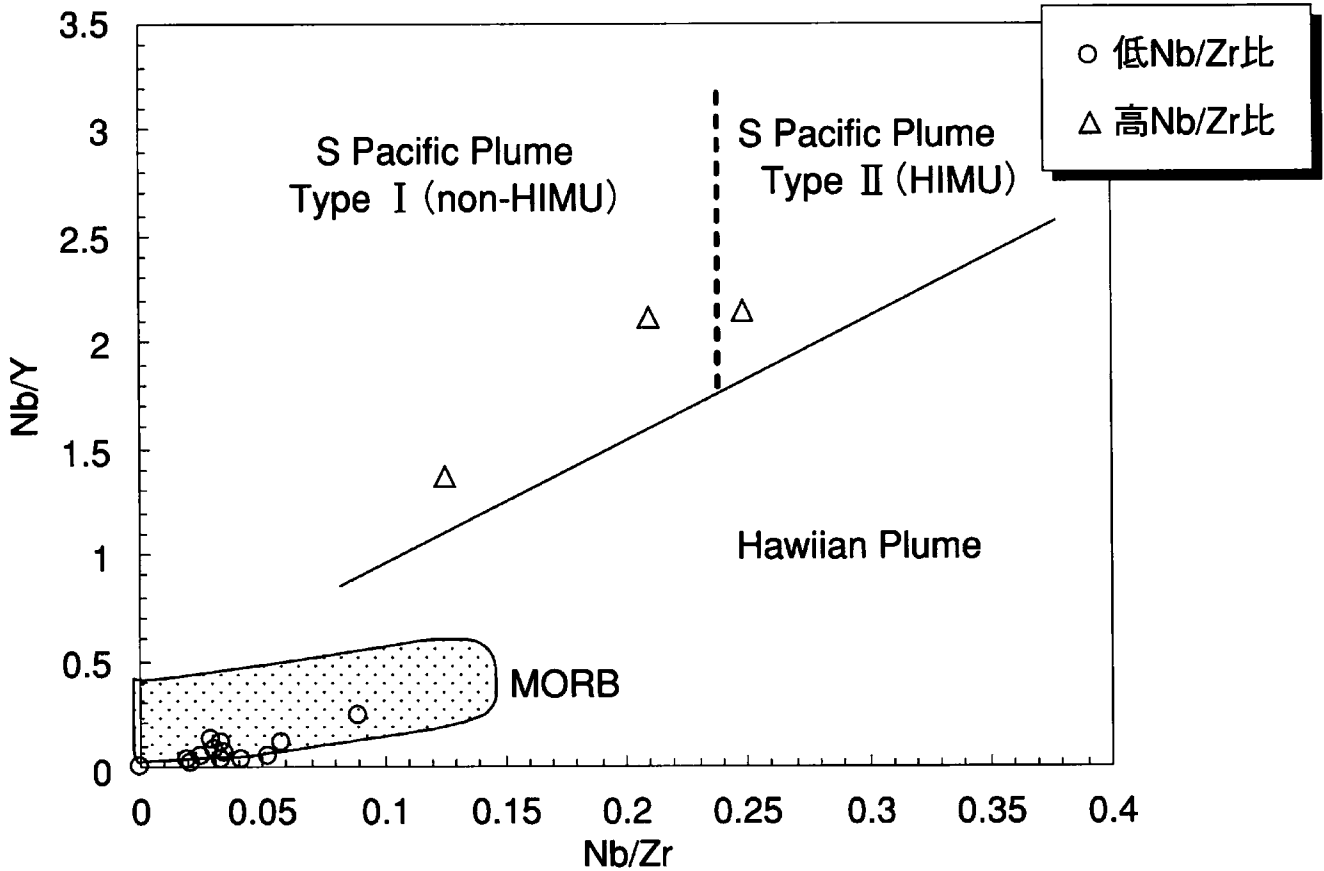


Fig. Nb/Y versus Nb/Zr diagram (Tatsumi et al., 1998)

図 12. 調査地域緑色岩類の判別図.

## 6. 御荷鉾緑色岩地帯の地すべり地形と粘土

### 6.1. 地すべり地形の特徴

当地域を含めて、四国の三波川変成岩および御荷鉾緑色岩分布域における地すべり地形については、これまでの研究でその概要が明らかにされてきている(安藤・大久保, 1969; 古谷, 1969, 1970; 藤田ほか, 1976; 寺戸, 1986; 高木ほか, 1989; 夕部・岡村, 2001; 吉松ほか, 1983 など). 東祖谷山地域における地すべりについては、「東祖谷山村史」(徳島県三好郡東祖谷山村誌編集委員会編, 1978)に詳しく説明されているほか、九鬼地すべり(中川・金丸, 1976; 島ほか, 1978)の検討例がある。これらを踏まえて、今回、空中写真判読ならびに 1/25,000 地形図の読図により、当地域の地すべり地形の抽出を行った。また、1/25,000 地形図で判読可能な場合には、線状凹地などの微地形も抽出した。

地すべり分布図を図 13 に示す。多数の地すべり地形が判読できるが、その分布は一様ではなく、密集する領域と、ほとんど分布しない領域とに分けられる。すなわち、地すべり地形が密集しているのは祖谷川に沿った久保～菅生、京上～大西や、谷道川に沿った檜尾～オコヤトコ

などである。また、塔丸の西斜面にも多く分布する。地すべりの分布位置を見ると、大局的には祖谷川と谷道川に沿った斜面に多く分布し、河道へ向かってせり出した移動土塊が河川を屈曲させている箇所が、若林、菅生などで確認できる。しかしながら、必ずしも移動土塊の末端が河床に達しておらず、離水している地すべりも多い。特に、塔丸西斜面や、オコヤトコ西方などでは、尾根付近から滑落し、かつ河床からの比高が大きい山腹に移動土塊が分布する例が見られる。このような地すべりの発生は、移動土塊の末端部分が下刻されることで斜面の安全率が低下するという一般的なプロセスでは説明しにくいいため、今後より詳しい検討の必要がある。

一方、剣山～三嶺～天狗塚にかけての稜線に沿った高標高部には、地すべりはほとんど分布しない。これらの稜線部には、地すべり地形ではなく、線状凹地や池などが散在する。線状凹地の伸張方向は稜線方向とほぼ一致しており、1/25,000 地形図で判読できることから、凹地の比高が 10m 程度あるいはそれ以上に達する。三嶺～天狗塚にかけての稜線に分布する線状凹地に関しては、古谷(1979)がその概要を報告しており、山体の重力変形による微地形と考えら

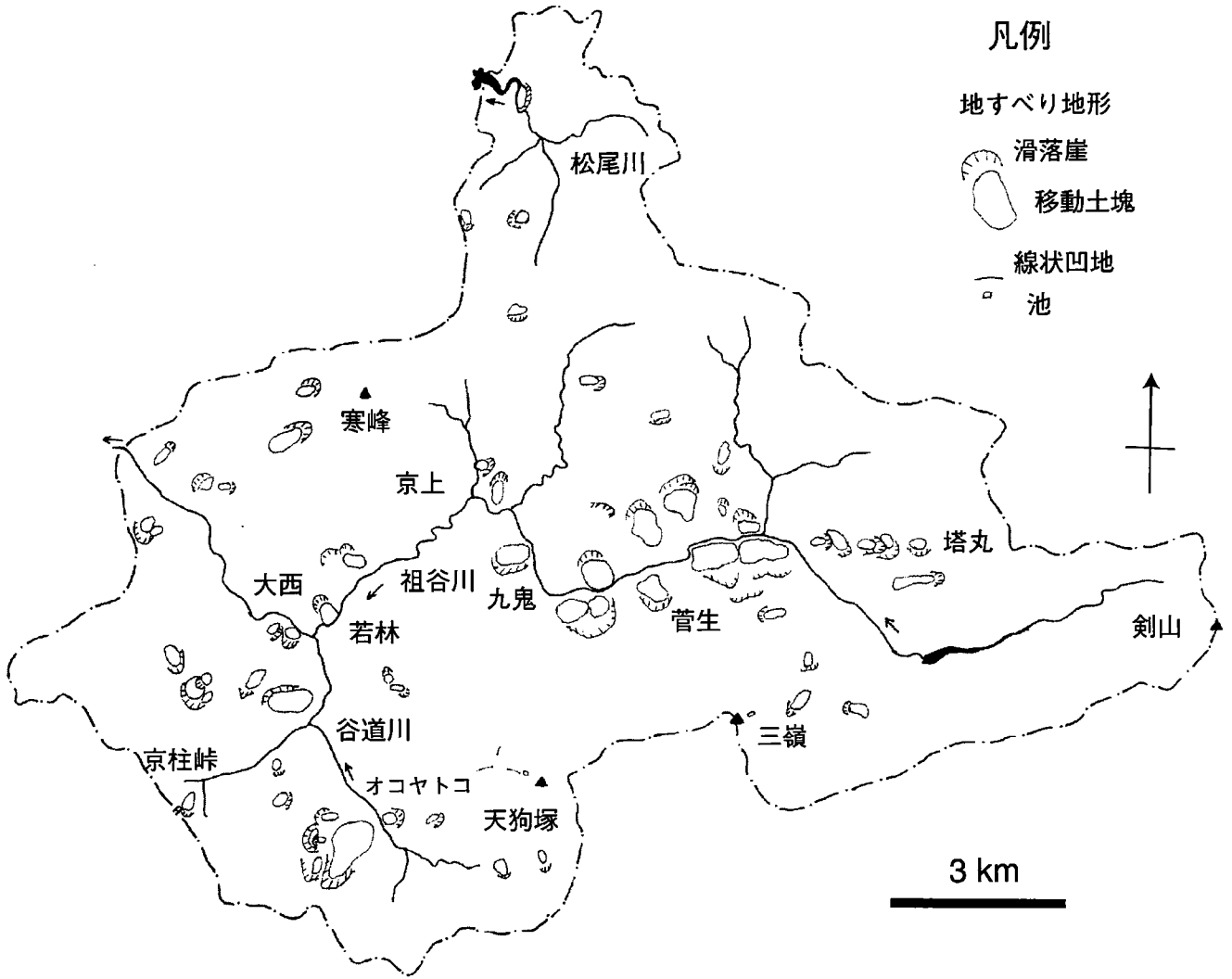


図 13. 東祖谷地域の地すべり分布.

れている。線状凹地が発達する稜線部の下方斜面に地すべり地形が少ない理由は明確ではないが(布施・横山, 2003), そのような斜面では地すべり変動の前段階としての山体の重力変形が進行している段階であるためと考えられる。

### 6.2. 御荷鉾緑色岩由来の粘土鉱物組成

御荷鉾緑色岩の分布域に地すべり地形が密集する理由のひとつとして、御荷鉾緑色岩に含まれる膨潤性粘土鉱物の存在が挙げられることが多い(例えば, 日本地すべり学会編, 2004)。そこで今回、京柱峠南東部の地すべり地周辺で採取した粘土試料の X 線回折を行い、含有鉱物組成の分析を行った(表 2)。採取試料は、粘土試料が 6 個、岩石試料が 2 個(京柱峠～谷道間の林道)、ならびに角礫混じり断層粘土試料(オコヤトコ河床)が 1 個である(図 14)。試料番号 06081201～06081206 は B 帯の緑色岩および同風化粘土であり、06081207 は C 帯の緑色岩、オコヤトコ試料としたものは、オコヤトコ名頃

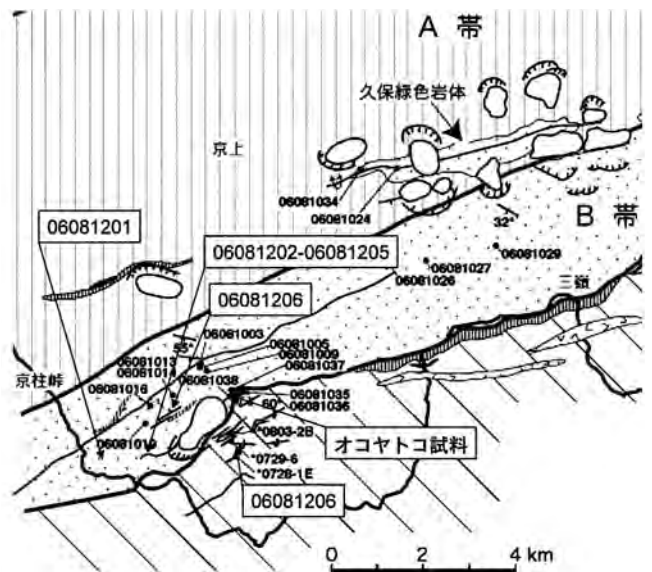


図 14. 地すべり・破碎帯粘土試料の採集地点。凡例は図 1 に同じ。

表 2. 地すべり・破碎帯粘土鉱物の分析表

サンプル番号	サンプル説明	試料	色	マンセル記号	緑泥石	アクチノ石	スメクタイト
06081201	塊状緑色岩	岩石	濃緑色	---	+++	++	-
06081202	深さ-30cm	礫混粘土	明オリーブ灰	5GY7/1	+++	++	-
06081203	深さ-30cm	礫混粘土	明緑色	7.5GY8/1	+++	++	-
06081203a	深さ-20cm	礫混粘土	浅黄色	7.5GY7/3	+++	++	+
06081204	深さ-30cm	礫混粘土	灰白色	5GY8/1	+++	++	-
06081205	-20cm (層厚5cm)	礫混粘土	灰白色	5GY8/1	+++	++	-
06081206	深さ-20cm	礫混粘土	明緑色	10GY7/1	+++	++	+
06081207	片状緑色岩	岩石	濃緑色	---	+++	++	-
オコヤトコ試料	角礫混じり断層粘土	礫混粘土	緑灰色	10GY6/1	+++	++	-

+++ 顕著    ++ 明瞭    + わずか    - 確認できず

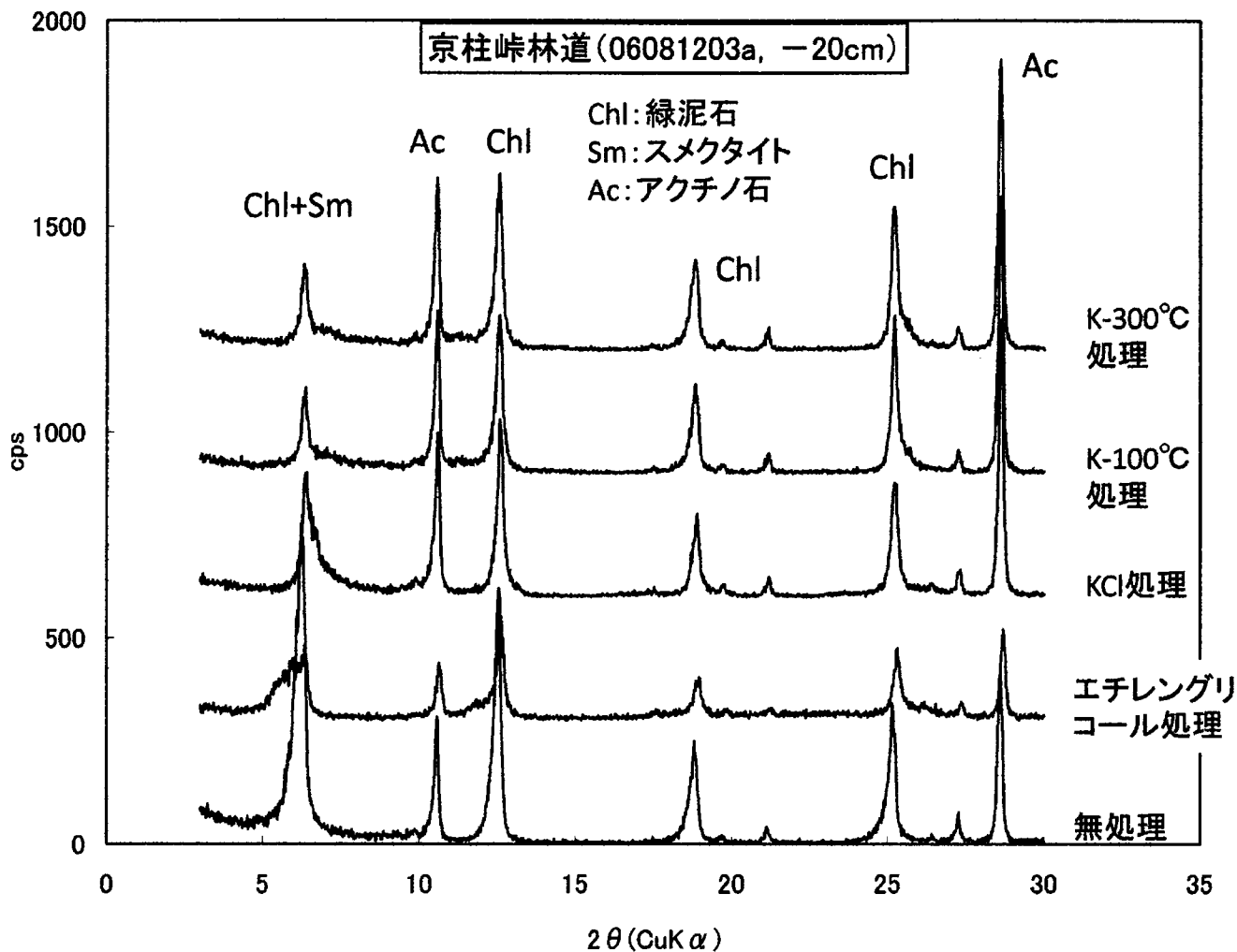


図 15. 御荷鉾緑色岩風化粘土の XRD チャート.

断層の主に B 帯緑色岩起源の断層破碎帯粘土である。分析試料の一覧を表 2 に、主要な試料の XRD チャートを図 15 に、それぞれ示す。

X 線回折用の定方位試料, K 飽和粘土試料, 粉末試料を下記の要領で準備した。定方位試料は、土を含む試料を蒸留水に入れ、振盪器で 30 分振盪し、懸濁状態にした後 8 時間静置し 8cm 深以上の懸濁水を回収、遠心分離し 2 μm 以下

の粒子を集めた。岩石試料は乳鉢で粉碎し試料とした。K 飽和粘土は、KCl 溶液中で分散させた試料を遠心器にかけ、K 飽和粘土としてスライドガラス上に滴下、自然乾燥させた。Mg 飽和粘土の試料作成法も同様である。K 飽和粘土は、常温の他に 100, 300, 500°C 1 時間加熱処理を行った。粉末試料は、岩石試料を数ミリの大きさに荒砕きした後、メノウ乳鉢で粉末試料として調整した。X線回折の条件は次の通りである。機器：リント 2000 (リガク), X線: Cu-K $\alpha$ , 管球電圧: 30KV 管電流: 10mA, スキャンスピード: 2°/min, 走査範囲: 3~30° (粘土試料), 走査範囲: 3~60° (岩石)。

実験結果を以下にまとめる。地すべり地の表層土中に含まれる粘土鉱物の組み合わせには 2 つのタイプがみられる。一つは粘土鉱物の緑泥石 (Ch) と造岩鉱物のアクチノ閃石 (Ac) の組合せで、もうひとつはスメクタイト (St), 緑泥石, アクチノ閃石の 3 種類の組み合わせである (アクチノ閃石は造岩鉱物であるが, 2  $\mu$ m 以下の粘土粒径として回収でき, また御荷鉢帯の地すべり特徴づける鉱物のため便宜的に粘土鉱物に含めた)。

#### Ch-Ac タイプ (06081203: -30cm)

14.19 Å, 7.08 Å, 4.73 Å, 3.54 Å のピークは緑泥石である。8.45 Å と 3.12 Å ピークはアクチノ閃石である。この組合せは緑色岩の含有鉱物と同じである。

#### St-Ch-Ac タイプ (06081203a: -20cm)

灰緑色の表層土中に含有されるオリブ色の粘土は、Mg 処理粘土では 14.62 Å に大きなピークがあり、2 次、3 次、4 次反射は 7.16 Å, 4.75 Å, 3.16 Å で、d 値としては緑泥石と同じである。この試料はエチレングリコール処理によって、14.62 Å が 16.91 Å に移動することから、膨潤性を有している。また K 処理粘土では常温で 12.87 Å へと収縮した (図 15)。このことはスメクタイトの特徴と言えるが、K-100, 300, 500°C の加熱処理によってピークがブロードになるが、d 値の変化は見られなかった。したがってこの粘土はスメクタイトの一種と考えられるが、スメクタイトの性質として知られている、「K 粘土の加熱処理による 10 Å への収縮」がみられないスメクタイトということができる。

御荷鉢緑色岩を特徴づけている緑色の原因は、岩石中に多量に含まれる緑泥石によるものである。そこで、片岩状緑色岩を用いて粉末法による X 線回折を行い、原岩の鉱物組成を検討した。その結果、14.01 Å, 7.05 Å, 4.70 Å, 3.53 Å にピークを持つ緑泥石が認められる。8.37 Å, 3.12 Å のピークはアクチノ閃石である。したがって御荷鉢緑色岩を構成している主な鉱物は、緑泥石とアクチノ閃石ということができる。30° 前後にある微小なピークはパンペリー石、緑れん石などの副成分鉱物と考えられる。

オコヤトコの谷道川河床に露出する断層破碎

帯の角礫混じり粘土試料の XRD 結果は、緑色岩の分析結果と同様である。含有鉱物としては緑泥石とアクチノ閃石からなり、アクチノ閃石の回折ピークがかなり低い。また、エチレングリコール処理による回折ピークの移動が不明瞭であるため、スメクタイトは含まれていないと判断される。

以上のように、硬質な緑色岩にはスメクタイトが含まれないが、風化土層中にしばしば含まれること、一方で風化土層中であってもスメクタイトが見いだされないものもあることが明らかとなった。このことから、スメクタイトの形成は地表から進行する単純な風化作用によるものだけでなく、節理に沿った熱水変質などのプロセスを反映する可能性も考えられる。今後は、御荷鉢緑色岩における膨潤性粘土鉱物の有無と、斜面に分布する地すべり地形の密度差に関して、より詳細に検討する必要がある。

## 7. 考察

### 7.1. 各帯構成岩の地帯への帰属

A 帯の黒色片岩は三波川帯の南縁に属するが、南部に分布する久保緑色岩体については、いずれもソレアイトとアルカリ岩から構成されるといふ化学組成の共通性から、B 帯の御荷鉢緑色岩本体に対比される。また、以下に示す状況から御荷鉢緑色岩体が三波川結晶片岩類の構造的低位に位置する関係が予想される。

久保蔭の祖谷川河床には、東西走向で黒色片岩が分布する。その北側を東西に、西山北方の新しい崩壊修復地から久保、菅生小学校の河床にかけて、久保緑色岩体が分布する。菅生の“いやしの郷”へ渡る新橋から小学校の河床では久保緑色岩体の東端を取り巻いて、河床で見ると、上位に黒色片岩が重なる。この状況から、A 帯内では久保緑色岩体がドーム状の背斜を形成し、軸部に地窓として構造的低位から露出していると判断される (図 16)。このような関係は、「徳島県地質図」(中川ほか, 1972), 国土基本図の地質図幅「剣山」(中川ほか, 1982), 「川口」(中川ほか, 1984) などにおいて示されている。

武田ほか (1977) では、久保の河床の露出部分だけは低角度南傾斜で東祖谷衝上断層の構成要素が南へ湾曲して分布するように描かれており、東方の久保蔭から菅生小学校の河床にかけての緑色岩は、B 帯に述べる緑色岩類が北へ張り出した部分として描かれており、菅生付近で東側に隣接する A 帯の黒色片岩とは NW-SE 方向の同切り断層で画されるように示されているが、このような同切り断層による接触関係は当地域の河床では見られない。さらに“いやしの郷”に展示されている泉源のボーリングスラッジ試料 (図 17) は、地下 1000m に深まで黒色片岩で構成されることから B 帯の御荷鉢緑色岩体が地表で直接に久保緑色岩体と連続するわけではなく、両者の間には、東西に黒色片岩が分布

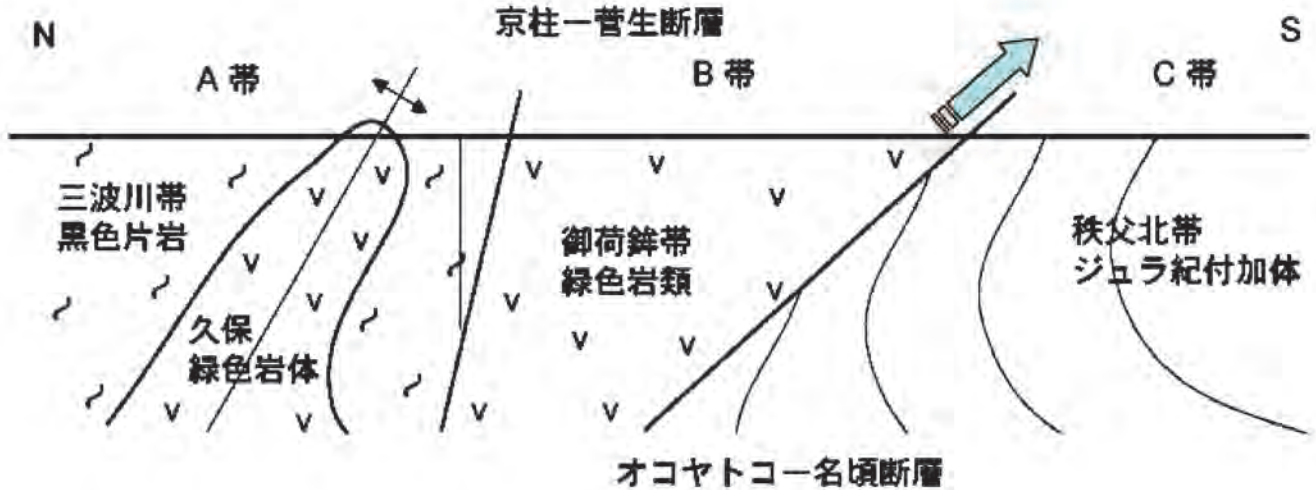


図 16. 調査地域の推定断面図.

することを示している。

B帯の緑色岩類については、まとまった分布であり、岩相、変成度、化学組成から、御荷鉾プロパーである。谷道川のオコヤトコ河床で、B帯の緑色岩本体の南限が幅 40m以上の断層破碎帯で画されることを確認した。この破碎帯は緑色岩起源の断層粘土から成り、南側は黒色千枚岩地帯に含まれる千枚岩化した石灰岩を挟在する緑色岩体と接する。また断層の両側に分布する緑色岩類は組成が異なり、B帯側は MORB 領域に、C帯側は non-HIMU と HIMU 領域にプロットされるものである(表 1, 図 12)。このB帯南限を画する断層をオコヤトコ一名頃断層と称する。当断層は WSW-ENE 走向で北へ中から低角度で傾斜しており、とくにオコヤトコ河床付近のように標高が下がると低角度となる傾向が見られる。御荷鉾緑色岩類の南限が秩父北帯のジュラ紀付加体に衝上する関係は、四国東部の神山地域(村田, 1995; 石田ほか, 2000)で報告されて、上角断層とされている(石田・香西, 2003)。また四国西部の大洲-八幡浜地域ではピクライトを伴う御荷鉾緑色岩類の南縁が秩父北帯の付加体上に衝上する関係が報告されている(村田ほか, 2006)。

C帯の泥質千枚岩地帯は四国土木地質図(同編纂委員会編著, 1998)では、御荷鉾帯に帰属させているが、B帯(御荷鉾緑色岩プロパー)とは衝上断層関係であることがオコヤトコ河床の



図 17. “いやしの郷” 泉源掘削スラッジ.

露頭で確認された(図 16)。また、四国東部の神山~佐那河内地域ではジュラ紀後期の赤色チャートが緑色岩と層序的上位に重なる堆積物との境界に分布する(石田ほか, 2000; 元山ほか, 2002)が、当地域では構造的に欠如しており見られない。一方、海洋プレート層序のチャート/碎屑岩境界の千枚岩化した珪質泥岩がジュラ紀初期の放射虫年代を示すこと、ならびに黒色泥岩に挟在する石灰岩-チャート互層岩塊から三畳紀後期のコノドントが産することなど、海洋プレート層序、微化石年代、岩相の共通性から、C帯の北部は神山地域の秩父北帯最北部ユニット(石田ほか, 2000)の延長とみなされる。

## 7.2. 地すべり・斜面崩壊と防災

御荷鉾緑色岩分布域で地すべり地形が多い理由について検討する。その地質的素因として、緑色岩に含まれる膨潤性粘土鉱物(スメクタイトあるいは膨潤性緑泥石)の存在が指摘されてきている(例えば、高谷: 1981, 2001; 夕部ほか, 2000; Miyahara et al., 2005; 宮原ほか, 2005)。今回の検討でも、御荷鉾緑色岩類が分布する塔丸やオコヤトコ周辺で地すべり地形が顕著に発達することが確認された。しかし、御荷鉾緑色岩分布域であっても、地すべり地形がほとんど確認できない領域(天狗塚付近など)もあり、必ずしも一様ではない。また、一般に御荷鉾緑色岩分布域は谷密度が低く、緩傾斜をなす傾向が顕著であるが、地すべり地形がほとんど分布しない天狗塚付近の斜面ではそのような特徴が明瞭ではない。これらのことから、御荷鉾緑色岩類の地すべりは、地形的な要素(河床からの比高や谷密度など)に加えて、緑色岩の鉱物組成(原岩の組成に加えて、風化帯を構成する粘土鉱物組成)や、強度・透水性といった岩石物性が複雑に関与している可能性がある。この件に関しては、今後より詳細な検討が必要である。

当地域では、間欠的・継続的な地すべりのほかにも、斜面崩壊・土石流といった急激な土砂移動による災害がこれまでも繰り返されてきている(徳島県三好郡東祖谷山村誌編集委員会

編, 1978). とくに, 1965 年台風 23 号による「大西崩れ」は, 県道を完全に破壊して旧村内の交通に大きな影響をもたらした. 豪雨による斜面崩壊の発生場を事前に予測する試みでは, 特に沢の谷頭部 (0 次谷) で発生する可能性が高いことが指摘されてきている (例えば, 塚本, 2001). しかし, この種の谷頭部は隣接範囲内にも極めて多数分布し, そのうちのどれが危険性が高いのかを絞り込むことは難しい. そのため, まず各地で発生した過去の災害事例の収集・解析を行っていく必要がある.

地すべりや崩壊が, どの程度の頻度で繰り返されているのかを知ることは, 長期的な斜面防災を検討するための基礎資料となる. しかしながら, 再来期間が一般に長期 (数 100 年~数 1,000 年) に及ぶため, 土砂移動の頻度を推定するのは概して困難である. ところで, 当地域を含む四国山地の地すべり土塊の上には, 褐色森林土の直下にしばしばオレンジ色の土層 (10~20cm 程度) が肉眼で確認できる場所がある (京柱峠南方の林道など). この土層は一般に細礫を多く含むものの, 実体顕微鏡下での観察ではパブルウォール型火山ガラスを多く含むことから, 広域テフラの二次的堆積物と判断される. 本調査地域に隣接する剣山南側の中内地すべりの移動土塊上から K-Ah が見いだされており, かつ AT が存在しないことから, 地すべり移動時期が AT 降下後~K-Ah 降下前と推定されている (植木, 2005). このように, 屈折率測定によるテフラの同定を行うことで, 四国山地の地すべり・崩壊のテフクロノロジーによる編年が可能となり, 斜面防災に資することができよう.

## 8. まとめ

徳島県三好市東祖谷山村地域の祖谷川流域において, 三波川帯, 御荷鉾帯, 秩父北帯の構成と構造を検討し, 地質と地すべり地形との関係を論じた.

- 1) 御荷鉾緑色岩の主岩体は京柱峠—菅生断層により, 三波川南縁部の黒色片岩類と画されるが, 岩体の一部は久保緑色岩体として, 黒色片岩類の背斜構造の軸部に沿って, 構造的下位よりドーム状に分布する.
- 2) 御荷鉾緑色岩類の組成は, ソレアイト質とアルカリ岩が識別された.
- 3) 御荷鉾緑色岩類の南限は, オコヤトコー名頃断層により, 秩父北帯相当の千枚岩化した付加堆積物に衝上する.
- 4) 秩父北帯相当の付加堆積物は東西性走向で北に傾斜するが, 層序は南上位で, 御荷鉾帯の衝上により, 逆転する.
- 5) 秩父北帯相当のチャートと泥岩漸移部の放散虫年代はジュラ紀初期と見なされる. また泥質岩に含まれる石灰質岩体は三疊紀後期のコノントを産する.
- 6) 当地域に多い地すべりは, 分布が一様ではなく, 密集するのは御荷鉾緑色岩分布域と

祖谷川の谷壁斜面で, 剣山や三嶺などの稜線沿いは少ない.

- 7) 御荷鉾緑色岩体南縁の三嶺や天狗塚の稜線部に分布する線状凹地や池は, オコヤトコー名頃断層に隣接し, 山体の長期的な重力変形が地形に現れたもので, 大規模崩壊の前兆的な地形と考えられる.
- 8) 緑色岩の風化粘土は, しばしば膨潤性鉱物を含み, 御荷鉾緑色岩分布域に地すべり地形が多い原因と考えられる.

**謝辞:** 本研究は, 2006 年度に実施した徳島県三好市旧東祖谷山村の総合学術調査をもとに, その後の分析や調査を継続したものである. 調査に当たって, 徳島県, 徳島県立図書館, 三好市, 東祖谷総合支所からは支援いただいた. 鳴門教育大学の村田 守教授には岩石分析装置を使用させて頂いた. また県立博物館の辻野泰之学芸員には, 試料の一部を検討頂いた. なお, 現地調査には, 筆者らの他, 橋本寿夫教諭 (藍住東中学校) が参加した. 記して関係各位に厚くお礼申し上げます.

## 文 献

- Aoki, K., Iizuka, T., Hirata, T., Maruyama, S. and Terabayashi, M., 2007, Tectonic boundary between the Sanbagawa belt and the Shimanto belt in central Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **113**, 171-183.
- 安藤 武・大久保太治, 1969, 徳島県西部結晶片岩地域の地すべり. *地質調査所月報*, **21**, 395-436.
- 千木良雅弘, 1998, 災害地質学入門. 近未来社, 206p.
- Faure, M., Iwasaki, M., Ichikawa, K. and Yao, A., 1991, The significance of Upper Jurassic radiolarians in high pressure metamorphic rocks of SW Japan. *Jour. SE Asian Earth Sciences*, **6**, 131-136.
- 藤田 崇・平野昌繁・波田重熙, 1976, 徳島県川井近傍の地すべりの地質構造規制. *日本地すべり学会誌*, **13-1**, 25-36.
- 古谷尊彦, 1969, 吉野川中流域・祖谷川下流域の地すべり地について. *京都大学防災研究所年報*, **12B**, 47-54.
- 古谷尊彦, 1970, 破碎帯地すべりの研究—主として御荷鉾緑色岩地域の地すべり地の堆積物について—. *京都大学防災研究所年報*, **13A**, 517-529.
- 古谷尊彦, 1979, 四国山地の Gravitational Slide の予察的研究 —三嶺・天狗塚・綱附森・京柱峠付近の空中写真判読を例に—. *千葉大学教養部研究報告*, **B-12**, 63-68.
- 布施昌弘・横山俊治, 2003, 四国島の線状凹地の分布と特徴, 第 43 回日本地すべり学会研究発表会講演集, 561-564.
- Fuzimoto, H., 1938, Radiolarian remains discovered in a crystalline schist of the Sambagawa



- in a crystalline schist of the Sambagawa System. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, **14**, 252-254.
- 藤原 治・柳田 誠・清水長正・三箇智二・佐々木俊法, 2004, 日本列島における地すべり地形の分布・特徴. 日本地すべり学会誌, **41-4**, 13-22.
- Hori, R., 1990, Lower Jurassic radiolarian zones of SW Japan. *Trans. Proc. Palaeont.Soc. Japan, N.S.*, no. 159, 562-586.
- Hirsch, F. and Ishida, K., 2002, The Izanami Plateau: pre-accretionary origin of Japan's low latitude Triassic pelagic carbonates. *Ecolgae Geol. Helv.*, **95**, 43-55.
- 稲垣秀輝・小坂英輝・平田夏実・草加速太・稲田敏昭, 2004, 四国御荷鉾地すべりの多様な生態系. 日本地すべり学会誌, **41-3**, 29-38.
- Ishida, K. and Hirsch, F., 2001, Taxonomy and faunal affinity of Late carnian – Rhaetian conodonts in the Southern Chichibu Belt, Shikoku, SW Japan. *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **107** (2), 227-250.
- Ishida, K, Kozai, T. and Hirsch, F., 2006, The Jurassic System in SW Japan: review of recent research. *Progress in Natural Science*, **16** (Special Issue), 108-118.
- 石田啓祐, 2002, 日本の地盤 38 徳島県の地盤. 地質と調査, **2002** (3), 28-35.
- 石田啓祐・香西 武, 2003, 四国東部秩父累帯の地帯区分と層序. 徳島大学自然科学研究, **16**, 11-41.
- 石田啓祐・大前勝稔・四宮明子, 1997, 四国東端部, 御荷鉾-秩父北帯のユニット配列と放散虫年代, 日本地質学会第 104 回学術大会講演要旨 (福岡), **104**, p.128.
- 石田啓祐・小澤大成・森永 宏・橋本寿夫・元山茂樹・森江孝志・中尾賢一・HIRSCH Francis・香西 武, 2000, 徳島県神山町地域の秩父北帯・御荷鉾帯. 阿波学会紀要, no.46, 1-12.
- 石井健一・市川浩一郎・甲藤次郎・吉田博直・小島丈児, 1957, 四国上八川-伊野間路線に沿う秩父累帯の地質 (予土路線に沿う地質 そのII). 地質雑, **63** (743), 449-454.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Fukao, F., 1990, Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, **181**, 179-205.
- 磯崎行雄・板谷徹丸・河戸克志, 1990, 秩父帯北帯ジュラ紀コンプレックスの変成年代, 地質雑, **96**, 557-560.
- 河戸克志・磯崎行雄・板谷徹丸, 1991, 四国中央部における三波川帯・秩父累帯間の地帯構造境界. 地質雑, **97**, 959-975.
- 君波和雄・松浦卓史, 1995, 化学組織からみた白亜系四万十累層群砂岩 (四国東部) の特徴および三波川帯大歩危ユニット砂質片岩との関連. 日本地質学会第 102 年学術大会演旨, **102**, p.88.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y., Shimoda G. and Barszczus. H.G., 1997, High (HIMU) oceanic crust. *Jour. Geophys. Res.*, **102**, 8085-8103.
- Kojima, G., and Suzuki, T., 1958, Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone: the Kiyomizu Tectonic Zone. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **2**, 173-193.
- 小島丈児, 1950, 西南日本のいわゆる御荷鉾系について. 地質雑, **56** (657), 339-344.
- 小島丈児・光野千春, 1966, 5 万分の 1 地質図幅「川口」及び同説明書. 地質調査所.
- Larson, R. L., 1991, Latest pulse of Earth Evidences for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, **19**, 547-550.
- Maruyama, S., 1994, Plume Tectonics. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **100**, 24-49.
- Matsuoka, A., 1995, Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the Western Pacific. *The Island Arc*, **4**, 104-153.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎, 1998, 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** (9), 634-653.
- Miyahara, M., Uno, Y., Kitagawa, R., and Yatabe, R., 2005, Chlorite exhibits a little swelling property formed in green rock distributed in the Nishinotanilandslide area, Ehime, SW Japan. *Journal of the Japan Landslide Society*, **42**, 69-73.
- 宮原正明・宇野洋平・末峯宏一・地下まゆみ・北川隆司・谷田部龍一, 2005, 四国中央部の三波川・御荷鉾及び秩父帯に産する粘土鉱物について—善徳, 怒田, 八畝, 陰, 西の谷地すべり及び桧山トンネルより得られたボーリングコアの分析結果—. 日本地すべり学会誌, **42-3**, 53-60.
- 森清寿朗, 1979, 徳島県剣山地方みかぶ緑色岩類の岩石学的研究. 地質雑, **85**, 299-306.
- 元山茂樹・寺戸恒夫・平尾尚史・小澤大成・石田啓祐・橋本寿夫・中尾賢一・森江孝志・森永 宏・福島浩三・香西 武, 2002, 佐那河内村に分布する地すべり地形と御荷鉾緑色岩類の岩石学的特徴. 阿波学会紀要, no.48, 1-12.
- 村田明広, 1995, 鮎喰川断層系と上葦生川断層. 徳島大学自然科学研究, **8**, 27-38.
- 村田明広・浅田舞紀・前川寛和, 2006, 四国西部におけるピクライトを伴う御荷鉾緑色岩類南縁の衝上断層. 構造地質, **49**, 99-103.
- 村田 守, 1993, 蛍光 X 線分析法による韓国岩石標準試料の主成分及び微量成分の分析. 鳴門教育大学紀要 (自然), **8**, 37-49.
- 中川衷三・金丸富美夫, 1976, 四国における地すべりの素因. 日本地すべり学会誌, **12-1**, 25-33.
- 中川衷三・阿子島 功・岩崎正夫・須鎗和巳・寺戸恒夫, 1972, 徳島県の地質. 徳島県, 137p.
- 中川衷三・岩崎正夫・須鎗和巳・石田啓祐, 1982, 5 万分の 1 表層地質図幅「剣山」. 土地分類基本調査, 徳島県, 31p.
- 中川衷三・岩崎正夫・須鎗和巳・石田啓祐, 1984, 5 万分の 1 表層地質図幅「川口」. 土地分類基本調査, 徳島県, 29p.
- 日本地すべり学会・地すべりに関する地形地質用語委員会 (編), 2004, 地すべり—地形地質的認識と用語. 日本地すべり学会, 318p.

小澤大成・井上宗弥・村田 守, 1997, 四国東部に分布するみかぶ緑色岩類塩基性火山岩の岩石学的特徴. 基盤研究(A)付加体形成における緑色岩の意義, 研究報告, **2**, 25-29.

小澤大成・元山茂樹・井上宗弥・加藤泰浩・村田 守, 1999, 四国東部剣山地域みかぶ緑色岩類の岩石学的特徴. 地質論, **52**, 217-228.

Sakakibara, M., Hori, R. and Murakami, T., 1993, Evidence from radiolarian chert xenoliths for post-Early Jurassic volcanism of the Mikabu greenrocks, Okuki area, western Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **99**, 831-833.

四国地方土木地質図編纂委員会 (編著), 1998, 四国地方土木地質図および解説書. (財) 四国開発技術センター, 859p.

島 通保・末峯 章・小西利史, 1978, 九鬼地すべり地における水文特性について. 京都大学防災研究所年報, **21B-1**, 323-347.

須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐, 1980a, 御荷鉾緑色岩類およびその周辺の層序と構造 - その1. 高知県中央部土佐町・本山町地域-. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **13**, 63-82.

須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐, 1980b, 四国西部三波川帯主部よりの後期三疊紀コノドントの発見. 地質学雑誌, **86**, 827-828.

鈴木寿志・磯崎行雄・板谷徹丸, 1990, 四国東部における三波川帯と黒瀬川地帯との構造的累重関係 - 徳島県上勝町北東部に分布する弱変成岩の K-Ar 年代-. 地質学雑誌, **96**, 143-153.

高木方隆・中村忠春・宮内定基, 1989, 四国における地すべりの分布. 日本地すべり学会誌, **26-3**, 47-52.

Takeda, K., 1984, Geological and Petrological Studies of the Mikabu greenstones in Eastern Shikoku, Southwest Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ.*

*Ser. C*, **8**, 221-280.

武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・原 郁夫, 1977, 三波川帯と秩父帯の構造的関係. 秀 敬 (編): 「三波川帯」, 広島大学出版会, 107-151.

高谷精二, 1981, 結晶片岩地域における地すべりと粘土鉱物 (3) - 高知県怒田・八畝地すべり-. 新砂防 (砂防学会誌), **118**, 18-23.

高谷精二, 2001, みかぶ帯地すべりの粘土鉱物の特徴. 日本応用地質学会平成 13 年度研究発表会講演論文集, 175-178.

Tatsumi, Y., Shinjoe, H., Ishizuka, H., Sager, W.W. and Klaus, A., 1998, Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, **26**, 151-154.

寺戸恒夫, 1986, 四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性. 地質学論集, **28**, 221-232.

徳島県三好郡東祖谷山村誌編集委員会 (編), 1978, 東祖谷山村史, 18-89.

塚本良則, 2001, 森林・土・水の保全. 朝倉書店, 161p.

植木岳雪, 2005, テフクロロジーによる徳島県西部, 中内地すべりの発生時期の推定. 日本地すべり学会誌, **42-3**, 19-23.

夕部雅丈・岡村 眞・谷田部龍一・八木則男・横田公忠・佐藤 修, 2000, 四国中央部御荷鉾帯の緑色岩の風化と地すべり. 日本地すべり学会誌, **37-3**, 42-49.

夕部雅丈・岡村 眞, 2001, 御荷鉾緑色岩類帯の大規模地すべり. 日本地すべり学会誌, **37-4**, 74-81.

吉松弘行・福井義隆・白石吉信, 1983, 下地蔵寺・怒田地すべりから見た御荷鉾緑色岩地帯の地すべりの特性について. 日本地すべり学会誌, **19-3**, 19-26.

