

四国中央部～西部, 上土居地域と小田地域における 御荷鉾緑色岩類の地質構造

村田 明広*・犬房陽一**・前川寛和***

*徳島大学大学院ソシオ・アーツ・アンド・サイエンス研究部, 〒770-8502 徳島市南常三島町 1-1
E-mail: murata@ias.tokushima-u.ac.jp

**アース環境サービス株式会社

***大阪府立大学大学院理学系研究科物理科学教室 〒599-8531 堺市学園町 1-1

Geological structures of the Mikabu greenstones of the Kamidoi and Oda Areas, Central to West Shikoku

Akihiro MURATA*, Yoichi INUFUSA** and Hirokazu MAEKAWA***

* Institute of Socio-Arts and Sciences, University of Tokushima, Tokushima 770-8502, Japan.

** Earth Environmental Service Co., Ltd.

*** Department of Physical Science, Graduate School of Science,
Osaka Prefectural University, Sakai 599-8531, Japan.

Abstract

Geological structures of the Mikabu greenstones and northern margin of the Chichibu Terrain were studied in the Kamidoi and Oda Areas in Central to West Shikoku. It has been thought that the Mikabu greenstones did not occur in the Kamidoi and Nishi-ishihara Areas in Central Shikoku, because of the existence of the Nishi-ishihara and Ikegawa thrusts. This study, however, clarified that the Mikabu greenstones composed of tuff and tuff breccia occur in a narrow zone there. The Mikabu greenstones are intercalated in the Jurassic accretionary complex as a layered unit, and are folded by the Kamiyakawa-Ikegawa antiform. The Mikabu greenstones of the Oda Area are also intercalated in the Jurassic complex and form the Odagawa antiform, which is the same as the Kamiyakawa-Ikegawa antiform. There is no large thrusts along the southern margin of the Mikabu greenstones. The Jurassic complexes under the Mikabu greenstones of the Kamidoi and Oda Areas have undergone the pumpellyite-actinolite facies metamorphism, like as the Mikabu greenstones and the overlying Jurassic complex. The Kiyomizu Tectonic Line, which runs along the northern margin of the Mikabu greenstones, is probably a large fault, dividing the Sanbagawa Terrain from the Mikabu greenstones and the Northern Chichibu Terrain.

Key Words: Mikabu greenstones, Ikegawa thrust, Kamiyakawa-Ikegawa antiform, Odagawa antiform, geological structures, Kamidoi, Oda, Shikoku, Northern Chichibu Terrain

はじめに

御荷鉾緑色岩類は、三波川帯と秩父帯の境界に沿って分布する緑色岩類で、南北幅最大 5 km、東西延長数十 km におよぶレンズ状岩体である(鈴木, 1972; 岩崎ほか, 1991 など)。御荷鉾緑

色岩類は、玄武岩質溶岩、凝灰角礫岩、凝灰岩、ハンレイ岩など様々な種類の岩石からなり、四国西部から中西部では八幡浜南方と、富士山(とみすやま)から雑誌山(ぞうしやま)北方にかけて、四国中央部から東部では西石原から剣山北方にかけて、さらに神山から佐那河内にかけて分布す

る(鈴木, 1964, 1967, 1972; Suzuki et al., 1972; 甲藤ほか, 1977; 武田ほか, 1977; 岩崎ほか; 1991; Hara et al., 1992; 四国地方土木地質図編纂委員会, 1998; 村田, 2006) (第1図)。

御荷鉢緑色岩類の南限に衝上断層が存在するという考えは, 四国中央部の池川衝上断層および西石原衝上断層(武田ほか, 1977; Hara et al., 1992), 四国西部の北只衝上断層(Murata, 1982; 村田ほか, 2006)などで指摘されてきた。しかしながら, 四国中央部の西石原地域では, 四国西部八幡浜北東方や四国東部神山周辺と同様に, 分布幅は狭いが玄武岩質凝灰角礫岩・凝灰岩を主とする御荷鉢緑色岩類が分布していることが明らかになった(村田・前川, 2009)。また, 四国中央部の西石原衝上断層は存在しないことが明らかにされ(村田・前川, 2009), 御荷鉢緑色岩類から一連のジュラ紀付加堆積物で三波川変成作用の上限(南限)を示すとされた笹ヶ谷断層(河戸ほか, 1991)も, 変成度のギャップを伴うものではないことが明らかにされた(村田ほか, 2009)。

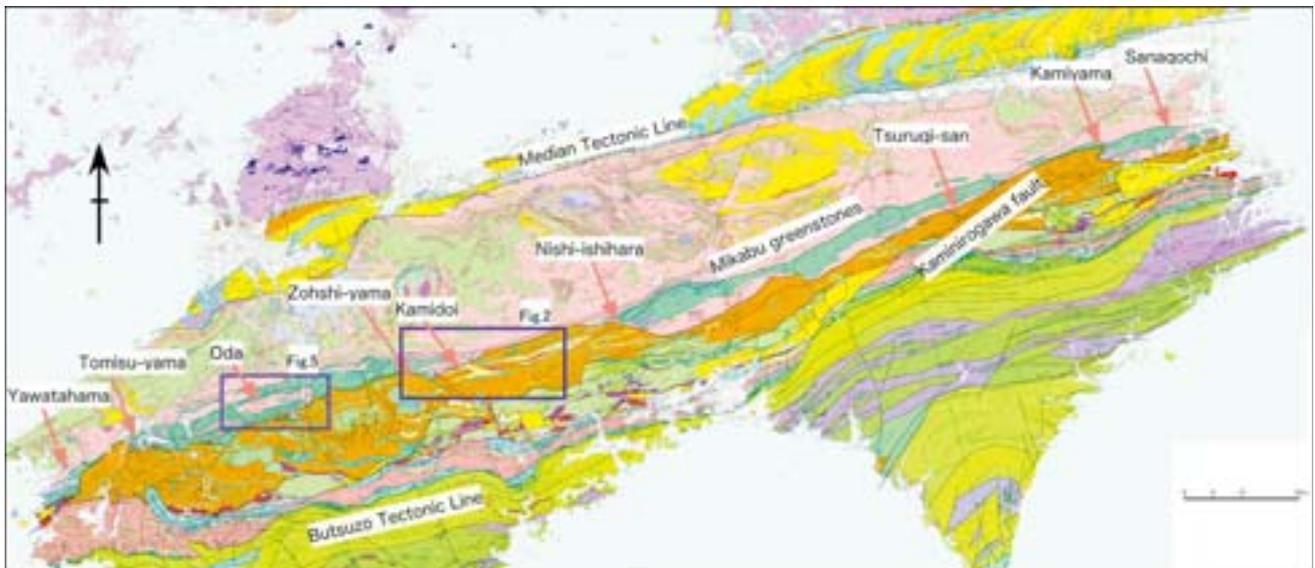
これらのことから, これまでの御荷鉢緑色岩類周辺の地質構造の解釈は大幅に変わる可能性があり, 四国の他地域でも検討する必要がある。本報告では, 御荷鉢緑色岩類が認められないとされてきた四国中央部の上土居地域の地質構造を検討した。上土居地域は, 村田・前川(2009)の西石原地域の西南西にあたり, 上八川-池川アンチフォームの延長する地域である。また, 四

国西部の小田地域で, 御荷鉢緑色岩類と小田川アンチフォーム(小田川背斜, 佃ほか, 1981)との関係について議論する。

徳島大学総合科学部, 西山賢一准教授には査読していただき, 多くの貴重なご意見をいただいた。ここに記して感謝する。

御荷鉢緑色岩類の認定について

鈴木(1967)は, 御荷鉢緑色岩類に関して, 「三波川結晶片岩帯と秩父累帯の境界付近に分布する塩基性ないしは超塩基性複合岩類を“御荷鉢(みかぶ)緑色岩類”と称する。」と述べている。新版地学事典の御荷鉢緑色岩類の項目説明では(榊原・岩崎, 1996), 御荷鉢緑色岩類は, 「西南日本外帯の三波川変成帯と秩父帯北帯との境界に帯状に分布する, 低変成度の苦鉄質および超苦鉄質岩類。-中略-。玄武岩質岩は, 化学組成に基づいて, ソレライト質・アルカリ岩質・ピクライト質に分けられる。最近, 御荷鉢緑色岩類は, ジュラ紀後期~白亜紀前期の海底火山活動の産物であると考えられている。」とされている。このことは, 御荷鉢緑色岩類が岩石学的に厳密に定義されているのではなく, その認定には三波川帯と秩父帯の境界付近に分布するという位置的な要素が重要であることを示している。これら御荷鉢緑色岩類が幅広く分布している地域では, 北側の三波川帯プロパーとされる地帯の緑色片岩や, 秩父帯北帯の緑色岩類との



第1図 四国の御荷鉢緑色岩類の分布。四国地方土木地質図編纂委員会(1998)に加筆。青枠は上土居地域地質図(第2図)と小田地域地質図(第5図)の範囲を示す。

区別が問題になることはない。しかしながら，分布幅の広い御荷鉾緑色岩類の走向延長部に位置する分布幅の狭い緑色岩類は，ハンレイ岩や超苦鉄質岩類を伴わないことから御荷鉾緑色岩類に含められていないことが多く，研究者により見解が分かれていた。

今回，上土居地域と小田地域で，ほとんどの研究者が御荷鉾緑色岩類と考えている広い分布幅を持つ緑色岩類が，走向延長部で連続して分布するかどうかを確認した。これは，あくまでも位置的な要素を重視して地質構造とあわせて御荷鉾緑色岩類かどうかの認定をすることになり，岩石学的な検討を加えたわけではない。

上土居地域の地質概説

四国中央部，上土居地域の御荷鉾緑色岩類は，上土居西方の雑誌山北方から西側では分布幅が広いが，東に向かうにつれて南北両側に分かれて分布し，それらは背斜構造によって褶曲していることが明らかにされていた (Suzuki, 1965 ; Suzuki et al., 1972)。一方，武田ほか (1977) は，御荷鉾緑色岩類の南限に池川衝上断層と呼ぶ衝上断層が存在し，御荷鉾緑色岩類が秩父帯北帯のチャート卓越層の上に衝上していると考えた。御荷鉾緑色岩類が南に向かって秩父帯の地層の上に衝上していることは，Murata (1982)，Hada and Kurimoto (1991)，Hara et al. (1992) などの地質図にも基本的に受け継がれている。

上土居地域から西石原地域にかけては，上八川 (かみやかわがわ) 沿いに，上八川-池川背斜が存在する (佃ほか，1981)。本稿では，この付近の地層が付加堆積物であり整合一連のものではなくなくなっていることを考慮し，単に「山型」の褶曲であるということでアンチフォームという用語を用い，上八川-池川アンチフォームと呼ぶ。

上土居地域の東隣の西石原地域では，御荷鉾緑色岩類は上八川-池川アンチフォームによってその北翼・南翼の二つに分かれて分布している可能性が指摘された (村田・前川，2009)。このアンチフォームは，鈴木 (1964) により思地 (おもいじ) 地域で，また，Suzuki (1965) により池川地域 (上土居地域) ですでに報告されていた。アンチフォームの軸部付近には，新第三紀の安山岩質～流紋岩質の岩脈が貫入している。この位置に沿って，三波川変成岩類と秩父帯北帯の境界断層としての上八川-池川構造線 (石井ほか，

1957 ; 鈴木，1964) が考えられたことがあるが，断層の北側と南側は岩相的に同じものであることから，その構造的な意義は大きくないとされている (武田ほか，1977)。なお，鈴木 (1964) は上八川-池川構造線を認めつつも，背斜構造全体が三波川帯と秩父帯の境界となっていることを指摘している。

上土居地域の東部では，脇田ほか (2007) の伊野図幅によって，詳細な地質分布が明らかにされているが，上八川-池川アンチフォームは一部に記述されているのみで，本論文で指摘するような広い地域に影響を与えるアンチフォームとは認識されていないようである。上八川沿いでアンチフォームの軸部に分布する地層は，北半部のものが三波川変成岩類の思地ユニット，南半部のものが秩父帯の国見山ユニットおよび一部思地ユニットとされており，いずれもジュラ紀付加堆積物とその変成したユニットとされている (脇田ほか，2007)。一方，村田ほか (2008) では，三波川変成岩類とされた思地ユニットの緑色岩類だけでなく，秩父帯の国見山ユニットや中追ユニットとされた緑色岩類も，変成鉱物としてアルカリ角閃石・アクチノ閃石を含むことから，変成度の違いから思地ユニットと国見山ユニットを区別できないとした。村田ほか (2008) は，これらの変成したユニットの南限に名野川衝上断層が存在すると考えた。

西石原地域の南東にあたる笹ヶ谷地域では，三波川変成岩類の南限かつ上限として笹ヶ谷断層が報告されていたが (河戸ほか，1991)，村田ほか (2009) は，笹ヶ谷断層の北側の緑色岩類だけでなく南側のものからも変成鉱物としてアルカリ角閃石・アクチノ閃石を報告し，断層の両側で変成度に差はないことを明らかにした。御荷鉾緑色岩類の北側には，三波川変成岩類の泥質片岩が広く分布しており，御荷鉾緑色岩類とその周辺の石灰岩・チャートなどとは，清水構造帯 (あるいは構造線) (小島ほか，1956 ; 脇田ほか，2007 ; 村田・前川，2009) で接するとされている。

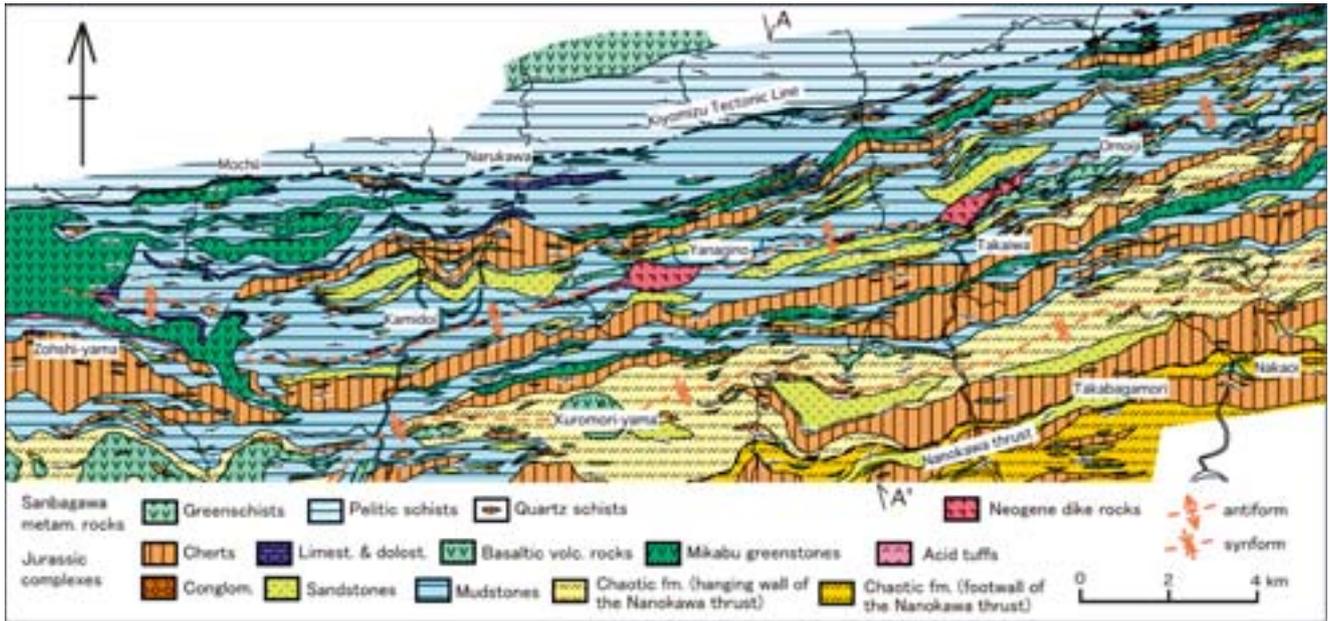
上土居地域の御荷鉾緑色岩類周辺の地質構造

ここでは，御荷鉾緑色岩類と秩父帯北帯のジュラ紀付加堆積物の構造的関係を中心に説明する。なお，三波川変成岩類だけでなく，御荷鉾緑色岩類，秩父帯北帯のジュラ紀付加堆積物な

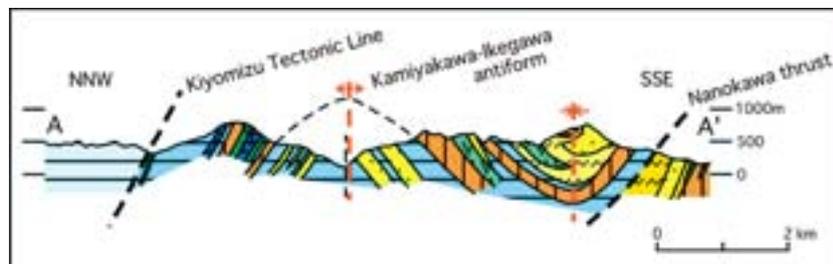
ども、千枚岩あるいは准片岩から片岩と呼べるものになっていて、露頭では区別し難いため、地質図の凡例等も含めて基本的に原岩の名称を用いることにし、適宜、変成後の岩石名についても触れる。

北列の御荷鉢緑色岩類の分布 上土居地域西部の雑誌山より西側では、御荷鉢緑色岩類は分布幅が広く、幅 2.4 km 程度ある。一方、雑誌山北東では、御荷鉢緑色岩類の下位に石灰岩が存在し、さらにその下位に泥質岩が分布している。これらの地層は東西トレンドを持つアンチフォームを作っており（武田ほか，1977），これより東側では御荷鉢緑色岩類が北側の分布と南側の分布に分かれている（第2図）。このアンチフォームは東方へ向かうと上土居南西で追跡できなくなる（第2図）。一方、南側の御荷鉢緑色岩類は坂本西方で別の東西～東北東-西南西トレンドのアンチフォームによって曲げられている。このアンチフォームは、Suzuki（1965），佃ほか

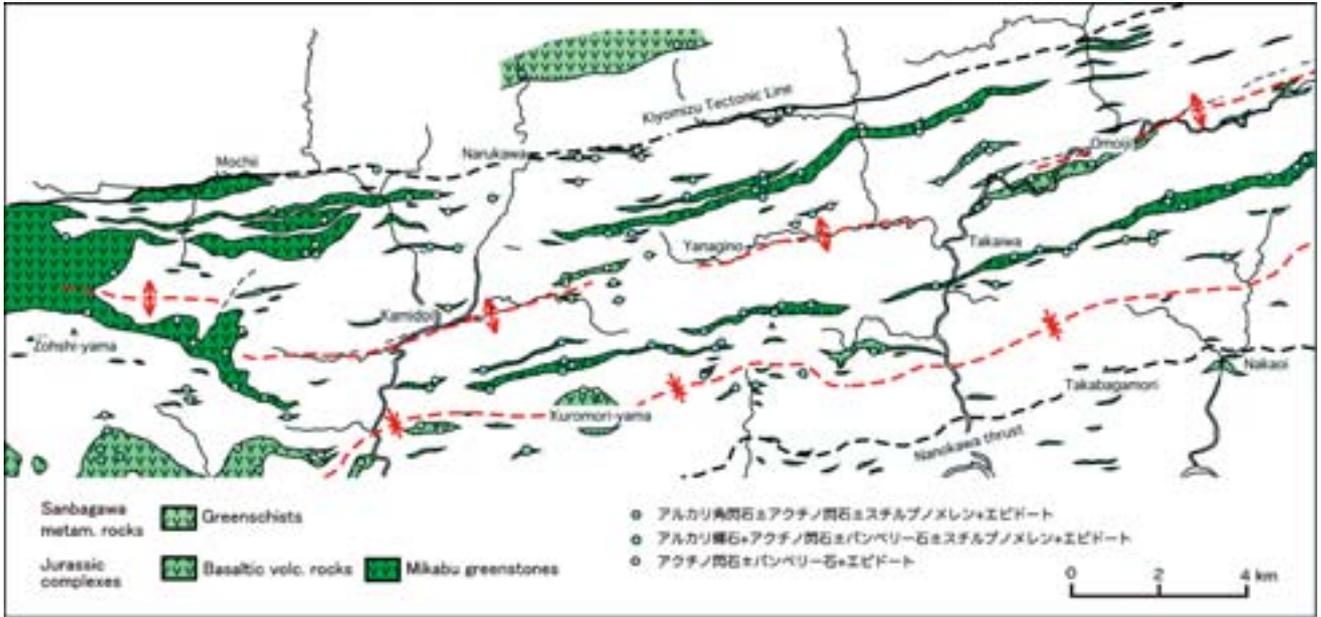
（1981）によって明らかにされた背斜の西端部にあたるものである。雑誌山北東の御荷鉢緑色岩類（北列）は、枕状溶岩、ピローブレッチャ、火砕岩と、玄武岩質塊状溶岩、凝灰岩などからなるとされている（武田ほか，1977）。なお、本報の地質図では御荷鉢緑色岩類は細かく岩質区分されていない。これらの岩石は、坂本北方から、上土居北方、高岩北方、思地北方を経て（第2図）、西石原地域の北列の御荷鉢緑色岩類（村田・前川，2009）につながると考えられる。なお、最近出版された青矢・横山（2009）による5万分の1日比原図幅では、村田・前川（2009）と同様に、北列の御荷鉢緑色岩類が地蔵寺北方から西方へ連続することが示されており、武田ほか（1977）の西石原衝上断層は存在しないように地質図が描かれている。北翼の御荷鉢緑色岩類に伴われる石灰岩からは、*Metapolygnathus* sp.，*Epigondollela abneptis*などのコノドントが報告されている（松田，1978；Kuwano，1979）。



第2図 上土居地域の御荷鉢緑色岩類周辺の地質図。



第3図 上土居地域の御荷鉢緑色岩類周辺の断面図。凡例は地質図と同じ。



第4図 上土居地域の緑色岩類の変成鉱物図。 主要な変成鉱物のみ示されている。

南列の御荷鉾緑色岩類の分布 南列の御荷鉾緑色岩類は、坂本南西から上土居南西まで分布するが、そこから上土居南方までは分布が確かめられない(第2図)。この緑色岩類は、厚い層状チャートのすぐ南側に分布しており、主に玄武岩質凝灰岩、凝灰角礫岩、塊状玄武岩などからなる。この緑色岩類は上土居南東から高岩南方にかけてほぼ連続すると考えられる(第2図)。なお、高岩南方付近の緑色岩類は、村田・前川(2009)によって西石原地域の南列の御荷鉾緑色岩類とされたものに連続する。なお、この御荷鉾緑色岩類の分布は、Suzuki(1965)の池川地域地質図、Suzuki et al.(1972)の四国中央部の御荷鉾緑色岩類の分布と基本的に同じである。ただし、南列の御荷鉾緑色岩類としたものには、現在までのところ、ハンレイ岩や超苦鉄質岩類の分布は認められていない。

上八川-池川アンチフォーム 上土居付近では、上八川-池川アンチフォームの軸部に泥岩優勢の地層が分布し、その南北両側にそれぞれ基本的に中角度で北傾斜、南傾斜で砂岩が分布している。それらのさらに外側にはチャート優勢の地層が分布しており、その外側に御荷鉾緑色岩類と考えられる緑色岩類が石灰岩を伴いながら分布している。(第2, 3図)。このアンチフォームの北翼・南翼の砂岩・チャートは東北東に思地東方まで追跡され、そこでも同様の構造となっている(鈴木, 1964)。場所によっては、北翼でも南翼でもチャートと砂岩が交互に分布

するところがある。地域中央部の高岩北東では、最下位の泥岩に厚さ 50m 以上の緑色岩類が伴われる。脇田ほか(2007)によると、アンチフォームの軸部の泥岩からは、放散虫などの化石の報告はなく、一部で石灰岩のブロックから紡錘虫の報告があるのみである。アンチフォームの軸部付近では、上土居、柳野西方、高岩、思地周辺などで、新第三紀の珪長質岩脈(Suzuki, 1965; 鈴木, 1964; 脇田ほか, 2007)が貫入しており、柳野西方や、高岩では、その分布幅は700mにも達する。上八川-池川アンチフォームの南側にはシンフォームが存在し、その南側に名野川衝上断層が存在する(村田・前川, 2007; 村田ほか, 2008)。

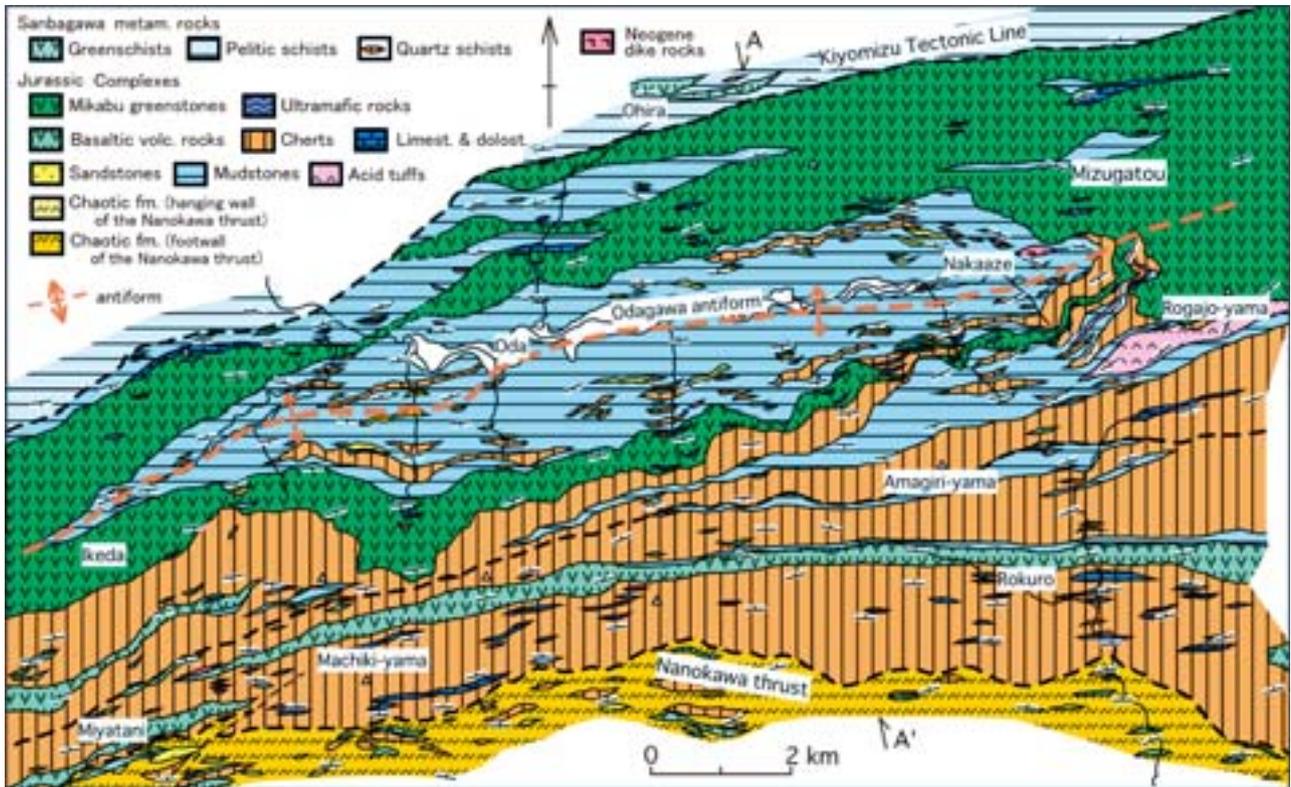
緑色岩類の変成鉱物分布 御荷鉾緑色岩類や、その上位・下位の緑色岩類の変成鉱物を偏光顕微鏡で検討したところ、いずれもアルカリ角閃石・アクチノ閃石を普遍的に含むことが確かめられた(第4図)。青矢・横山(2009)の日比原図幅では、本稿の北翼の御荷鉾緑色岩類には(川又ユニットに相当)、アルカリ角閃石はまれにしか産出しないとされているが、その西南西延長部の上土居地域の御荷鉾緑色岩類では、普通に産出する。御荷鉾緑色岩類、その上位に位置するジュラ紀付加堆積物中の緑色岩類、そして御荷鉾緑色岩類の下位に位置するジュラ紀付加堆積物の緑色岩類はいずれもパンペリー石-アクチノ閃石相の変成作用を受けている可能性があり、変成度の違いは認められないと考えられる。

小田地域の地質概説

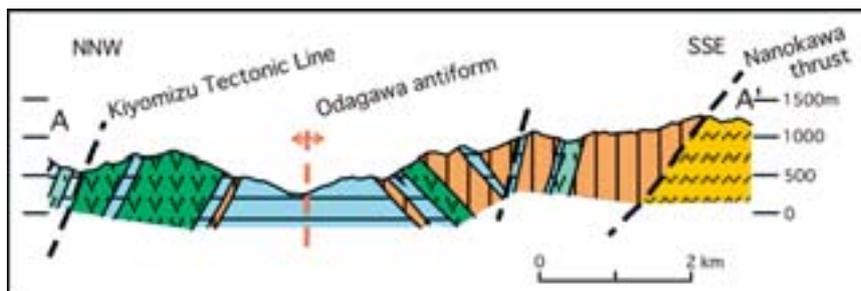
四国西部の小田地域では、御荷鉾緑色岩類の南側に小田川沿いに泥岩優勢の地層が分布し、その南側にもう一度御荷鉾緑色岩類が分布するように描かれている（鈴木，1967，1972；永井ほか，1973，1980；四国地方土木地質図編纂委員会，1998）．松岡ほか（1998）のユニット区分図でも、御荷鉾緑色岩類が南北二列に分かれて分布するように描かれている．最近出版された小田地域の西方にあたる5万分の1大洲図幅（坂野ほか，2010）では、南側の緑色岩類の西縁部が御荷鉾緑色岩類として表現されている．一方、小田川より南側の緑色岩類については、

秩父帯北帯の緑色岩類と位置づける考えも出されている（甲藤ほか，1977；Murata，1982；鹿島，2000）．鹿島（2000）の小田町地質図によると、南側の緑色岩類は、ジュラ紀付加コンプレックスの才太郎層とされている．

小田地域の小田川に沿っては背斜の存在が知られており、御荷鉾緑色岩類が褶曲して描かれている（鈴木，1967；永井ほか，1973）．この背斜は、佃ほか（1981）によって小田川背斜と呼ばれているもので、本稿では、小田川アンチフォームと呼ぶ．佃ほか（1981）では、小田川背斜と上土居地域の上八川-池川背斜との類似性が議論されている．なお、松岡ほか（1998）のユニット区分図でも背斜構造が示されており、



第5図 小田地域の御荷鉾緑色岩類周辺の地質図．



第6図 小田地域の御荷鉾緑色岩類周辺の断面図． 凡例は地質図と同じ．

御荷銕緑色岩類が褶曲していると考えられているが，背斜の軸部の地層についてはユニット区分は示されていない．背斜の軸部付近には，上八川-池川背斜と同様に，新第三紀の安山岩質～流紋岩質の岩脈の存在が報告されている（佃ほか，1981；鹿島，2000）．

小田地域の御荷銕緑色岩類周辺の地質構造

四国西部小田地域周辺での御荷銕緑色岩類は，小田西南西から西方に神南山・富士山までと，小田北東から東方に狼ヶ城山，そして四国中西部の御三戸・雑誌山北方まで，幅3～4km程度で広く分布している（第1図）．小田地域では，その分布幅が約2kmまでと分布幅がやや狭いとされていた．しかしながら，小田南方で，秩父帯北帯のものとされることもあった緑色岩類は，これまでの鈴木（1967，1972），永井ほか（1973，1980），四国地方土木地質図編纂委員会（1998）の地質図に示されているとおり，御荷銕緑色岩類に対比されるものと考えられる．

北列の御荷銕緑色岩類の分布 四国西部小田地域での御荷銕緑色岩類は，小田西南西から小田北東方，水ヶ峠にかけて分布している（第5図）．御荷銕緑色岩類は，ハンレイ岩，凝灰角礫岩，枕状溶岩，凝灰岩等からなっており，一部に超苦鉄質岩類を伴う（鈴木，1967）．御荷銕緑色岩類は，厚さ数10mまでの石灰岩を伴っており，その石灰岩はトリアス紀後期のコノドント（*Epigondolella abneptis*）を含むことが報告されている（須鎗ほか，1979）．

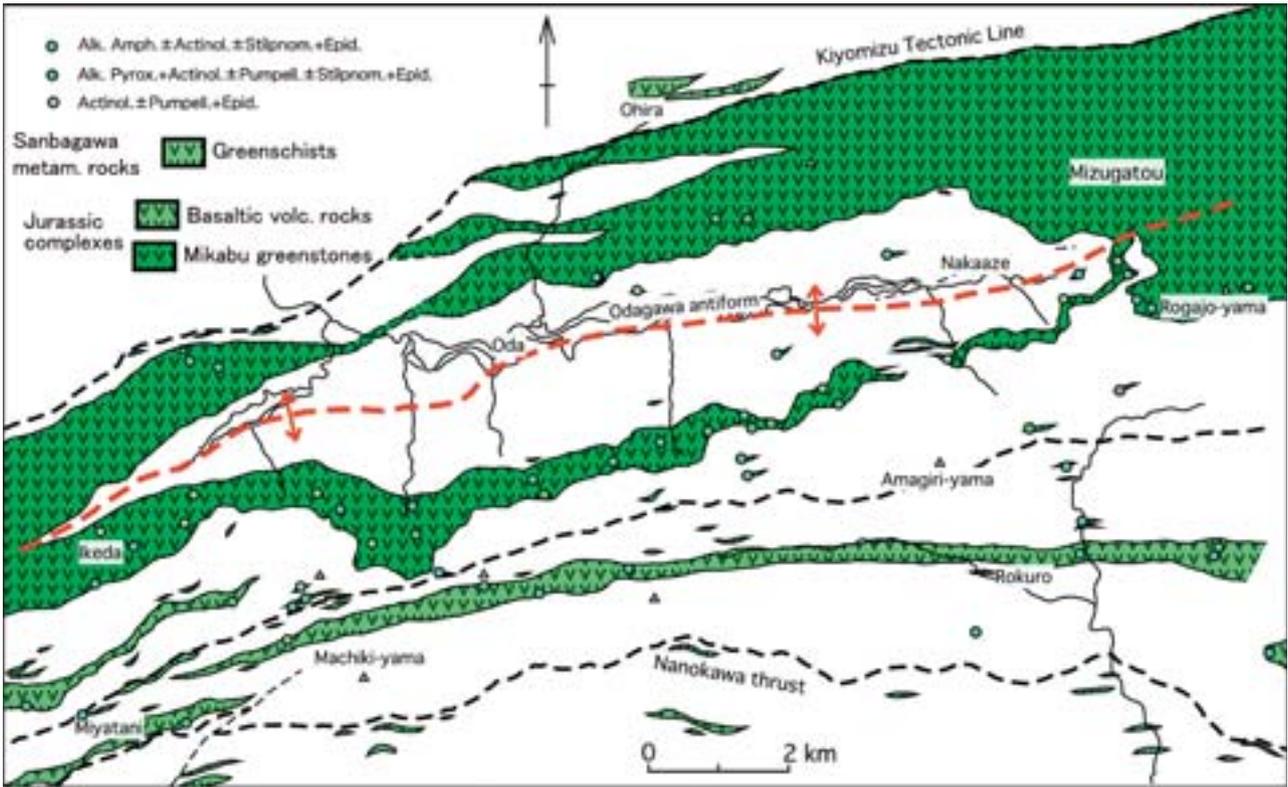
南列の御荷銕緑色岩類の分布 小田西南西から小田南方，中畦南西にかけて主に凝灰岩，凝灰角礫岩などからなる幅500m～1kmの緑色岩類が分布している．この緑色岩類は，Murata（1982）により秩父帯の緑色岩類とされ，鹿島（2000）により秩父帯北帯の才太郎層の塩基性岩類とされている．今回，この緑色岩類を小田南方から狼ヶ城山西方にかけて追跡したところ，北列の御荷銕緑色岩類に合流すると考えられることが明らかになった．この緑色岩類が秩父帯北帯に属するとされてきたのは，これが主に凝灰岩，凝灰角礫岩からなり，北側のもののようにハンレイ岩や超苦鉄質岩類を伴うことがないためと考えられる．しかしながら，四国中央部の西石原地域や上土居地域との類似性と，その構造的位置の要素から判断すると，御荷銕緑色岩類と

して扱うほうが望ましいと考える．

小田川アンチフォーム 小田地域では，小田や中畦の北側は泥岩優勢でチャートや砂岩を伴う地層が北傾斜で分布している（第5図）．そしてその北側に，北列の御荷銕緑色岩類が分布している．小田川の南側には北側と同様の泥岩が南傾斜で分布しており，チャート，砂岩を伴っている．その南側にはやや厚く側方に追跡可能なチャートが存在する（第5図）．このチャートの一部からは，トリアス紀後期のコノドント（*Neogondolella polygnathiformis*）の産出が報告されている（Murata，1982）．これらの泥岩のさらに南に南傾斜で才太郎層とされた緑色岩類が分布することになる．これら小田川沿いの泥岩は，鹿島（2000）により打木層の混在岩相とされ，ペルム紀（？）～トリアス紀（？）の付加堆積物であろうと考えられている．しかしながら，泥岩からの直接的な化石の証拠はないものの，柁小屋層と同じくジュラ紀付加堆積物と考えたほうがよいと思われる．

小田川に沿っては，従来からアンチフォームが存在が指摘されており（鈴木，1964；佃ほか，1981），このアンチフォームによって，御荷銕緑色岩類が褶曲しているとする鈴木（1967）の解釈が正しいと考えられる（第6図）．なお，四国地方土木地質図（1998）では，才太郎層とされた南列の緑色岩類は連続性が断たれているような分布になっている．アンチフォームの軸部付近では，中畦北東，中畦西方などで，新第三紀の珪長質岩脈（佃ほか，1981；鹿島，2000など）が貫入していることが知られている．この小田川アンチフォームによって御荷銕緑色岩類が褶曲していることと，軸部付近に新第三紀の珪長質岩脈が貫入している事実は，上八川-池川アンチフォームによる御荷銕緑色岩類の産出状況と同様であると考えられる．

小田地域の緑色岩類の変成鉱物分布 小田地域でも，御荷銕緑色岩類やその上位に位置するジュラ紀付加堆積物中の緑色岩類は，アルカリ角閃石・アクチノ閃石を普遍的に含み，時にこれがパンペリー石と共生することが確かめられた（第7図）．御荷銕緑色岩類の下位に位置する付加堆積物の緑色岩類は，3カ所でアルカリ角閃石・アクチノ閃石を産出することが確かめられた．そのため，御荷銕緑色岩類やその上位の付加堆積物と，下位の付加堆積物は，いずれもパンペリー石-アクチノ閃石相の変成作用を受



第7図 小田地域の緑色岩類の変成鉱物図。 主要な変成鉱物のみ示されている。

けており、変成度の違いは認められないと考えられる。

地質構造等の再検討

層状ユニットとしての御荷鉾緑色岩類とその下位のユニット 上土居地域の上八川-池川アンチフォームの軸部付近や、小田地域の小田川アンチフォームの軸部付近に分布する泥岩、チャート、石灰岩、緑色岩類、砂岩などからなる地層は、断層（おそらく衝上断層）を介して御荷鉾緑色岩類の下位に位置している。つまり、御荷鉾緑色岩類は層状のユニットとして分布しているために、二つのアンチフォームによって褶曲し、北翼と南翼に分かれて分布していると考えられる。上土居地域の御荷鉾緑色岩類の下位の地層は、ジュラ紀付加堆積物の思地ユニットあるいは国見山ユニット（脇田ほか，2007）、あるいは上吉田ユニット（松岡ほか，1998）とされ、いずれもジュラ紀付加堆積物であろうとされているものである。しかしながら、御荷鉾緑色岩類が層状ユニットとして分布しており、見かけ上、その下位に位置するため、松岡ほか

（1998）のユニット区分の柏木・上吉田・住居附（すまいづく）各ユニットとは別のユニットということになる。また、小田地域でも、アンチフォームの軸部に分布する御荷鉾緑色岩類の下位の地層は、柏木・上吉田・住居附各ユニットとは別のユニットということになる。

地体構造区分について 上土居地域の御荷鉾緑色岩類は、上八川-池川アンチフォームの北翼と南翼の二つの岩体に別れて西方に延びると考えられるため（第2図）、御荷鉾緑色岩類の南縁としての池川衝上断層は存在しないし、御荷鉾緑色岩類が、秩父帯北帯の地層の上に衝上することもないと考えられる。これは、西石原衝上断層が存在しないという西石原地域の結果（村田・前川，2009）と同様である。

上土居地域の北翼の御荷鉾緑色岩類分布域の北側には、泥岩（泥質片岩）が広く分布する。この泥岩は、まれにチャート、砂岩の薄層を挟む程度である。南翼の御荷鉾緑色岩類の南側には、チャート優勢のジュラ紀付加堆積物が南傾斜で分布しているのに対し、北翼の御荷鉾緑色岩類の北側は泥質岩が広く分布しているため、両者がアンチフォームで繰り返しているとは考

えにくい(村田・前川, 2009). また, 上土居・小田両地域のアンチフォーム軸部の地層は, その岩質の違いから, 御荷鉾緑色岩類のすぐ北側, つまり清水構造線の北側に分布する三波川変成岩類に対比するのは難しい.

御荷鉾緑色岩類分布域の北側の泥質岩は, 西北西-東南東走向・北傾斜のものが多く, 御荷鉾緑色岩類およびその下位の地層の東北東-西南西走向～北東-南西走向と斜交している(村田・前川, 2009). 両者の境界は, 伊野図幅で, 泥質片岩を主とする堂ヶ内ユニットと, 石灰岩, 緑色岩類を伴う川又ユニットの境界断層である清水構造線(脇田ほか, 2007)に相当する可能性がある. 小田地域の北翼の御荷鉾緑色岩類の北側にも, 泥質片岩が広く分布しており, 一部に緑色片岩が伴われる程度である. まだ位置は特定できていないが, 本地域でも清水構造線が大きな地質境界として存在しているものと考えられる. なお, 本稿の地質図に示されている清水構造線の位置は, 日比原図幅(青矢・横山, 2009)に示されているものよりやや南にずれている.

御荷鉾緑色岩類分布域だけを, 例えば御荷鉾帯として秩父帯北帯とから区別して表現することは, 地体構造区分としては適切ではなく, 清水構造線から南側の御荷鉾緑色岩類(アンチフォーム軸部を含む)から南側で, 三波川変成作用を被っている名野川衝上断層(村田・前川, 2007; 村田ほか, 2008)の上盤までを一括して扱うことが望ましいと考える. このような区分は, 四国の他地域や, 四国以外の三波川帯・秩父帯でも十分検討される必要がある.

文 献

青矢睦月・横山俊治, 2009, 日比原地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 75p.
 坂野靖行・水野清秀・宮崎一博, 2010, 大洲地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 58p.
 Hada, S. & Kurimoto, C., 1990, Northern Chichibu Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Nippon Insatsu, Osaka, 165-183.
 Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Kanai, K.,

ま と め

- (1) 御荷鉾緑色岩類は, 四国中央部の上八川-池川アンチフォームや, 西部の小田川アンチフォームによって褶曲しており, 両アンチフォームの北翼と南翼に分布するところがある. 二つのアンチフォームが直接連続することはないと思われるが, どちらの軸部にも新第三紀岩脈が見られることから, 佃ほか(1981)が指摘したように, 同様のアンチフォームと考えられる.
- (2) 御荷鉾緑色岩類の上位だけでなく, 下位にもジュラ紀付加堆積物とされる地層が存在する. 御荷鉾緑色岩類は, ジュラ紀付加堆積物中に層状ユニットとして挟まれている可能性が大きい.
- (3) 御荷鉾緑色岩類や, その上位・下位の地層の緑色岩類は, 変成鉱物として, アルカリ角閃石・アクチノ閃石を含んでおり, 御荷鉾緑色岩類の上限や下限を境として変成度は変わらないように見える.
- (4) 御荷鉾緑色岩類の北側には, 清水構造線(構造帯)を境として, 泥質片岩優勢な地層が分布する. 両者の間に変成度のギャップはなさそうであるが, 層理面(片理面)の斜交性などから, 構造的ギャップは大きいと考えられる. 清水構造線(構造帯)から名野川衝上断層までを一括した地帯としてとらえるのがよいと考える.

Goto, M., Seki, S., Kaikiri, K., Takeda, K., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Sakurai, Y. and Ohtomo, Y., 1992, Tectonic evolution of the Sambagawa schists and its implication in convergent margin processes. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, **9**, 495-595.
 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**, 449-454.
 岩崎正夫・鈴木堯士・須鎗和巳, 1991, 2.6 御荷鉾緑色岩類. 「四国地方」(須鎗和巳・岩崎正夫・鈴木堯士編), 50-63, 共立出版.

- 鹿島愛彦, 2000, 小田町・小田深山の地質について. 小田深山の自然 I, 1-25.
- 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.
- 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・秩父累帯間の地体構造境界. 地質雑, **97**, 959-975.
- 小島丈児・吉田博直・甲藤次郎・市川浩一郎・石井健一, 1956, 四国西条-上八川路線に沿う三波川帯の地質. 地質雑, **62**, 317-326.
- Kuwano, Y., 1979, Triassic conodonts from the Mikabu Greenrocks in Central Shikoku. Bull. Natn. Sci. Mus., Ser. C(Geol.), **5**, 9-24.
- 松田哲夫, 1978, 四国中央部三波川南縁帯石灰質片岩よりトリアス紀中・後期コノドント化石 *Metapolygnathus* の発見. 地質雑, **84**, 331-333.
- 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. 地質雑, **104**, 634-653.
- 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, 2006, 四国西部における御荷鉾緑色岩類と秩父帯北縁部の地質構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **20**, 35-41.
- 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, No. 49, 99-103.
- 村田 明広・犬房陽一・橋本陽介・前川寛和, 2008, 四国中央部伊野地域における秩父帯北帯の名野川衝上断層周辺の地質構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **22**, 13-27.
- 村田明広・前川寛和, 2007, 四国中西部, 秩父帯北帯の名野川衝上断層. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **21**, 65-75.
- 村田 明広・前川寛和, 2009, 四国中央部西石原地域における御荷鉾緑色岩類の地質構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **23**, 77-85.
- 村田 明広・山崎亮輔・前川寛和, 2009, 四国中央部笹ヶ谷地域における秩父帯北帯の地質構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **23**, 65-76.
- 永井浩三・堀越和衛・佐藤信次・宮久三千年・鹿島愛彦・高橋治郎・土井清磨・平岡俊光, 1980, 20 万分の1 愛媛県地質図. 愛媛地学会, トモエヤ.
- 永井浩三・宮久三千年・坂上澄夫・鹿島愛彦, 1973, 5 万分の1 表層地質図「久万」. 愛媛県.
- 榊原正幸・岩崎正夫, 1996, 御荷鉾緑色岩類(項目説明). 地学団体研究会編「新版地学事典」, p1276, 平凡社.
- 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, 859p.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐, 1979, 四国の三波川帯と秩父累帯との関係(予報). 中生代造構作用の研究, No.1, 39-49.
- 鈴木堯士, 1964, 高知県吾川郡地域における三波川帯と秩父帯の関係. 地質雑, **70**, 339-347.
- Suzuki, T., 1965, On the Kamiyakawa-Ikegawa Tectonic Line. Geol. Rep. Hiroshima Univ., no. 14, 293-306.
- 鈴木堯士, 1967, 四国におけるみかぶ緑色岩類. 地質雑, **73**, 207-216.
- 鈴木堯士, 1972, 四国中・西部におけるみかぶ緑色岩類の火成活動と変成作用. 高知大学学術研究報告, 自然科学, **21**, 39-62.
- 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・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.
- 佃 栄吉・原 郁夫・富永良三・徳田 満・宮本隆実, 1981, 四国中西部の秩父帯の地質構造. 中生代造構作用の研究, No. 3, 49-59.
- 脇田浩二・宮崎一博・利光誠一・横山俊治・中川昌治, 2007, 伊野地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 140p.

論文受付 2010年9月15日
改訂論文受付 2010年9月30日
論文受理 2010年9月30日