

三波川帯と秩父帯との境界にある変成岩類

—いわゆる「みかぶ帯」の岩石—

岩 崎 正 夫*

(1968年4月3日, 日本地質学会75周年記念討論会講演)

三波川帯と秩父帯との関係についての問題は、古くて新しい問題である。はじめに、この両帯の中間に御荷鉢系という地層が分布すると考えられた。御荷鉢系という名称は、小藤文次郎(1889)によって定義され、それ以後、三波川帯と秩父帯との境界に分布する弱変成の岩類よりなる地層としてこの地層名が用いられてきた。

ところが、実際には三波川帯と秩父帯との境界には、著しい断層線(構造線)をとまなうことが多いし、上の様な意味での御荷鉢系は、最初の小藤の定義とちがった特徴をもった地層にまで拡大して使用されることもあり、多くの混乱を生じた。

その後、この境界の断層線にそって、塩基性~超塩基性の火成岩体が進入しているとされ、それらの岩体は、御荷鉢緑色貫入岩類と名づけられ、三波川帯と秩父帯とは、上記の貫入岩体をとまなう御荷鉢構造帯で境されているとみなされる様になった(小島丈児, 1950)。この場合には、層序学的に独立した御荷鉢系という地層の存在は否定されたのである。

それ以後現在までに、上記の御荷鉢緑色貫入岩体そのものについての岩石学的研究、三波川帯、秩父帯およびその境界部についての変成分帯および層序学的研究が各地で進められた。

現在の時点での知識でみると、三波川帯と秩父帯との境界に御荷鉢系という特定の地層を設けるという考え方も、御荷鉢構造帯で両者が境されるという考え方も、両方とも一面の正しさをもっていたと言える。

この論文では、主として筆者および協同研究者** による四国東部のデータを用い、1950年以後のいろいろな人達による研究を参照にして筆者の意見を記述することにする。したがって、この論文は、本来協同研究者との共著の形で公表されるべき性質のものであるが、内容についてメンバーの間で討議を経て結論を出したものでなく、筆者の個人的な意見が強く出ているので、一応責任の所在を明らかにする意味で個人の発表としたことをこゝとわっておく。

* 徳島大学教育学部地学教室

** 剣山研究グループおよびUMP三波川帯研究グループ

1. 1950年以後の研究

1950年の小島丈児の論文は、それまできわめてあいまいで混乱していた御荷鉢系という地層の存在を否定し、御荷鉢構造帯を提案した。この研究は、いろいろな意味で、それ以後の「みかぶ系乃至みかぶ帯」の研究にひとつの方向づけを与えた。

1950年代には、平山健によって、四国、紀伊半島など主要な「みかぶ帯」を含んでいる地域で地質図幅調査がおこなわれた。それらは、剣山(1956)、海南・動木(1956)、吉野山(1957)、高野山(1959)として刊行された。これらの地質図をみると、平山健は、主として小島の考え方で「みかぶ帯」を処理していて、三波川帯と秩父帯との境界に緑色貫入岩体を記入しており、これらの緑色貫入岩体が堆積岩層をゼノリス状に包含しているように塗色されているものさえある。一方、関東山地では、関陽太郎が1958年頃から三波川帯の研究を発表しはじめた。関は、小藤による緑色岩を主とする御荷鉢系を火山岩層とし、この火山岩層は、その上位にくる無点紋結晶片岩層と下位にくるチャートおよび碎屑岩層との間に整合にかさなる地層であるとした。さらに、その変成度は上位から下位へ累進的に上昇し、その間に変成度の上での不連続はないとした。御荷鉢緑色貫入岩類が、三波川帯の結晶片岩類とともに一連の変成作用をうけており、その変成度は、三波川帯と秩父帯との両方に連続的であることは、関東山地以外でもたしかめられた(都城・坂野, 1958; 橋本, 1960; 岩崎, 1963)。

また、この間に中山勇(1953)は、天竜川地域の三波川帯に分布する変輝緑岩を変動時侵入岩として記載した。この変輝緑岩は、普通の意味の「みかぶ帯」の岩石ではないが、三波川帯のなかでの変動時侵入岩を考えたという点で意義をもっている。

1961年に小島丈児が調査者として参加している20万分の1高知県地質図が出版されたがその説明書では、御荷鉢緑色岩類は、「三波川正地向斜のある発達段階に、運動様式のたがいにちがった正地向斜区と縁辺区との境界に貫入してきた一種の境界貫入岩体」とされている。

1964年頃から鈴木堯士は、四国中央部および西部につ

いて、内田信夫は関東山地について、筆者およびその協同研究者は四国中央部および東部について、それぞれ「みかぶ帯」を主な研究対象として研究をはじめた。また、同じ頃から、UMP-C帯三波川帯研究グループとして四国東部と紀伊半島西部の「みかぶ帯」の調査がはじまった。中村保夫は、伊勢・鳥羽地域の「みかぶ帯」を研究している。

これらの研究者は、個々においては意見の一致しない点も残しているが、共通して次のような観点をもつに至っているように見える。

(1) 御荷鉢層とよぶか否かは別として、三波川帯と秩父帯との境界には塩基性変成岩に富む地層が分布していることが多い。

(2) これらの塩基性変成岩の大部分は、地向斜期火山活動の産物で、侵入岩をともなっている。変動時侵入岩はすくなく、地向斜期火山活動に関係した、これと一連の火成活動による侵入岩である。

(3) 御荷鉢構造帯の存在は否定しない。三波川帯と秩父帯との境界に断層をとまなう特別の地質構造の帯を考え得る場合が多い。

この3点は、現在の「みかぶ帯」研究者の平均的考えとも言えるかと思うが、以下の記述で、これらの点について筆者の考えを述べ、問題がより発展する方向でやや独断的に筆者の独自の議論を述べることにする。

なお「みかぶ帯」に分布する岩類の層序学的位置づけについては、この論文では取り扱わないことにする。

2. 「みかぶ帯」と「みかぶ緑色岩類」

従来、三波川帯と秩父帯の間には著しい断層があるとみられている地域がすくなくない。この断層を「みかぶ線」とか「みかぶ構造線」とよんでいる。この意味のみかぶ線については、すでに木村敏雄(1961)や、内田信夫(1966)が総括的に述べている。特に、内田はこの断層を克明に総括した。

今日、一般的に「みかぶ線」を越えて秩父帯の岩石も三波川帯と同じ変成作用を受けていることはかなり広く認められている。したがって、内田(1966)が述べているように、「変成帯と非変成帯とを分かつ構造線」としてのみかぶ線の意義は失われている。つまり、極言すれば、三波川帯と秩父帯との境界に断層があるかどうかということは第一義的に重要な意味をもつわけではなく、「みかぶ帯」としてひとつの構造帯を考える場合には、もっと別の地質構造を指定しなければならない。

鈴木堯士(1965)は、四国中央部における三波川帯と秩

父帯との境界をしらべて、そこに上八川—池川構造線が存在すると述べた。鈴木によれば、この地域は、北側の三波川帯と南側の秩父帯とをそれぞれ北翼、南翼とする背斜構造となっていて、背斜構造の軸部を通るちようつが断層がある。つまり、ひとつの背斜構造が三波川帯と秩父帯とを境しているとされたのである。そして上八川—池川構造線は、みかぶ線に相当する断層である。この場合、塩基性岩(緑色岩)の分布はすくなくない。

鈴木は、はっきり述べていないが、上記の背斜構造は、三波川帯と秩父帯との境界をなす一種の地背斜で、これを境にして、三波川帯の堆積物を堆積した海盆と、秩父帯の堆積物を堆積した海盆とに分れているものかもしれない。そうすると、みかぶ帯という言葉は、この地背斜性の背斜構造の位置に名づけられるべきである。

しかも、その位置は、多くの場合、激しい海底火山活動の場であった。つまり、地向斜内部の隆起帯にそって、一般には旺盛な火山活動がおこなわれた帯がみかぶ帯であろう。

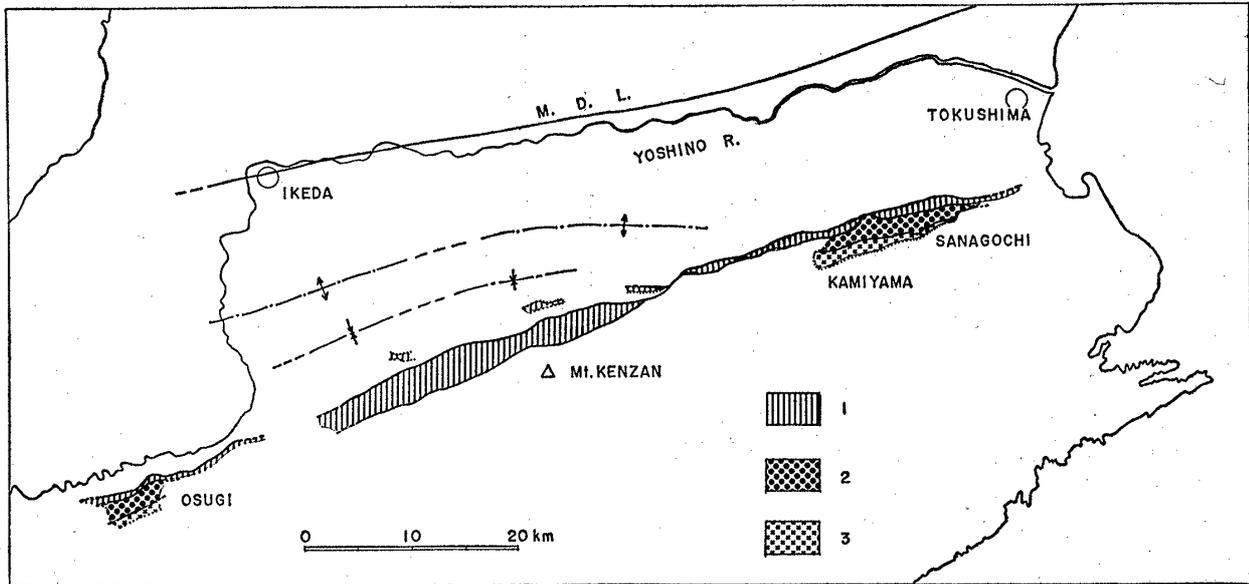
そして、後に、この帯にそって断層運動があり、その断層線(かならずしも一本ではないし、はっきりしない場合があっても差支えない)を、従来みかぶ線とよんできたわけである。したがってみかぶ線というのは本質的に重要性をもつわけではなく、上記の意味のみかぶ帯が重要な意味をもつ。

つまり、四国のデータでみると、みかぶ帯は、地向斜の海洋底に細長くつづいていた一種の海嶺であり、この海嶺にそって海底火山活動が激しくおこなわれた古生代における海底火山列のあととみなされる。そして、この火山活動は、三波川変成帯における初期火成作用(initial magmatism)で、超塩基性岩・玄武岩質岩を主とし、チャート・石灰岩をともなっている。これらの岩石は、まさしく、古くから「オフィオライト」とよばれてきた岩石に、すくなくともその一部は、相当している。従来みかぶ緑色岩類として緑色岩のみが注目され周囲の岩石と切りはなされて岩石学的記載がおこなわれてきた。(例えば朱雀, 1941)しかし、これらの岩石は、チャート・石灰岩などを含めて、取扱うべきものである。この点について、勘米良(1968)も、古生層における火山性物質と珪質岩、炭酸塩岩との随伴関係を強調している。

3. 四国中央部～東部のみかぶ帯

四国中央部から東部にかけては、三波川帯と秩父帯との境界に第1図に示す様にみかぶ緑色岩類* が分布して

* ここでいうみかぶ緑色岩類は、前節で述べた様に、チャート、石灰岩をともなうものを一括している。



第1図 四国中央部—東部の “みかぶ帯”

1 超塩基性岩、輝緑岩、チャート、石灰岩をともなう緑色片岩の帯（オフィオライト層），
2 pillow breccia の帯， 3 粗粒はんれい岩を主とする帯，M. D. L. 中央構造線。

いる。みかぶ緑色岩類の北側でこれに断層で接する三波川帯の岩石は剣山研究グループ(1963)の檜平層で、小島丈児ら(1956)の川口層に相当するとみられる。ほとんどすべて泥質片岩よりなり、うすい珪質片岩および塩基性岩をはさんでいることがある。砂質片岩はまれである。

四国中央部～東部では、第1図に示すようにみかぶ緑色岩類と三波川帯の結晶片岩類とは、すべて断層で接している。みかぶ緑色片岩類と三波川帯の岩石とは、この断層の両側でその変成度に違いがない。ただ、断層の両側で一方が泥質片岩、一方が塩基性変成岩になっていて、岩相が著しくちがうだけである。この断層面は数ヶ所でその露頭が観察されるが破碎帯をともない、一般には南に $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 傾斜している。

みかぶ緑色岩類と秩父帯の岩石との関係は、一部断層、一部整合である。整合の場合、地層面は南に $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 傾斜していて、見かけ上、秩父帯の岩石が上位である。

なお第1図に示すように、剣山北側で、みかぶ緑色岩類がややせまい巾で小規模に三波川帯中に出現する。この場合には、みかぶ緑色岩類は、周囲の檜平層(川口層)と整合で、南に傾斜している。

四国中央部～東部では、みかぶ緑色岩類内部の地質構造はよくわからない。みかぶ緑色岩類と三波川帯の結晶片岩類との間の断層を重くみないという立場をとると、

見かけ上、南に傾斜する単斜構造で、上位から秩父帯の地層、みかぶ緑色岩類、檜平層(川口層)と重なっていることになるが、みかぶ緑色岩類内部に褶曲構造があり、同斜背斜構造を含んでいる疑いもある。

4. みかぶ緑色岩類の特徴

三波川帯にも秩父帯にも、地向斜期海底火山活動の産物である塩基性火山噴出物に由来する変成岩～変質岩が分布しているが、ここに、三波川帯と秩父帯との境界にある塩基性変成岩をみかぶ緑色岩類として特に指定し、区別する理由を述べなければならない。

まず、みかぶ緑色岩類が、地向斜期における海底火山活動の産物である点は、三波川帯の一般の塩基性片岩、秩父帯の塩基性火山噴出物（従来ジャールスタインと総称されていた）と何ら変りがない。しかし、その構成岩石はかなりちがっている。この構成岩石のちがいは、その産出する場所と無関係ではない。

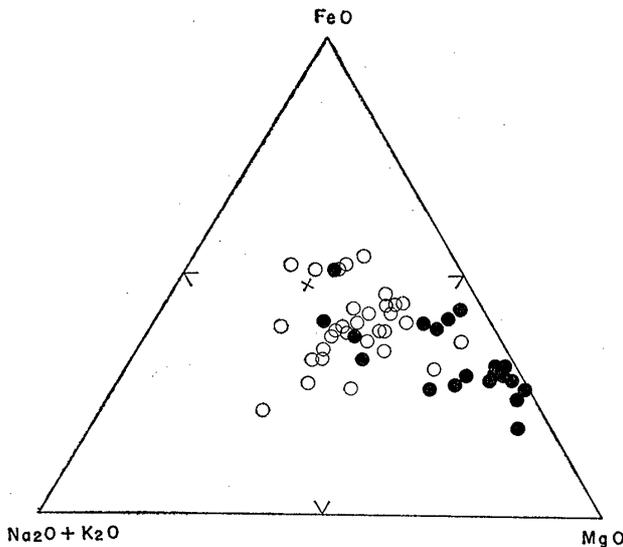
つまり、特定の位置——三波川帯（変成帯）と秩父帯（弱変成～非変成帯）との境界——に、特定の火山活動があったことを示している。

深成岩様の外観のはんれい岩～輝緑岩が多く、水底に噴出し移動したとみられる破碎された枕状溶岩をかなり大量にともなうこともある。岩石は一般に著しく塩基性である。これらの岩石の特徴の多くは、三波川帯では、

変成作用・変形作用によって破壊され消失したという見方もあろうが、残存鉱物その他よりみて、もしこれらの岩石が大量にあれば、三波川帯の点紋帯でもその組織・構造が残ってはいはずである。

次に、岩石学的特徴を述べるが、上の意味でみかぶ緑色岩類と名づけるのであるから、これらの岩石は、三波川帯（変成帯）と秩父帯（弱変成～非変成帯）との境界に位置をしめていることが前提条件で、かりに、同様の特徴の岩石が、三波帯や秩父帯に出現してもみかぶ緑色岩類とは言えない。

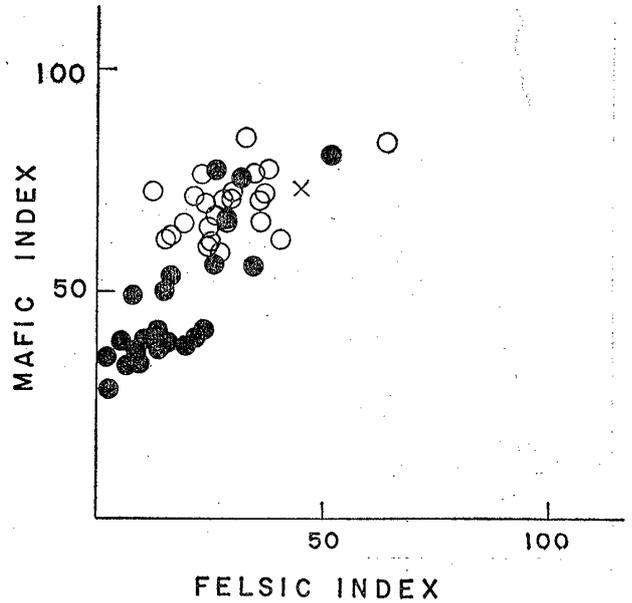
(1) 一般には、源岩の構造を肉眼的にも鏡下でもよく残していることが多い。たとえば、枕状構造、輝緑岩組織、流理構造、斑状組織、ハイアロクラスティック組織などを残している。これらは三波川帯の塩基性片岩では不明瞭になっている。



第2図 塩基性変成岩の MgO - FeO -(Na_2O+K_2O) 三成分図。

黒丸 …… みかぶ緑色岩
 白丸 …… 三波川塩基性片岩
 × …… スピライト(平均)

(2) 変成鉱物として、陽起石・藍閃石・パンペリー石・エピドート・曹長石・緑泥石・石英を生じている。特に陽起石を普通に産する。この鉱物組合せは、三波川帯の無点紋片岩と同じであるが、粒度はみかぶ緑色岩類のほうが大きくなっている。秩父帯の弱変成の塩基性火山噴出物では陽起石は稀である。



第3図 塩基性変成岩の mafic/felsic 関係図

黒丸 …… みかぶ緑色岩,
 白丸 …… 三波川塩基性片岩,
 × …… スピライト(平均).

$$\text{Mafic index} = \frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \times 100}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$$

$$\text{Felsic index} = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100}{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$$

(3) 三波川帯の塩基性片岩に普通に産する白雲母を含まないことが多い。これは、源岩に K_2O がすくなかったことを示している。

(4) 第2図と第3図は、従来分析されたみかぶ緑色岩類の化学組成を、三波川帯の塩基性片岩の化学組成と比較したものである。図に示すように、みかぶ緑色岩類は、 MgO 、 FeO に富む傾向がある。このことを、秩父系の塩基性凝灰岩と比較して内田信夫(1967)も述べている。

(5) 鉱物組成の上では、長石・石英を欠くいわゆる超優黒質岩がかなりある。

5. みかぶ緑色岩類の源岩による分類

みかぶ緑色岩類は、源岩の構造・組織をよく残しているため、野外の産状を考慮して、その源岩を推定できることがある。このようにして可能な限り原岩に復元してみると、四国中央部～東部のみかぶ緑色岩類は次のように分類できる。

A. Effusives-Pyroclastics

1. Aphanitic rocks

1-a. relic pyroxene + ch. + pumpellyite

1-b. relic pyroxene + ch. + pumpellyite
+ ep. + trem.

2. Porphyritic basalts

2-a. phenocrysts : ch. and/or pumpellyite
groundmass : ep. + pumpellyite2-b. phenocryst : ch. + trem.
groundmass : ep. + ch. + trem.2-c. phenocryst : trem.
groundmass : trem. + ch.

3. Pillow lava

autobrecciated lava (pillow breccia)

4. Basic tuff

4-a. pelitic

4-b. calcareous

B. Intrusives-Sheets

5. Coarse-grained gabbroic rocks

5-a. pyroxene gabbro

5-b. hornblende-pyroxene gabbro

5-c. aegirine gabbro

5-d. syenitic rocks

6. Diabase (fine-grained gabbro)

7. Anorthite rocks(?) (pumpellyite rocks)

8. Ultrabasic and ultramafic rocks

7-a. dunite

7-b. peridotite

7-c. hornblende peridotite

7-d. pyroxenite

7-e. hornblendite

(ch. 緑泥石; ep. エピドート; trem.
透角閃石)

まず、比較的塊状細粒で片理の発達弱い緑色岩で均質なものについて、鏡下で無斑晶のものと斑晶を有するものに分けた。更にこの両者を生成している変成鉱物によっていくつかに分けた。斑晶は多くの場合外形を残して表に示す様な変成鉱物に変わっている。石基には拍子木状斜長石の外形がよく保存されていることが多い。これらの岩石のなかには、もともと枕状構造があり、変成・変形作用にさいして原構造が失われたとみられる岩石も含まれている。

pillow breccia は、かつて鈴木醇(1932)が、角礫質岩石として大杉のものを記載し、鈴木堯士(1967)は、凝灰集塊岩質岩石として、それを水中火砕流堆積物として報告した。しかし、これは HENDERSON (1953) が定義した pillow breccia、久野(1954)による自破砕溶岩



第4図 pillow breccia の chilled margin.
幅 1 cm. 佐那河内上嵯峨橋の上流 300m (転石).

(autobrecciated lava) であることはまちがいない*。すなわち、pillow breccia の breccia は、冷却縁を有し(第4図)、玄武岩質で時に vesicular となっている。matrix には独特の hyaloclastic (vitroclastic) texture があり、breccia の組成とはことなり、白雲母・石英を含み、時に泥質物起源とみられる炭質物があり、チタナイトも多量である。なおこの岩石については別報する予定である。

片理の著しい緑泥石に富む緑色片岩を一応塩基性凝灰岩としたが、この中には溶岩起源のものも含まれているかもしれない。時に、ほとんど緑泥石のみよりなり少量のチタナイトを含むだけの片岩がある。泥質岩と互層するものと石灰質岩と互層するものがある。

粗粒はんれい岩としたものの中には閃長岩質岩(黒雲母一角閃石-石英-斜長石-正長石-エヂリン)も含まれているが、大きく分けて単斜輝石はんれい岩と角閃石-単斜輝石はんれい岩となる。

anorthite rocks(?)としたものは、岩脈状の小岩体で、粗粒はんれい岩にともない、鏡下で斜長石の外形を残し、すべて細粒パンペリー石の集合となっている岩石である。

輝緑岩と粗粒はんれい岩とは、粒径がちがうだけでなく、その含有する Ca-Al 珪酸塩の種類がちがっている。すなわち、輝緑岩ではエピドートであるが、粗粒はんれい岩ではパンペリー石である。このことは、両者で含有する水の量に差異があったことを示しているものであろう。

* この点について久野の教示をうけたことを感謝する。

6. みかぶ緑色岩類の分布

現在地表に露出しているみかぶ緑色岩類には、往時の火山体が削剥されたものの一部を示すものもあろう。したがって、その露出面積は、火山体の一部の断面を示す場合もあろう。これらの緑色岩類を源岩に復元して、いろいろな噴出物の組合せの目安を現在のデータにもとずいて考えてみることはできる。

四国中央部～東部のみかぶ緑色岩類分布地域は、岩石の組合せによって次の2つの型に分けることができる。

I型 (佐那河内～大杉型)

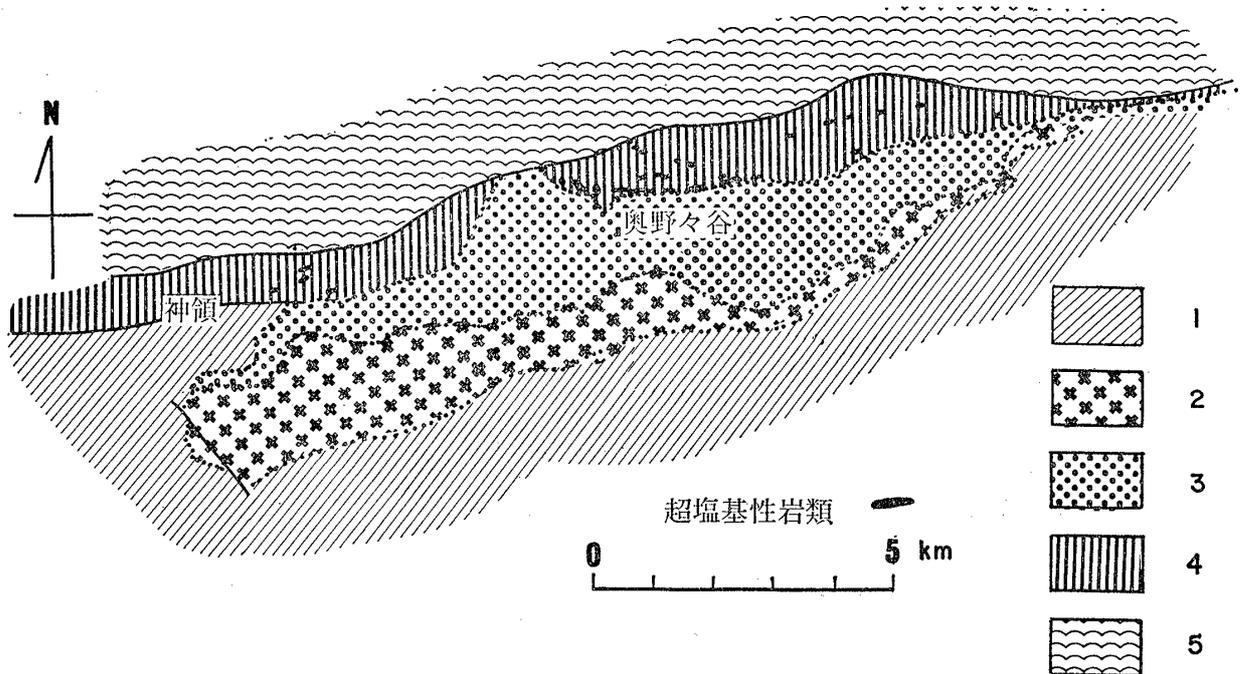
四国中央部～東部以外では、愛媛県大久喜鉦山附近、同御三戸南方、伊勢・鳥羽地方などがこの型に属するとみられる。

四国中央部～東部では、みかぶ緑色岩類分布地域を、第1図、第5図、第6図に示すように、その岩石随伴関係によって3帯に分けることができる。すなわち、A超塩基性岩、変輝緑岩のレンズ状小岩体を多数ともなう緑色片岩の帯で、片状チャート、石灰岩をもともなう；

B 水中自破碎溶岩とみられる破碎された枕状溶岩の帯
 C 粗粒はんれい岩を主とする帯。佐那河内、大杉の両地区で各帯の配列順序が同じで(第5図、第6図)、三波川帯と接する北側にA帯があり、秩父帯と接する南側にC帯があり、その中間にB帯がある。佐那河内、大杉両地区とも、C帯のはんれい岩体は、秩父帯の岩石と整合である。はんれい岩体と秩父帯の泥質岩、チャートとの境界には赤色凝灰岩～溶岩(塩基性)があり、含リーベカイト珪質片岩の薄層がある。著しい断層は認められない。

現在の露出面積によるみかぶ緑色岩類の分量の割合は、第1表に示すようになる。

表にみるように、この型の地域では、現在の露出面積からみて pillow breccia の量が最も多く40～75%に達している。佐那河内地区では、岩層の傾斜を非常にゆるやかにみつもっても褶曲によるくり返しが無いとして厚さは平均300m以上となり、噴出した溶岩の量は莫大であったといえる。



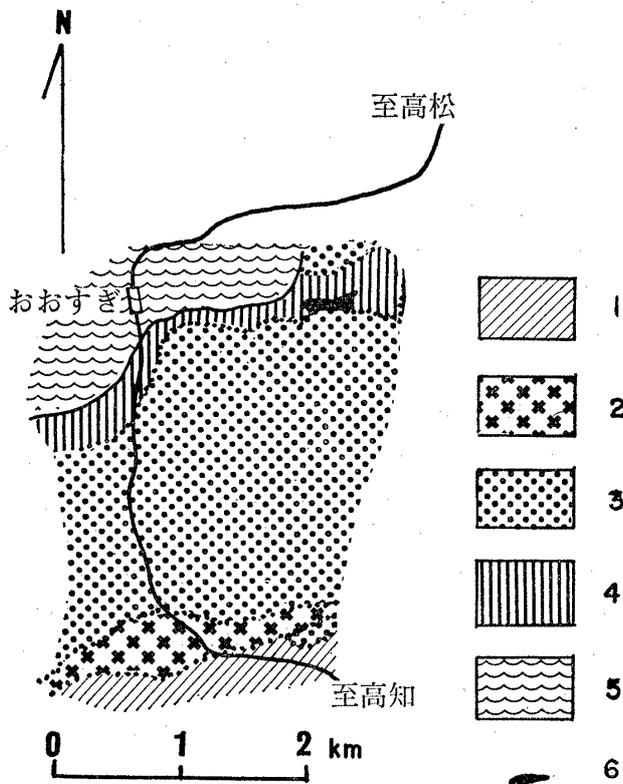
第5図 佐那河内地区における「みかぶ緑色岩類」の分布。

- 1 弱変成古生層、2 C帯(粗粒はんれい岩を主とし、玄武岩類および塩基性凝灰岩を伴なう)、3 B帯(pillow brecciaを主とし、少量の塩基性凝灰岩を伴なう)、4 A帯(超塩基性岩、輝緑岩の小岩体が多く、玄武岩類・塩基性凝灰岩を伴なうオフィオライト層)、5 三波川結晶片岩 檜平層(泥質片岩)。A・B・C……みかぶ緑色岩類

II型 (木屋平、一字、祖谷の型)

この型は、I帯におけるA帯、つまり、超塩基性岩・

変輝緑岩・緑色片岩・片状チャート・石灰岩よりなる帯のみよりなると解することができる。赤紫色の塩基性溶



第6図 大杉地区における「みかぶ緑色岩類」の分布。

- 1 弱変成古生層, 2 C帯 (粗粒はんれい岩を主とする), 3 B帯 (pillow brecciaを主とする), 4 A帯 (超塩基性岩・輝緑岩の小岩体が多く, 玄武岩類・塩基性凝灰岩類) を伴うオフィオライト層, 5 三波川結晶片岩層 (泥質片岩), 6 超塩基性岩, A・B・C みかぶ緑色岩類

7. みかぶ緑色岩類で示される海底火山活動

前節のⅠ型とⅡ型の火山活動を比較してみかぶ緑色岩類で示される海底火山活動を考察してみる。

Ⅰ型では, オフィオライト層ともよぶべき部分がA帯となっていて, それに水中に噴出した溶岩および粗粒はんれい岩体をともなっている. pillow breccia を, 超塩基性岩・輝緑岩・粗粒はんれい岩が見掛け上貫いたり, その中に岩床状に入ったりしていることは稀である. したがって, pillow breccia の溢流は, 火山活動の終末期を示しているものといえる。

この pillow breccia は, 超塩基性岩・輝緑岩をともなるオフィオライト層が形成された後に, この上に噴出したものと考えられる. pillow breccia と粗粒はんれい岩との関係は不明であるが, pillow breccia の分布がないⅡ型の地域には, 粗粒はんれい岩もないということは, pillow breccia と粗粒はんれい岩との間に成因的に密接な関係があり, おそらく一連の火成活動であることを示しているものとおもう。

一方, Ⅱ型の火成活動は, ほかの堆積物 (チャート, 石灰岩など) をともなって行なわれていて, 周囲の泥質岩との関係は, いつも断層である. この超塩基性岩からチャートまでを含む岩層 (オフィオライト層) は, 粗粒はんれい岩—pillow breccia の一連の火成活動がおこなわれたときには, その海底火山体の基盤となったものとみられる. これは, 海洋地殻の一部断片が断層運動によって現在位置をしめているのかもしれない。

すなわち, 四国中央部～東部のみかぶ帯を通覧する

第1表 佐那河内・大杉地区のみかぶ緑色岩類の構成

| 地 区 | A帯 | | B帯 | | C帯 | |
|----------|----------------------|-----|----------------------|-----|---------------------|-----|
| | 超塩基性岩・変輝緑岩を伴うオフィオライト | | pillow breccia を主とする | | 変はんれい岩を主とする | |
| 佐 那 河 内 | 12.8km ² | 26% | 20.5km ² | 42% | 15.5km ² | 32% |
| 大 杉 (概算) | — | 15 | — | 75 | — | 10 |

岩 (スピライト質) を含み, 溶岩には一部に枕状構造がある. 岩石随伴関係からみて, 正規のオフィオライトよりなるとみなすことができる. つまり, Ⅱ型の地域では, はんれい岩・pillow breccia を欠き, オフィオライトの組合せの岩類のみよりなる. ここでは, はんれい岩・pillow breccia で代表される火山活動がほとんどなかったのである。

と, 大杉・佐那河内地区では, オフィオライト層とそれを基盤として噴出した粗粒はんれい岩—pillow breccia の両方がそろっているが, その中間の地区では, 粗粒はんれい岩—pillow breccia の活動がなかったことになる (第1図参照)。

オフィオライト層の構成要素である変輝緑岩のCa-Al珪酸塩はエピドートで, 粗粒はんれい岩のそれはパンペ

リー石であることは、源岩に含まれていた水の量がちがっていたことを示すもので、両者がちがった系統の火成作用を示していると考えられる。

なお、超塩基性岩についても、そのかなりのものが、海底火山の溶岩～凝灰岩であると筆者は考えている。超塩基性岩が海底火山の溶岩として産することは GASS (1958)によるキプロスの例のように、各地で報告されている。これは、水底では peridotite lava が低温でも存在し得るからであるとされている。この問題については、現在野外の資料を集めており、近いうちに別にくわしく論ずる。

いずれにしても、みかぶ緑色岩類の大部分は海底火山噴出物である。海洋では地殻はうすく海洋地殻の底では玄武岩質マグマは生じないであろうから、それらの噴出物は、上部マントルに由来し、上部マントルで形成されたマグマが海底地殻を通過して固結したことはたしかであろう。

したがって、みかぶ緑色岩類で示される火山噴出物は、海洋における上部マントル物質を示しているといえるだろう。また、みかぶ帯では火山活動にともなって、大量の熱が上部マントルから放出されたことになり、これはおそらくこの帯の隆起と関係があるろう。

このような観点は、みかぶ帯に分布する岩石の研究が今後、海洋地殻の問題、海洋地域の上部マントル物質の問題、造山運動の問題と深く結びついて発展するテーマであることを示している。

引 用 文 献

- GASS, J. G. (1958), Ultrabasic pillow lavas from Cyprus. *Geol. Mag.*, vol. 95, p. 241-251.
- 橋本光男(1960), 長野県上伊那郡長谷村地方の変成岩。国立科学博物館報告, 47号, p. 104-115.
- HENDERSON, J. F. (1953), On the formation of pillow lavas and breccias. *Roy. Soc. Canada Trans., 3rd Ser., Sec. 4*, vol. 47, p. 23-32.
- 平山 健(1956), 5万分の1「海南」, 「動木」地質図および同説明書
- (1957), 5万分の1「吉野山」地質図および同説明書
- (1959), 5万分の1「高野山」地質図および同説明書
- IWASAKI, M. (1963), Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area, eastern Sikoku. *Journ. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 15, p. 1-90,
- 勘米良亀齡(1968), 地向斜の火山性物質に伴う堆積物。地質学論集, 第1号, p. 23-32.
- 剣山研究グループ(1963), 四国東部結晶片岩地域の地質, 地球科学, 69号, p. 16-19.
- KIMURA, T. (1961), The lateral faulting and geologic structure of the eastern part of south-west Japan. *Jap. Journ. Geol. Geogr.* vol. 32, p. 317-330.
- 高知県(1961), 20万分の1 高知県地質図および同説明書
- KOTO, B. (1889), On the so-called crystalline schist of Chichibu. *Journ. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, vol. 2, p. 77-141.
- 小島丈児(1950), 西南日本外帯のいわゆる御荷鉢系について, 地質雑, vol. 56, p. 339-344.
- 小島丈児・秀 敬・吉野言生(1956), 四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置。地質雑, vol. 62, p. 30-45.
- 久野 久(1954), 火山及び火山岩, 岩波全書。
- MIYASHIRO, A. and BANNO, S. (1958), Nature of glaucophanitic metamorphism. *Am. J. Sci.*, vol. 256, p. 97-110.
- 中山 勇(1953), 天竜川地域三波川変成帯北半部の層序と地質構造。地質雑, vol. 59, p. 497-509.
- SEKI, Y. (1958), Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, central Japan. *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, vol. 24, p. 233-258.
- SUZUKI, T. (1965), On the Kamiyakawa-Ikegawa Tectonic Line. *Geol. Rep. Hiroshima Univ.*, no. 14, p. 293-306.
- 鈴木堯士(1967), 四国におけるみかぶ緑色岩類。地質雑, vol. 73, p. 207-216.
- 鈴木 醇(1932), 御荷鉢系並に秩父系の角礫質岩石に就いて, 地質雑, vol. 39, p. 292-294.
- 朱雀智介(1941), 関東山地槻川上流の所謂御荷鉢式岩石に就て, 地質雑, vol. 48, p. 62-74.
- 徳島県(1956), 7万5千分の1 剣山地質図および同説明書
- 内田信夫(1966), 御荷鉢構造線。成蹊大学政治経済論叢, vol. 16, p. 510-535.
- (1967), 御荷鉢層および万場層の凝灰岩の化学組成, 成蹊論叢, 第6号, p. 206-220,

.....

**The Basic Metamorphic Rocks at the Boundary between
the Sambagawa Metamorphic Belt and the Chichibu
Unmetamorphosed Paleozoic Sediments**

Masao IWASAKI

(Abstract)

A brief descriptions are given of the metamorphic rocks belonging to the „Mikabu Green Rocks” which are effusive-intrusive complex of ultrabasic and basic composition, and were recrystallized during the Sambagawa metamorphism.

The Mikabu Green Rocks occur at the boundary between the Sambagawa Metamorphic Belt and the Chichibu Belt consisting of unmetamorphosed sediments. Most of the original rocks of the Mikabu Green Rocks are considered to be the materials which have been produced by the submarine volcanisms in geosyncline. The survived original structure and the relic minerals as well as textures were used to speculate on their original rocks. They are divided into the effusives and intrusives, conveniently. The intrusive varieties are represented by metagabbros, diabases, ultrabasic and ultramafic rocks. The metagabbros are relatively coarse-grained and always contain pumpellyite, whereas diabases are usually considerably finer-grained rocks and always contain epidote. The effusives are represented by lavas

and pyroclastics of basaltic composition. In the regions of Sanagochi and Osugi, metamorphosed pillow breccias which indicate the submarine lava eruptions, crop out over wide area in a east-westerly trending block, overlain on the south by unmetamorphosed Paleozoic sediments of the Chichibu Series (Fig. 1).

The following criteria assist recognition of the Mikabu Green Rocks.

(1) They occur at the boundary between Sambagawa Metamorphic Belt and the unmetamorphosed Paleozoic Sediments. An anticlinal structure lies at this boundary and is thought to be a geanticline (oceanic ridge ?) in geosyncline belt, and the topography of the rises is thought to be of volcanic origin.

(2) They were recrystallized weakly and have frequently distinct relic structure and relic minerals.

(3) The rocks of basaltic composition are predominant. The composition of original rocks would have been characterized by a high MgO and FeO contents and a low K₂O content.

討 論

市川浩一郎(大阪市大) 御荷鉢型緑色岩類の時代問題と三波川・秩父累帯の境界問題の2点について言及する。

1) いわゆる御荷鉢型緑色岩類のかなりの部分が、源岩にかんしては、表成岩類すなわち volcanic formationとして層序学的に扱えることがここ10年来各地でわかってきた。和歌山県有田川中流地域では、御荷鉢の volcanic formation(沼田層)が背斜をつくっているが、その南翼には、特徴ある成層珪質岩を主体とする嵯峨層が上位に発達し、さらにその上位に *Paraschwagerina*, *Acervoschwagerina* などを含む清水層群が位置する(市川・波田, 1966; 波田, 1967)。御荷鉢型岩類 — 嵯峨相

当層—含化石下(中)部ペルム系という層序関係は四国中部(土讃線ルート)、同東部 („剣山層群” 分布地域)、関東山地(柏木地方)でも認められる。結局、秩父累帯側からの知見では、表成の御荷鉢型岩類の層準はペルム系最下部ないしそれ以下となる。ただしこれと一致しない見解(鈴木, 1964など)もあるので、今後更に検討せねばならない。

2) 御荷鉢型岩類の層位的位置は三波川・秩父北帯の層序対比のひとつの鍵である。少くとも三縄層は主としてペルム系に含まれる。こうしてみると両帯の層相は類似点もあるが、かなりの相違点がある。例えば秩父北帯にしばしば発達する大規模な石灰岩相は三波川帯プロパーにはみられない。両地帯は後期古生代大地向斜中の異

なる部分相を代表しているとみられる。御荷鋤型岩類はこのような部分相の境界地帯に断続して出現し、また化学組成上からも両側地域のとは異なる型の緑色岩であるといわれる(内田 1967)。その vent は現在の分布地帯中にあったと推定される(集塊岩のような粗粒火砕相の粒度・層厚変化, meta-gabbro など貫入相の存在など)。

三波川帯・秩父帯というのは大単位である故に、その境界問題も巨視的観点からとらえるべきであろう。両地帯を地向斜時代からの形成過程を考慮して地史的立場から扱うときは、以上のような地向斜分化の境界地帯をもって両者の巨視的な境界とするのが適当と考える。この地帯に発達する東西性後生断層(四国の上八川・池川構造線, 紀州西部の有田川構造線など)はところにより御荷鋤岩類分布の南限または北限を画することもあるが、南限よりさらに南方を通ることもあれば、同岩類地帯中に入ることもあり、通過位置はまちまちである。このような一本の後生断層をもって両帯の境とするのは具体的な印象を与えはするが、むしろ便宜的で、かえって混乱を招くと考える。

鈴木堯士(高知大) 三波川と秩父が直接するところは少く四国全体で 20% ぐらい、それ以外の地域ではみかぶ緑色岩が分布している。したがってその地質的意味がわからないと三波川と秩父の関係も解決しない。すなわちみかぶ緑色岩類は三波川帯の地向斜形成、変成作用の一連の関係を解決する重要な鍵となる。

みかぶ緑色岩の火成活動の場 みかぶでは粗粒岩

と火砕岩が主体を占める。したがってまず粗粒岩の形成機構が重要であるが、これが貫入岩として集塊岩や角礫凝灰岩を明らかに切っているところは一つもない。多分それは sheet とおもうが、それにしても一定の火成活動の順序があるであろうから検討を要する。粗粒岩は加圧海底下の産物で、普通のはんれい岩とは異なる形成機構があってもいいだろう。岩崎らの神山地区の粗粒岩の研究は注目に値する。いっぽう凝灰岩や角礫凝灰岩などの火砕岩類が海底火山活動の産物であることは確かである。角礫の周辺がガラス質またはスピライト質のものが多ことから、発泡現象が起り得る程度のかかなり浅い深度での海底火山による産物と考えねばならない。

三波川帯との対比 まだ推定の域を出ないが、みかぶ緑色岩類は高知・愛媛県下では三波川プロパーの三縄層主部に対比するのが妥当であろう。この場合、三縄層主部は変成度の上からそのままみかぶに対比することは不可能で、変成度と層序との斜交性が問題になる(たとえば大杉北部)。

勘米良亀齡(九大) みかぶ緑色岩が、三波川や秩父の緑色岩と化学組成がもともと違っていたというが、どういふ部分で比較したか。変成作用や堆積時の続成作用による一部分の溶脱などを考慮する必要はないか。

岩崎正夫(徳島大) 残存鉱物、変成鉱物の種類量比から総化学組成を判断してちがうとみなした。その相違が、変成作用によるか堆積中の成分の逸出によるものか、あるいはもともとのマグマの組成の違いなのかについてはわからない。