

# 三波川～みかぶ帯の緑色岩類 ～その形式と変成作用～

岩崎正夫

## 1. 三波川～みかぶ帯

広い意味で日本列島の三波川帯という場合には 普通は南縁のみかぶ型緑色岩類分布帯(みかぶ帯)をも含めている。 実際に低温高压型変成帯という意味では 変成作用はみかぶ帯をもこえて秩父古生層帯に及んでいるから 低温高压型変成帯という意味での三波川変成帯には秩父帯の一部も含まれる可能性がある。 したがって三波川変成帯の南限を秩父帯内のどこに引くかということは いまのところはっきりしていない。 北限は中央構造線によって切られている。

三波川帯の変成岩類は はじめに関東山地で研究され群馬県南部を流れる川の名前をとって 三波川結晶片岩類と名づけられた。 第1図に示すように 中央構造線の南側にそって関東山地より信州伊那谷を通り 天竜川ぞいに南下して伊勢にわたり それから西へ紀伊半島を横断して和歌山市に抜ける。 和歌山市から徳島市に渡り 四国を東西に横断し 四国中央部では大歩危で吉野川峡谷に露出し(第2図) 四国西端では八幡浜西方の佐田岬から九州佐賀関半島に渡っている。 この間の総延長は1,000 km を越え 最大幅は 秩父帯の弱変成部を含めずに四国中央部で約30 km である。

三波川帯は 日本列島における主要な変成帯で 三波川変成帯ともよばれる。 従来いろいろな書物に 長瀨帯という名称が用いられていることがあるが 現在専門の地学者の間では長瀨帯という名称はほとんど用いられていない。 三波川帯という名称はすでに国際的にも広

く知られているので この三波川帯という名称だけを用いる方が混乱がなくてよい。

このように 三波川帯という名称は関東山地に由来したものであるが 実際に三波川結晶片岩類がととのった状態で典型的に露出しているのは四国地方である。 その規模においても 変成帯としての種類においても四国地方の方が関東山地よりも三波川帯は優勢といえる。 このことから四国の三波川帯は 多くのすぐれた地質学者によって明治以来研究されてきた。

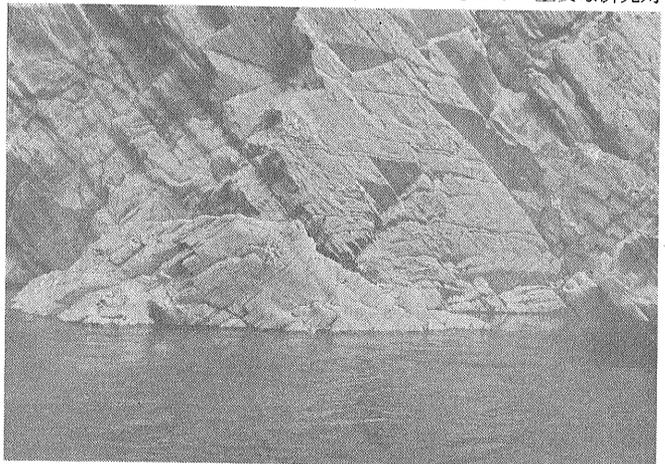
## 2. 四国の三波川～みかぶ帯に産する緑色岩類

三波川～みかぶ帯には 緑色～青緑色の片状～塊状岩が分布していて 地方によっては“青石”とよばれている。 石材としてその材質が優秀ということはないが豊富に産出するので入手しやすく 石垣や家屋の土台石に使われている。 旧徳島城の石垣は この巨大な岩塊でつくられている。 また 塊状のものや 褶曲構造の発達した岩塊は その模様美しいものがあるので庭石として珍重されている。 みかぶ帯とよばれる帯は ほとんどこの緑色岩類のみより構成されている。 みかぶ帯を含まない三波川帯プロパーでの緑色岩類の分布の割合は 露出面積にして全体としては20%にみたないが 特定の層準に集中して産出することが多いので その分量はかなり多く感ずる。

三波川帯に限らず変成帯に産出する緑色岩類(塩基性岩類)は 変成岩岩石学にとってきわめて重要な研究対



第1図



第2図 吉野川峡谷 大歩危の砂質片岩露頭

象である。つまり 緑色岩類は 変成作用のときの温度圧力条件の変化に応じて 最も敏感にその鉱物組合せを変化させるから われわれは 緑色岩類のなかにできている変成鉱物の組合せをしらべて 変成作用のときの温度圧力条件を推定したり その条件を相互に比較したりできることになる。

1965年頃までは 緑色岩類は このように 変成岩研究者に変成作用についてのよい情報を与える情報源として大切にあつかわれてきた。この場合 緑色岩類は 温度圧力条件を変化させてその鉱物組合せの変化をしらべるためのテストピース（供試体）と同じであって それは自然界からきりはなされて 実験室のなかで変化させても原理的には同じことであつた。

ところが1965年頃から 変成帯の形成という問題——どうしてそこにその変成帯があるのか——がとりあげられるようになってきた。この問題は そのなかに変成作用の温度圧力条件はどうして生じたのか 変成作用をうける前の源岩はどうしてそこに生じたのかといった問題を含んでいる。このことは 必然的に緑色岩類を単に異なる温度圧力条件のテストピースとして取扱うのではなく その自然界における産出状態をよりくわしくさぐる方向へ研究を進ませるものである。かくして 緑色岩類が いつどのような火成活動で生じ どのようにして現在位置をしめたかということへの探究がはじまったのである。

緑色岩類は いまのところ 岩石学の研究対象としてふたつの顔をもっている。変成鉱物組合せによる変成条件についての情報源という顔と 水中（海底）火山活動の産物としての顔とであり 筆者は このふたつの顔は将来統一的に研究されるようになるだろうと考えている。

つまり 特定の広域変成作用の条件は その前の特定の広域的な火成作用によって準備されていたと考えられるのであって このことが統一的に説明されるならば 造山運動とか地向斜とかいう概念が地学の体系のなかでもっとはつきりしたイメージをもつであろうと思う。現在のところでは このふたつの顔について統一的に話をすることができず 残念ながら 別々に説明しなければならぬ。

### 3. 四国の三波川—みかぶ帯における緑色岩類の産状

#### a 三波川帯の緑色岩類

三波川帯の結晶片岩類を源岩に複原してみると 堆積岩としては 泥岩 砂岩 チャートの順にその分量がすくなくなる。圧倒的に多いのは泥岩で チャートは緑

色岩類ともなつて産することが多い。石灰岩は大変すくない。緑色岩類はチャートよりやや多く 砂岩と同じくらいか すこしすくないぐらいの分量である。

三波川帯では広域変成作用によって 泥岩は泥質片岩となり 砂岩は砂質片岩となり チャートは各種の石英片岩となつていて 緑色岩類は一般に緑色片岩（塩基性片岩）となつている。

これまでに三波川帯で地質調査をした経験では 泥質片岩 砂質片岩 石英片岩 緑色片岩の4種が全体の露出面積の95%以上をしめているが これらの片岩類は決してたがひに均等に三波川帯内に出現するのではない。

緑色片岩 石英片岩 泥質片岩はともなつて 多くの場合互層して 集中的に特定の層準に出現している。

特に 緑色片岩はかならず若干の石英片岩をともなつている。ただし この逆はかならずしも真でない。すなわち 石英片岩はかならずしも緑色片岩をともなわない。一方 砂質片岩 泥質片岩はともなつて 多くの場合互層して 集中的に特定の層準に出現している。

すなわち 三波川帯では 砂質片岩と緑色片岩とはたがひに排他的である。この点 秩父帯で両者が密接にともなうこととくらべてちがつている。特に 三波川帯では 厚さ80m以上の厚い緑色片岩が 砂質片岩にともなうことはないといつてよく 厚さ80m以上の厚い砂質片岩が緑色片岩にともなうことはないといつてよい。

これまでに 四国の三波川帯で主として銅鉱床探査の目的でかなり多数の1,000~2,000mの深度のボーリングが金属鉱物探鉱促進事業団によっておこなわれた。その結果垂直方向における結晶片岩の産状が大変よく分つた。特に岩層と岩層との接触状況がくわしく分つた。緑色片岩は 石英片岩 泥質片岩とこまかに互層する。互層する場合の厚さは 10cm~50cmのオーダーである。野外で厚く発達しているようにみえる緑色片岩でも うすい石英片岩 泥質片岩をはさんでいることが多く たえば 2,700 mの深度までのボーリング（41 PAS—2号）の全体で 最も厚く緑色片岩が出現したのは 厚さ69.25mであつた。全体の柱状図を第3図に示す。図に示す通り 紅れん片岩は 緑色片岩が優勢に発達しているときに出現している。

この緑色片岩の産状は 三波川帯で 海底火山噴出物の形成がチャート 泥岩の堆積と密接にともない しかも 一般に砂質岩の堆積しない環境でおこなわれたことを示している。なお 三波川帯で 緑色片岩と泥質片岩との互層が こまかな地層の折りたたみによる現象であるうたがひは 全くないわけではない。このことも考慮に入れて 三波川帯における緑色片岩の産状を海底

火山活動に復原してしらべる研究は 困難ではあるが何らかの方法で今後進められるべきであろう。

三波川帯における超塩基性岩の産状は 規模は小さいが綠色片岩の産状とよくにている。ただし 超塩基性岩はチャートをとまわらない。綠色片岩の場合と同様に 銅鉱床探査のためのボーリングによって 超塩基性岩と母岩（一般に泥質片岩）との接触状況がよく分った。

その柱状図の例を第4図に示す。図に示すように超塩基性岩は みかけ上周囲の泥質片岩と整合で しかも 周囲の泥質片岩はこまかなセンチメートル単位の超塩基性岩と互層する（多くの場合 このような超塩基性岩の薄層は 滑石片岩～滑石一陽起石岩である）。このことは 三波川帯の超塩基性岩の一部が火山噴出物起源で 超塩基性物質が泥と一緒に海底に堆積したことを示すのかもしれない。

綠色片岩は 三波川帯で水平方向にはどのような産状であろうか。このことについては たとえば 徳島県高越山や眉山地域でみるように 厚さみかけ上1,000 mを越す（地質図の上で）岩層が急激に100 mぐらいの厚さに減少するのがみられる。綠色片岩の源岩は 海底火山噴出物であって 砂や泥のように重力によってのみ沈積した堆積物でないから 実はこれは当然のことである。

三波川帯内で 厚い綠色片岩がある場合 その噴出地点はどこかということを知るのには興味があるが これは大変困難であろう。一般に結晶片岩は変形し 現生成

位置から移動しているとみられるからである。

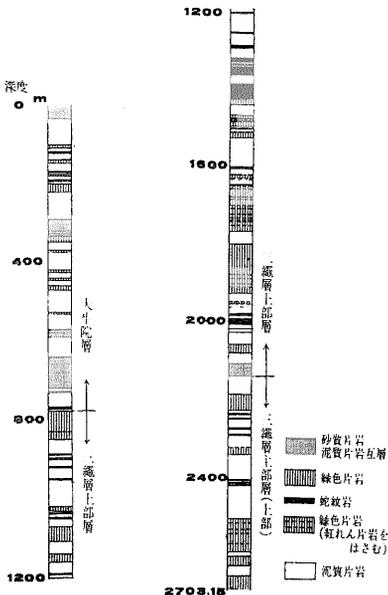
### b みかぶ帯の綠色岩類

三波川帯の綠色片岩の産状とくらべると みかぶ帯の綠色岩類の産状は かなりちがっている。みかぶ帯の綠色岩類は 泥岩やチャートとこまかな互層をしない場合が多い。ただし みかぶ帯といっても 関東山地から四国まで同じでないで 場所によって綠色岩類の分布が比較的貧弱で チャート 石灰岩にとみ少量の綠色岩類をとまなうような地域もある。しかし 典型的には優勢な綠色岩類の分布で特徴づけられる帯がみかぶ帯である。みかぶ帯の綠色岩類は 一般にその残存構造 残存鉱物をしらべて その火山岩としての源岩（溶岩 凝灰岩などの区別）に復原することができる場合がある。このようにして源岩を復原し 分布産状を岩型ごとにあきらかにして みかぶ帯における火成活動のスタイルをしらべることは重要であるが 典型的に多種の岩型がみられる四国中央部および東部でも まだ火山岩としての層序は はっきりしていない。

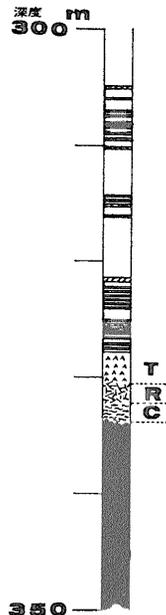
ただ はっきりしていることは 最上位に赤色チャート 石灰岩を含む岩層があること 超塩基性岩を産出する層準が最下位であるらしいことである（第5図）。

### c みかぶ帯の火成作用

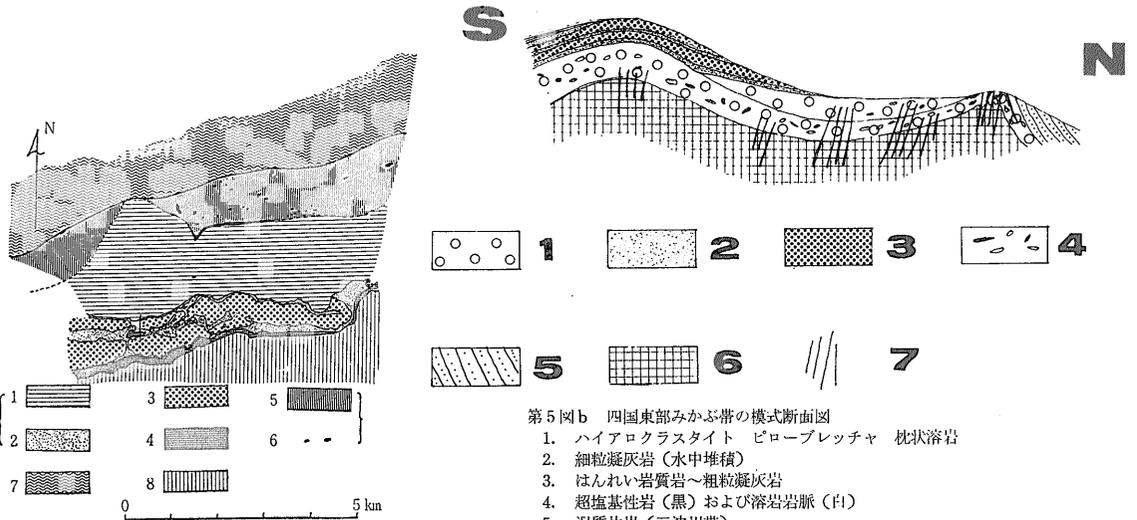
片状でない綠色岩で秩父帯およびみかぶ帯に産する岩石に対して 「輝緑岩」とか 「輝緑凝灰岩」とか あるいは「シャルスタイン」という名称がよく使われて



第3図  
ボーリング柱状図  
(金属鉱物探査促進事業団 41PAS-1号 愛媛県伊予三島市上猿田) 大生院層から三繩層上部層上部までを抜いている。図で石英片岩を省略してある。



第4図  
ボーリング柱状図 (金属鉱物探査促進事業団 41 PAS-1号 高知県汗見川上流) 蛇紋岩体と結晶片岩類の接触部を示す 斜線部: 石英片岩 タテ線部: 綠色片岩 黒色部: 蛇紋岩 無模様部: 泥質片岩 T: 滑石岩 R: ヴェスプ石一透輝石岩 (ロジン岩) C: 緑泥石岩



第5図a 四国東部みかぶ帯の地質図(徳島県佐那河内村)  
 1~6 みかぶ帯の緑色岩類 1. ハイアロクラスタイト  
 ピロープレッチャ 枕状溶岩 2. 細粒凝灰岩(水中堆積)  
 3. はんれい岩質岩~粗粒凝灰岩 4. 赤色ラジオラリア  
 チャート 5. 多数の溶岩岩脈を含むハイアロクラスタイトの層  
 6. 超塩基性岩類 7. 泥質片岩(三波川帯)  
 8. チャートをともなう泥質岩(秩父帯)

第5図b 四国東部みかぶ帯の模式断面図  
 1. ハイアロクラスタイト ピロープレッチャ 枕状溶岩  
 2. 細粒凝灰岩(水中堆積)  
 3. はんれい岩質岩~粗粒凝灰岩  
 4. 超塩基性岩(黒)および溶岩岩脈(FI)  
 5. 泥質片岩(三波川帯)  
 6. 基盤岩(上部マントル?)  
 7. 溶岩の供給された通路

いる。これらの岩石名は 野外調査のとき いわゆるフィールドネームとして用いる限り 大変便利である。

一般には「輝緑岩」とは 玄武岩より粗粒で はんれい岩より細粒であり 「粗粒玄武岩」とよぶべき岩石が変質してやや緑色となり 輝緑岩組織(オフィティック組織)をもっているものをいっている。輝緑岩組織とは 有色鉱物(多くは輝石および角閃石)が自形で 柱状となっていて その粒間を白色の斜長石がうめている組織で 着物のかすり模様のようなパターンとなる。

みかぶ帯では みかけ上 緑色の片状岩に対しては 三波川帯の場合と同じく 緑色片岩という名称が使われ 片状でない塊状に近い緑色岩類を輝緑岩とよんでいる。

このようなみかけ上の区別は 実は岩片の観察にもとづくものである。火山活動の産物として緑色岩を考えてゆく場合 このような岩片の観察による区別は役に立たない。その岩石の露頭における産状と 地域における空間的なひろがり注目し そのなかで岩片が研究される必要がある。つまり 角礫凝灰岩を構成する岩片も 溶岩流から採集した岩片も 火山弾の破片も 岩片としての岩石名はすべて玄武岩なのである。

みかぶ帯で これまでに「輝緑岩」とよばれてきた岩石は 実は多くのちがった産状に属している。これを区別することは 1964年にはじまり UMP-C 帯の調査のとき はじめて四国東部および紀伊半島西部で実際に野外調査がこの区別にもとずいておこなわれた。そ

れまで みかぶ帯の緑色岩類は 地質図上で 輝緑岩としてただ一色の緑色に塗られていた。

みかぶ帯には 海底に噴出し海水と接触急冷して固結した「枕状溶岩」および 海底に噴出した高温の溶岩が海水と接触し 海水が急激に高温となり水蒸気を生じ この水蒸気と溶岩の破片(ガラス)とが混然となり 一種の火山爆発による火山灰~火山角礫と同じようなものをつくり それが集積した水中堆積凝灰岩(ハイアロクラスタイトとよんで一般の凝灰岩と区別する)が かなりの分量の割合で分布している(第6図) このハイアロクラスタイトはピロープレッチャともよばれ みかけ上通常の凝灰岩~角礫凝灰岩とちがわれないが けんび鏡下では特徴ある組織を示している(第7図)。[正確には ハイアロクラスタイト ピロープレッチャに別の定義を与えていることがあるが ここでは その区別にふれなくて 同じものとして括弧しておく]。すなわち 多量のガラスの破片を含み ガラス中には輝石結晶の芽が骸晶として含まれていることが多い。また 含まれている岩片はしばしば冷却縁をもっている(第8図 第9図)。

海底に噴出した溶岩が静かに流れ出すか ハイアロクラスタイトをつくるような一種の爆発をおこしたり 運動によって自らこわれて岩片となったりするかどうかということは その溶岩の粘性によると考えられている。高温で流動性にとむ溶岩は静かに流出し より粘性の大きな溶岩はハイアロクラスタイトとなるというのである。

いずれにしても これらの溶岩は みかぶ帯で次々に引きつづいて海底に流出し 厚さ700m以上のハイアロ

クラスタイトの岩層を四国東部で生じている。次々に流出する場合あとから海底に流出しようとした溶岩はすでに固結堆積した枕状溶岩～ハイアロクラスタイトを貫通して海底に出現するようになる。また上部をすでに固結した溶岩で覆われた部分に押し出してきた未固結の溶岩は流動して既固結の溶岩の空隙をうめて固結する。

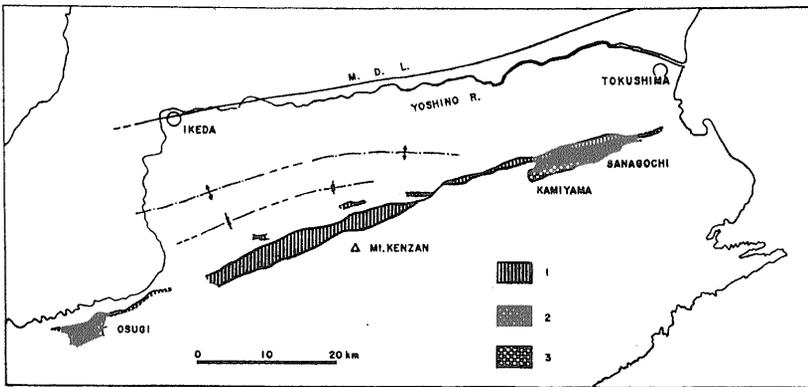
このようにして第10図に示すように溶岩層の層序的に下位の岩層ほど多量の溶岩々脈(ラバダイク)を含むようになった。これらの溶岩々脈は周囲の岩石よりやや粗粒で完晶質となり塊状である。この岩石を「輝緑岩」とよんでいる。すなわち溶岩々脈が「輝緑岩」のひとつの正体である(第11図)。

この溶岩々脈はいわゆる「根無し」岩脈が大部分でその大きさは1m×30cmといった小さなものから数10mの延長で厚さ数mというものもある。その成因からして岩脈には一定の方向性がなく冷却縁の発達も

貧弱である。シシリー島のパラゴニアでは固結した溶岩の表面をつき破って水中に流出し枕状溶岩に移化しているみごとな露頭があるがみかぶ帯ではまだはっきりとしたそのような露頭はみだされてない。

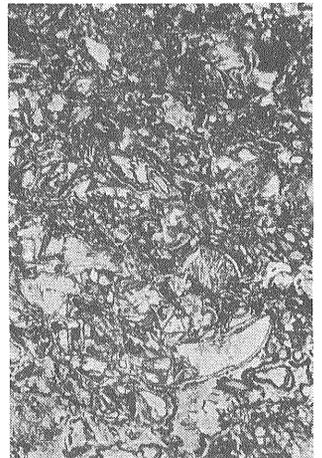
四国東部佐那河内地域には周囲をハイアロクラスタイトに囲まれて産する多数の溶岩々脈がある。特にその北帯(第6図)に集中している。佐那河内地域でこの北帯の露出面積は12.8km<sup>2</sup>でこの面積のなかに確認した溶岩々脈の数は178個である。したがってこの北帯の部分には1km<sup>2</sup>あたり14個以上の溶岩々脈があることになる。

この溶岩々脈を多量に含む岩層が全体として変成作用をうけると変成した塊状の「変輝緑岩」と片状の「綠色片岩」との複雑な複合岩層となる。みかぶ帯の「綠色岩体」として記載されているものの多くはこのような複合岩層であって岩片として採集した標本を鏡鑑すると片状の部分も塊状の部分もあって鉱物の含量の割



第6図 四国東部および中央部におけるみかぶ綠色岩類の分布 M. D. L. と綠色岩類との中間が三波川帯

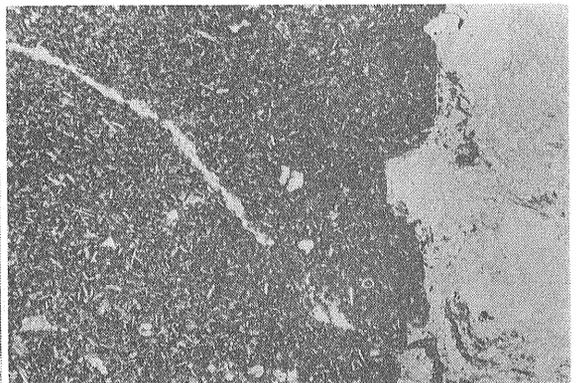
1. 超塩基性岩 輝緑岩(溶岩岩脈)チャート 石灰岩を伴う綠色片岩の帯
2. ハイアロクラスタイトの帯
3. 粗粒はんれい岩および細粒凝灰岩の帯 M. D. L. 中央構造線



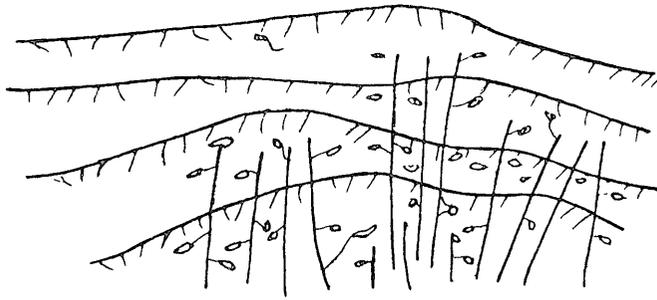
第7図 鏡下のハイアロクラスタイト(徳島県佐那河内村産)こまかな火山ガラス破片の集合である[平行ニコル ×20]



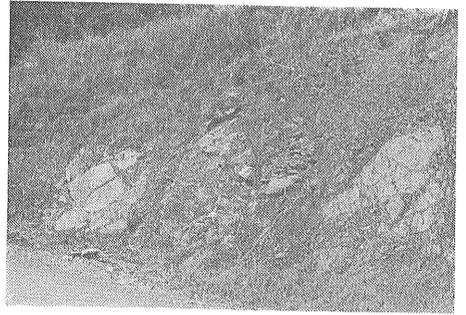
第8図 輝石の核晶(結晶の芽)(徳島県佐那河内村産)[平行ニコル ×25]



第9図 ピロープレッチャのなかの礫にみられる冷却縁(徳島県佐那河内村産)[平行ニコル ×6]



第10図 溶岩岩脈の形成(模式図) 層序的に下位ほど岩脈が多くなる 図には4枚の溶岩層が画かれている。表面はいずれも急冷して固結し 内部はおくられて固結する。タテ線は溶岩の供給される通路 オクマジャクシ様のものは未固結の溶岩が移動して固結したもの(溶岩岩脈)



第11図 周囲をハイアロクラスタイトに囲まれて産する溶岩岩脈写真で4個みえる(徳島県佐那河内村産) 岩脈の幅1.5mぐらい

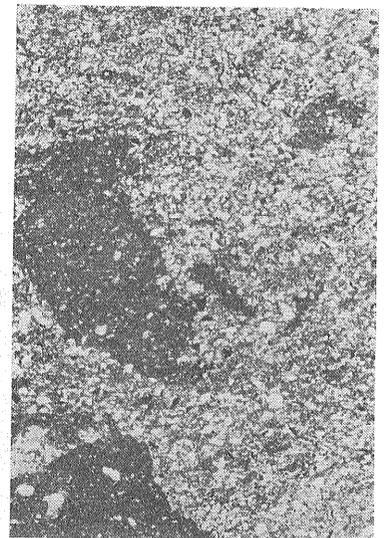
合も粒度も変化にとんでいて “みかぶ帯の緑色岩体”の研究をそのために複雑にしていたのである。

はんれい岩といわれている岩石の一部は いわゆる深成岩とみられ 地下のかなり深いところで冷却固結した岩相である。その一部に細粒相があり これが「輝緑岩」とされている。しかし この例は予想外にすくないであろう。安定大陸地域でみられるような典型的な層状岩漿分化岩体は これまでのところみかぶ帯ではみいだされていない。はんれい岩体は 一般に層状構造を欠いている。一部に 斜長石の定方位配列による流理構造があり そのような岩体中でインパーテッド・ピジオナイトがみいだされている。このことは すくなくともはんれい岩の一部はソレアイトであることを示している。

みかぶ帯ではんれい岩とされている岩石のかなりものが 実は粗粒の凝灰岩～角礫凝灰岩に属し これらは細粒の水中堆積凝灰岩と密接に互層する。この細粒水中堆積凝灰岩には級化層理があり 輝石 角閃石 斜長石 時に石英の角ばった鉱物片の集合で鉱物組成は はんれい岩と同じである(第12図)。しばしば岩石片(玄武岩質岩 はんれい岩質岩 チャートなど)を含んでいる(第13図)。この互層は 粗粒相と細粒相との互層であるという意味で 砂岩・泥岩互層と同じであるが 時に粗粒の「はんれい岩」は細粒水中堆積凝灰岩に移化する。ここで凝灰岩といっても 別に火山ガラスを含むわけではない。その点 ハイアロクラスタイトとは はっきりちがっている。このような鉱物片の集合である凝灰岩が どのような火山活動で形成されたかは興味ある問題であるが いまのところ何も分らない。



第12図 鏡下にみられる細粒凝灰岩中の級化層理(徳島県佐那河内村産) [平行ニコール×12]。第7図とくらべるとそハイアロクラスタイトとのちがいは明瞭である。肉眼では区別がつかないことがある。



第13図 細粒凝灰岩 岩石片を含んでいる。(徳島県佐那河内村産) [平行ニコール×12]

### d 三波川帯の火成作用

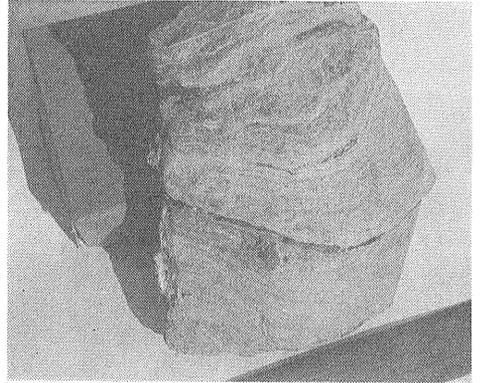
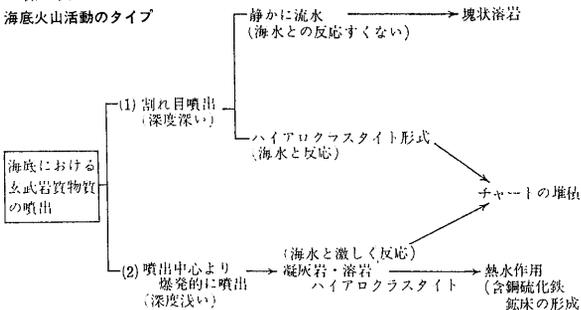
前述したように みかぶ帯の緑色岩類には その源岩の岩型を示す火山岩としての構造や組織がよく残っている。ところが 三波川帯では それらの構造や組織が不明瞭となっている。これは 三波川帯の岩石が 多量の流体の存在のもとに著しい偏圧下に再結晶し おそらく変成温度も高かったので その構造や組織をうしなってしまうと考えられている。

しかし 世界の変成岩で 三波川帯程度の変成作用をうけているものでは その源構造や組織は かなり良く残っている。事実 三波川帯中でも 場所によって火山岩の構造や組織が残っていることがある。徳島県の眉山・高越山に分布する厚い緑色片岩層では 溶岩々脈と考えられるやや塊状のレンズ状岩体が藍閃片岩層に包含されて出現する。もちろんその塊状レンズ状岩体も藍閃石岩となっている。また 一部で ハイアロクラスタイトの構造組織を残している緑色片岩もみいだされた(第14図)。

しかし みかぶ帯におけるほどひんぱんに 枕状溶岩やハイアロクラスタイトの構造はみいだされない。これは 本来 三波川帯の緑色岩類が これらの構造を欠いていたことを示すのであろう。また うすい緑色片岩が 泥質片岩 石英片岩と互層することが多い。このことは みかぶ帯における火山活動と 三波川帯における火山活動とは その性格がちがって 同じ緑色岩類といってもその生成環境がちがっていたことを示すのであろう。つまり 三波川帯にある緑色岩類は もともと枕状構造を示さない塊状の玄武岩質岩が大部分でこれが厚い緑色片岩となり このほかに凝灰岩～ハイアロクラスタイトを少量づつゆっくと生じ 海水との反応も充分におこなわれ 多量のチャートを沈積し 泥岩と互層するようになったものであろう。

筆者は 三波川一みかぶ帯の海底火山活動として第1

第1表  
海底火山活動のタイプ



第14図 無点紋帯に産出するハイアロクラスタイトを源岩とする緑色片岩 暗色の岩片が残っている(徳島県真光町土釜産)

表のようなスキームを考えている。

表に示したうち (2)の爆発的な火山活動が卓越し火山物質の流出が急激におこなわれず 海水と火山物質の反応が充分におこなわれたのが三波川帯の火山活動であったろう。

これに対して (1)の割れ目噴出が卓越し 火山物質が一時に大量に流出し 不十分に海水と火山物質が反応したのがみかぶ帯の火山活動であったろう。

含銅硫化鉄鉱床の形成は 主として (2)の型の爆発的な火山活動にともなっておこなわれた。したがって鉱床は みかぶ帯よりも三波川帯に多く分布している。

爆発によって火山灰を生ずる水深は 例外的に2,000 mであるが 普通は玄武岩質マグマに対して約500 mである。三波川帯では みかぶ帯よりやや浅い水深で火山活動がおこなわれたのであろう。

### 4. 三波川・みかぶ帯の変成作用

そのみかけの上から 三波川帯の結晶片岩類は 肉眼的に曹長石変斑晶の存在をみとめられる点紋片岩と その存在をみとめられない無点紋片岩とに分けられる。この曹長石変斑晶のことを通称点紋あるいはスポットとよんでいる。点紋は それが緑色片岩や石英片岩中にある場合には白い斑点にみえ 泥質片岩中にある場合には黒い斑点にみえる。本来曹長石自体は白色の鉱物であるが 泥質片岩中では 白い曹長石変斑晶が塵状の石墨質物質を包有しているためにみかけ上黒い斑点となっているのである。

「点紋」とか「点紋片岩」という言葉は 外国にもあるが それは日本での用法とちがって用いられることが多い。したがって われわれは 「点紋」といっているのは何を指しているかをことわってから これらの言

葉を使用する方がよい。その限りでは 三波川帯の話をするとき これらの言葉は大変便利である。

点紋片岩の分布する帯と 無点紋片岩の分布する帯とは 三波川帯内で比較的はっきりときまわっている。それぞれ「点紋帯」「無点紋帯」とよばれている。四国の三波川帯では 点紋帯と無点紋帯との境界は 地層の境界(層面)にほぼ一致していて 傾向として その北部に点紋帯があり 南部に無点紋帯がある。層序的には結晶片岩層の下位が無点紋片岩層で 上位が点紋片岩層である。

点紋帯と無点紋帯との境界は 5万分の1地形図の程度では 漸移ではなくて はっきり分れている。徳島市眉山中津浦の完全露出に近いルートでくわしく検討した結果では 肉眼で完全に点紋のみえない片岩層と肉眼で明瞭に点紋のみえる片岩層との間に 約300mの中間帯がある。この中間帯のなかでは 蛇紋岩をはさむ断層が発達し 肉眼でみえる点紋を有する片岩層が無点紋の片岩層にはさまれて数層出現する。したがって この300mの中間帯が 断層帯であるうたがいが すぐなくとも眉山ではあることになる。

点紋帯と無点紋帯との境界が大規模な古い衝上断層で無点紋帯に接する部分の点紋片岩層は逆転しているのかもしれない。その根拠として 次の諸点をあげることができる。

- 1) この2帯の境界が せまい中間帯をはさんで不連続であること。すなわち 岩石の粒度は 0.02mm(無点紋片岩)から0.2mm(点紋片岩)へ急激にかわる。
- 2) 境界にそって蛇紋岩体が発現する。
- 3) 境界にそって点紋帯で しばしば砂質片岩の逆転した級化層理が観察される。
- 4) 境界に近い点紋帯で みかけ上変成度が異常に高い粗粒岩(三波川帯で角閃岩とよばれている)が局地的にみだされる。

#### a 三波川帯の変成分帯

ひとつの変成分帯でも その場所によって変成作用を受けた強さの程度にちがいがあがる。変成作用の強さのちがいは 変成作用のときの温度圧力のちがいとみなされる。変成作用のときの温度圧力条件がちがうと そのときできる変成鉱物の組合せがちがってくる。したがって われわれは ある地域のいろいろな岩石標本を採集してきて その鉱物組合せをくらべ 地域内のある範囲ごとに系統的にその鉱物組合せのちがいを発見すれば その範囲ごとに変成作用の条件にちがいがあつたのではないかと考えるのである。ただし 単に鉱物組合せの

ちがいで ただちに変成作用の温度圧力条件のちがいの反映とみなすことはできない。そのちがいはもっとほかの原因——たとえば 源岩の化学組成のちがい——によるのかもしれないからである。

ひとつの変成岩地域を そのうけた変成作用の温度圧力条件のちがいによって分帯し 温度圧力条件のちがいの空間的な配置を知ることを変成分帯という。その地域の地質構造が分っていれば この空間的な配置は立体的にあきらかとなる。つまり この変成分帯における立体的な温度圧力勾配を推定することができる。このことは 変成分帯の形成条件と その地殻における形成の場としての性格を知るために重要である。地球上のいろいろな地質時代のいろいろな変成分帯について それぞれこのような変成分帯の性格が分ると われわれはそれから地殻のなかでおこつた変成作用というものの全体としての性格と歴史的な発展過程を知ることができる。このことは 地球の性質についてのひとつの重要な情報を得たことになる。

一般には 変成分帯内の特定の帯に特定の鉱物が出現しそれが次の帯で消滅して出現せず しかもそのときに岩石のなかで鉱物種と鉱物種との間に反応が考えられ その反応によって特定の鉱物が消滅していることが予想される時 変成分帯ということが成立つ。変成分帯ができれば その変成分帯内にはある広い範囲にわたって温度圧力勾配があることになり このようなときにこの変成分帯では増進変成作用がおこなわれているという。

三波川変成分帯で増進変成作用があることは 1958年に 関東山地であきらかにされた。関東山地で 緑色岩類中の斜長石が広域的にローソク石に変わっている帯がみいだされたのがそのきっかけで 変成分帯がおこなわれたのである。つづいて 四国の三波川—みかぶ帯で秩父帯の一部も含めて変成分帯に成功した。このような藍閃片岩を産出する地域の変成分帯に成功したことは重大な意味をもっていた。すなわち 藍閃片岩は 特別の化学組成や特別の化学的環境(特定の物質の添加 除去など)によってつくられるのではなくて 広域変成作用によって特定の温度圧力条件によってつくられることを意味している。このことによって 世界の岩石学界で 論争のあつた藍閃片岩の成因問題についての結着が日本 でつけられたのである。

徳島県高越眉山地域の変成分帯と愛媛県別子地域の変成分帯とを第2表に示す。いずれの地域でも 点紋片岩層の方が無点紋片岩層よりも高変成度となっている。

第2表に示すように 四国の三波川—みかぶ帯では

第2表 四国における三波川-みかぶ帯 緑色岩類の変成分帯

a. 徳島県高越山以東の地域

鉱物名帯	I 秩父帯	II 無点紋片岩層 みかぶ帯の緑色岩類	III 点紋片岩層 下部層・中部層	IV 点紋片岩層 上部層
陽起石				
藍閃石				
マグネシオリバーカイト				
リーベカイト				
青緑色角閃石				
エビドート				
パンペリー石				
白色雲母				
ローソン石				
バイラルスバイト(ざくろ石)				
チタン石				
エジリン-ヒスイ輝石				
緑泥石				
スティルブノメレーン				
赤鉄鉱				
金紅石(ルチル)				
磁鉄鉱				
黒雲母				

b. 愛媛県別子-伊野地域

鉱物名帯	A 秩父帯 無点紋片岩層	B 点紋片岩層	C 点紋片岩層	D 点紋片岩層	E 点紋片岩層
ローソン石					
ぶどう石(ブレーナイト)					
パンペリー石					
エビドート					
陽起石					
普通角閃石					
藍閃石					
透輝石					
曹長石					
ソーダ・オリゴクレス					
緑泥石					
黒雲母					
チタン鉄鉱					
金紅石(ルチル)					
赤鉄鉱					
方解石					

bでは aよりも高変成度の帯までが研究されている。 aのIV帯はbのC~D帯にほぼ相当する。

こまかな変成分帯がされているが 実際に重要な鉱物の消滅出現は 緑色片岩では 無点紋帯およびみかぶ帯で安定に存在していたパンペリー石が点紋帯で出現しないことである。 パンペリー石は Mg と Fe を含んだ Ca-Al珪酸塩で 通常は 変成作用のとき斜長石(灰長石分子)を材料としてできる。

このパンペリー石は 三波川帯の低温部(無点紋帯)

で安定であるが 温度が高いと 次の反応によってエビドートと角閃石族鉱物となると考えられる。

- (1) パンペリー石+曹長石+赤鉄鉱+石英→藍閃石+エビドート+緑泥石+水
- (2) パンペリー石+緑泥石+石英→陽起石+エビドート+水
- (3) パンペリー石+方解石+赤鉄鉱+石英→陽起石+エビドート+水+炭酸ガス

- (1) は赤鉄鉱を含んだ緑色片岩中でおこったであろうと考えられる反応で 低変成度岩で赤鉄鉱が多いと藍閃石ができやすいという天然の傾向とよく合っている。
- (2) は普通の緑色片岩中で
- (3) は方解石を含む緑色片岩中でおこったと思われる反応である。

実際には 緑色片岩のなかには そのほかの鉱物も含まれているので 以上のほかにもいろいろな化学反応が考えられるであろう。以上の反応は これらを単純化して原理的に成立するかどうかをチェックしたものである。

これらの反応式が 真によく自然界でおこったことを示しているかどうかは もっとこまかに現実の鉱物の化学組成(特に固溶体組成)の変化を追跡しなければならない。いずれにしても 四国の三波川—みかぶ帯は大きく分けて 変成度によって2つの帯(点紋帯と無点紋・みかぶ帯にほぼ相当する)に変成分帯される。四国の三波川—みかぶ帯では 層序的に点紋片岩層が無点紋片岩層の上位にある。すなわち 上位の地層の方が下位の地層よりも変成作用のとき高温高压であったことになる。このことは 正常な地下増温増圧率を考える限り不可解なことである。

このことを説明するには いくつかのちがった考えがあるであろう。

考えられる第1の可能性は 大規模な変位——たとえば横臥褶曲——によって 変成作用後に 地層の一部が逆転したとすることである。この場合 地質調査の精度をあげて 現実にこのような地質構造の存在をあきらかにすることは 化石がない限り大変むづかしい。特に 水平的に2枚の岩層がくっついて1枚になる褶曲軸の部分のみいだすことは 同斜褶曲に近い場合 野外で至難のことである。したがって 現在のところ 三波川帯でこのような地層の折りたたみがあるかどうか はっきりは分っていない。

考えられる第2の可能性は 温度圧力条件ではなくて ほかの要素——たとえば変成作用のときの水の量——が 地層の上位と下位とでちがっていたと考えることである。これは 現実には完全犯罪のように何の証拠も残っていないので 事実かどうかたしかめることができない。

考えられる第3の可能性は 単なる地下増温増圧率ではない何らかの原因による局地的な温度圧力の増大が

あったと考えることである。三波川帯には 現在局地的な温度上昇の原因となつたとみられる火成岩体は露出してない。そこで 結晶片岩層のみかけ上の上位の地層について 局地的に温度圧力を上昇させた原因は分らない。それは構造運動にもとづくものかもしれない。

以上のほかにも 変成度と層序的な上下関係が合わないことについての説明は可能かもしれない。要するにこれからの三波川—みかぶ帯の研究では 何らかの考えをもとにして自分の考えを説明するためのデータを集めるといった研究方法が要求される。漫然とくわしいデータをたくさん集めて 整理し 帰納的に結論をみちびき出すという研究方法の時代は 三波川—みかぶ帯の研究に関する限り終った。今後は 演繹的な研究方法でなければ 三波川—みかぶ帯の研究を大きく前進させることはできないであろう。

(筆者は 徳島大学教授)

## 文 献

- BANNO, S.(1964) : Petrologic studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Ino district, central Sikoku, Japan. Journ. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2, Vol. 15, 203-319.
- 市川金徳(1968) : 四国大歩危周辺地震探査について(深層試験の位置選定の先行調査) 地調月報 Vol. 19, 385-395.
- IWASAKI, M. (1963) : Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area, eastern Sikoku, Journ. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2, Vol. 15, 1-90.
- 岩崎正夫(1969) : 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——地質学論集 No. 4, 41-50 (日本地質学会)
- KAWACHI, Y. (1968) : Large-scale overturned structure in the Sambagawa metamorphic zone in central Shikoku, Japan, 地質雑 No. 74, 607-616.
- 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 No. 69, 16-19.
- 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, 30-45.
- 鈴木亮士(1967) : 四国におけるみかぶ緑色岩類 地質雑 Vol. 73, 207-216.
- 通商産業省(1968) : 昭和41年度精密調査報告書 247-421頁(白髪山地域).
- 内田信夫(1966) : 御荷鉾構造線 成蹊大学政治経済論叢 16, 510-535.