

広島大学学術情報リポジトリ
Hiroshima University Institutional Repository

Title	高知県白滝鉱山付近の地質構造
Author(s)	秀, 敬
Citation	広島大学地学研究报告, 4 : 47 - 83
Issue Date	1954-05-25
DOI	
Self DOI	10.15027/52510
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052510
Right	
Relation	



高知県白滝鉦山付近の地質構造 * **

秀 敬

目 次

- I 前 書
- II 原岩復原ならびに地質構造および変成作用の解析に関して特に注意した点
- III 層 序
- IV 岩 石
- V 地 質 構 造
- VI 角閃岩の成因
- VII 地質構造・変成作用・蛇紋岩類間の関係
- VIII 鉦床の位置
- IX 後 書

I 前 書

この地区は四国中央部結晶片岩地域の一部で、西南日本外帯の三波川結晶片岩帯に属する。この地区をふくめた四国中央部の層序と構造の大綱についてはすでに小島丈児博士（1951）により報告されている。岩石については鈴木醇博士（1932）の研究がある。昭和24年、大歩危を中心とした吉野川横谷における無点紋片岩地域の層序と構造の研究が小島丈児博士等により急激に展開されはじめたころ、別子鉦山と大歩危地方とのほぼ中間に位する本地区について、構造地質学・岩石学・鉦床学の総合的見地での調査に着手した。

この地区は隣接した別子鉦山地区・白髪山地区・^{しらがやま}佐々連鉦山地区とともに、三波川結晶片岩帯、とくに点紋片岩帯についての最も大規模な標式的研究地と考えられる。なぜな

* 本論文は昭和25年4月6日の日本地質学会第57年年会での講演“高知県土佐郡白滝鉦山付近の地質構造”（秀敬）、および昭和26年4月4日の同第58年年会での講演“再び高知県白滝鉦山付近の地質構造に就いて”（秀敬・小島丈児）に、昭和27年4月6日の同第59年年会での講演“白滝・別子・愛媛鉦山地区の地質構造予察”（秀敬・小島丈児・金尾直敬・吉野言生・竹田英夫）の中の表記に関するものを加えた。さらに昭和27年度のこの地区の調査資料を加えてまとめたものである。

** 広島大学理学部地学教室研究業績第35号

- 1) 地理調査所発行 20万分の1“高知”，5万分の1“日比原”，“本山”，“新居浜”図幅，地質調査所発行 7万5千分の1地質図幅“新居浜”内にある。高知県土佐郡大川村を中心とし，同郡森村・同郡本川村・同県長岡郡吉野村および愛媛県宇摩郡富郷村・同郡別子山村にわたる。別子鉦山地区の東南東側にあり，吉野川本流と支流の銅山川とはさまれている。

ら、(1)本地区は三波川帯の中で幅が最も広く(約30km)、(2)後代の断層・褶曲・変成作用・火成岩の貫入などによる擾乱がはなはだ少ない。(3)また、後代の地層・火山岩類による被覆がほとんどない。(4)無点紋帯から点紋帯にわたり、層序、構造の連続・変化をたどることができる。(5)三波川帯最大の点紋結晶片岩・いわゆる角閃岩・橄欖岩・蛇紋岩・キースラー型型の鉍床群が存在する。(6)山高く谷深く、比高は1,000m前後に達し、褶曲軸に斜・直交する谷もよく発達し、露出もかなりよいので、立体的地質構造をえがき出すには好都合である。

従つてこの地区は無点紋帯に対応する点紋帯の構造・層序・超塩基性岩類の貫入条件・変成史・鉍床の成因などについて好適の研究地域である。本稿においても、各項目についての断片的な知識ではなく、これらの問題の相互の関連に注意しながら地質構造を中心として報告したい。もちろん現在は調査の一段階であり、各種単位の大きさの構造相互の関係、くわしい変成史の解析、*petrofabric analysis* およびこれと構造との関係についての検討、岩石および造岩鉱物の化学的ならびに光学的研究などは今後に待たねばならない。

謝辞 この報告をするにあたり、現地および室内での研究指導や有益な検討と助言をしていただいた広島大学小島丈児教授・木野崎吉郎教授ならびに吉野言生・竹田英夫・金尾直敬の諸学士、吉野川流域に関する広島文理科大学の進論・卒論の資料やその後の研究から助言と援助をしていただいた光野千春・故牧野光裕・立花卓・松本寛造の諸学士、また機会ごとに有益な検討と御意見をいただいた西南日本結晶片岩研究グループの諸学兄、白滝鉍山堀田高正学士 そのほか探査係の方々、別子鉍山 森永茂課長をはじめ調査課の方方、広島大学地学教室研究員などの方々に厚く謝意を表する次第である。また調査上の諸便宜をあたえられた日本鉍業株式会社白滝鉍業所・住友金属鉍山株式会社別子鉍業所・中江林業株式会社・本山営林署・四国林業株式会社・住友共同電力株式会社・大川村役場および同村大北川の方々に感謝する。野外調査に要した費用の一部に文部省から支給された科学研究費交付金の一部を使用した。

Ⅱ 原岩復原ならびに地質構造および変成作用の解析に關し て特に注意した点

この地区の層序と地質構造および変成作用を解明するために、小島の結晶片岩地域の原岩種による地質図の作成方法を適用した。無点紋帯においては変成再結晶作用の程度も低く、砂岩片岩では碎屑鉍物の残留がよくみとめられ、変成分化作用も著るしくなく、地質構造も比較的簡単である。従つて、厚い連続する岩層を鍵層(key-bed)とし、原岩の岩種種別も層序・岩石の項でのべている程度に精度を低めれば、すべての小岩体にまで、そ

の原岩種を正確に解明することはできないまでも、層序・構造の解明はさほど困難ではない。これにくらべると、点紋帯では、変成鉱物の粒度も大きく、かつ再結晶作用もほとんど完全に行われており、変成作用も変形運動もまた複雑である。従つてこの地区で最も苦心したのは点紋帯内部の層序・構造の解析である。

次に注意した点をあげる。

1 原岩復原と構造解析と変成様式・変成過程の解析との相互関連性

原岩から結晶片岩ができ上がるまでには、種々な段階における変形運動と変成過程を経過してきたのであるから、原岩の復原と構造解析と変成過程およびその様式の解明との三者は、研究過程を通じて交互作用的に進められるべきである。一個の標本ないし一露頭あるいは一岩体の成因について、それだけをとりあげれば、色々な解釈が可能である。しかしその最も妥当な解釈は、原岩層序・地質構造・変成様式・変成史のいずれとも最もよく調和しているはずである。そしてその妥当な解釈は、さらに次の段階の研究に指針をあたえ、新しい調査事実と研究に対して矛盾なく調和し、かくして研究をより正しく進展させるはずである。このような研究過程をとおして、解釈自身も、より確実に、より高度により正しく発展するものと考えられる。

2 大構造と小構造との関連

研究を総合的に発展させるには、まず、大きな単位での現象、とくに大構造が解明され、それに対応する各種小構造の特性と大構造との関係、原岩・鉱物形成史・鉦床などとの関連があらためて考察されるべきである。

以上のことは、すでに本地域の研究に関連してなされた3回の講演内容(表題脚注参照)の変化にもしめされている。例えば、白滝角閃岩類の成因を最初は syntectonic intrusion と考え、次には泥質岩類に対する syntectonic metasomatism の産物と考えたが、構造・層序の解明がより正しく進展するとともに、変成前から存在していた塩基性岩類(主に三廻層)の変成したものと解釈するに至つた。またはじめは、白滝横臥背斜と中七番(能谷山)ドーム状背斜との間に朝谷同斜向斜が存在すると解釈したが、別子地区の調査からその位置が変わり、同時に、変成作用と同時的な衝上剪断帯(thrusting shear-zone)の概念が生れた。また大横臥褶曲構造の解明の進展とともに、Stirn帯・その下翼部岩層の膨縮・衝上剪断帯の小構造ならびに各種大構造内部の小構造の特性が注目されるようになった。

3 変成様式の獨自性

三波川変成帯の変成様式・構造様式には独自の尺度がある。いうまでもないことであるが、変成帯としての共通性ととも、特異性をもっている。スコットランド高地での泥質

岩源片岩についての標準鉱物による分帯,あるいはP.ESKOLAの斑岩質の化学成分の岩石についての鉱物相の概念の,そのままの適用はできない。電気石の出現をみて,直ちに高温気成とはいえない。花崗岩質深成岩類の全く存在しない点, syntectonic な超塩基性岩類の出現, 曹長石点紋結晶片岩帯の形成, 藍閃石片岩や紅簾石片岩の産状そのほか多くの点で, この変成帯独自の発達史がうかがえる。従つてこの地区での地質構造・層序変成様式・変成史の解明とその原因の探究には, 他の諸変成帯との共通性を見出すとともに, この変成帯独自の尺度を確立する必要がある。また, 以上は三波川帯内部にみられる特性であるが, 西南日本の諸変成帯中における三波川帯の位置についても注目しなければならぬ。三波川変成帯の外側には, 北に中央構造線で境されて領家変成帯, 南に御荷鉾構造帯をへて不変成秩父帯が存在し, 三波川変成帯はその間にはさまれたきわめて狭長な結晶片岩帯であるということも, 三波川帯の独自性と成因的に密接な関連のあることである。

4 鍵層・lineation

あるいくつかの結晶片岩体の間の差異について, それが原岩のちがいによるのか, 変成様式のちがいによつて現われた差か, 変成分化の結果現われた差かについて, 色々検討もし, 今までの考えとは変わつたものもあり, まだ不明のものもあるが, 解釈の不確実なものは原岩の特異性とか, 対比に直接用いず, 確実な原岩や岩層の確実な連続から構造を出すことにつとめた。mapping の過程でわかつたことであるが, 砂岩片岩層(点紋帯では黒色片岩層との区別が困難で鍵層に用いることは困難である), 厚い緑色片岩層にはさまれた50~200mぐらいの黒色片岩層, 厚い緑色片岩層, 厚い石英片岩層はよい鍵層となりうるものが多かつた。

異種岩層の境界面と ¹⁾foliation の面あるいは片理面 (S_1 と称することにする)とは, 一致しない場合もあるが, 大体一致している。また lineation としては, 小褶曲軸 (minor folding axis)・微褶曲軸 (micro-corrugation axis)・片理面 (S_1)と主要 slip-plane (S_2)との交線・雲母類の彎曲軸・線状鉱物配列等があらわれる。同一岩片にも数方向の lineation が現われる場合があるが, 主要 lineation の方向と落し (plunge)は, この地区では変化が比較的少なく, かつ地域の大・中構造の褶曲軸と大体一致している。従つて, 地質構造・変成史の解析上, 片理面の走向傾斜や lineation の方向は重要であるが, 地質構造を解析する上で第一義的に重要なのは, 主要な岩層の連続とその形態にある。岩層は種々の単位 (order of magnitude) で相当に褶曲するので, ルー

1) ここではfoliationをA.HARKERに従つて, compositional bandingの意味に用いることにする。

トのみの調査で、構造を解釈するとあまりをおこすことがある。このため、白滝横臥褶曲部では、遂には、褶曲軸にほぼ垂直な天然の断面（地質図参照）において、点紋角閃岩層とそれともなう石英片岩層・黒色片岩層とその境を歩いて追跡した。なお、結晶片岩形成過程で変形移動の著しい黒色片岩や点紋帯の石英片岩、角閃岩の lineation については、その方向にかなり変化が多いことに注意を要する。また黒色片岩層は incompetent bed で、その片理面は岩層の連続方向（とくに傾斜）を知るにはあまり役に立たない。

5 原岩種識別の精度

現段階においては、原岩種識別の精度はかなり低いものにならざるをえない。特に点紋帯では低い。点紋帯の岩層はそれと同一層準で同じ原岩と考えられる無点紋片岩層ないしは不変成岩層に追跡あるいは対比できれば、その原岩の性質はかなり明確になる。この地区の点紋帯主部の横臥褶曲部では、褶曲軸ないし走向方向への追跡では上述の方法はとれないが、その南側の無点紋帯と同一層準であろう事は、構造解析と岩相層序から判断される。

6 結晶片岩の原岩種別

片岩類を原岩種で大別して、緑色片岩類（いわゆる角閃岩をふくむ）・砂岩片岩・黒色片岩・石英片岩・石灰質片岩（各点紋片岩をふくむ）、ならびに変成と同時的貫入の超塩基性岩類とその派生岩類とにわけると、点紋帯における砂岩片岩の多くと特殊な小岩体を除けば、その識別はむづかしいことではない。しかしさらにこまかい原岩種による細別についての精度を高めようとする事は望ましいことであり、努力はしているが、次にあげるような色々な問題に逢着していて、現段階では十分に解決するまでにいたっていない。

1) 点紋片岩体中における砂岩片岩の識別 点紋帯における砂岩片岩では、碎屑構造が変成再結晶作用の進行とともに不明となり、砂岩片岩を泥質岩源黒色片岩と識別することが困難となる。点紋帯中で、比較的南端に近く（早天山北方の上津川峠や中ノ谷付近）、点紋のきわめて微弱な黒色片岩の優勢な部分が存在し、その中にはうすいや珪質の砂岩片岩と考えられる岩層（厚さ10cm~1m±）と黒色片岩層との互層がある。砂岩片岩と考えるのは、残留組織はないが、石墨質が少なく、灰白色、塊状、石英・曹長石・絹雲母をかなりふくみ、泥質岩源の優黒色で剝離性著しく細粒な黒色片岩とは明確な境で接し、岩質・形態・産状ともこととなり、また石英片岩ともことなっており、黒色片岩と同じ泥質岩起源のもので、ただ変成過程のちがいによつて差が生じたとも、あるいは分化脈とも考えにくいからである。ここでは、このように砂岩片岩と黒色片岩とは識別しやすいが、点紋帯内部で、曹長石点紋が全般的に形成されると、泥質岩源の黒色片岩でも剝離性が減少して塊状となり、岩質上砂岩片岩と似た岩石もありうるようになる。また砂岩片岩でも

中には優黑色のものもあり、部分によつては強い shearing で小褶曲をして泥質岩源黑色片岩にてくる部分もありうるから、その識別は全くむつかしくなつてくる。しかし砂岩片岩と黑色片岩との互層の場合は、その構造様式・岩質の特徴・無点紋帯での砂岩片岩の産状(随伴岩層)などを考えあわせると、その岩層全体として、砂岩片岩をかなりふくむか否かという程度の識別ならば、判断をくだすことが可能である。

2) 緑色片岩類の起源の識別 化学成分上では塩基性岩起源であるが、変成前の状態が熔岩流であるか、凝灰岩であるか、あるいは貫入岩(岩床・岩脈・餅盤など)であるかという識別、または変成と同時期の貫入岩とさるべきか、また変成前あるいは変成時の交代作用による泥質岩の緑色岩化によつて生じたものであるかといった種々な場合が考えられる。この地区では片理面と岩層の境界面が一般に一致しており、緑色片岩層は黑色片岩層・石英片岩層と互層し、緑色片岩層内部にも一部に黑色片岩・石英片岩の薄層をふくみ、明確な貫入岩としての産状ないし残留組織をしめす岩石もなく、また緑色片岩層がほぼ一定の層準に現われ、厚さの変化はあつてもよく連続しているので、緑色片岩の大部分は地向斜時代の熔岩ないし凝灰岩起源と考えて差支えない。熔岩起源の緑色片岩であるかあるいは凝灰岩起源の緑色片岩であるかということ、個々の場合に判別することは困難であるが、一般に黑色片岩層、ときには石英片岩層、まれには石灰質片岩層と密接に相ともない、こまかく互層し、剝理性に富み、細粒均質、淡色な場合は凝灰岩起源と考えられよう。しかし、凝灰岩起源の緑色片岩と考えられるものの中でも、藍閃石をもつ濃色のものもあり、また剝離性とか色とかの特徴は shearing や mineralization の様式次第で熔岩起源のものにも貫入岩起源のものにも生ずるから、これのみで一義的に判別するわけにはいかない。熔岩起源と考えられる緑色片岩層は一般に塊状で厚く、その中には黑色片岩層や石英片岩層、石灰質片岩層を夾在しない。しかし、これも同様に一義的な判別の資料とはならない。原岩の化学成分については、従来の資料からほとんど玄武岩質と考えられる。しかし安山岩質の部分が存在しないと断言できない。緑色片岩に密接にともなつて珪質片岩や石灰質片岩が現われるが、いまだ流紋岩ないしはその凝灰岩と考えられる岩石は発見されていない。

泥質岩に対する交代作用による緑色片岩化の可能性はあるが、まだ明確に判別しうるにいたつていない。緑色片岩の優勢な部分にともなう黑色片岩中に、明瞭な境をもつた淡緑色の不規則なレンズ状ないし薄層状の緑色片岩をその産物と考えたこともあつた。しかし鉱物組成その他の点からみて、普通の緑色片岩の場合とことならず、その起源を塩基性岩ないし、それが珪質または石灰質部をともなつた場合と考えても差支えなく、明確に交代岩と断言しうる資料はえられていない。はつきりと adinole-slate 起源と断定される

ものもまだ発見されない。たとえ緑色岩化作用はあつても大規模ではなかつたと思われる。点紋緑色片岩についても同様で、曹長石点紋の包含物 (inclusion) には黒色片岩に普通の石墨質が全くふくまれず、緑簾石や角閃石 (amphibole) の小結晶がふくまれていて、曹長石点紋形成以前からすでに緑色片岩であつたことをしめしている。

なお蛇紋岩類にともなつて、黒色片岩が陽起石岩などに交代されていることがある。しかし数mmないし数cm幅程度の小規模なものである。(IV8.参照)

3) 点紋帯におけるいわゆる角閃岩と点紋緑色片岩との區別 ともに曹長石の斑状変晶をもつ緑色片岩であるため、厳密な區別は困難であるが、主に角閃石の粒度で區別した。すなわちいわゆる角閃岩中の角閃石は一般に普通角閃石と考えられる光学的性質を有する比較的粗粒の角閃石であるが、点紋緑色片岩中の角閃石は結晶が小さく、針状で、一般に量も少ない¹⁾。成分についても陽起石質または藍閃石質ないしアルカリ角閃石質である点で區別した。従つて、ここで角閃岩という場合は、従来別子地区で用いられた角閃岩 (amphibolite) よりも言葉の適用範囲が広い²⁾。なお角閃岩の角閃石として、藍閃石質^{3) 4)}あるいは陽起石質⁴⁾である場合が多少知られているが、この地区ではまだ発見されない。この地区の横臥褶曲部の塩基性岩はほとんどすべてここでいう角閃岩に相当する。ただし、蛇紋岩類にともなう粗粒 (大きいものは長さ数cm) の陽起石岩は、識別も大体容易であり、成因もことなると考えたので、一般の角閃岩とは區別した。(IVの7.と8.参照)

4) 特殊な鉱物をふくむ岩石ないし特殊な岩石

a. 藍閃石を含む片岩は特殊な原岩に由来するものか、あるいは特殊な變成條件で形成されたものであるか この地区では中七番背斜の北翼部の三纏層中第一緑色片岩層および同第二緑色片岩層中に多く、緑色片岩およびそれともなう石英片岩中に産する。このほかに含まれ、小歩危層 (層準①) と点紋角閃岩ともなう石英片岩の一部にわずかに存在するのが認められた。三纏層についてみると、中七番背斜南翼側⁵⁾は、この地区では石英片岩層が多く藍閃石の著るしい発達は認められない。

1) ときには藍閃石が密集して多くなり、緑泥石は少なく、ないこともある(II 64)a参照)。また藍閃石は一般にやや粗粒で、なかにはかなり粗粒のものもある。しかし岩体のごく一部分であり、粗粒のものもあるが散点的で少ないので、角閃岩としなかつた。

2) 鈴木醇 (1932) の角閃岩類のほかに角閃緑泥片岩 (amphibole-chlorite schist)、堀越義一 (1938A) の角閃岩類のほかに点紋角閃片岩 (spotted hornblende schist)、佐藤戈止 (1938) の角閃岩のほかに、点紋緑色片岩の中、比較的結晶の大きい角閃石をもつものについても、ここでは角閃岩という言葉を用いた。なお P.Eskola の Amphibolitfazies に属する岩石の意味ではない(鈴木醇1932)。

3) 徳島県高越鉱山付近、佐竹弘行 (1951) により報告されている。

4) 別子鉱山付近で、鈴木醇 (1932)、堀越義一 (1938 A) により報告されている。

5) 中七番背斜の南翼側における藍閃石の産状については将来の問題である。

藍閃石の著しい形成には、原岩の性質のみならず、構造・変成条件が密接に関連していると考えられる。すなわち最も多く現われるのは、中七番背斜の北翼部、すなわち白滝横臥褶曲の南、衝上剪断帯の南側で、かつ点紋帯南縁部にそい点紋・無点紋両帯にわたっている。

次に藍閃石の形成を緑色片岩の鉱物形成史の観点からみてみよう。緑色片岩の角閃石として単独、あるいは陽起石質角閃石と共存して岩石全般ないし薄層状に存在する機会が多いが、緑色片岩中にとくに密集して産する場合がある。それは薄層状で、ほとんど赤鉄鉱・磁鉄鉱・綠簾石・藍閃石のみ（時にチタン石をともなう）よりなる片岩（厚さ数mm～数cm）や、種々の鉱物（赤鉄鉱・磁鉄鉱・綠簾石、その他電気石・柘榴石・綠泥石・方解石・チタン石・絹雲母等で組合せの種類と量は色々ある）と藍閃石・石英よりなる片岩（厚さ数mm～数10cm）等として現われる。前者の特殊な例としては、下川坑内で、鉱床の上盤に直接して“千枚銅近”の一種として産する場合がみられる。後者の更に特殊の場合として、時にはチタン石磁鉄鉱赤鉄鉱スティルブノメレイン・綠簾石・藍閃石・柘榴石・石英片岩が数cm～数10cmの厚さで存在する。多くの場合酸化鉄鉱や綠簾石と相伴ない、緑色片岩の鉱物形成の1 stage を代表している。曹長石点紋の包含物としてもみとめられ、また藍閃石に富む部分は一様に片理面に平行で、強く微小褶曲もしているが、まだ小脈をなして片理面を切る場合はみとめられない。なお、藍閃石をふくむ岩層は紅簾石をふくむ岩層と並存はするが、両鉱物の共存する場合はまれである。また藍閃石をふくむ珪質片岩は変成分化によることもあろうが、一般には珪質堆積岩に由来するものであろう。

b. **スティルブノメレイン (stilpnomelane) を含む緑色片岩層あるいは石英片岩層は特定の原岩層に限られるか。** この地区の中七番背斜側では、スティルブノメレインは三繩第一層、同第二層および小歩危層（層準①）の緑色片岩ないし珪質片岩中に点在するが、多くはない。石英をともなわないものとしては、厚さ1～2mm程度の小規模のスティルブノメレインの薄層（三繩第二層下部）および厚さ数mの点紋緑色片岩（中ノ谷、三繩第二層上部）にみられる。石英をともなうものは比較的多い。これは小歩危層中では貧弱で、わずか数mmの厚さでみられたのみであるが、三繩層からは時々みられる。すなわち井野川より太田尾峠越へ至る大坐礼山南斜面の山路で転石として発見される。そこには三繩第一層が厚く分布し、転石の位置および大きさ（厚さ30cm+, 2個）から判断して、同層中に存在すると考えられる。また桃ノ木峠の西斜面で、三繩第一層上端部付近に、厚さ数cmの転石を発見した。また更に特殊なものは藍閃石石英片岩にともな

- 1) 別子付近で堀越義一(1937)も、点紋片岩ならびにその南の無点紋片岩に多いとのべている。
- 2) この片岩には、b-lineation に垂直に近い面にそい繊維状角閃石（透角閃石—陽起石）・綠泥石・方解石・曹長石などよりなる顕微鏡的細脈がよくみられることがある。脈中の角閃石のc軸の方向は壁岩の大部分の角閃石（藍閃石）のc軸の方向（b-lineation）とほぼ一致している。
- 3) 下川坑の千枚銅近は、鉱床付近で、黄銅鉱・黄鉄鉱の鉱染した fissile な綠泥石にとむ緑色片岩の場合（下川坑で“青千枚”という）が普通であるが、この代りに同様に鉱染した fissile な赤鉄鉱磁鉄鉱綠簾石・藍閃石片岩（少量の石英部がある）の場合がある。下川坑ではこれを“黒千枚”（普通には黒色片岩の意味に用いられるが、この場合は異なる）という。これに接する付近の鉱床（塊鉄）には磁鉄鉱の縞が入る場合が多い。中ノ谷坑口付近の“ズリ”（おそらく中ノ谷坑産）中にも、塊状で多少の柘榴石をともなう磁鉄鉱綠簾石・藍閃石片岩が認められた。
- 4) かなりの量の不透明鉱物・綠簾石・曹長石と少量の磷石灰・方解石をともなう石英スティルブノメレイン片岩である。肉眼的には灰黒色である。
- 5) ごく少量の不透明鉱物・磷石灰・柘榴石・方解石をともなうスティルブノメレイン石英片岩である。石英の量が多く、肉眼的には褐色である。

う場合で、三繩第二層下部から発見された(a.参照)。横臥褶曲部では、スティルブノメレインの発達はやや弱で、普通のいわゆる角閃岩類中にはまだ認められない。ただ、白滝第二角閃岩層中の紅簾石をもつレンズ状部中(c.参照)に、不確実なものも少量産する。確実なものは、大川上鍾(点紋黒色片岩中)中の一部(中山)にともなう磁鉄鉱柘榴石陽起石スティルブノメレイン方解石石英片岩(厚さ約40cm, 片理に平行な層状レンズ状岩)中に認められたのみである。なお各岩体によつてスティルブノメレインの光学性(とくに多色性)はかなり著しく異なる。以上のことから、スティルブノメレインの形成には、原岩の層位のみでなく、変成条件も考えられる。またこの地区では、吉野川横谷と異なり、(川口層)小歩危層に限らず、三繩層中に多くはないが、かなり産する。

- c. 紅簾石を含む緑色片岩および石英片岩は鍵層となりうるか 紅簾片岩については古来多くの研究がなされてきた(鈴木醇1932, 神山貞二1950, 小島丈児1951Aおよび1952)。この地区でも石英片岩層は緑色片岩層と同時に異相的關係の産状を示し、部分的には石灰質である。この地区で紅簾石の発見されているのは、点紋帯では全域で、層序的には小歩危層上部・三繩層・吉野川層群上部層中とであり、無点紋帯では小歩危層上部(層準⑥)と三繩層中とで、吉野川層群上部層は露出がない。従つて吉野川層群上部層以外は層序上両帯に共通である。しかし点紋帯をはなれたこの無点紋帯中では、紅色の石英片岩はかなりあるが、明らかに紅簾石のある部分は数えるほどしかなく、石英片岩中での厚さも薄く(1m±に密集している)、走向方向に長くは続かない³⁾。これに対し点紋帯の近く(中七番背斜北翼部の層準⑨の上部や⑩)および点紋帯中では産出の場所の数・厚さ・粒度ともに圧倒的に優勢となる。この点から紅簾片岩の形成には原岩の性質の差だけでなく変成条件の差が考えられる。

点紋帯では、ほとんど普通の石英片岩層の中の一部(まれには全殻)にふくまれていて、無点紋帯におけるよりも頻度も粒度も大きく、曹長石点紋中の包含物としても小結晶がふくまれている。しかし同一の石英片岩層中でも紅簾石のふくまれている部分は、ごく薄い層では全殻のこともあるが、一般に比較的少なく、またその石英片岩層中での紅簾石のふくまれる horizon は一定せず、断続し、小褶曲もしている。また局部的には、紅簾石石英片岩層中に紅簾石・石英の細脈も存在する。従つて一枚一枚の石英片岩層を対比する場合、紅簾石の有無のみで判断してはならない。また母岩の石英片岩層自身に、膨縮・褶曲・断続・雁行等もあるから注意がいる。紅簾石をふくむ石英片岩層は厚い石英片岩層の一部として産することが多く、その石英片岩層は薄い黒色片岩層や緑色片岩層をともなっている。石英片岩層全体としては、変成前から存在した珪質岩(中には相当石灰質のものもある)から由来したと考えたい(その内部での分化現象はあろう)。しかし、まれには緑色片岩層中に小規模に(幅数10cm, 長さ数m)、不鮮明な境をもつて層状(レンズ状)に紅簾石⁴⁾を産する部分がある。一般に緑簾石・角閃石(藍閃石質またはZ²が帯青緑色)・緑泥石・方解石・曹長

- 1) 縞状により方解石にとむ部分もある。おそらく一種の変成分化物であると思われる。d.参照。
- 2) 小島丈児(1951B)は変成条件の地域差によるものか、あるいは原物質差によるものかという点について、なお問題を残しているようであると述べている。
- 3) 厚い石英片岩層中に産するものについては、層準⑤では中村の東方、⑥では日浦谷(谷底より南側)と下川(川にそう道路上)で認めたのみである。また緑色片岩にともなう石英片岩の一部にも多少石灰質な紅簾石石英片岩の薄層が産するが、同様にわずかである。
- 4) この岩石には、紅簾石と藍閃石またはスティルブノメレインとの二者あるいは三者が共存している。かかる岩石は他にあまりない。

石・スティルブノメリン・不透明鉱物をふくみ、石英・絹雲母（白雲母）も存在するが普通の紅簾片岩中ほど多くはない。紅簾石も比較的少なく、多色性は弱い。この岩石は、おそらく原岩（塩基性岩）の不均質な部分（珪灰質にとむ）から由来したのだろうと考えている。このような岩石は無点紋緑色片岩中（白滝橋北方の白滝鉱山発電所付近一三繩第一層）、点紋緑色片岩中（下川坑北方一三繩第二層）、白滝第二角閃岩層中に、少ないが認められる。

- d. 帯赤褐色で薄層状ないしレンズ状の酸化鉄鉱石英柘榴石片岩は変成分化物か¹⁾ この岩石は点紋帯だけでなく、点紋帯に近い無点紋片岩中に小岩体として産出する。母岩は点紋（無点紋）緑色片岩、およびとくに点紋角閃岩の中か端の場合が多い。端にある時には、珪質岩を多少ともなうことが多い。鉱床の近くや鉱床に直接する場合も多く、白滝坑・源坑では“赤ハブ”と呼ばれ、探鉱上の指準の一つに利用されている。酸化鉄鉱はときに無いこともあるが、一般に磁鉄鉱の大結晶（八面体）が散点している場合が多い。下川坑の少し下流の無点紋緑色片岩中のものは、細粒の赤鉄鉱である。濃緑色の角閃石・緑簾石・方解石をとまることが普通で、ときに単斜輝石・白雲母・緑泥石・黒雲母（金雲母質）をとまない、また黄鉄鉱・黄銅鉱の散点することもある。鉱床付近ではかなり鉱染されていることがある。母岩との境はsharpで、曹長石点紋はないのが普通であるが、母岩のなかの珪質岩（点紋がある）に漸移することもある。大川上鍾の一部にとまるともなうもの（b. 参照）は岩質がかなり異なつて³⁾いる。形態は膨縮にとむ不規則なレンズ状ないし薄層の縞状で、母岩の片理とほぼ平行し片理を切らない。ときには母岩よりも強く小褶曲をなしている。露頭でみられる形態は鉱床（塊鉱）の露頭の形態とよく似ている。数枚で断続することが多い。1枚の厚さとしては0.5~50cmが普通である。成因としては、鉱物組成・産状等から変成分化物と考えている。

なお、やや珪質の点紋黒色片岩中にも、酸化鉄鉱のない無点紋の柘榴石石英片岩（薄層状で厚さ数mm~数cm、走向方向に長くは続かない）が存在する。点紋石英片岩中にも、局部的に柘榴石の集中した部分（厚さ数mm~数cm、境は漸移的、無点紋）がある。これらも変成分化物と考えたい。

- e. 点紋黒色片岩中の⁴⁾礫状黒色の方解石石英柘榴石片岩の起源 これは白滝鉱山の谷坑通洞口と源坑通洞口との間の谷川の少し上流の、やや珪質の点紋黒色片岩（横臥背斜 最内部付近、小歩危層に対比される）中に、1~8cm程度の大きさで、数個の露出がみられる。ごく少量の礫

- 1) この柘榴石は榴輝岩の柘榴石ほど赤くないが、帯赤褐色で、一般に細粒である。
- 2) この角閃石は、一般にZ:青緑色、多少光学的分散がある。岩石全般に分散もするし、存在しないこともあるが、柘榴石・石英の密集部に対して縞状に、磁鉄鉱・柘榴石・角閃石・石英の集まる傾向がある。後者は緑黒色で、白滝坑等ではとくに“黒ハブ”と呼ばれることがある。さらにほとんど角閃石のみよりなる部分がともなわれることがある。この角閃石は比較的粗粒となる場合がある。
- 3) この鉱床は点紋黒色片岩中にあり、この層準付近には蛇紋岩類（とくに陽起石岩）の小岩体が多く分布している。これらのことがこの特異な鉱物構成（陽起石・スティルブノメリン等）と関連しているのかもしれない。
- 4) その形はやや扁平な楕円礫といった方が近い。角礫状ではない。母岩の lineation 方向にやや伸びる。肉眼的には細粒緻密で片理構造はない。

灰石・緑泥石・緑簾石をとめない、方解石・不透明鉱物（微粒で結晶形を示さない、おそらく赤鉄鉱であろう）・石英・柘榴石よりなる。曹長石点紋はない。付近にはやや礫状の石英脈も認められる。形としては礫起源等の疑もあるが、鉱物組成等の点から、変形運動の過程で、特殊の形をとつた変成分化物かと考えている。鉱物組成は d. とかなり似ている。この種の岩石は白滝通洞口の谷でも転石として認めたが少ない。

f. **赤銅鉱柘榴石白雲母綠簾石片岩** 中に方解石・石英の片理に平行および斜交する細脈をともなう。下川坑の下流、点紋帯に近い無点紋綠色片岩（三廻第二層下端近く）中に、紅簾石石英片岩（厚さ1.5m）と珪質部をふくむ藍閃石綠色片岩との間に層状（厚さ約1m）に産する。細粒で黒褐色の塊状の岩石である。これ以外にはまだ発見されていない。その成因はまだ明らかでない。

g. **異常な光学的性質の角閃石をもつ片岩** ¹⁾これは点紋角閃岩と多少とも石灰質な石英片岩との境にしばしば形成されている。しかし両者の境界に必ず形成されているとは限らない。一般にこの角閃石は篩状構造をもつた粗粒な斑状変晶で、その伸長方向（c軸）は片理面に平行なものが多いが、その面内での配列の方向性は肉眼では認められない。この角閃石の光学的性質は産出の場所によつて種々である。一般にcAZが大で、光学性はいずれも負、多少とも光学的分散がみとめられる。多色性はほとんど無色に近い淡緑色の場合と濃い帯青緑色の場合とがある。前者ではcAZ'最大35°、干渉色は低く、累帯構造はほとんどない。後者では、cAZ'最大33°、多少の累帯構造ないしは不均質な多色性がみとめられることが多く、外側の方がより濃色である。随伴鉱物としては、曹長石（斑状変晶）・緑簾石・方解石・石英・白雲母と少量のチタン石・不透明鉱物・燐灰石ときに金雲母質黒雲母がみとめられる。

以上の外にd.で述べた岩石（白滝坑の“赤へブ”）にともなう粗粒濃色の角閃石には、cAZ'が上記程大きくはないが、光学的性質の近いものがある。また少量の紅簾石と共生し、これを包含している三廻第二角閃岩層中の濃色の角閃石（c.参照）もこの傾向がある。このg.の岩石はかなりしばしば現われるが、厚さ数10cm位の小規模のもので、連続性もよくなく、一枚一枚としては鏡層にはなりにくい。成因もまだ十分にはわからないが、原岩の性質と変成作用の両方が関連していることは確かであろう。

h. **透輝石・綠簾石等を伴う方解石岩** ²⁾源坑通洞内の白滝第一角閃岩中（白滝横臥背斜北翼側一鉱床の上北側）の数箇所で見とめられる。形態はほぼS₁に平行ではあるが、部分的に斜交もし層状とも脈状ともいえない不規則な形で、結晶片岩の片理形成後造漚動性をもつていたと考えられる。幅数cm~1m、曹長石点紋のないmylonitized方解石岩で、中に透輝石・緑簾石、その他普通角閃石・少量のチタン石や不透明鉱物等が斑点状に散点している。付近には断層角礫・同粘土はない。石灰岩起源かも知れないと考えているが、くわしいことは不明である。

そのほか陽起石岩・曹長石点紋・柘榴石・金雲母質黒雲母・電気石の形成についての問題があるが、この項では述べない。

1) この角閃石と似た性質のものは、五郎津（杉健一・岡忍1934）および佐々連鉱床付近（竹田英夫・木野崎吉郎・小島丈児、1951）からも報告されている。

2) この種の岩石は別子地区の五郎津角閃岩中（肉淵一蔵越間の路傍、片麻状角閃岩中）でも見かけた。ただしここでは普通角閃石がなく柘榴石が存在する。

Ⅲ 層 序

標準断面として、ほぼ褶曲軸に垂直な吉野川の支流瀬戸川—朝谷川流域を選んだ。ただ、最下部の層序は、更に西方で、背斜内部のみられる吉野川上流の井野川—小北川付近の資料によつた。地質構造に従つて、中七番背斜北翼部と白滝横臥褶曲部に二分して述べる。前者の方が、変成鉱物の粒度も低く、地質構造も比較的簡単であり、層序の範囲も広いので標準となる。岩層の厚さは現在の見かけ上の厚さである。それは原岩の厚さを反映していると考えるが、各部分でそれぞれの変形運動も反映しているだろうから、その厚さや厚さの変化、それらの割合をそのままは原岩の厚さとして取扱えまい。

なお蛇紋岩類は変成作用と同時期の (syntectonic) 貫入岩と考えられるが、その存在する層準もここで述べる。

1. 中七番背斜北翼部

上位層から下位層へ順に述べる。いずれも整合的である。

⑮ 厚さ 100m 以上 点紋黒色片岩層が主で、かなりの点紋砂岩片岩層を含む。岩質は一般に塊状 (massive) である。あまり彎曲しない片理面の発達が見られるが、砂岩片岩層の走向方向への追跡は困難である。構造上は、横臥向斜部から転化した変成作用と同時的な衝上剪断帯と考えている。蛇紋岩類 (陽起石岩・滑石岩をとまなう一谷坑その他) の小岩体が散点する。白滝横臥背斜部層準⑦に相当する。

⑯ 約100~150m 数枚の点紋石英片岩層および点紋角閃片岩層 (それぞれ1枚の厚さは数10cm~10m) に点紋黒色片岩層を伴なう。一枚一枚の岩層は厚さも変化し断続するが、層準としては連続する。蛇紋岩および陽起石岩の小岩体が散点する。

⑰ 200~350m 点紋黒色片岩層が主で、かなりの点紋砂岩片岩層の薄層を含む。薄い点紋緑色片岩層や点紋石英片岩層をはさむことがある。点紋ははなはだ微弱で、小褶曲の少ない、剝離性にとむペーパー状に剝げやすい岩質を示す部分が多い、これに接して同斜的小褶曲を示す部分もある。下部では幅数10cm、長さ1m±の石灰岩片岩 (黒色片岩中) の存在する部分がある。下川の谷では、蛇紋岩・滑石岩の小岩体が存在する。変成作用と同時的な衝上運動の影響を相当うけていると解釈される。

⑱ 300—350m 点紋石英片岩層が主でこれに薄い点紋緑色片岩層および点紋黒色片岩層を伴ない、時に石灰岩片岩 (厚さ数cm~数10cm) の薄層を伴なう。上部約100m は前記3岩の薄層が互層し、薄い石灰岩片岩もここに多い。下部200~250mは点紋石英片岩層が主である。縦木鍾の近くでは、厚さ数cm~数10cmの石灰岩片岩の薄層が存在する。この石英片岩層は西方および東方にゆくにつれて薄くなる傾向がある。蛇紋岩類はこの層準には少なく、大川村大北川の萱窪の民家の西方で、この岩層中の点紋緑色片岩の薄層中に厚

さ約1mのレンズ状小岩体が存在するのを認めたのみである。

⑩ 約150m 点紋黒色片岩層が主で、点紋緑色片岩層、点紋石英片岩層の薄層を含む。西および東で薄くなる。

⑨ 約500m 緑色片岩層が主である。中上部は点紋帯である、中上部は黒色片岩層や石英片岩層をかなりふくみ、緑色片岩層も凝灰岩起源と考えられるものが多い。下部は塊状の緑色片岩層がほとんどで、わずかに石英片岩の薄層をはさみ、熔岩起源が多いと考えられる。西部が厚く、東部の下川^{しもかわ}付近では、中にかなり石英片岩や黒色片岩の薄層をはさむ。下端部の石英片岩層(厚さ数mの石英片岩を主とする岩層)は西方へ長く連続する。

⑧ 200~300m 黒色片岩層が主で、中に多少石英片岩層や緑色片岩層(凝灰岩起源)をはさむ。大北川より西では緑色片岩層が優勢となる。黒色片岩層はややペーパー状である。

⑦ 300~800m 緑色片岩層が主で、石英片岩および黒色片岩の薄層をはさむ。緑色片岩層は西部では厚いが、特に東部の桃ヶ谷付近では薄くなり、中にはさまれる黒色片岩・石英片岩の薄層が多少とも増加する。能谷山の西南西では、この層準は石英片岩層が優勢となる。上端部の石英片岩層(厚さ数mの石英片岩層が主で、緑色片岩・時に黒色片岩の薄層を伴う)は西方へ長く連続する。

⑥ 200m 黒色片岩層が主で、多少石英片岩・緑色片岩の薄層を伴う。西部^{せん}で尖滅し、東部では薄くなる。

⑤ 100~200m 石英片岩層が主で、中に黒色片岩・緑色片岩の薄層を含む。西方の井野川^{いのかわ}付近では非常に薄くなるが、南方の能谷山・岩躰^{いわつづみ}山では優勢である。

④ 200m 黒色片岩層。中に数mの砂岩片岩層・石英片岩層が部分的に入る。

③ 10~20m 砂岩片岩層が主で中に黒色片岩の薄層が互層状に入る。砂岩片岩層が薄く、相当注意しても、その存在を認めることのできない部分もある。

② 300m以上 黒色片岩層が主で、中に10m²の緑色片岩の薄層をはさむところがある。なお吉野川上流の井野川付近では、③以下は次のようになる。

③ 約250m 黒色片岩層。中に数mの石英片岩層(緑色片岩層を伴う)がある。

② 150m 緑色片岩層。上端や内部に砂岩片岩の薄層(黒色片岩を伴う)の存在する部分がある。下端に石英片岩層を伴う。厚さの変化が激しく、厚い部分^じは塊状で、熔岩起源が多いと考えられる。この層は局所的に激しい火山活動の産物であろうと考えられる。

1) 中七番地区ではその変化がよくみられる。小麦畝付近では薄い。また川口より南方への谷では小褶曲と小断層を伴うが、この厚い緑色片岩が片理面方向に急激に尖滅し黒色片岩に移化する。これは貫入岩とも考えられるが、この岩層の他岩層との随伴や産状から、ここは熔岩層の末端部と考えられる。この岩層については今後更に調査の必要がある。

① 300m以上 黒色片岩層が主で、砂岩片岩層・石英片岩層・緑色片岩層（凝灰岩起源が多い）の薄い層を伴なう。

①—⑯の緑色片岩層は、前述（II 6 2）の如く、ほとんどが地向斜形成時代の塩基性熔岩層ないし同火成碎屑岩層起源と考える。この中、⑥より⑭までの主に緑色片岩よりなる岩層は、岩層の連続方向・随伴岩層・岩層の厚さとその変化・鉱物構成等から考えて、小島（1951）の吉野川層群中部の三繩層に対比される。銅山川流域の中七番の北方から筏津付近・平家平頂上・黒森山の緑色片岩を主とする岩層に連なり（秀1952¹⁾、秀・小島その他1952²⁾）、更に吉野・小島（1953）のP層に対比される。小区分して、⑥—⑨を三繩第一層、⑩—⑬を三繩第二層、⑭を三繩第三層と呼びたい。

⑯は従つて三繩層の上位の吉野川層群上部層に対比される。しかし、特徴的な珪質岩はこの地区ではまだ発見していない。

⑤—④は三繩層の下位に整合関係で、厚さは薄い、吉野川層群中部の小歩危層、少なくともその一部に対比される。碎屑物質として普通輝石は発見されず、石英・緑簾石、少量ながら電気石が存在する点も吉野川横谷（小島・光野1950）と同様である。

③—①の対比は問題で、従来は岩相と層準から一応吉野川層群下部の川口層としたが、その後の諸資料から現在は小歩危層の一部と考えている。川口層と考えていたのは、a) 層準②は吉野川横谷の川口層の緑色片岩に比較して、stipnomelane-band のない点以外は、膨縮にとみ、厚い部分は塊状で、緑簾石にとみ、石英片岩層に紅簾石のない等の点で岩質・産状がよく似ている、b) 砂岩片岩が少ない、c) この下位の中七番の厚い砂岩片岩を主とする岩層が、岩相的に一応大歩危層に対比される（秀1952¹⁾、秀・小島その他1952²⁾）等の点からであつた。この対比に対する疑点と小歩危層と考えるべき理由は、a) 吉野川横谷で報告されている小歩危層基底の非整合あるいは不整合の存在（小島1951）が、ここでは明らかでないことになる、b) 小歩危層そのものは薄くなり、かつその下部に小歩危層の特色である砂岩片岩と川口層の特色とみられる緑色片岩とが相伴なつている（特に中七番）、c) 中七番の砂岩片岩は岩相、厚さ等で大歩危層とするのに多少の不安がある³⁾、d) その後

1) 中七番地区の主に層序と構造について、1951年8月に、全尾直敬・井上保・小島丈児・光野千春・中山勇・岡村義彦・竹田英夫・吉田博直・吉野言生の諸氏と共に団体調査を行なつた。これはその報告である。

2) 少なくとも、P層はこの地区の三繩層の一部であると考えている。しかしP層＝この地区の三繩層全部（⑥—⑭）とまでは考えていない。これは今後の調査にまたねばならない。

3) 純砂岩相のみでなく、黒色片岩もかなり含み、また礫岩片岩もこれよりすぐ上の層に少しはあるが、この層からは発見されない。碎屑物質についてはまだよく検討されておらず、普通輝石・電気石ともに未発見である。厚さは150mは確かであるが、それより深部は未知である。西方の河又で、これらについて更に調査してみる必要がある（次のe.参照）。

西方の愛媛県肱川背斜地区(犬塚1953)では、厚い小歩危層が発達し、その下位の川口層との間は非整合の傾向が認められた、e) 昨年、吉野言生等との中七番の西隣の愛媛県中萩町河又付近の調査で、中七番の砂岩片岩層の連続部は現在みられる最下部まで、きわめてわずかではあるが石英片岩・緑色片岩の薄層(10cm~数m)を含んでいて、大歩危層の岩相ではないことが明らかとなった。以上の点から小歩危層に改めた。中七番付近では小歩危層は厚く少くとも700mの厚さとなる。

2. 白滝横臥褶曲部 横臥背斜構造の上位層から下位層へ順に述べる。いずれも整合的である。点紋の粒度は一般に粗い。

⑦ 100m以上 点紋黒色片岩層が主で、点紋砂岩片岩層がかなり入る。中に薄い点紋石英片岩層(紅簾石を含む)および薄い点紋角閃岩層を多少伴なう。衝上帯および野地峰の北方から銅山川流域(城師^{じょうし}・津根山^{つねやま})に広く分布する。衝上帯および野地峰北方に蛇紋岩類の小岩体が分布する。中七番背斜北翼部の層準⑩に対応する。

⑥ 約100m 点紋角閃岩層。野地峰の北で、北翼は約100mの厚さがあり、ここでは石英片岩層を伴っていない。南翼では確実に相当する部分は不明であるが、厚さ数mの薄い点紋角閃岩層や点紋石英片岩層がこれに相当するのであろう。褶曲軸が東へ落ちるので、東部地区の調査が期待される。

⑤ 約50m 点紋黒色片岩層。野地峰の西では蛇紋岩類の小岩体が分布している。

④ 10~150m 点紋角閃岩層。上部に点紋石英片岩層(紅簾石も部分により含まれる)は部分的に存在する。横臥褶曲のほぼ頂部の1341.9m三角点の付近では100~150mの厚さであるが、南翼では30m±となる。北翼は野地峰で薄くなり、その西は点紋石英片岩の薄層に移化する。

③ 約30m 点紋黒色片岩層。横臥褶曲南翼部については、西方では更に厚くなる。蛇紋岩類の小岩体が多少散点する。

② 20~150m 点紋角閃岩層。上部に2~50mの点紋紅簾石石英片岩層を伴なう。頂部および北翼は厚く、この岩層内部にも厚さ数mの点紋紅簾石石英片岩層を伴なう。また下部の近くに白滝鍾が存在する。南翼は一般に薄く(20~50m)、10m位になる部分もある。

① 60m以上 点紋黒色片岩層が主で、中に点紋砂岩片岩層も入る。点紋石英片岩層(紅簾石を含む。厚さ数m)が存在するが連続性にとぼしい。蛇紋岩類は少ないが、存在する。

上記の角閃岩層中、最内部の②を白滝第一角閃岩層(従来の白滝角閃岩層)、次の④を白滝第二角閃岩層(従来の野地峰角閃岩層)、⑥を白滝三角閃岩層と呼びたい。これら②~⑥の角閃岩類を主とした岩層は、地質構造・岩相・層序をあわせ考えて、三纏層に対比

される。なお三繩第一、第二、第三層がそれぞれ白滝第一、第二、第三層に対応するか否かは不明である。層準①は従つて小歩危層に対比される。

蛇紋岩類はこの地区では角閃岩層・石英片岩層の内部にはあまりなく、多くの場合黒色片岩層（砂岩片岩層）中や異種岩層の境界等に散点している。

IV 岩 石

1. 点紋片岩と点紋(片岩)帯の定義

点紋片岩と無点紋片岩は曹長石が斑状変晶として点紋 (spot) 状に生長しているか否かによつて分けられる。

点紋帯 (spotted zone) と無点紋帯 (non-spotted zone) の境界は肉眼的に認められる曹長石点紋がかなり一様に存在している部分とそうでない部分との境にした。この境に近い無点紋帯中には肉眼的ないし顕微鏡的曹長石点紋を有する部分が点紋のない部分中に所々に存在する。また曹長石の多い薄層や、曹長石脈として多少存在することもある。点紋帯中でも南縁部付近や特殊な岩石 (蛇紋岩類, 角閃石岩, 緑泥石化の著るしい部分, 石英その他一部の分化脈, 鈦床, 石英片岩の一部, 層序⑬のペーパー状黒色片岩の一部) には点紋が全くないか、あつても微弱である。点紋が出現しはじめて、点紋帯に移過する変化はかなり急激で、幅は約300~500m, 肉眼的に明瞭なのは約150mである。境界線と層理面とは、中七番背斜北翼部についてみるなら、くわしくみると一致しないが、大ざつぱには大体一致しているといふことができる。

曹長石点紋はその大きさ、量は部分によつてかなり異なる。大きさはここでは最大約5mm, 平均0.5~3mmが多い。曹長石の光学性は正で光軸角は大きく、成分は屈折率測定結果では大体 An_{10} 位で、変化は少ない。曹長石点紋中の包含物は各岩種にそれぞれ特有毒で、その包含物の配列は複雑で、廻転の跡が多少ともうかがえるが、曹長石の結晶はきれいで劈開・双晶線は多少曲つているものが多いが、包含物の分布にくらべると単純であり、結晶も普通あまり強くはこわれていない。双晶については詳しく調べていないが、無双晶か単双晶が多く、聚片双晶は少ない。

2. 泥質岩源黒色片岩 (黒色片岩と略称)

無点紋帯では石英石墨絹雲母片岩で緑泥石・曹長石は存在しても少量である。細

1) この横臥背斜部の層序をこれと全く逆に考える(対比も逆)ことも、また②-⑥を三繩第三層のみとすることあるいは三繩第二層と第三層とにすることも、一応考へうることはあるが、現在のところ本文の解釈(対比)が最も妥当であると考えている (V 参照)。

粒で剥離性がよく発達する。点紋帯に移ると粒度が大きくなり、剥離性が弱くなる。点紋曹長石石英石墨絹雲母（または白雲母）片岩が代表的で、多少緑泥石・柘榴石・チタン石・燐灰石を含むことが普通で、他に綠簾石（斜黝簾石質もある）方解石・電気石、横臥褶曲部では更に金雲母質黒雲母が時に存在する。この点紋状曹長石中には、特に中央部に包含物が多い。しかも石墨が多いので、肉眼でも黒い。

3. 砂岩片岩

灰白色、塊状で、変成分化による縞状構造の発達は弱い。無点紋帯では細粒の石墨石英曹長石絹雲母片岩で代表され、白チタン石・緑泥石・方解石を含むことがある。碎屑鉱物は石英・斜長石（曹長石化作用またはソオシュール石化作用を受けている）・ジルコン・チタン石・綠簾石・電気石等である。点紋帯中では結晶粒も大となり、再結晶作用完全で、点紋曹長石石英石墨柘榴石チタン石緑泥石絹雲母（または白雲母）片岩で、燐灰石・電気石・多少の綠簾石（斜黝簾石質もある）が散点することがあり、方解石は存在しても少ない。横臥褶曲部では、しばしば金雲母質黒雲母が存在する。

点紋帯における砂岩片岩は泥質岩源黒色片岩にくらべて、石墨少なく、露頭では塊状で、cross-joint が明らかで、多くの場合小褶曲構造の発達弱く、風化に対する抵抗が強い。

4. 珪質堆積岩源石英片岩（石英片岩と略称）

無点紋帯では絹雲母石英片岩で代表されるが、部分により燐灰石・緑泥石・綠簾石・赤鉄鉱・紅簾石・柘榴石・藍閃石・スティルプノメリン等が入る。赤色部はあまり多くない。赤色の原因となる鉱物としては赤鉄鉱が最も多く、紅簾石・柘榴石は少ない。点紋帯中では点紋の発達は同一岩層中でも、不均一で、強弱のむらがある。鉱物組成は部分により異なるが、一般に結晶粒大きく、点紋曹長石燐灰石絹雲母（または白雲母）石英片岩で部分により紅簾石・赤鉄鉱・磁鉄鉱・電気石・緑泥石・綠簾石・角閃石・方解石、ときにチタン石・金雲母質黒雲母をとともなう。鉱物組成は部分により差が大きい。石灰質というのが適当な部分もある。柘榴石は一般に帯赤褐色であるが、中には黄色のもの産する部分も多少ある。藍閃石・スティルプノメリン・紅簾石の産状ならびに石英片岩の産状については[[6 4) a. b. c. 参照。石英片岩層は一般に流状小褶曲構造をなす場合が多い。

5. 石灰岩片岩

大きな岩体はなく、厚さ1mに達しない数10cmのものばかりで、三細層上部（ここでは層準⑩、⑪）の緑色片岩・石英片岩・黒色片岩の互層する部分に産する。黒色片岩中にあるものもあるが、緑色片岩の薄層に接したり、はさまれ、あるいは石英片岩層中に産する。一般にmylonitized方解石岩で曹長石点紋はないが、不純部では、点紋が形成されている。それには綠簾石とか角閃石あるいは緑泥石に絹雲母（白雲母）・石英・綠簾石・

酸化鉄鉍等をもつ石灰質の点紋片岩類がみられる。方解石の固結終了時期はおそい。縦ノ木鍾の近く（層準⑩の厚い石英片岩層中）にも産するが鉍体に交代された形跡はない。角閃岩層中にもごく薄い層が存在する。源坑通洞の透輝石緑簾石方解石岩（II6 4）h. 参照）は石灰岩起源の可能性はあるが、確実ではない。なお片理面を切る方解石脈・石英脈とはもちろん区別しなければならない。

6. 塩基性熔岩および同火成碎屑岩起源緑色片岩（緑色片岩と略称）

無点紋帯では白チタン石曹長石陽起石質角閃石緑簾石緑泥石片岩で代表され、方解石・石英・不透明鉍物をとまなうことがある。（能谷山）中七番背斜の北翼で、点紋帯の南方の白滝橋付近の厚い緑色片岩層の内部に、緑泥石のきわめて少ない曹長石陽起石質角閃石緑簾石片岩が存在する。変成分化現象もこの部分ではほとんど認められず均質で、ただ片理面を切る曹長石脈・石英脈が多少認められるのみである。これより両側、特に北方の点紋帯に近づくとつれて種々の stages of mineralization の緑色片岩の鉍物形成が認められる。緑泥石は光学的異常を有するものが多い。藍閃石も濃淡の縞状部から出現し初め、点紋帯との境付近に特に多い。藍閃石は白滝橋以南ではあまり発見されない。点紋帯中では結晶粒大きく曹長石化作用著しく、点紋曹長石チタン石陽起石質角閃石緑簾石緑泥石片岩で代表され、この外、不透明鉍物・方解石・石英・絹雲母を伴う場合がある。角閃石には藍閃石の場合も相当ある。緑泥石は光学的異常を示す。点紋帯中の点紋微弱部ないしすぐ近く（層準⑩）の緑色片岩は淡色均質の薄層である。

電気石は比較的大きな柱状結晶で、無点紋帯の白滝橋南方の緑色片岩より点紋帯全部に¹⁾わたり広く散出する。下川では、微弱な点紋緑色片岩中に2～3cm幅のレンズ状石英脈があり、その中に電気石（粗粒なものは1cm）の集合が認められる。

7. 角閃岩類

大部分は堀越(1938A)の点紋角閃片岩 (spotted hornblende schist) ともいうべき岩石で、比較的粗粒暗緑色の点紋曹長石チタン石金紅石緑泥石緑簾石普通角閃石片岩で代表され、部分により白雲母・柘榴石・石英・不透明鉍物、まれに電気石・金雲母質黒雲母がある。普通角閃石は光学性負、光軸角大、多色性はZ：帯淡青緑色、Y：緑、X：きわめて淡緑、わずかに光学的分散を示すものもあるが、普通角閃石の型と考えられる。緑泥石は比較的少ないが、結晶形が明らかで光学的性質はほぼ一定し、干渉色は帯褐色（異常）で、elongation は負を示す。ごくまれに紫の異常干渉色を示すものもある。緑簾石は果帯構造をなすものが多く、一般に結晶内部の干渉色の低いものが多いが、逆のものや、干渉色の高い中に一

1) 厚い緑色片岩（層準⑩）の南端より道路上約100m南西、厚さ約10mの緑色片岩中。このほか白滝橋の東北方の藍閃石を含む縞状緑色片岩（層準⑩）中にもみられる。

段低い干渉色の帯をもつものもある。¹⁾干渉色の低いものには光学性負であるが光軸角は90°に近く斜黝簾石質のものがある。白雲母は部分により多いところがある。この岩体は粒度の差や構成鉱物の種類や量の差が多少あつても大部分は比較的均質である。

曹長石が肉眼で白い斑点状に認めにくい均質ないしやや縞状の角閃岩(斜黝簾石質緑簾石および普通緑簾石あるいは曹長石等の優白部と普通角閃石にとむ優緑黒部とがまだらないし縞状に存在する)も多くはないが、源坑通洞・谷坑通洞内の横臥背斜北翼部の白滝第一角閃岩層内部、その他で多少認められる。しかし鉱物構成からも産状からも点紋角閃岩と変らない。別子地区の東平・五郎津角閃岩中の片麻状角閃岩と全く同じ外観のものや黝簾石角閃岩および藍晶石をもつ角閃岩はいずれも発見されない。

ほとんど普通角閃石のみからなる角閃石岩はきわめて少なく、粗粒なもの(結晶粒約1cm)は白滝第一角閃岩層内の白滝鍾付近に²⁾(厚さ0.5m以下)産する。やや細粒のものでは野地峰の西方で、白滝第三角閃岩層上端付近に³⁾(厚さ1m+)小岩体として産する。なお高^{たから}地峠より北続きの尾根で、横臥背斜南翼部の白滝第三(?)角閃岩層の一部に接して塊状の⁴⁾緑簾石角閃石岩(厚さ約2m)が認められるが、これはおそらく蛇紋岩よりの派生岩であろう。

角閃岩層の内部にはII(64)のd・g・h.で述べた岩石等が存在はするが、点紋紅簾石石英片岩・点紋石英片岩が角閃岩層の内部や端に存在し、その随伴関係は(点紋)緑色片岩におけると同様である。

久保鍾の母岩および付近(層準⑨)には点紋曹長石チタン石金紅石電気石白雲母緑泥石緑

- 1) この点別子地区と似ている(堀越義一1938B)
- 2) この角閃石岩にはごく少量の柘榴石・白雲母・石英・緑泥石(elongation負)・緑簾石を伴なうことがある。この岩石は鉱床に直接したり、塊鉱内に捕獲岩状岩片として産する。更に細粒部もある。近くにはII(64)d.の岩石が存在することがある。
- 3) 上端は点紋黒色片岩に接する。露出不良。金紅石ときわめて少量の白雲母・緑泥石を伴なう。かなりshearingをうけ、微細な褶曲がみられる。
- 4) 北に点紋黒色片岩、南に点紋角閃岩(幅6m)に接する。少量のチタン石がある。この岩石には片理・lineationが全くなく、粗粒で一見普通の陽起石岩に似ている。この岩石の角閃石は普通の陽起石よりはやや濃緑色であるが、陽起石質角閃石とみなされる。この層準の近くには蛇紋岩や陽起石岩が多少産する。この種の岩石は別子地区の小美野(五郎津角閃岩下部)付近でも小岩体として産する。またこの角閃石は東平角閃岩中の比較的淡緑色の全く片理もlineationもない小角閃石岩(1m±の幅、蛇紋岩類よりの派生岩ではないかと考えられる)の角閃石と肉眼での色は同じである。次の8参照。

簾石角閃石片岩で、角閃石には光学性負、光軸角小、多色性はZ：帯青緑色、多少光学的分散があり、ヘステイング角閃石質と判断されるものがある。緑泥石は干渉色が褐色または紫（異常）で、かなり多い部分もある。しかし粒度その他の性質から一応角閃石類に入れた。変成様式を角閃石の性質で細分帯しようする時、このヘステイング角閃石質角閃石が一つの zone として存在するか否かは今後の検討にまらたい。

8. 蛇紋岩およびその派生岩類

紋点帯に散点している。この地区では皆小岩体（20m以下が普通）で、かつ、橄欖石や輝石をもつものはまだ発見されていない。多くの場合磁鉄鉱・炭酸塩鉱物（菱苦土石等）を伴う。陽起石・滑石を伴うことも多く、滑石の鉱末として稼行したのものもある（¹⁾下川坑の上流、²⁾谷坑内の一部）。陽起石はきわめて小さな結晶のものから長さ10cm近くのものまである。陽起石岩はレンズ状岩体（数10cm以下）をなし、蛇紋岩の中や端のみならず、独立して黒色片岩中や時に点紋角閃岩に接して産する。細粒のものは片理をもつものが多く、黒色片岩中では、その片理面にそい部分的な交代作用によつて形成されたと考えられる。結晶粒の比較的大きなものは、長さ数10cmの芋状岩体で、周囲の黒色片岩の片理もこれに平行に彎曲し、岩体内では、一般に片理・lineation はなく、陽起石のc軸が放射状その他種々の方向にのび、大きく生長している。この岩石には、³⁾多少の黝簾石・淡色緑泥石（薄片ではほとんど無色、elongation負）・滑石・チタン石・炭酸塩鉱物等を伴う。陽起石岩の内部および端に母岩と同様の石英脈が時に存在し、形成時期は変成作用と同時期であることがうかがえる。

谷坑の旧滑石稼行部では、その周縁部の滑石陽起石岩中や母岩の点紋黒色片岩中⁴⁾にかな

1) 堀越 (1958A) は別子地区の角閃石族について、spotted hornblende schist中に、角野町角石原産 2V (-)42°, spotted green schist 中に喜三谷産 2V (-)38°と55°, 筏津産 2V (-)30°~55°等を記している。これらは詳しい層準は不明であるが、久保通の母岩の層準と同じではないにしても、近い層準と予想され、これらの中には2V (-)小の角閃石も存在することがわかる。

2) 更にこれと同系統の岩石と考えられるものに、少量の曹長石点紋・斜黝簾石の斑状変晶とごく少量のチタン石・滑石のある陽起石片岩がある。一見淡色の点紋緑色片岩と似ている。蛇紋岩類の出る近くに、レンズ状岩体で多少産出する。母岩の点紋黒色片岩の片理とは平行するが、形は部分的には斜交する。

3) 一部では石墨を包含している陽起石がある。また粗粒陽起石岩と同系統の岩石と考えられるものには主として陽起石と緑簾石（斜黝簾石質緑簾石および普通緑簾石）とよりなり、少量のチタン石・淡色緑泥石（薄片ではほとんど無色、伸長方向負）・曹長石よりなる粗粒の小岩体がある。またやや濃色の陽起石をもつ岩石もある。前の 7 参照。

4) 鉱物構成からは点紋曹長石チタン石燐灰石電氣石陽起石白雲母緑泥石金雲母質黒雲母石英石墨片岩である。この陽起石もおそらく陽起石岩の形成にともない形成されたのであろう。

りの金雲母質黒雲母が形成され、また陽起石片岩に接する母岩の点紋黒色片岩中へ曹長石脈が形成されている部分も認められる。下川では蛇岩紋類は黒色片岩中にあり、上盤の一部には明らかな点紋（大きくはない）が認められるが、下盤には肉眼的には認めにくい。この層準は点紋帯南縁部中の点紋微弱部（層点⑬）である。曹長石や金雲母質黒雲母のすべての形成を直接現在位置の産塩基性岩類の影響には帰せられないが、少なくとも谷坑内の金雲母質黒雲母や曹長石脈の産状は蛇紋岩類の影響を暗示している。

9. 玢岩脈

普通輝石を伴う紫蘇輝石玢岩で、周辺部は細粒である。大川村木屋野^{きやの}の西方で壁岩の黒色片岩の片理を切り、幅数10cm~10mの岩脈群として現われる。石英やごく少量の柘榴石を捕獲結晶としてもち、また黒色片岩やその他の岩石の破片をかなり捕獲している。この岩石は、岩質・産状から判断して恐らく、この地区西方の石榎山近傍（吉田博直1952、佐藤戈止1928および1931）の第三紀玢岩類に関係を有するものであろう。この岩脈の延長方向は、ほぼENE—WSWである。

10. 流紋岩脈

大川村大北川の萱窪の民家の西（太田尾越東方）の川の中および道路上で、幅約1~2m、長さ約100mにわたり、ほぼ片理に平行に貫入しているのがみられる。一部に縞状構造をもっている。斑晶ははなはだ少ないが、石英ときわめて少量の白雲母・長石（酸性斜長石、正長石は不明）よりなる。石基は脱玻璃作用をうけており、微球顆状物質が多い。絹雲母・緑泥石等も多少生じている。これも岩質、産状から石榎山近傍に出る第三紀酸性岩類と関連があるものと考えられる。

V 地 質 構 造

後生的な大断層はなく、地域全般にわたり、各種単位での各種の型をもつた小褶曲を伴う一連の大褶曲構造を形成している。南方に能谷山背斜^{のうたにやま}があり、その北翼に接して、南方に倒れた白滝横臥褶曲が存在する。点紋帯はこの横臥褶曲部とこれに接した能谷山背斜の北翼部に形成されている。角閃岩類は点紋帯内部に存在する。能谷山背斜については、この地区の西方の中七番地区²⁾（秀敬1952）および愛媛鉱山地区（吉野言生・小島文児1953）の調査結果から、中七番付近で背斜軸が最も北へ曲り、かつ、ここにドーム状背斜の頂部の存在が明らかになったので、以後中七番ドーム状背斜または中七番背斜と呼びたい。中七番背斜と白滝横臥背斜との境がどの部分であるかは、この地区のみでは解決

1) 地質図（第一図）にはひとつとして示しているが、いくつかの小脈の露頭がみられる。

2) 団体調査による（p.60の脚註1）参照）

できない問題で、今までも調査の進展にともない何回か解釈を変えてきたが、ここより更に深部構造の出ている別子地区の資料をあわせ、最も妥当と考えられる位置に置いているわけである。

1. 中七番背斜部

幅約10km、長さは中七番の頂部より東へ20km以上連続する。吉野川本流の南側、能谷山・岩躑躅山に、厚い石英片岩層および薄い砂岩片岩層が黒色片層と共にほぼ水平に連なり、内部に小背斜・小向斜をなしてはいるが、全体としてゆるやかな背斜構造を形成している。背斜褶曲軸の方位はほぼ $N80^{\circ}\sim 70^{\circ}W$ で、東部はEWに近く、西方ではNW寄りに曲がる。背斜軸の落しは東方へ $0^{\circ}\sim 20^{\circ}$ である。主要 lineation は局所的な小構造を反映して変化はするが、大構造単位の褶曲軸と大体一致する。この背斜の北翼の連続性は岩躑躅山の北斜面にそう厚い石英片岩層を追跡することによつて確認される。大きな断層の存在は確めることはできなかつた。この背斜の南翼に連続してゆるやかな稲叢山向斜が予察される。この向斜構造は東に行くにつれて弱まり、遂にその南に御荷鉾構造帯（小島丈児1950および1951A、秀敬・小島丈児・その他1953）が接してくる。従つて中七番背斜はゆるやかな褶曲ではあるが、その両翼について眞の対称的背斜ではなく、またその褶曲軸は曲がり、軸の方向が御荷鉾構造帯の延長方向と斜交している。

中七番背斜の内部（無点紋帯）、特に軸部では、片理面とこれに斜交する slip-plane ないし微褶曲軸面に一致する shear-plane との交線としての性質をもつた lineation が片理面上によく発達する。前者は黒色片岩・砂岩片岩に多く、後者は石英片岩・緑色片岩の foliation の発達した岩層に多い。これは変成時期の、特に晩期における plasticity や岩層の傾斜（向き）を反映していると判断される。lineation に垂直な薄片では雲母・角閃石類の著しい彎曲や石英分化脈（片理面とほぼ平行し、部分的に斜交する）の彎曲が認められる。

黒色片岩の小構造についてみると、背斜内部では、細かく褶曲しているが、衝上帯近くの走向方向に長く連続する岩層では、剝離性にとみ、lineation の発達不良のペーパー状片岩が多くなる。

1) 能谷山と小変 敬との間は調査の精度が底いので、地質図に示した軸の位置は厳密に正確ではない。また背斜の性格も一線で示しにくい。

2) 瀬戸川の上流（瀬戸の南方）では、この弱い向斜の南方に、片理面の走向に急変はないが、かなり剝離性にとんだ黒色准片岩が走向傾斜一定（EW, $N40^{\circ}$ ）で幅広く（南北で1km以上）連続し、層序上の厚さとも合わない。御荷鉾構造帯の性格を帯びているのではないかと考えられる。不変成秩父帯まではまだ調査していない。

2. 白滝横臥褶曲部

白滝横臥背斜構造の存在は、地質図および地質断面図に明らかなように、野地峰^{のじみん}の東方1341.9m三角点の西斜面（白滝通洞入口東方の山腹で、褶曲軸にはほぼ直角な方向の天然の断面）での調査により確認された。点紋黒色片岩層・点紋石英片岩層を伴う白滝第一・第二の角閃岩層の追跡¹⁾は横臥褶曲の存在に疑問をさしはさむ余地を残さない。地質図は白滝鉱山の5000分の1地形図をもととして作り、断面図はその地質図²⁾と坑内の資料とによつた。

片理面は、角閃岩層に沿う付近では、この褶曲構造に調和的であるが、これをはなれた内部では完全な同斜構造となり、最内部と考える石英片岩層は断続し、背斜頂部までは続かない。片理面についてのルート³⁾のみの調査では軸面の位置の判断はむづかしい。

この地区での主要な小褶曲軸および lineation は分散するものもあるが、大体 $S80^{\circ}E \sim E$ 、（東部にEが多い）で、落しは東 $\sim 0^{\circ} \sim 30^{\circ}$ で、一般に $10^{\circ} \sim 15^{\circ}$ である。大褶曲軸および白滝鍾の落しは大抵これに一致する。従つて西北方（別子地区）には深部が、東方には上部があらわれる。

此地方の褶曲軸の落しは比較的ゆるいので、いくつもの天然の断面および坑内の資料を

- 1) 横臥背斜構造に対する考えは変らないが、以前には調査の不十分なためと白滝通洞上方の露出不良部とて誤解して、角閃岩が石英片岩層を切る（1950年）とか、白滝角閃岩の下翼が尖滅する（1951年）と考えたことがあつた。
- 2) この断面図は源坑通洞に平行な垂直断面である。それぞれ源坑、白滝坑をきつている。褶曲軸に対しては、垂直に近いが、褶曲軸は落しを持つており、厳密に垂直ではない。また資料をこの断面面上へ投影する際には、褶曲軸の落しを考慮して補正する必要がある。ここでは横臥褶曲部については完全ではないが、いくらか補正した。従つて、地形図の精度（あまりよくない）と相まつて、ある程度の相対的誤差は考えられる。更に正確な断面図とするためには、地形図の改正、褶曲軸に垂直な投影面の選定、資料投影の際の高さや形の補正が必要である。
- 3) もちろん、主要ルートについての岩層の配列・小構造等から、横臥褶曲構造の存在する可能性はある程度予想された。小沢儀明（1926）が当時の不十分な未解決の層位・構造・岩石に関する資料をもとにして、一見単斜層の別子統（主に点紋片岩層）が複雑な褶曲をした第斜褶曲に属することを予見されているのは全く卓見である。その実際の断面図として示された“別子地方結晶片岩系の構造を示す断面図a・b・c”の3の中では、角閃岩類と超塩基性岩類に対する扱い方や岩層の分布や連続・津根山断層等に対する異議を除けば（当時としては致し方がない）、3者の中b図が最も正しい。この上に“大騒動”を考える必要は今のところ認められない。

利用すれば、褶曲軸方向の褶曲形態の変化も知ることができる。細かくみると相当に変化しており、また同一岩層の上端と下端での小褶曲も同一ではないことがわかる。

白滝横臥背斜のほぼ底部（最底部の少し北方）では複雑な小褶曲構造がみられる。白滝第二角閃岩層の上端部は上盤が incompetent な黑色片岩のためか断面図に示す如く、100mまたは10~50m単位の複雑な流状同斜小褶曲構造をなしている。白滝第一角閃岩層の下端部も上記程ではないが、複雑な小褶曲をなしていることが、下端に近い白滝鍾の小褶曲構造とあわせてうかがえる。白滝第一と第二角閃岩層の間の黑色片岩の薄層は competent bed の間にあるためか比較的単調な小褶曲を示している。角閃岩層内部の片理面はなほだしく変化にとみ、単純ではない。

この横臥褶曲の南翼部は北翼部とくらべて、対照的に薄くなり、また膨縮に富む。これは単に原岩層の厚さに起因するのみではなくて、主に褶曲運動の際の剪断運動量の差を反映しているものと考えられる。

横臥背斜北翼の野地峰以北では、点紋黑色片岩は塊状で、片理面は比較的平滑、小褶曲も比較的少なく、傾斜もあまり急激には変化しない。北翼で（野地峰の西）、白滝第二角閃岩層がほとんど尖滅することの意味については、更に西北方（銅山川斜面）と東方（白髮山地方）についての調査にまちたい。

この白滝横臥背斜構造の規模については、今後更に広域の調査にまたねばならないが、別子地区の資料（堀越義一1937、佐藤戈止1938、秀敬その他1952）では、北翼は堀越の五郎津角閃岩体を含む層準に、南翼は東平角閃岩体を含む層準に連続することはほぼ確実と予想される。その核部に東赤石山橄欖岩体が存在することになる。かく大観すると、白滝鉾山地区は大横臥褶曲構造の最も南へ張り出した Stirn 帯の一部であろう。

3. 同斜向斜部と衝上帯

南に中七番背斜あり、北に白滝横臥背斜あり、その間には、構造（lineation・褶曲軸・片理面・岩層配列等）・再結晶作用・岩相等の点から、大局的にみて、強い不連続的急変はなく整合的な北落しの岩層群にみえる。もちろん断層角礫・断層粘土・myloniteをもつて、その間を切る断層はない。片理面やある岩層の連続による同斜向斜構造は発

- 1) 源坑内よりも更に東方の白滝坑内（この中でも東方の下部）の方が、一般により複雑な細かい褶曲（地質断面図にはよくあらわれていない）をなしている。また一般の褶曲軸にはほぼ直角（a軸）ないしそれにかなり近い方向を軸とした、きわめてゆるやかな褶曲の傾向が白滝鍾についてうかがえる。一部にこの方向の lineation のみられるところもある。（P.77の脚注1）参照
- 2) 原岩の性質によるが、予想としてはこれのみではなく、この第二角閃岩層は北翼から頂部へ押し出す運動をうけ頂部がより急激に厚くなつたのではないかと考えている。この地区の東方では、第一、第二角閃岩層は下方へ下るのに対し、その北側の白滝第三角閃岩層は白髮山北方のかかなり厚い点紋角閃岩層（下端近くに白髮鍾がある）に連なるのではないかと予想している。

見されず、蛇紋岩類も点紋帯に広く散点はするが、特定層準のみではない。

この間に当然予想される同斜向斜部は、現在白滝角閃岩類についての横臥背斜南翼部のすぐ南側の層準⑩（点紋砂岩片岩を含む点紋黒色片岩層）の中にあると考えている。ここでは結晶片岩形成の過程で、北側の横臥褶曲部がおし上げて来るために、強い側方的圧縮と衝上性剪断運動が強く働き、単純な同斜向斜構造ではなく、はなはだしく非対称的な構造になったと考えられる。この変成と同時的衝上剪断運動はここのみではなく、この南側の黒色片岩層（層準⑬）、層準⑨、および北の横臥背斜の軸部にも相当あつたと考えられるが、ここが最も強いと考えられ、この部分を変成と同時的衝上剪断帯（syncrystalline thrust-shear-zone）と呼んでおく。

この地区の研究のはじめには、岩層の種類とあつさについての対称的配列の中心になるあさたに朝谷（金沢）一大北川（小学校付近）の層準⑨（三繩第一層上端部）の中に、朝谷同斜向斜を考えていた。その後別子地区の調査の進展につれて、別子地区で予想される同斜向斜の位置の実証を西方に求めた。その位置と考えられるのは、予想に反して層準⑩相当層の中であつた。すなわち層準⑨には大北川の西方で緑色片岩層が優勢となるが、向斜構造の証拠は発見されず、層準⑩は複雑な小褶曲を含み、東平の西、呉木の西斜面で、急激に尖滅し、その下には三繩第三層の上部があきらかに角閃岩化して東平角閃岩と相接してくる。付近には蛇紋岩類が分布し、片理面についての確実な向斜構造はまだ発見されず、単純な構造ではなく、これらの蛇紋岩の小岩体をつらねて断層が存在するが、この断層の影響をのぞいて考えれば、ここに本来同斜向斜が存在すると考えられる。また、白滝横臥背斜の北側には3層の主要角閃岩以外には厚い塩基性岩層ないし石英片岩層は存在していない。この点からも層準⑨に向斜が存在することは説明しにくい。白滝地区の東部を調査すれば、背斜頂部の上部の構造や衝上帯の位置についても、一層はつきりしてくるであろう。

この変成と同時的衝上剪断帯と考えられる層準⑩は岩層全体としての連続もよく、点紋

- 1) 久根鉦山付近でも、黒色千枚岩が緑色片岩に対して常に一層擾乱をうけて剪裂帯を作つていると報告されている（堀越義一1938C）。
- 2) 別子地区については別子鉦業所の便宜を得て小島丈児・金尾直敬・吉野言生・竹田英夫の諸氏等とともに調査しており、改めて報告したい。
- 3) ここについては、堀越義一（1937）が、構造上、特に注目すべきこととして、蛇紋岩の小露出の一線上の配列から大逆断層の存在する疑があること、東西方向（ほぼ地層の走向に平行）の断層は結晶片岩生成時に生じたと考えて差支えないとすぐれた見解を述べている。
- 4) 野地峰の北方、城師一津根山方面（銅山川流域）について、1952年夏吉野言生と共に路線調査を行った（吉野言生1952）。同年竹田英夫も調査している（竹田英夫1952）。7万5千分の1新居浜図幅からも明らかである。
- 5) 他に、層準⑨に同斜向斜の軸部が存在することを支持する材料を得ないが、もし万一存在するとしたら、層準⑩位に衝上運動の強く働いた同斜背斜を考えないと解決がつかない。これは一応考えることではあるが、積極的証拠はない。

の発達も相当よい。蛇紋岩類の分布もやや多い。片理面は北へ相当傾斜した、比較的平滑な面が優勢であるが、砂岩片岩の一枚一枚の連続はよくない。北側の横臥背斜部の角閃岩層は南側の三繩緑色片岩層にくらべて、一枚一枚の対比はできないが、全般的に著しく狭められ、一枚一枚は薄くなり、しかも膨縮が激しい。特に背斜南翼部では、この傾向が強い。衝上剪断帯に接する南側の片岩類は比較的剝離性にとみ、岩層内部の細かな構造は別として、層としては真直ぐに連続しているものが多い。層準⑩の三繩第三層の石英片岩層は薄く、岩相的層準は連続するが一枚一枚は断続する。層準⑬の黒色片岩層は東西によく連続し、点紋微弱で、複雑な微小褶曲部と共に、きわめて剝離性にとむ平滑な剝離面をもつたペーパー状片岩がよく発達する。その面は砂岩と互層する時はその境に平行であるが、太田尾越の黒色片岩のみの部分では、その面とは一部斜交した foliation (微褶曲をなす) がみられる。一般に b-lineation は出にくいものが多い。更に南方の層準⑨の無点紋黒色片岩層にもペーパー状片岩の傾向がある。

4. 片理面・褶曲軸に斜交する構造面・後生的断層

無点紋帯では前述のように、片理面の外に、slip-plane ないし微褶曲軸面にそう micro-shear-plane があらわれる。点紋帯での内部は、無点紋帯でみられるような形式の slip-plane は肉眼的には比較的認めにくく、流状小褶曲が多い。石英片岩の片理面上に、この面と斜交した micro-scale の shearing を反映した lineation が認められることが多い。砂岩片岩や他の片岩にも認められる。衝上帯付近のペーパー状黒色片岩の剝離面は一般的な岩層配列方向と一致し、部分的には foliation と斜交する。

点紋帯・無点紋帯を通じて、この地区では、一般的褶曲軸に斜交あるいは直交した N—S ないし NE—SW 方向で、 $W \sim 70^\circ \sim 90^\circ$ 傾斜の各種の構造面が発達する。

その面としては、片理面上のゆるい小さな曲がりや部分的小じわ等の小褶曲軸面・節理面・石英脈・石英方解石脈等の分化脈³⁾の面である。この脈は雁行状をなすことがある。これらの面はあまり一定せず、平行な場合も斜交している場合もある。これらの面は片理面および一般的褶曲軸面を切つている。これらの面の構造的意味については造構史の解析

- 1) 小褶曲も完全に同斜的で、翼の開かないものが多い。
- 2) ペーパー状黒色片岩と互層する砂岩片岩では、粒度は無点紋帯より粗いが、点紋帯としては細粒で、曹長石点紋・白雲母が片理面に平行に扁平に配列し、この面と斜交する小 shear-plane は弱いので、肉眼的に b-lineation は出にくい。時には幅数 cm の a 軸にかなり近い方向の小褶曲(ゆるやか)がみられることがある。これにはこの方向に多少の slip や石英脈が認められる。b-lineation も強くはないが識別される。
- 3) この外に主に無点紋緑色片岩には時に曹長石脈・緑泥石脈・繊維状角閃石(透角閃石—陽起石、c 軸は壁岩の b-lineation にほぼ一致)脈第がある。白滝鍾の“ハネコミ”にもこの方向と一致するものがある。
- 4) 分化脈としては、この外に、もちろん片理面に平行なもの、ほぼ平行なものや、微〜小褶曲軸面にほぼ平行なものもある。

と共に今後の調査に待ちたい。

後生的断層としては大きいものはない。走向性小断層が黒色片岩層中に多少みられるが、著るしくない。N50°~70°E, W~70°~80° 傾斜の小断層は大きくはないが、比較的明瞭で数も多い。白滝坑と源坑の間の断層が最大で、断層角礫および mylonite を伴っている。源坑と谷坑との間および下川坑内にもこの種の小断層が存在し、鉱床を切っている。玢岩脈と石英斑岩脈の貫入方向についてはⅣの項を参照されたい。

Ⅶ 角閃岩の成因

点紋帯、特に別子鉱山地区の角閃岩¹⁾の成因については、古来多くの成因論が述べられてきた。ここにこの地区の角閃岩の成因を考える場合、考慮すべき事実をまとめてみる。

- 1) この地区の角閃岩は大部分点紋角閃片岩 (spotted hornblende-schist) ともいうべき岩石²⁾で、一部には量は少ないが、幾種かの特異な岩石を含んでいる。なお岩質についてはⅡ(6)の3)および4) a. c. d. g. h., Ⅳの7., Ⅷの項を参照されたい。東平・五郎津角閃岩とは粒度・含有鉱物・随伴岩石に多少は異なる点があり、変成条件の差がある程度は考えられる。点紋緑色片岩の岩質・随伴岩石とも差異と共通性がある。それらの間には、岩体としても構成鉱物でも一応区別があるが、その間には共通性と漸移的性格が認められる。
- 2) 角閃岩はすべて点紋帯内部にあらわれ、かつ点紋帯内部の塩基性岩体はごく一部の角閃石の少ない部分を除けば、すべて角閃岩といつてよい。
- 3) 角閃岩は石英片岩層・黒色片岩層・砂岩片岩層を伴ない、その境は sharp で、片理面は発達不良の場合もあるが、大体岩層の境界面に平行に発達している³⁾。他岩層との随伴関係は、鉱物の粒度や多少の種類を除けば、点紋緑色片岩層や無点紋緑色片岩層と同

- 1) 別子地区の東平角閃岩・五郎角津閃岩は、この白滝地区の角閃岩類と岩質や随伴岩石が多少異なり、その成因は別子地区の資料をもつて論ずべきであるが、現在までの資料では、これらの岩体に対して白滝地区と同様の基性原岩よりの変成岩と考えている。
- 2) 鈴木(1932)はこの種の岩石と考えられる白滝鉱山産の spotted hornblende chlorite schist (albite-epidote-hornblende-chlorite schist) の化学分析をなし、これと産出状態より塩基性凝灰岩に相当するものと見ることができ旨を述べている。
- 3) 従来東平角閃岩は露頭ではほぼ周囲の地層と整合しているが、その分布からは周囲の片岩層の構造を切る(両端で約 1.5km) 点で貫入岩と考えられている。しかし横臥褶曲の向斜部と考えられるので、母岩を切る(貫入岩)と考えなくてもよい(秀敏・小島丈児その他1952)。

様である。

- 4) 角閃岩は母岩と共に褶曲し、白滝横臥褶曲構造に参加している。その南翼部の西方延長にあたる別子鉍山地区では、吳木の付近で、三纏第三層の一部は角閃岩化している。
- 5) 角閃岩の曹長石糸状変晶中にはチタン石・金紅石・緑簾石・角閃石等が入り、時に柘榴石・燐灰石・石英・白雲母が入るが、石墨は全く発見されない。点紋黒色片岩中の曹長石糸状変晶には石墨が多量に入り燐灰石・石英・チタン石・白雲母等も入っている。
- 6) 角閃岩を貫入 (syntectonic) 体と考えたとき予想される 壁岩に対する明らかな接觸作用とみなされる現象はまだ認められない。
- 7) 角閃岩に protoclastic な組織は一般に認められない。
- 8) 蛇紋岩類も点紋帯に散点するが、小岩体で、かつその随伴岩として、陽起石岩の小岩塊を伴うが、一般の角閃岩と区別される。

以上の事実から、角閃岩の原岩は緑色片岩の原岩と同性質のものであり（この地区ではおもに三纏層緑色片岩層、Ⅲの2参照、）変成作用の過程において、点紋帯内部の塩基性岩層が角閃岩になつたと考える。

Ⅶ 地質構造・変成作用・蛇紋岩類の間の関係

北側の横臥褶曲構造に対する南側のドーム状背斜という対照的構造に対して、原岩相ならびに層序はほとんど同じと考えられるが、変成作用と蛇紋岩類の分布のちがいが構造的対称に対応している。

ドーム状背斜部は細粒の無点紋帯であり、横臥褶曲に接近した部分のみやや粗粒の点紋帯（塩基性岩については点紋緑色片岩、最北部のみ点紋角閃岩、ⅢとⅣ参照）である。横臥褶曲部は粗粒な点紋帯の内部（塩基性岩については大部分角閃岩）に相当し、流状褶曲が卓越する。蛇紋岩類は衝上帯を含めた点紋帯に広く小岩体として点在している。

無点紋帯と点紋帯のこの構造様式の差は原岩層が同じと考えられる以上、両帯で変成条件に差異があつたと考えねばならない。点紋帯の鉍物形成は無点紋帯に比較すると多くの特色を持つている。簡単に列記する。

1) 粒度の一般的な著しい増大, 2) 曹長石点紋の一般的形成, 3) 柘榴石の広い形成(点紋帯とほぼ同範囲), 4) 黒雲母(金雲母質)の出現, ただし白雲母と緑泥石が共存する, 5) 燐灰石の一般的分布と電気石の散点, 6) 白チタン石に代るチタン石・金紅石の出現, 7) 緑泥石族の変化と広い分布, 8) 角閃石族の変化と増大, 9) 緑簾石族の変化と広い分布, 10) 輝石の

1) 以前、調査や構造解析の不十分のため synkinematic intrusive とか、泥質岩に対する synkinematic metasomatism で形成されたと考えていたことがあるが、以上の如く訂正する。

まれな出現等である。

これらのことから、点紋帯形成の際の著しいソーダ付加で、特徴づけられたはげしい solution effect が考えられ、これが変成時期における点紋帯の可塑性を増大せしめ、横臥褶曲構造が形成されたと考えられる。

なお上記点紋帯の鉱物構成の特徴を利用して、点紋帯を細分することができる。¹⁾ ひとつは岩種の別なく、黒雲母（金雲母質）の形成される部分で、これは点紋帯内部の衝上帯を含めての横臥褶曲部とはほぼ一致する。²⁾ もうひとつは塩基性岩についてであつて、主に粒度・構造や角閃石族・緑泥石族・緑簾石族・チタン鉱物の性質と量の変化、曹長石の形や量等による。これにより点紋緑色片岩と角閃岩類が分けられ、角閃岩類については更に細分が試みられる。別子地区（堀越義一 1937, 1938A および 1938B）では点紋角閃片岩の外に、この地区ではほとんど見られない東平型角閃岩体の片麻状角閃岩・角閃石岩が区別されている。（II 6の3）4）およびIV参照）。

次にこの点紋帯形成の要因について検討する。角閃岩を syntectonic な貫入体と考え、点紋帯の形成をその後火成作用とすることは以下の点でむづかしい。

- 1) 角閃岩の曹長石点紋中には、角閃石や緑簾石の小結晶を包有していて、角閃石と同時的生長を示し、角閃石晶出以後の形成のみとは言えない。石英片岩・砂岩片岩・黒色片岩においても、石英・緑簾石・白雲母・紅簾石等の主要造岩鉱物を包有し、それ等と同時的生長を示している。
- 2) 曹長石には片理を切る石脈もあるが、曹長石点紋に富む縞状部は、ほぼ片理面に沿い小褶曲による膨縮があつても、晩期の形成とはいえない。
- 3) 曹長石点紋の粒度についてみると、角閃岩が点紋帯の内部に存在していること、黒色片岩の優勢な部分中には粒度の低い部分が存在することもあるのは事実である。しかし角閃岩の接触部付近のみに点紋がよく発達し、それを離れると細粒となるとはいえない。この地区では特に曹長石点紋の粗粒部は衝上帯中の陽起石岩の散点する付近の黒色片岩で、上津川の凝灰質緑色片岩の一部、珪質片岩の一部等にも相当粗粒な部分が存在する。これらは角閃岩の分布と直接の関係はない。
- 4) 点紋帯の大きさは白滝横臥褶曲全体より更に広く、角閃岩体の大きさにくらべてはなほだ広大である。

また点紋帯の形成を原岩全体の化学成分の特異性に帰するには、砂岩片岩・黒色片岩・

- 1) 前述(I)の如く、精しい室内研究は今後の課題であり、更に検討されるべきであろう。
- 2) ここに広く分布はするが、この岩石のどれにでも、どこにでも存在するという程ではない。ここでは砂岩片岩・黒色片岩・薄い石英片岩・“赤ハブ”(II 64)d)の一部にしばしば認められる。また蛇紋岩類の近くにもしばしばみられる。ごくまれには横臥背斜部の外側に多少存在する。

石英片岩まで特異な化学成分を考えねばならない上に、点紋帯と層準上同層準と考えられる無点紋帯の原岩との差異を説明しなければならない。また、さらに別のひとつの考え方としては、変成前にかかる化学成分をもたらす交代作用を考えることもできるが、かかる作用が存在したとしても、それでは点紋帯の鉱物粒度と鉱物種の変化、点紋帯南縁面の層準と構造に対する調和性、蛇紋岩類の分布を満足に説明できない。

点紋帯と蛇紋岩類（派生岩類を含む）との関係をみると(IIIおよびIVの項も参照)。

- 1) 分布範囲がほぼ一致している。
- 2) 蛇紋岩類付近には、比較的粗粒な黒雲母(金雲母質)や曹長石点紋・曹長石岩・曹長石脈等が存在している。しかし、その逆は必ずしも成立しない。
- 3) 大部分の蛇紋岩の貫入とその派生岩類の固結は変成と同時期と考えられる。
- 4) 点紋帯の大きさと蛇紋岩体の現出状態とを比較すると、蛇紋岩類は分布は広いが、ひとつひとつの岩体の大きさは小さい。

以上の点から、点紋帯の形成を現位置の蛇紋岩類の影響には属しにくい、点紋帯の形成過程において浸潤した溶液と超塩基性岩類とが密接な関連をもっていることは十分予想される。

点紋・無点紋両帯の分化・蛇紋岩類貫入の必然性とその原因については、層準上の差ではなく、場所の差にあるが、今日の設想では、なお研究の余地を残している。

点紋帯・無点紋帯各種岩層についての変成史の stage 解析、点紋帯と無点紋帯との変成史の対比は今後の重要な仕事のひとつである。

Ⅷ 鉱床の位置

この地区の鉱床群(現在および過去に採掘稼行したもの)のひとつひとつについて、まだ詳しい調査を完了していないが、構造・層序(母岩)・変成作用・超塩基性岩類の貫入・変成史等の観点から鉱床形成の位置について述べたい。

1. 白滝鍾¹⁾(白滝坑・源坑²⁾・谷坑³⁾・富郷坑等)は白滝横臥背斜の頂部に近い北翼側で、最も内側の白滝第一角閃岩層中の下端に近い部分(下端より0.2~15m)に存在する。鉱床付近にはしばしば“アブラハダ”²⁾と称されるやや剝離性のある緑泥石化した部分が認められ

1) この地区の地質と鉱床については、古くは御生六郎(1920, 未出版)の精細で精力的な基礎調査がある。その後色々な報告(文献参照)があるが、近年では吉田善亮・小村幸二郎共同(1950および1951)の報告がある。これに坑内図や白滝鉱山坑内外関係図もあるので参照されたい。

現在稼行中のものは白滝坑・源坑と下川坑だけである。この地区の東北方には、白髮鍾¹⁾(p.70の脚注2)参照)その他の鉱床(いずれも旧坑)があるが、未調査である。

2) ある程度剪断運動を受けたと考えられる。鉱染していわゆる“銅近”とか“ガリ鉱”となるものもある。いわゆる“鍾の内”とか“鍾の内変動帯”(加納博・武藤矩靖1951)の一部である。

るが、つねに著しいとは限らず、また緑泥石化作用があまり強い場合には白滝十三番坑地並の如く、鉦勢のよくない場合がある。粗粒な角閃石岩(IV 7 参照)が、しばしば鉦床の近くに(接することもあり、接しないものもある)、あるいは塊鉦内に磁鉄鉦石英方解石岩等と共に捕獲された形で存在している。また“赤ハブ”(II 6 4) d. 参照)が鉦床の上あるいは下付近(接することもあり、接しないものもある、多少鉦染されていることもある)に存在する。この外母岩に、方解石・白雲母・石英・磁鉄鉦、時に赤鉄鉦等が形成されることがある。鉦床の形と規模は大體褶曲軸の方向に一致し、長軸は4 km 以上、幅は800~300mで、この地区最大の鉦床である。小富鉦体の落しも、この傾向がみられる。鉦床は母岩の片理とほぼ平行して小褶曲および微褶曲をなしている(第3図の地質断面図では細かい褶曲はよく示されていない)。褶曲軸の落しの方向(ほぼEW)にも色々の長さ(数10m~数100 m 等)での緩急の変化(ほぼ水平、15°, 20°, とくに30° 以上等に変化)があり、中には小ドーム・小盆状構造の確められた所もある。“ハネコミ”²⁾と称され、母岩の片理を明らかに切る黄銅鉦・輝銅鉦・斑銅鉦にとむ鉦脈状の部分もあるが、少ない。

¹⁾ 中蔵鉦は白滝鉦とほぼ同一層準で、横臥背斜構造の最頂部(少し南で、南傾斜)にあるが、その間は急傾斜で鉦石は直接連続していない。現在みられる鉦石鉦物は鉦染状磁硫鉄鉦が主で、多少黄銅鉦が散点している。少量の白雲母・緑泥石のある角閃石柘榴石石英片岩に鉦染し、細かく褶曲している。

母岩の角閃岩の内側は厚い点紋黒色片岩層である。

2. 久保鉦(久保坑・持谷坑^{もちたに})は衝上帯のすぐ南の三繩第三緑色片岩層(層準⑭)の最上位の厚さ5 m 土の薄い点紋角閃岩(ヘスティング角閃石質)層中に存在する。この中の幅1 m 土の緑泥石化部(やや剥離性あり、いわゆる“鉦の内”)中に断続して存在するが、その中で位置は一定しない。“赤ハブ”(II 6 4) d.)は“鉦の内”ではみながつたが、その母岩中には多少存在する。

3. 中ノ谷鉦(中ノ谷坑・谷口坑・早天坑)は三繩第二層上部(層準⑯)の厚い点紋石英片岩層上部(石英片岩と緑色片岩の薄層が互層)の2~10 m の薄い点紋緑色片岩層(点紋微

1) 一種のa 軸ないしそれにかなり近い方向の褶曲ともみなされる。またこの方向に相当するN—S の lineation も少しは存在することが知られている(吉田・木村1951)。野外でもその傾向の多少みられるところがある。これらの構造地質学的意義と鉦床との関係は今後の研究課題のひとつである(V 参照)。

2) ここでは層状の塊鉦の下盤側にもあるが、上盤側に多い。方向は単一ではなく、ほぼNS方向の節理を利用したものもある。層状塊鉦の縁から分岐し、塊鉦を切らない。黄鉄鉦・石英・方解石、時に閃亜鉛鉦を多少ともなうことがある。この斑銅鉦・輝銅鉦は産状から初生と考えられる。

弱)中に存在する。早天坑の露頭では、鉞床に直接した部分が、特別に緑泥石化しているとも、剝離性にとむとも(特に塊状でもない)観察されない。中ノ谷坑口付近の“ズリ”中には方解石石英柘榴石片岩(II6 4) d. 参照)やII6 4) a. で述べた岩石が多少あり、露頭ではみられないが、おそらくこの鉞床の付近に産したのであろう。

4. 縦ノ木鍾(縦ノ木坑・後山坑等)は三繩第二層(層準⑫)中の厚い点紋石英片岩層中でほぼその中部に存在する。鉞床に直接はしないが、付近には石灰岩片岩、綠色片岩、黑色片岩の薄層がはさまれている。鉞床の一部には褶曲を反映した竿鍾が知られている。

5. 下川鍾(下川坑・檜坂坑、朝谷の檜山坑もほぼ同層準であるが、途中鉞床の連続はみられない)は三繩第二綠色片岩層下部(層準⑩)中に存在する。同層南端より約100m北である。母岩には微弱な顕微鏡的點紋が認められる。鉞床付近(いわゆる“鍾の内”に相当)には剝離性にとむ緑泥石化部も存在するが、時には剝離性にとむ綠簾石藍閃石片岩の場合もある(II6 4) a. 参照)。下盤約10mのところには紅簾石石英片岩(顕微鏡的點紋あり)をはさんでいる。

6. ^{おうかわした}大川下鍾(大川下坑、中川坑・水谷の露頭(採掘せず)もおそらく同一であろう)は中ノ谷鍾と層準および母岩は大体同じである。確実に同一か否かは途中の連続を確認することができないから不明である。

7. ^{おうかかうわ}大川上鍾(大川上坑)は大北川(萱窪付近)の東^{ひがしみつり}光森山の南中腹にある。白滝横臥脊斜南翼部の白滝第二角閃岩層より約10m北方の点紋黑色片岩層中にある。前記第二層中の点紋角閃岩はこの鉞床の東部では50m以上の厚さがあるが、西部では急激に尖滅し、その下位の点紋石英片岩層のみとなる。鉞床の層準付近には多少蛇紋岩類(特に陽起石岩類)や珪質岩(厚さ0.1~1m)が存在することがある(II6 4) d. 参照)。鉞床は膨縮が激しい(地質構造と母岩の性質を反映しているのであろう)。

8. ^{みつり}光森鍾(光森坑、旧名中野坑)は東光森山の西斜面で、東光森山の点紋角閃岩(白滝第一角閃岩層南翼の連続と考えられる)中に存在する。現在みられるものは“ガリ鉞”が主で、採掘はあまりなされていない。坑内では母岩の小褶曲軸がNSでS~25°の落しを示す所がある。この地区は横臥褶曲構造のなかで、別子地区のWurzelzoneから白滝地区のStilnzoneへの移過帯と予察されるところであり、また中七番ドーム状背斜軸のSE方向への彎曲部にも対応するところなので、NS方向の意味については、別子地区の大構造と共に今後の調査にまちたい。

以上の鉞床の位置を総括してみると、

1) 層序上はいづれも三繩層中で、ほとんど点紋綠色片岩または点紋角閃岩中で、時には点紋石英片岩層や、まれには点紋黑色片岩層中にも存在する。比較的近くにはかなり厚

い黑色片岩層が存在している。母岩の綠色片岩は凝灰岩起源と考えることもできるが、
 確証しえない。また鉍床は異種岩層の境界¹⁾ではなく、薄くても、同一種岩層中に存在す
 る。母岩の厚さも色々ある。母岩の片理を切つて異種岩層中に入つたり、母岩層より長
 く続く鉍床は認められなかつた。また石灰岩片岩を交代した証拠はない。

2) 変成作用の点からは、点紋帯、特に南縁部に多いといえる。範囲は無点紋帯から点
 紋角閃岩（一部に角閃石岩あり）の形成されている部分にまでわたっている。

3) 超塩基性岩類はこの地区の点紋帯に点々と分布はするが、鉍床と直接⁵⁾していない。
 蛇紋岩類は一般に黑色片岩（砂岩片岩を含む）中に多く、異種岩層の境付近のこともあ
 る。その位置は鉍床の母岩と対照的である。大川上鍾のみは黑色片岩中にあり、付近
 に多少分布がみられる。

4) 構造的には衝上帯の両側（3～4 km幅位）に分布し、しかも衝上帯内部にはない。
 衝上帯に平行で、衝上性剪断運動の相当強かつた黑色片岩層（例えば層準⑬、⑭？、点
 紋帯南限付近？、横臥褶曲部では層準①、北翼の⑤？等）とはかなり近い（0.2～150m
 位）ようである。白滝鍾が横臥褶曲のはぼ頂部付近にあることも注意される。この鉍床
 の相当に複雑な小褶曲構造の原因のひとつはこの点にある。

鉍床の形態のかなり明らかにされた1.および5.では、鉍床の落しが大褶曲軸とはぼ
 一致している。2.3.4.6.等の鉍床も、採掘跡は走向方向にかなりのびており、褶曲
 軸とはぼ一致していることの方がえる部分もある。これらは大構造の中での位置や変
 成史ともあわせて今後更に検討されるべきであろう。

5) 変成史における鉍床形成の時期 鉍床の一部には母岩の片理（S₁）と部分的には斜
 交している部分が多少はみられること、鉍床がほぼ平行に分岐する⁶⁾場合があること、鉍
 床付近のはぼ片理に平行な一部の石英脈の晶出・固結とは前後関係をつけにくいこと、

- 1) 境界に存在する場合は、愛媛鉍床（吉野言生・小島丈児1953）その他の例が他所にはある。
- 2) 鉍床6.の水谷の露頭では母岩の厚さ約50cm、鉍石の厚さ1～5cmである。
- 3) 白滝鍾の最も下盤側の点紋角閃岩がほとんどなくなり、薄い珪質岩のみとなる部分は一部に
 ある。しかし黑色片岩には接していない。
- 4) 別子地区にもこの傾向がある（秀敬・小島丈児その他1952、および雨森武雄1952）。純無点紋
 帯中では、ここでは発見されていないが、中七番背斜地区でもいくらか存在し、基安鉍山やそ
 の他の林坑や諸露頭が知られている。
- 5) 大川上鍾では、鉍床から片理に直角方向に数10cmの近くに陽起石岩の小岩体がみられる。別子
 山村の積善鉍床の一部では、蛇紋岩と直接し、黄銅鉍が蛇紋岩中に網状に存在している例がある
 （金尾直敬1949）。
- 6) その間にはさまれた岩石には時にはレンズ状にとちた小褶曲のみとめられる場合もあるが、褶
 曲の認められない場合も多い。
- 7) 石英脈には種々の晶出時期がある。ほとんど同時期と考えられるものがある。

母岩に交替的に鈹染している部分のある事、少ないが固結の最終期には“ハネコミ”となつて母岩の片理を切るものがあること、等の点から鈹床の固結は結晶片岩形成過程中で、そのほとんどの部分の固結後までも続いたと判断せられる。

しかし鈹床の主要部分は母岩の片理面にほぼ平行し、各鈹床もそれぞれ全体としての層準はほぼ一定し、かつ膨縮をもつて母岩とともに相当複雑な小褶曲構造もなしていること、鈹床は小褶曲部と無関係とはいえないが、相当激しい小褶曲部にも存在していること、また富鈹体の母岩は特別に綠泥石化作用とか剪断運動を強くうけた所とは限らないこと、鈹体の落しは母岩の lineation (褶曲軸) とほぼ一致していること、等の点から鈹位体(液)は大體片理 (S_1) の形成された時期、おそらく褶曲構造を形成した時期には現置をほぼ占めていたのではないかと判断される。少なくとも結晶片岩形成 (褶曲) より完全に後に生成されたとは考えられない。

結局鈹床の位置については、現在の知識では、わずかにその輪廓がわかりはじめた程度で、そのひとつひとつの鈹床形成の位置についての必然性も、鈹床の大きさを規定する条件もまだ理解するにいたっていない。

IX 後 書

白滝横臥褶曲・中七番背斜・衝上帯等の地質構造と原岩層序・変成作用・蛇紋岩類・鈹床を相互の関連のもとに述べてきた。これらの現象は相互の随伴関係から直ちにその成因を述べることはできないが、相互に切りはなせない密接な関係にあることは確かであろう。

次の段階の仕事としては、まづ白滝横臥褶曲構造の全貌を予察的にも知る必要がある。また三繩綠色片岩層の性質の変化を点紋帯からはなれて、中七番背斜の南側へまでたどる必要がある。かかる大構造把握の上で、小単位の地質現象の意義も、変成作用も、鈹床形成の位置も、点紋帯形成の原因についてもより明確となるであろう。

この地区での鈹床群形成の zone についてはある程度の知識をうることはできたが、ひとつひとつの鈹床の位置や大きさを規定する主要な要因については、なお、研究の余地を多く残している。それには中単位、小単位の立体的構造解析と、変成史の解析が必要である。その過程に鈹床形成の必然的位置が判明すると期待している。

綠色片岩の原岩については、これと同一層準の不変成層に追跡できれば、地域による岩

1) 鈹床の主要部分は一般に小(微)褶曲の軸面やその他節理等の割目を利用して形成されていない。
“ハネコミ”型鈹体や鈹染状部の一部などの later stage のものは特別である。

相の差はあつても最も望ましいことで、三纏層を御荷鉾帯の南側の不変成帯にまで追跡することは、将来の大切な仕事の一つである。

ひとつひとつの現象は、変成帯としての共通性と特性とをもっており、各単位の現象に対して、個別的な観察と成因論を出すのではなしに、現象の確実な認識と現象間の必然的関係を出したいと念願している。

文 献

- 雨森 武雄 (1952): 別子鉱床の探鉱について, 鉱山地質, 2, (6), 209—212.
- 秀 敬 (1952): 愛媛県宇摩郡別子山村中七番附近の層序と構造, 西南日本結晶片岩団体研究連絡紙, No.1, 7—9.
- 秀 敬・小島丈児・金尾直敬・吉野言生・竹田英夫 (1952): 白滝・別子・愛媛鉱山地区の地質構造予察, 地質雑, 58, (682), 350—351.
- 秀 敬・小島丈児・金尾直敬・吉野言生・光野千春・竹田英夫 (1953): 四国三波川変成帯の構造と御荷鉾構造帯との関係について, 地質雑, 59, (694), 300—301.
- 堀越 義一 (1937): 愛媛県別子附近の岩石地質概報, 地質雑, 44, (521), 121—140.
- 堀越 義一 (1938A): 別子附近産変成岩中の二, 三の組成鉱物の性質 (其の1 角閃石族), 地質雑, 45, (534), 290—301.
- 堀越 義一 (1938B): 別子附近産変成岩中の二, 三の組成鉱物の性質 (其の2 緑簾石族), 地質雑, 45, (535), 342—351.
- 堀越 義一 (1938C): 静岡県久根鉱山附近の地質及鉱床, 地質雑, 45, (543), 857—872.
- 犬塚 隆昭 (1953): 愛媛県喜多郡上須成村附近の地質並びに構造の研究, 広島文理科大学卒論.
- 神山 貞二 (1950): Kislager と母岩の綫構造との問題に關連して, 地質雑, 56, (656), 249.
- 金尾 直敬 (1949): 別子鉱山の地質及び鉱床, 日本地質学会西日本支部会報, 第3号, 9—10.
- 加納 博・武藤矩靖 (1951): 田老鉱床における鏈の内変動帯の構造—特に線構造と落しの問題に關連して—, 地質雑, 75, (672), 399—414.
- 加藤 武夫 (1937): 新編鉱床地質学, 富山房.
- 小島 丈児 (1950): 西南日本外帯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 (1950): 四国吉野川地方の大歩危砂岩片岩層中の碎屑物質について, 地質雑, 56, (658), 361—367.
- 小島 丈児 (1951A): 四国中央部結晶片岩地域の層序と構造, 地質雑, 57, (668), 177—190.
- 小島 丈児 (1951B): 三波川変成の諸問題, 地球科学, 第6号, 63—71.
- 小島 丈児 (1952): 三波川帯の石英片岩層の成因に關する一仮説, 日本地質学会西日本支部会報, 第10号, 10—11.

- McINTYRE D. B. (1951): The tectonics of the area between Grantown and Tomintoul (mid-Strathspey), *Q. J. G. S.*, **107**, (1), 1-22.
- 小沢 儀明 (1926): 四国結晶片岩系の層位と構造, *地質雑*, **33**, (394), 297-304; (395), 309-347.
- 佐竹 弘行 (1951): 徳島県麻植郡高越鉱山附近の岩石及び鉱床について, 広島文理科大学卒論.
- 佐藤 戈止 (1928): 7万5千分の1久万図幅並びに同地質説明書.
- 佐藤 戈止 (1931): 7万5千分の1松山図幅並びに同地質説明書.
- 佐藤 戈止 (1938): 7万5千分の1新居浜図幅並びに同地質説明書.
- 商工省鉱山局 (1932): 硫化鉄鉱調査概要.
- 杉 健一・岡 忍 (1934): 伊予別子附近五郎津重点紋紅礫片岩中の一角閃石, *地質雑*, **41**, (487), 207-209.
- 鈴木 醇 (1926): 伊予別子鉱山附近の角閃岩の成因, *地質雑*, **33**, (399), 483-516.
- 鈴木 醇 (1933): 日本結晶片岩, 岩波講座.
- 鈴木 醇・石川 俊夫 (1938): 高知県白滝鉱山附近の地質及び鉱床, *地質雑*, **45**, (537), 506.
- 竹田英夫・木野崎吉郎・小島丈児 (1951): 愛媛県佐々連鉱山附近の地質と鉱床 (予報), *地質雑*, **57**, (670), 272-273.
- 竹田 英夫 (1952): 愛媛県佐々連鉱山の地質及び鉱床について, 西南日本結晶片岩団体研究連絡紙, No.1, 7.
- 坪井誠太郎・富田達・東大地質学科中期学生 (1929): 四国結晶片岩系の岩石学的研究 (予報) *地質雑*, **36**, (429), 246-249.
- 坪谷 幸六 (1948): 高知県下滑石鉱床調査概報, 地下資源調査所速報, No.41.
- 柳生 六郎 (1920): 白滝地方地質平面図 (縮尺1万分の1) および白滝地方地質調査雑記 (白滝鉱山所蔵, 未出版)
- 吉田 博直 (1951): 石槌山近傍の第三紀火成岩類に就いて (予報), 広島大学地学研究報告, 第1号, 37-47.
- 吉田 善亮 (1949): 高知県白滝鉱山の鉱床の形態について (予報), *地質雑*, **55**, (648-649), 160-161.
- 吉田 善亮・小村幸二郎 (1950): 高知県白滝鉱山調査報告, 第1報 下川鉱床, *地質調査所速報*, No.100.
- 吉田 善亮・小村幸二郎 (1951): 高知県白滝鉱山含銅硫化鉄鉱調査報告 (第2報 白滝鉱山) *地質調査所月報*, **2**, (3), 33-36.
- 吉野 言生 (1952): 別子山村銅山川流域の団研, 西南日本結晶片岩団体研究連絡紙, No.2, 6.
- 吉野 言生・小島 丈児 (1953): 愛媛県新居郡愛媛鉱床付近の地質構造, *地質雑*, **59**, (696), 424-434.

Geological Structure of the Shirataki Mining District,
Kôchi Prefecture

(Abstract)

Kei HIDE

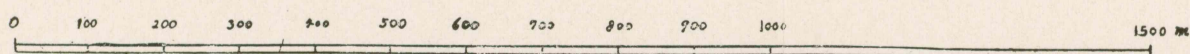
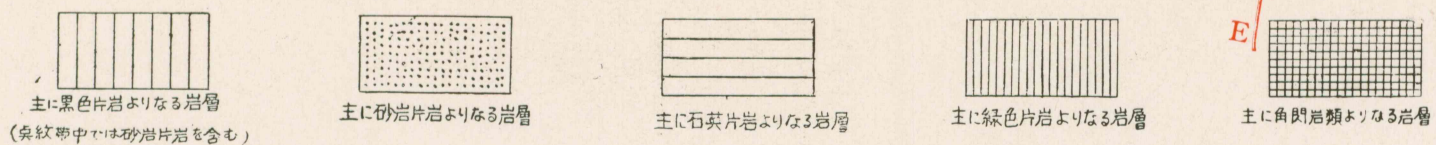
The Shirataki mining district is a part of the Besshi-Shirataki region, a zone of spotted schists (crystalline schists with albite porphyroblasts) in the Sambagawa metamorphic zone. In the present paper, stratigraphy, petrographical characteristics, and geological structure of crystalline schist system in the district are described. In this connection, the location of cupriferoûs pyritic deposits (Kieslager) is noticed.

第1図 高知県白滝鉱山付近の地質図 (原図5万分の1) (1954 秀)

- 玢岩脈
- 蛇紋岩類
- 主に黒色片岩よりなる岩層
(点紋帯では砂岩片岩も含む)
- 主に砂岩片岩よりなる岩層
- 主に石英片岩よりなる岩層
- 主に緑色片岩よりなる岩層
- 主に角閃岩 (点紋角閃片岩)よりなる岩層
- 断層
- 稼行中の坑口
- 林坑
- K_1 白滝鍾
- K_2 久保鍾
- K_3 中ノ谷鍾
- K_4 横ノ木鍾
- K_5 下川鍾
- K_6 大川下鍾
- K_7 大川上鍾
- K_8 光森鍾

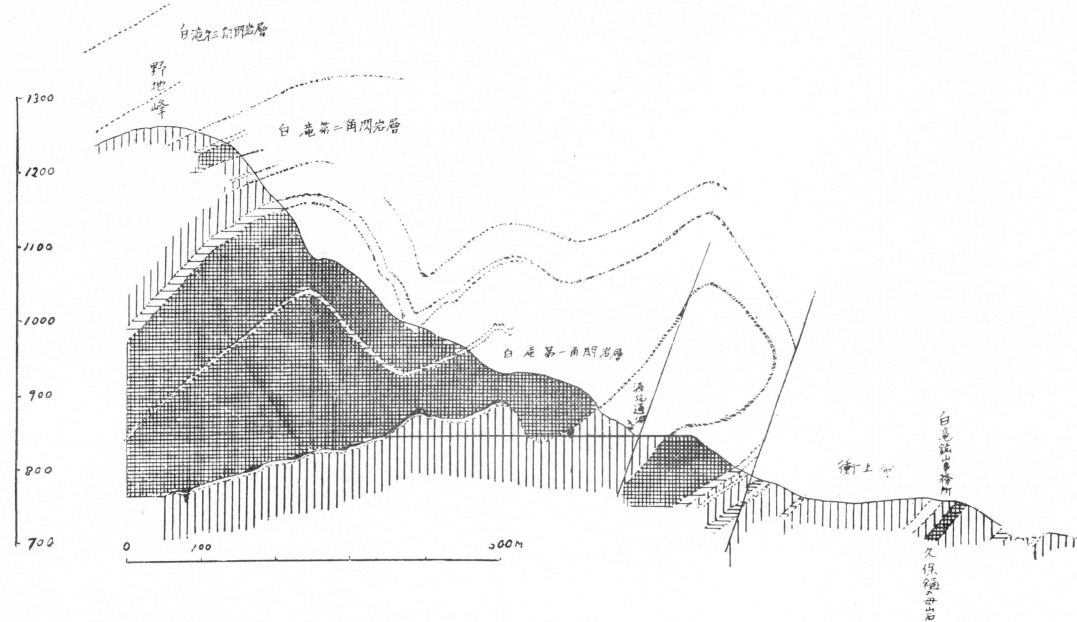
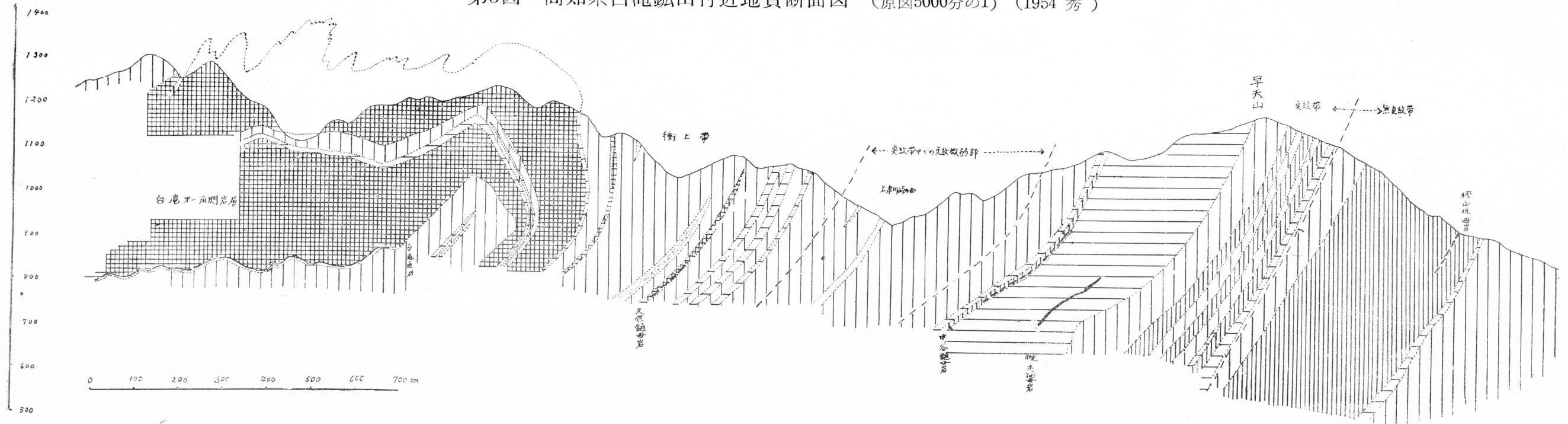
1. 断面図中の1—15の数字はそれぞれ本文Ⅲ層序中に記述した①—⑮の各層準に対応している。
2. 断面線(圖)中のD—E部は第2図および第3図中のD—E部対応している。
3. 各三角点の高さを示す数は、1m未満を四捨五入したものである。





朝谷(金沢)・Eと記した付近の空白部は本文Ⅱ層序中に記述した中七番背斜北翼部層準⑨の黒色片岩層である。また富郷坑・谷坑通洞・源坑通洞と記した付近の岩層は白滝横臥褶曲部層準①である。蛇紋岩類・鉦床の露頭・特殊な岩石の産地・lineationの大部分・点紋帯と無点紋帯との境界線等の記入は省略した。断面図は第3図に示した。

第3図 高知県白滝鉦山付近地質断面図 (原図5000分の1) (1954 秀)



1. A-B断面図は源坑通洞の入口と終端を連ねている。
地表では野地峰のすぐ西から白滝鉦山事務所・白滝郵便局付近を通る。白滝鍾(膨縮のある曲線で誇張して示した)直下の空白部(点線との間)は白滝第一閃岩層の一部である。
2. D-E断面図は白滝坑を切り、A-B断面に平行である。白滝鍾直下の空白部(点線との間)は白滝第一閃岩層の一部である。白滝鍾以外の鉦床はこの断面上での存在を確かめられていないが、断面上に延長しその位置を太い線ないし太い点線で誇張して示した。