

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

Title	別子白滝地方三波川結晶片岩の地質構造と変成作用
Author(s)	秀, 敬
Citation	広島大学地学研究报告, 9 : 1 - 87
Issue Date	1961-06-30
DOI	
Self DOI	<a href="https://doi.org/10.15027/52515">10.15027/52515</a>
URL	<a href="https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052515">https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052515</a>
Right	
Relation	



# 別子白滝地方三波川結晶片岩の地質構造 と変成作用

秀 敬

## Geologic Structure and Metamorphism of the Sambagawa Crystalline Schists of the Besshi-Shirataki Mining District in Shikoku, Southwest Japan

By

KEI HIDE

**ABSTRACT** In the present paper, the outline of geologic structure and metamorphism of the Sambagawa crystalline schist system in the Besshi-Shirataki mining district were described.

Particularly, the author has noticed the following facts and subjects, that he intended to clarify: 1) the presence of refolding or cross-folding and the relation of the folding to the formation of schistosity and the mineralization; 2) the analysis of the fold structure and the micropetrofabrics of the ore bed (*Kieslager*) and the country rock of the Besshi Mine, both being characterized by the down-dip nature of lineation and isoclinal fold axis; 3) the origin, the refolding of early-formed isoclinal fold of *Kieslager* and the prospecting of *Kieslager* in the Sambagawa metamorphic zone; and 4) the zoning of the schist complex (Zones I, II, III, and IV, and the subdivision) based on the variation of mineral paragenesis of green-schist, black-schist, and quartz schist, including calcareous schist and *Kieslager*, and the relation of the mineralogical zoning to the stratigraphy, the rock and geologic structure, and the presence of ultrabasic rocks, with special reference to the occurrence of glaucophane schists and eclogitic rocks.

The main stage of mineralization of crystalline schists, including *Kieslager*, is believed to be nearly contemporaneous with the formation of isoclinal fold, which has the axial plane parallel to the bedding plane of the wing and the axis apparently perpendicular to the direction of tectonic movement. The isoclinal fold was accompanied by the development of flow cleavage parallel to the axial plane, along which later shear plane was formed in some places. The direction of the axis is rather variable, and the scale of the fold is not consistent throughout the district.

The origin and the history of development of the ore body of the Besshi Mine have been considered on the basis of the following points of view, i. e., 1) the continuation of beds of ore and country rocks, 2) the parallelism of the fold axis and mineral lineation, 3) the relation of the axial plane to the bedding plane, 4) the change of thickness of beds from the crest to the wing of the fold, and 5) the petrofabric analysis of quartz schists of the country rock. The ore bed has been interpreted by the author to be derived from a single stratum of ore deposited on the floor of geosyncline, then folded isoclinally during the tectogenesis and metamorphism. The folding was caused by the westward movement of the northern block with higher metamorphic grade, accompanied by the compression perpendicular to the axial plane. The width of the folded ore bed in the horizontal direction is about 1500m, and that of the bed of quartz schists of the country rock is greater than 3500m. The ratio of the wave length to the amplitude of the fold is nearly 1 : 100.

The method of analysis, applied to the ore bed and the country rock, may well be applied to the structural analysis as well as to the prospecting of other *Kieslagers*.

Micropetrofabric analysis was done for the selected specimens of quartz schists of the country rock, as an aid to clarify the mode of formation of the isoclinal fold of the ore bed and the country rock. The preferred orientation of minerals such as muscovite, chlorite, and quartz is intimately related to the direction of megascopic fabric elements such as the axial plane ( $s_1$ ) and the fold axis ( $B_1$ ) of the isoclinal fold. It has been revealed that the pattern of quartz is somewhat variable, bed by bed, but the position of the maximum concentration and the presence of small-circle girdles in oblique directions are consistent (cf. G. KOJIMA and K. HIDE, 1958). The author could not find out any significant differences between the fabric pattern of quartz of the northern wing and that of the southern one, as well as between that of the lower level and that of the upper one.

Judging from the occurrence of kyanite and eclogitic rocks and from the nature of plastic flow of the isoclinal fold accompanied by the recrystallization of minerals with marked preferred orientation, higher hydrostatic pressure and stress must have prevailed during the main stage of metamorphism.

The part of higher metamorphic grade (a kind of epidote-amphibolite facies) occupies the particular stratigraphical unit, characterized by a special type of geologic structure, namely, the upper member of the Minawa formation and the lower part of the Ōjōin formation, forming the Besshi-Shirataki recumbent fold.

The axis of the Nakashichiban-Nōtaniyama anticline in the south of the district in question, runs obliquely to the trend of the Sambagawa metamorphic zone. Its direction is mostly parallel, though oblique in some parts, to the mineral lineation, the axis of earlier intraformational isoclinal fold and that of later open fold, which often followed by shear fold. The axial plane of the open fold trends E.-W., and crosses the bedding-plane-schistosity at high angles.

## 目 次

I	まえがき	4
II	層 序	9
A	四国中央部三波川帯の層序概観	9
B	層序と構造解析との関係	9
C	本地域の層序と特徴	10
III	中七番一能谷山背斜帯の構造	11
A	岩石構造	11
B	中七番一能谷山背斜帯頂部の小構造と大構造との関係	14
C	中七番一能谷山背斜帯北翼部の小構造	15
IV	別子横臥褶曲帯の構造	16
A	岩石構造	16
B	地質構造	18
付	大生院層の構造	19
V	遷移帯の構造	20
A	構造的 position と岩石構造の特徴	20
B	別子鉞床と母岩の褶曲構造	21
C	別子鉞床および母岩の起源	29
D	顕微鏡的ファブリック	30
VI	三波川帯におけるキースラーガーの構造解析と探鉞	37
A	本地域外における傾斜系線構造発達地のキースラーガーと母岩の構造解析	37
B	キースラーガーの形態の複雑さ、多方向性と再褶曲構造	39
C	三波川帯キースラーガーの探鉞に関し、以前から知られている経験的規則性とその意味	40
VII	四国中央部結晶片岩地域の構造の形成	43
VIII	鉞物変化に基づく分帯	44
A	分帯の方法	44
B	各原岩種についての分帯	45
C	藍閃石片岩について	64
IX	結 語	72
A	変成分帯と層序との関係	72
B	変成分帯と地質構造との関係	72
C	各帯の形成史	73
	参 考 文 献	74

## I. ま え が き

## A 研 究 史

1. 三波川帯の定義、原岩および変成の時代 三波川帯の最初の総括的研究者小藤(1887)はその研究地関東山地の地名(川および山)をとって、“三波川統”、“御荷鉾統”という名前を提唱した。その後、三波川系・御荷鉾系・秩父系の層序関係と構造関係、原岩の時代、変成の時代については、いろいろな研究や見解が述べられ、再定義も行なわれた。とくに藤本(1939)は構造および含有化石の見地から、原岩を古生層からジュラ紀層まで含むものとみなし、この原岩の時代を重視して、この変成相に長瀬系という名前をつけた。最近小島(1958a)は三波川帯を岩質・分布・地質構造論上の位置などを考慮に入れて再定義し、四国において三波川帯プロパー・清水構造帯・三波川南縁帯に細分した。確実に三波川帯とされる部分だけの分布をみても、東は関東山地より西は九州佐賀関半島に及び、長さ800km以上、幅最大約30kmで、細長く帯状に分布している。西南日本では、北側に中央構造線をへだててて領家帯(花崗岩類・片麻岩類・片状ホルンフェルス類)、和泉層群が分布し、南側には一部に弱い動力変成作用を受けた部分を含む不変成古生層よりなる秩父累帯が密接に随伴している。更に南方には、四万十累帯(上部ジュラ系~白堊系)がほぼ平行に帯状に分布している。

三波川帯の原岩および変成の時代については、細かくは決定されていないが、現在までに直接的な資料として報告されたものをあげると、

1) 三波川帯中から発見された化石(放散虫および海白合)からオルドヴィス紀よりも古くはないとされている(藤本1939, 藤本・山田1948, 湊1950)。さらに藤本(1939)は中生代ジュラ紀におよぶと強調した。これに対して、中生代とするには反対論もある(Kobayashi and Kimura 1944)。

2) 三波川帯変成岩類を直接不整合におおう不変成岩層で最古のものは、石榎山付近の第三系(中部始新統~中新統, 永井浩三1956)である。

3) 三波川帯結晶片岩起源と考えられる礫は、新白堊系浦川統(上部大野川層群)中から報告されている(松本1936)。また御荷鉾緑色岩類および千枚岩類起源とみなされる礫は、古白堊系領石統(湯浅)中から報告されている(松本1947)。

4) 秩父累帯北縁(三波川南縁帯の南方)で準片岩化部中から *Neoschwagerina* が発見され、中部二畳系とされている(石井・市川・甲藤・吉田・小島1957)。小島(1958a)は、この岩層は三繩層に対比可能であるとのべた。

5) 秩父累帯で準片岩化した岩層の上限は中部二畳系で、上部二畳系には及んでいない(石井・市川・甲藤・吉田・小島1957)。

6) 市川・石井・中川・須鎗・山下(1953)は秩父累帯中部で二畳系中部と三畳系上部との間に不整合と褶曲運動の存在(坂州不整合)を発見し、小林(1941)の秋吉造山運動は西南日本中軸部の変成帯をこえて、外帯の秩父累帯北・中帯にまで及んでいることを強調している。

7) 絶対年齢に関しては、坂野・Miller(1961)が別子地方における黒雲母のカリウム・

アルゴン法による年代測定から、変成時期を $82 \times 10^6$ 年ないし $94 \times 10^6$ 年前と報告し、別子の硫化物についてはHe法で $90 \times 10^6$ 年前 (FAUL 1954) であると紹介している。これらの絶対年齢は新白堊紀になるから、変成時期に関する層序論・岩相論・構造発達史などの立場からの諸説の中では、変成期を最も新しくとった小林 (1941) の説 (ジュラ紀末~白堊紀中期) や藤本 (1938) の説に近い。牛来 (1952), 山下 (1957) ら多くの人々が考えた造山運動後の陸化の時期 (大陸, 陸棚, 地背斜時代) に当たっていることになる。

なお、別子地方の黒雲母は一般に縞状の片理 ( $s_1$ ) および同斜状層内小褶曲軸面 ( $s_2$ ) に平行に最も強く配列しており、点紋帯の鉱物形成の最盛期に形成されたと判断される。ただし、その後の変形運動をうけていることには注意する必要がある。

**2. 地質学的研究および岩石学的研究** 小藤 (1887) は関東山地の三波川帯の層序・構造・岩石を総括的に記載した。ここでは点紋片岩は無点紋片岩の下位にあらわれる。紅簾石・藍閃石・輝石・白雲母・曹長石点紋も当時既に研究されている。その後、多くの研究者によって各方面から研究が進められてきた。四国の三波川帯は全三波川帯中でも最も大規模な分布をなし、最も高度の変成部も露出しているのであるが、この地で本格的な調査が初められたのは、地質調査所による20万分の1の“高知”・“徳島”・“松山”図幅の調査である (小川1902, 鈴木敏1895, 野田・神津 1910)。ここに、四国三波川帯の層序・構造の大綱が明らかにされるとともに、結晶度や変成度の高い点紋片岩や柘榴石角閃岩 (本書のIV帯) が層序的に上位に現われることが明らかになった。この頃から変成度 (かなり漠然とした意味で用いられていて、千枚岩状から片麻岩状になること、鉱物種のほかに粒度・再結晶度・変成様式をも含められている) と層序・構造の関係が問題とされるようになった。その説明として、北方の領家片麻岩類に近いところが最高変成部とする説とその反対説、三波川系全体の翻倒説 (オーバーフォールディング説) (小川1902, 小沢1926), さらに一見単斜層の別子統 (今日の三繩層にほぼ一致) 中に同斜褶曲構造存在の予想とその反対 (小川1902, 小沢1926), 塩基性ないし超塩基性火成岩の貫入による影響 (新井1913, 坪井・富田等1929, 佐藤戈止1936, 1938) などの諸説がのべられた。

鈴木醇 (1924~1932) は近代的方法による岩石・鉱物の研究を行ない、その資料は今日なお利用されている。その後、堀越義一 (1936~1938) は別子鉱山付近の地質と岩石について概括し、変成鉱物・変成様式による分帯を行なった。堀越とほとんど同時に、佐藤戈止 (1938) により75,000分の1 “新居浜” 図幅の調査が行なわれ、地質・岩石・鉱床に関する知識はより詳細になった。

変成鉱物に関しては、その後パンペリー石 (坪井・杉1936, Tsuboi 1936a), スティルプノメリン (Kojima 1944), いわゆる異常な光学的性質を有する角閃石 (杉・岡 1934, その後竹田英夫 1954, 秀 1954) の産出することが見い出され、記載された。別子地方の紅簾石 (Tsuboi 1936b), 角閃石 (Tsuboi 1936c) も記載された。

戦後、小島丈児により、結晶片岩地域の原岩種による地質図作製が提唱され、小島・光野等により大歩危峡谷を中心とした吉野川横谷地域の地質調査が初められた (小島1951, 小島・光野 1950, Kojima 1953, 光野1953)。この種の研究は三波川帯各地でも行なわれている (例えば、岩橋勉1951, 中山勇1953, 1954)。

筆者は、小島教授指導の下に、1949年に白滝鉱山地区の調査に入り、白滝横臥褶曲構造の間

題が契機になって、別子鉱山地域にまで調査範囲を拡大した。この間、西南日本結晶片岩研究グループや別子鉱山地質課の方々とは共同作業を行なう機会も多かった。主に野外および坑内での地質調査とサンプルや薄片の観察により、層序・構造・変成様式・鉱物変化による分帯・変成史・これらとキースラーガーとの関係を明らかにしようと努力してきた。

近年、藍閃変成作用の立場から、都城 (1955~1959)、坂野 (1958~1961)、紫藤 (1958~1959) により、またこの地域外では岩崎 (1955~1960)、関等 (1957~1960) により鉱物学的ならびに岩石学的研究が行なわれつつある。戦後の鉱物学的研究では、この地区外におけるものも含めてのべると、ローソン石 (浅井1955)、エデル輝石 (Kojima and Hide 1957, Miyashiro and Iwasaki 1957)、ひすい (Seki and Shido 1959, Seki 1960; Seki, Aiba and Kato 1960) が発見され、ひすい成分を含む単斜輝石 (Banno 1959b, Iwasaki 1960a, Kanehira and Banno 1960) も記載された。アルカリ角閃石類からは magnesian riebeckite (Mg 曹閃石) (Miyashiro and Iwasaki 1957, Seki 1958a), colorless~almost colorless glaucophane (無色~ほとんど無色藍閃石 Iwasaki 1960b), magnesian arfvedsonite (Mg アーフベド角閃石 Banno 1958b), barroisitic amphibole (Shido 1958a, Iwasaki 1960c) が記載された。また雲母類からはソーダ雲母 (Banno 1960a), ferriphengite (Kanehira and Banno 1960), pinkish muscovite (Iwasaki 1960b) が識別された。緑泥石も一部研究された (都城1957a, 牟田・白水1959, 山岡1960b)。

三波川帯における顕微鏡的ファブリックの研究は、佐藤 (1930) によって初められたが中断し、戦後中山 (1949~1960) によって新たに初められ、近年、兼平 (1955, 1959)、近藤 (1957)、平山 (1958) や広島大学岩石学研究室などで盛んに行なわれるようになった (小島 1959b; Kojima and Hide 1957, 1958; Kojima and Suzuki 1958; Nakagawa 1958, 大八木 1960, 秀 1960, Yoshino 1961)。

**3. キースラーガーの研究** この地方には別子鉱床をはじめ多数のキースラーガーが存在し、古くから開発されてきた。巨智部 (1892) の別子鉱床に関する論文以来多くの研究が公表されている。とくに鉱石の種類分けとその形成時期の区別 (層状塊状硫化鉱・脈状富銅鉱・縞状鉱染状硫化鉱・酸化鉄鉱など)、随伴岩石 (緑色片岩類・石英片岩類・石灰岩)、随伴鉱物 (石榴石・紅簾石・電気石など)、鉱床付近の構造と鉱床の形態 (層理や片理あるいは“鍾の内”変動帯と鉱床の関係、褶曲軸および線構造と鉱体の落しの一一致や多方向性、鉱床の尖滅や膨縮形態、雁行状分布など) が注目され、それらの諸成果は探鉱にも利用され、成因論も展開された (新井 1911~1914, 佐川 1910, 久原 1914, 西尾珪次郎 1910, 堀越義一 1940, Nishio 1940 など)。戦後、別子・白滝などの大鉱山で多くの地質学関係者によって坑内・坑外での詳しい調査が行なわれつつある (吉田他 1951, 雨森 1952, 森永 1956, 森永・金尾・近藤 1956, 吉田 1956, 小野 1958, 吉野・小島 1953, 秀 1954, 竹田 1960)。また鉱石鉱物についても研究が行なわれている (津乗 1950, 1960, 山岡 1957~1960, 堀越毅 1960, 宮久 1958, 竹田 1960, 竹田・関根 1960)。この地区外のキースラーガーについても多数の研究があるが、鉱石の熱変成作用 (Tatsumi 1953)、コロフォルム組織 (渡辺武男 1957, 東元 1958, 堀越毅 1959)、鉱石の fabrics (兼平 1959)、鉱体の形態と落しに関する研究 (加納・武藤 1951, 光野 1953, 竹田 1954, 杉山 1955, 神山 1956, 笹倉・佐藤・武安 1952, 土井 1959)、成因説の総括 (渡辺万次郎 1952, 渡辺武男編 1956, 今井 1960) などは注目される。これらの成

果は探鉱および成因論に直接間接貢献してきた。

成因説としては、世界各地のキースラーガーについての諸学者の成因論を反映しながらも、この地区のキースラーガーの忠実な観察をもとにして、いろいろな説がのべられてきた。その内容は多くの先人の明らかにした資料と考え方を土台として発展したもので、その説の変化の跡はそのまま地質学の進歩の跡を示している。最初は鉱層とみなされた(巨智部1892, 中島1893, 小川1902など)。その後、鉱床と層理が一部で斜交することが各地で明らかにされてからは、主要鉱体は“裂罅(空隙)充填鉱脈”であるとの説が述べられ(西尾珪次郎1910, 佐川1910, 新井1911~1914), 一部では接触交代鉱床説(久原1914)がのべられた。その後、熱水交代鉱床説(後火成作用の熱水溶液による交代作用が主で、裂罅充填および鉱染作用も伴う——加藤武夫1937)が主張され、当時、有力な成因論となった(鈴木醇1930, 太田鉄造1937 佐藤戈止1938, 西尾滋1940, 堀越1940)。戦後さらに石灰岩に対する鉱液の交代説(西尾珪次郎1951)や交代作用を伴う裂罅充填説(堀越義一1953, 神山1956), ore magma 貫入説(松原1953), 交代説(今井1959b)ものべられた。これらの説で、鉱床の形成をもたらした火成岩については、塩基性~超塩基性火成岩とされたが、具体的な岩体になると人により差異があった。鉱床形成期は結晶片岩形成過程で比較的後期と考えられていた。近年多くの研究の結果から、再び鉱層説をとる人が多くなってきた(渡辺1957など)。筆者らも、層序・随伴岩石・変成様式の観点(小島・秀・吉野1956)および構造・鉱物形成史から判断される鉱床形成の時期の観点(秀1945, 小島1956, Kojima and Hide 1958a, 秀1960, ならびに本文V参照)から、三波川帯におけるほとんどすべてのキースラーガーは変成前に形成されていたもので、ほとんどは海底火山活動に伴う噴気性堆積鉱床起源と考えている。もちろん変成過程での分化作用による層状および脈状富鉱部の形成や交代作用は伴われたと考える。

## 目 標

前述の如く、三波川帯では古くからいろいろな観点に立って研究が進められてきた。これらの研究により、いろいろな事実が明らかにされ、いろいろな問題も提起されている。また変成帯としての共通性と特異性も明らかになりつつあり、その原因も論じられている。この特異性には原岩堆積期にまでその原因のあるものや、変成時期の条件に支配されたものもあるう。

筆者は三波川帯の構造を中心として、変成史を明らかにしようとしてきた。しかしなお三波川帯全体の立体的構造、その形成史や変成機構については、地質学的に十分説明される段階にいたっていない。筆者はさきに協同研究者とともに、この地域の横臥褶曲構造(秀1954, 秀・吉野・小島1956)、キースラーガーの層序学的位置(小島・秀・吉野1956)、エデル輝石アルカリ角閃石石英片岩の産状と鉱物配列(Kojima and Hide 1957)、別子鉱床母岩の褶曲構造、岩石構造と石英のフェブリックパターンの解釈(Kojima and Hide 1958a)についてのべた。変成分帯に関しては、白滝鉱山地区で現象的に分帯可能なことに気付き、各原岩種についてその基準をさがし求め、不備ながらも分帯を試みた(秀1954)。その後この地域全体での資料の補充を行ってきたが、簡単に報告しただけである(Kokubu 1956, 秀・小島・吉野1959)。



ここでは、とくに、(1)再褶曲構造、交叉褶曲構造の存在、(2)“高角度線構造”をもつ別子鉱床と母岩の褶曲構造、鉱物配列および鉱床の起源、(3)以上の成果をもとにしたキースラーの構造解析と探鉱、(4)鉱物変化にもとづく分帯と層序・構造との関係、に重点をおいて、別子白滝鉱山地方の地質構造と変成作用を総括的にのべる。

ここでとくに強調しておきたいことは、三波川帯では層面にはほぼ平行な同斜状の褶曲構造がしばしば含まれているということである。三波川帯では、岩層が比較的追跡しやすく、層面に平行な片理が強く発達している。このことは三波川帯の構造上の特徴の一つといえよう。岩層は一般に比較的ゆるやかな波状の小褶曲構造を示しているが、この岩層中には、層面に平行な同斜状褶曲構造が含まれ、鉱物の形成もこの同斜褶曲時期に最盛期がある(秀1960)。もしこの早期の現象を見逃し、後期の現象にだけ眼をうばわれるならば、構造や変成史の解析にもキースラーの成因研究、探鉱上にも誤解を生ずるおそれがある。

同斜状褶曲構造は、層序の見地<sup>1)</sup>から小沢(1926)によってその大規模なものが予想され、その後白滝鉱山地区で実証された(秀1954, 秀・吉野・小島1956)。キースラーに関して小規模なものが各地で古くから確かめられていた(例えば西尾珪次郎1910, 堀越1940, 秀1954, 堀越敏1958, 竹田1960b, 竹田・関根1960)が、近年別子鉱床について比較的大規模な褶曲構造が明らかになった(KOJIMA and HIDE 1958, 土井・田窪・薩摩1959, 秀1960, ならびに本文V参照)。各鉱山での調査資料や筆者の観察によれば、余慶<sup>2)</sup>・筏津<sup>2)</sup>・白滝(竹田1960a)・佐々連(土井1959)・久根(浜島1952)・高越・基安(由井1960)などの諸鉱床にも大小の規模の同斜状褶曲構造の存在は確かで、いずれも層状鉱体のおりたたまれている可能性が強い(本文VI参照)。これら鉱床の中には強弱の差はあるが、その後の再褶曲運動をうけている。

## 謝

## 辞

この研究に野外および室内でたえず懇篤な御指導を賜った広島大学小島丈児教授ならびに木野崎吉郎教授に厚く御礼申し上げる。今村外治教授・梅垣嘉治教授からはたえず激励していただいた。結晶片岩研究グループとくに吉野言生博士、および別子鉱山地質課員・白滝鉱山探査係員の方々とは共同調査の機会も多く、有益な資料の利用や御援助をえた。別子坑内でのサンプリングは全く別子鉱山地質課員のお世話になった。鉱床に関しては鉱山の資料に負う点が多いが、とくに別子鉱業所現職員および前職員の田窪宏・金尾直敬・助田馨・薩摩晃・西隆義・伊藤玉男氏らには有益な御教示と御検討をえた。土井正民課長・森永茂前課長にはたえず御便宜をはかっていただいた。

広島大学ペトロロジストクラブの吉田博直・濡木輝一の両博士、鈴木堯士・中川正男・原郁夫・大八木規夫の諸学兄からはたびたび有益な討論といろいろな御援助をうけた。竹脇忠直・杉浦晴彦の両氏は白滝鉱山地方を1960年度卒論として研究され、多くの知見をもたらされた。これらの方々に厚く御礼申し上げる。広島大学地質学鉱物学教室のその他の職員からよせられた御援助に対しても深く感謝する。

なお鉱石鉱物に関して添田晶氏、柘榴石の同定に関して添田晶・永富精・石原舜三の諸学

1) 当時立てられた層序は主に路線調査によるもので、当時の資料を今日そのままは用いられない。  
2) 別子鉱業所地質課の資料による。筆者も見学した。

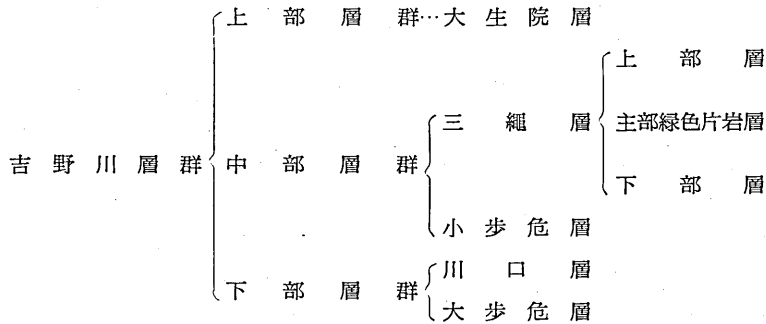
兄に御援助をえた。薄片の製作には高橋秀夫氏に負う点が大き。これらの方々の御好意に感謝する。

また住友金属鉱山株式会社別子鉱業所・日本鉱業株式会社白滝鉱業所・住友林業株式会社・中江産業株式会社からは調査上の諸便宜を与えられた。研究費の一部に文部省から支給された科学研究費を用いた。以上の諸機関の関係各位に厚く御礼申し上げる。

## II. 層 序

### A. 四国中央部三波川帯の層序概観

最初小川 (1902), その後吉野川横谷地域を標準地として小島 (1951), 白滝鉱山地区で秀 (1954), 別子鉱山の西方地区で吉野・小島 (1953) により, それぞれ層序が立てられた。1956年小島・秀・吉野は四国中央部三波川帯の層序とキースラーガーの層序の位置を総括した。その後, 土井(1959) は白滝鉱山東北方の佐々連鉱山地区の層序を立て, 小島・秀・吉野らの層序表と対比した。土井の富郷層は小島・秀・吉野の大生院層にほぼ相当する。四国中央部の層序表は次の如くである。



西祖谷層群(?)

(小島・秀・吉野1956による)

### B. 層序と構造解析との関係—とくに構造運動による岩層の くりかえし・欠如・厚さの変化の問題

一見整合的に重なる岩層について層序を立てる上で大きな問題となるのは, 岩層の層面にそう移動, 同斜状褶曲による岩層のくりかえしと逆転である。graded bedding など堆積論的立場で上下関係を判定することにも注意しているが, 十分確かなものはみつかっていない。

薄片・サンプル・露頭オーダーでの小規模な層内同斜状褶曲は広くしばしば観察される。別子鉱床とその母岩の同斜状褶曲は規模が相当大きい。しかし現在までに確認される限りでは, この褶曲でくりかえす岩層はあまり厚くはない。最も問題になるのは白滝横臥背斜構造の南翼あるいは北翼にその存在を予想される同斜状向斜構造の位置である。これに関しては,

いろいろと考え方が変化した。現在一応の解釈（小島・秀・吉野 1956, 秀・吉野・小島 1956）をとっているが、呉木で断層もあるためにまだ確証したという段階にいたっていない。考え方としては

### I. 南 翼 側

- a. 朝谷同斜向斜説（三繩層主部層中）……秀1950, 小島1951
- b. 呉木同斜向斜説（三繩層上部層中）
  - 1) 三繩層主部層が横臥褶曲する説……秀1954
  - 2) 三繩層上部層のみが横臥褶曲する説……小島・秀・吉野1956, 秀・吉野・小島 1956,

### II. 北 翼 側

- a. 大生院層を大步危層に対比する説……小島1951, 吉野・小島1953
- b. 大生院層を三繩層の上位とする説……小島・秀・吉野1956, 秀・吉野・小島1956

I a 説は白滝鉦山付近(朝谷川流域)における対称的な岩層配列をもとにした考えであり、岩層の傾斜と第二次小褶曲軸面の傾斜関係も調和的にみえる。しかし岩層追跡による同斜向斜構造の実証が目下困難であり、第二次褶曲軸面と大構造の関係もどの程度信用してよいのか十分には明らかでないので、I b・II b 説をとっている。しかし呉木にも後成の断層があるので、確実なことは将来の研究に待たねばならない。

岩層の厚さは変成前の原岩の厚さに大きく支配されるであろう。しかし変成時の変形変位によっても大きな影響をうけている。たとえば別子鉦床と母岩の同斜状褶曲についてみても明らかである。白滝横臥褶曲の北翼部の中でも部分的に膨縮の差がある。また三繩層下部層・主部層も中七番の北と南あるいは東方の白滝鉦山南方とではかなりの相異がある。これらには前記両方の要因があると考えられる。

### C. 本地域の層序と特徴

四国三波川帯全般の傾向としては、下部に（三繩層よりも下位）砂岩片岩が多く、中部に三繩層の塩基性火山砕屑物およびこれに伴う珪質岩（一部石灰質）が多くなり、上部で（三繩層の上位に）再び泥質および砂質岩が多くなる。またキースラーガーは、緑色片岩および珪質片岩（一部石灰質）に伴い、三繩層中に最も多い。吉野川層群中部の三繩層主部緑色片岩層は四国全般にわたってかなりよく連続するが、下部の地層は地形と褶曲構造の関係で地質図上では弧立した分布を示している。

この地方では中部から上部の地層が比較的良好に観察できる。また四国全体からみて、この地区の属する中七番斜区は、大步危背斜区にくらべて、三繩層主部層の緑色片岩が比較的厚く発達している。

つぎに、この地方の岩相層序とその特徴を下位から上位に略述する。前述の如く、明らかな岩層のくりかえしが認められる以外は、みかけ上の下位から上位の層序を採用している。小規模な層内褶曲は無視している。岩相の変化・地層の断続もあり、各層の境界を厳密に引くことは困難な場合もある。不整合は発見されていない。

1. 中七番砂岩片岩層 主に砂岩片岩よりなり黒色片岩も伴う。まれに1~2m程度の

石英片岩層・緑色片岩層を伴う。河又の谷底にはこの地区で最下位の黒色片岩の優勢部が露出しているが、露出部が小さいので、層序上特に区分はしていない。砂岩片岩はグレイワッケ型で碎屑物質には石英・斜長石が多く、カリ長石・緑簾石・褐簾石・ジルコンなども認められる。

**2. 三 繩 層** 下端から上端まで広く分布している。一部に岩層のくりかえしの問題がある。

三繩層の特徴は、海底火山活動の産物である緑色片岩が厚く広く含まれていること、緑色片岩に伴って石英片岩層（一部に石灰質片岩層を含む）や、キースラーガーがしばしば産出することである。石英片岩はいろいろな成分（塩基性火山物質、石灰質その他海底火山活動に伴う化学的沈澱物）の珪質岩起源と考えられる。酸性火山岩起源の可能性のある場合がまれにあるが、確認はしていない。砂岩源片岩とは識別される。スティルプノメリン（緑色片岩、石英片岩中に産し、まれには黒色片岩・砂岩片岩中に少量散点的に産する）は、この地区では著しい岩体としては産しないが、下部層から上部層中まで産出する。アルカリ角閃石類（緑色片岩中および石英片岩中に産する）も下部層から上部層中までしばしば産出する。紅簾石（石灰質片岩ないし石英片岩中に産する）は主部層から上部層中に多産する。パンベリー石（緑色片岩中）は下部層中、まれに主部層中で発見されるが、これは変成度とも関係がある。

**2. a. 三繩層下部層** おもに黒色片岩よりなり、砂岩片岩・緑色片岩・石英片岩を伴う。以前には（秀1954）、この下部層の中部にある砂岩片岩層（白滝口に露出、層準④）より下位を小歩危層に対比した。層序の標準地が吉野川横谷にあるので、この間の地層の追跡が完成しないと正確な対比は困難である。岩層の厚さは、とくに黒色片岩では部分により差がある。この原因の一つとしては変成期（比較的早～主期）の層面にそう可塑性流動が考えられる。

**2. b. 三繩層主部緑色片岩層** おもに緑色片岩よりなり、石英片岩層・黒色片岩層もしばしば伴われ、ときには石灰質片岩層もある。キースラーガーも伴われる。この地区内では岩層全体としてみると、別子地方で薄く、白滝地方で厚い。このことは朝谷同斜向斜の問題とともに構造上今後研究さるべき一つの課題である。

**2. c. 三繩層上部層** おもに緑色片岩・石英片岩（一部石灰質片岩）・黒色片岩よりなる。白滝鉾床付近に額部のある横臥褶曲が存在し、岩層はくりかえしている。別子・後津・白滝などの大規模なキースラーガーはこの層中に含まれている。

**3. 大 生 院 層** おもに黒色片岩・砂岩片岩よりなり、一部に薄い緑色片岩層・石英片岩層を夾有している。上限は不明である。

三繩層主部層の上部から上位は点紋帯に属する（変成様式や鉱物変化による分帯との関係はⅧ, Ⅸ, 参照）。

### III 中七番一能谷山背斜帯の構造

#### A. 岩 石 構 造

結晶片岩の面構造や線構造などの岩石構造に関する記載や定義はいろいろな立場で行なわれている。近年小島・鈴木(1958)が岩原地区で行なった定義ならびに小島・秀(1958a)の別

子鉾山地区での定義にならって、この地域の岩石構造をのべる。

面 構 造  $S_1$  HARKER (1932) の意味での compositional banding の面である。この面は層面を反映しているとみなされるので、層面片理 (bedding-schistosity あるいは bedding-foliation) と呼ばれている。しかしこの  $S_1$  に堆積面がそのまま常に残っているわけではない。巨視的にみて整合的な異種岩層の境界面  $S_1$  の方向と、微視的にみて  $S_1$  と呼ばれるべき面とが斜交している場合もある。とくに石英片岩中、緑色片岩中およびこれらの薄層と黒色片岩の互層部、一部の砂岩片岩中あるいは層面に平行な石英脈では、層面に平行な軸面をもつ同斜状の褶曲構造がしばしばみられる。これは多くの場合層面にほぼ平行なすべり運動が行なわれたためと考えられる。したがって、従来  $S_1$  と総称されている面も厳密には、微視的あるいは巨視的オーダーでの縞状構造、雲母などの鉱物の配列によって示される片理面、あるいはその形成時期、方向などの観点から細分して記載する必要が生じてくる。将来体系的に命名されようが、ここでは説明の便宜上、仮りに次のように規定してその存在をのべておく。

$S_1$  : 巨視的な compositional banding の (連続方向の) 面。次の  $s_1$ ,  $s_{1-2}$ ,  $s_2$  と平行となるのが普通である。

$s_1$  : 微視的な compositional banding の面、おそらく堆積時の機械的不連続面とこれに平行な変成分化面を反映している。

$s_2$  : 層面  $S_1$  に平行ないしほぼ平行な同斜状褶曲 (流動的塑性変形で、微視的および巨視的オーダーを含む) の軸面およびこれに平行な片理面で、層面にそう比較的早期のすべり面も含まれる。

$s_m$  : 雲母など鉱物の平行配列で示される片理面。

$s_{1-2}$  :  $s_1$  と  $s_2$  と平行な場合である。この場合  $s_m$  も平行するのが最も普通である。 $s_m$  は石英片岩の一部では  $S_1$  より後期の  $S_2$  にかかなり強く支配される場合もある。

$s_1$  と  $s_2$  とが斜交する場合に、雲母や各種鉱物の配列 ( $s_m$ ) は、(1)  $s_2$  に平行である場合 (例えば中七番砂岩片岩中のサンプル)、(2)  $s_1$  と  $s_2$  の両方に支配されている場合、(3)  $s_1$  により強く支配されている場合とがある。 $s_1$  と  $s_2$  の斜交部は黒色片岩中では  $s_1$  が保存されにくい。大八木 (1960) により記載された佐々連鉾山地区黒色片岩・砂岩片岩中の  $S'_1$  はここでの (2), (3) にほぼ該当しよう。形成順序としては、一般的には、(1), (2), (3) の順であろう。しかし雲母などの配列はその形成時期だけでなく、岩質 (石英にとくに富む石英片岩の縞状部など) にも影響されるから、 $s$  面の種類や形成順序の決定には岩種・褶曲との関係や野外における方向などの産状を合わせ考える必要がある。後述の  $S_2$  と  $S_1$  とが平行に近く、線構造も平行であると、 $S_2$  と  $s_2$  の区別がむつかしくなる。形成時期も一部では連続している可能性がある。

$S_2$  小島・鈴木 (1958) は  $S_2$  を DE SITTER (1956) の意味での fracture cleavage の面とし、 $S_1$  と高角度で交わり、黒色片岩中に主に発達しており、面間隔は微褶曲の波長と一致し 2 ~ 3 cm であるとしている。また  $S_3$  は slaty-cleavage 型の面間隔の細かな (0.1mm オーダー) shear-cleavage 面で、黒色片岩や砂岩片岩中にみられ、珪質な縞の中では消失する。 $S_2$  は  $S_3$  によってときには横切られることがあるとしている。

この地区では波長数 cm ~ 数 10m オーダーの、両翼のかなり開いた褶曲が発達し、その軸面

方向はかなり一定し、この軸面に平行に  $S_2$ 、 $S_3$  型の岩石劈開が発達しているの、この地区ではこれを一括し次のように定義して用いる。ただし  $S_1$  に斜交する岩石劈開が常に小褶曲を伴うとはいえない。

$s_{2-1}$  : 褶曲軸面。この褶曲は両翼がかなり開き、 $S_1$  とは高角度で交わる。一般に、東西系のほぼ水平な褶曲軸を有している。軸面における岩石劈開の存在は必ずしも必要ではない。

$s_{2-2}$  : 前記 (KOJIMA and SUZUKI 1958) の  $S_2$  に該当する。 $s_{2-1}$  の軸面に平行な面間隔のいくぶん広い (数 cm ~ 0.5 mm 以上) fracture cleavage ないし shear cleavage 面。

$s_{2-3}$  :  $s_{2-1}$  に平行な面間隔 0.1 mm 程度の fracture ないし shear-cleavage 面 (KOJIMA and SUZUKI 1958 の  $S_3$  型の面)

$S_2$  は、一般に各方向に傾斜する (大局的には水平ないし N 傾斜) 層面  $S_1$  に対して、高角度に斜交し、垂直ないし N へ急傾斜しているが、まれには N 傾斜の  $S_1$  に対して、より低角度 ( $S_2$  と共軛的で、ほとんど水平) の  $S_2$  が発達する。この場合は  $S'_2$  とする。また  $S_2$  には比較的早期に形成されたと考えられる緩傾斜の場合もある。中七番、河又、高藪——小北川口付近の比較的厚い砂岩片岩層の一部には非対称的な小褶曲構造が発達しその軸面 ( $S_2$ ) は N へ緩く傾斜している。この  $S_2$  は他の岩種中で一般にみられる  $S_1$  と  $S_2$  の中間的な性格をもち、前記  $s_2$  の (2), (3) にやや近いといえる。

$s_3$  : 面間隔 1 ~ 0.1 mm 程度の細かい顕微鏡的 shear-cleavage 面で、層面と斜交し、 $S_2$  の褶曲に伴うとは限らない (前記  $S_3$  型の面)。無点紋帯中では、この面構造を反映したとみなされる  $l_{1-3}$  と  $L_{1-2}$  とが斜交する場合が一部で観察されるが、多く場合平行である。

点紋帯中では面間隔は幾分粗くなり、かつ肉眼ではみにくくなる。水平に近い場合あるいは垂直に近い場合があり、 $S_1$  に関し共軛的斜交片理面の性格がある。

石英片岩では、別子鉱床母岩のように  $S_1$  あるいは  $S_2$  面を基準にして、石英の配列に関して設定された各種共軛的斜交片理面 ( $S_3 \sim S_{10}$ ) の存在が顕微鏡的に知られる。

次に説明の便宜上、結晶片岩形成過程での  $S_1$  に平行な軸面をもつ同斜状小褶曲 (変形) 群を第一次褶曲 (変形) 群、 $S_2$  形成の小褶曲 (変形) 群を第二次褶曲 (変形) 群、これより後の南北系の小褶曲 (変形) 群を第三次褶曲 (変形) 群と呼んでおく<sup>1)</sup>。第三次褶曲は両翼が更に開き、おれまがりに近い場合もある。軸は一般に第一次、第二次褶曲軸と斜交している。第一次褶曲時には第二次、第三次褶曲時よりも可塑的であったと判断される。第一次褶曲が第二次褶曲で再褶曲している場合も観察される。もちろん第三次褶曲でさらに褶曲する。第一次褶曲群には、きわめて早期のものから後期のものまで含まれているので、将来細別されるべきである。第一次褶曲から第二次褶曲への転化は岩質によって差があるかも知れない。

第二次褶曲軸 ( $B_2$ ) の方向はかなり一定している。第一次褶曲軸はやや変化にとみ、 $B_2$  と一致する場合が多いが、斜交する場合もある。

**線構造** 線構造は小褶曲軸のほか各種  $S$ 、 $s$  面の交線、長柱状鉱物の配列方向としてあらわれる。

1) これらは、中七番大背斜構造・別子横臥褶曲構造形成と関係はあるが、大構造を意味せず小単位の構造をさしている。

主な場合は次の如くである。

$l_{1-2}$ :  $s_1$  と  $s_2$  の交線, これは  $B_1$  (層内同斜状褶曲の軸) と同方向になる。 $s_2$  形成の新旧に応じて,  $l_{1-2}$  にも新旧があろう。

$L_{1-2}$ :  $S_1$  と  $S_2$  の交線, これは  $B_2$  (両翼の開いた第二次褶曲軸) と同方向となる。

$l_{1-3}$ :  $S_1(s_{1-2})$  と  $s_3$  との交線。非常に細かい線構造である。

$l_m$ : 長柱状鉱物の配列により示される線構造。

$B_3$ : 第三次褶曲軸面と  $S_1$  の交線としてあらわれる。 $S_1$  が  $S_2$  で褶曲しているため, 落しは変化が激しい。

なお石英片岩では, 小島・秀 (1958) がのべたように,  $S_1$  面上に共軛的な第一次・第二次斜交片理を反映した微弱な線構造がみられる場合がある。

鉱物の形成, 変成分化現象は第二次褶曲期 ( $S_2$  形成) 以前に, すなわち第一次褶曲期中に最盛期があった。縞状の構造, 石英の分化脈は  $s_1$  や  $s_2$  に平行している場合が多く, 板状鉱物の多くは  $S_2$  で彎曲したり, 波動消光を呈する。しかし石英の  $c$  軸の配列は, 小島・鈴木 (1958), 中川 (1958) の研究や本文からもわかるように主として後期の影響をうける。長柱状鉱物の  $l_m$  は  $l_{1-2}$ ,  $L_{1-2}$  方向と一致しているのが普通である。 $l_{1-2}$  と  $L_{1-2}$  とが斜交していることでは,  $l_m$  は  $l_{1-2}$  と一致し,  $L_{1-2}$  方向には多少の結晶が配列している場合が多い。この場合, 柱状・板状結晶は  $S_2$  で彎曲される場合が普通である。しかし一部には  $L_{1-2}$  方向に配列する場合もある。東西系統の小褶曲軸や線構造が全域に卓越しているなかで, 南北 (傾斜) 系の線構造が第一次褶曲形成期中に  $l_{1-2}$ ,  $l_m$  として部分的に形成されていること, 第三次褶曲も南北系に近いことは注目される。

## B. 中七番一能谷山背斜帯頂部の小構造と大構造との関係

岩層は全体としてはほぼ水平であるが, その中には波長数cm~数10mオーダーの小褶曲構造が発達している。このため一部では層面が急傾斜もする。その小褶曲軸はほぼEW (わずかにSEによる) で, Eへゆるく落し, その軸面はかなり一定した方向を保っている。多くの場合垂直に近く, 北へ急傾斜 (走向  $N60^\circ \sim 80^\circ W$ , 傾斜  $90^\circ \sim 60^\circ N$ ) しているが, 比較的厚い砂岩片岩中ではNへゆるく傾斜 ( $45^\circ \sim 15^\circ$ ) している。砂岩片岩中の一部を除けば, 軸面は層面とは一般に高角度で斜交している。褶曲の両翼はかなり開いている。非対称的に, 南翼は北翼にくらべて短かつ急斜している場合が多い。この地区ではこの小褶曲の軸面および軸面に平行な岩石劈開 ( $S_2$ ) がよく発達し, 露頭・サンプル・薄片でよく観察される。この小構造の発達部は層序的に下位の低変成部であるが, その範囲は層準と一致しているわけではない。

片理および小褶曲構造の形成史をあむと, まず層面にほぼ平行な compositional banding ( $s_1$ ) の形成や変成分化が行なわれた。層面に平行な迂り運動も伴われ, 同斜状小褶曲構造やその軸面片理 ( $s_2$ ) の,  $s_1$  の external rotation も行なわれた。これは第一次褶曲群と呼んだ小褶曲であるが, おそらく大褶曲構造も形成され初めていたろう。この区域外になるが, 中七番背斜の西南部の基安鉱山付近のNS系同斜状小褶曲構造は, 由井 (1960) の資料によると, この褶曲の早期に形成されたことになる。(北翼部中ではNS系同斜状小褶曲軸に鉱物線構造の一

致する場合も観察される)。この区域では第一次小褶曲軸はEW系の部分が多い。第一次小褶曲期に鉱物形成の最盛期があるが、その後、岩層は可塑性を減じ、層面に斜交した  $S_2$  を軸面とする小褶曲構造を形成するようになる。軸面には fracture cleavage とその面にそう slip 運動が続く。ついで、面間隔の細かな  $s_3$  と  $l_{1-3}$  とが一部に形成された。その後岩層は更に可塑性を減じ、南北系に近い方向を軸とした小彎曲、各種の節理、小分化脈が形成されたということになる。

中七番、能谷山付近の大背斜構造の存在は、岩層の分布と走向傾斜の大まかな傾向からわかるのであるが、第二次小褶曲構造が著しいためと、三繩層主部層とこれより下位の地層とでは最頂部の位置にずれのある可能性もあり、背斜軸の位置は明確な一線では定めにくい。全体的にみれば、東西系に近い複背斜である。平均すると両翼ともゆるやかな傾斜であるが、北翼側がやや急な非対称褶曲である。この背斜の北翼部は中七番付近で最も北へ突出した形をとり、能谷山との間(大川村川口付近)で大きく彎曲している。この付近では、小褶曲軸  $l_{1-2}$ 、 $L_{1-2}$  や  $l_m$  はほぼ EW ( $S_{80^\circ \sim 70^\circ E}$ 位)で、この大褶曲軸方向とは斜交している<sup>1)</sup>。中七番や能谷山付近では両者はほぼ平行である。

中七番背斜部において、中七番砂岩片岩層中に北へゆるく傾斜する同斜状に近い小褶曲構造が観察され、またその上位の黒色片岩層・緑色片岩層中には前記の第一次同斜状小褶曲構造が観察される。三繩層下部層(主に黒色片岩よりなる)は北翼で薄く、頂部から南翼では厚くなる。この厚さの変化には、この時期の層面にそう構造運動の影響があったかもしれない。第二次小褶曲軸面がほぼ一定であることからみると、少なくとも第二次褶曲期前には中七番大背斜の萌芽構造はすでに存在していたのであろう。大背斜構造形成の問題は西部地域とも合わせて調査し検討する必要がある。第二次小褶曲軸は中七番背斜の延長方向とある程度斜交する部分もあるが、この小褶曲構造は大背斜の頂部によく発達している。この大背斜構造は第二次褶曲期に完成したものであろう(この背斜の南西部については吉野・小島1953, 小島・吉田等1956, 由井1960参照)。この背斜地帯の南の稻叢山付近には、ほぼEW方向を軸としたゆるやかな向斜構造の存在が予察される(秀1954, 小島・吉田等1956)。

### C. 中七番—能谷山背斜帯北翼部の小構造

この部分では、サンプル・露頭あるいは地質図上についても板状構造が卓越している。ここでは頂部にみられるような、両翼が開きかつ軸面が層面に大きく斜交した小褶曲構造はあまり発達していない。小規模な  $S_2'$ 、 $S_2$  がときどき観察される。ここでも地層にほぼ平行な軸面をもつ同斜状の小褶曲構造は存在している。この褶曲軸はEW系(Eへゆるく落す)で、中七番—能谷山背斜帯の頂部の小褶曲軸ないし線構造と方向はほぼ同じであるが、一部には(例えば白滝鉱山南方など)NS系で高角度線構造の性格をもつ部分もある。白滝鉱山南方のNS系同斜状小褶曲軸ないし線構造をもつ石英片岩・緑色片岩の鉱物配列をみると、柱状鉱物の配列はNS系の卓越する場合もあるが、必ずしも一定していない。ある場合には、角閃石や緑簾石などの長柱状鉱物がNS系およびEW系の両方に配列している。この小褶曲の頂部での観察によると、EW系への鉱物配列の行なわれている途中で、NS系の軸をもつ同斜状小

1) このため中七番背斜と能谷山背斜とが雁行しているともいえる。



褶曲構造が形成され、この小褶曲形成時に NS 系（傾斜系褶曲軸方向）への鉱物の配列が行なわれたと解釈される（Pl. Xの2 参照）。

層序的に上位（少なくともみかけの上で上位）は点紋帯となる。点紋帯中の一部にも NS系の軸をもち層面にほぼ平行な軸面をもつ同斜状の小褶曲構造が発達する。しかしほとんどの部分では EW系（Eへゆるく落す）の軸をもつ小褶曲構造が観察される。この点紋帯中でも第一次褶曲の軸面が第二次褶曲で再褶曲した露頭がしばしばみられる（Pl. VIの2とXの1参照）。

点紋帯中の早天山付近の石英片岩層（中に薄い黒色片岩層・緑色片岩層・石灰岩片岩層を夾有する）には、振幅数10cm～数10mオーダーのS字形<sup>1)</sup>小褶曲構造が発達している（写真参照）。褶曲軸面はほぼ水平で、軸はほぼEW、Eへゆるく落し、層面は全体として北へ傾斜している。この構造形成には上盤（北）側の地層が相対的に北（下）方へ移動したと解釈される。

点紋帯の鉱物配列は層面片理、第一次・第二次褶曲軸方向に強く支配されている。第二次褶曲軸面に沿う鉱物配列は、石英片岩での石英や雲母の一部を除くと弱い。

#### IV 別子横臥褶曲帯の構造

##### A. 岩石構造

この帯は中七番一能谷山背斜帯にくらべると、点紋帯内部にあたり、鉱物組合せから示される変成度・再結晶度・粒度も高い。このことは岩石構造にも反映している。無点紋帯におけると同様各種の面構造、線構造が識別される。

$S_1$ ：巨視的な compositional banding の面で、 $s_1$ ,  $s_2$ ,  $s_m$  とともに中七番背斜帯での定義と同じである。 $s_1$  と  $s_2$ ,  $s_m$  の関係も同様である。砂岩片岩や石英片岩中では  $s_2$  と雲母の  $s_m$  が一致し、flow cleavage を形成している場合が観察される。 $s_2$  には次の  $S_2$  と区別がむつかしい場合もある。層面に平行ないしほとんど平行な軸面をもつ同斜状小褶曲群を第一次褶曲群と呼ぶ。鉱物の結晶作用や変成分化の最盛期はこの時期中にある。曹長石点紋も  $s_1$  にそって形成されている。

なお、点紋中に点紋形成期以前に形成された縞状構造の  $s_1$  が判明するときには、区別して  $si_1$ （軸面を  $si_2$ ）と呼ぶ。このことは点紋帯の岩石にはすべていえることである。黒色片岩中（とくにⅡ、Ⅲ帯）では曹長石点紋中の炭質物の配列により  $si_1$  とその褶曲構造がしばしば認められる。この構造は、さきに佐々連鉱山地区で大八木(1960)によって helicitic structure とされ、その軸面は  $S_1'$  に対比された。点紋形成期以前の褶曲と点紋形成期の第一次褶曲を点紋以外にみられる褶曲構造でも区別すべきであるが、この地域では未だ明らかでない。

無点紋帯中の  $S_2$  が点紋帯中の  $s_2$  に移化していくことは認めえないので、点紋形成開始前に、現在の無点紋帯中で認められる第二次小褶曲構造が形成されていたとは考えにくい。

$S_2$ ： $S_1$  と高角度で交わる flexure fold ないし shear fold の軸面および軸面に平行に形成された shear cleavage 面を  $S_2$  と総称し、その軸面を  $s_{2-1}$ 、劈開面を  $s_{2-2}$  と呼ぶ。雲母・緑泥石・角閃石・緑簾石などの結晶の一部はこの面に配列している場合がある。

1) S字形、n字形の小褶曲は、この報文ではすべて褶曲軸にほぼ直角に西から東をみたときの形である。また褶曲軸が南北系のときは南から北をみたときの形でZ字型・逆Z字型と呼ぶ。

第1表 別子白滝横臥褶曲帯における小構造形成の順序

	片理面	層面と褶曲軸面との関係(翼部で)		小褶曲軸、線構造		板状鉱物の配列	柱状鉱物の配列	石英脈の分化
		平行	斜交	走向系	非傾斜系			
堆積作用 (初期) 無点紋変成 第一次褶曲	層面 ラミナ面 $S_1 \begin{cases} s_{i1} \\ s_{i2} \end{cases}$		■					
点紋変成 第一次褶曲	$S_1 \begin{cases} s_1 \\ s_2 \end{cases}$		■	$B_1, l_{1-2}$	$B_1, l_{1-2}$	$s_m$ $s_m$	$l_m$ $l_m$	● ●
第二次褶曲	$S_2 \begin{cases} s_{2-1} \\ s_{2-2} \end{cases}$		■	$B_2, L_{1-2}$	$(B_2, L_{1-2})$	$(s_m)$	$(l_m)$	●
第三次褶曲	$s_3$		■		$B_3$			●

とくに石英片岩や東平角閃岩中にみられる。長柱状鉱物の多くはこの褶曲軸方向と一致する場合が多いが、この  $S_2$  面で、板状鉱物は彎曲し、曹長石点紋も  $s_{2-2}$  の面で external rotation している場合もあり、結晶作用の最盛期は終わってたとみられる。ただし石英の c 軸の配列は別である。劈開の面間隔は粒度を反映してか、細かくとも 1 mm 程度までである。無点紋帯中でみられるほど細かい  $s_1$  はない。  $S_2$  を軸面とする小褶曲群を第二次褶曲群と呼ぶ。一般に非対称的で、両翼はある程度開いている。波長にくらべ、翼の長さが比較的長い場合がある。波長数  $m \sim$  数 10  $m$  の場合が最もよくみかけられる。多くの場合、無点紋帯の第二次褶曲よりも褶曲の翼部から頂部にかけてなめらかな曲面をえがいている(軸面劈開はもちろんある)。またこの小褶曲構造は非常にしばしば発達していて、無点紋帯中とはかなり対照的である。これは点紋帯の第二次褶曲期にかなり可塑性にとんでいたためと考えられる。第二次褶曲にも比較的早期に形成されたもの、後期に形成されたものがある。

$s_3$ : 面間隔 1 mm 程度の shear cleavage 面で、層面と斜交する。共軛的に現われることが多い。

第二次褶曲後の第三次褶曲(比較的ゆるやかな褶曲で、NS 系に近い軸をもつ)も部分的発達している。

線構造や小褶曲軸は中七番一能谷山背斜帯でのべた場合と同様に定義できる。

$li$ : 点紋形成以前に形成された線構造で、曹長石点紋中に保存されているもの。これは点紋帯すべてにいえる。

$l_{1-2}$ :  $s_1$  と  $s_2$  の交線、第一次褶曲軸  $B_1$  と同方向となる。

$L_{1-2}$ :  $S_1$  と  $S_2$  の交線、第二次褶曲軸  $B_2$  と同方向となる。東へゆるく落すのが普通である。

$l_{1-3}$ :  $S_1$  と  $s_3$  との交線。

$l_m$ : 長柱状鉱物の配列により示される線構造。

$B_3$ : 第三次褶曲軸。第三次褶曲軸面と  $S_1$  との交線として示される。

なお、石英片岩の石英の配列に関係して知られる第一次、第二次共軛的斜交片理面とこれらの線構造については記述を省略する (KOJIMA & HIDE, 1958a 参照)。

第一次褶曲軸面が第二次褶曲により再褶曲している例、第二次褶曲が第三次褶曲により再褶曲する例は各地で認められる。

$l_{1-2}$  と  $L_{1-2}$  とは一致し、 $l_m$  もこれに一致するのが普通である。 $l_{1-2}$  と  $L_{1-2}$  とが斜交したり、 $l_{1-2}$  が2方向の場合がある。 $l_m$  は主に  $l_{1-2}$  方向に配列している。 $L_{1-2}$  方向に多少配列する場合もある。 $l_{1-3}$  方向とは関係がない。

## B. 地 質 構 造

波長・振幅数cm～数10mオーダーのある程度開いた第二次褶曲が部分的にしばしば発達する。とくに白滝額部や銅山川流域でいちじるしい。この褶曲軸は第一次褶曲軸とほぼ一致するが多いが、斜交することもある。方向は地域によりかなり差があるが、大体EW(走向)系統である。

白滝額部では、その褶曲軸はほぼEW, 0～30°E 落し (ときにはWへ落し、あるいはEへもっと急に落す場合もある)、この南方の能谷山付近の褶曲軸とほぼ平行である。軸面はNSの断面図から明らかのように、頂部から北翼部にかけては岩層より急角度で鉛直ないしNへ60°の場合が多い。WよりEをみるとn字形褶曲である。扇状褶曲をとる場合もある。南翼(下翼)では軸面と層面との関係を知ることのできる場合は少ない。軸面が低角度(50°～15°N)の場合(S字形)が多少認められ、drag foldにおける層面と軸面との関係と調和的にみえる。

なお大横臥褶曲の軸面方向と層面片理の斜交する仲蔵坑付近では、鉱物配列は石英片岩の一部を除いて層面方向に、より強く支配されている。

銅山川流域では、南翼部の積善鉱床や保土野の南で褶曲軸はSE系となり、中七番背斜帯の小褶曲軸・線構造と斜交している。軸面は層面より低角度である(S字形)。激しい小褶曲部も含まれ、岩層の厚さは膨縮に富む。北翼側にあたる小美野付近の点紋角閃片岩や東赤石山付近の五良津角閃岩ではNS系の鉱物線構造(第一次褶曲軸)をとり、東光森山付近ではSE系となる。小美野の南では、後期の(第二次)褶曲軸はEW系をとる。国領川流域では南翼部にあたる東平角閃岩南部では第二次褶曲軸面は岩層よりも緩く北へ傾斜し、北翼部にあたる「おとし」(雲望洞) 付近の石英片岩層・緑色片岩層では軸面は岩層より急傾斜の場合(n字形)が卓越する。軸はほぼEWでEへ30°～10°落すのが普通である。もちろんこれより早期および後期の褶曲構造が含まれ、再褶曲構造も観察される。以上のことから、白滝別子横臥褶曲構造は第二次小褶曲構造形成にも影響しているようにみえる。しかし、この大褶曲構造の各部には、いろいろなオーダーおよびいろいろな時期での褶曲構造が含まれており、各層ごとでの褶曲軸ないし線構造の方向が異なる場合も多いので、今後更に詳しく検討する必要がある。

第二次褶曲軸面に関し今一つ問題になるのは、呉木向斜部の南翼(下翼)側の岩層、すなわち喜三谷付近の点紋角閃片岩中の軸面の向きである。この部分は板状で小褶曲軸面の観察できる場合は少ないが、知られた範囲では軸面が層面よりも緩く北へ傾斜している場合(S字形)が多い(一部にはn字形の場合もある)。同様のことは白滝鉱山の早天山付近や久保坑付近の小構造でもみられる。別子鉱床と母岩の第二次褶曲は小規模であるが、この傾向がみえ

る。これらの小構造は呉木向斜の形成後に、向斜部とは無関係に、すなわち別子横臥褶曲の軸面の位置とは斜交して形成されたことになる<sup>1)</sup>。このことは今後さらに研究すべき問題である。

第一次褶曲は東平角閃岩をはじめすべての種類の片岩中に認められる。その軸方向はNS系やEW系などあり、かなり変化に富むといえる。その原因は後期の変位もあろうが、形成期に既にかなり多方向だったとみられる。雲母や長柱状鉱物の配列はこの時期の構造に最も強く支配されている。

この地域の別子横臥褶曲帯全体として特異に感ずることは、ニツ岳付近で、東赤石山かんらん岩体・五良津角閃岩体が存在し、岩層がふくれ上って地質図上では全体としてほぼ三角形を呈することである。ここにはEW系のゆるやかな背斜構造とその南に向斜構造(小美野一城師)が存在し、かつ五良津角閃岩体東部では、これらのEW系の褶曲軸とは斜交したNS系の鉱物線構造が卓越している。調査不十分で資料があまりにも少ないが、目下予察していることは、NS系に近い第一次の褶曲で五良津角閃岩が肥大し、これにEW系の一種の第二次褶曲が重なっているという可能性である。かつ同じ地域でも地層ごとに線構造の向きがかなり変化するから、地層に沿う複雑な運動があったと予期される。

白滝額部でも第一次と第二次褶曲による再褶曲構造が一部で観察される。第三次の小褶曲構造も認められる。

注目すべきことに、白滝額部ではEW系の鉱物形成と褶曲構造の卓越しているなかで、NS系の同斜状ないし同斜状に近い小褶曲構造がところどころに発達している。その規模は小さく、褶曲のスタイルや鉱物の配列(NSおよびEW系に並ぶ)からは第一次褶曲形成期の途中か終りに形成されたのであろう。また同一薄片・サンプル中でも角閃石類の長軸がNS系とEW系と両方に配列している場合がしばしばある(例えばKojima and Hide 1957参照)。なお白滝鉱床では、EW系褶曲に伴って、(鉱物配列を伴わない)NS系の軸をもつゆるやかな波状褶曲のあることは多くの人々によって認められている(堀越義一1940, 吉田・小村1951, 秀1954, 吉田1956, 杉山1955, 竹田1960)。これらのNS系の交叉褶曲構造は各時期において大構造軸B方向(EW方向)へ岩層が伸長するために形成されたものであろう。

別子白滝横臥褶曲構造と小構造、その形成史はまだ十分には解析されていないのであるが、全体としてみると、雄大な同斜状褶曲構造で、第一次褶曲期から形成され初め、この構造を造った運動は第二次褶曲期にも続いたのであろう。第三次褶曲形成期にはすでに完成している。

#### 付. 大 生 院 層 の 構 造

点紋帯に属し、岩石構造は点紋帯の構造と共通している。再褶曲構造も認められる。三繩層上部層の上位で、別子白滝横臥褶曲の北(上)側に広く分布している。この地帯では、佐々連鉱山地区の大歩危一薬師背斜との間に分布しているので、大向斜構造(小沢1926の津根山

1) 別子鉱床と母岩の褶曲構造についてみると、第二次褶曲は第一次褶曲の完成後に、上下両翼の向きとは無関係に形成されている。また第一次褶曲の終りには、上翼(上硫)と下翼(下硫)に、層面に対しても同方向の軸面をもつ同斜状小褶曲が形成されている。このことから、褶曲における層面と軸面との関係は簡単ではないことがわかる。

向斜，土井 1959 の富郷向斜) を構成していることになる。黒色片岩 (砂岩片岩を含む) が卓越していて，鍵層が少なく，内部の構造はまだ十分には判明していない。板状構造のほか，第二次褶曲構造の頂部では棒状構造が発達している。小褶曲軸および線構造はほとんど EW 系 (ESE-WNW) である。一部では方向の多少異なる線構造が重複している。

## V. 遷移帯の構造

### A. 構造的な位置と岩石構造の特徴

中七番一能谷山背斜の北翼部と，別子白滝横臥背斜の南翼部との間は，両構造の移過する地帯の意味で，“遷移帯”，“弟地遷移帯”，“弟地帯”などと呼ばれている (秀・吉野・小島 1956)。この地帯は層準と小構造とから特徴づけられるが，厳密な境界の設定は目下のところ困難である<sup>1)</sup>。層序からは三繩層主部層のすぐ北側にくる黒色片岩の優勢な層準 (三繩層上部層の下部) とこれに隣接する地帯である。小構造では板状構造が卓越し，とくに黒色片岩はペーパー状を呈する。この地帯の少なくとも一部 (例えば別子鉞床とその母岩) にはいわゆる“高角度線構造”が発達している。この小構造発達部は黒色片岩層に接した上下の地層の一部 (例えば三繩層主部層としている余慶鉞床とその母岩) にも発達し，層準と必ずしも合致しない。各地の小構造を概観すると，白滝鉞山付近では，野地付近の黒色片岩の優勢な地層が層序的に該当し，ペーパー状構造も発達する。しかし典型的な“高角度線構造”はみあたらない<sup>2)</sup>。

筏津鉞床とその母岩は別子鉞床上盤の喜三谷一銅山越付近の点紋角閃片岩層とほぼ同一層準で，小褶曲軸・線構造方向にもほとんど変化なく，落しも  $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$  程度であり急角度ではない。しかし板状構造であること，同斜褶曲構造と解釈できる点では別子鉞床の場合と同じ性質である。

余慶鉞床とその母岩は三繩層主部層上部にあたるが，鉞床の開発に伴い，下部では次第に小褶曲軸・線構造方向が変化して，完全に傾斜方向を示していることが明らかになった。(これは別子鉞山の資料によるが，筆者も実地に見学した)。

この“高角度線構造”は同斜状の小褶曲軸と一致し，ここでは角閃石族・緑簾石族・電気石などの柱状鉱物の長軸の配列によって示される鉱物線構造の方向とも合致している。あとで詳しく述べるように，この線構造形成期はこの帯での変形および鉞物形成の最盛期である。別子鉞床および余慶鉞床の開発に伴い，この2つの鉞床と母岩では“高角度線構造”の方向が変化し，北側 (見かけの上盤) から見ると“く”<sup>3)</sup>の字状を呈していることが明らかとなってきた。

岩石構造の定義は別子横臥褶曲帯と同じであるが， $S_3 \sim S_{10}$  は石英片岩の石英の配列に関係して設定した共軛的剪断面である (Kojima and Hide 1958 a 参照)。以下略述する。

1) 別子鉞床付近のように典型的な“高角度線構造”の発達部をみると，その上下盤とは線構造の方向のちがいがから明確に限定できる。しかしこの線構造も同一層準内で“く”の字状に彎曲することもあるので，この線構造の落しだけで明確に限定できない場合も生じてくる。

2) 後期の NS 系線構造はあるが，ここで問題にしているのは形成時期，性格が異なる。白滝地区ではこの帯の南方および北方で，NS (傾斜) 系高角度線構造が部分的に発達している。

3) “く”の字という言葉は別子鉞山地質課の田窪氏による。

$S_1, s_1$ : compositional banding の面である。 $S_1$  は巨視的,  $s_1$  は微視的オーダーである。

$s_2$ : 層面に平行な同斜状小褶曲の軸面 (第一次褶曲軸面) およびこれに平行な剪断面。これにも比較的早期のものと晩期のものがある。褶曲の頂部では  $s_1$  の連続が  $s_2$  によって絶たれている場合もある。

$s_{1-2}$ :  $s_1$  と  $s_2$  と平行な場合の  $s$  面

$S_3, S_4$ : 第一次共軛斜交片理 ( $B_1, L_{1-2}$  の方向を共有する)。

$S_5, S_6$ : ( $s_{1-2}$  面に關係して形成) }  
 $S_7, S_8$ : ( $S_3$  面に關係して形成) } 第二次共軛斜交片理面  
 $S_9, S_{10}$ : ( $S_4$  面に關係して形成) }

以上のほか両翼のある程度開いた小褶曲 (第二次褶曲) 軸面がある。軸は走向系 ( $E$  へ落す) で、すぐ上盤の別子横臥褶曲帯中の第二次褶曲軸 ( $B_2$ ) とはほぼ同方向である。この褶曲は普通  $S$  字形で、軸面は層面よりゆるく北へ傾斜しているが、一部では層面にほとんど直角で、 $SE$  へ傾く場合もある。形成時期は同斜状小褶曲の形成よりも明らかに後である。なおこの小褶曲は部分的にしか発達していない。

$L_0$ : 最も早期の線構造。これに伴う褶曲をこの帯で未だ確認していない。

$B_1$ : 同斜状褶曲軸 (第一次褶曲軸)

$L_{1-2}$ :  $s_1$  と  $s_2$  の交線

$L_{1-3}$ :  $S_1$  と  $S_3$  の交線

$L_{1-4}$ :  $S_1$  と  $S_4$  の交線

$L_{2-3}, L_{2-4}$ :  $s_2$  と  $S_3, s_2$  と  $S_4$  の交線

$L_{2-7}$ :  $s_2$  ( $s_{1-2}$ ) と  $S_7$  との交線 ( $s_1$  ないし  $s_{1-2}$  面上で  $a$  と  $b$  との中間の方向で、 $a$  と  $b$  に関し  $L_{2-3}$  とは象限を異にする)。

$B_2$ : 第二次褶曲軸

鉱物線構造は  $B_1$  に平行で、第二次褶曲で彎曲している。

## B. 別子鉾床と母岩の褶曲構造

### 1. まえがき——褶曲構造の輪郭

遷移帯では前述のように、ペーパー状の黒色片岩が優勢で、岩石は板状構造を呈し、一部では傾斜系“高角度線構造”が発達する。この代表的な例として、別子鉾床とその母岩の褶曲構造およびその形成史を述べる。この構造を次に述べるように鮮明に書くことができるのは、別子鉾山の開発と探鉱、とくに別子鉾山地質課におけるくわしい調査に基づききわめて豊富な資料と課員の親切な御援助によるものである。

別子鉾床とその母岩の構造を結論的にのべると、別子鉾床の塊状鉾は、整合的な一枚の層状鉾床 (おそらく鉾層で、内部に鉾石の無い部分は多少あった) が変成期において、大規模な同斜状の褶曲 (第一次褶曲) と再結晶作用、変成分化作用を行なったものである。縞状鉾の大部分もおそらく塊状鉾に接した堆積性鉾床起源であろう。この褶曲軸の落し方向はほぼ傾斜方向であるが、上部から下部<sup>1)</sup>にかけて次第に方向を転じ、これを見かけの上盤<sup>1)</sup>側から

みると“く”の字状となる。この褶曲の軸の長さは1800mをこえ、両翼の長さは鉱床によれば約1500m以上、石英片岩によれば少なくとも4000mはある。両翼の間の幅(波長)は翼の長さにくらべてはなはだ狭く、その両者の比は約1:100である。

この鉱床と母岩は第二次褶曲運動により再褶曲する。これは比較的水平に近い(普通Eへ約30°落す)褶曲軸をもち両翼の開いた flexure fold の性格がある。規模は小さい。多くの鉱物はこのときすでに結晶作用を終っている。(ただし、この褶曲部の石英は再結晶作用をうける。)

鉱床と母岩は褶曲過程での迂りや褶曲後の断層運動もうけている。

## 2. 別子鉱床の概観

この鉱床は中七番背斜のドーム状もり上り部の北東側にあり、走向は東部ではほぼN50°W、西部で幾分EWに近くなる。傾斜も上部(鉱床の露頭部は海拔1150~1300m)でNへ約45°、下部(海面下)でNへ70°位に急となり、ゆるく曲面をえがいている。鉱床の規模は走向方向に1500~1700m、傾斜方向には海面下500m以下へも連続が確かめられている。

鉱床は母岩の層理にほぼ平行に板状を呈し、いく枚かに分岐している。その数は場所によってはきわめて変化にとみ、ある部分では10枚以上にもなる。その厚さや連続も千変万化する。しかし大観すると、長く続く塊状硫化鉱は西部で2枚、東部で合して1枚である。上からみるとピンセット状ないし1枚の紙を2枚に折りたたんだ形をしている。これに各部で沢山の枝分れと、上(北)翼の一部(中鍾付近)に内(南)側への折たたみが認められる。枝の方が幹にあたる部分(長く続く部分)よりも太いことや高品位のことはしばしばある。上記ピンセット状の形態の各部にはそれぞれの名前がつけられている。東部の1枚のところは本鍾、西の下盤側の翼(南翼)は下硫(古くは、タテ硫とかアツバク)、更に西で上翼の鉱床との間隔が広く(3m以上に)なると最下鍾と呼ばれている。また上(盤側の)翼(北翼)の鉱床は上硫(カツキ硫とかイヤ)、更に西の褶曲部は中鍾、その西の延長部は下鍾と呼ばれている。さらに枝の部分や富銅鉱部にそれぞれ名前がつけられている(第36~40図参照)。

鉱石の種類は硫化鉱(鉱物種は黄鉄鉱・黄銅鉱が大部分で、磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱その他の硫化鉱物がある。)が大部分で、一部に酸化鉄鉱(磁鉄鉱・赤鉄鉱・マグネシオフェライト<sup>2)</sup>)がある。硫化鉱は塊状鉱(イヤ、アツバクなど)と縞状鉱および富銅鉱に分けられている。

縞状鉱は“皮鉱”とも呼ばれ、縞状の鉱染状鉱で、生地は緑色片岩(まれに1cm以下の厚さの石英の縞が入ることはある)である。上硫・下硫・中鍾にはさまれた緑色片岩(広義)の多くは皮鉱である。塊状鉱の層準の一部には、まれに珪質縞状鉱もある。

富銅鉱には“ヨモギ”・“ソバカワ”・“上鍾”・“ハネコミ”などがある。“ヨモギ”・“ソバカワ”は母岩の破片を捕獲岩状ないし tectonic inclusion の形でもっている。これは構造的には層状整合の塊状硫化鉱の分岐部に形成されているのであり、同斜状褶曲の頂部と

1) 別子鉱床に関して上部下部といえ、同一層準について地球座標での上下であり、見かけの層序的な上下には上盤下盤という言葉を用いる。

2) 塊状硫化鉱に接して磁鉄鉱を含む緑色岩が存在する。この磁鉄鉱にマグネシオフェライトを伴うことが山岡(1961b)によって報告された。

解釈できるところである。“上鑛”は上硫の上盤の石英片岩中に層状に夾在する。部分的に緑色片岩（緑色片岩の層準のものと同岩質は似ている）を僅かに伴うことがある。石英脈および晶洞をしばしば伴う高品位鉍で、第一次褶曲以後の第二次褶曲運動はうけている。鉍山の資料によると、“上鑛”の分布方向はほぼ一定である。下部（15SL以下）では第一次褶曲軸方向と上鑛の分布方向とはほぼ一致しているが、中部（10L付近）では第一次褶曲軸方向が変化するので斜交している。上鑛は東部で上硫に接近する。富銅鉍のうち、上鑛のみは塊状鉍からの連続が確認されていないが、将来必ずや上硫との連続が確かめられるであろう。上鑛の形成期は、第一次褶曲より以前の褶曲によるものなのか以後なのか、正確には不明であるが、直線的な分布を示すこと、鉍石の性質が“鉍脈”（ハネコミ）に近いことから、第一次褶曲と第二次褶曲との間の時期に、上硫から整合的層状脈として形成されたと解釈される。上鑛の形成されている面は層面にはほぼ平行な小褶曲を伴う衝上の運動面と解釈している。“ハネコミ”は、よく知られているように層状整合の塊状鉍から分かれた不整合的鉍脈で、その中には縞状構造は存在していない。“ハネコミ”と母岩の境界面は層面片理・軸面片理と斜交しており、その形成は変成作用の末期である（20Lの“ハネコミ”は第一次褶曲軸にはほぼ直角方向に近い）。

酸化鉄鉍は層状に3種の出方をする。1)塊状硫化鉍内部あるいは縁、2)塊状鉍に接した石英片岩中、3)塊状緑色片岩中に鉍染状に産することがある。1)、2)は上硫の西端から下鑛に多い。同斜状褶曲の頂部では厚くなる傾向がある。3)は下硫の上盤に多い。

別子鉍床は褶曲運動の後、断層運動をうけている。判明している限りでは規模はいずれも小さい。比較的大きいのは下部の水平的移動を伴う逆断層群である。断層面は層面よりも急角度である。この断層の一部は吉田善亮ら（1951）により最初に公表され、その後、鉍山の地質課において詳細が明らかにされた。この断層群によって鉍床と母岩は南から北にA、B、D、Eのブロックに分かれたれ、それぞれのブロックの鉍床はA鑛、B鑛、D鑛、E鑛と呼ばれている。

### 3. 別子鉍床の塊状鉍鉍体は1枚の整合的鉍層起源で、変成期に母岩とともに同斜状の褶曲をしたとする説の根拠

別子鉍床の塊状鉍は1枚の整合的な層状鉍床が変成期に同斜状の褶曲をしたものであるとの結論をのべたが、この根拠は次の如くである。

1) 鉍床（塊状鉍）は一部に鉍石の存在しない僅かな空白部が含まれていても、全体としては一続きであるとみなすことができる。もちろん鉍床形成後の構造運動により切りはなされた部分は復元しての話である。

2) 塊状鉍鉍床は常に緑色片岩層（ここでは皮鉍および塊状緑色片岩層も含めた広い意味）と石英片岩層（いろいろな岩質の石英片岩があり、石灰質片岩も含める）との境の層準にある。一部では石英片岩中や緑色片岩中に整合的に夾在する形態をとっているが、これらは走向方向にはあまり長く続かず、母岩の層理とは大局的にみて整合的で、次にのべるように同斜状小褶曲の頂部と解釈するのが合理的である。

別子鉍山地質課の方々と筆者は、地質課において詳しく調べられた鉍床図を基礎として、1956年10月および1957年8～9月、15SL、W1号付近の中鑛富鉍部と上硫の観察、スケッ



チ (Kojima and Hide 1958, p. 199, Pl. 27参照) および 1958年8月, 14L, W2号付近の上硫西端部と中錕褶曲部の関係の観察, スケッチ (本文第36図参照) とによって(1), (2)のことが確認することができた。

3) 塊状鉞鉞体と母岩の層理の整合関係 前に述べたように鉞体は石英片岩層と緑色片岩層との間の1つの層準をしめている。鉞体は母岩の層理とは多くの場合整合的である。しかし一部では斜交している。斜交の場合を列挙すると

- a 塊状鉞から分かれた“ハネコミ”(・“上錕”)などのような鉞脈
- b 断層接触
- c 鉞体と母岩のほぼ境界面にそうじりにより, 鉞体と母岩の $s_1$ とが部分的に斜交している場合などである。

これら 1), 2), 3) から塊状鉞体は母岩と, もともと整合的關係にあったといえる。

4) 別子鉞床東端部において鉞床母岩は折りたたみ状にくりかえし, その折目の方向は同斜状小褶曲軸・鉞物線構造・本錕の落しの方向とほぼ一致している。5) c参照。

5) 一続きの塊状鉞鉞体から分岐した層状鉞体の分岐方向と同斜状褶曲軸面との關係前に述べたように鉞体は上から大観するとピンセット状をなし, 各部に多数の分岐した層状鉞体がくっついている。これら鉞体の多くは母岩の層理とは大局的にみて整合的である。この分岐鉞体の形成に関してはいろいろなことが考えられるが, もしこれらの鉞体の分岐が第一次褶曲期に形成されたものならば, その時の褶曲の規則性に支配されてよい筈である。この問題をつぎに検討する。

ここでは分岐鉞体のなかで, 小断層(破砕帯を伴わない断層を含む)によって形成されたもの, 第一次褶曲以後の両翼の開いた第二次褶曲によるもの, “上錕”, “ハネコミ”などの分岐鉞体は第一次褶曲と形成の時期や性格が異なるから除外して考える。残りの層状分岐鉞体の分岐方向と塊状鉞鉞体の長く連続する方向との關係に注目すると, 後に述べるように, そのほとんどが drag fold における軸面と層面との關係に合致している。分岐鉞体の落しはそれぞれの部分でほぼ平行で, かつ本錕の落としおよび各位置での母岩の同斜状小褶曲軸とほぼ平行している。

以上のことから鉞体分岐部は大きな同斜状褶曲構造のなかの小さな同斜状褶曲部とみなすことができる。なお同斜状小褶曲頂部とみなされるところ(鉞体分岐部)では, 母岩の上下両翼の $s_1$ が平行になってしまっていて, 褶曲を示す $s_1$ の曲がりか不明になっている場合も多い。しかし軸面方向からだけでなく, 岩層をたどることにより, あるいは更に小さな同斜状小褶曲構造を伴っていることなどからも褶曲の頂部であることが支持される。

鉞床と整合的な母岩の石英片岩層, 緑色片岩層(広義)も, その分布, 同斜状小褶曲構造の発達とその褶曲軸・軸面方向から, 鉞床とともに同斜状褶曲構造を形成しているといえる。

石英片岩層とその外側の黒色片岩層との間にも, 石英片岩と黒色片岩が互層状を呈する部分のあることから, 同様の同斜状小褶曲構造が含まれていると期待される。

なお別子鉞床の同斜状褶曲に関しては, 1952年夏別子鉞山の小田康二郎から鉞床の形態の話聞いて, 鉞床東部は同斜状褶曲かと疑ったが, 当時の資料では, 西部に難点があつて実証できなかった。筆者が, 岩層の対称的配列のほかに多数の同斜状小褶曲構造の存在と褶曲軸・軸面方向の立場から大同斜状褶曲を確信するにいたったのは1956年秋である。しかしこれより以前に渡辺武男は, 印度のマンガン鉞床の例から別子鉞床は同斜状褶曲の可能性がある

として鉞山の森永茂に指摘していた。この賢察に敬意を表する。

軸面の向きに関しては、別子鉞床（塊状鉞）全体をただ1つの単位の褶曲とはみなされないで、つきにも少し細部にわたって検討する。（第37～40図参照）

- a 中鉞富鉞部 鉞床および母岩の同斜状褶曲と扇状軸面の関係、さらに軸面と鉞体の分岐方向の一致することは、15SL, W1号付近の中鉞富鉞部と母岩においてよくみられる。この褶曲構造については既に報告されている(KOJIMA and HIDE 1958, 土井・田窪・薩摩 1959)。褶曲のスケールは翼の長さで50m余りである。ここでは大観すると東に閉じた褶曲である。
- b 上硫西端部 14L, W2号付近(Eブロック)でよく観察できる。ここだけでは上硫西端部は、整合的尖滅なのか同斜状褶曲の尖端か不確実であるが、東(DブロックW1号付近)で緑色片岩を挟んで2枚に分かれ、その南翼が中鉞に連続する(第36図参照)から褶曲であることが確実になった。鉞体の分岐は多少認められる。上硫の西端部では、これをとりまく母岩の石英片岩は厚くなる。地表でみられる太平坑(1L)入口付近の石英片岩は構造的にはほぼこの位置にあたる。上硫の西端は西に向かって閉じている。
- c 別子鉞床東端部(本鉞) これは地表露頭部, 1SL, 1L, 9L, 20L, 21L, などで観察できた。西部の上硫, 下硫は東で合して厚い1枚となり、更に東は薄くなり石英片岩中に尖滅する。鉞床の外側をとりまく石英片岩層も多数の同斜状小褶曲を含み厚くなるが、更に東では薄くなり尖滅状となる。すなわち地表の鉞床東端部で石英片岩層は10m前後あるが、約200m東方では、50cm程度となる。ここでは石英片岩内部にあった白色部は全く尖滅し、最外部の点紋石英片岩のみとなる。これより東は谷となり尖滅を確認できなかったが、大勢は褶曲の頂部である。鉞床東端の分岐は少ないが、1SL, 1Lでみられた分岐の方向は褶曲頂部の扇状軸面方向と一致している。9L東端部のスケッチは公表されている(森永・金尾・近藤1956, 69頁, 第3図)。
- d 下硫 下硫からの層状分岐鉞体は上盤側の緑色片岩中へ分岐している。かつその分岐点はつねに東にある。この場合の分岐方向は、鉞床東端部を頂とし下硫を下(南)翼とした褶曲の扇状軸面と合致する(逆Z字形褶曲)。
- e 上硫 見かけ上、上盤の石英片岩中へも、見かけ上、下盤の緑色片岩中へも分岐している。上硫の東端部を除き、中部から西部にかけては、上盤石英片岩中に分岐した鉞体は東で上硫と合し、下盤緑色片岩中に分岐した鉞体は西で上硫に合する。この分岐方向は上硫西端部を頂部とし上硫を北(上)翼とする褶曲の扇状軸面(逆Z字形小褶曲)に一致し、別子鉞床東端部を頂部とし上硫を上(北)翼とする褶曲に期待される扇状軸面とは合致しない。

今まで述べてきた別子鉞床各部における鉞体の分岐方向すなわち軸面の分布から、別子鉞床と母岩の同斜状褶曲は2つの系統に分けられる。すなわち別子鉞床東端部を頂部とする同斜状褶曲と上硫西端部および中鉞を頂部とする褶曲とである。これは中鉞の褶曲部が上硫の西端部の北側に形成されず、南側に形成されていることに深いつながりがある。この褶曲の形成機構は後で考察する。褶曲軸はともに平行である。

6) 塊状鉍体・石英片岩および石灰岩片岩の厚さや成分の変化と褶曲との関係 鉍床の厚さをみると、東部の本鍾、中鍾富鉍部上硫、下硫からの分岐鉍体は他の部分にくらべて肥大している。上硫西端部もこの傾向がある。これらは前述のようにいずれも同斜状褶曲の頂部とみなされるところである。これら富鉍体の落しは母岩の褶曲軸と平行である。したがって層状富鉍体は大小の同斜状褶曲の頂部に形成される場合が多いといえる。同じく褶曲の頂部あるいは翼部といっても部分によって厚さはもちろん異なる。これには原岩堆積時の厚さ、同斜状褶曲の規模、同斜状褶曲軸面に垂直な（構造軸  $c$  の方向）圧縮の部分差とか、第一次褶曲以後の構造運動による影響（とくに第二次褶曲）などいろいろな原因があろう。いずれにしても変形に関しては第一次褶曲に最も強く支配されているとみなされる。

母岩の石英片岩層についてもこれと調和的な関係がみられる。すなわち同斜状褶曲の翼部では一般に薄く、1~2m程度ときには10cm程度になることさえある。しかし褶曲の頂部では一般に厚くなり、鉍床東端部のすぐ東や上硫西端部および中鍾褶曲部のすぐ西では10~20mに達する。この頂部ではいろいろな縞の石英片岩がみられるが、とくに石英にとむ白色の縞状部が多くなる。また石英片岩中の compositional banding も、一概にはいえないが、翼部では幅数mm程度の場合があるが、頂部では1~数cmの厚さの場合が多くなる。頂部では更に小規模の同斜状小褶曲構造が多数含まれている。

石灰岩片岩は石英片岩中のところどころに存在するが、中鍾の褶曲部でとくに肥大し、中鍾富鉍部と平行に落している。肥大部の内部には多数の同斜状小褶曲構造を含んでいる。

このような現象はいずれも褶曲過程で、頂部に向って物質の移動・分化が行なわれた跡であると理解される。

なお別子鉍山現場の方達も、はやくから別子鉍床の富鉍部では珪化作用がいちじるしいとか、富鉍体の落しは皮鉍の東の限界線、最下鍾分離線にほぼ平行するということなどを経験的に体得し、探鉍の上でも注目していた（例えば、新井1911~1914, 雨森1952, 住友金属鉍山別子鉍業所1960など）

7) 同斜状小褶曲軸と母岩の鉍物線構造の一致 母岩の鉍物配列については別に記すが、この同斜状褶曲期が鉍物の主要な形成期であったと解釈される。

8) 塊状鉍体中の縞状構造および赤鉄鉍の配列 鉍体の中にも、母岩の  $s_1$  にくらべるとはなはだ不鮮明ではあるが、鉍物の種類・量・粒度の差などによる縞状構造が発達している。母岩の  $s_1$  に対応している。ときには鉍体内に酸化鉄鉍にとむ薄い縞（1~2cm程度の厚さ）が入り、同斜状小褶曲部では、鉍体の内部でも母岩の境界とほぼ平行に褶曲していることがわかる場合もある（例えば、1 SL, 別子鉍床東端部の鉍体小分岐部など）。また20 L, W 2~3号付近（中鍾褶曲部）では、塊状硫化鉍中の酸化鉄鉍にとむ薄い縞に同斜状の小褶曲構造（層内褶曲）があり、この軸はほぼ傾斜方向である。母岩の  $L_{1-2}$  とは厳密には平行とはいえないが、ほぼ平行である。その褶曲頂部では赤鉄鉍の葉片（底面）が軸面方向に卓越して配列している（Pl. VIIIの3参照）。その配列のし方は母岩の石英片岩中の白雲母の場合と同じである。硫化鉍物の結晶配列とこの期の褶曲の関係も、津乘(1950)・兼平(1959)の如く調べれば明らかとなろう（結晶作用はこの時期のみではない）。

以上のことから別子鉍床母岩は変成鉍物形成の最盛期（点紋変成期）に同斜状に褶曲したこと、別子鉍床（塊状鉍）はこの時すでに石英片岩と緑色片岩との間に整合的な一定層準を占め、母岩とともに褶曲し、変成分化、結晶作用も行われたと判断される。

#### 4. 別子鉾床母岩の同斜状褶曲構造の規模

別子鉾床母岩にはいろいろな規模の同斜状褶曲構造が多数含まれているが、全体としてどれだけの規模があるのかであろうか。

この褶曲構造には、別子鉾床東端部において大きな頂部と認定される部分が存在するのみで、西方で翼の終りを確認していない。したがって現在その規模を確実に知ることはできない。しかし現在のところ、翼の長さは上盤石英片岩の分布範囲から少なくとも4 kmはあると解釈している。傾斜系“高角度線構造”の分布範囲は更に広い。

#### 5. 別子鉾床と母岩の同斜状褶曲構造形成の機構

この問題を現在の知識で論ずることははなはだ困難であるが、目下の見通しを述べておく。考察上参考となる地質学的ならびに鉾物配別に関する資料をあげると

1) この褶曲の軸は緑色片岩層で、外側に石英片岩層がくる。更に外側は黒色片岩層に つつまれている。鉾床は緑色片岩層と石英片岩層との間の層準で、褶曲東端の頂部（別子鉾床東端）から上・下両翼ほぼ同じ長さ（鉾山の資料によると稼行鉾体の西端線は平行ではない由である）に分布している。石英片岩層の分布は褶曲全体としてみると、上（北）翼側の方が下（南）翼側より短い。緑色片岩の更に内部に他の岩層（黒色片岩など）が入ってくる資料はえられていない。

2) 褶曲軸面と層面の関係からは、別子鉾床東端部を頂部とするものと、上鉾西端・中鉾を頂部とするものと2つの系統に分けられる。

3) 石英片岩および塊状鉾は頂部で厚く、翼部で薄く、褶曲スタイルからはいちぢるしく可塑的な状態下で軸面に垂直な圧縮も働いたと判断される。

4) 褶曲軸は上盤側からみると“く”の字状に彎曲している。この軸方向は上下両翼においてもほぼ平行で、東部でも西部でも、ともにほぼ平行している。

5) この褶曲軸ないし線構造の方向は鉾物線構造と一致している。

6) 褶曲軸の“く”の字状彎曲にもかかわらず、“く”の字の内側がとくに水平方向を軸とした褶曲（同斜状ないし第二次褶曲）により短縮したとか、著しく厚くなる、という現象は鉾床の開発されている範囲内では認められていない。また東部でとくに薄くなるとか、裂隙が発達するという事もない。断層による廻転もない。

7) 別子鉾床を含む“高角度線構造帯”より上盤の（喜三谷、銅山越付近に露出）点紋角閃片岩層および点紋石英片岩層中の鉾物線構造ないし小褶曲軸の落しはほぼ一定で、 $E \sim 20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ である。“高角度線構造”帯より下盤（“充電場鉾”母岩より下位）の緑色片岩ないし石英片岩の鉾物線構造ないし同斜状小褶曲軸はほぼ水平で、東部で $E \sim 0^{\circ} \sim 15^{\circ}$ 、西部で $W \sim 0^{\circ} \sim 15^{\circ}$ 落している。

8) 上鉾の分布方向および形成期の推定は前に述べた。

9) 石英片岩中の石英のファブリックパターンの解釈からは、第一次斜交片理（その交線は第一次褶曲軸と一致する）の形成期において、上盤側ブロックの西方への移動に伴ったrotationが働いたと解釈される（Kojima and Hide 1958 a 参照）。その後の測定で明らかになった鉾床母岩の各褶曲部の石英片岩の石英のファブリックパターンにもこの傾向は認め

られる。

以上のことから、褶曲の形成についてはなお不確実な点があるが、一応次のように解釈している。

1) “高角度線構造帯”の上盤側ブロックが層面にそってほぼ水平に西方へ移動することによって、鉞床および母岩を東部から西上へまくるように逆転させて引きずった。このまくれによって東に頂部のある褶曲の上(北)翼が形成された。この運動の過程で、上(北)翼の中に、さらに石灰岩の棒状褶曲体、上硫西端部および中鍾の褶曲部が形成された。上硫および下硫における分岐鉞体(翼部における小褶曲)も大部分この時期に形成された。

このような褶曲と考えると、鉞床付近の層序は下位より上位へ石英片岩層・鉞床・緑色片岩層の順序となる。

2) 褶曲の過程で、軸面にほぼ垂直な方向の圧縮が働き、大褶曲の翼部では軸面方向への小褶曲(ないし分岐)の形成および褶曲の翼部から頂部に向っての物質の分化・移動が行なわれた。

下硫における軸面は、(1)の運動によっても(2)の運動によっても、多少の斜交はあるとしてもほぼ同方向をとる筈で、現在みられる鉞体の分岐方向はこの軸面方面と調和的である。

上硫が一たび下硫とほぼ同方向にまくれた後で、上硫に形成される軸面には、鉞床東端部を頂部とする褶曲軸面(Z字形褶曲の軸面)と、1)の運動による雁行状の(逆Z字形)小褶曲軸面ないし上硫西端を頂部とし中鍾の褶曲と調和的な軸面とが考えられる。この2系統の軸面の向きは層面に関して逆になる。現在みられる鉞体の分岐方向はこれで説明される。

もっとも上硫西端・中鍾の褶曲が別子鉞床東端を頂部とするまくれよりも早期に形成され、その後、引き続き運動でその褶曲形をもったまま鉞床および母岩を西上盤へ逆転させて引きずったと解釈できないこともない。事実一部にはそのような部分もあるかも知れない。しかしこの過程では一度できた軸面の逆転と再褶曲構造がかなりあってよさうであるが、明瞭には見つからないこと、褶曲軸部に予想される上下盤の癒着部も不鮮明であるので、一応、中鍾の褶曲は上硫のまくれた後に引き続き運動で形成されたと考えている。

3) 褶曲軸および線構造の“く”の字状彎曲の原因も現在の資料では十分には説明できないが、一応の目安をあげると、褶曲および鉞物線構造は上部でも下部でも大差なくほとんど同性質なので、その形成はほとんど同時期であろう。また、6)で述べたことから、一度真直な褶曲軸ないし線構造が形成された後で、褶曲によって“く”の字状に彎曲したとは考えにくい。勿論、断層による変位ではない。もし、第一次褶曲期より後としても、“く”の字状構造は柔軟な可塑的条件下で形成されたと推定される。しかし第一次褶曲以後には、岩層は可塑性を減じ再び可塑性を回復した時期はないと考えられるから、“く”の字状構造は第一次褶曲過程で形成されたのであろう。このように考えてくると、上部と下部とでは層面にそって、方向の異なった求心的な運動、あるいは西方に向かったの異なった移動速度(移動量)の運動があったと考えられる。これには西方への移動を不揃いにする原因として、上盤からの不均一な圧縮、移動あるいは下盤側の中七番背斜軸の彎曲やドーム状の形の影響などいろいろなことが想像されるが、いまだ十分にその原因を明らかにすることができないでいる。

層面の圧延と同斜状褶曲のために、褶曲軸方向へ岩層が伸長し、このために褶曲軸の彎曲が起ったとも考えられる。

### C. 別子鉱床および母岩の起源

別子鉱床とその母岩が三波川帯中の他の多くのキースラーガーや母岩とくらべ、とくに異なる原岩から由来したとはみられないが、一応、母岩の石英片岩、緑色片岩および鉱床の起源について略述する。

1 石英片岩 いろいろな鉱物構成の部分からなっていて、不均質であるが、全体としては層状・整合的で、各種の構造運動に参加している。含有鉱物にはⅡ帯の石英片岩のほとんどの種類がみられる（アルカリ輝石は無いとはいえないが、見つけていない）。藍閃石質角閃石はいろいろの部分にあるが、とくに鉱床近くの酸化鉄鉱の多い部分に多い（ただし酸化鉄鉱があれば必ず藍閃石があるわけではない）。紅簾石は石灰質部に限るわけではないが、中鍾褶曲部の軸部で肥大した石灰岩片岩の周縁の部分にとくに著しく形成されている。この石英片岩層中には整合的な変成分化部も含まれているが、全体としての起源は一般の石英片岩と同様に、海底火山活動に伴う各種の成分を含む珪質な化学的堆積物であろう。石灰質部は同様に石灰質な堆積岩であろう。

2 緑色片岩 岩質的にはかなり不均質で、特異な部分もある。普通の点紋緑色片岩・縞状鉱（皮鉱）・塊状緑色片岩などに分けられている。塊状緑色片岩は鉱山での呼称で、主に緑泥石・磁鉄鉱・マグネシオフェライトよりなり、少量の曹長石、ときには藍閃石類、あるいは黄銅鉱・黄鉄鉱の散点することもある。いずれの部分も鉱物構成からはⅡa帯に属している。とくに別な鉱物種は見つけられていない。藍閃石質角閃石の含まれている部分もあるが、比較的少ない。鉱床の近くで一部に緑泥石にとむ部分、藍閃石質角閃石にとむ部分もある<sup>1)</sup>。

この緑色片岩類の成因には、変成前の海底火山活動による塩基性物質起源とする説と変成期の貫入岩説（新井1911～1914）とがある。筆者はこの緑色片岩が全体として、層状整合的であること、不均質で縞状の片理が相当強く発達し、大小の同斜状褶曲構造に参加しているとみられること、全体が液体から晶出した形跡、あるいは特に高温で晶出した形跡とかスカルンを形成した跡も全く見い出せないこと等から、変成前の海底火山物質起源と解釈している。

3 別子鉱床 古くから行なわれているように、鉱床をいくつかに分けて説明する。

1) 塊状硫化鉱および富銅鉱 鉱床の大部分は塊状硫化鉱で、この一部に富銅鉱が形成されている。これら鉱床の起源は、いろいろな理由から、変成前の海底火山活動に伴う噴気性堆積性鉱床と考えている。その根拠は

a 富銅鉱は、層状塊状硫化鉱とつながりがあり、その多くは変成期における層状塊状硫化鉱よりの分化物であると解釈される。したがって、（“上鍾”・）“ハネコミ”のような脈状鉱体の形成時期より以前には、鉱床全体が現位置には存在しなかったとはいえない。

b 塊状硫化鉱は母岩と整合的で第一次褶曲期に既に存在し、変形運動変・成分化作用をうけている。

c 塊状硫化鉱には、 $s_1$ とも称すべき縞状構造があり、層内褶曲構造や鉱物の定方向配列

1) 緑泥石岩、藍閃石岩の起源は特殊な原岩に由来したとも変成分化物とも考えられる。両方の場合があるが、規模が大きく原岩の影響が強いと考えている。Ⅲ・Ⅳではこのような岩石はほとんどなくなり、白滝鉱床母岩のような青緑色角閃石岩（多くの場合、おそらくアルカリ質角閃石であろう）となる。

の形跡もある。また鉱床と母岩の鉱物構成は付近の結晶片岩の変成度と調和的である。

d もし原岩の堆積以後、第一次褶曲開始以前に大規模な層状の整合鉱床が形成されれば、堆積性鉱床起源とはいえなくなる。しかしこの間（変成前ないし変成初期）に、このような鉱床の形成をもたらした地質学的現象の跡を発見することは困難である。

e 三波川帯における層序の見地からは、少なくとも大部分のキースラーガーは海底火山活動に伴う噴気性堆積鉱床とみなされる（小島・秀・吉野1956参照）。

2) 縞状硫化鉱（皮鉱） 産状を見ると、上硫，下硫，中鍾の間にはさまれた緑色片岩中に多い。別子鉱山地質課の田窪のまとめた水平断面模式図（第38図参照）によると、皮鉱は中鍾褶曲の軸面方向の部分によく発達しているようにもみえる。

一般に塊状硫化鉱と必ず相伴うわけではないが、密接に随伴しているといえる。皮鉱の生地緑色片岩には薄い縞状構造が発達している場合が多い。この片理に平行に硫化鉱が鉱染状に形成され、同斜状小褶曲構造を呈する場合もときには認められる。上硫や下硫からの緑色片岩中への多数の分岐鉱体の先端部は、数cmから数mmの厚さとなりやがて尖滅する。この先端部は鉱染状となることもあるが、長くは続かない。緑色片岩が塊状硫化鉱にはさまれて尖滅する場合に、皮鉱が常に多いとも、必ずあるとも、いえない。上硫，下硫，中鍾から直接皮鉱の鉱染状の縞が分岐している場合の確認は困難である。

以上のことから、皮鉱の硫化鉱は、第一次褶曲とくに中鍾の褶曲期に、塊状鉱中から緑色片岩中へ、主に軸面方向にそって交代鉱染されたのか、それとも緑色片岩の原岩堆積期にほぼ整合的な鉱染状鉱として形成されたかの2つの場合が考えられる。筆者は目下のところ、変成期における鉱染交代作用が一部にはあったと考えるが、前記小構造から、変成前から存在していた鉱染状部がかなりあると推定している。

3) 酸化鉄鉱（クロ鉱） この産出状態は前にも述べたが、いずれも母岩および塊状硫化鉱と整合的で、同斜状の小褶曲構造にも参加している。この構造は、石英片岩中や硫化鉄鉱の中や縁にあるときによくわかる。上硫西端部（14L, W2）では、塊状硫化鉱が酸化鉄鉱中に“手の指”状に分岐して尖滅している。ここでは硫化鉄鉱は厚さを幾分増し、硫化鉄を包む形をとり、やがて石英片岩中に尖滅している。これだけではいろいろな成因が考えられるが、この部分は前に述べたように褶曲の頂部にあたるから、ここで酸化鉄鉱は石英片岩と塊状硫化鉱との境の層準にあって褶曲に参加しているとみなすことができる。赤鉄鉱の配列については前に述べた。これらのことから酸化鉄鉱も母岩や硫化鉄と同様に海底火山活動に伴う堆積物起源と考えられる。

## D. 顕微鏡的ファブリック

### 1. 母岩の鉱物配列に関する観察、測定の日標

今まで述べてきたように、別子鉱床とその母岩は大規模な同斜状褶曲構造を呈している。この構造の形成に関しては、岩層や鉱床の連続、形態、軸面、軸の落としなどの褶曲形態だけでなく、鉱物配列の点からも検討されるべきである。さきの報告（Kojima and Hide 1958 a）からもわかるように、同斜状褶曲構造の形成は野外や坑内での調査と室内での鉱物配列の測定と相まって解析され初めた。

ここではその後、野外や坑内で明らかにされた同斜状褶曲構造をもとにして、構造の各部、例えば、上翼と下翼、頂部と翼部、上部と下部などでの観察をもとにしたサンプリングを行ない（別子鉱業所地質課の援助による）、そのサンプルのファブリックパターンから、褶曲の形成と鉱物形成の関係を多少とも明らかにしようと試みた。

サンプリングの際には、構造上の位置だけでなく、岩石構造、鉱物構成などの岩質にも注意した。測定を完了した個数が充分でなく、立ちいった解析を行ないえないが、現在までにえた資料とその結果を述べる。

サンプルは石英片岩・緑色片岩が主で、鉱石や黒色片岩・石灰岩片岩もある。すべての構成鉱物の配列に関し、肉眼観察・顕微鏡観察を行なっているが、ファブリックダイヤグラムを作成したのは石英片岩中の石英・白雲母・緑泥石・緑簾石のみである。

## 2. 緑色片岩中の鉱物配列

a 角閃石族 陽起石質角閃石と藍閃石質角閃石とがある。いずれも柱状、半自形を呈し、結晶面(100)が $s_1$ ないし $s_{1-2}$ 面上に最も強く配列する傾向がある。長軸(結晶軸c)は同斜状小褶曲軸方向( $l_{1-2}$ ,  $L_{2-3}$ )に最も強く卓越して配列している。 $s_{1-2}$ の面上で、 $l_{1-2}$ と直角方向(ファブリック軸a)やbとの中間方向にも外少配列する場合がある。とくに藍閃石質角閃石ではこのような乱れた配列をする場合がある。

b 緑簾石 長軸(結晶軸b)は主に $s_{1-2}$ 面上にあり、 $l_{1-2}$ 方向に最も強く配列している。 $l_{1-2}$ に直角方向や $45^\circ$ 前後斜交する方向にも多少配列する場合がある。

c 白雲母および緑泥石 いずれも底面を $s_1$ ,  $s_{1-2}$ の方向に強く配列している。

以上のことから緑色片岩の長柱状鉱物、板状鉱物はいずれも縞状の片理面( $s_1$ )と第一次褶曲軸面( $s_{1-2}$ )、その軸方向( $l_{1-2}$ )にその配列を最も強く支配され、その褶曲軸の向きが変化すれば、鉱物の長軸の配列方向も平行に変化しているといえる。

第二次褶曲運動をうけると、これらの鉱物の多くは曹長石点紋とともに曲げられたり、一部は波動消光を呈する。

## 3. 石英片岩中の長柱状鉱物の配列

a 藍閃石質角閃石 紫色の軸色( $b=Z$ )のものと無色のもの( $b=Y$ )とがある。配列は緑色片岩中における場合と同じである。同斜状褶曲の頂部で $s_1$ と $s_2$ の斜交状態の明らかな場合には、軸面( $s_2$ )の方向により強く配列する傾向がみられる。とくに石灰質片岩では軸面上に強く配列している。またときには $s_{1-2}$ の面上で、かなりrandomの場合もある。

b 緑簾石族 緑簾石と紅簾石とがある。配列は緑色片岩中と同様である。なおこの石英片岩中の緑簾石は楔型の断面をもち、晶癖の上からも注目される(Kojima and Hida 1958a)。ただしこの晶癖をもつ緑簾石は弟地帯の石英片岩だけに限るわけではない。

c 電気石 ときおり含まれていて、長軸(結晶軸c)方向は $l_{1-2}$ 方向に最も強く配列している。しかしあるサンプルでは、 $s_{1-2}$ の面上で $L_{2-3}$ とはほぼ直角方向にも多少配列しているのが観察された。

これらの柱状鉱物および板状鉱物や曹長石が第二次褶曲をうけると、緑色片岩中における場合と同様に変形する。



#### 4. 石英片岩中の板状鉱物

白雲母および緑泥石の配列を調べた。縞（構成鉱物の種類や量比）により多少差があるが、底面は  $s_{1-2}$ ,  $s_2$  に最も強く配列する傾向があるが、代表的なダイヤグラムを次にかかげる。

第1図は同斜状小褶曲構造をもつ石英片岩（サンプル）の模式図である。このサンプルの褶曲構造の翼部や頂部（No.1, No.2, No.3の部分）における白雲母の配列をそれぞれ第2図, 第3図, 第4図に、これと同じ部分の石英のファブリックダイヤグラムを第9, 10, 11, 12, 13, 14図に示している。いずれも石英にきわめてとむ白色の1つの縞についての測定結果である。ファブリック軸のとり方は石英の配列の項（D. 5. a）で説明している。

このサンプルは、別子鉱床東端部の9 L, E 7, 本鍾尖滅に近いところで、本鍾のすぐ下盤でえた（この付近のスケッチは森永・金尾・近藤(1955)の第3図参照）。

これらの図から、白雲母は  $s_{1-2}$  に最も強く配列し、 $s_1$  と  $s_2$  の斜交部では  $b$  を中心にした大円ガードルの性格が強まり集中度は低下する。しかし統計的には  $s_2$  に最も強く配列していることがわかる。

第5, 第6図は第3, 第4図とそれぞれ同じ部分の緑泥石の配列を示している。測定しえた結晶数が少ないが、白雲母と同様の傾向を示している。

第7図は別子鉱床20 L, W 2-3, Eブロック, 中鍾褶曲部の鉱床（おそらく下鍾）上盤の石英片岩で、石英にとむ縞 ( $s_{1-2}$ ) の白雲母の配列を示している。石英の配列は第20図参照。

第8図は白滝鉱山南方朝谷の点紋帯南端に近い部分（三繩層主部層, 変成分帯のII a）の石英にとむ白色石英片岩の白雲母の配列を示している。石英の配列は第33, 34図参照。

以上のことから板状鉱物は、 $s_1$  や  $s_2$  などの片理面以外の面にはあまり強くは配列していないことがわかる。（なお、一部石英片岩の第二次褶曲軸部については、Pl. Xの1参照）

#### 5. 石英片岩中の石英のc軸の配列

##### a. サンプルの選定, 測定とファブリックダイヤグラムの表現について

石英片岩のサンプルは、なるべく他種の鉱物を含まない、ほとんど石英のみよりなる縞を選んだ。この縞を構成する石英粒については無選択に測定した。すなわち測定線上に並ぶ石英粒を大小, 形をとわずすべて測定し、その結晶軸  $c$  の方向を下半球のシュミットネットに投影し、普通に行なわれている方法で、1%面積あたりの密度分布を示した。ときには同一の薄片あるいはサンプル中で、白雲母の多少多い縞の石英も別に測定して比較した。これらのことは、石英の配列が他種鉱物の存在によって影響されること（SANDER 1950 の Einflüsse der Gefügegenossen）を避けるためと、各構造部での比較にはなるべく同一岩質のものが望ましいことを考慮したからである。ほとんど石英のみよりなる部分は、いわば石英の高品位部にあたり、やや粗粒で、1種の整合変成分化部ともみられる。しかし脈状は呈していない。

なお、ここには第二次褶曲をうけた部分のファブリックダイヤグラムはかかけていない。ファブリック軸は  $s_{1-2}$  または  $s_2$  面上に  $a$ ,  $b$  をとり、 $b$  は  $l_{1-2}$ ,  $L_{2-3}$ , 長柱状鉱物の主要配列方向に一致してとった。 $a$  はこれに直角であり、 $c$  は  $ab$  面に直角方向にとる。

定方位薄片の方向のとり方としては、原則としてファブリック軸  $b$  に垂直な薄片 ( $b$ -薄片

と呼ぶ)は野外において上から見下すように作り、 $a$ に垂直な薄片( $a$ -薄片と呼ぶ)は東側から西を見るように作った。ファブリック軸 $c$ に垂直な薄片( $c$ -薄片)は上盤(北側)から見下すように作った。ここでいう上、下盤とは早期の同斜状褶曲後の現在みられる形状に対しての上・下関係である。しかし第二次褶曲や断層により傾斜が逆転すれば、復元してとるが、この報告でのべる測定資料には、このような場合は含まれていない。

ファブリック ダイアグラムはなるべく $a$ -薄片を用いた。説明の都合上、ダイアグラムの中心(ないし中心付近)にファブリック軸 $a$ のあるものを $a$ -ファブリック ダイアグラム、 $b$ のあるものを $b$ -ファブリック ダイアグラム、 $c$ のあるものを $c$ -ファブリック ダイアグラムと呼ぶ。ファブリックパターンの比較には表現を統一した方がよいので、なるべく $a$ -ファブリック ダイアグラムとした。ファブリック ダイアグラムにおけるファブリック軸 $c$ は縦にとり、その上位は地球座標でも上位(北上)で、左右方向にファブリック軸 $b$ をとり、右を傾斜方向に近くとっている。ファブリック軸 $b$ は傾斜方向に近いので、東方から西方を見た図になっている。 $b$ -薄片での $b$ -ファブリック ダイアグラムを $a$ -ファブリック ダイアグラムに転換するには、測定した1個1個の結晶粒の方位を転換してダイアグラムを改めて作る(粒転換法と仮称)場合と、 $b$ -ファブリック ダイアグラムそのものを転換する(図転換法と仮称)場合とがある。前者の方が望ましいが面倒である。同じ資料から両方の方法で $a$ -ファブリック ダイアグラムを作って比較してみた。測定個数は500~300位である。パターンにある程度の差が出る。差の大きい場合はおもにシュミットネット上での位置によっている。しかしパターンの傾向には大きな差はなかった。測定個数は最初500とったが、終りにはファブリック パターンの傾向は300~350位でとみなして、350位にとどめた。

#### b. 石英の外形と分布 (dimensional orientation)

前述のようにして作製した薄片で石英粒の外形や分布をみると、粒状のものもあるが、 $s_{1-2}$ 、 $s_2$ の面に外少長いものが多い。もう1つの特徴は $a$ -薄片で第二次斜交片理面の $S_5$ にはほぼ平行に長いものが観察される。外形を区切る線としては、 $a$ -および $b$ -薄片では、 $s_{1-2}$ 、 $s_2$ 、 $S_5$ 方向に強く、その他の斜交片理面方向にほぼ平行なものもある。 $c$ -薄片ではファブリック軸の $a$ 、 $b$ 、 $a$ と $b$ の中間の方向( $L_{2-7}$ 、 $L_{2-8}$ にあたる)の線がかなりしばしばみられる。

これらの外形は次にのべる結晶軸 $c$ の方向(lattice orientation)と形成史の上で密接な関係があると考えられるが、結晶面そのものではない。

#### c. 石英の結晶軸 $c$ の配列 (lattice orientation)

同斜状褶曲各部での石英の結晶軸 $c$ のファブリック ダイアグラムをかかげて比較する。

1) 翼長10~20cm程度の同斜状褶曲の翼部、頂部 これは、白雲母の[001]の配列を測定した第1図のNo.1, No.2, No.3の測定部にそのまま対応している。いずれも $b$ -薄片で測定した。第9, 10, 11図は $b$ -ダイアグラムで、それぞれ翼部(No.1), 頂部に近い部分(No.2), 頂部(No.3)のファブリック ダイアグラムである。第12, 13, 14図はそれぞれ第9, 10, 11図の資料( $b$ -薄片での測定値)をもとにした(粒転換あるいは図転換による) $a$ -ダイアグラムである。これらのダイアグラムを比較すると、 $s_2$ とファブリック軸 $b$ を基準としてみたとき、多少の差はあるが、著しい差はない。なおこれらのファブリックパターンは太平坑入口東上盤(坑外, 1L, W13-14, 構造上は上硫の西端, 中鎚の褶曲部

の西にあたる)の石英片岩の場合とよく似ている(第21図参照, KOJIMA and HIDE 1958, p. 209, Fig. 7より引用した)。

2) 14Lにおける上硫西端部 14L, W2, Eブロックに属する。ここでは褶曲の翼の長さは100mをこえる。上硫西端より4~8m東の上・下盤のサンプルによつた。上下両翼中にも同斜状の小褶曲構造や構造的包有岩がしばしば観察される。

第15図は上盤, 第16図は下盤のファブリックダイヤグラムである。ともに石英にとむ石英片岩であるが, 下盤側のサンプルは石灰質片岩と互層状で約1cm幅の縞の部分である。両ダイヤグラムを比較すると多少の差はあるが, ファブリック軸*b*を基準としてみると, 極大点やパターンに大きな差はない。

3) 中鍾褶曲部 14L, 15Sl 付近で3個, 20Lで1個測定した。第17図は14L, W3たて入れ(下盤)坑道西壁におけるサンプルからえた石英のファブリックダイヤグラムである。このサンプルは中鍾褶曲部の中, 西に向かつて閉じる1つの同斜状褶曲頂部で, 鉱床尖端の上盤でえた。このパターンは14L, W2, 上硫上盤の第15図に似ている。

第18図, 第19図は15Sl, W1-0で, 中鍾褶曲部中の1つの同斜状褶曲が東に向かつて閉じ, 石英片岩が尖滅状を呈する部分, すなわち褶曲東端部の石英片岩(KOJIMA and HIDE 1958, PL. 27参照)の石英のファブリックダイヤグラムである。この2個は同一サンプル中で, 上下に2cm程度はなれた石英にとむ別々の縞からえた。第18図は上位の縞, 第19図はすぐ下の縞のダイヤグラムである。

中鍾は下鍾に連続するが, 14L付近では酸化鉄鉱, 藍閃石質角閃石が多く入り, 適当な岩質のサンプルを得ることが困難である。第20図は20L, W2-3でえたサンプルの石英ファブリックダイヤグラムである。この岩石は中鍾褶曲部の鉱床(おそらく下鍾)上盤の石英片岩である。

これらのファブリックパターンには多少の差があるが, 極大点その他に決定的な差をみつけることができない。

4) 別子鉱床東端部 これは1Slと20Lとで比較した。第22図と第23図は1Sl, E1-2, 本鍾尖滅部より西へそれぞれ約10~50m付近の本鍾の上盤, 下盤の石英ファブリックダイヤグラムである。上盤のサンプルには波長約3cmの同斜状小褶曲が含まれている。薄片はこの小褶曲の頂部に近い上翼部で作った。下盤のサンプルにはいくぶん白雲母が多い。

20Lでは, 第24図が上盤のダイヤグラムで, E7-8, 鉱床東端部より約60m西のサンプルからえた(KOJIMA and HIDE 1958a, p. 214, Fig. 10より引用)。第25図はE7-8, 第24図のサンプルより約43m西でえたサンプルの石英ファブリックダイヤグラムである。第26図は19L, E7-8, 東端部より約110m西の鉱床下盤の石英片岩の石英ファブリックダイヤグラムである。

これらのパターンにはある程度差はあり, 中には極大点が*ac*面上にまたは*ac*面に接近しているものもある。しかし上盤下盤として特有な差をみつけることはむづかしい。

5) 別子鉱床東端部および中鍾の褶曲部から離れた部分 1つの例は20L, E3付近である。Eブロックに属し, 鉱床東端部と中鍾の中間部である。この付近でも鉱床の分岐は認められる。鉱床上盤の石英片岩の石英のファブリックダイヤグラムを第27, 28図に示す。ともに同一サンプル中で, 第27図は白色粗粒部(縞), 第28図は多少白雲母の多い, やや細粒部(縞)のダイヤグラムである。もう一つは14L, W7, 中鍾褶曲部より西方の最下鍾下盤の石英片岩

で、第29図、第30図にそのダイヤグラムを示す。これも同一サンプル中で、第29図は白色粗粒部(厚さ2~3mmの縞で、整合分化脈といってもよい)、第30図は白雲母の多少入った細粒部のダイヤグラムである。極大点が $bc$ 面上に近い。これは4)の項でみられた $ac$ 面上の極大点とくらべて特徴となるかも知れない。この2つの石英片岩の共通性としていえることは、この付近では石英片岩が全般に薄いこと(その中での優白質部である)、肉眼的には線構造がわかりにくいことである。しかし結晶粒がとくに細粒とか細長いとはいえない。

6) 鉱床の上部と下部との比較 上部のものとしては1SL, 大平坑口(1L), 下部には19L, 20L, その中間の14L, 15SLなどのファブリックダイヤグラムが今までにかかわれている。しかし何をもって各部の代表とすべきか明らかでなく、さらに資料が必要である。少なくとも極大点に関して大差はない。

7) 同一薄片ないし同一サンプルで、白雲母のほとんど含まれない縞とある程度含まれる縞との比較 第27図と28図、第29図と30図、第33図と34図(白滝鉱山朝谷付近)とはその例である。これもあまり大きな差は認められない。

#### d. 別子鉱床母岩以外の石英片岩の石英ファブリックパターン

比較のために、別子鉱床母岩以外で、ほとんど石英のみよりなる石英片岩の石英のファブリックダイヤグラムを作った。サンプルとしては、主要な線構造は走向系で水平に近く、 $S_1$ は走向EW系・N傾斜、第二次褶曲構造のない部分を選んだ。

第32図の石英片岩は別子鉱床14L, E5-6, 下部開発役局(1959年当時)の天盤で採取した。別子鉱床より下盤の三繩層主部層、無点紋帯(Ib)中である。 $S_1$ の面上には主要線構造 $b$ 以外に、 $b$ と $a$ の中間に2方向の弱い線構造がみられる。石英の外形は粒状であるが、 $S_1$ とくに $b$ 方向にやや長い。 $b$ -薄片では共軛斜交片理面の1つの方向にも多少長い形を呈している。

第31図は別子鉱山20L, E6, 別子鉱床より上盤の喜三谷緑色片岩層下部(三繩層上部層)の石英片岩のファブリックダイヤグラムである(Kojima and Hida 1958a, p. 217, Fig. 12より再掲)。

第33図、34図の石英片岩は白滝鉱山朝谷付近産である。産状はp. 32の第8図およびp. 35の7)の項で説明した。

いずれもtriclinicパターンを示し、極大点が $bc$ ,  $ac$ ,  $ab$ 線上にのるものはない。極大点を除くと、ファブリック軸 $c$ を極とするかなり完全な環状小円の場合と、朝谷のような $b$ を極とする大円に近いガードルと $c$ を極とする不完全小円ガードルの重なった性格の場合がある。

## 6 石英のファブリックパターンの特徴と褶曲構造との関係

今までの資料から別子鉱床母岩の石英のファブリックパターンには、同斜状褶曲軸 $l_{1-2}$ と軸面 $s_2$ を基準にとると、同斜状褶曲の上下両翼で明瞭な差のないこと、triclinicな性格が強く、極大点は常に第1象限中にあることがわかる。

つぎにファブリックパターンと褶曲構造形成との関係をも少し詳しく考察してみよう。別子白滝地方の石英片岩のファブリックパターンは極大点や密度の高低を除くと、monoclinicないしorthorhombicな対称性に近く、Fairbairn(1949)の $f$ 型、 $g$ 型、 $l$ 型ないしそれらの一部分のみ存在する型に近い。ファブリック軸の $b \cdot c$ 付近は常に空所ないし低密度部となっている。

極大点をみると、 $a \cdot b \cdot c$ に一致することはもちろんなく、 $ab$ 面上にもおられない。 $ac$ 面上 (SANDER 1950のII型付近)、 $bc$ 面上 (SANDER 1950のIII型付近) もないとはいえないが、比較的まれで、大部分はそれら以外の位置で、SANDERのIV型に近いところにあり、triclinicな対称性をもっている。

岩層の褶曲構造や線構造、第一次斜交片理の形成などからも、この地帯の結晶片岩には  $B$ -tectoniteの性格が強いが、第二次斜交片理の存在はフェブリック軸  $c$ に垂直な圧縮とともに  $B$ 方向への伸びが伺える。これらの構造は石英フェブリックパターンにも反映しているであろう。

別子鉱床付近の石英片岩の石英フェブリックパターンはさきに3種に分けられた (KOJIMA and HIDE 1958a)。すなわち、第1は第21図に示すような1つの“斜めガードル”である。別子鉱床母岩では  $b$ ,  $c$ の中間位置から  $a$ 付近を通り、第1, 第3象限に分布している。第2・第3は、この“斜めガードル”が  $ac$ 面を対象面として、もう1つ第2, 第4象限に重なる場合である。第2はこの一方の“斜めガードル”が弱く、第3は2つの“斜めガードル”がほぼ同じ強さの場合である。さらにくわしくみると、第1の基本になるガードルは  $a$ 付近へのびるのと、 $ac$ の中間位置へまがるものとある。これらは、 $bc$ 面上に極のある小円ガードルから、 $c$ に近い位置に極のある小円ガードルということになる。

別子鉱床母岩の石英のフェブリックパターンには、上記の3種あるいはそれに近い形のものが見られ、他の地域の石英のパターンと截然たる区別は困難である。しかし傾向としては1つの“斜めガードル”が強い。2つの“斜めガードル”ないし  $c$ 付近を中心とする環状小円状ガードルを示す場合も多いが、このときにも不完全小円ないし一方の“斜めガードル”(第1, 第3象限中)が強い傾向がある。極大点はほとんど常に第1象限中にある。まれに  $bc$ 面上および  $ac$ 面上にある。第2, 第3象限中に存在する場合はまだみつからない。

このような石英の triclinic フェブリックパターンの解釈は、さきに、小島・鈴木(1958)の剪断面に関係した石英  $c$ 軸配列に関する仮説をもとにして、試みられた (KOJIMA and HIDE 1958a)。これによると、石英の  $r$  または  $z$  に平行な原子配列面は第二次斜交片理面の中、 $S_7$ に最も強く、ついで  $S_5$ に強く配列した。これは第二次斜交片理面形成期に  $S_2$ に垂直な圧縮と、上盤の上方への移動に伴った rotation が働いたために  $S_6$ より  $S_5$ が強く発達した ( $S_5$ は  $a$ -薄片でみられる)。 $S_7$ が強いのは、第一次斜交片理面形成期に  $s_2$ に垂直な圧縮と同時に、上盤の西方への移動に伴った rotation が加ったために  $S_3$ が強く発達し、このために次の段階で  $S_7$ が強く発達したと解釈された。

その後作製したフェブリックダイアグラムにおけるパターンとその極大点や岩石構造も同様の傾向を示し、上記の解釈が成立する。ただし、 $ac$ 面上に極大点、垂極大点がある場合には、第二次斜交片理面の形成期ないしその後第一次斜交片理面が活動していた可能性がある。垂極大点になると、いろいろな場合があり、 $s_2$ に垂直な圧縮と他の各種の  $s$ 面で配列が規制されたのであろう。

つぎに第一次同斜状褶曲の上下両翼でパターンに明らかな差を見つけることは困難である。このことは、石英の配列が同斜状褶曲構造完成後の stress plan によるもので、第一次褶曲形成時の  $s_2$  や  $s_{1-2}$  面上での岩層の運動方向と必ずしも直接関係がないということである。すなわち別子鉱床と母岩全体を眺めたとき、その褶曲形成時には軸面に垂直な圧縮と上盤の西方への移動が行なわれた。しかし局部的には drag fold のために現在みられる見かけの上盤

が東方へ相対的に移動した部分もあると考えられるからである。

石英のファブリック パターンの細部についての解釈、各構造上の位置との相対的關係、第二次褶曲部におけるファブリック パターン、方解石のファブリック パターンとの比較などは今後さらに明らかにしてゆくべきである。

## VI. 三波川帯におけるキースラーガーの構造解析と探鉱

三波川帯のキースラーガーの起源と結晶片岩の褶曲史に関し、ある程度の見通しがつく段階になったので、この地域における経験から、三波川帯のキースラーガーと母岩の褶曲構造に対する解釈と探鉱に関して予察的にふれておく。ここにのべること、とくにキースラーガーの再褶曲構造<sup>1)</sup>は三波川帯だけでなく、広く他の地域の多くのキースラーガーにも適用できると期待している。

### A. 本地域外における傾斜系線構造発達地のキースラーガーと母岩の構造解析

小島・秀 (1958) はさきに別子と佐々連の例から、(傾斜系)高角度線構造形成の機構をのべ、このことは広く他の地域にも適用できると信じた。このたび別子鉱床とその母岩の褶曲構造の形成について、さらに詳しく検討したので、その結果から、他の地域における傾斜系(高角度線)構造発達地のキースラーガーを解釈してみよう。なお傾斜方向への落しをもつキースラーガーの存在と、その落しが母岩の線構造と一致することは堀越義一(1940)によりはやくも総括されている。

1) 佐々連鉱床と母岩 この地域については、堀越義一(1940)、竹田(1954)、小島、秀(1958)、堀越毅(1958)、土井(1953, 1959)、大八木(1960)の研究があり、とくに土井の詳しい地質および鉱床に関する報告と大八木の構造岩石学的研究をみれば、その形成機構はここに改めて説明するまでもない。層面にそうほぼ水平方向の迂り運動によって同斜状の褶曲構造が形成されていることがわかる。

2) 久根鉱床と母岩 この地域については、古くは堀越義一(1938 a)の研究があり、戦後では、久根鉱業所における鉱床と鉱床付近の地質についての詳しい調査をもとにした報告が公表されている(浜島 1952, 神山 1956)。この地域を含めた天竜川全域については中山の研究(1952~1954)がある。久根鉱床付近は点紋帯よりも600~700m下位の無点紋帯に属し、変成度も別子鉱床付近より低い。別子鉱床と比較してみると、鉱床の片側(外側)に石英片岩層を欠いている。しかし鉱床(とくに奥錘、栄錘)が緑色片岩(白石、油肌)をとりまく形をとっていること、鉱床に膨縮があり鉱体の層状分岐は規則性があること同斜状褶曲によると判断されること、鉱体および母岩の緑色片岩にも平行な高角度の落しのあることなどは別子鉱床と緑色片岩の關係とよく似ている。とくに鉱体の分岐によって判断される軸面方向からみると、お玉錘は別子鉱床の中錘に対比も可能である。このようにみえてくると、久根鉱床の(変成前の)原鉱床は緑色片岩と黒色片岩との境のただ1つの層準を占めた層状

1) キースラーガーが母岩の変成期の二時期の褶曲構造に支配されてをれば、直ちに鉱層起源とはいえない(例えば河山鉱床、木野崎・小島1960参照)。しかし、多くのキースラーガーは変成前から存在し、多くは鉱層起源であろう。

鉾床で、変成時に上盤側が層面にそって側方に（南方へ）移動し、このため鉾床と緑色片岩に同斜状の褶曲構造が形成された（お玉鉾は更に緑色片岩中にたぐれ込んだ）。その後軸面方向に剪断面も発達し、ほぼ現在の形態をとるにいたった。油肌は鉾床付近の原岩の岩質も反映しているが、層面と軸面方向の剪断運動を強く受けていると解釈できる。久根鉾床の上盤鉾や東向一号鉾群といえども同一層準かも知れない。

筆者はかつて天竜川流域団研の際、中山の案内で天竜川ぞいに野外地質を見学したが、久根鉾床と母岩を実地に見学していないので、上記の褶曲説は単なる見通しにすぎない。しかし久根鉾床付近は中山（1953）によると、天竜川流域の結晶片岩中で、南北性線構造発達部（峰の沢鉾床を含む下部の層群）と東西性線構造発達部（上部）の移過部にあたる。さらに昭和34年度久根鉾山見学ならびに討論会記事（加藤1959）を参照すると、この解釈も単なる空想ではなさそうに思える。

3) 高越鉾床と母岩 点紋帯に属し、鉾床は南北にのびた形を示し、かつEW系の向斜構造を呈している特異な構造をもつこと、藍閃石を産出することなどで古くから有名である（堀越義一1940、加藤武夫1937）。詳しい資料はあまり公表されていない。筆者は実地に見学していないが、文献を参照すると、1) 高越鉾床は緑色片岩および石英片岩層を伴い、ほぼ平行な2層よりなる。それぞれ上盤鉾・下盤鉾と呼ばれ、その間は2~10mへだてている（佐竹1951、堀越・木村・小村1954、四国鉾産誌1957）。2) 鉾床は1層（1枚）から2層（2枚）に別れその間の距離は西方へゆくとき次第に大きくなるのが観察される（佐竹1951、堀越義一1940A-A'断面）。3) 鉾床付近にはNS系の線構造が発達し、鉾床の西端では石英片岩がNS系の軸で著しく褶曲しており、鉾床はそこで尖滅している（堀越叔 1958）。NS系の褶曲軸はEW系の褶曲をうけている（堀越叔 1958）。以上のことを別子鉾床の例から解釈すれば、高越鉾床の原鉾床は石英片岩と緑色片岩の境付近（資料不足で正確には不明）の層準を占める1枚の層状鉾床で、変成時に鉾床は母岩とともに褶曲し、NS系の軸をもった同斜状の褶曲構造が形成され、このため鉾床は2枚の見かけを呈するにいたった。部分的には小褶曲も伴われ、鉾床の枚数は更に変化するかもしれない。鉾床付近の藍閃石などの鉾物線構造がNS系であること（中山 1960<sup>1)</sup>）の主要原因はこの同斜状褶曲時に形成されたためで、その後、EW系の第二次褶曲構造が形成された。NS系の同斜状小褶曲形成運動をうけなかった層準の岩層にはもちろん早期のEW系鉾物線構造が発達する、という考えが浮んでくる。

高越鉾床の北方への延長上にある大内鉾床・久宗鉾床は高越鉾床とおそらく同じ層準とされている。これら鉾床もそれぞれ2層（枚）の鉾床よりなり、佐川（1910）の調査資料を見ると、鉾床母岩の石英片岩、藍閃片岩に同斜状褶曲構造形成の跡を明らかにうかがうことができる（石英片岩の渦（うずまき）状消滅など）。

この地域同斜状褶曲構造の規模とその内容をさらに検討すれば、鉾床の探査だけでなく、

1) 中山（1960）は、このような方向への鉾物の形成は構造運動末期のもので、この時期には褶曲軸方向に岩石が伸長する結果、可塑的な岩層の部分に局部的に生ずるとしている。筆者もこのような場合のあることも考えてはいる。軸方向への岩石の伸長のあることも重視している。ただここで強調したいことは、鉾物形成の最盛期に相当大規模にNS系の同斜状褶曲構造が形成された可能性があるということである。

この地方の褶曲構造・藍閃石片岩形成についての資料もさらに得られるのではないかと期待している。

4) 基安鈹床のその母岩 無点紋帯の三繩層主部層中に存在している、この地域は中七番背斜の西方で、大背斜軸の彎曲部に比較的近い。この地域にはNS系とEW系の2方向線構造が発達し、鈹床は全体としてNS方向に長く分布し、EW系の構造支配もうけている。最近、由井(1960)は、NS系線構造には小規模ではあるが同状斜の層状褶曲を伴っており、EW系線構造はその後で形成され、かつ角閃石はEW系線構造方向に配列していることを明らかにした。従って、基安付近のNS系同斜状褶曲構造は、三波川変成の早期に上下盤が層面にそい東西方向に移動することによって形成されたと考えられる。

以上はこれまでに明らかにされ、かつ公表された資料であるが、注意すれば、さらに各地でこのような構造は確かめられるであろう。またこの見方は肥大した富鈹体とその落しを知るだけでなく、鈹床のくりかえしを発見する糸口にもなるから、探鈹上重要な一指針となろう。

### B キースラーガーの形態の複雑さ、多方向性と再褶曲構造

キースラーガーの形態は単純な落しをもつ場合も多いが、複雑な場合もあり、とくに鈹床全体のひろがりや形態は一筋縄ではゆかない。論理的にはキースラーガーの形態は変成前の形と変成過程での再配列に支配されるといえる。結晶片岩の変成史をみると、少なくとも層面に平行な第一次同斜状褶曲、両翼のある程度開いた第二次褶曲、第三次褶曲が識別される。このうち第一次褶曲<sup>1)</sup>は最も可塑的な条件下で形成され、鈹物の形成も主にこのときに行なわれているのが普通である(一部に例外がある)。キースラーガーの変形も、このような最も可塑的な条件下で最も強く行なわれたと予想される。第一次褶曲では鈹体は何枚にも折りたたまれ、かつ軸部では肥大する。第二次褶曲期にもかなり強く変形される場合がある。前述の別子・佐々連等の鈹床の形態はこのことを実証している。このような変形が重なり合うと、キースラーガーの形態にはいろいろな場合ができ、複雑にもなる。

変成前から存在していたキースラーガーが変成時にどれだけ移動したかは重要な問題であるが、未だ充分には明らかにされていない。ただキースラーガーが特別の褶曲構造のところだけに存在してはいないこと、一つの層準のキースラーガーの分布する範囲内にも空白部の存在することなどを考えると、原鈹床の存在していた分布区域から遠くはなれて移動したとは考えにくい。しかし形態は変成時の同斜状褶曲軸方向に長く(何枚にも折りたたまれると、見かけほどのびたことにはならない)、かつ肥大していること高品位部の形成されていること等から、少なくとも原鈹床の分布区域内であるいはその近接部へ(例えば小褶曲頂部へ)ある程度移動の行なわれたことは確かであろう。

キースラーガーの再褶曲による構造支配は、注意すれば沢山みつかるであろう<sup>2)</sup>。各時期で褶曲軸が異なれば識別しやすいが、同方向ないし僅かに斜交すると区別がむづかしい上に、

1) 従来、堀越(1940)により“自然分散”として説明された鈹床の分岐はこの期の褶曲とみなされる。これはまた小島(1956)が“S<sub>1</sub>で代表される岩石の可塑性流動(flow)の時期”とした変形にも対応する。

2) 筆者は1959年11月、大久保・三浦両氏の案内で小島・鈴木・中川・岩橋・市川・秋元の諸氏とともに飯盛鈹山を見学した。飯盛鈹床とその母岩に関しても、ここにいう第一次褶曲と第二次褶曲の発達を観察することができる。



形も複雑となる。このような例として注目されるのは白滝鉱床である。

白滝鉱床は、ほぼEW方向に長く、Eへ $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$  落ち、南から北へいくつかの鉱帯に分けられている。しかし内部は甚しく複雑で、富鉱部の規則性は十分にはつかみにくい。これは今までによく知られたようにEW系の第二次褶曲構造がかなり複雑なだけでなくNS系褶曲構造が加わっている(堀越1940, 吉田・小村1951, 秀1954, 杉山1955, 竹田1960参照)ためであるが、さらに、これより前期に形成された同斜状の褶曲構造が存在しているためであると予想される。筆者は白滝鉱床について坑内のマッピングによって第一次褶曲構造を明らかにしたわけではないが、次のことからその構造は十分に予想される。

1) 白滝鉱床の層準は大きくみてほぼ1つであるが、詳しくみると鉱床は何枚もあり、枚数も変化している。竹田(1960)は鉱床は場所により異なるが、2枚またはそれ以上存在し、鉱床北限付近のものは褶曲によるくりかえしの可能性があるとして述べている。枚数の変化は白滝鉱山探査課でも膨大な資料をもとに明らかにされつつある。2) 切羽の露頭、サンプルでは鉱床や母岩に同斜状小褶曲構造が観察され、その軸面は第二次褶曲軸面の方向とは斜交している<sup>1)</sup>。3) 地表の結晶片岩には第二次褶曲で再褶曲した早期の同斜状小褶曲構造が認められる。4) 白滝鉱床の存在する横臥褶曲領部では、北翼と頂部で緑色片岩層が厚く、南翼で薄い。このことから頂部には緑色片岩内での同斜状層内褶曲による岩層の肥大が期待される。白滝鉱床はこの頂部に存在するので同斜状褶曲の存在が期待される。白滝鉱床南部の高品位部(小野1958)は早期に形成された同斜状褶曲の1つの頂部ではないだろうか。筆者は白滝鉱山探査課の調査や竹田(1960)の研究ならびに筆者のこれまでの観察から白滝鉱床も1枚の層状鉱床起源の可能性が強いと期待している。

キースラーガーの形態について、もう一つ気になる鉱床は大峯(堀越義一1939)ないしこれに類似の型の鉱床である。この型の鉱床の形態は雁行状単位鉱床の集合体をなし、その集合体の落ち(分布の伸長方向)と雁行状単位鉱床の落ちが斜交している。この単位鉱床の雁行状分布はこれまでの経験からみると、褶曲により形成されたもので、鉱床全体(集合体)の落ちや形は雁行状褶曲形成より前の時期に形成されていたと解釈される。この雁行状褶曲が第一次の褶曲であると、これより古い鉱床の形態は雁行状褶曲より早期の褶曲ないし構造運動に支配されたのか、変成前の原鉱床の形に由来しているのか今後慎重に検討する必要があると考えている。

### C. 三波川帯キースラーガーの探鉱に関し、以前から知られている経験的規則性とその意味

古くから多数の鉱山の開発に伴う豊富な資料の蓄積、結晶片岩研究の進歩、成因論の展開とその実地での検討の結果、キースラーガー探鉱上の指針ともなるべき沢山の規則性が経験的に知られている。次にこれらをかかげて、成因論との関係をのべておこう。

1) キースラーガーは緑色片岩に伴う。このことは古くから知られていたのだろうが、文献では、佐川(1910)、新井(1911~1914)が強調し、その後も加藤(1937)、堀越(1940)を初

1) 白滝鉱山探査係では、白滝鉱床の一部にEW系褶曲と斜交した方向の褶曲構造が存在することを明らかにしている(同係の安居院弘輔氏の御教示による)。

め、多くの人々によって注目されている。新井はこれを塩基性貫入岩とした。これより以前に佐川(1910)は鉍層説には反対したが、鉍床付近の緑色片岩を塩基性凝灰岩起源と考えた。キースラーガーは石英片岩や石灰質片岩にも伴うが、これらも緑色片岩と密接な随伴関係を示している。これらの現象は“三波川帯の少なくとも大部分のキースラーガーの原物質は海底火山活動に伴って供給された”という成因説の強い根拠の一つにもなっている(小島・秀・吉野1956)。

2) 各キースラーガーは大きくみると、ほぼ一つの層準にそっている。しかししばしば雁行状を呈し、詳しくみると母岩の片理とはしばしば斜交している。このことは西尾桂次郎(1910)、佐川(1910)、新井(1911~1914)、堀越(1953)らによって強調された。しかしこのことは渡辺・立見(1956)によって説明され、また別子鉍床(Kojima and Hide 1958 a, 土井・田窪・薩摩1959, 本文VB参照)、佐々連鉍床(土井1959)で実証されているように層状鉍床の褶曲の場合が多い。筆者の狭い経験ではあるが、母岩中に明確にみられる最古の褶曲(第一次褶曲)期に鉍床が存在せず、その後になってはじめて鉍床の主要部(脈状部を除く)が形成されたという例<sup>1)</sup>を知らない。鉍床の主要部は母岩との可塑性の差こそあれ、ともに褶曲し、断層運動もうけている。鉍床と母岩の層理・片理の斜交性のために一時鉍層説が否定されたのは、層面片理と軸面片理ないし斜交片理の区別、層面にそうじりや同斜状褶曲の存在とその意味、層状鉍体と脈状鉍体の形成期の区別等に関し充分に解析されえない時期にあったためと思われる。

3) キースラーガーは母岩の主要な褶曲軸ないし線構造に平行な落しをもつ。これは佐川、新井、神山、堀越、加納、竹田等をはじめキースラーガーに関係するほとんどすべての人達によって注目され、探鉍にも利用されてきた。

褶曲軸ないし線構造は二方向以上識別される場合も知られている。筆者は別子鉍床をはじめ多くの鉍床で同斜状の褶曲とその後の再褶曲構造の存在に注目しているが、これらの現象はキースラーガーが変成初期に既に存在していたことから当然といえる。

経験的に、キースラーガーの形態は、おそらく変成前の原鉍床の形<sup>2)</sup>と母岩の同斜状褶曲構造形成期にその骨格が形成され、ついでその後の再褶曲軸や線構造にも支配されているとみられる。鉍物線構造は、多くの場合同斜状褶曲軸方向に一致するが、後期の褶曲軸方向に支配される場合、両方の場合もある。キースラーガーの落しは変成前の形態、変成期の数次の褶曲構造、鉍物形成期と分けて解析するように努力すべきである。

4) キースラーガーの尖滅の一つの型として、しばしば“魚頭”状に尖滅あるいは“タコの足”状に尖滅する(佐川1910, 新井1911~1914)、また鉍体末端部では鉍体は一見母岩の片理を切らずに2枚、3枚あるいは更に多数に分岐することは普通の事である(堀越1940)などと古くから適確に表現されている。筆者は“扇状”・“手の指”状といってもよいと思う。これは1本(1枚)の腕から数本(数枚)の指に分岐して尖滅する意味で、規模はいろいろある。別子鉍床中鍾の褶曲構造の解析に伴い、筆者には“魚頭”状および“タコの足”状尖滅は、一部では一種の断層の場合(変成期に形成された層面方向に近いじりには、破碎帯をほとんど伴わない場合もある)もあるが、多くの場合同斜状褶曲の頂部とみればよいことが

1) 三波川帯では、内帯の河山式の鉍床は知られていない。なお別子鉍床における層状分化鉍脈と解積される“上鍾”の如き場合は除く。

2) 前述のように、この期の形態に関する確実な知識は甚だ貧弱である。

わかってきた。鉱床が2枚以上あるときあるいは枚数に変化があるときも一応この見地に立って考えてみる必要がある。1枚しか見えないときもこの可能性は念頭におくべきであろう。なお“竿錘”ないし“雁行状竿錘”も褶曲運動により形成されたとみられる(例えば新宮、千原、永坂、持部、樺の木等の鉱床)。

5) 富銅鉱部は走向方向にはあまり長く続かない。これはキースラーガーは層状部が起源で富銅部は同斜状褶曲頂部あるいは脈として変成期に分化したことを考えれば当然である。

6) キースラーガーはしばしば雁行状を呈する。(富)鉱体の比較的規則的な間隔と配列、片理との関係は古くから気付かれ、探鉱上でもきわめて有効である(佐川、新井、堀越、土井など)。この配列の原因は層状鉱床と母岩が雁行状に小褶曲したためである場合が多い。褶曲の翼部で軸面に平行な迂りで鉱床の連絡が絶たれている場合もある(雁行状と称されている鉱床中にも、褶曲ではないと考えられる場合もある)。雁行状配列の小褶曲には軸面が層面にほぼ平行に近い同斜状褶曲の場合が多いが、両翼のある程度開いた第二次褶曲構造による場合もあろう。褶曲軸は傾斜系(高角度)の場合もそうでない場合もある。これらのことは原鉱床が雁行状単位鉱体形成よりも古いこと、構造運動に重複のあることから考えると当然であろう。

7) キースラーガーの形態には板状錘、竿錘、鞍状錘のほか複雑な形態もある。これは母岩の構造と変形史をそのまま反映しているといえる。板状錘は大褶曲の翼部に、鞍状錘は大褶曲の頂部などで両翼のかなり開いた第二次褶曲構造発達部に、竿錘は層内褶曲部やとじた褶曲の頂部に形成されやすい。鉱床の形態は再褶曲構造により形態が複雑化している場合が多い。

8) 鉱床は構造的に特別のところにある。たとえば“錘の内変動帯”、異常(高角度)線構造帯、褶曲の頂部などが注目されている。しかし原鉱床はこれらの構造形成期には既に存在していたとみなされる。また変成期に形成された特別の構造のところにのみ存在しているとはいえない。すでにできていた鉱床が、変成期の構造運動で、肥大したり、高品位部が形成されたり、折りたたみ状同斜褶曲が形成されて稼行に適するように、あるいは鉱床が発見されやすいようになることはある。逆に薄く圧延されて稼行に不適になる場合も生ずる。このような意味で構造と関係があるといえる。

9) キースラーガーに伴う特殊な岩石や鍵層 キースラーガーに伴う岩石は1)で述べたが、さらに個々の鉱床には、各鉱床の層準や構造を示す随伴岩石や鍵層がそれぞれ存在して探鉱に有効に利用されている。このような岩石や鍵層を見つけ出すことは各鉱床の探鉱にはきわめて重要である。しかしこれはあくまで個々の鉱床に関してのことである。

“千枚銅近”・“縞銅近”・“銅近”・“ガリ鉱”という鉱染状鉱あるいは剝離にとむ片岩・“油肌”は鉱床にしばしば伴われ、探鉱上でもきわめて重要で見逃すことはできない。しかし鉱染状硫化鉱物や剝離にとむ片岩は鉱床のどの部分にも常に伴われているわけではない。稼行価値のある鉱床とは別に産出することもある。

鉱染状鉱は変成時に形成された部分であろうが、鉱染状鉱の縞は層面片理の場合が多く、その起源は多くの場合変成前にあるだろう。佐川(1910)ののべた“鍵の内変動”は鉱床付近の層面にそう同斜状褶曲期とその後の剪断運動をさしている。これによる剝離にとむ部分(ほとんどの場合緑色片岩)の形成には原岩の岩質や層準もある程度反映するであろう。この種岩石が同斜状褶曲軸部にもしばしば形成されていることは探鉱上とくに注目される。ただし、この種の運動は鉱床の存在する層準にだけ行われたわけではないことにも注意を払う必

要がある。

また“赤ハブ”(白滝鉱山現場における呼称、酸化鉄鉱—アルカリ角閃石—柘榴石—石英片岩で、変成分化現象は伴われるが、1種の珪質岩源片岩と考えている)も鉱床によく伴われ、層準の指示者となる。しかし鉱床と全く独立にも産し、“赤ハブ”を全く伴わない鉱床もある。なおこの岩石に含まれるアルカリ角閃石の変化は鉱物変化にもとづく分帯でのⅡ帯とⅢ帯との境を定める目安の1つとなる。

以上のことからキースラーガーの探鉱には、詳しい地質調査を土台にして、原鉱床の形成とその変成過程での変化を考えながら、層準、随伴岩石、鉱体の落としと各種褶曲軸・線構造・褶曲軸面との関係などを調べ、早期の同斜状褶曲とその後の再褶曲構造を解析し、鉱床のひろがりや富鉱部を求めてゆくべきであろう。

## VII. 四国中央部における結晶片岩地域の地質構造の形成

四国中央部における結晶片岩地域には、大歩危・中七番・肱川の大背斜構造が存在している。これらの軸は雁行状配列を呈し、彎曲もしている。かつその一部ではドーム状の盛り上りを示している。雁行状構造を少し詳しくみると、これらの大背斜軸は北側の中央構造線・南側の清水構造帯・御荷鉾緑色岩類の分布・秩父累帯の分布・三波川帯の帯状分布方向とは幾分斜交している。中七番背斜をみると、西方では桜樹屈曲付近で中央構造線に切られ、東方では南側の清水構造帯に接近する<sup>1)</sup>。大歩危背斜も西方では中央構造線に切られる態勢にある。津根山(富郷)向斜も同様である(小島・秀・吉野1956, 秀・吉野・小島1956, 土井1959, 磯見1959, 本文第41図参照)。

中七番—能谷山大背斜軸の褶曲は少なくとも第二次褶曲期にはすでに存在していたと解釈される。

この大背斜部は現在おもに無点紋帯の岩層で構成されているが、これより上位の北側に分布する点紋帯の岩層の内部には別子白滝横臥褶曲構造が形成されている。ここでも同斜状の第一次褶曲、両翼のある程度開いた第二次褶曲、さらにその後の小褶曲が識別される。この地帯には無点紋帯中におけるよりも可塑性にとんでいたとみられる褶曲がしばしばみかけられる。軸の方向も多方向である。ことに同斜状褶曲軸や鉱物線構造の方向は地域によるだけでなく、各層ごとに変化が強い。

中七番—能谷山背斜部と別子白滝横臥褶曲部との間には弟地遷多帯が存在する。この帯中の別子鉱床付近では、第一次褶曲期において、上盤が西方へ移動することによって、大規模な同斜状褶曲が形成されたと解釈される。ここでも小規模ながら第二次褶曲が形成されている。

傾斜系の(高角度)線構造は弟地帯の別子・余慶鉱床付近以外では、中七番背斜帯の白滝鉱山南方、別子横臥褶曲帯の五良津角閃岩東部・白滝額部などで、部分的に発達している。これらはいずれも鉱物線構造を伴っており、多くの場合これに平行な同斜状小褶曲軸が確かめられているので、層面にそうほぼ水平方向への移動によって形成されたと解釈される。

第二次褶曲軸面と層面の関係を見ると、中七番背斜部の頂部から北翼(ただし無点紋帯部)、

1) 最近、鈴木堯士(1960)によって両者の構造関係が解析されている。

別子横臥褶曲部の北翼には  $n$  字形の小褶曲, その間の呉木向斜部の北翼には  $S$  字形小褶曲が卓越している。向斜部南翼とその南側の点紋帯にもこの傾向がある。

この地方の点紋帯より上位の構造については露出がないので、直接知ることはできない。また四国・近畿地方の点紋帯は構造的には一続きとみることができるが、ここにも上位の片岩層の露出はない。中部・関東地方の点紋帯では上位に無点紋帯の片岩層が分布している。しかし近畿地方の点紋帯とは分布の上で連続が中断している(岩橋1955・1957, 中山1953)。しかしもし仮りに、四国の点紋帯と中部関東地方の点紋帯とが層序・構造的にはほぼ同じで、中部地方でみられる点紋帯上位の岩層や構造が四国にも存在していたとすれば、橋本の資料(1960)からは三波川変成の及んでいる上端部は *Neoschwagerina* を含む中部二畳系であるから、四国の秩父累帯北縁部の資料(石井・市川・甲藤・吉田・小島1956)をあわせ考えると、三波川帯(広義)には岩層のくりかえし、あるいは大転倒褶曲構造が含まれているかも知れないことになる。

また変成(変形)作用の時代については、最近報告された絶対年齢(坂野・MILLER 1961)と坂州不整合との関係を明らかにすべきである。変成作用の重複については小島(たとえば1958b)によりはやくから注目されていた。本書でも再褶曲構造の存在についてのべたが、坂州不整合前の剪断運動に対比されるものがこの地域においてどの現象なのかまだ確実なことを明らかにしていない。鉱物の絶対年齢については、鉱物形成後の変形運動の影響がどの程度あるものか注目される。

これらは今後、構造地質学や構造岩石学その他いろいろな立場から検討されるべきである。

## VIII 鉱物変化に基く分帯

### A. 分帯の方法

#### 1. 分帯を行った地域と範囲

第42, 45図に示しているように、これまで層序構造に関し報告した区域とほぼ同じ範囲であるが、他の地域も広く参考にした。この地域では低変成の無点紋帯から三波川帯全体を通じて最も高い変成度を示す点紋帯内部まで連続的に観察できる。

#### 2. 原岩の区分

次の5つに大別している。1) 緑色片岩(塩基性火成岩起源, この地域では、大部分海底火山活動の産物と考えられる)。2) 黒色片岩(泥質および砂質岩起源, 両者は無点紋帯では残留鉱物や残留組織の存在で識別容易であるが、点紋帯では再結晶作用ほぼ完全となり、識別がかなり困難となる)。3) 石英片岩および石灰質片岩(珪質および石灰質岩起源で、砂岩起源は除く)。4) 超塩基性岩およびその随伴岩類。5) キースラーガー。

以上の大別から更に細別し、その細別した岩石について、変成様式や特徴を異にした各帯でどのように鉱物構成が変わるかをしらべた。アルカリ角閃石、スティルプノメリン、紅簾石、輝石など特に問題になる鉱物については、特別の注意をほらった。

### 3. 分帯に利用した鉱物の形成期と平衡関係

結晶片岩の岩石構造と鉱物の形成にはいくつかの段階が存在するが、分帯を行う場合、縞状片理 (compositional banding) および 同斜状褶曲の軸面片理の形成に関与して形成された鉱物構成によった。この構成鉱物は再結晶作用の最盛期を代表していると考えられるからである。ただし、これらの鉱物にも、変成過程での初期の条件から比較的晩期の条件までのいろいろな stage の条件が反映しており、現在観察される縞状片理の構成鉱物全部が相互に完全に平衡関係にあったとはいえないことに注意する必要がある。たとえば、緑簾石、角閃石、電気石、柘榴石等に累帯構造が認められ、金紅石の外側をチタン石がとりかこんでいる場合もしばしば認められる。しかしなお、このことを考慮に入れても、普遍的に現われる鉱物を利用して分帯を行うことは現実には可能であり、それは逆に変成条件の変化や変成史をとく材料の1つともなるであろう。

### 4. 分帯の境界線

分帯を行なうにあたっては、各岩種の縞状片理の全構成鉱物を調べ、そのうちで、なるべく普遍的にあらわれ、かつ条件変化に敏感な種類に著目し、その成分変化、出現・消滅および形・量の変化をしらべた。分帯の境界線は、特徴的な鉱物がかなり普遍的に出現しはじめる線、またはほぼ普遍的に産出していた鉱物が消滅ないしごくまれにしか出現しなくなる線である。鉱物組合せも普通変化する。しかし境界線とはいってもある程度の幅がみとめられ、境界線の両側で特徴が漸移する。例えば点紋片岩と無点紋片岩とがいりまじり出現するとか、緑色片岩で角閃石・金紅石・緑泥石の変化に多少の不一致があるとか、角閃石族の結晶でも内側が藍閃石質角閃石 (I・II帯に卓越する) で外側が  $b=Y$  の青緑色角閃石 (III・IV帯に特徴的) である場合が認められる。したがって分帯の境界線には時間的にも空間的にも幅のあることがわかる。ここでは分帯の境界線を基準となる鉱物および鉱物組合せがかなり普遍的に出現・消滅する付近にひいた。

なお鉱物は通常の岩石顕微鏡による同定法 (ユニバーサルステージ使用) によって決めた。薄片は重点的に作成するように心掛け、利用した薄片は1,000枚余りである。

## B. 各原岩種についての鉱物変化に基づく分帯

### 1. 緑色片岩

三波川帯では緑色片岩に関する変成分帯が最も識別もしやすく、他の岩種における分帯に対して標準になると考えられる。第2、第3表と第42~45図に各鉱物の出現範囲とそれに基づく分帯を示した。分帯に用いた主要鉱物はほぼ普遍的に出現する角閃石族と斜長石 (斑状変晶の普遍的な発達と An 成分のわずかな上昇) で、これに金紅石、緑泥石もあわせて利用した。パンペリー石、柘榴石、黒雲母、透輝石質輝石、藍晶石は部分的にしか出現しないが利用した。ローソン石、ひすい (jadeite) は発見していない。

次に、本書で用いた鉱物の内容を若干説明しておく。これは緑色片岩に限らず、すべての岩種の片岩類に適用される。

**斜長石** この地方の斜長石(変成前からの残留鉱物は除く)はすべて曹長石~酸性オリゴクレス(2Vzは約75°から90°で、低温型とみられる)である。Ⅲ・Ⅳ帯でいく分An成分が増加する傾向がある。酸性オリゴクレスはⅣ帯に現われるが、Ⅳ帯中でも曹長石の場合はある。この報告書では、便宜上酸性オリゴクレスを含めて曹長石と記載している場合がある。

**カリ長石** この地域では、カリ長石(砂岩片岩中の残留鉱物を除く)はほとんど産出しない。しかし、きわめてまれには微斜長石がⅢ帯中に形成されている場合があるのを見出した。緑色片岩中からはその産出を見出していない。

**白チタン石と金紅石** 本書で白チタン石としたものの中には、帯暗褐色の白チタン石化した金紅石(Ⅰ帯に多い)も含まれている。本書で金紅石(Ⅲ・Ⅳ帯で卓越)としたものは、鏡下で帯黄褐色の透明ないし半透明な結晶のみで、一般に汚れていない。

**藍閃石質角閃石** 鏡下で結晶軸b方向に紫色の軸色を示す有色の藍閃石質角閃石と無色藍閃石(岩崎1960の記載した $b=Y$ のcolorises~almost colorless glaucophaneで、Mgに富むsubglaucophaneに属す)類とを総括して用いる。原則として曹閃石(riebeckite、本書では $c \wedge Z < 5^\circ$ の狭義のものみに用う)は含めない。したがって、とくにことわらなければ、藍閃石質角閃石は $b=Y$ の有色および無色の藍閃石と $b=Z$ のいわゆる青閃石(crossite)を含んでいる。都城(1959)の分類による藍閃石(藍閃石プロパーとsubglaucophane)にMg曹閃石(magnesoriebeckite)が含まれていることになる。(広義の藍閃石として扱う)

**青閃石(crossite)** 結晶軸 $b=Z$ で、紫色の軸色を示す有色藍閃石質閃石を総称する。この中には都城(1957)の分類によるsubglaucophane、Mg曹閃石、これにおそらく $b=Z$ の藍閃石プロパーが含まれる。曹閃石(狭義)は除く、Mg曹閃石には、都城・岩崎(1959)の記載した吸収軸が光学的弾性軸Yと一致せず結晶軸cと一致するものと、関(1958a)の記載した吸収軸とYとがほぼ一致するものがあるが、とくにことわらなければ両者を含む。

この地方の有色藍閃石質角閃石はほとんどが青閃石で、 $b=Y$ の有色藍閃石の産出はきわめてまれである。曹閃石も三波川帯の他の地方では産出が報告されているが、この地域では産出を確認していない。Mg曹閃石には吸収軸とYとがほぼ一致する場合が多い。

**青緑色角閃石**  $b=Y$ で、ZないしZに近い方向に青緑色の軸色を示す。濃色のもの、淡色のものも含まれる。2Vxの範囲は広く、比較的小~中程度、大のものも含まれる。光学的分散が多少ある。中には異常な光学的性質を有する角閃石とされたものもあり、これらを総称する。光学的には普通角閃石とされるが、堀越(1938a)、坪井(1936c)、紫藤(1958a)、岩崎(1960)の研究からも明らかなように、edenite、carinthineないしbarroisiteの性質のあるアルカリ質角閃石の場合も多い。異常な光学的性質の角閃石にはMgアーフベド角閃石(坂野1958b)の場合もある。

筆者は、吸収軸がほぼ結晶軸cに一致し、光学的弾性軸Zと一致しない青緑色角閃石をこの地域(Ⅲ帯)で発見している。この種の角閃石は、紀伊半島の三波川帯においても和歌山大学の岩橋勉によってはやくから発見されている。おそらくMgアーフベド角閃石の1種であろう。

筆者がかって(1954)白滝地方で、普通角閃石の分布範囲に入ると、(有色)藍閃石がほとんどなくなり、2Vx=小の青緑色角閃石(当時ヘスティングサイト質角閃石とした)、異常な光学的性質の角閃石が存在すること、赤ハブの角閃石にもその性格のあることに気付い

た。これらはいずれも  $b=Y$  の角閃石で光学的分散が比較的強い。産状からは藍閃石質角閃石に対応するアルカリ質角閃石であると予想していた(秀・小島・吉野1958)。最近この種の角閃石の少なくとも一部は坂野(1958b), 岩崎(1960)らにより Mg アーフベド角閃石, パロイサイト質角閃石であることが明らかにされてきた。

第2表 別子白滝地方三波川結晶片岩地域の鉱物変化による分帯表(その1, 基準となった鉱物)

分帯名 岩石名 および鉱物名	← 緑色片岩相 →		← 藍閃石片岩相 →		← 緑簾石角閃岩相 →				①	
	無点紋帯		点 紋 帯							
	I		II		III				IV	
	a	b	a	b	a	b	c	d	a	b
(1) 緑色片岩										
パンペリー石	-----									
斜長石										
{ 点紋(斑状変晶)	.....									
{ 曹長石	-----									
{ 酸性オリゴクレーヌ	-----									
角閃石										
{ 陽起石質	-----									
{ 藍閃石質(藍閃石および Mg 曹閃石)	-----									
{ 普通角閃石(青緑色, アルカリ質普通角閃石を含む)	.....									
緑泥石										
{ 光学性: 正負共に存在	-----									
{ 光学性: 正のみ	-----									
チタン鉱物										
{ 白チタン石(汚れた金紅石を含む)	-----									
{ 金紅石(透明~半透明なもののみ)	-----									
柘榴石(パイラルスパイト)	*	*	.....							
黒雲母	-----									
黝簾石	-----									
藍晶石	-----									
透輝石質(〜オンファサイト質?) 単斜輝石	-----									
(2) 黒色片岩										
斜長石										
{ 点紋(斑状変晶)	.....									
{ 曹長石	-----									
{ 酸性オリゴクレーヌ	-----									
柘榴石(パイラルスパイト)	-----									



岩石名 および鉱物名	分 帯 名		①									
			← 緑色片岩相 →		← 藍閃石片岩相 →		← 緑簾石角閃岩相 →					
			無点紋帯		点 紋 帯							
			I		II		III				IV	
		a	b	a	b	a	b	c	d	a	b	
黒 雲 母												
普 通 角 閃 石 (緑色)												
緑 泥 石												
緑 簾 石 (緑簾石(狭義)~斜黝簾石)												
褐 簾 石 (一部残留鉱物?)												
金 紅 石 (透明)												
(3) 石英片岩および石灰質片岩												
斜 長 石												
{ 点 紋 (斑状変晶)												
{ 曹長石												
{ 酸性オリゴクレーヌ												
柘榴石 (パイラルスバイト)												
アルカリ質角閃石												
{ 藍閃石質												
{ 無色角閃石 (b=Y, 無色												
{ 藍閃石を含む)												
{ 青緑色角閃石 (b=Y, Mg												
{ アーフベド角閃石, パロ												
{ イサイト質などを含む)												
黒 雲 母												
金 紅 石												
透輝石質単斜輝石 (石灰質片岩 中)												
(4) 超塩基性岩												
かんらん石												
クローム鉄鉱												
単斜輝石												
粗粒単斜角閃石(陽起石その他)												
金 雲 母												
蛇 紋 石												
滑 石												

① 緑簾石角閃岩相と榴輝岩相との移過部 (一部榴輝岩相)

\* 柘榴石-藍閃石-石英-片岩にともなう小規模な柘榴石藍閃石質角閃石片岩は I (a, b) 帯, II (a, b) 帯にときどき産出する。

主成分鉱物 { ————— ほとんど常に産出する  
 - - - - - しばしば産出する  
 ..... まれに産出する

副成分鉱物 { ————— ほとんど常に産出する  
 - - - - - しばしば産出する  
 ..... まれに産出する



以下、緑色片岩について各帯の特徴と各帯を区別する目安となる点をあげる。

**I 帯** 無点紋緑色片岩。代表的鉱物組合せは白チタン石—チタン石—曹長石—緑泥石—緑簾石—陽起石である。陽起石としたものは繊維状ないし針状の結晶で、色は一般に淡緑色であるが、濃さに多少の変化がある (Z: 淡緑色ときに緑色、僅かに青味を帯びることがある)。藍閃石質角閃石 (ほとんど青閃石) もしばしば含まれている。白雲母はときに産出し、青閃石と共存する場合もある。曹長石点紋は一般に発達しない。この帯の変成鉱物は部分差は勿論あるが一般に細粒である。点紋帯に近づくと幾分粒度をます。再結晶作用 (緑色片岩に関して) は完全に近く、残留鉱物はきわめてまれに (Ia, Ib帯) 認められるのみである。

**I 帯の細分** この地区ではローソン石、ひすい (jadeite) はまだ見いだされていないが、パンペリー石がときどき産出する。パンペリー石<sup>1)</sup> のかなりしばしば出現する区域を Ia 帯、ほとんどない区域を Ib 帯として分けられる。これは坂野 (1959) の I・II 帯、堀越義一 (1937a) の千枚岩と結晶片岩との境になる。この地域の層序では三繩層の下部層と主部層との境にほぼ一致する。

なお、パンペリー石は Ib 帯中でもきわめてまれには産出する (これは筆者の採取したサンプルから小島によって確かめられた)。また、この地方で筆者はパンペリー石は藍閃石質角閃石と共生した場合を未だ発見していない。この両鉱物は緑色片岩中に全面的には形成されていない。これらのことからパンペリー石や藍閃石質角閃石の形成はこの地帯に普遍的に prevail した変成条件 (主に P, T) のほかに、化学的条件その他の局地的な条件にも強く支配されたといえる。物理的条件が適しても化学的条件が適さなければ形成されない。逆に化学的条件が適すれば、普通の化学組成の緑色片岩中におけるよりも広い物理的条件範囲下で形成されることもあろう。このことは局地的に産出する鉱物を分帯に利用するとき注意すべき点であると考えらる。

**II 帯** 点紋緑色片岩 (狭義)。代表的鉱物組合せは点紋曹長石—白チタン石—チタン石—緑泥石—緑簾石—陽起石質角閃石である。藍閃石プロパー (有色の  $b=Y$  の藍閃石<sup>2)</sup> は産出がきわめてまれである), subglaucophane<sup>2)</sup>, Mg 曹閃石などの (有色) 藍閃石質角閃石がかなりしばしば出現する。まれにエチル輝石が産出する。緑泥石はかなり多く、光学的に正負両方がみとめられる。この帯では曹長石点紋 (斑状変晶) が普遍的に発達してくる。変成鉱物はいずれもある程度粗粒となる。とくに藍閃石質角閃石、緑簾石は粗粒となる場合が多い。曹長石点紋中には、より早期に結晶した細粒鉱物が包有されている。II 帯の中でも一部に鏡下で普通角閃石 (アルカリ質を含む) とみなされる青緑色角閃石を含み (藍閃石の周縁または単体として), IIIa 帯と区別のつかない場合がある。青緑色角閃石が部分的に含まれるか否かによって II 帯は IIa 帯と IIb 帯に細分される。別子鉱床の母岩は IIa 帯に属し、白滝鉱山地区の早天山、樺の木付近には IIb 帯に属する部合が存在する。

なお、パンペリー石は点紋帯 (II・III・IV 帯) 中からは全く発見されていない。

1) パンペリー石が三波川帯の低変成部に産出することは坪井・杉 (1936) により報告され、小島 (1948) は結晶作用の時期に注目した。初めて分帯に利用したのは関 (1957)、坂野 (1959b) である。

2) 光学恒数をあげると、 $b=Y$  のものでは、(1)  $2V_x=0^\circ$  (中心部)  $\sim 32^\circ$  (周縁部)  $c \wedge Z=13^\circ$ , (2)  $2V_x=39^\circ$  (中心部)  $\sim 13^\circ$  (周縁部),  $c \wedge Z=14^\circ$ ,  $5^\circ$ ; 光軸角の大きい部分での光学的分散  $r < v$ , X: ほとんど無色, Y: 明るい紫色, Z: 淡青紫色,  $X < Y = Z$ 。  $b=Z$  のものでは、(1)  $c \wedge Y=5^\circ \sim 7^\circ$ ,  $2V_x=33^\circ$ , X: ほとんど無色  $\sim$  非常に淡い緑黄色, Y: 紫色, Z: 青色;  $X < Y = Z$ ; (2)  $c < Y=0^\circ \sim 10^\circ$ ,  $10^\circ$ ,  $7^\circ$ ,  $2V_x=56^\circ$ ,  $35^\circ \sim 40^\circ$ 。

III 帯 点紋普通角閃石片岩。I・II帯に対しIII・IV帯の特徴は、1) 角閃石の性質の変化、すなわち陽起石質角閃石から青緑色普通角閃石へ、および藍閃石質角閃石から(濃)青緑色アルカリ質普通角閃石への変化である。この普通角閃石には一般に多少とも Na を含むと考えられる。その分布は柘榴石形成部、曹長石のない部分と常に一致するわけではない。堀越(1938)はここでいうIV帯中の角閃石岩(坪井1936, 一本松産)の角閃石は陽起石系に比して、 $Al_2O_3$  が多く、 $MgO \cdot Na_2O$  にとむ特徴があり、エデナイト(edenite)に属するとのべている。紫藤(1958)は坪井(1936c)および坂野の未公表資料から別子地方の緑簾石角閃岩相の普通角閃石はアルカリ含有量の多い普通角閃石で、藍閃石岩式変成地域に特徴的な carinthine ないし barrosite の性格があると強調している。

2Vx=小の濃青緑色角閃石は各地に産出するが、筆者はかつて白滝鉱山久保鍾母岩からヘスティング角閃石質としたもの(秀1954)はこれにあたる。光学的性質だけからは必ずしもアルカリ質とはいえない(SEITSAARI 1956, 都城・井上1948)が、その産出系列から考えて、I, II帯の藍閃石質角閃石に対応するから、ほとんどの場合アルカリ質普通角閃石であろう。一般の青緑色普通角閃石と光学的に2Vの大きさや色に多少の差はあるが、厳密な識別はむつかしく、両者の間は連続的に性質が変わると期待される。この角閃石にはときに累帯構造があり、藍閃石質角閃石が中心部または周縁部に形成されていることもある。

2) 緑泥石が光学的にほとんど常に正のみとなる。IIIc・IIId・IV帯では緑泥石はほとんどなくなる。

3) (半)透明金紅石が少量ではあるが普遍的に出現する。チタン石、金紅石は細粒でいろいろな鉱物中に存在するが、緑泥石、普通角閃石との随伴関係をみると、チタン石は緑泥石に金紅石は普通角閃石に伴う傾向がある。また金紅石が中心部でチタン石が累帯状に外側をとりかこむ場合もしばしば認められる。

以上の3つは識別上重要な目安となる。また黒雲母(淡褐色、淡帯緑褐色の場合もある)がときに含有されることがある。粒度も全般に増大する。なお柘榴石(パイラルスパイト)の出現、曹長石→酸性オリゴクレーズの成分・形状の変化、藍晶石、透輝石質(あるいは omphacite 質?)単斜輝石の出現などもIII・IV帯の特徴であり、細別に利用される。黝簾石も産出はまれであるが、目下のところIII・IV帯中でのみ知られている。白色雲母はすべての帯から産出するが、III・IV帯にしばしばみかけられる。

従来、ほぼここでいうIV帯中の粗粒緑色片岩に対してのみ角閃岩(鈴木1926b, 堀越1937~1938, 佐藤1938)という名称が用いられたのに対し、小島(1951, 1953), 竹田(1954), 秀(1954)等がここでいうIII帯のものにまでこの名称を拡張し、角閃岩→点紋角閃片岩として地質図の上にも示したのは、単に粒度の増大だけでなく角閃石族の性質の変化を重視したためである。

青緑色普通角閃石はIII・IV帯に普遍的に卓越し(岩石も青緑色となる)、他の帯(IIb帯の一部を除く)中では観察されない。このことは著しい特徴になっている。しかし陽起石質角閃石にも、青味を帯びることもしばしばあるから、III・IV帯の淡色普通角閃石と鏡下の色だけで識別することは困難な場合がある。

**IIIa 帯** 点紋曹長石—チタン石—金紅石—緑泥石—緑簾石—普通角閃石—片岩が代表的である。緑泥石は比較的多い。きわめてまれには光学性負の場合もある。金紅石は鏡下でしばしば認められるが、認められない場合もある。代表的産地は、白滝地方では久保坑付近、別子地方では銅山越・「おとし」のすぐ南などである。

**IIIb 帯** 点紋曹長石—チタン石—金紅石—緑泥石—緑簾石—普通角閃石—片岩が代表的で、IIIa帯と大差はないが、緑泥石が比較的少なくなり、金紅石がほとんど常に存在するようになる。白滝鉱床を含む角閃片岩はほぼこの帯に相当する（部分的にはIIIa, IIIc, IIId帯に当るものも存在する。大川上坑光森坑、積善坑付近もほぼIIIb—IIIc帯にあたる。

**IIIc 帯** 点紋曹長石—チタン石—金紅石—緑簾石—普通角閃石—片岩が代表的で、IIIb帯に比べ緑泥石がほとんどなくなる。一般的にいつてチタン石より金紅石が多くなる。白色雲母の存在する場合が多い。代表地は白滝鉱山北側の野地峰のすぐ北の点紋普通角閃石片岩、その連続部に当る戸女付近、別子地方地方では東平角閃岩および五良津角閃岩に比較的近いところに認められる。

**III d 帯** 曹長石—チタン石—金紅石—緑簾石—普通角閃石—片岩が代表的である。緑泥石はほとんどなくなり、柘榴石、白色雲母は含有されている場合が多い。曹長石の形は点紋状を呈さない場合が普通となる。III帯とIV帯との中間的岩質である。銅山川流域の瀬場谷、別子大野谷の斜面にかなり広く分布している。なお、III帯の細分は、サンプルに関しては行ないやすいが、ある程度の広がりをもった岩体になると、同一場所でも、また同一層準を横に追跡しても上記のいろいろな部分が見いだされることもあり、地図上には示さなかった。

**IV 帯** 東平型角閃岩(秀・吉野・小島1956)で、堀越(1937)の東平角閃岩体・五良津角閃岩体を構成する片岩にはほぼ相当する。堀越は岩質上 hornblendite と gneissic amphibolite とに2分している。鈴木(1925, 1930)も、くわしく記載している。III帯の岩石と厳密に区別することはむづかしい場合もあるが、酸性オリゴクレスの含まれること(僅かながら An 成分の上昇)、斜長石が一般に少ない場合が多いこと、柘榴石(パイラルスパイト)がかなり普遍的に現われること(粗粒の場合が多い)、一部に藍晶石・透輝石質輝石の出現、岩型的には、かなり大規模な角閃石岩の形成(小規模なものもIII帯にもある)、黝簾石に富む縞状部の形成(黝簾石はこのIV帯に限るとはいえないが、この帯では数cm~数10cm幅の縞状で規模が大きく、しばしば産出する)、粒度の上昇(片麻岩状の外観を呈するにいたる)などがこの帯の特色といえる。代表的鉱物組合せは(酸性)オリゴクレス—チタン石—金紅石—緑簾石—斜黝簾石—普通角閃石—片岩で、柘榴石・白色雲母(白雲母およびソーダ雲母、坂野1960によるとソーダ雲母の場合が多くなる)もしばしば含有される。柘榴石にはアルマンデインが知られている(鈴木1930, 佐藤1938, 竹内1939, 大森1953)が、屈折率を測定<sup>1)</sup>するとある程度変化し、中にはパイロップ分子をある程度含むと考えられるものもある。長石は曹長石~酸性オリゴクレス(An<sub>20</sub>まで)で、点紋状の部分は一部にあるが、まれになる。長石の少ない部分やほとんど含まれない部分もある。緑泥石はないか、存在しても少ない。黒雲母がときに存在する(堀越1938cにより金雲母とされた)。緑簾石族は累帯構造<sup>2)</sup>を

1) 添田晶氏の援助をうけた。御好意に感謝する。

2) 点紋帯の緑簾石には一般にこの傾向が強い。このことは堀越(1938b)により報告され、筆者も白滝地方で認めた(秀1954)。都城・関(1958a)は成分範囲の増大を温度の上昇で説明した。

示し、緑簾石（狭義）だけでなく斜黝簾石質の部分も多い、黝簾石は散点することもあるが、整合的な縞を作ることが多い。藍晶石は黝簾石の縞の中とか角閃石岩の一部に産し、長石とは共生していない。周辺部から白色雲母（ソーダ雲母）に変化する傾向がある。岩質はかなり不均質で角閃石岩、柘榴石緑簾石角閃岩、その他特殊な岩相を示す部分がある。

IV帯の細分と榴輝岩質緑簾石角閃岩 石灰質片岩部以外の塩基性片岩中に透輝石質単斜輝石がかなり普遍的に含まれるか否かによって、IV帯を2分することが可能である。この輝石は淡緑色で堀越(1938c)、佐藤(1938)により透輝石と同定されている。一部には omphacite 質のものもあるかも知れない。石灰質片岩<sup>1)</sup> 中では透輝石の産出範囲は広く IVa 帯、こぐまれには III 帯（白滝<sup>1)</sup>）中にも産出する。この輝石は石灰質片岩中では散点状だけでなく、密集して産することもある。密集部はしばしば構造的小包有岩 (tectonic inclusion) の形をとっている。1958年10月、五良津角閃岩中で吉野言生によって発見された榴輝岩（ごんげん山）および筆者によって発見された榴輝岩質緑簾石角閃岩（鴻島谷、白色雲母を含む）は IVb 帯中である。IVb 帯の性格のある部分は、五良津角閃岩体（堀越1937a が命名）の一部および東赤石山かんらん岩中の榴輝岩質岩石で観察される。

アルカリ角閃石と分帯 アルカリ角閃石にも系列があって、結晶軸  $b$  が紫色の藍閃石質角閃石（広義、ただし曹閃石は産出しない）は I・II 帯に卓越し、III・IV 帯ではきわめて貧弱となる。 $b=Y$  の藍閃石（無色のものは除く）がこの地区で見いだされる場合はきわめてまれである。従来は鈴木(1932)、石川(1952)により榴輝岩（ここでいうIV帯中）の一部に多少産することが知られていた（おそらく晩期に形成されたのであろう）。筆者は IIb 帯中で、まれではあるがその産出を発見した。結晶はかなり大きい、周縁部は青緑色角閃石 ( $b=Y$ ,  $c \wedge Z=20^\circ, 23^\circ, 12^\circ, 25^\circ$ ,  $2Vx=20^\circ$  (中心部)  $\sim 50^\circ$  (周縁部), 光学的分散  $r < v$ ,  $X$ : ほとんど無色,  $Y$ : 緑色,  $Z$ : 青緑色,  $Z \geq Y > X$  で、多分パロイサイト質であろう) にかこまれている場合が多い。エチル輝石、曹長石、緑簾石、スティルプノメレイン、白雲母らが共生している。この付近の黒色片岩（および石英片岩）中には柘榴石が普遍的に形成されている。なおこの付近のアルカリ角閃石には外縁部まで青閃石のことも多い。

藍閃石質角閃石を含む緑色片岩はほとんど陽起石緑色片岩の帯で形成され、緑簾石角閃岩の帯（移過部の IIb 帯には多い）では貧弱となる。これに代る青緑色アルカリ質角閃石の形成は緑簾石角閃岩の帯とはほぼ一致し、陽起石緑色片岩の帯でははなはだ貧弱であるということができる。

分帯と鉱物相との関係 古くから知られているように、ESKOLA (1939) の鉱物相概観表やその後公表された多くの鉱物相とは細かな点では合致しない。しかし大まかには、III、IV帯は ESKOLA (1939) の一種の緑簾石角閃岩相、FYFE, TURNER, and VERVOOGEN (1958) の緑色片岩相中に、IVb 帯はこれらと榴輝岩相との移過的性格をもっている。I・II帯には緑色片岩相とされている鉱物組合せと藍閃石片岩相の鉱物組合せとが存在している。IIb 帯は III 帯との移過的性格をもっている。黒色片岩における分帯とともに、緑色片岩相の各亜相

1) 五良津角閃岩および東平角岩中には、厚さ数 cm  $\sim$  2 m 程度の層状整合的な石灰質片岩がときどき含まれている。構造および鉱物構成の観点からは、変成作用の最盛期にはすでに含まれていたと考えられるので、堆積岩起源の変成岩と考えている。白滝鉱床母岩の場合（源坑通洞、秀 1954）も同様の起源と考えている。

と比較すると、黒雲母、角閃石、微斜長石の出現状態などが合致しない。藍閃石片岩相としても、曹長石は広く産出し、ひすい十石英は産出せず、都城・関 (1958b) のローソン石藍閃石片岩亜相に該当する組合せはなく、緑簾石藍閃石片岩亜相に該当する。藍晶石、榴輝岩などの産出、変成分帯の特徴、褶曲構造の特徴などから、この地方の三波川帯の少なくとも主要な鉱物形成期には固相圧、応力、水の圧力が高かったと考えられる。またこの地方の藍閃石を含む緑色片岩と含まない緑色片岩とは産状からみて、常に圧力に明らかな差が存在したとして実証しにくく、化学的条件の差を反映しているとみられる場合が多い。したがって、緑色片岩相とされる鉱物組合せ部より藍閃石片岩部がすべてより高圧下で形成されたとは考えにくい。

しかし本書では、このような場合が含まれていようが、常に物理条件に差がなかったともいえないから、実際の鉱物構成をもとにして、藍閃石を含まない緑色片岩部（陽起石—曹長石—緑簾石—緑泥石片岩が代表的）は緑色片岩相、藍閃石質角閃石を含む緑色片岩部は藍閃石片岩相として扱っておく。

## 2 黒 色 片 岩

黒色片岩は緑色片岩について細かい分帯ができる。この地域の黒色片岩は他の変成帯にくらべて、特異な性質を示している。堀越 (1937) は点紋帯内で含柘榴石帯、含黒雲母帯の存在と順序を識別した。その後、筆者の調査によると、その分布範囲はかつて白滝地方で示したように、点紋帯と含柘榴石帯とはほぼ一致し、含黒雲母帯は緑色片岩の普通角閃石片岩帯（普通角閃石の普遍的に分布する範囲）とはほぼ一致し（黒雲母の普遍的に分布する範囲は幾分狭い）、構造的には横臥褶曲部と大まかには一致している。その分布は超塩基性岩類との接触部に限らず、帯状の分布を示している。

黒色片帯による分帯の基準となるものは、曹長石点紋、柘榴石、黒雲母の普遍的出現、これに酸性斜長石における An 成分の僅かな上昇も参照される。これら鉱物による分帯は緑色片岩の I、II、III、IV の各帯と対応している。

以下各帯における黒色片岩の特徴を記す。

### I 帯（無点紋黒色片岩）

代表的鉱物構成は無点紋曹長石—緑泥石—白雲母—石英—石墨<sup>1)</sup>—片岩で、一部に燐灰石、電気石、方解石、チタン石、白チタン石、ときにスティルプノメレインなどが少量含有される。緑簾石が含まれる場合はきわめてまれである。砂質岩源片岩には残留鉱物・残留組織が認められる。

### II 帯（点紋黒色片岩）

代表的鉱物構成は点紋曹長石—緑泥石—柘榴石—白雲母—石英—石墨片岩で、曹長石点紋が普遍的に現われる。柘榴石も量は通常あまり多くはないが、普遍的に出現し初める。燐灰石、電気石、緑簾石も少量であるが、しばしば含有され、方解石、スティルプノメレイン、褐簾石<sup>2)</sup>もときに存在する。II 帯石および Ib 帯中にきわめてまれに黒雲母様鉱物（淡緑褐色～淡褐

1) 炭質物については、精密な検査をしていないので、この報文では一応すべて石墨と称しておく。

2) 一部には残留鉱物である可能性もある。他の帯中産のものも同様である。

色)が少量存在するが、Ⅲ・Ⅳ帯の黒雲母とくらべ鏡下で多少異なる。

### Ⅲ 帯 (点紋黒色片岩)

代表的鉱物構成は点紋曹長石—黒雲母—緑簾石(広義)—緑泥石—白雲母—柘榴石—石英—石墨—片岩で、少量の含有鉱物はⅡ帯とほぼ同じであるが、淡緑色普通角閃岩(常には含有されない)、黒雲母が出現するにいたる。Ⅲ帯の周縁部(Ⅲa帯)では確実に黒雲母と同定される場合は少なく、黒雲母類似の鉱物の場合や含有されない場合もある。黒雲母がほぼ普遍的に出現するのはⅢb帯からⅣ帯である。黒色片岩中に確実に黒雲母の現われる範囲(含黒雲母帯)は緑色片岩についての普通角閃片岩の範囲よりも多少狭い。緑泥石は晩期形成のものも含まれるが、黒雲母とも共存し、鉱物形成の主時期にも形成されている。緑泥石と白雲母との接触部には、黒雲母が形成されていないのが普通である。

なお、きわめてまれに砂岩源と考えられる黒色片岩中に微斜長石が形成されていることがある。

### Ⅳ 帯 (点紋黒色片岩)

代表的鉱物構成は点紋曹長石(～酸性オリゴクレス)—緑簾石(広義)—黒雲母—白雲母—柘榴石—石英—石墨片岩で、少量の含有鉱物はⅢ帯の場合とほぼ同じである。緑泥石の量はかなり少なくなり、無い場合もある。黒雲母(帯緑褐色～褐色)の量は幾分増加し、柘榴石とともに肉眼で認められる場合が多くなる。緑色普通角閃石の形成されている場合もある。白雲母は依然として多く、量的に黒雲母より少なくなることはほとんどない。金紅石の形成されている場合が多い。Ⅲ帯との明確な区別はないが、緑泥石の減少、黒雲母の増加、斜長石には曹長石だけでなく、酸性オリゴクレスの場合が含まれる。緑色普通角閃岩もしばしば形成されている。なお点紋斜長石は完全な単結晶の場合もあるが、しばしばいくつかの多少方位を異にする結晶の集合(小結晶を包有する場合もある)状態を呈している。包有された石墨による片理(s<sub>1</sub>)の模様は不鮮明な場合が多くなる。鉱物全般に粒度が増大し、比較的高度の変成岩らしい外観を呈するようになる。

次に各帯について、副成分鉱物の分布を補足的にのべる。燐灰石はすべての帯に存在する。電気石(累帯構造をなす)は無点紋帯中でもときどき産出するが、点紋帯では全帯にほとんど普遍的に出現する。緑簾石(狭義)～斜黝簾石、褐簾石<sup>1)</sup>も点紋帯でかなりしばしば認められる。緑簾石(狭義)～斜黝簾石は累帯構造をなし、緑色片岩中や石英片岩中にくらべて干渉色の低い斜黝簾石にとむ場合が多い。褐簾石<sup>1)</sup>は斜黝簾石に縁どられて累帯構造を示す場合がある。Ⅲ・Ⅳ帯中ではチタン石のほかに金紅石が認められることがある。

黒色片岩全般を通覧して気付く大きな特徴は、1) 黒雲母が現われる範囲が狭く、ほぼ緑簾石角閃片岩相と一致し(厳密には幾分狭い)、柘榴石の現われる範囲より狭くなること、黒雲母<sup>2)</sup>の色は(淡)褐色(～淡黄褐色、あるいは淡緑褐色)である。2) 緑泥石の分布範囲は広く、含柘榴石帯、含黒雲母帯中にも存在している<sup>3)</sup>。緑泥石と白雲母の接しているとき、その間

1) 前にのべたように、一部では残留鉱物の可能性がある。

2) 堀越(1958c)の別子三坂付近の縞状透輝石角閃岩中の黒雲母の分析値からみると、金雲母質である。筆者の採取した東平角閃岩のすぐ北側の黒色片岩(Ⅳ帯、東平の北方、海拔約800m、発電用水路ぞい)中の黒雲母のFを国分が分析した結果(Кокубу 1956)では、Fは多いとはいえない。

3) 緑泥石は柘榴石の出現で消滅することではなく、黒雲母、柘榴石、緑簾石、角閃石などの有色鉱物の増加とともに次第に出現しなくなる傾向にある。



には Dalradian type の広域変成でいわれているような反応関係の存在は認められない、3) 柘榴石 (パイラルスパイト) を含む範囲が広く、ほぼ曹長石点紋の存在する範囲と一致し、緑色片岩相に相当するとみなされる所にまでひろがってくること、4) 斜長石の An 成分があまり上昇しないこと (このことは緑色片岩や石灰質片岩中のほうがより明瞭) などである。

含黒雲母帯と含柘榴石帯との広がりに関して、都城・坂野 (1958) は水の圧力のちがいを考えている。

この分帯上の特徴には、原岩の化学組成の影響を無視できないが、化学的条件をこえて、物理的条件が反映していると考えられる。後述する理由 (Ⅷ. C, 9) 参照) と合わせて考えると、高い圧力 (応力および水の圧力も高い) の影響が温度の影響にくらべてより強く反映しているものと考えられる。

### 3. 石英片岩 (石灰質片岩を含む)

この群に含まれる岩石は、部分により構成鉱物の種類・量が著しく変化する。これは原岩の化学成分の多様性を反映しているとみなされるが、ある場合にはこれが更に変成分化作用によって強調されているものと考えている。石英片岩については I 帯と II 帯との区別は曹長石点紋の有無で容易にできるが、点紋帯内での細別はときに含まれているアルカリ角閃石や黒雲母、石灰質片岩中の透輝石質単斜輝石による以外は困難で、随伴する緑色片岩、黒色片岩と比較して、各帯の特徴を検討した。各帯における珪質片岩の代表的岩石名をあげると、

**I 帯** 曹長石—緑泥石—緑簾石—白雲母—石英—片岩。有色および無色の藍閃石質角閃石を含むことがある。

**II 帯** 点紋曹長石—緑泥石—緑簾石—(紅簾石)—白雲母—柘榴石—石英—片岩。有色および無色の藍閃石質角閃石を含む場合がある。

**III 帯** 点紋曹長石—緑泥石—緑簾石—(紅簾石)—白雲母—柘榴石—石英—片岩。黒雲母、Mg アーフベド角閃石 (magnesoarfvedsonite) などの青緑色角閃石、無色角閃石が含まれる場合もある。

**IV 帯** 曹長石 (~酸性オリゴクラス)—緑泥石—緑簾石—白雲母—柘榴石—石英片岩。黒雲母、(青) 緑色角閃石、ほとんど無色角閃石が含まれることがある。緑泥石のない場合もある。石灰質片岩中では、多くの場合透輝石が形成されている。

次に特徴的な構成鉱物についてのべる。

1) 柘榴石 II 帯に近接した I 帯から IV 帯まではほとんど常に出現し、I a 帯中にも存在することがある (多少複雑折を示す場合がある)。

2) アルカリ質角閃石 珪質ないし石灰質片岩中の角閃石はアルカリ角閃石の性質を示す場合が多い。このことは注目すべき事実である。すべての帯を通じ、各結晶にはしばしば累帯構造がみられる。I・II 帯中では有色および無色の藍閃石質角閃石 (とくに青閃石) が卓越している。III・IV 帯になると藍閃石質角閃石の産出はごくまれになる。III 帯での藍閃石質

角閃石は  $b=Y^1)$  のこともあるが、 $b=Z^2)$  の場合が多い。また累帯構造の一部を構成している場合が普通である。中心部の場合が多いが、縁のこともある。一般に黒色片岩に黒雲母の分布する地域中のものは  $b$  の軸色がくすんだ (smoky) 紫となる。Ⅲ・Ⅳ帯では藍閃石質角閃石に代って  $b=Y$ 、 $Z$  まれには  $c$  の軸色：青緑色、 $2Vx=$  小さいし中程度 (広い範囲にわたるが、小の場合が多い) のアルカリ質角閃石が卓越する。Ⅳ帯の一部には、まれに  $Z$  に青味を減じ、 $Y$  と  $X$  に僅かに淡褐色味のある緑色角閃石 ( $2Vx$  大) が存在する。無色角閃石 (ほとんどは  $Mg$  にとむアルカリ質角閃石であろう) はすべての帯に産出するが、この中でⅠ・Ⅱ帯とⅢ帯の一部では無色藍閃石の可能性が高い (KOJIMA and HIDE 1957 参照)。

上記の変化は各種角閃石の分布範囲や同一原岩系列の結晶片岩中の角閃石の種類の変化をたどることによって知られるが、個々の結晶の累帯構造<sup>3)</sup> にも示されることがある。

なお青緑色角閃石には、杉・岡 (1934) により異常な光学的性質を有する角閃石として記載され、その後竹田 (1954)、秀 (1954) によって産状が報告され、更に坂野 (1958) により  $Mg$  アーフベド角閃石と決定された鉱物種が含まれる。この地方では20個所以上でその産出を確かめているが、いずれもⅡb帯とⅢ帯との境界付近からⅢ帯中である。

無色角閃石としたのは、鏡下で無色ないしほとんど無色、 $b=Y$ 、 $2Vx=$  小～大、光学的分散あり、青閃石や青緑色角閃石と累帯構造をなし、あるいは単独で産出する。おそらく  $Fe$  が少なく  $Mg$  にとむアルカリ質角閃石であろう。その中には岩崎 (1960b) の無色ないし無色に近い藍閃石がある。一部、とくにⅢ帯の一部やⅣ帯では  $2Vx$  が比較的大きく無 (淡) 色のパロサイト質角閃石の可能性もある。

また、青緑色角閃石には濃色の場合がある。 $b=Y$ 、 $2Vx$  は小～中で変化する。 $c \wedge Z$  やや大で、光学的分散が一般に著しい。おそらく  $Fe$  にとむアルカリ質角閃石であろう。この角閃石はⅢ帯の白滝・積善鉱床などに伴う“赤ハブ”・“黒ハブ”や濃緑色角閃石岩中に産出する。この種の岩石・鉱物はキースラーガーとは別個に産出することもある (またこの角閃石は既述のように角閃片岩中に産出することもある)。

これらのはかって筆者が白滝地区で、 $c \wedge Z$ 、 $2Vx$ 、光学的分散、軸色などの観点から異常

1) 非常にまれではあるが、 $b=Y$ 、 $c \wedge Z=20^\circ$ 、 $2Vx=54^\circ$ 、光学的分散  $r \wedge v$ 、 $X$ : ほとんど無色 (きわめて淡い黄緑色、 $Y$ : 僅かにくすんだ青色味のある紫色、 $Z$ : 淡青色、 $Y > Z > X$  で、肉眼的には紫色の場合がある。 $Y$  の軸色からみて、狭義の藍閃石にしてよいかどうか、多少疑義もある。曹長石・緑泥石も伴われている。付近の黒色片岩には柘榴石・黒雲母が形成されている (別子地域)。

2) 一例をあげると、 $b=Z$  (淡紫色)、 $c \wedge Y=20^\circ$ 、 $17^\circ$ 、 $2Vx=40^\circ \sim 50^\circ$ 、光学的分散  $r < v$ 、この場合黒色片岩は含黒雲母帯にしてはいるが、隣接黒色片岩中には黒雲母は含まれていない (別子地域)。なお保土野の例 (KOJIMA and HIDE 1958) も参照。

3) アルカリ角閃石の累帯構造では、 $2V$ 、 $c \wedge Y$  または  $Z$  (一部では軸色) の変化がしばしば認められるが、光軸面の変化する場合もある。

中 心 部	緑
Ⅱ帯 $b=Y$ 無色角閃石	→ $b=Z$ 青閃石
Ⅲ帯 $b=Y$ 無色角閃石	→ $b=Z$ 青緑色角閃石 → $b=Z$ 青閃石
	$b=Z$ 青閃石 ↗

この場合、光軸角の変化は  $2Vx=$  大 → 小、光軸面転換、小 → 大 と変化する。

なお、 $b=Y$  のアルカリ角閃石から青緑色角閃石への累帯構造では光軸面の変化はないが、 $2Vx$  の変化はある。

Ⅱb、Ⅲ帯 $b=Y$ 無色角閃石	→ $b=Y$ 青緑色角閃石
	$b=Y$ 藍閃石 (ごくまれ) ↗

な光学的性質をもつ角閃石ないしその傾向のある角閃石とした種類である。アルカリ質角閃石類を含有する珪質ないし石灰質片岩について、鉱物構成の上で対照的な(原岩の性質も異なる)2系列をI・II・III・(IV)帯にたどることができる。1つは酸化鉄鉱<sup>1)</sup>—柘榴石—アルカリ角閃石—石英片岩で、白雲母、緑簾石、方解石、曹長石、緑泥石、黒雲母、ステイルブノメレインなどは、無いか少ないのが普通であるが、まれには縞状にかなり含有されることがある。この種岩石は前記の白滝鉱山で“赤ハブ”・“黒ハブ”と俗称される岩石の系列で、浅津・別子などのキースラーガーにも伴い、また鉱床と無関係にも産する。この中の角閃石はほとんど常に濃色のアルカリ質角閃石(青閃石ないし青緑色角閃石)であるが、ときには $b=Y$ の無色角閃石<sup>2)</sup>の場合もある。(累帯構造の中心部または単独に産する)。無色角閃石が単独に産する場合には酸化鉄鉱を伴わないこともある(伴うこともある)。産状からみて、筆者はこの種の岩石(“赤ハブ”)をスカルンと考えるよりは、変成分化は含まれていても特殊な珪質岩起源の片岩と考えている<sup>3)</sup>。

もう1つの系列は曹長石—緑簾石(紅簾石)—緑泥石—白雲母—アルカリ角閃石—方解石—石英片岩で、やや石灰質である。柘榴石は無いか少ない。酸化鉄鉱は存在することも存在しないこともある。キースラーガーに伴うこともある(別子・佐々連など)が、伴わないことも多い。この種岩石中のアルカリ質角閃石はMg曹閃石～Mgアーフベド角閃石、一部で無色角閃石のこともある。

上記2系列は両極端の石英片岩であるが、アルカリ質角閃石はその他のいろいろな鉱物構成の石英片岩中にも産する。また石英片岩あるいは緑色片岩、ときにはキースラーガー中にはほとんど緑簾石とアルカリ質角閃石(有色)のみの鉱物組合せもみいだされ、同様にI, II, III帯にわたってたどることができる。

以上により、アルカリ質角閃石を含む結晶片岩には、原岩種について化学成分の異なる系列のあること、アルカリ質角閃石の種類と産状がII帯とIII帯との間で、緑色片岩における陽起石→普通角閃石の変化に対応して、大きく変わることがある。

**3) 黒雲母** III・IV帯中でときに形成されている。 $Y=Z$ の軸色は(淡)褐色であるが、まれに淡緑褐のものがある。白雲母、緑泥石はほとんど常に存在している。両者の境に反応関係は認められない。

1) 赤鉄鉱、磁鉄鉱などである。

2) 筆者はかつて(1954)“赤ハブ”中にときに単斜輝石が存在するとしたが、その後のユニバーサルでの検査の結果、無色角閃石であることが明かになった。ここに訂正する。

3) この岩石をスカルンとみなすことは困難である。緑簾石・方解石は一部に随伴することもあるが、随伴しない場合も多い。透輝石—ヘンベルグ輝石も発見されていない。産状からみても石灰質ないし石灰質片岩とは特別な随伴関係を有していない。層状に産出し、白滝鉱山では白滝鉱床に関する一つの指準層として採鉱にも利用されている。点紋帯のキースラーガーに随伴する機会が多いが、キースラーガーと無関係にも産する。変成度からみても、点紋帯中だけでなく、低変成部のIa帯中からさえも発見されている。この岩石に随伴して、貫入火成岩と認定するに足る岩石が発見されない等の理由からである。

なお曹長石と緑泥石や緑簾石・白色雲母が無いか少なく、柘榴石とアルカリ角閃石が多量に形成されているのは、両種鉱物の形成に適した化学的条件と物理的条件が存在したためということになる。ERNST (1959)の実験とMIYASHIRO and BANNO (1957), BANNO (1959c)の考察した一部の反応式と調和的にみえる。

4) 紅 簾 石 I・II・III帯に産出するが、I帯に少なく、II・III帯に非常に多い。これは、三細層主部層・同上部層に多いという層序・岩相上の要因と、高変成度部ないし点紋変成という様式の部分に形成されやすいという要因の2つが重なっているためと考えられる。IV帯中では未発見であるが、これは、IV帯に当る地区に石英片岩が少ないという岩相上の理由によるものか、あるいはIV帯の物理化学的条件によるものか確定しえない。

点紋帯では粒度を増し、かつ累帯構造を示す場合が多い。ときに中心部が紅簾石で、縁が緑簾石の場合もある(点紋、無点紋両帯中)。また一部では柘榴石の斑状変晶中にのみ存在し、周囲のマトリックスには存在しないこともある(KOJIMA and HIDE 1957)。これらのことから、I b・II・III帯では、紅簾石は晩期にも生長しているが、早期に形成されやすかったといえる。なお坪井(1936b)の報告した筏津鉍山東方約1kmで産した紅簾石は、三波川帯で今までに知られた最も高変成度部(IIIc帯でIII帯に近い)のもの1つである。橋本(1957, 1959)によると、Alにとみ比較的Mnに乏しく、化学成分上マンガン緑簾石との境界に近いものとされている。緑簾石と紅簾石の各帯での成分変化に関して、都城・関(1958a)は、温度上昇とともに、 $Mn^{+3}$ 成分をより多く含むうようになるとして説明している。

紅簾石はいろいろな鉍物、たとえば、石英、方解石、白雲母、曹長石、柘榴石、アルカリ～アルカリ質角閃石(種類には青閃石、無色角閃石——無色藍閃石を含む、青緑色角閃石—Mgアーフベド角閃石を含む、などがある。II帯とIII帯の間での種類の変化については、さきに述べた通りである)、緑泥石、緑簾石、燐灰石、電気石、チタン石、金紅石、各種鉍石鉍物と相伴い、原則として、縞状片理( $s_1$ )にそって産する。この縞状部中の細脈の中にもときには含まれる。

スティルプノメレインと伴うことはきわめてまれである。しかし随伴する場合もある。

5) スティルプノメレイン I・II・III帯に出現する。吉野川横谷の川口層にみられるようなスティルプノメレイン赤鉄鉍石英片岩の厚い層として産出する例(KOJIMA 1944)はほとんど見られない。緑色片岩中にも同様に産する。産状<sup>1)</sup>から、特殊な化学成分の原岩層から変成した部分に形成されやすかったと考えられる。アルカリ質角閃石その他の鉍物とも共存し、キースラーガー(別子、大川上、積善など)に多少伴うこともある。産状からはIII帯(緑簾石角閃岩相)でも安定であると考えられる。

6) 燐灰石・電気石 全部の帯にわたって認められる。点紋帯では粗粒となる。電気石には累帯構造がみられる。分帯に応じた成分変化が考えられる。

7) エジル輝石 アルカリ質角閃石をもつ石英片岩中にまれに産出する。現在までのところ、この地域内では6個所で確めている。いずれも点紋帯(II・III帯)中のみである。緑色片岩中ではまれにI帯中でも産出するから、将来I帯中でも発見されるかも知れない。

8) 透輝石 III帯(白滝)・IV帯(東平角閃岩および五良津角閃岩)中の石灰質片岩層中に産出する。IV帯ではかなりしばしば含まれ、注意すれば、ほぼ普遍的といってもよいほど発見される。しかしIII帯中ではきわめてまれである。IV帯の一部では、草緑色で、多少omphacite質の可能性もある。光学恒数は、白滝鉍山源坑通洞産(III帯) $c \wedge Z = 42^\circ \sim 43^\circ$ ,

1) 結晶の配列は乱れていて、著しい定方向性はみとめられない。また多少、小脈状をなして出ることもあるが、原則的には縞状に $s_1$ 面にそって産出する。プーディナージ構造を示す場合もある。

$2V_z=62^\circ$ ; 別子山村 (肉淵一峨嶺越) 産  $c \wedge Z=41^\circ \sim 42^\circ$ ,  $2V_z=59^\circ \sim 62^\circ$ , 五良津鴻島谷産  $c \wedge Z=42^\circ \sim 44^\circ$ ,  $2V_z=63^\circ$  である。

9) ロードナイトないしその類似鉱物 ときに産出する。この地域で、今までに知られているのはⅡ帯中のみである。別子鉱床母岩の石英片岩中のものは、 $2V_z=71^\circ \sim 72^\circ$  でロードナイトと考えられる。

なお珪灰石は発見されない。

#### 4. 超塩基性岩

この地方の超塩基性岩類が変成作用を受けていることは、この岩類が構造上、周囲の結晶片岩の層面とほぼ平行に分布し、片理・線構造がある程度発達していること、構造的包有岩の形態(いわゆる芋型)をとっていること、褶曲した石英方解石脈を含有していることなどからもわかる。この地方では、超塩基性岩および随伴岩類にも、緑色片岩の分帯に対応する鉱物種の変化が認められる。岩体の大きさは東赤石山かんらん岩体以外は一般に小さい。これらの岩体は変成過程中に貫入したと解釈しているが、変成前から存在していたものもあるかも知れない。各帯における、超塩基性類の特徴をのべる。

**I 帯** この地域内では I 帯中に超塩基性岩はほとんど存在しない。しかし他の地方(例えば、佐賀関半島・和歌山県以東の三波川帯)では、I 帯に相当する部分からも見いだされる場合がある。

**II 帯** この地域では、II 帯中に超塩基性岩は存在するが、あまり多くはない。蛇紋石・滑石が多い。細粒の陽起石が多少伴われることがある。

**III 帯** この帯の細別は困難である。蛇紋石・滑石が多い。金雲母・粗粒陽起石、まれに単斜輝石(一部での測定では  $c \wedge Z'=40^\circ$ ,  $2V_z=57^\circ$ ) が含まれる。かんらん石はないのが普通であるが、III 帯の高変成部中ときに発見される。結晶の周辺部ないし内部まで蛇紋石化している構造の認められることもある。

随伴岩として粗粒の陽起石岩がしばしば存在し、金雲母・滑石・緑簾石((狭義)~斜鋸簾石)、チタン石、まれに黝簾石が含まれる。

**IV 帯** この帯には、東赤石山かんらん岩体その他のかんらん岩・蛇紋岩が存在する。鉱物種には、かんらん石・蛇紋石・単斜輝石・淡色単斜角閃石(陽起石など)・金雲母・滑石などが存在する。堀越(1937c)によって、直閃石・クローム透輝石・クローム緑泥石が一部に産出することが報告されている。クローム鉄鉱も、今までのところ、このIV帯とIV帯に近いIII帯中でのみ発見されている。随伴岩としては、単斜輝石岩(異剝石岩)・陽起石岩が多少存在する。東赤石山かんらん岩体中に、層状に榴輝岩ないし榴輝岩質岩石・柘榴石角閃岩など(多くの場合多少緑簾石あるいは白色雲母を伴う)が伴われていることは古くから有名である。

各帯を通覧して、II・III帯で滑石、III・IV帯で粗粒陽起石・金雲母がしばしば伴い、IV帯(とくにIVb帯)では蛇紋石・滑石は貧弱となり、かんらん石が多くなる。一部の蛇紋石には比較の後期に形成されたと考えられる場合も含まれているが、かんらん石と蛇紋石の共存する組織・分布は BOWEN and TUTTLE (1949), YODER (1952), ROY and ROY (1955) 等の合成実験と調和している。

## 5. キースラーガー

鉾石鉾物について詳しい研究を行っていないので、ここでは、この地方のキースラーガーについて、その分帯上での位置と傾向とをのべる。

**I 帯** この地方では、金鍋・大坐礼・日浦 その他の小鉾床は多いが、稼行にたえるものはまだ見いだされていない。しかしこの地区外には、基安・新宮・野々脇などの稼行鉾床がある。

**II 帯** 別子・余慶・筏津・愛媛・檜株・大川下・中の谷・縦の木・下川などがある。この中でも筏津・中の谷・縦の木は高変成部 (IIb) 帯に属する。他は IIa 帯とみてよいが、下川・余慶はとくに点紋帯の周縁部に近い。地区外では三縄・千原・高越などがある。

**III 帯** 久保 (IIIc)・白滝 (ほぼ IIIb)・大川上 (ほぼ IIIb)・光森 (ほぼ IIIb)・積善 (ほぼ IIIc)・伊予・鹿路、地区外では佐々連 (IIIa) などがある。

**IV 帯** 黄鉄鉾・黄銅鉾の鉾染状部はときどきみかけられるが、稼行鉾床はまだ発見されていない。したがって三波川帯で、稼行されている鉾床としては、III 帯中の鉾床が最も高度の変成鉾床といえる。

同一鉾体でも部分により、すなわち層状部と脈状部、塊状鉾と鉾染状縞状鉾、層状部でも縞により、粒度その他の組織や鉾物の種類その量比にある程度の差がある。また鉾床には層序・地質構造上での位置を反映した差異も認められる。一般に鉾染状鉾は塊状鉾より粗粒であるが、層状塊状鉾を比較すると、概して、点紋帯中の鉾石は粗粒となり (この傾向は以前から気付かれている。渡辺・立見 1956 参照)、とくに III 帯の積善鉾床は最も粗粒にみえる。

また点紋帯では鉾床の流動性や鉾床の分化現象の程度や規模も強まるようにみえる。すなわち鉾体の流動状同斜褶曲、壁岩の捕獲岩状包有、富銅鉾部の分化、壁岩の構造を切る“ハネコミ”の形成などは無点紋帯中でもみられ、また構造上の位置も反映しているが、点紋帯で強くなる傾向がある。壁岩の捕獲岩状包有は別子鉾床の例からみると、折りたたみ状同斜褶曲の頂部で、鉾体にはさまれた部分に形成されやすいといえる (ただし捕獲岩があれば直ちに褶曲の頂部とはいえない)。この捕獲現象は別子・積善・白滝、まれには余慶にもみられるが、白滝ではとくに規模が大きい。“ハネコミ”の形成は結晶片岩形成の末期であるが、この地域のすべての帯 (II・III) 中でみられ、白滝では規模も傾度も大きい。また変成時に鉾床は母岩よりも可塑性が大きかったとみられる。

最近、津乗 (1960) は、四国地方の主要なほとんどすべてのキースラーガーの鉾石組織を調べ、一つの鉾床の鉾石でも、部分的に差があるが、全般的にみた場合、粒度と分化現象は I. 三波川帯中、II. 秩父累帯の古生層中、III. 外帯中生層中の順序で、さらに三波川帯中では、1) 点紋帯、2) 無点紋帯、— a. 中七番背斜部および佐田岬 (肱川) 背斜部、b. 葉師一大歩危斜部の順序に低下することを明らかにした。これを層序的にみれば、I. 1) は三縄層上部層と三縄層主部層上部、I. 2) a は三縄層主部層、I. 2) b は三縄層下部層・小歩危層・川口層である。このことはキースラーガーの粒度は一般的にいて層序と密接な関係にあるといえるが、これは別の面からいえば、母岩の再結晶作用の程度・粒度も含めた広義の変成度、変成様式と対応している。点紋帯と無点紋帯との間の粒度の差は母岩についても、キースラーガーについても、ともに大きいといえる。

なお鉾石鉾物の研究から、形成温度の推定と母岩の変成度との対応関係も一部で論じられ

ている（高橋・武田・西尾・今井1955, 山岡1958, 堀越1960, 竹田・関根1960）。

### 6. 従来発表された分帯との比較

この地区の結晶片岩類の分帯の基礎は、鈴木醇と堀越義一によってたてられたとすることができる。その後筆者らが進めてきた分帯と都城・坂野らの分帯とがある。ほぼ同じ地域についての分帯であるが、分帯の基準のとり方と、各種鉱物の分布範囲の認定やその範囲のとり方についてある程度の差はでてくる。例えば、同じく点紋帯、含黒雲母帯、含柘榴帯、含普通角閃石帯、含藍閃石帯といっても、その境界を肉眼的にとるか、顕微鏡的にとるかにより、また鉱物の質や量を問題にする仕方により、更には調査の精度により地質図上での分布には差が出る。しかし分帯に用いる鉱物の多くは、堀越の頃から結果的にはほぼわかっていたことになるので、鉱物の同定とその分布について調査精度が高ければ、大きな差はなくなる筈である。ここでは筆者の調べた分布をもとにして、緑色片岩ならびに黒色片岩中の曹長石点紋・角閃石族（藍閃石、陽起石、普通角閃石）・東平型角閃岩・黒雲母・パンペリー石を共通の基準として、概略の対比を第4表に示す。

第4表 分帯の比較表

岩石名 著者名	緑 色 片 岩				黒 色 片 岩				
	堀 越 1937	(5)	(4)	(3)	(2)	(5)	(4)	D)   C)   B)   A)	(3)
" 1938	(E)	(D)	(C)	(A) (B)					
秀 1954	無点紋 緑色片岩	点紋 緑色片岩	点紋 角閃片岩	東平 角閃 片岩	無点紋	点紋 柘榴石	点紋 黒雲母	柘榴石・ 黒雲母	
秀・小島・吉野 1956 <sup>1)</sup>	I	II	III	IV	I	II	III	IV	
" 1958	I	II	III a b c d	IV	I	II	III	IV	
秀 1961	I a   b	II a   b	III a   b   c   d	IV a   b	I a   b	II a   b	III a~d	IV a	
都城・坂野1958	I	II	III		I	II	III		
坂 野 1959	I a	I b	II	III	I a	I b	II	III	

1) Kokubu (1956) のp.125, 16表, ただし化学分析は国分による。

黒色片岩について、堀越の分帯と差があるのは黒雲母とスティルプノメレンとの識別の問題もあるが、今一つは黒雲母の貧弱な（顕微鏡的な）か散点的な分布のためもある。

都城・坂野 (1957) のI帯は緑色片岩について、藍閃石 (Mg 曹閃石を除く) の産出する範囲で、II帯は藍閃石と黒雲母が産出せず、III帯は泥質岩に黒雲母の産出する範囲である。坂野 (1958) のI帯は陽起石、II帯は普通角閃石、III帯は黒雲母の安定範囲である。いずれの分帯基準によろうとも、藍閃石や黒雲母のごく少量の産出や藍閃石の累帯構造での産出を問題にしなければ、坂野のI帯は筆者のI・II帯; II帯はIIIa帯; III帯はIIIb-IIIc-IV帯にはほぼ対比できる。藍閃石質角閃石の細分は分帯上重要な進歩である。しかしその緑色片岩中における分布はこの地方では狭義にも広義にも結局同じであった。堀越との対比は地図と表を参照していた

できれば、改めて説明を要すまい。

千枚岩帯（堀越）とパンペリー石帯（坂野）の関係はすでにのべた。

分帯基準の上で大きな差のあるのは、点紋帯を認めるか否かである。緑色片岩に関する鉱物種の上では、明確な差が発見されていない<sup>1)</sup>。この意味で分帯に用いることは無意義ともいえる。しかし点紋帯は、黒色片岩に関して含柘榴石帯とほぼ対応してをり、また、緑簾石（電気石）もほぼ普通的に出現し初める。このような鉱物変化は当地域だけでなく、関東地方（関1957～1959）、中部地方（橋本1960）でも同様である<sup>2)</sup>。また普通角閃石、黒雲母などの鉱物種による isograd とほぼ平行な分布を示している。さらに曹長石の点紋状の生長は、その岩石中の曹長石の量（ごく少量の場合を除く）とはほとんど無関係に縞状片理 ( $s_1$ ) にそって大きく生長していることなどからは岩石の化学的条件のみの差ではなく、変成の物理的条件（とくに温度）が主要な要因の一つとして反映しているとみられる。しかし中部地方の渋川地区（関・相場・加藤1959）のように点紋帯を形成しない高変成部もある。かつて筆者は白滝地方の点紋帯において、変形様式の特徴、曹長石の多い岩石の形成されていること、超塩基性岩類と分布範囲のほぼ一致していることなどから、点紋変成期には変成度（温度）の上昇以外に交代作用を伴う溶液の浸潤が伴われたと想像した。最近坂野（1960）の化学的研究により、別子鉱山付近の点紋帯には無点紋帯とくらべて、明らかに Na が多いとはいえないこと、部分的には Na の多い岩石、少ない岩石の存在が示され、点紋帯外からソーダ付加の行われた証拠はないことがのべられた。点紋帯の形成については、今後もいろいろな観点から検討する必要があると考えている。

鉱物相や他の変成帯での分帯との比較は、鈴木（1932）が三波川帯は御荷鉾帯より高変成で、鉱物種類および組合せから Eskola の鉱物相の緑色片岩相と角閃岩相との中間、ないし prasinite facies に対比し、帯 (zone) の分類 (Grubenmann u. Niggli 1924) からは epizone と meso-zone との中間に対比している。東平角閃岩に柘榴石の形成されていることから高压を考えている。

小島（1953）は強いてあてはめれば、一種の緑色片岩相と特殊な緑簾石角閃岩相ないし prasinite 相に対比されるとしている。

都城・坂野（1957）は藍閃石片岩、藍晶石の形成から、紫藤（1958）も緑色片岩の鉱物の種類および組合せから高压を考えた。

筆者はこの地域における鉱物・岩石の産状から、現象的にどのような分帯ができるか、まずその尺度を確立しようとしてきた。

筆者の分帯は、分帯に利用できるものはなるべく利用し、その後で、その意味を明らかにしようとしているために、出発点では岩型的要素も含まれている。次に主な基準を第5表にかかげる。I・II・III・IV帯は変成度の上昇ないしその傾向を示しているが、必ずしも鉱物形成の順序を現わしてはいない。

1) この地方でも、点紋帯の初まりと、緑色片岩におけるパンペリー石の消失とがかなり接近しているといえる。

2) 関（1957～1959）によると、関東山地では点紋帯の初まりと藍閃石・パンペリー石の消失が対応している。陽起石質角閃石から普通角閃石への変化を基準にしてみると、関東山地と本地域とは、点紋と柘榴石（ただし、黒色片岩中）の分布はほぼ一致し、藍閃石とパンペリー石の分布範囲にある程度差があるといえる。



第5表 分、帯の概観表

分帯番号	岩型 (綠色片岩についての従来の呼称)	鉱物種の変化				主要キースラーガー
		綠色片岩	黒色片岩	石英片岩	石灰質片岩	
I a	綠色千枚岩 (きわめて細粒)	パンペリー石きわめて稀となる		石榴石かなり普遍的に形成		
I b	無点紋綠色片岩	曹長石点紋ほとんど普遍的に発達	曹長石点紋、石榴石の普遍的出現(緑簾石もほぼ普遍的となる)	曹長石点紋	曹長石点紋(一部)	下川 余慶 別子 榊 株 愛媛
II a	点紋綠色片岩 粒度増大 (細~中粒)	青綠色角閃石部分的出現		青綠色角閃石の部分的出現(累帯構造の外縁部)		後津 中の谷 樫の木
II b	"	(陽起石)ほとんど消失 (藍閃石)失 青綠色普通 角閃石 青綠色アルカリ質角閃石 普遍的に出現	普通角閃石部分的に形成 黒雲母	有色藍閃石ほとんど消失(一部は産出) 青綠色アルカリ質角閃石普遍的に出現		久保
III a	点紋角閃片岩	光学性正の緑泥石のみとなる 緑泥石かなり少なくなる、透明金紅石普遍的となる 緑泥石ないか、少なくなる	黒雲母ほとんど普遍的に出現			白滝 大川上
III b	"					
III c	"					
III d	(准東平型角閃岩) 一部点紋角閃片岩	石榴石かなり普遍的となる 点紋状曹長石は少なくなる				積善
IV a	東平型角閃岩 粒度さらに増大 (中~粗粒) 外観片麻状部が多い	酸性オリゴクレーズ出現、藍晶石の部分的形成	緑泥石ないか、少なくなる。酸性オリゴクレーズ一部に形成	酸性オリゴクレーズ一部に形成	透輝石かなり普遍的となる	
IV b	"	透輝石質単斜輝石がかなり普遍的となる	角閃岩と互層状をなす部分はない。			

## C. 藍閃石片岩について

藍閃石類形成に関連して、原岩の種類と化学成分、鉱物組合せと比容、鉱物相、超塩基性岩に関連した交代作用、応力や褶曲作用、産出する変成帯の特徴、藍閃石類の鉱物学的分類と産出範囲、随伴する鉱物種や岩石の特徴、さらに藍閃石類の合成実験などいろいろな観点から各種の成因説がのべられている。

特に最近、三波川変成帯の変成条件に関連して藍閃石岩 (glaucophanite) あるいは藍閃石岩式変成作用・藍閃変成作用 (glaucophanitic metamorphism) などの名称が提唱され、それが三波川変成の特徴を示すものとされてきている。それ故、本稿の表題に応じた内容としてはやや個別的なテーマのようにみえるが、変成分帯にとって重要な事項であるので、特に取りあげてみた。筆者はこの地方の藍閃石片岩の原岩種、層序、構造上での位置、とくに

片理などの構造岩石学的特徴、変成過程での藍閃石類の形成時期、随伴鉱物、変成度、超塩基性岩類との関係などについて検討を加えた。

1) アルカリ角閃石の種類と分帯 この地方では、藍閃石質角閃石は緑色片岩および石英片岩(石灰質片岩を含む)、ときにキースラーガー中に限って産出する。有色の藍閃石質角閃石は多くの場合青閃石(Mg 曹閃石を含む)で、 $b=Y$ の有色藍閃石はきわめてまれである。 $c \wedge X < 5^\circ$ の曹閃石の産出は知られていない。これらは、分帯上からはIおよびII帯中に卓越し、III・IV帯中では稀となり、代って $b=Y$ : greenish~smoky green, Zまたは $c$ : blue-greenのアルカリ質角閃石が現われる。 $b=Y$ の有色藍閃石および $b=Z$ のsubglaucophaneがII帯に産出するから藍閃石を狭義にとっても以上のことはいえる。

$b=Y$ の無色ないしほとんど無色のアルカリ質角閃石(多少の光学的分散がある。累帯構造の内部を構成する場合も単結晶として産することもある)はI・II・III・IV帯の石英片岩ないし石灰質片岩中に産出する。この中、I・II帯とIII帯の一部では、光学的に岩崎(1960)の無色藍閃石(Mgにとむsubglaucophane)に同定されるものが多いであろう。

なおI・II帯、まれにIII帯における藍閃石質角閃石の累帯構造(p.57脚注参照)の中で、 $b=Y \rightarrow Z$ (無色→青閃石, I・II帯)または $b=Z \rightarrow Y$ (青閃石→青緑色角閃石, II・III帯)への転換部付近に、 $b=Y$ : 淡紫色,  $2Vx$ の小さい部分が存在することがある。 $c \wedge Z > 15^\circ$ で光軸面の転換部にあたるので、狭義の有色藍閃石としてとりあげなかったが、その多くは藍閃石類の一種であろう。

この地方では吸収軸が結晶軸 $c$ と一致し、 $Y$ と斜交するMg曹閃石の産出は比較的まれであるが、緑色片岩中ではI帯、石英片岩中ではI・II帯で発見している。

同一帯中においても、同一サンプル中においても、また一つの結晶でも、部分によりアルカリ角閃石の成分は多少異なるが、上述のことから藍閃石質角閃石の安定範囲が母岩の種類——化学的条件のほかに変成度に支配されていることがわかる。この地方では、三波川帯における藍閃石質角閃石産出の、変成度に関する上限部を知ることができる。

2) 超塩基性岩との関係 超塩基性岩は藍閃石質角閃石とその分布範囲・層準を異にし、直接することもない。したがって藍閃石片岩の形成を超塩基性岩貫入の後火成作用に結びつける材料はない(秀 1954, Kojima and Hide 1957)。

3) 層序上の位置 藍閃石質角閃石が三縄層<sup>1)</sup>中から多産し、これより下位の地層——この地方では中七番の砂岩片岩層(多少の緑色片岩および石英片岩を含み、Ia帯に層する)中からは、その産出に注意してきたにもかかわらず、上部の薄い石英片岩層で見出したにすぎない。三縄層より上位の大生院層中からは、この地方では、緑色片岩・石英片岩がきわめて乏しいこと、II帯も存在するが、III帯の部分が多いこともあって、藍閃石質角閃石はまだ見出ししていない。藍閃石質角閃石は三縄層以外からは産出しなはい<sup>2)</sup>が、その産出は岩種・層序と密接な関係にあるといえる。三縄層内部でも地域性はあるが、産出範囲はほぼ全域とみてよい。

1) 別子層(このうちの緑色片岩の多い部分が三縄層にほぼ相当する)に藍閃石質角閃石が多く含まれることは古くから知られていた。

2) 本地域外の四国三波川帯プロパー中で、三縄層より下位の地層とされる緑色片岩中からも、まれには産出することを発見している。

4) 大背斜構造との関係 第一に変成帯における深度との関係である。上述のように三繩層より下位の地層（構造的にも下位でかつ低変成部である）からはきわめて稀に見いだされているにすぎない。三繩層からも下部ほど瀕出するとはいえない。したがって、この地方に関するかぎり、藍閃石質角閃石がI帯でも深所ほど、いいかえれば荷重の大きい部分に形成されやすかったという材料は存在しない。このことは関東山地（関 1957）、中部地方（橋本 1960）で、点紋帯の上位（浅所）の無点紋帯中に  $b=Y$  の藍閃石が形成されていることとも矛盾しない。

次に大構造上の特別の位置に藍閃石質角閃石が産出するかどうかという点である。この地区では、藍閃石質角閃石は中七番背斜の北翼部に多い<sup>1)</sup>。しかしこれは露出している層準に関係しているともいえる。すなわち、更に広く四国全般に三繩層を追跡すると（おもにこの地区の西南方）、無点紋帯背斜の頂部にも南翼側にも産出する。したがって大背斜構造の特別の部分にだけ産出するともいえない。

5) 大規模同斜状褶曲構造との関係 別子鉾床と母岩は傾斜系高角度線構造方向を褶曲軸として比較的大規模な同斜状褶曲構造を形成している。藍閃石質角閃石はその結晶の配列方向からみて、この褶曲期に形成されたと解釈されるが、褶曲の翼部からも頂部からも産出する。藍閃石石英片岩は翼部よりも頂部で厚くなる傾向があり、褶曲期に頂部へおし出されたことを物語っている。緑色片岩中での藍閃石形成部と構造上の位置について、特別の関係を見いだしていない。

白滝別子横臥背斜部はⅢ・Ⅳ帯中であるが、アルカリ質角閃石の産出に関して、上翼と下翼とで差を発見しえない。

6) 片理・線構造との関係 藍閃石質角閃石は大部分、種々の片理構造の中で最も早期に形成された縞状片理 ( $s_1$ ) を構成しており、その後の何回かの褶曲や片理形成の運動もうけている。構造岩石学的資料によると (KOJIMA and HIDE 1957, 1958, 秀 1960, ならびに本文)、一般に片理  $s_1$  の形成ならびに同斜状褶曲期が結晶片岩の結晶作用の最盛期（ただし石英および一部の雲母、緑泥石を除く）である。藍閃石質角閃石の結晶作用は主に第一次褶曲期であるが、この間にも早期から晩期までである。一部には第二次褶曲軸方向に強く配列している場合もある。累帯構造が著しく、再結晶過程で物理化学的条件がかなり変化したことを物語っている。Ⅲ帯では晶出の頻度も時期も限られてくる。藍閃石を含む岩石は剝離性にむ場合も多いが、塊状の場合もある。残留単斜輝石や残留単斜角閃石の縁に形成されていることもある。線構造が高角度（傾斜方向の“高角度線構造”）の場合にも低角度の場合にも、また線構造の不鮮明な場合にも産出する。また激しい同斜状小褶曲構造をしばしば含んでいるが、含まれない場合もあり、特にこうした構造との特別な関係を見い出せない。

なお、藍閃石質角閃石を多く含む片岩部中の小脈に藍閃石質角閃石が多少含まれることがある。

1) 筆者はかつて (1954) 白滝鉾山地域において、三繩層が白滝横臥褶曲部でくりかえすと解釈し、その中での藍閃石の分布範囲と産状からみて、藍閃石の形成には、原岩の性質・変成条件（変成様式・変成度をさす）・構造（片理および褶曲構造をさす）が密接に関係しているとした。その後野地付近では狭義の藍閃石の産出も確めた。この産出は横臥褶曲額部・弟地帯の南側という大構造上の位置と関係があるのかも知れないが、なお慎重に検討する必要があると考えている。

7) 原岩種との関係 この地域では前述のように、緑色片岩・石英片岩・石灰質片岩中に、ときにキースラーガー中にも産する。かつ、これらの岩層全部に形成されているわけではなく、その一部に、層状に産出する。かつ縞状片理にそって形成されていて、一部ではこれに平行な変成分化現象も伴われたとみなされる。また再結晶作用の主時期が同斜状褶曲の軸面片理形成期に相当するものでも、原層面を反映した縞状構造にそって形成されている。これらのことから、藍閃石質角閃石の形成には、変成時における縞状部ごとの物理条件の差異を無視できないが、原岩種および縞状部ごとの化学組成は重要な要因とみられる。したがって原岩の性質とくに化学組成は重要な役割をもつと考えられる。

この地域では、随伴岩石の産状や随伴鉱物・組織などから緑色片岩の多くは塩基性凝灰岩起源とみなされる場合が多く、緑色片岩と密接に伴って産する石英片岩や石灰質片岩はキースラーガーも含めて海底火山活動に伴って堆積したものと判断される。もちろん、熔岩流や貫入岩源片岩中に形成されてもよく、そのような部分もあろう。この地方の結晶片岩より更に低変成のところで貫入岩源と考えられる粗粒な緑色岩中に形成されている例もある。変成分化現象が多くの場合伴われているが、原岩はおそらく化学量論的に多少ともアルカリ質である場合が多いと予想される。化学的組成については鈴木 (1932)、岩崎 (1955)、ERNST (1959) らによってもべられている。関 (1958) は藍閃石質広域変成域の緑色変成岩は  $\text{SiO}_2$  に対して  $\text{Na}_2\text{O}$  にとむ場合の多いことを認め、Na 交代作用を強調している。ただし、よく知られているように、藍閃石の形成部はすべて Na にとむとはいえない。

また多くの場合、赤鉄鉱・磁鉄鉱が多少とも密接に伴っていて、原岩が比較的 (化学量論的に) 鉄に富んでいたことを示している。とくに白滝鉱山で“赤ハブ”と呼ばれている型の岩石には I・II 帯では必ず青閃石を伴っているといつてよい。しかし別子鉱床母岩の塊状緑色岩中のように、酸化鉄鉱のある緑色片岩中でも形成されていない場合もある (この岩石中には曹長石がまれで、ソーダが少いという化学組成の影響があるのかも知れない)。

なおこの地方の石灰質片岩中のアルカリ角閃石には、ほとんどの場合 Mg 曹閃石 (I・II 帯に卓越)、Mg アーフベド角閃石 (III 帯) が発見される。Mg にとむアルカリ質角閃石は石灰質岩中あるいは酸化鉄鉱を含まない石英片岩中のみ産出するわけではないが、原岩種とアルカリ質角閃石の種類にもある程度関連のあることがわかる。

8) 随伴鉱物と平衡関係 いろいろな随伴鉱物が知られている。I・II 帯における主なものをあげると、赤鉄鉱、磁鉄鉱、緑簾石、紅簾石、スティルプノメリン、白色雲母 (Ia 帯中の緑色片岩中でも共存することがある)、緑泥石、柘榴石、電気石、燐灰石、曹長石、石英、方解石、チタン石、白チタン石、ときに金紅石、また黄鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、エジル輝石、陽起石質角閃石などである。これら鉱物の量は部分によって著しく変化する。もちろんこれらの鉱物は同時に全部は共存していない。しかし個々に随伴しているとき、平衡の場合が多いであろう。この地域内では、ローソン石、ひすいの産出はまだ知られていない。多くの場合、赤鉄鉱～磁鉄鉱、緑簾石、チタン石を伴う。藍閃石質角閃石の密集部もある。青緑色角閃石との関係はすでにのべた。

アルカリ角閃石の形成部に曹長石、緑泥石が少ないか無い場合はしばしばみかけられる。しかし相互に随伴する場合も認められる。すなわち曹長石、緑泥石の代りに青閃石が形成されたとして説明できる場合はある。しかし組織の上でその反応が常に示されているわけでは

ない。緑泥石には藍閃石質角閃石より後期に形成されたものもあるが、曹長石、緑泥石・青閃石の三者が随伴しているとき、多くの場合三者の平衡共存を認めるのが自然である。

なお無色ないしほとんど無色のおそらく Mg にとむ藍閃石とみられる角閃石は紅簾石石英片岩中に多いが、紅簾石を含まない石英片岩中にも産出する。

9) 圧力および深さの問題 Eskola (1939) の藍閃石片岩相の提唱以来、藍閃石の形成と圧力との関係は多くの研究者によって注目されてきた。近年藍閃石質角閃石の鉱物学的分類とこれを含有する岩石との関係については都城(1957)、ERNST (1960a)によって総括されている。さらに岩崎(1960b)は従来の特異な無色角閃石にも藍閃石の一種が存在することを明らかにした。藍閃石質角閃石の産出範囲に関しては

a. 曹閃石は弱変成岩・結晶片岩・片麻岩・火成岩(深成岩)・変成鉄鉱石などいろいろな岩石中に産する。

b. 藍閃石および Mg 曹閃石は大部分結晶片岩および多少の剪断運動をうけたほとんど不変成の岩石中に産する。まれに Mg 曹閃石がアルカリ火成岩中に産することがあるとされている。

加藤武夫(1937)、浅野五郎(1953, 1960)により藍閃石質として報告された角閃石はプレカンブリアンの高度変成岩中に産するので注目される。しかし化学分析による同定は行なわれていないが、光学性から厳密な意味の藍閃石ではないとされている(浅野 1953)。

これらのことから、曹閃石以外の藍閃石質角閃石は結晶片岩の形成されるような比較的高い圧力下で形成されやすいといえる。とくに天然における低変成岩中でのローソン石やひすいとの随伴した産出、ひすいについての合成実験をもとにした研究(Yoder and Weir 1951, de Roever 1955, Bloxam 1956, Borg 1956, Robertson, Birch and MacDonald 1957, Birch and LeCompte 1960等)から藍閃石質角閃石は曹長石が不安定となり、ひすい+石英が平衡に形成されるような低温高圧条件下で形成されていることが明らかになった。しかし、これらのことから藍閃石質角閃石がとくに高圧下でのみ形成され、低圧下では形成されえないということを意味していない。ERNST (1959, 1960)の藍閃石質角閃石の合成実験からも、化学的条件によっては高温低圧条件下<sup>1)</sup>でも形成されることが明らかにされている。

この地方の三波川帯中の藍閃石質角閃石の形成部と圧力あるいは深さとはどのような関係にあるだろうか。産状からできるだけ検討してみよう。

藍閃石質角閃石が塩基性岩石中に形成される場合に、原岩がとくにアルカリ質である必要はなく曹長石質斜長石が高圧下で不安定となり、曹長石と緑泥石(あるいは陽起石)成分の代りに藍閃石<sup>2)</sup>が形成されるという前提に立ち、I・II帯がその条件を経過して平衡な鉱物

1) ERNSTは藍閃石(狭義)の熱水合成実験から、“藍閃石の安定領域の高温限界は 850°C, 175バール(Pv)から 868°C, 2000バール(Pv)である。藍閃石の形成には高圧を必要とせず、適当な化学成分( $Al_2O_3$ に対して高い  $Na_2O$ ,  $MgO+FeO$ , 低い  $CaO$ )の岩石中では広い P-T 安定領域をもっている。藍閃石片岩相は、藍閃石だけでは限定に不十分だが、(1) 藍閃石+Ca-Al-Silicate(玄武岩質成分の岩石)、(2) 藍閃石+白雲母(Alにとむ岩石)、(3) 藍閃石+ひすい質輝石+石英(ソーダに富むか、水に乏しい岩石)の組合せを基にして認定されるべきである。緑色片岩や緑簾石角閃岩から上記鉱物組成をうる反応では、減容となるから、藍閃石片岩相では、より高圧-低温条件が考えられる”旨を述べている。

2) Mg 曹閃石も狭義の藍閃石に準じて扱う。

組合せに達したとすれば、この帯の緑色片岩中には藍閃石がほとんど全面的に形成されてよい。もし形成されていない部分があるとすれば、化学的に特殊な部分（例えば Na がほとんどないなど）ということになる。実際には前述の如く藍閃石の形成されているのは緑色片岩の一部分で、層状に産する。藍閃石質角閃石の形成されている層状部と他の部分とで、その鉱物形成期に大きな差はない。藍閃石質角閃石を含まない緑色片岩部の化学的検討を行っていないが、鉱物構成からみると、曹長石の含まれていない場合もちろんあるが、曹長石・緑泥石（・陽起石質角閃岩）の共存している場合も多い。

なお岩種は異なるが、この地方の黒色片岩中では、曹長石・緑泥石の共存している場合はいたるところで認められる。しかし藍閃石質角閃石の形成されている場合は発見されていない。

以上の産状を上記の圧力で説明するには、圧力が全般に十分高かったのではなく、部分的な高圧を考えなくてはならない。すなわち藍閃石質角閃石の産出する層状部のみがとくに高圧で、藍閃石質角閃石の形成されていない縞（少なくともその大部分）はより低圧条件下で形成されたことになる。藍閃石質角閃石の形成されている縞は形成されていない縞と隣接ないし互層状をなし、層序的な産状からも、この地区では深さによる差にはほとんど影響されていない。温度差も同じ帯内では時期がほぼ同じならば大差はないであろう。鉱物形成期には変形式からみると相当可塑的であったと考えられるので、緑色片岩、石英片岩中における圧力の部分差はあまり大きくなかったと考えられる。

このようにみると、もし化学的条件がほぼ同じとすると、縞状ないし層ごとに物理的条件の差、とくに応力の差あるいは流体相成分の圧力差は大きくはないとしても程度影響したと考えられる。この地方の藍閃石質角閃石は産状から、応力条件下で形成され、その配列を規制されたり、変成分化現象を促進されたと考えられるから、応力の差の影響は当然期待される。しかし、目下の資料では、構造的な産状から確実に応力の差として具体的に説明できる場合を明らかにしていない。

H<sub>2</sub>O, O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> など流体相成分の縞あるいは層ごとでの部分的な圧力のちがいが重要な要因の1つとして考えられる。しかし一義的原因として実証されるにいたっていない。

次に、他の資料から圧力の問題を検討してみよう。

a. この地区では、砂岩片岩中の碎屑酸性斜長石が不安定となり、これを消費してひすい十石英あるいは藍閃石が形成された形跡はまだ発見されていない（緑簾石の形成されている場合は観察される）。他の片岩中からも石英と平衡なひすいは未発見である。超塩基性岩や緑色片岩中に石英と不平衡なひすいも将来発見されるかも知れないが、未発見である。曹長石は一部を除くと、変成過程で広く形成されている。したがって ROBERTSON等 (1957) や BIRCH等 (1960) の実験に対応する高圧が全般に prevail したという証拠はえられていない。

b. 東平角閃岩 (IV 帯) の中の一部には藍晶石が含まれている。三波帯で珪線石、紅柱石は発見されていない。この藍晶石の形成に関し、都城 (1959) は温度を 300°C とすれば、その形成時の圧力は CLERK, ROBERTSON, and BIRCH (1957) の合成実験資料を考慮すると、9000 パールよりも高いことになるとのべている。この帯の超塩基性岩には、しばしば Mg に富むかんらん石 (2Vz=88°) が蛇紋石と共存している（組織および分布からみて、平衡と考える）。MgO—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O系に関する BOWEN and TUTTLE (1949), および MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O系に関する YODER (1952) の実験にそのまま適用すると、15,000psi (約 1 キロ

パール)の水の圧力下で水と Mg かんらん石の共存する最低温度(水滑石+蛇紋石+苦土かんらん石+水蒸気)は $430^{\circ}\sim 440^{\circ}$ である。水の圧力はおそらくもっと高いから、さらに高温であろう。しかし、かんらん石にも多少 Fe を含む(この場合温度は低下する)から仮に温度をそのままとして、CLERK らの表に適用すれば、少なくとも約 10 キロバールよりも高い圧力下で形成されたことになる。また、実験では蛇紋石の安定な上限は約  $500^{\circ}\text{C}$  である。温度を  $500^{\circ}\text{C}$  とすると約 11 キロバール以上の圧力ということになる。またここでは曹長石(～酸性オリゴクレス)は、藍晶石と相接しては産出しないが、藍晶石を産する部分の近くの角閃片岩中や、角閃片岩中に夾在しないし隣接している黒色片岩・珪質片岩中には存在している。ひすい+石英は形成されていないから、これを BIRCH 等(1960)の実験的研究をもとにした表に適用すると、温度を  $500^{\circ}\text{C}$  とすれば約 15 キロバール ( $300^{\circ}\text{C}$  とすれば約 11 キロバール)を越える圧力に達したとはいえないことになる。これらの数値は適用のし方も、値も厳密ではない点があるから、絶対的ではないであろうが、高い圧力下で形成されたことになる<sup>1)</sup>。

c. 東赤石山かんらん岩中には榴輝岩を産出する(鈴木 1932, 堀越 1937b, 佐藤 1938, 石川 1952, 紫藤 1958a)だけでなく、その北側の五良津角閃岩中にも榴輝岩や榴輝岩質緑簾石角閃岩が形成されている(吉野 1960, 1961, 石川 1952, 本文 VIII B 参照)。榴輝岩の形成には、化学的条件のほかにも多くの人々により、比容やパイロップの合成実験などの観点から高压条件下で形成されたといわれている(ESKOLA 1939, RAMBERG 1952; FYFE, TURNER and VERHOOGEN 1958 など)。この地区の榴輝岩質岩石には含水鉱物も含まれているから、おそらく高い固相圧、高い水の圧力下で形成されたのであろう(ダイヤモンドは発見されていない)。

d. 泥質岩源黒色片岩中パイラルスバイト柘榴石の化学成分と変成条件の関係については都城(1953)の説がある。三波川帯から僅か 2 つの資料(都城 1955—筆者の II 帯にほぼ相当、坂野 1959—筆者の III 帯に相当)しか公表されていないが、いずれもかなりの MnO を含み、都城の分類でもかなり none almandinous なもので、とくに高い圧力条件下で形成されたとはいえないことになる。これには母岩の化学成分や水の圧力などの影響を考慮する必要があり、簡単には結論が出されないのかも知れない(坂野 1959)。

e. パイラルスバイト柘榴石は珪質片岩中だけでなく、黒色片岩、緑色片岩中に広く、かなり普遍的に形成されている。とくに IV 帯の緑色片岩中では almandine 成分にとり、一部分はパイロップにかなりとむ。このような柘榴石の広い形成には原岩の化学組成の影響も一部に含まれているとしても、変成時に圧力(固相圧)が比較的高かったためであろうと推定される。

f. 流体相成分の圧力の高低の判断は困難な問題である。また部分的な差や時期的な変化もあろう。構成鉱物として、緑泥石、白雲母、緑簾石、角閃石など含水鉱物が全般にかなり多いこと、地層にはほぼ平行な変成分化現象もかなりいちじるしいこと、粒度が比較的高いことな

1) なお IV 帯の石灰質片岩(藍晶石の産する場所に比較的近いところにも存在する)中では、多くの場合透輝石質単斜輝石が形成されている。このほか角閃石、緑簾石、まれには石英も存在する。しかし珪灰石は形成されていない。

どからは、一般的にいて、wetであり、流体相成分とくに水の圧力<sup>1)</sup>もおそらく比較的高かったであろうと想像される。この地区の黒雲母の色 ( $Z \rightleftharpoons Y$  は淡褐色ときに淡緑色で、端山の説 (1959) を適用すると、この変成帯は水蒸気圧の高い変成帯ということになる。

g. 鉱物の主要な形成期において、流動的な同斜状褶曲、波長：波高の比がいちぢるしく小さい褶曲構造を含んでいることからみて、岩層はこのとき相当強く可塑性にとんでいたといえる。再結晶作用の程度も高い。これらのことは一義的に変成時に圧力が高いとはいえないが、高いことと調和的であろう。鉱物の定方向性・片理・線構造・大小の褶曲構造は全体的にみて、よく発達している。このことから、造山作用に伴う応力は地域的・部分的差や時間的変化はあっても、全体として強く働いたといえる。

以上の産状に関する検討から、この地域の藍閃石質角閃石の形成にはいろいろな要因がからみあっているのであろうが、次のように要約される。

- 1) 種類は大部分青閃石であるが、一部に  $b=Y$  の藍閃石が存在する。
- 2) 超塩基性岩類と直接の関係はない。
- 3) 無点紋帯中だけでなく、点紋帯中での点紋形成期にも生長している。
- 4) 高変成度部 (緑色片岩についてはⅢ・Ⅳ帯、黒色片岩については含黒雲母帯ないしその近く) では形成しにくくなり、青緑色角閃石 (パロイサイト質角閃石や Mg アーフベド角閃石などアルカリ質) に代る (ただし、きわめてまれには産出する)。
- 5) 形成 (結晶) 時期は幅があるが、結晶片岩の鉱物形成および片理・褶曲形成の最盛期とはほぼ一致している。
- 6) 原岩種、原岩系列と密接な関係にあり、原岩の性質とくに化学的条件に強く支配されたと解釈される。
- 7) 変成分化現象は伴われている。
- 8) Ⅳ帯にくらべて層序的に下位ほど圧力が高まった、あるいは同程度の圧力 (少なくとも10キロバル) に達したという証拠はえられていない。しかしこのような部分的な差はあるとしても、変成分帯の特徴や変形様式からみて、比較的高い固相圧下で形成されたと考えられる。
- 9) この地方では、鉱物形成の主要期に応力の差によって藍閃石 (類) の形成されている層状部と形成されていない層状部とが一部に生じたかもしれないと期待される。しかし構造の上からはその差はまだ明らかでない。
- 10) 藍閃石 (類) は層序的に深部 (一般的にいて荷重の大きいとされる部分) に形成されやすかったとはいえない。
- 11) この地方では、他の地方で知られているローソン石・ひすいを含む狭義の藍閃石片岩相の鉱物組合せ部は未発見である。曹長石はしばしば伴われている。緑簾石藍閃石片岩の形成部は緑色片岩の中で、陽起石の形成範囲から青緑色普通角閃石の出はじめる部分にまでわたっている。藍閃石質角閃石と白色雲母の随伴・パンペリー石・曹長石点紋・黒色片岩中の柘榴石の分布関係なども関東山地、中部地方とくらべて多少差がある。(ESKOLA 1939, MIYASHIRO and SEKI 1958a ; FYFE, TURNER and VERVOOGEN 1958, 関1957~1960, 橋本 1960 参照)。

1) 低変成度部の藍閃石片岩にしばしば伴うことのあるローソン石の形成には一般に高い固相圧と高い水蒸気圧が必要であるとされている。しかしこの地域内では前述のようにまだ発見していない。



## IX. 結語——変成分帯と層序・地質構造・超塩基性岩類との関係

この地方の鉱物変化にもとづく分帯と層序・各構造単位・超塩基性岩類の関係は次のように図示される。

第6表 層序・構造・変成分帯・超塩基性岩類の関係

層序	構造単位	変成分帯	超塩基性岩類
大生院層	4	a, III, d, IV	■
三縄層	上部層	b, II, a	■
	主部層	a, Ib	■
下部層	1	Ia	■
小歩危層	?		

1 : 中七番一能谷山背斜帯, 2 : 第地遷移帯, 3 : 別子白滝横臥褶曲帯, 4 : 津根山(富郷)向斜帯

## A 変成分帯と層序との関係

1. 変成度の高低と層序 この地方で、高変成度部は三縄層上部層中および大生院層下部中にある。とくに最も高度変成部は三縄層上部層中にある。変成度はこれより層序的に下位に向っても、上位に向っても低下している。この地方の露出範囲では、大生院層はすべて点紋帯なので、層序的に下位に最も低変成部が存在している。

2. 変成分帯と層序の平行性, 斜交性 鉱物変化にもとづく各帯の境と層序とはほぼ平行である。とくにI, II, III帯の境は平行性が強い。これは四国から紀伊半島に及ぶ大規模な点紋帯の形成を反映しているのであろう。しかし部分的には斜交している。例えば、三縄層主部層は別子地方で薄く、白滝地方で厚くなるが、II帯も白滝地方で厚くなり、早天山付近では、III a帯の性格をもつ部分も一部に含まれる。後津鉱床母岩とすぐ上位の緑色片岩層(三縄層上部層)は後津付近では、大部分II b帯とみなされるが、西方へたどると、この岩層の北部から次第にIII帯となり、別子鉱床の北では全層III帯にはいる。また、別子山村瀬谷谷付近では東平角閃岩(VIII帯)がIII d帯へ移過してゆくと認められる。IV帯の分布はかなり局地的である。III帯内部でのちがひ(a, b, c, d)が層序と無関係な例は注意すれば、多くの場所で認められる。

## B. 変成分帯と地質構造との関係

1. 中七番背斜・津根山(富郷)向斜との関係 四国地方におけるこのような両翼のかなり開いた大褶曲構造には、吉野川層群の多くの部分に参加し、変成分帯からみても点紋・無

点紋両帯にわたっている。点紋帯は層準とほぼ整合的であるから、点紋帯の形成・変成度の上昇はこのような大褶曲のスケールよりなお大きい規模で行なわれたことがわかる。

2. 別子白滝横臥褶曲構造との関係 この構造に明らかに参加しているのは三細層上部層で、点紋帯内部のⅢ・Ⅳ帯である。小褶曲構造をあわせ考えると、変成度・変成様式と岩石（キスラーガーを含む）の可塑性との間にも密接な関係があるといえる。

3. 傾斜系（高角度）の鉱物線構造ないし同斜状褶曲構造との関係 大褶曲軸の方向を基準にしてみると、ほぼ $a$ 方向の褶曲であるが、褶曲自身は層面にそう水平方向の迂りによって形成された $B$ 褶曲である。比較的大規模なものも小規模なものもある。弟地帯はⅡ帯中に形成されている。このような構造は変成分帯上の特別な帯にだけ形成されているわけではない。しかしその要因として岩石の可塑性、伸長の差が反映していると考え、変成度の異なる部分の境付近とか高変成部中に生じやすかったと考えられる。形成時期は早期のものから比較的晩期のものまでである。

4. 小褶曲構造・岩石構造との関係 鉱物はおもに層面（縞状）片理（ $s_1$ ）にそって形成され、その配列は鉱物種・岩種・形成期により、いろいろな差異はあるが一般に $s_1$ と同斜状小褶曲にともなう軸面片理に強く規制されている。同斜状の小褶曲構造は、岩質による差はあるが、凡ての帯で認められる。点紋帯では、この種の構造やflow cleavageが顕著になる。

5. 特殊の鉱物と構造との関係 特別な構造上の位置にのみ出現する鉱物はないかと注意したが、発見できなかった。別子鉱床および母岩の同斜状褶曲構造と物質移動・変成分化の関係については、すでにのべた。

### C. 各帯の形成史

現在みられる鉱物の主要な形成期は、第一次褶曲期ないし第二次褶曲期の初期にあった。しかしこの主要鉱物形成期より早期の変形も一部で認められる。また点紋帯（Ⅱ～Ⅳ帯）では、斑状変晶中の包有鉱物<sup>1)</sup>の粒度・種類・配列の模様などから、点紋形成に伴う鉱物形成以前に細粒な鉱物の形成が行なわれた跡があるといえる。鉱物には累帯構造を呈する場合がしばしばあり、とくにⅡb帯ときにはⅢ帯で、藍閃石質角閃石の周囲に青緑色角閃石（Ⅲ・Ⅳ帯に卓越する）が形成されている場合がある。またⅡ帯の一部の岩石中には、包有物としてのみ含まれ、周囲の生地には含まれていない鉱物の存在する場合（薄片）もある（紅簾石、エジル輝石など、Kojima and Hide 1957参照）。これらのことから、鉱物形成期間に同じ場所でもかなり条件の変化があったとみられる。Ⅱb帯では少なくとも一部に、（おそらく比較的後期に）緑簾石角閃岩相の組合せに到達したといえる。

結局、層面にそう最早期の細粒鉱物形成（変形も伴う）の後、点紋形成を伴う同斜状小褶曲構造形成期には、三細層上部層を中心として地層に整合的に、Ⅳ・Ⅲ・Ⅱ・Ⅰ帯の帯状分布が形成され、大構造の骨格もこのとき形成されたと考えられる。

変成度の上昇部が、層序的に中位に整合的に形成され、中七番・津根山・大歩危の大背斜向斜構造よりも大きなスケールをもっていること、横臥褶曲構造を伴っていること、北部は中央構

1) 点紋状曹長石は成分にほとんど差はないが、包有物が結晶内部にあり、外縁部にはほとんどないため累帯状構造を呈する場合がしばしばある。とくに黒色片岩に多い。これは結晶作用の末期に形成条件に変化があったのであろう（このことはKoto 1887によりはやくから気付かれている）。

点紋中の包有鉱物の配列についてはKojima and Hide (1959) 参照。

造線に切れられていることなどからみて、変成度の上昇は地下深所への単なる埋没だけでなく、変成期における雄大な規模をもった構造運動に伴って、地下等温度曲面がこの部分に上昇したのであろう。超塩基性岩類は変成作用の早期から存在していたとみられるので、このとき貫入したのであろう。IV帯については今後さらに検討する必要がある。

両翼のかなり開いた第二次褶曲構造の形成期にも、一部では鉱物の形成が行なわれているが、多くの鉱物の結晶作用の最盛期は終わっている。褶曲の過程で、岩石の剛化を反映して、各小褶曲構造の軸面には剪断面ないし劈開面が形成された。第二次褶曲運動をうけているところでの石英の配列は、このときの影響を相当強くうけていると解釈される。

#### 参 考 文 献

- 雨森 武雄 (1952) : 別子鉱床の探鉱について. 鉱山地質, 2, 209~212.
- 新井琴次郎 (1911~1914) : 別子鉱床. 日本鉱業会誌, 27, 416~426; 27, 518~533; 28, 839~848; 28, 921~912; 28, 1021~1034; 29, 11~30; 29, 89~103; 29, 418~431; 29, 709~732; 29, 815~825, 29, 899~907, 29, 1089~1110; 30, 377~393; 30, 470~495.
- 浅井 宏 (1955) : 愛知県雨生山近傍の塩基性・超塩基性火成岩(予報). 岩鉱, 39, 233~241.
- 浅野 五郎 (1953) : 二, 三の角閃石縞状鉄鉱について(II). 岩鉱, 37, 237~249.
- BANNO, S. (1958a) : Glaucofan-schists and associated rocks in the Ōmi district, Niigata Prefecture, Japan. *Joap. Jur. Geol. Geograph.*, 29, 29~44.
- (1958b) : Notes on rock-forming minerals (1) Magnesioarfvedsonite from Bessi district. 地質雑, 64, 386~387.
- 坂野 昇平 (1959a) : 変成作用と水の圧力. 科学, 29, 94~95.
- BANNO, S. (1959b) : Aegirineaugite from crystalline schists in Sikoku. 地質雑, 65, 652~657.
- (1959c) : Notes on rock-forming minerals (10) Glaucofan and garnet from the Kōtū district, Sikoku. 地質雑, 65, 658~663.
- (1960a) : Notes on rock-forming minerals (12) Finding of paragonite from the Bessi district, Sikoku, and its paragenesis. 地質雑, 66, 123~130.
- 坂野 昇平 (1960b) : 別子地方三波川変成岩におけるソーダ交代作用の問題. 地質雑 66, 450.
- (1961) : 領家および三波川変成帯の変成時期の新しい資料. 科学, 31, 144.
- BARTH, T. F. W. (1952) : *Theoretical petrology*. New York.
- BIRCH, F. and LeCOMTE, P. (1960) : Temperature-pressure plane for albite composition. *Amer. Jour. Sci.*, 258, 209~217.
- BLOXAM, T. W. (1956) : Jadeite-bearing metagraywackes in California. *Amer. Mineral.*, 41, 488~496.
- BORG, I. Y. (1956) : Glaucofan schists and eclogites near Healdsburg, California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 1563~1584.
- BOWEN, N. L. and TUTTLE, O. T. (1949) : The system  $MgO-SiO_2-H_2O$ . *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 60, 439~460.
- 茅原 一也 (1958) : 新潟県青海地方の Jadeite rock について. 藤本治義教授還暦記念論文集, 459~466.
- CLARK, S. P., ROBERTSON, E. C. Tr., and BIRCH, F. (1957) : Experimental determination of kyanite-

- sillimanite equilibrium relations at high temperatures and pressures. *Amer. Jour. Sci.*, **255**, 628~640.
- DE SITTER, L. U. (1956) : *Structural geology*. New York.
- DE ROEVER, W. P. (1955) : Genesis of Jadeite by low-temperature metamorphism. *Amer. Jour. Sci.*, **253**, 283~298.
- 土井 正民 (1953) : 佐々連鉱山における鉱床の雁行性と探鉱成果について. *鉱山地質*, **3**, 252.
- (1959a) : 佐々連鉱山附近の地質と佐々連鉱床群について. *鉱山地質*, **9**, 137~149.
- (1959b) : 別子および佐々連鉱山の地質構造と鉱床の層準およびそれに伴う探鉱. *日本鉱業会誌* **75**, 723~725.
- ・田窪 宏・薩摩 晃 (1959) : 別子鉱床の中鍾について. *鉱山地質*, **9**, (33), 28~29.
- (1961) : 別子鉱床成因論の変遷. *鉱山地質*, **11**, (45~46, 10周年記念特別号), 151~156.
- ERNST, W. C. (1959) : Glaucofan stability and the glaucofan schist problem. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **70**, 1598.
- (1960a) : The stability relations of magnesioriebeckite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **19**, 10~40.
- (1960b) Stability relations of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **71**, 1859.
- ESKOLA, P. (1939) : Die metamorphen Gesteine. BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W. und ESKOLA, P.: *Die Entstehung der Gesteine*, Berlin, IIIer Teil.
- FAIRBAIRN, H. W. (1949) : *Structural petrology of deformed rocks*. 2nd ed. Cambridge, Mass.
- 藤本 治義 (1939) : 関東山地の長瀬系 (三波川, 御荷鉾系) に就て. **46**, 117~126.
- ・山田 純 (1948) : 長瀬系の地質時代の考察. *地質雑*, **54**, 166.
- FAUL, H. (1954) : *Nuclear Geology*. New York.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J. and VERVOOGEN, J. (1958) : Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Mem.* **73**.
- 牛来 正夫 (1952) : 日本列島の成立, I, II, III. 自然, 中央公論社, **7**, (3), 32~39, (4), 36~46; (5) 62~67.
- 浜島 勳 (1952) : 久根鉱山. 鉱床と地質構造 (1), 日本鉱業会, 65~69.
- HARKER, A. (1932) : *Metamorphism*. London.
- 橋本 光男 (1957) : 紅れん石について. *地球科学*, (33), 29~35.
- HASHIMOTO, M (1959) : Piedmontite from piedmontite-bearing muscovite quartz schist of Inasato, Nagano Prefecture. *Bull. National Science Museum (Tokyo)*, (43), 183~187.
- 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 (東京) 研究報告, (47), 104~115.
- 秀 敬 (1950) : 高知県土佐郡白滝鉱山付近の地質構造. *地質雑*, **56**, 248.
- (1954) : 高知県白滝鉱山付近の地質構造. 広島大学地学研究報告, (4), 48~83.
- ・吉野言生・小島丈児 (1956) : 別子点紋片岩帯の構造一序説. *地質雑*, **62**, 574~584.
- ・小島丈児・吉野言生 (1958) : 鉱物構成からみた別子点紋片岩帯の分帯. *日本地質学会西日本支部会報*, (22), 16~18.
- (1960) : 別子鉱床母岩の構造解析と鉱物構成とから判断される変成条件. *地質雑*, **66**, 448.
- (1961) : 高知県白滝鉱山付近の再褶曲構造. *日本地質学会西日本支部会報*, (26), 2.
- 東元 定雄 (1958) : 奈良県五条鉱山産鉱石のコロイド組織について. *岩鉱*, **42**, 136~144.
- 平山 健 (1958) : 石英光軸の方向性にあらわれた徳島県東部長瀬系変成帯の地質構造 (予報). 鈴木

醇教授還暦記念論文集, 299~306.

- 堀越 勲 (1958) : 佐々連鉱山の線構造と鉱床の形態. 鉱山地質, 8, 33~40.  
 ——— (1959) : 大久喜・根太山両鉱床のコロフォルム黄鉄鉱. 鉱山地質, 9, 82~94.  
 ——— (1960) : 高知県白滝鉱床における離溶赤鉄・チタン鉄鉱の産状. 鉱山地質, 10, 189~196.  
 堀越 義一 (1936a) : 秩父古生層中の含藍閃石千枚岩. 地質雑, 43, 554~555.  
 HORIKOSHI, Y. (1936d) : On the optical properties of glaucophanic amphiboles in crystalline schists of Japan. *Jap. Jour. Geol. Geograph.*, 13, 151~154.  
 堀越 義一 (1937a) : 愛媛県別子附近の岩石地質概報. 地質雑, 44, 121~140.  
 ——— (1937b) : 伊予東赤石山附近産の榴輝岩に就いて (摘要). 地質雑, 44, 141~144.  
 ——— (1937c) : 愛媛県五良津附近産斜方角閃石. 地質雑, 44, 402.  
 ——— (1938a) : 別子附近産変成岩中の二, 三の組成鉱物の性質(その1 角閃石族). 地質雑, 45, 290~301.  
 ——— (1938b) : 同上(その2 緑簾石族). 地質雑, 45, 342~351.  
 ——— (1938c) : 別子附近産縞状透輝石角閃岩. 地質雑, 45, 655~666.  
 ——— (1938d) : 静岡県久根鉱山附近の地質及鉱床. 地質雑, 45, 857~872.  
 ——— (1939) : 愛媛県大峯鉱床の形態に就いて. 地質雑, 46, 193~195.  
 ——— (1940) : 別子型鉱床の形態的研究. 学振第二小委報告1, 1~23.  
 ———・木村 正・小村幸二郎 (1954) : 日本の層状含銅硫化鉄鉱床総覧. 鉱山地質特別号(1).  
 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和己・山下 昇 (1953) : 坂州不整合について. 徳島大学学芸紀要, (自然科学), III, 61~74.  
 ———・—————・—————・————— (1956) : 黒瀬川構造帯(四国秩父累帯の研究 III). 地質雑, 62, 82~103.  
 今井 秀喜 (1959) : 西南日本外帯における層状含銅硫化鉄鉱床ならびにマンガン鉄鉱床の成因とそれに関連する1, 2の問題. 鉱山地質, 9, 1~18.  
 石井健一・市川浩一郎・甲藤次郎・吉田博直・小島丈児 (1957) : 四国上八川—伊野間路線に沿う秩父累帯の地質(予土路線に沿う地質 そのII). 地質雑, 63, 449~454.  
 石川 俊夫 (1952) : 四国吉野川流石の榴輝岩質岩. 岩鉱, 36, 42~46.  
 磯見 博 (1959) : 20万分の1地質図幅 "高知". 地質調査所.  
 岩橋 勉 (1951) : 和歌山県北西部の古期岩層について. 和歌山大学学芸研究, (2), 75~80.  
 ——— (1955) : 紀伊半島に於ける点紋結晶片岩の分布について. 和歌山大学学芸学部紀要, 自然科学, (5), 6~9.  
 ——— (1957) : 20万分の1和歌山県地質図. 和歌山県.  
 岩崎 正夫 (1955) : 徳島市眉山の藍閃石岩類(第1報). 徳島大学学芸紀要, (自然科学), VI, 27~40.  
 IWASAKI, M. (1960a) : Clinopyroxene intermediate between jadeite and aegirine from Suberi-dani, Tokushima Prefecture, Japan. 地質雑, 66, 334~340.  
 ——— (1960b) : Colorless glaucophane and associated minerals in the piedmontite schists of the Bizan-Kôtu district, eastern Sikoku, Japan. 地質雑, 66, 566~574.  
 ——— (1960c) : Barroisitic amphibole from Bizan in eastern Sikoku, Japan. 地質雑, 66, 625~630.  
 神山 貞二 (1956) : 久根鉱山. 渡辺武男編鉱床学の進歩, 富山房, 426~427.  
 兼平慶一郎 (1955) : 和歌山県飯盛鉱山の地質と鉱床, とくに鉱体と母岩の構造岩石学的性質について

て。鉾山地質, 5, 231~240.

KANEHIRA, K. (1959) : Geology and ore deposits of Chihara mine, Ehime Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II, XI, pt. III, 308~339.*

———— and BANNO, S. (1960) : Ferreiphengite and aegirinjadeite in a crystalline schist of the Iimori district, Kii Peninsula. 地質雑, 66, 654~659.

加納 博・武藤 武晴 (1951) : 田老鉾床における鍾の内変動帯の構造——特に線構造と落しの問題に関連して——. 地質雑, 75, 399~414.

加藤 武夫 (1937) : 新編鉾床地質学. 富山房.

KATO, T. (1939) : On the origin of the Mozan iron ore deposits, North Korea. *Jap. Jour. Geol. Geograph., 16, 234~238.*

加藤 徹夫 (1959) : 昭和34年度久根鉾山見学ならびに討論会記事. 鉾山地質, 9, 300~305.

甲藤 次郎・沢村 武雄・小島 丈兒・須鎗 和己 (1960) : 20万分の1高知県地質鉾産図. 高知県商工観光課.

木野崎吉郎・小島 丈兒 (1960) : 河山鉾山. 地質見学案内, 日本地学教育研究会広島大会.

KOBAYASHI, T. (1941) : The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sec. II, 5, pt. 7. 219~578.*

———— and KIMURA (1944) : A study on the radiolarian rocks. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sect. II, 7, pt. 2. 75~178.*

巨智部忠承 (1892) : 別子銅山黄硫鉄鉾. 地質雑, 4, 541~543.

KOJIMA, G. [KOZIMA, Z.] (1944) : On stilpnomelane in green-schists in Japan. *Proc. Imp. Acad. Tokyo. 20, 322~328.*

小島 丈兒 (1948) : 含スティルプノメレイン緑色片岩に於ける鉾物形成の順序. 地質雑, 54, 108~109.

————・光野 千春 (1951) : 四国吉野川地方の大歩危砂岩片岩層の碎屑物質について. 地質雑, 56, 361~367.

———— (1951) : 四国中央部結晶片岩地域の層序と構造. 地質雑, 57, 177~190.

KOJIMA, G. (1953) : Contributions to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of Chûgoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zones. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C. 1, (3), 17~46.*

小島 丈兒・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, 62, 30~45.

————・吉田 博直・甲藤 次郎・市川浩一郎・石井 健一 (1956) : 四国西条一上八川間路線に沿う三波川帯の地質 (予土路線に沿う地質その1). 地質雑, 62, 317~326.

———— (1956) : 変成作用と鉾床の形成. 鉾床学の進歩, 富山房, 146~171.

KOJIMA, G. and HIDE, K. (1957) : On new occurrence of aegirine augite-amphibole-quartz-schists in the Sambagawa crystalline schists of the Besshi-Shirataki district, with special reference to the preferred orientation of aegirine augite and amphibole. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C, 2, (1), 1~20.*

KOJIMA, G. and SUZUKI, T. (1958) : Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone : Kiyomizu tectonic zone in Shikoku, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C. 2, (3), 173~193.*

KOJIMA, G. and HIDE, K. (1958a) : Kinematic interpretation of the quartz fabric of triclinic tectonites from Besshi, central Shikoku, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C. 2, (3), 195~226.*

小島 丈兒・秀 敬 (1958b) : 結晶片岩帯における高角度褶曲軸の形成. 地質雑, 64, 679.

- (1958a) : 三波川帯. 鈴木醇教授還暦記念論文集, 88~100.
- (1958b) : 三波川帯の形成. 北海道地質要報, (36), 24~34.
- (1959) : 三波川結晶片岩の形成史からみたキースラーガー. 地質雑, 65, 419.
- KOKUBU, N. (1956) : Fluorine in rocks. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser. C. Chemistry, 2, (3), 95~149.
- 近藤 精造 (1957) : 秩父地方結晶片岩の構成鉱物の研究 (第一報). 千葉大学文理学部紀要, 2, (2), 131~137.
- KORO, B. (1887) : On the so-called crystalline schist of Chichibu. *Jour. Coll. Sci. Tokyo Imp. Univ.*, II, (1), 77~141.
- 久原 幹雄 (1914) : 祖谷及び別子銅山鉱床の生因に就て (一), (二), (三). 地質雑, 21, 185~199, 246~253, 325~344, 368~383.
- MATSUBARA, A. (1953) : Differentiation of ore magma in Tsuchikura and Besshi mines. 地質雑, 59, 79~87.
- 松本 達郎 (1936) : 九州大野川盆地の地史学的研究. 地質雑, 43, 758~786, 815~852.
- (1947) : 西南日本外帯地質構造発達史に関する新発見—和歌山県有田川流域の地質学的研究. 九大理学部研究報告, 地質学之部, 2, (1), 1~12.
- 湊 正雄 (1950) : 大崩壊片麻岩に放散虫化石を産す. 地質雑, 56, 444.
- (1958) : 本邦変成帯形成の時期に対する諸説. 鈴木醇教授還暦記念論文集, 1~16.
- 光野 千春 (1953) : 愛媛県新宮鉱床周辺の地質及び鉱床について. 地質雑, 59, 363~371.
- 宮久三千年 (1958) : 別子および高良鉱山産のバレリー鉱をとまなう含銅硫化鉄鉱. 鉱山地質, 8, 300~303.
- 都城 秋穂・井上 タミ (1948) : 阿武隈地方変成岩中の光軸角の小さい角閃石. 地質雑, 54, 92.
- MIYASHIRO, A. (1953) : Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 179~208.
- 都城 秋穂 (1955) : 三波川変成岩中の低変成度のペリティックな片岩のなかのパイラルスパイト・ガーネット. 岩鉱, 39, 10~15.
- MIYASHIRO, A. (1957a) : Chlorite of crystalline schists. 地質雑, 63, 1~8.
- (1957b) : The chemistry, optics and genesis of the alkali-amphiboles. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. II, XI, pt. 1, 57~83.
- and IWASAKI, M. (1957) : Magnesioriebeckite in crystalline schists of Bizan in Sikoku, Japan. 地質雑, 63, 698~703.
- and BANNO, A. (1958) : Nature of glaucophanitic metamorphism. *Amer. Jour. Sci.*, 256, 97~110.
- 都城 秋穂 (1958) : 藍閃変成作用について. 地質雑, 64, 146~151.
- MIYASHIRO, A. and SEKI, Y. (1958a) : Enlargement of the composition field of epidote and piedmontite with rising temperature. *Amer. Jour. Sci.*, 256, 423~430.
- and —— (1958b) : Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane-schist facies. *Japan. Jour. Geol. Geograph.*, 29, 199~208.
- 都城 秋穂 (1959) : 阿武隈, 領家および三波川変成帯. 地質雑, 65, 624~637.
- 森永 茂・金尾 直敬・近藤 皓二 (1956) : 別子鉱山. 鉱床と地質構造(2), 日本鉱業会, 65~73.
- (1956) : 別子鉱山. 渡辺武男編鉱床学の進歩, 富山房, 438~439.
- 牟田 邦彦・白水 晴雄 (1959) : 2, 3のキースラーガーに伴う緑泥石について. 地質雑, 65, 421.

永井 浩三 (1956) : 石槌山第三紀層の地質時代と西部日本第三紀の古地理, 愛媛大学紀要, 第二部自然科学 (地学), 2, (3), 145~154.

NAKAGAWA, M. (1958) : Structural petrology of the Ôboke-Anticline in the Sambagawa crystalline schist zone, central Shikoku. 広島大学理学科修士論文.

中島 謙造 (1893) : 別子銅山の鉱床. 地質, 5, 548~550.

中山 勇 (1949) : 動力変成岩に於ける石英の配列機構に関する1考察. 地質雑, 55, 17~21.

——— (1950) : 大歩危千枚岩質砂岩にみられる Gefügeregel. 地質雑, 56, 433~438.

——— (1953) : 天滝川地域三波川変成帯北半部の層序と地質構造. 地質雑, 59, 497~509.

中山 勇 (1956) : 結晶片岩の鉱物の伸び, 平行配列と造構造連動について. 地球科学, (28), 31~35.

NAKAYAMA, I. (1958) : On the geological structure of the low grade metamorphic region in the south of River Kinokawa and petrofabric of quartz in the quartz schist in the region. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, ser. B*, 24, 335~352.

中山 勇 (1960a) : 徳島県高越山周辺の結晶片岩の鉱物配列. 地質雑, 66, 448.

——— (1960b) : 三波川帯の造構造運動と岩石構造. 地研専報, (10).

西尾鍬次郎 (1910) : 結晶片岩中に存在する含銅硫化鉄鉱床の成層状態に就て. 日本鉱業会誌, 26, 136~158, 211~227.

——— (1951) : 別子鉱山の鉱床生成に就いての管見. 日本鉱業会誌, 67, 120~125.

NISHIO, S. (1940) : Study of the cupriferous pyrite ores from the Besshi Mine. *Jour. Fac. Eng. Tokyo Imp. Univ.*, 23, 1~84.

野田勢次郎 (1906) : 別子鉱業地附近の地質概略. 地質雑, 13, 228~237.

———・神津 徹祐 (1910) : 20万分の1地質図幅“松山”並びに同説明書. 地質調査所.

小川 琢治 (1902) : 20万分の1地質図幅“高知”並びに同説明書. 地質調査所.

大森 啓一 (1953) : 石榴石の単位格子恒数について. 鉱物学雑, 1, 169~187.

小野 孝 (1958) : 白滝鉱山. 鉱床と地質構造 (3), 日本鉱業会, 60~63.

太田 鉄造 (1937) : 別子銅山の含銅硫化鉄鉱に就て. 日本鉱業会誌, 53, 325~329.

大八木規夫 (1960) : 愛媛県佐々連鉱床付近のいわゆる異常線構造. 地質雑, 66, 448.

小沢 儀明 (1926) : 四国結晶片岩系の層位と構造. 地質, 33, 297~304, 309~347.

PITCHER, W. S. and READ, H. H. (1960) : The aureole of the Main Donegal Granite. *Q. J. G. S.*, 116, 1~36.

RAMBERG, H. (1952) : *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*. Univ. Chicago Press.

ROBERTSON, E. C., BIRCH, F., and MACDONALD, G. J. F. (1957) : Experimental determination of jadeite stability relations to 25,000 bars. *Amer. Jour. Sci.* 255, 115~137.

ROY, D. M. and ROY, R. (1955) : Synthesis and stability of minerals in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . *Amer. Miner.*, 40, 147~178.

佐川栄次郎 (1910) : 阿波北部及伊予西部含銅黄鉄鉱床地質調査報告. 地質要報, 22, (1), 1~178.

SANDER, S. (1950) : *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper*. IIer Teil, Die Korngefüge. Wien u. Innsbruck.

笹倉健一郎・佐藤 信男・武安 忠光 (1952) : 日立鉱床. 鉱床と地質構造 (1), 日本鉱業会, 53~64.

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. 広島文理科大学地学科卒論.

佐藤 戈止 (1936) : 四国結晶片岩層に就て (摘要). 地質雑, 43, 857~858.



- (1938) : 7万5千分の1地質図幅“新居浜”並びに同説明書. 地質調査所.
- 佐藤 捨三 (1930) : 結晶片岩に見られる「ゲフェューゲ・レーゲル」の一例. 地質雑, 37, 430~431.
- SEITSAARI, J. (1956) : Some new data on the blue-green hornblende from the Tampere schist belt. Bull. Comm. geol. Finlande, (172), 41~46.
- 関 陽太郎 (1957) : 関東山地東部のローソン石. 岩鉱, 41, 155~163.
- ・横山 重夫 (1957) : 関東山地東部のパンペリー石とその産状. 岩鉱, 41, 227~235.
- (1958a) : 関東山地東部のアルカリ角閃石とその産状. 岩鉱, 42, 128~135.
- (1958b) : 藍閃石質広域変成作用の化学的な特質. 岩鉱, 42, 296~301.
- 加藤 千草 (1958) : 関東山地東部の三波川変成岩中のエピソード. 岩鉱, 43, 57~63.
- SEKI, Y., AIBA, M. and KATO, C. (1959a) : Edenite in Sanbagawa crystalline schists of the Sibukawa district, central Japan. Jap. Jour. Geol. Geograph., 30, 233~243.
- 関 陽太郎・相場 瑞夫・加藤 千草 (1959b) : 渋川地方の三波川変成岩地域の変成分帯. 地質雑, 65, 618~623.
- SEKI, Y. and SHIDO, F. (1959) : Finding of jadeite from the Sanbagawa and Kamuikotan metamorphic belts, Japan. Proc. Japan Acad. 35, 137~138.
- SEKI, Y. (1960) : Jadeite in Sanbagawa crystalline schists of central Japan. Amer. Jour. Sci., 258, 705~715.
- , AIBA, M. and KATO, O. (1960) : Jadeite and associated minerals of meta-gabbroic rocks in the Sibukawa district, central Japan. Amer. mineral., 45, 668~679.
- SHIDO, F. (1958a) : Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma plateau. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, 11, pt. 2, 131~217.
- (1958b) : Calciferous amphibole rich in sodium from jadeite-bearing albitite. 地質雑, 64, 595~600.
- (1959) : Notes on rock-forming minerals (9) Hornblende-bearing eclogite from Gongenyama of Higasi-Akai in the Bessi district, Sikoku. 地質雑, 65, 701~702.
- SMITH, J. R. (1958) : The optical properties of heated plagioclases. Amer. Mineral., 43, 1179~1192.
- 杉 健一・岡 忍 (1934) : 伊予別子附近五良津産点紋紅簾片岩中の一角閃石. 地質雑, 41, 207~209.
- 杉山 隆二 (1955) : “Kieslager” の母岩の線構造並びに “L-S Fabric Analysis” について. 新潟大, 理研報, Ser. 2, 3, (1), 1~66.
- 住友金属鉱山株式会社別子鉱業所 (1960) : 第一生産部業務概要.
- 鈴木 敏 (1895) : 20万分の1地質図幅“徳島”並びに同説明書. 地質調査所.
- 鈴木 醇 (1924) : 本邦産藍閃片岩に就いて. 地質雑, 31, 1~17.
- (1926a) : 土佐国野地附近の藍閃片岩 (雑). 地質雑, 33, 442~443.
- (1926b) : 伊予別子附近の角閃岩の成因. 地質雑, 33, 482~516.
- SUZUKI, J. (1930) : Petrological study of the crystalline schist system of Shikoku, Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, 1, (1), 27~111.
- 鈴木 醇 (1932) : 日本結晶片岩. 岩波講座.
- 鈴木 堯士 (1961) : 四国三波川帯における中七番一能谷山背斜と清水構造帯との構造的関係. 日本地質学会西日本支部会報, (26), 7.
- 高橋 太郎・武田寿久禰・西尾 滋・今井 秀喜 (1955) : 本邦における各種鉱床の生成温度に関する研究(II). 鉱山地質, 5, 9~17.

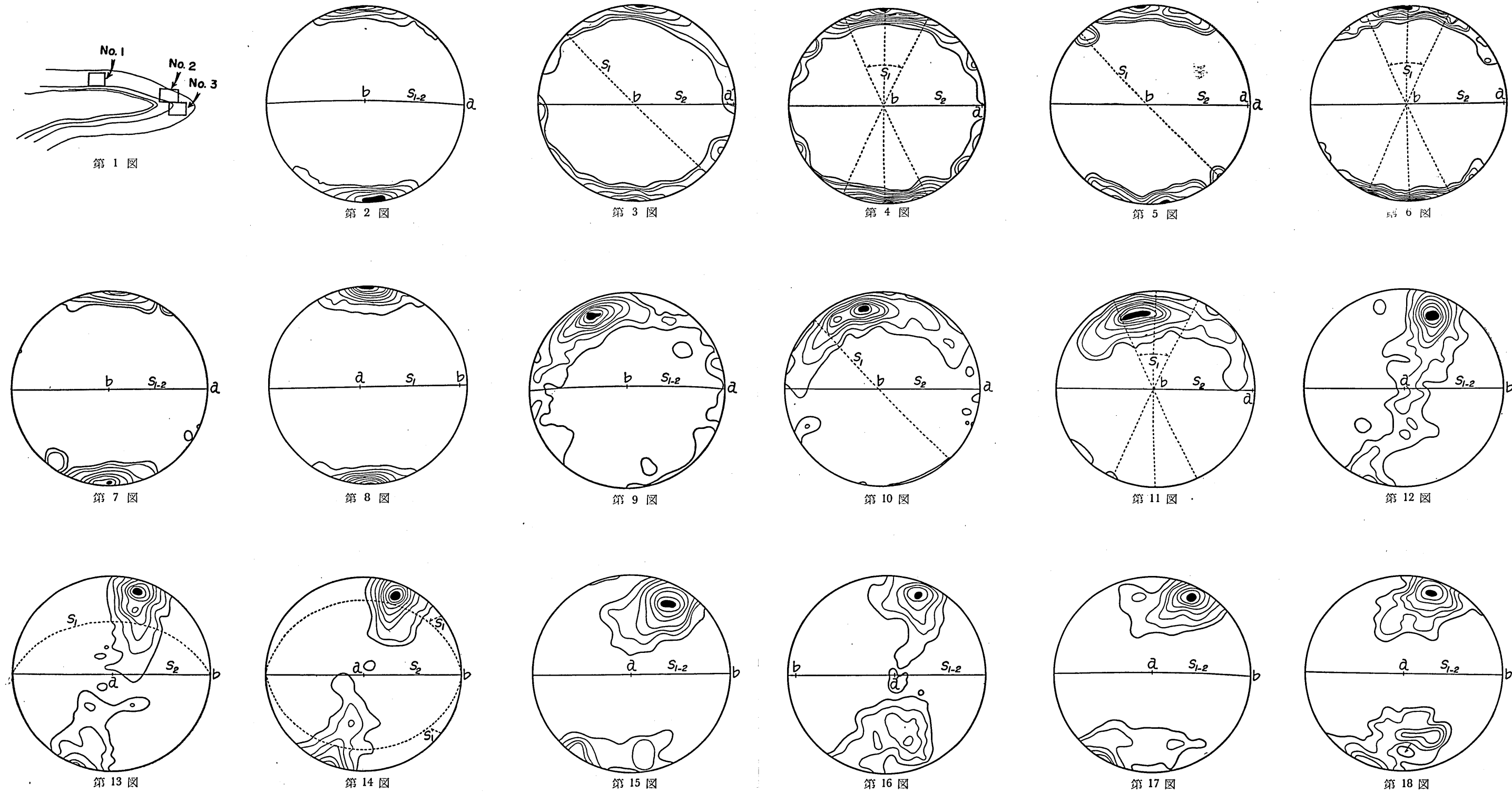
- 竹田 英夫 (1954) : 愛媛県佐々連鉱山付近の地質と鉱床 (予報). 広島大学地学研究報告, (4), 35~45.
- (1960a) : 高知県白滝鉱山の地質と鉱床 (I)——とくに本鉱床周辺の地質構造について. 鉱山地質, 10, 85~93.
- (1960b) : 同上 (II)——とくに鉱床の形態および鉱石の特質について. 鉱山地質, 10, 127~140.
- ・関根 良弘 (1960) : 愛媛県積善鉱床の変成作用に関する一考察. 鉱山地質, 10, 369~379.
- 竹内 常彦 (1939) : 柘榴石の屈折率と比重に就いて (II). 岩鉱, 22, 1~25.
- TATSUMI, T. (1953) : Geology and genesis of the cupriferous iron sulphide deposits of the Makimine mine, Miyazaki Prefecture, Japan. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, 3, 81~113, 201~247.
- 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). 36, 246~249.
- ・杉 健一 (1936) : 秩父産パンペリー石 pumpellyite (本邦最初の発見) に就いて (予報). 地質雑, 43, 187~188.
- TSUBOI, S. (1936a) : Petrological notes (11) Pumpellyite from Asahine, Tukikawa-mura, Titibugōri, Saitama Prefecture. *Jap. Jour. Geol. Geograph.*, 13, 133.
- (1936b) : Petrological notes (12) Piedmontite in a crystalline schist from Ikadadu, Ehime Prefecture. *Jap. Jour. Geograph.*, 13, 334.
- (1936c) : Petrological notes (16) Hornblende in amphibolite from Ipponmatu, Besshi, Niiharu-gōri, Ehime Prefecture. *Jap. Jour. Geol. Geograph.*, 13, 335.
- 津乗豊太郎 (1950) : 別子鉱山余慶坑産出の含金斑銅鉱の産状に就いて. 鉱物と地質, 3, 245~248.
- (1960) : 四国地方の層状含銅硫化鉄鉱床の鉱石組織と選鉱学的考察. 鉱山地質, 10, 257~280.
- TURNER, F. J., and VERHOOGEN (1951) : *Igneous and metamorphic Petrology*. New York, Toronto and London.
- 内田 義信 (1947) : 愛媛県赤石鉱山産クローム鉄鉱中の緑色透輝石と母岩中の緑色輝石との関係. 鉱物と地質, 1, 226~228.
- VON KNORRING, O. and KENNEDY, W. Q. (1958) : The mineral paragenesis and metamorphic status of garnet-hornblende-pyroxene-scapolite gneiss from Ghana (Cold Coast). *Mineral, Mag.* XXI, 846~859.
- 渡辺万次郎 (1952) : 日立鉱床に関する諸問題. 鉱山地質, 2, 113~119.
- 渡辺 武男編 (1956) : 鉱床学の進歩. 富山房.
- 渡辺 武男・立見 辰雄 (1956) : 層状含銅硫化鉄鉱床の成因論. 鉱床学の進歩, 富山房, 178~193.
- (1957) : 日本の層状含銅硫化鉄鉱床並びに層状マンガン鉱床の成因. 鉱山地質, 7, 87~97.
- YAMAOKA, K. (1957) : On the apophyses of the ore bodies found at the Shirataki mine in Shikoku. *Kumamoto Jour. Sci. Ser. B, Sec. 1, Geology*, 2, (2), 123~131.
- (1959) : On the textures of the system magnetite-hematite-ilmenite in some volcanic and metamorphic rocks. *Kumamoto Jour. Sci. Ser. B, Sec. 1*, 3, (1), 39~48.
- 山岡 一雄 (1959) : 四国三波川結晶片岩中に見られる磁鉄鉱・赤鉄鉱の産状とその微量成分について. 岩鉱, 43, 297~308.

- (1960a) : 四国三波川層状含銅硫化鉄鉍床の“はねこみ”岩体中に見られる斑状曹長石. 岩鉍, 44, 44~46.
- (1960b) : キースラーガー鉍床にみられる緑泥石岩中の磁鉄鉍及びマグネシオフェライトについて. 岩鉍, 44, 162~170.
- 山下 昇 (1957) : 中生代 (上), (下). 地団研部会.
- YODER, H. S. (1952) : The  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  system and the related metamorphic facies. *Amer. Jour. Sci.*, Bowen vol. 569~627.
- 吉田 善亮・他鉍床部金属課一同 (1951) : 愛媛県別子鉍山含銅硫化鉄鉍床調査報告. 地調月報, 2, 216~218.
- ・小村幸二郎 (1951) : 高知県白滝鉍山含銅硫化鉄鉍床調査報告 第2報 白滝鉍床. 地調月報, 2, 161~164.
- (1956) : 白滝鉍山. 渡辺武男編鉍床学の進歩, 富山房, 436~437.
- 吉野 言生・小島 丈児 (1953) : 愛媛県新居郡愛媛鉍床付近の地質構造. 地質雑, 59, 424~434.
- (1959) : 愛媛県東赤山かんらん岩体の構造. 地質雑, 65, 450.
- (1960) : 東赤石山かんらん岩の構造と形成条件. 地質雑, 66, 448~449.
- YOSHINO, G. (1961) : Structural-petrological studies of peridotite and associated rocks of the Higashi-akaishi-yama district, Shikoku, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C.* 3, (3~4), 343~402.

別子鉾床母岩石英片岩のファブリックダイヤグラム

図の番号	サンプル採取位置	別子鉾床との関係 <sup>1)</sup>	サンプル番号	サンプル(s <sub>1-2</sub> , s <sub>2</sub> )の走向, 傾斜	s <sub>1-2</sub> 面上でのL <sub>1-2</sub> (L <sub>1-2</sub> , L <sub>m</sub> , B <sub>1</sub> )のピッチ	測定鉱物種と個数			ダイヤグラムの種類	max. %	contours, % (1%の面積につき)	備考			
						白雲母 [001]	緑泥石 [001]	石英 c 軸							
1	9L, E7-8	A, 本鉾の下盤	HK561030 9L-01	N50°W, N52°	Eへ80°	b 薄片 (No. 1部 No. 2部 No. 3部)	第2図 第3図 第4図	第5図 第6図	第9, 12図 第10, 13図 第11, 14図			ダイヤグラム中の S <sub>1</sub> , S <sub>2</sub> , S <sub>1-2</sub> , a, b, c はすべて本文中の s <sub>1</sub> , s <sub>2</sub> , s <sub>1-2</sub> , a, b, c にそれぞれ対応している。			
2	"	"	"	"	"	No. 1部 17-1959 (b)	200			b	25.5		24-20-15-10-5-2		
3	"	"	"	"	"	No. 2部 08-1957 (b)	250			b	22.0		18-16-12-8-4-2-1		
4	"	"	"	"	"	No. 3部 08-1957 (b)	200			b	18.0		17-15-13-11-9-7-5-3-2-1		
5	"	"	"	"	"	No. 2部 (第3図に同じ)		60		b	23.3		20-15-10-5-3-2		
6	"	"	"	"	"	No. 3部 (第4図に同じ)		70		b	17.1		14-12-10-8-6-4-2		
7	20L, W2-3, 西走り, ツメ	E, 中鉾褶曲部, (おそらく)下鉾の上盤	HK580816 03	N65°W, N55°	Wへ56°	380-1958 (b)	100		第20図	b	30.0		30-25-20-15-10-5-3-2		
8										b				別子鉾床母岩ではないので, 第30図の次で説明している。	
9	9L, E7-8					No. 1部 (第2図に同じ)				350	b		15.2	14-12-10-8-6-4-2-1	同斜状小褶曲の翼部 (s <sub>1</sub> とs <sub>2</sub> の平行部)
10	"					No. 2部 (第3図に同じ)				500	b		15.4	14-12-10-8-6-4-2-1	(s <sub>1</sub> とs <sub>2</sub> の斜行部)
11	"					No. 3部 (第4図に同じ)				500	b		15.6	14-12-10-8-6-4-2-1	同斜状小褶曲の頂部 (s <sub>1</sub> とs <sub>2</sub> のほぼ直交部), PL. VIの3参照
12	"					No. 1部 (第2図に同じ)				350	b→a (粒) (第9図より)		15.7	14-12-10-8-6-4-2-1	
13	"					No. 2部 (第3図に同じ)				500	b→a (図) (第10図より)		15.4	14-12-10-8-6-4-2-1	
14	"					No. 3部 (第4図に同じ)				500	b→a (粒) (第11図より)		16.2	15-14-12-10-8-6-4-2-1	
15	14L, W2, (W1-2)	E, 上鉾西端部, 上盤	HK570827 04	N60°W, N59°	Wへ85°	(a)				500	a		12.2	12-10-8-6-4-3-2-1	
16	"	"	HK570827 02	N55°W, N63°	Wへ70°	635-1958 (a)				400	a		12.0	10-8-6-4-2-1	
17	14L, W3 (W3-4), たて入れ	A, 中鉾西端部, 上盤	HK561029 W3-02	N70°W, N70°	90°	156-1958 (a)				350	a		15.7	15-12-10-8-6-4-2-1	
18	15Sl, W1 (0-W1)	D, 中鉾東端部, (スケッチ部)	HK570909 17	N80°W, N80°	Eへ75°	632-1958 (b)				350	b→a (図)		8.3	8-6-5-4-3-2-1	

1) この欄のA・B・D・Eは断層によって分けられたA・B・D・Eの各ブロックを示している。



別子鉾床母岩石英片岩のファブリックダイアグラム

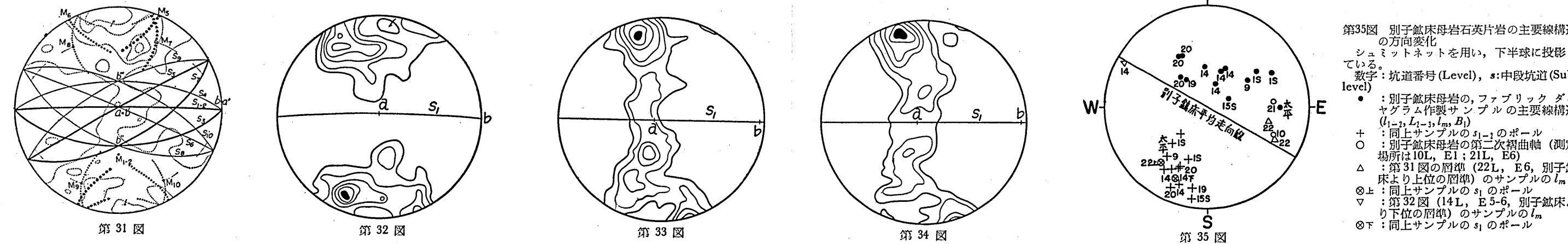
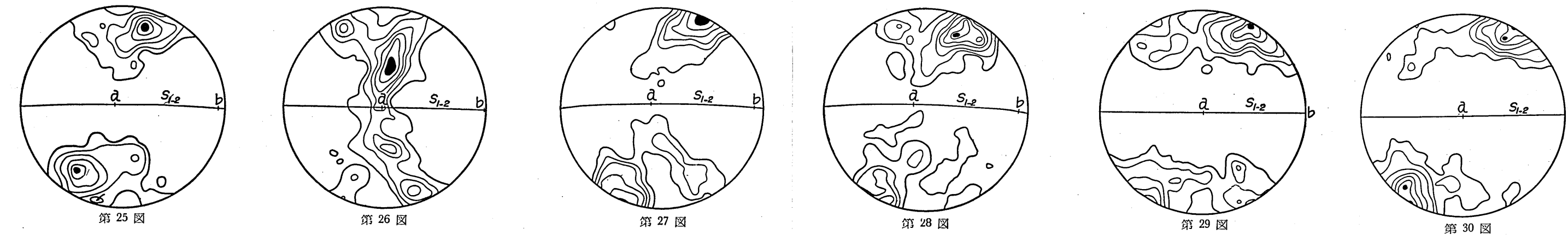
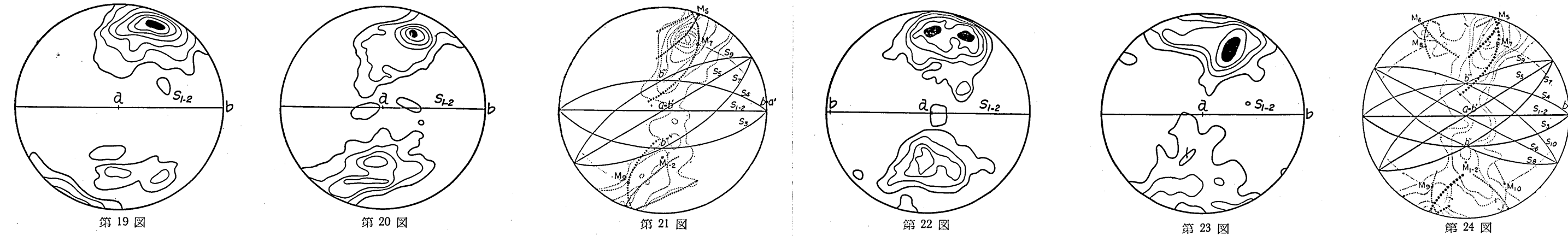
図の番号	サンプル採取位置	別子鉾床との関係	サンプル番号	サンプル (s <sub>1-3</sub> , s <sub>2</sub> ) の走向, 傾斜	s <sub>1-2</sub> 面上での l <sub>1-3</sub> (L <sub>1-3</sub> , l <sub>m</sub> ) のピッチ	薄片番号と種類	測定鉾物種と個数			ダイアグラムの種類	max. %	contours, % (1%の面積につき)	備考
							白雲母 [001]	緑泥石 [001]	石英 c 軸				
19	15Sl, W1 (0-W1)	D, 中鍾東端部 (スケッチ部)	HK570909 17	N80°W, N80°	Eへ75°	666-1958 (b)			350	b→a (図)	12.3	11-10-8-6-4-2-1	18図の石英片岩より 2cm下部
20	20L, W2-3	E, 中鍾南端部, 下鍾上盤	第7図に同じ			第7図に同じ (b)			350	b→a (図)	6.3	6-5-4-3-2-1	
21	坑外, 太平坑 (1L) 坑口東方, W13-14	A, 中鍾南端部の西方, 鉾床 (下鍾) 上盤	GK55XI 17-1	N40°W, N40°	落し, Eへ30°ピッチ, Eへ52°	(a)			350	a	16.0	15-12-10-8-6-4-2-1	KOJIMA and HIDE 1958, p. 211, Fig. 7 より引用
22	21Sl, E1-2	A, 本鍾東端部, 上盤	HK561102 01	N45°W, N30°	Eへ75°	97-1959 (b)			350	b→a (粒)	6.3	5-4-3-2-1	
23	"	" , 下盤	HK561102 07	N65°W, N45°	Eへ65°	89-1958 (a)			400	a	8.3	7-5-3-2-1	
24	20L, E7-8	A, 本鍾上盤	GHK56V 26-3	N58°W, N55°		(a)			350	a	10.3	10-9-7-5-3-2-1	KOJIMA and HIDE 1958a p. 214, Fig. 10 より引用
25	20L, E7-8	A, 東部, 下流下盤	HK580807 02	N65°W, N75°	Wへ60°	626-1958 (a)			400	a	10.0	9-7-5-3-2-1	
26	19L, E7-8	A, 東部, 下流下盤	HK561029 19L-03	N80°W, N70°	Wへ60°	709-1958 (a)			400	a	8.0	7-5-4-3-2-1	
27	20L, E3 (E2-3)	E, 上流上盤	HK580821 04	N60°W, N60°	Wへ50°	629-1958 (a)			350	a	12.0	11-8-5-4-3-2-1	粗粒部
28	"	"	"	"	"	"			350	a	7.7	7-6-5-4-3-2-1	やや細粒, 含白雲母部
29	14L, W7	E (?), 最下鍾下盤	HK580822 03	N65°W, N55°	不鮮明, 90°	665-1958 (a)			400	a	8.3	8-7-6-4-3-2-1	粗粒部, 幅2~3mm, 整合分脈といってもよい
30	"	"	"	"	"	"			400	a	10.3	10-9-7-5-3-2-1	やや細粒, 含白雲母部

1) この欄のA・B・D・Eは断層によって分けられたA・B・D・Eの各ブロックを示している。

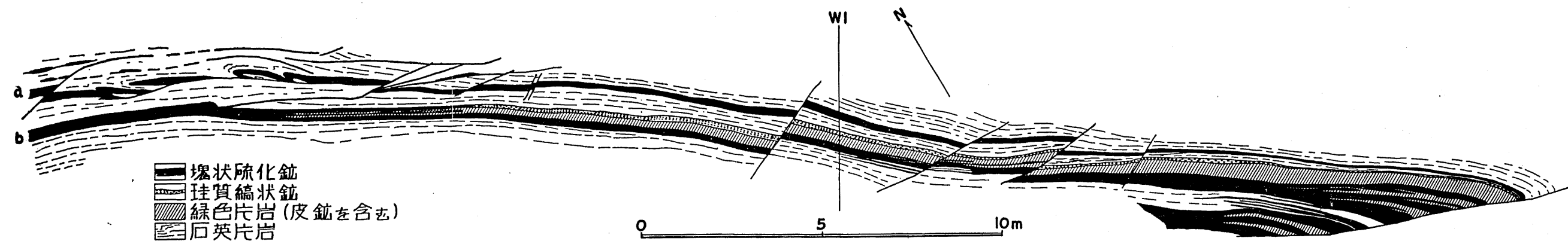
別子鉾床母岩以外の石英片岩のファブリックダイアグラム

図の番号	サンプル採取地	サンプルの層準	変成分帯	サンプル番号	サンプル (s <sub>1</sub> ) の走向, 傾斜	薄片番号と種類	測定鉾物種と個数		ダイアグラムの種類	max. %	contours, % (1%の面積につき)	備考
							白雲母 [001]	石英 c 軸				
8	高知県白滝鉾山南方, 朝谷	三細層主部層	IIa	HK511130	N75°W, N45°	659-1958 (a)	150	第33図 第34図	a	36.7	35-30-25-20-15-10-5-3-1	
31	別子本山坑, 20L, E6	三細層上部層, 別子鉾床より上位の層準 (緑三谷緑色片岩層中)	IIIa	GHK56V26-2	N65°W, N62°	(a)		500	a	4.6	4-3-2-1	KOJIMA and HIDE 1958a p. 217, Fig. 12 より引用
32	別子本山坑, 14L, E5-6, 下部開発役局 天盤	三細層主部層, 別子鉾床より下位の層準	1b	HK58081601	N65°W, N65°	550-1958 (a)		350	a	6.6	6-5-4-3-2-1	
33	第8図に同じ			第8図に同じ		第8図に同じ		300	a	11.0	10-8-6-4-2-1	粗粒部
34	"			"		"		350	a	11.2	10-8-6-4-2-1	やや細粒, 含白雲母部

第35図 別子鉾床母岩石英片岩の主要線構造の方向変化



第35図 別子鉾床母岩石英片岩の主要線構造の方向変化  
 シュミットネットを用い, 下半球に投影している。  
 数字: 坑道番号 (Level), s: 中段坑道 (Sub-level)  
 ●: 別子鉾床母岩のファブリックダイアグラム作製サンプルの主要線構造 (L<sub>1-3</sub>, L<sub>1-3</sub>, l<sub>m</sub>, B)  
 ⊕: 同上サンプルの s<sub>1-2</sub> のポール  
 ○: 別子鉾床母岩の二次褶曲軸 (測定場所は 10L, E1; 21L, E6)  
 △: 第31図の層準 (22L, E6, 別子鉾床より上位の層準) のサンプルの l<sub>m</sub>  
 ⊙: 同上サンプルの s<sub>1</sub> のポール  
 ▽: 第32図 (14L, E5-6, 別子鉾床より下位の層準) のサンプルの l<sub>m</sub>  
 ⊙: 同上サンプルの s<sub>1</sub> のポール



第36図 別子鉱床14L, W1 母付近における上硫と中鍾の連続関係 (褶曲) を示すスケッチ図 (この図は、1958年8月、田窪・西・阪上・石田・佐原・秀によりスケッチされた)

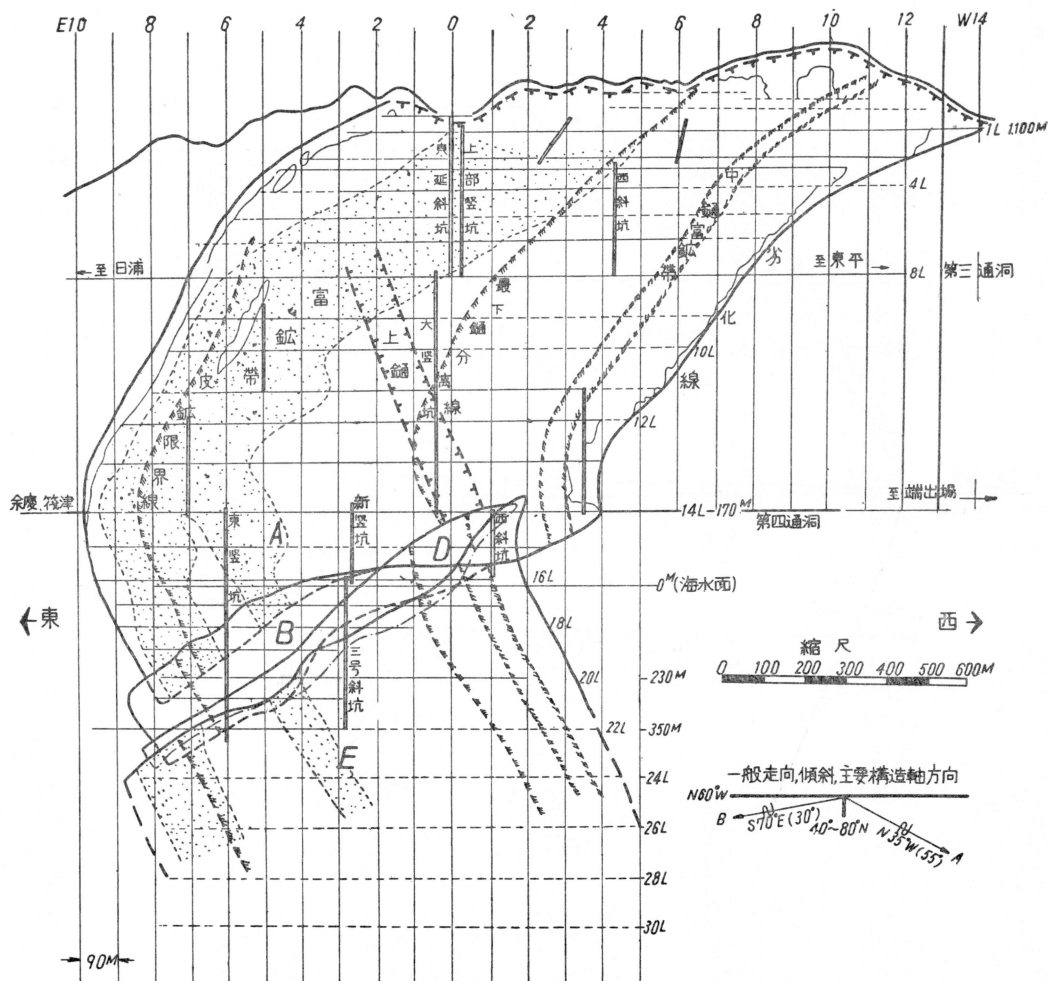
第36図のスケッチ部付近では、鉛物線構造および同斜状小褶曲軸は岩層 ( $s_{1-2}$ ) のほぼ傾斜方向に落している (Wへ約80°ピッチ)。図中で、a・bとした部分の鉛体は“上硫”と呼ばれている。両鉛体はこの図の西方で尖滅する (すぐ西で、D断層群に遭遇し、Eブロック中では14L, W2母付近で尖滅部が観察される。おそらくbとした鉛体)。

a鉛体は東方へ長く連続している。b鉛体を東へたどると、2枚に分れ、間に緑色片岩が夾まれている。bの下(南)翼は中鍾の北端部に連なる。bの上(北)翼は間もなく珪質縞状鉛となるが、次第にa鉛体の東方連続部に接近してくる。aとbとの間にある石英片岩中には、紅籠石英片岩が西部で2,3枚観察されるが、東方で合して、1枚となり、やがて石英片岩中で尖滅している。(bと記した付近の南方には中鍾はみられず、石灰岩片岩が存在している)

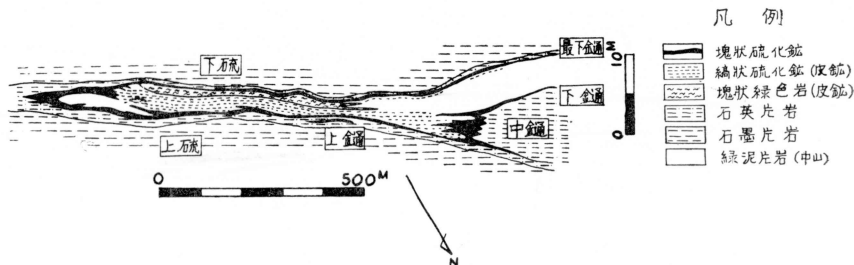
この図の東端は断層群によって切られえいる。この部分より東部の鉛床と母岩の構造は約30m下位の15SL, W1母付近 (同じDブロック) で観察された (Kojima and Hide 1958 a, 土井・田窪・磯摩1959参照)。ここ(15SL)では、b鉛体上翼の連続部は珪質縞状鉛から再び塊状鉛となっている。a鉛体の連続部とは数cmないしそれ以下に接近している。スケッチ部より更に東方で、完全な1枚の塊状鉛 (上硫) になる (田窪の案内により筆者も観察した)。b鉛体の下翼は中鍾の褶曲部へ連なっている。

これらの資料から、塊状硫化鉛の層準は上硫から中鍾に連続していること、塊状鉛は緑色片岩と石英片岩の境の層準にあること、上硫西部の鉛体のくりかえしは中鍾の同斜褶曲構造と連続し、鉛体の分岐方向は褶曲軸面と合致していることがわかる。

なお、ここにa・bとした鉛体は、説明の都合で仮りにつけた記号で、個有の呼称ではない。またA・B鍾とは異なる。

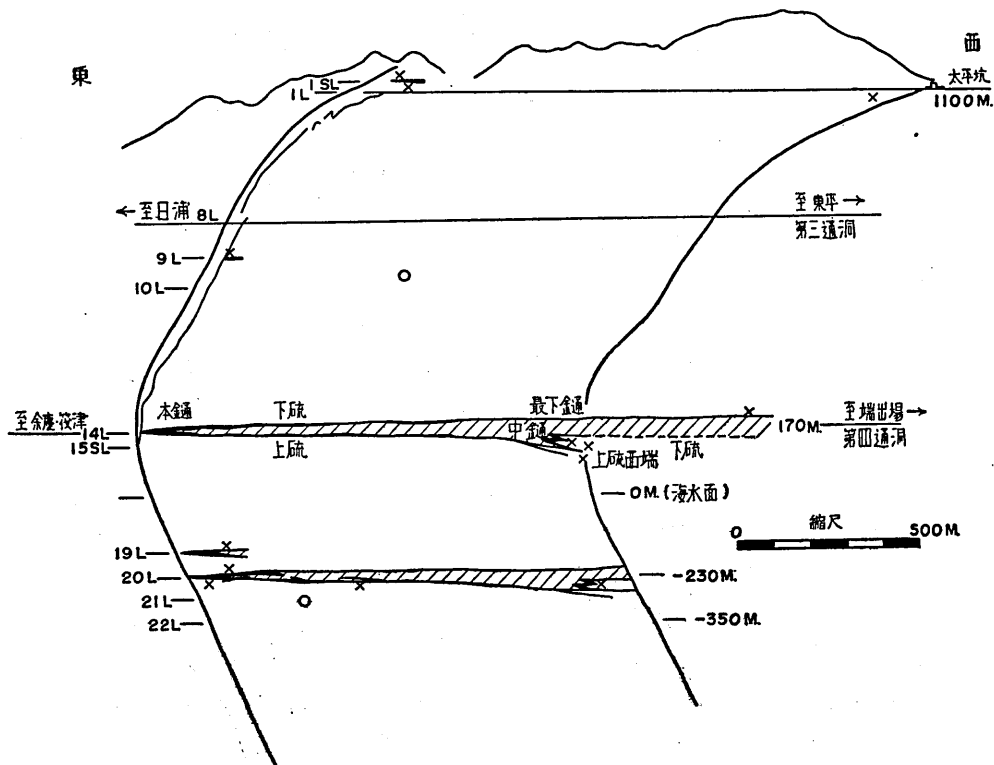


第37図 別子鉱床断面図 (土井 1961 による)



第38図 別子鉱床水平断面模式図 (20L)

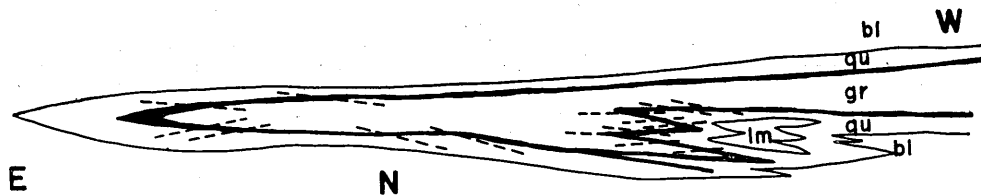
第一生産部業務概要(1960)の第4図を一部修正した図で、田窪(1960年8月)による。



第39図 別子鉱床母岩石英片岩のサンプル（ファブリック ダイアグラム 作製）の採取位置と褶曲構造との関係を示す模式図

別子鉱山の資料（土井1961）を基にし、A・B・Dの断層群による移動は復元して表現している。

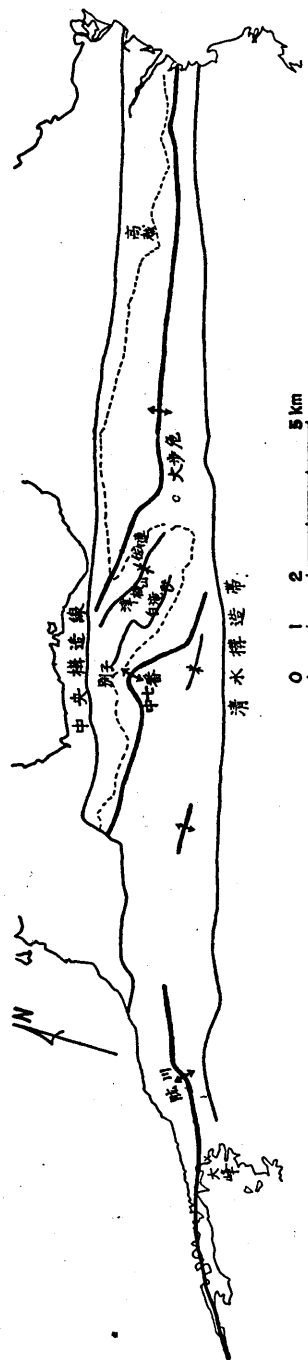
- × ファブリック ダイアグラムを作製したサンプルの採取位置
- 第二次褶曲軸測定位置



第40図 別子鉱床と母岩の同斜褶曲と軸面の関係を示す概念図

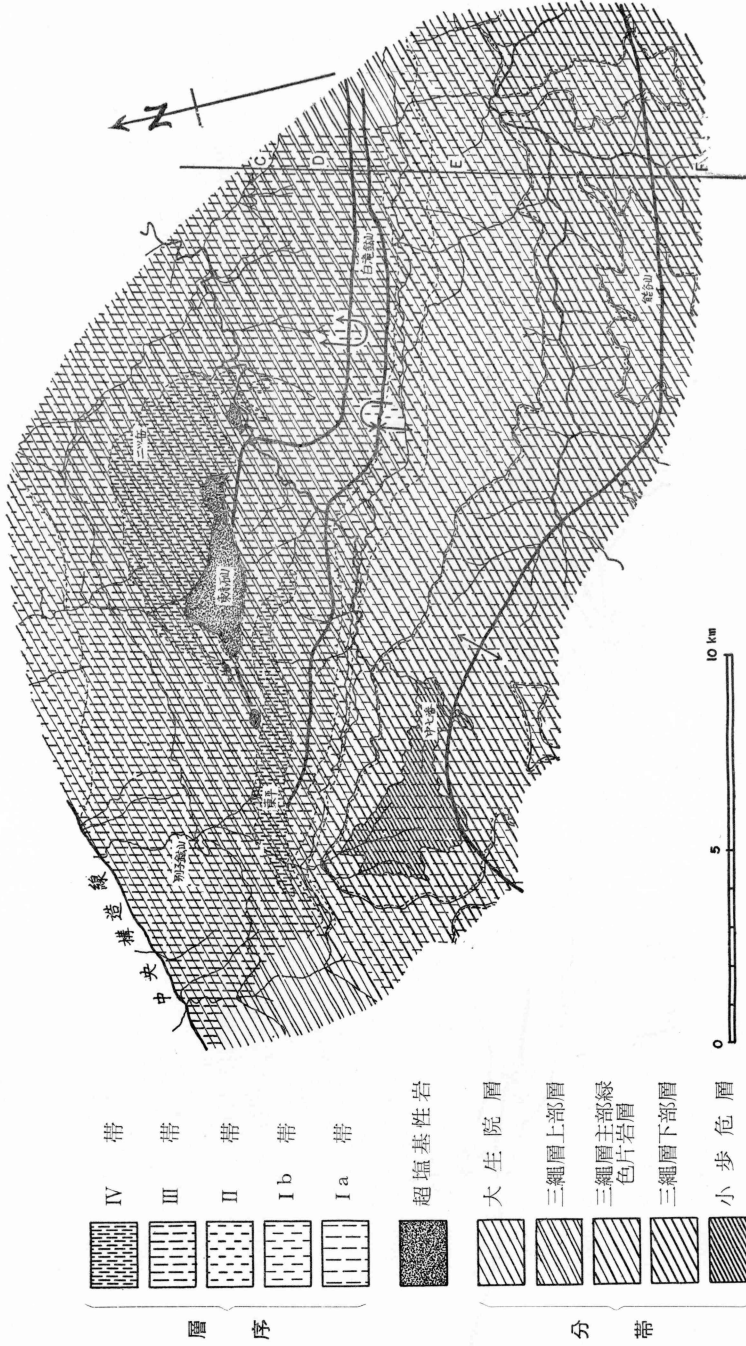
太い実線は層状塊状硫化鉱とその層準，破線は鉱床付近の同斜褶曲軸面の方向，blは黒色片岩層，quは石英片岩層，lmは石灰岩片岩層，grは緑色片岩層（皮鉱を含む）を示す。なお、この図には定量的な意味はない。





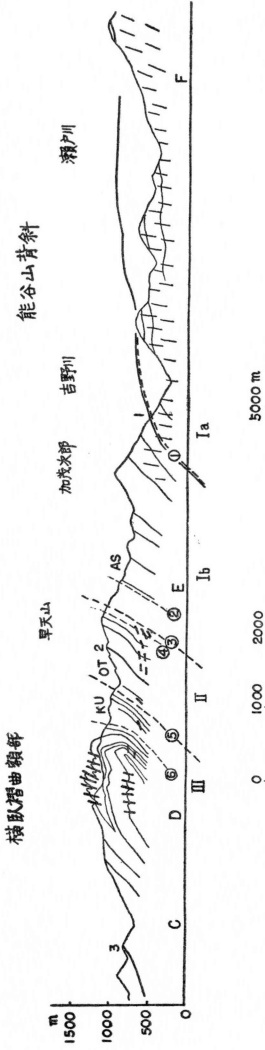
第41図 四国三波川帯プロバローにおける大褶曲軸の分布

破線は点紋帯と無点紋帯との境界線。この図は、主に小島・秀・吉野 (1956, 第3図) に基いている。なお佐々連鉱山を中心とした地区については土井 (1959 a), 岩原地区の清水構造帯については Kojima and Suzuki (1958) の資料により、一部修正あるいは追加した。



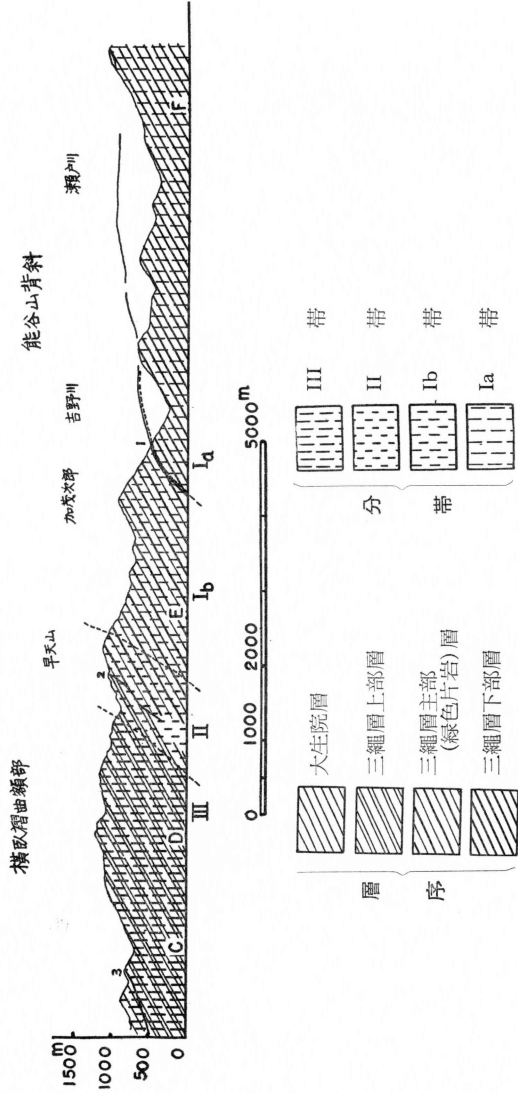
第42図 別子白滝地方結晶片岩分帯図

この図には、秀・吉野・小島 (1956), 秀 (1954) の地質図とその後の資料を基にして、大褶曲軸・層序・分帯が重複して記入されている。断面図の位置は前記文献の断面図の位置と全く同じである。



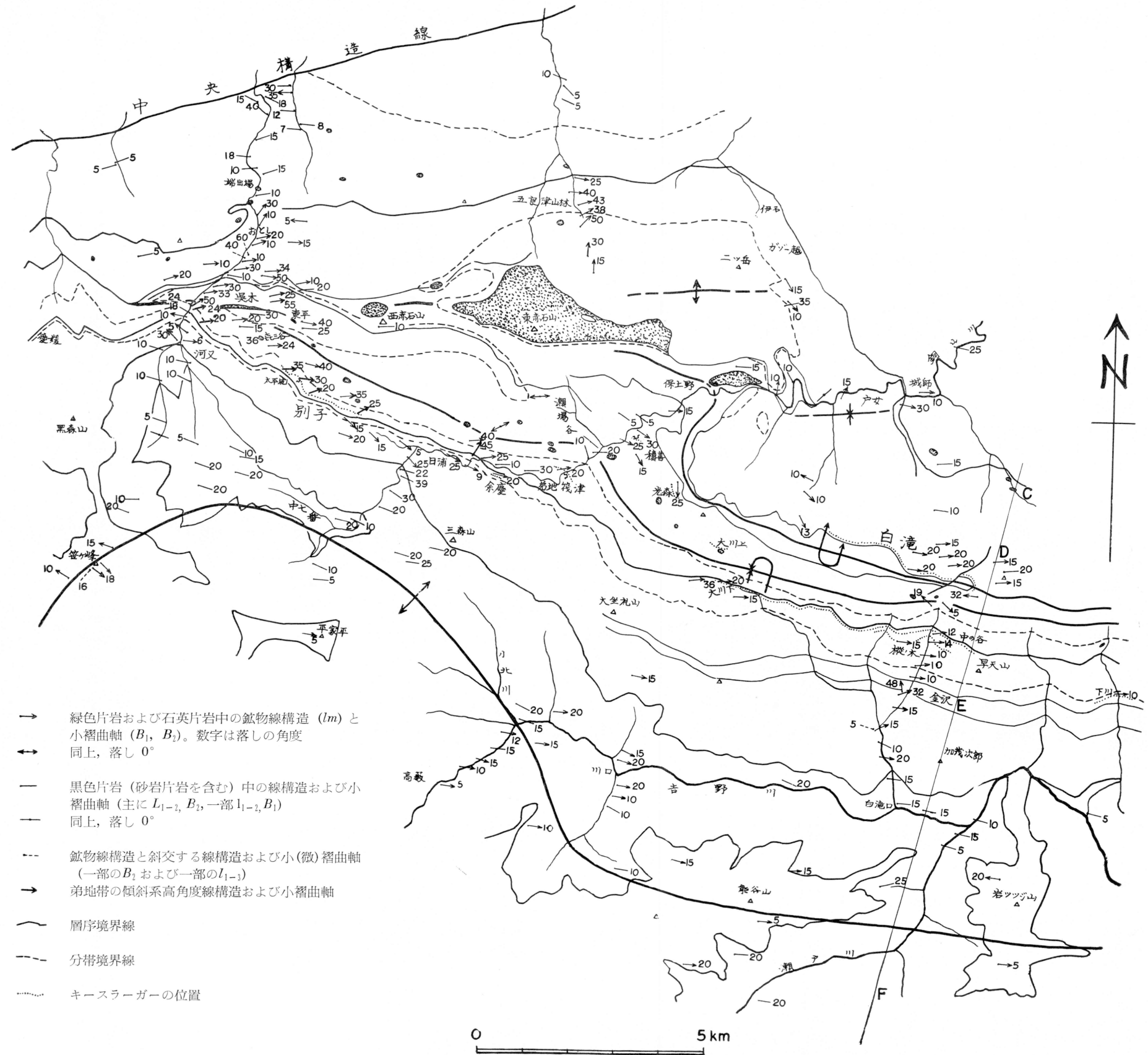
第43図 白滝地方結晶片岩の構造断面図

太妻線は層序の主要な境界、細実線は岩層の境界。1, 2, 3 はそれぞれ三繩層下部層, 同主部 (綠色片岩) 層, 同上部層, 大生院層の境界。  
 短破線は分帯の境界。①, ②, ③, ④, ⑤, ⑥はそれぞれIa, Ib, 顕微鏡的点紋帯, IIa, IIb, IIIa, IIIb帯間の境界。  
 長破線は第二次褶曲構造の顕著な発達部と軸面の傾斜傾向を概念的に示す。  
 AS, OT, KUはそれぞれ朝谷 (金沢) の黒色片岩層, 弟地帯の連続部, 奥木同斜向斜の連続部。  
 C, D, E, F は第42, 第45図との関係位置を示す。



第44図 白滝地方結晶片岩の分帯断面図

断面の位置, 横線は第42図に対応している。数字で示した記号は第43図と同じである。



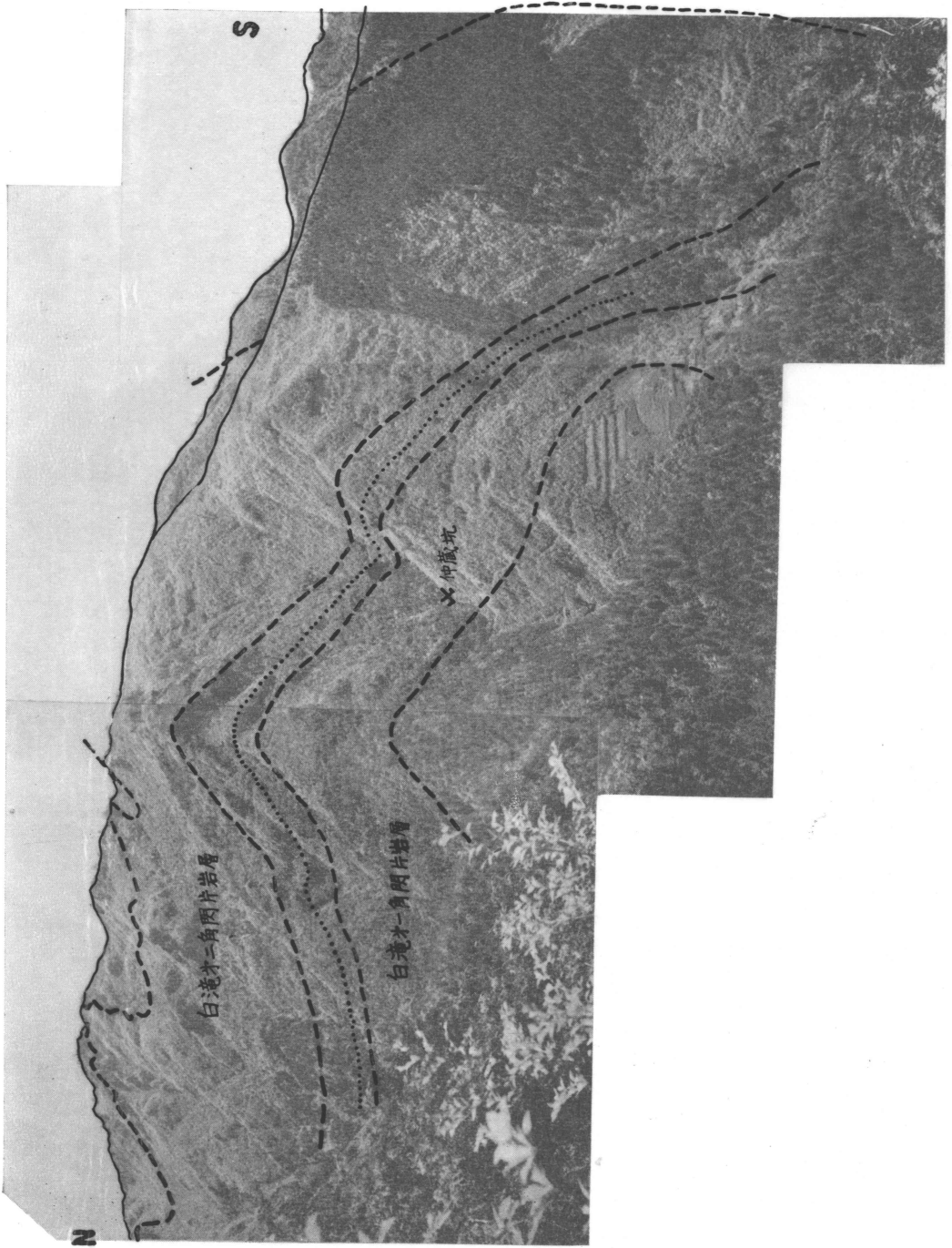
- 緑色片岩および石英片岩中の鉱物線構造 ( $l_m$ ) と小褶曲軸 ( $B_1, B_2$ )。数字は落しの角度
- ⇔ 同上, 落し  $0^\circ$
- 黒色片岩 (砂岩片岩を含む) 中の線構造および小褶曲軸 (主に  $L_{1-2}, B_2$ , 一部  $L_{1-2}, B_1$ )
- 同上, 落し  $0^\circ$
- 鉱物線構造と斜交する線構造および小(微)褶曲軸 (一部の  $B_2$  および一部の  $L_{1-2}$ )
- 第地帯の傾斜系高角度線構造および小褶曲軸
- 層序境界線
- 分帯境界線
- ..... キースラーガーの位置

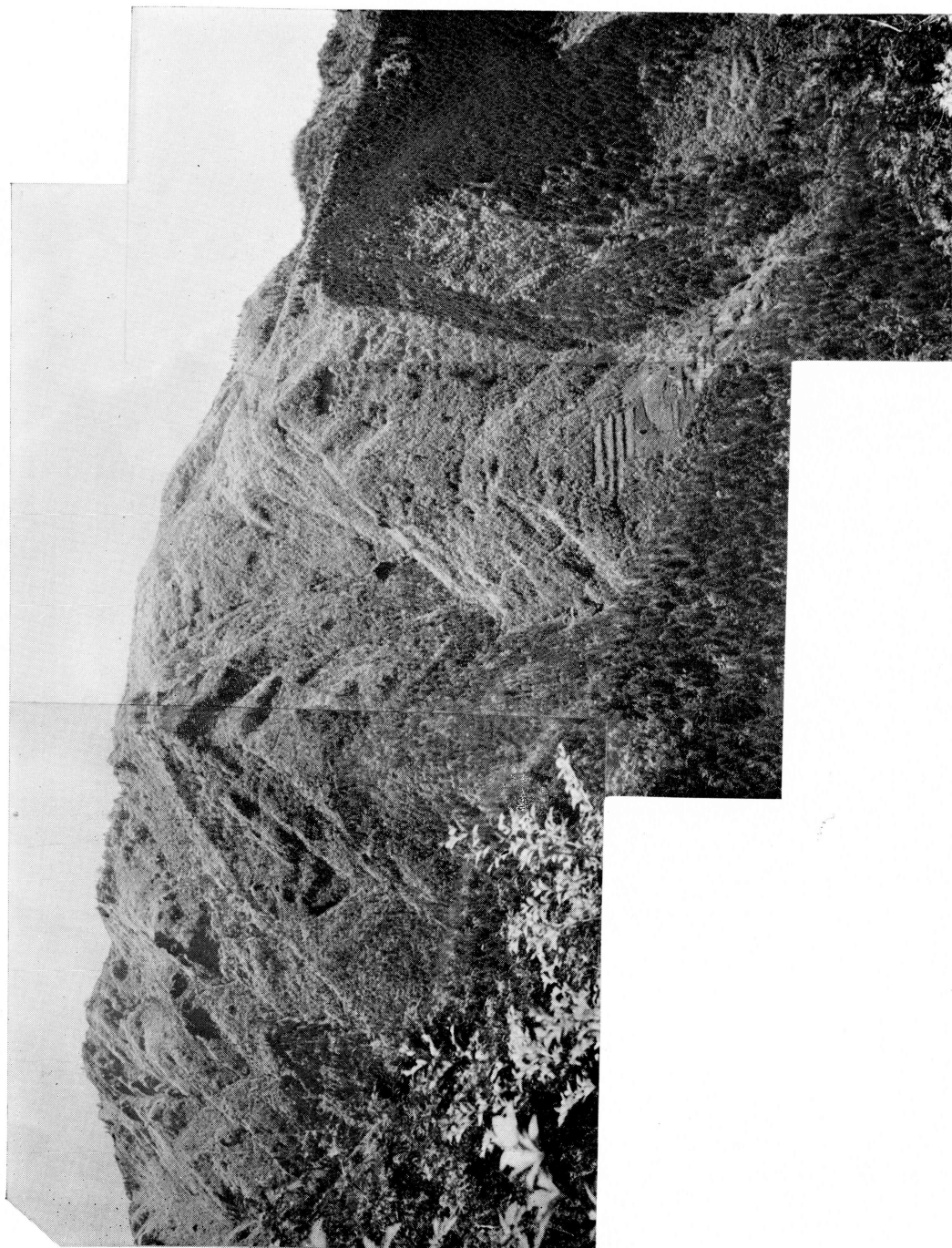
第45図 別子白滝地方結晶片岩構造図

この図には、秀・吉野・小島 (1956), 秀 (1954) の地質図とその後得た資料を基にして、主要な層序 (岩層) の境界・鉱床の位置・鉱物による分帯の境界・大褶曲軸・線構造を記入している。これらの資料の多くは、吉野啓生・小島丈児・シスト研究グループ・別子鉱業所地質課員や、研究史および謝辞で述べた多くの方々との共同調査によって得た。

Pl. V' 白滝通洞北東山腹(西斜面)にみられる横臥褶曲額部

実線は山の稜線, 破線は点紋角閃片岩層の上下端, 点線は点紋石英片岩層と点紋黒色片岩層との境界を示す (1956年5月撮影)





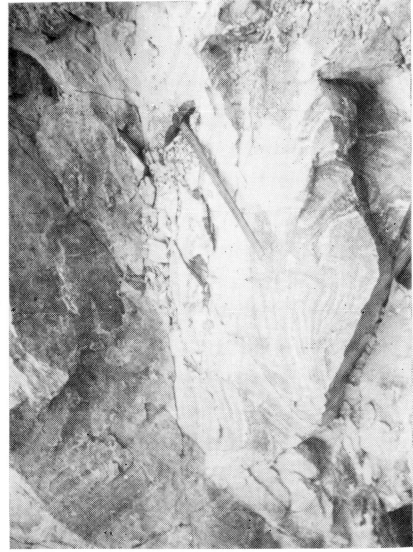
Pl. VI 露 頭 写 真

- 1 無点紋黒色片岩中にみられる第一次褶曲構造 (写真の右中央部の同斜状小褶曲構造) および第二次褶曲構造 (軸面はハンマーの柄にほぼ平行)。別子鉱山南方, 河又付近。中七番砂片岩層上端付近の砂岩片岩・黒色片岩互層部。中七番背斜帯。Ia帯。
- 2 白滝鉱山南方石英片岩中にみられる再褶曲構造。写真中央右下部に同斜状小褶曲 (第一次褶曲) 構造がみられる。この小褶曲の翼と軸面は更に第二次褶曲により再褶曲している。第二次褶曲軸面は北 (右) 方へ約  $30^\circ$  傾斜する。ここでは第一次・第二次褶曲軸は平行である。三廻層主部緑色片岩層中。IIa帯。Pl. X の 1 参照。
- 3 白滝横臥褶曲領部の一部にみられる傾斜系 (高角度) 褶曲軸をもつ同斜状小褶曲構造。青緑色のアルカリ質角閃石を含む石英 (石灰質) 片岩および角閃片岩 (IIIb帯)。周囲は走向系の鉱物線構造が卓越しており、この部分での角閃石の配列は多様である (本文 p. 19 参照)。
- 4 東平角閃岩中にみられる第一次褶曲構造。褶曲の形や軸面方向からみて、かなり流動的な菱形で、あたと考えられる。写真右上部の、ハンマーの柄に平行な面はこの付近の第二次褶曲軸面に平行な劈開面 (片理面) である。別子鉱山端出揚南方。





2



4



1



3

Pl. VII 露 頭 写 真

- 1 中七番背斜帯北翼部に顕著な板状構造。別子鉱山南方。三纏層主部緑色片岩層。
- 2 別子鉱床母岩石英片岩中の同斜状小褶曲構造。軸は傾斜系である。別子鉱床露頭西端部付近の下錫上盤。
- 3 白滝鉱山南方，早天山付近のS字形褶曲構造の一部。岩層はほとんど垂直で，軸面はほぼ水平（左右）方向である。点紋石英片岩。三纏層主部層。
- 4 第三次褶曲構造の一例。白滝横臥褶曲額部付近の点紋角閃片岩中。この褶曲軸は鉱物線構造（走向系，写真ではほぼ左右方向）と斜交している。



1



2



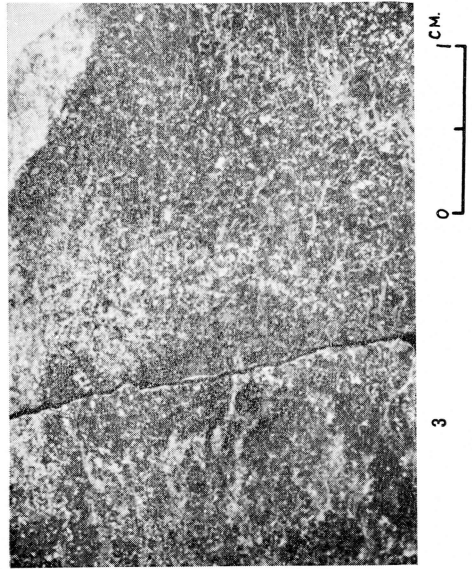
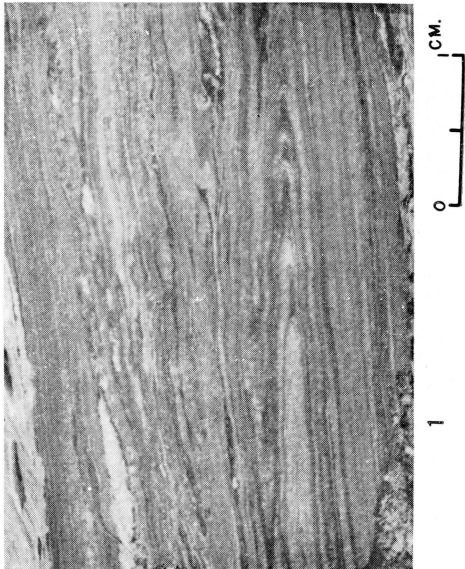
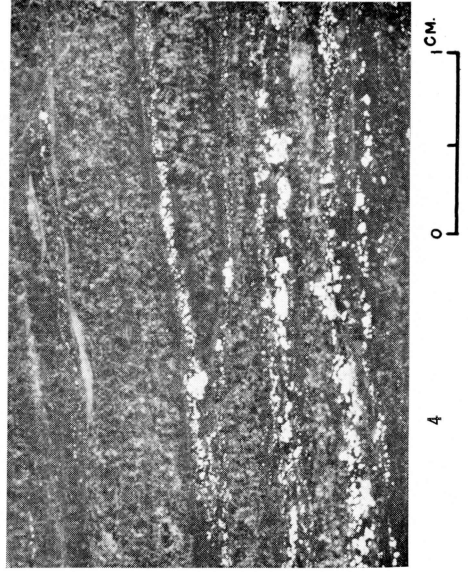
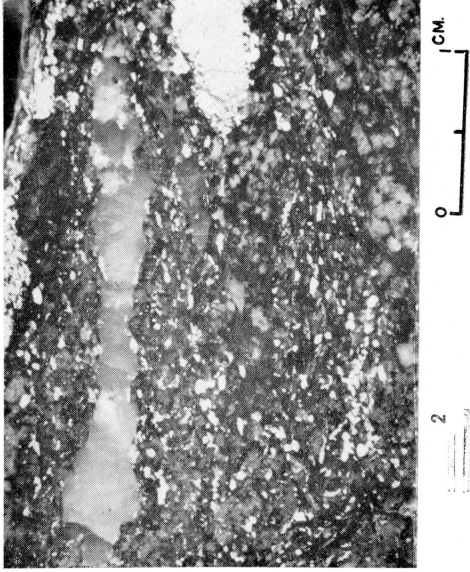
3



4

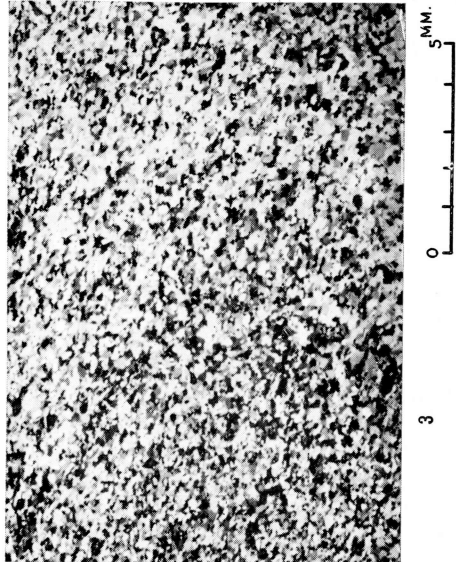
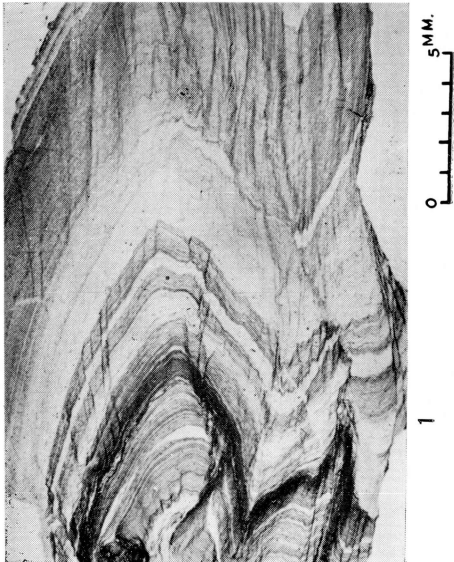
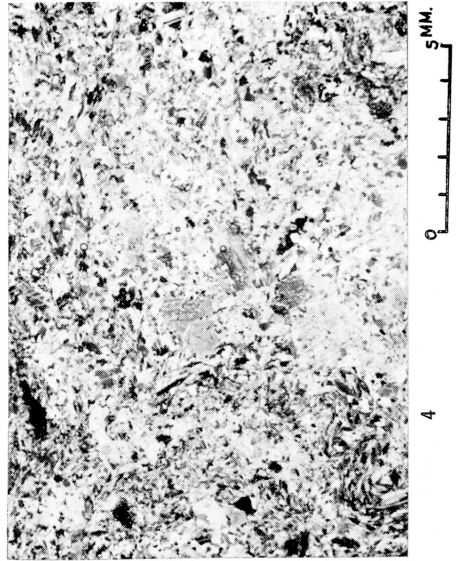
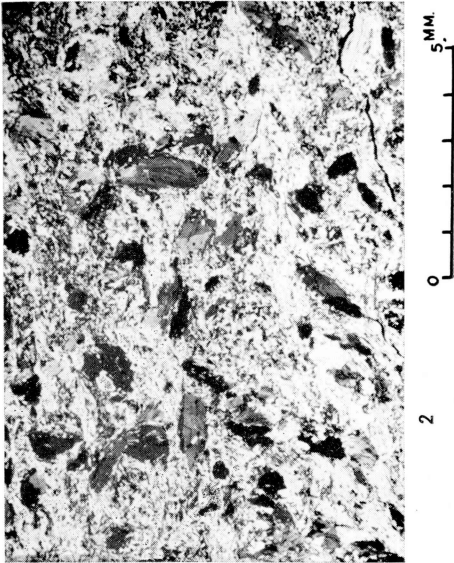
Pl. VIII サ ン プ ル 写 真

- 1 無点紋緑色片岩中の同斜状小褶曲構造。藍閃石質角閃石を含む縞状部 ( $s_1$ ) はこの褶曲に参加し、角閃石の配列は  $s_1$ , 軸面 ( $s_2$ ),  $B_1$  方向に規制されている。別子鉱山南方河又付近。三繩階下部層。中七番背斜帯。Ia 帯。
- 2 白滝鉱床の一部にみられる小規模塊状硫化鉄の魚頭状尖滅部 (写真右端中央)。この塊状鉄は写真より右方では2枚に分れる。塊状鉄の周囲の硫化鉄物の散点している縞状部 (“銅近”) とか “ガリ鉄” と呼ばれる) も母岩の緑色片岩も塊状鉄とともに調和的に褶曲している。軸面は水平。白滝坑, 19L, ソ135。
- 3 別子鉱床塊状硫化鉄中の酸化鉄の多い縞状部の層内小褶曲頂部。赤鉄鉄の葉片は軸面 (写真の左右方向) に強く配列している。20L, W2~3, おそらく下錕。
- 4 別子鉱床のカワ鉄 (縞状鉄)。(点紋) 緑色片岩中に硫化鉄物 (主に黄銅鉄・黄鉄鉄) が縞状 ( $s_1$  にそう) に配列し、一部には同斜褶曲状の構造 (写真中央部) もみられる。(本文 p. 30 2) 参照)



Pl. IX 顕 微 鏡 写 真

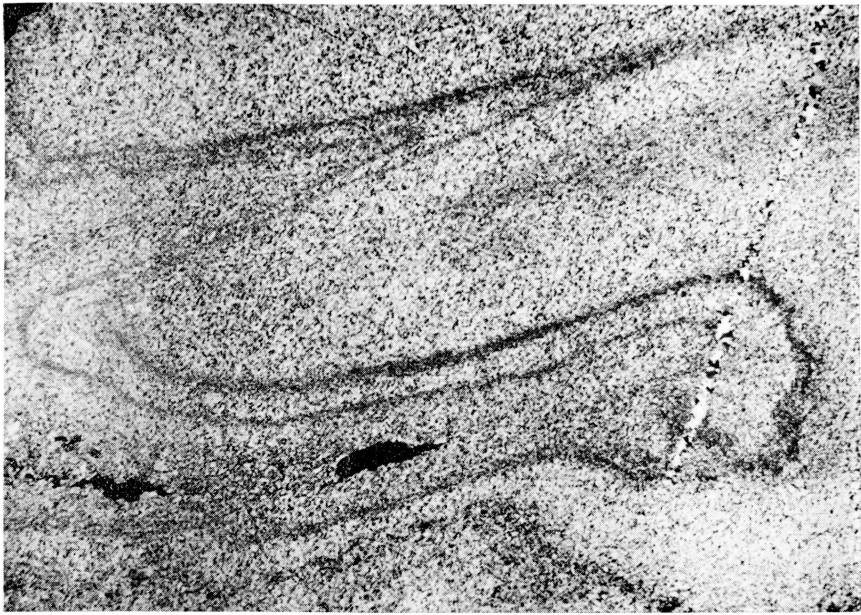
- 1 無点紋黒色片岩中の第二次褶曲と軸面に平行な  $S_2$  型 shear cleavage。なお微弱ではあるが、共輻的なも一つの方向 (野外で水平、写真で縦方向) も認められる。別子鉱山南方, 河又付近。Pl. VIの1付近。
- 2 点紋黒色片岩中の  $S_1$  (ほぼ垂直, 写真で縦方向) と  $S_2$  (ほぼ水平, 写真では左右方向) の斜交部 (第二次褶曲の頂部)。十字ニコル。白雲母は  $S_1$  だけでなく,  $S_2$  方向にもある程度配列している。 $S_1$  にそい曹長石点紋の多い部分が縞状に配列している。点紋中には炭質物の配列による早期の片理 ( $S_1$ ) と褶曲構造が観察される。白滝鉱山南方, 早天山付近。(本文p. 16参照)。
- 3 別子鉱床母岩石英片岩中の同斜状小褶曲頂部 (b薄片)。十字ニコル。軸面 ( $S_2$ ) はほぼ写真の左右方向。別子本山坑, 9 L, E7-8。第1図のNo. 3部, 第4・6・11・14図のフアブリック ダイヤグララム作製部。
- 4 別子鉱床母岩石英片岩 (石灰質部) の第二次褶曲頂部 (軸に垂直な薄片)。十字ニコル。縞状構造 ( $S_1$ ) は写真の左下より右上方に連続してたどれる。軸面は左上から右下への方向である。鉱物縞構造はこの褶曲軸と斜交し, 藍閃石質角閃石の一部はこの褶曲で彎曲する。



## Pl. X 顕 微 鏡 写 真

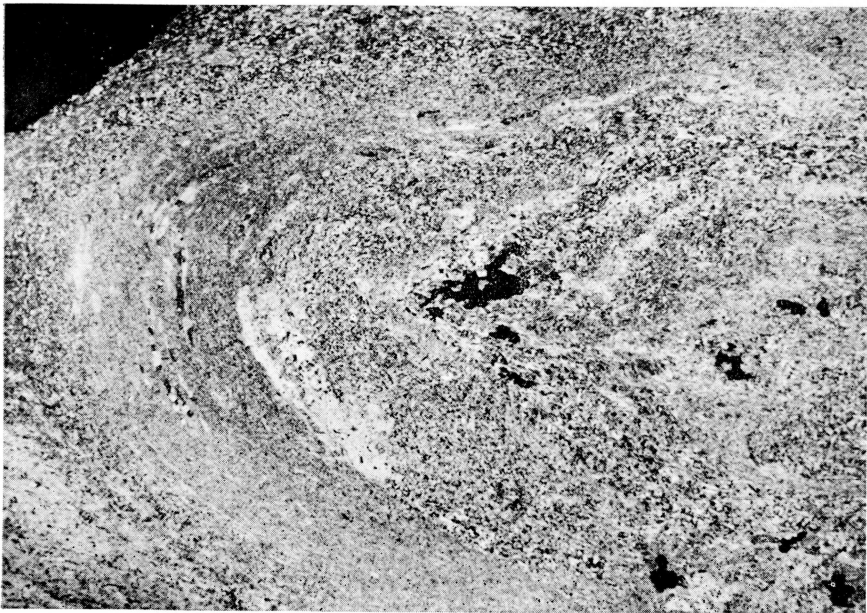
- 1 白滝鉱山南方，石英片岩中の再褶曲構造部 (*b* 薄片)。Pl. VIの 2 付近。十字ニコル。黒い縞 ( $s_1$ ) は紅簾石の多い部分で，写真のほぼ左右方向が早期 (第一次) 褶曲軸面，写真の右部にみられる小石英脈にほぼ平行な方向が第二次褶曲軸面である。白雲母の (001) や石英の外形の配列は第二次褶曲軸面方向にかなり強く規制されている。
- 2 白滝鉱山南方緑色片岩中にみられる一種の傾斜系高角度褶曲軸をもつ同斜状小褶曲頂部 (*b* 薄片)。十字ニコル。ここでは長柱状鉱物の配列は複雑で，多方向である。長軸 (主に角閃石) 方向は走向系と小褶曲軸 (傾斜) 方向に卓越し，走向方向のものも， $s_1$  にそうものと  $s_2$  にそうもの とがある。三繩層主部緑色片岩層。I b 帯。本文 p. 16 参照。





1

0 5MM.



2

0 5MM.