

広島大学学術情報リポジトリ

Hiroshima University Institutional Repository

Title	徳島県野々脇鉱床地域の地質と鉱床
Author(s)	中川, 正男; 河井, 武夫
Citation	広島大学地学研究报告, 12 : 149 - 171
Issue Date	1963-03-30
DOI	
Self DOI	10.15027/52526
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052526
Right	
Relation	



徳島県野々脇鉛床地域の地質と鉛床

中川正男・河井武夫

On the Geology and Ore Deposit of the Nonowaki Mining District, Tokushima Prefecture, Japan.

By

MASAO NAKAGAWA and TAKEO KAWAI

with 3 Tables, 17 Text-figures, 2 Plates

ABSTRACT: The Nonowaki mine is known as one of the bedded ore deposits of cupriferous pyrite produced in the Sambagawa crystalline schist zone in the eastern part of Shikoku.

In this paper, the structural features appeared in the crystalline schist in the district have been described and geometrically analysed, while the genetic history of the related deposits has also been disputed concerning the relation of the major structures to the minor ones.

目 次

- I. ま え が き
- II. 地 質 概 説
 - A. 四国東部三波川帯の地質概観
 - B. 層序と構造
- III. 地 質 構 造
 - A. 岩石構造
 - 1. 面構造
 - 2. 線構造
 - B. 構造解析
 - C. 構造発達史
- IV. 鉛 床
 - A. 野々脇鉛床の概観
 - B. 鉛床の形態
 - 1. 北進鉛体各部の形態
 - 2. 北進鉛体の構造
 - C. 鉛石鉛物および鉛石の構造、組織
- V. 要 約
- 参 考 文 献

I. ま え が き

四国三波川結晶片岩帯中には、主として緑色片岩、石英片岩に密接に随伴して、数多くの含銅硫化鉄鉛床（いわゆる別子型キースラーガー）が存在している。これらの鉛床の特徴ある形態は、古くから注目され諸学者によって調査研究されて来た。一方、鉛床の成因については、研究者個人の立場や、研究の分野等により様々な見解が発表されている。近年鉛床

学的研究と並行して層序や構造岩石学的側面からの研究がなされるようになり、三波川帯に存在するキースラーガーは変成前に形成されたもので、海底火山活動に伴う噴気性の堆積鉱床起源であるという主張が多くの支持を得ている。

野々脇鉱山は、四国三波川結晶片岩帯の中で、比較的東部に位置する（徳島県麻植郡木屋平村）キースラーガーである。付近の地質は、7万5千分の1「剣山」図幅に包括されている。この他には、鉱床と地質に関して斉藤正次（1951）および片山舜之助（1956）の報文があるにすぎない。1956年、小島・秀・吉野によって、四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置が総括され、野々脇鉱床は大歩危背斜区に属し、層序的に三細層下部層であるとされた。この年に筆者の一人中川は、野々脇鉱山付近を層序、構造、変成様式の側面から調査¹⁾、その後機会あるごとに構造岩石学的立場から、地質と鉱床について研究を行った。また河井は、1960年とくに鉱床学的立場から調査研究を行ない、詳細な資料をえ発表をした²⁾。

筆者らの研究から、野々脇鉱床の鉱体の落としと大背斜軸、小褶曲軸および線構造が斜交している事実が明らかになり、その一部は既に報告した³⁾。このような鉱体と構造軸との斜交的關係についての調査報文は、愛媛県基安鉱山（1960 由井）のほかには殆んど報告されていない。最近、秀（1961）は、三波川結晶片岩帯に存在するすべてのキースラーガーの富鉱体形成は、原鉱床の形成、第一次褶曲（同斜状褶曲）と第二次褶曲とに分けて検討することにより説明される可能性を主張した。

本稿では、大背斜構造に対応する主要な岩石構造の肉眼的（中視的）な解析に基いて、これらと鉱床との關係を論ずるために、鉱床の形態に着目し富鉱体の形成について述べる。微視的（顕微鏡的）解析は、稿を改めて報告する予定である。

謝辞 この研究を行なうに当って、終始懇切な御指導を賜わった広島大学小島丈児教授ならびに木野崎吉郎教授に深甚なる謝意を表す。

広島大学ペトロロジストクラブの秀敬・吉田博直・吉野言生・濡木輝一・原郁夫の諸博士、大八木規夫・竹野節夫の両学兄および高知大学鈴木堯士博士からは、たびたび有益な討論と御援助を戴いた。これらの方々には厚く御礼申し上げる。また広島大学添田晶博士、工業技術院地質調査所竹田英夫・東元定雄の両博士には種々と御助言を賜わった。さらに調査の便宜と御協力を賜わった千原鉱業株式会社野々脇鉱業所々長木村喜造氏を始め職員御一同に対し感謝の意を表す次第である。

II. 地 質 概 説

A. 四国東部三波川帯の地質概観

1956年小島・秀・吉野は、四国三波川結晶片岩帯を大歩危背斜区と能谷山中七番背斜区に二分し、吉野川横谷と別子白滝地域を中心に層序を立てた。

1) 中川正男（1956）；徳島県麻植郡野々脇鉱床付近の地質および鉱床 広島大学理学部卒業論文

2) 河井武夫（1961）；徳島県野々脇鉱山の地質と鉱床について 広島大学理学部卒業論文

3) 中川正男（1961）；野々脇鉱床と野々脇背斜軸との斜交性 日本地質学会、関西支部報 45、西日本支部報 30 合併号

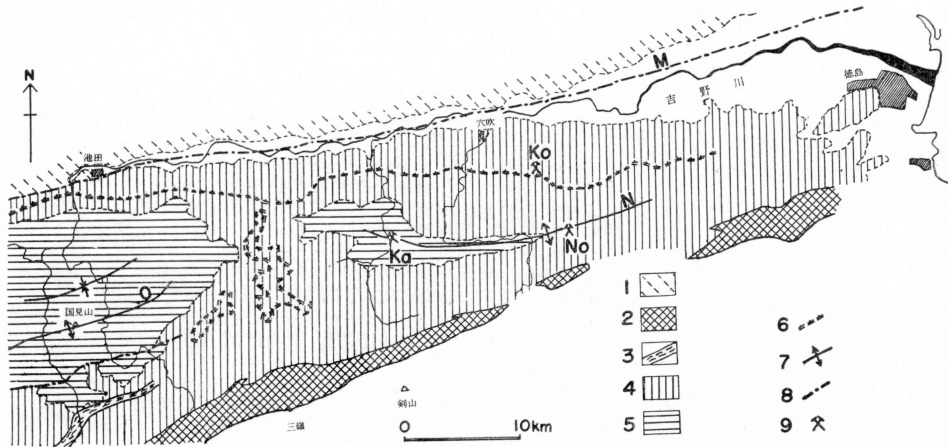
上部層群 大生院層

吉野川層群 中部層群 { 三繩層 } 上部綠色片岩層
 { 小歩危層 } 下部綠色片岩層

下部層群 { 川口層 }
 { 大歩危層 }

西祖谷層群(?)

第1表 四国三波川結晶片岩帯の層序 (小島・秀・吉野 1956)



第1図 四国東部三波川結晶片岩の地質構造概略図 (1960 小島・秀・吉野・光野・鈴木・大八木・中川編)

- 1. 和泉層群 2. 御荷鉦綠色岩類 3. 清水構造帯 4. 三繩層より上部層
 - 5. 小歩危層より下部層 6. 点紋結晶片岩帯と無点紋結晶片岩帯の境界
 - 7. 背斜軸 8. 断層 9. Ko: 高越鉦山 No: 野々脇鉦山 Ka: 釜鉦山
- M. 中央構造線 O. 大歩危背斜 N. 野々脇背斜

第1図は、四国東部三波川帯の層序と構造の概要を示したものである¹⁾。塩基性火山碎屑岩起源の綠色片岩類が多い三繩層下部層より上位の地層(大生院層は含まれていない)と砂質および泥質源の結晶片岩類を主体とする小歩危層より下位の地層に二分した。

この地方には、大生院層は確認されていない。中央構造線と清水構造帯の範囲内に分布するいわゆる三波川プロパー帯の構造は、大歩危背斜によって特徴づけられている。この大背斜構造の南翼側では、点紋結晶片岩類の存在は少なく、主として北翼側すなわち中央構造線側に分布し、ある地域では南側へ張り出し層的に三繩層主部綠色片岩層より上位の地層が点紋帯となっている。

点紋帯の構造が複雑であるのに比し、大歩危背斜とその東方延長の大構造は比較的追跡し易い。野々脇鉦山付近にみられる大背斜構造は、当然大歩危背斜の延長と解釈される。しかしながら、吉野川横谷地域の川口ドーム状背斜と小歩危向斜構造の東方延長部においては、

1) 第1図は、編者等の調査資料の他、公刊された諸文献から作成した。

大歩危背斜との関係が明確でない。また釜脇鉾山とその西方租谷溪にわたる範囲では、調査資料に乏しい。従って野々脇鉾山付近の大背斜構造を野々脇背斜¹⁾と呼称することにする。野々脇背斜の東方延長は明らかでない。

B. 層序および構造

野々脇鉾山付近は主として無点紋結晶片岩類からなり、地域の北部においては曹長石の斑状変晶によって特徴づけられる点紋結晶片岩が存在する。野々脇背斜の最下部砂岩片岩層から上位へ黒色片岩、緑色片岩および石英片岩の薄層の組み合わせが累重している。小歩危層相当²⁾の砂岩片岩層と野々脇鉾床を胚胎する緑色片岩層(野々脇緑色片岩層)を基準にし、野々脇背斜帯の岩層を5累層に分けて層序を立てた。

地層名	岩 層 名	岩 相 特 徴	層厚 ³⁾ (m)
三 繩 層 下 部 層	石 英 片 岩 層	数10mの石英片岩と黒色片岩の互層が主体である。緑色片岩の薄層を挟在する。上位では肉眼的点紋が始り、紅簾石石英片岩が特徴的である。	100+
	上 部 緑 色 片 岩 層	層厚 100mの緑色片岩が2層ないし3層で、数10mの黒色片岩2層、m単位の石英片岩数層からなる。	400
	上 部 黒 色 片 岩 層	主として黒色片岩で、緑色片岩、石英片岩(砂岩片岩)の薄層をはさむ。	250
	緑 色 片 岩 層 (野々脇緑色片岩層)	緑色片岩の他に黒色片岩、石英片岩の薄層からなり、緑色片岩と黒色片岩の縞状互層が顕著である。	260
	下 部 黒 色 片 岩 層	黒色片岩の他に60mの砂岩片岩が特徴的で、数m~数10mの緑色片岩を4層と含ステイルブノメリン石英片岩の薄層を伴う。	460
小 歩 危 層	砂 岩 片 岩 層	砂岩片岩を主とし、黒色片岩、緑色片岩(2層)の薄層が存在する。	100+

第2表 野々脇背斜帯の岩層層序表

次にこれら各岩層について補足する。

砂岩片岩層 本地区では野々脇背斜の軸部に分布し、急傾斜を示す部分が多いが、実際には小褶曲を繰り返しており、見かけほど厚くはないと考えられる⁴⁾。砂岩片岩は帯黒色なし灰白色で、曹長石-石英-絹雲母片岩というべきもので、少量の石墨・(電気石)が含まれる。葉理構造は比較的明瞭で、微褶曲もかなり顕著である。

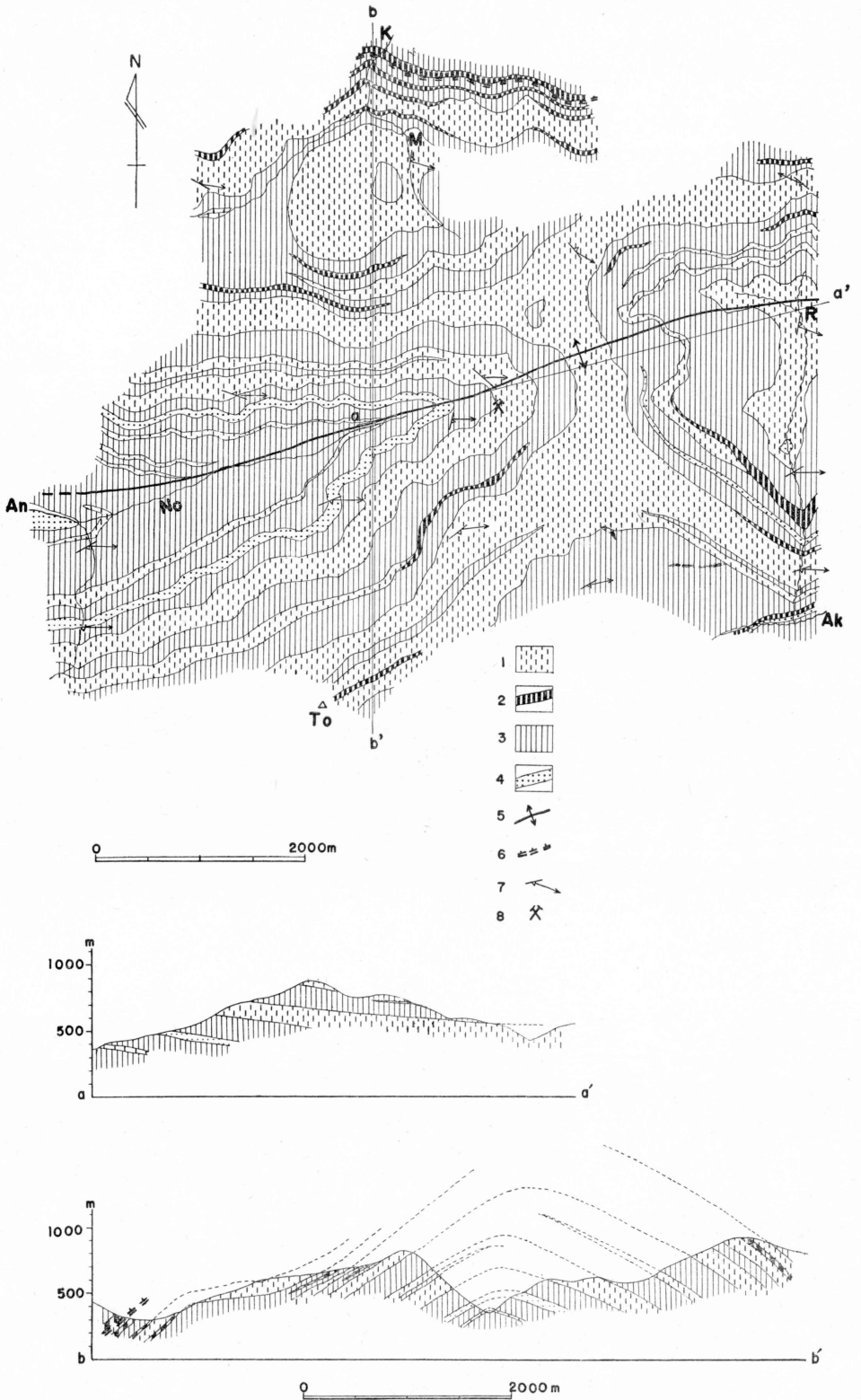
下部黒色片岩層 60m 層厚をもつ砂岩片岩は、連続性に富み北翼側では10km近く追跡されるので、十分鍵層となり得る。この砂岩片岩層から、a-a'断面では野々脇背斜はほぼ

1) 野々脇背斜の地理的範囲は、東西約6km、南北約4kmの地域である。(第2図参照)

2) 1956年8月鈴木堯士との穴吹一剣山間のルート調査の資料による。

3) 主として地質断面図a-a'による層厚で、地域により多少の膨縮がある。

4) 釜脇鉾山付近、貞光川流域では小歩危層相当の砂岩片岩層(本地区の砂岩片岩層と同一層)が、繰り返して露出し、ゆるやかな背斜構造を形成している。



第2図 野々脇鉦山付近の地質図

1. 緑色片岩 2. 石英片岩 3. 黒色片岩 4. 砂岩片岩 5. 背斜軸 (野々脇背斜) 6. 点紋帯と無点紋帯の境界 7. 走向, 傾斜 (層面片理面 S_1) と線方向 (L_{1-3}) 8. 野々脇鉦山

K 輕平 M 槇山 R 狩倉 AN 穴吹川 AK 鮎喰川 No 野々脇川 To 東宮山

対称的な背斜構造を示していることがわかるが、調査地域西部における南翼側は、北翼に比較して急傾斜 (60°S) している。緑色片岩は層厚に変化があり、1層を除いては連続しない。含ステイルプノメレン石英片岩は、緑色片岩に移化して消滅する。本層の大部分を占める黒色片岩は、一般に曹長石—石英—石墨—絹雲母から構成され、優黒色で小褶曲および微褶曲が著しく発達している。

野々脇緑色片岩層 厚さの変化は少なく、黒色片岩近くでは、縞状互層が著しく発達する。鉱山付近の緑色片岩上部に、層厚2m程度の砂岩片岩層が存在し、軸部近くの岩層追跡の鍵層になる可能性がある。緑色片岩の構成鉱物は、主に、チタン石—曹長石—緑泥石—緑簾石で、石英、方解石、(緑簾石)等の Veinlets あるいは Seams が発達している。緑色片岩には濃緑色のものから淡緑色のもの、葉理構造の発達しているものと塊状なもの等があり、鉱物の種類や量比は部分的に差異がある。

上部黒色片岩層 南翼側ではかなり厚い緑色片岩層が夾在し、石英片岩に移化する。石英片岩は連続性に欠けるが、層準としては追跡される。主体をなす黒色片岩層は、下部黒色片岩層同様葉理構造および小褶曲が発達している。

上部緑色片岩層 南翼と北翼では、層厚の差が著しい。一般に緑色片岩は2層であるが、調査地域を拡げることによって、一層となる可能性があるので、一括することにした。この層準では、石英片岩の量が増し、岩質の差異および構造の変化が特徴的である。すなわち、槇山北方の緑色片岩層付近に、複背斜があって、小褶曲が著しいが、その他野々脇背斜の軸部を除いては、緻密塊状な緑色片岩が多い。野々脇緑色片岩層に比し、石英、方解石、緑簾石の Seams の発達が強く、赤鉄鉱を含む場合がある。

石英片岩層 北翼側に分布し見かけ上、上位の地層ほど粒度が粗になる傾向がある。肉眼的に認められる点紋は、上部緑色片岩層との境界部より約60m上位付近から出現し始める。点紋帯と無点紋帯の境は、層準に平行である。葉理構造は普通であるが、紅簾石石英片岩中には、しばしば同斜状褶曲の発達が見られる。

岩石の詳しい記載は、次の機会にゆずることとする。1961年岩崎正夫¹⁾は、四国東部変成帯における変成鉱物の研究を行なっている。それに従えば、この地区の無点紋帯は Zone II に相当し、点紋帯は Zone III に相当するものと思われる。

野々脇背斜は、両翼が対称的な構造を示す範囲はせまく、全般的には非対称性褶曲構造である。背斜軸は第2図に示すごとくほぼ E—W から、鉱山付近で NEE に彎曲している。(この傾向は、四国三波川帯の大褶曲構造のいずれについても共通した現象である。)この軸方向に斜交する褶曲構造の存在を、竹田・端山²⁾(1962)が明らかにしており、本地区の北部点紋結晶片岩帯の構造は、複雑なものと考えられる。

1) 岩崎正夫 (1961): 四国東部高越・眉山地域の変成分帯。日本地質学会, 関西支部報, 45, 西日本支部報30, 合併号)

Zone II: パンペリー石—陽起石—緑泥石—曹長石—石英, 緑簾石—陽起石—緑泥石—曹長石—石英, 緑簾石—藍閃石—曹長石—石英。

Zone III: 緑簾石—藍閃石—曹長石—石英—緑泥石, 緑簾石—陽起石—曹長石—石英—緑泥石, 緑簾石—バロイサイト質角閃石—曹長石—石英—緑泥石

2) 竹田英夫・端山好和 (1962): 徳島県東部三波川帯の地質と鉱床について

III. 地質構造

野々脇背斜の巨視的な構造については先に概述したが、背斜構造に参加した各結晶片岩類には、それぞれ特徴ある岩石構造をもっている。そこで大構造に対応する小構造の関係を肉眼的（中視的）な見地から述べることにする。

A. 岩石構造

近年構造岩石学の発展に伴い、各変成帯において岩石構造が調べられて来た。面構造および線構造の分類と定義は、その地域の地質条件によって異っているが、最近の四国三波川結晶片岩地域では、共通性が見い出され統一化されるようになった。

筆者等は、小島・鈴木 (1958) が高知県岩原地区で行なった定義と分類、小島・秀 (1958) の別子鉾山地区、秀 (1961) による別子、白滝鉾山地区のそれに加え、さらに中川 (1958)¹⁾ が大歩危地区で行なったものに従って、野々脇背斜帯の岩石構造を次のように定義した。

1. 面構造

S_1 源岩層の層理面に平行し、構成鉱物の banding によって示される面で、bedding schistosity または bedding foliation と呼ばれるものである。HARKER (1932) の意味での compositional banding の面である。

S_1 はすべての岩類に発達する最も顕著な面構造で、先に述べた野々脇背斜はこの S_1 によって示される構造である。

本地域の点紋帯およびそれに近接した地域の紅簾石石英片岩と緑簾石 seam の発達する緑色片岩には、 S_1 に平行に発達する同斜状褶曲の軸面が観察される。(PL. 22.1 参照) これは層面に平行なシア（流動性塑性変形）と見なされ、秀 (1961) の S_2 に相当する。また微視的な堆積時の不連続面および層面に沿うすべり片理面などは、 S_1 と平行構造を示しているので細区分はせず、すべて S_1 に一括することにした。

S_2 主として黒色片岩中に発達し、 S_1 と高角度に交わる fracture cleavage の面である。小島・鈴木 (1958) によって定義されたものと同義であり、数 cm 間隔で小褶曲軸面と一致している。緑色片岩中には、数10cm 単位の波長をもつ小褶曲が存在する。この軸面も S_2 と解釈している。一般的には、黒色片岩において密で緑色片岩等の岩類では粗である。殆どどの黒色片岩には発達するが、ほかの岩類では、野々脇背斜の軸部周辺によく発達し、とくに黒色片岩と薄層互層の場合は著しい。(PL. 22, 2. 参照)

S_3 mm 単位の間隔で S_1 と高角度に交わり、 S_2 にほぼ平行に発達する slaty cleavage の面である。 S_3 は S_1 に僅かなずれを生ぜしめていることがあり、slip cleavage の性格をもっている。(PL. 22, 4 参照) また微褶曲の軸面として観察される場合もある。(PL. 22, 3 参照) S_3 は、小褶曲の著しい地域においては特に顕著であり、黒色片岩、砂岩片岩、石英

1) NAKAGAWA, M. (1958); Structural petrology of the Ōboke-Anticline in the Sambagawa crystalline schist zone, central Shikokku. 広島大学理学研究科修士論文

片岩などに見られ、石英片岩では消失する場合が多い。

S_4 緑色片岩中に稀に見られる面間隔の狭い cleavage で、 S_3 とかなり斜交して発達する。 S_4 についての検討は、資料が足りないので今後にゆずるが、 S_2 または S_3 の共軛片理面でないことは確実である。(PL. 22, 5 参照)

この地区の主要な片理面に関する定義を行なったが、この外に面構造として節理および断層があげられる。

節理 横断 (cross), 縦走 (longitudinal), 斜走 (oblique) 節理¹⁾があるが、cross joint が最も多い。cross joint は測定した範囲内では、方向 $N10^\circ W \sim N20^\circ E$, 傾斜 $90^\circ \sim 65^\circ E$ が圧倒的に多い。

断層 南翼部では、cross joint に平行な断層が多く、北翼部においては、測定数が少ないため傾向はわからない。しかしながら、この地区を大きく変位させたような断層は存在しない。

2. 線 構 造

L_1 S_1 上において、長柱状鉱物により示される鉱物の平行配列である。 L_1 は、鉱物形成の主時期であると考えられるものであり、本地域内における主要線構造と平行関係にある。(さらに薄片の顕微鏡による検討が期待される。)

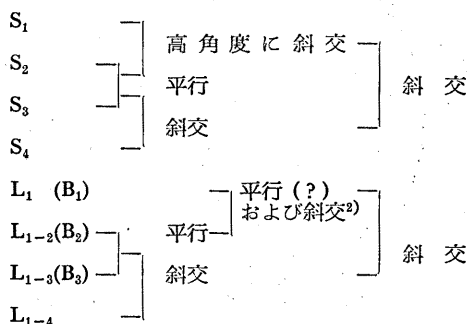
L_{1-2} S_1 と S_2 の交線で、小褶曲軸 (SANDER. B. (1948) の B-fold) と平行である。

L_{1-3} S_1 と S_3 の交叉線構造。細かな線構造で、微視的褶曲軸も含まれ、全域にわたって存在している。

L_{1-4} S_1 と S_4 の交線。PL. 22, 5 に示すごとく、 L_{1-3} とかなり斜交するちりめんじわである。

これら4つの線構造のほか、 B_1 : 同斜状褶曲軸、 B_2 : 小褶曲軸 (S_2 褶曲または、秀 (1961) の両翼の開いた第二次褶曲に相当) B_3 : 微褶曲軸などがあげられる。また特殊な線構造として、 S_2 上の streak およびいわゆる slicken side 上のすべり方向がある。

以上の面構造と線構造の関係を、その形成順序によってまとめると次のようになる。



1) E. Cloos, (1937) による。

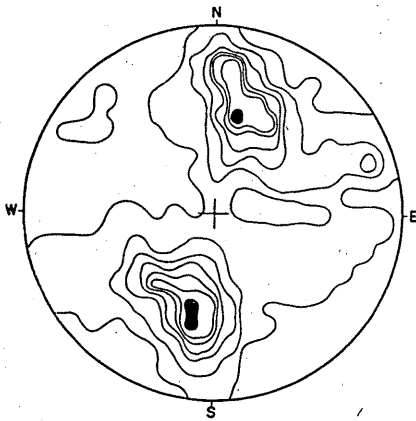
2) 同斜状褶曲軸 B_1 は、 L_{1-3} に約 25° 斜交している。

B. 構造解析

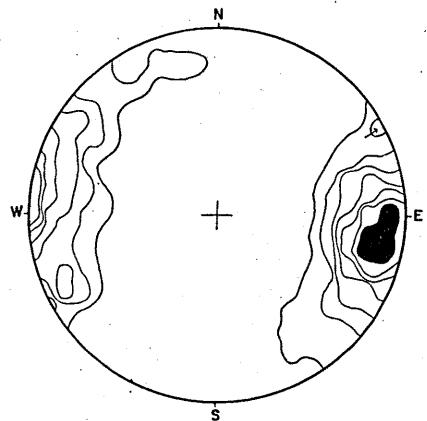
野々脇背斜構造をさらに検討するために、主要面構造 S_1 ・高角斜交片理面（細密劈開面） S_3 および線構造 L_{1-3} に関して、肉眼的解析を行なった。

解析方法として、野々脇背斜の北翼部と南翼部に2分し、さらに軸部を知るために坑内一80 MLを加えた。投影は、シュミット網の南半球、 π 極、B 軸、 β 軸などは B. SANDER (1948) の定義による。

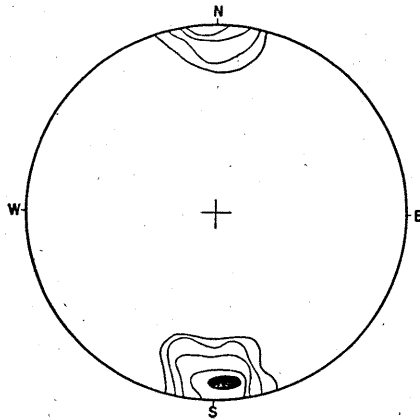
第3図 a は、調査地全域の層面片理面 S_1 の π -極ダイアグラムである。2つの強い極大区を示す（走向 $N80^\circ E$ 、傾斜 $30^\circ \sim 50^\circ N$ ）が、かなり分散する傾向がある。不完全な π -



第3図 a 調査地全域における層面片理面 S_1 の π -ダイアグラム
測定数 410
密度曲線 9-7.5-6-4.5-3-1.5-1%



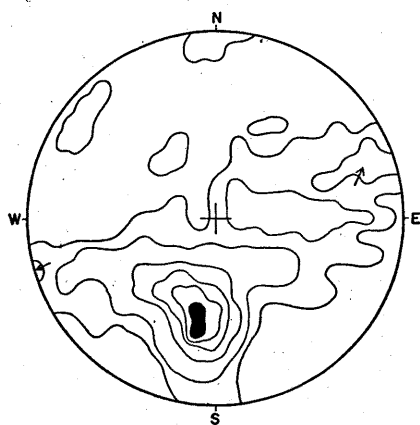
第3図 b 調査地全域における主要線構造 L_{1-3} のダイアグラム
測定数 490
密度曲線 18-15-12-9-6-3-1%



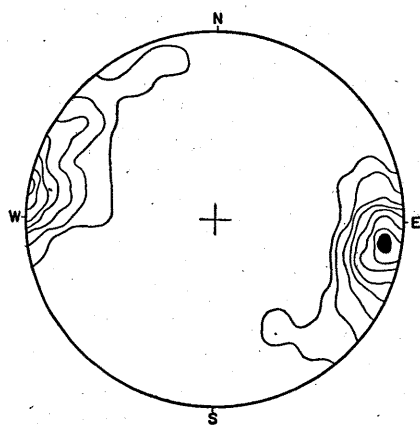
第3図 c 調査地全域における高角度片理面 S_3 の π -ダイアグラム
測度数 160
密度曲線 50-40-30-20-10%

circle は、 $S78^\circ E, 2^\circ E$ が想定され、第3図 b の B マキシマムに近似の値をもっている。これは、野々脇背斜軸の方位 $N75^\circ \sim 80^\circ E$ と矛盾した関係を示していることになる。この対立的関係は、測定頻度の不均質性や北翼の複雑な構造および断層等の要素によるほか、大背斜軸の方向が巨視的に設定されたことに原因している。また部分ダイアグラム（第2図 a, b 北翼、第3図 a, b 南翼）の密度分布から、第1図 a, b のダイアグラムは説明される。

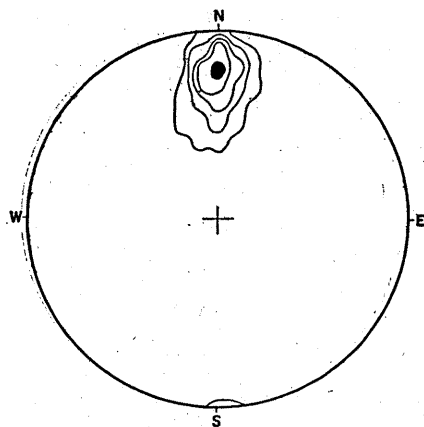
一方第6図は、野々脇背斜の軸部よりやや南翼に偏った -80ML 坑道の緑色片岩層中から測定したものである。高い測定密度から、野外の測定に基づくダイアグラムに比し非常に均質といえる。第6図 a のダイアグラムは、完全な π -circle を示し、求められる β' の値は、



第4図 a 野々脇背斜北翼部における層面片理面 S_1 の π -ダイアグラム
測定数 240
密度曲線 16-13-10-7-4-1%



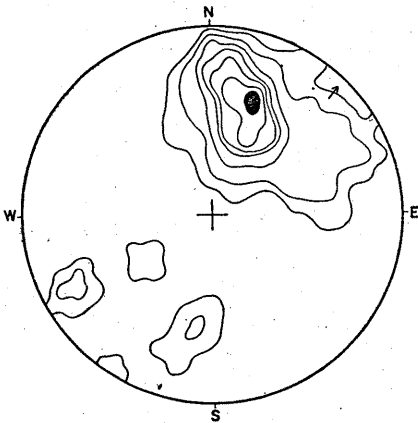
第4図 b 野々脇背斜北翼部における主要線構造 L_{1-3} のダイアグラム
測定数 260
密度曲線 19-16-13-10-7-1%



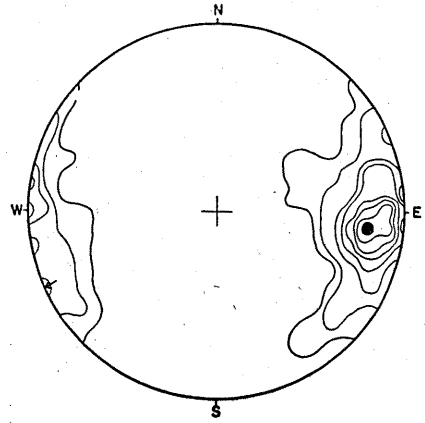
第4図 c 野々脇背斜北翼部における高角度片理面 S_3 の π -ダイアグラム
測定数 70
密度曲線 35-25-15-5-1%

N80°E, 28°E であって、野々脇背斜軸の方向に近い。しかしながら、同じ測定区域内における線構造 L_{1-3} (B-軸) の極大区は、S85°E, 30°E の位置にあり、また第6図 d の β -ダイアグラムでは、E-W で30°E の極大値がある。第6図 b および d は、 S_1 の π -circle から求められた β' とは一致しない。(この現象は、-90ML 坑道でも同様である。)

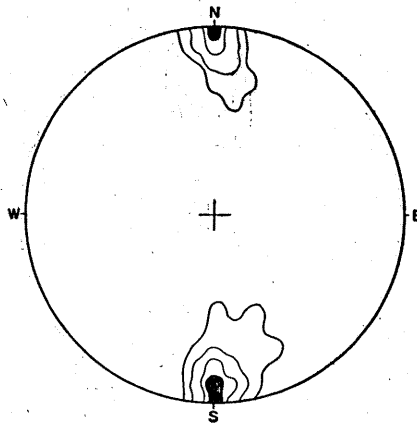
次に、高角度片理面 S_3 のダイアグラムは、第3図 c では、ほぼ E-W で N および S に急斜した扇状を示している。すなわち第4図 c と第5図 c および第6図の部分ダイアグラムは、北翼側では S に急斜し (80°S), 一方南翼側では N に急斜している。この関係は、小褶曲についても、同様である。 S_3 は、野々脇背斜と無関係に発達したのではなく、略



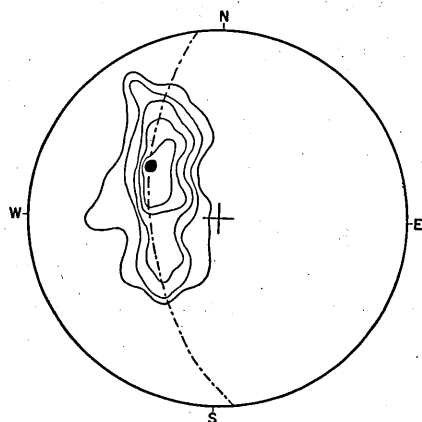
第5図 a 野々脇背斜南翼部における層面片理面 S_1 の π -ダイアグラム
測定数 48
密度曲線 19-16-13-10-7-4-1%



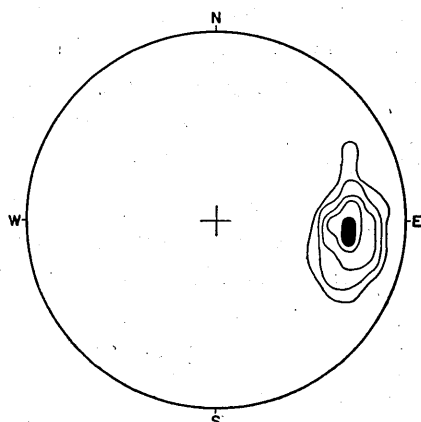
第5図 b 野々脇背斜南翼部における主要線構造 L_{1-3} のダイアグラム
測定数 230
密度曲線 22-19-16-13-10-7-4-1%



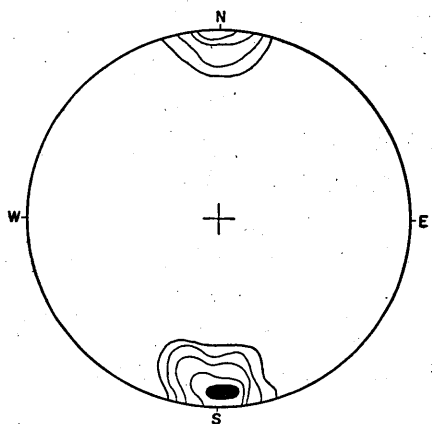
第5図 c 野々脇背斜南翼部における高角度片理面 S_3 の π -ダイアグラム
測定数 48
密度曲線 28-21-14-7-1%



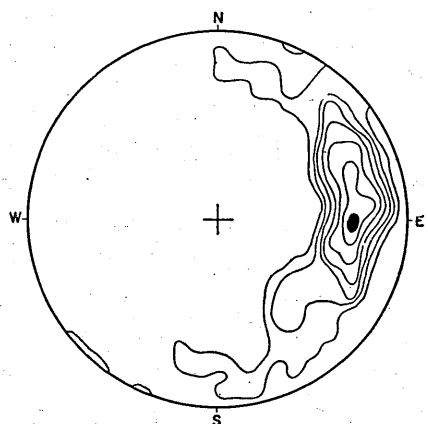
第6図 a 南鉱体と北鉱体間—60ML 坑道における層面片理面 S_1 の π -ダイアグラム
測定数 66
密度曲線 21-17-13-9-5-1%



第6図 b 南鉱体と北鉱体間—80ML 坑道における主要線構造 L_{1-3} のダイアグラム
測定数 63
密度曲線 60-45-30-15-1%



第6図 c 南鉱体と北鉱体間—80ML 坑道における高角度片理面 S_3 の π -ダイアグラム
測定数 55
密度曲線 36-27-18-9-1%



第6図 d 南鉱体と北鉱体間—80ML 坑道における層面片理面 S_2 の β -ダイアグラム
 $\eta=300$
密度曲線 17-12-6-4-3-2-1%

平行構造をもって密接に関係している。(後述)

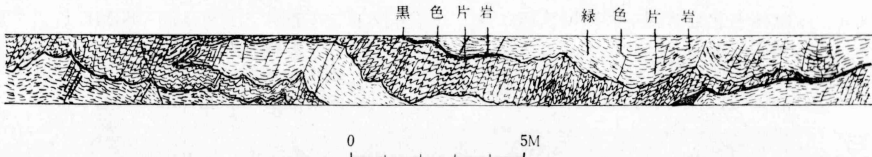
C. 構造発達史

この地区に存在する結晶片岩類の主要な構造要素が、大構造に対し空間的にいかなる位置にあるかをA, Bでのべた。次に、それら各々の構造要素の相互関係、とくに時間的關係—形成の順序について検討したい。

層面片理面 S_1 の解析と野々脇背斜構造との関係は、密接であるが(大背斜構造は、 S_1 によって示されている)完全な平行構造とはいえない。この関係について1958年中川が、野々

脇地区と類似の複背斜帯である大歩危背斜で行なった解析から、平行構造であることを示した。大背斜軸は岩層分布と層面片理面 S_1 の走向傾斜の傾向から決定されたものであって、小褶曲、波状褶曲部の拡がりによっては雁行状を示すので、一線で表現されるものではない。—80ML 坑道の解析例では、野々脇背斜と主要線構造が略平行であることが示された。野々脇背斜帯全域において、構造要素の測定密度および岩相の均質性を考慮することにより平行構造が明らかにされるものと考えられる。

S_1 と平行な同斜状褶曲の形成は、点紋帯とそれに近接した地域のみには存在するのではなくて、当地区全域にわたって行なわれたものである。その理由の1例として、第7図の坑道スケッチに見られる如く、緑色片岩と黒色片岩互層部で、同斜状褶曲構造が存在する。また、鉞体にもしばしば観察される。同斜状褶曲軸 B_1 は、主要線構造と約 25° の斜交を示している。



第7図 0MLにおける北光鉞体下盤緑色片岩黒色片岩互層部のスケッチ

鉞物の平行配列 L_1 が、小褶曲によって曲げられている事実を、小歩危において観察した(1958 中川)。この地区の下部黒色片岩層中の砂岩片岩においても僅かながら斜交している例がある。このことは、 S_1 の mineral banding が、野々脇背斜の形成に先だって行なわれたことを示すものであって、再結晶作用はかなり進んでいたことを暗示している。

S_1 の褶曲運動と主として黒色片岩中に発達する S_2 との相互関係は密接であり、 S_2 の形成と褶曲運動は同時的で、褶曲運動に S_2 の形成が依存していたことを暗示している。 S_2 は、fracture cleavage で、その面に関しての再結晶作用はない。また S_2 によって S_1 上に配列する鉞物が破砕された例は見られない。従って S_2 に関する運動が行なわれた時期の再結晶作用は、著しいものではなかったと推論される。

高角度片理面 S_3 は、野々脇背斜軸と斜交している。 S_3 の方向は、褶曲構造によって乱されることなく、逆に褶曲構造に対して overlap している。この事実は褶曲作用後に、 S_3 が形成されたことを実証している。しかしながら野々脇鉞山以西に見られるように、褶曲構造との密接な調和的關係は、両者が全く無関係なものではなく、力学的關係は密接であったと考えられる。 S_3 形成期の再結晶作用は、主要な時期ではなかった。同斜状褶曲形成時の再結晶作用は、 S_1 形成に準じたものと予測されるが、資料が少ないため今後譲る。

1956年 DE SITTER は、褶曲形成を concentric-folding と cleavage folding に区分し、competent rock と incompetent rock が互層するとき、competent rock は concentric folding を行ない、一方 incompetent rock は cleavage folding を行なう可能性を述べている。当地区における黒色片岩は、cleavage fold をしたと考えられ、非対称的な大背斜構造は、構成する岩相の差異が関係し、さらに運動の不均質性に原因していると考えられる。

当地区の岩石構造の発達史を大雑把に纏めると次のようになる。先ず層面片理面と低角度線構造が形成され、引続き劈開による小褶曲および低角度線構造（交叉線構造）が形成された。

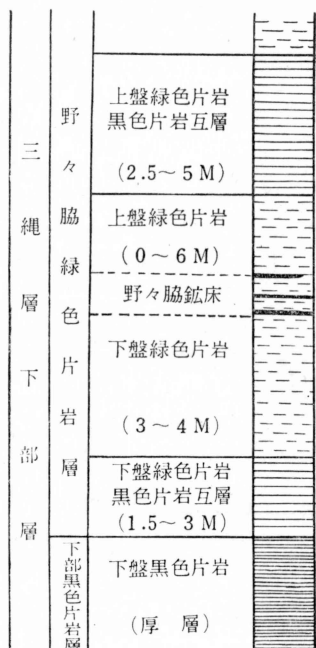
IV. 鉱 床

A. 野々脇鉱床の概観

鉱床は野々脇背斜構造の南翼部に位し、鉱石は野々脇緑色片岩層の下限ちかく、下部黒色片岩層上限より4～7m上位の一定層準中に層状をなして胚胎する(第8図)。鉱床の上下盤母岩は一般に緑色片岩であるが、ときには緑色片岩黒色片岩の互層が、ある規則性をもって鉱床の上盤をなすこともある。鉱床は母岩の層面片理面 S_1 に整合している。

鉱床の範囲は走向延長に500m(+), 傾斜延に450m(+), 現在この範囲内に5系列の富鉱部が知られており、南側のものからそれぞれ南鉱体, 中鉱体, 北鉱体, 北進鉱体, 北光鉱体と呼ばれている¹⁾。各鉱体の規模及び配列方向は第3表に示すとおりである。

北進鉱体および北鉱体は断層による変位をあまり受けておらず、このため鉱体の形もよくまとまっているが、南鉱体は断層による変位が著しく、鉱体の落しは明確でない。また北光鉱体は調査当時着鉱したばかりという状態であったので詳細は不明である²⁾。一方中央の三つの

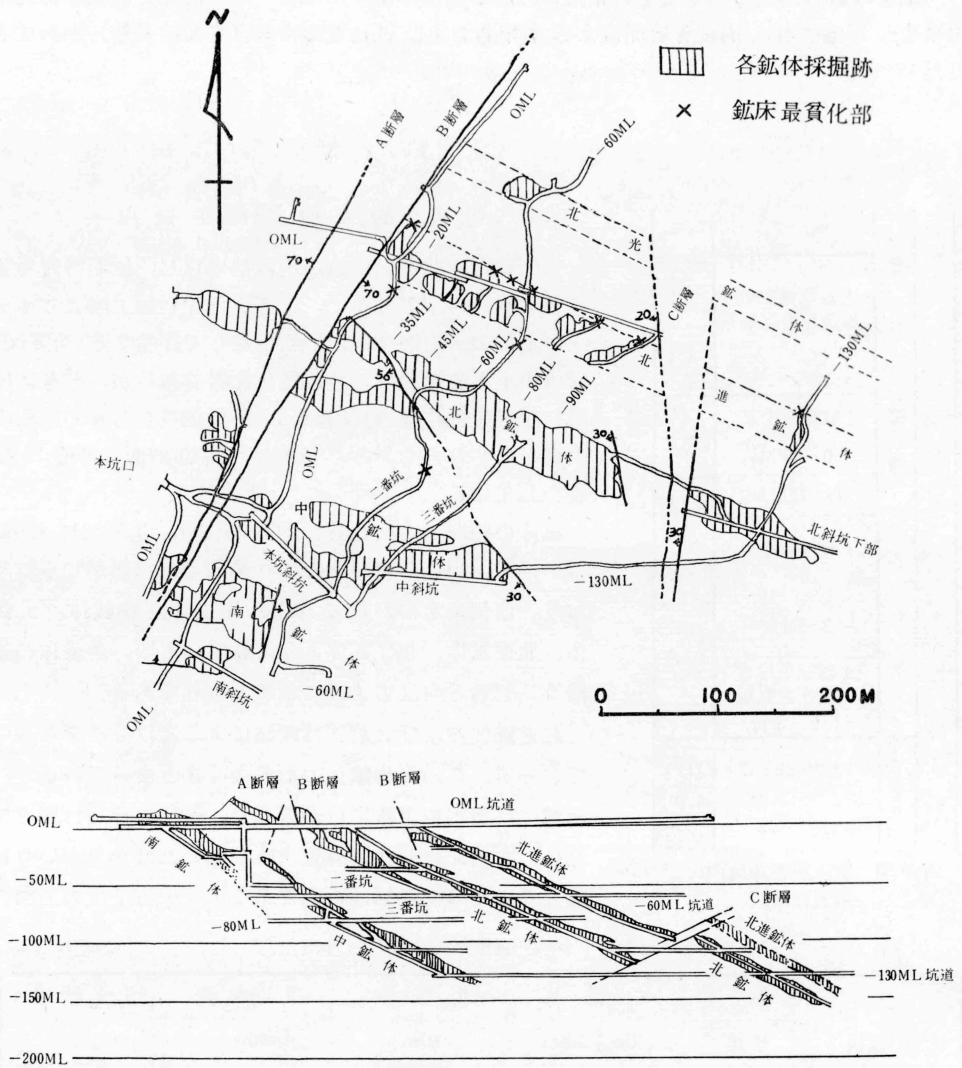


第8図 野々脇鉱床坑内の地質柱状図

第3表 5系列富鉱部の規模及び方向

	南 鉱 体	中 鉱 体	北 鉱 体	北 進 鉱 体	北 光 鉱 体
走向延長	90m	40m—90m	40m	40m	—
傾斜延長	100m	280m	450m	350m(+)	—
落しの方向	—	S 63° E	S 65° E	S 64° E	S 61° E (?)
“ 角度	—	25°	25°	24°	—
備 考	採掘跡の外形	採掘跡の外形及び鉱業所の資料から推定	同 左	実測値及び鉱体芯部をつらねた値	推 定 値

- 1) 鉱床はなお開発途上にありその全貌が明らかでないで、鉱床全体の拡がり及各単位鉱体の配列方向との関係は不明である。
- 2) その後の開発により、北光鉱体は予想通り北進鉱体にはほぼ平行してこれと同程度の規模をもつことが確認されつつある。



第9図 野々脇鉛床の平面図及び断面図

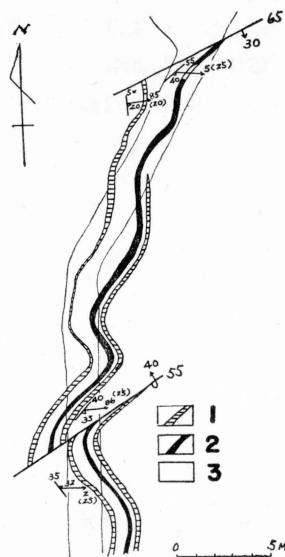
各鉱体についてみると、鉱体は約40mの走向延長をもっているが、これに対して落し延長は北鉱体で450mで、各鉱体は落し方向に著しく伸長した形状をなしている。

鉱床をきる断層は多く存在するが、そのうちから著しいのは第9図に示すA断層(走向 $N20^{\circ}E \sim N40^{\circ}E$ 、傾斜 $NW60^{\circ} \sim NW70^{\circ}$)、B断層(走向 $N20^{\circ}E \sim N40^{\circ}E$ 、傾斜 $SE60^{\circ} \sim SE80^{\circ}$)、C断層(走向 $N10^{\circ}E \sim N10^{\circ}W$ 、傾斜 $W20^{\circ} \sim W30^{\circ}$)である。このうちA、B断層は鉱床上部の0ML坑道にほぼ平行して地表露頭とのあいだの鉱床を20~50mの幅で消失せしめ、C断層は鉱床下部の-100ML付近の鉱床に落差50mに達する変位を与えている。しかしA、B、Cの各断層は、いずれも鉱床の走向にほぼ等しい走向をもっているため、

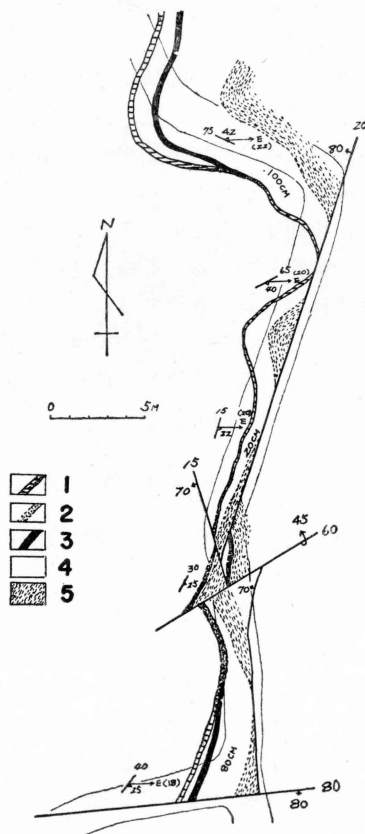
各鉱体の落しの方向に対しては、さほどの変位を与えてはいない。北進鉱体、北鉱体、中鉱体はいずれも $S60^{\circ}E \sim S65^{\circ}E$ 、方向で $24^{\circ} \sim 25^{\circ}$ の落しをもっている。

これら各鉱体の落しと母岩の線構造との関係は、1例として第6図bに示す如くほぼEで、 L_{1-3} と鉱体の落しは明らかに斜交している。 L_{1-3} は、鉱床に部分的にみられる両翼のかなり開いた褶曲 (B_2 、秀 (1961) の第二次褶曲に相当) の軸方向に一致している。

個々独立に配列しているように見える5系列の各単位鉱体は“ピリ鍾”によって連続している。つまり野々脇鉱床は、連続する一定層準内に胚胎するものである。ピリ鍾の鉱石は稜行の対称とならない低品位硫化鉱(ガリ鉱)を主とする。注(ふつう10cm程度のもの1枚ないし3枚よりなり、走向方向にこれを追跡してゆくと富鉱部(鉱体)につながっていて、恰も各鉱体をつないでいるかの観を呈するので“つなぎ”の名がある¹⁾)。従って野々脇鉱床は富鉱部(各鉱体)と貧鉱部(つなぎ)の規則的な繰り返えしによって構成されている。各鉱体は、走向方向に約40mの幅をもっているが、鉱床全体の走向延長は約500mであるので、その差引かれた値がつなぎ部分の走向延長に相当することになる²⁾。



第10図 -60ML 坑道の中鉱体南北切羽中間付近の坑道スケッチ
1. ガリ鉱 2. 塊状鉱 3. 緑色片岩



第11図 -60ML 坑道の中鉱体北鉱体つなぎ中間付近(最貧化部)の坑道スケッチ
1. ガリ鉱 2. 鉱床最貧化部ガリ鉱 3. 塊状鉱 4. 緑色片岩 5. 緑色片岩黒色片岩互層

1) このような鉱床の部分をつなぎと呼称する。従って北進鉱体南端の細脈は、同斜状褶曲の頂部を示すものであって“つなぎ”ではない。
2) 野々脇鉱床は層状ではあるが、同斜状褶曲をくりかえしているので、つなぎの部分の実延長はこれよりかなり長いものと考えられる。

つなぎ部分の鉾床は上下盤母岩とよく整合して、約1.5m以内の一層準内に1枚ないし3枚の層状をなしている。鉾石はガリ鉾を主体としており、富鉾部に比べて塊状鉾が少なく、かつ低品位であること、鉾石の厚さが薄いこと、ガリ鉾がほとんどで、その鉾石構成が単純なことがあげられる。3枚の鉾石のうち上位は比較的連続性がわるく時として尖滅するので、中位、下位の2枚から成る部分がかなり多い。第10図は中位の塊状鉾、下位及び上位のガリ鉾のうち、上位のガリ鉾が尖滅する様子を示している。

つなぎ部分の3枚または、2枚の鉾石は時に合して1枚となることがあり、この場合の特徴として鉾石が合一する他、合一部分のガリ鉾の品位がふつうのガリ鉾に比べて異常に低いこと、上盤にはふつうにみられる緑色片岩がなくなって緑色片岩黒色片岩互層が直接鉾床の上盤をなしていることがあげられる。そこで、このような特徴をもつ鉾床の部分に鉾床最貧化部と呼ぶことにする。11図では鉾床の貧化合一とともに上盤緑色片岩が次第に薄化するようすが示されている。

鉾床最貧化部は、-60ML 坑道の中鉾体—北鉾体の中間、0 ML 坑道及び-60ML 坑道の北鉾体と北進鉾体のあいだ、各レベル¹⁾における北進鉾体の北端部などに明確に認められ、それらの位置を第9図の鉾床平面図に記入してみると、鉾床最貧化部は一定の落しの方向をもってることがわかる。

一方、後述するように、北進鉾体は同斜状褶曲構造をなし、鉾床は褶曲の軸部で著しく肥大しかつ富化している。この部分を鉾体芯部または鉾床最富化部と呼ぶ。この鉾床最富化部を北進鉾体の各レベル²⁾で連ねた方向、即ち北進鉾体の真の落しは、鉾床最貧化部を連ねた落しの方向に一致し、また中鉾体、北鉾体、及び恐らく北光鉾体の落しにも一致している。即ち、鉾床最貧化部を連ねた落しの方向は、中、北、北進(北光)の各単位鉾体群の落しの方向に一致するものである。

A. 鉾 床 の 形 態

野々脇鉾床5系列の単位鉾体のうち、北進鉾体は断層等による変位が比較的少なく、このため鉾床はよくまとまっている。

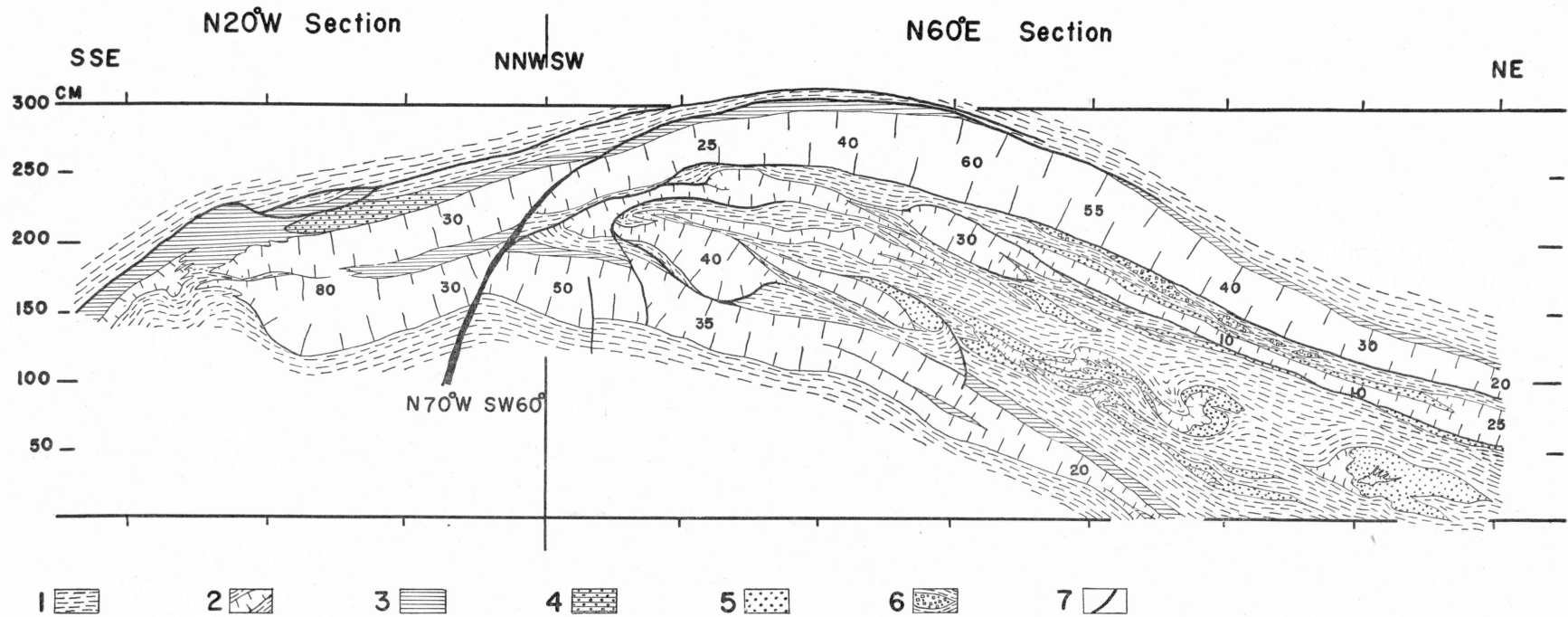
北進鉾体は、南端部から芯部迄が走向延長に約5m、芯部から北端部迄が約35mとなっていて、鉾床富化部が鉾体の南寄りに偏った形をなしている。また鉾体両端部の性質についても、北端側では鉾床が劣勢となるにつれ上盤緑色片岩が薄くなりちょうど鉾床最貧化部の性質を示すのに対し、南端側では、鉾床が極端に劣勢となっても上盤緑色片岩は厚い。このような鉾床の性質から、まず北進鉾体を芯部、北端部、南端部に分けて記述し、つぎに北進鉾体全体の構造、及び鉾床最富化部と鉾床最貧化部との関係について述べてゆきたい。

1. 北進鉾体各部の形態

鉾体芯部の形態 第12図は、北進鉾体-45ML 芯部のスケッチである。鉾床は、図の左端を頂部とする同斜状褶曲構造¹⁾を示しており、同様の構造は-60ML 芯部、-80ML 芯部に

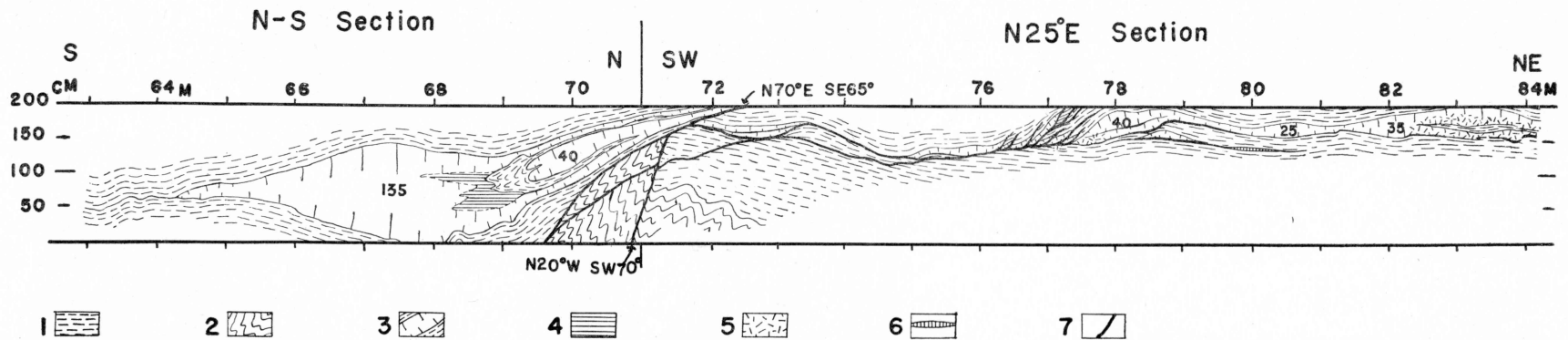
1) -20ML・-45ML・-50ML・-60ML・-80ML・-90ML・-130MLの各レベル。

2) -50MLを1)より除いた他の各レベル。



第12図 北進鉱体-45ML 切羽における鉱体芯部の側面スケッチ

1. 緑色片岩 2. 塊状鉱 3. ガリ鉱 4. 縞状鉱 5. 含スティルプノメレイン片岩 6. 粗粒黄鉄鉱を含む含スティルノメレイン片岩 7. 断層



第13図 北進鉱体-130ML 坑道における鉱体芯部付近の側面スケッチ

1. 緑色片岩 2. 緑色片岩黒色片岩互層 3. 塊状鉱 4. ガリ鉱 5. 塊状磁硫鉄鉱 6. 石英脈 7. 断層

も認められるが、-45ML 芯部の断面は断層等の影響が少ないため、その構造はもっともよくまとまっている。

第12図のなかで太線で示したのは断層であるが、これらのなかには鉾床の盤際に沿うものがかかり認められ、あるものは部分的に鉾床と母岩を斜交させている。また塊状鉾は2枚のうち40~60cm 厚に肥大した上錘が右から左へ、さらに左から右へ大きく褶曲し、10~30cm の下錘は軸部で内側にたたみ込まれるような形態を示している。また、最も内側の塊状鉾を伴う含スティルプノメレイン緑色片岩²⁾も同斜状の褶曲をなしているが、この含スティルプノメレイン緑色片岩はさらに再褶曲して、PL. 22, 6 に示すようなかなり両翼の開いた褶曲を繰り返している³⁾。

一方、ガリ鉾は、一般に塊状鉾の上盤に存在し、形態的には鉾床の同斜状褶曲構造に不調和であるが、これだけから鉾床の同斜状褶曲構造を否定することは出来ないと考えられる。

(第15図参照)

なお、第12図の右上にはブーディナージ (boudinage) 構造をなす黄鉄鉾—スティルプノメレイン片岩及び、層状の磁硫鉄鉾—含スティルプノメレイン片岩があり、このうち前者は鉾体芯部から中部付近までのほぼ同じ層準に、後者は鉾体芯部から北端部までの鉾床下盤緑色片岩中によく連続している。これら含スティルプノメレイン片岩は、鉾体下部に向かって漸次劣勢となり、-130ML に至っては全く消滅している。また塊状鉾も、鉾体下部に向かって漸次緑色片岩の挟みがなくなり、-90ML では上錘、下錘の識別が困難でさらに -130ML では挟みなしの1枚となっている。

北進鉾体 -130ML 芯部(～中部)のスケッチは第13図に示すとおりであるが、ここでは含スティルプノメレイン片岩は全く認められず、鉾体も1枚で、このため鉾床の構成は例えば第12図に較べて、著しく単純となっている。スケッチ全体についてみると、鉾床は南端(スケッチ左端)を頂部とした同斜状褶曲構造を示しているが、ただ、折り返してきた錘が-45ML では踏前に潜っていたのに対し、-130ML では天盤側にハネているのは断層(N70°E, SE65°の断層)の影響によるものと考えられる。

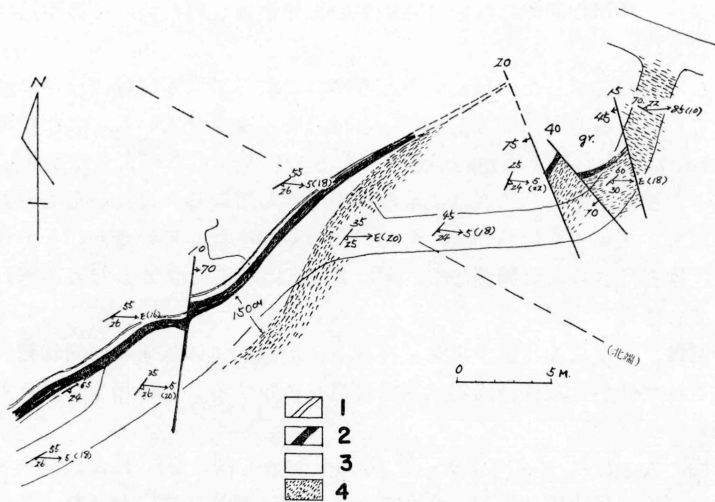
一見して塊状にみえる肥大部(スケッチで芋状を呈する部分)の鉾石を研磨して観察すると、塊状鉾は内部で複雑な同斜状の褶曲をしていることがわかる(PL. 23, 1)。

鉾体中部～北端部の形態 第14図は、北進鉾体-80ML における鉾体中部～北端部の坑道スケッチである。図の左端は鉾体中部付近にあたり、これより南西へ約15mで鉾体芯部に達する。鉾体中部付近の鉾床構成は、下盤側から、磁硫鉄鉾—含スティルプノメレイン片岩(5cm)、緑色片岩(10cm)、塊状鉾(30cm)、ガリ鉾(5cm)となっているが、鉾石は北端にかけて貧化し、それに従って上盤緑色片岩黒色片岩互層も漸次鉾床に接近して、走向

1) 秀敬(1961)は、結晶片岩の変成史から、第一次褶曲、第二次褶曲、第三次褶曲が識別されることを述べているが、北進鉾体の同斜状褶曲は第一次褶曲に相当する。

2) 厳密には含スティルプノメレイン緑色片岩または石英片岩というべきであるが、明確に区別し難いので含スティルプノメレイン片岩と呼ぶことにする。北進鉾体の含スティルプノメレイン片岩は、その隣伴鉾物に特色があり、(1)塊状鉾を伴うもの、(2)自形粗粒の黄鉄鉾を伴うもの、(3)磁硫鉄鉾を伴うものに分けられるのでそれぞれを塊状鉾—含スティルプノメレイン緑色片岩、黄鉄鉾—含スティルプノメレイン片岩、磁硫鉄鉾—含スティルプノメレイン片岩と呼ぶ。又(1)は褶曲構造、(2)はブーディナージ構造、(3)は層状を呈することが多い。

3) 秀敬(1961)の第二次褶曲に相当し、その褶曲軸はE方向の線構造に一致する。



第14図 北進鉍体-80ML 坑道における鉍体中部-北端部-北光つなぎの坑道
スケッチ

1. ガリ鉍 2. 塊状鉍 3. 緑色片岩 4. 緑色片岩・黒色片岩互層

N20°W, 傾斜 SW75° の断層近くにおいては直接鉍床の上盤をなしている。鉍石は, この断層さき(東側)では, 緑色片岩の薄層を 4~5 枚挟んだ塊状鉍 (20cm) となっており, 塊状鉍はさらにそのさきで緑色片岩のなかに黄鉄鉍の鉍染状鉍 (10cm) に移化し, 鉍床最貧化部に移化する。

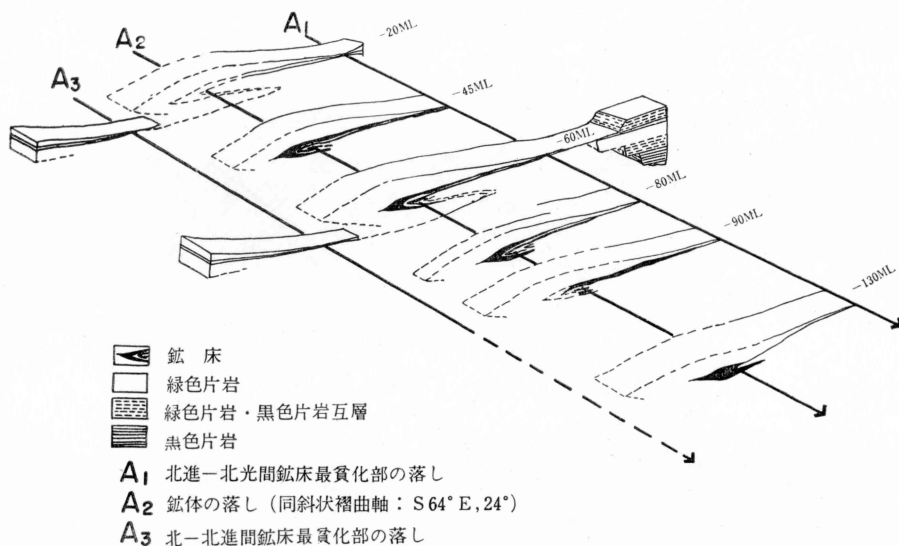
鉍床南端部の形態 鉍床南端部は, 第12図及び第13図に示したように, 芯部から急激に貧化している。例えば, 北進鉍体-130ML 南端では 1cm 以内の鉍染状細脈となっており, また-45ML 南端では 10cm の塊状鉍の上盤側に 15cm のガリ鉍が接近している。その先を-80ML 南端でみると, 塊状鉍の先端から約 5cm 厚のガリ鉍のみとなっている。これら南端部の鉍石は南に向かって細脈化し, 例えば-130ML では, 第12図の左端より数m先で全く消滅してしまう。これは鉍体南端部が同斜状褶曲の頂部に相当しているためと考えられ, 実際の南端部は, 褶曲で繰り返した鉍石の延長に求められるべきものであろう。

2. 北進鉍体の構造

調査結果を総合して, 北進鉍体全体の構造を模式的に示せば第15図の如くである。この模式図では, 北進鉍体各レベルの同斜状褶曲構造が示されているほか, 走向断面における鉍床の厚さの変化, およびつなぎ部分, とくに鉍床最貧化部分との関係が示されている。鉍体の傾斜方向には, 鉍体下部に向かって鉍床の鉍石構成が単純となる傾向も認めることが出来る。

また, 同斜状褶曲の軸部をつらねた鉍体の落しの方向が, 鉍体両側の鉍床最貧化部の落しの方向に一致していること, さらに, 鉍床最貧化部で全く消失する上盤緑色片岩が, 鉍床の富化とともに走向方向に再び厚くなってゆく様子はとくに注目される。

すでに述べたように, 北進鉍体では, L₁₋₃ と開いた褶曲 (第二次褶曲) の褶曲軸方向が



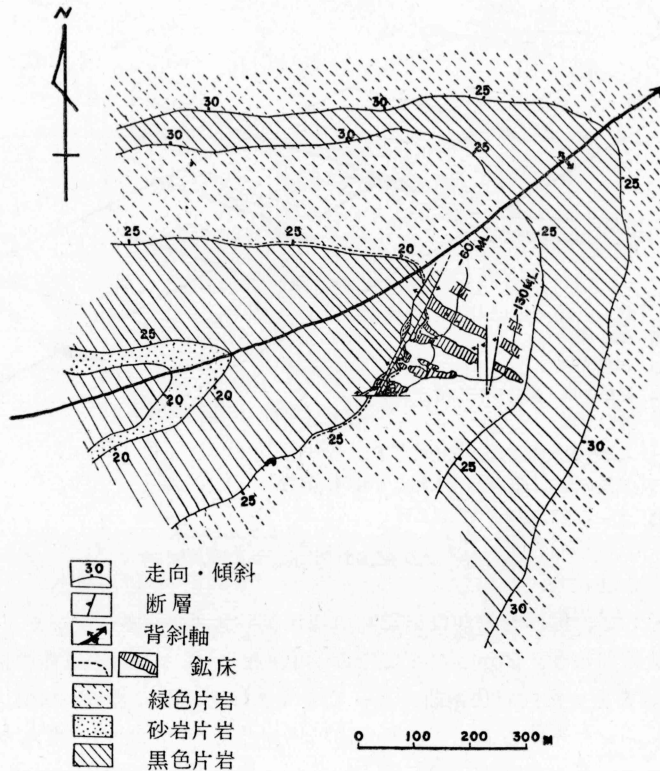
第15図 北進鉱体の構造を示す模式図

一致している。そして、開いた褶曲は第12図の塊状鉄一含スティルプノメレイン緑色片岩が示すように同斜状褶曲のうえにかさなっている（再褶曲）。従って北進鉄体の構造は、まず、 L_{1-3} に斜交する軸をもった同斜状褶曲によって形成され、つぎに著しい線構造 (L_{1-3})に一致する軸をもった開いた褶曲によって、部分的に再褶曲をうけたものと考えられる。

B. 鉄石鉄物および鉄石の構造、組織

野々脇鉄床に産する鉄石を、薄片または研磨片として鏡下に観察すると、黄鉄鉄、黄銅鉄、閃亜鉛鉄、磁硫鉄鉄、スティルプノメレイン、柘榴石、石英、方解石、緑泥石等の鉄物が認められる。これらのうち、黄鉄鉄は鉄床に普遍的にみられ、黄銅鉄、閃亜鉛鉄は主として塊状鉄中に、磁硫鉄鉄は含スティルプノメレイン片岩に密接に伴うほか、ガリ鉄、塊状鉄中にも認められる。磁硫鉄鉄は、稀に黄銅鉄、石英およびわずかの黄鉄鉄、微量の方鉛鉄を伴い塊状をなして産することもある（第12図右端に産するものなど）。柘榴石は含スティルプノメレイン緑色片岩に含まれ、石英、方解石、緑泥石は脈石として普遍的にみられる。また、石英および方解石は含スティルプノメレイン片岩に伴うほか、塊状鉄のブロック状割れ目を充填している。白鉄鉄、方鉛鉄の産出は稀である。

鏡下において、鉄石鉄物の大部分を占めるのは黄鉄鉄であるが、外形、大きさから黄鉄鉄の産状を分けると、(1) 不規則塊状、(2) 不規則粒状、(3) 不規則層状、(4) 微粒散点状～微粒集団状、(5) 円形粒状、(6) 正六面体自形～半自形結晶、等に分けられる。これらの黄鉄鉄のうち、塊状鉄中には、(1)、(2)、(5)、(6)が、ガリ鉄中には、(2)、(6)が、磁硫鉄鉄一含スティルプノメレイン片岩中には、(3)が、黄鉄鉄一含スティルプノメレイン片岩中には、(6)がそれぞれ特徴的に認められる。(4)はスティルプノメレインをわずかに含む緑色片岩中に認められた。



第16図 野々脇鉱床付近の海拔 560M-準 (坑道 OM-LEVEL) 水平断面図

塊状鉱は、黄鉄鉱の間隙を不規則な黄銅鉱、閃亜鉛鉱、磁硫鉄鉱及び脈石で充填した組織をなす。PL. 23, 2 はその一例で、不規則塊状黄鉄鉱および正六面体自形～半自形黄鉄鉱を、主として黄銅鉱が充填した組織が示されている。

塊状鉱中に、ふつう灰色の不規則な縞模様をなして産する閃亜鉛鉱の縞の部分に鏡下に観察すると、例えば PL. 23, 3 では、円みを帯びた黄鉄鉱粒を閃亜鉛鉱およびわずかの磁硫鉄鉱、脈石で充めており、0.2~0.5mm の黄鉄鉱のなかに 0.02~0.05mm の閃亜鉛鉱を包む包有組織が認められる。包有組織の“泡”としては他に黄鉄鉱および石英がある。

塊状鉱と上下盤母岩との境界は鏡下においても明瞭であるが、塊状鉱は盤際で脈石の量を増して一般にやや粗粒となり、0.5mm 程度の不規則粒状ないし正六面体半自形の黄鉄鉱粒を脈石中に散点して、ガリ鉱に近似した組織をなす。富鉱部に於ける塊状鉱の上盤側は、殆んどの場合ガリ鉱となっているので、これは下盤側に多くみとめられるわけであるが、北進鉱体 -90ML 芯部付近の塊状鉱下盤際には、1mm 程度の円形の黄鉄鉱粒が、脈石中で回転したような形跡を示す例がある。

ガリ鉱は、殆んど黄鉄鉱粒と脈石母岩から成り、他にわずかではあるが、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱を伴っている。黄鉄鉱粒は、不規則粒状および正六面体自形ないし半自形結晶

で 0.5mm 程度のもが多く¹⁾、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱は、その多くが黄鉄鉱粒の両側にプレッシャー・シャドウ (Pressure shadow) をなしている。PL. 23, 4 は 0 ML つなぎ部分のガリ鉱中にみられるプレッシャー・シャドウの例で、黄鉄鉱粒の両側に母岩の構造に調和して線方向に伸長する磁硫鉄鉱およびわずかの閃亜鉛鉱が認められる。プレッシャー・シャドウをなす鉱物には他に石英があり、これらのうち、最もよく伸長するのは磁硫鉄鉱で、黄銅鉱の場合は逆に黄鉄鉱粒の両側に付着するようにそっており、石英および閃亜鉛鉱は両者の中間程度の伸びを示すようである。

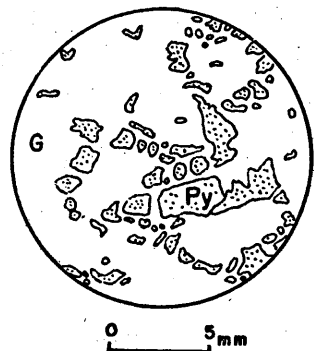
すでに述べたように、黄鉄鉱の外形はガリ鉱中では粒状を呈し、塊状鉱中でも、ときに不規則塊状の部分もあるが、かなりの部分がガリ鉱同様、粒状である。

一方、磁硫鉄鉱一含スティルプノメリン片岩中にみられる黄鉄鉱は、PL. 23, 5 に示すように母岩の層面片理に沿って特異な流動状を呈し、或る場合には、流動状 (または層状) の黄鉄鉱のなかに交代関係の様相を呈して磁硫鉄鉱が胚胎している。このような黄鉄鉱の特異な外形および黄鉄鉱と磁硫鉄鉱の関係は、含スティルプノメリン片岩に密接に伴っている点でも注目に値すると思われる。

なお、黄鉄鉱が機械的な圧碎作用を被ったと考えられる組織は、しばしば鏡下に観察される。

種々の外形をなす黄鉄鉱のうち、不規則塊状および不規則粒状の黄鉄鉱のなかには、鉱物の周期的沈澱を示す同心状組織が見出される。これらの組織は、鉱床の低温生成起源の一つの証左とされているコロフォルム組織 (colloform texture) であると考えられる。PL. 23, 6, PL. 23, 7 はガリ鉱の研磨片から得た同心状組織の例で、写真では、黄鉄鉱と石英の周期的沈澱組織が示されている。PL. 23, 7 の中央および左上の黄鉄鉱粒は、石英と黄鉄鉱からなる同心円状の組織を示しているが、PL. 23, 7 では、かなり直線的な外形をもつ黄鉄鉱の外側に、さらに石英と黄鉄鉱が交互に繰り返した組織をなしている。

一方、広義のコロフォルム組織については PL. 23, 8 および第 17 図に示したものが認められる。PL. 23, 8 の微粒黄鉄鉱は、直径 0.005~0.01mm で散点状ないし集団状をなしており、そのなかには、0.1~0.3mm でやや自形に近づいたものもみられるが、よくみるとこれもやはり微粒の黄鉄鉱の集団からなっている。また、第 17 図は黄鉄鉱の珠数状組織の例で、珠数状の環は 5mm 程度でかなり大きく、他の例では、肉眼で明確に環が認められることもある。黄鉄鉱が微粒団状および珠数状組織をなす部分では、黄鉄鉱と脈石のみからなり、黄銅鉱その他の鉱石鉱物は全く伴わない。これらの組織は、堀越叡 (1959) が大久喜、根太山両鉱床で認められた“微粒団状コロフォルム組織”および“珠数状コロフォルム組織”に非常によく似ており、広義



第17図 含スティルプノメリン緑色片岩中の珠数状組織

1) ガリ鉱については、つなぎ部分のものと富鉱部のものを、黄鉄鉱粒の外形で区別する可能性があるが、ここでは、鉱架状鉱を一括して、ガリ鉱として記載している。

のコロフォルム組織であると考えられる。

V. 要 約

野々脇鉱床が、主要な岩石構造を極めてよく反映している事実から、本鉱床の成因について次の如く推論される。

1. 野々脇鉱床の原形は、層面に平行ないし略平行なシアーによって形成された同斜状褶曲前に既に存在していたと考えられ、原鉱床は、母岩と同生的な堆積起源の可能性が強い。これは次の事実から推論される。① 鉱体は同斜状褶曲構造に参加している。② 鉱床は一定層準に存在する。③ 鉱石にコロフォルム組織が認められる。

2. 各単位鉱体は、同斜状褶曲によって富鉱化されたと考えられる。それは① 各富鉱体の落しは同斜状褶曲軸 B_1 に一致する。② 北進鉱体は明確な同斜状褶曲を示している。③ 北進鉱体の同斜状褶曲構造の軸部を連ねた落しは、各単位鉱体群の落しに一致する。④ 中鉱体—100ML 南端部は、北進鉱体と同様な同斜状褶曲をなしている。

3. 鉱床最貧化部（ビリ鍾）は第一次褶曲期（同斜状褶曲形成期）に形成された各単位鉱体の富鉱部の形成と密接な関係がある。これは次のことから推論される。① 鉱床最貧化部は、各単位鉱体の間に分布している。② 鉱床最貧化部を連ねた落しの方向は、鉱体の落し方向および同斜状褶曲軸 B_1 の方向に一致する。③ 上盤緑色片岩の層厚の規則的变化は、原岩堆積時に原因しているとは考え難い。④ 鉱床の富鉱部は、同斜状褶曲構造の軸部ないし頂部に存在し、最貧化部は翼部に相当する。

4. 野々脇鉱床は、さらに $L_{1-2}(B_2)$ ないし $L_{1-3}(B_3)$ に一致する第二次の褶曲運動により部分的に再褶曲運動をうけている。これは次の事実による。① 第二次褶曲構造頂部の線構造は、略 E 方向の L_{1-2} , L_{1-3} である。② 富鉱部および貧鉱部の塊状鉱、ガリ鉱が、両翼のかなり開いた小褶曲構造を形成している。

5. 鉱床はその後の断層運動により変位している。

筆者らが解明できなかった問題は数多いが、今後とくに無点紋帯と点紋帯の構造特性、変成鉱物の顕微鏡的解析等を吟味することにより、野々脇背斜帯における構造運動がより明確に把握されるものとする。

参 考 文 献

- CLOOS, E. (1946): Lineation, a critical review and annotated bibliography. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 18.
- EDWARDS, A. B. (1954): Textures of the ore minerals and their significance.
- DE SITTER, L. U. (1956): Structural geology. *New York*.
- FAIRBAIRN, H.W. (1949): Structural petrology of the deformed rocks. *2nd ed Cambridge, Mass.*
- HARKER, A. (1932): *Metamorphism. London.*
- 秀 敬 (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.
- (1961): 別子白滝地方三波川結晶片岩の地質構造と変成作用, 広島大学地学研究報告, (9), 1~87.
- 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.

- 堀越 淑 (1959) : 大久喜, 根太山両鉱床のコロフォラム黄鉄鉱. 鉱山地質, 9, 82~94.
- 堀越義一 (1940) : 別子型鉱床の形態的研究, 学振第二小委報告 1, 1~23.
- KANEHIRA, K. (1959) : Geology and ore deposits of Chihara mine, Ehime Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Sci. Unia. Tokyo, Sec. II, XI*, pt. III, 308~339.
- 片山舜之助 (1956) : 野々脇鉱山, 渡辺武夫編, 鉱床学の進歩, 富山房, 430~431.
- 小島丈児・秀敬・吉野言生 (1956) : 四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置, 地質雑, 62, 30~45.
- 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., C. 2*, (3), 173~193.
- KOJIMA, G. and HIDE, K. (1958) : Kinematic interpretation of the quartz fabric of triclinic tectonites from Besshi, central Shikoku, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C. 2*, (3), 195~226.
- 小島丈児 (1958) : 三波川変成帯の形成, 北海道地質要報, 66, 24~34.
- 中山 勇 (1960) : 三波川帯の造構造運動と岩石構造, 地研専報, (10).
- 斉藤正次 (1951) : 徳島県野々脇銅硫化鉄鉱山地質鉱床調査報告. 地調月報, 2, (3),
- SANDER, B. (1948) : Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper, I. II. *Wien und Innsbruck*.
- 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.
- 竹田英夫 (1960 a) : 高知県白滝鉱山の地質と鉱床 (I) —とくに本鉱周辺部の地質構造について. 鉱山地質, 10, 85~93.
- (1960 b) : 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.
- 渡辺武男 (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.
- WEISS, L.E. and MCINTYRE (1957) : Structural geometry of Dalradian rocks at Lock Leven, Scottish Highlands. *Jour. Geol.*, 65 (6), 575~602.

中川正男 : 広島大学理学部地質学鉱物学教室
河井武夫 : 建設省中国地方建設局



Pl. XXII

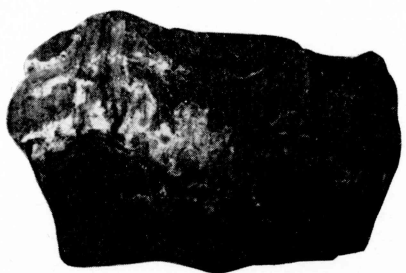
1. 三繩層下部層，最上位の紅簾石石英片岩（点紋）の同斜状小褶曲構造。 × 1
2. 黒色片岩中の小褶曲構造。軸面に平行ないし略平行に *slaty cleavage* が発達。 × 1/3
3. 鉍体上盤の緑色片岩にみられる波状小褶曲と層面片理面に高角度に斜交して発達する微褶曲構造。 × 1/4
4. 緑色片岩中の微褶曲構造 S_3 の顕微鏡写真。白色縞状部は主として石英。 × 3
5. ペーパー状緑色片岩の層面片理面 S_1 上にみられる2種の交叉線構造 L_{1-3} （強いちりめんじわ）と L_{1-4} 。 × 1/3
6. 北進鉍体塊状鉍中の小褶曲構造。黒色部はスティルプノメレンに富む。 × 1/2
7. 縞状ガリ鉍の比較的閉じた小褶曲構造。 × 1/2
8. 縞状ガリ鉍の波状小褶曲。主として黄鉄鉍が局面片理面 S_1 にそって縞状に配列。 × 1/2



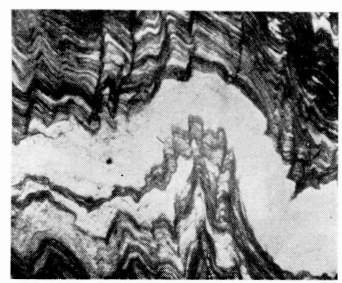
1



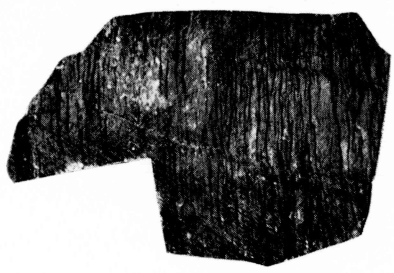
2



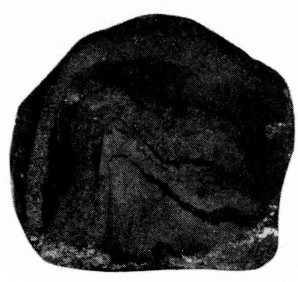
3



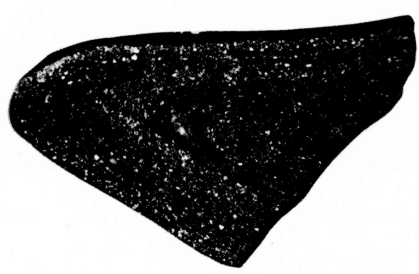
4



5



6



7



8

Pl. XXIII

1. 北進鉄体 -130m 富鉄部の塊状鉄にみられる鉄石内の同斜状褶曲構造。
2. 塊状鉄について一般にみられる組織。不規則状または斑状をなす黒色部は脈。灰色部は閃亜鉛鉄。
3. 塊状鉄についてとくに閃亜鉛鉄に富む縞状の部分にみられる包有組織。黄鉄鉄粒（白色）のなかに閃亜鉛鉄（灰色）が包有されている。
4. ガリ鉄のなかにみられるプレッシャーシャドウ。黄鉄鉄粒の両側に磁硫鉄鉄（灰色）が伸長している。
5. 磁硫鉄鉄を特徴的に伴う含ステイルブノメイン片岩にみられる不規則状黄鉄鉄と磁硫鉄鉄の関係。
- 6.7. ガリ鉄のなかにみられる黄鉄鉄（白色）と脈石（灰色の縞）の同心状組織。
8. 黄鉄鉄の微粒団状組織。暗色部は脈石。

Py : 黄 鉄 鉄。
Cp : 黄 銅 鉄。
Sph : 閃 亜 鉛 鉄。
Po : 磁 硫 鉄 鉄。
G : 脈 石。

