

550.85(084.32)(251.24/.25)[1:50,000] 083

地域地質研究報告

5万分の1図幅

東京(8)第26号

万場地域の地質

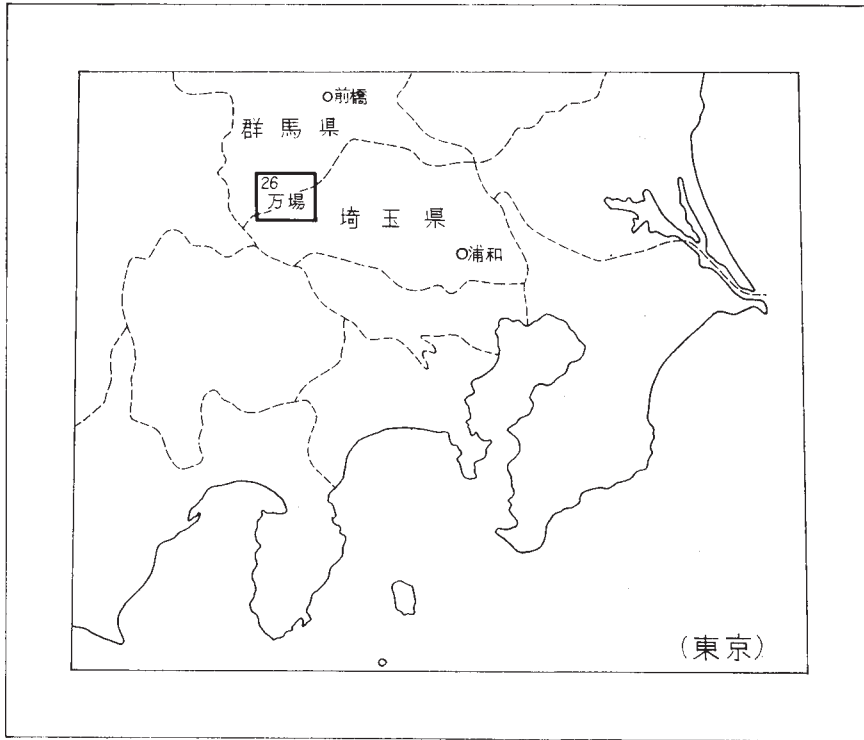
東京大学 大久保雅弘

埼玉大学 堀口万吉

昭和44年

地質調査所

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 地質概説	4
II. 2 古生界（三波川帯）	8
下部層群	8
中部層群	9
上部層群	11
II. 3 古生界（秩父累帯北帯）	12
柏木層群	12
万場層群	14
上吉田層群	14
蛇木屑	16
石灰岩レンズ群	17
II. 4 古生界（秩父累帯南帯）	18
乙父沢層	18
両神層	19
石舟層	20
II. 5 中生界（山中地溝帯白亜系）	20
石堂層	22
瀬林層	23
三山層	25
II. 6 新生界（第三系）	26
牛首峠層	27
千鹿谷層	29
飯田層	30
黒海土層	30
風殿層	31
II. 7 新生界（第四系）	31
II. 7. 1 河岸段丘堆積物	31
II. 7. 2 山腹緩斜面の堆積物	35
II. 7. 3 ローム層	35
II. 8 火成岩類	38
石英閃緑岩	38

玢岩	38
蛇紋岩および滑石	39
II. 9 地質構造	39
II. 9. 1 三波川帯	40
II. 9. 2 秩父累帯	40
II. 9. 3 山中地溝帯	45
III. 応用地質	46
III. 1 秩父鉾山	46
III. 2 その他の地下資源	58
III. 2. 1 滑石鉾床	58
III. 2. 2 マンガン鉾床	58
III. 2. 3 鉾泉	58
III. 2. 4 崩壊地迂り	58
III. 2. 5 庭石	60
参考文献	62
Abstract	1

(昭和42年稿)

地域地質研究報告
5万分の1図幅
東京(8)第26号

万場地域の地質

筆者らを含む研究グループが、関東山地西域の野外調査をはじめたのは、昭和32年夏の石間付近(本図幅地域東隅)の調査がきっかけであった。それ以来、北は三波川帯から南は四万十帯に至る範囲について地質調査を続けてきたものである。

本図幅の地域については、そのかなりの部分が調査済みであったが、最終的には昭和42年内に地質調査所の事業の一部として野外調査を実施し、全域の再検討を行なった。この調査において秋山清則・平野英雄・小勝幸夫・村井武文・渋谷 紘・竹内敏晴・角田史雄の諸氏のご協力を得た。他方、三波川帯と山中地溝帯については、それぞれ村井武文・武井規朔両氏が広域にわたって地質図を作成されていたので、本図幅にはその一部を転載させていただいた。

報告書の執筆は、古生界については大久保雅弘・村井武文、中生界は武井規朔、新生界は堀口万吉、応用地質(秩父鉾山の記載を除く)は村井武文らが分担した。古生界の小構造については小玉喜三郎氏にご援助いただいたことを明記しておく。また、写真撮影については吉羽興一・小林健両氏のご支援を得た。

秩父鉾山の記載は、とくに鉾床部木村正氏に執筆をお願いした。この記載のために、日室鉾業株式会社から種々の資料の提供を受けた。

以上の方々に厚くお礼を申上げる。

I. 地 形

万場図幅地域は関東山地の北部にあり、群馬県南西隅(甘楽郡、藤岡市および多野郡)と埼玉県北西隅(児玉郡および秩父郡)の県境付近に位置している。図幅地域内の地形を大きくみると、古生界からなる山地、中生界の溝状凹地、第三系の盆地および第四系の河岸段丘などに分けることができる。

古生界の山地は、図幅地域内の南西側において、標高1723mの両神山、1505mの天丸山などがあり、急峻な山形として壮年期前期の地形を呈している。ここは秩父多摩国立公園の一角でもある。北側においては、赤久縄山あかくな(1522m)、西御荷鉾山(1286m)、東御荷鉾山(1246m)および雨降山(1012m)などが突出しているほかは、一般に1000m以下の標高をもち、比較的緩い地形であって、壮年期後期の地形を呈している。

個々の山形をみると、構成岩の種類がその容相を左右していることが目につく。たとえば、チャート

の厚層で占められている両神山・天丸山などの鋭角的な山容（第1図），石灰岩からなる叶山・二子山の奇峰（第2図）などがその好例である。



第1図 両神山（1723.5m）. 岩峯は古生層チャート，手前の山腹は山中地溝帯の白亜系



第2図 二子山（1165.6m），股峠をはさんで左が西岳，右が東岳とともに石灰岩で構成されている



第3図 二子山東岳よりみみた山中部溝帯，左端の山は白石山（石灰岩），中央から右手の連景は天目山・三峯山・霧波山など奥秩父の連峰である。

図幅地域内を乙父^{おつち}から東へ、志賀坂峠^{おがの}をへて小鹿野近くまで、ほぼ東西に横断している山中地溝帯は地形的にもきわめて明瞭であって、古生界の山地の中に溝状の凹地部を形造っている。この地溝帯は、東端部が開けて秩父盆地となる（第3図）。

水系は、図幅地域の北西部に磐戸川・鮎川―鐺川水系、中央部は神流川^{かんな}・三波川―利根川水系、そして南部は吉田川・河原沢川^{すずき}・薄川・小森川・神流川―荒川水系に分かれている。大きくみて、荒川水系と利根川水系の分水界は、ほぼ県境に一致している。

各河川には河岸段丘が発達しているが、もっとも古いものは現河床との比高約130m、中位のものは比高30～60m付近にあり、これらにはそれぞれロームが堆積している。下位の段丘は、主要河川ぞいに比高10～20m付近の高さに広く発達しており、ここには主要道路が走り、また人家が密集している。

なお、ローム層の発達についていえば、山岳部において緩傾斜面にロームが残存している場合が少なくない。たとえば、日野牧場付近、西御荷鉢山の南斜面、萱ノ平などが好例である。

特異な地形としては、神流川中流域の地回り地形がある。とくに、三波川帯においては坂原付近とその下流域において顕著である。

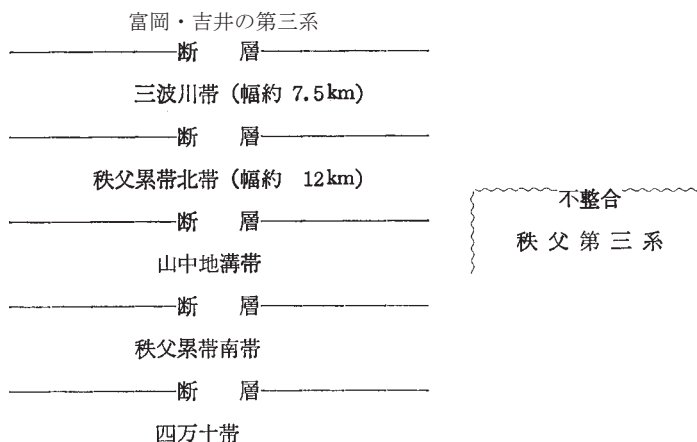
以上のような図幅内の地形を鳥瞰図で示すと第4図のとおりである。

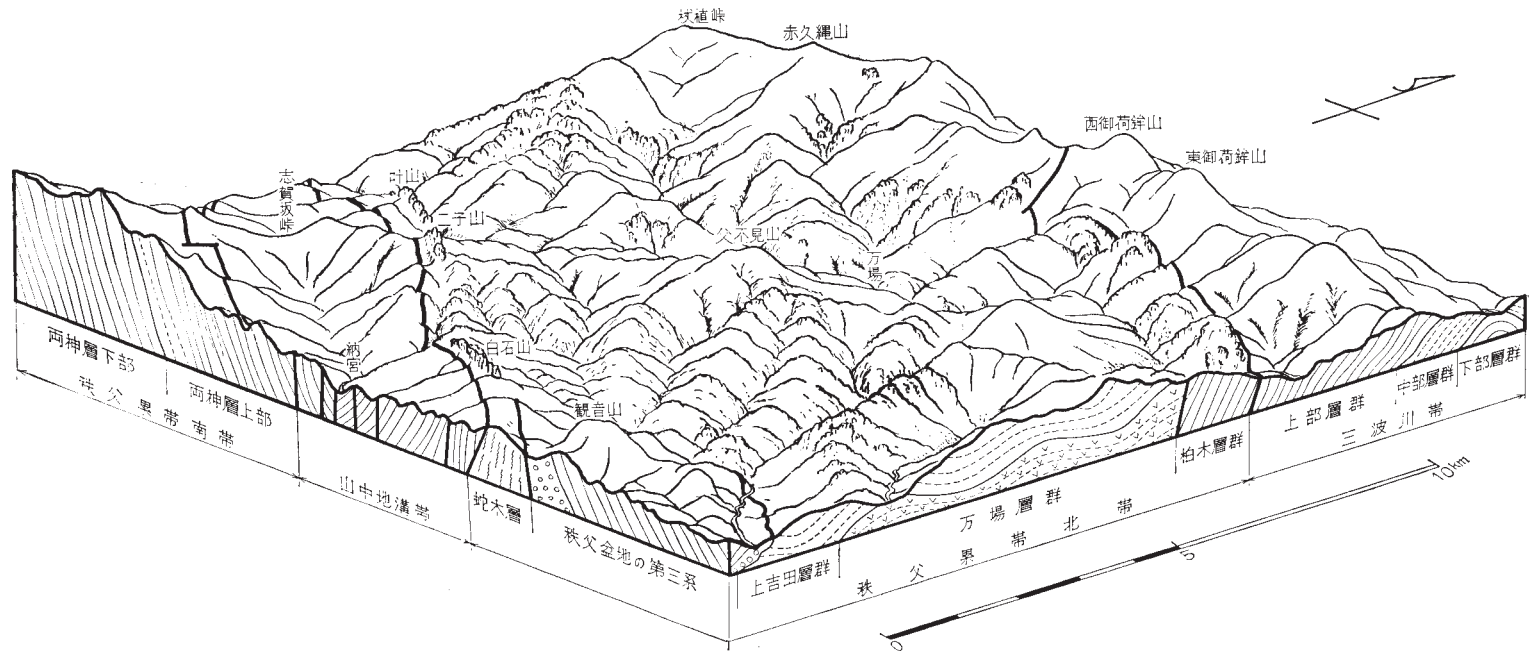
本図幅地域内の交通としては、鉄道はなく、すべてバス路線である。神流川沿いの十石峠街道には、藤岡・鬼石からバスが入っている。吉田川沿いでは長沢まで、河原沢川では志賀坂峠まで、薄川では浦島口まで、それぞれ小鹿野からバスがある。また、中津川・秩父鉾山へは三峯口よりバスが入っている。

II. 地 質

II. 1 地 質 概 説

一般に関東山地と呼ばれている域地の西半部は、第5図（巻末袋）に示したような地層の分布をもっている。これを北から南へ列記すると下記のとおりである。





第4図 図幅地域の鳥瞰図

三波川帯は、秩父累帯北帯とともに緩傾斜の褶曲構造を示している。そのため、図幅地域内では結晶片岩系の下部の露出はきわめて限られている。

秩父累帯北帯および山中部溝帯、すなわち本図幅地域の主部についてはあとで述べる。

秩父累帯南帯の古生層は、層相上5帯に区分できる。

第1帯：輝緑凝灰岩を主とし、チャートの薄層や連続性のよい石灰岩を挟む。地層は垂直に近い。

第2帯：砂岩を主とする粘板岩との厚い互層であって、チャートをしばしば挟む。まれに石灰岩や輝緑凝灰岩を含む。第1帯とは断層関係にあり、第3帯の上位に重なる。

第3帯：ほとんどチャートより構成されており、粘板岩と砂岩を挟む。これらの量比は走向方向にかなり変化する。

第4帯：砂岩がちの地層で、石灰岩の大小のレンズをかなり含んでいる。化石には石炭紀後期の紡錘虫が発見されている。

第5帯：粘板岩と砂岩の厚い互層よりなり、全体としてかなり擾乱を受けていて、石灰レンズを多少含む。

本図幅地域では、第1帯を乙父沢層、第2帯と第3帯を両神層、第4帯を石舟層と名づけた。

四万十帯は、秩父帯と断層によって境され、奥秩父の山岳地域を広く占めている。本帯の地層群を層相上4帯に区分する。

第1帯：珪質および泥質の千枚岩よりなり全体として片理の発達が顕著である。

第2帯：砂岩および粘板岩の厚い互層よりなる。

第3帯：粘板岩を主とするが、輝緑凝灰岩や石灰岩を含む。石灰岩からは、ジュラ紀後期ないし白亜紀初期を指示する厚歯二枚貝や層孔虫などを産出する。

第4帯：砂岩と粘板岩の互層であるが、第2帯のそれに較べて頗互層が多い。

第5図において、妙法岳から雲取山に走る南北方向の断層によって四万十帯は大きく断たれているが、それより東側の地域については調査が不十分なので説明は省略する。

これらの中・古生界の基盤岩類の上に秩父盆地の第三系がのっている。これは下部中新統に属し、通常、上下の2層群に大別されるが、その境界は、第5図に図示したとおりである。

このような地質のなかで、三波川帯の南部から、秩父累帯南帯の中部までが本図幅地域に含まれる。

図幅地域内でもっとも分布面積の広いのは古生層であり、そのなかでもほとんどが二畳系である。古生層は、山中部溝帯を隔てて北側と南側を占めているが、西南日本外帯の構造区分に従えば、北側の神流川流域の古生層は秩父累帯北帯に属し、南側のそれは秩父累帯南帯に相当する。当地域においては、秩父累帯中帯は存在しないものとする。

秩父累帯北帯の古生層の北側、すなわち本図幅地域の北東隅は三波川帯が占めている。あらためていうまでもなく、小藤文治郎^{38・39}・大塚専一⁵⁶らの研究以来、この三波川帯は群馬県多野郡三波川村を中心として発達している模式地であり、また、神流川流域の古生層は、いわゆる秩父古生層の模式地でもある。これらの基盤岩類の上に、山中部溝帯の白亜系および秩父盆地の第三系がのっている。これらの地質系統を要約すると第1表のようになる。

三波川帯の結晶片岩は、全層厚約2600mのうち、本図幅地域ではおもに中位および上位の地層群が

第1表 図幅内の地質系統一覧表

		三波川帯	秩父帯北帯	秩父帯南帯	地質現象
新 生 代	第四紀		(神流川流域) 段丘堆積物 { 新羽段丘 石神段丘 生利段丘	(赤平川流域) 小鹿野段丘 大波見段丘	西方諸火山の噴出物降下
	鮮 新第三紀				全般的隆起
	中新世 古第三紀		秩父盆地の第三系 { 風殿層 黒海土層 飯田層 千鹿谷層 牛首峠層		石英閃緑岩貫入 関東山地のブロック化
中生代	白亜紀		山中地溝帯 { 三山層 瀬林層 石堂層		本州地向斜の隆起と分化
					三波川変成作用
古 生 代	二疊紀	? ↑ 結晶片岩 ↓ ?	上吉田層群 万場層群 柏木層群 ?	白石山・叶山・二子山石灰岩	海底火山活動
	石炭紀			乙父沢層 両神層 ?	

みられ、地質構造からいえば、三波川沿いの背斜軸から以南に相当する。三波川帯と秩父累帯（北帯）との接合関係は断層である。

秩父累帯北帯の古生層は、下位より柏木層群、万場層群および上吉田層群に3分され、全層厚2800m以上の累層である。層相的には、柏木層群は珪質岩相、万場層群は火山砕屑岩相、上吉田層群は砂質・泥質および珪質岩相で代表され、地質構造上は緩やかな褶曲構造、すなわちドーム・ベーズン構造が特徴的である。化石は、万場層群上部の石灰岩および上吉田層群中の石灰岩より、二疊紀前期ないし中期を指示する紡錘虫が発見されている。

これに対して秩父累帯南帯の古生層には、泥質・砂質および珪質岩相が発達しており、石灰岩はきわめて散在的な存在であり、火山砕屑岩相はごくまれである。また、地質構造も一見して単調な単斜構造を示しているため、北帯の古生層とは全く対照的である。

秩父累帯北帯の南縁部、すなわち山中地溝帯に近接する付近に、北帯主部のドーム・ベーズンとは異

なった単斜構造の部分がある。これを蛇木層と名づけておくが、本層は砂・泥質の厚い互層であり、かつ、破碎ないし擾乱のうけ方が著しいものである。そして、蛇木層と北帯主部の地層群との境界線に沿って、巨大な石灰岩レンズが挟まれており、西から、叶山・二子山・白石山の岩峯をつくっている。いずれも紡錘虫化石を多産する。

以上の古生層の一般的な配列方向とわずかに斜交して、山中地溝帯がN70° W方向に延びているが、これを占める中生層は白亜系の下部統および上部統の一部である。下部統（石堂層・瀬林層）の層相は基底礫岩にはじまり砂岩・頁岩の互層よりなる累層であって、層厚は約1000mである。上部統（三山層）は下部統に対して平行不整合関係にあるが、層相は基底礫岩から砂泥互層に続く。礫岩の礫種についていえば、下部統の基底礫岩には堆積岩が多く、火成岩としては花崗岩礫が少量であるにすぎないのに対して、上部統の基底礫岩は多種多様の礫種をもっている点が大きな違いである。地質構造は、古生層とは全く異なり、一般的な地層の配列方向に平行な褶曲軸をもつ複向斜構造である。

秩父盆地の第三系は、図幅地域の南東隅において、古生界と中生界を不整合に覆っているが、ここは第三系最下部の代表的な発達地である。その地質時代については、大部分は中新統下部に属するが、最下部の一部には漸新統上部が含まれている可能性があるとして一般にいわれている。

第四系は、秩父盆地中央部に多摩ローム相当層が堆積しているが、図幅地域では、下末書ローム以後の堆積物が一部の段丘あるいは山岳地の平坦ないし緩傾斜部に残存している。

火成岩では、秩父帯南帯に貫入している石英閃緑岩が最も目立った岩体であって、その周縁部の接触鉱床として秩父鉱山が著名である。また岩脈は、図幅地域内の西半部にみられるだけである。

以下、本章では層序を中心に記述し、地質構造に関しては次章で述べることにする。

II. 2 古生界（三波川帯）

三波川帯の結晶片岩系は、層相により3層群に区別できる。そのうち本図幅地域内では、下部層群の最上部のみが三波川沿いに露出しているほかは、すべて中部および上部層群である。全体を三波川層群とよぶ。

下部層群

三波川の中流域（犬塚付近）に露出している本層群は、点紋緑色片岩・点紋石英片岩で代表され、層厚はわずか180mにすぎない。

点紋緑色片岩 片理のよく発達した緑色の結晶片岩であって、ときに、緑簾石の密集した黄緑色の縞や方解石の白い縞がみられる。点紋は白色で、粒径・量ともに片理面によって不均一な分布を示す。鉱物組成は、緑簾石・緑泥石・陽起石・方解石のほか、チタン石などを含む。また、石英・白雲母・ざくろ石などを単独または相伴って含む。これらのなかで、陽起石は細粒であるが、多くの場合、短冊形の自形を呈している。チタン石・緑簾石の自形を示して大形に成長することがある。曹長石の斑状変晶中には、緑簾石・石英・針状陽起石その他の包有物を含んでいる。

点紋石英片岩 白色ないし灰黒色あるいは緑色を呈し、ほとんど石英からなる。片理の発達はあまりよくないが、微褶曲による線構造がよく発達する。点紋は散在することが多く、全くみられないときも

あるが粒径は大きい。鏡下においてもほとんど石英で占められ、きわめて少量の白雲母が散在する。その他、緑泥石・緑簾石・方解石・ざくろ石・脆雲母・燐灰石・電気石などが含まれる。とりわけ、ざくろ石はかなり普遍的に認められる。黒色片岩との間には、種々な程度の中間的な石英片岩があるが、ここでは、石英以外の鉱物がきわめて少なく、石墨をほとんど含まないものを石英片岩とした。原岩はチャートと考えられる。なお、特徴的な岩種として、紅簾片岩が発達することがある。



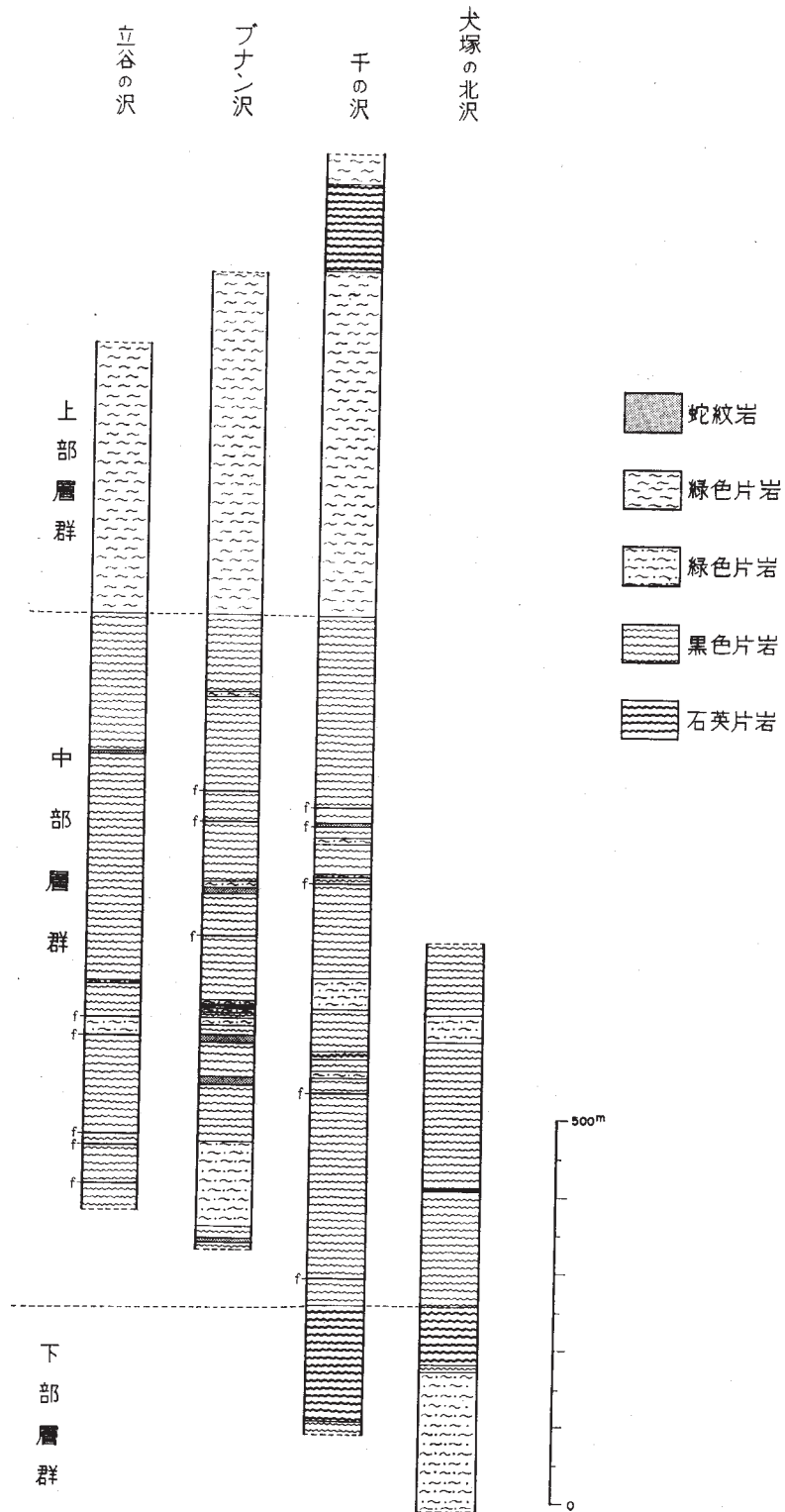
第 6 図 三波川中の点紋緑色片岩（犬塚付近）



第 7 図 三波川の谷筋，右手山腹の露頭は点紋緑色片岩（犬塚付近）

中 部 層 群

本層群は、上部層群に較べて片理の発達が顕著であり、構成鉱物の粒度も大きく、また鉱物組合せもやや異なっている。全層にわたり点紋をもっている。岩種としては、点紋黒色片岩を主とし、少量の点紋石英片岩・砂質片岩・石英片岩および緑色片岩などを含んでいる。これらの結晶片岩にあつては、再結晶作用が完全に進んでいて、原岩の組織はほとんど残されていない。



第8図 三波川層群柱状図

点紋黒色片岩 中部層群中もっとも分布が広い岩種であって、石墨を含み、片理面の発達が顕著である。微褶曲を示すことも多い。構成鉱物は、石英・曹長石・白雲母・石墨のほか、チタン石などが含まれ、そのほかに、しばしば、緑泥石・緑簾石・方解石などもみられるが量的には一定しない。石墨を欠くものでは線色を呈することもあるが、泥質岩起源のものとして本岩種に含める。蛇紋岩に接する黒色片岩は、緑泥石を多量に含み、光沢のある外観を呈する。中部層群下半部の本岩種の中には、ざくろ石が含まれることも多く、また、電気石・燐灰石・脆雲母などもまれではない。曹長石点紋は径5mm以下の大きさで散在し、黒色を呈する。風化した黒色片岩では、脱色されて白雲母が日立ってくるが、酸化鉄で汚染されて淡褐色を示すことがある。点紋中の包有物としては、石英・緑簾石・石墨などが多い。本岩の構成鉱物中の白雲母をはじめ多くの鉱物が波動消光を示すのに対して、曹長石点紋は波動消光を示さず、あるいはその程度が微弱であることが多い。これは、包有物の種類が多いこととともに、点紋の形成が変成末期であることの証拠でもある。

砂質片岩 外見上、石英片岩ににているが、曹長石の量がかなり多く、粒状の外観を呈する珪質岩である。曹長石が多いという以外は、鉱物組成は石英片岩とほぼ同じである。ただし、副成分鉱物の量は石英片岩よりもやや多く、また石墨も含まれている。本岩種は、薄層ではあるが断続して、中部層群の上限近くに介在している。

本層群中に少量含まれる点紋緑色片岩および点紋石英片岩は、下部層群のそれらとほとんど同じ岩質である。ただし中部層群の上限近くに、点紋の密度の高い、粟おこし状の点紋緑色片岩の薄層があるが、これは連続性がよく、鍵層ともなるものである。

なお、きわめてわずかであるが、中部層群の上限近くに石灰質片岩がみられる。これは点紋緑色片岩または点紋黒色片岩に移過し、数cm～数10cmの厚さで、中心部はすべて方解石である。

上部層群

下部および中部層群とは対照的に、一般に片理面の発達が弱く、かつ、粒子が細かい。再結晶作用が弱く、残存鉱物もまれでなく、残存組織も観察されることがある。岩種としては、次のものが上部層群に含まれる。

黒色片岩 片理面の発達がよく、点紋を欠くほかは点紋黒色片岩と同じである。ただし、微褶曲が著しく発達する場合がよくみうけられる。構成鉱物としては、石英・曹長石・白雲母・絹雲母・石墨・緑泥石・緑簾石・脆雲母・方解石などがみられる。ざくろ石は全くみられない。いずれも、中・下部層群の岩種に較べて細粒である。

いわゆる緑色片岩は、上部層群の大半を占めており、御荷鉾緑色岩と呼ばれているものに相当するが、岩種としては、細粒緑色片岩・集塊緑色片岩・溶岩質緑色片岩・角閃岩などが含まれている。

細粒緑色片岩 構成鉱物として、緑泥石・緑簾石・陽起石・曹長石・チタン石・普通輝石・方解石・脆雲母・絹雲母などが含まれる。いずれもきわめて細粒であって、ほぼ平行に配列する。また、藍閃石を含む緑色片岩も数地点で認められる。

集塊緑色片岩 径数mmから数cmの楕円体に近い礫状物をもつ緑色片岩であって、図幅地域内では鮎川上流部その他に分布する。鏡下の観察では、基質は前記の細粒緑色片岩とほとんど変わらず、また、礫状物も鉱物の平行配列を欠くほかは同じである。方解石脈がよく発達する。

熔岩質緑色片岩 前2者よりも塊状に近く、棒状に割れやすい。全体に濃緑色であるが、一段と濃い緑色の輝石が、ときに2~3mmに達し、斑状を呈する。鏡下においては、一般に輝石のレリクトが大きく、周囲から陽起石化し、さらに緑泥石化する。また、ときに斜長石の自形に近いものがソシユール化したまま残っていて、輝石とともにオフィティック組織を示したり、あるいは杏仁状構造を残してそのなかで緑泥石・緑簾石・曹長石・石英などで埋められているものもある。本岩種は、西御荷鉾山山頂付近にみられるもので、玄武岩質熔岩に由来するものと考えられる。一部に、かなり粗粒の部分があり、変斑岩ともいえる露頭（鮎川ぞいの会場西南方2km地点、および西御荷鉾山頂付近など）がみられるが、岩体は小規模であり、周辺に向かって細粒に移化しているので、地質図上ではとくに区別しなかった。

角閃石岩 ^{なな}名無村より南に入る鮎川の支流（栃木沢）の東の支沢曲点付近に、淡緑色等粒状の角閃石岩が露出する。中心部では数mmの半自形を示す普通角閃岩のみからなり、ほとんど方向性が認められず、塊状岩である。周辺部では繊維状の陽起石に変質し、さらに緑泥石化する。そしてついには陽起石と緑泥石のみからなるやや片状の岩石となる。同様な起源をもっと思われる陽起石緑泥石片岩は鮎川本流その他にもみられる。

II. 3 古生界（秩父累帯北帯）

三波川帯と山中地溝帯の間を秩父帯北帯とするが、ここでは主部を占める層群と、その南縁沿いの地層群とに大別できる。前者は、層相により、下位より柏木層群・万場層群、および上吉田層群に区分できる。後者は、山中地溝帯の北側に接して分布する蛇木層と石灰岩レンズ群である。

柏木層群

珪質の淡緑色準片岩を主とし、黒色準片岩・チャートおよび珪岩からなる層群である。下限は断層でたたれているが、上限は、万場層群の塊状輝緑凝灰岩層または黒色粘板岩層の下底をもって境とする。層厚は約600mである。

神流川沿いでは、坂原から柏木付近までの間に、本層群の連続露出をみることができ、本層群は秩父系の下位層であるために、本地域内では、背斜構造の軸部ないしドーム構造の中心部に露出する場合がある。

本層群は一般に、下位にチャートないし珪岩、中位に緑色準片岩、そして上位に黒色準片岩が優勢である。下位には結晶質石灰岩層（層厚2~30m）が挟在することもあり、また最上部には粘板岩と砂岩の頻互層およびそれらに由来する偽礫が発達している場合もある（これについては第3章地質構造の項で述べる）。

珪岩は、露出においては塊状であり、一見、チャートに似ているが、鏡下では明らかに砂岩の組織を残している。準片岩は、きわめて樽離性に富み、片理面に平行に、mm単位の石英脈が発達していることが多く、また、線構造も明瞭である。緑色準片岩は、アジノール板岩とか珪質板岩とも呼ばれたものであり、鏡下においては無点紋石英片岩に類似しているが、再結晶の程度がはるかに低い。

本層群の上限にみられる偽礫は、片状の黒色粘板岩中に、角礫状の砂岩片がもみこまれたものであつ



第9図 神流川筋の景観，大部分は秩父帯北帯の古生層，右手の山は西御荷鉾山（土坂峠北斜面より望む）

て、それ以外の岩種を含まない。この層相は、万場町小平の神流川河床の露頭においてもっともよく観察される。

柏木層群は、全体として片状であり、上位の万場層群とのあいだには、この偽礫部の上限をもって、差動運動の影響がはっきり異なっているのである。

本層群からは明確な化石が発見できなかったが、二畳紀早期ごろと考えられる。

万場層群

いわゆるシャーlustainを主体とする累層であるが、黒色粘板岩、およびまれに硬砂岩を挟在することもある。下底はやや塊状の輝緑凝灰岩層をもって下位の柏木層群と接し、上限は凝灰質粘板岩と黒色粘板岩の互層の終末、または、上吉田層群のチャート・硬砂岩互層の出現をもって境とし、いずれも整合である。本層群の中位から上位には、石灰岩層の発達することが多い。層厚は600～1100mである。

本層群の分布はきわめて広いが、万場町西方の神流川沿い、および万場町から南方の父不見山に至るあいだにおいて典型的な層序が観察される。そのほか、各ドームの枕部にも露出する。

本層群を構成する、シャーlustain・黒色粘板岩および硬砂岩・チャートなどは、ふつうは10m以上の大きな単位の互層であり、各層相の比率は場所によってかなり異なっている（第10図参照）。また、本層群を構成する地層には、微弱ではあるが線構造が認められることもある。

シャーlustainには、塊状でやや粗粒の凝灰岩層・集塊岩層、および細粒の粘板岩質凝灰岩層などが含まれる。層位的には、前二者は下位に、後者は上位において顕著である。角礫質ないし集塊岩状の場合には、杏仁状構造を呈することが多い。

石灰岩は、本層群の上位に、層状ないしレンズ状で挟在しており、凝灰岩層との境界付近では、拳大ぐらいの団塊状を呈することが多い。

化石は乏しいが、次の3種の紡錘虫を産出する；*Pseudofusulina* sp., *Neoschuagerina nipponica*, *N. margaritae*。したがって、万場層群の年代は二畳紀早期より中期にわたるものである。

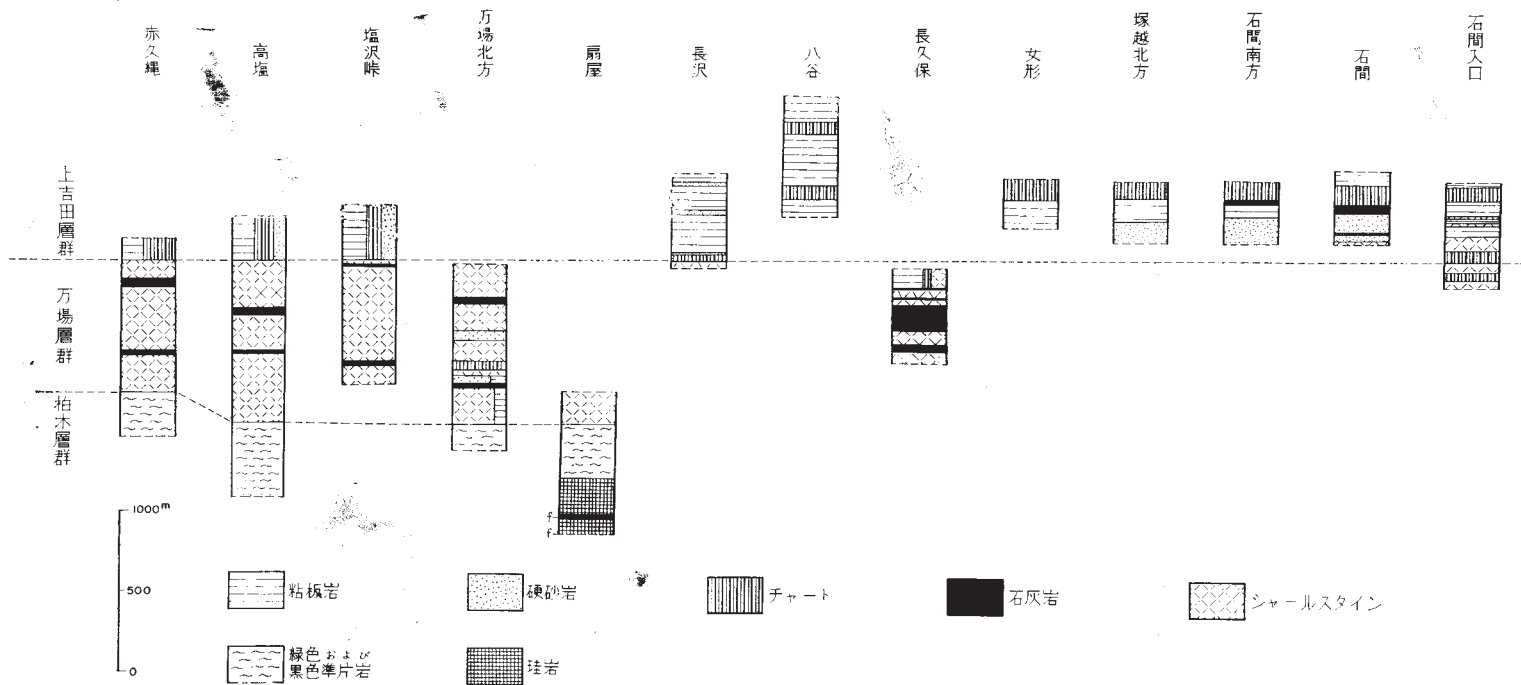
上吉田層群

硬砂岩の発達が特徴的で、粘板岩およびチャートとともに、数m～数10m単位の互層をなす累層である。下底は、このような互層部の下限、または、万場層群上位の凝灰質粘板岩層の上限をもって境とする。上限は、侵食のため不明である。層厚は1050m以上。

本層群は、吉田町上吉田および倉尾に広く発達するが、万場町北西方の千軒山および桐ノ城山付近にも露出している。すなわち、向斜部ないしベーズン構造部を占めていることになる。

本層群を構成する各地層は、地域的な消長がはげしいが、全般的にみると、神流川から北では硬砂岩は比較的少なく、また、細粒の硬砂岩であり、チャートが多いが、逆に南では硬砂岩の発達が著しい。そして全層を通じて、線構造の発達はほとんど認められない。

硬砂岩は、肉眼的には黒色粘板岩の大小の角片を含む珪質砂岩であるが、次の2つの型が識別される。一つは、外見上チャートに近く、チャートの微小碎片のあいだを苦土質のフィルム、または粘板岩片が埋めており、石英粒や長石粒の少ない型である。他の一つは、外見上明らかな砂岩であって、粘板岩片や苦土質の部分が多く、チャートの碎片をほとんど含まず、その代りに、石英粒が非常に多く、また斜長石片もかなり多く含まれているものである。検鏡すれば、このように両者は、かなり異なった型



第10図 古生層（秩父帯北帯）柱状図

ではあるが、露出においては互いに移化している。また、われわれは、歩測図作成の過程でチャート相と硬砂岩相が、相互に移化し合うのではないかと考えたが、これを実証できる露出はなかった。そして後者の型の場合には、粘板岩片の大きさも、長さ1mぐらい、巾0.5mほどのものまで、入り乱れているが、このような粗粒部は、南の方になるほど顕著である。

チャートは、いわゆる千枚珪岩であって、塊状の場合はほとんどない。本層群の比較的下位のチャート層には、しばしばマンガン鉱床が胚胎している。たとえば、現在はほとんど稼行されていないが、万場町西北、塩沢部落奥の御荷鉾鉱山についてみると、マンガン鉱床は、上吉田層群下位のチャート層の下底より約10m上の層準に限られているようである。

石灰岩は、薄層かつレンズ状で介在しているが、ほかに、大小の団塊となって硬砂岩や粘板岩中に、かなり密集していることが少なくない。これらの石灰岩にはしばしば化石が発見されるが、団塊状のものの中には、岩質と化石種の点で、誘導化石と思われるものもある。石灰岩より産出するおもな化石はつぎのとおりである； *Parafusulina kaerimizuensis*, *Neoschwagerina margaritae*, *Yabeina katoi*, *Y. globosa*, *Y. shiraiwensis*, *Wentzelella ps.*, このほか、*Pseudoschwagerina*, *Pseudodorlodotia*などが発見されたが、いずれも誘導化石と考える。また、本層群上位の黒色粘板岩には、多毛類や腹足類のものと思われる、はい痕が残されている。本層群の年代は二畳紀中期ないし後期である。

以上が秩父累帯北帯の主部を構成している地層であるが、北帯の南縁、すなわち山中地溝帯に接する狭長な部分を特異な地層が占めている。以下、これについて述べる。

蛇 木 層

山中地溝帯の北側に接して分布し、砂岩を主体としこれに黒色粘板岩を挟む地層である。分布の幅は約1~2kmであって、地層は急傾斜で、著しくもめており、正逆の判定も困難である。かつて筆者ら



第 11 図 二子山東岳より西方を望む、中央の岩峯は二子山西岳、その左下の

はこれを一つの構造単位とみなして、南縁ぞいの破碎帯として記述したことがあるが（文献¹⁰ 参照），ここでは一つの地層として蛇木層と命名しておく。

本層がもっともよく観察される路線は、神流川すじでは蛇木付近，および神ヶ原から南方に、^{三津川}三津川に沿って瀬林に至るあいだである。蛇木付近では、厚い砂岩層の中に黒色粘板岩が挟存しているがときに、断層運動による偽礫を生じていることがある。三津川に沿っては、叶山石灰岩の露頭から南に、砂岩と黒色粘板岩を主とする累層が発達しており、どの露頭でみても、断層によってはげしくもめている。断層は、N30～60°W方向が優勢であるが、これに引きずられた、2次的な裂開面の発達も著しい。化石は未発見である。

石灰岩レンズ群

山中部溝帯に面して、叶山・二子山および白石山などの、石灰岩の山があり、紡錘虫の産地として注目されてきたところであって、藤本治義^{14・15} および秩父団研グループ^{10・11} らの報文がある。これらの石灰岩は、現在は独立した巨大なレンズであるが、元来は一連の石灰岩相として堆積したものであろう。地質構造の上では、秩父累滞北帯の主部と、蛇木層の間に挟在しており、断層運動によって滑動した岩体であると考えられる。

^{かのうざん}叶山石灰岩

神ヶ原の対岸にある^{たじころざん}立処山から叶山にわたり、延長約4.1km，最大の巾約0.5kmの広さで露出している。岩体の北側は、南西に50°ないし80°傾斜する断層をもって、万場層群の輝緑凝灰岩と接するが南側は、岩体の東端で垂直の断層崖がみられるほかに露出はなかった。

本石灰岩は白色ないし灰白色を呈し、層理は判定しがたい。化石は採集が不十分であるが、*Pseudo-*



鞍部は志賀坂峠（山中部溝帯），右手の緩傾斜の山地は秩父帯北帯

*fusulina vulgaris*が最も多く、ほかに*Triticites kagaharensis*も産する。また、一部に*Neoschwagerina margaritae*を含む暗灰色石灰岩があり、 $N70^{\circ}W$ 方向の断層をもって挟みこまれている。本石灰岩の年代は、二畳紀早期および中期に属する。

二子山石灰岩

標高1165m(西岳)の三角点を中心に $N55^{\circ}W$ 方向に露出しており、延長は約1400m、巾は両端で50mないし20mぐらいに狭くなるが、最大の中は約250mである。この岩体の南側では、垂直の断層崖が観察されるが、北側では境界付近の露出が著しくわるい。

層相と化石についていえば、岩体の大部分(西岳と東岳の西半部)は、やや灰褐色を帯びた石灰岩であり、しばしば魚卵状構造がみられる。割れ方は、細かく角張っている。石灰岩の層理はきわめて明確であるが、魚卵状構造の配列は $N55^{\circ}W$ の走向で、傾斜は垂直ないし南に 85° ぐらいである。ここには第2表のような紡錘虫のほか巻貝・サンゴなどを産出するが、いずれも量は少ない。

これに反して岩体の東部(東岳の東半部)では、灰白色の石灰岩で構成されており、化石とくに紡錘虫が豊富である。化石種は第2表のとおりであるが、ここにあげた各化石帯の境界は、クラックや草付きのために確認できなかった。本石灰岩の年代は、石炭紀後期および二畳紀早期に属する。

白石山石灰岩

叶山・二子山の東方延長上に位置し、かつ、その一般方向とやや斜交して、白石山の石灰岩塊はほぼ東西に延びている。延長は約2.3km最大の中は三角点近くで150mほどであって、垂直の断層崖をもって突きだしている。

層相は灰白ないし暗灰色石灰岩であり、層理は不明である。筆者らの調査は、稜線を縦断した程度であって、多くを記述できないが、化石は第2表のように紡錘虫をかなり産出する。年代は、二畳紀早期に属する。

II. 4 古生界(秩父累帯南帯)

秩父累帯南帯の古生層は、図幅の南西隅を占めていて、北帯の地層群とは、層相の上でも、また地質構造の上でも異なっている。すなわち、層相については、輝緑凝灰岩が非常に乏しく、チャートの厚層が顕著であること、地質構造については、大きくみて単斜構造を呈していることが、北帯との違いである。

南帯の古生界を層相により、3層群、すなわち北より、乙父沢層・両神層および石舟層に区分する。

乙父沢層

山中地溝帯の南側に接し、シャルルスタイン・石灰岩および少量のチャートで構成される巾狭い地帯であって、山中地溝帯との境界部には蛇紋岩を伴うことが多い。地層の傾斜はいずれも垂直に近く、山中地溝帯との境界線に対してわずかに斜交した走向をもっている。

本層は、野栗沢以西によく発達し、その巾は約0.5kmであり、本図幅内西部にわずかに露出しているが、野栗沢以东において尖滅している。不二穴石灰岩より*Pseudofusulina* sp.が発見された。

第2表 主要紡錘虫一覽表

	立 処 山	叶 山	白 石 山	二 子 山		
				1*	2*	3*
<i>Fusulinella pseudoboeki</i> (LEE & CHEN)				×		
<i>F. asiatica</i> IGO				×		
<i>Fusulina ichinotaniensis</i> IGO				×		
<i>F. lanceolata</i> (LEE & CHEN)				×		
<i>Quasifusulina longissima</i> (MOELLER)	×				×	×
<i>Schubertella giraudi</i> DEPART		×				
<i>Triticites yayamadakensis</i> KANMERA					×	
<i>T. samaricus</i> RAUSER-CERNOUSSOVA					×	
<i>T. kawanoboriensis</i> FUJIMOTO					×	
<i>T. noinski</i> RAUSER-CERNOUSSOVA					×	
<i>T. ozawai</i> TORIYAMA						×
<i>T. parvulus</i> (SCHELL WIEN)		×				
<i>Pseudoschwagerina orientale</i> FUJIMOTO	×					
<i>P. sp.</i>		×				
<i>Paraschwagerina (Acervoschwagerina) endoi</i> HANZAWA		×				
<i>Rugosofusulina serrata</i> RAUSER-CERNOUSSOVA						×
<i>Pseudofusulina ahlfeldi</i> DUNBAR & NEWELL		×	×			×
<i>P. futagoensis</i> (MS)						×
<i>P. sokensis</i> RAUSER-CERNOUSSOVA						×
<i>P. kumasoana</i> KANMERA	×					
<i>P. santyuensis</i> FUJIMOTO		×				
<i>P. dongvanensis</i> (COLANI)		×				
<i>P. tanoensis</i> FUJIMOTO		×				
<i>P. vulgaris</i> (SCHELLWIEN)		×				
<i>P. krafftii</i> (SCHELLWIEN)			×			
<i>P. fusiformis</i> (SCHELLWIEN)			×			
<i>Misellina claudiae</i> (DEPRAT)			×			
<i>Neoschwagerina margaritae</i> DEPRAT		×				

*1 : *Fusulina-Fusulinella* 帯, *2 : *Triticites* 帯, *3 : *Pseudoschwagerina* 帯

両神層

本層の上部は砂岩を主とし、粘板岩と少量のチャートを交える累層である。層厚約1500m。一般に、層理面はN50~70° W・70~80° NEを示す。層相に変化があって、東にいくほど粘板岩が多くなる傾向がある。本層の下部は、ほとんどチャートで占められており、図幅地域内では天丸山・両神山(第1図)などの奇峰をつくっている。走向はN60~80° W、傾斜70° NEが一般である。乙父沢の奥では東西

方向の軸をもった断片的な背斜構造がみられる。チャートの他に粘板岩・砂岩の薄層を交えるが、東にいくほど後者が多くなってチャートに代る傾向がある。層厚約2000m。本層は、藤本ら（1957）²² が両神層と命名した地層の上部に相当する。

石 舟 層

砂岩を主とするが、粘板岩・チャートの互層を伴い、一般に東西方向の走向をもって北へ急傾斜している。また、石灰岩のレンズを含んでおり、化石をかなり産出する。本層には、藤本ら（1957）²² が石舟層と名づけた地層を含めている。

化石については、同氏らによって次のようなりストが報告されている。

A—B帯：*Fusulina?* sp., *Fusulinella* cfr. *schelluieni*, *F. quasicylindrica*, *Ozauainella* sp., *Sch. ubertella* sp., *Fusulina* cfr. *schellwieni*, *Triticites nakatsugawaensis?*, *Schuberilla* cfr. *irumensis*, *Fusulina* sp.

C帯：*Fusulina* sp., *Staffella* sp., *Triticites(?)* sp., *T. nakatsugawaensis*, *Schubertella* n. sp.

D帯：*Acervoschwagerina* cfr. *endoi*, *Pseudofusulina tchernyschewi*

この化石群の中には、石炭紀後期を指示するものと、二畳紀早期を示すものが含まれているが、両者を含む地層が整合一連であるという証拠はない。本層の分布地域は露出状態がわるく、かつ急峻な山岳地でもあるので、石炭系と二畳系の区分に関しては詳細は不明である。ここでは、藤本らの説に従って上部石炭系として一括しておく。

II. 5 中生界（山中地溝帯白亜系）

本図幅地域内の白亜系の分布は、山中地溝帯に限られ、その北側と南側は断層で古生層と境されて、2～4kmの幅をもってWNW—ESE方向に延びている。そして東端は秩父盆地の第三系に不整合に覆われる。西方は、十石峠図幅内へ連続して分布する。

白亜系は、下位より石堂層（有田統）、瀬林層（宮古統）および三山層（ギリアーク統）の3層に識別される。瀬林層と三山層とは、平行不整合関係にある。これら3層は、北列、中列、および南列に分かれて発達している。各列の発達状態は地域により差があり、乙母—勝山付近を境にして、これより西方では南列の地層が幅広く発達するが、北列の地層は欠如する。また、中列は、東に向って幅が広がる傾向がある。各列は断層で接しており、北列と中列の境界は、勝山付近から東方へ、地溝帯の一般走向に沿って、八幡・野栗・明家・間物・魚尾道・日向北方・大指・半平を通り犬木に至る。中列と南列の境界は、乙父から東方へ、川和南方に続くが、これ以东は急に南列の巾が狭くなり、地溝帯の南限から300m前後北側を通過して浦島に達する。

白亜系の各層は、これら各列において、発達状態、層相、構造などに差が認められる。各層の層相、層厚、分布地域などをまとめて示すと、第3表のようになる。礫岩は中列よりも、北列と南列に発達が良い。一方、中列の地層には、他に較べてグレイディングの発達がよい。

第3表 山中地溝帯白亜系の各列間の比較

年 代	地 層 名	北 列			中 列			南 列		
		層 相	層 厚 (m)	分 布	層 相	層 厚 (m)	分 布	層 相	層 厚 (m)	分 布
秩父盆地第三系 不整合										
ギリアーク世	三山層 上部層	頻互層 基底に砂岩	100 ~200	勝山以東	頁岩 基底に砂岩	50 ~650	全 域	未 確 認		
	三山層 下部層	頻互層 下部に砂岩 基底に礫	100 ~300	新羽以東	頻互層 下部に砂岩 基底に礫	150 ~700	同 上	未 確 認		
不整合										
宮古世	瀬林層	砂岩を主とする	400 以下	大平戸山~ 納宮北方 久月北方	砂岩を主とする (グレイド イング)	150 ~650	同 上	砂岩ないし 礫 岩	100	間物南方以東
有田世	石堂層	微粒砂岩 基底に礫岩	100 ~300	同 上	頁岩~頻互層 下部に石灰質 礫質砂岩	200 ~450	同 上	砂岩ないし 礫 岩	100 ~250	全 域
断 層										
秩父古生層										
地 質 構 造		急傾斜の単斜構造			複向斜構造 (南側ほど褶曲の波長・振巾を減ずる)					

石 堂 層

基底礫岩にはじまり、主として砂質頁岩より構成される地層である。白亜系中最下位の地層で、北列および中列の北縁部、南列の南縁部に分布する。

北列の石堂層は、明家沢および間物沢において好露出が認められる。基底部は、塊状、淡青灰色の礫岩および粗粒砂岩であり、厚さ1m内外の砂質頁岩を挟むことがある。礫岩の礫は、淘汰がわるく、径2～10cmの垂角礫ないし亜円礫よりなる。礫種はチャートが多いが、その他、砂岩・粘板岩・石灰岩などが含まれる。基質は砂岩であるが、最下部付近ではかなり泥質である。厚さは約300m。保存不良な二枚貝化石を含むことがある。

この上には、暗帯紫灰色の微粒砂岩ないし頁岩が重なる。これは、石堂層の特徴となる砂質頁岩であって、風化すると明褐色ないし暗黄色を呈する。塊状の部分、葉理のよく発達する部分、数cm～10数cm単位で砂質部と泥質部が互層をつくる部分などが認められ、垂直方向、水平方向の層相変化がはげしい。しばしば石灰質団塊を含む。一般に、上部および下部に化石を含む部分があり、*Pterotrignia pocilliformis* (YOKOYAMA), *Bakevella haradae* (YABE et NAGAO) などの二枚貝、その他、巻貝、アンモナイトなどを産出する。間物沢では、厚さ1200mある。間物沢付近では、石堂層最上部に、中粒砂岩層が認められる。これは暗灰色で、よく成層し、薄い頁岩を挟む場合と塊状の場合とがある。ときに貝化石を産する。層厚30m。

中列の石堂層は、走向断層による擾乱が著しい。主として、黒色ないし暗紫黒色の頁岩よりなり、1～5cmの砂質層をひんばんに挟む。また10cm前後の単位で、微粒砂岩と規則的な互層を示すこともある。本層の下半部には、石灰質の粗粒砂岩ないし礫岩をかなりひんばんに挟む。粗粒砂岩ないし礫岩層の厚さは、10cm前後のものから、数mに及ぶことがあり、一般に下位のものほど厚くなる傾向がある。粗粒砂岩ないし礫岩層の発達は、地溝帯東端ではとくに著しく、本層下半部全体が粗粒砂岩ないし礫岩層よりなり、ときどき頁岩の薄層を挟むといった状態になっている。礫岩の礫は、直径1cm以下の垂角礫が多いが、最大3cm位に達する。礫種は、チャート・石灰岩が多く、他に砂岩・粘板岩の礫があり、鏡下ではさらに、球顆構造を示す岩石の礫も認められる。礫岩中に*Orbitolina* sp. の他、貝・サンゴ・石灰藻等の破片を多数含む。また、石灰岩礫の中には、*Pseudofusulina* sp., *Neoschwagerina simplex* OZAWAを含んでいるものもある。頁岩中には植物片や生痕（はいあと）が多い。乙母—乙父北方地域で、本層の分布が広がっているが、これは、断層による重複や、褶曲によるものである。

南列の石堂層は、断片的、あるいは露出がわるい場合が少なくないが、野栗沢以西ではかなりよく観察できる。すなわち、礫岩ないし砂岩層、および、砂質頁岩層より構成され、前者は緑灰色の砂岩を主とし、さまざまな厚さの礫岩を伴う地層である。礫岩は、礫径3cm以下の比較的円磨された礫からなる場合が多く、礫種はチャートが多いが、その他に砂岩・石灰岩・粘板岩・緑色岩などの礫も認められる。砂岩中にはときに頁岩を挟み、この中から*Polymesoda radiatostriata* (YABE et NAGAO), *Corbicula sanchuensis* (YABE et NAGAO)などを産する。砂岩中からも、二枚貝などの保存不良の化石をときどき産出する。乙父沢では、砂岩中に不純石灰岩のレンズがあり、この中および付近の地層からは、二枚貝・サンゴ・*Orbitolina* sp.などを産する。厚さは、250mほどである。いわゆる砂質頁岩

層は、北列の場合と同様に、微粒砂岩と黒色頁岩を主とするが、その他に、さまざまな層準に砂岩ないし礫岩を伴ない、水平方向の層相変化が顕著である。石灰質の団塊をしばしば伴う。厚さは約200m。上述の二層は、断層で接しているが、分布状態や層相変化の状態から推察して、本来は同時異相の関係にあったものと考えられる。

本層からは、次のような化石を産するので、有田統に対比できる。

北列 Hexacorals gen. et sp. indet., Brachiopod (?) gen. et sp. indet., *Nucula* sp., *Nanonavis yokoyamai* (YABE et NAGAO), *Neitheia* cfr. *atavus* RÖMER, *Entolium sanchuensis* HAYAMI, *Monia pseudotruncata* (YABE et NAGAO), *Monia* cfr. *aptiana* HAYAMI, *Spondylus* sp., *Lopha diluviana* LINNE, *Exogyra* sp., *Bakevella haradae* (YOKOYAMA), *Gervilla* aff. *forbesiana* D'ORBIGNY, *Perna* (?) *sanchuensis* YABE et NAGAO, *Nipponitrigonia kikuchiana* (YOKOYAMA), *Pterotrigonia pocilliformis* (YOKOYAMA), *Rutitrigonia sanchuensis* (NAKANO), *Cyprina* (?) sp., *Astarte subsenecta* YABE et NAGAO, *Astarte shinanoensis* YABE et NAGAO, *Corbicula sanchuensis* YABE et NAGAO, *Polymesoda shiroiensis* (YABE et NAGAO), *Lucina* (?) sp., *Tellina* (?) sp., *Goniomya* (?) sp., *Ptychomya densicostata* NAGAO, *Pholadomya* (?) sp., *Panopea* aff. *gurgites* (BRONG.), Rudistid gen. et sp. indet., *Surcura* (?) sp., *Cerithium sanchuensis* YABE et NAGAO, *Capulus* (?) *annulatus* YOKOYAMA, *Washitaster macroholcus* NISHIYAMA, *Enallaster yuasensis* TANAKA et OKUBO, *Phylloceras* (?) sp., *Shasticroceras* sp., *Toxoceras* (?) sp., *Barremites* (?) sp., *Hamulina* (?) sp., Hoplitids gen. et sp. indet., Belemnoids gen. et sp. indet., *Zamiophyllum* sp.

中列 *Orbitolina* spp., Hexacorals gen. et sp. indet., *Propeamussium* (?) sp., *Pecten* sp., *Lopha* sp., *Trigonia* sp., Gastropod gen. et sp. indet., Lytoceratid (s. str.) gen. et sp. indet., Belemnoid gen. et sp. indet., *Washitaster* (?) sp., *Pentacrinus* sp., *Stenoporidium* sp., *Nippnophycus* sp., *Archaeolithothamnium* sp., *Lithothamnium* sp., *Parachaetetes* (?) sp.

南列 *Nucula ishidoensis* YABE et NAGAO, *Nuculana sanchuensis* YABE et NAGAO, *Nanonavis yokoyamai* YABE et NAGAO, *Neitheia* sp., *Pterotrigonia pocilliformis* (YOKOYAMA), *Pterotrigonia hokkaidoana* (YEHARA), *Astarte* cfr. *subsenecta* YABE et NAGAO, *Exogyra* sp., *Pleuromya* (?) sp., *Washitaster* (?) sp.

瀬 林 層

石堂層に整合に重なり、よく成層した砂岩を主とし、上位に頁岩層を伴う地層である。海生動物の化石は少なく、汽水性の貝化石や植物化石を含むことが多い。

北列の本層は、瀬林付近によく発達している。下部は、淡青灰色、中粒の長石質砂岩よりなり、多くの場合、多少風化して色が淡くなり、緑色を帯びる。さらに風化すると、鈍い黄色になる。30~100cmおきに、泥質砂岩ないし頁岩の薄層を抜き、しばしば斜交葉理を認める。また、ときに礫質になる。礫は径1cm前後で、チャート・砂岩・粘板岩などよりなる。砂岩あるいは頁岩中から、*Polymesoda radiostriata* (YABE et NAGAO), *Corbicula sanchuensis* YABE et NAGAO, *Cladophlebis* sp. などの

化石を産する。砂岩層の上面には、漣痕や凸形の生痕などが認められることがある。層厚200～300m。

上部は頁岩を主とする地層である。暗灰色の微粒砂岩と頁岩が、5～15cm単位で互層する。ところにより石灰質団塊を多数含む。最厚180m。最上部には、間物沢では砂岩層が認められる。よく成層しており、厚さは35mである。

北列の瀬林層において顕著なことの一つに、漣痕の露頭をあげることができる。その代表的なものは瀬林の北、八幡沢入口のすぐ南の大きな崖に一面に見事に露われている（第13図）。これは舌状漣痕で、舌状部の幅は8～20cm、長さ7～12cm、波高0.4～1.1cmである。新井房夫ほか（1958）³⁾の実験によると、このような漣痕は、水深数cmといった環境でつくられたものであって、堆積環境を知る上で興味深い現象である。同様の漣痕は、八幡沢の入口から約200m上流の、右岸の崖にもあったが、現在では崩壊している。これらの漣痕は、すべて、おおよそ北から南に向う流れによって形成されたことを示している。

中列の瀬林層は、地溝帯東部にとくによく発達する暗灰色中粒砂岩を主とする地層で、暗色の頁岩層



第 13 図 舌状漣痕 瀬林層の砂岩上面に印されたもの（瀬林付近）

を伴う。砂岩層は一般に厚さ30~100cm, ときに200cm単位でグレイディングを呈する。砂岩の下底には、流痕が認められることもある。砂岩は長石質であり、泥質基質が20%を越す場合が少なくない。本層の最上部には黒灰色の“頁岩層”——微粒砂岩と頁岩との約10cm単位の互層が発達する。また、泥灰岩の薄層(厚さ10cm前後)を挟むこともある。本層の層厚は150~650mである。本層に認められるグレイディングは、東方ではとくに顕著であるが、明家沢以西ではあまり顕著でなくなり、砂岩もやや粗粒になる傾向がある。しかし、成層の単位などには著しい相違は認められない。化石は少ない上に、多くの場合破片である。

南列の瀬林層は、砂岩および礫岩を主とする。露出がよくないため、詳細は不明である。化石としては、*Nipponitrigonia kikuchiana* (YOKOYAMA), *Pentacrinus* sp. などが知られている。

本層からは、次のような化石を産する。これらの化石群と層序的位置とから、本層は宮古統に対比される。

北列 *Cucullaea* (?) sp., *Nanonavis* (?) sp. *Ostrea* sp., *Nipponitrigonia kikuchiana* (YOKOYAMA), *Pterotrigonia* cfr. *hokkaidoana* (YEHARA), *Polymesoda radiatostriata* (YABE et NAGAO), *Corbicula sanchuensis* YABE et NAGAO, *Astarte* (?) *minor* NAGAO, *Spisula* (?) sp., *Cuspidaria* (?) sp., *Cerithium* (?) sp., *Surcula* (?) sp., *Cladophlebis* sp.

中列 *Nucla* (?) sp., *Monia pseudotruncata* (YABE et NAGAO), *Propeamussium cowperi* var. *yubarensis* YABE et NAGAO, *Belemnoid* gen. et sp. indet.

南列 *Nipponitrigonia kikuchiana* (YOKOYAMA), *Pentacrinus* sp.

三山層

基底礫岩にはじまり、主として頁岩よりなる地層で、とくに下半に、礫岩層や粗粒砂岩層を何枚か挟むことが多い。上部層と下部層に分けられる。下位の瀬林層とは不整合関係にある。河原沢および三山一帯に広く分布し、北列と中列に発達するが、南列からは知られていない。層厚は約500mである。

北列の本層は、瀬林層の南側に分布することが多いが、八幡付近・白石山付近では、瀬林層を欠き、直接、古生層と断層で接している。基底部は、礫岩および青灰色粗粒砂岩よりなり、ときに黒色頁岩の薄層を挟む。礫岩の礫は、直径1~40cmの亜角礫および亜円礫で、礫種はチャート・砂岩・粘板岩が多いが、花崗岩類・緑色酸性凝灰岩などが目立つ。この他、緑色岩・泥灰岩・ホルンフェルス・細粒礫岩・石灰岩なども認められる。基質は砂岩で、黒雲母片が目立つ部分がある。基底礫岩の上には、下部層の主体をなす頁岩層がある。黒灰色頁岩と微粒砂岩の5~15cm単位の互層が主であり、一般にグレイディングを呈する。植物片を含むことが多く、生痕(はいあと)も多い。とくに下位には、基底礫岩と同様な性質の礫岩ないし粗粒砂岩を何枚か挟むことが多いが、水平方向へはあまり連続しない。地溝帯東端部では、下位層はほとんど粗粒砂岩ないし礫岩層で占められる。化石は*Aphrodina* cfr. *pseudoplana* (YABE et NAGAO), アンモナイトなどが知られている。下部層の厚さは約300mである。

上部層の基底は、淡青灰色の砂岩よりなる。この砂岩は粗粒で、黒雲母片がよく目立つ長石質砂岩で、黒色頁岩の角礫状の小片や、黄鉄鉱の微晶を含む。風化すると茶褐色になる。しばし礫質になり、径3~5cmの礫を含むことがある。1m前後の単位で成層し、砂質頁岩を挟み、この中に植物片を多数

含む。斜交葉理が認められる。上部層の主体をなすものは、この上に重なる頁岩層で、基底の砂層との移化部には互層が認められるが、しだいに、ほとんど頁岩のみとなる。ときどき直径数cmあるいはそれ以上の泥炭岩の団塊や、直径数10cmにおよぶ石灰質砂岩の団塊を含む。化石は少ないが、*Solemya* cfr. *angusticaudata* NAGAO, *Marshallites* (?) sp., *Belemnoids*などが知られている。上位層の厚さは約200m。

中列の三山層、背斜・向斜を繰り返しながら、広く分布する。納宮以東にとくによく発達する。基底部には、北列の場合と同様な礫岩ないし粗粒砂岩が認められる。しかし、基底部が粗粒砂岩のみ、あるいは細粒礫岩であるといった場合が少なくない。下部層の主体をなすのは北列の場合と同様な頁岩層であり。このなかに、しばしば、砂岩や礫岩を挟むことも北列の場合と同様である。挟在する礫岩は、基底部のものよりも厚く、基質が少なく、礫径が大きく、顕著な礫岩であることがまれでない。しかし、一般的には礫径は1cm前後といった程度である。*Belemnoid*の跡をときどき認める程度で、化石は少ない。下部層の厚さは700m。

上部層の基底には、厚さ約40mの砂岩層がある。青灰色中粒で、50~100cm単位で成層し、10cm前後の頁岩の薄層を挟む。砂岩の下底には流痕が認められることがある。この砂岩層は東方では厚くなり、約150mある。この上に、5~15cmの単位の微粒砂岩と頁岩の互層よりなる漸移部を経て、上部層の主体をなす頁岩層が重なる。砂質部をほとんど挟まず、暗色、塊状で、劈開の発達が顕著なために、層理と誤認しやすい場合が少なくない。泥灰岩の小団塊を含む。団塊は一般に南側ほど量と大きさを増し、尾の内南方、納宮南方、両神村日陰などでは、厚さ1m以上に及ぶ不純石灰岩のレンズが認められる。上部層の厚さは通常150m程度である。東方の両神村地域では、この頁岩層の上に、さらに、5~15cm単位の微粒砂岩と頁岩の互層が重なり、300m以上の層厚を有する。化石は少ないが、*Inoceramus* cfr. *hobetsuensis* NAGAO et *Matsumoto*, *Belemnoid*などが知られている。

本層からは、次のような化石を産している。層序的位置をも考慮して、本層はギリアーク統に対比されると考えられる。

北列 *Solemya* cfr. *angusticaudata* NAGAO, *Nucula* (?) sp., *Propeamussium cowperi* var. *yubarenensis* YABE et NAGAO, *Pecten* (?) sp., *Ostrea* sp., *Trigonia* sp., *Astarte* cfr. *minor* NAGAO, *Aphrodina* cfr. *pseudoplana* (YABE et NAGAO), *Trochus* (?) sp., *Cerithium* (?) sp., *Dentalium* sp., *Desmoceras* (s. 1.) sp., *Marshallites* (?) sp., *Belemnoid* gen. et sp. indet., *Washitaster* (?) sp.

中列 *Nucula* sp., *Inoceramus* cfr. *hobetsensis* NAGAO et MATSUMOTO, *Certhium* sp., *Neohibolites* sp., *Washitaster* (?) sp.

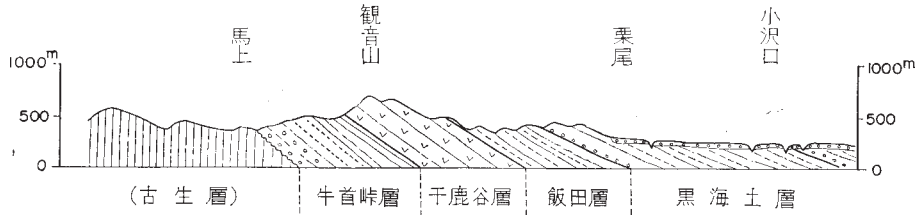
II. 6 新生界 (第三系)

本図幅地域内では、第三系の分布面積は狭く、図幅地域南東隅にわずかに発達しているのみである。ただし、これは本図幅地域南東方に隣接して広く発達している秩父盆地の第三系の一部である。

秩父盆地の第三系は、ほぼ正方形の盆地の中に、逆S字状の分布をもって発達しており、大部分は下

部中新統である。本系の基底に近い地層は、漸新統上部アキタニアン階に当たると一般にいわれているが、岩相的にも中新統である可能性が大きい。

本図幅地域内に分布する第三系は、次のように区分される。



第14図 第三系断面図 (NW-SE方向)

第4表 地層区分と地層名対照表

本 図 幅	井 尻 正 二ら (1950)		新 井 重 三 (1960)	
風 殿 層	下 部 層 群	風 殿 層		桜 井 層
黒 海 土 層		栗 尾 層	黒 海 土 層	吉 田 層
飯 田 層		犬 木 層	飯 田 層	宮 戸 層 宮 戸 層 上 部
千 鹿 谷 層		岩 殿 沢 層	千 鹿 谷 凝 灰 岩	子 の 神 砂 岩
牛 首 峠 層		牛 首 層	牛 首 層	牛 首 峠 層
			小 鹿 野 町 層 群	
			彦 久 保 層 群	

牛 首 峠 層

秩父盆地を構成している第三系の最下部層で、基盤の先第三系とは不整合、あるいは断層によって接している。本層は秩父盆地の北縁および西縁に分布しており、本図幅地域内の盆地西北隅にある牛首峠付近に厚く分布している。牛首峠層は井尻正二ら (1950) の牛首層に、また、新井重三 (1960) の牛首峠層に相当する。

本層は層相によって、礫岩および砂岩を主とする下部層と、泥岩および細粒砂岩を主とする上部層との2つの部層に分けられる。

下部層 第三系の最下位に発達する地層で、おもに礫岩と砂岩からなり、第三系の基底礫岩である。本層は秩父盆地北西隅、本図幅地域の牛首峠付近に標式的に発達しており、ここより盆地北縁および西縁に沿って連続している。本層は層相の変化が著しく、とくに礫岩層の部分では、水平的にも垂直的にもはげしいものがある。牛首峠付近では、下部層ほもっとも厚く、礫岩を主体とし、最下部に基底礫岩層にあたる青灰色の粗粒砂をマトリックスとする礫岩層がある。これを構成する礫種は、チャート・硬

砂岩が圧倒的に多く、花崗岩・片麻岩・圧碎花崗岩・頁岩なども含まれている。礫径は約4mmから40cmにわたるが、一般に中礫（4～64mm）のものが多く、円磨度は亜角礫～亜円礫である。本層は一般に薄く、数mの厚さであり、牛首峠北方の小鹿野町馬上付近から牛首峠に至る沢においてよく観察される。



第15図 牛首峠層の斜交葉理（岩殿観音堂）



第16図 牛首峠層の砂岩露頭に刻まれた磨崖仏（岩殿観音堂）

この基底礫岩層の上には、いわゆる“牛首峠礫岩層”が厚く重なっている。基質は花崗質砂岩よりなり、基底礫岩層とは識別できる。この層の下部に、礫の占める割合が大きく、礫としては中・古生層起源の硬砂岩・石灰岩・泥灰岩・チャート・珪岩・頁岩と、黒雲母花崗岩・雲母片岩（領家式黒雲母曹長石英片岩）・黒雲母花崗岩圧碎岩・角閃石花崗岩・石英粗面岩・半花崗岩・玄武岩質岩などが識別されて

いる。これらの礫は一般に亜円礫～円礫であるが、火成岩礫には円礫のものが多く、礫径はところによって違いがあり、一般に大・中礫および細礫であるが、牛首峠においては巨礫以下の礫から構成されている。また、この礫岩層の礫の少ない部分の砂岩は、花崗質砂岩であり、岩殿観音堂の崖でみられるように、顕著な偽層を呈している。一般に、この礫岩層の上部では礫が少なくなり、やがて花崗質砂岩に移化している。花崗質砂岩は、淡礫色～橙色で、層理ははっきりしないところが多い。また、チャートや硬砂岩などの亜円礫を含む細礫質の部分もある。この花崗質砂岩は、秩父盆地北縁に沿ってよく発達している。

下部層の厚さは、層相の変化がはげしいため測定は困難であるが、牛首峠付近では約250mで、ここより盆地北縁あるいは西縁に沿ってしだいに薄くなる傾向がある。

上部層 下部の花崗質砂岩の上に、整合的に重なり、泥岩および細粒砂岩よりなる地層である。一般に、風化面では淡黄褐色を呈するが、新鮮な面では暗灰色ないし暗褐色を示す。本層中には直径数cmの泥灰岩質結核が多く含まれ、ときには数mの大きなレンズ状をなすものもある。また、本層には化石が豊富に含まれており、結核も化石を含むものが多い。とくに、上部の層準には、二枚貝が密集して含まれる部分があり、鍵層として追跡することができる。

本層の厚さは、岩殿沢で160m、犬木で480m、大平で160mである。

牛首峠層上部層に含まれる化石には、次のようなものがある（新井・菅野⁹⁾による）。

Portlandia (Portlandella) watasei (KANEHARA), *P. (Megayoldia) thraciaeformis* (STORER), *Ostrea* sp., *Venericardia (Cyclocardia) laxata* YOKOYAMA, *V. pacifera* YOK., *V. yalsatensis* CLARK, *V. hannidali* CLARK, *V. araii* KANNO, *V. chichibuensis* KANNO, *Conchocele disjuncta* (PILSBRY), *Lucinoma hannibali* (CLARK), *L. columbiana* (CLARK & ARNOLD), *L. kalayensis* AOKI, *Macra* sp., *Macoma optiva* (YOKOYAMA), *Tellina vancouverensis* CLARK & ARNOLD, *Cultellus otukai* OGASAWARA & TANAI, *Solen saitamaensis* KANNO, *Thracia* sp., *Turritella mitagawensis* KANNO, *Ampullina* cfr. *asagaiensis* MAKIYAMA, *Echinarachnius (Kewia) minor* SHIBATA

千鹿谷層

牛首峠層に整合に重なり、凝灰質の砂岩を主とするもので、層相によりさらに上部層と下部層の2層に分けられる。

下部層 青灰色ないし淡緑色の凝灰質細粒～中粒砂岩を主とする地層で、上部層に較べて細粒である特徴をもっている。また、この下部層は連続性がよく、秩父盆地の北縁および西縁に沿って広く分布している。千鹿谷沢および岩殿沢に比較的良好に露出しており、最下部は中粒～細粒の凝灰質砂岩層で、青灰色ないし淡灰色を呈し、偽層がよく発達している。上部は凝灰質細粒砂岩あるいは凝灰質泥岩層となっており、化石を豊富に産す。

下部層から産出する化石には、次のものがある（新井・菅野⁹⁾による）。

Acila (ss.) *submirabilis* MAKIYAMA, *A. iwadonozawaensis* KANNO, *Yoldia* (ss.) *laudabilis* YOKOYAMA, *Aequipecten hataii* KANNO, *Ostrea* sp., *Venericardia (Cyclocardia) tokunagai* YOKOYAMA, *V. chichibuensis* KANNO, *Conchocele disjuncta* GABB, *Felaniella* cfr. *usta* (GOULD),

Lucinoma hannibali (CLARK), *Laevicardium yoshidense* KANNO, *Dosinia fujimotoi* KANNO, *Securelia carmanahensis* (CLARK), *S. cryptolineata* (CLARK), *S. postostriata* KANNO, *Chone* (*Guidiella*) *trigonia* KANNO, *Ch.* sp., *Tapes higuchi* KANNO, *Macoma optiva* (YOKOYAMA), *M. asagaiensis* MAKIYAMA, *M. arctata* (CONRAD), *M. snohomishensis* WEAVER, *M. sookensis* CLARK & ARNOLD, *M. orbiculata* KANNO, *Tellina vancouverensis* CLARK & ARNOLD, *Cultellus otukai* OGASAWARA & TANAI, *C. izumoensis jobanicus* KANNO, *C. rectangulus* KANNO, *Solen saitamensis* KANNO, *Panomya elongata* KANNO, *Mya* (*Arenomya*) *grewingki* MAKIYAMA, *M. grewingki elongata* NAGAO and INOUE, *Thracia chigayaensis* KANNO, *Turritella chichibuensis* IDA, *T. mitagawensis* KANNO, *Crepidula auricula* YOKOYAMA, *Tectonatica* sp., *Ampullina* cfr. *asagaiensis* MAKIYAMA, *auricula Neptunea modesta* (KURODA), *Fulgoraria* (*Psephaea*) *striata* (YOKOYAMA).

上部層 本層は観音山付近に広く分布しており、粗粒の凝灰質砂岩を主とし、塊状で、層理の発達のわるい地層である。下部層との境界は、漸移しており、明瞭ではない。

千鹿谷層の全層厚は250～300mである。

ここで命名した千鹿谷層は新井重三・菅野三郎(1960)の子の神砂岩層と千鹿谷凝灰岩部層を合わせたものにあたり、井尻正二ほか(1950)の岩殿沢層に当たる。

飯田層

千鹿谷層の上に整合的に重なるもので、暗灰色ないし黒色の泥岩と淡青色の砂岩の互層よりなり、最も厚い所では1000mに達する。泥岩と砂岩の割合は7対3ぐらいであり、泥岩が量的に多く、砂岩は細粒～中粒で、厚さ10～50mのものが多い。ときには1mに及ぶものもある。飯田層の中部には厚さ約3mの粗粒～中粒砂岩層が入り、図幅地域内を通じてほぼ全域に追跡することができる。飯田層の上半部の泥岩・砂岩互層の中には、いわゆる異常堆積が多く、上大塩野の薄川ぞい、上飯田の河原沢川ぞい、栗尾沢中流部などには、顕著なものが観察できる。

飯田層には、化石が発見されていないが、新井重三・菅野三郎(1960)によると、図幅地域外の地域において*Lepidocyclina*, *Miogypsina*が報告されている。本層は新井重三・菅野三郎(1960)の宮戸層上部に、井尻正二らの飯田層に当たるものである。

黒海土層

全体として暗灰色の泥岩の多い泥岩・砂岩の互層であるが、最下部に数枚の礫岩層を挟み、下位の飯田層に顕著な境界をもって重なっている。

河原沢川および栗尾沢での観察によると、最下部に挟まれる数枚の礫岩層は、あいだに砂岩と泥岩の互層を挟み、河原沢川では4帯、栗尾沢では5帯が認められる。礫岩の礫としては、チャート・硬砂岩・砂岩・頁岩などの円礫～亜円礫と、第三系の泥岩の角礫を含んでいる。また、礫岩のあいだに挟まれる砂岩層は、粗粒砂岩で構成されていることが多い。

礫岩層の上には、砂岩・泥岩の互層が厚く重なっている。この互層は、飯田層の互層よりも砂岩の量が多く、砂岩・泥岩の比は6対4か5対5ぐらいである。また、この互層をつくる砂岩層の下部は、中粒～粗粒砂岩であり、上部では細粒砂岩が発達する。また、上部では泥岩の量も多くなっている。このように黒海土層は全体として一つの堆積輪廻を示している。層厚は600～900mである。

黒海土層には化石は含まれていない。本層は、新井重三・菅野三郎（1960）の吉田層に、井尻正二ら（1950）の黒海土層に対比される。

風 殿 層

風殿層は、本図幅地域内では南東隅の小鹿野町伊豆沢地域に狭い範囲で分布している。河原沢川と薄川の合流点より下流へ、赤平川ぞいの観察では、最下部の基底には礫岩層があり、その上に砂岩・泥層の互層が重なり、図幅地域内の層厚は約200mである。基底の礫岩は、伊豆沢の西側に沿って小鹿野町風殿から南方へ連続している。この礫岩中には、第三系の70cm×40cmの礫質砂岩の巨礫および頁岩の中～大礫も含まれている。この礫岩層の上には、青灰色砂岩・暗灰色泥岩の互層があり、このなかにはときどき礫岩・砂岩層が挟まれる。礫岩は第三系の同時礫を含んでいる。

本層からは、化石の産出は少ない。本層は新井重三・菅野三郎（1960）の桜井層下部、井尻正二ら（1964）の風殿層礫に対比される。

II. 7 新生界（第四系）

本図幅地域内の第四系としては、主要河川ぞいに発達する河岸段丘堆積物と、山腹の緩斜面を構成する崖錐およびこれらを被覆する火山灰層（ローム層）が含まれる。

II. 7. 1 河岸段丘堆積物

図幅地域内には、鮎川・三波川・神流川・吉田川・河原沢川・薄川および小森川などの水系があり、それぞれに河岸段丘が発達しているが、一般に河川の上流部では侵食がはげしく、河岸段丘の発達がわるいことが多い。このため、比較的段丘の発達のよい神流川ぞい、および赤平川流域について述べることにする。

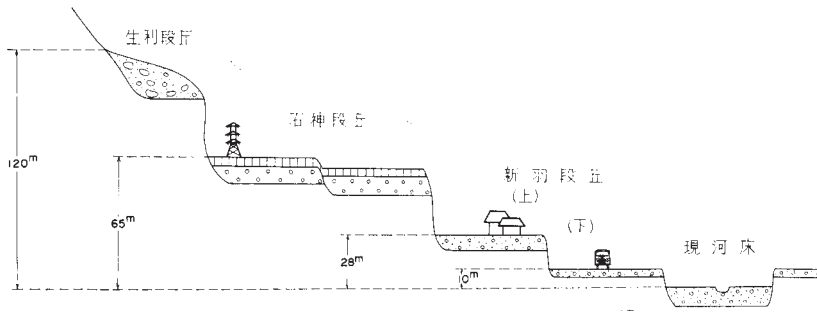
神流川流域の河岸段丘堆積物

神流川は図幅地域のほぼ中央を東西に貫流しており、本図幅地域中最大の河川で、河岸段丘の発達も比較的良好である。とくに、上流の山中地溝帯の地域内ではよく発達し、2段ないし3段の段丘が認められる。これら神流川ぞいの段丘は大きくみて、高位（生利段丘）・中位（石神段丘）・低位（新羽段丘）の3段に分けることができる。

生 利 段 丘

この段丘面は本図幅地域内の段丘群のうち最高位のものであって、万場町生利部落の北方、飯山の南斜面中腹の標高約430mの地点に一カ所認められるだけである。神流川河床との比高は約120mである。この地点においては、この段丘は平坦面を残しておらず、段丘堆積物としての亜角礫層が認められるだけである。

最下部にある礫層は亜角礫で、分級はわるく、最大径1mに達する巨礫も含まれている。礫種としては、砂岩・チャート・粘板岩の礫が主であり、マトリックスは粘土質である。この礫層の上には、厚さ



第17図 神流川流域の段丘模式断面図

約1.5mの粗粒砂層がのり、葉理が発達している。この上には細粒砂混り粘土層があり、この中には草本植物の破片が多くみられる。最上位には細粒砂層があり、葉理がよく発達している。

これより1段低い石神段丘上には火山灰層（ローム層）が分布しているので、生利段丘にも当然分布するはずであるが、この段丘上には分布しておらず、削剥されてしまったと考えられる。なお、この段丘は今後より詳しい調査を行なえば、他地域にも認められるであろう。



第18図 万場町北側の中位段丘（石神段丘）

石神段丘

石神段丘は神流川ぞいの各所に認められる中位の段丘であり、とくに山中地溝帯の地域においては、比較的広く発達している。上流から、上野村石神・川和・勝山、中里村神ヶ原・間物・宮地・万場町万場付近に発達している。とくに石神においては、平坦面の発達が良好であるため標式地とした（第20図）。



第 19 図 万場町北側の段丘上面，遠景中央の山は叶山

石神では、標高約610mで平坦面が広く分布し、耕地となっている。現河床との比高は65m、下位の新羽段丘とは45～60mの比高をもっている。石神段丘の堆積物は、厚さ2m以上の火山灰層（ローム層）によって被覆されているため、よく観察することはできないが、おそらく礫層が10m以内外存在するものと推定される。

石神段丘を構成する礫層は、神ヶ原・宮地・万場地域で観察される。礫は一般に径10～20cmの中礫が多く、とき径60cm以上の大礫が含まれることがある。亜角礫ないし亜円礫で、分級はわるい。礫種としては砂岩・チャート・輝緑凝灰岩が多く、基質は砂質粘土である。礫層の厚さは7～10mである。また、本礫層の中にある砂岩の礫は、風化して軟らかくなり“クサリ礫”の状態のところもある。

石神段丘は、石神付近でみられるように約5mの高度差を示す2つの段丘に区分せられる可能性がある。石神段丘は2m以上の火山灰層により被覆されるが、火山灰岡（ローム層）については後述する。

新羽段丘

新羽段丘は低位の段丘であり、神流川ぞいに断続的にもっとも広く発達する段丘であって、人家や自動車道はほぼこの段丘上にある。

新羽段丘は火山灰層の被覆はない。また、さらに5～20mの比高をもつ上・下2つの段丘に分けられるところが多い。新羽では、上位の段丘は標高約510mで、河床よりの比高約28m、下位の段丘は標高490mで、河床より約10mの比高をもっている。

新羽段丘に属する上・下両段丘とも、段丘礫層で構成され、表層に暗褐色表土が約1mの厚さで覆っている。上位の段丘礫層は亜角礫ないし亜円礫で、分級がわるく、一般に径5～20cmの礫が多いが、ときに径50cmを越すものもある。下位の段丘礫層は、径5cm前後の中礫が多く、分級は比較的良好で、基質は砂で他の段丘礫層のそれと異なっている。新羽段丘上位面には、縄文後期の遺物がしばしば発見されている。



第 20 図 新羽付近の段丘，高压線鉄塔のある段丘が石神段丘，
その下の人家のある段丘が新羽段丘

赤平川流域の河岸段丘堆積物

本図幅地域の東南隅には、秩父盆地の一部が含まれている。この地域には赤平川の交流である吉田川・河原沢川・薄川・小森川などの河川があり、河岸段丘の発達が良好である。

赤平川流域の河岸段丘は、上・下2つの段丘に分けられる。上位のものを大波見段丘，下位のものを小鹿野段丘と呼ぶことにする。

大波見段丘

大波見段丘は吉田町大波見付近にみられるもので、一般に発達がわるく分布も狭い。

第 5 表 第四紀地形面の対比

万 場 図 幅 内		他 地 域	
神流川流域	赤平川流域	荒川中流部	多摩川流域
新羽段丘	小鹿野段丘	寄居段丘	拝島段丘
石神段丘	大波見段丘	櫛引段丘	立川段丘
生利段丘		羊山段丘	武蔵野段丘
		安立段丘	下末吉段丘
			多摩段丘

吉田川ぞいの吉田町大波見付近では、小学校の裏および対岸にみられるもので、標高約280mで、現河床からの比高は約30mである。ここでは、段丘礫層は確認されないが、小学校裏の段丘では表面は崖錐層で被覆されており、火山灰層は削割されたものと考えられる。ただし、小学校対岸の段丘では表面は火山灰層で被覆されている。

大波見段丘は関東ローム層を薄く、1.5m以下でのせており、神流川ぞいの石神段丘の下位か、新羽段丘の上位のものに対応すると考えられる。また、大波見面は、赤平川流域の各地に小面積のものが点在している。

小鹿野段丘

小鹿野段丘は、小鹿野町の市街のある面であり、本地域の河川ぞいによく発達している段丘であって、神流川の新羽段丘に対応するものである。この面を構成する礫層は、亜円礫のものが多く、一般に礫径10~20cmのものが多く、分級はあまりよくない。礫種には、チャート・砂岩が多く、基底に近いところでは第三系の砂岩・泥岩が角礫として入ることが多い。基質は砂である。一般に5~10mの厚さをもっている。この面には火山灰層は分布していない。

II. 7. 2 山腹緩斜面の堆積物

本図幅地域内の地形はおもに山地であるが、この山地の稜線付近あるいは中腹には緩傾斜をした平坦面が各所に認められる(第21, 22図)。これら緩傾斜面をみると、一般に厚い崖錐層で形成されおり、その上面を火山灰層が被覆しているのが普通である。

このような緩斜面の分布は、三波川結晶片岩地域および秩父古生層の輝緑凝灰岩地域などに多く、チャートの地域にはほとんど認められない。

II. 7. 3 ローム層

上記のとおり、火山灰層は石神段丘・大波見段丘および山腹緩斜面を被覆して分布しているが、一般に露出がわるいために、層相の詳細や厚さを測定することは困難である。以下、いくつかの地点における観察についてしるしておく。

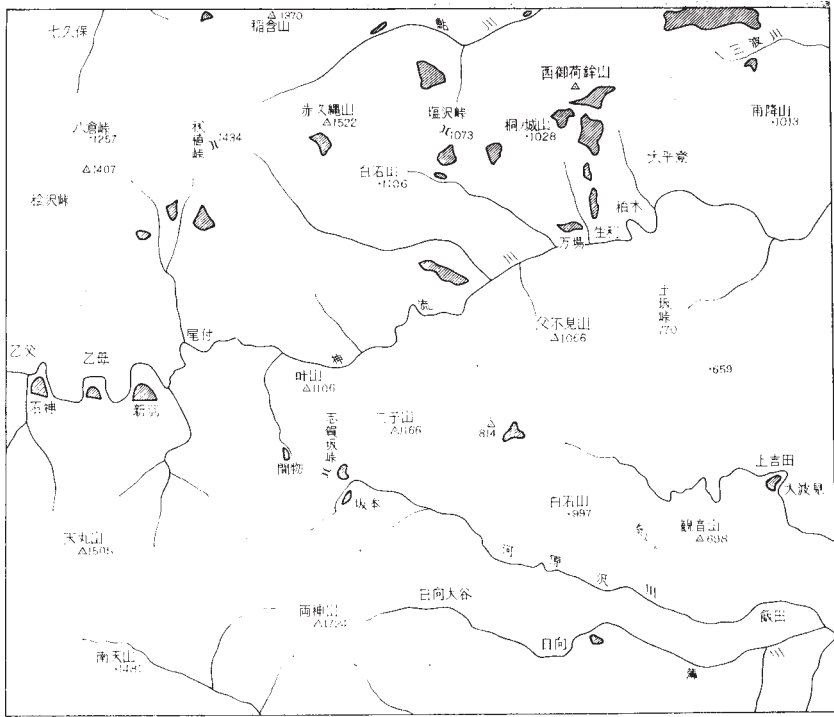
上野村石神

石神から南へ、高度約600mの石神段丘面上に行く道端に1.5mばかりの崖があつて、火山灰層が露出している。柱状図(第23図)のように上位より、①表土、層厚30cm。②褐色ソフトローム層、層厚40cm。③褐色ローム層、層厚20cm。④褐色軽石をレンズ状に挟む褐色ローム層、軽石は堅く指でつぶしにくく、ふつう輝石と思われる黒色鉱物粒が肉眼で認められる。層厚20cm。⑤褐色ローム層。層厚40cm以上。となっている。

万場町元船子

小平から元船子に行く畑の中の道端にみられる小さな崖である。この部分はローム層の堆積している緩斜面の末端に近く、他に較べて火山灰層は薄いようである(第23図)。

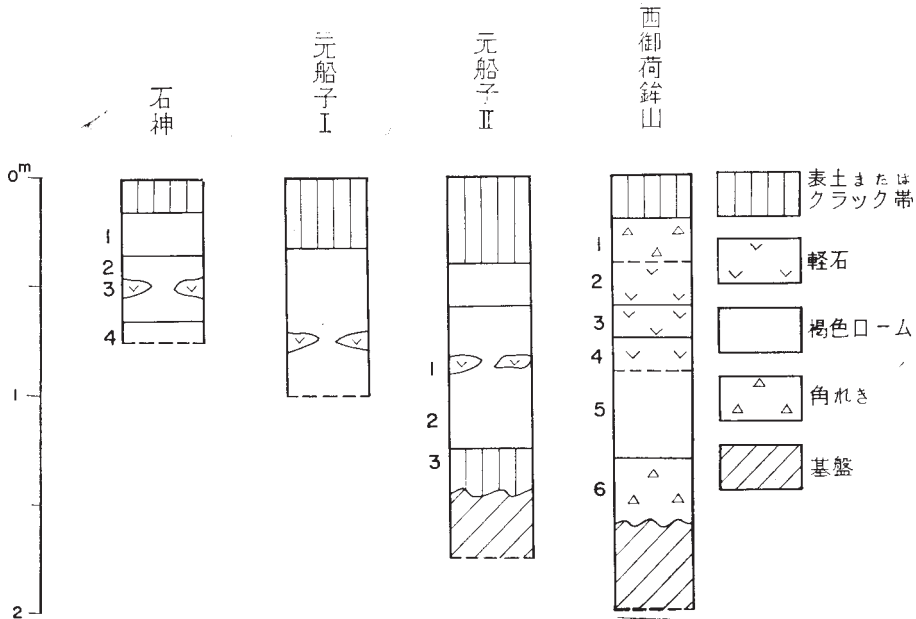
上位より、①表土、層厚40cm。②赤褐色スコリア点在褐色ローム層、層厚20cm。③軽石をレンズ



第 21 図 図幅地域内のローム層の分布



第 22 図 山腹の緩傾斜部におけるロームの堆積 (中里村萱ノ平付近標高約 1000m)



第 23 図 ローム層柱状図
 図中の数字は試料番号で第 24 図中の各番号にその内容を示す

状に挟む褐色ローム層，層厚20cm。④暗褐色褐色ローム層，層厚20cm。⑤赤褐色スコリア点在チョコレート帯，縦割れが発達している。層厚40cm。⑥基盤の輝緑凝灰岩である。

万場町西御荷鉾山南斜面

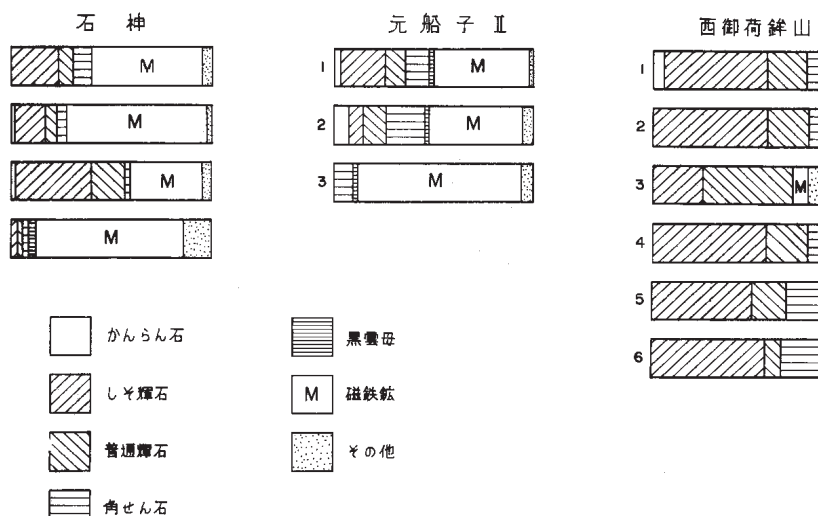
万場から北方へ，投石峠へ向かう登山道の途中，西御荷鉾山の南斜面（1008mの独立標高点の南西側）に緩斜面があるが，ここに厚いローム層が堆積している。ここでは第23図に示すように堆積しており，層相により3層に区分される。

上位より下位へ，次のようになっている。①緑色片岩の角礫が入る褐色ローム層，層厚40cm。②軽石を混ぜる明るい褐色ローム層，層厚50cm。③褐色粘土質ローム層，上部はやや明るい褐色ローム層である。層厚40cm。下部は緑色片岩の角礫が混じる暗褐色のローム層である。層厚30cm。

ロームの重鉱物組成

本図幅地域内に分布する火山灰層の重鉱物組成は，第24図に示すとおりである。おもに磁鉄鉱・しそ輝石・普通輝石からなり，少量の角閃石そして黒雲母を含んでいる。また，かんらん石を含んでいる部分が存在する。石神の褐色軽石の上位のローム層中には，特徴的な火山ガラスを含んでいる。

これらの火山灰層を他地域の火山灰層と比較すると，褐色軽石層より上位の褐色ローム層は，おもにしそ輝石・普通輝石・磁鉄鉱それに少量の角閃石よりなり，特有な火山ガラスを含んでいることから，荒川中流の大里段丘上に標式的に発達する大里ローム層に対比できる。大里ローム層は，また，北関東の上部ローム層に対比され，浅間火山の噴出物と考えられている。



第 24 図 ローム層中の重鉱物組成 図中の番号は試料番号

褐色軽石層は、しそ輝石・普通輝石・磁鉄鉱を主とし、黒雲母を含み、大里ローム層に特徴的にみられる火山ガラスを含まないこと、および、肉眼で黒色鉱物が認められ、軽石粒を指でつぶすことが困難なこと、などからみて、八ヶ岳東麓に広く分布する褐色軽石層に比較できるので、八ヶ岳火山の噴出物と思われる。

II. 8 火 成 岩 類

本図幅地域内の火成岩類としては、前記三波川変成岩地域内に露出する以外に、図幅地域南西隅の石英閃緑岩体、北西隅にわずかにみられる礫岩、図幅地域内に小露出のある岩脈、山中地溝帯および御荷鉾線に伴う蛇紋岩などがある。

石英閃緑岩

これは中津川の支流、神流川を中心として分布し、ほぼ北東—南西方向に延びる不規則な形状の岩体で、秩父鉱山の接触交代鉱床形成に関与したものである。

青緑色の角閃石を含み、方状節理のよく発達した閃緑岩で、周囲の岩石をホルンフェルス化している。緑色の自形を呈する角閃石と累帯構造の著しい斜長石（曹灰長石～中性長石）から主としてなり、他に少量のやや溶食された石英を含む。副成分として屑石・隣灰石が含まれる。貫入の時期については、古第三紀末期と思われる。

玢 岩

北西隅にわずかにみえているのみであるが、西隣の十石峠図幅地域内には、同岩のかなり大きな露出

があり、ほぼ北東—南西方向に延びる。すなわち、同方向の断層に沿って貫入したものである。通称、^{くぬぎいし}櫛石という名称で呼ばれ、石材に使われている。鏡下では中～細粒短冊形の斜長石を主とし、少量の磁鉄鉱、およびそのあいだを埋める石英からなる。石基中に、斜長石の斑晶が散在する。斑晶をなす斜長石は、累帯構造をなしているが、ほとんど2次的に方解石・曹長石に変質している。石基中の斜長石で累帯構造を示すものもみられる。

脈岩 数m～10数mの中のレンズ状岩脈は、かなり一般的にみられ、南北性を示すものが多い。代表的なものとして野栗沢のものについて述べる。

ここでは図幅に示すように、野栗・野栗沢部落の北、およびその南、所の沢を断層ぞいに分布するが、個々の岩体は、N10～20° E方向に延び、雁行している。所の沢・野栗沢部落北のものは、風化面で明らかに複合脈の様相を示すが、岩質はともに玢岩である。周辺の岩石にはほとんど変質作用を与えていないが、岩脈自身は急冷周縁相のみられる場合も少なくない。所の沢のものでは、中央部に角礫状のかなり固結したはさみを含む斑状を呈する暗灰色の岩石で、水平方向の節理が著しい。

斑晶はほとんど斜長石で、まれに普通輝石・斜方輝石を含む。斜長石は累帯構造を示すこともまれではない。また、ときに現在は変質して不明であるが、塩基性の鉱物をポイキリリティックに含むことがある。石基はほとんど短柱状細粒の双晶をした斜長石で、その間にわずかの石英・磁鉄鉱および基性鉱物（変質して緑泥石他に変わっている）からなる。

蛇紋岩および滑石

三波川結晶片岩中には、小さいものからかなり大きなものまで蛇紋岩体が見られるが、本図幅地域内ではすでに述べたように規模はいずれも小さく、レンズ状をなすと思われるが、断続的ながらかなりな規則性をもって分布する。

色は一般に青色で、塊状ないし板状の割れ方をする。また、ときには著しく片理が発達し、蛇紋石片岩と呼ぶようなものもある。そのような片理は、ほぼ周囲の結晶片岩と調和的である。

鏡下では、アンチゴライト・クリソタイル・鉄鉱からなり、ときに、滑石・方解石を含む。かんらん石等の残晶は、本図幅地域内の蛇紋岩体には全く見当たらない。

滑石は、蛇紋岩体に伴って、また単独で、やはり片理にそって迸入しており、名無村付近その他で、現在採掘されている。

II. 9 地 質 構 造

すでに述べたように、本図幅地域内においては、三波川帯・秩父累帯および山中部溝帯、それぞれの境界は断層であるが、各帯相互のあいだの地質構造上の類似と相異については、次のように要約できよう。

- (1) 秩父累帯北帯は、三波川帯とともに緩傾斜の褶曲構造が特徴である。
- (2) 秩父累帯南帯は、単斜構造を呈しており、北帯の古生層とは著しく対照である。
- (3) 山中部溝は、複向斜構造を基本としており、古生層とは全く異なった褶曲を呈している。

(4) 地層の配列・褶曲軸の方向などは、古生界・中生界を通じてほぼ同じく、 $N70^{\circ}W$ 方向が一般である。また、この方向の断層によって地層群が大きく区分される。他方、 $N20\sim30^{\circ}E$ 方向の断層は、 $E70^{\circ}W$ 方向の構造要素を胴切りにしている。とくに、山中地溝帯において細分化したブロック模様にもっともよく現われている。以下、各帯ごとに記述する。

II. 9. 1 三波川帯

図幅地域北東隅にある三波川ぞいに、きわめて緩い背斜軸があつて、この背斜軸の南翼に当たる三波川帯が、この図幅地域中の大部分を占める。

地質構造という面からみると、見掛上、下位を占めている点紋帯と、上位の無点紋帯とのあいだに、かなり大きな違いがある。すなわち、点紋帯はきわめて緩いドーム状構造を呈しており、傾斜が 30° を超えることほはほとんどない。これに較べて、無点紋帯は 50° 以上に傾斜した単斜構造を示している場合が普通である。ただし、無点紋帯の一部には、とくに、微褶曲が発達した部分がある。

このほかには、小規模の褶曲ないし、うねりが一般的に認められ、その方向はほぼ $WNW-ESE$ である。これらを切る胴切り断層は、 NS ないし $N30^{\circ}E$ 方向を示し、そのうち最も顕著なものが、塩沢峠からオドケ山の北方を通る断層である。

貫入岩としては、上部・下部両層群の境界付近に蛇紋岩が、ほぼ整合に近い形で貫入し、また、上部層群と弱変成古生層との境界付近にも蛇紋岩体が散点する。これらと別に、塩沢峠を通る NE 性の断層沿いに角閃石岩体がみられる。

なお、三波川帯と秩父累帯北帯との接合関係について、内田信夫(1967)⁷⁰⁾は整合であることを述べているが、次のような事柄から断層であると考ええる。すなわち、両帯の境界付近では、三波川帯の地層は、巾数 m ～数 $10m$ にあたつてもめており、蛇紋岩を伴うこともまれではない。また、個々の境界付近でみると、両帯の地層はほぼ平行しているが、歩測図を編図すれば、秩父累帯の地層が境界線に対して 15° ぐらい斜交していることもある。したがって、両帯の関係は整合ではなく、断層であろう。

II. 9. 2 秩父累帯

秩父累帯北帯の地質構造で最も特徴的なことは緩慢な褶曲構造である。そのおもな点は次のようである。

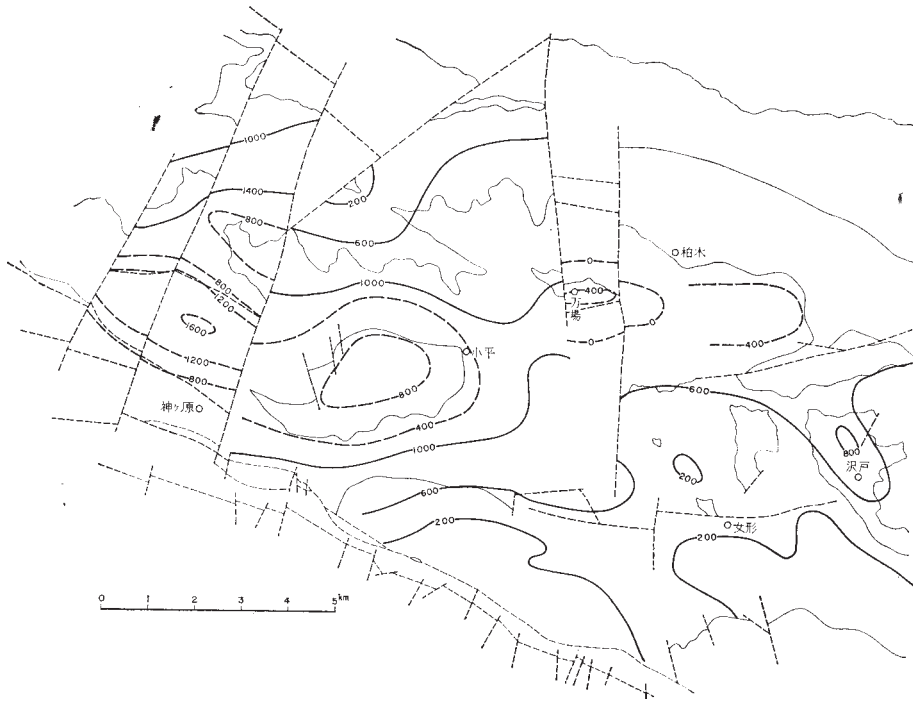
- (1) 褶曲構造は、大きなドーム部とベーズン部に分けられるが、それぞれの規模は、長径約 $15km$ 、短径約 $6km$ の広さを示している。
- (2) 調査地域の秩父累帯の古生層は、緩慢な褶曲構造を呈している。褶曲の翼の傾斜角は $20\sim30^{\circ}$ が一般である。
- (3) この褶曲構造を地形との関係についてみると、背斜の軸部は沢ぞいに、向斜の中央は尾根ぞいに位置することが多い。
- (4) 古生層の配列方向は、山中地溝帯の一般方向とほぼ調和的である。
- (5) 三波川帯と比較すると、中部層群以下の点紋帯の部分が緩傾斜であつて、秩父累帯北帯の古生層

と調和的な褶曲構造を呈している。

なお、このような構造は図幅地域の西部において乱されていて、走向断層が多くなっている。

次に、秩父累帯の褶曲構造、秩父累帯と山中地溝帯の関係について述べる。

秩父累帯北帯の褶曲構造についていえば、西南日本外帯の秩父累帯北帯においてよくいわれるように、ここでは緩慢なドームおよびベーズン構造が特徴である。これを図示するために万場層群の下面または上面について、構造等高線図をつくった（第25図）。すなわち、柏木層群が露出しているようなところでは万場層群の下面を基準にとり、上吉田層群の被覆が厚いところでは万場層群の上面に従い、各等高線の間隔を400mとして作図した。



第 25 図 秩父累帯北帯の構造等高線図
—線は万場層群の上面、---線は万場層群の下底面を基準にしたもの

すでに述べたように、万場層群の識別は層相区分に基づいているから、その上面あるいは下面といっても、同一の時間面を意味するものではないし、また、同層群の層厚も一定ではない。しかし、それでも、秩父累帯北帯の褶曲構造とその規模の大勢をしることはできよう。

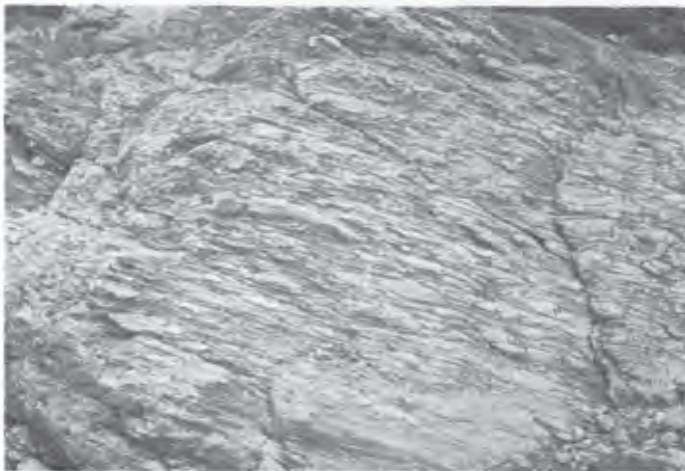
いま、地質図と構造等高線図をみくらべると、調査地域の北西部、すなわち万場層群が広く分布している地域は、大きなドーム状部であり、これに反して南東部は大きなベーズン部であるとみることができる。それぞれの大きさは、東西方向の長径約15km、南北方向の短径約6kmであろう。

これらの中に、さらに小単元の背斜・向斜、あるいはドーム・ペーゼンがいくつかあることは図示したとおりである。たとえば図幅地域内の南東部地域において、万場層群が露出しているところは小面積のドーム状部に相当しているのである。

大きくみて以上のような褶曲構造のなかで、柏木層群の上限に特異なブーディンないし偽礫が発達している。地点は、万場町西方の小平の神流川河床である。この付近の柏木層群の岩層は頁岩ないし低変成度の黒色準片岩であり、ところどころ珪質の砂岩層および凝灰質砂岩を含んでおり、ここにブーディン・ひきずり褶曲など、一連の小構造が露出している（第26～29図）。



第 26 図 泥質岩中に発達する菱形のブーディン
地層の傾斜にほぼ垂直方向の断面でみた場合



第 27 図 同上、走向方向の断面でみた場合



第 28 図 竹の節型を示す珪質岩のブーディン



第 29 図 珪質岩中のひきずり褶曲

ここでみられるブーディンは、形態的に2つのタイプに分けられる。1つは地層の傾斜方向に垂直な断面でみたときの形が菱形あるいは長方形に近いもので、おのおのがパラパラに分離して並んでいる。これらは頁岩質の地層中でよく発達しており、ブーディン自身はまわりと同じ頁岩（あるいは黒色準片岩）であるか、珪質の砂岩である。ブーディン中のラミナあるいは片理から、ブーディンが回転しなればきたことが認められる。その大きさはまちまちで規則性はないが、いずれも長軸の方向がほぼ地層の傾斜方向と一致し（ $330\sim 350^\circ$ ， $15\sim 30^\circ$ ），短軸の方向は地層面に垂直であるものが多い。そして、これらのブーディンは互いに重なり合って並んでいる。ブーディンのまわりの部分は、その外形に沿ってかなり片理が発達している。以上の形態からみて、これらのブーディンの生成のおもたる原因が、地

層面に沿った剪断応力によるものであると考えられる。

第2のタイプのブーディンは厚さ10数cmほどの珪質の砂岩層が、層理面に垂直な割れ目によって細かく分離しているもので、割れ目は石英により充填されている。断面でみたときの割れ目の間隔は、まちまちであるが、割れ目の方向には規則的な傾向がある。石英で充てんされた割れ目の部分が他の部分よりも突出しているため、断面で見ると竹の節のような形態を示しているのが特徴的である。そして、まわりの地層（ラミナのよく発達した凝灰質の砂岩層）もこの外形に沿って変形していることから考えて、これは、まずはじめに砂岩層が分離して、その割れ目に石英が結晶したが、そのご、その部分が割れた地層自身よりも固くなったために、のちの圧密過程で突出した竹の節状の形態をつくったものとも考えられよう。このように形態的には普通のブーディンのようにくびれた部分で分離するという形と異なっているが、やはり同じような成因で分離し、その後変形したブーディンの一種であると考えられる。

第1のタイプのブーディンは、万場層群との境界付近から上流へ70～80mのところにもっともよく発達し、第2のタイプのブーディンは、その上流50m位の間隔にわたって発達する。さらに、その上流50m付近にかけては、ふたたび第1のタイプのブーディンが発達している。これら2つのタイプの分布の違いは、上にのべたような岩相の違いに対応するものと思われる。

また、珪質岩の多い部分には、ひきずり褶曲がみられ、その軸の方向はほぼ地層の一般的傾斜方向と一致し、したがってブーディンの長軸の方向ともほぼ一致することが多い。軸面は東へ傾斜しているから、したがって上位層が下位層に較べて相対的に西へずれたと推定される。ひきずり褶曲の翼部で珪質の砂岩、あるいは真岩層が引き延ばされている場所では、地層が引き離されてしだいにブーディンの形態に移行していくらしい過程がみられるところもある。

つぎに、秩父累帯と山中地溝帯との境界について述べる。山中地溝帯の北側に接する古生層（蛇木層）は、幅1～3kmの間、著しくもめている。これは、1つの構造単位とみることができる。すなわち、発生的には山中地溝帯の白亜系が堆積する以前に、秩父帯の南・北両帯への分化に伴って生じた弱線部なのである。

現在、山中地溝帯の両側は一般的に中生層の走向方向にほぼ平行な断層で限られている。この種の断層は、正断層の場合と逆断層の場合とがある。正断層の場合は、明家沢・不二穴の沢・尾の内沢などで観察される。それぞれ、走向・傾斜は、 $N70^{\circ}W\ 80^{\circ}S$ 、 $N\ 50^{\circ}W\ 80^{\circ}N$ 、 $N\ 35^{\circ}W\ 80^{\circ}N$ である。断層面を境にして古生層と接している中生層は、石堂層の基底礫岩であり、また断層面付近の中生層はほとんど擾乱されていない。地溝帯全体としてみると、石堂層と古生層とは正断層で接していると推定される場合が大部分である。このことは、石堂層の基底礫岩が、基質が多く泥質であったり、礫の淘汰がよくないといったような性格とあいまって、この種の断層が、本来の不整合面付近に発生したもの、あるいは不整合面がすべったようなものであることを推定させる。

逆断層の場合は、八幡付近の神流川左岸・二子山南方・両神村日陰などで観察される。断層面の走向・傾斜は、それぞれ、 $N75^{\circ}W\ 75^{\circ}N$ 、 $N\ 55^{\circ}W\ 50^{\circ}N$ 、 $N40^{\circ}W\ 50^{\circ}S$ である。これらの場合、断層の走向は、中生層の走向とはいく分異なっている。断層面に接する中生層は、正断層の場合と異なり、かなり破碎されたり、さらに小断層で切られている。

II. 9, 3 山中地溝帯

白亜系は全体として複向斜構造を呈する。これはさらに、北列にみられる単斜構造部と、中列および南列の向斜構造部とに分けられる。これらの褶曲構造は、また、さまざまな方向の断層で断たれている。いま、山中地溝帯の褶曲構造について要約すると、つぎのとおりである。

(1) 北列は、北列の地層よりなる単純な単斜構造を呈し、南側ほど新しい地層が露出する。北列の中は一般に300～1300mで、間物沢付近でもっとも巾広く、東西両方向に向かって狭くなる傾向がある。図幅地域西端では、北列は認められない。

(2) 南側の向斜は、複向斜構造を呈する。複向斜の中心部には三山層が発達し、両翼には瀬林層・石堂層が発達する。三山層の占める面積が東方ほど広がる傾向があるのに対し、石堂層は西方ほど広い面積に分布する傾向がある。複向斜の中は1000～3000mで、北側の単斜部とは逆に、東側ほど巾が広がる傾向がある。

(3) 褶曲の波長と振幅は、南側ほど小さくなる傾向がある。したがって、南縁部では非常に緩いの曲を示す場合が少なくない。

(4) 累層ごとに褶曲構造が著しく違うというようなことは認められない。

(5) 上述の大きな構造のほか、振幅や波長が数m以内といったような微褶曲がしばしば認められる。

このような微褶曲は、大きな褶曲の背斜部や向斜部に認められる場合が多い。

中生層中の断層は、中生層の走向方向に走る断層と、それらとかなりな角度で交わる断層とに大別できる。

走向方向の断層は、しばしば周囲の地層を著しく千枚岩化し、顕著な石英脈を伴うことがある。その場合、砂岩は破碎され、あるいはレンズ状に引きちぎられている。北列と中列の境界断層、中列と南列の境界断層などは、この種の顕著なものである。その他、各層の境界、あるいは褶曲の軸に相当するような部分はこの方向の断層が認められるが、断層による擾乱の程度は、一般に、上述の場合ほど著しくはない。

中生層の走向方向と斜交する断層は、方向によりつぎのようなグループに分けられる。

(1) $N80^{\circ} \pm W$ 方向, (2) $N20^{\circ} \pm W$ 方向, (3) $N-S$ 方向, (4) $N20^{\circ} \pm E$ 方向, (5) $N60^{\circ} \pm E$ 方向。中生層はこれらの断層によって細かくブロック状に切られており、とくに、(4) の方向の断層により、200～300mの間隔で地層がずれている場合が少なくない。したがって、実際には、変位は大きくはないが、地質図中に表わされたよりもっと多くの胴切り断層が存在するわけである。この断層は、露頭でみられる破碎帯の中は20～30cmといったものが多いが、1m以上のもも少なくない。

2) と3) の断層もしばしば認められ、破碎帯が巾数mといった場合が少なくないのに較べて、連続性のあまり著しくないのが(1) と(5) のグループの断層である。しかし、中列の瀬林層と三山層の境界断層のうち、間物～尾の内間のもは(1) のグループに属する。また、(1) の断層は生成が新しいと思われ、大木付近では、秩父盆地第三紀層の基底部を切っているものさえ観察された。

Ⅲ. 応用地質

本図幅地域内の鉱床としては、秩父鉱山を除けば、ごく小規模な滑石やマンガンの鉱床があるだけである。そのほか、応用地質方面では、鉱泉ならびに崩壊地りをあげることができる。

Ⅲ. 1 秩父 鉱山

(図表類は日室鉱業株式会社資料による)

位置および交通

本鉱山は埼玉県秩父郡大滝村大字中津川にあり、秩父市より西方、国道、県道により約43kmの距離にある。鉱山周辺は秩父多摩国立公園内にあって、秩父鉄道秩父駅および三峰口駅からそれぞれ山元まで西武バスの便がある。

沿革

本鉱山鉱床の発見は慶長15年(約360年前)頃といわれ、その後明和年間に平賀源内が金採取の目的で入山したと伝えられる。その後若干の変遷を経て、明治の末期には柳瀬商工株式会社の所有となり、第一次世界大戦時には高田商会の手で和那波地区の鉄鉱床の開発をはじめ、一部出鉱を行なったが終戦とともに休止した。

昭和年代に入り、前記柳瀬商工株式会社は金を目的として稼行したが、その後昭和12年7月には日室鉱業株式会社が鉱業権を買収し、金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄鉱の開発に着手し、近代鉱業開発設備を整え、昭和15年頃には大黒坑を中心として月4,000 tの湿式選鉱工場を完成し、操業した。

昭和25年8月1日現在の日室鉱業株式会社が設立されてから同27年に大黒鉱床に亜鉛鉱床が発見され、逐次湿式選鉱場を増設し、27年10月、33年9月、36年8月にそれぞれ月8,000 t、10,000 t、12,000 tの処理となり、さらに同34年8月には大黒地区に能力20t/hの乾式磁力選鉱場を建設し、磁鉄鉱、磁硫鉄鉱の分離を行ない、鉄鉱の生産をはじめた。

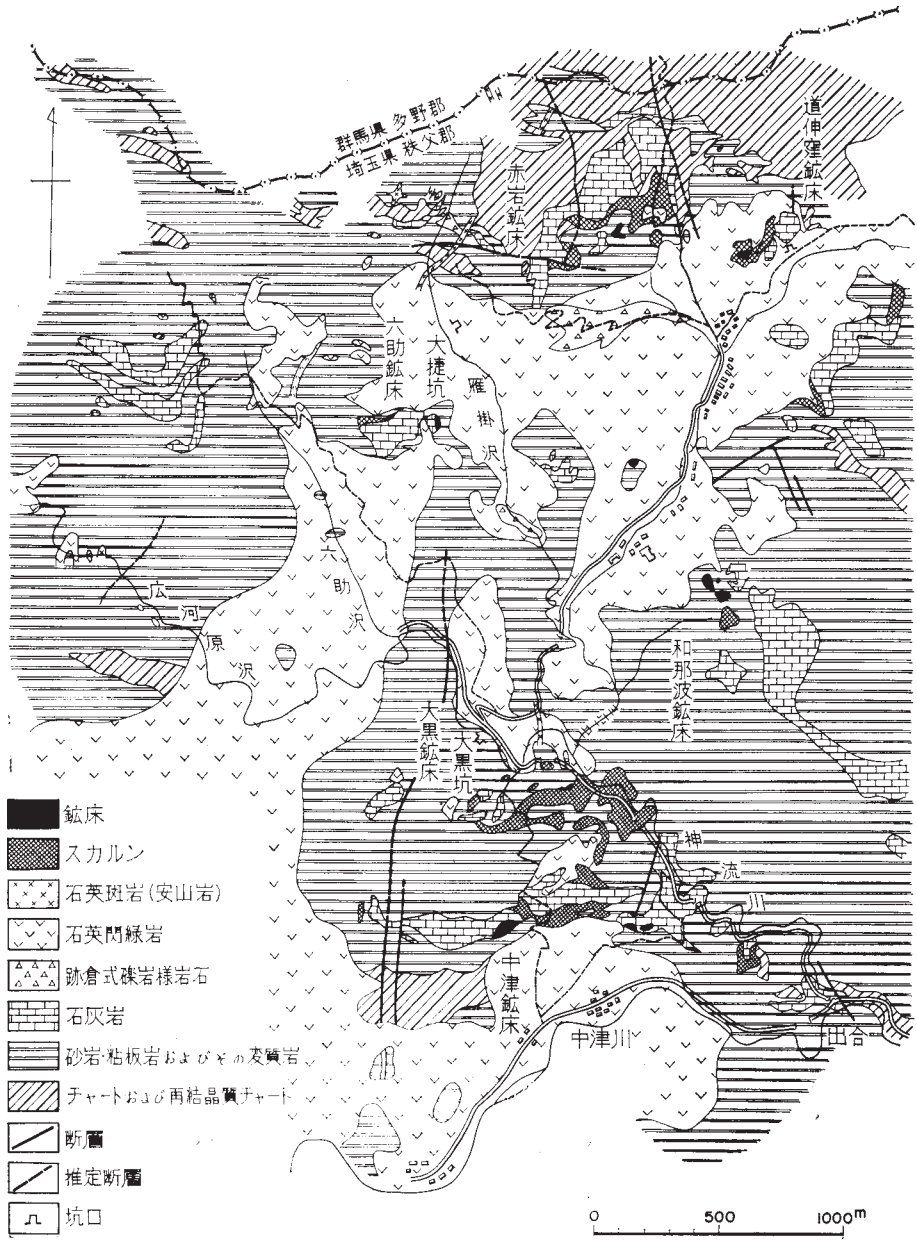
一方赤岩鉱床には昭和30年頃から試錐探鉱を行なって塊状亜鉛と磁硫鉄鉱鉱床が発見され開発された。他方道伸窪地域には磁気探鉱を実施して、同34年3月に強い示徴を得たのに端を発し、さらに精密な地表調査を行なうとともに試錐探鉱を行なって、磁鉄鉱を主とする鉱床を確認し、拡張探鉱を進めて大鉱体をつきとめ現在開発を行なっている。

地質

秩父鉱山附近の地質は主として秩父累層群と呼ばれている古生層とこれを貫く火成岩類からなる。

古生層は上部石炭紀―二畳紀の粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩・輝緑凝灰岩等の累層からなり、一般走向はWNW、傾斜はN \sim 30 \sim 50 $^\circ$ を示す。

火成岩類は中新世初期の侵入と考えられている石英閃緑岩ないし石英閃緑玢岩が広く分布し、石英斑岩・玢岩は小規模に岩脈をなして現われるにすぎない。



第30図 秩父鉱山付近地質図

鉱床名	主な鉱種	主な鉱石鉱物
中津鉱床	鉄, 硫化鉄	磁鉄鉱, 褐鉄鉱,
滝上鉱床	硫化鉄, 銅, 亜鉛	黄鉄鉱, 黄銅鉱, 閃亜鉛鉱, 磁硫鉄鉱
大黒鉱床	亜鉛, 銅, 鉛, 金, 銀 硫化鉄, 鉄, マンガン	閃亜鉛鉱, 黄銅鉱, 方鉛鉱, 自然金, 黄鉄鉱, 磁鉄鉱 赤鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 菱マンガン鉱, 二酸化マンガン鉱
和那波鉱床	鉄, 硫化鉄	磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱 (黄銅鉱)
白岩鉱床	鉄, 硫化鉄	磁鉄鉱, 黄鉄鉱, 褐鉄鉱
六助鉱床	亜鉛, 鉛, 銅, アンチモン	閃亜鉛鉱, 方鉛鉱, (黄銅鉱), 輝安鉱
斎藤沢鉱床	鉄, 硫化鉄	磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 黄鉄鉱
赤岩鉱床	亜鉛, 鉛, 銅, 金, 銀 硫化鉄	閃亜鉛鉱, 方鉛鉱, 黄銅鉱, 金, 銀, 黄鉄鉱, 磁硫鉄鉱
道伸窪鉱床	鉄, 銅, 硫化鉄, 亜鉛	磁鉄鉱, 黄銅鉱, 黄鉄鉱, 褐鉄鉱, 閃亜鉛鉱

前記古生層はこれら火成岩類の進入によってその接触部附近はスカレン化作用を受け、ザクロ石・緑簾石・緑泥石・透輝石・ヘデンベルグ輝石・珪灰鉄鉱等が生成され、また石灰岩の一部は鉄苦灰石化作用を受けているところがある。

断層には赤岩断層・小倉沢断層・赤岩峠断層・大黒断層などがある。前者は走向E-Wに近く、Sへ急傾斜し、後三者は走向N-S性Eへ傾斜する正断層であり、鉱山側の見解によればいずれも石英閃緑岩の進入後に形成されたものといわれている。これらのうち大黒断層は大黒鉱床の鉱液通路となり、赤岩断層はわずかに鉱石を伴うことがあるにすぎない。

鉱床

鉱区内には東西2km, 南北3km余の範囲に次の様な諸鉱床が分布している。全般を通じて古生層と石英閃緑岩類との境界に近く生成された高熱交代鉱床であり、鉱石鉱物の種類、産状などにそれぞれ特徴をもっていて、早期生成になるものと後期生成になるものとに大別することができる。

1. 早期生成鉱床 主として石灰岩中にあり、またときに石英閃緑岩体に近く生成されることがある。鉱床は塊状をなし、鉱石鉱物は磁鉄鉱・早期黄鉄鉱・磁硫鉄鉱を主として黄銅鉱・閃亜鉛鉱を伴っている。著しい特徴は母岩がスカレン化作用を受けて、鉱床は多くの場合これを交代するが、相伴うことがある。この種の鉱床は鉱床の下部または中部を代表するものとみることができる。一般に地質構造

な 組 成 鉱 物

主 な ス カ ル ソ 鉱 物	時 期	
ザクロ石 (鉄に富む)	早 期	稼 行 中
ザクロ石	早 期	〃
ザクロ石, 珪灰鉄鉱 ヘデンベルグ輝石	早 期, 後 期	〃
ザクロ石	早 期	〃
ザクロ石	早 期	休 山 中
(ザクロ石)	後 期	〃
ザクロ石	早 期	〃
ザクロ石, 珪灰鉄鉱, ベスプ石 ヘデンベルグ輝石	早 期, 後 期	稼 行 中
ザクロ石, 珪灰鉄鉱, ベスプ石 (ザンソフィライト) (下盤)	早 期	〃

の規制をあまり受けていないことが多い。

2. 後期生成鉱床 石灰岩中に脈状、煙突状をなして胚胎し、鉱石鉱物は閃亜鉛鉱・方鉛鉱・後期黄鉄鉱を主として、一部黄銅鉱・硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱・自然金・毛鉱・車骨鉱などを伴い、ときに地表に近い部分には酸化マンガンがみられる。本鉱床は全体として鉱床の上部、中部を代表しているものように考えられ、地質構造に規制されることが多い。

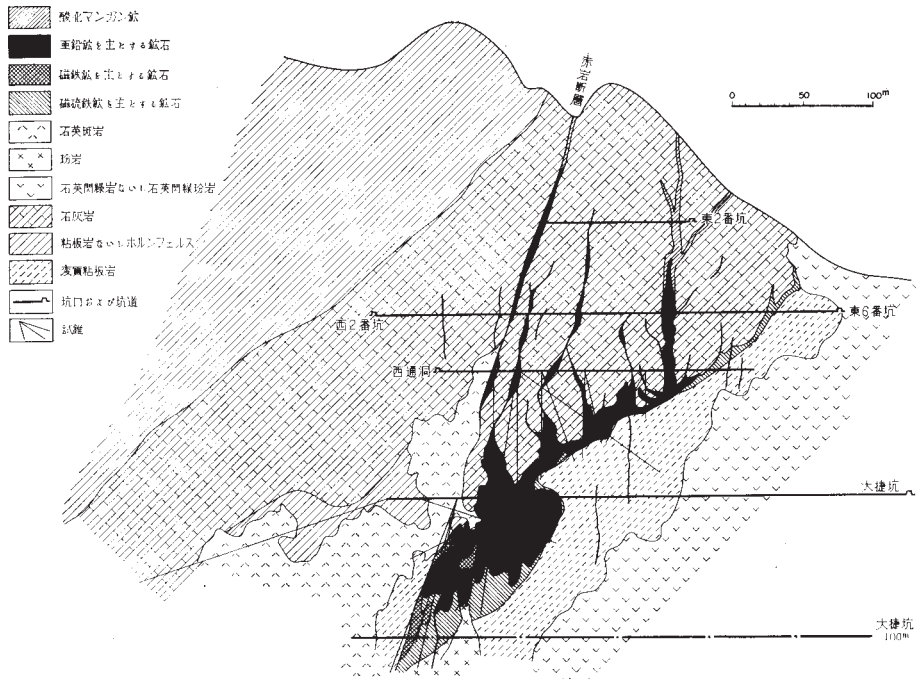
上記のように諸鉱床を概観すると、下部は早期生成鉱床からなり、上部は後期生成鉱床からなるが、場所によっては両鉱床が帯状分布を示して現われることがある。いわゆるテレスコープド鉱石を形成し、Xenothermal型の鉱床ともいうことができる。

次におもな鉱床について簡単に述べる。

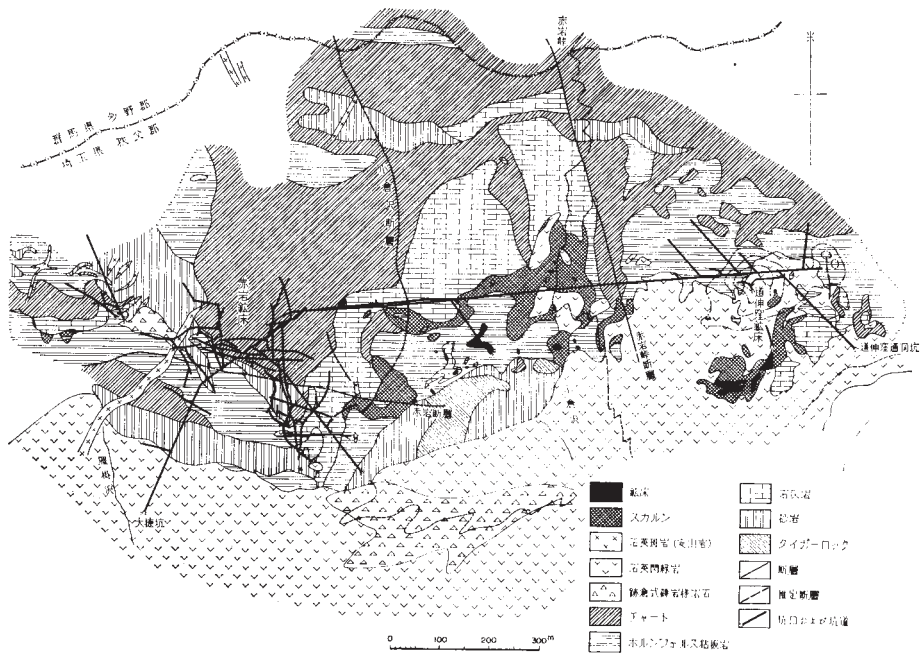
赤岩鉱床 本鉱床は昭和13年前後より戦時中にわたって開発され、その後減産の経過をたどり、同24年頃から休山していたものである。同30年頃から新たな構想のもとに地質構造を解明し、試錐探鉱を併用して下部210mに塊状の閃亜鉛鉱と磁硫鉄鉱からなる新鉱床を確認した。

付近の地質は粘板岩の累層からなる古生層があり、走向EWに近く石灰岩の傾斜はNに30～50°を示し、その南にはこれらを貫く石英閃緑岩がみられる。

古生層が南に張りだした部分には走向EW、Nに70°で傾斜する赤岩断層（落差約80mの逆断層）が



第 31 図 赤岩鉛床 A-A' 断面図 (鉛床模式)



第 32 図 赤岩小倉沢道伸延関係図

ある。

古生層と石英閃緑岩の境界は不規則ながらNに傾斜をして、その接触部では粘板岩が変質作用を受け、変質粘板岩となっている。

鉍床は、上記変質粘板岩とその上に累積する石灰岩との境界、またはその付近に生成された、いわゆる接触交代鉍床と熱水性交代鉍床からなる。下部は石灰岩を交代したスカルンを伴う早期生成鉍床からなり、上部は石灰岩中に脈状または不規則筒状の後期生成鉍床からなっている。脈状鉍床の最上部付近または露頭部には、菱マンガン鉍と二酸化マンガン鉍が生成されている。

鉍床の最下部は大部分磁硫鉄鉍からなり、黄鉄鉍・硫砒鉄鉍その他閃亜鉛鉍・黄銅鉍を伴っている。大捷抗レベル付近にみられる鉍石は早期および後期生成鉍床の中間色を示し、このやや下部から上部にかけては主として閃亜鉛鉍からなる。

本鉍床の生成については、その南側にある石英閃緑岩が主要な役割をなしていることは明かである。赤岩鉍床では鉍液は石灰岩と粘板岩中の裂カに沿って上昇し、石灰岩部においてそれを交代して概して塊状の鉍床を形成している。わずかに鉍床の周辺部に裂カに沿う交代部もみられる。

赤岩鉍床生産量

年	粗 鉍 量	年	粗 鉍 量
昭13	1,034	26~30	—
14	1,599	31	876
15	2,087	32	3,560
16	11,778	33	9,940
17	22,341	34	21,790
18	20,163	35	43,600
19	15,277	36	50,700
20	6,702	37	53,550
21	859	38	69,150
22	—	39	73,630
23	1,989	40	72,484
24	4,725	41	68,925
25	397	42	84,270

大黒鉍床 本鉍床は赤岩鉍床の南方直距約3kmにあつて、戦前、戦後にわたって開発が行なわれ、現在に至るまで主導的な役割を果たしている。終戦後はしばらくのあいだ鉍量の行きづまりから生産量が延び悩みの状態にあった。昭和27年に新たに亜鉛鉍を主体とする優良な鉍床が発見され、以後増産の線をたどり、現在では道伸窪鉍床の発展とともに本鉍山開発の推進力となっている。

付近一帯の地質は、広く分布する砂岩・粘板岩および鉍床の南方に東西に延びる小規模の石灰岩など

からなる古生層と、これら貫いて進入した石英閃緑岩からなり、一部には前記両者の境界付近に小規模のスカルン帯が介在する。南北方向の大黒断層は鉛床生成前に形成されたものといわれている。

鉛床の形状および鉛石鉛物の産出状態は、母岩の構造と大黒断層との距離的關係などによってそれぞれ特徴があるので、次にその例を示す。

1) 下三番坑地並における大黒断層西側50m間では、鉛床は母岩の裂カにはとられずに交代され、鉛石は磁鉄鉛・黄鉄鉛・磁硫鉄鉛を主とし、わずかに黄銅鉛を伴い、スカルン鉛物としてザクロ石・ヘンベルグ輝石・珪灰鉄鉛などがみられる。

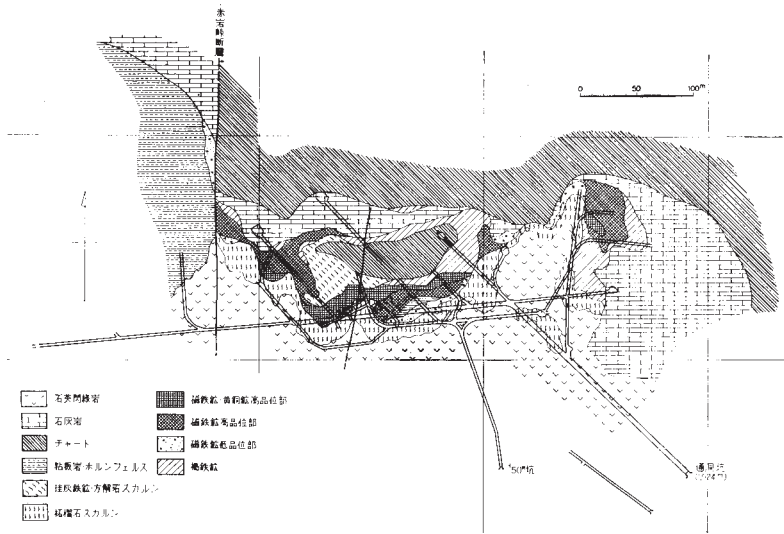
2) 断層西側の50～150mのあいだでは、裂カが石灰岩の上盤、下盤と交叉する場合には鉛体は裂カぞいに肥大して交代鉛床をつくる。鉛石鉛物は閃亜鉛鉛・黄鉄鉛および磁鉄鉛が主である。この場合磁鉄鉛は盤側に生成されることが多い。

3) 石灰岩の上盤に粘板岩があつて、背斜構造をしているときには、鉛床は両岩の境界近くにあり、後者を帽岩として石灰岩の走向方向に延長して生成され、Znの品位は高い。この場合断層の西方150～200mに当たり、鉛石鉛物は閃亜鉛鉛・硫砒鉄鉛・黄鉄鉛・黄銅鉛などが主である。

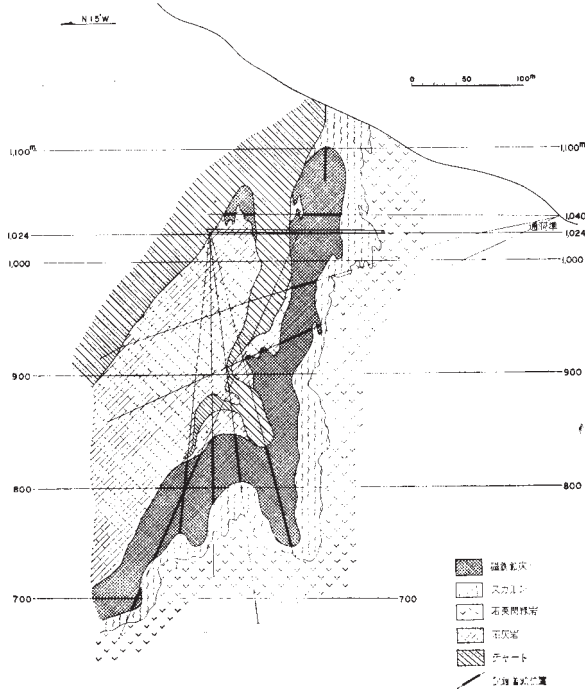
4) 鉛床が石灰岩の下盤の粘板岩ないし石灰質頁岩の背斜部にある場合、鞍部の近くでは粘板岩に沿い、またこれから遠ざかればパイプ状に上昇する傾向がある。鉛石鉛物は閃亜鉛鉛・黄鉄鉛・方鉛鉛・黄銅鉛・硫砒銅鉛を主とする。

大黒鉛床生産量

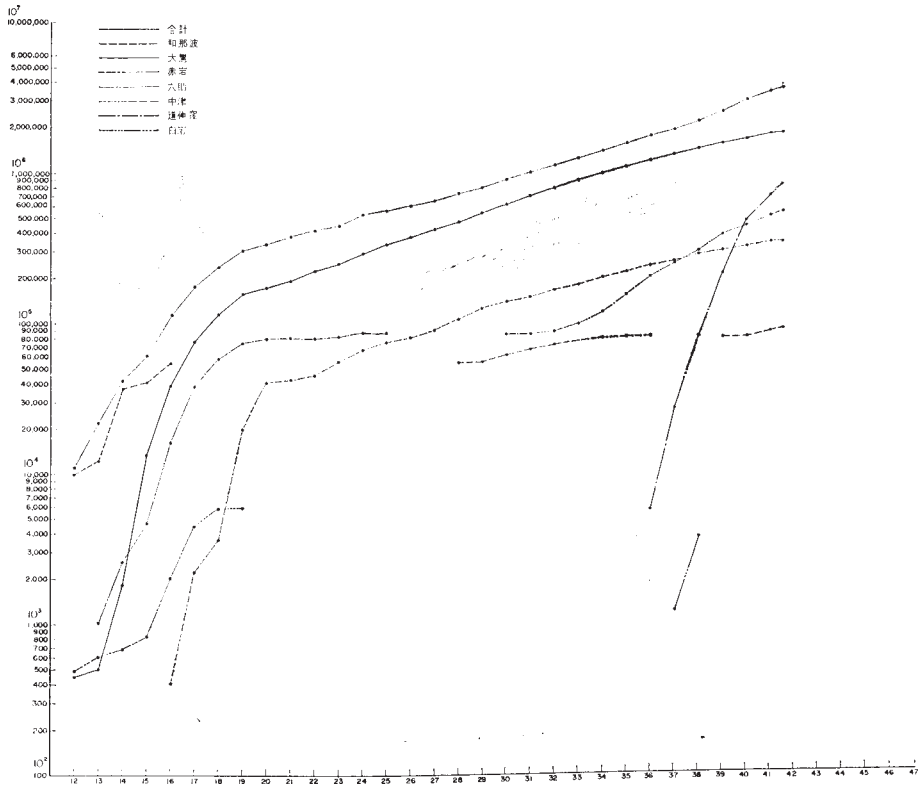
年	粗鉛量	年	粗鉛量
昭和12	450	28	57,113
13	65	29	67,509
14	1,303	30	81,060
15	11,695	31	87,800
16	26,304	32	94,869
17	37,235	33	97,418
18	40,998	34	110,283
19	42,000	35	111,869
20	15,907	36	127,064
21	23,576	37	127,793
22	30,520	38	127,896
23	25,884	39	129,451
24～25	47,032	40	137,531
25	42,196	41	120,492
26	44,474	42	97,605
27	48,995		



第 33 図 道伸窪鉄床構造図(通洞抗準)



第 34 図 道伸窪鉄床南北断面図



第35図 生産量(積算鉱量推移)
(縦軸の生産値は対数)

道仲産鉍床 道仲産鉍床付近には石灰岩の小規模のものが露出し、従来赤岩石灰岩と同層準のものと考えられ、磁鉄鉍・褐鉄鉍・磁硫鉄鉍・黄銅鉍などからなる露頭が知られていた。

その後鉍山側では精密な地質調査を行なった結果、赤岩峠断層を正断層として、その落差を100mと考えた。したがって本断層の西側に露出する石灰岩の層準は地表には必ずしも現われてはいないけれども同断層の東側にも潜頭して続くものと推定した。この考え方に基づいて昭和28年以後地区内の各所に磁気探鉍・電気探鉍を行なってきたが、同34年3月に至って現鉍床の上部に磁気異常の強い示徴を認め、直ちに試錐探鉍を行なって鉍床の存在を確認したので、さらに継続して試錐探鉍を進め、一方坑道を掘進して次のような規模の磁鉄鉍を主とする鉍床を発見した。

- 東西 400m
- 南北 35 m
- 深さ 450m
- 鉍量 約 15,000,000 t

鉍石品位	平均 Fe	48%
	Cu	0.3%
	S	7.5%

鉍山付近は南側に石英閃緑岩が広く分布し、そのほとんどは玢岩質になっている。北側にはスカルン帯が広く分布し、石英閃緑岩体から離れるにしたがってスカルン化が弱くなり、チャート・粘板岩が現われ、走向はEW北落しに累積している。

坑道掘進と試錐の結果などからみれば鉍床は図に示されるようにスカルン帯と石灰岩とのあいだにあって北方へ傾斜し、地表には露われていない。しかも鉍床内部には石灰岩が食い残されていることから、スカルン帯、鉍床などは石灰岩部を交代しているものと考えられる。

鉍石鉍物は磁鉄鉍を主とし、少量の黄鉄鉍・黄銅鉍・閃亜鉛鉍を含み、スカルン化を受けた中石および石灰岩を残すことがある。

道 伸 窪 鉍 床 生 産 量

年	粗 鉍 量	年	粗 鉍 量
昭36	6,220	40	267,047
37	23,240	41	251,782
38	60,033	42	290,992
39	149,767		

中津鉍床・やせ尾根鉍床 中津鉍床は大黒鉍床のSSE約800m、やせ尾根鉍床は同じくES約1100mにあって、結晶質石灰岩中に、地層面に沿うて交代された磁鉄鉍、早期黄鉄鉍等の早期生成になる鉍床である。露頭部付近では酸化作用によって黄鉄鉍は褐鉄鉍に、磁鉄鉍は赤鉄鉍に変化している。このほかに和那波鉍床・白岩鉍床・六助鉍床における生産量は次頁のようである。

探 鉍

この種の鉍床の生成は石英閃緑岩の進入に密接な関係がある。したがって鉍床の探査に当たっては、その進入岩体の形状と石灰岩およびその上、下盤の岩層の地質構造とに規制されることがあるので注意を要する。

鉍山側で鉍床の探査に際して留意している要素のうちおもなものは次に示すものがある。

- 1) 進入岩体に着目してみるものには
 - a) 現在までに知られている範囲では、鉍床はほとんど石英閃緑岩体の周縁より約300m以内にあること。
 - b) 石英閃緑岩体では斑状構造をもち、有色鉍物の少ない部分が概して鉍化作用と関係が深い。
 - c) 石英閃緑岩が石灰岩の上盤、下盤にある粘板岩またはホルンフェルスを貫く場合よりも石灰岩の近くに進入している場合の方が鉍床を胚胎する傾向が大きいです。
 - d) 石英閃緑岩が石灰岩を取り巻いて、接触面が広い場合の方が、その他の場合よりも鉍床を胚

中津鋳床生産量

年	粗 鋳 量	年	粗 鋳 量
昭16	413	30	11,963
17	1,800	31	14,857
18	1,429	32	17,842
19	16,644	33	18,443
20	21,272	34	19,713
21	1,564	35	20,596
22	3,073	36	23,185
23	11,387	37	22,390
24.1—25.3	10,939	38	21,763
25	7,513	39	23,274
26	7,546	40	22,546
27	9,442	41	22,252
28	18,587	42	19,229
29	19,934		

和那波鋳床生産量

年	粗 鋳 量	年	粗 鋳 量
昭12	10,000	32	5,910
13	2,332	33	4,800
14	24,670	34	3,030
15	5,079	35	2,500
16	15,015	36	23
17~28	—	37~39	—
29	1,330	40	200
30	5,950	41	8,162
31	5,830	42	9,765

白岩鋳床生産量

年	粗 鋳 量	年	粗 鋳 量
昭37	1,330	39~	—
38	2,804		

胎する傾向が大きい。

- 2) 石灰岩の地質構造に支配されるものとしては
- 断層が石英閃緑岩進入に伴って形成され、しかも鉍化作用を受けている場合
 - 石英閃緑岩進入に伴って生じた裂カ系の発達する地域
 - 石灰岩の上盤側に帽岩がある場合
 - 石英閃緑岩の進入に伴って生じた褶曲の背斜部および向斜部
- などがある。

六 助 鉍 床 生 産 量

年	粗 鉍 量	年	粗 鉍 量
昭12	500	18	1,460
13	111	19	7
14	87	20~21	—
15	150	22	31
16	1,178	23	150
17	2,482	24	—

選 鉍

選鉍は湿式選鉍工場を主として、乾式磁選工場を併置している。

湿式選鉍 道伸窪・大黒・赤岩の系統に分けて湿式による浮游選鉍法と磁力選鉍法を併用している。

鉍石は各系統ともに節分機を用いて段破碎を行ない、道伸窪系統は25mm以下、他の2系統は10mm以下に破碎する。

さらに前者は2段磨鉍、後2者は1段磨鉍で分級機により200メツシェ以下70%前後となるようにする。

このようにして粉碎された磨鉍は前者では銅・硫化の順で浮選を行ない、その尾鉍より磁選によって鉄鉍を分離して回収し、さらに亜鉛鉍を分離して採取する。

また大黒・赤岩の2系統は銅・鉛鉍を浮選によって混合処理したのち、それぞれに分離し、さらに亜鉛鉍を浮選する。その後大黒系統では硫化を浮選し、最後に磁選によって鉄鉍を分離し、また赤岩系統では磁硫鉄鉍を浮選し、その後磁選によって鉄鉍を分離、採取する。

系 統 別	原 鉍 石	主 要 製 品
道伸窪系統	鉄 系	銅・硫化・鉄・亜鉛の各精鉍
大黒系統	亜鉛・硫化系	銅・鉛・亜鉛・硫化・ 鉄の各精鉍
赤岩系統	〃	銅・鉛・亜鉛・磁硫の各精鉍

乾式磁選 乾式磁選工場は大黒坑区域にあり、大黒坑と中津坑の鉄分の多い厚鉱を12mm以下に破碎して磁選により磁鉄鉱を採取し、その尾鉱は前記湿式選工場に送られて浮游選鉱法によりさらに処理される。

Ⅲ. 2 その他の地下資源

Ⅲ. 2. 1 滑石鉱床

三波川結晶片岩中には、いたるところに小規模な滑石鉱床が胚胎しており、かつて採掘された坑道は数えきれないほどである。

現在、稼行中のものは、甘楽郡上日野村名無村の御荷鉾山その他2・3がみうけられる程度である。これらの産出量は、年産3500t程度である。

Ⅲ. 2. 2 マンガン鉱床

万場町塩沢の奥、中里村萱ノ平付近などの上吉田層基底を構成するチャート中に、軟マンガン鉱が含まれている。いずれも、かつて採掘されたが現在ではほとんどかえりみられていない。

Ⅲ. 2. 3 鉱泉

本図幅地域内には、各地に玉子水と呼ばれる硫化水素臭のある湧水があつて、古くから鉱泉宿として利用されてきたところである。しかし、いまでは千鹿谷鉱泉（埼玉県秩父郡吉田町千鹿谷）が1軒あるのみである。鉱泉の泉質分析値は下表のとおりである。

第 6 表 千鹿谷鉱泉分析表

泉温 (°C)	湧出量 (l/min)	pH	化 学 成 分						蒸 発 残 留 物 (ppm)
			Cl'	CO''	HCO ₃	H ₂ S	S ₂ O ₃	Fe ^{..}	
14.0	2.4	9.3	4.5	0.44 以下	252	0.2 以下	0.01 以下	0.01	374

(森川六郎：1960による)

Ⅲ. 2. 4 崩壊地入り

図幅地域内にはとくに大規模な地入りはないが、いわゆる御荷鉾構造線に沿う地域、ここでは三波川帯の上部層群に属する地域には地入り地形がみられる。すなわち、御荷鉾山から東方へ雨降山にかけて、その南斜面では、滑石・緑泥石を多く含む岩質と、構造線に沿った弱線部という性格とが相まって、

第8表 昭和42年生産量(t)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
銅粉鉍	300	280	305	287	257	244	275	291	323	312	350	330	3,554
鉛粉鉍	34	24	25	6	14	17	25	25	25	24	15	16	250
亜鉛粉鉍	576	622	625	578	655	664	566	600	684	630	460	503	7,163
硫化粉鉍	2,000	2,650	2,530	2,350	2,330	2,803	2,730	2,460	2,500	2,325	2,680	3,290	30,648
鉄粉鉍	12,100	12,050	12,420	11,640	12,300	12,447	12,640	13,600	11,480	11,160	12,070	11,970	145,877
磁硫粉鉍	1,430	1,400	1,380	1,430	1,360	1,252	1,200	1,110	1,280	1,165	1,310	1,090	15,407
鉄硫化鉍	3,650	3,105	3,317	3,364	3,680	3,363	3,500	3,450	3,430	3,752	3,634	3,700	41,945
磁鉄粉鉍	1,221	1,249	1,254	1,428	1,278	880	1,430	967	893	1,209	1,329	1,300	14,438
マンガン鉍	233	177	296	261	272	339	178	128	143	50	28	50	2,155
磁硫鉄鉍	1,628	1663	1,704	2,029	1,696	2,072	1,980	1,578	1,412	2,031	2,024	2,000	21,817
計	23,172	23,220	23,856	23,373	23,842	24,081	24,524	24,209	22,170	22,658	23,900	24,249	283,254

崩壊地辻りを起こしている。

また、万場町元船子付近にも地辻り地形がみられるが、これは、柏木層群と万場層群との境界面が、地形上の傾斜ともほぼ一致しているために起こったものと考えられる。

Ⅲ. 2. 5 庭 石

近年、三波石の銘称のもとに、三波川・鮎川や神流川筋から多量の転石が搬出されている。もともとは、三波川結晶片岩が中心であったと思われるが、昨今の採石では、柏木層群や万場層群の構成岩（準片岩・チャート・シャルスタイン）も対象となっている。

第9表 年間粗鉱量と平均品位

年	年間出鉱量	平均品位						
		Cu %	Pb %	Zn %	S %	Fe %	Au g/t	Ag g/t
32	122,291	0.18	0.26	3.80	18.30	32.19	1.6	36
33	130,911	0.19	0.34	4.06	19.16	33.64	1.5	37
34	154,816	0.18	0.24	3.69	16.88	32.02	1.4	30
35	155,931	0.23	0.30	3.96	18.33	30.97	1.5	32
36	207,196	0.23	0.27	3.63	16.73	29.90	1.6	33
37	228,303	0.25	0.23	3.47	17.02	31.92	1.4	29
38	281,546	0.21	0.16	2.76	15.35	35.16	1.1	23
39	376,122	0.22	0.08	1.90	12.85	37.72	0.9	12
40	499,608	0.25	0.10	1.36	10.89	37.75	0.8	15
41	471,613	0.22	0.08	1.16	10.28	39.77	0.9	12
計	2,628,337	0.22	0.16	2.44	14.03	35.53	1.1	22
平均	262,834	0.22	0.21	2.98	15.58	34.10	1.1	26

第 10 表 粗鉄量と出鉄品位 (1967年3月)

粗鉄量			品 位						
			Cu %	Pb %	Zn %	S %	Fe %	Mn %	SiO ₂ %
湿 式	Fe 系	21,068	0.19	0.03	0.21	6.71	47.13	—	—
	Zn 系	6,470	0.06	0.33	4.14	14.77	22.37	—	—
	S 系	5,109	0.22	0.04	0.97	16.83	34.00	—	—
	計	32,647	0.17	0.06	1.01	9.84	40.65	—	—
乾 式	Fe Sp	5,789	—	—	—	6.75	45.04	—	—
	Po	2,528	—	—	—	29.18	45.23	—	—
	Mn	426	—	—	—	—	—	29.06	18.11
	Mg	1,654	—	—	—	1.90	46.29	—	—
	計	10,397	—	—	—	—	—	—	—
合 計	43,044	—	—	—	—	—	—	—	

従業員 (探査, 採鉄, 選鉄部門)

	坑 内	坑 外	計
職 員	21	25	46
従 業 員	147	67	214
臨 時	111	72	183
計	279	164	443

第 11 表 各坑別 試錘坑道探鉄および出鉄量 (1967年3月)

	試錘延長 m	探鉄延長 m	出鉄量
			計 t
道 伸 窪 坑	664.25	40.6	24,513
大 黒 坑	593.90	105.10	8,780
赤 岩 坑	353.90	28.10	6,470
中 津 坑		20.0	1,724
満 俺 坑	8.30	6.10	426
和 那 波 坑		12.0	1,131
石 灰 沢 坑		37.9	
計	1,620.35	249.80	43,044

文 献

- 1) 安部 亮・浅野勝三・金田光弘 (1961) : 秩父鉾山における最近の探査, 鉾山地質, vol. 11, no. 45, 46, p. 32~36
- 2) 秋山清則 (1952) : 埼玉県秩父郡上吉田村女形・小川付近の地質, 埼玉大卒論
- 3) 新井房夫・武井規朔・細谷 尚・林 信悟・高橋 洸 (1958) : 山中地溝帯で発見された化石
漣痕について——その記載と考察——. 地球科学, no. 40, p. 1~12
- 4) ARAI, J. (1955) : A peculiar Sand-pipe from the Akahira Formation (Oligo-Miocene),
Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. Bull. Chichibu Mus. Nat. Hist., no.
5, p. 1~7.
- 5) ARAI, J. (1957a) : The Geology and Sedimentology of the Tertiary System of the Chi-
chibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. Bull. Chichibu Mus. Nat. Hist., no. 7,
p. 85~88.
- 6) ARAI, J. (1957b) : Some Loard Cast Structure in the Akahira Formation, Chichibu Basin,
Saitama Prefecture, Japan. Bull. Chichibu Mus. Nat. Hist., no. 7, p. 85~90.
- 7) ARAI, J. (1958) : Types of Sedimentary Structures observed in the Tertiary Formations
of the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. Mem. Publ. Commen. Prof.
H. Fujimoto's Sixtieth Birthday, p. 224~230.
- 8) ARAI, J. (1959) : The Cross-laminated Sandstone of the Nenokami Sandstone (Oligo-
cene) , Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. Bull. Chichibu Mus. Nat.
Hist., no. 9, p. 47~60.
- 9) ARAI, J. KANNO, S. (1960) : The Tertiary system of the Chichibu Basin, Saitama Prefec-
ture, Central Japan. Japan Sci. Prom. Soc.
- 10) 秩父団研グループ (1961) : 神流川流域の秩父古生層について, 地球科学, no. 57, p. 1~11
- 11) 秩父団研グループ (1963) : 秩父の地質 (概報) 地球科学, no. 68, p. 13~18
秩父地質研究グループ (1966) : 秩父演習林付近の地質, 演習林, no. 16, p. 73~85
- 12) ENDO, R. (1953) : Stratigraphical and Paleontological Studies of the Late Paleozoic
Calcareous Algae in Japan. VI. Sci. Rep. Saitama Univ., Ser. B, vol. 1, no. 2.
- 13) ENDO, R. (1956) : —— X. ibid. vol.2, no. 2.
- 14) 藤本治義 (1924) : 神流川地方地質略報, 地学雑, 36集, p. 426~482, 527~539
- 15) 藤本治義 (1935) : 関東山地北部の地質学的研究, 地質雑, vol. 42, p. 137~151, 163~181
- 16) 藤本治義 (1939) : 関東山地の長瀨系 (三波川系・御荷鉾系) について, 地質雑, vol. 46,
no. 546, p. 117~126
- 17) 藤本治義 (1948) : 長瀨系の地質時代の考察, 地質雑, vol. 54, no. 638, p. 166
- 18) 藤本治義 (1952) : 長瀨系 (三波川式変成岩・御荷鉾式変成岩) の層位について, 内田賢一先

生還暦記念地理学論文集，下巻，p. 353～363

- 19) 藤本治義 (1951) : 関東地方，朝倉書店
- 20) 藤本治義・渡部景隆・沢 秀生 (1953) : 関東山地北部の押し被せ構造，秩父博研報，no. 3
- 21) 藤本治義ほか (1954) : 埼玉県地質図
- 22) 藤本治義・河田茂磨・金田光弘・宮沢俊弥・浅野勝三 (1957) : 奥秩父一秩父鉾山付近の地質と鉾床，地質学会第64年年会見学旅行案内記
- 23) HARADA, T. (1890) : Die Japanischen Inseln. Tokyo.
- 24) 早川千尋 (1930) : 秩父盆地第三紀層に就いて，地質雑，vol. 37, no. 440, p. 185～209
- 25) 堀越義一・高瀬 博・物部長進 (1953) : 三波川鉾山と関東山地のキースラーガー (短報)，鉾山地質，vol. 3, no. 8, p. 108～109
- 26) 井尻正二 (1938) : 所謂山中地溝帯の地質構造 (予報) 地質雑，vol. 45, no. 537, p. 475～477
井尻正二・小川賢之輔・高沢松逸・和田 信 (1950) : 秩父盆地の第三系，国立科博研，no. 28
- 27) 石原初太郎・青山長兵衛 (1895) : 秩父・甘楽地方地質巡検日記，地質雑，vol. 2, no. 17, p. 181～190
- 28) 今井直哉 (1943) : 秩父鉾山，国立科博研報，no. 9, p. 1～7
- 29) 岩井四郎 (1942) : 秩父盆地第三紀層並に山中地溝帯中生層の地質概説，自然科学と博物館，vol. 13, no. 6
- 30) 岩井四郎 (1947) : 山中地溝帯東城の地質，東京科博研報，19号
岩崎正夫 (1962) : 跡倉礫岩中のパンペリー石，地質雑，vol. 68, no. 807
- 31) 伊崎 晃・吉田 尚 (1944) : Geology of Nagatoro-Onishi District Saitama and Gumma Pref. 東大進論
- 32) KANNO, S. (1957) : On the Molluscan Founa in the Tertiary Deposits of the Chichibu Basin. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 63. no. 742, p. 428.
- 33) KANNO, S. (1958) : Paleogene Megafossil Zone in the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. 藤本治義教授還暦記念論文集
- 34) KANNO, S. (1958) : New Tertiary Molluscs from the Chichibu Basin, Saitama Pref. Central Japan. Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C. vol. 5, no. 55, p. 157～229.
- 35) 小林儀一郎 (1907) : Geology of Chichibu District (Sambagawa). 京大進論
- 36) 小林和夫・生沼 郁 (1961) : 秩父盆地第三紀層の粘土鉾物組成，地質雑，vol. 67, no. 788 p. 284～291
- 37) 近藤精造 (1957) : 秩父地方の結晶片岩の構成鉾物の研究 (第一報)，千葉大，理，紀要，vol. 2, no. 2
- 38) 小藤文治郎 (1879) : Geology of the southwest of Kozuki. 東大卒論
- 39) 小藤文治郎 (1889) : On the so-called Crystalline Schists of Chichibu. Jour. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo, vol. II, p. 77～141.

- 40) 小関幸治 (1954) : 群馬県多野・甘楽両郡下の未開発石灰石鉱床概査報告, 石灰石, no. 31
p. 3~11
- 41) 神津淑佐 (1909) : 群馬県多野郡地災調査報告, 地調報告, no. 4, p. 17~50
- 42) 町田 貞, 井口正男 (1952) : 秩父盆地の段丘地形, 地理評, vol. 25, no. 6
- 43) 町田 貞 (1954) : 秩父盆地の段丘堆積物に於ける砂の粒度分布について, 地理評, vol. 27
- 44) MACHIDA, T. (1960) : Geomorphological Analysis of Terrace Plains — Fluvial Terrace
along the River Kuji and the River Ara, Kanto District, Japan. Sci. Rep. Tokyo
Kyoiku Daigaku Sec. C, vol. 7, no. 64
- 45) MATSUMOTO, T. (ed.) . (1953) : The Cretaceous System in the Japanese Islands. Japan
Soc. Sci. Prom.
- 46) MINATO, M. (1947) : A coral of the Lower Carboniferous type from the Kwanto Moun-
tainland with short note on the Lower Carboniferous deposits of Outer Zone
of S. W. Japan. Proc. Jap. Acad. vol. 23
- 47) 官本弘道 (1931) : 秩父鉱山に関する雑録 (巡検地形接触地帯) 地質雑, vol. 38, no. 456,
p. 490~493
- 48) 宮沢俊弥・徳永重之 (1950) : 秩父鉱床の成因, 地質雑, vol. 56, no. 656, p. 244~245
- 49) 宮沢俊弥 (1958) : 秩父鉱山大黒鉱床におけるマンガン鉄苦灰石の産状と性質について, 藤本
治義教授還暦記念論文集, p. 467~477
- 50) 森川六郎・河田茂麿 (1953) : 秩父鉱山西方, 前門倉における紡錘虫化石について, 秩父博研
報3号
- 51) MORIKAWA, R. (1956) : Fusulinids from Onagata, Kamiyosida-mura, Northern Part of
Kanto Mountainland. Sci. Rep. Saitama Univ. Sec. B, vol. 2, no. 2
- 52) 森川六郎 (1965) : 埼玉県鉱泉調査報告 埼玉県衛生部
- 53) 村井武文 (1954) : 埼玉県秩父郡三沢村及び高篠村付近の地質, 埼玉大卒論
- 54) 小川琢治 (1901) : 秩父巡見所見, 地学雑, 13集, 634~639, 706~710
- 55) OISHI, S. (1940) : The Mesozoic floras of Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaido. Univ. Ser. 4,
vol. 5, no. 2~4
- 56) 大塚専一 (1887) : A report on the geology of a part of the Kanra and Chichibu. 東大
卒論
- 57) 桜井欽一・藤山家徳 (1955) : 秩父産鉱物目録 (その1) 秩父鉱山四近の鉱物, 秩父博研報,
5号, 36~66頁
- 58) 桜井欽一・藤山家徳 (1955) : 秩父産鉱物目録 (その2) 長瀨・秩父盆地・山中地溝帯の鉱物,
秩父博研報, 7号, 35~66頁
- 59) 佐藤睦司 (1953) : 埼玉県秩父郡倉尾村の地質学的研究, 埼玉大卒論
- 60) 杉山隆二 (1947) : 山中地溝帯西縁地域の地質略記, 国立科博研報, 19号
- 61) 鈴木 敬 (1888) : 20万分の1地質図, 東京

- 62) 鈴木 釀 (1932) : 神流川筋柏木産礫質輝緑凝灰岩中のアルカリ粗粒玄武岩 (予報) 岩鉱, 7 卷, 205~212頁
- 63) Suzuki, J. (1939) : On the Age of the Sambagawa System. Proc. Imp. Acad. Tokyo. vol. 15, no. 2
- 64) 高野 貞・河田茂磨・新井重三 (1953) : 叶山西方立処山地域の石灰岩層, 教育大研報, 2号
- 65) 武井暁朔 (1959) : 山中地溝帯から産出した箭石について (短報) 地質雑, 65卷, 768号, 567頁
- 66) 武井暁朔 (1962) : 山中地溝帯の漣痕化石について。秩父博研報, 11号
- 67) 武井暁朔 (1963) : 山中地溝帯東部白亜系の層序と構造。地質雑, vol. 69, no. 810, p. 130~146
- 68) 武井暁朔 (1964) : 山中地溝帯白亜系からInoceramusの発見。地質雑, vol. 70, no. 825, p. 351~352
- 69) 武井暁朔 (1965) : 西南日本外帯にみられる白亜紀中頃の地殻変動の性格。地質雑, vol. 71, no. 837, p. 297~310
- 内田信夫 (1966a) : 関東山地北部の地質に関する2・3の事実, 成蹊論叢, no. 5, 101~119頁
- (1966b) : 御荷鉾構造線, 成蹊大政経論叢, 第16卷, no. 3, p. 510~535
- 70) 内田信夫 (1967) : 御荷鉾層および万場層の凝灰岩の化学組成, 成蹊論叢, p. 6
- 71) 鱒淵袈裟男 (1961) : 群馬県多野郡上野村野栗沢近傍に発達する白亜系の地質について, 埼玉卒論
- 72) 矢部長克 (1901) : 秩父古生層について, 地質雑, vol. 8, no. 95, p. 342~348
- 73) 矢部長克 (1926) : 山中の化石, 地球, vol. 5, p. 421~438
- 74) 矢部長克・長尾 巧・清水三郎 (1926) : Cretaceous Mollusca from the Sanchū Graben in the Kwanto Mountainland, Japan. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. 2 nd. Ser. vol. 9, no. 2
- 75) YABE, H. (1927) : Cretaceous Stratigraphy of the Japanese Islands. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. 2nd. Ser. vol. 11, no. 1
- 76) 矢部之男 (1955) : 群馬県多野郡上野村近傍の地質 地質学会第62年年会見学旅行案内記
- 77) 矢部之男 (1956) 山中地溝帯西域の層序と化石動物群の内容 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙, 3号
- 78) YOKOYAMA, M. (1890) : Versteinerungen aus der Japanische Kreide. Palaontogr. Bd. 36
- 79) YOKOYAMA, M. (1895) : Mesozoic Plants from Kozuke, Kii, Awa and Tosa. Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, vol. 7, pt. 3
- 80) 谷津栄寿 (1950) 秩父山地の起状量, 大塚地理学会論文集

文 献 (秩父鉱山関係の分)

- 1) Masakiyo HASEGAWA: Geology of Chichibu Mine 東京帝大理地質卒論 1921
- 2) Sadao NAITO: Geology of Chichibu Mine. Part 1, 2 東京帝大理地質卒論 1943
- 3) 藤山家徳・羽賀貞四郎・原 喜久男・金田光弘: 埼玉県秩父鉱山付近の地質について
東京文理大, 地鉱進論 1952
- 4) 宮沢俊弥: 日室秩父鉱山大黒鉱床に産する自然金について (第1報)
東京教育大学理学部地質鉱物学, 教室研究報告 1953
- 5) Tadashi AOKI: Ore Deposit of Daikoku, Chichibu Mine Saitama Prefecture
東京大理地質卒論 1954
- 6) 浅野勝三: 秩父鉱山大黒坑の鉱床賦存の諸型式とその生成順序について
鉱山地質 vol. 4, no. 12, 1954
- 7) 宮沢俊弥: 秩父鉱山における赤鉄鉱および磁鉄鉱の産状について
本邦におけるいわゆる接触鉱床の成因に関する研究 (2) 鉱山地質,
vol. 4, no. 13, 1954
- 8) 同 上 : 本邦のおもな接触交代鉱床の特異性について 鉱山地質, vol. 6, 1956
- 9) 藤本治義・河田茂磨・金田光弘: 秩父鉱山付近の地質 日本地質学会第64年
年会見学旅行案内記 1957
- 10) 宮沢俊弥・浅野勝三・金田光弘: 秩父鉱山の鉱床 日本地質学会第64年
年会見学旅行案内記 1957
- 11) 浅野勝三・金田光弘: 秩父鉱山 日本鉱業会技術叢書 13 鉱床と地質構造 (3) 1958
- 12) 同 上 : 秩父鉱山の現況一特に赤岩鉱床について 日本鉱業会誌
vol. 75, no. 855 探査技術号 1959
- 13) 金田光弘: 秩父鉱山における最近の探査 ——特に赤岩及び道伸窪鉱床について——
日本鉱業協会技術部編 探査講演集 1960
- 14) 安部 亮・浅野勝三・金田光弘: 秩父鉱山における最近の探査 鉱山地質
vol. 11, no. 45, 46, 10周年記念号 1961
- 15) 赤沢敏行・北原奎司郎: 秩父鉱山 日本鉱業会誌, Vol. 83, no. 956 1967
- 16) 宮沢俊弥: 秩父鉱山 鉱床学の進歩 1956

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Tokyo (8) No. 26



GEOLOGY

OF THE

MAMBA DISTRICT

By

Masahiro OKUBO & Mankichi HORIGUCHI

(Written in 1968)

(Abstract)

In the mapped area, the so-called Chichibu Paleozoic formations are widely developed on the one hand, and the type locality of the Sambagawa crystalline schist is situated at the northeastern corner on the other hand. Among these older rocks, the Mesozoic (Cretaceous) formations occupy a narrow band called the Sanchū-Graben, and in turn, it is overlain unconformably by the Miocene formations at the southeastern corner of this area.

Brief explanations of these sedimentary series are given as follows.

The Sambagawa crystalline schist

The whole series of the crystalline schists attain 2,000m or more thickness, and are lithologically divided into three groups. The Lower

group is composed mainly of the green- and quartz schist, developing along an anticlinal axis in the Sambagawa valley. The Middle group is originated mainly from the pelitic rocks. These two groups contain porphyroblast of albite. The Upper group is composed largely of the green schist. A part of the crystalline schist is possibly the Permo-Carboniferous in age.

The Chichibu Paleozoic formations

The Paleozoic formations developing to the north of the Sanchū-Graben, are divided into three groups.

The Kashimo group: This is generally the siliceous facies, and is represented by the green- and black semi-schist. No fossils have been found. Thickness about 600m.

The Mamba group: This is characterized by the development of schalstein, intercalated with black slate, chert and limestone. *Pseudofusulina* and *Neoschwagerina* are obtained from the limestone lenses. Thickness varies from 200m to 1,100m.

The Kamiyoshida group: This group is composed of greywacke, black slate, chert and thin layers of limestone. Fossils are *Parafusulina*, *Neoschwagerina* and *Yabeina*. Thickness is more than 1,000m.

Three groups mentioned above, form the gently folded structures. On the contrary to this, the Paleozoic formations to the south of the Sanchū-Graben show the monoclinical structure as a whole. It can be classified into three formations by the lithologic characters as below (from north to south).

The Otchizawa formation: Being contact with the southern margin of the Sanchū-Graben, this occupies a narrow band and is composed mainly of schalstein and limestone, and is widely traceable along its strike side. Permian fusulinids are rarely found in the limestone.

The Ryokami formation: The upper part of this formation is chiefly the heavy alternation of sandstone and black slate, intercalating with several layers of chert. Thickness about 1,500m. The lower part is largely the siliceous facies, forming the craggy ridges of the mountains. The thickness may be assumed 2,000m.

The Ishifune formation: Massive sandstone with thin layers of limestone is the chief component of this formation. A large part of

this is possibly the late Carboniferous in age, because of the occurrence of *Fusulinella*.

The Mesozoic formations of the Sanchu-Graben

The distribution of the Cretaceous is confined to the narrow zone called the Sanchu-Graben, which is extending from WNW to ESE. Its sequence is as follows.

The Ishidō formation: Basal conglomerate contains generally pebbles of sedimentary rocks, and is succeeded by calcareous sandstone which yields many fossils, such as *Pterotrigonia pocilliformis*, *Bakevella haradae*, *Lopha diluviana*, *Enallaster* and *Washitaster*. Thickness about 100 ~ 450m.

The Sebayashi formation: This is composed mainly of well-banded sandstone intercalated with shale beds in its upper part. The fossil assemblage is characterized by a small amount of marine molluscs and a large amount of blackish molluscs and plant remains. Moreover, cross-bedding, ripple marks and current marks are observed. Thickness about 100 ~ 650m.

The Sanyama formation: The chief component is basal conglomerate containing granitic pebbles and thick shale. Molluscan fossils are rarely found. Thickness varies from 150 to 1,350m.

The Ishidō and Sebayashi formations are the Lower Cretaceous, while the Sanyama formation is referred to the lower part of the Upper Cretaceous. As a whole, these formations show a vast synclinolium.

The Tertiary formations

The lower part of the Miocene of the Chichibu basin occupies the southeastern corner of this area. It is classified into five formations.

The Ushikubitoge formation: This begins with thick beds of basal conglomerate which contains boulders of biotite granite, hornblende-quartz diorite, trachyte, chert, greywacke, slate, limestone and so on. It is succeeded by sandstone and mudstone. The latter yields many fossils, such as *Portlandia (Portlandella)*, *Venericardia (Cyclocardia)*, *Conchocele*, *Lucinoma* and *Turritella*. Thickness about 200m.

The Chigaya formation: The chief components are tuffaceous sandstone at the lower part and coarse-grained sandstone at the

upper. Molluscs have been obtained from the lower horizon. Their representatives are *Venericardia (Cyclocardia)*, *Acila* (s. s.), *Conchocele*, *Lucinoma*, *Dosinia*, *Macoma (Arenomya)*, and *Turritella*. Thickness about 300m.

The lida formation: This is the alternation of sandstone and mudstone. The slumping structure and other sedimentary structures are well observed in the upper horizon. Maximum thickness attains 1,000m.

The Kurokaido formation: This is composed mainly of dark grey mudstone, besides conglomerate at the base. Thickness varies from 600 to 900m.

The Futtano formation: Conglomerate lies at the basal part and is succeeded by the alternation of sandstone and mudstone. Thickness 200m+.

The Quaternary system

The terrace deposits along the Kan'na-gawa are as follows.

The Syōri terrace: The deposits are sub-angular gravels, coarse sand and clay beds, being lacking loam bed by the erosion. This terrace is the oldest. Its distribution is confined to the type locality, situating at about 120m above the river bed.

The Ishigami terrace: This is composed of ill-sorted boulders cemented by sandy clay, and covered by thin layer of loam. About 65 m above the river bed.

The Nippa terrace: Being composed of the well-sorted gravels and sandy matrix, this terrace is developed along the river. There are no cover of loam. The Jōmon earthen wears are frequently found here and there. The relative height from the river varies from 10 to 30m.

Along the Akahiragawa, two terraces can be recognized. The higher one, Ohami terrace, is equivalent to the Ishigami terrace, while the lower, Ogano terrace, is compared with the Nippa terrace of the Kan'nagawa region respectively.

The Intrusive rocks

There are some intrusive bodies, such as quartz diorite, serpentine and dyke. Quartz-diorite, being possibly the late Paleogene in age, makes skarn minerals of the Chichibu mine.

ECONOMIC GEOLOGY

Chichibu mine is very important and the only mine that has been worked as metal deposit in this area.

Chichibu mine

The mine is situated at Nakatsu, Otaki-mura, Chichibu-gun, Saitama prefecture and comprises several ore bodies of the Daikoku, Akaiwa, Doshinkubo, Nakatsu, Wanaba, Takinoue, Rokusuke, Shiraiwa and Saitozawa. The last three are now stopped in mining.

The mine was discovered in 1610, and thereafter, has worked gold, silver, lead, zinc, iron sulphide and manganese up to the present. Especially, in 1959, Doshinkubo iron deposit was discovered by geological and magnetic prospectings and consequently the mine is carrying out the development of iron ore deposit.

Geology of the mine and the environs consist essentially of the Chichibu Paleozoic formations and igneous rocks which are intruded into the former.

The Paleozoic formations are composed of slate, sandstone, chert, limestone, schalstein, belonging to the Upper Carboniferous-Permian. Of igneous rocks, quartz diorite and quartz diorite porphyrite of Early Miocene age are widely distributed, and the quartz porphyry and porphyrite occurs veins only on a small scale.

Ore deposits are of the skarn-type and mass and vein or chimney, all being embraced at boundaries between the Paleozoic formations and quartz dioritic rocks. They are divided into the early and late stages by the mutual relation of ore and skarn minerals.

Ore minerals of the early stages are formed mainly of magnetite, early pyrite and pyrrhotite and associated in part with chalcopyrite, sphalerite, and skarns. Skarn minerals consist of andradite, hedenbergite, lievrite, xanthophyllite, etc.

That of the late stages is formed mainly of sphalerite, galena, late pyrite, etc., and associated in part with chalcopyrite, arsenopyrite pyrrhotite native gold, jamesonite and bournonite. Sometimes, rhodochrosite and manganese oxides are observed in a part near the surface.

Statistic data of crude ores produced from each deposit are as follows.

	1964	1965	1966	1967
Daikoku	129,451 ^t	137,531 ^t	120,492 ^t	97,605 ^t
Akaiwa	73,630	72,484	68,925	84,270
Doshinkubo	149,767	267,047	251,782	290,992
Nakatsu	23,274	22,346	22,252	19,229
Wanaba		200	8,162	9,765
Total	376,122	509,618	471,613	501,861

Ore grade is shown as follows.
wet slime ore

	Crude ore	Ore grade				
		Cu%	Pb%	Zn%	S%	Fe%
Fe system	21,068 ^t	0.19	0.03	0.21	6.71	47.13
Zn system	6,470	0.06	0.33	4.14	14.77	22.37
S system	5,109	0.22	0.04	0.97	16.83	34.00
Total	34,647	0.17	0.06	1.01	9.84	40.65

Dry ore

	Crude ore	Ore grade			
		S%	Fe%	Mn%	SiO%
Fe Sp	5,789	6.75	45.04		
Po	2,528	29.18	45.23		
Mn	426				
Mg	1,654	1.90	46.29		
Total	10,397				

昭和 44 年 12 月 20 日 印刷

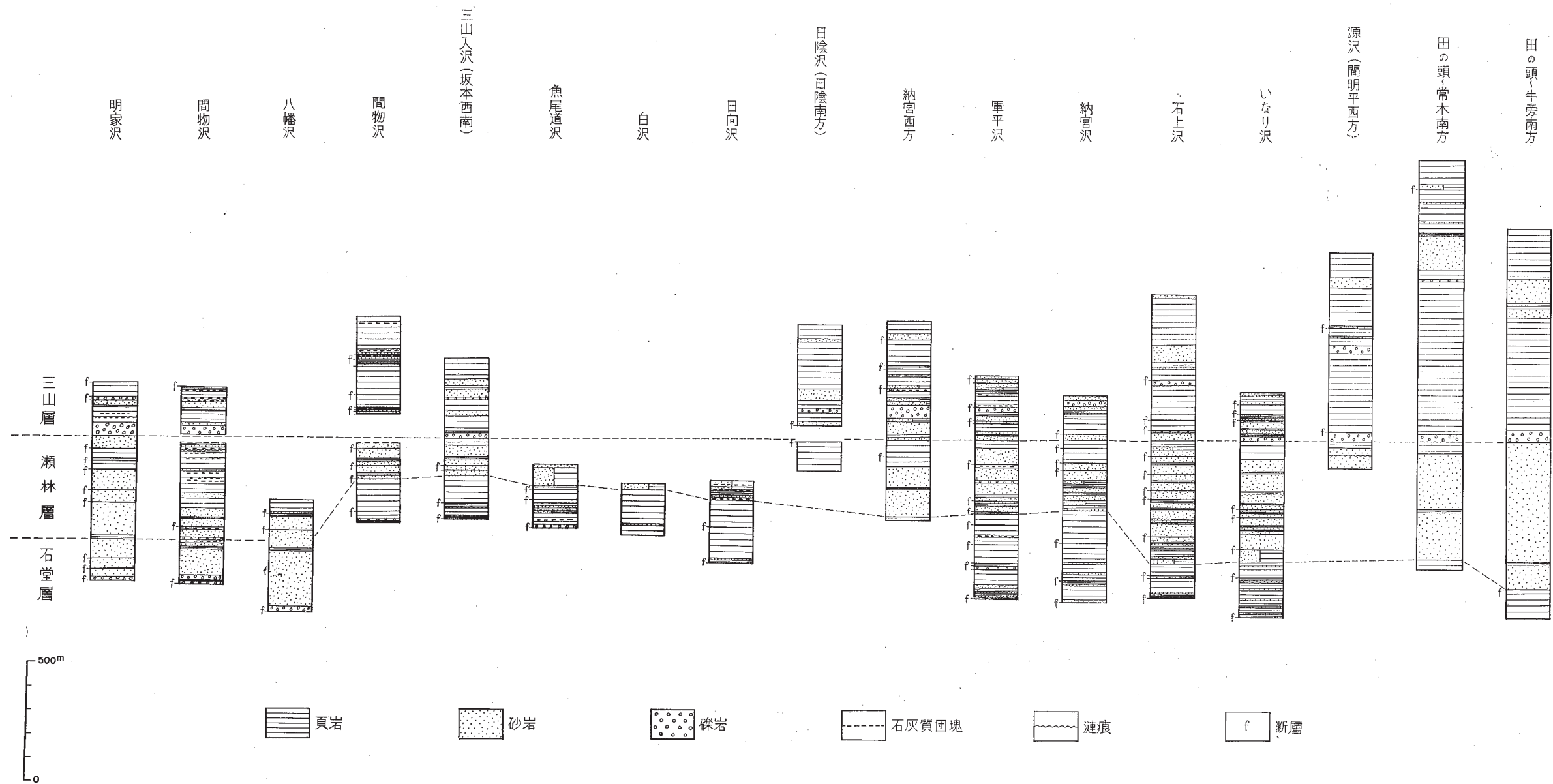
昭和 44 年 12 月 27 日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 小 林 銀 二

印刷所 泰成印刷株式会社

© 1969 Geological Survey of Japan



第 12 図 白 堊 系 (山 中 地 溝 帯) 柱 状 図

第7表 年度別製品生産量

	昭和 15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	
銅 粉 鉍							306		191	422	785	870	650	730	867	1,016	795	926	1,017	1,055	1,479	1,697	1,721	2,360	3,996	5,234	4,411	3,554	
鉛 粉 鉍	241	1,053	1,332	1,426	637	62	121	142	275	216	79	103	107	133	208	289	222	343	487	391	460	510	445	367	202	195	75	250	
亜鉛粉鉍	673	2,254	4,480	4,896	4,402	653	4,322	2,883	4,159	5,065	6,140	5,565	6,060	7,150	7,755	7,520	7,310	7,530	7,530	7,560	8,880	9,745	9,630	9,430	9,283	7,148	6,468	7,163	
硫化粉鉍	1,561	6,029	13,058	5,574			688	5,511	9,150	8,715	10,250	11,385	10,795	8,730	9,788	8,605	12,997	13,660	13,300	13,900	15,690 ²	17,290	19,080	23,230	29,342	34,999	32,524	30,648	
鉄粉鉍										1,022	2,305	4,815	7,470	8,520	9,600	11,690	17,520	20,370	20,370	21,370	14,590	15,880	22,450	46,060	85,194	133,925	145,509	145,877	
金銀粉鉍							47		109	414	154	220			206	185	184	268	121	177	141	154	121	95	42		48		
粗 金												22,592 ^g	17,816 ^g	19,012 ^g	22,860	25,205	粗銀 29kg 38,008	29,740 ^g	28,907	34,302 ^g	28,761 ^g	37,016	7,990 ^g	2,960	1,721				
磁硫鉄鉍(粉)																				638	933		4,573	1,100	13,257	14,699	17,097	15,407	
鉄硫化鉍																			2,356	16,271	32,230	33,560	35,490	42,233	40,194	46,221	44,297	41,945	
磁鉄粉鉍													9,442	18,587	21,264	17,710	14,410	14,695	14,089	15,590	19,170	20,745	23,460	21,623	13,938	15,871	15,783	14,438	
マンガン鉍																206	425	944	2,135	3,020	4,002	4,204	4,520	5,492	4,587	6,119	5,487	2,155	
二酸化マンガン鉍																													
磁硫鉄鉍(粒)																								3,091	14,818	17,538	23,891	21,817	
素硫化鉍																								397	1,028				
計	2,475	9,436	18,870	11,896	5,039	715	5,484	8,536	13,884	15,854	19,713	22,592 ^g 22,958	17,816 ^g 34,534	19,012 ^g 43,850	22,860 49,688	25,205 47,218	粗銀 29kg 38,008 53,863	29,740 ^g 58,736	28,907 61,405	34,302 ^g 79,972	28,761 ^g 98,625	37,016 111,388	7,990 ^g 128,230	2,960 155,478	1,721 215,881		281,949	295,590	243,254