

5 萬分の 1 地質図幅説明書

八幡浜・伊予高山

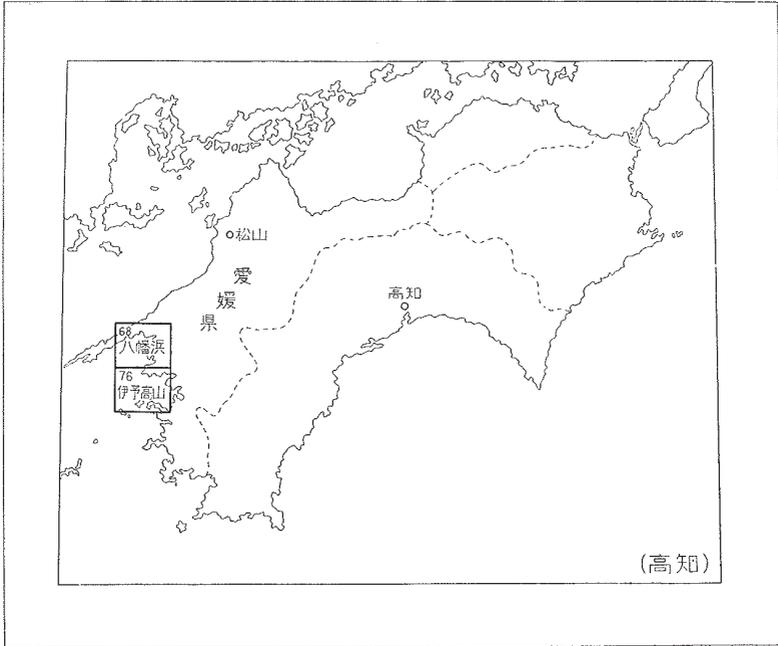
(高知一第 68 号・第 76 号)

通商産業技官 平 山 健
通商産業技官 神 戸 信 和

地質調査所

昭和 31 年

位置図



()は 1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 古生界	5
II. 2. 1 双岩層	5
II. 2. 2 石城層	10
II. 2. 3 俵津層	12
II. 3 長瀨變成帯(古生界變成相)	13
II. 3. 1 川名津垂帯	14
II. 3. 2 八幡浜垂帯	15
II. 3. 3 川之石垂帯	17
II. 4 中生界	19
II. 4. 1 三島層	19
II. 4. 2 枝浦層	20
II. 4. 3 大浦層	21
II. 4. 4 奥浦層	23
II. 4. 5 高島層	25
II. 4. 6 真穴層	26
II. 5 火成岩類	27
II. 5. 1 角閃石岩および角閃片岩	27
II. 5. 2 輝緑岩および斑斨岩	28
II. 5. 3 橄欖岩および蛇紋岩	29
II. 6 第四系	29
II. 6. 1 段丘堆積物	30
II. 6. 2 沖積層	30
II. 7 地質構造	30
II. 7. 1 古生界の地質構造	30

II. 7. 2	長瀬変成帯の地質構造	31
II. 7. 3	中生界の地質構造	33
III.	応用地質	34
III. 1	含銅硫化鉄鉱	34
III. 2	マンガン鉱	37
III. 3	クローム鉱・苦灰岩	43
III. 4	石灰石	44
	文献	44
	Abstract	1

1: 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和30年稿)

八幡浜・伊予高山

(高知一第68号・第76号)

八幡浜図幅および伊予高山図幅は、昭和29年1月中旬から3月中旬に至る間に野外調査を行い作成されたものであり、本説明書には両図幅について併せ記述する。伊予高山図幅の南半部については7万5千分の1「日振島」地質図幅および説明書の一部としてすでに刊行されているので、この地質図および説明書にはこの部分を省略した。野外調査は御荷鉾構造線以北の長瀬変成帯を平山健が、以南の古生界・中生界地帯を神戸信和が調査した。両図幅内のマンガン鉱床・石灰石鉱床・ドロマイト鉱床・クロム鉱床および銅鉱床の一部の調査および記述は、本所所員林昇一郎技官によるものである。なお、本調査には米軍から貸与された空中写真を利用することができた。

I. 地 形

八幡浜および伊予高山両図幅地域は四国の西部に位置し、八幡浜図幅の北西部地域は佐田岬に連なる三崎半島の基部を含み、八幡浜図幅の西辺および伊予高山図幅の南西辺は宇和海に面している。

図幅地域にみられる長瀬変成岩類および古生層に属する地層の走向は一般にENEを示し、山稜もこの方向に走り、なかでも三崎半島がこの方向と一致することは地形的に顕著なことである。

山稜は一般に低く、最高約700mである。長瀬変成帯は、その北東部では最も高位の地形を示すが、西方へ向かって漸次低下し、山頂の平坦な丘陵状を呈する。古生層

および中生層からなる地域も 500 ～ 600m の高度を示すが、奥浦層の分布地域は侵蝕がきわめて著しく、低地形を呈する。

御荷鉾構造線以北の地域の地形において特に特徴的なものは見当らず、僅かに塩基性火成岩で構成された川名津・川舞・布喜川附近の山塊が、他に較べてなだらかな山形を呈しているのが目立つのみである。

東宇和郡俵津村・狩江村および高山村地内の海岸に面した山地に分布する大浦層・枝浦層ないし俵津層の地質構造は、この附近の海岸線を支配し、かつこれらの地層を断っている N-S 方向の断層の延長部には、著しい弯入が認められる。西宇和郡三島村地内のミツクリ島・小高島および高島には、礫岩・砂岩および粘板岩からなる高島層が分布するが、これらの岩石は周辺の古生層の岩石よりは軟らかく、より強く侵蝕を受けたために、弯入を形成したものと推察される。

II. 地 質

II.1 概 説

八幡浜および伊予高山両図幅地域は西南日本外帯に属し、地域を構成する岩層は外帯の特徴である帯状配列を示して分布している。地域は北側から長瀬変成帯・秩父累帯および四万十累帯に分けられ、この 3 帯の間は御荷鉾構造線および糸川—仏像構造線によって境されている。長瀬変成帯を構成する岩層は、古生界の変成相と思われる長瀬変成岩類（従来の三波川・御荷鉾の両系を併せて、そのなかに露出している火成岩類を除いた名称）と、それに貫入している塩基性火成岩類・超塩基性岩類とである。長瀬変成帯は北側から川之石・八幡浜および川名津の 3 亜帯に分けられる。この分帯は構造的見地から分けられるものであって、3 者の間の層位的な関係は明らかにされていない。長瀬変成帯の南限はいわゆる御荷鉾構造線であって、これによって南側の秩父累帯と境している。秩父累帯には北側から双岩・石城・俵津の 3 層がほゞ E-W に帯状に分布し、その間に不規則な形の範囲を占めて真穴・高島・三島の 3 層が分布する。双岩層は東隣卯の町図幅の北西部に分布する久米統におゝむね連続すると考えられ、軽微な広域変成作用を受けた古生代の岩層で構成されている。石城層は古生代

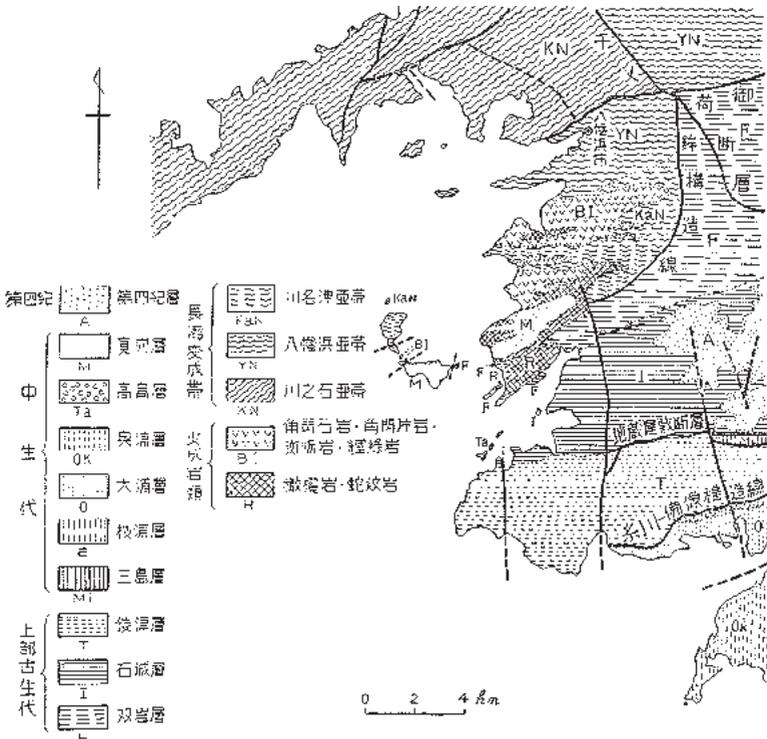
に属し、依津層はいわゆる三宝山層群に属し、その上部は三疊紀からジュラ紀中期にあたると考えられている。三島層はいわゆる鳥ノ巢石灰岩を含む地層で、上部ジュラ紀の地層と認められる。高島層は西方海上に浮ぶ高島などの小島嶼に分布する地層で、確証はないがおそらく中生層と思われる。真穴層は西宇和郡真穴村穴井地方に分布す

第1表 層序一覽表

地質時代	長 嶺 帯	秩 父 累 帯		四万十累帯
		主 部	三宝山帯	
新 生 代	現 世	沖 積 層	沖 積 層	沖 積 層
	更新世	段丘堆積物		
中 生 代	第三紀			
	白堊紀		真 穴 層? —關係不明—	奥浦層
			高 島 層? —關係不明—	
	ジュラ紀		三 島 層	枝浦層
古 生 代	三疊紀		三宝山層群	大浦層
	二疊紀 — 石炭紀	長壽變成帯 川八川之礫石浜津並並帯	御荷鉾構造線 石城層 部分的に断層 双岩層	糸川—仏像構造線 依津層

る砂岩を特徴とする岩層であり、その時代は確証はないが中生層らしく思われる。俵津層の南側を限る糸川-仏像構造線以南は四万十累帯であって、こゝには大浦層・枝浦層および奥浦層が分布している。この3層は四万十層群に属し、四万十層群は全体として三畳紀から白堊紀に及ぶものと考えられている。

古生界の双岩・石城・俵津の各層および長瀬変成帯の川名津・八幡浜亜帯のなかには、塩基性火成岩類および超塩基性岩類の大小の貫入体が存在している。これらの岩類は局部的には古生界を変成させた変成作用を受けているが、大部分にはその影響がみられない。火成岩の貫入の時期は、前記変成作用の継続中または変成作用の終了後であろう。また塩基性火成岩の一部には、後からの酸性熱水溶液の侵入によって、閃緑岩のような外見を呈する岩石に変化しているものもある。



第1図 地質構造概念図

両図幅地域には洪積層は小範囲にのみみられ、沖積層は海岸線に沿って、また卯の町から宇和町にかけてやゝ広くみられる。

両図幅地域内の地質構造は、上記の御荷鉾・糸川-仏像の両構造線によって分けられる3帯において異なっている。したがって両構造線が生成する以前、すでに各帯の構造はほぼ決定されていたようである。しかし部分的には、両構造線に関連して貫入したと思われる超塩基性火成岩類の影響が認められる処もある。

両図幅地域内の層序を第1表として掲げ、地質構造についての概念図を第1図に示した。

II.2 古生界

古生界は岩質および構造によって北部から双岩層・石城層および俵津層の3層に分かれる。

II.2.1 双岩層

本層は八幡浜図幅の北東部に分布し、黒色千枚岩・緑色千枚岩・砂岩・チャート・石灰岩・輝緑凝灰岩および輝緑岩を主とするが、なかでも千枚岩類を特徴とする岩相である。

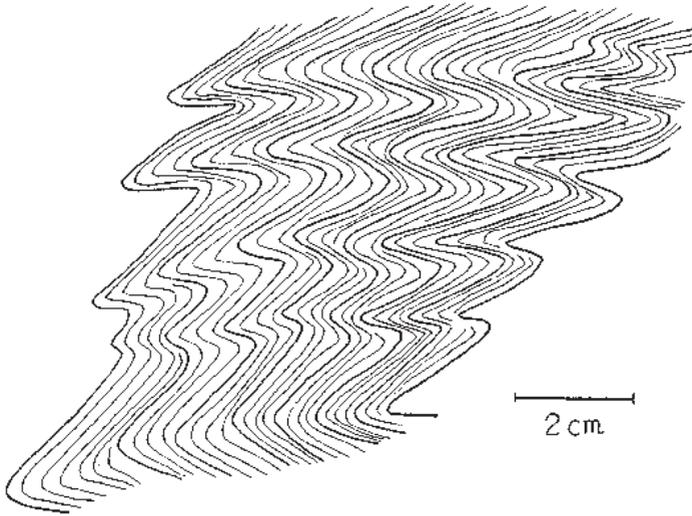
地層の走向は一般にENE-WSWに走り、傾斜は変化に富み、南あるいは北へ傾斜する。地層の擾乱が処々にみられ、その規模は地質図上に示される程度の背斜および向斜構造を呈する場合と、図示できないほどの小褶曲の場合とがある。したがって、同一地層の繰返しがあるが、それぞれを詳細に識別することはできない。地層は断層によって著しく擾乱され、例えば双岩村双岩駅西方および水之元附近にある擾乱地では、土地が著しく陥没することがあるという。双岩層分布地域の西部、ことに西宇和郡二本生村附近では、チャート・砂岩・粘板岩が火成岩類によって熱変質を受けており、他の地域とは岩石の様相を異にする。双岩層の層厚は算出することは困難である。

本層はドロマイト鉱床・マンガン鉱床・銅鉱床を伴っている。

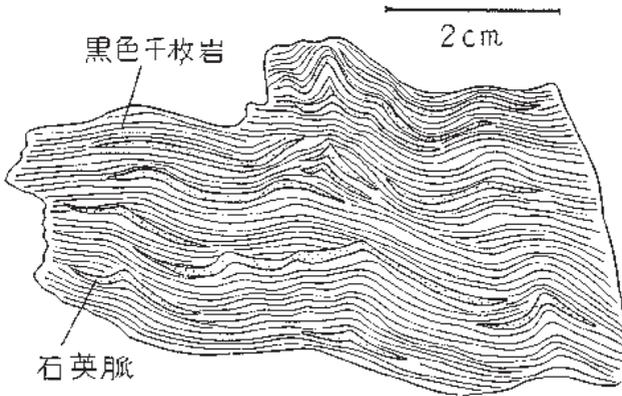
構成岩石記載

黒色千枚岩 黒色～暗灰色を呈し、風化すると褐色・茶褐色・黄褐色・黄色・灰黄

色・黄緑色あるいは白色等を呈する。剥理面に沿っては風化作用が進みやすい。ために風化は地表面にとまらず、深部の岩層にまで及んでいる処もある。粒度の変化に富み、微褶曲が顕著である(第2図A)。部分的に剥理面に沿った幅1~3mmの石英脈(第2図B)に富むが、石英脈の幅はしばしば30cm以上に及ぶことがある。剥理面に交わる断面では、厚い紙を重ねてそれを縦に割ったような平滑でない切口を



第2図A 愛媛県八幡浜市千丈附近の黒色千枚岩

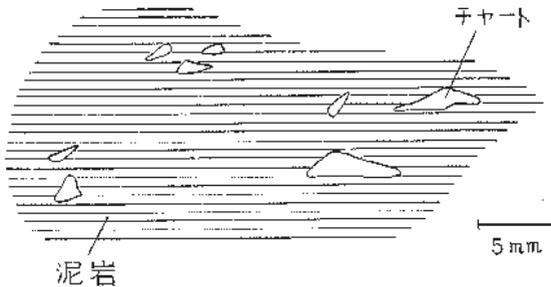


第2図B

示し、剝理面に沿っては多少弯曲しているが、滑らかな面で割れ、その面は光沢をもっているのが特徴である。

黒色千枚岩は緑色千枚岩と細互層し、幅約15cmの灰白色片状砂岩および3～30cm幅の黒色、乳白色～桃色のチャートを挟有することがある。また砂岩～チャートと互層することもある。千枚岩地域から非千枚岩地域へは一般に漸移すると考えられるが、千枚岩地域中に、部分的に非千枚岩質の珪質黒色頁岩と黒色頁岩との約1cm幅の細互層が現われることがある。

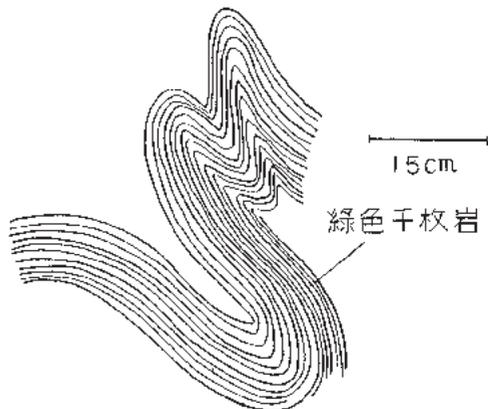
また局部的には頁岩ないし泥岩が挟まれており、これらは暗灰色～灰白色を呈し、風化すると黄褐色を呈する。なお泥岩には灰白色で凝灰質のものもあり、このなかには黒色～乳白色のチャートの小礫を含むことがある(第3図)。



第3図 愛媛県西宇和郡双岩村若山附近の泥岩

緑色千枚岩 緑色～緑紫色を呈し、剝理性が強く斧刃状に割れる。剝理面は一般に光沢に富むが、これに沿って雨水が入り込み、黄褐色を呈し、風化が進んでいることが多い。粒度変化に富み、多少砂質の部分もある。

石灰岩を挟有することがあり、また黒色千枚岩と細互層をなすことがある。微褶曲構



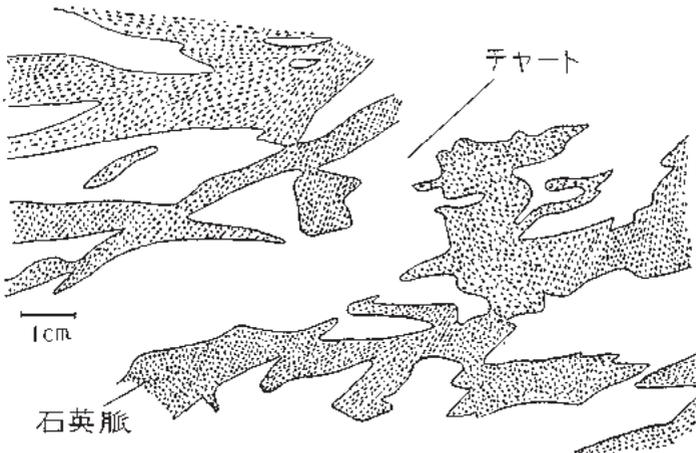
第4図 八幡浜市横加附近の緑色千枚岩

造が著しい(第4図)。

砂岩 本岩は砂岩を主とする地層のなかにみいだされる場合と、珪岩～頁岩を主とする地層のなかに挟有される場合とがある。灰白色～灰緑色を呈し、砂粒はある一定の方向に伸びている。構成鉱物のなかでも1mm前後の石英の結晶粒に気がつく。また、しばしば厚さ約2mmの石英脈をもっている。砂岩は一般に塊状であるが、ある一定の方向に節理がある。砂岩のなかには黒色頁岩の小破片を含有することがある。千枚岩質砂岩と黒色千枚岩とが互層する場合がある。また局部的に接触変成作用を受けた砂岩がみられる。部分的に花崗岩質砂岩が顕著で、黒色頁岩を挟有し、層理が明瞭である。八幡浜市古藪附近では、片状砂岩が著しい。

チャート 乳白色・淡緑色・淡褐色および暗灰色を呈し、風化すると黄褐色を呈する。チャートは侵蝕が少なくまた風化に抗し易く、一般に明瞭な露頭をつくる。したがって、山稜に沿ってチャートが分布し、谷沿いに砂岩～頁岩が分市していることが少なくない。

チャートは片状ないし片理を示すことがあり、また塊状のものもある。黒色チャートには、網目状に石英脈(第5図)によって貫ぬかれるものがある。またチャートが約1m、黒色頁岩が約50cmの幅をもって互層することがあるが、これとは逆に頁岩

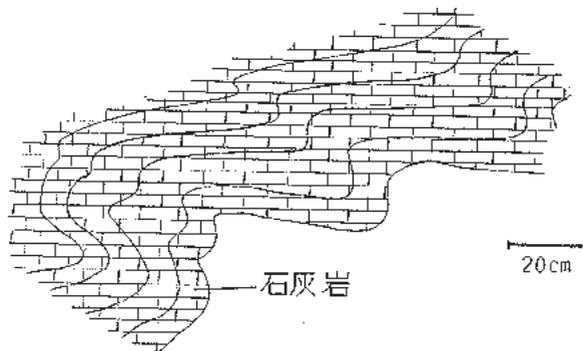


第5図 西宇和郡双岩村和泉附近の黒色チャート

の幅の方が厚いこともある。

淡緑色および淡褐色のチャートが互層し、薄い黒色千枚岩を挟有する場合がある。また、片状チャートと黒色千枚岩とが0.3～3cmの帯をなして互層することがある。チャートはしばしば1mの幅を示す。チャートはバラスとして採石されている。

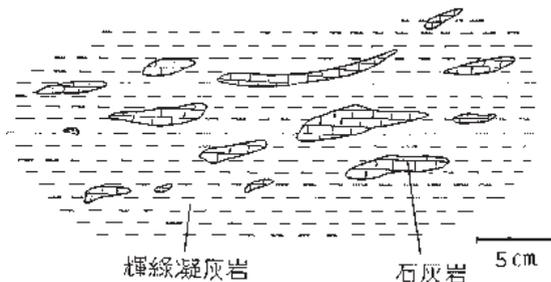
石灰岩 乳白色あるいは灰白色を呈し、時に片状で、微褶曲構造を示す(第6図)。方解石脈を有し、結晶質のこともある。剝理性に富み、露頭では風化が進み、剝理面に沿って深い溝をつくっている。黒色の物質が薄く介在したり、黒色千枚岩および緑色千枚岩が挟有されることがある。また、輝緑凝灰岩中に挟有されたり、あるいは輝緑凝灰岩と互層することがある。一部の石灰岩は珊瑚の化石を含有する。



第6図 八幡浜市横畑附近の石灰岩

輝緑凝灰岩および輝緑岩 輝緑凝灰岩は剝理性に富み、風化に対して弱く、しばしば石灰岩(第7図)あるいは粘板岩を挟有することがある。

輝緑岩は光沢に乏しく、しばしば黒い小部分がみだされ、また黄色の径約2～3



第7図 西宇和郡双岩村矢野畑附近の輝緑凝灰岩

mmの空隙がみられる。風化すると緑褐色を呈する。剝理性に富む輝緑岩と塊状を呈する輝緑岩とがある。輝緑岩は西方では蛇紋岩に変化する。

地質時代

本層は千枚岩類を特徴とする地層で、東隣卯之町図幅地域における久米統に対比される。卯之町図幅においては、久米統は南方に接して存在する上部古生代の秩父系の岩石より変質が著しく、よってその時代は秩父系より古期のもので、むしろ北方の御荷鉾統とともに前石炭紀に属するものであろう、と記されている。

このたびの調査においては、双岩層からその地質時代を証する化石を発見し得なかったが、双岩層は岩質から石城層に類似した上部古生代の秩父系の変質したものと考えられる。

II. 2. 2 石 城 層

本層は八幡浜図幅地域の中南東部を占めて双岩層の南側に分布する。双岩層とは部分的には断層で接するが、一般には整合であると考えられる。本層は千枚岩類に乏しく、粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩および輝緑凝灰岩～輝緑岩からなり、粘板岩・砂岩およびチャートの互層をもって特徴とする。地質構造は双岩層より簡単であって、堂所山を中心としては水平に近い地層が認められ、双岩層に接する附近においても比較的緩い褶曲構造がみられる。微褶曲構造は顕著ではない。

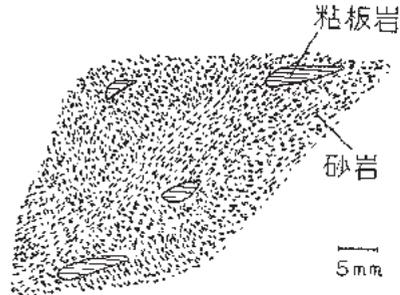
本層の分布地域は、八幡浜および伊予高山両図幅のなかで最もマンガン鉱床に恵まれた地域である。マンガン鉱床はチャートに附随して胚胎する。

構成岩石記載

粘板岩 黒色を呈し、風化すると白色～黄色を呈する。風化したものは白色凝灰岩のようにみえることがある。非常に脆く軟らかで、時に淤泥質のことがある。珪質粘板岩・チャート～砂岩と互層し、細かい層理を示すこともある。また、微褶曲構造を呈することがある。マンガン鉱床に附随して黄緑色・黄褐色～灰緑色粘板岩あるいは粘土を伴うことがある。

砂岩 灰緑色～白色を呈し、風化すると灰白色・緑白色・茶褐色～黄褐色を呈する。中粒～粗粒で緻密である。しばしば石英粒に富む。薄い黒色粘板岩～頁岩の介在によって、層理明瞭であることが多い。比較的塊状なものはいわゆる硬砂岩と呼ばれるも

のに近く、黒色頁岩の小破片を含有する(第8図)。時に砂岩は幅約70cmの黒色頁岩を挟有することがある。砂岩あるいは粘板岩は灰白色の凝灰質粘板岩をしばしば挟有し、このようなものでは風化すると一般に茶褐色を呈する。時に細粒礫岩やあるいは薄いチャートを含み、また擾乱作用によって角礫化していることもある。砂岩は一般に風化に耐え、山稜をつくり易い。



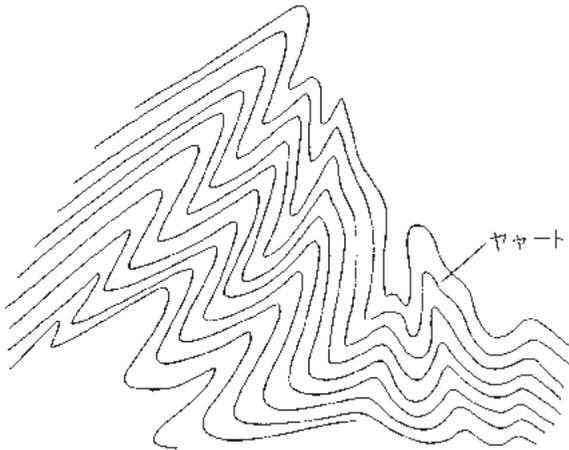
第8図 西宇和郡三島村茂屋敷西方附近の砂岩

チャート チャートは次の3様のうちいずれかの産状を呈する。

- 1) 塊状でかなり厚く露出し、層理がほとんど不明な産状
- 2) 厚く露出するが帯状(片状)を呈し、層理が明瞭な産状
- 3) 薄い粘板岩と細互層して、層理明瞭な産状

チャートは乳白色・黒色・灰白色・茶褐色・淡緑色あるいは桃色を呈し、風化すると灰白色になる。層理面に直角に節理が入っていることがある。擾乱された部分では角礫化している。チャートは砂岩～粘板岩と互層することがあり、あるいは黄褐色の

輝緑凝灰岩を挟有することがある。微褶曲構造を呈することがある(第9図)。



第9図 西宇和郡真穴村真網代南方附近のチャート

帯状(片状)のチャートは幅約2～10cmの帯状をなし、この間に厚さ約1cmの黄緑色粘板岩を挟むことがあり、これに

よって走向・傾斜を測定しうる。また、片状のものには珪質砂岩あるいは灰色の珪質頁岩を挟むものがある。

東宇和郡宇和町野田西方にはチャート(25cm)と石灰岩(30cm)とが互層し、この石灰岩の下盤には茶褐色の輝緑凝灰岩と互層するものがある。またチャートには赤色土あるいは黄褐色～緑色～白色などの粘土を豊富に挟有するものがある。

石灰岩 灰白色～乳白色で、塊状を呈し、輝緑凝灰岩の薄層を挟有する。また、輝緑凝灰岩のなかに団塊として含有される場合がある。

輝緑凝灰岩および輝緑岩 西宇和郡三島村蔵貫浦東方・地藏屋敷附近、および東宇和郡宇和町野田西方の小地域に分布し、緑色を呈する。

地質時代

本層からは地質時代を証する化石を発見できなかったが、岩質上これの東方延長は東隣卯之町図幅(75,000分の1)の上部古生界秩父系に該当する。卯之町図幅地域では石灰岩のなかから二疊紀～石炭紀を指示する紡錘虫の化石を産出するので、石城層も二疊紀～石炭紀に属する秩父系であろう。

II. 2. 3 俵津層

本層は石城層の南側に、八幡浜および伊予高山両図幅地域にわたって分布する。石城層とは東西方向の断層で境されており、また一部分ではこの間に中生界の三島層が介在している。岩相は粘板岩・砂岩・チャート・礫岩・石灰岩および輝緑凝灰岩からなり、粘板岩・砂岩・チャートおよび礫岩は俵津層分布地域の北部～中部を占めて分布し、石灰岩および輝緑凝灰岩は、本層の南限をつくる糸川-仏像構造線の北側に直接して分布する。化石はいずれの地層からも発見されなかった。地層は一般にENE-WSWの走向を有し、傾斜はおゝむね北である。実際には複雑に褶曲しているのであろうが、どのような褶曲であるかは推定できない。

いわゆる糸川-仏像構造線に沿った処では、地層は著しく擾乱している。石城層と同様に、本層のチャートにはマンガン鉱床が随伴する。

構成岩石記載

粘板岩 黒色～暗灰色を呈し、風化すると灰色・黄色～褐色となる。一般に粘板岩は砂岩と互層し、時に凝灰質であり、また珪質～砂質である。堅硬、緻密であり、部

分的に細・粗粒の部分を含み、不規則に凹凸をもった面で割れる性質がある。斧状を呈して割れ易く、層理はあまり明瞭でないが、砂岩の介在によって層理を知ることができる。

砂岩 灰色・灰白色～灰緑色を呈し、一般に堅硬である。粒度は細粒～中粒である。花崗岩質砂岩～粗粒砂岩のこともある。茶褐色の粘土を含み、また帯状にチャートを挟むことがある。砂岩(3～5cm)および粘板岩(2～5cm)が互層することがあり、この互層は薄い輝緑凝灰岩を含みことがある。

チャート 緑色・茶褐色・黒色・灰白色・桃色・淡緑色・暗灰色あるいは乳白色を呈する。風化すると一般に褐色を帯びる。帯状(厚さ3～10cm)を示し、黒色粘板岩～緑色粘板岩が介在する。石灰岩の見掛上の下盤に暗灰色のチャートがあり、緑色粘板岩を伴う。これはおそらく凝灰質のものであろう。剥げ易い性質をもち、風化して砕け易い。風化が著しくなると層理は不明瞭になる。微褶曲構造が顕著である。

礫岩 細粒礫岩である。

石灰岩 大は地質図に示した程度のものから、小は長さ0.1～3mのレンズ状をなして他の岩層中に介在する。灰白色を呈し、風化すると黄褐色となる。風化、侵蝕され、露頭では細い溝をつくっている。鯛状を呈するものもある。薄いチャートあるいは褐色～緑色の輝緑岩ないし輝緑凝灰岩を含み、時に鐘乳洞があり、鐘乳石をみることができる。

輝緑凝灰岩および輝緑岩 石灰岩にしばしば伴って産出し、紫色～緑色を呈し、塊状または剝理性に富んでいる。風化し易く、暗褐色となる。

地質時代

本層は岩質および構造的な位置から、高知県佐川盆地周辺に分布する三宝山層群の一部に対比しうるものと信ずる。三宝山層群は秩父古生層(中部二疊紀以降)・三宝山石灰岩(ラデイノカーニク)・斗賀野統(斗賀野層・西山層・奈良谷層—奈良谷層はジュラ紀中期—)を包括するものである。

II.3 長瀨変成帯(古生界変成相)

長瀨変成帯を構成する長瀨変成岩類は、古生界の双岩層に岩質・変成度が類似する

部分があって、それと本質的な差異はないと思われるので、古生界の変成相と考えられる。長瀨変成岩類の分布地域では、南から北へ向かって変成度は高まっているが、図幅地域の北限においても、緑簾石・緑泥石によって特徴づけられる程度の変成度である。長瀨変成帯は南側から川名津亜帯・八幡浜亜帯および川之石亜帯に分けられる。この分帯は分布する岩石の岩質によったもので、いわば構造帯ともいべきものであって、層位学的な意味は含んでいない。

II. 3. 1 川名津亜帯

千丈断層の西側の地域で弯曲した御荷鉾構造線の西側に、ほぼ E-W ~ NE-SW の走向で、多くは北へ傾斜して露出し、塩基性火成岩類・超塩基性火成岩類の進入を受けている。黒色千枚岩・珪質岩・緑色千枚岩・緑色准片岩の互層からなり、その間レンズ状に結晶質石灰岩が介在している。千丈断層の東側では本亜帯は欠如しているようである。大島はその位置からみると本亜帯の分布地域にあたっているが、その構成岩類はやゝ変成度が進んだ岩類と思われる。

珪質岩石および石灰質岩石

黒色千枚岩 外観は古生界の双岩層中のものと非常によく類似している。微褶曲が多くチリメン様にみえる所も多い。しかし双岩層中にみられるような非変成の黒色頁岩はない。炭質物・絹雲母・石英・斜長石を主とした微細な結晶からなることが多く、その1つ1つの判別は困難なことも多い。局部的にやゝ大形の再結晶粒がみられ、また石英・斜長石の集合した部分がレンズ状にみられる所もある。

珪質岩 珪岩～絹雲母片岩などであり、灰白色・白色・淡緑色・赤色などを呈し、黒色千枚岩中に層状に介在し、剝理性がやゝ強い。鏡下ではおもに石英からなり、珪岩は一般に炭質物を少量含み、赤色のものは赤鉄鉱を含み、時に緑泥石の細片を含むものもある。絹雲母石英片岩は西宇和郡宮内村枇杷谷西方などに露出し、緑簾石・紅簾石・柘榴石・方解石などの微粒を含有している。

結晶質石灰岩 黒色千枚岩層中に薄く介在していて、灰白色を呈し、片状をなし、緑泥石の細片を含む。

塩基性岩類

川名津亜帯中の塩基性岩類には凝灰岩・片状輝緑凝灰岩が含まれる。緑色千枚岩状

を呈し、また時に片理に乏しく准片岩というべき性質のものもみられる。これらの岩石中には、後から貫入した火成岩の影響で、変成作用によって片理を生じた部分もあり、またその貫入に関連して生じた曹達に富んだ熱水溶液の交代作用を受けた部分もあるが、それらは野外で識別が困難な場合も多く、したがって分布範囲も不明確な場合が多い。

凝灰岩 本岩は双岩村水之元附近に局部的にみられ、野外で片理が僅かに認められる緑色、緻密の岩石である。鏡下にもれば、ガラス質凝灰岩 (vitric tuff) 質の岩石で、ガラスのなかに形成された気泡間の壁の部分がかわれて、三日月形または凹形の破片になったものが、集まって生じた特徴ある組織を示している。壁であった部分は淡褐色で、やゝ緑色を帯びた緑泥石様の鉱物になっている。この組織は一部では押しつぶされて、壁の破片が片理の方向にやゝ並んでいる所もある。壁以外の部分は無色または淡緑色の緑泥石によって埋められ、そのなかに自形～半自形の普通輝石や、繊維状または長柱状の無色の角閃石が存在し、また少量の自形、半自形の斜長石の結晶がソシュール石化作用を受けたり、緑泥石に変わったりしている。

片状輝緑凝灰岩 本岩の多くは緑色・緑紫色を呈するが、局部的には赤紫色のものがある。鏡下では凝灰岩質構造が僅かにみられ、輝石・斜長石の残晶を含み、緑簾石・緑泥石・陽起石・曹長石の微細な結晶によって構成されている。

II. 3. 2 八幡浜亜帯

千丈断層の西側では、八幡浜市合田から五反田を経て国木にいたる線を境として、川名津亜帯の北側に整合に NE-SW の走向で、北へ傾斜して分布し、北は八幡浜市の向灘・高野地附近を通過する断層で川之石亜帯と接する。千丈断層の東側では、御荷鉾構造線の直接北側に広く分布し、走向はほぼ E-W で北へ傾斜するが、図幅地域の北限近くでは傾斜が緩くなり、北方の伊予長浜図幅地域内で向斜構造を呈し、断層で川之石亜帯と接している。この区域の八幡浜亜帯は千丈断層の西側の区域に較べて分布が広く、構造もやゝ異なっている。これは西側の区域では向灘―高野地を通過する断層によって欠如した部分が、東側では露出しているためと推定される。岩質は珪礫質および石灰質の岩石と塩基性岩石とであり、前者には黒色千枚岩～黒色片岩・片状砂岩・含礫片岩・結晶質石灰岩が含まれ、後者には片状輝緑凝灰岩・輝緑片岩が含まれる。

珪質岩および石灰質岩石

黒色千枚岩ないし黒色片岩 黒色千枚岩は川名津垂帯のものとその性質は同様であるが、再結晶作用はやゝ進み、結晶は径0.05～0.1mmの粒状を呈するものとなり、片岩となった部分もみられる。本垂帯の黒色千枚岩・黒色片岩には、片状砂岩との中間的な性質をもつものが相当互層しており、源岩は砂質頁岩と推定されるものが多い。黒色千枚岩・黒色片岩のなかには、不規則なレンズ状に石英・斜長石が集合していて、砂岩の性質をもつ部分がみられる。このレンズ状の部分は後述する含礫片岩の礫とその性質を同じくするので、もともと礫状であったものかも知れないが、あるいは変動の際に砂岩層がひきちぎられて、レンズ状に頁岩質の岩層中に入ったものである疑もある。

珪質岩 絹雲母石英片岩の薄層が介在するが、量的には川名津垂帯におけるよりも非常に少ない。たゞ黒色千枚岩・黒色片岩中に、非常に珪質な部分がしばしばみられる。本岩は石英を主とし、絹雲母・緑簾石・緑泥石・方解石などを少量含む。石英は相当強い方向性をもって配列している。

片状砂岩 八幡浜市を中心として、N75°Eの走向で北へ傾斜する数多くの片状砂岩層がみられる。千丈断層の東側でも大洲市保子野を中心として、N80°Eの走向で北へ傾斜して分布している。黒色千枚岩層と互層することが多く、肉眼で縞状構造がみられるものが多い。微細な石英粒で固結され、炭質物・絹雲母・方解石・緑泥石などを含み、碎屑鉱物として石英・斜長石・輝石・ジルコン・チタン石・緑簾石などのやゝ大形粒状の結晶が含まれている。炭質物と絹雲母とで形成された縞状の構造が、碎屑鉱物をとりまくように流状にみられる。この縞状構造は全体としては片理の方向に一致している。鏡下におけるこのような状態からも、片状砂岩は純粋な砂岩というよりも、頁岩質を帯びたものであったことが知られる。

含礫片岩 八幡浜市五反田の鉄道の切り割りから西方舌間にかけて含礫片岩層がみられ、その厚さは7m内外である。礫は扁平な楕円体で、長径10cm以下、短径3cm以下のものが多い。礫質は砂岩・珪岩がほとんど全部を占め、火成岩源のものはみられない。不規則な流状の黒色部が片理にほぼ平行にみられるが、この部分は粘板岩質の礫が変形したものと思われる。黒色片岩中にレンズ状に、白色の石英質の部分が含まれていることがある。このようなもののなかには変成作用の時期に分結したも

のもあろうが、前述のようにひきちぎられた砂岩・珪岩などもあり、またもとから礫として存在していたものもあったであろう。

結晶質石灰岩 千丈断層の東側の黒色千枚岩・黒色片岩中に薄層として介在している。喜多郡日土村川辻の石灰岩層は緩く南へ傾斜して露出しており、向斜の底部に近い位置を占めている。石灰岩は一般に灰白色で片理をもち、絹雲母・緑泥石などの細片が散在している。

塩基性岩石類

八幡浜亜帯中の本岩類は片状輝緑凝灰岩・輝緑片岩であり、いずれも黒色千枚岩・黒色片岩中に介在している。川名津亜帯中の塩基性岩石類に較べて変成度はやゝ高いが、やはり再結晶度は低く、鉱物は細粒で、外観も准片岩という方が適当なものもある。

片状輝緑凝灰岩 緑色・緑紫色を呈し、片理をもった細粒の岩石で、凝灰岩質構造を示し、輝石・斜長石の残晶を残し、緑簾石・緑泥石・陽起石・曹長石の微細な結晶によって構成されている。この種の岩石のなかには、外観は輝緑凝灰岩と同様で区別は困難な場合が多いが、主として陽起石によって構成された陽起石片岩というべき岩石が、薄層としてみられることがある。繊維状の無色または淡緑色の陽起石が並列し、普通輝石が散在し、緑泥石が不規則な形で全体に拡がっている。

輝緑片岩 本岩は片理が明瞭でなく、やゝ緻密、塊状で、緑色～濃緑色を呈し、緑簾石・緑泥石・曹長石片岩というべきもので、鏡下では輝石・緑簾石・緑泥石を主成分とし、曹長石・陽起石がやゝ多量にみられ、黝簾石・ジルコン・チタン石・磁鉄鉱・方解石などを伴ない、時に藍閃石・無色角閃石を伴なう。輝石は残晶としてやゝ大形の粒状のものであるが、他の鉱物は細粒で、再結晶はあまり進んでいない。本岩は緑簾石・緑泥石・曹長石などの脈によって、また時には石英脈によって貫ぬかれている。

II. 3. 3 川之石亜帯

本図幅地域では千丈断層の西側のみに現われ、東側では北隣伊予長浜図幅地域にみられる。本亜帯の南側は八幡浜市向灘—高野地を通る断層で八幡浜亜帯と接し、同断層以北の全域が本亜帯によって構成されている。N65～80°Eを一般走向とするようであるが、ほとんど水平に分布し、色々な力向に波打っているため、場所によって走

向はかなりまちまちである。傾斜も一般に南または北へ緩く傾いているが、波打っているためこれもまちまちである。

川之石垂帯は緑色片岩の厚層からなり、そのなかに薄い黒色片岩と石英片岩とを挟んでいる。石英片岩の上・下盤と考えられる層位に、層状含銅硫化鉄鉱床を胚胎している。

地質図においては、本垂帯の緑色片岩を2色に分けて着色してある。それは石英片岩の下位と上位に分けたため、岩質的な差異は認められない。

珪礫質および石灰質岩石類

黒色片岩 本岩の薄層が緑色片岩中に2層介在している。1層は比較的下部で、石英片岩層の下位にあり、川之石町北東および北方において、南へ緩く傾斜して露出するほか、伊方村亀浦附近に断層で切れてその一部が露出している。他の1層は上部にあって川之石町西方、雨井町—大浜間および町見村女子岬に露出している。鏡下では再結晶が進んで完全に再結晶した鉱物からなり、結晶は0.05～0.1mmの大ききになっている。炭質物・絹雲母・石英・斜長石を主とし、緑泥石・方解石などを含んでいる。黒色片岩中には、不規則なレンズ状に石英・斜長石の集合した部分がみられる。その部分は岩質的には砂岩の性質をもち、石英脈としての性質のものではないものが多い。

珪質岩 緑色片岩中に1層、20～50mの厚さで波打ちながらもほぼ水平にみられる。本岩層の大部分は赤鉄石英片岩で、暗赤色を呈するものが多い。石英粒は完全に再結晶しており、そのなかに赤鉄鉱・紅簾石・絹雲母・方解石などの細粒結晶が散在している。石英粒の配列の方向性は相当強い。

塩基性岩石類

輝緑片岩・陽起石片岩などで、一般に緑色片岩といわれているものである。川之石垂帯のほとんど全部がこの岩石によって構成されている。

輝緑片岩 本岩はやゝ緻密、塊状を呈し、普通輝石の残晶を含み、緑簾石・緑泥石・無色角閃石などを主とし、斜黝簾石・曹長石を伴っている。時にやゝ青味を帯び藍閃石を伴うものが見られる。八幡浜垂帯中のものと同様に、緑簾石・緑泥石・曹長石・石英などの脈によって貫ぬかれている。曹長石脈は部分的に切れてレンズ状となり、また流状を呈したり、あるいは曹長石が集合した微細なレンズ状部が散点する場

合がある。そのなかには緑簾石などが捕獲されている。このような部分は点紋に近い性質を示しているが、完全な点紋と思われる曹長石は認められない。

陽起石片岩 輝緑片岩中に薄層として挟み込まれ、その分布は局部的である。無色の繊維状の陽起石の小結晶が片理方向に並列し、その間に板状の陽起石の大形結晶や曹長石・緑泥石が散在している。

II.4 中生界

八幡浜および伊予高山両図幅地域に分布する中生界は、岩質および構造によって三島層・枝浦層・大浦層・奥浦層・高島層・真穴層の6層に分けられる。

II.4.1 三島層

本層は八幡浜図幅地域の南東部、すなわち西宇和郡三島村谷平の南東方、および東宇和郡宇和町野田の南方の僅かの区域に分布し、前者においては、北および南辺は古生界の石城層および俵津層に断層で接しており、西辺は俵津層に断層で接している。後者においては、北および南辺は古生界の石城層および俵津層に断層で接している。本層は粘板岩・砂岩・礫岩および石灰岩からなる。一般に地層はE-W性の走向を有し、北へ傾斜している。地層は断層附近においては著しく擾乱している。

構成岩石記載

粘板岩 暗灰色を呈し、風化すると茶褐色を呈する。細片に割れる性質がある。

砂岩 暗灰色を呈し、一般に中粒で、堅硬である。風化すると黄褐色を呈する。

礫岩 緑色チャートの角礫を含有し、また黒色粘板岩の破片を含有し、基質はアルコーズ砂岩である。礫の径は5～15mm内外である。また珪質礫岩のこともある。

石灰岩 灰白色を呈し、風化すると茶褐色を呈する。比較的割れ易い性質がある。下記の珊瑚化石等はこの石灰岩中に含有される。

地質時代

阿部治朗¹⁶⁾の報告に従えば、石灰岩から六射珊瑚 *Enallhelia* sp., *Stylinea* sp., *Stylosmilia* sp., *Diplaraea* sp., *Thamnasteria* sp., *Meandראה* sp., *Latomeandra* sp. および腕足類 *Terebratula* sp., *Ligula* sp. を産出し、本層はジュラ紀後期の

鳥ノ巣層群に対比されている。

II.4.2 枝浦層

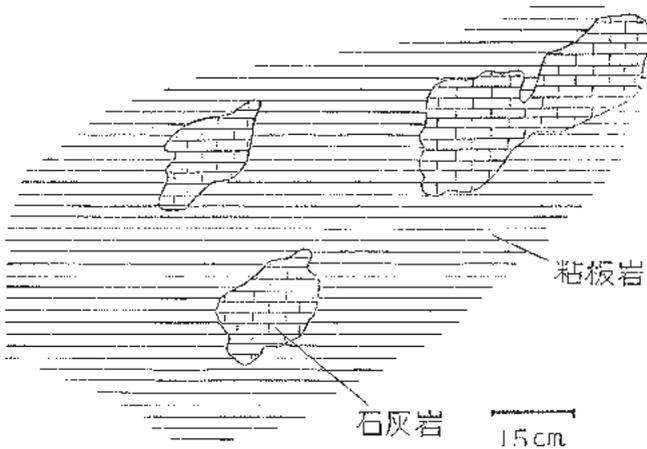
本層は伊予高山図幅地域の北東部において、俵津層の南側にいわゆる糸川 - 仏像構造線を境として、狭長な地帯を占めて分布する。すなわち東宇和郡俵津村新田および枝浦附近においてみられる。本層の南部には整合と考えられる関係で大浦層が分布する。本層は粘板岩および砂岩からなり、石灰岩の小さな団塊を含有する。北部の糸川 - 仏像構造線に沿う地帯においては、著しい擾乱帯を形成している。地層は一般に E-W 性の走向を有し、北へ傾斜している。

構成岩石記載

砂岩 灰緑～暗灰色を呈する。堅硬である。

粘板岩 黒色を呈し、風化すると暗灰～茶褐色となり、細長い小片に割れる性質をもっている。剪断作用を受けている部分もある。砂質粘板岩の介在により層理は明瞭である。

石灰岩 粘板岩中に直径 5～10cm の団塊としてみだされているものであり(第 10 図)、多少砂質を帯び灰白色を呈する。



第 10 図 東宇和郡俵津村脇東方附近で見られる石灰岩団塊

地質時代

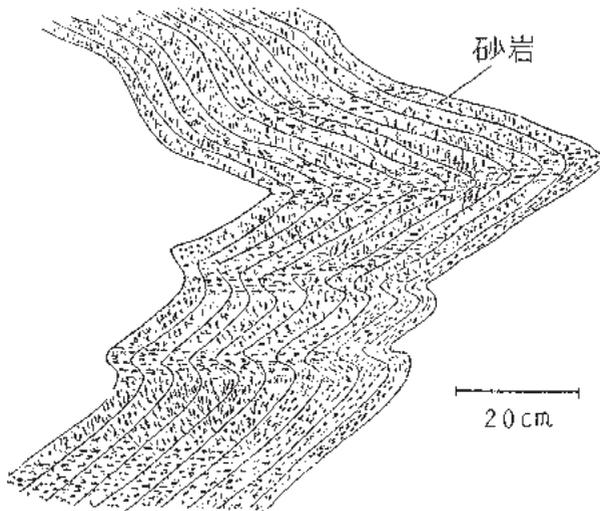
本層は西南日本外帯の糸川 - 仏像構造線以南に分布する四万十層群の一部に対比でき、なかでも本層は鳥ノ巣式石灰岩の団塊を含有するもので、四万十層群の西川層にほぼ相当するものと考えられ、その地質時代はおそらくジュラ紀であろう。

II.4.3 大浦層

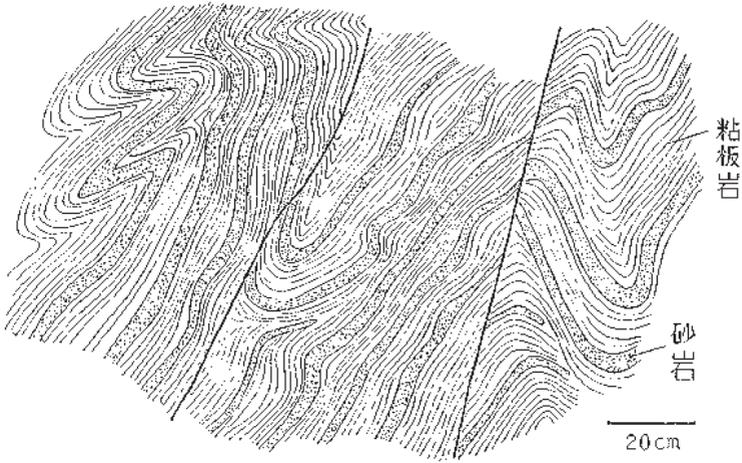
本層は伊予高山図幅地域の北東隅において、枝浦層の南に、一部では俵津層の南に分布している。砂岩および粘板岩の互層からなる地層である。一般に地層の走向は $N60 \sim 85^{\circ}E$ を示し、傾斜は $50 \sim 75^{\circ}N$ を呈する。南方に分布する奥浦層との関係は、7万5千分の1地質図幅「卯之町」³⁾ によれば断層であると推定されている。俵津層とは糸川 - 仏像構造線によって境される。

構成岩石記載

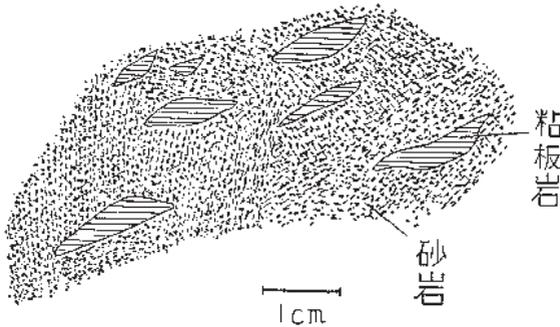
砂岩 灰緑色を呈し、風化すると黄褐色を呈し、殊に海岸の露出において海水に洗われた砂岩は、黒～茶褐色を呈する。砂岩は一般に塊状を示すが、薄い黒色粘板岩の介在によって明瞭な層理を示すことが多い。多くの節理をもっており、局部的に小褶曲を構成する(第11, 12図)。不定の方向に割れ易い。中粒～細粒で、石英の結晶粒



第11図 東宇和郡俵津村小大崎鼻附近の砂岩



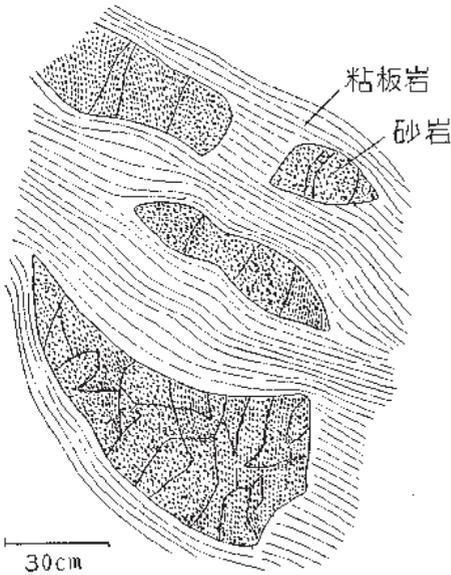
第 12 図 茨宇和郡依田村磯東方附近における砂岩



第 13 図 茨宇和郡依田村磯西方附近の砂岩

をもち、黒色粘板岩の2～5mmの小破片を含有する(第13図)。時に砂質粘板岩と互層することがある。互層は一般に数cm～1m以内ごとの細互層をなすものである。また、黒色粘板岩の7～10cmのレンズをもつことがあり、幅約2mmの方解石脈を有することがある。

粘板岩 黒色を呈し、風化すると茶褐色を呈し、細かく割れる。粘板岩は薄い砂岩



第14図 東宇和郡俵津村脇南方附近の粘板岩

II. 4. 4 奥浦層

本層は伊予高山図幅地域の中東部，すなわち東宇和郡喜佐方村西部および奥南村に分布している。砂岩および粘板岩の互層を主とし，礫岩および石灰岩を挟有する。互層の状態は大浦層とよく類似するが，岩石は大浦層に較べてより軟弱で低地形を呈する。また節理の発達が乏しい。局部的に地層の擾乱が著しい（第15，16図）。一般に地層の走向はN50～85°Eを示し，傾斜は40～75°Nを呈する。

構成岩石記載

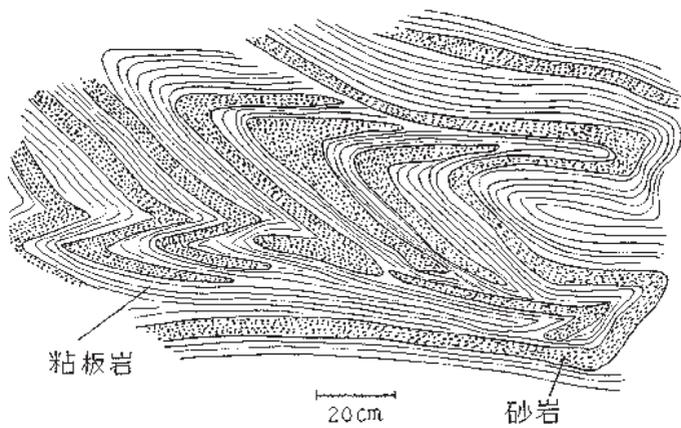
粘板岩 黒～暗灰色を呈し，風化すると茶褐色を呈する。淡緑～紫色の凝灰質頁岩（風化し易く，脆く，また風化すると赤～茶褐色に変化する）を挟有する。また薄い砂質頁岩～砂岩を带状に挟み，層理は明瞭である。部分的に剪断作用を受け，板状に剥げ易い性質がある。

砂岩 緑灰色を呈し，風化すると黄褐色を呈する。堅硬，緻密で，石英粒に富み，

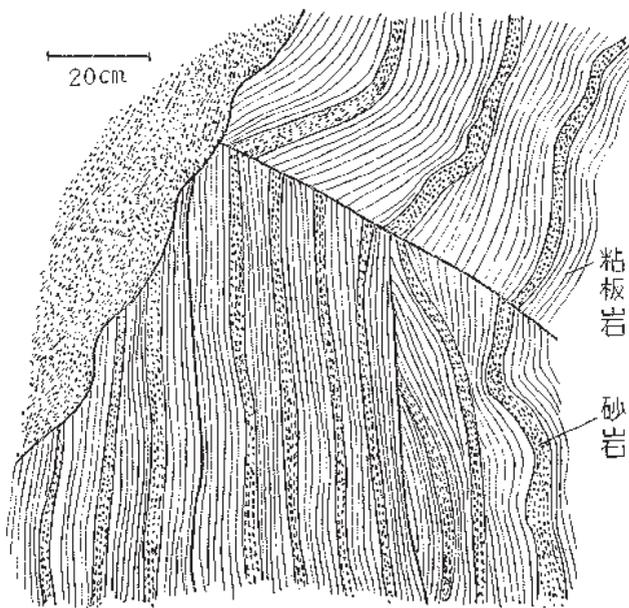
層と带状に互層し，層理が明瞭である。しばしば砂岩の団塊を含有する（第14図）。

地質時代

本層は西南日本外帯の糸川-仏像構造線以南に分布する四万十層群の一部に対比でき，なかでも本層は岩質および構造的位置によって，四万十層群のうち東川層にほぼ相当するものと考えられ，その地質時代はおそらく三疊紀前後に相当するであろう。



第 15 圖 真宇和樺原兩村竜王塚附近にみられる局部的褶曲



第 16 圖 真宇和樺原兩村中津附近にみられる局部的之形

黒色頁岩の小破片を有する。黒色粘板岩の薄層を挟有し、また局部的に炭質物を挟有する。石材として切り出されているところがある。

礫岩 奥南村南君附近に薄い礫岩層があり、赤色、乳白色、暗灰色～緑色のチャートの礫に富み、基質は砂岩である。

石灰岩 奥南村南君附近において黒色粘板岩中に小レンズとして胚胎する。暗灰色を呈し、多少砂質のこともある。

地質時代

本層は卯之町図幅³⁾における安芸川統の西方延長に相当する。また工藤晃の調査⁹⁾による白堊紀後期(ギリヤーク、浦川統)の南予層群の西方延長に相当するものと信ずる。

II.4.5 高島層

本層は八幡浜図幅地域内の西宇和郡三島村西方海上のミツクリ島・小高島および高島に分布する。礫岩・砂岩および粘板岩によって構成され、石灰質砂岩～石灰岩の小レンズを随伴する。砂岩～礫岩は山稜を形成し、粘板岩は低地形を形成する。高島では地層の走向はN75°Eを示し、傾斜は50°Nを呈する。

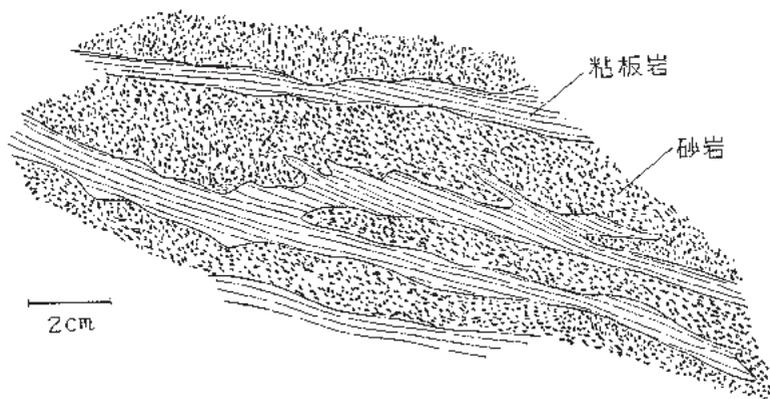
構成岩石記載

粘板岩 暗灰～黒色を呈し、砂岩とともによく成層し、層理明瞭である。時に石灰質団塊を含有する。

砂岩 砂岩は単独にやゝ厚い層をなし、あるいは粘板岩と互層をなしている。またしばしば粘板岩のなかにレンズ状に介在することがある。砂岩は灰白色を呈し、風化すると灰白～茶褐色を呈する。石英粒に富んでいる。粘板岩との互層においては、砂岩1～15cm、粘板岩1～2cm、ないし砂岩50～100cm、粘板岩10cmの細互層をなしていることが多い。時に砂岩に挟まれて不規則に粘板岩が入っていることもある(第17図)。

また砂岩はしばしば灰白色の石灰質砂岩ないし不純の石灰岩の小レンズを随伴し、方解石脈に富んでいる。

礫岩 本層上部の砂岩中に厚さ30～50cmで介在する。礫岩の礫はその直径が時に20～40cmに及ぶこともあるが、一般に2～10cmを常とする。小礫は約5mmで



第 17 図 西宇和郡三島村ミツクリ島における砂岩中の粘板岩

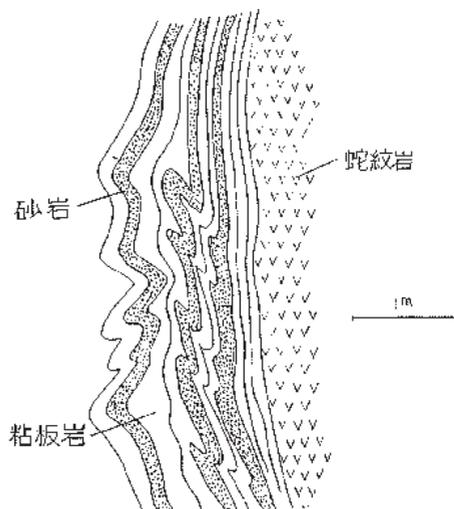
ある。礫の質は玢岩・砂岩・輝緑岩・黒色頁岩・花崗岩・チャートおよび石英質岩石であり、なかでも花崗岩および黒色頁岩が非常に豊富である。

地質時代

化石を発見していないので、本層の地質時代を証することはできないが、岩相から中生界に属するものであろう。

II.4.6 真穴層

本層は八幡浜図幅地域中南部の西宇和郡真穴村，同村の地大島および二本生村附近に分布し，その周辺は蛇紋岩によって貫入されている（第 18 図）。古生層との関係は不明である。岩質は砂岩を主とし，粘板岩を挟有する。層理は粘板岩を挟有する部分に限って明瞭である。地層は一般に擾乱が少なく，ENE-WSW の



第 18 図 西宇和郡二本生村岡本附近における真穴層と蛇紋岩との接触部

走向を有し、背斜および向斜構造を繰返している。

構成岩石記載

砂岩 石英質で灰白色を呈し、堅硬、緻密である。

粘板岩 黒色を呈し、時に千枚岩質のこともある。

地質時代

化石を発見することができなかったが、岩相からみて本層は中生界に属するものであろう。しかしながら高島層とは岩相を異にする。

II. 5 火 成 岩 類

八幡浜図幅地域内には角閃石岩・輝緑岩・斑斨岩などの塩基性火成岩類が分布し、一部にその変成相の角閃片岩その他がみられる。また超塩基性岩として橄欖岩および蛇紋岩がある。

II. 5. 1 角閃石岩および角閃片岩

長瀨変成帯中の川名津亜帯の分布する地域にみられ、肉眼的に他の緑色岩類と区別することは難しく、その分布区域は明白でない。塊状の部分と片状の部分とがあり、時に角閃石の5mm大の斑晶がみられる。角閃石のほか、緑簾石・緑泥石・斜長石・曹長石・磁鉄鉱・チタン石などを含んでいる。

八幡浜市川舞の道路に蛇紋岩とともに露出する角閃石岩は、淡緑色の多色性の弱い角閃石の自形結晶で構成され、磁鉄鉱の粒状結晶が角閃石結晶の間隙を埋め、時に角閃石結晶中に取りこまれている。

西宇和郡川上村川名津西方の山背に露出する角閃片岩は片状を呈し、陽起石質の淡緑色角閃石が主成分となり、緑簾石・緑泥石やチタン石が含まれている。曹長石脈が片理を切って貫ぬぎ、角閃石の破片を取りこんでいる。

地大島の西端に近い断層に沿って小規模に露出する角閃片岩では、陽起石の板状の結晶が繊維状の陽起石中に散在し、片理方向に並列している。

II. 5. 2 輝緑岩および斑斨岩

古生界を変質させた変成作用継続中またはその直後に貫入し、継続中の変成作用・交代作用で部分的に変成されている。野外では草緑～暗緑色を呈し、一般に塊状を示しているが、片状の部分も認められ、図幅地域内の凝灰質岩起源の緑色片岩・緑色准片岩と区別し難い部分も多い。比較的微晶質のもの（輝緑岩質）が多く、粗晶質のもの（斑斨岩質）も存在するが、両者は密接に伴なっている。エヂリン輝石・普通輝石を多量に含み、角閃石・斜長石などを残存鉱物としてもつこともある。普通は輝石・緑簾石・曹長石・緑泥石・黝簾石・透角閃石・陽起石・藍閃石・蛇紋石・チタン石・リュウコクシン・鉄鉱物などが組み合って構成されている。輝石は透輝石質またはエヂリン輝石質で、多くは無色、一部は淡褐色または帯緑色を呈する。時にオフィティック構造の石基のなかに0.7mm内外の自形～半自形の結晶としてみられる。周辺部はウラル石・透角閃石、時に藍閃石に変化している。

八幡浜市滝山南方に露出する斑斨岩は輝緑岩質岩石の一部分を構成し、塊状を呈する輝石斑斨岩で、斜長石はソーシュル石化作用を受けているが、双晶の状態が残っている。副成分鉱物として、緑色またはやゝ褐色の角閃石や陽起石・緑泥石・曹長石・鉄鉱などがみられる。角閃石の周囲は時に青色を帯び、藍閃石質になっている。

西宇和郡川上村川名津附近に広く分布する岩体は、斑斨岩質の部分を主とし、輝緑岩質の部分を伴なう。全体は塊状で、片状構造がみられる部分は局部的で、きわめて少ない。主成分鉱物は普通輝石・エヂリン輝石・無色角閃石およびソーシュル石などであり、緑泥石・黝簾石・蛇紋石などが伴なわれている。斜長石がソーシュル石化した部分では、斜長石の原形はほとんど認められず、双晶も認められない。他形の角閃石の周囲が、蛇紋石様の鉱物で取り囲まれているものがある。同村真網代の北側に細長く露出する部分は、普通輝石・陽起石・ソーシュル石化した斜長石を主成分鉱物とし、蛇紋石・緑泥石・鉄鉱などを少量含有している。

西宇和郡大島の南部と三王島とは、変斑斨岩が露出している。この岩石は輝石をほとんど含まず、やゝ濃い緑色の角閃石と、原形を保ってはいるが全体が著しくソーシュル石に変化した斜長石とを主成分とし、鉄鉱石・緑泥石を含有している。全体にわたって、石英・斜長石などを生成させた熱水溶液の侵入を受け、外見は閃緑岩のよ

うになった部分があり、鏡下では角閃石はポイキリティックな形態をとり、石英は時に波状消光を示すが、斜長石とともにきわめて新鮮で、角閃石を取りこんでいる場合が多い。本岩の北端は断層で境されて、八幡浜亜帯の黒色千枚岩層に接しているが、この断層に近い部分では、本岩は著しく破碎作用を蒙り、圧碎岩のような岩相を示している。

西宇和郡双岩村谷西方に、小岩株としてみられる火成岩体は輝緑岩質であって、変質を受けている部分が多い。細粒で輝石・陽起石質角閃石・ソーシユル石化した斜長石を主成分鉱物とし、緑泥石・鉄鉱を含み、曹長石および石英の細脈によって貫ぬかれている。

II.5.3 橄欖岩および蛇紋岩

変成相の地域のほゞ中央部以南に塩基性火成岩体に伴って、または単独に露出している。橄欖岩は暗緑色で緻密、堅硬、塊状であるが、蛇紋岩化作用を蒙り、緑灰色・灰色に変化して脂感を生じて軟弱となり、所により片状を呈する。主成分鉱物は橄欖石・透輝石質の普通輝石で、劈開に沿って磁鉄鉱が生成している。蛇紋岩化作用によって生成した鉱物は、チタン石・アンチゴライト・クリソタイル・透角閃石・滑石・黝簾石・鉄鉱などである。蛇紋岩の露出に近い部分の変斑栃岩や変輝緑岩の一部は、蛇紋岩侵入の影響によって蛇紋岩化作用を受けて変質したり、またそれらの岩石中には、侵入の影響によって生成したと思われる曹達を含んだ鉱物がみられる。

II.6 第四系

八幡浜および伊予高山両幅地域に分布する第四系は、更新世の段丘堆積物および現世の沖積層に分けられる。

II.6.1 段丘堆積物

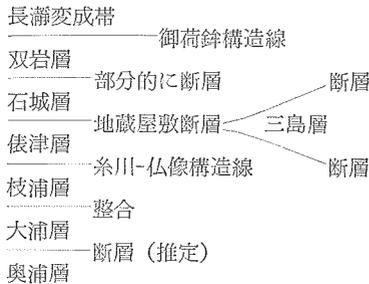
段丘堆積物は八幡浜幅地域の北東隅の大洲市附近に分布し、長瀬変成岩類に由来する砂・礫・粘土からなっている。

II. 6. 2 沖 積 層

沖積層は八幡浜および伊予高山図幅地域の処々に分布し、なかでも東宇和郡宇和町周辺の沖積層は最も広域を占めている。沖積層は砂・礫・粘土からなり、礫には長瀬変成岩類・古生界・中生界および火成岩類に由来するものが多い。

II. 7 地 質 構 造

八幡浜および伊予高山両図幅地域における古生界および中生界の各層は、互に構造線によって境することが多い。地層と構造線との関係は下記の通りである。



なお、上記の構造線のほかに、地質図にみられるように地層を縦断するいくつかの断層がある。

II. 7. 1 古生界の地質構造

長瀬変成帯と双岩層との間はいわゆる御荷鉾構造線によって境される。殊に双岩村近辺では御荷鉾構造線は南下して、両岩層の走向を横断する方向をとり、両側の岩相を明瞭に区分している。

双岩層は一般に N60 ~ 70°E の走向を有し、おゝむね北へ傾斜するが、しばしば南へも傾斜し、小背斜・小向斜を形成している。したがって地層の厚さは算定し得ない。

石城層と双岩層とは整合であると考えられるが、部分的には断層で境されている。

石城層は緩傾斜の簡単な構造をなし、殊に堂所山を中心として水平に近い地層がみられる。

俵津層と石城層とは地蔵屋敷断層によって接する。この境の一部には、断層に挟まれて鳥ノ巢層群に対比されるジュラ紀の三島層が介在している。俵津層は N60 ~ 70° E の走向をもち、おゝむね北へ傾斜していて、おそらく単斜構造をしているのであろう。

俵津層の南辺はいわゆる糸川 - 仏像構造線で限られていて、その南に分布する中生界の枝浦層、一部では大浦層に接している。

古生界の地質構造のうち石城層が緩傾斜、一部において水平層をなしていることは、西南日本外帯の中・古生界地域の地質構造として、他にあまり例のないことである。

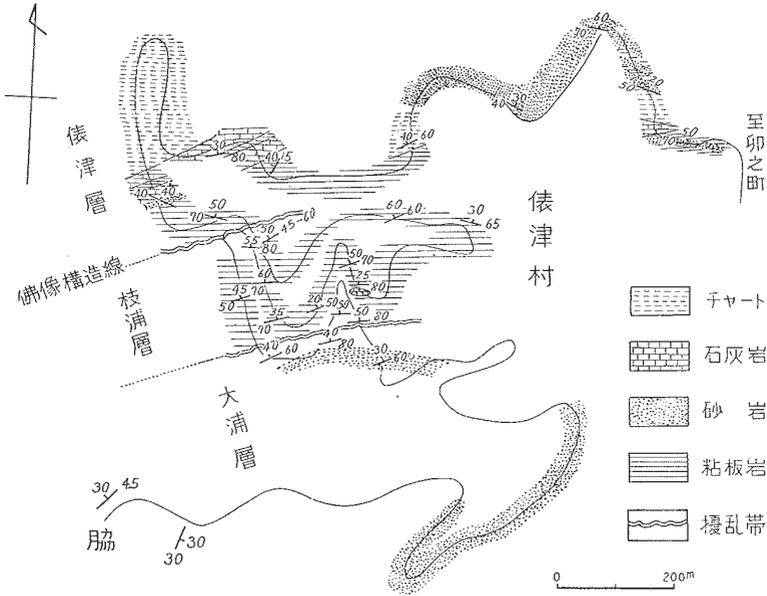
糸川 - 仏像構造線

西南日本外帯において、秩父地帯と四万十地帯との境をなす構造線は糸川 - 仏像構造線と呼ばれているが、伊予高山図幅地域において、俵津層と枝浦層とを境する大構造線はこれにあたる。この図幅地域では構造線はその附近の俵津層と枝浦層とをともに擾乱して、著しい擾乱帯をつくっている。この擾乱帯は、俵津村脇から地域外の卯之町へ行く道路に沿ってよく観察される（第 19 図）。

II. 7. 2 長瀨変成帯の地質構造

長瀨変成帯においては、変成作用以前に存在した構造要素（褶曲・断層）は全く不明であり、現在みられるものは、変成作用の継続中またはその後生成したものである。

断層 この地域では、長瀨変成帯と双岩層との間に顕著な構造線がみられる。したがってこの構造線は、一般に御荷鉾構造線といわれているものに一応該当する。御荷鉾構造線は、一般には変成相と非変成の古生界との間に存在する断層と考えられているが、この地域の双岩層は軽微な変成作用を蒙っていて非変成の古生層ではないから、御荷鉾構造線は変成相のなかを通過しているといえる。御荷鉾構造線を含めて、この附近の地層は千丈断層によって切られている。御荷鉾構造線の位置とその性質とをみると、千丈断層の東側ではほぼ直線的に走っており、断層面は N75°E の走向で傾斜は北へ 70° 内外と思われる。この構造線の好露出はみいだされず、明確でないが、断層附近の岩石の擾乱の様子などからみると、北西側からの衝上断層であると思われる点が多い。千丈断層の西側では、御荷鉾構造線は N-S の方向から弧を画いて SW



第 19 図 東宇和郡俵津村脇東方における糸川 - 仏像構造線附近の地質略図 (伊予高山図幅地域内)

へ向かっている。構造線を挟む 2 地域すなわち双岩層と川名津亜帯との地域では、その変成度はあまり差異がないと思われるが、岩質的には非常に差異がみられる。断層の好露出はないが、断層附近の岩層の擾乱の様子をみると、この地域でもやはり北西側からの衝上らしい様子を示している。衝上の傾斜角は 50° 内外であろう。

千丈断層も図幅地域内で明瞭な露出は見られず、その性質は明白でない。しかしながら、千丈断層の東西両側における御荷鉾構造線の水平移動は約 300m であるが、構造線の方向は著しく転換しており、また御荷鉾構造線の北側には、断層の西側では川名津亜帯があるのに東側ではその地層がみられず、さらに八幡浜亜帯の幅が東側では西側の 2 倍近くもあるというような諸事実から、千丈断層は比較的大規模な断層で、変位は水平の方向よりもむしろ垂直方向に大きいように思われる。

八幡浜市街地北方の向灘・高野地附近を通る断層、すなわち川之石亜帯と八幡浜亜帯との間の走向断層は、局部的な褶曲の烈しい両層間にあるので、これもその性質は

明白でない。八幡浜市北側の県道では、両層が整合の関係にあると思われる地点さえみられるが、両層の境界附近を向灘から高野地まで追跡しつつ観察すれば、傾斜方向が逆である点の多いこと、走向も斜交する場合が多いことなどの理由で、断層と推定する方が妥当と思われる。

川之石亜帯中には、主要なものとして数本の断層が推定される。いずれも珪質の片岩や層状含銅硫化鉄鉱床の変位から推定したものであるが、これらの断層は垂直方向の変位は小さく、水平方向の変位が大きいものようである。

褶曲 川名津亜帯は数多くの火成岩帯によって貫入されていて、原構造は局部的に非常に乱されている。走向はおおむね E-W 方向を保ってはいるが、傾斜が著しく乱されているため、地層の層序的な関係は不明な所が多い。八幡浜亜帯は北へ傾いた等斜構造を示し、地層の連続性も強い。千丈断層の東側の地域では、北部に向斜構造が現われている。川之石亜帯では、緑色片岩の厚層の中部に露われている珪質片岩と、含銅硫化鉄鉱床とがある程度の鍵層となり、それによって構造が察知される。川名津・八幡浜両亜帯とは著しくその構造を異にし、川之石亜帯は全体として緩い波状の構造を呈している。このような構造のなかにあつて、西宇和郡宮内村大峠附近には、N75°E の方向の軸をもった緩やかな背斜がみられ、その背斜構造は西方へ連続して町見村附近にもみられる。地層の分布や鉱床の賦存状態からみると、背斜軸はほとんど水平ながら西方へ緩く傾き、一般の線構造もこの軸にほぼ平行しているようである。

II. 7. 3 中生界の地質構造

八幡浜および伊予高山両図幅地域における中生界の地質構造は、古生界の地質構造に較べて簡単である。

三島層は古生界の石城層および俵津層の間に挟まれて、両層とは断層関係にあり、北へ傾斜する単斜構造である。枝浦層は糸川 - 仏像構造線によって、北側に分布する古生界の俵津層と境され、本層の南側に分布する大浦層とともに、北へ傾斜する単斜構造を示す。奥浦層はおおむね北へ傾斜しているが、部分的に南へ傾斜することもある。高島層は北へ傾斜する単斜構造を示し、真穴層は背斜および向斜構造を繰返している。

III. 応用地質

八幡浜および伊予高山両凹幅地域に分布する鉱床としては、含銅硫化鉄鉱床・マンガン鉱床・石灰石鉱床・苦灰岩鉱床・クロム鉱床がある。

III. 含銅硫化鉄鉱

長瀬変成帯の川之石亜帯中には、いわゆる別子式の層状含銅硫化鉄鉱床が多数分布している。調査当時(1954年2月)稼行鉱山が10カ所に近く、そのほか入坑可能な旧坑も処々に多数散在していた。しかしながらこれらの鉱山はいずれも小規模で、大峯・大内などの鉱山がやゝみるべきものである。

これらの鉱山を含む当地方の地質・鉱床については、木村正・小村幸二郎²⁰⁾その他によって詳細に記載されている。

本地域内に分布する鉱床を地形図上に落せば、区域内にほぼ等高の位置を占めて広く散点する。川之石亜帯では地層はほぼ水平に近い状態で分布しているから、鉱床がほぼ同一層準にあることがわかる。局部的には緩やかな背斜・向斜はみられても、それらの軸はほぼ水平であって、きわめて緩く西方へ傾いている場合があるのみである。地塊運動の結果生じた断層によって、地域内はいくつかの地区に分かれているが、これらの断層は地塊ごとの地層の分布状態からみると、垂直方向の転位は少なく、水平方向の移動が大きいと思われ、地塊は東部のものが西部のものに較べて、僅かではあるが相対的に落ちている。

鉱床は川之石亜帯の緑色片岩のなかに、ほぼ片理に平行に胚胎していて、緑色片岩のなかに介在する特徴的な赤鉄石英片岩層の下部200m、ないし上位100～200m以内に分布している。母岩の線構造はほぼ鉱体の落しの方向と一致し、また一般に褶曲軸の傾きの方向に一致している。鉱体は扁平なレンズ状を呈し、母岩の緑色片岩とは鉱染状のガリ鉱を経て漸移している。鉱石は黄鉄鉱を主とし黄銅鉱を混えたものであるが、緑色片岩を挟む縞状鉱が多い。

地域内の鉱床は第2次大戦中銅品位の良好な部分を採掘したため、現在は硫化鉱として採掘しており、銅鉱となる部分はきわめて少ない。銅鉱の品位は1%前後である。次に現在(1954年2月)稼行中の鉱山について略記する。

①^{註1)} 足成鉱山

西宇和郡三机村足成にある。休山中であったが最近ふたたび探鉱に着手した。母岩の片理の一般方向はN60°Eで、南または北へ30°内外傾き、波状を呈している。線構造の方向はN70°Eで西方へ20°内外傾斜している。鉱床は緑色片岩中に胚胎し、おそらく赤鉄石英片岩層の上位200～300m附近にあると思われる。おもに縞状鉱からなり、厚さ約2m、その下部に約10cmの緻密な鉱体がある。銅品位は低い。

② 町見鉱山

西宇和郡町見村九町にある。附近には九町鉱山と呼ばれる小鉱山や旧坑が多数みられる。おそらく赤鉄石英片岩の上位100m附近に位置するものであろう。走向は一般にN60°EないしE-Wで、線構造はN80°Wの方向で約20°W傾斜している。縞状鉱(約30cm)と5cm内外の黄鉄鉱との鉱体がある。上鉱の銅品位は4～5%で、硫化鉱は30%内外のSを含んでいる。

③ 成安鉱山

西宇和郡伊方村川永田の南方にある。赤鉄石英片岩層の上位約30mの緑色片岩中にあり、波状を呈しているが、全体としてはN40～60°Eの走向で約30°NW傾斜している。鉱床は2枚鍾からなり、上盤鍾といわれるものは最厚10cmで緻密な黄鉄鉱鉱体であり、その下に母岩中に縞状になった硫化鉱が最厚2m内外あって、その下方に下盤鍾と呼ばれる5～10cmの緻密な鉱体がある。黄鉄鉱・黄銅鉱を主とする上鉱は銅品位6～10%で、硫化鉱のS品位は25～30%である。

④ 大峯鉱山

西宇和郡川之石町西方約5kmにある。大峯本坑は休山中であるが、南・久山・大久保・新高などの諸坑は探鉱を実施している。鉱床は緑色片岩を母岩とし、層位的には赤鉄石英片岩層の約300m上位にあたる。母岩は走向N60～80°Wで30～50°S傾斜し、線構造はN70°Wで20°W傾斜している。鉱体の延長は300mに達すると

註1) この数字は地質図中において同鉱山の位置を示す。以下同様

いう。品位は概して低い。

⑤ 大平鉱山

大峯鉱山本坑の南方約 1km にある。大峯鉱山とほぼ同じ層位であるが、あるいはやや上位にあたるものかもしれない。走向 E-W で 40° 内外南へ傾斜している。鉱体は縞状鉱からなり、厚さ平均 60cm であり、5cm 内外の緻密な上鉱を挟む部分がある。その部分の銅品位は 5% であり、縞状鉱の S 品位は 15% 内外である。

⑥ 大内鉱山

西宇和郡宮内村舟来谷にある。本坑のほか、高手坑・梶谷坑・永坂坑・大森坑などが含まれる。赤鉄石英片岩層の下位約 50～100m から、上位 200m 附近の層準にあたっている。大部分が緑色片岩を母岩とする。母岩は緩い波状構造を呈し、そのため走向・傾斜はまちまちであるが、全般的な走向は N60°E 内外であろう。線構造は N70°E で西方へ 15° 内外傾斜している。鉱石は黄銅鉱を僅かに含む黄鉄鉱と緑色片岩を挟む縞状鉱とである。一般に銅品位は 1.0～1.5%、S 品位は 25～30% である。

⑦ 上の山鉱山

西宇和郡日土村にある。長く休山中であったが、最近旧坑の整理に着手した。赤鉄石英片岩層のすぐ上位にあたっている。坑内では 2 枚の赤鉄石英片岩(厚さ、上層は約 30cm、下層は 60cm)の間に、最厚 30cm 位の縞状鉱が挟まれているものである。品位は低い。

⑧ 柳谷鉱山

第

2

鉱山名	鉱種名	位置および交通	地質および鉱床
⑨ 八代採 243号 (昭 26.2.27)	銅	八幡浜市深山、 標高 100m、便利	結晶片岩を貫ぬく角閃岩・斑斑縞岩中の銅の細脈。脈幅平均 10 cm、延長 100 m、稼行された本鍾のほか 2 露頭が知られている、金品位が比較的高いのが特徴
⑩ 垣生試 5381号 (昭 28.7.22)	銅	西宇和郡二木生村垣生の北方数 100m、標高 50 m	真穴層を貫ぬく蛇紋岩中の銅鉱床。走向は E-W、脈幅 20～40 cm、塊状を呈する所が多い、粘土を伴なう、坑道の延長 140 m

西宇和郡喜須来村須川にある。赤鉄石英片岩層の上位約 150m にあたる。緑色片岩を母岩としている。母岩は波状を呈するためその走向・傾斜は一定でない。線構造は N80°E で西方へ 15° 傾斜している。黄鉄鉱の縞状鉱が 5cm 幅でみられる。

上記の川之石亜帯以外の長滞帯にも、第 2 表のような含銅硫化鉄鉱が知られている。

III. 2 マンガン鉱 (林昇一郎記述)

八幡浜および伊予高山両町幅地域内、特に予讃線の南西側の地域には多数のマンガン鉱床が分布する。本地域のマンガン鉱床群の主要部分は東部に隣接する卯之町町幅地域内において、「野村地区」といわれるやゝ著名なマンガン鉱床群の西方の延長にあたるものとみられる。調査当時稼行中のものは 4～5 を数えるにすぎなかったが、こゝには確認したものについて記載する。

鉱床は古生界の双岩層・石城層・依津層のいずれにも賦存し、鉱床を胚胎する層準は数層準にまとめられるようである。鉱床はいずれも珪岩に伴ない、その構造にほぼ平行的に胚胎し、類似したものが多。卯之町町幅地域では、マンガン鉱床は一応北傾斜で単斜構造を呈するのに対して、本地域内では褶曲構造をなしているのが認められる。緩傾斜のものも多く、したがって開発にあたっては、比較的浅い試錐探鉱が有効であろう。鉱石は地表近くに二酸化鉄と、深部には各種の炭滴・珪滴がみられる。

次に下位層中のものからそれぞれの鉱床の特徴と概要を説明する。

表

鉱石	開発状況その他
黄銅鉱・斑銅鉱・硫酸銅粗鉱 Cu 3%, Au 3.5g/t, Ag 25g/t	1951～53年、篠塚只四郎(現権者)が稼行、1949～51年粗鉱 46t を佐賀関に出鉱。文献(17), (24) 参照
黄銅鉱・黄鉄鉱 平均 Cu 7%, 最高 13%	明治の頃発見 1937年頃から米田一が探鉱を継続している

鉱山名	鉱種名	位置および交通	地質および鉱床
⑪ 中津川 試 5400号 (昭 28. 8. 14)	マンガン	双岩村矢野畑の北部, 527.5 m 三角点の南方 300m, 標高 450 m	双岩層の珪岩中の鉱床, 走向はゞ E-W, 傾斜 30°~80°S, 上盤側に接して石灰岩の薄層を伴う処があり, 東西の 2 鉱体がある, 脈幅 10 cm, 厚い所で 1~2 m, 東部延長には苦灰岩を産する (予州鉱山参照)
⑫ 大 双 (日新) 試 5209号 (昭 26. 4. 24)	マンガン	双岩村若山の東方 1.7 km, 標高 500 m	双岩層の珪岩中の鉱床, 走向 N70° E, 傾斜 50°N, 鑛の内 60 cm, 赤色珪岩中に脈幅 5~10 cm のものが 2 枚ある
⑬ 小野田 試 5339号 (昭 28. 3. 31)	マンガン	宇和町小野田部落の西方 500m, 標高 370m	石城層の板状珪岩中の鉱床, 走向 N 40°~50° E, 傾斜 30°~70°N, 脈幅 50~60 cm, 緑色粘土を伴う
⑭ 美 和 (竜王) 試 5254号 (昭 26. 9. 8)	マンガン	宇和町野田の上池の南東方 500 m, 標高 360m	石城層の珪岩中の鉱床, 走向はゞ E-W, E-W 軸の小褶曲構造を示す。脈幅 10~20 cm, 珪岩の発達は比較的少ない, 2 旧坑がある
	⑮ 竜王西坑 (第 1 小笠原)	竜王東坑の西方 400m	東坑の西部延長にあたる鉱床, 上盤に近く輝緑岩脈 (幅 10 m) が E-W に走る, さらに上盤位 100 m には小石灰岩体 (幅 20m) がある, 鉱勢は弱い, 3 旧坑がある
	⑯ 新 田	宇和町野田の西北西方 700 m, 標高 300 m	石城層珪岩中の鉱床, 走向はゞ E-W, 傾斜 45°~70°N, 脈幅 20~50 cm, 赤色珪岩を伴う, 8 旧坑がある
第 2 小笠原 採 232 号 (昭 24. 5. 18)	マンガン	宇和町 (旧石城村地内) 中池の東岸に隣接し, 便利である	石城層の板状珪岩中の鉱床, 天包鉱床の褶曲した延長先と推定される走向はゞ E-W (走向延長 30 m), 傾斜 20~30°N (傾斜延長 60 m), 脈幅 20 cm
	⑰ 中 池		
	⑱ 天 包	宇和町 (旧石城村地内) 中池の南方 400 m 北斜面にあり, 便利である	石城層中の鉱床粘板岩が多く珪岩の発達が少ない, 地表近くのため赤土化が著しい, 走向はゞ E-W (同延長数 10 m), 傾斜 70°~90° S (同延長 15~20m), 富鉱体の落しは 30° E, 4 旧坑がある
	⑲ 池 の 上	宇和町 (旧石城村地内) 宇薬師谷, 薬師池の南方 300 m, 標高 300 m	石城層の珪岩中の鉱床, 砂岩・粘板岩の薄層を挟む, 走向 N75° E (同延長 10 m), 傾斜 30°N, 脈幅 30~60 cm
⑳ 光 岩	宇和町 (旧石城村地内) 薬師池の南方数 100 m,	石城層中の鉱床, 地形の斜面に沿ってはゞ平行に富鉱体があつたが, ほとんど採掘された, 現在はその東西	

表

銻 石	開 発 状 況 そ の 他
二酸化銻と少量の褐色炭満, Mn 40 ~ 45 %, MnO ₂ 70 ~ 75 %	1904年中島某が発見開発, 1952~53年井上清作が粗銻約100tを出荷, 1954年25t (MnO ₂ 54%), 1955年休山中, 阿部操, 文献 25), p. 65~68
二酸化銻	大正初期に開発された 1953年渡辺保が30tを出荷, 1954年31t (Mn 40 %) 既採掘量約150t 1954年稼行中
黒色酸化銻, 栗炭満 MnO ₂ 50%	1938年小笠原隆行出願 1952年安養寺広市が探銻 1954年1t (MnO ₂ 54%)
二酸化銻, MnO ₂ 60 %	1952 ~ 53年頃安養寺広市が探銻 1937~38年頃探銻
二酸化銻, MnO ₂ 65 %	1952~53年探銻
黒色酸化銻, ガリ銻を混える, 平均 Mn 35%	1946年頃から天包銻床とともに開発されたが一応採掘済み, 既採掘量約300t 文献 24), p. 200~201
黒色酸化銻 Mn 30 %, MnO ₂ 70 %	1946~52年約100tを八幡製鉄所に出銻 1952年数人で月7tを出荷 小笠原隆行
縞状の灰黒色炭満バラ輝石を伴なう Mn 35~38 %, SiO ₂ 7~10%	1900年頃発見, 1953年秋から小規模に探銻
栗炭満・二酸化銻 Mn 30~40%	1910年頃人夫30人を使い数100tを俵津港から出荷した, 1953年小規模に稼行

鉱山名	鉱種名	位置および交通	地質および鉱床
		標高 400 m, 池の上鉱床の南部延長にあたる	の延長部分に 2 旧坑がある, 走向は E-W, 傾斜 10~40°N
西山田	マンガン ②①横 こみね 峯	宇和町 (旧石城村地内) 堂所山の東部, 標高 500 m, 道路の北側に断続している	石城層の光岩鉱床の南西延長にあたり, 大きさ 0.5~1.0 m の玉石状珪岩が多く, その間を充填して富鉄体があつた, 走向 N40°E (同延長 150 m), 傾斜 30°N (同延長数 10 m) 旧坑が多数ある
	②②堂 ところ 所	宇和町 (旧石城村地内) 堂所山 (5 万分の 1 地形図, 山の字の処), 標高 500 m	石城層中の横峯坑の西部延長にあたる, 走向 N60°W, 傾斜 20°N, 脈幅 20~30 cm, 鉱勢は一般に弱い, 2 旧坑がある
	②③七 なまがり 曲	宇和町 (旧石城村地内) 堂所山 三角点の南方 700 m, 標高 460 m	石城層中の横峯坑の南西部延長にあたる, 走向 N-S, 傾斜 40°W
	②④左 ひだり はた 畑	宇和町 (旧石城村地内) 堂所山の南西方 600 m, 標高 460 m	石城層中の鉱床, 走向 N75°E (同延長 30 m), 傾斜 20~30°N (同延長 10 m), 脈幅 0.5~1.5 m, 一般に珪酸分が多く低品位であつた 3 旧坑がある
	②⑤折 おり お 尾	宇和町 (旧石城村地内) 堂所山の南南西方 800 m, 標高 460 m	石城層中の左畑坑の西部延長にあたり, 走向は E-W, 傾斜 20°N, 脈幅 30~50 cm, 富鉄部は一応採掘済み, 2 旧坑がある
	②⑥尺 しゃく じょう 丈	宇和町の西部堂所山の北北西方 1 km, 県道の南側, 標高 350 m	石城層の珪岩中の鉱床, 走向 NNW, 傾斜 30~40°E, 3 旧坑がある
②⑦土 ど ぎゆう 宮	マンガン	宇和町 (旧石城村地内) 狭間の南西方 300 m, 標高 300 m, 県道の南, 便利	石城層の珪岩中の鉱床, 走向 N30~40°W, 傾斜 25~70°W, 脈幅 30~50 cm, 上盤に緑色粘土を伴う 3 旧坑がある
②⑧平 ひら いわ 岩 採 238 号 (昭 25.7.24)	マンガン おおかみ たき 滝 狼	三瓶町津布理の南東部県道の南方 400 m, 標高 230 m	石城層中の板状珪岩中の鉱床, 地表近くのため赤褐色粘土になつている所が多い, 走向 N40~50°E, 傾斜 20~70°N, 脈幅 30~50 cm, 3 旧坑がある
②⑨有 あらじろ 網代	マンガン	三瓶町字有網代部落の南方 400 m, 標高 100 m	石城層の珪岩中の鉱床の最西端にあたる, 走向 N55°E, 傾斜 40°S, 4 旧坑があるが地表近くのため鉱床状況不詳

鉱石	開 発 状 況 そ の 他
MnO ₂ 65%	1910年頃開発, 昭和の初年森浅太郎が稼行 1937~45年頃, 豊島・天川が150tを八幡に出荷 1945~50年60tを出荷, 1953年豊島正平が西山田鉱山として登録, 文献 26), p. 484
灰白色珪岩を混える黒色酸化鉱	大正初期開発 1954年休山中
二酸化鉱	大正初期約100tを採掘 1943年天川豊春探鉱
黒色酸化鉱・バラ輝石・灰白色炭満	1905年頃露天掘を行う, 1941~46年豊島正平・天川豊春が, 300tを八幡へ出荷
二酸化鉱	1907年頃稼行, 1937年天川豊春稼行
二酸化鉱 (低品位)	
二酸化鉱・炭満を伴う	明治の頃開発 1952年から土居忠徳・二宮益一探鉱
二酸化鉱・黒色炭満 MnO ₂ 65%	1935年頃 (九州の人) 盛大に稼行 1954年数人で稼行していた
黒色金属マンガ	明治時代から小規模に開発された

鉱山名	鉱種名	位置および交通	地質および鉱床
はんよ 南予 試 5180号 (昭 25.6.22)	マンガン ③⑩南予	俵津村脇の北西 方約 4.5 km, 林 道の高約 150 m, 林 道の東わき	俵津層の石墨千枚岩と千枚珪岩 (厚 さ 30~40 m) の互層からなり, 鉱床 は珪岩に接して胚胎する, 走向は E-W, 傾斜 30°N, 坑内では小褶曲 が著しい
	③⑪赤 瀧	俵津村, 南予坑 の東方約 400 m, 標高 200 m の赤 瀧谷にある	俵津層の珪岩中の鉱床, 走向は E-W (同延長 10 m), 傾斜 60°N, 5 旧坑があるが坑口崩壊
くらぬき 蔵貫 試 5170号 (昭 24.12.22)	マンガン	三島村・蔵貫村 の東方, 極山 (5 68m) の西方 1.5 km, 標高 200 m	俵津層の珪岩中, 南予鉱床の西部延 長, 走向は E-W, 傾斜 20~50° N, 脈幅 1~1.5 m, 東宇和郡下 最大の鉱床であつたといわれる
なごたやま 孫太山 試 5314号 (昭 27.8.12)	マンガン	俵津村脇の北東 方 1 km, 標高 240 m	俵津層の下部層の鉱床, 走向 N70° E, 傾斜 40°N, 母岩は板状珪岩, 東坑は入坑可能
たわら 俵津	マンガン	俵津村新田の西 方 600 m, 標高 200 m	俵津層の下部層の鉱床, 走向 N45° E, 傾斜 45°N, 鍾の内 90 cm, 脈 幅 10 cm, 1 坑 50 m, 2 坑 15 m が ある
たか 高山	マンガン	高山村字本浦の 東方 600 m, 標 高 120 m	俵津層の下部層の鉱床, 4 旧坑があ る

双岩層中のマンガン鉱床

双岩層は古生層中のマンガン鉱床の最北の群を含み、鉱床は 2 層準に胚胎するようである。上位層準の鉱床 (例えば中津川鉱床) は上盤に石灰岩を断続的に随伴し、下位層準の鉱床 (例えば大双鉱床) は赤色珪岩を伴ない、ともに規模のあまり大きいものは知られていない。

石城層中のマンガン鉱床

石城層の構造は一般に緩傾斜であるため、旧坑・露頭は地形図上では鉢巻状に多数みられる例がある。

南部の山田・堂所山^{どうどころやま}附近に密集する 20 余の鉱床群は、ほぼ 1 つの層準にまとめられるようで、いずれも板状珪岩を母岩とするが、珪岩の発達は東方の野村地区に較べて一般に劣っている。地表近くの富鉱部の多くは一応採掘済みであるが、既知鉱床の中間地域にはなお潜在する鉱体が見込まれよう。

鉍 石	開 発 状 況 そ の 他
二酸化鉍・珪酸マンガ 鉍	大正時代、楠某が稼行 1949年探鉍、1953年から山下音定が探鉍中 1954年、53t (Mn 50%)
バラ輝石・アズキ炭満	明治～大正時代 MnO ₂ 500t を出荷 1942年日本鉍業所が200t を出荷 1954年休山中、文献 26), p.497~498
二酸化鉍、栗・アズキ炭 満	明治末期から稼行、1,000t 以上出荷したといわれる 1954年大平鉍業(株) (大阪市)
二酸化鉍・炭満	明治時代に盛大に稼行 1942~43年頃栗山興治(京都の人)が約300t を出荷 したといわれる、休山中
二酸化鉍	明治の頃稼行、1953年から菊地琴平(日土村の人) が5人で月2~3t (MnO ₂ 80%) を辻中鉍業(株)に 出荷、1954年稼行中
MnO ₂ 70%, Mn 40%	1939~43年酒井森太郎が約100t を出荷した 1954年休山中

北部には岩木・伊延の鉍床が知られるが小規模である。

俵津層中のマンガ 鉍床

俵津層においてはおもな2つの層準が認められるようで、北部の蔵貫・南予両鉍床くらぬき なんよを連ねる層準は比較的優勢であって、蔵貫鉍床は西宇和郡下では最大のものであったといわれる。南部の鉍床は高山地区の石灰岩の上位数100mの層準中に胚胎する。

本層の東方の延長は、野村地区マンガ
鉍床の主要部分を胚胎する地層に連続するとみられることは、マンガ
鉍床を目的とする場合、留意すべきであろう。

第3表に調査した各マンガ
鉍床の概要を記した。

III. 3 クロム鉍・苦灰岩(林昇一郎記述)

クロム・苦灰岩の鉍床について第4表に記す。

鉱山名	鉱種名	位置および交通	地質および鉱床
③⑩ 鳴山 (双岩) 試 5546号 (昭 29.9.21)	クロム	三瓶町宇鳴山の 南西方直距1km, 標高 250m	結晶片岩を貫ぬく蛇紋岩(輝緑岩・ 変斑瀾岩等を伴なう)中に数條の含 クロム鉄鉱脈があり, 350×200mの 間に6旧坑が開発された, ほゞ E- W 性の裂罅に沿つて胚胎し, 脈幅 30~50 cm
③⑦ 予州	ドロマイト	双岩村矢野畑の 北方 500 m, 標 高 450 m	双岩層の上部にある小レンズ状鉱 体, 走向ほゞ E-W, 傾斜 40°N, 厚さ 50 m, 延長 60 m, 珪岩・輝緑 凝灰岩の夾みが多い, 鉱量約 10 万t

III. 4 石灰石(林昇一郎記述)

伊予高山図幅の高山地区は、愛媛県北部にある関前地区とともに、愛媛県における主要な石灰岩賦存地である。高山地区から産出される石灰岩は愛媛県全産額の 20 ~ 30% を占め、自家石灰用として約 95 年前から利用されている。鉱床は俵津層の下部に属し、高山村の海岸部から狩江村にわたり東西 10km 以上にわたり連続する。走向ほゞ E-W, 傾斜 40 ~ 50°N, 厚さ 20 ~ 30m である。品質は灰白色, 結晶質であつて, CaO 53 ~ 55% で一般にすぐれている。巡回当時は稼行鉱山 17 を数えた。最近の高山地区の生産量の概数は第 5 表の通りである。

第 5 表

年	愛 媛 県	高 山 地 区	比 率
1950	19万t	7万t	36%
1951	24	8	33
1952	24	4	16
1953	23	6	26
1954	20	4	20

文 献

- 1) 井上禧之助：20 万分の 1 地質図幅「宇和島」, 同説明書, 地質調査所, 1902

表

鉍 石	開 発 状 況 そ の 他
クロム鉄鉍・クロム榴石・磁鉄鉍 Cr ₂ O ₃ 40~50% Fe 8~12%	1937年正本市太郎が発見, 1939年まで探鉍 1943~45年大高茂敏が探鉍 1955年正本盛義(現権者)が探鉍
MgO 18%, SiO ₂ 2~5%	大正末期から開発された, 1945~48年井上清作が月 150~200tを耐火原料として出荷した 文献 11), p. 288~293

- 2) 佐川栄次郎: 阿波北部および伊予西部含銅黄鉄鉍床地質調査報文, 地質要報, Vol. 22, No. 1, 1910
- 3) 鈴木達夫: 7万5千分の1地質図幅「卯之町」, 同説明書, 地質調査所, 1935
- 4) 鈴木達夫: 7万5千分の1地質図幅「宇和島」, 同説明書, 地質調査所, 1936
- 5) 鈴木達夫: 7万5千分の1地質図幅「日振島」, 同説明書, 地質調査所, 1937
- 6) 堀越義一: 愛媛県大峯鉍床の形態について, 地質学雑誌, Vol. 46, No. 547, 1939
- 7) 堀越義一, 他: 愛媛県出石, 今出鉍床群附近の地質および鉍床概報, 地質学雑誌, Vol. 47, No. 558, 1940
- 8) 堀越義一: 別子型鉍床の形態の研究, 日本学術振興会学術部第2小委員会報告, No. 1, 1940
- 9) 工藤 晃: 愛媛県宇和島地方の白堊紀層, 地質学雑誌, Vol. 55, No. 648~649, 1949
- 10) 小林貞一: 日本地方地質誌, 四国地方, 朝倉書店, 1950
- 11) 肥田 昇: 四国地方のドロマイト鉍床調査概報, 地質調査所月報, Vol. 2, No. 6, 1951
- 12) 高津寿雄・豊田英義・須賀正夫・野間泰二: 愛媛県の石灰岩の産状と化学成分に就いて(第1報), 愛媛大学紀要, Sect. II, Vol. I, No. 3, 1952
- 13) 村岡 誠: 高山石灰及び加茂石灰に就て, 石灰石, Vol. 20, 1952
- 14) 木村 正, 他: 愛媛県西部における層状含銅硫化鉄鉍床群と地質構造の関係, 鉍山地質, Vol. 3, No. 7, 1953
- 15) 豊田英義: 三崎半島の地質構造について(四国西部の結晶片岩の岩石地質学的研究第1報), 愛媛大学紀要, 第2部, 自然科学, Vol. 1, No. 4, 1953

- 16) 阿部治朗：八幡浜南方におけるいわゆる鳥巢石灰岩の発見，地質学雑誌，Vol. 59, No. 698, 1953
- 17) 東郷文雄：愛媛県八代鉱山含銅硫化鉄鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 4, No. 1, 1953
- 18) 陶山淳治・二日市宏：愛媛県大内鉱山電気探鉱調査報告，地質調査所月報，Vol. 4, No. 10, 1953
- 19) 堀越義一，他：日本の層状含銅硫化鉄鉱床総覧，鉱山地質特別号，No. 1，日本鉱山地質学会，1954
- 20) 木村 正，他：愛媛県西部地域含銅硫化鉄鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 5, No. 10, 1954
- 21) 宮本弘道・大津秀夫：愛媛県西部マンガン鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 5, No. 6, 1954
- 22) 小村幸二郎：愛媛県佐田半島西部調査報告，地質調査所月報，Vol. 5, No. 10, 1954
- 23) 林 昇一郎：愛媛県野村地区マンガン鉱床調査報告，四国地方地下資源調査報告書，四国地方総合開発審議会事務局，p. 67～104, 1954
- 24) 四国鉱業会：四国金属鉱業の現況，1954
- 25) 林 昇一郎：愛媛県中津川マンガン鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 6, No. 5, 1955
- 26) 吉村豊文：日本のマンガン鉱床（単行本），1952

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

YAWATAHAMA & IYO-TAKAYAMA

Kochi, No. 68, No. 76

By
KEN HIRAYAMA & NOBUKAZU KAMBE
(Written in 1955)

(Abstract)

Two geological sheet-maps, the Yawatahama and the Iyo-Takayama, are explained together in this text. The geology of the southern half of the Iyo-Takayama was already mapped as a part of the Hiburishima sheet-map, scale 1 : 75,000, so this part is omitted on the present survey.

TOPOGRAPHY

The area mapped is located at the western part of Shikoku

island. The mountaineous land in this area is the westerly extension of the high mountain range of the central Shikoku, but is almost not so high and steep in this area.

The southern half of this mountainland formed by the Mesozoic and Paleozoic strata, shows an elevation of 550 m in maximum, while the northern half composed of the metamorphic rocks is comparatively flat-topped, less than 400m high, except Kurakakeyama at the northeastern corner of the area.

The trends of the mountain ranges in the both parts are generally ENE-WSW, and coincide with the direction of the strata ; this feature is most remarkably shown by the trend of the Misaki peninsula.

To the south, some of the coastlines are in intimate relation with the geological structure of the area; viz., most of the embayments are on the extended direction of the faults.

GEOLOGY

1. Upper Paleozoic

The upper Paleozoic sediments are divided lithologically as well as tectonically, into the following three formations, namely, the Futaiwa, the Iwaki and the Tawarazu, from the northward to southward.

Futaiwa Formation This formation is distributed in the eastern part of the Yawatahama sheet-map.

It is mainly composed of black phyllite, green phyllite, sandstone, chert, limestone, schalstein, and diabase. The abundance of phyllites is characteristic in this formation.

The Futaiwa formation strikes generally N60-70°E and dips to the north, but often to the south, forming small anticlines and synclines. So, the thickness of the formation is difficult to calculate.

The northern side of this formation borders on the Nagatoro metamorphic rocks interposing the Mikabu tectonic line.

The ore deposits of dolomite, manganese and copper occur in this formation.

This formation is correlated from the resemblance of rock-facies with the Kume series in the Unomachi sheet-map, which occupies the east neighbouring area of the Yawatahama sheet-map. Though fossils available for the determination of geological age are not found, the Futaiwa formation might be considered the slightly metamorphosed facies of the upper Paleozoic Chichibu system.

Iwaki Formation This formation is distributed in the south-eastern part of the Yawatahama sheet-map.

It is conformable with the Futaiwa formation lying to the north, but in some part the relation between them is thought to be a fault.

This formation is composed mainly of clayslate, sandstone, chert, limestone, schalstein, and diabase, but scarce of phyllite.

It is characteristic that the alternations of clayslate, sandstone and chert are predominant.

The Iwaki formation shows the horizontal stratification around Dodokoro-yama. Such gentle inclinations of strata as seen in the formation are rather peculiar in the Chichibu Paleozoic terrain in the Outer Zone of Southwest Japan.

In this formation, many manganese ores are found. Though the fossils assigning the geological age are not found, this formation may be correlated from the resemblance of rock-facies with the upper Paleozoic Chichibu system (Permian or Carboniferous) of the Unomachi sheet-map.

Tawarazu Formation This formation is distributed to the south of the Iwaki formation interposing the Jizoyashiki fault which trends from east to west. But partially, the Mishima formation (Mesozoic) is inserted along the fault between these two formations. At the southern limit of the Tawarazu formation develops a fault accompanying heavy disturbances (the Itogawa-Butsuzo tectonic line).

The northern and middle parts of the formation consist mostly

of clayslate, sandstone, chert, and conglomerate, but the southern part consists mostly of limestone and schalstein.

The structure of this formation is monoclinic, the strike being generally ENE-WSW and the dip generally to the north.

This formation may be correlated with a part of the Sambosan group (undifferentiated strata including the Permian, the Triassic and the Jurassic) in Kochi Prefecture, owing to the resemblance of rock-facies as well as of the tectonic position.

2. Nagatoro Metamorphic Rocks—Metamorphic Facies of the Paleozoic Formation

The area occupied by the Nagatoro metamorphic rocks is called "Nagatoro metamorphic zone", and is separated from the Paleozoic terrain by the Mikabu tectonic line. This zone is composed of the metamorphic facies of the Paleozoic strata (including pyroclastic rocks), and the basic-ultrabasic igneous rocks (partly metamorphosed likewise to the Paleozoic) are intruded into the Paleozoic strata. The metamorphics and intrusives are extensively distributed in the NE-SW direction, and are inclined to the north or south by folded structures.

The southern part of the Nagatoro metamorphic zone is chiefly occupied by the green semischists derived from the pyroclastic rocks interbedded with black phyllites, siliceous rocks, and crystalline limestone; and this part is called the Kawanazu subzone. In the central part, black phyllites derived from argillaceous rocks are dominant; and the thin layers of green schists, schistose sandstone, conglomerate schist, and siliceous rock are partly interbedded.

This part is collectively called the Yawahama subzone. The relation between these two subzones is conformable. In the northern part, thick layers of green schist are interbedded with thin layers of black schist and siliceous schist. This part is called the Kawanoishi subzone.

The rocks of the Nagatoro metamorphic zone are derivatives of siliceous, argillaceous, pyroclastic and calcareous sediments.

The presence of residual structure of unaltered basaltic rocks in

some members of the green schist would might be suggest that the rocks originated from basaltic igneous mass.

The main members of the Nagatoro metamorphic rocks are classified as follows :

A) Siliceous, argillo-siliceous and calcareous members

Black quartz schist and black phyllite

Sericite-quartz schist

Quartzite

Schistose sandstone

Conglomerate schist

Crystalline limestone

B) Basic members

Schistose schalstein

Diabase schist

Actinolite schist

A) Siliceous, argillo-siliceous and calcareous members.

Black quartz schists and black phyllites consist chiefly of graphite-sericite-quartz schist and phyllite having albite, chlorite, epidote, hematite, garnet, and glaucophane as minor constituents.

Quartzite and black phyllite which occur in the southern and central parts of this zone are almost same to the schists above mentioned, but generally lower in metamorphic grade. Schistose sandstone is composed of quartz, albite, carbonaceous substances, sericite, a little chlorite, calcite, and leucoxene ; containing quartz, plagioclase, common augite, zircon, and sphene as scattered relict minerals.

Conglomerate schist is interbedded in the black schist at the central part (at Gotanda, just south of Yawatahama City). The thickness is about 7 m. The pebbles are flattened to elongated forms, less than $10 \times 7 \times 2$ cm in size. They are arenaceous and cherry rocks, none of igneous origin. Irregular lenses of black phyllitic substances are scattered and are assumed to be the transformed pebbles of argillaceous rocks. Crystalline limestone is interbedded as thin layers in black phyllites.

B) Basic members

In the southern part of the Nagatoro zone, green pyroclastic rocks are slightly metamorphosed and recrystallized in minute grains, having schistose structure. In the north, recrystallization is more proceeded. Some parts of these metamorphic rocks are metasomatized due to the action of soda-rich hydrothermal solution derived from the ultrabasic intrusions.

Actinolite semischist is interbedded or mixed with the green rocks retaining pyroclastic nature. So the actinolite semischist is assumed to be derived from the pyroclastic rocks. Majority of them consist of actinolite, zoisite, and chlorite of secondary origin, and some of them have pyroxene crystals. The actinolite semischist in the southern part changes gradually to actinolite schist in the northward. Schistose schalstein consists of minute crystals of epidote, chlorite, actinolite, and albite, but pyroxene and plagioclase are also recognized as relicts.

Diabase schist is characterized by the pyroxene crystals (partly aegirine-augite) of relict nature, and other constituents are epidote, chlorite, albite, actinolite, glaucophane, colorless amphibole, clinzoisite, sphene, magnetite, and calcite. Albitic substances are intruded in this rock, making many small lenticular forms as well as network veins.

Structure Tectonically, this area is situated in the Outer Zone of Southwest Japan. The Median Dislocation Line runs about 15 km north from the northern boundary of this sheet-map area. The Mikabu tectonic line, which generally divides the non-metamorphosed Paleozoic and the metamorphic facies of the Paleozoic, passes through the middle part of the area mapped. The line bounds the Futaiwa formation (Paleozoic) and the Nagatoro metamorphic zone in the direction of NE-SW.

In the eastern part, the line passes straight through the area from the east to the west and dips at about 70° to the north. In the western part (at the western side of the Senjō fault), the line curves in arcuate feature and dips at 50° to the northwest. It is

considered that the line is an overthrust from northwest in both parts. As mentioned above, the line is cut and dislocated by the Senjō fault. This fault runs in the NW-SE direction, and is assumed to be a fault having greater throw than heave. The area of the eastern side of this fault is chiefly constructed of the rock of the Yawatahama subzone making isoclinal foldings with northward dip. In the western side, the rocks of the Kawanazu and Yawatahama subzones are distributed from the south to the northward. These two subzones are conformably accumulated forming an isoclinal structure in appearance, and inclined steeply to the north. The Yawatahama subzone is bounded to the Kawanoishi subzone by a strike fault which runs roughly in the E-W direction. The Kawanoishi subzone is widely distributed in the northwestern part of this sheet-map area. It is almost flat in appearance, though it is folded gently, making small dome and basin structures. The faults in this area are almost in small scale and they seem to have been dislocated chiefly horizontally.

3. Mesozoic

The Mesozoic sediments are divided into the following six formations, namely the Mishima, the Edaura, the Oura, the Okuura, the Takashima, and the Maana, owing to the difference of the rock-facies as well as to the tectonic relations.

As compared with the Paleozoic, the Mesozoic shows simple geological structure.

Mishima Formation This formation occurs in small blocks tectonically inserted in the Paleozoic terrain of the southeastern part of the Yawatahama sheet-map. This formation is composed of clayslate, sandstone, conglomerate, and limestone. The structure of the bed is monoclinal, striking from east to west with northward dip.

It is reported by Mr. Abe that the limestone of this formation contains "Hexacoralla" and "Brachiopods", characteristics of the "Torinosu" limestone, and the age of this formation is assigned

to upper Jurassic.

Edaura Formation This formation is exposed in a narrow belt in the northeastern part of the Iyo-Takayama sheet-map.

The northern boundary to the Paleozoic is the so-called Itogawa-Butsuzo tectonic line.

This formation is composed of clayslate, sandstone and small nodules of limestone of the "Torinosu" type. The bed of this formation shows the general strike trending from east to west and the dip to the north.

This formation is a part of the Shimanto group distributed on the southern side of the Itogawa-Butsuzo tectonic line of the Outer Zone of Southwest Japan ; due to the presence of the "Torinosu" limestone, this formation is correlated with the Nishigawa formation of the Shimanto group distributed in Kochi Prefecture and may be probably Jurassic in age.

Oura Formation This formation occurs in the southern side of the Edaura formation and partially of the Tawarazu formation. It is conformable to the Edaura formation and these two formations show a monoclinical structure. The Oura formation is composed of the alternation of sandstone and clayslate.

This formation is a part of the Shimanto group, and might be correspond especially to the Higashigawa formation of the group in Kochi Prefecture, owing to the resemblance of the rock-facies as well as the tectonic position. So, the age of the Oura formation is probably Triassic and possibly extends to the older.

Okuura Formation This formation is distributed in the middle-eastern part of the Iyo-Takayama sheet-map. A fault is estimated between this formation and the Oura formation. The Okuura formation is composed of the alternation of sandstone and clayslate with thin lenses of conglomerate and limestone. The beds dip generally to the north, but partially to the south.

This formation is the western extension of the Akigawa series

in the Unomachi sheet-map and is thought that this formation corresponds to the western extension of the upper Cretaceous Nanyo group (Gyliakian and Urakawan ages) surveyed by Mr. Kudō.

Takashima Formation This formation is distributed at the Mitsukuri-shima, the Kodaka-shima, and the Taka-shima located at the middle-southern part of the Yawatahama sheet-map. It is composed of conglomerate, sandstone, and slate, attending the small lenses of calcareous sandstone and limestone.

No fossils are found, but it may be thought from lithological viewpoint that this formation belongs to the Mesozoic.

Maana Formation This formation is distributed in the central part of the Yawatahama sheet map. The margin of the occurrence is intruded by serpentinite. The formation is mainly composed of sandstone intercalated with clayslate.

The disturbance of the bed is generally rare as compared with the Paleozoic strata. The bed has the strike trending east-northeast and shows some anticlines and synclines.

Though it is not able to discover any fossils, this formation may also belong to the Mesozoic. But the rock-facies of this formation differs from that of the Takashima formation.

4. Igneous Rock

In the Paleozoic and the Kawanazu and Yawatahama subzones of the Nagatoro metamorphic zone, there develop numerous masses of basic and ultrabasic intrusives. They are hornblendite, gabbro, diabase, peridotite, and serpentinite. These rocks are partly metamorphosed and are now represented by amphibolite, amphibole schist, metagabbro, and metadiabase, showing their long axes roughly parallel to the regional strike of the country rocks. In some places, these igneous rocks include the Nagatoro metamorphic rocks as xenolithic layers or blocks, and the igneous rocks themselves show partly schistose structure. So it may be

safely assumed that they were intruded during or after the metamorphism of the country rocks.

Hornblendite Hornblendite is accompanied by metagabbro and metadiabase, but their mutual relation is not clear. It is massive but partly schistose, and dark green in colour. Hornblende is the major constituent and small crystals of magnetite are scattered. Hornblende is mostly pale green, but partly brownish. In some parts it is changed to glaucophanic along the cleavages and margin.

Amphibole Schist In the northern portion of igneous mass in the Yawatahama subzone, small outcrops of amphibole schist are observed. Hornblende and actinolite are major components, and chlorite, albite, sphene, and magnetite are subordinated.

Diabase and Gabbro These are pyroxene-bearing rocks. Their constituents are pyroxene, actinolite, epidote, zoicite, chlorite, serpentine, and sphene. Protogeneuous plagioclase is hardly found. The presence of some soda-bearing silicates, such as aegirine-augite, glaucophane, and albite in some parts, attracts special attention. The rocks are partly changed to metadiabase and metagabbro. Some of these metamorphosed rocks are cut by the network veins of albite and quartz, and are changed by the influences of such veins to dioritic rock in appearance.

Peridotite and Serpentinite crop out mainly with an intimate relation to the diabase and gabbro as many small masses. Peridotite is always massive in appearance, but serpentinite is partly schistose and talcose,

5. Quaternary

The Quaternary is the Pleistocene terrace deposit and Alluvium. All these deposits are composed of sand, gravel, and clay.

ECONOMIC GEOLOGY

Cupriferous Pyrite

The area occupied by the rocks of the Kawanoishi subzone in the Nagatoro metamorphic zone is one of well-known metallogenic provinces of bedded deposits of cupriferous pyrite. All the deposits are interbedded in the middle part of green schist of the Kawanoishi subzone. The middle part is about 400 m in thickness, and is intercalated with a hematite-quartz schist, which roughly indicates the ore-bearing horizon and is used as keybed. The ore bodies are bedded or lens-formed and gradually pass into the mother rock through an impregnated part in between. All ore bodies are small in scale, their average thickness being about 10 cm. The ores are composed chiefly of pyrite accompanying a small quantity of chalcopyrite. Average ore grade is 1.0% Cu and 30% S.

Working mines are listed below :

1. Ashinaru mine
2. Machimi mine
3. Nariyasu mine
4. Omine mine
5. Ohira mine
6. Ouchi mine
7. Kaminoyama mine
8. Ryūkoku mine

Manganese Ore

Over 20 manganese ore deposits and outcrops are known in the Paleozoic formation. Stratigraphically, three main ore-bearing formations may be recognized, viz., the Futaiwa, Iwaki and Tawarazu formations in ascending order. The latter two are economically important and seem to belong to the western elongation

of the well-known manganese district "Nomura" in Ehime Prefecture.

In the area mapped, however, the ore bodies are small and the average quality of the ore is low. The ore minerals are mainly black manganese dioxide and various kinds of so-called manganese carbonates.

The manganese ore production in this district after 1900 was only a few thousand tons. In 1954, 112 tons were produced from 5 mines.

Chromite

A number of chromite veins occur in the serpentinite which is exposed in the central part of the Yawatahama sheet-map area and intruded into the Nagatoro metamorphic rocks. The veins are about 30~50 cm thick filling the fissures of E-W direction. The grade of the ore is 40~50% Cr_2O_3 .

Limestone

In "Takayama" district, limestone of the lower part of the Tawarazu formation is quarried for the lime by burning. The limestone beds range over 10 km in strike side, and 20~30 m in thickness. It is grayish in colour and crystalline, containing 53~55% CaO. Annual production amounts to 40~80 thousand tons from 17 mines.

Dolomite

A lenticular body of dolomite crops out in the upper part of the Futaiwa formation at Yanobatake, 4 km southeast of Yawatahama. The ore body is elongated to E-W and dips 40° to the north. It is 55 m in thickness and about 60 m in length. The dolomite is interbedded, here and there, with the fragments of chert and schalstein.

昭和 31 年 11 月 20 日印刷

昭和 31 年 11 月 25 日発行

著作權所有
工業技術院
地質調査所

印刷者 田 中 春 美

印刷所 田中幸和堂印刷所
