

広島県帝釈台北東部地域の
地質学的研究

——中国地方における後期中生代の地殻変動 第3報——

河合 正虎*

**On the Deformation of the Mesozoic and Paleozoic Systems
in the Northeastern Part of the Taishaku Plateau,
Hiroshima Prefecture
——Late Mesozoic Crustal Movements in the Chūgoku
Province, the Inner Zone of Southwest Japan——**

By

Masatora KAWAI

Abstract.

(1) The non-metamorphosed Paleozoic in the area can be divided lithologically into the Akiyoshi super-group and the Ota group.

(2) The Akiyoshi super-group is composed mainly of limestone and intercalated chert and schalstein, and divided into the Carboniferous Taishakugawa and Permian Uyama groups.

The Ota group consisting of sandstone and clayslate and is accompanied by thin lenticular limestone and limestone conglomerate. The group, which is distributed in the present area, is named the Kawanishi formation.

(3) The Tessai thrust sheet had thrusted Kawanishi formation upon the Inkstone group. The Akiyoshi super-group form imbricated structure by the Taishaku, Arito, Zenbutsuji-Itaniyama, Kanehara-Misaka, Ippaimizu and Tameshige-Utō-Haba-Kochi thrust faults. Each thrust is due to the intense movement which pushed the Akiyoshi super-group upon the Kawanishi formation and the Inkstone group from east to west.

(4) The Mesozoic rocks in this area are divided the early Cretaceous Inkstone (Kwanmon) group and the later Cretaceous Ryōbi porphyrites and Takata rhyolites.

(5) The Kawanishi formation is equivalent to the Upper Permian Terauchi formation of the Atetsu Plateau in the east. The Terauchi formation in the type locality rests conformably on the strata of the *Yabeine* zone of the Akiyoshi super group. The Kawanishi formation is tectonically ridden by the Akiyoshi super-group in this area. Therefore, the non-metamorphosed Paleozoic strata in both areas is supposed to form a large overturned structure on the whole.

(6) The thrusting took place immediately after or amidst deposition of the Inkstone group of early Cretaceous age, and before the eruption of the Upper Cretaceous Ryōbi porphyrites and Takata rhyolites.

* 地質部

要 旨

昭和36・38年度広島県庁の依頼によつて帝釈台北東部の石灰石鉱床を調査した。鉱床調査区域外の概査ならびに他の研究者による既発表文献を検討することによつて、ここに地質構造ならびに後期中生代の地殻変動に関する見解をまとめた。

本地域の古生界は非変成で、石灰岩相の秋吉累層群と粘板岩・砂岩相の大田層群とに大別される。秋吉累層群は石炭系帝釈川層群と二畳系宇山層群とからなっている。

帝釈川層群は帝釈川流域の背斜の軸部に石灰岩を主体として分布するほか、為重谷の北方にチャートと石灰岩とからなる為重層、為重層の近くに為平層とよばれるものがある。宇山層群は帝釈川層群を不整合に覆い、下から三原野・諸野・一杯水および有頭層とそれらの相当層からなり、それぞれ *Pseudoschwagerina*, *Parafusulina*, *Neoschwagerina* および *Yabeina* 帯の化石によつて代表される。

大田層群は川西層とよばれ、石灰岩または石灰岩礫岩のレンズを挟み、それらから *Yabeina* 帯の化石を産し、有頭層とは同時異相の堆積物である。

中生界には下部白堊系硯石層群がわずかに分布するほか、中生界を不整合に覆う上部白堊系河備玢岩類と高田流紋岩類とがある。

中生代末ないし古第三紀初の花崗閃緑岩はこれらに貫入した。

非変成古生界は哲西衝上によつて硯石層群の上に大田層群の川西層がのり、さらに帝釈・有頭・禅仏寺—猪谷山・金原—三坂・一杯水・為重—戸宇—羽場—河内の諸衝上によつて鱗片構造がつくられている秋吉累層群がそれらに重なる。鱗片構造は変動が東から西に向つており、またその運動によつて東城川流域の宇山層群には横臥褶曲が形成される。

東方域外の阿哲台には秋吉累層群の上位を占める川西相当層の寺内層があるのに対して、本地域の川西層は秋吉累層群の下位にある。帝釈台—阿哲台の間には大規模な地層の逆転が行なわれたことを物語る。

南方域外の成羽付近では上部三畳系成羽層群を不整合に覆う硯石層群の堆積初期に大賀衝上が起つたが、大賀衝上地塊をなしている秋吉累層群をさらに不整合に覆う硯石層群の上位に、哲西や有頭などの諸衝上で本地域の非変成古生界がふたたびくり返してのつている。このことは衝上の時期は南方では早く、北方では遅れたことを示し、中国地方全体の規模として考えると、衝上による転位は南方から北方に向かつた。これらの諸衝上は山陽

衝上系注1) に属する。

衝上地塊の転位が終つた後に河備玢岩類および高田流紋岩類の噴出と堆積がつづき、さらに花崗閃緑岩によつて代表される深成活動があつた。

付録として、鉱量を算出した石灰石鉱床と軟珪石鉱床に関する概要とを加えた。

1. はじめに

広島県庁の依頼によつて東城町南東部の石灰石鉱床の埋蔵量を調査注2) した。埋蔵量を算出した区域は地質調査所川野辰男技官によつて5千分の1の地形図が作られた。その地域外は調査の精度が低く、さらに露出不良の地域があるので地質構造の解明が充分でない。そのため既存の文献、とくに藤本治義(1944)および横山鶴雄(1959, 1960b)を検討して引用することによつて若干の考察を加え、地質構造ならびに地殻変動に関する見解をまとめた。

石灰岩中の *Fusulinids* の鑑定は広島大学佐田公好教官、石灰石の分析は広島県立窯業試験場をわずらわせた。野外調査に際しては広島大学沖村雄二教官から御意見がよせられた。論文の取りまとめに際しては地質調査所磯見博技官から有益な御助言をいただいた。

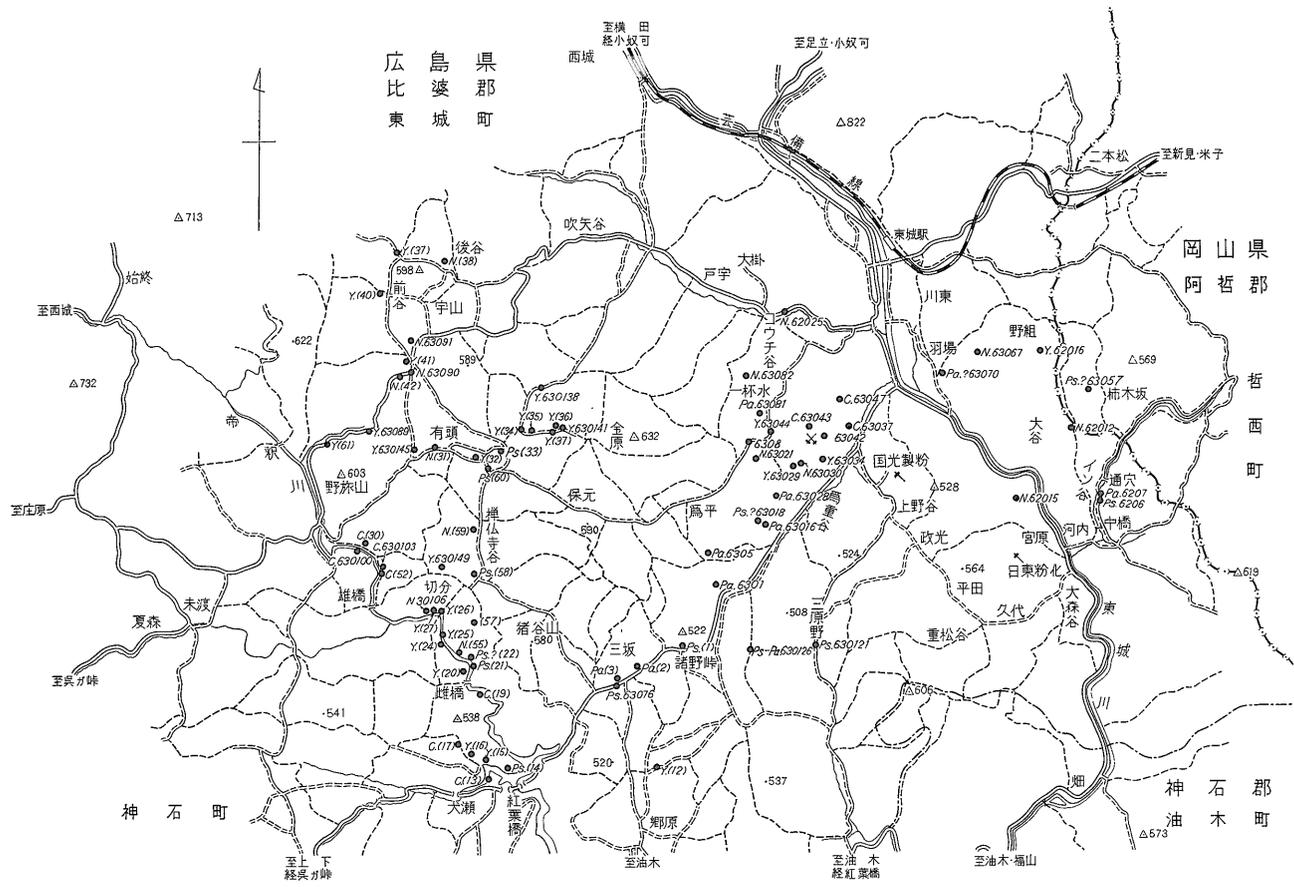
広島県商工部からは地質の発表について御了解が与えられた。調査の際は同部工業技術課ならびに東城町役場から多大の便宜が与えられた。付記して謝意を表する。



第1図 帝釈台の位置図

注1) 河合(1963a & b) 参照。

注2) 地形調査：第1回 昭和37年1月25日～2月8日、第2回 昭和38年3月11日～25日 計30日(実働20日)。地質調査：第1回 昭和37年2月5日～9日、第2回 昭和38年7月21日～8月2日 計18日(実働14日)。



630100-河合の Locality
 (20).....藤本 (1944) の Locality
 Ps.....Pseudoschwagerina 帯
 Pa.....Parafusulina 帯
 N.....Neoschwagerina 帯
 Y.....Yabeina 帯

▲ 石灰石の採掘場
 × 軟柱石鉱山 (休止)
 C.....石炭系

第 3 図 化石の産地
 Map of index and locality in the northeastern part of the Taishaku plateau, Hiroshima prefecture

2. 地 形

本地域の周辺には広い台地が発達し、いわゆる帝釈台とよばれる。この台地ができた主要な要素は大田層群の上に秋吉累層群が衝上し、秋吉累層群の石灰岩が広い地域にわたって地表に現われることにある。秋吉累層群にはチャートの部分もあるが、これは漸移層でチャートと石灰岩との薄層が縞状に細互層することが多く、石灰岩に比較して侵食に対し著しい差がない。

大田層群の岩石は硬い部分もあるが、緩く起伏する衝上面の頂部がやつと侵食されている段階なので、大田層群からなる山はまだ急峻でなく、また衝上面にそつた岩石は圧砕されるので、地窓や半窓から現われる大田層群は一般に軟い。

両備玢岩類および高田流紋岩類は山嶺部を占める。玢岩は一般に凝灰質で軟質なところが多く、流紋岩は一般に新鮮で硬い。双方はほぼ水平にのつているので層理（または流理）面は急斜することが少なく、したがって山地は一般に大きな急斜面は作られない。

花崗閃緑岩は中粒ないし粗粒であり、備北層群は充分に固結しないので、ともに風化に対して抵抗力が小さい。玄武岩は堅硬だが岩体が小さいので、台地を僅かに突出した鐘状の山嶺を作るにすぎない。

本地域は周辺部を含めて一般に300~600mの緩い丘陵状山地からなる広い台地が発達する。台地面は多く被覆カルスト地帯であつて表土は厚い。露出カルスト地帯は台地の斜面の部分にみられる。諸所にドリーネがあり、玢岩・流紋岩および備北層群に近接したところや石灰岩中の挟みや断層の上盤側に多い。

河川のおもなものは東城川と帝釈川とである。両川の支流は台地の平坦面を浅く刻んで種々の方向に流れるが、東城川は官原粘板岩層の上盤側を流れ、帝釈川は帝釈衝上その他の断層に接し、ともに石灰岩地帯で顕著な峡谷を作り、しばしば急崖が100mに達する。峡谷に接近して鐘乳洞や天然陸橋^{注3)}があつて、かつてドリーネが多かつたことを示す。

石灰岩地帯を通る帝釈川流域は帝釈峡とよばれる名勝である。

平地は東城駅付近に標高約300mのものがあり、ここに町並が開けているが、他にはみるべきものはない。

3. 地質の概要

本地域の地質系統は古生界・硯石層群・両備玢岩類・

注3) 帝釈川には雄橋と雌橋の天然陸橋があり、東城川支流イソ谷には通穴とよぶものがある。

高田流紋岩類・花崗閃緑岩・石英斑岩・備北層群・玄武岩および沖積層に区分される。帝釈台の位置を第1図に示す。第2図は帝釈台北東部の地質図および地質断面図である。第3図に化石産地などを示した。

3.1 古生界

中国地方の古生界は三郡変成帯が南北に分れて山陽支帯と山陰支帯からなり、両支帯の間に中央非変成帯がある。三郡帯と非変成帯との間には多くの場合に衝上関係にある。

本地域の古生界は中央非変成帯に属し、秋吉累層群と大田層群とに区別される。

3.1.1 秋吉累層群

石灰岩相およびそれと近縁関係にあるチャートおよび輝緑凝灰岩とを一括して秋吉累層群とよぶ。小林貞一(1941)はこの地域の石灰岩相の古生界を準秋吉層群とよんだ。本地域では石炭系帝釈川層群と二疊系宇山層群に区分される。

帝釈川層群は帝釈川流域を標式地とし、石灰岩を主体とするが、為重谷の北部からチャートを主体とした為重層と為重層にそつたごく狭い範囲の為平層がみいだされている。

宇山層群は横山鶴雄(1959, 1960b)の東宇山および西宇山層群の石灰岩相を一括したものである。多くの紡錘虫・サンゴ・ブライオゾア・石灰藻の産出が知られる。

従来多くの研究があるが、横山(1959)のものを除くと地質図の公表は少ない。しかし化石帯は種々の地層名でよばれ、これらを総括すれば第1表のとおりである。筆者はとくに東城川東岸の石灰岩を川東石灰岩、粘板岩層を官原粘板岩層、その西側のものを久代石灰岩とよんだ。

3.1.2 大田層群

砂岩および粘板岩を主体とした非変成古生界は大田層群として一括した(河合, 1963a, b & c, 1964a, b, c & d)。

本層群は横山(1959, 1960b)の西宇山層群の主部に当る。横山は前谷および野旅山層に区分したが、筆者は川西層とし、野旅山層のチャートは石灰岩の漸移層とみなして宇山層群に含めて川西層から除外した。

3.2 中生界

本地域の中生界は下部白堊系硯石層群、上部白堊系の両備玢岩類と高田流紋岩類とである。小林貞一(1950, p. 102)は紅葉橋付近に三疊紀後期の *Noric* を示す *Monotis (Entomonotis) ochotica* (TELLER) が転石として得られたとのべ、吉見益見(1937, p. 315)は帝釈部落西方約1km付近から同種の化石が産出(?)したとのべている。これらの事実を確認した資料はないが、本

第 1 表

時代	北石帯	横山鶴雄 1959 1960 a & c		赤木三郎 1958 a & b 坂上・赤木 1961	藤本治義 1944, 1951, 1955, 1959	藤本治義 1960 (総括)	鳥山隆三 1965 (総括)	河合 1966		
二 疊 紀	(<i>Lepidolina</i>) <i>Yabeina</i>	東 宇 山 層 群	有頭層	保元層 野旅山層	一杯水層	有頭層	有頭層	宇 山 層 群	有頭層	↑川東石灰岩 ?久代石灰岩?
	<i>Neoschwagerina</i> (<i>Verbeekina</i>)		切分層	前谷層		東城層	一杯水層		一杯水層	
	<i>Parafusulina</i>		禪仏寺谷層	宇山野層・諸野層		宇山野層	諸野層		諸野層	
	<i>Pseudoschwagerina</i>		宇那田層・栺谷山層	三原野層		三坂層	三原野層		三原野層	
石 炭 紀	<i>Triticites</i>	帝 釈 川 層 群	爲平層	欠	欠	欠	欠	帝 釈 川 層 群	爲平層	↑ 爲 重 層
	<i>Fusulina</i>		倉	欠	欠	帝釈層	帝釈層			
	<i>Fusulinella</i>		迫	永明寺層	石炭系	永明寺層	永明寺層			
	<i>Profusulinella</i>		層	断魚溪層	断魚溪層	断魚溪層・爲重層	断魚溪層			
	<i>Nagatophyllo-</i> <i>Milereilla</i>		層	断魚溪層	断魚溪層	断魚溪層・爲重層	断魚溪層			

地域の衝上地塊の下位に上部三疊系は存在する可能性があるもので、一概に否定し去ることはできない。

3.2.1 硯石層群 (関門層群)

硯石層群は東部の河内南部から北東方の岡山県阿哲郡哲西町にかけた地域、北東部の川東および南西部の三坂に小区域に点在して現われる。

本層群は古生界に衝上され、両備玢岩類・高田流紋岩類および備北層群によつて覆われるので、その露出は断片的であるが、東方の阿哲台付近および南方の成羽付近のものに連なるであろう。河内付近には地窓と半窓とから、三坂でも地窓から露出するものである。

河内一哲西町の本層群に接近した秋吉累層群の石灰岩は角礫岩であつて、河内衝上によつて硯石層群と接する。硯石層群は秋吉累層群に接する部分では、見かけが石灰角礫岩に似た石灰岩礫岩が優勢で、ごく一部に赭色岩を伴うにすぎない。石灰岩礫岩は角礫ないし亜角礫で、礫は一般に大きく、ときには直径が 1 m をこえる。石灰岩礫岩は河内衝上を遠ざかるにつれて礫の大きさを減じ、挟雑物を増し、赭色を混える雑色礫岩から、終に赭色砂岩と赭色頁岩の互層になつて細礫の雑色礫岩を挟むにすぎなくなる。雑色礫岩は石灰岩礫が一般に少なく、玢岩質物質にとみ、角礫ないし亜角礫で、礫の大きさは一般に数 cm 以下である。河内付近の硯石層群の走向は一般に N15~35° E で、傾斜は 10~40° E であるが、局部的にははなはだしく擾乱される。全体としては走向および傾斜は河内衝上の衝動面とかなりの調和性がみられる。硯石層群の走向および傾斜が衝動面とかなり調和的なこと、硯石層群の岩質が衝上を離れるにつれて急速に石灰岩礫岩から赭色岩に移化することは石灰岩の転位と地層の堆積との間に密接な関係があつたと考えられる (河

合, 1957, 1964 b & c)。

本地域の硯石層群の地質時代は詳らかでないが岩質からみると脇野亜層群に属するようである。

3.2.2 両備玢岩類

硯石層群は古生界によつて衝上されるのに対し、玢岩類は古期の地層を貫いて噴出し、これらを覆っている。一般に凝灰岩や凝灰角礫岩で岩脈や集塊岩および熔岩を伴う。一般にかなり変質 (decompose) される。玢岩類からなる火山碎屑岩類は備中および備後地方に広く分布するので、ここでは両備玢岩類とよぶ。玢岩の岩脈は本岩類と密接な関係にあると考えられる。吉田博直 (1961) および長谷晃ら (1964) は本岩類を吉舎安山岩類に含めた。

玢岩の岩脈は地質図には省略した。

3.2.3 高田流紋岩類

本岩類は一般に帯緑青灰色ないし白色、ときに灰白色を呈し、主として熔結凝灰岩からなり、凝灰角礫岩ないし凝灰岩の部分もある。また場所によつては石英安山岩質のこともある。流理構造 (層理) は平田南方山地では走向が N35~75° E で 30~50° S に傾斜し、ときには N55° W の走向で 55° S に傾くこともある。他の部分では一般に明瞭でない。小倉勉 (1928) の玢岩とされたもののうちには本岩類が含まれている。

3.3 中生代末ないし古第三紀初の花崗岩類および石英斑岩

平田・政光付近において花崗閃緑岩が古生界および高田流紋岩類を貫き、周囲の岩石に接触変質を与える。石灰岩は接触作用のためにかなり広範囲にわたつて結晶質化し、一部には接触交代鉱床が生成される (上野谷一政光)。花崗閃緑岩は灰白色ないし淡灰色を呈し、中粒の

角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。小倉（1928）の角閃石花崗岩に当る。

帝釈川にそつた地域やその西方の結晶質石灰岩は、西方域外に広く露出する黒雲母花崗岩または平田付近の花崗閃緑岩によつて代表される深成作用に伴つて変質されたものであろう。

戸宇の南西方には花崗斑岩の小岩体が貫入し、その周辺は数100mにわたつて石灰岩が結晶質になっている。

石英斑岩は小岩脈となつて諸所に貫入する。戸宇および三坂付近では衝上断層の近くや衝上面に貫入する。他の地域では石英斑岩の岩脈は少ない。北西部でかつて稼行された吹矢谷鉱山は花崗閃緑岩岩脈が石灰岩に接触交代作用を与え銅鉱床を胚胎したものといわれる（小林貞一、1950）。これらの岩脈はいずれも小岩体なので地質図には省略した。

3.4 新生界

3.4.1 新第三系備北層群

備北層群は下部および上部に2分される。

下部層は基底礫岩から始まり、礫岩・砂石および頁岩からなり、上野谷東方の山嶺部から *Ostrea* sp. その他の介化石が産出する。小倉（1928）によれば、北東方の東城町二本松から *Vicarya callosa* JENKINS および *Ostrea* sp. その他の介化石が産出した。したがつて下部層は中部中新統である。

上部層は下部層を覆うだけでなく、オーバー・ラップして古生界や高田流紋岩類をも直接に覆う。顕著な礫岩からはじまり、上位になるにつれて砂岩や頁岩の挟みが増加する。礫種とその大きさは下部層の基底礫岩のものと大差がない。一般に直径30cmに達し、まれに1mをこえるものもあり、亜角礫ないし亜円礫である。上部になるにつれて礫の大きさを減じ、亜円礫ないし円礫となる。礫種は玢岩・石英斑岩・流紋岩・花崗岩類が多く、これらは礫も大きい。このほか粘板岩・砂岩・輝緑凝灰岩・チャート等の礫もあるが、いずれも一般に小さい。ときには緑色片岩や黒色片岩の礫もある。上部層の地質時代は詳らかでないが、下部層との間に時代の間隙を示す不整合は存在しないようで、おそらく下部層とほぼ同時代のものと推定される。小林貞一（1950）の山砂利層は上部層を示したものである。

備北層群は礫岩が優勢なので、地質構造を明瞭にし難いが、山嶺部に下部層、平地に上部層が分布するようなこともあり、局部的にはかなり複雑な褶曲があつて、走向および傾斜も場所によつて変化する。一般には南部で北東—南西ないし東—西、北部では北西—南東方向の軸で比較的ゆるく褶曲している。

3.4.2 玄武岩

備北層群を貫いて、黒色を呈する礫礫石玄武岩が、鐘状の山嶺部をつくる。いずれも小岩体である。

3.4.3 沖積層

東城駅の南側には標高300m位の若干の平地があり、ここに東城の町並が開けている。吹矢谷・為重谷等にも僅かに沖積地がみられる。沖積層は一般に薄く、東城川の川底には諸所に備北層群がみられるので、厚さは数mにすぎない。

4. 古生界

4.1 帝釈川層群

帝釈川にそつた衝上断層の西側に帝釈川層群が知られている。衝上断層と並走する背斜構造があつて、石炭系は背斜の軸部に露出する。loc. 630100 から *Eostaffella* ? sp. および loc. 630103 から *Profusulinella* sp. が産出した。

藤本治義（1944）は帝釈川流域で、紅葉橋付近（loc. 13）から *Endothyra* sp.; (loc. 17) から *Fusulinella bochi* MÖLLER その他; 雌橋付近（loc. 19）と雄橋付近（loc. 53）とから *Nagatophyllum* sp. その他; (loc. 52) から *Fusulinella* sp.; その北方（loc. 30）から *Ozawaella* cf. *angulata* (COLANI) 等を報告した。

為重谷北方にはチャートと石灰岩とが互層し、ときには縞状の細互層の部分もある。また輝緑凝灰岩の薄層を伴う。これが為重層とよばれるものである。

為重層の南限に近い石灰岩 loc. 63037 から *Eostaffella* sp. A indet., *E.* sp., *Endothyra* sp.; その西方 loc. 63043 から *Endothyra* sp., *Plectogyra* sp. を産出した。北東部の loc. 63047 から *Fusulinella* cf. *akiyoshiensis* TORIYAMA および *F.* sp. がえられた。為重層は化石の産出からみて局部的には小褶曲があるが、全体としては北東に向かつて傾く単斜構造をつくる。チャートと石灰岩との縞状細互層では石灰岩はやや珪質で、チャートには石灰分が含まれる。この細互層はまた、多数の石灰細脈によつて貫かれる。loc. 63042 では細互層の風化物を軟珪石として採取したことがある。

横山（1960c）が *Triticites* 帯の存在によつて為平層とよんだ地層は為重層の北西側に露出する小石灰岩と推定される。二疊系と推定される輝緑凝灰岩によつて覆われる。筆者は化石を採取していない。

4.2 宇山層群

本地域の二疊系石灰岩には礫岩質のものが多く、産出する化石群は石炭紀のものから二疊紀の種々の時代のもを混在することもある。二疊系の層序を詳論するに

は、なお研究が不充分であるが、今回判明した範囲と従来の研究者の研究から層序の概要をのべる。

4.2.1 三原野層

三原野 loc. 630121 から *Triticites obai* TORIYAMA, *T. spp.*, Cf. *Schwagerina* sp.; loc. 630126 から *S. sp.*, *Pseudofusulina* sp., *Rugosofusulina* sp., *Nankinella* sp.; 三坂 loc. 63076 から *Tritioites montiparus* [(EHRENBERG) MÖLLER] を産し、三原野層とその相当層がある。

東城川流域の川東石灰岩にも柿ノ木坂西方 loc. 63057 から *Triticites* sp., *Schwagerina* ? sp.; イソ谷 loc. 6206 から *Triticites* cf. *montiparus*, *Schwagerina* sp. の存在によつて三原野相当層を含む。

藤本 (1944) は三坂付近で諸野峠 (loc. 1) から *Triticites simplex* (SCHELLWIEN), *T. sp.*, *Schwagerina* sp. 等; 禅仏寺谷南部 (loc. 58) から *S. sp.*, *Triticites* sp.; 有頭東方 (loc. 60) から *T. kagaharensis* HJIMOTO, *Schwagerina* sp.; (loc. 33) から *Triticites minimus* (SCH.), *Schwagerina incisa* (SCH.), *S. sp.*; 雌橋付近 (loc. 21) から *Pseudofusulina vulgaris* (SCH.), *Schwagerina* sp., *Quasifusulina* cf. *longissima* (MOLLER); (loc. 22) から *Schwagerina* sp., その他; 紅葉橋付近 (loc. 14) から *Triticites* sp., *Schwagerina* sp., 等を報じた。

横山 (1959) は三坂付近から下部二畳系のサンゴ *Stylidophyllum*, *Haugia* 等を報告し、南方域外の宇那田を標式地とした宇那田層に含めた。

沖村雄二 (1966) は為重谷北方で為重層の上位に *Pseudofusulina vulgaris* その他を含む三原野相当層の存在を指摘している。

4.2.2 諸野層

為重谷 loc. 6301 から *Pseudodoliolina ozawai* YABE & HANZAWA, *Parafusulina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Triticites* sp.; loc. 6305 から *Parafusulina* sp., *Pseudofusulina* sp., Cf. *Rugosofusulina* sp. A indet.; loc. 63016 から *Parafusulina* cf. *edoensis* OZAWA, *P. sp.*, *Pseudofusulina* sp.; loc. 63028 から *Parafusulina* sp., *Pseudofusulina* sp.; 一杯水付近 loc. 63081 から *Parafusulina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Verbeekina* sp. がみいだされた。

川東石灰岩にもイソ谷 loc. 6207 から *Parafusulina* sp., *Pseudodoliolina* sp.; 羽場 loc. 63070 から *Pseudofusulina* ? sp. が認められた。

藤本 (1944) は三坂 (loc. 2) から *Pseudofusulina krafftii* (SCH.), *P. krtowi* (SCH.) その他; (loc. 3) か

ら *P. krafftii*, *Parafusulina kaerimizensis* OZAWA 等を識別している。横山 (1959) は禅仏寺谷を通つて南北にのび、なお禅仏寺南部 (loc. 57) の *Schwagerina* sp. を産するものは下部二畳系 (?) とみなされている。為重谷西方 loc. 63018 からは *S. sp.* A indet., *Endothyra* sp. を産し下部二畳系と思われる。 *Pseudofusulina* 動物群を含む乳白色塊状石灰岩および石灰礫岩層を禅仏寺谷層とよんだ。横山 (1959) のチャートを主体とする猪谷山層と禅仏寺谷層とは並走するが、石灰岩層とチャート層とは漸移関係にあつて、禅仏寺谷層とされたものうちには三原野相当層や一杯水相当層も含まれる。

4.2.3 一杯水層

為重谷北方 loc. 63021 から *Neoschwagerina* cf. *margaritae* DEPRAT., *N. sp.*; loc. 63030 から *Nankinella* sp., *Schwagerina* sp., *Neoschwagerina* cf. *simplex* OZAWA, *N. cf. megaspherica* DEP.; 一杯水 loc. 63082 から *N. margaritae*, *N. cf. douvillei* OZAWA; 西部の前谷南方 loc. 63090 から *Schwagerina* sp., *Neoschwagerina* aff. *margaritae*; loc. 63091 から *Triticites* sp., *Schwagerina* sp., *Neoschwagerina craticulifera* (SCH.), *N. cf. margaritae*, *N. cf. douvillei*; 切分 loc. 630106 から *Misellina* sp., *Pseudofusulina* ? sp., *Neoschwagerina* sp. A & B indet. が採取された。

東城川流域の川東石灰岩からは羽場 loc. 63067 *Pseudofusulina* sp., *Neoschwagerina* cf. *craticulifera*, *N. cf. douvillei*; 柿ノ木坂西方 loc. 62012 から *Endothyra* sp., *Misellina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Neoschwagerina megaspherica*, *N. douvillei* が産出した。宮原粘板岩層および久代石灰岩の双方から戸宇コーチ谷 loc. 62025 で *Neoschwagerina margaritae*, *N. craticulifera* が得られた。久代石灰岩からは宮原北部 loc. 63015 付近から吉見益見 (1937) によつて *Neoschwagerina craticulifera* がみいだされている。宮原の西方では石灰岩は結晶質化して化石がみいだされ難い。

藤本 (1944) によると北西部の後谷 (loc. 38) から *Pseudodoliolina ozawai*, *Pseudofusulina japonica* var. *hayasakai* LEE, *Neoschwagerina* sp.; 禅仏寺谷 (loc. 59) から *N. sp.*; 前谷 (loc. 42) から *N. douvillei*, *N. sp.*; 有頭付近 (loc. 31) から *N. douvillei*, *Pseudofusulina krotowi* など; 雌橋北方 (loc. 55) から *Schwagerina* sp., *Neoschwagerina* sp. 等が報告されている。

一杯水層およびこれより上位の有頭層では二次的に導かれた下位の地層の化石がとくに多く含まれる。

4.2.4 有頭層

為重谷北方 loc. 63029 から *Pseudofusulina* sp., *Neoschwagerina craticulifera*, *N. margaritae*, *Sumatrina annae* VOLZ; loc. 63034 から cf. *Schwagerina* sp., *Sumatrina annae*; loc. 63044 から *Neoschwagerina douvillei*, *Sumatrina annae*; 有頭 loc. 630145 から *Neoschwagerina* cf. *megaspherica*, *N. cf. margaritae*, *N. cf. douvillei*, *Sumatrina annae*; 切分北方 loc. 630149 から *Neoschwagerina craticulifera*, *N. cf. margaritae*, *Sumatrina annae*; 金原西方 loc. 630138 から *Kahlerina* ? sp., *Schwagerina* sp., *Yabeina multiseptata* (*Y. shiraiwensis* を含む); loc. 630141 から *Parafusulina* sp., *Yabeina mutiseptata* (*Y. shiraiwensis* を含む), *Sumatrina annae* が識別された。

藤本(1944)によると前谷(loc. 41)から *Neoschwagerina douvillei*, *Yabeina shiraiwensis*, *Sumatrina* sp.; 有頭(loc. 32)から *Yabeina shiraiwensis* OZAWA; 切分の南方(loc. 24)から *Neoschwagerina* sp., *Yabeina* sp., *Sumatrina annae*, *S. sp.*; (loc. 20)から *Pseudodoliolina ozawai*, *Neoschwagerina* sp., *Sumatrina* sp.; 紅葉橋西北西(loc. 15)から *Neoschwagerina douvillei*, *Yabeina globosa*, *Y. multiseptata* (DEPRAT); (loc. 16)から *Schwagerina* sp., *Yabeina* sp.; 金原西方(loc. 34)から *Yabeina shiraiwensis*; (loc. 35)から *Y. shiraiwensis*, *Y. sp.*; (loc. 36)から *Y. shiraiwensis*, *Sumatrina* sp.; (loc. 37)から *Yabeina globosa*, *Y. shiraiwensis*; 三坂南方(loc. 12)から *Y. multiseptata*, *Sumatrina* cf. *annae* がいずれも古い時代の化石と混在している。これらのうち(loc. 20)のものはことによると川西層のものかも知れない。

前谷南方では走向が N35~55° E で, 40° 内外で南西に傾くにもかかわらず(loc. 41)から産出する化石は loc. 63090 および(loc. 42)からのものよりも若い。loc. 63090 および(loc. 42)にも若い化石が含まれているのかも知れないが, 識別される化石をそのまま信用すれば, この付近の地層は逆転する可能性があることを示す。

金原付近の本層は横山(1959)によつて保元層とよばれるものである。

その他為重谷西方 loc. 6308 から *Schwagerina* ? sp. を産するのみで, 正確な対比はできない。

4.3 大田層群

本地域の大田層群を川西層とよぶ。

4.3.1 川西層

衝上地塊をなす秋吉累層群の基盤となつている砂岩と粘板岩との互層である。本層はところによつては砂岩,

他の場合には粘板岩が優勢であるが, 本研究においては区分されていない。

本層の下限は未詳だが, 挟有される黒色の薄い石灰岩ないし石灰岩礫岩から化石を産する。有頭西方 loc. 63089 から *Triticites* sp., *Schwagerina* sp., *Yabeina multiseptata* (*Y. shiraiwensis* を含む), 野組 loc. 62016 から *Triticites* sp., *Afghanella* cf. *schenki* THOMPSON, *Schwagerina* sp., *Yabeina multiseptata* (*Y. shiraiwensis* を含む) が得られた。

横山(1959)が前谷層とよんだもののうちの石灰岩礫岩はこの種のもので, 筆者の loc. 63089 も含むと思われ, 下部二疊紀からの化石を混在し, *Neoschwagerina margaritae*, *Yabeina multiseptata*, *Sumatrina annae* 等を産するとのべた。

藤本(1944)は後谷(loc. 39)から *Verbeekina* sp., *Schwagerina* sp., *Yabeina shiraiwensis*, *Sumatrina annae*; 前谷(loc. 40)から *Schwagerina* sp., *Neoschwagerina* sp., *Yabeina globosa*, *Y. shiraiwensis*, *Sumatrina* sp. 等; その南西方(loc. 61)から *Schwagerina* sp., *Yabeina* sp., *Sumatrina* sp. 等を認めた石灰岩礫岩ないし礫質石灰岩は川西層に含まれる。切分(loc. 26)から *Neoschwagerina douvillei*, *N. sp.*, *Yabeina globosa* (YABE), *Y. shiraiwensis*, (loc. 27)の *Schwagerina* sp., *Yabeina* sp. 等を産する石灰岩も川西層のものと思われ, (loc. 25)から *Sumatrina annae* その他の化石を産する石灰岩も川西層に含まれる可能性がある。

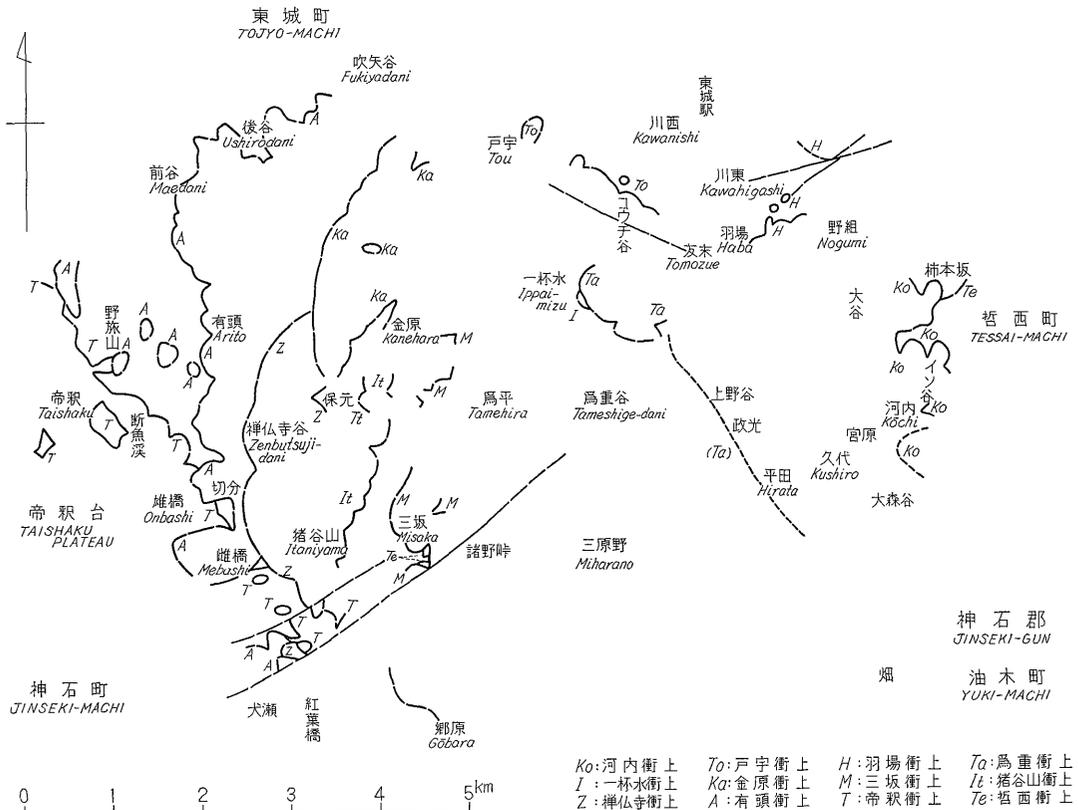
川西層は秋吉累層群のなす衝上地塊の下盤となつているが, 東部では下限が哲衝上によつて白堊系硯石層群と接し, 三坂付近でも硯石層群と接するので, 全体として硯石層群の上に衝上地塊となつてのつていものであろう(河合, 1964a, b & c)。

5. 地質構造

5.1 秋吉累層群の地質構造

秋吉累層群は第3および4図に示されるように, 東部では河内衝上, 北東部では羽場衝上, 北西部では有頭衝上, 西部では帝釈衝上, 中央部の金原付近で金原衝上, 保元の猪谷山衝上など, 三坂付近の三坂および猪谷山両衝上によつて非石灰岩相の大田層群や白堊系硯石層群と接する。また, これらの衝上と同時期に生成された為重・禅仏寺両衝上によつて秋吉累層群は大局的に6つの地域に分かれる。

衝上断層によつて分たれた各地塊はいずれも西側のものが下位を占め, 順次に東の地塊がそれらに重なつて鱗



第4図 広島県帝釈台北東部の断層図

Map of the fault group in the northeastern part of the Taishaku plateau, Hiroshima prefecture

片構造が形成される。ただし、為重衝上などによっては石炭系の為重層および為平層が二疊系中に現われている。

5.1.1 戸宇一平田から以東の地域

この地域の石灰岩は連続性にとむ宮原粘板岩層によつて上下に2分され、見かけが上位の東城川東岸の部分が川東石灰岩、下位のもが久代石灰岩である。宮原粘板岩層は上下盤にチャートを伴い、上盤側ではチャートは石灰岩と互層し、川東石灰岩に漸移し、また下盤側でも整合関係にある。粘板岩層は南北両限ではチャートを増し、粘板岩はごく薄くなるかまたはまったくみられなくなる。北部の戸宇一平田では下盤側に石灰岩レンズを伴い、下盤ぎわの久代石灰岩とは共通の *Neoschwagerina* 帯の化石を産し、整合関係にある。

川東石灰岩には宮原粘板岩層にほぼ並走する見かけ上の向斜構造、久代石灰岩にはほぼ同様の見かけの背斜と向斜とがある。産出する化石から川東石灰岩は三原野層諸野層および一杯水層を併せたものに相当し、久代石灰

岩は広く結晶質化するので全域にわたつては不明であるが、見かけの宮原粘板岩の下部から久代石灰岩の上部にわたつて、一杯水層に相当する地層が含まれる。見かけの構造を考慮すると、川東石灰岩では三原野層を核心として横臥した背斜構造があつて、向斜部の一杯水相当層が久代石灰岩の見かけの上部にくり返して現われるものである。

5.1.2 為重谷北方の地域

為重層は南部に *Endothyra zone* があつて、走向は一般に N30~50°W、北東に向かつて 20~50°で傾斜し、北部に *Fusulinella zone* が現れる。沖村 (1966) によるとさらにこれらの上位に下部二疊系が不整合関係のついているといわれる。

これらは為重層および二疊系下部層は正常な順で北東に向かつて単斜構造をつくることを示す。

しかし、為重層の北西縁にそつて、石炭系最上部の為平層とこれを不整合(?)に覆う諸野相当層の輝緑凝灰岩層の存在が指摘される (横山, 1961)。おそらく為重

層の南限をふちどる為重衝上に伴つて、薄い小地塊片として二疊系山層群との間に挟み込まれたもので、地塊片の西限は衝上断層と推定される。この推定衝上断層を一杯水衝上とよぶ。

5.1.3 金原一三坂間の地域

戸宇の新第三系より以南で、金原一三坂両衝上によつて西側がふち取られる地域を指す。

為重谷を含む東部地域では、北部に WNW-ESE の背斜軸があつて、ついでほぼ E-W 性の向斜から ENE-WSW 方向の背斜・向斜および背斜がくり返され、その南の向斜軸は NE-SW 方向で、為重谷一三坂を結ぶ道路の方向とほぼ一致する。南部の向斜構造と並走する若い断層があつて、その南側には広く三原野の二疊系最下部の三原野層が現れる。

これらの背斜軸部には *Pseudoschwagerina* 帯や *Parafusulina* 帯などの下部二疊系、向斜の軸部には *Neoschwagerina* 帯または *Yabeina* 帯がみいだされる。

他の地域は石灰岩が塊状で層理が不明瞭であつたり、表土が厚くて露出が不良であつたりし、さらに調査が不十分のために精細は不明であるが、さきにもべた地質構造と大きく食い違ふ事実はみいだされない。

5.1.4 禅仏寺谷一猪谷山間の地域

西限は禅仏寺衝上で、東限は猪谷山衝上で囲まれる地域である。

調査不十分と露出不良のために精細は不明である。

猪谷山から北方に向かつてチャートを中心とした地層とその西側に石灰岩体がある。このチャートは石灰岩と漸移するものであり、僅かながらみいだされた走向は石灰岩およびチャートの双方で東西性が卓越する。横山（1959）によるとこのチャートにはさまれる石灰岩や石灰岩礫岩から *Pseudofusulina* や *Triticites* が報告され、西方の石灰岩から藤本（1944）はほぼ同時代の化石の産出を報告しているので、全体としては東西性の小褶曲によつて波打ち、禅仏寺谷中部で向斜構造をつくり、そこに *Neoschwagerina* 帯の石灰岩がみいだされるものと推定される。

5.1.5 吹矢谷一切分間の地域

西限は有頭衝上、東限は金原および禅仏寺両衝上によつて囲まれる地域である。

北部の吹矢谷から有頭付近にかけては南北性の小褶曲で擾乱される。このうち1つずつの背斜および向斜構造は有頭北方で湾曲して東西性となる。南部では地質構造は詳らかでないが、東西性の小褶曲がくり返されるようである。

5.1.6 帝釈川より以西の地域

帝釈川にそつた帝釈衝上を東限とした地域である。

帝釈付近に帝釈川と並走する NW-SE 性の背斜、その西にこれと並行する向斜構造がある。背斜部に石炭系が露出する。

南部の雌橋付近では、地層の走向や傾斜がかなり乱され、さらに紅葉橋付近では NE-SW 方向の小褶曲が多数にみいだされる。

5.2 大田層群の地質構造

調査研究の主体が秋吉累層群におかれ、調査日数が少ないので、川西層は細分せず、また地層が逆転しているか否かも現地でも検討していないので、ここでは単に見かけ上の地質構造をのべるに止める。

全体として NW-SE 方向の褶曲構造が顕著であるが、三坂付近では NE-SW ないし E-W 方向の褶曲もみられる。地層の傾斜はほとんど水平に近いものから急斜して 80° をこえるものまで種々のものがある。

衝上地塊をなす秋吉累層群の地質構造とは明らかに別個の褶曲を行ない、衝上断層によつて、両層群の褶曲は分離されている。北西部の帝釈川流域の秋吉累層群とその東側にある大田層群、東部の東城川流域の秋吉累層群と大田層群、南西部三坂付近の秋吉累層群と大田層群との間の褶曲軸の方向はいずれもきわめて近似性を示す。

このことは秋吉累層群の衝上地塊としての転位と大田層群の擾乱とは同一の圧迫によつて影響されたためである。

5.3 硯石層群の地質構造

本地域の硯石層群は露出が断片的なので、全体の構造を把握することはできない。東部で河内より東に現われるものは、一般に走向が N15~35° E で、10~40° E に傾斜する。局部的には衝上断層や玢岩の岩脈が貫入して、走向や傾斜が変化する。河内（中橋ぎわ）では走向が N60° W、傾斜が 25° S を示し、イソ谷では走向が N85° E で、75° S に傾くこともある。いずれも衝上断層に接近した擾乱帯である。

三坂にみられる硯石層群の露出は2カ所あり、いずれも小区域にすぎない。ここには川西層の下に伏した背斜があつて、軸の南側では走向がほぼ E-W で、南に 10° で傾き、北側では走向が N70° W で、20~35° N に傾斜する。近接した秋吉累層群の下の衝上面はともに硯石層群の走向および傾斜とほぼ一致する。

硯石層群全体の地質構造は河内と三坂の2カ所の露出だけでは判定することはできないが、秋吉累層群と大田層群との間の地質構造に大局的な調和性があるように、大田層群と硯石層群の間にも近縁関係が存在すると思われる。

6. 後期中生代の地殻変動

6.1 衝上断層

本地域の古生界は下位に硯石層群があつて、大田層群および秋吉累層群が順次に衝上している。

本地域のおもな衝上は哲西・河内・羽場・戸宇・有頭・帝釈・金原・禅仏寺・三坂・猪谷山・為重および一杯水の諸衝上である。これらのうち戸宇・有頭・禅仏寺および為重の各衝上は小林貞一^{注4)}(1950, 1951)によつてそれぞれ、東城・西山・帝釈・禅仏寺および為重の諸断層または衝上とよばれた。

6.1.1 哲西衝上^{注5)}

二疊系宇山層群は東部の河内付近では不規則な分布をしている。その東限の柿木坂付近で宇山層群の東側に川西層が現われる。川西層と硯石層群との関係は確認できなかったが、硯石層群は低い川筋に現れるのに対して、川西層は山腹の斜面を占めている。西方の三坂に現われる硯石層群も柿木坂付近のものに似た現われ方がみられる。三坂付近の硯石層群の2カ所の小露出では、北側のものは北に、南側のものは南に傾斜する。もし、不整合によつて川西層の上に硯石層群がのつているならば、2カ所の小露出だけでなく、褶曲軸の延長方向にもなお分布がみられるはずであるが、それが無い。硯石層群の上に川西層が位置するならば、地質図にみられるような分布が不合理でない。したがつて川西層と硯石層群との間に衝上関係を考えざるを得ない。この衝上の露頭が今後確認される可能性の強い哲西の地名をもつて本衝上をよぶことにした。三坂の川西層と硯石層群との間の推定衝上も哲西衝上の延長部とみなす。

6.1.2 帝釈衝上

帝釈川にそつた帝釈川層群の東限の断層は衝上である。帝釈北方では向斜構造をつくる川西層の上に帝釈川層群が明瞭にのつているところがみられる。両者の境界はここでは確認できなかったが、その南側には半窓があつて、半窓の南側の境の一部は走向がN55°W、60°Nに傾く断層で、見かけは正断層である。この断層にごく接近した部分で、道路から約2mの高さで川西層は走向がN55°W、傾斜が60°Sであるが、道路の高さで走向がN45°W、30°Eに傾いて川西層に激しい捻れがみられる。この半窓の一部にみられる見かけの正断層は、衝上面が局部的に転倒したために生じたと推定される。

注4) 小林貞一 (1950, p. 100~101 および 1951, p. 128) 参照。

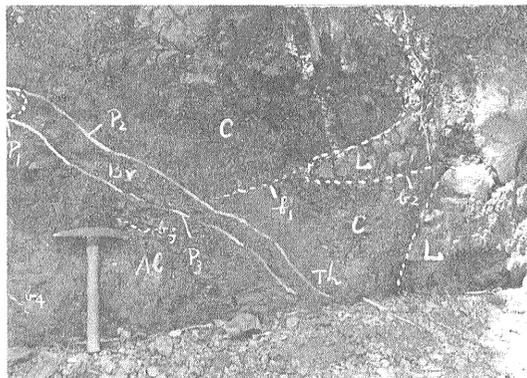
注5) 岡山県阿哲郡哲西町川西にある。かつて川西衝上(1964b)とよんだが哲西衝上と改めた(河合, 1964c & d)。

この断層が衝上であることを示す最大の証拠は、帝釈付近に2カ所、切分から紅葉橋にかけて数カ所の地窓が存在することである。切分から紅葉橋にかけての地窓のうちには、一方が帝釈衝上で、他の側では有頭または禅仏寺衝上のこともある。

6.1.3 有頭衝上

宇山層群と西側の川西層との境は吹矢谷から後谷・前谷南部・有頭および切分に向かう。この宇山層群の外縁線を有頭衝上とよぶ。

有頭部落の両端で川西層に宇山層群が衝上する露頭がみられる。これを図版1に示した。



図版1 有頭衝上

- L : 石灰岩
 - C : チャート (b₁ : 層理 N45°W・10°S, b₂ : 層理 N5°W・70°E)
 - S : 軟珪石の円礫
 - Br : 断層破砕帯 (軟珪石の礫Sを含む) 厚さ10~20cm
 - Al : 砂岩・粘板岩互層 (大田層群) (b₃ : 層理面 N85°E・35°N, b₄ : 層理面 N15°W・70°E)
 - Th : 衝上面 (P₁ : N65°E・50°N, P₂ : N85°E・40°N, P₃ : N75°W・48°N)
- (広島県比婆郡東城町有頭部落の西)

有頭衝上は北半部では川西層の上ののり、南部では帝釈川層群に衝上すると考えられる。帝釈川流域には広く石炭系帝釈川層群が背斜構造によつて露出するが、切分から雌橋付近にかけては宇山層群の有頭層に当るYabeina帯の石灰岩があつて、有頭衝上の衝上地塊の一部があると推定される。有頭衝上の南限は紅葉橋付近をへて、さらに南方に向うことは、石炭系帝釈川層群の分布地域内に宇山層群の有頭層が存在することによつて示される。

有頭衝上は小林貞一 (1950, 1951) によつて西山断層または西山衝上とよばれた。吹矢谷から切分に至る間の川西層と宇山層群との関係は、横山 (1959) および坂上・赤木 (1961) は整合とみなしている。

6.1.4 禅仏寺衝上と猪谷山衝上

有頭付近の有頭層の分布はほぼ東西にのびるが、見か

けの上位に三原野相当層 (loc. 33) (loc. 60) がある。両層の間には断層が推定される。この断層は切分付付近まで、西側の有頭層と東側の三原野相当層とを分離するものであろう。この衝上の延長部は保元で宇山層群と川西層との境を劃し、猪谷山東方に連なるものである。三坂の西方では背斜構造のみられる川西層の上位を占めてチャートからなる宇山層群が山嶺部にのっている。ここでも衝上断層は確認できなかったが、構造的に低角度断層の存在が推定される。この断層が猪谷山衝上である。禅仏寺衝上はゆるく東に傾斜する部分、猪谷山衝上は西傾斜の部分で、衝上地塊の下限を劃する同一の断層面を構成すると思われる。

6.1.5 金原および三坂衝上

金原西方の有頭層と (loc. 33) および (loc. 60) の三原野層との間にも断層が存在する。この断層は北方にのび西側のチャートと東側の石灰岩との境をつくる。この断層は南にのびて保元付近に達する。さらに保元—金原保元東方—三坂に至る宇山層群と川西層との境界線をつくる。

吹矢谷南方から金原西方をへて保元に至り、反転して保元—金原、ふたたび反転して南方に向うものを衝上断層とみなして金原衝上とよぶ。この断層面も確認していないが、吹矢谷南東方および金原北方にみられる地窓と半窓は、この境界線が衝上断層であることを示す。保元付近で南北に細長く分布する川西層は金原および禅仏寺両衝上の地窓から現れるものであろう。

金原から南に向った金原衝上の延長部は三坂付近に現われる。三坂付近の衝上断層を三坂衝上とよぶ。

三坂衝上も確認できなかった。しかし、宇山層群は背斜構造をつくる川西層の南東側の上位を占めて分布し、その境界線ははなはだしく湾曲して低角度の断層であることが推定され、三坂の北東方に地窓が現われることから衝上断層が推定される。三坂付近ではほぼ南北にのびる川西層は猪谷山および三坂両衝上によってできた地窓から露出するものであろう。

6.1.6 為重衝上と一杯水衝上

為重層の分布からみて、その南限は断層で北にゆるく傾く衝上性のものと推定される。為重層の南東部に為重層の下位から川西層が僅かに露出し、断層にそつた為重層に破碎帯がみられる。この断層を為重衝上とよぶ。

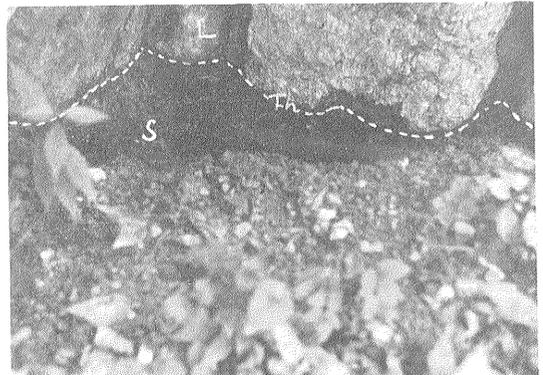
為重衝上の南西に接して石炭系最上部為平層とそれを覆う下部二疊系の輝緑凝灰岩からなる小地塊片がはさま込まれることは、この断層もまた衝上性であることを示す。この断層を一杯水衝上とよぶ。

為重衝上の南の延長は新第三系備北層群に覆われるこ

ととさらに花崗閃緑岩の貫入によつて不明とされるが、上野谷から平田の方に向かつていたに相違ない。北の延長は備北層群に覆われ、戸宇衝上との関係は明らかにできない。

6.1.7 河内・羽場および戸宇衝上

東部の河内付近の宇山層群の不規則な分布は、イソ谷にみられる硯石層群の走向と斜交し、両者の間に断層の存在を示す。硯石層群は河内部落から北東のイソ谷にかけて3カ所で地窓^{注6)}から僅かに現われる。部落の東の橋(中橋)ぎわには小半窓から硯石層群が現われ、硯石層群の上に宇山層群が見かけ上は整合的にのっている。この露頭を図版2に示した。



図版2 河内衝上

L: 角礫質石灰岩 (宇山層群)
S: 緑色頁岩 (硯石層群) (層理面 N60°W · 25°S)
Th: 河内衝上 (断層面 N60°W · 25°S)
(東に向かつて写す)
(広島県比婆郡東城町河内部落東方中橋ぎわ消防倉庫裏)

河内衝上は南にのびて大森谷に至り、高田流紋岩類に覆われる。北方にのびた部分は柿木坂で川西層の上限を劃して、一部では両備岩類と備北層群とによつて覆われるが、羽場東方では川西層の上ののつていて、数個の小クリップとして現われる。ここでも衝上断層は湾曲した曲線で示される。羽場衝上とよぶが、河内衝上の延長部に当ることは確実である。

羽場衝上の北西の延長部は戸宇コーチ谷に現われる。コーチ谷には道路の北斜面に川西層の上ののる宇山層群のごく小さいクリップが認められる。道路ぎわでは衝上断層は走向が N30~45°W で、一般に 40~45°、時に 50° で西に傾く断層で、衝上面とその近くとに石英斑岩の岩脈が貫入している。この衝上を戸宇衝上とよぶ。北西方の大掛にも石灰岩が知られているが、戸宇衝上によ

注6) 少なくとも3カ所の小地窓と2つの半窓とがある。地質図には拡大しているもので2つの地窓と2つの半窓とに省略されている。

つたクリップであろう。

北東部の野組の北方には備北層群中に硯石層群の小露出があり、その北にはチャートの厚層が露出し、いずれも備北層群に覆われる。筆者はこのチャートは川西層のものでなく、宇山層群のクリップと考える。起伏した羽場衝上の衝上面の背斜状部（波状曲面の頂部）で川西層および硯石層群を露出させ、衝上面の向斜状部（波状曲面の底部）でふたたび宇山層群が川西層や硯石層群を覆って、岩質がチャートに変わった宇山層群が露出するに至ったものであろう。

東城川流域の宇山層群と為重層などは地質構造から同一の衝上地塊とみられることから、河内—羽場—戸宇の衝上と為重衝上とは同一衝上面の西傾斜の断層線が河内などの衝上で、東に傾く部分が為重衝上と推定される。

小林貞一（1950, 1951）は戸宇衝上を東城断層または東城衝上とよんだ。

6.1.8 地域外の衝上断層

南方域外の成羽町付近には多くの衝上断層がある。上部三疊系成羽層群の上に砂岩粘板岩からなる大田層群と秋吉累層群の石灰岩（輝緑凝灰岩を伴う）とが衝上する。秋吉累層群は成羽層群に直接衝上するだけでなく、部分的には成羽層群を不整合に覆う薄い硯石層群をも覆い、さらに秋吉累層群の上には厚い硯石層群が不整合に覆う（河合, 1957）。成羽層群と古生界との関係は古くから衝上であることが知られ、古生界の南縁をもって大賀衝上とよばれた（河合, 1957）。

大賀衝上の北東の延長は本地域東方の阿哲台に向かい、西の延長は北西に向かって帝釈台の南方をすぎる。

長谷見（1963）は帝釈台南方に大賀衝上の延長部を認め、さらに帝釈台の南縁で石灰岩相の古生界が非石灰岩相のものに衝上したことを指摘した（長谷見, 1964）。

東方域外の阿哲台には最下位に三郡變成岩類を不整合に覆って、成羽層群とさらにこれらを不整合に覆う硯石層群がある。成羽・硯石層群に対して大賀衝上によって秋吉累層群がおし被せ構造をつくる。秋吉累層群は場所によっては直接に三郡變成岩類に衝上する。阿哲台北東部で秋吉累層群の上には整合関係で非石灰岩相（砂岩粘板岩を主とし薄い石灰岩レンズをはさむ）の寺内層がのっている。この寺内層は本地域の川西層に相当する。

（小林貞一, 1951; 今村外治, 1959; 佐田公好, 1960, 1966）。この寺内層は阿哲台西部で、秋吉累層群の上に井倉衝上によつてのし上げている（河合, 1964b & c）

すなわち、東部の標式地では秋吉累層群と整合する寺内層は西部で両者の間に上りによつて井倉衝上ができて

いる。

6.2 後期中生代の地殻変動

域外南東方の成羽付近の大賀衝上では特異な事実が知られる。

上部三疊系成羽層群を不整合に覆う下部白堊系硯石層群中にはしばしば次のような変化がみられる。下方から上に向かつて秋吉累層群の石灰岩礫は漸次に量を増すと同時に礫径を増大して、礫の大きいものは数mに達し、さらに整合的に見かけ上の巨大礫や衝上地塊をなす秋吉累層群の石灰岩がのる。その上にはふたたび硯石層群がつづく。このような事実によつて硯石層群堆積中に大賀衝上^{注7)}の進行があつたとみなした（河合, 1957, p. 294 ~ 296）。

阿哲台の南部にも成羽付近にみられるような見かけ上の巨大礫からなる大賀衝上地塊の石灰岩がある（佐藤源郎, 1938）。

阿哲台や帝釈台付近にみられる硯石層群は成羽付近で秋吉累層群をふたたび不整合に覆う硯石層群主部に相当する。

大賀衝上は南方で硯石層群堆積中に転位し、その衝上地塊を覆った硯石層群の主部にふたたび本地域の諸衝上によつて非變成古生界がのっている。

本地域の古生界は大田層群に当る川西層が哲西衝上によつて硯石層群と境され、その上には帝釈・有頭・禅仏寺・金原・一杯水・為重・河内等の諸衝上によつて秋吉累層群が鱗片構造を作つて重なる。

これらのことは南方の成羽付近では硯石層群堆積初期にすでに衝上運動が生じ、北域の帝釈台—阿哲台では遅れて衝上が完結したことを意味するであろう。

阿哲台の東部では衝上地塊をなす秋吉累層群の上位に整合する川西相当層の寺内層が整合関係で、阿哲台の西部では秋吉累層群の上に井倉衝上で寺内層が接する。さらに川西層が本地域で秋吉累層群の下位に現われることからみて、阿哲台と帝釈台との間には大規模な逆転構造の存在が推定される。

帝釈台の秋吉累層群は幾つかの衝上群によつて鱗片構造が形成され、また横臥褶曲の存在する部分もある。本地域のものについてみると、衝上地塊群は東から西に向かつて、それぞれの地塊の上に重なる。これは東から西

注7) 粘板岩・砂岩からなる非變成古生界は宇治層とよばれる（吉村典久, 1961）。また正寺層とよばれる古生界(?)もある。第1報では石灰岩相の古生界（秋吉累層群）のみが大規模な衝上をするのみ考えているが、第2報に示すように非石灰岩相の大田層群も大規模な衝上に関与することが判つた（河合, 1963a & b）。

に転位したことを示す。

本地域だけの規模でなく中国地方全域という広い範囲についてみると山陽系の衝上地塊^{注8)}は南から北に向かつて転位したことを示す（河合, 1964 b, c & d）。

山口県西部をみると、ここには非変成古生界と衝上地塊とする山陽および三郡変成帯山陰支帯とジュラ系豊浦層群を衝上地塊とする山陰両系の衝上群がある。両衝上系の間に挟まれた三畳系長門層群の地質構造や両衝上系の前縁の状態からみると、山陰系の衝上運動は北ないし西から南ないし東に向かい、山陽系は山陰系の逆方向をたどる。また、これらの衝上系の完成は硯石層群の堆積中かまたは堆積後である（河合, 1963 b）。

本地域の山陽系の衝上群も山口県西部のものと同様な性格をもっている。

7. 結 論

帝釈台地域の非変成古生界を岩相によつて秋吉累層群と大田層群とに区別した。岩相によつて区分することは標式地の秋吉台以外の地域では適切でないかも知れない。とくに大田層群に当る川西層は東方の阿哲台で秋吉累層群に整合にのるといわれる寺内層に相当するから、ここに若干の問題がある。しかし、現状では西南日本内帯の非変成古生界に各地域ごとにそれぞれ異なる名称を与えるのは、全般的地質構造の考察には適切でない。筆者は差当つて2系統に区分したが、将来は層群名が統一され、さらに詳細な細分と相互の関係を究明されねばならない。

筆者自身の調査は一部地域を除いては不完全なので文献に基づいて考察を試み、地質構造の概要を把握し、次の結論を得た。

それによると秋吉累層群は多くの衝上群によつて鱗片構造がつけられる。また一部では横臥褶曲が認められる。秋吉累層群の転位の方向は東から西に向かつている。大田層群も秋吉累層群と同様に山陽衝上系の衝上地塊であつて、硯石層群の上に大田・秋吉の順でのつていゝ。大田層群の地質構造は大局的には秋吉累層群の構造に似ており、運動の方向はほぼ同じである。

本地域の古生界を阿哲台のものと比較すれば、重なり方が逆のところがある。阿哲台の寺内層は秋吉累層群の上位にのつていゝのに対し、本地域の寺内相当層の川西層は秋吉累層群によつて衝上される。これは両地域の間で大規模な逆転が行なわれたことを物語つていゝ。

南方地域外の地殻変動を比較すると、南方では硯石層

群堆積初期に大賀衝上があつたが、本地域では硯石層群が厚く堆積した後に衝上が完成してゐる。これによつて衝上運動が南部において早く始まり、後に北部に及んだこと、つまり衝上地塊の根源は南方にあつたことが判る。

後期中生代の地殻変動は、第1報、第2報でのべた結論と他地域の資料を加えて検討すると、中国地方全体としてみれば山陽衝上地塊は南から北に向かつて硯石層群堆積中に転位した。北部地域の阿哲台一帝釈台では転位が東から西に向かつて、大規模な地層の逆転があつた。この運動の一環として、本地域の秋吉累層群には横臥褶曲や鱗片構造がつけられた。その後、両備礫岩類と高田流紋岩類の順で噴出と堆積とがあつた。両岩類は局部的には擾乱されてゐるが、全体としては大きな変動は受けなかつた。花崗閃緑岩の貫入はその後のものである。

二畳系宇山層群の石灰岩中には時代を示す紡錘虫化石だけでなく二次的に導かれた古い時期の化石を多産し、多くの局部的な不整合が存在することが推定される。しかし、このような不整合(?)は地質学的な意味をもつかどうか疑問である。地質構造が複雑なことと、衝上断層によつても古い地層が角礫状にもみ込まれたことも考えられるので、詳細な分帯が行なわれたのちに不整合(?)とされたものの意味が吟味されることを期待する。

なお、付録に石灰石鉱床の概要と軟珪石鉱床の源岩に対する見解とを加えた。

文 献

- 1) AKAGI, S. (1958a) : On some Permian porifera from Japan, 藤本教授還暦記念論文集, p. 66~72, pl. 5
- 2) AKAGI, S. (1958b) : *Pseudoschwagerina mihaeraensis*, a new Permian Fusulinid, and its growth and form. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Sec. C, vol. 6, no. 54, p. 147~156, 1pl.
- 3) 赤木三郎(1961) : 広島県帝釈地方に発達する上部古生界の地質学的研究 (演旨), 地質学雑誌, vol. 67, no. 790, p. 406
- 4) 安斎俊男他3名(1954調査) : 広島県帝釈台石灰石鉱床調査報告書 (謄写版), 広島県商工部, p. 1~21, 2 maps
- 5) 藤本治義(1944) : 広島県帝釈峡地方秩父系の古生物学的研究, 東京文理大学地質学鉱物学教室研究報告, no. 1, p. 1~19, 1 map, 1 tab.

注8) 非変成古生界を衝上地塊とする衝上群を山陽系として一括する。

- 6) 藤本治義・原清文(1951): 広島県帝釈峡地方の上
部古生界(演旨), 地質学雑誌, vol. 57, no. 670, p. 263
- 7) 藤本治義(1952): 本邦石炭系・二畳系の化石帯
(演旨), 地質学雑誌, vol. 58, no. 682,
p. 318
- 8) 藤本治義他14名(1955): 日本の石炭系の層序(討
論会要旨), 地質学雑誌, vol. 61, no.
718, p. 305~310
- 9) FUJIMOTO, H. & IGO, H. (1958): The Fusu-
linid Zones in the Japanese Carboni-
ferous. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku*
Daigaku, Sec. C, vol. 6, no. 53, p.
127~146
- 10) 藤本治義(1959): 最近における日本古生界の研究
(演旨), 地質学雑誌, vol. 65, no. 766,
p. 406~411
- 11) FUJIMOTO, H. (1960): Carboniferous system
of Japan, 地質調査所報告特別号,
no. D, p. 1~65, 3 maps, 1 tab.
- 12) 長谷 晃(1963): 広島県東部の弱変成古生界の層
序, 広島大学研究報告, no. 12, p. 277
~294, 1 pl., 1 map
- 13) 長谷 晃他(1963~64): 20万分の1 広島県地質図
および同説明書, 広島県
- 14) 長谷 晃・今村外治・沖村雄二・佐田公好(1964)
: 広島県下の古生界に関する新知見と
若干の考察(演旨), 地質学雑誌, vol.
70, no. 826, p. 381
- 15) HANZAWA, S. (1941): The Stratigraphical
relation between the Carboniferous
and Permian Formations in Man-
churia, Korea and Japan proper.
Jap. Jour. Geol. Geogr., vol. 18,
no. 3, p. 97~107
- 16) 今村外治(1959): 岡山県下のペルム—石炭紀石灰
岩層群, 地下資源調査報告書(11), 岡
山県, p. 1~11
- 17) 河合正虎(1957)中国山地における後期中生代の地
殻変動(成羽炭田の地質学的研究, 第
1報), 地質学雑誌, vol. 63, no. 740,
p. 289~299, 1 map
- 18) KAWAI, M. (1961): Late Mesozoic Crustal
Movements in the Hida Plateau,
Central Honshu, Japan. *Mem. Fac.*
- Sci. Kyushu Univ.*, Ser. D, Geol.,
vol. 11, no. 3, p. 347~380, 3 maps,
1 fig.
- 19) 河合正虎(1962 a): 中国地方の地質概説, 工業用
鉱物資源, 第1輯, p. 1~7; 142~144
- 20) 河合正虎他3名(1962 b): 石灰石, 工業用鉱物資
源, p. 26~54; 144~146
- 21) 河合正虎・川野辰男(1962 c): 広島県東城町南東
地域の石灰石調査報告(謄写版), 第
1報(未刊)(1962広島県庁受託調査)
- 22) 河合正虎(1962 d): 岡山県成羽付近の地質, とく
に上部三畳系について, 成羽付近の中
・古生界と大賀衝上, 地質巡検案内書
(日本地質学会第69年年会), no. 7, p.
1~9, 2 maps
- 23) 河合正虎(1963 a): 山口県西部における後期中生
代の地殻変動(演旨), 地質調査所月
報, vol. 14, no. 3, p. 282~283
- 24) 河合正虎(1963 b): 山口県美禰市付近の中古生界
について—中国山地における後期中生
代の地殻変動, 第2報一, 地質調査所
月報, vol. 14, no. 10, p. 701~723, 4
pls.
- 25) 河合正虎(1963 c): 山口県美禰市の軟珪石につい
て, 中国地方の工業用鉱物資源, 第2
輯, p. 97~107
- 26) 河合正虎・川野辰男(1964 a): 広島県東城町南東
部の石灰石鉱床調査報告, 第2報(未
刊), (1963広島県庁受託調査)
- 27) 河合正虎(1964 b): 中国地方の中・古生界の地質
構造における若干の新事実とそれに対
する考察(演旨), 日本地質学会西日本
支部報 No. 36・同関西支部報 No. 53
・広島地学会報 No. 14, 合同例会特
集号, p. 19~20
- 28) 河合正虎(1964 c): 中国地方のテクトニックに關
する一考察(演旨), 地質調査所月報,
vol. 15, no. 4, p. 263~264
- 29) 河合正虎(1964 d): 中国地方の中・古生界の地質
構造に関する若干の考察(演旨), 地
質学雑誌, vol. 70, no. 826, p. 392
- 30) KOBAYASHI, T. (1941): The Sakawa Orogenic
Cycle and its bearing on the Japanese
Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp.*
Univ. Tokyo, Ser. 2, vol. 5, no. 7,

- p. 219~578, 4 pls., 4 maps, 1fig.,
2 tabs.
- 31) 小林貞一(1950): 日本地方地質誌, 中国地方, 朝倉書店
- 32) 小林貞一(1951): 日本地方地質誌, 総論, 朝倉書店
- 33) 小倉 勉(1928): 7万5千分の1地質図幅「庄原」および同説明書, 地質調査所
- 34) 沖村雄二(1966): 中国地方下部石炭系の微化石層序学的研究, 広島大学地学研究報告, 第15号, p. 1~46, 1pl., 1tab.
- 35) 小沢儀明(1924): 中生代末期の大推被せ, 地質学雑誌, vol. 31, nos. 371~372, p. 318~319
- 36) OZAWA, Y. (1925): The Port-Palaeozoic and Late-Mesozoic Earth Movements in the Inner zone of Japan. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 1, pt. 2, p. 91~104
- 37) OZAWA, Y. (1928): Geologic History of Southwestern Japan during Mesozoic time. *Proc. 3rd Pan-Pacific Sci. Congr. Tokyo (1926)*, vol. 1, p. 542~565
- 38) 佐田公好(1960): 岡山県阿哲石灰石台地の上部二畳系紡錘虫化石動物群について, 地質学雑誌, vol. 66, no. 777, p. 410~425
- 39) 佐田公好(1965): Carboniferous and Permian Stratigraphy of the Atetsu limestone in West Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, vol. 15, no. 1, p. 21~80, 1tab., 1map
- 40) SAKAGAMI, S. & AKAGI, S. (1961): Lower Permian Bryozoa from Miharano, Taishaku Plateau, Southwestern Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan*, N. S., no. 43, p. 105~112, 1 pl.
- 41) 佐藤源郎(1938): 7万5千分の1地質図幅「高梁」, 地質調査所
- 42) 鳥山隆三(1953): 西南日本の古生界の層序および化石帯(日本の古生界の層序, 討論会演旨), 地質学雑誌, vol. 59, no. 694, p. 290~292
- 43) TAKAI, F., MATSUMOTO, T. & TORIYAMA, R. (1963): *Geology of Japan*. University of Tokyo Press. 279
- 44) 上野三義(1956)岡山県阿哲地方および広島県帝釈地方の軟珪石鉱床調査報告, 地質調査所月報, vol. 7, no. 3, p. 111~118, pls. 1~3
- 45) 矢部長克・杉山敏郎・江口元起(1943): 六射サンゴ型の1新石炭紀サンゴ(予報), 地質学雑誌, vol. 50, no. 600, p. 242~245
- 46) YABE, H. (1949): Two Permian Fossils from China and Japan of uncertain affining. *Proc. Jap. Acad.*, vol. 25, no. 6, p. 215~218
- 47) 山本健次(1960): 県産石灰石の品質研究(第3報), (謄写版), no. 10, p. 5~13
- 48) 山本健次(1962): 県産石灰石の品質研究(第4報), (謄写版), no. 11, p. 7~15
- 49) YOKOYAMA, T. (1957): Notes on some Carboniferous Corals from Taishaku district, Hiroshima Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, vol. 12, no. 1, p. 73~82, 3 pls.
- 50) 横山鶴雄(1959): 帝釈峡地域の地質, 鳥取県・島根県・広島県中国山地国定公園候補地学術調査報告, p. 29~42, 1 map, pls. 12~14
- 51) 横山鶴雄(1960 a): 帝釈地方の上部二畳系(演旨), 地質学雑誌, vol. 66, no. 778, p. 469
- 52) 横山鶴雄(1960 b): 帝釈峡の古生層, 庄原・勝光山・帝釈峡(地質見学案内書2), 広島大学, p. 18~33, 1 map, 1 pl.
- 53) YOKOYAMA, T. (1960 c): Permian Corals from the Taishaku district, Hiroshima Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan*, N. S., no. 38, p. 239~248, 2 pls.
- 54) 横山鶴雄(1961): 広島県帝釈地方産 *Triticites* 動物群, 地質学雑誌, vol. 67, no. 786, p. 187
- 55) 吉見益見(1937): 備後帝釈台古生代の石灰岩化石(1), (2), 地質学雑誌, vol. 49, no. 580, p. 269~278; vol. 49, no. 581,

p. 307~318

- 56) 吉村典久(1961): 中国地方中部大賀台地の古生層の層序と構造, 広島大学地学研究報告, no. 10, p. 1~36, pls. 3~4, 2 maps, 1 tab.
- 57) 吉村典久(1962): 岡山県成羽町近傍の古生界と大賀衝上, 成羽付近の中・古生界と大賀衝上, 地質巡検旅行案内書(日本地質学会第69年年会), no. 7, p. 9~16, pl. 1, 1 map
- 58) 吉田博直(1961): 中国地方中部の後期中生代の火成活動, 広島大学地学研究報告, no. 8, p. 1~39, pls. 1~4, 1 map

8. 付 録

8.1 石灰石鉱床

8.1.1 製鉄用原料としての石灰岩

本地域の石灰岩は製鉄用原料としては未稼行である。帝釈台の秋吉累層群中の石灰岩は平田一政光付近の花崗閃緑岩の周辺, 帝釈川以西の石灰岩および戸宇南西方の一部等では花崗岩類の接触作用をうけて結晶質となっている。非結晶質(微晶質ないし隠微晶質)の部分も少なくない。

東城町南東部の非結晶質石灰岩を対称として調査したものの概要をのべる。

A. 品 質

非結晶質石灰岩は一般に純度が高く, 夾みに接近した部分を除くと珪質の部分は少ない。一般に CaO 53.8~55.5%, $\text{SiO}_2 < 1.5\%$ (まれに, 2.5%), $\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.33\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 0.5\%$, $\text{MgO} < 0.9\%$, $\text{S} < 0.022\%$, $\text{P} < 0.02\%$ である。分析資料^{注9)} 16コのうち $\text{CaO} > 55\%$ は 11, $\text{SiO}_2 < 1.5\%$ のもの 14, $\text{P} < 0.01\%$ のもの 10 (うち $\text{P} < 0.005\%$ のもの 9) を数える。

B. 被覆岩類と貫入岩類

玢岩類および新第三系が石灰岩を被覆するところがある。また, 貫入岩類には玢岩および石英斑岩の岩脈がある。岩脈の貫入は一般にまれである。

C. 夾 み

石灰岩は一般に均質であるが, しばしばチャートと互層帯をなし, チャートに移化する。しかし周辺部を除くと石灰岩は一般に夾みが少ない。粘板岩は東部の宮原付近から戸宇に達する宮原粘板岩層を除くと, きわめてわずかである。輝緑凝灰岩の夾みは薄層で, まれに認めら

注9) 本調査による試料は山本健次(1960, 1962)が分析した。

れるにすぎない。

D. 鉱 量

東城町南東部の均質な石灰岩(二疊系)について5千分の1地形図を作り, その範囲の鉱量を計算した。

全鉱量 6.68億 t, 内訳確定 2.63億 t,
推定 2.64億 t, 予想 1.41億 t,
可採鉱量 4.90億 t

ただし, 非結晶質石灰岩のみについて算出した。算出方法の概要は次のとおりである。5千分の1地形図を用いて5または10m毎の等高線の体積を算出した。比重は2.5, 表土の厚さは3~5m, 夾みと岩脈の容積, 鐘乳洞の空隙をそれぞれ10%と仮定して除去した。なお鉱量は地並までの値である。露天掘可能地域の可採率は1, 被覆岩類の下のものについては0.7とした。

ほかに西および北西側にはこれに数倍する鉱量が予想されるが, 鉱量は算出していない。

このほか帝釈川流域の国定公園地域を除いても帝釈台には巨大な鉱量が見込まれる。

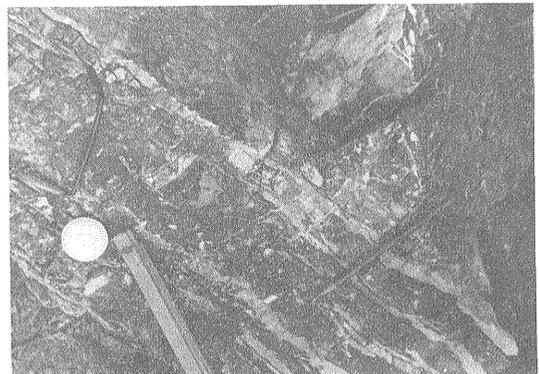
8.1.2 炭酸カルシウム製造用原料の石灰岩

結晶質石灰岩は一般に白色で, 細一中粒の糖状結晶をしている。宮原付近(芽平)で日東粉化が, 上野谷において国光粉化が炭酸カルシウム製造用として採掘している。日東粉化は調査地域の西方夏森付近でも稼行している。広島県立窯業試験場の資料によると芽平産の糖状結晶石灰岩の品質は第2表のとおりである。

炭酸カルシウム製造用原料としての糖状結晶質石灰岩の鉱量は算定されなかつたが, 平田一政光より東側の部分についてみても1億tをこえると見込まれる。

8.2 軟珪石鉱床

軟珪石は為重層中で稼行されることがあるが現在は休



図版 3 チャートと石灰岩の細互層

白色部: 石灰岩および石灰脈

黒色部: チャート

説明 軟珪石はこのような岩石が軟質化したものである。

有頭の北部で小野田セメントが軟珪石を採掘する。

(広島県比婆郡東城町有頭東方の軟石)

第 2 表

試 料	CaO (%)	MgO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ + 残渣 (%)	灼熱減量 (%)	合 計
東城町芽平 日東粉化産	55.23	0.74	0.06	0.14	0.06	43.58	99.81
〃 〃	55.30	0.65	0.05	0.19	0.19	43.57	99.88

止され、かわつて有頭の北方で小規模に採掘されている。

筆者はかつて山口県美禰市付近の軟珪石の成因に関するのべた（河合，1963 b & c）。

為重谷の軟珪石の原岩は石炭系の石灰岩とチャートとの細互層帯を多数の石灰細脈が貫いている。このうちの石灰分が除かれて珪酸分が濃縮されたもので、岩石はきわめて軟かく、珪酸分は90%をこえる。山口県美禰市の

軟珪石は原岩を正確に把握することができなかつたが本地域では軟珪石化した部分が僅かで、広く細互層がみられる。図版3に軟珪石化の行なわれていない細互層を示した。

軟珪石化の原因は単なる風化作用だけではなく、それ以前に鉍化作用を併せて受けたものであろう。

（昭和41年12月稿）