四 国 東 部 秩 父 帯 の 地 質 構 造

小 川 勇 二 郎*

(1974 年 4 月 5 日 受理)

I. 序

秩父帯は佐川褶曲帯 (KIMURA, 1968) の南部に属し、北方の三波川変成帯とは、層序的・構造的に漸移している。秩父帯には弱いし非変成の上部古生界が広く分布しているほかに、所々に先シルル系岩類・中部古生界・中生界及び蛇紋岩が分布する。上部古生界以外の岩石は分布が限られたり、特異な構造帯の中にある。日本の地質構造発達史を解明する上で、秩父帯の層序と構造を明らかにすることは非常に重要である。その理由としては、1) 秩父帯は秩父地帯の南縁部付近にあたっていること、2) 秩父帯には先シルル系から白亜系に至るほとんどの時代の地層がいくつかの不整合をはさんで分布していること、3) それらがその時代の古地理を明瞭に反映する地層から成り立っていること、4) 地層が比較的強く変形し、地質構造が複雑であるばかりでなく、時代ごとの地層の分布が、地質構造と密接に関連していること、等があげられる。

KOBAYASHI (1941) は他の帯や地域における資料とともに秩父帯における層序と構造の研究をも用いて、日本の構造発達史に関する一つの考えを提出した。これに際しては四国中央部の秩父帯における研究が重要な手がかりを与えた。その後、九州から関東山地に及ぶ秩父帯の層序と構造に関して多くの研究が蓄積された。KOBAYASHI とは異なるあるいは全く対立する考えを示した研究も多い。しかし、ある地域をとってみると、秩父帯の南北を通しての全体的な層序と構造の記載は必ずしも充分でない場合が多い。先にあげた理由に基づいて、秩父帯の構造発達史を解明するには、狭い地域の断片的なものではなく、ある広い地域の全体的な層序と構造を把握し、その上に立って議論を進めるべきである。

筆者は数年来主として四国東部 (徳島県) の秩父帯全域とその周辺の地質調査を行い、層序・構造・構造発達史に関して従来とは異った知見を得た。秩父地帯斜全体

の発達史については、秩父帯ばかりでなく南北両側のより広い地域における情報を用いて、議論するべきであるが、本論では主として四国東部秩父帯の地質構造の記載を行い、すでに発表してある、勝浦川地域の地質 (1971)、四国東部秩父帯の小構造と変形ステージ (1973) 及び四国東部秩父帯の層序と古地理 (1974) の資料を引用しながら、地質構造形成の時代的発達について若干の議論をつけ加える。

本論は筆者が東京大学大学院在学中の研究の一部をまとめたものである。本研究にあたって、木村敏雄教授からは野外及び室内において御指導を受け、本論作成に際しては原稿を読んでいただいた。深く感謝する。佐藤正教授・徳山明教授・吉田鎮男博士からは、有形無形の御援助を受けた。現地においては篠原勇氏から種々の御教示を受けた。また、堀福太郎教授からは種々の御助力を受けた。これらの方々に深く感謝する。研究費の一部に文部省科学研究費をあてた。

II. 地 質 概 説

九州から関東山地に至る秩父帯の層序と構造は大局的にはほぼ一定しているが、場所ごとに少しずつ異っている。その中で、四国東部の秩父帯は典型的な秩父帯の様相を示していると言える。この地域が他の地域の秩父帯と異なる点は、その北部で三疊系が未だに確認されていない点である。又南部 (いわゆる三宝山帯) については、化石の産出がまれなため、詳細な層序と構造が不明である。

四国東部の秩父帯は 13~18 km の幅を持ち、その大構造の特徴によって、北部・中部・南部の三部分に分けられる。この三部分に発達する地層や岩石はそれぞれ異なるので、地層の堆積と構造形成との間には密接な関係があったと考えられる。

北部は半波長 1~1.5 km 程度の東西に走る開いた (一部で閉じた)、おおむね北フェルゲンツの褶曲がみられる部分で、その北半部にはもっぱら上部古生界が、南半部には上部古生界と白亜系とが分布する。両半部は断層

* 日本大学文理学部応用地学教室 (〒 156 東京都世田谷区桜上水 3-25-40)

Fig. 1. Geological map (a)

and simplified profiles (b) of the Chichibu Terrain in eastern Shikoku.

で画される。南半部の南縁に沿って蛇紋岩がみられる。中部は半波長 0.5km 程度の東西に走る閉じた南フェルゲンツの褶曲がみられ、ほぼ東西に走る多くの断層により狭長な帯状構造が作られている。この部分には先シルル系岩類から白亜系に至るほとんどすべての時代の地層が分布する。南部は半波長 1 km 程度の東西に走る開いた一向斜がみられ、三宝山層群に相当する地層（二疊系～三疊系ないしジュラ系）が分布する。

以上の三部分は、断層で明確に境されているのではなく、層序と構造は境界付近で相互に漸移している。構造が境界付近で斜交したり、雁行したりしている所もある。

四国東部秩父帯の層序はすでに記載されているが（小川, 1971 ; OGAWA, 1974), 従来の研究と異なる点もあるのでここに大略を記す (Fig. 1, Table 1).

先シルル系岩類はいわゆる寺野変成岩類・三滝火成岩類に相当し、中部の所々にレンズ状岩体として出現する。当地域の三滝火成岩類の絶対年代は、412 m. y. (早瀬・石坂, 1967) または 377 m. y. (石坂, 1972) と測定されている。本岩類は周辺のシルル・デボン系に熱変質や熱変成を与えていない。また、寺野変成岩類は辻谷付近でシルル・デボン系に不整合でおおわれる。よって、少なくとも寺野変成岩類は、そして恐らく三滝火成岩

Table 1. Stratigraphic sequence of the Chichibu Terrain in eastern Shikoku.

*: *Fna.* -*Flla.* Z.: *Fusulina*-*Fusulinella* Zone.

Age	Sambagawa Zone	Chichibu Terrain			Shimanto Zone
		Northern part	Middle p.	Southern p.	
Cretaceous	Camp. Sant.	Tatsue Fm			Shimanto Group
	Coniacian	Kushibuchi Fm			
	Turonian				
	Cenomanian				
	Albian	Fujikawa Fm			
Cretaceous	Aptian	Hoji Fm			
		Hanoura Fm			
	Neocomian	Tatsukawa Fm			
Jurassic	Late		Nakazu Fm		
	Middle				
	Early				
Triassic	Late		Umegatani Fm		Sambosan Group
			Sabudani Fm		
	Middle		Usugatani Fm		
	Early				
Permian	Lepid. Z.		Halgay Gr		Sambosan Group
	Yabeina Z.				
	Neosch. Z.	Takano Fm	Hisone Gr		
	Misellina Z.	Kenzan Fm			
	Pseudo-schwag. Z.				
Carboniferous	Triticites Z.	Mikabu Green.	Sawadani Fm		Sambosan Group
	Fna.-Flla. Z.		Higashiyama Fm		
Devonian			Daigo Gr		Sambosan Group
Silurian			Suberidani Gr		Sambosan Group
Pre-Silurian			Mitaki Igneous Rocks		Sambosan Group
			Terano Metamorphic R.		

類も先シルル紀に形成されたと考えられる。両岩類は互に密接に伴いしばしばシルル・デボン系を伴っている。また、加茂谷西方で中伊豆層（上部ジュラ～最下部白亜系）に不整合でおおわれる。

中部古生界は先シルル系岩類に伴って分布する。四国東部では沢谷層群と呼ばれ、九州の祇園山層群に対比され、中部シルル系中部からデボン系に及ぶと考えられる (HAMADA, 1961)。酸性凝灰岩（一部石英斑岩状）を主体とし、下部に石灰岩をはさむ。厚さは少なくとも 400m に達する。

上部古生界は秩父帯に分布する主要な地層であり、上部石炭系から上部二畳系にわたる。下限は不明である。南部では三畳系に連続する可能性があるが、北方へむかうに従って、中生界のより後期の時代の地層に順次不整合でおおわれるようになる。岩相は場所により異なるが、東西方向にほぼ一定している反面、南北方向の変化が著しい。陸源性碎屑岩・チャート・石灰岩及び所々で厚い塩基性火山岩類からなる。スランピング堆積物・酸性凝灰岩も所々にはさまれる。上部古生界は、北部で厚く 2,000m 以上に達し、沢谷層群と呼ばれる（勘米良, 1969）。これは時代と岩相によって四層に分けられる。

最北縁の御荷鉾緑色岩類は最上部石炭系から下部二畳系にわたる沢谷層の上部層に対比される。中部では厚さは北部よりずっと薄く、場所ごとに分布する地層が異なるが、せいぜい 500m 程度である。下位から醍醐・檜曾根・若杉・拝宮の四層群に分けられる。分布がそれぞれ異なり、相互の層序の関係も不明である。南部にはいわゆる三宝山層群に相当する地層が分布するが、化石が乏しく対比は充分には明らかでない。以上の各地域の上部古生界は、秩父ユウ地向斜の南縁部付近に堆積した地層である。塩基性火山活動は最上部石炭系から下部二畳系において特に北部において著しく、本地域では分布が明らかでない中・下部石炭系を除くと、その他の時代にはそれほど著しくない。この活動は二畳紀後半に南部へ移ったことが考えられる (KIMURA and TOKUYAMA, 1971)。陸源性碎屑岩は、砂岩・泥岩・砂泥互層を主とし、所々に礫岩をはさむ。いくつかの層準に顕著なスランピング堆積物がみられる。これは自食性の礫をも多量に含み、北部及び中部の中・上部二畳系に著しい。砂泥互層の多くは級化層理を示し、タービダイトと考えられる。チャートと石灰岩は限られた層準にはさまれ、どちらも中部二畳系に比較的多い。

中生界は上部古生界を不整合におおひ、岩相はほとんど陸源性碎屑岩から成り立っている。現在分布する地層から判断する限りでは、中生界の堆積は南方から始まり、堆積域は次第に北方へ広がって行ったことが分る。中生界は分布域と不整合とによって、中・上部三畳系（厚さ約 500m）、上部ジュラ系～最下部白亜系（厚さ約 400m）、下部白亜系（厚さ約 2,000m）及び上部白亜系（厚さ約 500m）の四つに分けられる。これらは鍵層や構成物質の粒度・種類等によってさらにいくつかの層に分けられる。層序・古生物・堆積物の側方変化等によって堆積環境や主として北方にあった後背地の地形・地質等を知ることができる (NAKAI, 1971; 小川, 1971; OGAWA, 1974)。

蛇紋岩は主として北部と中部の境界付近に、大構造の方向にほぼ平行して分布する。上部古生界に貫入している場合が多いが、先シルル系岩類と接する場合や、中生界中に貫入する場合もある。

以上述べたように、秩父帯における堆積作用は、先シルル系の基盤上の中期古生代の酸性火山岩の堆積に始まり、その後後期古生代のユウ地向斜性堆積物、中生代の陸源性碎屑物が堆積したことがわかる。堆積域は中生代の一時期の汽水域を除くとすべて海水域であった。しばしば堆積域の分化が生じ、また堆積の中断があった。ユ

Fig. 2. Simplified structural map of the Chichibu Terrain in eastern Shikoku, showing cross lines of the profiles of Figs. 3, 4, 5 and 7.

A: serpentinite, B: Upper Cretaceous, C: Lower Cretaceous, D: Upper Member of the Sawadani Formation and Mikabu Green Rocks, E: Pre-Silurian Rocks and Middle Paleozoic, a: anticline (not overturned), b: syncline (not overturned), c: anticline (overturned, northward Vergenz), d: anticline (overturned, southward Vergenz).

ウ地向斜は二疊紀後半に秩父帯の北・中部から南部へ、さらに中生代以降次第に南方へ移行したことが知られている (KIMURA and TOKUYAMA, 1971).

III. 大構造の記載

四国東部の秩父帯の大構造は、北部・中部・南部でそれぞれ特徴的な形態を示す。地層はいずれも強く変形しており下位の層準ほど、また同層準ならば北方に分布するものほど一般に変形の程度は強い。褶曲形態は三部分の境界で明確に変化するのでなく、互に漸移している。本論では北方から南方へ向って記載を進める。Fig. 2に大局的な構造区分、地域名、断面図位置を示す。

1. 北部

秩父帯北部は分布幅約 7~13km で、三波川変成帯とは断層で接する。この断層を境にして分布する地層が異なり、類似の岩質でも片理の発達程度が異なる。この断層以南には御荷鉾緑色岩類が最大幅約 3 km で分布する。断層にそって幅 100m 程度の破碎帯がみられる。これら

のことから、秩父帯と三波川帯との便宜的な境界と考えられるこの断層は、四国中央部における上八川一池川線 (鈴木, 1964; SUZUKI (1965)) とは性質が異なり、その変位も比較的大きいと考えられる。本論では仮に“御荷鉾線”として扱う。三波川変成作用は“御荷鉾線”を越えてずっと南方の上部古生界にも及んでいる。層理に平行な片理の発達には南方へ急激に弱まるが、北部のある地域には比較的再結晶の程度の強い片理が発達していることもある。特に北部南半部の剣山層の一部で著しい (沢谷付近, 福川東方)。北部は主として上部古生界の分布する北半部と、上部古生界の上に白亜系が載っている南半部とに分けられる。両者は高鉾村断層と呼ぶ断層で境される。両者にはともに北フェルゲンツの半波長 1~1.5 km の褶曲が発達している。

1) 北半部 (Figs. 3, 4)

北半部には上部古生界の沢谷層下部層、沢谷層上部層に対比される御荷鉾緑色岩類、及び剣山層が分布する。ごく一部で下部白亜系藤川層が剣山層を不整合におおう (藤川北方)。おおまかな構造は Fig. 3 に示すように、

Table 2. Major structure of the northern half of the northern part of the Chichibu Terrain in eastern Shikoku.

Division (Fig. 3)	A (west)	B	C	D (east)
Distribution of the Mikabu Green Rocks	Bounded by faults on both sides	Covered by the Kenzan Formation conformably	Lies on the Lower Sawadani and covered by the Kenzan Formation conformably	Not distributed
Width	0.1—1.5 km	0.5—1.5 km	0—3 km	
Major structure of the Kenzan Formation (from north)	Broad syncline and anticline	Northward Vergenz overturned syncline and anticline	Homoclinally southward dipping	Gently undulated, southward Vergenz overtuned anticline in the southernmost part
Dip of the Falten-spiegel of the km-order folds of the Kenzan Formation	Nearly horizontal	0°—20° S	30°—50° S	10°—30° S
Displacement by the Takahoko-mura Fault	Uncertain	Southern part relatively uplift	Displacement little (around the axis of the hinge fault)	Northern part relatively uplift

半波長 1~1.5 km 程度のゆるやかな波曲としてとらえることができる。その波形は場所により異なるが、一般的には北フェルゲンツの一向斜・一背斜から成り立っている。西部の雲早山地域ではその褶曲軸面が南方へ低角度で傾斜した横ぶせ褶曲がみられ、大規模な逆転構造が発達している。この閉じた褶曲は東方へ行くに従い次第に開いたものとなるが、御荷鉾緑色岩類の中まで追跡できる。この褶曲の軸は“御荷鉾線”と低角度で斜交し、それに切られている。

北半部における地層の分布は剣山層の褶曲波面 (Falten-spiegel, enveloping surface) の傾斜と密接な関係にある。Table 2 には北半部の地層の分布の様子を示した。剣山層の褶曲波面の南方への傾斜が比較的大きい所では御荷鉾緑色岩類の分布の幅が大きく、小さい所では小さい。またこのことから、従来充分知られていなかった野間付近の御荷鉾緑色岩類の不規則な分布の理由を次のように説明することができる。御荷鉾緑色岩類は、主として噴出岩からなり、沢谷層下部層に整合で重り、剣山層に整合でおおわれる。また御荷鉾緑色岩類中の構造は西側の剣山層中の構造に類似する。Fig. 3 及び Table 2 の B 地区と C 地区との間で剣山層の褶曲波面の南方への傾斜が急に大きくなる。これに応じて御荷鉾緑色岩類の分布の幅も大きくなる。D 地区では、背斜軸が“御荷鉾線”に切られるため、及び南方への褶曲波面の傾斜が小さくなるために、御荷鉾緑色岩類の分布の幅が徐々に小さくなる。B 地区と C 地区間の分布の不規則はこの間を通る南北方向のちょうつがい断層による、と説明でき

る。つまりこの断層は野間から大北・内山を通り、西納に達しており、南方では変位は小であるが、落合より北方では変位が比較的大きく、東側のブロックが北方上昇・南方下降の回転をしたものである。そのため東側では北方でより下位の層準の地層 (沢谷層下部層・御荷鉾緑色岩類) が露出することになった。

北半部の中央部南縁の藤川北方には約 50° 南方に傾く剣山層に、約 30° 南方に傾く下部白亜系藤川層が載っている (須鎗ほか, 1969)。北半部と南半部は後で述べるように、この付近を軸とし東西に走るちょうつがい断層で境されている。

北半部の東部南縁の山口北方では剣山層中に南フェルゲンツの南翼の逆転した背斜がみられる。

北半部の大褶曲の一部は小褶曲やそれに伴う軸面劈開を伴っており、これらは下部白亜系堆積前に形成されたと考えられる。

2) 南半部 (Fig. 5)

南半部の大構造は東西ないし西南西—東北東に走る向斜・背斜のくりかえしである。その軸は北方ではほぼ東西、南下するに従って西南西—東北東と変る。褶曲の半波長は上部古生界・白亜系を問わず約 1~1.5 km である。一般に南半部ではその北部で褶曲は北フェルゲンツを示し、地層は逆転することなく褶曲は開いている。南下するに従い南フェルゲンツの閉じた褶曲がみられるようになる。km オーダーの褶曲の波面はほとんど水平か傾斜のゆるい一向斜を形成する。南半部の褶曲の軸は一般に東へゆるくプランジしている。それらはまた約 5

Fig. 3. Schematic profiles of the northern half of the northern part. See also Table 2.

Mik: Mikabu Green Rocks (others are the same in Fig. 5).

km 間隔で並ぶ南北方向の断層で区切られている。南半部を通覧すると、西方（東浦付近）、に最下位の層準である上部石炭系が分布し東方へ行くに従い順次上位の地層が分布するようになり、最東縁（櫛淵・立江付近）には上部白亜系が分布する（Fig. 6）。このことから南半部は全体的に東に非常にゆるくプランジしていると言える。南北性の断層はアンティセティック断層である。その垂直変位は数 100m ないし、せいぜい 1 km である。

南半部と北半部とを画する断層は、塚野（1931）により高鉾村* スラストと呼ばれたが、地層の分布から、藤川北方を軸とするちょうつがい断層であることが分る。南側のブロックはみかけ上、西方上昇・東方下降の回転をした（Table 2, Fig. 3）。

南半部の構造を西方より各地域ごとに記載する。

沢谷地域：本地域に関して勘米良（1969）の層位的研究がある。ここでは南北約 7 km の上部古生界に向斜部 4 つ、背斜部 3 つがあり、平均半波長は約 1 km である。部分的にドーム・バズン状構造がみられる。褶曲の軸付近に断層が通ることもある。沢谷層上部層がくりかえし分布することから、km オーダーの褶曲波面はほとんど水平であることが分る。また褶曲の振幅は約 0.5 km である。Fig. 5-9 には沢谷付近を通る南北断面を示す。厚いチャート・石灰岩等の分布から褶曲の形態が把握される。チャート・石灰岩・塩基性溶岩が厚く発達する個所では地層の傾斜は概して小さく、せいぜい 10°

～30° 程度である。一方泥岩・凝灰岩等は露頭ではしばしば大きい傾斜を示す。これは、よりコンピテントなチャート・石灰岩・塩基性溶岩が大褶曲の形態を規制し（KIMURA, 1957; MIZUTANI, 1964）、インコンピテントな地層がその間を補充したためと考えられる。泥岩や凝灰岩には流れ構造がみられ、ディアビル状を呈することが多い。泥岩やスランピング堆積物の泥質部には規則的な劈開や不規則な割れ目が発達している。

勝浦川地域西部：ここでは上部古生界の向斜の上に下部白亜系の向斜が、背斜の上に背斜が載っている。両者間の不整合関係を数地点で観察することができる。この地域の上部古生界には、幅約 6 km の間に向斜 3 つ、背斜 2 つがあり平均半波長は約 1.2 km、下部白亜系でも同じく向斜 3 つ、背斜 2 つがあり、平均半波長は約 1.2 km である。これらのことから上部古生界と下部白亜系との間の km オーダーの構造はほぼ調和的であると言える（小川, 1971）。両者の露頭における観察では、互いにほとんど平行状で重っていることも（落合南方）、下位の上部古生界には上位の下部白亜系にはみられない小褶曲や流れ構造が発達していることも（八重地南方、落合北方）ある。小スケールでみると、白亜系もかなり変形してはいるが一般に上部古生界の方がはるかに著しい変形をこうむっている。特に両者間には、面構造・砂泥互層のレンズ状化・数 10m 以下の半波長の褶曲の発達において著しい差異が存在する。しかし、km オーダーの褶曲に関して両者は調和的である。これらのことから、

* 現在の勝浦郡上勝町の一部。

Fig. 4. Profiles of the northern half of the northern part.

a: basic volcanic rock, b: acidic volcanic rock, c: gabbroic rock, d: serpentinite, e: chert, f: limestone, g: conglomerate, h: sandstone, i: mudstone, j: slumping deposit, k: granitic rock, l: unconformity, m: folds of several meters order. Abbreviations are the same in Figs. 3 and 5.

上部古生界の数 10m 以下のオーダーの構造は下部白亜系堆積以前に形成されたが、それらは水平な褶曲波面を作っていたと言える。このような大規模な平行状不整合は層序的にも確めることができる (OGAWA, 1974; Fig. 8).

この地域では、白亜系の分布が落合付近においてみかけ上急に南方へずれているようにみられるが、これは地層の傾斜がゆるい上に、先に述べた南北性のちょうつがい断層が通っているためであり、顕著な水平ずれ断層によるものではない。

Fig. 5. Profiles of the southern half of the northern part.

Te: Tatsue Formation, Ks: Kushibuchi Formation, Fu: Fujikawa Formation, Ho: Hoji Formation, Hu: Hanoura Formation, Tt: Tatsukawa Formation, Nk: Nakaizu Formation, Tk: Takano Formation, Kz: Kenzan Formation, Sw: Sawadani Formation, Sb: Suberidani Group, Mt: Mitaki Igneous Rocks, Tn: Terano Metamorphic Rocks.

この地域のいくつかの地点で東西に帯状に蛇紋岩が分布している。それは比較的北方でもみられるが、一般に地域の南部において顕著である。蛇紋岩がほぼ直線状に続く、月ヶ谷一田野々以南では地層の傾斜は一般に大きく、逆転もみられ、褶曲の半波長は小さくなり、かつ南

フェルゲンツを示すようになる。この付近から、地質構造は秩父帯中部に特徴的な形態へと移っていく。

勝浦川地域中央部：ここでは下部白亜系が広く分布している。約5 kmの幅に向斜3つ、背斜2つがみられ、平均半波長は約1 kmである。場所により褶曲の形態が

Fig. 6 Schematic profiles from west to east in the southern half of the northern part.

Hi: Higashiura Formation, K: Cretaceous system, U: Upper, L: Lower (others are the same in Fig. 5).

異なる。傍示層が広く分布する傍示南方では夾炭層の追跡によって知られるように地層の傾きは非常にゆるやかである。一方福川東方では地層の傾きの大きい大規模な褶曲がみられる。分布する地層は南北方向に変わりやすいが、これはもともと上位の地層ほどより北方に堆積したためである。この影響をさし引くと、km オーダーの褶曲の波面はほとんど水平である。

この地域でも南方に行くに従って褶曲の半波長は小さくなる傾向がある。しかも南フェルゲンツになる。白亜系では先に述べたように、田野々落合の南一立川^{なつかわ}を通る向斜軸以南で南フェルゲンツになる。また、東方に行くに従って白亜系の分布の幅は狭くなる。これは秩父帯中部の構造の方向と、北部南半部の構造の方向とがいく分斜交するためである。

勝浦川地域東部: ここでは南側に下部白亜系、北側に上部白亜系（その最上部の時代はヘトナイ統下部カンパニアン階）（中居, 1968）が分布する。地層の走向・傾斜から両者とも東にゆるくプランジした褶曲構造をとっていることが分る。上部白亜系内の構造は充分には把握できないが、わずかに露出する地層の傾斜や産出化石の層準等から、その km オーダーの褶曲形態は下部白亜系のもものと異ならないと考えられる。北方及び南方に接する上部古生界中には半波長の小さい（数 m～数 10m）閉じた褶曲が見られる。これらのことから半波長の小さい褶曲は白亜系堆積以前に、大きい褶曲は上部白亜系ヘトナイ統下部（カンパニアン階）堆積以後に形成されたと言える。

2. 中部 (Fig. 7)

北部の開いた褶曲構造は南下するに従い次第に閉じたものとなる。さらに東西方向の断層の数も増して来る。このような閉じた褶曲と東西方向の断層とが狭長な帯状構造を示す地域が秩父帯の中央よりやや南よりに、3～5 km の幅で西南西から東北東に走っている。この部分を秩父帯の中部と呼ぶ。この部分の北よりには、先シルル系岩類の分布で特徴づけられる、いわゆる黒瀬川構造

帯が走っている。先シルル系岩類が出現するかしないかにかかわらず、この狭長な帯状構造の基本的形態は、南フェルゲンツの閉じた褶曲と、東西方向に走る高角ないし中庸に北に傾斜する断層であると言える。

この部分の地層の分布状態は、地域により少しずつ異なる。以下に西方より各地域ごとに記載する。

坂州一桜谷地域: この地域の北側にはゆるい傾斜を示す沢谷層群が広く分布している。その南縁沿いには蛇紋岩が所々に広く分布しており、東西にやや傾斜の大きい地層が走っている。その南側に本地区の特徴的な地層分布がみられる。ここには先シルル系から下部白亜系に至るほとんどの時代の地層が分布する。時代の異なる地層と地層との境界は一般には断層であるが、二畳系—三畳系間（坂州及び檜曾根付近）及び三畳系—ジュラ系間（檜曾根付近）には不整合が観察される。

この地域の構造については KOBAYASHI and IWAYA (1941) が低角度断層による Schuppen 構造として記載したが、平山ほか (1956) はそれを否定し、高角度断層による帯状構造を示した。一方、TOKUYAMA (1968) はこの地区は南フェルゲンツの褶曲と南方への衝上断層による構造を呈していることを示した。筆者の観察は TOKUYAMA によるものと大局的には一致する。上部古生界及び中生界の各層はしばしば逆転し、閉じた南フェルゲンツの褶曲を作っている。褶曲構造は後の断層によって変位されているが、褶曲の半波長は約 0.5km と見積られる。この褶曲構造にほぼ平行な東西方向の、北方へ高角ないし中庸に傾斜する断層が発達する。地層の分布から低角の断層が推定されることもある。先シルル系岩類は水平的にも垂直的にもレンズ状形態を呈する。この岩類は四国の他の地域（市川ほか, 1956; HAMADA, 1961; 波田, 1972）と同じように三列をなす。蛇紋岩は一般に最北列の先シルル系岩類の北側にやや離れて帯状に分布し、両者は必ずしも密接な関係にあるとは限らない。ただし小岩体の先シルル系岩類が蛇紋岩に伴われたり、蛇紋岩を伴ったりする場合がある。

Fig. 7. Profiles of the middle and the southern parts.

Tr: Triassic formations or group, Hg: Haigyu Group, Ws: Wakasugi Group, Hs: Hisone Group, Dg: Daigo Group, Sbn: Sambosan Group (others are the same in Fig. 5).

本地域ではすべての時代の地層に南フェルゲンツの閉じた褶曲が共通してみられることから、この種の構造は少くとも、下部白亜系堆積以後に形成されたことが分る (Tokuyama, 1968). しかし類似する岩相中の小構造には時代ごとの差異が認められる (Ogawa, 1973).

勝浦川地域南部 (杉地—辻谷地域): この地域の構造は小川 (1971) によってある程度述べられた。その後に判明したことは、この地域はみかけ状 “サンドイッチ構造” を示すが、基本的には南フェルゲンツの閉じた褶曲と、北へ高角度で傾く断層によるものであるということである。この地域は坂州—桜谷地域の東方の延長上にはなく、むしろその東北方に位置しており、三畳系を欠くという点でも異なる。しかし、構造形態の特徴は類似する。

加茂谷地域: この地域の構造は坂州—桜谷地域に類似するが、南よりに上部石炭系が単独で分布する点異なる。北半部には先シルル系岩類・上部古生界・上部ジュラ系～最下部白亜系及び蛇紋岩が、又南半部には北半部とは岩相の異なる上部古生界及び三畳系が帯状構造をとって分布する。構造形態はやはり南フェルゲンツの閉じた褶曲構造と、北へ傾斜する断層が基本である。三畳系の水井層群と上部古生界の若杉層群中に半波長約 0.5 km 程度の褶曲が観察される。上部古生界の檜曾根層群中の産出化石 (須鎗, 1954, 1958) から同じような褶曲構造が推定される。地層はしばしば逆転している。若杉層群はタービダイトとチャートを主とし、岩相的にも三宝山層群に類似する。その北部で南フェルゲンツ、南部で北フェルゲンツの褶曲構造がみられる。この部分は構造的

にも三宝山層群の北部相とも考えられる。

この地域では蛇紋岩は上部古生界中またはそれと他層との境界部にみられることが多いが、中伊豆層中にみられること（城山付近）もある。

以上のように、秩父帯の中部の構造は、地域ごとに多少の差異はあるがほぼ様の、南フェルゲンツの閉じた褶曲と、北へ傾斜する断層とによって形作られていると言える。その方向は秩父帯北部南半部の構造の主要な方向（東西）とやや斜交し、西南西—東北東方向をとり、むしろ三宝山帯及び仏像線の方向に平行である。この構造方向の変化はしばしば漸移的であるが、中部の地層が大規模なレンズ状を呈して分布することもあるため、北部と中部では構造がみかけ上斜交することがある（加茂谷地域；須鎗，1958）。これは、地層の分布を決める断層のうちのあるものが、他の構造よりもあとに作られたことによる。しかし、褶曲と断層の分布と形態から、中部における断層の多くは、褶曲形成最末期の、いわゆる過褶曲に際して形成されたものと考えられるので、これらの構造の形成は一連のものであったとすることができる。

このような中部の大構造には少くとも下部白亜系宮古統下部までが同等に参加している。従ってその形成は同統下部の堆積以後である。しかも加茂谷地域北東方に隣接する勝浦川地域東部の上部白亜系の構造は下部白亜系のものに調和的であり、それらの形成は前に述べたように上部白亜系ヘトナイ統下部（カンパニアン階）堆積以後であると考えられるので、秩父帯中部の大構造の形成もカンパニアン階堆積以後まで続いたことが考えられる。

3. 南部（三宝山帯）（Fig. 7）

南部はいわゆる三宝山帯に相当する部分であり幅は1～2 km で、秩父帯プロパーとは層序の発達を異にする（KOBAYASHI, 1941；KIMURA and TOKUYAMA, 1971）。四国東部では三宝山帯は秩父帯中部と断層で接するが、層序及び構造は境界の南北で類似する。南方の四万十帯とは仏像線（北方に中庸に傾斜する逆断層）で接する。出原北方から桜谷にかけての三宝山層群は明瞭に南フェルゲンツの一向斜を形成している。両翼の地層は急傾斜するが逆転することはない。西納より東方の地域では向斜の南翼のみがみられるが、前に述べたように、北側の若杉層群が向斜の北翼に相当する見込みが強い。

当地域の三宝山層群からの化石の産出はまれであるの

で、その層序の対比は充分には明らかでない。従って三宝山帯における構造形成の時期は充分明らかでない。三宝山帯では、秩父帯中部に認められる二畳—三畳紀間の変動が及ばずに（勘米良（1961）における松本の指摘）、連続的な堆積が続いたのかもしれない。四国東部の三宝山層群は、岩相的には中部の二畳系若杉層群にも三畳系水井層群ほか三層にも類似する部分がある。また中部の南縁とは構造的にも類似している。従って、中部と南部（三宝山帯）との境界の断層の変位はあまり大きくないと考えられる。一方四万十層群（主として白亜系と考えられる）とは岩相的にも構造的にもかなりの差異があるので、仏像線による変位はかなり大きいと考えられる。しかし、三宝山帯の大構造の方向は仏像線の方向とも四万十帯中の大構造の方向とも平行である。両者の構造形成には何らかの関連があったことが考えられるが、詳しいことは分っていない。

4. 大構造記載のまとめと議論

以上のように、秩父帯の北・中・南の三部分では層序が互いに異っていると同時に大構造も異っている。それらは次のようにまとめられる。

1) 層序について：先シルル系岩類は現在では中部にのみ断片的に分布するが、本来は秩父帯のほぼ全域のある深さの所に分布する可能性がある（加納，1969）。中部古生界についてもほぼ類似の分布が考えられるが、秩父地向斜の成因とも関連した問題（KIMURA, 1974）でもあるので、即断はできない。上部古生界は、大局的には北部で厚く中部で薄くなる。また南部では発達を異にする上部古生界及び中生界が分布する。中生界は、現在分布する地層に関する限り、下位の層準のものほど南方に分布し、上位に行くに従い北方にアバットして分布する。地層は一般的に上位・北方のものほど厚い。つまり古生界・中生界全体を通してみると、北部（特にその南半部）で厚く、南方へ向うに従い薄くなると言える（Fig. 8-A）。

2) 大構造について：全域を通じて東西ないし西南西—東北東方向の軸をもつ km オーダーの褶曲が発達しており、全体としてみると、東西方向の軸をもつ一大非対称複向斜であると言える（Fig. 8-B）。しかも km オーダーの褶曲の波面の傾斜はきわめてゆるい。複向斜の軸は、北部の南縁付近を通っている。褶曲は北部で北フェルゲンツ、中部及び南部で南フェルゲンツを示す。向斜形成の際には層面すべりのためにひきずり褶曲が形成されることが知られているが、上のようなフェルゲンツの

Fig. 8. Schematic profiles of the Chichibu Terrain in eastern Shikoku, at the time of the sedimentation of the Cretaceous (A) and after the Campanian (B). Small dotted waves indicate folds of several meters order.

違いはこの複向斜形成の際におこったようである。褶曲が北部でその半波長が大きくしかも開いており、一方中部で小さくしかも閉じているということは、褶曲形成に際して、地層が厚いか薄いか、先シルル系岩類の位置する所までの深さが大きい小さいかに帰することができると考えられる。

つまり、白亜系堆積後の褶曲運動とそれに引き続く断層運動によって、秩父帯には一つの複向斜が形成された。北部では上部古生界も白亜系もそれぞれともに 2,000m 以上の厚さを持っている。一方中部では各時代の地層の厚さも数 100m からせいぜい 500m 程度で場所ごとの総計の厚さも薄い。また中部には比較的浅所に、中・古生界の基盤である先シルル系岩類が位置していた。これらの要素が、褶曲と断層の形態や頻度に大きい影響を与えたと考えられる。即ち、堆積岩からなる古生界・中生界は大きい目で見ると種々の岩相の互層とみなせる。互層を形成する各々の地層、特にチャート・塩基性火山岩・砂岩・礫岩等が厚い場合は、薄い場合に較べて半波長の大きい褶曲が形成される。また、基盤の先シルル系岩類は堆積岩からなる中・古生界とは変形に際しての挙動を異にすると考えられる。そのため先シルル系岩類は褶曲には参加せず、周辺を断層で境されたブリットルなレンズ状岩体として挙動した。この岩体は、中部の南フェルゲンツの褶曲が進行する過程で過褶曲となり、南方への衝上断層が形成される際に、その断層面付近に大小のマスとして位置するようになったと考えられる。層序的資料から、この岩類は二疊紀とジュラ紀のある時期には一部で陸化したことが知られている (OGAWA, 1974)。こ

れに伴う上下運動によってこの種の岩類が小断片化したことも考えられる。所々に極めて小規模な岩体ははさまれていることがあるが、これも、上のような小断片が後に再移動したものであろう。

次に地層の短縮という点からみると次のようになる。北部では一部で閉じた褶曲もみられ、所々で地層の傾斜も大きい。一般に褶曲は開いておりその波面もきわめてゆるい傾斜を示す。一方中部では褶曲はほとんどのものが閉じており、衝上断層の数も多い。このことから、地層の短縮は北部で比較的小さく、中部でかなり大きいことがわかる。しかし、ほとんどの地域でレンズ褶曲が発達しており、地層の薄化も考えられるので、個々の地層の短縮の絶対量については KIMURA and TOKUYAMA (1971) が述べているように充分には分らない。堆積断面図等では、中部における短縮量を便宜的に約 $\frac{1}{2}$ と見積って描いてある。

須鎗ほか (1969) は北部北半部の上部古生界の褶曲を同心状褶曲と仮定して、深層断面図を描いた。しかしその褶曲の分布や形態は筆者のもの (Fig. 4) と著しく異なる。この地域の褶曲構造は場所により形態の差異があるが、比較的単純なものである。同心状褶曲と仮定するには問題があるが、km オーダーの褶曲波面が非常にゆるいことから、その褶曲の底面にすべり面 (KIMURA and TOKUYAMA, 1971) がある見込みが強い。北部全域を通じて上部石炭系より下位の層準が露出しなこともそのことを示している。

一方、中部においては、現在の地層の分布は主として衝上断層によるものである。この断層は高角ないし中庸

に北に傾くが、低角の場合もある。km オーダーの褶曲軸面は高角ないし中庸に北に傾く。この褶曲は上部古生界から白亜系まで通して全層にみられることから、中部の主要な大構造は白亜系堆積後の褶曲運動とそれに引き続く断層運動によって形成されたことが分る。しかも中部における上部古生界の分布は意外に少く、特に下部二畳系の塩基性火山岩類は中部の北縁付近以外ではほとんど分布しない。上部古生界は中部では薄いと考えられるが、分布が狭いことは中部の褶曲構造が上部古生界中の塩基性火山岩類とその上位の泥質岩との境界付近をすべり面として形成されたことを示すとも考えられる。中部の所々で、泥質岩や泥質物質を含むスランピング堆積物が非常に破碎されていたり、背斜軸にディアピール状に出現していたりすることがある。また蛇紋岩もこれらと同様な出現の仕方をしている。本来塩基性火山岩類と密接に伴っていた蛇紋岩がすべりに伴って出現するに至ったと考えられる。

IV. 大小構造形成の時代的発達

前章で述べたように、四国東部秩父帯の大構造は、帯の方向に平行な軸を持つ非対称複向斜であると言える。その構造にはすべての時代の地層が参加している。しかし、層序的にはいくつかの層準に不整合が知られており、後期古生代から中生代を通じて地殻変動があったことが考えられる。また種々の構造に斜交性がみられる。これらについて調べることでより大小構造形成の時代的発達を知ることができる。

いくつかの層準にみられる不整合の上下において類似の岩相中に発達する面構造 (foliation) 及びレンズ状構造 (lens-like structure) を比較し、また全体の構造を通覧することによって、変形ステージ (deformational stage) が Table 3 のようにまとめられる (OGAWA, 1973)。これによると、北部では上部古生界中の面構造・小褶曲・レンズ状構造・数 10m 程度の半波長をもつ褶曲等はすべて白亜系堆積以前に形成された。また、北半部にみられる閉じた大褶曲も、HADA (1967) が紀伊半島西部の清水層群中に見出したものと同様、白亜系堆積以前に形成された。一方北部南半部の上部古生界の km オーダーの褶曲は、前に述べたように白亜系堆積以後 (カンパニアン以後) に白亜系の褶曲と同時に形成された。これらのことから、白亜紀開始までに北部において形成されていた上部古生界中の小褶曲等の小構造の波面はほぼ水平面内にあった、即ち km オーダーでは上部古生界と白亜系とは平行状不整合であったと言える (Fig. 8-A)。

次に、中部においても北部南半部におけると同様な傾向がある。ここでは上部古生界から白亜系までが同一の褶曲構造に参加している。ただし、泥質岩中の面構造と砂泥互層中のレンズ状構造のあるものについては、二畳—三畳系間の不整合の上下で、発達程度にかなりの差があり、また性質も異なる。その間の時期にある種の変形が行われたことが予想される。しかし、加茂谷地域でみられるように、上部古生界と三畳系との km オーダーの褶曲構造は互いに類似しており、両者間も大局的には平行状不整合であったと考えられる。ジュラ系は一部で先シルル系岩類を不整合におおう所があるが、三畳系をおおう所では平行不整合である。

南部に關しての構造発達史を十分に調べることは当地域では難しい。しかし松本 (勘米良, 1961 における指摘) の述べるように、この地域の構造は北部や中部と異なり、中・古生界を通じてより小さい差異しか示さないもののようである。

白亜系堆積時及び堆積以後の模式的な南北断面を Fig. 8 に示す。北部北半部の大褶曲を除いて、白亜系堆積までには秩父帯には大スケールの褶曲は形成されていなかった。小スケールの変形は、程度ははげしくとも、水平面に近い波面を持っていた。また白亜紀中 (カンパニアンまで) にも大スケールの構造形成が行われたという証拠はない。白亜紀中の地殻変動は、段階的に進行した地殻のたわみによる堆積域の移動や上下運動 (松本, 1949) と、異なる地質を持った後背地の上昇下降運動であったと言える。カンパニアン階堆積以後に東西方向の軸を持つ大褶曲が形成され、それに引き続いて、その方向あるいはある地域ではいく分斜交する方向の断層が形成された。これらの大変形に伴って白亜系までの地層もかなりの程度変形した。“御荷鈴線” 及び仏像線もこの時期に変位したと考えられる。その後南北方向の断層が主として北部南半部を中心として入り、現在みられる構造ができあがった。

九州から関東山地に至る秩父帯では、地域によって発達する地層が少しずつ異なり、また研究の方法や精度も異なるので、当地域と他地域とを十分に比較することは難しい。各地域では、上部古生界と中生界との間、あるいは中生界中に構造的調和または不調和が考えられている。KOBAYASHI (1941) は四国中央部において、古・新白亜紀間に大規模な構造形成が行われたとし、佐川造山輪廻中の一時階とした。一方、松本 (1949) は紀伊半島西部で、また甲藤・須鎗 (1956) は四国中央部で両者間の構造的調和を示唆した。さらに MATSUMOTO and KANMERA

Table 3. Crustal movement and deformation in the Chichibu Terrain in eastern Shikoku.

Age	Crustal movement and deformation	
	Northern part	Middle part
(Campanian)	N-S trending faults W-E trending faults (cleavage in the Cretaceous) W-E trending km-order folds (small folds in the Cretaceous)	W-E trending faults W-E trending km-order folds (small folds in the most systems)
Cretaceous	Crustal downwarping (early northward, late eastward), and sedimentation of the Cretaceous formations	Crustal downwarping northward, and sedimentation of the Upper Jurassic and lowermost Cretaceous formation
Jurassic	?	Uplift of the pre-Silurian rocks
Triassic	Km-order folds in the northern half Small folds and lens-like structure	Crustal downwarping northward, and sedimentation of the Triassic formations
(late Ladinian)	?	
Permian	Southward shift of the eugeosyncline Uplift of the pre-Silurian rocks	Bedding parallel foliation and metamorphism
Carboniferous	Sedimentation of the eugeosynclinal strata	
Devonian Silurian	Beginning of the geosyncline	

(1949) は九州で、市川ほか(1953) 及び平山ほか(1956) は四国東部で、二疊—三疊系間の構造的差異を強調し、山下(1957) はこの差異によって示されるという本州造山運動を提唱した。平山ほか(1956) は四国東部で、平山・田中(1956) 及び坂(1969) は紀伊半島西部で、秩父帯北部の上部古生界と白亜系間の変形の差を重視した。たしかに、前に述べたように、上部古生界と中生界との間の構造的差異は、小スケールのものほどまた時代の差が大きいほど大きく、決して無視できない。しかし、大スケールの構造においては、その差異はあまりなくむしろ調和的である。井上正澄(1972 談話) によると、関東山地においても両者間の大構造は調和的であるという。

以上のように、秩父帯の構造形成については場所や研究者ごとに異なる見解が提出されてはいるが、筆者は、四国東部では上部古生界と中生界の間である種の小構造には差異が認められるが、それらは白亜系堆積以前に形成された場合でもその褶曲波面をほぼ水平面として維持するように形成され、現在みる大構造はほとんど白亜系堆積以後(カンパニアン以後) に形成されたと結論する。

V. 結 語

本論では四国東部の秩父帯の大構造の記載を行い、そ

の形成について若干の議論をつけ加えた。また、すでに発表してある層序及び小構造と変形ステージに関する議論を引用しながら、大小構造形成の時代的発達についても言及した。それらは次のようにまとめられる。

1) 四国東部の秩父帯は構造的に北部・中部・南部に区分される。構造はこの境界付近で互いに漸移し、全体を通してみると、東西方向の軸を持つ一つの非対称複向斜であるといえる。

2) 複向斜の軸は、ほぼ北部南半部の南よりを走る。北翼では北フェルゲンツの開いた褶曲、南翼では南フェルゲンツの閉じた褶曲が一般的である。

3) この大構造の差異は白亜系堆積以後における、堆積岩の厚さと、基盤岩類(先シルル系変成岩類及び火成岩類)の位置する所までの深さの差異に帰することができる。

4) km オーダーの褶曲は上部古生界の底面付近(北部)または上部古生界中(中部)にすべり面を持っていたと考えられる。

5) 全域を通じて地層の変形はかなり著しく、それは下位の層準ほど、また同層準の場合は北方ほど一般的に著しい。また、小スケールの構造は上部古生界と中生界との間で性質や発達の程度を異にし、その差は北方ほど著しい。

6) 白亜系以前に形成された上部古生界の小スケールの構造は、その褶曲波面をほぼ水平面に維持するように形成され、現在みるような大構造は、白亜系（カンパニアン階）堆積以後に形成された。

本論では大小構造形成のメカニズムやその時の応力分布、構造形成とプレート・テクトニクスとの関係についてはあえてふれなかった。今後はそのような問題についても、他地域、特に最近資料の増加しつつある三畳系の分布する地域における研究を進めつつ、より詳しい構造形成の解明にあたる必要があると考える。

文 献

- HADA, S. (1967), Geology of the middle Aritagawa district, Wakayama Prefecture, with special reference to the relationship between the Chichibu belt and the Sambagawa belt. *Bull. Osaka Museum Nat. History*, no. 20, p. 39—60.
- 波田重熙(1972), 高知県鳥形山付近に分布する三滝火成岩類中に発達する断裂系。高知大学術研報, 自然科学, vol. 21, p. 63—84.
- HAMADA, T. (1961), The Middle Palaeozoic group of Japan and its bearing on her geological history. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 13, p. 1—79.
- 早瀬——・石坂恭一(1967), Rb—Sr による地質年令(I)—西南日本, 岩鉱, vol. 58, p. 201—212.
- 平山 健・田中啓策(1956), 5 万分の 1 地質図幅及同説明書, 「海南」, 地質調査所, 62 p.
- ・山下 昇・須鎗和巳・中川衷三(1956), 徳島県剣山図幅及同説明書。徳島県, 52 p.
- 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須須和巳・山下 昇(1953), 坂州不整合について。徳島大学芸紀要, 自然科学, vol. 3, p. 61—74.
- (1956), 黒瀬川構造帯。地質雑, vol. 62, p. 82—103.
- 石坂恭一(1972), 黒瀬川構造帯の火成岩・変成岩の Rb—Sr 年代。地質雑, vol. 78, p. 569—575.
- 勘米良亀齡(1961), 中部ペルム系小崎層。九州大理研報, 地質, vol. 5, p. 196—215.
- (1969), 徳島県那賀川上流の秩父帯の古生層。九州大理研報, 地質, vol. 9, p. 176—186.
- 加納 博(1969), 日本列島の基盤地質問題と爆破地震学。地質雑, vol. 75, p. 247—254.
- 甲藤次郎・須鎗和巳(1956), 物部川盆地の再検討。高知大学術研報, vol. 5, p. 1—11.
- KIMURA, T. (1957), The geologic structure and the sedimentary facies of the Chichibu group in the eastern Kii Peninsula; a contribution to the geotectonic study of Southwest Japan. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, vol. 7, p. 243—272.
- (1968), Some folded structures and their distribution in Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.* vol. 39, p. 1—26.
- (1974), Ancient margins of Japan. in BURK, C. A. and DRAKE, C. L. (ed.), *The Geology of Continent Margins* (in press).
- and TOKUYAMA, A. (1971), Geosynclinal prisms and tectonics in Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 6, p. 9—20.
- KOBAYASHI, T. (1941), The Sakawa orogenic cycles and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 5, p. 219—578.
- and IWAYA, Y. (1941), On the imbricated structure of the Sakuradani area in the province of Awa. *Proc. Imp. Acad.*, vol. 17, p. 110—115.
- 松本達郎(1949), 西南日本外帯地質構造発達史に関する新知見—和歌山県有田川流域の地質学的研究。九州大理研報, 地質, vol. 2, p. 1—12.
- MATSUMOTO, T. and KANMERA, K. (1949), Contributions to the tectonic history in the outer zone of Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D*, vol. 3, p. 77—90.
- MIZUTANI, S. (1964), Superficial folding of the Palaeozoic system of central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 12, p. 17—83.
- 中居 功(1968), 徳島県勝浦川盆地の白亜系層序—とくにアンモナイトに基づく時代論—。地質雑, vol. 74, p. 279—293.
- NAKAI, I. (1971), Lower Cretaceous sandstones of the Katsuragawa valley, Shikoku. *Jour. Sci., Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 6, p. 115—169.
- 小川勇二郎(1971), 徳島県勝浦川地域の地質—その層序と構造—。地質雑, vol. 77, p. 617—634.
- OGAWA, Y. (1973), Tectonic development of the Chichibu Terrain in eastern Shikoku, Japan, with special reference to the deformational stages. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 18, p. 475—506.
- (1974), Stratigraphy and paleogeography of the Chichibu Terrain in eastern Shikoku, Japan. *Proc. Inst. Nat. Sci., Nihon Univ.*, no. 9, p. 15—48.
- 坂 幸恭(1969), 紀伊半島有田川地溝帯の東端部について。地学雑, vol. 78, p. 53—63.
- 須鎗和巳(1954), 徳島県加茂谷附近の地質, その 1。徳島大学芸紀要, 自然科学, vol. 5, p. 94—101.
- (1958), 徳島県加茂谷附近の地質, その 2。徳島大学芸紀要, 自然科学, vol. 8, p. 47—57.
- ・坂東祐司・波田重熙(1969), 四国東部の秩父帯古生界の構造—とくに深層断面について—。徳島大教養紀要, 自然科学, vol. 3, p. 12—18.
- 鈴木堯士(1964), 高知県吾川地域における三波川帯と秩父帯との関係。地質雑, vol. 70, p. 339—347.
- SUZUKI, T. (1965), On the Kamiyakawa-Ikegawa tectonic line. *Geol. Rept. Hiroshima Univ.*, no. 14, p. 293—306.
- TOKUYAMA, A. (1968), Über den Faltenbau der mittleren Chichibu-Zone im Sakuradani Gebiet Ost-

shikoku, mit besonderen Berücksichtigungen über den Unterschied in Faltungsstockwerken zwischen Nordost- und Südwestflügel der Sakawa-Faltenzone in Japan. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, vol. 18, p. 65—98.

塚野善三(1931), 勝浦川盆地の地質概報. 地球, vol. 16, p. 7—22.

山下 昇(1957), 中生代(上)(下). 地団研, 94 p., 116 p.

Geologic Structure of the Chichibu Terrain in Eastern Shikoku, Japan

Yujiro OGAWA

(Abstract)

The Chichibu Terrain, 13 to 18 km wide in eastern Shikoku, is composed mostly of strata deposited in the southern marginal part of the Chichibu Geosyncline during the period from the Middle Paleozoic to the Mesozoic. The terrain at present is located in the southern part of the Sakawa Fold Zone, and is structurally divided into three parts, the northern, the middle and the southern. The strata in the northern part comprise the thick Upper Paleozoic and the thick Cretaceous systems, and form broad folds of 1 to 1.5 km half-wavelength with northward Vergenz; those in the middle part are made of thin strata of every age from the pre-Silurian to the Cretaceous, showing some stratigraphic intermission at several horizons, and form tight folds of 0.5 km half wavelength with southward Vergenz; those in the southern part were deposited in the other geosyncline of the Permian and Triassic or Jurassic ages, and form a relatively broad fold of 1 km half wavelength with southward Vergenz. The attitude of folds gradually changes around the boundaries of each part. The large scale folds generally trend from east to west or from east-northeast to west-southwest. The folds in the northern part slightly plunge eastward and are cut by the north-south trending faults aligned at intervals of about 5 km, while those in the middle part are cut by many thrust faults running from east to west. The structure in

the whole terrain is considered to form one large asymmetrical synclinorium. The km-order folds had their slip planes on a certain horizon, below the Upper Paleozoic in the northern part, and within the Upper Paleozoic in the middle part.

The analyses of the minor structures and the deformational stages(OGAWA, 1973) have verified the structural history of the terrain. The characteristics and the grade of the development of the small scale structure differ to a considerable extent between the Upper Paleozoic and the Mesozoic, even if the Mesozoic strata are more or less strongly deformed. The *Faltenspiegel* (enveloping surface) of the km-order folds, however, is almost parallel with each other in the whole terrain except in the northern half of the northern part. Thus, it is concluded that even the small scale structures in the Upper Paleozoic were formed at least before the Cretaceous, the large scale structure in the whole systems must have been formed after the deposition of the Cretaceous, probably after the Campanian, when one large synclinorium was formed in the terrain. The diverse features of the fold pattern among the different parts is attributed to the different thickness of the sedimentary rocks and the different depths from the surface down to the pre-Silurian basement in each part.