紀伊半島中東部, 秩父帯の海底地すべりデッケ群とオリストストローム

松 田 文 彰*

Submarine sliding *decken* and olistostrome of the Chichibu Terrain in eastern central Kii Peninsula, Southwest Japan

Fumiaki MATSUDA*

Abstract The Upper Paleozoic-Mesozoic geosynclinal strata are distributed in the Sambagawa-Chichibu and Sambosan terrains in eastern central Kii Peninsula. Three large overthrusts have moved these strata southward, producing three large *decken*; the Ema, Miyagawa and Senchiyogamine *decken* from north to south.

The Miyagawa *decke* consists of submarine sliding *decken* and olistostrome in the Chichibu terrain. The submarine sliding *decken* consist of sheet-like rock bodies, each of which is 50 to 300 m thick and several hundred meters to 3 km long along their strike. The olistostrome is made up of giga-to s-sized slump blocks and microbreccia matrix. Slump blocks or breccias consist of cherts, sandstones, basic volcanics, limestones and others. The submarine sliding *decken* and olistostrome are closely related to each other genetically. They are inferred to have been transported from the south (northern flank of the Kurosegawa terrain) or from the north (southern flank of the Eo-Nippon cordillera) at a time or times during Middle to Late Jurassic.

Another olistostrome occurs in Osugi Gorge area in the Sambosan terrain and is inferred to have been transported from the south (southern margin of the Sambosan geosyncline) after Late Jurassic time.

はじめに

紀伊半島中東部, 三波川-秩父帯・三宝山帯には従来多くの大規模なデッケの存在が知られている。(例えば, 滝原デッケ, 小川郷デッケ (KIMURA, 1957), 川上デッケ (志井田, 1962)) (第1図)。

近年本地域を初め三波川-秩父帯・三宝山帯において, コノドント・放散虫などにより, 地層の時代が詳しく分ってきた (KOIKE *et al.*, 1971; 八尾他, 1982)。それらの地域ではデッケ群・オリストストロームの存在が指摘されている (市川ら, 1981; 富永・横山, 1982; 山北, 1982; 大和大峯研究グループ, 1981)。

本地域は飯塚 (1932), 荒木他 (1956), KIMURA (1957) の研究以来, 三波川-秩父帯・三宝山帯の地質構造の形

成過程を知る上で重要な地域であるにもかかわらず, 層序・構造についての全般的再検討は行われていない。筆者の調査の結果, 上部古生界~中生界の層序・構造が明らかになったので報告する。

地 質 概 説

紀伊半島中東部は北から南に三波川帯, 秩父帯, 三宝山帯, 四万十帯の4つの地帯に区分される (第1図)。三波川帯には主にチャート・ラミナイト (吉田, 1981) 及びラミナイトよりなる弱変成の地層が分布し, いくつかのオーダーの波長 (数 cm~1 km) を持つ褶曲構造が発達する。秩父帯には主にチャート, 砂岩, 塩基性火山岩類, 石灰岩よりなる地層が分布し, これらの地層がデッケ群・オリストストロームを構成する。三宝山帯には主にチャート, 砂岩よりなる地層が分布し, その南縁部にはときに石灰岩, 塩基性火山岩類が分布する。四万十帯に

1983年3月29日受付。1984年1月23日受理。

* 出光石油開発(株), Idemitsu Oil Development Co., Ltd., Chiyoda-ku, Tokyo, 100 Japan.

第1図 紀伊半島の三波川一秩父帯・三宝山帯の概略図

1. 大峯酸性岩類, 2. 和泉層群, 3. 白亜系(秩父帯・三宝山帯), 4. ジュラ系(秩父帯・三宝山帯),

は主に砂岩, スランプ礫岩, 砂岩泥岩互層よりなる地層が分布する。

以上4つの分帯は紀伊半島中央部(志井田, 1962)及び志摩半島西部(KIMURA, 1957)の各帯の地層の岩質との対比に基づいて行った。これらの地帯はそれぞれ断層によって境される。すなわち三波川帯と秩父帯とは紀伊半島東部・中央部での“みかぶ構造線”(KIMURA, 1957; 志井田, 1962)に相当する神滝断層(新称)により, 秩父帯と三宝山帯とは宮川衝上断層(新称)により, 三宝山帯と四万十帯とは仏像衝上断層により境される。

地 質 構 造

1. 神滝断層(新称)

神滝断層は宮川地域において三波川帯と秩父帯とを境する断層として新しく提唱されたものである。神滝断層のトレースは滝谷付近より東方へと連続し東西方向である(第2a図)。この断層の断層面は発見されていない。本断層を境に北側の地層と南側の地層とが斜交する。北側の地層はほぼ E-W の走向を持ち, 30°~50° 南方あるいは北方に傾斜するのに対し, 南側の地層は N45° W~E-W の走向を持ち, 20°~50° 南方あるいは北方に傾斜する。また断層の南側の秩父帯には, 半波長約 2 km の開いた背斜・向斜が存在し, 両者は断層によって切られる。

2. 宮川衝上断層(新称)

宮川衝上断層は宮川地域において, 秩父帯と三宝山帯とを境する断層として新しく発見されたものである。この断層は宮川地域東端では北北東のトレースを持つが, 一般には東北東のトレースを持つ。本断層を境に北側の地層と南側の地層とが斜交する(第2a図)。北側の地層は N45° E~N45° W の走向を持ち, 南縁部では 40°~60° N の傾斜を持つこともあるが一般に緩傾斜である。一方南側の地層は E-W~N60° W の走向を持ち, 40°~

70° N の傾斜を持つ。岩質も北側と南側の地層とで異なる。すなわち, 北側の地層はチャート, 砂岩, 塩基性火山岩類, 石灰岩などよりなる。一方南側の地層はチャート, 砂岩よりなる。また, 笠木川上流の秩父帯中の向斜は本断層によって切られる。

宮川衝上断層の断層面は久豆南方の谷において観察される。そこでは三宝山帯のチャート・珪質泥岩層の上に約 2~3m の破碎された岩石がみられる。両者は走向 N75° W, 傾斜 32° N の断層面で接する。その上に重なる秩父帯の塩基性火山岩類も弱く破碎されている。破碎された岩石は黒色の微細な粒子の集合体を基質とし, 数 10 μm~3 cm のレンズ状あるいは扁平なチャートあるいは石英脈の断層角礫を持つ。またチャートを構成する石英は秩父帯・三宝山帯で一般的に見られる層状チャートの石英より粗粒である。この岩石は薄くはがれやすく, はがれた面に鏡肌がみられ, ときに傾斜方向の変位を示す条線を持つ。この他, 久豆付近の宮川の河床, 唐子川沿いの林道, 笠木川北方の谷沿いの林道でもこの衝上断層のトレース周辺には, 断層面そのものは観察されないが, 地質図上のトレースから判断してこの断層面にはほぼ平行な剪断面をひんぱんに持ち破碎した岩石が観察

第2図

a) 宮川地域地質図(一部 KIMURA(1954)による)

1. スランプ礫岩, 2. 砂岩, 砂岩泥岩互層, 3. 泥岩, 4. チャート, 5. 珪質泥岩, 6. 石灰岩, 7. 石灰角礫岩, 礫岩, 8. 塩基性火山岩類, 9. 四万十果層群, 10. 三波川帯の地層, 11. 背斜軸, 12. 向斜軸, 13. 古斜面の方向。数字は化石産出地点(古ヶ丸山周辺は第4図に示す)及び本文中で記載した露頭の位置を示す。

b) 春日谷中央部ルートマップ

1. スランプ礫岩, 2. 砂岩, 3. 砂岩泥岩互層, 4. 泥岩, 5. チャート, 6. 石灰岩, 7. 石灰角礫岩, 8. 塩基性火山岩類。

される。

3. 仏像衝上断層

近年、大杉峡谷および水呑峠周辺では大和高峰研究グループ(1981)により仏像衝上断層のトレースが明らかにされた。今回筆者はそれとほぼ同様の見解を得、さらに水呑峠付近より東方のトレースを明らかにした。本断層のトレースは地域東端柏崎から水呑峠北方、大杉峡谷南部をへて吉野川上流域に達する。本断層を境にして、北側の三宝山帯の地層と南側の四万十帯の地層とは走向が斜交する(第2a図)。また本断層を境にして岩質が北側と南側の地層とで異なる。すなわち北側の地層は主として砂岩、チャートより、南側の地層は主としてスランプ礫岩、砂岩、砂岩泥岩互層よりなる。

仏像衝上断層の断層面は水呑峠北方の林道に沿い観察される。ここでは三宝山帯のチャート層が四万十帯の砂岩層の上に衝上し、チャート層の最下部約1mが破碎されている。断層面の走向・傾斜は N77°W, 36°N である。この他、大内山川上流域、大杉峡谷の林道沿いのルートなどでも仏像衝上断層のトレース周辺には断層面そのものは観察されないが、地質図上のトレースから判断してこの断層面にはほぼ平行な剪断面をひんぱんに持ち破碎された岩石が観察される。

4. 紀伊半島中東部の大規模なデッケ構造

紀伊半島中東部の三波川一秩父帯・三宝山帯は以下に述べる3つの大規模デッケよりなる。

仏像衝上断層に沿って三宝山帯の地層が四万十帯の地層の上に衝上し、仙千代ヶ峰デッケ(新称)を構成する(第1図)。また、宮川衝上断層に沿って、秩父帯の地層が仙千代ヶ峰デッケの上に衝上し、宮川デッケ(新称)を構成する(第1図)。また、神滝断層は宮川地域ではチャートラミナイト層の分布の南縁を限り、地質図上の分布パターンから判断すると直立あるいは南に急傾斜していると考えられる(第2a図)。宮川地域東方の滝原地域では低角度の滝原衝上断層(KIMURA, 1954)に沿って宮川地域から連続するチャートラミナイトを主とする地層が秩父帯および三宝山帯の地層を覆っている。断層のトレースとしては神滝断層と滝原衝上断層は連続しているが、高角度の神滝断層は低角度の滝原衝上断層の西方延長ではなく、衝上断層形成後に形成された断層であると考えられる。同様に滝原の東方でも滝原衝上断層が後の高角度断層によって切られている(KIMURA, 1957)。このように宮川地域のチャートラミナイトも滝原地域と同様、秩父帯の地層の上に衝上したと考えられるので、この衝上体を江馬デッケ(新称)と呼ぶ。

紀伊半島中東部の3つの大規模デッケは、志摩半島西部および紀伊半島中央部の大規模デッケに連続し、紀伊半島中央部から東部にかけて大規模なデッケ構造を形成する(第1図)。すなわち、三波川一秩父帯は、“吉野山”一江馬一滝原デッケ、川上一宮川デッケ；三宝山帯は仙千代ヶ峰一能見坂デッケよりなる。さらに志摩半島西部の秩父帯は龍仙山デッケ、一之瀬デッケよりなる。なお、宮川デッケは志摩半島西部へと連続しないので、宮川デッケと龍仙山デッケ・一之瀬デッケとの関係は明らかでない。

宮川地域西部の秩父帯の海底地すべリデッケ群

1. 層序(第2a, 3図)

本地域では地層は第3図b~dの見かけの層序を示す。そして第3図左端に、化石と構造解析によって決められた本来の層序を示す。地層は下位から上位へ、a, b, c, d, e, f 層の順に整合に重なる。全層厚は約 800—900m である。これらの地層は二疊系〜ジュラ系(?)であり、後述のこれらの地層にはほぼ平行な衝上断層群によって繰り返し分布する。

a 層は主に塩基性火山岩類よりなり、ときにチャート、砂岩、スランプ礫岩をはさむ。本層は宮川貯水池北部から^{きそはら}松原南方にかけて分布する。層厚約 200m。

b 層は主にチャートよりなり、ときに珪質泥岩をはさむ。本層は宮川貯水池北部から松原南方にかけて a 層を囲むように分布する。層厚 50~100m。

c 層は主に砂岩よりなり、ときに石灰質砂岩をはさみ、上部に石灰角礫岩、石灰岩をはさむ。本層は宮川貯水池北部から松原にかけ、a 層、b 層を囲むように分布し、さらに古ヶ丸山及び小栃山周辺にも分布する(第2a, 4図)。層厚約 250m。

d 層は塩基性火山岩類よりなる。本層は小栃山周辺の尾根、松原、松原北方の尾根に分布する。層厚は最大 50m。

e 層はチャートよりなり最下部にときに珪質泥岩をはさむ。本層は古ヶ丸山及び小栃山の周辺、松原東方の尾根、宮川貯水池北部の西方の尾根に分布する。層厚は最大 120m。

f 層は主に砂岩よりなり、ときに砂岩泥岩互層、泥岩をはさむ。本層は古ヶ丸山及び小栃山の周辺、松原東方の尾根、宮川貯水池北部の西方の尾根に分布する。層厚は少なくとも 200m。

2. 岩 質

チャートは一般に層状である。但し、宮川貯水池北部

第3図 柱状図(位置は第2, 5図に示す)

1. スラップ礫岩, 2. 砂岩, 砂岩泥岩互層, 3. 酸性凝灰岩, 4. 泥岩, 5. チャート, 6. 珪質泥岩, 7. 石灰岩, 8. 石灰角礫岩, 9. 塩基性火山岩類. (e, f, g, h, j で対比線が閉じるように引かれた地層はスラップブロックであることが確実なもの。)

f 層は宮川地域東部において f 層に対比される泥岩がジュラ紀中期の放散虫の *Unuma echinatus* (?) を産するのでジュラ系と推定される.

[illegible]

さらにこのデッケ群は以下に述べる事実と推定により、海底地すべりにより形成されたものと考えられる。デッケ間の境界が番屋北東方の斜面で観察される (Loc. 101, 第 2 a 図)。この斜面直下の宮川の河床より斜面上まで約 200m の厚さの砂岩層が存在する。この砂岩層は石灰角礫岩, 石灰岩, 石灰質砂岩, 塩基性火山岩類を伴わないことから f 層に対比される。さらに砂岩層の上に整合に 40 cm~2 m の厚さのスランプ礫岩層が重なる。スランプ礫岩層は後述の宮川地域のスランプ礫岩と同様の産状を示す。このスランプ礫岩層の上に三疊紀コノドントを産する e 層のチャート層が水平に近い断層面を境

1. 砂岩, 砂岩泥岩互層, 2. 泥岩, 3. チャート,
4. 石灰岩, 5. 石灰角礫岩, 6. 塩基性火山岩類.
アルファベット記号の凡例は第2表と同じ.

にして重なる。断層の両側の地層は斜交する(図版 I-1)。境界面はゆるくうねっている。またチャート層の底部にスリッケンサイドが観察されるが、チャート層の最下部は破碎していない。上盤のデッケは長さ 3 km, 厚さ 200m に達する。このような大きなデッケが地層の十分な固結後に形成されたとしたら、デッケの境界に顕著な破碎帯のあることが予想されるが、Loc. 101 では顕著な破碎帯は観察されない。

一方、後述するように宮川地域東部の春日谷、父ヶ谷地域ではスランプ礫岩の細粒部と礫であるチャートブロックとがしばしば後生のものと考えられる断層で接する。そこでは断層の周辺の岩石は破碎されていない。前述の Loc. 101 のデッケ間の境界の断層の特徴はこの春日谷及び父ヶ谷のチャートブロックの周囲に観察される断層の特徴と同じである。また、父ヶ谷地域では破碎帯のない海底地すべり時のものと考えられる断層(後述)の延長部に後生のものと考えられる破碎帯を持った断層が観察される。これらのことからデッケ間の断層もまた本来の海底地すべりによる断層が固化後に再動した(このときにスリッケンサイドができたと考えられる)ものであると考えられる。さらに、古ヶ丸山周辺の各デッケの岩質はほぼ同じであり、デッケがほぼ水平に何枚も積み重なっていることも考えあわせ、デッケ群は岩石が十分に固化していないときに、すなわち海底地すべり時に形成されたと考えられる。

なお筆者はデッケ間の断層を上述のような野外での産状、デッケ群の分布形態・規模から判断して、破碎帯を伴わない断層(例、父ヶ谷 Loc. 118)は海底地すべり時のもので、破碎帯を伴う断層(例、宮川地域西部 Loc. 101; 父ヶ谷地域 Loc. 119, 120)は海底地すべり面が十分な固化後に再動した後生断層と考えた。

上記の海底地すべりデッケ群の一枚のデッケは 50~300 m の厚さを持ち、走向方向には数 100 m~3 km 追跡できる(第 2a 図)。一方番屋南方約 1 km の宮川沿いのルートに南傾斜したチャート、泥岩、砂岩よりなる長さ約 300m の岩体が存在する(第 2a 図)。この岩体は周囲のほぼ水平で、1~3 km 連続するシート状のデッケとは異なり地質図の分布から判断するとブロック状を呈しているのでオリストリスといいうる。

宮川地域東部秩父帯のオリストストローム

1. 層序(第 2a, 3 図)

宮川地域東部にはオリストストロームが分布し、地層は本来の層序を失っているが、詳細な時代決定と構造解

析の結果、第 3 図中央に示した本来の層序が得られた。地層は上部石炭系~中部ジュラ系よりなり、下位から上位へ、A, B, C, D, E, F 層の順に重なる。全層厚 1400 ± m.

A 層は主に石灰岩、チャート、砂岩泥岩互層、塩基性火山岩類よりなり、ときに砂岩、泥岩、スランプ礫岩をはさむ。本層は春日谷南部、島谷南部、唐子川上流に分布する。層厚は約 700m と推定されるが、同一層準の地層の繰り返しの可能性が残るので、本来の層厚はもう少し薄いかもしれない。

B, C, D, E, F 層は時代・岩質から判断してそれぞれ宮川地域西部の a, b, c・d, e, f 層に対比される(第 3 図)。以下に各層の分布域を記す。B 層は春日谷中央部、滝谷、島谷南部、唐櫃谷上流、蘭川上流、唐子川上流・中流、笠木川上流の北方の尾根に分布する。層厚数 10~100m。C 層は島谷北部・東部、唐子川中流に分布する。層厚 50~80m。D 層は春日谷中央部、龍頭山周辺、総門山南方の山頂周辺、唐子川中流に分布する。層厚 100~200m。E 層は春日谷北部・中央部、島谷中央部、滝谷、総門山南方の尾根、唐子川、笠木川に分布する。層厚 50~100m。F 層は春日谷北部・中央部、島谷中央部、総門山南方の尾根、唐子川、笠木川などに分布する。層厚約 200m。

宮川地域東部の各種岩石の岩質は宮川地域西部の対応する岩石の岩質に類似する。以下に主な相違点、特徴を述べる。唐子川上流では、E 層のチャート中に石灰岩とチャートの互層がはさまれる。D 層中の礫岩は泥岩あるいは砂質泥岩を基質とし数 mm~数 10 cm の大きさの泥岩、チャート、石灰岩、泥岩の円レキを含む。

次に時代を記す。A 層の石灰岩は後期石炭紀中期の *Chaetetes tungshanensis* を産する(第 1 表)。B 層の石灰岩は二疊紀前期(?)の *Pseudofusulina*(?) sp. を産する(第 1 表)。C 層のチャートは *Anchignathodus* cf. *minutus* などの二疊紀コノドントを産する(第 1 表)。D 層は宮川地域西部の c 層及び d 層に岩質上対比され、上部二疊系と推定される。E 層のチャートは三疊紀コノドント(Koike, 1981)を産する(第 2 表)。F 層の泥岩はジュラ紀中期の放散虫の *Unuma echinatus*(?) を産する(第 3 表)。

2. オリストストローム

宮川地域東部に分布するオリストストロームはマイクロプレッチャの基質と多くのギガ~S サイズ* のスランプブロック(オリストリス)との集合体である。L サイズ

* レキの大きさは木村他(1978)の分類に従う; S サイズ=1 m 以下, M サイズ=1~10 m, L サイズ=10~100 m, メガサイズ=100 m~1 km, ギガサイズ=1 km 以上。

第3表 放散虫のリスト(産出地点は第2, 5図に示す)

Locality	74	75	76	77	78	79	80
<i>Diacanthocapsa</i> cf. <i>ancus</i> (Foreman)						X	
<i>D. asiatica</i> (Ichikawa)					X		
<i>D. sp.</i>						X	
<i>Gongylothorax</i> cf. <i>verbeeki</i> (Tan Sin Hok)						X	
<i>G. sp.</i>					X		
<i>Tricolocapsa</i> cf. <i>plicarum</i> Yao			X				
<i>T. cf. ruesti</i> Tan Sin Hok			X	X	X	X	X
<i>T. spp.</i>	X						
<i>Sethocapsa</i> sp.							X
<i>Squinabollum</i> (?) sp.						X	X
<i>Stichocapsa</i> <i>convexa</i> Yao			X		X	X	X
<i>S. cf. subjucunda</i> Ichikawa						X	X
<i>S. spp.</i>				X	X	X	X
<i>Lithocampe</i> spp.				X		X	X
<i>Podobursa</i> (?) sp.				X		X	X
<i>Protunuma</i> cf. <i>fusiformis</i> Ichikawa & Yao						X	X
<i>Unuma</i> <i>echinatus</i> Ichikawa & Yao						X	X
<i>U. typicalis</i> Ichikawa & Yao						X	X
<i>U. sp. A</i>	X						
<i>Archaeodictyomitra</i> spp.				X	X	X	X
<i>Dictyomitra</i> spp.				X	X	X	X
<i>Eucyrtidium</i> sp.	X						
<i>Hsuum</i> spp.	X				X		
<i>Napora</i> sp.	X						
<i>Parvicingula</i> (?) spp.	X				X	X	X
<i>Saitoum</i> sp.						X	
<i>Archaeospongoprunum</i> spp.				X	X	X	X
<i>Tripocyclia</i> spp.			X	X	X	X	X
<i>Staurospraera</i> sp.				X			
<i>Praeocnecaryomma</i> sp.						X	X
<i>Amphibrachium</i> sp.					X		
<i>Paronaella</i> sp.				X			
<i>Crucella</i> spp.				X		X	X
<i>Angulovracchia</i> spp.				X	X	X	X
<i>Tritrabs</i> cf. <i>ewingi</i> (Pessagno)						X	X
<i>T. spp.</i>						X	X
<i>Tetratrabs</i> sp.						X	X
<i>Spongosaturnalis</i> (?) cf. <i>suboblongus</i>						X	
<i>Pantanelium</i> sp.	X						

以上のオリストリスは主にチャートよりなり,他に砂岩,塩基性火山岩類,石灰岩,泥岩,砂岩泥岩互層,スランブ礫岩などからなる。これらオリストストロームの露頭における観察を以下に述べる。露頭の記載のときは,「オリストストローム」ではなく,「スランブ礫岩」の語を用いる。

スランブ礫岩は一般にマイクロブレッチャを基質とし,主に S-L サイズの砂岩を礫とし,ときに M-L サイズのチャートを礫として持つ。礫と基質との境界面は不規則に咬み合っていることが多い。また,砂岩礫にはしばしば不規則に割れ目が入り,その割れ目を基質のマイクロブレッチャがうめっている。さらに砂岩のレンズ状の礫は膨縮し剪断面なしに著しくその厚さを変える場合がある。これらの組織は岩石が未固結~半固結時にスランブしたことを示すと考えられる。また基質中には数 cm 間隔のほぼ平行な破断面が存在することが多い。

唐子川上流の林道に沿いマイクロブレッチャを基質とし, M-S サイズのチャートを礫として持つスランブ礫岩が観察される (Loc. 102, 第 2 a 図) (図版 I-2)。このスランブ礫岩では礫のチャートと基質との境界は不規則な凹凸を持つ面であることが多く,両者の境界には断層は存在しないが,両者の層理面はわずかに斜交する。

春日谷中流部では三畳紀コノドントを産するメガ~M

サイズのレンズ状またはシート状のチャートブロックが存在する (第 2b 図)。チャートブロックにはさまれて分布する泥岩はジュラ紀中期の放散虫を産する。L-サイズのチャートブロックと S サイズの礫を含むスランブ礫岩との境界は Loc. 103 で観察される (第 2b 図) (図版 I-4)。両者の境界では層理面は斜交し図版に示したように凹凸のある面で接している。境界面付近ではスランブ礫岩の基質の層理は境界面にほぼ平行になっている。境界面付近のチャートの単層はレンズ状になっている。このような産状は,唐子川上流 (Loc. 102) でのスランブ礫岩中のチャートの礫と基質との境界面およびその付近の産状と類似する。このチャートが走向方向に連続性が悪くスランブブロックと考えられることも考えあわせ,両者の境界はスランブ時の接触関係をとどめているものと考えられる。同じルートの Loc. 104 (第 2b 図) でもスランブ時の接触関係を保存している境界が観察される。また単一の地層中にもスランブ時の断層が観察される (Locs. 110, 111) (第 2 a, b 図)。たとえば,春日谷の Loc. 110 ではスランブ礫岩中にスランブ時の断層が存在する (図版 I-5)。断層に沿う岩石は破碎されていず,ゆ着したような見かけを呈する。

次にオリストストローム形成後に変位したスランブ時の接触関係をとどめていない境界について述べる。Loc. 105 (第 2b 図) (図版 I-3) ではメガサイズのチャートブロックが断層をもって S サイズ礫よりなるスランブ礫岩の上にのる。両者の境界では地層は斜交する。この断層から派生する断層がチャートブロックを切っている。なおこれらの断層に沿い地層は破碎していない。この他にオリストストローム形成後の断層が異種岩体の境界に存在する例が Locs. 106, 107, 108, 109 などでも観察される (第 2b 図)。

滝谷付近には,岩質から下部二畳系の B 層に対比される塩基性火山岩類中に三畳紀コノドントを産するブロック状の灰白色のチャートが存在する。このブロック状チャートは見かけ上下位の塩基性火山岩類とは約 5 m の厚さのスランブ礫岩を介して接する。また見かけ上上位の塩基性火山岩類との関係は不明である。この三畳系のブロック状のチャートはスランブ時に下部二畳系の塩基性火山岩類中にはさみこまれたものと考えられる。

次にブロック中に本来の層序が部分的に保存されている場合について述べる。このことは地層の累重関係の観察及び宮川地域西部の層序との対比により明らかになった。島谷南部,唐子川上流ではチャート層 (三畳系) の下位にときに石灰岩層 (二畳系) が存在する (第 2 a, 3 図)。

島谷北部、唐子川中流、唐櫃谷ではチャート層(二畳系)の下に塩基性火山岩類(下部二畳系)が存在する。春日谷中央部、総門山南方の尾根ではチャート層(三畳系)の下に礫岩、薄い塩基性火山岩類(二畳系)が存在する(第2a, b 図)。これら本来の層序をほぼ保った岩体はシート状であることが多い。とくに宮川地域東部の北東部には長さ約1kmのシート状のブロックが存在し、これらはデッケという言葉で表現してもよい。

父ヶ谷地域・吉野川上流域の秩父帯の

デッケ群・オリストストローム

本地域の地層は宮川地域西部の e, f 層に対比され、岩質は宮川地域の岩質とほぼ同じであるが、宮川地域にみられる岩石の他、e 層に苦灰岩とチャートの互層が、f 層に酸性凝灰岩がはさまれる。苦灰岩とチャートの互層は父ヶ谷地域の北谷源頭近くのチャートブロック中に、酸性凝灰岩は父ヶ谷地域の南谷左岸の林道沿い及び吉野川上流域の北股川流域にみられる(第5, 6 図)。本地域の e 層のチャートは三畳紀コノドントを産し(第2表)、f 層の泥岩はジュラ紀中期の放散虫を産する(第3表)。

父ヶ谷地域にはオリストストロームとデッケとが一体になって存在する(第5図)。父ヶ谷地域のオリストストロームはマイクロブレッチャの基質とチャート、砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩などのメガ〜Sサイズのスランプブロックからなる。スランプ時の接触関係を保存している異種岩体間の境界が Locs. 112, 113, 114, 115 などで観察される(第5図)。一方、スランプ時の境界が保存されていず、異種岩体同士が断層が接するのが Locs. 116, 117 などで観察される。

父ヶ谷地域には少なくとも3つのデッケが存在する

第5図 父ヶ谷地域地質図

1. スランプ礫岩, 2. 砂岩, 砂岩泥岩互層, 3. 酸性凝灰岩, 4. 泥岩, 5. チャート。

第6図 吉野川上流域地質図(一部志井田(1962)による)

1. スランプ礫岩, 2. 砂岩, 砂岩泥岩互層, 3. 礫岩, 4. 酸性凝灰岩, 5. 泥岩, 6. チャート, 7. 塩基性火山岩類, 8. 四万十累層群, 9. 酸性貫入岩。

(第5図)。デッケの走向方向の長さは少なくとも2km、厚さは数10~100m程度である。南谷の最も東側に位置するデッケはe層のチャートよりなる。南谷の東から2番目のデッケはe層のチャート及びf層の泥岩、酸性凝灰岩からなる。さらに北谷のデッケはe層のチャートからなる。

デッケ間の境界は Loc. 118 で観察される(図版I-6)。そこでは泥岩層の上にチャート層が断層をもって重なっている。両者の境界では地層は斜交するが、チャー

第7図 断面図

1. スラソンプ礫岩, 2. 砂岩, 砂岩泥岩互層, 3. 泥岩, 4. チャート, 5. 珪質泥岩, 6. 石灰岩, 7. 石灰角礫岩, 8. 塩
基性火山岩類, 9. 四万十果層群, 10. 三波川帯の地層.

ト・泥岩のいずれも破碎されていない。上盤のチャート層は最下部約 15m にわたって単層が破断面を伴わずにレンズ状になる一方、単層の厚さが横方向に数 10 cm の間隔でも変化する。このような組織は岩石が十分に固結していないとき、すなわちスランプ時に形成されたと考えられる。一方スランプ時に形成された断層の延長部に海底地すべり後に再動したデッケ間の境界が Loc. 120 で観察される。同様に海底地すべり後に再動したデッケ間の境界が Locs. 119, 121 で観察され、Loc. 119 ではスランプ礫岩層の上にチャート層が重なる。両者の境界に沿い地層はわずかに斜交する。断層に沿い 10~20 m の幅の断層ガウジが存在する。

吉野川上流域では三之公川^{さんこう}及び北股川下流域にオリストストロームが、北股川上流域に海底地すべりデッケが存在する(第 6 図)。海底地すべりデッケ形成後に再動したと考えられるデッケ間の境界が Loc. 122 において観察される。

三宝山帯のオリストストローム

三宝山帯では地層は下位から上位へと α , β , γ 層の順に重なり、上部二畳系~上部(?)ジュラ系よりなる(第 3 図)。 α 層は塩基性火山岩類、チャート、石灰岩よりなる。 β 層はチャートより、 γ 層は砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩よりなる。化石は α 層中の石灰岩より紡錘虫が(第 1 表)、 β 層中のチャートより三畳紀コノドントが(第 2 表)、 γ 層中の泥岩よりジュラ紀中期放散虫(第 3 表)が発見された。宮川地域では地層は半波長 1.5 km 以上の向斜・衝上断層により繰り返し分布する(第 2a, 7 図)。大杉峡谷地域にはこれらの地層より構成されるオリストストロームが分布する(第 8 図)。海底地すべり時の接触

第 8 図 大杉峡谷地域地質図

1. スランプ礫岩, 2. 砂岩, 砂岩泥岩互層, 3. 礫岩, 4. 泥岩, 5. チャート, 6. 石灰岩, 7. 塩基性火山岩類, 8. 四万十累層群。

関係を保存している異種岩体間の境界が Locs. 123, 124, 125, 126, 127 で、海底地すべり時の原型が保存されていて、異種岩体が断層で接するのが Locs. 128, 129 で観察される。

秩父帯のデッケ群・オリストストロームの形成

1. デッケ群とオリストストロームの関係

父ヶ谷地域の南谷北西方から北谷周辺にかけてデッケとオリストストロームが一体となって存在する(第 5 図)。宮川地域西部のデッケ群と宮川地域東部のオリストストロームとの直接の関係は明らかでない。しかしながらオリストストローム中にデッケといいうる岩体が存在する(前述)。またデッケ群の発達する宮川地域西部にオリストリスといいうる岩体が存在する(前述)。よって宮川地域西部のデッケ群と宮川地域東部のオリストストロームとは互いに漸移すると考えられる。このようにデッケ群とオリストストロームとは密接な関係を持って形成されたと考えられる。おそらく、海底地すべりの際に、地すべり体の中でより崩壊の進んだ部分がオリストストロームを形成するに至ったと考えられる(第 9 図)。

Kano(1979)は美濃地域の三畳系~ジュラ系のデッケ・オリストストロームの成因に言及し、その地層は南から北へ大規模に海底地すべりしてできたもので、地すべり体(デッケ)の先端が崩壊してオリストストロームを形成したとしている。本地域の地層もこれと良く似たプロセスで作られたと考えられる。

2. 形成の時期

宮川地域東部・父ヶ谷地域において、デッケ群・オリストストロームを構成する最も新しい地層の時代はジュラ紀中期である。一方、白亜紀前期には九州・四国の黒瀬川帯の内部あるいはその北方に領石層群、物部川層群などの陸棚層あるいは半海成~浅海成層が堆積した。これらの碎屑物は北方の原日本脊梁から供給されたと推定されている(Kobayashi, 1941, 木村, 1979a)。また黒瀬川帯を特徴づけるシルル系や花コウ岩類・蛇紋岩及び上部ジュラ系、下部白亜系は紀伊半島では西端と東端のみに分布し(平山・田中, 1956b; 浜田, 1963), 中央部には分布しない。しかしながら、木村(1979b)が述べたように紀伊半島中央部ではそれらはかつて大規模なデッケ(下部白亜系堆積後に形成)を構成し、東端と西端を結ぶ線上に分布していたが、現在は剝離され分布しないものと考えられる。すなわち紀伊半島中東部の秩父帯にも、他の地域の秩父帯と同様、白亜紀前期には北方から碎屑物の供給を受けた領石層群、物部川層群が堆積したと考

第9図 海底地すべりデッケ群とオリストストロームとの関係を示す模式図(宮川地域の東西方向の模式図。同様の関係が南北方向にも見られる)

えられ、そこはデッケ群・オリストストロームを形成する場ではなかったと考えられる。したがって、秩父帯のデッケ群・オリストストロームの形成時期はジュラ紀中・後期のある時期であると考えられる。

3. 他の地域の地層との関連

紀伊半島中東部西方の紀伊半島中央部には緩傾斜のチャート層と砂岩層との“厚互層”が広く分布する(志井田, 1962; 牧野, 1976)。また大和大学研究グループ(1981)により、紀伊半島中央部では地層はジュラ紀中・後期以降に再配列し、異なる時代の異種岩体同士が堆積接触関係を示す場合があることが明らかにされた。したがって紀伊半島中央部にも本地域と同様なデッケ群・オリストストロームが分布すると考えられる。

紀伊半島中東部東方の志摩半島西部の一之瀬デッケには、長さ数 100m~1 km, 厚さ数 10m のチャート、石灰岩、塩基性火山岩類などの岩体が含まれている。これらはレンズ状の地層、あるいは南北走向の断層によって切られた地層であるとされた(KIMURA, 1957)。これらの地層の分布パターンは宮川地域東部のオリストストロームのブロックの分布パターンに類似する。山路(1981 MS)は龍仙山北方の一之瀬デッケの地層はオリストストロームよりなるとした。これらから一之瀬デッケの地層もまたオリストストロームである可能性が高い。

さらに秩父帯の他の地域でもジュラ紀中・後期のある時期に再配列した可能性のある地層が紀伊半島西部(市川他, 1981)、四国中央部(剣山層群)(磯崎, 1981)においてすでに報告されている。

4. デッケ群・オリストストロームの起源

秩父帯のデッケ群・オリストストロームは紀伊半島中央部から東部にかけて東西に長く分布し、さらに同様な地層が四国の秩父帯にも分布すると推定されるので、こ

れらのデッケ群・オリストストロームの起源は秩父帯の北方あるいは南方に求められる(第10図)。

宮川地域では古斜面の方向を示すデータが桧原北方の宮川の河床(西南西↔東北東)と島谷南西部(北北西↔南南東)において得られている。しかしながら十分な数のデータではないのでこれだけから古斜面の議論はできない。

(i) 起源は北方である可能性

三波川帯の地層の時代は三畳紀に達するので(松田哲夫, 1978; 須鎗他, 1980)、それらとデッケを構成する三畳紀のチャート層とは一部同時異相である。一方デッケ群・オリストストローム中にはチャートラミナイトなどの三波川帯起源の地層は含まれない。従ってデッケ群・オリストストロームの起源を北方に求めるとすると、それは現在の三波川帯と秩父帯との間の現在地表では見られない地帯であり、一部江馬―滝原デッケに現在覆われていると考えられる(第10図)。一方、このさらに北方にはジュラ紀後期～白亜紀に原日本脊梁が存在した。起源はジュラ紀中・後期における原日本脊梁の隆起初期の段階の南側斜面に求められる。なおデッケが集積したのは原日本脊梁と陸棚層の島ノ巣層群が堆積した黒瀬川地帯との間の海域であったと考えられる。

(ii) 起源は南方である可能性

起源を南方に求める場合、ジュラ紀中・後期に黒瀬川地帯に高まりが存在したとして、その北側の斜面が起源である可能性がある(第10図)。宮川地域西部のa層の厚い塩基性火山岩類は、四国・九州の黒瀬川帯周辺にみられる二畳紀前期・中期の塩基性火山岩類に相当するかもしれない。さらに宮川地域西部のc層の石灰角礫岩は黒瀬川地帯周辺にみられる二畳紀後期の休場型礫岩に類似する。他方確実に黒瀬川地帯や上部ジュラ系島ノ巣層

第 10 図 秩父帯のデッケ群・オリストストロームの起源を示す模式図(ジュラ紀中・後期、ただしジュラ紀中期には鳥ノ巣層群は堆積していない、ジュラ紀後期以降、三宝山地向斜南縁の高まりの北斜面にオリストストロームが堆積) a) 北方起源、b) 南方起源。

群起源と認定される岩石は紀伊半島中東部にはみられない。よって起源は鳥ノ巣層群の堆積の場より北方であろうと考えられる(第 10 図)。なお鳥ノ巣層群堆積以前のジュラ紀中期にデッケ群・オリストストロームが形成された可能性も否定できない。一方紀伊半島西端の湯浅北方では黒瀬川帯起源の礫を含む礫岩(前島・吉倉, 1976)が南傾斜のスラスト構造に参加している(市川他, 1981)。このこともデッケ群・オリストストロームが南方起源であることを支持する。

現在のところデッケ群・オリストストロームの起源について以上の 2 つの可能性があるがそのどちらなのか決めることはできない。

5. 三宝山帯のオリストストロームの形成

最後に三宝山帯のオリストストロームの形成について触れる。

形成時期：宮川地域ではジュラ紀中期の泥岩層の上にジュラ紀後期の可能性の大きい厚い砂岩層が重なる(第 3 図 1)。大杉峡谷地域のオリストストローム中の砂岩層、泥岩層は化石を産しないが、岩質から宮川地域のジュラ系に対比される。よって形成時期はジュラ紀後期以降の可能性が大きい。

起源：宮川地域の三宝山帯北部には、もとの堆積時の層序を保って褶曲したと考えられる三疊系～上部(?)ジュラ系が分布する。したがって、それより北側の黒瀬川地帯にはその起源を求められない。また三宝山地向斜内部にはジュラ紀に高まりのあったという報告はない。一方、四国・九州では三疊紀後期に三宝山地向斜南縁部に高まりがあった(KIMURA, et al., 1975)。そのような高まりが紀伊半島の三宝山帯に存在し、それがジュラ紀にも存在したとすると、そのような高まりの北側の斜面に起源が求められるかもしれない。

ま と め

1. 古生代後期～中生代の地向斜堆積物が紀伊半島中東部の三波川一秩父帯・三宝山帯に分布する。3 つの大規模な衝上断層がこれらの地層を南方へと移動させ、大規模なデッケ構造(北から南へ、江馬デッケ、宮川デッケ、仙千代ヶ峰デッケよりなる)を形成する。

2. 紀伊半島中東部の 3 つの大規模なデッケは志摩半島西部あるいは紀伊半島中央部の大規模デッケに連続し、北から南に向かって、“吉野山”—江馬—滝原デッケ、川上一宮川デッケ、仙千代ヶ峰—能見坂デッケの 3 つのより大きな規模のデッケを構成する。

3. 宮川デッケを構成する秩父帯の地層は海底地すべりデッケ群・オリストストロームよりなる。デッケ群とオリストストロームは密接な関係を持って形成されたと考えられる。それらはジュラ紀中・後期のある時期に北方(原日本脊梁の南側の斜面)あるいは南方(黒瀬川地帯の北側の斜面)のいずれかから移動してきたと推定される。

4. 三宝山帯の南部の大杉峡谷地域にもオリストストロームが存在し、ジュラ紀後期以降のある時期に南方(三宝山地向斜の南縁)から移動してきたものと推定される。

謝辞 本研究を行うにあたり、筆者は東京大学花井哲郎教授には終始御指導を仰ぎ粗稿を読んでいただいた。東京大学木村敏雄名誉教授には多くの有益な御助言をいただいた。東京大学吉田鎮男助教授、東京大学村田明広博士からは多くの有益な御助言をいただき、粗稿を読んでいただいた。横浜国立大学小池敏夫助教授、兵庫教育大学小沢智生助教授にはコノドント、紡錘虫・サンゴを鑑定していただき多くの御教示を受けた。横浜国立大学

高島清行氏には放散虫の一部を鑑定していただいた。東京大学伊藤谷生博士をはじめ同大学地質学教室の多くの方々に有益な御助言をいただいた。これらの方々に深く感謝する。

文 献

- 荒木慶雄・山田 純・小林正範・村田正文, 1956: 三重県大杉地方の地質。三重大教育研紀要(自然科学), no. 15, 1-4.
- 浜田隆士, 1963: 三重県五ヶ所一安楽島構造線について。地質雑, **69**, 208-209.
- 平山 健・神戸信和, 1959: 5万分の1地質図幅「高野山」および同説明書。地質調査所。
- ・田中啓策, 1956a: 5万分の1地質図幅「動木」および同説明書。地質調査所。
- ・———, 1956b: 5万分の1地質図幅「海南」および同説明書。地質調査所。
- 市川浩一郎・前島 渉・八尾 昭, 1981: 紀州西部の秩父累帯。中生代造構作用の研究, no. 3, 9-23.
- 飯塚保五郎, 1932: 7万5千分の1地質図幅「野後」および同説明書。地質調査所。
- 磯崎行雄, 1981: 徳島県中央部雲早山西方秩父累帯北帯剣山層群。中生代造構作用の研究, no. 3, 25-32.
- KANO, K., 1979: Giant *Deckenpaket* and olistostrome in the eastern Mino district, Central Japan. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, Sec. II, **20**, 31-59.
- KIMURA, T., 1954: The discovery of the low angle thrust, along the Mikabu line in eastern Kii Peninsula, Western Japan: Description of areal geology and sedimentary rocks. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **2**, 173-190.
- , 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.*, **7**, 329-342.
- 木村敏雄, 1979a: 日本列島—その形成に至るまで—II上。916p. 古今書院, 東京。
- , 1979b: 秩父地帯斜に関する研究の現状と課題。日本地質学会討論会講演要旨, 63-68.
- ・恒石幸正・吉田鎮男, 1978: 海底地すべり堆積物の堆積形態の分類。日本地質学会第85年学術大会講演要旨, 430.
- KIMURA, T., YOSHIDA, S. and TOYOHARA, F., 1975: Paleogeography and earth movements of Japan in the Late Permian to Early Jurassic Sambosan stage. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, Sec. II, **19**, 149-177.
- KOBAYASHI, T., 1941: The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of Japanese Islands. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, **5**, 219-578.
- KOIKE, T., 1981: Biostratigraphy of Triassic Conodonts in Japan. *Sci. Reps., Yokohama Natl. Univ.*, Sec. II, no. 28, 25-42.
- , IGO, H., TAKIZAWA, S. and KINOSHITA, T., 1971: Contribution to geological history of the Japanese islands by the conodont biostratigraphy. Part II. *J. Geol. Soc. Japan*, **77**, 165-168.
- 栗本史雄, 1982: 和歌山県高野山南西方のいわゆる秩父系—上部白亜系花崗層—。地質雑, **88**, 901-914.
- 前島 渉・吉倉紳一, 1976: 和歌山県湯浅北方のペルム系浮石層の礫岩。地質雑, **82**, 643-654.
- 牧野泰彦, 1976: 紀伊山地中央部柏木地域の秩父系の層序の再検討。地質雑, **82**, 297-310.
- MATSUDA, F., 1983MS: Submarine sliding *decken* and olistostrome of the Chichibu Terrain in eastern Central Kii, Southwest Japan. *Master thesis, Univ. Tokyo*, 156p.
- 松田哲夫, 1978: 四国中央部三波川南縁帯石灰質片岩よりトリアス紀中・後期コノドント化石 *Metapolygnathus* の発見。地質雑, **84**, 331-333.
- 志井田功, 1962: 紀伊山地中央部における秩父帯および日高(四万十)累帯の層位学的構造地質学的研究。名大教養紀要, no. 6, 別冊 1, 1-58.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐, 1980: 四国西部三波川帯主部よりの後期三疊紀コノドントの発見。地質雑, **86**, 827-828.
- 富永良三・横山忠正, 1982: 徳島県沢谷地域の秩父帯の地質構造。日本地質学会第89年学術大会講演要旨, 558.
- 山北 聡, 1982: 徳島県沢谷付近の塩基性海底火山岩類分布区域における海底地すべりデッケ。日本地質学会第89年学術大会講演要旨, 563.
- 山際延夫・坂 幸恭, 1967: 志摩半島東部の中・古生界。地質見学案内書, 24p.
- 山路 隆, 1981MS: 三重県度会郡南勢町の秩父帯中のオリストストローム。静大教育, 卒論, 37p.
- 大和大峯研究グループ, 1981: 紀伊山地中央部の中・古生界。第35回地団研大阪総会巡検案内書, 88p.
- 八尾 昭・松岡 篤・中谷登代治, 1982: 西南日本のトリアス紀・ジュラ紀放散虫化石群集。第1回放散虫研究集会論文集, 大阪微化石研究会誌特別号, no. 5, 27-44.
- 吉田鎮男, 1981: チャートラミナイト: 岩石学的記載と本邦地帯斜における産状。地質雑, **87**, 131-141.

図 版 説 明

第 I 図版

1. デッケ間の境界にみられる断層(番屋北東, Loc. 101).
2. スランプ礫岩・チャート礫とマイクロプレッチャよりなる(唐子川上流, Loc. 102).
3. メガサイズのチャートブロックとスランプ礫岩との境界にみられる断層(春日谷, Loc. 105).
4. Lサイズのチャートブロックとスランプ礫岩との境界(春日谷, Loc. 103).
5. スランプ礫岩中にみられるスランプ時の断層(春日谷, Loc. 110).
6. デッケ間の境界にみられる断層・スランプ時の原型を保存(父ヶ谷地域, Loc. 118).