古期中央構造線としての佐志生断層の前期漸新世におけるtop-to-the-west 斜め衝上運動*

Early Oligocene top-to-the-west motion along the Sashu fault, a low-angle oblique thrust of the Paleo-Median Tectonic Line, east Kyushu, Japan*

Abstract

山北 聡** 伊藤谷生***
田中秀実**** 渡辺弘樹*****
Satoshi Yamakita**, Tanio Ito***,
Hidemi Tanaka****
and Hiroki Watanabe*****

1995年7月24日受付.

1995年11月7日受理.

** 宮崎大学教育学部地学教室.

Department of Earth Sciences, Faculty of
Education, Miyazaki University, Miyazaki
889-21, Japan

*** 千葉大学理学部地球科学教室.

Department of Earth Science, Faculty of
Science, Chiba University, Chiba 263, Japan

**** 愛媛大学理学部地球科学教室.

Department of Earth Science, Faculty of
Science, Ehime University, Matsuyama 780,
Japan

***** 中央開発株式会社北陸支店.

Hokuriku Branch, Chuo Kaihatsu Co. Ltd., 3-
1-21 Horinouchi-minami, Niigata 950, Japan

The Sashu fault juxtaposes Sambagawa metamorphic rocks (footwall) against the upper Cretaceous Onogawa Group (hanging wall). The fault dips southward, and runs ENE through the southern part of the Saganoseki Peninsula. Precise structural analyses of shear zones of the Sashu fault and restoration of the Sashu fault to its original attitude make clear that the Onogawa Group was thrust over the Sambagawa metamorphic rocks in a top-to-the-west sense along a gently N-dipping fault surface. As the ratio of horizontal to dip slip is about 2, the Sashu fault was a very oblique thrust. The last motion along the Sashu fault is estimated to have occurred in the early Oligocene (33 to 35 Ma) from K-Ar dating of gouges of the Sashu fault. As was suggested by Isozaki and Maruyama (1991), the Sashu fault was part of the Paleo-Median Tectonic Line. It was activated as a low-angle oblique thrust in the early Oligocene, and then was split from the main part of the Median Tectonic Line after the uplift of the Sambagawa metamorphic rocks in the Saganoseki Peninsula. Thus at present the Sashu fault dips southward, appearing to be an oblique normal fault, whereas the main part of the Median Tectonic Line has preserved its original attitude in the Beppu Bay north of the Saganoseki Peninsula, as clearly seen from seismic profiles (Yusa et al., 1992).

Key words: Median Tectonic Line, Sashu Fault, Onogawa Group, Sambagawa metamorphic rocks, Saganoseki Peninsula, oblique thrust, foliated gouge, K-Ar dating

はじめに

九州佐賀関半島の南から九州中央部にかけて、上部白亜系大野川層群(松本, 1936)が北東-南西方向に分布する(第1図)。この大野川層群は、和泉層群と類似した岩相と構造を有することから、堆積環境の類似性が推定されていた(江原, 1921; Yehara, 1924)。しかし、和泉層群が中央構造線をはさんで三波川変成岩類の北側に位置し、いわゆる内帯に属しているのに対して、大野川層群は三波川変成岩類の南側に分布しているために、大野川層群の堆積場については以前からさまざまな議論があった。とりわけ、大野川層群中に見いだされる変成岩の巨礫が、佐賀関半島に分布する三波川変成岩類を起源としていると考えられていたため、大野川層群の堆積場についてはかなり苦しい解釈が要求されていた。大野川層群について詳細な研究を行った寺岡(1970, 1977)は、大野川層群が領家帯の岩石と三波川変成岩類の双方にまたがってそれぞれ不整合に堆積したものであると考えた。大野川層群中に見いだされる変成岩の巨礫の起源を三波川変成岩類と

考える以上、この寺岡の考えへの対案は難しい。

これに対し、大野川層群中の結晶片岩礫の年代を測定したIsozaki and Itaya (1989)は、この考えに重大な疑問を投げかけた。彼らは、結晶片岩の年代が182~199 Maに集中することを示し、結晶片岩礫の起源が三波川変成岩類ではなくむしろ三郡変成岩類であると考えた方が合理的であると結論づけた。このことは、必然的に、大野川層群が三波川変成岩類の上に不整合で重なるという従来の考え方を否定することになる。こうして磯崎・丸山(1991)は、大野川層群は三波川変成岩類に衝上していると推察した。一方、寺岡ほか(1992)は、この三郡変成岩類起源と考えられる礫の供給源について、三波川変成岩類の上位にナップとして存在していたものであろうと推定し、大野川層群が三波川変成岩類に対して現地性であるとする考えを崩していない。

大野川層群と三波川変成岩類とは、現在では佐志生断層(寺岡, 1970)と呼ばれる断層によって境されている(第2図)。筆者らはこの度、佐志生断層の新断層露頭を三波川変成岩類分布域の西縁に近い大分市南部の榎峠で観察する機会を得、衝上運動の方向も含めて解析した。さらに、寺岡(1970)

* 日本地質学会第98年学術大会(愛媛大学)にて一部講演。

第1図. 四国西部-九州の中央構造線周辺地質概略図.

第2図. 佐賀関半島周辺地質概略図. 首藤 (1953), 寺岡ほか (1992), 宮崎・吉岡 (1994) より編図.

第3図. 榎峠露頭および周辺の断層露頭位置図. 国土地理院発行 1:25000 地形図「戸次本町」. 黒丸の地点で断層が確認される. A 地点が, 今回工事に伴って出現した露頭.

によって報告された, 臼杵市北方の臼杵湾内黒島における佐志生断層の模式露頭についても再検討を行った. その上で, 佐賀関半島の隆起による後生的変形を除去すると, 両露頭はほぼ同一の面方向と運動センスを有する断層を構成することが明らかとなった.

本論においては, これらを報告すると同時に, 佐志生断層が古期中央構造線の一部であることを論ずる. さらに, 最近

発表された別府湾, 伊予海峡のマルチチャンネル地震探査結果(由佐ほか, 1992)とあわせて, 豊後水道および九州東部における中央構造線問題についても議論する.

佐志生断層の運動センスと変形様式

(1) 榎峠における新断層露頭

【露頭概説】

大分市梅ヶ丘ニュータウン北方の旧道, 榎峠付近で行われた配水池工事に伴って, 三波川変成岩類と大野川層群の境界断層が新たに出て現した(第3図のA地点. 現在は失われている). 断層は北西走向であり, 緩く南西に傾斜している. 上盤は大野川層群の砂岩勝ち砂岩泥岩互層で, 下盤は三波川変成岩類の緑色片岩である. 両者の間には幅およそ2~3mの破碎帯が認められる. 工事現場に現れたいくつかの断層露頭, および榎峠周辺のいくつかの断層露頭をつなぐと, 境界断層の走向はおよそ $N60^{\circ}W$, 傾斜は $20^{\circ}S$ となる.

工事の過程で出現した山肌では見事な断層破碎帯(図版I-1, 2)が出現し, 特に許可を得て詳細に観察することができた. その破碎帯を模式的に示したものが第4図である. 破碎帯にはそれを区分する F_1 から F_6 までの平行性と連続性のよい断層が認められ, それらの断層面をステレオネット上に投影すると, 走向 $N57^{\circ}W$, 傾斜 $20^{\circ}S$ 付近に集中する(第5図). この走向・傾斜は, いくつかの断層露頭をつなぐことによって得られる断層全体の姿勢とほぼ一致する. 断層の上盤

第4図. 榎峠における佐志生断層破碎帯模式垂直断面図. $F_1 \sim F_6$ は破碎帯を区分する断層. 面構造・線構造の方位の記号は, 図の上方を北として示す.

第5図. 榎峠露頭における破砕帯内変形構造要素ステレオ投影図. 等面積投影, 下半球.

の大野川層群の走向は $N65^{\circ}W$, 傾斜は $35^{\circ}S$ 前後なので, 大野川層群の層理面と境界断層は緩やかに斜交する.

【断層破砕帯】

$F_1 \sim F_6$ 断層によって区分された破砕帯はそれぞれ異なる破砕様式を有する. F_5 より上は大野川層群起源の破砕帯であり, F_5 より下は三波川変成岩類起源である. 以下に, 各断層間の破砕帯の特徴を述べるが, 簡便のために, 例えば F_1 と F_2 には含まれた破砕帯を F_1-F_2 と略す.

F_1-F_2 : 厚さ 20 cm, 厚さ 10~20 cm, 長さ数十 cm 程度の引き延ばされた S 字状もしくは菱形の砂岩と厚さ 5~10 cm の foliated gouge が F_1 および F_2 と斜交しながら交互に配列している.

F_2-F_3 : 厚さ 20~30 cm. 斜交する foliated gouge がさらに発達し, S 字状の砂岩は厚さ 2~3 cm, 長さ 5~10 cm 程度となる.

F_3-F_4 : 厚さ 20~30 cm. 2~20 cm のさまざまな径を持つ垂円礫状の砂岩と未固結ガウジのマトリックスよりなる. 顕著

な面構造は認められない.

F_4-F_5 : 厚さ 30 cm. F_4 および F_5 とほぼ平行な foliated gouge が卓越するが, そのなかに 3~10 cm 程度の径を持つ垂円礫状の砂岩 (大野川層群起源) が散在している. foliation の間には炭酸塩鉱物が充填している. この foliated gouge は極めて細粒であり, 原岩が特定できない. したがって, このゾーンが大野川層群と三波川変成岩類の混合ゾーンである可能性も存在する.

F_5-F_6 : 厚さ 50 cm. 三波川変成岩類に属する緑色片岩の片理面に沿って剪断が起こっているが, 片理面は完全には粉碎されていない.

【剪断センス】

F_1-F_2 および F_2-F_3 の断層破砕帯の観察から, 破砕帯に斜交する foliated gouge の面構造は, いわゆる P-foliation に相当すると考えられる. これらの P-foliation から推定される断層運動の方向は, 第4図上で大野川層群が三波川変成岩類に対して右 (西) 側に動くことになる (図版 I-3). P-foliation をステレオネットに投影するとその方向は比較的良好に集中し, $N44^{\circ}E/30^{\circ}S$ を示す (第5図). 一方, 断層面上には顕著な条線が観察され, それは, $S48^{\circ}W$ 方向へ 18° ブランジしている (第5図). 現在の断層面を固定して考えた場合, 大野川層群は三波川変成岩類に対して南西方向に運動したことになる.

【変形様式】

断層運動に伴う変形様式を調べるために, 破砕帯中の岩石を採取し, 鏡下で観察した. 面構造に直交し, 線構造 (条線) に平行な断面においては, 露頭観察から得られた top-to-the-west の剪断センスと一致する変形構造が普遍的に確認される (図版 I-5, 6). これ以外の系統的な剪断構造は認められない. このことから, 境界断層が top-to-the-west 以外のセンスの運動を重複して被った可能性は低いと思われる. また, 破碎を受けた大野川層群の砂岩においては石英の波動消光, 変形ラメラが普遍的に認められ, 剪断構造内部においては石英の動的再結晶も観察されるなど, やや延性的な変形様式を示しており (図版 I-6), 変形の一部はかなりの地下深部で被ったと考えられる. ただし, この延性変形が, カタクラサイトやガウジを生ずる変形と一連のものであったか, それとも, より古い別のステージのものであったかは, 断定できない.

第6図. 黒島露頭断層破砕帯スケッチ. 面構造・線構造の方位の記号は, 図4に同じで, 上方を北として示す.

第7図. 黒島露頭における破砕帯内変形構造要素ステレオ投影図. 等面積投影, 下半球.

(2) 黒島における模式露頭

寺岡 (1970) によって佐志生断層の模式露頭とされた黒島の断層破砕帯のスケッチを第6図に示す. NE-SW 走向, SE 傾斜の主断層から1~2mの範囲で泥質片岩よりなる三波川変成岩類は断層運動に伴う引きずりと2次的断層のために, 片理面は安定した平行性を失い, 珪質部は連続性を絶たれてレンズ状になっている. 一方, 大野川層群は粉碎され黒色の断層ガウジとなっているが, 波浪による侵食によってほとん

ど失われているため詳細はわからない.

破砕帯内部では片理面は10~30°主断層と斜交し, 右ずれ(大野川層群が南西方向に移動する)断層運動に伴う引きずりを示唆する(図版I-4). 主断層に合流する2次的断層は, それに伴う片理面の非対称褶曲から判断して右ずれである. さらに, 主断層上の断層条線は, レーク11°で南西に緩くブランジする. これらの諸関係をステレオネット上で表現したものが, 第7図である. 2次的断層と主断層の交線と, 2次的断層に伴う右ずれ引きずり褶曲の軸とが, ほぼ平行であり, かつ断層条線と直交していることは, 主断層上での運動が条線に沿って大野川層群が南西方向に移動するセンスであることを示している.

(3) 佐志生断層の運動方向の復元

佐志生断層は, 黒島の模式露頭および榎峠の新露頭のいずれにおいても, 上盤側の大野川層群が三波川変成岩類に対して西~南西方に移動するセンスを有している. 断層の運動方向の走向成分と傾斜成分の比は, 榎峠で2:1, 黒島で3.5:1となり, 走向成分が相当大きいことがわかる. 佐志生断層は, 佐賀関半島の三波川変成岩類の南部~南西部を囲むように走り, 佐志生断層をはさんで大野川層群が外皮のように三波川変成岩類を覆っている. したがって, もし, 佐志生断層の幾何学的形態が形成時のまま維持されているとするならば, 佐志生断層は平面的ではなく湾曲しており, 大野川層群を佐賀関半島およびその南西延長地域から南西方向に斜めにずり落とす正断層成分を持っていたことになる. しかし, このように湾曲した佐志生断層の幾何学的形態は, 磯崎・丸山 (1991) が推定しているように, 佐志生断層によって, 三波川変成岩類が大野川層群に覆われた後, 佐賀関半島およびその西方の三波川変成岩類が隆起したために形成されたと考える方がむしろ自然であろう. 実際, この隆起は, 三波川変成岩類の片

第8図. 形成時の断層面の復元のための, 三波川変成岩類片理面・線構造のステレオ投影図. 測定ルートは第2図参照. (a): NE Route, (b): SW Route. 等面積投影, 下半球.

第9図. 断層面上におけるスリップベクトルの水平成分と衝上成分の比に関する模式図. 上盤が大野川層群, 下盤が三波川変成岩類.

理面と線構造の変形として記録されている。一般に、三波川変成岩類の片理面が水平に近く、線構造が分布方向に平行であるということはよく知られている（例えば、高須，1991）。黒島露頭を含む佐賀関半島北東地域（第2図のNE-route）においては、片理面は、北東-南西方向に線状に分布する蛇紋岩より北西側では概ね北西傾斜、南東側では南東傾斜であり、それらの極は概ね大円に乗る。最適大円の極は、方向N63°E/プランジ5°である。これに対して、線構造は比較的安定しており、それらの平均は片理面が描く大円の極と完全に一致する（第8図（a））。一方、榎峠露頭を含む南西地域（第2図のSW-route）においては、片理面の極が描く最適大円は方向S62°W/プランジ13°を極とする。線構造の平均は方向S73°W/プランジ12°を示し、前記の大円の極とはほぼ一致する（第8図（b））。

これらのことは、水平な片理面とNE-SW方向の水平な線構造を有していた三波川変成岩類が、線構造方向を軸とし、北東地域でおよそ5°北東へ、南西地域でおよそ13°南西へそれぞれプランジする軸を持つ背斜によって曲げられたと考えれば説明がつく。

そこで、黒島、および榎峠露頭で軸のプランジを何度補正すれば、断層面の走向が褶曲軸方向になるか、つまり、プランジなしの褶曲になるか、を試みてみると、5°と15°となり、先のプランジの値とはほぼ一致する。これらの一致は、この復元方法が妥当であること、さらに、佐志生断層が、もともと水平か、さもなくば褶曲軸と同じ方向の走向を有していたことを示している。

最後に、佐志生断層形成時の断層面の傾斜を考察する。黒島と榎峠における三波川変成岩類の片理面の傾斜よりも、断層の傾斜の方が10°前後緩やかである。三波川変成岩類の片理面がほぼ水平に近かったと考えるならば、形成時の佐志生断層は緩く10°前後で北西に傾斜していたと推定されよう。そして、この断層面上を水平成分が衝上成分のすくなくとも2倍以上で大野川層群がtop-to-the-westに移動したことになる（第9図）。

佐志生断層の活動時期

(1) 断層ガウジの試料調整法およびその解析法

【試料調整法】

黒島の断層露頭において、第10図に示したように三波川帯の泥質片岩3試料（SA-1, SA-2, SA-3）、および泥質片岩を原岩とする断層ガウジ2試料（B-1, B-2）の計5試料を採取し、これらの細粒部（2μm以下）の、構成鉱物の検討、お

第10図. 黒島露頭における年代測定試料採取位置図.

よびこれに含まれる雲母粘土鉱物のK-Ar年代の測定を行った。

泥質片岩源岩試料については、手かハンマーで2~3cmの大きさに砕き、これをイオン交換水で数回洗浄し、有機物および割れ目を埋めている泥を除去した後に、低温（40℃）で乾燥させ、メノウ乳鉢で緩やかに砕いた。この段階で石英の結晶片などはハンドピッキングによりできる限り取り除いた。48メッシュのふるいを用いて、約300μm以下のフラクションを約250g収集した。この試料をイオン交換水中で水籤し、2μm以下のフラクションを分級回収した。粒径は電子顕微鏡でチェックした。

断層ガウジ試料は未固結であったため、イオン交換水中に直接分散させた。試料は海岸から得たものであるため、塩が多量に含まれていた。蒸留水を加えて遠沈洗浄を10回以上繰り返して、この塩を除去した。試料懸濁液の電気伝導度を測定することにより塩の除去の程度を確認した。この後に泥質片岩源岩試料と同じ方法で水籤、分級を行った。

【X線回折（XRD）】

2μm以下に調整した各試料から60mgを取り分け、X線の定方位試料を作製した。

X線回折における測定条件を第1表に示す。雲母類の1次の低角底面反射の回折ピーク（約10Å）、および緑泥石の2次の底面反射の回折ピーク（約7.2Å）における半価幅（2θ）を、結晶度指数（CI）としてそれぞれ測定した。また断層ガウジ試料については粘土鉱物の膨潤性の有無を確認するためにエチレングリコール処置を行った。d値はどの試料にも少量含まれている石英を内部標準として基準化した。雲母のポリタイプは不定方位試料を作製し、3.00Åと3.08Åの回折ピークの積分強度比（Togashi, 1979）により決定した。緑泥石の膨潤層含有率、鉄の含有量（Y）および鉄の配位の対称性（D）は、Moore and Reynolds (1989)の方法によって計算した。

【K-Ar年代測定】

Kの含有量は、2000ppmのCsをバッファとして用いた蛍光分析法により2回以上測定し、定量した。分析誤差は±2%である。Ar分析には³⁸Arをスパイクとした同位体希釈法を用いた。³⁸Arの測定誤差は±1%である。年代値および誤差の計算はNagao and Itaya (1988)にしたがった。壊変定数はSteiger and Jäger (1977)の値を用いた。

(2) 結果

【鉱物組み合わせおよび各鉱物の特徴】

第1表. X線回折における測定条件.

Mesurement Purpose	STEP / SMPL (2 θ)	PRESET TIME (sec.)	ANGLE (2 θ)
Mineral assemblage	0.02°	0.4	2° - 65°
Basal spacing and "crystallinity index" of mica	0.004°	3	7.5° - 10°
Mica polytype	0.006°	1	28° - 35.5°

CuK α , 40 kV, 20 mA

第2表. 原岩(泥質片岩)および断層ガウジ細粒部の鉱物学的特徴.
CI: Crystallinity Index.

Sample No.	Material	Distance from fault surface (m)	Mineral assemblage	Mica minerals			Chlorites			
				CI (2 θ)	Expandable layers (%)	2M1 (%)	002 CI (2 θ)	Total Fe (Y)	Substitution (D)	Expandable layers (%)
SA-3	host (schist)	5.1	Mus	0.16	< 5	100	-	-	-	-
SA-2	host (schist)	4.1	Mus, Ch, Q	0.22	< 5	> 80	0.31	3.1	3.0	< 5
SA-1	host (schist)	2.7	Mus, Ch, Q	0.26	< 5	> 80	0.27	1.6	0.6	< 5
B-1	fault gouge	0	Ch, Mc	0.34	< 10	< 10	0.51	0.9	0.2	< 10
B-2	fault gouge	0	Ch, Mc	0.44	< 10	< 10	0.51	0.9	0.1	< 10

第3表. K-Ar年代値測定結果.

Sample	K (wt.%)	Rad. ^{40}Ar (10^{-8} ccSTP / g)	K-Ar age (Ma)	Non Rad. Ar (%)
SA-2	5.055 $\pm$ 0.101	1606.6 $\pm$ 21.5	80.10 $\pm$ 1.89	25.7
SA-1	1.983 $\pm$ 0.040	597.7 $\pm$ 10.3	76.04 $\pm$ 1.97	38.9
B-1	0.638 $\pm$ 0.014	94.3 $\pm$ 1.4	35.24 $\pm$ 0.87	31.5
B-2	0.735 $\pm$ 0.015	93.6 $\pm$ 1.5	32.51 $\pm$ 0.82	33.6

X線の分析結果, および各鉱物の含有量を第2表に示した. 原岩3試料から採取した細粒部分は, 主に雲母および緑泥石からなり, 少量の石英を伴う. 一方, 断層ガウジ試料はおもに緑泥石からなり少量の雲母粘土鉱物を伴う.

原岩試料中の雲母類は, グリコール処置を施しても, 1次の低角底面反射位置の移動がほとんど認められない (0.1 Å未満). このことは, 膨潤層含有量が5%未満であることを示している (下田, 1977). また原岩中の雲母類の結晶度はきわめて良好 (結晶度指数 0.16~0.26°) で, epi 変成相から anchi 変成相上部に対応する (Kübler, 1984). また, 断層面に近づくにつれて結晶度が低下する傾向が認められる. 雲母類のポリタイプは 2M1 が 80% 以上を占めている.

一方, 断層ガウジ試料中の雲母粘土鉱物は, 結晶度指数が相対的に不良で (0.34 および 0.41°), anchi 変成相~続成相に対応している. 雲母粘土鉱物のグリコール処理による 10 Å 低角底面反射の移動は, 2試料ともに約 0.2 Å 程度である. このことは膨潤層含有率が 10% 未満であることを示している. 2M1 型の含有率は 10% 以下で, ほとんどが 1M/1Md 型からなる.

第2表の緑泥石の分析結果における鉄含有量 (Y) の値は, 半単位胞あたりの Fe による Mg および Al の置換原子数を表しており, 最小値および最大値はそれぞれ 0 と 6 である. また鉄の配位の対称性 (D) は, 珪酸塩層中の八面体シート中

の鉄の原子数と水和層中のそれとの差の値で, 鉄の配位バランスを示しており, 最小値および最大値はそれぞれ -3 と 3 である (Moore and Reynolds, 1989).

緑泥石の鉄含有量 (Y) は, 原岩から断層ガウジに向かって減少する明瞭な傾向が認められる. また, 断層から 4.1 m の地点から採取した原岩試料 (SA-2) では, ほぼすべての Fe が珪酸塩層中に含まれているのに対し, 断層ガウジ試料では, 珪酸塩層と水和層中にほぼ等量ずつ鉄が配位している.

エチレングリコール処理によって見積もった緑泥石の膨潤層含有量は, 原岩試料2試料では5%以下, 断層ガウジ2試料では10%以下である.

【K-Ar年代測定結果】

原岩および断層ガウジの計4試料のK-Ar年代測定結果を第3表に示す. 原岩試料と断層ガウジ試料の間には明瞭な年代値の差が認められる. 原岩試料2試料は, 両者の間のK含有量に大きな隔たりがあるが, ほぼ一致する年代 (80 Ma と 76 Ma) が得られている. 断層ガウジ2試料は, とともにK含有量が1%以下と少ないが, 両者の年代値は, 35 Ma および 33 Ma と, 比較的良好に一致している.

考 察

(1) 佐志生断層の活動環境および活動年代

佐志生断層黒島露頭においては, 雲母類の結晶度の低下し

第11図. 別府湾-臼杵地域模式断面図.

始める位置, および緑泥石からの鉄の逸脱が及んでいる範囲から考えて, 断層活動に伴う熱水変質作用が及んでいる範囲は断層面から3m以内である. この範囲に分布する断層岩類では, 緑泥石からの鉄の溶脱, および白雲母の分解が起こっている. このことから変質作用は, 金属元素の逸脱を促す弱い酸性の環境下で起こったものと考えられる. 断層ガウジに含まれる雲母粘土鉱物は1M/1Md型のポリタイプが卓越する. また緑泥石が膨潤層をわずかに含んでいる. このことは低温下で変形, 変質作用が進行したことを物語っている.

断層ガウジ試料においては雲母粘土鉱物が少ないために, Kの含有率が低い. 断層ガウジの雲母粘土鉱物のK-Ar年代が真の熱水変質年代を表しているかどうかについて吟味する. 雲母粘土鉱物の結晶度指数はanchi変成相中部~続成相に対応しており, 母岩の雲母類の変成度に比べて著しく低い. このことは雲母粘土鉱物の起源がほとんど熱水性であり, 変成雲母の混入がきわめて少ないことを示している. エチレングリコール処理後のX線の検討から明らかなように, 雲母粘土鉱物が混合層化している可能性はほとんどない. したがってI/S混合層化に伴う過剰なKの付加の可能性はほとんどない. このことは, 雲母粘土鉱物の混合層化に伴って年代値の誤差が生ずる可能性はきわめて低いことを示している. 断層ガウジ試料細粒部には緑泥石が大量に含まれている. 緑泥石の結晶構造中にKが置換されることはほとんどない. しかし試料中の緑泥石には膨潤層が少量含まれている. この膨潤層のなかに交換性の陽イオンとしてKが取り込まれている可能性がある. しかし膨潤層の含有率が少ないためKを取り込んでいてもきわめて少量だろう. 以上の考察から, 断層ガウジの33~35 Ma (前期漸新世)の年代は変質年代を直接示しているか, それよりやや古い程度であろう.

(2) 物質境界中央構造線としての佐志生断層

新露頭の出現と模式露頭の再検討により, 佐志生断層によって, 大野川層群が, 三波川変成岩類に対して相対的に西方ないし南西方に移動しながら, 三波川変成岩類の上に覆い被さったことが明らかになった. 上部白亜系大野川層群については, 時代がやや異なるものの, 堆積環境や堆積場に関して和泉層群との類似性が指摘されている. このことは, 物質境界としては佐志生断層が中央構造線であることを示唆している. そうであるならば, 初源的な佐志生断層の姿勢は, 大

野川層群が北側, 三波川変成岩類が南側に位置した状態, すなわち北西傾斜であったと考えるのが自然であり, さきに示した佐志生断層の方位の復元の妥当性が支持される. この場合, 今回記載した佐志生断層の活動は, 低角な断層面を持った, 衝上成分を伴う左横すべり運動ということになる. 水平成分と衝上成分の比は断層面の傾斜によって変わるが, 例えば 10° の場合, その比は約2:1になり(第9図), 横ずれ成分の割合が相当大きい.

由佐ほか(1992)による別府湾での反射法地震波探査によれば, 別府湾海底下において, リズミカルな成層構造を示す新期堆積物の下に緩く北に傾斜する明瞭な反射面が認められ, これは佐賀関半島に露出する三波川変成岩類の上面にあたると考えられた. この反射面は, しだいに傾斜角を緩めつつさらに北側へ, 国東半島から別府湾下につづく領家帯基盤岩類(国東半島には領家帯花崗岩類・変成岩類が露出している)の下へと延びており, 地下数kmではほぼ水平となる. この低角ないし水平な不連続面は, 三波川変成岩類と領家帯基盤岩類との境界と推定され, 物質境界としての中央構造線と考えられる. 佐賀関半島の三波川変成岩類のつくる背斜構造の形成前に復元してみると, 佐志生断層は, この物質境界中央構造線と元来一連のものともみなすことができる(第11図).

松本(1973)もすでに, 九州では領家帯が三波川帯の上に推し被せているという考えを, 可能性の一つとして挙げている. ただし, 松本(1973)はこのような推し被せの面は未だ確認されていないし, この衝上運動は中央構造線の活動とは別物であると考えていた. しかし, 佐志生断層こそ, この衝上断層であり, またそれは, 後述するように活動史からみても中央構造線とみなすことができる.

なお, 佐志生断層の一部には, 西川内層と呼ばれる泥質岩を主とする非変成の地層が, レンズ状にはさま込まれている. 寺岡(1970)は, これを九州西部の上部二疊系水越層(柳田, 1958)に対比したが, 最近, 斎藤ほか(1993)は, 同層の凝灰質珪質泥岩よりジュラ紀の放散虫化石を報告した. 層相からみて, 西川内層はジュラ紀付加コンプレックスの一部とみなされるが, これが, 大野川層群とともに内帯側からもたらされたものなのか(この場合, 美濃-丹波帯の一部に相当する), あるいはもともと三波川変成岩類の上位に位置していた外帯のジュラ紀付加コンプレックス(秩父帯とみなされ

る)なのか、現時点では特定できない。

(3) 佐志生断層と中央構造線の活動年代と運動像の点からの比較

近年、中央構造線沿いの断層ガウジの K-Ar 年代測定が、柴田 賢・高木秀雄らのグループによって、精力的にすすめられており(柴田・高木, 1988; 柴田ほか, 1988, 1989; 高木ほか, 1989a, 1991), 高木・柴田(1992)は、これらの年代測定値のまとめを行っている。彼らによれば、中央構造線の断層ガウジの年代値は、58~63 Ma, 34~45 Ma, 19~27 Ma および 10~14 Ma の 4 つのグループに区分でき、それぞれ、市ノ川時階、砥部時階、赤石時階および石槌時階の中央構造線の活動に対応する。今回佐志生断層より得られた年代値(33~35 Ma)は、これらのうちの砥部時階の範囲にほぼ含まれる。なお、断層ガウジから得られた年代値は、最終の断層運動の年代を示すものであって、それ以前の活動がなかったことを意味しているものではない。したがって、佐志生断層についても、その起源がより古いものである可能性は、もちろん十分にある。一方、top-to-the-west の斜め衝上以外のセンスを示す変形構造は、少なくとも今回の露頭に関しては認められないので、この運動以降の顕著な活動はないものと考えることができ、今回得られたガウジの変質年代は、ほぼこの衝上運動の年代を示しているとみなしうる。砥部時階の活動は、始新統久万層群堆積後に内帯側が外帯の上に衝上した運動とされているので(Kobayashi, 1941; 永井, 1973), 佐志生断層は、物質境界としての性格だけでなく、活動時期およびその運動の性格からみても、中央構造線に対比できることになる。ただし、佐志生断層におけるこの衝上運動は、左横すべり成分の卓越する、西方ないし南西方への著しい斜め衝上運動である。あるいはむしろ、低角断層面上での衝上成分を伴う左横すべり運動と表現した方がいかもしれない。これに対し、四国以東の中央構造線の砥部時階の活動は、南方への純粋な衝上運動であると考えられてきているが、これに関する運動論的研究はこれまでのところほとんどなく、今後の解明が期待される。

なお、中央構造線の活動と関連づけて議論されてはいないものの、大野川層群と同様に、三波川変成岩類の上に西方へ向かって衝上したと考えられる上部白亜系の他の例としては、関東山地の跡倉層が挙げられる。跡倉層は、ペルム紀および前期白亜紀の花崗岩類・変成岩類とともに、三波川変成岩類・御荷鉾緑色岩類の上にナップとして分布しており、跡倉ナップと呼ばれている(藤本ほか, 1953; 新井ほか, 1963)。ただし、これらのナップのうち、跡倉層と一部の変成岩類からなるもののみを跡倉ナップとし、ペルム紀の花崗岩類・変成岩類は、跡倉ナップの上位に位置し、南部北上帯に帰属する別のナップ(金勝山ナップ)、また前期白亜紀の岩体は阿武隈帯に帰属し、跡倉ナップには含めないとする見解もある(高木・小林, 1994)。跡倉ナップの起源に関しては、その構成岩類から、領家帯説(新井ほか, 1966; 小坂, 1979; 小野, 1983 など)、黒瀬川帯説(平島, 1984)、阿武隈帯説(小野, 1989; 高木ほか, 1989b)など諸説あるが、ウォーリスほか(1990)は、下仁田地域の跡倉層よりなるナップ基底

の断層面上の slickenline 等の観察から、跡倉層は北へ向かって衝上したとした。しかしながら、小林(1992)によれば、ウォーリスらが観察した構造は、後のステージに比較的浅所で形成されたもので、より深所で形成されたと考えられる初期のステージの変形構造は、これと明瞭に斜交し、北西への衝上方向を示すという。北西方向ということは、関東山地の一般的な構造方向に対しむしろ平行に近く、新第三紀以降の関東山地全体の回転・屈曲を考慮して西南日本の一般的トレンドに戻すと、もともとの衝上方向は西向きとなり、今回検討した大野川層群の衝上方向とほぼ一致するといえる。

また最近、小林(1995)は、下仁田地域において、御荷鉾緑色岩類(外帯要素)と古第三系神農原礫岩・中新統富岡層群(内帯要素)との境界をなす、南南西に傾斜する断層(蔦田断層)を、中央構造線と認定し、この断層の早期の活動は、低角な断層面に沿って、上盤(内帯要素)が西方へ向かうセンスであったとしている。これも、古期中央構造線の、top-to-the-west の活動を示す例といえる。ただし、その活動時期についてははっきりしない。中新統富岡層群を変位させているので、最終活動は中新世以降と考えられるが、top-to-the-west のセンスを示す変形構造が観察されているのは、御荷鉾緑色岩類内および神農原礫岩との境界部分のみのようであり、この早期の活動は、佐志生断層と同時期の可能性もある。

(4) 九州東部における古期中央構造線としての佐志生断層

九州における中央構造線は、佐賀関半島以西でその位置が不明瞭であった。これについて、寺岡(1970)、寺岡ほか(1992)は、中央構造線は大野川層群下に伏在し、佐賀関半島北側から大野川地溝帯を斜断して、緒方町小原付近で臼杵-八代構造線に合流すると説明してきた。Ichikawa(1980)も同様に、臼杵-八代構造線の西部部が中央構造線の西方延長にあたるとしている。しかしながら、これまでの議論から、むしろ磯崎・丸山(1991)が指摘したように、九州では中央構造線は低角なスラストとして波曲することにより、内帯・外帯の要素が複雑に入り組んでいると考える方が妥当であろう。すなわち物質境界としての中央構造線は、佐賀関半島の北側から、三波川変成岩類の西縁をまわって佐志生断層に連続し、さらに豊後水道下で再度湾曲して臼杵-八代構造線に連続するとみなされる。臼杵-八代構造線は、低角な古期中央構造線の先端部が高角化したもの、あるいはこれに沿う高角の再活動断層と考えることができよう。

磯崎・丸山(1991)は、現在の直線的なトレースを持つ中央構造線は新しい時期の活動を反映したものであり、地帯構造上重要なのは第三紀に活動した低角のスラストとしての古中央構造線であるとし、その形成を日本海の拡大に伴う前弧域での短縮運動に求めた。今回の検討結果は、古期中央構造線が低角な断層であるという点で彼らの考えと合致する。しかし、その運動像は彼らが考えたような島弧に直交する方向での短縮による単純なスラストではなく、むしろ横すべり成分が卓越することを示している。この斜め衝上断層ないしは低角横すべり断層の活動を、日本列島の地体構造の形成のなかにどう位置づけるかについては、今後の課題としたい。

ま と め

- 1) 佐志生断層の破碎帯の観察から、上部白亜系大野川層群は、佐志生断層に沿って、三波川変成岩類に対し、北東から南西ないし東北東から西南西に移動したと推定される。
- 2) 佐志生断層は、三波川変成岩類のつくる背斜構造をもとに復元すると、本来は、左横すべり成分の卓越した、低角北傾斜の斜め衝上断層であったと考えられる。
- 3) 佐志生断層に伴う断層ガウジの K-Ar 年代測定の結果、断層の最終活動時期は 33~35 Ma (前期漸新世) と推定される。
- 4) 佐志生断層は、古期中央構造線の一部を構成していたと考えられ、破碎帯に記録されている斜め衝上運動は中央構造線の低部時階の活動に対応する。
- 5) 佐志生断層はその後、佐賀関半島の三波川変成岩類の隆起によって中央構造線本体から切り離され、現在のような南傾斜の姿勢となった。

謝 辞

岡山理科大学板谷徹丸教授には、K-Ar 年代測定にあたって、同大学の機器を使用させていただいた。京都大学理学部地球物理研究施設由佐悠紀教授、同竹村恵二助教授 (現在、京都大学理学部) には、別府湾の地質について御教示いただくとともに、試料採取に際し御助力いただいた。また同施設での宿泊に便宜をはかっていただいた。東京大学理学部島海光弘教授には、破碎帯試料の薄片の検鏡に際し御教示いただいた。榎峠露頭での調査に際しては、株式会社後藤組の御好意により、工事中の露頭の調査を御許可いただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げる。

文 献

- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細谷 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・金 今照・高橋 冽・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一, 1963, 群馬県下仁田町の跡倉礫岩を中心とする地質学的研究。地球科学, no. 64, 18-31.
- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細谷 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・久保誠二・中島孝守・高橋 冽・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一, 1966, 下仁田構造帯。地球科学, no. 83, 8-24.
- 平島崇男, 1984, 関東山地北東部, 寄居地域の緑色岩メランジュ。地質雑, 90, 629-642.
- 藤本治義・渡部景隆・沢 秀生, 1953, 関東山地北部の推し被せ構造。秩父自然博報, no. 4, 1-41.
- Ichikawa, K., 1980, Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 18, 187-212.
- Isozaki, Y. and Itaya, T., 1989, Origin of schist clasts of Upper Cretaceous Onogawa Group, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 95, 361-368.
- 磯崎行雄・丸山茂徳, 1991, 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分。地学雑, 100, 697-761.
- 小林健太, 1992, 跡倉ナップと牛伏山断層の運動像。日本地質学会第 99 年学術大会演旨, 348.
- 小林健太, 1995, 関東山地北縁部の中央構造線。地質雑, 101, 729-738.
- Kobayashi, T., 1941, Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, 5, 219-578.
- 小坂和夫, 1979, 関東山地北東部付近の白亜紀以降の断層活動史。地質雑, 85, 157-176.
- Kübler, B., 1984, Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenese, temperature et calorimétrie. In Lagache, M. (Director), *Thermométrie et barométrie géologiques*, 2, Soc. Fr. Mineral. Crystallogr., 489-596.
- 松本達郎, 1936, 大野川盆地の地史学的研究 (I), (II)。地質雑, 43, 758-786; 815-852.
- 松本達郎, 1973, 九州における中央構造線の問題。杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版会, 東京, 209-220.
- 宮崎一博・吉岡敏和, 1994, 佐賀関地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 40 p.
- Moore, D. M. and Reynolds, R. C. Jr., 1989, *X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford University Press, Oxford, 202-240.
- 永井浩三, 1973, 愛媛県の中央構造線。杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版会, 東京, 197-207.
- Nagao, K. and Itaya, T., 1988, K-Ar age determination. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 29, 5-21.
- 小野 晃, 1983, 関東山地, 金勝山石英閃緑岩の K-Ar 年齢。岩鉱, 78, 38-39.
- 小野 晃, 1989, 中新世初期の跡倉ナップの形成と古関東山地の成立。日本地質学会第 96 年学術大会演旨, 404.
- 斎藤 眞・寺岡易司・宮崎一博・利光誠一, 1993, 九州大野川盆地の西川内層産放散虫化石とその地質学的意義。地質雑, 99, 479-482.
- 柴田 賢・中島 隆・寒川 旭・内海 茂・青山秀喜, 1989, 四国における中央構造線の断層ガウジの K-Ar 年代。地調月報, 40, 661-671.
- 柴田 賢・杉山雄一・高木秀雄・内海 茂, 1988, 奈良県吉野地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の同位体年代。地調月報, 39, 759-781.
- 柴田 賢・高木秀雄, 1988, 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代—長野県分杭峠の例—。地質雑, 94, 35-50.
- 下田 右, 1977, 雲母粘土鉱物の化学組成と結晶構造。鉱物雑, 13, 特別号, 27-37.
- 首藤次男, 1953, 豊州累層群の地史学的研究 (I)。地質雑, 59, 225-240.
- Steiger, R. H. and Jäger, E., 1977, Subcommision of geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- 高木秀雄・小林健太, 1994, 関東山地三波川帯, 跡倉ナップの諸問題。構造地質, no. 40, 152-154.
- 高木秀雄・柴田 賢, 1992, 断層ガウジの K-Ar 年代測定—中央構造線における例—。地質学論集, no. 40, 31-38.
- 高木秀雄・柴田 賢・杉山雄一・内海 茂・松本哲一, 1989 a, 三重県瀬見地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の同位体年代。岩鉱, 84, 75-88.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂, 1991, 中部地方における中央構造線の断層ガウジとフェルサイト岩脈の K-Ar 年代。地質雑, 97, 377-384.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂・藤森秀彦, 1989 b, 関東山地北縁部の花崗岩類の K-Ar 年代。地質雑, 95, 369-380.
- 高須 晃, 1991, 三波川帯—概説。日本の地質「四国地方」編集委員会編「日本の地質 8, 四国地方」, 共立出版, 東京, 32-36.
- 寺岡易司, 1970, 九州大野川盆地付近の白亜紀層。地調報告, no. 237, 87 p.
- 寺岡易司, 1977, 領家・三波川両帯における白亜紀堆積盆。秀 敬編「三波川帯」, 広島大学出版会, 広島, 419-431.
- 寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和・酒井 彰・小野晃司, 1992, 犬飼地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 129 p.
- Togashi, Y., 1979, Polytypes and expandability of sericite from the Itaya kaolin clay deposit, Northeast Japan. *Jour. Japan Assoc. Miner. Pet. Econ. Geol.*, 74, 100-113.
- ウォーリス, サイモン・平島崇男・柳井修一, 1990, 関東山地下仁田の跡倉ナップの運動方向とセンスについて。地質雑, 96, 977-980.

柳田寿一, 1958, 上部二畳系水越層. 地質雑, 64, 222-231.

江原真伍, 1921, 九州の和泉砂岩層. 地質雑, 28, 389-398.

Yehara, S., 1924, On the Izumi-sandstone group in the Onogawa basin (Prov. Bungo) and the same group in Uwajima (Prov. Iyo). *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 3, 27-39.

由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・

小林芳正・久保寺章・須藤靖明・井川 猛・浅田正陽, 1992, 反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造. 地震, 45, 199-212.

(要 旨)

山北 聡・伊藤谷生・田中秀実・渡辺弘樹, 1995, 古期中央構造線としての佐志生断層の前期漸新世における top-to-the-west 斜め衝上運動. 地質雑, 101, 978-988. (Yamakita, S., Ito, T., Tanaka, H. and Watanabe, H., 1995, Early Oligocene top-to-the-west motion along the Sashu fault, a low-angle oblique thrust of the Paleo-Median Tectonic Line, east Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 101, 978-988)

九州東部佐賀関半島において上部白亜系大野川層群と三波川変成岩類を境する佐志生断層について, 断層破碎帯の観察および構造解析から, 上盤の大野川層群は三波川変成岩類に対して, 南西方向に衝上したことが明らかとなった. また, 断層ガウジの K-Ar 年代測定を行ったところ, 33~35 Ma (前期漸新世) の年代値が得られた. これらの結果および周辺の地質状況からみて, 佐志生断層は本来, 西南日本内帯を外帯の上に衝上させた, 左横すべり成分の卓越した低角北傾斜の斜め衝上断層であり, 砥部時階における古期中央構造線の一部であったと考えられる. 九州東部において, 古期中央構造線はその後, 三波川変成岩類の上昇に伴う東西性の背斜構造の形成によって湾曲し, 南傾斜となった部分が現在の佐志生断層である.

図 版 説 明

第 I 図版

1. 榎峠における断層露頭全景. 工事最終段階のもので, 現在はコンクリートで覆われている.
2. 榎峠露頭における断層破碎帯全景. この部分は, 工事の進行に伴う掘削により, 現在では失われている. F₁~F₆は第4図の模式図中の断層に対応. ポールの長さは2m.
3. 榎峠露頭における F₂-F₃ 部分の断層破碎帯. Y 面, P-foliation, S 字状の砂岩のクラスト (黄色で縁どり) など, 剪断変形に伴う非対称な構造が認められる.
4. 黒島露頭破碎帯中の引きずり褶曲.
5. 榎峠露頭断層破碎岩の顕微鏡写真. F₁-F₂ 部分の foliated gouge. 主断層面に平行な剪断面 (Y 面) と, これに斜交する P-foliation が認められる.
6. 榎峠露頭断層破碎岩の顕微鏡写真. F₄-F₅ 部分に含まれる大野川層群起源の砂岩クラスト. 石英の波動消光や細粒化など, 動的再結晶による変形構造が認められる.

1 mm

1 mm