

伊豆弧衝突に伴う西南日本弧の地殻構造改変

狩野 謙 一*

静岡大学理学部地球科学教室

Re-arrangement of the shallow-level structure of Southwest Japan Arc due to the collision of the Izu-Bonin Arc

Ken-ichi Kano*

Institute of Geosciences, Shizuoka University

Abstract

The central part of the Honshu Arc collided in the South Fossa Magna (SFM) area with the crossing Izu-Bonin Arc (IBA), forming a cuspidate bend of the pre-Middle Miocene basement rocks of the Honshu Arc. This paper summarizes the effects of the collision on the basement rocks of the Southwest Japan Arc (SWJA), the southwestern segment of the Honshu Arc. The northward shift of the pre-Middle Miocene rocks in the Akaishi Mountains in the easternmost SWJA on the frontal side of the SFM collision zone reaches more than 160 km at a sub-vertical-axis, under counterclockwise rotation with N-S trending, left-lateral strike-slip faultings. The Mesozoic rocks of the Mino and Ryoke Belts to the north of the Akaishi Mountains at the rear side of the collision zone also shifted about 80 km northward about a sub-vertical rotation axis. These northward shifts also had some components of horizontal-axis rotation and resulted in the re-arrangement of geologic bodies in the shallow-crustal level of eastern SWJA. Chronological and paleomagnetic data clearly suggest that the northward bend occurred in a short period of the Middle Miocene around 15 Ma. This intra-arc bending originated from the combined effects of the clockwise rotation of SWJA in association with the rapid fan-shaped opening of the Sea of Japan, and the initial collision of SWJA with the northern tip of IBA, the Kushigatayama Block. The E-W compression due to the intra-arc bending of the eastern SWJA resulted in the formation of N-S trending, km-scale folds with the vertical axes at the inner side of the hinge area of this bending about 150–200 km west of the collision zone. These wide effects on the eastern SWJA probably occurred under a high geothermal regime that weakened its upper crust. Compared to the initial collision, the following Late Miocene and Pliocene collisions due to the north or northwestward advance of IBA did not severely affect the pre-existing structures in SWJA. The latest collision with the Izu Block since 1 Ma has caused a rapid uplift of left-stepping, en-echelon arranging mountain ranges on the eastern SWJA.

Key words: Izu-Bonin Arc, Southwest Japan Arc, arc-arc collision, bending, vertical-axis rotation

1. はじめに

本州弧を構成する下部中新統以下の基盤岩の構造が、南部フォッサマグナ地域を間に挟んだそのほぼ中央部において、島弧の方向と斜交した南に開いた八の字型に湾

曲している(図1)。この湾曲構造の形成は日本列島の成り立ちを解明する鍵とみなされ、さまざまな論議をよんできた。現在では、中期中新世以降の本州弧と伊豆弧(伊豆-小笠原弧あるいは七島弧とも呼ばれる;本論では

*e-mail: sekkano@ipc.shizuoka.ac.jp (〒422-8529 静岡県静岡市大谷 836)

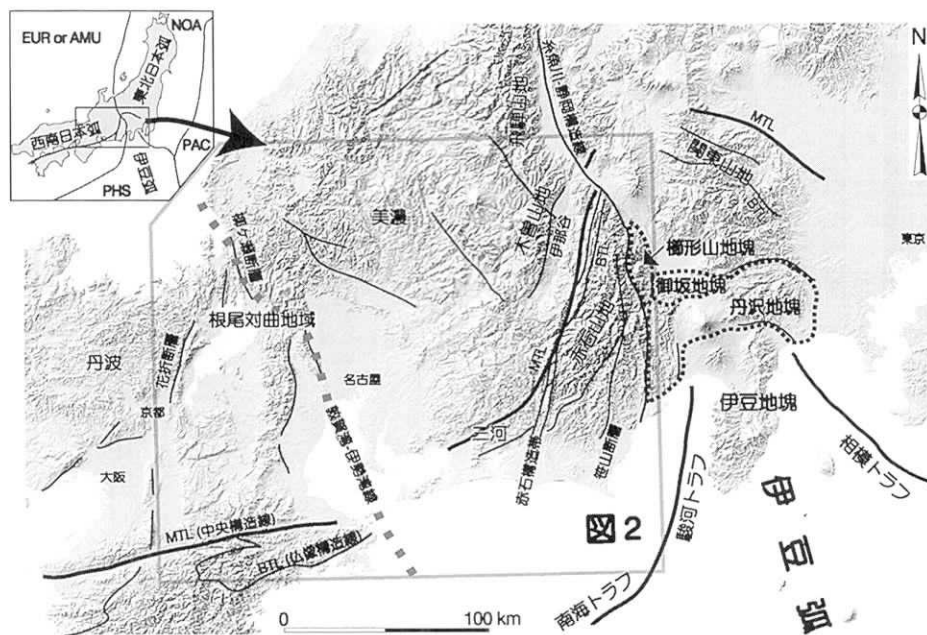


図 1. 本州弧-伊豆弧衝突帯の現在のテクトニックセッティング (数値地図 250 m メッシュ (標高) を用いて作成). AMU: アムールプレート, EUR: ユーラシアプレート, NOA: 北米プレート, PAC: 太平洋プレート, PHS: フィリピン海プレート.

伊豆弧と略称する) との衝突現象に起因して形成された湾曲構造であると一般的に考えられている. この構造の形成過程については, 衝突する伊豆弧側の新第三系の地質データに基づいて議論されることが多かった (天野ほか, 1999; など). それに対して, 衝突される本州弧側の变形については, 散点的な古地磁気データに基づいた単純な鉛直軸回転の運動学として議論されてきた (Otofuji, 1996; Takahashi and Saito, 1997; など). しかし, 地殻上部を構成する基盤岩の地質構造がどのように改変されてきたかという立場からの議論は十分とはいえない. 本論では, 狩野ほか (1990), Kano *et al.* (1990) による伊豆弧衝突に伴う地殻構造の改変現象のまとめをふまえて, その後の決して多いとはいえない研究成果を加えて, 西南日本弧東部の地殻上部の構造改変現象についての研究の現状と問題点を述べていく.

2. 研究史の概略

本章では本州弧に対する伊豆弧の衝突現象について, 西南日本東部の基盤構造の湾曲現象に注目した 1980 年代までの研究史の概略を述べる. 1990 年代に入ってから研究過程については, 次章以降を参照されたい.

2.1 湾曲構造形成の古典的考え方

本来は一つの弧状列島であった日本列島 (Japanicher Bogen: 本論での本州弧) は北西からの力で前進したが, 七島山脈 (Shichito Kette: 本論での伊豆弧) にその前進

をさまたげられて, 裂けるとともに屈曲した. その時の大裂け目帯がフォッサマグナである. この Edmund Naumann (1985) の指摘は, E. Suess, 原田豊吉との論争や, Tokuda (1926-27) による雁行山列形成論なども含めた様々な経緯をへて, 基本的には現在のプレートテクトニクスに基づく本州弧-伊豆弧の衝突説に引き継がれている. 1970 年代までの地向斜説に基づいたフォッサマグナの研究史については, 松田 (1984 b), および山下 (1995) の第 10 章の前半を参照されたい. 特に後者では本間不二男, 小林貞一, 江原真吾, 岡山俊雄の考え方が紹介され, 科学的に興味深い.

1970 年代頃までの本州弧側の湾曲構造についての議論は, きわめて概念的な地質構造図に基づいてなされている. この中で西南日本外帯側の湾曲構造を考える上で重要となるのは, 赤石山地西部を南北に走る赤石裂線および光明断層である. これらが大規模な左横ずれ断層であることが横山 (1934) によって認定され, さらに Kimura (1959, 1961 b) によって西南日本弧東部の湾曲構造形成におけるこれらの意義が強調された. また松島 (1973) によって, 赤石山地の基盤地質構造がその南部で北東-南西の, 北部で南北の走向をもつ逆くの字型に屈曲していることが明確となった.

一方, 西南日本東部の内帯側の基盤岩類の屈曲構造も徐々に明らかにされてきた. これについての 1950 年代までの研究史は, 岡山 (1956) を参照されたい. この過

程で重要なのは、西側の近畿弧と東側的美濃弧が会合する対曲構造であるとみなされた琵琶湖東方を接合部とする根尾対曲(小林 1951)の認定である。岡山(1956)はこの根尾対曲の中軸部にあたる敦賀湾から伊勢湾を結び地域について、以下のような先駆的な指摘を行い、地形・地質の第一級の境界として敦賀湾-伊勢湾線を提唱した。

「敦賀湾-伊勢湾線は、七島マリアナ膨隆体と西南日本膨隆体がいわば重なり合っている部分の西方の限界にあたる。(中略)そして、西南日本のうち、七島マリアナ弧との交会の直接の影響を受けた部分が中日本となり、直接にその影響を受けなかった-間接にはおそらく受けているであろうが-西日本とは異なる特色を帯びるようになったのである。」

すなわち、ここで伊豆弧衝突の影響の西限を規定したと言い換えてもよい。引き続き Huzita (1962), 桑原(1968)などによる中部-近畿地方のネオテクトニクスの議論の中で、敦賀湾-伊勢湾線は重要な位置づけが与えられた。しかし、基盤構造の屈曲という観点からの議論については、その後注目されてきたとはいえない。

本州弧と伊豆弧との衝突を、プレートテクトニクスを取り入れて再検討したのは杉村(1972)であり、貝塚(1972), Matsuda (1978)などによって、北または北西に移動するフィリピン海プレートの東縁部にあたる伊豆半島によるユーラシアプレート南東縁部の本州弧への衝突が議論された。その根拠となったのは、伊豆弧から南部フォッサマグナ地域周辺にかけての大地形の把握、伊豆半島を巡る新第三系の地質構造と変形度などである。その後、東北日本は北米プレート上にあることが提唱されたが(小林, 1983; 中村, 1983), 基本的な枠組みに大きな変化はない。

2.2 湾曲構造形成の年代論

ナウマンからはじまり 1980 年代前半頃までは、南部フォッサマグナを取り囲む基盤の湾曲構造は古第三紀あるいはそれ以前に形成されたと、ほとんどの研究者が考えていた(文献多数; 一部は松田(1984a, b)に引用あり)。この年代論は、プレートテクトニクスに基づいた考え方においても引きつがれていた(たとえば, Matsuda, 1978)。

これに対して赤石裂線と光明断層に挟まれた地域の北部で、湾曲構造形成の指標とみなされてきた“古第三系”和田層から前期中新世中期の放散虫化石群集が見出された(中世古ほか, 1979)。この発見を受けて、この地域の左横ずれ断層活動は前期中新世の中期以降に起こったと

する後和田変動(松島, 1980)が提唱された。さらに赤石裂線南端部においても、下部中新統と接する左横ずれ成分が卓越した断層露頭が見出され(狩野, 1988), 左横ずれ断層運動が前期中新世以降に生じたことが事実になった。また、湾曲構造に参加する山地南東部の四万十帯瀬戸川層群から、前期中新世~中期中新世前期の微化石が発見された(Iijima *et al.*, 1981)。これらの結果と赤石山地の四万十帯全体の再検討をふまえて、赤石山地の基盤構造の屈曲は、前期中新世以降に赤石裂線、光明断層を含む左横ずれ断層群の活動と、その内部を構成する地層の再配置を伴い、山地北部では地層の再配置後の中期中新世に花崗岩の貫入を受けたとされた(Kano and Matsushima, 1988; 佐藤ほか, 1989)。

2.3 古地磁気データ

1980 年代に入ると西南日本内帯の新第三系を中心とした古地磁気データによって、新第三紀における日本海の形成と本州弧の回転・移動過程が活発に議論されるようになった(鳥居ほか, 1985; ほか)。以下はその要約で、詳細は Otofujii (1996), Takahashi and Saito (1997) によるレビューを参照されたい。これらの古地磁気データによると、おおよそ前期中新世から中期中新世にかけて西南日本と東北日本の分裂とアジア大陸東縁部からの解離が起こり、西南日本は 15 Ma 頃に急速に時計回り回転を起こした。それに先だった東北日本の反時計回り回転を伴って、日本海は背弧海盆として拡大・成長していった。この時、四国から紀伊、中部地方西部にかけての西南日本外帯は一体となって約 50° 回転し、その内部の帯状構造はほとんど改変されなかった。

湾曲構造の形成を伊豆弧衝突の議論に直接結びつけたのは、先新第三系の基盤岩類に取り囲まれた秩父盆地に分布する下部中新統の持つ 90° 以上東偏した古地磁気データである。これにより、関東山地全体は中期中新世以降に大きく時計回り回転をしたことが明らかになり、この回転は 6 Ma 以降の丹沢地塊の衝突によるものであると主張された(Hyodo and Niitsuma, 1986)。これに対して、Takahashi and Nomura (1989) は、秩父帯の地層中に貫入する 6 Ma 頃の秩父石英閃緑岩の古地磁気方位は現在の磁北方向とほとんどかわらないので、関東山地は 6 Ma 以前の中新世に回転したと考えた。一方、内帯側では後期白亜紀の濃飛流紋岩類と北陸地域の新第三系の古地磁気データをまとめて、Itoh and Ito (1989) は、濃飛地域と能登半島を結ぶ地域から東側の糸魚川-静岡構造線(糸静線)にかけての地塊は 15~12 Ma の間に、それより以西の西南日本主部に対して最大約 50° 程度の半時計回り回転を行ったと指摘した。

2.4 南部フォッサマグナにおける多重衝突説

1980年代後半を中心とした国際リソスフェア探査計画 (DELP) の一環として、南部フォッサマグナ地域が集中的に調査された。その過程で、本州弧と伊豆弧の多重衝突・付加にかかわる議論が重要な役割を果たした。多重衝突説とは、1 Ma 頃に始まり現在も継続中の伊豆地塊の衝突、およびそれに先だって5~6 Ma 頃に丹沢地塊、10 Ma 頃に御坂地塊、15 Ma 頃に楡形山地塊の衝突があったとする考え方である (図1)。この多重衝突説に関する論争の経緯は、松田 (1989)、天野ほか (1999)、青池 (1999) などを参照されたい。誰もが認めた伊豆地塊の衝突を別にして、それに先立つ衝突が存在したことをどこまで認めるか、それぞれの衝突の効果がどの程度であったかが主要な争点であった。この論争では、衝突する側である伊豆弧北端部の地層の年代、古地磁気学、堆積相解析、火山体および火山弧地殻の復元とそれらの変形過程に基づくテクトニクスの議論などが主体であった。

以上のような経過をまとめると、1980年代後半以降は南部フォッサマグナを囲む基盤の湾曲構造は、日本海の拡大、西南日本の時計回り回転、東北日本の反時計回り回転などの中期中新世における一連の大事変と関係させて、中期中新世頃に形成されたとする見解が一般的である。すなわち、フォッサマグナ多重衝突説をふまれば、最初期の衝突が湾曲構造の形成に最も大きな影響を与えたことになる。これに対して、それよりも後の丹沢地塊の衝突を、湾曲構造形成の主要な原因とする主張 (新妻, 1985; Hyodo and Niitsuma, 1986) もある。

3. 西南日本外帯東部の基盤岩類の北方への湾曲

湾曲構造の形成と関連すると考えられる西南日本東部の地質構造の概要を図2にまとめた。このうち西南日本外帯側基盤の帯状構造の北方への湾曲は、伊勢湾付近からはじまり、赤石山地にはいつてから顕著になる。赤石山地の基盤は三波川帯の変成岩類、秩父帯のジュラ紀付加コンプレックス、四万十帯の白亜紀後期-前期中新世付加コンプレックスによって構成され、その主要部は四万十帯の地層からなる。松島信幸による山地主稜線付近の一連の調査 (松島, 1973; など; それらの集大成は、建設省中部地方建設局天竜川上流工事事務所 (監修) (1984)) と、1980年代からの放散虫化石をふまえた地質構造の再検討に基づいて、Kano and Matsushima (1988) は赤石山地の地質構造について、現在にも基本的に引き継がれているまとめを行った。以下ではこのまとめをふまえて、赤石山地の基盤岩の湾曲構造の概要について、原

則的には西から東に向かってまとめていくとともに、その形成過程・形成年代などについての議論を行う。

3.1 赤石山地の基盤地質構造の概要

紀伊半島東部の中央構造線、三波川変成岩類、秩父帯の北部の地層はほぼ東西の走向を持つ。従来、調査報告のなかった志摩半島の四万十帯白亜系の走向もほぼ東西である (小田川, 1996 MS) (図2)。一方、三河地域の中央構造線、三波川帯、秩父帯の走向は東北東-西南西となる。したがって、外帯側の基盤構造の北方への屈曲は伊勢湾付近から始まるとみなすことができる。

三河地域の東部からその東側の天竜川両岸に分布する東西幅数 km の三波川変成岩類は、他の三波川帯と同様な低角ナップ構造が発達しているが、その一般走行は南北である (後藤, 1997; Tagiri *et al.*, 2000) (図3)。したがって、この地域の三波川変成岩類も、鉛直軸回転を起こしてその走向を変化させている可能性が大きい。三波川帯の北西限となる中央構造線の走向は、この付近から北東方向へ変化し始める。三波川帯は天竜川東岸で赤石裂線によって北に変位し、西側の三波川帯は赤石裂線を介して北部では秩父帯と、南部では四万十帯白亜系と接する (図3)。

既に多くの指摘があるように、基盤構造の北方への屈曲はこの赤石裂線から明瞭となる。この赤石裂線と、平行する光明断層とに挟まれた東西幅数 km の地帯は、赤石構造帯 (狩野ほか, 1993) と呼ばれ、その北部は秩父帯の、中~南部は四万十帯白亜系の地層 (光明層群) を主体として構成されており、地層は北北東-南南西の一般走向を持つ。その両側および内部の地層配列に基づけば、赤石構造帯はその地表トレースの長さにはほぼ相当する総計 50 km 以上の左横ずれ水平隔離を、基盤の帯状構造に与えている (Kimura, 1959; 松島, 1973; 狩野ほか, 1993)。この赤石構造帯の内部には、中央構造線に接する幅数 100 m の三波川変成岩類からなるレンズ状岩体に加えて、白亜系下部の水窪層、中新統下部~中新統中部の下部におよぶ遠木沢層、和田層、二俣層群、家田層群などの地層が断層で境されて幅数 100 m のレンズ状に取り込まれている (図3)。これらのレンズ状岩体の存在と断層岩組織が示す剪断センスなどを総合して、赤石構造帯全体は左横ずれ断層運動に伴う横ずれ複合断層帯 (strike-slip duplex) であると解釈された (狩野ほか, 1993)。

光明断層と合流した中央構造線は、南北に近い走向の直線的なトレースを持つ高角断層として北方に連続する。赤石構造帯の変位量はその北端付近でも 50 km 以上に達しているため、赤石構造帯と合流した山地北部の中

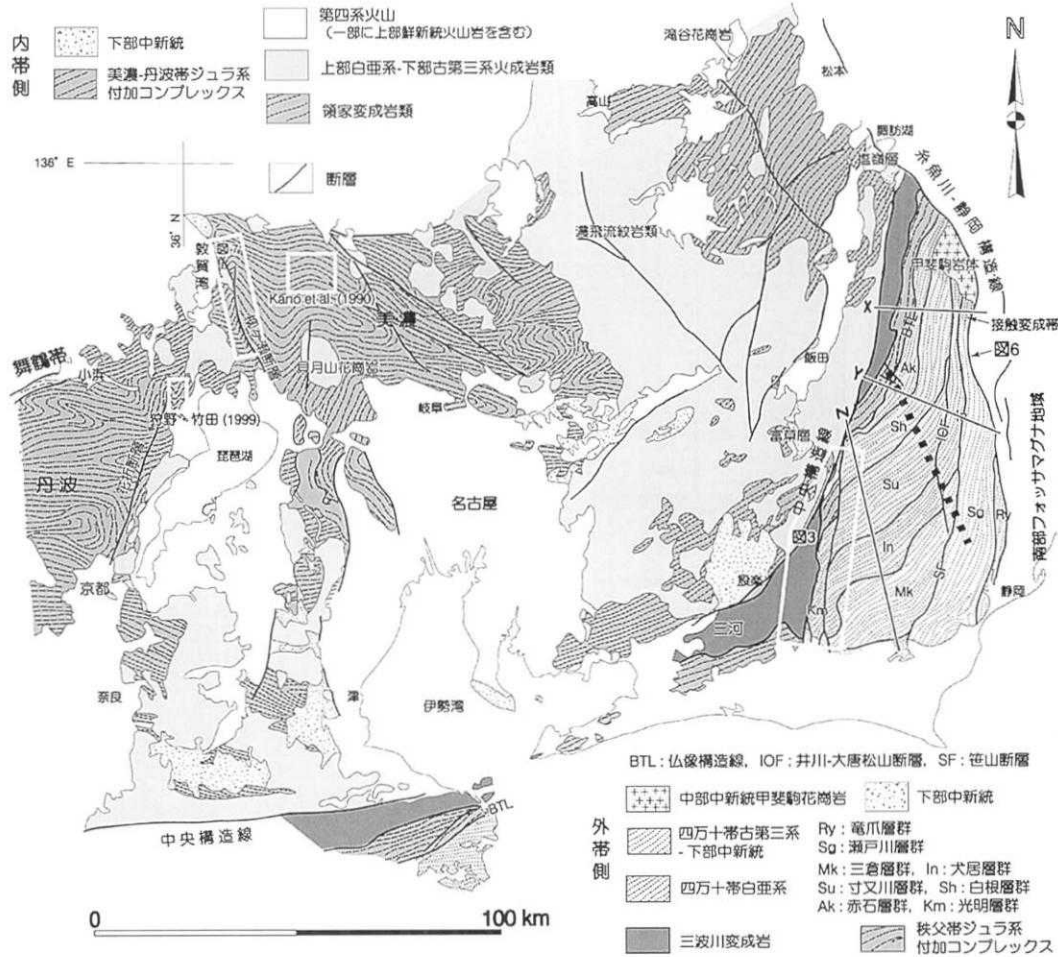


図 2. 西南日本東部の湾曲構造全体図 (Kano et al. (1990) を一部改変して作成). 各凡例内の破線は地層のトレンドを示す. 外帯赤石山地内の太い破線は、逆くの字型屈曲のヒンジの位置.

中央構造線は、赤石構造帯の運動に伴って数 10 km の左横ずれ変位を起こしたと考えられる (Kimura, 1959; 松島, 1973; など). 中央構造線より東側の三波川帯, 秩父帯の幅は、ともに数 km に狭まっている. ここでの秩父帯は中帯 (黒瀬川帯) と南帯 (三宝山帯) から構成され、北帯の構成要素を欠くとされている (Kimura, 1961a).

赤石構造帯の東側の山地主要部は、白亜紀後期～前期中新世の四万十帯の地層から大部分が構成されている. おおよそ小波川から赤石岳をへて井川を結ぶ地域 (図 2 の太い点線部) より南西方の地層の走向は、北東-南西となる. この地域周辺では、他地域と共通する四万十帯の地層に特徴的な、大局的には南東 (海側) フェルゲンツで北西から南東に向かって若くなる地層配列, すなわち赤石層群, 白根層群, 寸又川層群, 犬居層群, 三倉層群によって形成される付加体の帯状構造がほぼそのまま保存されている (Kano and Matsushima, 1988) (図 4 の X 断面).

四万十帯の地層はさらに東側の糸静線に向かってその走向を北北東-南南西に変え、北東端部付近では南北方向となる. この走向変化とともに、四万十帯の分布幅は南西部に比べて約 1/3～1/4 程度に狭まり、その内部を構成するおのおの数 km～10 数 km の幅を持つ寸又川層群, 犬居層群, 三倉層群が、糸静線に達する以前に井川-大唐松山断層や笹山断層によって切断変位され、東方への連続を絶たれている (図 2, 4). これらの断層は左横ずれの水平隔離成分を持つが、断層自体の性格は詳しく検討されていない. 笹山断層の一部は西傾斜の低角逆断層成分を有している (杉山, 1995). またこの地域の地層は南西部に比べて急傾斜となり、一部は北西 (陸側) フェルゲンツの構造を持つようになる (図 4 の Z 断面). 秩父帯と四万十帯を境する仏像構造線は紀伊半島以西と関東山地では一般に北 (陸側) 傾斜であるが、山地北部ではその両側の地層と同様に東 (海側) に急傾斜している.

四万十帯の東部にあたる笹山断層と糸静線との間の地

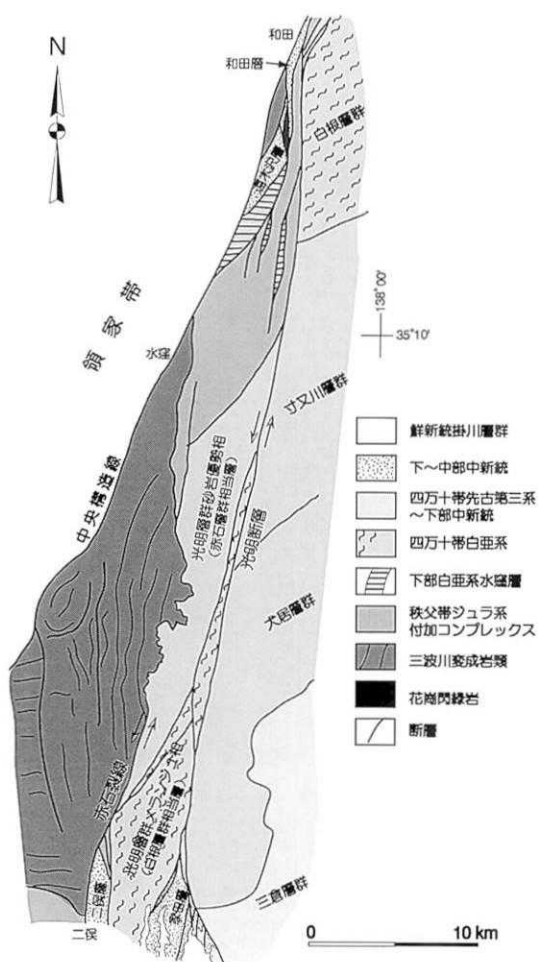


図 3. 赤石構造帯周辺の地質概念図 (狩野ほか (1993) および Tagiri et al. (2000) をもとに作成)

域は、古第三系～中新統下部を主体とする瀬戸川層群および竜爪層群によって構成されている (杉山, 1995)。これらの地層は南西部では北東-南西の走向を持つが、北東方の糸静線に向かって南北に変化する (図 2)。北-中部では瀬戸川層群を、南部では竜爪層群を斜断する糸静線は、全体としては南北方向で中～高角に西に傾斜する逆断層の性格を持ち、東側の南部フォッサマグナ地域の中新統との境界断層をなしている。

以上のように、赤石山地の地質構造は全体として赤石構造帯や笹山断層などの南北方向の左横ずれ断層を伴って北にシフトしていく湾曲構造を形成している。また他地域と比べて三波川、秩父帯の幅の縮小、それに伴う秩父帯北帯の欠如、四万十帯内でのいくつかの地質体の消失など、外帯の地層の帯状構造が再配置している。すなわち、本来は南東 (海側) フェルゲンツを持つ付加体の基本構造は、赤石山地で、それ以西に対して最大 60～70° 程度の反時計回り鉛直軸回転とともに、北から見ると最大 90° に達する時計回り水平軸回転成分を有する変位を生じている。また南東部に位置する地層、すなわち瀬戸川層群や竜爪層群ほど、それより北西側に分布していた付加ユニットの消失により大きく北方に回転変位していることになる。このような赤石山地全体の四万十帯の構造変化を、松島 (1997) は“逆くの字型めくれあがり屈曲”と呼んでいる。

3.2 山地北部での変成・塑性変形作用と花崗岩貫入

四国、紀伊半島の四万十帯の地層と同様に、赤石山地南西部の四万十帯の地層も全体としてはプレーナイト-パンペリ石相から続成帯の範囲の低変成作用を受けてい

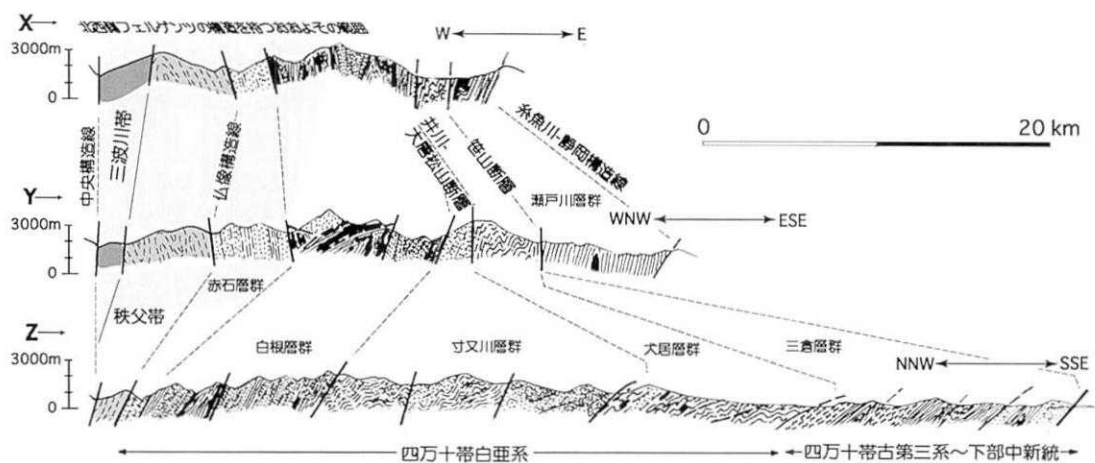


図 4. 赤石山地基盤岩の地質断面図 (Kano and Matsushima (1988) および建設省天竜川工事事務所 (監修) (1984) をもとに作成。断面位置は図 2 を参照)。

る (Toriumi and Teruya, 1988, Tanabe and Kano, 1996; など). それに対して赤石山地では北東部に向かって変成度が増加し, そこには緑色片岩相に達する変成作用を受けた地層が露出している (山田ほか, 1983, 唐沢・狩野, 1992; など). すなわち走向方向に連続する地層であっても, 屈曲構造が顕著となる北東部ほど変成度が高くなる.

また, 北東部の秩父帯・四万十帯の地層は, スレート劈開の形成や流れ褶曲を伴う塑性変形を起こしている (山田ほか, 1983; 唐沢・狩野, 1992; 金本・大塚, 2000). その塑性変形による短縮が, 山地北部での地層の分布幅の減少に寄与している可能性が大きい. 瀬戸川層群北部では, スレート劈開形成に伴った水平短縮量は 30% 以上に達している (唐沢・狩野, 1992). 瀬戸川層群に見られるように, スレート劈開は一般に急傾斜で形成されるが, 山地北部の西部の四万十帯ではスレート劈開の一部は, 地層と同様に中角度に東側に傾斜している (小川, 1978; 河内ほか, 1983). したがって山地北部では, スレート劈開形成後に, 地層と共に劈開も回転し, 東傾斜に転位したと考えられる.

左横ずれ断層を伴って反時計回り回転をしながら再配置した地層は, 山地北部において甲斐駒-鳳凰花崗岩 (以下, 甲斐駒岩体) に不調和に貫入されている (Kano and Matsuhima, 1988; 佐藤ほか, 1989) (図 2). この花崗岩体の主体は花崗閃緑岩質の鳳凰型で, その周縁部に黒雲母花崗岩からなる甲斐駒型が分布し, 最南部には焼地蔵花崗岩と呼ばれる小岩体を伴っている. さらにその周囲の四万十帯には, 幅数 km の接触変成帯が形成されている (Yuasa, 1976). 花崗岩の累帯構造と岩体の周囲の接触変成帯は, 地質図上で表現されるような大きな断層変位を受けていない (図 2).

3.3 湾曲量の見積もり

付加体の内部構造の平行配列性が必ずしも保証されていないこと, 地層のめくれあがりや削剝による地質体の分布幅の変化, 塑性変形を伴う短縮量の見積もりが正確には困難なことなどによって, 以上に述べた帯状構造の湾曲による北方へのシフト量を正確に見積もることは現状ではむずかしい. しかしながら, 中央構造線も含めてももとの帯状構造が直線的だと仮定すると, 以下のような 10~20 km 程度の誤差を見込んだおおまかな推定をすることができる (図 5B).

北西部を構成する三波川変成岩を基準とすれば, 伊勢湾西部から糸静線の間でのシフト量は約 120 km である. 南東部を構成する四万十帯瀬戸川層群の分布を基準とすれば, 赤石構造帯の東側の大井川下流付近から糸静

線にかけてのシフト量は約 70 km 以上である. これに赤石構造帯の変位量 50 km 以上と伊勢湾西部から赤石裂線の西側にかけてのシフト量約 40 km を加算すると, 瀬戸川層群の総シフト量は 160 km 以上となる. したがって, 三波川変成岩よりも瀬戸川層群のシフト量は 40 km 以上多い. このシフト量の差は, 三波川変成岩と瀬戸川層群の間の地質体 (秩父帯の一部, 四万十帯寸又川層群, 三倉層群など) の絞り出し, もしくは抜け出しとともに, 山地北東部での瀬戸川層群も含めた塑性変形による水平短縮に起因するものと考えられる.

3.4 中期中新世における赤石山地基盤岩の湾曲構造の形成

以上にまとめた赤石山地の基盤岩の湾曲構造の形成を議論する際には, できるだけ統一的に説明できる単純なモデルがよい. 以下では, この湾曲構造が中期中新世に形成されたものであることを, 形成年代を示唆する資料をまとめて議論する.

1. 湾曲構造には, 下部中新統を含む瀬戸川・竜爪層群までが参加している.
2. 赤石構造帯中の下部中新統~中部中新統下部の地層は, 三波川変成岩や水窪層と同様にレンズ化されて左横ずれ変位を受けている. 赤石構造帯はその南部で鮮新世の掛川層群に覆われている. したがって, 赤石構造帯の主要な左横ずれ断層活動の時期は, 中期中新世から掛川層群堆積以前の鮮新世の間である (狩野ほか, 1993).
3. 赤石裂線に伴う断層ガウジ中の自生イライト粒子は 15 Ma の K-Ar 年代値を持つ. したがって, 中期中新世に断層活動があった (Tanaka *et al.*, 1995). また, 赤石裂線から連続する中央構造線の断層ガウジは, 12 Ma 頃の K-Ar 年代値をもつ (田中ほか, 1996).
4. 山地北部の地層は南部の地層に比べて変成度が高く, その堆積年代とは関係なく緑色片岩相に達する変成作用を受けるとともに, 流れ褶曲や劈開を伴う塑性変形を起こしている. これらは下部中新統を含む瀬戸川層群に及んでいるので, この変成・塑性変形作用は前期中新世の後期以降に生じている (唐沢・狩野, 1992). ジルコンの FT 熱年代学によると, 山地北部の高変成・塑性変形地域は 13 Ma 頃に 310~230°C のテクトニックレベルから離脱したことを示唆した (山際ほか, 1997). すなわち, この年代以降はより低温の脆性変形領域 (地温勾配を低めに見積もるとおおよそ 10 km 以浅) へと移行したことになる.
5. 山地北部では地層の変成・塑性変形と左横ずれ断層運動を伴う地層の再配置後に, 甲斐駒岩体が貫入している. この岩体の K-Ar 年代は 13.7 (角閃石)~10.3 (カ

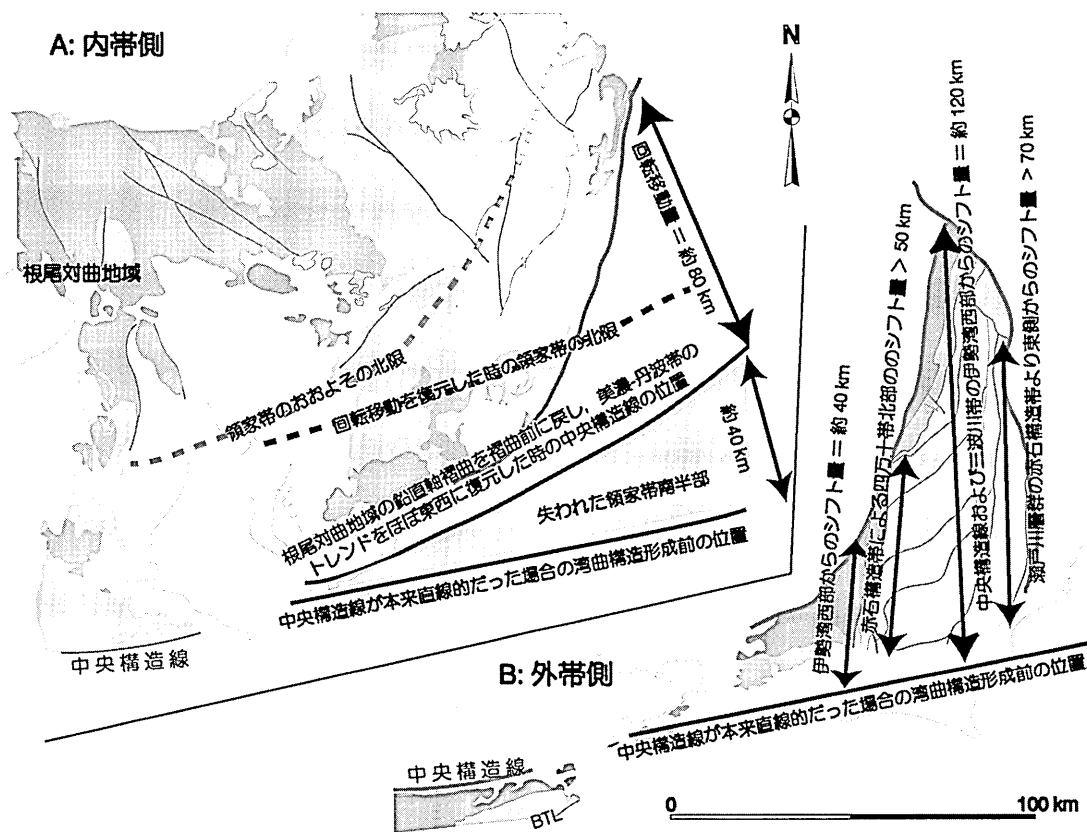


図 5. 西南日本弧東端部の湾曲構造形成に関した変位量を示す模式図。A: 内帯側 (Kano *et al.* (1990) の Fig. 14 をもとに作成), B: 外帯側

リ長石) Ma を示すので、貫入年代はそれ以前である (佐藤ほか, 1989)。なお、甲斐駒岩体でのジルコンの FT 年代は 9.4 Ma 頃とされており (Ito *et al.*, 1989), 周囲の地層の温度降下よりも遅れている。

6. 赤石山地と楡形山地塊によって構成される巨摩山地の境界部では、甲斐駒岩体焼地蔵花崗岩と 15-13.5 Ma 頃の堆積年代 (青池, 1999) を持つ桃の木亜層群とが糸静線を挟んで接し、その両側 100~200 m の範囲でともにマイロナイト (片状岩) 化している。ここでの桃の木亜層群に貫入するヒン岩は接触変成作用を受けている (Koyama, 1991; 竹下・伊勢, 1994) ので、両者を境する糸静線は甲斐駒岩体貫入以後には大規模な水平および垂直変位を起こしていない。

以上のように、赤石山地の基盤構造の湾曲は、甲斐駒岩体の貫入に先立つ 15 Ma 前後の中期中新世に、比較的短期間に形成されたことになる。そして、北部地域での変成作用と塑性変形も、ほぼ同時期に生じているとみなされる。

この湾曲構造の形成という一大事変は、ほぼ同時期であることから見て、日本海の高速拡大とそれに伴う西南

日本の時計回り回転という一大事変と密接に関連していることは間違いがない。また、東南部の地層ほど北方に変位しているので、その形成には南方からの圧縮が関係している。すなわち、伊豆弧北端部の楡形山地塊の本州弧への突入、もしくは本州弧の南方への移動を妨げる楡形山地塊との衝突である。その衝突の余波は、中央構造線の活動を示唆する 12 Ma 頃まで引き続いてきたかもしれない。

3.5 糸静線の初期左横ずれ運動

以上のような赤石山地基盤岩の配置からみると、湾曲構造の形成は甲斐駒岩体の貫入に先立つ糸静線の活動をも伴ったものであり、その時には地層の北方への大規模な引きずりを伴う左横ずれ変位を起こしたと考えるのが自然である (Kano and Matsushima, 1988; 唐沢・狩野, 1992)。しかしながら、いままでに糸静線の初期活動としての左横ずれ運動を示す具体的な証拠は提出されていなかった。糸静線は全域にわたって中新世の地層を変位させるとともに甲斐巨摩岩体をも切断している。したがって、中期中新世以降にも活動し、そのための変位により初期の糸静線の活動の記録が不明瞭になった可能性が大

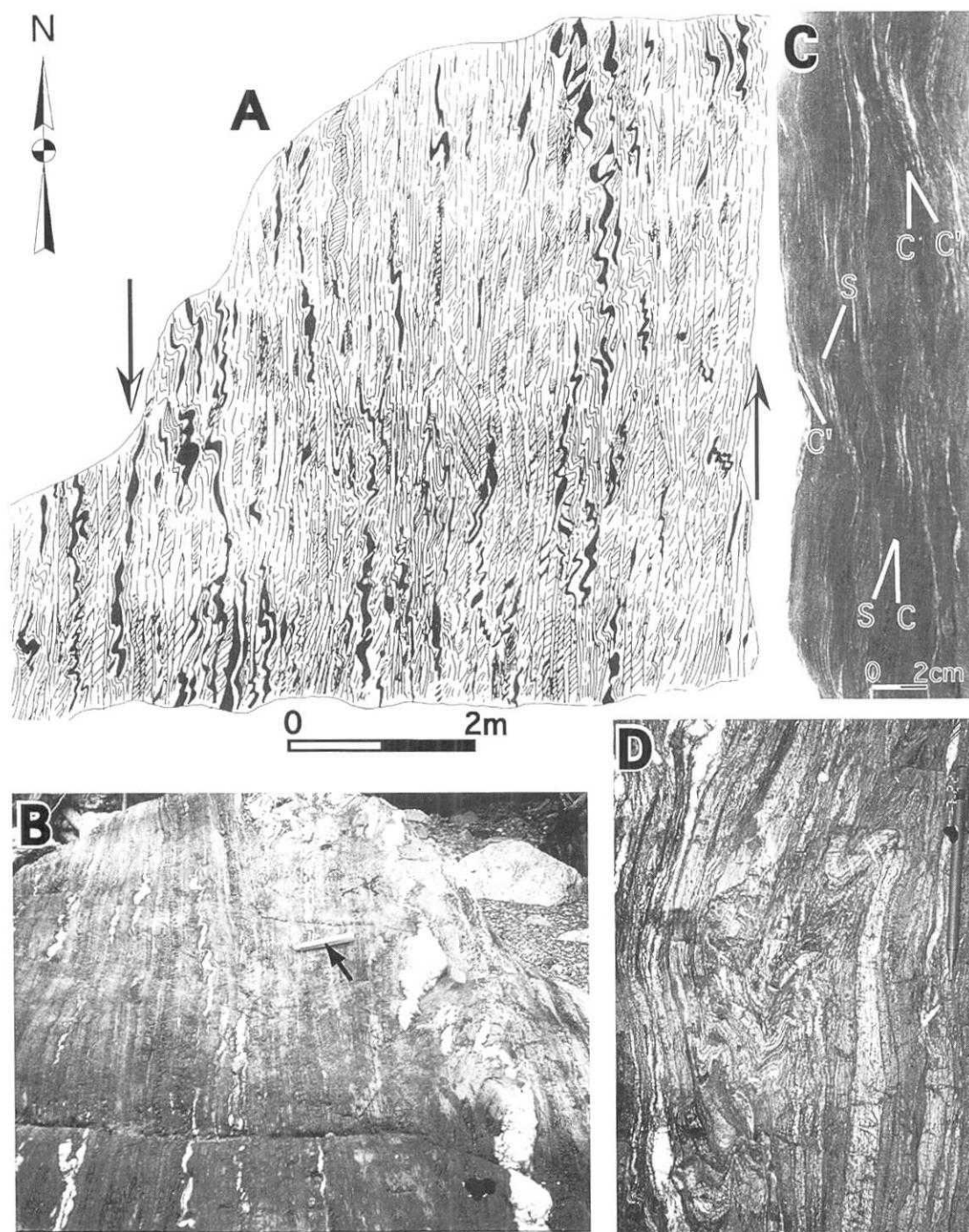


図 6. 古期糸静線の左横ずれ運動を示す塑性変形組織（早川町西山温泉北方：おおよその位置は図2を参照，すべて上方を北に向けて配置）。A: 露頭の一部のスケッチ（唐沢，1993 MS）。露頭の大部分はスレートで構成されている。黒く塗りつぶした部分は石英脈で，左横ずれを示す非対称小褶曲が発達する。B: 別の露頭を斜め上方から写した写真（矢印は長さ20 cmの折り尺を示す）。白色部は石英脈で，非対称小褶曲と膨縮構造が発達する。C: S-C 状の左横ずれ複合面構造組織が発達する細粒泥質部の研磨面写真。D: 砂岩を挟む部分での左横ずれを示す非対称小褶曲。

きい。前述したように山地北部の地温は，13 Ma 以降では脆性変形領域へと低下している。したがって，それ以前の糸静線の活動は，塑性変形組織の中に保存されてい

る可能性が大きい。

そのような糸静線の初期の活動を示唆する塑性変形組織は，西山温泉と奈良田温泉間の早川河床において見出

される(唐沢, 1993 MS)(図6, 位置は図2参照). ここでの糸静線はほぼ南北の走向で, 西に急傾斜している. 糸静線の西側の早川河床には, 南北約500 mに渡って瀬戸川層群の南北走向で急傾斜した劈開が発達したスレートが好露出している. このうち糸静線から約30 m程度の範囲のスレート中には, 以下に示すような剪断変形組織が発達し, それより離れると通常のスレートに漸移する. 剪断変形組織が発達した露頭の一部のスケッチを図6Aに示す.

この部分のスレートは千枚岩化し, 一部に厚さ数cm~10数cmの砂岩層と, 劈開面と平行な厚さ数cmの石英脈を挟む. この砂岩層や石英脈が多いスレートの部分では, 波長, 波高ともに数cm~数10cm程度の北東-南西方向の軸面とほぼ鉛直な軸を持ち, 包絡面が南北方向の非対称褶曲群が発達している(図6A, B, D). 石英脈は褶曲に伴って長い翼側が太り, 短い翼側が痩せた膨縮構造を有している(図6B), 脈を構成する石英粒子は, 動的再結晶を伴う塑性変形を起している. この非対称性から, 褶曲は左横ずれの層平行剪断によるものであると判断できる.

これに対して, 砂岩層と石英脈が少ない部分の細粒なスレート中には褶曲は発達せず, 急傾斜した劈開面によって構成されるマイロナイトのS-C構造に類似した複合面構造組織が発達している(図6C). その非対称性から, この組織は左横ずれ剪断運動によって形成されたものであると判断できる. 鏡下では, 細粒の自生イライト粒子が複合面構造組織にそって配列している. 以上のような特徴から, 褶曲構造と複合面構造組織は, 糸静線の左横ずれ運動にともなって塑性変形領域で形成されたものと見なされる.

甲斐駒岩体焼地蔵花崗岩および桃の木亜層群のマイロナイト(片状岩)の組織は, 北西から南東への衝上センスをもち, 花崗岩の貫入・上昇によるものであると考えられている(竹下・伊勢, 1994). したがって, この塑性変形作用は糸静線の大規模左横ずれ運動より後に起こったことを示している.

3.6 御坂, 丹沢地塊の衝突効果?

赤石山地の内部には, 後期中新世~前期鮮新世にかけての地層が分布していない. したがって, この期間の山地のテクトニクスについての直接的な情報はないので, 山地周辺の堆積盆の消長から間接的に考察しなければならない.

山地の南方では, 瀬戸川層群を含めた中新世の付加体を覆う西郷層群, 相良層群, 掛川層群, 曾我層群などの後期中新世~前期更新世にかけての前弧海盆堆積物が分

布している(茨木, 1986). これらの地層は主として砂岩, 泥岩からなり, 掛川層群基底の萩間礫岩層(3 Ma頃)を除けば, 大規模な粗粒碎屑物がほとんど認められない. これらからみても, 山地のほとんどは陸化していた可能性があるが, 急速に広域的な隆起・成長をして山岳地化したとは考えられない.

赤石山地の急激な隆起・浸食の開始は, 南部フォッサマグナ地域では最後の海成層である富士川層群最上部の礫岩層に記録されている. 礫岩層は, 赤石山地側から大量の礫が供給され始めた3 Ma以降の後期鮮新世に, 現在の駿河トラフのような急深な海底谷を埋積した地層である(狩野ほか, 1985; 高木・岡田, 1987). しかし, 富士川下流に分布する同時代の浜石岳礫層の礫の主体は赤石山地起源ではないので(松田, 1984b), 山地の隆起・浸食はまだ部分的であったらしい.

この時期には南部フォッサマグナ地域で楯形山地塊の衝突・付加に続いて御坂地塊, 丹沢地塊との衝突・付加が起こったとされている(天野ほか, 1999). この時期の多重衝突が赤石山地内部にどの程度の影響を与えたかは明らかではないが, 前述した中期中新世の地殻構造改変ほどの事変が起こったことを示唆する証拠はない. 山地南方の前弧海盆側のデータから判断すると, 山地は比較的静穏期であったとみなされる.

山地南東部の糸静線は, 後期中新世~鮮新世の地層と瀬戸川層群および竜爪層群との境界となっている. 糸静線はこの時期以降にも西側上昇成分を持つ活動をし, 現在に近い地層境界を形成していったと考えられる.

3.7 伊豆地塊の衝突と赤石山地(南アルプス)の成立

赤石山地の西方では, 2 Ma頃から砂礫層の堆積が本格的になる. この時期に赤石山地から流出した砂礫は伊那層として, 天竜川東岸地域に巨大扇状地を形成している(松島, 1995). 一方, 山地南方に大量の礫層が現れるのは0.95 Ma頃のハラミヨ期以降である. この地層は小笠層群と呼ばれ, 後期鮮新世の掛川層群を削り込んだ海底谷を埋積している(石田ほか, 1980; 武藤, 1985). これらの礫層の分布から見ると, 赤石山地は鮮新世後期頃から本格的に隆起を開始し, おおよそ1 Ma以降に全般的な隆起が活発になったと考えられる. 主稜線より西側の赤石山地は, 1 Ma頃から伊那谷方向に傾く傾動隆起を起し, 現在に至っている(森山, 1990; 松島, 1995). この運動が, 南アルプス傾動ブロック運動である(松島, 1995). 傾動ブロック運動のヒンジラインを天竜川とした場合の主稜線付近の隆起量は, 2,500 m以上と見積もられる(森山, 1990). アパタイトのFT熱年代学では, この山地に露出する基盤岩類は1 Ma以降に60-120°C

の温度領域よりも低下したとされている(山際ほか, 1997). すなわち, 1 Ma 以降に数千 m 程度の山地の上昇・削剝があったことが示唆される. 以上から, 伊豆地塊の衝突と赤石山地の急速隆起は, 時期的にみて連動していることになる.

赤石山地内部には第四紀後期に活発に活動したと考えられる活断層は知られていない. 中央構造線の一部は活断層の可能性があるが, 全域を通じて活発に活動していたとする記録はない. 赤石山地の東縁部で地形に大きく影響を与えているのは, 北部では諏訪湖南西から富士見, 白州にかけての活断層群であり, これらは地質境界としての糸静線にほぼ相当している. 一方, 釜無川以南では, 甲府盆地西縁を画する下田井断層などの活断層群(遠田ほか, 2000), 富士川中流の曙逆断層, 身延断層および富士川下流~河口にかけての活断層群が地形的境界となっている. そして, 主として四十帯の地層より構成される赤石山地と楯形山地塊の地形的表現ともいえる巨摩山地を境する糸静線は接峰面高度の大きな変換線とはなっておらず, 第四紀後期に活発に活動したとする証拠は, 地形的にも地質的にも明瞭には認められない. これに対して, 巨摩山地東南部の曙逆断層は, 鮮新世後期の曙礫岩層が作る閉じた向斜構造上に形成された東に緩傾斜する標高 650-250 m 程度の小起伏面(平須面)と, 西側に分布する山頂高度 1,500 m 以上の山地との境界断層として急崖を作っている(狩野ほか, 1985). すなわち, 曙逆断層は第四紀に入ってから km オーダーの上下変位をし, 巨摩山地は赤石山地と一体となって急速隆起を行っていると考えられる. したがって, ナウマンの見たフォッサマグナの西縁を境する急崖のうちその南半部は, 地質学的境界としての糸静線ではなく, これら活断層群が作る地形境界である.

測地測量データでは, 赤石山地の主稜線付近は年間約 3~4 mm 以上の速度で隆起する日本最速の隆起山地であることが示されている(壇原, 1971; 加藤, 1984). もし, この隆起速度が過去から継続していたとすれば, 赤石山地は最近 100 万年間で形成されうることになる. 前述した 100 万年前以降の赤石山地(南アルプス)の急速隆起は, この測地学的データとも矛盾しない.

4. 西南日本内帯の基盤岩類中の鉛直軸褶曲

西南日本内帯の主要部を構成する美濃-丹波帯は, 碎屑岩類とチャートおよびそれらが混在した地層を主体とするジュラ紀から白亜紀最初期にかけて形成された典型的な付加コンプレックスである(たとえば, Wakita, 1988; Otsuka, 1988; Kimura, 1997; など). ほぼ水平に

形成された付加体特有のパイルナップ構造は, その後の数 km オーダーの正立褶曲で改変され, さらに白亜紀後期には花崗岩類により貫入されている. その南側の領家帯は, 白亜紀後期の花崗岩類と, 付加コンプレックスが白亜紀後期に変成された変成岩類から構成されている. その東部を構成する美濃帯や領家帯の変成岩類もより西側に比べて反時計回りの走向を持ち, 伊豆弧衝突の影響を受けているとみなされる. 本章では衝突に関係したと考えられる地質構造の実態についての議論を行う. ここでは外帯側とは逆に, 東から西へと説明していくことにする.

4.1 木曾-伊那地域の領家帯および美濃帯の反時計回り回転

糸静線に近い領家帯と美濃帯東部の地層の走向は北東-南西方向であり, 西南日本の全体的な構造方向とは反時計回りの方向を取っている(図 2, 5A). ここでも, 赤石山地の基盤構造の屈曲に伴って本来の東-西~東北東-西南西の走向から鉛直軸回転したものであると解釈されるのが一般的である. この地域の付加体も前述した付加体特有の基本構造が保存されている(Otsuka, 1988)ので, 付加体形成後に蒙った地層の水平軸回転成分による変形は少なかったものと判断できる. ここでも南北方向の中央構造線に近接するにつれて, 美濃帯, 領家帯の分布幅が狭まっていく(図 2). このうち, 領家帯の幅は中部地方南部以西の地域に比べておおよそ 1/2 となり, 中~弱変成の変成岩が主体となり, 花崗岩と高変成の片麻岩の分布が少なくなる. また変成岩の走向と中央構造線との斜交角度も, 中部地方南部より西側地域での時計回り数度に対して, 20°以上とより大きくなる. これらからみると, 中部地方北部では他地域でみられる花崗岩類と高変成の片麻岩類が卓越した領家帯の南半部が欠けている可能性が大きい. この“失われた領家帯南半部”は, 後述する復元位置(図 5A)に戻した方向で見ると, 最大幅は東部において約 40 km 程度に達し, 西に向かって幅が狭まる全長 100 km 程度のクサビ状地帯であると想定される.

中央構造線の内帯側には, この断層の古期の活動に伴って形成されたと考えられているマイロナイトが分布している. このマイロナイトの内部構造や反射法地震探査などによって, 赤石山地南西部から紀伊半島, 四国にかけての中央構造線は, もともと低角な断層であったことが明らかにされた(Yamamoto, 1994; 伊藤ほか, 1997; など). 前述したように赤石山地では中央構造線の走向が赤石構造帯との合流点付近から南北方向に急変するが, それと呼応してマイロナイトを含む断層岩の内部構

造も高角の姿勢を持つ。この高角化したマイロナイトは、赤石構造帯の変位と関連した水平軸回転成分を伴う“まくれ上がり”によるものと解釈できる(松島, 1997)。

木曾山地から飛騨山地南部の美濃帯は、その南西方で上部白亜系の濃飛流紋岩類と接している。この濃飛流紋岩類の古地磁気方位も大きな東偏を示さないで、濃飛ブロックが西南日本中～西部に対して相対的に反時計回りの鉛直軸回転運動を行ったことになる(Itoh, 1988)。この結果と能登半島以北の北陸新第三系の古地磁気方位とあわせると、濃飛流紋岩類分布地域とより東側の領家帯、美濃帯の基盤岩類は、それより西方の基盤岩類に対して15～12 Maの間に反時計回り回転をしたものと解釈できる(Itoh and Ito, 1989; Otofujii *et al.*, 1999)。領家帯の変成岩および花崗岩類が前期中新世以降に反時計回り回転をしたことは、伊那谷南方に分布する下部中新統富草層群の古地磁気方位が大きな東偏をしていないことにも示されている(林田, 1992)。この周辺での領家帯の構造方向は北東-南西なので、それを覆う富草層群も基盤岩類とともに40～50°程度の反時計回りの回転を起こし、現在の古地磁気方位を示すようになったものと解釈でき、濃飛地域のデータと調和的である。

西南日本内帯東部の反時計回り地塊回転が、外帯のそれと時期を異にして独立に生じたとは考えがたいので、この回転も赤石山地の地殻改変と連動して中期中新世に生じたとみなすのが妥当である。ただし、基盤岩の走向が南北となる赤石山地北東部に比べれば、その回転角度は2/3～1/2程度である。また中央構造線に伴うまくれあがったマイロナイトを除けば、この回転運動は鉛直軸成分が主体であったとみなされる。

4.2 根尾対曲地域の美濃-丹波帯の地質構造

濃飛流紋岩分布地域より西側の美濃-丹波帯は世界でも最もよく研究された付加体の一つであり、低角のナップが累重した付加体特有の構造がよく保存されている(Wakita, 1988; Kimura, 1997; 木村, 2000; など)。しかし、各種の地質図(小林ほか, 1970; 滋賀県自然環境研究会地形地質調査部・編, 1979; 脇田ほか, 1992; など)に表現されるその構造は、付加体としては異常に屈曲している(図2)。この異常屈曲の原因の一つは、花崗岩類の貫入に先だって形成されたkmオーダーの正立褶曲の軸が西にプランジしているためである。このような屈曲構造は、美濃地域中～東部に特徴的に認められる。本論で問題とするのは、これだけでは説明できない屈曲構造である。例えば美濃地域中部の地層の走向は北西-南東で、島弧の構造方向と大きく斜交する。また、美濃地域と丹波地域の境界部付近での地層の屈曲は特に顕

著で、その一部は南北の走向をもち、丹波地域内の花折断層の西方に入るとほぼ東西になる(図2)。この美濃地域から丹波地域にかけての大きく見ると北に凸を向けたへの字型の屈曲構造が根尾対曲(小林, 1951)である。この根尾対曲の内部では、敦賀湾-伊勢湾線を挟んだ美濃帯と丹波帯との境界付近の屈曲現象は特に顕著である。ここでは、島弧の方向とほぼ直交した南北方向のヒンジを持つkmオーダーの屈曲が発達している。

前述したように岡山(1956)はこの根尾対曲の意義を強調したが、それ以後に根尾対曲周辺の屈曲構造の解析を主要なテーマとした調査事例は少ない。中江・吉岡(1998)、栗本ほか(1999)は、これらの屈曲は北に緩くプランジしたヒンジを持つシンフォーム、アンチフォームの表れであるとしたが、詳細な解析は行っていない。狩野ほか(1990)、Kano *et al.*(1990)では、高角に傾斜する層面を指標に用いて解析された根尾対曲東翼の美濃帯冠山地域(図2)における結果をふまえて、この屈曲構造が西南日本弧のトレンドとほぼ直交した南北方向のヒンジ面と急傾斜した回転軸をもつシェブロンないしはメガキック褶曲作用によって形成されたものであることを指摘した。狩野・竹田(1999)は琵琶湖北方野坂山地南部の丹波帯(図2)において、泥質岩中に発達するスレート劈開を用いて半波長数百～数kmのシェブロン褶曲状の屈曲構造の解析を行い、その内部にさらに小規模な屈曲構造を見いだした。この屈曲構造のヒンジ面は南北走向で高角に傾斜し、軸は高角にプランジしている。より小規模な屈曲構造を伴う部分では、そのヒンジ面は脆性的に破碎されている。これらの特徴からこの地域の屈曲構造は、ほぼ鉛直な軸のまわりを急傾斜した地層が回転することによって形成された座屈褶曲であり、地層の変成度と変形様式からみたその形成深度は地下数km程度であったと議論した。

4.3 敦賀湾-伊勢湾線の中軸部における鉛直軸褶曲と柳ヶ瀬断層の起源

前述した野坂山地と同様な結果は、敦賀湾-伊勢湾線の中軸部にあたる柳ヶ瀬断層周辺における最近の調査によっても得られている(図7)。柳ヶ瀬断層周辺の屈曲構造については滋賀県自然環境研究会地形地質調査部・編(1979)、三浦・服部(1986)、栗本ほか(1999)、脇田ほか(1992)などの地質図に示されていたが、それらの詳細と意義は解析されていなかった。以下の紹介に対する詳細な記載は、別報(狩野, 2002)を参照されたい。

柳ヶ瀬断層は総延長35km以上に渡って北北西-南南東～南北方向の直線的なトレースを持つ左横ずれ活断層である。そのほぼ全域に渡って、断層より東側の地層は

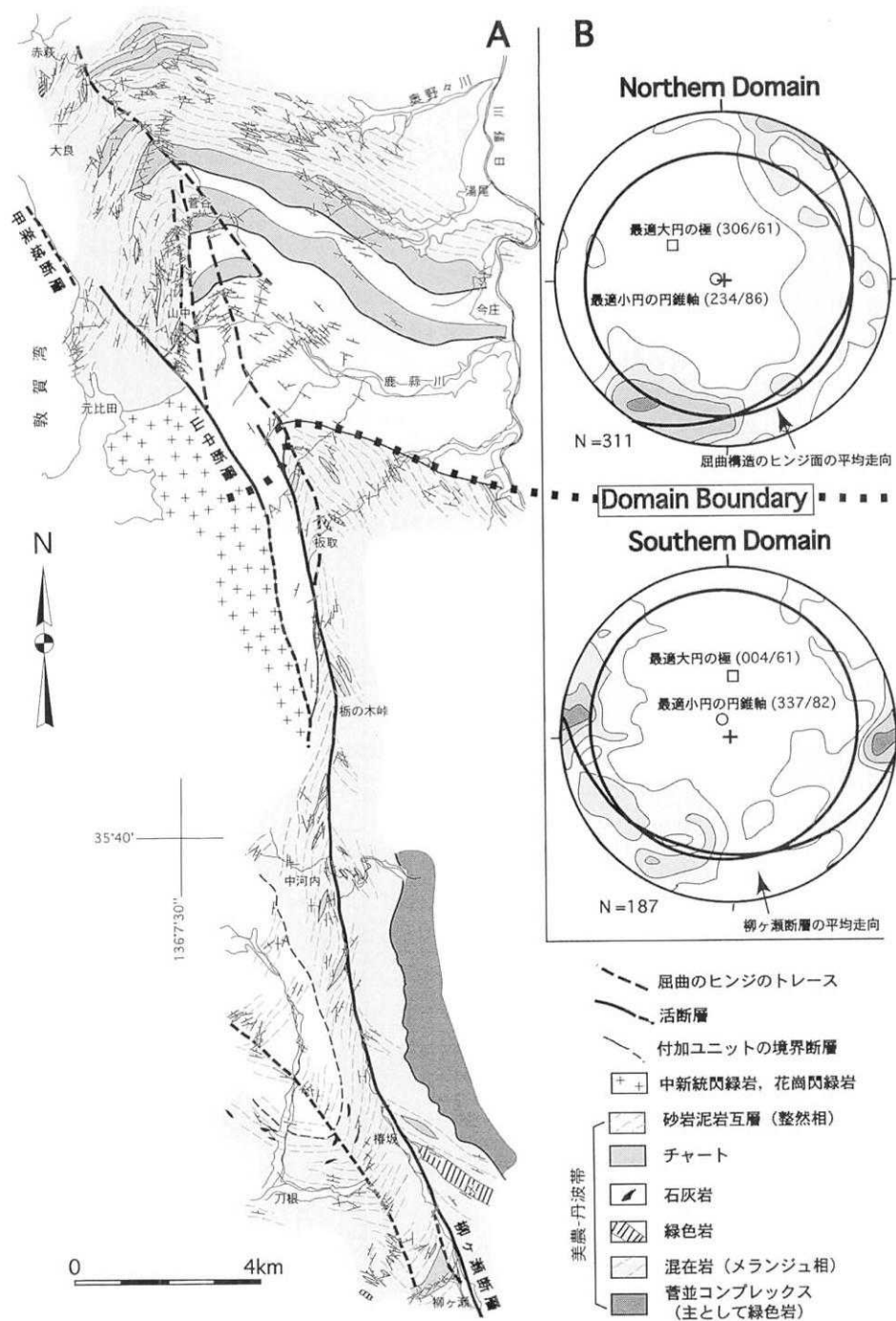


図 7. A: 柳ヶ瀬断層周辺地域 (位置は図 2 参照) の地質図. B: 層理面の極のシュミットネット投影図 (下半球使用, コンタ間隔=1%). ネット中のカッコ内の数値は最適大円の極または最適小円の円錐軸の姿勢 (方位/プランジ角度).

北西-南東の走向を持ち, 断層近傍で走向を断層とほぼ平行に変化させる. 一方, 断層の西側数 km の範囲の地層は北東-南西の方向を持ち, 断層近傍で断層とほぼ平行な走向に変化する. すなわち, 柳ヶ瀬断層周辺の地層は, 同断層を挟んで北に凸を向けた翼間角が 90° 以下の

尖った山型の褶曲構造を取っている (図 7A). 断層両側の層理面の極の分布が作る最適大円から得られる褶曲のヒンジは, 北に 60° 程度プランジしている (図 7B). ヒンジのプランジ角は断層の直線的なトレースから示唆される急傾斜と調和的なので, 柳ヶ瀬断層自体がこの褶曲

のヒンジ面を構成しているとみなすことができる。

柳ヶ瀬断層は北部で走向を北北西に変化してから消滅する。その北端部付近から西にオーバーステップして、北西-南東の走向を持つ長さ約5 kmの左横ずれ活断層である山中断層、さらに西側にオーバーステップして甲楽城断層が存在する。ただし、甲楽城断層は敦賀湾東岸の急崖下の海底に位置するので、その実態はとらえられていない。この柳ヶ瀬断層の北端部より北側の地層には、大きくみれば北西に凸を向けた北西-南東方向の軸面を持つ半波長数 km 以上の山型褶曲が認められる(図7A)。褶曲の北東翼の地層は柳ヶ瀬断層の東側と平行な北西-南東走向であるが、甲楽城断層にいたる褶曲の南西翼は南北~北東-南西の走向を有し、一部にさらに波長の短い褶曲が認められる。北部全域の層理面の極の分布が作る最適大円から得られる平均褶曲軸は、北西に60°程度プランジしている(図7B)。

以上から、柳ヶ瀬断層両側の地層の褶曲と、同断層北端部より以北の褶曲構造は、一連の成因をもつものと考えられる。その褶曲軸は南部では北に、北部では北西に約60°プランジしている。あるいは狩野・竹田(1999)と同様に、層理面の極の分布が全体の回転軸が得られる小円分布をなすとみなせば(図7B)、急傾斜していた地層と20°程度斜交する80°以上プランジした半頂角70°程度の円錐軸のまわりを地層が回転した結果形成された褶曲とみなすこともできる。断層と褶曲の全体的な配置から判断すると、この大規模褶曲は柳ヶ瀬断層の左横ずれ運動に伴った断層伝搬褶曲(fault-propagation fold)として形成された可能性が考えられる。あるいは、褶曲の成長に伴って破壊された軸部に形成されたのが、柳ヶ瀬断層であるとみなしても良い。

以上のような構造と同様な構造が、より南西方の花折断層地域でも観察される。花折断層も柳ヶ瀬断層と同様に、基盤の丹波帯の地層の屈曲部に位置し(木村ほか, 1991, 2001)、その北端部から北側には、北に凸を向けた km オーダーの屈曲構造が認められる(中江・吉岡, 1998)。ここでも、ほぼ鉛直回転軸を持つ褶曲と活断層の起源としての断層活動との関係が示唆される。なおこの屈曲構造の東に隣接して、狩野・竹田(1999)が示したほぼ鉛直な軸を持つシェブロン褶曲が発達している。

4.4 内帯の屈曲構造形成と形成以前への復元

このように、根尾対曲地域の両翼と中軸部に位置する美濃-丹波帯の地層は、ほぼ鉛直な回転軸と南北方向に軸面を持つ褶曲によって地質図規模の屈曲構造を形成しながら、東西方向に水平短縮を受けていることが明らかになった。Kano *et al.* (1990) は、約 50 km の幅をもつ

根尾対曲地域の全域に対して、おおよそ 30% 前後の東西方向での水平短縮が生じたと推定した。この結果は、狩野・竹田(1999)と今回の柳ヶ瀬断層周辺の調査によってさらに補強された。このような島弧と平行方向からの圧縮によるほぼ鉛直な回転軸をもつ褶曲は、美濃-丹波帯の低角ナップ構造を作った付加作用に直接関連して形成されたものとは考えがたい。このような形態の地質図規模の屈曲構造は、近畿以東の美濃-丹波帯から領家帯にかけては根尾対曲地域にのみ発達し、その他の地域では顕著ではない(図2)。

前述した内帯東部の反時計回り回転と、根尾対曲地域の屈曲構造は、両者ともほぼ鉛直な回転軸によるものであり、その規模は数 10 km 以上の範囲に及んでいる。したがって、両者の形成が異なるテクトニックイベントによるものであると考えるよりは、一連のイベントで形成された可能性をまず検討してみる必要がある。

ここでもととの付加体の形成に伴う美濃-丹波帯から領家帯にかけての構造層序ユニットの配列が現在よりも直線的であったと仮定し、屈曲構造の存在が顕著でなくなる花折断層よりも西側の丹波帯を固定したとする。この状態で対曲地域を東西方向に短縮して地質図規模の屈曲構造を形成させれば、西南日本弧東部は大きく半時計まわりに回転することになる(Kano *et al.*, 1990)。あるいは、西南日本弧東端部が半時計まわりに回転するのに伴って生じた大規模褶曲の内弧側が東西方向に圧縮され、座屈をおこすことによって形成されたのが根尾対曲内部の屈曲構造であるとしてとらえてもよい。

この内帯側の屈曲構造が形成する以前への復元過程は Kano *et al.* (1990) で示した。山北・大藤(2002)は、さらに発展させて美濃-丹波帯内の付加ユニットの対比を考慮した復元を行っている(彼らの Fig. 3 参照)。いずれの復元においても、美濃-丹波帯と領家帯の東部は時計回りに回転し、西南日本主部と平行な東北東-西南西の走向に戻る。その結果、糸静線と近接した美濃-丹波帯および領家帯の北東端部は南東に約 80 km 移動する(図5A)。それでも中央構造線の東部は、この方向とは20~30°反時計回りに斜交した方向になる。中央構造線も直線的に戻すためには、地域東部の中央構造線と現在の領家帯の間に、前述した東端部で約 40 km の幅を持つ“失われた領家帯南半部”を挿入させてやれば良い(図5A)。これによって、赤石山地の中央構造線および三波川帯の北へのシフト量約 120 km と、内帯側での屈曲量とが調和する。すなわち、外帯側の湾曲と内帯側の屈曲の形成が、統一的に説明できることになる。

根尾対曲地域には新第三紀の地層が分布していないの

で、屈曲構造の形成時期を独立に限定できる有力な資料は現在のところ得られていない。以上の復元が正しいとし、古地磁気データが示すように内帯東部の西南日本主部に対する反時計回り回転が中期中新世以降に生じたとするならば、根尾対曲地域の屈曲構造も中期中新世以降に形成されたことになる。そして、伊豆弧衝突の効果は糸静線から約 200 km 離れた根尾対曲の西縁部とみなされる花折断層周辺にまで及んだことになる。一方、美濃帯中部の貝月山花崗岩 (図 2) のように (斎藤・澤田, 2000), 屈曲構造のヒンジ部を切って付加コンプレックスに花崗岩が貫入しているように見える部分がある。もしそうならば、屈曲構造の形成時期は付加体の基本構造が東西方向の正立褶曲で改変した後の、前期白亜紀の後期から後期白亜紀の前期頃にかけてとなる。この可能性を支持する内帯を短縮回転させるようなテクトニックイベントは、現在までに知られていない。花崗岩の変形と屈曲構造の関係の調査が、さらに必要である。

4.5 木曾山地・飛驒山地の隆起と伊那谷の形成

後期中新世から鮮新世前期にかけての堆積物が分布しないために、この間に内帯東部において伊豆弧衝突の効果が及んだかどうかについては定かではないが、前述した中期中新世の地殻構造改変に比べれば問題にならない程度であろう。鮮新世後期から第四紀にかけてのこの地域の顕著なテクトニックイベントは、赤石山地に対して左 (杉型) 雁行配列する木曾山地、飛驒山地の隆起と伊那谷構造盆地の形成である (図 1)。

松島 (1995) のまとめによると、伊那谷の草創期は 2.5 ~ 1.0 Ma であり、1.0 ~ 0.2 Ma を高起伏時代への転換期として木曾山地の上昇が始まったとした。池田 (1990)、森山 (1990) も同様に、木曾山地は更新世に入ってから現在まで急速に隆起している山地としている。これに対して彼らは、飛驒山地の隆起は鮮新世中期 (約 3 Ma) 頃に始まり、更新世中期以降は活発に隆起していた証拠はない、もしくは隆起が緩慢となったとしている。しかしながら、飛驒山地の最高峰である穂高山地南部には世界で最も若い深成岩体である滝谷花崗閃緑岩が露出している (Harayama, 1992; 原山, 1994)。最近の研究 (原山, 1999) によると、滝谷岩体が固化した時期は 1.4 ~ 1.0 Ma 頃であり、その後、急激に飛驒山地は隆起・削剝されたと考えられている。

このように、伊那谷の形成、木曾山地、飛驒山地の隆起は、第四紀に入ってから活発になったと考えられる。1 Ma 以降に赤石山地の隆起が活発となった原因が伊豆地塊の衝突に求められるとするならば、それと雁行する木曾山地と飛驒山地の隆起も伊豆弧衝突に起因すると考

えるのが自然である。ただし、飛驒山地の隆起については、火成活動との関係を考慮する必要がある。また、木曾・飛驒山地での測地学的上下変動は赤石山地に比べるとわずかなので (壇原, 1971)、現在では両山地の隆起は赤石山地ほどには進行していないようである。

第四紀に入ってから内帯東部で顕著な鉛直軸回転が起こらなかったことは、以下のデータで示されている。荒木ほか (1998) によると、福井、石川、岐阜、長野に分布する鮮新-更新統の古地磁気方位は現在の地磁気方位と有意な差がない。さらに、湾曲構造の形成による北へのシフト量が最も大きくなる糸静線と中央構造線の接合部付近において領家変成岩類を不整合に覆う下部更新統の塩嶺層の古地磁気方位も、現在とほぼ同様な磁極方位を示している (三輪・星, 2002)。

伊豆地塊の衝突の影響が、木曾・飛驒山地を越えてどの程度まで西方に波及しているかは不明である。中部-近畿地方では 1 Ma 以降に多数の活断層が活発に活動している。これらの活動は、伊豆地塊の衝突効果というよりは、太平洋プレートの沈み込み、もしくはアムールプレートの東進 (石橋, 1995; など) といったより広域的な運動に影響されているものかもしれない。第四紀後半の活断層活動については、今回の柳ヶ瀬断層の調査で示されたように、中期中新世以降の地殻構造改変に伴って形成されたと考えられる屈曲構造のヒンジ部や断層を再利用している点に留意すべきである (狩野, 1999)。

5. おわりに

本論では伊豆弧衝突が西南日本弧の基盤岩に与えた影響についてまとめた。従来から指摘されているように、伊豆弧の衝突は外帯側にある赤石山地の基盤構造に大きな影響を与えている。ここでは伊豆弧衝突の際に、赤石構造帯や糸静線を含めた左横ずれ断層活動を伴って反時計回りの鉛直軸回転とともに、北東部での水平軸回転成分の結果、総計幅数 10 km 程度の地質体が絞り出しと削剝、あるいは東側のフォッサマグナ地域へ抜け出すことによって消失し、帯状構造の再配置をもたらしている。これに伴って中央構造線と内帯の東端部も反時計回りに回転し、マイロナイトの高角化や領家帯南半部の絞り出しと削剝、あるいは楔が抜け出すような現象を伴っている。この結果として、西南日本弧東端部のうち内帯の木曾-伊那地域の美濃帯-領家帯は約 80 km、赤石山地三波川帯は約 120 km、同四万十帯南東部は 160 km 以上北方にシフトしている。そして、伊豆弧衝突の内帯側への影響は糸静線から約 200 km 離れた花折断層周辺にまで達し、根尾対曲地域に急傾斜したヒンジと南北方向のヒン

ジ面を持つ km オーダーの屈曲構造を形成している。

このような大規模な地殻構造改変が中期中新世頃起こっていることから、これらは 15 Ma 前後の日本海拡大と西南日本の時計回り回転と密接に関係したものと考えられる。西南日本弧を一体と仮定すると、その東端部は 60 cm/y の速度で 100 万年間に 600 km 南東方へ移動したと見積もられている (鳥居ほか, 1985)。一方、西南日本弧東端部における湾曲構造の形成期間が 100 万年間程度だとすると、シフト量から見積もられる変位速度は 8~16 cm/y となり、想定された西南日本弧東端部の高速時計まわり回転速度の 1/8~1/4 の速度で反時計回り回転が生じていることになる。すなわち、西南日本弧東端部は伊豆弧北端部との衝突によって、より西側の西南日本弧主部の高速回転についていかれずに、見かけ上押し戻されるような形で湾曲したとみなすことができる。

時計回り回転をする西南日本弧は、その背後で拡大していく日本海と、その前面にある拡大し終えたばかりのフィリピン海プレートおよびその東部で衝突してくる活動的な火山弧である伊豆弧によって挟まれている。この時には現在の前弧地域である内帯南部と四万十帯を含めた外帯の広い範囲に異常な火成活動が生じている (吉田ほか, 1993; など文献多数)。前述した赤石山地の甲斐駒岩体の貫入は、その活動の一部である。このような情況から、中期中新世の西南日本弧の地温勾配は、現在よりもかなり高めであったと推定される。

このような鉛直回転軸をもつ屈曲構造が形成されるためには、脆性的に折れ曲がる地殻浅部と流動変形する地殻深部との間に、大規模なデコルマン (デタッチメント) が存在しなければならない。上述した情況から見ると、この時の高い地温勾配に支配された下部地殻と上部地殻を境するデコルマンの位置は現在よりも浅く、すなわち脆性的な上部地殻は薄かったと推定できる。このために、西南日本弧は衝突に対しての強力な抵抗体としては機能せずに、屈曲を伴うような広範囲に及ぶ地殻構造の改変現象が容易に生じたものと考えられる。

衝突される西南日本弧の基盤構造側から南部フォッサマグナの多重衝突説を評価すれば、中期中新世の楯形山地塊の衝突と 1 Ma 以降から現在にかけての伊豆地塊の衝突の役割を重視した松田 (1989) が最も有力である。そのうち、楯形山地塊の衝突は基盤構造の改変に広範囲に大きな影響を与えた。伊豆地塊の衝突は赤石山地、木曾山地、飛驒山地からなる雁行山列の隆起をもたらしたかもしれないが、地殻構造改変という点からの影響は大きいとはいえない。これらに対して、後期中新世から鮮新世にかけての御坂地塊と丹沢地塊の西南日本弧側への

衝突効果は見えてこない。

以上に述べてきたように、中期中新世における伊豆弧の衝突は本州弧の地殻構造を大規模に改変させている。しかしながら、この衝突に係わった基盤構造の改変現象に対する研究は、最近 10 年間でほとんど進展していないし、注目をあびてもこなかった。その原因の一つは、「画期的な手がかり、あるいは解析手法」が見つからなかったことによる。地表近傍の地質データだけではこの種の議論には限界があり、今後、地殻構造探査を含めた総合的かつ三次元的な解析を必要としている。

謝 辞

紀伊半島東部四万十帯白亜系の構造については小田川信哉氏の、糸静線の初期活動についての議論では唐沢譲氏の、それぞれ静岡大学修士論文の未公表データを使用した。宮崎大学山北 聡氏の査読によって、本稿は改善された。記して感謝する。本研究に要した費用のうち美濃-丹波帯での調査の一部に、文部省科学研究費補助金 (基盤研究 C, 研究代表者: 狩野謙一, No. 11640450) を使用した。

文 献

- 秋元和実・尾田太良・岡村 真・小山 彰, 1990, 巨摩層群の地質年代と古水深. 地震研報, **65**, 531-539.
- 天野一男・マーティン, J.A.・田中館宏橋・金栗 聡・依田直樹・会津 隆, 1999, 島弧-島弧衝突テクトニクスと堆積盆の形成-南部フォッサマグナを例として-. 構造地質, **33**, 11-20.
- 青池 寛, 1999, 伊豆衝突帯の構造発達. 神奈川県立博物館調査研究報告, **9**, 111-151.
- 荒木哲治・藤井淳子・農中洋子・中嶋正志, 1998, 中部日本北部の鮮新~更新世火山岩類の古地磁気. 福井大学教育学部紀要 (自然科学地学編第 2 集), **51**, 33-46.
- 壇原 毅, 1971, 日本における過去 70 年間の総括的上下変動. 測地学会誌, **17**, 100-108.
- 後藤益巳, 1996, 天竜地域三波川帯の地質. テクトニクスと変成作用 (原 郁夫先生退官記念論文集), 創文, 70-77.
- Harayama, S., 1992, Youngest exposed granitoid pluton on Earth: Cooling and rapid uplift of the Pliocene-Quaternary Takidani Granodiorite in the Japan Alps, central Japan. *Geology*, **20**, 657-660.
- 原山 智, 1994, 世界一若い露出プルトンの冷却史-北アルプス, 滝谷花岡閃緑岩の年代と冷却モデル-. 地質学論集, **43**, 87-97.
- 原山 智, 1999, 飛驒山脈の多段階隆起とテクトニクスの変遷. 月刊地球, **21**, 603-607.
- 林田 明, 1992, 中新統富草層群の古地磁気. 瑞浪市化石博物館研報, **19**, 67-74.
- Huzita, K., 1962, Tectonic development of the Median zone (Setouchi) of southwest Japan since the Miocene with special reference to the characteristic structure of central Kinki area. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **6**, Art. 4 103-144.

- Hyodo, H. and Niitsuma, N., 1986, Tectonic rotation of the Kanto Mountains, related with the opening of the Japan Sea and collision of the Tazawa Block since Middle Miocene. *Jour. Geomag. Geoelect.*, **38**, 335-348.
- 茨木雅子, 1986, 掛川地域新第三系の浮遊性有孔虫生層序基準面とその岩相層序との関係. 地質雑, **92**, 119-134.
- Iijima, A., Matsumoto, R. and Watanabe, Y., 1981, Geology and siliceous deposits in the Tertiary Setogawa Terrain of Shizuoka, Central Honshu. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **20**, 241-276.
- 池田安隆, 1990, 侵食と隆起: 山脈形成論の観測的基礎. 地震, **43**, 137-152.
- 石橋克彦, 1995, 「アムールプレート東縁変動帯」における1995年兵庫県南部地震と広域地震活動(予報). 地質ニュース, **490**, 14-21.
- 石田志郎・牧野内 猛・西村 昭・竹村恵二・塚原 徹・西山孝治・林田 明, 1980, 掛川地域の中部更新統. 第四紀研究, **19**, 133-147.
- Ito, H., Sorkhabi, R. B., Tagami, T. and Nishimura, S., 1989, Tectonic history of granitic bodies in the South Fossa Magna region, central Japan; new evidence from fission-track analysis of zircon. *Tectonophysics*, **166**, 331-344.
- 伊藤谷生・ほか 24 名, 1996, 四国中央構造線地下構造の総合物理探査. 地質雑, **102**, 346-360.
- Itoh, Y., 1988, Differential rotation of the eastern part of southwest Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous and Neogene rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **93**, B4, 3401-3411.
- Itoh, Y. and Ito, Y., 1989, Confined ductile deformation in the Japan arc inferred from paleomagnetic studies. *Tectonophysics*, **167**, 57-73.
- 貝塚爽平, 1972, 島弧の大地形とプレートテクトニクス. 科学, **42**, 573-581.
- 金本高明・大塚 勉, 2000, イライト結晶度からみた長野県諏訪湖南方における三波川帯・秩父帯・四万十帯の弱変成作用. 信州大学理学部紀要, **35**, 11-29.
- 狩野謙一, 1988, 赤石裂線の中新生以降における左横ずれ運動. 地質雑, **94**, 629-632.
- 狩野謙一, 1999, 美濃-丹波帯の地質大構造と活断層系. 月刊地球, **21**, 617-622.
- 狩野謙一, 2002, 美濃-丹波帯に発達する急傾斜した軸を持つ地質図規模の褶曲—基盤構造から見た柳ヶ瀬断層の起源—. 地質雑, **108**.
- Kano, K., Kosaka, K., Murata, A. and Yanai, S., 1990, Intra-arc deformations with vertical rotation axes: the case of the pre-Middle Miocene terranes of Southwest Japan. *Tectonophysics*, **176**, 333-354.
- 狩野謙一・小坂和夫・村田明広・柳井修一, 1990, 先新第三系中に発達する鉛直に近い回転軸を持つ様々な形態の褶曲(屈曲)—中期中新世における西南日本の時計回り回転と関連して—. 構造地質, **35**, 11-21.
- Kano, K. and Matsushima, N., 1988, The Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern part of Southwest Japan. *Modern Geol.*, **12**, 97-126.
- 狩野謙一・鈴木勇也・北里 洋, 1985, 富士川上流中富地域の静川層群の古地理. 静岡大学地球科学研報, **11**, 135-153.
- 狩野謙一・竹田正司, 1999, 美濃-丹波帯に発達する急傾斜した軸を持つ地質図規模の褶曲—琵琶湖北方の野坂山地に見られる例—. 地質雑, **105**, 435-449.
- 狩野謙一・田中秀実・吉田智治・松井信治, 1993, 赤石構造帯の形成過程—中新生における西南日本弧東部の地殻改変と関連して—. 地質学論集, **42**, 203-223.
- 唐沢 譲, 1993MS, 糸魚川-静岡構造線南部の運動と瀬戸川スレートの変形—中期中新世における赤石山地の地殻変動—. 静岡大学修士論文, 122 p.
- 唐沢 譲・狩野謙一, 1992, 赤石山地東部の四万十帯、瀬戸川層群中のスレート帯の形成とその変形過程. 地質雑, **98**, 761-777.
- 加藤照之, 1984, 東海地方の地殻上下変動. 第四紀研究, **23**, 111-116.
- 河内洋佑・湯浅真人・片田正人, 1983, 市野瀬地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 70 p.
- 建設省中部地方建設局天竜川上流工事事務所(監修), 1984, 天竜川上流域地質図. 社団法人中部建設協会.
- Kimura, K., 1997, Offscraping, underplating and out-of-sequence thrusting process of an accretionary prism: On-land example from the Mino-Tamba Belt, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **48**, 313-337.
- 木村克己, 2000, 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスのスラスト系と運動像. 地質学論集, **55**, 181-202.
- 木村克己・吉岡敏和・井本伸広・田中里志・武蔵野実・高橋裕平, 1998, 京都東北部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89 p.
- 木村克己・吉岡敏和・中野聡志・松岡 篤, 2001, 北小松地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 102 p.
- Kimura, T., 1959, A sharp bent of the Median tectonic line and its relation to the Akaishi tectonic line—Tectonic significances yielded by lateral faults. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **30**, 215-232.
- Kimura, T., 1961 a, The lateral faulting and geologic structure of the eastern part of Southwest Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **30**, 317-330.
- Kimura, T., 1961 b, The Akaishi tectonic line in the eastern part of Southwest Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **32**, 119-136.
- 小林 勇・磯美 博・大塚寅雄・近藤善教・佐々木政次・高田康秀・宮村 学・志井田功・吉田新二・嘉藤良次郎・梶田澄雄・山田直利(編), 1970, 岐阜県地質鉱産図. 岐阜県.
- 小林貞一, 1951, 日本地方地質史総論. 朝倉書店, 353 p.
- 小林洋二, 1983, プレートの“沈み込み”の始まり. 月刊地球, **5**, 448-455.
- Koyama, A., 1991, Collision of the Kushigatayama Block with the Honshu Arc during the Middle Miocene. *Modern Geol.*, **15**, 331-345.
- 栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓, 1999, 敦賀地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 73 p.
- 桑原 徹, 1968, 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, **7**, 235-247.
- 横山次郎, 1934, 遠江二俣町付近第三紀層及び地質構造概説. 地球, **21**, 399-412.
- Matsuda, T., 1978, Collision of the Izu-Bonin Arc with Central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Jour. Phys. Earth*, **26**, Suppl., S409-S421.
- 松田時彦, 1984 a, 南部フォッサマグナの湾曲構造と伊豆の衝突. 第四紀研究, **23**, 151-154.
- 松田時彦, 1984 b, 南部フォッサマグナーその湾曲構造発達史. 藤田和男・編, 「アジアの変動帯—ヒマラヤと日本海溝の間—」, 海文堂, 東京, 127-146.
- 松田時彦, 1989, 南部フォッサマグナ多重衝突説の吟味. 月刊地球, **11**, 522-525.

- 松島信幸, 1973, 赤石山地の中央構造線. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版会, 9-27.
- 松島信幸, 1980, 和田層の問題. 下伊那教育会自然研究紀要, **3**, 211-218.
- 松島信幸, 1995, 伊那谷の造地形史—伊那谷の活断層と第四紀地質—. 飯田市美術博物館調査報告書, **3**, 145 p.
- 松島信幸, 1997, 赤石山地形成論—ポスト和田変動と中央構造線付近のまくれ上がりについて—. 飯田市美術博物館研究紀要, **7**, 145-162.
- 三浦 静・服部 勇, 1986: 土地分類基本調査, 表層地質図「竹波・今庄」. 福井県民生活部地域振興課.
- 三輪哲生・星 博幸, 2002, 長野県にみられる後期新生代火山岩類(塩嶺層)の古地磁気. 地質雑, **108**, 28-36.
- 森山昭雄, 1990, 中部山岳地域における山地形成の時代性—山はいつ高くなったか?— 米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編, 「変動地形とテクトニクス」. 古今書院, 東京, 87-109.
- 武藤鉄司, 1985, 掛川地域の更新統から発見された化石海底チャンネル. 地質雑, **91**, 439-452.
- Naumann, E., (1885) *Über den Bau und die Entstehung der Japanischen Inseln*. Friedlander & Sohn, Berlin, 91 p.
- 中江 訓・吉岡敏和, 1998, 熊川地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71 p.
- 中村一明, 1983, 日本海新生海溝の可能性. 震研彙報, **58**, 711-722.
- 中世古幸次郎・松島信幸・小島郁世・松川正樹, 1979, 赤石山地の水窪層・和田層に関する新事実. 国立科学博物館専報, **12**, 65-72.
- 新妻信明, 1985, 変動している日本列島—新第三紀テクトニクスとプレート沈み込み—. 科学, **55**, 53-61.
- 小田川信哉, 1996 MS, 紀伊半島東部における白亜系四万十帯層群の付加変形過程. 静岡大学理学部修士論文, 117 p.
- 小川勇二郎, 1978, 赤石山地最北部の四万十帯層群の地質構造. 日大文理自然科学研究所紀要・応用地学, **13**, 33-40.
- 岡山俊雄, 1956, 柳ヶ瀬断層と敦賀湾伊勢湾線. 駿大史学, **7**, 77-101.
- Otofuji, Y., 1996, Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: Review and synthesis. *The Island Arc*, **5**, 229-249.
- Otofuji, Y., Enami, R., Yokoyama, M., Kamiya, K., Kuma, S. and Saito, H., 1999, Miocene clockwise rotation of southwest Japan and formation of curvature of the Median Tectonic Line: Paleomagnetic implications. *Jour. Geophys. Res.*, **104**, 12895-12907.
- Otsuka, T., 1988, Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, Central Japan and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **31**, 63-122.
- 齋藤 眞・澤田順弘, 2000, 横山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 126 p.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂, 1989, 甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体の K-Ar 年代と岩体冷却史—赤石山地の地質構造形成史における意義—. 地質雑, **95**, 33-44.
- 滋賀県自然環境研究会地形地質調査部・編, 1979, 滋賀県の自然. 分冊, 地形地質編並に10万分の1滋賀県地質図. 滋賀県自然環境研究会地形地質調査部, 544 p.
- 杉山雄一, 1995, 赤石山地の瀬戸川帯北部の地質と瀬戸川付加体の形成過程. 地調月報, **46**, 177-214.
- Tagiri, M., Yago, Y. and Tanaka, A., 2000, Shuffled-cards structure and different P/T conditions in the Sanbagawa metamorphic belt, Sakuma-Tenryu area, central Japan. *The Island Arc*, **9**, 188-203.
- 高木 登・岡田博有, 1987, 南部フォッサマグナ, 礫岩の堆積学的研究. 静岡大学地球科学研報, **13**, 11-24.
- Takahashi, M. and Nomura, S., 1989, Paleomagnetism of the Chichibu Quartzdiorite—Constraints on the time of lateral bending of the Kanto Syntaxis—. *Jour. Geomagnet. Geoelect.*, **41**, 479-489.
- Takahashi, M. and Saito, K., 1997, Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan. *The Island Arc*, **6**, 168-182.
- 竹下 徹・伊勢 清, 1994, 山梨県鳳凰山東方の糸静線に沿う地域の構造地質学的研究(その1). 構造地質, **40**, 117-129.
- Tanabe, H. and Kano, K., 1996, Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan. *The Island Arc*, **5**, 56-68.
- 田中秀実・高木秀雄・井上 良, 1996, 中部地方中央構造線に伴う断層破碎岩類の変形・変質様式と断層活動史. 構造地質, **41**, 31-44.
- Tanaka, H., Uehara, N. and Itaya, T., 1995, Timing of cataclastic deformation of the Akaishi Tectonic Line, central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **120**, 150-158.
- 遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大米, 2000, 糸魚川—静岡構造線活断層系南部の最近の断層活動—白州断層・下円井断層・市之瀬断層のトレンチ掘削調査—. 地震, **52**, 445-468.
- Tokuda, T., 1926-27, On the echelon structure of the Japanese Archipelagoes. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **V**, 41-76.
- 鳥居雅之・林田 明・乙藤洋一郎, 1985, 西南日本の回転と日本海の誕生. 科学, **55**, 47-52.
- Toriumi, M. and Teruya, J., 1988, Tectono-metamorphism of the Shimanto Belt. *Modern Geol.*, **12**, 303-324.
- Wakita, K., 1988, Origin of chaotically mixed bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**, 675-757.
- 脇田浩二・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 亨・広島俊男・駒澤正夫, 1992, 20万分の1地質図「岐阜」. 地質調査所.
- 山田哲雄・渡辺暉夫・河内洋佑・湯浅真人・関根倫雄・松浦要・小川邦夫・横田勇治・菅家延征・木下房男・出町恵, 1983, 赤石山地北部の四万十帯. 地球科学, **37**, 329-348.
- 山際敦史・長谷部徳子・田上高広, 1997, 赤石山地の上昇冷却史—フィッシュントラック熱年代学からの証拠. 日本地質学会第104年学術大会講演要旨, 177.
- 山北 聡・大藤 茂, 2002, 伊豆弧衝突に伴う西南日本・東北日本接合部の地殻変形と日本海拡大以前の両弧の接続状態の復元. 地震研彙報, **77**, 249-266.
- Yamamoto, H., 1994, Kinematics of mylonitic rocks along the Median Tectonic Line, Akaishi Range, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **16**, 61-70.
- 山下 昇 (編著), 1995, フォッサマグナ. 東海大学出版会, 310 p.
- 吉田武義・村田 守・山路 敦, 1993, 石槌コールドロンの形成と中新世テクトニクス. 地質学論集, **42**, 297-349.
- Yuasa, M., 1976, Contact metamorphic aureole around the Kaikoma-Hoo granodiorite pluton in the northern part of Akaishi Mountains, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, **71**, 157-176.

(Received March 3, 2002)

(Accepted June 4, 2002)