

島弧における帯状構造の屈曲とプレートの斜め沈み込み 第2部 一西南日本外帯の屈曲構造とプレート間相対運動の変遷一

杉山雄一*

SUGIYAMA, Y. (1989) Bend of the zonal structure of island arcs and oblique subduction as the cause of the bending. Part 2—Bending structures of the outer zone of Southwest Japan and the history of relative motion of the Philippine Sea Plate with respect to Southwest Japan—, *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 40 (10), p. 543-564.

Abstract: In the outer zone of the Southwest Japan Arc, there are some bends of the geological structures parallel to the arc. The bending pattern and forming process of these bends are explained lucidly by the model presented in the preceding report (part 1). According to that model, the sense of lateral component of oblique subduction at the time of bending is inferred from asymmetrical features of the bending pattern.

The analysis of bending structures in the outer zone of Southwest Japan based upon the model has revealed the sense of lateral component of oblique subduction and apparent direction of the relative motion of the Philippine Sea Plate with respect to Southwest Japan in the times from 19 to 15 Ma (in Kyushu, Kii and Shizuoka), from 6 to 4 Ma (in Kyushu and Shizuoka), from 3 to 0.5 Ma (in Shizuoka) and since 0.5 Ma (in the whole area). From a consideration of paleomagnetic data of Southwest Japan and the geologic history of the Shizuoka area, the actual direction of the relative motion and its historical change are estimated.

The direction of the relative motion of the Philippine Sea Plate with respect to Southwest Japan is considered to have changed from NNW to nearly west in the middle of the Pliocene (3-4 Ma, upper part of the zone N19 of BLOW, 1969), and from nearly west to WNW in the middle of the middle Pleistocene (0.4-0.5 Ma).

In addition, the Shizuoka area is considered to have been rotated counterclockwise by 45 or more degrees relative to the Kii area between the middle Miocene and 5 Ma. The counterclockwise rotation of the Shizuoka area probably reflects "the Bend of the South Fossa Magna".

1. はじめに

最近, 西南日本外帯や美濃帯において, その地質構造を特徴づける帯状構造(累帯構造)にメガキンク(Powell, 1985)状の屈曲が存在することが指摘されている。また, これらの屈曲構造の形成要因として, 中新世における日本海の拡大と関連する西南日本弧の右回りの回転, 及び同弧東端部(赤石山地)の左回りの回転が主張されている(柳井, 1986; YANAI, 1986; MURATA, 1987a, b; 狩野・小坂, 1988など)。しかしながら, このような屈曲構造は, 上部中新統-鮮新統の宮崎層群や静岡層群にも存在し(寺岡ほか, 1981; 杉山, 1981; 木野ほか, 1984など), 更に, 室戸岬沖の第四系にも認め

られる(岡村・上嶋, 1986)。また, 美濃帯の屈曲構造は, 脇田(1984)の地質図によると, 北西-南東方向に連なる有方向性の分布形態を持つ白亜紀後期の奥美濃酸性岩類(棚瀬, 1982)に切られており, その形成時期は同酸性岩類の噴出以前と考えられる。これらの事実は, 帯状構造の屈曲が様々な時代に形成されており, その形成要因は島弧の回転以外に求めなければならないことを示唆している。

杉山・栗田(1989)および栗田・杉山(1989)は, 西南日本外帯に存在する南北性隆起軸とこれに伴う東西性の帯状構造の屈曲がフィリピン海プレートの右斜め沈み込みに伴うプレート境界地震と関連して形成されていることを明らかにした。また, 筆者は前稿(第1部)において, 沈み込みの横ずれセンスと形成される屈曲パターンとの間には一定の規則性が存在することを指摘し, 屈曲構造

* 環境地質部

の形成モデルを提示した。

本稿では、前稿で提示した屈曲構造の形成モデルを西南日本外帯の各地域・各時代の屈曲構造に適用し、それらが形成された当時の沈み込みの横ずれセンスを推定する。次に、その結果を古地磁気学的データ(HAYASHIDA and ITO, 1984; 萩原, 1989 MS など)と照らし合わせるにより、プレート間相対運動の変遷と西南日本弧(特に、東端の静岡地域)の地史を考察する。

2. 断層の上盤側及び下盤側における屈曲構造の形態と斜め沈み込みの関係

本章では、西南日本外帯の屈曲構造を解析するのに先立ち、前稿(第1部)で提示した屈曲構造の形成モデルに基づき、断層の上盤側及び下盤側それぞれにおける屈曲パターンと斜め沈み込みの関係を整理しておく。

第1図に、断層の上盤側・下盤側、及び斜め沈み込みの方向(断層運動の横ずれセンス)の違いによる4通りの屈曲パターンを示す。なお、記述の便宜上、断層面の走向を東西、傾斜の方向(島弧側)を北と見なす。

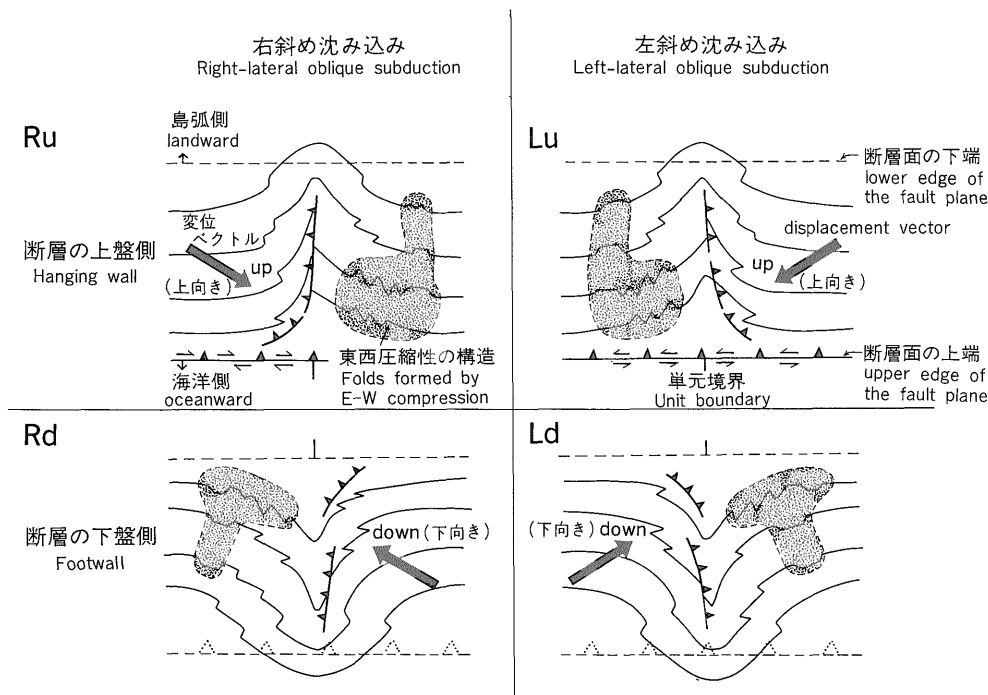
2.1 断層上盤側

右斜め沈み込み プレート境界地震の地震時変位ベク

トルは南東-東上方を向く。また、地震性変位を生じた構造单元東端からその東隣の構造单元西部に東西圧縮場が形成される(第1部の第3図)。その結果、構造单元の境界付近に西側ブロックの相対的隆起を示す逆断層が形成されると共に、单元境界東側に東西圧縮性の構造(南北方向の軸を持つ褶曲や共役褶曲など)が形成される(第1図Ru)。

左斜め沈み込み 地震時変位ベクトルは南西-西上方を向く。また、地震性変位を生じた構造单元西端からその西隣の構造单元東部に東西圧縮場が形成される。その結果、单元境界付近に東側ブロックの相対的隆起を示す逆断層が形成されると共に、单元境界西側に東西圧縮性の構造が形成される(第1図Lu)。

断層上盤側では、单元境界付近の東西圧縮の強度(東西短縮量)は、斜め沈み込みの方向に係わりなく島弧側へ向かって減少する(第1部の第3図)。このため、右斜め沈み込みの場合にも、また、左斜め沈み込みの場合にも、单元境界に沿って島弧側へ突出するノーズ状構造が形成される。また、同構造の左翼(西翼)に左回転メガキンク褶曲、右翼(東翼)に右回転メガキンク褶曲が形成される(第1図Ru及びLu)。



第1図 断層の上盤側・下盤側、及び断層運動(沈み込み)の横ずれセンスの違いによる4通りの屈曲パターン

Fig. 1 4 types of bending pattern derived from the hanging wall and the footwall, and the sense of a strike-slip component of faulting (subduction). For convenience' sake, the strike and dip of the fault plane are assumed to be E-W and north respectively.

2.2 断層下盤側

プレート境界地震の断層下盤側にも定常的な歪の開放領域(構造单元)が形成された場合には、下盤側にも屈曲構造が形成されると考えられる。

右斜め沈み込み プレート境界地震の地震時変位ベクトルは北西-西下方を向き、地震性変位を生じた構造单元西端からその西隣の構造单元東部に東西圧縮場が形成される(第1部の第6図)。その結果、单元境界付近に東側ブロックの沈降(即ち、西側ブロックの隆起)を示す逆断層が形成されると共に、单元境界西側に東西圧縮性の構造が形成される(第1図Rd)。

左斜め沈み込み 地震時変位ベクトルは北東-東下方を向き、構造单元東端からその東隣の構造单元西部に東西圧縮場が形成される。このため、单元境界付近に西側ブロックの沈降(即ち、東側ブロックの隆起)を示す逆断層が形成されると共に、单元境界東側に東西圧縮性の構造が形成される(第1図Ld)。

断層下盤側では、单元境界付近の東西圧縮強度(東西短縮量)は、斜め沈み込みの方向に係わりなく海洋側へ向かって減少する(第1部の第6図)。このため、右斜め沈み込みの場合にも、また、左斜め沈み込みの場合にも、单元境界に沿って海洋側へ突出するノーズ状構造が形成される。また、同構造左翼(西翼)に右回転メガキンク褶曲、右翼(東翼)に左回転メガキンク褶曲が形成される(第1図Rd及びLd)。

以上のような屈曲構造の形成モデルに基づく考察から、屈曲構造の突出方向と断層の上盤側・下盤側とが対応しており、また、屈曲構造の、東西非対称な要素と横ずれセンスとが対応していることがわかる。即ち、断層上盤側の屈曲構造は島弧側へ突出し、断層下盤側の屈曲構造は海洋側へ突出する。また、单元境界付近の南北性断層の変位センス、及び東西圧縮性の構造が出現する部位は、右横ずれの場合と左横ずれの場合とで逆になっている。

従って、実際の屈曲構造から、突出の方向及び非対称性を読み取ることができれば、その構造が形成された場(プレート境界地震の断層上盤側か下盤側か)、及びその当時の沈み込みの横ずれセンスを知ることができる。

3. 西南日本外帯の屈曲構造

本章では、上述した屈曲構造の突出方向と断層の上盤側・下盤側、並びに非対称性と横ずれセンスの関係に基づいて、西南日本外帯の屈曲構造を解析し、それらの形成過程の復元を試みる。第2図に西南日本外帯における屈曲構造の分布と位置を示す。

3.1 静岡地域の屈曲構造

瀬戸川帯“大井川層群”の屈曲構造

(1) 地質概説

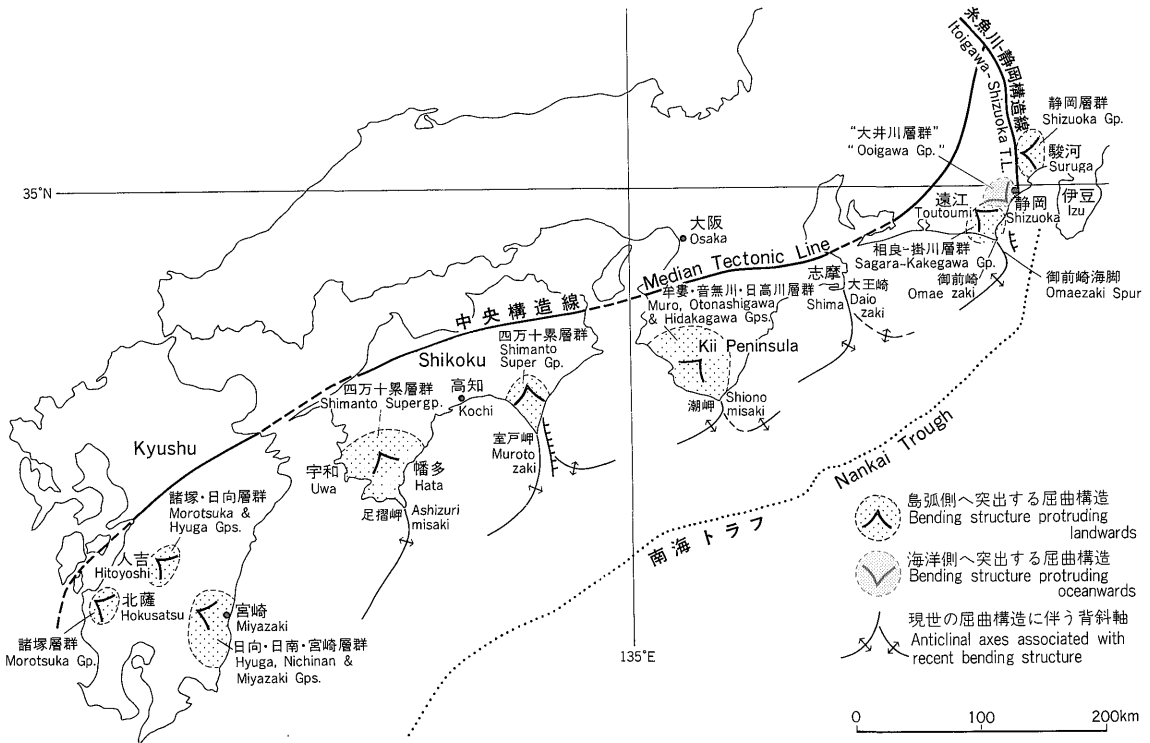
瀬戸川帯は前期中新世の付加体であり、6つの覆瓦衝上体から構成される(杉山・下川, 1989)。屈曲構造は、6つの衝上体のうち、西から5番目の大井川衝上体と6番目(最も東側)の竜爪^{りゅうそう}衝上体に認められる(第3図)。これら2つの衝上体を構成する地層(“大井川層群”)の年代は、産出する有孔虫及び放散虫化石から前期中新世-中期中新世の初期(BLOW, 1969のN5-N8)と考えられる(IIJIMA *et al.*, 1981; IBARAKI and TSUCHI, 1982; 杉山・下川, 1989)。大井川衝上体は、海溝陸側斜面-海溝域に堆積した斜面崩壊成堆積物(オリストストローム)を主体とする(杉山, 1985)。一方、竜爪衝上体は、東北日本-小笠原弧の背弧海盆(フォッサマグナ)形成と関連して噴出・貫入したデイサイト岩類及びアルカリ玄武岩類(海底火山噴出物)を主体とする(杉山・下川, 1989)。なお、アルカリ玄武岩類は、大井川衝上体東部の碎屑岩類中にも挟在する(WATANABE and IJIMA, 1983)。第4図に瀬戸川帯の形成過程を示す。

(2) 屈曲構造の特徴と横ずれセンス

朝比奈川下流域の大井川衝上体には、南東側(海洋側)へ突出するノーズ状構造が存在する(第3図)。この構造は、第1図に示した屈曲構造のモデルに当てはめると、プレート境界地震の断層下盤側の変形(Rd又はLd)に当たると考えられる。竜爪衝上体には、このようなノーズ状構造と調和的な帯状構造の左回転屈曲が認められる。この屈曲は、ノーズ状構造先端部の東半部(右半部)に相当し、十枚山構造線の逆断層運動によりノーズ状構造本体から切断され、転位を被ったものと解される。

ノーズ状構造は、宇津ノ谷衝上体下底の覆瓦スラスト(宇津ノ谷スラスト)を境として、これより北側(上盤側)の瀬戸川帯中には連続しない。この事実は、第4図の3に示した前期中新世後期の環境図と併せ考えると、当時、プレート境界地震の断層上端が宇津ノ谷スラストに連続していたことを示唆する。そして、この覆瓦スラストの活動が引き金となって、多量の異地性岩塊を含む斜面崩壊成堆積物が形成されたと考えられる(杉山・下川, 1989)。

大井川衝上体のノーズ状構造軸部は沖積層に覆われ露出しないため、この部分の構造から横ずれセンスを特定することはできない。しかしながら、ノーズ状構造の左右両翼には非対称性が認められる。すなわち、同構造左翼(西翼)の助宗-野田付近には、褶曲軸跡及び地層の走向線に、帯状構造と平行な方向の圧縮を示唆する波曲状



第2図 西南日本外帯における屈曲構造の分布
 Fig. 2 Distribution of bending structures in the outer zone of Southwest Japan.

の屈曲が認められる(第3図)。これに対して、ノーズ状構造の右翼(東翼)には顕著な屈曲は認められない。このような非対称性から、大井川衝上体の屈曲構造は第1図のRdに相当し、右斜め沈み込みによって形成されたと考えられる。

(3) 屈曲構造の形成時期

上述のように、大井川衝上体の屈曲構造は断層下盤側の変形と考えられることから、その形成過程は“大井川層群”の日本弧への付加過程そのものを反映していると解される。このような付加が起きた時期は、1) “大井川層群”の堆積年代がN5-N8であること、2) 付加過程の進行と並行して形成されたと考えられる前弧海盆(三笠堆積盆)の堆積物がN6-N8に対比されること(IBARAKI, 1986など)、の2点から、前期中新世の中頃-中期中新世初頭(N5-N8)と推定される。

静岡層群の屈曲構造

(1) 地質概説

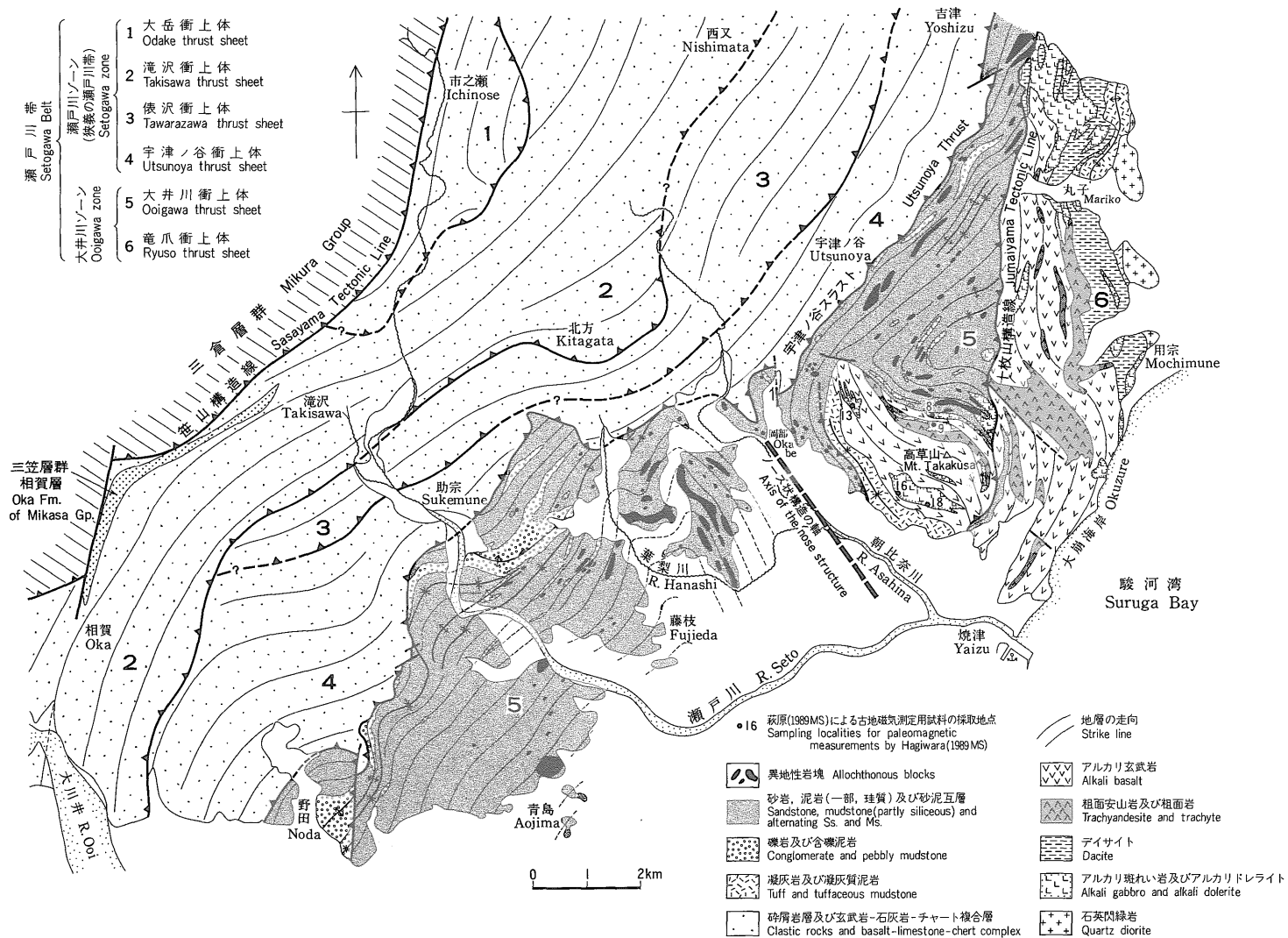
静岡層群は後期中新世-鮮新世の富士川トラフに堆積した海溝充填堆積物であり(杉山ほか, 1988)、主として有律的な砂岩泥岩互層(タービダイト)から構成される。

同層群分布域は、西端を南北走向の糸魚川-静岡構造線、東端を北北西-南南東走向の田代峠断層(伊田, 1954)によって画され、細長い三角形を呈する(第5図)。本層群下部からは、*Globorotalia tumida plesiotumida*, *Pulleniatina primalis*などの有孔虫化石を産出し(IBARAKI, 1989)、その堆積年代は後期中新世の後期(N17)から鮮新世に及ぶと推定される。

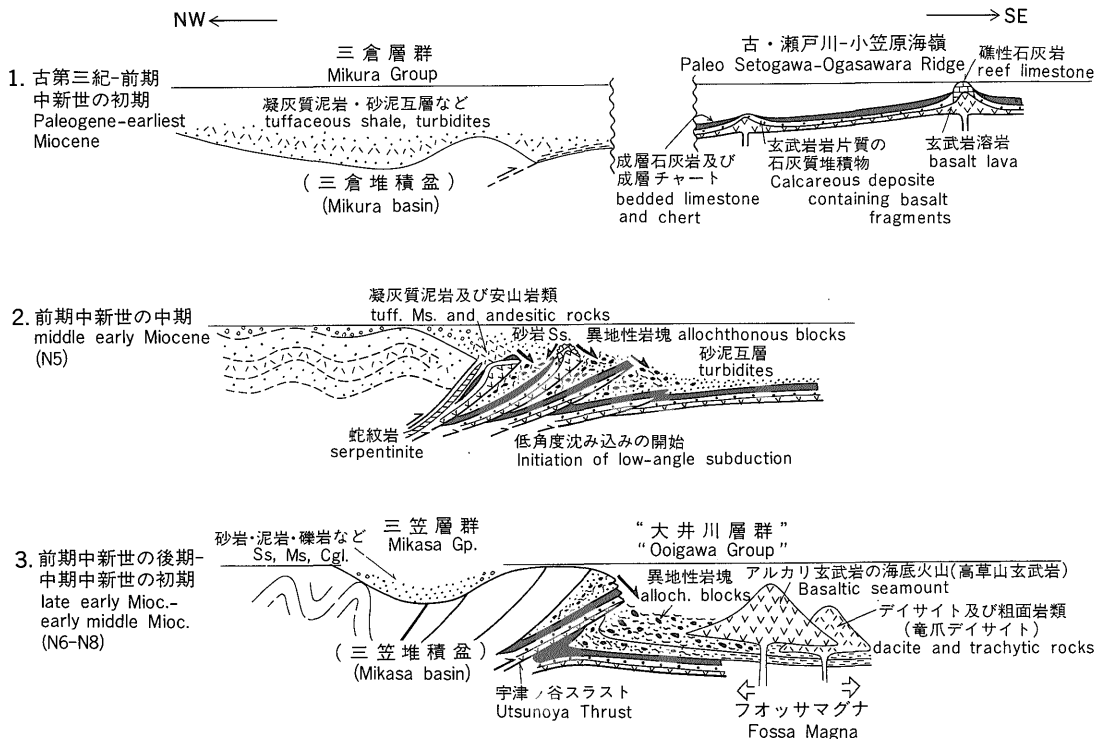
(2) 屈曲構造の特徴と横ずれセンス

静岡層群の屈曲構造は、第5図に示すように、興津川支流の黒川流域に存在する左回転メガキック褶曲、及び清水市梅ヶ谷付近に存在するマイター褶曲様の形態を有する共役褶曲から構成される。左回転メガキック褶曲の存在、並びに共役褶曲が西方(島弧側)へ突出することから、本層群の屈曲構造は断層上盤側のノーズ状構造左翼の変形(第1図Ru又はLu)と考えられる。なお、ノーズ状構造本体は、現在の静岡層群分布域の北方に存在したと推定され、糸魚川-静岡構造線及び田代峠断層の活動により、現在では地表に露出していない。

メガキック褶曲及び共役褶曲は、ヒンジ部に北傾斜の逆断層を伴い、断層北側の地塊が南側の地塊の上に衝上



第3図 瀬戸川帯大井川衝上体及び竜爪衝上体の屈曲構造
 Fig. 3 Bending structure of the Ooigawa and Ryuso thrust sheets of the Setogawa Belt in the Shizuoka area.



第4図 瀬戸川帯の形成過程 杉山・下川(1989)による。
 Fig. 4 Formation process of the Setogawa Belt. After SUGIYAMA and SHIMOKAWA (1989).

する形態を有する(第5図)。このような屈曲構造の非対称性と共役褶曲の存在から、静岡層群の屈曲構造(ノーズ状構造左翼)は第1図Luに相当し、左横ずれ成分を有する沈み込みによって形成されたと考えられる。

(3) 屈曲構造の形成時期

静岡層群の屈曲構造は、第5図に示すように糸魚川-静岡構造線及び田代峠断層により切られている。田代峠断層の東側に分布する浜石岳層群(柴ほか, 1986)には、田代峠断層と平行な北北西-南南東方向の褶曲が発達し、静岡層群の屈曲構造の延長あるいは断層下盤側の変形と考えられる構造は認められない。これらのことから、静岡層群の屈曲構造は、糸魚川-静岡構造線及び田代峠断層の活動、並びに浜石岳層群の南北性褶曲構造の形成に先だって、かたち作られたものと考えられる。浜石岳層群からはN18-N21(鮮新世)に対比される有孔虫化石が発見されている(茨木, 1981; 柴ほか, 1986など)。また、褶曲構造と地層の層厚変化との関係から、少なくともN19上部-N21に相当する時期には南北性の褶曲が形成されつつあったと考えられる(松田, 1961; 柴ほか, 1986)。これらのデータから、静岡層群の屈曲構造は後

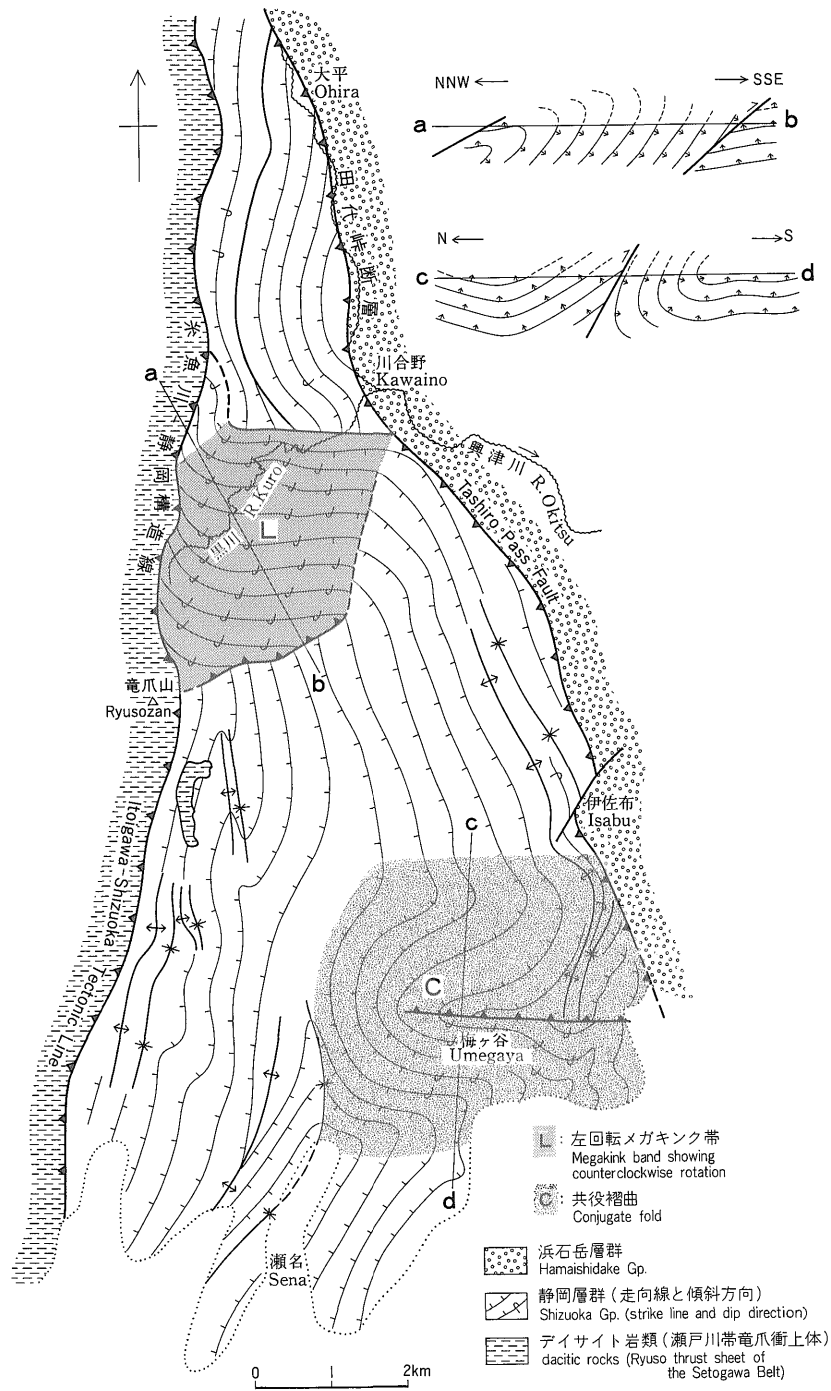
期中新世末(N17)から鮮新世の中頃(N19中部相当)にかけての時期に形成されたと考えられる。

相良-掛川層群の屈曲構造

(1) 地質概説

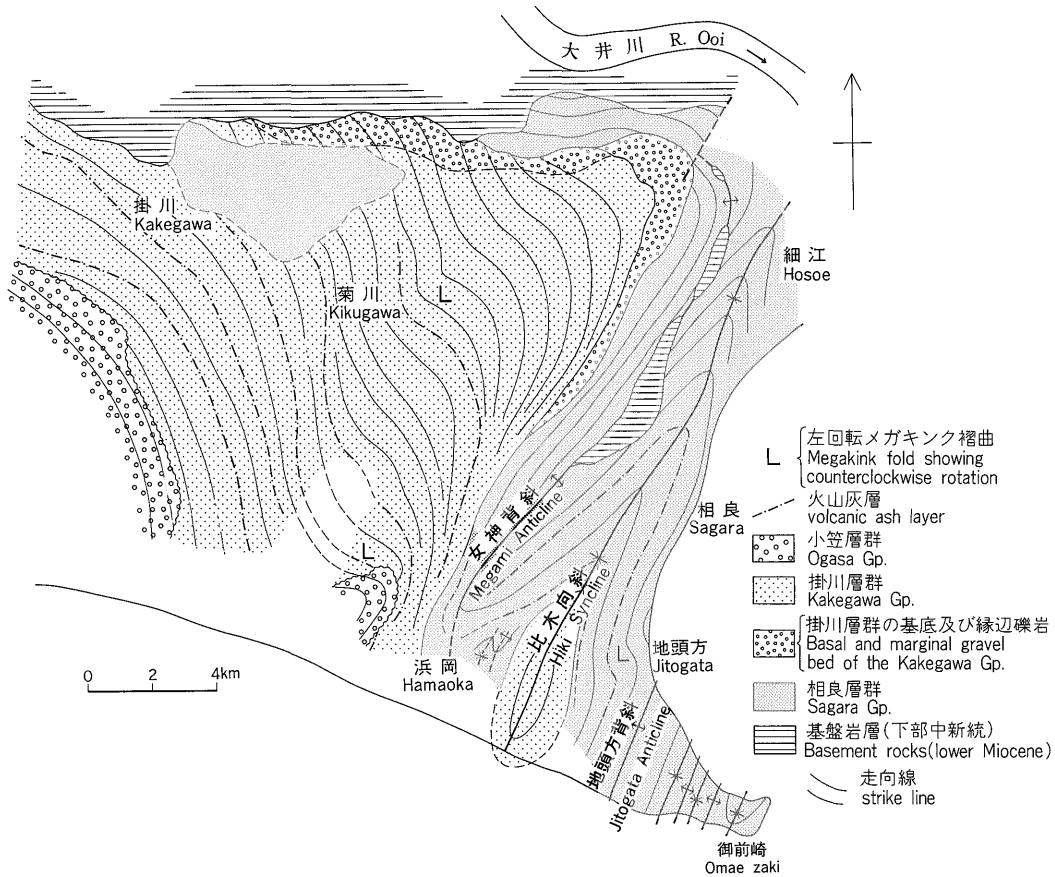
相良-掛川層群は、後期中新世-鮮新世の前弧海盆(相良-掛川堆積盆)の堆積物である(杉山ほか, 1988)。下位の相良層群(N14?-N19)は主として砂岩泥岩互層(タービダイト)及び泥岩層からなり、同一層準の岩相及び層厚の変化から、堆積盆の中心は現在の相良町地頭方付近に存在したと考えられる(水野ほか, 1987)。これに対して、上位の掛川層群(N19上部-N22下部)の堆積時には、堆積盆の中心は現在の菊川付近に存在し、この部分に厚い砂岩泥岩互層(堀之内互層)が堆積している(MAKIYAMA, 1954; TSUCHI, 1961)。

東部の相良層群分布域には、女神背斜、比木向斜、地頭方背斜などからなる北東-南西方向の褶曲構造が発達する(第6図)。これに対して、女神背斜西翼に位置する掛川層群分布域には、このような褶曲構造は存在しない。



第5図 静岡層群の屈曲構造

Fig. 5 Bending structure of the Shizuoka Group in the Shizuoka area.



第6図 相良-掛川層群の屈曲構造 横山(1961), UJIE (1962), IBARAKI (1986), 水野ほか(1987)による。

Fig. 6 Bending structure of the Sagara and Kakegawa Groups in the Shizuoka area. Compiled from MAKIYAMA (1961), UJIE (1962), IBARAKI (1986) and MIZUNO *et al.* (1987).

(2) 屈曲構造の特徴と横ずれセンス

相良-掛川層群の屈曲構造は、女神背斜の軸跡及びその西翼に分布する相良-掛川層群の走向に見られる左回転屈曲からなる。女神背斜の軸跡は、吉田町細江以南の地域ではN30-40°E方向へ追跡されるが、細江北方で北西方向へ左回転屈曲を示す(第6図)。また、同背斜西翼に分布する相良-掛川層群の走向も、同一層準を南から北へ追跡すると、北東-南西から南北を経て、北西-南東へ左回転方向に変化する(同図)。このほか、菊川東方及び浜岡西方の掛川層群、並びに地頭方付近の相良層群には、左回転メガキック褶曲と見なし得る屈曲構造が存在する。

このような屈曲のパターンは、現在の御前崎沖の屈曲構造(第2図)と類似する。すなわち、女神背斜及び相良-掛川層群の屈曲は、御前崎海脚の逆L字状の屈曲に対

応し、プレート境界地震の断層上盤側に形成されるノーズ状構造左翼(西翼)に相当する。

沈み込みの横ずれセンスについては、これを明確に指示する構造は存在しない。しかしながら、1)相良-掛川層群中に、第1図の東西圧縮性の構造に対応する変形が認められないこと、2)屈曲構造の形成場が南に移動し、現在の御前崎海脚の屈曲構造(右横ずれセンス)に受け継がれていること、の2点から第1図のRuに相当し、右斜め沈み込みによって形成されたと推定される。

(3) 屈曲構造の形成時期

掛川堆積盆の沈降は、女神背斜両翼の相良層群上部及び掛川層群下部の層相及び層厚の変化から、北東-南西方向の女神背斜の成長及びその屈曲構造の発達と同時に進行したと考えられる(TSUCHI, 1961; 杉山ほか, 1988)。これらの構造要素の発生は、相良堆積盆(または

大陸斜面)から掛川堆積盆への移行と対応しており、その時期は浮遊性有孔虫生層序(IBARAKI, 1986など)から、N19中-上部相当期(鮮新世の中頃)と考えられる。また、中-下部更新統の小笠層群には、上述した掛川層群の場合と同様な走向の変化が認められる(杉山ほか, 1988)。更に、御前崎海脚の成長と並行して形成されたと考えられる、駿河湾内の外縁隆起帯(石花海南及び北堆)には、小笠層群に対比される河川成の可能性が高い礫層が分布する(土, 1984)。これらの事実から、相良-掛川層群の屈曲構造は、鮮新世の中頃から中期更新世にかけて形成され、その後、屈曲構造の形成場(構造单元)が南方へ移動して、御前崎海脚、石花海堆及び石花海盆が形成され

たとえられる。

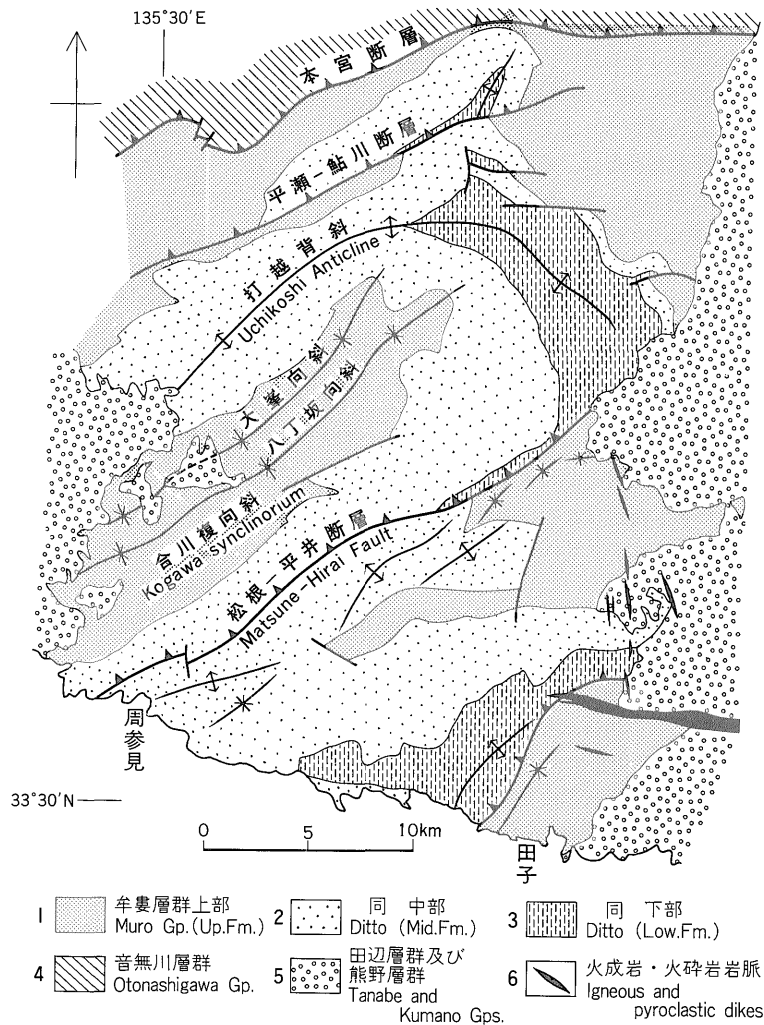
3.2 紀伊半島の屈曲構造

牟婁層群の屈曲構造

(1) 地質概説

牟婁層群は、中期始新世-前期中新世の前弧海盆堆積物であり、砂岩泥岩互層、砂岩、泥岩及び礫岩などの碎屑岩から構成される(鈴木ほか, 1984; 日本の地質「近畿地方」編集委員会, 1987)。同層群は、その堆積年代及び堆積環境から、静岡地域の三倉層群(杉山・下川, 1989)に対比される。

牟婁層群は本宮断層を境として、その北方に分布する下部始新統音無川層群と接し、前期中新世末-中期中新



第7図 牟婁層群の屈曲構造 日本の地質「近畿地方」編集委員会(1987)中の鈴木原図を簡略化。

Fig. 7 Bending structure of the Muro Group in the Kii Peninsula. Simplified from a map by H. Suzuki in Edit. Comm., Kinki district, the Geology of Japan, 1987.

世初頭(N8-N9)の有孔虫化石を産する熊野層群及び田辺層群に不整合に覆われる(第7図)。

(2) 屈曲構造の特徴と横ずれセンス

牟婁層群の屈曲構造は、北東方向(島弧側)へ突出するノーズ状構造と同構造に平行な逆断層(松根-平井断層及び平瀬-鮎川断層)によって特徴づけられる(第7図)。

ノーズ状構造は、北東方向へ突出する合川複向斜を軸として、これを逆U字状のトレースを持つ打越背斜が取り囲む形態を有する。この構造を前稿(第1部)で提示した屈曲構造の形成モデルに従って解釈すると、合川複向斜を形成する大峯向斜と八丁坂向斜は、本来、トラフ軸とはほぼ平行な一統きの向斜構造であったものが、ノーズ状構造(断層上盤側)の成長に伴い、北東方向へ突出し、ついには両者が並走する複向斜状の形態をとるに至ったと考えられる(第8図)。これに伴い、より島弧側に位置する打越背斜も北東方向へ押し出され、逆U字状のトレースを持つに至ったと推定される。

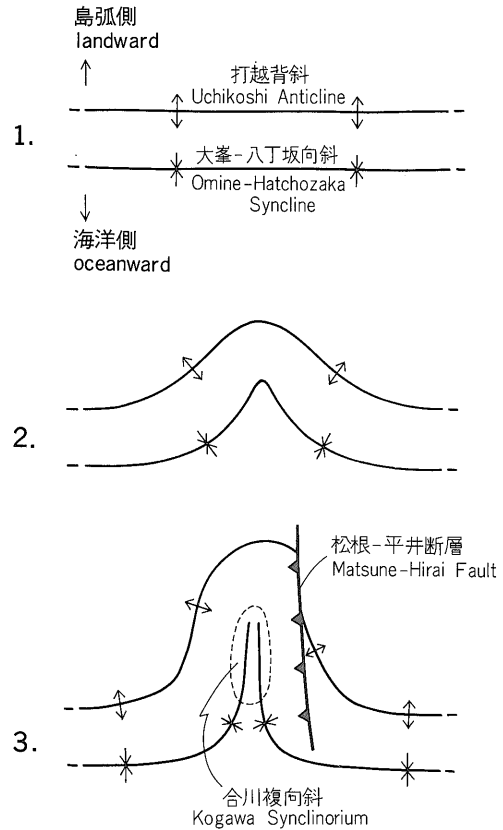
松根-平井断層及び平瀬-鮎川断層は、第1図のノーズ状構造に伴う南北性断層に相当し、北西側ブロックの相対的隆起を示す逆断層である(立石ほか, 1979; 鈴木ほか, 1979など)。

このような両断層の変位センスから、牟婁層群の屈曲構造は第1図のRuに相当し、右斜め沈み込みによって形成されたと結論される。また、屈曲構造の形成モデル(第1部の第5図)に基づくと、ノーズ状構造の突出方向は、トラフ軸及び帯状構造の延びの方向とほぼ直交することから、牟婁層群の屈曲構造形成当時のトラフ軸は、見かけ上(日本海の拡大に伴う西南日本の右回転を考慮しない場合)、北西-南東方向に延びていたと推定される。

なお、柳井(1986)、YANAI(1986)及び日本の地質「近畿地方」編集委員会(1987)によると、牟婁層群の屈曲構造の影響は、同層群分布域(牟婁帯)北方の音無川帯や白亜系四万十帯層群からなる日高川帯にも及んでいる。柳井(1986)が報告している日高川帯のメガキック褶曲は、第1図に示したノーズ状構造先端部に発達するメガキック褶曲に相当する。メガキック褶曲の回転方向は、前稿(第1部)で提示した屈曲構造のモデル(ノーズ状構造の左翼では左回転、右翼は右回転)と必ずしも一致しないが、回転角度が大きく、50°以上に達するもの(柳井, 1986の小山手及び恩行司折れ曲がり帯など)についてはモデルと一致する。

(3) 屈曲構造の形成時期

牟婁層群の屈曲構造は、同層群の最上部(下部中新統)を巻き込んでいることから、その成長が前期中新世に及



第8図 牟婁層群の屈曲構造形成過程
Fig. 8 Formation process of the bending structure of the Muro Group.

んでいるのは確実である。一方、牟婁層群の屈曲構造は、同層群を傾斜不整合に覆う田辺及び熊野層群には、明瞭な形では影響を与えていない。このことから、現在陸上に露出する牟婁層群の屈曲構造は、基本的には田辺及び熊野層群の堆積前に形成されたと考えられる。しかしながら、牟婁層群の屈曲構造を現在の室戸岬沖の屈曲構造と対照すると、牟婁層群のノーズ状構造と松根-平井断層は、室戸岬沖の南北性複背斜構造とその東側の南北性断層に対応し、田辺・熊野両堆積盆は土佐海盆及び室戸舟状海盆に各々対応する。このような両者間の相似性、並びに第1部で提示した屈曲構造の形成モデルを考慮すると、牟婁層群の屈曲構造は田辺・熊野両層群の堆積時にも、その主要変形場を南側(海域)に移して成長を続けていた可能性が高い。

3.3 四国の屈曲構造

室戸半島の屈曲構造

(1) 地質概説

安芸構造線以南の室戸半島には、四万十帯南帯を構成

する始新統-漸新統の室戸半島層群及び漸新統-下部中新統の菜生層群が分布する(平ほか, 1980). 室戸半島層群は大陸斜面上部-前弧海盆-海溝域にわたる環境で堆積した碎屑岩類からなる(平ほか, 1980). また, 菜生層群は, 陸棚浅海域から海溝陸側斜面の堆積物及びそれらの基盤をなす室戸半島層群が重力的に崩壊して, 海溝域に再堆積したオリストストロームからなる(酒井, 1988).

(2) 屈曲構造の特徴と横ずれセンス

YANAI (1986)によると, 室戸半島層群及び菜生層群には, 第9図に示すような北(島弧側)へ突出する屈曲構造が存在する. 本構造は断層上盤側のノーズ状構造先端部と見なすことができ, 左翼(西翼)には左回転を示す室戸メガキンク帯, 右翼(東翼)には右回転を示す佐喜浜メガキンク帯が存在する. ノーズ状構造の軸は室戸岬をかすめるようにしてその東側をほぼ南北に走る. また, 右翼の日和佐北方の四万十帯北帯には, 共役メガキンク褶曲が存在する(第9図). 更に, 平ほか(1980)及びYANAI (1986)によると, 左翼の室戸メガキンク帯中には2つの南北性断層が存在する. 佐喜浜メランジェ(平ほか, 1980)は, これら2つの断層に切れられ, 両断層の西側ブロックが相対的に隆起したことを示唆する分布形態を有する(平ほか, 1980の第45図). これらの事実, 並びに後述するように室戸半島の屈曲構造が現在も成長を続けている活構造である可能性が高いことから, 同屈曲構造は第1図のRuに相当し, 右斜め沈み込みによって形成された(及び形成されつつある)と考えられる.

(3) 屈曲構造の形成時期

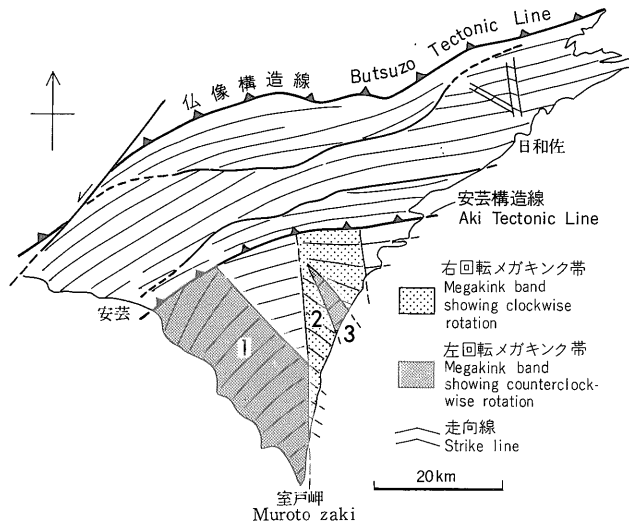
室戸半島の屈曲構造は, 下部中新統を巻き込んでいることから, その成長は前期中新世あるいはそれ以降に及んでいる. しかし, 陸域の地層分布や地質構造には屈曲構造の形成時期を特定するに足る特徴が認められない.

室戸岬沖には, 第1部で述べたように現在も成長を続けている活屈曲構造が存在する. 室戸半島(陸域)の屈曲構造は, ノーズ状構造及び南北性断層の位置, 並びに両翼の回転角度などの点で, 海域の屈曲構造と調和的である. また, 室戸半島における段丘面高度の分布パターン, 並びに1946年の南海地震時の上下変動パターン(第11図)は, 陸域(少なくとも海岸部)の屈曲構造が活構造であることを示唆する. これらのことから, 海・陸の屈曲構造は単一の屈曲構造(活構造)の基部(海域)と先端部(陸域)に相当する可能性が高い. なお, 室戸半島においても御前崎付近と同様に, 屈曲構造の形成場が時代と共に南に移動している可能性がある. また, 現時点では室戸半島の屈曲構造の形成開始時期は特定できない.

足摺岬付近(幡多-宇和地域)の屈曲構造

(1) 地質概説

足摺岬北方の高知県幡多地方から愛媛県宇和地方にかけての地域には, 四万十帯北帯に属する新荘川層群(前期白亜紀-後期白亜紀)及び大正層群(後期白亜紀), 同南帯に属する幡多層群(始新世-漸新世)及び三崎層群(前期中新世)が分布する(平ほか, 1980; 木村, 1985など). 北帯の新荘川層群は陸棚上の浅海域から前弧海盆にかけ



第9図 室戸半島の屈曲構造 YANAI (1986)に加筆. 1-3のメガキンク帯(MK)の名称; 1: 室戸MK, 2: 佐喜浜MK, 3: 檜地MK.

Fig. 9 Bending structure of the Muroto area in Shikoku. Retouched after YANAI (1986). Names of the megakink bands (MK); 1: Muroto MK, 2: Sakihama MK, 3: Kashiji MK.

での環境で、また、大正層群は大陸斜面上部-前弧海盆-海溝域にわたる環境で堆積したと推定される(平ほか, 1980). 南帯の幡多層群は陸棚上の浅海域-前弧海盆-海溝陸側斜面にわたる環境で、また、三崎層群は陸棚上の浅海域-大陸斜面上部で堆積したと考えられる(平ほか, 1980; 木村, 1985).

(2) 屈曲構造の特徴と横ずれセンス

YANAI(1986)によると、幡多-宇和地域の四万十累層群には、第10図に示すような北(島弧側)へ突出する屈曲構造が発達する。この構造は、室戸半島の屈曲構造と同様に、断層上盤側のノーズ状構造先端部と見なすことができる。四万十川中流に沿う北北西-南南東方向の軸を境として、ノーズ状構造左翼には奥屋内及び御荘メガキंक帯などの左回転メガキंक褶曲が、右翼には大用及び窪川メガキंक帯などの右回転メガキंक褶曲が発達する(第10図)。また、左翼に位置する三崎層群中にも明瞭な左回転メガキंक褶曲が認められる(木村, 1985の第9図)。

幡多-宇和地域の既存地質資料によると、同地域の屈曲構造には沈み込みの横ずれセンスを明瞭に示唆する非対称性の構造は認められない。しかしながら、右翼の須崎付近には、共役メガキंक褶曲が存在する(第10図)。また、平ほか(1980)によると、中筋川流域には北西-南東走向の断層系が存在する。これらの断層は、見かけ

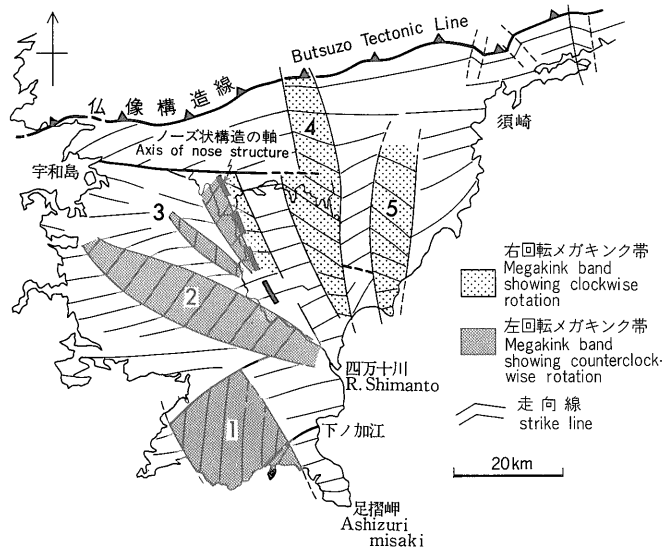
上、系統的に右横ずれ変位を示し、地層の北方への傾斜を考慮すると、断層南西側ブロックが相対的に隆起したと解釈することができる(平ほか, 1980, 第16, 21図)。更に、後述するように本屈曲構造は活構造である可能性が高い。これらの点から、幡多-宇和地域の屈曲構造は第1図Ruに相当し、右斜め沈み込みによって形成された(及び形成されつつある)と推定される。

(3) 屈曲構造の形成時期

幡多-宇和地域の屈曲構造は、下部中新統三崎層群を巻き込んでいることから、その成長は前期中新世あるいはそれ以降に及んでいる。しかし、室戸半島地域と同様に、陸域の地質には屈曲構造の形成時期を特定するに足る特徴が認められない。

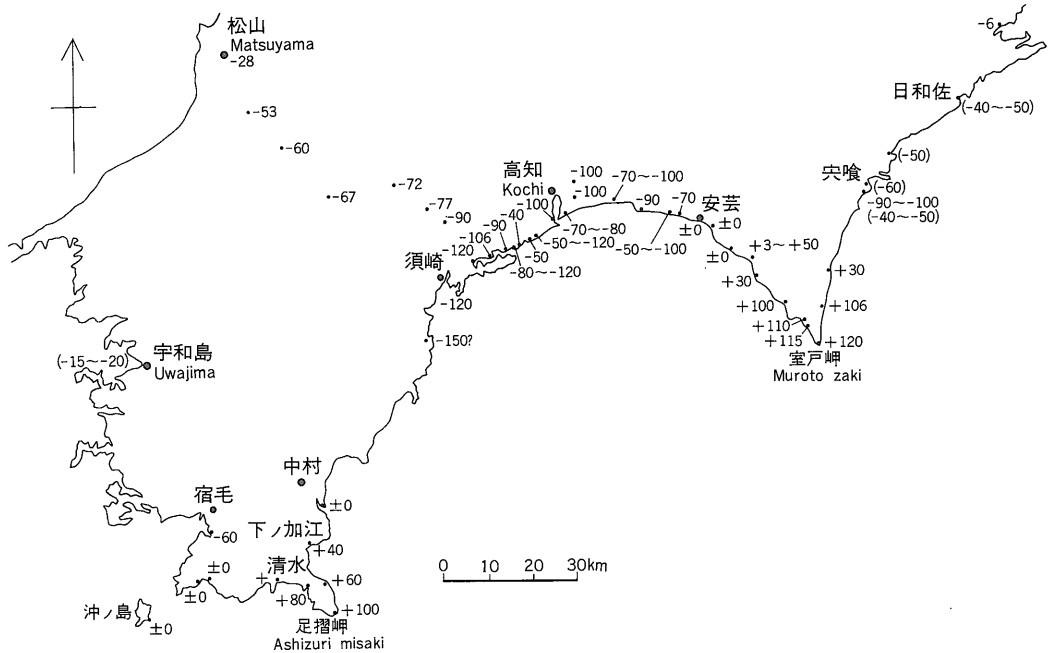
足摺岬沖には、室戸岬沖と同様に、陸域の屈曲構造と調和的な活屈曲構造が存在する(岡村ほか, 1987)。また、沢村(1953)によると、足摺半島は、南海地震に際して室戸半島と同様に隆起を示し、隆起量は足摺岬で100 cm, 半島付け根の下ノ加江で40 cmに達した(第11図)。このような足摺岬周辺の地震時隆起は、陸域(少なくとも海岸部)の屈曲構造が活構造であることを示唆する。

これらの事実から、本地域の屈曲構造は、その形成開始時期は特定できないものの、室戸半島地域の屈曲構造と同様に現在も成長を続けている活構造である可能性が高い。



第10図 足摺岬付近(幡多-宇和地域)の屈曲構造 YANAI(1986)に加筆。1-5のメガキंक帯(MK)名称; 1: 三崎 MK, 2: 御荘 MK, 3: 奥屋内 MK, 4: 大用 MK, 5: 窪川 MK.

Fig. 10 Bending structure of the Ashizuri area in Shikoku. Retouched after YANAI (1986). Names of the megakink bands (MK); 1: Misaki MK, 2: Mishi MK, 3: Okuyanai MK, 4: Oyu MK, 5: Kubokawa MK.



第11図 南海地震に伴う垂直変動 沢村(1953)による。

Fig. 11 Vertical displacements associated with the 1946 Nankai earthquake. After SAWAMURA (1953).

3.4 九州の屈曲構造

宮崎付近の屈曲構造(野尻屈曲)

(1) 地質概説

宮崎平野周辺には、後期中新世後半から鮮新世にかけて、陸棚上の浅海域-大陸斜面上部に堆積した宮崎層群が分布する(木野ほか, 1984; 遠藤・鈴木, 1986など)。本層群は年代及び堆積環境の類似性から静岡地域の相良-掛川層群に対比される。

宮崎層群分布域の西方には、同層群に傾斜不整合に覆われて、四万十帯南帯に属する日向層群及び日南層群が分布する。日向層群は中期始新世-前期漸新世に形成された付加コンプレックスと考えられる(坂井, 1985)。また、日南層群は、後期漸新世-中新世初期(N4)の大陸斜面-前弧海盆域の堆積物がその基盤をなす日向層群などと共に、前期中新世の中-後期に大規模な斜面崩壊を起こし、海溝陸側斜面-海溝部に再堆積した地層と考えられる(坂井, 1985; 酒井, 1988)。

(2) 屈曲構造の特徴と横ずれセンス

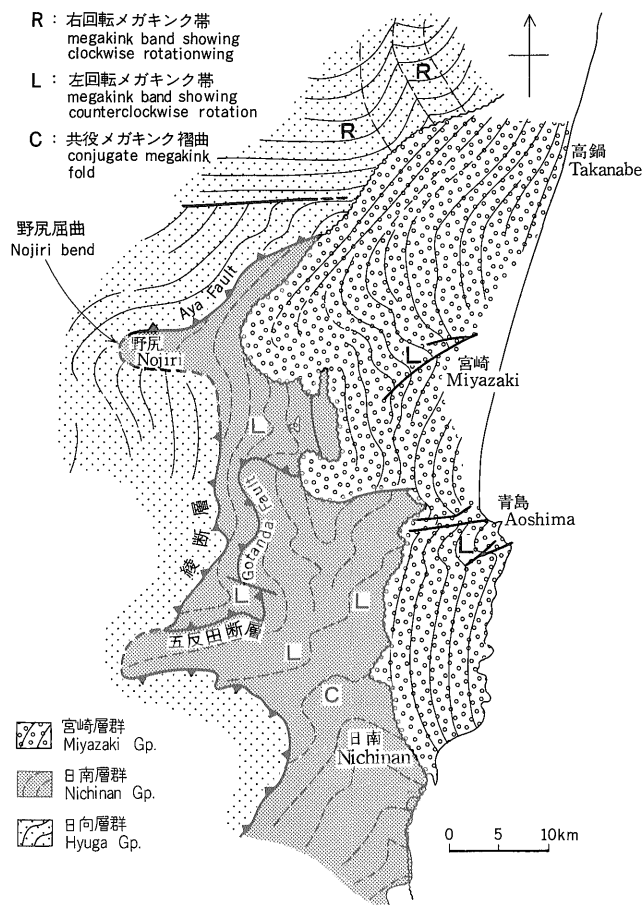
宮崎層群及びその西方に分布する日向・日南両層群には、第12図に示すような西(島弧側)へ突出する屈曲構造(野尻屈曲)が存在する。この構造は、室戸半島や幡多-宇和地域の屈曲構造と同様に、断層上盤側の単元境界に形成されたノーズ状構造と考えることができる。木野

(1958), 木野・太田(1976, 1977)及び竹下(1982)などの地質図によると、ノーズ状構造の南翼(左翼)に分布する日南層群には、左回転メガキンク褶曲及び共役メガキンク褶曲からなる複雑な地層の屈曲が認められる(第12図)。これに対して、北翼(右翼)の日向層群には右回転メガキンク褶曲が存在するが、全体の構造は比較的単純である。また、木野(1958)及び木野ほか(1984)の地質図によると、南翼に分布する宮崎層群には左回転メガキンク褶曲と見なし得る屈曲構造が存在するのに対して、北翼の同層群の構造は単純である(第12図)。このようなノーズ状構造左翼(南翼)のより強い変形から、野尻屈曲は第1図のLuに相当し、左斜め沈み込みによって形成されたと推定される。

(3) 屈曲構造の形成時期

宮崎層群の分布域及び走向線は、野尻屈曲により西方へ突出する形態を示すが、西方への突出は下位の層準(N17-N19下部相当)でより顕著であり、最上位のN21相当層準(高鍋層)ではほとんど認められなくなる。このような宮崎層群の屈曲構造の特徴から、野尻屈曲の主要形成時期はN19以前と考えられる。

また、青島以南の南翼に分布する日南層群は、宮崎層群の南北性構造と大きく斜交する北東-東北東方向の一般走向を持ち、その屈曲構造は宮崎層群に明瞭な影響を



第12図 宮崎付近の屈曲構造 木野(1958), 木野・太田(1976, 1977), 寺岡ほか(1981), 竹下(1982), 木野ほか(1984), 坂井(1985), 遠藤・鈴木(1986)による。

Fig. 12 Bending structure of the Miyazaki area in Kyushu. Compiled from KINO (1958), KINO & OTA (1976, 1977), TERAOKA *et al.* (1981), TAKESHITA (1982), KINO *et al.* (1984), SAKAI (1985) and ENDO & SUZUKI (1986).

与えていない。このことから、少なくとも青島以南の日南層群の屈曲構造は、宮崎層群の堆積に先立って、前期中新世中頃-後期中新世中頃(N5-N16)間に形成された可能性が高い。

人吉地域の屈曲構造(人吉屈曲)

(1) 地質概説

人吉盆地の周辺には四十万帯北帯を構成する諸塚層群及び同南帯を構成する日向層群が分布する。諸塚層群は白亜紀の付加コンプレックス、日向層群は始新世-漸新世の付加コンプレックスと考えられる(坂井・勸米良, 1981; 坂井, 1985)。

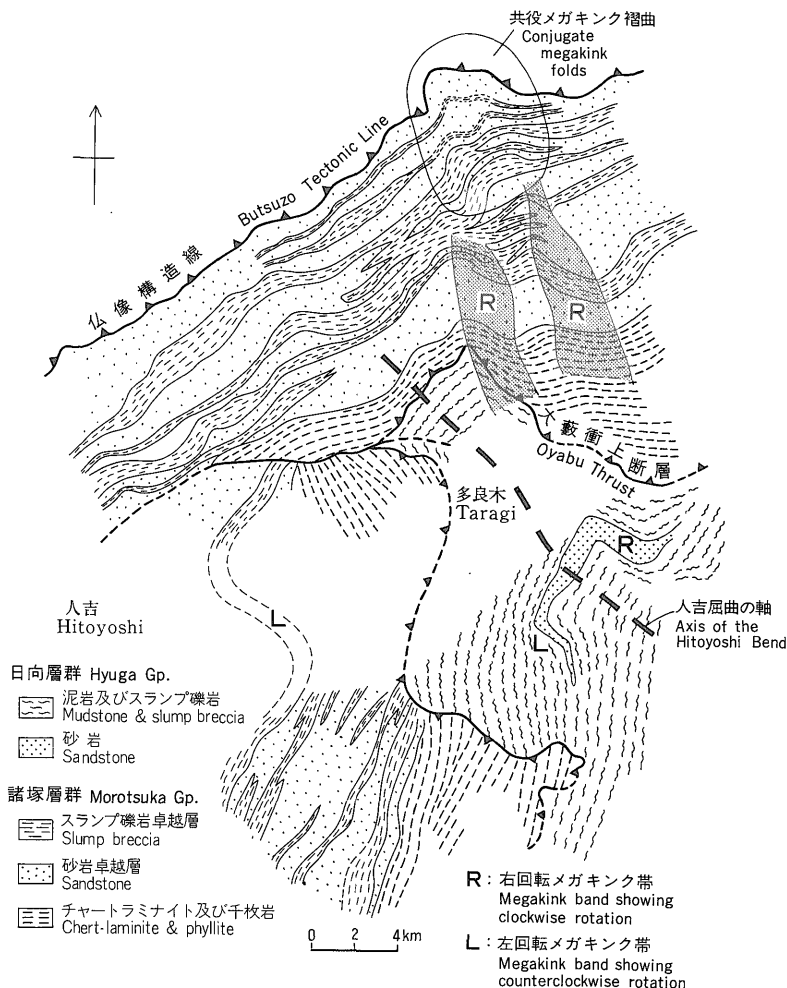
(2) 屈曲構造の特徴と横ずれセンス

MURATA (1987a)によると、人吉盆地東部周辺には北西(島弧側)へ突出する、断層上盤側のノーズ状構造と見

なし得る屈曲構造(人吉屈曲)が存在する(第13図)。同構造右翼の諸塚・日向両層群には右回転メガキンク褶曲、左翼の両層群には左回転メガキンク褶曲が存在する。また、両層群を境する大藪衝上断層のトレースにも同様の屈曲が認められる。右翼の右回転メガキンク帯の北方には、仏像構造線にも影響を与えている共役メガキンク褶曲が存在する(第13図)。このような右翼における共役メガキンク褶曲の存在を重視すると、人吉屈曲は右斜め沈み込みによって形成された可能性が高い。

(3) 屈曲構造の形成時期

人吉屈曲は始新世-漸新世の付加コンプレックスと考えられる日向層群を巻き込んでいると共に、その突出方向からプレート境界地震の断層上盤側の変形構造である。したがって、本屈曲は、既述した瀬戸川帯大井川衝



第13図 人吉地域の屈曲構造 MURATA (1987a)に加筆.

Fig. 13 Bending structure of the Hitoyoshi area in Kyushu. Retouched after MURATA (1987a).

上体の屈曲構造(断層下盤側の構造)とは異なり、人吉地域に分布する日向層群の付加過程終了後に形成された構造と考えられる。人吉盆地南方の日向層群については、精度の高い地質図が公表されていないため詳細は不明であるが、寺岡ほか(1981)やMURATA (1987a)などによると、人吉屈曲は日向層群分布域内で消滅し、宮崎層群には影響を与えていない。この点を重視すると、人吉屈曲は漸新世-後期中新世中頃間のある時期に形成された可能性が高い。

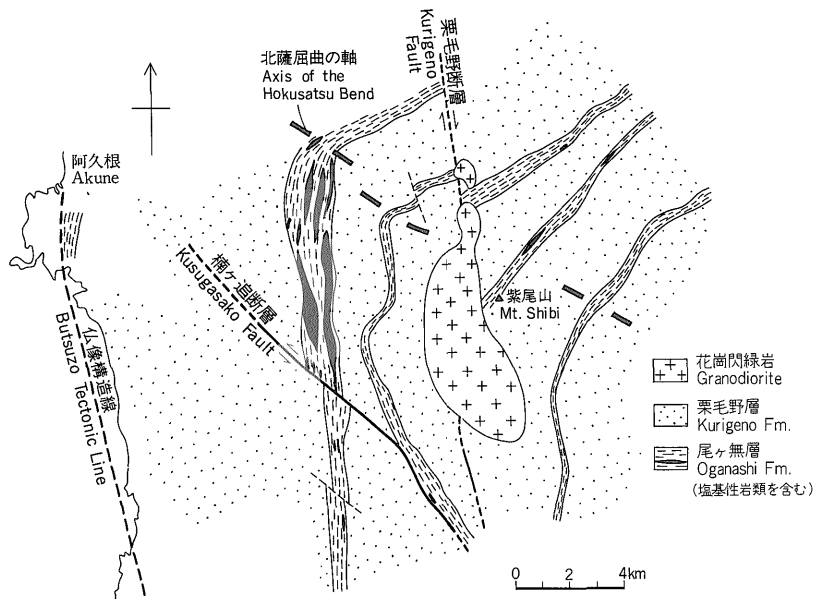
北薩地域の屈曲構造(北薩屈曲)

鹿児島県北部の出水山地には、北薩の屈曲(橋本, 1962)と呼ばれる北西(島弧側)へ突出する、断層上盤側のノーズ状構造と見なし得る屈曲構造が存在する(第14

図)。MURATA (1987b)によると、同屈曲は諸塚層群相当層を折り曲げており、右翼には右横ずれ断層(栗毛野断層)、左翼には左横ずれ断層(楠ヶ迫断層)が存在する。これら2つの断層は共役の関係にあり、帯状構造にはほぼ平行な方向の圧縮を示唆する。北薩の屈曲には、形成当時の斜め沈み込みの横ずれセンスを明瞭に示唆する構造は見いだされない。また、その形成時期を特定するだけの地質データも得られていない。

4. 屈曲構造から推定されるフィリピン海プレートの相対運動方向の変遷

4.1 フィリピン海プレートの見かけ上の相対運動方向



第14図 北薩地域の屈曲構造 MURATA (1987b)に加筆.
 Fig. 14 Bending structure of the Hokusatsu area in Kyushu. Retouched after MURATA (1987b).

前章で解析した各地域・各時代の屈曲構造の幾何学的方位(帯状構造の延びの方向及びノーズ状構造の突出方向)と横ずれセンスから、各屈曲構造形成当時のフィリピン海プレートの見かけ上の(後生的回転を考慮しない場合の)相対運動方向は、第15図のように総括される。なお、同図には有方向性の貫入岩体から推定される圧縮の方位、並びに南部フォッサマグナの富士川谷地域における褶曲構造及び礫破断の方位(杉山・下川, 1982)を併せて示す。

この図から明らかなように、屈曲構造から求められた各時代のフィリピン海プレートの相対運動方向は、貫入岩体や富士川谷の地質構造から推定される圧縮の方位と一致する。また、この図から、次のような2つの特徴が読み取れる。

- 1 前期中新世中頃-中期中新世初頭に形成された屈曲構造から推定される見かけの相対運動方向は、静岡地域(瀬戸川帯)と紀伊半島(牟婁層群)とで大きく異なっている。
- 2 前期中新世中頃-中期中新世初頭の静岡地域を除くと、フィリピン海プレートの見かけ上の相対運動方向、並びに有方向性貫入岩体などから推定される圧縮の方位は、鮮新世の中頃(N19中-上部, 3-4 Ma)を境として、それ以前の北に偏った方向から、それ以降の西に偏った方向に変化している。

4.2 フィリピン海プレートの相対運動方向の変遷と静岡地域の地史

鮮新世中頃における相対運動方向の変化

相良-掛川地域の鮮新世中頃以降に形成された地質構造は、現在の駿河湾-遠州灘海域の構造と調和的であり、外縁隆起帯、前弧海盆及び屈曲構造などの各構造要素の方向にも顕著な時代的变化は認められない。従って、同地域では鮮新世中頃以降に大規模な後生的回転が生じた可能性は少ない。

静岡層群の北北東-南南西方向の構造とその屈曲は、富士川谷北部における東西性の構造(松田, 1958)及び相模川流域における北西-南東方向の構造(Ito and MASUDA, 1986)と同時期(中期中新世末-鮮新世中頃)に形成されている。また、これらの帯状構造は全体として丹沢地塊を取り囲む形態を示す。このことから、中期中新世末-鮮新世中頃に形成された南部フォッサマグナ地域の地質構造は、新妻(1985)及びIto and MASUDA (1986)が指摘しているように、丹沢地塊の相対的北上及び日本弧との衝突と関連して形成された可能性が高いと考えられる。富士川谷では、このような構造の上に重なって、また、これを切って、上述した鮮新世中頃以降に形成された構造(南北性の褶曲)が発達する。

以上の事実及び推論から、フィリピン海プレートの相対運動方向は、3-4 Maを境として、実際に、北に偏っ

地域 時代 area age	宮崎 Miyazaki	高知 Kochi	紀伊-志摩 Kii-Shima	静岡 遠江 Toutoumi	Shizuoka 駿河 Suruga	フィリピン海 プレートの 相対運動方向 Corrected relative motion of PSP	備考 Remarks
Ma							
0.4-0.5							 静岡地域の45°+ の左回転 Counterclockwise rotation (45°+) of the shizuoka area 西南日本全体の 45°右回転 45° clockwise rotation of Southwest Japan
~1.7							
3-4 (N19中-上部)							
~6 (N17中頃)							
~15 (N9)							
(N6)~19							

第15図 西南日本外帯各地域の屈曲構造から求めたフィリピン海プレートの相対運動方向 各地域ごとの欄は見かけ上の方向を示す。最も右側の欄の矢印は、14-15 Maの西南日本の45°右回転を考慮して、各地域の解析結果を総合して得られた相対運動の方向。備考欄中のa-e; a: 帯状構造の方向(トラフ軸の方向), b: 島弧側へ突出するノーズ状構造の方向, c: 海洋側へ突出するノーズ状構造の方向, d: 断層運動(沈み込み)の横ずれセンス, e: 島弧側から見たフィリピン海プレートの相対運動方向(最大誤差±45°)。各地域欄中のD-G; D: 有方向性の貫入岩体から推定される圧縮の方位, F: 断層系から求めた圧縮の方位, f: 帯状構造(褶曲軸の延び)の方位, G: 礫の破断から求めた圧縮の方位。

Fig. 15 Historical change in direction of the relative motion of the Philippine Sea Plate with respect to Southwest Japan. a-e in remarks column; a: general structural trend (nearly parallel to the trend of trench axis), b: direction of landward-protruding nose structure, c: direction of oceanward-protruding nose structure, d: sense of a strike-slip component of faulting (subductioning), e: apparent direction of the relative motion (max. error ±45°). D-G in each column; D: orientation of maximum compressive stress (σ_1) inferred from dikes, F: orientation of σ_1 inferred from fault systems, f: general structural trend (trend of fold axes), G: orientation of σ_1 inferred from fractures of pebbles. Large arrows in the right column show the direction of relative motion corrected in consideration of the 45-degree clockwise rotation of Southwest Japan at 14 to 15 Ma.

た方向から西に偏った方向へ変化した可能性が高いと推定される。

紀伊半島に対する静岡地域の相対的左回転

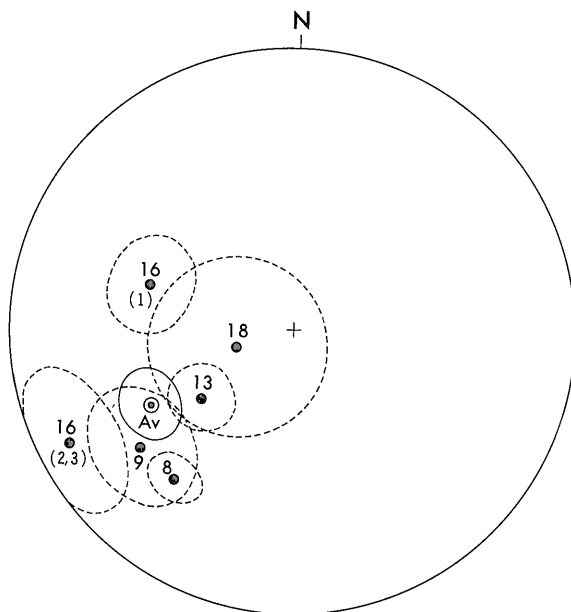
大峰火成岩類の延びの方向を前期中新世末-中期中新世初頭の紀伊半島におけるプレートの相対運動方向と見なし、静岡地域と紀伊半島におけるプレート間相対運動方向に有意な差がなかったと考え、静岡地域(瀬戸川帯南部)は紀伊半島(牟婁層群)に対して、約45°以上相対的に左回転している。

屈曲構造から推定される紀伊半島に対する静岡地域の左回転は、これら両地域における古地磁気学的データと整合的である。

三重県の津西方に分布する一志層群(伊東(1982)及び吉田(1987a, b)により、N6-N8に対比される)の残留磁

化方位は、約45°東偏している(HAYASHIDA and ITO, 1984)。また、熊野層群を貫き、約15 Maの放射年代を示す熊野酸性岩類の平均残留磁化方位は約58°東偏している(田上, 1982)。このような残留磁化方位の東偏は、15-14 Ma頃に、日本海の拡大に伴って西南日本弧が約45°右回転した結果と考えられている(鳥居ほか, 1985など)。

これに対して、掛川北方に分布する三笠層群(N6-N8)の残留磁化方位は、現在の地球磁場方位(ほぼ前期中新世後期の地球磁場方位に等しい)との間に有意な差を示さない(林田, 1986)。更に、萩原(1989 MS)によると、瀬戸川帯大井川衝上体に分布する高草山玄武岩類(N6-N8相当)中のアルカリ玄武岩質貫入岩の平均残留磁化方位は約120°西偏している(第16図)。高草山玄武岩



第16図 高草山玄武岩類中の貫入岩体の残留磁化方位(シュミット投影) 萩原(1989 MS)による。伏角はすべて正。Avは6つの磁化方位の平均値。各磁化方位を取り囲む小円は測定値の95%信頼円を示す。測定試料採取地点は第3図参照。

Fig. 16 Direction of remanent magnetization of alkali basaltic intrusive bodies in the Takakusayama (Mt. Takakusa) area, eastern part of the Ooigawa thrust sheet shown in Fig. 3 (Schmidt projection). After HAGIWARA (1989MS). Inclinations of all the samples are positive. Small circles show the 95% confidence circle of each measured direction and the average direction (Av). See Fig. 3 for sampling localities.

類は、既述した海洋側に突出するノーズ状構造により、大井川衝上体の帯状構造方向から90-125°左回りに回転している(第3図)。このような屈曲構造による左回転をもとに戻すと、高草山玄武岩類の残留磁化方位は、北-北北西を向く。

このような紀伊半島と静岡地域の同時代層に見られる残留磁化方位の違いは、中期中新世以降、静岡地域が紀伊半島に対して、45°(+)相対的に左回転していることを示唆する。

フォッサマグナの彎曲

上述した紀伊半島に対する静岡地域の相対的左回転については、現在のところ、次の2つの解釈が可能である。

- 1 日本海の拡大に伴い西南日本が右回転したのに対して、静岡地域は南東方向へ並進移動した(第17図a)。
- 2 静岡地域では西南日本全体の右回転とフォッサマグナの彎曲形成に伴う左回転とが重なり合っている(第17図b)。

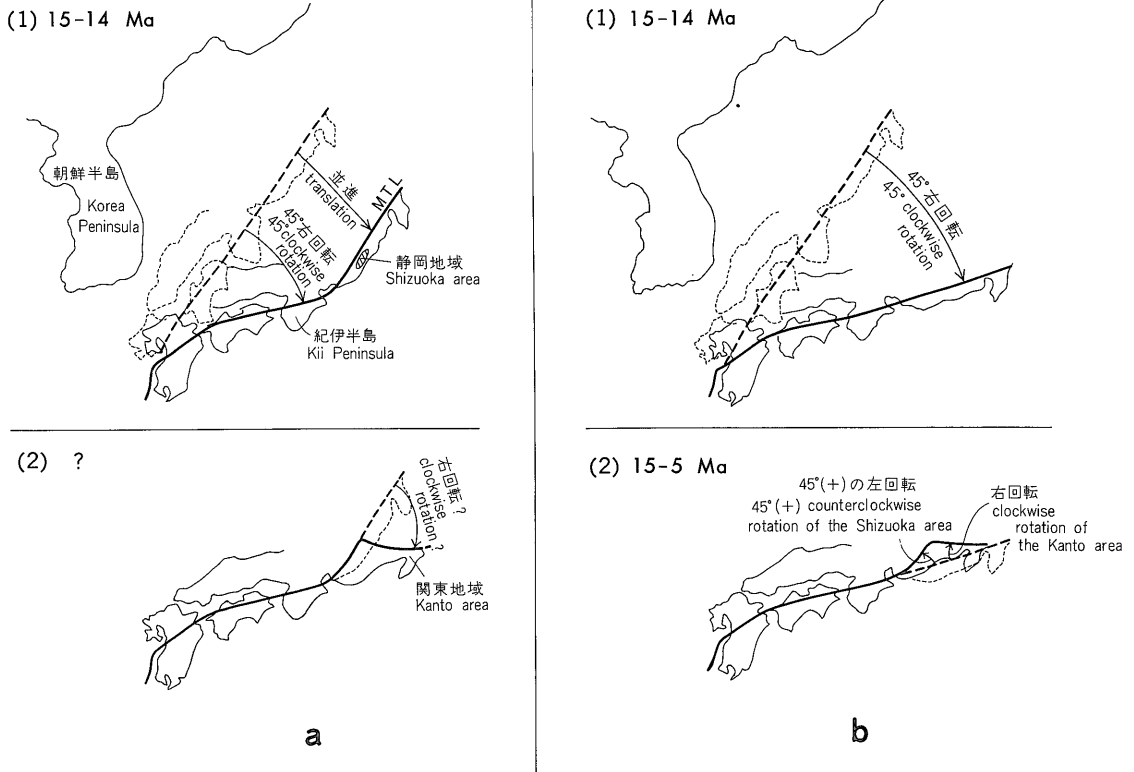
1の考え方に立った場合、静岡地域の構造は説明できるものの、同地域と関東山地-房総半島地域間の構造方向の違いについては、別の形成要因を考える必要が生じ

る。これに対して、2の考えに立脚した場合は、静岡及び関東地域の構造を単一のプロセスで統一的に説明できる。従って、紀伊半島に対する静岡地域の相対的左回転は、フォッサマグナの彎曲形成を反映したものと見る方がより妥当であると考えられる。

フォッサマグナの彎曲は、富士川谷北部における古地理学的研究から、丸滝礫岩層(干地・紺田(1978)によると、N19下部)の堆積時には、既に形成されていたと推定される(松田, 1984; 徐, 1986)。従って、2の考えに立った場合、静岡地域の左回転は、中期中新世-鮮新世間(15-5 Ma)のある時期に生じたものと推定される。

フィリピン海プレートの相対運動方向の変遷

15-14 Maの西南日本の右回転及び15-5 Ma静岡地域の左回転を考慮すると、フィリピン海プレートの西南日本弧に対する実際の相対運動方向は、第15図右欄に示すような変遷を辿ったものと推定される。すなわち、1)前期中新世中頃-中期中新世初頭(19-15 Ma頃)には北西方向、2)後期中新世末から鮮新世中頃まで(6-4 Ma頃)は北北西方向、3)鮮新世中頃から中期更新世の中頃まで(3-0.5 Ma頃)は西-西南西方向、4)中期更新世の中頃以降(ほぼ0.5 Ma以降)は西北西方向と考えられる。



第17図 紀伊半島に対する静岡地域の相対的左回転に関する2つのモデル a: “進説”, b: “重複回転説”. なおbはフォッサマグナの彎曲が西南日本の右回転の後に生じたとした場合のモデル.

Fig. 17 Two possible models for the counterclockwise rotation of the Shizuoka area with respect to the Kii Peninsula. a: “translation model” b: “superposed-rotation model”

5. まとめ

以上、本稿では前稿(第1部)で提示した屈曲構造の形成モデルに基づき、西南日本外帯の各地域及び各時代の屈曲構造を解析し、プレート間相対運動の変遷について考察を行った。その主要な論点は次のように要約される。

1. 前稿(第1部)で提示した屈曲構造の形成モデルに基づくと、屈曲形態の非対称性から同構造形成時における沈み込みの横ずれセンスを、また、屈曲構造の突出方向からその形成場(断層の上盤側か下盤側か)を特定できる。更に、屈曲構造に参加する地層及び同構造の成長と並行して形成される前弧海盆の年代から、屈曲構造の形成時期を推定できる。

2. この方法を西南日本外帯の屈曲構造に適用した結果、1)前期中新世中頃-中期中新世初頭(静岡、紀伊半島及び宮崎地域)、2)後期中新世末-鮮新世中頃(静岡及び宮崎地域)、3)鮮新世中頃-中期更新世中頃(静岡地域)、

及び4)中期更新世中頃以降(西南日本外帯全域)の各地域における沈み込みの横ずれセンスと見かけ上のプレート間相対運動の方向(最大誤差±45°)が明らかになった。

3. 2の結果を古地磁学的データ及び南部フォッサマグナ-掛川地域の地質構造の特徴と併せ考えることにより、西南日本弧とフィリピン海プレートとの相対運動方向の変遷を推定した。その結果、プレート間相対運動の方向は、鮮新世の中頃(3-4 Ma, N19中-上部相当時)を境として、それ以前の北に偏った方向から、それ以降の西に偏った方向に変化したと考えられる。

4. また、静岡地域は、15-5 Ma間のある時期に、紀伊半島に対して45°(+)左回転したと考えられる。

このような静岡地域の左回転は、フォッサマグナの彎曲構造の形成を反映している可能性が高い。

謝辞 本稿は、工業技術院特別研究「地震予知に関する地質学・地球化学的研究」の2. 地震発生機構の地域的特性の解明 1) 5万分の1「清水」地域(昭和61-63年

度)及び2)東海地域(昭和63年度)の研究成果の一部である。

本研究を進めるに当たり、環境地質部地震地質課の粟多泰夫技官には、屈曲構造の形成過程について共同研究を行って頂いた。また、同課の佃 栄吉主任研究官、並びに地質部層序構造課の脇田浩二、木村克己両主任研究官には、四万十帯や美濃-丹波帯の屈曲構造について御教示頂くと共に、その形成過程について議論して頂いた。更に、東海大学海洋学部の田 望教授及び飯塚進教授には、萩原 洋氏の卒業論文(萩原, 1989MS)を本稿に引用することをお許し頂いた。また、衣笠善博地震地質課長並びに佃主任研究官には原稿を検討して頂いた。

なお、本稿で報告した屈曲構造のうち、静岡層群の屈曲構造については、地震地質課の下川浩一主任研究官との共同研究の成果に負うところが大きい。

ここに記して、これらの方々へ深く感謝の意を表する。

文 献

- 粟田泰夫・杉山雄一(1989) 南海トラフ沿いの巨大地震に伴う右横ずれ逆断層構造。地震2, vol. 42, p. 221-223.
- BLOW, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. First Intern. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva, 1967*, p.199-421.
- 千地万造・紺田 功(1978) 富岡層群および西八代層群・静岡層群の浮遊性有孔虫による生層序—カブラン階についての考察—。「日本の新生代地質」(池辺展生教授記念論文集), p. 73-92.
- 遠藤秀典・鈴木祐一郎(1986) 妻及び高鍋地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 105p.
- 萩原 洋(1989MS) 高草山地域の古地磁気。東海大学海洋学部卒業論文, 69p.
- 橋本 勇(1962) 九州南部における時代未詳層群の総括。九大教養地学研報, vol. 9, p. 13-69.
- 林田 明(1986) 掛川地域新第三系の古地磁気。地質学会第93年学術大会(山形)講演要旨, p. 168.
- HAYASHIDA, A. and ITO, Y. (1984) Paleoposition of Southwest Japan at 16 Ma: Implication from paleomagnetism of Miocene Ichishi Group. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 68, p. 335-342.
- 茨木雅子(1981) 浮遊性有孔虫による南部フォッサマグナ新第三系の地質年代。地質雑, vol. 87, p. 47-49.
- IBARAKI, M. (1986) Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Kakegawa area on the Pacific coast of central Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 20, p. 39-173.
- (1989) Geologic ages of the Neogene sequences of the South Fossa Magna based on planktonic foraminifera. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 23, p. 85-99.
- and TSUCHI, R. (1982) Planktonic foraminifera from silt intercalations in the Takakusayama alkali basalt complex of the Ryuso Group, Shizuoka, Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 16, p. 117-125.
- 伊田一善(1945) 所謂「中央地溝帯」南西部の地質構造。京大地鉱学術報告, no. 4, p. 1-12.
- IJIMA, 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*, vol. 20, p. 241-276.
- ITO, M. and MASUDA, F. (1986) Evolution of clastic piles in an arc-arc collision zone: late Cenozoic depositional history around the Tanzawa Mountains, central Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, vol. 49, p. 223-259.
- 伊東佳彦(1982) 一志層群の微化石について。大阪微化石研究会機関誌(NOM), no. 9, p. 1-10.
- 狩野謙一・小坂和夫(1988) 根尾の対曲地域のメガキンクテクトニクス。構造地質研究会昭和63年度冬の例会予稿集, p. 30-31.
- 木村公志(1985) 四国南西部の第三系清水層及び三崎層の層序及び堆積相。地質雑, vol. 91, p. 815-831.
- 木野義人(1958) 5万分の1地質図幅「日向青島」及び同説明書。地質調査所, 63p.
- ・影山邦夫・奥村公男・遠藤秀典・福田

- 理・横山勝三(1984) 宮崎地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 100p.
- 木野義人・太田良平(1976) 野尻地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 45p.
- (1977) 都城地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 45p.
- 紀州四万十帯団体研究グループ(1975) 四万十地帯の発展史。地団研専報, no. 19, p. 143-156.
- MAKIYAMA, J. (1954) Syntectonic construction of geosynclinal neptons. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, ser. B*, vol. 21, p. 115-149.
- 横山次郎(1961) 掛川地方地質図。地質調査所。
- 松田時彦(1958) 富士川地域北部第三系の褶曲形成史。地質雑, vol. 64, p. 325-345.
- (1961) 富士川谷新第三系の地質。地質雑, vol. 67, p. 79-96.
- (1984) 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, vol. 23, p. 151-154.
- 水野清秀・杉山雄一・下川浩一(1987) 静岡県御前崎周辺に分布する新第三系相良層群及び掛川層群下部の火山灰層序。地調月報, vol. 38, p. 785-808.
- MURATA, A. (1987a) Conical folds in the Hitoyoshi Bending, south Kyushu, formed by the clockwise rotation of the Southwest Japan Arc. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 93, p. 91-105.
- (1978b) Hokusatsu Bend and clockwise rotation of the Southwest Japan Arc. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec. II*, vol. 21, p. 333-349.
- 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, vol. 55, p. 53-61.
- 日本の地質「近畿地方」編集委員会(1987) 日本の地質6 近畿地方。共立出版, 297p.
- 岡村行信・上嶋正人(1986) 20万分の1室戸岬沖海底地質図及び同説明書。地質調査所, 31p.
- ・岸本清行・村上文敏・上嶋正人(1987) 20万分の1土佐湾海底地質図及び同説明書。地質調査所, 32p.
- POWELL, C. McA., COLE, J. P. and CUDAHY, T. J. (1985) Megakinking in the Lachlan Fold Belt, Australia. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 7, p. 281-300.
- 酒井治孝(1988) 岬オリストストローム帯の成因と高千穂変動の再検討。地質雑, vol. 94, p. 945-961.
- 坂井 卓(1985) 南九州日南層群の地質と四万十帯外縁オリストストローム帯の形成過程。シンポジウム「“スランブ相”の形成とテクトニクス」, 構造地質研究会・砕屑性堆積物研究会, p. 95-116.
- ・勘米良亀齡(1981) 宮崎県北部四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位置。九大理研報(地質), vol. 14, p. 31-48.
- 沢村武雄(1953) 西南日本外側地震帯の活動と四国およびその付近の地質, 地殻運動との関係。高知大学術研報, vol. 2, no. 15, 46p.
- 柴 正博・駿河湾団体研究グループ(1986) 静岡県清水市北部, 興津川流域の地質。地球科学, vol. 40, p. 147-165.
- 徐 垣(1986) 丹沢ブロック衝突時の化石プレート境界。月刊地球, vol. 8, p. 598-601.
- 杉山雄一(1981) 静岡地域の地質構造発達史—特に, 多重褶曲構造と最近の地殻変動について—。構造地質研究会誌, no. 26, p. 71-87.
- (1985) 静岡県大井川流域に分布するオリストストローム。シンポジウム「“スランブ相”の形成とテクトニクス」, 構造地質研究会・砕屑性堆積物研究会, p. 49-60.
- ・栗田泰夫(1989) 西南日本外帯の南北性隆起軸とプレート境界地震(構造单元と断層单元の一致)。地震学会1989年度春季大会講演予稿集, p. 60.
- ・寒川 旭・下川浩一・水野清秀(1988) 御前崎地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 153p.
- ・下川浩一(1982) 静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系。地調月報, vol. 33, p. 293-320.
- ・—————(1989) 赤石山地四万十帯における前期中新世付加体(瀬戸川帯)の形成過程。構造地質研究会誌, no. 34, p. 173-

- 188.
- 鈴木博之・原田哲朗・石上知良・公文富士夫・中屋志津夫・坂本隆彦・立石雅昭・徳岡隆夫・井内美郎(1979) 栗栖川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 54p.
- ・紀州四万十帯団体研究グループ(1984) 紀伊半島四万十帯における堆積場の変遷. 総合研究A「近畿地方を中心とする後期古生代-古第三紀の堆積盆の変遷」報告書, p. 62-66.
- 田上高広(1982) 熊野酸性岩類の古地磁気とフィッソン・トラック年代. 大阪化石研究機関誌(NOM), no. 9, p. 23-32.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎(1980) 高知県四万十帯の地質とその起源. 四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集一, p. 319-389.
- 竹下 徹(1982) 宮崎県南那珂山地区の四万十層群の層序と構造. 地質雑, vol. 88, p. 1-18.
- 棚瀬充史(1982) 奥美濃酸性岩類一両白山地における白亜紀火成作用一. 地質雑, vol. 88, p. 271-288.
- 立石雅昭・別所孝範・原田哲朗・久富邦彦・井内美郎・石上知良・公文富士夫・中屋志津夫・坂本隆彦・鈴木博之・徳岡隆夫(1979) 江住地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 65p.
- 寺岡易司・今井 功・奥村公男(1981) 九州外帯の屈曲構造. 「中生代造構作用の研究」, no. 3, p. 87-98.
- 鳥居雅之・林田 明・乙藤一郎(1985) 西南日本の回転と日本海の誕生. 科学, vol. 55, p. 47-52.
- TSUCHI, R. (1961) On the late Neogene sediments and molluscs in the Tokai region, with notes on the geologic history of the Pacific coast of Southwest Japan. *Japan. Jour. Geol. & Geogr.*, vol. 32, p. 437-456.
- 土 隆一(1984) 駿河湾周辺の新第三系・第四系の構造とネオテクトニクス. 第四紀研究, vol. 23, p. 155-164.
- UJIE, H. (1962) Geology of the Sagara-
Kakegawa sedimentary basin in central Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, ser. C*, no. 75, p. 123-188.
- 脇田浩二(1984) 八幡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89p.
- WATANABE, Y. and IJIMA, A. (1983) Miocene Takakusayama seamount of the Setogawa Terrain in Shizuoka, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec. II*, vol. 20, p. 425-441.
- 柳井修一(1986) 西南日本外帯における地質構造の巨大折れ曲がり帯(Megakink)とそのテクトニックな意義. 地質雑, vol. 92, p. 603-606.
- YANAI, S. (1986) Megakink bands and Miocene regional stress field in outer southwestern Japan. *Sci. Pap., Coll. Arts & Sci., Univ. Tokyo*, vol. 36, p. 55-79.
- 吉田史郎(1987a) 三重県中新統阿波層群の浮遊性有孔虫化石. 地調月報, vol. 38, p. 473-483.
- (1987b) 鈴鹿山脈東麓の中新統千種層の岩相層序と浮遊性有孔虫化石. 地質雑, vol. 93, p. 761-772.
- (受付: 1989年5月8日; 受理: 1989年6月23日)