

伊豆弧衝突に伴う西南日本弧・東北日本弧の地殻変形と 日本海拡大以前の両弧の連続性の復元

山北 聡¹⁾*・大藤 茂²⁾

¹⁾宮崎大学教育文化学部地学教室

²⁾富山大学理学部地球科学教室

Intra-arc deformation of Southwest and Northeast Japan Arcs due to the collision of Izu-Bonin Arc and reconstruction of their connection before the opening of the Japan Sea

Satoshi Yamakita¹⁾* and Shigeru Otoh²⁾

¹⁾Department of Earth Sciences, Faculty of Education and Culture, Miyazaki University, Miyazaki 889-2192, Japan

²⁾Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Toyama University, Toyama 930-8555, Japan

Abstract

Southwest Japan (SWJ) and Northeast Japan (NEJ) were separated from the Asian Continent and drifted oceanward to form the Japan Sea as a marginal basin in Miocene time. Since then, the Izu-Bonin Arc (IBA) collided with the eastern part of SWJ and the southern part of NEJ, and caused intra-arc deformations in both of them widely. We need to estimate these deformations and reconstruct the connection between SWJ and NEJ before discussing the pre-Miocene tectonics of Japanese Islands. This paper attempts this reconstruction semi-quantitatively based on the structural trend of basement rocks.

First we discuss the basement structure in the boundary area between SWJ and NEJ. Some geologists consider that the Ashio Belt belongs to SWJ and that the Tanakura Tectonic Line (TTL) is the boundary between SWJ and NEJ. However, the Ashio Belt should be included in NEJ, because its general structural trend is same as that of the Abukuma and the Southern Kitakami Belts on the east of the TTL, except for its southern part bending westward. Data of borehole geology and geophysical explorations suggest that the Southern Kitakami, the Sambagawa and the Chichibu Composite Belts are juxtaposed from north to south under the Kanto Plains. The structural trend of these basement rocks is in ENE-WSW direction and parallel to that of the Ashio Belt in the Tsukuba and the Keisoku Mountain Blocks which is the nearest basement exposure. These basements also belong to NEJ. There are some gaps in structural trend and distribution of the Sambagawa and the Chichibu Composite Belts between the Kanto Mountains and the Kanto Plains and between the Kanto Mountains and the Akaishi Mountains. Hence the Kanto Mountains does neither belong to SWJ nor NEJ. A relatively wide zone from the northern Fossa Magna through the Kanto Mountains to the southern Kanto district forms the boundary part between SWJ and NEJ.

Second we estimate intra-arc deformations of SWJ and NEJ and restore their original structures. The eastern part of SWJ bends northward. The Inner Zone of SWJ in the intrados of this bend forms megakinks as buckling. The eastern part of the Outer Zone of SWJ also shifted northward but in different manner. This shift is considered a combination of counterclockwise rotation with

*e-mail namaketa@edugeo.miyazaki-u.ac.jp (〒889-2192 宮崎市学園木花台西 1-1)

respect to the main part of SWJ and left-lateral strike-slip movements along the Gokasho-Arashima Fault, a shear zone between the Akaishi Fault and the Komyo Fault, and a shear zone along the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. These deformations are removed, assuming that the structural trend was originally straight and parallel to the general trend of the main part of SWJ represented by the strike of Median Tectonic Line (MTL) in Shikoku and Kii Peninsula. The westward bending of structural trend of the Ashio, the Southern Kitakami, the Sambagawa and the Chichibu Composite Belts in the southern part of NEJ is attributed to the initial collision of rotating NEJ with IBA. Megakinks are also observed in the western part of the Ashio Belt. It is due to N-S shortening caused by progressive collision of IBA. The effects of these bending and megakinks are removed in the same way as SWJ. Then the structural trend of these belts are restored to almost parallel to TTL (or the Hatagawa Tectonic Line (HTL)) and the Futaba Fault (FF).

Finally, we reconstruct the connection between SWJ and NEJ in the following manner. They are rotated so that their structural trends become parallel to each other, and arranged in the positions where the pairs of counterparts (e.g. Mino-Tamba Belt and Ashio Belt; Sambagawa and Chichibu Composite Belts in the Akaishi Mountains, Kanto Mountains and Kanto Plains) connect smoothly. In this way, we successfully reconstruct the original connection of most geologic belts and a branching Cretaceous left-lateral fault system (MTL, TTL, HTL and FF).

Key words: collision tectonics, intra-arc deformation, central Japan, opening of the Japan Sea, Miocene

1. はじめに

日本列島の基盤構造に大きな改変を与えた最も新しい出来事は、中期中新世の日本海の拡大による西南日本と東北日本の分離、およびこれに引き続く伊豆弧との衝突である。日本列島の先新第三紀テクトニクスについて議論するためには、まずこの中期中新世の事変による変容を取り除く必要がある。その際には、西南日本と東北日本との間で、基盤構造が適切に連続するような復元が求められることはいうまでもない。

日本海拡大前の日本列島の基盤岩類の位置に関する復元は、これまでいくつか試みられている。地質学も含めて地球科学の広い分野で引用されているのは、古地磁気に基づく復元 (Otofujii *et al.*, 1985b; Otofujii, 1996 など) であろう。しかし、この復元では地質データはほとんど考慮されていないため、西南日本と東北日本の基盤構造がどうつながるかについては、議論されていない。西南日本・東北日本は、それぞれ現在の外形のまま、古地磁気から求められた位置に置かれ、接続部に相当する関東地方からフォッサマグナ地域は、省かれて空白のまま残されている。この結果、特に日本海側の領域において、これらの接続部が現在占める面積よりもかなり大きな空白域を生じている。この復元図を正しいとすれば、日本海拡大時に接続部において、かなりの量の地殻が失われねばならないことになる。

これに対し、地質データを考慮した復元としては、新妻

ほか (1985, 1986) のものがある。これは、大陸側の地質データとの整合性の検討については不十分な点を残すが、西南日本と東北日本の連続性については一定の考慮が払われている。彼らは、西南日本と東北日本の接続部については、糸魚川-静岡構造線の両側での構造方向の屈曲を伊豆弧の衝突による結果として、この構造方向に沿う長さを変えないまままっすぐに延ばすことで復元を行っている。この結果、東海地方と関東地方の間の距離は現在よりも伸び、復元された日本列島の長さは、現在の西南日本弧と東北日本弧の長さの総和より、かなり長くなっている。また、このようにして伸びた太平洋岸側の長さを基準にしているため、日本海側ではやはり地殻が不足する領域を生じている。これらの問題点の背後には、伊豆弧の衝突に伴う変形に関して、先新第三紀基盤岩類の構造に基づいた考慮が十分でないことによると思われる。

ほかに、先新第三紀基盤岩類の連続性を重視し、白亜紀の左横すべり運動の前まで復元したものと、大槻・永広 (1992) や、これを改良した高木・柴田 (2000) によるものがある。しかし、これらも伊豆弧の衝突が基盤岩類に与えた変形については十分な配慮が払われているわけではない。また、後者については、白亜紀左横すべり断層群の一部についての変位の復元を、西南日本弧・東北日本弧間の接合状態の復元に先行して、あるいは同時に行うという、手順前後を犯しており、このため特にこれらの断層群の両弧間の連続性の認定や変位復元

について問題がある。

我々は先に日本列島と沿海州地域との地質体の対応関係に基づき、それらの連続性を満足させるよう日本海拡大前の日本列島と大陸との接合状態の復元をおこなった(山北・大藤, 1999)。しかし、ここでは、西南日本と東北日本の接続の問題は、概略的な考え方は示したが、その詳細についてはふれていない。本論では、特に西南日本東端部と東北日本南端部の先新第三紀基盤岩の構造方向に着目して、伊豆弧の衝突に伴う地殻改変の影響を半定量的に復元し、西南日本と東北日本の接続状態に関する新しいモデルを提示したい。

2. 西南日本・東北日本境界部の基盤岩類の地体構造

西南日本と東北日本の接合状態の復元を行うにあたっては、まず両者の境界部の地体構造について整理してお

く必要がある。そこで本章では、最初に関東平野下の基盤構造について確認し、次にこれを踏まえて、基盤構造からみた西南日本と東北日本の境界をどこにおくかについて議論する。

2-1. 関東平野の先第三紀基盤構造

関東平野は、西南日本と東北日本の境界部にあたり、両者の関係を考える上で重要な地域だが、新第三紀以降の地層が厚く堆積し、先新第三紀基盤の構造については不明な点が多い。ここでは、公表されている坑井・地磁気異常・重力異常などのデータや、これらに基づく従来の議論をレビューして、関東平野下の地体構造区分について考察する (Fig. 1)。

関東平野の基盤構造については、関東山地で認められる西南日本外帯主部に対応した帯状配列およびさらにその北側に想定される領家帯(あるいは、原岩を基準とす

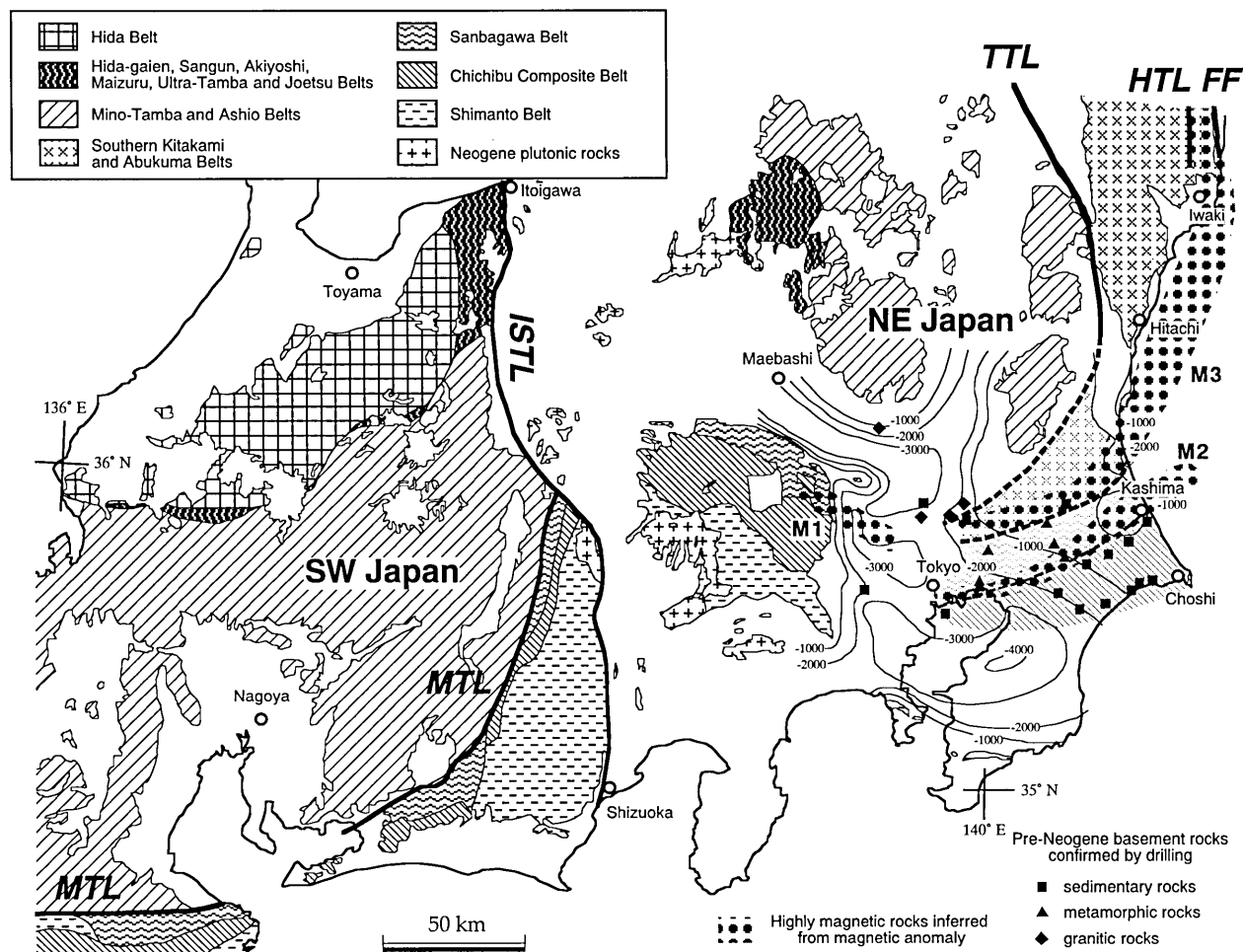


Fig. 1. Basement structure in the boundary area between the Southwest Japan (SWJ) and the Northeast Japan (NEJ). ISTL: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line; MTL: Median Tectonic Line; TTL: Tanakura Tectonic Line; HTL: Hatagawa Tectonic Line; FF: Futaba Fault. Contours in Kanto Plains show the depth of pre-Neogene basement (Suzuki, 2001). M1, M2, M3: highly magnetic rocks inferred from magnetic anomaly (Ogawa *et al.*, 1979; Nakai *et al.*, 1987; Hasegawa, 1988). See the text for explanation.

れば美濃-丹波帯)がそのまま連続し、平野中央部で湾曲して向きを東北東-南南西方向に変えながら、棚倉構造線まで追跡されるとする考え方が一般的であろう(たとえば、矢島ほか, 1986)。

関東平野中央部から東部にかけては、多くのボーリング資料があり、そのまとめが行われている(福田ほか, 1974, 1988; 鈴木ほか, 1981; 福田・鈴木, 1987; 鈴木, 1996; 鈴木・小村, 1999 など)。これらによれば、千葉県北部には、中生代以前のもと思われる堆積岩類が認められる部分と、その北側の結晶片岩・千枚岩などの変成岩類が認められる部分が識別でき、それぞれ秩父累帯と三波川帯に相当すると考えられている。両者の境界は、鹿島付近から東京湾北縁付近へ、東北東-西南西方向に延びている。また、千葉県北西端から埼玉県東部にかけては、花崗岩類やこれを原岩とするマイロナイトが報告されており、領家帯に属するという考えが有力である。

一方、地磁気異常のデータからは、鹿島付近をとって東北東-西南西方向に、高磁性岩体の存在が推定されており(Fig. 1のM2)、三波川帯中の塩基性~超塩基性岩類(御荷鉾緑色岩類)に相当するのではないかと解釈されている(小川ほか, 1979)。関東山地東部の御荷鉾緑色岩類分布域に沿っても、同じパターンの地磁気異常が認められており(Fig. 1のM1)、この解釈を支持する(長谷川, 1988)。実際に、この位置は上記の坑井データから推定される三波川帯と秩父累帯の境界の位置に一致しており、御荷鉾緑色岩類とする解釈は妥当であろう。また、霞ヶ浦付近から日立沖へ北北東-南南西方向につながる別の高磁性岩体(Fig. 1のM3)の存在も推定されている(小川ほか, 1979)。小川ほか(1979)はこの高磁性岩体の存在を示す正磁気異常帯を日立-竜ヶ崎帯と呼び、日立変成岩に伴う超塩基性岩につながるものと解釈した。しかし、この正異常帯は、日立沖から海岸線に沿ってさらに北北東方向へ延びており、いわき付近で畑川構造線東側に南北に連なる正異常帯につながっているように見える(中井ほか, 1987)。この場合、この高磁性岩体は、松ヶ平変成岩に伴う超塩基性岩とみることとも可能だが、北上型の磁鉄鉱系列花崗岩類とする解釈もできるだろう。長谷川(1988)によれば、霞ヶ浦付近の高磁性岩体は、この付近で向きを変え、西南西方向へ千葉/埼玉県境付近まで追跡される。長谷川(1988)は、この部分の高磁性岩体も三波川帯の塩基性~超塩基性岩類であるとして、これの北側に中央構造線を想定した。また、この高磁性岩体は日立沖~いわき沖の正異常帯にはつながらず、棚倉構造線の南方延長に相当する断層により那珂湊沖で断たれているとした。しかし、この正異常帯上

にある那珂湊付近には、上部白亜系那珂湊層群・古第三系大洗層が小規模に露出しているが、これらはいわき北方で畑川構造線と双葉断層の間に分布する上部白亜系双葉層群・古第三系白水層群に類似する。したがって、この両者の間に大きな変位量の断層が存在して地体構造上別のものであるとは考え難い。また、坑井データからも、この高磁性岩体以北では、明らかに三波川帯であることを示す変成岩類は知られておらず、ほぼこの高磁性岩体上にある流山および江戸崎の坑井では、非変成の砂岩・泥岩が得られている(福田ほか, 1988; 鈴木・小村, 1999)。以上のことから、この高磁性岩体領域については、三波川帯のものではなく、畑川構造線よりも東側の南部北上帯のつづきであると解釈するのが、最も妥当であろう(柴田・高木, 1989)。先に述べた領家帯のものと推定された花崗岩類が得られている坑井も、ほぼこの高磁性岩体上にあり、これら花崗岩類についても南部北上帯のものである可能性もある。以上のように、関東平野下の基盤構造として、北側から、南部北上帯相当・三波川帯・秩父累帯と配列していると想定できる(Fig. 1)。各地帯の境界の位置は、重力異常図に認められる等重力異常線の変曲点の線状の連なりともほぼ一致している(矢島ほか, 1986; 駒澤・長谷川, 1988)。

このように、関東平野下の基盤構造は、三波川帯および秩父累帯の带状配列が認められる点では関東山地や西南日本主部と共通するが、三波川帯の北側に南部北上帯相当の地質体が存在する点で、典型的な西南日本の地体構造とは異なっている。しかし、この点は、関東山地の三波川帯北縁部を中心に分布する跡倉ナップには、阿武隈帯・南部北上帯構成岩類と共通するものが認められるので(高木・柴田, 1996, 2000 など)、関東山地とは共通しているといえる。

2-2. 西南日本・東北日本の境界

西南日本と東北日本の境界は、一般には糸魚川-静岡構造線(糸-静線)に置かれるが、これは現在のテクトニクスからみた境界である。この意味での東北日本は、太平洋プレートの沈み込みに対応する島弧、西南日本はフィリピン海プレートの沈み込みに対応する島弧と見ることができ。

一方、基盤構造から見たときには、この境界では適当ではないとする意見も多い。最大の問題は、西南日本外帯の带状構造は、糸-静線の東側である関東山地でも確認できることである。このため、先新第三紀基盤については、棚倉構造線をもって西南日本と東北日本の境界とする考え方が一般的である(たとえば、Ichikawa, 1990)。この意味は、各地質体の起源あるいはもともと

の連続性を重視したもので、棚倉構造線より西側の先新第三紀基盤岩類については、これに対応するものが西南日本に認められるということである。関東山地の諸地帯が西南日本外帯にそのまま対応するのと同様に、足尾帯・上越帯についても、それぞれ美濃帯・飛騨外縁帯(広義)ともとも一続きの地帯であったと考えられている(Mizutani, 1990; Komatsu, 1990 など)。これに対し棚倉構造線の東側に位置する阿武隈帯や南部北上帯については、西南日本本部では、一部の構成要素が共通する地質体はあるが、まったく同じものは見出し得ない。ただし、さらに東側の北部北上帯については、南部秩父帯の延長と見る考え方が一般的である。

しかし、棚倉構造線は、白亜紀の左横すべり断層として中央構造線の延長とする考え方があり(柴田・高木, 1989; 高木・柴田, 2000; 山北・大藤, 2000a など)、その場合、棚倉構造線の境界としての性質は、西南日本内帯・外帯の境界と同じものである。これを西南日本・東北日本の境界とするのは、もともとの連続性を重視する立場と矛盾する。そもそも、地体構造区分において、過去のある時期の連続性あるいは起源の同一性を基準とすることは、問題があろう。たとえば、足尾帯を美濃-丹波帯と同一起源であるから西南日本に属するとするなら、沿海州のサマルカ帯も、これらともとも一続きの地質体であったと考えられているので(Kojima, 1989; Kojima *et al.*, 2000 など)、西南日本と呼びうるというおかしなことになる。

本来、地体構造区分とは、地質体の起源や成因といった歴史性をもった基準ではなく、現在観察できる特徴に基づいてなされるべきものである(区分することと区分されたものの成因的意味を考えると別である)。ここでは、西南日本と東北日本の各範囲を、現在の構造方向(層理や片理などの面構造について、同斜構造の場合はその走向、正立褶曲をなす場合はその褶曲軸面の走向)と分布の連続性という観点から議論してみる。なぜなら、第一に、西南日本と東北日本の各主要部について比較したとき、大きな相違として認識できるのは、まず、それぞれの全体の伸びの方向およびこれとほぼ一致した構造方向の相違であるからである。第二には、ある地質体を認識し他から区分する際に、それがひとつづきの分布をとることは、最大の要件であるからである。この意味で、以下に述べる西南日本・東北日本とは、それぞれ近畿地方以西と東北地方から、基盤岩類の分布が連続し、その構造方向が同一またはそれから連続的に変化している範囲として定義する。このように定めた西南日本・東北日本については、適当な仮定をおけば、それ

ぞれの内部変形の復元を幾何学の問題として扱うことができる。これに対し、分布・構造方向に不連続があれば、復元の前にその不連続についての議論が必要となる。

この観点からみたとき、足尾帯・上越帯と美濃帯・飛騨外縁帯では、まず分布が連続しない。青海付近の南北トレンドを示す飛騨外縁帯の延長方向と上越帯の位置とはまったく一致しないし、木曾地域の北東トレンドを示す美濃帯についてもそのまま延長しても足尾帯にはつながらない。また、それらが北部フォッサマグナの地下で屈曲してつながっているということを積極的に示す根拠も存在しない。後述するように、足尾帯の構造方向はメガキンクにより屈曲し、その南縁部では北東-南西方向となるが、その全体の大局的な方向は、阿武隈帯や南部北上帯と同様に南北ないし北北西-南南東である。この構造方向を重視すると、足尾帯・上越帯は東北日本に帰属するとすべきである。この立場から東北日本の南限を定めたものとして、関東構造線(小林・大塚, 1938)あるいは柏崎-銚子線(山下, 1970)がある。これは、地表における基盤岩の分布に関しては、妥当な結果を与える。しかし、これらの考えの問題点は、そのような断層の実体が必ずしも明瞭ではないこととともに、先に述べた関東平野下の基盤構造を考えると、断層の想定位置をまたいで地体構造は連続しているということである(長谷川, 1988)。また、その部分の構造方向は、地帯境界や上記の高磁性岩体の伸びの方向でみれば東北東-西南西であり、足尾帯南縁部、特に直近のまとまった基盤岩類露出域である筑波・鷄足山塊のそれとほぼ同じである。したがって、関東平野下の基盤については、むしろ東北日本と見なした方がよい。

そうすると、この関東平野下の基盤岩類がどこまで連続するかが、東北日本の範囲を定める上で重要な鍵ということになり、さしあたり構成要素の共通する関東山地との関係が問題となる。関東平野下の基盤の構造方向は、西北西-東南東を示す関東山地のそれとは斜交する。また、先に述べた関東平野下において御荷鉾緑色岩類に相当すると考えられる高磁性岩体(Fig. 1のM2)の分布は、関東山地の御荷鉾緑色岩類分布域から連続する磁気異常帯(Fig. 1のM1)の分布とは完全には連続せず、東京都下で20~30 km程度の右横ずれ隔離を示す形で食い違う(長谷川, 1988)。長谷川(1988)は、この食い違いをもとに、東京湾口から南北に延びる右横すべり断層を想定し、これを柏崎-銚子線の北半分と結んで、柏崎-東京湾構造線と呼んだ。この柏崎-東京湾構造線は、東北日本の限界という位置づけでは論じられていないが、構造方向に着目すれば、明らかな東北日本から連続する

のは、ほぼこの位置よりも北東側に限られることになる。しかし、断層としての実体が明確でない点では、柏崎-銚子線の場合と同じである。また、長谷川(1988)が関東平野下で想定した20~30 km程度の右横すべり変位だけでは、その北方延長である関東山地-足尾山地間での構造方向の大きな相違、すなわち前者が西北西-東南東であるのに対し後者は北東-南西であって、ほぼ直交に近いということを説明することはできない。

柏崎-東京湾構造線の想定位置に沿っては、基盤深度の著しく深い領域が帯状に続いている(駒澤・長谷川, 1988; 鈴木, 2001)。関東山地と足尾山地の間には、基盤深度が3500 mを越える細長い凹地が北西-南東方向に延びている。この基盤凹地は、北西側へは北部フォッサマグナ地域へ続くと考えられる。一方南東側へは、関東平野北部で幅がやや広くなるとともに南北に向きを変えて、ほぼ3000 m以上の深度を保ったまま関東山地の東側を南下し、東京湾付近で再び向きを東西方向に変え、房総半島を横断して太平洋側へ抜ける(Fig. 1)。上で述べたような構造方向と分布の連続性に着目して地体構造を考えると、地質体境界は必ずしも1枚の平面的な断層である必要はないだろう。たとえば、もともと連続していた西南日本と東北日本とが分離したのであれば、展張により引き離された部分が境界をなしているという場合もあっていい。ともかくも、現象としては、構造方向と分布の連続性から考えられる東北日本の限界は、ほぼこの基盤凹地帯にあるとよいだろう。これを仮に利根川-東京湾基盤凹地帯と呼ぶことにする。

ここで問題となるのは、関東山地の扱いである。関東山地の基盤岩類の構造方向は、関東平野下のものとは完全には連続せず、また何より足尾山地の足尾帯との間での構造斜交性が大きいことから、東北日本とみなすことは妥当ではなさそうである。一方、糸-静線以西の西南日本外帯と比較した場合も、これと同等程度以上の構造方向および分布の不連続性が存在し、西南日本に属するとすることもできない。山下(1970)は、糸-静線と柏崎-銚子線とに挟まれた領域を信越-房豆帯と呼び、西南日本と東北日本との境界領域と位置付けた。柏崎-銚子線については、前述のとおり地体構造境界とするのは不適當であるが、この信越-房豆帯と同じような意味で、西南日本と東北日本とは、北部フォッサマグナから関東山地を経て東京湾付近ないし伊豆半島に至る100kmの程度の幅を持った領域によって境されると考える方がいいのかもしれない。以下、本論では、糸-静線以西を西南日本、利根川-東京湾基盤凹地帯以東を東北日本として、それぞれ伊豆弧衝突に伴う地殻変形について議論し、関東

山地については、全体の復元を行う際に別途考慮することにする。

3. 西南日本東端部の地殻変形とその復元

西南日本と東北日本の接続状態の復元を考える上で西南日本の側で問題になるのは、若狭湾と伊勢湾を結ぶ領域以東における構造方向の屈曲の問題である。この問題については、すでにItoh(1988)、狩野ほか(1990)、Kano *et al.*(1990)などで議論され、また、本特集号においても狩野(2002)によって総括されているとおり、日本海拡大時に時計回り回転した西南日本弧の東端部が伊豆弧と衝突し、折れ曲がって生じたものと解釈されている。

本章では、狩野ほか(1990)、Kano *et al.*(1990)の議論を踏まえ、西南日本内帯のメガキク構造の復元や、東海地方の西南日本外帯の地体構造の復元を行う。

3-1. 西南日本内帯のメガキク構造とその復元

西南日本内帯東部の屈曲構造は、主として美濃帯中のものについて既に議論されており、伊豆弧の衝突によって西南日本弧東部が北方に折れ曲がり、その内弧側の短縮場に生じた座屈によるメガキクであると解釈されている(狩野ほか, 1990; Kano *et al.*, 1990; 狩野・竹田, 1999)。Fig. 2は、この地域について、美濃帯以外の地帯も含めてその構造方向を示したものである。また、美濃帯については、おおそ山北・大藤(2000b)の区分図に基づき、丹波帯のI型・II型両地層群(石賀, 1983)相当層(山北・大藤の区分では、それぞれ飛騨川層群以下と舟伏山層から上位)に区分して図示した。この境界が構造方向と斜交し、またそれ以上に複雑な屈曲を示すのは、軸がプランジした正立褶曲をなすためである。構造方向の屈曲が特に発達するのは琵琶湖北方地域だが、美濃帯東部についても、濃飛流紋岩の分布が広く構造方向が掴みにくいという難点はあるものの、美濃帯の北縁境界のトレースなども考慮すると、やはりいくつかの屈曲を認めることができる。屈曲のヒンジの方向は、琵琶湖北方地域ではほぼ南北方向だが、美濃帯東部では北西-南東方向を向き、西南日本弧全体の屈曲の外弧側へ向かって扇状に広がる傾向にある。このことは、これらのメガキクが西南日本弧東端部の湾曲に伴う内弧側短縮場での座屈の結果であるとする上記の解釈と、調和的である。

西南日本弧東部が中期中新世以降に、西南日本主部に対して相対的に反時計回りの回転をしたことは、古地磁気の解析からも主張されている(Itoh, 1988など)。しかし、それらの多くは西南日本弧東部が一体として回転な

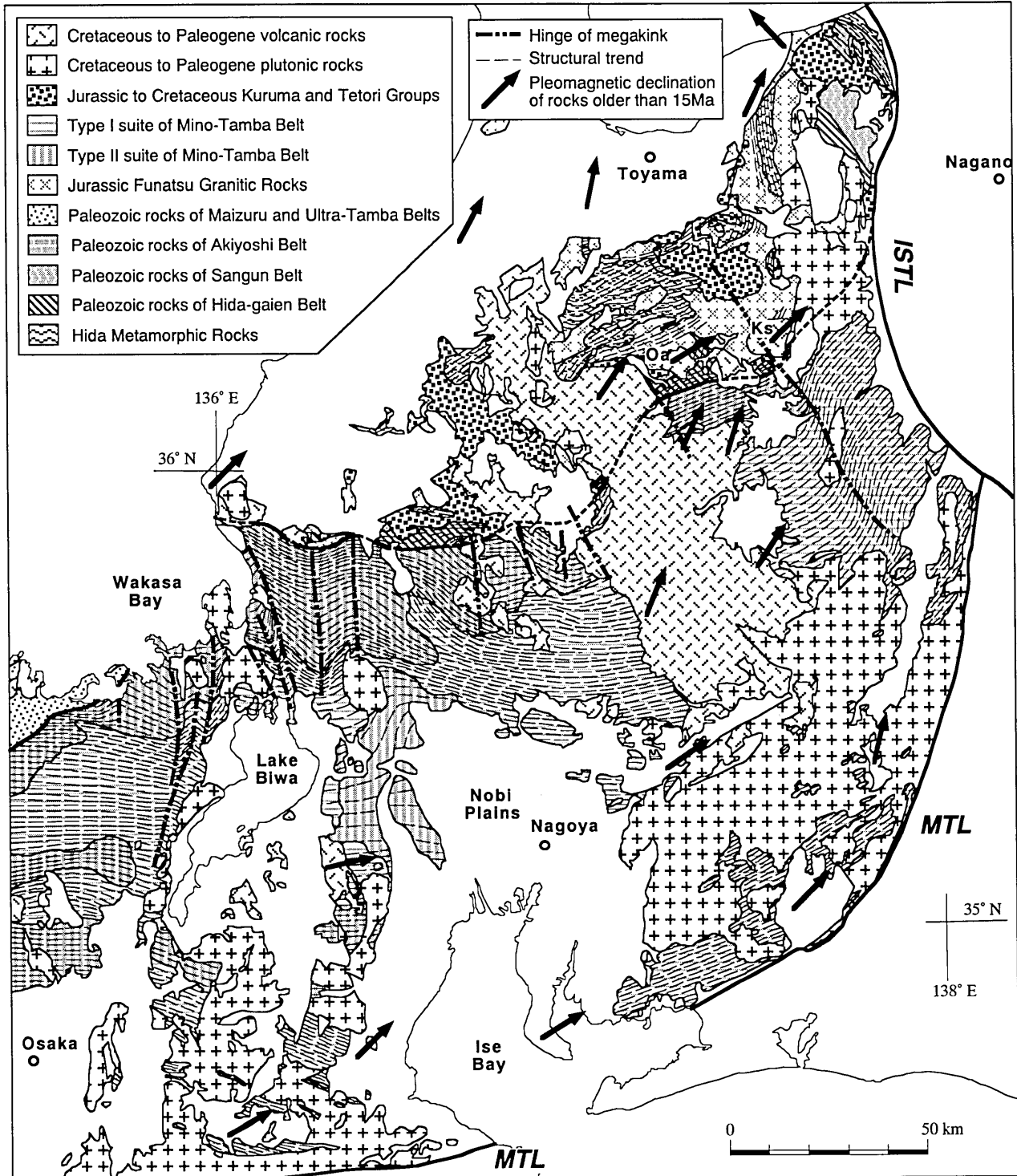


Fig. 2. Megakink structure in the Inner Zone of Southwest Japan in Chubu District. ISTL: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, MTL: Median Tectonic Line. Paleomagnetic declinations of Nohi, Oamemiyama and Kasagatake Rhyolites are after Ito (1988) and Otofujii *et al.* (1999), although data near Atera Fault are omitted. Other data sources of paleomagnetism are listed in Ito (1988) and Takahashi and Saito(1997). Ks: Kasagatake; Oa: Oamemiyama.

いし延性変形したことを想定しており、上記のようなより小スケールでの屈曲構造と古地磁気との関係については、狩野ほか (1990) が指摘している以外は、論じられ

ていない。これに対し、Otofujii *et al.* (1999) は、西南日本弧東部の美濃帯北方に分布する、ほぼ始新世の年代を示す笠ヶ岳・大雨見山の火山岩類 (Fig. 2 の Ks・Oa)

の古地磁気を測定し、その偏角の平均が東偏約 50 度と、西南日本の回転角とされている 47 度にほぼ等しいことから、西南日本弧東部は西南日本主部に対して、有意な屈曲や差別的回転を生じていないと結論づけた。しかし、彼らのデータを詳細に見ると、笠ヶ岳と大雨見山では、有意に偏角が異なり、それぞれの地域ごとに平均すれば、笠ヶ岳が東偏約 45 度、大雨見山が同じく約 60 度で、約 15 度の開きがある。先の東偏 50 度という角度は、両者を平均したものである。ここで、メガキクとの関係を見ると、笠ヶ岳の火山岩分布域付近にヒンジが存在しており、美濃帯の構造方向は、大雨見山地域を含むこれより西側ではほぼ N70° E であるのに対し、東側では N45° E となっている。笠ヶ岳火山岩類の古地磁気資料採取地点は、このヒンジの北東側になっている。大雨見山と笠ヶ岳の間での古地磁気偏角の相違は、このメガキクによるものと考えられる。特に、大雨見山の古地磁気偏角については、中国地方西部以西を除いた

西南日本主部のそれとほぼ同じであるが、この部分の基盤岩類の構造方向もまた、西南日本主部におけるそれと一致していることは重要である。また、大雨見山と、やはりメガキクのヒンジを挟んだその西方の濃飛流紋岩との間にも古地磁気偏角の斜交を生じている。このように、美濃帯東部の白亜紀後期～古第三紀火山岩類の示す古地磁気偏角は、メガキク構造とおおむね調和的である (Fig. 2)。ただし、同じメガキクドメインに属すると考えられる、大雨見山とその南方の濃飛流紋岩の間にも古地磁気偏角の斜交は認められように、一部非調和のものもある。

一方、構造方向が北北西-南南東方向を向く青海地域の飛驒外縁帯 (狭義)・三郡帯・秋吉帯・舞鶴帯については、このようなメガキクだけでは説明できない。伊藤・渡辺 (1988) は、古地磁気の解析から、第四紀以降にこの部分に反時計回り回転が生じたとしている。

これらの屈曲構造に関して美濃帯については、もとも

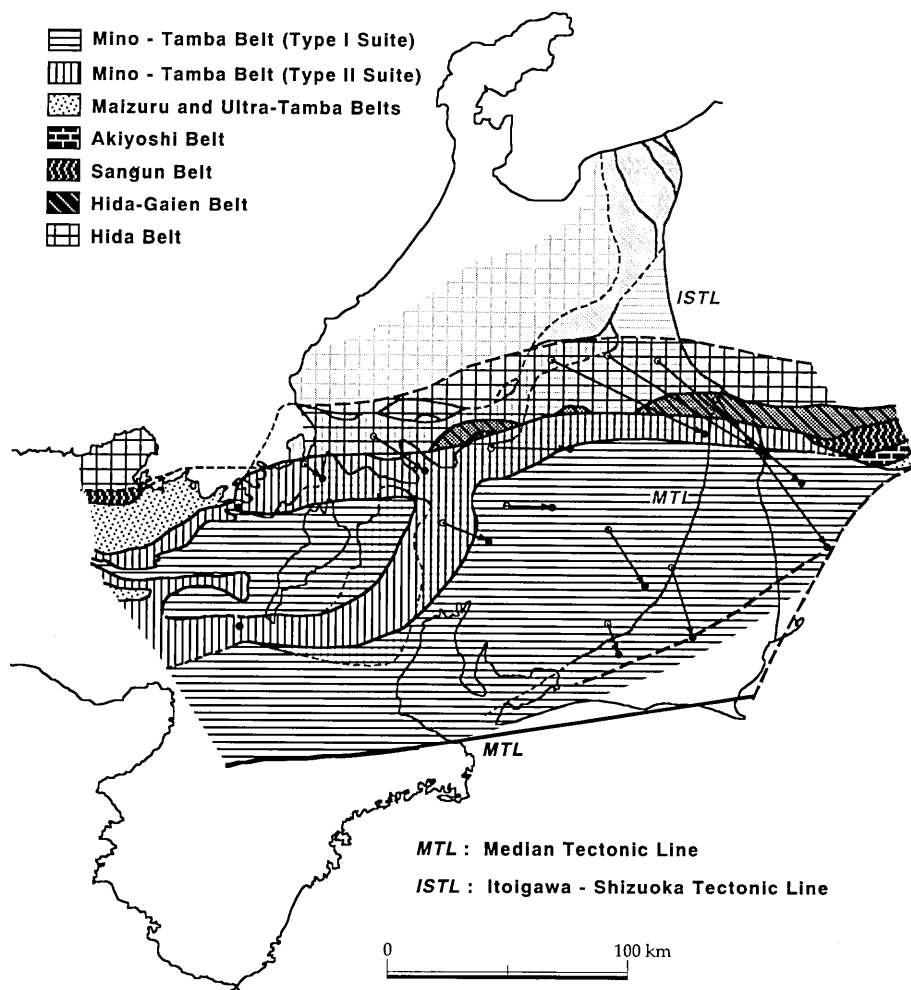


Fig. 3. Reconstruction of the original structure of the Inner Zone of Southwest Japan before the Middle Miocene. See Kano *et al.* (1990) for explanation of restoration of the megakink in the Mino Belt using marker points.

との構造方向が西南日本主部と同じ東北東-西南西方向であったと仮定した屈曲前の状態の復元が、狩野ほか(1990), Kano *et al.* (1990) によって行われている。Fig. 3は、この復元に、美濃帯の北側を占める飛驒帯・飛驒外縁帯・三郡帯・秋吉帯・舞鶴帯・超丹波帯についても同様の復元を行った結果を加えたものである。これらの復元により、当該地域の東西長さはかなり伸びるが、特に新たに加えた日本海側の領域で著しい。現在の内帯の南縁が復元される位置は、屈曲を被っていないと考えられる紀伊半島の中央構造線をその走向方向に延長したもののよりかなり北にあり、その間の部分は、上方または東方へ抜け出して失われたものと考えられている(狩野ほか, 1990; Kano *et al.*, 1990)。しかし、東方のフォッサマグナ地域には、そのようにして抜けだした領家変成岩類からなる地質体の存在は今のところ認められておらず、中央構造線は元来低角で北に傾斜していたと考えられること(伊藤, 1996 など)を考慮すると、この内帯南縁部は、中央構造線に沿って上方へのし上がるか、あるいはめくれ上がり、削剥されて消失したと考える方が、妥当である。

なお、このメガキクの形成時期に関して、白亜紀～古第三紀の花崗岩の貫入を受けているように見えること

から、白亜紀であるとする考えもある(中江, 2000)。この場合は、メガキクと伊豆弧衝突とは無関係ということになる。メガキク構造とその領域に分布する花崗岩類との関係に関する実証的研究は少なく、その前後関係についてはまだ断定できない。しかし、琵琶湖北東方の貝月山花崗岩や、琵琶湖北方～若狭湾沿岸地域の江若花崗岩の一部など、花崗岩体はメガキクのヒンジ部に分布する傾向があり、花崗岩体はメガキク構造とは無関係にこれを切って貫入しているというよりも、花崗岩体の存在がメガキクの形成に制約を与えているように見える。これについては、面構造をもたずメガキクに参加できない花崗岩体が存在したため、その部分に選択的にヒンジが形成されたという解釈も成り立つ。上述したように、少なくとも美濃帯東部のメガキクの形成時期については、始新世の火山岩類の古地磁気偏角に回転を与えていることから、古第三紀以降と結論してよく、これは一部のメガキク軸部に位置する花崗岩の貫入年代(たとえば、貝月山花崗岩の94～99Ma; 沢田ほか, 1994; 斎藤・沢田, 2000)よりも明らかに後である。

3-2. 西南日本外帯東端部の地殻変形

中部地方の西南日本外帯についても、特に赤石山地において構造方向の屈曲が認められる(Kano and Mat-

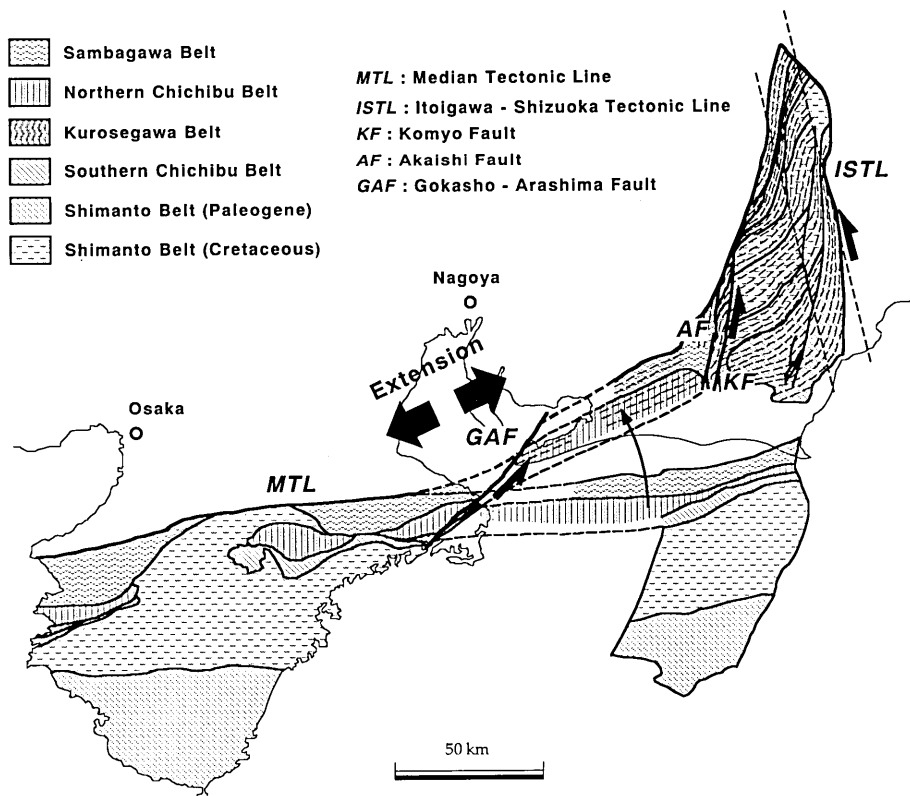


Fig. 4. Deformation of basement structure of the Outer Zone of Southwest Japan in Tokai District due to the collision of Izu-Bonin Arc and reconstruction of the original position of the geologic belts there.

sushima, 1988; 狩野ほか, 1990; Kano *et al.*, 1990). しかし, ここでの屈曲は, 美濃地域の東西短縮に伴うメガキク構造とは様相が異なる. 赤石山地の外帯の構造方向は, 糸-静線に沿う部分と, 赤石裂線と光明断層に挟まれた分において, 北北東-南南西になり, 西南日本の平均方向から大きくはずれるが, それ以外の部分では, 渥美半島や浜名湖北方と同じくほぼ $N60^{\circ}E$ の方向で, 西南日本の平均方向からのずれは 20° ほどである (Fig. 4). 三波川帯・秩父累帯・四万十帯など各地帯の幅を全体でとらえれば, 走向に直交する方向での幅は, $N60^{\circ}E$ の走向を示す部分では, 紀伊半島や四国などの典型的な帯状配列をなす西南日本の他の部分とほぼ同じである. これに対し, 走向が北北東-南南西になる部分では, この分布幅は著しく狭くなる. ただ, この部分でも, 糸-静線や赤石裂線などの方向に平行な方向で (すなわち部分的な走向には斜交して) 幅を測れば, 他の部分と大きな違いはない.

これについては, 西南日本外帯東端部が, 伊豆弧の衝突によって北方へ押され, 伊勢湾から糸-静線にかけての西南日本外帯全体に対して約 20° 反時計回りの相対的回転が生じるとともに, 糸-静線に沿う部分および赤石裂線と光明断層に挟まれた部分が左横すべり単純剪断を被った (唐沢・狩野, 1992, 狩野ほか, 1993) と考えればよいであろう (Fig. 4). ただし, 狩野ほか (1990), Kano *et al.* (1990) は, 糸-静線に沿う部分の四万十帯については, 一部の地質体がこれらの転移の過程で消失したことを, 分布幅が狭くなったことの原因の一つとして挙げている.

上記の反時計回り回転に関連して, 紀伊半島中央部からつづき志摩半島北側でやや湾曲して東北東方向に延びる中央構造線は, そのまま延長しても, 設楽南方から渥美湾へ延びる東海地方の中央構造線とは, スムーズにはつながらない. Ohba (1997) は, 志摩半島から渥美半島の先端にかけて, 外帯の構造が左横すべり断層である五ヶ所-安楽島断層によって断ち切られていることを示した. 中央構造線のずれも, この五ヶ所-安楽島断層による左横すべり変位によるものと考えられる. 五ヶ所-安楽島断層の活動時期については明確になっていないが, 赤石裂線・光明断層と同じセンスの運動であること, 東海地方の外帯の回転を伴う北方への運動方向と矛盾しないことから, その少なくとも一部は, 伊豆弧の衝突時に起こったと見ることができる. この結果, 紀伊半島主部と東海地方の間では, 東北東-西南西の方向に $10\sim 20$ km 程度の展張が起こっていることになる. 伊勢湾から濃尾平野にかけての沈降域は, この展張によって形成さ

れている可能性がある. したがって, 伊豆弧衝突に伴う西南日本弧の東部の折れ曲がりの際の伸長-短縮中立面は, 前述の座屈によるメガキク領域とこの展張域の境界, すなわち琵琶湖中央部と濃尾平野の北部を結ぶ線上付近に存在すると思われる.

4. 東北日本南端部の地殻変形とその復元

4-1. 足尾帯のメガキク

東北日本南西部, 足尾帯においても, 西南日本内帯美濃地域と同様の屈曲構造の存在が認識されている (Sato, 1980; Aono, 1985). Fig.2 と同様に, 東北日本南部の構造方向の地域変化を, 地質調査所の 100 万分の 1 地質図幅などから読みとって, Fig. 5 に示す. 足尾帯については, やはり丹波帯の I 型・II 型両地層群相当層を分けて図示した. この図からも明らかのように, 足尾帯には東西方向のヒンジをもつメガキク帯が形成されている. 図には, 上記 I 型・II 型両地層群相当層間境界に加え, 飛驒川層群/味噌川層間の境界 (層名は, 山北・大藤, 2000 b) のトレースを記入してある. 境界の位置に関して, 足尾山地および八溝山地については, 山北・大藤 (2000 b) が示したものを一部修正し, これより北側の部分については, 茅原 (1988) などをもとに, チャートや緑色岩の存否から推定した. 足尾帯の西部に位置する I 型・II 型両地層群境界は, 足尾山地南部で北東-南西方向の正立褶曲による馬蹄形の湾曲を示す以外は, 北東-南西および北西-南東の走向が交互に繰り返しており, 半波長 $30\sim 50$ km 程度のメガキクを生じている. これに対し, 足尾帯東部に位置する飛驒川層群/味噌川層間境界は, 八溝山地南部での北東-南西方向への大きな屈曲と飯豊山地北部での半波長数 km の小規模な屈曲以外は, 八溝山地から飯豊山地まで棚倉構造線とほぼ並行に北北西-南南東方向に延びており, メガキクの発達はさほど顕著ではない. このように, メガキクの発達は, 特に足尾帯西部において著しい. この部分は, 伊豆弧の衝突領域のほぼ真北に当たっており, これに伴う南北短縮の結果と考えることができるだろう. これに対し, 伊豆弧の衝突領域からは東方にはずれている足尾帯東部では大きな短縮を生じていないため, メガキクも発達しないものと思われる. この結果, 足尾帯西部は同東部に対して相対的に北方ないし北西方へ移動しており, 両者の間に展張が起こっている. このことは, 上記の 2 つの地層境界トレース間の間隔が, 飯豊山地では約 35 km であるのに対し, 会津盆地南方では約 55 km, 越後山地-八溝山地間では約 90 km と, 南方ほど大きく広がっていることによって示されている. この展張が起

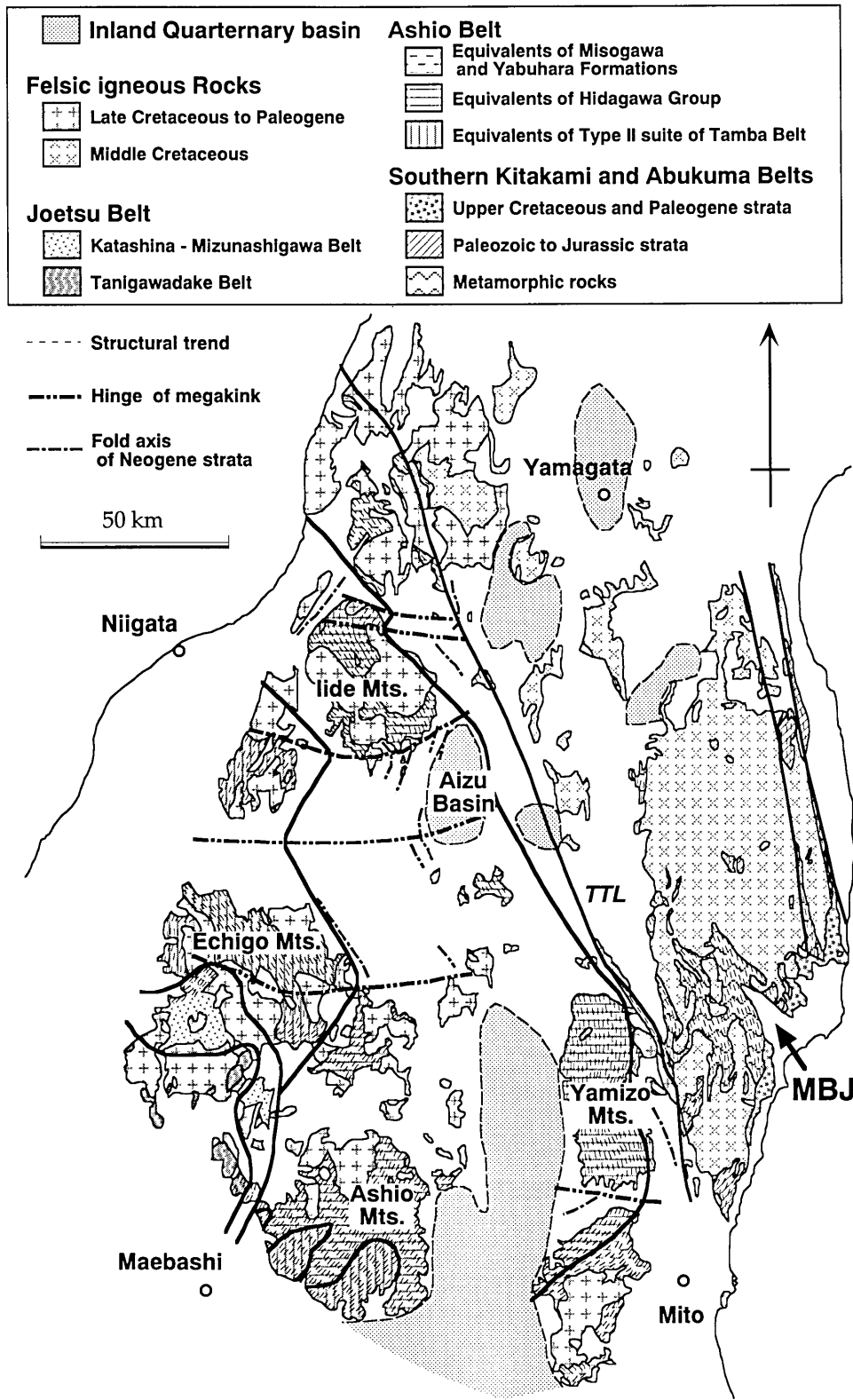


Fig. 5. Megakink structure in the southern part of Northeast Japan. MBJ: Miocene basin forming a half graben in Joban area.

こった部分では、足尾山地-八溝山地間の鬼怒川・那珂川沿いの低地や、会津盆地のように、新第三紀～第四紀の堆積盆を生じている。また、このメガキクによって、新第三系の褶曲軸も屈曲していることが、特に飯豊山地から会津盆地西方にかけての地域で、明瞭に認められる。このことは、このメガキクによる屈曲が新第三紀以降に生じたことを示すものである。

この屈曲構造について、メガキクを生じていない足尾帯東部が示すように、もともとの構造方向は棚倉構造線とほぼ平行な方向であったとして、狩野ほか (1990)、Kano *et al.* (1990) と同じ方法でその復元を試みたのが Fig. 6 である。この復元により、足尾帯は、南北方向に若干伸びるとともに、上述の鬼怒川・那珂川沿いの低地などの展張分が詰められるため、東西幅はかなり小さくなる。

4-2. 棚倉構造線の南方延長

上記の足尾帯の屈曲構造の復元によって、その南端部の筑波山塊の一部は、棚倉構造線の南端部をその走向に伸ばしたのよりも東側に来る。このことから、棚倉構造線やその東側の阿武隈帯も、その南端部においては、足尾帯とともに若干の屈曲を被っていると考えられる。これは、日立変成岩類や竹貫変成岩の南端部は、北北東-南南西の構造方向を示し、阿武隈山地全般の北北西-南南東方向と斜交することからも示唆される (Fig. 5)。

さらに、このことは、常磐地域の中新世堆積盆の構造によっても支持される。この地域では、海岸線に沿って北北東-南南西方向に続く古第三紀の堆積盆を切って、南東側から北西に向かってV字型に湾入する中新世の堆積盆が生じており (Fig. 5 の MBJ)、北東縁を正断層で限られ、地層は東方ないし北東方へ傾斜する半地溝状の構造を有する (Mitsui, 1971)。このことは、中新世にこの地域で東西ないし北東-南西方向の伸長が起こったことを示す。また、その伸長量は、堆積盆の幅が広がる南東側ほど大きいことになる。以上のことは、阿武隈帯南端部が西方に屈曲し、その背後に展張場を生じたことと説明が可能である。同様の伸長は、この阿武隈帯南端部と、これよりも大きく屈曲した筑波・鶏足山塊との間でも起こったと考えられ、筑波・鶏足山塊と那珂湊の基盤露出部との間にある基盤深度が 1500 m を越える領域 (鈴木, 2000, 2001) は、その結果であると考えられる。

このように阿武隈帯南部で若干の屈曲を示す棚倉構造線は、小川ほか (1979) が指摘したように、関東平野下ではさらに大きく湾曲して筑波山塊の南側に回り込むものと考えられる。ただし、ここでの棚倉構造線は、先第

三紀基盤中の地体構造境界としての断層であって、この断層の一部を活用し、阿武隈山地西縁から直線的に鹿島灘へ抜けるトレースをもって、中新世以降に再活動した断層について、その存在を排除するものではない (柴田・高木 (1989))。

4-3. 関東平野下の基盤の復元

既に述べたように、関東平野東部の基盤岩類は、足尾帯南東縁の筑波・鶏足山塊と同一の構造方向をもっている。これといっしょに屈曲したものと考えられる。ただ、この屈曲は、阿武隈帯南端や足尾山地も含めた足尾帯南端部の西方への屈曲とともに、先に見た足尾帯西部に発達するメガキクとは、やや性格が異なり、むしろ伊豆弧との衝突の直接の結果としての折れ曲がりともみの方が妥当だろう。

足尾帯の屈曲構造の復元に合わせて、関東平野下の基盤を筑波・鶏足山塊との位置関係を保ったまま回転させると、これらはほぼ鹿島沖から日立沖に位置していたことになる (Fig. 6)。この領域は、屈曲の際に外弧側にあって、大きな伸長を生じたことになる。茨城県東部の関東平野下の基盤構造は複雑で、鹿島灘側から西方へ湾入するような基盤深度が 1500 m あるいは 2500 m を越える深い領域が 2 列認められ (Fig. 1)、15Ma 前後の短い間に三浦層群相当層が厚く堆積している (鈴木, 2000, 2001)。これらは、この回転に伴って地殻上部が伸長・断裂した結果できた堆積盆であろう。

この回転の復元の結果、霞ヶ浦付近の高磁性岩体は、畑川構造線と双葉断層との間の部分の、これらの断層の走向方向への延長上にはほぼ一致する。この南部北上帯相当と見られる高磁性岩体分布領域と三波川帯との境界が、双葉断層の延長に相当すると考えられる。棚倉構造線と双葉断層との間の間隔は、南にいくほど狭まり、いずれ合流するものと思われる。この両者の間にある畑川構造線についても同様であろう。また、三波川帯と秩父累帯の境界も、この双葉断層延長部とほぼ平行になる。

なお、関東平野東部の基盤深度は南西側に向かって徐々に増しており、東京湾北部から房総半島北部では、2000 m から 3000 m に達する (Fig. 1)。また、上記のとおり、関東平野東部の鹿島灘沿いの部分についても、一部で基盤深度が 2000 m を超える部分がある。このように基盤深度が深い部分については、ある程度地殻が伸長したものと考えられ、復元にあたっては、上記の回転とともに、この基盤等深線に直交する向きで、若干の短縮を施してやる必要がある。ただ、その短縮量を定量的に見積もるのは容易ではない。ここではとりあえず 30% 程度の短縮を加えることにする。

5. 西南日本と東北日本の接続

以上の、西南日本東端部・東北日本南端部の復元を踏まえて、日本海拡大前における両者の接続を試みる。

まず、ここまでで述べた西南日本・東北日本の復元図を、日本海拡大前の方向に戻すために、全体を回転させる必要がある。この回転角については、古地磁気データの参考になるが、多少吟味を要する。西南日本については、一般にはその回転角は時計回りに47°あるいは45°といわれている (Otofuji *et al.*, 1985a; Otofuji, 1996 など)。この値は、西南日本全体が剛体として回転としたとするモデルに基づき、その全域のデータを平均したものである。しかし、たとえば中央構造線の走向のような構造方向に着目するとき、西南日本の回転は九州と四国西部-中国地方西部の2ヶ所のヒンジ部で折れ曲がった結果とみなされる (Yanai, 1989; Kano *et al.*, 1990)。山北・大藤 (1999) は、回転していないと考えられる九州南部以南の中央構造線の走向を基準として、これに一致させるためには、九州のヒンジ部で約40°、四国西部-中国地方西部のヒンジ部で約20°の回転が必要で、西南日本主部は合わせて60°の時計回り回転をしたことを示した。実際に、公表されている古地磁気偏角の値は、中国地方西部には40°前後の偏角を示すものが多いが、これらを除く西南日本主部のものは、東偏60°前後のものが多い。上記の47°あるいは45°という回転角は本来回転角の異なるこれら2地域間での平均と考えられる。

一方、東北日本については、地域ごとに偏角データにばらつきがあって、古地磁気のみから一意的に回転角を定めるのは、現時点では難しそうである。そこで、西南日本での例に鑑み、白亜紀の左横すべり断層系として、棚倉構造線あるいは畑川構造線・双葉断層が、中央構造線とほぼ同一の走向をとるように、東北日本の回転角を定めることにする。これらは中央構造線とほぼ同一時期に同一センスの活動をしており、また、両側の地質体の対応からも、そのいずれかもしくは両方が中央構造線の延長と考えられる。横すべり断層である以上、その断層面が高角か低角かにかかわらず、数十~百kmのスケールで見れば、そのトレースは本来直線的であったと考えるのが妥当である。そうすると、復元には40°前後の時計回り回転が必要になり、これは古地磁気データとも矛盾しない。

Fig. 3 と Fig. 4 を合わせた西南日本の復元図、Fig. 6 に示した東北日本の復元図に、それぞれ上記の回転を施した後に、両者を接合させる。このとき、中央構造線と棚倉構造線あるいは畑川構造線・双葉断層が互いに延長

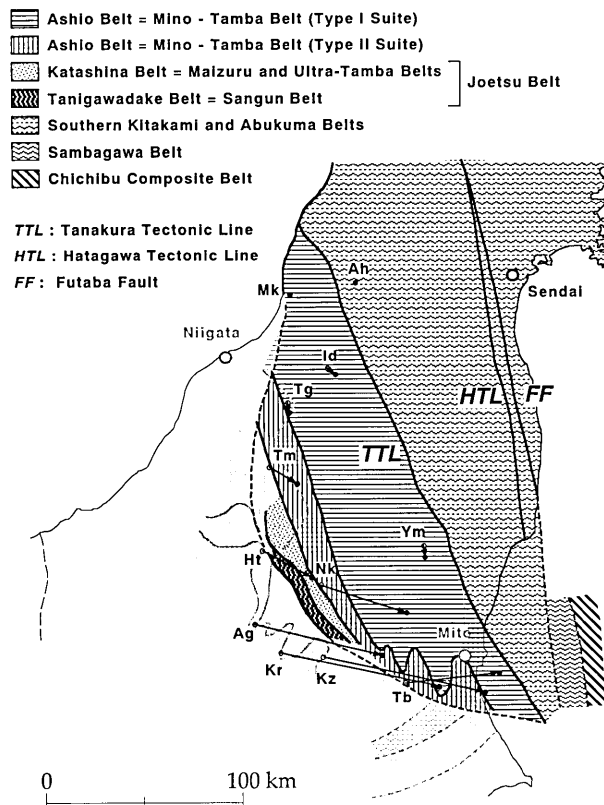


Fig. 6. Reconstruction of the original structure of the southern part of Northeast Japan. Ag: Mt. Akagi; Ah: Mt. Asahidake; Ht: Mt. Hiuchigatake; Id: Mt. Iide; Kr: Kiryu; Kz: Kuzuu; Mk: Murakami; Nk: Nikko; Tb: Mt. Tsukuba; Tg: Tsugawa; Tm: Tadami; Ym: Mt. Yamizo.

上にくるようにし、また、構造方向での位置は、東海地方の三波川帯・秩父累帯と関東平野下のそれらとの間に、関東山地を構造方向をそらえた上で過不足なく挟み込むことによって決める (Fig. 7)。

以上の復元の結果、西南日本の各地帯はすべて、東北日本における対応相手を、ほぼその構造方向の延長上にもつ。内帯側については、美濃帯と足尾帯との間には、数十km程度のギャップができる。このギャップは北部フォッサマグナに対応していることになるが、現在の北部フォッサマグナの幅と比較すると、ほぼ半分程度になっている。これは、この部分の地殻が伸長していることを示し、この部分が中新世以降の厚い堆積層で覆われていることに対応している。美濃帯と足尾帯の接合部では、I型・II型両地層群境界の位置は50km程度ずれ、美濃帯側の方がII型地層群の分布幅が狭い。これは、足尾山地に認められる褶曲構造では軸が南西側にプランジしていることに示されるように、足尾帯では境界側が下降しているのに対し、美濃帯東縁部は糸-静線沿いの側

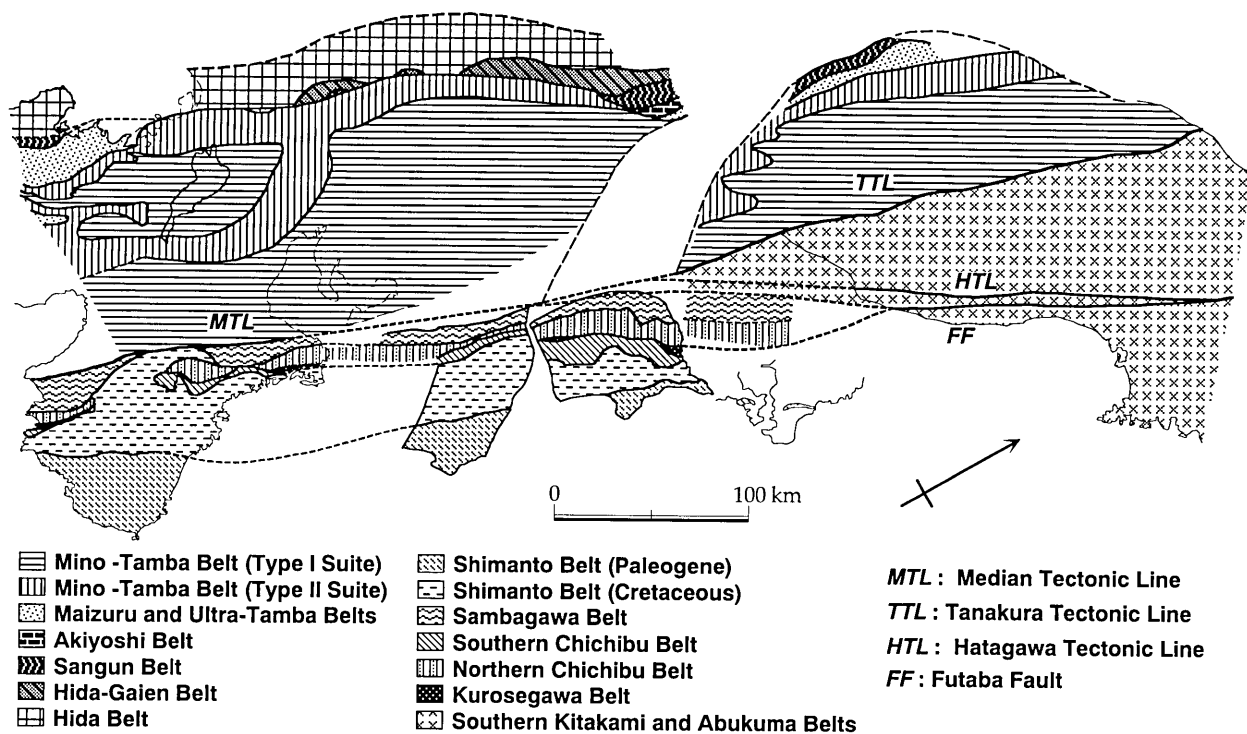


Fig. 7. Reconstruction of the connection between Southwest Japan and Northeast Japan before the Middle Miocene.

が上昇し、より下位の地質体が露出しているためである。この境界部を除けば、両地層群の分布幅は、美濃帯と足尾帯で概ね対応しているし、足尾帯南端部のII型地層群の分布幅も、美濃帯西部～丹波帯と比較するとほぼ同程度になる。今回の復元では、このような鉛直方向の運動は十分評価していないため、他の地質体境界についても、それが低角な場合は、このような食い違いを生じる可能性がある。

先に述べたとおり、棚倉構造線と畑川構造線・双葉断層は、西南日本-東北日本接合部の近傍で収斂して中央構造線に続くと考えられ、両断層系に挟まれた南部北上帯・阿武隈帯は南方へ向かって尖滅することになるが、跡倉ナップの存在から、少なくとも関東山地までは連続している。さらに、その南方の東海地方では、内帯南縁部の上方への抜けだしと消失に伴って失われた可能性もあるので、収斂部は赤石山地から渥美半島までの間どこかに存在するのであろう。なお、高木・柴田(1996, 2000)が南部北上帯・阿武隈帯の延長部(彼らの「古領家帯」)の残存物とみなした、赤石山地戸台構造帯中の兵越花崗岩(柴田ほか, 1993)については、その近傍に分布する下部白亜系水窪層は四国～紀伊半島で黒瀬川帯もしくは北部秩父帯中に分布する外和泉層群に対比されるので(田代, 1993), 「中央構造線に沿って、領家帯と三波川帯とに挟まれて存在する古領家帯の一員」で

はなく、黒瀬川帯に属するという見方もできる(もっとも、彼らは「古領家帯」と黒瀬川帯は同一のナップをなすひとつづきの地質体であるとみなしているので、その立場からはどちらでも同じことかもしれないが)。

外帯側の北方延長についてももう少し詳しくみておくと、西南日本では、秩父累帯は北部秩父帯・黒瀬川帯・南部秩父帯の3つの異なる地帯が合わさったもので、3者はこの順で構造的上位から下位に向かって累重している(松岡ほか, 1998)。ただし、黒瀬川帯については、これを欠く地域もある。関東山地では、山中白亜系の南側から、ペルム紀の碎屑岩を含む成木層(小澤・小林, 1986; 酒井, 1987)分布域付近にかけて、北部秩父帯と南部秩父帯との境界、あるいは黒瀬川帯の存在が、想定されている。関東平野下の秩父累帯相当部分は、坑井資料など限られたデータからしか推測できないため、その内部において北部秩父帯・黒瀬川帯・南部秩父帯への分帯はできていない。これについて判断できる唯一の材料は、銚子付近に露出している下部白亜系である。ここから産出する二枚貝化石は、四国の物部川層群から産するものと、同じく南海層群から産するものの、両方が知られている(田代, 1994)。西南日本の秩父累帯では、二枚貝化石相や岩相の違いから、この2種類の下部白亜系が識別されており、典型的な物部川層群は北部秩父帯に分布するのに対し、南海層群は黒瀬川帯に分布する(田代,

1985, 1993; 山北 1998). また, 黒瀬川帯の北縁部からは, 時代によって古いものは物部川型・新しいものは南海型の両方の二枚貝化石を産する, 両者の中間的な白亜系の最近存在が報告されている (田代, 2000). そうすると, 銚子の下部白亜系は, 北部秩父帯・黒瀬川帯の双方のもの, もしくは黒瀬川帯北縁部のものに対比可能なので, 黒瀬川帯はこの近傍に存在するらしいことになる.

さらに北方への延長を考えると, 三波川帯・北部秩父帯は双葉断層の東側に位置することになるが (Fig. 7), 阿武隈山地から北側で双葉断層の東側には, これに相当する地質体は認められない. 阿武隈山地北部の双葉断層東側に分布するジュラ系相馬中村層群 (Mori, 1963) は, 鳥巢式石灰岩を含み, 西南日本では黒瀬川帯および南部秩父帯に分布する鳥巢層群に類似する. 特に, 中部ジュラ系を含む点で, 時代の上からは黒瀬川帯に分布する鳥巢層群と一致する. この部分は, 地体構造上は南部北上

帯に属するが, 南部北上帯と黒瀬川帯との類似性は古くから多くの論者によって指摘されている (たとえば, 最近のまとめでは, 田沢, 2000; 永広, 2000). その中でもこの双葉断層東側の地域は, 南部北上帯の他の地域のジュラ系が鳥巢式石灰岩を含まないと比較すると, 少なくともジュラ系に関しては, 最も黒瀬川帯との類似性が大きいといえる. 銚子付近まで追跡される黒瀬川帯は, この双葉断層東側の南部北上帯に連続すると考えるのが妥当であろう. 三波川帯・北部秩父帯は, それよりも南側で双葉断層と黒瀬川帯との間に挟まれて尖滅していると考えられる.

南部秩父帯は, 構成要素の類似性からいえば北部北上帯に続くと考えられるが, 西南日本の黒瀬川帯の分布幅が2~3 km程度であるのに対し, 南部北上帯のは数十 kmと著しく広いので, その東側に位置する北部北上帯へ連続するためには, かなり大きく構造方向を湾曲させ

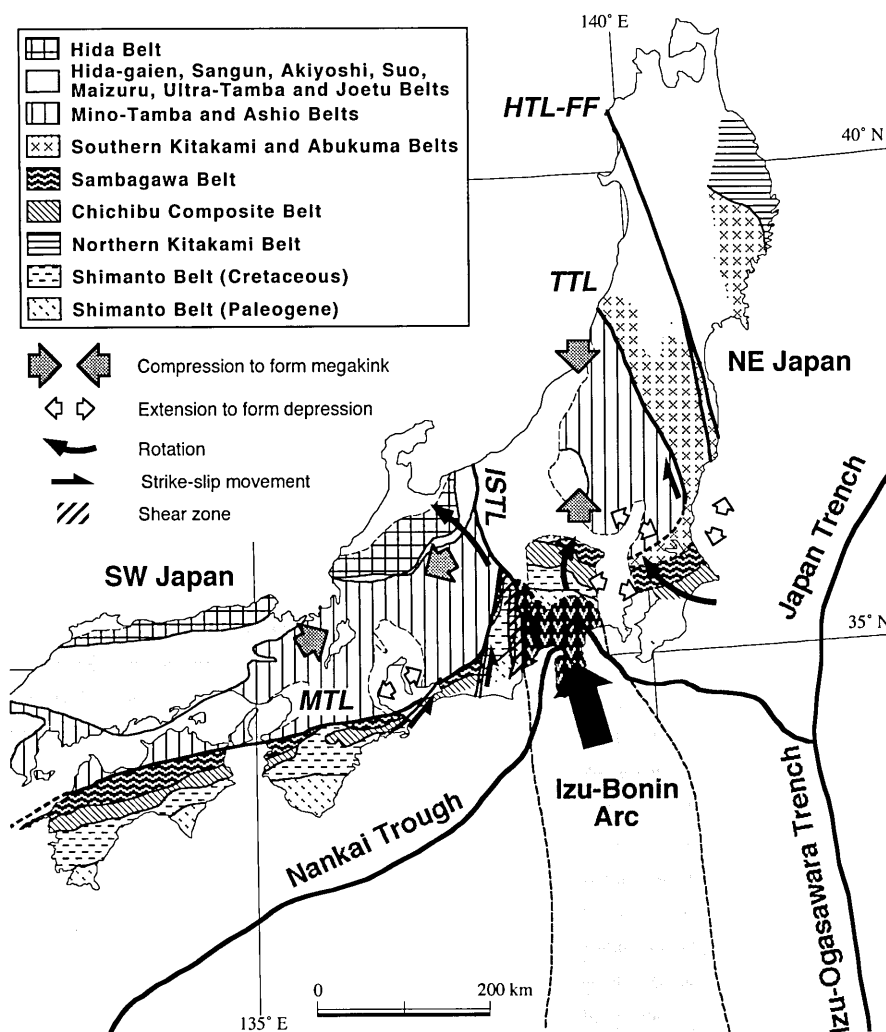


Fig. 8. Summary of the intra-arc deformation due to the collision of Izu-Bonin Arc. ISTL: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line; MTL: Median Tectonic Line; TTL: Tanakura Tectonic Line; HTL: Hatagawa Tectonic Line; FF: Futaba Fault.

ねばならない。また、北部北上帯自身も数十 km の分布幅をもち、通常数 km 以下である南部秩父帯よりも大幅に広い。さらに太平洋側に位置する四万十帯の北方延長についても同じことがいえ、最終的には北海道のイドンナップ帯につながるものと考えられるが、その中間の状況や、北部北上帯（渡島帯）とイドンナップ帯の間に存在する空知-蝦夷帯との関係など、さらに多くの検討を要する。

6. 伊豆弧衝突による西南日本弧・東北日本弧の地殻変形の総括—まとめにかえて—

最後に、伊豆弧衝突に伴う西南日本弧・東北日本弧接合部での地殻変形全体を概観しておこう (Fig. 8)。西南日本弧-東北日本弧接合部で、中期中新世の日本海拡大とともに始まった、伊豆弧との島弧-島弧衝突は、西南日本弧・東北日本弧双方に、広い範囲で地殻の変形をもたらしている。

西南日本弧の側では、伊豆弧と衝突した東端部が北方へ湾曲し、短縮場となったその内弧側の美濃帯ではメガキクが、展張場となった外弧側である外帯では横すべり断層の活動や堆積盆の形成を含む伸長変形を生じ、また直接伊豆弧に接している赤石山地では、単純剪断の要素の強い延性変形が起きている。

一方、東北日本の側では、まず伊豆弧との衝突によって、その南端部が西方ないし北西方へ湾曲し、その外弧側には、大きな展張域が生じた。棚倉構造線の中新世の右横すべり運動（大槻, 1975; 越谷, 1986）も、この初期の衝突に伴って起こったものであろう。さらに、衝突の進行に伴って、足尾帯西部では南北方向の短縮の結果、メガキク帯が形成された。

なお、関東山地は、西南日本弧とともに時計回り回転を行って伊豆弧に衝突した結果、さらに大きく時計回りに回転して、逆方向に転位した中部地方とともに関東 Syntaxis を形成したと説明されることが多い。高橋 (1990), Takahashi (1994), Takahashi and Saito (1997) は、このとき西南日本の時計回り回転と東北日本の反時計回り回転はほぼ同時に起こったと想定した図を示している。しかし、東北日本の少なくとも太平洋側は、16Ma 以降は有意な回転を行っていないとされており (Hoshi and Takahashi, 1997), 西南日本の回転の主要時期が 15Ma 前後であるとする (Otofujii *et al.*, 1985a など), 両者の間で回転時期に差があることになる。もし、関東山地が西南日本の東端部として、東北日本よりも遅れて回転したのなら、東側に支えのない関東山地が上記のような転位をすることは難しい。関東山地の構造

方向の斜交性は、関東平野下の基盤との間よりも、赤石山地との間の方が大きいこともあり、関東山地は、東北日本とともに一旦反時計回り回転した後、伊豆弧との衝突後、これに押されて支えのない西側が北方へ転位し、時計回りに回転したのかもしれない。足尾山地と関東山地の間での大きな構造斜交性は、西南日本と東北日本の分離によって生じた空間に、東北日本の南端部にあった関東山地が折り込まれたためという解釈は、成り立たないだろうか。

謝 辞

千葉大学理学部伊藤谷生教授、静岡大学理学部狩野謙一教授、日本大学文理学部小坂和夫教授には、関東平野の基盤構造や、美濃-丹波帯・足尾帯のメガキク構造などについて議論いただいた。また、防災科学技術研究所鈴木宏芳博士、笠原敬司博士、木村尚紀氏には、同研究所所蔵の関東平野のボーリングコア試料ならびに反射法地震波探査資料を閲覧させていただき、関東平野の地下構造についてご教示・ご議論いただいた。記して謝意を表する。

文 献

- Aono, H., 1985, Geologic structure of the Ashio and Yamizo Mountains with special reference to its tectonic evolution. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Ser. B*, **6**, 21P-57.
- 茅原一也, 1988, 足尾帯 (1) 概説. 植村 武・山田哲雄編, 日本の地質 4 中部地方 I, 共立出版, 東京, 17-18
- 永広昌之, 2000, 南部北上帯-早池峰構造帯と黒瀬川帯・“古領家帯”. 地質学論集, no. 56, 53-64.
- 福田 理・永田松三・鈴木宏芳, 1988, 関東平野の地下地質と地層流体. 地質学論集, no. 31, 5-40.
- 福田 理・鈴木宏芳, 1987, 関東平野の基盤構造. 地学雑, 96, 173-184.
- 福田 理・高橋 博・大八木規夫・鈴木宏芳, 1974, 坑井地質にみる関東平野の基盤. 地質ニュース, no. 234, 8-17.
- 長谷川 功, 1988, 地震探査から見た関東平野の基盤構造. 地質学論集, no. 31, 41-56. Hoshi, H. and Takahashi, M., 1997, Paleomagnetic constraints on the extent of tectonic blocks and the location of their kinematic boundaries: Implications for Miocene intra-arc deformation in Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **103**, 523-542.
- Ichikawa, K., 1990, Pre-Cretaceous Terranes of Japan. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publication of IGCP Project no. 224, Nippon Insatsu Shuppan, Osaka, 1-12.
- 石賀裕明, 1983, “丹波層群”を構成する 2 組の地層群について—丹波帯西部の例—. 地質雑, 89, 443-454.
- 伊藤谷生, 1996, 新段階にはいった中央構造線研究 (レビュー). 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田匡寛・竹下 徹・横山俊治・大友幸子編, 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, 東京, 241-249.
- Itoh, Y., 1988, Differential rotation of the eastern part of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous and Neogene rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 3401-3411.
- 伊藤康人・渡辺真人, 1988, 古地磁気から推定した富山県東端部泊地域の回転運動. *地質雑*, **94**, 457-460.
- 狩野謙一, 2002, 伊豆弧衝突に伴う西南日本弧の地殻構造改変. *地震研彙報*, 印刷中.
- 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*, no. 35, 11-21.
- 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.
- 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・竹田正司, 1999, 美濃—丹波帯に発達する急傾斜した軸をも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—中新世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*, no. 42, 203-223.
- 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.
- 小林貞一・大塚彌之助, 1938, 西南日本地体構造と中生代古地理に関する一考察(其の7). *地質雑*, **45**, 392-400.
- Kojima, S., 1989, Mesozoic terrane accretion in Northwest China, Sikhote-Alin and Japan regions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **69**, 213-232.
- Kojima S., Kemkin, I. V., Kametaka, M. and Ando, A., 2000, A correlation of accretionary complexes of southwest Sikhote-Alin of Russia and the Inner Zone of Southwest Japan. *Geosci. Jour.*, **4**, 175-185.
- Komatsu, M., 1990, Hida "Gaien" Belt and Joetsu Belt. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publication of IGCP Project no. 224, Nippon Insatsu Shuppan, Osaka, 25-40.
- 駒澤正夫・長谷川 功, 1988, 関東地方の重力基盤に見える断裂構造. *地質学論集*, no. 31, 57-74.
- 越谷 信, 1986, 棚倉破砕帯の変形と運動. *地質雑*, **92**, 15-29.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎, 1998, 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. *地質雑*, **104**, 634-653.
- Mitsui, S., 1971, Studies on the mechanism of deformation of sedimentary rocks in the Iwaki Area of the Joban Coalfield, Fukushima Prefecture. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, **42**, 199-272.
- Mizutani, S., 1990, Mino Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publication of IGCP Project no. 224, 121-135.
- Mori, K., 1963, Geology and Paleontology of the Jurassic Somanakamura Group, Fukushima Prefecture, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, **35**, 33-65.
- 中江 訓, 2000, 丹波—美濃テレーンの屈曲構造: 琵琶湖北西地域の例. *日本地質学会第107年学術大会講演要旨*, 104.
- 中井順次・駒沢正夫・大久保泰邦, 1987, 関東地方の重力・磁気異常の分布と特徴. *地質雑*, **96**, 185-200.
- 新妻信明・平 朝彦・斎藤靖二, 1985, 日本海拡大前の日本列島. *科学*, **55**, 744-747.
- 新妻信明・平 朝彦・斎藤靖二, 1986, 日本海拡大前の日本列島と地体構造の復元. 中川久夫・小高民夫・高柳洋吉編, 北村 信教授退官記念地質学論文集, 北村 信教授退官記念事業会, 仙台, 744-747.
- 小川克郎・堀川義夫・津 宏治, 1979, 茨城県日立—千葉県鴨川地域の空中磁気異常と地質構造 第II報 磁気構造と地質構造. *地調月報*, **30**, 549-569.
- Ohba, H., 1997, Mesozoic radiolarians from the western part of the Atsumi Peninsula, Southwest Japan. *Jour. Earth Planet. Sci., Nagoya Univ.*, **44**, 71-87.
- Otofujii, Y., 1996, Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: Review and synthesis. *Island Arc*, **5**, 229-249.
- Otofujii, 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.
- Otofujii, Y., Hayashida, A. and Torii, M., 1985a, When was the Japan Sea opened?: Paleomagnetic evidence from Southwest Japan. In Nasu, N., Kobayashi, K., Uyeda, S., Kushiro, I. and Kagami, H. eds., *Formation of Active Ocean Margins*, TERRAPUB, Tokyo, 551-566.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1985b, Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc. *Nature*, **317**, 603-604.
- 大槻憲四郎, 1975, 棚倉破砕帯の地質構造. *東北地質古生物研報*, no. 76, 1-70.
- 大槻憲四郎・永広昌之, 1992, 東北日本の大規模左横ずれ断層系と日本の地体構造の成立. *地質雑*, **98**, 1097-1112.
- 小澤智生・小林文夫, 1986, 関東山地南部の中・古生界の層序と地質構造. *兵庫教育大紀要(自然系教育, 生活・健康系教育)*, **6**, 103-141.
- 斎藤 眞・沢田順弘, 2000, 横山地域の地質. *地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)*, 地質調査所, 126 p.
- 酒井 彰, 1987, 五日市地域の地質. *地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)*, 地質調査所, 75 p.
- Sato, T., 1980, Superposed deformations due to the Cenozoic crustal movements in northern Kanto region. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 18, 175-185.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1994, 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩体と湖東コールドロン. *地質雑*, **100**, 217-233.
- 柴田 賢・高木秀雄, 1989, 関東山地北部の花崗岩類の年代, 同位体からみた中央構造線と棚倉構造線との関係. *地質雑*, **95**, 687-700.
- 柴田 賢・高木秀雄・稲崎富士・内海 茂, 1993, 赤石山地, 青崩峠地域の戸台構造帯の花崗岩類とその放射年代. *地質雑*, **99**, 133-145.
- 鈴木宏芳, 1996, 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造. *防災科学技術研究所研究報告*, no. 56, 77-123.
- 鈴木宏芳, 2000, 関東平野東部地域の地質構造. *日本地質学会第107年学術大会講演要旨*, 66.

- 鈴木宏芳, 2001, 関東平野の地質構造. 日本地質学会第108年学術大会講演要旨, 46.
- 鈴木宏芳・池田隆司・御子芝正・木下繁夫・佐藤春夫・高橋博, 1981, 関東・東海地域における孔井検層資料集. 防災科学技術研究所研究資料, no. 65, 162 p.
- 鈴木宏芳・小村健太郎, 1999, 関東地域の孔井データ資料集. 防災科学技術研究所研究資料, no. 191, 80 p.
- 高木秀雄・柴田 賢, 1996, 古領家帯の復元. 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田匡寛・竹下 徹・横山俊治・大友幸子編, 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, 東京, 211-219.
- 高木秀雄・柴田 賢, 2000, 古領家帯の構成要素と古領家-黒瀬川地帯の復元. 地質学論集, no. 56, 1-12.
- 高橋雅紀, 1990, 西南日本の回転とKanto Syntaxisの形成. 構造地質, no. 35, 51-55. Takahashi, M., 1994, Miocene lateral bending of central Japan -Intra-arc deformation at arc-arc collision zone-. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 45, 477-495.
- Takahashi, M. and Saito, K., 1997, Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan. *Island Arc*, 6, 168-182.
- 田代正之, 1985, 四国秩父帯の白亜系 -下部白亜系の横ずれ断層-. 化石, no. 38, 23-35.
- 田代正之, 1993, 日本の白亜紀二枚貝相, Part 1: 秩父帯・“領家帯”の白亜紀二枚貝相について. 高知大学術研報, 42, 105-155.
- 田代正之, 1994, 日本の白亜紀二枚貝相, Part 2: 四万十帯, 飛驒・三郡帯, 東北・北海道の白亜系. 高知大学術研報, 43, 1-42.
- 田代正之, 2000, 本邦白亜紀動物群の特性とその分布からみた内帯と外帯の構造. 地団研専報, no. 49, 23-36.
- 田沢純一, 2000, 飛驒外縁帯・南部北上帯・黒瀬川帯の古生界: 対比と造構史. 地質学論集, no. 56, 39-52.
- 矢島敏彦・吉田 尚・鈴木尉元・楡井 久, 1986, 関東平野の先新第三系基盤. 大森昌衛・端山好和・堀口万吉編, 日本の地質3 関東地方, 共立出版, 東京, 76-78.
- 山北 聡, 1998, 北部秩父帯とはどの範囲か-北部秩父帯と黒瀬川帯をめぐる地体区分上の問題-. 地質雑, 104, 623-633.
- 山北 聡・大藤 茂, 1999, 日本海形成前の日本とロシア沿海州との地質学的連続性. 富山大学環日本海地域研究センター研究年報, 24, 1-18.
- 山北 聡・大藤 茂, 2000 a, 白亜紀左横すべり断層系としての中央構造線-黒瀬川断層系による日本列島の先白亜紀地質体の再配列過程の復元. 地質学論集, no. 56, 23-38.
- 山北 聡・大藤 茂, 2000 b, 丹波-美濃-足尾帯付加堆積岩コンプレックスの構造層序区分と北部秩父帯・南部秩父帯との比較. 構造地質, no. 44, 5-32.
- 山下 昇, 1970, 柏崎-銚子線の提唱. 星野通平・青木 斌編, 島弧と海洋, 東海大学出版会, 東京, 179-191.
- Yanai, S., 1989, A horizontal buckle model as a dynamic mechanism for back arc spreading of the Japan Sea. *Jour. Geol.*, 97, 569-583.

(Received March 18, 2002)

(Accepted August 19, 2002)