日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界

Tectonic boundary between Northeast and Southwest Japan Arcs during Japan Sea opening

Abstract

高橋雅紀*

Masaki Takahashi *

2005年4月6日受付.

2005年11月15日受理.

* 産業技術総合研究所地質情報研究部門地球
変動史研究グループ

Paleogeodynamics Research Group, Institute of
Geology and Geoinformation, Geological Survey
of Japan, AIST, Central 7, Higashi 1-1-1, Tsuku-
ba, Ibaraki, 305-8567, Japan

M. Takahashi, msk.takahashi@aist.go.jp

Tectonic boundary between Northeast (NE) and Southwest (SW) Japan arcs during Japan Sea opening is discussed based mainly on geographical and geochronological distribution of Miocene sediments in and around the Kanto district, central Japan. Geological discontinuity, such as thick marine sediments vs. volcanoclastics, and E-W vs. N-S structural trend of island arc, is recognized between the Kanto Mountains and the Ashio Mountains. The abrupt change in geological characters indicates a tectonic boundary between Miocene fore-arc region of SW Japan arc and volcanic province of NE Japan arc. This tectonic boundary can be traced to the east, where a sharp, steep, and straight-lined submarine valley is recognized. Thus the previously presumed Tonegawa Tectonic Line is re-defined as a fault which was originated during Japan Sea opening in the Early Miocene, and divided the Japanese Islands into NE and SW Japan arcs in the Kanto district.

Key words: tectonics, Japan Sea opening, islands arc, central Japan, Tonegawa Tectonic Line, Median Tectonic Line

はじめに

関東地方は東北日本弧と西南日本弧、さらに伊豆-小笠原弧が会合する場所に位置している。関東平野下の先新第三系基盤岩類は厚い第四系に覆われているため、関東平野の周囲に露出する基盤岩類の類似性・連続性に着目した東北日本弧と西南日本弧の境界については、先人たちの意欲的解釈が提示されているものの、一致した見解には至っていない。日本海の拡大時期のテクトニクスを明らかにするためには、当時の東北日本弧と西南日本弧の境界をまず最初に決定しなければならない。

1980年代に精力的に進められた古地磁気学的研究により、日本海の拡大に伴う東北・西南日本両島弧の回転運動が前期中新世後期から中期中新世初期(15 Ma頃)と示された(第1図A; Otofujii et al., 1985など)。日本海の拡大に伴って、ユーラシア大陸東縁の陸弧が東北日本弧と西南日本弧に分裂・移動したのであるから、両島弧の境界は日本海の拡大時期に形成されたことになる。もし日本海拡大時に東北日本弧と西南日本弧の間に断層(断層帯)が形成され両島弧が変位したならば、当時の堆積物(下部中新統)に地質学的不連続が存在するはずである。さらに、基盤であるより古い地質体も同様の変位を被ったはずであり、もし追跡され得るマーカー(例えば、西南日本外帯の帯状配列)があれば同様の不連続が予想される。反対に古いマーカーが連続的に追跡されれば、大きなずれを伴う断層運動はなかった可能性が示唆されよう。第四系により広く被覆されている関東地方においては、断片的に露出する中新統や古いマーカー(西南日本外帯

を特徴づける基盤岩の分布)の双方を考慮しつつ、日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界を探る必要がある。

本論では、関東地域に分散して分布する中新統の岩相および年代層序に基づいて、東北日本弧および西南日本弧のいずれに連続する地層かを検討し、さらに関東平野において掘削された深層ボーリングにより得られている先新第三系基盤岩類の情報、海域地質や海底地形等から、関東地方における日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界を推定した。先人たちが試みた先新第三系基盤岩類の地体構造区分を議論するためにも、まず日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界位置をより明確にし、日本列島を日本海拡大以前の大陸縁に復元することが必要である。

先第三系基盤岩類に関する東西日本の境界モデル

東北日本と西南日本の境界に関する議論は、100年以上にわたる本邦地質学の歴史の初期において、すでに激論がなされてきた(武井, 1976; 吉田, 1981に詳しい)。当時はプレートテクトニクスによる背弧拡大や島弧の回転運動などは考慮されておらず、先第三系基盤岩類の類似性・連続性およびそれらを覆う堆積物に主題がおかれていた。先新第三系基盤岩類について東北日本と西南日本の境界を議論する背景は、現在の西南日本に分布する基盤岩類と東北日本に露出する基盤岩類が単純には連続せず、両者の間に不連続が存在すると一般に認識されているからである(小川, 1999)。例えば、西南日本外帯(三波川・秩父・四万十帯)の地体構造が東北日本の陸域に連続して追跡されていたとしたならば、そもそも基盤岩類に関する東西日本の境界問題は地質学的課題として取

り上げられなかったであろう。日本海拡大時の東西日本弧境界と基盤岩類に認められる不連続とが一致する必然性はないが、少なくとも前者の変形は基盤岩類にも重複しているはずである。以下、基盤岩類の地体構造区分における東西日本の境界問題について簡単に振り返る。

先中新統基盤岩類に関する東北日本と西南日本の境界に関するモデルは、1960年代以降大きくふたつの考え方に分けられる。ひとつは棚倉破砕帯（大森ほか、1953）を両地質区の境界断層と考えるモデル（磯見、1968；矢島、1981等）であり、他方は利根川構造線（望月、1950）、あるいは日本海まで延長した柏崎－銚子線（山下、1970）を境界とするモデルである（第1図CおよびB）。以下、本論では便宜的に前者を棚倉破砕帯境界モデル、後者を利根川構造線境界モデルとして議論を進める。他方、関東構造線（小林・大塚、1938の関東構造線帯）は利根川構造線とほぼ一致する推定断層で、関東山地と阿武隈・八溝・足尾山地の基盤の構造方向がほぼ直交することから両者の間に想定された。関東構造線は高崎から利根川低地帯に沿って東方に延び銚子付近を通して太平洋に抜けていると考えられている。そして、関東構造線は中央構造線よりも破砕帯幅の大きい横ずれ断層であると推定され、銚子地域の基盤岩類は破砕帯内部のブロックの可能性もあり得るとしている（小林・大塚、1938）。本論で示すように、日本海拡大時の東北日本弧南限断層が現在の利根川に沿って伏在していると考えられることから、断層の位置をより明示する利根川構造線の名称を採用した。

磯見（1968）等の棚倉破砕帯境界モデルの重要な根拠は、当時蓄積されつつあった関東平野下より掘削された先新第三系基盤岩類の分布である。石井（1962）は、関東平野に伏在する天然ガス資源探査において蓄積された重力データや地震波探査記録などの地球物理学的資料と、ボーリング試料などの地質学的情報を総括し、関東平野の基盤構造の解明を試みた。そのなかで、千葉県^たの成田や多古の坑井の緑色片岩が関東山地の三波川帯に続くものであり、筑波山地の高温型変成岩や花崗岩類を領家帯変成岩類として両者の間に中央構造

線が伏在していると考えた。さらに、水戸東方の那珂湊層群が西南日本の中央構造線の内帯側に発達する白亜系と泉層群に対比され得ることから、中央構造線は銑子の北側を北東に通過していると考えた。すなわち、関東平野の地下に伏在する基盤の大部分は、西南日本外帯に帰属するとする考え方である。磯見（1968）等の棚倉破砕帯境界モデルでは、関東平野下の基盤のうち、とくに三波川変成岩が掘削された坑井の位置による制約が重要視されている。そして、このモデルに基づく、銑子にわずかに露出するジュラ紀付加体である愛宕山層群（鹿股ほか, 1958）が関東山地の秩父帯に、また白亜系銑子層群（鹿間・鈴木, 1972）が関東山地の山^{さんちゅう}中地溝帯の白亜系山中層群（Takei, 1985）にそれぞれ岩相あるいは年代的に対応づけられることも、このモデルが広く受け入れられている重要な要因といえる。

これに対し、利根川構造線（あるいは関東構造線）を東西日本の境界断層として採用している研究報告は限られる。新妻（1985）は日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界が柏崎－銚子線であると考えた。一方、Otsuki (1990) は前期中新世末期の日本海拡大大時期の復元モデルのなかで、関東構造線を東北日本弧の南限断層と想定している。また、Takahashi and Saito (1997) でも東北日本弧の南限断層として棚倉破砕帯を採用していない。他方、古地磁気方位に基づくと、日本海拡大時に八溝山地の茂木地域は東北日本弧に帰属していたと判断され、時計回りに回転した西南日本弧との境界断層として関東構造線の可能性が指摘された（Hoshi and Takahashi, 1997）。ここでは、日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界断層として棚倉破砕帯は妥当でないと判断されている。このように、少なくとも新第三系の研究者の多くは、日本海の拡大時に棚倉破砕帯が島弧を二分する境界断層とは見なせないと考え、東北日本弧の南限断層として利根川構造線（ないし関東構造線）を想定している。しかしながら、銚子地域が東北日本弧に帰属したか否かについてはほとんど顧みられてこなかった。

ところで、山下編著（1995）はフォッサマグナに関する

第2図 本論で検討した新第三系の位置図。地質図は地質調査所に (1990) より作成し、海域の常盤沖堆積盆の構造は岩田ほか (2002) に、関東平野下の基盤深度は鈴木 (2002) に基づいて書き加えた。

詳しいレビューを行い、さらにその東縁断層について考察している。そして、かつて提案した柏崎-銚子線 (山下, 1970) を改訂し、柏崎-千葉構造線を再提案した。柏崎-千葉構造線の南東半部は利根川構造線 (あるいは関東構造線) とは大きく異なり、高崎付近から南東に延びて東京湾最奥部 (船橋~千葉市) を経て成東・茂原付近を通過し、さらに相鴨トラフに収束すると推定した。この場合、柏崎-千葉構造線の北東側に位置する成田周辺では三波川結晶片岩がボーリングにより掘削されているので、柏崎-千葉構造線は西南日本弧内を分断する断層といえる。そして、西南日本外帯の基盤岩類

は柏崎-千葉構造線を越えてその東方の棚倉破碎帯まで続く想定している。したがって、現状では西南日本外帯の地体構造区分が棚倉破碎帯まで連続するモデルのみが提案されており、銚子地域は西南日本外帯 (秩父帯) として位置づけられている。

銚子地域の帰属

関東平野の東端に位置する銚子地域には、ジュラ紀付加体と考えられる愛宕山層群と白亜紀前孤海盆堆積物である銚子

層群, およびそれらを覆う中新統がわずかに分布している (第2図). 銚子地域中新統は火山礫凝灰岩よりなり古銅輝石安山岩の溶岩流を挟む千人塚層 (21 ~ 20 Ma) と, 珪藻質海成シルト岩からなる夫婦ヶ鼻層 (16.9 ~ 16.5 Ma) に二分される (高橋ほか, 2003). これらのうち, 夫婦ヶ鼻層の堆積場が当時の島弧のどこに属したのか, 東西日本の境界を考察する上で重要である.

関東地方に分布する中新統の年代層序を整理すると, 前期中新世末期の急速な海進に伴う地層は, 浮遊性有孔虫化石帯 (Blow, 1969) の N.8 帯 (16.4 ~ 15.1 Ma; Berggren et al., 1995) 下部, あるいは珪藻化石帯 (Yanagisawa and Akiba, 1998) の *Crucidenticula kanayae* 帯上部 (16.5 ~ 16.3 Ma; Watanabe and Yanagisawa, 2005) に対比され, *C. kanayae* 帯下部の夫婦ヶ鼻層に対比される海成層は陸域では確認されていない (第3図). 例えば, 最近, 群馬県の太田地域より陸成火砕岩類に重なる海成下部中新統 (緑町層; 高橋・柳沢, 2003) より珪藻化石が報告されたが, その年代は *C. kanayae* 帯上部であり, 銚子地域の夫婦ヶ鼻層より明らかに新しい. 他方, 常磐地域においても *C. kanayae* 帯上部に対比される海成の南白土層の下位に位置する吉野谷層は陸成の礫岩および砂岩・シルト岩互層よりなり, 夫婦ヶ鼻層に対比される海成層は確認されない (柳沢, 2003b). したがって, 当時の海岸線は常磐地域と銚子地域の間に位置しており, 関東地方の大部分は陸域であったと考えられる. なお, 夫婦ヶ鼻層の堆積環境は, 産出する底生有孔虫化石により外部浅海帯~上部漸深海帯と推定 (Matoba, 1967) され, 銚子地域がすでにある程度深い海域に没していたことを示している.

一方, 夫婦ヶ鼻層と岩相ならびに年代対比されうる地層が銚子地域の北東の太平洋下に広く伏在している. 阿武隈山地とその東方沖合に位置する阿武隈隆起帯との間の前弧域には, 白亜紀以降の前弧海盆 (常磐沖堆積盆) が発達している (第2図; 岩田ほか, 2002). 常磐沖堆積盆は, 北北東-南南西方向に 170 km で東西幅が 50 km, 最大層厚は 5,000 m を超え, 厚さが 2,000 m 以上の白亜系の上位に厚い新第三系が堆積している. 銚子地域北方の太平洋下を掘削した鹿島沖 SK-1 コア (第2図) においては, 深度およそ 700-1,100 m の地層から *C. kanayae* 帯を示す珪藻化石が連続産出していること (米谷ほか, 1981), また銚子地域と地理的に近接していること, さらに銚子地域は阿武隈隆起帯の南西延長部に位置していることを考慮すると, 銚子地域の夫婦ヶ鼻層は常磐沖堆積盆を埋積した海成下部中新統の一部が陸上に露出したものであると判断される (高橋ほか, 2003). すなわち, 夫婦ヶ鼻層は東北日本弧の前弧海盆である常磐沖堆積盆に属すると判断され, 日本海が拡大した前期中新世後期には, 銚子地域は東北日本弧 (の前弧域) に位置していたと結論づけられる. このことは, 日本海拡大時の東北日本弧南縁の断層が, 銚子の南側に位置していたことを意味している. 銚子地域の千人塚層 (21 ~ 20 Ma) の安山岩溶岩流の古地磁気方位が北から 10° 程度西に偏っており (第4図; 高橋ほか, 2003), 西南日本の下部中新統の古地磁気方位が系統的に東

偏していることと対照的であることも, 銚子地域が当時の東北日本弧に属したことを支持している.

利根川構造線の東方延長

上述のように, 日本海拡大時の東北日本弧の南限断層は銚子地域の南側を通過し, 時計回りに回転した西南日本弧との境界として利根川構造線が想定される. 利根川構造線は筑波山から房総半島に向かって低下する重力の急減帯 (ブーゲー異常のコンター密集帯) として推定されている. そして, 地震波探査において同構造線を境に基盤にわずかな階段状の落差が認められ, また反射波の特徴がそこで急変すること (石井, 1962), さらに近接する位置で掘削された竜ヶ崎 R-1 の基盤岩が破碎を受けた黒色千枚岩 (矢島, 1981) であることなどから, 利根川構造線はほぼ現在の利根川に沿って通過していると考えられる. 一方, 利根川構造線の東方延長については銚子付近を通過すると推測されているのみで, それ以上の考察はなされていない. ここでは, 関東平野下に伏在する先中新統基盤岩類の地理的分布に基づき, 古いマーカーである西南日本外帯の連続性について整理し, 東北日本弧南限断層と想定した利根川構造線に対し制約を行う (第5, 6図).

九州から西南日本の太平洋側に連続して露出する三波川帯, 秩父帯ならびに四十万帯は西南日本外帯を構成し, その北限である中央構造線を介して領家帯などの内帯の地質体と接している. この西南日本外帯は赤石山地から糸魚川-静岡構造線を越え関東山地まで追跡されることから, 少なくとも関東山地までが西南日本弧の続きである. 実際, 関東山地と赤石山地の屈曲 (関東対曲構造) は, 古地磁気方位に基づいて補正を行うと西南日本外帯の構造方向に一致してほぼ直線状に復元されることから, 関東山地は日本海拡大時に時計回りに回転した西南日本弧の一部として移動したと判断される (Hyodo and Niitsuma, 1986).

関東山地の東方に広がる関東平野では, 三波川帯に属する結晶片岩が深層ボーリングにより複数地点で採取されており, 西南日本外帯が関東平野下にも連続していることを示唆している. 関東平野の地下において三波川結晶片岩と確認されているボーリング地点は千葉県北部に限られている (第6図). 船橋付近では三波川結晶片岩が複数地点で確認されているほか, その北の下総や成田地殻活動観測井, 豊住 R-1, 成田 R-1 や多古 R-1, 栗源町温泉井でも結晶片岩が確認されている (林ほか, 2006). 一方, 利根川以北, すなわち茨城県側では三波川帯に属すると判断される結晶片岩はこれまで確認されておらず, 三波川帯が利根川を越えて霞ヶ浦から北東方に連続し, 棚倉破碎帯に切られるとする棚倉破碎帯境界モデルを積極的に支持する証拠はない. 少なくとも, 東北日本弧の南限と想定した利根川構造線は, 三波川帯と確認されたこれらのボーリング地点より北側を通過すると判断される. 他方, 上述のように銚子地域は日本海拡大時に東北日本弧に属していたと考えられることから, 利根川構造線は銚子地域の南西側, すなわち銚子と多古や栗源付近の間に伏在すると思われる. 現段階ではそれ以上の制約は得られていないが, このような既存の大断層は基盤の弱線となることか

第3図 関東地方に分布する中新統の年代層序学的対比。各地域の年代層序に関する主要な論文は以下の通り。1. 足柄地域（天野ほか, 1986）, 2. 東丹沢地域（太田ほか, 1986; 青池, 1999）, 3. 中津山地（青池, 1999）, 4. 三崎地域（蟹江ほか, 1991; 岡田ほか, 1991）, 5. 館山地域（中尾ほか, 1986; 小竹, 1997）, 6. 逗子地域（江藤, 1989; 江藤ほか, 1987）, 7. 保田地域（鈴木ほか, 1990; 斎藤, 1992）, 8. 鴨川地域（新妻, 1976; 佐藤ほか, 1988; 徳橋ほか, 2000; 亀尾ほか, 2002; 林ほか, 2004）, 9. 五日市盆地（入月ほか, 1990）, 10. 秩父盆地（牧本・竹内, 1992; 高橋, 1992; 八木・石垣, 1993; 足立ほか, 1998）, 11. 岩殿丘陵（小池ほか, 1985; 栗原ほか, 2003; Hayashi et al., 2003; Takahashi et al., 2004）。

第3図 図つき 12. 比企丘陵 (Majima and Takahashi, 1987; 間嶋, 1989; 比企団体研究グループ, 1989; 高橋・柳沢, 2004), 13. 富岡地域 (大石・高橋, 1990; 野村・大平, 2002; 須藤ほか, 2002; 高橋・林, 2004), 14. 水上地域 (秋元ほか, 1984; 高山ほか, 1986; 糟谷・高橋, 1988; 高橋ほか, 1991b), 15. 塩原地域 (吉川, 2005), 16. 太田地域 (高橋ほか, 1991a; Kurihara, 2003; 高橋・柳沢, 2003), 17. 鹿沼地域 (青島, 1986, 1992; 吉川・高橋, 2001), 18. 宇都宮地域 (吉川, 1998; 吉川・高橋, 2001), 19. 烏山地域 (田中・高橋, 1998; 林・高橋, 2000; 柳沢, 2003a), 20. 茂木地域 (高橋・星, 1996; 星・高橋, 1996; 石塚・星, 1997), 21. 水戸地域 (大槻, 1975; 吉岡ほか, 2001), 22. 東棚倉地域 (島本ほか, 1998; Takahashi et al., 2001; Hayashi et al., 2003; 柳沢ほか, 2003), 23. 常磐地域 (柳沢, 2003b), 24. 銚子地域 (高橋ほか, 2002), 25. 鹿島沖 (米谷ほか, 1981).

第3図続き

第3図 続き

第4図 東北・西南日本会合域に分布する下部中新統～中部中新統最下部の古地磁気方位 (Takahashi et al., 1999 に高橋ほか, 2003 を追記). 西南日本外帯の帯状配列の方向と古地磁気方位が調和的であることから、本州中部における基盤岩類の屈曲は中期中新世以降の伊豆－小笠原弧の衝突により形成されたと判断される。前期中新世火山フロントは鹿野ほか (1991) による。

ら、利根川構造線は多古付近から南東に延び、直線的で深い地形をなす片貝海底谷へ続くと思われる (第6図)。

利根川構造線の西方延長

1. 地表地質に基づく考察

利根川構造線は筑波山塊の南縁を画するが、その西方についてはほとんど議論されず、柏崎付近まで延長した柏崎－銚子線 (山下, 1970) として日本海まで延びていると推定されている。利根川構造線の西方延長である柏崎－銚子線の西半部は厚い新第三系や第四紀火山によって基盤岩類が覆われているため、地質学的考察はなされていない。本論では、利根

川構造線を日本海拡大時の東北日本弧の南限断層として位置づけているので、その西方延長については中新統の地理的ならびに年代層序学的分布から考察を試みた。

第5図には関東平野周辺の地表および地下の中新統について積算柱状図を作成し、庭谷不整合 (15.3～15.2 Ma; 高橋・柳沢, 2004) を基準に対比した。庭谷不整合 (大石・高橋, 1990) は関東地方を中心に広域に追跡される傾斜不整合で、不連続面を挟んだ上下の地層の岩相や堆積様式、厚さの側方変化、堆積速度や変形の程度などは対照的である (高橋, 2003)。

足尾山地から八溝山地、さらに阿武隈山地にかけて分布す

る中新統は、層準によっては海成層が挟在しているものの各種の火砕岩が卓越する。庭谷不整合より下位は火山岩が卓越し、庭谷不整合より上位ではとくに前弧側（八溝山地周辺から阿武隈山地側）で海成碎屑岩が発達する。足尾山地北部（奥日光周辺）から群馬県北部（水上地域など；高橋ほか，1991b）の中新統は強く変質した各種の火山噴出物からなり、現在の東北日本脊梁山脈に沿って連続するグリーンタフ地域として一括されてきた。これらは活動的島弧である東北日本弧のうち火山弧（volcanic arc）中軸部に相当し、中新世以降も火成活動が活発であったためほとんどの火砕岩類は著しく変質している。また、いわゆるグリーンタフ地域は火山弧中軸部であったため非火山性海成層はまれにしか挟在しない。

足尾山地の東縁および南縁にも前期中新世～中期中新世の火山岩類が分布するが、これらは東北日本の脊梁地域に分布する強変質火山岩類に比べ変質の程度が軽微であり、第6図では弱変質火山岩域として示した。典型的な岩相は太田地域の下部中新統^{やぶつか}蓼塚層（高橋・柳沢，2003）や宇都宮周辺の中中部中新統^{おおや}大谷層などで、火山岩についてはK-Ar年代が測定されている（吉川，1998；吉川ほか，2001）。同様の弱変質火山岩類は八溝山地の茂木地域（星・高橋，1996など）にまとまって分布しており、当時の火山フロントが現在よりも海溝より位置していたことを示している。これらの火山岩類は、火山フロントが後退したためにその後の火成活動による変質作用を免れた。実際、中期中新世初期には火山フロントは足尾山地東縁まで後退し、その東側には非火山性碎屑岩からなる荒川層群が火山弧（volcanic arc；足尾山地）と非火山性外弧（outer-arc basement high；八溝・阿武隈山地）との間の弧内堆積盆（intra-arc basin）を埋積した。

さらに東方の阿武隈山地東縁の常磐地域は、白亜紀以降、東北日本弧の前弧海盆（常磐沖堆積盆）の陸側縁辺域に位置してきたと考えられる。個々の地層の厚さが数10～300 m程度とさほど厚くない様々な年代の地層が、著しい構造差を伴わず多くの不整合を介して重なっているのは、海盆は沈降しているが常磐地域はその陸域縁辺に相当していたため、海水準変動に支配されつつ比較的安定に成長してきたことを示している。銚子地域の白亜系銚子層群の変形が軽微なことも、銚子地域が変形の軽微な常磐沖堆積盆に帰属してきたことを示唆する。これは、関東山地に分布する白亜系山中層群が著しく変形しているのとは対照的である。

このように、足尾山地から日本海溝に向かって中新統を概観すると、東北日本弧の脊梁山脈に沿って南北に分布する強変質火山岩域から、弱変質火山岩域と弧内堆積盆、その東側に非火山性外弧（阿武隈山地）を経て前弧海盆がほぼ島弧の方向（南北方向）に平行に発達している。すなわち、少なくとも足尾山地西縁部から八溝山地、さらに銚子地域にかけて分布する中新統は、東北日本弧の火山弧から前弧海盆までの島弧断面であると理解されよう。

これに対し、利根川以南に分布する中新統の特徴はこれらと大きく異なり、上述した南北方向に追跡される東北日本弧の島弧地質断面とは著しい不連続が存在する。西南日本外帯

である関東山地には秩父盆地（Hyodo and Niitsuma, 1986；高橋，1992）と五日市盆地（入月ほか，1990）に中新統が分布するが、いずれも断層に囲まれた基盤の凹みを埋積した非常に厚い（2,000～6,000 m）非火山性碎屑岩からなる。いずれの中新統も浮遊性有孔虫化石帯のN.8帯（16.4～15.1 Ma）に対比され、庭谷不整合より下位に位置する。同時期の地層は群馬県の富岡地域から埼玉県^{もみやま}の比企丘陵など関東山地の北縁から北東縁に露出しており、地層が厚く、とくに関東山地の周縁では著しく変形していることを特徴とする。足尾山地側においては、これらの地層に年代対比される海成層として太田地域の緑町層と足尾山地東縁部の^{もみやま}榎山層があげられるが、いずれも変形は軽微であり地層も数10 m程度とさほど厚くはない。

西南日本外帯の带状配列（三波川帯～四万十帯）は、九州から中部地方まで島弧の方向に平行して発達し、同様の带状構造は関東山地まで追跡される。関東山地の基盤構造の方向（WNW-ESE）が西南日本弧主部の一般構造方向（ENE-WSW）と大きく異なるのは、15 Ma以降の伊豆一小笠原弧の衝突による二次的な変形であることが古地磁気により明らかにされている（Hyodo and Niitsuma, 1986；Takahashi and Saito, 1997）。古地磁気により西南日本主部と関東山地の回転運動を補正すると両者はほぼ直線状につながることから、関東山地の基盤の構造方向（WNW-ESE）は島弧の方向を示していると判断される。よって、現在の配置では関東山地の南方側が島弧断面における前弧側となる。

関東山地のより前弧側（南側）には、房総半島の厚い海成中新統～鮮新統が分布している。房総半島の嶺岡隆起帯以北の海成新第三系～第四系（木ノ根層～安野層や上総・下総層群）は、フィリピン海プレートの沈み込みにより発達した典型的な前弧海盆の堆積物である。房総半島の嶺岡隆起帯は前期中新世の付加体（保田層群）や古第三紀の玄武岩や石灰岩、砂岩・頁岩互層などが蛇紋岩に取り込まれつつ著しく変形したコンプレックスをなし、さらに嶺岡隆起帯以南の変形した地層は中新世以降の付加体と考えられる（中尾ほか，1986；斎藤，1992）。同様の前弧海盆堆積物と後期新生代の付加体は三浦半島にも分布し、^{はっせ}葉山隆起帯の北側に分布する逗子・池子層と南側の三崎・初声層がそれぞれに対応する。そして、三浦ならびに房総半島の南方の相模・相鴨トラフに沿ってフィリピン海プレートの沈み込み境界へと続いている（第3図）。

このように、関東地方のうち利根川以南の地質をまとめると、北から南に向かって、非火山性外弧に相当する関東山地から前弧海盆（房総半島）を経て、かつての外縁隆起帯（trench slope break）である葉山～嶺岡隆起帯、さらにその南側（海溝側）に成長した付加体に区分される。したがって、利根川以南の地質は中新世の西南日本弧のうち火山弧より海溝側（前弧域）のみが存在し、構造の方向は関東山地の基盤岩類の配列方向（WNW-ESE）に概ね一致していると考えられる。この構造方向は、前述の東北日本弧の新生界の構造方向（南北方向）とほとんど直交している（第6図）。すなわち、関東平野の地下には、中新世以降、太平洋プレー

第5図 関東地方に分布する中新統の積算柱状図の対比 (高橋・柳沢, 2004 に追記). 深度に基づくボーリング柱状図 (福田, 1964; 米谷ほか, 1981; 鈴木・小村, 1999) も併記.

第5図続き

トの沈み込みにより成長してきた東北日本弧と、フィリピン海プレートの沈み込みにより形成された西南日本弧を大きく斜交させる境界断層が、現在の利根川に沿って伏在していると判断され、その断層が利根川構造線そのものであると考えられる。

2. ボーリングに基づく考察

地表地質に基づく利根川構造線は足尾山地と関東山地の間に想定されるが、平野に掘削されたボーリング資料に基づくとその位置はより限定される(第5図)。関東山地北側の藤岡 GS-1 は地下 3,004 m まで掘削されたが、中新統安中層群の下部までしか到達していない(福田, 1964)。近隣の富岡地域には安中層群とともに、より下位の富岡層群が広く分布している(高橋・林, 2004)。安中層群の積算層厚は 2,000 m に達するが、その下位には庭谷不整合を挟んで厚さ 2,000 m 近い海成層(富岡層群)が存在する。したがって、藤岡 GS-1 においては、富岡層群に相当する厚い海成中新統がさらに地下深くまで伏在しているはずであり、先中新統基盤の深度は数 1,000 m に達すると予想される。

また、足尾山地に近い伊勢崎観測井(鈴木・小村, 1999)は深度 2,040 m まで掘削されたが、厚さ数 100 m の第四系の下位に安中層群板鼻層に対比される礫岩・砂岩互層と、その下位のシルト岩(原市層相当層)のみが確認され、富岡層群にすら到達していない。藤岡 SK-1 や富岡地域の中新統層序と良く岩相対比され、伊勢崎地域の地下は富岡地域や比企丘陵と一連の堆積盆を埋積した厚い非火山性海成層が伏在していると判断される。

これに対し、館林観測井では堆積層は薄く、深さ 600 m ほどで基盤に達している。基盤と第四系の間には厚さ 200 m ほどの海成中新統が挟在するが、岩相ならびに産出した石灰質ナノ化石(鈴木・堀内, 2002)により、中部中新統の安中層群原市層や荒川層群大金層などに対比される。基盤深度が浅いこと、また基盤岩が明らかに隣接する足尾山地を構成する先中新統に対比しうることから、館林観測井の地下地質は足尾帯の続きである。館林観測井と伊勢崎観測井の間には、基盤深度が急変することから南落ちの断層が推定され、その断層が利根川構造線と考えられる。

さらに、伊勢崎観測井の北東 10 数 km に位置する群馬県太田地域には、足尾帯の基盤岩が地表に露出している。したがって、太田地域と伊勢崎観測井の間の地下にも落差が 2,000 m に達する断層が伏在するはずである。太田地域には基盤を覆う陸成の前期中新世火山岩類が発達し、藤岡 GS-1 や伊勢崎観測井などの厚い非火山性海成層とは岩相が全く異なる。同様の火山岩類は足尾山地の南縁から東縁に沿って分布しており、関東山地周辺から伊勢崎地域にかけて分布する海成中新統との岩相の相違や、2,000 m 以上に達する基盤深度の急変に基づく、伊勢崎観測井と太田地域および館林観測井との間に大きな落差を有する断層が伏在していると考えられる。この断層を挟んで前期中新世の島弧が大きく食い違っていること、そして両島弧の方向が大きく斜交していること、さらに中期中新世以降の地層は断層をまたいで連続することから、この断層は日本海拡大時期に形成された東北日本

弧の南限断層であると考えられる。すなわち、利根川構造線の西方延長は落差が 2,000 m 以上に達する南落ちの伏在断層で、太田地域と伊勢崎地域の間を通過していると判断される(第6図)。

利根川構造線の右横ずれ運動

八溝山地の茂木地域に分布する中川層群(Hoshi and Takahashi, 1997)や阿武隈山地の霊山層(Takahashi et al., 1999)、仙台市周辺の高館安山岩類などは前期中新世末期の東北日本弧の火山フロントをなし、当時の火山フロントが現在の位置より数 10 km ほど海溝寄りに位置していたことを示している。同時期の火山岩類は富山県の岩稲層や医王山層(伊藤・渡辺, 2000)、あるいは福井県丹生山地の火山岩類(中島ほか, 1990)が相当する。日本海拡大時に噴出しその後の火成活動による変質作用を免れたこれら弱変質火山岩類の分布から復元された当時の火山フロント(鹿野ほか, 1991)は、糸魚川-静岡構造線を境に東北日本弧側が 200 km 以上も海溝側にずれている(第4図)。

ところで、前期中新世に西南日本に沈み込んでいたプレートが太平洋プレートであったのか、あるいはフィリピン海プレートであったのか、これまで明らかにされてはいない。例えば、Seno and Maruyama (1984)は四国海盆の拡大(27 ~ 15 Ma; Okino et al., 1999)により、伊豆-小笠原弧が西(九州付近)から東(関東)に移動してきた可能性(海溝後退モデル: retreating trench model)と、伊豆-小笠原弧はほぼ現在の位置にあって、九州-パラオ海溝が西に移動したとする可能性(海溝固定モデル: anchored slab model)を示し、後者を採用してプレートの復元を行っている。この場合、西南日本弧に沈み込むプレートは少なくとも 30 Ma 以降はずっとフィリピン海プレートであったことになる。一方、小山(1991)はフィリピン海から得られている古地磁気データが示す北上と回転運動を考慮し、海溝後退モデルを基本として回転運動を考慮に入れたモデルを提案した。この場合は、四国海盆の拡大前には、太平洋プレートが西南日本下に沈み込んでいたことになる。さらに、フィリピン海プレートの古地磁気学的研究を総括した Hall (2002) のモデルでは、前期中新世には太平洋プレートが西南日本に沈み込んでいたと考えている。

四国海盆の拡大時期が 27 ~ 15 Ma であることから、日本海拡大直前の西南日本弧に対し拡大中の四国海盆に沈み込み成分があったとしても、拡大軸に対称なスラブウィンドウが形成されてしまうため、西南日本弧下にはほとんどスラブは形成されなかったはずである。したがって、日本海拡大直前ならびに拡大時に西南日本弧に沈み込んでいたプレートがフィリピン海プレート(四国海盆)であったと仮定すると、西南日本の日本海側に連続する前期中新世火山フロントを説明することは困難である。したがって、前期中新世に西南日本弧に沈み込んでいたプレートは、東北日本弧と同様に太平洋プレートであったと考えられる。すなわち、東北日本弧と西南日本弧の前期中新世火山フロントはいずれも太平洋プレートの沈み込みにより形成されたもので、初生的には両者はほ

第7図 日本海拡大時に形成された東北日本弧と西南日本弧の間の弧間リフト帯とリフト縁の断層。ブーゲー異常コンターは駒澤ほか(1999)による。東北日本弧は西南日本弧に対し、弧間リフト帯を挟んで200 kmほど海溝側(前弧側)に変位している。

ば連続的に続いていたはずである。よって、糸魚川-静岡構造線を挟んで200 kmに達する前期中新世火山フロントのずれは、島弧そのものの大規模な右横ずれを示していると判断される。

また、岐阜県南東部の^{かに}可児盆地北部には瀬戸内中新統の碎屑性堆積岩の堆積に先行する火山岩類(蜂屋層; 19.6 ± 2.1 , 20.6 ± 2.0 Ma; 野村, 1986)が分布し、20 Ma前後の火山フロントが上述の18~16 Maの火山フロントよりさらに数10 kmほど海溝側(前弧側)に位置していたことを示している

(第4図の★印, 15可児)。そして、関東地方においても、18~16 Maの火山フロントのさらに東方(海溝側)に20 Ma前後の陸成火山岩類(千人塚層; 20.3 ± 0.5 Ma; 高橋ほか, 2003)が分布し、中部地方と同様に20 Ma頃の火山フロントが18~15 Maの火山フロントよりもさらに数10 kmほど海溝側に位置していたことを示している(第4図の★印, 22銚子)。すなわち、18~16 Maの火山フロントやさらに海溝寄りの20 Ma頃の火山フロントのいずれもが、フォッサマグナを挟んで系統的に200 km以上もずれている。別個のプ

レート（フィリピン海プレートと太平洋プレート）の沈み込みによって、時期の異なる火山フロントのいずれもが系統的にずれたとは考えにくく、それらが同一のプレート（太平洋プレート）の沈み込みにより形成され、後にずれた可能性を示唆する。したがって、200 km に達する火山フロントのずれは、日本海の拡大に伴って時計回りに回転した西南日本弧の北東端と、反時計回りに回転しつつ南下した東北日本弧南端がフォッサマグナを境に大きく右横ずれに変位したことによると判断される。

さらに、関東地方では西南日本前弧域と東北日本火山弧がほぼ直交し、明らかに東北日本弧側が海溝側（東側）に数10 km 以上は右ずれに変位している（第6図）。そして、関東山地の北縁の中央構造線と利根川構造線に挟まれた範囲には厚い下部中新統が東西方向に帯状に分布し、西に向かって北部フォッサマグナの厚い中新統へとつながっている。これらのことから、糸魚川―静岡構造線北半部から関東山地北縁を日本海の拡大時の西南日本弧北東縁のリフト縁に、一方、利根川構造線と新発田―小出線南端をつなぐラインを東北日本弧南縁（ないし南西縁）のリフト縁とし、それらに挟まれた北部フォッサマグナから関東山地と足尾山地の間（利根川中流低地帯）の厚い中新統は両島弧の相対運動により形成された弧間リフト（inter-arc rift）を埋積した地層と考えることができよう。すなわち、北部フォッサマグナから関東山地と足尾山地の間を、日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の間の右横ずれリフト帯として両島弧の境界（域）と解釈した。したがって、鳥山―菅生沼断層（石井, 1962）以西の利根川構造線は東北日本弧の南限リフト縁として、また片貝海底谷に続く利根川構造線の東半部は西南日本弧との右横ずれ境界断層と位置づけた（第7図）。

中央構造線の北東延長と東西日本地体構造区分の問題

本論では利根川構造線を日本海拡大時の東北日本弧の南限断層としたが、このことは先新第三系基盤岩類の対比ならびに地体構造区分に関しても再検討の必要性を示唆する。本論で提唱する東西日本の境界モデルにおいて、従来の先新第三系基盤岩類の地体構造区分と最も異なる見解は、銚子地域に露出するジュラ紀付加体である愛宕山層群の帰属と、三波川帯（ならびに中央構造線）の東方延長問題であろう。これまで広く受け入れられてきた地体構造区分（棚倉破碎帯モデル；第1図C）では、愛宕山層群は関東山地の秩父帯に続くものとして考えられてきた。しかしながら、銚子地域が足尾山地や八溝・筑波山塊とともに日本海拡大時の東北日本弧に帰属し、そのとき関東山地とは大きく右横ずれに変位していることから、愛宕山層群の帰属はまず東北日本弧内において対比されうる地質体を考察すべきと思われる。

銚子に隣接する地域で愛宕山層群に岩相が類似する地質体は八溝山地に分布する八溝層群（Kanomata, 1961）である。愛宕山層群が八溝層群に帰属すると考えると、地体構造区分として足尾帯に属することになる。この場合、いわゆる西南日本内帯の美濃・丹波帯に相当することから、銚子地域は西南日本外帯（秩父帯）には続かないことを意味し、さらに、

銚子地域と筑波山地との間には三波川帯もその北限の中央構造線も伏在していないことになる。実際、銚子と筑波山地との間で掘削されたボーリングでは三波川結晶片岩類は得られていない（福田ほか, 1988）。

また、西南日本弧における日本海拡大初期（18 Ma 頃）の火山フロントと中央構造線の距離は130 km 前後で一定している。もし利根川構造線以北に中央構造線が存在しているとすれば、それは東北日本弧の同時期の火山フロントの東方130 km 前後、すなわち常磐地域の100 km 以上も東方の太平洋下に伏在していると予想される（図4）。火山フロントに多少の不確定性や中新世以降の地殻の変形も否定できないが、現在の銚子と筑波山の間には三波川帯と中央構造線が伏在すると想定することは難しいと思われる。そして、銚子地域では20 Ma に安山岩溶岩が噴出しているが、西南日本の秩父帯において同時期の火山活動は全く認められないことも、銚子地域の愛宕山層群がそのまま秩父帯にはつながらない可能性を強く示唆している。

ところで、そもそも領家帯の定義として「中央構造線の北側に位置し、白亜紀に形成された低圧高温型変成岩類と花崗岩類から構成される変成帯（奥平ほか, 2000）」とすると、筑波変成岩類を領家帯とした段階でその南東側（外帯側）に中央構造線と三波川帯が伏在することを想定してしまう。その結果、さらに南東方の銚子に露出する愛宕山層群が秩父帯に続くものと解釈されてきた。反対に、愛宕山層群を秩父帯に帰属すると考えた段階で、その北側（内帯側）に三波川帯や中央構造線を挟んで領家帯を想定してしまい、筑波変成岩類（＝領家帯と解釈）との間に三波川帯の伏在を推定してしまう。そして、西南日本外帯が関東山地から関東平野の地下に続き銚子をぬけて、さらに北東方の棚倉破碎帯まで連続するとする地体構造モデルが広く受け入れられてきた。しかしながら、日本海拡大時に東北日本弧と西南日本弧は利根川構造線を境に大きく変位したと考えられ、また下部中新統の分布は両島弧が大きく斜交していることを示している。三波川帯や中央構造線が利根川構造線をまたいで存在しているとすれば、それらは日本海拡大時の島弧のずれに匹敵する変位を被ったはずであり、先新第三系基盤岩類が利根川を越えて連続的に続き棚倉破碎帯に切られるとする棚倉破碎帯モデルは受け入れがたい。銚子地域の愛宕山層群と筑波変成岩・花崗岩類は、それぞれ秩父帯および領家帯とする解釈された地体構造区分名から一旦切り離し、最も妥当な基盤岩類の帰属・対比を考察する必要があると思われる。

東西日本の地体構造区分の対比については、これまで主として基盤岩類の類似性に基づいたモデルが提案されてきた（柴田・高木, 1989; 高木・柴田, 2000; Takagi and Arai, 2003 等）。一方、古地磁気学的研究により日本海の拡大時期が中新世の中頃であることが明らかにされて以降、東西日本の地体構造の対比に関する研究は、日本海拡大前の日本列島の復元の際の古いマーカーとして議論されている。例えば、新妻ほか（1985, 1986）は、古地磁気データをもとに先新第三系基盤岩類やそれらを覆う古第三系、さらに火山フロントの連続性をマーカーとして復元を試みている。また、山北・大藤

(1999, 2002) は日本海の拡大以降の地殻の変形を考慮しつつ先新第三系基盤岩類そのものの連続性を認め、日本海拡大前の復元図を提示している。これらの研究のいずれもが棚倉破碎帯は中央構造線に続くとし、東西日本の地体構造は関東地方を経て連続的につながると解釈している。しかしながら、日本海の拡大に伴って西南日本弧と東北日本弧は北部フォッサマグナを境に 200 km 程度は右ずれに変位していると考えられ、また関東山地と足尾山地の間でも中新世島弧は数 10 km 以上ずれている。したがって、少なくとも西南日本外帯に相当する地質体の大部分は東北日本の東方太平洋下の地下深くに伏在していると予想される。

磯崎・丸山 (1991) は日本列島の基盤構造を大規模なナップ構造で説明し、東北日本の地体構造は西南日本の内帯に対比されるとしたが、南部北上帯は黒瀬川帯と同様の巨大クリップとして西南日本の外帯に相当する可能性をも示唆している。これら失われた古領家帯を想定するモデルや大規模な横ずれ断層を想定した仮説、あるいは低角スラストによるナップ構造モデルなど先新第三系基盤岩類の地体構造に関する議論 (市川, 2000) は、そもそも現在の陸域に露出するそれらの地質体が東西日本で連続するとの前提に立っており、結論としてそれらを連続的に対比している。しかしながら、現在の東北日本と西南日本は陸域は連続していても島弧は中新世に大きくずれていることから、地表に露出する古い地質体のかなりの部分はそもそも連続しない (対比されない) と考えるべきであろう。本論の解釈に基づいた先新第三系基盤岩類の新たな対比について、それぞれの専門家に考察していただきたい。

ま と め

関東地方に分布する中新統の年代層序を整理するとともに、ボーリングによる関東平野下の基盤岩や海底地質・海底地形、さらにより広域の地質を勘案し、日本海拡大時期に形成された東北日本弧と西南日本弧の地質不連続として利根川構造線を再定義した。利根川構造線を介して東北日本弧側が西南日本弧側に対し大きく右ずれに変位していること、また両島弧の方向がほぼ直交していることを示した。そして、北部フォッサマグナの東縁は利根川構造線であるとし、北部フォッサマグナの厚い中新統は糸魚川—静岡構造線北半部と利根川構造線間の右横ずれリフト帯を埋積した地層であると考えた。さらに、銚子地域に露出するジュラ紀付加体である愛宕山層群が秩父帯ではなく八溝層群 (足尾帯) に帰属する可能性を提案し、さらに利根川構造線以北の銚子—筑波山間には、三波川帯および中央構造線が伏在しない可能性を示唆した。

謝 辞

本論をまとめるにあたって、産業技術総合研究所の柳沢幸夫博士には、中新世以降の日本列島地史について日頃より議論いただいている。また、同研究所の田中裕一郎博士ならびに渡辺真人博士には、関東地域の先新第三系の年代層序学的研究をまとめるにあたって始終世話になった。本研究は、研究

所内のセミナーおよび日本地質学会 2005 年学術大会等にて発表し、多くの地質研究者から建設的アドバイスをいただいた。とくに、産業技術総合研究所の中島 隆博士、斎藤 眞博士、宮崎一博博士、脇田浩二博士、ならびに静岡大学の新妻信明博士、宮崎大学の山北 聡博士、京都大学の山路 敦博士、東京大学の磯崎行雄博士には、それぞれの専門に基づき議論いただいた。最後に、本論を担当した高木秀雄編集委員には、論文投稿から掲載に至るまで絶え間なく励ましていただいた。上記の諸氏に心から深く感謝いたします。

文 献

- 足立久男・竹越 智・岡野裕一・小幡喜一・村松敏雄, 1998, 秩父堆積盆地における新第三系下部層のフィッシュトラック年代. 地球科学, **52**, 409-411.
- 秋元和實・渡辺其久男・小林巖雄, 1984, 新潟県・群馬県境南方の新第三系の浮遊性有孔虫化石層序. 日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨, 73.
- 天野一男・高橋浩之・立川孝志・横山健治・横田千秋・菊池 純, 1986, 足柄層群の地質—伊豆微小大陸の衝突テクトニクス—. 北村 信教授記念地質学論文集, 7-29, 東光印刷, 仙台.
- 青池 寛, 1999, 伊豆衝突帯の構造発達. 神奈川県博調査研報 (自然), no. 9, 111-151.
- 青島睦治, 1986, 樺山層の有孔虫化石. 栃木県立博紀要, no. 3, 39-46.
- 青島睦治, 1992, 鹿沼層群の化石. 栃木県立博紀要, no. 10, 1-9.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III and Aubry, M.-P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., et al., eds., *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*, SEPM Special Pub., **54**, 129-212.
- Blow, W. H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H. eds., *Proc. First International Conference on Planktonic Microfossils (Geneva, 1967)*, E. J. Brill, Leiden, 1, 199-421.
- 地質調査所, 1990, コンピューター編集による日本地質図, 1/2,000,000 地質編集図 22.
- 江藤哲人, 1989, 三浦半島北部逗子市池子地域の地質. 横浜国立大理科紀要 (第 2 類), no.36, 87-100.
- 江藤哲人・尾田太良・長谷川四郎・本田伸幸・船山政昭, 1987, 三浦半島中・北部の新生界の微化石生層序年代と古環境. 横浜国立大理科紀要 (第 2 類), no. 34, 41-57.
- 福田 理, 1964, 藤岡層序試論 (予報). 地質ニュース, no. 114, 1-10.
- 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.
- Hall, R., 2002, Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *Jour. Asian Earth Sci.*, **20**, 353-431.
- 林 広樹・笠原敬司・木村尚紀, 2006, 関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類. 地質雑, **112**, 2-13.
- Hayashi, H., Kurihara, Y., Horiuchi, S., Iwashita, T. and Yanagisawa, Y., 2003, Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Miocene sequence in the Iwadono Hills, central Japan: An integrated approach. *Palaios*, **18**, 176-191.
- 林 広樹・高橋雅紀, 2000, 栃木県烏山地域中新統荒川層群中部の浮遊性有孔虫化石生層序. 地質雑, **106**, 689-702.
- 林 広樹・高橋雅紀・柳沢幸夫・山水史生・渡辺真人・堀内誠示・長谷川四郎・笠原敬司, 2004, 千葉県南部鴨川中深層観測井の坑井地質と地質年代. 防災科研研報, **65**, 99-120.
- Hayashi, H., Yamaguchi, T., Takahashi, M. and Yanagisawa, Y., 2002, Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the upper Miocene Kubota Formation in the eastern Tanagura area, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **53**, 409-420.
- 比企団体研究グループ, 1989, 関東山地北東縁部の土塩層 (中新統) の塩原型動物群. 地球科学, **43**, 58-61.
- 星 博幸・高橋雅紀, 1996, 茂木地域に分布する前・中期中新世火山岩類の古地磁気層序と火山活動の時期. 地質雑, **102**, 573-590.
- 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.
- Hyodo, H. and Niitsuma, N., 1986, Tectonic rotation of the Kanto Mountains, related with the opening of the Japan Sea and collision of the Tanzawa Block since middle Miocene. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 335-38.
- 市川浩一郎, 2000, 西南日本の中・古生代の地層群: とくに中央構造線発生より前. 地団研専報, no. 49, 1-3.
- 入月俊明・高橋雅紀・田中裕一郎・尾田太良, 1990, 五日市盆地新第三系の地質と年代. 地質雑, **96**, 759-770.
- 石井基裕, 1962, 関東平野の基盤. 石技誌, **27**, 615-640.
- 石塚 治・星 博幸, 1997, 栃木県茂木地域に分布する前・中期中新世火山岩類の K-Ar 年代. 地質雑, **103**, 964-970.
- 磯見 博, 1968, 200 万分の 1 日本地質構造図. 地質調査所.
- 磯崎行雄・丸山茂徳, 1991, 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑, **100**, 697-761.
- 伊藤康人・渡辺真人, 2000, 八尾地域の前期中新世地磁気層序の精密化. 地調月報, **51**, 37-45.
- 岩田尊夫・平井明夫・稲葉士誌典・平野真史, 2002, 常磐沖堆積盆における石油システム. 石技誌, **67**, 62-71.
- 亀尾浩司・三田 勲・藤岡導明, 2002, 房総半島に分布する安房層群天津層(中部中新統〜下部鮮新統)の石灰質ナノ化石層序. 地質雑, **108**, 813-828.
- 蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀, 1991, 三浦・房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナノ化石年代および対比. 地質雑, **97**, 135-155.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編, 1991, 日本の新生界層序と地史. 地調報告, no. 274, 114pp.
- Kanomata, N., 1961, Geology of Yamizo, Torinoko, Toriashi mountain blocks and their geologic age. *Jour. Coll. Arts. Sci., Chiba Univ.*, **3**, 351-367.
- 鹿股信雄・千坂武志・渡辺貞夫・本城義敏, 1958, 銚子半島の地質学的研究. 「日本の後期中生界」研究連絡誌, no. 7, 96-104.
- 糟谷正雄・高橋雅紀, 1988, 群馬県北部月夜野町地域, 中新世凝灰岩の放射年代. 地質雑, **94**, 129-132.
- 小林貞一・大塚弥之助, 1938, 西南日本地体構造と中生代古地理に関する一考証(その 7). 地質雑, **45**, 392-400.
- 小池美津子・武井明朔・下野敏弘・町田二郎・秋元和實・橋屋功・吉野博厚・平社定夫, 1985, 岩殿丘陵の中新統・都幾川層群. 地質雑, **91**, 665-677.
- 駒澤正夫・広島俊男・石原丈実・村田泰章・山崎俊嗣・上嶋正人・牧野雅彦・森尻理恵・志知龍一・岸本清行・木川栄一, 1999, 100 万分の 1 日本重力図(ブーゲー異常). 地質調査所. 14pp.
- 小竹信宏, 1997, 安房地域の地質. 千葉県自然誌, 本編 2, 千葉県の大, 101-123, 千葉県.
- 小山真人, 1991, 古地磁気からみたフィリピン海の構造発達史. 地学雑, **100**, 628-641.
- Kurihara, Y., 2003, First occurrence of the gastropod genus *Conus* from the Miocene Yabutsuka Formation, Gunma Prefecture, central Japan, with systematic catalogue of the Miocene Conidae in Japan. *Bull. Gunma Mus. Natur. Hist.*, no. 7, 11-18.
- 栗原行人・堀内誠示・柳沢幸夫, 2003, 埼玉県岩殿丘陵地域に分布する中新統の岩相層序と珪藻・石灰質ナノ化石層序. 地質雑, **109**, 215-233.
- 米谷盛寿郎・井上洋子・秋葉文雄, 1981, 6. 鹿島灘. 土 隆一編, 日本新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料「統編」, 13-17.
- 間嶋隆一, 1989, 埼玉県中央部, 荒川から岩殿丘陵にかけて分布する新第三系の層序. 静岡大地球科学研報, no. 15, 1-24.
- Majima, R. and Takahashi, M., 1987, Miocene Molluscs from the Kozono Formation, Saitama Prefecture, central Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S.*, no. 148, 246-255.
- 牧本 博・竹内圭史, 1992, 寄居地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136p.
- Matoba, Y., 1967, Younger Cenozoic foraminiferal assemblages from the Choshi district, Chiba Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Second Ser. (Geol.)*, **38**, 221-263.
- 望月勝海, 1950, 東北日本・中央日本の関東対曲. 地質雑, **56**, 285.
- 中島正志・沢田順弘・中川登美雄・林 昌代・板谷徹丸, 1990, 福井県北部新第三系の K-Ar 年代と古地磁気-西南日本ブロックの回転に関して. 岩鉱, **85**, 45-59.
- 中尾誠司・小竹信宏・新妻信明, 1986, 房総半島南部石堂地域の地質. 静岡大地球科学研報, **12**, 209-238.
- 新妻信明, 1976, 房総半島における古地磁気層位学. 地質雑, **82**, 163-181.
- 新妻信明, 1985, 変動している日本列島. 科学, **55**, 53-61.
- 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**, 53-61.
- 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帯構造の復元. 北村信教授記念地質学論文集, 289-296.
- 野村正弘・大平寛人, 2002, 群馬県富岡層群中に挟在する中新世原田篠・塩畑凝灰岩のフィッシュ・トラック年代. 群馬県立自然史博研報, **6**, 75-80.
- 野村隆光, 1986, 岐阜県南東部, 中新統蜂谷累層の地質(予報)と K-Ar 年代. 地質雑, **92**, 73-76.
- 小川琢治, 1899, 日本群島地質構造論. 地質雑, **11**, 413-423, 475-505, 537-50, 685-695, 810-812.
- 大石雅之・高橋雅紀, 1990, 群馬県高崎地域に分布する中新統一とくに庭谷不整合形成過程について. 東北大地質古生物研報, no. 92, 1-17.
- 岡田尚武・斎藤和男・金子 満, 1991, 三浦層群の石灰質ナノプランクトンと凝灰岩鍵層の K-Ar 年代. 月刊地球, **13**, 117-126.
- Okino, K., Ohara, Y., Kasuga, S. and Kato, Y., 1999, The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and the history of the marginal basins. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2287-2290.
- 奥平敬元・大友幸子・早坂康隆, 2000, 領家変成帯からみた白亜紀西南日本のテクトニクス. 地団研専報, no. 49, 67-80.
- 大森昌衛・堀越和衛・鈴木康司・藤田至則, 1953, 阿武隈山地西南縁の棚倉破砕帯について. 地質雑, **59**, 217-223.
- 太田英将・石黒 均・岩崎 悟・新妻信明, 1986, 丹沢山地東部の地質. 静岡大地球科学研報, **12**, 153-189.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1985, Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc. *Nature*, **317**, 603-604.
- 大概憲四郎, 1975, 棚倉破砕帯の地質構造. 東北大地質古生物研報, no. 76, 1-70.
- Otsuki, K., 1990, Westward migration of the Izu-Bonin Trench, northward motion of the Philippine Sea Plate, and their relationships to the Cenozoic tectonics of Japanese island arcs. *Tectonophysics*, **180**, 351-367.
- 斎藤実篤, 1992, 房総半島南部の新生界の層位学的研究. 東北大地質古生物研報, no. 93, 1-37.
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗・亀尾浩司, 1988, 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序 その 4: 総括-太平洋側および鮮新統/更新統境界の模式地との対比. 石技誌, **53**, 475-491.
- Seno, T. and Maruyama, S., 1984, Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, **102**, 53-84.
- 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.
- 鹿間時夫・鈴木茂樹, 1972, 千葉県銚子半島の地質-白亜系を中心として. 横浜国立大理科紀要, 2 類, **19**, 133-157.
- 島本昌憲・林 広樹・鈴木紀毅・田中裕一郎・斎藤常正, 1998, 福島県東部棚倉地域に分布する新第三系の層序と微化石年代. 地質雑, **104**, 296-312.
- 須藤 齊・高橋雅紀・柳沢幸夫, 2002, 群馬県藤岡市鮎川セクションの中部中新統珪藻化石層序-とくに珪藻生層準 D55 と ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代との対応-. 地質雑, **108**, 746-760.
- 鈴木宏芳, 2002, 関東平野の地下地質構造. 防災科研研報, no. 63, 1-19.
- 鈴木宏芳・堀内誠示, 2002, 関東平野の深層観測井地質試料のナノ化石分析・防災科研研究資料, no. 225, 1-71.
- 鈴木宏芳・小村健太郎, 1999, 関東地域の孔井データ資料集. 防災科研研究資料, no. 191, 1-80.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂, 1990, 那古地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 48p.
- Takagi, H. and Arai, H., 2002, Restoration of exotic terranes along the Median Tectonic Line, Japanese Islands: overview. *Gondwana Res.*,

- 6, 657-668.
- 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, 1992, 中部日本の新第三紀テクトニクスにおける中新世秩父盆地の地質学的位置. 埼玉県自然史博研報, no. 10, 29-45.
- 高橋雅紀, 2003, “N.8 層”と“post N.8 層”に二分される関東地域の新第三系—庭谷不整合のテクトニクス—. 日本地質学会関東支部シンポジウム「関東地方の地質—最新成果と今後の課題—」講演要旨集, 11-14.
- 高橋雅紀・林 広樹, 2004, 群馬県富岡地域に分布する中新統の地質と複合年代層序. 地質雑, **110**, 175-194.
- Takahashi, M., Hayashi, H., Danhara, T., Iwano, H. and Okada, T., 2001, K-Ar and fission track ages of the Kt-1 Tuff in the Miocene marine sequence in the Tanagura area, Northeast Japan. *Jour. Japan. Assoc. Petrol. Technol.*, **66**, 311-318.
- 高橋雅紀・星 博幸, 1996, 栃木県茂木地域に分布する中川層群の地質年代とテクトニックな意義. 地調月報, **47**, 317-333.
- Takahashi, M., Hoshi, H. and Yamamoto, T., 1999, Miocene counterclockwise rotation of the Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Tectonophysics*, **306**, 19-31.
- 高橋雅紀・大友育也・齋藤和男, 1991a, 群馬県東部金山地域に分布する溶結凝灰岩の K-Ar 年代. 地調月報, **42**, 167-173.
- Takahashi, M. and Saito, K., 1997, Miocene intra-arc bending at arc-arc collision zone, central Japan. *Island Arc*, **6**, 168-182.
- 高橋雅紀・斎藤和男・梅津浩之, 1991b, 群馬県北部水上地域に分布する中新統の地質と年代. 地球科学, **45**, 435-452.
- 高橋雅紀・須藤 斎・大木淳一・柳沢幸夫, 2003, 千葉県銚子地域に分布する中新統の年代層序. 地質雑, **109**, 345-360.
- 高橋雅紀・柳沢幸夫, 2003, 群馬県太田地域, 金山丘陵に分布する海成中新統の層序と年代. 地質雑, **109**, 648-660.
- 高橋雅紀・柳沢幸夫, 2004, 埼玉県比企丘陵に分布する中新統の層序—複合年代層序に基づく岩相層序の総括—. 地質雑, **110**, 290-308.
- Takahashi, M., Yanagisawa, Y. and Okada, T., 2004, K-Ar ages of the Okuda and Shogunzawa Tuff beds in the Miocene marine sequence in the Iwadono Hills, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Petrol. Technol.*, **68**, 284-290.
- 高山俊昭・金子 稔・田中宏之, 1986, 石灰質ナノ化石からみた赤谷層の地質時代. 群馬県立歴史博紀要, no. 7, 1-16.
- 武井明朔, 1976, 東西日本の境界地域に関する研究史. 地質学論集, no. 13, 3-14.
- Takei, K., 1985, Development of the Cretaceous sedimentary basin of the Sanchu Graben, Kanto mountains, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **28**, 1-44.
- 田中裕一郎・高橋雅紀, 1998, 栃木県烏山地域に分布する中新統荒川層群下部の石灰質ナノ化石層序. 地質雑, **104**, 779-793.
- 徳橋秀一・壇原 徹・岩野秀樹, 2000, 房総半島安房層群上部の 8 凝灰岩のフィッシュントラック年代. 地質雑, **106**, 560-573.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y., 2005, Refined early to middle Miocene diatom biochronology for the middle- to high-latitude North Pacific. *Island Arc*, **14**, 91-101.
- 八木信幸・石垣武久, 1993, 秩父盆地の新第三系秩父町層群から産出する小型有孔虫化石群集. 山梨大教育研報, no. 44, 55-60.
- 矢島敏彦, 1981, 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造. 地質学論集, no. 20, 187-206.
- 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, 2002, 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. 地震研報, **77**, 249-266.
- 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, 179-191.
- 山下 昇編著, 1995, フォッサマグナ, 東海大学出版会, 310p.
- 柳沢幸夫, 2003a, 栃木県烏山地域に分布する中新統荒川層群上部の珪藻化石—その 1. 珪藻化石層序—. 地調研報, **54**, 1-13.
- 柳沢幸夫, 2003b, 常磐地域の第三系の層序. 「統合国際深海掘削計画 (IODP) による常磐・三陸沖掘削に関する企画調査」(研究代表者:長谷川卓), 平成 14 年度科研費研究報告書, 227-246.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998, Revised Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **106**, 395-414.
- 柳沢幸夫・山口龍彦・林 広樹・高橋雅紀, 2003, 福島県東棚倉地域に分布する上部中新統久保田層の海生珪藻化石層序と古環境. 地調研報, **54**, 29-47.
- 吉田 尚, 1981, 東北日本の先新第三紀地体構造について. 構造地質研究会誌, no. 26, 3-29.
- 吉川敏之, 1998, 栃木県宇都宮地域に分布する新第三系の地質と層序. 地質雑, **104**, 346-356.
- 吉川敏之, 2005, 栃木県塩原地域の中新統鹿股沢層の堆積環境変化と年代. 地質雑, **111**, 39-49.
- 吉川敏之・高橋雅紀・岡田利典, 2001, 足尾山地東縁部に分布する中新世火山岩類の K-Ar 年代. 地質雑, **107**, 41-45.
- 吉岡敏和・滝沢文教・高橋雅紀・宮崎一博・坂野靖行・柳沢幸夫・高橋 浩・久保和也・関 陽児・駒澤正夫・広島俊男, 2001, 20 万分の 1 地質図幅「水戸」(第 2 版), 地質調査所.

(要 旨)

高橋雅紀, 2006, 日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界. 地質雑, **112**, 14—32. (Takahashi, M., 2006, Tectonic boundary between Northeast and Southwest Japan Arcs during Japan Sea opening. *Jour. Geol. Soc. Japan*. **112**, 14—32.)

関東地方に分布する中新統の地理的および年代層序学的分布を総括し, 現在の利根川を挟んで岩相, 層厚, 地質構造, 堆積様式, 構造方向等に顕著な不連続を認めた. この地質学的不連続は, 西は赤城山の南麓下から伊勢崎と太田および館林の間を通り, さらに利根川に沿って柏付近から東方へ成田と竜ヶ崎の間に延び, さらに多古の北東付近で南東に向きを変え, 銚子の南の片貝海底谷へと延びる伏在断層である. この断層を挟んで東北日本弧と西南日本弧が大きく斜交しつつ接しており, その起源は前期中新世の日本海拡大大時期に形成されたものと考えられる. 断層に沿って相対的に東北日本弧が海溝側(東側)に数 10 km 以上ずれており, また断層の西半部では落差の大きい南落ちの断層として, 平野側に厚い海成層を堆積させている. この断層をもって, 従来の利根川構造線を再定義した.