

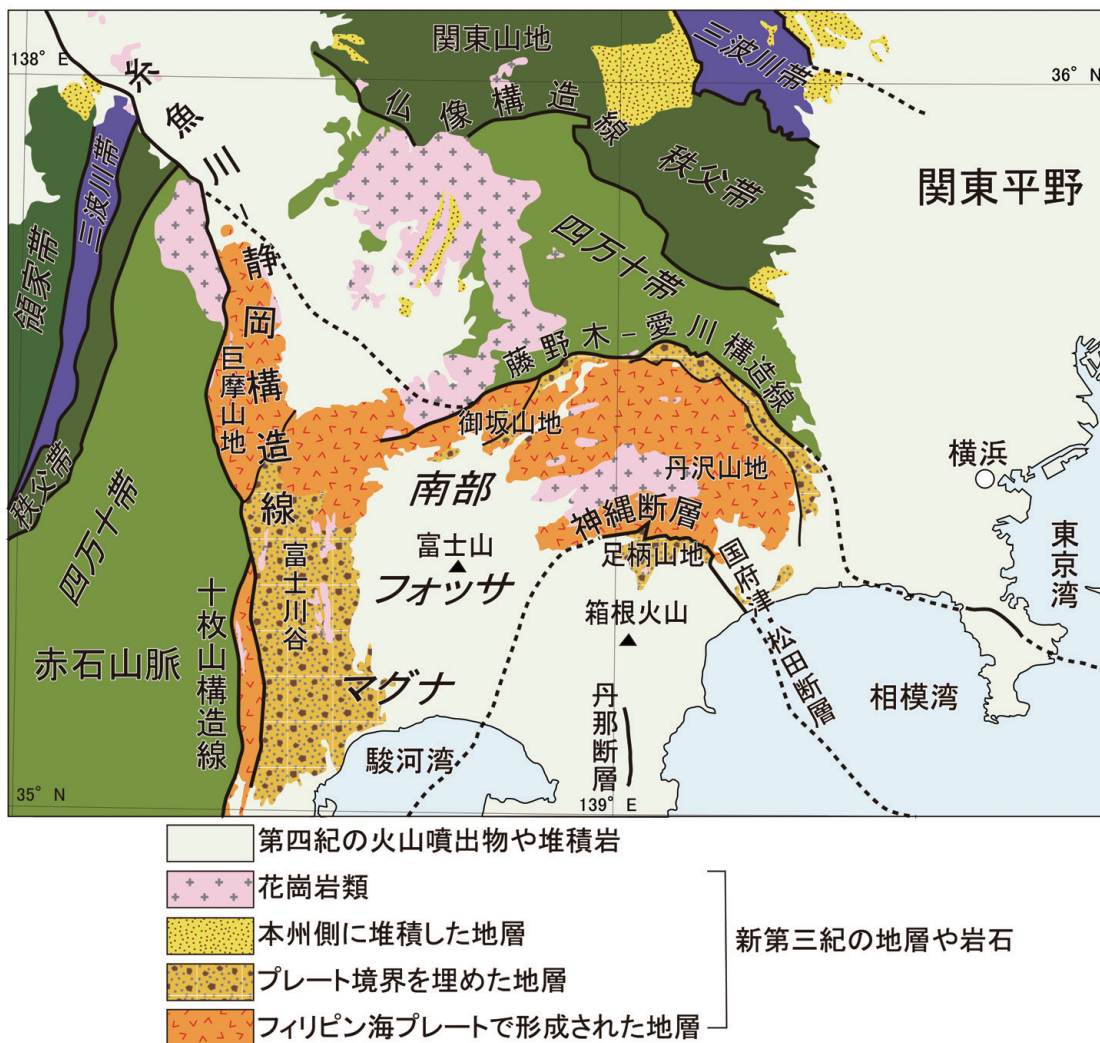
東西日本の地質学的境界 【第二話】見えない不連続

高橋雅紀¹⁾

1. 関東山地の帰属

九州から続く西南日本外帯の帯状配列は赤石山地で北に大きく屈曲したあと、糸魚川 - 静岡構造線を越えて関東山地に入ると、今度は西北西 - 東南東方向に延びている。赤石山地と関東山地の地帯配列が漢字の“八の字”状に湾曲しているのは、フィリピン海プレートの運動により伊豆 - 小笠原弧が北上して、1,500 万年前から現在に至る

まで本州中央部に衝突し続けてきたからである (Matsuda, 1978 ; Niitsuma and Matsuda, 1985 ; Amano, 1991 等)。赤石山地と関東山地に挟まれた範囲には、衝突した伊豆 - 小笠原弧の火山岩類や深成岩類と、衝突された側である関東山地から供給された大量の土砂が厚く堆積している、南部フォッサマグナ (South Fossa Magna) と呼ばれている (第 1 図)。南部フォッサマグナでは、数百万年前には丹沢ブロックが関東山地に衝突・付加し (Hyodo and



第 1 図 南部フォッサマグナ周辺地域の地質図 (藤岡・平田, 2014 より作成)。

1) 産総研 地質調査総合センター地質情報研究部門

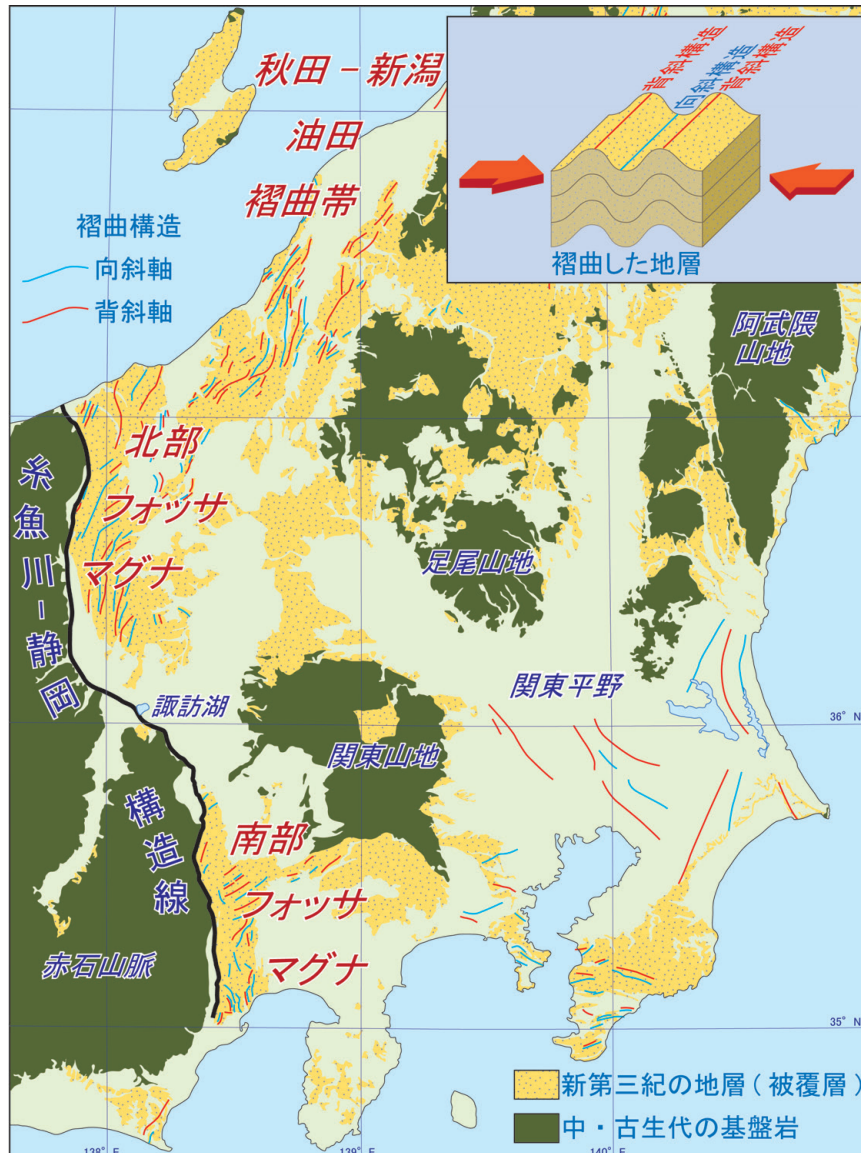
キーワード：関東山地, 西南日本外帯, 中央構造線, 三波川変成帯

Niitsuma, 1986), 現在は伊豆半島が丹沢山地に衝突し続けている(天野ほか, 1986). 南部フォッサマグナは, 世界的にも稀な島弧と島弧の衝突帯である.

一方, 諏訪湖から北側にも厚い新生界が分布しており, 北部フォッサマグナ(North Fossa Magna)と呼ばれている(第2図). 北部フォッサマグナの厚い海成層は, そのまま北に東北日本弧の背弧堆積盆である新潟-秋田油田褶曲帯へと連続するが, 境界は明瞭ではない. 北部フォッサマグナを埋積した地層は, 下部の火山岩から上部の海成層へ至る一連の層序を示し, 大局的には東北日本の新第三系に対応するが, タービダイトで特徴づけられる海底扇状地堆積物が発達するなどの相違がある. 東北日本の脊梁地域と同様に深成岩の貫入や各種の火山噴出物も発達するが, それらは伊豆-小笠原弧の火成活動に由来するものではない.

このように, ナウマンによって発見・命名されたフォッサマグナは, 現在では成因の全く異なるふたつの領域に分けて考えられている. したがって, フォッサマグナの西縁である糸魚川-静岡構造線(矢部, 1918)は, 現在ではひとつつながりの断層(構造線)とされているが, 初生的には東に傾斜したリフト縁の正断層である北半分と, 西に傾斜したかつてのプレート沈み込み境界である南半分に区別すべきであろう. 傾斜も成因も全く異なるふたつの断層が今日の東西圧縮応力場のもとで再活動し, 諏訪湖付近の横ずれ断層によって連結されているのが糸魚川-静岡構造線である.

他方, フォッサマグナの東縁がどこにあるのか, 日本の地質学の歴史において長年に亘って議論されてきたが, 未解決の問題であった(武井, 1976に詳しい). 南部フォッサマグナの変形した厚い地層の成因を考慮するならば, 南



第2図 本州を縦断するフォッサマグナ (藤岡・平田, 2014より作成).

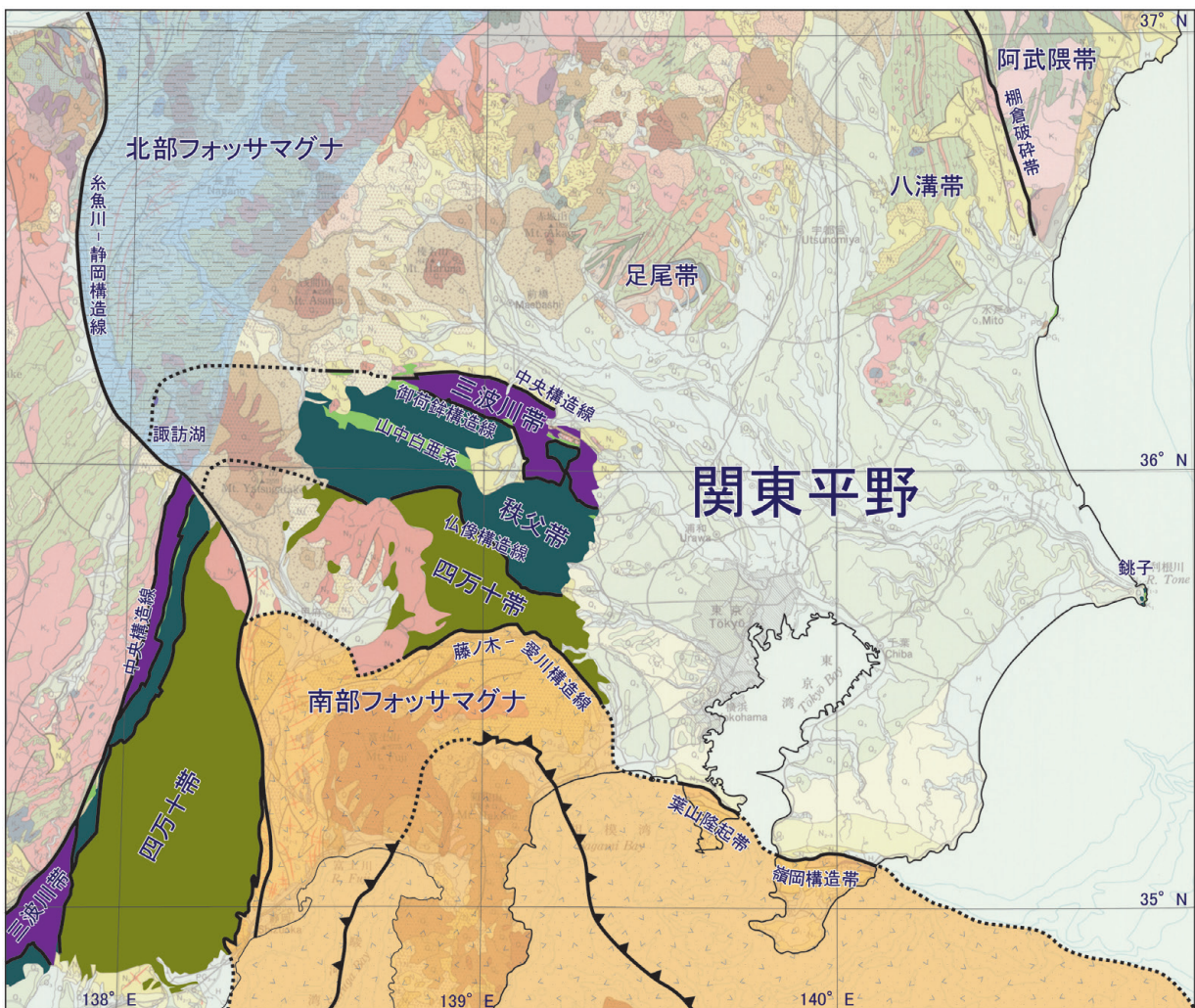
部フォッサマグナの東縁は関東山地の西側に伏在し、関東山地(四万十帯)と丹沢山地(丹沢層群)の境界である藤ノ木-愛川構造線(篠木・見上, 1954)から相模川付近を大磯丘陵の東まで南下したあと、葉山層群が露出する江ノ島から三浦半島の葉山隆起帯、さらに、東方に房総半島の嶺岡構造帯へ続くと考えられる(第3図)。この境界は、1,500万年前に関東地方に沈み込みを開始したフィリピン海プレートと、上盤であるユーラシアプレートとの境界である。

もちろん現在では、プレート境界は丹沢ブロックの衝突に伴って、伊豆半島との境である^{かなわ}神縄断層および国府津-松田断層にシフトしている。そして、地質学的に近い将来に伊豆ブロックが完全に付加すると、プレート境界はさらに南方の銭州海嶺の北縁にジャンプすると予想される。南部フォッサマグナの東縁は、太平洋プレートの沈み込みに伴う付加体(四万十帯)とフィリピン海プレートの沈み込みに起因する付加体との境界と定義されよう。とすると、

南部フォッサマグナの西縁は厳密には糸魚川-静岡構造線ではなく、その西側を併走する十枚山構造線が適切である(第1図)。

これに対し、北部フォッサマグナの東縁については様々なモデルが提唱されてきたが、いずれも説得力に欠く。その理由は、北部フォッサマグナの東縁が第四紀の火山噴出物や堆積物によって完全に被覆されていることに起因するが、それ以上に、そもそも北部フォッサマグナの成因が不明だからである。非常に厚い地層が分布する範囲が北部フォッサマグナであるが、その定義如何によって境界線の引き方が異なってしまう。換言するなら、北部フォッサマグナの成因とその東縁問題は表裏一体の問題であって、両方を同時に明らかにしなければならない。本論の後半で議論するように、関東平野の利根川付近に伏在する利根川構造線が、北部フォッサマグナの東縁であると私は考えている(高橋, 2006)。

さて、フォッサマグナについて概要を述べたが、西南日



第3図 西南日本外帯の地帯配列を分断するフォッサマグナ。関東対曲構造と呼ばれる地帯配列の大屈曲は、過去1,500万年間に亘って伊豆-小笠原弧が南部フォッサマグナに衝突し続けたからである。地質調査所(1992)の地質図を基図として作成。

本外帯の帯状配列はフォッサマグナによって分断された後に、関東山地で再び地表に現れている(第3図)。三波川帯は、赤石山地で分布幅が非常に狭くなったり、あるいはところどころ分布が途切れているが、関東山地では再び分布幅を広げ、関東平野の第四系に被覆されるまで連続して露出している。そして、その南側にはジュラ紀付加体である秩父帯が、さらに白亜紀以降の付加体である四万十帯が分布し、明瞭な帯状配列が認められる。したがって、関東山地は間違いなく西南日本外帯に帰属する。

このように、赤石山地と関東山地で帯状配列の連続性が保持されていることから、先新第三系地体構造の議論や東西日本の境界に関する考察において、フォッサマグナの存在を深く考慮する必要はないであろうと考えられてきた。問題となる先新第三系基盤岩類の帰属という意味では、フォッサマグナは西南日本の内部に形成されたことに異論を挟む地質研究者はほとんどいないからである。

2. 関東平野下の不連続

関東山地と足尾山地との間に基盤岩類を分断する地質学的不連続が存在することは、本邦地質学の歴史における早い段階から指摘されてきた。例えば、関東山地は西南日本表帯(外帯)の赤石山地に連続すべきものであり、一方、阿武隈山地は西南日本裏帯(内帯)に相当すると小川琢治が論じたのは19世紀末であった(小川, 1899)。その根拠は、九州から関東山地まで連続する西南日本外帯の明瞭な帯状配列が、関東平野を越えると、北側の足尾山地や八溝山地には全く認められないからである(第4図)。そして、西北西-東南東に延びる関東山地の地帯配列と、おおよそ南北方向の基盤構造と考えられる東北日本が、利根川中流低地帯を挟んでほとんど直交しているからである(小林・大塚, 1938)。



第4図 関東山地と足尾山地の基盤構造の相違 (中野ほか, 1998; 尾崎ほか, 2002; 須藤ほか, 1991; 坂本ほか, 1987をもとに作成)。三波川帯、秩父帯、四万十帯からなる帯状配列が明瞭な関東山地では、ジュラ紀付加体である秩父帯の中のチャートブロック(オレンジ色で塗色)も西北西-東南東方向に配列している。一方、同じジュラ紀付加体からなる足尾帯は湾曲した地質構造を示し、利根川に沿って地質学的不連続が推定されてきた。

小林・大塚(1938)は、東北日本が関東山地に対して大きく東方(太平洋側)に移動した際の水平横ずれ断層帯として、利根川に沿う関東構造線帯(関東構造線)を想定した。ただし、関東構造線帯を変位量が非常に大きい幅のある横ずれ破碎帯と考え、銚子の基盤岩類が破碎帯内部に含まれる場合も考えられるとし、銚子の帰属については必要を認めないとして議論していない。ただし、Kobayashi(1941)は東北日本の阿武隈山地に領家帯と三波川帯が延長されると考えており、西南日本の地帯配列が関東構造線によって一旦は分断されてはいるものの、西南日本の地帯配列は東北日本にも連続すると考えていたようである。

より詳細な地質調査がなされている今日では、関東山地と足尾山地や八溝山地との間の地質学的不連続はさらに明瞭である。西南日本外帯の秩父帯に含まれる無数の石灰岩やチャートなどの巨大な岩塊は、西南日本外帯の帯状配列とほぼ並行に延びるが、同様の岩相組み合わせからなる足尾帯や八溝帯に含まれる異質ブロックは緩く湾曲した配列を示し、両者には明瞭な地質構造の差が認められる。例えば、足尾山地では石灰岩の巨大なブロックが馬蹄形に分布している。巨視的には、緩く湾曲した石灰岩の巨大なブロックが、ジュラ紀付加体の基質である砂岩や泥岩に対して低角度の姿勢で取り込まれていることを示唆する。石灰岩だけでなくチャートや海洋底玄武岩等の緑色岩ブロックも、巨視的には石灰岩ブロックと同様に馬蹄形の分布を示し、低角度の地質構造を示している。

これに対し、関東山地の秩父帯では北に急傾斜した地質構造が卓越し、地質図では西北西-東南東方向に連なる巨大な異質ブロック列が明瞭である。周知のように、西南日本外帯の秩父帯は北から北帯、中帯、および南帯に区分されているが、先ジュラ系や古期深成岩・変成岩体で特徴づけられる中帯は黒瀬川帯とよばれている。関東山地では黒瀬川帯を特徴づける先ジュラ系の分布が非常に断片的で、境界断層に沿って蛇紋岩が貫入する^{さんちゅう}山中地溝帯の非変成山中層群(下部白亜系)分布域が秩父中帯に相当すると考えられている。西北西-東南東方向に連続する山中地溝帯が秩父中帯(黒瀬川帯)であるとすると、それはまさに西南日本外帯の直線的な地帯配列に合致する。

関東山地では、山中地溝帯の南側が秩父南帯とされている。秩父南帯では高角度で北に傾斜する構造が卓越するので、地質図にはチャートや石灰岩ブロックが直線状に連なって示されている。一方、山中地溝帯の北側は秩父北帯とされるが、その地質構造は低角度の断層を介して重なったパイルナップ構造であると考えられている。したがって、地質構造を考慮するならば、足尾帯は低角度の構

造が支配する秩父北帯に類似するが、その場合、その内帯側(北ないし西)には三波川変成岩が分布するはずなので、足尾帯が西南日本外帯に対応するとは考えられない。すなわち、基盤岩類の地質構造の不連続だけでなく、三波川帯およびその北縁である中央構造線が関東山地以北で発見されないことが、東西日本の地質学的不連続の決定的論拠となっている。

このように、関東山地では三波川帯、秩父帯、四万十帯の帯状配列だけでなく、秩父帯に分布する下部白亜系山中層群の分布域(黒瀬川帯)や、ジュラ紀付加体中の巨大な異質ブロックの分布方向など、西北西-東南東方向の直線的な地質構造が明瞭であり、湾曲構造が顕著な足尾山地とは明らかに地質構造が不連続である。関東山地と足尾山地の間の利根川中流低地帯は第四系によって被覆されているために、両山地の基盤構造の不連続境界を直接観察することはできないが、第四系の地下深部には基盤構造を切断する規模の大きな断層(構造線)が伏在するのは確実である。そのような断層として、関東構造線(小林・大塚, 1938)とか利根川構造線(望月, 1950)、あるいは柏崎-銚子線(山下, 1970)などの推定断層が古くから想定されてきた。付加体の概念が存在せず、地向斜の考え方で日本列島の地質構造発達史を解釈していた当時でも、関東山地と足尾山地の間の地質学的不連続の存在は、本邦地質学の第一級の問題であったわけである。

少なくとも20世紀初頭には、西南日本外帯が足尾山地や八溝山地の基盤岩類にそのまま連続しないことが認識されていたが、今日の地質学的視点に立脚するとその判断がより鮮明となる。西南日本を内帯と外帯に二分する中央構造線は、白亜紀の高温型変成帯である領家帯と高圧型変成帯である三波川帯の境界断層である。全く形成場の異なるふたつの変成帯が、現在では断層を介して接しているわけだから、中央構造線の成因や運動史は、日本列島の地質構造発達史の中核を成すものと多くの地質研究者は考えてきた。

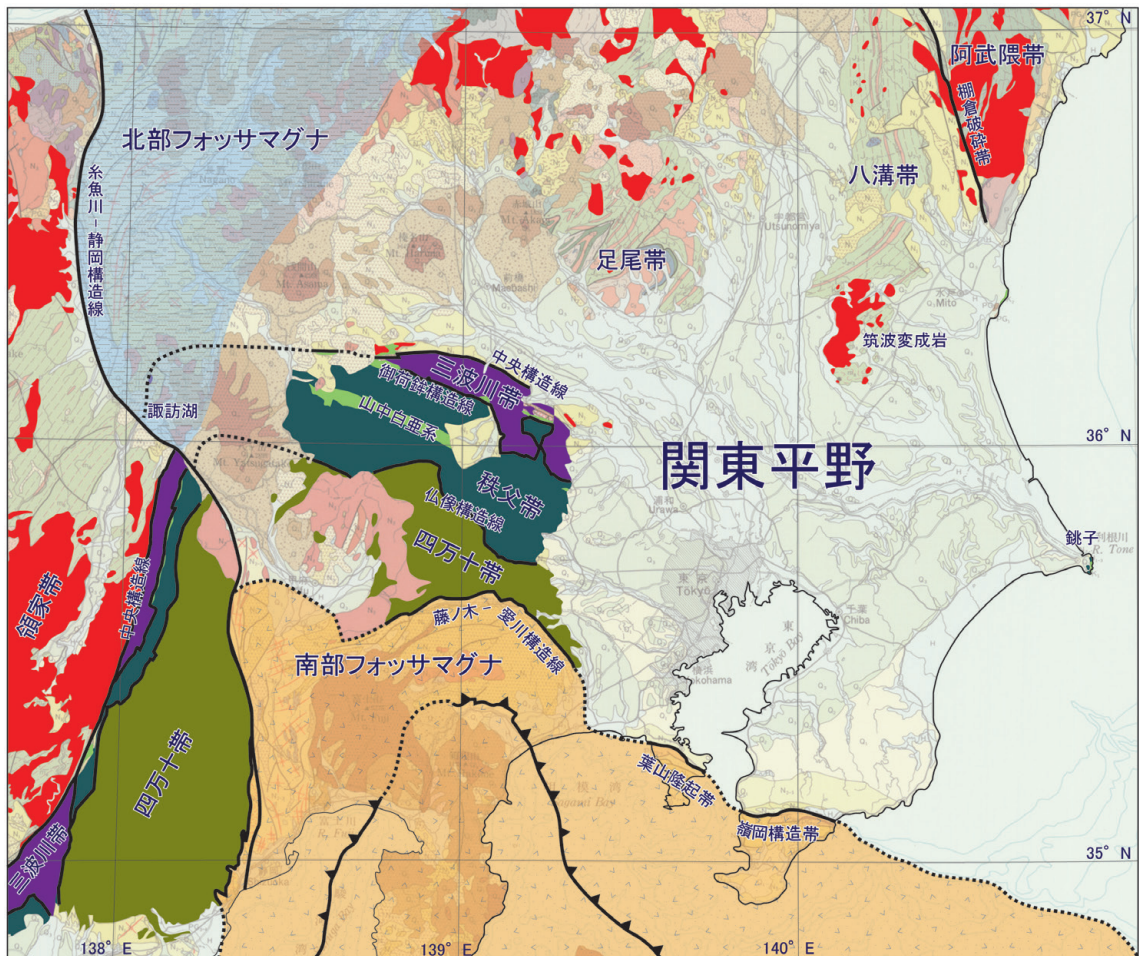
四国や紀伊半島、中部地方では領家変成岩と三波川変成岩が断層を境に接している露頭が多く確認されており、中央構造線は九州東部から四国、さらに紀伊半島を横切り、赤石山地を北上して諏訪湖までほぼ連続して追跡される。一方、関東山地では三波川変成岩と新第三系が断層で接している場合がほとんどで、領家帯との直接的な関係を確認できる露頭は皆無に等しい。しかしながら、白亜紀の花崗岩やその変成岩からなる領家帯の岩石と、高圧型変成岩である三波川帯の結晶片岩を野外で区別することは比較的容易であることから、中央構造線の断層露頭そのものが確認

されなくとも、花崗岩類の露出域と結晶片岩の露出域の間に中央構造線が存在していると判断されている。関東山地の北縁に推定されている中央構造線は、そのほとんどがこのような根拠でトレースされている。

このように、西南日本の外帯と内帯を区別する根拠として、三波川変成岩（結晶片岩）と領家花崗岩・変成岩が野外で確認されることが重要である。言い換えるならば、白亜紀花崗岩・変成岩類が野外で確認されれば、少なくともその場所は三波川帯ではなく領家帯であろうと地質研究者は判断するであろうし、結晶片岩が確認されれば三波川帯であると結論づける。中央構造線は領家変成岩と三波川変成岩との境界断層であるが、断層そのものが単独で存在しているわけではなく、断層面を挟んだ両側の物質とセットで存在し規定される。例えば、断層の両側がいずれも白亜紀花崗岩であったなら、それは領家帯の中のひとつの断層であって、中央構造線とは呼ばないであろう。中央構造線を規定するためには、領家花崗岩・変成岩と三波川変成岩の両方の存在が必須なのである。

さて、このような視点を持って地質図を眺めると、足尾帯や八溝帯が西南日本の外帯には相当しないことが明らかであろう。足尾山地や八溝山地、あるいは筑波山周辺には白亜紀末期から古第三紀初頭の花崗岩類が貫入しているので、それらが皆無である西南日本外帯に対比されることはあり得ない（第5図）。さらに、阿武隈山地や北上山地の地質を概観すれば、足尾山地や八溝山地だけでなく、東北日本の陸域はすべて西南日本の外帯ではなく内帯に相当すると予想される。とすると、西南日本外帯である関東山地の北側に、西南日本内帯に相当する足尾山地や八溝山地、さらに阿武隈山地が位置していることから、関東山地に対して東北日本の陸域が東方に大きくずれていることになる。

このように、ナウマン以来議論されてきた東西日本の地質学的境界は、長年に亘って利根川付近に推定されてきた。ところがその後、日本列島の中・古生界は、阿武隈山地と八溝山地の間の棚倉破碎帯を境に東北日本と西南日本に区分されるとする考えが広まった。関東構造線や利根川構造



第5図 関東地方周辺域の基盤岩類の地帯区分。西南日本外帯の明瞭な帯状配列は関東山地まで連続するが、足尾山地や八溝山地の基盤構造とはほとんど直交しているため、両地域の間には地質学的不連続（断層）が伏在していなければならない。

線などは、第四系によって被覆されているため地表では全く確認することができない推定断層である。これに対し、野外で直接観察される棚倉破碎帯に沿っては、中央構造線と同様に地下深部の剪断帯に特徴的なマイロナイトが形成され、白亜紀の大規模な左横ずれ剪断帯であることが構造地質学的に明らかにされた。その結果、棚倉破碎帯は東北日本の地質における第一級の断層であり、西南日本の中央構造線に匹敵する大断層であると考えられるようになった。そして、棚倉破碎帯こそ東西日本の地質学的境界であるとする考えが、日本の地質研究者に受け入れられる。その要因として、関東平野のボーリング調査により掘削された基盤岩と、銚子にわずかに露出する先新第三系基盤岩類が重要な役割を演じることとなる。(第三話につづく)

文 献

- Amano, K. (1991) Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in central Japan. *Modern Geol.*, **15**, 315-329.
- 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.
- 地質調査所 (1992) 100 万分の 1 日本地質図 第 3 版. 地質調査所.
- 藤岡換太郎・平田大二, 編著 (2014) 日本海の拡大と伊豆弧の衝突 - 神奈川の大地の生い立ち. 有隣新書, 191pp, 有隣堂.
- 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**, 335-348.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa Orogenic Cycle and its bearing on the origin of the Japanese Island. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, II, **5**, 219-578.
- 小林貞一・大塚弥之助 (1938) 西南日本地帯構造と中生代古地理に関する一考証 (その 7). *地質学雑誌*, **91**, 665-677.
- Matsuda, T. (1978) Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Jour. Phys. Earth*, **26**, Suppl., S 409-S 412.
- 望月勝海 (1950) 東北日本・中央日本の関東対曲. *地質学雑誌*, **56**, 285.
- 中野 俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井 彰・濱崎聡志・広島俊男・駒澤正夫 (1998) 20 万分の 1 地質図幅「長野」. 地質調査所.
- Niitsuma, N. and Mastuda, T. (1985) Collision in the South Fossa Magna area, central Japan. *Recent Prog. Natural Sci. Japan*, **10**, 41-50.
- 小川琢治 (1899) 日本群島地質構造論. *地質学雑誌*, **11**, 413-423, 475-505, 537-560, 685-695, 810-812.
- 尾崎正紀・牧本 博・杉山雄一・三村弘二・酒井 彰・久保和也・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (2002) 20 万分の 1 地質図幅「甲府」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 篠木嶺二・見上敬三 (1954) 丹沢山塊東北部の構造について. 東京教育大学地質学鉱物学教室研究報告, no. 3, 117-123.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢昭・岡 重文 (1987) 20 万分の 1 地質図幅「東京」. 地質調査所.
- 須藤定久・牧本 博・秦 光男・宇野沢昭・滝沢文教・坂本 亨・駒澤正夫・広島俊男 (1991) 20 万分の 1 地質図幅「宇都宮」. 地質調査所.
- 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. *地質学雑誌*, **112**, 14-32.
- 武井暁朔 (1976) 東西両日本の境界地域に関する研究史. *地質学論集*, no. 13, 3-14.
- 矢部長克 (1918) 糸魚川 - 静岡線. *現代之科学*, **6**, 147-150.
- 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.

TAKAHASHI Masaki (2016) Geological problem for the tectonic boundary between Northeast and Southwest Japan -Invisible discontinuity-.

(受付: 2016 年 4 月 4 日)