

東西日本の地質学的境界

【第四話】関東平野下の地帯配列

高橋雅紀¹⁾

1. 関東平野下の基盤岩

関東山地の秩父帯が関東平野の厚い第四系の下に一旦隠れた後、銚子で再び地表に現れるとする解釈は、関東平野で行われたボーリング調査によってさらに確定的となった(第1図)。かつては資源探査を目的として行われた関東平野のボーリング調査は、高度経済成長にともなう地盤沈下や地下水汚染などの環境問題を背景として進められ、昨今では、首都圏の地震防災のための観測網の構築を目的として行われている。関東平野の基盤を覆う堆積層は、厚いところでは数千メートルを超えるため、基盤岩に到達したボーリングは非常に限られている。しかしながら、関東山地まで連続する西南日本外帯の地帯配列が関東平野下にも連続するとする考えは、以下に述べるように、既に1960年代には指摘されていた。

関東山地まで連続する西南日本の帯状配列やその北限である中央構造線、さらに東北日本との境界問題を、地表地質や坑井に基づく地下地質だけでなく、重力や地震波探査などの地球物理学的データを総動員して考察した石井(1962)は、それまでの概念的であった日本の地体構造論を、近代科学的視点に一段高めた画期的なものであった。その当時、関東平野で掘削された試坑井のうち基盤岩に到達した坑井はわずか9坑井であったが、その後の日本の地体構造論の方向性を決定的にする重要な情報が得られていた。

千葉県成田市(成田R-1；成田天然ガス)やその東に位置する香取郡多古町(多古R-1；帝国石油)で掘削された試掘井では、基盤岩として緑色片岩が確認されている。関東山地の北縁に沿って連続的に分布する三波川変成岩は、関東山地の北東端の吉見丘陵においてもわずかに露出している。関東山地では三波川帯は西北西-東南東方向に延びており、また岩相の特徴に基づけば、成田や多古の地下に三波川帯が続いていると見るのが最も素直な見方であろう。ボーリング調査によって確認された三波川変成

岩のうち最も東方に位置するのは多古町で、銚子までは30 km程度しか離れていない。すなわち、西南日本外帯を特徴づける三波川帯が、銚子の西方30 km付近まで連続していることが確認された(第2図)。

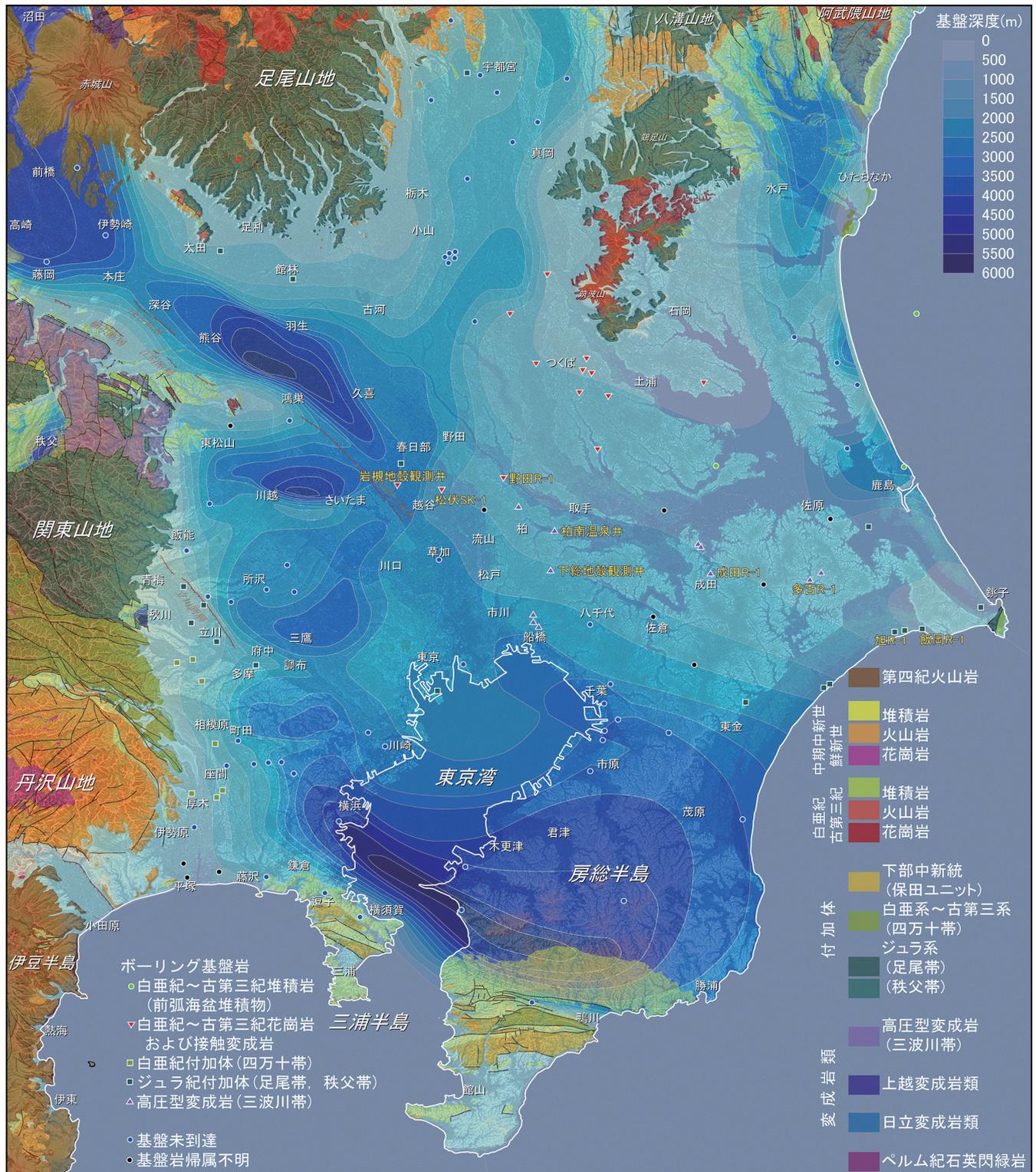
三波川帯が千葉県北部の成田から多古付近にまで確認されると、関東山地の東縁で一旦途切れた西南日本外帯の地帯配列が、同様に関東平野の地下に連続することは容易に予想がつく。銚子のすぐ西に隣接する旭市で掘削された坑井(旭R-2；帝国石油、飯岡R-1；飯岡町)では、基盤岩としていわゆる硬砂岩が掘削され、それらはいわゆる秩父古生層であると考えられていた。もちろん、現在では秩父帯は古生層ではなく中生代(ジュラ紀)に形成された付加体であるが、千葉県北部に伏在する基盤岩が秩父帯に帰属するという解釈は今日でも受け入れられている。そして、それらの坑井から10 kmほどしか離れていない銚子の愛宕山周辺にも、同様の岩相を示す地層(愛宕山ユニット)が分布している。千葉県北部で掘削された坑井の基盤地質は、三波川帯が千葉県北部まで連続していることを明らかにしただけでなく、銚子の基盤岩(愛宕山ユニット)が関東山地の秩父帯に連続するとして従来の解釈を保証することとなった(第2図)。

2. 関東山地北縁の中央構造線

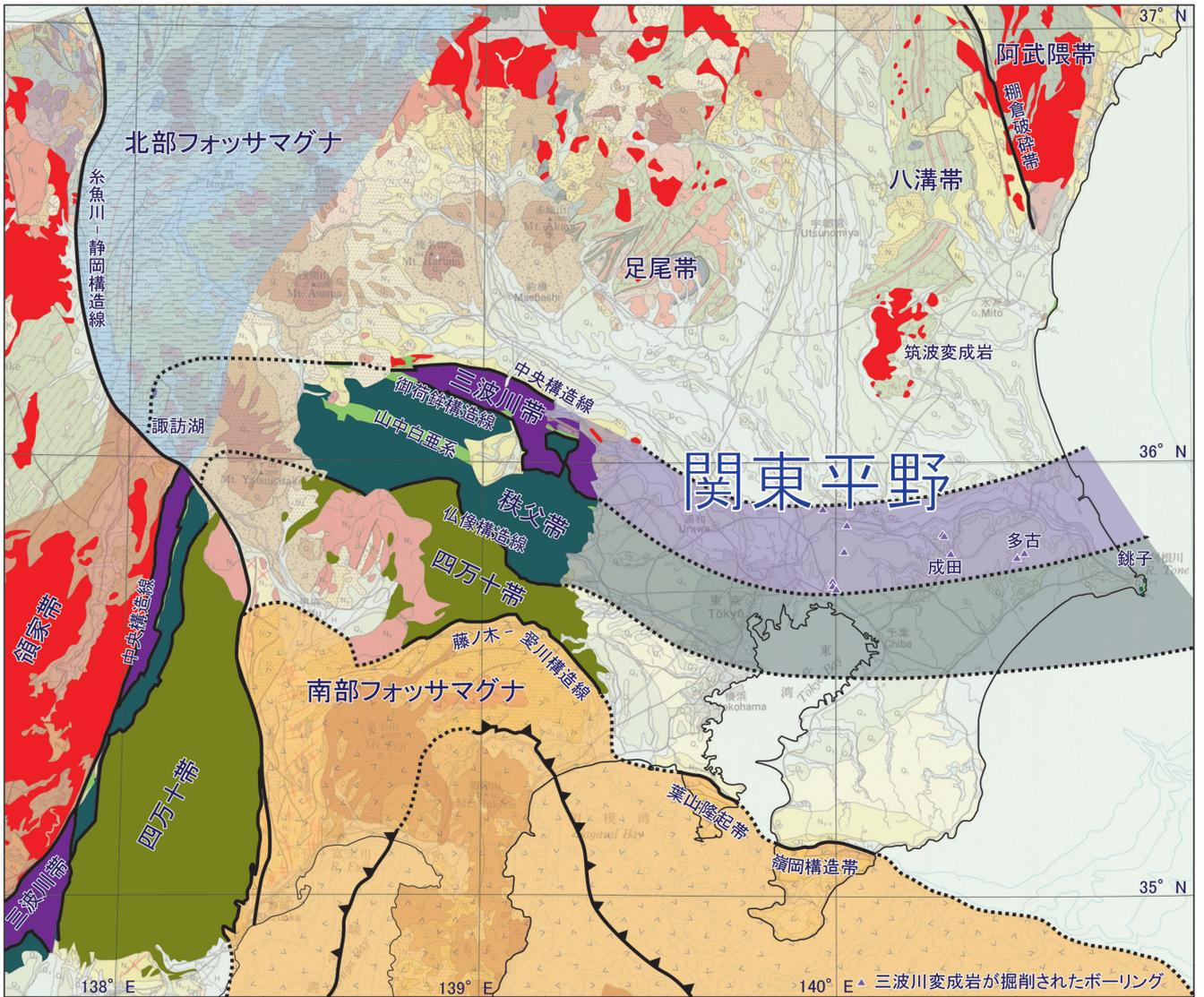
西南日本外帯を特徴づける三波川帯が関東平野の地下に確認されると、その北限である中央構造線も関東平野下に存在していることになる。中央構造線は断層であるが、その両側の岩石が全く異なる成因で形成されたことが最も重要な認定基準となる。長大な断層が形成されても、その両側の地質体が同一の地体構造区分に帰属する場合もある。しかしながら、中央構造線は地下深部で形成された高圧型変成岩(三波川変成岩)と、白亜紀花崗岩やその高温型変成岩(領家変成岩)の境界断層として認識された経緯から、中央構造線の認定には、三波川変成岩と領家花崗岩・

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：関東平野、ボーリング、中央構造線、三波川変成岩



第1図 関東地方の地質図と関東平野の地下の先中新統基盤深度, およびボーリングデータ (高橋, 2008a) に関東地方の地形図 (千葉, 2008) を重ねた統合図。



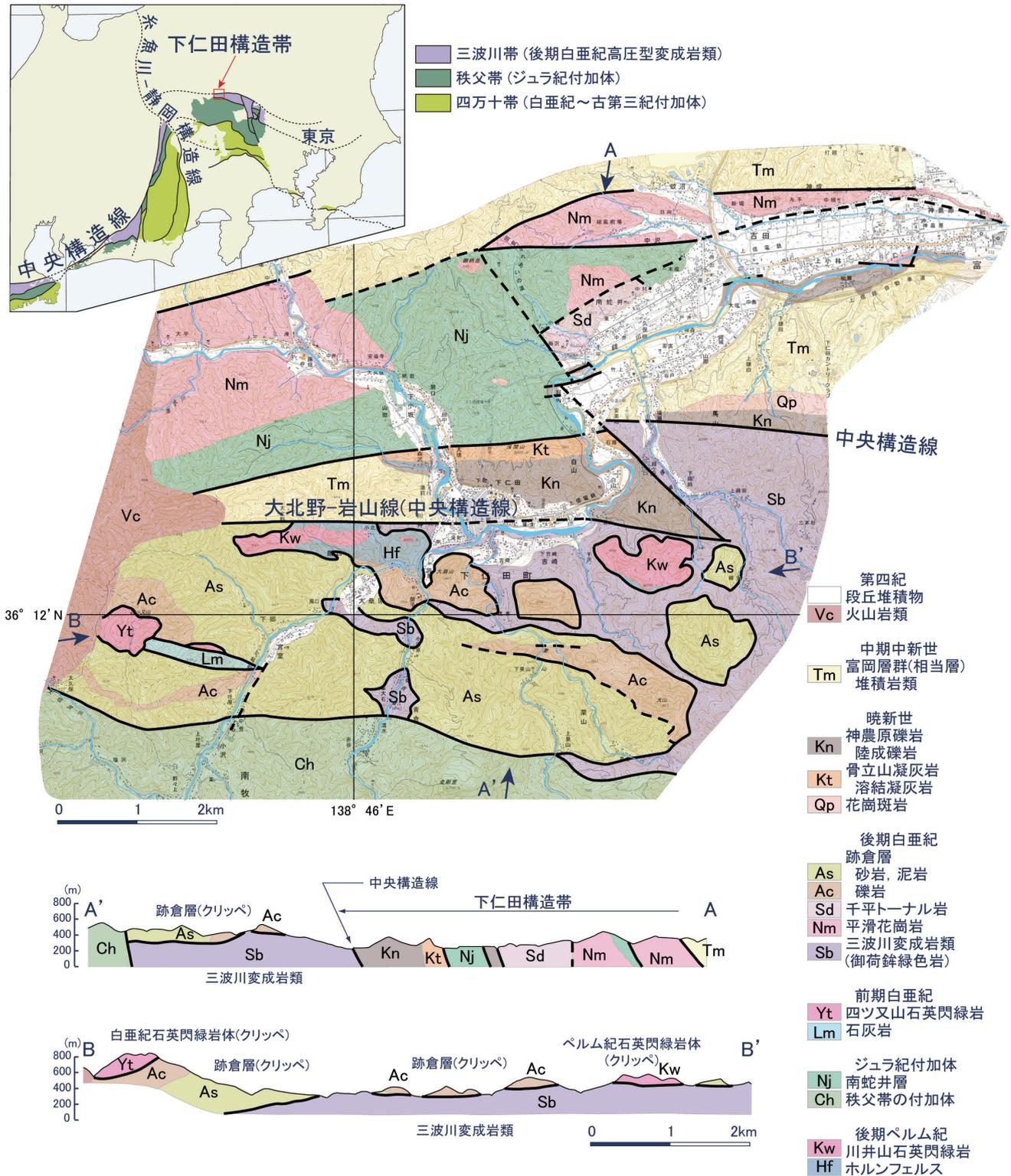
第2図 三波川変成岩が確認された最も東の地点は、現在では成田市東方の多古町付近であり、少なくともその地点までは三波川帯（西南日本外帯）である。

変成岩の存在が不可欠となる。逆に中央構造線の存在を想定すると、その時点で海溝側には三波川変成岩が、大陸側には領家花崗岩・変成岩が存在していることを意味する。中央構造線が単なる長大な断層のひとつではなく、“対の変成帯”である三波川帯と領家帯のセットと共に定義される特異な構造線（断層）であることが、日本列島の地体構造論や東西日本の境界問題において混乱を引き起こしてきた。

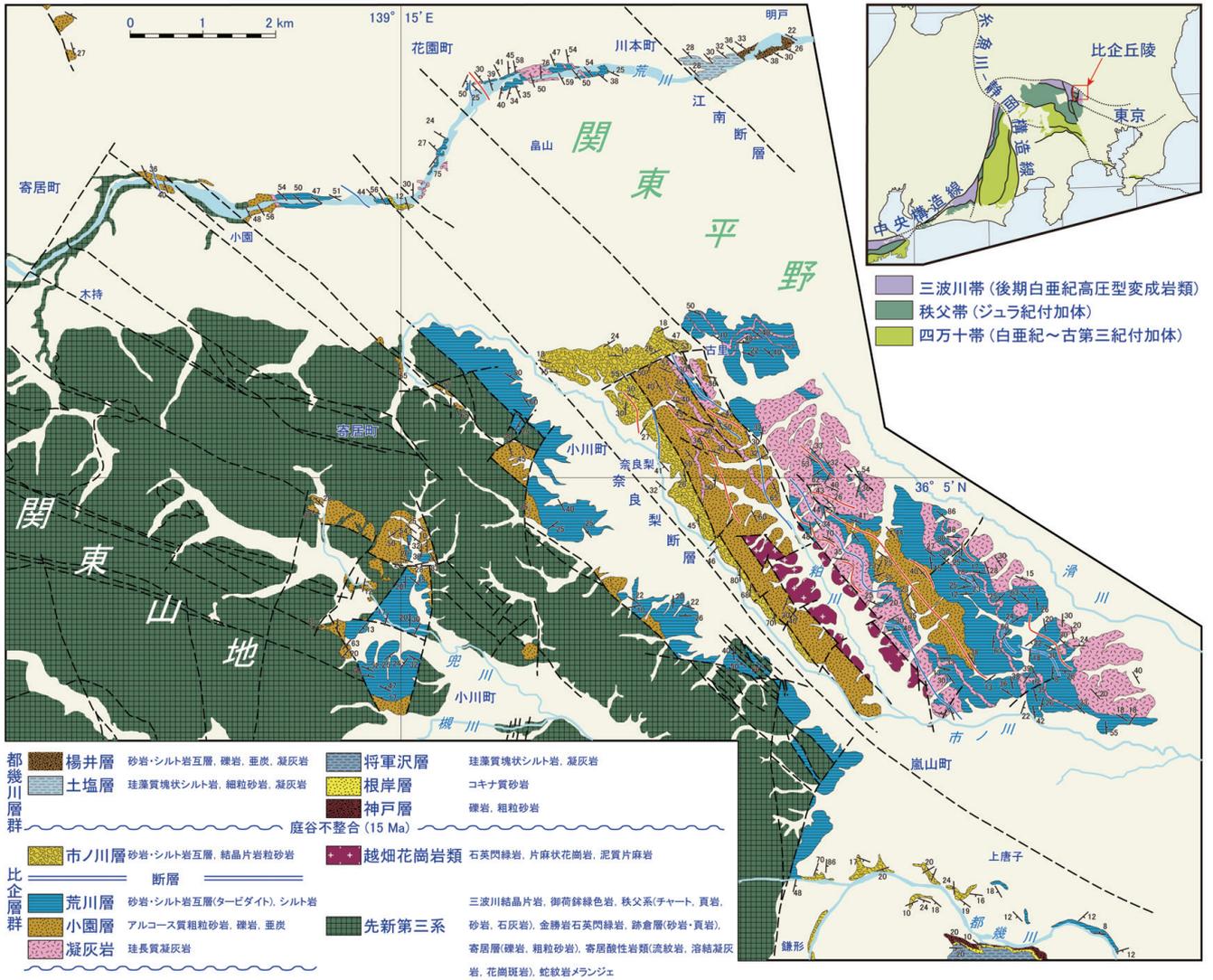
ところで、西南日本外帯である関東山地の北縁に沿っては、白亜紀の花崗岩類が断片的に分布している。例えば、群馬県の下仁田地域には三波川帯に帰属する御荷鉾緑色岩類が露出しているが、その北側には白亜紀の花崗岩やその接触変成岩類が分布している（第3図）。具体的には、三波川変成岩の北限は大北野 - 岩山線を挟んで古第三系や中

新統と接しているが、その北側には平滑花崗岩に貫かれた南蛇井層とよばれるジュラ紀の付加体が分布している。西南日本外帯の付加体を貫く白亜紀深成岩体は皆無であることから、南蛇井層は秩父帯には相当せず、内帯のジュラ紀付加体である美濃・丹波帯に相当すると判断されよう。領家変成岩の源岩の多くは白亜紀花崗岩類の貫入により変成したジュラ紀の付加体であるので、平滑花崗岩と南蛇井層の組合せは領家花崗岩と領家変成岩の組合せに合致する。このように、関東山地北西端の下仁田地域では三波川帯と領家帯の対峙が明瞭で、それらの境界として中央構造線の存在が確認されている。

同様の関係は、関東山地北東端の比企丘陵においても確認することができる（第4図）。比企丘陵には変形した中新統が広く露出しているが、その分布域に花崗岩類（第



第3図 下仁田構造帯の地質図(高木・藤森, 1989より作成). 三波川変成岩(御荷鉾緑色岩類)と白亜紀花崗岩類の境界(大北野-岩山線)が中央構造線であると考えられているが, 三波川変成岩の上にも白亜紀深成岩類がクリッペ(根無し岩体)として重なっている.



第4図 比企丘陵の地質図(高橋, 2008b をもとに作成). 褶曲した新第三系に取り囲まれるように, マイロナイト化した白亜紀の花崗岩類が露出していて, 三波川変成岩が分布する関東山地との間に中央構造線が伏在していると考えられている.

5 図の写真 1, 2) がわずかに分布することが古くから知られている(埼玉県農林部, 1968). 越畑花崗岩(小勝ほか, 1970)とされたこの花崗岩の大部分は中部地方領家帯の非持トータル岩に対比され, そのほか天竜峡型花崗岩や石英閃緑岩, 片麻岩類が発見されている. さらに, マイロナイト化を受けた花崗岩類の剪断センスは中部地方の領家帯のマイロナイトと同様に左横ずれである(比企団体研究グループ, 1982; 端山・比企団体研究グループ, 1984; 高木・長濱, 1987). このように, 比企丘陵にわずかに分布する越畑花崗岩類が領家花崗岩・変成岩に相当することを疑う余地はほとんどない.

一方, 低地を挟んで比企丘陵の西側に広がる関東山地には, 三波川変成岩が分布している. 比企丘陵の花崗岩類と周囲の中新統との境界はすべて断層であり, また関東山地

の三波川変成岩類とは中新統によって基盤の分布が途切れているため, 花崗岩類(領家帯)と三波川変成岩類(三波川帯)との境界を直接観察することはできない. しかしながら, 両者の分布は 1 ~ 2 km 程度しか離れておらず, 中央構造線はその間に限定されよう. このように, 三波川変成岩類と領家花崗岩・変成岩類との境界断層である中央構造線は, 関東山地の北縁に沿って, 西端の下仁田地域から東端の比企丘陵まで追跡されている.

比企丘陵の東側は関東平野の厚い第四系が広がり, 基盤岩類だけでなく新第三系も地下に埋没するため, 中央構造線を直接確認することはできない. しかしながら, ボーリング調査によって領家帯に帰属する岩石が確認されれば, 中央構造線は掘削地点よりも南側に伏在していると判断することができる. 実際, 白亜紀の花崗岩やその変形岩であ



第5図 比企丘陵の切り割りに露出した白亜紀花崗岩(写真1)と接写(写真2)。風化が著しいが、面構造が発達していることが分かる。岩槻地殻観測井の地下3,500 mから採取された白亜紀花崗岩起源のマイロナイト(写真3)と、下総地殻観測井の地下2,300 mから採取された泥質片岩(いずれも防災科学技術研究所が保管)。

るマイロナイトが、埼玉県さいたま市の岩槻区(第5図の写真3:岩槻地殻観測井;防災科学技術研究所)やその東方の北葛飾郡松伏町(松伏SK-1;石油資源開発),野田市(野田R-1;日本天然ガス)などで掘削されている。放射年代や岩石の化学組成に基づくと、それらの岩石はいずれも領家帯の花崗岩類に対比されることから、中央構造線は少なくともそれらの掘削地点よりも南側に伏在していると判断されている(矢島, 1981;高木・高橋, 2006;高木ほか,

2006など)。

これに対し、それらの掘削地点の南側に位置する柏市(柏南温泉井)や鎌ヶ谷市(下総地殻観測井;防災科学技術研究所)などでは、基盤岩として結晶片岩(第5図の写真4)が確認されており、それらは三波川帯に帰属する(道前ほか, 2003;高木・高橋, 2006;鈴木・高橋, 1983)。したがって、三波川帯よりも北側に位置する岩槻市や松伏町、野田市の地下に伏在する花崗岩類は、間違いなく領家

帯に属すると判断される。その結果、三波川帯と領家帯を分断する中央構造線は、岩槻市や松伏町、野田市より南側で柏市の北側を通過すると考えられる。すなわち、関東山地の北縁に沿って連続した後、埼玉県の東松山付近で一旦地表から姿を消した中央構造線は、そのまま東南東に柏市付近まで延びていると判断されている。

3. 棚倉破砕帯境界モデル

このようにして、関東山地の領家帯、中央構造線、三波川帯、そして秩父帯までの組み合わせが、関東平野の中央部まで追跡される。となると、多古町の東方に位置する銚子のジュラ紀付加体が、秩父帯に帰属することを疑う地質研究者はほとんどいない。実際、筑波山から南東に銚子までを眺めてみると、筑波花崗岩・変成岩(領家帯)→多古町の三波川変成岩(三波川帯)→愛宕山ユニット(秩父帯)と銚子層群(黒瀬川帯)となり、西南日本の内帯から外帯までの配列が見事に復元される。直接確認することができない中央構造線は、領家帯(筑波山)と三波川帯(多古町)の境界断層として地下に推定されよう。ここまで条件が揃うと、銚子が地質学的には関東山地、すなわち西南日本外帯に帰属することに異を唱える地質研究者は皆無であろう。その結果、銚子が地質学的には西南日本であることは、いわば地質学的常識となった。

かつては、日本列島を分断する地質学的境界断層が、関東山地と足尾山地の間に伏在していると推定されていた。関東構造線や利根川構造線と呼ばれた推定断層は、基盤岩類に見られる地質学的不連続を説明するために、必然的に想定された断層である。その後、関東平野の地下深部から三波川変成岩が掘削されると、三波川帯や中央構造線が霞ヶ浦付近にまで連続するとする解釈が石井(1962)や磯見・河田(1968)の構造解釈図に示され、それらは広く受け入れられた。とすると、带状配列が明瞭な西南日本と三波川変成岩が存在しない東北日本との境界は、棚倉破砕帯しか考えられまい。その結果、棚倉破砕帯よりも東側が“真の東北日本”に属するとした磯見らの見解が、日本の地質研究者に浸透していった。すなわち、日本列島の基盤岩類は、棚倉破砕帯を境に東北日本と西南日本に区分される。換言するならば、東西日本の地質学的境界が棚倉破砕帯であることは、もはや地質学的常識となった(第6図)。

望月勝海が用い始めた利根川構造線(望月, 1950)を山下昇が柏崎まで延長することを決心し、新たに柏崎-銚子線を提唱したのは1970年であった(山下, 1970)。その結果、棚倉破砕帯よりも東側が“真の東北日本”に属

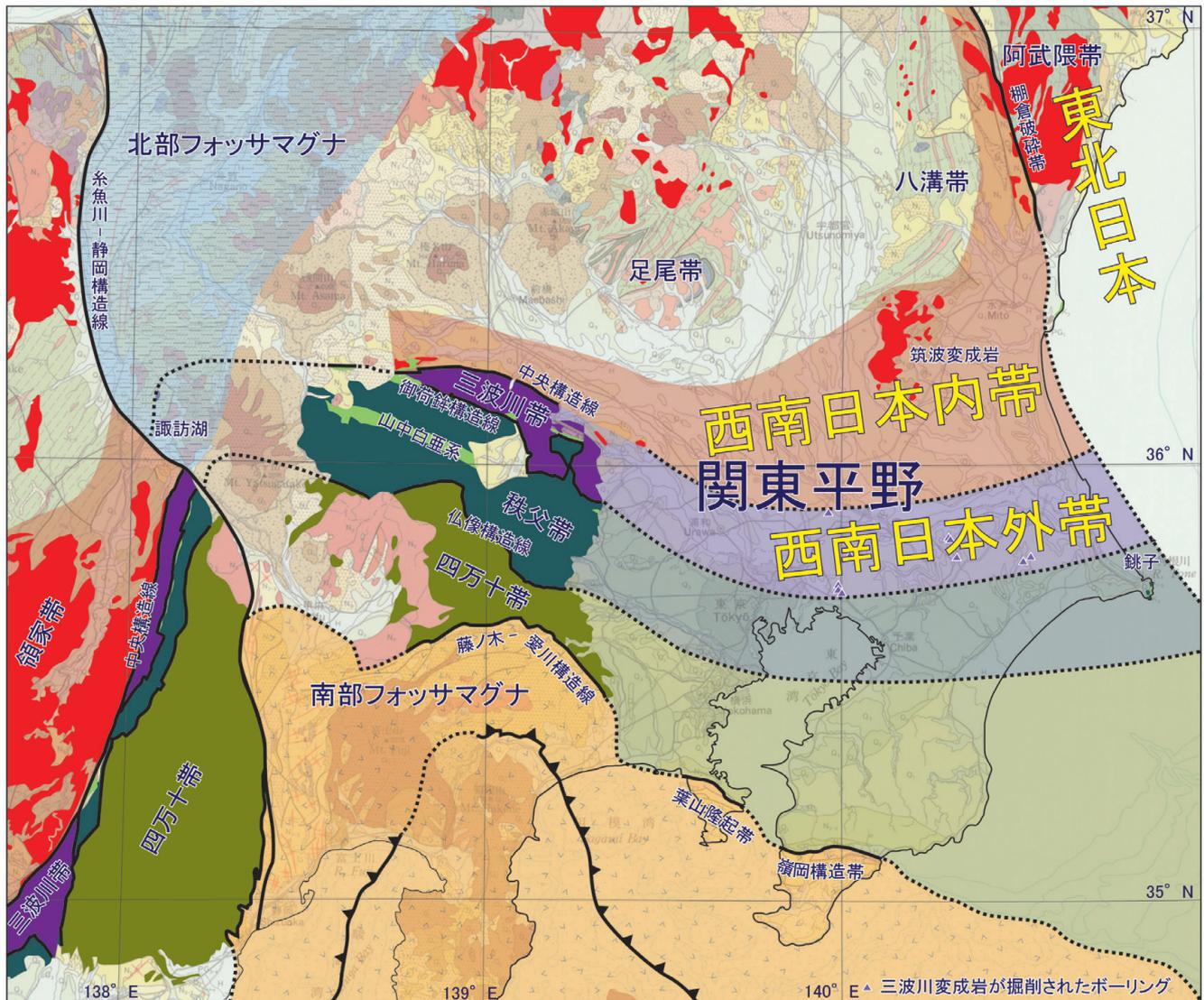
るとした磯見らの見解(磯見・河田, 1968)に対し、利根川構造線(および柏崎-銚子線)が、銚子の北、あるいは南側のいずれを通過するのが問題となる。仮に利根川構造線が銚子の北側を通過するとしたならば、銚子が関東山地の秩父帯に連続するとした従来の解釈に符合する。

しかしながら、利根川構造線と棚倉破砕帯の間に位置する足尾山地や八溝山地、さらに領家帯とされた筑波山が、東北日本と西南日本のいずれに帰属するのかを説明しなければならない。磯見らの見解を受け入れるならば、それらは西南日本に属することになり、その結果、利根川構造線(および柏崎-銚子線)は西南日本内部のひとつの横断断層に過ぎないことになる。それは、利根川構造線や柏崎-銚子線が、地体構造論においてその存在を仮定すべき重要な構造線(別個の地体を境する長大な断層)ではないことを意味する。

一方、利根川構造線が銚子の南側を通過したとすると、銚子が関東山地の秩父帯に連続するとした従来の解釈に真っ向から対立する。成田付近で確認された三波川変成岩(三波川帯)や中央構造線を利根川構造線が分断することになるので、銚子の位置づけを改めて考察しなければならない。銚子の愛宕山ユニット(ジュラ紀付加体)を関東山地の秩父帯に対応させるならば、そもそも利根川構造線を銚子の南側に想定する必要はなくなる。その他の選択、すなわち銚子の愛宕山ユニットを八溝山地や足尾山地のジュラ紀付加体に対比するとすると、筑波花崗岩・変成岩類が領家帯に対応するとする見解に対して反論する必要がある。さらに、銚子層群と山中層群の対比をどのようにして否定することができるのであろうか。

山下(1970)は、十分には検討していないとしながらも、以下のように述べている。すなわち、「棚倉破砕帯がさらに南に延びて銚子の西側を通過するとすれば、銚子は磯見・河田のいう“真の東北日本”に属することになり、柏崎-銚子線がその北を通るか南を通るかという問題は一応消滅する」と。この段階で、関東構造線(小林・大塚, 1938)や利根川構造線(望月, 1950)が、日本列島を分断する第一級の断層であるとした視点は一気に衰退したと思われる。

その後、山下は柏崎-銚子線を撤回し、柏崎-千葉構造線を再提案した(山下, 1995)。柏崎-千葉構造線の北側に位置する成田周辺では三波川変成岩が掘削されているので、この構造線は単に西南日本の内部を横断する断層のひとつと位置づけられる。したがって、新たに提案された柏崎-千葉構造線は、日本列島の地体構造論、とくに東西日本の地質学的境界に関する議論において考慮すべき断層と



第6図 東北日本と西南日本の先新第三系基盤岩類に関する地質学的境界が、阿武隈山地と八溝山地の間の棚倉破碎帯であるとするモデル。

は成り得ない。この段階で、東西日本の地質学的境界が棚倉破碎帯であることが、日本の地質学界において確定したといえよう。

(第五話につづく)

文献

千葉達朗 (2008) 口絵 1 関東地方の地形. 日本地質学会編 日本地方地質図 3 関東地方, 朝倉書店.
道前香織里・石賀裕明・石川憲一・千代延俊・丸岡幹男 (2003) 関東平野の温泉開発と泉質の特徴およびカッティングスの地質学的検討 (予報). 島根大学地球資源環境学科研究報告, 22, 21-29.

端山好和・比企団体研究グループ (1984) 関東山地北東縁から天竜峡型片麻状花崗岩および鹿塩型マイロナイトの発見. 地質学雑誌, 90, 857-859.
比企団体研究グループ (1982) 関東山地北東縁部から領家非持型トーナル岩の発見. 地質学雑誌, 88, 427-430.
石井基裕 (1962) 関東平野の基盤. 石油技術協会誌, 27, 615-640.
磯見 博・河田清雄 (1968) フォッサマグナ両側の基盤岩類の対比. 地質学会第 75 年学術大会総合討論会資料「フォッサ・マグナ」, 4-12.
小林貞一・大塚彌之助 (1938) 西南日本地體構造と中生代古地理に関する一考証 (其の 7). 地質学雑誌, 45, 392-400.

- 小勝幸夫・小林洋二・渋谷 紘・武井暁作・竹内敏晴・角田史雄・堀口萬吉・町田二郎・村井武文・吉田弘安・吉羽興一 (1970) 埼玉県寄居町付近の中生代後期の地層・岩石を中新とした地質学的研究. 地質学雑誌, **76**, 421-431.
- 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.
- 埼玉県農林部 (1968) 埼玉県秩父入間比企地方の地質. 89p.
- 鈴木宏芳・高橋 博 (1983) 下総深層地殻活動観測井の作井と地質. 国立防災科学技術センター速報, no. 48, 1-61.
- 高木秀雄・藤森秀彦 (1989) 関東山地北縁部の異地性花崗岩帯. 地質学雑誌, **95**, 663-685.
- 高木秀雄・長濱裕幸 (1987) 関東山地北東部比企丘陵の領家帯. 地質学雑誌, **93**, 201-215.
- 高木秀雄・鈴木宏芳・高橋雅紀・濱本拓志・林 広樹 (2006) 関東平野岩槻観測井の基盤岩類の帰属と中央構造線の位置. 地質学雑誌, **112**, 53-64.
- 高木秀雄・高橋雅紀 (2006) 松伏 SK-1 坑井基盤岩試料からみた関東平野の中央構造線. 地質学雑誌, **112**, 65-71.
- 高橋雅紀 (2008a) 口絵 4 関東地方の地質図と関東平野下の先中心統基盤深度図. 日本地質学会編 日本地方地質図 3 関東地方, 朝倉書店.
- 高橋雅紀 (2008b) 3.2.4 比企丘陵. 日本地質学会編 日本地方地質図 3 関東地方, 156-162, 朝倉書店.
- 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.
- 山下 昇 (1970) 柏崎 - 銚子線の提唱. 星野通平・青木 斌編「島弧と海洋」, 179-191, 東海大学出版会.
- 山下 昇 (1995) 10 章 フォッサマグナの成因. 山下 昇編著「フォッサマグナ」, 195-243, 東海大学出版会.
-
- TAKAHASHI Masaki (2016) Geological problem for the tectonic boundary between Northeast and Southwest Japan -Basement below the Kanto Plain-.
 (受付: 2016 年 4 月 14 日)