

## 弧－海溝系の視点に基づく日本の白亜紀陸弧の配置

高橋雅紀\*・安藤寿男\*\*

\*国立研究開発法人産業技術総合研究所地質情報研究部門・\*\*茨城大学理学部理学科地球環境科学コース

## Reconstruction of the Cretaceous continental arc of Japan on a viewpoint of arc-trench system

Masaki Takahashi\* and Hisao Ando\*\*

\*Research Institute of Geology and Geoinformation, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), Higashi 1-1-1, Tsukuba 305-8567, Japan (msk.takahashi@aist.go.jp); \*\*Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Ibaraki University, Bunkyo 2-1-1, Mito, Ibaraki 310-8512, Japan

**Abstract.** The five arc-trench systems now present around the Japanese Islands (Kuril, Northeast and Southwest Japan, Ryukyu and Izu-Ogasawara) are briefly reviewed for the reconstruction of ancient arc-trench systems. The configuration of the Northeast and Southwest Japan arcs before the Japan Sea opening (ca. 25 Ma) is reconstructed as a premise of a single continental arc with a continuous Early Miocene volcanic front parallel to a trench. This reconstructed relative position of the two major arcs shows that the right-lateral displacement has occurred along their boundary zone (Northern Fossa Magna region and Tonegawa Tectonic Line) by the end of the Japan Sea opening. This paleogeographic map indicates that the Outer Zone of Southwest Japan, the trench-side region of the Median Tectonic Line is correlative in position to the offshore Pacific subsurface region of Northeast Japan before the Early Miocene. The inferred Cretaceous volcanic front drawn on the Early Miocene reconstructed map continues between the Northeast and Southwest Japan arcs. This strongly suggests that the continental arc during the Cretaceous was almost the same as that during the earliest Early Miocene in relative position. Therefore, the Cretaceous geologic development, such as sedimentation in fore-, intra- and back-arc basins, volcanism and magmatism in a volcanic arc and accretion along a trench, occurred along the single continental margin between the Eurasian Plate and a subducting oceanic plate (maybe the Izanagi Plate). The combination of exhaustive field geological investigations with global plate kinematics is promising approach in providing convincing models to reveal the Cretaceous geotectonic history of the Japanese Islands.

**Key words:** Japanese Islands, Early Miocene, Cretaceous, arc-trench system, volcanic front, Japan Sea opening, tectonics

### はじめに

日本列島の地質は、大きく基盤岩と被覆層に大別して研究される場合が多い。もちろん、基盤岩と被覆層は相対関係を示すもので、例えば第四紀の地層に対しては新第三紀の堆積岩は基盤として扱われるが、ジュラ紀の付加体を覆う白亜紀の地層は被覆層として扱われよう。ここで、日本列島全体を見渡して考える場合、中新世以降の地層を被覆層とし、それらに覆われる先中新統を基盤岩類として考えるのが一般的である。それは、中新世以降の地層の変形は比較的軽微であるのに対して、それ以前の地層や岩石は明らかに変形の程度が大きいからである。

確かに、北部フォッサマグナの中新統～鮮新統は褶曲が著しいし、東北日本の太平洋側と日本海側では、中新世以降の地層の変形の程度は異なる。しかし、それらの違いは島弧の地下の温度構造に依存する地殻（やマント

ルリソスフェア）の強度の差に起因するので、場の問題といえる。それに対し、先中新統と中新世以降の地層の違いは弧－海溝系における場の違いだけでなく、地質構造発達史（履歴）の違いが大きく影響している。古い地層ほど長い歴史を被っており、さまざまな地殻変動を経てきているため、新しい地層に比べて固結や変形の程度が違うのは当然である。

このような視点で日本列島の地質を概観する場合、新第三紀～第四紀と古第三紀以前の地層や岩石に大別することが一般的であろう。その境界は、数億年に及ぶ日本の地質構造発達史において、唯一かつ最も劇的なイベントである日本海の拡大時期に対応する。そして、日本の地質は日本海の拡大以前と拡大以降に大別して研究が進められてきた。換言するなら、日本の地質学的研究は、“大陸の時代”と“島弧の時代”を対象に、異なる研究コミュニティがそれぞれ個別に研究し続けてきたといえる。

さて、このような見方で日本の白亜系を考えた場合、それらは基盤岩と位置づけられる。新生界を対象とする地質研究者は、白亜系は基盤岩として扱っている。しかし、重要なのは白亜系を“島弧の時代”ではなく“大陸の時代”の記録として考えるべきであることである。もちろん、ほとんどの研究者はそのように考え研究してきた。ただし、もう一点、避けては通れない視点が必要である。それは、白亜系は白亜紀に形成された地層や岩石であるが、それらは白亜紀以降の歴史の影響をすべて被っているということである。すなわち、鮮新世～第四紀の東西短縮地殻変動や中期中新世の水没していた静穏な時期だけでなく、前期中新世の日本海の拡大による移動・変形も経てきたことは間違いない。言い換えるならば、白亜紀以降に加算された地質学的履歴を取り除いて初めて、白亜紀の状況を復元することが可能となる。

そこで、本論では白亜紀以降の地質学的歴史を現在から過去に向かって概観し、日本列島がまだ大陸であった2500万年前までの復元を試みる。つづいて、その配置からさらに過去（白亜紀）に溯り、弧-海溝系の視点に基づいて日本列島の配置を推定する。

## 日本列島のプレート区分

日本列島の地質は、ユーラシア大陸縁に海洋プレートが沈み込んで形成されてきた。現在は、北海道から東北、関東、さらに伊豆諸島にかけては東から太平洋プレートが沈み込み、関東以西では南東側からフィリピン海プレートが沈み込んでいる。これら2つの海洋プレートと上盤プレートの境界は、伊豆半島と本州との衝突境界である南部フォッサマグナを除くと海溝ないしトラフとなっていて明瞭である。ところが、陸側プレートである北海道から九州にかけての地域がいずれのプレートに属するのか、現在でも議論が分かれている。

本邦地質学においては、プレートテクトニクスが受け入れられた1970年代以降、北海道の中軸部（日高山脈）を境に、東側の北アメリカプレートと西側のユーラシアプレートに区分されてきた。南北方向に連なる日高山脈に沿って多数の断層が発達し、東側には地殻の断面がめくれ上がるように露出しているが、西側には白亜紀以降の厚い地層（蝦夷層群など）が広がり、地質学的不連続が明瞭であるからである。両者の境界断層に沿っては大量の蛇紋岩が貫入しており、それらの断層が地殻を分断する大断層であることを示唆している。地質学的プレート境界として北海道中軸部を支持する地質研究者は、現在でも少なくない。この場合、北海道西部から東北日本は、西南日本と同様にユーラシアプレートに属する。

一方、東北日本の日本海沿岸から北部フォッサマグナにかけての地域には厚い新第三系が分布しており、それらは東西方向に短縮しているため、秋田-新潟油田褶曲

帯などと呼ばれてきた。これらの地層は日本海拡大時期以降の地層からなるが、東西短縮変形は第四紀以降に被ってきたことが知られている。同様の東西短縮地殻変動はとくに東北日本で顕著であるが、大阪層群の堆積と六甲山地の隆起運動に代表されるように、西南日本でも第四紀の東西短縮地殻変動が知られている。この第四紀に始まった東西短縮地殻変動は、地質学では島弧変動や六甲変動、あるいはネオテクトニクスと呼称されて詳しく調査・研究されてきた。人工衛星を利用した測地システム（GNSS）により検出される測地学的島弧地殻の変形と、永久歪みとして蓄積された地質学的変形構造は概ね一致している。

この第四紀地殻変動に伴い、北海道西部から東北日本の日本海側にかけては、マグニチュード6クラスの inland 地震が多発し、日本列島において現在進行中の地殻変動として激しい領域であることがとくに地震学者によって注目された。そして、サハリンから東北日本の日本海東縁を通り北部フォッサマグナに続く変動帯が、北アメリカプレートとユーラシアプレートの収束境界域であるとの仮説が提唱された（小林, 1983; 中村, 1983）。そして、日本海中部地震（1983年）や新潟県中越地震（2004年）、新潟県中越沖地震（2007年）など人的被害を伴う大地震が続き、マスメディア等の情報発信によって、日本海東縁プレート境界説が広く一般市民にも受け入れられたものと推察される。この仮説に基づくと、東北日本は北アメリカプレートに属することになる。

しかしながら、日本列島は地球最大の大陸プレートであるユーラシアプレートと、最大の海洋プレートである太平洋プレートの収束境界域に位置している。そのため、日本列島の地殻変動は、プレート境界の変動帯として地球科学的に調査・研究されてきた。また、海洋地殻が6~7kmと薄い一方、固いマントルリソスフェアが厚い海洋プレート（太平洋プレートでは90km）に比べ、花崗岩などの大陸地殻からなる大陸プレートは容易に変形する。実際、インド亜大陸の衝突によって、ヒマラヤからチベットにかけてのユーラシアプレートは広範囲が変形している。そのため、大陸プレートは海洋プレートのような狭義の剛体プレートとは異なり、外的応力が加われば巨視的に変形すると考えるのが妥当である。したがって、日本列島は変形しない海洋プレートと変形しやすい大陸プレートの間の変動帯に沿う変動帯、すなわちプレート境界変動帯として考えるべきであろう。

ところが、“日本海東縁プレート境界説”は、プレート境界変動帯の中に更にプレート境界を入れ子状に定義してしまった。このことを受け入れると、ユーラシアプレートは無数のプレートに細分せざるを得ないことは、中国で頻発する昨今の巨大な inland 地震を見れば明らかである。“日本海東縁プレート境界説”は、観測事実を説明するために「新生しつつあるプレート境界」という新たな過程

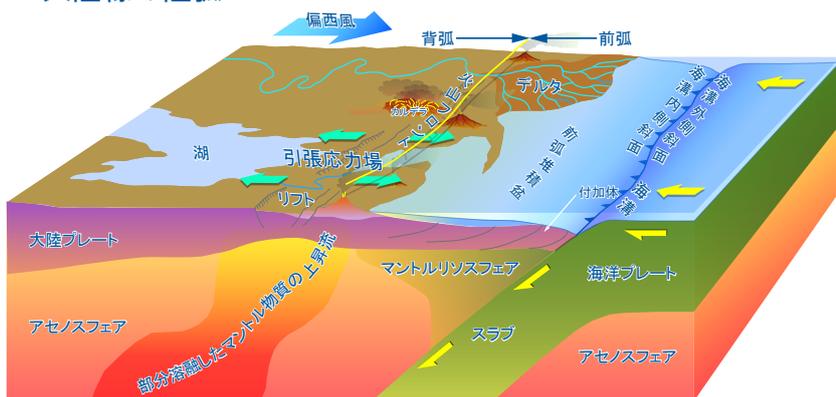
を追加したものであり、現象の原因の理解を深めたものとはいえない。その後のマイクロプレート説の乱立は、日本列島の地殻変動の理解を更に混乱させてきた。

このような理由から、本論では北アメリカプレートとユーラシアプレートの境界を、北海道中軸部に置いて考える。したがって、北海道西部から東北日本はユーラシアプレートに帰属するとして考察を進める。

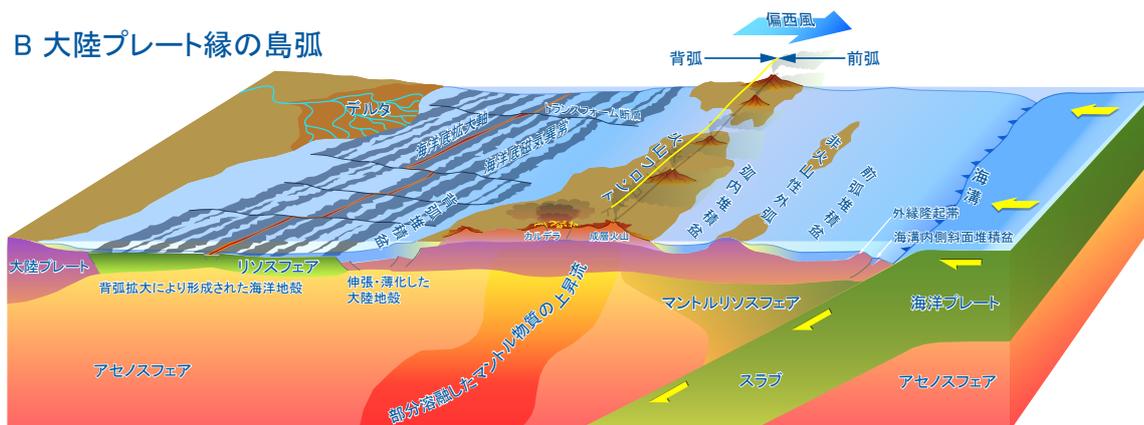
### 日本列島の弧 - 海溝系

日本列島は大陸プレート縁に海洋プレートが沈み込み続けることにより成長してきた典型的な島弧 (islands arc), すなわち大陸との間に背弧堆積盆を伴うプレート沈み込み帯の弧状列島であると考えられている。しかしながら、現在の日本列島は、地質学的には異なる複数の

#### A 大陸縁の陸弧



#### B 大陸プレート縁の島弧



#### C 海洋プレート縁の島弧

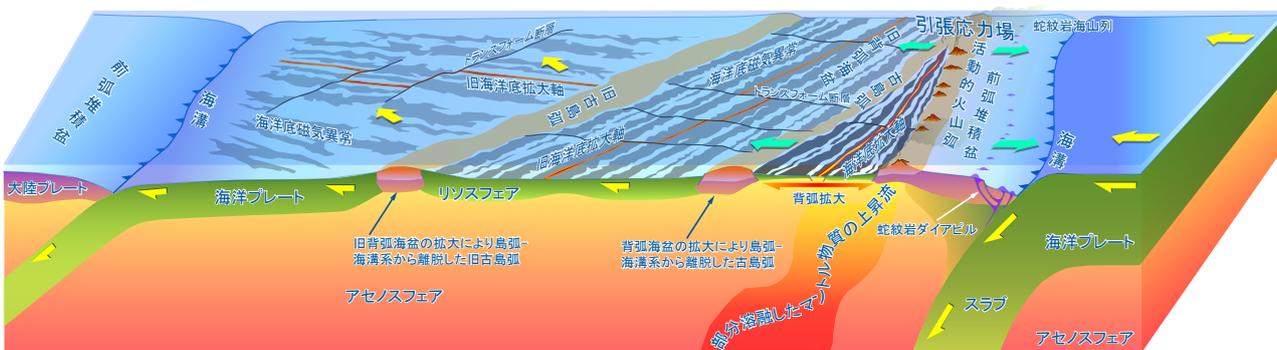


図1. 弧 - 海溝系 (A: 陸弧, B: 島弧, C: 海洋性島弧) の基本的枠組み概念図.

Fig. 1. Conception diagrams of arc-trench systems along a continental arc (A), an island arc (B), and an oceanic arc (C).

弧-海溝系 (arc-trench system) から構成されていると考えられる。そこで、まず弧-海溝系の基本的枠組み (図1) に基づき、現在の日本列島および周辺域がどのように位置づけられるのか整理しておこう (図2)。

千島弧

北海道中央部から東に続く千島弧は、大陸との間に海洋地殻 (oceanic crust) からなる海洋底が存在し、典型的な島弧といえる (図1B)。海洋地底磁気異常などの地

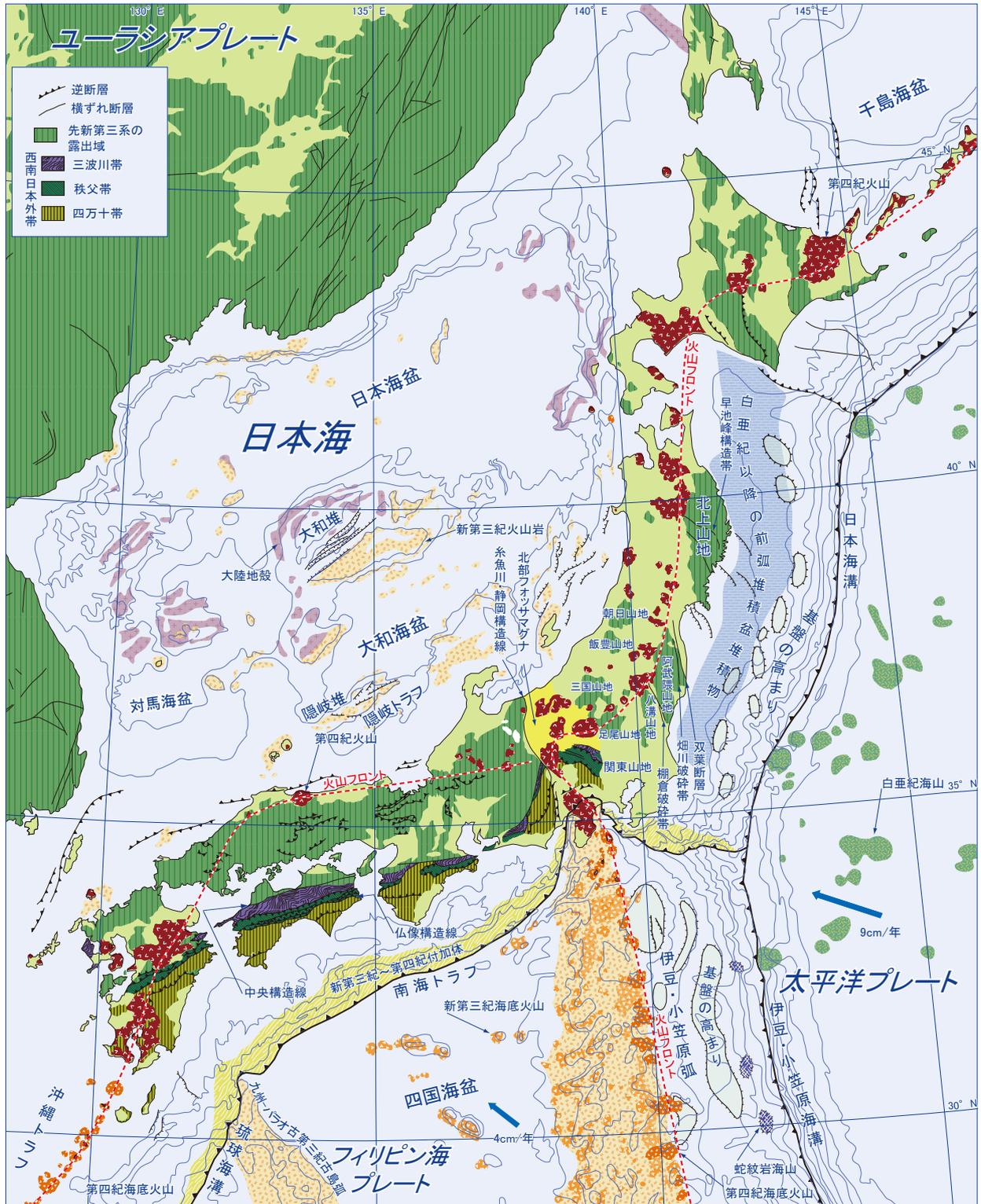


図2. 日本列島のテクトニックマップ (地質調査所, 1992bをもとに作成).  
 Fig. 2. Tectonic map of Japan and adjoining areas (simplified from Geological Survey of Japan, 1992b).

球物理学的証拠は少ないが、海底地形を見る限り千島海盆は海洋地殻からなる背弧堆積盆 (back-arc basin) と考えられる。千島弧が帰属するプレートは北アメリカプレートで、西北西に移動する太平洋プレートが千島海溝に沿って斜めに沈み込んでいる。海洋プレートの沈み込みにより、国後島から択捉島に続く火山弧 (volcanic arc) が形成されている。

島弧では、明瞭な活火山をつないで認識される火山フロント (volcanic front; 杉村, 1959) を境に海溝側の前弧 (fore-arc) と大陸側の背弧 (back-arc) に二分されるが、前弧には非火山性の地形的高まりが形成されることがあり、これを非火山性外弧 (あるいは単に外弧: outer-arc) と呼ぶ。根室から歯舞島および色丹島に続く高まりは千島弧の外弧に相当する。前弧域には海面下に地形的凹みが成長し、陸からの碎屑物をトラップして地層を堆積させる前弧堆積盆 (fore-arc basin) が形成される。しかし、大陸から遠く離れ陸域が少ない島弧では、前弧堆積盆の成長は貧弱となる。同様に、陸からの碎屑物が供給されないため、海溝に沿って形成される付加体 (accretionary prism) も千島海溝ではほとんど成長していない。

### 東北日本弧

北海道中軸部を南北に連なる日高山脈を境に東側を千島弧とするなら、その西側は東北日本弧に帰属すると考えられる。東北日本弧は上盤プレート (ここではユーラシアプレート) に太平洋プレートが沈み込み続けることによって成長してきた島弧であるが、中新世に起こった日本海の拡大以前は陸弧 (continental arc: 図1A) であった。東北日本弧の背後に存在する日本海盆には不明瞭ながら海洋地磁気異常が認められ、海洋底の拡大により海洋地殻が形成されていることを示している (Seama and Isezaki, 1990)。

現在の東北日本弧は脊梁山脈に沿って多数の活火山が形成され、それらが一次オーダーの地形的高まりとなっている。また、千島弧に比べて陸域が広いが、これはいわゆる第四紀の東西圧縮応力場による島弧地殻の短縮変形に伴う隆起によるものである。一方、中期中新世~鮮新世にかけて広域が水没していたことは、地質図に示されるように、内陸まで当時の海成層が分布していることから明らかである。

東北日本弧の背弧堆積盆を埋積した厚い地層は秋田 - 新潟油田褶曲帯を構成する中新世以降の地層であるのに対し、前弧堆積盆には白亜紀以降の地層が厚く堆積している (岩田ほか, 2002)。大部分は海底下に埋没しているが、東北日本の太平洋沿岸に沿ってその一部が断続的に露出している。陸域から供給された碎屑物は前弧堆積盆にトラップされ、海溝までは供給されていないので、日本海溝に沿っては付加体が成長していない。反対に、日本海溝に沿っては造構性浸食 (tectonic erosion) が進行

しているのではないかと考えられている (Von Huene and Culotta, 1989)。

### 東北日本弧 - 西南日本弧境界

東北日本弧の南限、換言するなら東北日本弧と西南日本弧の境界を定義することは大変難しい。現在のプレート配置と運動学的視点に基づけば、ユーラシアプレートに太平洋プレートが沈み込む弧 - 海溝系が東北日本弧であり、一方、ユーラシアプレートにフィリピン海プレート (四国海盆) が沈み込む弧 - 海溝系が西南日本弧と定義することができる。しかしながら、太平洋プレートとフィリピン海プレートの両方が沈み込む関東地方は、東北日本弧と西南日本弧のいずれに属するのかを決めることは容易ではない。

本論では、北部フォッサマグナは、日本海拡大時期の東北日本弧と西南日本弧の間の右横ずれリフト帯 (高橋, 2006) と考える。また関東地方においては、関東山地の北縁である中央構造線と利根川構造線で挟まれた範囲を北部フォッサマグナの東方延長と考えた (図3C)。すなわち、これらの範囲は東北日本弧にも西南日本弧にも帰属せず、両島弧の間のリフト帯として境界領域と考えた。一方、関東平野下において中央構造線と利根川構造線 (望月, 1950) が接合した場所より東側では、高橋 (2006) により再定義された利根川構造線から片貝海底谷に続くラインの北側を東北日本弧とし、その南西側を西南日本弧とした。

### 西南日本弧

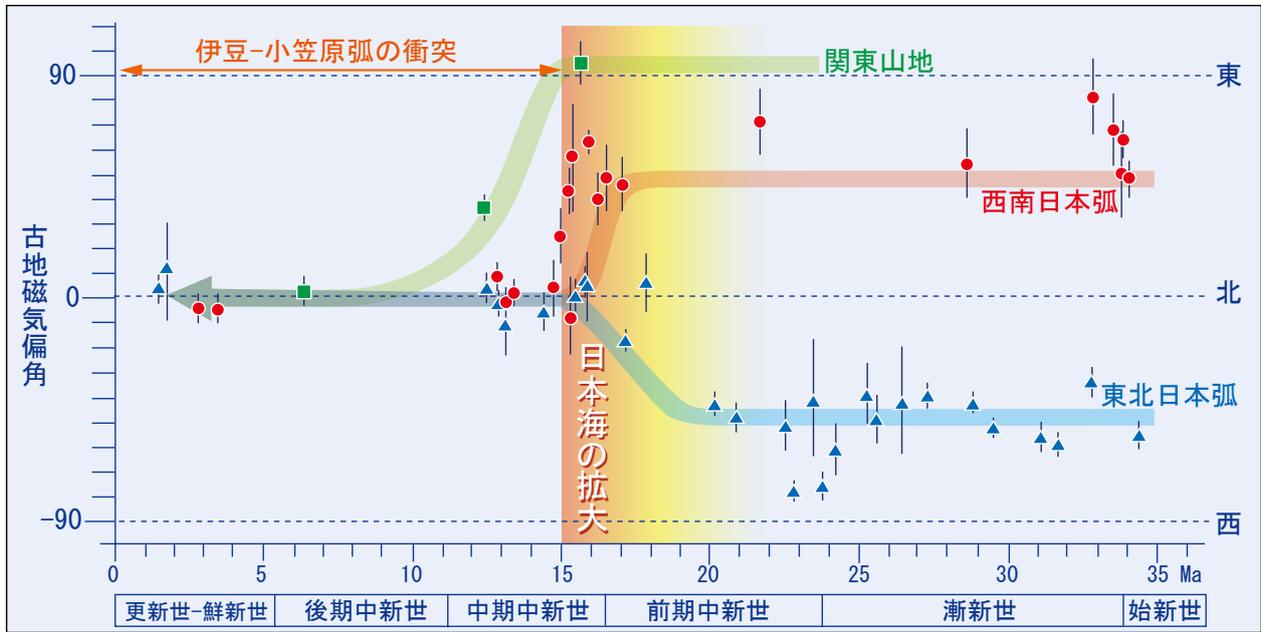
フィリピン海プレートが沈み込む西南日本弧は東北日本弧と同様に島弧と考えられているが、地質学的には典型的な島弧とは考えにくい。海洋地殻が形成されている日本海盆に対して、大和海盆や対馬海盆には典型的な海洋地殻は形成されておらず、伸張変形を被った大陸地殻 (continental crust) からなることがさまざまな地球物理学的調査によって明らかにされている (玉木, 1992)。すなわち、西南日本弧は、その背弧域が中絶リフト (failed rift) 帯であり、大陸と海洋地殻で隔てられた典型的な島弧ではなく、陸弧 (島弧に移行し損なった陸弧) といえる。

さらに、西南日本弧に沈み込むフィリピン海プレートは、2500~1500万年前に拡大した四国海盆の若い海洋プレートである (Okino *et al.*, 1999; 沖野, 2015)。また、拡大中の四国海盆と西南日本弧との境界はトランスフォーム断層であったと考えられ (荒井, 1994 など)、四国海盆の拡大が終了した1500万年前には、西南日本弧の地下にはスラブ (slab: 沈み込んだプレート) が存在していなかったと考えられる。したがって、現在の西南日本弧の地下のフィリピン海プレートは、過去1500万年間に沈み込んだ分しか存在せず、太平洋プレートが少なく

とも数千万年間に亘って一定の運動で沈み込み続けた東北日本弧とは、テクトニック・セッティングが対照的である。

一般的に島弧や陸弧では、火山フロントに沿って一次オーダーの地形的高まりが形成される。西南日本弧の現在の火山フロントは、大山を擁する山陰の日本海側に位

A 古地磁気偏角の年代変化



B 日本海拡大観音開きモデル



C 伊豆弧の衝突と本州中央部の湾曲構造

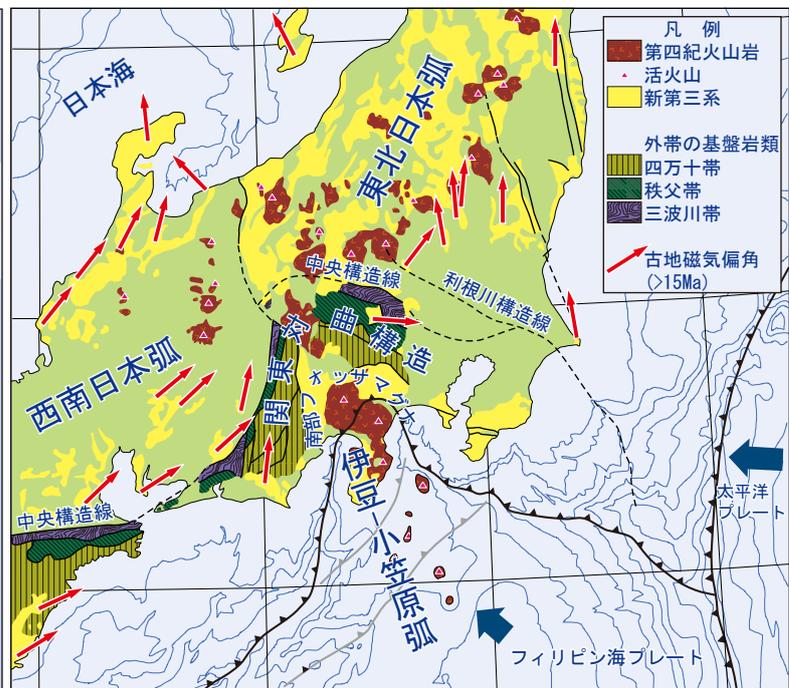


図3. 古地磁気による日本列島の回転運動. A: 東北日本弧, 西南日本弧と関東山地の古地磁気偏角の時代変化 (Takahashi and Saito, 1997). B: 日本海拡大の“観音扉”モデル (Otofuji et al., 1985). C: 伊豆-小笠原弧の衝突による本州中央部の湾曲構造形成 (高橋, 2008; 星・小川, 2012).

Fig. 3. Tectonic rotation of the Japanese Islands inferred from paleomagnetism. A: Paleomagnetic declination vs. age diagram of the Northeast Japan arc, Southwest Japan arc and the Kanto Mountains (Takahashi and Saito, 1997). B: “Double-door mode” of the Japan Sea opening (Otofuji et al., 1985). C: Lateral bending of central Japan caused by collision of the Izu-Ogasawara arc (Takahashi, 2008; Hoshi and Ogawa, 2012).

置している。ところが、通常は前弧堆積盆として沈降域であるはずの四国や紀伊半島などでは基盤岩からなる山地が発達し、弧-海溝系の地形学的特徴とは明らかに異なる。この地形学的特異性や第四紀の島弧火山が少ないことは、西南日本弧が未だ典型的な弧-海溝系にまで成熟していないことを物語っている。

### 琉球弧

つづいて、琉球弧（南西諸島）の特徴を概観しておこう。西南日本弧と琉球弧の境界を厳密に定義することは容易くはないが、ここでは新しい海洋プレート（四国海盆）と古い海洋プレート（西フィリピン海盆）の境界である九州-パラオ弧を境として区別することにする。オイラー極が北海道の北東方に位置するフィリピン海プレートは北西に移動しているため、種子島から西側を琉球弧と考える。琉球弧は、ユーラシアプレートにフィリピン海プレートが沈み込むことによって成長を続ける弧状列島である。

ところで、北海道から本州を経て九州までは広い範囲が陸域となっているが、琉球弧は千島弧と同様に、いくつかの島が不連続に海面上に顔を出す程度である。前述のように、琉球弧の大部分が水面下にあることが特殊なのではなく、広域が露出している本州が特別と考えるべきであろう。一方、火山帯が弧状列島を成す千島弧に対し、琉球弧では非火山性の外弧が一次オーダーの地形的高まりとなっている。その原因の可能性として、背弧のリフト帯である沖縄トラフの拡大が考えられる。沖縄トラフのリフティングは数百万年前から開始したと考えられているが、まだ大陸地殻の分断（breakup）には至っていない（Letouzey and Kimura, 1986; 木村, 1990など）。したがって、琉球弧は島弧ではなく陸弧（図1A）と位置づけられる。沖縄トラフが海洋底拡大に移行した段階で陸弧から島弧となる。

### 伊豆-小笠原弧

最後に伊豆-小笠原弧を整理しておく。伊豆-小笠原弧はフィリピン海プレートに太平洋プレートが沈み込むことによって成長してきた島弧である。2つのプレートは共に海洋プレートなので、伊豆-小笠原弧を海洋性島弧（oceanic arc; 図1C）と呼ぶ場合がある。海洋性島弧は大陸から離れているので、前弧堆積盆や背弧堆積盆を埋める陸源碎屑物は少なく、活動的火山弧に由来する火山性碎屑物がそれらの堆積盆を埋めている。伊豆大島から南に続く火山島が、ほぼ現在の火山フロントに相当している。

伊豆-小笠原弧の地殻は厚くても20~25 kmほど（小平, 2009など）で、アイソスタシーによる地形の高まりでは海面に到達せず、島弧そのものはほとんど水没している。伊豆-小笠原弧の背弧側では八丈リフトや鳥島リ

フトなどで伸張変形が進行しており（西村・湯浅, 1991など）、圧縮応力場に置かれ力学的に隆起している本州とは対照的である。また、小笠原諸島は非火山性の基盤の高まりからなる外弧（outer-arc）と位置づけられるが、太平洋プレート上の小笠原海台が東から衝突しているため、テクトニックに隆起しているであろう。伊豆-小笠原弧の南方に続くマリアナ弧では、背弧で海洋底（マリアナトラフ）の拡大が進行している（Martinez *et al.*, 1995; Yamazaki *et al.*, 2003など）。2500~1500万年前の四国海盆の拡大（沖野, 2015）に相当する現在進行形の背弧拡大である。

## 日本海の拡大

日本列島に散点的に分布する本邦白亜系から当時の陸弧を復元するためには、東北日本弧と西南日本弧の現在の配置ではなく、少なくとも日本海の拡大前まで溯った配置において復元しなければならない。ただし、日本海の拡大前の配置は、そのものが地質学的難題である。これまでは、日本列島の先新第三系基盤岩類の地帯配列に基づいて、日本海拡大前の配置が推定されてきた（高木・柴田, 2000; 山北・大藤, 2000a,b; 田沢, 2004など）。とくに、西南日本外帯の直線的帯状配列は明瞭な地質学的目印（マーカー）として採用され、中央構造線の延長を棚倉破碎帯に連続させるモデルなどが提案されてきた。

しかしながら、これらの基盤岩類に基づく日本海拡大以前の日本列島復元モデルは、それぞれが主張する東西日本の地体構造対比モデルを説明するために採用しており、いわば循環論に陥っている。したがって、日本海拡大前の東北日本弧と西南日本弧の配置に関しては、解釈であるモデルに依存しない別個の地質学的マーカーに基づいて行う必要がある。まず、日本海の拡大に関する古地磁気学的成果を簡単に解説する。

### 古地磁気学的モデル

日本海の拡大に関する研究の歴史は古く、寺田寅彦が大陸地殻の“裂開分離”によって日本海の深海部ができたことを提唱したのは1934年であった（Terada, 1934）。それから半世紀ののち、日本海の拡大時期に関し、地殻熱流量や海洋底地磁気の観測、さらに海底掘削調査などが進められたが、海洋底地磁気異常の縞模様は複雑で一義的な結論には至らなかった（Seama and Isezaki, 1990; Tamaki *et al.*, 1992; Kaneoka *et al.*, 1992など）。

1980年代になると、陸域において古地磁気学的研究が精力的に進められ、日本海が新生代の中頃に拡大したことが明らかとなった（Otofujii *et al.*, 1985, 1994; Baba *et al.*, 2007など）。図3Aは東北日本弧と西南日本弧、および関東山地から得られた古地磁気方位（偏角）を年代に沿って並べたものである。ここで、偏角が0°（古地磁気

方位が真北を示す)の場合は、その地域が古地磁気を獲得して以降、積算の回転運動がないことを示している。東北日本弧と西南日本弧では1500万年前以降偏角がほとんどゼロであることから、中期中新世以降は顕著な回転運動が起らなかったと判断される。

ところが1500万年前以前の古地磁気方位を見ると、西南日本弧は東向きの東北日本弧は西向きの偏角を示し、それらがそれぞれ時計回り及び反時計回りの回転運動を被ったことを表している。これらの古地磁気偏角から、西南日本弧は時計回りに、一方、東北日本弧は反時計回りに回転したと判断され(Otofujii *et al.*, 1994)、日本列島がいわば“観音扉”のように回転・移動した証拠と考えられた(図3B)。そして、古地磁気偏角が認められなくなる1500万年前に、日本海の拡大が終了したと判断された。

ところで、古地磁気は大陸の移動や回転運動を定量的に復元することが可能な数少ない方法のひとつであるが、いくつかの手法的限界も無視できない。球体である地球表面の運動は、オイラー極と回転角速度で記述される。例えば、赤道上を東から西に一定の速度で移動する物体は、北極点をオイラー極とする時計回りの運動か、南極点をオイラー極とする反時計回りの運動として球面幾何学的に記述される。速度が変われば回転角速度が変化し、運動方向が変わればオイラー極の位置が移動する。すなわち、日本海の拡大により時計回りに回転した西南日本弧と反時計回りに回転した東北日本弧の運動は、それぞれある特定のオイラー極と総回転量として定義される。

ところが、地磁気の永年変化やエクスカッションなどにより古地磁気データには必ず不確定性が含まれ、古地磁気方位のみからオイラー極の位置と回転量を同時に決定することは非常に難しい。実際には、まず日本海拡大前の配置をある程度想定して、現在の配置に対する写像を意識しながらオイラー極の位置を推定する。そして、偏角の値を総回転量と解釈し、日本海拡大前の配置を復元している。オイラー極の近傍の回転運動では、古地磁気偏角が総回転量そのものを表すが、オイラー極が遠方に位置すると、プレートの回転量(角度)に比べて古地磁気偏角が大きい場合もあれば小さい場合もあり、場合によってはプレートの回転の向きと反対向きの偏角を示すこともある。すなわち、古地磁気偏角のみで、写像を一義的に決めることはできない。古地磁気偏角だけでなく、日本海拡大前の何らかの目印(マーカー)を見出すことができれば、より正確な復元がなされるはずである。

### 東西日本の地質学的境界

ところで、“日本海観音開きモデル”においては、棚倉破碎帯から中部地方にかけての範囲が図示されていない(図3B)。その理由は、東北日本弧と西南日本弧の境界領域である本州中央部が、1500万年前以降の伊豆-小笠原

弧の衝突によって後生的に変形しているからである(図3C)。その結果、関東地方や中部地方は、日本海拡大前にどのような配置に復元されるのかという疑問が残る。換言するなら、“日本海観音開きモデル”は古地磁気偏角に基づいて東北日本弧と西南日本弧を幾何学的に回転させた復元モデルであり、地質学的復元がなされたものではない。日本海拡大以前の日本列島の地質を考察するためには、古地磁気学的情報も考慮しつつ、地質学的制約条件を満たす復元モデルを構築する必要がある。

このような状況で、前期中新世の陸弧ないし島弧の視点に基づき、東北日本弧と西南日本弧の境界が関東地方を西から東に横断する利根川構造線であるとの仮説を提案した(高橋, 2006)。この仮説では、中新世の関東周辺地域が、前弧堆積盆(銚子)→前弧堆積盆の陸側縁辺(常磐)→火山フロント(仙台, 霊山, 棚倉, 茂木)→弧内堆積盆(烏山, 鬼怒川低地帯)→火山弧中軸部(日光～みなかみ)→背弧堆積盆(新潟)と、基本的な島弧におけるそれぞれの場に対応づけられることを指摘し、その枠組みが関東平野の北縁部まで続いていることから、利根川付近に伏在する利根川構造線を再定義して東北日本弧の南限とした。一方、糸魚川-静岡構造線の北半部および関東山地北縁から関東平野の成田市東方まで続く中央構造線と、利根川構造線に挟まれた範囲を北部フォッサマグナと考え、それらより西を西南日本弧とした。

ところで、現在、太平洋プレートが沈み込む東北日本弧では脊梁山脈に沿って第四紀火山が形成され、日本海溝と平行な火山フロントを認定することができる(図4A)。一方、フィリピン海プレートが沈み込む西南日本弧では中部地方から山陰にかけて島弧火山が形成され、不明瞭ながらも第四紀火山フロントをトレースすることができる。このように、弧-海溝系においては、火山フロントは海溝と平行に形成される明瞭な地質学的マーカーとなり得る。そこで、日本海の拡大前から拡大中に噴出した火山岩類を地質図(地質調査所, 1992a)から抽出し、当時の火山フロントを推定した(図4B)。

ここで、東北日本弧の前期中新世の火山フロントをみると、北上山地から仙台付近を経て阿武隈山地の東縁に続いており、第四紀の火山フロントに比べて明らかに海溝側に偏っている。沈み込むプレート(スラブ)の上面深度がおおよそ100kmになるとその真上に火山フロントが形成される(Tatsumi, 1986; England *et al.*, 2004; Syracuse and Aber, 2006)ことから、当時沈み込んでいた太平洋プレートの沈み込み角度が現在よりも大きかったことを示唆している。したがって、現在の東北日本の陸域は、前期中新世には火山弧あるいは背弧に位置していたと判断される。

これに対し、西南日本弧の地質をみると、金沢から福井、鳥取、さらに松江にかけて前期中新世の火山岩類が散点的に分布し、当時の火山フロントが日本海沿岸に

沿って位置していたことが明瞭である。したがって、現在の西南日本の陸域のほとんどは前期中新世の前弧域に相当し、大部分が背弧域（火山弧）に相当する東北日本

の陸域とは大きくずれていることになる。すなわち、日本海の拡大によって東北日本弧と西南日本弧はそれぞれ反対方向に回転しながら移動したが、単純な“観音扉”

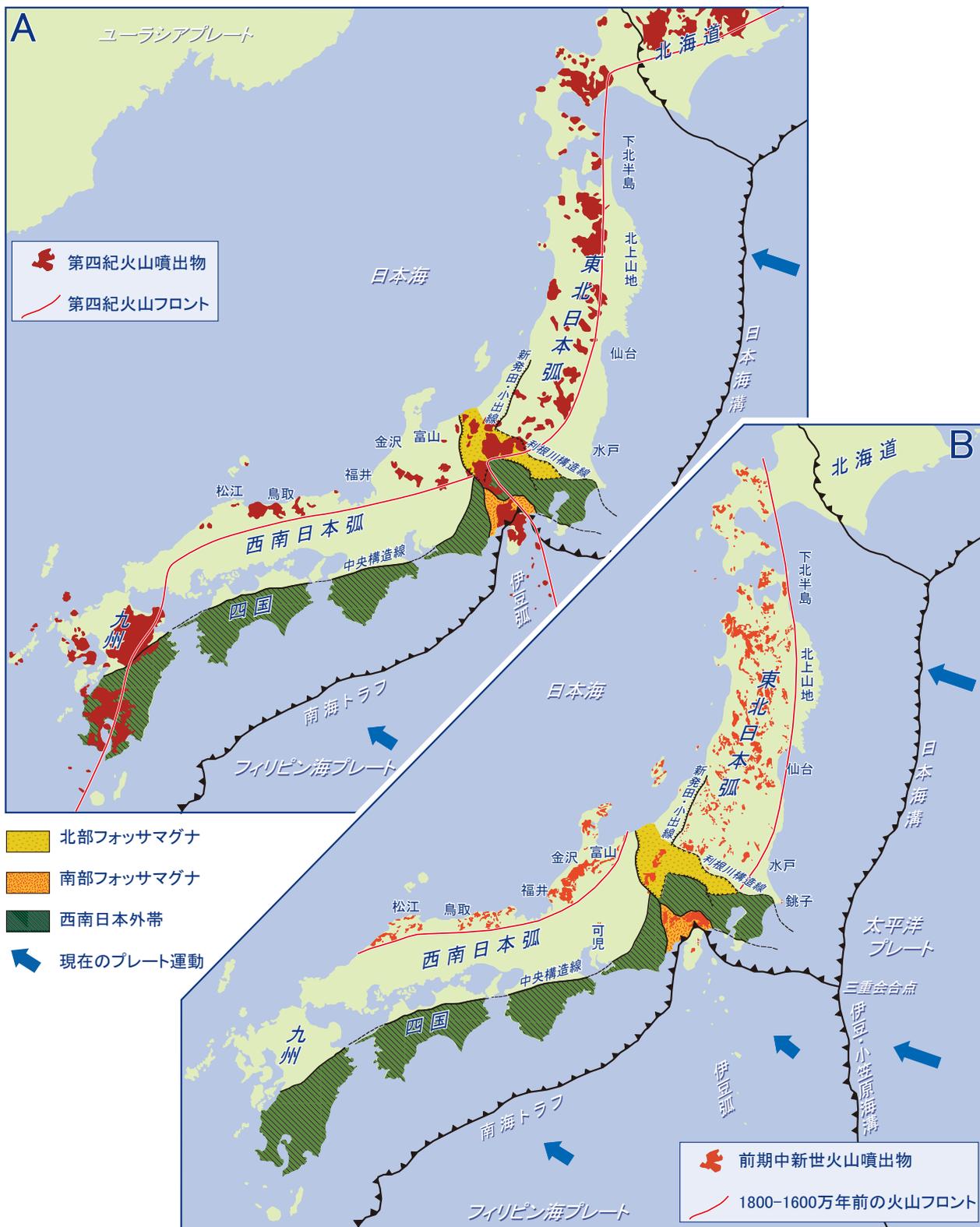


図4. 第四紀 (A) と前期中新世 (B) の火山フロント.  
Fig. 4. Volcanic front of the Quaternary (A) and the Early Miocene (B).

のように回転したのではなく、東北日本弧の南限と西南日本弧の東限が右横ずれしつつ移動したと考えられる。その結果形成された巨大な右横ずれリフト帯が北部フォッサマグナであり、その東側の境界が関東平野の地下に伏在する利根川構造線であると推定される（高橋, 2006）。

### 2500 万年前の復元モデル

古地磁気学的に推定された日本海の拡大様式は、東北日本弧と西南日本弧が単純な回転運動を行ったとして復元された。しかしながら、前期中新世の火山フロントに着目すると、日本海の拡大前にはそれらは連続的につながっていたと考えられ、このことが日本列島の中新世以前の配置を復元するための制約条件となる。

まず、日本海の拡大以降の島弧の変形を補正する必要がある。西南日本外帯を構成する三波川、秩父、四万十帯の帯状配列は九州から関東山地まで連続するが、関東山地と赤石山地の基盤岩類の帯状配列は、南部フォッサマグナを取り囲むように大きく屈曲している（図2および図3C）。「関東対曲構造」とよばれるこの構造は、1500 万年前以降の伊豆-小笠原弧の衝突により形成されたことが明らかにされている（Matsuda, 1978; Niitsuma and Matsuda, 1985; Hyodo and Niitsuma, 1986; Amano, 1991; 高橋, 2008; 星・小川, 2012 など）。

そこで、最初に本州中央部の変形について、西南日本外帯の帯状配列の連続性を保持しつつ、1500 万年前以前の古地磁気ベクトルに基づく回転運動を補正すると、赤石山地と関東山地の先新第三系基盤岩類の後生的屈曲構造はほぼ直線状に復元された。さらに、西南日本外帯の帯状配列や三波川帯の北縁である中央構造線も、九州東部から関東山地まで直線状に復元された。つづいて、東北日本弧と西南日本弧の前期中新世火山フロントが連続するように、両島弧の配置を復元し、日本海の拡大開始前（2500 万年前）の東北日本弧と西南日本弧の配置を推定した（図5）。

なお、棚倉破砕帯など東北日本弧には北北西-南南東方向の大きな断層が発達し、それらの横ずれ移動量についてはさまざまな見解が示されてきた。しかしながら、例えば、棚倉地域には下部中新統~中部中新統が棚倉破砕帯を挟んで連続的に分布している（天野, 2008）。したがって、それらが堆積して以降、棚倉破砕帯に沿って、図5の縮尺の地図に改変を必要とする100 kmを越えるような規模の横ずれ運動が生じたとは考えられない。そこで、本論ではそれらの断層について変位を施していない。

このようにして、日本海の拡大前の配置から明らかなのは、利根川構造線を境に東北日本弧と西南日本弧が大きく右横ずれに変位していることである。すなわち、現在の山陰から北陸にかけての地域は東北日本の太平洋沿岸に相当し、東北日本の背弧域（秋田から新潟）は西

南日本の日本海域に続く。一方、西南日本外帯は東北日本の東方沖の太平洋域に対応する。このように、現在の東北日本と西南日本は海岸線が連続しているけれども、日本海拡大前の陸弧は東北日本と西南日本で大きくずれている。したがって、日本の古生界や中生界はもちろん、陸弧の時代に形成された古第三系も、北部フォッサマグナを境に大きく右横ずれに変位しているはずである。

また、図5を見ると、西南日本を特徴づける三波川変成帯やその北縁である中央構造線は、日本海拡大前の火山フロントや沈み込み帯（古日本海溝）と平行で、それらのほぼ中央に位置している。そして、それらの東方延長は東北日本弧の火山フロントと古日本海溝の間、すなわち東北日本の東方沖の太平洋海底下に位置することになる。したがって、中央構造線や三波川帯が東北日本の陸域に連続することはあり得ない（高橋, 2006）。

## 日本海の拡大前の日本列島

東北日本弧と西南日本弧の配置を白亜紀までさかのぼるためには、古第三紀の地殻変動の有無やその履歴を取り除く必要がある。さらに、白亜紀当時の配置を示す地質学的マーカーや関連する制約条件を考慮して、白亜紀の日本列島の配置を考察する。

### 古第三紀の日本列島

日本列島の古第三系は分布が非常に限られるため、当時どのような地殻変動が進行していたのかを正確に復元することは難しい。しかしながら、散点的に分布する古第三系は石炭層を挟む陸成から浅海成の礫岩や砂岩などで、常磐地域の白水層群（須藤ほか, 2005; 安藤ほか, 2011）や西南日本内帯の神戸層群（尾崎ほか, 1996）など、堆積時代に顕著な地殻変動を被っていた様子うかがえない。古第三紀の日本は大陸縁の陸弧であり、現在の東シナ海のように基本的には海水準変動に支配された比較的静穏な環境が継続していたと推察される。したがって、白亜紀の東北日本弧と西南日本弧の大まかな配置は、図5の日本海拡大直前の配置と大きくは変わっていないかと推定される。

### 白亜紀の日本列島

火山フロントを地質学的マーカーとして日本海拡大前の陸弧の配置を復元したように、白亜紀における当時の陸弧の配置を当時の火山フロントを用いて推定を試みた。しかしながら、白亜紀の火山フロントを推定するための成層火山の痕跡である安山岩や玄武岩などの分布は空間的にも年代学的にも限られるため、ここでは図5の日本海拡大前の配置を採用し、その配置において白亜紀の火山岩類や堆積岩類の分布を示し、当時の陸弧の配置を保持していると考えて矛盾がないかどうか考察を行った。

## 1. 白亜紀の火山フロント

白亜紀の安山岩質火山噴出物は北九州から山口県（下関層群、阿武層群、匹見層群、周南層群など）にかけてまとまって分布し、中国地方から近畿地方（吉舎安山岩類、相生層群、有馬層群など）にかけても連続的に噴出が認められる。これらの白亜紀安山岩類は瀬戸内海より日本海側にのみ分布し、西南日本外帯には全く認められない（図6）。これらの安山岩類の分布から推定される西南日本弧の白亜紀火山フロントは、図5の前期中新世の火山フロントと平行で海溝側に40～60 km程度ずれている。

これに対し、東北日本弧の白亜紀安山岩類の分布は新生代の地層が広く被覆するため非常に限られるが、福島県原町の高倉層や宮城県牡鹿半島の山鳥層のほか、気仙沼（大島層群）や岩手県の大船渡（大船渡層群）にまとまって分布し、さらに田老（原地山層）にも安山岩の噴出が確認される。それらより東方は太平洋であるため確認できないが、少なくとも当時の火山フロントは、東北日本の太平洋沿岸（あるいはその東方）に位置していたと考えられる。とくに、前期中新世の火山フロント（図5）は北上山地の西縁に推定されたが、白亜紀の火山フロントは北上山地の東縁にトレースされ、西南日本弧と同様に白亜紀の火山フロントが前期中新世の火山フロントに比べて、30 kmほどより海溝側に位置していたことが分かる。

このようにして推定された白亜紀の火山フロントは、東北日本弧と西南日本弧における連続性や前期中新世の火山フロントとの平行性が概ね保たれている。したがって、白亜紀の陸弧の配置は、日本海拡大前の配置を採用しても大きく矛盾しないと判断した。このことは、白亜紀から日本海の拡大が始まる前期中新世の初頭まで、日本列島はユーラシア大陸の東縁の陸弧として成長し、弧 - 海溝系の枠組みを大きく改変するような地殻変動は生じなかったことを示唆する。

## 2. 白亜紀の陸弧 - 海溝系

白亜紀の東北日本弧と西南日本弧は日本海の拡大直前（図5）とほぼ同様の配置で、古ユーラシア大陸の東縁に沿う一連の陸弧であった。もちろん当時、東北日本弧と西南日本弧を区別する地質学的差異はなかったと考えられ、太平洋プレートと海嶺を挟んで北西側に拡大していたイザナギプレートが、この陸弧に沈み込んでいたと推定される。仮に太平洋プレートとイザナギプレートの間の海嶺の拡大が停止していたとすれば、太平洋プレートそのものが白亜紀の日本に沈み込んでいた。その結果、海溝に沿っては付加体（四十帯北帯）が成長し、海溝内側斜面隆起帯から当時の海岸線にかけた広い範囲には、前弧堆積盆が形成されていたと考えられる。

東北日本弧では前弧堆積盆の地層の大部分は現在の東

北日本の東方の太平洋海底下に伏在し、一部が銚子（銚子層群）から常磐地域（双葉層群）、さらに北上山地の東縁（宮古層群、久慈層群や種市層）にかけて露出している。一方、火山フロントよりも大陸側では、手取層群に対比される陸成層の戸倉沢層が群馬県北部の片品地域（上越帯）に分布している（松川ほか、2015）。

これに対し、西南日本（陸域）の主な白亜紀海成層は、瀬戸内海沿岸から西南日本外帯のジュラ紀付加体（秩父帯）の上に浸食を免れて残存している。中央構造線に沿っては和泉層群が帯状に分布しているが、他の白亜系の分布は散点的である。新生界が広く分布する東北日本に比べて西南日本では先新第三系が広範囲に露出しているので、西南日本の白亜系の分布が限られている理由は、後の浸食による影響と考えられる。なお、関東山地の山中層群や赤石山地の戸台層は、1500万年前以降の伊豆弧の衝突による関東対曲構造を直線状に戻した結果、いずれも火山フロントよりも海溝側に復元され、いずれも前弧堆積盆に位置づけられる。一方、関東山地北縁の跡倉層は三波川変成岩の上に乗るクリッペであり、それらの堆積位置を復元することは容易ではない。

他方、西南日本の火山フロントから大陸側には主として陸成層が分布している。典型的なのは中部地方の手取層群であり、中国地方ではいわゆる濃飛流紋岩類相当層に付随する碎屑岩が散点的に分布する。北九州の白亜系は関門層群としてまとまって分布し、陸成層と火山岩類の両者が発達している。

このように、大局的には白亜紀の東北日本弧と西南日本弧は、当時の火山フロントをマーカーとして、主として海成層が発達する前弧域と、陸成層とともに火山弧と位置づけられる背弧域からなる陸弧として理解することができる。この配置は前期中新世の火山フロントをマーカーにして復元された東西両日本弧の配置ともほぼ一致することから、ユーラシア大陸の東縁の陸弧として成長してきた日本列島は、少なくとも白亜紀から日本海の拡大が始まる前期中新世の初頭までこのような配置であったと考えられる。したがって、石炭層が発達する本邦古第三系も、この配置のうえで理解することが可能となる。

## 3. プレート運動の復元における弧 - 海溝系の解明

白亜紀の日本は、ユーラシア大陸の東縁に海洋プレートが沈み込み続けることにより成長した活動的大陸縁（active margin）の典型例といえる。そして、当時沈み込んでいた海洋プレートは、太平洋プレートあるいはイザナギプレートであったと推定される。1億4000万年前以降のプレート配置およびプレート運動学を計算した Engerbretson *et al.* (1985) によると、白亜紀の中頃（110 Ma）までは日本列島には太平洋プレートとイザナギプレートが沈み込んでいたが、白亜紀の後期（80 Ma）以降は太平洋プレートのみが沈み込んでいたと推定して

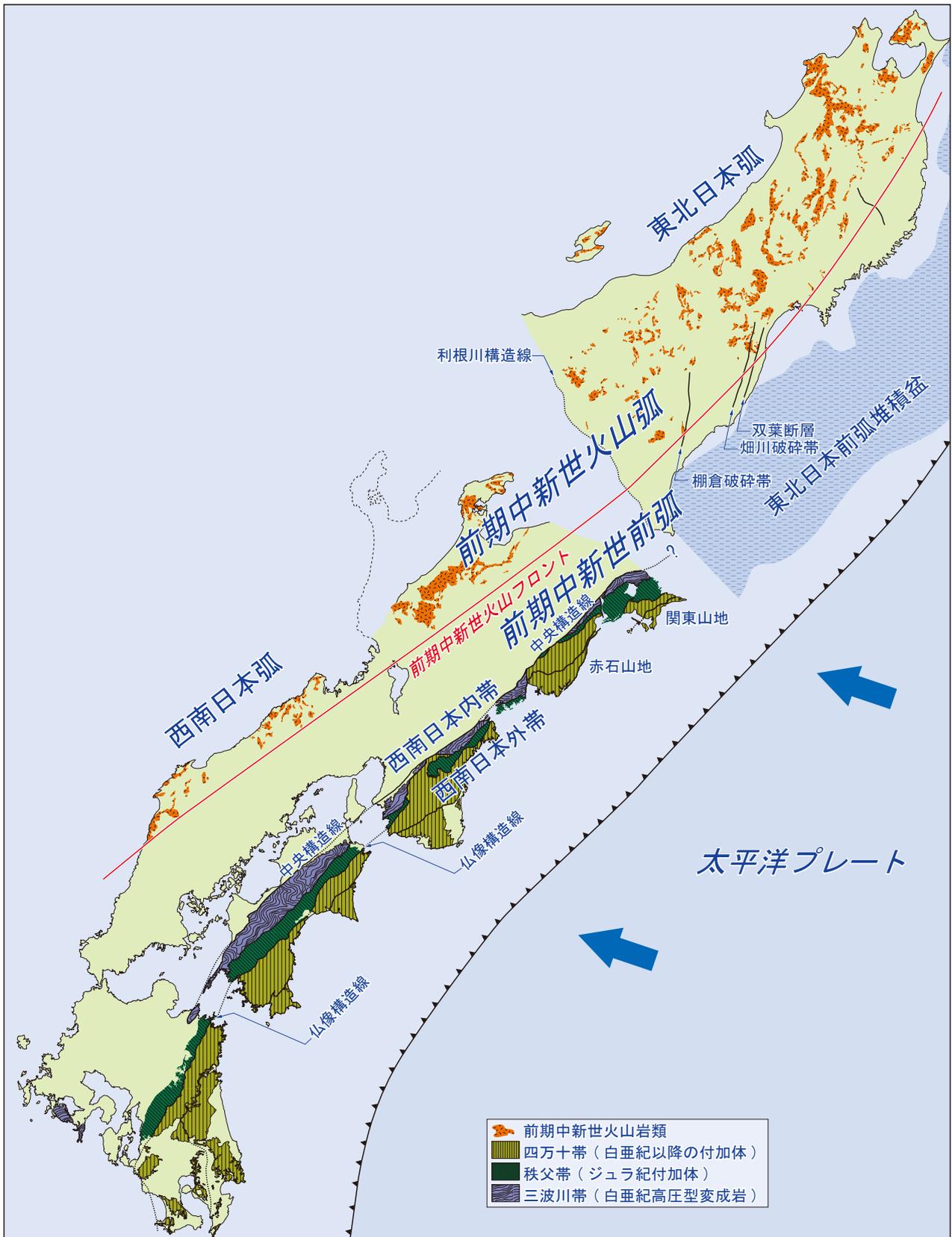


図5. 古日本海溝および前期中新世の火山フロントの連続性に基づき復元した日本海拡大前（2500万年前）の東北日本弧と西南日本弧の配置。  
 Fig. 5. Paleogeography of the Northeast and Southwest Japan arcs before the Japan Sea opening on the basis of continuity of both the trench (paleo Japan Trench) and the Early Miocene volcanic front.

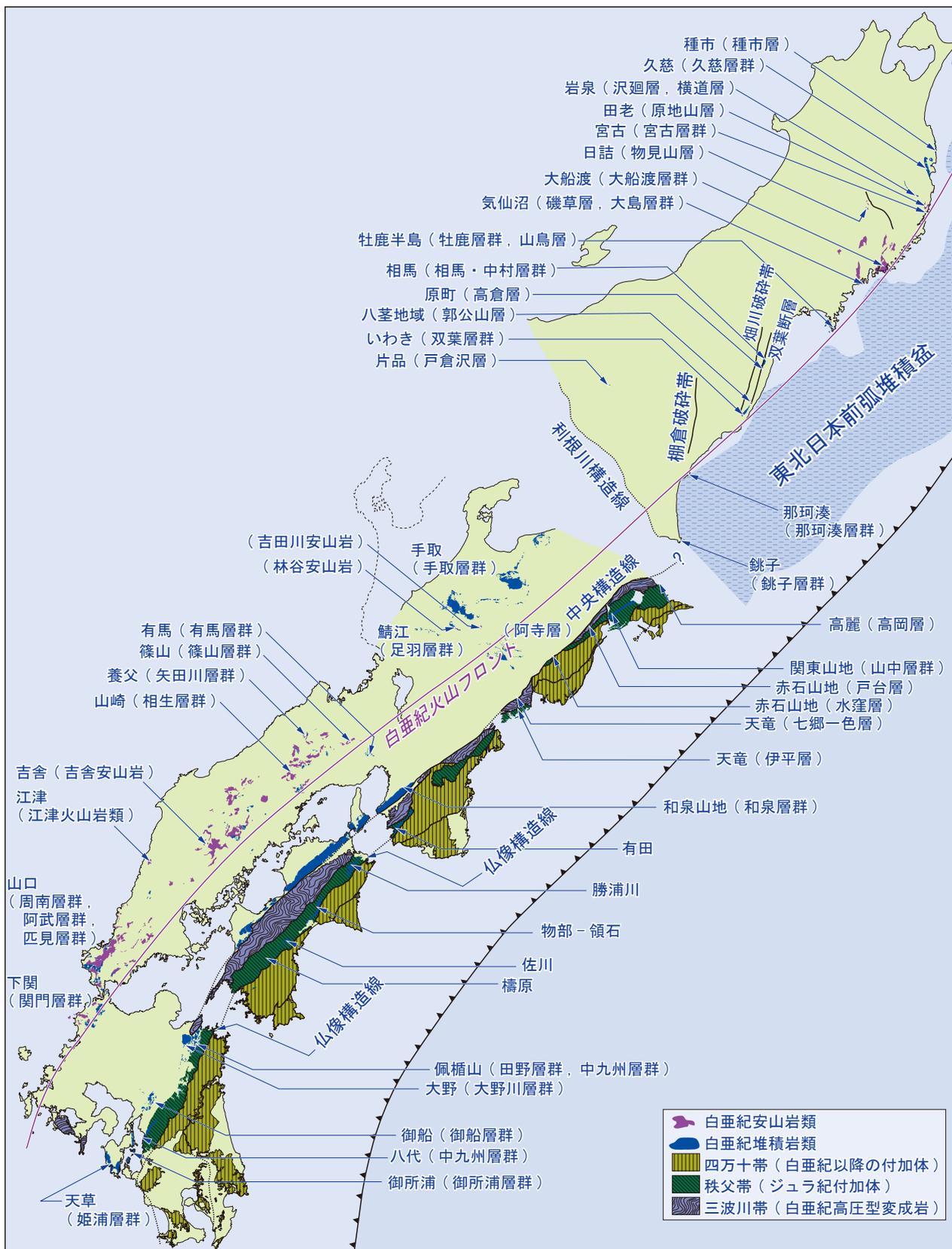


図6. 日本海拡大前の日本列島の配置における白亜系の分布。

Fig. 6. Distribution of the Cretaceous System on the Early Miocene reconstruction map of the Japanese Islands.

いる。

ところで、海洋底地磁気異常の解析に基づき、過去2億年の海洋底拡大史の再現が試みられている (Zohirovic *et al.*, 2014, 2015 など)。そして、海洋プレートの運動に伴い、パンゲア大陸が分裂し移動していく過程も正確に復元することが可能となった。一方、日本列島に沈み込み続けた太平洋プレートの運動は、ハワイなどのホットスポットを基準に正確に復元されている (Harada and Hamano, 2000 など)。ここで、アフリカプレート上にホットスポット・トラックを残すトリスタンホットスポットを基準に採れば、海洋底地磁気異常に基づく相対的な大陸の運動を、ホットスポット系を基準とした絶対運動に変換することが可能となる。すなわち、白亜紀の日本列島に沈み込んでいた海洋プレートの運動も含め、世界中の海洋プレートの運動や大陸の移動を定量的に再現することが可能である。このことは、本邦白亜系に記録されたさまざまな地質学的情報は、当時のグローバルなプレート運動のもとで考察することが可能となったことを意味している。

### おわりに

本邦白亜系の研究に限らないが、日本列島の地質に関する議論は日本列島の現在の配置をもとに考察される場合が多い。日本海の拡大以降は、東北日本弧と西南日本弧や、それらに沈み込む海洋プレートの配置は現在のものと概ね一致するので問題は少ないが、日本海の拡大以前、すなわち先新第三系の地質情報を考察する場合は、当時の陸弧の配置やプレート運動と組み合わせる必要がある。日本の地質学においてプレートテクトニクスが浸透したことは誰もが当然と理解しているが、地質研究者が野外で観察する地質現象とプレート運動が論理的に繋がっている例は驚くほど少ない。例えば、日本列島の中生代地質構造発達史は研究者ごとに架空のプレート運動学が想定され、観察された地質学的情報の解釈がなされてきた感がある。地質学がその根幹としてプレートテクトニクスに立脚するならば、詳細な地域地質研究に基づく地質学的記録と、それとは独立に復元される当時のプレート運動学を両輪とし、地質学の枠を超えた地球科学 (Earth Science) を目指すべきであろう。

### 謝辞

本論は2016年1月に京都大学で開催された日本古生物学会第165回例会のシンポジウム(1)「白亜紀の層序学・古生物学の進展と環境変動」において講演した内容の一部を、関連する情報を補填してまとめたものである。斎藤靖二氏ならびに匿名の査読者と、編集担当の川辺文久氏ならびに「化石」編集委員長の佐藤たまき氏には、原

稿の改善ならびに編集にあたり大変お世話になった。本論の基礎となる研究において、日本学術振興会による科学研究費補助金 (No. 26350220, 代表者: 高橋雅紀; No. 25302011, No. 17540441, 代表者: 安藤寿男) を使用した。以上の方々・機関に厚くお礼申し上げる。また、本論はIGCP608「白亜紀のアジア—西太平洋地域の生態システムと環境変動」の活動の一貫として行われた。

### 文献

- Amano, K., 1991. Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in central Japan. *Modern Geology*, **15**, 315–329.
- 天野一男, 2008. 3. 4. 3 棚倉地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌3 関東地方, 206–214, 朝倉書店.
- 安藤寿男・柳沢幸夫・小松原純子, 2011. 常磐地域の白亜系から新第三系と前弧盆堆積作用. 地質学雑誌, **117**, 補遺, 49–67.
- 荒井章司, 1994. 環伊豆地塊蛇紋岩帯. 静岡大学地球科学研究報告, **20**, 175–185.
- Baba, A., Matsuda, T., Itaya, T., Wada, Y., Hori, N., Yokoyama, M., Eto, N., Kamei, R., Zaman, H., Kidane, T. and Otofujii, Y., 2007. New age constraints on counter-clockwise rotation of NE Japan. *Geophysical Journal International*, **171**, 1325–1341.
- 地質調査所, 1992a. 100万分の1日本地質図 第3版.
- 地質調査所, 1992b. 日本及び隣接地域地質図. 日本地質アトラス (第2版), 朝倉書店.
- Engelbreton, D. C., Cox, A. and Gordon, R. G., 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geological Society of America, Special Paper*, **206**, 59pp.
- England, P., Engdahl, R. and Thatcher, W., 2004. Systematic variations in the depths of slabs beneath arc volcanoes. *Geophysical Journal International*, **156**, 377–408.
- Harada, Y., and Hamano, Y., 2000. Recent progress on the plate motion relative to hotspots. *Geophysical Monograph* **121**, *The History and Dynamics of Global Plate Motion*, 327–338.
- 星 博幸・小川晃一, 2012. 愛知県設楽地域に分布する北設楽層群 (下部中新統) の古地磁気方位と本州中部における屈曲構造形成. 地質学雑誌, **118**, 748–761.
- 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. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **38**, 335–348.
- 岩田尊夫・平井明夫・稲葉土誌典・平野真史, 2002. 常磐沖堆積盆における石油システム. 石油技術協会誌, **67**, 62–71.
- Kaneoka, I., Takigami, Y., Takaoka, N., Yamashita, S. and Tamaki, K., 1992. <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: Constraints on the formation age of the Japan Sea. *In* Tamaki, K. *et al.*, eds., *Proceedings ODP Science Results*, **127/128**, Part 2, 819–836.
- 木村政昭, 1990. 沖縄トラフの発生と形成. 地質学論集, (34), 77–88.
- 小林洋二, 1983. プレート“沈み込み”の始まり. 月刊地球, **5**, 510–514.
- 小平秀一, 2009. 日本周辺沈み込み帯での海域地下構造探査—海溝域地震発生帯と海洋性島弧生成に関する最新の成果から—. 地震, **61**, S155–S163.
- Letouzey, J. and Kimura, M., 1986. The Okinawa Trough: Genesis of a back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics*, **125**, 209–230.
- Martinez, F., Fryer, P., Baker, N. A. and Yamazaki, T., 1995. Evolution of backarc rifting: Mariana Trough, 20°–24°N. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 3807–3827.

- Matsuda, T., 1978. Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Journal of Physics of the Earth*, **26**, Supplement, S409-S412.
- 松川正樹・柴田健一郎・小荒井千人, 2015. 群馬県の白亜系戸倉沢層の軟体動物化石群集とそれに基づく手取層群との対比. 東京学芸大学紀要, 自然科学系, **67**, 45-53.
- 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.
- 中村一明, 1983. 日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研究所彙報, **58**, 711-722.
- Niitsuma, N. and Mastuda, T., 1985. Collision in the South Fossa Magna area, central Japan. *Recent Progress of Natural Science in Japan*, **10**, 41-50.
- 西村 昭・湯浅真人, 1991. 伊豆・小笠原弧のスミスリフト—海洋性島弧における背弧リフトの形成の一例—. 地球科学, **45**, 333-344.
- 沖野郷子, 2015. フィリピン海の磁気異常とテクトニクス. 地学雑誌, **124**, 729-747.
- 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. *Geophysics Research Letters*, **26**, 2287-2290.
- Otofujii, Y., Kambara, A., Matsuda, T. and Nohda, S., 1994. Counterclockwise rotation of Northeast Japan: Paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation. *Earth Planetary Science Letters*, **121**, 503-518.
- 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.
- 尾崎正紀・松浦浩久・佐藤喜男, 1996. 神戸層群の地質時代. 地質学雑誌, **102**, 73-83.
- Seama, M. and Isezaki, N., 1990. Sea-floor magnetization in the eastern part of the Japan Basin and its tectonic implications. *Tectonophysics*, **181**, 285-297.
- 杉村 新, 1959. 火山岩の $\theta$ 値の地理的分布: 日本の火山帯. 火山, **4**, 77-103.
- 須藤 斎・柳沢幸夫・小笠原憲四郎, 2005. 常磐地域及びその周辺の第三系の地質と年代層序. 地質調査研究報告, **56**, 375-409.
- Syracuse, E. M. and Abers, G. A., 2006. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **7**, 1-18.
- 高木秀雄・柴田 賢, 2000. 古領家帯の構成要素と古領家-黒瀬川帯の復元. 地質学論集, (56), 1-12.
- 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.
- 高橋雅紀, 2008. 1.4新第三系研究の進展. 日本地質学会編, 日本地方地質誌3 関東地方, 16-20, 朝倉書店.
- Takahashi, M. and Saito, K., 1997. Miocene intra-arc bending at arc-arc collision zone, central Japan. *The Island Arc*, **6**, 168-182.
- 玉木賢策, 1992. 日本海の形成機構 新しい背弧海盆拡大モデル. 科学, **62**, 720-729.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J. C. and Pisciotto, K. A., 1992. Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling. In Tamaki, K. et al., eds., *Proceedings ODP Science Results*, **127/128**, Part 2, 1333-1348.
- Tatsumi, Y., 1986. Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophysical Research Letters*, **13**, 717-720.
- 田沢純一, 2004. 横ずれ説: 日本列島の起源と形成についての考察, 地質学雑誌, **110**, 503-517.
- Terada, T., 1934. On bathymetrical features of the Japan Sea. *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, **12**, 650-656.
- Von Huene, R. and Culotta, R., 1989. Tectonic erosion at the front of the Japan Trench convergent margin. *Tectonophysics*, **160**, 75-90.
- 山北 聡・大藤 茂, 2000a. 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先白亜紀地質体の再配列過程の復元. 地質学論集, (56), 23-38.
- 山北 聡・大藤 茂, 2000b. 中央構造線の後期白亜紀左横すべり変位量の推定とその西南日本の地帯配列における意味. 地学団体研究会専報, (49), 93-104.
- Yamazaki, T., Seama, N., Okino, K., Kitada, K., Joshima, M., Oda, H. and Naka, J., 2003. Spreading process of the northern Mariana Trough: Rifting-spreading transition at 22°N. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **4**, 1-18.
- Zohirovic S., Müller, R. D., Seton, M. and Flament, N., 2015. Tectonic speed limits from plate kinematic reconstruction. *Earth Planetary Science Letters*, **418**, 40-52.
- Zohirovic S., Seton, M. and Müller, R. D., 2014. The Cretaceous and Cenozoic tectonic evolution of Southeast Asia. *Solid Earth*, **5**, 227-273.

(2016年4月30日受付, 2016年7月20日受理)

