

GSJ 地球をよく知り、地球と共生する 地質ニュース

2017
10
Vol.6 No.10



10月号

-
- 315 東西日本の地質学的境界【第十話】待ち構えていた難問
高橋雅紀
-
- 332 外核の底を探る
大滝壽樹
-
- 338 校外学習の場としての地質標本館
—入館者データから見た地学教育の現状と課題—
森尻理恵・利光誠一・下川浩一・佐藤隆司・高橋 誠・酒井 彰
-
- 345 第2回日中韓3ヶ国ジオサミット参加報告 山岡香子・内田利弘
-
-
- 348 新刊紹介 「街の中で見つかる『すごい石』」
-
- 349 受賞・表彰 「地質情報研究部門の佐藤善輝氏が日本第四紀学会奨励賞を受賞」
-
- 350 受賞・表彰 「地質情報基盤センターの大和田朗氏が日本地質学会功労賞を受賞」

東西日本の地質学的境界【第十話】

待ち構えていた難問

高橋雅紀¹⁾

1. はじめに

長年に亘って棚倉破砕帯と考えられていた東西日本の地質学的境界は北部フォッサマグナであり、その東の端が利根川構造線であることを、9回の連載として解説してきた。そして、19世紀末にナウマンが発見・命名したフォッサマグナを、私なりに整理し分析し位置づけた。2006年に地質学雑誌に公表した論文「日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界(高橋, 2006)」は、これらの内容をわずか20ページほどに押し込んだものであった。そのため、なかなか理解してもらえなかったと思う。それから10年たった今、敢えてその内容を噛み砕きながら解説し直した理由は、この問題が日本の地質学の大問題であることを、多くの地質研究者に知ってもらいたい期待が半分、そして、その後の10年の進展を将来語るために、どうしても通らなければならないステップであると判断したからである。本連載の最終である第十話は、ここまでの考察で事が完結したわけではないこととお話したい。

2. 日本海拡大の原因

もう一度、日本海の拡大過程を、考察を加えながら振り返ってみよう。およそ2,500万年前、日本海と四国海盆、そして千島海盆は拡大直前で、日本列島はユーラシア大陸の東縁のひとつつながりの陸弧であった。当時の陸弧はおおよそ北東-南西方向に伸びていて、西に移動する太平洋プレートが、千島海溝や日本海溝から右斜め横ずれに沈み込んでいた。陸弧には、太平洋プレートの沈み込みにより、海溝と平行に連続する火山帯が形成されていた。その火山フロントは、現在の東北日本(陸域)の太平洋沿岸から、西南日本(陸域)の日本海沿岸へとレースすることができ

る。一方、西に移動する太平洋プレートは、フィリピン海プレートにも沈み込んでいた。当時のフィリピン海プレートの大部分は古第三紀に拡大した西フィリピン海盆で、その

東縁では、分裂前の九州-パラオ-伊豆島弧が成長していた。数千万年前に太平洋プレートの西縁で拡大していた西フィリピン海盆の海洋底と、北に移動する太平洋プレートとの境界はトランスフォーム断層であったと推定され、ハワイ-天皇海山列が屈曲した4,500~4,300万年前に、両者は収束境界に移行。古くて重い太平洋プレート側が、拡大直後の西フィリピン海盆の下に沈み込むこととなる。

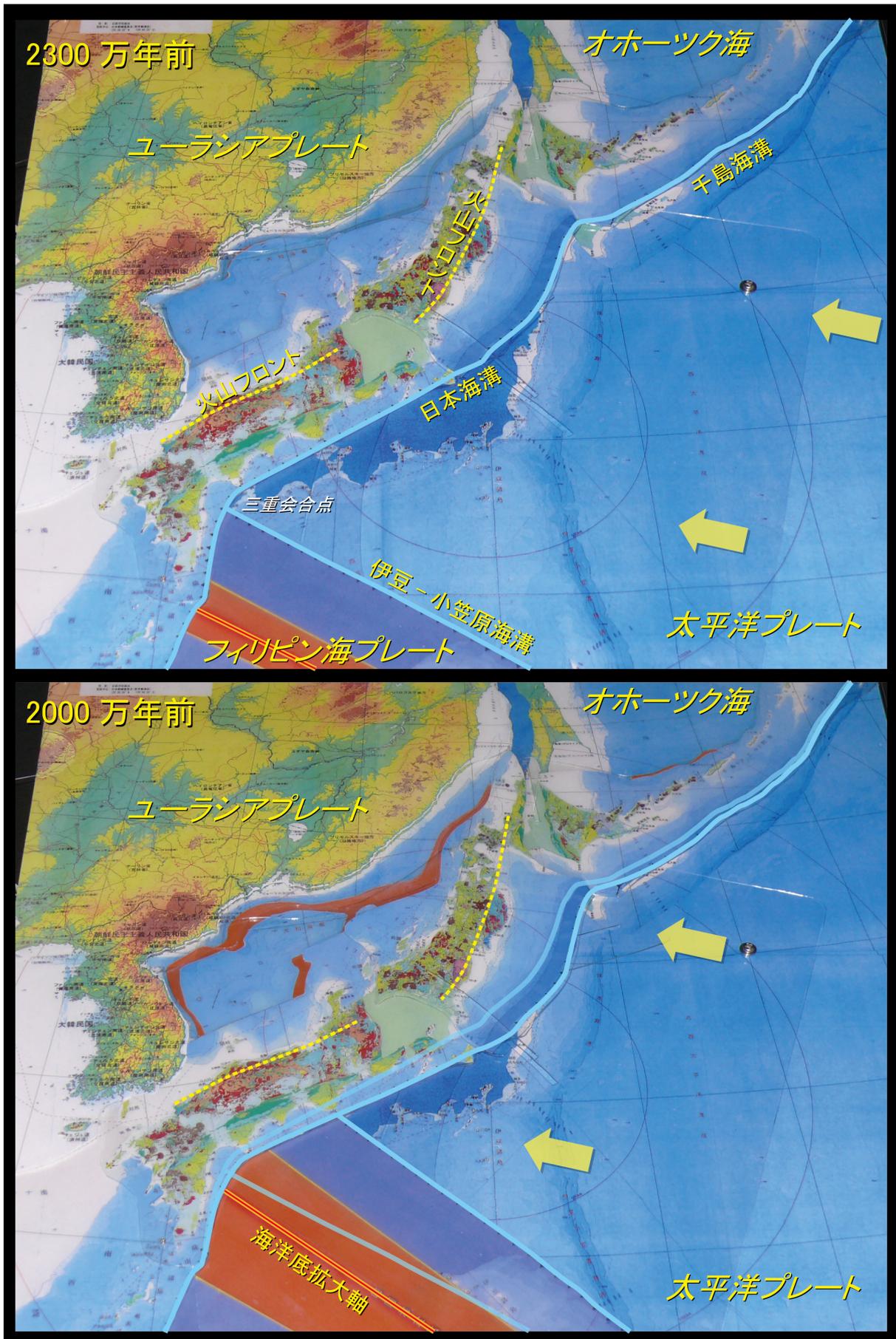
その結果、西フィリピン海盆は太平洋プレートとは別個に運動し始め、フィリピン海プレートとして独立した海洋プレートが誕生した。と同時に、両プレートの収束境界は、弧-海溝系として海洋性島弧を形成しつつ今日に至っている。無人岩(boninite)で代表される小笠原諸島(海野・中野, 2006; 海野ほか, 2016)の特異な古第三紀火山岩類は、プレートの沈み込み開始に伴う火山活動の産物である(Maehara and Maeda, 2004; Ishizuka *et al.*, 2006; Haraguchi *et al.*, 2008等)。このように、四国海盆の拡大が開始する2,500万年前までのおよそ2,000万年間、フィリピン海プレートの東縁では、九州-パラオ-伊豆島弧が成長を続けてきたのである。

最初に拡大を開始したのは四国海盆であった(第1図左)。太平洋プレートが西に移動しても、フィリピン海プレートが西に移動すると、太平洋プレートの沈み込む分量は低下してしまう。例えば、太平洋プレートが10 cm/年、一方、フィリピン海プレートが6 cm/年の速度で西に移動すると、収束境界である海溝は6 cm/年の速度で西に移動するので、太平洋プレートは差し引き4 cm/年分しか沈み込むことができない。一旦沈み込んだスラブはおおよそ同じ角度で沈み込み続けるであろうから、沈み込み口(海溝)が沈み込むプレートの運動方向に移動し続けられれば、スラブの傾斜は徐々に大きくなる。現在、伊豆-小笠原-マリアナ海溝から沈み込む太平洋プレートの沈み込み角度が大きいのは、上盤プレート(フィリピン海プレート)の移動にともなって、海溝も西に移動してしまうからである。東向きのマンテル対流を想定する必要はない。

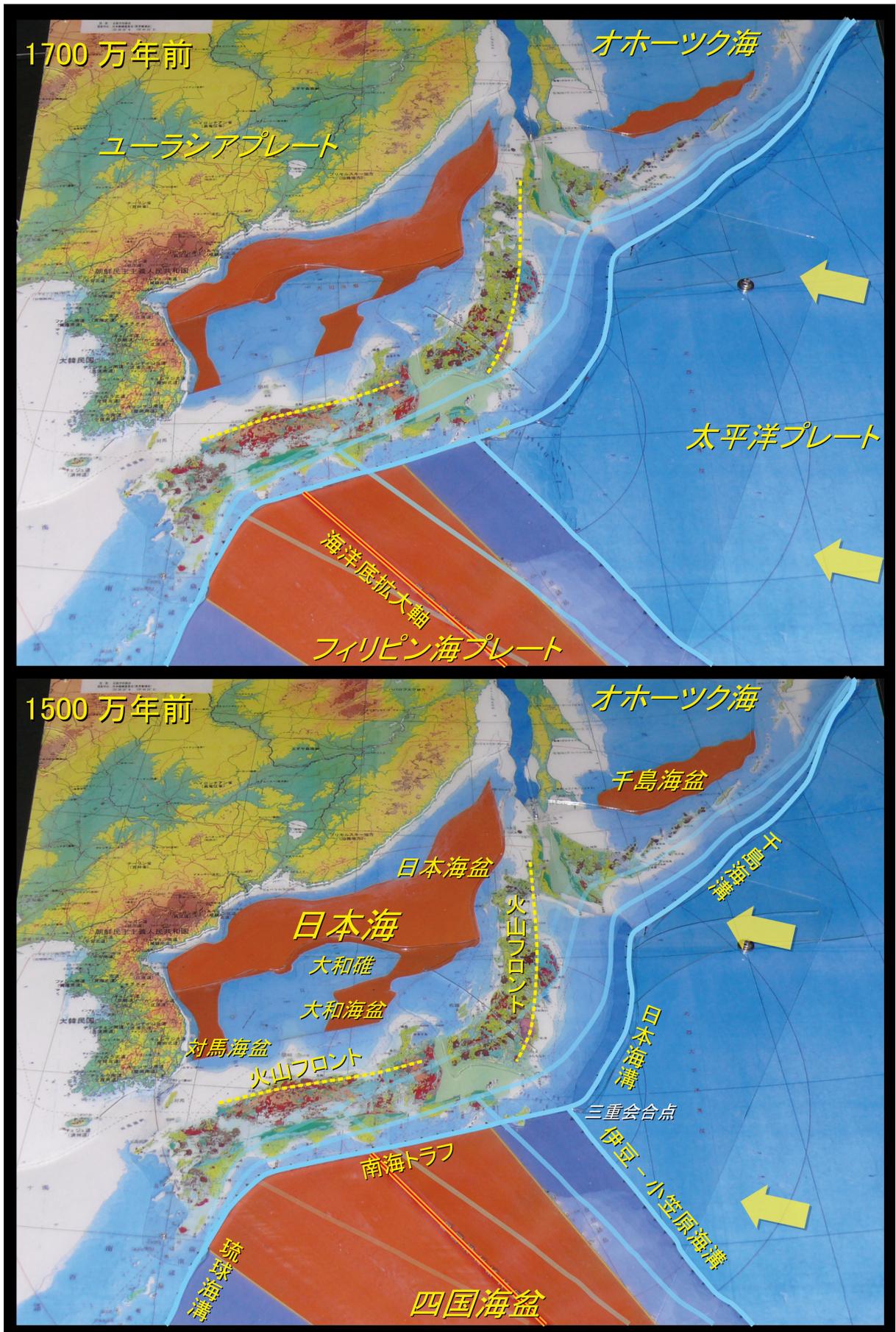
ところで、7.2 cm/年とするプレート収束速度の法則

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：西南日本外帯，中央構造線，三波川帯，日本海の拡大，弧-海溝系



第 1 図 背弧海盆の拡大と日本列島の形成過程 (アナログ模型).



第1図 続き.

(Otsuki, 1989)が示唆するところは、プレートは定常的にはある一定速度(7.2 cm/年)で海溝から沈み込む(消費される)ということである。したがって、それ以下の収斂速度では、何らかの方法で不足分を補うことが予想される。それは、上盤プレートに対する海溝の後退(trench retreat)である。その結果、上盤プレート縁では伸張変形、すなわちリフト帯が形成される。リフトが成長してブレイクアップに至れば、海洋底拡大へ移行する。

そのような経過で、フィリピン海プレートに対する太平洋プレートの収斂速度が低下すると、太平洋プレートの沈み込み角度が徐々に深くなる。すると、スラブは元の沈み込み角度に戻るようにロールバック(rollback)を開始し、海溝は後退し始める。その結果、フィリピン海プレートの東縁で成長していた九州-パラオ-伊豆島弧は、熱的に変形しやすい火山弧の地殻が伸張変形を被り、リフト帯が形成されていった。そして、2,500 万年前になると、リフト帯は遂にブレイクアップに至り、地殻は完全に分断されて海洋底拡大に移行した。四国海盆の拡大開始である。

四国海盆は、ほぼ中央の海洋底拡大軸の両側に、新しい海洋地殻が次々と付け加わって拡大していった。その結果、九州の南方に置き去りにされた九州-パラオ古島弧に対して、伊豆-小笠原弧は伊豆-小笠原海溝の後退に追従するように、東に移動していった。その間、海洋底拡大軸も、伊豆-小笠原弧の移動速度の半分程度の速度で東に移動していった(第1図左)。

四国海盆の拡大がある程度進行すると、一連の陸弧であった西南日本弧と東北日本弧も、南東方にせり出すように移動し始めた。千島海溝、日本海溝、そして伊豆-小笠原海溝はいずれも太平洋プレートの沈み込み口であり、常に連続していなければならない。四国海盆の拡大に伴い東に移動した伊豆-小笠原海溝に連動するように、日本海溝と千島海溝も南東へ後退していった。そして、一連の陸弧は、それら海溝の後退を補填するように伸張変形し、熱的に変形しやすい火山弧に沿ってリフト帯が成長した。およそ2,000 万年前には、陸域であった背弧域にも海水が浸入して日本海が誕生し、一部では大陸リソスフェアがブレイクアップに至って海洋地殻が形成された(日本海盆の形成)。

四国海盆の拡大に追従して拡大し始めた日本海は、四国海盆の様な典型的海洋底拡大(背弧拡大)に、すんなりとは移行しなかった。伊豆-小笠原海溝が東に後退して四国海盆が東西に広がると、ユーラシアプレートの東縁とフィリピン海プレートとの間にプレートの空白域が生じてしまう。アナログ模型を繰り返して何度も動かすと、四国海盆の

拡大にともなう空白域を埋めるように、西南日本弧が時計回りに回転したことが示唆される。西南日本弧の回転運動は、四国海盆の拡大に伴う幾何学的制約によって引き起こされたのではないだろうか。

ところで、日本海には大和確など多くの大陸地殻塊が散在している(第1図右)。その理由は、西南日本弧の背弧リフト帯の熟成が不十分で、リソスフェアが十分薄化する前に、強制的に大陸から引き離されたからであると考えられる。そのため、西南日本弧の背弧リフト帯は規模の大きい正断層によって一気に分断され、伸張薄化した大陸地殻と多くの大陸地殻塊が日本海域に散在した。リソスフェアの伸張変形が十分成熟し、ブレイクアップに至ったのちに海洋底拡大に移行した四国海盆とは対照的である。

無理矢理大陸から引き離された西南日本弧と拡大中の四国海盆との境界は、以下に述べる理由からトランスフォーム断層であったと考えられる。四国海盆は、フィリピン海プレートに沈み込む太平洋プレートのスラブが垂れ下がり、海溝が後退することによって背弧域が伸張変形し、ブレイクアップに至った後に海洋底拡大に移行した。ところが、西南日本弧の背後の日本海(大和海盆や対馬海盆など)の拡大は、四国海盆のような典型的背弧拡大とはほど遠い。四国海盆の拡大では、その原動力は古く厚く重い太平洋プレートのロールバックであった。徐々に垂れ下がった太平洋プレートのスラブの傾斜は、海溝が東に後退することによって、もとの沈み込み角度まで浅くなる。そして、ロールバックが完了すれば、背弧拡大も停止する。

ところが、時計回りに回転した西南日本弧の前面には、ロールバックすべき海洋プレートそのものが存在していなかった。太平洋プレートのロールバックは東方に進展したが、ロールバックした太平洋プレートと西南日本弧の間には、拡大中の四国海盆が広がっていった。仮に、回転中の西南日本弧の下に四国海盆の海洋プレートが沈み込んでいたとしても、形成間もない熱く薄い新生プレートは能動的に沈み込めるほど密度が大きくなく、ロールバックは機能しない。すなわち、西南日本弧の回転は、沈み込む海洋プレートのロールバックでは説明できない。

とすると、四国海盆の拡大によって広がりつつあるプレートの空白域を、西南日本弧が回転することによって埋め合わせたのではないかと推定される。その際、リフト帯が十分成熟していなかった西南日本弧は、陸域の地殻とその背後の海域の地殻が同時に伸張変形することによって、その空白域を埋めていったのであろう。その場合、時計回りに回転していた西南日本弧の下にフィリピン海プレートのスラブは存在せず、両者は非収束かつ非発散のプレート

境界であるトランスフォーム断層で接していたことになる。

他方、千島海盆の拡大について確固たる情報は少ないが、海底地形を見る限り、千島海盆は拡大した背弧海盆であると推定される。拡大の様式を直接示す海洋底地磁気異常は得られていないが、東側にヒンジを持つ扇状の形態は、西側ほど大きく拡大したことを示唆している。推論の域は出ないが、日本海の拡大時期に東に後退した日本海溝に追従するように、千島海溝も南東に後退したのであろう。千島海盆の海底地形は、日本海とは対照的に滑らかである。このことは、千島海盆は四国海盆と同様、リフト帯が十分成熟しブレイクアップに至った後に拡大した、典型的な背弧海盆であることを示唆している。

ここで、日本海の拡大の原因を、概念図を使ってもう一度整理してみよう(第2図)。四国海盆の拡大にともなって、伊豆-小笠原海溝は東に移動していった。日本海溝と伊豆-小笠原海溝の接点が三重会合点なので、九州の南方に位置していた三重会合点も東に移動していった。第2図のジッパー(あるいはファスナー)の引き手が三重会合点に相当する。引き手を東に引っ張れば、ジッパーは閉じていく。その時、ジッパーの両側の生地は、重なる(収束)ことも、間が空く(発散)こともなく、ぴったりと接合する。この幾何学が成り立つためには、ジッパーが閉じることによってその周囲の生地が伸びなければならない。

伸張変形であるリフト帯が十分に成熟していたフィリピン海プレートの東縁では、最初に生地が破断(ブレイクアップ)して海洋底拡大に移行した。その結果、ジッパーの引き手(三重会合点)は東に引かれていき、ジッパーは西から順次閉じていく。本州弧(後の東北日本弧と西南日本弧)の背弧でもリフト帯は形成され始めていたが、その南西側(西南日本弧)の生地はまだ破断には至らず、あちこちでほころびがでていた程度であった。ところが、一気にジッパーを閉じたため、ほころびごとに生地は裂け、広い範囲が破損した。一方、本州弧の北東側(東北日本弧)では、比較的リフト帯の成長が進んでいたであろう。日本海盆は完全にブレイクアップに至り、海洋地殻が空いた隙間を補填した。より北方に位置する千島海盆も、日本海盆と同様にリフト帯の成長が十分成熟していたと考えられる。このように、日本海の拡大の原因は、四国海盆の拡大に伴う幾何学的埋め合わせであると私は考えている。

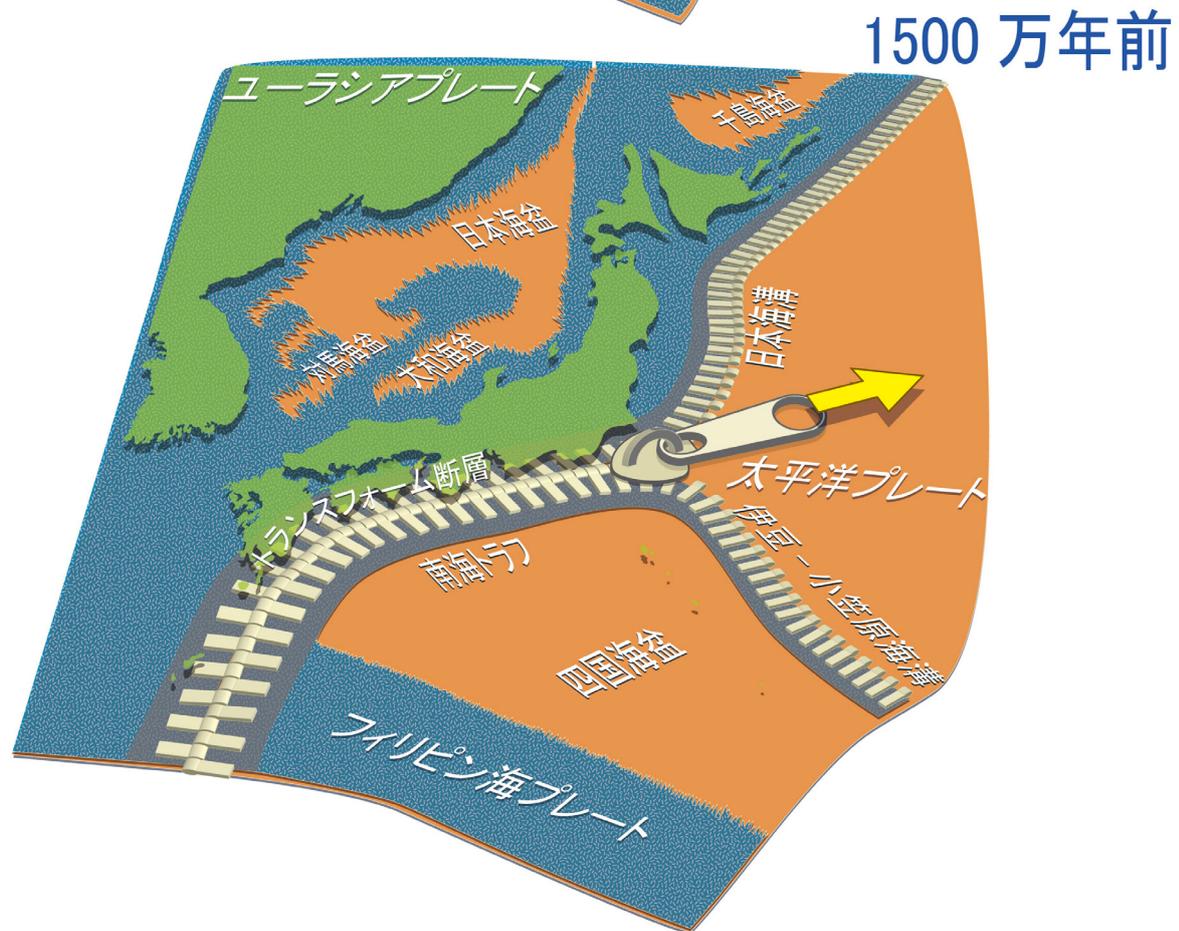
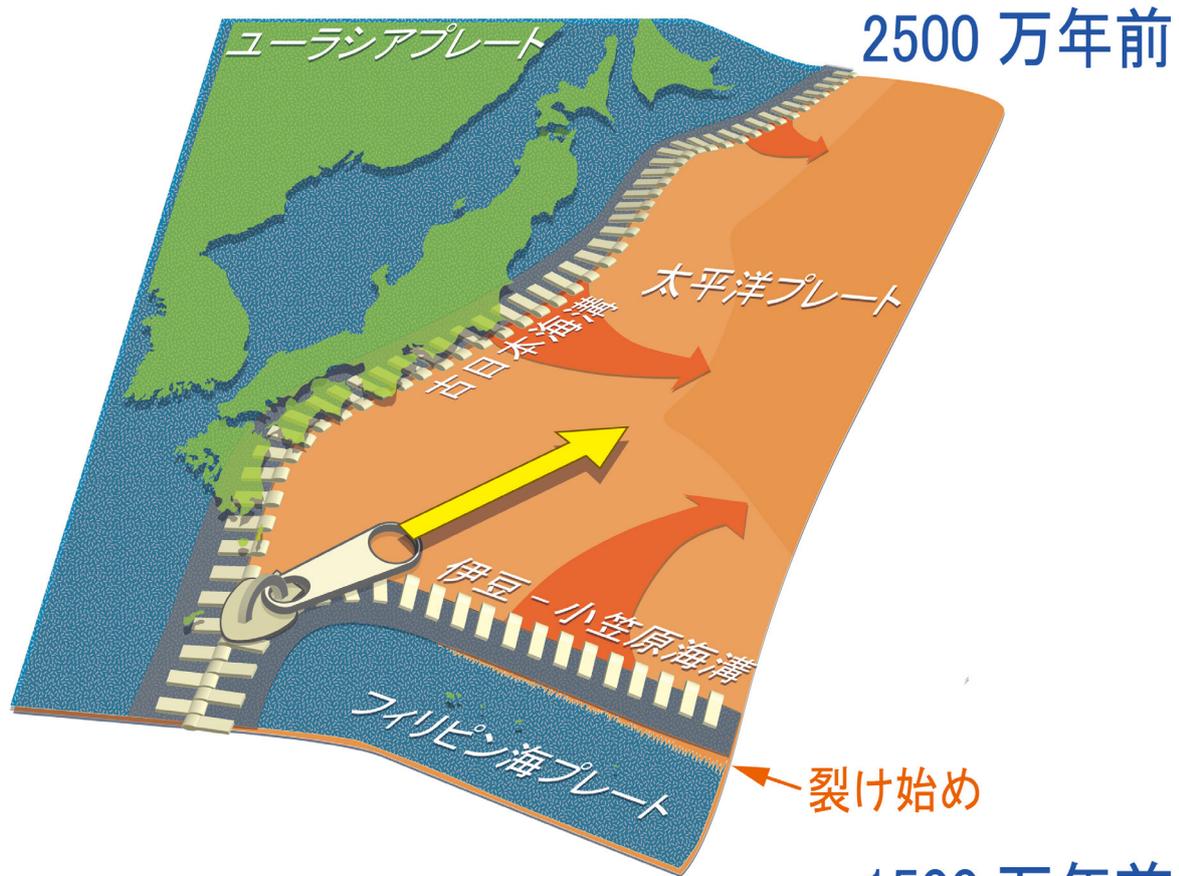
そのように考えてみると、日本海の拡大は、典型的な背弧海盆の拡大ではなかったといえる。沈み込む海洋プレートのロールバックにともない、上盤プレート縁では伸張変形(リフト帯)が進行し、リソスフェアが十分薄くなって完全に破断(ブレイクアップ)に至ると、一本の拡大軸か

ら海洋底が広がり始める(海洋底拡大軸の発生)。ひとたび海洋底の拡大が開始すれば、離れていくプレート間の空隙は、地下から供給されたマグマによって順次補填されるので、それまでリフト帯に働いていた引張応力は一気に減衰する。その結果、一本の海嶺から海洋底は拡大し続ける。前期中新世の四国海盆の拡大も、現在進行中のマリアナトラフの拡大(Martinez *et al.*, 1995; Yamazaki and Murakami, 1998)も、そのような典型的な海洋底拡大である。

ところが、日本海には海洋底の拡大を裏付ける海洋底地磁気異常は、日本海盆など非常に限られる(Isezaki, 1986)。また、大和礁などの大陸の塊が日本海の至る所に散在し、西南日本の背後の地殻は、海洋地殻ではなく伸張・薄化した大陸地殻である(Hirata *et al.*, 1989; Kurashimo *et al.*, 1996)。日本海は、沈み込む海洋プレートのロールバックによる伸張変形が十分成熟する前に、大陸から無理矢理引き離された。海洋底地磁気異常が不明瞭なもの、至る所に大陸塊が残存しているもの、日本海の拡大が“フライング”であったことを意味している。換言するならば、日本海の拡大は、三重会合点を含む3つのプレートの幾何学的制約において、四国海盆の拡大により引き起こされたのである。

その後、四国海盆は拡大を続け、追従するように西南日本弧は時計回りに回転し、東北日本弧は反時計回りに回転しながら南下した。四国海盆が拡大すればするほどプレート間の隙間が大きくなるので、西南日本弧の回転運動は時間とともに加速するであろう。古地磁気学が示す1,500万年前頃の急速な回転運動(Otofuji *et al.*, 1985)は、そのことを反映しているのかもしれない。さらに、1,900~1,500万年前に、四国海盆の拡大方向が東西から北東-南西に変わる(沖野, 2015)のも、拡大軸によってフィリピン海プレート本体からフリーになった伊豆前弧域が、その隙間を埋めるために相対的に北上したことを物語っているのかもしれない。

千島弧も日本海溝の後退に追従する千島海溝の移動に伴って南下し、その背後に千島海盆が広がった。そして、1,500万年前に四国海盆の拡大が停止すると、西南日本弧と東北日本弧の回転・移動も停止し、日本海の拡大も完了した。その結果、いくつかの島弧ないし陸弧からなる日本列島が成立した。すなわち、地質学的にはごく最近といえる1,500万年前、日本列島は数億年に及ぶ大陸の時代に別れを告げた。そして、全く新しい弧状列島の時代が始まったのである。



第2図 四国海盆の拡大に追隨する日本海の拡大モデル (ジッパーモデル: zipper model).

3. 西南日本弧の特異な火成活動

海洋底拡大軸(海嶺)では、地下から上昇してきたマグマが冷却・固結し、新たな海洋地殻となって、海嶺の両側のプレートにはほぼ同じ分量が付け加わっていく。そのため、海嶺から見れば、両側のプレートは同じ速度で反対向きに離れていく。大西洋では、海嶺は離れていく南・北アメリカ大陸とアフリカ大陸の間の海洋底のほぼ中央に位置し続けるので、中央海嶺(mid ocean ridge)とよばれる。これに対し、片側のプレートを固定して考えれば、海嶺はもうひとつのプレートの半分の速度で離れていくことになる。四国海盆の拡大では、分裂した九州-パラオ古島弧がその後も九州南方沖から大きく離れず、四国海盆の拡大軸は、東に移動する伊豆-小笠原弧の半分の速度で東に移動していった。

今からおよそ2,500万年前に拡大を開始した四国海盆は、最初は九州の屋久島南方付近で拡大していたが、2,000万年前頃には九州の東方まで移動し、その後、四国の足摺岬沖から室戸岬沖を通過して、1,500万年前には紀伊半島南端の潮岬沖に到達した(第1図)。これら海嶺が通過した範囲には、およそ1,500万年前の深成岩の貫入が知られていて、その成因が古くから議論されてきた(野沢・柴田, 1968; 柴田, 1978; Miyachi, 1985; 角井ほか, 1998等)。さらに、それらの陸側には大規模なカルデラ群が形成され、瀬戸内火山岩と称される特異な単成火山群も、1,300万年前頃に形成された(第3図A)。いずれも、同時期の東北日本弧には見られない、西南日本弧を特徴づける火成活動である。

通常、深成岩マグマが形成される場所は火山フロントの地下で、冷たい海洋プレートに冷却されている海溝付近での火成活動は考えにくい。四国海盆の拡大と西南日本弧の回転運動を同時に再現すると、中期中新世初頭にだけ発生したいわゆる西南日本外帯の火成活動の原因が、四国海盆の拡大による海嶺(熱源)の通過であろうと予想される。ただし、深成岩の冷却・固結年代が1,500万年前頃に集中し、西から東へ年代が若返る極性は認められない。その理由は不明であるが、フィリピン海プレート(拡大直後の四国海盆)が、1,500万年前に西南日本弧に沈み込みを始めたことが関係しているのではないかと推定される。

同様の海溝近傍での深成岩マグマの発生は、活動的なチリ海嶺(海洋底拡大軸)が沈み込んでいる南米大陸西岸のタイタオ半島(第3図B及びC)で確認されている(Guivel *et al.*, 1999; Kon *et al.*, 2013)。タイタオ半島の地質は先ジュラ紀の変成岩類を基盤とし、オフィオライト(海洋地

殻)の断片が半島西部に付加している。さらに、海溝の近くであるにも関わらず、鮮新世の花崗閃緑岩が貫入している。

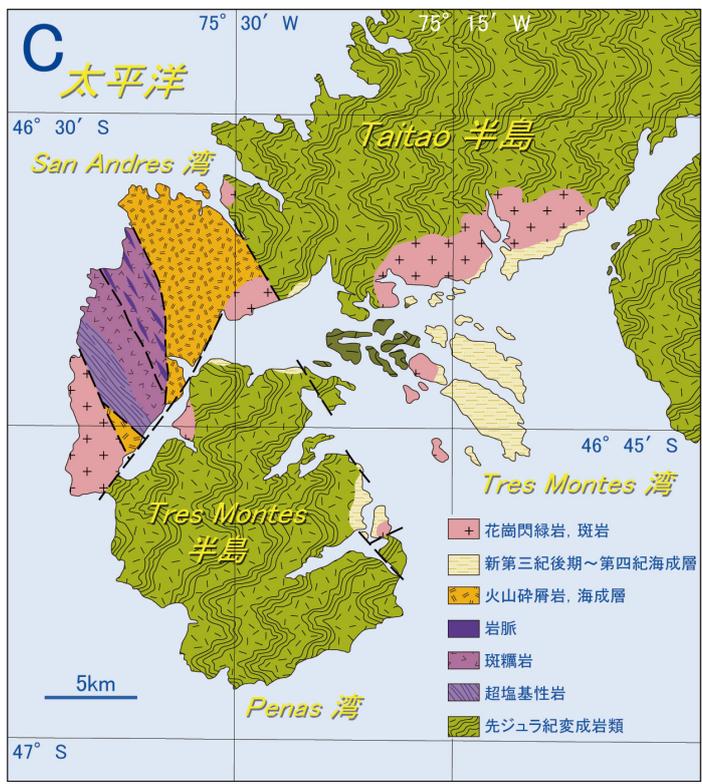
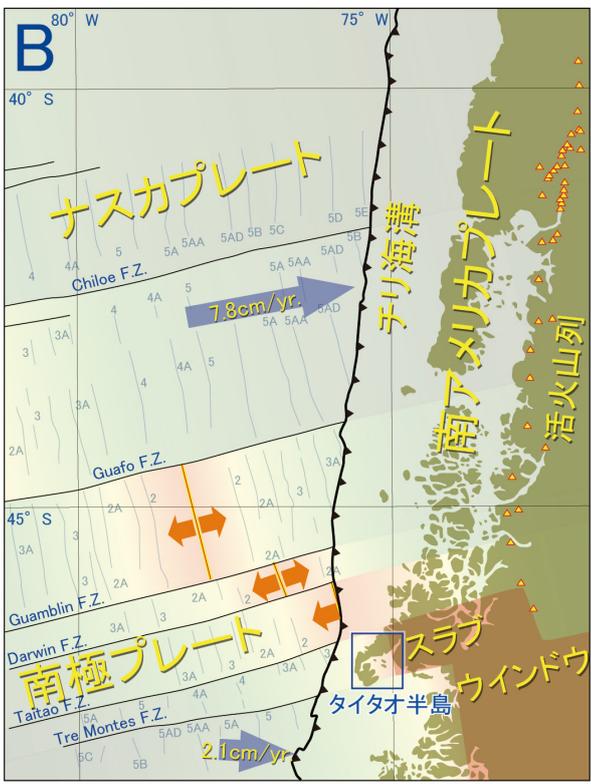
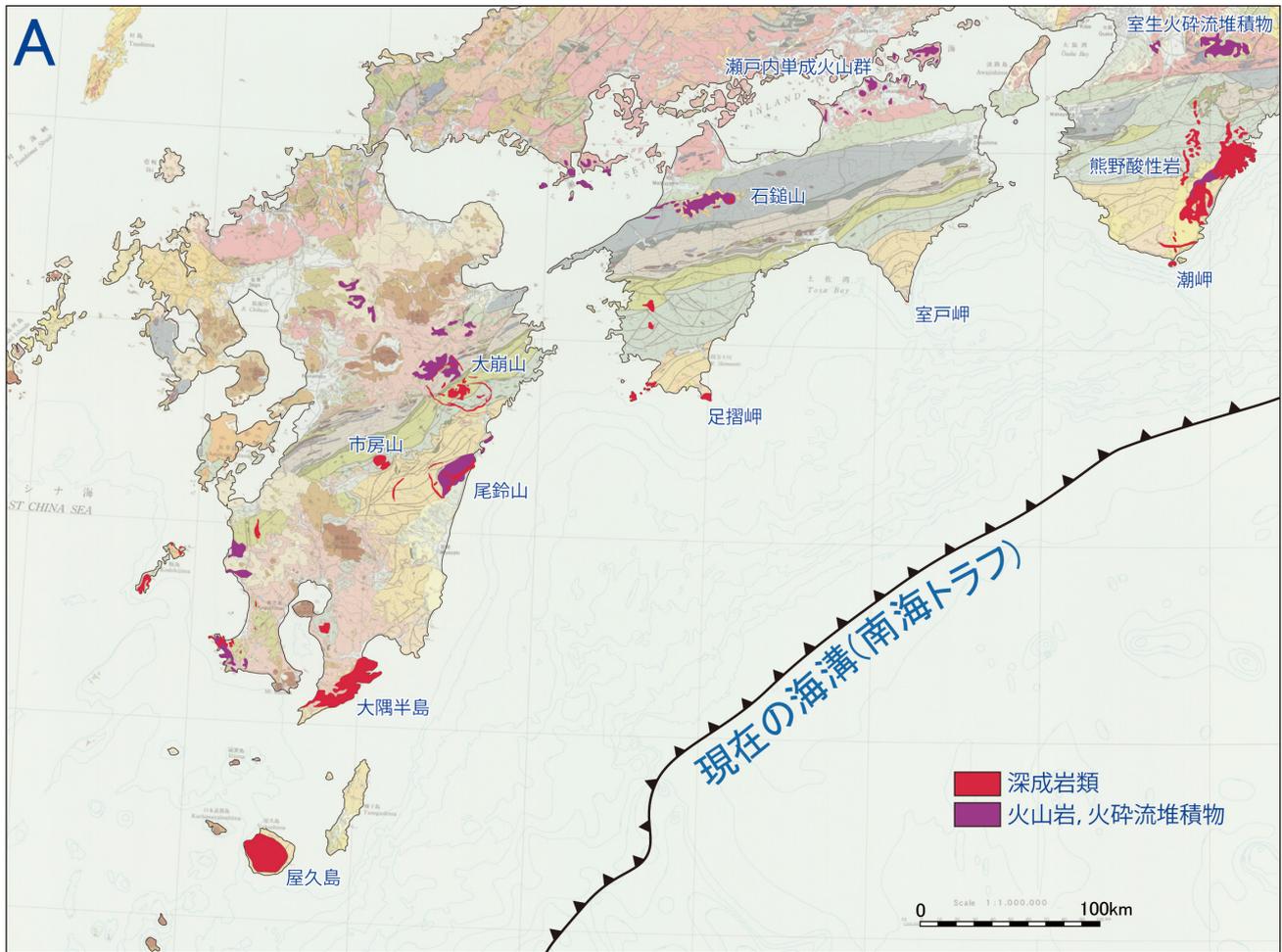
ただし、タイタオ半島の花崗閃緑岩は、海嶺の沈み込みに伴う海溝近傍での深成岩マグマの形成(DeLong *et al.*, 1979; Forsythe *et al.*, 1986)を示しているとする考えだけでなく、火山弧の地下で深成岩が形成された後に、海溝から火山フロントまで範囲の地殻が造構性浸食によって削り取られ、現在では海溝の近くに深成岩が露出しているとする意見もある(Bourgeois *et al.*, 1996)。中新世の西南日本弧についてみれば、典型的な陸弧火山帯である前期中新世の火山フロントが、日本海側(山陰)に沿って確認されていることから、およそ1,500万年前の西南日本外帯の深成岩類が、かつて(前期中新世)の火山フロントの地下深部であったとは考えられない。

4. 弧-海溝系の枠組み

つづいて、日本列島の形成過程を弧-海溝系の視点で整理してみよう(第1図及び第4図)。北アメリカプレートに属する千島弧には、前期中新世の背弧海盆(千島海盆)の拡大前も拡大以降も、ずっと太平洋プレートが沈み込み続けてきた。したがって、千島弧は後期新生代を通じて、典型的な弧-海溝系に位置してきた。ただし、千島弧を島弧と呼べるのは千島海盆の拡大以降であって、それ以前は海洋性島弧ないし陸弧と考えられる。千島海盆の北に広がるオホーツク海が海洋地殻であるならば前者、一方、伸張変形された大陸地殻であるならば後者となる。

オホーツク海の地殻は、厚さが7 kmほどに安定している通常の海洋地殻に比べて異常に厚い(Piip, 2004)。伸張薄化した大陸地殻と何らかの理由で厚化した海洋地殻のいずれであるのかは今後の研究の進展を待たねばならないが、私は後者(厚化した海洋地殻)と考えている。北海道に古生代の大陸地殻の痕跡がないことは、千島弧がかつては海洋性島弧であったことを示唆している。東北日本弧と渡島半島を除く北海道の地質の決定的な違いは、古生代の大陸地殻の痕跡の有無で有り、中生代の北海道が東北日本弧(現在の東北日本)の延長と俄には認めがたい。

新生代の東北日本弧は、千島弧と同様に典型的な弧-海溝系として成長してきたことが分かる。東北日本弧は大陸プレートであるユーラシアプレートに帰属し、日本海の拡大以前も拡大以降も太平洋プレートが沈み込み続けてきた。東北日本弧の背弧側に広がる日本海盆には海洋底地磁気異常が認められ、日本海の拡大時に海洋地殻が形成



第3図 西南日本外帯の中期中新世初頭の火成活動 (A), 及び活動的の海嶺が沈み込む南米大陸西岸のタイタオ半島 (B) とその地質図 (C; Forsythe et al., 1986 より作成).

されたことは明らかである (Isezaki, 1986; Hirata *et al.*, 1992). すなわち, 日本海盆は, 日本海の拡大時期に海洋底拡大に至った. したがって, 大陸と海洋地殻からなる背弧海盆で隔てられている東北日本弧は, 典型的な島弧といえる. もちろん, 日本海の拡大以前は典型的な陸弧として成長してきた.

沈み込む海洋プレートは異なるが, 東北日本弧と同様ユーラシアプレートに帰属する琉球弧には, 四国海盆の拡大前も拡大以降も, 十分冷却したフィリピン海プレート (西フィリピン海盆) が沈み続けてきた. 琉球弧の背後の沖縄トラフでは数百万年前から背弧リフト帯が成長しているが, ブレイクアップには至っておらず, 海洋底拡大には移行していない (古川, 1991; Kimura, 1996; Chung *et al.*, 2000 等). したがって, 琉球弧は島弧ではなく, 大陸プレート (ユーラシアプレート) に海洋プレート (フィリピン海プレート) が沈み込むことによって成長し続ける陸弧である. 沖縄トラフのリフト帯がブレイクアップに至った段階で, 琉球弧は島弧に移行する.

一方, 伊豆 - 小笠原弧も, 四国海盆の拡大前からずっと海洋性島弧であった. フィリピン海プレートの東縁に沿って成長していたリフト帯は前期中新世の初めには熟成し, 2,500 万年前にブレイクアップに至って海洋底拡大へ移行した. そして, 九州 - パラオ弧と伊豆 - 小笠原弧は分裂して離れていき, 間に四国海盆が拡大していった. 沈み込む太平洋プレートのスラブを失った九州 - パラオ弧では島弧の火成活動が停止し, 古島弧として徐々に水没していった. これに対し, 東に移動していった伊豆 - 小笠原弧には常に太平洋プレートが沈み込み続け, 島弧の火成活動が継続して今日に至っている. すなわち, 伊豆 - 小笠原弧も典型的な弧 - 海溝系として成長続けてきた. 八丈リフトや鳥島リフト, スミスリフトなど, 現在, 伊豆背弧で継続している背弧リフト (西村・湯浅, 1991; Taylor *et al.*, 1991; Klaus *et al.*, 1992) が進展してブレイクアップに至り海洋底拡大に移行した段階で, 背弧側の海底火山活動域は弧 - 海溝系から離脱して古島弧になる. 既に背弧で海洋底拡大が開始しているマリアナ弧は, 伊豆 - 小笠原弧の地質学的将来像といえる.

このように, 千島弧, 東北日本弧, 琉球弧, そして伊豆 - 小笠原弧は, 四国海盆の拡大で象徴される前期中新世の海洋底の拡大以前も拡大以降も海洋プレートの沈み込み帯に位置し, 弧 - 海溝系から離脱することはなかった. そして, それぞれが帰属するプレートだけでなく, それらに沈み込む海洋プレートも, 四国海盆の拡大の前後で変わることがなかった. すなわち, 弧 - 海溝系としてのプレートの

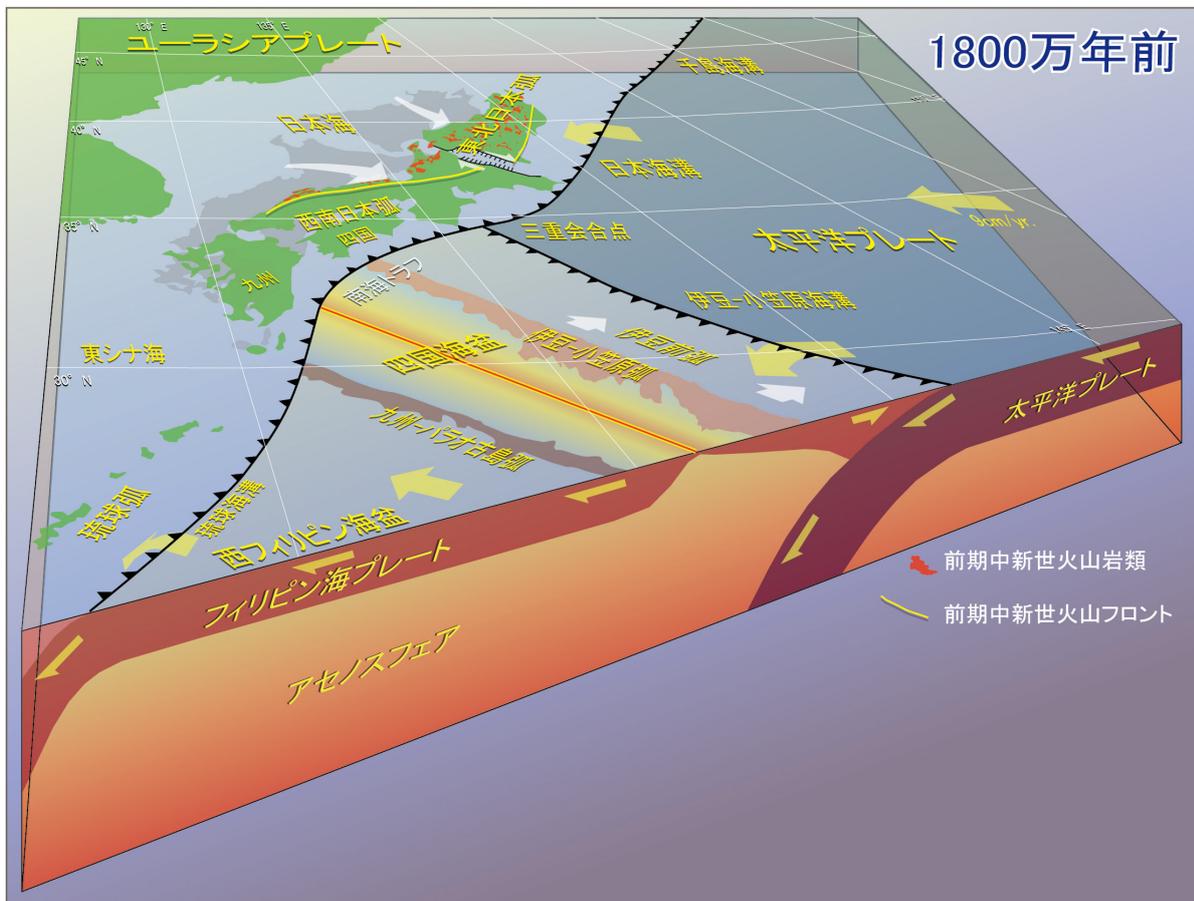
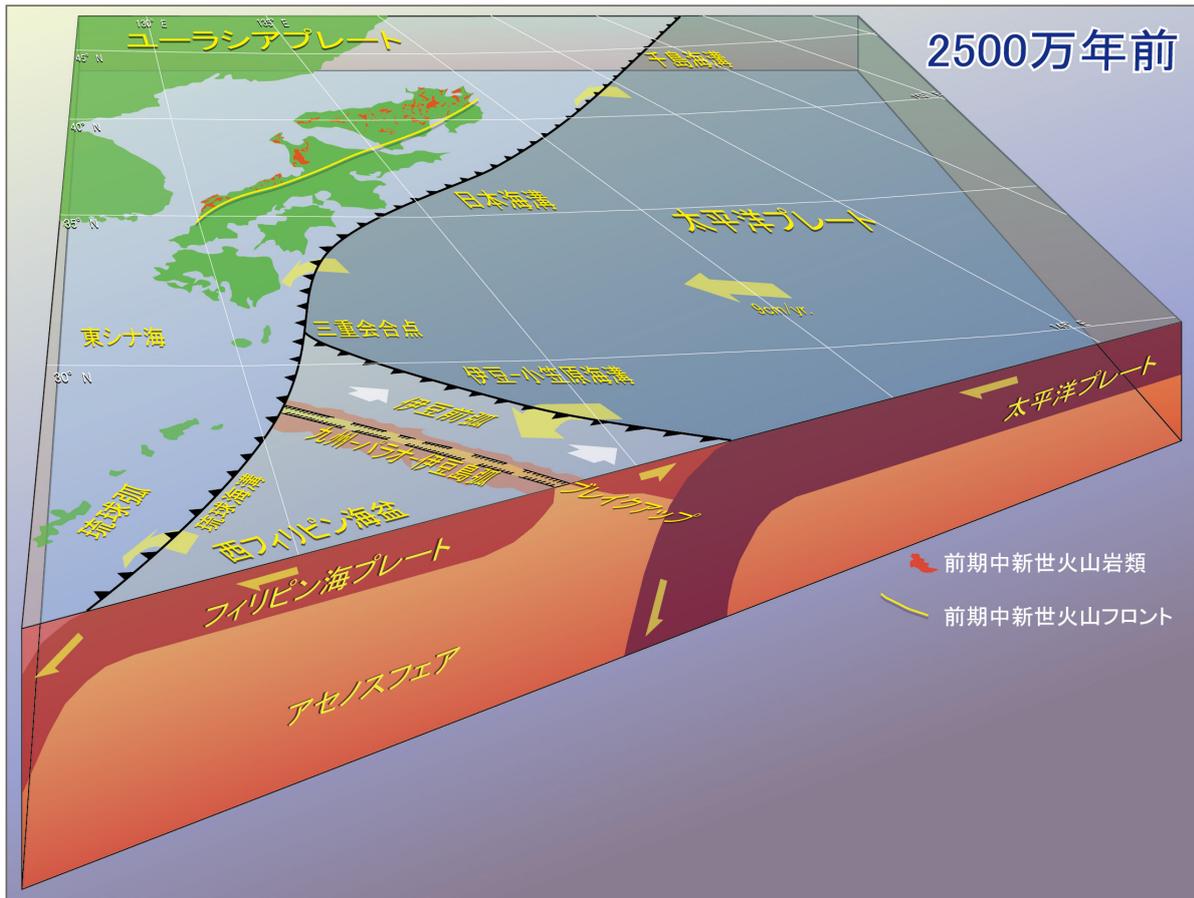
組み合わせは, それぞれの島弧ないし陸弧で変わることはなかったのである. これに対し, 西南日本弧だけは, 他とは大きく異なる道を選んだ.

5. 弧 - 海溝系からの離脱

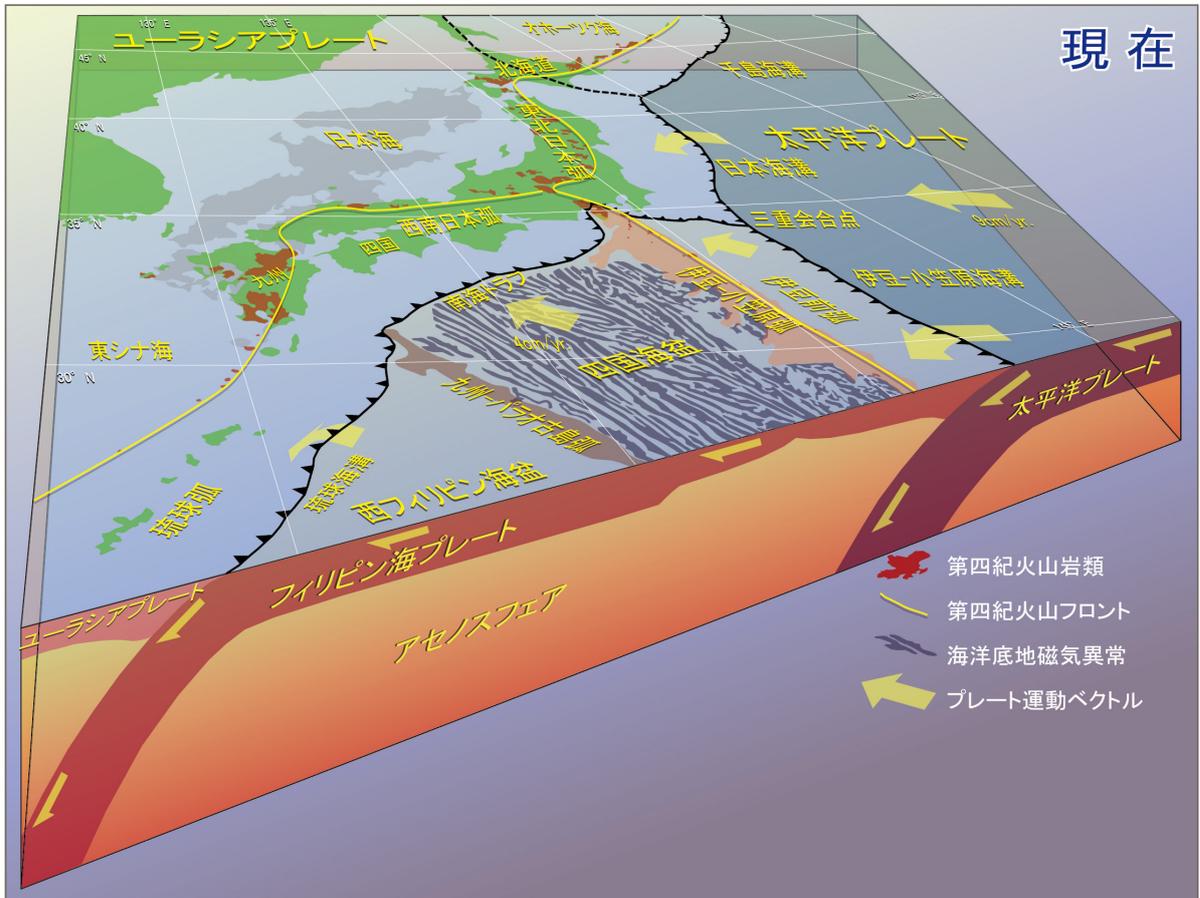
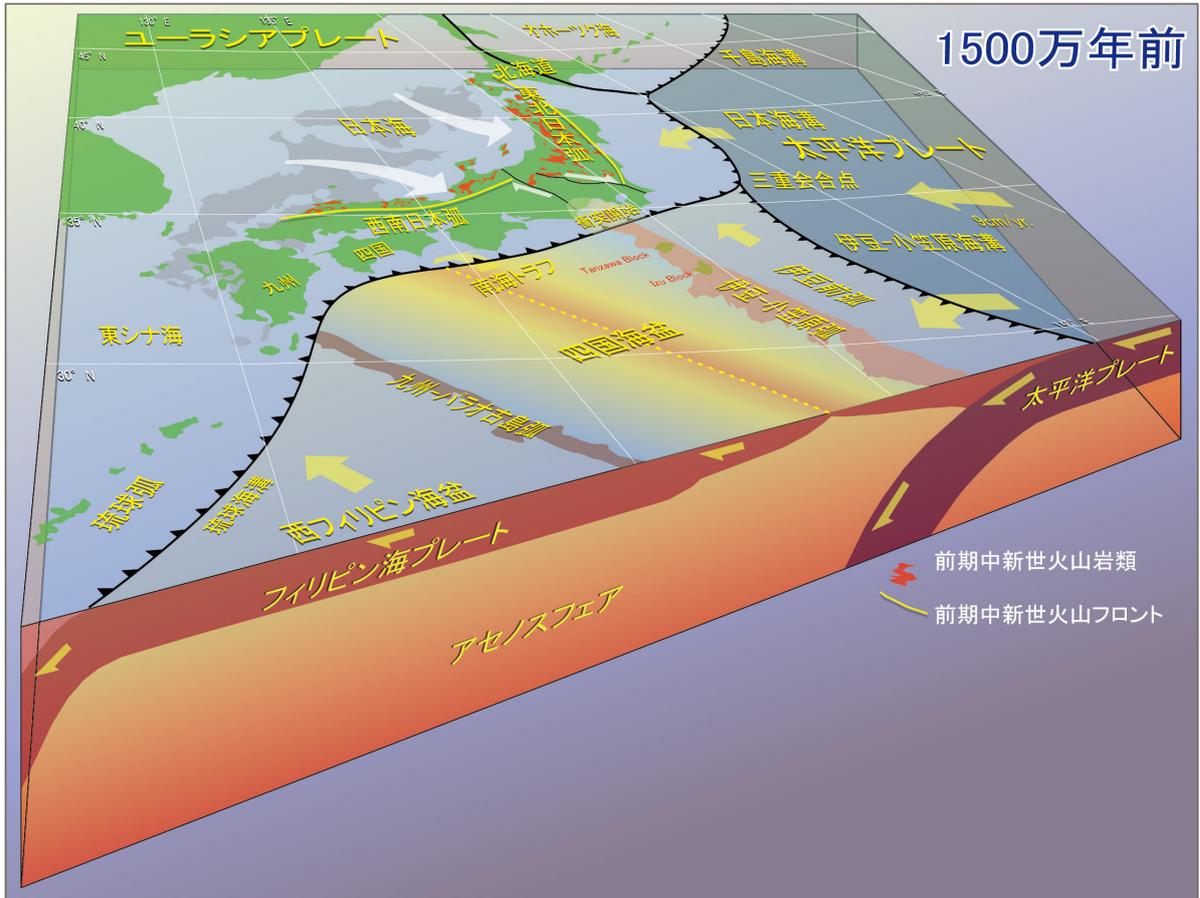
日本海及び四国海盆の拡大前, 西南日本弧は東北日本弧とひとつつながりの陸弧であった. そして, いずれにも太平洋プレートが沈み込んでいた. すなわち, 日本海の拡大前には, 東北日本弧と西南日本弧を定義し区別する地質学的要因は, 存在していなかった. 同一のプレートに帰属し, 同一の海洋プレートの沈み込みによって成長し続けてきた単一の陸弧であった. したがって, それらの前面に存在したプレート沈み込み境界も, 日本海溝のみであった. 南海トラフを定義し日本海溝と区別する別個の弧 - 海溝系は, 存在していなかったからである. そして, 日本海の拡大によって一連の陸弧が分裂・移動し, 別々の弧 - 海溝系が出現した. 換言するなら, 東北日本弧と西南日本弧, そして南海トラフは, 日本海の拡大によって初めて出現し, 1,500 万年前に確立したのである.

日本海の拡大以前には東北日本弧と同一の弧 - 海溝系に帰属していた西南日本弧は, 1,500 万年前に別の弧 - 海溝系に属することになる. 西南日本弧の背後に広がる大和海盆や千島海盆は典型的な海洋地殻ではなく, 伸張変形し薄化した大陸地殻からなることが, 地球物理学的探査から明らかにされている (Katao, 1988; Hirata *et al.*, 1989; Kim *et al.*, 1998). つまり, 西南日本弧の背弧は, 地質学的にはまだ大陸と繋がっている. だから, 西南日本弧は典型的な島弧ではなく, 島弧になり損なった陸弧, あるいは皮一枚繋がった状態の陸弧といえる. もちろん, 琉球弧も大陸と地質学的には繋がっているので現在でも陸弧であるが, 琉球弧と西南日本弧には決定的な違いがある. それは, 沈み込む海洋プレートである.

日本海の拡大前, 西南日本弧には太平洋プレートが沈み込んでいた. ところが, 四国海盆の拡大によって東に移動していった伊豆 - 小笠原海溝及び伊豆 - 小笠原弧は, 日本海の拡大に伴い時計回りに回転していた西南日本弧の前面を, 西から東に通過していった. 日本海溝と伊豆 - 小笠原海溝の接点が海溝型三重会合点なので, 時計回りに回転していた西南日本弧の前面を, 三重会合点が通過していったのである. そして, 伊豆 - 小笠原弧の背弧側 (西側) で拡大し続けた四国海盆は, 1,500 万年前に海洋底拡大を停止し, それ以降は西フィリピン海盆と一体となってフィリピン海プレートとして運動し現在に至っている.



第4図 日本列島形成過程概念図.



第4図 続き.

すなわち、西南日本弧の弧-海溝系の枠組みは、その前面を三重会合点が通過した段階で、それまでのユーラシアプレートと太平洋プレートの組み合わせから、ユーラシアプレートとフィリピン海プレートの組み合わせに変更になった。西南日本弧は、前期中新世の背弧海盆の拡大の前後で、唯一、弧-海溝系の枠組みが転換した特別な地域なのである。言い換えるならば、中央構造線が存在し、外帯には先新第三系基盤岩類の帯状配列が明瞭な西南日本弧は、日本海の拡大によって典型的な弧-海溝系の枠組みから一旦離脱したのである。

太平洋プレートの沈み込み帯から隔離され、陸弧の火成活動が一旦停止した西南日本弧は、今度は四国海盆(フィリピン海プレート)が沈み込むことによって、新たな弧-海溝系へと移行しつつある。フィリピン海プレートのスラブは、西南日本弧にはまだ1,500万年分しか沈み込んでおらず、第四紀になってようやく山陰の地下に到達し、大山などの複成火山を形成し始めた。太平洋プレートが沈み込み続けた東北日本弧に比べて、西南日本弧には第四紀の火山が少ない。また、東北日本弧の分水嶺が火山フロントに沿う脊梁山脈であるのに対し、西南日本弧では火山フロントが位置する山陰ではなく、四国や紀伊半島など明らかに海溝寄りに地形的高まりが存在する。これら西南日本弧の地質学的・地形学的特異性は、西南日本弧のみが典型的な弧-海溝系から一旦離脱し、次の弧-海溝系への移行期であると考えれば概ね合点が行く。

6. 次なる難問

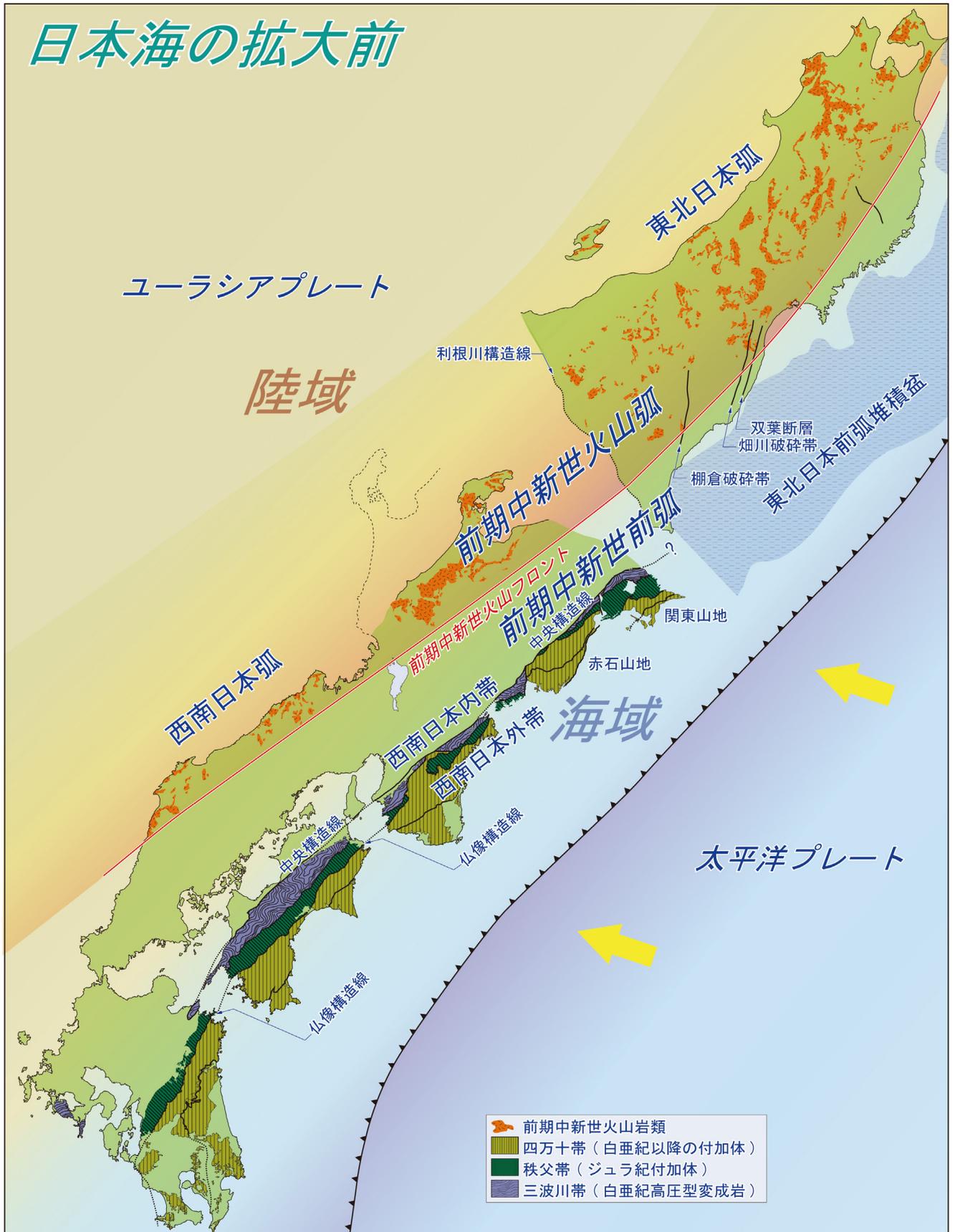
日本海の拡大直後、西南日本弧の前面にはフィリピン海プレート(四国海盆)が広がった。そして、1,500万年前以降、誕生して間もない四国海盆の海洋プレートが、西南日本弧の下に沈み込み続けた。日本海の拡大以前には、世界で最も古く冷たく厚い太平洋プレートが沈み込んでいたが、日本海の拡大以降は拡大直後の若く熱く薄いフィリピン海プレート(四国海盆)が沈み込んでいる。西南日本弧が大きく隆起した原因は、沈み込むプレートの若返りに起因するのであろう。地質図を広げれば明らかのように、新第三系が広く分布する東北日本弧に比べて、西南日本弧では先新第三系基盤岩類が広範囲に露出している。その理由は、東北日本弧よりも西南日本弧の方が大きく隆起し、被覆層が剝離されているからである。その原因は、日本海の拡大に伴い、西南日本弧に沈み込む海洋プレートが、若く熱く薄いフィリピン海プレート(四国海盆)に置き換わったことである。

ここに来て、第一話の始まりを思い出した読者はおられるだろうか。本邦地質学における未解決の難問「東西日本の地質学的相違の原因」である。東西日本の地質学的境界に関する論争は、東北日本弧と西南日本弧の地質が明らかに大きく異なっていることが、そもそもの問題提起であった。すなわち、中央構造線が存在し、外帯には三波川帯、秩父帯、四万十帯からなる明瞭な帯状配列が存在する西南日本弧に対して、東北日本弧には中央構造線や三波川帯成岩はもちろん、西南日本外帯のような帯状配列が全く認められない。その理由は、東北日本弧と西南日本弧の隆起量の違い、すなわち剝離レベルの違いでは説明できない。10回に亘って議論してきたが、また振り出しに戻ってしまったのであろうか。否、ようやくスタートラインに立つことになったのである。もう少し、考察してみよう。

第5図に、日本海の拡大前、すなわち2,500万年前の東北日本弧と西南日本弧の配置に、西南日本外帯の地帯配列を重ねて示した(高橋・安藤, 2016)。この図では、1,500万年前以降の変形である関東山地と赤石山地の折れ曲がり方を補正し、直線状の配置に戻してある。東北日本の東方沖の太平洋海底下に伏在する、白亜紀以降の前弧堆積盆の範囲も示した。前期中新世の火山岩類の分布から当時の火山帯の範囲を薄いオレンジ色で示し、また、陸域は黄色系統、海域は青色系統の半透明色を重ねた。

阿武隈山地の東縁に位置する常磐地域の新生界は海成層が卓越するが、汽水~陸成層も挟まれることから、当時の海陸境界は概ね現在の海陸境界(海岸線)付近に存在していたと推定される。一方、西南日本弧では東海から瀬戸内海に沿って前期中新世の海成層が残存しており、西南日本外帯側が海域で内帯側は概ね陸域であったと考えられる。すなわち、現在の東北日本の陸域は当ても概ね陸域であったが、現在の西南日本の陸域は内帯側のみが陸域であった。したがって、西南日本外帯の北東方の延長は、東北日本の東方沖の太平洋海底下に位置すると予想されよう。西南日本外帯を特徴づける三波川帯やその北縁である中央構造線が東北日本の陸域に全く観察されないのは、そもそもそれらは東北日本の陸域には続いているのだから当然である。だから、中央構造線を棚倉破砕帯に連続させることも、秩父帯南帯を北部北上帯に対比することも、地体構造論においてはボタンの掛け違いをしていると指摘した(高橋, 2006)。

それでは、中央構造線や三波川帯は、東北日本弧のどこにどのように続くのであろうか。第5図に示されるように、中央構造線は西南日本弧の前期中新世火山フロントやプレート沈み込み境界(日本海溝)と平行で、それらの



第5図 日本海の拡大前の東北日本弧と西南日本弧の配置と、西南日本外帯の帯状配列 (高橋・安藤, 2016 より作成)。

STEREOGRAPHISCHE DARSTELLUNG DER GEOLOGIE JAPANS.

Von Dr. Edmund Naumann.



Erklärungen :

Nebenstehender Ausschnitt einer Erdkugelschale von 120 Kilometer Dicke ist vorn durch einen Meridianschnitt, seitlich durch Flächen begrenzt, welche der Hauptgebirgsachse parallel laufen. Die Projektion ist perspektivisch extern. Der Augpunkt mit 37° Polhöhe liegt in der Ebene des 130 Meridians östl. L. v. Greenwich, 1860 Km über der Erdoberfläche. Die Bildfläche entspricht der Ebene des 134. Meridians. Wegen des zu kleinen Maßstabs von 1: 5.000.000 für das vordere Querprofil (alle sonstigen Teile erscheinen durch die Perspektive stark vererrt) konnten Gebirgshebungen und Meerestiefen nicht dargestellt werden. Eine Niveaudifferenz von 300 m würde hier nur 0,6 mm ausmachen.

- | | |
|--|--|
|  Krystallinische Schiefer |  Granit |
|  Paläoz. Ablagerungen |  Sonstige Eruptivgesteine aus vor-tertiärer Zeit. |
|  Mesozoische " |  Vulkan. Gesteine |
|  Känozoische " | |

GOTHA: JUSTUS PERTHES
1893.

第6図 日本地質図 (Naumann, 1893) とナウマンの肖像。西南日本外帯の帯状配列や、その構造がフォッサマグナで湾曲していることも19世紀末には既に認識されていた。(産業技術総合研究所地質調査総合センター所蔵)

ほぼ中央に連続している。もし、中央構造線や三波川帯が東北日本弧にも存在していたら、それらは東北日本の東方沖の太平洋海底下でなければならない。そこには、前弧堆積盆を埋積した白亜紀以降の厚い地層が広い範囲に伏在している。となると、中央構造線や三波川帯変成岩類は、前弧堆積盆埋積物の下に存在しているのであろうか。存在していたら、どのように続いているのであろうか。

7. おわりに

100年を超す本邦地質学の歴史において、未解決の難問である「東西日本の地質学的相違の原因」は、言葉を変えるならば、「中央構造線や三波川帯が、東北日本弧のどこにどのように連続するのか、あるいはしないのか。」という問いである。そしてその問いは、「東西日本の地質学的境界」が存在しなければならないことを意味する。だから、両者は表裏一体の問題である。

日本列島の地質図を広げれば、地質を専門としない人でも、西南日本外帯の明瞭な帯状配列をすぐさま認識するに違いない。地学を学ばなかった人でも、フォッサマグナや中央構造線といった名前を、一度は聞いたことがあるであろう。それらは、地質図だけでなく、実際に山に調査に行けば、誰でも見ることはもちろん、触れることも可能である。しかし、その成因は、これまで全く解くことができなかった。

10回に及んだこの連載では、フォッサマグナの成因とその定義、そして未解決であったその東縁境界について、私の考えを提示した。そして、私が考えている日本海拡大の原因を提案した。異論を唱える方もおられようが、これ以上の説明を私は聞いたことがない。ナウマンが生きていたならば、どのように議論してくれたであろうかと、妄想に耽ることも少なくない(第6図)。

もうひとつの難題である中央構造線の存在は、三波川帯変成岩とのセットで定義される。三波川帯変成岩が存在しなければ、中央構造線も規定することができないからである。そして、三波川帯変成岩の露出と中央構造線の出現は、西南日本外帯の成立を意味する。すなわち、「東西日本の地質学的相違の原因」問題は、「西南日本外帯の成因」問題そのものである。そして、第5図をジッと眺めながら思考実験を繰り返せば、この難問を紐解くことが可能となる。その内容は、またの機会にゆっくりお話ししたい。

地質学者に限らないが、人は目に映るものは自信を持って存在を確信し、見えないものは存在そのものすら考えよ

うとしない。その結果、見えるものだけでこの世界を理解しようとする。そして、自然の巧妙なトリックにまんまと騙され、時に痛いしっぺ返しを食らう。ものを見るためにはメガネが必要なのに、メガネを選んだ段階で見えるものが偏ったり歪んだりしてしまう。そのジレンマに苛立ちながら、そして自然の前では謙虚であり続けるよう自分に言い聞かせながら、ひとつひとつの小さな証拠を踏み石にして、一步一步足を前に進めていくしかないであろう。ただしそれは、最初の轍^{わだち}を作ることこそが使命である科学者に与えられた特権であることも、間違いではないと思う。

(第一幕終演)

謝辞: 地質情報研究部門の小松原純子博士には、10回に亘る本連載の素稿をすべて読んで頂いた。

文 献

- Bourgeois, J., Martin, H., Lagabriele, Y., Moigne, J. L. and Jara, J. F. (1996) Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology*, **24**, 723-726.
- Chung, S-L., Wang, S-L., Shinjo, R., Lee, C-S. and Chen, C-H. (2000) Initiation of arc magmatism in an embryonic continental rifting zone of the southernmost part of Okinawa Trough. *Terra Nova*, **12**, 225-230.
- DeLong, S. E., Schwarz, W. M. and Anderson, R. N. (1979) Thermal effects of ridge subduction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 239-246.
- Forsythe, R. D., Nelson, E. P., Car, M. J., Kaeding, M. E., Herve, M., Mpodozis, C., Soffia, J. M. and Harambour, S. (1986) Pliocene near-trench magmatism in southern Chile: A possible manifestation of ridge collision. *Geology*, **14**, 23-27.
- 古川雅英 (1991) 琉球弧と沖縄トラフの発達史 - とくに沖縄トラフの形成年代について -. 地学雑誌, **100**, 552-564.
- Guivel, C., Lagabriele, Y., Bourgeois, J., Maury, R. C., Fourcade, S., Martin, H. and Arnaud, N. (1999) New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile Triple Junction (Taitao Peninsula and Site 862, LEG ODP141 on the Taitao Ridge). *Tectonophysics*, **311**, 83-111.
- Haraguchi, S., Ishii, T. and Kimura, J.-I. (2008) Early

- tholeiitic calc-alkaline arc magmatism of middle to Late Eocene Age in the southern Ogasawara (Bonin) forearc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **155**, 593–618.
- Hirata, N., Karp, B. Y., Yamaguchi, T., Kanazawa, T., Suyehiro, K., Kasahara, J., Shiobara, H., Shinohara, M. and Kinoshita, H. (1992) Oceanic crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR expedition. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2027–2030.
- Hirata, N., Tokuyama, H. and Chung, T. W. (1989) An anomalously thick layering of the crust of the Yamato Basin, southeastern Sea of Japan: the final stage of back-arc spreading. *Tectonophysics*, **165**, 303–314.
- Isezaki, N. (1986) A magnetic anomaly map of the Japan Sea. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 403–410.
- Ishizuka, O., Kimura, J.-I., Li, Y. B., Stern, R. J., Reagan, M. K., Taylor, R. N., Ohara, Y., Bloomer, S. H., Ishii, T., Hargrove III, U. S. and Haraguchi, S. (2006) Early stages in the evolution of Izu-Bonin arc volcanism: New age, chemical, and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **250**, 385–401.
- Katao, H. (1988) Seismic structure and formation of the Yamato Basin. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **63**, 51–86.
- Kim, H.-J., Han, S.-J., Lee, G. H. and Huh, S. (1998) Seismic study of the Ulleung Basin crust and its implications for the opening of the East Sea (Japan Sea). *Marine Geophys. Res.*, **20**, 219–237.
- Kimura, M. (1996) Active rift system in the Okinawa Trough and its northeastern continuation. *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **45**, 27–38.
- Klaus, A., Taylor, B., Moore, G. F., Murakami, F. and Okamura, Y. (1992) Back-arc rifting in the Izu-Bonin island arc: Structural evolution of Hachijo and Aoga Shima rifts. *The Island Arc*, **1**, 16–31.
- Kon, Y., Komiya, T., Anma, R., Hirata, T., Shibuya, T., Yamamoto, S. and Murayama, S. (2013) Petrogenesis of the ridge subduction-related granotoids from the Taitao Peninsula, Chile Triple Junction Area. *Geochem. Jour.*, **47**, 167–183.
- Kurashimo, E., Shinohara, M., Suyehiro, K., Kasahara, J. and Hirata, N. (1996) Seismic evidence for stretched continental crust in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3067–3070.
- Maehara, K. and Maeda, J. (2004) Evidence for high-Ca boninite magmatism from Paleogene primitive low-K tholeiite, Mukoojima, Hahajima Island group, southern Bonin (Ogasawara) forearc, Japan. *The Island Arc*, **13**, 452–465.
- Martinez, F., Fryer, P., Baker, N. A. and Yamazaki, T. (1995) Evolution of backarc rifting: Mariana Trough, 20°–24° N. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 3807–3827.
- Miyachi, M. (1985) Fission track ages of some granitic rocks in the Outer Zone of Kyushu, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Ecol. Geol.*, **80**, 406–409.
- Naumann, E. (1893) Die Fossa magna, in “Neue Beiträge zur Geologie und Geographie Japans”. *Ergänzungsheft No. 108 zu Petermanns Geographische Mitteilungen*, 16–36.
- 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.
- 野沢 保・柴田 賢 (1968) 西南日本外帯花崗岩の同位元素年令. *地質学雑誌*, **74**, 118.
- 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.
- Otofuji, 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.
- Otsuki, K. (1989) Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: “law of convergence rate of plates”. *Tectonophysics*, **159**, 73–94.
- Piip, V. B. (2004) The Sea of Okhotsk crust from deep seismic sounding data. *Russian Jour. Earth Sci.*, **6**, 35–48.
- 柴田 賢 (1978) 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. *地質調査所月報*, **29**, 551–554.
- 角井朝昭・内海 茂・新正裕尚・下田 玄 (1998) K-Ar法による熊野酸性火成岩類の年代の再検討. *地質学雑誌*, **104**, 387–394.
- 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・安藤寿男 (2016) 弧—海溝系の視点に基づく日本の白亜紀陸弧の配置. *化石*. no. 100, 45–59.
- Taylor, B., Klaus, A., Brown, G. R. and Moore, G. F. (1991) Structural development of Sumisu Rift, Izu-Bonin Arc. *Jour. Geophys. Res.*, **96**, 16113–16129.

海野 進・中野 俊 (2006) 地域地質研究報告 5 万分の 1
地質図幅「父島列島」. 地質調査総合センター.

海野 進・石塚 治・金山恭子 (2016) 地域地質研究報
告 5 万分の 1 地質図幅「母島列島」. 地質調査総合セ
ンター.

Yamazaki, T. and Murakami, F. (1998) Asymmetric
rifting of the northern Mariana Trough. *The Island
Arc*, 7, 460-470.



高橋雅紀 (たかはし まさき)

群馬県出身。1990 年に東北大学で博士号を取得後、日本学術振興会特別研究
員及び科学技術特別研究員を経て、1992 年に地質調査所 (現産総研) に入所。
関東地方を中心に地質を調べ、日本列島の成り立ちを研究中。写真は NHK の番
組プラタモリ (長瀬編) で、岩畳の成り立ちをタモリさんに説明しているところ。

URL: <https://staff.aist.go.jp/msk.takahashi/>

TAKAHASHI Masaki (2017) Geological problem for the
tectonic boundary between Northeast and Southwest
Japan -A hard question-.

(受付：2017 年 2 月 3 日)

外核の底を探る

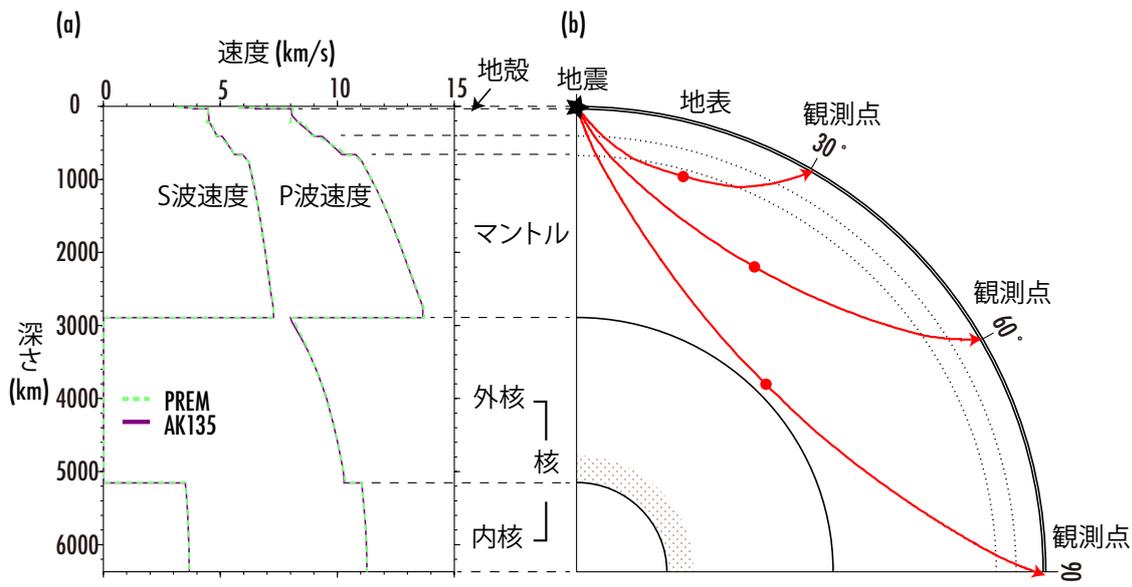
大滝壽樹¹⁾

1. はじめに

地震からでた波を使い、地殻の下面やマントルへの海洋プレート沈み込み、その下にある外核の大きさや内核の存在といった地下のさまざまな構造がいままでに確かめられてきました。地震からでた波は地表につくまでに地球の中をおとってくるのですが、その速さはその場所の物質や温度によって変化するのです。このため、地震波が地表につくまでにかかる時間を使って地球の中を調べることができます。この地球内部の探究は今も続いています。そのなかで、私たちは最近、外核と内核の境界の上、つまり外核の底を調べています。境界付近の地震波の速度は求まりにくく、外核の底もいままでもあまり精度よく速度構造が決まっていませんでした。本稿では、地球内部の速度の決めかたや代表的な地球モデルを紹介した上で、従来の外核底の速度を決める方法とその問題点、そして私たちの開発した方法についてお話します。

2. 地震波速度の決め方と求まった速度構造

地球の中の地震波速度は、地震からでた波が観測点につくまでにかかる時間を使って決められてきました。地震からでた波は地球の中をおとって地表につきます。地球のように深くなるほど地震波速度が大きくなる場合(第1図a)、地震から下向きにでた波線(注¹⁾)は第1図bのように下向きの弧をえがいて観測点に達します。このため、地震から近いところには浅いところをすすんだ波が、遠いところにはもっと深いところまでつたわった波がきます。たとえば地震から(角)距離で30°くらい離れた観測点には地震がおきてから6分ちょっとで波がつきます(注²⁾)。この波は深さ700kmほどまで潜っています。距離60°だと、地震から10分後に深さ1,550kmまで潜った波がきます。さらに遠く、距離90°だとマントルの底近く、深さ2,750kmまで潜った波が13分後に到着します。ですから、まず地震の近いところに波がついた時間を使って浅いところの



第1図 (a) 地球の中の地震波速度分布。縦軸は地球半径で、地表から地球の中心までを示してある。横軸はP波(縦波)、S波(横波)の速度。代表的な地震波速度モデルであるPREM(Dziewonski and Anderson, 1981)(緑破線)とAK135(Kennett *et al.*, 1995)(紫)を示した。なお外核は液体なのでS波速度は0である。(b) 地球を輪切りにした図。地球の層構造とその中をおとる地震波線(赤線)を示す。上端の地震(★)からでた波は地球の中を線にそって進み、地表で観測される。波線の最深点を赤丸で示した。地球の各層は地表に近いところから地殻、マントル、外核、内核とよばれる。層間の境界を実線で示した。地殻は薄いためこの図ではほぼ見えない。マントル中の点線はそのほかの速度が急に大きくなる境界を示す。外核の底付近のおおよその位置をドットで示した。

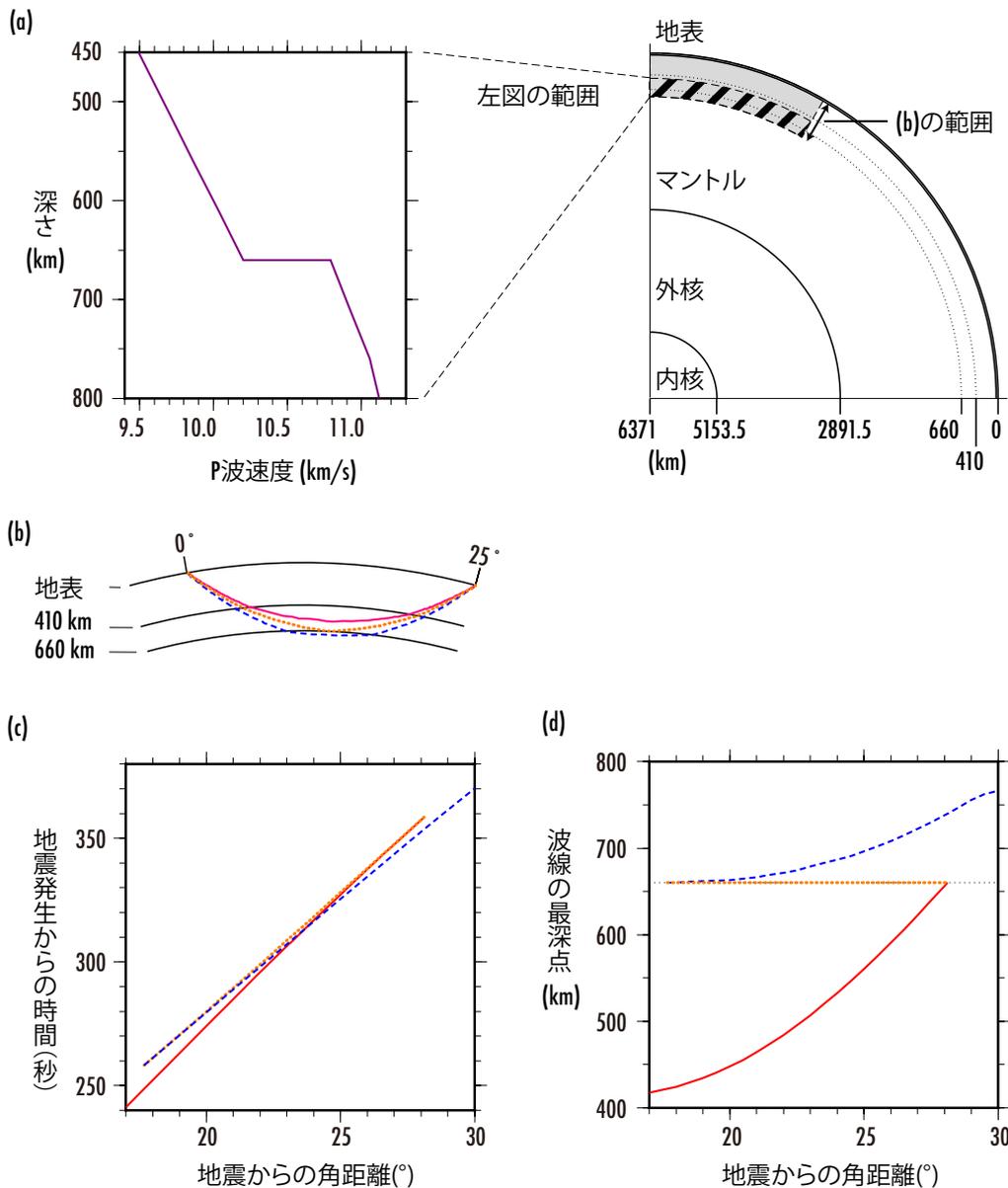
1) 産総研 地質調査総合センター地質情報研究部門

キーワード：地震波速度、波線、走時、内核、外核

速度を決め、より遠いところに到着した時間をじゅんじゅんに使ってだんだんと深いところまで決めていきます。第1図bのような下に弧をえがく波線には、下向きから上向きに向きを変える点があります。一番深くまで達した点です。以下、この点を最深点とよびましょう。最深点での地震波速度は地表で地震波が広がる速さからみつめます。これは、ある深さの速度を求めるときに、その深さで最深点をとる波をうまく選ぶことが大事であることを示しています。

速度の境界では光と同じように地震波も屈折・反射します。

マントルの上のほう、深さにして450～800 kmを例にとりましょう。第2図aのように境界の上より下の速度が大きい場合は、地表と平行に近くなるように波は屈折します(第2図b)。このとき、観測点には境界の上をつたわる波(赤線)と下をつたわる波(青破線)、そして境界で反射する波(橙点線)がきます(第2図b, c)。境界の上の速度は下より小さいので、上をとる波線は距離24°を越すと下をとる波線より遅くつきます(第2図c)。すすむ距離がすこし長くなっても、速度の速いところをすすんだほうが早くつたわるわけです。境界の上をとる波線



第2図 (a) マントル中、深さ450～800 kmのP波速度。モデルはAK135。このモデルは深さ660 kmに速度の境界がある。右の断面図にこの図及び(b)で描画した深さ範囲を示した。(b) 境界付近をつたわる波線。境界の上をとる波線を赤実線、下をとる波線を青破線、境界での反射波を橙点線で示した。赤実線と青破線は24°弱で交差する。地震の深さは0 kmとして計算した。(c) 境界の上下をつたわる波線の走時曲線。(d) 波線の最深点の距離依存。660 kmを黒点線で示した。660 kmで反射する波もあわせて示した(橙点線)。見やすくするために対象深度内で最深点をもつP波だけを示してある。

は、距離が遠くなるにつれだんだん深いところまで潜ります。そして、どこかで境界に接します。接するのは、このモデル(AK135)では28°付近です(第2図d)。その先には第2図cの赤線の延長上に境界にそってすすむ回折波がつかわれます。回折波がでるのは他の境界、たとえばマントルと外核の境界や外核と内核の境界でも同じです。

地球の中の地震波速度分布を第1図aに示しました。図の2つのモデルはAK135(Kennett *et al.*, 1995)とPREM(Dziewonski and Anderson, 1981)という、ともによく使われているモデルです。この2つには構造を決めるさいに使った波に違いがあります。AK135は周期の短い波がいくつか観測点についたかを使っています。ほとんどの観測点は陸地にありますから、AK135の浅いところは陸の構造を代表しています。一方、PREMはもっと長い周期、地球全体の伸び縮み・ねじれの振動や地球表面をつたわる波も使っていますので、浅いところをもっと均質にサンプリングしています。このためPREMは地球全体の平均モデルを代表していると考えられます。このためもあり、地殻や上部マントルでこの2つのモデルは多少異なっています。(さらに詳しい地球の構造とその決め方は末尾に載せた文献リストの原(2005)、宇津(2001)などを参考にしてください。)

3. 境界付近では速度はよく決まっていない

地殻や上部マントルをのぞいた約700 kmより深いところでは、第1図aで紹介したAK135とPREMのP波、S波速度はよく一致しています。その差はP波速度で最大0.1 km/s、S波速度で0.04 km/sくらいです(Kennett *et al.*, 1995)。差の大きいところは、マントルの底、外核の天井、そして外核の底と、すべて層境界近くです。

層境界近くで差が大きくなるのは二つ理由があると考えられます。一つめは構造をモデル化するさいに、端に誤差をおしつけるためです。PREMでは外核全体を半径の3次式ひとつで表現しています。このため、領域の端、外核の天井や底で誤差が大きくなったと考えられます。もう一つは、端をうまくサンプリングするような波を選ぶのはすこし難しいためです。外核底を例にとると、AK135はそこで最深点をもつ波を使っていません。これが外核のなかほどならその上と下の速度から推定すればよいですが、端ではそれもできません。

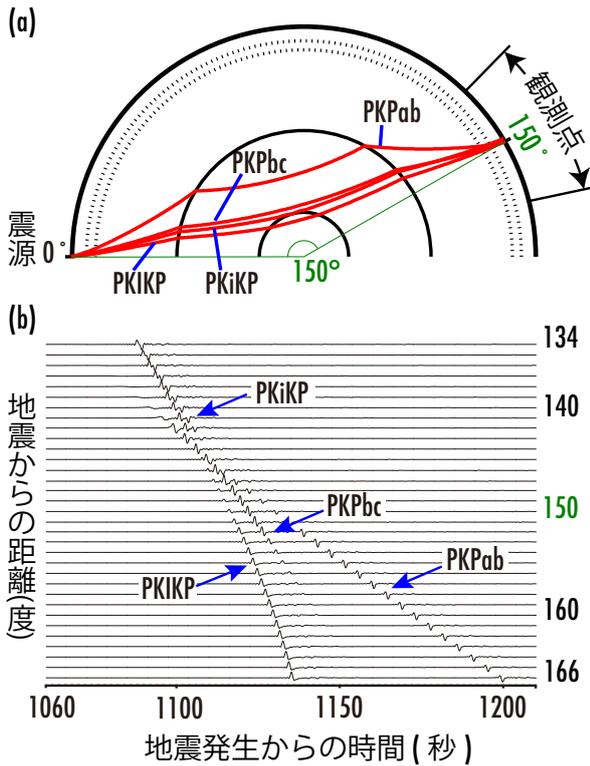
その他にもう一つ、境界近くに限らず誤差を生む原因があります。それは地球の中が均質ではないことです。地球

の中はおなじ深さでも場所によってすこし速度が違います。そのため、同じ震央距離でも場所により走時(地震から観測点まで波がすすむのにかかる時間)がすこし違ってきます。速度の違いもだいぶ明らかになってきましたが(たとえばObayashi *et al.*, 2013)、それでもまだ十分にわかっているわけではありません。その点を考えずに深いところの速度を決めると、浅いところの速度のゆらぎ・モデルとのずれを誤っておしつけることにもなります。

では、境界近くの色度を精度よく決めるにはどうすればいいでしょうか。まず、そこで最深点をもつ波を使うことが大事です。そして、浅いところの色度がすこし違っていても、その影響が観測に及ばないようにしたいのです。こういうときよく使われるのが、2つの波の差をとるという方法です。第2図で説明したように、速度境界の上と下をとる2本の波が同じ観測点に到着するということがおこります。この2本の波は境界近く以外のもっと浅いところでは、ほぼ同じところをとります。そのため、浅いところの構造の影響は走時に同じように効くと考えられます。なので、2本の波が観測点についた時刻の差をとると、わかれてすすんだところ、つまり境界の上下の色度の情報を抜き出すことができます。

外核の底を例に波の到着時間差をとることを詳しく説明します。南米で地震がおこったとします。このとき、日本には外核のなかほどをとる波(PKPab)と外核の底近くをとる波(PKPbc)、内核表面で反射する波(PKiKP)、内核の中まで潜る波(PKiKP)とがすこしずつ時間をずらしてつきます(第3図a, b)。ここで"K"は外核をつたわるP波、"I"は内核をつたわるP波、"i"は内核の表面での反射波を意味し、つたわった(反射した)順番に記号をつなげて名前としています。外核で最深点をもつ波には、浅いところをとる波と深いところまでとおる波があるため、区別するために"ab"、"bc"という記号がついています。さて、この波のうちPKPbcとPKiKPは地殻やマントルではほぼ同じところをとります(第3図a)。このため、到着時間の差をとると浅いところの影響や震源の誤差をとりのぞくことができ、外核の底近くと内核上部——それぞれPKPbcとPKiKPの最深点——の影響だけが残ります。この結果、単独の場合より走時のばらつきが大きくへります(たとえばGarcia *et al.*, 2006のFigure 6)。

しかし、差をとったことで、今度は2つの波のどちらがとおる場所の影響をみているかがわからなくなりました。PKPbcとPKiKPの場合でいえば、外核底近くなのか内核上部なのか、です。



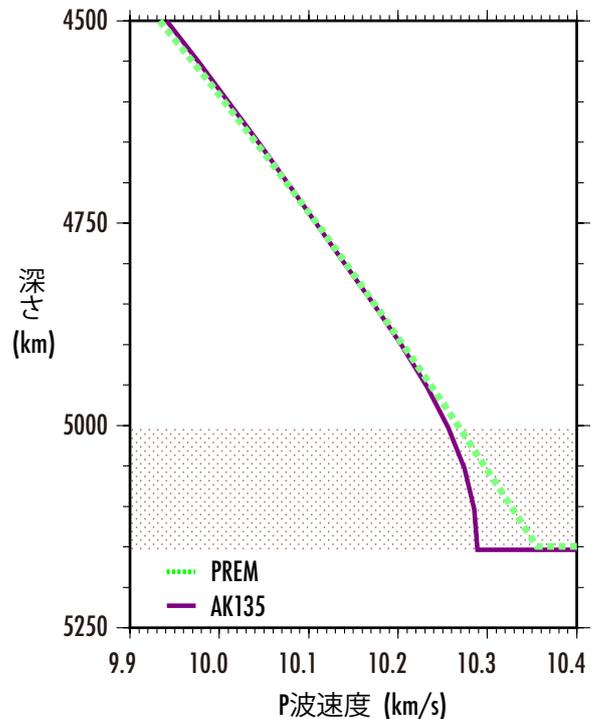
第3図 (a) 核の中をとる地震波線。距離 150°にはここで示した4つのP波がほぼ同じ時刻に到着する。(b) 核の中をつたってきた地震波形の計算例。PREMの浅部を簡略化したモデルで計算した。縦軸は地震からの角距離、横軸は地震発生からの時間。図の上から下にいくつかの波の連なりが見える。これが核をとってきた波である。波形ごとに最大振幅を同じ大きさにしてある。145°~150°あたりではPKPbcの振幅が大きいのでPKIKPの振幅はみかけ上小さくなっている。

4. 外核の底を調べよう

このうちの外核の底が、私たちが最近探っているところです。この問題—どうやって外核底の地震波速度を調べるか—を最初に考えたのは南極の下を調べていたときです(Ohtaki *et al.*, 2012)。内核上部は“東側”と“西側”とで地震波速度が違うのですが(たとえば Tanaka and Hamaguchi, 1997)、この結果はおもに低・中緯度のデータからいられていたことでした。高緯度のデータは少なかったのです。そして私たちはちょうど高緯度をサンプリングする観測データを持っていたのでした。ただ、内核上部の速度を精度よく決めるには、その上の外核底近くの速度がまず必要でした。そこで、その速度をPKPbcとPKIKPの波の大きさの比を使って先に決めることとしました。そしてこの2つの走時の差とPKiKPとPKIKPの走時差とを使って内核上部の地震波速度を求めました。

この論文を書き終えた後、私たちが取り組んだのが、

外核の底のよりよい地震学モデルを作るというものです(Ohtaki and Kaneshima, 2015)。PREMとAK135は、外核の底で0.07 km/sほどの違いがあります(第4図)。PREMは外核のなかほどをそのまま延長した構造、AK135はなかほどとは違って速度がほぼ一定の構造です。外核の底が外核のなかほどと同じ組成(注3)なら、速度はPREMのようになるでしょう。もしAK135が正しいならば、外核の底はその上とは組成が違い、鉄に富んだ液体が溜まっていることになりそうです。どちらが本当なのでしょうか。さきほどみたように、どちらのモデルも外核底の速度はあまりよく決まっています。では、どうすれば決まるのでしょうか。前の論文で使った波の大きさの比はばらつきが大きいですし、内核の減衰も比に影響します。そもそも構造への感度もそれほど高いわけでもありません。では、内核に波線が接する距離から求めたらどうでしょう。観測点までの距離が遠いほど波線は深く潜ります。そして波線が内核に接した先では波はとどかないのではないのでしょうか。ですが、これもうまくいきません。接した先で波がとどかなかったり、接したところを境に急に振幅が小さくなったりはしません。内核の表面をつたわる回折波がその先にもつたわるためです。ですので、内核に波線が接する距離を求めるのはなかなか難しいでしょう。それに



第4図 外核底近くの地震波(P波)速度。縦軸は地球半径、横軸は速度。PREM(緑破線)とAK135(紫)を示した。外核の底300 kmをドットで示した。

その距離が同じになる構造はいくつもあります。ですから、かりに接する距離が求まったとしても、それで構造が一つに決まるわけではありません。他にも、外核底をとる波 (PKPbc) の走時や、この波と内核をとる波 (PKiKP) との走時の差が今まで使われてきました。しかし、ここまでみてきたように、こういった観測はマントルや内核の速度の影響をうけてしまいます。

5. 新しい方法を考えた

そこで考えたのが、外核底をかすめる波 (PKPbc) の走時を中心に二つの観測を組み合わせて速度を決めるという方法です (第 5 図)。調べたかぎり、ともに初めての観測例です。

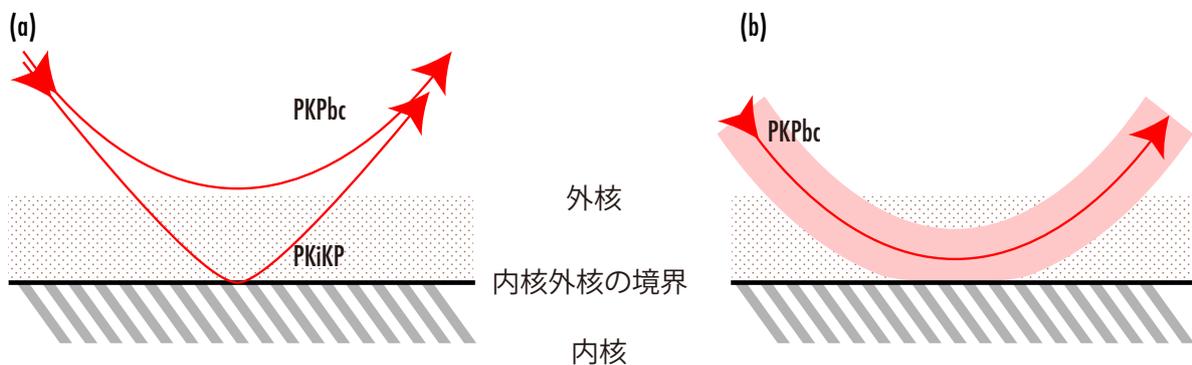
一つ目は内核の上をかすめる波 (PKPbc) と内核表面で反射する波 (PKiKP) との到着時間差を測る、というものです (第 5 図 a)。解析に使ったのは内核表面上 150 ~ 400 km まで潜る PKPbc です。2つの波の時間差は、この PKPbc の最深点から内核表面までの地震波速度の平均が影響します^(注4)。時間差は、地震の深さ 600 km、距離 147°として AK135 モデルで 1.8 秒、PREM モデルで 1.3 秒ほどになります。この距離では PKPbc は内核の上 300 km ほどをとります。第 4 図で示した 2つのモデル間の外核底 300 km での速度の違いが、この 0.5 秒の差をうんでいると考えられます。つまり、0.5 秒より高い精度で時間差を測れば、どちらのモデルがよいか、あるいは別のモデルがよいのか、がわかるわけです。実際、このときの観測では誤差 0.1 秒ほどで測ることができたと考えています。

もう一つの観測は、PKPbc が内核表面をかすめるときに波の周期によって速度が変わることを利用したものです (第 5 図 b)。2つの周波数帯で波形 PKPbc の到着時刻をそれぞれ読み、その差をとります。外核底近くで速度勾配が変わると、この差が変わります。速度の大きさ自体は、この差を変えません。つまり、外核底の速度が 10.30 km/s か 10.34 km/s かではなく、100 km 深くなったときにどれくらい速度が変わるかが値を左右するのです。なお、震源やマントルの影響をとりのぞくため、解析では PKiKP との差をとりました^(注5)。PREM と AK135 とでは外核底の速度勾配が違いますので、到着時間差が変わります。2つのモデルでの時間差の差は最大で 0.1 秒程度です。このモデルによる差も観測から区別できたと考えています。

6. 終わりに

前節で説明した二つの観測は構造への感度が違うのが利点です。組みあわせると、片方で平均速度をおさえ、もう片方で速度勾配をおさえることができ、外核底の速度構造を精度よく求めることができます。ともにほかのところの構造にほとんどよらないことも特徴です。Ohtaki and Kaneshima (2015) ではこの方法を使って北東太平洋下の構造を調べました。今は別の地域を調べているところです。調べた結果——外核の底はどんな速度構造なのか——についてはまたお伝えできれば、と思っています。

謝辞：本稿で紹介した外核底の研究は金嶋 聡氏 (九州大学) との共同研究に基づいています。金嶋氏および編集委員の方からは本稿についても有益なコメントをいただ



第 5 図 Ohtaki and Kaneshima (2015) の方法の模式図。(a) 内核の上をかすめる波 (PKPbc) と内核表面で反射する波 (PKiKP) との時間差の観測。(b) PKPbc が内核表面上をかすめるときや表面を回折するとき波の周期によって波の速度が変わることを利用した観測。波の広がりを模式的に表した。波線は実際より曲率を大きくしてある。外核の底近くをドットで示した。

きました。地図描画は GMT (Wessel and Smith, 1998), 波形表示は SAC (Goldstein *et al.*, 2003), 走時・波線計算は TauP Toolkit (Crotwell *et al.*, 1999), 波形計算は DSM (Direct Solution Method) (Takeuchi *et al.*, 1996) で行いました。ここで紹介した一部の研究には JSPS 科研費 15H05832 を使用しました。

- 注1 地震波の波長が十分短いとき、地震から観測地点までの波の経路を線で近似することができます。この線を(地震)波線とよびます。
- 注2 地震から観測地点までの距離が遠いとき、距離は角距離、つまり地球の中心からみた地震と観測点の角度で測ります。また、地震波がつくまでにかかった時間(この例では6分ちょっと)を走時といいます。ここでは地震は地表でおきたとして距離・時間をみつめました。
- 注3 外核はほぼ鉄からなる液体で、多少の軽元素やニッケルを含んでいるとされています。最近の研究によれば、鉄の比率が高くなると地震波速度は遅くなります(市川・土屋, 2017)。
- 注4 内核の半径はPKiKPの走時にほとんど効きません。波が内核表面に斜めにあたるため、多少半径が変わっても走時はほとんど変化しないためです。
- 注5 PKiKP走時の周波数依存との差をとるため、内核のP波の減衰率がPKiKPの速度の周波数依存性(Dziewonski and Anderson, 1981)を通して影響するのですが、この効果は結果にはほとんど影響しません。内核の速度も影響しません。

文 献

- Crotwell, H. P., Owens, T. J. and Ritsema, J. (1999) The TauP toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismol. Res. Lett.*, **70**, 154–160, doi:10.1785/gssrl.70.2.154.
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981) Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297–356, doi:10.1016/0031-9201(81)90046-7.
- Garcia, R., Tkalčić, H. and Chevrot, S. (2006) A new global PKP data set to study Earth's core and deep mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **159**, 15–31, doi:10.1016/j.pepi.2006.05.003.
- Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M. and Minner, L. (2003) SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. In Lee W. H. K. *et al.*, ed., *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part B*, Academic Press, Int. Geophys. Ser., no. 81, 1613–1614, doi:10.1016/s0074-6142(03)80284-x.
- 原 辰彦 (2005) 地球の地震学的構造. 地学雑誌, **114**, 323–337.
- 市川浩樹・土屋卓久 (2017) 外核の化学組成. 地学雑誌, 印刷中.
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R. and Buland, R. (1995) Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophys. J. Int.*, **122**, 108–124, doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x.
- Obayashi, M., Yoshimitsu, J., Nolet, G., Fukao, Y., Shiobara, H., Sugioka, H., Miyamachi, H. and Gao, Y. (2013) Finite frequency whole mantle P wave tomography: Improvement of subducted slab images. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 5652–5657, doi:10.1002/2013GL057401.
- Ohtaki, T. and Kaneshima, S. (2015) Independent estimate of velocity structure of Earth's lowermost outer core beneath the northeast Pacific from PKiKP–PKPbc differential traveltime and dispersion in PKPbc. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **120**, 7572–7586, doi:10.1002/2015JB012140.
- Ohtaki, T., Kaneshima, S. and Kanjo, K. (2012) Seismic structure near the inner core boundary in the south polar region. *J. Geophys. Res.*, **117**, B03312, doi:10.1029/2011JB008717.
- Takeuchi, N., Geller, R. J. and Cummins, P. R. (1996) Highly accurate P-SV complete synthetic seismograms using modified DSM operators. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1175–1178, doi:10.1029/96GL00973.
- Tanaka, S. and Hamaguchi, H. (1997) Degree one heterogeneity and hemispherical variation of anisotropy in the inner core from PKP(BC)-PKP(DF) times. *J. Geophys. Res.*, **102**, 2925–2938, doi:10.1029/96JB03187.
- 宇津徳治 (2001) 地震学 第3版, 共立出版, 376p.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of generic mapping tools released. *EOS Trans. AGU*, **79**, 579, doi:10.1029/98E000426.
- OHTAKI Toshiki (2017) Explore the lowermost outer core of the Earth.

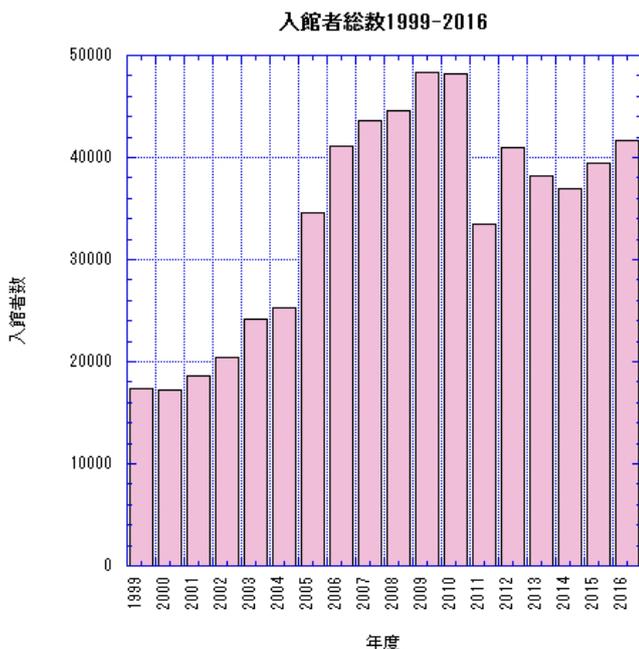
(受付: 2017年7月24日)

校外学習の場としての地質標本館 —入館者データから見た地学教育の現状と課題

森尻理恵¹⁾・利光誠一²⁾・下川浩一¹⁾・佐藤隆司¹⁾・高橋 誠¹⁾・酒井 彰¹⁾

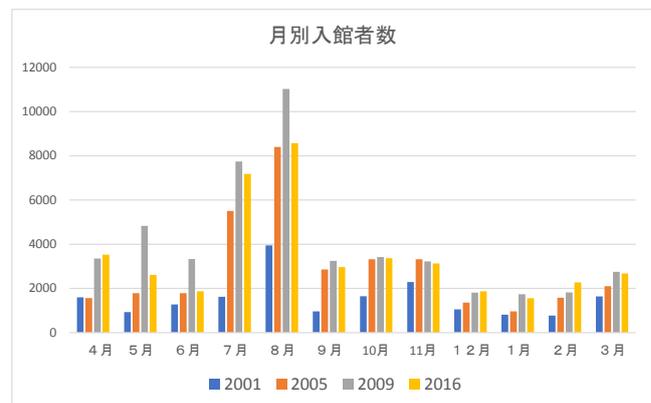
1. はじめに

つくば市の地質標本館は1980年に開館して以来、一般市民に向けてGSJの貴重なコレクションの展示と研究紹介を行ってきた。第1図に年間入館者数の変遷を示した。2016年度1年間の訪問者は約4万人であった。入館者が増加するきっかけになったと考えられる要因は2つあって、1つ目は2001年7月20日より休日開館をするようになったこと、2つ目は2005年8月24日につくばエクスプレスが開業したことがあげられる。その一方で、2011年3月11日に東北地方太平洋沖地震が起これ、4月18日まで休館した。また改修工事のために団体客の受け入れを2か月間停止した。震災の余波もあって入館者は減少し、その後少しずつ増加しているが、まだピークであった2009年の入場者数までは回復していない。入館料は開館以来無料である。

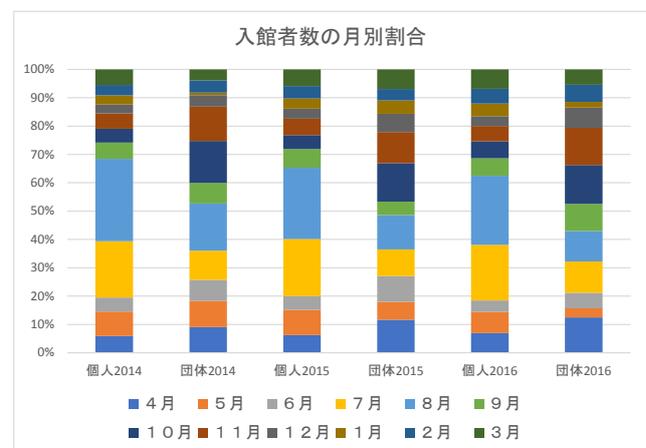


第1図 1999年度から2016年度の入館者総数の年度別変遷。

地質標本館の入館者は月によってばらつきが大きい。第2図に2001年度、2005年度、2009年度、2016年度について、月別入館者数を示した。すでに森尻ほか(2015, 2016, 2017)でも具体的な人数は報告したが、ここでは2014年度から2016年度までのデータを、月別の割合で示した(第3図)。個人客については、7月、8月が占める割合が高いが、団体客については10月、11月



第2図 2001年度、2005年度、2009年度、2016年度の月別入館者総数。



第3図 2014年度、2015年度、2016年度の個人、団体入館者数における月別の割合。

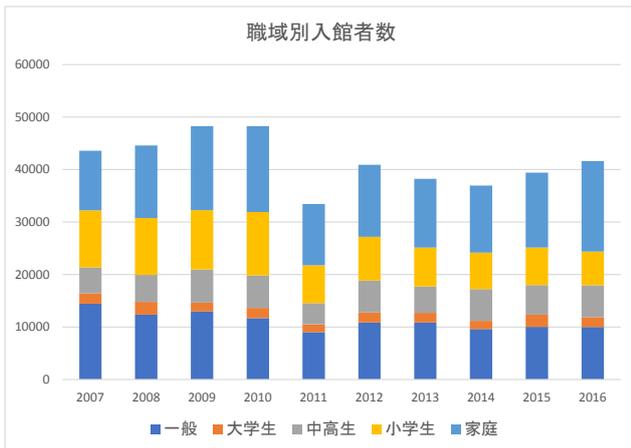
1) 産総研 地質調査総合センター地質情報基盤センター

2) 産総研 地質調査総合センター地質情報研究部門

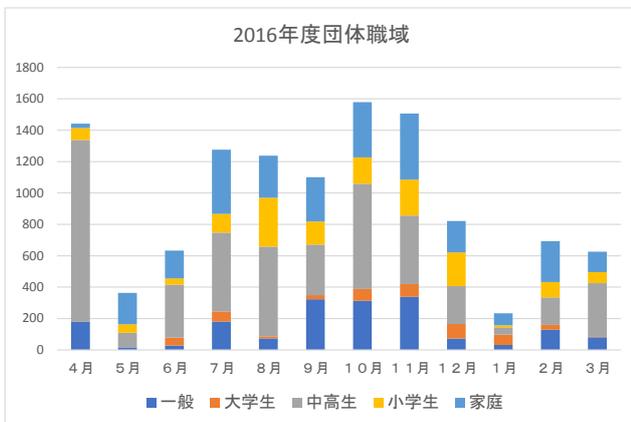
キーワード：校外学習、中学生、高校生、小学6年生、地質標本館

の占める割合が高くなっている。第4図に2007年度から2016年度までの職域別(一般, 大学生, 中高生, 小学生, 家庭)の入館者数を示した。第5図に, 2016年度の団体客について職域別に示しているが, 中高生の占める割合が高くなっている。第4図の総入館者数に占める中高生の割合は, さほど目立ったものではないが, 団体客に占める中高生の割合はかなり高いというのが, 地質標本館の特徴のひとつであると考えられる。

地質標本館では, 館内の案内を通して, 特に若い生徒たちには地球科学の面白さを伝えたいと考えている。日本列島は変動帯に位置し, 地質が生活に密接しているにもかかわらず, 多くの生徒は学校で地学を学ぶ機会がないからである。ここでは, 入館者データを基に分析したいいくつかの問題点について紹介したい。



第4図 2007年度から2016年度の職域別(一般, 大学生, 中高生, 小学生, 家庭)入館者数の変遷。



第5図 2016年度の職域別(一般, 大学生, 中高生, 小学生, 家庭)団体入館者の月別の変遷。

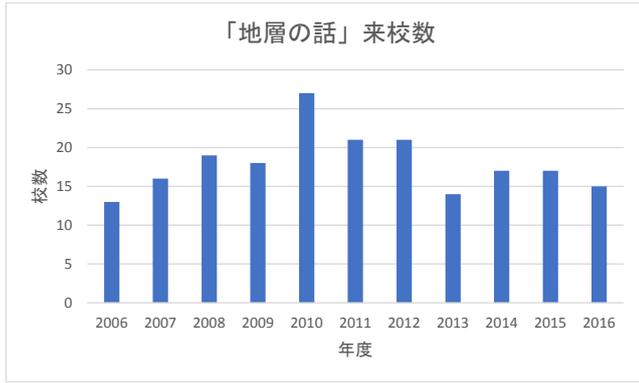
2. 「地層の話」プログラム

中高生の校外学習の考察の前に, 地質標本館で小学校6年生向けに行っている「地層の話」プログラムについて紹介したい。これは学校の周りの地形・地質に関する講義, 透明なアクリル製の実験水路を使った堆積実験, 地質標本館内の見学で構成され, 1年におよそ600人の児童がこのプログラムに参加している。堆積実験の具体的な内容については, 目代ほか(2006), 澤田ほか(2009), 玉生(2010)で既に報告されている。元々は2005年から2007年度まで地質標本館のテクニカルスタッフだった目代氏が前職の筑波大学陸域環境センターでの経験をもとに始めたもので, その後, 代々標本館スタッフに受け継がれ, 改良が加えられている。また, 歴代の標本館スタッフは必ずしも狭い意味での堆積学の専門家ではないが, 地球科学におけるそれぞれの専門をベースにした目線で, このプログラムに取り組んでいる。

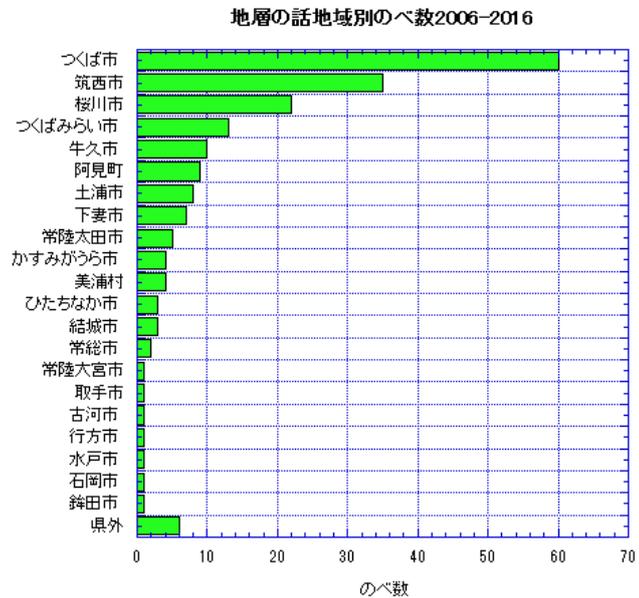
ちょうど小学6年生に「土地の作りと変化」という理科の単元がある(文部科学省, 2010)ので, 学校の理科の授業にあわせて見学に来る学校が多い。ただし, 地質標本館では, 関東平野で広くみられる台地と低地のでき方まで実験で示しているのだから, 小学校の教科書とは別物と考えていただきたい。また, 総合学習がさかんに行われていた時には, 見学時に季語なし俳句を作らせる試みも実施されていた(玉生ほか, 2010)が, 現在のプログラムでは, 俳句作りは入っていない。

もちろんこのプログラムは, 小学6年生に限ることはなく, 過去にも大学生の団体に実演した経験もある。小学校の教科書で習っただけの大人が見ても十分面白いと思われる。

来校数は2016年度で15校であった。2006年度からの来校数は第6図に示した。このうち, 10年間の地域別のべ来校数はつくば市内が一番多く, 次いで筑西市, 桜川市となっている(第7図)。学校別の情報は第1表に示す。これで見ると, 2010年度は27校, 2012年度も21校が実験を見に来ていたが, 2013年度は14校に減った。当初は2008年に改訂された学習指導要領の施行が, 小学校は2011年度より始まり, ゆとりがなくなってしまった影響かとも考えていたが, よくわからない。具体的な追跡データは取得していないが, 理科教育に熱心であった教員の異動によって校外学習の行き先が変わるといえるのは大いにありうる話であるらしい。11年連続で来ている茨城県桜川市のA小学校は, 教員の異動に左右されず, 校外学習先として学校で引き継いでいるのであろう。



第6図 2006年度から2016年度までの「地層の話」プログラムでの来校数。

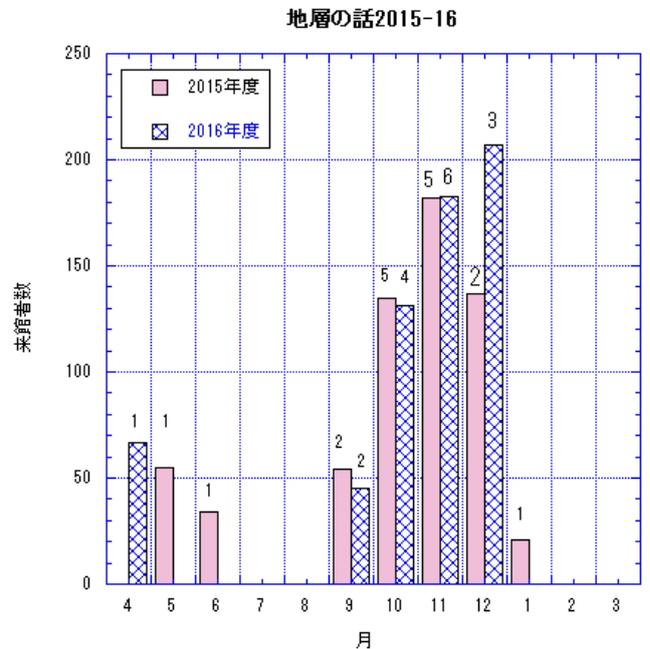


第7図 2006年度から2016年度の「地層の話」プログラムでの地域別来校のべ数。

2015年度と2016年度の月別来館者数を第8図に示す。棒グラフに添えられた数字は来校数である。学校もカリキュラム上の都合があって、集中するのは避けられない。実は、2009年あたりまでは水路実験は屋外でやっていた。そのため11月以降は見ている児童が寒いのでお断りしていたのであった。しかし、11月以降に見学を希望する学校が複数あり、水の循環方法等を工夫することによって地質標本館の多目的室内で水路実験を見せることにした。その結果、ほかの季節でも天候に左右されることなく「地層の話」プログラムを実施できるようになった。しかし機材と人員の関係から、きちんとしたプログラムとして機能させるには、できれば1日に1校にしたい。「土地

第1表 「地層の話」プログラムに4回以上参加している小学校一覧。2006年度～2016年度。

| 回 | 学校 | 所在 | 2006 | 2007 | 2008 | 2009 | 2010 | 2011 | 2012 | 2013 | 2014 | 2015 | 2016 |
|----|-------|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | | 来校総数 | 13 | 16 | 19 | 18 | 27 | 21 | 21 | 14 | 17 | 17 | 15 |
| 11 | A 小学校 | 桜川市 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 11 | B 小学校 | 筑西市 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 10 | C 小学校 | 筑西市 | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 9 | D 小学校 | 筑西市 | | ○ | ○ | ○ | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 8 | E 小学校 | つくば市 | ○ | ○ | ○ | ○ | | | ○ | ○ | | ○ | ○ |
| 8 | F 小学校 | つくば市 | | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | |
| 7 | G 小学校 | つくば市 | | | | ○ | ○ | ○ | | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 6 | H 小学校 | つくばみらい市 | | | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | | |
| 6 | I 小学校 | 桜川市 | | | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | | |
| 6 | J 小学校 | 土浦市 | | | | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | |
| 5 | K 小学校 | つくばみらい市 | | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | | | | |
| 5 | L 小学校 | つくば市 | ○ | ○ | | ○ | | ○ | ○ | | | | |
| 5 | M 小学校 | つくば市 | | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | | | | |
| 5 | N 小学校 | つくば市 | | | | | | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 4 | O 小学校 | 美浦村 | | | ○ | | ○ | ○ | ○ | | | | |
| 4 | P 小学校 | かすみがうら市 | | | ○ | ○ | | ○ | ○ | | | | |
| 4 | Q 小学校 | つくば市 | ○ | ○ | ○ | ○ | | | | | | | |
| 4 | R 小学校 | つくば市 | ○ | ○ | ○ | | ○ | | | | | | |



第8図 2015年度と2016年度の「地層の話」プログラムでの月別来館者数。棒に添えられた数字は来校数。

の作りと変化」の単元を1学期に学習するなど、柔軟な授業構成が可能になれば分散できるのではないかと考えている。

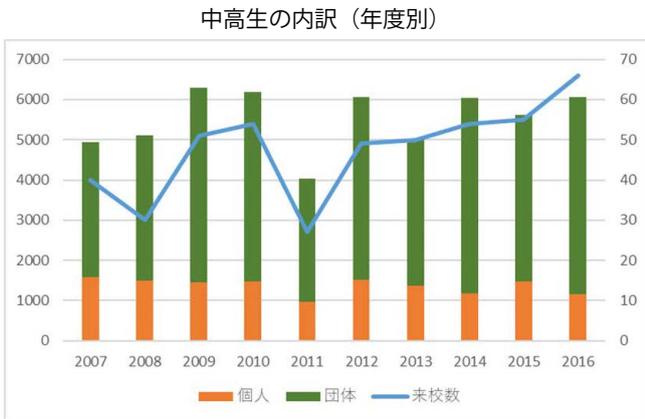
3. 中高生の研修旅行

3.1. 解説付き見学

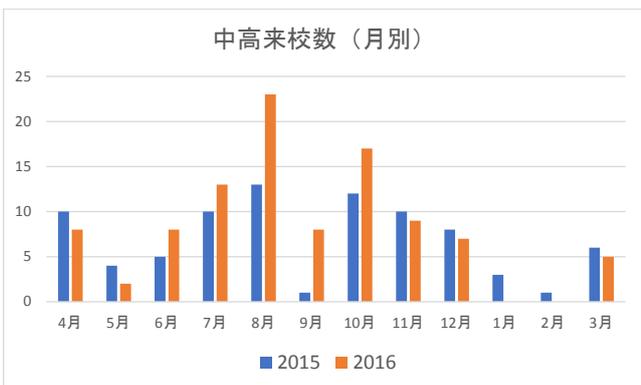
地質標本館では平日に1時間以上滞在する団体には、希望があれば、研究者による解説案内を行っている。近年では、SSH (Super Science Highschool) 指定校を含む多くの学校の生徒が校外学習に訪れている。地質標本館では、館内の案内を通して、特に若い生徒たちには地球科学の面白さを伝えたいと考えている。第9図に2007年度から2016年度の中高生の入館者数と来校数を示した。また、2015年度と2016年度の月別来校数を第10図に示した。近年、8月に高校の団体見学が多いのは夏休みの研修旅行を実施する学校が増えたためと考えている。さらに、東京都内の大学は7月下旬から8月上旬にオープンキャンパスを実施するところが多いので、それと合わせて研修を実施する高校も多いようである。

平日に来館し、45-60分以上見学時間を取る(45分は概要説明あるいはワンポイント解説+自由見学)解説付き

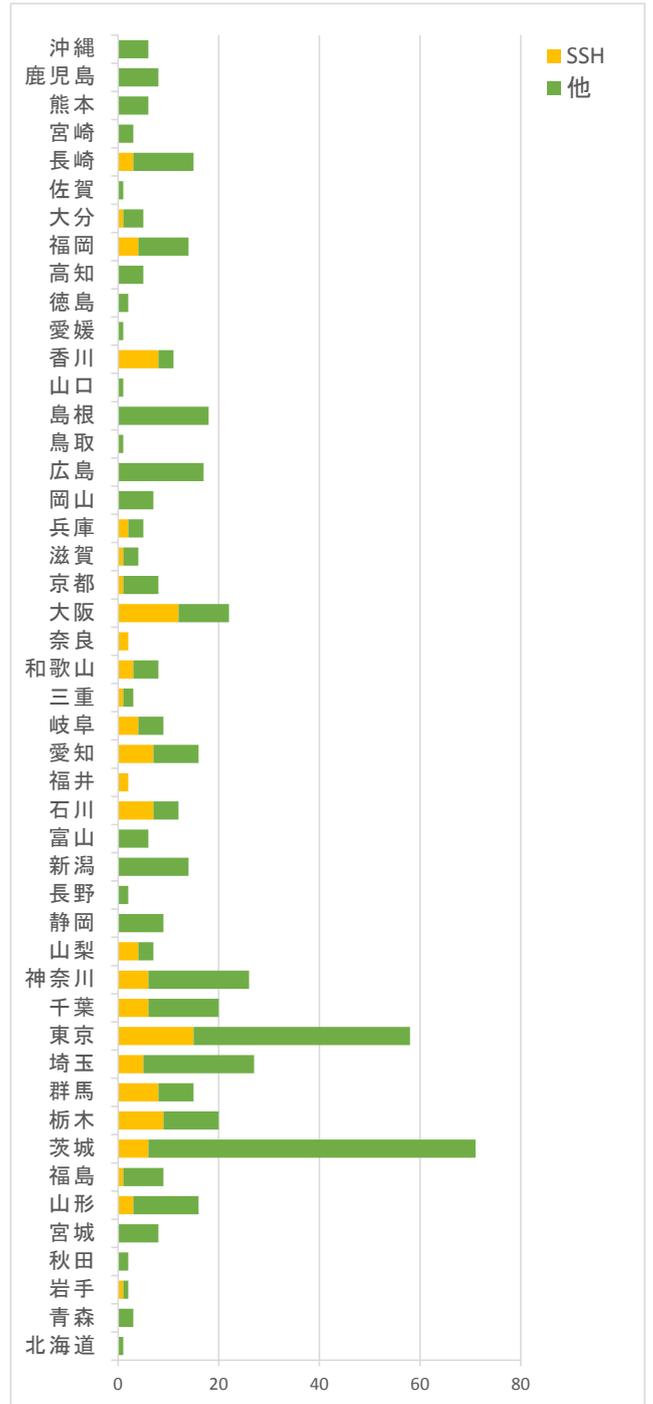
の見学をした中学・高校はほぼ全国からきている。第11図は都道府県別ののべ来校数を示した。2006年度から1回以上来館した中高は312校あった。そのうち、解説付きの見学をしたのは284校である。第2表に4回以上来館した29校について学校別の情報を示す。1列目の数字は解説付き見学の来館回数である。●で示したのはSSH指定で解説付き見学実施、○で示したのはSSH指定



第9図 2007年度から2016年度の中高生の来館者数の個人・団体の割合。折れ線グラフは来校数。



第10図 2015年度と2016年度の中学・高校の月別来校数。



第11図 2006年度から2016年度の解説案内付き(平日45-60分以上滞在)の都道府県別のべ来校数。

第2表 団体見学を申し込んだ中学・高校のうち、解説案内を4回以上付けた学校一覧。2006年度-2016年度。○はSSH指定されていない来館(解説付き)、●はSSH指定された時の来館(解説付き)、▲はSSH指定された時の来館(自由見学)、-はSSH指定期間で来館無し。SSHの指定については、科学技術振興機構(JST) スーパーサイエンスハイスクール指定校一覧(https://ssh.jst.go.jp/school/list.html; 2017年5月29日確認)参照。

| 学校名 | 都道府県 | 2006 | 2007 | 2008 | 2009 | 2010 | 2011 | 2012 | 2013 | 2014 | 2015 | 2016 |
|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 9 県立A高校 | 山形県 | ○ | ○ | | ○ | ○ | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 8 都立B高校 | 東京都 | | ● | - | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ▲ |
| 8 県立C高校 | 島根県 | ○ | | ○ | ○ | ○ | | | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 7 私立D中学 | 神奈川県 | | | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | | ○ | ○ |
| 7 県立E高校 | 石川県 | ● | ● | - | ● | - | - | ● | ● | ● | ▲ | ● |
| 7 市立F高校 | 大阪府 | | ○ | ○ | | ○ | - | ● | ● | ● | - | ○ |
| 7 県立G高校 | 福岡県 | ○ | ○ | | | ○ | ● | ● | ● | - | - | ○ |
| 6 県立H中等 | 茨城県 | | | | | ○ | ○ | ● | ● | ● | ● | - |
| 6 県立I高校 | 群馬県 | | ● | - | ● | ● | ● | - | ● | - | - | ● |
| 6 県立J高校 | 埼玉県 | | | | | | ● | ● | ● | ● | ● | ○ |
| 6 県立K高校 | 千葉県 | | | | - | - | ● | ● | ● | ● | ● | ● |
| 5 県立L高校 | 群馬県 | | | ○ | ○ | ● | | | | | ○ | ○ |
| 5 私立M中高 | 東京都 | | | | ○ | | | | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 5 私立N高校 | 東京都 | | - | - | - | - | ● | ● | - | ● | ● | ● |
| 5 県立O高校 | 神奈川県 | | | | | | ○ | ○ | ○ | | ○ | ○ |
| 5 私立P高校 | 新潟県 | | | | | | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 5 県立Q高校 | 愛知県 | | | | | | ○ | ● | - | ● | ● | ● |
| 5 府立R高校 | 大阪府 | | | ● | ● | ● | - | ● | ● | - | - | - |
| 5 県立S高校 | 広島県 | | ○ | | | | | ○ | ○ | ○ | ○ | |
| 5 県立T高校 | 島根県 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | | | - | - | - | - |
| 5 県立U高校 | 香川県 | ● | ● | ● | ● | ● | | | | | | |
| 4 県立V高校 | 茨城県 | | | ○ | ○ | | | ○ | | | | ○ |
| 4 私立W高校 | 栃木県 | | | | | | ● | ● | ● | - | ● | |
| 4 私立X高校 | 静岡県 | | ○ | ○ | ○ | ○ | | | | | | |
| 4 県立Y高校 | 岐阜県 | - | ● | ● | ● | ● | | | | | | |
| 4 県立Z高校 | 和歌山県 | | ○ | | | | - | - | - | ● | ● | ○ |
| 4 県立a高校 | 島根県 | ○ | ○ | | | | | | | | ○ | ○ |
| 4 私立b高校 | 香川県 | | | | | | - | ● | ● | - | ● | ○ |
| 4 県立c高校 | 鹿児島県 | | | | | | | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ |

外で解説付き見学を実施したもの、▲はSSH指定で自由見学実施の意味である。遠方の学校が首都圏の研究施設の見学に来るにはSSHの指定が良いきっかけであることは間違いないだろう。つくば市には多くの研究機関が集まっているので、つくば市への研修旅行は効率が良く人気であると聞く。その中で地質標本館にも興味をもってきているのはありがたい。ただ、SSH指定期間だけ来館していた学校も多く、それらの学校が、指定終了後も生徒が地球科学に触れる機会を持ち続けていることを願うばかりである。

一方で、文部科学省「平成27年公立高等学校における教育課程の編成・実施状況調査(高等学校における科目の履修状況(平成25年度入学者抽出調査))」(文部科学省, 2016)によれば、高校理科の履修率は普通科、職業科、総合科も合わせた数で、科学と人間生活 33.1%, 物理基礎

56.7%, 物理 16.2%, 化学基礎 79.2%, 化学 27.5%, 生物基礎 84.1%, 生物 20.9%, 地学基礎 26.9%, 地学 0.8%, 理科課題研究 0.5% となっている。調査は公立高校に対して行われたものだが、私立高校の事情も似たようなものである。これを見ると、他の科目に比べて地学は極端に少ないことがわかる。その問題にはここで触れないが、いずれにせよ、地質標本館に来るほとんどの高校生が、地学を習わないという認識をスタッフは解説するときに持つ必要がある。

3.2. 自由見学への対応

学校の授業で地学を習うことがなくても、地質標本館を見学する学校は地学教育に対してモチベーションが高いのかもしれないが、残念ながら、2015年度-2016年度に団体予約をした182校中69校は解説をつけない自由見学となっていた。自由見学であっても、学校で自主課題をもって見るとか、自分なりの興味を見つけるために十分な時間を取ってじっくり見てくればよいが、そうではないところも多いのが実情である(第3表)。30分程度しか滞在しないのはトイレ休憩が主目的かと思ってしまう。漠然と短時間で見るには地質標本館は見どころが多いので、はるばる遠方からやってきて、大変もったいないと思う。旅行社がなるべく多くの施設を訪ねるようにプランを学校に提案する例も多いと聞くが、博物館や展示館は「チラ見」ではもったいない。日本列島は変動帯に位置し、地質が生活に密接しているにもかかわらず、前述のように多くの生徒は学校で地学を学ぶ機会がない。せっかく校外学習で来たのだから、ちゃんと見て行ってほしいと切に願う。そこで、いささかお節介かと思ったが自由見学の中高生用のクイズを用意した。個人の来館者にはとりあえずみどころコース(子供~一般向き)、化石コース(子供向き)、鉱物・岩石コース(子供~一般向き)、地震・火山コース(やや大

第3表 2015年度-2016年度に団体予約をした182校中の自由見学69校の滞在時間の内訳。

| 昼休みを除いた滞在時間 | 学校数 |
|-------------|-----|
| 平日 60分以上 | 16 |
| 平日 45分以上 | 7 |
| 平日 30分以上 | 18 |
| 平日 30分未満 | 6 |
| 休日 | 22 |

人向き)、テーマ別コース(2016年度は宮沢賢治の石;一般向き)、地球カレンダー(一般向き)と難易度を変えて6種類のクイズが常に用意されている。これは、展示を見ながら問題を解いて行くことによって、効率的に館内をめぐることができ、かつスタッフのおすすめポイントを示す狙いもある。クイズの校外学習バージョンは、職場体験に来た中学生や、博物館実習の大学生に協力してもらい、スタッフが作成した素案をブラッシュアップさせている。これは見学申し込み時に申し出てもらえれば、ファイルを学校に電子メールで送るので、学校の判断で校外学習のしおり等に含めてご利用いただきたい。

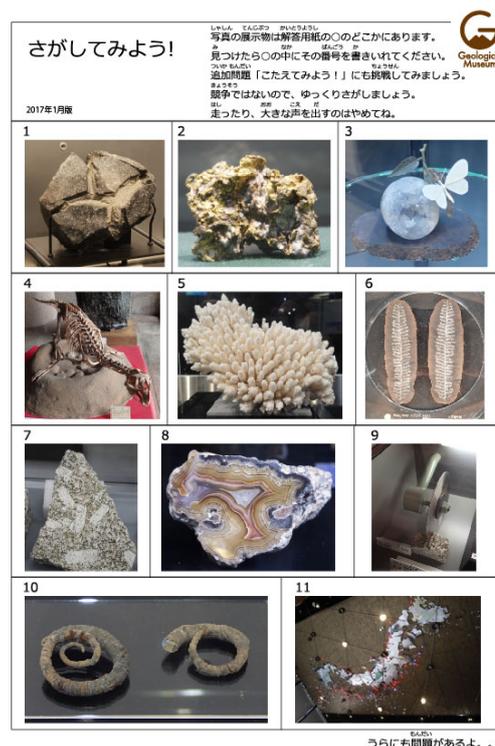
4. 館内見学のヒント

昨年、地質標本館ではQRコードを利用してスマートフォンなどのモバイル端末でアクセスできる新しい解説システムを構築した。現在一般向きの解説が日英2言語で、音声と文字で提供されている。これについて説明するのは担当者にお任せするが、まだ発展途上ながら、解説が見つからない個人の来館者や外国人来館者に役に立っている。さらに、システムとしては子供向き解説やほかの言語のコンテンツを載せることも可能なので、今後の発展に期待したい。

夏休みなどには、学年がまちまちの小学生の団体も来館する。このような団体にはクイズ「さがしてみよう」(第12図)をおすすめしている。ただし、カラー印刷が必要なので事前に予約が必要である。このクイズの目的は何はともあれ標本を見てもらうことにある。希望があれば親子ツアーなどでも利用していきたい。

5. おわりに

産総研では、見学対応をすると広報データベースに入力することになっており、蓄積されたデータはアウトリーチ関係のさまざまな分析の資料とさせていただいている。今回、校外学習にターゲットを絞ってデータを拾い出してみた。その結果、地質標本館の解説スタッフの間で、漠然と感じていた入館者状況をデータで確認できた。今後の地質標本館の運営に役立ててもらいたい。



第12図 クイズ「さがしてみよう」(2017年1月版)のサンプル画像。

文 献

- 目代邦康・野田 篤・田村 亨・中澤 努・角井朝昭・中島 礼・井上卓彦・利光誠一(2006) 水と砂を使った地層・地形の実験(特集:産総研つくばセンター一般公開). 地質ニュース, 627, 35-39.
- 森尻理恵・吉田清香・朝川暢子・下川浩一・奥山康子・佐藤隆司・高橋 誠・酒井 彰・須藤 茂・利光誠一(2015) 地質標本館来館者アンケート結果概報(2007-2014). GSJ地質ニュース, 4, 346-352.
- 森尻理恵・朝川暢子・下川浩一・奥山康子・佐藤隆司・高橋 誠・酒井 彰・須藤 茂・利光誠一・菅家亜希子・吉田清香・中山 淳・常木俊宏・小賀野功(2016) 地質標本館来館者アンケート結果概報(2015年度). GSJ地質ニュース, 5, 377-381.
- 森尻理恵・谷島清一・朝川暢子・下川浩一・佐藤隆司・高橋 誠・酒井 彰・利光誠一・菅家亜希子・中山 淳・常木俊宏・小賀野功・川鈴木宏(2017) 地質標本館来館者アンケート結果概報(2016年度). GSJ地質ニュース, 8, 268-276.
- 澤田結基・宮地良典・森尻理恵・吉川秀樹・玉生志郎・青木正博・兼子紗知・古谷美智明(2009) 地質標本館の小学校見学対応と水路実験. 地質ニュース, 657,

45-48.

玉生志郎 (2010) 小学 5-6 年生への地層の学習—地質標本館での体験—. 地質ニュース, 665, 63-68.

玉生志郎・森尻理恵・澤田結基・徳橋秀一・長森英明・青木正博 (2010) 地質標本を俳句に詠もう—小中学生の作品例—. 地質ニュース, 674, 73-78.

参照ウェブサイト

科学技術振興機構 (JST) スーパーサイエンスハイスクール指定校一覧 (<https://ssh.jst.go.jp/school/list.html>; 2017 年 5 月 29 日確認)

文部科学省 (2010) 「小学校学習指導要領解説 理科編」平成 20 年 6 月 (<http://www.mext.go.jp/component/>

[a_menu/education/micro_detail/_icsFiles/afieldfile/2010/12/28/1231931_05.pdf](http://www.mext.go.jp/a_menu/education/micro_detail/_icsFiles/afieldfile/2010/12/28/1231931_05.pdf); 2017 年 6 月 9 日確認)

文部科学省 (2016) 「平成 27 年公立高等学校における教育課程の編成・実施状況調査 (高等学校における科目の履修状況 (平成 25 年度入学者抽出調査))」 (http://www.mext.go.jp/b_menu/shingi/chukyo/chukyo3/060/siryo/_icsFiles/afieldfile/2016/05/12/1370460_8.pdf; 2017 年 5 月 29 日確認)

MORIJI Rie, TOSHIMITSU Seiichi, SHIMOKAWA Koichi, SATOH Takashi, TAKAHASHI Makoto and SAKAI Akira (2017) A role of the Geological Museum, GSJ, AIST for elementary, junior-high and high school students on off-campus learning.

(受付: 2017 年 6 月 12 日)

第2回日中韓3ヶ国ジオサミット参加報告

山岡香子¹⁾・内田利弘¹⁾

1. はじめに

日中韓の地質調査所(韓国地質資源研究院(KIGAM : Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources), 中国地質調査局(CGS : China Geological Survey), 産総研地質調査総合センター(GSJ : Geological Survey of Japan))間の研究協力を推進するとともに, 東南アジアの研究協力を牽引し, さらに3機関の世界的なプレゼンスを向上させることを目的として, 2015年にKIGAMの呼びかけにより, 3機関の長が出席する定期的な会議の開催が合意されました。会議の名称はTrilateral GeoSummitとし, 2年毎に開催することとなり, 第1回会議は2015年4月に中国・北京で開催されました。今回の第2回会議はKIGAMのホ

ストにより, 韓国・済州市で開催されました。事前の協議により, 研究協力が見込まれるテーマとして, 活断層, 沿岸域地質, 地質情報GIS, ガスハイドレートの4つが提案され, 技術セッションが開催されました。各技術セッションでは, 各機関が研究概要を紹介するとともに, 今後の具体的な協力活動について議論を行いました。

2. 開催概要

会議は2017年6月20日に, 韓国・済州島済州市のMaison Glad Jeju Hotelにて開催されました(写真1~3)。出席者は全体で79名で, 内訳は以下の通りでした。

- ・韓国(48名): KIGAM Joong-Ho Synn 院長ほか 47名,



写真1 会議の様子。(KIGAM 提供)



写真2 3機関の代表。左から Zhang Hongtao 参事官, Joong-Ho Synn 院長, 矢野雄策総合センター長。



写真3 全体集合写真。(KIGAM 提供)

1) 産総研 地質調査総合センター研究戦略部

キーワード: ジオサミット, 国際協力, 地球科学

貿易産業エネルギー省 1 名

- ・中国 (17 名) : CGS 16 名, 中国国務院 Zhang Hongtao 参事官
- ・日本 (11 名) : GSJ 矢野雄策総合センター長ほか 11 名 (写真 4)
- ・日中韓 3 ヶ国協力事務局 (TCS: Trilateral Cooperation Secretariat, 韓国ソウル) : Yang Houlan 事務局長ほか 3 名

(1) 開会式及び代表挨拶

開会式では, KIGAM の Joong-Ho Synn 院長による開会挨拶の後, CGS を代表して中国国務院 Zhang Hongtao 参事官の挨拶, GSJ の矢野雄策総合センター長の挨拶がありました. 続いて, TCS の Yang Houlan 事務局長が, 日中韓の協力状況について紹介し, 3 ヶ国ジオサミットへの期待を述べられました. その後, 各機関についての現況紹介が CGS, KIGAM, GSJ の順で行われました.

(2) MOU 調印式

会議の中で, GSJ-CGS 間及び CGS-韓国ガスハイドレート研究組間の MOU 調印式も行われました. GSJ-CGS 間の MOU は, 2010 年以降, 日中両国の政治関係悪化の影響を受けて途切れていましたが, 第 1 回日中韓 3 ヶ国ジオサミットで連携強化の必要性が確認され, 今回の MOU 締結に至りました (写真 5).

(3) 技術セッション

各技術セッションでは, 3 機関からの発表 (各 20 分) と研究協力に関する議論 (45 分) が行われました (写真 6). 各セッションの合意事項は以下の通りとなりました.

【活断層セッション】

- ・各機関が研究協力のためのチームを設置し, 日中韓の主要な活断層 (中国 Tan-Lu 断層, 韓国 Yangsan 断層, 日本の中央構造線など) を対象とする研究と地震災害リスクに関する共同研究を立案する.

【沿岸域地質セッション】

- ・2 年毎にワークショップを開催する.
- ・若手研究者の交流を促進する.
- ・CCOP (東・東南アジア地球科学計画調整委員会) における沿岸域地質に関する協力活動を共同で進める体制を検討する.

【地質情報 GIS セッション】

- ・地質情報の管理と GIS 上での情報の統合に関する情報



写真 4 GSJ からの参加者. (KIGAM 提供)



写真 5 CGS との MOU 調印.



写真 6 技術セッションの様子. (KIGAM 提供)

交換を促進し, 共同研究の立案を検討する.

【ガスハイドレートセッション】

- ・KIGAM と CGS 間で, 人材交流や定期的なワークショップ (2 年毎) を行う.

この他, GSJ は参加しませんでした, 3D 地質モデリングに関するワークショップも同時に行われました. 技術

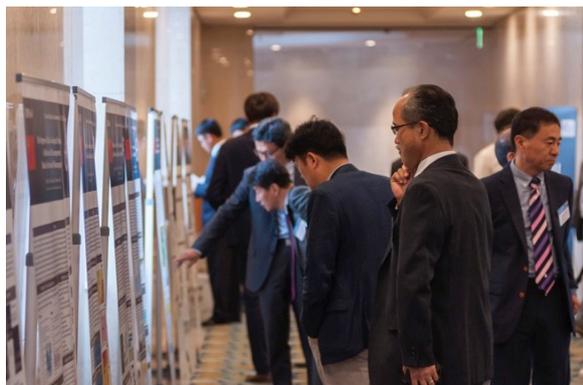


写真7 ポスターセッション。(KIGAM 提供)



写真9 萬丈窟。中央は Jeon 博士。



写真8 議事録への署名。(KIGAM 提供)



写真10 城山日出峰。

セッションと関連してポスターセッションも開催され、各国の研究者が議論を深めました(写真7)。

また、技術セッションと並行して、各機関代表の意見交換会が行われました。意見交換会では、ジオサミットで合意された研究協力を推進していくことや、今後の CCOP や IGC(万国地質学会議)などの国際会議で協力していくことが確認されました。

(4) 閉会式・ウェルカムディナー

最後に会議のまとめがなされ、議事録に各機関の代表が署名しました(写真8)。そして、KIGAM の Joong-Ho Synn 院長による閉会の挨拶の後、ウェルカムディナーが開催されました。

(5) 地質巡検

翌6月21日は、済州島の火山活動に関する地質巡検が行われました。済州島では、漢拏山(ハルラサン)、城山日出峰(ソンサンイルチュルボン)、萬丈窟(マンジャングル)が世界自然遺産に指定されており、2010年に島全体

が世界ジオパークとして認証されています。一行はまず、萬丈窟を訪れ、済州ジオパークの Yongmun Jeon 博士の説明を受けながら、溶岩流によって形作られた様々な造形を観察しました(写真9)。続いて、城山日出峰に移動し、山頂の展望台から5,000年前の海底噴火により形成された火口を一望しました(写真10)。その他、済州世界遺産センターや済州石文化公園などを訪れ、済州島の形成史や火山岩と文化の関係について理解を深めました。

4. おわりに

今回の第3回日中韓ジオサミットは、2019年7月に日本で開催される予定となっています。今後3ヶ国がますます研究協力を深め、今回の会議ではより活発な議論が展開されることが期待されます。

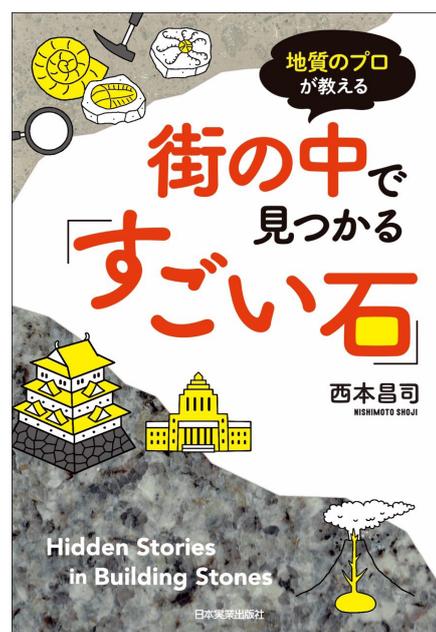
YAMAOKA Kyoko and UCHIDA Toshihiro (2017) Report on the 2nd Trilateral GeoSummit.

(受付：2017年9月6日)

街の中で見つかる「すごい石」

西本昌司 [著]

日本実業出版社
発売日：2017年6月29日
定価：1,600円＋税
ISBN：978-4-534-05507-1
四六判
160ページ



ビルの外壁や地下街やデパートの内壁から城の石垣まで、何気なく見ているはずの街中にある石材。そこから、地質学の世界に誘おうとしている一般向けの普及書である。紹介者もお城の石垣については気になっていて、訪れる先々でチェックするのを楽しみにしている（それだけでなく石垣の裏のお城の土台まで気になるのが地質屋の性だが・・・）。

これまでも街の中での化石探しや、石材図鑑のような図書はあった。しかし単に見つける楽しみから一歩踏み込んで、石材の背景にある人と地球の“物語”を紹介する読み物となっている点が新しい。

まず、著名な建物に使われている石材（第1章）や、城の石垣（第2章）について、歴史的な背景とともに岩石が紹介されており、近代建築や城に興味がある人たちにも、岩石に目を向けてもらおうとする著者の意欲が現れている。以降、読み進めるに従って、日本列島形成や大陸移動などに関わる話が出てきて、地質学っぽくなっていく。それでも、深入りはせず、キーワードだけは残しておきなが

ら、さらりと流してしまうところが、普段から普及活動に専念している著者の雰囲気を感じさせる。

多くの人が手にとってもらえるよう、タイトルには「すごい石」という単純な表現を選んだと思われるが、まえがきに書かれている「街角地質学」や、わざと(?)表紙の帯の下に隠してある英語タイトル「Hidden Stories of Building Stones」が、まさに本書の内容を表している。一般の方はもちろん、地質学や石材業界などの関係者にとっても楽しめる本である。

ただ、少しだけ希望と意見を言わせて頂くと、価格との相談かもしれないが、写真が少し大きいと嬉しいし、本文にいろいろと地名が出てくるので簡便な地図があると、よりイメージが膨らんだかもしれない。また、緑色岩、斑岩などの現在では使わなくなった用語は避けてほしかった。

(産総研 地質調査総合センター研究戦略部 斎藤 眞)

地質情報研究部門の佐藤善輝氏が 日本第四紀学会奨励賞を受賞

地質情報研究部門平野地質研究グループの佐藤善輝氏が2017年日本第四紀学会奨励賞を受賞しました。奨励賞とは、日本第四紀学会の学会誌である「第四紀研究」に優秀な論文を発表した筆頭著者で、35歳未満の若手研究者に贈られる賞です。対象となった論文は、佐藤善輝・藤原 治・小野映介(2016)「浜松平野西部における完新世後期の浜堤列の地形発達過程」第四紀研究, 55巻1号, 17-35ページの論説です。

この論文は、浜松平野における浜堤列の発達プロセスを、堤間湿地や溺れ谷低地の環境解析から復元したものです。20本の浅層ボーリング掘削を行い、コア試料から炭素年代測定と火山灰分析に基づき精細な年代コントロールを行い、層相解析と佐藤さんの専門である珪藻化石群集解析からこの地域の数千年間にわたる古環境の変遷を復元しました。その結果、浜堤列平野が海側へ一方的に広がるだけではなく、時折沈降していたことを発見しました。この知見は古環境研究だけでなく、完新世の海水準変動や南海トラフ巨大地震の履歴の解明にも寄与することも評価されました。



受賞した佐藤善輝さん

佐藤さんは大学院生の時から現在に至るまで、浜松平野の地形発達の研究に取り組んで来ました。共著者の藤原 治氏(地質情報基盤センター)や小野映介氏(新潟大学)、ほかにも第四紀学研究の第一人者ともいえる多くの研究者とともに共同研究を展開しており、成果を上げています。また、珪藻化石の分類学的視点からも古環境研究に資するテーマを独自に開発しており、広い視野を持った研究者と言えます。佐藤氏は現在、「沿岸域の地質・活断層調査」に携わっており、GSJの先輩研究者らとともに相模湾や伊勢湾沿岸の研究に精力的に取り組んでいます。これまで蓄積してきた知識や経験を活かし、今後の研究の飛躍を多いに期待しています。

(産総研 地質調査総合センター地質情報研究部門 中島 礼)

地質情報基盤センターの大和田朗氏が 「日本地質学会功労賞」を受賞

地質情報基盤センター地質標本館室地質試料調製グループの大和田朗キャリア主幹が、2017年9月16日（土）に、愛媛大学で開催された日本地質学会2017年学術大会（2017愛媛）において、「日本地質学会功労賞」を受賞しました。

大和田朗氏は、1981年に産業技術総合研究所の前身である通商産業省工業技術院地質調査所に入所し、現在に至るまで35年にわたり薄片・研磨片の作製に従事してきました。この間、大和田氏は、従来の薄片作製方法による試料作製のみならず、ナノチューブ状構造を持ち吸水性が高く薄片化が難しかったイモゴライトについて乾式法により世界で初めて薄片作製に成功するなど、新しい薄片作製方法を開発してきました。また、全国の薄片作製技術者を長らく指導してきた人材育成の実績を含めて、地質学の研究・教育の発展に大きく貢献したことが評価されたものです。

大和田氏の今後のさらなる活躍を期待いたします。

（産総研 地質調査総合センター地質情報基盤センター）



表彰式の様子。大和田朗氏（左）と渡部芳夫日本地質学会会長（右）。

GSJ 地質ニュース編集委員会

委員長 岡井貴司
副委員長 中島礼
委員 井川怜欧
児玉信介
竹田幹郎
山崎誠子
小松原純子
伏島祐一郎
森尻理恵

事務局

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター
地質情報基盤センター 出版室
E-mail : g-news-ml@aist.go.jp

GSJ 地質ニュース 第6巻 第10号
平成29年10月15日 発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

印刷所

GSJ Chishitsu News Editorial Board

Chief Editor : Takashi Okai
Deputy Chief Editor : Rei Nakashima
Editors : Reo Ikawa
Shinsuke Kodama
Mikio Takeda
Seiko Yamasaki
Junko Komatsubara
Yuichiro Fusejima
Rie Morijiri

Secretariat Office

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geoinformation Service Center Publication Office
E-mail : g-news-ml@aist.go.jp

GSJ Chishitsu News Vol. 6 No. 10
October 15, 2017

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1, Higashi, Tsukuba,
Ibaraki 305-8567, Japan



知多半島の中軸部はなだらかな丘陵からなり、臨海部には台地や沖積低地が分布する。丘陵は粘土層と砂層の互層からなる鮮新・更新統常滑層群からなり、そこから産出する粘土層は地元の陶磁器「常滑焼」の原料となっている。2005年2月に開港した中部国際空港は、常滑市沖合の1.5 kmの伊勢湾海上に人工島を造成して建設された。その水深は6~7 m程と浅く、盛り土の直下が基盤の東海層群となっている。

(写真・文:地質調査総合センター地質情報研究部門 七山 太)

Aerial view of topography of Chita Peninsula and Chubu international airport. Photograph and caption by Futoshi NANAYAMA