



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	南大洋の形成
Author(s)	佐藤, 暢; 野木, 義史; 藤井, 昌和 他
Citation	低温科学, 76, 243-258
Issue Date	2018-03-31
DOI	https://doi.org/10.14943/lowtemsci.76.243
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/70338
Type	departmental bulletin paper
File Information	23_Lowtemsci76_P243-258.pdf



南大洋の形成

佐藤 暢¹⁾, 野木 義史²⁾, 藤井 昌和²⁾, 佐藤 太一³⁾

南大洋の形成過程は、 Gondwana の分裂過程と言い換えることができる。本稿の目的は Gondwana の分裂過程をレビューすることで、南大洋の形成についての理解を深めることである。大陸分裂は、ブルームの上昇によって始まる場合とプレート運動によってリフティングが生じて始まる場合がある。南大洋の形成と直接の関係がある東 Gondwana の分裂の際には、大陸分裂初期過程のリフティングが先行し、ブルームによる活動がそれに続いたようである。約 3000 万年前に南極大陸が孤立することによって南大洋は現在と同じセッティングになった。タスマニアゲートウェイが約 3400 万年前に形成され、ドレイク海峡は約 2700 万年前に形成されたと推定されている。

Origin of the Southern Ocean

Hiroshi Sato¹, Yoshihumi Nogi², Masakazu Fujii² and Taishi Sato³

The Southern Ocean had been formed by the continental break-up of the Gondwana. In this paper, we review the break-up history of the Gondwana to understand the Southern Ocean formation in terms of geology, geophysics, and tectonics. Two cases of continental break-up are proposed: continental break-up followed by plume upwelling or ascending of deep hot materials due to thinning continental lithosphere during continental break-up. In the cases for break-up of the East Gondwana, with which the Southern Ocean was directly formed, it is likely that deep hot materials arose after rifting of the continental lithosphere. The distribution of continent and ocean in the Southern Ocean had completed at around 30 Ma when Antarctica had been isolated near the present location. Tasmanian gateway between Australia and Antarctica had formed at approximately 34 million years ago, and the Drake Passage between South America and Antarctica had formed at approximately 27 million years ago.

キーワード：プレートテクトニクス, Gondwana, 大陸分裂, ブルーム
plate tectonics, Gondwana, continental break-up, plume activity

1. はじめに

南極大陸を取り囲むように広がる海洋が南大洋であり、これがあるがゆえに南極大陸は他の大陸から孤立し、かつ極域に存在しているため、「巨大リザーバ」として働くのである。南大洋がどのように形成され、現在のような海洋循環がいつ頃から働き出したのか、という問題は、「いつ南極大陸が孤立したのか」と言い換えることができる。南極大陸は、古生代の約 5 億年前以降存在していた大陸塊「Gondwana」(図 1) の一部であり¹, 4. で述

連絡先

佐藤 暢

専修大学 経営学部

〒214-8580 神奈川県川崎市多摩区東三田 2-1-1

Tel. 044-911-0577

e-mail : satohiro@isc.senshu-u.ac.jp

1) 専修大学 経営学部

School of Business Administration, Senshu University,
Kawasaki, Japan

2) 国立極地研究所 地圏研究グループ

Geoscience Group, National Institute of Polar Research,
Tachikawa, Japan

3) 産業技術総合研究所 地質情報研究部門

The Institute of Geology and Geoinformation, National
Institute of Advanced Industrial Science and Technology,
Tsukuba, Japan

¹ 超大陸ロディニアの次の超大陸として Gondwana が挙げられることもある。図 1 は約 5 億年前の Gondwana の形成時の様子を示すが、ローレンシア (北アメリカ) やバルチカ (ヨーロッパ西部) といった地塊は Gondwana の一部にはなっていなかった。Gondwana を超大陸として扱わない研究者もいるため、本論でも大陸塊と表記した。なお、大陸塊「Gondwana」は、移動は

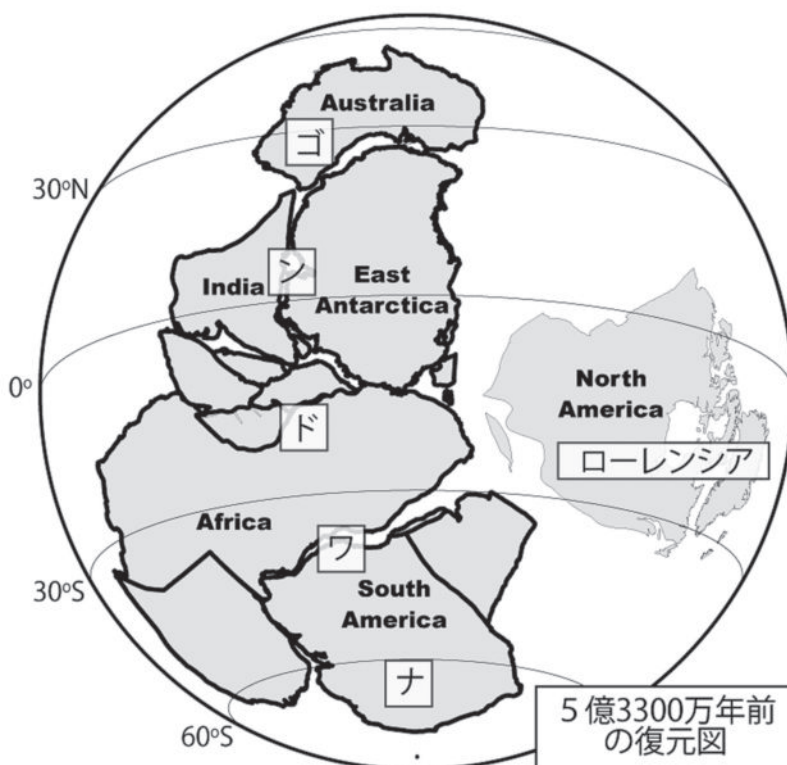


図1：古生代始め（約5億3300万年前）の大陸塊「ゴンドワナ」の復元図。Dalziel (2014) の復元図をデータ化した PLATES project (<http://ig.utexas.edu/marine-and-tectonics/plates-project/>) のデータセットによる。この図の範囲外にバルチカ（ヨーロッパ西部）が位置していた。

べるように、中生代の約1億8000万年前以降のゴンドワナの分裂の結果、他の大陸が南極大陸から離れていき、現在の配置となった。

では、一体、大陸分裂はどうして生じるのだろうか？大陸分裂に至る過程は2つあると考えられている（図2）。（スーパー）プルーム（地球内部の熱い上昇流）の活動が大陸分裂を生じさせる場合と、必ずしもプルームの活動を伴わず、プレート運動の変化などによってリフティングが生じることで大陸分裂へと移行する場合である（Buiter and Torsvik, 2014 など）。つまり、鶏が先か、卵が先か、ということは必ずしも明らかとなっていない。

ゴンドワナの分裂は、大陸分裂の前段階ともいえるリフティングが生じている現在のアフリカ東部を除けば、地球史の中で最も新しい大陸分裂であり、その過程を詳細に調べることが可能である。特に、南大洋にはその初期過程が残されており（例えば Hanyu et al., 2017）、格好の場となっている。このような大陸分裂の過程は、新学術領域研究「南極の海と氷床」が対象としている南大洋の環境変動に比べ、時間スケールが1ないし2桁大きい

現象であり、ゴンドワナの分裂が最近の南大洋の環境変動と直接関係しているわけではない。しかしながら、南大洋という場の形成の歴史を知ることで、より現在の南大洋の理解を深めることができると考え、本稿で扱うことにする。

2. 南大洋の構成

図3に南大洋周辺の主な地形の名称を、図4に南大洋周辺のプレート配置を示した。基本的な特徴として、南大洋に存在するプレート境界のほとんどは発散境界²である中央海嶺³であることが挙げられる。

経度0度付近には、大西洋中央海嶺（図3のMAR）と大西洋南極海嶺（図3のAAR、南米プレートと南極プレートの境界）、および南西インド洋海嶺（図3のSWIR、アフリカプレートと南極プレートの境界）の三重会合点

するものの、ほぼ図1の形のまま分裂せずに、2～3億年前に形成された超大陸パンゲアの南部の陸塊を構成する。

² プレート境界は、その境界で2つのプレートが離れていく発散境界、2つのプレートが近づく収束境界、2つのプレートがすれ違う平行移動境界の3つに分けられる。

³ 海洋地殻およびプレートが作り出される海底の高まり。プレート境界としては発散境界であり、そこで作られたプレートが中央海嶺を挟んだ両側に離れていく。「中央」海嶺であるが、必ずしも大洋の中央部にあるわけではない。

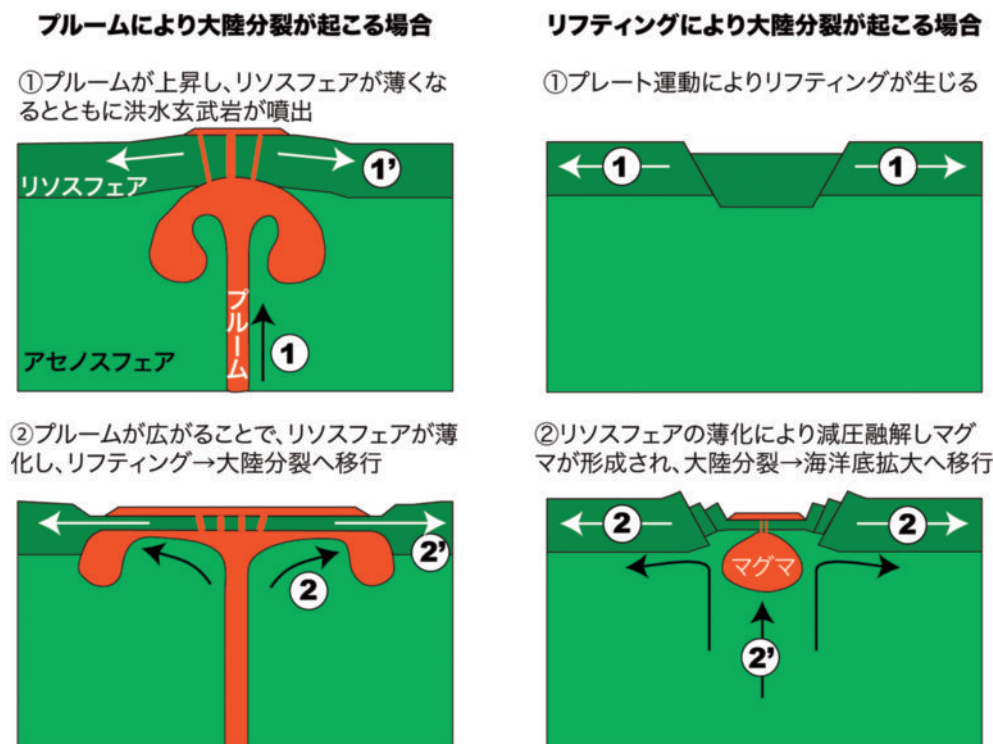


図2：大陸分裂に至る2つのケースを模式的、簡略的に示したもの。Buitert and Torsvik (2014)を参考に作成。断面で示しているため、ブルームは地表から見ればほぼ円形となる。リフティングにより大陸分裂が起こる場合（右）、減圧融解による通常のアセノスフェアの融解だけではなく、近傍に存在する大陸分裂とは直接関係のなかったブルームの出口となる可能性も指摘されている。

であるブーベ三重会合点（図3および4のBTJ）が存在する。南西インド洋海嶺の東端は東経70度付近で、中央インド洋海嶺（図3のCIR. アフリカプレートとインド-オーストラリアプレートの境界）と南東インド洋海嶺（図3のSEIR. インド-オーストラリアプレートと南極プレートの境界）に会合し、ロドリゲス三重会合点（図3および図4のRTJ）を形成する。さらに、南東インド洋海嶺の東側の延長は、経度180度付近でマッコリー三重会合点（図3および4のMqTJ）を形成する。マッコリー三重会合点では南東インド洋海嶺と太平洋南極海嶺（図3のPAR. 太平洋プレートと南極プレートの境界）、ニュージーランドから南に伸びるトランスフォーム断層⁴とが会合している。西経110度付近で太平洋南極海嶺はファン・フェルナンデス・マイクロ・プレートを伴う三重会合点に達する。ファン・フェルナンデス・マイクロ・プレートから東にはチリ海嶺（図3のCLR）が延びており、南極プレートとナスカプレートの境界となっている。

南極半島と南米に挟まれた地域には南極プレート周辺では数少ない沈み込み帯⁵（サンドイッチ海溝、図3のSST）が存在し、大西洋南極海嶺で形成されたプレートが沈み込んでいる。そこにはスコチアプレートとサンドイッチプレートが存在し、その境界である東スコチア海嶺は現在活動している背弧海盆拡大軸⁶である。大西洋南極海嶺はサンドイッチ海溝、サンドイッチプレート、スコチアプレートの南でトランスフォーム断層に変わり、スコチアプレートの南端を形成する。ここはかつて沈み込み境界であったが、ウェッデル海に存在した中央海嶺拡大軸が衝突することにより、活動が停止したと考えられている（Eagles and Jokat, 2014）。

南大洋での地震活動は、南極プレートを取り囲む中央海嶺を中心に生じている（図4）。また、サウスサンドイッチ海溝やチリ海溝では沈み込みに伴う地震活動が生じている。南極大陸、オーストラリア大陸、アフリカ大

⁴ プレート境界、例えば中央海嶺と中央海嶺、中央海嶺と海溝、海溝と海溝をつなぐ断層。この断層を挟む2つのプレートは互いにすれ違うので、ここはプレートの平行移動境界となる。

⁵ プレートがもう一方のプレートに沈み込む現象が起こっている地域のこと。

⁶ 背弧とは日本列島や伊豆諸島のような島弧の陸側、すなわち海溝とは反対側を指す。ここに、中央海嶺のような拡大が生じることで形成された縁海盆を背弧海盆と呼ぶ。背弧海盆を作る拡大を背弧拡大と呼び、中央海嶺と同じような拡大軸で海洋地殻が形成される。

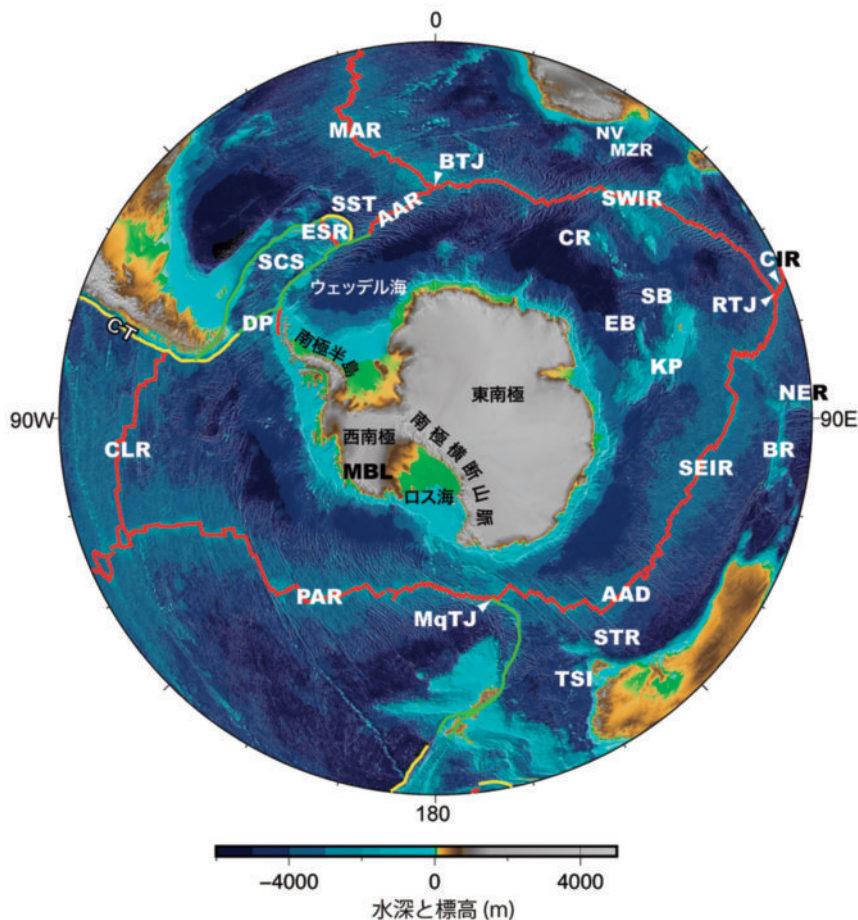


図3: 南大洋周辺の地形図と主な地形の名称(本文で言及するものに限った)。線はプレート境界の種類(赤: 発散境界, 黄: 収束境界, 緑: 平行移動境界)を示す。地形データは, ETOPO1 (Amante and Eakins, 2009) に基づく。図中の略称は以下の通り。BTJ: ブーベ三重会合点, SWIR: 南西インド洋海嶺, NV: ナタル海盆, MZR: モザンビーク海嶺, CR: コンラッドライズ, RTJ: ロドリゲス三重会合点, KP: ケルゲレン海台, SB: Skiff Bank, EB: Elan Bank, SEIR: 南東インド洋海嶺, NEIR: ナインティースト海嶺, BR: ブローケン海嶺, AAD: オーストラリアー南極不連続, TSI: タスマニア島, STR: サウスアタマンライズ, MqTJ: マッコリー三重会合点, PAR: 太平洋南極海嶺, CLR: チリ海溝, CT: ドレイク海峡, SCS: スコチア海, ESR: 東スコチア海嶺, SST: サウスサンドウィッチ海溝, AAR: 大西洋南極海嶺, MBL: マリーバードランド

陸内部で生じる地震は, プレート内地震である。

1998年3月25日にモーメントマグニチュード8.1の巨大地震が南極プレート内部で発生した。これは海洋プレート内⁷で生じる横ずれ断層型の地震としてはこれまで記録された中で最大のものの一つであった(Nogi, 2013の引用を参照)。Nogi (2013)は, この地震の震央付近の地球物理学探査を行い, 海底構造を明らかにした。それによると, 南極大陸での氷床融解が地震発生の駆動

力になったとの考えもあるが, 震央近くには大陸地殻の断片と考えられる海山が存在しており, そこに発達する断層が巨大地震と関係している可能性を示している。

3. 大陸分裂の復元

南大洋の形成史は大陸分裂とそれに伴う海洋の発達と言える。大陸分裂が進み, 海洋地殻が形成されるようになった後の発達史は, 以下のように復元される。地球の磁場は数万年～数百万年ごとに逆転していることが知られているが, その地球の磁場(地磁気)の逆転⁸のため

⁷ 南極プレートが海洋プレートであるという意味ではなく, 南極プレートのうち海洋地殻が占める部分で生じたという意味である。南極プレートは海洋地殻の部分と大陸地殻の部分で構成されるので, 南極プレートそのものを海洋プレートか大陸プレートかに分けることはできない。

⁸ 現在の地球の磁場は北極側がS極, 南極側がN極である。地

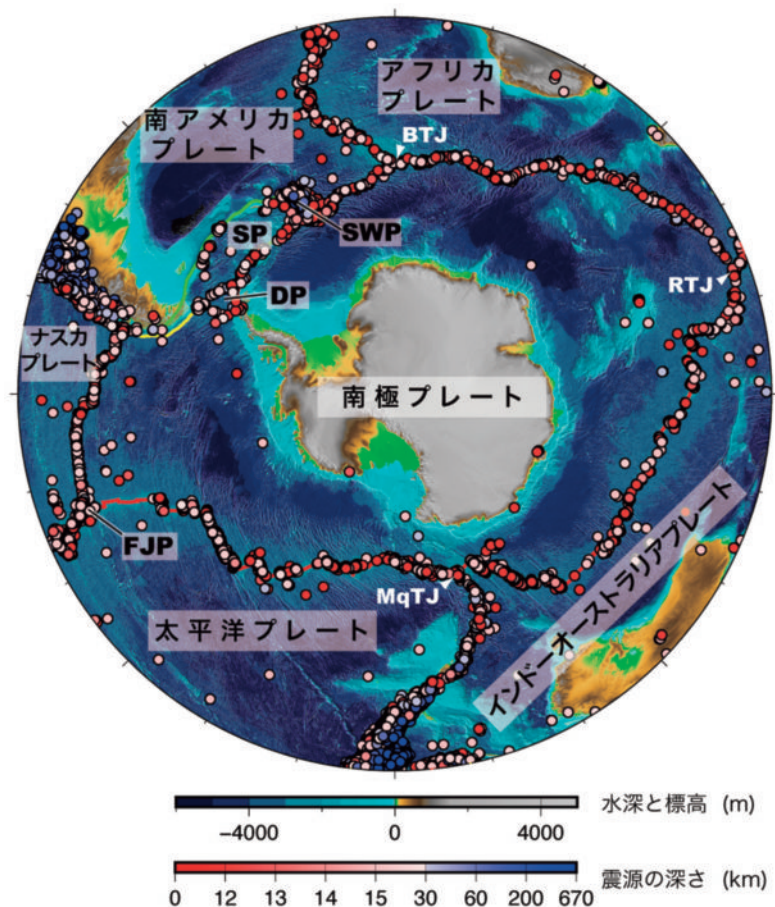


図4：南大洋周辺で発生した地震とプレートの名称。地震は1976年1月1日から2016年3月31日までに発生したMw>5の地震をプロットした。地震データはDziewonski et al. (1981) およびEkström et al. (2012) に基づいたGlobal CMT (<http://www.globalcmt.org>) による。プロットのカラーは右下のカラースケールに基づき、地震の震源の深さで色分けしたもの。省略したプレートの名称はSP：スコチアプレート、SWP：サンドイッチプレート、DP：ドレイクプレート、FJP：ファン・フェルナンデス・マイクロ・プレート

に、中央海嶺で形成される海底の岩石の温度が下がる際に獲得される熱残留磁化は、形成時の地球磁場の方向と同じ向きとなる。そのため、長い時間をかけて磁場の逆転が繰り返されると、中央海嶺を対称の軸とする正逆互い違いの磁化方向を持つ海底が並ぶことになり、海底の地磁気を観測すると平均的な地球磁場⁹との差である磁気異常の正負が縞模様をなす「磁気異常縞模様」が観察される（図5）。地球磁場逆転年表と磁気異常の変動パターンを比較することにより、海底の形成年代を決定し、海底拡大史を復元することができる（詳細は中西・沖野，2016を参照）。なお、地球磁場逆転年表の数値年代は、年表により異なるので、どの年表を用いるかで数値年代

が異なる場合があることに注意する〔例えば Gradstein et al. (eds.), 2012 など〕。

中生代の中頃、約8000万年前から1億2000万年前の約4000万年間の海洋底では、磁気異常縞模様が観測されず、白亜紀磁気静穏帯（CQZ: Cretaceous Quiet Zone）と呼ばれている。この時期は、白亜紀スーパークロン（Cretaceous Super Chron）と呼ばれ、地球磁場の方向が現在と同じで、逆転が生じなかったと考えられている（Larson and Pitman, 1972）。したがって、この時期に形成された海底については、詳細な拡大史を編むのが困難である。また一方で、ジュラ紀磁気静穏帯（JQZ: Jurassic Quiet Zone）も知られている。この期間は、海上で観測される磁気異常では、1つ1つの地磁気逆転記録を識別することができないことから静穏帯と考えられてきたが、静穏とは逆に、頻繁な地磁気逆転のために、見かけ上、磁気異常縞模様が海上では観測されないと現

磁気の向きが現在と同じ向きであった時代を正磁極期、現在とは逆であった時代を逆磁極期と呼ぶ。

⁹ 国際標準磁場（IGRF: International Geomagnetic Reference Field）モデルを用いることが多い。

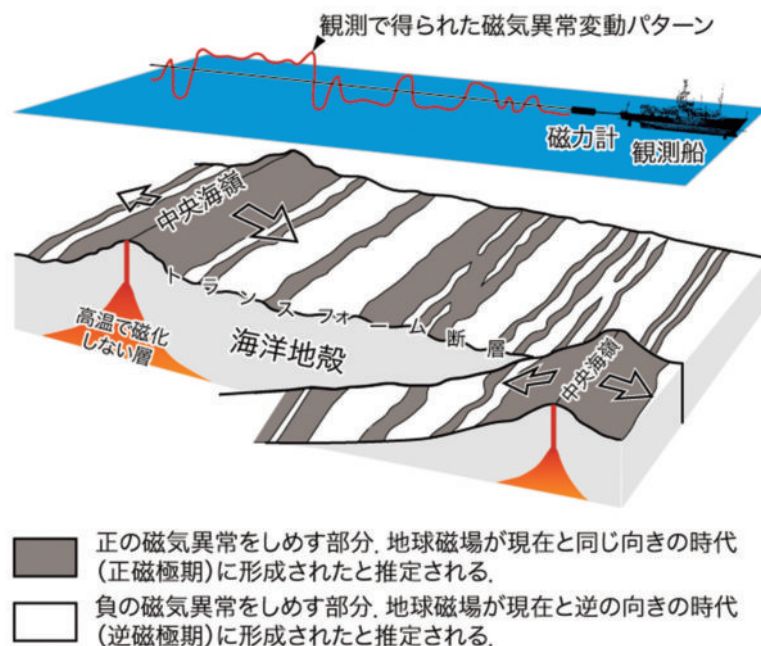


図5: 中央海嶺付近における磁気異常縞模様の模式図 (Gee and Kent, 2007 に加筆修正). 海上での地磁気観測で得られた磁気異常プロファイルを面的に表すと, 磁気異常縞模様が得られる. 矢印はプレートの運動方向を示す. 中央海嶺に挟まれた部分にはトランスフォーム断層が形成され, 平行移動のプレート境界となる.

在では考えられている (Tivey et al., 2006).

ゴンドワナ分裂に伴う大陸移動と海洋底拡大が生じた時期は白亜紀スーパークロンを挟んでおり, 磁気異常縞模様だけではなく, 断裂帯などによっても推定される. 断裂帯とは中央海嶺などの拡大軸に発達するトランスフォーム断層 (図5) の延長に発達する地形であり, 過去のトランスフォーム断層を表している. トランスフォーム断層は, プレートがすれ違う境界なので, その向き (地質学用語では「走向」という) はその地点でのプレート運動の方向と一致する. したがって, 過去のトランスフォーム断層である断裂帯の向き (走向) を調べることで過去のプレート運動の方向を推定できる. 人工衛星で得られる地形や重力データから推定される断裂帯の分布を図6に示す.

このように様々な方法で得られた情報を集めて, 海洋底形成の等年代線が作成されている (図7). これによると, 南大洋で最も古い海洋地殻はアフリカ沖とウェッデル海から東南極にかけての大陸縁に分布していることがわかる.

4. ゴンドワナの分裂

4.1 ゴンドワナ分裂略史

ゴンドワナは, 古生代後半から中生代に存在した超大

陸パンゲアの南側を構成していた大陸塊であり, 東ゴンドワナと西ゴンドワナで構成される (図8). 東ゴンドワナは現在の南極, オーストラリア, インド, マダガスカルで, 西ゴンドワナは現在の南アメリカとアフリカで構成されていた (Rogers and Santosh, 2003).

西ゴンドワナ, 東ゴンドワナは共にさらなる分裂と集合を繰り返し, 現在の姿に近づく. この分裂・集合史は図9のようにまとめられるが, これは分裂の開始を基準にしているため, 例えば, 南大洋がいつ完成し, 南極周極流が形成されたのか, については読み取ることができない.

4.2 東西ゴンドワナの分裂

ゴンドワナは約1億8000万年前に西ゴンドワナと東ゴンドワナに分裂し始める. この頃, ブルーム起源と考えられている巨大火成岩岩石区 (LIPs: Large Igneous Provinces)¹⁰であるアフリカ南部のKaroo, 現在の南極横断山脈からオーストラリアのFerrar, 南アメリカ南部のChon Aikeが形成されたことが知られている (図10). 火成活動の範囲はブルームによる活動に期待される円形をしておらず, 当時の太平洋側からゴンドワナへ

¹⁰ 激しい火成活動の結果, 大量の溶岩が比較的短時間に噴出することによって形成された地質要素. 陸では洪水玄武岩による溶岩台地を, 海域では海台を形成する.

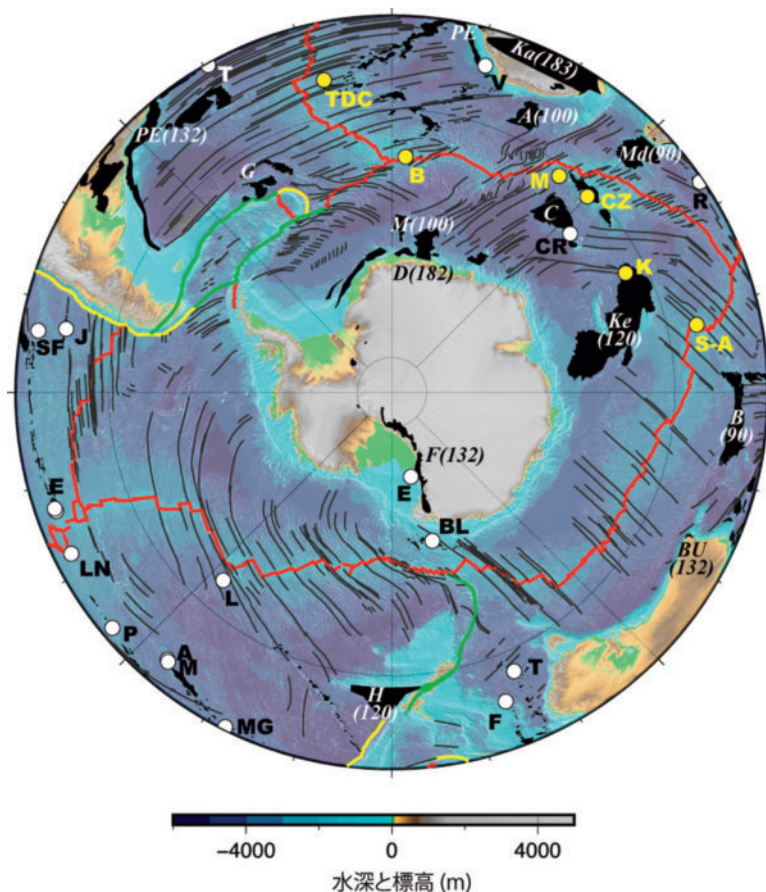


図6: 南大洋周辺のプレート境界 (赤: 発散境界, 黄: 収束境界, 緑: 平行移動境界) と断裂帯 (黒細線) の分布. 丸はホットスポットを示す (黄色で塗りつぶされたものは, 本文で言及しているもの). 黒で塗りつぶされた領域が Large Igneous Provinces (LIPs: 巨大火成岩岩石区). PLATES project (<http://ig.utexas.edu/marine-and-tectonics/plates-project/>) のデータセットによるもので, ホットスポットは Müller et al. (1993), LIPs は Coffin et al. (2006) に基づく. LIPs の名称の後の括弧内は Coffin et al. (2006) などによる主な形成年代 (×100 万年前). 断裂帯は Wessel et al. (2015) のデータに基づく. ホットスポットの名称はゴシック体で示した. 省略した名称は以下のとおり. B: Bouvet, V: Vema, M: Marion, C: Crozet, CR: Conrad, R: Reunion, K: Kerguelen, S-A: St. Paul-Amsterdam, T: Tasmantid, F: Flinders, BL: Balleny, E: Erebus, MG: Marshall-Gilbert, M: Macdonald Seamount, A: Austral-Cook, L: Louisville, P: Pitcairn, LN: Line, E: Easter, SF: San Felix, J: Juan Fernandez, T: Trindade, TDC: Tristan Da Cunha. LIPs の名称は細斜体で示した. 省略した名称は以下の通り. M: Maud Rise, D: Dronning Maud Land, PE: Paraná-Etendake, Ka: Karoo, A: Agulhas, Md: Madagascar, C: コンラッドライズ, Ke: ケルゲレン, B: ブロークン海嶺, BU: Bunbury, F: Ferrar, H: Hikurangi, G: Georgia Rise

の沈み込み帯にほぼ平行となっている。

最近, Hanyu et al. (2017) は, 南アフリカ大陸南東沖のナタル海盆とモザンビーク海嶺周辺での磁気異常と衛星重力データを解析し, ゴンドワナ分裂は約 1 億 8000 万年前から始まる大陸地殻の引き伸ばしによって開始されたと報告している. 南アフリカ大陸南東沖に貫入岩体¹¹が存在することも指摘しており, Karoo の火成活動に関連すると考えられる. Karoo-Ferrar の火成活動の中心

は現在の Bouvet, Shona, Discovery ホットスポットであると推定されている¹². その後、西 Gondwana は、約 1 億 3000 万年前に Paraná-Etendake 溶岩台地を作った現

¹¹ マグマが地上に噴出せずに、既存の地質体に入り込み、固結したもの。

¹² 図6では Bouvet ホットスポット (図6のB) しか示されていないが, Shona および Discovery ホットスポットも南大西洋に存在しているホットスポットである.

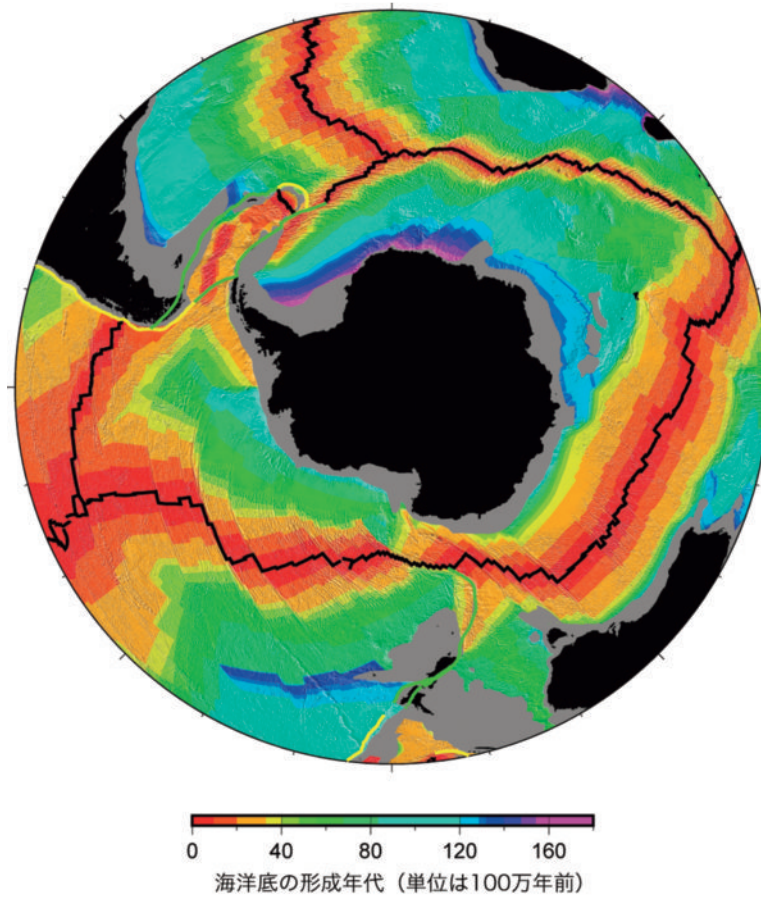


図7：海底地形陰影図上に示した海洋底の形成年代 (Müller et al., 2008)。線は現在のプレート境界を示す。黒：現在の中央海嶺（発散境界）、黄：海溝（収束境界）、黄緑トランスフォーム断層（平行移動境界）

在の Tristan Da Cunha ホットスポットによる火成活動によって、現在の南アメリカとアフリカにさらに分裂をしていく (Torsvik and Cocks, 2013)。

一方、東ゴンドワナの分裂へのプルームの関与は明らかではない。Ferrar の火成活動は現在の南極横断山脈や南極-オーストラリア境界まで及んでいるが (図 10)、それらの地域では大陸分裂を起こしていないか、もっと後の時代の大陸分裂であり、プルームとの関連は弱そうである。

東西ゴンドワナの分裂後、東ゴンドワナでは、約 1 億 3000 万年前からインドと南極-オーストラリア大陸が分裂を始める。インドは北上し、約 7000~6000 万年前にその速度は最高速に達する (鳥海ほか, 1997)。約 8000 万年前になると、南極大陸とオーストラリアが非常に低速で分裂を開始し、約 4000 万年前からその動きが加速し、現在の姿になる。これらの分裂開始とプルーム活動の関連も明らかではない。例えば、インド洋の LIPs の代表であるケルゲレン海台は、約 1 億 3000 万年前からの火成活動により形成されたと推定されており、

インドと南極-オーストラリア大陸の分裂時期とほぼ同時であることから、これらの分裂とプルーム活動には関連がありそうであるが、4.3.1 で述べるような問題がある。

ホットスポットを不動としてプレート運動を復元することで、ホットスポットによって過去に生じた火成活動の位置の移動履歴を推定できる。そのような推定に基づけば、現在のインド洋の LIPs の位置と分裂場所はほぼ一致するように見えるが (Storey, 1995)、LIPs の活動時期やその活動史が未詳の部分もあり、分裂との関連は不明である。また、南極大陸縁辺やその周辺海域では、大西洋における Paraná-Etendake 溶岩台地のような、大陸分裂と大規模な火成活動を直接結びつけるような痕跡はほとんど確認されていない。

4.3 東ゴンドワナの分裂

4.3.1 ケルゲレン海台の活動と東ゴンドワナの分裂

インド洋の LIPs の代表であるケルゲレン海台、ケルゲレン海台と対をなすブローケン海嶺、さらにケルゲレ



図8： Gondwana分裂前（約2億年前）の復元図とテクトニックセッティング（Torsvik and Cocks, 2013 に加筆）。白太線の部分で、後に東西 Gondwana に分裂する。省略した名称は以下の通り。AP：南極半島，MBL：Marie Byrd Land（マリーバードランド），NZ：ニュージーランド

ンホットスポットのホットスポットトラック¹³と考えられているニンティイースト海嶺の掘削が、深海掘削計画（ODP）第119, 120, 183節で行われた（掘削地点に関しては、本巻の須藤他の図1を参照）。Coffin et al. (2002) などによると、ケルゲレンホットスポットの活動として、古いものはインドのラージマハル玄武岩、オーストラリアの Bunbury 玄武岩、南部ケルゲレン海台での活動が知られており、1億3000万年～1億1500万年前の年代値が得られている。その後、1億年前頃までに Elan Bank と中部ケルゲレン海台、9500万年前頃にブローケン海嶺、8000万年前以降にニンティイースト海嶺や Skiff Bank、北部ケルゲレン海台と活動が続き、最近のケルゲレン諸島、Heard および McDonald 島での火山活動に続いている。このように活動時期は東 Gondwana の分裂時期と同時か直後であるが、噴出したマグマの量は活動初期に少なく、前期白亜紀（1億2000万年前後）と後期白亜紀（1億年前後）に多いという特徴があり、これは通常のブルームによる大陸分裂モデルとは合致しな

い（Coffin et al., 2002）。さらに、ケルゲレン海台と南極大陸間の大陸分裂に伴う連続した火成活動の痕跡なども未だ認められていない。

一方、Elan Bank では、火成岩の他に大陸起源と考えられる変成岩や流紋岩、花崗岩質の礫岩層も掘削されている。その礫岩層について Ingle et al. (2002) は、Gondwana 分裂以前に東南極のレイナー岩体¹⁴と連続していたインド側に分布する大陸地殻に由来すると結論付けている。さらに、Bénard et al. (2010) は、コンパイルされた屈折法地震探査のデータを含む地球物理学的結果に基づいて、Elan Bank 下に大陸地殻が存在することを示唆している。

インド洋では、ケルゲレン海台の Elan Bank 以外にも大陸地殻の存在が推定されている。ケルゲレン海台北部の Skiff Bank や別のインド洋 LIPs とされているコンラッドライズからも大陸地殻に起源を持つ花崗岩類・変成岩類が報告されている（小林ほか, 2013）。これらが本当に大陸地殻で構成されているとすれば、リフティングおよび拡大の様式は単純なものではなく、現在の中央海

¹³ ホットスポットの活動が続く間に、プレート（リソスフェア）は移動する。そうすると、ホットスポットによる火山（火山島や海山）列が形成されることがある。そのようなホットスポットによる火山活動の痕跡をホットスポットトラックと呼ぶ。

¹⁴ 東南極エンダビーランド（昭和基地も含む東南極の一地域）に分布する変成岩体。

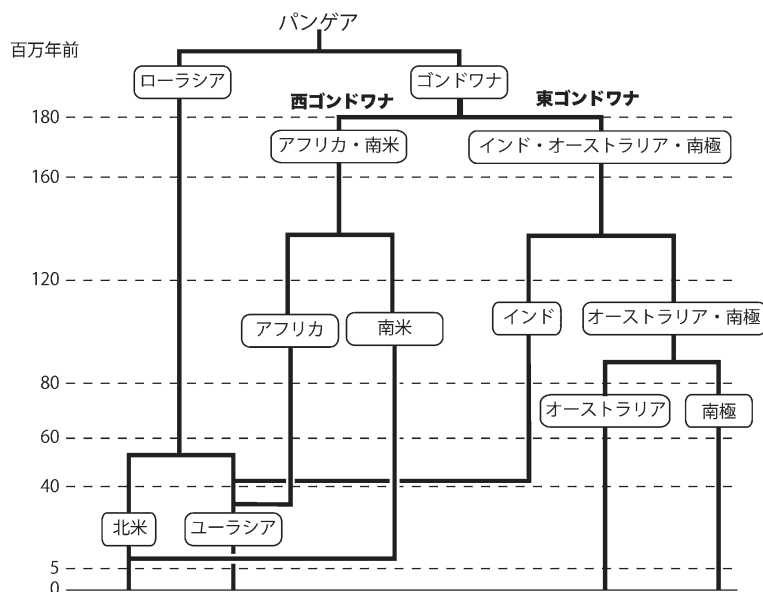


図9：パンゲア超大陸の分裂とそれに引き続くゴンドワナの分裂の時間変化を模式的に示した図。本文で引用した論文などに基づいて、総合的に作成。

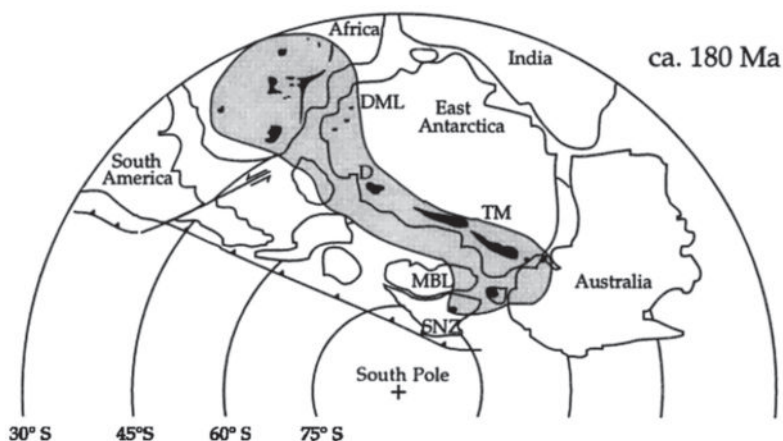


図10：約1億8000万年前の火成活動の分布の推定図 (Duncan et al., 1997). アフリカ南部ではKaroo, 現在の南極横断山脈 (図中のTM) からオーストラリアではFerrarとして知られる. 灰色は火成活動の影響があった範囲を, 黒色は現在の分布が確認できる範囲を示している. 南アメリカ南部はこの図では火成活動の範囲になっていないが, Chon Aike と呼ばれる珪長質の火成活動が知られている.

嶺以外に過去に活動を停止した幾つかの拡大軸を想定する必要がある。

4.3.2 オーストラリアと南極の分裂

オーストラリアの南方と南極大陸の北側に約8300万年前に終了する白亜紀磁気静穏帯の磁気異常縞が認められることから, 東ゴンドワナ分裂後, 約8300万年間の南東インド洋海嶺での拡大を中心とした拡大史が編まれている (Cande and Mutter, 1982; Cande and Stock, 2004 年

ど). オーストラリア南方と南極大陸北側に認められる約8300万年前から約4380万年前までの磁気異常縞の間隔は非常に狭く, 年間10mm未満のゆっくりとした拡大であったことが推定される. 約4300万年前頃, 南東インド洋海嶺の拡大速度は次第に増加し, 超低速拡大から低速拡大に移行する. 約4000万年前には中速拡大(年間20-30mm)に加速し, 約3350万年前には, タスマニア島南方のプレート境界が大陸間の横ずれ断層からトランスフォーム断層に変化した. その結果, 南タスマンライ

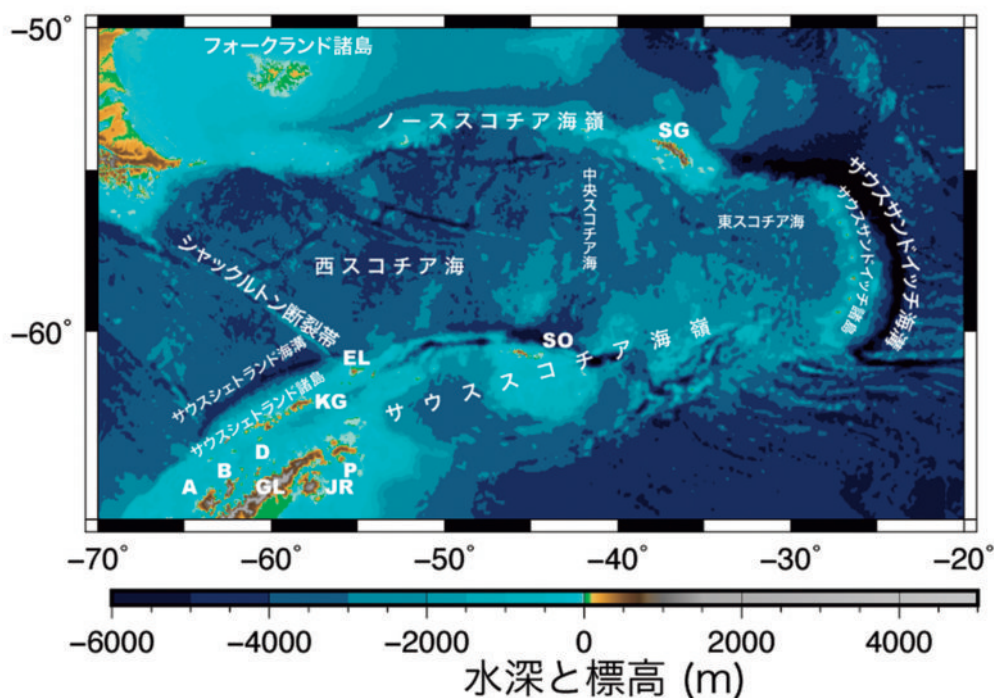


図 11：スコチア海周辺の海底地形と代表的な名称。省略した名称は以下のとおり。GL：Graham Land, A：Anvers 島, B：Brabant 島, P：Paulet 島, JR：James Ross 島, D：Deception 島, KG：King George 島, EL：Elephant 島, SO：South Orkney 諸島, SG：South Georgia 島

ズが北方に移動するようになり、タスマニアゲートウェイが急速に開くようになった (Cande and Stock, 2004)。タスマニアライズを掘削した Shipboard Scientific Party (2001) による ODP Leg 189 の結果によれば、上部始新世前期 (約 3500 万年前) までは浅海性のケイ質碎屑物が堆積しているが、上部始新世から最下部漸新世 (約 3200 万年前) にかけての時期に、遠洋性の生物起源炭酸塩が急激に堆積するようになる。この堆積環境の変化はタスマニアゲートウェイが開いた結果、深度が増して深層流が形成された事に由来すると考えられており、拡大史から推定される年代とほぼ一致している (Shipboard Scientific Party, 2001)。Zachos et al. (2001) による新生代の環境変動のまとめによれば、漸新世に入る頃 (漸新世の開始は 3390 万年前) から南極氷床が発達したとされており、拡大史および堆積環境の変化から推定される時期と一致している。

4.3.3 南極大陸の孤立

東 Gondwana の一部であった南極大陸と西 Gondwana の一部であった南アメリカ大陸は、東西 Gondwana の分裂後も現在の南アメリカ大陸南部と南極半島の部分で繋がっていた。南アメリカ大陸南部と南極半島が離れることによって、現在のドレイク海峡が形成されるが、基本的にはそれはスコチア海の形成発達史ともいえ、その構

造発達史 (テクトニクス) は複雑である。スコチア海は西から西スコチア海、中央スコチア海、東スコチア海の 3 つの背弧海盆から構成されており、北側にノーススコチア海嶺、南側にサウススコチア海嶺、東側にサウスサンドイッチ諸島がある (図 11)。

Barker (2001), Livermore (2003), Livermore et al. (2004) および Eagles and Jokat (2014) などによるスコチア海周辺域のテクトニクス復元に基くと、約 2800 万年前から 700 万年前に西スコチア海が、約 2100 万年前から 700 万年前に中央スコチア海が、約 1500 万年前以降に東スコチア海が背弧拡大し、現在の配置となった。西スコチア海の背弧拡大は西スコチア海西端のスコチアプレートと南極プレートの境界に存在したシャクルトン断裂帯から北東に向かって伝播していった。

シャクルトン断裂帯沿いに大陸地殻の断片が存在することで深層水の流れを妨げていたのではとの解釈もあるが、シャクルトン断裂帯は、800 万年前頃からの圧縮力により上昇した高まり (トランスバースリッジ) であるとされている (Livermore et al., 2004)。従って、ドレイク海峡の開放時期は、西スコチア海の拡大開始時期とほぼ一致し、その頃には太平洋と南大洋の間を流れる南極底層流が完成されていたと考えることができる (Livermore et al., 2004)。

このように、ドレイク海峡の開放時期は、タスマニア

ゲートウェイの開放にやや遅れていたことが分かっているが、南極周極流がどの程度流れていたかについてはテクトニクスからの制約は難しい。Zachos et al. (2001) による新生代の環境変動史から考えると、南極氷床ができた時期がタスマニアゲートウェイの開放時期と一致するため、タスマニアゲートウェイの開放が南極氷床の形成により寄与していた事が示唆される。また、ドレイク海峡が完全に開放されていなくても、南極周極流の流路がほぼ形成されてたという可能性も示している。

4.4 東南極と西南極

南極大陸は東南極と西南極に分けられる(図3)。東南極はナピア岩体¹⁵、レイナー岩体などが分布するように、先カンブリア代から続く古い地質帯である[日本の南極地域観測隊による調査結果は石塚(2003)などを、近年の地質学的研究は、Satish-Kumar and Hokada (eds.) (2013)などを参照]。西南極は、古生代後期から中生代前期にかけての、現在の太平洋側からゴンドワナへのプレート沈み込みによって生じた造山運動に伴う地層や火成岩で構成されている。東南極に比べて、より新しく、より小さな大陸地殻でできている。この沈み込みによって形成された造山帯の構造は、現在の南アメリカ南部(パタゴニア)やニュージーランドにも認められる。

東南極と西南極の境界に発達するのが、約3500 kmの延長を持つ南極横断山脈(Transantarctic Mountains)である。南極横断山脈には、最古のもので25億年前の花崗岩に貫入される始生代の片麻岩や片岩が知られている(Elliott, 2013)が、大部分はカンブリア紀からオルドビス紀初期(約5億年前)の沈み込みによって作られた造山帯であり、当時の海洋性島弧や花崗岩類、変成岩類で構成されている(Goodge, 2007)。それらは、石炭紀後期からジュラ紀初期の堆積岩によって覆われている。さらに最上位にはKarooと同時期に活動したLIPsであるFerrar玄武岩が覆っている。

中生代初期まで、南太平洋の縁辺でゴンドワナへの海洋底の沈み込み(サブダクション)が起こっていた(Torsvik and Cocks, 2013; 図8)。南極半島とマリーバードランド(Marie Byrd Land)には、先カンブリア代の年代値を示すジルコン¹⁶も見出されていることから、

古い時代の大陸地殻由来の岩石が分布していることも推定されるが、この沈み込みによって形成された花崗岩類の分布も知られている(Mukasa and Dalziel, 2000)。南極半島やマリーバードランド以外のブロック、例えば、南北ニュージーランド島やロードハウライズ、Campbell Plateauなどの現在オーストラリアの東側に分布するブロックも、この沈み込みによって形成された(図12)。これらのブロックの間に中央海嶺が入り込んだことによって、マリーバードランドとCampbell Plateau、Chatham Riseの間が大きく離れて、現在のようにマリーバードランドが南極プレート側の、Campbell PlateauやChatham Rise、ニュージーランドなどがインド-オーストラリアプレート側の構成要素となっていった。

さらに、タスマニアゲートウェイの開放に関連する南東インド洋海嶺と太平洋-南極海嶺の拡大系が繋がりはじめ約5000万年前頃のプレート運動の結果、West Antarctic Rift System (WARS)ができ、その南端で南極横断山脈が隆起した。南極横断山脈の隆起量は5000万年間で7000-8000 mと見積もられている(Yamasaki et al., 2008)。

5. 現在の火成活動

南極半島、サウスサンドイッチ諸島周辺(代表的な島の位置などは図11)と南大洋インド洋区に分布する島々の、主として南大洋形成以降の火成活動についてまとめる。特に、南極半島やサウスサンドイッチ諸島周辺の島々に分布する火成岩類は、氷山や海水によって運ばれ、南大洋のice-rafted debris (IRD)や挟在する火山灰・テフラの供給源となっている可能性が高い。IRDとの対比を行うためには、本地域の火成岩類についてのより詳細なレビューが更に必要であるが、ここではLeMasurier et al. (eds.) (1990)にまとめられている内容を中心に概略を紹介する。なお、データベースGeoroc¹⁷を用いて、LeMasurier et al. (eds.) (1990)で報告・登録されている火山岩の化学組成を分類とともに図13に示した。

5.1 南極半島周辺の火成活動

南極半島の先端にあるGraham Landの周辺とその北側のサウスシェトランド諸島において火山活動が知られている。Graham Land太平洋側のAnvers島とBrabant島、およびGraham Land北側の島々には火山岩や火山

¹⁵ 東南極エンゲビーランド(昭和基地も含む東南極の一地域)に分布する変成岩体で、レイナー岩体よりも古い原岩の形成年代や変成年代、超高温変成作用で特徴付けられる。

¹⁶ 化学式 $ZrSiO_4$ で表される鉱物。微量元素としてUを含み、U-Pb法の年代測定により、結晶の形成年代を推定することができる。

¹⁷ <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>

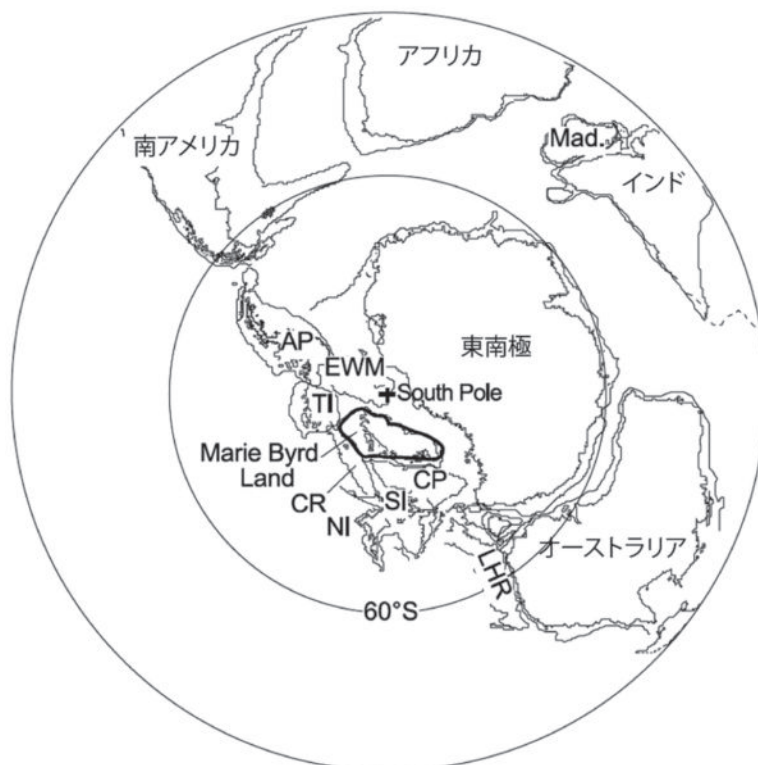


図 12：約 1 億年前の復元図 (Mukasa and Dalziel, 2000 に加筆)。省略した名称は以下の通り。AP：南極半島, MBL：Marie Byrd Land (マリーバードランド), CP：Campbell Plateau, CR：Chatham Rise, EWM：Ellsworth-Whitmore block, LHR：Lord Howe Rise (ロードハウライズ), NI：ニュージーランド北島, SI：ニュージーランド南島, TI：Thurston Island crustal block, Mad.：マダガスカル

砕屑岩の露頭があり、Brabant 島の火山岩は、かんらん石斑晶の含有量の多い玄武岩である。同様に、Graham Land 南側、ウェッデル海側の島々、例えば Paulet 島（かんらん石斑晶の多いアルカリ岩質¹⁸の玄武岩やハワイアイト¹⁹）や James Ross 島（玄武岩、ハワイアイト、粗面岩、かんらん石ドレライト²⁰：ただし年代値は 700 万年～100 万年前）にも火山岩が分布していることが知られている。

サウスシェトランド諸島は、北側のサウスシェトランド海溝からの沈み込みによって形成された火山弧であり、その南側の Bransfield 海峡はリフティングから背弧拡大の様相を示している (Barker and Austin, 1998)。サ

ウスシェトランド諸島では、Bridgeman 島（玄武岩、玄武岩質安山岩）、Deception 島（玄武岩質安山岩、安山岩、デイサイト、流紋岩質デイサイト）、Penguin 島（アルカリ岩質玄武岩）、King George 島（玄武岩、玄武岩質安山岩、安山岩）に火山岩が分布している。

サウスシェトランド諸島の北端に位置する Elephant 島には、約 1 億年前の変成年代を持つ変成岩が分布する。さらに、サウスシェトランド諸島とサウスサンドイッチ諸島の間のサウススコチア海嶺に位置する South Orkney 諸島にはペルム紀から三畳紀の変成岩類が分布している。

5.2 サウスサンドイッチ諸島の火成活動

サウスサンドイッチ諸島は、延長約 350 km にわたってほぼ南北に分布する島々からなり、東スコチア海の拡大軸である東スコチア海嶺で形成された海洋地殻（サンドイッチプレート）上にあるスコチア海の東端の火山弧である。岩石は玄武岩、玄武岩質安山岩、安山岩が主であるが、流紋岩質デイサイトやデイサイトも報告されている。活動年代はおおよそ 100 万年前以降であり、有史

¹⁸ 火山岩はアルカリ岩と非アルカリ岩に分けることができる。ここでいうアルカリは、化学における酸・アルカリのアルカリとは異なり、岩石中の K と Na を指す。アルカリ岩は Si に乏しいマグマから形成された岩石と考えられる。

¹⁹ かんらん石斑晶の多いアルカリ岩質の玄武岩。図 12 の火成岩の分類で、trachybasalt のうち Na の含有量の多いものを hawaiite と呼ぶ。

²⁰ 玄武岩質の火成岩でやや粗粒の結晶からなるものをドレライトと呼ぶ。

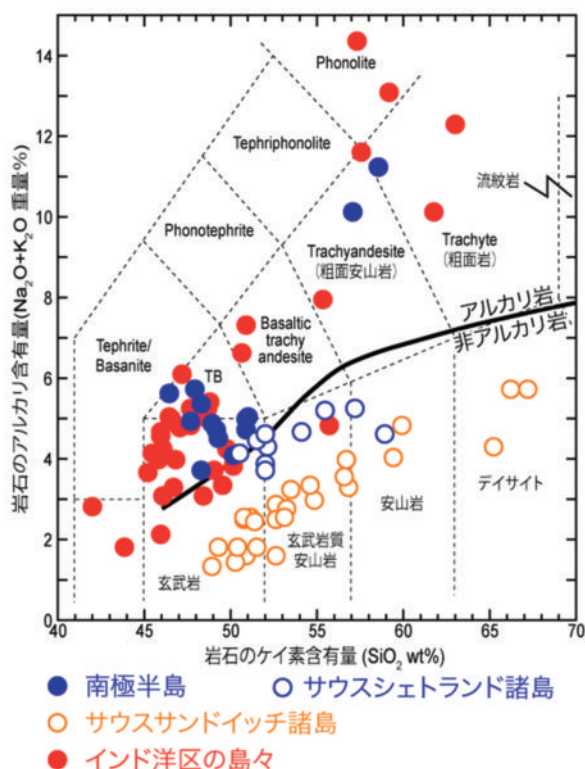


図 13: 南大洋周辺の代表的な地域の火山岩類の化学組成 (SiO_2 -全アルカリ図). LeMasurier et al. (eds.) (1990) で報告されたデータのうち, Georoc (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>) に登録されているデータを抽出し, 作成した. 火山岩類の分類は, International Union of Geological Sciences (IUGS) Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks の分類 (Le Maitre et al. (eds.), 2005) に基づく. アルカリ岩と非アルカリ岩の境界は Kuno (1966) による.

の活動も知られている.

South Orkney 諸島を含むサウスサンドイッチ諸島の南側までをサウススコチア海嶺と呼ぶ. この海嶺は, South Orkney 諸島などの幾つかの高まり (バンクもしくは堆) から成るが, 基本的にスコチア海の背弧海盆の活動が生じる前に南極・南アメリカと繋がっていた大陸地殻から構成されている.

一方, サウスサンドイッチ諸島の北側から南アメリカの大陸棚に東西に続く高まりをノーススコチア海嶺と呼ぶ. 比較的大きな島として South Georgia 島があり, その地質は, 南米から続く大陸地殻である.

5.3 インド洋区の火成活動

Bouvet (ブーベ) 島には, アルカリ岩質の火山岩類 (アルカリ玄武岩, ハワイアイト, 粗面岩, アルカリ流紋岩) が分布する. 年代は 140 万年~100 万年前が報告されているが, 現在でも噴気が上がっている.

マリオン島およびプリンスエドワード島には, アルカリ系列の岩石 (アルカリ玄武岩, ハワイアイト, プリン

スエドワード島では粗面岩も) が分布する. マリオン島で 45 万年~36 万年前の, プリンスエドワード島で 21 万年~11 万年前の K-Ar 年代²¹ が報告されている. マリオン島は 1980 年に噴火している.

Crozet (クロゼ) 諸島は Cohons 島, Pingouins 島, Possession 島, Est 島などからなり, 主にアルカリ岩質の玄武岩が分布している. Possession 島では 810 万年前の K-Ar 年代を示すかんらん石玄武岩が報告されているが, 100 万年前より最近の放射年代も報告されている. また, Est 島には 875 万年前の年代を示すハンレイ岩質の深成岩複合岩体が報告されている.

Kerguelen (ケルグレン) 島には, ソレアイト質の火成岩の上位にアルカリ岩質の火成岩が覆っている. 100 万年前よりも新しい時期に形成された成層火山も分布し, それらの組成はアルカリ岩である. 下位のソレアイト質火成岩は 4000 万年~2500 万年前に, アルカリ岩は 2300 万年~1700 万年前に火成活動があったことを示している. より分化した溶岩の活動は 2600 万年前頃に始まり, 中部で 1200 万年前頃まで, 南部で 800 万年前頃まで続いた. 200 万年前以降は Mont Ross 成層火山の活動などがある.

Heard (ハード) 島および McDonald (マクドナルド) 島の火成岩は, カリウムの含有量が高いという特徴を持ち, かんらん石や単斜輝石, 斜長石を含む玄武岩, basanite, trachybasalt からより分化した phonolite, trachyte などが分布する. 年代測定は, 約 27 万年前から 1000 年前までと比較的新しい年代値を示す. Heard 島では最近も火山活動が起きており, 1986 年には小さな溶岩湖も出現した.

St. Paul (セントポール) 島および Amsterdam (アムステルダム) 島に分布する火成岩は, 非アルカリ岩からアルカリ岩の組成を持つ玄武岩が中心である. Amsterdam 島からは, 70 万年前から現在, St. Paul 島からは 50 万年~4 万年前の K-Ar 年代が報告されている. 両島とも近年にも火山活動があった.

5.4 その他の地域の火成活動

Erebus (エレバス) 山はロス海のロス島に位置する標高 3795 m の活火山である. 最近の活動は 1972 年から始まっており, 山頂には溶岩湖も存在している. 溶岩湖の溶岩はアルカリ岩 (phonolite) である. エレバス山以外にも WARS には幾つかの火山が知られている. エレ

²¹ 放射年代法の 1 つである K-Ar (カリウム-アルゴン) 法によって得られた年代. ⁴⁰K が半減期約 12.5 億年で ⁴⁰Ar に放射壊変することを利用して求められる年代値.

バス山の地下には深さ 400 km 程度まで続く地震波速度の遅い層が見出されており、マントルプルームに由来するホットスポットであるとの見方がある (Gupta et al., 2009). その一方で、岩石学・地球化学の結果から、WARS を形成する際の減圧により、ホットスポットのマグマの起源マントルに似た成分のマントルが融解したと仮定すれば、分析されている火山岩の化学組成を十分に説明できるので、マントルプルームに由来するホットスポットの存在を考える必要はない、との見方もある (Rocchi et al., 2002).

謝辞

執筆の機会を与えていただいた国立極地研究所の川村賢二博士に感謝します。また、有益なコメントをいただくとともに、丁寧な編集をしていただいた北海道大学低温研究所の大島慶一郎教授と北川暁子さん、名古屋大学の須藤斎博士に深く御礼申し上げます。なお、図の作成には GMT (Generic Mapping Tools: Wessel et al., 2013) を用いた。記して感謝する。

参考文献

- Amante, C. and B. W. Eakins (2009) ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA, doi:10.7289/V5C8276M.
- Barker, P. F. (2001) Scotia Sea regional tectonic evolution: Implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews*, **55**(1), 1–39.
- Barker, D. H. and J. A. Austin (1998) Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **103**(B10), 24017–24043.
- Bénard, F., J. P. Callot, R. Vially, J. Schmitz, W. Roest, M. Patriat and T. E. Team (2010) The Kerguelen Plateau: Records from a long-living/composite microcontinent. *Marine and Petroleum Geology*, **27**(3), 633–649.
- Buiter, S. J. H. and T. H. Torsvik (2014) A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle plumes in continental break-up along sutures? *Gondwana Research*, **26**, 672–653.
- Cande, S. C. and J. C. Mutter (1982) A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, **58**(2), 151–160.
- Cande, S. C. and J. M. Stock (2004) Cenozoic reconstructions of the Australia-New Zealand-South Pacific sector of Antarctica. In: Exon, N. F. et al. (eds.) *The Cenozoic Southern Ocean: Tectonics, Sedimentation, and Climate Change Between Australia and Antarctica*, 5–17. American Geophysical Union, Washington, D. C.
- Coffin, M. F., M. S. Pringle, R. A. Duncan, T. P. Gladchenko, M. Storey, R. D. Müller and L. A. Gahagan (2002) Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma. *Journal of Petrology*, **43**(7), 1121–1137.
- Coffin, M. F., R. A. Duncan, O. Eldholm, J. G. Fitton, F. A. Frey, H. C. Larsen, J. J. Mahoney, A. D. Saunders, R. Schlich and P. J. Wallace (2006) Large igneous provinces and scientific ocean drilling: Status quo and a look ahead. *Oceanography*, **19**(4), 150–160.
- Dalziel, I. W. D. (2014) Cambrian transgression and radiation linked to an Iapetus-Pacific oceanic connection? *Geology*, **42**, 972–982.
- Duncan, R. A., P. R., Hooper, J. Rehacek, J. S. Marsh and A. R. Duncan (1997) The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research*, **102**(B8), 18127–18138.
- Dziewonski, A. M., T. -A. Chou and J. H. Woodhouse (1981) Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 2825–2852.
- Eagles, G. and W. Jokat (2014) Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage. *Tectonophysics*, **611**, 28–50.
- Ekström, G., M. Nettles and A. M. Dziewonski (2012) The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **200–201**, 1–9.
- Elliot, D. H. (2013) The geological and tectonic evolution of the Transantarctic Mountains: A review. In: Hambrey, M. J. et al. (eds.) *Antarctic Palaeoenvironments and Earth-Surface Processes*. Geological Society Special Publications, **381**, 7–35. The Geological Society, London.
- Gee, J. S. and D. V. Kent (2007) Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity time scale. *Treatise on Geophysics*, **5**, 455–507.
- Goodge, J. W. (2007) Metamorphism in the Ross orogen and its bearing on Gondwana margin tectonics. In: Cloos, M. et al. (eds.) *Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W. G. Ernst*, Special Paper, **419**, 185–203. Geological Society of America, Boulder.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. Schmitz and G. Ogg (eds.) (2012) *The geologic time scale 2012*. Elsevier, Amsterdam.
- Gupta, S., D. Zhao and S. S. Rai (2009) Seismic imaging of the upper mantle under the Erebus hotspot in Antarctica. *Gondwana Research*, **16**, 109–118.
- Hanyu, T., Y. Nogi and M. Fujii (2017) Crustal formation and evolution processes in the Natal Valley and Mozambique Ridge, off South Africa. *Polar Science*, **13**, 66–81.

- Ingle, S., D. Weis and F. A. Frey (2002) Indian continental crust recovered from Elan Bank, Kerguelen Plateau (ODP Leg 183, Site 1137). *Journal of Petrology*, **43**(7), 1241–1257.
- 石塚英男 (2003) 東南極ナピア及びレイナー岩体における日本南極地域観測隊地質グループの活動：成果の総括と今後の課題. 南極資料, **47**(3), 349–369.
- 小林和也, 石塚英男, 野木義史, 佐藤暢, 中野伸彦, 足立達朗, 小山内康人 (2013) 南インド洋コンラッド・ライズからドレッジされた花崗岩類と堆積岩類の記載岩石学と由来. 第4回極域科学シンポジウム, 予稿集 OG-P13.
- Kuno, H. (1966) Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bulletin of Volcanology*, **29**, 195–222.
- Larson, R. L. and W. C. Pitman (1972) World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Geological Society of America Bulletin*, **83**(12), 3645–3662.
- Le Maitre, R. W., A. Streckeisen, B. Zanettin, M. J. Le Bas, B. Bonin and P. Bateman (eds.) (2005) *Igneous rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge.
- LeMasurier, W. E., J. W. Thomson, P. E. Baker, P. R. Kyle, P. D. Rowley, J. L. Smellie and W. J. Verwoerd (eds.) (1990) *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans. Antarctic Research Series*, **48**, American Geophysical Union, Washington, D. C.
- Livermore, R. (2003) Back-arc spreading and mantle flow in the East Scotia Sea. In: Larter, R. D. and P. T. Leat (eds.) *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Special Publications, **219**(1), 315–331. Geological Society, London.
- Livermore, R., G. Eagles, P. Morris and A. Maldonado (2004) Shackleton Fracture Zone: No barrier to early circumpolar ocean circulation. *Geology*, **32**(9), 797–800.
- Mukasa, S. B. and I. W. Dalziel (2000) Marie Byrd Land, West Antarctica: Evolution of Gondwana's Pacific margin constrained by zircon U-Pb geochronology and feldspar common-Pb isotope compositions. *Geological Society of America Bulletin*, **112**, 611–627.
- Müller, R. D., J. Y. Royer and L. A. Lawver (1993) Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology*, **21**(3), 275–278.
- Müller, R. D., M. Sdrolias, C. Gaina and W. R. Roest (2008) Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.
- 中西正男, 沖野郷子 (2016) 海洋底地球科学. 東京大学出版会, 東京.
- Nogi, Y. (2013) Seafloor structure near the epicenter of the great 25 March 1998 Antarctic Plate earthquake. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, **118**, 13–21.
- Rocchi, S., P. Armienti, M. D'Orazio, S. Tonarini, J. R. Wijbrans and G. Di Vincenzo (2002) Cenozoic magmatism in the western Ross Embayment: Role of mantle plume versus plate dynamics in the development of the West Antarctic Rift System. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, **107**(B9), 2195, doi:10.1029/2001JB000515.
- Rogers, J. J. W. and M. Santosh (2003) Supercontinents in Earth history. *Gondwana Research*, **6**, 357–368.
- Satish-Kumar, M. and T. Hokada (eds.) (2013) Crossing of Neoproterozoic orogens. *Precambrian Research*, **234**, Elsevier, Amsterdam.
- Shipboard Scientific Party (2001) Leg 189 summary. In: Exon, N. F. et al., *Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **189**, 1–98.
- Storey, B. C. (1995) The role of mantle plumes in continental breakup: Case histories from Gondwanaland. *Nature*, **377** (6547), 301–308.
- Tivey, M. A., W. W. Sager, S. -M. Lee and M. Tominaga (2006) Origin of the Pacific Jurassic quiet zone. *Geology*, **34**, 789–792.
- 鳥海光弘, 玉木賢策, 谷本俊朗, 本田了, 高橋栄一, 巽好幸, 本蔵義守 (1997) 地球内部ダイナミクス. 岩波講座地球惑星科学, **10**, 岩波書店, 東京.
- Torsvik, T. H. and L. R. M. Cocks (2013) Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, **24**, 999–1030.
- Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. F. Luis and F. Wobbe (2013) Generic Mapping Tools: Improved version released. *EOS Transaction AGU*, **94**, 409–410.
- Wessel, P., K. J. Matthews, R. D. Müller, A. Mazzoni, J. M. Whittaker, R. Myhill and M. T. Chandler (2015) Semiautomatic fracture zone tracking. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **16**, 2462–2472.
- Yamasaki, T., H. Miura and Y. Nogi (2008) Numerical modelling study on the flexural uplift of the Transantarctic Mountains. *Geophysical Journal International*, **174**, 377–390.
- Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas and K. Billups (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**(5517), 686–693.