

《論 文》

沈み込み帯における付加と構造侵食の地質学的役割について

小 出 良 幸

要 旨

3つのプレート境界において、沈み込み帯が最も重要な役割を果たしている。日本の地質学者は、2010年までは沈み込み帯での付加作用に注目してきた。沈み込み帯では、付加作用と構造侵食作用の両方が起こっているが、付加体が25%、構造侵食が75%の比率となっている。近年、構造侵食作用の重要性が認識されてきた。本論文では、沈み込み帯における付加作用と構造侵食作用の地質学的意義をまとめた。

キーワード：構造侵食作用、付加体、沈み込み帯、プレート境界

I はじめに

付加体とは、3つのプレート境界のうちの一つで収斂境界にあたり、沈み込み帯で形成される重要な地質体となる（木村 2002）。付加体では、島弧（陸弧も含む）が形成され、島弧では多様な火成活動が起こることになる（巽 1995）。そのため、島弧の構造発達史（巽 2004）や、大陸形成の過程（巽 2003）、地殻物質の多様性形成（小出 2014, 2015b, 2016b, 2017）においても、大きな役割を果たしていると考えられている。付加体あるいは付加作用は、沈み込み帯を考える上で重要な概念となっている。

付加体の研究において、日本列島はいくつかのタイプの島弧が存在するという地理的優位性があった。なおかつ、日本人研究者が中心的に取り組んだ、付加体中に産する層状チャートから、層ごとに微化石（放散虫やコノドントなど）を抽出し、電子顕微鏡で同定し、年代決定していくという研究手法が開発され、適用された地でもあった（磯崎ほか 2010b）。地域の優位性と独自の研究手法の開発とその適用によって、付加体の特徴的構造と形成メカニズムが解明され、付加作用や付加体の概念が確立される舞台となってきた。

プレートテクトニクスの成立時から、沈み込み帯では構造侵食作用が地理的に多くの部分を占めていることが指摘されていた（von Huene and Scholl 1991）。ところが、日本ではその重要に

注目されることなく、付加体の解明に主力が置かれてきた。

2010年前後から、日本で精力的に進められてきた碎屑性ジルコンの研究手法が確立され、大陸や島弧の構造発達史や造山運動を考える上で、非常に重要なデータが提供できることがわかってきた(中間ほか 2010b)。さらに、構造侵食の概念を導入して、沈み込み帯を総合的に解明していく作業が進められつつある。

重要な地質学的成果が、再度、日本を舞台に日本の地質学者たちの手によって繰り広げられつつある。著者は、そのようなドラマを、傍らからではあるが身近に見聞きし、刺激を受けてきた。その結果として、沈み込み帯固有となる付加体の概要をまとめことができた(小出 2012, 2013)。次に構造侵食作用について考察を進めるつもりでいたが、ついつい5年の歳月が過ぎ去ってしまった。遅ればせながら、構造侵食作用の重要性を考えていくことにする。本論文では、島弧の付加体の特徴を再度整理するとともに、構造侵食という概念がどのように認識され、なぜ重要視されているのか、そして構造侵食作用が島弧の成因や造山運動などに、どのように組み込まれていくのかを、概観していくことにする。

II 沈み込み帯の位置付け

プレートテクトニクスにおいて、沈み込み帯がどのような位置付けになるのか、付加体の認定作業と研究の停滞、そして構造侵食作用の認識の過程をみていく。

1 マントル対流

地球最深部の核は、鉄でできている。地震波研究から、核は上下の二層に分かれており、上部が液体の鉄、下部が固体の鉄であることがわかっている。地球形成のモデルでは、微惑星の衝突により地球ができたと考えられており(Hanks and Anderson 1969)、衝突直後は、衝突エネルギー(重力エネルギーとも呼ばれる)の激しい放出により、地球表層は岩石が溶けた状態の「マグマオーシャン」になったと推定されている(阿部 1996)。

地球軌道の位置は、マグマが安定に存在するほどの温度ではなく、液体の水が存在する条件(0~100℃)となっている。そのため、衝突期が終わると、地球は冷却過程に入る。衝突終了後から、現在まで冷却過程は継続しているが、熱源は主には核に蓄えられている重力エネルギーとなる。外核の液体鉄は結晶化を起こしており、まだ液体鉄が残存しているため、潜熱を放出し続けている。この熱放出は、形成時の重力エネルギーの開放が現在も継続していることになる。

マントルから地殻にかけての固体地球は、岩石からできている。核からの熱放出は、マントルの岩石を暖めることになる。マントルの温度が高いために、岩石の粘性が低くなっており、可塑性をもち、流動できる条件である。この岩石の流動性が、熱放出に伴うマントル対流を生み出す。

マントル内の運動速度は非常に小さく、地球深部でもあるので、直接観測はできない。マント

ル内の温度分布の違いが、地震波トモグラフィによって見つかっており、温度分布から対流が推定されている。地表では、岩石の温度が低いため、可塑性はなくなっており、塑性状態、つまり硬い岩石として振る舞う。硬い岩石が板状、プレート (plate) として、マントル対流の上部、つまり地表で、水平運動が起こる。この水平運動は、各種の方法で実測されているので、対流の表層部の運動が確認されていることになる。

以上の観測から、マントル対流は存在すると推定されている。ただし、その詳細は必ずしも解明されていない。

2 プレートの境界と区分

Bird (2003) は、これまでのプレートの境界や運動に関する研究を総括した。その結果、大

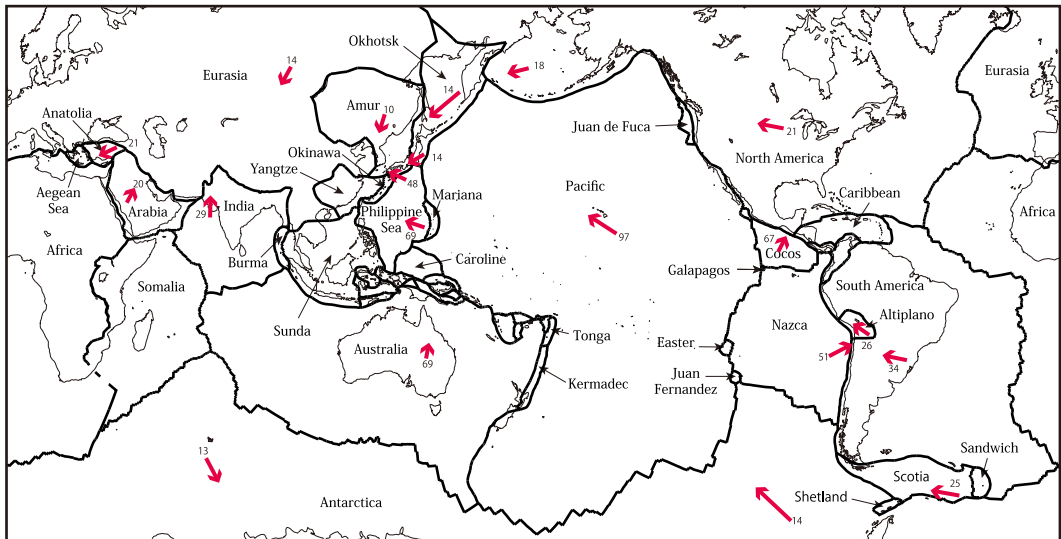


図1 プレート境界

プレート境界とプレート名称 (一部省略)、矢印はプレートの移動方向 (一部)、数値は移動速度 (mm/y) を示している。大きなプレート: アフリカ (Africa)、南極 (Antarctica)、アラビア (Arabia)、オーストラリア (Australia)、カリブ (Caribbean)、ココス (Cocos)、ユーラシア (Eurasia)、インド (India)、ファン・デ・フカ (Juan de Fuca)、ナズカ (Nazca)、北アメリカ (North America)、太平洋 (Pacific)、フィリピン海 (Philippine Sea)、北アメリカ (South America)。小さなプレート: オホーツク (Okhotsk)、アムール (Amur) 揚子江 (Yangtze)、沖縄 (Okinawa)、スンダ (Sunda)、ビルマ (Burma)、モルッカ海 (Molucca Sea)、バンダ海 (Banda Sea)、チモール (Timor)、バード・ヘッド (Birds Head)、マオケ (Maoke)、カロライン (Caroline)、マリアナ (Mariana)、北ビスマルク (North Bismarck)、マナス (Manus)、南ビスマルク (South Bismarck)、ソロモン海 (Solomon Sea)、ウッドラーク (Woodlark)、ニューヘブリデス (New Hebrides)、コンウェイリーフ (Conway Reef)、バルモラリーフ (Balmoral Reef)、フツナ (Futuna)、ニウアフォオウ (Niuafou)、トンガ (Tonga)、ケルディック (Kermadec)、リベラ (Rivera)、ガラパゴス (Galapagos)、イースター (Easter)、ファン・フェルナンデス (Juan Fernandez)、パナマ (Panama)、北アンデス (North Andes)、アルティプラノ (Altiplan)、シェットランド (Shetland)、スコチア (Scotia)、サンドウィチ (Sandwich)、エーゲ海 (Aegean Sea)、アナトリア (Anatolia)、ソマリア (Somalia)。Bird (2003) を改変。

きなプレートが14枚, 小さなプレートが38枚, 合計52枚のプレートに区分できることを示した。さらに, プレートごとの相対的な移動速度と方向を調べてベクトル表示し, デジタル地図としてまとめた (図1)。

プレートは, 大陸地殻を持つ大陸プレートと海洋地殻を持つ海洋プレートに大別される。両者の中間的な位置にあり, 構造としても中間的な島弧地殻もある。島弧地殻は, やがて大陸地殻に変わっていくものもある (Tatsumi and Takahashi 2006)。地殻の形成状況や発達状況により, 海洋プレート上に最初に形成された海洋性島弧 (あるいは未成熟島弧) (伊豆-小笠原島弧) と呼ばれるもの, 大陸地殻に近い岩石を産する成熟した島弧地殻になっているもの (西南日本弧, 東北日本弧), 大陸プレート上にできているもの (アンデス山脈), あるいはそれぞれの移行段階のものなど, いくつかのタイプがある。

プレート区分とプレートのタイプがわかると, それぞれのプレート境界の組み合わせにより, 明瞭な地形的特徴があることがわかる。プレート境界は, 大きく3つに分類される。発散境界 (広がる境界 divergent boundary), トランスフォーム境界 (transform fault: あるいは横ずれ境界 strike-slip boundary), 収斂境界 (収束境界, あるいは狭まる境界 convergent boundary) である。さらに大陸プレートや海洋プレートとの組み合わせもあるので, 接するプレートごとに, 異なる地質現象が起こり, それらの特徴が調べられている。

本論文では, 収斂境界を中心に検討していくが, まずは発散境界とトランスフォーム境界を概観しておく。

発散境界

発散境界は, マントル対流の上昇部にあたり, その多くは中央海嶺となっている。中央海嶺は長く伸びた直線状になっている。ただし, 地球は球面なので, 大円を描くような形状になっており, 3次元的にみると湾曲している。中央海嶺では, 温かいマントルが上昇しているところで, 既存の海洋地殻を押し上げている。そのため, 中軸部周辺は張力場となり, 中軸に平行な多数の正断層ができ, 断層峡谷が形成される。

断層形成によって深部へ続く割れ目や, 上昇によるマントル内の圧力低下などによって, 軸に沿ってマントル物質の溶融が起こり, マグマだまりが海嶺軸下に点々と形成される。それぞれのマグマだまりから, マグマが貫入や噴出など, 多様な火成活動が起こる。中軸部から離れるとマグマは固化し, 海洋プレートとして水平運動へと移行していく。

発散境界は, 海洋島 (アイスランド) や大陸地域でも見られ, リフト帯 (アフリカの大地溝帯) のような大陸分裂部 (多数の正断層による窪みの形成) や海が入り込んだ状態 (紅海) など, いろいろな段階のものが見つかっている。リフト帯でも, 大陸プレートは水平に運動し, 中央部では火成作用が起こる。ただし, リフト帯の火成作用は, 大陸地殻下で溶融作用が起こるので, 中央海嶺とは化学的性質の異なったマグマが形成される (小出 2016b)。リフト帯が広がっていき

大陸プレートの影響が減少してくると、中央海嶺のマグマ活動へと移行していく。このような一連のプレート運動を提唱者にちなんで、ウイilson・サイクル (Wilson cycle) と呼んでいる。

発散境界は、マントル対流の上昇部で地球表層の運動とみなせる。また、新たなマグマ活動で地殻形成が起こっているため、新しい海洋プレートが形成される場ともなる。

トランスフォーム境界

トランスフォーム境界は、主に海洋域で中央海嶺を横切り、水平に横ずれを起こす大規模な断層である。海底の地形探査で、多数見つかった。多数のトランスフォーム断層が、海嶺から離れるにつれて変位が消えていくという不思議な特徴を持っている。トランスフォーム断層は、主には海嶺を横切るものであるが、北アメリカ大陸西岸のサンアンドレアス断層などのように、陸地でも1,000km以上に渡ってみられるものもある。

海嶺はマントル対流の上昇が水平移動に転じる場である。海洋地殻は剛体として振る舞うため水平移動などによる歪が生じ、その歪を解消するために断層が形成されることになる。海嶺に直交する多数のトランスフォーム断層は、剛体の歪解消の結果となる。

トランスフォーム断層は、横ずれの断層であるが、その運動に特異性があり、通常の断層とは違った特徴をもつ (図2)。中央海嶺を切ってトランスフォーム断層ができると、海嶺に挟まれた区間 (図の実線で囲った部分) では、逆方向に移動する通常の断層となる。このような地域では、通常の断層と同じように、地震が発生することが確認されている。

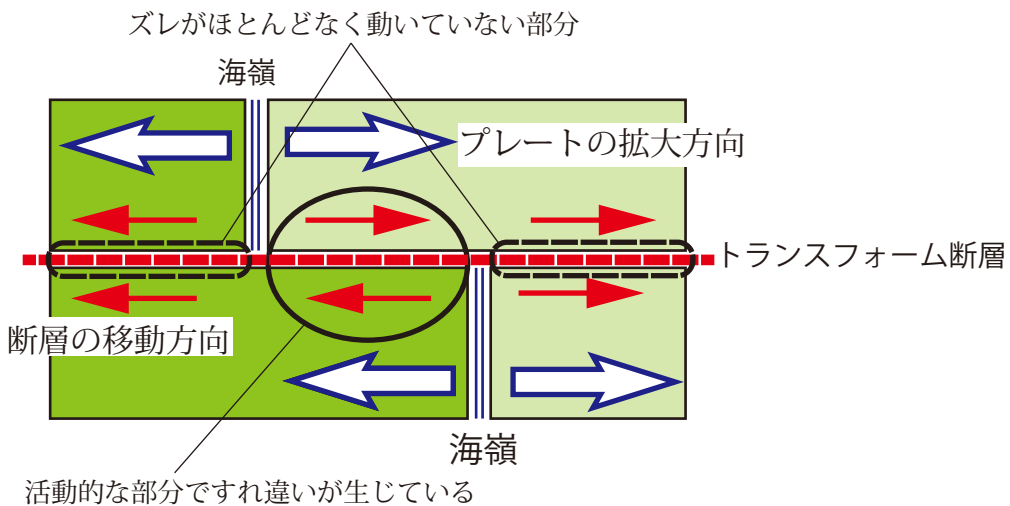


図2 トランスフォーム境界

トランスフォーム断層の一般的な構造と運動。海嶺に挟まれた区間 (実線で囲ったところ) は、通常の断層と同様のすれ違いによるズレが生じる。海嶺から離れる (破線で囲ったところ) と、通常の断層とは異なり、同じ方向の動きに変わり、変位がなく総体的にズレがなく動かない部分となる。

一方、トランスフォーム断層で海嶺から離れたところ（図の破線で囲った部分）では、断層は存在するが、同じ方向に同程度の変位で移動していくことになり、断層の両側では運動量に違いがほとんどなくなっていく (Sykes 1967)。地震の発生もほとんどなくなる。トランスフォーム断層の移動の生じている活動的なところは、海嶺周辺の限定された地域だけであり、海嶺から離れると変位がなくなる。このような現象は、海嶺の拡大を証拠付けるものでもある。

3 収斂境界と沈み込み

地球内部に蓄えられた熱が、マントル対流によって上昇し、マグマの形成による潜熱、海水や大気などへ伝導による放出によって、地球表層に運ばれていく。海洋プレートは、水平移動しながら、内部の岩石は冷却されさらに熱を放出し、やがて海溝から地球内部に戻る。海溝は、このような対流の降下部にあたる場であり、収斂境界となる。

収斂するプレートの種類により、その挙動には大きな違いが生じる。大陸プレートは、密度が小さく厚い大陸地殻から構成されており、沈み込むことはなく、地球表層に残存する（と、これまでは考えられてきた）。一方、海洋プレートは、密度が大きいため、付加体中では海洋プレート層序（オフィオライト）などの一部の例外を除いて、大半が沈み込んでしまうと考えられる。

収斂境界には、大陸プレート同士の衝突する場合と、一方のプレートが他方へ沈み込む場合がある。沈み込みには、海洋プレート同士、海洋プレートと大陸（島弧）プレートの2つの組み合わせがある。海洋プレートが沈み込む場合には、相手が海洋プレートでも大陸プレートであっても、海溝と島弧（陸弧）という特徴的な地形ができ、似た地質現象が起る。

成熟した島弧では、一般的に次のような地形や地質体が形成されることが多い。海洋プレートが沈み込む海溝、海溝から陸までの前弧域（陸源砕屑物の堆積場と付加体形成の場）、陸域に入ると火山が列をなす火山前線から、何列かの火山列があり、その中に構造運動（後述の太平洋型造山運動）による褶曲山脈（火成作用、変成作用とそれらの岩石の上昇と削剥を伴う）、最後の火山列より陸側（背弧側）での緑海の形成 (Uyeda and Kanamori 1979) となる。沈み込み帯では、このような島弧形成の過程が、やがては大陸地殻形成へとつながることが知られ (巽 2004)、収斂境界の中でも、沈み込み帯が地球史や地質現象において重要な位置付けとなっており研究されている (例えば、木村 2002 など)。

日本列島は、島弧と沈み込み帯の典型として研究されてきている。海洋プレートが海洋プレートに沈み込む例が伊豆一小笠原弧と琉球弧で、海洋プレートが島弧プレートに沈み込むところが東北日本や西南日本外帯である。また沈み込む海洋プレートも古く冷たい太平洋プレートと、新しく温かいフィリピン海プレートなどの違い、プレートの沈み込む角度にも大きな差がある。日本で進められてきた地質学は、島弧の火成作用、変成作用、付加作用、造構作用、さらにそれらの地質学的発展史を解明するための研究ともなっていた。

これまで日本の地質学では、沈み込み帯に特徴的な付加体が注目されてきたが、近年、付加作

用だけでなく、構造侵食作用も注目されるようになってきた。以下では、沈み込み帯における付加作用と付加体の認識の変遷をみていき、構造侵食作用とは地質学的にどのような重要性があるかを概観していく。

沈み込み境界と衝突境界は、同じ収斂境界であるが、全く違ったプレート境界となる。だが、大陸同士の衝突の前には、海洋プレートの沈み込みが必ず起こっており、その後に衝突作用が起こる。したがって、沈み込み帯から衝突帯という発達様式や発達史的観点でとらえる必要があるだろう。ただし、沈み込み帯には、発展することなく沈み込み帯のまま終焉するものもある。同じ沈み込み帯であっても、構造侵食作用を受けたり、付加体を形成したり、後に衝突帯へと変化したりしていくことがある。造山運動への変遷も、重要な地質学的課題ではあるが、別の機会に論じることにする。

III 沈み込み帯と付加体

沈み込み帯では、条件によって、構造侵食作用 (tectonic erosion) かあるいは付加作用 (accretion) が起こる。構造侵食作用とは、沈み込みに伴う構造的に起こるさまざまな侵食過程のことである。既存の島弧や大陸の構成物質が、沈み込みによって形成された構造 (断層) によって、マントルへと引きずり込まれていく作用である。付加作用とは、沈み込みにより、海側と陸側の両プレートの上部を構成している物質が、陸側のプレートに付加していく作用のことである。構造侵食作用も付加作用も、海洋プレートの沈み込みという同一の原因によって起こる現象なのだが、両者の及ぼす結果には、大きな違いが生じ、地球史的に見るとその差は大きなものとなっていく。

まずは、付加体の概要をまとめていく。

1 島弧－海溝系での付加作用

海洋プレートが、他のプレートに沈み込む時、海溝が形成される。海溝から陸側では、島弧 (大陸縁では陸弧と呼ばれる) が形成される。陸弧固有、島弧固有の現象もあるが、島弧の現象の多くは、陸弧でも起こっている。以下では沈み込み帯の現象を、島弧を中心にして考えていく。

沈み込み帯の海溝から島弧までを島弧－海溝系として、一括して扱われているが、そこにはさまざまな作用が起こっている (Dickinson 1971, 1973)。それらの作用の一つとして付加作用がある。付加作用とは、プレートテクトニクスを特徴づける作用で、島弧の形成、ひいては大陸形成においても地質学的に重要な意義をもっている (Tatsumi and Takahashi 2006)。島弧形成に至る過程では、さまざまな火成作用、変成作用、堆積作用、同時に別の概念である変形作用が加味された付加作用や侵食作用などがさまざまな規模で起こる (図3)。

島弧－海溝系の主な作用を以下でまとめていく。ただし、海洋域で起こっている作用も、付加

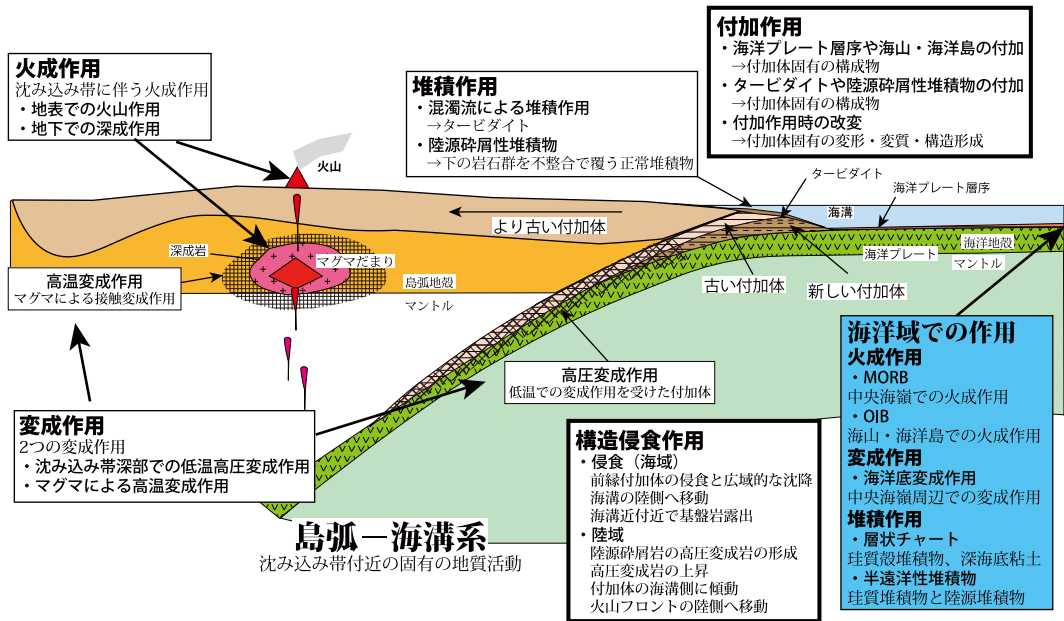


図3 島弧-海溝系の地質学的作用

島弧-海溝系での主な作用の一覧。堆積作用と火成作用、変成作用、さらに付加作用、構造侵食作用などが起こる複雑な場となる。海洋底での作用（水色枠）も加えた。

体として島弧-海溝系に加わっていくので、同時に記載していく。

堆積作用

大陸や島弧から由来する、多くの碎屑性堆積物が、海側に向かって、沿岸から大陸棚、海溝にかけて、大量に供給され、堆積場が形成される (Fritz and Moore 1988)。これらの堆積作用 (広義) は、水の循環に伴う侵食、運搬、堆積作用 (狭義) によるもので、海と陸のある惑星では、必然的に起こるものである。堆積場では、沿岸の正常堆積物 (定置堆積物)、さらに時々発生する海側への混濁流 (乱泥流、タービダイト流 turbidity current) によってできるタービダイト層 (再定置堆積物) が形成される。タービダイト層は、断続的な堆積作用ではあるが、長い時間スケールで見ると、定常的に堆積物が供給されていき、島弧-海溝系の重要な要素として組み入れられていくことになる。

海洋域での堆積作用は、海洋プレートの形成場である海嶺から海溝までの深海底にかけて起こるものである。深海底堆積物と総称され、珪質殻を主とする珪質軟泥と細粒の粘土からなる。珪質軟泥は固化するとチャートになり、粘土は深海底粘土岩や頁岩となる。両者は層状に重なり、固化すると層状チャートとなっていく。層状チャートの堆積速度は、陸付近のものとは数桁ほど小さく、構成物の起源も全く違ったものである (小出 2016a, 2018a, 2018c)。海洋プレートが海溝に近づいてくると、陸源の堆積物が届く堆積環境となり、珪質堆積物と陸源堆積物の混合し

た半遠洋性堆積物が加わる。

火成作用

島弧では、固有の火成作用が起こる (例えば, 巽 1995, Tatsumi and Stern 2006, 小出 2018b)。ただし, 沈み込む海洋プレートの形成時期, 移動速度, 沈み込む角度, あるいはそれらの条件が変わったり, 相手のプレートの状態が違っていたりしても, 島弧の火成活動の様式に変化が生じる。また, 海洋プレートの海嶺が沈み込むこともあり, その時は火成活動のマグマの種類にも違いが生じる (例えば, 土谷 2008 など)。

中央海嶺での火成作用は, 地球史を通じて非常に均質な MORB (中央海嶺玄武岩) マグマを生成し, 固化して海洋地殻になるものである。この火成作用は, 海嶺深部では深成作用, 海底付近では火山作用となる。また, 海嶺以外でも海山や海洋島などの火成作用は, MORB マグマとは異なった性質のものとなる (小出 2017)。これらの海洋地殻の火成岩類は, 海洋プレート層序として付加する時に取り込まれることがある。

変成作用

島弧下で起こる変成作用には, 沈み込むプレート周辺での低温高圧条件で起こるものと, 島弧の深部の火成作用に伴うもの (小規模) や, 造山運動に伴った広域での高温条件で起こるもの (大規模) がある。2つの変成作用は, いずれも地下深部で起こるものなので, 現在進行している実態の解明は困難である。だが, 過去の変成岩や変成帯として地表に露出しているものを調べることで, 演繹的に現在進行中であろう変成作用を推定していくことになる。

海洋プレートでは, 海洋底変成作用と呼ばれるものが起こっていると考えられている。ゼオライト相からグラニュライト相あるいは輝石ホルンフェルス相までの広い条件範囲の変成作用を受けている。石塚・鈴木 (1995) は, オフィオライトと海洋地殻のドレッジやドリル調査との共通点から, 海洋地殻の深度とともに, 地温勾配は $100^{\circ}\text{C}/\text{km}$ で上昇し, 沸石相, ぶどう石-アクチノ閃石相 (部分的にぶどう石-パンペリー石相), 緑色片岩相, 角閃石相, クラニュライト相へと変化していくと考えた。このうち緑色片岩相は, 海嶺の火成活動に伴う変質作用とも呼べるもので, 緑色片岩相から角閃石相は海嶺付近の下部地殻で起こっており, 緑色片岩相より上の高度の変成作用は, 高温での破碎や無水での再結晶作用が起こっていると考えられた (野坂 2008)。ただし, 海洋底変成作用では, 火成岩の構造や組織は保存されている (石塚・鈴木 1995)。

海洋プレートのカンラン岩では, 蛇紋岩化作用が起こっているが, 海嶺の火成作用からの冷却過程ではないかとの指摘もある (野坂 2008) が, 海洋プレート深部で起こっているかどうかは不明である。なお, 海洋地殻の上部やオフィオライトの上部の堆積物には, 変成作用は及んでいないという特徴もある (石塚・鈴木 1995)。

海洋プレートは、海洋底変成作用の後、陸上に定置するとき、沈み込み帯で変成作用を受けることもあるので、変成作用が上書きされていくため、解析は困難になる。

変形作用

沈み込みに伴って、島弧-海溝系では構成岩石に圧縮応力がかかり、岩石の物性によって、圧縮場による多数の破碎や断裂、変形、褶曲などが形成されていく。小さな変位の断裂や破碎などから、大規模な変位を伴う断層や褶曲、そして地質図で表現されるような大規模の構造運動まで、さまざまなサイズの変形作用が起こる。多様な断層（変位のあるものすべて）からなる変形作用は、プレートの収斂場で固有の運動となる。それが、付加体の構成物の並びの構造となり、付加体の形成メカニズムとなっていく。

付加体固有の変形作用を、以下で詳しく見ていくことにする。

2 付加体の構成物

付加体は、沈み込む海洋プレートより上部で、海溝より陸側で、島弧地殻前縁のマントルに至らない比較的浅所で形成されるものである。付加体には、陸由来の構成物と海洋域由来の構成物とがある。

陸源の構成物としては、タービダイト層が主たるものとなる。タービダイト層は、通常の堆積作用として沿岸地域に堆積したもの（定置堆積物）が、混濁流として、大陸斜面から海溝まで、広い範囲で再堆積したもの（再定置堆積物）となるが、正常堆積層と位置付けられている（日本地質学会地質基準委員会 2001）。付加体構成物のタービダイト層は一般に変形作用を受けている。変形作用を受けていないものは、通常の島弧前縁部の堆積物となり、本論文では、付加体の構成物とは見なさないことにする。

陸上に露出しているタービダイト層のうち、付加体と認定されるものは、堆積作用以外の付加体固有の構造をもっていることになる。したがって、付加体の認定作業として構造記載が重要となり、日本で付加体地質学として確立されてきたものである。ただし、過去の付加体においては、付加体形成後の変形作用が加わることがあるので、その認定が困難になることもある。

海洋域では、中央海嶺で形成された海洋地殻が基盤となる。固化した海洋地殻とその下のマントルが、海洋プレートとして移動し、収斂境界として沈み込んでいくが、マントル対流の下降流ともなっている。海洋プレートが海洋底を移動しているとき、海洋底堆積物が、単位時間あたりの堆積量の非常に少ない（小出 2016a）が、長期間にわたり堆積するため、数10mのオーダーとなる。

一連の岩石の並びを「層序 (stratigraphy, succession, sequenceなどの用語がある)」と呼ぶが、海洋プレートも含めて海底で形成されたものを「海洋プレート層序 (oceanic plate stratigraphy)」,あるいは「海洋底層序」と呼ぶ (Isozaki et al. 1990, Matsuda and Isozaki

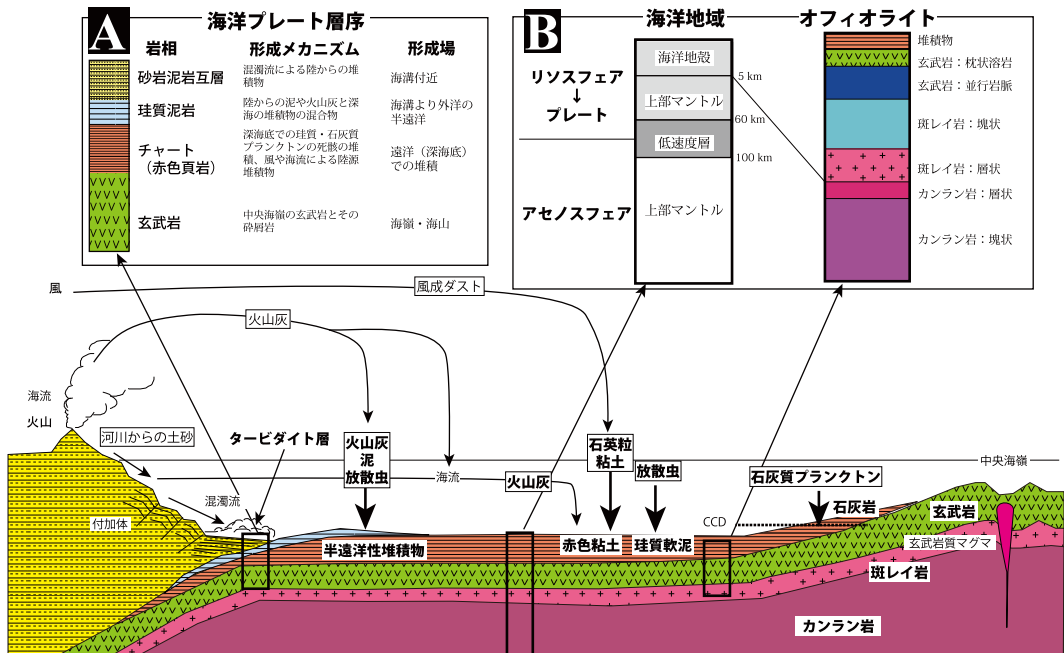


図4 海洋地域の岩石構成

付加体を構成する岩石のうち海洋域で形成されたものをまとめた。A: 海洋プレート層序と形成メカニズムと形成場。B: 海洋地域の断面とオフィオライト模式的な層序。

1991, 脇田 1997)。図4は海洋域で形成され、付加体の構成物となる岩石と、その由来をまとめたものである。

以下では、付加体の主たる構成物である海洋域の海洋プレート層序、陸域のタービダイト層を見ていく。

海洋域

海洋域の表層から深部までの構成岩石は、各地での掘削調査や音波、地震波探査などで明らかになった。その結果、海洋プレートの構成岩石、構造、物性などがわかり、海洋プレートがどの海域でも非常に一様であることがわかった (Klein 2006, 佐藤ほか 2008)。中央海嶺で玄武岩質マグマから形成された火成岩、そして下部にはマントルを構成しているカンラン岩からなる。海洋地殻の上部は、海底噴火した枕状構造をもつ玄武岩やその砕屑物 (水中火砕堆積物) となる。海嶺で形成された玄武岩 (MORB) は、化学的性質は非常に均質であることが知られている (Klein 2003) (図4B)。

海洋プレートが中央海嶺から海底を移動していくと、深海底堆積物が (遠洋性堆積物) 堆積していく。深海底では、遠洋性プランクトンの遺骸を起源とする深海底堆積物、ウーズ (ooze) が堆積する。石灰質のものを石灰質軟泥 (Milliman 1974)、珪質のものを珪質軟泥と呼ぶ。石灰質軟泥が固結し

たものを遠洋深海性石灰岩、珪質軟泥が固結したものをチャートという。石灰質軟泥は、ある一定の深度になると溶融する炭酸塩補償深度 (CCD) があるため、溶けてしまい、珪質軟泥のみが残る。量は少ないが、遠洋域にも陸由来の粘土サイズ (粒径 $2 \mu\text{m}$ 以下) の粒子からなる深海粘土や赤色粘土と呼ばれる遠洋性堆積物が挟在される。固化すると珪質軟泥はチャート、粘土が粘土岩になる。薄い粘土層を境界とする層状チャートができる。ただし、その層構造の成因については諸説ある (小出 2018a)。水の酸化・還元状態によっては鉄やマンガの沈殿物が沈殿することもあるが、付加体で見られるものは、チャートや粘土が主なものである (小出 2015a)

海洋プレートが陸に近づいてくると、陸源物質が堆積し半遠洋性堆積物となる。さらに近づくと陸源の混濁流が届くところとなる。

オフィオライト

海洋地殻の深部の岩石まで (マンツルのカンラン岩) が陸側に付加することがある。陸地に持ち上げられた深部までの海洋プレート層序は、オフィオライト (ophiolite) と呼ばれる (図 4B)。オフィオライトにも、海洋プレート層序を比較的保っているもの (Colman 1977)、まったくばらばらになっているもの (例えば、Koide 1986 など) まであり、変成作用や変形作用をさまざまな程度で受けている (Ishiwatari et al. 1990)。

世界各地のオフィオライトには、いろいろな時代のものが見つかっている。過去のオフィオライトの存在は、海洋プレート、あるいは海洋地殻、海洋プレート層序が、古くから (少なくとも最古のオフィオライトの時代から)、現在まで継続的に形成されていること、沈み込み帯でその一部が陸側に付加する作用が普遍的に働いていたことを示している (小出 1992)。ただし、その定置のメカニズムは必ずしも解明されているわけではない。もし時代ごと、地域ごとに、オフィオライトに差異がみられるならば、付加体の個別の特徴 (時間変遷や地域性) を見出すことになるが、まだ確定がなされていない。

陸域

海洋プレートが陸に近づいてくると、陸源の堆積物の半遠洋性堆積物が届き、海洋プレート層序の上部に形成される。陸源の堆積物は碎屑性で、珪質泥岩との混合層となる。海溝付近やさらに陸側では、陸源碎屑物からできたタービダイト層が厚く重なる。

陸源碎屑性堆積物は、陸地の岩石が大斜面に堆積したものが、混濁流によって海溝付近まで運ばれたものである。混濁流は、傾斜があれば長距離を移動するので、細粒相は海溝を越えて深海平原まで達することは古くから知られている (Heezen and Ewing 1952)。ただし、傾斜が緩くなったり、移動距離がのびたりすると、混濁流は細粒のものが主体になっていく。

初生の層序を残しているタービダイト層は、正常堆積物、整然層やコヒーレント (coherent) 層と呼ばれる。一つの混濁流によってできたタービダイト層でも、ひとつの地層内の堆積相 (構成岩石

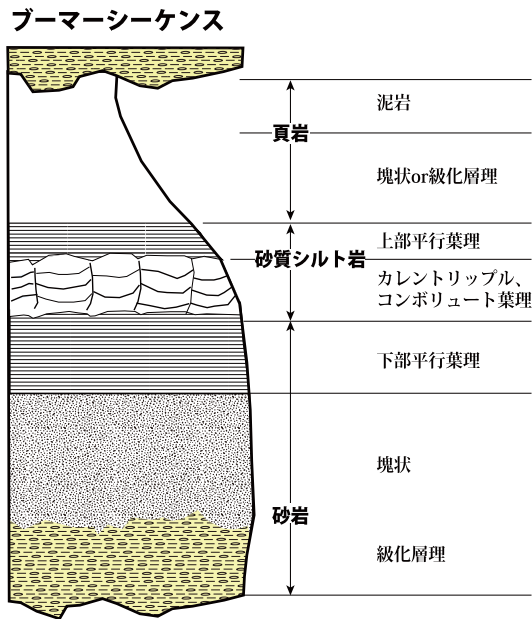


図5 ブーマーシーケンス

混濁流によって形成される典型的なタービダイト層の内部構造。ブーマーシーケンスと呼ばれる。

やその量比、内部構造などは、層内の位置によって違いがみられる(図5)。タービダイト層内の一般化された堆積構造を、ブーマーシーケンス(Bouma sequence)と呼ぶ(Bouma 1962, 1969)。タービダイト層のすべてで、典型的なブーマーシーケンスを持っているわけではなく、一層の地層のどの位置を露頭で見ているかによっても、見え方は違ってくる。露頭で多数のタービダイト層の成層のひとつひとつを見ても、層ごとに特徴には違いがある。

タービダイト層は、海洋プレート層序の最上部であるが、島弧側プレートから連続する堆積体であるため、プレート境界にまたがって形成されることになる。

一方、付加体内に存在するタービダイト層は変形作用を受けることになる。また未固結なものであれば複雑に褶曲したり、固化したものは断層によって剪断されたりした堆積相になる。激しく変形作用を受け、もとの地質構造が全くなくなったものはメランジュと呼ばれ、層序を復元できなくなっている。付加体のタービダイト層には、変形の少ないものからメランジュまで、多様な変形状態ものが形成されることになる。このような変形構造の解析を進めることで、付加体における変形作用を復元する上で重要な情報とできる。

3 付加体の構造

付加体は、海洋プレートの沈み込みから、形成メカニズムがはじまる。海洋プレートが、どのような種類のプレート(海洋プレート、島弧プレート、大陸プレート)に沈み込んでも、付加体形成が

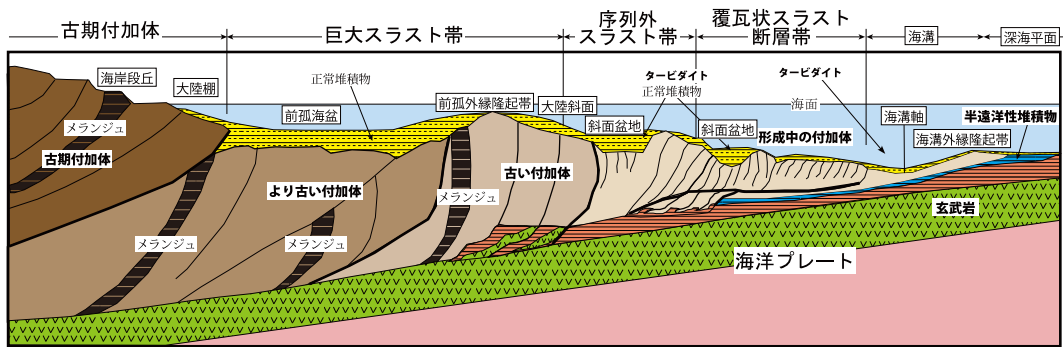


図6 付加体のある沈み込み帯

付加体形成が起こっている沈み込み帯の海溝から海岸までをまとめた模式図。

はじめれば、類似の作用が起こることになる。付加体は、海溝付近に存在する海洋プレート層序とその上のタービダイト層が素材で、変形作用を受けていく。付加体内には、沈み込みによる圧縮で、多数のスラストが形成され、規則的な変位系をもつことになる（木村・木下 2009）。

沈み込みが継続すれば圧縮も続き、変形作用も継続的に起こり、固有の変形構造が順次、形成されていくことになる。ただし、実際の付加体内部は、岩石の物性の違いや応力の偏在などから、変形構造の規則性が明瞭でない場合も多い。以下では、付加体における変形作用の主だったものを見ていくことにする（図6）。

スラストシートの形成

付加体内では、圧縮場ではスラストが形成される。スラスト (thrust) とは、低角度の逆断層で衝上断層とも呼ばれ、圧縮に伴う歪を解消するために生じるものである。スラストの両側の地質体では距離の短縮がおこる。

沈み込みの開始部は、陸側プレートの先端と沈み込むプレートの境界にあたり、先端が海底に顔を出すようなスラストが形成される。スラストでもっとも海溝側の位置にあたるものを変形前線 (deformation front) と呼ぶ。変形前線は、沈み込みによって次々と海溝側に進みながら形成されていく（小川・久保 2005）。

海溝に向かってずり上がる方向に、多数のスラストが形成されることになる。付加体内には、スラストによって境されるシート状の地質体であるスラストシート (thrust sheet) が形成されていく。これが付加体の基本的な構成単位となる（図7）。

スラストシートは海側に倒れた構造を持っており、ひとつのスラストシート内では陸側上位となっている。これは通常的地層と同様の構造で地層累重の法則に従っている。しかし、スラストシート全体では、海側上位層になり、年代は海側に向かって新しくなっていく（図7B）。通常の堆積作用では見られない、地層累重の法則が破れた構造をもつことになる（小川・久保 2005）。通常のタービ

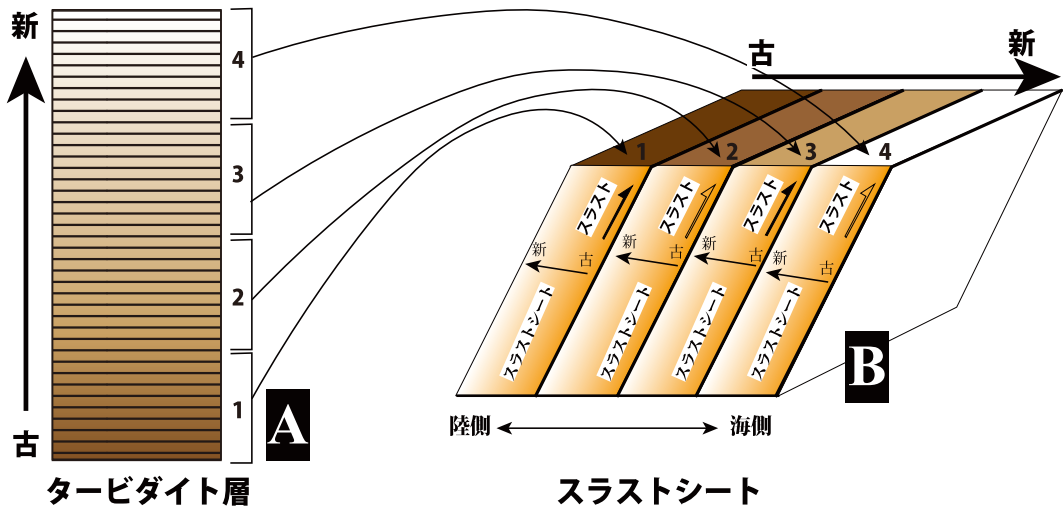


図7 タービダイト層からスラストシートへ

A: タービダイト層として堆積した地層。地層累重の法則に従って、古いもの(1)が下、新しいもの(4)が上となって形成される。B: スラストシート。ひとつのスラストシートは複数のタービダイト層からなる。スラストシート内では、古いものが下、新しいものが上という地層累重の法則に従う。だが、スラストシートの並びでは、海側に新しいスラストシートが付け加えられシートの並びでは、地層累重の法則が破れている。

ダイト層(図7A)が、連続的に形成されるスラストにより、再編、再構成されることで、このような付加体固有の特徴ができる。

はぎ取りと覆瓦状スラスト帯

タービダイト層が変形前線のスラストによって新たなスラストシートとして順次形成されていくという現象は、海洋プレート層序がはぎ取れていくことを意味し、はぎ取り作用(off scraping)と呼

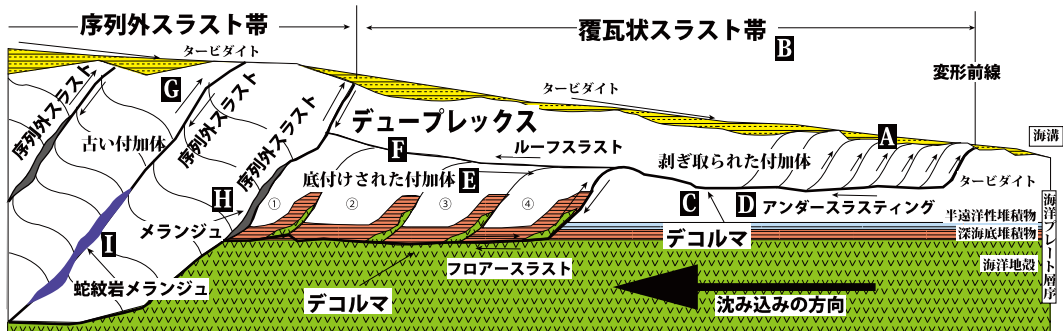


図8 付加体内の変形作用

付加体内の多様な変形作用をまとめて示した。A: はぎ取り作用。B: 覆瓦状スラスト帯。C: デコルマ。D: アンダースラスト。E: 底づけ。F: デュープレックス。G: 序列外スラスト。H: メランジュ。I: 蛇紋岩メランジュ。詳細は本文を参照。

ばれる (図8A)。スラストシートは同じような構造が繰り返し、瓦を並べたような形状となるため、覆瓦状スラスト帯 (覆瓦衝上断層帯とも呼ばれる imbricate thrust zone) が形成される (図8B)。はぎ取り作用は、現世の海底下で起こっていることが確認され (例えば、木村・木下 2009 など)、陸上の古い付加体でも認定されている。

変形前線は、はぎ取られる地質体が海溝より陸側の浅所であること、沈み込む海洋プレートの運動方向とは違うこと、構成岩石が陸源物質のみであることから、島弧プレートと海洋プレートとの境界の最前線にあたる。

デコルマとアンダースラストイング

覆瓦状スラスト帯の下側のスラストは同じ方向に形成され、やがては大きなひとつの水平に近いスラスト面を構成する。これをデコルマ (decollement) と呼ぶ (図8C)。デコルマは、断層となっているため摩擦が小さく、圧縮を受けても水平にすべっていく。すべる方向はプレートの沈み込む向きとなる。上からの荷重を受けることなく水平にすべることを、アンダースラストイング (under thrusting) ともいう (図8D)。アンダースラストイングしている地層は、タービダイト層が多い。タービダイト層は水分が多いため滑りやすく、スラスト運動が起こりやすい。デコルマの形成により、プレートの圧縮の効果が大きくなる。堆積物にさらなる短縮が起こり、堆積層の見かけの厚さが増していく。

デコルマより上の覆瓦状スラスト帯の地質体は、下に位置する沈み込んだ海洋プレート層序とは逆に海側に移動する。一方、沈み込んだ海洋プレート層序は、海洋プレートの運動とともに陸側下部に移動し、覆瓦状スラスト帯の地質体は海側に進む。この相対的に逆の動きが、海洋プレートの沈み込み運動となる。デコルマは、変形前線の延長で、陸側のプレートと海洋プレートの境界となる。

距離の短縮効果は、海溝に近いところで大きく、スラストの変位も大きなものとなる。新たなスラストがより海溝側に形成されると、陸側のスラストの活動は、順次変位の量は少なくなっていく。形成されたスラストでは短縮効果が減るとともに、脱水作用や圧密によって地層の物性変化で摩擦が大きくなることも相まって、スラストの陸側での活動は低下していく。

底づけとデュープレックス

デコルマの下のタービダイト層や海洋プレート層序は、海洋プレートの一部として沈み込んでいくが、圧縮により、深部に新たに水平なスラストができる。これは上位のものとは違った形成メカニズムによってできるため、このデコルマでは底づけ作用 (under plating) と呼ばれるものが起こる (図8E)。底づけ作用は、層状チャートや玄武岩など海洋プレート層序を取り込んで起こる。

底付けされていく付加体の上部のスラストは、ルーフスラスト (roof thrust)、下部のスラス

トはフロアースラスト (floor thrust) と呼ばれる。圧縮によって、底づけで、地層が重複していくので、デュープレックス (duplex) と呼ばれる構造となる (図 8F)。デュープレックスの形成で、さらに短縮が起こることになる (Boyer and Eliotte 1982, 村田 1988)。

デュープレックスの形成は、海洋域の地下深部なので検証は難しいものとなる。現世の海洋底における地震波探査においても、厳密にその構造が確認されているわけではない。陸上では、過去のデュープレックスが、海洋プレート層序の構成物を手がかりに区分することが可能となる (例えば, Hashimoto and Kimura 1999 など)。

序列外スラストとメランジュ

さらに陸側では、すでにできていた覆瓦状構造やデュープレックスを、再度圧縮する変形構造が形成される。古いスラストは、すでに運動を終えているので、既存の構造を切って、新しく低角度の逆断層として、序列外スラスト (out-of-sequence thrust) ができる (Morley 1988, 木村 1998a, 1998b)。序列外スラストは、古い付加体の内部の構造とは無関係に次々と形成される (図 8G)。

圧縮作用が継続することによって、序列外スラストが繰り返し形成されるため、巨大スラスト帯を形成することになる。巨大スラストの中には、もとの層序の関係を全く残さないほどの激しい擾乱帯ができることがある。これは、メランジュ (mélange) と呼ばれるもの (図 8H) で (村田 2000)、その中では堆積構造をもたず、地層としての連続性がなく、さまざまなサイズの礫や岩塊をより細粒な基質中に含むという特徴をもつ (Raymond 1984)。基質の中に不規則に多数の外來ブロック (block in matrix) があり、同一起源だけのものや、多様な種類の岩塊からなるものもあり、そのサイズも数 mm から数 km 以上まで多様である (Hsu 1968)。

大規模な変形作用で形成されたメランジュを、テクトニックメランジュ (造構性メランジュ, tectonic mélange) と呼ぶ。付加体での断層の大きなものは、広い破碎帯が形成され、粘土中に角礫化した岩石が混合したものとなり、大きな規模のものはメランジュとなる。付加体の中のテクトニックメランジュでは、間隙水の多い未固結の堆積物が圧縮場での剪断によって、硬化が促進されていく。つまり付加体のテクトニックメランジュの剪断面は、明瞭に保存されることになる。デコルマや序列外スラストが、メランジュとなるとも考えられる (狩野 1998)。

テクトニックメランジュの一種で、基質が蛇紋岩になっているものを蛇紋岩メランジュ (serpentinite mélange) という (図 8I)。カンラン岩が激しい変形作用を受け水と反応して蛇紋石ができるような場で形成される。蛇紋岩は、水を含む鉱物を主とするため、密度が小さく、流動性が大きく構造線に沿って移動しながら、周囲の岩片を取り込むことがある。蛇紋岩メランジュ帯は、過去の構造侵食作用の傷跡として重要な意義があるという見方もある (丸山ほか 2011)。

IV 沈み込み帯における構造侵食作用の重要性

日本列島では沈み込み帯における付加体の重要性が着目されていた。日本での地質学が付加体研究を大きく進めることになったが、その後、テレーンという概念の導入により停滞が発生した。構造侵食作用の重要性が再認識されてきたが、そこにも日本の地質学者の貢献が大きく、現在新たな展開を迎えつつある。

1 付加体地質学

一連の層状チャート一枚ごとから(「一枚おろし」といわれた)、大量の試料処理をおこない、放散虫化石を抽出して、顕微鏡、時には電子顕微鏡で化石を同定し、詳細な年代決定をしていた。層状チャートの直上の赤色頁岩からも化石が見つかり、それは海洋プレート層序が海洋に存在した最後の年代を示すことがわかった。また、層状チャートや赤色頁岩のブロックと接する泥岩からも化石が産することもあり、その年代がチャートのものと大きく異なっていたことも実証された。このような化石年代に加えて、K-Arによる放射年代によって、付加体構成物の詳細な年代決定が行われるようになってきた(例えば、Isozaki and Itaya 1990など)。層状チャートや赤色頁岩と泥岩は隙間なく接しているが、そこには大きな年代ギャップがあり、時代の異なった岩石が接するメカニズムがあったことが実証された(例えば、西村ほか1989など)。

1980年代には、放散虫化石による年代決定から層理面に平行な衝上断層が認定され付加体の特徴とされた。衝上断層の延長追跡から、前述のアンダースラスティングやデコルマ、デュープレックスなど、多様な水平断層の構造が認定され、付加体では水平方向の短縮が起こっていることが判明した。海側の基本構成要素として、海洋プレート層序という概念も導入された(磯崎ほか2010b)。海洋プレート層序は、海洋地殻の上に半深海性堆積物が重なっていることもわかってきた。大陸起源のタービダイト層と海洋プレート層序構成の岩石が、水平断層で剥ぎ取り(off-scraping)や底づけ(underplating)で島弧側の地殻の上盤に付加していくという、付加体地質学が完成した(山本2010)。また、付加体地質学が、大陸同士の衝突型造山帯で見られる低角度の地質体が積み重なる構造(ナップと呼ばれる)が、太平洋型造山帯でも見られることが明らかにされてきた(磯崎・丸山1991)。

これまでの地質学の常識に反する不思議な現象が、付加体では起こっていることが検証、確定された。付加体の概念が構築された主たる調査の場が、西南日本外帯であった。

2 テレーンの導入

付加体解明という成果が大きかった故に、沈み込み帯と付加体がセットとして考えられるようになっていた。付加体地質学の確立のあと、付加体をより発展させていくべきであったが、日本ではテレーンの概念が導入された(丸山ほか2011)。その結果、日本では次なるパラダイム(後

述の構造侵食作用を加えた造山運動) への転換が遅れた。

プレートテクトニクスでは、1980年代から「テレーン」(terrane, 地塊とも) と呼ばれる概念が導入されて地質構造発達史を考えられるようになった。テレーンとは、大きな断層で境された周辺とは異質な地質体である。それまでの地体構造の「帯」(belt) という区分をやめて、テレーンという名称、例えば、美濃テレーン、モザンビーク・テレーン (Mozambique Belt)、アバロン・テレーン (Avalon Terrane)、マグナ・テレーン (Meguma Terrane) など、として記載されるようになった。

周辺の地質やその検討から、テレーンの位置における最終的なメカニズムの解明はできるが、テレーンを構成している岩石の起源や成因は、深く検討されてきてこなかった。テレーン内の構成物から、海山や海膨、小大陸などの突起物が、プレート境界での地質学的運動として捉えることが重要視された。

テレーンの実態は、プレート境界で起こる衝突や付加作用で、両プレートの構成物が、構造的に取り込まれた異質な岩石ブロックを混在する地質体である。テレーンでは軽視されたきたそれぞれの岩塊の起源解明によって、明らかになってきた。テレーンの内部構成が明らかになると、衝突帯や付加体など、より本質的な区分で解明していくべきで、より重要なアプローチになるはずであった。過去の構成物のそれぞれの由来、地質構造の形成史を、プレートテクトニクスの枠組みで解明したほうが、より統一的なモデルになるはずだが、その方向には進まなかった。

日本では付加体地質学の確立に専念し、確立したことに満足して、次なるより高みを目指すステップへと進まなかった。次なるステップとして、付加体の発達していない地域 (伊豆-小笠原弧、東北日本) との比較研究、比較から両者の違いを生む条件の追求など、重要な素材やテーマが、身近に多々あったのである。テレーンの概念に囚われたため、日本列島という多様性のある沈み込み帯の重要性が軽視されてきた。

現在では、テレーンの概念は使われなくなってきているが、かつての日本の地質学は、テレーンの導入で停滞した時代があった (丸山ほか 2011)。磯崎ほか (2010b) は、それを「輸入科学」と称した。

3 構造侵食作用の認識と重要性の再認識

プレートテクトニクスの確立時、Dewey and Bird (1970) は、造山運動には太平洋型と衝突型があることを指摘していた。太平洋型とは、プレートの沈み込みを伴うもので、現世の南米アンデス山脈を典型例とした。また、衝突型は大陸プレート同士の衝突したもので、造山運動とも呼ばれ、古生代前期のカレドニア、古生代中・後期のパリスカン、新生代のアルプス、現世のヒマラヤ山脈を、その典型例とした。太平洋型は現世のものを例示し、衝突型はいろいろな時代のもを例示したことになる。これらの例示は、衝突型が造山運動として、大陸地殻内に残存していることも示していた。一方、太平洋型は、現世での例示だったが、過去の太平洋型造山運動が

残存するかどうかについては、当時のプレートテクトニクスでは理解されていなかったのだろう。

地球上の沈み込み帯をみていくと、すべてに付加体が形成されているわけでないことは明らかである。付加体がない沈み込み帯では、構造的な侵食が起こっていることが、古くから指摘されていた。

von Huene and Scholl (1991) では、沈み込み帯で起こっている「構造侵食」の概念をすでに示していた。海洋プレートの沈み込みの過程を詳しく検討して、沈み込み帯を2つのタイプに分けた。付加体を形成するものと、付加体がないものである。それぞれは、付加型と構造侵食型と呼ばれた。付加型と構造侵食型両者ともに侵食は起こっており、沈み込み帯では構造侵食は普遍的な作用となる。付加体を形成しているところでも、70～80%が侵食により沈み込んでおり、その量は $1.3\sim 1.8\text{km}^3/\text{y}$ と見積もられた (Scholland and von Huene 2009, De Franco et al. 2008)。沈み込んだ大陸物質の量は、付加する量に匹敵し (例えば, Clift and Vannuchi 2004, Scholl and von Huene 2007 など)、現在の大陸は総体としてみると「成長していない」、大陸地殻が減少しているという重要な事実を示した (山本 2010)。

山本 (2010) によって、構造侵食型の認定基準として、

- ・前弧域の広域的な沈降と海溝位置の陸側への移動
- ・火山フロントの陸側への継続的な移動
- ・海溝近傍における基盤岩 (古い変成帯やバソリス帯) の露出

の3つにまとめられた。

近年、各地の沈み込み帯で構造侵食作用が検証されてきた (Bilek, 2010)。例えば, Vannucchi et al. (2004) は、ガテマラでは約2500万年前より海溝が陸側に $0.8\sim 0.9\text{km}/\text{m.y.}$ の速度で移動しており、その移動が構造侵食作用であれば $11.3\sim 13.1\text{km}^3/\text{m.y.}/\text{km}$ になると見積もった。Kopp et al. (2006) は、ジャワ (Java) の沈み込み帯での高精度の水深測量により、海山の衝突により不規則な方向の変形前線ができ、海山の沈み込みをきっかけに構造侵食作用が進んでいることを示した。平田ほか (2010) は、伊豆-小笠原-マリアナ弧は海洋性島弧で、現在進行中の構造侵食作用が起こっていることを示した。前弧域には蛇紋岩メランジュ帯の形成されており、メランジュ中に過去の島弧火山岩と新しい藍閃石片岩がブロックを捕獲されていることから、大規模な構造侵食作用が起こったと指摘した。

構造侵食された岩石類の挙動について、丸山ほか (2011) は、地震波トモグラフィによって遷移帯下部 ($520\sim 660\text{km}$) には、沈み込んだスラブが膨大に存在していることを指摘した。遷移帯下部のスラブは、沈み込んだカンラン岩、レルゾライト、MORBと珪酸塩相に富んだ物質 (TTG と推定) が識別でき、その総量は表層の大陸地殻の6～7倍に達すると見積もった。

構造侵食作用の実態とその検証が進むことで、付加体があっても構造侵食作用が起こっていること、沈み込み帯の大半 (75 %) で構造侵食作用が起こっていること、などが明らかになってきた。沈み込み帯でおこる各種の作用、島弧の形成メカニズムの解明には、構造侵食作用を取り込んで

いくことが不可避となってきた。

日本列島には、多様な島弧があることは前述したが、それ以外にも多様な付加作用と構造侵食作用が見られる地域であることもわかってきた。西南日本弧では、フィリピン海プレート(新しい海洋プレート)が成熟した島弧西南日本内帯に沈み込んでいて、典型的な付加作用が起こる場となっている。東北日本弧は、太平洋プレート(古い海洋プレート)が成熟した島弧に沈み込み構造侵食作用がおこっている。伊豆-小笠原-マリアナ弧では、太平洋プレートがフィリピン海プレート沈み込み未成熟な海洋性島弧が形成されているが、激しい構造侵食作用が継続的に起こっている場となる。

現在の構造侵食作用のメカニズムを解明するための典型例として日本列島は適している地となる。また、日本列島は多数の地質学が、日夜、現状を最新装置でモニターし、詳細な調査、検証がなされている地域である。今後の研究に期待される。

4 過去の構造侵食作用の認定法:ジルコン学

過去の島弧や大陸の構造侵食作用を探る方法が、日本で開発された。この手法は、ジルコンを古い時代の堆積岩の中から分離して(碎屑性ジルコンと呼ぶ)、大量に年代測定を行うことで、過去の構造侵食作用の痕跡を見出し検証するものである。

ジルコンとは火成鉱物で、 SiO_2 に過飽和した酸性マグマ(石英が晶出する条件)から形成される。ジルコンの存在は、花崗岩質マグマ、あるいはデーサイト質マグマや流紋岩質マグマの活動を意味している。ジルコンはウラン(U)を多く含む鉱物であり、変成作用で再結晶することもなく、古いものが保存されやすく、ウラン放射性核種を利用して年代測定をすることができる。

古くから地質学で使われてきた ^{238}U と ^{235}U のコンコーディアによる年代測定の手法である。近年では、ジルコンの微小部分の年代測定をSHRIMPという装置を用いた行われているものである。カソードルミネッセンス法として、累帯構造の観察し、火成起源と変成起源を区別してから、単一の碎屑性ジルコン粒子から複数の年代測定(火成年代と各時期の変成年代)をすることが可能になった(中間ほか2010a)。これらの技術を用いて、大量のジルコンで、大量の年代測定をした。碎屑性ジルコンを大量に取り出し、年代測定をおこなうことで、年代値の頻度分布を求めることができるようになった。

ジルコンの年代値の頻度分布から、現在存在しない時代の花崗岩が発見でき、過去の大陸(花崗岩類)が構造侵食作用を受けて消えたことが判明した。地層内の碎屑性ジルコンの年代測定という新しい手法は「ジルコン学」との呼ばれている(丸山ほか2011)。

中間ほか(2010b)は、西南日本では、砂岩層と酸性凝灰岩層中のジルコンの年代頻度分布から、5度の大規模な花崗岩帯(バソリス)が形成されたが、古い3つのバソリスは構造侵食作用により失われたことを示した。大藤ほか(2010)は、同じく碎屑性ジルコンの年代測定から、2つの変成帯の東西延長の帯区分を示した。その結果、三波川帯は、北部四万十帯を原岩とする四万十

変成岩下部ユニット (原岩年代:75-70Ma, 変成年代:70-60Ma), 中部四万十帯を原岩とする四万十帯変成岩上部ユニット (95-85Ma, 85-75Ma), もっと古い (後期ジュラ紀から初期白亜紀, 120-110Ma) の3つからなることを示した。

日本での碎屑性ジルコンの年代測定という「ジルコン学」の開発で, 構造侵食作用の研究が新たな展開を迎えることになった (例えば, 鈴木ほか2010など)。

V 構造侵食

以下では構造侵食作用の概要をみていく。そしてその地質学的意義と課題をまとめる。

1 付加型と構造侵食型の特徴

地球の沈み込み帯において付加型と構造侵食型を区分していくと, 図9のようになる。

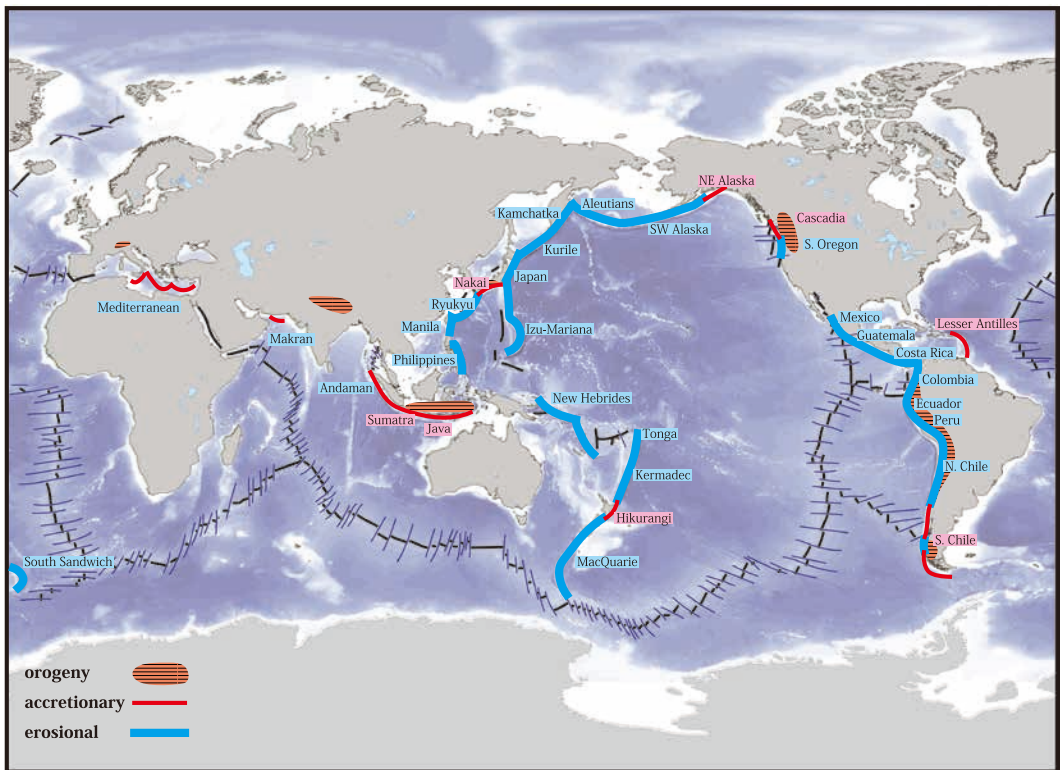


図9 沈み込み帯の区分

沈み込み帯の付加型 (赤色実線), 構造侵食型 (青色太実線), 造山帯 (横線の茶色) を示した。海嶺 (黒色実線) とトランフォーム断層 (黒色細実線) の分布も示した。Bird (2003), 山本 (2010), 丸山ほか (2011) をもとに作成。

表1 沈み込み帯の2つのタイプ

	付加型	構造侵食型
構造的特徴	沈み込み帯に占める比率 25%	沈み込み帯に占める比率 75%
規模 (長さ)	小・中規模: ~ 16,300km 大規模: ~ 8,200km	~ 19,000km
侵食量	小・中規模: 0.5km ³ /y 大規模: 0.7km ³ /y	0.6km ³ /y
収斂速度	遅い (20-60km/my, 平均 40km/my)	速い (60km/my, 平均 80km/my)
海溝	海溝軸の海側へ移動	海溝軸の陸側へ移動
海溝堆積物	厚い (1.5-8.0km)	薄い (<1km)。沈み込む
前弧域	付加体の成長。前弧斜面の上昇	削剥, 広域的沈降, 崩壊
傾斜	比較的低角 (約 3° 度以下)。正立褶曲で座屈	高角傾斜 (約 3° 以上)。正断層で側方に伸長 (底付け)
陸側	側方短縮。高角傾斜 (逆断層) の構造	陸源碎屑岩の高压変成岩の形成。既存高压変成岩の押し上げ。ウェッジ上面の急傾斜化

データは, von Huene and Scholl (1991), Clift and Vannucchi (2004), 山本 (2010), 植田 (2010) よりまとめたもの。

同じ沈み込み帯で, なぜ付加型と構造侵食型ができるのだろうか。von Huene and Scholl (1991), Clift and Vannucchi (2004), 山本 (2010), 植田 (2010) などから, 両者の特徴をまとめると以下ようになる (表 1, 図 10)。

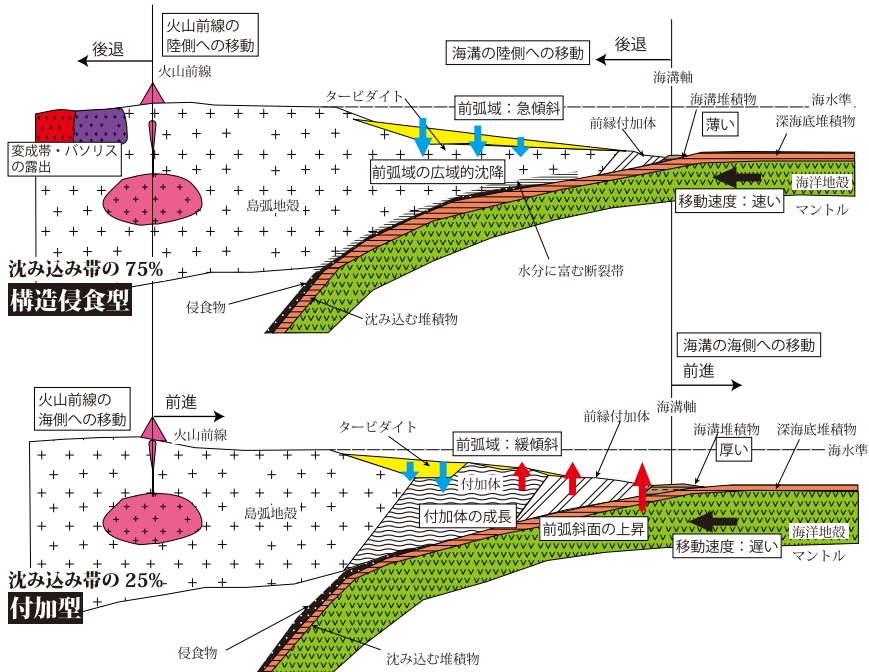


図 10 付加型と構造侵食型の特徴

表 1 の内容を図示したもの。

両者の違いには、沈み込む速度と海溝軸に溜まる堆積物の厚さが重要で、構造浸食型は、沈み込む速度が大きく(60km/my, 平均80km/my), 付加型では小さい(20-60km/my, 平均40km/my)。海溝軸に溜まる堆積物の厚さは、構造浸食型では薄く(<1km), 付加型では厚い(>1 km)。前弧域では、付加型では付加体の成長, 前弧斜面上昇, 構造浸食型では剝削, 広域的沈降, 崩壊する。前弧域の傾斜は、付加型では比較的低角(約3°以下)。正立褶曲で座屈, 構造浸食型では高角傾斜(約3°以上)。正断層で側方に伸長(底付け)する。陸側は、付加型では側方短縮, 高角傾斜(逆断層)の構造ができ、構造浸食型では陸源碎屑岩の高圧変成岩の形成, 既存高圧変成岩の押し上げ, ウェッジ上面の急傾斜化が起こる。

また、海洋性島弧は、厚さが36kmを越えるか、海溝の退行速度が6 km/m.y.より大きくなると不安定となるとした。平田ほか(2010)は、残されている火成岩としてMORB類似しているが島弧でできたと考えられる玄武岩があり、それは島弧でできるボニナイト(48Ma)の下位に位置していることから、5100万年前と推定されている(Ishizuka et al. 2008, Reagan et al. 2010)。これらの証拠から、海溝から火山フロントまでの島弧-海溝系がすべて破壊されて消滅したと推定された。伊豆-小笠原-マリアナ弧は、一見すると新たな島弧地殻が形成されている場に見えるが、激しい構造侵食作用が、過去から現在まで継続して起こっていることを示した。

構造浸食型でも付加型でも沈み込み帯では、ほぼ同等の大陸物質が定常的に沈み込んでいることも明らかにされた(山本 2010)。Clift and Vannuchi (2004)の見積もりでは、世界平均で見ると、海溝に溜まった堆積物の内で約17%が付加体となり、8割以上の堆積物は侵食されて地球内部にもたらされていることになる。

2 構造侵食作用の地質学的意義と課題

構造侵食作用が沈み込み帯で普遍的に起こっており、現状では量的には付加作用より圧倒的に多い(3倍)ことがわかってきた。このような構造侵食作用の認識は、地質学的に重要な可能性を示唆する。これまでは、一旦できた大陸地殻は地表に存在し続けるという常識があったが、崩れさった。島弧地殻の下部で起こっている部分熔融残渣岩石(出がらし物質)のマントル下への落下(デラミネーション)という実態不明の作用が不要になった。さらに、構造侵食作用が圧倒的に優勢であれば、やがて大陸地殻はなくなっていくことになる。構造侵食作用により、これらのさまざまな新たな観点、課題などが生まれてきた。

例えば、激しい構造侵食作用の比率は、現在のものであり、過去には当てはめられるという保証はない。なぜなら、現状の侵食比率であれば、古い大陸地殻が現在のように大量に残っていることがありえないからである。ある時代から現在の比率になったことになり、どこかの時点で比率が変化したことになる。比率の時間変化は、いつ、なぜ起こったのか、それは地球史上でどのような位置づけになり、検証は可能なのか。遷移帯へ沈み込んだ大陸地殻の物質は、第2大陸と呼ばれている(河合ほか 2010)が、本当に実在するのか、その実態を如何に探り、検証するの

かなど、さまざまな疑問が湧いてくる。

また、von Huene and Scholl (1991) の指摘のように、構造侵食作用が起こっているとはいえ、島弧では、特徴的な火成作用（火山活動と深成活動）が激しく起こっており、沈み込むスラブは島弧下部で変成作用を受けた変成岩類が地表に持ち上げられている。これらの活動は、島弧地殻が増加していることを意味している (Tatsumi and Stern 2006)。von Huene and Scholl (1991) は、このような付加体での火成作用や変成岩の上昇などによって、沈み込んだ物質は $1.6 \text{ km}^3/\text{y}$ 程度の付加、あるいはリサイクルしているとした。この数値も、過去にどの程度外挿できるのだろうか。

付加作用が進めば成熟した島弧、そして大陸地殻へと向かう。これらの作用は造山帯、造山運動と位置付けられるが、構造侵食作用を加味して、新たに再構成していくべきであろう。Miyashiro et al. (1982) は、プレートテクトニクスの考えで造山運動を、

- ・火成作用によって大陸地殻が増加
- ・既存の地質体が広域変成作用によって再結晶
- ・構造運動による新しい地質構造の形成
- ・褶曲山脈の形成
- ・侵食されてできた堆積物が海域で堆積

という特徴で、一般化、普遍化した。衝突帯での造山運動と、沈み込みに伴うものを太平洋型造山運動として、そこに構造侵食作用を組み入れて、新たな造山運動像を提唱した (磯崎ほか 2010a, 丸山ほか 2011, 丸山 2012)。新しい概念として構造侵食作用を組み込んだ造山運動の体系化 (総合化の時代) (丸山ほか 2011) と位置付けたが、まだ完成にいたっていない。今後の課題である。

VI さいごに

これまで日本では、沈み込み帯の付加体を中心に研究を進めてきた。2010年ころより、構造侵食作用の重要性が再認識されてきたが、そこには碎屑性ジルコンによる年代測定 (ジルコン学) という、日本発の新しい研究手段の寄与が大きかった。ジルコン学は、多数のジルコンを堆積岩の中から選別し、それぞれで微小部分の年代測定をおこなうもので、多大な労力が必要である。日本では似たような努力を、付加体中の層状チャートの「一枚おろし」での化石抽出による年代決定でおこなってきた。

ジルコン学は、新たな地質学の展開が期待できる成果だと考えられる (磯崎ほか 2011)。この成果を世界に発信していく必要がある。ジルコン学が構造侵食作用によって失われた造山帯の検出、復元をおこなえる手段となるからである。過去の構造侵食作用だけでなく、造山運動の実態解明に重要な役割を果たすことになるはずである。今後、世界各地でこの手法は導入されていく

と、多様な造山運動の理解が進むであろう。マルクスがいうように「歴史は二度繰り返す。最初は悲劇として、二度目は喜劇として」となったようだ。

付加作用と構造侵食作用は、沈み込み帯において重要な作用である。時間変遷や変遷の原因など、まだ不明のことも多く課題もあるが、日本列島の重要性と、日本固有の研究手法による発展が期待できる分野である。

文 献

- 阿部豊 1996. 「太陽系の起源」住明正・平朝彦・鳥海光弘・松井孝典編『地球惑星科学 1. 地球惑星学入門』岩波書店, 219-280.
- Bilek, S. L. 2010. The role of subduction erosion on seismicity. *Geology*, 38, 479-480.
- Bird, P. 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 3, 1027, 1-52.
- Bouma, A. H. 1962. *Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation.* Elsevier, 168 p.
- Bouma, A. H. 1969. *Methods for the Study of Sedimentary Structures.* Wiley-Interscience, New York, 458 p.
- Boyer, S. E. and Eliotte, D. 1982. Thrust Systems. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 23, 239-267.
- Clift, P. and Vannucchi, P. 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev. Geophys.*, 42, doi: 10.1029/2003RG000127.
- Coleman, R. G. 1977. *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer Verlag, 229 p.
- De Franco, R., Govers, R. and Wortel, R. 2008. Nature of the plate contact and subduction zones diversity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 271, 245-253.
- Dewey, J. F. and Bird, J. M. 1970. Plate tectonics and geosynclines. *Tectonophysics*, 10, 625-638.
- Dickinson, W. R. 1971. Plate tectonic models for orogeny at continental margins. *Nature*, 232, 41-42.
- Dickinson, W. R. 1973. Width of modern arc-trench gaps proportional of past duration of igneous activity in associated magmatic arcs. *Jour. Geophys. Res.*, 78, 3376-3389.
- Fritz, W. J. and Moore, J. N. 1988. *Basic of physical stratigraphy and sedimentology.* 原田憲一訳 1999. 『層序学と堆積学の基礎』愛智出版, 386 p.
- Hanks, T. C. and Anderson, D. L. 1969. The early thermal history of the earth. *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 2, 1, 9-29.
- Hashimoto Y., Kimura G. 1999. Underplating process from melange formation to duplexing: example from the Cretaceous Shimanto Subbelt, Kii Peninsula, SW Japan. *Tectonics*, 18, 1, 92-107.
- Heezen B. C. and Ewing, M. 1952. Turbidity currents and submarine slumps. and the 1929 Grand Banks earthquake. *Amer. Jour. Sci.*, 250, 849-873.
- 平田大二・山下浩之・鈴木和恵・平田岳史・李毅兵・昆慶明 2010. 「プロト伊豆—マリアナ島弧の衝突付加テクトニクス」『地学雑誌』119, 6, 1125-1160.
- Hsu, K. J. 1968. Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Geol. Aoc. Amer. Bull.*, 79, 1063-1074.
- 石塚英男・鈴木里子 1995. 「オフィオライト変成作用と海洋底変成作用」『地学雑誌』104, 3, 350-360.
- Ishizuka, O., Yuasa, M., Sakamoto, I., Kanayama, K., Taylor, R.N., Umino, S., Tani, K. and Ohara, Y. 2008. Earliest Izu-Bonin arc volcanism found on the submarine Bonin Ridge. *EOS Transaction AGU*, 89, 53, Fall Meeting Supplement, Abstract, V31A-2106.
- Ishiwaatari, A., Ikeda, Y. and Koide, Y. 1990. The Yakuno Ophiolite, Japan: Fragments of Permian island arc and marginal sea basin crust with a hot spot. *Proceedings of Ophiolite and Oceanic Lithosphere*, Cyprus, Geological Survey Department., 497-506.
- Isizaki, Y. and Itaya, T. 1990. Chronology of Sanbagawa metamorphism. *Jour. Metamorphic Geology*, 8, 401-

411.

- 磯崎行雄・丸山茂徳 1991. 「日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分」『地学雑誌』100, 697-761.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F. 1990. Accreted oceanic materials of Japan. *Tectonophysics*, 181, 179-205.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・青木一勝・中間隆晃・宮下敦・大藤茂 2010a. 「日本列島の地体構造区分再訪—太平洋型(都城型)造山帯構成単元および境界の分類・定義—」『地学雑誌』119, 6, 999-1053.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・中間隆晃・山本伸次・柳井修一 2011. 「活動的大陸縁の肥大と縮小の歴史—日本列島形成史アップデート—」『地学雑誌』210, 1, 65-99.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・柳井修一 2010b. 「輸出科学の時代」『地学雑誌』119, 2, 378-391.
- 狩野謙一 1998. 「付加体の構造地質学—四万十帯を中心とした研究の現状と課題—」『地質学論集』50, 107-130
- 河合研志・土屋卓久・丸山茂徳 2010. 「第2大陸」『地学雑誌』119, 6, 1197-1214.
- 木村学 2002. 『プレート収束帯のテクトニクス学』東京大学出版会 271 p.
- 木村学・木下正高編 2009. 『付加体と巨大地震発生帯—南海地震の解明に向けて』東京大学出版会 281 p.
- 木村克己 1998a. 「付加体の out-of-sequence thrust」『地質学論集』50, 131-146.
- 木村克己 1998b. 「アウトオブシーケンススラスト」『地球科学』52, 334-335.
- Klein, E. M. 2003. Geochemistry of the Igneous Oceanic Crust. In Rudnick, R. L. ed., *Treatise on Geochemistry*. Volume 3. Elsevier, 433-463.
- Klein, E. M. 2006. Geochemistry of the igneous oceanic crust. In Holland, H. D. and Turekin, K. K. eds., *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, 433-463.
- Koide, Y. 1986. Origin of the Ibara metabasalt from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 92, 329-348.
- 小出良幸 1992. 「マンタルの同位体の多様性—マンタル進化へのアプローチ—」『地学雑誌』101, 159-192.
- 小出良幸 2012. 「島弧—海溝系における付加体の地質学的位置づけと構成について」『札幌学院大学人文学会紀要』92, 1-23.
- 小出良幸 2013. 「島弧における付加体の形成と擾乱について」『札幌学院大学人文学会紀要』93, 37-58.
- 小出良幸 2014. 「岩石の多様性形成の要因とその弁証法的意義について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 96, 31-55.
- 小出良幸 2015a. 「層状チャートに記録されている時間について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 97, 43-73.
- 小出良幸 2015b. 「火成岩のマグマ生成における化学的多様性の形成について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 98, 1-39.
- 小出良幸 2016a. 「深海底堆積物と層状チャートの成因について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 99, 17-39.
- 小出良幸 2016b. 「溶融状態における火成岩の化学的多様性の形成: 多様な本源マグマ」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 100, 13-46.
- 小出良幸 2017. 「マグマ固結過程における火成岩の化学的多様性の形成について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 102, 1-29.
- 小出良幸 2018a. 「層状チャートの成因による時間記録様式の差異に関する研究」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 103, 1-27.
- 小出良幸 2018b. 『地質学の学際化プロジェクト 第3巻 地質学1 地球物質の多様性形成機構と火成作用の役割』札幌学院大学総合研究所, 347 p.
- 小出良幸 2018c. 「層状チャートの時間記録の数理モデル」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 104, 1-17.
- Kopp, H., Flueh, E. R., Petersen, C. J., Weinrebe, W., Wittwer, A. and Meramex, S. 2006. The Java margin revisited: Evidence for subduction erosion off Java. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 242, 130-142.
- 丸山茂徳 2012. 造山帯の分類とその意義: 古造構場復元の束縛条件—「丸山ほか: 太平洋型造山帯—新しい概念の

- 提唱と地球史における時空分布」論文(地学雑誌, 120巻, 115-223)の追記一。『地学雑誌』121, 6, 1090-1106.
- 丸山茂徳・大森聡一・千秋博紀・河合研志 and Windley, B. F. 2011. 「太平洋型造山帯—新しい概念の提唱と地球史における時空分布」『地学雑誌』120, 1, 115-223.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y. 1991. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction. *Tectonics*, 10, 475-499.
- Milliman, J. D. 1974. *Marine Carbonate, Recent Sedimentary Carbonates*, part 1. Springer-Verlag, 675 p.
- Miyashiro, A., Aki, K. and Sengor, A. M. C. 1982. *Orogeny*. John Wiley and Sons, 242 p.
- Morley, C. K. 1988. Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, 7, 539-561.
- 村田明広 1988. 「Balanced cross sectionとduplex」『地学雑誌』97, 504-512.
- 村田明広 2000. 「デュープレックスとメランジュ」深田地質研究所, 60 p.
- 中間隆晃・平田岳史・大藤茂・丸山茂徳 2010a. 「日本最古の堆積岩年代 472 Ma(オルドビス紀前期末)とその意義」『地学雑誌』119, 2, 270-278.
- 中間隆晃・平田岳史・大藤茂・青木一勝・柳井修一・丸山茂徳 2010b. 「日本列島の古地理学」『地学雑誌』119, 6, 1161-1172.
- 日本地質学会地質基準委員会 2001. 『地質基準』共立出版. 180 p.
- 西村祐二郎・板谷徹丸・磯崎行雄・亀谷敦 1989. 「西南日本内帯 220 Ma 高压変成岩の原岩年代と変成履歴」『地質学論集』33, 143-166.
- 野坂俊夫 2008. 「海洋下部地殻および上部マントルの変質作用と変質鉱物」『地学雑誌』117, 1, 253-267.
- 小川勇二郎・久保健一郎 2005. 『付加体地質学 フィールドジオロジー 5』共立出版 160 p.
- 大藤茂・下條将徳・青木一勝・中間隆晃・丸山茂徳・柳井修一 2010. 「砂質片岩中のジルコンの年代分布に基づく三波川帯再区分の試み」『地学雑誌』119, 2, 333-346.
- Raymond, L. A. 1984. Melanges: their nature origin, and significance. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pub.*, 198, 7-20.
- Reagan, M. K., Ishizuka, O., Stern, R. J., Kelley, K. A., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer, S. H., Cash, J., Fryer, P., Hanan, B. B., Hickey-Vargas, R., Ishii, T., Kimura, J., Peate, D. W., Rowe, M. C. and Wood, M. 2010. Fore-arc basalt and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochem. Geophys. Geosystems*, 11, Q03X12, doi:10.1029/2009GC002871.
- 佐藤揚・熊谷英憲・根尾夏紀・中村謙太郎 2008. 「中央海嶺玄武岩の化学組成の多様性とその成因」『地学雑誌』117, 1, 124-145.
- Scholl, D. and von Huene, R. 2007. Crustal recycling at modern subduction zone applies to the past—issues of growth and preservation of continental basement, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 200, 9-32.
- Scholl, D.W. and von Huene, R. 2009. Implications of estimated magmatic additions and recycling losses at the subduction zones of accretionary (noncollisional) and collisional (suturing) orogens. *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 318, 105-125.
- 鈴木和恵・丸山茂徳・山本伸次・大森聡一 2010. 「日本列島の大陸地殻は成長したのか?—5つの日本が生まれ, 4つの日本が沈み込み消失した—」『地学雑誌』119, 6, 1173-1196.
- Sykes, L. R. 1967. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. *Jour. Geophys. Res.*, 72, 8, 2131-2153.
- 巽好幸 1995. 『沈み込み帯のマグマ学—全マントルダイナミクスに向けて』東京大学出版会, 159 p.
- 巽好幸 2003. 『安山岩と大陸の起源: ローカルからグローバルへ』東京大学出版会, 213 p.
- 巽好幸 2004. 「総説: 沈み込み帯のマグマ学—島弧進化の包括的理解を目指して—」『地質学雑誌』110, 4, 244-250.
- Tatsumi, Y. and Stern, R. J. 2006. Manufacturing Continental Crust in Factory. *Oceanography*, 19, 4, 104-112.
- Tatsumi, Y. and Takahashi, T. 2006. Operation of subduction factory and production of andesite. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, 101, 145-153 IMA 2006 Issue 1.
- 土谷信高 2008. 「アダカイト研究の現状と問題点: アダカイト質岩の多様性の成因とその地質学的意義」『地球科学』62, 3, 161-182.
- 植田勇人 2010. 「付加体の構造侵食による前弧の構造発達」『地学雑誌』119, 2, 362-377.

- Uyeda, S. and Kanamori, H. 1979. Back-opening and mode of subduction. *Jour. Geophys. Res.* 84, 1049-1061.
- Vannucchi, P., Galeotti, S., Clift, P. D., Ranero, R. C. and von Huene, R. 2004. Long-term subduction-erosion along the Guatemalan margin of the Middle America Trench. *Geology*, 32, 617-620.
- von Huene, R. and Scholl, D. W. 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29, 279-316.
- 脇田浩二 1997. 「付加体と海洋プレート層序」『地球科学』51, 300-301.
- 山本慎次 2010. 「構造侵食作用—太平洋型造山運動論と大陸成長モデルへの新視点—」『地学雑誌』119, 6, 963-998.

Geological Significances of Accretion and Tectonic Erosion at Subduction Zone

KOIDE Yoshiyuki

Abstract

A plate boundary of subduction zone plays the most important role among 3 type boundaries. Japanese geologists had been concerned to reveal an accretionary mechanism at the subduction zone until 2010. Even though both functions of accretion and tectonic erosion occur, they are 25 % and 75 % respectively of all subduction area. Recently, it has been recognized that tectonic erosion is more important function than accretion. In this paper, the geological characteristics of accretion and geological significances of tectonic erosion at a subduction zone was reviewed.

Keywords: tectonic erosion, accretion, subduction zone, plate boundary

(こいで よしゆき 札幌学院大学人文学部教授 こども発達学科)