

## 島弧における付加体の形成と擾乱機構について

小 出 良 幸

---

### 要 旨

プレートテクトニクスが導入されてから、付加体が島弧を形成している重要な地質体であることが認識されてきた。付加体は、海洋プレートが沈み込むという圧縮場における短縮と厚化によって形成される。圧縮応力とそれに対応した堆積物の変形や変位、さらには続成作用にともなう岩石の物性変化が、沈み込み帯固有の付加作用を生む原因となる。付加作用は、海溝に近い側の浅所で起こるタービダイト層のはぎ取り、深部での海洋プレート層序の底付け、そして陸側での厚化の著しい巨大断層である序列外スラストに区分できる。本稿では、付加体で特徴的にみられるはぎ取り、底付け、序列外スラストの形成機構と、メランジュと呼ばれる擾乱機構が働いていることを示し、それらの概略をまとめた。

キーワード：付加体、はぎ取り、底付け、序列外スラスト、メランジュ

### I はじめに

付加体は、プレートテクトニクスにおいて構築されてきた重要な概念（モデル）である。単に概念だけでなく、現在形成中の付加体や過去に形成された付加体などで実証的な検証も進められ、その存在は地質学的に広く認められている。

付加体は、海洋プレートが海溝で沈み込むとき、沈み込まれるプレート（大陸プレートもしくは島弧プレート）に海洋プレートの上部の物質が構造的に複雑な付加をしていくことで形成されたものである。付加する物質は、陸側のプレートから由来したもの（主に陸源性の堆積物）と海洋プレートの上部、およびその上にたまった深海底堆積物（海洋プレート層序と呼ばれている）から構成されている。起源の違う物質が、付加体で構造的に混在させられることになる。

沈み込み帯はプレートが収斂するところなので、常に圧縮の力がかかる場となる。付加作用は継続する圧縮応力場で起こる。圧縮場の特性に応じた付加体固有の造構作用あるいは擾乱作用が働くことになる。このような付加体固有の作用を理解することは、沈み込み帯における地質現象解明に直結する。

付加体が継続的に形成されれば、すでにできていた古い付加体は陸側に押しやられる。日本列

島には、古い時代の付加体が帯状配列していることが、知られている。沈み込みが継続し付加体が増えると島弧が成熟していき、やがては大きく厚い地殻へと成長していくことになる。島弧には火成作用も起こり、大陸地殻の形成場という位置づけもなされ、大陸の起源を解明できる場となる。

日本列島は、さまざまな時代の付加体が形成され続けてきた場で、現在も形成中の付加体がある。日本は付加体の研究において地の利を得ていて、研究者も多く、世界的にも最先端の研究がなされている。

小出(2012)は、付加体の地質学的意義付けとその特徴の概要をまとめた。本稿はそれに継続するもので、付加体の形成メカニズムを中心に論じていく。形成メカニズムとは、形成過程で働く付加体固有の地質学的作用と、形成中や形成後に起こる擾乱機構のことである。

本研究は、2011年度札幌学院大学の研究促進奨励金(個人研究)「付加体における地層のシームレス記載手法の開発—南部四万十帯をモデルとして—」(SGU-S11-20200501)の援助を受けたものである。

## II 付加体とは

付加体は、島弧の形成そして成長プロセスにおいて、非常に重要な地質機構である。以下では、小出(2012)に基づき、付加体の地質学的意義とその特徴の概要をまとめておく。

### 1 テクトニクス

復元されたある地域の大地の形成履歴を、地質構造発達史と呼ぶ。地質構造発達史のうち、一般化され、どの地域のどの時代にも適用可能な運動様式や形成メカニズムを、テクトニクス(tectonics)と呼ぶ。ただし、実証されていない場合もあり、概念、モデル、仮説ととらえるべきものでもある。

地質学の進歩は、地質学的情報の量的増加だけでなく、質的变化も伴うものとなった。その質的变化とは、新しく見出されたテクトニクスのことで、大きな質的变化は、いわゆるパラダイム転換(paradigm shift)を起こすことになる(Kuhn, 1962)。

1960年以前は地向斜造山運動が主要なテクトニクスであった。地向斜造山運動は、主に陸域の地表情報に基づき構築されてきたが、必ずしも科学的根拠が確立されたものではなく、多分に概念的なものであった(都城, 1998)。1960年代後半になってプレートテクトニクス(Dewey and Bird, 1970; Dickinson, 1971; 1973)が、地向斜造山運動を転換した(Dewey et al., 1970)。プレートテクトニクスは、DSDP(Deep Sea Drilling Program), ODP(Ocean Drilling Program), IODP(Integrated Ocean Drilling Program)へとつづく深海掘削を中心とする海洋調査によって構築されてきた(Dick et al., 2006)。それまで陸域の情報に基づいていたが、膨大な海洋域の

情報が加わりパラダイム転換となった。

また、1990年代になると地震波トモグラフィとよばれる地球深部の3次元的物性表現手法が発展してきた。地震波トモグラフィによって、マントル対流の実態が可視化ができるようになってきた。その結果、プレートテクトニクスを内包したプルームテクトニクスという運動論へと発展してきた (Maruyama, 1994; Kumazawa and Maruyama, 1994)。

これはパラダイム転換ではなく、「通常科学」(Kuhn, 1962)の状態でありながら「模範」がより大きなものへと変わったのであろう。現在は、地球表層の運動はプレートテクトニクスで、地球内部の運動はプルームテクトニクスの枠組みで、詳細が検討されるようになってきた。

## 2 付加体の地質学的意義

プレートテクトニクスの重要課題のひとつとして、付加体の詳細解明がある (木村・木下編, 2009)。付加体とは、海洋プレートの沈み込みによって陸側のプレートに付加した地質体のことである。プレートテクトニクスで見出された海洋プレートの沈み込みは、マントル対流の下降流という意味合いだけでなく、海洋地殻上層部のはぎ取りに伴う付加作用が重要となる。はぎ取りは、一見すると少しの量的変化しかないが、長い距離、長い時間継続することによって、質的变化が起こることを付加体が示している。

付加体には、海洋プレートの一部、海洋プレートの上の深海底堆積物、陸から由来した堆積物など、起源の異なる岩石類が含まれている。プレートの沈み込みに伴って生じる距離の短縮や体積の圧縮によって、構成岩石は変位、破壊、変成などが起こって、乱された複雑な構造をもつことになる。構造は複雑であるが、規則的で似たような繰り返しがある。その規則性が、陸上に露出した過去の付加体の調査や海洋域における物理探査やボーリングなどの調査によって明らかになりつつある。

島弧下の火成活動、沈み込み帯深部での変成作用、大陸棚から大陸斜面や海溝での堆積作用、そして付加作用と島弧-海溝系における各種の固有の活動が起こる。付加体が形成される場合は、海溝から陸域の地下深部にかけて広範囲に及んでいる。付加体は、海溝付近に集められた陸起源と深海底起源の堆積物 (一部海洋地殻の火成岩を伴う) の付加作用と、その変形作用によって形成される。それらは、プレートテクトニクスで総合的に説明されつつある。

日本列島は、さまざまな時代の付加体から形成されている。世界各地と比べて決して露出がいいわけではないが、多数の地質学者の長年の努力の結果、付加体の認定や詳細な時代決定がなされてきた。「20万分の1日本シームレス地質図」(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2005)では、「付加コンプレックス」として付加体を多数識別するに至った。これは島弧の成長過程の実態を示したもので、非常に意義ある成果となっている。

日本列島を典型とする島弧は、古い付加体が帯状配列し、継続的に付加体が形成され成長してきた。付加体を巻き込んで起こる島弧固有の火成作用 (サブダクションファクトリー) や変成作

用が、大陸地殻に導く可能性が指摘されている (巽, 2003; Tatsumi and Stern, 2006; Tatsumi and Takahashi, 2006)。島弧の成因は、大陸形成の解明に直結する可能性がある。付加体は、テクトニクスだけでなく、地質学においても非常に重要な概念であり、作用であると位置づけられる。

### 3 付加体の特徴

プレートテクトニクスにおいて、剛性をもつプレート (リソスフェア) が地球表層を覆い、水平移動することが重要な運動モデルとなる。

プレートは、地殻とマントルからなり、地殻の種類に基づいて大陸プレートと海洋プレートに分けられる。大陸プレートは大陸地殻で特徴づけられ、大陸地殻は密度が小さい花崗岩 (正確にはトーナル岩) を主成分とし、花崗岩の変成岩や花崗岩起源の堆積岩へと姿を変えたものを副成分とする。海洋プレートは、海嶺で形成された密度の大きい海洋地殻で特徴づけられ、玄武岩およびその深成岩からなる。海洋プレートは、海底を移動しながら冷却され、海溝でマントルに沈み込んで対流の下降流となっていく (Stein and Stein, 1992)。

沈み込み帯は、圧縮 (堆積物の付加, 海洋地殻のはぎ取り), 変成 (低温高圧条件の変成作用), 破碎・断裂 (地震), 溶融 (島弧の火山活動) など, 非常に複雑な作用が起こる場となる。なかでも、圧縮による堆積物の付加や海洋地殻のはぎ取りは、沈み込み帯における付加体の形成において、重要な作用となる。

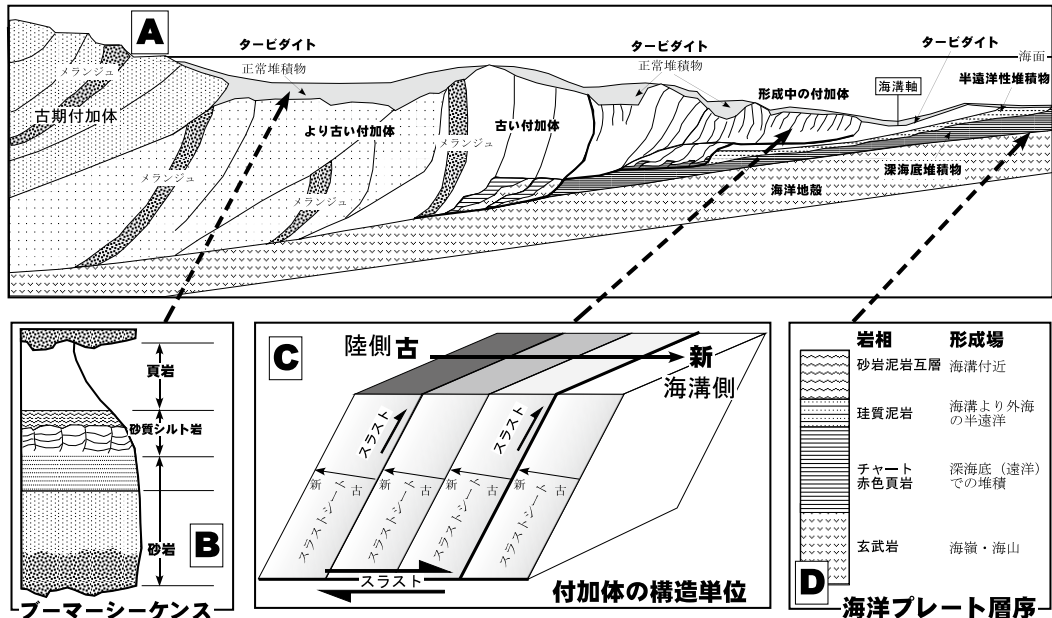


図1 付加体の概要

付加体の全容を示したもの (A) で、その中で特徴的な部分を示した。タービダイトで形成される典型的な堆積層の構造であるブーマーシーケンス (B), 付加体の内部構造の模式図 (C), 典型的な海洋プレート層序 (D) を示した。詳細は小出 (2012) を参照。

付加体では、衝上断層 (スラスト, thrust) が重要な役割を果たす。スラストとは、低角度の断層で、上盤側の地質体が下盤側に対してずり上がるように移動するものをいう。断層の両側の地質体では距離の短縮がおこるため、圧縮場できるものである。圧縮が継続する場合、連続したスラストの形成が起こる。付加体では、海溝に向かってずり上がるスラストが多数形成されることになる。

付加体は、スラストによって境されるシート状の地質体 (スラストシート, thrust sheet) が基本的構成要素となっている。スラストシートは、海溝に堆積した砂岩泥岩互層の整然とした堆積層 (タービダイト) を主として (図 1 B), 海洋プレート層序 (後述) も伴われることがある。

付加体は、外側へ向いた構造、スラストシート内の陸側上位、スラストシート全体で海側上位という矛盾した構造が特徴となる (小川・久保, 2005)。外に向いた特徴的な構造とは、逆断層や非対称な形態をもつ褶曲などである。横倒し褶曲の軸面や衝上断層面が海側に向かって倒れていることである。スラストシートの境界は、低角度の衝上断層である。

スラストシート内の堆積物は、上位が新しくなっているのに対して、スラストシート全体の形成年代は、海溝側に向かって新しくなっていく。付加体は通常の堆積作用の場の産物ではないことを示している。

付加体の内部では、さまざまな程度の構造的変形作用をうけ、複雑な褶曲をしたり、断層によって切れ、最終的には初生の構造を全く持たないメランジュに至るまで、多様なものが形成される (図 1 A)。付加体の認定や地質構造の復元は非常に困難な作業となる。

そのような複雑な地質体が付加体であることを厳密に検証するためには、スラストシート (内部は陸側が新しい) の並びが、外側 (海側) に次第に若くなることを示すことになる (図 1 C)。そのためには微化石による年代決定によって示さなければならない。深海底堆積物のチャートは微化石の集物合で、赤色頁岩には微化石を含むこともあり、年代決定するために有効である。年代決定は困難な作業を伴うが、詳細な地質調査によって、その検証は各地でなされ実証されてきた。

通常の堆積物、堆積作用ではないが、沈み込み帯という特殊な形成場で、共通の特異性をもった付加体が実在し、その詳細解明によって沈み込み帯での地質作用から島弧の形成、発展、大陸地殻への成長へという解明が進むことになる。

#### 4 付加体の構成

付加体の構成要素は、海洋プレートも含めて海底で形成されたもので「海洋プレート層序 (oceanic plate stratigraphy)」 (図 1 D) と呼ばれている (Isozaki et al., 1990; Matsuda and Isozaki, 1991; 脇田, 1997)。海洋プレート層序は、海洋地殻とその上の深海底堆積物、海溝付近にもたらされた陸源物質から構成される。

海洋プレートの主体は、中央海嶺での火成作用で形成された岩石からできている。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碎屑物（水中火砕堆積物）からなる。海嶺で形成された玄武岩は世界各地の海底から掘削され、その岩石の化学的性質は、非常に均質であることが知られている（Klein, 2003）ため、認定は可能である。

海洋プレートとして中央海嶺から海底を移動していくにつれて、その上に深海底堆積物がゆっくりと堆積していく。深海底堆積物は、遠洋域の生物遺骸起源のチャートと遠洋深海性石灰岩が主なものである。生物遺骸起源の深海底堆積物をウーズ（ooze）と総称し、石灰質のものを石灰質軟泥、珪質のものを珪質軟泥とよんでいる。石灰質軟泥は炭酸塩補償深度（一定の深度になると溶解する）のため溶けることが多く、付加体でみられる生物起源の深海底堆積物は、珪質軟泥が固結したチャートが圧倒的に多くなる。

量は少ないが、海洋域にも陸源の微粒子（粒径 $2\mu\text{m}$ 以下）からなる深海粘土や赤色粘土が定期的に供給され、チャートには粘土層が挟在され層状になる。

海洋プレートが沈み込み帯（海溝）に近づいてくると、陸から由来した物質が加わり深海底の堆積物と陸源の堆積物の混合した珪質泥岩（半遠洋性堆積物）ができる。

さらに海洋プレートが陸に近づいてくると、陸源の堆積物の量が増え、やがて陸源碎屑物だけからできた堆積物が厚く堆積する。陸源碎屑性堆積物は、陸地の岩石が大陸棚域に堆積したものが、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、水中で堆積物を主体とする重力流で、傾斜があるかぎり流動するので、長距離を移動する。混濁流による堆積物は、タービダイト（turbidite）と呼ばれる。混濁流によってできたタービダイトは、同じメカニズムによって形成されるため、類似した特性をもつブーマシーケンス（Bouma sequence）という堆積構造（図1B）をもつ（Bouma, 1962）ことがわかっている。ただし、図で示したものは典型的なものであって、場所によって欠損や一部だけが厚くなるなどの多様性が大きい。

タービダイトが繰り返し堆積したものは、正常堆積物、整然層やコヒーレント（coherent）層などとも呼ばれる。タービダイトは、海洋プレート層序の最上部であるが、海洋プレート上だけでなく、島弧側プレートから連続する堆積物であるため、プレート境界にまたがって形成されることになる。

海洋プレート層序を構成する岩石類は、それぞれが違った起源をもったものが、一連の層序をもって積み重なっていることになる。いろいろな時代において、あるいは現在の各地の沈み込み帯で、類似の海洋プレート層序が存在することは、沈み込み帯で起こる付加作用が普遍的であることを意味している。

### Ⅲ 付加機構

付加体における特徴的な形成機構として、はぎ取り、底づけ、序列外スラストの3つの作用がある。以下で、これら3つの作用を中心に、付加体におけるメカニズムを総合的にまとめていく。

## 1 付加体の主要な機構

付加体の構成物は、上述のような海洋プレート層序である。海洋プレート層序が付加体を形成するとき、さまざまな程度の乱れが起こる。その乱され方も、デタラメではなく、規則性が見出されつつある (木村・木下編, 2009)。

規則性は、沈み込み帯が圧縮の場となっていることに起因している。島弧側のプレートの下に海洋プレートが沈み込むとき、島弧プレートは押されて水平の圧縮が、海洋プレートには水平に近いが沈み込む分、やや下向きの圧縮力が働く。このずれた圧縮応力とそれに対応した堆積物の変形や変位、さらには続成作用にともなう岩石の物性変化が、沈み込み帯固有の付加作用を生む原因となる。

付加体の主な作用を分類していくと、海溝に近い側の浅所で起こるタービダイト層の「はぎ取り」、深部での海洋プレート層序の「底付け」、そして陸側での著しい厚化を示す巨大な「序列外スラスト (out-of-sequence thrust)」の3つに区分できる。

海洋プレート層序の最上部でもあり島弧プレートの最前線にもあたるタービダイト層は、海溝での海洋プレートの沈み込み時に付加 (はぎ取り) していく。はぎ取られたスラストシートは、すでにはぎ取られたスラストシートの下盤側に新しく付け加えられていく。この繰り返しが付加体の浅所における基本的な形成機構となる。

圧縮によって深部でも付加作用が起こるのだが、浅部のはぎ取りよりも内陸側で起こる。深部に沈み込んだ海洋プレート層序が、浅部ではぎ取られた付加体の下部に付け加って (底付け) いく。この作用も繰り返し起こることで付加体を成長させていく。

さらに内陸部では、圧縮によって厚化作用 (序列外スラスト) が起こる。序列外スラストは、付加体の一番内陸側でおこる作用で、それ以前に形成された構造を切って新たにできるスラストである (Morley, 1988)。圧縮場における付加作用なので、付加体をもっと厚くしていくメカニズムとなる。はぎ取りと底付けでは多数のスラストが形成されるが、規則的に順序だつて並列して形成されていく。序列外スラストに対して、規則的に順序だつたスラストを序列内スラスト (in-sequence thrust) と呼ぶこともある。

一連の圧縮場で形成される、はぎ取り、底づけ、序列外スラストは、条件や場所が変わることで、見かけの全く違った体系となることを示している。これらの3つの付加作用は、概念としてわかりよいものではあるが、その実態と詳細は必ずしも解明されていないし、陸地に分布する付加体と形成中の海域の付加体との対応関係の検証も十分とはいえない。ただ近年、海洋調査船による海域の付加体の詳細な地震探査やボーリングがおこなわれ、少しずつ実態が明らかになりつつある。

## 2 はぎ取り

海洋プレートの沈み込みの角度は、東北地域では40～50°ほどだが、伊豆-小笠原地域ではも

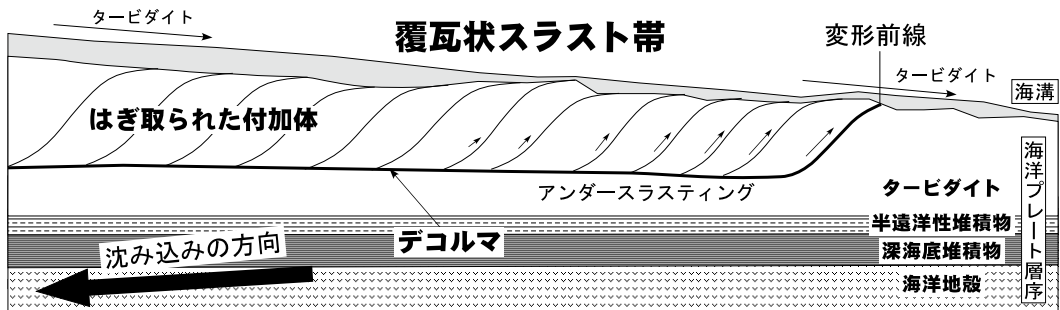


図2 付加体におけるはぎ取り

付加体におけるはぎ取りの仕組みを示したもの。海洋プレートが左方向に沈み込む海洋プレート上部にたまったタービダイト層が圧縮で短縮していく。その時スラストが形成（変形前線）される。沈み込みが継続するので、海溝側に繰り返しスラストが形成され、覆瓦状スラスト帯によるはぎ取られた付加体ができる。はぎ取られた付加体の底にはデコルマと呼ばれる低角度のスラストが形成され、海洋プレート層序は沈み込みを続ける（アンダースラストイング）。

っと高角度になっている。高角の沈み込み帯においても、沈み込みのはじまり（海溝軸付近）は、比較的low角度で起こる。つまり沈み込みは、低角度での圧縮場で始まることになる。沈み込みのはじまりは、陸側プレートの最前線となる。開始部では先端が海底に現れるような浅いところにスラストが形成される。このもっとも海溝側のスラストの位置を変形前線と呼ぶ。

変形前線は、海洋プレートの沈み込みによって、つぎつぎと海溝側に新たに形成されていく。変形前線より陸側では、スラストによって堆積物が短縮されるとともに厚さを増やしていくことになる。ただし、スラストの変位は時間とともに変化する。距離の短縮効果が大きい海溝側で、新規にスラストが形成され、大きな変位を生じる。新たなスラストがより海溝側に形成されると、陸側の古いスラストの活動は、順次低下していく。すでにあるスラストでは短縮効果が減少すること、脱水作用や圧密によって堆積物の物性変化で摩擦が大きくなることなどによる。

海洋プレート層序最上部のタービダイト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なっていく。これが、海洋プレート層序のはぎ取り作用（off scraping）となる（図2）。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の境界の最前線にあたる。

ひとつひとつのスラストは、直線的ではなく両端がより低角度になり、伸びたS字状になる。S字状のスラストは、上盤側の古い断層や地層をもちあげて、背負うようにみえることから、ピギーバック型スラスト（piggyback thrust, おんぶ衝上断層）と呼ばれることもある。また、スラストシートの形状は、扇子を少し開いたような形から覆瓦状ファン（imbricated fan）と呼ばれる。

次々と形成されるスラストによってできるスラストシートは、方向がそろい、同じような構造の繰り返しとなる。全体をみると、スラストシートが瓦を並べたような形状になることから、覆



瓦状スラスト帯あるいは覆瓦衝上断層帯 (imbricate thrust zone) と呼ばれている。

スラスト下部はより底角で水平に近くなり、スラスト同士が連続して、覆瓦状スラスト帯の底でひとつの大きな面を構成する断層となる。この断層は、水平に近いもので、デコルマ (decollement) と呼ばれる。デコルマは、断層で摩擦が小さく、圧縮を受けても上からの荷重をうけることなく、水平にすべっていく。デコルマをアンダースラストイング (under thrusting) と呼ぶこともある。デコルマの形成によって、よりプレートの圧縮の効果が大きくなる。

一方、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。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。これが海洋プレートの沈み込みの運動となる。デコルマは、陸側のプレートと海洋プレートの境界となる。

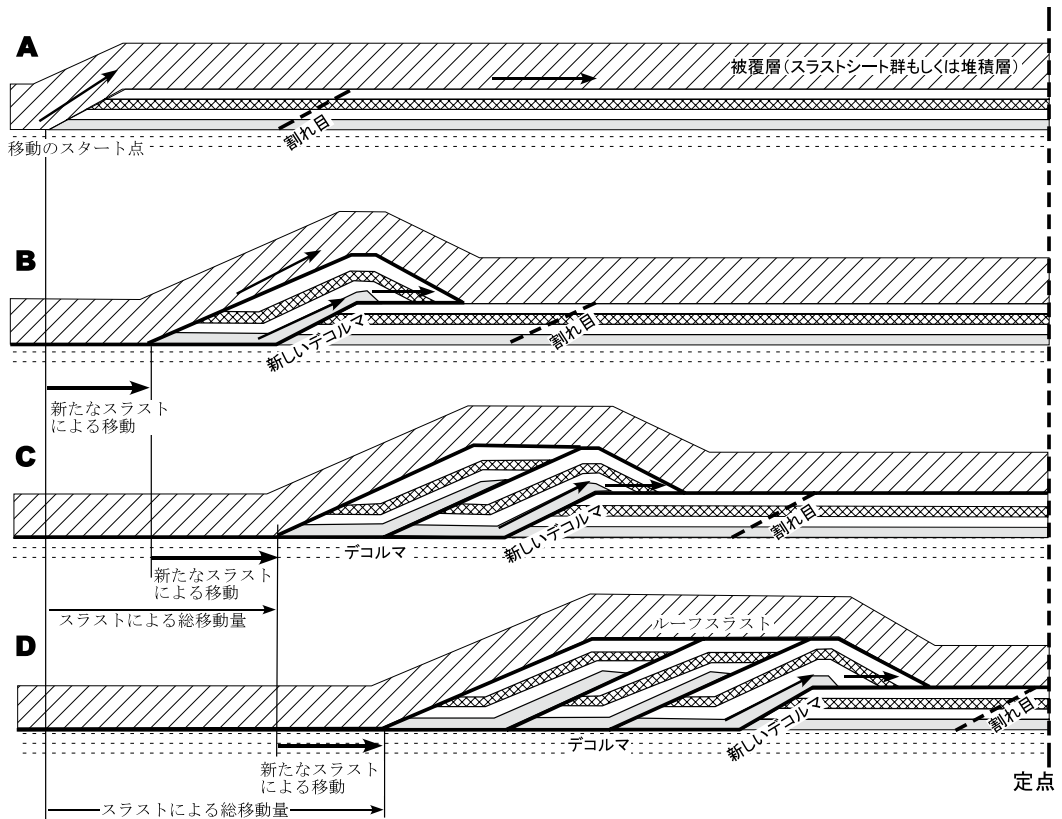


図3 デュプレックスの形成過程

付加体の深部では、海洋プレート層序の中に物性の違う滑りやすい面 (割れ目) ができ、それがスラストとして活動し、新しいスラストシートを形成していく。A, B, C, Dの順に付加体形成のステージが進んでいく。上のスラストシート (はぎ取られた付加体) の下に底付けされていく。スラストがデコルマとして活動を続けると物性が変化し、新しい弱線 (割れ目) が海側に形成される。そこに新しいデコルマが活動をはじめると、この繰り返しによって、底付けされた付加体が形成されながら、海洋プレートに対して相対的に海側に向かって進んでいくことになる (Boyer and Eliotte, 1982)。

はぎ取りは、現生の海底下で起こっていることが、地震波の探査によって多数の覆瓦状スラストの存在からも確認されている(例えば木村, 2002 など)。また、陸上の古い付加体においても、スラストが非常に規則的に形成されるので、その認定もしやすい。

### 3 底づけ

デコルマより下のアンダースラストしている地層は、タービダイトであることが多い。タービダイトには堆積物中の水分が多いため滑りやすく、デコルマの運動が起こりやすい。デコルマの下のタービダイトや半遠洋性堆積物、深海底堆積物などは、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、深部でさらに付加作用が起こる。

覆瓦状スラスト帯の形成によって堆積物としての厚みの増した付加体は、デコルマ下部への圧力を増すことになる。昇圧によって圧密作用が進み、堆積物の物性変化が起こる。水分が抜け密度が大きく硬くなった堆積物では、塑性が増し破壊されやすい条件が、デコルマより深部に移っていく。新たな割れ目が、変形を受けてない海洋プレート層序内に形成されることになる。それが深部での付加作用の新たなスタートとなる。

新たに海洋プレート層序の中に形成された割れ目は、圧縮によってスラストが形成される。スラストで持ち上げられたシート(海洋プレート層序の一部)は圧縮されつつ、すでにあったスラストシートを持ち上げていく。スラストはつぎつぎと海側に前進しながら形成されていく(図3)。スラストシートは、新しいデコルマ(スラスト)によって境された馬の首に似ていることからホース(horse)と呼ばれ、ホースも覆瓦状に配列している(Boyer and Elliotte, 1982; 村田, 1988)。

はぎ取られた付加体の深部に新たに付加体ができることを底づけ(under plating)と呼ぶ。深部のデコルマは、上位のものとは、違った形成メカニズムによってできたものである。覆瓦状ス

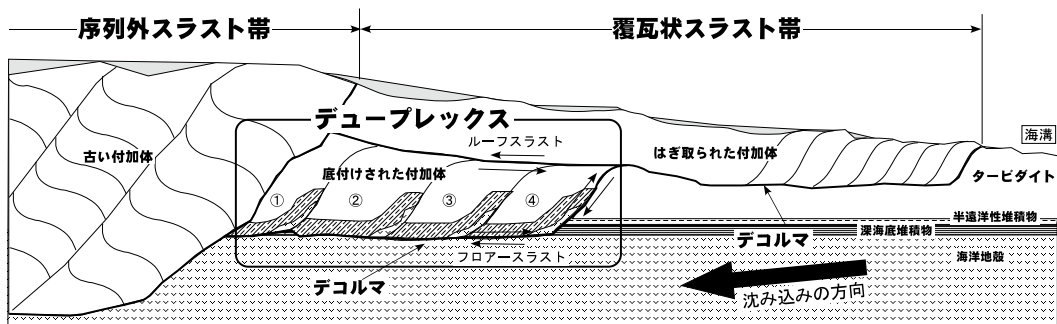


図4 付加体における底付け

付加体より深部では、性質の違った新たなデコルマができる。ここでも付加体のスラストシートの形成年代が新しいものほど下位に位置するというメカニズムが働く。スラストシートは④が新しく、③、②、①へと古くなっていく。はぎ取られた付加体の下に底付けされた付加体が付加したデュープレックス構造が形成されていく。海洋プレートの沈み込みに伴う圧縮作用によって、付加体の厚化が起こる。

ラスト帯の下に、底づけによる新たな付加体が形成されていくことになる (図4)。

底づけされていく付加体のスラストは、上はルーフスラスト (roof thrust) と呼ばれ、下のスラストは新しいデコルマでフロアスラスト (floor thrust) と呼ばれる。圧縮によって底づけされた付加体ができ、付加体が重複していくデュプレックス (duplex) 構造となる。デュプレックスにより、付加体が短縮されるとともに厚くなり、成長するメカニズムともいえる。

デュプレックスは、圧縮によって形成される複雑な地質構造である。形成場所が深部であるため、現生の海洋底における地震波探査による確認やシミュレーションによる復元がなされている。

陸上で過去のデュプレックスを検証するには、スラストシート中にタービダイト以外の海洋プレート層序の構成物があれば、それを手がかりにスラストシートを見分け区分することが可能となる (例えば Hashimoto and Kimura, 1999 など)。もしタービダイトのみのデュプレックスであれば、検証にはいくつかの仮定が必要になる。まず、理想的な地層への圧縮、付加のモデルを仮定して、そこから推定されるスラストの両側の地層の年代や地質構造を推定しておく。そして、野外の露頭から得られたスラストの両側の地層の構造や年代を比較し、広域にその構造を追跡していったら、デュプレックスであったかどうかを決めていくことになる。かなり手間のかかる手続きが必要となる。

#### 4 序列外スラスト

新しいスラストができるたびに圧縮が起こり、古いスラストシートは持ち上げられる。古いスラスト群は度重なる圧縮により、高角度の断層になっていくことになる。内陸部になっても圧縮の力がかかり続け、陸側にすでにできた付加体も、さらに圧縮される。新しくできるスラストは、圧縮による低角度の逆断層ではあるが、古い付加体の内部の構造とは無関係に、海側にあった各種のスラストを切るように、次々と形成されていく。スラストは大きな変位で巨大なものとなる。

このようなスラストは、現世の海底の地震波探査によっても認識されてきた (加賀美ほか, 1983)。以前に形成された構造をさらに30~40°に傾け、繰り返しできることで付加体を厚層化させるとされている。これらのスラストは、付加体を重複させているので、多重階層デコルマなどと呼ばれたこともある (加賀美ほか, 1983) が、今では序列外スラスト (out-of-sequence thrust) と呼ばれている (Morley, 1988; 木村, 1998a; 1998b)。

実際の海底でも序列外スラストは、各地で発見されている (例えば 芦ほか, 1999 など)。序列外スラストは、圧縮作用によって繰り返し起こるため、巨大スラスト帯を形成することとなる (図5)。

序列外スラストは、付加体の厚化だけでなく、海底面での大陸斜面の堆積盆を形成し、発達させ、付加体の上昇、そして地震発生、流体の流路などの役割を果たしていると考えられている (Moore and Vrolijk, 1992)。

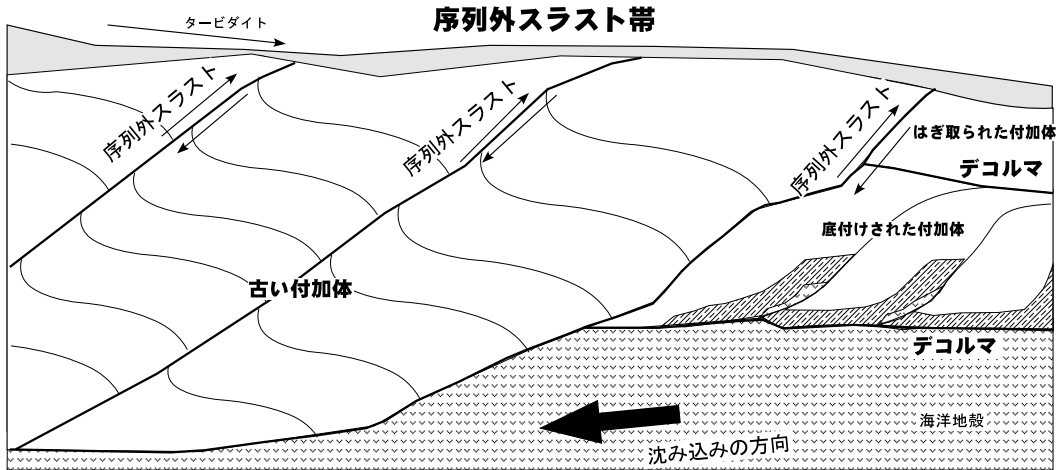


図5 序列外スラスト帯の形成

はぎ取られた付加体や底付けされた付加体は、もともと底角のスラストからはじまったものだが、活動が終わると、圧縮作用と厚化作用によって高角度の構造を持つようになっている。内陸部では圧縮作用により、活動を終えた付加体の内部に再度低角度のスラストができる。これは以前にあったスラストの序列とはまったく関係のないスラスト(序列外スラスト)となる。スラストは繰り返し形成され序列外スラスト帯となり付加体が更に厚化していく。

## 5 検証と復元

上で述べた付加体で特徴的にみられる構造は、あくまでも理想的な形成メカニズムにもとづくもので、野外で見極めることが困難な場合も多い。しかし、付加体を復元するためには、野外調査でスラストが、はぎ取り、底付け、それとも序列外スラストに属するのかを認定しなければならない。

はぎ取りによってできた付加体は、スラストの形成が非常に規則的であり、タービダイト層内で起こり、整然層とも漸移することなどから、比較的認定しやすい。

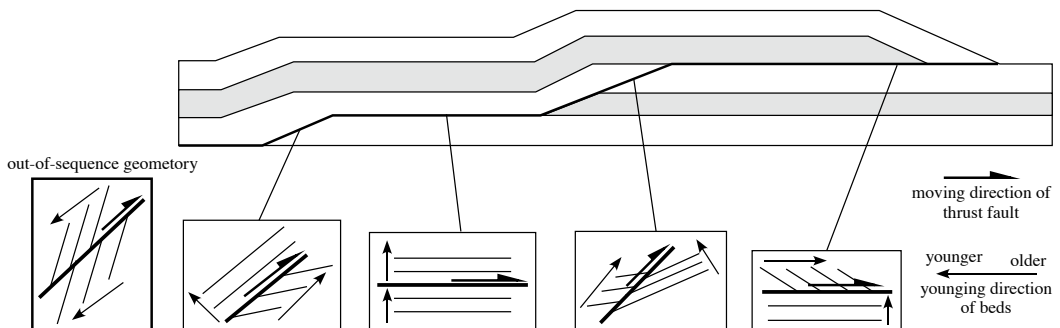


図6 スラスト認定の基準

あるデュープレックスを想定すると(スラストの移動方向),すでにあった地層の並び(地層の形成年代)と構造(地層の傾き)がデュープレックスの場所によって変わってくることを模式的に示している(Morley, 1988)。この関係を手がかりにデュープレックスを野外で見られる古い付加体に適用できる。

序列外スラストは、付加体形成の最後期にできるもので、大規模なものが多く、前にできている構造と無関係にできることも特徴となる。大きな断層なので、海底の探査からもみつがっている(木村, 2002)し、陸上の過去の付加体の中でも見つがっている(木村, 1998a)。ただし、実際に見極めるのはそれなりに困難ではあるが、構造的な関係と活動年代の対比、地温構造との関係などから認定できるとされている(木村, 1998)。

デュープレックスには、タービダイトや半遠洋性堆積物、深海底堆積物、時には海洋地殻も取り込まれることがある。陸上で過去のデュープレックスを検証するには、スラストシート内に特徴的な海洋プレート層序の構成物があり、繰り返していれば、それを根拠に認識することが可能である。

半遠洋性堆積物や深海底堆積物が、デュープレックスに定常的に取り込まれるのか(本稿に図ではそのように示した)。それとも物性の違いによってもう少し深部の海洋地殻をも取り込むのか。そもそもデュープレックスに、本当にタービダイト以外の海洋プレート層序のはぎ取りが定常的に起こっているのかどうかも定かではない。

もしタービダイトのみからなるデュープレックスがあれば、認定できるのだろうか。いくつかの仮定が必要になるが、検証は可能である。断層(スラスト, デコルマ)を境にした両側の地層の初生の上下関係と地層と断層のなす角度を手がかりに見極めようとするものである(Morley, 1988)。理想的な地層への圧縮、付加のモデルを仮定して、そこから推定されるスラストの両側の地層の年代や地質構造を推定しておく(図6)。そして、野外の露頭から得られたスラストの両側の地層の構造や年代を比較し、広域にその構造を追跡して行って、デュープレックスであったかどうかを決めていくことになる。

底付けは、物性変化によって一つの条件のところで起こるのか、深部の違ったいくつかの条件で起こるのか。デュープレックスは一段が基本なのか、何段もできることもあるのか。もし一段のデュープレックスだとすると、深海底堆積物や海洋地殻が取り込まれる時(稀にしかない)と取り込まれない時(よくある)の違いは何に由来するのか、二段やそれ以上のデュープレックスがあったとしても、序列外スラストで重なったものが、野外において認定は可能なのか。

いろいろな課題が残されているが、その課題解決こそが、付加体あるいは島弧、沈み込み帯の地質の重要性を明らかにすることであろう(小川, 2010)。

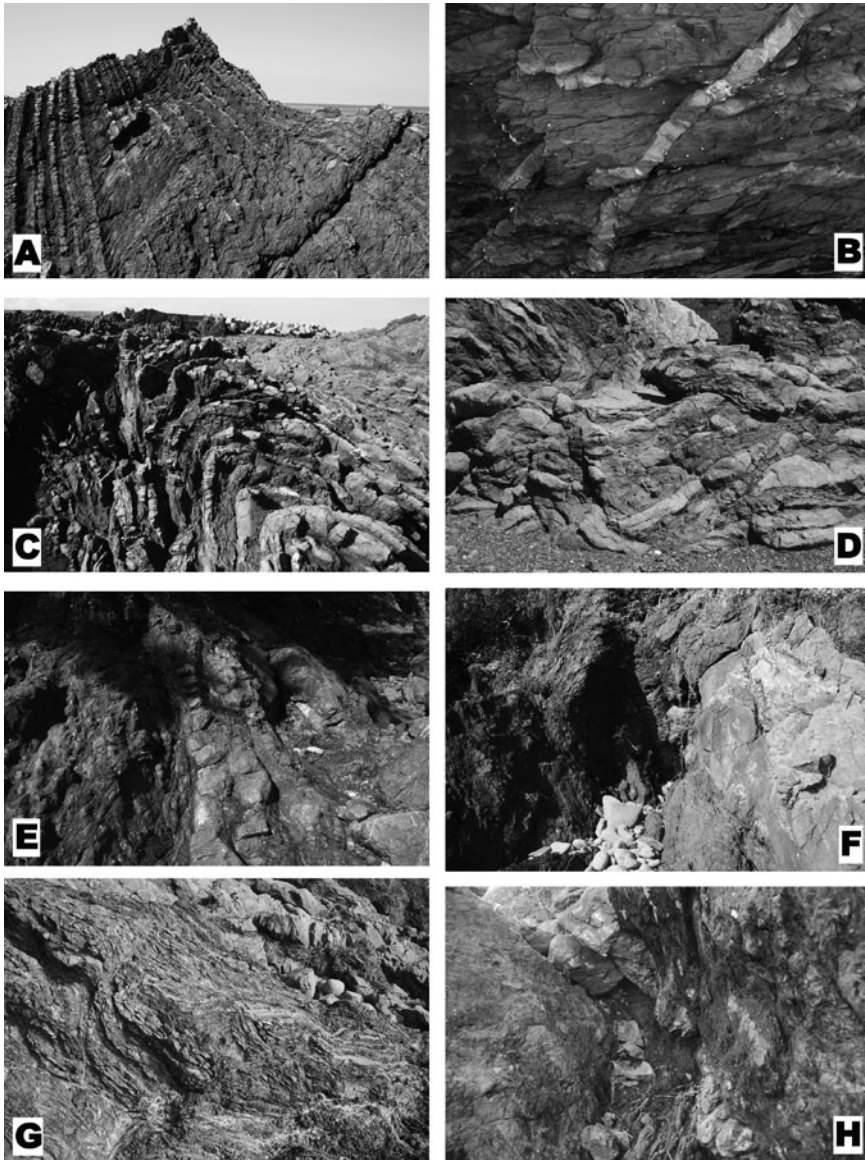


図7 付加体の擾乱のさまざまな産状

付加体の擾乱状況を示した露頭写真。写真A：タービダイトの整然層。下から右上に向かって砂岩岩脈（黒い影ができていているところ）が貫入している（高知県室戸市元行頭岬）。写真B：泥岩の中の砂岩岩脈（高知県室戸市元行頭岬）。写真C：未固結の岩石が割れることなく褶曲されたスランプ構造（高知県室戸市元行頭岬）。写真D：タービダイトの産状を残しているが断層による剪断が激しい部分（高知県土佐市宇佐町竜，横浪メランジュ）。写真E：泥岩の基質中に層状チャートと赤色頁岩のブロックが取り込まれているメランジュ（高知県土佐市宇佐町竜，横浪メランジュ）。写真F：整然層の砂岩（右）とメランジュ（左）の境界（高知県土佐市宇佐町竜，横浪メランジュ）。写真G：メランジュ中の激しい剪断を受けた泥岩。（高知県高岡郡中土佐町久礼，久礼メランジュ）。写真H：破碎や剪断の激しいメランジュ。激しい変形帯は右も更に上盤側になる（写真の外）。左が玄武岩ブロックで，玄武岩より左側（下盤側，写真の外）に鉱物脈濃集がありシュードタキライトが多く見られる（高知県高岡郡四万十町小鶴津，興津メランジュ）。

## IV 擾乱機構：メランジュ

付加体は、多数のスラストによって形成される。そのため、付加体形成自体が、海洋プレート層序の擾乱過程とみなせる。付加体の内部には、付加機構によって特有の地質構造が形成され、時には規則的な変位体系をもつ。ただし、これは抽象化された機構からみたもので、実際の付加体内部は、岩石の物性や応力場の偏在などから、規則性が明瞭でない場合も多い。

以下では、付加体における擾乱の主要なメカニズムをみていく。

### 1 基本的擾乱メカニズム

付加体が形成される沈み込み帯は、常に圧縮の場として力がかかっているところである。しかし、その作用の程度はさまざまである。

海底表層で形成された整然としたタービダイト層でみていくと、擾乱の程度の差がよくわかる(図7)。タービダイト層の層序をそのまま保ちながら保存されていることもある(図7A)。

砂岩泥岩が互層する整然とした地層が、同じ圧縮場に置かれても、物性の違いによって異なった挙動をすることがある。泥岩は変形することなく流動し、砂岩が割れたりちぎれたりしてソーセージ状(ブーディン, boudin)になることがある。また、砂層に間隙水が多く、地震などが起こり地層が割れると、砂だけが液化化が起こり、砂岩の岩脈を形成すること(サンドダイク, sand dyke)として地層中に残る(図7B)がある。堆積物が完全に固結することのない状態で圧縮作用がおこると、地層は破壊することなく曲がりくねる(褶曲やスランプ)こともある(図7C)。圧縮場の変位の激しい部では、変形だけでなく破碎、断裂などが起こることもある(図7D, 7G)。

このように同じタービダイトという堆積物であっても、違った条件におかれれば、さまざまな程度の擾乱が起こっていることがわかる。もちろん、上述した海洋プレート層序の深海底粘土、層状チャート、玄武岩などを取り込んだスラストシートも各所でみられる(図7E)。したがって物性的には、より複雑さを増す。深部になると圧力が増加するが、沈み込みよる横方向の圧縮もかかる場でもある。そしてスラストができるたび、圧縮の圧力は一時的に開放される。圧力分布は非常に複雑になっていく。

岩石が部分的に融けるほどの高温になっている場合(図7H)もあることがわかってきた(坂口2003)。付加体内の温度も、実は多様であった。

付加体には、もともとの層序を残さないような、さらに激しい擾乱帯がよくみられる。そのような擾乱としてメランジュがある。

### 2 メランジュの定義

メランジュ(mélange)は、フランス語を由来とし、「メランジュ」とカタカナ書きされるこ

とが多い。日本語では混在岩、混在岩相、乱雑相などという岩石名、岩相名を用いることもある。メランジュは、「メランジェ」や「メランジ」とも表記されることがあるが、フランス語の発音では、「メランジュ」に近く、カタカナではメランジュと書くほうがいいとされている（小川・久保 2005）。

メランジュは、フランスでは19世紀初頭に（Brogniart, 1813）、ウェールズで1919年にすでに使用されていた（村田, 2000）。アメリカのサンフランシスコの北にあるフランシスカン帯などで見つかる乱雑な構造が、沈み込み帯を特徴づけるとされたこと（Hsu, 1968）から有名になった。

メランジュは一般には、その成因を問わず、産状に対して付けられた名称である。規則性のある構造を持たない乱雑な産状となる地質体である。ただし、硬い岩石が柔らかい基質に取り囲まれた状態をもっていること、スケールはさまざまなものがあることが特徴となる。

Raymond (1984) は、メランジュとは、

- ・堆積構造をもたない
- ・地層としての連続性がない
- ・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
- ・2万4000分の1のスケールで描きうる規模

のものとした。この定義が、現在もほぼ踏襲されている。

メランジュの認定として、基質の中に不規則に多数の外来ブロックがあることが重要で、このような産状を block in matrix と呼んでいる。ブロックには、砂岩などの単一の種類だけからなるもの（図7G）や、玄武岩類、石灰岩、チャート、砂岩泥岩互層など多様な種類からなるもの（図7E）もある。また岩塊のサイズも、数mmから数km以上まで多様である。ブロックが、基質の泥岩と同じ場で同時期に堆積したものや、全く異質な外来のものもある。

また、2万4000分の1のスケールの意味するところは、当時のヨーロッパの詳細な地質図の縮尺にあわせたもので（河合, 1972）、地質図に表現できるサイズの地質体について用いるということである。現在の地質図のスケールは、2万5000分の1や5万0000分の1などの地質図で、数10m～100m程度であれメランジュとして表現可能となる。メランジュにおけるサイズは恣意的なものである。

メランジュは、付加体の内部や海底などさまざまな場所で形成されることが知られ（Cowan, 1985）、その成因には多様なものがあることがわかってきた。しかし、すべてのメランジュで成因が解明されているわけではなく、調べられていても成因が明らかでないものもある。そのため、現在では、メランジュを用いる場合、その成因は問わず、産状のみを示すものとして広義に用いられている。

メランジュという地質体は、付加体を特徴付けるものでもあるが、必ずしも厳密に定義され、統一されて使用されているとは限らない。



### 3 メランジュの多様性

メランジュで成因や起源が明らかな場合は、専用の術語が使われている。よく使われるものとして、造構性メランジュ、蛇紋岩メランジュ、ダイアピリックメランジュ、オリストストロームなどがあるが、必ずしも定義がさだまっていないものもある。

#### 造構性メランジュ (テクトニックメランジュ)

造構 (地質構造をつくる) 運動で形成されたメランジュをいう。造構運動のうち断層によって形成されることが多い。大きな断層では断層破砕帯が形成される。断層破砕帯では、より粘性の大きい層で角礫化し、粘性の小さい層が砂粒化して混合していく。断層破砕帯の規模が大きければ、メランジュの産状となっていく。プレートの沈み込み帯に形成されるデコルマが、メランジュとなったとする考えもある (狩野, 1998) が、実態は必ずしもよくわかっていない。

造構性メランジュは、大きな断層が形成される場所では、どこもでできる可能性がある。通常の断層では、剪断を受けると岩石がもろくなり、繰り返し同じ場所が運動し剪断が集中する。断層がより発達していくことになる。一方、付加体の中の断層は、剪断を受けて変位していくとき、剪断面が硬くなることが特徴である。硬化は、間隙水の多い未固結の堆積物において、圧縮場での剪断による脱水で促進されていく。つまり付加体の造構性メランジュの剪断面は、明瞭に保存されることになる。剪断面を充填する鉱物脈が普遍的に見られる。

序列外スラストのような固化した堆積物内部に形成される断層であれば、メランジュを形成する可能性がある。ただし、造構性メランジュはひとつの断層よりはるかに規模の大きなものである。

#### 蛇紋岩メランジュ

造構性メランジュの一種でもあるが、基質が蛇紋岩になっているメランジュをいう。蛇紋岩は、カンラン岩が水と反応して蛇紋石が形成されてできる。カンラン岩が激しい構造作用を受けるような場で形成される。カンラン岩はマントルを構成している岩石なので、蛇紋岩の形成は稀なことになるが、カンラン岩が激しい造山運動で地表付近まで持ち上げられたところでは、蛇紋岩ができやすい。いったん蛇紋岩ができると、密度や粘性が小さくなり、流動性が大きくなる。構造線にそって供給された水に応じた量の蛇紋岩が移動する。蛇紋岩の移動に伴って、上昇路周辺の岩塊を取り込み、メランジュとなることがある。岩塊には、深部で形成された高圧変成岩も含まれているため、蛇紋岩メランジュのはじまりは深部に達していると考えられる。大きな構造線にそって産することもあり、造構性メランジュの一種ともみなせる。

現世の付加体の中で蛇紋岩の上昇は各地で形成されていることが確認されている (藤岡, 2012)。また、蛇紋岩メランジュが付加体にできていることも各地で知られている (例えば、木戸ほか, 2003など)。付加体での蛇紋岩メランジュの地質学的位置づけは、必ずしもよくわかって

いない。

### ダイアピリックメランジュ

未固結の堆積物などが、岩石中を流動して移動したものをダイアピル (diapir) と呼ぶ。密度の小さい流動性の大きい岩塩が、浮力によって上昇してきてドーム状の塊がダイアピルを形成しているのはよく知られている。ダイアピルは、流動性の大きなものが移動していき、最終的に上部の溜まりやすいところ (弱線や表層など) に絞り出されることになる。そのため、ダイアピルの上部は、丸い形の円頂丘状の地質構造となる。

付加体では、泥が流動化しダイアピルとなってメランジュが形成される。地震などをきっかけにして、密度の違いや、間隙水圧の違いによって泥岩が上の地層を突き抜けていく。規模の小さいものは岩脈状になるが、大きくなると、壁面や上位の岩石類を取り込んでメランジュとなる。

### オリストストローム (堆積性メランジュ)

地震に伴って発生する大規模な海底地すべりによって形成されたものをオリストストローム (olistostrome) といい、堆積性メランジュという (小川・久保, 2005) ことがある。オリストストロームに含まれている岩塊は、オリストリス (olistolith) とよばれる。土石流堆積物のような堆積したときすでに混在岩状態になっているものをいう。

オリストストロームは、当初イタリアで大規模に流れ下った堆積物に用いられた (Abbate et al., 1970) が、堆積盆以外からもたらされた堆積体 (勘米良, 1977) に対して用いられるようになった。

堆積物が固まる前に層内や複数の地層を巻き込みながら流動すると、スランプ構造 (slumping structure, 層間褶曲) をもつ堆積物となる (図7C)。整然層の間にスランプが挟まれることもあり、オリストストロームとは区別されるべきである。移動の規模や距離が大きくなったものは、海底での土石流として、新たな堆積体となる。

四万十帯中のメランジュは、かつてはオリストストロームとされていたものが、今では造構性メランジュやダイアピリックメランジュとされてきた経緯もある (村田, 2000)。しかし、オリストストロームは存在し、整然層が擾乱されたときに形成されることが多い。

オリストストロームは、堆積作用によって形成されているため、造構性メランジュとは違った概念のものである。両者には違いがみつかることもある。造構性メランジュは、基質や岩塊が強く変形や破断を受け、海洋地殻やチャート、石灰岩の岩塊を含むことがある。一方、オリストストロームは、海底での大規模な土石流なので、基質には変形や剪断面はなく、陸源の堆積物ばかりからなる。

ただし、その区分は厳密ではなく、オリストストロームを起源とする地質体が付加体に加わり変成や破壊がおこることもあったり、造構性メランジュに遷移することもある。現在でも定義は

混乱していて、使用者によって違った意味で使われることがあるので、注意が必要となる。

#### 4 シュードタキライト

島弧で岩石の大きな改変は、付加体よりずっと陸側あるいは深部だと考えられている。岩石が溶けるような高温帯は、内陸部の火山前線深部にあたる。低温の高圧変成作用は、沈み込むプレート周辺で起こる。ところが、デコルマの活動による摩擦熱によって、岩石が部分的に融けるほどの高温になっていること (図7H) がわかってきた (坂口, 2003)。

地震が発生するような断層の運動で、剪断運動の摩擦熱によって溶融した高温の液体が破碎された岩片とともに破断面に入り込み、急激に冷えて細粒の基質ができる。このような断層による溶融と急冷によってできた岩石をシュードタキライト (pseudotachylite) と呼ぶ (酒巻ほか, 2006)。断層岩と呼ぶこともある。シュードタキライトは、剪断面にそってできるため、脈状またはネットワーク状で、細粒で緻密な岩石でありながら、内部には大小さまざまに砕かれた岩片を含んでいる。

高知県の奥津メランジュ中でシュードタキライトが見つかっている (Ikesawa et al., 2003)。剪断部にシュードタキライトがある。剪断部を埋めている脈の沈殿鉱物の中の水とメタンの液体包有物から、温度150～250℃、深度5～6kmで形成されたものであることがわかっている (Hashimoto et al., 2002, 2003; Matsumura et al., 2003; Sakaguchi, 2001)。低温であるが、このような温度条件でも岩石の溶融が起こることが確認されている。

付加体は、多様な形成条件、複雑なメカニズムが起こっている場である。シュードタキライトの発見は、そのような先入観を戒めるものとなった。

#### V さいごに

付加体は、日本列島の形成史を理解する上で非常に重要な概念でもあり、実在の地質体でもある。プレートテクトニクスの理論が導入されて、かなりはやくから付加体の存在が認識されてきた。近年では、地表踏査にくわえ海洋域での調査もおこなわれているため、付加体の地質構造や形成機構も明らかになってきた。本稿では、付加体で特徴的にみられるはぎ取り、底付け、序列外スラストの付加機構と、メランジュと呼ばれる擾乱機構が働いていることを示してきた。

付加体は、海洋プレートが沈み込むという圧縮場における短縮と厚化として起こる作用である。圧縮応力とそれに対応した堆積物の変形や変位、さらには続成作用にとまなう岩石の物性変化が、沈み込み帯固有の付加作用を生む原因となる。付加作用は、海溝に近い側の浅所で起こるタービダイト層のはぎ取り、深部で海洋プレート層序の底付け、そして陸側での厚化の著しい巨大断層である序列外スラストに区分できる。それらの実態や起源、あるいは海域と陸域の地質体の対比関係が必ずしも十分ないところもあるが、その概略が明らかになってきた。

付加体形成が継続すると島弧が成長していく。島弧では、沈み込み帯に関連した固有の火成活動が起こり、それが大陸の起源を示唆している。さらに近年、付加体では、「構造浸食」という作用が起こっていることも明らかになりつつある(山本, 2010)。付加体は、沈み込み帯で常に形成されるものではなく、付加体として残ることも、沈み込みとともに侵食されることもあることがわかってきた。地上の付加体をみていくと、時代によってあるはずの付加体が、欠損していることを説明するためのアイデアである(丸山ほか, 2011)。

日本列島における構造浸食が激しかった時期として、オルドビス紀-シルル紀最初期(470-440 Ma)、デボン紀(400-370 Ma)、石炭-ペルム紀前期(350-280 Ma)、トリアス紀前期(250-240 Ma) 白亜紀前期1(40-110 Ma) 白亜紀後期-古第三紀最初期(80-60 Ma)があったと考えられている(磯崎ほか, 2011)。

構造浸食の詳細は、今後の課題である。島弧はこれからも地質学では重要な研究対象となっていくであろう。

## 文 献

- 芦寿一郎・岡村行信・倉本真一・徳山英一, 1999. 「南海トラフとその陸側斜面の地質構造-付加プリズム・前弧海盆の構造発達-」『地質ニュース』514, 17-24.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., 1970. Olistostromes and olistoliths, in Sestini, G., ed., Development of the Northern Apennines geosyncline. *Sedimentary Geology*, 4, 521-557.
- Bouma A. H., 1962. Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, 168 p.
- Boyer S. E., Eliotte, D., 1982. Thrust Systems. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geo.*, 23, 239-267.
- Brogniart A., 1813. Essai de classification mineralogique des roches melanges, *Jour. des Mines*, v. XXXIV, 190-199.
- Cowan D. S., 1974. Deformation and metamorphism of the Franciscan subduction zone complex northwest of Pacheco Pass, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 1623-1634.
- Dewey J. F., Bird J. M., 1970. Plate tectonics and geosynclines. *Tectonophysics*, 10, 625-638.
- Dick H. J. B., Natland J. H., Ildefonse B. T., 2006. Past and Future Impact of Deep Drilling in the Oceanic Crust and Mantle. *Oceanography*, 19, 4, 72-80.
- 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.
- 藤岡換太郎, 2012. 「伊豆・小笠原・マリアナ海溝の蛇紋岩海山と西南日本外帯の蛇紋岩」『神奈川県立博物館調査報告書(自然)』14, 181-192.
- Hashimoto Y., Enjoji M., Sakaguchi A., Kimura G., 2003. In situ pressure-temperature conditions of a tectonic melange: Constraints from fluid inclusion analysis of syn-melange veins. *The Island Arc*, 12, 357-365.
- 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.
- Hsu K. J., 1968. Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Geol. Aoc. Amer. Bull.*, 79, 1063-1074.
- Ikesawa E., Sakaguchi A., Kimura G., 2003. Pseudotachylite from an ancient accretionary complex: Evidence for

- melt generation during seismic slip along a master decollement? *Geology*, 31, 637–640.
- Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F., 1990. Accreted oceanic materials of Japan. *Tectonophysics*, 181, 179–205.
- 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.
- 加賀美英雄・塩野清治・平朝彦, 1983. 「南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成」『科学』53, 429–438.
- 勘米良亀齡, 1977. 「地向斜堆積物におけるオリストストロームとその認定」『地図研専報』20, 145–159.
- 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.
- 河合正虎, 1972. 「地質図幅事業の歴史と現状 付 世界のおもな国の地質図幅事業と地質調査機関」『地質ニュース』220, 2–37.
- 木戸ゆかり・藤岡換太郎・町田嗣樹・佐藤暢・黒木崇文・渋谷秀敏・坂口真澄・殿谷梓・石塚英男, 2003. 「四国蛇紋岩体調査」『JAMSTEC深海研究』22, 189–198.
- 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 271p.
- 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 281p.
- 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., 2006. *Geochemistry of the igneous oceanic crust*. Holland H. D., Turekin K. K., ed., *Treatise on Geochemistry Elsevier*, 433–46. 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(印刷中).
- Kuhn S. T., 1962. *The structure of scientific revolutions*. The university of Chicago press. 中山 茂訳, 1971. 『科学革命の構造』みすず書房.
- Kumazawa M., Maruyama S., 1994. Whole earth tectonics. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100, 1, 81–102.
- Maruyama S., 1994. Plume tectonics. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100, 1, 24–49.
- 丸山茂徳・大森聡一・千秋博紀・河合研志, 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., Isozaki Y., 1991. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction. *Tectonics*, 10, 475–499.
- Matsumura M., Hashimoto Y., Kimura G., Ohmori-Ikehara K., Enjoji M., Ikesawa E., 2003. Depth of oceanic-crust underplating in a subduction zone: Inferences from fluid-inclusion analyses of crack-seal veins. *Geology*, 31, 1005–1008.
- 都城秋穂, 1998. 『科学革命とは何か』岩波書店, 331+16p.
- Moore J. C., Vrolijk P., 1992. Fluids in accretionary prism. *Rev. Geophys.*, 30, 113–135.
- 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』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, 60p.
- 小川勇二郎, 2010. 「付加体形成をめぐる諸問題—未解決の問題と重力の役割—」『地学雑誌』119, 1, 153–173.
- 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 160p.
- Raymond L. A., 1984. Mélanges: their nature origin, and significance. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pub.*, 198, 7–20.
- Sakaguchi A., 2001. High paleogeothermal gradient with ridge subduction beneath the Cretaceous Shimanto accretionary prism, southwest Japan. *Geology*, 24, 795–798.
- 坂口有人, 2003. 「四万十付加体興津メランジュの震源断層の特徴と流体移動に伴うセメンテーションによる固着すべりのアナログ実験」『地学雑誌』112, 885–896.
- 酒巻秀彰・島田耕史・高木秀雄, 2006. 「シュードタキライトの選択的生成場—足助断層帯の例—」『地学雑誌』112, 8, 519–530.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2005. 「20万分の1日本シームレス地質図」<http://riodb02.ibase.aist>.

go.jp/db084/index.html (2012.7.11閲覧)

Stein C. A., Stein S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359, 123–129.

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』 東大出版 213p.

Tatsumi Y., Stern R. J., 2006. Manufacturing Continental Crust in Factory. *Oceanography*, 19, 4, 104–112.

Tatsumi Y., Takahashi T., 2006. Operation of subduction factory and production of andesite. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, 101, 145–153, IMA 2006 Issue 1.

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. 「構造浸食作用 – 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.

## Formation and Disturbance Mechanism of Accretionary Wedge in Island Arcs

KOIDE Yoshiyukii

### Abstract

Introducing to plate tectonics, it is recognized that accretionary wedge is an important geological constituents of island arcs. The accretion occurred as a result of shortening and thinning processes under compression field by a subducting oceanic plate. The accretionary mechanism is divided into the offscraping turbidity formation near trench, the underplating to upper wedge from oceanic plate stratigraphy, and the out-of-sequence thrust thinning wedge near arcs. The accretionary wedge affected by additional mechanisms of offscraping, underplating and out-of-sequence thrust, and disturbance mechanism of *mélange*. Outlines of them are summarized in this paper.

Keywords: accretionary wedge, offscraping, underplating and out-of-sequence thrust, *mélange*

(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)