

博士論文

和歌山県紀伊半島の四万十帯の美山付加コンプレックスと竜神付加
コンプレックスにおける構造的メランジュの未固結から岩石化初期
の剪断変形構造に関する研究

2025年3月

竹末 勘人

要旨

本研究は、和歌山県紀伊半島四万十帯に位置する白亜紀後期の美山付加コンプレックスと竜神付加コンプレックスを対象に、構造的メランジュの堆積物の未固結から岩石化初期の剪断変形構造を詳細に調査したものである。構造的メランジュはプレートの沈み込み帯での構造運動で形成された混在岩であると考えられている地質であり、付加体形成の変遷やメカニズムを解明する上で重要な変形構造である。しかし、構造的メランジュ形成後の断層や変成作用に伴う二次的もしくは多重的な変形プロセスの影響によって、構造的メランジュ本来の成因は不明瞭になる場合がある。そのため、構造的メランジュ形成後の影響が小さい地域で調査する必要がある。また、砂岩や泥岩などの異なる堆積岩が混在し、それらの砂や泥の凝集性や粘性の違いが複雑な剪断変形構造の要因となる。従来、泥岩中に砂岩が不規則に分断して含まれる産状が着目されて、堆積物が岩石化する前段階の未固結状態もしくは岩石化初期状態における構造的メランジュの剪断変形構造の形成の可能性が議論されてきた。一方、構造的メランジュに形成された複合面構造などは見逃されることが多く、堆積物の未固結から岩石化初期の状態にかけての構造的メランジュの剪断変形構造の形成過程やメカニズムの特徴を明らかにした研究はない。そこで、本研究では、堆積物の未固結から岩石化初期状態までの構造的メランジュの剪断変形構造が検出可能な地域でフィールド調査を行うため、美山付加コンプレックスと竜神付加コンプレックスにおける事前現地調査による調査地点の検討を行い、潮吹岩メランジュと唐子崎メランジュの2つの露頭を選定した。構造的メランジュの剪断変形構造に着目して、構造的メランジュを構成する地質と剪断変形構造を把握するため、フィールド調査と岩石薄片観察を行い、特に未固結時剪断変形構造の特徴を詳細に記載するとともに、砂や泥の固結のしやすさの違いを考慮して構造的メランジュの未固結から岩石化初期までの剪断変形プロセスを明らかにした。

調査対象とした露頭は、いずれも **block-in-matrix** 構造と複合面構造を特徴とする構造的メランジュである。美山付加コンプレックスの沿岸部は、10m 以上連続した露頭が分布し、風化の影響が小さい。ここは元のメランジュを乱す固結後の剪断変形やスレート劈開が形成されていないことから、構造的メランジュの未固結から岩石化初期の剪断変形構造が検出可能な地域である。

美山付加コンプレックスの潮吹岩メランジュと唐子崎メランジュを対象として、ドローンの空中写真撮影と露頭観察を組み合わせた詳細なフィールドスケッチマッピングを行った結果、層厚 1m 以上で長さ 10m 以上の連続的な砂岩ブロックと比較的不連続で薄くて小さいレンズ状もしくは菱形の砂岩や酸性凝灰質泥岩のブロックからなる構造的メランジュが認められた。連続的な砂岩ブロックには、岩石の脆性的変形形態を伴う **web structure** が観察され、岩石化初期の剪断変形構造が保存される。これらの砂岩ブロック周囲の泥質基質には、泥岩や酸性凝灰質泥岩が流動変形して形成された、厚さ数 mm から数 cm 程度の薄い層状をなす **foliation** が認められる。**foliation** は数十 cm から 1m 程度の範囲で **Y-shear plane** および **P-foliation plane** の2方向の定向配列による複合面構造をなしている。また、微小の砂岩や酸性凝灰質泥岩のブロックが **foliation** の定向配列に調和的な方向に配列する。泥質基質の **foliation** とブロックの調和的な配列が複合面構造を形成することから、左横ずれの剪断変形構造が支配的な剪断帯であると考えられる。さら

に、構造的メランジュ全体の剪断変形構造に着目すると、泥岩の **foliation** とレンズ状の砂岩ブロックは、**Y-shear plane** の方向に伸長される領域 (**Y-shear zone**) と **P-foliation plane** の方向に伸長される領域 (**P-foliation zone**) に識別できる。**Y-shear zone** では、構造的メランジュ全体の伸長方向と整合的な **foliation** と砂岩レンズが認められる。**P-foliation zone** は **Y-shear zone** に隣接し、**Y-shear zone** に対して左斜め方向の **foliation** と砂岩レンズの伸長が認められる。**Y-shear zone** と **P-foliation zone** の関係から露頭全体が複合面構造をなしていることを確認した。剪断変形が顕著な部分を対象に岩石薄片観察を行った結果、未破碎の石英や長石の鉱物粒子が砂レンズから泥基質中に分散している現象が確認され、砂と泥の接触部が明瞭な破碎構造を伴わない漸移的な境界を持つことが認められた。このことは、砂の凝集性と粘性が低い状態にあり、砂と泥ともに未固結状態の剪断変形構造であることを示す。また、泥基質の放散虫化石が円形の形状を保持していることから、泥は粘性と凝集性が低い状態を維持していたことが明らかになった。さらに、ごく一部の泥レンズ中では、イライトの再結晶化を伴う微細複合面構造が発達し、放散虫化石が **P-foliation plane** の方向と調和的な楕円形の形状に変形する。複合面構造の発達と放散虫化石の円形から楕円形への形状変化は、泥の未固結状態から岩石化初期状態に進行する剪断変形構造の特徴である。上記の砂と泥の固結のしやすさの違いによる剪断変形構造の観察結果は、剪断変形が堆積物の未固結状態で発生していたこと、また完全な未固結時での剪断変形から一部が固結し始める状態に連続的に剪断変形の様式が変化していることを明らかにしている。露頭観察と岩石薄片観察の主な結果を、構造的メランジュの形成過程を3段階に分けた剪断変形プロセスで示した。

1. **ステージ 1:** 砂と泥の低い凝集性と粘性状態での変形。砂層が引き延ばされてレンズ状に流動変形し、未破碎の砂粒が砂レンズから泥基質中に分散するとともに、開いた粒間は流動的な泥基質で満たされる。この状態下では、泥基質中に **foliation** が形成されない。
2. **ステージ 2:** 砂レンズの伸長と定向配列とともに、泥基質中の **foliation** と複合面構造が形成される。この状態は、砂と泥の凝集性および粘性の違いが明確に現れる。砂はステージ 1 と比較して凝集性と粘性を高める一方で、泥は、**Y-shear plane** による **P-foliation plane** の引き伸ばしや、円形をなす未変形の放散虫化石が観察されることから、低い凝集性と粘性の状態を維持していた。
3. **ステージ 3:** 塊状砂岩ブロックの **web structure** は脆性的挙動を伴う変形であり、砂の岩石化が開始したことを示唆する。ごく一部の泥レンズ中では、イライトの再結晶化を伴う複合面構造が発達するとともに、含まれる放散虫化石の形状が楕円形に変化する。これは、ステージ 2 と比較して泥の凝集性と粘性がやや高くなった状態であり、岩石化初期の泥の状態を示唆する。

堆積物の砂と泥がしだいに固結する際、砂のほうが早く固結する傾向があるが、本研究はこのような凝集性や粘性の違いが剪断変形構造の発達や多様性に与える影響を提示し、露頭・岩石サンプル・顕微鏡スケールにわたる観察によって構造的メランジュの未固結から岩石化初期までの剪断変形プロセスを明らかにしたものである。また、本研究で解明された構造的メランジュの未固結時剪断変形構造の特徴は、付加体形成に係る理解を深めるものである。

1. はじめに

1.1. メランジュの定義

メランジュ (mélange) とは、1:25,000 程度のスケールで描写可能な規模 (約 10m スケール以上) で、地層としての連続性がなく、細粒の破断した基質中に様々な大きさや種類の礫、岩塊を含む構造を持つ地質体として定義されている (Raymond, 1984; 図 1)。メランジュは、砂岩層や泥岩層などの整然相の破断や分断による形成が考えられ、礫や岩塊 (blocks) が基質 (matrix) 中に混在することから、「block-in-matrix 構造」によって特徴付けられる。和歌山県と徳島県のメランジュの例を図 2 に示す。砂岩やチャート、緑色頁岩のブロックが泥質基質に混在し、それらのブロックがレンズ状から菱状もしくは、層状の形態をなす。このように、メランジュは地質やその構造が多様な地質体である。

本研究は、メランジュの露頭から顕微鏡スケールの微細構造および組織を対象として、地質やその構造を詳細に調べた研究成果である。

1.2. メランジュの区分と分布

多様な礫や岩塊が混在した堆積物は、従来、オリストストローム (Olistostromes) と呼ばれ (Abbate et al., 1970)、大規模な地すべりによる堆積物の不規則な堆積現象として取り扱われてきた。その後、プレートテクトニクス発展に伴い、変形構造や形成メカニズムの違いによる区分が提案され (HSÜ, 1974)、メランジュは、一般に、堆積性メランジュ・構造的メランジュ・ダイアピルメランジュに区分された (Cowan, 1985)。堆積性メランジュは、海底地すべりによる堆積物の変形が起源である。構造的メランジュは、剪断変形による堆積物の変形が起源である。ダイアピルメランジュは、地下からの泥などの注入作用による堆積物の変形が起源である。これらのメランジュは、世界中のプレートの沈み込み帯や衝突帯で認められ、現在までに多くの研究事例が報告されている (Festa et al., 2010; Festa et al., 2022)。いずれのメランジュでも block-in-matrix 構造が認められ、堆積物もしくは岩石が変形した構造である。メランジュは、一般に、二次的もしくは多重的に変形を受けていることが多く、特に、構造的メランジュは、本来の成因が不明瞭になる場合がある。構造的メランジュはプレートの沈み込み帯での構造運動で形成された混在岩であると考えられている地質であり、付加体形成の変遷やメカニズムを解明する上で重要な変形構造である。しかし、構造的メランジュ形成後の断層や変成作用に伴う二次的もしくは多重的な変形プロセスの影響によって、構造的メランジュの変形履歴は上書きされる。構造的メランジュがどのように形成されたかを理解するためには、構造的メランジュ形成後の影響が小さい地域で調査研究を行う必要がある。

1.3. 付加体の形成と四万十帯

プレートの沈み込み帯は、付加体の形成場となる場合があり、構造的メランジュは過去の沈み込み帯におけるプレート運動の影響を保存すると考えられている (Taira and

Tashiro, 1987; Taira et al., 1988; Onishi et al., 2001)。南海トラフなどの沈み込み帯は、現在付加体が形成されつつある場所であり、深海や陸側斜面の堆積物がプレートの沈み込みに伴って陸側に付加されている（図 3）。国際深海掘削計画（DSDP-IPOD-ODP）では、南海トラフの他にアリューシャン海溝やバルバドス海嶺などの付加境界（accretionary margins）の付加体の変形構造や形成メカニズムが調べられ、プレートの沈み込みに伴う構造運動（Off-scraping, Underthrusting, Underplating）が提案されてきた。また、ほとんどのプレート境界では、付加体が形成されず、むしろ侵食されていることが分かってきた。これらの深海掘削調査と、陸上アナログとしての四万十帯などの付加体の調査研究を組み合わせた総合的な調査は、付加体形成の変遷やメカニズムの解明を目指してきた（Taira et al., 1992b）。

四万十帯は、付加体形成の変遷に係るフィールド調査と放散虫化石年代を基に海洋プレート層序が復元され、最も代表的な付加体の一つとされている（Taira et al., 1988 を入れる）（Taira et al., 1992a）。海洋プレート層序は、下位からかんらん岩、ガブロ、玄武岩、チャートなどの表層堆積物からなり、付加体に取り込まれる際、地層の剪断変形によって構造的メランジュが形成されると考えられている。構造的メランジュは、付加体の比較的浅部での Underthrusting 時の剪断変形構造であるとともに、深部での Underplating 時の剪断変形構造でもあるため、付加体形成の変遷やメカニズムの解明に向けて、構造的メランジュの剪断変形構造が調べられてきた。これまでに、九州東部や四国、紀伊半島西部などの日本各地の四万十帯の構造的メランジュの剪断変形構造が調べられ、プレートの沈み込みに伴う付加体形成モデルが検討されてきた（Mackenzie et al., 1987; Taira et al., 1989; Kimura and Mukai, 1991; Hashimoto and Kimura, 1999）。さらに、構造的メランジュの砂岩ブロックにみられる鉱物脈中の流体包有物の温度圧力条件の推定（Hashimoto et al., 2003）や構造的メランジュの剪断方向の解析と岩石の残留磁気の分析を組み合わせたプレート運動方向の推定（Tokiwa and Yamamoto, 2012）が行われてきた。構造的メランジュの剪断変形構造は、付加体形成の変遷やメカニズムを解明する上で重要な変形構造となる。

2. 構造的メランジュの剪断変形構造

構造的メランジュは、砂岩や泥岩などの異なる堆積岩が混在し、それらの砂や泥の凝集性や粘性の違いが複雑な剪断変形構造の要因となる。従来の研究では、泥岩中の砂岩が不規則に分断された産状が着目され、堆積物が岩石化する前段階の未固結状態もしくは岩石化初期状態における構造的メランジュの形成の可能性が議論されてきた（Byrne, 1984; Kimura and Mukai, 1991; Byrne, 1994; Hashimoto and Kimura, 1999）。構造的メランジュの剪断変形構造は、一般に、断層帯における堆積物の破碎を伴う剪断変形が主な原因として考えられてきた（Moore et al., 1986; Moore and Byrne, 1987; Kitamura et al., 2005; Kimura et al., 2012）。砂岩の破碎を伴う網目状の割れ目（web structure）は、堆積物の

岩石化初期の特徴的な変形構造として知られている (Byrne, 1984)。また、砂岩の砂粒子の分散と泥の流動変形は、未固結もしくは半固結状態での堆積物の微細組織の特徴と考えられている (Fisher & Byrne, 1987)。堆積物の未固結から岩石化初期の状態にかけての構造的メランジュの剪断変形構造の形成過程やメカニズムの特徴を明らかにした研究はない。剪断変形構造のうち、複合面構造は剪断変形の特徴的な変形構造として知られている (Logan et al., 1979; Rutter et al., 1986)。複合面構造の形成例とその特徴を図 4 に示す。特に、剪断変位が集中する面 (Y-shear plane) や Y-shear plane に対して斜向した方向に発達する面 (P-foliation plane)、Y-shear plane に対して高角度で切り込む変位面 (R₁-shear plane) は剪断変形を同定をする際の重要な変形構造となる。一方、構造的メランジュに形成された複合面構造などは見逃されることが多く、堆積物の未固結から岩石化初期における複合面構造の特徴は知られていない。四万十帯の構造的メランジュの複合面構造に着目すると、砂岩や泥岩の破碎を伴わない剪断変形構造が観察され、それら堆積物が未固結の状態であったことが示唆された (Takesue and Suzuki, 2016)。つまり、堆積物の固結状態を考慮して剪断変形構造を観察することで、構造的メランジュの未固結から岩石化初期の剪断変形構造の特徴を把握できる可能性がある。また、それら特徴を踏まえた剪断変形プロセスの解明が構造的メランジュ本来の成因の解明に寄与する。堆積物の固結のし易さの違いを考慮して剪断変形構造の形成に係る剪断変形プロセスを解明するための調査研究が必要である。

3. 本研究の目的

上記の背景を踏まえて、本研究では、和歌山県紀伊半島の四万十帯の美山付加コンプレックスと竜神付加コンプレックスを対象として、構造的メランジュの剪断変形構造に着目し、未固結から岩石化初期までの剪断変形構造の特徴を詳細に記載するとともに、砂や泥の固結のしやすさの違いを考慮して構造的メランジュの未固結から岩石化初期までの剪断変形プロセスを明らかにする。

3. 研究手法

本研究では、フィールド調査と岩石薄片観察を行い、構造的メランジュの剪断変形構造の特徴を詳細に調べた。構造的メランジュのフィールド調査手法のフローを図 5 に示す。堆積物の未固結から岩石化初期状態までの剪断変形構造が検出可能な地域でフィールド調査を行うため、美山付加コンプレックスと竜神付加コンプレックスにおける事前現地調査による調査地点の検討を行い、潮吹岩メランジュと唐子崎メランジュの 2 つの露頭を選定した。フィールド調査の予備調査では、地上での露頭観察とドローンによる空中写真撮影を組み合わせ、構造的メランジュのブロックのスケッチを作成し、構造的メランジュ全体の剪断変形構造を確認した。さらに、複合面構造に注目して、堆積学・構造地質学の観点でフィールド調査と岩石薄片観察を行った。フィールド調査では、スケッチを基に剪断

変形構造の観察と剪断方向の測定を行うとともに、剪断変形構造の発達が顕著な剪断帯の岩石の定方位試料を採取した。岩石試料の採取には、ハンマーとたがね、瞬間接着剤を使用して慎重に採取した。研究室では、剪断方向の測定データを解析するとともに、岩石試料を水平方向に切断した研磨面と岩石薄片を作製し、こぶし大スケールから顕微鏡スケールまでの岩石の剪断変形構造の特徴を観察した。このように本研究は、露頭から顕微鏡スケールまでの構造的メランジュの剪断変形構造の特徴を詳細に調べ、以下にその特徴を記載する。

4. 四万十帯の地質概説

四万十帯は、南西日本の太平洋側に沿って約 2000 km の長さで最大 70 km の幅で露出する地質帯である。この四万十帯は、白亜紀後期から中新世前期にかけて形成された古代の付加体であり、日本列島を構成する主要な地体構造ユニットの一つとして位置づけられている (図 6a)。四万十帯は、仏像構造線を境界として北側のジュラ紀付加体である秩父帯と区分される (図 6a, b)。

四万十帯は、白亜紀後期の北帯と古第三紀から中新世前期の南帯に分けられる。これまでの研究では、四国中央部に分布する北帯の白亜紀後期のメランジュユニットが詳細に調査され、付加体の層序モデルに基づいて海洋プレート層序の復元が行われてきた (Taira et al., 1988)。岩相分析および放散虫化石年代の結果、泥質メランジュと多色の半遠洋性泥岩が、それぞれ白亜紀カンパニアンおよびコニアシアンからサントニアンに堆積したことが明らかにされている (Taira et al., 1992a)。また、四国東部では、多色の半遠洋性泥岩と層状チャートブロックの堆積年代が、それぞれマーストリヒチアン前期およびカンパニアン後期と推定されている (Ishida and Hashimoto, 1998; Ishida, 1998)。

紀伊半島では、四万十帯の堆積年代が南に向かうほど新しくなることが放散虫化石年代や碎屑性ジルコン U-Pb 年代の結果から示唆されている (Yamamoto and Suzuki, 2012; Suzuki and Fukuda, 2012; Tokiwa et al., 2016)。紀伊半島の北帯は、高野山帯および日高川帯に区分され、これらはタービダイトとメランジュユニットから構成される (Tokiwa et al., 2006; Yamamoto and Suzuki, 2012)。一方、南帯は音無川帯 (古第三系暁新統～下部始新統) および牟婁帯 (中部始新統～下部中新統) に分けられ、いずれも整然相から不整合のタービダイトユニットで構成される。これらの南帯は近露スラストによって区分されており、音無川帯には半遠洋性から遠洋性堆積物が伴う一方で、牟婁帯は陸源性堆積物のみで構成される (Suzuki et al., 2012; Hatenashi Research Group, 2012)。

四万十帯の付加体は、緩やかに傾斜した浅海性堆積物の熊野層群および田辺層群に覆われる。これらの堆積物の年代は、熊野層群が前期中新世の後期から中期中新世の初期、田辺層群が中期中新世の初期とされており、それらの上位には中期中新世の流紋岩質火成岩類が分布する (Tanabe Research Group, 1984; Kishu Shimanto Research Group, 2008; Hatenashi Research Group, 2012)。

本研究の調査対象である日高川帯は、湯川付加コンプレックス、美山付加コンプレックス、竜神付加コンプレックスの3つのユニットに区分される(図7; Kishu Shimanto Research Group, 2012b, 2012c, 2012a)。これらのユニットは断層によって区切られており、ほとんどの断層が北傾斜であるのに対し、高野山帯と日高川帯を区分する柳瀬断層は南傾斜を示す。特に美山付加コンプレックスは、堆積物の未固結もしくは半固結状態でのメランジュ形成時に生じた初期の剪断変形構造を保存しており、非常に低いイライト結晶度を示すことが明らかにされている (Hashimoto and Kimura, 1999; Awan and Kimura, 1996)。

湯川付加コンプレックスは陸源性砂岩と砂岩・泥岩互層から成り、美山付加コンプレックスはメランジュユニット、厚い陸源性砂岩、砂岩・泥岩互層、礫岩、酸性凝灰岩、チャート、玄武岩質岩石から構成される (Tokiwa et al., 2006)。竜神付加コンプレックスは泥岩主体の基質中に砂岩ブロックが含まれるタービダイトおよびメランジュユニットであり、チャートは含まれない (Kishu Shimanto Research Group, 2006)。放散虫化石年代に基づき、陸源砕屑岩の堆積年代は湯川付加コンプレックスがアルビアンからセノマニアン、美山付加コンプレックスがチューロニアンからマーストリヒチアン前期、竜神付加コンプレックスがカンパニアン後期からマーストリヒチアン中期とされる (Kishu Shimanto Research Group, 2012c, 2012b, 2012a)。美山付加コンプレックスや竜神付加コンプレックスには構造的メランジュが分布し、比較的若い岩相の分布が認められる。構造的メランジュの堆積物の未固結から岩石化初期の剪断変形構造の検出可能な地域は、美山付加コンプレックスと竜神付加コンプレックスであると考え、フィールド調査を行うための事前現地調査による調査地点の検討を行った。

5. 事前現地調査の結果とフィールド調査地点の検討

堆積物の未固結から岩石化初期状態までの剪断変形構造が検出可能な地域でフィールド調査を行うため、美山付加コンプレックスの唐子崎および潮吹岩と竜神付加コンプレックスの日高川河床を対象に事前現地調査による調査地点の検討を行った。調査対象とした露頭は、いずれも block-in-matrix 構造と複合面構造を特徴とする構造的メランジュである。

5.1. 竜神付加コンプレックス

竜神付加コンプレックスの調査対象とした構造的メランジュの露頭は、日高川の河床で観察可能である。日高川河床の露頭の露出状況を予察的に調べた結果、砂岩優勢メランジュと泥岩優勢メランジュが観察された(図8)。砂岩優勢メランジュと泥岩優勢メランジュには、砂岩のブロックと泥質基質の泥岩が認められ、一部で酸性凝灰質泥岩を伴う(図9a, b)。砂岩や酸性凝灰質泥岩のブロック(長さ数 cm から数 m 程度、厚さ 1m 未満)には、完全に分断された pinch & swell 構造やブーディン構造、 σ 状構造が観察され、プロ

ックがレンズ状もしくは菱状に引き伸ばされた変形構造が認められた (図 9c, d)。泥質基質の泥岩には、細粒の泥の **foliation** (数 mm~1cm 未満の厚さ) が認められ、薄く小さい砂岩ブロックの伸長方向に発達する (図 9e, f)。このような泥岩の岩石薄片観察において、砂レンズと **foliation** が一定方向に引き伸ばされた構造が認められるとともに、イライトの定向配列を伴う黒色のシームがみられ、露頭と同様の変形構造が確認された (図 9g, h)。砂岩や酸性凝灰質泥岩は、**Y-shear plane** や **P-foliation plane** の方向に伸長される場合があり、左横ずれの剪断変形構造を示す (図 10a, b)。また、砂岩や酸性凝灰質泥岩のブロックの一部は **R₁-shear plane** 方向の変位が認められる (図 10c, d)。それぞれの岩石の厚さに注目すると、酸性凝灰質泥岩は **R₁-shear plane** の変位方向に沿って、極薄層状に引き伸ばされる一方、砂岩の厚さには顕著な変化が認められない。これは、酸性凝灰質泥岩が砂岩よりも流動変形しやすい状態であったことを示し、砂岩と酸性凝灰質泥岩の固結の程度の違いを示唆している。構造的メランジュのレンズ状のブロックと複合面構造の走向傾斜をシュミットネットの下半球に投影した結果 (図 8)、レンズ状のブロックは **N60° E~N50° W** 程度の走向で北傾斜の傾向がある。**Y-shear plane** はメランジュ全体の伸長方向と整合的な方向に発達し、**P-foliation plane** は、**Y-shear plane** に対して左斜め方向に斜向する。**Y-shear plane** の走向は **N70°E~N58°E**、**P-foliation plane** の走向は **N32° W~N74° E** で、北もしくは南に傾斜する。塊状の砂岩ブロックと泥岩には、褶曲構造が認められることがあり、砂岩はヒンジ部で厚く、翼部で薄くなるインコンピートな背斜構造を示す (図 11a)。翼部の砂岩ブロックは北に傾斜した雁行配列を示す (図 11b)。泥質基質の泥岩には、背斜軸にはほぼ平行なスレート劈開が発達する (図 11c)。スレート劈開が構造的メランジュ全体の泥岩に認められることから、構造的メランジュは剪断変形とともに褶曲作用による変形を受けたと考えられる。また、泥質基質の泥岩には微細な開口割れ目も認められることから、構造的メランジュ形成後の断層や風化などの影響が考えられる。そのため、竜神付加コンプレックスの露頭では、未固結から岩石化初期の剪断変形構造の検出は難しい可能性がある。

5.2. 美山付加コンプレックス

美山付加コンプレックスの構造的メランジュは、連続した露頭で **block-in-matrix** 構造を示し、断層による岩石破碎の影響が小さい。また、元のメランジュを乱す固結後の剪断変形やスレート劈開が形成されていないことから、構造的メランジュの未固結から岩石化初期の変形構造が検出可能な地域である。特に潮吹岩メランジュと唐子崎メランジュは良好な露頭である (図 12)。一方、露頭の規模が大きく、地上での露頭観察だけでは剪断変形構造の特徴の把握が難しいため、ドローンを用いたフィールド調査の予備調査を行い、構造的メランジュ全体の剪断変形構造を確認した。

6. 美山付加コンプレックスの予備調査の結果

構造的メランジュ中のブロックと foliation の特徴的な形状および方向に基づき、剪断変形構造を検出し、剪断方向を特定した。調査地域のメランジュでは、分断されたレンズ状のブロック（主に砂岩）と泥質基質（foliation の発達した泥岩）で特徴付けられ、複合面構造を伴う剪断変形構造が顕著に認められる。ブロックおよび foliation の走向は北東-南西から東西方向を示し、ほぼ垂直方向に傾斜する。ドローンによる空中写真撮影と露頭観察の結果を踏まえ、ブロックのスケッチを作成した結果、連続的なレンズ状の砂岩ブロック（通常、厚さ 1 m 以上、長さ 10 m 以上）と比較的薄くて小さい不連続なレンズ状のブロックを識別した（図 13）。

ブロックの形状は、レンズ状から球状、あるいは角ばった形状まで多岐にわたり、変形条件を反映している。ブロックのサイズは数 μm から数十 m にわたる。主な岩石の種類は砂岩であり、調査地域での酸性凝灰質泥岩およびチャートのブロックの分布は限られている。砂岩ブロックは、主に細粒から中粒の砂粒で構成される構造を持たないリシクワッケであり、(Kumon, 1983) によって記載されている。塊状の砂岩ブロックには、(Byrne, 1984) が記載したような、灰色から黒色の網状剪断面構造 (web structure) が認められる場合がある。web structure は岩石化初期の剪断変形構造であり、岩石の破砕を伴う。レンズ状の砂岩ブロックは、基質中の foliation と調和的な方向に配列される。細長いレンズ状のブロックは、Cowan (1985) によって記載された fragment foliation と解釈される。

基質の主要な岩石の種類は多色泥岩であり、クリーム色、淡緑色、淡灰色から黒色までの色調を示す。多色泥岩には異なる色の粘土が非常に薄い層状の foliation（通常 1 cm 未満の厚さ）を形成する。また、少量の酸性凝灰質泥岩は、基質中に挟在するクリーム色から淡緑色の珩質の薄層として認められる。foliation は薄く（数 mm から 1 cm 程度の厚さ）、横方向に連続している。複合面構造は、Y-shear plane および P-foliation plane としての foliation を伴い、これらが剪断変形下で形成されたことを示唆している（詳細は後述）。

(Takesue and Suzuki, 2016)は、潮吹岩メランジュの未固結時剪断変形構造の特徴を記載するために Y-shear zone (YSZ) と P-foliation zone (PFZ) を定義した。YSZ は、主に砂岩ブロックと泥質基質の foliation で構成され、メランジュ全体の伸長方向とほぼ平行の走向を示すとともに、明瞭な剪断帯 (ISB: Intense Shear Band) が認められる。PFZ は YSZ と隣接し、PFZ 内の引き伸ばされたブロックおよび foliation は YSZ に対して左斜め方向の配列を示す。

これらの予備調査の結果を踏まえて、潮吹岩メランジュと唐子崎メランジュの剪断変形構造の特徴を以下に記載するとともに、構造的メランジュの未固結から岩石化初期までの剪断変形プロセスを明らかにしていく。

6.1. 潮吹岩メランジュ

潮吹岩メランジュは、主に砂岩ブロックと泥岩基質で構成される。砂岩ブロックは pinch & swell 構造やブーディン構造を形成し、レンズ状に引き伸ばされた構造を示す (図 14a)。また、酸性凝灰質泥岩のブロックが観察される場合がある (図 14b)。砂岩や酸性凝灰質泥岩のブロックの周囲には、厚さ数 mm～数 cm 程度の比較的薄く小さい砂岩ブロックが、Y-shear plane と P-foliation plane の方向に引き伸ばされた剪断変形構造を示す (図 14c)。複合面構造の関係から左横ずれ剪断変形構造であることが分かる。このような砂岩ブロックは、幅数十 cm～1m 程度の泥質基質内に認められる。一方、厚く連続的なレンズ状の砂岩ブロック (厚さ 1m 以上、長さ 10m 以上) の表面には web structure が認められるほか、泥岩の充填物が開いた割れ目に認められた (図 14d)。これは、砂岩は岩石化初期の状態であった一方で、泥岩は流動的な状態であったことを示唆している。泥質基質には、泥岩や酸性凝灰質泥岩の薄い層状の foliation (数 mm～1cm 以下の厚さ) が認められ、流動的な変形が保存される (図 14f, g)。泥質基質の foliation は、Y-shear plane や P-foliation plane の方向に引き伸ばされるとともに、R₁-shear plane による P-foliation plane の階段状の変位が認められる (図 14g)。R₁-shear plane は、わずかに認識できるすべり面として現れる。これらすべての複合面構造は左横ずれの剪断変形構造を示している。砂岩ブロックと foliation が調和的な配列の複合面構造を形成することから、左横ずれの剪断変形構造が支配的な構造的メランジュであると考えられる。複合面構造の走向と傾斜を解析した結果、Y-shear plane は N80° E から N90° E 方向に走向を持ち、P-foliation plane は N70° W から N80° W 方向に走向を持つ。Y-shear plane および P-foliation plane は、いずれもほぼ垂直に傾斜している (図 15a)。複合面構造は、Y-shear plane の方向と P-foliation plane の方向の構造的メランジュと調査和的な走向傾斜を示すことが分かる (図 15a, b)。構造的メランジュ全体の剪断変形構造に着目すると、レンズ状の砂岩ブロックと foliation が、Y-shear plane の方向に伸長される領域 (Y-shear zone) と P-foliation zone の方向に引き伸ばされる領域 (P-foliation zone) に識別できる (図 15b, c)。Y-shear zone と P-foliation zone の境界部は、複合面構造が発達することから、剪断変位が集中する剪断帯 (Intense Shear Band: ISB) であると考えられる。剪断帯は、幅数十 cm～1m 程度の範囲に見られ、砂岩ブロックや foliation の伸長方向に沿って連続する。Y-shear zone (YSZ) は、潮吹岩メランジュ全体の伸長方向と調和的な砂岩ブロックおよび比較的厚い砂岩ブロック (主に厚さ 1m 以上、長さ 10m 以上) や foliation が認められる。P-foliation zone (PFZ) は、Y-shear zone に隣接し、YSZ に対して左斜め方向の砂岩ブロックと foliation の伸長が認められる。詳細な露頭観察を踏まえ、潮吹岩メランジュ全体の剪断変形構造を区分し、露頭全体が複合面構造をなしていることを確認した (図 16)。

さらに、剪断帯の岩石試料の岩石薄片観察の結果、砂のレンズと泥の foliation が観察され、露頭の剪断変形構造と整合的な構造であった (図 17a)。泥基質には、未変形の放散

虫化石とともに、石英や長石粒子の散在が認められた (図 17b)。放散虫化石は、泥基質や砂レンズ中によく認められ、円形の形状を示す (図 17c, d)。放散虫化石や鉱物粒子が破碎されずに保存されていることは、剪断変形構造が泥の未固結状態下で形成された可能性を示唆する。一方、一部の砂岩には、泥の充填と方解石脈が観察され、砂岩の岩石化初期の特徴が認められた (図 17e, f)。

6.2. 唐子崎メランジュ

唐子崎メランジュは、唐子崎サブユニットの最北端に位置し、構造的メランジュが数十メートルにわたって露出している (図 12)。本メランジュは主に砂岩と泥岩から構成され、少量の酸性凝灰質泥岩を伴う。チャートおよび塩基性岩類はほとんど見られない。砂岩は細粒から中粒の砂粒で構成され、粒度は中程度に揃っている。泥岩は基質を形成しており、その構成成分は粘土から細粒砂が主体で、時に中粒から粗粒の砂礫が含まれる場合がある。泥質基質には、多色泥岩や酸性凝灰質泥岩の *foliation* が認められる。また、酸性凝灰質泥岩のブロックがしばしば見られる。酸性凝灰質泥岩のブロックは主に珪質泥岩で構成され、少量の石英および長石を含む。

唐子崎メランジュは、潮吹岩メランジュに比べて *Y-shear zone* (YSZ) が広範囲に分布し、複合面構造がよく観察され、潮吹岩メランジュと同様の地質と剪断変形構造が認められる。複合面構造の走向と傾斜の解析結果を剪断変形構造区分図と合わせて図 18 に示す。*Y-shear plane* は北西-東南東方向 ($N65^{\circ} E-N80^{\circ} E$) に走向を持つのに対し、*P-foliation plane* はこれにやや斜交し、北西-南東方向 ($N75^{\circ} W-N85^{\circ} W$) の走向を持つ。これら複合面構造は北側に急傾斜もしくはほぼ垂直に傾斜している。

Y-shear zone (YSZ) 内では、連続的なレンズ状の砂岩ブロック (厚さ 1m 以上、長さ 10m 以上) と不連続なレンズ状のブロック (厚さ 1m 以下、長さ数十 cm~数 m) が観察される (図 19a)。不連続なレンズ状のブロックには、レンズ状の砂岩ブロックが認められ、*pinch and swell* 構造やブーディン構造を示しており (図 19b, c)、そのネック部分がほぼ垂直方向を示す。また、角ばった砂岩ブロックやレンズ状の酸性凝灰質泥岩のブロックが認められる (図 19d)。これらのブロックは、*Y-shear plane* や *P-foliation plane* の方向に引き伸ばされ、複合面構造を形成する場合がある (図 19e)。これら 2 つの面構造の斜向関係は、左横ずれの剪断変形構造を示している。泥質基質には、酸性凝灰質泥岩や多色 (灰白色~黒色や淡緑色) 泥岩の *foliation* が認められ、剪断帯 (*Intense shear band: ISB*) では複合面構造が発達する。酸性凝灰質泥岩の *foliation* は、*Y-shear plane* と *P-foliation plane* の方向に引き伸ばされ、*P-foliation plane* が *Y-shear plane* によって区切られるが、その境界には破碎が認められない (図 19f)。また、砂岩ブロックと *foliation* の境界においても破碎は認められず、*P-foliation plane* が砂岩ブロックとの境界で *Y-shear plane* の方向に引き伸ばされる (図 19g)。これらの構造は、脆性破壊に関連した破碎を伴わない剪断変形によって形成された複合面構造であると考えられる。

剪断帯の複合面構造を対象に岩石試料の研磨面を作製した。多色泥岩 (varicolored mudstone: Vm) の foliation は、Y-shear plane と P-foliation plane の方向に引き伸ばされ、その斜向関係から、左横ずれの剪断変形構造であることが分かる (図 20a, b)。P-foliation (矢印) の一部は Y-shear plane 側に引き伸ばされ、破碎を伴わないことから、泥岩が流動し易い状態で剪断変形構造が形成されたと考えられる (図 20a)。また、レンズ状の砂岩ブロックの一部には σ - δ 状の構造を伴っていることから、剪断変形による回転が生じたことが分かる (図 20b)。これは (Passchier and Simpson, 1986) によって記載された複合的な σ - δ 系に一致する。回転方向が反時計回りであることから、砂岩レンズも foliation と同様の左横ずれ剪断変形構造を示している。一方、砂岩 (Ss) レンズや角ばった砂岩 (ASs) レンズには、微細な割れ目や鉱物脈が認められ、砂岩が周囲の泥岩よりも早い段階で岩石化し始めたことが示唆された。

このような剪断変形が顕著な岩石試料を対象として、岩石薄片観察を行った結果、未破碎の石英や長石の鉱物粒子が砂レンズから泥基質中に分散している現象が確認された (図 21a, b)。開いた粒間は泥基質で満たされ、砂と泥の接触部には明瞭な破碎構造が見られない。また、レンズと基質の境界は foliation の形成を伴わず、漸移的な境界を示している。このことは、鉱物粒子の砂レンズから泥基質への分散現象が、foliation の発達以前に発生したことを示唆している。また、粒子間の凝集性が非常に弱く、剪断変形により鉱物粒子が容易に泥基質中へ分散したことが分かる。この鉱物粒子の分散現象は、砂と泥が剪断変形時に未固結状態であり、低い凝集性と粘性を有していたと考えられる。

鉱物粒子の分散現象を伴う砂と泥は、それらの粘性や凝集性が高くなるにつれて、微細構造や組織に砂と泥の固結のし易さの違いが表れる。砂レンズの一部には δ 状の構造が形成されるとともに、イライトの定向配列を伴う foliation が泥基質に認められる (図 21c, d)。砂レンズと泥基質の接触部は、黒色の明瞭な境界を示すことから、粘土鉱物の変質を伴って砂や泥の凝集性や粘性が高くなったと考えられる。また、泥基質の foliation は Y-shear plane や P-foliation plane の方向に引き伸ばされ、その斜向関係から左横ずれの剪断変形構造であることが分かる (図 21e, f)。砂レンズと泥基質の境界部に注目すると、鉱物粒子の分散は foliation の複合面構造に及んでいないことが分かる。このことは、泥が複合面構造の形成時に砂より流動変形し易く、砂よりも低い凝集性と粘性であったことを示す。砂レンズと泥基質の構造や組織はシグモイド状の鉱物脈によって分断され、石英の充填が認められる (図 21g, h)。これは鉱物脈の形成時には、砂や泥が岩石化した状態であったことを示している。

砂レンズや泥基質中の放散虫化石に着目すると、放散虫化石は円形の形状を保持し、変形していないことから (図 22a, b)、砂と泥基質が低い凝集性と粘性であったことを示している。比較的高い凝集性と粘性の砂レンズは δ 状の構造を伴って変形するとともに、泥基質との明瞭な境界をもつ (図 22c, d)。砂レンズの変形が観察される一方で、放散虫化石が円形の形状を保持していることは、砂レンズは未固結状態であったことを示してい

る。これらの観察結果は、剪断変形が未固結状態で生じたことをさらに裏付けるものである。また、foliationが発達した領域では、Y-shear planeの領域（写真右下領域の暗色粘土部分）がP-foliation planeの領域（写真左上領域の淡色粘土部分）を切断し、P-foliation planeがY-shear planeによって引きずられ、伸ばされる現象が観察された（図23a）。Y-shear planeの領域の薄いfoliationには、粘土鉱物であるイライトの再結晶化を伴う微細複合面構造が認められた（図23b）。各領域のY-shear planeとP-foliation planeの配列は整合的であり、いずれの複合面構造も左横ずれの剪断変形構造であることが分かる。これらはミクロスケールでの複合面構造を示しており、剪断変形によりfoliationが形成されたことを示唆している。一部の泥レンズ中には、イライトの再結晶化を伴う微細複合面構造の発達とともに、放散虫化石が認められた（図23c, d）。放散虫化石はP-foliation planeの方向に伸長され、楕円形の形状に変形している。これは、泥の凝集性や粘性がやや高い状態にあり、泥の岩石化初期の剪断変形構造の特徴であると考えられる。複合面構造の発達と放散虫化石の円形から楕円形への形状変化は、泥の未固結状態から岩石化初期状態にかけての剪断変形構造の特徴である。

7. 考察

フィールド調査と岩石薄片観察を組み合わせ、未固結時剪断変形構造の特徴を記載した。本章では、堆積物の固結のし易さの違いを考慮して構造的メランジュの未固結から岩石化初期までの剪断変形プロセスを解明していく。構造的メランジュの複雑かつ多様な剪断変形構造を対象とする場合、堆積物の未固結から岩石化初期状態までの剪断変形構造が検出可能な地域を選定することで、その特徴を把握することができる。調査対象地域では、複合面構造の発達を伴う剪断帯が典型的に見られる。複合面構造自体は、アラスカの McHugh コンプレックス (Kusky and Bradley, 1999)、四国の四万十帯 (Taira et al., 1992a; Hashimoto and Kimura, 1999)、および実験的研究 (Logan et al., 1979; Rutter et al., 1986)でも観察されており、剪断変形の特徴的な変形構造である。従来、構造的メランジュの形成については、未固結状態もしくは岩石化初期から続成作用段階にかけて複合面構造を伴う剪断変形プロセスが進行したと考えられてきた (Byrne, 1984)。例えば、未固結もしくは岩石化初期状態の砂層や泥層が岩石化していくにつれて、各堆積物の固結状態に応じた剪断変形構造が形成されていく。この構造進化は、堆積物の固結および岩石化に伴う力学的性質を記録している (Fisher and Byrne, 1987)。本研究では、堆積物の流動状態から部分的に固結した岩石化初期にかけての剪断変形構造の特徴を記載し、鉱物粒子の分散現象が粒子間の凝集性の低さを示すとともに、砂や泥が流動可能な低い粘性状態であったことを明らかにしている。この現象は、最初期の構造的メランジュの堆積物の未固結状態と考えられる。

泥基質との境界が明瞭な砂レンズは、ある程度の凝集性と粘性を持つことを示しており、*foliation* の形成は、砂と泥の凝集性と粘性の違いによる影響を受けていると考えられる。また、*P-foliation plane* が *Y-shear plane* の剪断変位によって引き伸ばされる現象は、泥の粘性が比較的高い状態で、流動変形による影響と解釈する。複合面構造は露頭から顕微鏡スケールまで確認され、未固結から岩石化初期にかけての剪断変形構造の特徴がよく保存されている。様々なスケールにおける複合面構造は左横ずれ剪断変形構造を示した。このような観察結果は、左横ずれ剪断変形が未固結状態の堆積物の変形に大きく関与したことを示唆しており、構造的メランジュの形成にとって重要な剪断変形である。また、*web structure* は岩石化初期の脆性挙動の下で形成されたと考えられ、泥質基質中の角ばった砂岩ブロックは、砂岩ブロックが周囲の泥岩よりも早期に固結し始めたことを示している。砂岩と泥岩の固結のし易さの違いが構造的メランジュの形成に影響を及ぼした可能性がある。

調査地域のメランジュの剪断変形構造は、剪断変形プロセスにおける堆積物の固結のし易さの違いによる結果であり、未固結から岩石化初期までの剪断変形プロセスは以下の3つのステージに分類される (表 1)。

[ステージ 1]

ステージ 1 に関連する変形は、砂と泥の低い凝集性と粘性を特徴とする。砂レンズの

未破碎の鉱物粒子が泥基質へ分散するとともに、開いた粒間は泥基質で満たされる。砂と泥の接触部は、明瞭な破碎構造が見られず、漸移的な境界を持つ。砂が岩石化前の未固結状態に変形し、低い凝集性と粘性であったことを示している (図 21a, b)。また、砂の変形時には、泥が低い凝集性と粘性で流動可能な状態にあったことを示している。この状態下では、泥基質中に **foliation** は形成されない。

[ステージ 2]

ステージ 2 に関連する特徴的な変形は、砂レンズの伸長と定向配列とともに、泥基質の **foliation** と複合面構造の形成である。この状態は、砂と泥の凝集性および粘性の違いが明確に現れる。滑らかに引き伸ばされた砂岩ブロックは、延性的な変形挙動を示している

(図 19g・図 21c, d・図 22c, d)。**foliation** が脆性破壊を伴っていないことから、泥質基質は岩石化前の状態であることは明らかである。泥基質の **foliation** は、砂レンズと滑らかに接している (図 21e, f)。**foliation** が引き伸ばされた構造 (図 23a) や、砂レンズの回転

(図 20b・図 22c, d) もしばしば観察される。つまり、砂はステージ 1 と比較して凝集性と粘性を高める一方で、泥は、**Y-shear plane** による **P-foliation plane** の引き伸ばしや、円形をなす未変形の放射虫化石が観察されることから、低い凝集性と粘性の状態を維持していた。

[ステージ 3]

ステージ 3 の変形は、一部の砂岩ブロックの脆性的挙動を特徴とする。塊状の砂岩ブロックには **web structure** が認められ (図 14d)、泥質基質に包み込まれた角ばった砂岩ブロックも観察された (図 20b)。これらは、砂岩ブロック内で脆性変形が発生したことを示している。ただし、周囲の泥岩は延性状態を保持していた。アラスカの **Ghost Rocks** 層群では、**pinch & swell** 構造の砂岩ブロックが、ネットワーク状の剪断面から成る **web structure** を示すことが記載されており、砂岩ブロックがカタクラスティックに流動したと解釈されている (Byrne, 1984)。本研究の調査対象地域の砂岩も同様のプロセスで破碎された可能性が示唆される。

これらの剪断変形構造の変化は、堆積物、特に、未固結から岩石化初期に至るまでの砂岩が凝集性と粘性を増加させるプロセスを反映している。堆積物は当初未固結の状態であり、剪断変形に伴うひずみ硬化の結果、透水性の低下とともに徐々に脱水され岩石化していく (Moore et al., 1986; Moore and Byrne, 1987; Kimura and Mukai, 1991; Hashimoto and Kimura, 1999)。堆積物の未固結状態でのメランジュ形成は、初期の剪断変形による分散および粒子流動と関連しており、これらは四万十帯や **Kodiak** 付加コンプレックスで報告されている (Fisher and Byrne, 1987; Hashimoto and Kimura, 1999)。岩石化の進行につれて、泥の流動変形とともに、砂岩が脆性的に変形される。(Byrne, 1984; Fisher and Byrne, 1987)。最終的には、粘土鉱物の変質を伴う脱水によってメランジュが岩石化したと考えられる (Vrolijk, 1990)。

8. 結論

本研究では、美山付加コンプレックスの2か所の調査地点で得られた詳細なフィールド調査および岩石薄片観察を通じて、未固結から岩石化初期に至る剪断変形構造の特徴の把握と剪断変形プロセスを明らかにした。調査対象のメラングジュ露頭は、Y-shear zone (YSZ) および P-foliation zone (PFZ) に区分される。YSZ は、メラングジュ全体の伸長方向と整合的な foliation と砂岩レンズが認められる。一方、PFZ は YSZ に隣接し、YSZ に対して左斜め方向の foliation と砂岩レンズの伸長が認められる。

本研究では、露頭スケールから顕微鏡スケールに至るまで、構造的メラングジュの複合面構造が良好に発達していることを確認し、この構造が左横ずれの剪断変形を示していることを明らかにした。また、構造的メラングジュの剪断変形プロセスを3つのステージ（ステージ1、ステージ2、ステージ3）に分類した。

ステージ1

砂と泥の低い凝集性と粘性状態での変形。砂層が引き延ばされてレンズ状に流動変形し、未破碎の砂粒が砂レンズから泥基質中に分散するとともに、開いた粒間は流動的な泥基質で満たされる。この状態下では、泥基質中に foliation が形成されない。

ステージ2

砂レンズの伸長と定向配列とともに、泥基質中の foliation と複合面構造が形成される。この状態は、砂と泥の凝集性および粘性の違いが明確に現れる。砂はステージ1と比較して凝集性と粘性を高める一方で、泥は、Y-shear plane による P-foliation plane の引き伸ばしや、円形をなす未変形の放射状化石が観察されることから、低い凝集性と粘性の状態を維持していた。

ステージ3

塊状砂岩ブロックの web structure は脆性的挙動を伴う変形であり、砂の岩石化が開始したことを示唆する。ごく一部の泥レンズ中では、イライトの再結晶化を伴う複合面構造が発達するとともに、含まれる放射状化石の形状が楕円形に変化する。これは、ステージ2と比較して泥の凝集性と粘性がやや高くなった状態であり、岩石化初期の泥の状態を示唆する。

本研究はこのような凝集性や粘性の違いが剪断変形構造の発達や多様性に与える影響を提示し、露頭・岩石研磨面・顕微鏡スケールにわたる観察によって構造的メラングジュの未固結から岩石化初期までの剪断変形プロセスを明らかにしたものである。また、本研究で解明されたメラングジュの未固結時剪断変形構造の特徴は、付加体形成に係る理解を深めるものである。

謝辞

岡山大学環境生命自然科学研究科の鈴木 茂之特命教授には、私が四万十帯の地質及び構造地質に関する研究活動を始めた頃から博士研究までの11年間の長きにわたり、親切丁寧なご指導を賜った。岩石薄片作製に関しては、岡山大学理学部地球科学科の藤原貴生技官のご指導を賜った。Ulrich Knittel 博士、Monika Walia 博士、Yuan-Hsi Lee 博士には、地質調査や学会等の多くの場面で、有益なご助言をいただいた。以上の方々をはじめ、本研究でお世話になったすべての方々に心より御礼申し上げます。

参考文献

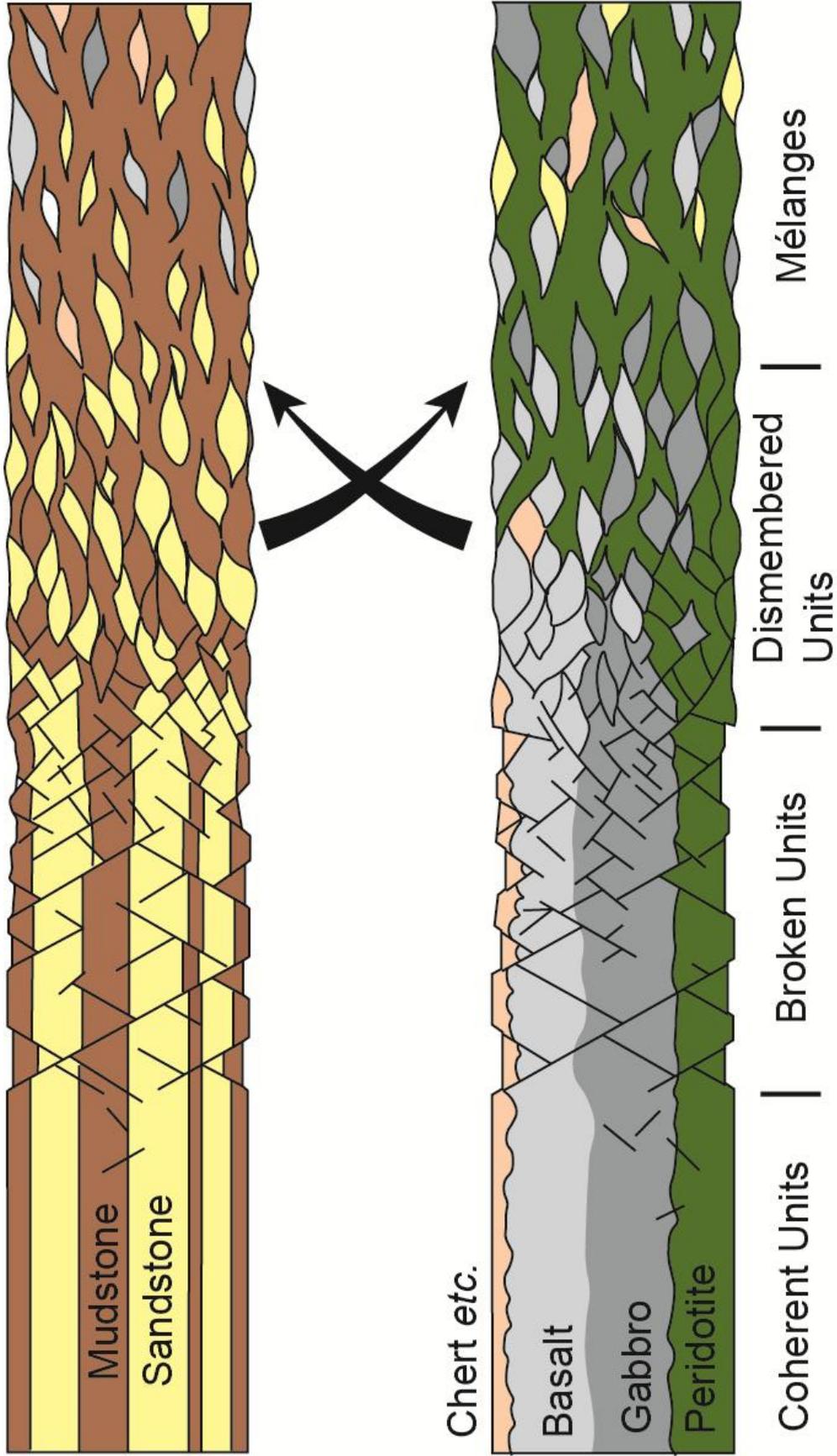
- Abbate, E., Bortolotti, V., Passerini, P., 1970. Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology* 4, 521–557.
- Byrne, T., 1984. Early deformation in melange terrains of the Ghost Rock Formation, Kodiak Island Alaska. *Geological Society of America Special paper* 198, 21 - 51.
- Byrne, T., 1994. Sediment deformation, dewatering and diagenesis: illustrations from selected melange zone. In Maltman, A. (Ed.), *The geological deformation of sediments*, 239-260.
- Cowan, D.S., 1985. Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America. *Geological Society of America Bulletin* 96, 451 - 462.
- Festa, A., Pini, G.A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010. Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review* 52, 1040-1105.
- Festa, A., Barbero, E., Remitti, F., Ogata, K., Pini, G.A., 2022. Mélanges and chaotic rock units: Implications for exhumed subduction complexes and orogenic belts. *Geosystems and Geoenvironment* 1, 1–23.
- Fisher, D., Byrne, T., 1987. Structural evolution of underthrust sediments, Kodiak Islands, Alaska. *Tectonics* 6, 775-793.
- Hashimoto, Y., Kimura, G., 1999. Underplating process from melange formation to duplexing: Example from the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, southwest Japan. *Tectonics* 18, 92-107.
- Hashimoto, Y., Enjoji, M., Sakaguchi, A., Kimura, G., 2003. In situ pressure-temperature conditions of a tectonic mélange: Constraints from fluid inclusion analysis of syn - mélange veins. *Island Arc* 12, 357-365.
<https://doi.org/10.1046/j.1440-1738.2003.00405.x>.
- Hatenashi Research Group, 2012. Geology of the Otonashigawa Accretionary Sequence: Paleocene to Lower Eocene accretionary prism. In Kishu Shimanto Research Group (Ed.), *New perspective on the study of the Cretaceous to Neogene Shimanto Accretionary Prism in the Kii Peninsula, Southwest Japan*, Monograph 59, 61-69.
- HSÜ, K.J., 1974. Melanges and their distinction from olistostromes. In Dott, R.H. and Shaver, R.H. and Kay, M. (Eds.), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, SEPM special publication 19, 321-333.
- Ishida, K., 1998. Lithostratigraphy and radiolarian ages of the Shimanto Supergroup, East Shikoku. *News of Osaka Micropaleontologists* 1, 189-209.
- Ishida, K., Hashimoto, H., 1998. Upper Cretaceous radiolarian biostratigraphy in selected chert-clastic sequences of the North Shimanto Terrane, East Shikoku.

- News of Osaka Micropaleontologists 1, 211-225.
- Kimura, G., Mukai, A., 1991. Underplated units in an accretionary complex: Melange of the Shimanto Belt of eastern Shikoku, southwest Japan. *Tectonics* 10, 31-50.
- Kimura, G., Yamaguchi, A., Hojo, M., Kitamura, Y., Kameda, J., Ujiie, K., Hamada, Y., Hamahashi, M., Hina, S., 2012. Tectonic mélangé as fault rock of subduction plate boundary. *Tectonophysics* 568, 25–38.
- Kishu Shimanto Research Group, 2006. Geology of the Hidakagawa Belt in the Central-Western Part of Wakayama Prefecture, Southwest Japan: –Study of the Shimanto Superbelt, Kii Peninsula (Part 13) Study of the Shimanto Superbelt, Kii Peninsula (Part 13)–. *Earth Science (Chikyu Kagaku)* 60, 355-374.
- Kishu Shimanto Research Group, 2008. Geologic age of the basal part of the Kumano Group determined by radiolarian fossils-The Study of the Shimanto Terrain in the Kii Peninsula, Southwest Japan (Part 14)-. *Earth Science (Chikyu Kagaku)* 62, 57–61.
- Kishu Shimanto Research Group, 2012a. Proposal of the Yukawa Accretionary Complex: Albion to Cenomanian Accretionary Prism. In Kishu Shimanto Research Group (Ed.), *New perspective on the study of the Cretaceous to Neogene Shimanto Accretionary Prism in the Kii Peninsula, Southwest Japan, Monograph 59*, 25 - 34.
- Kishu Shimanto Research Group, 2012b. Redefinition of the Miyama Accretionary complex-Turonian to lower Maastrichtian accretionary prism. In Kishu Shimanto Research Group (Ed.), *New perspective on the study of the Cretaceous to Neogene Shimanto Accretionary Prism in the Kii Peninsula, Southwest Japan, Monograph 59*, 35 - 41.
- Kishu Shimanto Research Group, 2012c. Tectonostratigraphic Division of the Ryujin Accretionary Complex: Upper Campanian to Middle Maastrichtian Accretionary Prism. In Kishu Shimanto Research Group (Ed.), *New perspective on the study of the Cretaceous to Neogene Shimanto Accretionary Prism in the Kii Peninsula, Southwest Japan, Monograph 59*, 43–50.
- Kitamura, Y., Sato, K., Ikesawa, E., Ikehara - Ohmori, K., Kimura, G., Kondo, H., Ujiie, K., Onishi, C.T., Kawabata, K., Hashimoto, Y., Mukoyoshi, H., Masago, H., 2005. Mélangé and its seismogenic roof décollement: A plate boundary fault rock in the subduction zone—An example from the Shimanto Belt, Japan. *Tectonics* 24, 2004TC001635. <https://doi.org/10.1029/2004TC001635>.
- Kumon, F., 1983. Coarse clastic rocks of the Shimanto Supergroup in eastern Shikoku and Kii Peninsula, southwest Japan 49, 63-109.
- Kusky, T.M., Bradley, D.C., 1999. Kinematic analysis of mélangé fabrics: examples and

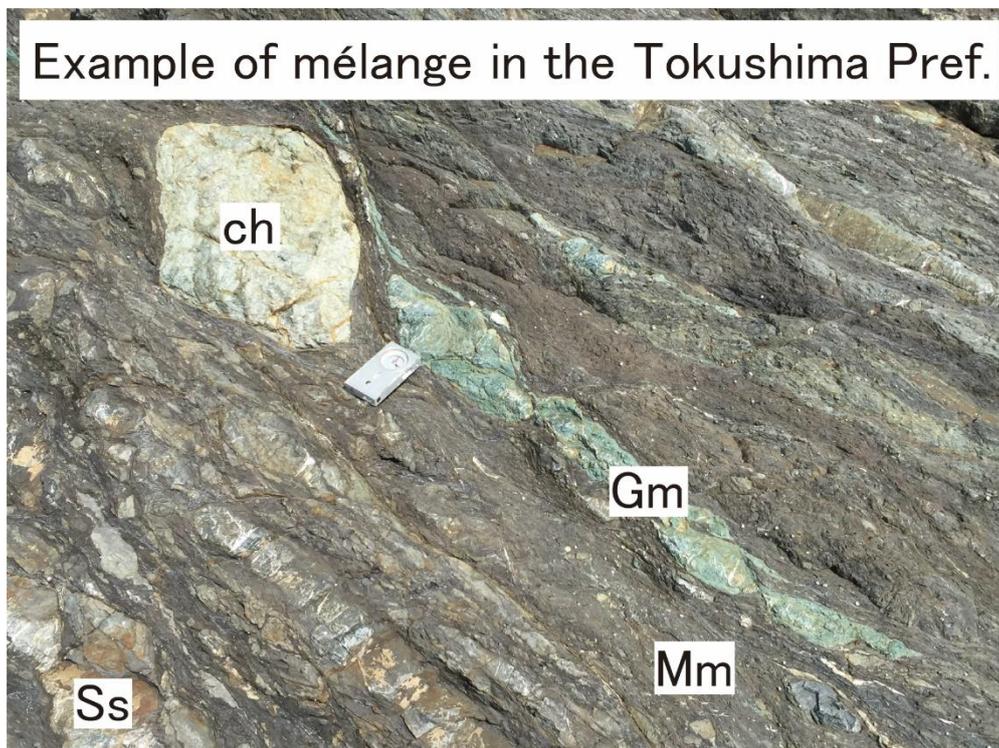
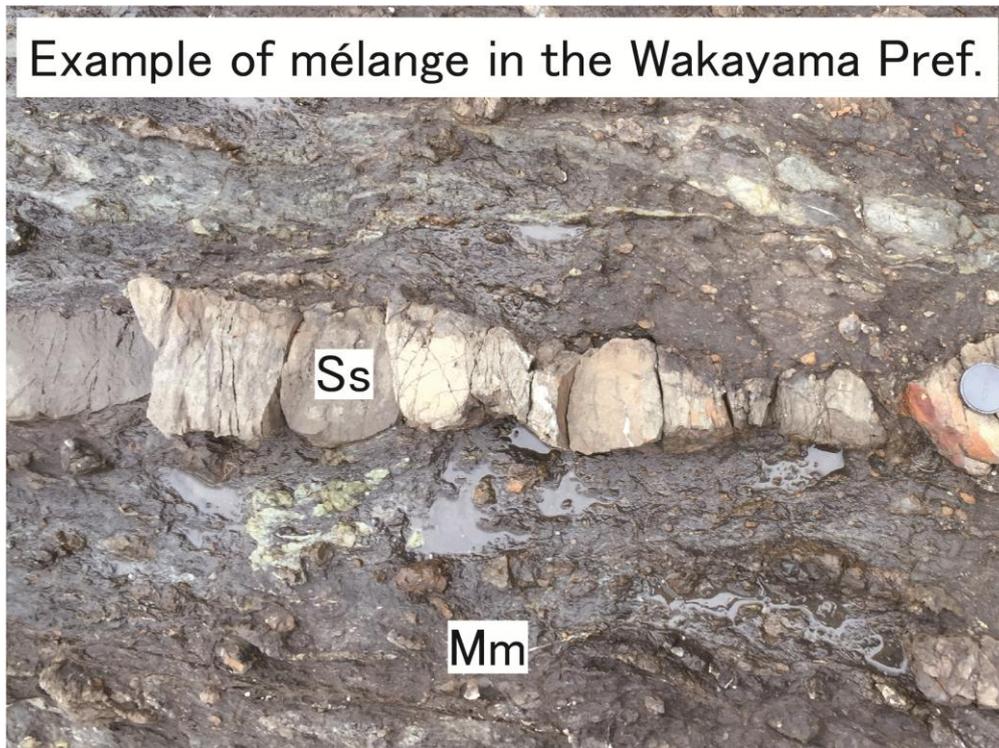
- applications from the McHugh Complex, Kenai Peninsula, Alaska. *Journal of Structural Geology* 21, 1773 - 1796.
- Logan, J.M., Friedman, M., Higgs, N., Dengo, C., Shimamoto, T., 1979. Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones. *Proceedings of Conference VIII-Analysis of Actual Fault Zones in Bedrock*, 305-343.
- Mackenzie, J.S., Needham, D.T., Agar, S.M., 1987. Progressive deformation in an accretionary complex: An example from the Shimanto belt of eastern Kyushu, southwest Japan. *Geology* 15, 353-356.
- Moore, J.C., Roeske, S., Lundberg, N., Schoonmaker, J., Cowan, D.S., Gonzales, E., Lucas, S.E., 1986. Scaly fabrics from Deep Sea Drilling Project cores from forearcs. In Moore, J.C. (Ed.), *Structural fabric in Deep Sea Drilling Project cores from forearcs*, Geological Society of America Memoir 166, 55 - 73.
- Moore, J.C., Byrne, T., 1987. Thickening of fault zones: A mechanism of melange formation in accreting sediments. *Geology* 15, 1040-1043.
- Onishi, C.T., Kimura, G., Hashimoto, Y., Ikehara - Ohmori, K., Watanabe, T., 2001. Deformation history of tectonic melange and its relationship to the underplating process and relative plate motion: An example from the deeply buried Shimanto Belt, SW Japan. *Tectonics* 20, 376-393.
- Passchier, C., Simpson, C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* 8, 831-843.
- Raymond, L.A., 1984. Classification of mélanges. *Mélanges: their nature, origin, and significance*: Geological Society of America Special Paper 198, 7 - 20.
- Rutter, E.H., Maddock, R.H., Hall, S.H., White, S.H., 1986. Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *PAGEOPH* 124, 3-30.
- Suzuki, H., Nakaya, S., Fukuda, O., 2012. Geology of the Muro Accretionary sequence: Middle Eocene to Lower Miocene accretionary prism. In Kishu Shimanto Research Group (Ed.), *New perspective on the study of the Cretaceous to Neogene Shimanto Accretionary Prism in the Kii Peninsula, Southwest Japan*, Monograph 59, 71-86.
- Suzuki, H., Fukuda, O., 2012. Paleogene radiolarian fossils found from the Shimanto Accretionary Prism in the Kii Peninsula, Southwest Japan. In Kishu Shimanto Research Group (Ed.), *New perspective on the study of the Cretaceous to Neogene Shimanto Accretionary Prism in the Kii Peninsula, Southwest Japan*, Monograph 59, 237-247.
- Taira, A., Tashiro, M., 1987. Late Paleozoic and Mesozoic Accretion Tectonics in Japan and Eastern Asia. In Taira, A. and Tashiro, M. (Eds.), *Historical Biogeography and*

- Plate Tectonic Evolution of Japan and Eastern Asia, 1-43.
- Taira, A., KATTO, J., Tashiro, M., Okamura, M. and Kodama, K., 1988. The Shimanto Belt in Shikoku, Japan. -Evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism. *Modern Geology* 12, 5-46.
- Taira, A., Okada, H., Whitaker, J. H. McD. and Smith, A. J., 1989. Accretion tectonics and evolution of Japan. In Ben-Avraham, Z. (Ed.), *The evolution of the Pacific ocean margins*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics 8, 100 - 123.
- Taira, A., Byrne, T., Ashi, J., 1992a. Photographic atlas of an accretionary prism: Geologic structures of the Shimanto Belt, Japan. University of Tokyo Press, Tokyo, 124 pp.
- Taira, A., Hill, I., Firth, J., Berner, U., Brückmann, W., Byrne, T., Chabernaud, T., Fisher, A., Foucher, J.-P., Gamo, T., Gieskes, J., Hyndman, R., Karig, D., Kastner, M., Kato, Y., Lallemand, S., Lu, R., Maltman, A., Moore, G., Moran, K., Olafsson, G., Owens, W., Pickering, K., Siena, F., Taylor, E., Underwood, M., Wilkinson, C., Yamano, M., Zhang, J., 1992b. Sediment deformation and hydrogeology of the Nankai Trough accretionary prism: Synthesis of shipboard results of ODP Leg 131. *Earth and Planetary Science Letters* 109, 431-450. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90104-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90104-4).
- Takesue, N., Suzuki, S., 2016. Prelithification shear structures of mélangé unit in Shiofuki-iwa area, the upper Cretaceous Shimanto Belt, Wakayama Prefecture, Japan. *Okayama University Earth Science Report* 23, 9 - 15.
- Tanabe Research Group, 1984. Stratigraphy and geological structure of the Tanabe Group in the Kii Peninsula, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)* 38, 249-263.
- Tokiwa, T., Tsukada, K., Takeuchi, M., 2006. Hidakagawa Group of Shimanto Belt in the western coast of Kii Peninsula, Southwest Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan* 112, 257-272.
- Tokiwa, T., Yamamoto, Y., 2012. Relationship between magnetic fabrics and shear directions in mélangé within the Miyama Formation, Shimanto accretionary complex, Japan. *Tectonophysics* 568-569, 53-64. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.001>.
- Tokiwa, T., Takeuchi, M., Shimura, Y., Ota, A., Yamamoto, K., 2016. U-Pb ages of detrital zircon from the tuffaceous sandstone of the Shimanto Belt in the Kii Peninsula. *The Journal of the Geological Society of Japan* 122, 625-635.
- Vrolijk, P., 1990. On the mechanical role of smectite in subduction zones. *Geology* 18, 703-707.

Yamamoto, T., Suzuki, H., 2012. Hanazono Accretionary Complex in the northern margin of the Shimanto Belt in the Kii Peninsula, Southwest Japan. In Kishu Shimanto Research Group (Ed.), New perspective on the study of the Cretaceous to Neogene Shimanto Accretionary Prism in the Kii Peninsula, Southwest Japan, Monograph 59, 1 - 14.



☒ 1 : Schematic diagram depicting of mélangé formation (after Raymond, 1984).



☒ 2 : Block-in-matrix structure of the tectonic mélangé in Wakayama Prefecture and Tokushima Prefecture. Ss: Sandstone, Gm: Greenish mudstone, Ch: Chert, Mm: Mudstone matrix

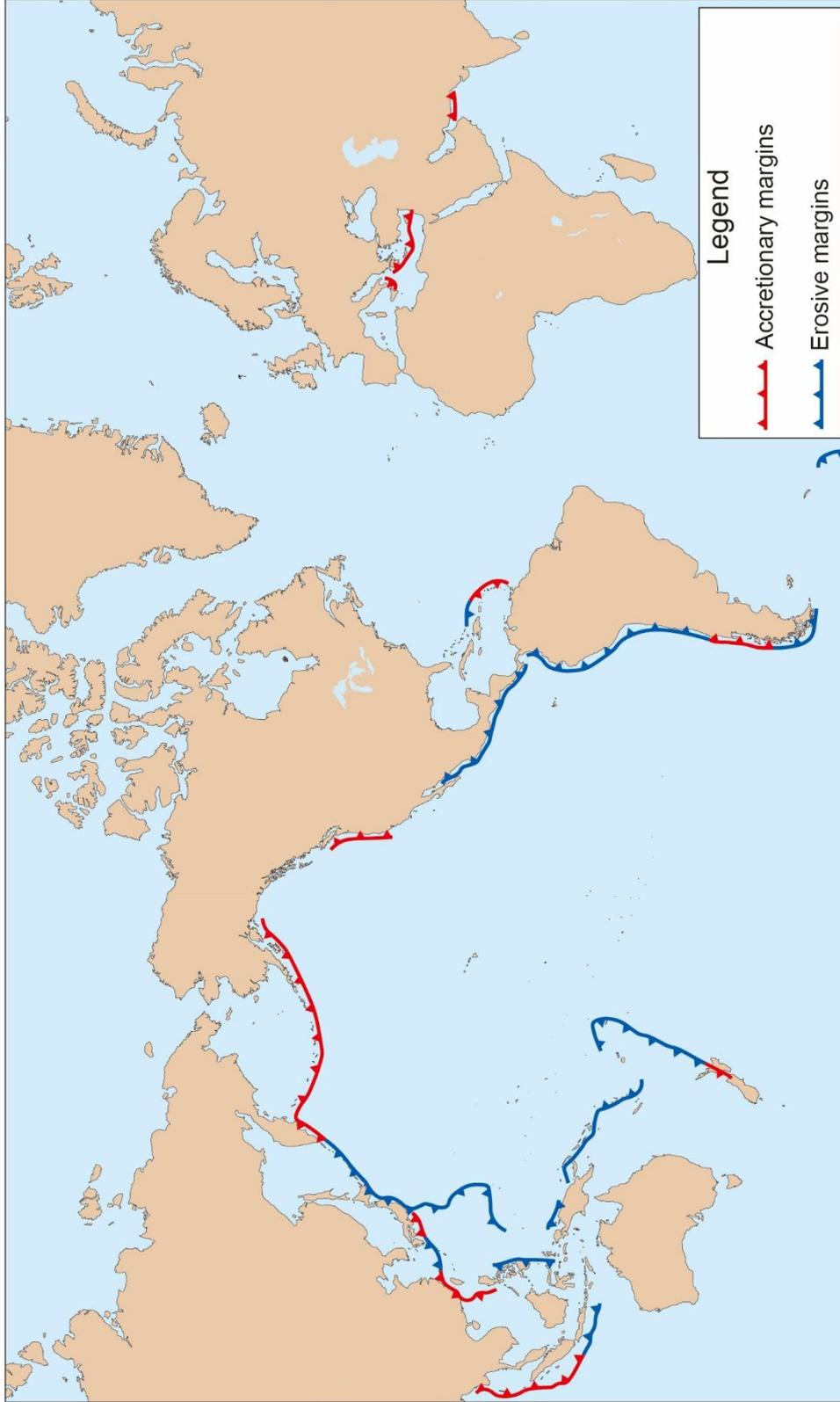
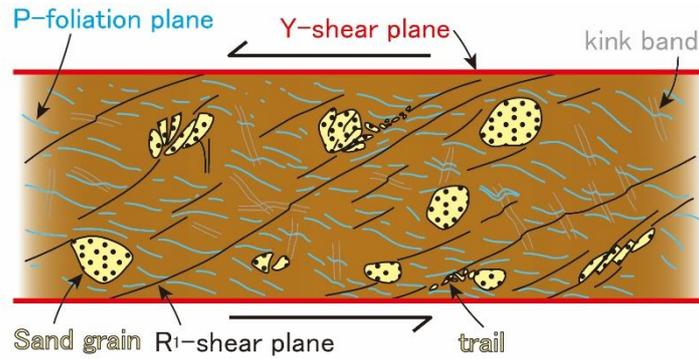


Figure 3 : Distributions of the accretionary margins and the erosive margins (modified from Scoll *et al.*, 1980; Festa *et al.*, 2018)



名称	面構造の特徴	
Y-shear plane	主剪断面	剪断変位が集中する面。剪断方向に平行に発達する。
P-foliation plane	鉱物粒子の一定方向の配列	Y-shear plane に対して斜向した方向に発達する面。
R ₁ -shear plane	微小すべり面	Y-shear plane に対して高角度で切り込む変位面。
trail	微小すべり面沿いの砂粒子の破碎	微小すべり面の変位方向に発達する。
kink band	面構造の局所的な屈曲	Y-shear に対して高角に斜向する。

左横ずれ剪断変形による複合面構造の形成例

図 4 : Schematic diagram depicting of composite planar fabric (modified from Rutter *et al.*, 1986). Shear deformation is characterized by the composite planar fabric, which indicates sinistral sense of shear.

【構造性メランジュの剪断変形構造のフィールド調査手法のフロー】

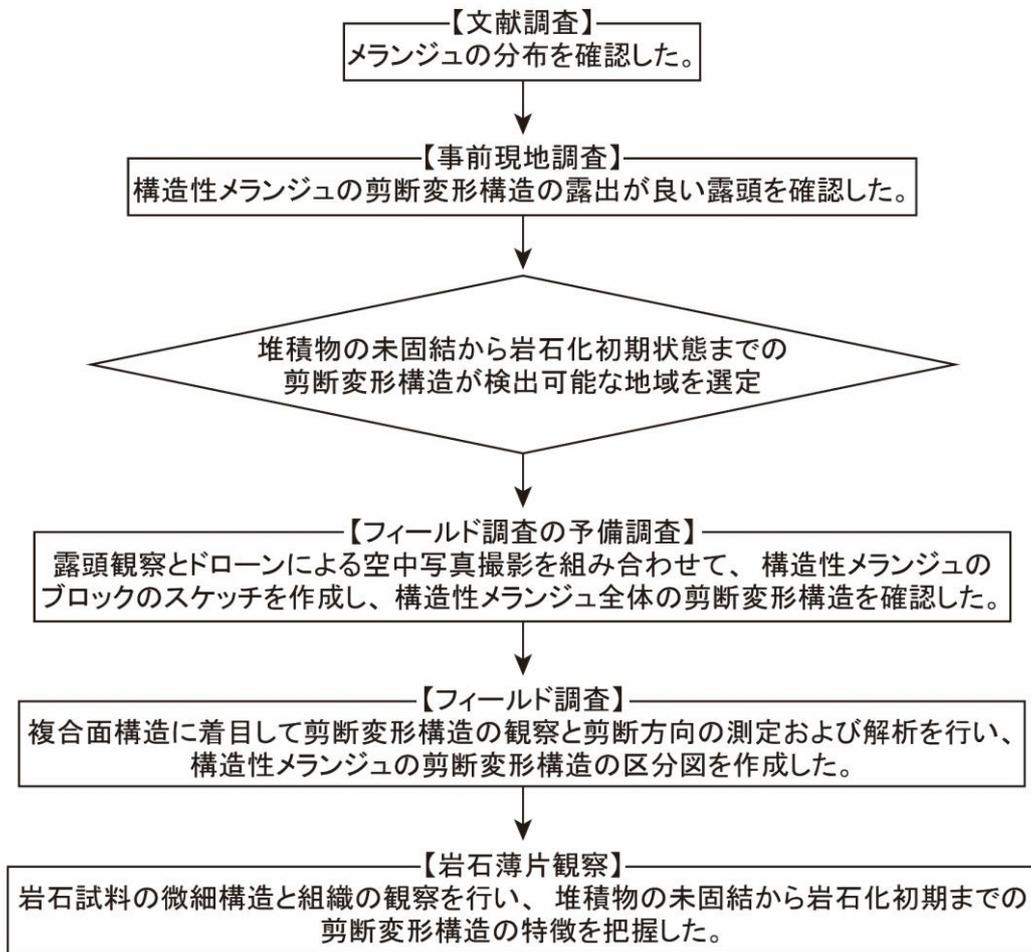


図 5 : Field research flow of the structural mélangé to identify shear deformation structures from the pre- to early-lithification stage.

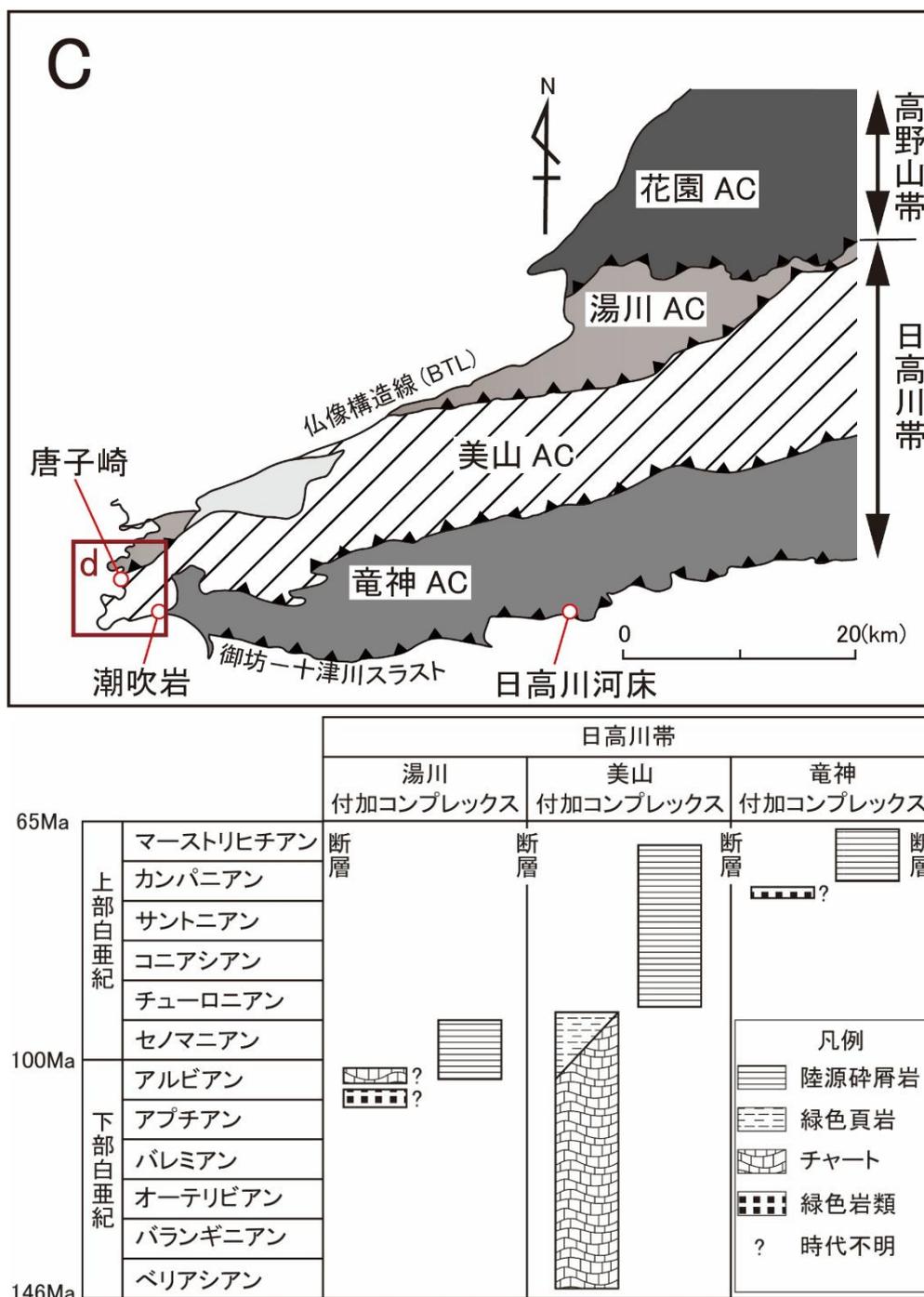


図 7 : a) Subdivision of the Shimanto Belt in the Middle part of the Kii Peninsula (modified from Kishu Shimanto Research Group, 2012a, 2012b, 2012c). AC is an abbreviation for accretionary complex. b) Schematic diagram of the subdivisions of the accretionary complexes in the Hidakagawa Sub-belt and the depositional ages of each lithofacies (modified from Kishu Shimanto Research Group, 2012a, 2012b, 2012c).

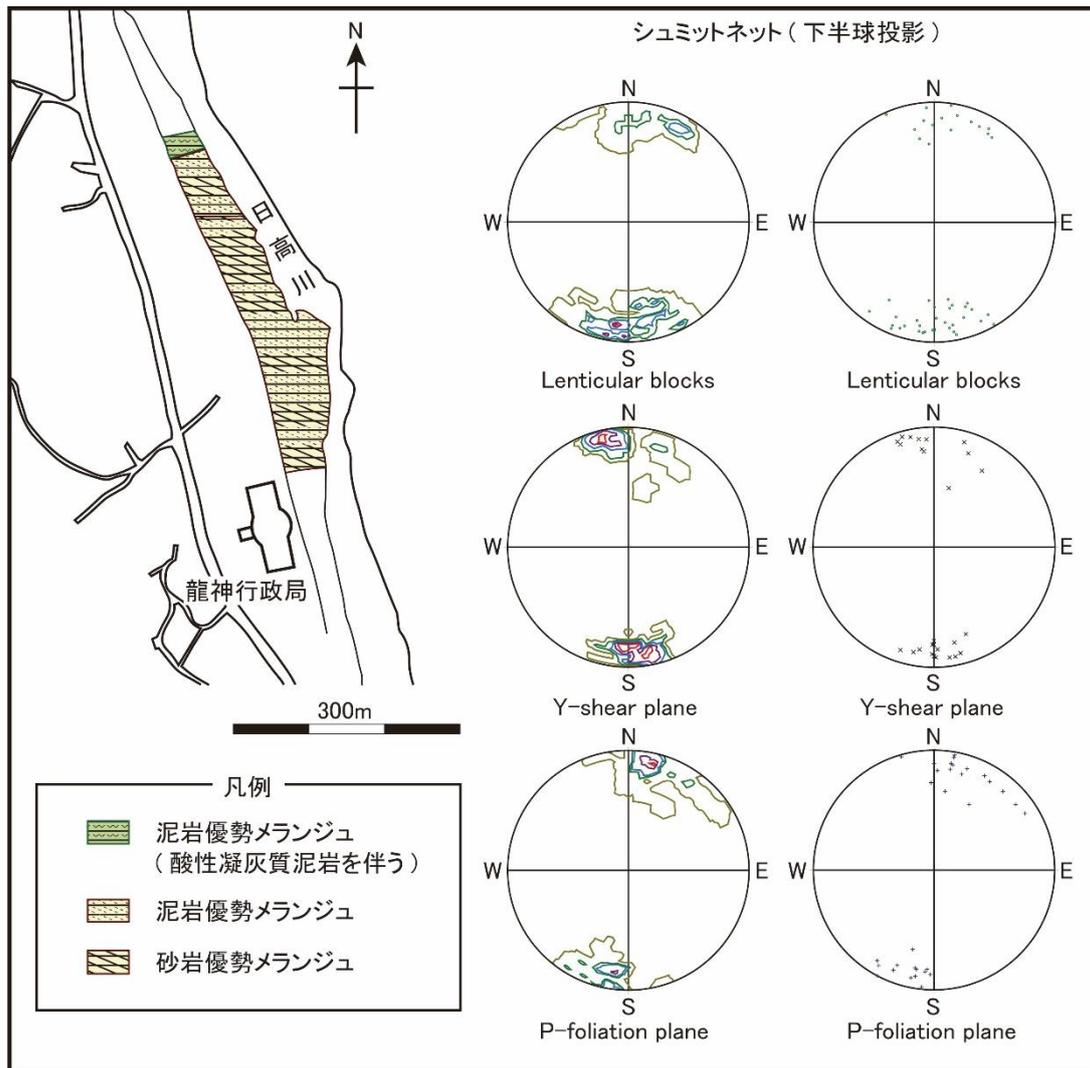
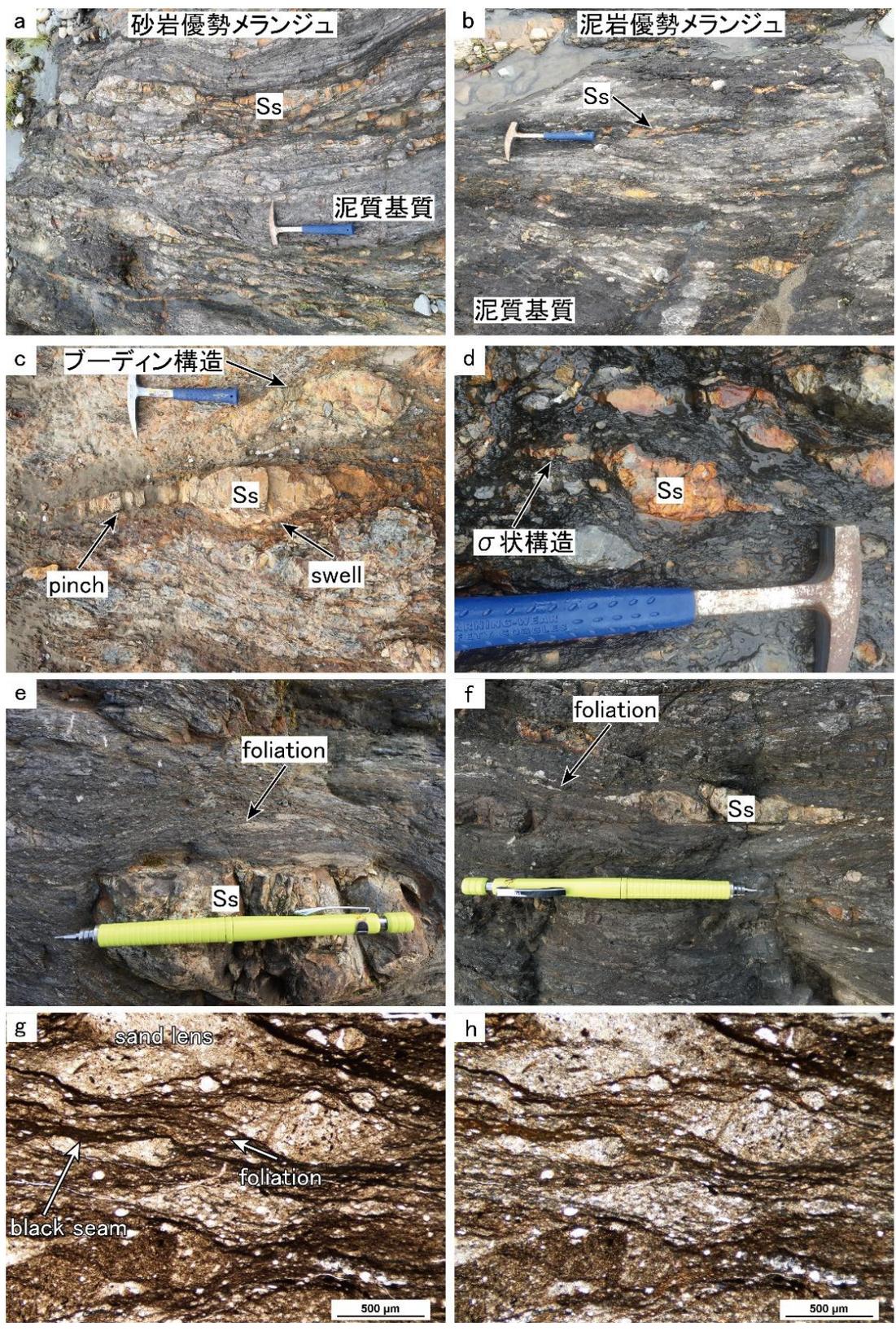
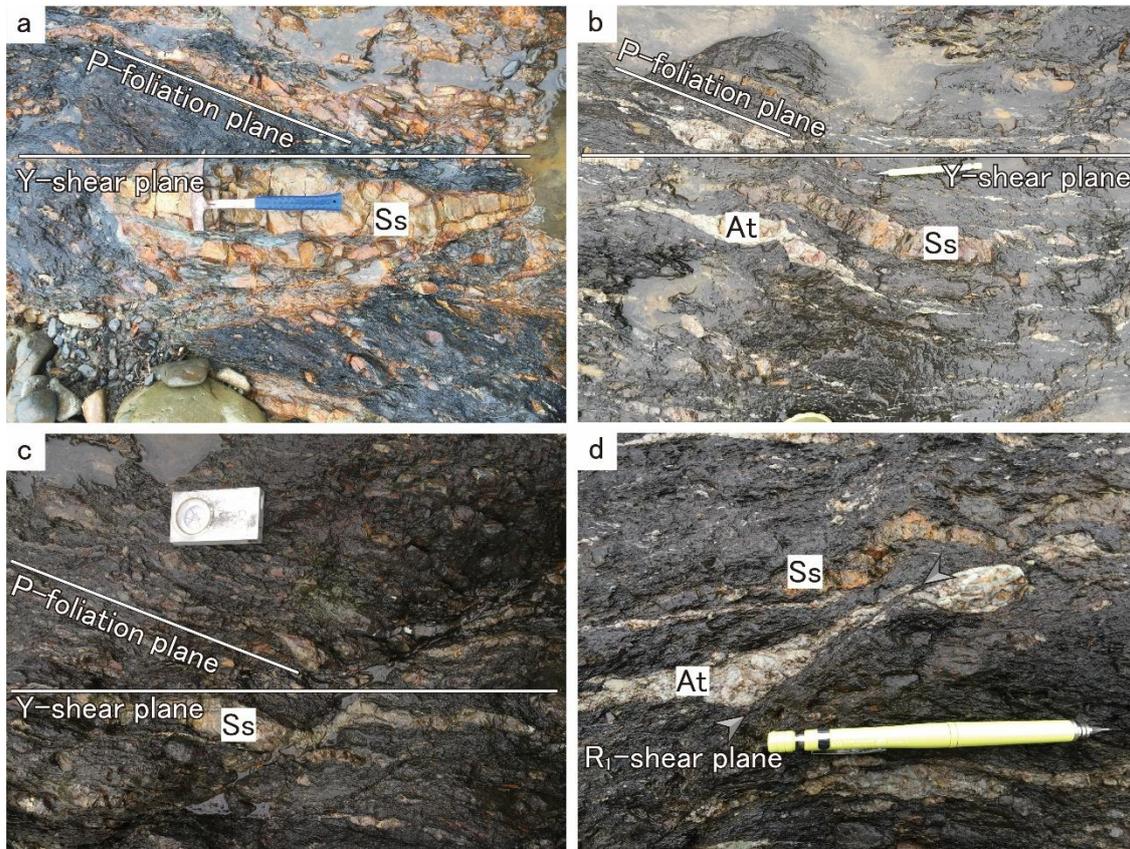


図 8 : Analysis results of strike and dip of the structural mélangé in the Hidaka riverbed.



☒ 9 : shear deformation structures of the sandstone dominant mélange and the mudstone dominant mélange. a) The sandstone dominant mélange is composed of sandstone and mudstone. b) The mudstone dominant mélange is composed of sandstone and mudstone with acidic tuffaceous mudstone. c) The lenticular sandstone blocks exhibit characteristic pinch & swell and boudinage structures. d) Some sandstone blocks exhibit δ -like tails. e) The mudstone in the argillaceous matrix exhibits fine-grained mud foliations (a few millimeters to less than 1 cm thick). f) The foliations develop in the elongation direction of the thin and small sandstone blocks. g, h) Microscopic scale photos of the mudstone. A structure where sand lenses and foliations are stretched in a uniform direction is observed, accompanied by black seams with a preferred orientation of illite.



☒ 10 : Composite planar fabric of sandstone blocks and acidic tuffaceous mudstone. a) Sandstone blocks are lenticularly deformed in the directions of the Y-shear plane and the P-foliation plane. b) The composite planar fabric is observed in acidic tuffaceous mudstone as both blocks and foliations. c & d) Some sandstone and acidic tuffaceous mudstone blocks show displacement in the direction of the R_1 -shear plane. Acidic tuffaceous mudstone is stretched into extremely thin layers along the displacement direction of the R_1 -shear plane.



図 11 : Folding structure of sandstone blocks and slaty cleavage in the argillaceous matrix. a) The sandstone exhibits an incompetent anticline structure, thickening at the hinge and thinning at the limbs. b) The sandstone blocks in the limb show an en echelon arrangement. c) The mudstone in the argillaceous matrix develops slaty cleavage nearly parallel to the anticline axis. e) The mudstone in the argillaceous matrix also exhibits fine opening fractures.

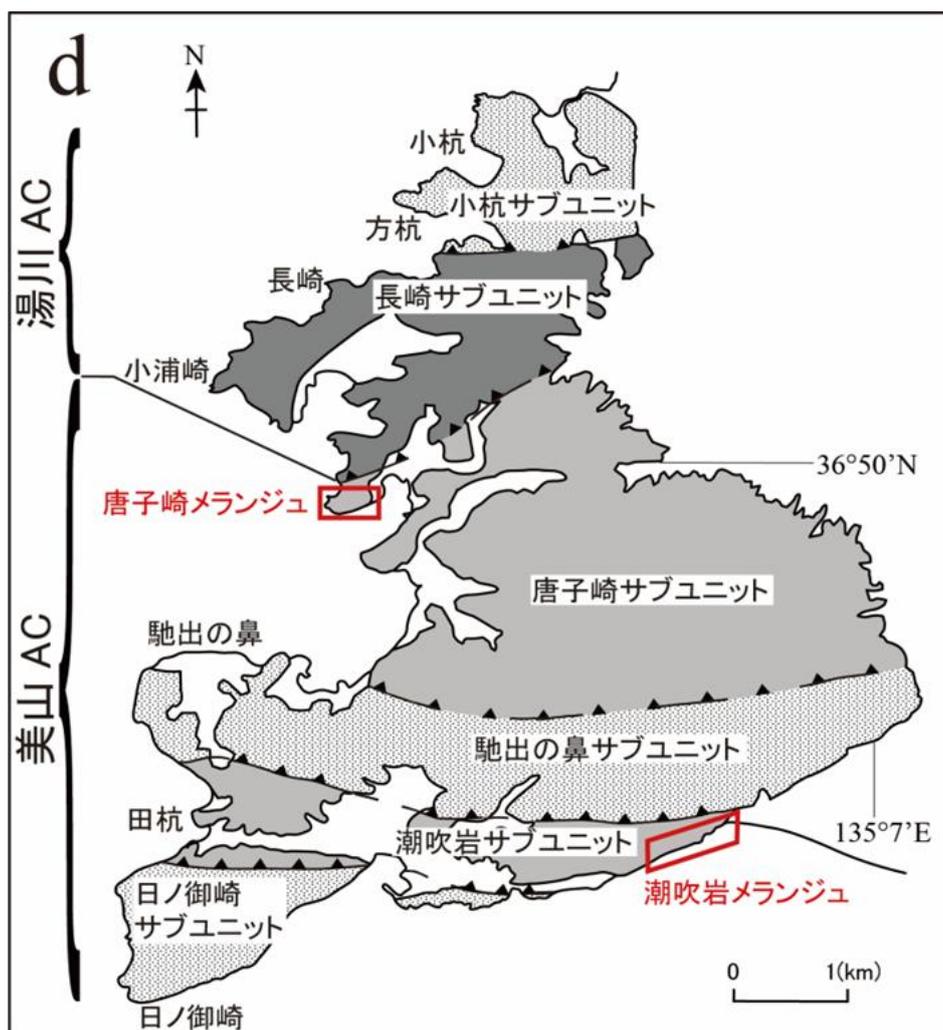


図 12 : Geological map of the western part of the Yukawa AC and the Miyama AC (modified from Tokiwa et al., 2006). The outcrops of the Shiofuki-iwa mélangé and the Karakozaki mélangé are distributed in the Miyama AC.

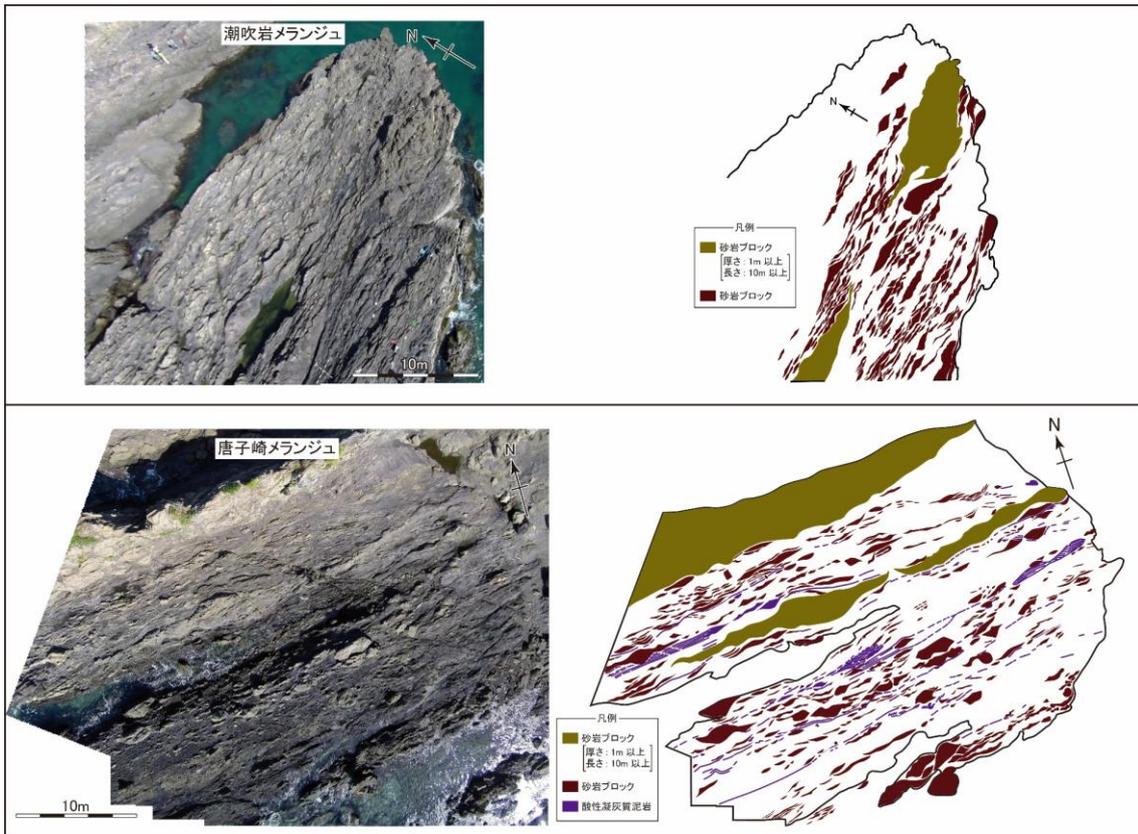
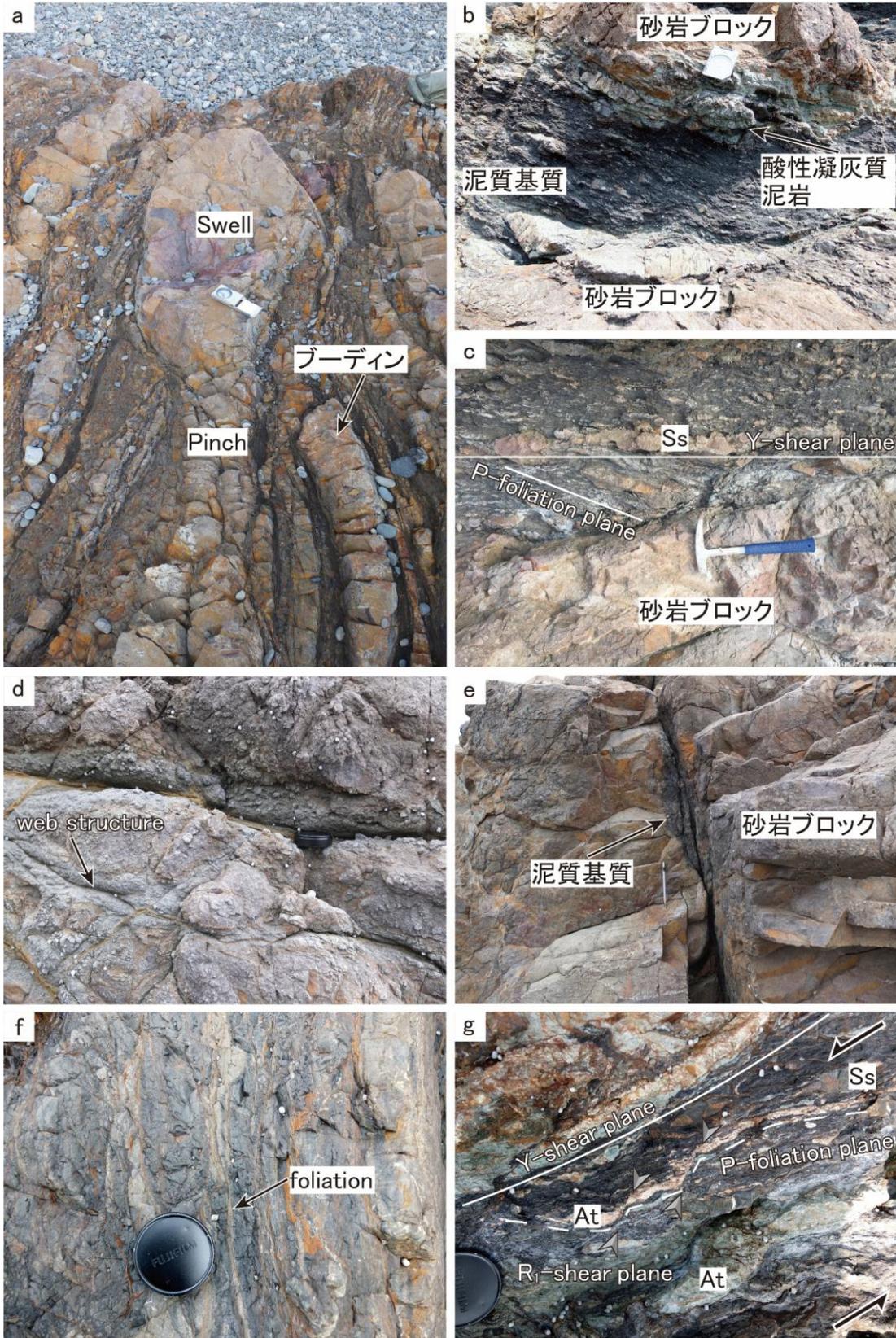


図 13 : Preliminary geological sketch maps based on drone photographs and field research. Continuous lenticular sandstone blocks (usually more than 1 m thick and over 10 m in length) and relatively thin and small discontinuous lenticular blocks were identified.



☒ 14 : The outcrops of the Shiofuki-iwa mélange. a) pinch & swell structure and boudins of sandstone blocks. b) The ISB is distributed at the boundary between the YSZ and the PFZ. The acidic tuffaceous mudstone occurs as small lens. The block-in-matrix structures in the ISB indicate comparative narrow shear zone (The clinometer for scale is 12 cm length). c) An example of ISB which is characterized by the composite planar fabric of sandstone blocks. d) The web structure on weathered surface of massive sandstone (The camera lens cap for scale is 6cm diameter). e) Mud matrix in the fracture of the massive sandstone. f) The foliation occurs as thin layer in the matrix. g) Close up of the Y-shear plane and the P-foliation plane in the ISB. The P-foliation of acidic tuffaceous mudstone is displaced by clear cut plane of R_1 -shear (The camera lens cap for scale is 6cm diameter).

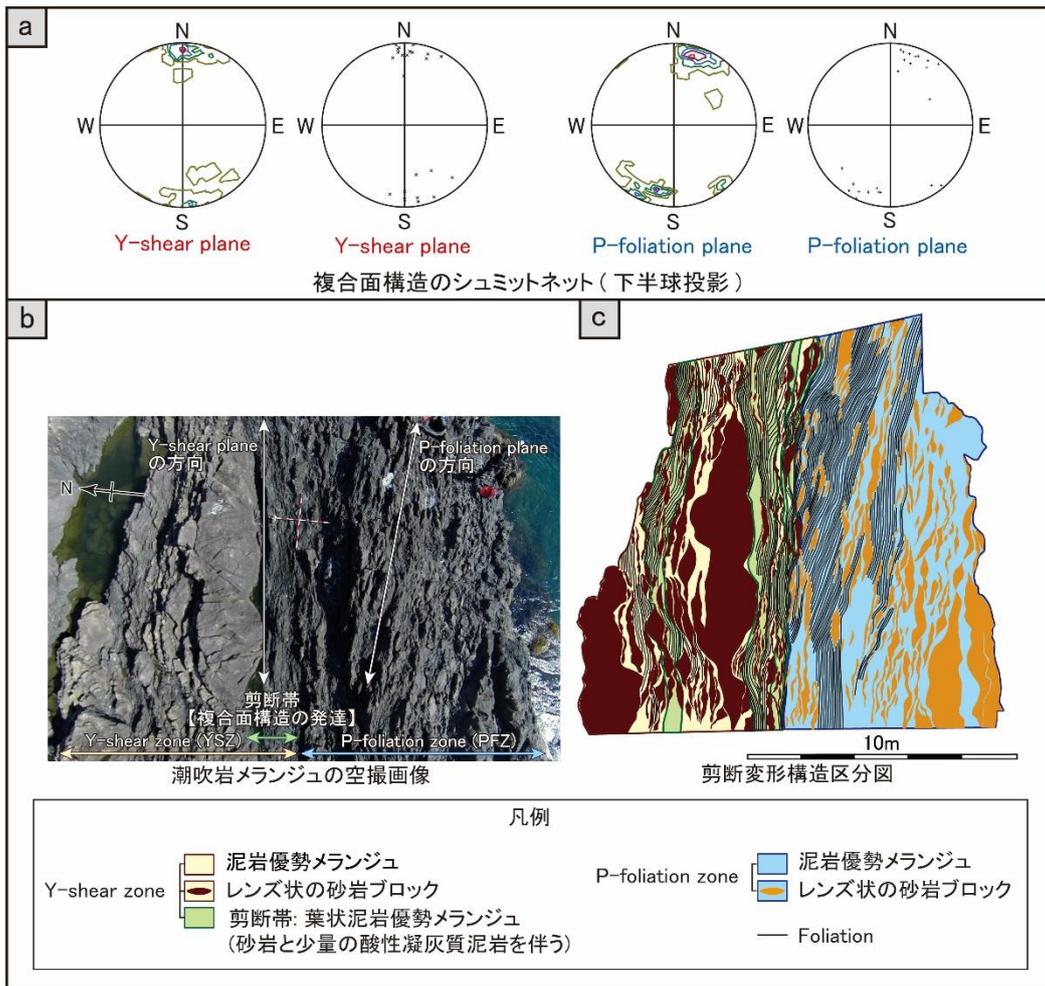


図 15 : Composite planar fabric in the intense shear band and geological sketch map of the shear deformation structures in the Shiofuki-iwa mélangé. Orientations of Y-shear plane and P-foliation plane are measured in the YSZ.

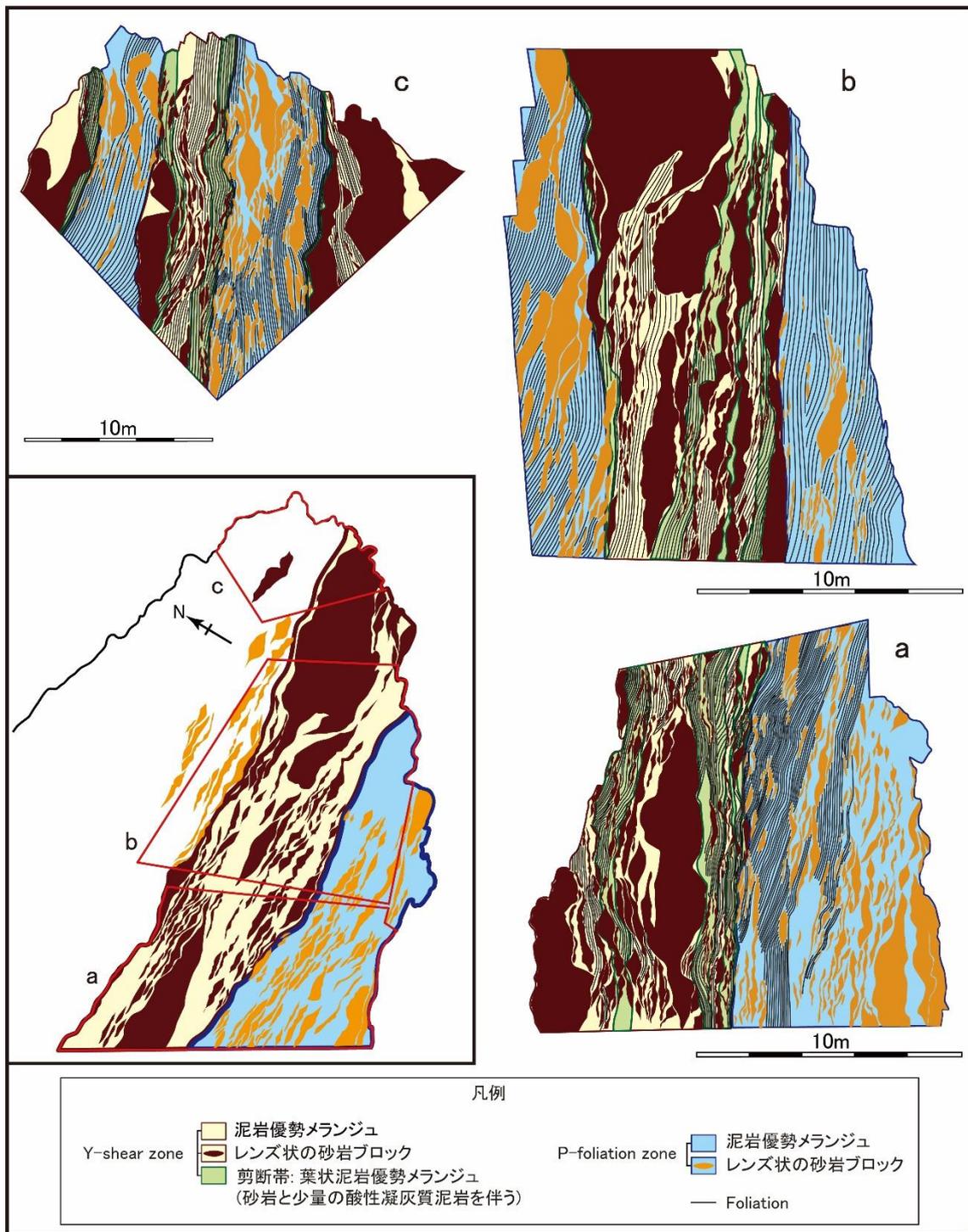
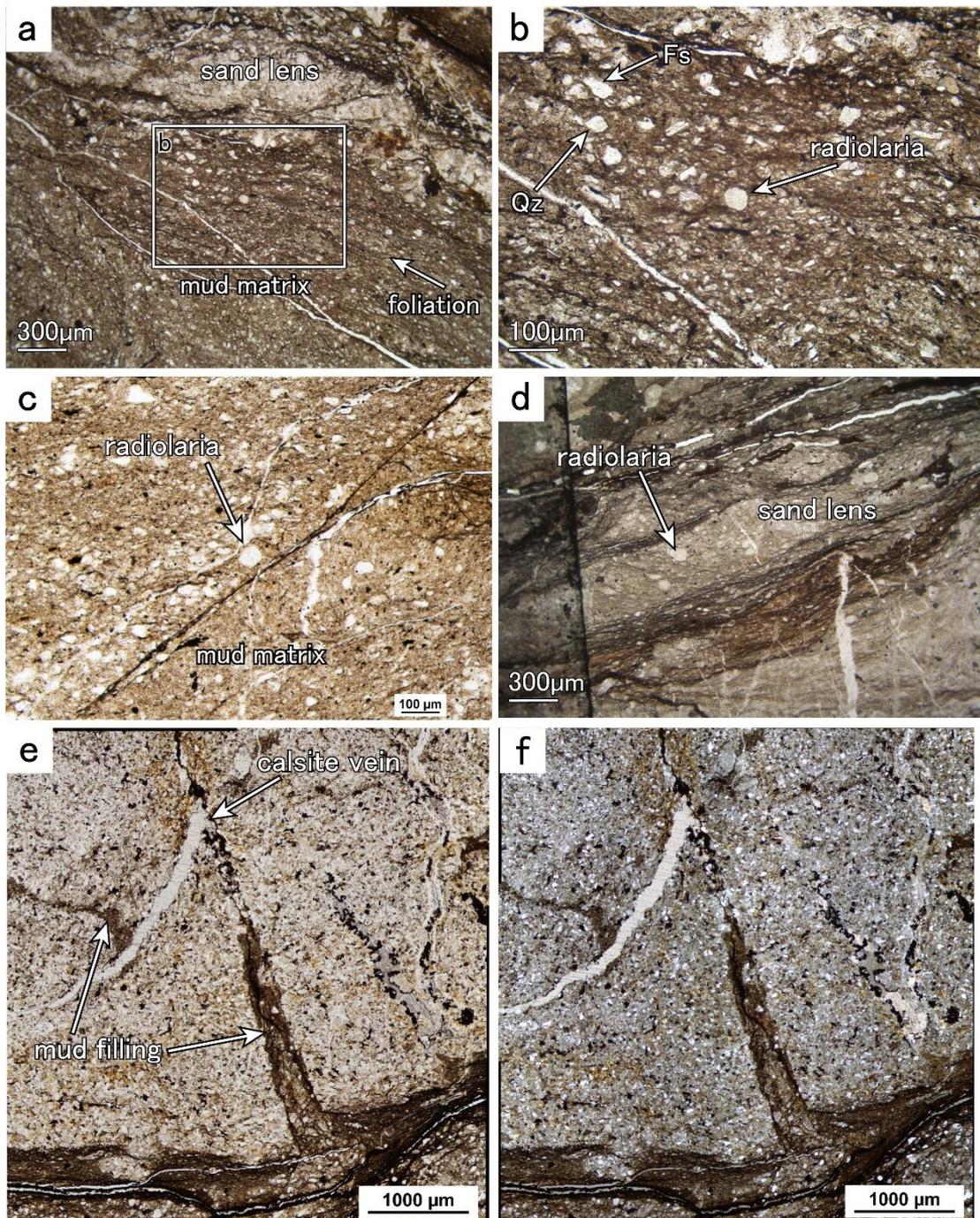


図 16 : Geological sketch map of mélangé in the Shiofuki-iwa mélangé. Three maps (a, b, c) are of close-up of the mélangé. The YSZ is intercalated in the PFZ in this site.



17 : Microscopic scale photos of the Shiofuki-iwa site. a) Sand lens and foliations in the ISB (under Plane Light: PL). b) The radiolarian fossil in the mud matrix, retains circular shape despite thin sand layer is lenticularly deformed, and quartz (Qz) and feldspar (Fs) are scattered throughout the mud matrix (PL). c) Close up of circular radiolarian fossils in the mud matrix (PL). d) Radiolarian fossils also retain circular shape in the sand lens (PL). e) Mud filling and calcite vein in the sandstone block (PL). f) Mud filling and calcite vein in the sandstone block under crossed nicols.

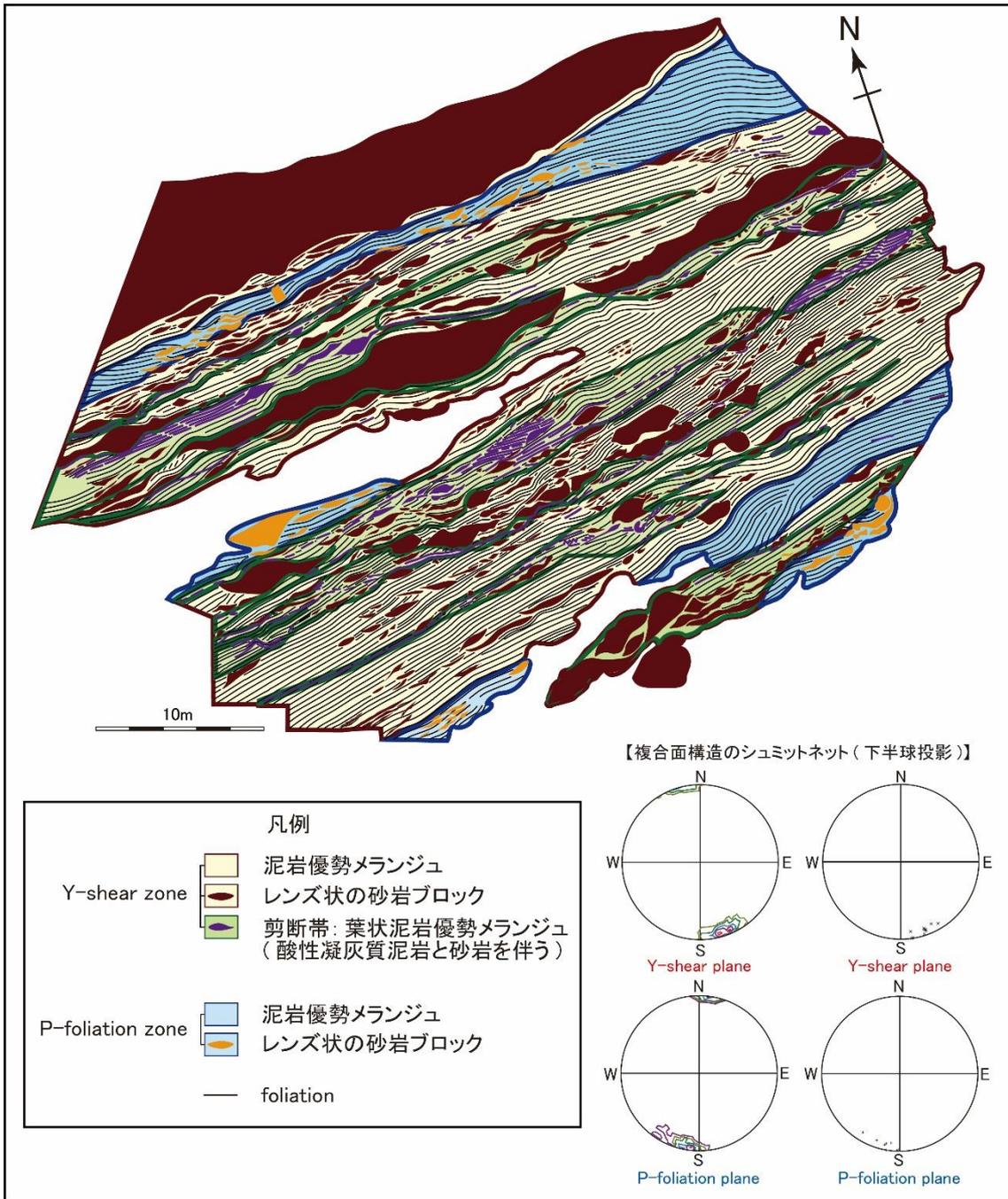
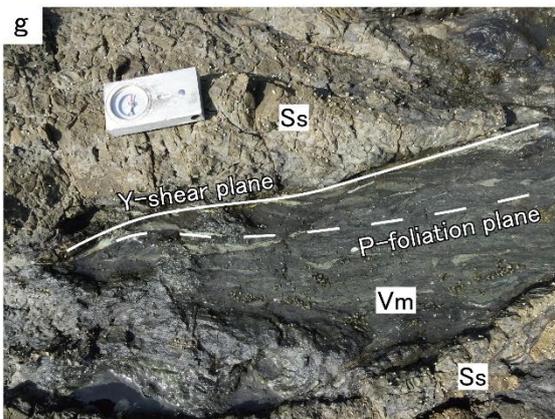
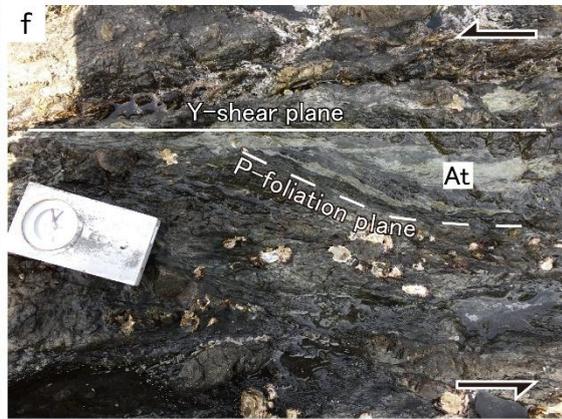
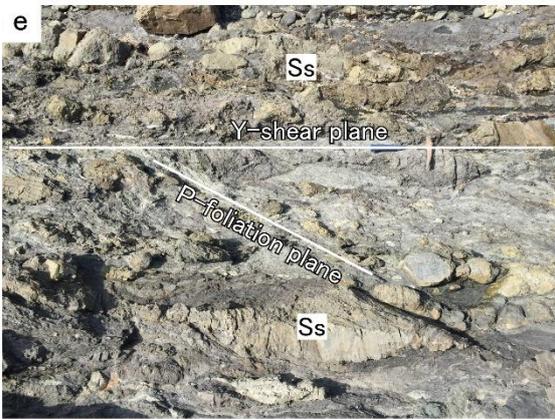
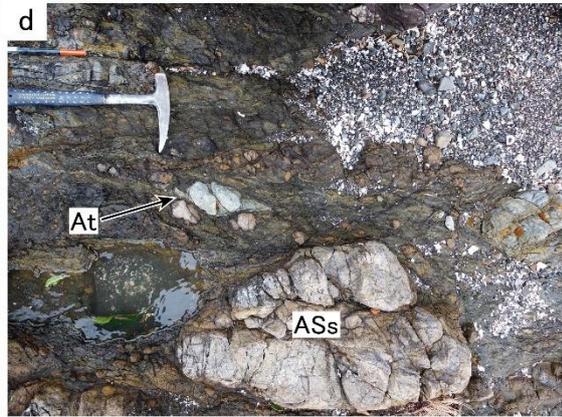
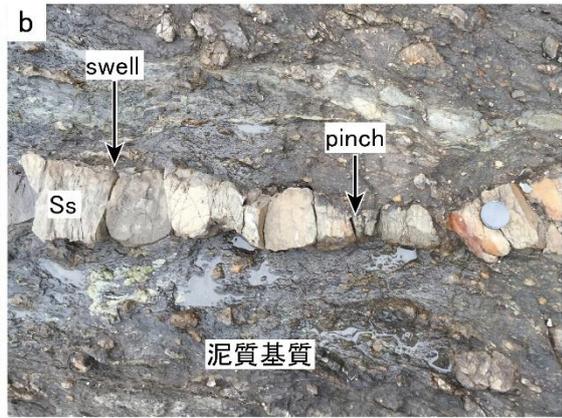


図 18 : Geological sketch map of the mélangé in the Karakozaki mélangé. Mélangé is mainly composed of sandstone blocks and mudstone matrix. Measurements of orientation of Y-shear plane and P-foliation plane are plotted on Schmidt equal-area lower hemisphere projections.



☒ 19 : Outcrops of the Karakozaki mélange. a) Continuous and discontinuous sandstone lenticular blocks. b) Pinch and swell structure of sandstone (Ss) (The camera lens cap for scale is 6cm diameter). c) Boudin structure of sandstone. d) Angular sandstone block (ASs) and lenticular acidic tuffaceous mudstone block (At). e) Distribution and directions of lenticular sandstone blocks (Ss) form the composite planar fabric; Y-shear plane and P-foliation plane. f) Two sets of layers which form the composite planar fabric indicate sinistral sense of shear deformation (acidic tuffaceous mudstone: At) (The clinometer for scale is 12 cm length). g) P-foliation planes in mudstone which occur as varicolored mudstone (Vm). The foliations are smoothly bounded by sandstone blocks (Ss), where P-foliation plane is dragged by the Y-shear plane (The clinometer for scale is 12 cm length).

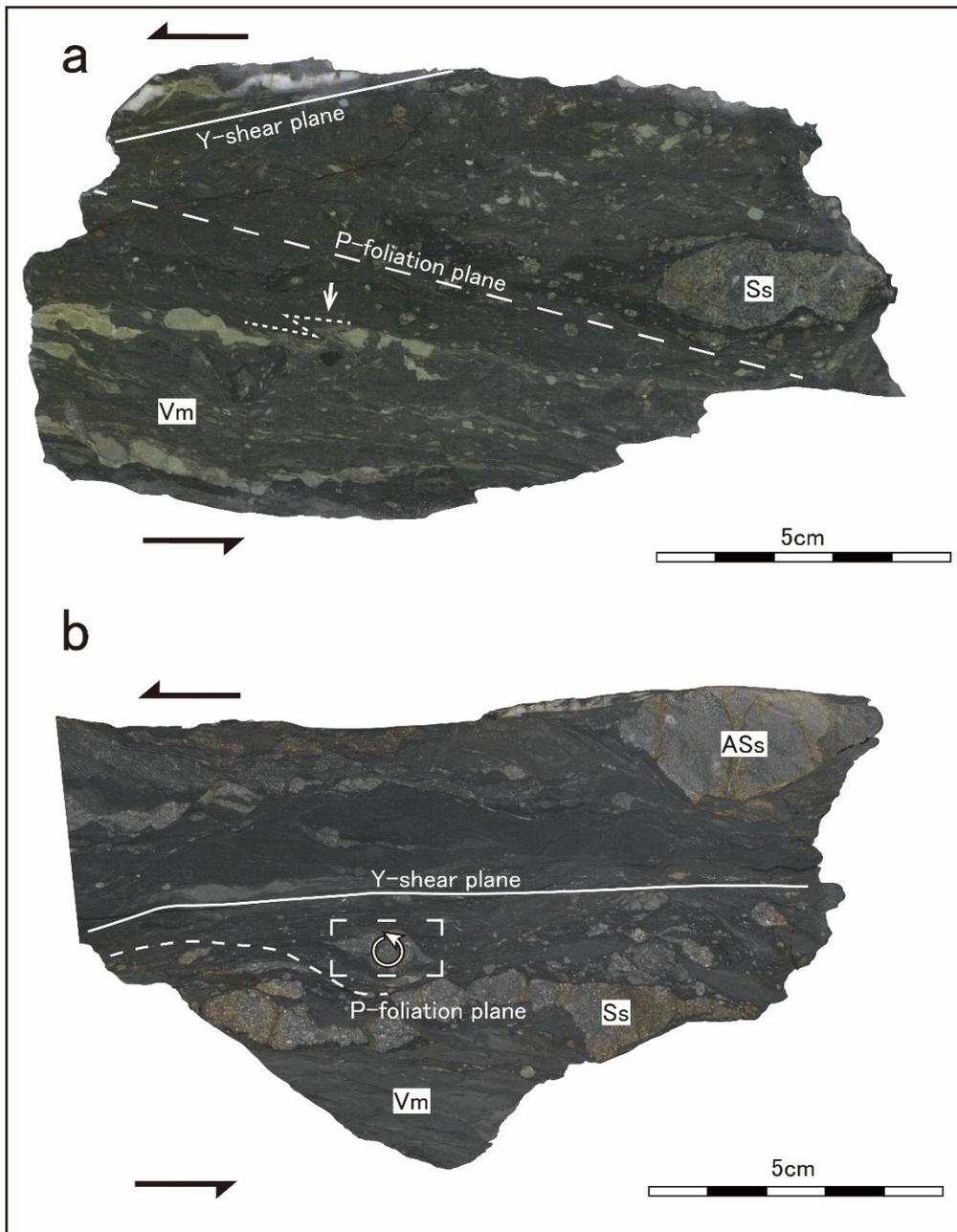
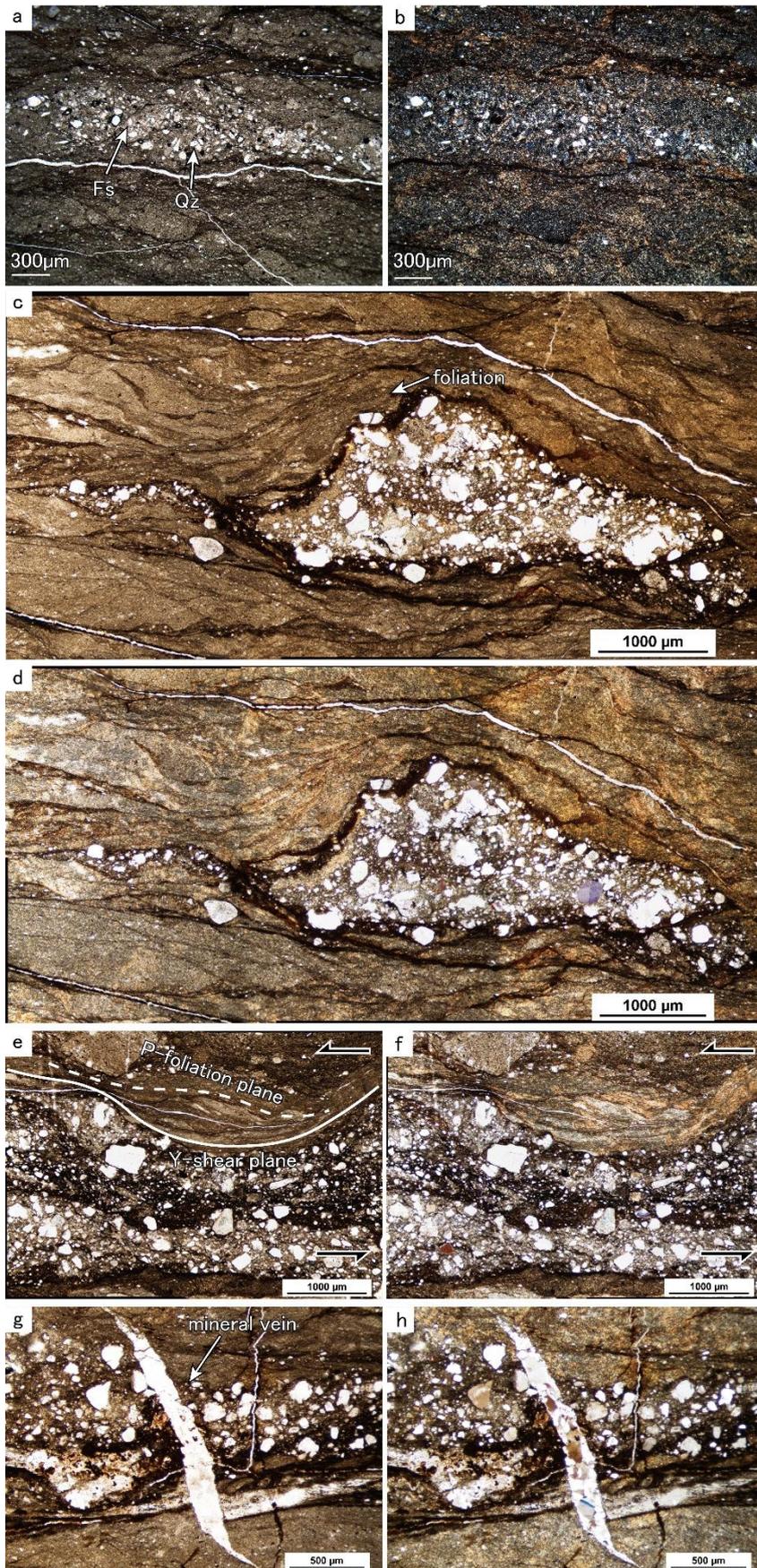
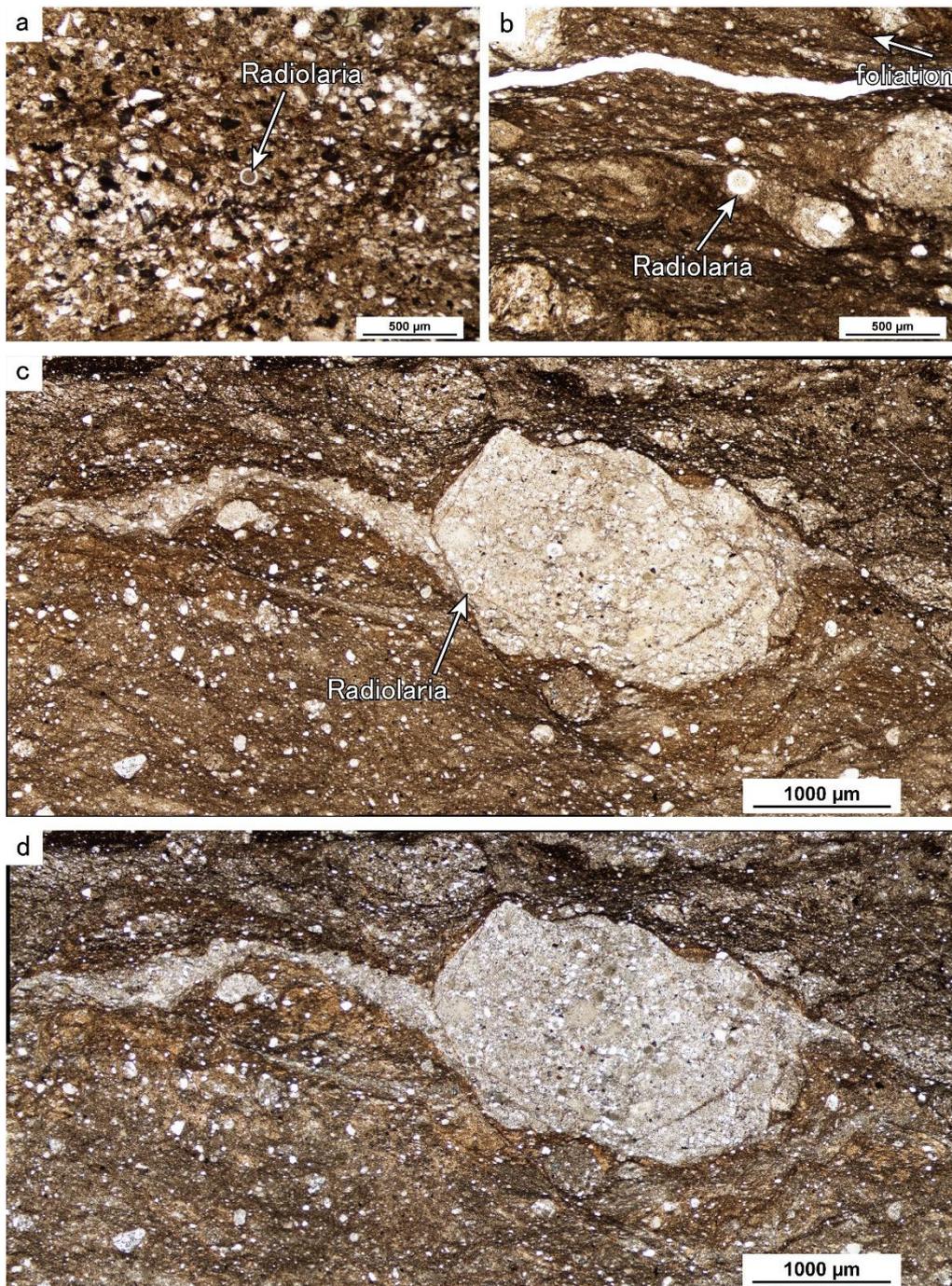


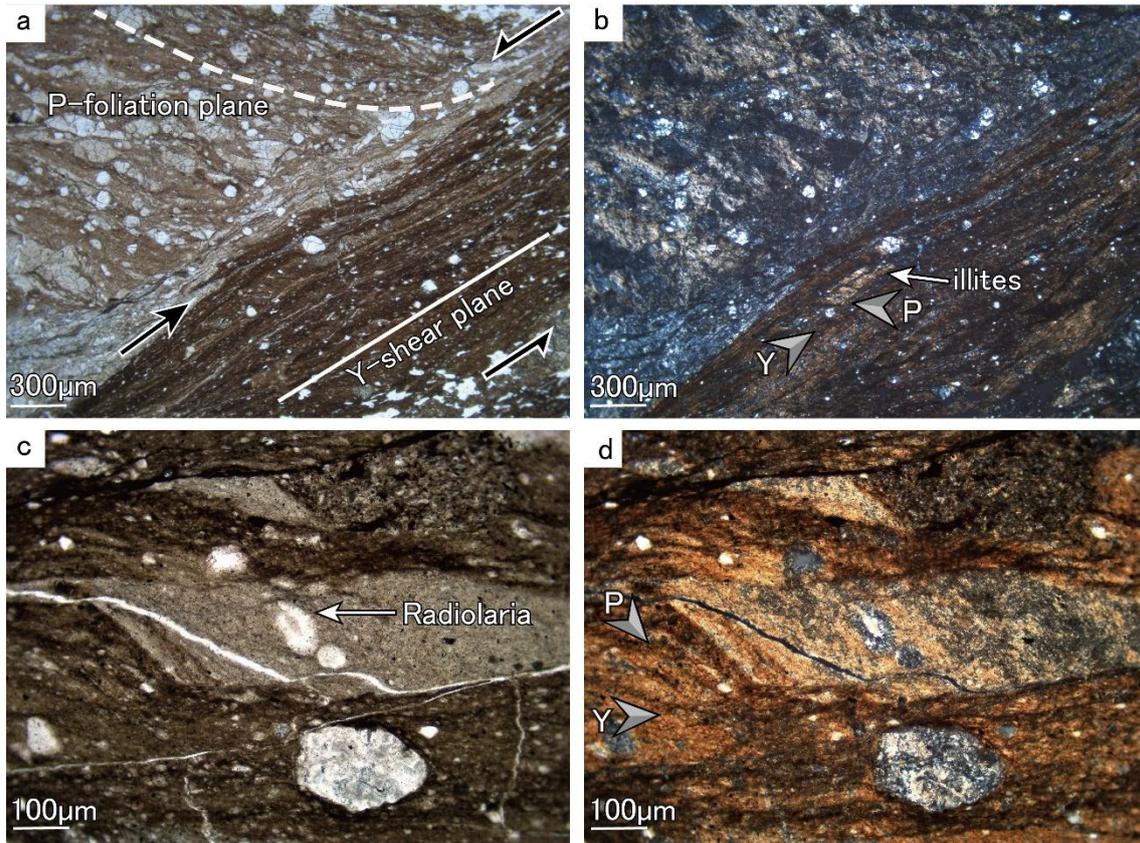
Figure 20 : Polished slab sample surfaces parallel to the sub-horizontal plane from the ISB in the Karakozaki mélangé (varicolored mudstone: Vm, sandstone: Ss). a) The composite planar fabric indicates sinistral sense of shear deformation. b) Sandstone block with σ - δ composite tails (dotted square) indicating counterclockwise rotation is formed. Angular blocks of sandstone (Ass) are observed.



☒ 21 : Microscopic scale photos of the Karakozaki mélange. a & b) Sand grains (quartz: Qz and feldspar: Fs) are scattered from the sand lens into the clay rich matrix. The gradational boundary between the sand lens and the matrix is unaccompanied by faulted structures (under plane light: PL and crossed nicols: CN). c & d) The sand lens with a δ -like tail is accompanied by disaggregation and is enclosed by foliations. (PL & CN). e & f) The foliations are dragged and stretched in the direction of the Y-shear plane and the P-foliation plane. The composite planar fabric indicates sinistral sense of shear deformation structure. Notice that sand grains have not disaggregated or dispersed within the composite planar fabric (PL & CN). g & h) Sand lens and mud matrix are separated by a mineral vein filled with quartz (PL & CN).



☒ 22 : Microscopic scale photos of the Karakozaki mélangé. a) The radiolarian fossil retains their circular shape in the sand lens with disaggregation (PL). b) The radiolarian fossil within the mud matrix retains its circular shape, while the sand is deformed into a lens (PL). c & d) The sand lens is deformed with a δ -like tail and has a distinct boundary with the mud matrix. While the deformation of the sand lens is observed, the radiolarian fossils retain their circular shape (PL & CN).



23 : Microscopic scale photos of the mélange. a) The P-foliation plane in the pale clay part (upper left) is dragged and stretched along the Y-shear plane (arrow) (PL). b) Illites are formed in the domain of Y-shear plane (indicated by arrow) are oriented subparallel to the direction of the P-foliation plane. These deformation structures indicate sinistral sense of shear deformation (CN). c & d) Example of the composite planar fabric under microscope. In the light gray clay lens (in the middle of view) which is formed as Y-shear plane structure, illites are formed and the radiolarian fossil is flattened to be ellipsoidal shape with direction of the P-foliation (PL & CN).

表 1 : Development of the progressive shear deformation structures for the mélange formation in the studied sites of the Shimanto Belt.

堆積物の状態	未固結～岩石化初期の剪断変形プロセス		
	ステージ1 未固結	ステージ2 未固結	ステージ3 岩石化初期
変形構造 [砂岩]	砂粒子の分散	砂レンズの伸長と定向配列	砂岩レンズの web structure の発達 角ばった砂岩ブロックの形成
状態 [砂岩]	低い凝集性と粘性	砂レンズの変形を伴う程度 の凝集性と粘性	〈岩石化の開始〉 岩石の破砕を伴う変形
変形構造 [泥岩]	未発達の foliation	foliation と複合面構造の形成	foliation と複合面構造の発達 (局所的なイライトの再結晶化を伴う)
状態 [泥岩]	低い凝集性と粘性で流動しやすい	低い凝集性と粘性で流動しやすい	〈未固結状態を保持〉 ある程度の凝集性と粘性 があり、流動しやすい
放散虫化石の形状	円形	円形	楕円形