

混在岩とスラブからなる丹波帯ジュラ紀 堆積岩コンプレックスのテクトニクス

Tectonics of the Jurassic sedimentary complex composed of chaotically mixed rock and slab in the Tamba Belt

木村 克己
Katsumi Kimura

I. はじめに

日本列島には、遠洋性堆積物・海山ないし海洋地殻の破片などの海洋プレート物質を含む古生代～新生代の堆積岩コンプレックスが広範囲に分布する。その造構環境については、海洋プレートの沈み込みに伴って、海洋プレート物質と陸源堆積岩類が陸側に付加されたとする付加過程がすでに大方の共通認識になっている。しかし、過去の付加コンプレックスの造構運動を特徴付けるメランジュの成因については、堆積過程、構造変形、ダイアピルなどのいくつかの形成モデルが提案されているが、今だに定まった見解がなく論争の渦中にある。

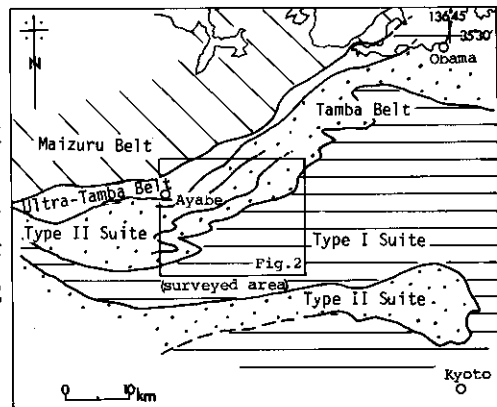
美濃一丹波帯のジュラ紀堆積岩コンプレックスには、メランジュに相当する地質体が広く分布する。同地域のメランジュの成因について、近年オリストストローム説 (Kano, 1979; Otsukä, 1988 など)、ダイアピル説 (Wakita, 1988) が提唱されているが、メランジュの産出形態、変形過程、混合の様式などについて未解決の問題が多く残されている。

筆者は京都府北部の「綾部」図幅地域の調査に従事し、丹波帯の堆積岩コンプレックスの地質を詳細に検討した(木村ほか, 1989)。同地域の丹波帯の地質体はメランジュ基質と大小様々のスラブからなり、メランジュの成因を検討する上で適当な対象である。本小論では、丹波帯堆積岩コンプレックスにおけるメランジュの産出形態、変形構造の特徴を検討し、メランジュの形成要因について考察する。

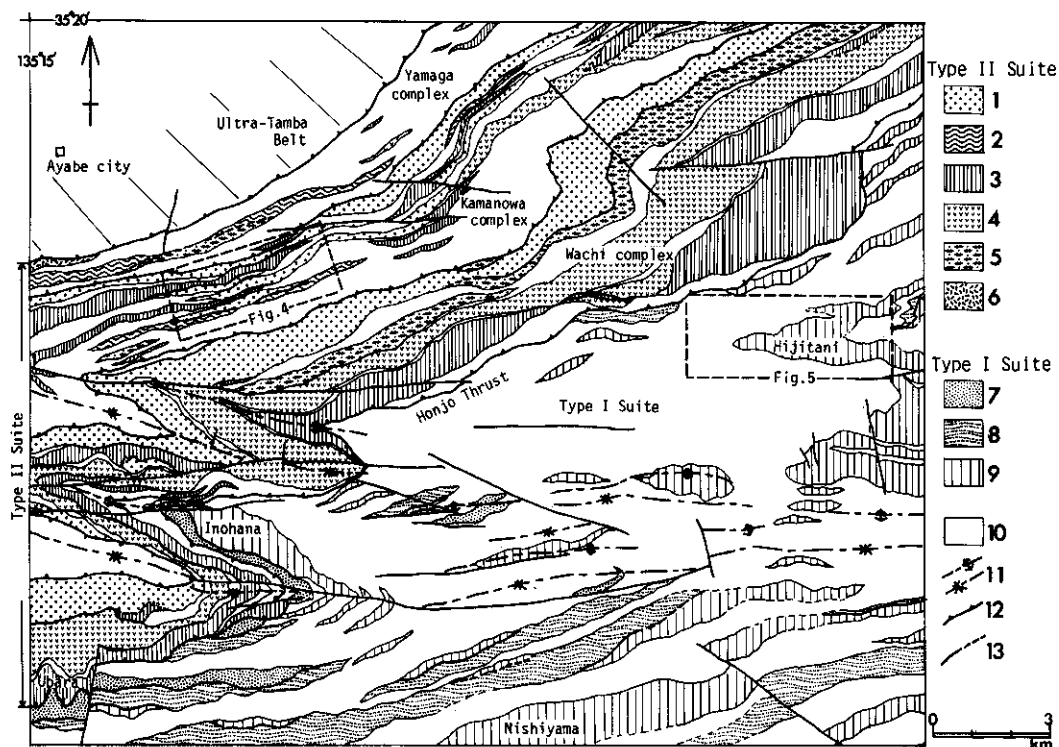
II. 地質概説

調査地域は、京都府北部の「綾部」図幅地域である(第1図)。そこには、丹波帯を構成するジュラ紀の堆積岩コンプレックスが東北東-西南西走向、北傾斜をなして広がり、その北側に隣接して、超丹波帯のペルム紀堆積岩コンプレックス、舞鶴帯の主にペルム系が帯状配列をなして分布している。これらの地質体の地質については木村ほか(1989)に詳述している。

調査地域の丹波帯堆積岩コンプレックスは、地層の破断・混合の程度により3つの岩相ユニット、(1)種々のサイズの岩塊とそれを包有する泥質基質からなる混



第1図 地質概略図 (木村ほか, 1989)



第2図 丹波帯の地質図

1・7：陸源粗粒堆積岩；2・8：破断砂岩頁岩層，3・9：主に層状チャートからなり，珪質頁岩・緑色岩を伴う；4：主に緑色岩からなり，層状チャート・石灰岩を伴う；5：陸源粗粒堆積岩・層状チャート・緑色岩からなる；6：石灰質砂岩ユニット；10：主に混在岩からなり，小規模なスラブを伴う；11：F₃褶曲；12：スラスト；13：断層及び推定断層。

在相ユニット，(2)地層の層理や累重関係が保存された岩相を示す整然相ユニット，(3)層理は様々の程度に破断されているが，堆積時の岩相組合せを保有し，異質な岩石を混在していない破断相ユニットに区分できる。

整然相及び破断相ユニットは，その外形が先細りするシート状を呈し，一般に混在相の泥質岩に包有されている。規模は幅数mの露頭規模から，最大で幅1500m，延長30kmに達するものがある。本論では，混在相の泥質基質に包有される，またはされると見なされる岩体を，便宜的に5万分の1地形図で表示できるかどうかを基準にして，幅50m未満の岩体・岩塊を小岩塊 (clast)，それ以上のものをスラブ (slab) とし，泥質基質と小岩塊からなる岩体を混在岩と呼ぶことにする (木村ほか，1989を参照)。

コンプレックスの区分と岩相・時代

スラブと混在岩からなり，地層の元々の累重関係が著しく破壊され，時代と堆積環境が異なる各種の岩石が混合している堆積岩コンプレックスにおいても，岩石の岩相・時代・構造変形の特徴に基づいて，断層で互いに境されたユニットが識別できる。このようなユニットの単位名称としては，コンプレックスないし地層群を用いる。丹波帯の地質体は，石賀 (1983)，Imoto (1984) によっ

て、構造的上位のII型地層群と構造的下位のI型地層群に区分されている。調査地域においては、衝上断層（本庄スラスト）で境された構造的上位のII型地層群と構造的下位のI型地層群に区分され、更にII型地層群は衝上断層で境された3つのユニット、構造的上位から山家・釜輪・和知の各コンプレックスに細分される（第2図、木村ほか、1989）。

II型地層群はジュラ紀前—中期のタービダイト起源の砂岩頁岩互層・成層砂岩、及び黒色頁岩（総称して陸源粗粒堆積岩と呼ぶ）、ジュラ紀前期の珪質頁岩、ペルム紀中—後期、一部三疊—ジュラ紀の層状チャート、ペルム紀前—中期、一部三疊紀の石灰岩、ペルム紀の堆積岩類を随伴する緑色岩類からなる。II型地層群のサブユニットである山家・釜輪・和知の各コンプレックスは、それぞれの地質時代の違いが識別されていないが、岩相の違いが認められる。和知コンプレックスには、緑色岩に二疊紀の紡錘虫化石を含む礁成石灰岩が随伴し、砂岩が長石質ワッケないしアレナイトに属する。一方釜輪コンプレックスには、緑色岩とその上位に重なる層状チャートとの境付近に珪石（赤白及び青白珪石と呼ばれる）を伴い、砂岩は石質ワッケ、一部アレナイトに属する。また、山家コンプレックスは、珪石や含紡錘虫石灰岩のいずれをも欠き、緑色岩の直上の層状チャートは玄武岩火山性碎屑物を多量に含む泥質岩をしばしば挟む。

I型地層群はジュラ紀中期後半—後期の陸源粗粒堆積岩、及び珪質頁岩、三疊紀中期—ジュラ紀中期前半の層状チャート、三疊紀前—中期の砥石型珪質頁岩からなる。砂岩は長石質ワッケないしアレナイトに属する。

コンプレックスの原層序と構造配列の極性

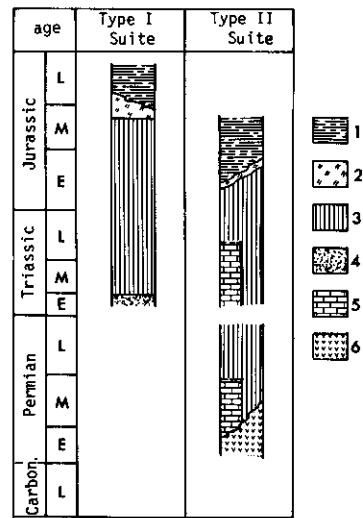
スラブ内部には、種々の岩相間の層序関係が保存されており（木村ほか、1989を参照）、それと各岩相の地質時代とをあわせて、大小のスラブに破壊される前に存在していたと推定できる層序（原層序と呼ぶ）が復元できる（第3図）。II型・I型地層群の原層序はいずれも下位から遠洋性堆積物（層状チャート・石灰岩）、半遠洋性堆積物（珪質頁岩）、そして粗粒の陸源堆積物への上方粗粒化の層序を示し、II型地層群では海山起源と推定される緑色岩が最下部を占める。

陸源粗粒堆積岩の地質時代の上限を各堆積岩コンプレックスの形成年代（層状チャート・緑色岩類等の海洋プレート物質と島弧ないし大陸由来の陸源粗粒堆積岩とが混合し、付加される時代）とすると、構造的上位のII型地層群はジュラ紀中期、構造的下位のI型地層群はジュラ紀後期の形成年代を示し、構造的下方ないし南方に向かって形成年代が若くなる。また、楠ほか（1987）はII型地層群内部の各コンプレックスの形成年代についても、構造的下方ないし南方への若化を示している。

III. スラブと混在岩

1. 混在岩

混在岩は、泥質基質とそれに含まれる一般に径数mm—5m程度の小岩塊からなる。混在岩は、それに含まれる小岩塊の岩質によって、A型混在岩・B型混在岩・C型混在岩の三つのタイプに区分できる。A型混在岩は小岩塊として砂岩・層状チャート・珪質頁岩・緑色岩などの種々の小岩塊を含むもの、B型混



第3図 I型・II型地層群の原層序

- 1：陸源粗粒堆積岩；
- 2：珪質頁岩；3：層状チャート；4：砥石型珪質頁岩；5：石灰岩；6：緑色岩。

在岩は小岩塊として玄武岩火山性碎屑岩を多量に含み、層状チャート・石灰岩を伴うもの、C型混在岩は小岩塊がほとんど灰緑色の珪質頁岩からなり、層状チャートを含むものである。A型混在岩が普遍的に発達し、C型混在岩は層状チャートからなるスラブ、B型混在岩は緑色岩からなるスラブの周辺にそれぞれ産出が限られる。

混在岩の泥質基質には、層理面剪断劈開(S1)が普遍的に発達し、地域によってはS1を切るちりめんじわ劈開がみられる(第9図a・b)。小岩塊の長軸はS1に平行に配列するものが多い。小岩塊には剪断による変形構造が一般にみられるが、S1とS1を形成した剪断方向に直交する面(第9図aのYZ面)では剪断変形による影響が殆どない。また、小岩塊にはS1に先行する構造として、泥インジェクション、未固結時流動変形などがある。

泥インジェクションは、砂岩・シルト小岩塊にしばしばみられる。泥インジェクション内部では、粗粒な碎屑粒子が壁岩部付近で少なく、中央部で密集しているなどの粒度分布の淘汰がみられることがある。小岩塊には、泥インジェクションの壁岩部から内部に向かって石英脈が発達する。未固結時流動変形は砂岩小岩塊に発達する(第7図a)。小岩塊は不規則な外形をもったり、著しく膨縮し、短い尾をもつ楕円体の形態などS1と関連のない外形をもち、内部においては、粒子に変形がみられずintergranular flowによる流動が生じている。これらの小岩塊の形態及び変形構造は、混在岩を特徴付ける岩片・岩塊などの破片化や混合化の過程が、S1形成前で、泥及び少なくとも一部の砂岩が未固結時の状態で進んだことを示し、砂岩小岩塊にみられる泥インジェクションの存在は、上記の過程が砂岩クラストを水圧破壊する程に泥の間隙水圧が大きかったことを示唆している。

2. スラブ

スラブは幅50—1500m、延長100m—30km以上の規模を有す。外形は、一般に側方に薄層化するシート状を呈しているが、混在岩を挟んだり、混在岩が外側からスラブ内部に舌状に入り込み、入り組んだ外形をなすことがある。スラブは多くの露頭で混在岩の泥質基質と堆積接触することが認められ、側方に尖滅していることから、混在岩に包有されているとみなせる。

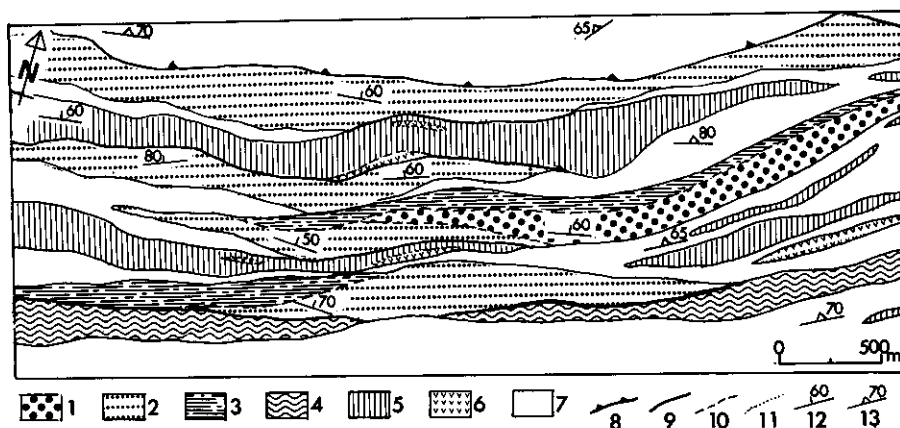
スラブには次の4つの岩相組合せが認められる(第2図)。(a)チャートタイプ—層状チャートが卓越し、珪質頁岩と緑色岩または砥石型珪質頁岩を伴う。(b)緑色岩タイプ—緑色岩が卓越し、層状チャート・石灰岩を伴う。(c)陸源粗粒堆積岩タイプ—砂岩頁岩互層・成層砂岩・黒色頁岩からなる。(d)複合タイプ—層状チャート・緑色岩・陸源粗粒堆積岩からなる。スラブ内部において、各岩相は層理に平行な断層を介して接していることが多い。ここで、層理に平行な断層と岩相の違いによって識別される岩相ユニットをスライスと呼ぶことにする。スライスには幅2—1500mのものが認められる。なお、同一の岩相内部にも、断層による地層の繰り返しが期待できるが、明確にするには詳細な生層序学的な検討が必要である。そのため、本論では地質時代の異なる岩相の組合せを手がかりにしてスライスを認定している。

スライスの重なり方は、原層序の上下関係とは関係なく、無秩序に種々の岩相からなるスライスが重なっているものから、典型的な覆瓦構造をなすものまでと様々である。

3. スラブと混在岩の産状

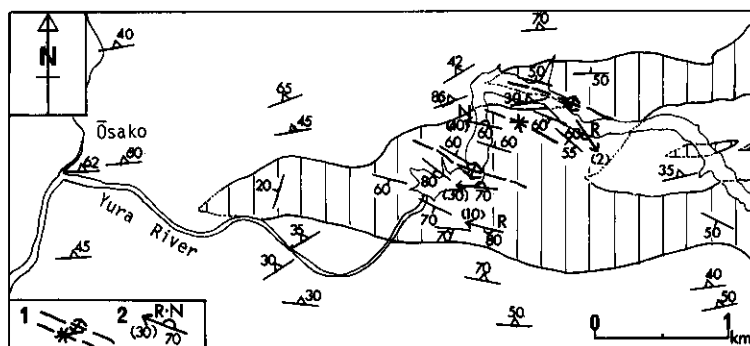
スライスの複合体であるスラブと混在岩との産出形態について、(a)綾部市下原町地域のII型地層群釜輪コンプレックスと、(b)美山町脇谷地域のI型地層群を例にあげて記述する。

(a)綾部市下原町地域のII型地層群釜輪コンプレックスの地質図を第4図に示す。緑色岩・層状チャート・黒色頁岩・砂岩頁岩互層・成層砂岩からなるスラブとA型混在岩が東北東—西南西走向、北に急傾斜をなし、帯状に配列する。スラブは、一般に混在岩を介して分離しているが、しばしば



第4図 II型地層群釜輪コンプレックスの地質図

1：成層砂岩・厚層理砂岩頁岩互層；2：薄層理砂岩頁岩互層；3：黒色頁岩；4：破断砂岩頁岩層；5：層状チャート；6：緑色岩；7：混在岩；8：スラスト；9：覆瓦スラスト；10：整合的な岩相境界；11：不明確な相境界；12：層理面の走向傾斜；13：層理面剪断劈開の走向傾斜。



第5図 I型地層群美山町脇谷地域の地質図

1： F_1 褶曲；2： F_1 褶曲（小褶曲）の方位と非対称性，Rはリバース，Nはノーマルタイプ（本文参照）。その他の凡例は第4図を参照。

断層で直接したり、尖滅したスラブの側方延長に同じ岩相からなるスラブが分布する。その結果、スラブが混在岩を挟んで分岐ないし分離しているように見える。

スラブ内部の構造では、砂岩頁岩互層の級化構造や、緑色岩とその上位に整合に重なる層状チャートとの累重関係は常に北上位を示す。混在岩が欠如していると仮定し、各スラブにわたる岩相の重なりを北上位の方向で復元すると、緑色岩→層状チャート→黒色頁岩・砂岩頁岩互層・成層砂岩という見かけの層序と、それが3回繰り返す覆瓦構造が読みとれる。これらのスラブにおける岩相配列の特徴と、混在岩を挟む層準が側方延長では層理に平行な断層、すなわちスライスないしスラブの境界に移りかわることが多いことを考慮すると、地質体は覆瓦構造の変形を受け、その際またはその後に覆瓦スラストに沿って混在岩を挟み込みスラブ化したものと判断できる。

(b)脇谷地域に分布するI型地層群のチャートスラブ（チャートタイプの岩相組合せ）とその周囲

のA型混在岩の地質図を第5図に示す。チャートスラブの外形の構造は東西走向、北に急斜し、周囲の混在岩の構造と調和している。チャートスラブと混在岩は2ヶ所で堆積接触している露頭が認められる。チャートスラブ内部では、層状チャートの層理は北西—南東～西北西—東南東走向、北ないし南に30—80°傾斜する。褶曲の冠部を示す地層の曲りや砥石型珪質頁岩と層状チャートとの累重関係による地層の上位方向に基づくと、半波長50—500mの閉じた北西—南東方向の中規模の褶曲構造が認められる。褶曲の翼部には半波長20—100cmのF1タイプ(後述)の小褶曲が発達し、その方位や非対称性のセンスは中規模褶曲と調和している。また、層状チャートの層序的下位の砥石型珪質頁岩は数層準に分布しており、スラブ内部に覆瓦構造が発達していることが示唆される。これらのチャートスラブ内部の構造方向は混在岩やスラブの外形が示すものと明らかに斜交しており、スラブ内部の褶曲構造や覆瓦構造は周囲の混在岩には延長していない。したがって層状チャート・砥石型珪質頁岩は、F1の褶曲や覆瓦構造の変形を受けた後、混在岩に包有されスラブの形態をなしたと考えることができる。

IV. 地質構造

丹波帯のコンプレックスに発達する主要な変形構造はD1・D2の2つの時階に区分できる(木村ほか, 1989)。D1時階は、層理に平行な剪断変形によって変形構造が形成され、D2時階はいわゆる“正立”褶曲(F3)の形成時期である。D1時階は、さらに既述したスラブと混在岩の関係に基づき、混在岩とスラブとが接触する迄(初期—D1_E)と接触後(後期—D1_L)とに区分できる。以下主要な変形構造について記述する。

1. D1時階前期(D1_E)の変形構造

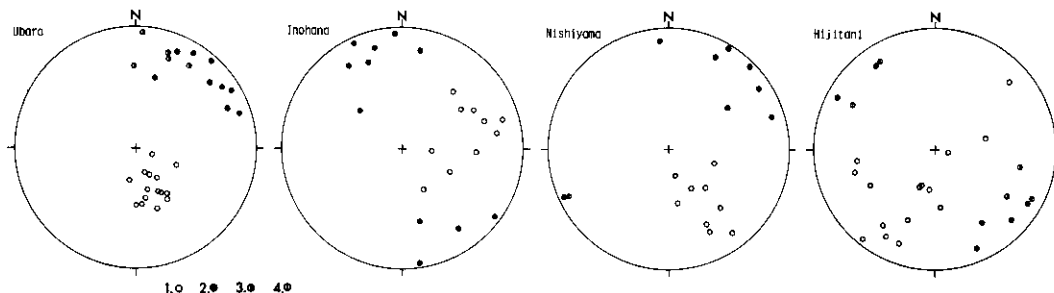
F1褶曲

F1褶曲は半波長10cm—500mの閉じた非対称褶曲であり、スラブを構成する堆積岩類、特に層状チャートにおいて最も典型的に発達し、砂岩頁岩互層・成層砂岩などにもときにみられる。

層状チャートでは、F1褶曲は一般に半波長20—120cmのものが卓越し、翼間角30—90°、平坦な翼部と丸味が少ないヒンジ部をもつシェブロン型褶曲であり、一部に共役型をなす(第7図b)。F1褶曲は背斜と向斜が対をなす非対称褶曲である。褶曲に伴う変形構造には、ヒンジ部での厚層化、石英脈に充填された展張性破断、層理面すべり、ときに軸面劈開などがみられる。褶曲の形態と変形構造の特徴とからF1褶曲はフレクシャルスリップを基本的な変形機構とする脆性的な褶曲であると判断できる。なお、まれに軸部の著しい厚層化や不規則な形態をもつ延性的な褶曲が認められる。これらはその形態の特徴に加えて方位もF1褶曲と異なることから、F1褶曲に先行するスランプ褶曲(F0)であると推定している。

次にF1褶曲の方位について述べる。F1褶曲の方位は後生的変位、特にF3褶曲による変位の評価が可能であること、スラブ毎でまとまった褶曲の方位を求めることなどから、5km以上延長するチャートスラブのものについて測定する。各測定値については、チャートスラブ周辺の地層の面構造(層理もしくは層理面剪断劈開)に基づいて、F3褶曲のプランジ、面構造の傾斜補正を行った。第2図にF1褶曲を測定した4地域のチャートスラブの位置、第6図にF1褶曲の測定値を示す。

F1褶曲の方位は、チャートスラブ毎でよくまとまっており、軸はプランジ角が小さくほぼ点集中をなし、軸面は20—80°の傾斜をなす明瞭なフェルゲンツを示す。褶曲の非対称性には、軸面のフェルゲンツの卓越方向と一致するタイプ(ノーマル)と、逆方向のタイプ(リバース)とがあり、ノーマルタイプが卓越する。脇谷地域のチャートスラブについて既述したように、リバースタイプの非

第6図 F₁褶曲の方位

1：軸面の極；2：ノーマルタイプの非対称性を示す褶曲の軸；3：非対称がわからない褶曲の軸；4：リバースタイプの非対称性を示す褶曲の軸。全ての値はシュミットネットに下半球投影したものである。

対称性を示す小褶曲は、半波長10—500mのF₁褶曲の背斜南翼または向斜北翼に位置していると判断できる(第5図)。したがって、F₁褶曲の運動方向(剪断のセンス)を褶曲のフェルゲンツと非対称性に基づき求めることができる。測定した4地域のチャートスラブでは、褶曲の運動方向は地域毎で多少分散し、猪鼻岩体では西から東、その他は北西から南東ないし北北東から南南西を示す。

チャートに発達するF₁褶曲の成因については、その脆性的な褶曲形態及び機構、方位が各スラブ毎に良く集中していること、F₁褶曲に先行する延性的な褶曲の存在などから、F₁褶曲がスランプ褶曲ではなく、構造変形による褶曲であることが強く指示される。調査地域においては、F₁褶曲と覆瓦スラストとの関係が明らかにされていないが、層状チャートのF₁褶曲は美濃帯犬山地域のチャート碎屑岩シークエンスでは覆瓦スラストの運動と関連し、構造的に形成された褶曲であるとされている(大塚, 1987; 木村・堀, 1988)。なお、F₁褶曲は、チャートがオパールCTのシリカ相で形成されたと考えられる(木村, 1988)。

陸源粗粒堆積岩については、半波長10—50m、ヒンジ部が断層で切られた等斜褶曲がスライス内部に発達しており、F₁褶曲に相当すると推定している。

覆瓦スラスト

スラブ内部でスライスを境し、一般に層理に平行な断層を覆瓦スラストと呼ぶ。覆瓦スラストによって地層が幅2—600mで繰り返す。覆瓦スラストはスラブ内部の覆瓦構造を担う構造としてD_{1E}に含める。覆瓦スラスト面に沿って、泥質岩が2—10cmの幅で剪断されている。しばしば覆瓦スラスト近傍で脆性的な破碎構造が発達することがある(木村ほか, 1989の第60図参照)。

破断相の変形構造

破断相は、コンピーテント層とインコンピーテント層との互層においてみられる変形相であり、コンピーテント層は種々の程度に層理が破断されてレンズ化し、インコンピーテント層には、層理面剪断劈開が発達していることを特徴とする。

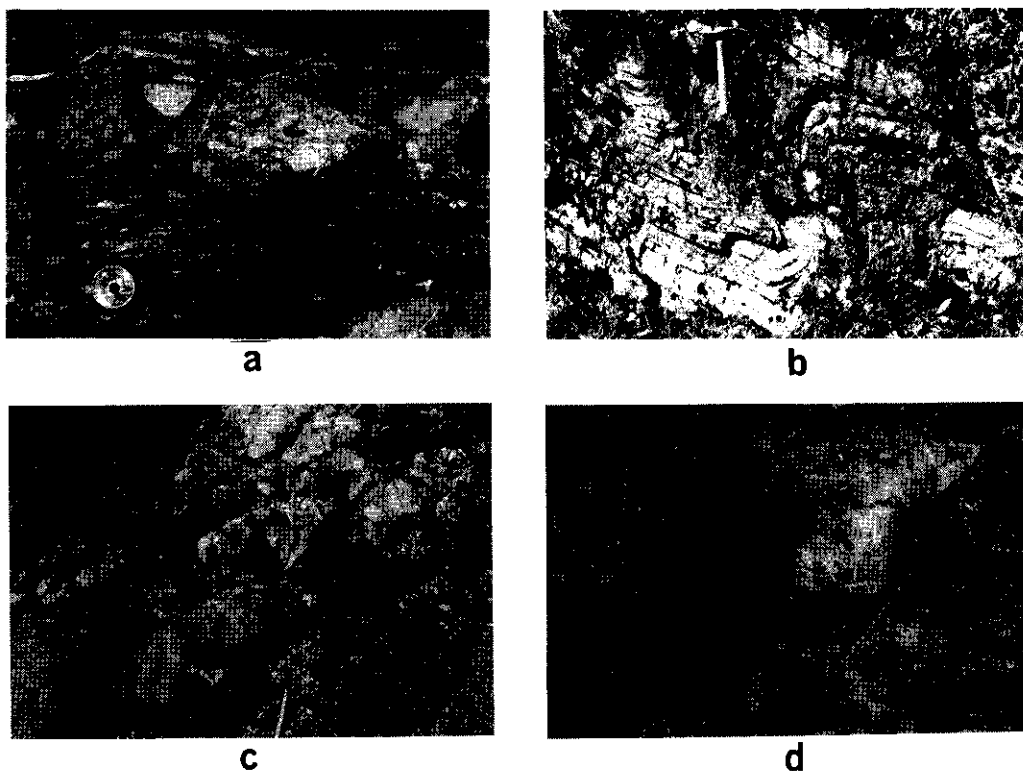
破断相は砂岩頁岩互層に特徴的に発達し、スラスト近傍に沿っている場合と、スラブを構成する岩相ユニットに幅広くみられる場合とがある。前者はその分布する位置と変形がスラストから離れるにしたがって急速に弱くなることから、破断相の形成がスラストに伴う剪断変形であると容易に判断できる。後者はしばしば幅100—500m、走向延長2—5kmの規模をもち、単独でスラブをなしたり、一つのスライスとしてスラブを構成する(第2図)。後者のような破断相をなす砂岩頁岩互層を破断砂岩頁岩層(木村ほか, 1989)と呼ぶ。以下、破断砂岩頁岩層の変形構造について述べる。

砂岩単層の変形は、膨縮構造から孤立したレンズ迄同一の岩体内でも様々に変化する。砂岩レンズは長軸に直交する断面では“phacoid”四角形をなすことが多く、しばしば伸長した尾を伴う(第7図c・d)。長軸に平行な断面でゆるやかな膨縮構造が観察できる。砂岩レンズの表面は一般に鏡肌となっている(第7図d)。これらの砂断砂岩頁岩層の形成機構として、始めに層理に垂直な荷重により、膨縮及び展張性のブーダン構造が形成され、引き続き層理に斜交する剪断割れ目により短縮及び展張性の構造的レンズが形成されたと推定できる。剪断割れ目は上方下方において頁岩中の層理面剪断劈開に収れんしていることから、剪断構造はほぼ層理に平行な剪断変形により形成されたことがわかる。破断砂岩頁岩層において、砂岩レンズの形成の主要な役割を担う剪断割れ目は、既述した泥質岩中の剪断性の劈開群に特徴が類似する。しかし、破断砂岩頁岩層が単独でスラブないしスライスを構成することは、その形成がD1時階前期であることを強く指示する。

2. D1時階後期(D1_L)の変形構造

スラスト

スラブ内部の覆瓦構造と関連していない、ほぼ層理に平行な断層をスラストと呼ぶ。スラストは、混在岩・スラブの両者を切り、剪断性の劈開群・F2褶曲の形成に関係している。後述するように、これらの小構造はスラストの上盤が北西から南東へ移動したことを示す。



第7図 露頭写真

a : A型混在岩。砂岩小岩塊には未固結時の流動変形が見られる； b : 層状チャートに発達するF₁褶曲；
c・d : 破断砂岩頁岩層。レンズ化した砂岩と層理面剪断劈開が発達した頁岩からなる。cのスケールは20cm, dのスケールは50cm。

5万分の1地形図で表現できる主要なものには、各コンプレックスを境する南フェルゲンツのスラストがある(第2図)。これらのスラストでは一般に各スラストの上盤での変形が下盤より強く、上盤では数mから500mの幅にわたって剪断変形が著しく、剪断性の劈開群や剪断面に沿う分結石英脈が発達し、砂岩・緑色岩・チャート等のコンピーテントな岩石には圧砕変形がみられる。その他、これらと類似した特徴をもつスラストが各コンプレックスの内部、特に規模の大きなスラブ周辺にしばしばみられる。

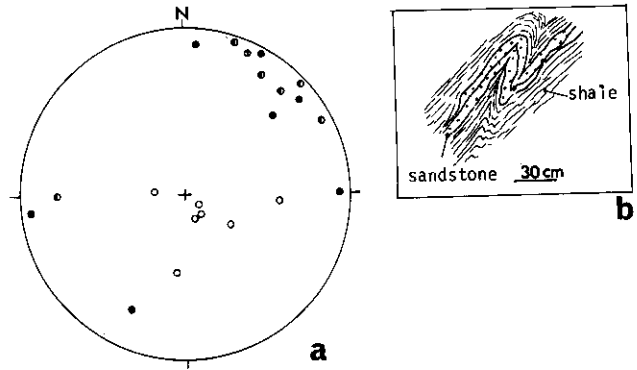
F2褶曲

スラストないし剪断面に沿う剪断変形によって形成された引きずり褶曲であり、スラスト近傍や層理面剪断劈開(S1)が発達したところに伴う。露頭においては剪断された砂岩頁岩互層や層状チャートにおいて半波長20—100cmの小褶曲が観察できる(第8図b)。剪断劈開が発達した岩石試料の断面においては、半波長数mm—5cmの微小褶曲が発達する(第9図a)。微小褶曲をなす玄武岩火砕岩中の玄武岩溶岩、混在岩中の砂岩、玄武岩溶岩などのコンピーテントな小岩塊には、圧砕変形が発達する。微小褶曲の引きずりの方向は、剪断性の劈開群から求められる剪断のセンスと一致する。

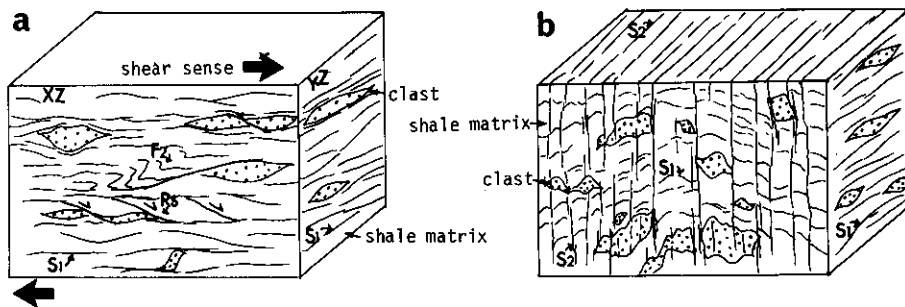
10地点で測定したF2褶曲の方位と非対称性を第8図aに示す。これらはF3褶曲による変位を受けていないので、褶曲の方位は地層の面構造(層理面ないしS1)によって傾斜補正だけした値である。測定数は少ないが、褶曲は北東—南西方向で、南東フェルゲンツが卓越する。

剪断性の劈開群

剪断性の劈開群は、泥質な岩石に普遍的に見られる層理面剪断劈開(S1)と、剪断変形の強い泥質岩にみられる



第8図 F₂褶曲の方位(a)とスケッチ(b)
凡例は第6図を参照。



第9図 混在岩試料に発達する小構造の模式図

a : 剪断性の劈開群が発達する混在岩； b : ちりめんじわ劈開が発達する混在岩；
S₁ : 層理面剪断劈開； S₂ : ちりめんじわ劈開； Rs : リーデルシア； F₂ : F₂褶曲。

リーデルシア (Rs) がある。

S1は岩石試料で観察すると、ゆるやかにうねり、網目状のネットワークをなした黒色の剝離面であり、表面には一般に鏡肌が発達しまれに条痕がみられる。鏡下では不透明な黒い線として認められ、微粒の鉱物からなる。黒い線に沿う葉片状鉱物は同方向に強く定向配列するが、劈開の間の葉片状鉱物も同様に定向配列を示すものがある。S1は層理面や、混在岩では小岩塊の長軸が定向配列する面に平行に配列するが傾向がある。小岩塊を含む混在岩では、泥質基質に比べて堅固な小岩塊を包むように形成され、方位や密度の影響を受けている(第9図a)。リーデルシアはS1に対し雁行配列をなす直線的な黒い線として認められ、比較的弱いS1と同様に葉片状鉱物が定向配列している(第9図a)。

これらの剪断性劈開群によって混在岩中の小岩塊は種々の破断・褶曲による変形を受けている(第9図a)。S1に直交し、剪断方向に平行する断面(第9図a-XZ面)では、小岩塊に引きずり褶曲や非対称なレンズが形成され、それらはリーデルシアと同一の剪断センスを示す。一方、同面に直交する断面(第9図a-YZ面)では、これらの変形構造が一般に観察されない。

以上の剪断性の劈開群とそれに関連した小岩塊の引きずり褶曲や非対称性レンズの特徴に基づくと、これらの変形構造が同一時期の剪断変形によるものと考えられる。脇谷地域のチャートスラブの例で示したように、混在岩の面構造であるS1とスラブ内部の構造との斜交関係は、S1の主要な形成時期がD1時階後期であることを示す。一方、破断砂岩頁岩層に発達する剪断割れ目は剪断性の劈開群に類似し、その形成時期はD1_Eである。D1時階が前期後期を通して層理に平行な剪断変形を特徴とすることを考慮すると、剪断性の劈開群は、D1時階の初期から部分的に形成が初まり、後期で全域的に発達したものと判断できる。

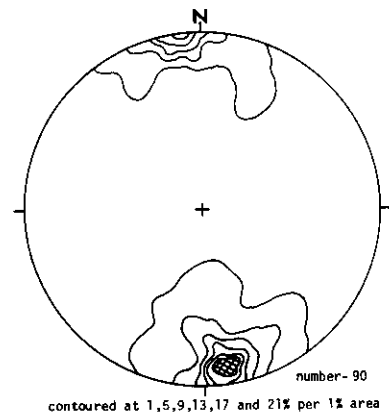
3. D2時階

F3褶曲

F3褶曲は丹波帯の帯状構造や白亜紀前期の篠山層群(弘原海ほか, 1983)を曲げている。F3褶曲は調査地域西部でN75-80°W, 東部ではE-W方向で(第2図), 西に10-35°プレンジし, 70-90°の翼間角, 北に70-80°傾斜する軸面をもつ。半波長200m-2kmの大規模な褶曲とともに, その翼部にはメートル規模のものがみられる。褶曲軸面にほぼ平行なちりめんじわ劈開が, 半波長200-500mの多数の褶曲が発達するI型地層群分布域に遍在する。

ちりめんじわ劈開 (S2)

S2は丹波帯堆積岩コンプレックスの構造的下部でF3褶曲が発達する地域, 特にI型地層群の泥質岩に普遍的にみられる。S2はほぼ東西~東北東-西南西走向で, 北ないし, 一部南に急斜する(第10図)。半波長200m以上のF3褶曲の方位に対し, 反時計回りに多少斜交している。混在岩に発達するS2の例を第9図bに示す。S2は, S1面を切って発達し, 隣合う劈開間のS1や小岩塊内の葉理を波曲させている。



第10図 ちりめんじわ劈開の方位
劈開の極をシュミット
ネットの下半球に投影
したもの。

V. 考 察

1. 混在岩とスラブの成因

混在岩・スラブからなる丹波帯堆積岩コンプレックスは、泥質基質とそれに含まれる海洋プレート起源の岩石を含む様々な形成環境の岩塊からなる地質体であり、メランジュ (Raymond, 1984など)として把握できる。既述したように、丹波帯の堆積岩コンプレックスには、剪断変形による様々な変形構造が発達するが、一方ではそれらと密接な関係をもって、混在岩の泥質基質と小岩塊・スラブとの堆積接触関係、混在岩の泥質基質と小岩塊からなる block-in-matrix 組織、小岩塊の流動変形など層理面剪断劈開の形成に先行する未固結時の流動・混合化過程による現象が広く認められる。スラブと混在岩の産出形態に基づくと、スラブと混在岩との堆積接触の時期は、F1褶曲と破断砂岩頁岩層の形成後、そして覆瓦構造の形成中ないし形成後であり、混在岩はスラブの覆瓦スラストの形成時に、それに沿って入り込んだことが強く示唆される。混在岩の進入によるスラブの形成、すなわちメランジュの形成は、D1時階の構造変形中に生じ、覆瓦スラストによる構造変形と密接に結びついている。こうした構造変形とメランジュ形成との密接な関係は、メランジュの起源として、混在岩をオリストストローム、スラブをオリストリスとする堆積過程モデル (Otsuka, 1988など)では説明が難しい。一方、スラストに沿う剪断変形によってメランジュが形成するとするテクトニクモデル (Byrne, 1984; Fergusson, 1984; Moore & Byrne, 1987)では、未固結時の流動・混合化に帰因する大量の混在岩を形成しえない。一方、ダイアピルモデル (Barber et al., 1986; Wakita, 1988)によると、丹波帯のメランジュの成因は付加体中にダイアピル (ほぼ混在岩に相当)が進入したとする解釈になり、混在岩の特質やメランジュと構造変形との結びつきを良く説明できる。しかし、ダイアピルモデルも、混在岩の分布・形態を説明することができない。ダイアピルは重力不均衡により、流動しやすい泥質物質がソルトドームのように上昇するものであり、現世海洋の前弧地域では、バルバドスやチモール地域で付加体や海溝近傍の堆積物の層理を垂直に貫いている例が報告されている (Biju-Duval et al., 1982; Breen et al., 1986)。一方、丹波帯のメランジュでは、メランジュ基質にあたる混在岩は覆瓦スラストやスラブの形態にほぼ平行に沿って分布しており、これらの面構造と大きく斜交している例がない。そして、混在岩の形態は後の偏平化を考慮しても、決してダイアピルの様なシリンダー状をなしていたとはいえない。

以上検討したように、これらメランジュの代表的な形成モデルでは、丹波帯のメランジュの特性を良く説明することができない。以下に、D1時階のテクトニクスと造構環境を検討し、その上で丹波帯のメランジュの形成モデルを考察する。

2. D1時階のテクトニクス

丹波帯の堆積岩コンプレックスは、白亜紀前期の D2時階に先行する D1時階の変形により、基本的な地質構造が形成されている。D1時階の変形構造には、F1及び F2褶曲、覆瓦スラスト、スラスト、剪断性の劈開群、破断砂岩頁岩層の変形があり、これらはいずれも層理に平行な剪断変形によって形成されている。剪断変形のセンスは、F1及び F2褶曲のフェルゲンツから求めることができる。

F1褶曲の場合は、チャートスラブ毎で方位が多少分散している。チャートスラブ毎での F1褶曲の方位の分散は、混在岩の進入によるスラブ化にともなって、チャートスラブが回転したことによるものと考えられる。混在岩を殆ど挟まない美濃帯犬山地域のチャート碎屑岩ユニットでは、F1褶曲の方位が各スライスを通して一定しており、北東-南西方向の軸で南東フェルゲンツを示す (大塚, 1987; 木村・堀, 1988)。そして犬山地域の F1褶曲の方位は、調査地域の F1褶曲の平均的方位としてみる事ができる。F1褶曲の方位として、犬山地域のものを採用すると、上盤が北西

から南東へ変位する剪断のセンスが復元できる。

F2褶曲の方位は比較的集中しており、北東—南西の軸で、南東フェルゲンツが卓越し、F1褶曲と同様の剪断センスが求められる。

D1時階はメランジユの形成を挟んで、前期と後期に区別されるが、両時期の構造変形は変形機構と剪断変形のセンスが一致しており、継続的に変形が進行したと考えられる。D1時階前期では、層状チャートはF1褶曲の形成条件からオパールCTのシリカ続成段階にあったと推定でき、混在岩は形成時に泥質基質や一部の砂岩小岩塊などが未固結であり、泥質基質には高い間隙水圧が生じている。D1時階後期では、広域的に層理面剪断劈開が形成されるなど、剪断変形が顕著となり、より高い封圧下での変形作用を示唆する圧砕変形や圧力溶解による分結石英脈が形成されている。これらのことは、造構変形に伴い、堆積岩の固結の進行と、より地殻深部への場の変遷というD1時階前期から後期にかけての環境・物質条件の変化を示している。

3. 造構環境

丹波帯堆積岩コンプレックスについて、その層序は、現世海溝の堆積層序(von Huene, 1974; Lash, 1985など)に類似した上方粗粒化の層序をなし、その構造配列には南方へ構成岩類の地質時代が若くなるという極性が認められる。そして堆積岩コンプレックスを特徴付ける各種の変形構造は層理に平行な剪断変形によって形成されている。これらの特徴は、海洋プレートの沈み込みに伴い、海洋プレート物質を含む海溝堆積物が次々に陸側に付加されて付加体が成長していくという沈み込み付加モデルで最も良く説明できる。

沈み込み付加の機構には、付加体前縁部でのはぎとり作用(off-scraping)と付加体底部での底付け作用(underplating)がある。はぎとり作用では、付加する堆積物に覆瓦スラストが発達する。底付け作用の機構については、二つのモデルがある。一つは沈み込みに伴うデコルマ面の物性変化によってデコルマの位置がより下方の層準に移るために付加が進行するとするものである。その際、Silver et al. (1985), Sample & Moore (1987)は底付け作用の進行に伴ってデュープレックス構造が形成されることを示している。他は、付加物質の大きな延性に由来する上向きの流れによって進行するとする考えである。Cloos (1982)はフランシスカンコンプレックスのメランジユの成因を説明するモデルとして、泥質堆積物を基質とする上向きの流れによってメランジユが形成されるとするFlow Melangeモデルを提案している。底付け作用の進行において、沈み込む物質の物性に依りてこれら2つの機構が作用すると期待できる。両機構による底付け作用のモデルは、丹波帯堆積岩コンプレックスの覆瓦スラストの発達とスラストに沿う混在岩の進入というメランジユの機構を考える上で極めて示唆に富む。以上のことをふまえて、D1・D2時階の造構史モデルを説明する。

海溝で海洋プレート上の堆積物及び海山は沈み込み、始めに覆瓦スラストによる構造変形を受け、層状チャートや砂岩頁岩互層にはF1褶曲が発達する。引き続き付加に伴い付加体下方へ移動する地質体は、上向きに延性流動する大量の泥質堆積物の進入を被る。泥質堆積物は構造的弱面であるスラストに沿って進入し、周囲の堆積物・緑色岩の破片をまき込む。その結果、混在岩とスラブが形成される。更に付加体の成長に伴い、より深部で脆性的な剪断変形を受け、剪断性の劈開群・圧砕変形・スラストが形成される。これらの変形を受けた付加コンプレックスは、白亜紀前期になり、日本列島の構造配列の転換に伴い、前弧域から火山弧域へと造構場が移り、D2の南北短縮の褶曲・断層運動を受けたものと考えられる。

謝 辞

本研究の調査に際して、京都教育大学の井本伸広教授、武蔵野 実助教授、地質調査所の栗本史雄博士に有益な御教示をいただいた。記して感謝する。

文 献

- Barber, A.J.S., Tjokplosapetro, S., and Charlton, T.R., 1986: Mud volcanoes, shale diapirs, wrench faults and melanges in accretionary complexes, eastern Indonesia. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, v.70, 1729-1741.
- Biju-Duval, B., Le Quellec, P., Mascle, A., Renard, V., and Valery, P., 1982: Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigations of the Barbados Ridge complex (Eastern Caribbean): a key to the knowledge and interpretation of an accretionary wedge. *Tectonophysics*, v.86, 275-304.
- Breen, N.A., Silver, E.A., and Hussong, D.M., 1986: Structural styles of an accretionary wedge south of the island of Sumba, Indonesia, revealed by SeaMARC II side scanner. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v.97, 1250-1261.
- Byrne, T., 1984: Early deformation in melange terranes of the Ghost Rocks Formation, Kodiak Islands, Alaska. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 198, 21-51.
- Cloos, M., 1982: Flow melanges: numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.93, 330-345.
- Fergusson, C.L., 1984: The Gundahl complex of the New England Fold Belt, eastern Australia: a tectonic melange formed in a Palaeozoic subduction complex. *Jour. Str. Geol.*, v.6, 257-271.
- Imoto, N. 1984: Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, southwest Japan. *Bull. Kyoto Univ. Education*, v.65, 15-71.
- 石賀裕明, 1983: “丹波層群”を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例—。地質雑, v.89, 443-454.
- Kano, K., 1979: Giant deckenpacket and olistostrome in the eastern Mino district, central Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, v.20, 31-59.
- 木村克己, 1988: チャート碎屑岩シークエンスの褶曲・スラスト覆瓦構造の形成過程。地学団体研究会第42回総会シンポジウム要旨集, 56-60.
- ・堀 利栄, 1988: 褶曲・スラスト覆瓦構造をなすチャート碎屑岩シークエンスの変形過程—美濃帯犬山地域の例—。日本地質学会第95年学術大会講演要旨, 475p.
- ・牧本 博・吉岡敏和, 1989: 綾部地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)地質調査所, 104 p.
- 楠 利夫・武蔵野 実・安養寺寿樹, 1987: 丹波帯の砂岩の特性とその堆積環境。地学団体研究会第41回総会シンポジウム要旨集, 260-266.
- Lash, G.G., 1985: Recognition of trench fill in orogenic flysch sequence. *Geology*, v.13, 867-870.
- Moore, J.C. and Byrne, T., 1987: Thickening of fault zones: a mechanism of melange formation in accreting sediments. *Geology*, v.1, 1040-1043.
- 大塚 勉, 1987: 美濃 Terrane のジュラ紀新世付加体の形成—特にチャートの小褶曲について—。日本地質学会第95年学術大会講演要旨, 578.
- Otsuka, T., 1988: Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan and its Jurassic Tectonism. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, v.31, 63-122.
- Raymond, L.A., 1984: Classification of melanges. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 198, 7-20.
- Sample, J.C. and Moore, J.C., 1987: Structural style and kinematics of an underplated slate belt, Kodiak and adjacent islands, Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.99, 7-20.
- Silver, E.A., Ellis, M.J., Breen, N.A., and Shipley, T.H., 1985: Comments on the growth of accretionary wedges. *Geology*, v.13, 6-9.
- von Huene, R., 1974: Modern trench sediments. In Burk, C.A. and Drake, C.L., eds.: *The geology of continental margins*. New York, Springer-Verlag, 261-283.
- 弘原海 清・栃木泰治・升本真二, 1983: 篠山層群のフィッシュン・トラック年代。日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 108.
- Wakita, K., 1988: Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary

complex of the Mino terrane, central Japan. Bull. Geol. Sur. Japan, v.39, 675-757.