

メランジュ中の非対称変形組織

—四万十帯における例—

狩野謙一*・竹内真司**・中路正弥***

Asymmetrical melange fabrics:
examples from the Shimanto Belt,
Southwest Japan

Ken-ichi KANO*, Shinji TAKEUCHI** and Masaya NAKAJI***

Melanges in the Shimanto Belt of Southwest Japan often exhibit composite planar fabrics on meso- and microscopic scales with distinct monoclinic symmetry. They are characterized by block-in-matrix fabrics including scaly foliations in mudstone matrices and asymmetric lensoidal and/or ellipsoidal clasts of sandstone which were generated by layer-parallel extension. These fabrics have close resemblance in geometry with foliated fault rocks. Another remarkable fabric is the imbricated stacks of lensoidal sandstone clasts forming mesoscopic duplexes by layer parallel contraction. These extensional and contractional fabrics were formed during a progressive non-coaxial deformation, and provide excellent kinematic indicators of shear sense.

Key words: Shimanto Belt, melange, asymmetrical fabric, block-in-matrix fabric, duplex, shear sense criteria.

はじめに

剪断変形に伴って岩石中に非対称的な変形組織が形成されることは古くから知られていた。このような非対称変形組織の重要性は、最近10年間にマイロナイトを主体とする延性剪断帯の断層岩中で認識されるようになってきた (BERTHÉ *et al.*, 1979; LISTER & SNOKE, 1984; WHITE *et al.*, 1986; など)。Random-fabricであることが特徴の一つとされてきたカタクラサイトを主体とする

脆性剪断帯の断層岩中にも、同様な非対称組織が最近5年間に続々と見いだされてきた (RUTTER *et al.*, 1986; CHESTER & LOGAN, 1987; KANO & SATO, 1988; など)。また、剪断変形実験によっても類似した組織が形成されることが明らかにされている (RUTTER *et al.*, 1986; HANMER, 1986; SHIMAMOTO, 1989; など)。

近年、付加体に特徴的に分布するメランジュの内部にも前述した断層岩中の組織と類似した非対称的な変形組織が発達することが明らかになって

1991年3月18日受理

- * 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, School of Sciences, Shizuoka University, Shizuoka 422, Japan.
** 動燃事業団東海事業所 Tokai Works, Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation, Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 399-11, Japan.
*** 近畿日本ツーリスト豊橋支店 Toyohashi Branch, Kinki-Nippon Tourists, Hirokoji-dori, Toyohashi 440, Japan.

きた (NEEDHAM, 1987; FISHER & BYRNE, 1987; HAMMOND, 1987; WALDRON *et al.*, 1988; FERGUSSON *et al.*, 1990; など). 日本各地のメランジュ帯においても, このような組織が存在することが報告されている. たとえば, 美濃-丹波帯では木村(1989), NAKAE(1990)など, 秩父帯では石田(1989)など, 四万十帯では NEEDHAM & MACKENZIE (1988), MACKENZIE *et al.*, (1987), TAIRA *et al.*(1988), 木村・向井 (1989) などである. このような組織はメランジュの変形様式を推定する上で重要であり, また剪断センスを判定するための有力な道具ともなる.

我々は前報 (KANO *et al.*, 1991)において, 赤石山地南部の四万十帯^{いんげい}犬居層群のメランジュ中に発達する中視(mesoscopic)的規模の非対称変形組織の好例を示し, その意義を論じた. 本論では前報に引き続いて, 赤石山地南部, 関東山地南部, 四国東部, 九州東部等の四万十帯 (Fig.1)で, 今までに見いだした非対称変形組織の好例を紹介する. 四万十帯に比べられることの多い南西アラスカ, コディアック島 (Fig.1; 調査範囲については竹内・狩野 (1991) の図9も参照) の最上部白亜系~古第三系にみられた例についても紹介す

る. なお竹内・狩野 (1991) でも, いくつかの非対称組織の例が示されている. あわせて参照されたい.

非対称変形組織の形態的特徴

展張によるblock-in-matrix組織

もともとは砂岩泥岩互層を主体とする地層の層理が引き千切られて, 泥質基質中に大小の砂岩岩塊が散在するような形態をもつ, 地層に平行な“展張”(layer-parallel extention)によって形成されるblock-in-matrix fabric (SILVER & BEUTNER, 1980)は, 世界各地のメランジュに共通して見られる特徴である(COWAN, 1985; など). このblock-in-matrix fabricが発達する赤石山地南部の犬居層群中のメランジュから多数の非対称変形組織が見出された (KANO *et al.*, 1991). この組織を多くの露頭, 研磨面および薄片観察に基づいて模式的に描いたのがFig.2である. この図で示した組織が, 以下 (Plate 1~4) に紹介する各地の非対称組織をもつメランジュを代表するものとみなすことができる.

メランジュ中の非対称組織は泥質基質中に発達する鱗片状劈開面に直交するある方向の露頭面上

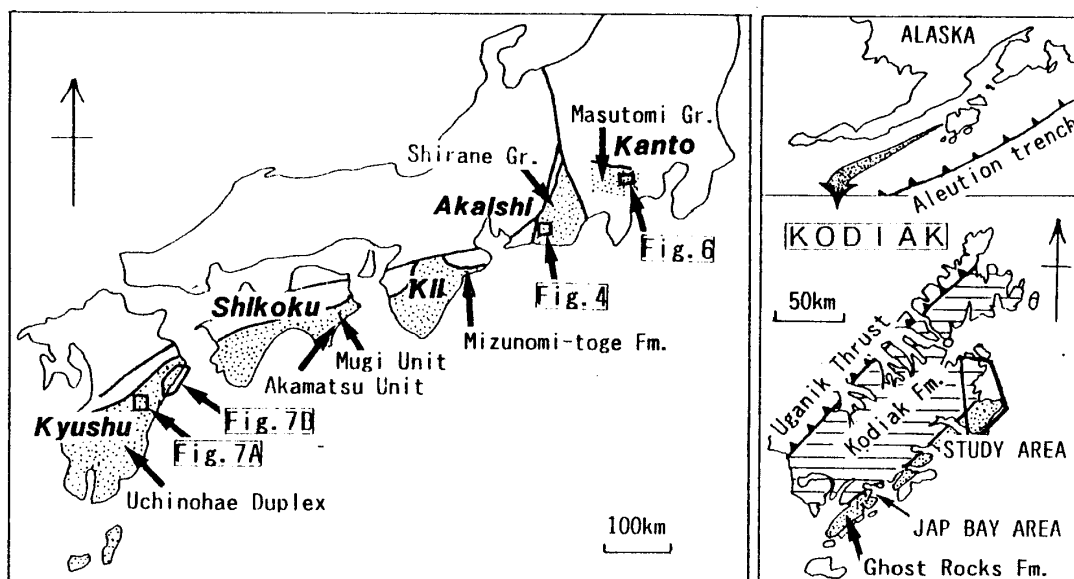


Fig. 1. Index map showing the locations of the study areas and the strata referred in the text.

で観察される。非対称組織が顕著にあらわれる面と直交する方向の露頭面では非対称性は明瞭ではない。したがって、この非対称組織は、厳密に言えば単斜対称 (monoclinic symmetry) 形をもつ組織といえる。この組織は前述したように脆性・延性剪断帯の断層岩の組織と形態的にきわめて類

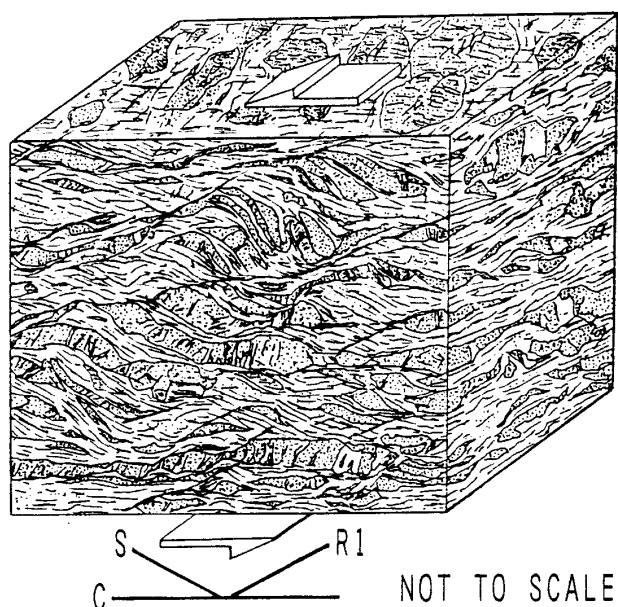


Fig. 2. Three dimensional schematic illustration showing the typical features of asymmetrical melange fabrics of the Shimanto Belt, based on the observations of many examples on meso- and microscopic scales.

似している。したがって断層岩で用いられている記載用語 (LISTER & SNOKE, 1984; RUTTER *et al.*, 1986; など) を使用するのが便利である。

非対称組織をもつメランジュの基質を構成する泥質岩には様々な程度に鱗片状劈開 (scaly cleavage or foliation) が発達し、劈開面は磨かれ光沢を有していることが多い。この磨かれた面上にはスリッケンラインが認められることもある。鱗片状劈開には2つの卓越した方向が認められる。それらのうちの一つは、泥質基質中に散在する砂岩岩塊の全体的な配列にほぼ平行に発達する劈開である。比較的連続性の良い砂岩層が保存されている場合には、この劈開面は層理面とほぼ平行な

ので、もともとの層理面に規制されて形成された劈開面と思われる。この面は延性剪断帯のC面または脆性剪断帯のY面に相当する。以下、これを便宜的にC面とよぶ。もう一つは、C面と最大30°程度で斜交し、レンズ状や菱形状になった個々の岩塊の長軸の配列を規制している劈開面である。この面は延性剪断帯のS面または脆性剪断帯のP面に相当する。以下、これを便宜的にS面とよぶ。

C面に対してS面と反対方向に低角度に斜交し、数cm~1m間隔程度で剪断面が発達することがある。この剪断面はC面を基準とすると正断層的な変位センスを有する。この面は延性剪断帯のシアバンドまたは脆性剪断帯のR1 Riedel shear面に相当する。以下、これを便宜的にR1面とよぶ。S面やC面を構成する鱗片状劈開はこのR1面に引き摺られて、シグモイダルに屈曲しているのが認められる。

レンズ状や菱形状の砂岩岩塊はC面やR1面に沿って小岩塊に破碎されて、非対称的な尾を引くような形態をもつことがある。また流動変形によって岩塊が非対称的な尾を引くこともある。鏡下では石英粒子などに非対称的なpressure shadowが形成されることがある (竹内・狩野, 1991)。

基質および砂岩岩塊には幅数cm以下の石英や方解石の脈が様々な方向に発達するが、一般には劈開と平行または直交して入るものが多い。劈開と平行に入る石英脈には劈開面上のスリッケンラインの方向にのびる繊維状の組織をもつことがある。

多くの場合、以上に述べた構造要素のすべてか、大部分が共存してメランジュ中の非対称組織を構成している。マイロナイトと同様に、非対称組織の発達程度、非対称性の明瞭度には地域差が認められる。この組織の発達程度は基質中の鱗片状劈開の発達程度と相関しているように思われる。すなわち犬居層群以外にも鱗片状劈開がよく発達する九州東部の檜峰層、神門層などには上記の非対称組織が頻繁に認められる。一方、劈開が弱い赤石山地の白根層群、三倉層群、紀伊半島紀伊長島地域の水呑峠層 (田辺, 1991MS)、四国東部の牟岐および赤松ユニット (木村・向井, 1989)

では顕著には発達しない。コディアック島北東海岸部の seaward belt のコディアック層およびゴーストロック層のメラランジュでも、このような組織はほとんど認められない。ただし、より南西方の Jap Bay 地域のゴーストロック層には同様な非対称組織が認められている (FISHER & BYRNE, 1987; Tim BYRNE の談話)。

圧縮によるデュプレックス状組織

デュプレックス (duplex) 構造とは衝上断層が発達する地帯でしばしば認められる構造で、上下に重なった2つの衝上断層 (上側のものを roof thrust, 下側のものを floor thrust と呼ぶ) の間に、より小規模な衝上断層によって境されたブロック (ホース) (horse) が覆瓦状に配列しているものをいう (BOYER & ELLIOTT, 1982; 村田, 1988; など)。この構造は block-in-matrix fabric とは逆に層平行圧縮 (layer-parallel contraction) によって形成される。デュプレックス構造は、沈み込み初期段階においてデコルマよりも下位にある海溝充填堆積物が、プレートの沈み込みに伴って地下深部に運ばれ、大陸斜面下底に付加(底付け)される際に生じる特徴的な構造として近年注目されている (SAMPLE & FISHER, 1986; SAMPLE & MOORE, 1987; NEEDHAM & MACKENZIE, 1988; など)。

九州南部の四万十帯では、村田 (1991) によって地質図規模の内ノ八重デュプレックスが確認されている。九州東部や四国東部においても、海洋底地殻とその上に重なる堆積物がデュプレックス構造を作りながら底付けされたとの指摘 (NEEDHAM & MACKENZIE, 1988; MACKENZIE *et al.*, 1987; 木村・向井, 1989) がなされている。しかしながら、これらの地域では roof thrust が確認されておらず、比較的浅部で offscraping された堆積物が作る扇状覆瓦構造 (imbricate fan) との区別が不明瞭である。もし、デュプレックス構造が付加体に特徴的な構造ならば、様々な規模でこのような構造が観察される可能性が大きい。実際赤石山地の犬居層群中には、前述した block-in-matrix fabric をもつメラランジュ中に中視的規

模のデュプレックス構造がしばしば認められる (KANO *et al.*, 1991)。また AGAR (1990) は四国西部において小規模な例を紹介している。

我々の観察したデュプレックス構造は、周囲をメラランジュに取り囲まれた層理の破壊が進行していないタービダイト層中に認められた。その数例を Plate 5 に示す。これらのデュプレックス構造は形態的な特徴からみて、ホースを境する小規模な衝上断層の変位量が、ホースの長さよりも少ない後背地傾斜デュプレックス (hinterland-dipping duplex) (BOYER & ELLIOTT, 1982; 村田, 1988) である。一つのデュプレックスの長さは数 m に達し、roof thrust と floor thrust との最大間隔は 1 m 程度である。各ホースはレンズ状の形態をとり、その長さは 10 cm ~ 数 m 程度で、厚さは数 cm ~ 10 数 cm に達する。ホースの厚さはタービダイトの単層の厚さに規制されており、各ホースを作る面の一部は層理面、残りの部分は層理面を低角に切る破断面である。ホースの両端付近は roof thrust と floor thrust によって引き摺られて、非対称形に屈曲している。ただし、一つのデュプレックスを構成するホースのすべてがもともと一枚の地層を起源としている保障はなく、複数の層が一つのホースを作ることもあると考えられる。また、何枚の層が一つのデュプレックスを作っているかを判断することは難しい。ホースを境する断層と roof thrust または floor thrust とのなす角は最大 40° 程度である。デュプレックスの一部には衝上断層帯に特徴的な flat-ramp-flat 構造が保存されている場合がある (KANO *et al.* (1991) の Fig. 8A)。

非対称組織の形成のための造構環境

これらの非対称組織が形成されるためには、メラランジュの形成中に層平行剪断 (layer parallel shear) による非同軸変形が生じることが必要条件である。block-in-matrix fabric 中の展張的な非対称組織が形成される際には、PLATT & VISSER (1980) や NEEDHAM (1987) が示したように、リーデル剪断面を利用した層平行剪断による層理の破壊と回転が重要な要素であろう。また、層平

行剪断に伴うpressure shadow部の形成とも密接に関係している。この非対称変形組織は露頭規模での発達状態から見るとpressure solution cleavageである鱗片状劈開（竹内・狩野, 1991）の発達と関連しているようである。しかしながら, independent particulate flow, cataclastic flow, diffusional mass transfer, crystal plasticity (KNIFE, 1989) のいずれの変形様式下においてもこのような非対称組織が生じている（竹内・狩野, 1991）。

また犬居層群の例で示されるように, 同一のメランジュ中にはblock-in-matrix fabricで代表される展張構造とデュープレックスで代表される圧縮構造の両者が共存している。このことは, メランジュ内の剪断歪みがきわめて不均質であることを示している。

メランジュの成因を考察する際には非対称変形組織が顕著な方向性をもつか否かが指標の一つとなる (ORANGE, 1990; BRANDON, 1989; など)。もし一方向に顕著な指向性をもつ非対称組織が広域的に発達する場合にはテクトニックメランジュである可能性が強い。オリストストローム起源の展張型メランジュには, 非同軸変形による顕著な指向性をもつ組織は発達しない場合がある (COWAN, 1985; BRANDON, 1989)。一方ダイアピリックメランジュでは, 同一メランジュ体内に逆センスを示すものが場所ごとに分散して表れるのが特徴である (ORANGE, 1990)。非対称組織がもつ指向性については, メランジュの成因論とも密接に関連しているので, 変形様式とあわせて検討していく必要がある。

非対称変形組織を用いたスリップ方位の解析

スリップ方位の解析方法

前述したようにメランジュ内の非対称変形組織の存在は, メランジュ形成中に非同軸変形が生じた有力な証拠となる。したがって, この組織を利用してスリップ方位を求めることが出来る。露頭規模の組織はその場で計測処理ができるので特に有力である。個々の露頭における非対称組織から

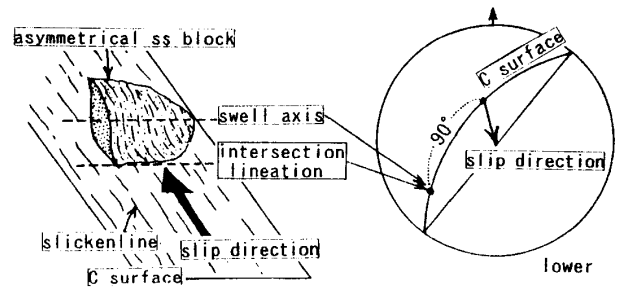


Fig. 3. Schematic figure showing how to obtain the slip-direction.

のスリップ方位の求め方は以下の通りである (Fig. 3)。

(1) メランジュ中の砂岩岩塊の全体的な配列方向, またはこれと平行する鱗片状劈開面 (C面) の方向を計測する。この方向は前述したようにオリジナルな層理面にはほぼ平行である。

(2) 以下の構造要素のうち, 明瞭でかつ計測が最も容易なものの方向を求める。露頭状況によっては計測が困難な構造要素がある。

- ① 鱗片状劈開面上のスリッケンライン。
- ② (1)で計測した面に斜交する非対称岩塊の長辺, またはそれにほぼ平行に発達する鱗片状劈開面 (S面), またはR1面
- ③ 非対称の形態を有する岩塊の非対称軸, すなわちpinchまたはswell axis

(3) 以上の計測結果をステレオネット上で処理し, 個々の露頭でのスリップ方位を求める。①の場合は, 直接スリップ方位が求められる。②の場合は, (1)で計測したC面の交線 (intersection lineation) を求め, それと直交するC面上の方向がスリップ方位となる。③の場合は, それと直交するC面上の方向がスリップ方位となる。

なおNAKAE (1990) は丹波帯のメランジュにおいて, 斜交する二方向の鱗片状劈開面の交線から剪断方向を求めている。

デュープレックス構造の場合はfloor thrustとroof thrustの交線の方向をステレオネット上で求める。または, ホースを境する断層とfloor thrustまたはroof thrustとの交線を求め, それと直交する方向がスリップ方位になる。

以上から得た生データを、古流向や古地磁気方位を求めると同様にして、調査地域の特性に応じて構造形成の順序を考慮し、褶曲軸のプランジ補正などの補正を施してやればよい。

コーディアック付加体の変形時相の解析や現在の付加体のデコルマ面から得られたボーリングコアの解析などから、メランジュ中のblock-in-matrix fabricは、変形の比較的初期段階において地層が緩傾斜の時期に形成された可能性が強い(BYRNE, 1984; MOORE *et al.*, 1986; FISHER & BYRNE, 1987; BEHRMAN *et al.*, 1988; など)。現在のように急傾斜になるのは、その後の付加体形成に伴う剥ぎ取り・底付け作用による傾動が大きな影響を与えているものと考えられる。block-in-matrix fabricの形成時に、例えば地層が 30° 程度の傾斜で生じた剪断であったとしても、水平時に形成されたとして補正した後のスリップ方位には、補正前と比べて 5° 以下の走向の誤差しか生じない。そして、地層が緩傾斜になるほどこの補正誤差は少なくなる。実際には地層の傾斜がどの程度の段階で生じた変形かを判断することは困難なので、数度の違いを問題にした議論をしないかぎりには、一律に水平に戻して比較検討をしてみるのが一つの手順と考えられる。デュプレックスについても同様である。

いずれにしても得られたスリップ方位について広域的な意味付けをするには、古流向解析や小断層解析と同様に、できるだけ多くの露頭で採取された多量のデータを統計的に扱う必要がある。この際、衝上断層帯に伴われる lateral ramp や back thrust などが与えるスリップ方位の乱れなどにも注意しておく必要がある。露頭でのデータを多数扱った場合には、変形様式の解析が厳密にはできにくいので、異なるステージで形成された非対称構造に基づくスリップ方位の総和をみていることになる。これらをふまえながら地域の特性を認識することによって、広域テクトニクスとの関連で議論ができるようになる。

四万十帯メランジュでのスリップ方位の解析

赤石山地南部の犬居層群

赤石山地南部の大井川中流域(奥大井地域)および気田川とその支流域(気田地域)に分布する最上部白亜系~下部古第三系の犬居層群気田川層はメランジュを主体とする地層で、見かけの層厚は約3000mに達する(竹内・狩野, 本号)。このメランジュ中のblock-in-matrix fabricおよび中視的規模のデュプレックス構造と、それらを用いたメランジュ形成時のスリップ方位の解析についてはKANO *et al.* (1991)で詳しく紹介された。その結果として、非対称変形組織によるスリップ方位には左横ずれ逆断層センスを示す顕著な指向性が存在する。個々の露頭での計測結果を、この地域の褶曲軸あるいは覆瓦状構造の軸を水平とし、地層の一般走向に個々の露頭の走向を鉛直軸で回

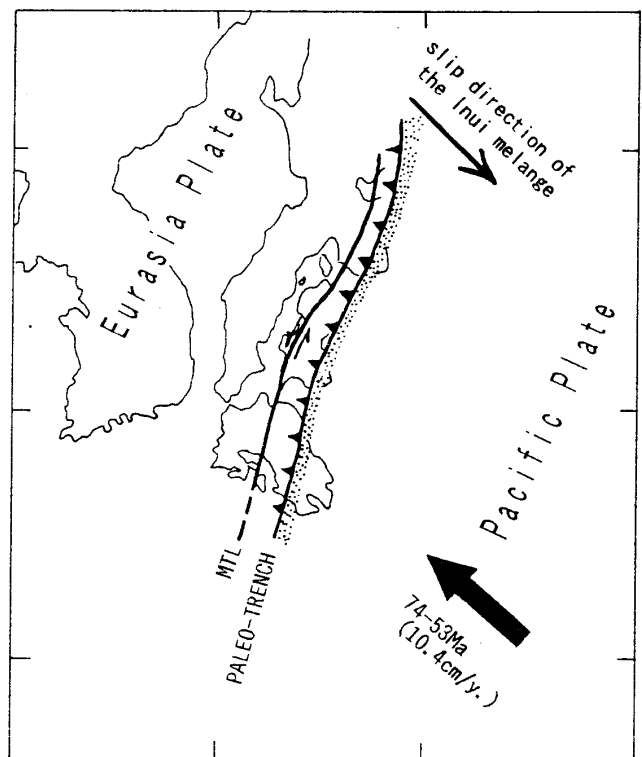


Fig. 4. Slip-direction of the melange in the Inui Group (KANO *et al.*, 1991; this study) and the motion of the Pacific Plate relative to the Eurasian Plate during the latest Cretaceous to Paleocene (ENGBRETSON *et al.*, 1985; MARUYAMA & SENO, 1986). (Modified from HAYASHIDA *et al.* (1988)) MTL: Median Tectonic Line.

転させた後、その一般走向を軸として地層を水平に戻す補正を行なった。その結果、スリップ方位は現在の地層の走向を基準とすると、奥大井地域ではその走向に対して約 60° 、気田地域では約 55° 半時計まわりに斜交し、南方への衝上センスを示した。そしてこのメランジュは、白亜紀最末期から古第三紀初期におけるユーラシアプレートに対する太平洋プレートの左斜め沈み込み (ENGBRETSON *et al.*, 1985; MARUYAMA & SENO, 1986; HAYASHIDA *et al.*, 1988) を反映して形成されたテクトニックメランジュであると解釈された。この結果は Fig. 4 のようにまとめられる。

気田地域の犬居層群について、引き続いて調査を行なった結果、さらに28地点でスリップ方位のデータが追加された (Fig. 5)。それに基づいて前回 (KANO *et al.*, 1991) と同様の補正を行なった。その結果得られたスリップ方位の平均値は $S7 \pm 10^\circ E$ を示す (Fig. 5)。したがって前述した一般走向からの斜交角度は約 63° に修正される。

関東山地南部の小伏層

関東山地南部に分布する小仏層群の小伏層 (酒井, 1987) は、整然とした泥岩層と block-in-matrix fabric で特徴づけられるメランジュを主体とする地層である。この小伏層は北側に分布する整然としたタービダイト層よりなる Campanian の盆堀川層と、南側に分布する砂岩、泥岩を主体とする古第三系～下部中新統の相模湖層群にはさまれる。本層からは化石が産出していない。西方に分布し本層に相当する増富層群の岩相と時代 (高橋ほか, 1989; 鎌田ほか, 1991)、および四万十帯における構造的な位置からみて、本層は赤石山地の犬居層群に対比される。さらに調査地域の小伏層は泥岩に富み、酸性凝灰岩が見られない。これらの特徴から、犬居層群の中でも南東側に分布する地層 (竹内・狩野 (1991) の長尾川層) に対比できる。ただし、WATANABE & IJIMA (1989) は、この小伏層をより南方に分布する中新世の化石を産する地層より上位の地層とみなし中新統下部としている。

OGAWA *et al.* (1988) は、この地層中の block-

in-matrix fabric はレンズ褶曲作用に伴うテクトニックレンズと解釈している。しかしながら、その組織は断層岩の組織ときわめて類似している (たとえば Plate 2 C)。したがって、犬居層群の場合と同様にその大部分はテクトニックメランジュの可能性が大きい。小伏層の分布地域南部の葛野川周辺における地質スケッチマップと 22 地点の露頭で得られたスリップ方位、および犬居層群と全く同様な補正を行なった後のスリップ方位とその集計結果を Fig. 6 に示した。なお本地域の地層の一般走向は $N80^\circ E$ である。データ数は犬居層群に比べて少ないが、犬居層群と同様に左横ずれ逆断層センスを示すものが多い。すなわち、もし本層と犬居層群との対比が正しいとすると、両層の現在の走向を同一方向になるように回転させれば、ほぼ同方向のスリップ方位を示すことになる。このことは四万十帯の基本構造が形成した後の赤石・関東両山地の基盤岩のフォッサマグナ形成に伴った回転運動 (MATSUDA, 1978; など) の存在を裏付けることにもなる。

九州東部の槇峰・神門層

九州東部には延岡構造線を挟んで、上部白亜系の槇峰層と古第三系の神門層が分布している (今井ほか, 1982; など)。これら両層中には block-in-matrix fabric で特徴づけられるメランジュが発達している。このうち槇峰層は、緑色片岩相の変成作用を受け、地下深部での底付け作用によって形成された大規模なデュプレックス構造をもつと考えられている (NEEDHAM & MACKENZIE, 1988; MACKENZIE *et al.*, 1987)。槇峰層、神門層中のメランジュにも非対称な変形組織がしばしば認められる (Plate 3, 4)。ただし犬居層群に比べると、両層とも変成作用の影響で、固結度が高く劈開にそっての剥離性が弱いので、露頭での計測が困難な場合が多い。NEEDHAM & MACKENZIE (1988) および MACKENZIE *et al.* (1987) は中視～微視的規模の組織の観察に基づき、槇峰層は北西から南東に向かう衝上断層のセンスをもつ剪断を受けたとした。一方、CHARVET *et al.* (1990) は微視的規模の組織の観察に基づき、初期の変形

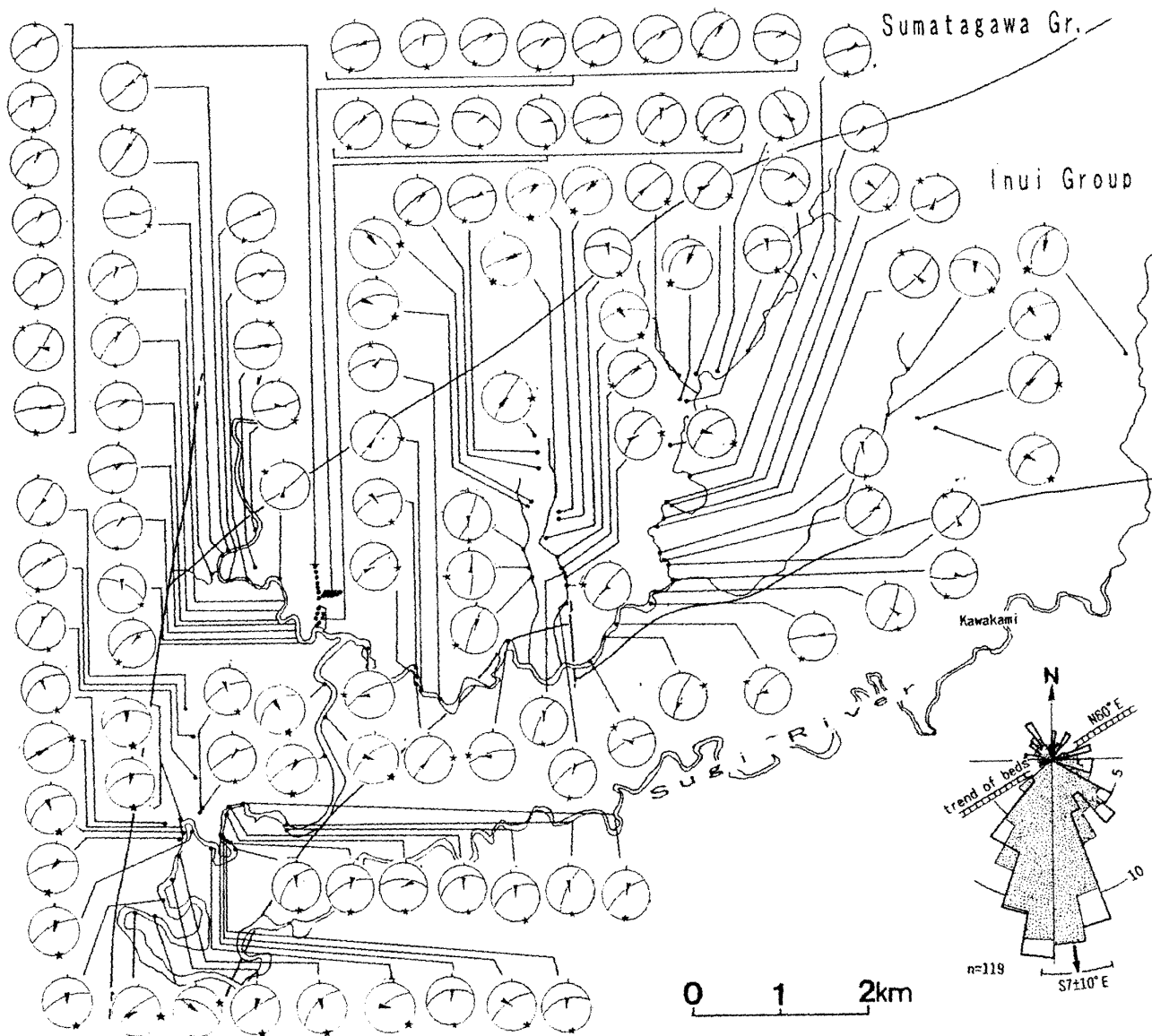


Fig. 5. Slip-direction of the melange in the Inui Group in the Keta area. Great circles in stereo net (Lower hemisphere projection) show attitude of C-surfaces (\approx bedding surfaces). Arrows indicate slip-directions of the hangingwalls of C-surfaces relative to the footwalls. Intersecting points of great circle and arrow axis provide attitudes of slip line. Slip-directions after the strike and tilting corrections of C-surfaces (stars on the peripheries of stereo nets) are summarized on a rose diagram on the lower-right which is fringed by thick lines. Shaded area in the diagram also represents a rose diagram which are smoothed using 10° moving window. n =number of data points.

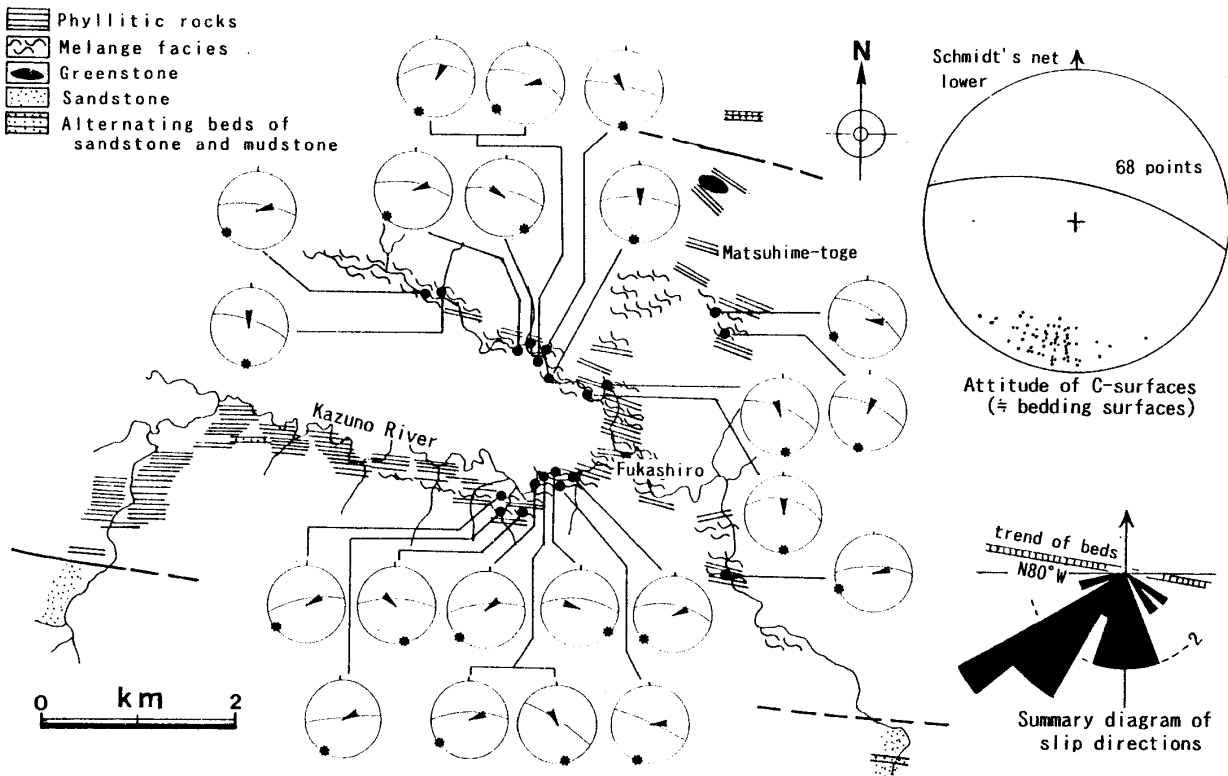


Fig. 6. Geological sketch map and slip-direction of the melange in the Kobushi Formation of the Kobotoke Group in the southern Kanto Mountains. Symbols in stereo nets as in Fig. 5. Schmidt's net on the upper right showing attitude of C-surfaces (bedding surfaces). Rose diagram on the lower right showing the slip-direction after the strike and tilting corrections of C-surfaces.

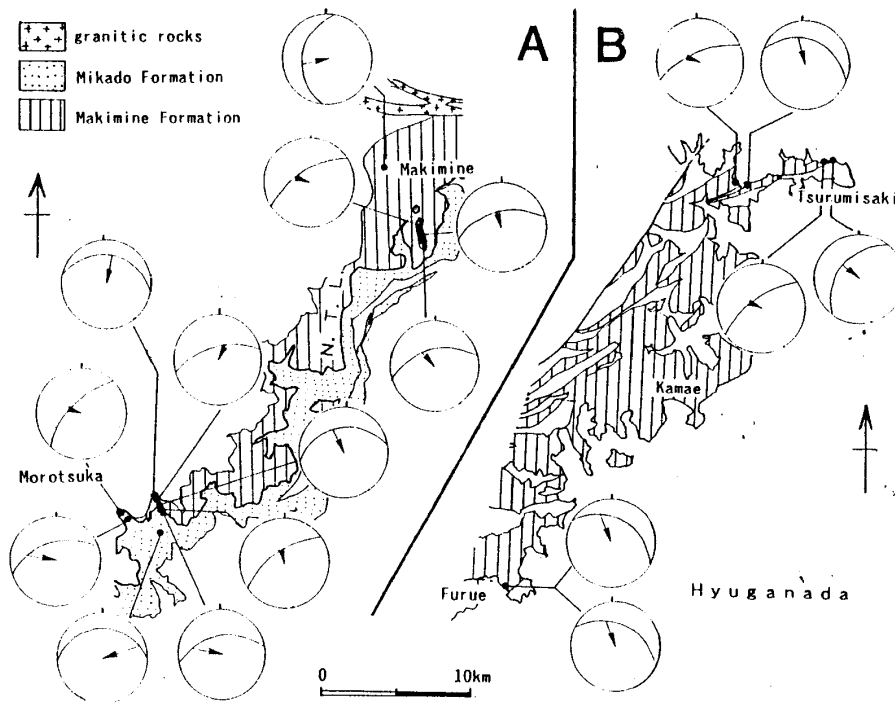


Fig. 7. Geological sketch map (A: simplified from IMAI *et al.* (1982), B: compiled from OKUMURA *et al.* (1985), OKUMURA & TERAOKA (1988) and TERAOKA *et al.* (1990)) and slip-directions of the melanges in the Makimine and Mikado Formations in eastern Kyushu. N.T.L: Nobeoka Tectonic Line. Symbols in stereo nets as in Fig. 5.

