

静岡県北西部水窪地域での中央構造線の位置の再検討

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 増田, 俊明, 山本, 啓司, 道林, 克禎, 伴, 雅子 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000285

静岡県北西部水窪地域での中央構造線の位置の再検討

増田俊明*・山本啓司**・道林克禎***・伴 雅子****

Re-examination of the location of
the Median Tectonic Line at Misakubo,
northwest Shizuoka Prefecture

MASUDA, T*, YAMAMOTO, H**, MICHIBAYASHI, K***. and BAN, M****

This paper describes plastically deformed metamorphic rocks along the Ushirokouchi-gawa river, Misakubo-cho, northwest Shizuoka Prefecture. The aim of this paper is to propose the new location of the Median Tectonic Line along the river, which differs from the previously accepted one. The metamorphic rocks on the both side of the Median Tectonic Line appear to be very similar with each other at the outcrops. They can be properly discriminated by precise microscopic observation on their microstructures and chemical analysis of their plagioclase grains.

要 旨

中央構造線の研究は、どこを通過するのかという基本的な記載段階を経て、1980年代に入ってからマイロナイトの構造岩石学的研究の発展に伴って、その成因にまで及んできている。しかし、従来の記載にはまだまだ不十分な点が多く、検討しなければならない基本的なことが多々あることを指摘したい。その一例として中央構造線が通過する位置について、静岡県水窪地域の後河内川ルートで再検討し、従来までの考え方が誤りであることを論じた。このルートでは泥質変成岩中の斜長石の An 含有量を測定すること及び鉱物組み合わせを調べることなどで比較的簡単に中央構造線の位置を認定することができた。

I. は じ め に

中央構造線(以下 MTL と略す)は日本を代表する大断層であり、性格の異なる西南日本内帯と同外帯の境界として存在し、その総延長は 1000km を越える。(例えば ICHIKAWA, 1980). これまで多数の研究が行われていること(例えば ICHIKAWA, 1980),

MTL の位置はランドサットなどの衛星写真を見ると、比較的明瞭に追跡することができることなどから、その位置に関してはすでに確定していると考えがちである。しかし、ルートマップスケールあるいは露頭スケールで見ると、その位置について、研究者の間で意見が一致していない地域が存在する。例えば、長野県市野瀬南方の分杭峠付近(図 1)では、

1990年3月28日受理

* 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, Shizuoka University, Shizuoka 422, Japan

** Institute of Geology, University of the Punjab, New Campus, Lahore, Pakistan

*** Department of Geology, James Cook University, Townsville, 4811, Australia

**** 神戸大学理学部地球科学教室 Department of Earth Sciences, Kobe University, Kobe, Hyogo, 651-11, Japan

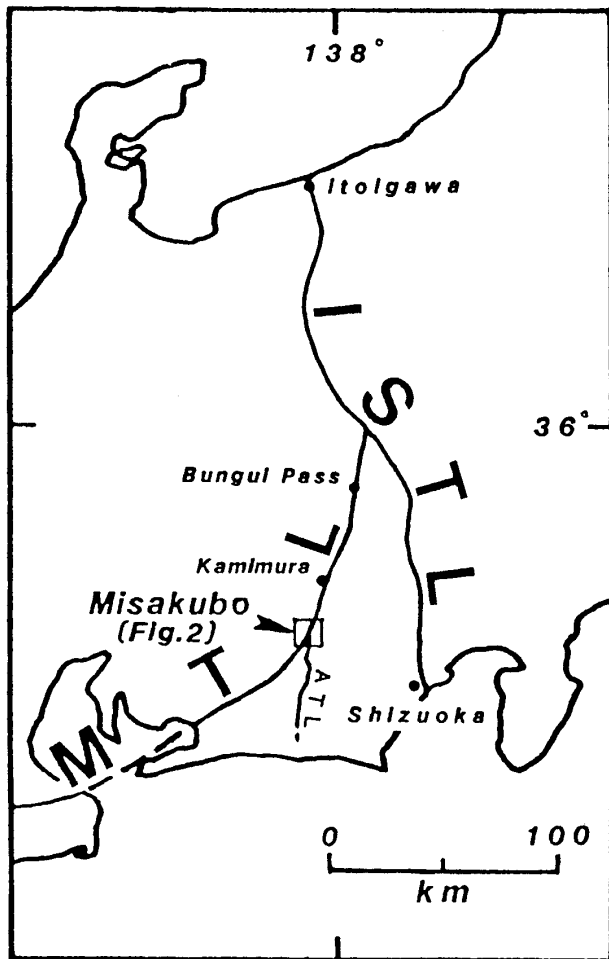


図1 位置図。

MTL：中央構造線，ISTL：糸魚川-静岡構造線，ATL：赤石裂線。

杉山(1939)，HAYAMA and YAMADA (1980)，小野(1981)，高木(1984)，河内ほか(1985)が示した MTL の位置はそれぞれすべて違っている。この不一致の原因は、ちょうど問題の所に露頭がなかったためになされた解釈の違いとするよりは、岩石が外帯或いは内帯のどちらかに属するのかを識別するのが難しく、各研究者によってその判断が異なってしまったことに原因があると思われる。また、MTL をはさむ両側の岩石の関係については、MTL が大断層であるということと矛盾する記載さえある。例えば、杉山(1939)は長野県の下伊那郡上村(図1)の MTL 付近を調査し、“水成岩を源岩とする所謂鹿塩片麻岩”が三波川帯の“黒色片岩”に“漸移”すると述べている。また、北大深成作用研究グループ(1965)は静

岡県水窪地域(図1)で、領家帯に属する“東縁変成帯”と、“三波川変成帯”の源岩は連続的であり、大きなギャップはないと結論している。上記以外の地域においても MTL で内帯と外帯が明瞭には区別されないとする意見がある。例えば松島(1973)は長野県で“中央帯”を MTL より内帯側に考えており、“中央帯の中で、数箇所において、千枚岩質の岩石や塩基性緑色片岩と認められる外帯の要素が見出される”と述べている。大草(1964)は静岡県浦川付近を調査し、擾乱帯として圧砕岩と結晶片岩の中間的性格をもった地帯を介して鹿塩圧砕岩類と三波川結晶片岩類が接していると述べた。また端山ほか(1963)は水窪南西で領家帯側に見られる白雲母・石墨片岩を“肉眼的にも鏡下でも三波川結晶片岩と区別することはできない”岩石と記載している。

ここで興味深いことは、上記のような問題の地域が中部地方に限られており、さらにはこれらの地域で、MTL に接して外帯側に分布しているのは必ず三波川変成岩であるという共通性があることである。これらの記載のうち、両帯の移り変わり方が二次的、すなわち三波川帯と領家帯とが接触した後に MTL に沿って変形が起こり、両帯の間に混ざり合いが起こったためであると解釈することのできる松島(1973)、大草(1964)、端山ほか(1963)の記載については、とくに本質的混乱は生じない。しかし MTL の両側の岩石がもともと連続的、或いは漸移的であると考えた杉山(1939)と北大深成作用研究グループ(1965)の記載については、その内容が重要であるために簡単に納得するわけにはいきまい。

そこで我々は北大深成作用研究グループ(1965)によって MTL の両側の岩石が連続的であると記載され、なおかつ詳細なルートマップが示されている静岡県水窪地域の後河内川に沿って、MTL の位置と両側の岩石の関係の再検討を行った。本報告では特に後河内川沿いの変成岩中の斜長石の EPMA による分析データを示し、そのデータや、顕微鏡下での鉱物組み合わせ及び岩石の微細組織の違いに基づけば、比較的容易に MTL の位置が決められること、及び MTL の両側の岩石は漸移的でないことを論ずる。なおここで報告する MTL の位置は北大深成作用研究グループ(1965)のものと異なっている。この

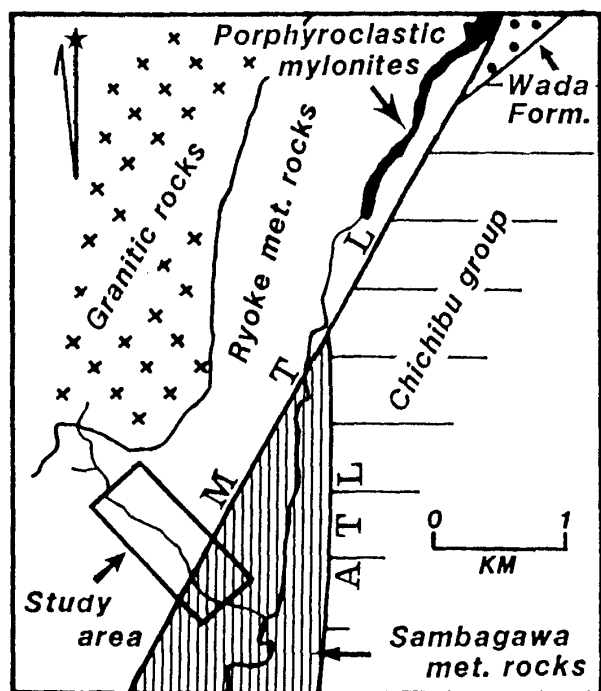


図2 水窪地域の地質概略図。

中世古ほか(1979)と山本・増田(1990)と20万分の1静岡県地質図をもとにコンパイルした。
MTL:中央構造線, ATL:赤石裂線。

相違の原因についても論ずる。

水窪地域の研究は北大深成作用研究グループ(1965)の他に端山ほか(1963), HAYAMA and YAMADA (1980)によって行われているが,そこに示されている地質図は大縮尺のため, MTLの位置についての細かい情報はこれらの論文からは読みとれない。なお,我々は以前S-Cマイロナイトを記載する際にこのルートでのMTLの位置を示した(増田ほか, 1986の図2)が,その位置は今回報告するものとは異なっている。

II. 地質概説

水窪地域の地質概略図を図2に示す。この地域ではMTLはN20°Eの走向でほぼ垂直の断層である。MTLの内帯側には領家花崗岩類, 領家変成岩類及びポーフロクラスティックマイロナイト(従来ポーフロイド様岩と言われているもの)が分布する。一方外帯側には三波川変成岩類, 秩父帯の中生

層及び新第三紀層が分布する(図2)。本報告で述べる後河内川ルートには, 領家変成岩類と三波川変成岩類が露出する(図3)。三波川変成岩類は, 泥質片岩・砂質片岩・緑色片岩・珪質片岩から, また, 領家変成岩類は泥質変成岩・砂質変成岩・珪質変成岩からなる。このルートでMTLの位置を決めるということは, とりもなおさず領家変成岩類と三波川変成岩類を正確に識別することにほかならない。

III. 後河内川ルートでの斜長石の分析値

MTLの位置を詳細に検討するため, このルートに沿って50数個のサンプルを採集し, すべてのサンプルから薄片を製作し観察した。これらのうち11個の泥質変成岩を選び斜長石の組成分析を行った。これらの採集位置については図4に示した。それぞれの薄片中から10数個の斜長石粒子を無作為に選び, 静岡大学理学部のEPMA(JEOL-733)により1粒子につき最大3点で測定を行った。1薄片中の全測定点は10-56である。選んだ斜長石粒子は, 斑状変晶状の粗粒(300 μ m程度)のものから細粒(50 μ m程度)のものまでである。測定した粒子はすべてカリ長石成分が1%以下であるので, アルバイト(ab)とアノサイト(An)の固溶体として近似し, 測定結果はAn成分で示した(図4)。図から明らかなように, 南東地域に分布する岩石(An含有量が1-3%に集中するグループ)と, 北西地域に分布する岩石(An含有量が3-24%の間に比較的分散しているグループ)の2グループに分けることができる。両グループの間でAn含有量は漸移的に変わっておらず, むしろ突然変化している。我々は, 北西側のグループを領家変成岩類, 南東側のグループを三波川変成岩類とし, 両岩石グループの境界の位置をMTLが通過するものと考えている。以下この考えに基づき三波川変成岩, 領家変成岩の順にやや詳しく記載し, そのように考えた根拠について述べる。なおMTLの露頭はこのルートでは存在しない。

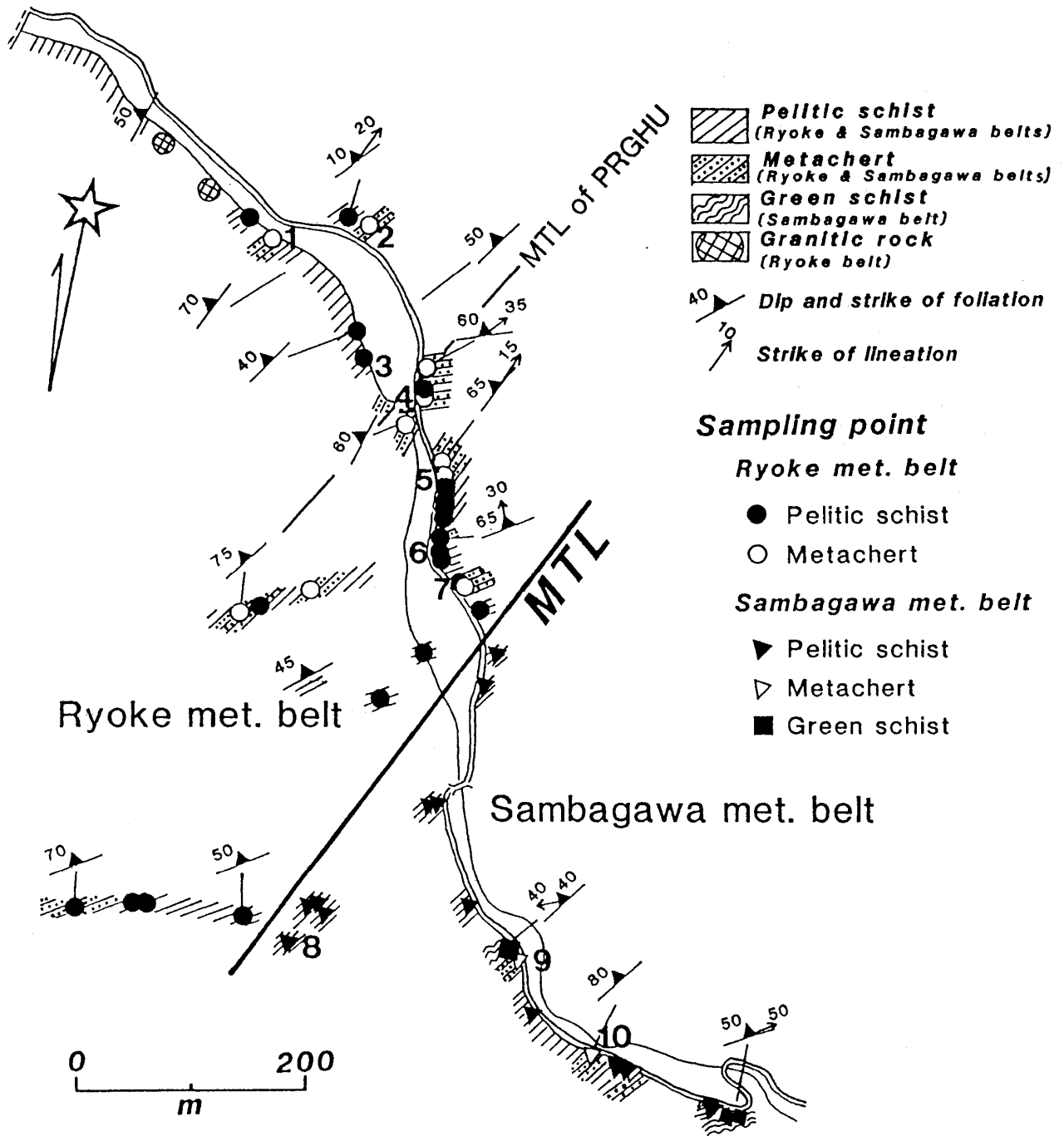


図3 後河内川のルートマップと薄片用岩石採集地点。

MTL: 中央構造線, MTL of PRGHU: 北大深成作用研究グループ(1965) による中央構造線の位置。数字1~12は、図版I, IIで示した岩石採集地点。

IV. 岩石記載

1. 三波川変成岩類

三波川変成岩は泥質片岩、珪質片岩、緑色片岩、砂質片岩から構成されており、面構造(片理面)及び線構造が比較的明瞭に認められる露頭と、肉眼ではこれらの構造を認定するのが難しい露頭とがある。明瞭に認められる露頭では、面構造はほとんどの場合20~30cmオーダーの褶曲を呈しており、ほぼNE-SW走向で、高角度で西へ傾斜している。線構造は傾斜が低角度であり、NE-SW走向である。泥質片岩は全体的に破碎されており、露頭で細片状に崩れている場合が多く、特に破碎が強い場所もしばしば見られる。ここでは特に泥質と珪質の変成岩について詳しく記載する。薄片下での記載は面構造に垂直で、線構造を含む面で行った。

泥質片岩

破碎されている露頭では、泥質片岩は面構造に平行な表面が断層鏡肌状に白く反射する光沢をしていることがあるが、それ以外の場合には黒色である。構成鉱物は、石英、斜長石、白雲母、緑泥石、ざくろ石、スフェーン、電気石及び炭質物である。

: 石英はほぼポリゴナルな形態で粒径20-40 μm 程度の粒子がほとんどであり、白雲母の濃集している部分では粒径はこれより小さい。弱く波動消光する粒子もあるが、多くの場合には波動消光は確認できない。

: 斜長石は、An含有量がすべて2%以下のアルバイトである(図4)。斑状変晶状のアルバイト(いわゆるアルバイトスポット)は粒径100 μm から400 μm 程度、縦横比1~2程度で、長軸は面構造とほぼ平行であり、炭質物のダストの層が含まれていることが多い(図版I-1)。炭質物の層は褶曲していることもあるが、平面的なものが多い。平面的な場合でも、その配列は面構造と平行でないものがほとんどである。また、TAKAGI & HARA (1979)のcore and mantle structureを示すものが多い。アルバイトスポットの周りには、主として石英と白雲母より構成されるプレッシャーシャドウが一般的に見られる(図版I-1)。

: 白雲母はアルバイトスポットをよけるように配列しているものもあるが、アルバイトにぶつかるように配列しているものもある。プレッシャーシャドウが非対称的に発達しているものもあるが、その非対称性は薄片全体で一定しておらず、また対称的なプレッシャーシャドウも見られる。白雲母は多くの結晶が束ねあったように層状に存在する場合と、他の鉱物の間に単独ないしは少数の粒子がまとまって存在する場合とがある(図版I-1)。前者の場合には、その配列がそのまま面構造を定義しており、全体として2cm以上の延長に及ぶこともしばしばである。厚さ数100 μm 程度から1mmを超えることもある。ひとつの層で厚さが場所によって変化していることがほとんどである。一方、後者の場合には、長軸が最大でも200~300 μm 程度の板状をしており、大半は100 μm 程度である。このような白雲母はいわゆる'mica fish'(例えば LISTER and SNOKE 1984)にはなっていない。アルバイトスポットのプレッシャーシャドウ部にある白雲母はこの後者のグループに入る。

: ざくろ石は自形のものが多いが、曲線で囲まれたものも稀に見られる。粒径は数10 μm から100 μm 程度で、アルバイトスポットに含まれるざくろ石も同様の大きさである(図版I-1)。マトリックス中よりもアルバイトスポット中の方が出現頻度が高い。ざくろ石の周囲には顕著なプレッシャーシャドウは見られない。

: りん灰石は一般にじゃがいものような不規則な外形をしており、長径100 μm 程度である。

: スフェーンは、くさび形のものもあるが、不規則な形態のものもある。長軸100~200 μm 程度のものが多い。

: 電気石の産出は稀で、長軸数100 μm の長柱状をしており、線構造にほぼ平行に配列している。電気石は、長軸に垂直な破断面を持ち、線構造の方向に引き離されているプリアパート構造状のマイクロブーディン(ブーダン)構造を呈することができる。

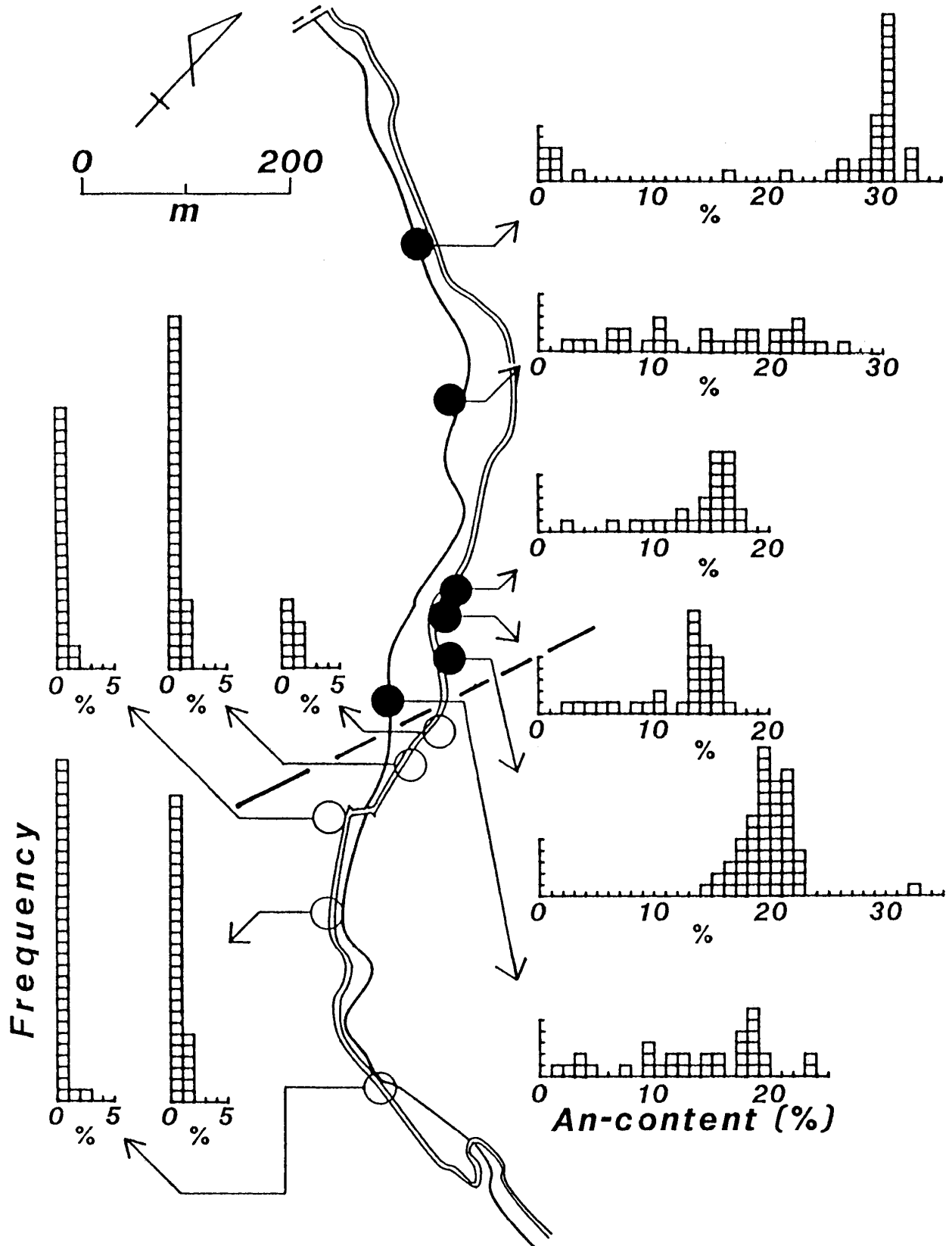


図4 泥質変成岩中の斜長石のAn成分のヒストグラム。

1マス1測定点に対応。黒丸：領家帯の岩石採集地点、白丸：三波川帯の岩石採集地点。領家帯のものと三波川帯のものとは明瞭に違う分布を示す。

珪質片岩

珪質片岩は露頭では一般にやや透明な灰色を呈している。また、少し赤味を帯びた薄い(最大で20cm程度)層として産することもあり、この場合には紅れん石を含んでいる(図版II-5)。鏡下では、石英が非常に卓越し白雲母やアルバイトが散在する部分と、白雲母やアルバイトが比較的多い部分とが層状になっている。構成鉱物のほとんどが石英で、そのほかに少量のアルバイト、白雲母、緑泥石、りん灰石、ざくろ石、緑れん石、紅れん石、スフェーン及び不透明鉱物から成る。

- : 石英は等粒状でポリゴナルな形態(MASUDA and FUJIMURA, 1981の定義ではPタイプ; 図版II-1)をしている。他の三波川変成帯にしばしば出現する扁平化した石英組織(同Sタイプ: 例えばMASUDA, 1982)はこのルートでは見られなかった。ほとんどの粒子は径40~60 μm 程度である。白雲母の多い部分ではこれより小さい。一般に弱い波動消光を呈する。
- : 斜長石は斑状変晶状であり、いわゆるアルバイトスポットである(図版I-2)。粒径はほとんどが100~600 μm であり、縦横比は1~1.5程度であり、泥質片岩のアルバイトスポットよりは伸長していない。プレッシャーシャドウは泥質片岩のものよりは不明瞭であるが、石英の粒界の配列と白雲母の配列により確認できる。アルバイトスポットは不透明鉱物と緑れん石及びスフェーンの有包物を含むのが一般的である。マトリックスに紅れん石がある場合には紅れん石も有包している。泥質片岩のものとは異なり core and mantle structure は呈していない。
- : 白雲母は、石英の多い部分では単結晶ないしは少数の粒子として存在する。この場合には、幅10 μm 以下、長さがせいぜい100 μm 程度の板状であり、面構造と平行に長軸が配列している。これは'mica fish'にはなっていない。比較的白雲母の多い層では多数の結晶が束ねあって産し、全体としては面構造に平行に膨縮しながら配列する。全長は普通は数100 μm 程度であるが、2mm程度のももある。
- : 緑れん石は縦横比が1に近いものから5ぐらいの

長柱状のものまでである。1に近いものは亜円形をしており最大で150 μm 程度の大きさである。一方、長柱状のものは線構造の方向に伸長しており、幅が数10 μm で長さが150~200 μm である。長柱状のものはマイクロブーディン構造を呈していることがある。

- : りん灰石は縦横比2程度の亜円形で、大半が長軸100 μm 前後であるが、時には200 μm 程度のものもある。
- : ざくろ石は非常に稀だが、自形の100 μm 程度の粒子として珪質片岩中に産する。
- : 紅れん石は短柱状(縦横比が3~5程度)で、マイクロブーディン構造を呈している粒子がしばしば観察される。長軸の長さは、100~200 μm 程度である。一方縦横比が1に近い粒子もあり、これは幅数10 μm で、短柱状のものよりは太い。
- : スフェーンはくさび形あるいは不規則な形をしている。縦横比は2程度で、長径100~200 μm 程度のものが一般的であるが、これより小さいものもある。

緑色片岩

緑色片岩は泥質片岩中に薄層状(数cm~数10cm厚)で挟まれている場合と、数m以上の層厚で産する場合とがある。前者の場合には薄い緑色を呈しているのが普通である。一方、後者の場合には一般に暗い緑色をしている。鏡下では、緑れん石、緑泥石、アルバイト(アルバイトスポット)、石英、アクチノ閃石が認められる。前者は後者よりも石英が多く緑れん石は少ない。

砂質片岩

非常に稀に、灰色の砂質片岩が見られる。構成鉱物は泥質片岩と同じである。長石の量は珪質片岩より多く、一方石英の量は珪質片岩より少ない。また雲母や緑泥石の量は泥質片岩より少ない。

2. 領家変成岩類

このルートの領家変成岩はほとんどが珪質及び泥質変成岩で、一部砂質変成岩も見られる。MTLの付近ではこれらの岩石に面構造と線構造がともに発達

している。面構造は N30°E から N40°E であり、傾斜は中～高角度で NW に傾斜していることが多いが、中角度で NW に傾斜していることもある。また低角度(30°以下)のこともある。線構造は走向が NE-NW で低～中角で北東に傾斜している。MTL から 200~300m 以上離れると線構造は非常に微弱になる。面構造が数mオーダーの褶曲をするのが露頭で確認されることがあるが、三波川帯の泥質片岩ほどの短い波長での褶曲はしていない。薄片下での記載は面構造に垂直な面で行った。線構造が見られる場合にはこれを含む面で行った。

泥質変成岩

MTL から 200m 程度以上離れている泥質変成岩は、紫がかった黒色であり、黒雲母を特徴的に含むことが露頭でわかる。この場合には、面構造は明瞭だが、線構造は非常に微弱であるか、あるいは観察されない。一方 MTL 近傍では黒色で、黒雲母を含むことは露頭では確認できない。このような岩石は一般的に破碎を受けており、面構造に平行な小板状に崩れており、面構造上には線構造も明瞭に認められる。小板状の岩石の間は、断層鏡肌状になっていることがある。すなわち MTL の近傍では、面構造上に線構造も認められること、その色調、及び破碎された露頭の状態から、見かけだけでは MTL の南東側の三波川帯泥質片岩と露頭では区別しがたい。線構造が明瞭な岩石と、微弱な岩石とは空間的に急に移り変わる訳ではなく、むしろ徐々に変わっているようである。

泥質変成岩の構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母、ざくろ石、電気石、りん灰石及び不透明鉱物である。以下鏡下での組織の記載を行うが、露頭で線構造の明瞭な岩石と、明瞭ではない岩石とでは、構成鉱物の種類には違いはないが、組織には顕著な違いがあるので、それぞれ別々に示す。

MTL から 200~300m 以上離れている岩石は、露頭で線構造が明瞭でない。

：石英は通常粒径 50~80 μm の等粒、ポリゴナル状であるが、雲母が少ない部分では、これより径が大きく、100 μm を越えるものもある。石英は一般に微弱な波動消光を呈する。

：黒雲母は、一般には長軸 150 μm 、短軸 40 μm 程度の板状であるが、長軸が 2mm、短軸が 200 μm を越えるような大きな結晶も認められる(図版 II-6)。長軸は面構造にほぼ平行に配列している。

：白雲母は、一般には長軸 100~300 μm 程度、短軸 100 μm 程度の板状の粒子である。一方、これより小さな白雲母粒子(長軸 40 μm 、短軸 10 μm 以下)が単独で存在するものもしばしば見られる。どちらの場合でも、長軸はほぼ面構造に平行である。

：斜長石はその An 含有量(図 4)から、アルバイト、オリゴクレイス及びアンデシンである。この An 含有量は、MTL から離れた高遠-伊那地域の領家帯で小野(1977)が記載したものや、愛知県三河高原で瀬尾(1985)が示したものと範囲が重複している。斜長石は斑状変晶として産することがあるが、石墨やざくろ石の包有物は含まない。まれに包有物として白雲母を含むものがある。

：カリ長石は鏡下では認定しがたい場合が多いので、EPMA を利用してその存在を確認している。粒径は約 100~150 μm である。

：ざくろ石は自形を呈してはおらず、粒界は曲線状で、時には不規則である。粒径はほとんどが 100~150 μm 程度であるが、稀に 300 μm を越えるものもある。縦横比は 1~2 程度である。

：電気石は短柱状ないし垂円形で、長軸の長さは 100~150 μm が普通である。

：りん灰石は垂円形で、長径約 50 μm である。

：長石類やざくろ石及び電気石などの剛体的鉱物の周囲には顕著なプレッシャーシャドウは確認できない。

MTL 付近の露頭で線構造が明瞭に認められる泥質変成岩は、上記のものと特に石英、黒雲母及び白雲母の粒径や配列が異なっている。

：石英は主として 50 μm 以下の等粒状ポリゴナルな粒子で、若干波動消光をしている。また、雲母類に囲まれて単独に産する石英もあり、これは縦横比の最大が 10 に達するような偏平化したものもある。この場合には波動消光をしているほかに、部分的にサブグレイン化もしている。

：白雲母は、細かな板状粒子(長軸 20 μm 程度、短軸 10 μm 以下)の場合と、それより大きな紡錘形の粒

子(長軸数 $100\mu\text{m}$, 短軸数 $10\mu\text{m}$)とがある。全体としては、細粒板状粒子の方が多い。これらの白雲母は全体として、面構造に垂直で線構造に平行な薄片では、2方向に配列しているように見える(図版I-4)。一方では通常見られる雲母が密に配列をした方向であり、これは面構造を規定している。もう一方はいわゆるシアーバンド(例えば WHITE *et al.*, 1980)で面構造と斜交してクレニレーション状にほぼ一定の間隔で平行に発達する。なお、シアーバンド状配列の間隔は、試料により、あるいは同一試料でも場所により変化しているが、ほぼ数 $10\mu\text{m}$ である。両方の配列のなす角は、 $20^\circ\sim 30^\circ$ である。

- ：黒雲母は、露頭では黒雲母特有の紫色の光沢が認められない岩石でも、鏡下では例外なく確認することができる。長軸が約 $40\mu\text{m}$, 短軸約 $20\sim 30\mu\text{m}$ 程度の小板状で、長軸は上記の白雲母のクレニレーション状組織に参加している。なお、線構造の認められない岩石に含まれていたような大きな(数 $100\mu\text{m}$)黒雲母は存在しない。また、黒雲母の量は MTL から遠く離れている泥質変成岩よりも少ない。
- ：石英と雲母類以外の鉱物について、斜長石の An 含有量は本地域の領家変成岩を通じて、ほぼ同じ値を示している(図4)。また、ざくろ石、電気石、りん灰石の粒径や形態は、MTL からの距離にかかわらず、著しい変化はない。これらの鉱物には稀に、マイクロブーディン構造が見られることがあり、これらの鉱物粒子が脆性的である時に、その周囲の石英や雲母類は塑性的に流動していたことを示唆している。

珪質変成岩

露頭では、厚さ 2cm 程度以下の珪質変成岩層として、厚さ数 mm 以下の泥質変成岩層と互層をする。これらの珪質変成岩はおそらく層状チャートが変成したメタチャートであり、変成変形過程で層理面に規制された層状構造を保持していたものと考えられる。ほとんどが MTL の付近に産出し、 200m 以上離れているものは稀である(図3)。露頭で面構造の他に線構造が認められる。面構造は層状構造に平行で

ある。便宜上、MTL から離れているもの、MTL の付近に産するものの順に記載する。

MTL から 200m 以上離れている珪質変成岩の構成鉱物はほとんどが石英で、この他に白雲母、黒雲母が少量含まれる。

- ：石英は二種類の粒子が識別される。一つはひじょうに大きく、粒径の最大が $500\mu\text{m}$ 程度で粒界が不規則に湾曲を繰り返す、内部には弱い波動消光や亜粒界(亜粒子の粒径は $50\sim 100\mu\text{m}$ 程度)が見られる粒子(かつて増田, 1983が愛知県本宮山地域の領家帯メタチャートの石英組織を紹介したときの A タイプと類似する)(図版II-4)である。もう一つは径 $50\sim 150\mu\text{m}$ 程度のポリゴナル状の粒子(MASUDA & FUJIMURA, 1981の基準では P タイプ)である。両者が1薄片中に共存している。ポリゴナル状の粒子には波動消光はほとんど見られない。
 - ：白雲母は板状に産し、比較的大きな粒子(最大長軸 $800\mu\text{m}$, 短軸 $100\mu\text{m}$ で、長軸 $200\mu\text{m}$, 短軸 $60\mu\text{m}$ 程度のもが多い)と小さい粒子(長軸 $50\mu\text{m}$, 短軸 $10\mu\text{m}$ 程度)が混在するのが明瞭に認められる。ポリゴナル状の石英粒子の分布範囲に存在する白雲母粒子の長軸は明瞭に2方向に配列している。面構造に平行に配列しているものの方が、もう一方方向のものより多少量が多い程度である。両者の配列方向の交角については、面構造に垂直な薄片下では、約 20° であった。大きな白雲母粒子が mica 'fish' 状になっているのが稀に観察される(図版II-7)。
 - ：黒雲母は白雲母に比べて非常に少量存在している。長軸 $50\mu\text{m}$, 短軸 $10\mu\text{m}$ 程度の小板状をしており、大部分は面構造に平行に長軸が配列している。
- MTL 付近に産出する珪質変成岩の構成鉱物は主として石英であり、これ以外に白雲母、黒雲母、斜長石、りん灰石、ざくろ石及び不透明鉱物を含む。
- ：石英組織は、波動消光がみられない、あるいは微弱に呈している等粒ポリゴナル状のもの(MASUDA & FUJIMURA, 1981の基準では P タイプ; 図版II-2)や、著しく扁平化(縦横比で10をこえるものも存在する)した、波動消光の激しい粒子が特徴的なもの(同 S タイプ; 図版II-3)があ

り、粒径や組織は露頭ごとに著しく変化している。一つの薄片内では、組織は均質であるが、数m離れている珪質変成岩の組織については違っていることがむしろ一般的である。また、縦横比が2以下のPタイプの石英粒子の長軸の方向が白雲母の配列で定義される面構造の方向とは斜交している場合もある。これは、例えば LISTER & SNOKE (1984) の oblique foliation に相当するものである。粒径はSタイプのもので長径数 $10\mu\text{m}$ ~ $200\mu\text{m}$ 程度、一方Pタイプのもは径数 $10\mu\text{m}$ 程度で、最大でも $100\mu\text{m}$ 程度である。これらの石英組織は一見して三波川帯珪質片岩のもの(図版II-1)と区別がつかない程良く似ている。

：白雲母は、小板状あるいは紡錘形で、面構造に平行に配列している。粒径は、小板状のものは長軸 $80\mu\text{m}$ 、短軸 $40\mu\text{m}$ 程度で、一方の紡錘形のものは長軸 $200\mu\text{m}$ 、短軸 $50\mu\text{m}$ 程度である。明瞭な mica 'fish' は存在しない。

：黒雲母は、小板状で、長軸 $20\sim 30\mu\text{m}$ で短軸 $10\mu\text{m}$ 以下の非常に小さなものである。珪質変成岩の場合には、雲母類は近接している泥質変成岩中のものとは違って、クレニユレーション状の二方向の配列はしていない。

これ以外の鉱物(斜長石、りん灰石、ざくろ石)は、場所によりわずかに産出することがある。

：斜長石は粒径 $50\mu\text{m}$ 程度であり、垂円形ないし、紡錘形である。

：りん灰石は長径約 $80\mu\text{m}$ 程度の垂円形で、まれに短柱状のものもある。

：ざくろ石は、一般的には粒径 $40\mu\text{m}$ から $150\mu\text{m}$ 程度であるが、長軸 $300\mu\text{m}$ 、短軸 $150\mu\text{m}$ をこえるものもある。その外形は直線状になっていることは稀で、ほとんどの場合には曲線で囲まれており、しばしば不規則な形をしている。

珪質変成岩はこのルートを通じて石英の組織は著しく変化しているが、構成鉱物の種類は変わっていない。

砂質変成岩

砂質変成岩は構成鉱物は泥質変成岩と同じであるが、石英と斜長石の量が泥質変成岩より多く、黒雲

母は逆に少ない。

塑性剪断変形

上記の組織のうち、珪質変成岩の mica 'fish' (図版II-7)及び石英の oblique foliation は、珪質のマイロナイトに特徴的な変形組織であると考えられる(例えば LISTER & SNOKE, 1984)。これらの組織はいずれも面構造に対して非対称的に発達するのが特徴的であり、そのために塑性剪断変形あるいはもっと広義の Non-coaxial 変形に特有なものと考えられている。また、泥質変成岩中の雲母類のシアーバンド状の配列(図版I-4)も泥質のマイロナイト(あるいはフィロナイト)に特徴的に発達するものと考えられている(例えば WHITE *et al.*, 1980)。珪質変成岩中の石英組織は、変形時の温度や歪速度に応じて形成されたものと考えられる(MASUDA & FUJIMURA, 1981)が、このルートで石英組織の変化が著しいということは、その形成条件が(この場合には特に歪速度)空間的に著しく変化していることを示唆する。泥質変成岩と珪質変成岩とは変形組織に違いが見られる。例えば本ルートの泥質変成岩では、MTLに近いものにもみ二方向の雲母類の配列が見られる(図版I-4)が、珪質変成岩では、逆にMTLから遠い方の岩石中に二方向の雲母類の配列が見られる(図版II-8)。これは、温度や歪速度などの相違によるものではなく、岩相による変形組織の違いであると考えられる。本ルートを南限とし、青崩峠付近を北限とする水窪地域全体の剪断変形の概略については山本・増田(1990)で論じた。

V. 議論：MTLの位置及び両側の岩石の関係

我々は、泥質変成岩中の長石の An 含有量が突然変化する位置を MTL が通過すると考えている(図3, 4)。この考えの根拠について述べる。この位置は北西側の黒雲母やカリ長石を産する岩石群と、南東側のこれらの鉱物を含まない岩石群との境界に一致している。南東側の岩石の斜長石 (An=1-2%) は、アルバイトである。これらの斜長石は三波川変成岩の高変成度地域(ほぼざくろ石帯より高変成度)に普

遍的に見られるいわゆるアルバイトスポットと同じものである。また、南東側の岩石のその他の特徴も、天竜地域の三波川変成帯の特徴と共通しており、分布する地域も一連であることから、これらの岩石は三波川変成岩類であることは疑いない。

北西側の泥質変成岩中の斜長石はアルバイト、オリゴクレイス及びアンデシシであり、これらの典型的な領家帯の泥質変成岩中の長石の分析値と同じ範囲に入る(例えば小野, 1977, 瀬尾, 1985)。また北西側の岩石は黒雲母、カリ長石を含んでいるが、典型的な領家帯の泥質変成岩にも普遍的に含まれるものである(例えば MIYASHIRO, 1973)。しかし、北西側の岩石のうち、特に MTL 近傍の岩石には塑性剪断変形を強く受けた組織が見られ、場合によっては三波川変成岩と見かけが非常によく似ていることがある。このような組織は典型的な領家帯の岩石には見られない。この塑性剪断変形を強く受けた岩石の帰属に関する解釈には3通りの考え方があり得る。(1)この岩石はもともと領家変成岩の仲間である。(2)この岩石は三波川変成岩である。(3)この岩石は、領家変成岩でも、三波川変成岩でもない第三の変成帯の変成岩である。

我々は(1)の考え方を主張している。この考え方に基づいての塑性剪断変形の解釈は後で述べる。また、すでに述べたように、このルートでは領家帯の岩石と三波川帯の岩石の性質はまったく異なっていると考えている。(2)の考え方は北大深成作用研究グループ(1965)の考え方と MTL の位置を定めるという点について言えば結果的に同じである。この考え方の最大の根拠は、この変形した岩石、特に泥質変成岩や珪質変成岩が、露頭での観察では南東側の三波川泥質片岩や珪質片岩と区別がつかないということであろうが、この変形した岩石の構成鉱物・顕微鏡下での組織が多くの点で三波川変成岩のものとは異なっているという事実都合が悪い。すなわち、この考え方は、後河内川のみならず、天竜地域全体の三波川帯を通じて、黒雲母はほとんど見出されていないことと調和せず、またこの岩石の斜長石成分が、一般に知られている三波川帯最高変成度(四国中央部)のオリゴクレイス(例えば榎並, 1982)よりも An 含有量が高いことを説明しにくい。そもそも、日本

他のどこの三波川変成岩よりも高変成度の三波川変成岩がこのルートにたまたま露出していて、その岩石の鉱物組み合わせが、たまたま領家帯のものと同じということは非常に不自然であろう。従って我々は(2)の考え方には賛成できない。(2)の考え方では、MTL の位置は、我々が示した位置よりさらに北西になる。しかし、MTL を想定すべき位置(例えば図3に引用した北大深成作用研究グループ(1965)の MTL の位置)付近の岩石は主に泥質変成岩からなる。我々の観察では、露頭の見かけ及び鏡下での組織はともに、ある位置を境にその両側で急激に変わっているということはないので、特に「大断層」の存在を示唆しているわけではない。この点では北大深成作用研究グループ(1965)も、我々と同様の観察をしたと思われ、そのために「三波川帯と領家帯は漸移する」という考えに到達したと考えられる。もちろんこのような観察で(2)の考え方から帰結する「三波川帯—領家帯漸移説」にも我々は賛成できない。(3)の考え方は、小野(1983)が高遠・鹿塩地方で「月蔵山変成帯」として提唱したものを後河内川ルートに受け継ぐ考え方である。後河内川ルートで、北西に向かって、塑性剪断変形を強く受けた岩石から、塑性剪断変形の痕跡が明瞭でない領家変成岩に漸移するように見えること、また長石の An 含有量も塑性剪断変形を強く受けた岩石とそうでない岩石とでほぼ同じ範囲にあること(図4)や、構成鉱物にほとんど違いがないことを考慮すれば、少なくともこのルートでは特に三波川帯や領家帯とは全く異なる第三の変成帯を想定する必要がない。

(1)の考え方では、構成岩石種、構成鉱物の内容(斜長石の An 含有量)及び変形組織以外の組織について自然に説明できる点が有利である。そこで、問題になるのが塑性剪断変形である。これは領家帯の中での一つの出来事としてとらえることが可能であると思われる。我々はこの領家変成岩中に起こった塑性剪断変形は、領家花崗岩を原岩として、いわゆる鹿塩マイロナイトを形成した変形と同じものと考えている。その根拠は(1)どちらも塑性剪断変形であること(鹿塩マイロナイトが塑性剪断変形によって形成されたことについては、例えば、TAKAGI, 1986 や HARA *et al.*, 1980 参照)、(2)塑性剪断変形が及んで

いる範囲がどちらも中央構造線付近だけであること、(3)領家変成岩が塑性剪断変形を受けた時期(白亜紀以後)は鹿塩マイロナイトが形成された時期(古第三紀；紫田・高木, 1988)と矛盾しない。端山ほか(1963)や HAYAMA and YAMADA (1980) はマイロナイト化作用を花崗岩が固結する際に変形したと結論し、この地域を含む浦川-和田間の地域、さらには中部地方の領家変成岩(端山ほか, 1963ではホルンフェルスとし、HAYAMA and YAMADA, 1980では雲母片岩あるいは Low grade metamorphic rocks とした)は、一部の例外を除いてマイロナイト化作用を受けていないと主張した。一方、従来から領家変成岩起源の岩石が、端山ほか(1963)の主張するような例外的なものではなく、ごく一般的にマイロナイト化しているという意見も多数あった(例えば原ほか, 1977；大草, 1964)。我々は変形組織の解析を根拠として、本地域の場合に、後者の意見を支持する。

VI. まとめ：MTLの位置を認定する際の 問題点と対策

本報告で述べた後河内川ルートは、露頭で三波川変成岩か領家変成岩かを判断し、MTLの位置を確定することが難しい地域である。それは、(1) MTLを挟んだ両側の変成岩に共通した源岩の岩石が多いこと(泥質・砂質・珪質の変成岩)、(2)それらの岩石がともに著しい塑性流動を受けた変形変成岩であり、面構造と線構造をもっていることが多いこと、また、(3) MTL付近一帯の岩石は後性的に脆性的変形を受けており、多かれ少なかれ露頭が破碎されており、そのために岩石が観察し難くなっていることなどが原因である。さらには、たとえ薄片を観察しても、鍵になる組織を見いだせない場合には、やはり三波川帯と領家帯の岩石の識別は難しいと思われる。例えば珪質変成岩の組織は、ただ石英の形態に注目するだけでは、三波川帯のものと領家帯のものとを区別することは難しい。端山ほか(1963)の“肉眼的にも鏡下でも三波川結晶片岩と区別することができない”領家帯の岩石の記述はこのことを意味していると思われる。

しかし、石英が塑性流動をする場合にも、ざくろ

石や斜長石は脆性的あるいは剛体として挙動していることがわかった。このような場合には、脆性的に挙動する鉱物について鍵になる特徴を見いだすことができれば、両者の区別は可能である。例えば三波川帯のざくろ石は一般に自形で、境界が直線的であることが多いが、一方の領家帯のものは曲線で囲まれており不規則な形態を示すことが一般的である。また、斜長石の斑状変晶内の組織は、三波川帯のものは包有物を多量に含んでいるいわゆるアルバイトスポットであるが、領家帯のものは包有物は一般に含んでいない。さらには白雲母の形態にも両帯の岩石間で違いが見られる。また、後河内川ルートでは、変形運動に伴って、その岩石の鉱物組み合わせが、もとの岩石から全く変わってしまっていること(つまり完全に後退変成作用が起こってしまうこと)はおそらくないと思われる。従って、構成鉱物に領家帯あるいは三波川帯だけを特徴づけるものが出現すれば、それは重要な手がかりである。例えば黒雲母やカリ長石は、中部地方の三波川帯には普通には産しないのでこれらは領家帯を特徴づける鉱物である。端山ほか(1963)や HAYAMA and YAMADA (1980) は紅柱石やきん青石を領家帯側の変成岩から見いだしているが、これらは三波川帯には産しないので良い指標となる。また紅れん石は三波川帯には一般的に存在するが、現在のところ領家帯からは知られていないので、三波川帯の指標となりうる。さらに有効なのは EPMA による化学分析である。特に斜長石の An 含有量は非常によい指標である。これらのデータをもとにして後河内川ルートでは、明瞭に両者の区別をすることができた。すなわち、MTLの位置を決めるためには、「露頭の観察・岩石の見かけによる判断だけでは不十分」であり、薄片観察を適切に行い、場合によっては EPMA を利用した詳細な作業を通じて判断を下すことが必要であった。

謝辞：本研究を進めるにあたり、静岡大学理学部の狩野謙一助教授には有益な議論をしていただいた。同海野 進博士には EPMA の使用のために便宜をはかっていただいた。日本大学の小坂和夫助教授には原稿の査読をしていただいた。大阪市立大学理学部の吉田 勝教授には、中央構造線の位置に関して

貴重なご助言をいただいた。また地質学雑誌の2人のレフリーの方から有意義な御意見をいただいた。以上の方々に深く感謝いたします。本研究の費用の一部に科学研究費(01540627:代表者狩野謙一及び62460050:代表者増田俊明)を使用した。

文 献

- 榎並正樹 (1982), 四国中央部別子地域・三波川帯の灰曹長石-黒雲母帯. 地質雑, 88, 887-900.
- HARA, I., SHOJI, K., SAKURAI, Y., YOKOYAMA, S. and HIDE, K. (1980), Origin of the Median Tectonic Line and its initial shape. *Mem. Geol. Soc. Japan.*, 18, 27-49.
- 原 郁夫・山田哲雄・横山俊治・有田正志・平賀祐三 (1977), 領家南縁剪断帯の研究 - 中央構造線発生時の運動像 -. 地球科学, 31, 204-217.
- 端山好和・宮川邦彦・中島和一・山田哲雄 (1963), 浦川～和田間の鹿塩構造帯. 地球科学, 66, 23-31.
- HAYAMA, Y. and YAMADA, T. (1980), Median Tectonic Line at the stage of its origin in relation to plutonism and mylonitization in the Ryoke belt. *Mem. Geol. Soc. Japan.*, 18, 5-26.
- 北大深成作用研究グループ(1965), 中部地方領家帯全般の地質構造 - 第2部 -. 地質雑, 71, 93-99.
- ICHIKAWA, K. (1980), Geohistory of the Median Tectonic Line of South-west Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan.*, 18, 187-210.
- 河内洋佑・湯浅真人・片田正人 (1983), 市野瀬地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 70p.
- LISTER, G. S. and SNOKE, A. W. (1984), S-C mylonite. *Jour. Struct. Geol.*, 6, 617-638.
- MASUDA, T. (1982), A microstructural sequence of quartz schists in central Shikoku, southwest Japan. *Tectonophysics*, 83, 329-345.
- 増田俊明(1983), 中部地方領家帯におけるメタチャートのマイクロストラクチャーの発達. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 390.
- MASUDA, T. and FUJIMURA, A. (1981), Microstructural development of fine-grained quartz aggregates syntectonic recrystallization. *Tectonophysics*, 72, 105-128.
- 増田俊明・長瀬雅之・山本啓司 (1986), 静岡県北西部水窪地域の中央構造線付近のS-Cマイロナイト. 静大地研報, 12, 75-87.
- 松島信幸(1973), 赤石山地の中央構造線. 杉山隆二編「中央構造線」9-17, 東海大学出版会.
- 中世古幸次郎・松島信幸・小島郁生・松川正樹 (1979), 赤石山地の水窪層・和田層に関する新事実. 国立科博専報, 12, 65-73.
- 大草重康 (1964), いわゆる中央構造線に沿う佐久間ダム・池場間の地質構造 - とくに断層と割れ目の系統について -. 地球科学, 74, 17-21.
- 小野 晃(1977), 高遠-塩尻地方の領家変成岩の岩石学的研究. 岩鉱, 72, 453-468.
- (1981), 領家変成帯, 高遠-鹿塩地方の地質. 地質雑, 87, 249-257.
- (1983), 月蔵山変成岩類の不透明鉱物の意義. 岩鉱, 78, 306-311.
- 瀬尾孝文(1985), 変成史と変成条件から見た領家変成作用の研究 - 南西三河高原を例として -. 広島地質学研報, 25, 93-155.
- 柴田 賢・高木秀雄 (1988), 中央構造線沿いの岩石及び断層内物質の同位体年代 - 長野県分杭峠地域の例 -. 地質雑, 94, 35-50.
- 杉山隆二 (1939), 所謂中央線 (So-Called Median Line) に沿える地帯に分布せる諸岩石類の研究(第1報). (1) 所謂鹿塩片麻岩 (So-Called Kashio-Gneiss) を主題とする野外調査に依って得たる諸考察, 並びに之と関連して所謂中央線 (So-called Median Line) に就いての再検討. 地質雑, 46, 169-187.
- 高木秀雄 (1984), 長野県高遠～市野瀬地域における中央構造線沿いの圧砕岩類. 地質雑, 90, 81-100.
- TAKAGI, H. (1986), Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, 8, 3-14.
- TAKAGI, K. and HARA, I. (1979), Relationship between growth of albite porphyroblasts and deformation in a Sambagawa schist, central Shikoku, Japan. *Tectonophysics*, 58, 113-125.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, N. D. and HUMPHREYS, F. J. (1980), On mylonites in ductile shear zones. *Jour. Struct. Geol.*, 2, 175-187.
- 山本啓司・増田俊明 (1990), 静岡県北西部水窪地域の領家帯マイロナイトの水平剪断変形. 静大地研報, 16, 25-47.

図版 I

面構造に垂直，線構造に平行な断面での薄片写真。各写真で面構造はほぼ水平（写真のスケールバー方向に平行）である。岩石採集地点については図 3 参照。

1：三波川泥質片岩(loc. 8) の薄片写真

スケール=0.5mm，オープンニコル，ab：アルバイトスポット。アルバイトスポット中には炭質物の層状配列とざくろ石が見られ，core and mantle structure を呈して炭質物の層状配列とマトリクス中の主として白雲母と不透明鉱物の配列で構成される面構造は明瞭に斜交している。アルバイトスポットの左右にはプレッシャーシャドウが見られる。

2：三波川珪質片岩(loc. 10) の薄片写真

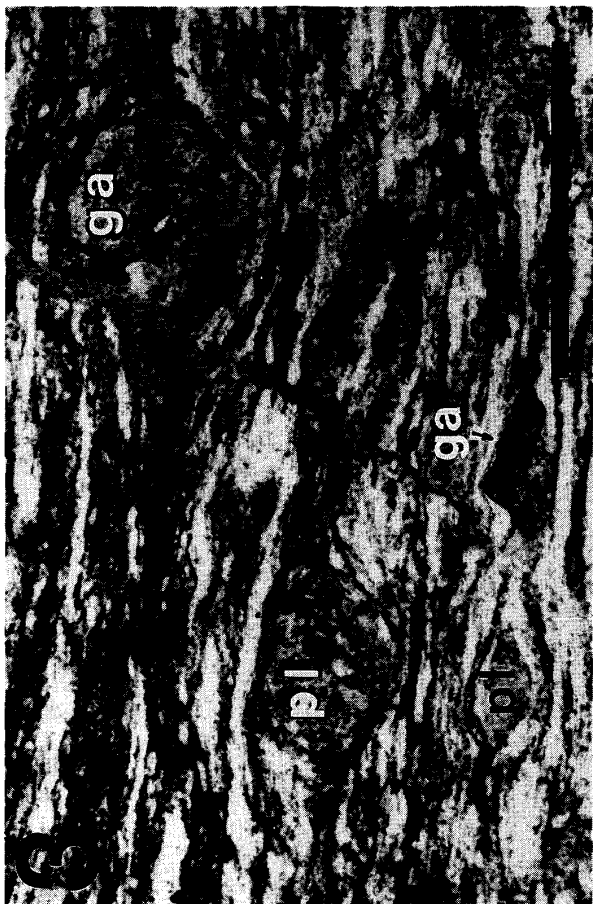
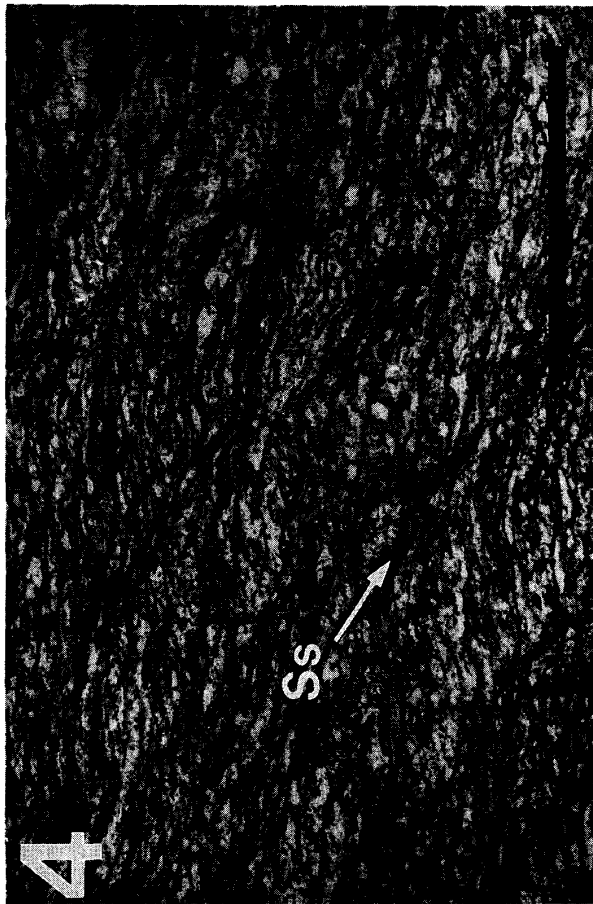
スケール=0.5mm，クロスニコル。アルバイトスポット(ab)中に緑れん石が見られる。アルバイトスポットの左右には，プレッシャーシャドウが発達しており，ここでは主として石英が見られ，白雲母はほとんど存在していない。

3：領家泥質変成岩(loc. 7) の薄片写真

スケール=0.5mm，オープンニコル。pl：斜長石，ga：ざくろ石。ざくろ石の形態は，円形なもの（写真右上）と不規則な外形をして伸長しているもの（写真中央下）が見られる。大きなざくろ石と斜長石には，非対象的なプレッシャーシャドウ（この場合にはそれぞれの鉱物の右上と左下）が見られる。マトリクスは，主として細粒の石英と雲母であり，雲母はほとんどが白雲母で，黒雲母はわずかしき存在しない。

4：領家泥質変成岩(loc. 6) の薄片写真

スケール=0.5mm，オープンニコル。雲母に 2 方向の配列があり，ひとつは面構造に平行であり，もうひとつは，シアーバンド(Ss) の方向である。



図版II

面構造に垂直，線構造に平行な断面での薄片写真。各写真で面構造はほぼ水平である。

1：三波川珪質片岩(loc. 10)の薄片写真

スケール=0.1mm，クロスニコル。石英はほとんど伸長しておらず等粒状ポリゴナル的で波動消光をする。

2：領家珪質変成岩(loc. 5)の薄片写真

スケール=0.1mm，クロスニコル。石英の形態は等粒状でほとんど伸長していない。波動消光をする。

3：領家珪質変成岩(loc. 4)の薄片写真

スケール=0.1mm，クロスニコル。伸びた石英粒子は著しく波動消光を呈し，細粒で波動消光の弱い伸長していない粒子に囲まれている。

4：領家珪質変成岩(loc. 2)の薄片写真

スケール=0.3mm，クロスニコル。粒径が大きく形態が不規則で波動消光が弱い石英の領域が写真中央部に見られ，等粒でポリゴナル状の石英粒子（写真の上部と下部）と共存している。

5：三波川紅れん石石英片岩(loc. 9)の薄片写真

スケール=0.1mm，オープンニコル。pi：紅れん石。面構造に垂直な割れや，面構造方向に離れたブルアパート（ブーディン）構造も見られる。

6：領家泥質変成岩(loc. 3)の薄片写真

スケール=0.5mm，オープンニコル。1 mm を超える大きな黒雲母粒子(bi)が見られるがほとんどの黒雲母，白雲母粒子は数 $10\mu\text{m}$ である。マトリクスは，石英と斜長石である。

7：領家珪質変成岩(loc. 1)の薄片写真

スケール=0.1mm，オープンニコル。いわゆる mica “fish” 状の白雲母(mv)が見られる。この写真の場合は右ずれの剪断変形が面構造に平行に起こったことを示す。

8：領家珪質変成岩(loc. 2)の薄片写真

スケール=0.2mm，クロスニコル。雲母の2方向の形態選択配向，この場合には右ずれである。

