

山梨県鳳凰山東方の糸静線に沿う地域の 構造地質学的研究(その1)

Structural geology in the area along the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line in the east of Mt. Ho-oh, Yamanashi Prefecture (Part 1)

竹下徹*・伊勢清**

Toru Takeshita* and Kiyoshi Ise**

Abstract: In this paper, two new findings concerning the tectonics of the area along the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) in the east of Mt. Ho-oh, Yamanashi Prefecture, will be presented. The first study deals with deformation microstructures such as healed microcracks, deformation lamellae and kink bands in detrital quartz grains in sandstones from the Momonoki Subgroup (Middle Miocene) along the ISTL. Dynamic analyses of these deformation microstructures are successful, and indicate that the maximum principal stresses are oriented in the strike of bedding planes of sandstone layers. The observation suggests that the deformation microstructures formed due to the folding of the Momonoki Subgroup.

The contact aureole originated from the Momonoki Subgroup along the Yakejizo granite plutons becomes schistose getting close to the granite. The pattern of quartz c-axis fabric within the schistose contact aureole (200m thick) changes from type-I to type-II cross girdle approaching the granite. The observation suggests that a high geothermal gradient was preserved when the contact aureole deformed, leading to the conclusion that the deformation of contact aureole is coeval with the intrusion of granite. The deformed contact aureole probably represents the wall rock deformation associated with the ascent of hot granite body.

はじめに

糸魚川-静岡構造線はナウマンによってその存在および重要性がいち早く指摘されていた

(山下による一連のナウマンの業績紹介論文参照, 例えば山下, 1993)。しかし, 甲府西方の赤石山地北部では糸静線は標高2000mに至る急峻な山地を通過しているため, この地域の糸静

1993年10月4日受付, 1994年1月21日受理.

*広島大学理学部地球惑星システム学科

Department of Earth and Planetary Systems Science, Hiroshima University, Higashi-Hiroshima, 724 Japan

**愛媛大学理学部地球科学科

Department of Earth Sciences, Ehime University, Matsuyama, 790 Japan

線については数少ない研究(例えば大塚, 1940; 藤本ほか, 1965)しか行われてこなかった。

最近, Koyama(1990)および小山(1993)は伊豆-マリアナ弧が15Ma頃西南日本弧東部に衝突した結果, 中期中新世初頭桃の木亜層群の褶曲帯および糸静線が形成されたと論じた。Itoh(1988)は, 濃飛地域の古地磁気偏角の時代変化に基づいて, 関東対曲構造が15~12Ma頃に形成されたと結論した。また, 田中(1993)は赤石山地の屈曲と密接に関連すると考えられる赤石裂線の形成が15Ma頃に生じたことを, 断層ガウジ中の自生粘土鉱物のK-Ar年代に基づいて推定した。従って, 変形のタイミングから考えて, 赤石山地の折れ曲がり糸静線とともに, 伊豆-マリアナ弧が15Ma頃西南日本弧東部に衝突した結果形成されたと推察される。

南部フォッサマグナの西縁を画する糸静線は, 西南日本の最も太平洋側を構成する, 最も若い付加体である四万十南帯(瀬戸川帯)と南部フォッサマグナを構成する中新統(巨摩層群)を境する断層ととらえられる。赤石山地最北部では西南日本外帯花崗岩に属する甲斐駒-鳳凰花崗岩(ca.15Ma, 佐藤ほか, 1989)が糸静線に沿って進入している。実際これら3者の地質帯は著しく変形しており, 瀬戸川スレート帯(例えば唐沢・狩野, 1992), 糸静線に沿う中新統褶曲帯(例えばMatsuda et al., 1967; 角田, 1971)および糸静線沿いの花崗岩マイロナイト帯(例えばShimamoto et al., 1991; 小坂・滝沢, 1992)として知られている。従って, 糸静線の形成テクトニクスを理解しようとする時, これら3者の変形帯の形成のタイミングおよび運動像・力学像を明かにする必要がある。

筆者は2年前よりこの地域の構造地質学的研究に着手して以来, 現在まで糸静線沿いの中新統桃の木亜層群の褶曲帯を形成した応力場(Takeshita, submitted)および焼地蔵花崗岩の接触変成帯の変形(竹下, 1993)について新知見を得ることが出来た。本論文ではこれらの研究の要約を述べる。

地質概論

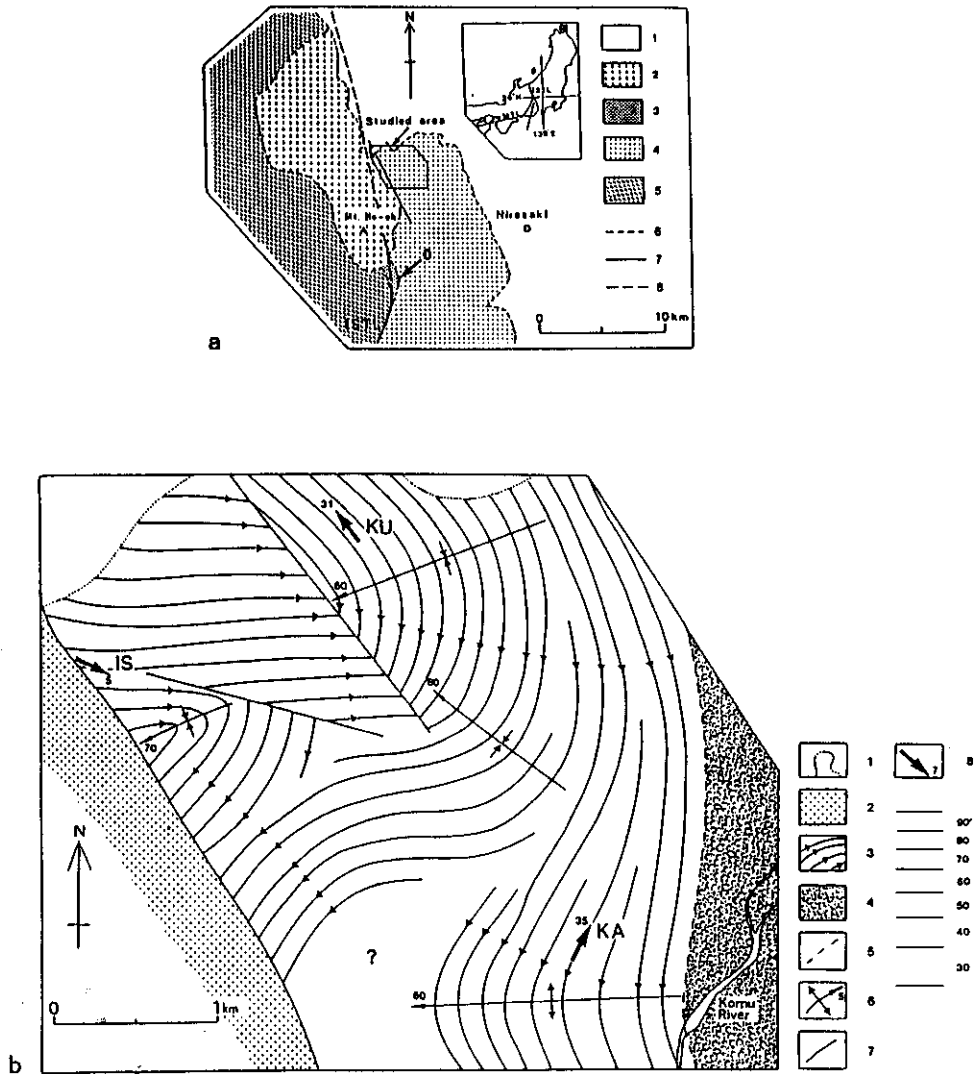
伊豆半島およびその北部に隣接する地帯は南部フォッサマグナと呼ばれ, 主として非常に厚い変質した安山岩~玄武岩質の溶岩および火山碎屑岩類からなる中新統が分布している(例えばMatsuda, 1962)。南部フォッサマグナ中新統の西縁は糸魚川-静岡構造線で断たれ, 西南日本の最も外側の基盤構造帯を形成する四万十帯(白亜紀~中新世前期)と接する。糸静線のすぐ西側では, 四万十帯の中でも四万十南帯(瀬戸川帯)が分布しているが, 瀬戸川帯の堆積は放散虫化石より前期中新世(20Ma頃)まで継続していたと考えられている(例えばOsozawa et al., 1990)。

調査地域は山梨県鳳凰山東方に位置する(第1図)。本地域には主として中新統巨摩層群が分布するが, それは下位の楯形山亜層群と上位の桃の木亜層群よりなる(Koyama, 1990)。楯形山亜層群は主として玄武岩~安山岩質溶岩および火山碎屑岩よりなり, その厚さは4000m以上である。一方, 桃の木亜層群は厚さ2000mを越える砂岩, 泥岩および珪質泥岩などの碎屑岩よりなる。

楯形山亜層群からはBlow(1969)のN8~9帯に属する有孔虫化石が得られているので(秋元ほか, 1990)その堆積年代は16~14.5Maと推定される。桃の木亜層群は15Ma頃進入した甲斐駒-鳳凰花崗岩より接触変成作用を受けている(藤本ほか, 1965)ので, 本亜層群は15Ma頃短期間に堆積したと考えられる。

糸静線に沿う中新統の褶曲帯は日本の新第三系のなかでも褶曲による短縮率の最も高い地帯であり(Matsuda et al., 1967), 桃の木亜層群の泥岩の一部は千枚岩となっている(藤本ほか, 1965)。しかしながら, 本研究で示すように糸静線に沿う桃の木亜層群の砂岩中の碎屑石英粒子が塑性変形を受けていることや, 石英粒子中にhealed microcrack(例えばSmith & Evans, 1984)が普遍的に発達していることは全く報告されていなかった。本研究ではまず山梨県北巨摩郡武川村に分布する桃の木亜層群(第1図b)

鳳凰山東方の糸静線



第1図 a. 位置と地質概略図(Koyama, 1990を簡略化し, 糸静線については筆者の考え方を示した). 1: 第四系, 2: 甲斐駒-鳳凰花崗岩, 3: 焼地藏花崗岩, 4: 巨摩層群(中部中新統), 5: 四方十層群(白亜系~下部中新統), 6: 地層境界, 7: 断層, 8: 伏在断層, ISTL: 糸魚川-静岡構造線, MTL: 中央構造線, 0: 大ナジカのカレ.

b. 調査地域の桃の木亜層群の走向線図と砂岩試料(第1表)採集位置. 1: 第四系, 2: 甲斐駒-鳳凰花崗岩, 3: 桃の木亜層群, 4: 楕形山亜層群, 5: 桃の木亜層群と楕形山亜層群の地層境界(整合), 6: 褶曲軸(数字はプランジを示す), 7: 断層, 8: 石英の応力解析より得られた σ_1 の方位, 数字はプランジを示す.

の褶曲形成時の応力場を石英中の変形ラメラ、キंकバンドおよび healed microcrack などの変形微細構造を解析することによって明かにする。

一方、15Ma 頃に糸静線沿いに進入した花崗岩や接触変成帯中の変形構造の解析は、桃の木垂層群中の褶曲および糸静線の形成と花崗岩進入の時間的前後関係を知るばかりか、花崗岩の進入テクトニクス(例えば Hutton, 1988)を明かにする上で重要である。本論文では、小武川源流丸沢つめ大ナジカのカレ(第1図 a の O)に露出する片状岩化した花崗岩の接触変成帯を記載し、その持つ意味について述べる。

方法

第1の研究では、桃の木垂層群中の砂岩が定方位で採集され、互いに直交する3面(XY, YZ, XZ)の薄片が作製された。試料座標系は X が地層の走向、Y が地層の傾斜方向および Z が層理面に垂直な方向である。なお、X、Y および Z 軸においては、北に近い方向、down-dip 方向および上位方向をそれぞれ正(+)方向とする。healed microcrack および変形ラメラの方位はユニバーサルステージを用いて互いに直交する3面について測定された。互いに直交する3面での構造要素の方位ベクトルはすべて、層理面を水平面とする座標系での方位ベクトルに変換されて重ね合わされた。

変形ラメラは薄片と極めて高角(80°以上)で交わっている場合のみ明瞭であるため、その様な高角傾斜のラメラを選択的に測定する傾向にある。従って、互いに直交する3つの薄片すべてに対してラメラ極が高角傾斜している様な変形ラメラを測定するのは困難であり、第2図の領域 A, B, C および D は人為的に変形ラメラ極の低密度領域になってしまう。

キंकバンドの解析については、ある一つの断面(通常 XZ 面)についてキंक境界の極とキंकをもつおよびもたない石英粒子の c 軸が測定された。

結果

I. 桃の木垂層群砂岩の碎屑石英粒子中の変形微細構造の解析

碎屑石英粒子中の healed microcrack, 変形ラメラおよびキंकバンドの解析は桃の木垂層群中の3つの砂岩試料について行われた(第1図, 第1表)。

(1) healed microcrack の極

まず、healed microcrack はすべて Mode I の引っ張り割れ目である。このことは、クラックが粒子境界まで達している時、クラックに沿って粒界のずれが全くないことからわかる。healed microcrack の極のパターンは3つの試料とも比較的似通っている(第3図)。すなわち、どの試料でも X に近い方向に集中域があるが、この集中域は Z 軸を中心にして 20~30° 反時計廻りに回転している。ただし、KU の試料では X 付近の集中の密度が低い。IS および KU の試料では、Y および Z 方向にも集中域が認められる。KU の試料では Y および Z 方向の集中域はつながって、YZ ガードルを形成する。YZ ガードルは Z 軸を回転軸にして、反時計廻りに 20° 回転している。

(2) 変形ラメラ極とラメラをもつ石英粒子の c 軸

第4, 5 および 6 図 a には変形ラメラの極(矢印の先端)とラメラをもつ石英粒子の c 軸(矢印の始まり)を結ぶ部分大円が示される。この図のもつ意味は後で議論される。

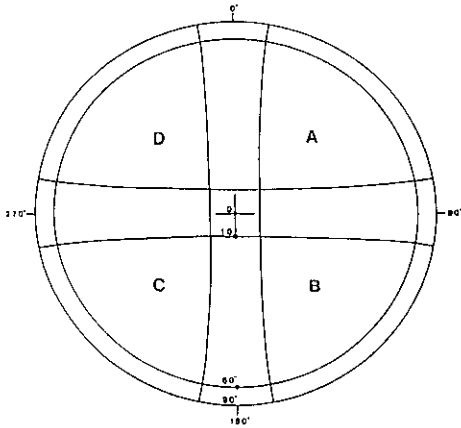
まず、変形ラメラ極の方位分布は3つの試料とも良く似通っており、変形ラメラ極の測定が困難な方位(第2図の領域 A, B, C および D)を除くと、いずれの試料でも X に近い方向にラメラ極を欠く領域がある。ラメラ極を欠く領域の中心は、1 で近似される。矢印は1の周囲より放射状に、2 ≒ 3 で示される1に垂直な大円に向かっている。このため、2 ≒ 3 で示される大円は、大円の両側から大円に向かう矢印が交差する場所になっている。

変形ラメラ極やラメラをもつ粒子の c 軸の方位分布は、ほぼ 1, 2 および 3 を対称軸にする

第1表 石英中の変形微細構造を解析した砂岩試料

Locality	Abbreviation	Strike	Dip	Inferred σ_1 direction*
Kamikurusawa	KA	N24°E	40°W	N30°E35°N
Ishiutorogawa	IS	N62°W	64°N	N64°W5°E
Kurosawagawa	KU	N44°W	60°W	N37°W31°W

* 第1図bに表示される。



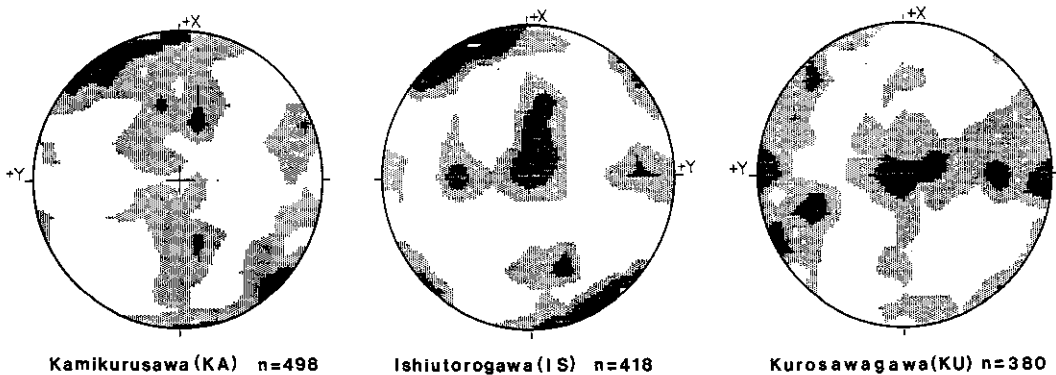
第2図 変形ラメラ極を測定しにくい方位(シュミットネット上での領域), A, B, CおよびD

斜方対称を示す。ただし, KAの試料(第4図a)では, 方位分布の対称性は1を回転対称軸とする軸対称により近い。

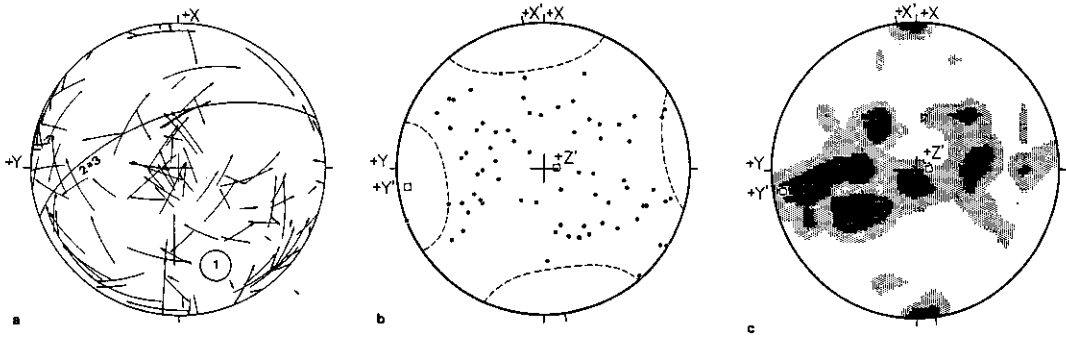
すべての試料において, 1の方向はZ軸を中心にして小角度(5~25°)反時計廻りに回転している。さらに, KAおよびKUの試料では, 1は層理面とそれぞれ30および20°の角度をなして斜交する。

(3)キンクをもつおよびもたない石英粒子のc軸ファブリック

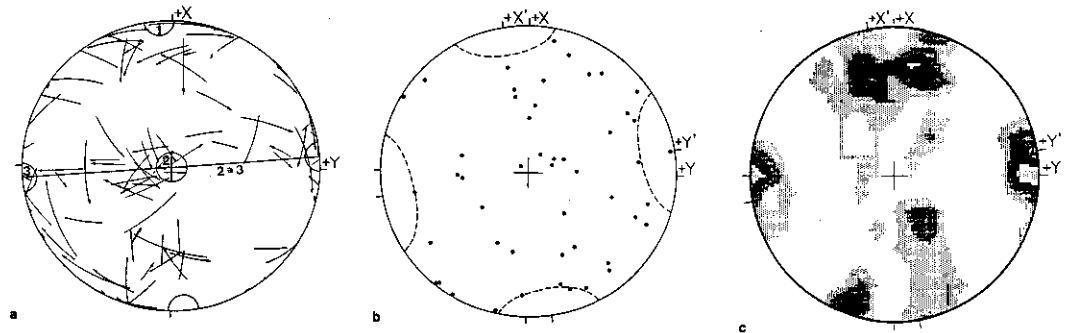
キンクをもつ粒子ともたない粒子のc軸がそれぞれ約50および200個測定され, 第4, 5および6図のbおよびcにプロットされた。キンクバンドの極も測定されているが, 意味のあるパターンを示さないのでその極図は示されな



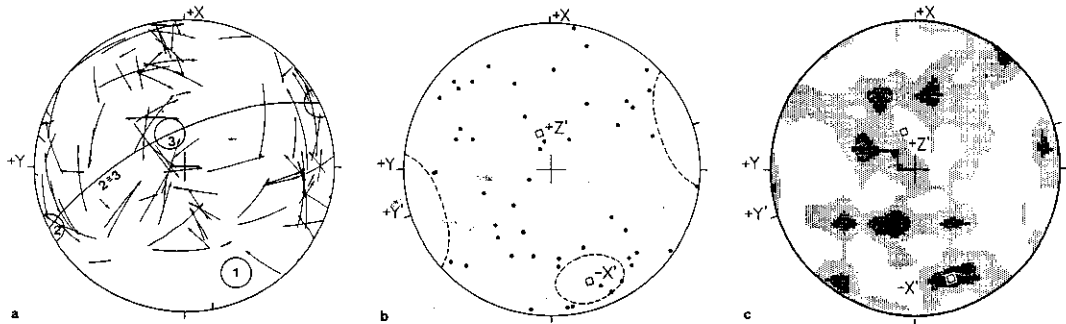
第3図 変形石英中の healed microcrack 極の等面積上半球投影。コンター間隔は1%で、最小コンターは1%である。



第4図 変形石英中のファブリック要素の方位分布(上來沢, KA). 層理面への等面積上半球投影. a. 変形ラメラ極(矢印の先端)とc軸(矢印の起点)を結ぶ部分大円, $n=98$. 1, 2, および3は σ_1 , σ_2 および σ_3 軸の方位を示す. 1を取り囲む○は σ_1 の方位が良くわかる様に描かれたにすぎない. 2 ≒ 3は σ_2 および σ_3 がほぼ等しい軸対称的圧縮場であることを意味し, $\sigma_2-\sigma_3$ 面が1に垂直な大円で示される. b. キンクした石英粒子のc軸, $n=74$. 破線はX'およびY'を中心とする, 角距離がそれぞれ 32° および 26° の小円を示す. c. キンクしていない石英粒子のc軸, $n=240$. コンター間隔は1%で, 最小コンターは1%である.



第5図 変形石英中のファブリック要素の方位分布(石空川, IS). 説明は第4図を見よ.
a. $n=82$. b. $n=49$, 破線はX'およびY'を中心とする, 角距離がそれぞれ 20° および 22° の小円を示す. c. $n=200$.



第6図 変形石英中のファブリック要素の方位分布(黒沢川, KU). 説明は第4図を見よ.
a. $n=95$. b. $n=50$, 破線は $-X'$ およびY'を中心とする, 角距離がそれぞれ 16° および 24° の小円を示す. c. $n=194$.

い。すべての試料でキックをもつ石英粒子のc軸はXおよびY軸と高角をなし、XおよびY軸付近に分布しない。XおよびY軸付近でc軸を欠く領域が小円で近似され、その小円の中心がX'およびY'軸とされた。ただし、ここでX'-Y'-Z'は直交座標系とされる。

一方、キックをもたない石英粒子のc軸方位分布は、すべての試料においてX'およびY'付近に明瞭な集中域を形成する。ただし、KAの試料ではむしろY'Z'ガードルが明瞭である。一方、ISの試料では不完全なX'Z'ガードルが認められる。

キックをもつおよびもたない石英粒子のc軸方位分布はX', Y'およびZ'を対称軸とする斜方対称をほぼ示している。ただし、KAの試料のキックをもたない石英粒子のc軸方位分布は、ほぼX'軸を回転軸とする軸対称を示す。対称軸の位置は、ISおよびKUの試料では、変形ラメラ極やラメラをもつ石英粒子のc軸方位分布の対称軸の位置(1-2-3)と殆ど一致している。KAの試料でも、変形ラメラ極方位分布の示す軸対称の対称軸の位置(1)とキックをもたない石英粒子のc軸方位分布のそれはかなり良く一致している。しかし、厳密には両者は30°ほどの角距離をなす。

II. 片状岩化した焼地蔵花崗岩の接触変成帯

片状岩化した焼地蔵花崗岩の接触変成帯については詳しいルートマップの作製と試料採集が行われた。大ナジカのカレ(第1図a)のルートでは、北北東走向で北西に30~40°傾斜する構造で下位より楯形山亜層群の安山岩質凝灰岩(100m+)、桃の木亜層群の泥岩~泥岩がち砂岩泥岩互層(200m+)、珪質頁岩(20m+)およびホルンフェルス化したアルコース質砂岩(180m+)が重なり、最上部でアルコース質砂岩は焼地蔵花崗岩に貫入されている(第7図)。

珪質頁岩より下位の泥岩がち砂岩泥岩互層中の石英粒子中には変形ラメラ、変形バンドおよびキックバンドが顕著に発達しているものの、石英粒子は伸長しておらず全体としては脆性的に変形している。ところが、珪質頁岩やその上

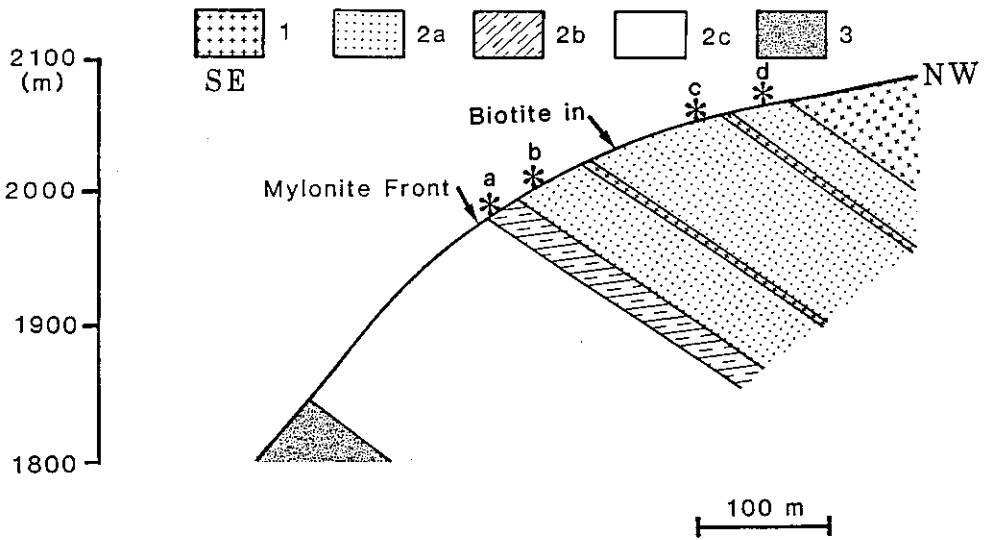
位のアルコース質砂岩中の石英粒子は伸長しており、片状岩となっている。一部では石英の伸長による線構造も認められる。片状岩と非片状岩の境(Mylonite Front, 第7図)は露頭では連続的で大きな断層は存在しない。

従来、焼地蔵花崗岩と桃の木亜層群は糸魚川-静岡構造線で境されると考えられてきた(例えば藤本ほか, 1965)。焼地蔵花崗岩と桃の木亜層群の境界付近は、桃の木亜層群側で200m、花崗岩側で100m以上マイロナイト(片状岩)化しているが、両地質体の境界で剪断が最も強くなっているような事実は認められない。さらに、境界付近の片状岩化したアルコース質砂岩中に、2枚の厚さ5mのマイロナイト化した焼地蔵花崗岩が貫入している(第7図)。従って、焼地蔵花崗岩と桃の木亜層群の初生的関係は貫入関係であることが明かで、両者がその後マイロナイト化を被ったとしても、そのことは両者が断層によって接するにいたったことを意味しない。

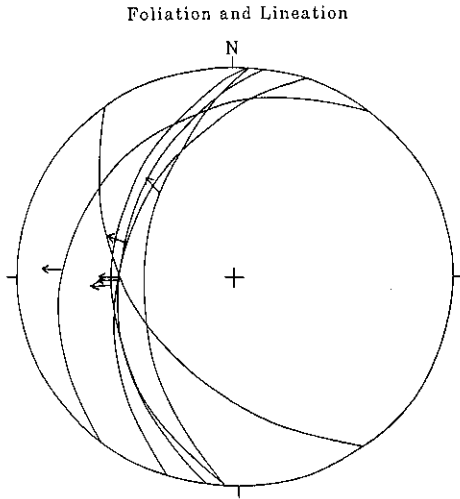
片状岩中では花崗岩から離れた部分では変成鉱物として緑泥石が認められるが、花崗岩に近接する、層理面に垂直な距離100m以内では緑泥石は黒雲母に置換されている。

片状岩中の片理および石英の伸長による線構造の方向が第8図に示される。線構造は片理面の傾斜方向に向いている。鏡下では北西(or西)から南東(or東)に載しあげる衝上断層の動きを示すS-C構造(例えばLister & Snoke, 1984)が認められる。

片状岩中でこれまで第7図に示す4ヶ所(a~d)で石英c軸ファブリックが調べられた(第9図)。花崗岩より離れた、変成鉱物として黒雲母が出現しない地点aおよびbでは、石英粒子は著しく伸長しているものの動的再結晶は顕著でない。石英c軸ファブリックは強く、明瞭なtype-Iクロスガードル(Lister, 1977; Price, 1985)を示す。c軸ファブリックは単斜対称を示し、この非対称性から北西から南東に載しあげる衝上断層運動が読み取れる。石英c軸ファブリックに基づく運動像の解析については、例えばLister & Hobbs(1980)、Price(1985)およ



第7図 大ナジカのカレ(第1図aのO)を横切るNW-SE断面。1：焼地蔵花崗岩，2：桃の木亜層群(2a：アルコース質砂岩，2b：珪質頁岩，2c：泥岩～泥岩がち砂岩泥岩互層)，3：櫛形山亜層群(安山岩質凝灰岩)。*印(a～d)は石英c軸ファブリック解析用の試料採集地点を示す。

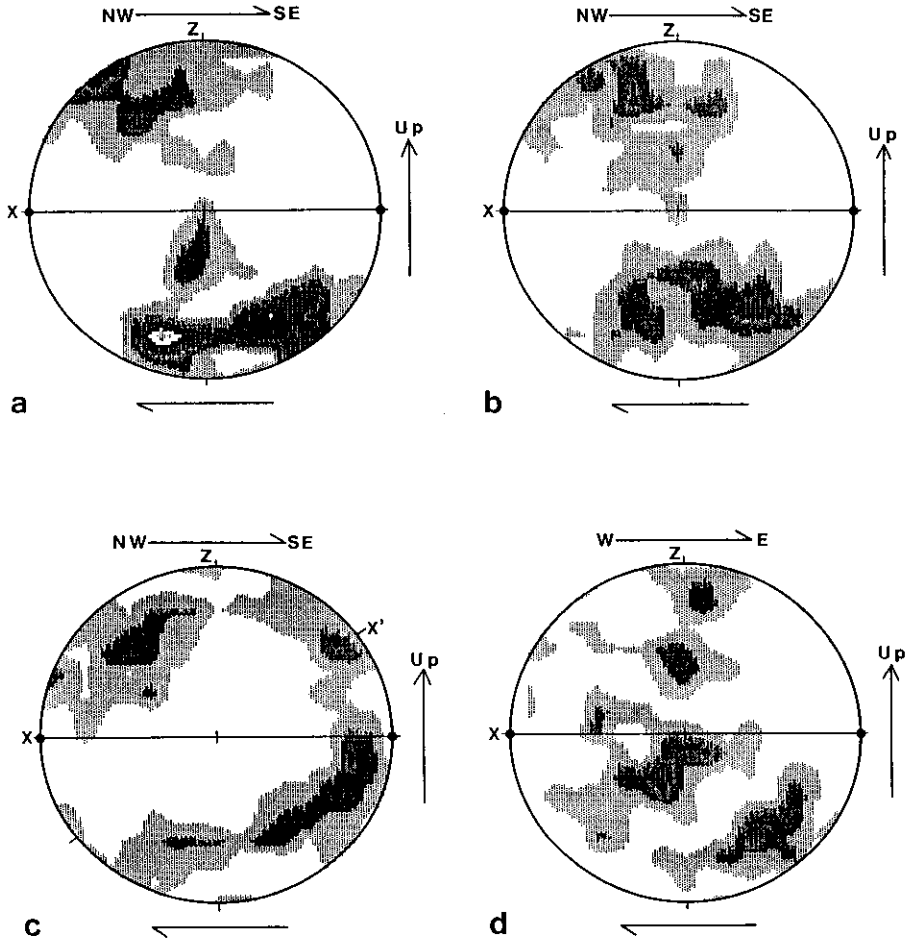


第8図 焼地蔵花崗岩の片状岩化した接触変成帯中に認められる片理(大円)と線構造(矢印)のステレオプロット，下半球投影。

びSchmid & Casey(1986)などを参照されたい。

一方、花崗岩に近接する100m以内で採集された変成鉱物として黒雲母が成長している試料cおよびdでは、石英粒子の伸長率は低いが、動的再結晶、特に粒界移動が良く進行している。また、結晶成長が著しい。石英c軸ファブリックはあまり強くないが、cの試料は小円帯配列、dの試料はクロスガードルを示す。いずれのc軸ファブリックパターンとも単斜対称を示し、非対称分布より同様に北西(or西)から南東(or東)へ載しあげる衝上断層運動が読み取れる。

試料cおよびdの石英c軸ファブリックパターンは、aおよびbの試料のc軸ファブリックパターンとは異なっていて、線構造(X)からYについて反時計廻りに35°回転した方向X'に弱い集中が認められたり(第9図c)、あるいはY付近に集中域(Y-maximum)が認められる(第9図d)。また、dの試料のクロスガードルパターンは、type-IIクロスガードルに近似する。従って、花崗岩に近接するにつれてtype-Iからtype-IIクロスガードルへのファブリック転移



第9図 第7図中の a, b, c および d 地点における石英 c 軸ファブリック。実線および黒丸は片理面および線構造を示す。X および Z は線構造方向および片理に垂直な方向をそれぞれ示す。矢印は剪断センスを示す。コンター間隔は 1% で、最小コンターは 1% である。a. n=310. b. n=330. c. n=322. d. n=170.

が生じていると結論される。

議論および結論

石英粒子中の変形ラメラ極やキンクバンドをもつおよびもたない石英粒子中の c 軸方位分布はランダムではなく、ほぼ斜方対称の定向配列を示す。この事実は、これらの変形構造要素が桃の木里層群砂岩堆積前に碎屑石英粒子中にすでに存在していたもではなく、堆積後に広域応

力場のもとで獲得されたものであることを示している。

変形ラメラ極とラメラをもつ石英粒子の c 軸を結ぶ部分大円は σ_1 の方向で収束することが知られている(矢印法, Carter & Friedman, 1965)。また、変形ラメラ極は σ_1 からの角距離が $30\sim 40^\circ$ 付近までは分布せず、 $30\sim 40^\circ$ 付近から 90° まで連続分布する (Spang & Van Der Lee, 1975)。従って、 σ_1 軸は第 4, 5, および 6 図 a に示した 1 の位置にあると結論される。すべ

ての試料において σ_1 の方向は、Xより反時計廻りに小角度(5~25°)回転している。さらに、KAおよびKUの試料では σ_1 軸は+Xの方向に小角度(20~30°)プランジしている。Carter & Raleigh(1969)はさらに、矢印の先端は σ_3 の方向に向くと結論した。今回扱ったすべての試料において、矢印は1の周囲より放射状に1に垂直な大円に向かっているので、 $\sigma_2 \cong \sigma_3$ (第4, 5および6図aでは2 \cong 3と表示されている)のほぼ軸対称な圧縮応力場($\sigma_1 > \sigma_2 \cong \sigma_3$)が推定される。ただし、ISおよびKUの試料では、矢印の先端がそれぞれYおよびZ付近に向かう傾向が認められるので、これらの付近にそれぞれ σ_3 軸を持つ3軸圧縮応力場($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$)が優勢であったかもしれない。

褶曲形成時の最大圧縮応力方向は、褶曲軸に垂直で層理面に平行に近いことが期待される(Dieterich & Carter, 1969)。桃の木亜層群の褶曲軸は極めて高角でプランジしているので、水平断面(第1図bの走向線図)は褶曲軸に垂直な断面を近似する。これらのことを考え合わせると、矢印法から求められた地層の走向方向に近い σ_1 の方向は、桃の木亜層群褶曲形成に伴う σ_1 の方位を示していると考えられる。

キンクバンドの極とキンクバンドをもつ粒子のc軸は必ず直交しており、すべり方向が $\langle a \rangle = \langle 1120 \rangle$ であることを示唆している。桃の木亜層群中の砂岩が300℃程度の温度条件下で変形したことを考えると(Takeshita submitted), 石英粒子中の優勢すべり系はbasal $\langle a \rangle$ と考えられる。ある応力場のもとでは、すべり面に高い剪断応力が生じる方位をもつ結晶が、粒内すべりを起こし、不均質変形によってキンクすると考えられる。従って、basal $\langle a \rangle$ すべりの場合、c軸が σ_1 と45°をなす粒子が最もキンクしやすいはずである。一方、任意の三軸圧縮応力場では、主応力軸とc軸が平行の時、(0001)面上の剪断応力が0となり、結晶はbasal $\langle a \rangle$ すべりで変形できない。その結果、キンクバンドも形成されない。従って、キンクしているおよびしていない石英粒子のc軸方位分布に基づいて主応力軸を決定できる可

能性があり、筆者はこれをキンク法と名付けた。

KA, ISおよびKUの試料をみると、キンクしている粒子のc軸方位はかなりばらついているが、この事実は差応力が高くSchmid factor(例えばNicolas & Poirier, 1977)の低い粒子までが粒内すべりしたことを示していると考えられる。一方、キンクしていない粒子のc軸の方位分布は狭い範囲に限られている。KAの試料では、c軸がX'とY'Z'ガードルに向いている時に、ISの試料ではc軸がY'およびX'Z'ガードルに向いている時にそれぞれ(0001)面上の剪断応力が非常に小さくなっていることがわかる。すなわち、KAの試料では、X'方向からの軸対称的圧縮応力場($\sigma_1 > \sigma_2 \cong \sigma_3$)が推定され、一方、ISの試料では、弱いX'Z'ガードルはY'方向への軸対称的伸長($\sigma_1 \cong \sigma_2 > \sigma_3$)に近い三軸圧縮応力場を示唆している。KUの試料のキンクしていない粒子のc軸方位分布はかなりばらついているが、矢印法から推定される σ_1 および σ_2 の位置に明瞭な集中が認められる。従って、すべての試料においてキンク法から推定される主応力軸の方向および応力場は矢印法から推定されるものと殆ど一致しているといえる。

healed microcrackのうち、極の方位がY, ZおよびYZガードルに属するものは、おそらく σ_1 方向からの軸対称的な圧縮に伴って形成された引っ張り割れ目であろう。すなわち、石英粒子内の塑性変形(転位すべり)と、これらの方向のhealed microcrackの形成はほぼ同時に生じたであろう。Xに近い集中域は、Zを中心に反時計廻りに回転しており、 σ_1 の位置と殆ど一致する。これらの方向のhealed microcrackは、 σ_1 が開放された時に出来た引っ張り割れ目と考えられる。

石英c軸ファブリックのtype-IからY-maximumを伴うtype-IIクロスガードルへの転移は、温度上昇によってbasal $\langle a \rangle$ すべりよりもprism $\langle a \rangle$ すべりが優勢になることによって引き起こされる(Lister et al., 1978; Takeshita & Wenk, 1988)。従って、焼地蔵花崗岩に沿う片状岩化した接触変成帯において、

石英c軸ファブリックが花崗岩に近接するにつれて僅か200mの間でtype-IからY-maximumを伴うtype-IIクロスガードルに転移している事実は、石英変形時に接触変成帯はまだ十分冷却されておらず、非常に大きな温度勾配が接触変成帯中に保たれていたことを示している。石英c軸ファブリックがtype-Iからtype-IIクロスガードルに転移している地点は、接触変成帯中に黒雲母が出始める地点(ca. 350°)に近接している。この事実は、type-Iからtype-IIクロスガードルへのファブリック転移が黒雲母の出現付近の温度で生じるとしたTakeshita & Wenk(1988)の結論と調和的である。

石英粒子が伸長している部分としていない部分が大きな断層を介さずに接している事実は、この境界が温度の相違のみによって生じた脆性-塑性転移点であることを示している。この事実も、接触変成帯変形時に非常に大きな温度勾配が接触変成帯中に存在したことを支持する。甲斐駒-鳳凰および焼地藏花崗岩に近接する部分では、桃の木亜層群の褶曲構造を切って(Koyama, 1990; 小山, 1993)多数のひん岩類(巨摩ひん岩(大塚, 1940)に対比される)が進入している。花崗岩は桃の木亜層群の褶曲構造を切って進入するこれらのひん岩類に接触変成作用を与えている(藤本ほか, 1965)ので、桃の木亜層群の褶曲後に進入してきたpost-tectonicな花崗岩であることは確実である。従って、桃の木亜層群の褶曲形成時に中新統巨摩層群と四万十層群の接合(すなわち糸静線の形成)が生じたと仮定するなら、焼地藏花崗岩の進入とほぼ同時に生じた接触変成帯中の塑性変形は、糸静線の形成と関連する広域的な変形を表現していないと考えられる。接触変成帯中の塑性変形は、花崗岩の貫入に伴う壁岩の塑性変形(例えばCruden, 1988)を示していると現段階では解釈される。

片状岩化した接触変成帯中に認められる片理面の傾斜方向の線構造、S-C構造および非対称石英c軸ファブリックはすべて北西(or西)から南東(or東)に載しあげる衝上運動を示している。一方、桃の木亜層群中に認められる変形

構造(竹下準備中)は糸静線の左横ずれ運動を示唆しており、接触変成帯中に認められる衝上運動を示す変形微細構造と調和的でない。また、唐沢・狩野(1992)も瀬戸川スレート形成後、甲斐駒-鳳凰花崗岩貫入前の糸静線の左横ずれ運動を指摘している。左横ずれ断層として形成された糸静線が、花崗岩貫入直後に衝上断層として再活動した可能性は残されるが、現段階では接触変成帯中の衝上運動を示す変形微細構造は、花崗岩の上昇によって形成されたと推察される。さらに、第1図bに示された甲斐駒-鳳凰花崗岩と桃の木亜層群を境する断層は、花崗岩東縁部に発達するマイロナイト帯を切る断層であり(Shimamoto et al., 1991)、花崗岩がかなり冷却した後にできた断層である。

まとめとして、15Ma頃の楕円山ブロック(古伊豆ブロック)の西南日本弧東部への衝突によって、桃の木亜層群は褶曲し、砂岩中の石英砂粒は軽微に塑性変形した。ひん岩類および花崗岩類はこの順序で桃の木亜層群の褶曲直後にpost-tectonicに進入してきたが、花崗岩類の進入年代が15Maであることから、一連の事変は短期間に終了した。

桃の木亜層群中の碎屑石英粒子の塑性変形は300℃程度の温度条件で生じているが(Takeshita submitted)、この比較的高温の温度条件の熱源は衝突時に糸静線近傍下に伏在していた甲斐駒-鳳凰花崗岩マグマか、あるいは別の深成岩類マグマであろう。事実、赤石山地の北東端の糸静線に沿っては甲斐駒-鳳凰岩体より古い深成岩体(国界橋深成岩体, 16-13Ma; 塩の沢深成岩体, 20Ma; 角田ほか, 1993)も認められつつある。

文 献

- 秋元和實・尾田太良・岡村眞・小山彰, 1990, 巨摩層群の地質年代と古水深. 震研彙報, **65**, 531-539.
- Blow, H. W., 1969, Late Middle Miocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: P. Bronnimann and H. H.

- Renz (Editors), *International Conf. Planktonic Microfossils, 1st, Geneva* (1967), *Proc.*, **1**, 199-422.
- Carter, N. L. and Friedman, M., 1965, Dynamic analysis of deformed quartz and calcite from the Dry Creek Ridge anticline, Montana. *Am. Jour. Sci.*, **263**, 747-785.
- Carter, N. L. and Raleigh, C. B., 1969, Principal stress directions from plastic flow in crystals. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **80**, 1231-1264.
- Cruden, A. R., 1988, Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere. *Tectonics* **7**, 1091-1101.
- Dieterich, J. H. and Carter, N. L., 1969, Stress-history of folding. *Am. Jour. Sci.*, **267**, 129-154.
- 藤本丑雄・一木健二・亀井節夫・桂田保・河内洋介・宮崎元・小沢昭三・佐藤芳治・徳岡隆夫・山田哲雄, 1965, 赤石山地北部の花崗岩類と糸魚川-静岡構造線, *地球科学*, no. 76, 15-24.
- Hutton, D. H. W., 1988, Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Tras. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, **79**, 245-255.
- Itoh, Y., 1988, Differential rotation of the eastern part of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous and Neogene rocks. *J. Geophys. Res.*, **93**, 3401-3411.
- 唐沢譲・狩野謙一, 1992, 赤石山地四万十帯瀬戸川層群中のスレート帯の形成と変形過程. *地質雑*, **98**, 761-777.
- 小坂和夫・滝沢茂, 1992, マイロナイトの形成過程における花崗岩の組織変化-糸魚川-静岡線に沿う甲斐駒花崗岩を例にして-. *月刊地球*, **14**, 209-214.
- Koyama, A., 1990, Tectonic evolution of the northern Koma mountains, southern Fossa Magna, central Japan. *J. Geosciences, Osaka City Univ.*, **33**, 1-47.
- 小山彰, 1993, 中期中新世における南部フォッサマグナ北西部櫛形山ブロックの衝突. *地質学論集*, **42**, 245-254.
- Lister, G. S., 1977, Discussion. Crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, **39**, 51-54.
- Lister, G. S. and Hobbs, B. E., 1980, The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzites: The influence of deformation history. *J. Struct. Geol.*, **2**, 355-370.
- Lister, G. S. and Snoke, A. W., 1984, S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- Lister, G. S., Paterson, M. S. and Hobbs, B. E., 1978, The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: The model. *Tectonophysics*, **45**, 107-158.
- Matsuda, T., 1962, Crustal deformation and igneous activity in the South Fossa Magna, Japan. In: G. A. Macdonald and H. Kuno (Editors), *The Crust of the Pacific Basin, Geophys. Monogr.*, **6**, 140-150, Am. Geophys. Union.
- Matsuda, T., Nakamura, K. and Sugimura, A., 1967, Late Cenozoic orogeny in Japan. *Tectonophysics*, **4**, 349-366.
- Nicolas, A. and Poirier, J. P., 1977, *Crysyalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. John Wiley & Sons, New York, 444p.
- 大塚弥之助, 1940, 山梨県鳳凰山・地藏ヶ岳付近の地質. *震研彙報*, **19**, 115-143.
- Osozawa, S., Sakai, T. and Naito, T., 1990, Miocene subduction of an active mid-ocean ridge and origin of the Setogawa

- ophiolite. *J. Geol.*, **98**, 753-771.
- Price, G. P., 1985, Preferred orientations in quartzites. In: H.-R. Wenk (Editor), *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis*, 385-406, Academic Press, Orlando.
- 佐藤興平・柴田賢・内海茂, 1989, 甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体の K-Ar 年代と岩体冷却史—赤石山地の地質構造と形成史における意義—. *地質雑*, **95**, 33-44.
- Shimamoto, T., Kanaori, Y. and Asai, K., 1991, Cathodoluminescence observations on low-temperature mylonites: potential for detection of solution-precipitation microstructures. *J. Struct. Geol.*, **13**, 967-973.
- Schmid, S. M. and Casey, M., 1986, Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: B. E. Hobbs and H. C. Heard (Editors), *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies, Geophysical Monogr.* **36**, 263-286, Am. Geophys. Union.
- Smith, D. L. and Evans, B., 1984, Diffusional crack healing in quartz. *J. Geophys. Res.*, **89**, 4125-4135.
- Spang, J. H. and Van Der Lee, J., 1975, Numerical dynamic analysis of quartz deformation lamellae and calcite and dolomite twin lamellae. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **86**, 1266-1272.
- 竹下徹, 1993, 赤石山地最北部焼地蔵花崗岩体に沿って発達するマイロナイト化した中期中新世初頭桃の木層起源の接触変成帯. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨, 599.
- Takeshita, T., 1994, Dynamic analysis of deformed quartz grains from the folded Middle Miocene Momonoki Subgroup of Central Japan. submitted to *Tectonophysics*.
- Takeshita, T. and Wenk, H. R., 1988, Plastic anisotropy and geometrical hardening in quartzites. *Tectonophysics*, **149**, 345-361.
- 田中秀実, 1993, 一気形成型高速断層赤石裂線. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨, 449.
- 角田史雄, 1971, 巨摩山地の褶曲形態—南部フォッサマグナにおける褶曲の形成過程について(その1)—. *地球科学*, **25**, 1-12.
- 角田謙朗・清水正明・西戸裕嗣, 1993, 赤石山脈北東端に位置する国界橋深成岩類. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨, 582.
- 山下昇, 1993, ナウマンの地質構造研究—3 日本地質像の補整と擁護—ナウマンの日本地質への貢献7—. *地質雑*, **99**, 929-949.