

跡倉ナップ内部の展張型覆瓦構造

Extensional imbricate structures in the Atokura Nappe in the Sambagawa belt, Kanto Mountains

小林 健太*

Kenta KOBAYASHI*

Abstract: Extensional imbricate structure (EIS) is recognized as one of the internal structures of the Atokura Nappe on intra-outcrop scale in Shimonita area. The Atokura Nappe overlying the Mikabu green rocks in the Sambagawa belt, northern Kanto Mountains, is mainly composed of Late Cretaceous marine clastic sediments (Atokura Formation). The NNE dipping fault where the Mikabu green rocks *overlie* the Atokura Formation was precisely investigated. EIS in this fault probably developed by the transformation of R_1 - R_2 shear fractures into R_1 shear imbrication. On the analogy of this, EIS, with northward vergence has been formed on inter-outcrop scale, which is contemporaneous with the final, northward movement of the nappe. These superimposed deformations may have built up the complicated geological feature of the nappe. The deformational style and the order of them are clarified on the basis of detailed structural analyses both on outcrop scale and on handspecimen scale.

はじめに

関東山地三波川帯御荷鉾緑色岩類分布域の構造的上位には、上部白亜系からなる跡倉層が跡倉ナップを形成している。一般に、ナップの上盤がスラストシステムを形成する場合、その内部構造としてインプリケイトファンもしくはデュプレックス構造が認められる(Boyer & Elliott, 1982)。跡倉ナップの地質構造は極めて複雑であり、そのため内部構造の解明はあまり進んでいないが、下仁田地域において内田(1961)が「四又山押しかぶせ構造」を、豊原・

小坂(1981)が「御荷鉾緑色岩類から成るスラスト・シートと跡倉層から成るスラスト・シート」をそれぞれ報告している。ナップの移動方向は前者が南東、後者が南と解釈されたが、説得力のある構造地質学的根拠は示されていない。ところが最近ナップ基底部分において構造解析が行われ、その結果から北(ウォーリスほか, 1990)、北西および北(小林, 1992)というナップの移動方向が求められた。したがってナップ基底部分での構造解析の結果を重視した場合、ナップの内部構造について再検討する必要が生じてきた。

1993年11月17日受付, 1994年2月16日受理.

*早稲田大学理工学部資源工学科(大学院)

Department of Mineral Resources, Graduate School of Science and Engineering, Waseda University

そこで本論では、まず露頭スケールで観察される内部構造として、豊原・小坂(1981)で南フェルゲンツのスラスト・シートの根拠とされた連続露頭について構造解析を行い、その形成過程について新しい解釈を試みる。次に同様な構造が露頭間スケールで発達した可能性を想定し、その形成機構について予察的に論じる。

地 質

関東山地北部の三波川帯は西北西-東南東の一般走向を有し、北には領家帯、南には秩父帯とそれぞれ中央構造線相当断層(大北野-岩山線:藤本ほか, 1953; 牛伏山断層:小林, 1992)、御荷鉢構造線相当断層(跡倉-金沢線:藤本, 1935)を境にして接している(第1図)。跡倉ナップに由来するクリッペ群は、下仁田、神山-金沢、寄居-小川の3地域に分布している。

以下、下仁田地域の地質についての概略を記す。御荷鉢緑色岩類はほとんどが塊状緑色岩からなり、緑色片岩、泥質・砂質片岩、珪質片岩、石灰質片岩、超塩基性岩等を含む。跡倉層は全体として礫岩よりなる部分と砂岩・泥岩よりなる部分に分けられるが、両者は互いに漸移する。

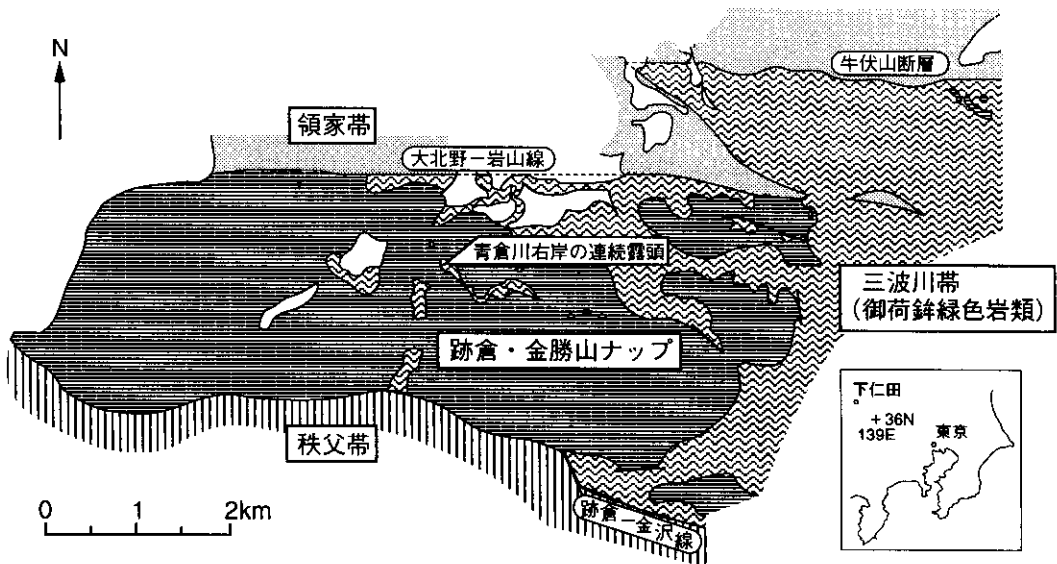
跡倉層の地質構造は極めて複雑であり、層理面の走向傾斜は一定しない。跡倉層の構造的上位には、ペルム紀および前期白亜紀の花崗岩類・変成岩類(高木ほか, 1989; 端山ほか, 1990)がクリッペ様に分布する。また跡倉層はペルム紀花崗岩類を礫として含む(高木ほか, 1992)。筆者らは、花崗岩類・変成岩類は跡倉ナップとは別のナップ(金勝山ナップ:小林・高木, 1991)であると考えている。その概要については、高木・小林(1994)を参照されたい。

下仁田地域には、跡倉層と御荷鉢緑色岩類とを境する断層露頭が多数存在する(藤本ほか, 1953)。それらの露頭の分布位置から仮に一統きの基底断層を推定すると、北西に2~3°で緩やかに傾斜する平面が得られる(以下、ナップ基底平面)。ただし実際には、ほとんどの露頭で断層面の姿勢はこれとは一致せず、走向は東西ないし北東-南西、北~北西に低~高角度で傾斜するものが多い。

青倉川右岸の連続露頭

1. 概要および研究史

この連続露頭は、青倉川が南牧川と合流する



第1図 関東山地下仁田地域の地質概略図。

地点より300mほど上流の右岸より始まる(第2図). 低角北傾斜の2つの断層(以下, 北側の断層ならびに南側の断層)に挟まれて, 御荷鉾緑色岩が水平距離で50mほど連続して露出し, 北と南でそれぞれ跡倉層と接している(第3図).

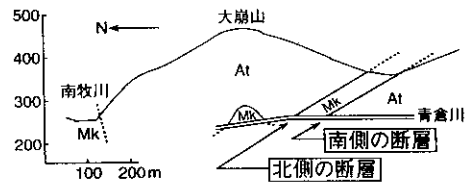
このうち北側の断層露頭は, 藤本(1935)によって「跡倉一金沢線」の一部として記載された後, 藤本ほか(1953)で「跡倉押し被せの衝上断層」の一部として再解釈されたものである. 御荷鉾緑色岩の上位に, 東西走向北傾斜30°の断層を境として跡倉層の砂岩が乗っている. ウォーリスほか(1990)は, 主に上盤に露頭スケールで見られる脆性的な変形構造から, 上盤が北へ移動したことを示した. 小林(1992)は, 上盤の跡倉層に見られる葉片状カタクラサイト, 下盤の御荷鉾緑色岩に見られる葉片状断層ガウジについての小構造解析から, 跡倉ナップの初期の移動方向は北西であり(ステージⅠ, Ⅱ), 北への移動はその最末期のものである(ステージⅢ)ことを示した. これと同様な変形構造の組み合わせは他の複数の露頭においても確認されており, その詳細は別稿で報告する予定である.

南側の断層露頭は, 北側の断層とは岩体の上下関係が逆であり, 砂岩の上に御荷鉾緑色岩が北北東傾斜30°の境界面を境に乗っている. この断層は藤本ほか(1953)によって新たな「跡倉一金沢線」の一部とされたが, その後この断層より南側の地層も跡倉層であることが示され(内田, 1961; 新井ほか, 1963), 跡倉ナップ内部の断層であることが明らかになった. しかし, 構造解析からみた剪断センスについてはこれまで示されていない.

この連続露頭, すなわち2つの断層の形成過程については, すでに様々な解釈がなされている. 内田(1962)は, 南側の断層が東南東に1km以上連続することを明らかにした上で, 2つの可能性を示している. まず「跡倉層クリッペ説」の立場に立った場合, 北側の断層は跡倉ナップ基底断層, 南側の断層はその後に形成された逆断層と解釈できる. 次に「跡倉層現(原)地性説」に立った場合でも, 緑色岩が下方から



第2図 青倉川右岸の連続露頭の位置(国土地理院, 2万5千分の1地形図「下仁田」).



第3図 青倉川・大崩山付近の南北方向模式断面図(内田・1962, 第5図を簡略化). At: 跡倉層, Mk: 御荷鉾緑色岩.

固体貫入してきたと考えれば, 2つの断層はそもそも貫入接触面であったと見ることができるとした. また, 豊原・小坂(1981)は, 南側の断層の形成時期を跡倉ナップ移動後の前期中新世以降とし, 下部中新統が御荷鉾緑色岩類の上に乗る衝上断層の形成と一連のものであるとした.

今回, 南側の断層露頭についての露頭スケールおよび標本スケールの構造解析の結果を, 以下に記載する.

この露頭は, 南北に約10mの露出を持つ複合断層露頭である. すべり台のような形状をしており, 北北東に傾斜するスロープ部分と, それ

を登りきった部分とに分けて見ることができる(以下、北半部ならびに南半部)(第4図)。

2. 南側の断層・北半部

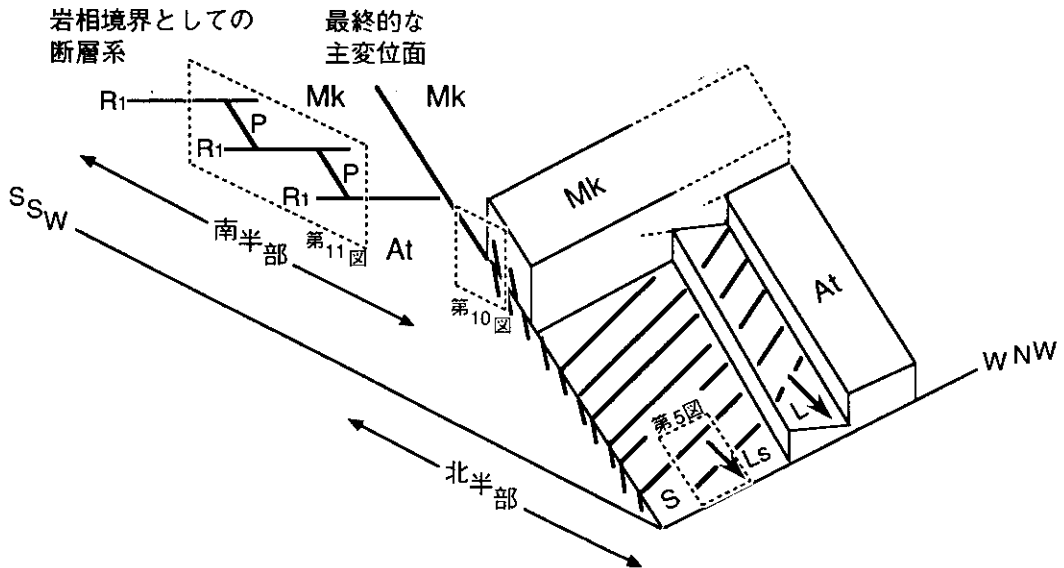
北半部では上盤の御荷鉾緑色岩が下盤の跡倉層砂岩の上に乗っているが、緑色岩の大部分は侵食により取り除かれており、断層面を真上から観察できる。断層面上には北北東に約30°で傾斜する鏡肌が形成されていて、その上には南北方向の条線が配列している(第7図)。これらの一部は明らかに asperity ploughing (Means, 1987)に起因する構造(突起物が形成した溝: 条線)と判断でき(第5図), また lunate fracture (Petit, 1987)も確認され、上盤の北への移動が読み取れる。また、鏡肌と低角度で斜交して連続性の良い破断面が形成されているが、鏡肌上に観察される破断面との交線は条線と直交する(第5図)。

鏡肌と破断面との幾何学関係をより正確に理解するために、破断面を含む定方位試料を採取して小構造解析を行った。鏡肌の西側には峰状

にやや高まっている箇所があり、定方位試料はここから採取した。

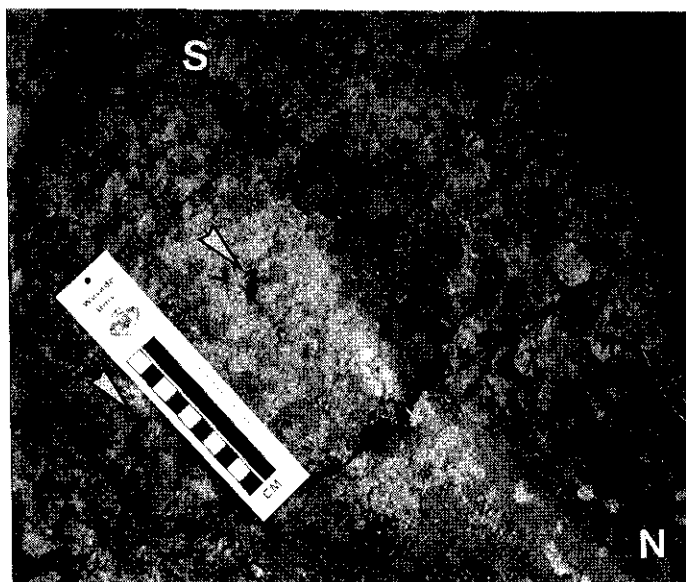
断層面直下の跡倉層は弱いカタクラサイト化を被っている。泥質の基質中に石英粒子や砂岩岩片、やや大きめ(5~10cm)の砂岩レンズを含んでいる。変形が進み細粒化した部分では面構造が発達し、これは西南西に緩く傾斜する。ただし面構造上には線構造の配列は見られない。

このカタクラサイトの面構造をシャープに切って、2種類の剪断面が発達する(第6図)。1つは面構造と約30°斜交して連続性の非常に良い剪断面である。これには最大幅5mmの方解石脈が注入していて、その中でさらに変位しているものもある。もう1つはそれからさらに約15°斜交して連続性の良い剪断面である。ここで前者をY面、後者をR₁面(Rutter et al., 1986)と見なすと、それらの交線(以下の観察は主にこの交線に垂直な断面、すなわちXZ面で行われた)にY面上で直交する方向がスリップ方向となる。以下、それらの配列(Y-R₁ファ

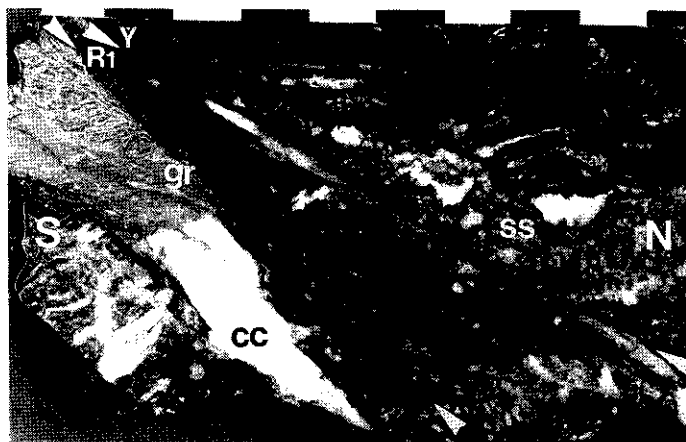


第4図 南側の断層の概略図。南半部は垂直断面図のみ示す。At: 跡倉層, Mk: 御荷鉾緑色岩。S: 鏡肌, Ls: 条線, L: 定方位試料のスリップ方向, P: P面, R₁: R₁面。四角の枠は各々第5・10・11図の範囲を示すが、後2者はこれと反対側から見た図であることに注意。

跡倉ナップ内部の展張型覆瓦構造



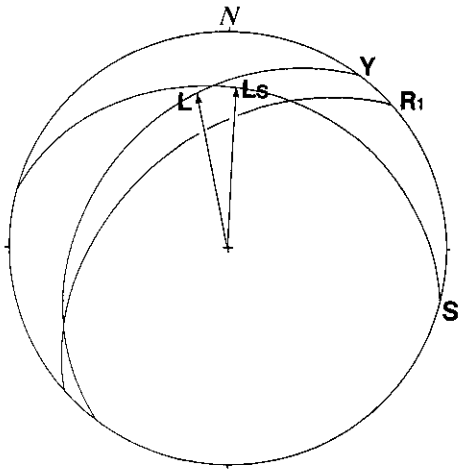
第5図 北半部の鏡肌の露頭写真. 図の右下が傾斜方向(北北東). これにやや斜交する条線(南北)と, 破断面(東西). 矢印の先は asperity ploughing に起因する構造. 突起物より南側がトラフ状に凹んでいる. 上盤が北へ移動.



第6図 北半部の断層面直下からの定方位試料. スケールは cm 単位. XZ 面. gr: 緑色岩由来の断層ガウジ, cc: 方解石脈, ss: 砂岩レンズ, その他の暗部は泥質基質. Y: Y 面, R₁: R₁ 面. 見かけ上右ずれ.

ブリック)を形成した変形を「Y-R₁面による変形」と呼ぶ. これは Petit (1987)の RM タイプに相当するものであり, 露頭スケールでは Y 面が鏡肌, R₁ 面がそれに低角度で斜交する破

断面(剪断面)に各々対応する. 露頭スケールで見られた結果とほぼ一致して, 上盤が北に移動する正断層性の剪断センスが得られた(第7図).



第7図 北半部の鏡肌・条線，定方位試料の面構造・スリップ方向のシュミットネット下半球投影。S：鏡肌(N75W28NE)，Ls：条線(N03E27)，Y：Y面(N37E36NW)，R₁：R₁面(N48E49NW)，L：Y面とR₁面の配列から求めたスリップ方向(N11W27)。

跡倉層由来のカタクラサイト中には，緑色岩由来の小断層ガウジ帯が最大幅2cmで楔型に形成されている(第6図)。その境界は上述したR₁面である。鏡下での観察では，小断層ガウジ帯には複合面構造としてP面(foliation)(Rutter et al., 1986)，R₁面が存在し，それらの配列(P-R₁ファブリック)は，Y-R₁ファブリックと見かけ上同じ剪断センスを示す(第8図)。小断層ガウジ帯には方解石の脈が境界部，すなわちY-R₁ファブリックのR₁面に沿って調和的に注入しているが，それに収斂するP-R₁ファブリックのP面，R₁面に沿っても同様に注入する。すなわち，この標本内でのY-R₁面による変形と小断層ガウジ帯の形成はほぼ同時であった。また，小断層ガウジ帯のうち，北側の境界に接した部分の一部では，約0.1mm幅のP面(shear)に沿った方解石脈の注入が顕著であり，P-R₁ファブリックは不明瞭になっている(第6図)。

Y-R₁面による変形以前のファブリックは，標本スケール以下では大部分が残存している。

そこでY面やR₁面からなるべく離れた箇所を鏡下で観察した。カタクラサイトの面構造は，あらゆる方向を向く微小な剪断面によって部分的にずらされているものの，全体としての面構造の方向は保持している。それらの剪断面の内に，カタクラサイトの面構造をずらしていることからみて共役なR₁-R₂面(Rutter, et al., 1986)の組であると判断できるものを確認した。それらの配列は，Y-R₁ファブリックやP-R₁ファブリックから判断されたものと見かけ上全く逆の剪断センスを示す(第9図)。

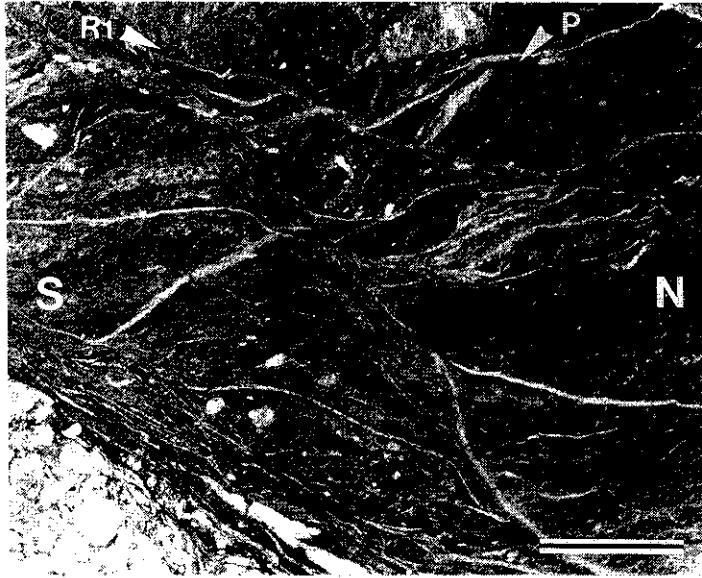
さて，上盤の緑色岩に注目すると，これは弱く断層角礫化しており，特に断層面(鏡肌)直上10cmほどでは片状角礫になっていて，一部では葉片状断層ガウジ帯が鏡肌と平行に形成されている。ガウジ帯の中には跡倉層が，ガウジ帯から見てさらに北回りに低角度，ならびに高角度で斜交する剪断面で切られて挟み込まれている(第10図)。ここで前者はR₁面，後者はR₂面と見なすことができる。すなわちガウジ帯は，R₁-R₂面による変形で切られている。ただし，ガウジ内部とR₁面上には共に，北にブランチする微小な条線が密に平行配列していることからみて，それらは上盤の北への移動に伴いほぼ同時に形成された。

3. 南側の断層・南半部

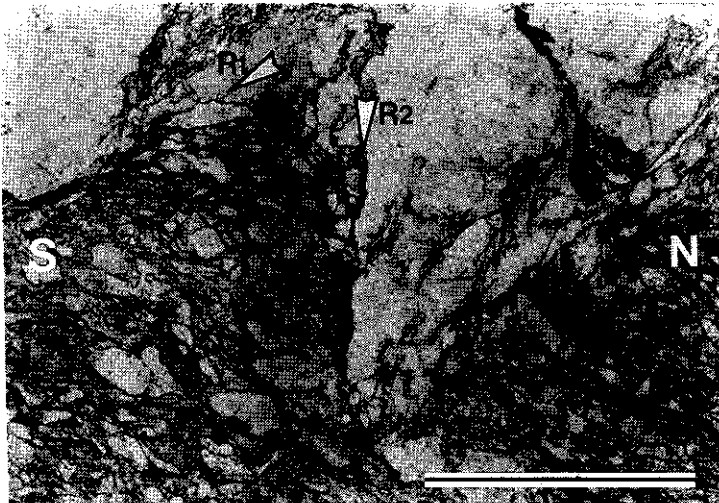
南半部では北半部とは異なり，岩相境界としての断層系と最終的な主変位面が一致しない(第4図)。

岩相境界としての断層系は，方向性からみて2系統に区別できる小断層群から構成されている。1つは北東に低角度で傾斜し，もう1つは南ないし南南西に低～中角度で傾斜する。これらの小断層が接続することによって，全体としてはほぼ水平ないし南南東に緩傾斜して連続する岩相境界が形成されている(第11図)。

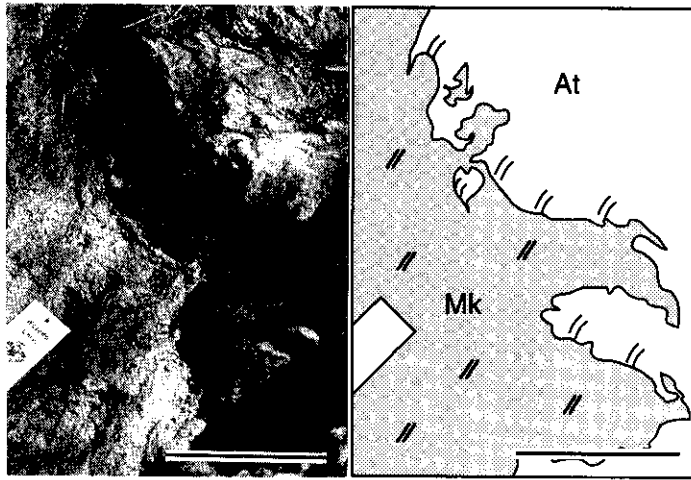
各々の小断層に沿って，跡倉層は内部で全く変形しておらず，緑色岩は弱く片状角礫化しているものの，境界部では鏡肌や条線は不明瞭であり断層ガウジも形成されていない。したがって，各々の小断層の正確な剪断センスの決定は



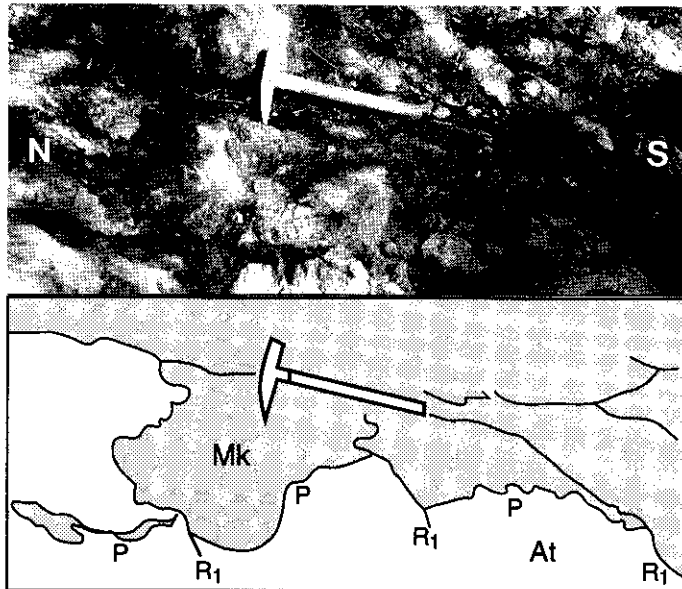
第8図 緑色岩由来の楔型小断層ガウジ帯の鏡下写真。スケールは1mm。単ボラー。P：P面，R₁：R₁面。P-R₁ファブリックより，見かけ上右ずれ。左下部は跡倉層由来のカタクラサイト。境界部やガウジのP面，R₁面に沿って方解石脈が注入する。



第9図 R₁-R₂ファブリックの鏡下写真。スケールは1mm。単ボラー。R₁：R₁面，R₂：R₂面。見かけ上左ずれ。



第10図 北半部の鏡肌直上に残存している断層ガウジ帯を北西側から見おろした露頭写真とスケッチ。図の左下が傾斜方向(北北東)。スケールは10cm。At(白色部): 跡倉層, Mk(灰色部): 御荷鉾緑色岩。ガウジ帯から突出している跡倉層の北側境界はガウジ帯に対して低角(R_1 面), 南側境界は高角(R_2 面)。



第11図 南半部の岩相境界としての断層系の露頭写真とスケッチ。露頭の上半部はほぼ垂直面, 下半部はほぼ水平面。スケールのハンマーは36cm。At(白色部): 跡倉層, Mk(灰色部): 御荷鉾緑色岩。P:P面, R_1 : R_1 面。

困難である。

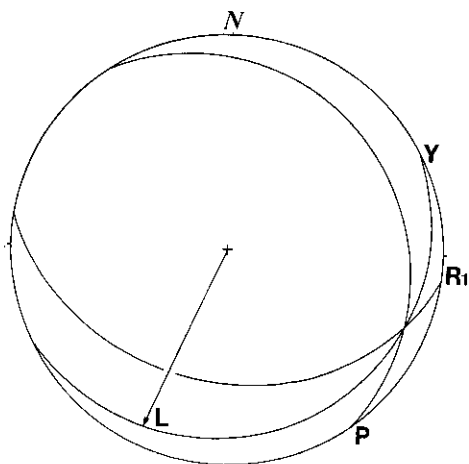
ここで、前者の連続性が後者によって断たれていることから、前者の組をP面、後者の組をR₁面と見なすと、これらのなす挟角をほぼ2等分する面がY面であり、P面とR₁面の交線にY面上で直交する方向が岩相境界としての断層系の全体としてのスリップ方向となる。結果として、上盤の緑色岩が下盤の跡倉層に対して南南西に移動する剪断センスが推定された(第12図)。

最終的な主変位面は、北方に約30°で傾斜し、緑色岩内部に破砕帯を形成している。実際、緑色岩は至る所で小規模に変位しているのだが、上述した北半部の鏡肌・条線の延長上に最も強く破砕されている帯があり、ここを最終的な主変位面と判断した。

議 論

1. 南側の断層の形成過程

南側の断層・北半部は、Means (1987)の



第12図 南半部の断層系を構成する小断層群のシュミットネット下半球投影。P：代表的なP面(N35W20NE)，R₁：代表的なR₁面(N83W38SW)，Y：P面とR₁面の2等分面としてのY面(N62E15SE)，L：断層系のスリップ方向(S24W10)。

'ridge-in-groove'タイプの鏡肌・条線に類似した幾何学形態を持つ(第4図)。この鏡肌の西側には段差があり、峰状ないし台状にやや高まっているが、その延長方向は鏡肌の傾斜方向とほぼ一致する。ここから採取された定方位試料は、北西に傾斜する面構造(Y面)を持ちながら、求められたスリップ方向は北であり、これは鏡肌とそれに低角度で斜交する破断面との配列から求められたスリップ方向や、条線の方とほぼ一致する(第7図)。すなわち、鏡肌およびその西側部分は、スリップ方向を共有して向きを変える一連の変位面であり、それらが同時に形成されたと判断できる。また、上盤の緑色岩は現在では侵食によりほとんどが取り除かれているものの、一部は鏡肌と平行な葉片状断層角礫帯、ガウジ帯として残存している。このことから、上述した一連の変位面形成時にはその直上に、部分ごとにこれと平行な断層角礫帯、ガウジ帯の形成を伴ったと推定される。このような変位面の形態は、Means (1987)やLin & Williams (1992)で示された'ridge-in-groove'タイプの鏡肌・条線のそれと一致する。

Lin & Williams (1992)は、'ridge-in-groove'タイプの鏡肌・条線の起源として、それ以前のS-Cマイロナイト化で形成されていた、スリップ方向を軸として波曲するC面に沿っての剝離を考えた。今回記載した鏡肌や定方位試料中で観察されたY面は、各々のスケール内で極めて平面的であり、波曲はしていない。一方、一般に断層角礫化を生じる程度の延性度の変形に際しては、原岩の異方性などに起因して露頭スケールで波曲するY面が形成されることがある。したがって、この露頭でもそのような波曲するY面がかつて形成された後、各々の部分と平行な新たなY面を以てY-R₁面による変形が重複したと推定される(第4図)。この推定が正しいならば、前者のスリップ方向は鏡肌の傾斜方向と一致するわけだが、剪断センスについては北半部の幾何学形態のみからは判断できない。

ここで、南側の断層・南半部に形成されている岩相境界としての断層系に注目する。この断

層系は、P面とR₁面の組であると見なした場合、上盤の綠色岩が下盤の跡倉層に対して南南西に移動する剪断センスを示す(第12図)。断層系の連続方向と北半部の鏡肌とのなす挟角は約40°であり、これら2つの面と各々の面上の線構造(スリップ方向)は、2面の交線を軸としてほぼ半斜対称をなす。したがって、南半部の断層系は全体として、北半部の鏡肌が逆断層として変位したとき、すなわち波曲するY面を形成したときに同時に形成されたR₁面と見ることが出来る(第4図)。断層系を構成する各々の小断層に沿った破碎は、南半部の最終的な主変位面や北半部の鏡肌に沿った破碎に比べてごく小規模であり、断層系全体としてもそれらと同程度の変位量は見込めない。また、内田(1962)が地質図上で示したように、露頭間スケールの岩相境界としての南側の断層は、北北東傾斜30°で東南東に連続する。したがって、断層の形成過程を通じてこの姿勢の面、すなわち鏡肌が主変位面であり続けたと考えることは妥当であろう。

北半部の鏡肌の逆断層としての変位は、Y-R₁ファブリックの内部にも、断片的に保存されている。鏡下で確認された共役なR₁-R₂面の配列は、上盤の南方への移動を示唆する(第9図)。

結論として、南側の断層は上盤が南南西に逆断層として移動した後に、その変位面を利用してほぼ逆方向、すなわち北に正断層として移動した。南側の断層が逆断層であることは、すでに内田(1962)や、豊原・小坂(1981)が論じており、今回その検証がなされたわけである。しかし、いずれも跡倉ナップ移動後の逆断層としており、北側の断層と共に連続露頭としてみた場合、後述するように形成過程・機構が大きく異なる。

2. 北側-南側の断層の形成機構

北側の断層の最終的な変位面は北に約30°で傾斜し、これは跡倉ナップの北への移動時期(ステージⅢ)に形成された。また、南側の断層も上盤の移動方向が一致することからみて、正断

層として活動したのはこの時期であろう。すなわち、南側の断層が逆断層として活動した時期はステージⅢより後とは考えられず、それより前か、遅くとも同時期である。そのような逆断層の形成機構について、考え得る限りの可能性を以下に列挙し、順次検討する。

まず、この逆断層が、ステージⅢに先んじて形成された、西南日本内帯にルートゾーン(Boyer & Elliott, 1982)を持つ南フェルゲンツのスラストシステム(ナップ)の一部である可能性について、逆断層の上盤が御荷鉾綠色岩、下盤が跡倉層であることから、その形成時期は、三波川帯における跡倉ナップの形成時期(ステージⅡ:小林, 1992)よりは後である。1次的な跡倉ナップ基底平面は、現在の傾斜方向からみて、ステージⅡにおけるフロアスラストとして形成されたと思われる。これに近い基底を以て水平方向の短縮が起きたなら、基底平面沿いのステージⅡの変形(断層ガウジ)は改変されてしかるべきだが、実際に上盤の南方への移動を示す露頭は、全く存在しない。

次に、ルートゾーンが三波川帯内部にある南フェルゲンツのスラストシステムの可能性について、その基底をなすスラストは跡倉ナップ基底平面とは低角に斜交するので、ステージⅡの変形は改変を免れ得る。この場合、三波川帯内部に大規模な垂直方向のテクトニック・ギャップ(すなわち、地表における岩相分布や変成度の急変)を生じるはずだが、下仁田地域では確認されていない。

この逆断層が、走向延長数km程度の局部的逆断層である可能性について、この場合、それ以前の構造を広域的に改変はしないが、その後のステージⅢの変形を代表する北側の断層と、主変位面(鏡肌)の走向・傾斜がほぼ一致し、かつ剪断センスが逆であることが、偶然性に頼らない限り説明ができない。

すなわち、この逆断層は、跡倉ナップの北への移動に関連して同時期(ステージⅢ)に形成されたと考えざるを得ないのである。そこでまず考えられるのは'passive backthrust'(Banks & Warburton, 1986)の可能性である。この場合、

roof sequence をなすのは跡倉層そのもの、もしくはそれより上位の地層である。この時期のナップ基底は、各露頭間で断層面の姿勢がばらつくことからみて、いくつか分割されながらもステージⅡにおけるフロアスラストの位置に形成されたと考えられる。それらを連ねた平面が、現在の跡倉ナップ基底平面として認識されるわけである。したがって、跡倉層が跡倉層の上に衝上する可能性はあっても、跡倉ナップ基底平面より下の御荷銚緑色岩類が跡倉層の上に衝上することはあり得ない。

最後に、北側の断層が R_1 面、南側の断層が共役な R_2 面として、跡倉ナップの北への移動に伴って形成された可能性について、露頭スケール以下の R_1-R_2 面による変形は、ステージⅢの模式的な変形様式である(小林, 1992)。それは北側の断層で顕著に形成されており、南側の断層においても正断層としての活動時のものが露頭スケールでみられ、また、逆断層としての活動時に形成されたであろう R_1-R_2 面の組のうち、鏡下スケールのものが残存している。したがって、 R_1-R_2 面の発達は個々の断層の形態やスケールには依存せず、露頭間スケールにおいても形成された可能性がある。それらの間に御荷銚緑色岩が、ナップ基底平面(ステージⅡにおけるフロアスラスト)より上方へ浮き上がった(南・北の跡倉層が、ナップ基底平面より下方へ潜り込んだ)。その後、南側の断層は北側の断層と共に正断層として再活動したと考えられる。

3. 展張型覆瓦構造の認定とその形成機構(試論)

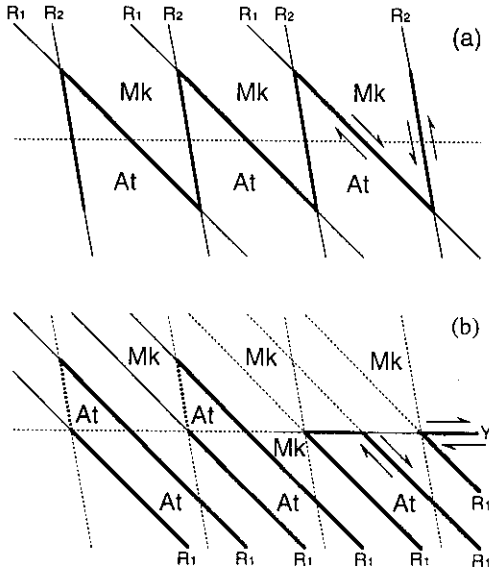
北半部、鏡肌直下の跡倉層由来のカタクラサイト中に楔型に挟み込まれている小断層ガウジ帯の $P-R_1$ ファブリックは、上述したように、 $Y-R_1$ ファブリックと同時に形成されたのだが、その原岩である緑色岩(もしくはそれに由来する断層ガウジ)の存在については説明できない。すなわち緑色岩は、 $Y-R_1$ 面による変形に先んじてカタクラサイト中に挟み込まれていた必要がある。ここで、鏡肌直上の緑色岩由来

の断層ガウジ帯を切って発達する R_1-R_2 面による変形に注目する(第10図)。すなわち鏡肌直上と同様、直下でも R_1-R_2 面による変形が発達し、断層ガウジ帯の中に跡倉層、跡倉層の中に断層ガウジがそれぞれ挟み込まれたと推定する。

鏡肌が正断層として活動した初期に形成された R_1 面、 R_2 面は、引き続き新たな R_1 面として機能した。その過程で、挟み込まれていた断層ガウジには歪が集中し、 $P-R_1$ ファブリックを形成した。もとの R_2 面は回転して R_1 面とほぼ平行になり、かつ剪断センスが逆転する。この回転によってガウジ帯は全体としては展張場となるため、熱水(方解石脈)の注入を促した。引き続き回転のため、もとの R_2 面に接した部分の $P-R_1$ ファブリックは不明瞭になり、また、ガウジ帯の中でも部分的に圧縮場となるため、 P 面(shear)の発達が顕著になった。新たな R_1 面への転化は主に回転によってなされ、その最終段階において初めて、よりその時の応力場を反映した方向の R_1 面に接続した。一方、もとの R_1 面は回転せず、剪断センスも変化しないので、 $P-R_1$ ファブリックと調和性を保った(第13図)。

R_1-R_2 ファブリックから転化した $Y-R_1$ ファブリックに、幾何学形態や運動学的特徴からみて最も近いのは、Swanson (1990)が記載した露頭スケールの展張型デュプレックス(extensional duplex)である。ここでは、鏡肌(Y 面)をフロア(ルーフ)、 R_1 面をランプと見なすことになる。この展張型デュプレックスの特徴は、各々のランプが R_1 面によって形成されることである(R -shear ramp)。変位の進行に伴い、新しいランプ(R_1 面)が前後に形成されて行き、結果として、展張型デュプレックス帯が形成される。 R_1 面を含めて各剪断面の方向は、その時々に応力場によって決定される。

一方、今回記載した $Y-R_1$ ファブリックを形成した機構は上述したように、以前のファブリック(剪断面)を最大限利用し、それらを回転、再配列させて新たな R_1 面を形成しており、その点で展張型デュプレックスとは異なる。ま



第13図 R₁-R₂ ファブリック(a)と展張型覆瓦構造(b)の概略・概念図。At: 跡倉層, Mk: 御荷鉾緑色岩。R₁: R₁面, R₂: R₂面, Y: Y面。細実線: 活動中の変位面, 細破線: 活動前・後の変位面, 太実・破線は共に岩相境界をなすことを示す。この図は南側の断層・北半部に対応する。露頭間スケールでは跡倉層と御荷鉾緑色岩の上下関係が逆になることに注意。

た、デュープレックス帯と認定するためには、その上下にルーフおよびフロアの存在を示す必要があるが、本露頭では確認されていない。したがって本論では、R₁-R₂ファブリックから転化したY-R₁ファブリックを、「展張型覆瓦構造」と称する。この構造の形成機構については、今後、力学的な考察などを加えてより明らかにしていく必要がある。

最後になるが、北側の断層が正断層(R₁面)、南側の断層が逆断層(R₂面)として形成された後に、共に正断層(R₁面)に転化した機構として、南側の断層で認定された展張型覆瓦構造が、連続露頭間でも形成された可能性を想定する。すなわち、標本内の楔型小断層ガウジ帯と、スケールの違いこそあれ、極めて類似した幾何学形態を持つことを重視する。これは、標本スケールで確認されたようなR₂面の回転が、露頭間

スケール(南側の断層)でも起こり得ることを示唆する。

このような露頭間スケールの展張型覆瓦構造を想定する利点は、一般に、クリッペ内部に狭く突出している基盤岩類のフェンスターや、逆に基盤岩類の中に、隣接した高角断層によって落ち込んでいるナップの構成メンバーの存在について、説明が可能なことである。そのような産状は、隣接してかつ1次的には互いに逆の剪断センスを持つ2つの断層の存在を意味し、それらが姿勢を変化させずにほぼ平行なままで形成されたと考え、力学的にはかなり限られた形成条件を必要とする。また、strike-slip duplexに伴う隆起・沈降(Woodcock & Fischer, 1986)で説明を試みるならば、ある程度の変位量を持つ高角横ずれ断層の存在を示さなくてはならず、すべての場合に可能とは思えない。

おわりに

今回、跡倉ナップの内部構造として、露頭スケールの展張型覆瓦構造を認定し、さらにそれが露頭間スケールでも北フェルゲンツで形成された可能性を想定した。これは跡倉ナップの最終的な北への移動(ステージⅢ)に伴って形成されたものである。跡倉ナップの地質構造は極めて複雑であり、内部構造の理解は非常に困難であるが、複数の変形が重複した結果と考えることによって、解決の糸口が見えてきた。各々の変形の様式や前後関係は、比較的理解し易い露頭内での構造解析の結果から導かれる。今後、この手順に沿って跡倉ナップのより古い時期に形成された内部構造を順次理解していくと共に、その背景としての領家帯、三波川帯および秩父帯のテクトニクスも考慮しつつ、ナップの成因についてより明らかにしていく必要がある。

謝辞: 本研究を進めるにあたり、早稲田大学教育学部高木秀雄助教授には終始ご指導をして頂いた。また、元成蹊高校内田信夫先生には下仁田地域を案内していただき、様々なアドバイスを頂いた。厚く御礼申し上げる。

文 献

- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細矢 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・金 今照・高橋 洌・高橋武夫・武井明朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一, 1963, 群馬県下仁田町の跡倉礫岩を中心とする地質学的研究. 地球科学, no.64, 18-31.
- Banks, C. J. and Warburton, J., 1986, 'Passive-roof' duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 229-237.
- Boyer, S. E. and Elliott, D., 1982, Thrust Systems. *AAPG Bull.*, **66**, 1196-1230.
- 藤本治義, 1935, 関東山地北部の地質学的研究. 地質雑, **42**, 137-151, 163-181.
- ・渡部景隆・沢 秀生, 1953, 関東山地北部の推し被せ構造. 秩父自然科博研報, no.3, 1-41.
- 端山好和・柴田 賢・内海 茂, 1990, 関東山地北縁の2・3の岩石の放射年代. 地質雑, **96**, 319-322.
- 小林健太, 1992, 跡倉ナップと牛伏山断層の運動像. 日本地質学会第99年学術大会演旨, 348.
- ・高木秀雄, 1991, 断層の内部構造からみた関東山地跡倉ナップの移動方向. 日本地質学会第98年学術大会演旨, 291.
- Lin, S. and Williams, P. F., 1992, The origin of ridge-in-groove slickenside striae and associated steps in an S-C mylonite. *Jour. Struct. Geol.*, **14**, 315-321.
- Means, W. D., 1987, A newly recognized type of slickenside striation. *Jour. Struct. Geol.*, **9**, 585-590.
- Petit, J. P., 1987, Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Jour. Struct. Geol.*, **9**, 597-608.
- Rutter, E. H., Maddock, R. H., Hall, S. H. and White, S. H., 1986, Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *Pure & Appl. Geophys.*, **124**, 3-30.
- Swanson, M. T., 1990, Extensional duplexing in the York Cliffs strike-slip fault system, southern coastal Maine. *Jour. Struct. Geol.*, **12**, 499-512.
- 高木秀雄・小林健太, 1994, 関東山地三波川帯, 跡倉ナップの諸問題. 構造地質, no.40, 152-154.
- ・柴田 賢・内海 茂・藤森秀彦, 1989, 関東山地北縁部の花崗岩類のK-Ar年代. 地質雑, **95**, 369-380.
- ・———・———・山田隆司, 1992, 関東山地北縁部, 跡倉層中の花崗岩礫のK-Ar年代. 地質雑, **98**, 971-974.
- 豊原富士夫・小坂和夫, 1981, 関東山地北東縁部の中・古生層と地質構造. 日本地質学会第88年学術大会「巡検案内書」, 103-120.
- 内田信夫, 1961, 群馬県・下仁田付近の地質—(その一)四つ又山押ししかぶせ構造について—. 成蹊論叢, no.1, 177-192.
- , 1962, いわゆる跡倉クリッペ群について—群馬県下仁田付近の地質, その3—. 成蹊論叢, no.2, 1-15.
- ウォーリス, サイモン・平島崇男・柳井修一, 1990, 関東山地下仁田の跡倉ナップの運動方向とセンスについて. 地質雑, **96**, 977-980.
- Woodcock, N. H. and Fischer, M., 1986, Strike-slip duplexes. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 725-735.