三次元写真測量と地質学的観察を用いた那珂湊砂岩中の割れ目形成過程の解析

藤井幸泰[1]・堀　伸三郎[2]

[1]深田地質研究所・[2]防災技術株式会社

Stereo-photogrammetric and geological analysis of fractures in Nakaminato sandstone.

FUJII Yukiyasu[1] and HORI Shinzaburo[2]

[1]Fukada Geological Institute and [2]Disaster Prevention Technology Corporation

要旨：那珂湊の白亜紀系の砂岩層中には，断層や節理の割れ目系が多数発達している．これら割れ目系の空間分布を三次元写真測量で図化して促えた．さらに断層と節理を破断面などから厳密に区分した．すると断層と層理面が囲う領域ごとに，節理の分布が異なり，節理は断層形成後に発達したことがうかがえる．

キーワード：節理，小断層，立体写真，解析図化

はじめに

岩石中の割れ目の破断面は３次元的な広がりをもって存在する．この破断面を平面に近似すれば，その広がりは２次元と考えられ，それぞれの破断面の走向傾斜をステレオネットに投影することができる．しかし平面と仮定できる割れ目であっても，平行な割れ目の集まりである割れ目群（set）や，割れ目群の集合である割れ目系（system）は三次元的な分布を示す．スケッチなど従来の調査手法で，野外露頭の割れ目系の記載を行う場合，３次元情報を２次元に変換しなくてはならない．坑道や河床などの平坦な面にみられる割れ目トレースの観察・記載を行う場合は，スケッチなどの２次元的記載が比較的容易である（渡辺ほか，1994；藤井，2000など）．しかし通常の野外露頭において，平滑な面が露出してその上に割れ目トレースだけがみられることは稀である．実際には割れ目系の破断面を利用した複雑な形態をもっており，これを２次元情報のスケッチで記載するのは難しい．しかし視点を変えてみれば，割れ目系を利用した複雑な形状を示す野外露頭では，割れ目の破断面構造を観察しやすい．割れ目の破断面には，ハックルやリブマークといった開口割れ目に特徴的にみられる構造や，断層面上の鏡肌などが存在する．ハックルやリブマークからは，開口割れ目の伝播方向を把握することができる（Pollard，1982；Aydin，1988，Bahat，1991；Bahat et al.，2003）．また鏡肌の構造からは，断層の剪断方向を推定することができ（Petit，1987；Angelier，1994），これらを統計的に扱った新しい解析手法も確立されている（山路，2001）．割れ目の形成過程を理解するには，割れ目の走向傾斜測定や相互関係の把握も重要であるが，破断面から得られる情報も豊富かつ利用価値が高い．

近年，割れ目研究が注目を集めている理由の一つに，岩盤中の水みちになりうることが挙げられる（Munier，1993，小坂，1998）．水みちのためのフラクチャーネットワークモデルを構築するに

あたり，形成過程や割れ目の形態に関するより詳しい地質情報の取得も求められている（田中ほか，1994）．従来の地質学的割れ目研究は，割れ目系の走向傾斜を測定し，統計的処理などによって得られた方向の関係に注目する研究が主体であった（村井，1965，，衣笠ほか，1969，木村，1980など）．しかし割れ目の形成過程を真に構造地質学的に考察するには，割れ目系の空間分布や破断面情報を取得することが不可欠である（Pollard，2000）．実際に藤井・堀（2002）が筑波花崗岩で試みた研究では，割れ目の形成順序を詳細に把握できている．この研究では，野外露頭を立体写真測量で計測し，割れ目系の図化作業を行ってそれらの３次元分布（空間分布）を把握した．また野外において破断面観察と割れ目の走向傾斜測定を行い，割れ目図化から得られた情報と共に総合的な形成過程の解明を行った．

解析地域および解析手法

地質概要および対象露頭

本調査の対象は茨城県那珂湊地域に分布する，上部白亜系の那珂湊層群中の砂岩である（位置は図１）．那珂湊層群は走向NW-SEまたはWNW-ESE，傾斜30～40°NEの同斜構造をなしており，砂岩・砂岩泥岩互層・シルト岩・礫岩から構成され，その岩相からタービダイト層と考えられている（田中，1970）．また岩相，地質構造，時代の相似から，西日本に分布する和泉層群と対比されている．

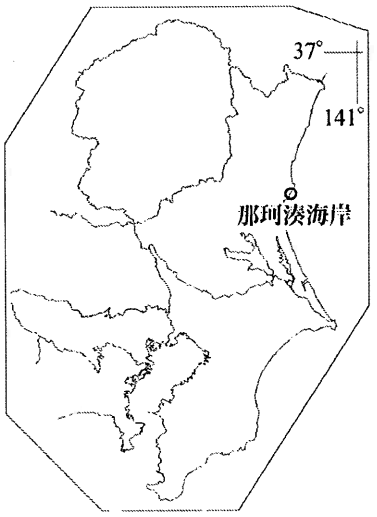

図１　那珂湊海岸位置図

平面距離にしておよそ100mづつ離れた３箇所の異なる砂岩層（露頭１～３）を対象に解析を行った（図２）．これらの砂岩層はすべて平磯層上部のHu2（田中，1970）に含まれ，厚さはそれぞれ70～100 cm程度で，下層には薄い泥岩が存在する．

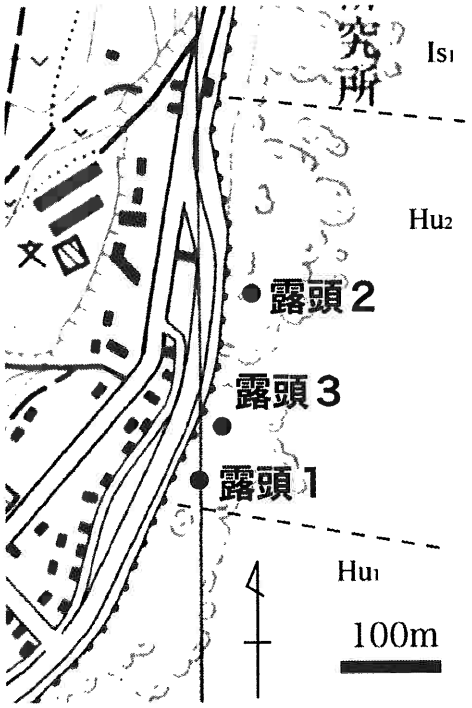

図２　露頭位置図
．国土地理院1/2.5万地形図「ひたちなか」使用．Hu2，Hu1は平磯層上部，Is1は磯合層最下部を示す（田中，1970）

写真測量図化解析

写真測量図化解析は藤井・堀（2004）に基づいて行った．はじめに，HASSELBLAD　500C/MとZEISS PLANAR 100 mmのレンズを使用して露頭

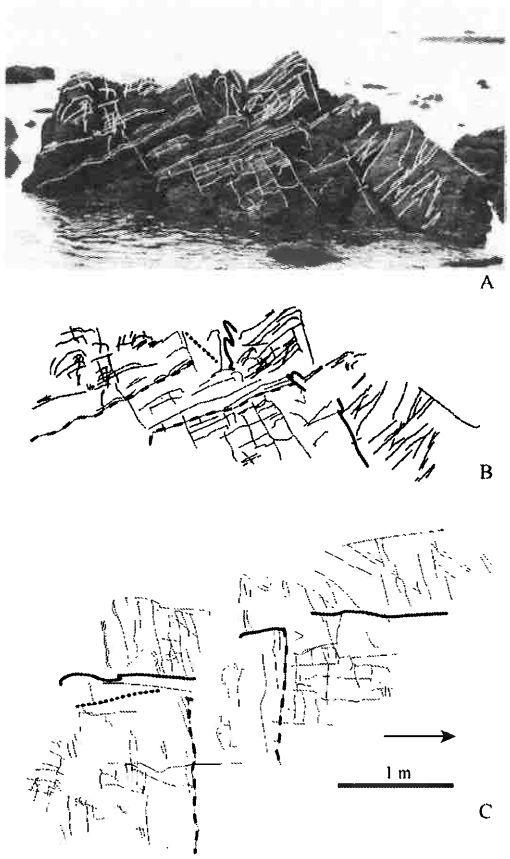

図３　露頭１の割れ目分布図．A：露頭写真上での割れ目図化．B：北方向からみた割れ目分布図．C：層理面（N45° W 36° N）に直交方向からみた割れ目分布図．矢印は図８のステレオネットの北方向を示す．

1～3の立体写真撮影を行った．撮影した左右カメラの位置と方向を計算で求めるための「標定点」は，油性ラッカースプレーで10 mm径の赤点を露頭上に約10箇所記し，トランシットコンパスを用いて三角測量を行った．実体図化作業には川惣電機株式会社の超小型解析図化機 ADAM MPS-2 と計算機用ソフトウェア ADAM ver. 3.0 を使用し，割れ目分布図の作成を行った（図３～５，解析図化機を用いた写真測量図化の詳細は藤井（2003）を参照）．割れ目の図化は藤井・堀（2004）にならい，露頭表面上にトレースが現れている場合はそのトレースに沿って線を描き，破断面として現れているときはその面を囲うように線を描いた。こうして数値化された三次元位置情報を得られれば，対象を任意の位置から見た様子を計算し，画像として表示することができる。図３～５のCのそれぞれは，地層面と直行する方向から見た割れ目分布図である．露頭１は多くの割れ目破断面を利用して露頭表面が形成されており，凸凹が大変激しい．そのため露頭から直接，割れ目系の分布を把握するのは少々難しい．しかし数値化された情報を図３Cのような方向から眺めれば，割れ目系の分布を容易に捉えられるようになる．さらにステレオネットによる割れ目の投影とは異なり，個々の割れ目の位置関係も把握することが出来る．これら割れ目分布図（図３～５のB，C）を携帯し，野外露頭においてそれぞれの割れ目の走向傾斜の測定および破断面観察を行った．ところで，立体写真上で破断面の観察できる割れ目は，

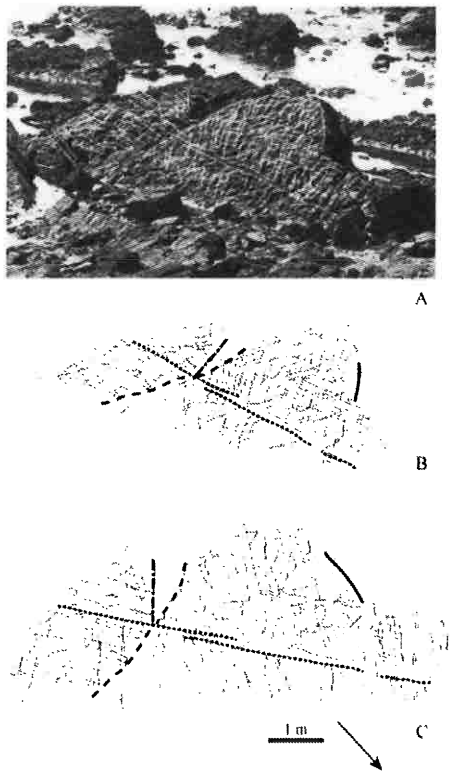

図４　露頭２の割れ目分布図．A：露頭写真上での割れ目図化．B：北西方向からみた割れ目分布図．C：層理面（N55° W 30° N）に直交方向からみた割れ目分布図．矢印は図８のステレオネットの北方向を示す．

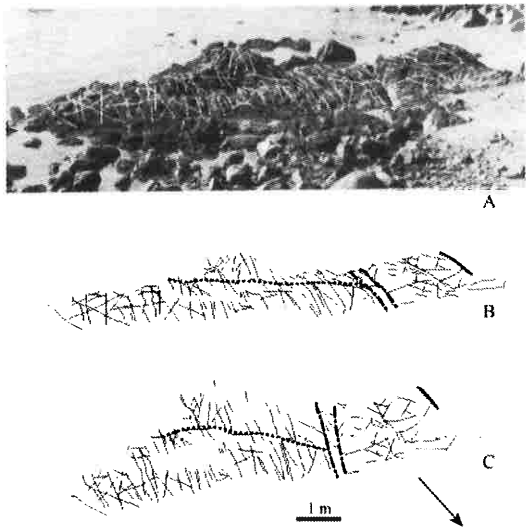

図５　露頭３の割れ目分布図．A：露頭写真上での割れ目図化．B：北方向からみた割れ目分布図．C：層理面（N50° W 20° N）に直交方向からみた割れ目分布図．矢印は図８のステレオネットの北方向を示す．

写真測量によって走向傾斜の測定が可能である．しかしこの測定は時間的に効率が悪い上に，露出している破断面サイズによって精度が異なるため，ここでは野外で実際に測定を行った．

割れ目の測定と破断面観察

割れ目は，開口で形成された節理と，剪断で形成された断層に分類することが出来る．したがって割れ目周辺の原岩の構造，すなわち層理面などの変位を観察すれば，節理と断層の区別が可能である．また，割れ目の破断面を観察すれば，節理面上にはハックルやリブマークといった構造を観察できることがある．同様に断層面上には鏡肌が存在し，詳細に観察を行えば断層の剪断方向を決定することもできる（Petit，1987）．またまれにではあるが，節理面上に鏡肌が見られる割れ目も存在し，これは開口割れ目として形成された節理が，後の活動で剪断を受けたと解釈できる．このような観察を行い，図３B，C上で断層と節理の区別を行った．図上の太線は断層と判断された割れ目である．またそれら以外は節理と判断された割れ目であり，剪断を受けた節理もこれに含まれている．ここで観察された断層と節理を，図６の露頭１として等面積下半球投影法で表示する．節理は数が多いのでコンターマップで表した（図７の露頭１）．断層は大円で示し，変位方向と変位量のわかるものは，上盤側の動きを矢印で示し，その側に変位量を数値で示した．破断面上の鏡肌は観察できるのだが，変位がほとんど認められないものは≒0と表し，変位が不明なものは？で表す．同様な解析を露頭２，露頭３（藤井・堀，2004と同一露頭）にも適用した（図６，７）．図３～５のCは割れ目分布図を層理面に垂直な方向から投影したものである．したがってステレオネット（図６，７）も層理面に垂直な方向から投影しなければ，図３～５のCと比較することが出来ない．したがって節理・断層を，層理面に垂直な方向から投影したものを図８として示す．以後は割れ目分布図（図３～５）と下半球投影図（図

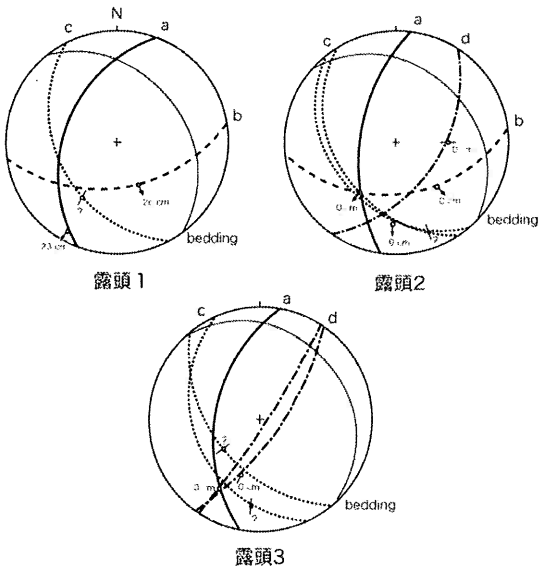

図６　各露頭での断層面投影図．等面積下半球投影，断層は大円で示し，上盤側の動きを矢印で示した．運動の向きが不明なものは方向を線で示している．矢印や線の側の数値は変位量．不明なものは？で示した．

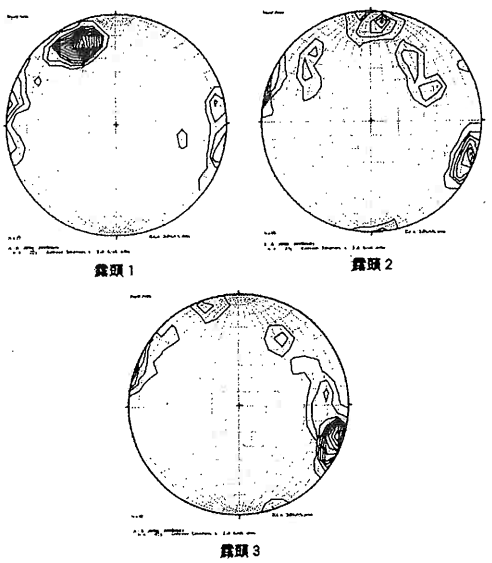

図7　各露頭での節理のコンターマップ．等面積下半球投影で1％面積で計算し，等高線は2％間隔で表示した．

6～8）を参照し，これに野外での観察もふまえながら，断層と節理の特徴について述べる．

砂岩中の断層と節理の詳細

図6からわかるように，露頭1～3には4つの断層群（断層a～d）が発達する．断層aは露頭1～3のすべての露頭で確認でき，走向N0～10°Eで50～70°Wの傾斜を持つ．剪断方向はややばらつくものの左ずれと正断層の両成分を含んでいる．露頭1では変位23cm，露頭2ではほとんど変位が認められない．断層bは露頭1と露頭2で確認でき，走向N70～80°Eで60～70°Sの傾斜を持つ．剪断方向はどちらも正断層成分を示し，露頭1では変位26cm，露頭2ではほとんど変位が認められない．露頭1では断層aが断層bによって変位を被っている．従って断層aが断層bより古い時代に活動したことがうかがえる．断層cは露頭1～3のすべてで確認でき，走向N30～50°Wで30～50°SWの傾斜を持つ．剪断方向はややばらつくものの左ずれと正断層の両成分を含んでいる．露頭2では9cmの変位を確認できる．断層dは露頭2と露頭3で確認でき，走向N30～40°Eで70～90°SEの傾斜を持つ．剪断方向はばらつくものの，どちらの露頭でも変位がほとんど認められない．

節理に関しては，各露頭で卓越方向がやや異なる．露頭1ではN70°E 70°Sの節理群が卓越しており，これは断層bとほぼ平行である．これらの節理群は断層aで停止しており（図3），断層のズレを元に戻しても（図9），断層の両側で連続した節理を復元することは出来ない．また節理はN10°E　90°とN10°W　90°の方向にも卓越がみられる．N10°W 90°の節理群は断層aと走向が似ているが傾斜が少々異なる．この節理群も一部を除き，断層bで停止しており，断層のズレを元に戻しても断層の両側で連続した節理を復元することは出来ない（図9）．N10°E90°Wの節理群は断層aにもbにも斜交し，連続性が悪く断層で停止している．卓越するすべての節理群が，層理面にほぼ直交することが特徴として挙げられる．

露頭2ではN20°E90°の節理群が卓越している．この節理群は走向・傾斜が少々異なるものの，断

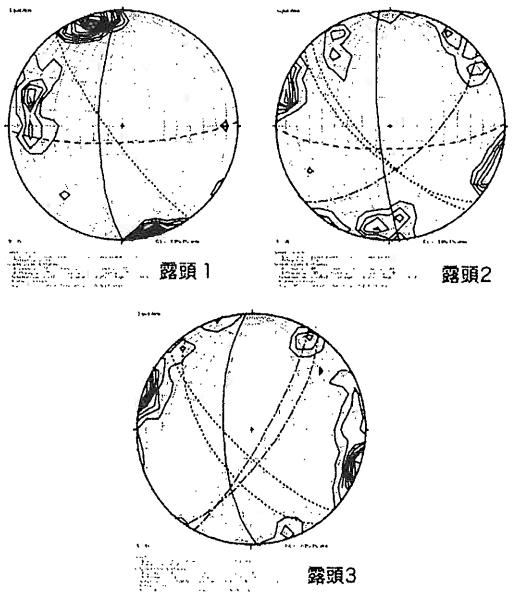

図8　層理面を水平に戻した際の，断層面投影図（大円）と節理のコンターマップ．詳細は図6と7を参照．

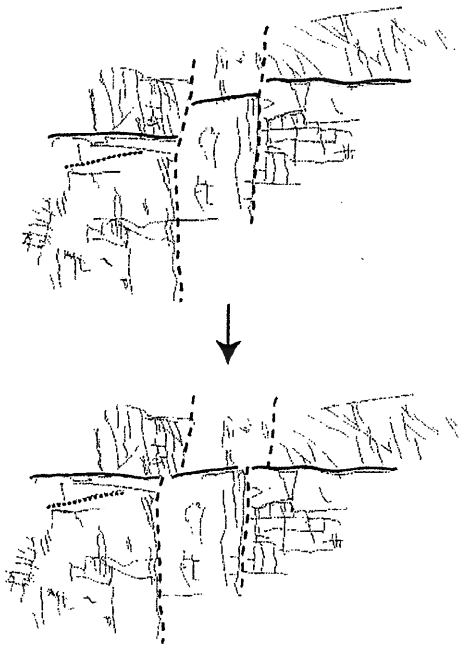

図９　図３Ｃの断層aとbの変位を元に戻した図.

層aと方向が似ている．またこの節理群は断層cと交差して連続しているものもあれば，断層cで停止しているものもある（図４）．次に卓越するのはN70°E～70°W 90°の節理群で，これも走向・傾斜が少々異なるものの，断層bと方向が似ている．この節理群は連続性が悪く，断層cで停止している．N20～50°W 40°Wの節理群の卓越もみられ，これは断層cとほぼ平行である．これは露頭２の左下部で良く発達するが，断層bをまたいで発達しない．節理はN45°E 60°Eという方向の卓越もみられ，これは断層dと方向が似ている．この節理群も連続性が悪く，断層をまたいで発達しない．ところで卓越するすべての節理群が，層理面にほぼ直交する．

露頭３ではN0～30°E 70～90°の節理群が卓越しており，これは断層aとdの方向に似ている．断層cと交差して連続しているものもあれば，断層cで停止しているものもある（図５）．N60°W45°SWの節理群は断層cとほぼ平行である．この節理群も連続性が悪く，断層をまたいで連続することはない．N70°E 90°の節理群の卓越もみられる，この節理はこの露頭では観察できない断層bとほぼ平行である，この節理も連続性が悪く，断層をまたいで発達しない．この露頭でもすべての節理群が，層理面にほぼ直交することが特徴として挙げられる．

考察

露頭における観察・測定と，写真測量による割れ目分布図から，露頭１～３を含む解析対象地域周辺には，４群の断層a～dが発達していることが明らかになった．また節理に関しては，各露頭で卓越方向が少々異なるものの，断層と方向が似通っているものが多い．このような節理の構造は，断層と節理の形成過程に起因するものと考えられる．また節理はほとんどすべてが層理面と直交する方向に発達しており，層理面の影響を強く受けている．ここでは断層と節理の特徴，およびその相関について以下にまとめる．

１．ここでいう断層とは，変位量が数十数cm以下で，露頭で変位量が確認できる小断層であ

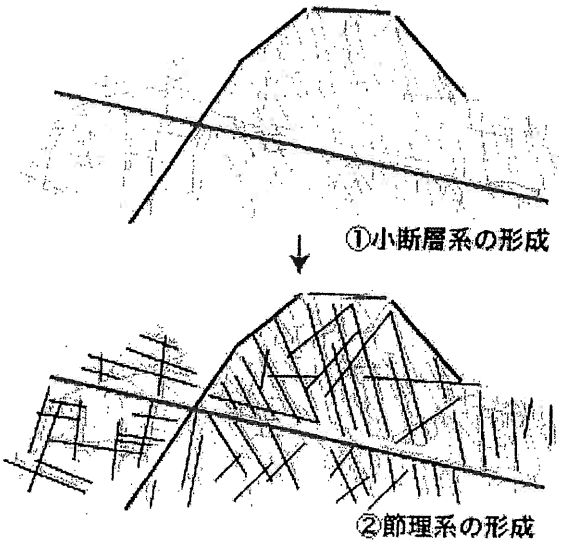

図10　小断層と節理系の形成順序.

る．

3．平行な節理群のうち，一部は断層を貫いているが，多くは断層で止まっている．

2．露頭2では，小断層で区切られた右上と左下で節理の卓越方向が異なる（図4c）．

4．節理のほとんどは層理面に垂直であり，かつ断層面に平行なものが多い．

これらの事実から，以下の形成プロセスが考えられる．まずはじめに小断層系が形成され，砂岩がいくつかのブロックに分離される．そしてその後に小断層と層理面で分離されたブロック中に節理系が形成されたと考えられる（図10）．節理系は層理面にほぼ垂直に，かつ小断層群の方向に規制されて形成されたため，その走向傾斜が小断層に酷似すると考えられる．したがって節理系は大部分が層理面や小断層で終点を迎えている．しかし観察事実にもあるように，ごく一部は小断層を乗り越えて発達している（図3～5）．小断層を乗り越えるには，断面あるいは層理面上に十分な粘着力があったか，あるいは節理を形成する引張応力が十分にあったかのどちらかである（Renshaw & Pollard, 1995）．平行な節理群は，同様の応力下で形成されたと考えられる．したがってこれは断層面の粘着力の違いによると考えられる，断層面は凸凹形態をもっており，ときには粘土鉱物を挟む部分もある．断層面で母岩が十分接しているような部分では，小断層を貫いて節理が発達したと考えられる．

おわりに

小断層と節理形成にどのような成因が関わったのか？この報告ではまだまだ答えを出すには至っていない．節理系が小断層と層理面に規制されて形成されたことは間違いなかろうが，露頭では剪断を被っている節理も観察されるため，断層運動は節理形成後も続いている可能性があり，このような運動像を解明するにはさらなる解析が必要であろう．ところで露頭1以外の二つの露頭はほとんど層理面に沿った平坦な面での写真測量図化であり，立体写真測量の三次元解析を十分に生かしているとは言い難い．今後は花崗岩など，割れ目面でより凹凸の増した野外露頭にも適用したい．また，小断層の形成順序，節理も含めた割れ目の成因も探っていきたいと思う．

深田地質研究所の佐藤正理事長には様々なご助言を頂き，粗稿も読んで頂いた．ステレオネットの作成には，Richard W. Allmendinger 教授の Stereonet 6.3 を利用した．本研究を進めるにあたり，文部科学省学術振興会科学研究費（13740296）を利用した．ここに感謝の意を表する．

引用文献

Angelier, J., 1994, Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. Continental Deformation, , 53-100.

Aydin, A., DeGraff, M., 1988, Evolution of Polygonal Fracture Patterns in Lava Flows. Science, 239, 471-476.

Bahat, D., 1991, Tectonofractography, Springer-Verlag, New York, 354pp..

Bahat, D., P. Bankwitz, E. Bankwitz, 2003, Preuprift joints in granites: Evidence for subcritical and postcritical fracture growth. Geological Society of America Bulletin, 115, 148-165.

藤井幸泰，2000，中部日本東濃地方，土岐花崗岩中の割れ目解析．地質学雑誌，106，249-263．

藤井幸泰，2003，三次元写真測量による数値地形モデルの作成法～ADAM MPS-2 を利用した斜め露頭写真の例～．深田地質研究所年報，4，89-97．

藤井幸泰，堀伸三郎，2002，花崗岩体中の割れ目（節理）の時系列解析．深田地質研究所年報，3，59-77．

藤井幸泰，堀伸三郎，2004，写真測量を用いた割れ目の三次元位置観察の例．地質学雑誌，110，251-253．

木村学，1980，節理系の解析と褶曲の形成機構－北海道東部二又地域を例として－．地質学雑誌，86，105-118

衣笠善博，垣見俊弘，平山次郎，1969，房総半島東海岸の小断層系．地質調査所月報，20，13-38，

小坂和夫，1998，水みちとしての断層と節理-構造地質学から応用構造地質学へ-．地質学論集，50，251-263．

Munier, R., 1992, Four-dimensional analysis of fracture arrays at the Aspo hard rock laboratory, SE Sweden. Engineering Geology, 33, 159-175

村井勇，1965，房総半島勝浦付近に発達する節理と断層．地震研究所報告，43，829-869

Petit, J., 1987, Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. Journal of Structural Geology, 9, 597-608.

Pollard, D., 2000, Strain and Stress: Discussion, Journal of Structural Geology. 22, 1359-1367.

Pollard, D., Segall, P., Delaney, P., 1982, Formation and interpretation of dilatant echelon crack. Geological Society of America Bulletin, 93, 1291-1303.

Renshaw, C., Pollard, D.,1995, An experimentally verified criterion for propagation across unbounded frictional interfaces in brittle, linear elastic materials. Int. J. Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr., 32, 237-249.

田中啓策，1970，茨城県那珂湊海岸の上部白亜紀タービダイト層．地質調査所月報，21，13-27．

田中達也，渡辺邦夫，前川恵輔，中村直昭，1994，地質構造を基礎としたフラクチャーネットワークモデルの開発（その１）-解析の考え方-．応用地質，35，104-115．

渡辺邦夫，田中達也，内田雅大，岩崎浩，1994，地質構造を基礎としたフラクチャーネットワークモデルの開発（その２）．応用地質，35，132-142．

山路　敦，2001，総説：新しい小断層解析．地質学雑誌，107，461-479．