

花崗岩中の割れ目（節理）の時系列解析

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

Chronological analysis of fracture in Granitic rock

FUJII Yukiyasu¹ and HORI Shinzaburo²

¹Fukada Geological Institute and ²Disaster Prevention Technology Corporation

要旨：筑波常陸北条に露出する花崗岩中の割れ目の形成順序を推定した。①立体写真測量を用いた解析により、割れ目の分布を三次元的に捉えることができた。②割れ目やその破断面のメソスコピックな観察から、割れ目の破壊過程と形成順序を決定できた。③コアドリルを用いたサンプリングで割れ目入り薄片を作成し、マイクロスコピックな観察からも割れ目の形成順序を把握した。以上3つの解析から筑波常陸北条の割れ目は、N 20° E 高角傾斜の節理の形成→N 80° E 高角傾斜の節理の形成→N 20° E とN 80° E 高角傾斜の節理の剪断とN 40~60° E 高角傾斜の節理の形成、という時系列をもつことがわかった。

キーワード：joint, fracture, fault, photogrametry, fractography, microstructure of joint

1. はじめに

花崗岩体中には割れ目がある程度規則性をもつて分布するとされている（たとえばCloos, 1922など）。しかしこの中には様々な成因あるいは異なる応力場で形成された割れ目が混在している（図1）。こういった様々な成因を分離し、ある一つの応力場で形成された割れ目を抽出するには、割れ目の前後関係を把握することが必須である。

渡辺ほか（1994）は坑道壁面上の割れ目を観察し、割れ目トレースの切り合いからその形成過程を推定している。たとえば図2-aのような割れ目トレースが存在する場合、 β 割れ目の剪断の証拠をもって、 α 割れ目の開口→ β 割れ目の剪断、という形成過程を考えている（図2-b）。しかし野外における観察から、必ずしも β 割れ目の剪断の証拠をみつけられるとは限らない。また割れ目（節理）が伝播しながら形成することを考慮すれば、 β 割れ目の開口→ α 割れ目が開口しながら伝播する際に枝分かれする、という形成過程も考え

られる（図2-c）。したがって割れ目トレースの観察だけから、割れ目の前後関係を決定するのは難しいといえる。

割れ目は三次元的な広がりをもっている。また平行な割れ目の集まりである割れ目セット、割れ目セットの集合である割れ目系も三次元情報である。しかしスケッチなど従来の地質調査の手法で割れ目の記載を行う場合、三次元情報を二次元に変換しなくてはならない。坑道や河床などの平坦面にみられる割れ目トレースの観察を行う場合、スケッチなどの二次元的記載で十分であろう（渡辺ほか, 1994や藤井, 2000など）。しかし割れ目トレースの観察だけでは、割れ目の破断面の情報を取得することができない。凸凹形状をもつ分離面などを観察すれば、割れ目系の把握と破断面の観察を同時に行える。しかしこの場合は数方向からスケッチを描かなくては、すべての割れ目系の記載は不可能である。また、苦勞して数方向から割れ目系の二次元情報を取得・記載できても、そ

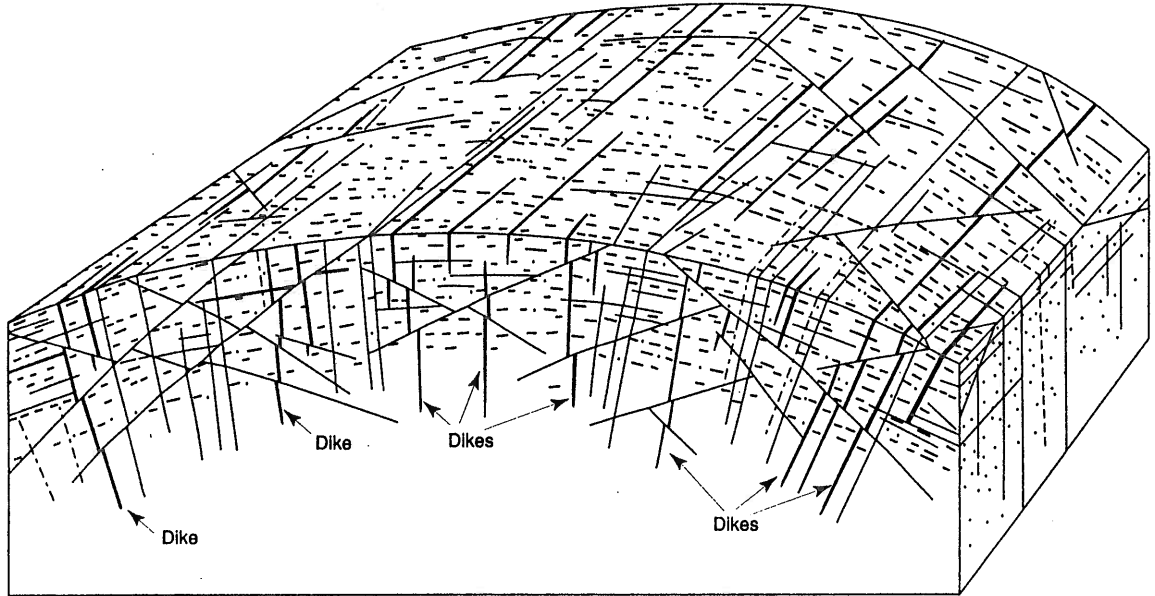


図1 深成岩体の割れ目（節理）のパターン。曲がった表面が浸食面。細い波線は流理構造に平行な節理，これに平行な長い実線はシーティング，鉛直に近い節理はおそらく深成岩体の貫入によって地殻が撓んだためにできた節理。小さな断層が岩脈をずらしているのもみられる（Hatcher, 1995, Fig. 8-19, もとは Cloos, 1922. 説明文は佐藤, 1998a から引用）。

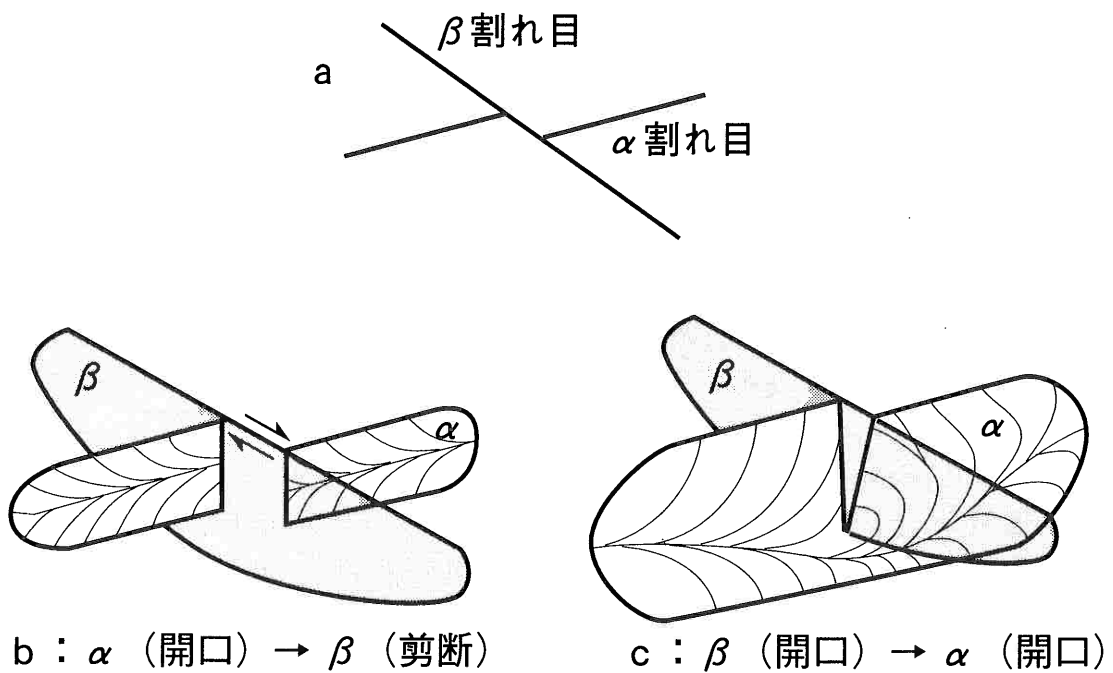


図2 a花崗岩露頭面に表れた割れ目トレースと，その形成過程模式図 (b, c) . α割れ目面上の様子は plumose structure を示す (Twiss & Moores, 1992 を改変) .

花崗岩中の割れ目（節理）の時系列解析

れらスケッチから現場の三次元割れ目系を再構築するのは容易でなかろう。そこで近年、岩盤工学の分野で不連続面の調査における必須のツールとなりつつある（中井・島内，2000）立体写真測量を用いた割れ目系の解析を行った。この手法を用いて岩盤斜面の調査を行った事例も既に報告されている（島ほか，1995）。

立体写真測量を用いて割れ目の三次元的解析を行った後、現場露頭においてメソスコピックな観察を行なった。割れ目とその破断面構造から、割れ目の破壊過程および割れ目群の形成順序を決定した。そして最後にコアドリルで割れ目入り試料

を採取して薄片を作成し、鏡下におけるマイクロスコピックな情報も加えて総合的な時系列解析を行った。

2. 地質概要

筑波地域に分布する花崗岩は古第三紀に八溝層群に貫入し、筑波変成岩類を形成したと考えられている（宮崎ほか，1996）。花崗岩の Rb - Sr 年代は60Ma前後であり（Arakawa & Takahashi, 1988），Kr - Ar 年代もほぼ同じ値を示す（柴ら，1979）。

調査は筑波常陸北条の稼働が終了した石切場の

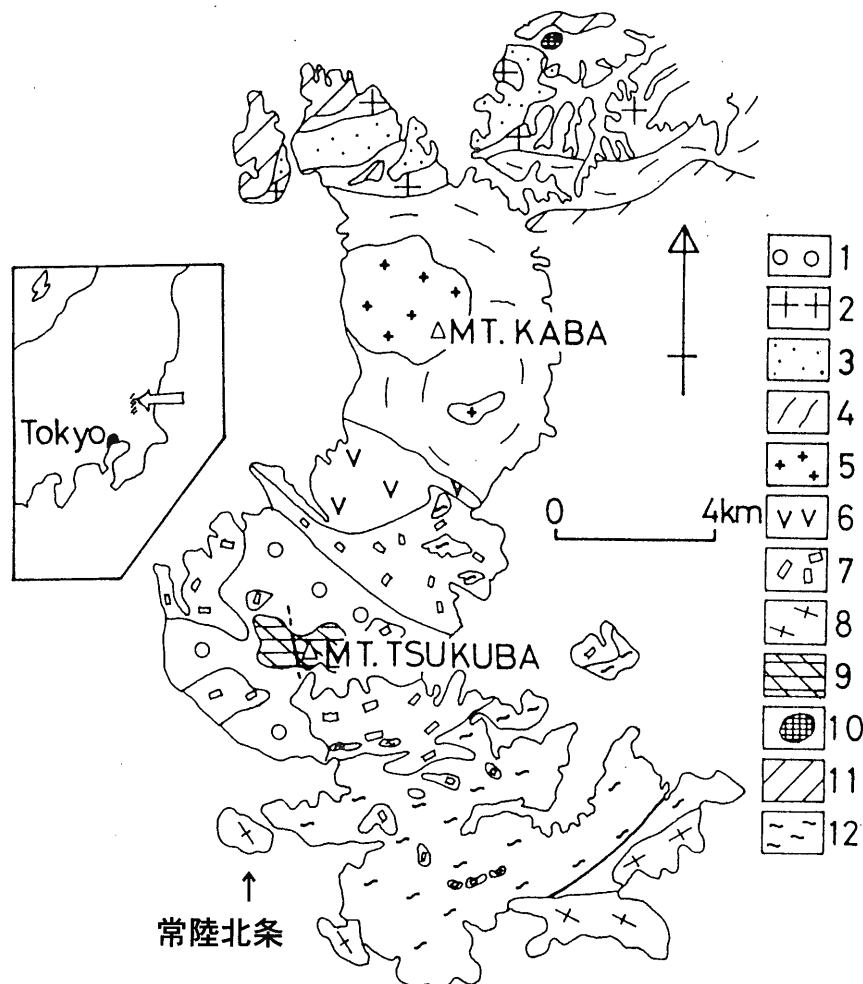


図3 地質概略図（高橋ほか，1988）

1, 岩屑；2, 粗粒花崗岩帯；3, 細粒花崗閃緑岩体；4, 中粒花崗閃緑岩体；5, 加波山細粒花崗岩体；6, 山尾細粒花崗岩体；7, 斑状花崗閃緑岩体；8, 両雲母花崗岩帯；9, はんれい岩；10, 細粒閃緑岩；11, 八溝堆積岩類；12, 筑波変成岩類

花崗岩で行った(図3)。ここに産出する花崗岩は中粒ではほぼ均等な両雲母花崗岩である。なお、調査を行った地点では、高橋(1982)が報告しているシュリーレンなどの面構造は認められなかった。

3. 解析手法

3.1 写真測量による割れ目系の把握

1枚の写真からは平面的な形しかわからない。しかし2枚の写真からなる立体写真からは、奥行き方向の形がわかる(日本写真測量学会, 1980)。2枚の写真はそれぞれ異なった2点から撮影されているから、写真像の位置に差異が出る(図4)。このため実体視の際に視差を生ずる。この視差差から対象物の高さを測定するのが立体写真測量の基礎である(水尾, 1996)。立体写真測量による図化の作業工程を図5に示す。現地作業において左右2枚の写真撮影と標定点測量を行うため、左右写真上の座標系と地上の座標系の三つの座標系ができてしまう(図4)。したがって座標変換の要素となる左右写真の撮影位置座標値と撮影方向を、地上の標定点座標とのマッチング計算により決定し、写真上の座標を最終的に地上

座標に変換する必要がある。この過程が内部標定および外部標定である(島ほか, 1995)。

現地作業における標定点の作成は、油性ラッカースプレーで10mm径の赤点を花崗岩露頭上に記した。また標定点測量はトランシットコンパスを使用して三角測量を行った。今回判読図化作業に使用した解析図化機は、川惣電機株式会社の超小型解析図化機MPS-2とMS-DOS用ソフトウェアADAM ver.3.0である。

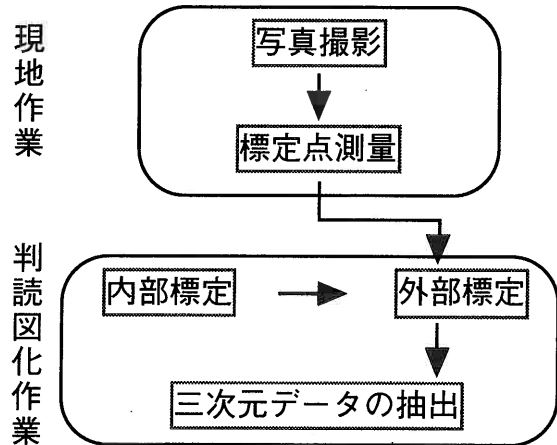


図5 立体写真測量による図化の作業工程 (島ほか, 1995を改変)

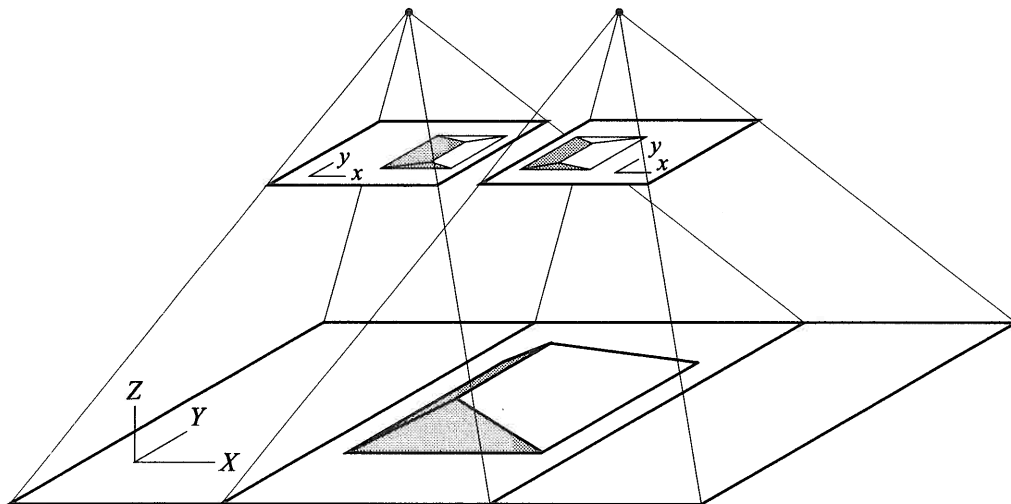


図4 立体写真測量の原理。地上の対象物(家屋の屋根のような立体構造物)が左右2枚の写真に写し込まれている。(x, y)は写真上の座標系,(X, Y, Z)は地上の座標系を示す。上部の黒丸2点が左右写真の撮影位置(地上座標系)を示す。

3.2 露頭における観察

以下に述べる割れ目および破断面構造から、割れ目の破壊過程・形成順序を決定した。

3.2.1 節理面上の構造

節理とは剪断を伴わない開口割れ目である (Dennis, 1967)。節理面上には *hackle mark*, *plumose structure*, *rib mark* といった構造がみられる (図6)。このような節理面上の構造から、割れ目の伝播方向を決めることもできる (Pollard & Aydin, 1988)。

3.2.2 断層面上の構造

断層とは破断面に沿ったズレを伴う剪断割れ目である (Dennis, 1967)。断層面は滑らかで光沢を有する鏡肌を形成し、この鏡肌上には条線が認められることが多い (狩野・村田, 1998)。このような断層面上の構造から、断層の運動方向を決

めることができる (図7)。

3.2.3 破断面構造の観察方法

節理が剪断作用を受けると、節理面上に条線が形成される。このような破断面構造が存在する場合、節理の形成 (開口割れ目) → 節理面上での剪断 (断層の形成) という破壊過程を読み取ることができる。このように破壊面から破壊の化石観察あるいは法医学的な解析を行うことを、材料工学分野でフラクトグラフィ (*fractography*) とよんでいる (小林, 1993)。

3.2.4 割れ目の幾何学的形態

図8-aに示すように、 α 割れ目によって β 割れ目 (節理) が終点を迎えていれば、 α 割れ目が先に形成されたといえる。また図8-bに示すように、 α 割れ目が β 割れ目との交差部で連続でなくなり、かつ β 割れ目面上に条線などが確認でき

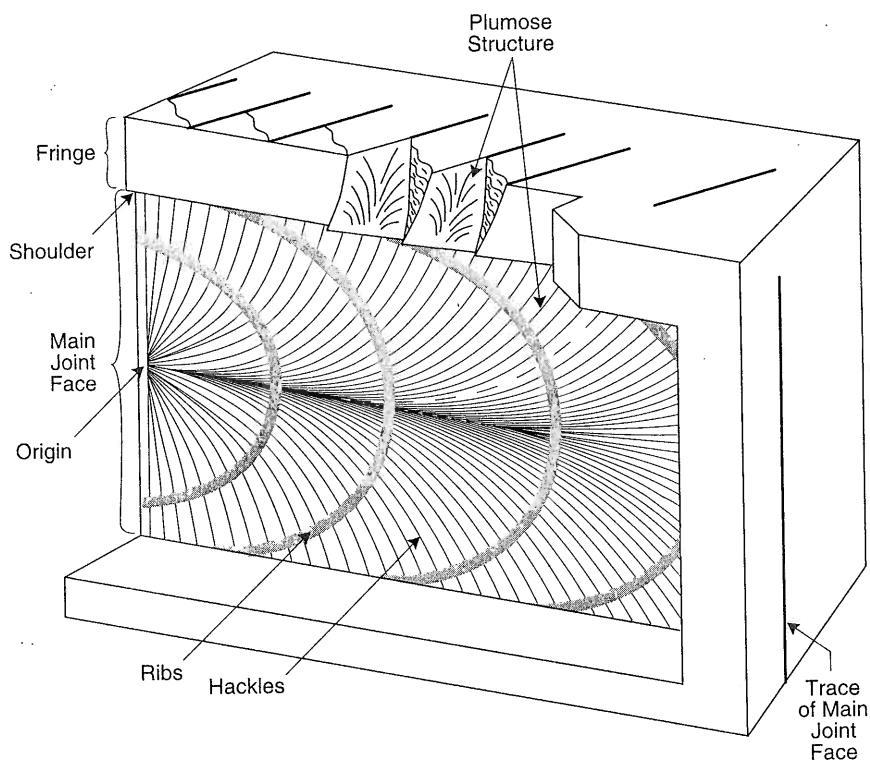


図6 節理面の模式図。Origin は節理の開始点。Hackles は節理の伝播方向を記録している。Rib は節理の伝播方向に直交した緩やかな段差で、節理の伝播速度が停滞あるいは遅くなった部分。節理の周縁 (Fringe) では多数の雁行状節理に分岐している (Davis and Reynolds, 1996, Fig. 5.14)

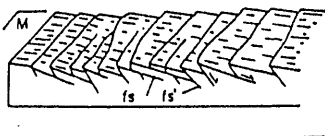
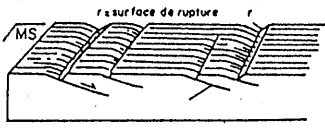
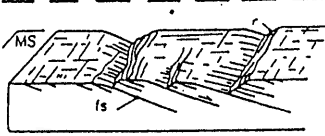
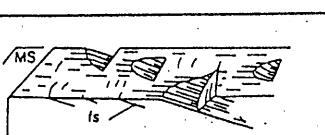
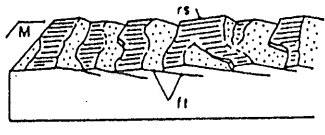
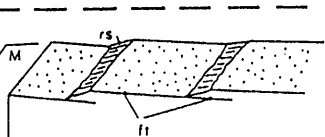
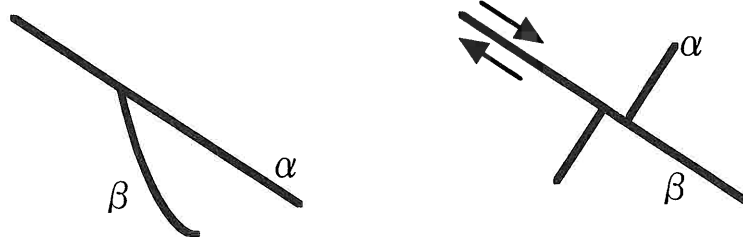
F	2次断層 fs はすべり方向に20° 位傾く	F1	主要面M上に条線なし	55° くらい傾く面もあり	
		F2	主要面MS上に条線あり	fs 間隔不規則的	
C	同: スプーン形	C	主要面MS上に条線あり	fs 不規則	
		C	主要面MS上に条線あり	スプーン状	
A	条線面 rs 30° すすべり方向と逆に傾く	A2	条線部分的、主要面上になし	ft > rs	
		A1	条線部分的、主要面上になし	p はすべりの際	

図7 断層面上の条線のタイプ。スケッチはすべて上盤（無くなっている）が左から右に移動した場合を書いている。タイプFは小さいささくれ（リーデル・シア）の上に条線がついているもの。タイプCはタイプFと同様だが、ささくれがスプーンですくった形になったもの。タイプAは条線がでっぱった方にだけついている。Petit et al., 1983, Fig. 1を簡略化し説明を和訳した（佐藤, 1998b）。



a: α 割れ目形成 \rightarrow β 割れ目形成

b: α 割れ目形成 \rightarrow β 割れ目の剪断

図8 割れ目系形成の相対的前後関係。

- a: β の割れ目が α の割れ目で止まっており、 $\alpha \rightarrow \beta$ という形成関係がわかる。
- b: α の割れ目が β の割れ目でずらされており、 $\alpha \rightarrow \beta$ という形成関係がわかる。

ば、 α 割れ目が β 割れ目の剪断によってずらされたといえる。

3.3 鏡下における観察

著者が開発した手法（藤井，2001）を用いて，コアドリルで割れ目入り試料を採取し，その薄片を作成した．割れ目構造を鏡下で観察すると，形態・充填鉱物の違いから，形成深度の異なる2種類の割れ目に分類することができる．藤井（2001）によれば，深度の深い環境で形成された節理は白雲母・方解石・緑れん石などの充填物を伴い，その終点部は直線的に終わる．また深度の浅い環境で形成された節理は酸化鉄・微小碎屑粒子の充填物を伴い，その終点部は不規則な折線となる．花崗岩は地下深部でゆっくりと冷やされて形成された深成岩体であるため，より深い条件で形成された割れ目が相対的に古いといえる（図9）．

4. 結果

4.1 写真測量による割れ目系の解析

今回解析を行った露頭は稼働の終了した石切場で，長さ10m，高さ3m程の花崗岩露頭である（図10）．解析ソフトADAM ver.3.0は点と線のデータしか取得できない．そこで図11に示すように，写真上でみえる割れ目面の境界を線でトレースして図化を行った．図12-Aに露頭全体の割れ目系を線で図化した結果を示す．図中の線は三次元情報を持つため，割れ目面に平行な方向から透視してやると割れ目トレースのように表現できる（図12-B）．常陸北条の露頭では高角傾斜の割れ目系のみが観察されるため，水平面の透視図（図12-B）から割れ目系の傾向が把握できる．割れ目系は， $N 20^{\circ} E 75^{\circ} NW$ の走向をもつ割れ目セット（ α ）， $N 40^{\circ} \sim 60^{\circ} E 60^{\circ} NW \sim 90^{\circ}$ の走向傾斜をもつ割れ目セット（ β ）， $N 80^{\circ} E 75^{\circ} NW$

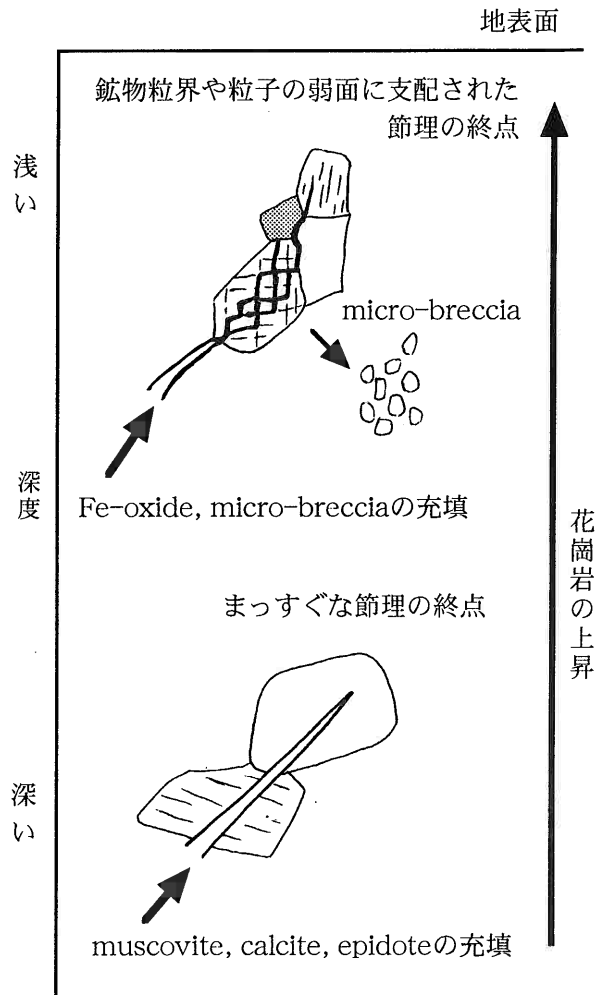


図9 節理の相対的形成深度と節理終点の特徴（藤井，2001）

の走向傾斜をもつ割れ目セット（ γ ），の三つの割れ目セットで形成されていることがわかった。

4.2 露頭における観察

図13は図12-Dの①の部分にみられる γ 割れ目の破断面である．写真右上から左下に曲線的につづく段差は，節理の証拠であるhackle markである．また右から左に向かって緩やかに傾斜している線構造が条線である．そしてこれら条線の構造をよく観察すると，図7のF2やCの構造がみられ，手前側の岩盤（現在は無くなっている）が右に動いたセンスを示している．したがってこの割れ目は節理として開口した後に左ズレを起こして

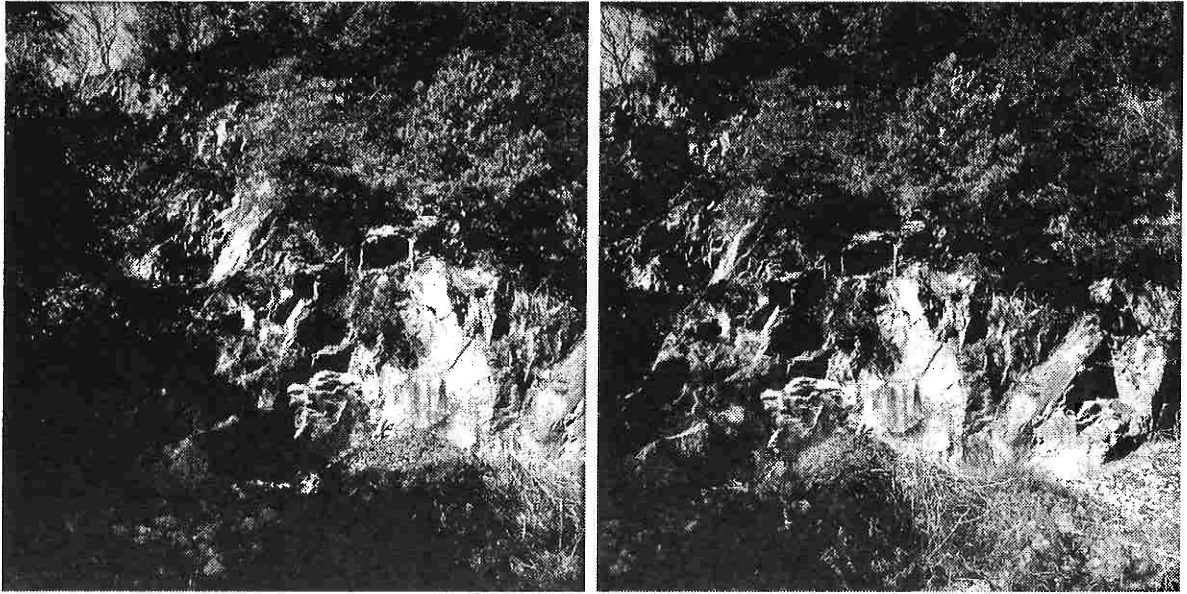


図10 調査に用いた立体写真

いる。

図14は図12-Cの②の部分にみられる α 割れ目の破断面である。この破断面上にも節理の証拠であるhackle markやplumose structureがみられる。また中央部には写真からは判断しにくい条線が確認できる。この条線の構造は図7のA1タイプであり、手前側の岩盤（現在は無くなっている）が左に動いたセンスを示している。したがってこの割れ目が右ズレを起こしていることがわかる。

図15は図12-Cの③の部分にみられる α 割れ目の破断面と β 割れ目を示したものである。 α 割れ目面上には節理の証拠である plumose structure と rib mark がみられる。また β 割れ目は α 割れ目のfringeから派生していることがわかる。

図16は図12-Bの④付近の割れ目系を示している。紙面にほぼ平行な破断面が γ 割れ目である。写真右上にみえるトレースが α 割れ目であり、そこから左下に向かって β 割れ目が派生している。 γ 割れ目にぶつかった β 割れ目は、写真中央部で屈曲している。

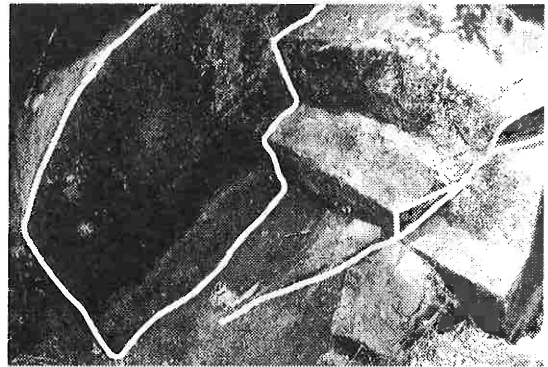
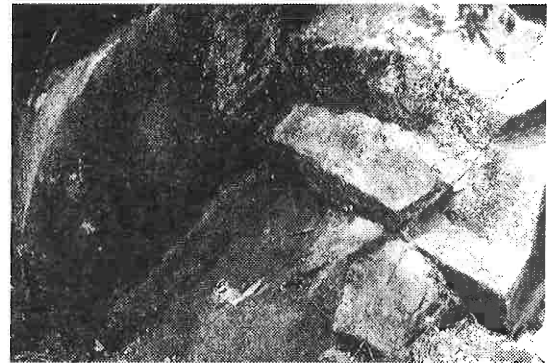


図11 図化の方法。写真上にみえる割れ目面の境界線でトレースして図化を行った。

花崗岩中の割れ目（節理）の時系列解析

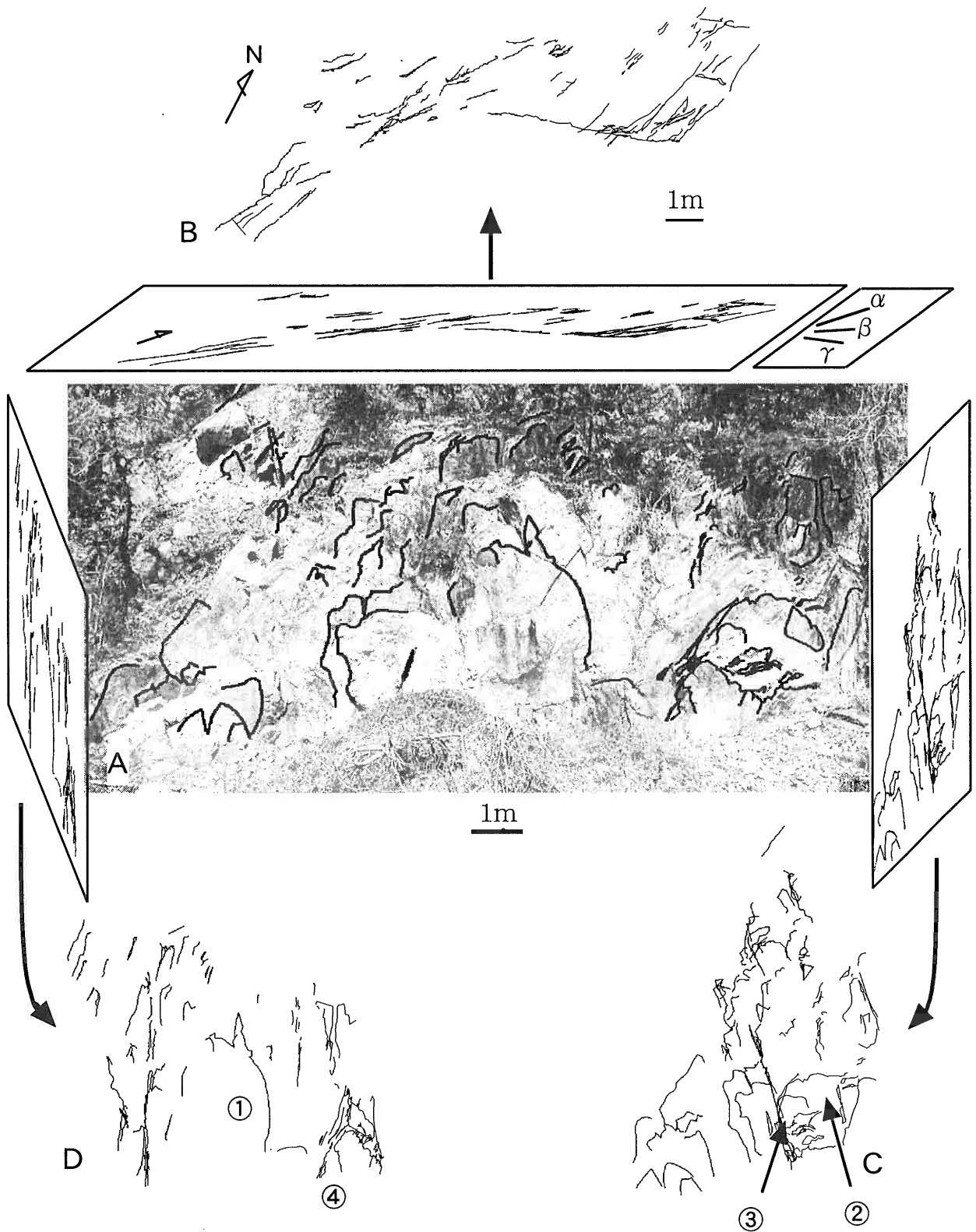


図12 写真測量によって図化を行った割れ目系の分布図。A：南向きの露頭を正面からみた図。背景は実際の露頭写真。B：図化された割れ目を上方から透視した図。C：図化した割れ目を $N 80^{\circ} E$ の水平方向から透視した図。D：図化した割れ目を $S 20^{\circ} W$ の水平方向から透視した図。

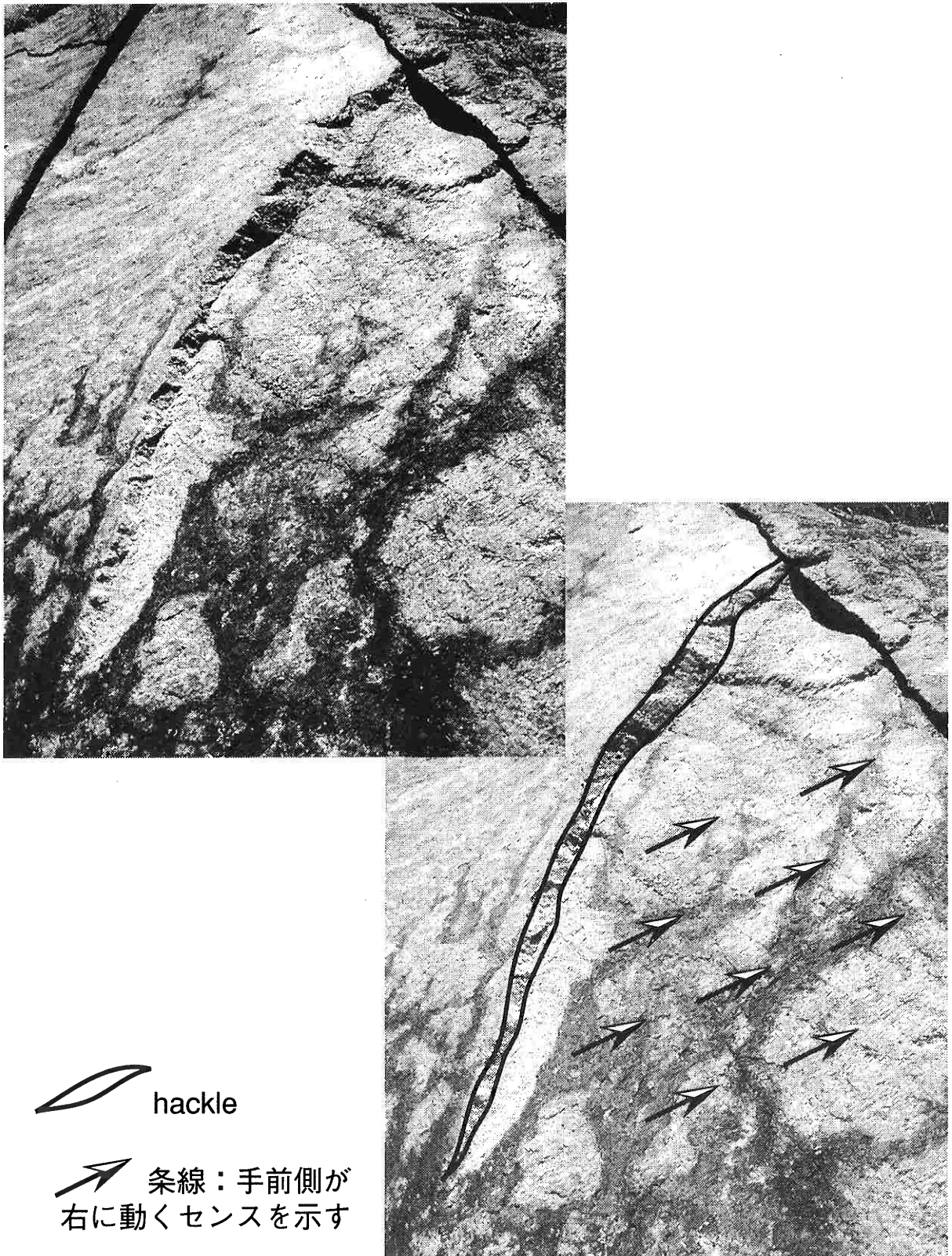
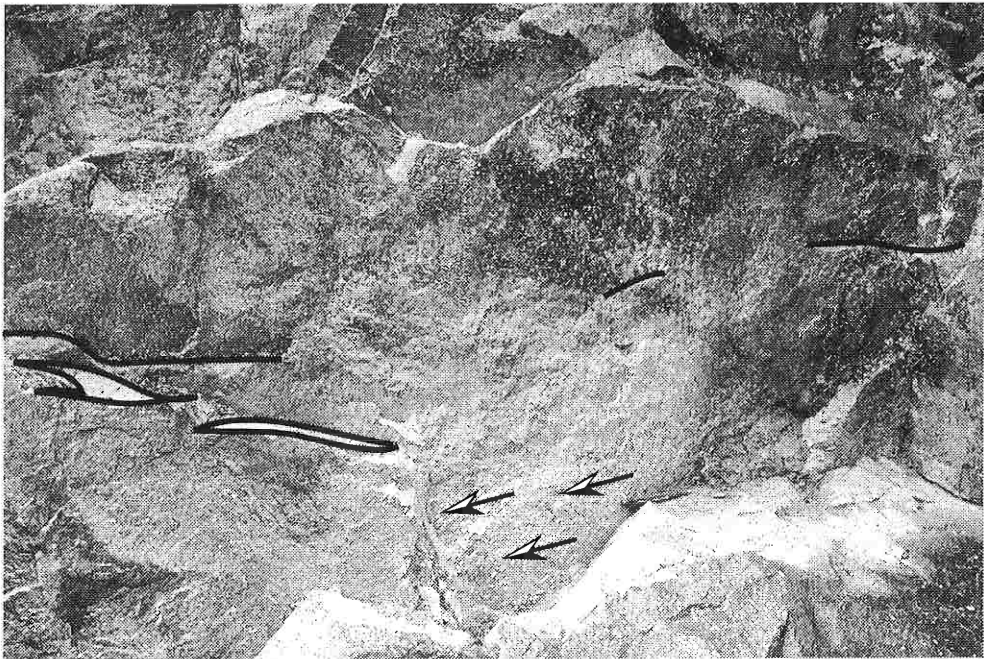


図13 γ 割れ目 (N 80° E 75° NW) 面上の hackle mark と条線. hackle mark の段差はおよそ 3cm. 左が写真, 右は写真を背景に割れ目構造を説明した図.

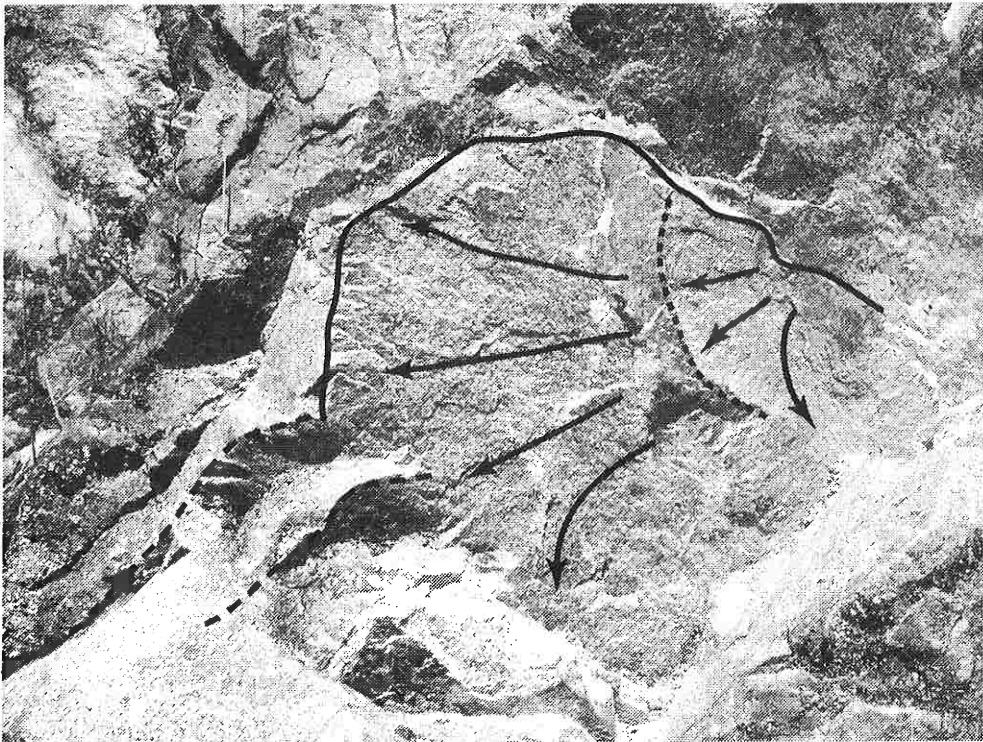
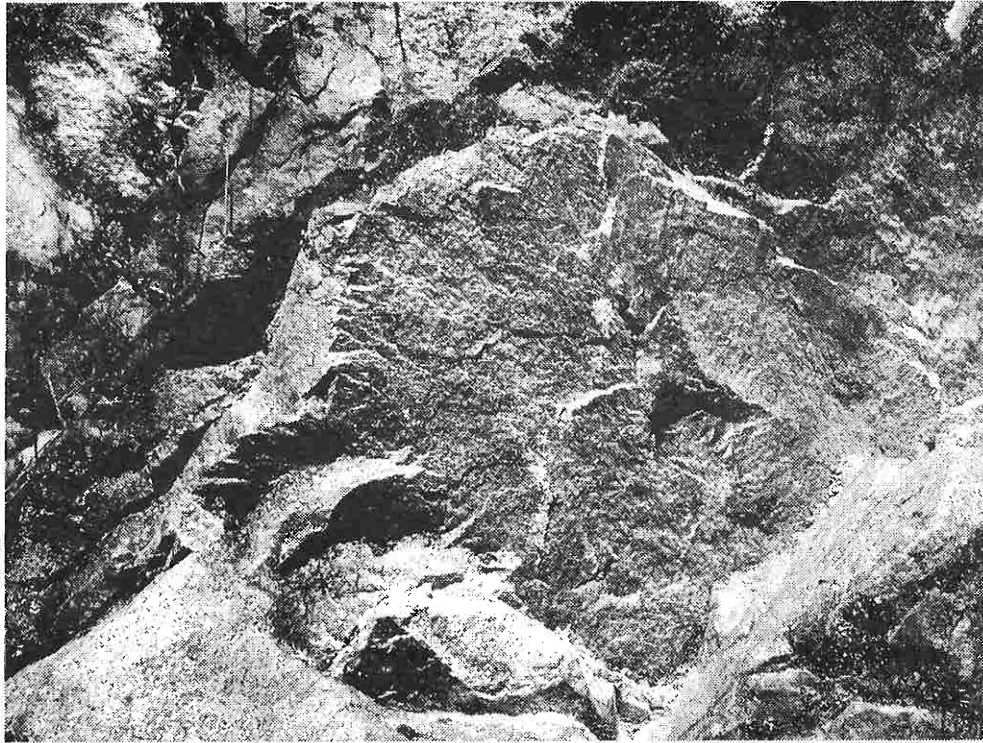
花崗岩中の割れ目（節理）の時系列解析



— — hackles

← 条線：手前側が左に動くセンスを示す

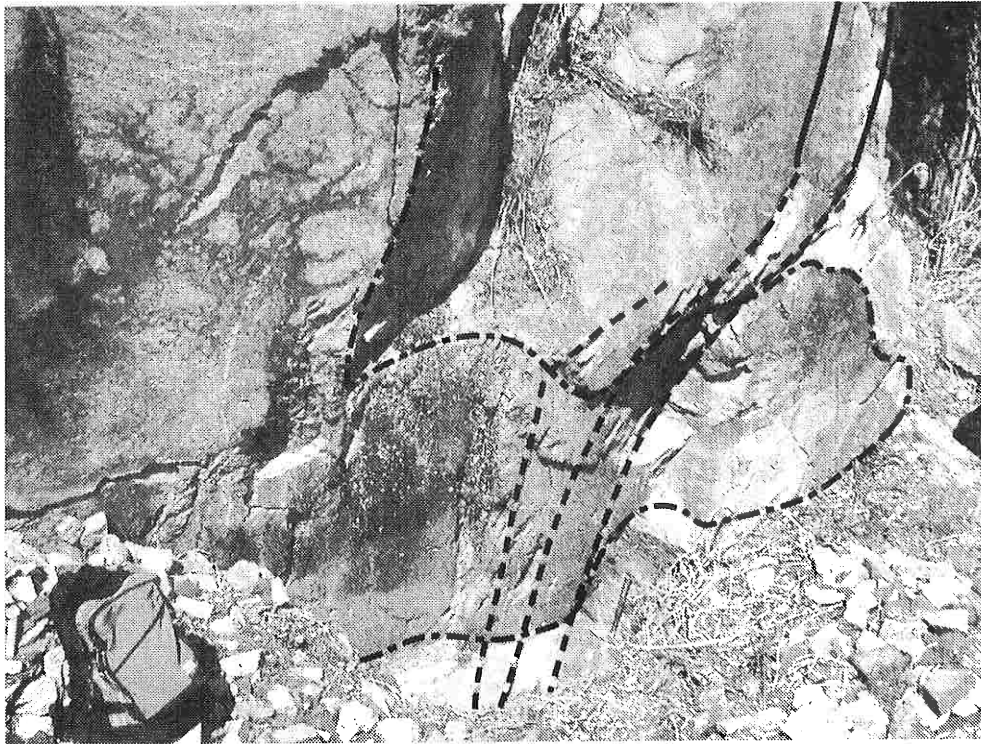
図14 α 割れ目 (N 20° E 75° NW) 面上のhackle mark と plumose structure, および条線. 写真中央やや右下のペンの長さはおよそ10cm. 上は写真, 下は写真を背景に割れ目構造を説明した図.



———— α 割れ目 - - - - - β 割れ目 rib mark
← plumose structure : 矢印は節理の伝播方向を示す

図15 α 割れ目面上の plumose structure と rib mark, および α 割れ目の fringe から派生する β 割れ目 (N 40~60° E 60 NW~90°). ペンの長さはおよそ10cm. 上は写真, 下は写真を背景に割れ目構造を説明した図.

花崗岩中の割れ目（節理）の時系列解析



———— α 割れ目 - - - - - β 割れ目 - · - · - · γ 割れ目

図16 α 割れ目から派生する β 割れ目、および γ 割れ目との交差部で屈曲する β 割れ目。
上は写真、下は写真を背景に割れ目構造を説明した図。

4.3 鏡下における観察の結果

図17に割れ目入りコア試料の採取場所を示す。以下に α ～ γ 割れ目の鏡下における特徴を説明する。

図18に α 割れ目の鏡下における写真を示す。割れ目は写真左上から右下に、直線的に粒子を割って発達している。割れ目に切られている鉱物の状態から、この割れ目は開口しているだけの節理であることがわかる。充填物として緑泥石・白雲母、そして不透明鉱物である酸化鉄が確認できる。

図19に β 割れ目の鏡下における写真を示す。複数の割れ目が右上から左下にのびている。この割れ目も切られている鉱物の状態から、ほとんど剪断を受けていないことがよみとれる。写真中央部では原岩鉱物が微少碎屑粒子となって割れ目を充填している。オープンニコルで確認できる不透明な充填物は酸化鉄である。

図20に γ 割れ目の鏡下における写真を示す。割れ目は写真中央を水平に走っている。大きな開口を伴った主割れ目から粒間マイクロクラックが派生している。これら粒間マイクロクラックは鉱物の粒内マイクロクラックや壁開面を伝播し、不規則な形態を呈することが多い（特に写真中央部な

ど）。充填物として粘土鉱物や微少碎屑粒子が認められる。

5 考察 ～総合的な時系列の解釈～

露頭における観察から、以下のような割れ目セットの形成順序がわかった。

- i) γ 割れ目は節理として開口し、その後に左ズレの剪断を受けた。
- ii) α 割れ目は節理として開口し、その後に右ズレの剪断を受けた。
- iii) α 割れ目の形成後、 β 割れ目が α 割れ目のfringeから派生した。
- iv) γ 割れ目の形成後、 β 割れ目が形成され、 γ 割れ目と交差する際に屈曲を起こした。

また鏡下における観察から、 α 割れ目は直線的な形態を示し、緑泥石・白雲母の充填物を伴う。したがって藤井（2001）によれば、地下深部で形成された割れ目と推定できる（図9）。また β と γ 割れ目は不規則な形態を示し、微少碎屑粒子や酸化鉄の充填物を伴う。したがって同じく藤井（2001）より、浅い環境で形成されたと考えられる。つまり深成岩体である花崗岩の冷却・上昇過程を考慮すれば、 α 割れ目が β ・ γ 割れ目に先行して形成されたといえる。

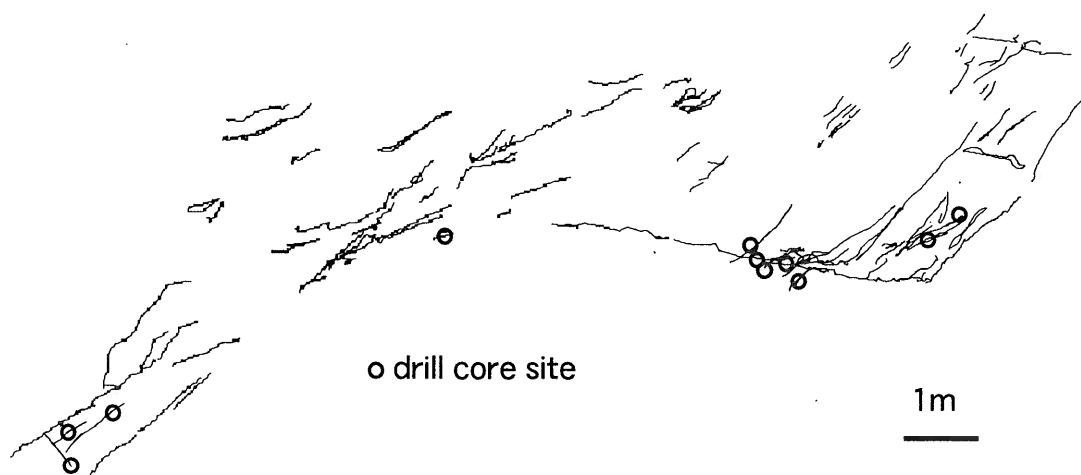


図17 割れ目入りコア試料の採取場所。図12-B上にドリルコアサイトを示した。

花崗岩中の割れ目（節理）の時系列解析

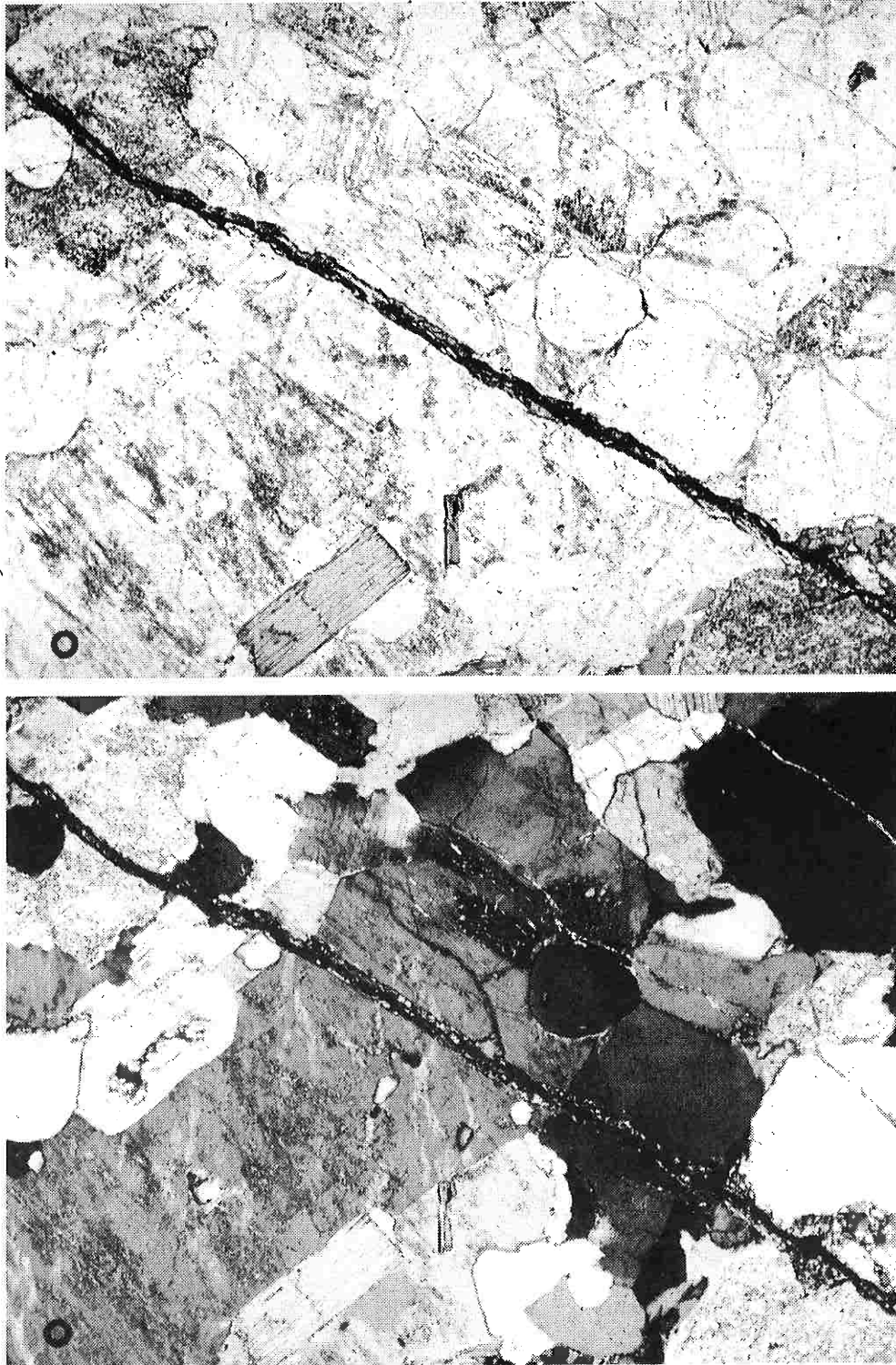


図18 α 割れ目 (N 20° E 75° NW) の顕微鏡写真。
上：オープンニ科尔，下：クロスニ科尔。長辺の長さは6mm。詳細は本文を参照。

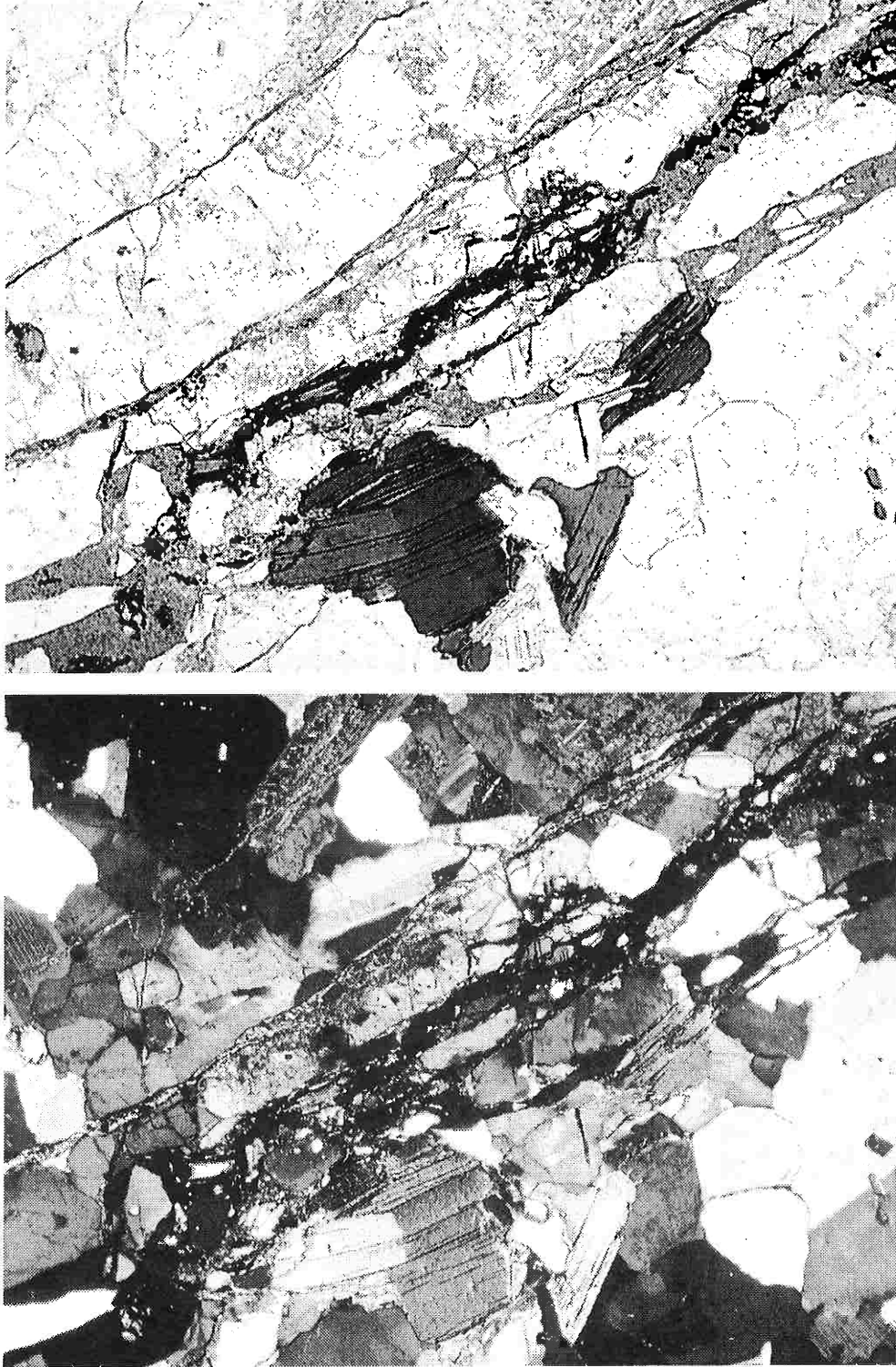


図19 β 割れ目 (N 40~60° E 60 NW~90°) の顕微鏡写真。
上：オープンニコル，下：クロスニコル。長辺の長さは6mm。詳細は本文を参照。

花崗岩中の割れ目（節理）の時系列解析

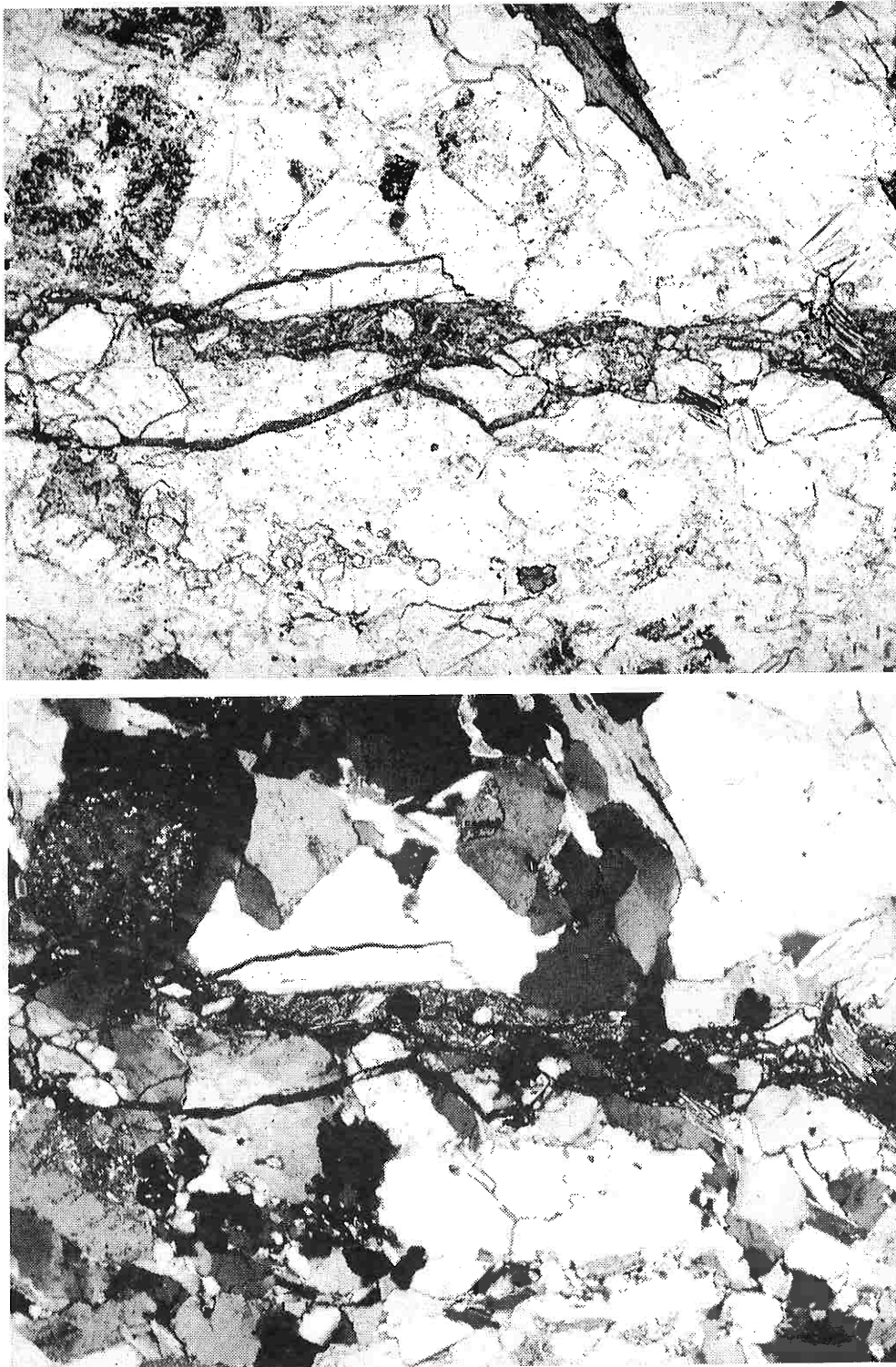


図20 γ 割れ目 (N 80° E 75° NW) の顕微鏡写真。
上：オープンニコル，下：クロスニコル。長辺の長さは6mm。詳細は本文を参照。

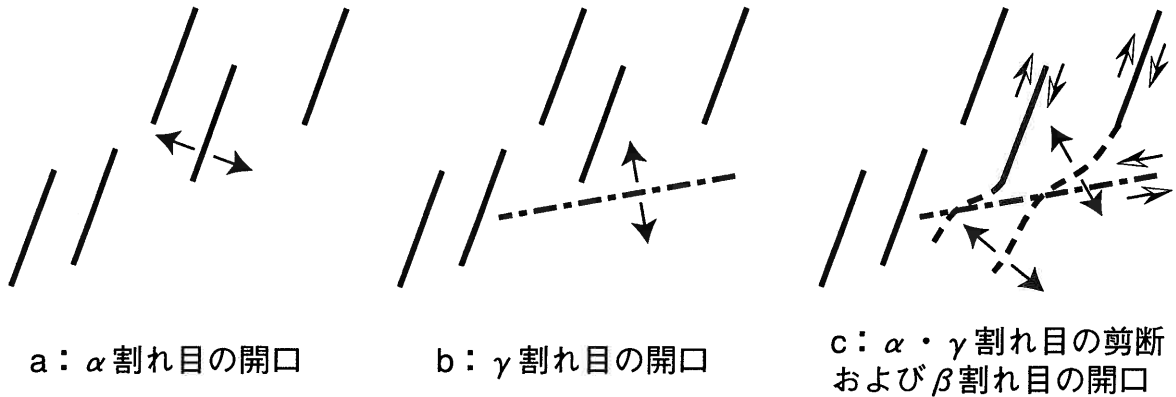


図21 常陸北条における花崗岩中の割れ目系の形成順序

α 割れ目と γ 割れ目はほぼ 60° の角度で交わっており、その剪断センスからも共役関係にあるといえる。したがってこれらの剪断が同時に起こったと仮定すると、割れ目系の総合的な時系列は以下のように推定できる。

まずはじめに α 割れ目の開口が生じ、次に γ 割れ目の開口が生じる (図21-a, b)。そして α 割れ目の右ズレと γ 割れ目の左ズレが生じ、 α 割れ目の右ズレに伴って β 割れ目が派生し、 γ 割れ目との交差部で屈曲を起こし、現在のような割れ目系が形成されたと推定できる (図21-c)。

6. 結論

筑波常陸北条の古い石切場を対象に花崗岩中の割れ目の時系列解析を行った。写真測量による解析から割れ目の三次元的な関係を把握し、3つの割れ目セットが存在することを確認した。露頭における割れ目およびその破断面の観察から、割れ目の開口・剪断の順序、割れ目セットの相対的形成順序を把握できた。また鏡下における観察からも、割れ目の形成順序を決定でき、露頭全体に分布する割れ目系の時系列を推定することができた。

7. 謝辞

深田地質研究所理事長の佐藤正博士には研究を進めるにあたりご助言を頂き、粗稿にも目を通していただいた。川惣電機株式会社の昆沙賀正道氏と松澤秀樹氏には解析図化機の扱いでお世話になった。なお、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補助金 (No. 13740296) の一部を使用した。以上の方々と関係各機関に心より御礼を申し上げます。

引用文献

- Arakawa, Y., Takahashi, Y., 1988, Rb-Sr ages of granitic rocks from the Tsukuba district, Japan. *Jour. Min. Petrol. and Econ. Geol.*, 83, 232-240.
- Cloos, H., 1922, *Über ausbau und anwendung der granittektonischen method.* Preussischen Geologischen Landesanstalt, 89, 1-18.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J., 1996, *Structural geology of rocks and regions 2nd ed.* John Wiley & Sons, Inc., New York, 776p
- Denis, 1967, *International tectonic dictionary, English Terminology.* 196p, AAPG Mem., 7.
- 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, 2001, 花崗岩体中の節理の終点と交差部について. *深田地質研究所年報*, No. 2, 67-90.

- Hatcher, R. D., Jr., 1995, *Structural Geology* 2nd ed., Prentice Hall, New Jersey, 525p.
- 狩野謙一, 村田明広, 1998, 構造地質学. 朝倉書店, 298p.
- 小林英男, 1993, 破壊力学. 共立出版, 東京, 193p.
- 中井卓巳, 島内哲哉, 2000, 不連続性岩盤の調査・解析と評価 3. 不連続面の調査と評価 (その1). 土と基礎, 48-3, 57-62.
- 日本写真測量学会, 1980, 立体写真のみかた・とりかた・つくりかた. 技法堂出版, 東京, 79p.
- 水尾藤久, 1996, 増補教程写真測量. 山海堂, 東京, 272p.
- 宮崎一博, 笹田政克, 吉岡敏和, 1996, 真壁地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 103p.
- Petit, J., P., Proust, F., Tponnier, P., 1983, Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 25, 589-608.
- Pollard, D., Aydin, A., 1988, Progress in understanding jointing over the past century. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, 1181-1204.
- 佐藤正, 1998a, 地質構造解析覚え書き その1. 深田地質研究所ニュース, 35, 7-18.
- 佐藤正, 1998b, 地質構造解析覚え書き その2. 深田地質研究所ニュース, 36, 7-22.
- 柴正敏, 植田良夫, 大貫仁, 1979, 茨城県筑波地方、変成岩類のK-Ar年代. 岩石鉱物鉱床学会誌, 74, 122-125.
- 島馨, 堀伸三郎, 山田祐司, 1995, 立体写真を用いた岩盤斜面調査. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 29-32.
- 高橋裕平, 1982, 筑波地方のカコウ質岩類の地質. 地質学雑誌, 88, 177-184.
- 高橋裕平, 荒川洋二, 1988, 筑波地方の花崗岩類の岩石化学. 岩鉱, 83, 203-209.
- Twiss, R., J., Moores, E., M., 1992, *Structural Geology*. W. H. Freeman and Company, New York, 532p.
- 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.

