

## 混合ビンガム分布を適用したヒールドマイクロクラックによる古応力解析： 中部地方の領家花崗岩類における例

Paleostress analyses by means of mixed Bingham distributions of healed microcracks in the Ryoke granites, Central Japan

### Abstract

金井拓人\* 山路 敦\*\*  
高木秀雄\*\*\*

Takuto Kanai\*, Atsushi Yamaji\*\*  
and Hideo Takagi\*\*\*

2013年11月14日受付.

2013年12月19日受理.

\* 早稲田大学大学院創造理工学研究科地球・環境  
資源理工学専攻

Department of Earth Science and Environmental and Resources Engineering, Graduate School of Science and Engineering, Waseda University, Shinjuku, Tokyo 169-8050, Japan

\*\* 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻  
Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, Kyoto 606-8502, Japan

\*\*\* 早稲田大学教育・総合科学学術院地球科学教室

Department of Earth Sciences, Faculty of Education and Integrated Arts and Sciences, Waseda University, Shinjuku, Tokyo 169-8050, Japan

Corresponding author: T. Kanai,  
cani@toki.waseda.jp

This study reports the results of paleostress analysis using the three-dimensional orientation and distribution of healed microcracks (HCs) in quartz within granitic bodies. Although the mechanical constraints of a universal stage together with the Terzaghi factor introduce sampling bias to the orientation and distribution of microstructures, few previous studies have taken this bias into consideration. We devised a series of corrections that allow the investigation of the orientation and distribution of HCs within the Ryoke granites, located along the Median Tectonic Line (MTL) in the Chubu region of Japan. Paleostress values were determined by fitting mixed Bingham distributions to the corrected distribution of each sample, resulting in the clustering of HC orientations in each data set into a few groups, which were then inverted to yield a paleostress state. The state corresponding to the group with the maximum number of HCs was considered to be the most significant stress for each individual sample, and the orientation of  $\sigma_3$  of this most significant stress in most samples is roughly perpendicular to the trend of the MTL. However, significant variations in the distribution of  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  were also identified, suggesting that the orientation of  $\sigma_3$  probably reflects the regional stress field, whereas the orientations of  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  are more dependent on the local stress state within the granitic body.

Keywords: healed microcrack, Ryoke granite, paleostress analysis, Bingham distribution

### はじめに

岩盤は断層や節理などの様々なスケールの割れ目を内包している。そうした割れ目は岩盤の強度、弾性波速度、熱伝導、透水性などの物理的特性に影響を与えるため、特に花崗岩をはじめとする亀裂性岩盤では応用地質学・工学分野において重要な地質要素として数々の研究がなされている(石瀬ほか, 2006; 高木ほか, 2008b; 竹内ほか, 2013)。鉱物中に発達する開口性の微小割れ目はマイクロクラックと呼ばれ3種類に大別される。すなわち、断面が癒合したヒールドマイクロクラック(HC)、断面を二次鉱物が充填したシールドマイクロクラック(SC)、開口したオープンマイクロクラック(OC)である。マイクロクラックは、劈開などによる岩石・鉱物の異方性が大きくない場合、最小主応力( $\sigma_3$ )軸に対して垂直に形成されやすい。そのため、Tuttle(1949)による最初の記載以降、マイクロクラックの方向分布からクラック形成時の応力場を推定しようと多くの研究がなされてきた(Plumb et al., 1984; Lespinasse and Pecher, 1986; Lau-

bach, 1989; Vollbrecht et al., 1991; Takeshita and Yagi, 2001; 高木ほか, 2008b; 佐藤・高木, 2010; 高木ほか, 2012)。

旧来の手法では、推定できる主応力軸が $\sigma_3$ 軸に限られていた。しかし、岩脈の方向分布にビンガム分布をフィッティングすることで応力状態を推定する新しい岩脈法(Baer et al., 1994)が提案され、すべての主応力軸方向を推定することが可能となった。さらにこれはYamaji and Sato(2011)によって拡張され、複数のテクトニクスステージで作られた岩脈群が混在していても、ステージごとの応力を分離検出できるようになった。岩脈法の方法論的發展史については山路(2012)による総説があるので参照されたい。

本研究では新しい岩脈法をHC方向分布に適用する。そのために、ユニバーサルステージの構造的制約を数値的に補正して、HCの方向分布を正確に推定する方法を開発した。その適用例として、中部地方に分布し、中央構造線(MTL)に近接する領家花崗岩類である天竜峡花崗岩および新城トータル岩中の石英に発達するHCから、花崗岩体冷却時の古応力方向を推定した。なお、本稿では新しい岩脈法との区別

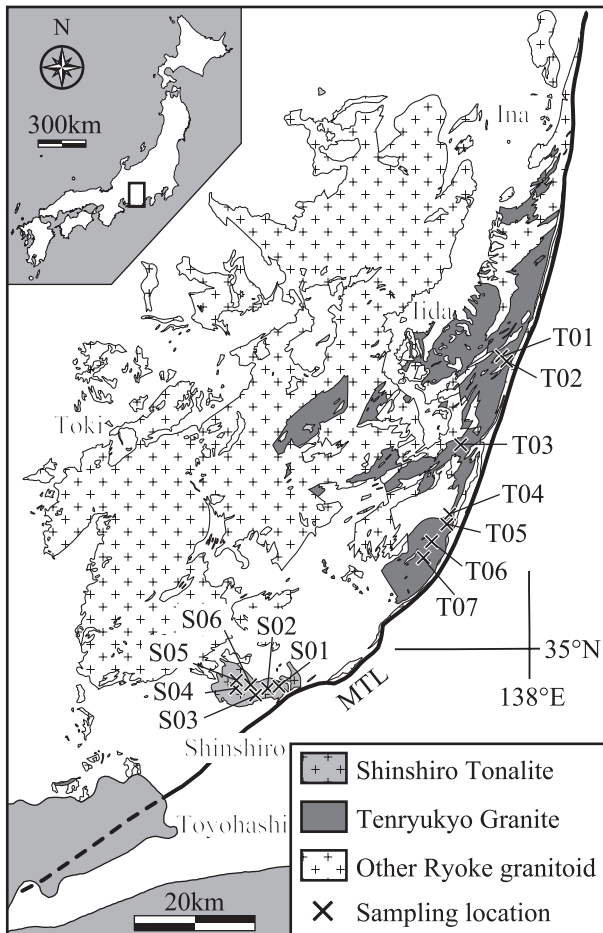


Fig. 1. Geological map of the Ryoke granitic rocks of the Chubu district of Japan, showing the location of samples taken during this study; adapted from Yamada et al. (1974).

のため、旧来の研究で用いられてきた  $\sigma_3$  軸のみを推定する手法を旧岩脈法と記す。

## 地質と岩石記載

### 1. 地質概略

本研究で対象とした天竜峡花崗岩および新城トータル岩は、中部地方に分布する領家花崗岩類に属する花崗岩質岩で (Fig. 1), 領家団体研究グループ(1955)をはじめとして多くの研究がなされてきた。領家研究グループ(1972)は野外における貫入関係に基づき、濃飛流紋岩の活動を境に領家花崗岩類を古期領家花崗岩類と新期領家花崗岩類に区分した。その後、原山ほか(1985)は濃飛流紋岩の活動時期に幅があることや放射年代データの増加をふまえて白亜紀から古第三紀における中部地方の火成活動を5つのステージに区分した。ここでは領家花崗岩の活動はステージIとステージIIのものとした。この区分を本論でも踏襲する。

ステージIは領家変成作用に直接関係したと考えられる深成岩類の活動した時期(約120 Ma~約90 Ma)にあたる。愛知県新城市から長野県にわたる本調査地域では神原トナ

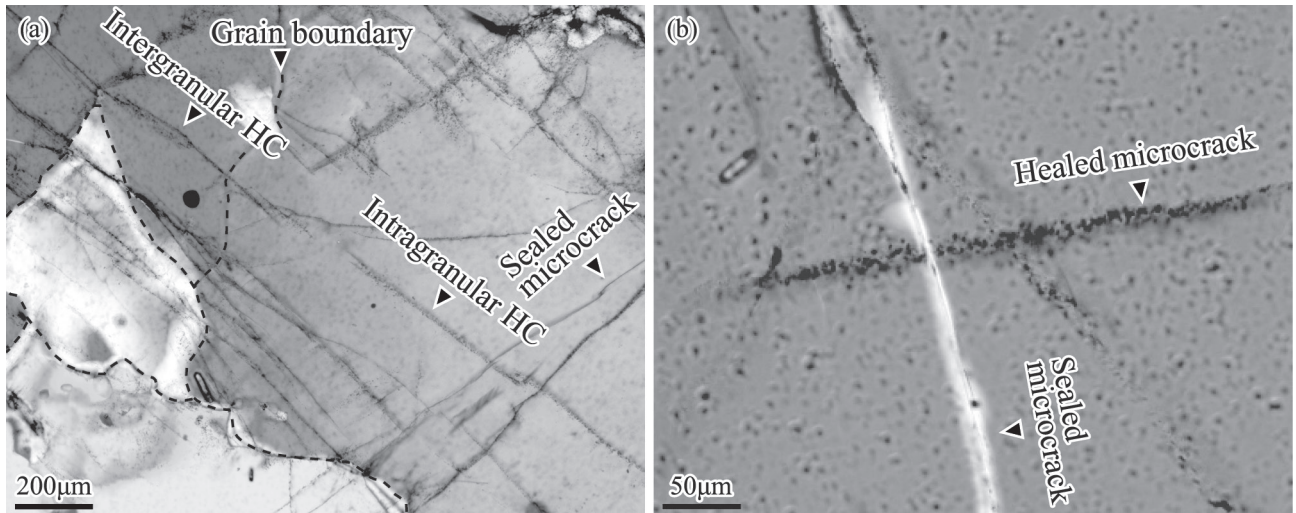
ル岩、非持トータル岩、天竜峡花崗岩および清崎花崗閃緑岩の活動時期がそれに含まれる。この中で調査対象とした天竜峡花崗岩は愛知県豊根村から長野県大鹿村までMTLに沿って南北約70 kmにわたり分布する岩体で、中部地方領家帯花崗岩類の中で最大の分布面積を持つ。報告されている放射年代は、北部で  $64.4 \pm 2.0$  Maの黒雲母 K-Ar 年代、67.1 Maの黒雲母 Rb-Sr 年代、中部で  $66.2 \pm 4.3$  Maの角閃石 K-Ar 年代、63.9  $\pm$  2.0 Maの黒雲母 K-Ar 年代、67.1 Maの黒雲母 Rb-Sr 年代(柴田ほか, 1979)、南部で  $89.7 \pm 7.7$  Ma、 $91.2 \pm 3.5$  Maのモナザイト CHIME 年代(Nakai and Suzuki, 1996)である。

ステージIIは領家変成作用終息時から、中部地方の北部地域にマグネタイト系火成岩類が出現する時期(約90 Ma~約65 Ma)までにあたる。本調査地域では新城トータル岩、伊奈川花崗岩、三都橋花崗岩、武節花崗岩および生田花崗岩の活動時期がそれに含まれる。この中で調査対象とした新城トータル岩は主に愛知県新城市に分布する東西約14 km南北約6 kmの広がりを持つ岩体である。岩体の南にはおおよそ  $N60^\circ E$  の走向を持ってMTLが位置している。放射年代として、 $86.0 \pm 4.7$  Ma、 $85.2 \pm 3.3$  Maおよび  $85.5 \pm 5.5$  Maのモナザイト CHIME 年代(Morishita and Suzuki, 1995)、 $73.3 \pm 2.9$  Maの角閃石 K-Ar 年代、 $68.0 \pm 2.1$  Maの黒雲母 K-Ar 年代(内海ほか, 1990)が報告されている。Morishita and Suzuki(1995)は上記の放射年代から約85~73 Maは  $16^\circ C/Ma$ 、約73~68 Maは  $43^\circ C/Ma$  という冷却速度を見積もった。そして、その冷却速度の変化は、約77 Maの武節花崗岩の定置による局所的な隆起によるとしている。

### 2. 岩石記載

(1)天竜峡花崗岩(ステージI) 天竜峡花崗岩はその大部分が粗粒の片状黒雲母花崗岩である。一部で片状構造を示さないものや中粒な部分もある。片状構造はNE-SW走向で北西に高角度で傾斜しており、岩体北部では明瞭だが、南部では不明瞭な部分もある。主に石英、カリ長石、斜長石および黒雲母からなり、ジルコン、燐灰石、不透明鉱物を含む。変質鉱物として緑泥石、セリサイトを伴う。石英は平均粒径が1~2 mm程度で他形を示し、一部は弱い波動消光を示す。今回対象とした試料には、マイロナイト化はほとんど見られない。カリ長石は多くが他形で一部はパーサイト構造を示す。片状構造の中で最大2 cmの斑晶を成すものも含まれる。斜長石は自形~半自形でアルバイト式双晶や累帯構造を示し、一部はカリ長石との間にミルメカイトを形成している。黒雲母は自形性が良く集斑状を示すものやジルコンを包有するものが多いが、一部は変質し緑泥石となっている。

(2)新城トータル岩(ステージII) 新城トータル岩は中粒~細粒のトータル岩~石英閃緑岩で主に斜長石、石英、カリ長石、角閃石、および黒雲母からなり、ジルコン、燐灰石、チタン石、不透明鉱物を含む。変質鉱物として緑泥石、セリサイト、方解石を伴う。斜長石は自形~半自形でアルバイト式双晶や累帯構造を示す。石英は平均粒径が0.5~2 mm程度で他形を示す。角閃石は自形で柱状ないし不定形である。緑



**Fig. 2.** Photomicrographs (cross-polarized light) of microcracks within sample T06 of the Tenryukyo Granite. (a) Intergranular and intragranular cracks with similar orientations. (b) Cross-cutting relationships between earlier HC and later SC.

色で強い多色性を呈し、一部で双晶を示す。黒雲母は板状で自形性が良く褐色で強い多色性を呈し、鱗灰石を包有することが多い。黒雲母の一部は変質し緑泥石となっている。

#### マイクロクラックの産状

形成されるマイクロクラックの方向(走向と傾斜)は鉱物粒界、劈開、鉱物の異方性の影響を受けると考えられる。そのため、本研究では劈開を持たない石英に発達する HC を測定対象とした。HC は熱水の侵入に伴ってクラック壁面が癒合することによって形成され、鏡下では流体包有物の面的配列として認められる。流体包有物はその成因に基づき 3 種類に分類される(武内, 1975; 佐脇, 2003)。すなわち、鉱物が成長している最中に成長面上に存在する液体が捕獲されて形成されたもの、成長を終えた鉱物中のクラックに侵入した流体によって形成されたもの、成長のある時期に発達した鉱物中のクラックに侵入した流体によって形成されたものである。これらをそれぞれ、一次、二次、偽二次包有物という。この中で古応力の解析に用いるべき流体包有物はクラックを癒合して生成される二次包有物または偽二次包有物である。上記の 3 種類の流体包有物を明確に区別することは難しいため、測定可能な流体包有物配列面の方向はすべて測定した。一方でマイクロクラックはその産状に基づき 3 種類に分類される(Kranz, 1983)。すなわち、粒界に一致して形成される粒界クラック、1 つの粒子内部に形成される粒内クラック、1 つもしくは複数の粒界を横切って形成される粒間クラックである。HC は主に粒内クラックと粒間クラックを形成するため、本研究では 1 つの石英粒子内に発達する HC と複数の石英粒子をまたいで発達する HC の方向を測定した(Fig. 2a)。

石英の脆性塑性遷移領域は 300~400°C と考えられており(Brace and Kohlstedt, 1980; Stöckhert et al., 1999)、石英が引張割れ目であるクラックを形成するには、岩体がこ

の温度まで冷却する必要がある。クラックの癒合に要する時間は、流体のシリカ濃度、クラックの形態と開口幅、流体の温度、流体圧によって変化するが、流体の温度が 400°C では短くて 1~2 日で癒合され、200°C では癒合されないことが知られている(Smith and Evans, 1984)。また、クラックの癒合が表面拡散によって進行すると仮定すると、癒合に要する時間は温度の指数関数として表され(Hickman and Evans, 1987)、長さ約 100 µm、幅約 10 µm のクラックの場合、流体の温度が 200°C では 30 日~90 年、400°C では数 10~数 100 時間で癒合が完了するとされる(Brantley et al., 1990)。一方で、流体の温度低下は、流体から炭酸塩鉱物、緑泥石、カリ長石などを沈殿させ、SC を形成させると考えられている(Takeshita and Yagi, 2001)。今回対象とした試料には HC を切って発達する SC が認められ(Fig. 2b)、同様の切断関係が高木ほか(2008b)や高木ほか(2012)でも報告されている。このように、冷却する花崗岩体では HC は SC に先だって形成されると考えられるが、SC の形成年代は推定が困難である。一方で、HC は流体包有物のマイクロサーモメトリー分析を行うことで形成年代が推定されてきた。HC を構成する流体の捕獲温度は 300~400°C(土岐花崗岩; 高木ほか, 2008b)、320~370°C(野島花崗閃緑岩; 高木ほか, 2012)、275~410°C(丹沢トータル岩; 佐藤・高木, 2010)と報告されている。なお、土岐花崗岩および野島花崗閃緑岩の捕獲温度は捕獲圧力を仮定した圧力補正により算出され、丹沢トータル岩の捕獲温度はアイソコアと仮定された地温分布の交線から算出されている。この温度が K-Ar 系における黒雲母の閉鎖温度(約 300°C; Dodson and McClelland-Brown, 1985)に近い、HC の形成年代は岩体の黒雲母 K-Ar 年代で近似される。今回対象とした試料は、HC を構成する流体包有物が小さく、均質化温度は測定できなかった。しかし、HC の形成条件には前述した温度条件の制約があるため、今回は HC の形成年代を花崗岩体

の黒雲母 K-Ar 年代に近似して扱う。

### HC の三次元方向分布の推定

#### 1. 測定方法

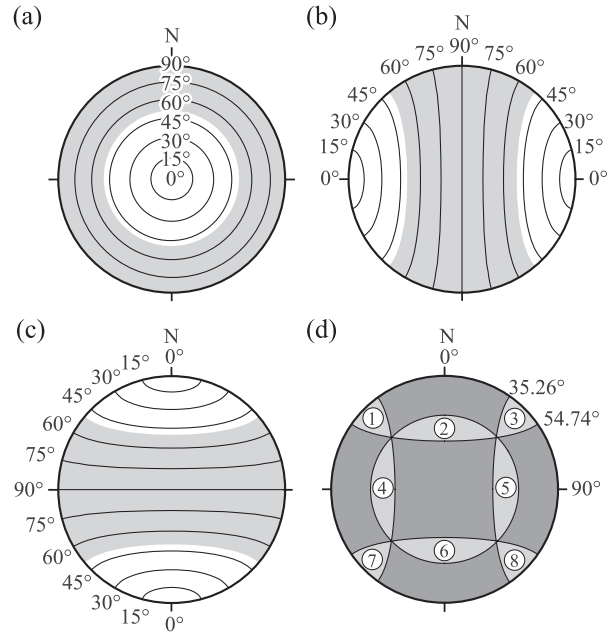
本研究では、定方位で採取した試料から石英粒子に発達する HC の三次元方向分布を測定した。その手順は、(1) 1 試料から互いに直交する 3 面の薄片の作成、(2) ユニバーサルステージによる HC の方向測定、(3) 後述する観測バイアスの補正と 3 面データの統合、(4) コンターダイアグラムの作成という、4 工程からなる。この中で 3 番目の手続きが本研究で工夫したところである。定方位で採取したそれぞれの試料において、水平面・南北鉛直面・東西鉛直面の直交 3 面の薄片を作成した。HC の方向は薄片を回転させて測定するため、測定誤差を少なくするために薄片は厚さ 0.05~0.10 mm (石英の干渉色が、一次の紫から二次の青) と、やや厚めに作成した。

HC の方向はユニバーサルステージを用いて測定した。なお、鉛直な 2 枚の薄片では、上方向を仮の N として HC の方向を測定し、方向データ統合の際に 90° 回転させることによって本来の方向を復元した。HC を含む石英粒子は大量に存在するため、無作為に石英粒子を選択し、各薄片において約 100 本の HC の方向を測定した。次に、3 面の薄片のデータを統合することで HC の三次元方向分布を推定した。その際、HC の方向や各薄片における観察面積の違いによって HC の観察頻度に偏りが生じるため、後述する補正を行った。

補正および統合された方向データから極点図を作成し、偏角補正を行った後、Pangaea Scientific 社の解析ソフト SpheriStat 2 を用い、Kamb 法 (Kamb, 1959) によってコンターダイアグラムを作成した。なお、本稿における HC 極の投影法はすべて下半球等面積投影である。

#### 2. 補正方法

一般に面構造の観察され易さは観察面の選択に影響を受け、観察面に平行な面構造は観察されず、観察面に高角で交わる面構造ほど観察されやすい。旧来の研究 (高木ほか, 2008b; 佐藤・高木, 2010; 高木ほか, 2012) では直交 3 面において約 100 本の HC を観察し、後述のユニバーサルステージ補正 (Vollbrecht et al., 1991) を行ってデータを統合する方法が採られてきた。直交 3 面で測定する HC の本数を等しくすれば、3 面中 2 面から同じ方向に集中する HC が測定されたとき、その方向が最大集中方向として推定できる。旧岩脈法では応力状態の推定に用いるパラメータは HC 極の最大集中方向だけであり、ユニバーサルステージ補正を行うことで最大集中方向を推定することができた。しかしそれだけでは各薄片の観察面積が統一されず、HC の三次元方向分布の密度 (単位立体角当たりの HC の数) が定量的に評価できない点で問題がある。例えば、水平に近い方向を示す HC が卓越して発達する試料の場合、観察面積が等しければ鉛直面から観察される HC の数は水平面で観察される HC の数より多いはずであり、直交 3 面での HC の観察数に差が生じている方向データを統一しなければ正確な方向密度分



**Fig. 3.** (a-c) Distribution of the dip of HCs as viewed from the observation side within an observable range defined by using a universal stage. (a) Horizontal section, (b) N-S vertical section, (c) E-W vertical section. (d) Explanation of the superposition of the observation ranges of three orthogonal thin sections; modified after Vollbrecht et al. (1991). Pole orientations of HC in the numbered areas are measured with double weighting, with those outside the numbered areas measured with normal weighting.

布を測定することはできない。

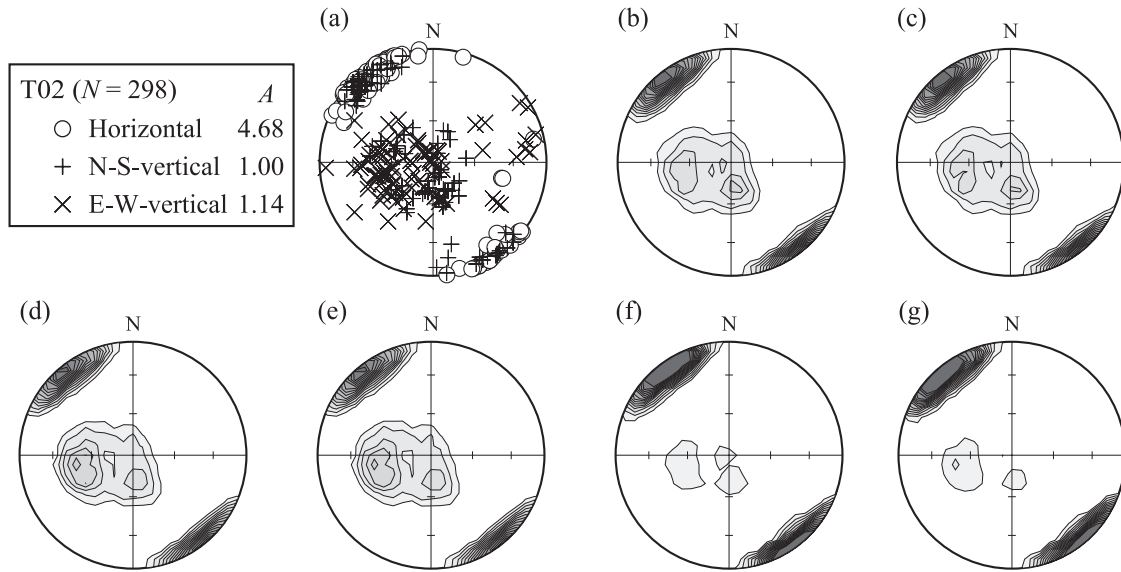
以上のことをふまえ、本研究では観察頻度の偏りを軽減させるために次の 3 つの段階の補正を行った。

(1) **Terzaghi 補正** HC は観察面との交角  $\theta$  が大きいものほど見つけやすく、その観察頻度は  $\sin \theta$  に比例する (Terzaghi, 1965)。そのため、ある交角  $\theta$  を持つ HC が 1 つ見られたならば、その観測度数を 1 ではなく  $1/\sin \theta$  とした。ユニバーサルステージの構造的制約のため、 $\theta$  が約 50° より小さな HC の方向は測定できない (Fig. 3)。本研究では測定可能な HC の方向はすべて測定した。

(2) **ユニバーサルステージ補正 (Vollbrecht et al., 1991)**

ユニバーサルステージの上記の制約のため、Fig. 3d に示すように、直交する 2 面で方向が測定できる方向と、1 面では測定できない方向とが存在する。そこで後者の領域で 1 つの HC が見られたなら、その観測度数を 2 とした。この制約によるバイアスを除いた。この補正を行うため、前述の交角  $\theta$  が 55° 未満の方向を持つ HC は測定後に除外した。

(3) **面積補正** 直交 3 面ごとに HC の方向を測定した領域の面積が異なるため、各観察面での観察面積が等しくなるように重みづけを行う補正方法である。ある観察面の面積を  $S$  としたとき、その観察面で HC が 1 つ見られたならば、その観測度数を 1 ではなく  $1/S$  とした。各観察面の面積は各薄片で HC の測定に使用した石英の薄片面での面積の合計とし、各観察面の観測度数のうち最小のものを 1 にするよ



**Fig. 4.** Equal-area, lower hemisphere projections showing poles and Kamb contours with different corrections for sample T02 of the Tenryukyo Granite sample. Kamb contour levels are at  $2\sigma$  values, with intervals  $>2\sigma$  colored.  $A$  is the correction value of area revision for each side of observation. (a) Pole figure; pole symbols indicate the observation side for each HC measurement. (b) Uncorrected data. (c) Data corrected using a Terzaghi bias correction (Cor. T). (d) Data corrected using a universal stage correction (Cor. U). (e) Data corrected using both Cor. T and Cor. U. (f) Data corrected using an area correction (Cor. A). (g) Data corrected using Cor. T, Cor. U, and Cor. A.

う規格化を行った。石英面積の測定は、(1)顕微鏡にて石英の写真を撮影、(2)A4に拡大して印刷し、石英の粒界を手作業でトレース、(3)トレースした粒界をスキャナで読み込む、(4)粒界内のピクセル数を画像解析ソフトImageJにより求め、ピクセル数を実面積に変換するという、4工程からなる。1番目の工程で撮影する写真の大きさは縦3072 pixel、横3840 pixelとし、1枚の写真内で可能な限り大きく石英粒子を撮影するよう顕微鏡の倍率を調整した。2番目の工程の粒界抽出には、Abode社のPhotoshopによる自動選択ツールやマグネット選択ツールの利用を試みたが、粒間クラックを粒界と認定してしまうなど、機械処理では困難な点があったため、手作業による抽出を行った。

それぞれの補正の有無によるコンターダイアグラムの違いをFig. 4に示す。Terzaghi補正およびユニバーサルステージ補正の有無はコンターダイアグラム上で大きな変化を与えないことがわかる。一方で、直交3面での観察面積差が大きいと、面積補正によりコンターダイアグラムに大きな差が生じる。

**応力状態の推定**

**1. 新しい岩脈法**

新しい岩脈法はマグマの貫入によって形成される岩脈に限らず、形成時に何らかの流体で満たされた開口割れ目に対して適用可能な手法である(山路, 2012)。そのためHCにも適用可能な手法だと考えられる。一般に天然の岩脈群・鉱脈群は方向にばらつきを持つ。このばらつきは、流体圧 $p_i$ が断裂に作用する法線応力 $\sigma_N$ を超えることが開口性割れ目の形成条件であるとする説明できる(Delaney et al.,

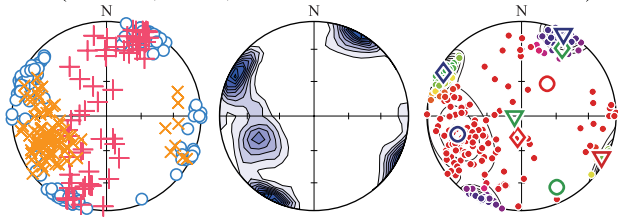
1986)。断裂に作用する $\sigma_N$ が小さいほどこの条件が満たされやすいので、 $\sigma_N$ が最小である $\sigma_3$ 軸に直交する岩脈ほど形成されやすい。また、 $\sigma_N$ が最大である $\sigma_1$ 軸に直交する岩脈ほど形成されにくい。そして、そのばらつきは応力比 $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ と無次元の流体圧 $p = (p_i - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ によって決定される。Yamaji et al. (2010)は $p$ の頻度分布として指数分布を仮定し、岩脈の極の方向分布にビンガム分布をフィッティングすることで主応力軸方向および応力比を決定した。ビンガム分布の確率密度関数は、

$$P_B(\mathbf{v} | \mathbf{K}, \mathbf{E}) = \frac{1}{A} \exp(\mathbf{v}^T \mathbf{E}^T \mathbf{K} \mathbf{E} \mathbf{v}) \quad (1)$$

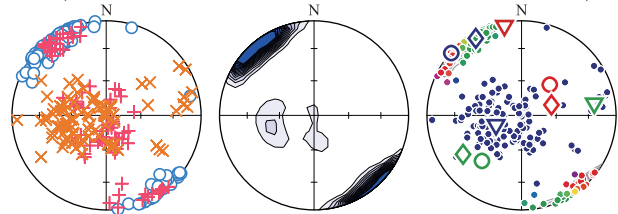
で表される(Bingham, 1974)。ここで、 $\mathbf{v}$ は断裂面の極方向を表す単位ベクトル、 $A$ は規格化定数、 $\mathbf{T}$ は行列の転置を示す。 $\mathbf{E} = (\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3)$ はビンガム分布の方向を示す直交行列で、 $\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3$ はそれぞれビンガム分布の最小集中軸、中間集中軸、最大集中軸方向の単位ベクトルを示す。 $\mathbf{K} = \text{diag}(\kappa_1, \kappa_2, 0)$ はビンガム分布の集中度パラメータを束ねた対角行列で、 $\kappa_1$ および $\kappa_2$ はビンガム分布の集中度を示す。断裂の方向分布から推定される $\sigma_1$ 軸、 $\sigma_2$ 軸、 $\sigma_3$ 軸の方向はそれぞれ $\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3$ の方向に相当し、応力比 $\Phi$ は $\kappa_2 / \kappa_1$ に相当する。 $\Phi = 0$ のときはガードル状分布で $\sigma_2$ 軸と $\sigma_3$ 軸の区別がなく( $\sigma_2 = \sigma_3$ )、 $\Phi = 1$ なら円形の分布で $\sigma_1$ 軸と $\sigma_2$ 軸の区別がない( $\sigma_1 = \sigma_2$ )。推定される主応力軸方向の信頼度は、 $\kappa_1$ と $\kappa_2$ の値や測定するHCの数によって変化する。 $\Phi$ が0や1に近い場合を除けば、80本程度のHCを測定すれば、真の方向は推定される主応力軸方向の誤差範囲内におおむね納まる。

HCを含む岩体がHC形成条件下において様々な応力状

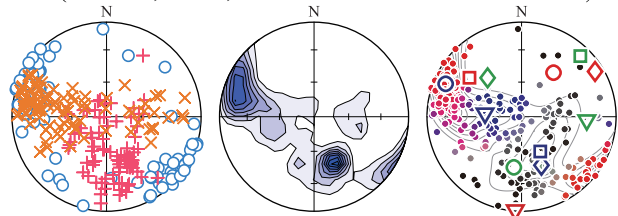
T01 ( $N = 247, K = 3, H : NS : EW = 1.88 : 1.00 : 1.38$ )



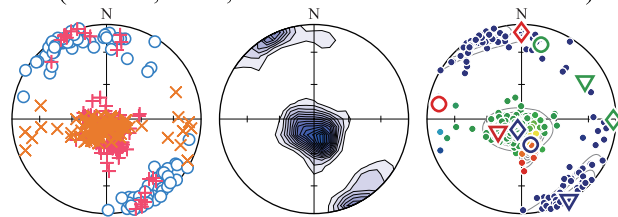
T02 ( $N = 269, K = 3, H : NS : EW = 4.68 : 1.00 : 1.14$ )



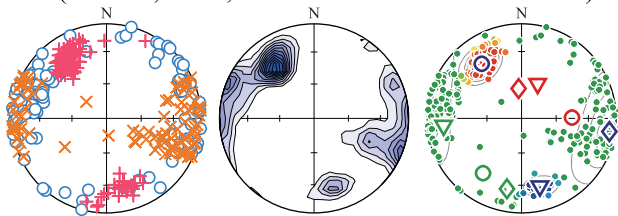
T03 ( $N = 276, K = 4, H : NS : EW = 1.00 : 1.58 : 1.79$ )



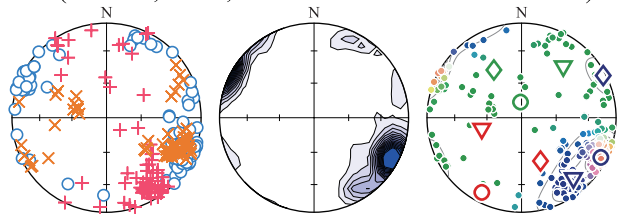
T04 ( $N = 285, K = 3, H : NS : EW = 1.00 : 2.41 : 1.43$ )



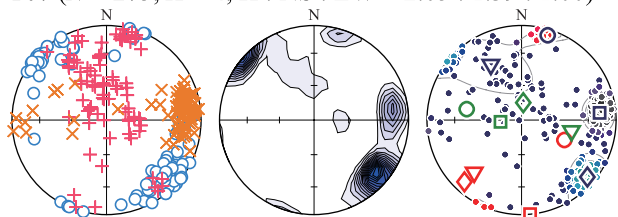
T05 ( $N = 291, K = 3, H : NS : EW = 1.00 : 1.57 : 1.81$ )



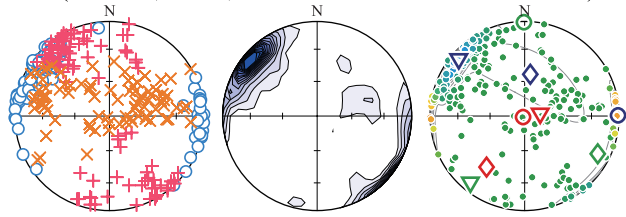
T06 ( $N = 234, K = 3, H : NS : EW = 2.76 : 1.59 : 1.00$ )



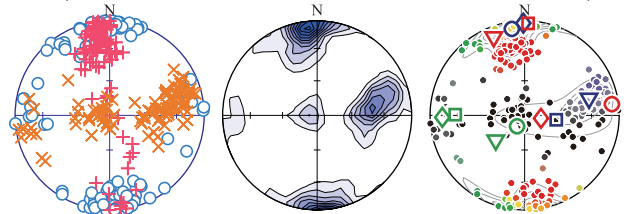
T07 ( $N = 275, K = 4, H : NS : EW = 2.05 : 1.39 : 1.00$ )



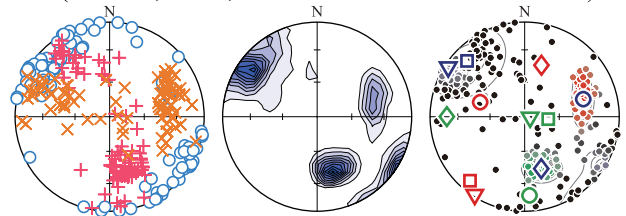
S01 ( $N = 257, K = 3, H : NS : EW = 1.77 : 1.45 : 1.00$ )



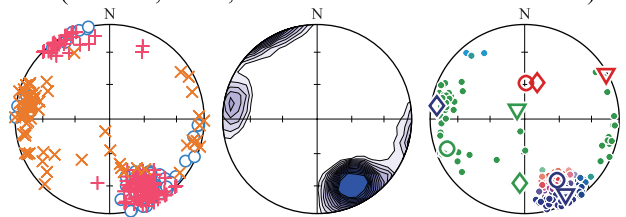
S02 ( $N = 295, K = 4, H : NS : EW = 2.21 : 1.00 : 1.84$ )



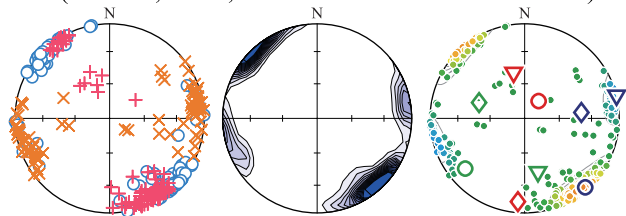
S03 ( $N = 278, K = 4, H : NS : EW = 1.41 : 1.13 : 1.00$ )



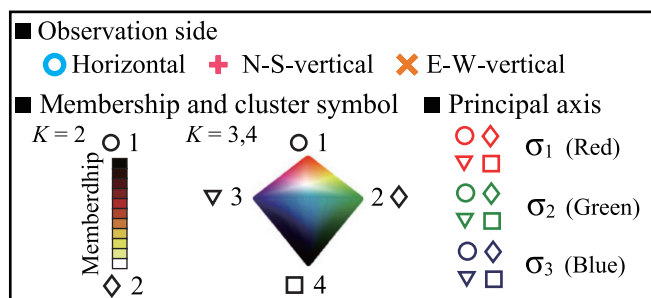
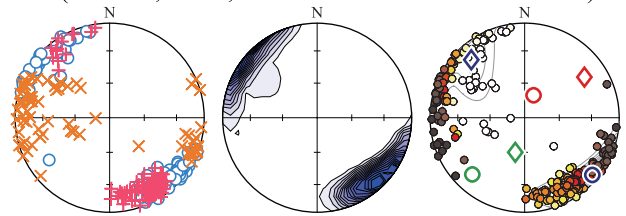
S04 ( $N = 260, K = 3, H : NS : EW = 2.73 : 1.06 : 1.00$ )



S05 ( $N = 247, K = 3, H : NS : EW = 1.87 : 1.00 : 1.30$ )



S06 ( $N = 259, K = 2, H : NS : EW = 1.27 : 1.00 : 1.04$ )



態を経験していれば、石英粒子には異なる応力状態で形成された HC が混在して残される可能性がある。本研究では、Yamaji and Sato (2011) の手法を用いて、混在した方向データから複数の応力状態を検出した。すなわち、 $K$  個のビンガム分布を用いて

$$P_{\text{mb}}(\mathbf{v}|\boldsymbol{\theta}, \boldsymbol{\omega}) = \sum_{k=1}^K \omega^k P_B(\mathbf{v}|\mathbf{x}^k) \quad (2)$$

によって、 $\mathbf{v}$  方向に極を持つ HC の存在確率を表す方法である。ここで、 $\mathbf{x}$  は  $(K, E)$  と 1 対 1 に対応する 5 次元ベクトルで、 $P_B(\mathbf{v}|\mathbf{x})$  は第 (1) 式と等価なビンガム分布の確率密度を示す。 $\omega^k$  は  $k$  番目のビンガム分布の混合比を表す係数であり、 $0 < \omega^k \leq 1$  および  $\omega^1 + \omega^2 + \dots + \omega^K = 1$  を満たす。 $\boldsymbol{\theta}$  は  $K$  個のベクトルの組を表す変数  $\boldsymbol{\theta} = \{\mathbf{x}^1, \mathbf{x}^2, \dots, \mathbf{x}^K\}$  である。なお、HC 群が記録している応力状態の数  $K$  の値は、ベイズ情報量基準により推定される統計量を最小にするものを採用する。これにより 1 つの HC が  $K$  個の応力状態のどの応力状態で形成されたものか、第  $k$  番の応力によるものである確率が  $\omega^k P_B(\mathbf{v}|\mathbf{x}^k)$  として定量的に求められる。このとき、 $\mathbf{v}$  方向に極を持つ HC は、 $K$  個のクラスタそれぞれに  $P_B(\mathbf{v}|\mathbf{x}^1), \dots, P_B(\mathbf{v}|\mathbf{x}^K)$  という確率で属すると考えられ、 $P_B(\mathbf{v}|\mathbf{x}^k) / \sum_{k=1}^K P_B(\mathbf{v}|\mathbf{x}^k)$  を第  $k$  番の応力に対する帰属度 (membership) と呼ぶ。

## 2. 結果

天竜峡花崗岩および新城トナール岩に対して上記の方法を適用した結果を Fig. 5 に示す。また、決定された混合ビンガム分布のパラメータと主応力軸の方向などの数値を Table 1, 2 に示す。例えば、天竜峡花崗岩の試料 T01 からは 3 つの応力状態が復元された。それらの主応力軸の方向はそれぞれ  $\circ$ ,  $\diamond$ ,  $\nabla$  の記号で示され、それぞれの記号の中で  $\sigma_1$  軸、 $\sigma_2$  軸、 $\sigma_3$  軸が赤、緑、青に色づけされている。例えばクラスタ 2 の応力状態の  $\sigma_3$  軸は青色の  $\diamond$  によって示される。3 つの応力状態に対する HC の帰属度は極点の色によって示され、例えば  $K = 3$  の場合にクラスタ 1 に帰属する割合の大きいものが赤色の極点で示される。

各試料から複数の応力状態が検出されたため、コンターダイアグラムの最大集中方向に最も近い  $\sigma_3$  軸を持つ応力状態をその試料において卓越する応力状態とみなす。なお、HC の切断関係は確認できず、応力状態の時間順序を明らかにすることはできなかった。Fig. 6 に各試料で卓越する応力状態のみを抽出した極点図を示す。天竜峡花崗岩では各試料から 3 個ないしは 4 個の応力状態が検出された。卓越する応力状態は試料 T04 を除けば、 $\sigma_3$  軸は NW-SE 走向で低角度、 $\sigma_1$  軸および  $\sigma_2$  軸は  $\sigma_3$  軸を極とした大円状の分布を示す。試料 T04 は、 $\sigma_3$  軸は鉛直、 $\sigma_2$  軸は E-W 走向で高角度、

$\sigma_1$  軸は N-S 走向で高角度を示す。一方、新城トナール岩は各試料から 2~4 個の応力状態が検出された。すべての試料で卓越する応力状態の  $\sigma_3$  軸は NNW-SSE 走向で低角度を示す。試料 S02 を除けば、 $\sigma_2$  軸は ENE-WSW 走向で低角度で  $\sigma_1$  軸は NE-SW 走向で高角度を示す。試料 S02 は、 $\sigma_2$  軸が鉛直で  $\sigma_1$  軸は ENE-WSW 走向で低角度を示す。

## 議 論

### 1. 面積補正の効果と HC の測定本数

本研究では Terzaghi 補正、ユニバーサルステージ補正、面積補正の 3 つの補正を行った。これらのうち、コンターダイアグラム上で最も大きい影響があったのは面積補正である (Fig. 4)。HC の測定にユニバーサルステージを用いると測定可能な HC の方向が限られるので、Terzaghi 補正の最大補正係数は 1.23、ユニバーサルステージ補正の最大補正係数は 2 に制限される。一方で、面積補正の補正係数には上限がないため、補正係数が大きければ面積補正の影響が大きくなる。旧岩脈法では応力状態の推定で HC の極の最大集中方向を用いており、直交三面による観察とユニバーサルステージ補正だけでその方向を推定することができた。しかし、この方法では最大集中方向を推定できても、正確な方向密度分布の形までは推定できない。新しい岩脈法ではコンターダイアグラムの形として表現される HC の方位分布のばらつきをもとに応力状態が推定される。そのため、HC の方向分布に新しい岩脈法を適用する本研究では観察面積差を定量的に評価する面積補正が必須と言える。本研究では、旧来の手法に従って 3 面での測定本数になるべく等しくなるように HC を測定し、前述の 3 つの補正を行った。しかし、面積補正を行うのであれば、3 面での補正係数の差を小さくするために、3 面で観察面積を等しくすることが望ましい。ただし、ビンガム分布を用いた応力状態の推定には 80 本程度の HC が必要であるため、HC の本数を確保した上で、測定面積に応じて面積補正を行う方法も有効な方向分布測定方法である。

検出された応力状態をみると、卓越する応力状態は任意の方向に集中を示し、クラスタに帰属する HC の数が多い。一方、それ以外の応力状態は、 $\kappa_1$  および  $\kappa_2$  が 0 に近く集中度が弱い (一様分布に近い) ものや、クラスタに帰属する HC の数が少ないものがほとんどである。HC の数をランダムで半減させると、卓越する応力状態の推定結果に大きな変化はないが、それ以外の応力状態では推定結果が大きく変化する可能性がある。また、推定される応力状態の数が増える場合もある。これは、各クラスタを構成する HC の数が減り、ビンガム分布による応力状態の推定で信頼度が低下するため

(←) Fig. 5. Equal-area, lower hemisphere projections showing poles, Kamb contours, and the result of  $K$ th clustering of samples from the Tenryukyo Granite and the Shinshiro Tonalite. The pole symbol indicates the observation side for each HC measurement. H, NS, and EW values indicate the area revision correction value for the horizontal, N-S vertical, and E-W vertical sections, respectively. Kamb contour levels are at  $2\sigma$  values, with intervals  $>2\sigma$  colored. Principle stress axis orientations are shown using a circle, a rhombus, a square, and an inverted triangle, with red, green and blue colors indicating  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , and  $\sigma_3$ , respectively. The membership of each HC pole is depicted by a color in the color bar from black to white or a tetrahedron with red, green, blue, and black vertices, and contours indicate mixed Bingham distribution values.

**Table 1.** Clustering results and estimated Bingham parameters for the Tenryukyo Granite as obtained using a mixed Bingham distribution.

| Sample | Cluster | $\omega$ | $\kappa_1$ | $\kappa_2$ | $\Phi$ | Axes of principal stress* |            |            |
|--------|---------|----------|------------|------------|--------|---------------------------|------------|------------|
|        |         |          |            |            |        | $\sigma_1$                | $\sigma_2$ | $\sigma_3$ |
| T 01   | 1       | 0.58     | -5.02      | -3.16      | 0.63   | 39 / 54                   | 154 / 17   | 254 / 30   |
|        | 2†      | 0.18     | -39.81     | -25.29     | 0.64   | 191 / 71                  | 31 / 18    | 299 / 6    |
|        | 3       | 0.23     | -34.39     | -19.99     | 0.58   | 118 / 5                   | 263 / 84   | 27 / 4     |
| T 02   | 1       | 0.35     | -117.07    | -25.14     | 0.21   | 43 / 54                   | 221 / 36   | 312 / 1    |
|        | 2†      | 0.39     | -98.45     | -15.87     | 0.16   | 71 / 63                   | 236 / 27   | 329 / 6    |
|        | 3       | 0.26     | -6.31      | -3.16      | 0.50   | 349 / 5                   | 81 / 23    | 248 / 66   |
| T 03   | 1†      | 0.36     | -23.62     | -3.16      | 0.13   | 36 / 42                   | 189 / 45   | 293 / 14   |
|        | 2       | 0.04     | -118.34    | -50.11     | 0.42   | 58 / 10                   | 319 / 45   | 158 / 44   |
|        | 3       | 0.27     | -13.37     | -3.16      | 0.24   | 184 / 0                   | 94 / 31    | 274 / 59   |
|        | 4       | 0.32     | -11.35     | -2.00      | 0.18   | 307 / 32                  | 44 / 12    | 152 / 56   |
| T 04   | 1       | 0.16     | -125.89    | -15.85     | 0.13   | 280 / 12                  | 15 / 20    | 160 / 66   |
|        | 2†      | 0.49     | -19.96     | -7.94      | 0.40   | 0 / 9                     | 91 / 3     | 200 / 80   |
|        | 3       | 0.35     | -15.85     | -3.98      | 0.25   | 240 / 67                  | 60 / 23    | 150 / 0    |
| T 05   | 1†      | 0.26     | -31.62     | -24.68     | 0.78   | 89 / 46                   | 215 / 30   | 324 / 29   |
|        | 2       | 0.68     | -5.01      | -3.16      | 0.63   | 354 / 64                  | 192 / 25   | 99 / 7     |
|        | 3       | 0.06     | -63.10     | -41.39     | 0.66   | 25 / 57                   | 264 / 18   | 165 / 26   |
| T 06   | 1       | 0.05     | -96.18     | -12.59     | 0.13   | 115 / 49                  | 281 / 41   | 17 / 7     |
|        | 2†      | 0.22     | -31.63     | -15.85     | 0.50   | 223 / 12                  | 6 / 75     | 131 / 9    |
|        | 3       | 0.62     | -3.98      | -1.26      | 0.32   | 222 / 26                  | 103 / 45   | 331 / 34   |
|        | 4       | 0.10     | -45.99     | -29.21     | 0.64   | 175 / 0                   | 265 / 72   | 85 / 18    |
| T 07   | 1†      | 0.27     | -33.35     | -25.12     | 0.75   | 208 / 12                  | 356 / 77   | 117 / 7    |
|        | 2       | 0.38     | -3.16      | -2.00      | 0.63   | 156 / 49                  | 330 / 41   | 63 / 3     |
|        | 3       | 0.36     | -10.00     | -3.98      | 0.40   | 253 / 54                  | 40 / 31    | 140 / 16   |

\* : Axes of principal stress express it in trend (°) and plunge (°). † : Prominent stress state in a sample.

**Table 2.** Clustering results and estimated Bingham parameters for the Shinshiro Tonalite as obtained using a mixed Bingham distribution.

| Sample | Cluster | $\omega$ | $\kappa_1$ | $\kappa_2$ | $\Phi$ | Axes of principal stress* |            |            |
|--------|---------|----------|------------|------------|--------|---------------------------|------------|------------|
|        |         |          |            |            |        | $\sigma_1$                | $\sigma_2$ | $\sigma_3$ |
| S01    | 1       | 0.05     | -147.89    | -12.59     | 0.09   | 236 / 88                  | 0 / 1      | 90 / 1     |
|        | 2       | 0.76     | -1.91      | -0.32      | 0.17   | 217 / 33                  | 117 / 14   | 8 / 53     |
|        | 3†      | 0.19     | -50.12     | -10.00     | 0.20   | 83 / 77                   | 219 / 10   | 311 / 9    |
| S02    | 1†      | 0.34     | -19.50     | -4.84      | 0.25   | 83 / 8                    | 214 / 79   | 352 / 9    |
|        | 2       | 0.19     | -63.57     | -2.78      | 0.04   | 101 / 76                  | 269 / 14   | 359 / 3    |
|        | 3       | 0.13     | -36.28     | -8.60      | 0.24   | 338 / 13                  | 228 / 56   | 76 / 31    |
|        | 4       | 0.34     | -10.24     | -0.97      | 0.09   | 2 / 3                     | 271 / 27   | 98 / 62    |
| S03    | 1       | 0.14     | -52.52     | -12.59     | 0.24   | 288 / 49                  | 177 / 18   | 73 / 36    |
|        | 2†      | 0.17     | -46.11     | -31.63     | 0.69   | 18 / 42                   | 270 / 19   | 162 / 42   |
|        | 3       | 0.19     | -79.46     | -10.00     | 0.13   | 212 / 1                   | 110 / 85   | 302 / 5    |
|        | 4       | 0.60     | -3.98      | -3.16      | 0.79   | 221 / 12                  | 96 / 70    | 314 / 16   |
| S04    | 1†      | 0.25     | -100.00    | -50.12     | 0.50   | 2 / 59                    | 249 / 13   | 152 / 28   |
|        | 2       | 0.29     | -10.00     | -5.01      | 0.50   | 19 / 56                   | 184 / 33   | 279 / 7    |
|        | 3       | 0.46     | -19.95     | -1.95      | 1.00   | 61 / 2                    | 321 / 80   | 152 / 10   |
| S05    | 1†      | 0.33     | -31.63     | -13.10     | 0.41   | 38 / 71                   | 230 / 19   | 139 / 4    |
|        | 2       | 0.59     | -1.63      | -0.10      | 0.06   | 185 / 13                  | 289 / 48   | 84 / 40    |
|        | 3       | 0.08     | -26.21     | -12.59     | 0.48   | 346 / 49                  | 166 / 41   | 76 / 0     |
| S06    | 1†      | 0.58     | -31.62     | -4.79      | 0.15   | 22 / 69                   | 223 / 20   | 130 / 7    |
|        | 2       | 0.42     | -12.06     | -3.16      | 0.26   | 56 / 25                   | 195 / 59   | 317 / 18   |

\* : Axes of principal stress express it in trend (°) and plunge (°). † : Prominent stress state in a sample.

だと考えられる。卓越した応力状態は HC の数を減らしても推定結果に大きな差がないため、直交 3 面の各薄片で約 100 本の HC を測定すれば、ビンガム分布による応力推定

に十分な数の HC が帰属していると考えられる。一方で、それ以外の応力状態は応力推定に十分な数の HC が帰属していない可能性がある。そのため今回は卓越する応力状態の



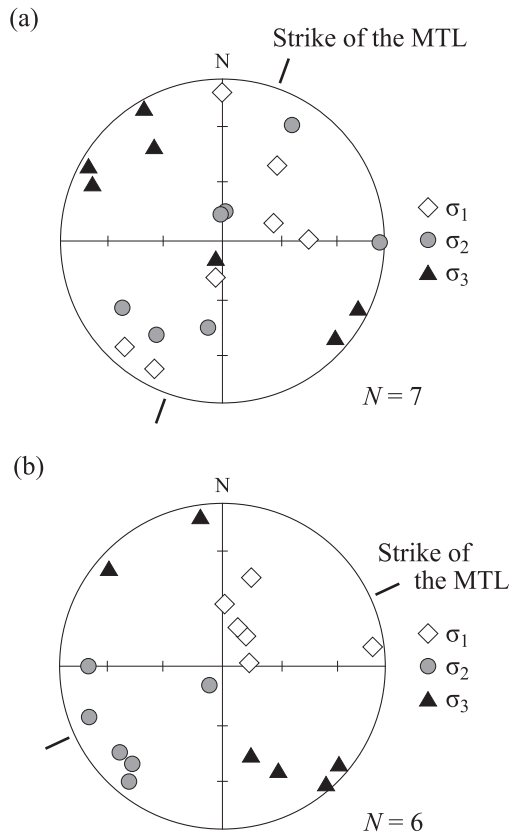


Fig. 6. Equal-area, lower hemisphere projections showing the poles of prominent stress states within (a) Tenryukyo Granite and (b) Shinshiro Tonalite samples (after Fig. 5).

みを議論に用いた。検出されたすべての応力状態を議論に用いるために、どの程度の本数の HC を測定する必要があるかについては、今後統計学に基づいた検討が必要である。

2. HC から推定される応力状態の関係

Fig. 5 のカウンターダイアグラムをみると、多くの HC の方向分布は単純な 1 方向集中ではなく、複数の方向に集中を示す。このような方向分布は HC 群が異なる複数のテクトニック応力を経験したと考えれば説明できる。一方で、1 つのテクトニック応力条件下にあっても、熱応力によってテクトニック応力の  $\sigma_2$  軸や  $\sigma_1$  軸に垂直な HC が形成されると考えられている (Vollbrecht et al., 1991; Takeshita, 1995)。加熱・冷却により花崗岩にマイクロクラックを発生させた実験によると、一軸圧縮下では、荷重軸に直交するクラックの発生が抑制され、荷重軸方向の熱膨張率の温度変化が減少することが知られている (江原ほか, 1986)。このことは、テクトニック応力が HC の方向を規制することを示すが、一方で熱膨張を妨げるために熱応力が発生することを示している。Vollbrecht et al. (1991) は、クラックの発生に伴う弾性歪の解放により熱応力が孤立すると、互いに直交する集中方向を示す HC 群が形成されるとしている。

旧岩脈法による研究 (高木ほか, 2008b; 高木ほか, 2012) では、1 つの試料内で複数の集中方向を持つ HC の方向分布から、集中方向が互いに直交する複数の応力が推定されてき

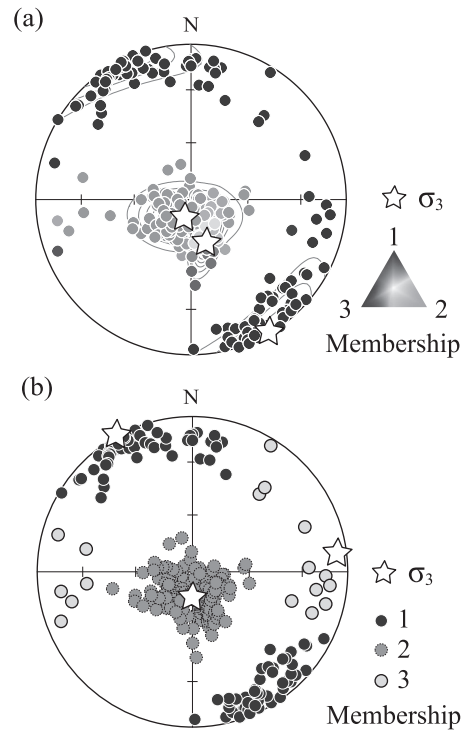


Fig. 7. Equal-area, lower hemisphere projections showing  $\sigma_3$  axis orientations estimated by clustering of the data for sample T05. (a) Mixed Bingham distribution model clustering (after Fig. 5). (b) Crisp k-means clustering.

た。そしてこれらは前述した熱応力の影響で形成されたと考えられてきた。しかしこれは次の理由により再検討を要すると言える。旧来の研究では複数の集中方向を推定するために、SpheriStat2 のクリップ k-means 法 (以下 k-means 法) によるクラスタリングツール (Pecher, 1989) を用いている。しかし、k-means 法には次にあげる 3 つの問題点がある。(1) ステレオネット上で円形のクラスタの存在を暗黙のうちに仮定し、楕円状やガードル状のクラスタをうまくとらえられない。(2) 分離されたクラスタの中心が互いに直交関係を示す傾向がある。(3) 最大集中方向が近いが、最小集中方向の異なるクラスタを分離できない。こうしたことを確認するため、天竜峡花崗岩の試料 T04 を用いて k-means 法と混合ビンガム分布によるクラスタリング結果を比較した (Fig. 7)。Fig. 7 をみると、混合ビンガム分布モデルでは、検出される 3 つの  $\sigma_3$  軸のうち 2 つが高角度を示し、近接している。一方 k-means 法では、 $\sigma_3$  軸に相当する集中方向はそれぞれ、N-S 走向で低角度、E-W 走向で低角度、高角度を示し、互いにほぼ直交する結果となる。このことから、旧来の研究結果として各クラスタの集中方向が直交関係を示したことは、クラスタリング手法の影響を受けていたおそれがあることを指摘したい。

今回の方法で各試料から検出された応力は、主応力軸を共有する関係 (例えば、天竜峡花崗岩 T01 のクラスタ 2 と 3) を示さないものが多い。このことから対象とした花崗岩体の HC 方向分布は、前述した熱応力の影響 (Vollbrecht et al.,

1991)だけでは説明できず、花崗岩体は時間的、空間的な違いによる複数の応力状態を経験したと考えられる。HCの形成環境下において複数の応力状態を作り出す要因として、広域応力場の変化や、クラックの発生に伴う熱水系の局所的な変化、そしてそれによる熱応力の影響などが考えられる。このような応力状態を変化させる要因については今後詳しく検討する必要がある。

### 3. HCの形成と古応力場

筆者らはMTLに沿ったいくつかの地域において、領家花崗岩類に発達するHCを対象として、旧岩脈法を用いて応力状態を推定した。淡路島(野島花崗閃緑岩; 高木ほか, 2012)、紀伊半島東部(美杉トータル岩; 会沢・高木, 2008)、中部地方南部(武節花崗岩; 金井ほか, 2012)で推定された $\sigma_3$ 軸は、おおむねMTLの走向とほぼ直交で低角度であった。本研究で対象としたHCから推定された $\sigma_3$ 軸も、試料T04およびS02を除けば同様で、旧来までの報告と調和的である。今回の結果では1つの試料から複数の応力状態が検出されているので、局所的な応力状態の存在を無視することはできない。一方で、HCが記録した応力状態は、上記2試料を除いて、MTLの走向にほぼ直交で低角度の $\sigma_3$ 軸が卓越した。2試料を除いて同じような応力状態が記録されていることから、この応力状態はHC形成時の広域応力状態を示している可能性がある。しかし、 $\sigma_1$ 軸および $\sigma_2$ 軸は、新城トータル岩では集中を示すのに対し、天竜峡花崗岩ではばらつきが大きい。試料採取地点は天竜峡花崗岩の方が広域にわたっているが、採取地点の近いもの同士を比較しても $\sigma_1$ 軸および $\sigma_2$ 軸はほとんどの組み合わせで同じ方向を示さない。このような両岩体の主応力軸方向分布は、広域応力場が $\sigma_3$ 軸方向を規定するものの、 $\sigma_1$ 軸および $\sigma_2$ 軸は局所的な条件に依存したと考えれば説明できる。

この応力状態をもたらすモデルとして、プレートの沈み込みにより地殻上部に伸張テクトニクスが発生するモデル(Platt, 1986)がある。このモデルでは付加体を楔の形を持つ力学系として扱う。沈み込んだプレートが底付け付加することで楔を変形させ、楔の鋭角度が上限を上回ると、楔の上部で伸張や正断層が発生する。このモデルは高压変成岩上昇モデルの1つとして提案されており、今回解析されたHCが三波川変成岩の上昇に関連した正断層型の伸張応力場を記録した可能性があるためPlattのモデルは考慮に値する。天竜峡花崗岩および新城トータル岩中のHC形成時期(約65 Ma)は、MTL活動時階の1つである市乃川時階(63~58 Ma; 高木・柴田, 1992)に近い。四国における上部白亜系和泉層群の変形の解析から、市乃川時階のMTLの運動は、三波川変成岩を和泉層群や領家帯に接合させた正断層運動だと考えられている(Kubota and Takeshita, 2008)。そのため、本研究でHCから推定された伸張応力場は、市乃川時階の正断層運動をもたらした古応力に起因した可能性がある。

三波川変成岩にも市乃川時階のMTL運動の痕跡が記録されていると考えられるが、三波川変成岩には上昇に伴う温度低下時にD1~D3時階の変形が知られている(原ほか, 1977)。ジルコンFT年代測定によりD3時階の時期は

47.2 ± 3.8 Maと推定され、市之川時階に対比される時期の変形はD2時相が相当すると考えられている(竹下ほか, 2011)。このD2時相は三波川変成岩を上部地殻まで上昇させた断層および褶曲の活動を含み、その変形は脆性-塑性遷移点付近の条件で生じたと考えられている(Osozawa and Pavlis, 2007)。三波川変成岩のレオロジーが石英のレオロジーに支配されていたとすると、脆性-塑性変成領域は300~400°C(Trace and Kohlstaed, 1980; Stöckhert et al., 1999)となる。そのためD2時相の時代は約350°Cの閉鎖温度(Dodson and McClelland-Brown, 1985)を持つフェンジャイトのK-Ar年代とほぼ一致すると考えられる。三波川変成岩のフェンジャイトK-Ar年代は四国で約80 Ma(Itaya and Takasugi, 1988)、中部地方天竜峡では73~66 Ma(Nuong et al., 2011)と求められており、D2時階の時期がMTL市乃川時階に相当するという竹下ほか(2011)の考えと矛盾しない。D2時階の変形は三波川変成岩の構造的上位で褶曲を伴う正断層、構造的低位で褶曲を伴う逆断層を形成したと考えられており(Osozawa and Pavlis, 2007)、本研究で領家花崗岩類のHCから伸張応力場が推定されたことは、D2時階の三波川変成岩の構造的上位で褶曲を伴う正断層が形成されていることと調和的である。

一方で、筆者らはMTLからやや離れた(約60 km)土岐花崗岩分布地域で、 $\sigma_3$ 軸がMTLの走向とほぼ平行な低角度を示す応力状態を推定している(高木ほか, 2008b)。高木ほか(2008a)は、MTL沿いとMTLから離れた地域で推定される応力状態が異なる理由として、MTLからの距離が遠くなると三波川変成岩を変形・上昇させた正断層型応力の影響が弱くなると考えている。金井ほか(2012)は、新城から土岐にかけてMTLの走向と直交する方向に分布する武節花崗岩、伊奈川花崗岩、土岐花崗岩中のHCから推定した最大水平圧縮軸方位が、MTLからの距離と相関を示すことを報告した。このようなMTLからの距離に伴う応力状態の変化については、旧来の研究で得られたデータに対して今回の手法を適用し、データを再検討した上で報告したい。

### ま と め

1. HCの方向分布に新しい岩脈法を適用することで、すべての主応力軸方向を推定することができる。しかし、この方法はHCの方向の空間頻度分布を利用するため、観測バイアスを補正する必要がある。ユニバーサルステージを用いてマイクロクラックの方向分布を測定する場合は、Terzaghi補正、ユニバーサルステージ補正、面積補正を用いることで観測バイアスを補正できる。
2. 天竜峡花崗岩と新城トータル岩からはそれぞれ複数の応力状態が検出された。そのため両岩体はHC形成環境下において、時間的、空間的な差に起因する複数の異なる応力状態を経験したと考えられる。旧来は検出される複数の集中方向が互いに直交すると見なされる場合が多かった。しかし、本研究ではそのような関係を示すものはむしろ少なく、旧来の結果はクラスタリング手法の影響を受けていた可能性がある。

3. 天竜峡花崗岩 T04 および新城トータル岩 S02 を除く試料から、MTL の走向に直交する走向で低角度な  $\sigma_3$  軸を持つ応力が検出された。その応力の  $\sigma_1$  軸および  $\sigma_2$  軸は、新城トータル岩でその方向が良く集中するのに対し、天竜峡花崗岩ではばらつきが大きい。このような両岩体の主応力軸方向分布は、広域応力場が  $\sigma_3$  軸方向を規定するもの、 $\sigma_1$  軸および  $\sigma_2$  軸は局所的な条件に依存したと考えれば説明できる。約 65 Ma の HC 形成時の応力場は、MTL の走向とほぼ直交で低角度の  $\sigma_3$  軸を持つ伸張応力場であった可能性がある。これは市乃川時階の MTL 運動 (Kubota and Takeshita, 2008) および、三波川変成岩の変形 (Osozawa and Pavlis, 2007) から推定される応力状態と調和的である。

### 謝 辞

本研究にあたり早稲田大学卒業生 (現：日鉄鉱業 (株)) の会沢辰介氏には解析試料の一部を提供いただいた。同大学新井宏嘉博士には統計解析についてご指導いただき、研究方針についてご助言いただいた。京都大学佐藤活志博士には 3 次元方向データの扱い方や面構造の観察頻度に関する補正方法について議論いただいた。早稲田大学卒業生 (現：三井金属資源開発 (株)) の原田尚氏には試料の作成および測定方法についてご指導いただいた。石英粒子の画像解析には、フリーの画像解析ソフト ImageJ (<http://rsb.info.nih.gov/ij/> からダウンロード可) を利用した。査読者の北海道大学竹下徹博士および匿名の査読者、編集担当の東京工業大学岩森光博士には適切なコメントをいただき、本稿は大幅に改善された。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

### 文 献

会沢辰介・高木秀雄 (Aizawa, S. and Takagi, H.), 2008, 領家花崗岩中のヒールドマイクロクラックを用いた古応力場の復元と中央構造線の折れ曲がり. 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨 (115th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abst.), P-100, 221.

Baer, G., Beyth, M. and Rechtes, Z., 1994, Dikes emplaced into fractured basement, Timna Igneous Complex, Israel. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 24039–24050.

Bingham, C., 1974, An antipodally symmetric distribution on the sphere. *Ann. Statist.*, **2**, 1201–1225.

Brace, W. F. and Kohlstedt, D. L., 1980, Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Jour. Geophys. Res.*, **85**, 6248–6252.

Brantley, S. L., Evans, B., Hickman, S. H. and Crerar, D. A., 1990, Healing of microcracks in quartz: Implications for fluid flow. *Geology*, **18**, 136–139.

Delaney, P. T., Pollard, D. D., Ziony, J. I. and McKee, E. H., 1986, Field relations between dikes and joints: Emplacement processes and paleostress analysis. *Jour. Geophys. Res.*, **91**, 4920–4938.

Dodson, M. H. and McClelland-Brown, E., 1985, Isotopic and paleomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion. In Snelling, N. J. ed., *The Chronology of the Geological Record*, Geol. Soc. Mem., **10**, 315–325.

江原昭次・柳谷俊・寺田亨 (Ehara, S., Yanagidani, T. and Terada, M.), 1986, 加熱・冷却にともなう大島花崗岩の AE と熱膨張材料 (*Jour. Soc. Mat. Sci. Japan*), **35**, 490–495.

原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男 (Hara, I., Hide, K., Takeda, K., Tsukuda, E., Tokuda, M. and Shirota,

T.), 1977, 三波川帯の構造運動. 秀 敬編, 三波川帯 (*The Sambagawa Belt*), 広島大学出版研究会 (Hiroshima Univ. Press), 309–390.

原山 智・小井土由光・石沢一吉・仲井 豊・杵掛俊夫 (Harayama, S., Koido, Y., Ishizawa, K., Nakai, Y. and Kutsukake, T.), 1985, 中部地方における白亜紀～古第三紀火成活動の変遷. 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **39**, 345–357.

Hickman, S. H. and Evans, B., 1987, Influence of geometry upon crack healing rate in calcite. *Phys. Chem. Mineral.*, **15**, 91–102.

石瀬康浩・狩野真吾・関根孝太郎・土屋範芳 (Ishise, Y., Kano, S., Sekine, K. and Tsuchiya, N.), 2006, 中部領家帯に分布する領家花崗岩類の巨視き裂構造と弾性波速度との関係. 資源と素材 (*Jour. Min. Mater. Process. Inst. Japan*), **112**, 56–64.

Itaya, T. and Takasugi, H., 1988, Muscovite K–Ar ages of the Sanbagawa schists, Japan and argon depletion during cooling and deformation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 281–290.

Kamb, W. B., 1959, Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress. *Jour. Geol.*, **67**, 153–170.

金井拓人・会沢辰介・高木秀雄 (Kanai, T., Aizawa, S., and Takagi, H.), 2012, 中部地方南部の領家花崗岩中のマイクロクラックを用いた古応力場の復元. 日本地球惑星科学連合大会 2012 講演要旨 (*Japan Geos. Uni. Meet 2012, Abst.*), SCG68-P07.

Kranz, R. L., 1983, Microcracks in rocks: A review. *Tectonophysics*, **100**, 449–480.

Kubota, Y. and Takeshita, T., 2008, Paleocene large-scale normal faulting along the Median Tectonic Line, western Shikoku, Japan. *Island Arc*, **17**, 129–151.

Laubach, S. E., 1989, Paleostress directions from the preferred orientation of closed microfractures (fluid-inclusion planes) in sandstone, East Texas basin, U. S. A. *Jour. Struct. Geol.*, **11**, 603–611.

Lespinasse, M. and Pecher, A., 1986, Microfracturing and regional stress field: a study of the preferred orientations of fluid-inclusion planes in a granite from the Massif Central, France. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 169–180.

Morishita, T. and Suzuki, K., 1995, CHIME ages of monazite from the Shinshiro Tonalite of the Ryoke belt in the Mikawa area, Aichi Prefecture. *Jour. Earth Planet. Sci., Nagoya Univ.*, **42**, 45–53.

Nakai, Y. and Suzuki, K., 1996, CHIME monazite ages of the Kamihara Tonalite and the Tenryukyo Granodiorite in the eastern Ryoke belt of central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 431–439.

Nuong, N. D., Thanh, N. X., Gouzu, C. and Itaya, T., 2011, Phengite geochronology of crystalline schists in the Sakuma-Tenryu district, central Japan. *Island Arc*, **20**, 401–410.

Osozawa, S. and Pavlis, T., 2007, The high P/T Sambagawa extrusional wedge, Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **29**, 1131–1147.

Pecher, A., 1989, SCHMIDTMAC: A program to display and analyze directional data. *Comput. Geosci.*, **15**, 1315–1326.

Platt, J. P., 1986, Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 1037–1053.

Plumb, R., Engelder, T. and Yale, D., 1984, Near-surface in situ stress: 3. Correlation with microcrack fabric within the New Hampshire Granites. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 9350–9364.

領家団体研究グループ (Ryoke Research Group), 1955, 領家帯の団体研究と中部地方領家帯地質図. 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **25**, 1–3.

領家研究グループ (Ryoke Research Group), 1972, 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係. 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **26**, 205–216.

佐藤隆恒・高木秀雄 (Sato, T. and Takagi, H.), 2010, 丹沢トータル岩体における石英中のマイクロクラックから推定された古応力場の変遷と伊豆弧の衝突. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*),

- 116, 309–320.
- 佐脇貴幸(Sawaki, T.), 2003, 流体包有物: その基礎と最近の研究動向. 岩石鉱物科学(*Japan. Mag. Mineral. Petrol. Sci.*), **32**, 23–41.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫(Shibata, K., Uchiumi, S. and Nakagawa, T.), 1979, K–Ar 年代測定結果, 1. 地調月報(*Bull. Geol. Surv. Japan*), **30**, 675–686.
- Smith, D. L. and Evans, B., 1984, Diffusional crack healing in quartz. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 4125–4135.
- Stöckhert, B., Brix, M. R., Kleinschrodt, R., Hurford, A. J. and Wirth R., 1999, Thermochronometry and microstructures of quartz: A comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of the brittle-plastic transition. *Jour. Struct. Geol.*, **21**, 351–369.
- 高木秀雄・会沢辰介・山田哲史(Takagi, H., Aizawa, S. and Yamada, T.), 2008a, 市之川時階(70–60 Ma)の正断層運動の証拠: 中央構造線沿いの領家花崗岩中のヒールドマイクロクラックによる古応力場解析から. 日本地質学会第115年学術大会講演要旨(115th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abst.), O-158, 110.
- 高木秀雄・三輪成徳・山田哲史・西嶋 圭・山崎 聡・円城寺 守(Takagi, H., Miwa, S., Yamada, T., Nishijima, K., Yamazaki, S. and Enjoji, M.), 2012, 淡路島北部に分布する白亜紀花崗岩類中の石英に発達するマイクロクラックの三次元方位分布による古応力場の復元と生成環境. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **118**, 571–581.
- 高木秀雄・三輪成徳・横溝佳侑・西嶋 圭・円城寺守・水野 崇・天野健治(Takagi, H., Miwa, S., Yokomizo, Y., Nishijima, K., Enjoji, M., Mizuno, T. and Amano, K.), 2008b, 土岐花崗岩中の石英に発達するマイクロクラックの三次元方位分布による古応力場の復元と生成環境. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **114**, 321–335.
- 高木秀雄・柴田 賢(Takagi, H. and Shibata, K.), 1992, 断層ガウジの K–Ar 年代測定: 中央構造線における例. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no.38, 31–38.
- 武内寿久禰(Takenouchi, S.), 1975, 鉱物中の流体包有物研究の基礎 1. 流体包有物の研究史, 分類と生成. 宝石学会誌(*Jour. Gemmol. Soc. Japan*), **2**, 25–33.
- Takeshita, T., 1995, Dynamic analysis of deformed quartz grains from the folded Middle Miocene Momonoki Subgroup of central Japan: Origin of healed microcracks. *Tectonophysics*, **245**, 277–297.
- 竹下 徹・長谷部徳子・野村和良(Takeshita, T., Hasebe, N. and Nomura, K.), 2011, 四国中部三波川帯緑泥石帯砂質片岩中のジルコンのフィッシュトラック年代: 2つの異なる年代とその意味. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **117**, 53–56.
- Takeshita, T. and Yagi, K., 2001, Paleostress orientation from 3-D orientation distribution of microcracks in quartz from the Cretaceous granodiorite core samples drilled through the Nojima Fault, south-west Japan. *Island Arc*, **10**, 495–505.
- 竹内真司・三枝博光・天野健治・竹内竜史(Takeuchi, S., Saegusa, H., Amano, K. and Takeuchi, R.), 2013, 瑞浪超深地層研究所における地下深部の水理地質構造調査. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **119**, 75–90.
- Terzaghi, R. D., 1965, Sources of error in joint surveys. *Géotechnique*, **15**, 287–304.
- Tuttle, O. F., 1949, Structural petrology of planes of liquid inclusions. *Jour. Geol.*, **57**, 331–356.
- 内海 茂・宇都浩三・柴田 賢(Uchiumi, S., Uto, K. and Shibata, K.), 1990, K–Ar 年代測定結果 -3: 地質調査所未公表試料. 地調月報(*Bull. Geol. Surv. Japan*), **41**, 567–575.
- Vollbrecht, A., Rust, S. and Weber, K., 1991, Development of microcracks in granites during cooling and uplift: examples from the Variscan basement in NE Bavaria, Germany. *Jour. Struct. Geol.*, **13**, 787–799.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井 豊・杵掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦(Yamada, N., Katada, M., Hayama, Y., Yamada, T., Nakai, Y., Kutsukake, T., Suwa, K. and Miyakawa, K.), 1974, 中部地方領家帯地質図. 特殊地質図 no. 18 (*Miscellaneous Maps Series 18*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan).
- 山路 敦(Yamaji, A.), 2012, 岩脈法発展史. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **118**, 335–350.
- Yamaji, A. and Sato, K., 2011, Clustering of fracture orientations using a mixed Bingham distribution and its application to paleostress analysis from dike or vein orientations. *Jour. Struct. Geol.*, **33**, 1148–1157.
- Yamaji, A., Sato, K. and Tonai, S., 2010, Stochastic modeling for the stress inversion of vein orientations: Paleostress analysis of Pliocene epithermal veins in southwestern Kyushu, Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **32**, 1137–1146.

## (要 旨)

金井拓人・山路 敦・高木秀雄, 2014, 混合ビンガム分布を適用したヒールドマイクロクラックによる古応力解析: 中部地方の領家花崗岩類における例. 地質雑, **120**, 23–35. (Kanai, T., Yamaji, A. and Takagi, H., 2014, Paleostress analyses by means of mixed Bingham distributions of healed microcracks in the Ryoke granites, Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **120**, 23–35.)

中央構造線 (MTL) に沿って分布する領家帯花崗岩の天竜峡花崗岩と新城トータル岩を対象に, 石英粒子中に発達するヒールドマイクロクラック (HC) の三次元方向分布から, 花崗岩体冷却時の応力状態を推定した. この方向分布を推定するため, ユニバーサルステージを使って HC を測定する際の観測バイアスを補正する方法を考案した. 岩体の各所で HC の方向分布を求め, 得られた方向分布に混合ビンガム分布をフィッティングすることで, 各試料で複数の応力状態を検出した. 両岩体とも卓越する応力状態の  $\sigma_3$  軸は MTL の走向にほぼ直交で低角度を示した. 多くの試料から同じ方向の  $\sigma_3$  軸が推定されているため, この応力状態は HC 形成時 (約 65 Ma) の広域応力状態を示している可能性がある.  $\sigma_1$  軸および  $\sigma_2$  軸の方向は両岩体, または試料により異なり, それらはより局所的な条件に依存したと考えられる.

---

科学論文では, 学説の検証可能性を保証することが重要です. そのため, 地質学雑誌掲載論文には, 重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります. 言うまでもないことですが, 見学や採取を行う場合, 各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい. 詳しくは, 次のページをご覧ください.

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>