関東山地北東縁部寄居層・寄居溶結凝灰岩の異地性境界断層の運動像と活動時期

Kinematics and age of faulting in the allochthonous fault zone between the Yorii Formation and the Yorii Welded Tuff in the northeastern Kanto Mountains

Abstract

小坂和夫* 近重史朗**

Kazuo Kosaka* and Shiro Chikashige**

2001年10月10日受付.

2002年4月2日受理.

* 日本大学文理学部地球システム科学科
Department of Geosystem Sciences, College of
Humanities and Sciences, Nihon University,
3-25-40 Sakurajosui, Setagaya-ku, Tokyo 156-
8550, Japan

** 日本大学文理学部自然科学研究所
Institute of Natural Sciences, College of Hu-
manities and Sciences, Nihon University, 3-
25-40 Sakurajosui, Setagaya-ku, Tokyo 156-
8550, Japan

A fault zone juxtaposes the allochthonous Yorii Formation and Yorii Welded Tuff overlying the Mikabu greenstones of the Sambagawa belt. This boundary fault zone, about 5 m in width, is composed of breccia and 3~5 cm-wide gouge zone along the fault surface trending N51°E, which is different from the fault systems of this area striking WNW-ESE or N-S. The hanging wall rock, Yorii Formation, exhibits fault rock fabrics such as imbrication structures and composite planar fabrics, suggesting a dextral sense of shear. Restored strike of the boundary fault considered from the rotation of the Kanto Mountains accompanying the formation of the Japan Sea (clockwise rotation of 94°) and that in the nappe-forming process of the Yorii Formation (counterclockwise rotation of 73°) indicates about N30°E, suggesting the parallelism to the Median Tectonic Line (MTL) of the Southwest Japan before the opening of the Japan Sea. Thus, the fault zone is considered to have occurred accompanied with the activity of the MTL.

The K-Ar ages were determined on fine fractions of clay minerals ($<2\mu\text{m}$) extracted from the fault gouge, resulting $23.6 \pm 0.6\text{ Ma}$. This suggests the last motion of the fault having occurred before this age and is compared to the Akaishi phase (15-27 Ma) in the movement phase of the MTL.

As a result, the boundary fault zone is considered to have formed in association with the activity of the MTL at the heimat of the Yorii Formation and the Yorii Welded Tuff in the Inner Zone of the Southwest Japan, stayed there until 23.6 Ma and thereafter was brought to the present place together with the Yorii Formation and the Yorii Welded Tuff.

Key words: allochthonous fault zone, Yorii Formation, Yorii Welded Tuff, fault rock fabrics, K-Ar age, Atokura Nappe, Kanto Mountains

はじめに

関東山地北縁～北東縁部の群馬県下仁田地域、埼玉県^{カサヅ}金沢地域、および埼玉県寄居-小川地域には、起源と年代を異にするペルム紀から古第三紀の岩石・地層により構成される“跡倉ナップ”が三波川帯の構造的上位に点在する (Fig. 1) (高木・藤森, 1989; 端山, 1991; 埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会, 1995). “跡倉ナップ”の構成地質体のうち埼玉県寄居-小川地域に分布する寄居層、寄居溶結凝灰岩は西南日本内帯で形成された異地性岩体であることが指摘されているが (小坂, 1979; 小坂, 1987; 牧本・竹内, 1992; 小野, 2000; 近重, 2000; 近重・小坂, 2000), 荒川左岸の露頭に見られる寄居層、寄居溶結凝灰岩の境界断層の調査から、この断層自体もまた異地性であり、寄居層、寄居溶結凝灰岩は西

南日本内帯でこの断層によって接合した後に本地域まで移動してきた可能性が大きいことが明らかになった.

本研究では、寄居層・寄居溶結凝灰岩境界断層の産状を記載して異地性であることを検討し、断層ガウジの細粒部分 ($<2\mu\text{m}$) を分離して得た雲母粘土鉱物の K-Ar 年代に基づいてその活動時期についてのテクトニックな意義を考察する.

地質概要

寄居-小川地域の地質概略図を Fig. 2 に示す. “跡倉ナップ”の各岩体は三波川帯御荷鉾ユニットの構造的上位に存在し、北から寄居溶結凝灰岩、寄居層、金勝山石英閃緑岩、跡倉層の岩石・地層が分布している. これらの岩石・地層は御荷鉾緑色岩類の上にナップとして移動してきた異地性岩体で

Fig. 1. Geological sketch map of the northern Kanto Mountains.

Simplified from the Geological Sheet Map 1 : 200,000 "Nagano" (1998) and "Utsunomiya" (1990) of the Geological Survey of Japan.

MTL : Median Tectonic Line. ISTL : Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. TTL : Tanagura Tectonic Line.

Fig. 2. Geological outline of the "Atokura Nappe" in the Yorii-Ogawa area.

Simplified from Makimoto and Takeuchi (1992).

あり、下仁田地域、金沢地域とともに“跡倉ナップ”を構成している（牧本・竹内，1992）。

当地域の“跡倉ナップ”を構成する主な岩石・地層は、それらの地質年代順序はおおむね Fig. 2 のようであるが、各岩体が WNW-ESE 方向と N-S 方向の高角断層系により断層地塊化しているため岩石・地層相互の層序・構造関係は明らかではない（牧本・竹内，1992）。

金勝山石英閃緑岩の K-Ar 年代は、角閃石について 251 Ma（小野，1983）、ペグマタイトの白雲母について 252 Ma（端山・柴田，1990）でペルム紀末期を示し、岩体の分布状態から三波川帯の上位に低角断層でのと推定される（小坂，1979；牧本・竹内，1992）。跡倉層は、礫岩層、砂岩層および

砂岩泥岩互層からなり、泥岩から白亜紀後期のアンモナイト、放散虫を産する（竹内ほか，1990；渡辺ほか，1990）。寄居溶結凝灰岩は、流紋岩質溶結凝灰岩であり、ジルコンのフィッシュ・トラック年代は 59.6 Ma（古第三紀晩新世）を示す（竹内・牧本，1991）。寄居層は、鉢形礫岩部層を基底に持つ海成砂岩であり、粗粒砂岩を主とするが、下部・中部に細粒砂岩を挟在し、薄い炭層を挟む層準もある（牧本・竹内，1992）。寄居層主部の下部に挟在される凝灰岩のジルコンのフィッシュ・トラック年代は 65.4 Ma であるが、寄居溶結凝灰岩の層序的上位にあることを考慮して、寄居層の地質年代は白亜紀末-晩新世とされている（牧本・竹内，1992）。牧本・竹内（1992）は、寄居層を“跡倉ナップ”の構成層とし、寄居溶結凝灰岩の噴出に引き続いて堆積したとしている。

ナップを構成する最も新しい地層が寄居層であり、同ナップが中新統松山層群により不整合に覆われることから、“跡倉ナップ”の形成時期は晩新世（約 60 Ma）から中期中新世（16 Ma）の間である（牧本・竹内，1992）。同ナップを構成する寄居溶結凝灰岩と寄居層は、岩相、放射年代から西南日本内帯に属する地質体と判断されているが（牧本・竹内，1992）、金勝山石英閃緑岩、跡倉層は黒瀬川帯の一員とする考え方（平島，1984）、南部北上帯・阿武隈帯に属するという見解（柴田・高木，1989）もあって、その帰属問題は決着していない（牧本・竹内，1992）。

寄居層・寄居溶結凝灰岩境界断層の運動像と断層角礫岩の熱水変質

1. 境界断層の産状

調査した寄居層と寄居溶結凝灰岩の境界断層は、寄居町寄居、正喜橋上流の荒川左岸川原に長さ約 9 m にわたって露出する（Fig. 3）。Fig. 4.a に断層破碎帯の模式平面図を示す。本露頭にみられる境界断層は、寄居層側に数 cm 幅の断層ガウジ（F₂）を伴う約 5 m 幅の断層破碎帯から構成されている（Fig. 4.b）。断層破碎帯は、北西側から約 1 m 幅の断層角礫化した寄居層の礫岩（Y₂）が N51°E 47°N の断層面で約 3~5 cm 幅のガウジに接し（Fig. 4.c）、このガウジは約 3.5 m 幅の断層角礫化した寄居層の礫岩（Y₃）に接し、さらに数 mm 幅

Fig. 3. (a) Location of the outcrop of the boundary fault. (b) Attitude of the boundary fault. Topographic map showing the location of the outcrop is part of 1 : 25,000 map "Yorii" published by the Geographical Survey of Japan.

のガウジ (F_3) を挟んで $N50^\circ E 75^\circ N$ の断層面を介して東南側の断層角礫化した寄居溶結凝灰岩 (W_1) に接する (Fig. 4.d). 断層破碎帯内部の寄居層の礫岩の $N51^\circ E 47^\circ N$ の断層面上のスリッケンラインはほぼレーク 30° で NE にプランジする。

角礫化した寄居層の礫岩 (Y_3) は、熱水作用によって生じた二次鉱物で膠結した産状を示し半固結状でありハンマーにて容易に砕くことができる。しかし、断層角礫化した寄居層の礫岩に接する角礫化している寄居溶結凝灰岩 (W_1) は、寄居層の礫岩のような二次鉱物で膠結した産状は示さない。

2. 境界断層の剪断センス

寄居層内のガウジ (F_2) と断層角礫化した寄居層の礫岩 (Y_2) にみられる断層の引きずり構造 (Fig. 5.a), 寄居層の礫岩や数 mm 幅のガウジを挟んで $N50^\circ E 75^\circ N$ の断層面を介して接する東南側の断層角礫化した寄居溶結凝灰岩にみられる破碎された岩片の示す覆瓦状配列 (Figs. 5.b, 5.c), およびガウジに接する上盤寄居層の礫岩の断層面のスリッケンラインを含み断層面に垂直な平面 (XZ 面) に観察される破碎された岩片の複合面構造 (P-R₁-Y ファブリック, P-Y ファブリック (Rutter et al., 1986; 高木・小林, 1996)) は、いずれも右横ずれの剪断センスを示す (Fig. 6)。

この断層面のスリッケンラインは、ステレオネットに投影すると $N26^\circ E$ 方向に 26° プランジしている (Fig. 7). 現在の断層面を固定して考えた場合、寄居層は寄居溶結凝灰岩に対して NE 方向に移動したことになり、境界断層は正断層成分をもつ右横ずれ断層であったことになる。

3. 境界断層の角礫岩の熱水変質

角礫化した寄居層の礫岩 (Y_2, Y_3) の熱水変質作用の特徴を調べるため、Fig. 4 に示した破碎帯内外の各部から採取した試料について定方位試料を作製し、X線回折によって変質鉱物を同定した。その結果、破碎帯外側の寄居層の礫岩 (Y_1) はイライト、緑泥石、方解石を含むが、破碎帯内側の角礫化した寄居層の礫岩 (Y_2, Y_3)、ガウジ部分はこれらのほかに緑れん石を含み、破碎帯内・外側の寄居溶結凝灰岩はさらに濁沸石を含んでいる (Table 1)。

寄居層・寄居溶結凝灰岩境界断層の活動時期

1. 断層ガウジの試料調製および年代測定

寄居層・寄居溶結凝灰岩境界断層の活動時期を推定するため、断層ガウジの K-Ar 年代測定を行った。寄居層・寄居溶結凝灰岩の境界 (F_3) の断層ガウジは幅が数 mm と狭く剪断センスを示す内部構造も発達していないため、寄居層内の破碎帯内に数 cm 幅で発達する未固結、粘土状の断層ガウジ (F_2) から 2箇所、それぞれ 1~2 kg 採取した (Fig. 8)。

採取した断層ガウジから水簸により $2\mu m$ 以下の細粒部分を分離し試料を作製した。すなわち、断層ガウジを蒸留水に分散させ、5 l ビーカーに移し水温 $20^\circ C$ で 4 時間放置し上澄み部分を 5 cm の深さまでサイホンで取り出し、遠心分離により沈殿物を回収する操作を繰り返し、得られた濃縮液を $55^\circ C$ で蒸発、乾固して乾燥試料としてそれぞれ約 10 g を得た。

$2\mu m$ 以下の細粒部分の粘土鉱物の鉱物構成は、定方位試料の X線回折により (001) 面の底面反射の位置から求めた。

断層ガウジの生成環境を示すデータとして、雲母粘土鉱物の 1 次の底面反射のピーク (約 10Å) における半価幅 (2θ) からイライト結晶度 (IC) (Kübler Index; Kübler, 1984), エチレングリコール処理による 1 次の底面反射の移動量から雲母粘土鉱物の膨潤層含有量 (下田, 1977), および底面反射 10Å と 5Å 反射の半価幅からおおよその混合層含有量 (Shirozu and Higashi, 1972), 不定方位試料を用いて、雲母粘土鉱物の $2M_1$ 型イライトの相対量を 2.80Å ピークと 2.58Å ピークの比 ($I_{2.80\text{Å}}/I_{2.58\text{Å}}$) から求めた (Maxwell and Hower,

Fig. 4. Photographs of the outcrop of the boundary fault zone between the Yorii Formation and the Yorii Welded Tuff and occurrence of the fault zone.

- (a) Occurrence of the fault zone.
- (b) Whole view. Black line shows the boundary fault between the Yorii Formation and the Yorii Welded Tuff.
- (c) View of the fault gouge (3~5 cm in width) inside the Yorii Formation.
- (d) View of the boundary fault between the Yorii Formation and the Yorii Welded Tuff.

1967). K-Ar年代測定は、アレゲニー・テクノロジー・ジャパン株式会社に依頼した。

2. 結果

2-1. 雲母粘土鉱物の特徴：含有する鉱物の構成、イライト結晶度、混合層含有量、 $2M_1$ 型イライトの相対量を Table 2 に示す。断層ガウジ細粒部は、主にイライトからなり少量の緑泥石を含む。エチレングリコール処理により約 $10\text{\AA}$ の1次

低角底面反射位置の移動は約 $0.2\text{\AA}$ であり、膨潤層含有量は10%程度である(下田, 1977)。底面反射 $10\text{\AA}$ と $5\text{\AA}$ 反射の半価幅から求めたおよその混合層含有量は10~12%が得られた(Shirozu and Higashi, 1972)。また、イライト結晶度は0.65~0.68であり続成領域に対応し(Kübler, 1984)、 $2M_1$ 型の含有率は18~20%であった。

2-2. K-Ar年代測定結果：2試料ともK含有量は比較的多

Fig. 5. Asymmetric structures showing the dextral sense of displacement of the fault.

- (a) The arrangement of crushed fragments by faulting indicates the dextral displacement of the hanging wall rock, the Yorii Formation. The location of the photograph is shown in Fig. 4.c.
- (b) Imbrication structure made by crushed lens-shaped fragments indicates the dextral displacement of the hanging wall rock. The location of the photograph is shown in Fig. 4.d.
- (c) Trace of the boundary shape of crushed fragments in Fig. 5.b.

Table 1. Existence of the alteration minerals of the fault zone.

Sample location	Illite	Chlorite	Calcite	Epidote	Laumontite	Remarks
Y1	○	○	○	×	×	fault zone
Y2	○	○	○	○	×	
Y3	○	○	○	○	×	
F2	○	○	○	○	×	
W1	○	○	○	○	○	
W2	○	○	○	○	○	

○ : contained × : uncontained

く、 $2\mu\text{m}$ 以下の細粒部分であるにもかかわらず放射性起源 ^{40}Ar も73.5%程度を保持し、ほとんど差のない23.6 Ma前後のK-Ar年代値が得られた (Table 2).

考 察

1. 寄居層・寄居溶結凝灰岩境界断層の異地性

境界断層に見られる5 m幅の破碎帯は1 kmオーダーの変位を示唆し (Otsuki, 1978; Scholz, 1990), 長さ10 km以上の規模の断層に該当することが推定され (Scholz, 1990), 寄居層が寄居溶結凝灰岩に対して正断層成分をもつNE方向に変位する右横ずれ断層であると判断される。しかし、この断層の両側の延長部は確認されない。しかも、境界断層の断層面 $\text{N}51^{\circ}\text{E } 47^{\circ}\text{N}$ の姿勢は、当地域で一般的な現在地における既知のWNW-ESE方向、N-S方向と大きく異なり、現在地で形成された断層とは明らかに異なる。したがって、異地性の寄居層と寄居溶結凝灰岩を接合するこの断層自体も異地性であり、起源地から移動したナップの一部であると考えのが妥当である。この境界断層の内部構造は寄居層と寄居溶結凝灰岩が起源地で接合した時の領家帯起源のナップの内部構造を示していると考えられる。

したがって、当地域の“跡倉ナップ”のすべての構成地質体はテクトニック・ブロックとしてハイマートで形成され、その後、テクトニック・ブロックの集合体として三波川帯に移動してきたとする“単一ナップ説” (小野, 2000) について、

少なくとも寄居層と寄居溶結凝灰岩はハイマートである領家帯で接合した後にテクトニック・ブロックとして移動してきたものであることの裏付けが示されたことになる。

2. 破碎帯の熱水変質

破碎帯内側の寄居層の礫岩は、ガウジを含めて同定されたイライト、緑泥石、方解石、緑れん石の共存から、井澤 (1996) の温度依存性の変質分帯に基づき 220°C 程度の熱水変質を受けたことが推定される。破碎帯外側の寄居層の礫岩は緑れん石を欠き堆積時の続成作用のほかに破碎帯内側の熱水変質作用を受けたかどうかは確かではないが、緑れん石を産出するような熱水変質作用は受けていない。したがって、少なくとも破碎帯内側の寄居層の礫岩はガウジと同じ熱水変質を受けたと考えられる。

また、破碎帯内側の寄居溶結凝灰岩は、寄居層の礫岩が含むイライト、緑泥石、方解石、緑れん石の他に濁沸石を含み、 220°C 程度の熱水変質作用を受けていると考えられる。荒川左岸に分布する寄居溶結凝灰岩については、その形成の最終段階で熱水変質を受け、熱水変質年代は $58.0 \pm 2.9 \text{ Ma}$ であることが分かっていることから (近重・小坂, 2000), 境界断層の熱水変質を受けた寄居層の礫岩と接する寄居溶結凝灰岩 (Fig. 4.aの W_1 , W_2) も、 $58.0 \pm 2.9 \text{ Ma}$ 以降に破碎帯内側の寄居層の礫岩が受けている熱水変質を重複して受けていることが考えられる。

以上のように、熱水変質作用は破碎帯に局在している。し

Fig. 6. Composite planar fabric on the XZ plane perpendicularly intersecting the fault plane and containing slickenlines. White scale bar = 10 cm.

The dextral displacement of the hanging wall rock is indicated in every case shown in these photographs. The positions of a, b and c are shown in Fig. 4.c.

たがって、 65.4 ± 2.8 Ma のフィッシュン・トラック年代とされる寄居層（牧本・竹内，1992）起源のガウジに含まれる 23.6 Ma の K-Ar 年代を示す雲母粘土鉱物は、断層運動に伴う熱水変質作用により産出したと考えられる。

3. 寄居層・寄居溶結凝灰岩境界断層の断層ガウジの雲母粘土鉱物の生成年代および断層活動時期

断層ガウジの $2\mu\text{m}$ 以下の細粒部分には、断層活動に伴う岩石の破碎、細粒化した部分の熱水作用によって生成した雲母粘土鉱物を含むことから、その K-Ar 年代から断層活動の年代が推定されている（柴田・高木，1988；柴田ほか，1988；高木ほか，1991；高木・柴田，1992；山北ほか，1995 など）。

寄居層・寄居溶結凝灰岩境界断層のガウジの粉末 X 線回折

Equal-area projection(lower hemisphere)

Fig. 7. Slip sense direction of the Yorii Formation against the Yorii Welded Tuff.

分析によりイライト、緑泥石、方解石、緑れん石が同定され井澤（1996）の温度依存性の変質分帯に基づき 220°C 程度の熱水変質を受けたことが推定され、この熱水変質作用によってイライト（雲母粘土鉱物）が形成されたと考えられる。イライトの閉鎖温度は $260 \pm 30^\circ\text{C}$ （Hunziker et al., 1986）であり、推定される 220°C 程度の熱水変質では閉鎖系をなし雲母粘土鉱物の K-Ar 年代値 23.6 ± 0.6 Ma は断層活動に伴う熱水活動の年代を示す。

なお、ガウジの雲母粘土鉱物のポリタイプは $2M_1$ 型が約 20% を占める。続成作用の進行に伴い $1M \rightarrow 2M_1$ に変化するの 250°C 前後であり（Walker, 1993）、雲母粘土鉱物の合成実験から $1M_d \rightarrow 2M_1$ の変化は $125 \sim 350^\circ\text{C}$ で起こる（Velde, 1965）ことから、イライトの閉鎖温度（ $260 \pm 30^\circ\text{C}$ ）に達した可能性がある。したがって、寄居層の礫岩に伴う続成作用による自生のイライトならびに碎屑性のイライトの混入があったとしても、断層ガウジの生成時に熱水によりイライトの閉鎖温度（ $230 \sim 290^\circ\text{C}$ ）に達し閉鎖系（K-Ar 系）がリセットされたと考えられる。このことは、およそ 200°C を越える温度上昇は、K-Ar 年代値をリセットさせるほどの熱的事変（影響）とみなされている見解（高木・柴田，1992）とも矛盾しない。

以上から、熱水活動を伴う断層活動の主要な年代は 23.6 ± 0.6 Ma までであったと推定される。

4. 約 24 Ma における寄居層・寄居溶結凝灰岩境界断層と中央構造線の活動

寄居層の示す残留磁化方位から、寄居層がハイマートから現在の位置までナップとして移動する過程で反時計回りに 73° 回転したことが明らかにされているが（近重，2000）、寄居層とともに移動したこの断層も寄居層と同じ回転をしたはずである。関東山地の時計回りの回転 94° （Hyodo and Niitsuma, 1986）、寄居層移動時の反時計回り回転 73° をもとに戻して復元すると（Fig. 9）、復元したこの断層の走向はほぼ $N30^\circ E$ となり、日本海形成以前の西南日本における中央構造線の走向として見積もられている値とほぼ一致する（Hyodo and Niitsuma (1986), $N21^\circ E$ ；木下・伊藤 (1986), $N30^\circ E$ ；島田ほか (1998), $N31^\circ E$ ；木村 (1999), $N40^\circ E$ ）。断層の走

Fig. 8. Fault gouge sampled for K-Ar dating.

Table 2. Characteristics of fine fraction ($<2\mu\text{m}$) in the fault gouge and results of the measurement of K-Ar ages of clay minerals.

Sample No.	Clay minerals	I.C. (2θ)	Expandable layers (%)	$2M_1$ (%)	K-Ar age (Ma)	Rad. ^{40}Ar (scc/gx 10^{-6})	% Rad. ^{40}Ar	% K
Y/YW-1	Illite Chlorite	0.68	10	18	23.5 ± 0.6	0.307 0.378	70.1 77.7	4.08 4.07
Y/YW-2	Illite Chlorite	0.65	12	20	23.7 ± 0.6	0.394 0.375	78.9 68.0	4.16 4.15

Constant: $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$ $\lambda_\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$

Fig. 9. Rotation of the boundary fault and the Yorii Formation after Paleogene.

向は中央構造線の走向にほぼ一致するので、中央構造線の活動に伴って活動した中規模の右横ずれ断層であったと考えられる。

四国から中部地方に至る断層ガウジからみた中央構造線の活動時期は 58–63 Ma (市ノ川時階), 34–45 Ma (砥部時階), 15–27 Ma (赤石時階), 10–14 Ma (石鎚時階) に区分されているが (高木・柴田, 1992; Tanaka et al., 1995), 寄居層・寄居溶結凝灰岩境界断層の活動時期は赤石時階に対応する。

一方、田中・原 (1990) は、長野県長谷村の露頭から脆性剪断帯としての中央構造線の活動が右横ずれであった可能性を示唆し、その時期を浅部脆性剪断帯としての活動は 20 Ma 付近で終息していたと見積もられている年代 (柴田・高木, 1988) に求めていることから、赤石時階に右横ずれの時期があった可能性は大きい。

以上のことから、寄居層・寄居溶結凝灰岩境界断層はおよそ 24 Ma には西南日本内帯にあって当時の中央構造線の右横ずれ運動に伴って形成されたものであり、その後に寄居層と寄居溶結凝灰岩とともに本地域に移動したと考えられる。したがって、西南日本内帯起源の“跡倉ナップ”の構成地質体のうち少なくとも寄居層と寄居溶結凝灰岩は西南日本内帯で接合した後に移動し 24 Ma 頃以降に三波川帯上に定置したと考えられる。

結 論

1. 寄居層・寄居溶結凝灰岩境界断層は、破碎帯の内部構造および地質図における分布から、異地性の断層であり、正断層成分をもつ右横ずれ断層であると推定される。
2. この境界断層に伴う断層ガウジの K-Ar 年代の測定

結果 23.6 ± 0.6 Ma から、この断層の熱水変質を伴う主要な活動時期は 24 Ma までと推定される。

3. この境界断層は、日本海形成以前の中央構造線の赤石時階の活動に伴って 24 Ma までに活動した中央構造線に平行な中規模の右横ずれ断層であったと考えられる。

4. この境界断層は、24 Ma まで寄居層と寄居溶結凝灰岩の境界断層としてともに西南日本内帯にあり、三波川帯上に定置した時期は 24 Ma 以降と考えられる。

文 献

- 近重史朗, 2000, 関東山地北東縁部跡倉ナップ構成岩体古第三系寄居層の古地磁気. 地質雑, **106**, 825-835.
- 近重史朗・小坂和夫, 2000, 関東山地北東縁部寄居溶結凝灰岩類の熱水変質 K-Ar 年代. 地質雑, **106**, 574-577.
- 端山好和, 1991, 古領家古陸の復元. 地質雑, **97**, 475-491.
- 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.
- 平島崇男, 1984, 関東山地北東部, 寄居地域の緑色岩メランジュ. 地質雑, **90**, 629-642.
- Hunziker, J. C., Freg, M., Clauer, N., Dallmeyer, R. D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggwiler, P. and Schwander, H., 1986, The evolution of illite to muscovite : mineralogical and isotopic data from Glarus Alps, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 157-180.
- Hyodo, H. and Niitsuma, N., 1986, Tectonic rotation of the Kanto Mountains, Related with the opening of the Japan Sea and collision of the Tanzawa Block since middle Miocene. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 335-348.
- 井澤英二, 1996, 資源の探究. 岩波講座 地球惑星科学 地球の観測, 岩波書店, 311 p.
- 木村克己, 1999, スラストのスリップ方向—美濃-丹波帯のチャート・碎屑岩シーケンスの例—. 地質雑, **105**, 208-226.
- 木下 修・伊藤英文, 1986, 西南日本の白亜紀火成活動の移動と海嶺のめぐり込み. 地質雑, **92**, 723-735.
- 小坂和夫, 1979, 関東山地北東縁部付近の白亜紀以降の断層運動史. 地質雑, **85**, 157-176.
- 小坂和夫, 1987, 寄居溶結凝灰岩類—埼玉県寄居町に分布する“寄居石英斑岩”の再検討—. 日大文理自然科学紀要, No. 22, 41-46.
- Kübler, B., 1984, Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagénese, température et calorimétrie. *In* : Lagache, M. (Director), *Termométrie et barométrie géologiques*, 2, Soc. Fr. Mineral. Crystallogr., 489-596.
- 牧本 博・竹内圭史, 1992, 寄居地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136 p.
- Maxwell, D. T. and Hower, J., 1967, High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt series. *Amer. Mineral.*, **52**, 843-857.
- 中野 俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井 彰・濱崎聡志・広島俊男・駒澤正夫, 1998, 20 万分の 1 地質図幅「長野」. 地質調査所.
- 小野 晃, 1983, 関東山地, 金勝山石英閃緑岩の K-Ar 年齢. 岩鉱, **78**, 38-39.
- 小野 晃, 2000, 跡倉ナップのテクトニック・ブロックとその地質学的意義. 地質雑, **106**, 620-631.
- Otsuki, K., 1978, On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **84**, 661-669.
- 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.
- 埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会, 1995, 関東山地の中・古生界研究の現状と課題. 地球科学, **49**, 271-291.
- Scholz, C. H., 1990, The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press, 439 p.
- 柴田 賢・杉山雄一・高木秀雄・内海 茂, 1988, 奈良県吉野地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の同位体年代. 地調月報, **39**, 759-781.
- 柴田 賢・高木秀雄, 1988, 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代—長野県分杭峠地域の例—. 地質雑, **94**, 35-50.
- 柴田 賢・高木秀雄, 1989, 関東山地北部の花崗岩類の年代, 同位体からみた中央構造線と棚倉構造線との関係. 地質雑, **95**, 687-700.
- 島田耕史・高木秀雄・大澤英昭, 1998, 横ずれ圧縮場における地質構造発達様式: 紀伊半島東部, 領家帯南縁部のマイロナイト化と褶曲形成の時空関係. 地質雑, **104**, 825-844.
- 下田 右, 1977, 雲母粘土鉱物の化学組成と結晶構造. 鉱物雑, **13**, 特別号, 27-37.
- Shirozu, H. and Higashi, S., 1972, X-ray examination of sericite minerals associated with the Kuroko deposits. *Clay Sci.*, **4**, 137-142.
- 須藤定久・牧本 博・秦 光男・宇野沢昭・滝沢文教・坂本 亨・駒澤正夫・広島俊男, 1990, 20 万分の 1 地質図幅「宇都宮」. 地質調査所.
- 高木秀雄・藤森秀彦, 1989, 関東山地北縁部の異地性花崗岩体. 地質雑, **95**, 663-685.
- 高木秀雄・小林健太, 1996, 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造—その比較組織学. 地質雑, **102**, 170-179.
- 高木秀雄・柴田 賢, 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, **40**, 31-38.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂, 1991, 中部地方における中央構造線の断層ガウジとフェルサイト岩脈の K-Ar 年代. 地質雑, **97**, 377-384.
- 竹内圭史・牧本 博, 1991, 関東山地北縁の溶結凝灰岩・花崗斑岩およびホルンフェルスの放射年代. 地質雑, **97**, 315-318.
- 竹内圭史・牧本 博・酒井 彰, 1990, 関東山地における西南日本内帯—外帯境界領域の新生代テクトニクスの研究 (演旨). 地調月報, **41**, p. 680.
- 田中秀実・原 崇, 1990, 中央構造線の中新生初期以降の右ずれ運動—断層破砕帯の検討から—. 地質雑, **96**, 331-334.
- Tanaka, H., Uehara, N. and Itaya, T., 1995, Timing of the cataclastic deformation along the Akaishi Tectonic Line, central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **120**, 150-158.
- Velde, B., 1965, Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. *Amer. Mineral.*, **50**, 436-449.
- Walker, J. R., 1993, Chlorite polytype geothermometry. *Clays and Clay Minerals*, **41**, 260-267.
- 渡辺嘉士・浅野浩正・伊能正行・北村恵美子・高橋 修・益子進一・宮地竜彦・石井 醇, 1990, 関東山地北東部の析谷層から後期白亜紀化石の産出. 地質雑, **96**, 683-685.
- 山北 聡・伊藤谷生・田中秀実・渡辺弘樹, 1995, 古期中央構造線としての佐志生断層の前期漸新世における top-to-the-west 斜め衝上運動. 地質雑, **101**, 978-988.

(要 旨)

小坂和夫・近重史朗, 2002, 関東山地北東縁部寄居層・寄居溶結凝灰岩の異地性境界断層の運動像と活動時期. 地質雑, 108, 385-393. (Kosaka, K. and Chikashige, S., 2002, Kinematics and age of faulting in the allochthonous fault zone between the Yorii Formation and the Yorii Welded Tuff in the northeastern Kanto Mountains. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 108, 385-393.)

“跡倉ナップ”の構成地質体のうち埼玉県寄居-小川地域に分布する寄居層, 寄居溶結凝灰岩は西南日本内帯起源の異地性岩体であると考えられている. 荒川左岸の露頭に見られる寄居層, 寄居溶結凝灰岩の境界断層破砕帯は, その構造解析から正断層成分を伴う中規模の右横ずれ断層と推定され, この断層破砕帯もまた異地性である可能性の大きいことが明らかになった. 断層ガウジは 23.6 ± 0.6 Ma の K-Ar 年代を示し, 断層破砕帯は寄居層, 寄居溶結凝灰岩とともに少なくとも 23.6 ± 0.6 Ma までは西南日本内帯にあり, この時期より後に移動して三波川帯に定置したと考えられる. 寄居層の受けた回転を復元した断層の走向は, 日本海開裂以前の西南日本における中央構造線の走向, $N30^{\circ}E$ に一致し, 中央構造線の赤石時階 (15-27 Ma) の活動により形成された断層群の一つであったと考えられるが, 後に本地域に移動したものと考えられる.