南部阿武隈山地花崗岩体中の断裂系と地下水

越谷 信^{*1}・長江亮二^{*2}・大上和良^{*1}・森田安彦^{*3}

Fracture System and Ground Water of Granitic Rock Body in the Southern Abukuma Plateau, Japan

Shin KOSHIYA^{*1}, Ryouji NAGAE^{*2}, Kazuyoshi OKAMI^{*1} and Yasuhiko MORITA^{*3}

Key words : 断裂系 fracture system, 地下水 ground water, 花崗岩 granite,
阿武隈山地 Abukuma Plateau.

Abstract

The relationship between geological structure and permeability is studied to investigate the movement of the underground water in the Hanawa granite body, distributed in the southwestern part of the Abukuma Plateau. In the Hanawa granite body, many minor structures are developed, which are mylonitic structure, dykes of pegmatite and aplite, quartz vein, micro-crack and fractures (fault, joint). Among the structures mentioned above, the fractures are significant in the sense of the flow of the underground water, especially in a deeper part.

From the observation in the field, these fractures can be divided into six series clearly, namely A, B, C, D, E and F in the order of formational age, based on the relationships among the fractures. The A (A1 and A2), C (C1 and C2) and F (F1 and F2) series are composed of conjugated sets of faults. On the basis of the geometrical relationship of these conjugate sets of faults, the A series are deduced to be formed under the strike-slip fault type stress field with NW – SE compressional principal stress axis. And both of the C and F series are also deduced to be formed under the N – S tensional stress field.

Statistical analysis of the trends of the fractures and topographic lineaments clarified that the trend is concentrated in NW – SE to NNW – SSE, and it corresponds to the direction of A1, D and F1 type faults.

Taking account of the geological history from the Cretaceous to the Tertiary age in the Tanakura Shear Zone and adjacent area, the A series were possibly activated during the left lateral movement stage (Cretaceous to Paleogene) of the Tanakura Shear Zone (Koshiya, 1986). And C and F series may be formed in the Miocene.

From the analysis of stress field and period of the activation of the faults, the low permeability in the A1, A2, D and F1 type faults is concluded, and high permeability in the C1, C2 and F2 type faults. The above conclusions is confirmed by the simulation model of FEM and the boring survey performed by the Tohoku Regional Agricultural Administration Office.

^{*1} 岩手大学工学部 Faculty of Engineering, Iwate University.

^{*2} 農林水産省東北農政局 Tohoku Regional Agricultural Administration Office, Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries.

^{*3} 太陽石油㈱ Taiyo Oil Co., Ltd.

1. はじめに

花崗岩などの硬質岩中を流動する地下水は裂っかや断層破碎帯などの断裂を流路としていと考えられている。特に、山間部における農業用地下水の開発の場合、相当量の地下水が安定して供給されることが必要であり、断裂中を流動する地下水の利用が望まれている。しかしながら、花崗岩地域においてはどのような性質の断裂が地下水の透水層となるのか、また、断裂の方向により透水性に違いが認められるのかは十分には知られていない。特に野外調査においてこれらの関連性について直接的な知見を得ることは困難なことが多く、したがって、透水性に係わる断裂の形成過程を地質学的に考察するには至っていない。そこで、本研究では花崗岩分布地域を対象として、花崗岩中の地下水、特に深部循環水の

流動機構について、地質や地形の解析と合わせ、断裂の性質や方向性と透水性の関連について検討した。さらに、構造地質学の分野で知られている小断層解析や断裂解析の方法を用いて、断裂の系列区分を試み、透水性との関連について検討した。

なお、今回の調査は阿武隈山地南部地域における東北農政局による農業用地下水開発調査の一環として行われた。研究を進めるに当たり、野外調査に協力していただいた岩手大学工学部工藤春雄技官、断裂解析について御助言をいただいた東北大学名誉教授北村 信博士、ならびに種々の御便宜をおはかりいただいた関係各位に厚く御礼申し上げる。

2. 地 質

調査地域は阿武隈山地南部に位置する。調査地域周辺

図-1 南部阿武隈高原および調査地域の地質概略図。記号は花崗岩体名を表す。SH：塩沢岩体，R：論田岩体，SB：芝山岩体，ISK：石川岩体，SM：鮫川岩体，M：宮本岩体，IRT：入遠野岩体，H：塙岩体，TB：田人岩体，K：上君田岩体，TR：鳥曾根岩体，IRS：入四間岩体。平西方に広く分布する変成岩類は御所系・竹貫変成岩と呼ばれる。

Fig. 1 Map showing the geologic outline of the southern Abukuma Plateau and studied area. The symbols denote the names of granitic rock bodies. SH: Shiozawa, R: Ronda, SB: Shibayama, ISK: Ishikawa, SM: Samekawa, M: Miyamoto, IRT: Iritono, H: Hanawa, TB: Tabito, K: Kamikimida, TR: Torisone, IRS: Irishiken. Metamorphic rocks distributed west of Taira is called the Gozaisho-Takanuki Metamorphic Rocks.

には北北西—南南東方向の棚倉破砕帯を挟んで、東側に阿武隈帯の変成岩類や白亜紀花崗岩類が分布し、西側には八溝山塊を構成する砂岩頁岩を主体とする中生層とそれを貫く花崗岩類が分布する（図-1）。阿武隈帯の花崗岩類は、その岩質や貫入関係によっていくつかの岩体に区分されている¹⁾。このうち、今回の調査地域に分

布する岩体は塙岩体と呼ばれる。また、破砕帯およびその両側地域には上記の岩石を基盤として新第三系の碎屑岩類が分布する²⁾。

調査地域内の深部地下水の湧出地としては、湯岐温泉、干泥温泉などが知られている³⁾。湯岐温泉の水温は40.0℃、干泥温泉は30.6℃である（1989/9/25測定）。

図-2 塙花崗岩体および棚倉破砕帯の地質図。（文献8）および4）に基づき編集）。HG：東館，YJ：湯岐，HD：干泥，KY：高野谷地，MR：森の下，TN：殿畑，OW：追分，HS：橋場，SN：三鈴室山。

Fig. 2 Geological map of the Hanawa granitic body and the Tanakura Shear Zone, compiled from Tanaka and Ochiai (1988) and Koshiya (1986). HG: Higashidate, YJ: Yujimata, HD: Hidoro, KY: Koya-yachi, MR: Morinoshita, TN: Tonohata, OW: Oiwake, HS: Hashiba, SN: Sankomuroyama.

2.1. 棚倉破砕帯

棚倉破砕帯は幅2～5 kmの一大断層帯で、花崗岩類、変成岩類および堆積岩類を原岩とするマイロナイト、千枚岩、断層ガウジ（断層粘土）により構成される（図-2）。これらの岩石は、マイロナイト化作用、千枚岩化作用、粉碎作用をこの順に重複して受けることにより形成された⁴⁾。断層ガウジや断層角礫は破砕帯内の西縁部や東縁部に広く分布するほか、破砕帯の走向方向に斜交した方向に帯状に発達し、破砕帯内断層を構成している。棚倉破砕帯の主要な構造は白亜紀から古第三紀にかけて完成され、隆起運動を伴った一連の左横ずれ運動により形成されたと考えられている⁴⁾。

新第三紀以降の棚倉破砕帯周辺の応力場は、中期中新世初期には引張応力場であり⁵⁾、中期中新世以降に最大主圧縮応力軸が北東-南西の横ずれ断層型応力場の時期があったと考えられている⁶⁾。

2.2. 阿武隈帯の変成岩類

阿武隈帯主部に分布する御斎所・竹貫変成岩類のうち、調査地域北方に竹貫変成岩類が分布する。調査地域

に分布する竹貫変成岩類は主に黒雲母片麻岩や珪質片岩からなる。片理面の方向は調査地域周辺では北東-南西方向が卓越している⁷⁾。

2.3. 塙花崗岩体

田中・落合⁸⁾によると、塙岩体は岩質および貫入関係により細分され、それらは貫入順に、細粒石英閃緑岩～細粒トータル岩、片状トータル岩～片状花崗閃緑岩および岩体の主体をなす花崗閃緑岩である（図-2）。さらに、主要岩相である花崗閃緑岩は、野外での肉眼的特徴により、北側に分布し斑状のカリ長石と石英を含有する岩相、中央部に分布し1～3 mmの大型のスフェーンを含有する岩相、南西部に分布するマイロナイト質の岩相、数箇所に点在する細粒等粒状の岩相に分類される。斑状岩相、大型スフェーン含有岩相およびマイロナイト質岩相は互いに漸移する。細粒等粒状岩相はそれ以外の花崗閃緑岩類に貫入しており、最も新しい岩相である。塙岩体の石英閃緑岩から $117 \pm 4 \text{ Ma}$ のK-Ar角閃石年代が、大型スフェーン含有花崗閃緑岩から $99.9 \pm 3.3 \text{ Ma}$ と $99.7 \pm 4.8 \text{ Ma}$ のK-Ar角閃石年代が得

図-3

調査地域周辺の接峰面図。YM：弓張堂山，AS：朝日山，KN：観音山，EZ：栄蔵室，HN：塙，TG：谷川鉱泉，SH：志保の湯，KW：川岐，OC：落合。その他の記号は図-2と同じ。等高線の間隔は50 m。EZからYJを通り久慈川に至る線は図-16の断面線を表す。

Fig. 3

Summit level map around the studied area. YM: Mt. Yumiharidoyama, AS: Mt. Asahiyama, KN: Mt. Kan'nonyama, EZ: Mt. Ezomuro, HN: Hanawa, TG: Tanigawa mineral spring, SH: Shihonoyu hot spring, KW: Kawamata, OC: Ochiai. The other symbols are same as those of Fig. 2. Contour interval is 50 m. The line from EZ through YJ to R. Kujigawa represents the section line in Fig. 16.

られている。

3. 地形

3.1. 概説

調査地域の最高峰は栄蔵室881.6mで、この北方には朝日山797.3m、南方には三鉢室山870.6mがある（図-3）。朝日山と三鉢室山を結ぶ尾根と三鉢室山から南西に連なる尾根を分水嶺として北西側の水系は久慈川に、

東側が四時川に、南西側は里川に向い流下する。久慈川は調査地域の西部を北から南に流下し、里川は南西に流下し調査地域最南端で南にその流路を変える。四時川は東の太平洋に流下する。

埧岩体などの花崗岩分布地域では水平距離11kmで比高差が約300mと起伏は緩やかで、標高も東から西に向かって徐々に減じている。棚倉破砕帯東縁断層付近では標高が550mから300mに急変している。

図-4 フォトリニアメント図。太実線、細実線および破線はそれぞれ極めて明瞭、明瞭およびやや不明瞭なリニアメントを表す。記号は図-3と同じ。

Fig. 4 Photolineament map. Thick line, thin line and broken line denote very remarkable, remarkable and possible photolineament, respectively. The symbols are same as those of Fig. 3.

湯岐温泉や干泥温泉はNW-SE方向の直線的な流路をもつ湯川の東側の丘陵地に位置する(図-3)。

3.2. フォトリニアメント

空中写真を用いて現地地形に現れているリニアメントの判読を行い、地質構造、特に断裂の発達方向との関連について検討した(図-4)。リニアメントの判読は、断層崖、断層鞍部、断層突起、分離小丘および直線的な水系¹⁰⁾に基づき行った。なお、今回の調査は埴岩体が主体であるので、リニアメントの判読は同岩体が分布する地域について詳細に行った。そのため図-4では、リニアメントが密に認められる棚倉破碎帯地域には代表的なものしか表示していない。

調査地域内においてリニアメントはさまざまな方向のものが認められるが、最も卓越する方向はNNW-SSEまたはNW-SE方向である。特に、棚倉破碎帯東縁断層に対応するNNW-SSE方向のリニアメントや、湯岐温泉、干泥温泉付近を通るNW-SE方向のリニアメントは最も明瞭である。

3.3. フォトリニアメントの卓越方向

空中写真に基づくリニアメントの卓越方向を統計的・定量的に評価するために、調査地域を1辺が500mのメッシュに区分し、そのメッシュ毎にリニアメントの方向を測定し方向別頻度分布を求めた。その際に、岩相に基づき調査地域を①から⑥の6つの地域に分割し(図-5)、調査地域の地域性について検討した(図-6)。各地域の主な岩相は、地域①が花崗閃緑岩(石川岩体、図-1参照)および変成岩、地域②が埴岩体花崗閃緑岩大型スフェーン含有岩相および斑状岩相、地域③および④が埴岩体花崗閃緑岩マイロナイト質岩相、地域⑤が埴岩体花崗閃緑岩マイロナイト質岩相、大型スフェーン岩相および斑状岩相、地域⑥が埴岩体マイロナイト質岩相および細粒等粒状岩相である(図-5)。

各地域ごとのリニアメントの卓越方向を頻度の高い順に(a), (b), (c), ...で示す。

- 地域①: (a) N40°W - N70°W方向,
(b) N50°E - N70°E方向,
(c) N10°W - N30°W方向およびN80°W - N80°E方向
- 地域②: (a) N40°W - N70°W方向,
(b) N30°E - N70°E方向,
(c) N80°W - N80°E方向
- 地域③: (a) N20°W - N70°W方向,
(b) N30°E - N60°E方向,
(c) N80°W - N80°E方向
- 地域④: (a) N20°W - N70°W方向,

図-5 調査地域区分図。記号は図-3と同じ。破線は図-2の岩相境界を表す。

Fig. 5 Division of the surveyed area. The symbols are same as those of Fig. 3. Broken lines denote the lithologic boundaries in Fig. 2.

- (b) N40°E - N70°E方向,
(c) N80°W - N80°E方向
- 地域⑤: (a) N40°W - N70°W方向,
(b) N50°E - N70°E方向,
(c) NS - N30°E方向,
(d) N80°W - N80°E方向
- 地域⑥: (a) N60°E - N70°E方向,
(b) N40°W - N70°W方向,
(c) N30°E - N40°E方向

上記の解析結果に示されるように、地域①から⑤の地域において最も卓越するリニアメントの方向はNW方向であり、地域⑥でもENE方向に次いで多く認められる。また、この傾向は変成岩や埴岩体の各岩相の違いによらず認められる。このことはNW方向のリニアメントが地域①から地域⑥までの全域で支配的な構造であることを示す。

図-6 フォトリニアメント (左) および断裂の走向 (右) の方向別頻度図

Fig. 6 Frequency diagrams of the direction of photolineaments (left column) and the strike of fractures (right column).

4. 塙岩体中の地質小構造解析

塙岩体を構成する花崗岩類中にはアブライトやペグマタイトの岩脈や石英脈が認められ、また、マイロナイトの面構造や微小割れ目、断層・節理などさまざまな小構造が発達している。

阿武隈山地南部の調査地域周辺では塙岩体の進入時期とほぼ同時期に他の岩体が進入しており^{9),11)}、その後の花崗岩火成活動は棚倉破碎帯以西にしか知られていない¹²⁾ ことから、岩脈類やマイロナイトの構造は花崗岩

進入後の比較的初期の段階で形成されたものであると考えられる。微小割れ目、各種断裂はマイロナイトの面構造や上記岩脈を切断していること (図-7) からマイロナイト化や岩脈類の貫入後に形成された。ただし、石英脈の形成時期については不明である。

4.1. 岩脈、石英脈

ペグマタイト脈やアブライト脈はまれに幅数mのものもあるが、幅 2 cm 程度のものが大部分である。これらの岩脈類は著しく風化し、真砂化した花崗岩類中では風化の差により周囲の花崗岩から浮きでるように見られる

図-7 アプライト岩脈と断裂の関係。A1: A1タイプ左横ズレ断層 (N12°W82°W), A2: A2タイプ右横ズレ断層 (N82°W67°S)。矢印はNE方向。スケールは15 cm。

Fig. 7 Relationship between aplite dyke and fractures. A1: A1-type left lateral fault (N12°W82°W), A2: A2-type right lateral fault (N82°W67°S). An arrow designates northeast direction. Scale bar is 15 cm.

が、風化の進行していない新鮮な露頭では周囲の花崗岩類とは密着しており、開口性の割れ目は認められない(図-8)。ペグマタイト脈の走向はNNE-SSW方向に卓越し、アプライト脈の走向はNNE-SSW方向およびWNW-ESE方向に卓越する(図-9)。

石英脈はマイロナイト質花崗閃緑岩や大型スフェン含有花崗閃緑岩の分布地域にわずかに認められる。それらは幅約2~3 cmであるが、延長方向へは20~30 cmと連続性は悪く、レンズ形をしたものが多い。方向はおおむねE-W走向急傾斜である(図-9)。

4.2. マイロナイトの構造

塊岩体分布地域西方の棚倉破碎帯に近接した地域で

図-8 花崗閃緑岩に貫入するペグマタイト岩脈の露頭写真

Fig. 8 Photograph showing a pegmatite dyke intruding granodiorite.

は、花崗閃緑岩がマイロナイト化作用を受けており、黒雲母や普通角閃石などの有色鉱物の定向配列による面構造や線構造が認められる。これらの構造はごく弱く、縞状構造は認められず(図-10)、原岩の組織はよく保存されている。分類上はプロトマイロナイト¹³⁾に属する。この面構造や線構造は棚倉破碎帯に近づくにつれ、より明瞭に認められるようになる。面構造はNNE-SSW走向で西に約80°と高角に傾斜し、線構造のプランジ角は低角である(図-11)。

図-9 塊花崗岩体中に発達するペグマタイト脈、アプライト脈および石英脈の π ボールダイアグラム。下半球等積投影。

Fig. 9 π -pole diagrams showing pegmatite dyke, aplite dyke and quartz vein, developed in the Hanawa granitic body. Lower hemisphere, equal-area projection.

図-10 マイロナイト質花崗閃緑岩の断面のスケッチ。
断面はマイロナイトの面構造に垂直、線構造に平行して切断してある。1: 長石, 2: 石英, 3: 有色鉱物。破線は微小割れ目を表す。スケールは 2 cm。

Fig. 10 Sketch showing the section of mylonitic granodiorite. The section is cut perpendicular to the mylonitic foliation and parallel to the mylonitic lineation. 1: Feldspar, 2: Quartz, 3: Colored minerals. Broken lines denote microcrack. Scale bar is 2 cm.

図-11 埴花崗岩体中に発達するマイロナイトの面構造・線構造および微小割れ目の π ポールダイアグラムおよび β ダイアグラム。下半球等積投影。

Fig. 11 π -pole diagrams and β diagram showing mylonitic foliation, mylonitic lineation and micro-crack, developed in the Hanawa granitic body. Lower hemisphere, equal-area projection.

図-12 マイロナイト質花崗閃緑岩中の微小割れ目。a: 写真の縦の長さは約25 cm。b: 顕微鏡写真。直交ニコルで撮影。P: 斜長石, KF: カリ長石, Bi: 黒雲母。スケールは0.5 mm。

Fig. 12 Microcracks in mylonitic granodiorite. a: The longitudinal length of the photograph is about 25 cm. b: Microphotograph taken between crossed polarizers. P: Plagoclase, KF: K-feldspar, Bi: Biotite. Scale bar is 0.5 mm.

図-13 断裂の π ポールダイアグラム。下半球等積投影。
 Fig. 13 π -pole diagram showing fractures. Lower hemisphere, equal-area projection.

4.3. 微小割れ目

微小割れ目とは主にマイロナイト質花崗閃緑岩中には平行に2~3mm間隔で密に発達した割れ目のことで(図-12a), この割れ目に沿った変位は認められない(図-12b)。微小割れ目は風化の進行した露頭でのみ認められ, このため充填物質や開口幅などについて検討するには至らなかった。微小割れ目の方向はマイロナイトの面構造とほぼ平行であり, NNE-SSW 走向急傾斜である(図-10,11)。これらの微小割れ目は道路の切り通しなどの風化が進行した花崗閃緑岩の露頭に認められ, 風化の進行していない新鮮な岩石中では肉眼的には識別が困難である。よって, この微小割れ目はマイロナイト形成後に何らかの地殻応力に加えられ, その残留応力が開放されたために形成されたと考えられる。

4.4 断裂系

野外調査において断裂として認識したものには, (1) 断層ガウジを伴う断層, (2) ペグマタイト・アプライト岩脈を切り, それらに変位をもたらしている断層, (3) 新鮮な花崗岩類中に発達し, 変位や断層ガウジの存在が不明な断裂, の3種類がある。(3)の断裂は, 風雨などにより断層ガウジが選択的に風化侵食された可能性も考えられるが, 野外で節理か断層かを決定するのは困難な場合が多く, ここでは単に断裂として扱う。

4.5. 小構造と地下水との関連について

マイロナイトは花崗岩などが一般に緑色片岩相以上の高温高压条件下で延性的に変形して形成されると言われている¹³⁾。実際, マイロナイト質花崗閃緑岩を鏡下で観察すると, 石英・黒雲母などの構成鉱物が転位すべりや動的再結晶などの結晶内変形を受けている様子が認められる。しかしながら, これらの構造はいずれも弱いもので, 図-10に示すように原岩の組織をほとんど保存している。したがって, 岩石の固結性は失われず, マイロナイトは地下水流動の点では花崗岩などと同じ難透水性を示すと考えられる。

野外調査において, ペグマタイトやアプライト岩脈からの湧水は認められなかった。ただし, 落合ではペグマタイト脈の貫入面上に幅約10cmの断層破碎帯(N80°E 84°N)が発達しており, その破碎帯に沿ってわずかながらしみ出すような地下水の湧出が認められた。この湧水地点は西方の小丘陵地に源を持つ小沢の出口付近の切り通しの露頭に位置し(図-3), NW-SE方向とENE-WSW方向のリニアメントの交叉地点に当たる(図-4)。

微小割れ目は風化の進行した露頭でのみ認められ, 新鮮な岩石では肉眼的には認定困難で, 地下水の湧水は認

められなかった。つまり, 微小割れ目は現生風化による現象であることを意味し, 地下深部での透水性に関しては4.4項の断裂ほど大きくはないと思われる。また, 野外調査において湧水の認められた露頭では, 断裂や破碎帯が発達しており, 直接地下水の流路となる断裂を特定することはできなかったが, これらの断裂が流路または不透水帯である可能性があると予想した。

以上のことから, 地下水流路としては4.4項に示す断裂が最も有望と考え, 以下の解析はこれらの断裂について行う。

5. 断裂系の解析

5.1. 断裂の卓越方向

野外での断裂の調査は, 塙岩体が分布する地域のほぼ全域にわたって行い, 各露頭において無作為に小断層, 節理の方向を測定した(図-13)。以下に各地域ごとの断裂の卓越方向の走向・傾斜を頻度の高い順に(a), (b), (c), …で示す。なお, 地域②は断裂方向を測定した露頭が一部の地域に偏ってしまったため, 地域②全域の傾向を示すかどうか不明なので, 以下の議論からは除外する。

地域①: (a) N20°-30°W 70°-90°SW,

(b) N40°-50°E 70°-90°NW,

(c) N50°-60°W 60°-80°NE

地域③: (a) N50°-70°W 70°-90°SW,

(b) N20°-30°W 60°-70°SW,

(c) N50°-70°W 70°-90°NEおよび
N80°W-70°E 80°N-80°S

地域④: (a) N10°-45°W 60°-70°SW,

(b) N45°-60°W 80°-90°NE,

(c) N80°W-80°E 80°N-80°S

地域⑤: (a) N45°-65°W 60°-90°SW,

(b) N0°-50°E 70°NW-70°SE

地域⑥: (a) N30°-60°E 60°-90°NW,

(b) N10°-20°W 70°-80°SW,

(c) N30°-40°W 70°-80°SW

以上のように地域②を除く全地域でNW-SEからNNW-SSE走向60°-90°西傾斜の断裂が最も卓越している。

5.2. 断裂とリニアメントの卓越方向の比較

3.3項で示した空中写真によるリニアメントの卓越方向と5.1項で示した断裂の卓越方向を比較するため, 断裂の走向方向の頻度分布図を作成した(図-6右側)。

地域②を除くと, 両者の傾向はほぼ一致し, 最も卓越する方向はNW-SEからNNW-SSE方向である。つま

り、リニアメントのような大規模な構造と各露頭で見られる断層のような小規模の構造の間に対応関係があることがわかる。空中写真においてリニアメントとして認めた比較的大規模な断層を露頭で直接観察できる例はほとんどなく、その性質を判断するのは難しい。しかしながら、前述のように、この方向についての対応関係や小断層の形成が大規模な地質構造を反映している例¹⁴⁾から、野外調査で得られた断層の解析結果は地域全体のさまざまな規模の断層（リニアメントを含む）の解析に適用できると考えられる。例えば、本調査地域全体ではNW-SE方向の断層は西傾斜のものが大多数であったことを考えると、この方向のリニアメントの大部分が西傾斜である可能性が強い。

5.3. 地域③および地域④における断層の性質

湯岐温泉、干泥温泉がある地域③と④における断層の性質を把握するため、野外調査の際、断層、特に断層に着目して、それらの面の方向だけでなく、条線の方向、せん断のセンス、共役関係、新旧関係についても検討し、系列区分を試みた。共役関係の認定は切りつ切られつの関係、せん断のセンスおよび断層面の性質を考慮して行った。解析に用いた断層は計247条である。具体的に系列区分は以下に示す方法で行った。

- (1) 断層面の方向が多数集中するものを概括的に系列区分する。
- (2) 測定した断層より、切りつ切られつの関係やせん断のセンスの対称性から共役関係にあると認められる断層の組を選び出す。個々の共役断層の組から応力場を復元する。求められた応力場と共役関係をなす断層の方向に基づき、共役断層系を系列区分する。
- (3) (2) の共役断層の組に属さない断層のうち、条線の方向またはせん断のセンスが判明しているものから、(2) で得られた共役断層系に含められる断層を選び出す。
- (4) (2) と (3) で得られた系列に属さない断層を(1)を考慮して断層面の方向により系列区分する。
- (5) (1) から(4)により区分された系列の新旧関係を検討する。
- (6) 個々の断層の性質が上記の系列区分に矛盾しないかどうか、測定した全断層についてチェックする。もし矛盾があれば(3)に戻り、再度検討する。

その結果、一部分類不明のものもあるが、A系列、B系列、C系列、D系列、E系列、F系列の6系列の断層に区分することができた。これらのうち、共役関係が認められたのはA系列、C系列、F系列の3系列の断

層である。

A系列はA1タイプ断層、A2タイプ断層からなり、両者は共役関係にある。A1タイプ断層はNW-SEからNNW-SSE走向60°-90°西傾斜で、A2タイプ断層はE-W走向60°-90°南傾斜である。共役関係より復元された応力場は、NW-SE方向に最大主圧縮応力軸を持つ横ずれ断層性の水平圧縮応力場である。つまり、A1、A2タイプの断層はそれぞれ左横ずれ断層、右横ずれ断層として形成されたことになる（図-14）。条線のプランジ角は低角である。A系列の断層は他のすべての系列の断層に切られており、最も古く形成された断層であると考えられる。

B系列はNNE-SSWからNE-SW走向急傾斜の断層からなるが、断層の性質は不明である。B系列の断層はA系列の断層を切り、その他の系列の断層には切られており、A系列の後に形成された断層であると考えられる。

C系列はC1タイプ断層、C2タイプ断層からなり、両者は共役関係にある。C1タイプ断層はWNW-ESE走向50°-70°北傾斜で、C2タイプ断層はENE-WSW走向40°-70°南傾斜である。C系列の共役関係から復元された応力場はN-SからNNW-SSE方向に最大主引張応力軸を持つ引張応力場である。つまり、この系列に属するC1、C2タイプの断層は正断層として形成されたことになる（図-14）。条線のプランジ角は高角である。C系列の断層はB系列の断層を切っており、B系列の後に形成された断層であると考えられる。

D系列はNW-SE走向西傾斜の断層からなる。条線の方向は低角で、この断層は横ずれ断層として活動したことがわかる。野外においてD系列と断定できる断層は1条しか観察されていないが、C系列の断層を切っており、C系列の後に形成された断層であると考えられる。

E系列はNE-SW走向北傾斜の断層からなる。条線、共役関係は確認されておらず、断層の性質は不明である。C系列の断層を切っており、C系列の後に形成された断層であると考えられる。

F系列はF1タイプ断層とF2タイプ断層からなり、両者は共役関係にある。F1タイプ断層はNW-SE走向50°-90°西傾斜で、F2タイプ断層はNW-SE走向50°-90°東傾斜である。F系列の共役関係から復元された応力場はN-SからNNE-SSW方向に最大主引張応力軸を持つ引張応力場である。つまり、この系列に属するF1、F2タイプの断層は正断層として形成されたことになる（図-14）。F系列の断層は明らかにA系列の断層を切っており、A系列形成後に活動したことは確実にあ

図-14 共役断層解析から得られた応力場。下半球等積投影。 σ_1 , σ_2 および σ_3 はそれぞれ最大, 中間および最小主応力軸を表す。

Fig. 14 Stress field, obtained from the analysis of the conjugate sets of fault. Lower hemisphere, equal-area projection. σ_1 , σ_2 and σ_3 represent maximum, intermediate and minimum compressional principal stress axis, respectively.

る。また, NW-SE 走向西傾斜の断層の中には D, F1 のいずれのタイプに属するのかわからないものがあり, この中には B 系列や C 系列の断層を切っているものが 10 条確認されている。さらに, 野外での観察では, F 系列の方が D 系列より圧倒的に多く観察されている。このことを考えれば, 上記の 10 条の所属不明の断層には, F 系列に相当するものと予想される。したがって, F 系列は C 系列の後に形成されたと考える方が適当であろう。

また, D タイプ断層と F1 タイプ断層は A1 タイプ断層とはほぼ同一の方向であるので, 後から形成された D および F1 タイプ断層は既存の A1 タイプ断層の面を利用して再動した可能性も考えられる。以上の結果を模式的に図-15に示す。

5.4. 断層系の活動時期

塙岩体の西側に発達する棚倉破砕帯は, 地体構造上先新第三紀において西南日本と東北日本を画する断層であり^{15)~17)}, 極めて大きい変位量を伴った断層活動により形成されたといわれている¹⁸⁾。このような大規模断層活動は周辺地域にもかなりの影響を及ぼしたと考えられる。塙岩体の花崗閃緑岩類の年代は 100Ma 前後であり, 棚倉破砕帯がマイロナイトを形成しつつ左横ずれ運動を行っていた時期である。また, 塙岩体西部にはマイロナ

図-15 断層系の分類。下半球等積投影。

Fig. 15 Classifications of the fault system. Lower hemisphere, equal-area projection.

イト質花崗閃緑岩が発達しており、マイロナイトの面構造の方向はNNE-SSW走向高角西傾斜で、線構造はNNE-SSW方向ではほぼ水平である。さらに、有色鉱物による面構造の方向が石英粒子の伸長方向と平行であり、NW-SE方向の圧縮応力軸の存在が予想される。これらのことから、塙岩体中のマイロナイト質花崗閃緑岩は棚倉破碎帯の左横ずれ断層活動に伴い形成されたと考えることができる。

棚倉破碎帯はマイロナイト形成後も千枚岩、断層ガウジを形成しつつ左横ずれ断層として活動した。塙岩体中の地域③や地域④で最も卓越するNW-SEからNNW-SSE方向のリニアメントは、この破碎帯の断層活動により形成されたと考えることができる。さらに、このリニアメントと同一方向のA1タイプ断層が、最も古く活動した左横ずれ断層であることも、このことを支持している。DやF1タイプの断層もA1タイプ断層とはほぼ同じ方向であるが、これらはA1タイプ断層形成後に活動した断層であり、A1タイプの断層の断層面を再利用した可能性もあり、最も卓越するリニアメントは棚倉破碎帯の左横ずれ断層活動により形成されたとした結論と調和的である。

高橋・池田⁵⁾によると、新第三紀中新世中期に棚倉破碎帯周辺は引張応力場にあったとされており、C系列やF系列の断層はこの時期に活動したと考えるのが自然であろう。

5.5. 地域③および地域④における断層の透水性

棚倉破碎帯には断層ガウジが広く発達していることを考えれば、破碎帯の主要活動時期に形成された周辺の横ずれ断層にも断層ガウジがよく発達していると推定される。A系列の断層は5.4項で述べたように、棚倉破碎帯の断層活動の影響により形成されたとすれば、特に比較的大規模の大きいA系列の断層には断層ガウジがよく発達していると考えられ、A系列の断層は不透水帯となる可能性が考えられる。

また、横ずれ断層は圧縮場で形成され、正断層は引張場で形成されたとすれば、横ずれ断層は不透水帯となり、正断層は透水帯となると仮定することができる。特に、正断層は地殻が引張されたときに形成されることを考えれば、変形の集中した断層では、密着型の断層帯を形成するより、破碎物質の間に多くの間隙を持つ破碎帯を持つと考えられ、透水性が高いと推定される。さらに、棚倉破碎帯西側に発達する新第三系中には阿武隈帯の花崗岩類が多く礫として含まれること²⁾を考えれば、新第三紀にはかなり隆起していたことが予想される。したがって、中期中新世に形成された可能性があるC系列

やF系列の断層は、A系列の断層形成時に比べ封圧が低く、上記の正断層形成時にはより破碎物質の間に間隙が多く形成される環境下で形成されたと考えられる。

現在の地域周辺の応力場は東西圧縮場である¹⁹⁾が、その水平ひずみは日本の他の地域に比べ著しく小さい²⁰⁾。この応力場が上記の断層系に対してどの程度の影響を与えているのか不明であるが、地域周辺には活断層は存在しない²¹⁾ことを考えれば、テクトニックな活動場としては比較的静穏であり、断層の開口性に対してさほど影響を与えていないと考えるのが妥当であろう。また、C1、C2タイプ断層の走向は現在の最大主圧縮応力軸に対してほぼ平行であり、もし現在の応力場がこれらの断層系に対して影響を与えたとすれば、より開口する方向に働くことになる。

したがって、NW-SEからNNW-SSE走向西傾斜のA1タイプ断層やE-W走向南傾斜のA2タイプ断層は不透水帯として働き、これに対して正断層として形成されたC1、C2、F2タイプ断層は透水帯となると考えられる。F1タイプ断層はA1タイプ断層が再動したものとすれば、断層ガウジがよく発達しており、やはり不透水帯となる可能性が考えられる。

5.6. 湯岐断裂

湯岐温泉や干泥温泉付近にはNW-SE方向に極めて明瞭なりニアメント(図-4でYJとHDを結ぶ方向のリニアメント)が認められる(以下このリニアメントを湯岐断裂と呼ぶ)。干泥温泉の南方には北西方向に流下する沢があり、この沢に沿って断層ガウジを伴う破碎帯の露頭が点在している。破碎帯の正確な幅は不明であるが、露頭で確認する限り少なくとも1m以上はある。この破碎帯内に発達する断層の方向や断層ガウジの縞状構造の方向はNW-SEからNNW-SSE方向西傾斜が最も卓越する。したがって、この破碎帯はNW-SEからNNW-SSE方向西傾斜の断層であると考えられる。5.5項の結論に従えば、この方向の断層は不透水帯である可能性が強い。

6. 地下水の流路のシミュレーション

湯岐温泉や干泥温泉での深部温泉水の湧出、周辺地域の地形の効果および湯岐断裂の透水性について検討するため、有限要素法を用いて簡単な数値実験を行った。地形の項で述べたように本地域周辺の地形は栄蔵室、朝日山付近から西に向かって緩やかに標高を減じ、棚倉破碎帯東縁断層付近で急激に標高を減じ久慈川に至るという地形的特徴がある。そこで、上記の項目を概括的に検討するには、数値実験は2次元解析で十分と考えた。地

形断面は接峰面図(図-3)に基づき作成した。また、前述のように実際の深部地下水の大部分は断裂系をその流路としていと考えられるが、この数値実験では地形の効果と湯岐断裂の関係を特に重視して検討するため、湯岐断裂周辺地域の地下水は一樣な浸透流であるとした。このため計算結果は定性的なものである。計算の際の仮定は以下の通りである。

- (1) 水頭ポテンシャルは地表面の標高と一致する。
- (2) 地下水の流れは定常流とする。
- (3) 地下水の流れはダルシーの法則に従う。
- (4) 境界条件は側面および下面を不透水境界とする。

断面は、栄蔵室から湯岐断裂まで、湯岐断裂、湯岐断裂から棚倉破砕帯東縁断層までおよび棚倉破砕帯の4地区に区分し、各地区内の透水係数は一定とした。下方境界は海水面下2 kmとした。-2 kmとしたのは以下のような理由による。湯岐温泉(標高490 m)での温泉水の水温が約40°Cであり、調査時における周辺河川の水温が15°C前後であるので、当地のような非火山性地域での平均的な日本の地温勾配(約2~3°C/100 m²²⁾)をとると、この温泉水は少なくとも海面下760 m~340 mから上昇してきたことになる。さらに、この温泉水の上昇過程における水温の降下を考慮すれば、それより深所を流動していたと考えられるので、断面の下方境界を-2 kmに設定した。

吉田ほか²³⁾によれば、花崗岩中の透水係数は 1×10^{-6} ~ 10^{-9} (m/s)であり、割れ目帯では 1×10^{-3} ~ 10^{-4} (m/s)と言われている。また、定常計算の場合、透水係数は比率のみが問題となる^{24),25)}。そこで、透水帯と難透水帯

の透水係数の比率は100~1000倍程度とした。計算は断面全域で透水係数が一定の場合と、湯岐断裂と棚倉破砕帯が難透水帯となる場合について行った。なお、割れ目帯の透水係数には深度依存性については考慮していない。

計算結果を図-16に示す。断面全域で透水係数が一定の場合、地形面の効果により局所的な地下水循環が認められる。湯岐断裂の周辺には地下水の湧出は認められない。湯岐断裂や棚倉破砕帯が難透水帯となっている場合は、透水係数一定の場合と同様な局所的地下水循環が認められるほか、特に、湯岐断裂や棚倉破砕帯東縁断層の東側に地下深所からの地下水の湧出が認められる。なお、計算条件で左右の側面を不透水としたため、側壁付近では鉛直流が生じてしまい、側壁付近での結果は実際とかなり異なっている。

以上のように、湯岐温泉や干泥温泉の位置での湧水は地形面の効果だけではもたらされず、湯岐断裂が難透水帯として機能することが必要であることがわかる。また、地下水の水質や温度などの検討から、これらの温泉水は地下深所からもたらされたことが判明しており³⁾、数値計算の結果からは、湯岐断裂が難透水帯となることによりはじめて地下深所の地下水の湧出が可能となっているのがわかる。このことは5.5項や5.6項に示す結論を支持しているが、地下水流動は3次元であるので、今後さらに詳細な検討が必要であろう。

7. 干泥付近でのボーリング

前述のように調査地域内に分布するマイロナイト質花

Fig. 16
Simulated result of steady-state ground water flow. The upper figure shows element-division of the section. The number of elements are 640, and the number of nodes are 369. In the middle figure, permeability of whole area of section is constant. In the lower figure, the Yujimata fault and the Tanakura Shear Zone are designed to be lower in permeability than adjacent area. Broken line is denoted as equal-potential, and thick line as stream line. KJ: R. Kujigawa. T.S.Z.: Tanakura Shear Zone. YJ: Yujimata hot spring. EZ: Mt. Ezomuro.

図-16 定常地下水流のシミュレーション結果。上段の図は要素分割図。要素数640、節点数369。中段の図は断面の全地域で透水係数一定。下段の図では湯岐断裂と棚倉破砕帯の透水係数が他の地域より小さい。破線は等ポテンシャル線、実線は流線。KJ: 久慈川, T.S.Z.: 棚倉破砕帯, YJ: 湯岐温泉, EZ: 栄蔵室。

崗閃緑岩や含くさび石花崗閃緑岩中には、さまざまな断裂が発達している。このうち、NNW-SSE—NW-SE 走向西傾斜の断層系 (A1, F1) や E-W 走向南傾斜の断層系 (A2) は不透水性であり、WNW-ESE 走向北傾斜 (C1), ENE-WSW 走向南傾斜 (C2) および NW-SE 走向東傾斜 (F2) の断層系は透水性であると推論された。この推論に基づき、岩盤の透水性の評価や可採水量を検討する目的で、東北農政局により干泥温泉付近で湯岐断裂の東側に 2 本の地下水調査用方位試錐 (HB-1, HB-2) が行われた。試錐は断裂の走向傾斜をコアで概略推定できるように、ロッド、コアチューブおよび内管内のビニール製収納チューブに直線上に並ぶように印をつけ、コアチューブが孔底に達した段階でそれを磁北に合わせて掘進した。試錐位置は HB-1 が湯岐断裂の東 60 m, HB-2 が HB-1 の ENE 方向 300 m である (図-17)。その結果、HB-1 で幅約 2 m の ENE 走向南傾斜の断層破砕帯が確認され、その走向傾斜の延長方向に HB-2 でも同様の断層破砕帯が確認された。この破砕帯は断層角礫岩を主体とし、一部に断層粘土を

伴う。図-17にこの断層の地表面への投影を一点鎖線で示す。HB-1 および HB-2 で地下水検層を行ったところ、両者とも破砕帯部分で顕著な透水層が確認された。また、HB-2 で連続揚水試験を行ったところ、HB-1 で水位の低下が認められた。これらのことから、地下水流路という点でこの 2 本の試錐中で確認された断層破砕帯は連続していることが確認された。また、HB-1 で測定したこの破砕帯の条線の方向は断層面の傾斜方向にほぼ一致し、この断層が縦ずれ変位を伴う運動により形成されたことが判明した。断層面および条線の方向に基づけば、この断層は上記の C2 タイプ断層に相当する。このことは 5.5 項で推論した C2 タイプ断層が透水帯になっているという結論を支持する。

8. 結論

今回の調査により以下の点が明らかになった。

- (1) 最も卓越する断裂系の方向は NW-SE から NNW-SSE 走向西傾斜である。
- (2) 湯岐温泉・干泥温泉付近の地域③・④では、断層は形成順に古い方から A 系列, B 系列, C 系列, D 系列, E 系列, F 系列の 6 系統に区分される。D 系列, E 系列および F 系列相互の形成順序は不明である。また、F 系列は B 系列・C 系列の前に形成された可能性もある。
- (3) これらの系列の断裂について検討した結果、A 系列の A1-A2 タイプ断層は不透水帯になる可能性が強く、C 系列の C1-C2 および F 系列の F2 タイプ断層は透水帯としての役割を果たす可能性がある。F1 タイプ断層は不透水帯である可能性があることが示された。
- (4) 湯岐温泉や干泥温泉は NW-SE 走向西傾斜の方向 (A1 タイプ断層) の湯岐断裂が不透水帯であるために、深層の地下水が湧出して形成されたと考えられる。

以上述べてきたように、詳細な野外調査を行うことにより断裂のほとんどが系統的に区分できることが判明した。今回の研究では断層の透水性について周辺の地質状況や応力場から推定し、実際現地で行われた調査ボーリングにおいて予想通りの結果を得ることができた。今後同様の調査を他の花崗岩地域や地熱地域で行うことにより、断裂と透水性の関係について明らかにしていく必要があると考える。

図-17 HB-1 および HB-2 の試錐位置図 (☆印)。⊕印は地下水の湧出地点を、実線および点線はフォトリニアメントを、一点鎖線は HB-1 および HB-2 で認められた断層の地表面への投影を表す。

Fig. 17 Locality map showing the boring site of HB-1 and HB-2 (☆). Crosses in a circle (⊕) denote the site of spring of groundwater. Both thick lines and dotted lines represent photolineament, and a broken line represents the surface projection of fault recognized in both HB-1 and HB-2.

参考文献

- 1) 丸山孝彦 (1979): 南部阿武隈高原の花崗岩類の Rb-Sr 同位体年代論, 「日本列島の基盤」加納博教授記念論文集, pp. 523-558.
- 2) 大槻憲四郎 (1975): 棚倉破砕帯の地質構造, 東北大地質古生物邦文報告, Vol. 76, pp. 1-70.
- 3) 東北農政局計画部 (1990): 花崗岩地帯 (南部阿武隈山地) における岩盤地下水について, 阿武隈南部地区中山間大規模 (岩盤) 地下水開発調査報告書, 206p.
- 4) 越谷 信 (1986): 棚倉破砕帯の変形と運動, 地質学雑誌, Vol. 92, pp. 15-29.
- 5) 高橋正樹・池田幸雄 (1984): 棚倉破砕帯及び周辺地域の新第三紀火山岩類, 茨城大学特定研究「棚倉破砕帯に関する地質学的地球物理学的研究」報告, pp. 16-17.
- 6) 天野一男・越谷 信・高橋治之・野田浩司・八木下晃司 (1989): 棚倉破砕帯の構造運動と堆積作用, 日本地質学会第96年学術大会見学旅行案内書, pp. 55-86.
- 7) TAGIRI, M. (1973): Metamorphism of Paleozoic rocks in Hitachi district, Southern Abukuma Plateau, Japan, Tohoku Univ. Sci. Rep., ser. III, Vol. 12, pp. 1-67.
- 8) 田中久雄・落合清茂 (1988): 南部阿武隈山地, 端深成岩体と周辺の變成岩類について, 岩鉱会誌, Vol. 83, pp. 318-331.
- 9) 柴田 賢・内海 茂 (1983): 南部阿武隈山地花崗岩類の角閃石 K-Ar 年代, 岩鉱会誌, Vol. 78, pp. 405-410.
- 10) 武田裕幸・今村遼平 (1976): 建設技術者のための空中写真判読, 共立出版, 219p.
- 11) 柴田 賢・田中 剛 (1987): Nd-Sr 同位体からみた阿武隈山地石川複合岩体の形成年代, 岩鉱会誌, Vol. 82, pp. 433-440.
- 12) 柴田 賢・蜂須紀夫・内海 茂 (1973): 八溝山地の花崗岩類の K-Ar 年代, 地調月報, Vol. 24, pp. 513-518.
- 13) SIBSON, R. H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms, Jour. Geol. Soc. London, Vol. 133, pp. 191-213.
- 14) 佐藤比呂志 (1982): 出羽丘陵の隆起モデルについて, 構造地質研究会誌, No. 27, pp. 109-121.
- 15) 黒田吉益 (1963): 東北日本の深成岩類の相互関係, 地球科学, Vol. 67, pp. 21-29.
- 16) TANAKA, K. and NOZAWA, T. (eds.) (1977): The geology and mineral resource of Japan (3rd ed.), Vol. I (geology), Geol. Surv. Japan.
- 17) 石原舜三 (1982): 地球化学的見地よりみた棚倉構造線, 月刊地球, Vol. 4, pp. 141-144.
- 18) OTSUKI, K. and EHIRO, M. (1978): Major strike-slip faults and their bearing on spreading in the Japan Sea, Jour. Phy. Earth, Vol. 26, suppl., S537-S555.
- 19) 岡田篤正・安藤雅孝 (1979): 日本の活断層と地震, 科学, Vol. 49, pp. 158-169.
- 20) 中根勝見 (1973): 日本における定常的な水平地殻歪 (II), 測地学会誌, Vol. 19, pp. 200-208.
- 21) 活断層研究会 (1980): 日本の活断層, 東大出版会, 363p.
- 22) 地下水ハンドブック編集委員会 (1980): 地下水ハンドブック, 建設産業調査会, 1547p.
- 23) 吉田英一・大澤英昭・柳澤孝一・山川 稔 (1989): 深部花崗岩中の割れ目解析—岐阜県東濃地域に分布する花崗岩類を例として—, 応用地質, Vol. 30, pp. 131-142.
- 24) 東北農政局計画部 (1978): 農業用地下水調査, 大滝根北東地区調査報告書—花コウ岩中の地下水—, 118p.
- 25) 杉山 明・大橋幹夫・中馬教允・柴崎達雄・高橋禎一 (1979): 花コウ岩地域における地下水の流動状態に関する研究 (予報), 地球科学, Vol. 33, pp. 85-93.

(1990年11月2日受付, 1991年6月25日受理)