

糸魚川—静岡構造線活断層系中部・南部区間境界部

白州地域の地質構造

川名 俊¹, 大塚 勉²信州大学総合理工学研究科¹, 全学共通機構信州大学学術研究院総合人間科学系²

Geological Structures at the Boundary of Middle and Southern Sections of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line in Hakushu Area

Shun Kawana¹ & Tsutomu Otsuka²¹Graduate School of Science and Technology, Shinshu University²School of General Education, Institute of Humanities, Academic Assembly, Shinshu University

キーワード：白州断層，断層破碎帯，活断層，複合面構造，第四紀層

Keywords: Hakushu Fault, fracture zone, active fault, composite planar fabrics, Quaternary Formation

1. はじめに

糸魚川静岡構造線活断層系（以下，糸静線活断層系と略す）は，新潟県糸魚川付近から静岡市付近にかけての，全長 150km にわたる大規模な活断層系であり，日本列島の中でも活動的な活断層系であることが知られている（例えば，松田，1998）．糸静線活断層系はその活動様式の相違から，松本以北の北部区間，小淵沢—松本間の中部区間，小淵沢以南の南部区間に大別され，（奥村ほか，1998）白州地域は中部区間と南部区間の境界部にあたる（図-1）．

糸静線活断層系のような長大な活断層系において，高精度な地震危険度評価を行うためには，それぞれの断層の活動様式，変位速度，最新の活動時期を詳細に調査する必要がある．糸静線活断層系の各活断層について，断層変異地形の認定に基づく地形学的な研究（例えば，澤，1985）や糸静線活断層系本体のトレンチ調査（例えば，奥村ほか，1998：遠田ほか，2000 など），反射法地震探査および重力探査を用いた研究（例えば，池田ほか，2015）を中心に議論されてきた．

一方で，糸静線活断層系中部区間・南部区間境界部にあたる白州地域の広域的な地質から境界部の構造について研究された例はない．本論では，白州地域の詳細な地質および断層について記載を行い，地質構造の形成プロセスを検討する．

2. 地質の概要

中生代の四万十帯を構成する赤石層群の泥岩および砂岩が分布し，新生代新第三紀中新世の甲斐駒花崗岩および斑岩が貫入している．また，白州地域南部の中山には新第三系の桃の木層の砂岩泥岩互層が分布している．さらに，第四系の八ヶ岳起源の堆積物である更新統の尾白川泥流および葦崎岩層なだれ堆積物，教来石砂礫層，新期の礫層が分布する（図-2，表-1）．

赤石層群（長野県地学会，1962）

黒色の泥岩および灰白色砂岩，砂岩泥岩互層から構成される．泥岩中にはまれに厚さ 1~2mm 程度の灰白色砂岩の薄層を挟む（図-3）．白州地域北西部の山地に分布し，甲斐駒花崗岩による接触変成作用を受け，広範囲でホルンフェルス化している．層理面の姿勢は北西—南東走向が卓越するが，傾斜は一定ではなく南東から北西方向まで様々である．平久保池南方では甲斐駒花崗岩が，白州地域北部では斑岩が小岩体としてそれぞれ貫入している．また，国界橋周辺から平久保池付近にかけての地域では赤石層群は甲斐駒花崗岩と断層で接している．

桃の木層（大塚，1941）

黒色の泥岩および青灰色砂岩，泥岩優勢砂岩泥岩互層から構成され，泥岩優勢砂岩泥岩互層が卓越する（図-4）．代表的に露出する中山南部では連続的に層理面が発達する桃の木層の露頭が観察され，砂岩泥岩互層中の砂岩層の一部はブロック化している．桃の木層は中山の急峻な地形を形成し，尾

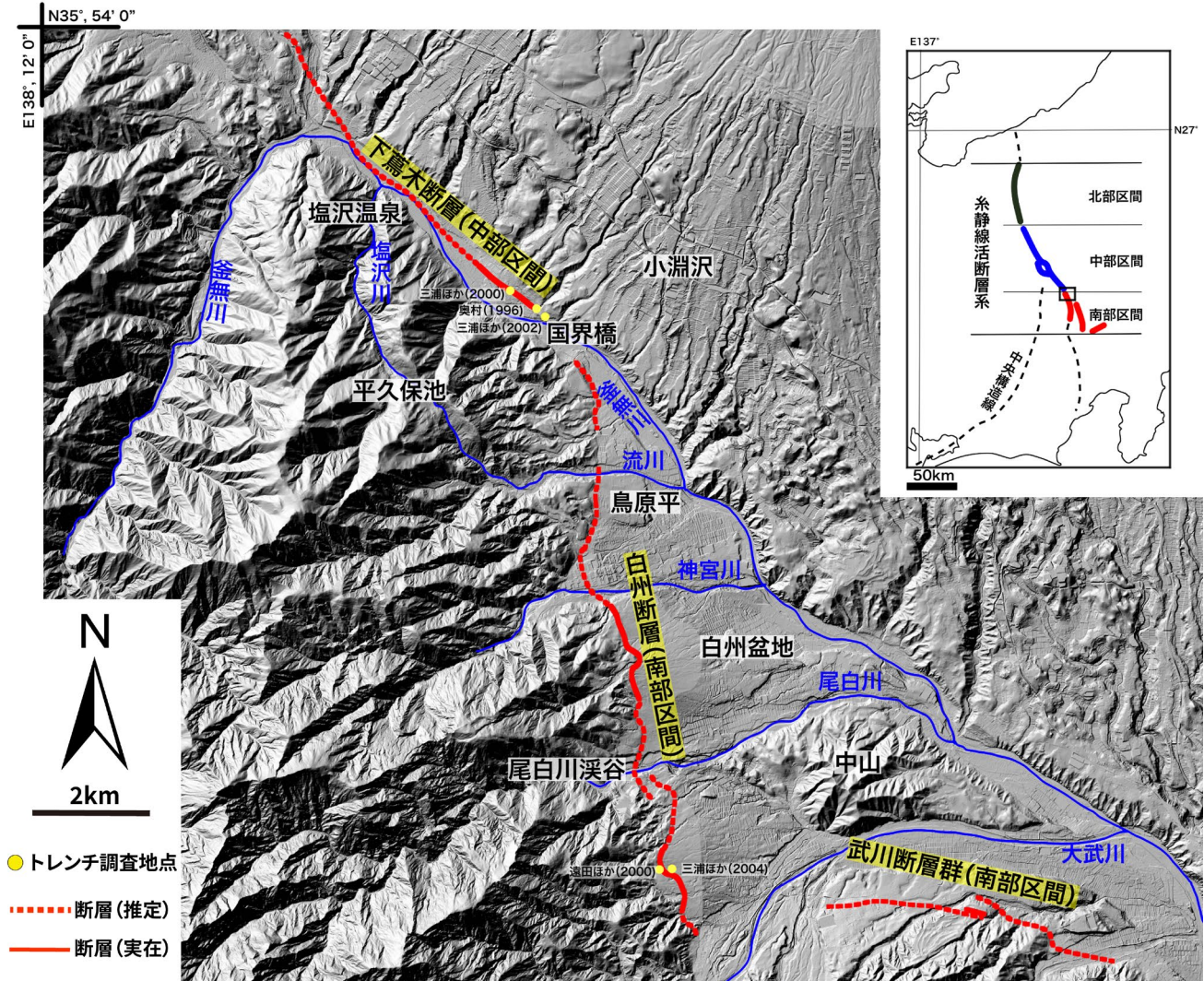


図-1 白州地域と糸静線活断層系
都市圏活断層図より引用，加筆

白川泥流，教来石砂礫層，葦崎岩層なだれ堆積物に不整合で覆われる。桃の木層中から産出する有孔虫化石から，前期中新世の年代が得られている（小坂・角田，1969）。

甲斐駒花崗岩（大塚，1941：鳳凰山花崗岩）

優白質黒雲母花崗岩であり（河内，1977），花崗岩粒子は中～粗粒である。河野・植田（1966）によって，11myの K-Ar 年代値（新第三紀中期中新世）が得られている。白州盆地西方で典型的に見られ，平久保池の西側を中心に，甲斐駒花崗岩は著しく破碎を受けるか，マサ化している（図-5）。地質図

（図-2）において著しく破碎を受けている地域を網掛で表した。また，尾白川渓谷付近を中心に一部で暗色包有岩を伴う露頭が観察される。赤石層群に広い地域にわたって貫入しているが，国界橋付近か

ら平久保池にかけては，赤石層群と断層関係で接することが本研究で明らかになった。白州地域に分布する甲斐駒花崗岩は幅広い地域で破碎を受け，ガウジを伴う多数の小断層や複合面構造が認められる。

斑岩

主として赤石層群の見られる塩沢温泉南方でいくつかの小岩体として露出し，レンズ状に分布する。露頭は幅数 m 規模であることが多いが，塩沢温泉周辺では幅数 100m にわたって露出する。四万十帯赤石層群に数多く貫入している。岩脈の走向は北東—南西あるいは北西—南東方向が卓越し，急傾斜であることが多い。また，塩沢温泉付近では赤石層群と斑岩が破碎帯を伴う断層で接している。

尾白川泥流（甲府盆地第四紀研究グループ，1969a）

八ヶ岳に起源を持つ泥流堆積物（甲府盆地第四紀

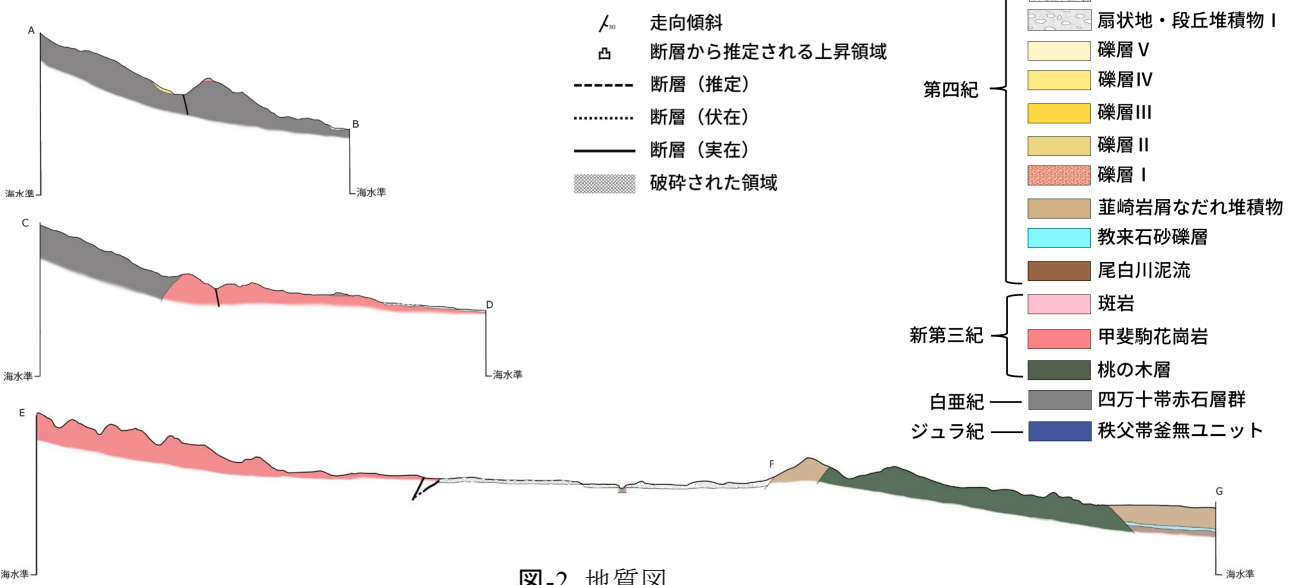
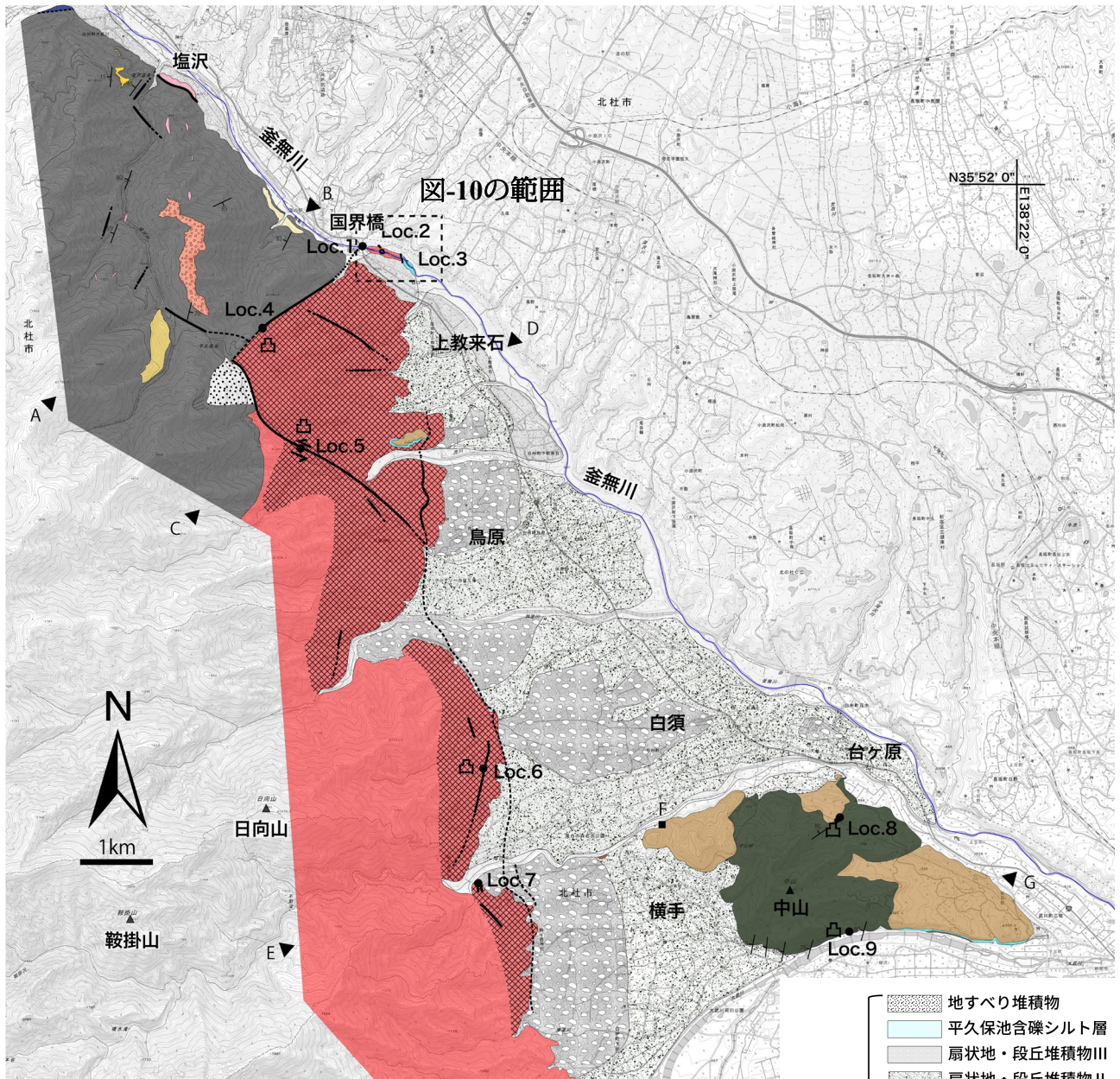


図-2 地質図

表-1 研究地域の層序

年代	地層名	貫入岩類	
第四紀	更新世～完新世	段丘・扇状地堆積物	
		山地上部の礫層	
	更新世	葦崎岩屑なだれ堆積物	
		教来石砂礫層	
		尾白川泥流	
新第三紀	中新世	桃の木層	甲斐駒花崗岩・斑岩
白亜紀		赤石層群	



図-3 赤石層群泥岩



図-4 桃の木層砂岩泥岩互層 (露頭幅約 7m)



図-5 甲斐駒花崗岩 (露頭幅約 10m)

研究グループ, 1969) である。安山岩, 花崗岩, ホルンフェルス, 砂岩, 泥岩礫を主体とし, 褐色を呈する砂および火山灰を基質とする堆積物である (図-6)。無層理で淘汰は悪く, 礫支持であるが後述する葦崎岩屑なだれ堆積物に比べると基質の占める割合が大きい。礫は中礫～大礫サイズで亜円礫～亜角礫が主体であり, まれに木片が認められる。基質は火山性碎屑物や花崗岩起源の砂が多くを占める。

白州地域では, 尾白川右岸標高 670m 付近, および中山南部の大武川左岸標高 550m の限られた地域にのみ露出する。尾白川右岸では扇状地・段丘堆積物に不整合で覆われる。中山南部では桃の木層を不整合で覆い, 教来石砂礫層に不整合で覆われる。

教来石砂礫層 (郷原, 1967)

国界橋付近の釜無川沿いおよび中山南部に分布する, 花崗岩の角礫を主体とし, 安山岩, 砂岩, 泥岩, ホルンフェルス, チャートなどを細礫～中礫の亜角礫から亜円礫で含む砂礫層である (図-7)。堆積面は水平ないし北東側に約 10°程度傾斜している。基質は弱く固結した細粒～中粒砂で, 部分的に成層構造を成すが, 多くの場合淘汰が悪い。また釜無川沿いの露頭では一部で砂礫層中に木片または樹根化石を含む。樹根化石は砂層の層理面に対して直立している。釜無川左岸には 10m ほどの連続する露頭として露出し, 弱い成層構造が認められるが, 基質支持から礫支持のものまで産状は様々である。国界橋付近において釜無川河床付近で花崗岩起源の断層角礫岩と接して小規模に露出するが, 国界橋付近の断層以南では, 高さ 10m 程の露頭が連続して分布し, 国界橋以北には分布しない。河床堆積物との境界では平行葉理を伴うシルト層が厚さ 10cm 程度見られる。中山南部で認められる教来石砂礫層は成層構造を成して, ほぼ水平に堆積している。

葦崎岩屑なだれ堆積物 (鈴木, 1966 : 葦崎泥流)

八ヶ岳に起源をもつ, 容積 9 km³の時間間隙のない 1 枚の岩屑なだれ堆積物であり, 最大層厚は 200m を超えるとされる (甲府盆地第四紀研究グループ, 1969,a) が, 供給源の詳細や年代は未だ不明な点が多い。河内 (1977) は溶岩の層序から約 20 万年前の堆積であると推定し, 井口 (1989) は, 葦崎市付近において御嶽山起源の PM-I 軽石層との層序関係から, 約 8 万年前以前に堆積したとしている。

白州地域では, 塩沢温泉西方, 鳥原平北西側の流川沿い, 中山の東側および西側に部分的に露出する。中礫～巨礫サイズ, 亜角礫～亜円礫の安山岩類を主



図-6 尾白川泥流



図-9 礫層 I 礫



図-7 教来石砂礫層（露頭幅約 10m）



図-8 葦崎岩屑なだれ堆積物（露頭幅約 5m）

体として、砂岩、泥岩、ホルンフェルス、石灰岩を塊状ないし成層構造を成すか、あるいはこれらの礫の岩片および細片から構成される（図-8）。中山東部では、教来石礫層を不整合で覆い、右岸の塩沢温

泉では赤石層群を、下教来石集落の西側では甲斐駒花崗岩を不整合で覆う。釜無川左岸では段丘堆積物に不整合で覆われる。中山の西側周辺では桃の木層を不整合で覆う。中山周辺では流れ山地地形をつくる。**山地高所の礫層（礫層 I）**

平久保池北東側の山頂にみられ、釜無川河床から約 500m の高さに分布する。未固結の礫層であり、砂岩・泥岩起源のホルンフェルス礫及び中粒の風化が進んだ花崗岩礫で構成され、基質は風化した褐色細粒砂である（図-9）。中礫～大礫サイズの礫が主体で、ホルンフェルス礫は垂角礫、花崗岩は円礫～垂円礫が多い。礫は山頂付近に塊状で見られるが、露頭は露出に乏しく正確な産状の把握は困難である。赤石層群を不整合で覆い、標高 1260m の山頂付近に平坦な地形面をつくる。

扇状地・段丘堆積物

白州地域東方で盆地や扇状地地形、段丘面を形成する。下川ほか（1995）によって区分された地形面区分を参考に、本研究では扇状地・段丘堆積物を高位から低位まで地形面の分布高度や勾配、構成礫種から低位のものから順に扇状地・段丘堆積物 I～III に区分した。概ね淘汰の悪い未固結礫層として露出し、甲斐駒花崗岩および赤石層群の砂岩、泥岩、ホ

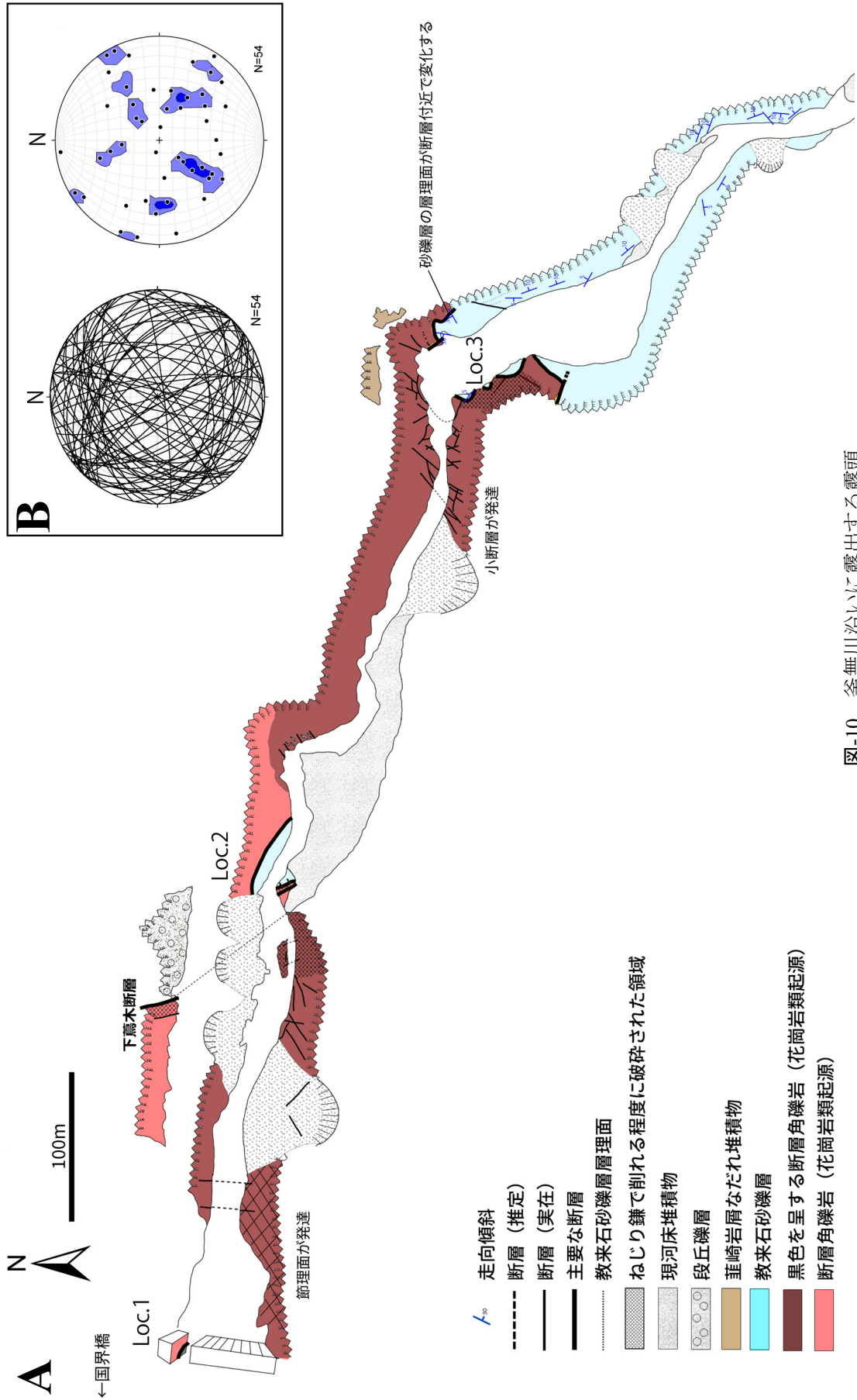


図-10 釜無川沿いに露出する露頭 (A) レーダーマップ (B) 測定された断層の下半球等積投影図 (左: 大円, 右: 1%コンタ)

ルンフェルスの垂円礫～垂角礫などから構成される。

3. 断層

白州地域には多くの断層が分布し白州地域西側の山地内や、国界橋付近の釜無川沿い（図-10）で顕著に認められる。特徴的な構造を示す断層露頭を以下に記載する。露頭位置は図2のLoc.1～Loc.9に示した。



Loc.1 平久保断層（図-11）

国界橋下の砂防堰堤の直下で、赤石層群のホルンフェルスと花崗岩類起源の断層角礫岩がやや高角断層で接している。この断層を平久保断層と呼ぶ。露頭幅は約5m高さ3m程度であるが、全体的に角礫化している。

最も破碎が顕著に認められる部分では、幅1cm～3cmの断層ガウジが認められる。測定された断層面はN58°E, 60°Sである。

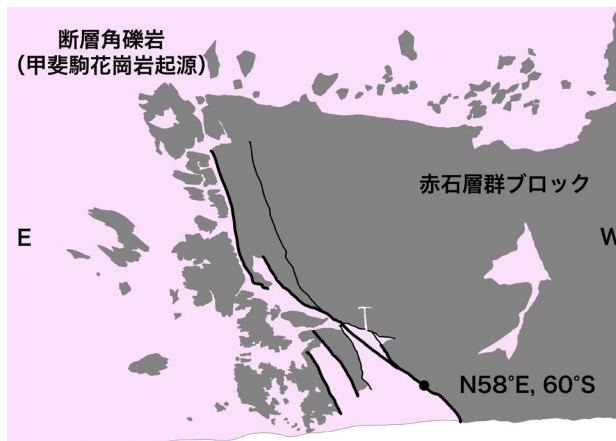


図-11 甲斐駒花崗岩起源の断層角礫岩と赤石層群の断層境界 (Loc.1, 図-2)

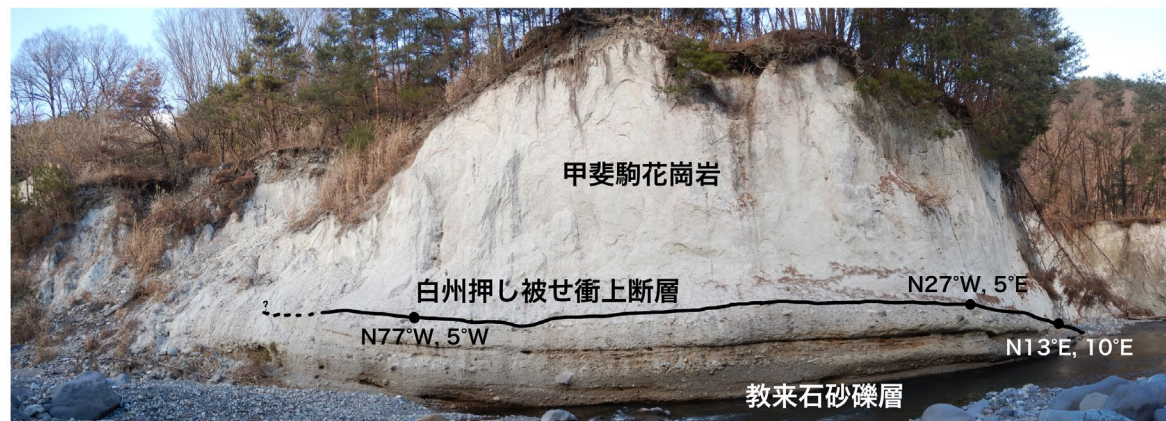


図-12 甲斐駒花崗岩と赤石層群の断層境界 (Loc.2, 図-2)

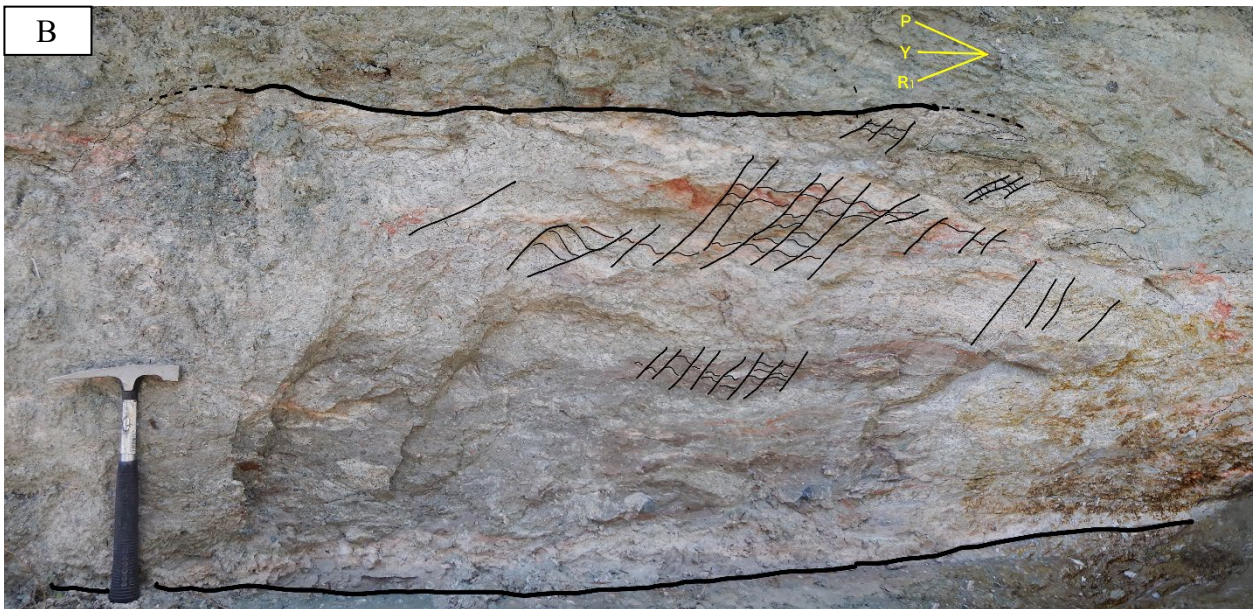
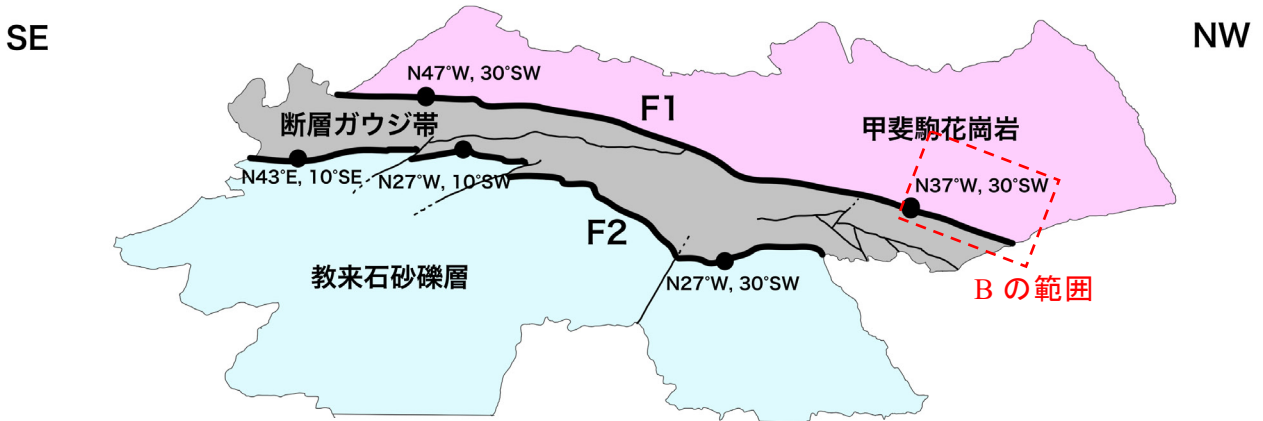


図-13 甲斐駒花崗岩と教来石砂礫層の断層境界 (Loc.2, 図-2)

(A)断層露頭 (F1, F2 : 白州押し被せ衝上断層) (B)白州押し被せ衝上断層の複合面構造

Loc.2 白州押し被せ衝上断層 (図-12,13,14)

釜無川左岸に田中 (1984) によって断層露頭の存在が報告され小山 (1988) によって詳細な記載が行われた。現在では甲斐駒花崗岩と教来石砂礫層が明瞭な断層面を持って接し、これを白州押し被せ衝上

断層 (田中, 1984) と呼ぶ。断層の下盤側が教来石砂礫層, 上盤側が甲斐駒花崗岩である。断層面の傾斜は $5^{\circ}\sim 10^{\circ}$ 程度で, 低角である断層面の下部の教来石砂礫層は弱い成層構造を持つ。露頭中に見られる甲斐駒花崗岩は破碎を受け一部が角礫化してい

る。両者の境界部は厚さ 3cm の灰緑色のガウジが発達する。粘土中には少量の断層角礫を含む。

小山 (1988) によって記載された一部の断層は現在、露頭が崩壊し追跡できないが、釜無川右岸で複数の低角断層が認められる。甲斐駒花崗岩起源のガウジ帯と教来石砂礫層が接する断層は下盤側が教来石砂礫層、上盤側が甲斐駒花崗岩起源の断層ガウジ帯である。この断層は多くの小断層によって変位を受け、断層面の傾斜は $5^{\circ} \sim 30^{\circ}$ の範囲で変化する。これは白州押し被せ衝上断層を構成する断層である (小山, 1988)。

また、甲斐駒花崗岩起源のガウジ帯と甲斐駒花崗岩の境界部にも低角断層が分布する。断層面の姿勢は $N37^{\circ}W, 30^{\circ}N$ であり、条線は $S85^{\circ}W(25^{\circ})$ の方向に発達する。釜無川左岸側で認められた厚さ 5cm の灰緑色の断層粘土が認められる。露頭西端部の甲斐駒花崗岩には複合面構造が認められ (図-14)、上盤側の甲斐駒花崗岩が東方へ衝上する運動センスを示す。これらの低角断層はその運動形態や産状から一連の断層であると考えられる。この断層を小山 (1988) は高角断層である下葛木断層 (図-10) の延長であるとしたが、断層面の姿勢および複合面構造から推定される運動センスから、本論では白州押し被せ衝上断層の一部として記載する。この露頭は白州押し被せ衝上断層によって甲斐駒花崗岩がナップを成している構造と判断される。

Loc.3 白州押し被せ衝上断層に変位を与える高角断層 (図-15,16)

Loc.2 から約 350m 下流で、2本の断層によって甲斐駒花崗岩起源の断層角礫岩と教来石砂礫層が接している。釜無川左岸に位置する露頭 (図-15) では、高角断層 (主断層面の姿勢 $N47^{\circ}W, 70^{\circ}SW$) が白州押し被せ衝上断層 (主断層面の姿勢 $N63^{\circ}E, 40^{\circ}NW$) に変位を与える露頭が観察される。両者の断層面は厚さ 3mm 程度の断層ガウジを伴い、教来石砂礫層は断層面付近で礫の長径の定向配列が顕著に認められる。

一方、釜無川右岸側の露頭 (図-16) は、複数の断層が甲斐駒花崗岩起源の断層角礫帯と教来石砂礫層の境界部を構成する。釜無川左岸に比べて破碎が顕著であり、この地点ではねじり鎌で削れる程度の破碎を受ける。低角断層 (主断層面の姿勢 $N23^{\circ}E, 5^{\circ}W$) の断層面付近では、釜無川左岸と同様に教来石砂礫層の礫の長軸が断層に平行して配列しており、この断層は白州押し被せ衝上断層に相当する。

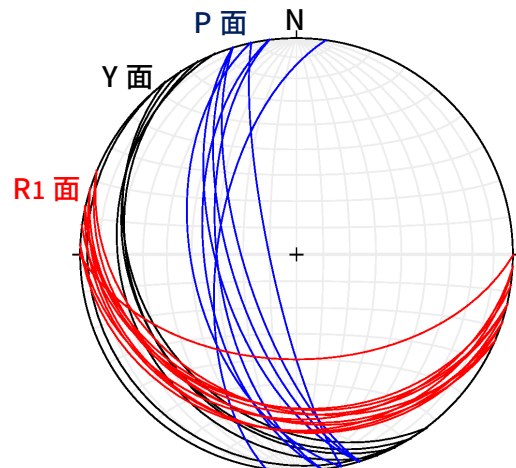


図-14 白州押し被せ衝上断層 (図-13B) の複合面構造の下半球等積投影図

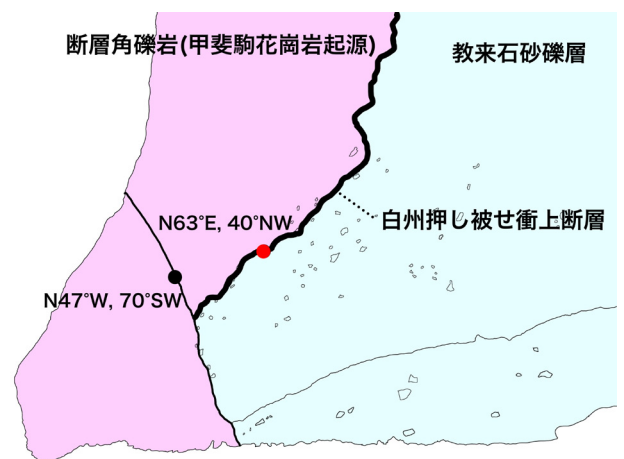


図-15 甲斐駒花崗岩起源の断層角礫岩と教来石砂礫層の断層境界 (Loc.3 釜無川左岸, 図-2)

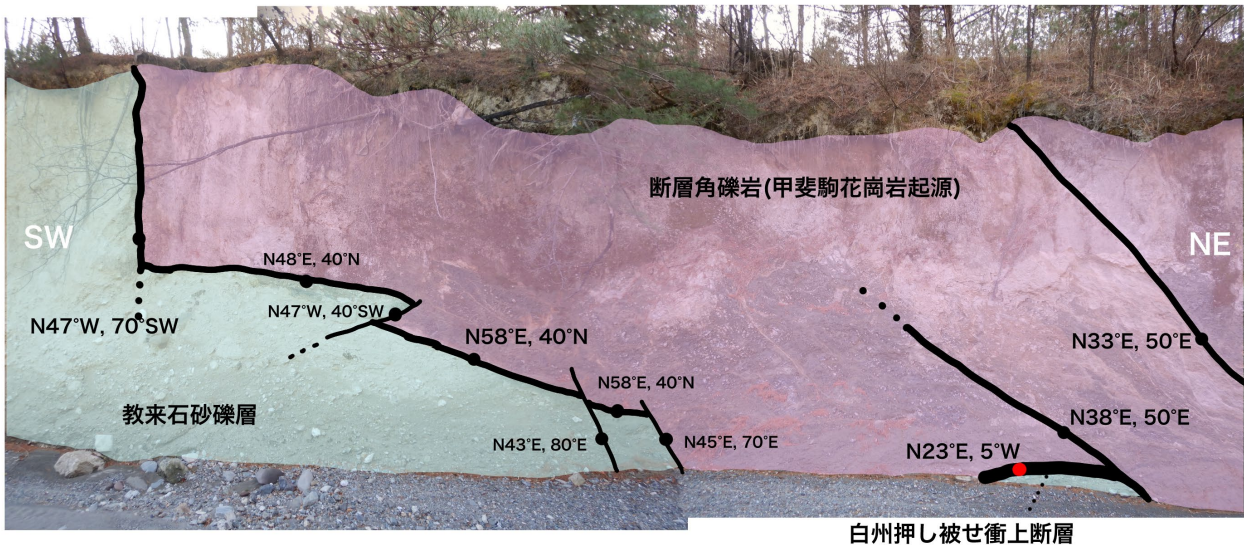


図-16 甲斐駒花崗岩起源の断層角礫岩と教来石砂礫層の断層境界 (Loc.3 釜無川右岸, 図-2)



図-17 平久保断層の破砕帯 (Loc.4, 図-2)

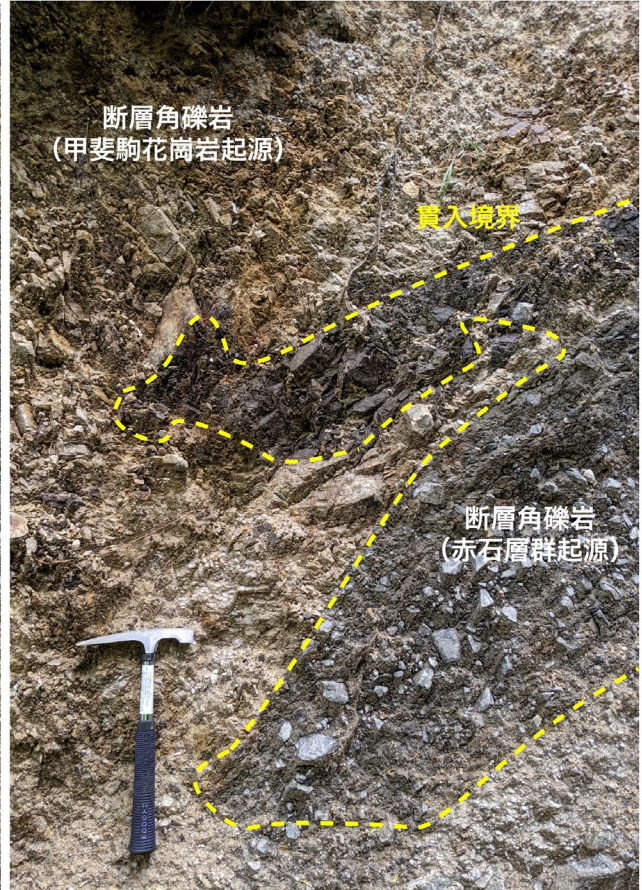


図-18 断層により破碎を受ける甲斐駒花崗岩と赤石層群の貫入境界 (Loc.4, 図-2)

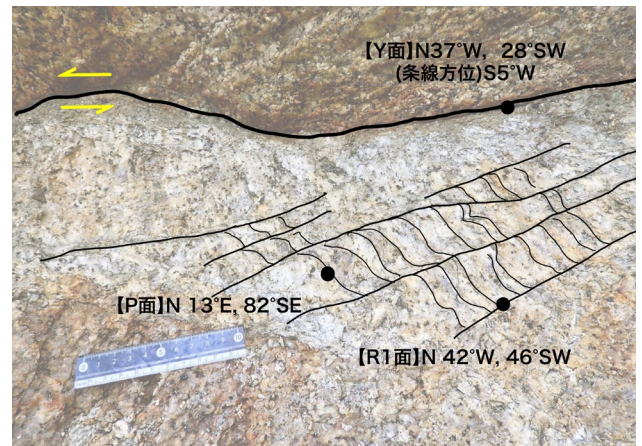


図-19 甲斐駒花崗岩に認められる流川断層の複合面構造 (Loc.5, 図-2)

この露頭においても、白州押し被せ衝上断層は、高角断層および複数の小断層に変位を受ける。

Loc.4 甲斐駒花崗岩と赤石層群の断層境界 (図-17,18)

平久保池の西側では、甲斐駒花崗岩起源の断層角礫岩と赤石層群起源の断層角礫岩が断層によって接している。主断層面の姿勢は $N48^{\circ}E, 70^{\circ}N$ であり、これは国界橋付近 (Loc.1) から平久保池にかけて

のリニアメントの方向と一致する。

Loc.5 流川断層の複合面構造 (図-19)

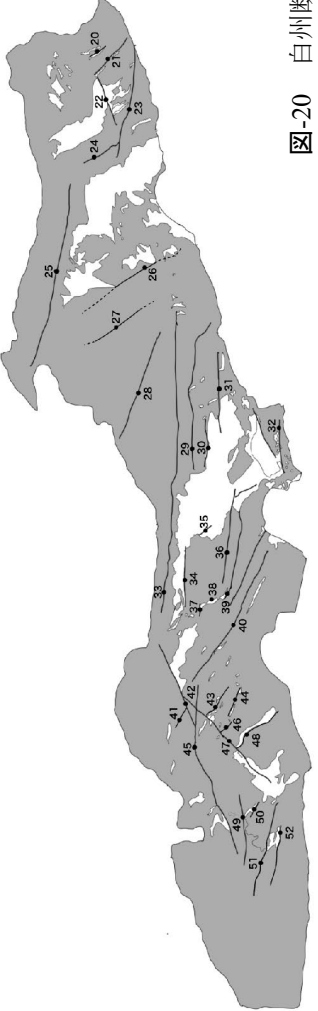
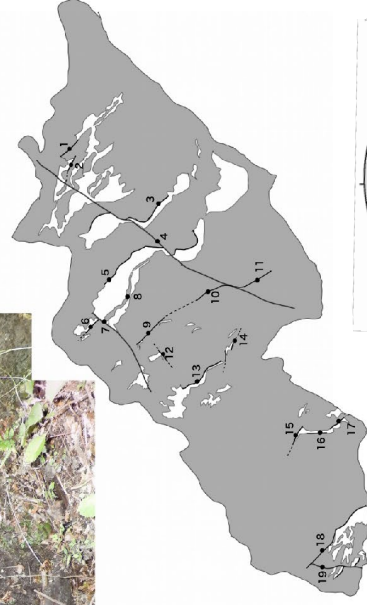
流川沿いの甲斐駒花崗岩中に断層が認められる。露頭はねじり鎌で削れる程度に破碎を受けているが、弱く固結した部分に複合面構造が顕著に認められる。最も破碎を受けている面は幅 2cm 程度のガウジを伴い、条線は $S5^{\circ}W$ の姿勢を示し、これを Y 面 ($N37^{\circ}W, 28^{\circ}SW$) とした。花崗岩の黒雲母粒子が

- 1: N7°W, 50°W
- 2: N7°W, 50°W
- 3: N17°W, 45°SW
- 4: N33°E, 75°SE
- 5: N27°W, 65°SW
- 6: N7°W, 60°W
- 7: N33°E, 60°SE
- 8: N7°W, 60°W
- 9: N7°W, 70°W
- 10: N7°W, 65°W
- 11: N7°W, 65°W
- 12: N33°E, 70°NW
- 13: N7°W, 45°W
- 14: N17°W, 50°SW
- 15: N52°W, 45°SW
- 16: N7°W, 70°W
- 17: N27°W, 50°SW
- 18: N7°W, 60°W
- 19: N33°E, 80°N
- 20: N27°W, 75°SW
- 21: N7°W, 60W
- 22: N33°E, 75°SE
- 23: N83°E, 40°N
- 24: N7°W, 70°W
- 25: N67°W, 35°SW
- 26: N27°W, 75°SW
- 27: N27°W, 50°SW
- 28: N67°W, 50°SW
- 29: N17°W, 40°SW
- 30: N67°W, 30°SW
- 31: N67°W, 30°SW
- 32: N67°W, 40°SW
- 33: N57°W, 45°SW
- 34: N47°W, 40°SW
- 35: N27°W, 55°SW
- 36: N57°W, 45°SW
- 37: N57°W, 45°SW
- 38: N7°W, 70°W
- 39: N52°W, 50°SW
- 40: N47°W, 50°SW
- 41: N47°W, 40°SW
- 42: N27°W, 20°NE
- 43: N47°W, 40°S
- 44: N47°W, 50°S
- 45: N67°W, 30°SW
- 46: N7°W, 70°W
- 47: N23°E, 60°SE
- 48: N7°W, 70°W
- 49: N83°E, 40°N
- 50: N68°E, 40°N
- 51: N47°W, 50°SW
- 52: N62°W, 40°SW

条線N10°E (10°)



A



B

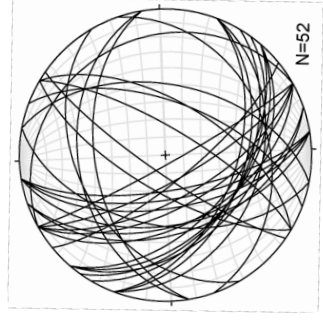
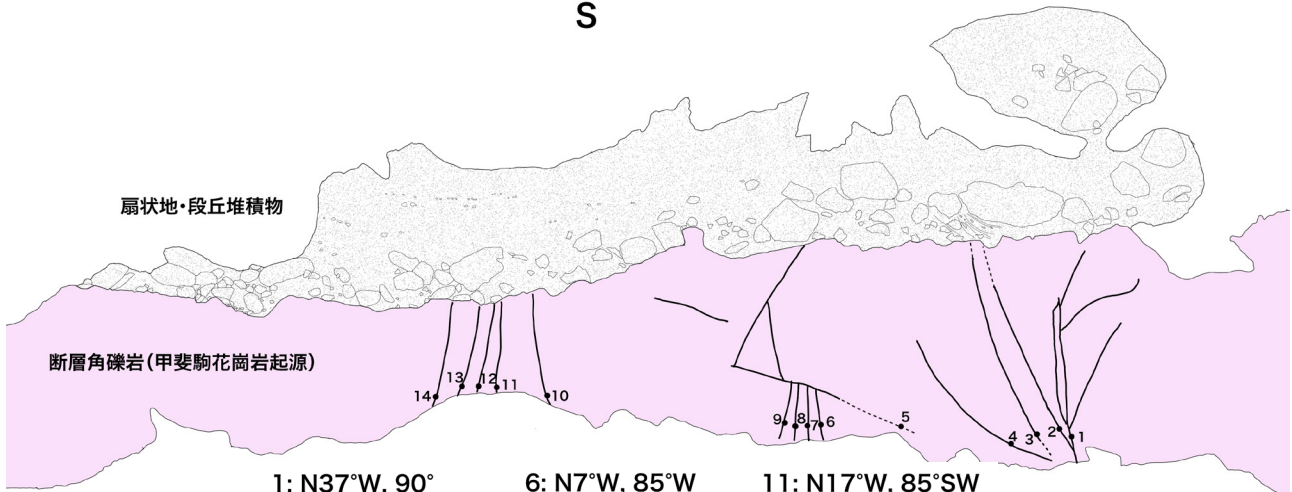


図-20 白州断層の断層角礫帯 (A)露頭の概要と小断層の記載 (B)測定された小断層の下半球等積投影図



S



- | | | |
|-----------------|-----------------|------------------|
| 1: N37°W, 90° | 6: N7°W, 85°W | 11: N17°W, 85°SW |
| 2: N27°W, 90° | 7: N17°W, 80°SW | 12: N17°W, 80°SW |
| 3: N47°W, 60°SW | 8: N27°W, 80°SW | 13: N17°W, 85°SW |
| 4: N52°W, 75°SW | 9: N27°W, 85°SW | 14: N27°W, 85°SW |
| 5: N53°E, 50°SE | 10: N7°W, 85°W | |

図-21 甲斐駒花崗岩中に認められる複数の断層 (Loc.7, 図-2)

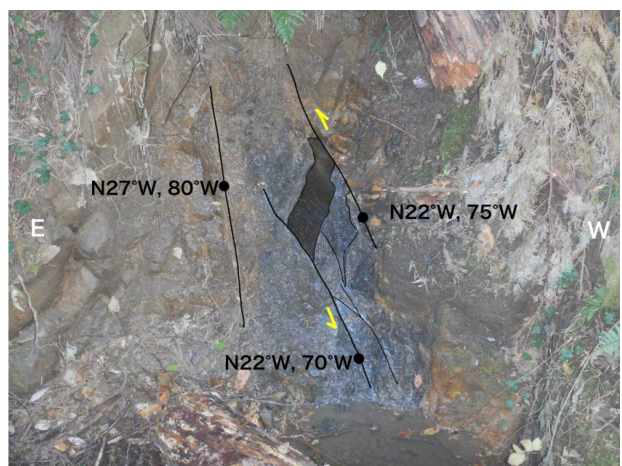


図-22 桃の木層中に認められる断層 (Loc.8, 図-2)

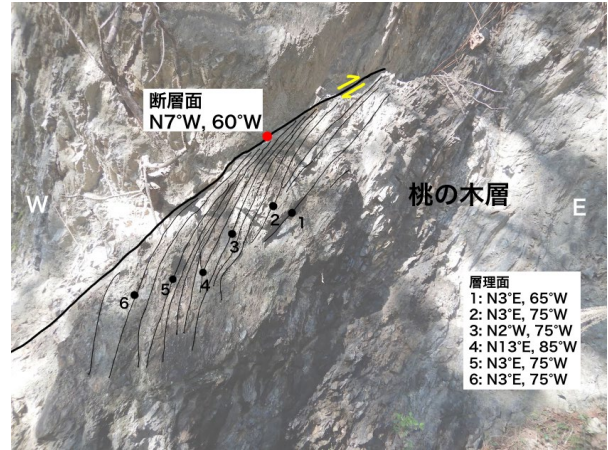


図-23 桃の木層中に認められる断層 (Loc.9, 図-2)

伸びている方向をP面 (N13°E, 82°SE), P面が収斂して見える面をR1面 (N42°W, 46°SE)として, 左横ずれの剪断センスを推定した. なおこの断層は, 赤石層群と甲斐駒花崗岩の境界にも地質図スケールで左横ずれ変位を与え (図-2), これを本論では流川断層と呼ぶ.

Loc.6 幅 15m を越える断層角礫帯 (図-20)

従来から知られていた白州断層 (下川ほか, 1995) の断層面の西側に存在する断層露頭である. 甲斐駒花崗岩が破碎を受け, 幅 15m の露頭全域にわたって, 暗灰色を呈する断層角礫帯となっている. 露頭の中央部 5m は断層ガウジ帯として手で削れる程度の破碎を受ける. 暗灰色の断層ガウジ中に白色の領域が認められ, この領域は甲斐駒花崗岩のブロック由来であると考えられるが, この領域も著しく破碎を受け, 元の花崗岩の構造は認識できない. 52本の小断層が認められ, その姿勢を図-20(B)の下半球等積投影図に示す. 小断層は北北西—南南東方向および北西—南東方向の走向が卓越する.

Loc.7 甲斐駒花崗岩中の複数の高角断層 (図-21)

尾白川溪谷東側に位置する断層露頭である. 断層角礫化した甲斐駒花崗岩を扇状地・段丘堆積物が覆う. 幅 25m の露頭全体で, 甲斐駒花崗岩が断層角礫化している. 最大で幅 5cm 程度の断層粘土を伴う高角断層が複数認められる. 扇状地・段丘堆積物は, この断層面の延長線上で層理面の一部が変化しているが, 甲斐駒花崗岩と扇状地・段丘堆積物の不整合境界に変位を与えている断層は存在しない.

Loc.8 桃の木層中の西側が上昇する断層 (図-22)

中山中部に位置する, 桃の木層中に認められる断層露頭である. 幅 60cm の断層角礫帯が認められ,

幅 20cm 程度のガウジ帯を伴う. ガウジ中の引きずり構造から, 西側が上昇する運動センスが推定される. 主断層面の姿勢は N22°W, 75°SW である.

Loc.9 桃の木層中の西側が上昇する断層 (図-23)

中山南部に位置する, 桃の木層中に認められる断層露頭である. 桃の木層の砂岩が一部でブロック化している. 桃の木層の層理面が断層面へ収斂している構造が認められ, 西側が上昇する運動センスが推定される. 断層面は幅 1cm 程度の断層ガウジが認められ, 主断層面の姿勢は N7°W, 60°W である.

考察

山地高所の礫層

山地上部の礫層 I は標高 1260m 付近に分布し, 釜無川からの比高は 500m である. この礫層は平坦な地形面を覆い, 礫は甲斐駒花崗岩や赤石層群のホルンフェルスの亜円礫で構成される. この礫層 I は, 赤石層群のホルンフェルスを不整合で覆っているが, 甲斐駒花崗岩の分布域とは水平方向に 400~500m 程度離れる. 礫層 I に甲斐駒花崗岩の亜円礫が含まれていることは, 現在の河川の流路と異なり, 甲斐駒花崗岩がかつて存在した河川によって運搬されたと考えられる. したがって礫層 I は斜面の崩壊による堆積物ではなく, 河川による影響を受け円磨された礫が覆う地形面を形成していた, 古期の段丘堆積物である可能性が高い. 現河床から比較すると, この礫層は糸静線活断層系の南西側が最大約 500m の上昇があったことを示している.

平久保断層

Loc.1 (図-2) および Loc.4 (図-2) では, 甲斐駒花崗岩と赤石層群の境界となる断層露頭が露出す

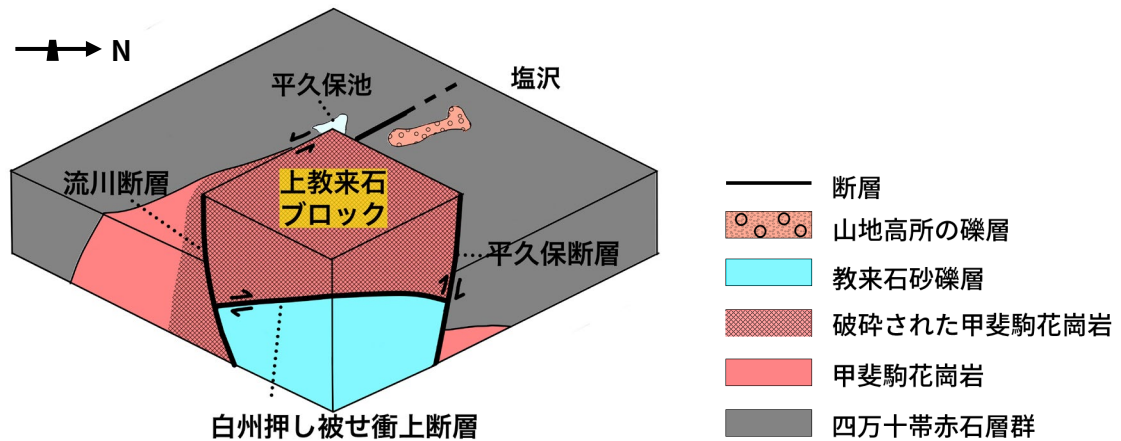


図-24 白州地域北部の地質構造
東側から見たブロックダイアグラム

る。Loc.4 (図-2) では甲斐駒花崗岩によって貫入を受けた赤石層群が角礫化しており、この断層の活動時期は赤石層群が甲斐駒花崗岩の貫入を受けた後である、中期中新世以降と考えられる。また、国界橋から平久保池にかけては明瞭なリニアメントが認められ、これらの露頭もこのリニアメント上に存在する。これらのことから、国界橋付近の Loc.1 (図-2) で見出された平久保断層は、Loc.4 (図-2) の平久保池付近まで連続していると推定される。

平久保断層の変位量を明らかにすることは困難であるが、赤石層群の下位に位置する甲斐駒花崗岩が断層を境に南東側に見られるので、南東側が大きく上昇していると考えられる。

釜無川沿い、国界橋付近の断層

釜無川沿いで連続する露頭は、固結した断層岩が露出している。教来石砂礫層と甲斐駒花崗岩の境界となる白州押し被せ衝上断層は、Loc.2 および Loc.3 (図-2) で見られるように、複数の断層によって変位を受け、白州地域における教来石砂礫層の分布は国界橋付近が北限となる。白州押し被せ衝上断層の活動時期は、白州断層および下葛木断層、平久保池北東の断層、平久保池南東の断層の活動以前であると推定される。

白州断層の破碎帯幅

本研究の結果、従来から知られていた白州断層の西方側となる位置に、この破碎領域に沿って複数の断層露頭が認められた (Loc.5 および Loc.6, 図-2)。

Loc.6 (図-2) で見出された幅 15m の断層破碎帯中に認められる小断層は、北北西—南南東走向西傾斜の中～高角断層と、北西—南東走向西傾斜の低角断層が卓越する。これは遠田ほか (2000) および三

浦ほか (2000) のトレンチ調査で識別された断層面とほぼ一致しており、この断層露頭は白州断層の主要な運動を反映している可能性が高い。

Loc.7 (図-2) で認められた断層は北北西—南南東走向西傾斜の高角断層が卓越し、露頭幅 25m の範囲全体で甲斐駒花崗岩が断層角礫化している。この露頭で見出された断層の姿勢は奥村ほか (1998) が識別した白州断層の姿勢とほぼ一致する。

また、白州地域南部に存在する甲斐駒花崗岩の破碎領域は幅 500m から 1km で N-S 方向に連続して分布している (図-2)。Loc.6 および Loc.7 はこの破碎領域の内部に位置するため、白州断層は幅 500m～1km の破碎帯を持った断層であることが明らかになった。

中山周辺の地質構造

中山では西側が上昇する逆断層露頭が認められる (図 22, 23)。中山には、田力 (2002) によって白州断層の東側に低角逆断層の釜無川断層 (田力, 2002) が存在すると推定されている。Loc.8 および Loc.9 (図-2) で認められた逆断層はこれに関連する断層である可能性が高い。白州断層より約 3.5km 東側にも、西側が上昇する断層運動が存在することが見いだされた。

中山は白州盆地の南東側で突出した山地を形成し、白州盆地の桃の木層は中山のみに分布する (図-2)。これは釜無川断層の活動後に白州断層が活動し、中山周辺が局所的に上昇した可能性がある。

糸静線活断層系中部区間および南部区間境界部の地質構造

一般に、糸静線活断層系の運動に関して、横ずれ運動が顕著な中部区間と逆断層運動が顕著な南部

区間に区分されている。本研究の対象地域である白州町上教来石付近が、運動形式が異なる両区間の境界部に相当する。

本研究によって明らかにされた平久保池断層と流川断層によって囲まれた、甲斐駒花崗岩からなるブロックの隆起が最も大きい。またこの部分では甲斐駒花崗岩の著しい破砕が著しく進行している。本研究では、このブロックを「上教来石ブロック」と呼ぶ(図-24)。上教来石ブロックの隆起量は、平久保池北東部に礫層が見出されることから、少なくとも500mを超えるものと考えられる。

上教来石ブロックの下部には、南東への低角衝上運動を示す白州押し被せ衝上断層が存在し、教来石礫層が構造的な最下位のユニットとして見出される。糸魚川-静岡構造線中部区間と南部区間に存在する上教来石ブロックの下部の地質構造は、現在では横ずれ運動が支配的な糸魚川-静岡構造線中部区間において、南東への低角衝上運動が存在した時期があったことを示している。

まとめ

- 1) 糸静線活断層系中部・南部区間境界部の白州地域において、詳細な地質分布を明らかにした。
- 2) 白州地域北部の山地に平坦な地形面を形成する礫層が存在する。
- 3) 白州断層は幅500m～1kmの破砕帯を持った断層である。
- 4) 糸魚川-静岡構造線中部区間及び南部区間境界部の上教来石ブロックは、少なくとも500mを超える規模の隆起量を示す。
- 5) 釜無川河床に認められる白州押し被せ衝上断層は、現在の横ずれ運動以前に運動した低角衝上断層が、上教来石ブロックの構造的な下部が露出することによって地表に現れたものである。

謝辞

堀内義氏、下田力氏、研究室のメンバーには多くの助言をいただいた。地質構造談話会において、談話会に参加された多くの先生方には研究内容に関して貴重な積極的なご意見をいただいた。さらに甲斐駒開発株式会社様には敷地内の調査を快諾いただき、情報をご提供いただいた。ここに記して、感謝の意を表す。

【文献】

- 1) 郷原保真, 1967: 八ヶ岳南麓～穴山台地. 第四紀, **11**, 27-38.
- 2) 井口隆, 1989: 八ヶ岳火山における山体崩壊岩屑流—日本における火山帯の山体崩壊と岩屑流(その2)—. 国立防災科学技術センター研究報告, **43**, 169-221.
- 3) 池田安隆・岡田真介, 2015: 糸魚川—静岡構造線とその周辺地域の浅部地殻構造と鮮新世—第四紀テクトニクス. 地球科学, **69**, 9-29.
- 4) 河内晋平, 1977: 八ヶ岳地域の地質. 地質調査所, 35.
- 5) 河野儀礼・植田良夫, 1966: 本邦産花崗岩のK-A dating—東北日本の花崗岩類—. 岩石鉱物鉱床学会誌, **56**, 41-55
- 6) 甲府盆地第四紀研究グループ, 1969a: 八ヶ岳南麓の地質. 地質雑, **75**, 401-416.
- 7) 小坂共栄・角田史雄, 1969: 山梨県西部, 巨摩山地第三系の地質. 地質雑, **75**, 127-140.
- 8) 小山彰, 1988: 下葛木衝上断層—糸魚川—静岡構造線の屈曲部—. 地質雑, **94**, 257-277.
- 9) 松田時彦, 1998: 活断層からの長期地震予測の現状—糸魚川—静岡構造線活断層系を例にして—. 地震第2輯, **50**, 23-33.
- 10) 三浦大助・幡谷竜太・宮腰勝義・井上大榮・小俣雅志・佐々木俊法・川崎泰照・佐藤賢・宮脇明子・田中竹延・宮脇理一郎, 2004, 糸魚川—静岡構造線活断層系南部, 白州断層の活動履歴の再検討—横手地点トレンチ調査—. 地質雑, **110**, 255-270.
- 11) 長野県地学会, 1962: 20万分の1 長野県地質図幅説明書. **78**, 内外地図, 東京.
- 12) 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・澤祥・東郷正美, 1998: 糸魚川—静岡構造線活断層系の活動履歴調査. 地質調査所研究資料集, **259**, 89-94.
- 13) 大塚彌之助, 1941: 糸魚川—静岡地質構造線に就て. 震研彙報, **18**, 340-343.
- 14) 澤祥, 1985: 中部フォッサマグナ西縁, 富士見周辺の活断層, 地理評, **58**, 695-714.
- 15) 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄, 1995: 糸魚川—静岡構造線活断層系ストリップマップ, 構造図Ⅱ, 地質調査所.
- 16) 鈴木隆介, 1966: いわゆる葦崎泥流について(予報, 演旨). 地理評, **39**, 368-364

- 17) 田中収, 1984 : 小淵沢静岡地質構造線北端部の地質構造. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, 526.
- 18) 田力正好, 2002 : 糸魚川-静岡構造線活断層南部, 白州~葦崎付近の活構造と第四紀の活動史. 活断層研究, **21**, 33-49.
- 19) 遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大榮, 2000 : 糸魚川-静岡構造線活断層系南部の最近の断層活動-白州断層・下円井断層・市之瀬断層群トレンチ調査-, 地震2, **52**, 445-468.

(原稿受付 2022.3.14)