

木曽山脈北部東麓に存在する断層破碎帯

加藤真彰¹, 大塚 勉²

¹ 信州大学理学部地質科学教室, ² 信州大学全学教育機構

Fault shear Zone in the eastern foot of northern Kiso Mountains
Nagano Prefecture, central Japan

Masaaki Kato¹ and Tsutomu Otsuka²

¹Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University

²School of General Education, Shinshu University

キーワード：断層破碎帯, 活断層, 木曽山脈, 領家変成帯

Key word : fault shear zone, active fault, Kiso Mountains, Ryoke metamorphic belt

1. はじめに

木曽山脈とその西側に位置する伊那盆地の境界部には木曽山脈の隆起に伴う断層が形成されることが知られており(松島, 1992, 1995 など)、この伊那谷の西縁を南北に走る断層帯は「伊那谷西縁断層帯」(松島, 1992)と呼ばれている。伊那谷西縁断層帯には、山地と盆地の境界を走る境界断層と扇状地の中央付近を走る前縁断層が知られている(松島, 1992, 1995 など)。研究地域(図 1)における山地と盆地の境界には、伊那谷西縁断層帯前縁断層に含まれる小黑川断層が、扇状地中央には同前縁断層に含まれる田切断層がそれぞれ第四系に変位を与えている(活断層研究会, 1991, 図 2)。このように伊那谷西縁部は活断層が多く集中する地域であり、この地域の断層のトレースを含めた地質環境を明らかにすることは、災害対策や土地利用へ向けた基礎的資料の整備として重要である。

近年、木曽山脈東麓には伊那谷断層帯に含まれる大規模な破碎帯が存在することが知られるようになってきた(北村・大塚, 2008, 2009、山田・大塚, 2010)。研究地域である木曽山脈北部の東



図1 研究地域

20 万分の 1 地勢図「飯田」に加筆

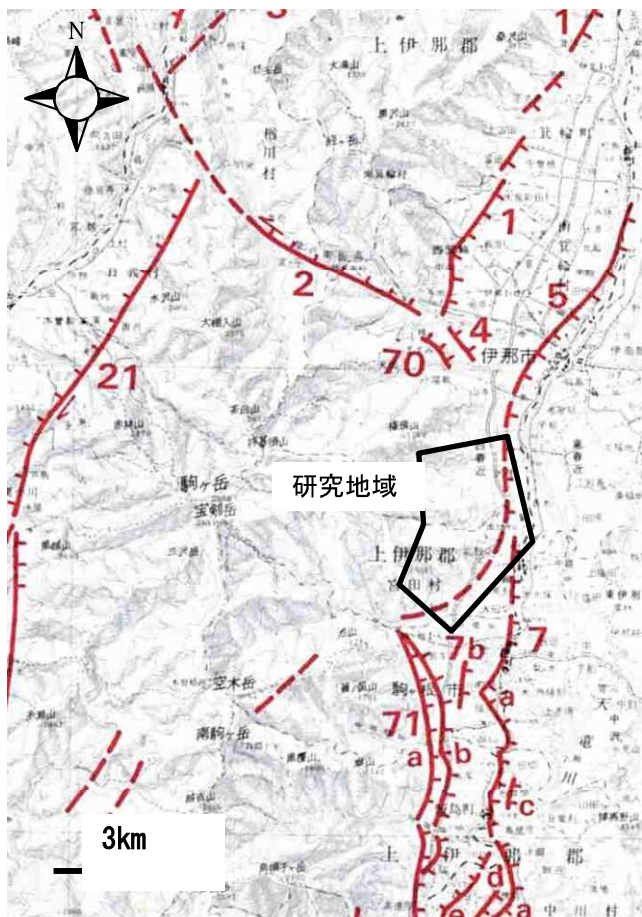


図2 活断層研究会(1991)による
木曾山地北部の活断層
5：小黒川断層 7：田切断層

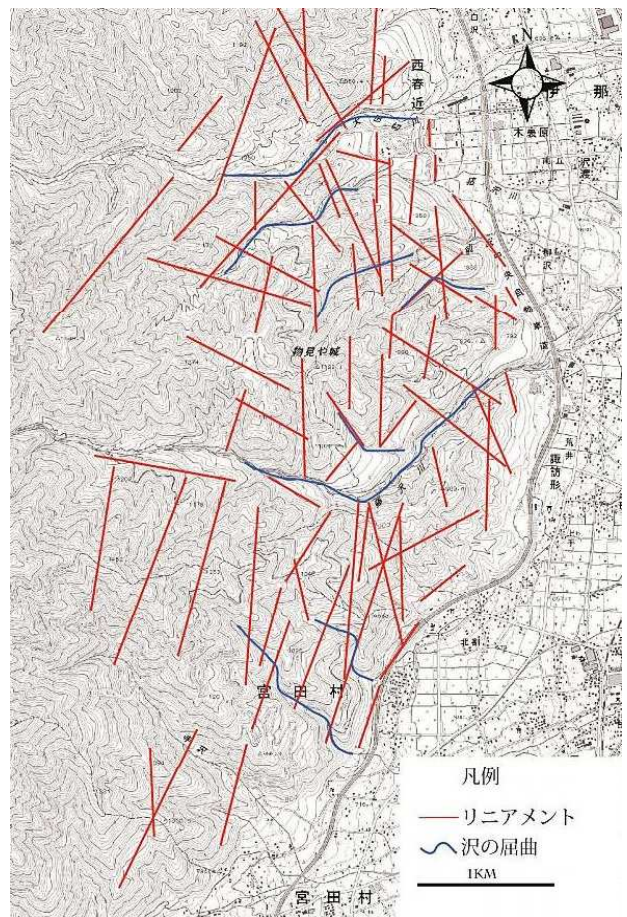


図3 研究地域のリニアメント
25,000 分の 1 地形図「伊那宮田」を使用

麓においても伊那谷断層帯に含まれる断層が多数存在することが予想されるが、これまで断層が詳細に記載された例は少ない。

本研究では空中写真の立体視によるリニアメント判読や地表踏査に基づき、調査地域の地質と断層のトレースを明らかにするとともに、木曾山脈東麓の構造発達過程について考察する。

2. リニアメント

空中写真の立体視により読み取った直線的な谷・河川・尾根、鞍部、河川や尾根の屈曲、地形変換線などの地形要素からリニアメントを抽出した(図 3)。リニアメントは地下の構造や地質を

反映しており、断層の存在が地形に影響を与えていることが多い。例えば、断層破碎による脆弱部は風化や侵食作用を受けやすく、尾根に鞍部を形成したり、直線的な河川を形成したりすることが多い。

リニアメント判読は、国土地理院ホームページ上で公開されている 1970 年撮影の 4 万分の 1、および国土交通省国土計画局ホームページ上で公開されている 1976 年撮影の縮尺 1 万 5 千分の 1 および 1 万分の 1 の空中写真を用いた。

研究地域では主として南－北方向、北西－南東方向、北東－南西方向の 3 方向のリニアメントが抽出された。全体的に南－北および北東－南西方

向のリニアメントが顕著であるが、研究地域北部では北西－南東方向のものが多数見いだされた。

3. 地質

概要

研究地域は領家変成帯に含まれ、ジュラ紀の堆積岩を起源とする領家変成岩類、白亜紀に貫入した領家花崗岩類、および第四系が分布する(図 4)。

これらのうちの領家変成岩類は、主として砂岩と泥岩の互層を起源とする縞状片麻岩と片状ホルンフェルスである。領家花崗岩類は、太田切花崗岩(村山・片田, 1957)と赤木花崗岩(Tsuchiya, 1966)に区分される。太田切花崗岩は、新規領家花崗岩類に区分され(領家研究グループ, 1972)、研究地域北部と南部に複雑な外形を示す小岩体として露出している。同じく新期領家花崗岩類に分類される赤木花崗岩は、変成岩類を貫く南北に細長い小岩体として分布する。

山麓には、南北方向の走向を示し、西傾斜で山地側上昇を示す断層が多数存在する。これらの山麓に発達する断層は「伊那谷西縁断層帯(松島, 1992)」に含まれる。山地と盆地の境界には、小黒川断層(活断層研究会, 1991)など低角衝上断層が存在し、伊那盆地の堆積物の上に変成岩類および花崗岩類が衝上している。

領家変成岩類

領家変成岩類は美濃帯のジュラ紀付加体を起源とする変成岩類であり、より高い温度条件下で形成された縞状片麻岩と、それより低い温度条件下で形成された片状ホルンフェルスとに区分される(村山・片田, 1957)。いずれにおいても、源岩の層理・葉理などの堆積構造が保存されている。しばしばペグマタイト・アプライト・花崗岩の小～中規模岩脈の貫入が認められ、研究地域南部の太田切花崗岩の岩体付近では岩脈の出現密度がとくに高い。

〔縞状片麻岩〕

縞状片麻岩は、灰白色で細粒～中粒の砂岩起源の岩相と、黒色で中～粗粒の泥質岩起源の岩相か

らなる片麻岩である(図 5)。調査地域の中部および南部に広く分布する。砂質岩相では源岩の堆積構造が観察されることはまれであるが、泥質岩相では再結晶した多量の黒雲母によって層理および葉理などの堆積構造の形態がよく保存されている。源岩の層理面は東・西を中心とした方向の走向を示すことが多く、北に 20～40° 傾斜する。研究地域南部では、一部において層理面の傾斜が、ほぼ水平から南傾斜となり、全体として緩い半ドーム状の構造をなす。

砂質岩相は一般に塊状であり、ブロック状に節理が発達することが多い。断層による破碎の結果、しばしば灰白色～黄褐色のガウジが形成される。泥質岩相は層理面に沿って層状の岩体であることが多い。断層による破碎の結果、しばしば暗灰色または茶褐色のガウジが形成される。

〔片状ホルンフェルス〕

主として砂岩泥岩互層を起源とする細粒暗灰色ホルンフェルスである(図 6)。研究地域の北部および東部に広く分布する。源岩の層理や葉理がよく保存されており、層理面に沿って剥離しやすい。源岩の層理面はほぼ東・西方向の走向を示し、北に 40～70° 傾斜することが多い。片状ホルンフェルスは前述の縞状片麻岩と研究地域北部～中部で接しているが明瞭な境界は認められず、両者の岩相は漸移的に変化する。また、縞状片麻岩帯に比べ岩脈の密度は低い。縞状片麻岩と比較すると、鏡下では認められる黒雲母の定向配列は不明瞭である。

領家花崗岩類

研究地域には領家花崗岩類に属する太田切花崗岩と赤木花崗岩の 2 種類が分布する。太田切花崗岩は濃飛流紋岩類の噴出後に貫入した新期領家花崗岩類であるが(領家研究グループ, 1972)、赤木花崗岩の貫入時期については不明な点が多い。

〔太田切花崗岩〕

灰白色細～中粒等粒状両雲母花崗岩が研究地域北部および南部の隔たった 2 地域に分布する

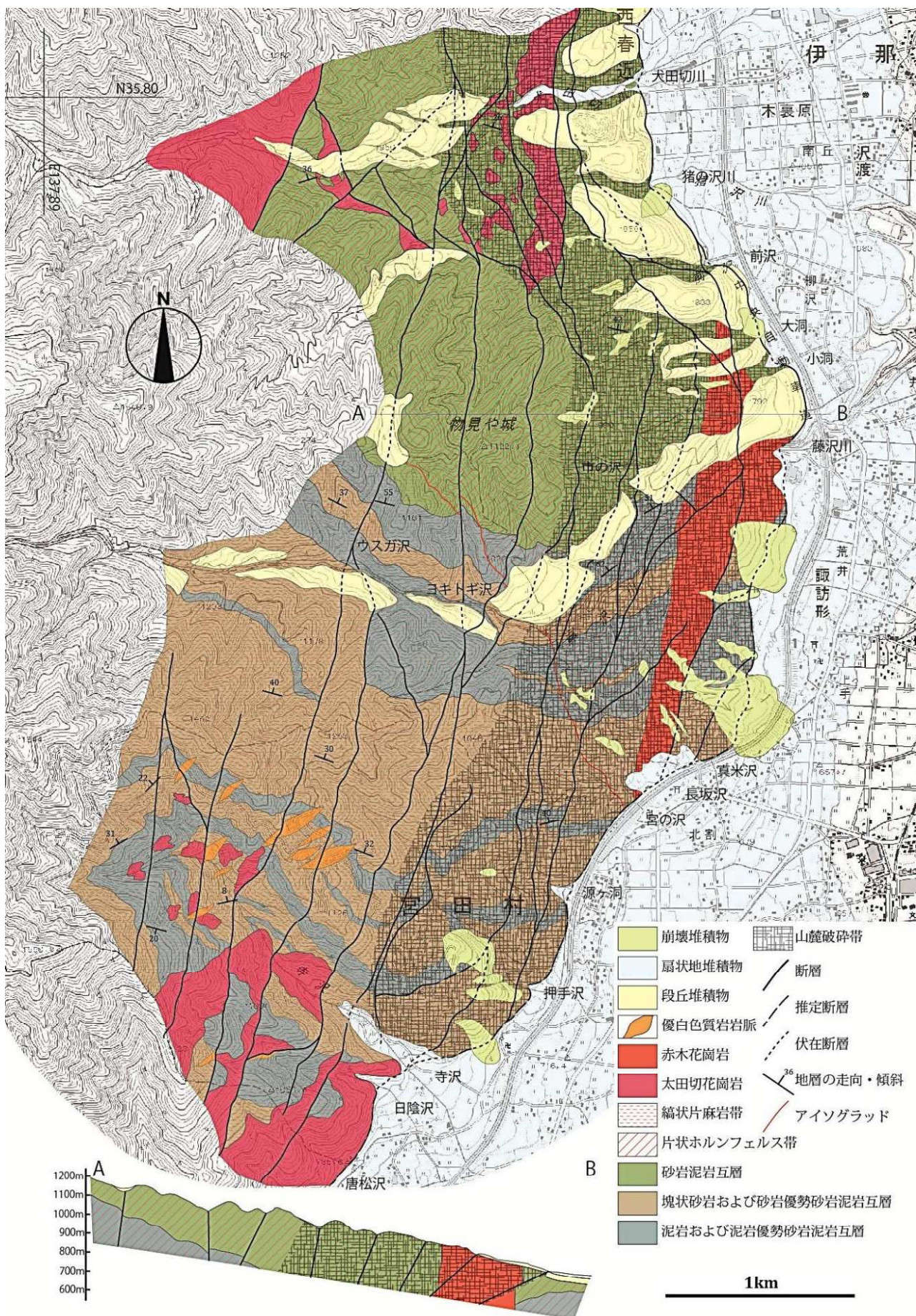


図 4 研究地域の地質図および断面図



図5 縞状片麻岩(泥質岩相)
砂質岩起源の褶曲した薄層を挟む。ウスガ沢。



図6 片状ホルンフェルス
層理面に沿って剥離する。前沢川。

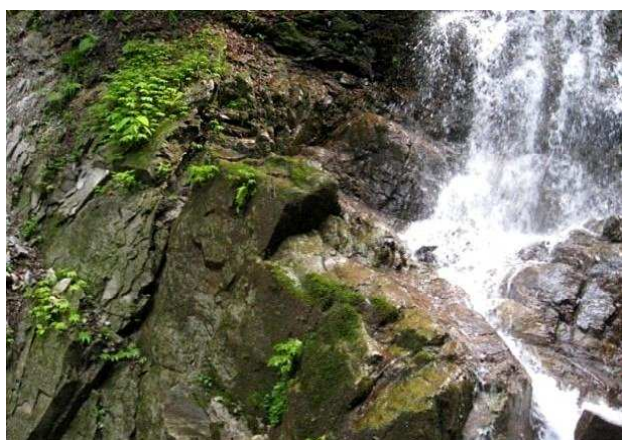


図7 太田切花崗岩
写真右上の変成岩と貫入関係で接触する。日陰沢。

(図 7)。岩相や分布から太田切花崗岩(村山・片田,1957)に対比される。この花崗岩はバソリス状の分布を示し、縞状片麻岩および片状ホルンフェルスを貫く。岩体の外形は変化に富んでおり、変成岩類をルーフペンダントとして含むほか、変成岩中に半島状に突出した分布を示す。研究地域北部の犬田切川や南部の日陰沢では、太田切花崗岩と変成岩が貫入または断層関係で何度も繰り返して現れる。断層による破碎の結果、しばしば白色～灰白色のガウジや粘土が形成される。鏡下では等粒状組織を呈し、石英・斜長石のほか、白雲母・黒雲母・ザクロ石が認められる。

[赤木花崗岩]

研究地域東部には灰色中粒で等粒状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩が分布する(図 8)。この岩体は分布や含有鉱物や暗色包有岩を含むことから、赤木花崗閃緑(Tsuchiya, 1966)に対比される。この花崗閃緑岩は片状ホルンフェルスを貫き、南北に細長く伸びた形態の岩体をなす。黒雲母と角閃石の粗粒な結晶を含み、暗色包有岩を多量に含む。岩体はすべて山麓破碎帯(後述)中に含まれ、花崗岩はほとんどの場合、断層による破碎を受けている。鏡下では、石英・斜長石のほかに黒雲母と角閃石が認められる。また、赤木花崗岩は岩体の東側において、西傾斜の断層を介して、片状ホルンフェルスに衝上している(断層で後述、図 12)。断層による破碎の結果、白色・灰色・黄褐色などのガウジや粘土が形成されることが多い。

また、この赤木花崗岩は、粒度や色調、主要造岩鉱物が木曾駒花崗岩(柴田,1954)と類似しているほか、暗色包有岩を含む点でも共通である。ただし、赤木花崗岩は多くの場合、脆性破壊を受けており、著しく風化している点で模式地の木曾駒花崗岩と見かけ上異なっている。

第四系

[段丘堆積物]

盆地に面した山麓部および犬田切川、猪の沢川、藤沢川の流域では、緩傾斜地や平坦面を形成する段丘堆積物が領家変成岩類や領家花崗岩類を不



図8 赤木花崗岩
堅硬な露頭はほとんどない。藤沢川。



図9 段丘堆積物
1m 近い巨礫を含む。市の沢。



図10 崩壊堆積物
角礫が多く含まれ、多孔質である。
不明瞭ながら葉理が認められる。前沢川。
整合に覆っている(図9)。地域によって層相は異

なるが、巨礫を含む砂礫層や水成テフラ層であることが多い。領家変成岩類および領家花崗岩類の亜円～亜角礫を含み、とくに藤沢川や犬田切川など比較的大規模な河川流域では、径 1m を超える巨礫を多量に含む。露頭において、これらの第四系に変位を与える断層が新たに見出された。

[崩壊堆積物]

山麓破碎帯(後述)には崩壊地形が多数存在し、大量の礫や砂などの碎屑物からなる崩壊堆積物が沢底や山地と盆地の境界付近に堆積している(図10)。この谷を埋積する崩壊堆積物は厚さ最大 5m におよび、不明瞭ながら葉理が認められる場合もある。含まれる礫はほとんどが角礫であり、礫の淘汰は悪い。赤木花崗岩分布域の沢では、この堆積物は花崗岩起源のマサによって構成されている。この崩壊堆積物には土石流堆積物が含まれる可能性がある。

4. 断層

断層はよくリニアメントを反映しており、比較的連続性がよく、山麓線のトレンドに調和的なトレースを示すものが優勢である。研究地域東部にあたる山麓部には断層により著しく破碎された南北に連続する領域が存在する。ここではこの領域を「山麓破碎帯」と呼ぶ。

研究地域で見いだされる断層のうち、北北東-南南西、北北西-南南東走向を示し、西に高角度で傾斜するものが最も優勢である(図11, 12)。次いで北北東-南南西、北北西-南南東走向を示

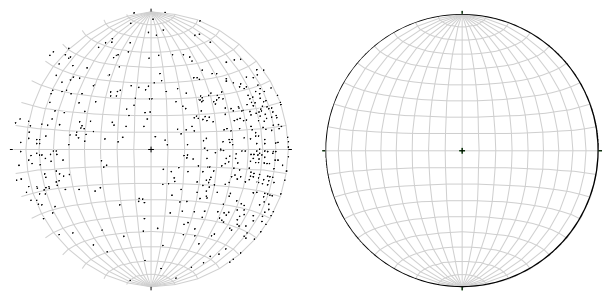


図11 断層の姿勢(下半球等積投影)
N=531 C.I.=1.0%/1%area

し 30～40°西傾斜の断層が優勢である。西落ちの断層では、西側(山脈側)上昇を示す運動センスを有する断層が圧倒的に多い(図 13)。横ずれのセンスを有するものは北東走向のものに右横ずれ、北西走向のものに左横ずれ成分がみられる (図 14)。正断層も少数ながら見出される。

また山地と盆地の境界には約 30° 西落ちの断層面を有する低角逆断層が存在し(図 15)、段丘面を変位させている。この断層は、そのトレースや低角西落ちの逆断層であることから、小黑川断層(活断層研究会, 1991)の一部であると考えられる。



図 12 西落ち逆断層の露头およびスケッチ

断層を介して東側の変成岩に西側の赤木花崗岩が衝上する。真米沢

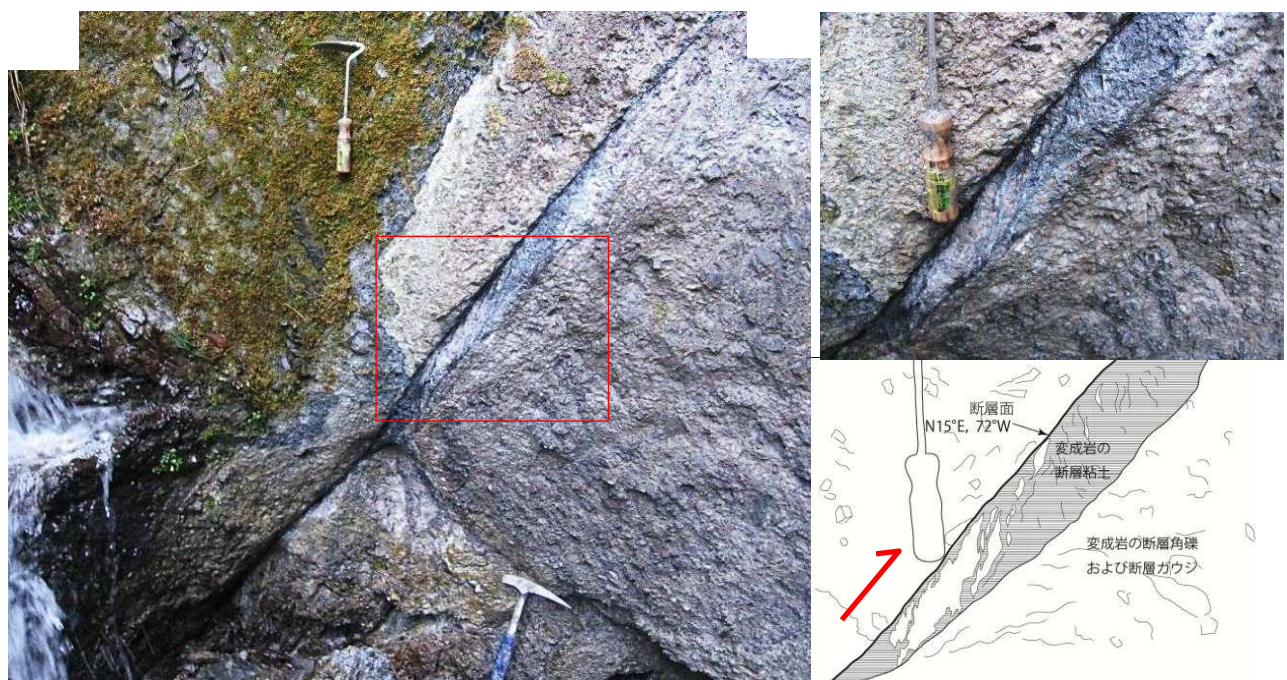
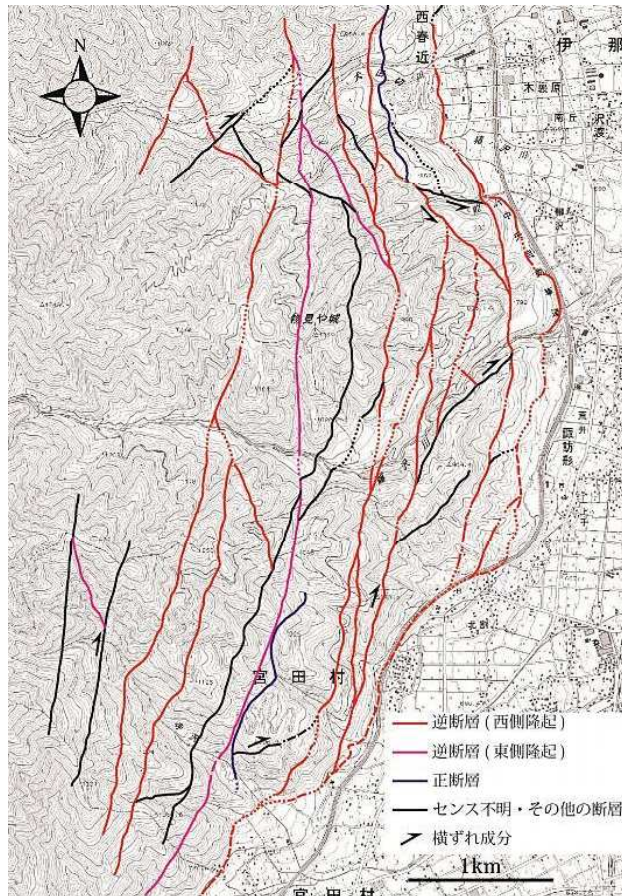


図 13 高角度西落ちの逆断層の露头およびスケッチ

西落ちの断層では西側上昇を示すことが多い。長坂沢。



山麓破碎帯

山麓部には、断層により著しく破碎された山麓破碎帯が見いだされる(図 16)。この山麓破碎帯は、

幅最大約 1.3km で、研究地域の東側を南北に 5km 以上にわたって連続する。無数の断層が発達し、ほとんどの岩石は断層による破碎の結果、断層角礫あるいは断層ガウジとなっている。

山麓破碎帯の内部では、南・北～北北西・南南東走向、高角西傾斜の断層が最も優勢であり、全体の傾向と同じように 40°以下の低～中角西傾斜の断層も多数見出される。山麓破碎帯ではしばしば西落ちの高角断層を、同じく西落ちの低角断層が切っている(図 17, 18)。両者とも西側が隆起する運動センスを示すことが多い。

図 14 地質図の断層の運動センス
西側隆起の逆断層が卓越する。

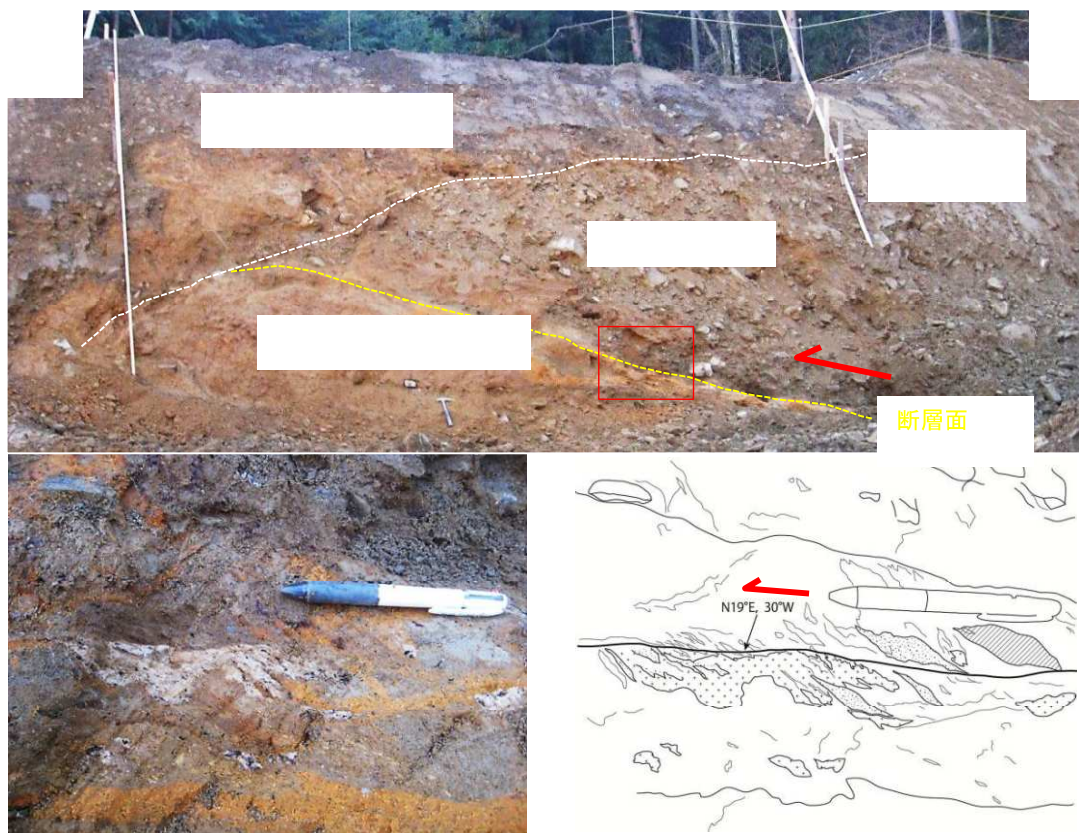


図 15 山地と盆地の境界に存在する低角逆断層
テフラ層に砂礫層が衝上する。前沢川。



図 16 山麓破碎帯

岩石は断層により著しく破碎されている。

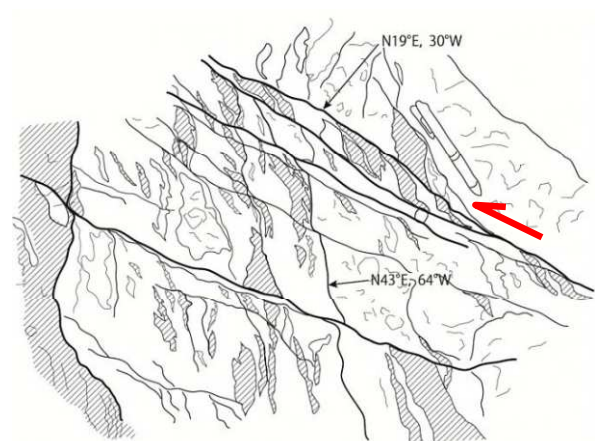


図 17 変成岩中の低角衝上断層

暗灰色の断層粘土を伴う西落ちの高角断層が西落ちの低角衝上断層によって切られる。

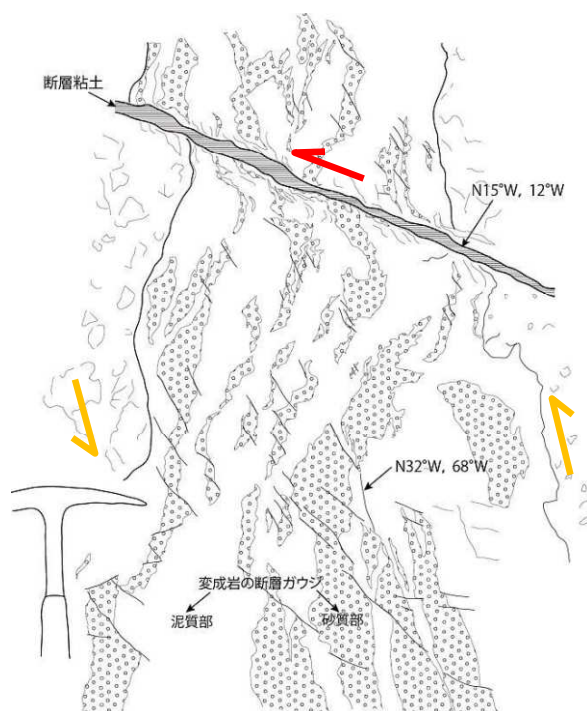
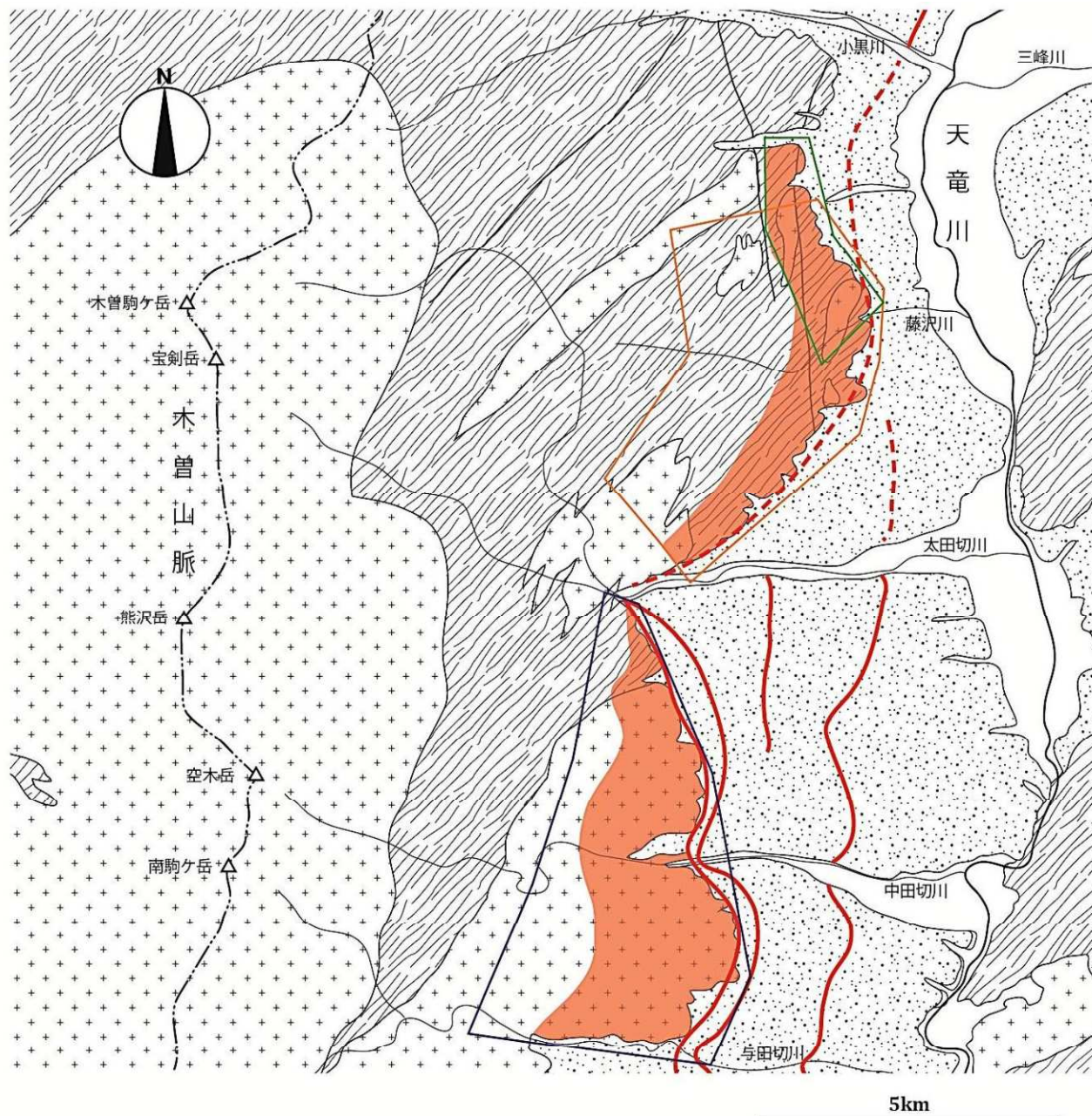


図 18 高角断層を切る低角断層

両者とも西落ち西側上昇を示す。



凡 例

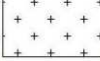
	沖積層		山麓碎屑帯		本研究
	段丘堆積物		活断層		山田・大塚 (2010)
	領家花崗岩類		推定活断層		北村・大塚 (2009)
	領家変成岩類				

図 19 山麓碎屑帯の分布

未調査地域を挟んで南北に 13km 以上連続する
地質は村山・片田(1957)、活断層は活断層研究会(1991)による。

5. 考察

山麓破碎帯の分布

本研究において、研究地域東部には断層により著しく破碎された領域である山麓破碎帯が存在し、最大幅 1.3km、南北に 5km 以上にわたって分布することが明らかになった。また、研究地域周辺の本曾山脈東麓部には大規模な破碎領域の存在が知られている(北村・大塚, 2009、山田・大塚, 2010)。これらに基づく、山麓破碎帯は未調査地域を挟んで南北に約 13km 以上連続することになる。本研究と山田・大塚(2010)で示された破碎領域から考えて、山麓破碎帯の幅は少なくとも 1km、最大で 2.5km におよぶ。(図 18)

この山麓破碎帯は、地形的に山麓部の東への張り出しが大きい地域ほど破碎帯の幅は大きい。このことから、山麓破碎帯は、山地と盆地の境界をなす低角逆断層の運動に伴い、山地部の破碎領域が盆地側へ前進したことを示すものと考えられる。

山麓破碎帯の形成

研究地域に存在する断層のうち、南北走向の断層では西落ち逆断層、北東-南西走向の断層では右横ずれ、北西-南東走向の断層では左横ずれの運動センスを有することが多い。このことは、これらの断層が東西方向の圧縮応力によって形成されたことを示している。

山地と盆地の境界には低角逆断層が存在する。また、研究地域の山地と盆地の境界は全体的に東へ張り出しているが、比較的大きな谷では西へ入り込み、出入りの多いトレースとなっていることから、低角逆断層が南北に連続して存在しているものと考えられる。一方、地表踏査の結果、山麓破碎帯の断層の多くは高角西傾斜であること、山麓破碎帯では、30~40° 西落ちの低~中角断層が高角断層に次いで多いことが明らかになった。いずれの例においても、西側(山脈側)が隆起する運動センスを示すことが多い。露頭では、高角断層が低角断層に変位を与える例が多く観察されるが、両者の成因に関する関連性については今後の

課題である。

山麓破碎帯は、主として高角西落ちの逆断層群と低~中角西落ち逆断層群の運動によって形成されたものであり、本曾山脈の上昇に深く関わる断層であると考えられる。山地と盆地の境界をなす低角逆断層の活動に伴う隆起と山体の前進の結果、断層破碎帯が広範囲に露出したものと考えられる。

6. まとめ

- (1) 研究地域には、領家変成岩類である縞状片麻岩・片状ホルンフェルス、領家花崗岩類である太田切花崗岩・赤木花崗岩、第四系の段丘堆積物・扇状地堆積物・崩壊堆積物が分布する。
- (2) 研究地域では、北北東-南南西および北北西 - 南南東走向を示す西落ち高角断層、次いで北北東-南南西および北北西 - 南南東走向を示す西落ち低~中角断層が優勢である。西落ちの断層では、西側(山脈側)上昇を示す運動センスを有する逆断層である場合が多い。
- (3) 研究地域東部には、最大幅 1.3km、南北に 5km 以上にわたる断層により著しく破碎された領域である山麓破碎帯が存在する。
- (4) 山麓破碎帯は高角西傾斜の断層とそれを切る低角西傾斜の断層の運動により形成され、山地と盆地の境界をなす低角逆断層の運動に伴う隆起・前進の結果、広範囲に断層破碎帯が露出した結果と考えられる。

謝辞

研究を進めるにあたって飯田美術博物館の松島信幸氏には、本曾山地東縁部の地質についてご教示いただいた。また、信州大学理学部層位・構造談話会の高畑萌子氏をはじめ、信州大学大学院地球生物圏科学専攻の方々、松本市四賀化石館の堀内義氏には研究を進めるうえで大変貴重なご助言をいただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

文献

- 1) 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層.東京大学出版会. 437p.
- 2) 北村悠子・大塚 勉(2008) 平成 18 年 7 月集中豪雨災害において土石流が発生した木曽山脈東麓部の地質, 環境科学年報, 第 30 号, 90-98.
- 3) 北村悠子・大塚 勉(2009) 木曽山脈東縁部、伊那市西春近における活断層露頭, 環境科学年報, 第 31 号, 71-76.
- 4) 松島信幸(1992) 伊那谷における活動的中央低地帯について. 飯田市美術博物館研究報告, 3, 117-146.
- 5) 松島信幸(1995) 伊那谷の造地形史—伊那谷の活断層と第四紀地質—, 飯田市美術博物館研究報告書. 54-134.
- 6) 村山正郎・片田正人(1957) 5 万分の 1 地質図幅「赤穂」および説明書, 地質調査所, 58p.
- 7) 領家研究グループ(1972) 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係, 地球科学, 26, 5 号, 206-216.
- 8) 柴田秀賢(1954) 木曽谷の地質 第 2 報, 長野営林局報, 19, 20-27.
- 9) Tsuchiya, T. (1966) The structure of the Otagiri dome in the Ryoke metamorphic belt, Central Japan—With special reference to the petrofabric analysis—, Journal of Faculty of Science, Hokkaido University. Ser.4, 13, 87-118.
- 10) 山田 友・大塚 勉(2010) 木曽山地東麓駒ヶ根地域における大規模断層破碎帯, 日本地質学会学術大会講演要旨, 103.

(原稿受付 2011.3.30)