

一般社団法人
日本応用地質学会 東北支部

第 24 回研究発表会講演集

2017年7月28日

一般社団法人日本応用地質学会
東北支部

一般社団法人日本応用地質学会東北支部 第24回 研究発表会プログラム

開催日：平成29年7月28日

会場：せんだいメディアテーク 7F スタジオシアター

講演集：1,000円

協賛：東北地質調査業協会

開 会

10:00 開会

10:00～10:10 支部長挨拶（高見）

発表（午前の部1）……（座長：水野、副座長：工藤）

10:10～10:30 八丈島の火山地質 Part2（調査の手抜きは厳禁）

○遅沢壮一（東北大学）

10:30～10:50 立体地形図を用いた地すべり地形判読と危険度評価

○池田浩二、橋本修一、吉田浩（㈱東北開発コンサルタント）

石藤慎吾、水柿俊直（東北電力㈱）

濱崎英作（㈱アドバンテクノロジー）

10:50～11:10 応用地質分野における岩石薄片偏光顕微鏡下観察について

—ミクロの眼で見る地質—

○川口通世（㈱川口技術士事務所）

発表（午前の部2）……（座長：三和、副座長：新田）

11:10～11:30 変質指標を用いた地質構造および変質特性の検討

○鈴木 聡（奥山ボーリング㈱）

11:30～11:40 岩盤掘削面におけるシュミット式ハンマー試験と

針貫入試験による一軸圧縮強さの比較

○坂口 巧（中央開発㈱東北支店）

11:40～11:50 富山県射水平野の沖積層の堆積環境の変遷

○福田智咲（応用地質㈱）

11:50～12:00 新潟県三川地域における足尾帯付加コンプレックスの地質と放散虫

○松木和寛（中央開発㈱東北支店）

12:00～12:10 ジオ散歩@仙台（仮称）の素材拡充①（古地図の活用、活断層露頭の集約）

○橋本修一（㈱東北開発コンサルタント）

……………*…*……………*…*……………

12:10～13:00

（休憩、昼食）

……………*…*……………*…*……………

基調講演 司会：三和

- 13:00～14:30 「数万年で阿蘇カルデラに延伸した布田川断層帯
ードローンと復興建設ラッシュで見えてきた構造ー」
遠田晋次 氏（東北大学災害科学国際研究所災害理学研究部門教授）

.....**.....**.....

- 14:30～14:40 (休 憩)

.....**.....**.....

発表（午後の部 1）・・・（座長：畚野、副座長：水野）

- 14:40～14:55 熊本地震関連調査団報告 1（日奈久断層・布田川断層西部の現状）
○中原 毅（国際航業㈱）
- 14:55～15:10 熊本地震関連調査団報告 2（布田川断層東部から阿蘇カルデラ西縁の地表変状）
○加茂圭祐（応用地質㈱）
- 15:10～15:25 熊本地震関連調査団報告 3（UAV 調査で判明した立野地区における断層の連続性）
○村上智昭（㈱復建技術コンサルタント）
- 15:25～15:40 熊本地震関連調査団報告 4
(大切畑ダム北東 400m 布田川断層帯露頭における断層運動)
○松山和馬（㈱ダイヤコンサルタント）

発表（午後の部 2）・・・（座長：新田、副座長：畚野）

- 15:40～15:55 熊本地震関連調査団報告 5（阿蘇カルデラ内に現れた地表変位とその解釈）
○高橋直也（東北大学理学研究科）
- 15:55～16:10 熊本地震関連調査団報告 6（長陽大橋の県道切土法面における断層運動）
○坂東雄一（東北電力㈱）

総合討論 座長：新田、副座長：畚野

16:10～16:40

閉 会

- 16:40 閉会
16:40 副支部長挨拶(菖蒲)

懇 親 会

17:00～19:00 シェルブール

一般社団法人
日本応用地質学会 東北支部

第 24 回 研究発表会講演集

2017年7月28日

一般社団法人日本応用地質学会
東北支部

目 次

一般社団法人日本応用地質学会東北支部 第24回 研究発表会

基調講演

- 「数万年で阿蘇カルデラに延伸した布田川断層帯
ードローンと復興建設ラッシュで見えてきた構造ー」 1
遠田晋次 氏（東北大学災害科学国際研究所災害理学研究部門教授）

発 表

- ① 八丈島の火山地質 Part2（調査の手抜きは厳禁） 6
○遅沢壮一（東北大学）
- ② 立体地形図を用いた地すべり地形判読と危険度評価 7
○池田浩二、橋本修一、吉田浩（㈱東北開発コンサルタント）
石藤慎吾、水柿俊直（東北電力㈱）
濱崎英作（㈱アドバンテクノロジー）
- ③ 応用地質分野における岩石薄片偏光顕微鏡下観察について 9
ーミクロの眼で見る地質ー
○川口通世（㈱川口技術士事務所）
- ④ 変質指標を用いた地質構造および変質特性の検討 11
○鈴木 聡（奥山ボーリング㈱）
- ⑤ 岩盤掘削面におけるシュミット式ハンマー試験と
針貫入試験による一軸圧縮強さの比較 13
○坂口 巧（中央開発㈱東北支店）
- ⑥ 富山県射水平野の沖積層の堆積環境の変遷 15
○福田智咲（応用地質㈱）
- ⑦ 新潟県三川地域における足尾帯付加コンプレックスの地質と放散虫 17
○松木和寛（中央開発㈱東北支店）
- ⑧ ジオ散歩@仙台(仮称)の素材拡充①（古地図の活用、活断層露頭の集約） 19
○橋本修一（㈱東北開発コンサルタント）

⑨ 熊本地震関連調査団報告 1	
(日奈久断層・布田川断層西部の現状)	・ ・ ・ ・ ・ 21
○中原 毅 (国際航業株)	
⑩ 熊本地震関連調査団報告 2	
(布田川断層東部から阿蘇カルデラ西縁の地表変状)	・ ・ ・ ・ ・ 23
○加茂圭祐 (応用地質株)	
⑪ 熊本地震関連調査団報告 3	
(UAV 調査で判明した立野地区における断層の連続性)	・ ・ ・ ・ ・ 25
○村上智昭 (株復建技術コンサルタント)	
⑫ 熊本地震関連調査団報告 4	
(大切畑ダム北東 400m 布田川断層帯露頭における断層運動)	・ ・ ・ ・ ・ 27
○松山和馬 (株ダイヤコンサルタント)	
⑬ 熊本地震関連調査団報告 5	
(阿蘇カルデラ内に現れた地表変位とその解釈)	・ ・ ・ ・ ・ 29
○高橋直也 (東北大学理学研究科)	
⑭ 熊本地震関連調査団報告 6	
(長陽大橋の県道切土法面における断層運動)	・ ・ ・ ・ ・ 31
○坂東雄一 (東北電力株)	

数万年で阿蘇カルデラに延伸した布田川断層帯 —ドローンと復興建設ラッシュで見てきた構造—

東北大学災害科学国際研究所 遠田 晋次

1. はじめに

平成 28 年 4 月 16 日に発生した熊本地震 (M7.3, Mw7.0) では、甲佐町・御船町・益城町・西原村・南阿蘇村にかけて、北北東から北東に延びる長さ約 30km の地表地震断層 (以下、地震断層と呼ぶ) が現れた (図 1, 熊原ほか, 2016)。これらは、主として既知の日奈久断層と布田川断層 (活断層研究会, 1991; 池田ほか, 2001) に概ね沿って出現し、1.0–2.5 m 程度の右横ずれ変位を伴った。一方で、地震断層の北東端は阿蘇外輪山を横切り、カルデラ内に約 3 km も延びていることが確認された。このカルデラ内の地震断層は、既存の活断層図に示されていないものである。

以下では、著者の地震直後の現地調査と日本応用地質学会東北支部熊本地震調査団 (8 名) として実施したドローンを使った現地調査 (平成 29 年 5 月 28 日～6 月 1 日) をもとに、カルデラ内の地震断層の性状と構造を報告する。そのうえで、断層の発達過程解明に資する重要性や高レベル廃棄物の地層処分など応用地質学的側面への意義を考察する。

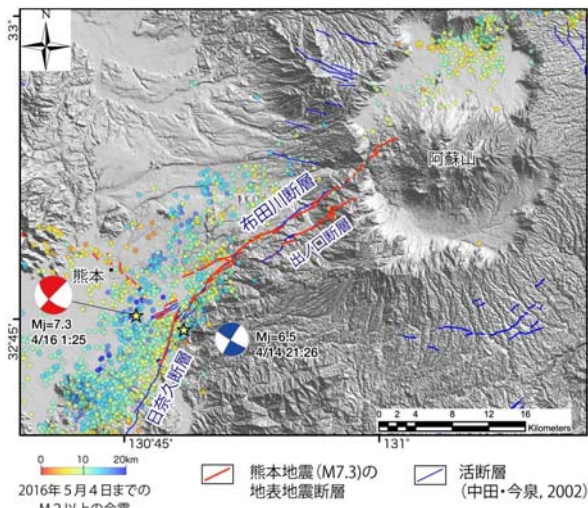


図 1. 2016 年熊本地震の地表地震断層の分布 (熊原ほか, 2016)。

2. 南阿蘇村立野からカルデラ内の地震断層の分布

益城町中心部から延びる布田川断層沿いの地震断層は、最大右横ずれ変位 2.2m が計測された同町堂園地区を抜け、西原村の大峰を横

切り、南阿蘇村立野地区に延びる。立野地区では、近年の変動地形判読による活断層図による図示はないが、渡辺ほか (1978) や活断層研究会 (1991) によって北向山断層と記されていた部分にあたる。

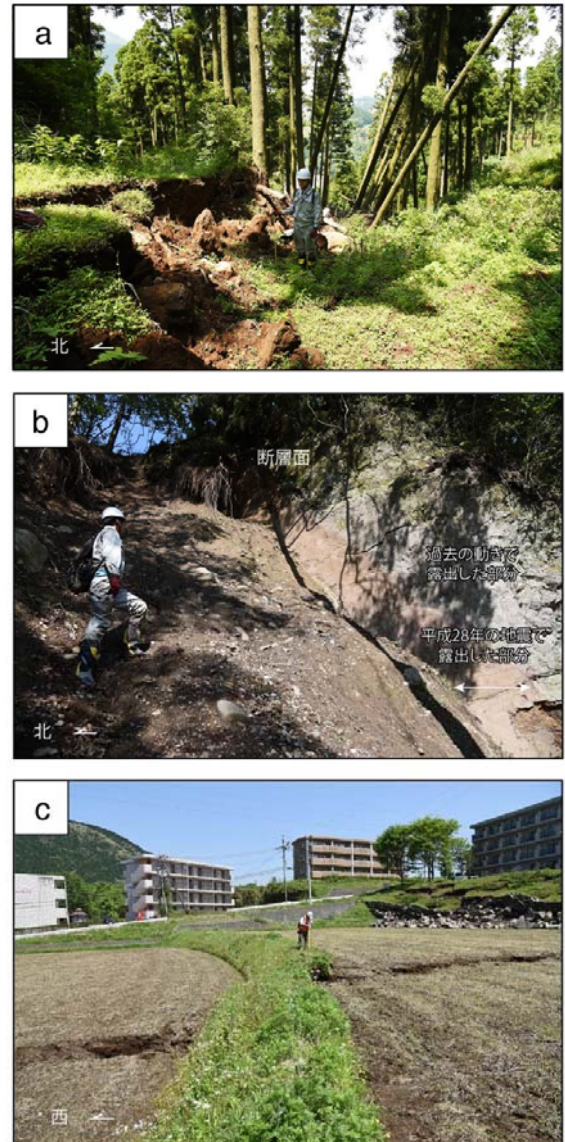


図 2. 南阿蘇村立野～河陽に出現した地震断層。a) 南阿蘇村立野地区白川左岸の逆向き地震断層崖。最大 1.8m の右横ずれを伴う、b) 立野地区白川右岸の断層露頭。鉛直にそそり立つ壁面が断層面。肌色の部分が、平成 28 年熊本地震で新たに露出した部分。c) 南阿蘇村阿蘇大橋の 200m 東に出現した地震断層。

南阿蘇村立野地区では、地震断層は白川左岸の先阿蘇火山岩類からなる急峻な斜面を横切り（図 2a）、阿蘇長陽大橋の西に位置する小丘の西縁をかすめて出現した（熊原ほか、2016；遠田ほか、2017）。

この地点では、地震断層は南阿蘇鉄道を横切り、現地ではレールがS字状に変形した状況が観察された。近傍の立野ダム放水路建設予定地の白川沿いにはほぼ 90 度で直立する断層面が露出し、今回の地震時の右横ずれ変位によって、肌色を呈す断層面が新たに露出した（図 2b）。断層面の走向は N55° E を示し、地震時右横ずれ変位量は 1.3-1.4m である。明瞭な断層粘土はフィルム状を呈し、南側の堅硬な安山岩溶岩に対し、断層の北側はカタクレサイト状を呈す。

地震直後の調査では、小丘北縁に認められた地震断層は黒川左岸延長には確認されず、阿蘇大橋付近に現れた（図 2c）。黒川を横切る部分で、北に 200-300m 左ステップする。斜面崩壊によって落橋した阿蘇大橋の向かいの水田にも、約 1 メートルの右横ずれを示す地震断層を確認した。この地震断層は北東に向かって被害の大きかった黒川地区の集落内にまで延びる。その後、さらに北にステップして、東海大学阿蘇校舎、阿蘇ファームランド

内を横切り、南阿蘇村と阿蘇市の境界付近まで延びる。

3. 復旧工事新露頭とドローンによる調査

今回の日本応用地質学会東北支部熊本地震調査団による現地調査では、阿蘇長陽大橋へのアクセス路での切り割り露頭、阿蘇大橋の代替ルート周辺の露頭を観察した。さらに、直接露頭へのアクセスが困難な数鹿流ヶ滝～阿蘇大橋～阿蘇長陽大橋の黒川峡谷部をドローンによって撮影するとともに、photoscan を用いて簡易 3D モデルとオルソフォトモデルを作成した。

黒川峡谷部に露出していると考えられる地層は、下位から鮎返ノ滝溶岩 (80±10ka)、桧ノ木溶岩 (64±5ka)、立野溶岩 (54±4ka)、火山研究所溶岩 (51±5ka)、草千里ヶ浜降下軽石 (30ka)、赤瀬溶岩 (26±2ka)、被覆層（テフラと水流によって再堆積した火山灰層、古土壌）である（図 3）。ただし現時点ではドローンで確認したテフラ層や個々の溶岩についての明確な特定はできていない。

これらの観察結果や構造の詳細は、村上（2017、本研究発表会熊本地震関連調査団報告 3）を参照されたい。

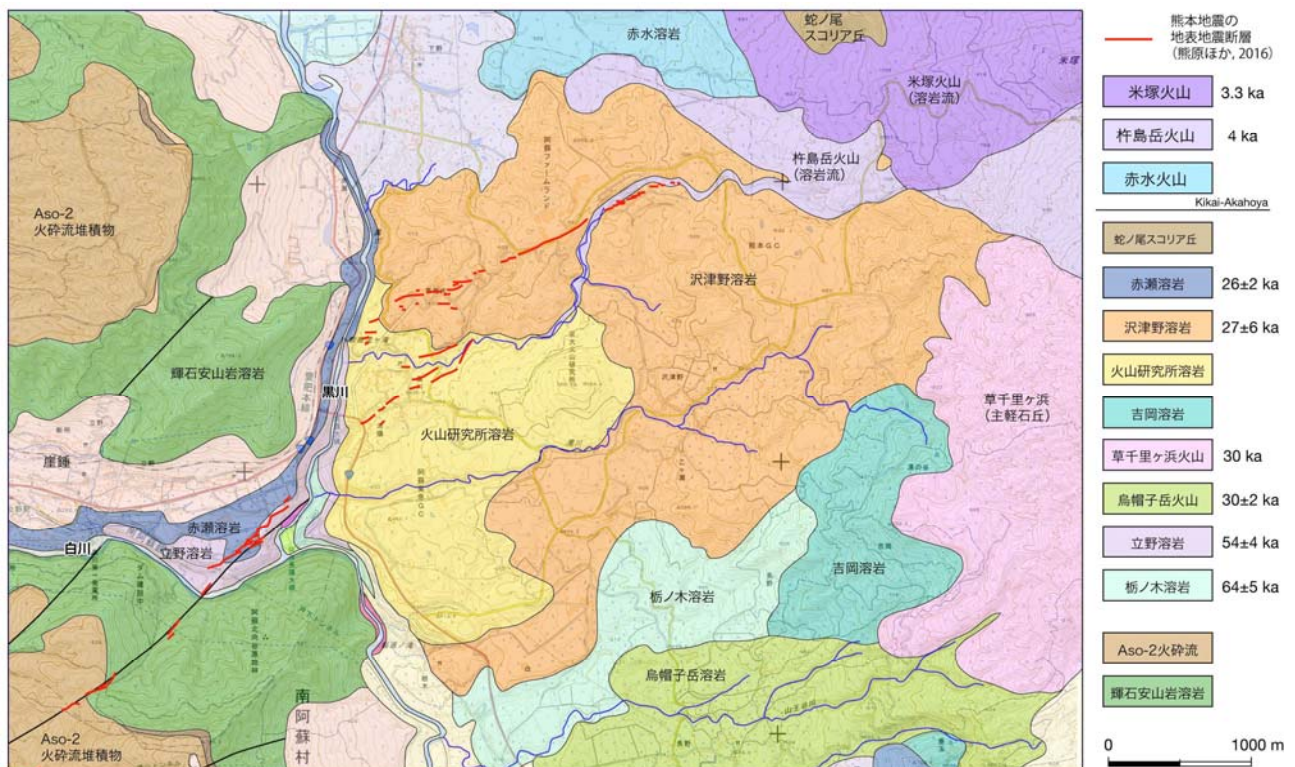


図 3. 阿蘇カルデラ西部の地震断層の分布と火山地質（小野・渡辺，1985）。噴出年代は Miyoshi et al. (2012) による。



図4. 立野地区のテクトニックバルジ.

4. 考察

1) 後カルデラ火山活動と断層運動

カルデラ内の地震断層は後カルデラ火山活動期に噴出した火山研究所溶岩と沢津野溶岩(小野・渡辺, 1985)上に分布する(図3). 黒川沿いの個々の溶岩の同定は容易ではないが, 阿蘇大橋付近ではドローンによる観察によると赤瀬溶岩もしくは立野溶岩中の赤褐色酸化帯を鉛直でみかけ10m程変位させており(村上, 2017, 写真3), 多数回断層変位を受けていることは確実である. また, 阿蘇長陽大橋西の小丘は両端を断層に挟まれて, 全体的に北西に傾斜するテクトニックバルジと考えられる(図4). 持ち上げられた溶岩が赤瀬溶岩か立野溶岩か, 今のところ判断できないが, 見かけ上40mほど隆起している可能性がある. 両溶岩の噴出年代を考慮すると, 隆起速度は0.7-1.5 mm/年となる. 雁行する断層末端で横ずれ変位が上下変位に転化されていると考えたとあり得ない値ではない.

横ずれ変位速度は推定が困難であるが, 断層左ステップを反映した阿蘇大橋～阿蘇長陽大橋付近の黒川の屈曲が参考になる. 阿蘇大橋付近では黒川の約150mの右横ずれ屈曲がみられる. 黒川の下刻開始時期が不明である

が, 仮に Aso-4 噴火後か Aso-1 噴出後と考えると, 0.6-1.7mm/年となる.

黒川のカルデラ内にみられる地震断層は益城町や西原村に分布する布田川断層よりも直線性が悪く, ほとんどの場合, 数十～百mオーダーで左ステップ(ミ型雁行)を示し分散が著しい. 今回の調査から, 後カルデラ火山活動期に噴出した溶岩は数10m程度の累積横ずれ変位を被っている可能性があるが, これらは巨大噴火・カルデラ形成期以前から発達してきた布田川断層帯西部に比べて新しい地表出現形態である. 未発達な断層構造(e.g., Wesnousky, 1988, 図5)を示しているともいえよう.

STRUCTURAL EVOLUTION OF A STRIKE-SLIP FAULT ZONE

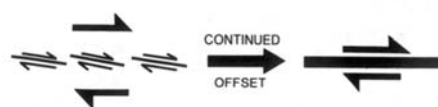


図5. 断層の成熟過程(Wesnousky, 1988). 新期の溶岩に覆われたカルデラ内の地震断層分布形態は未成熟な断層分布(左).

2) 断層末端の成長速度

阿蘇火山では, 約27万年前のAso-1火砕流噴出後～約9万年前のAso-4火砕流まで4回の巨大噴火とカルデラ形成が繰り返されてきた. 一方で, 布田川断層はこれらの巨大噴火以前から活動し, 同断層沿いに分布する赤井火山(約15万年前)や大峰火山(約9万年前)の活動に関係していたとみられている(渡辺ほか, 1978). 阿蘇カルデラの深部構造や形成メカニズムの詳細は不明な点も多いが, 巨大噴火のたびに陥没に寄与したリング状の断層が布田川断層を断ち切った可能性は高い(図6の解釈1). 仮にAso-4噴火時に布田川断層北東端が切られ構造がリセットされたとすると, 再度北東に延伸する速度は3km/9万年=33mm/年となる. もっと保守的に考えて, 27万年以降はカルデラの内部構造が維持されていると仮定すると, 3km/27万年=11mm/年となる. 布田川断層帯の平均活動間隔についてはまだ結論が出ていないが, 仮に3000年とすると, 1回の地震で33-99m断層先端部が成長することになる.

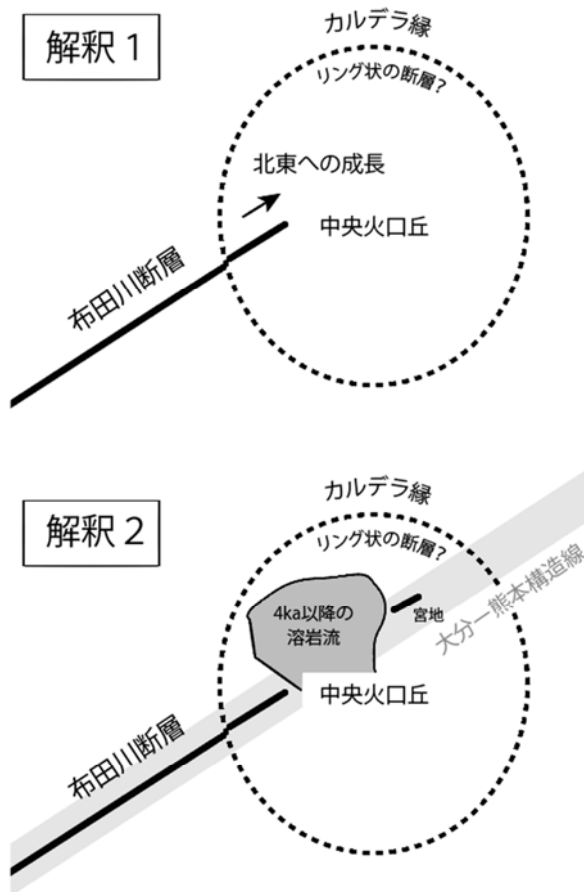


図 6. 阿蘇カルデラ内の断層分布, 発達過程に関する 2 つの解釈 (模式図).

一方で, 震源インバージョンや測地インバージョンモデルからは, 熊本地震の震源断層はカルデラ北東縁まで北東走向に延びているとする見方も多い (例えば, Kubo et al., 2016). また, 石村ほか (2017) は阿蘇カルデラ内北東部の阿蘇市 JR 宮地駅周辺で北東走向に長さ約 2km の区間で最大上下変位 10cm 程度, 右横ずれ変位約 5cm の地震断層を報告している (図 6 の解釈 2). この小規模な地震断層は, 干渉 SAR 解析 (国土地理院, 2016; Fujiwara et al., 2016) の干渉縞の食い違いとしても検出されている. この地震断層は当初 4 月 16 日 3 時 3 分に最大震度 5 強を記録する M5.9 地震によるものかと考えられたが, 現地での住民へのインタビュー調査で, 本震時に出現した可能性が浮上している. 当地点は地震断層北東端である阿蘇ファームランド付近から約 12km 離れているが, この間は 4 千年前よりも新しい杵島岳火山, 米塚火山, 往生岳の溶岩流に覆われている (図 3, 図 6 の解釈 2). これらの溶岩流は熊本地震以前に

断層変位を受けたとしても 1 回ほどであろう. そのため, 溶岩中に顕著な破断や断層構造が形成されていない可能性もある. 仮に宮地駅付近まで北東走向の活断層構造が延長されているとすると, 前述の成長速度はおおよそ 60-190mm/年と著しく速くなる.

今回の進展速度について, 高レベル廃棄物の地層処分で評価に用いられる 10 万年間を適用すると, 今後 10 万年後には約 1-19km 断層先端が北東に延びることになる. 現状評価では Vermilye and Scholz (1998) のプロセスゾーンの考え方にに基づき, 最終処分場は断層位置から活断層長の 1/100 以内を避けるという考え方が採用されているが, 断層末端に関しては回避幅が小さすぎる可能性もある.

ただし, 今回の場合は, 大分-熊本構造線という地質構造上に阿蘇カルデラがあり (図 6 の解釈 2), 新しく母岩を破壊して構造が進展したとみるよりも, 構造上の弱線の再活動とみることもできる. その場合, 単純な進展速度を求めることに無理がある. また, 今回は地温勾配が高く地震発生層が薄いとみられる阿蘇火山直下での検討である. 非火山地域以上に地殻の破壊が進みやすいことも考慮に入れないといけないだろう.

6. 文献

- 1) Fujiwara, S. et al. (2016): Small-displacement linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake sequence detected by ALOS-2 SAR interferometry, Earth, Planets and Space, 68, 160, 2016.
- 2) 池田安隆ほか (2001): 1 : 25,000 都市圏活断層図「熊本」, 国土地理院技術資料 D・1-No. 388.
- 3) 石村大輔ほか (2017) 2016 年熊本地震時に出現した JR 宮地駅周辺の地表地震断層とピット壁面での変位の上方減衰 (活断層研究投稿中)
- 4) 活断層研究会編 (1991): 「新編 日本の活断層—分布図と資料—」, 東京大学出版会, 437p.
- 5) 国土地理院 (2016) 平成 28 年熊本地震に関する情報,
<http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H27-kumamoto-earthquake-index.html>
- 6) Kubo, H. et al. (2016): Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion

- waveforms, *Earth, Planets and Space*, 68, 161.
- 7) 熊原 康博ほか (2016) : 2016 年熊本地震に伴う地表地震断層の分布とその特徴, 2016 年 5 月 25 日, 日本地球惑星科学連合連合大会 2016 年大会講演要旨.
- 8) Miyoshi M. et al. (2012) : K-Ar ages determined for post-caldera volcanic products from Aso volcano, central Kyushu, Japan
- 9) 中田 高・今泉俊文編 (2002) : 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 60pp+DVD-ROM2 枚.
- 10) 小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図, 1:50,000, 火山地質図 4, 地質調査所.
- 11) 遠田晋次ほか (2017) : 熊本地震の地表地震断層 (第 3 章), 平成 28 年熊本地震に関する報告書, 東北大学災害科学国際研究所.
- 12) Vermilye, J. M. and C. H. Scholz (1998) : The process zone: a microstructural view of fault growth, *J. Geophys. Res.*, 103, 12,223-12,237.
- 13) 渡辺一徳ほか (1978) : 阿蘇カルデラ西麓の活断層群と側火口の位置, *第四紀研究*, 18, 89-101.
- 14) Wesnousky, S. (1988) : Seismological and structural evolution of strike-slip faults, *Nature*, 335, 340-342.

八丈島の火山地質 Part2

(調査の手抜きは厳禁)

東北大学 遅沢壮一

先に、八丈島の三原山の年代は、既存の K-Ar 年代を読み替えて、**0.38Ma** と考えた。AT テフラは誤同定とした。

このことを確実にするため、電力中央研究所の伊藤久敏氏に U-Pb 年代測定をお願いした。結果は、加重平均で **0.17 ± 0.11 Ma** であるが、誤差が大きい。

図は昨年 11 月に試料採取のために訪れた石積鼻の柱状図と写真である。

AT テフラの上下には、軽石の大岩塊が含まれ、一見して、これらは同源（三原山由来）と見なした。島民対象の巡検でも、そのように解説した。しかし、そもそもジルコンは AT テフラにみの含まれていた。

EDS でそれぞれの組成を確認した。ガラス組成は全く異なっていた。SiO₂:AT テフラは 78%、軽石は 74% 前後。また、AT テフラには角閃石がのみが、軽石には輝石のみが含まれていた。また、軽石には多量の高温型石英が含まれるが、AT テフラに石英は見られない。

AT テフラは角閃石とジルコン以外、ガラス片からなり、これは広域テフラである。しかし、AT テフラには角閃石は含まれないので、このテフラは別のより古期の広域テフラと考えた。

鬼界葛原テフラはその候補であるが、高温型石英を含むことが特徴で、候補から外れる。

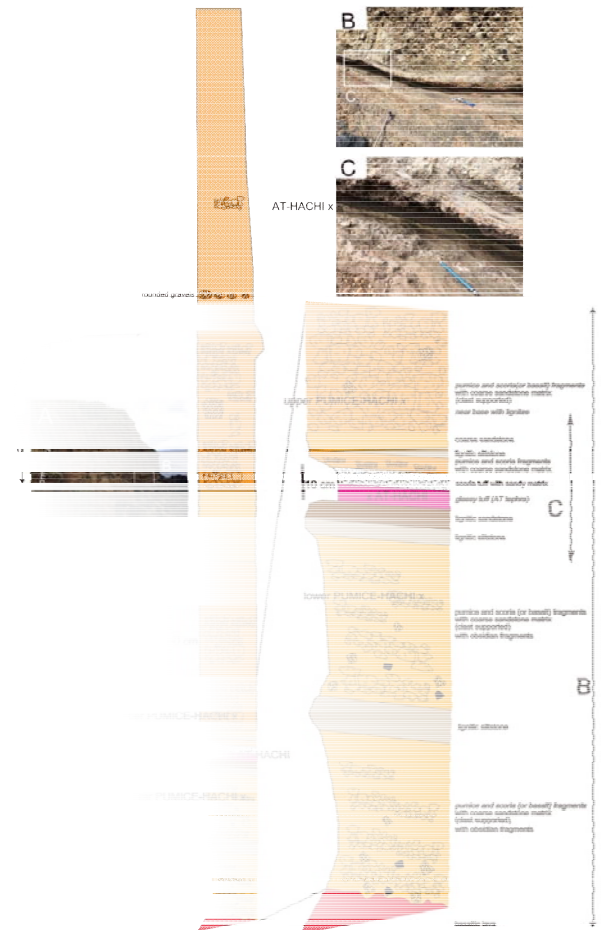
阿多島浜テフラは角閃石を含むことが特徴で、八丈島のテフラの特徴と一致する。

現在、角閃石などの屈折率を測定中である。

また、Ar-Ar 年代測定を、台湾大学の羅先生に依頼している（Troodos と同じ研究者）。

100m 上位の別層準に（海岸の玄武館溶岩が鍵層）、“もう一枚”、AT テフラが存在し、看板が立っている。この露頭は看板のみで、ほぼ植生や土壌に覆われたが、信州大学の三宅さんの地質学雑誌の論文では、オリビンを含むため（玄武岩溶岩に含まれる）、AT テフラではなく、三原山由来としている。

八丈島の凝灰岩はポットホールを穿つほど、固結しているが、固結の程度は年代に無関係であることを改めて思い知らされた。



立体地形図を用いた地すべり地形判読と危険度評価

(株) 東北開発コンサルタント ○池田浩二・橋本修一・吉田 浩
東北電力株式会社 石藤慎吾・水柿俊直
(株) アドバンテクノロジー 濱崎英作

1. はじめに

机上における有効な地すべりの危険度判定手法の一つに濱崎ほか(2003)、Miyagi et al (2004) および八木ほか(2009)のAHP法と空中写真判読を用いた地すべり危険度判定手法がある。

この手法は空中写真判読により、地すべりに特徴的な微地形を読み取り、地すべりの活動度に応じた様々な地形要素を選択項目とし、それを重み値として表現することで、地すべり危険度の定量化を可能としたものである。

この手法の開発により、これまで技術者の知識・経験に依存していた空中写真判読による地すべり危険度評価が、一般化された。しかし、空中写真判読による地すべり地形判読は、地すべり発達過程を考慮しながら植生に隠れた真の地形を読み取る作業であり、依然として熟練の判読技術が必要となっている。

近年、全国をほぼ網羅した高精度の標高データ(航空レーザー測量による5メッシュデータ; 5mDEM)が国土地理院より公開されるようになり、地域問わず高精度の標高データを利用した立体地形図を作成できる環境が整いつつある。植生等の影響を排除し、地形そのものを再現した立体地形図は、熟練の技術が必要であった地形判読を容易とすると考え、筆者らは国土地理院の5mDEMをベースに、地すべり地形の判読を容易とする立体地形図の作成を試みた。さらに、地すべり危険度判定(AHP法)に際し、作成した立体地形図を用いた場合の有効性の検証も行った。本報告はそれについてまとめたものである。

2 立体地形図の作成

DEMを用いた立体地形図には、陰影図や鳥瞰図等、様々な地形表現法がある。その中で地すべり地形判読の際に重要となる微地形表現に優れた図の1つとしてCS立体図(戸田、2012・戸田、2014)がある。CS立体図は、GISソフトを用いてDEMから曲率図(Curvature map)と傾斜量図(Slope map)を作成し、それぞれの図を異なる色調で彩色し、透過処理を加えた上で重ねて作成された立体地形図で

ある(図-1)。CS立体図の特徴として、微地形は傾斜量図で、尾根や谷等の小地形は平滑化処理(地形の凹凸を単純化)したDEMから作成した曲率図で表現していることが挙げられる。

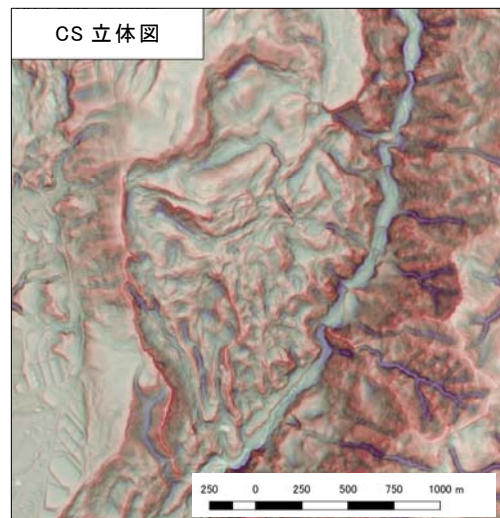


図-1 CS立体図(5mDEMより作成)

CS立体図は中小地形～微地形まで様々な規模の地形表現に優れているが、本研究でCS立体図を用いて地すべり地形判読をおこなった所、以下の問題点が明らかになった。

- ①地すべり地形判読に当たっては地すべりに特有の亀裂等の微地形抽出が重要となる。しかし、CS立体図では亀裂等の微地形表現がやや不鮮明であった。
- ②滑落崖等の比高差や地すべり移動体の起伏を把握する上で、標高に応じた段彩表現がないことから、地形の高低差が読み取れなかった。

本研究では、これらの問題点を解決するため、以下の方法を試みた。

①の問題について、CS立体図では微地形を傾斜量で表現しているが、傾斜量のみであると亀裂等のような規模の小さい微地形を表現するには、微地形境界がやや不鮮明となってしまうことが原因として挙げられる。そこで、微地形境界を強調するために平滑化処理前のDEMからも曲率図を作成し、赤系の暖色で彩

色し、透過処理を加えた上でCS立体図に重ね合わせた。これにより、尾根や谷等の小地形と併せて地すべりに特有の微地形も精度よく表現できた。

②については、地形の標高が認識できるように、標高に応じてカラーを設定した高度段彩図を重ね合わせた。これにより、視覚的に地形標高を認識できるようにした。

以上より、CS立体図をベースに地すべり地形判読に有用な新たな立体地形図を作成した(図-2)。さらに本研究では地すべりの判読精度を高める上で、紙上による判読よりも実体鏡を用いた判読が有効であると考えた。そこで、DEMを実体視のために右眼用と左眼用に調整し、GISを用いて2枚の立体地形図(右眼用と左眼用)を作成することで、実体視可能とした(図-3)。これにより、地すべり地形の判読精度を大幅に向上させることに成功した。

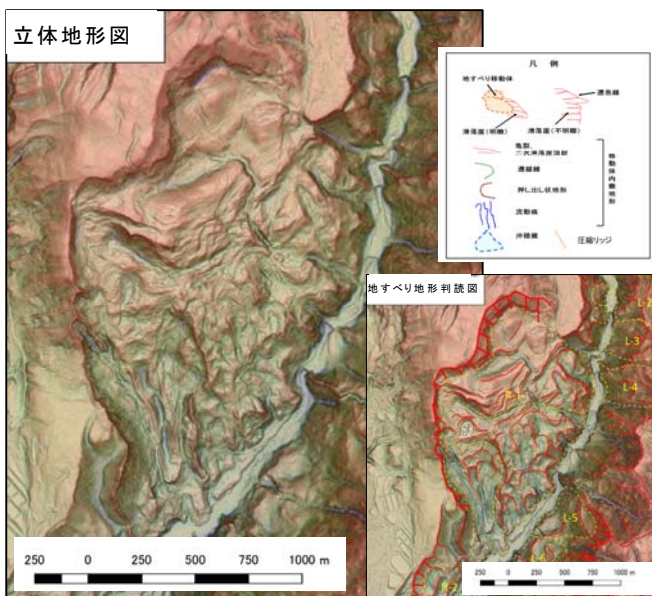


図-2 立体地形図と地すべり判読結果

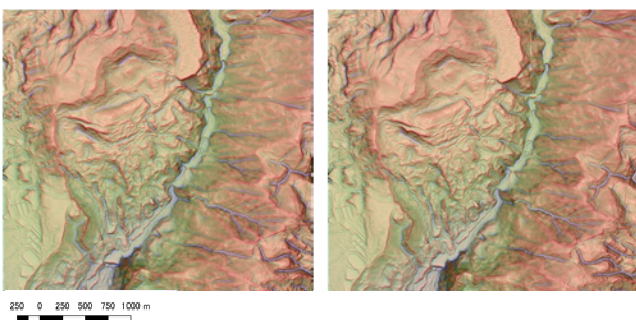


図-3 立体地形図(実体視用)

3. 地形図の地すべり判読精度と危険度評価

今回、5mDEMを用いて地すべり地形判読に有効な立体地形図を作成した(図2)。ただし、作成した立体地形図の判読精度については未知数であることから、従来の空中写真判読と対比を行い、照査を行う必要があった。

照査の結果、空中写真判読では抽出することができなかった微地形が立体地形図を用いることによって判読が可能となり、さらに地形判読の精度向上により、AHP法を用いた地すべり危険度評価を行った際に、危険度評価の点数が全体に高くなる傾向が認められた。このことは、空中写真判読よりも、立体地形図を用いた判読の方が精度のよい地すべり地形危険度評価が可能であることを示唆している。以上より、空中写真に代わり、立体地形図を用いたAHP法による地すべり危険度評価方法について、その有効性が証明された。

4. まとめ

(1) 国土地理院の5mDEMをベースに地すべり地形判読と危険度評価を目的とした立体地形図を作成した。

(2) 作成した立体地形図について、空中写真判読では抽出することができなかった微地形が判読可能となり、立体地形図を用いた判読の方が精度のよい地すべり危険度評価が可能であることを確認できた。

引用文献

- 1) 濱崎英作, 戸来竹佐, 宮城豊彦 (2003): AHPを用いた空中写真判読結果からの地すべり危険度評価手法. 第42回日本地すべり学会研究発表会講演集, 227-230.
- 2) Miyagi, T., G. B., Tanavud, C., Potichan, A., and Hamasaki, E. (2004): Landslide risk evaluation and mapping. Report of the National research institute for earth science and Disaster prevention, 66, 75-137.
- 3) 八木浩司, 檜垣大助ほか (2009): 空中写真判読とAHP法を用いた地すべり地形再活動危険度評価手法の開発と阿賀野川中流域への適用. 日本地すべり学会誌, 45(5), 8-16.
- 4) 戸田堅一郎 (2012): 航空レーザー測量データを用いた微地形図の作成. 砂防学会誌 65 (2), 51-55.
- 5) 戸田堅一郎 (2014): 曲率と傾斜による立体図法(CS立体図)を用いた地形判読, 森林立地 56 (2), 75-79.

応用地質分野における岩石薄片偏光顕微鏡下観察について —ミクロの眼で見る地質—

(株)川口技術士事務所 川口 通世

はじめに

演者はこれまで 30 年近く岩石薄片の偏光顕微鏡下観察業務に携わってきた。今回はこれまでの業務報告を兼ねて、応用地質分野における利用・活用法の具体例を紹介する。

偏光顕微鏡について

偏光顕微鏡 (polarizing microscope) は 2 つの特徴を有している。すなわち、試料岩石薄片 (以下薄片と呼ぶ) を通過する光は偏光であるという点。偏光を作る装置はニコルと呼ばれ、薄片を載せる台をはさんで上下 2 箇所につけられている。各々を下方ニコル (polarizer), 上方ニコル (analyzer, 出入れ可) と呼び、これらが作る偏光の振動方向は互いに垂直になっている。もう一つの特徴は、薄片を載せる台が円盤 (ステージ) になっており、試料薄片を回転させることができる点。これによって鉱物の方向による光学的性質の違いを観察することができる。

鉱物の光学的特性

岩石を構成するものは①鉱物、②非晶質物質および③生物起源物質に分けられる。これらのうち鉱物は結晶で、等軸晶系に属するものや不透明鉱物を除いて光学的異方体である。その特質は、1) 入射した光が速度・屈折率の異なる 2 本の光に別れる (図 1)、2) 結晶軸など結晶固有の方向によって光に対する性質 (速度・屈折率等) が異なる点である。

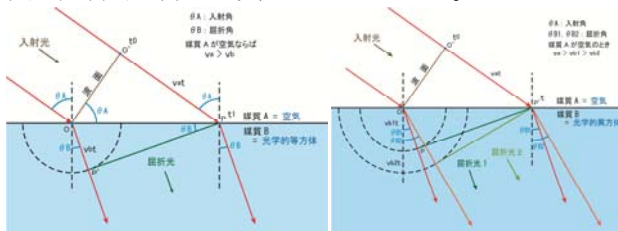


図 1 光学的等方体と異方体の屈折光の違い
鏡下観察像

偏光顕微鏡下観察のほとんどはオルソスコープ像によるものである。これは更に上方ニコルを挿入しない場合 (単ニコル) と挿入した場合 (直交ニコル) とに分けられる。下方ニコルを通過した偏光 (図 2, p-p') が鉱物 (光学的異方体) を通過すると、互いに振動方向が垂直な 2 本の偏光 (x-x' 及び z-z', 速度は $x > z$) に別れて進む。単ニコルの像で

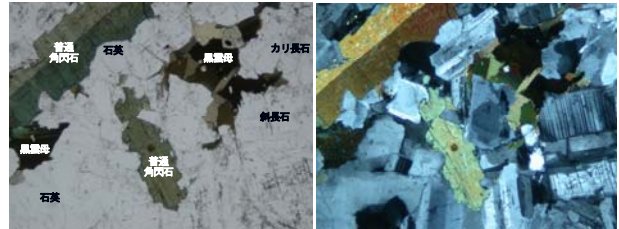


図 2 単ニコル (左) と直交ニコル (右) 像

は鉱物の形、大きさ、へき開の有無、色、多色性、屈折率、組織 (鉱物間の共生関係) などを観察できる。直交ニコルでは、2 本に分かれた偏光の上方ニコル振動方向 (A-A') の成分が合成されて (a-a') 干渉が起こる。この像では鉱物の干渉色 (単ニコル下の「色」とは異なることに注意!) と複屈折、双晶、累帯構造、消光位などが観察できる。

鏡下観察でできること

このような偏光顕微鏡下像の観察によって次のようなことができる。

- 1) 正確な岩石種の判定
- 2) 岩石中に含まれる特定鉱物の種類や量比の判定
- 3) 風化・変質・変形・破砕の状況確認
- 4) 空隙率の測定
- 5) アルカリ骨材反応の状況確認

以下これらについて詳述する。

正確な岩石種の判定

応用地質分野においても、このことが最も重要な役割と考える。地質専門技術者にとって精度の高い地質平面図・断面図を作成することは極めて重要な任務であるが、そのための岩石種の判定作業は最も基本的かつ重要なものである。しかしながら肉眼のみによる判定には限度があり、鏡下観察をすることによって精度は格段に高くなる。また鏡下像を見ることによって岩石種ごとの組織が分かり、合わせて肉眼鑑定時のポイントも分かるようになる。

岩石中の特定鉱物の種類や量比の判定

1) アルカリ骨材反応を起こす有害鉱物の産状

現に使用されているコンクリート構造物中の骨材に含まれる有害鉱物の産状を、定性・定量的に明らかにするという作業である。

提供されたコンクリート・コア試料(φ10cm, L=10cm)の側面に出ている粗骨材(>5mm)をすべて肉眼観察によって分類し、記載を行うと共に各々の個数を出す。分類では岩石種のほか組織や変質程度、脈の有無等も基準に含める。次に各分類肢の代表骨材を1個ずつ選び、それらを薄片にして鏡下観察し、岩石記載を行う。有害鉱物が含まれる場合は産状を記載し、ポイント・カウント法によって骨材に占める量比を出す。

細骨材(<5mm)は、コア試料の任意の箇所について薄片を3枚製作して内1枚を鏡下観察し、鉱物・岩石片共に分類・記載を行う。有害鉱物が含まれる場合はポイント・カウント法によって骨材に占める量比を出す。

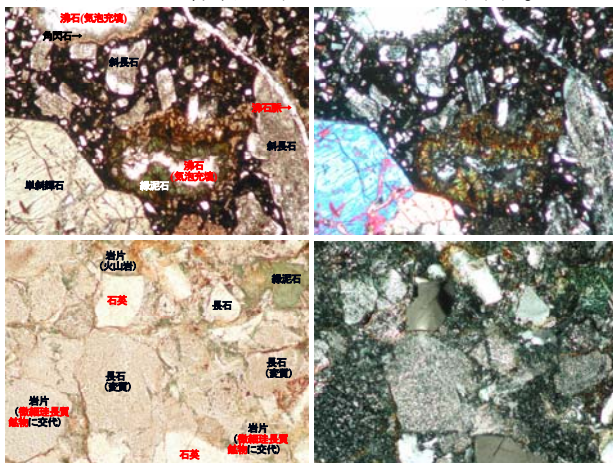


写真1 有害鉱物含有骨材, 上: 安山岩, 下: 砂岩

2) 石英のモード測定

石英は多くの岩石に含まれており、モース硬度7でその含有量が岩石全体の硬さを支配する要因となる。掘削ビットの選定等のため、対象岩石中の石英含有量を調べて置く場合がある。

鏡下での定量化にはポイント・カウント法が用いられる。薄片を一定の間隔で移動させ、視野の中央点にくる鉱物種を鑑定してゆく。1,000~2,000点カウントすると、その割合がそのまま鉱物ごとの含有比になる。

風化・変質・変形・破砕の状況確認

地殻を構成する岩石は地質時代に形成されて以降、風化、変質、変形、破砕などの様々な作用を受けている。これらの状況の記載は重要であるが、鏡下観察によって詳細に把握することができる。

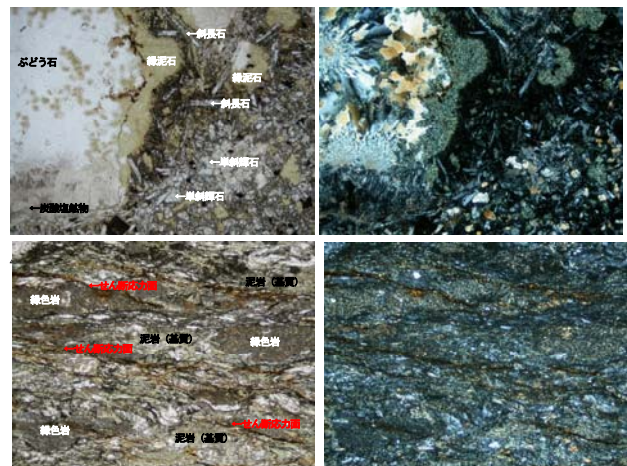


写真2 上: 変質した岩石, 下: 変形した岩石
空隙率の測定

石油や地下水など流体資源の貯留岩中の空隙状況を評価するために行われる。対象となる岩石は主に石灰岩と砂岩で、ポイント・カウント法によって空隙率を求める。空隙を岩石部分と区別し易くするため、薄片製作時にセメントに色を付けておく。通常青色に染めるため、ブルーレジンを注入薄片と呼ばれる。

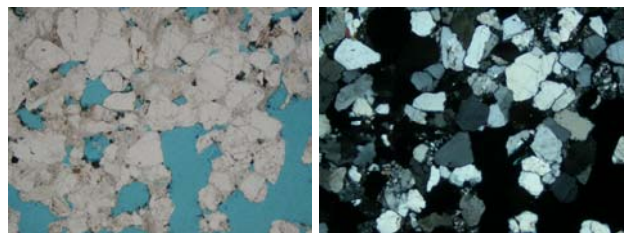


写真3 ブルーレジンを注入薄片, 砂岩
アルカリ骨材反応の状況確認

コンクリートの薄片鏡下観察では骨材の周辺の状況が観察される。すなわち、開口亀裂(フラクチャー)や炭酸塩鉱物の形成、骨材外周に沿う暗色反応帯の形成および骨材縁辺部の明色反応帯の形成などである。しかしながら、資料不足のためこれらがアルカリ骨材によるものか否かの考察はできておらず、現状では鏡下記載のみに留まっている。

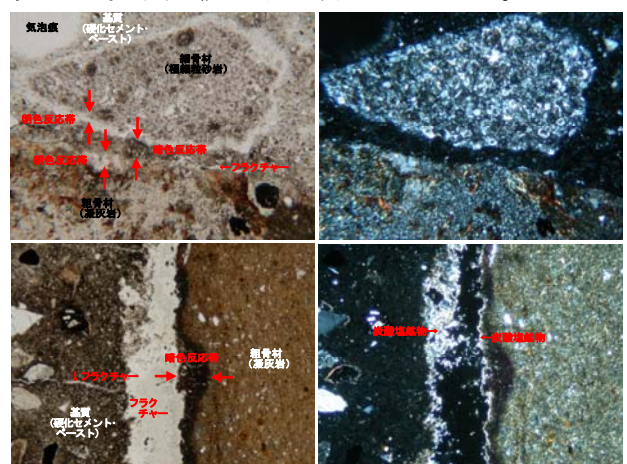


写真4 コンクリート骨材の鏡下写真

変質指標を用いた地質構造および変質特性の検討

奥山ボーリング (株) ○鈴木 聡
奥山ボーリング (株) 鈴木真悟
奥山ボーリング (株) 小松 翔

1. はじめに

グリーンタフ地域に分布する火山岩類は、産状や岩相、岩石物性などが多様なため、火山岩の種類や変質の程度、変質作用の種類を認定し、地質構造やすべり面形成の素因となる変質特性について精度良く推定することは困難を伴う場合がある。今回はこれらの課題を解決する手法として、黒鉱鉱床などの探査手法で用いられる変質指標¹⁾を応用し、岩盤地すべり箇所内の火山岩類の変質特性や原岩を推定した。その結果をもとに、岩盤地すべり箇所の地質構造やすべり面形成の素因について検討した。

2. 研究対象地の概要

研究対象とした岩盤地すべりが位置する秋田県北東部の小坂地域は、海底火山の一連の活動で生成したと考えられる黒鉱鉱床が分布し、海底火山活動に伴い形成された火山岩類は熱水変質作用が顕著なことが知られている(石川, 1991など)²⁾。

3. 変質指標を用いた手法の概要

はじめに、黒鉱などの火山性塊状硫化物鉱床の探査指標として示されている Ishikawa alteration index (AI) と Chlorite-carbonate-Pyrite index (CCPI) の各変質指標値を全岩分析結果より下記の(1)、(2)の式にて求める。

Ishikawa AI

$$AI = \frac{100 (K_2O + MgO)}{(K_2O + MgO + Na_2O + CaO)} \quad (1)$$

Chlorite-carbonate-pyrite index (CCPI)

$$CCPI = \frac{100 (MgO + FeO)}{(MgO + FeO + Na_2O + K_2O)} \quad (2)$$

次に、図-1に X 座標が AI の値を、Y 座標が CCPI の値となるようにプロットする。その結果、least altered box, すなわち熱水変質作用が僅かな範疇であるボックス内であれば、変質が僅かで、かつ大まかな火山岩の区分が認定できる。一方、熱水変質作用を受けた場合、図のボックス外の右側にプロットされる。

特に、黒鉱鉱床近くの強変質岩は least altered box を大きく逸脱した橙色のゾーンにプロットされる。

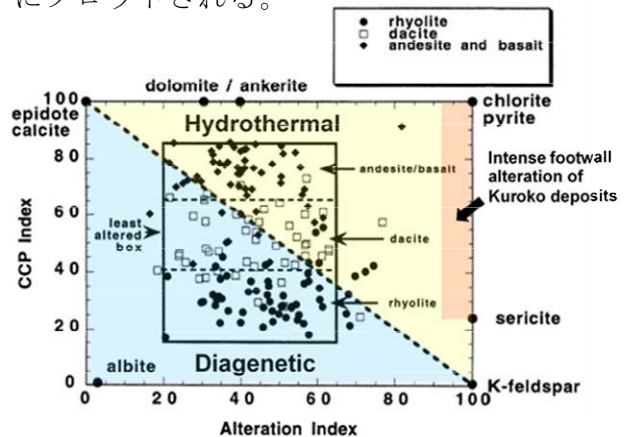


図-1 変質指標による火山岩の区分
Large et al., (2001)に加筆

4. 解析

(1) 変質指標値による解析

表-1に、調査ボーリングで採取した試料の全岩化学分析値と、変質指標値を示す。この値をグラフにプロットした結果を図-2に示す。分析値は、大きく2つのグループに区分される。それらは、ボックス右側のボックスの範囲外～黒鉱鉱床近傍の変質の領域にプロットされるグループ(図-2の Ry の範囲)と、弱変質である安山岩～玄武岩の範囲にプロットされるグループ(図-2の An の範囲)である。特に流紋岩質凝灰岩は、黒鉱鉱床近傍の変質岩の領域に含まれる(図-2の Tf の範囲)。このことは、本岩が熱水変質作用を被っていることを示している。ほかの流紋岩も、弱変質岩の領域から熱水変質岩の領域の間に分布しており、熱水変質作用を被った可能性がある。一方、安山岩溶岩と考えられた岩石は、least altered box の中に含まれる。この結果は、続成変質作用によりスメクタイトを含む秋田県五城目の富津内地域の安山岩類と類似する。以上のことより、流紋岩類の変質作用と安山岩類の変質作用は異なる可能性があり、小坂地域の岩盤地すべり箇所では二種類の変質が共存している可能性がある。

表-1 火山岩類の化学組成と変質指標

試料番号	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨
Boring.No.	BV-1	BV-1	BV-1	BV-2	BV-2	BV-2	BV-3	BV-3	BV-3
Sampling Depth (m)	29.4-29.5m	57.1-57.2m	77.45-77.55m	12.50-12.60m	41.30-41.40m	66.50-66.60m	13.7-13.8m	35.65-35.80m	72.40-72.50m
岩石名	流紋岩	安山岩	流紋岩	流紋岩	安山岩	流紋岩	流紋岩	安山岩	流紋岩
wt % SiO ₂	76.18	59.18	75.54	79.00	62.77	80.83	77.11	64.59	79.17
TiO ₂	0.11	0.81	0.11	0.09	0.85	0.09	0.10	0.80	0.11
Al ₂ O ₃	11.89	14.98	12.07	10.50	15.47	10.21	12.20	14.97	11.26
Fe ₂ O ₃	1.29	6.89	1.26	1.74	6.74	0.94	0.94	6.21	0.99
MnO	0.06	0.33	0.07	0.01	0.26	0.06	0.05	0.17	0.04
MgO	2.41	5.02	2.97	0.21	2.97	2.43	1.74	3.28	1.91
CaO	0.12	1.48	0.08	0.06	2.56	0.05	0.07	0.38	0.03
Na ₂ O	2.42	2.33	1.59	1.12	4.90	0.22	1.75	3.34	0.07
K ₂ O	2.03	1.71	2.27	5.93	0.70	2.21	2.51	1.70	3.26
P ₂ O ₅	0.02	0.23	0.02	0.01	0.25	0.01	0.01	0.20	0.03
(LOI)	2.76	6.26	3.06	1.47	2.52	3.01	2.81	4.20	2.84
Total	99.29	99.21	99.03	100.15	99.99	100.04	99.28	99.84	99.72
Ishikawa alteration index (AI)	63.61	63.90	75.82	83.83	32.98	94.48	69.98	57.28	98.07
Chlorite-carbonate-pyrite index (CCPI)	44.55	73.54	51.53	20.16	61.72	57.40	37.80	63.79	45.69

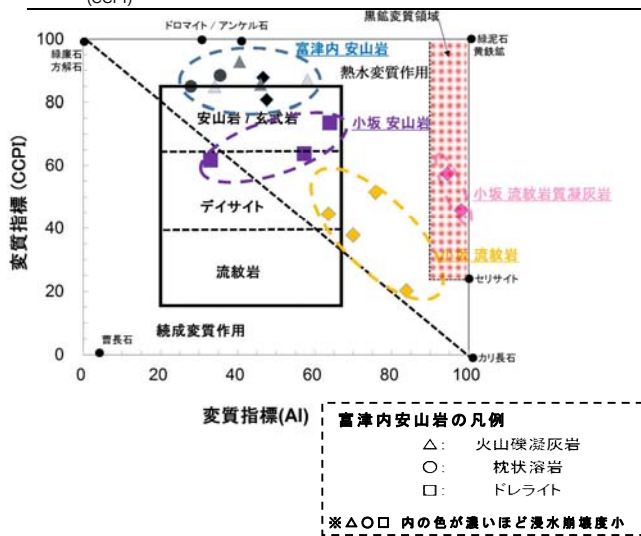


図-2 変質指標による変質の有無と火山岩の区分 Large et al., (2001)に加筆

(2) 岩盤地すべり箇所の地質構造および変質特性の解析

・An のゾーンに該当する火山岩

熱水変質作用は僅かであり、原岩はデイサイト～安山岩～玄武岩に区分される。本岩石は、周辺の地質図などから安山岩溶岩と考えられ、後述する流紋岩溶岩とは明らかに異なる。したがって、地質構造は円頂丘の形状ではなく図-3 の様に岩脈～岩床状であることが考えられる。また、ボーリングコアで確認された本岩の分布深度を結ぶと、すべり面に対してすべり台状に分布することが考えられる。従って、安山岩溶岩の分布形態が地すべりの形状を規制した可能性がある。

・Ry～Tf のゾーンに該当する火山岩

ボックス外の右側にプロットされることから熱水変質作用を被ったことが想定できる。

特に、流紋岩中に不規則に分布する岩片と基質が同質でかつ境界が不鮮明な特徴を有す

る流紋岩質凝灰岩 (Tf) は、強い熱水変質作用を被っている。これらの岩石が、すべり面形成の素因となったことが考えられる。

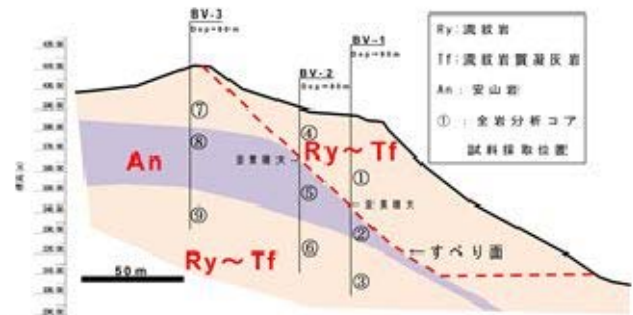


図-3 岩盤地すべりの主側線断面図と試料採取位置

5. まとめ

変質指標を用いた手法は、火山岩類の変質作用を定量的に区分できる。さらに、変質による変色で、原岩の推定が難しくなった岩石についても原岩の推定ができる。その結果、地質断面図などで地質構造と変質作用の関連性を精度良く表現できる。また、岩盤地すべりのすべり面形成の素因となる変質特性を定量的に示すことが可能と考えられる。

《引用・参考文献》

- 1) Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H. (2001) : The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithogeochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits, Economic Geology, Vol. 96, pp. 957-971.
- 2) 石川洋平(1991) : 黒鉱—世界に誇る日本の資源をもとめて—, 共立出版, pp. 19-23

岩盤掘削面におけるシュミット式ハンマー試験と針貫入試験による 一軸圧縮強さの比較

中央開発株式会社 坂口 巧

1. はじめに

本業務は、基礎岩盤の強度特性の把握を目的として、岩盤掘削面において一軸圧縮強さ測定（シュミット式ハンマー試験、針貫入試験）を行ったものである。岩盤の性状の違いにより両試験の結果に差が見られたためその結果について報告する。

2. 試験概要

(1) シュミット式ハンマー試験

測定強度範囲は、 $5\sim150\text{MN/m}^2$ 程度まで測定可能。シュミット式ハンマーの本体を持って測定面にプランジャー先端部をあてる。測定面に垂直に保ちながら徐々に押し付けることで生じるハンマーの反発度から一軸圧縮強さを推定する¹⁾。

(2) 針貫入試験（軟岩ペネトロ計）

測定強度範囲は、 $0.3\sim40\text{MN/m}^2$ 程度まで測定可能。木綿針様の針を測定面に垂直に貫入させ、その貫入長と貫入荷重の関係から一軸圧縮強さを推定する¹⁾。

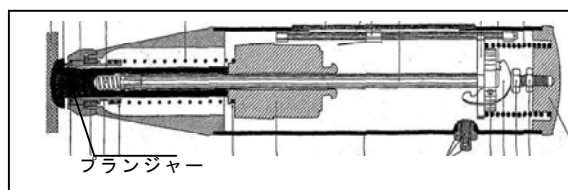


図-1 シュミット式ハンマー試験機

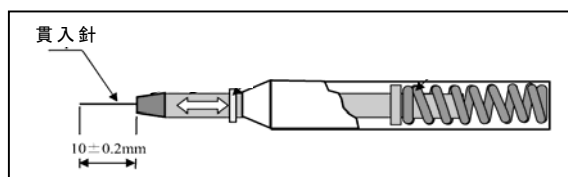


図-2 針貫入試験機

3. 地質概要

基礎岩盤は、新第三紀中新世以降の固結した火山礫凝灰岩（0t）および凝灰角礫岩（0bg）からなる。割れ目沿いの酸化による褐色化範囲や割れ目の頻度が比較的高い区間をCLH級、さらに脆弱化が進行した区間や割れ目の発達部をCLL級と評価している。

(1) 火山礫凝灰岩（0t）－CLL級

火山礫凝灰岩は、礫径 $10\sim20\text{mm}$ 程度の亜角礫を含む凝灰岩からなる。全体に酸化による褐色化が進行し、ハンマーの打撃で容易に割れ

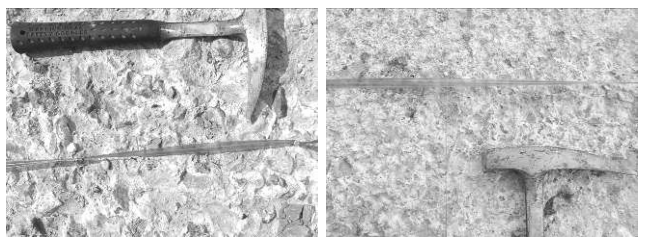
る程度である。割目は少なく $10\sim50\text{cm}$ 程度を主体とし、割目沿いは暗褐色となっている。

(2) 火山礫凝灰岩（0t）－CLH級

割れ目及びその周辺に酸化による褐色化が認められ、新鮮部と比較するとやや脆い傾向にある（ハンマーの打撃で半濁音程度）。基質は凝灰質で黄灰～黄褐色を呈し、径 $5\sim20\text{mm}$ 程度の火山礫を含む。

(3) 凝灰角礫岩（0bg）－CLH級

凝灰角礫岩は、褐灰色で火山礫凝灰岩と指交関係にあり、シート状に挟在する。両層の境界は不明瞭で漸移的に変化する。径 $20\sim100\text{mm}$ （最大 150mm ）の角礫～亜角礫を主体とし、基質は凝灰質で礫間の僅かな隙間を充填している。比較的礫径が小さく、基質支持を呈する淘汰不良の凝灰角礫岩を主体とし、しばしば礫径が大きく、礫率が $90\sim95\%$ 程度と高い礫支持層となる。

写真-1 火山礫凝灰岩 0t
(左：CLL 級，右：CLH 級)写真-2 凝灰角礫岩 0bg
(左：礫支持，右：基質支持)

4. 調査方法

試験は 1m グリッドを設定し、その交点を測点としている（図-3）。

シュミット式ハンマー試験は、計165点で測定を行ったが、針貫入試験はCM級岩盤には適応できないためCLH級以下の岩盤部における計12測点で実施している。また、各試験はデータの精度を上げるため一地点当たり9回程度測定を行い、一軸圧縮強さを算出している。

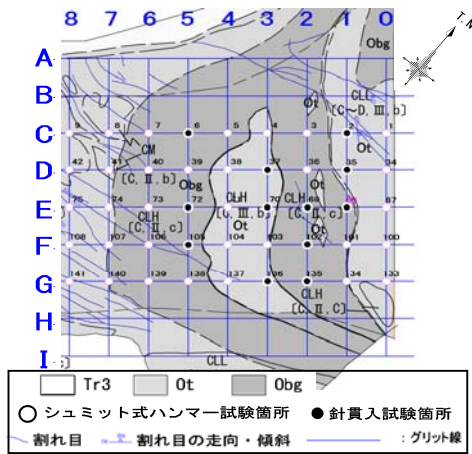


図-3 各試験の測定位置

5. 結果

同測点上で算出された両試験の一軸圧縮強さの対比を行った。その結果を図-4に示す。火山礫凝灰岩(0t)のCLH級および凝灰角礫岩(Obg)の基質支持部では、両試験とも概ね同程度の一軸圧縮強さが算出されている。

これに対して、火山礫凝灰岩(0t)のCLL級および凝灰角礫岩(Obg)の礫支持部では、シュミット式ハンマー試験値が大きくなる結果が得られた。

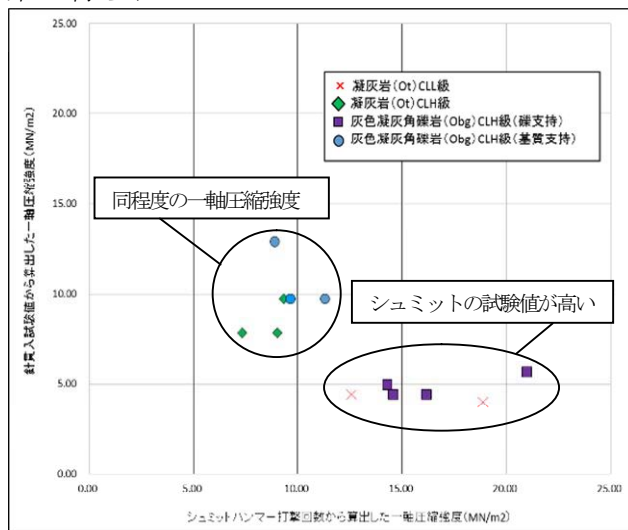


図-4 両試験値の相関グラフ

6. 考察

今回得られた試験値の差は、火山礫凝灰岩(0t)のCLL級と凝灰角礫岩(Obg)の礫支持箇所で見られる。

また、既往(H20)の室内試験の値と比較すると火山礫凝灰岩(0t)のCLL級と凝灰角礫岩(Obg)の礫支持で得られたシュミット式ハンマー試験値は過大に算出されていることがわかる。

既往(H20)では、凝灰角礫岩(Obg)は基質支持と礫支持に区分されていないが、礫支持を凝灰角礫岩(Obg)と捉えている。

表-1に既往との対比表を示し、以下に考察を述べる。

① 礫当たりの影響

針貫入試験の値より、シュミット式ハンマー試験における値が高い火山礫凝灰岩(0t)のCLL級と凝灰角礫岩(Obg)の礫支持部が当てはまる。これは、面で反発を受けるシュミット式ハンマー試験が岩盤に含まれる礫の硬さを捉えたためと考えられる。それに対して針貫入試験は接地面が小さく軟質化した基質部に貫入したため算出された値に差が生じたものと考えられる。

② 両試験の相関性

火山礫凝灰岩(0t)のCLH級と凝灰角礫岩(Obg)の基質支持部では相関性が認められる。これは、比較的礫径が小さく基質部も締まっていたため、基質部の軟質化が進んでいなかったことや礫当たりが少なかった可能性が考えられる。

表-1 試験値の対比

	一軸圧縮強さ(MN/m ²)			
	火山礫凝灰岩(0t)		凝灰角礫岩(Obg)	
	CLL級	CLH級	基質支持	礫支持
室内試験(H20)	5.69	10.66	5.26	
針貫入試験	4.40	9.73	12.89	4.94
シュミット式ハンマー試験	12.58	9.33	11.31	14.29

7. まとめ

今回試験の対象とした岩盤は、両試験ともに測定可能範囲の岩級であったが、シュミット式ハンマー試験は、比較的大きな礫が多い角礫岩などで地盤強度を過大に算出してしまう可能性がある。さらに、今回の結果から軟質な岩においても値のばらつきが大きく、大きな値が算出されることが確認された。

しかし、現段階で対比できた試験値は少なく推定の域を脱しない。

シュミット式ハンマー試験と針貫入試験の対比事例は少ないため、今後軟質な岩盤や礫の混入率を変化させた試料を使用して両試験を行い、対比させることで、より岩盤の特性に適した試験法の選択が可能になるのではないかと考える。

参考文献

- 1) 地盤工学会：地盤調査の方法と解説，pp. 426-447，2013

富山県射水平野の沖積層の堆積環境の変遷

応用地質株式会社東北支社 福田 智咲

1. はじめに

富山地域は東を飛騨山脈、西を宝達山地、南を飛騨高地、北を富山湾に囲まれており、海岸部は黒部川、片貝川、早月川、常願寺川、神通川、庄川などの河川が富山湾へと注ぎ、礫質な扇状地 - ファンデルタが卓越している。

しかし富山湾に面する射水平野では泥質な潟湖の存在が示されている。藤井 (1964, 1992) は射水平野の古地理の変遷を図 1 のようにまとめた。射水平野は約 20000 年前まで陸地であったが、約 6000 年前には海進に伴い内陸奥地まで海水が浸入し砂州や砂嘴の発達する内湾へと変化した。海進のピークが過ぎた 3000~2000 年前にバリアーの形成に伴い現海岸線が形成され、内湾がラグーン化したとされている。

射水平野の沖積層においての課題として、基礎的な層相は明らかになっているものの詳細な堆積相解析が行われておらず、年代も明らかになっていないことが挙げられる。また、藤井 (1964, 1992) の古地理では約 6000 年前は砂州や砂嘴の発達する内湾としているが、ほぼ同時期の縄文遺跡では汽水棲の貝化石を多数出土しており、古地理と縄文記録が一致しないことが挙げられる。

そこで本研究では堆積相解析による射水平野の堆積環境の復元と、復元した環境に基づいた射水平野の古地理の再考察を目的とする。

2. 研究手法

研究手法はオールコアボーリング試料の記載による堆積相解析、CHN コーダーによる全有機炭素濃度 (TOC)、全窒素濃度 (TN)、測定及び、イオウ分析装置による全イオウ濃度測定 (TS) から CNS 元素分析を行い、さらにほくりく地盤情報システムのデータベースから土木ボーリング試料の解析により古地理の推定を行う。

堆積相解析と CNS 元素分析に用いたボーリングコアは、図 2 に示すように富山深港内の標高 1.36m の地点から深度 50m まで掘削されたものである。このボーリングコアを HOJ-1 とする。



図 2. ボーリングコア位置図

3. 結果と考察

1) 堆積相解析

HOJ-1 の柱状図を図 3 に示す。堆積相解析の結果、HOJ-1 は 8 つの堆積相に区分することができた (図 4)。この結果から、射水平野では湾頭デルタ、内湾、外浜～前浜、ラグーンの順に環境が変遷したと考えられる。

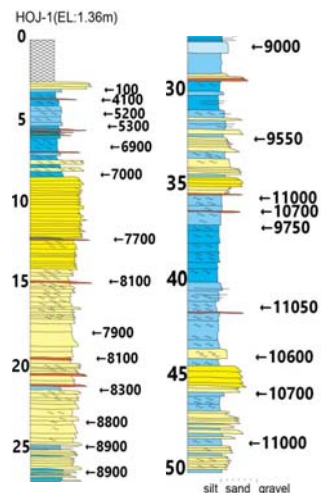


図 3. HOJ-1 柱状図

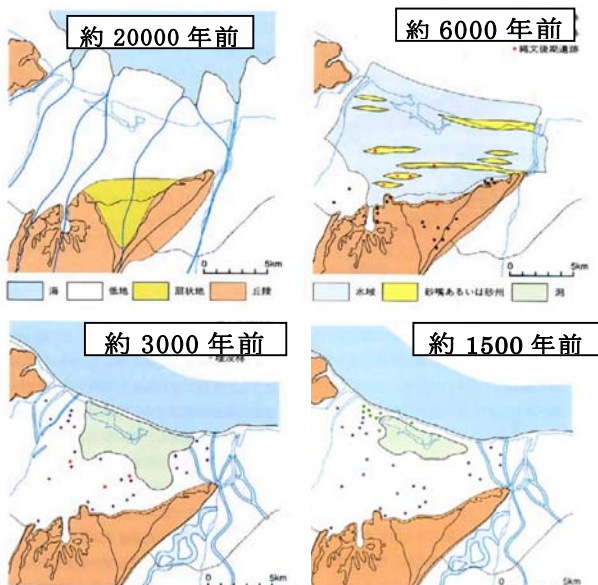


図 1. 射水平野の環境変遷 藤井 (1992) に加筆

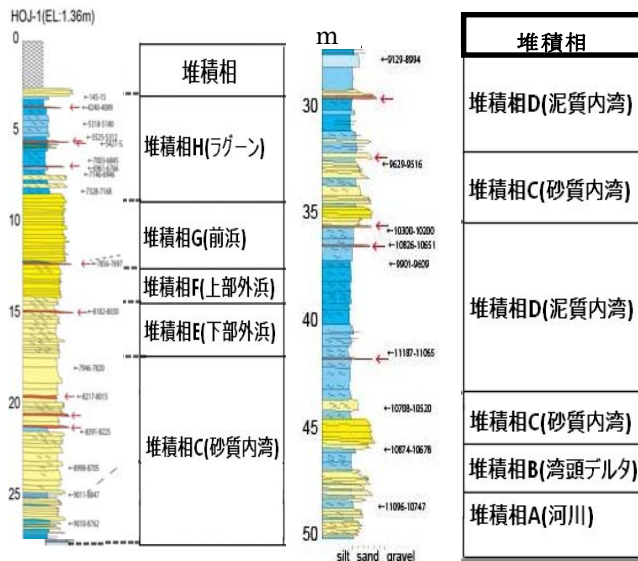


図 4. HOJ-1 コアの堆積相

2) CNS 元素分析

CNS 元素分析は TOC, TN, TS 濃度を組み合わせて堆積環境を示す指標として用いられる。

CNS 元素分析の結果を図 5 に示す. HOJ-1 コアの堆積環境は内湾環境下で、還元的な環境からやや酸化的な環境へ変化し、その後強還元環境へと変化していたことが示された。

また、有機物の起源

は陸生植物から海洋生プランクトンに変化していた事が明らかになった。

3) 射水平野の古地理の復元

1), 2) で明らかになった HOJ-1 コアの年代や堆積環境の変遷をもとに、ほくりく地盤情報システムのデータベースから土木ボーリングコアのデータを用いて射水平野の古地理を復元した(図 6). 射水平野は約 10000 年前には、海水が内陸部への侵入を始めていたと考えられる。約 7500 年前に、内陸部にバリアーが形成され、内側がラグーン化し、約 7000 年前にはバリアーが成長し、内湾全体がラグーン化した。その後約 4000 年前はラグーンの埋没が進行したと考えられる。

先行研究との比較では、藤井 (1964, 1992) では射水平野の約 6000 年前の古地理を砂州や砂嘴の発達した内湾としていたが、本研究により、約 7000 年前にバリアーが形成、すな

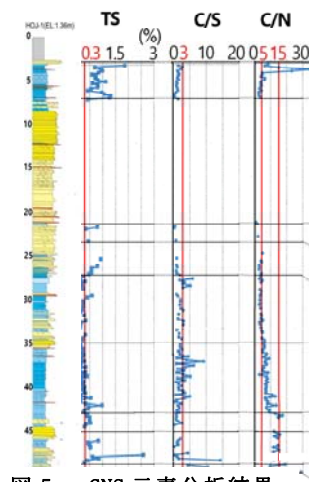


図 5. CNS 元素分析結果

わち現海岸線が形成されていたことが明らかになった。濃尾平野の古地理は梅津 (1979) によると約 8000 年前～3500 年前は、現在の内陸部まで海水が浸入していたことを示している。新潟平野との比較では、鴨井ほか (2015) によると約 6000 年前に新砂丘 I-1 が内陸に形成され、現海岸線である新砂丘 III-2 の形成は約 1100 年前以降とされている。射水平野の現海岸線の形成年代は日本の他の沖積平野における現海岸線の形成年代よりも古い値を示す。

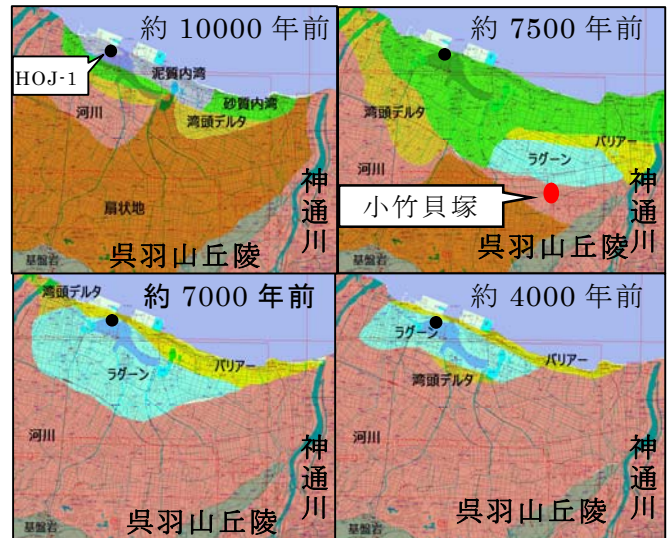


図 4. 射水平野の古地理の変遷

4. まとめ

HOJ-1 コアの堆積相解析から、本コアは河川→内湾→前浜→ラグーンといった堆積環境の変化を経ており、CNS 元素分析からは、還元から酸化的な環境を経て、強還元的な環境へ移り変わったことが明らかとなった。以上の解析・分析結果を基に、射水平野の古地理を復元した結果、約 7000 年前に現海岸線が形成されていたこと示唆された。この現海岸線の形成年代は日本の他の沖積平野における現海岸線の形成年代よりも古い値を示している。

5. 参考文献

- 藤井昭二, 1964, 地質からみた射水平野の形成と放生津潟の変遷放生津潟周辺の地学的研究. 1, 第一港湾建設局伏木富山港工事事務所, 3-11.
- 藤井昭二, 1992, 富山平野. 31, アーバンクボダ 42-44.
- 鴨井幸彦 田中里志 安井賢 暦年較正年代による新潟砂丘列の形成年代の見直し第四紀研究 54(3), 139-143, 2015
- 梅津正倫, 1979, 更新世末期以降における濃尾平野の地形発達過程. 地理学評論, 52, 199-208.

新潟県三川地域における足尾帯付加コンプレックスの地質と放散虫

中央開発株式会社 松木 和寛

1. はじめに

足尾帯は糸魚川－静岡構造線と棚倉構造線の間に位置するジュラ紀付加体で、主な分布は図-1の通りである。足尾帯は西南日本内帯の丹波－美濃帯の東方延長だと考えられており、丹波－美濃帯に比べて研究は遅れていた。しかし Kamata (1996)¹⁾により、足尾山地南部の付加コンプレックスの年代などが明らかになり、丹波－美濃帯付加コンプレックスとの対比が可能となった。また中江 (2000)²⁾は付加体を構造層序という概念で整理できると提言した。しかし足尾帯付加コンプレックスの主要な分布地域外の蒲原山地では、花崗岩類の貫入や地層の断片化のために、中江 (2000) に基づいた付加コンプレックスの帰属先は、十分には検討されていない。そこで本研究は蒲原山地東部の三川地域を研究地域とし、付加年代の推定に有効な微化石データを新たに得ることを試み、蒲原山地における付加コンプレックスの帰属を検討した。

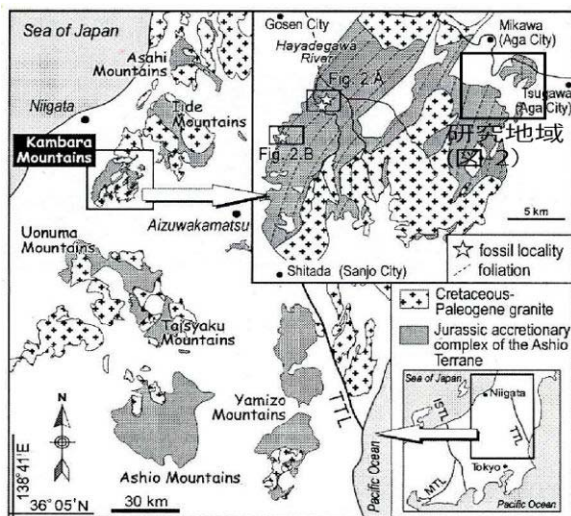


図-1. 足尾帯の分布と研究地域
内野・堀 (2010)³⁾に加筆

2. 地質概説

本調査地域の地層は黒色泥岩または珪質泥岩を基質とするメランジュから構成される。基質に含まれる岩体は主にチャート、緑色岩、石灰岩である。また一部に砂岩、凝灰質砂岩、礫岩が見られる。本地域に分布する地層は、基質とそれに含まれる岩体の種類により3つの地層 (A層：チャートまたは石灰岩を伴う

黒色泥岩層, B層：チャートを伴う緑色岩体, C層：砂岩・緑色岩・チャートを含む黒色泥岩層) に区分される。付加体を構成する地層の走向は、主として N-S～NE-SW 方向を示す。層理面は調査範囲西部で東傾斜、東部では西傾斜となり、傾斜角は一定しない (図-2)。

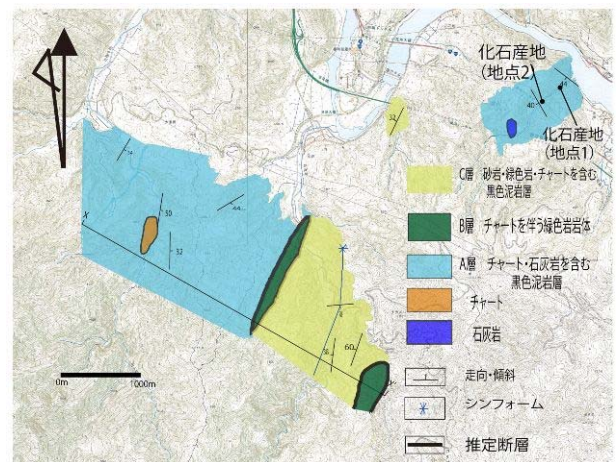


図-2. 研究地域における岩相区分図

3. 産出化石

放散虫を抽出するために、研究地域で見られる露頭から合計 131 サンプルを採集し、フッ酸処理した。その結果、A 層に相当する 2 地点 5 サンプルから放散虫が確認された。

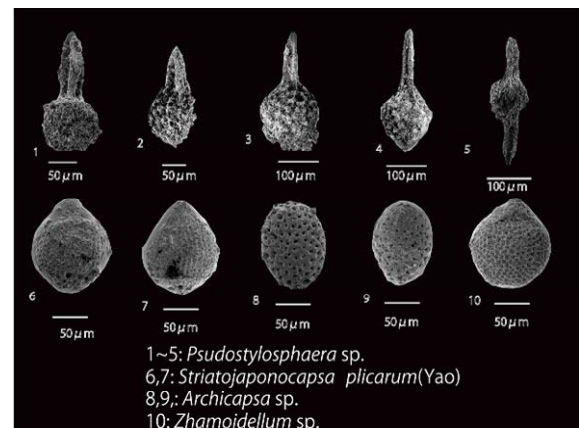


図-3. 地点 1 (上図 1～5), 地点 2 (上図 6～10) から抽出された放散虫

(1) 地点 1 (図-3. 1～5)

地点 1 では黒色層状チャートが見られ、4 サンプルからコノドントまたは放散虫が見出された。それらの共存は 1 サンプルに限られ

る．長谷川（1985）⁴⁾の報告したコノドントの産出地は、本研究の地点 1 近辺に相当する．今回見つかった放散虫は保存が悪く、種レベルの特定が困難であったが、三疊紀中期～後期を示す *Pseudostylosphaera* sp. と考えられる．したがってチャートの年代が三疊紀中期に広がる可能性がある．

(2) 地点 2 (図-3. 6～10)

地点 2 では黒色珪質泥岩が見られ、比較的保存の良好な *Archicapsa* sp. や *Striatojaponocapsa plicarum*(Yao) などの放散虫が抽出された．後者の放散虫は年代決定に有効な種であり、ジュラ紀中期を示す．本地点は Mizutani et al. (1984) ⁵⁾ の C2 地点の見かけ上の下位に相当し、C3 地点より上位に該当する．

4. 考察

蒲原山地の三川地域に分布する足尾帯の帰属先を検討するために、先行研究の産出化石および年代をまとめた．それを以下の表-1 に示す．表-1 の年代および岩相区分図より、三川地域の足尾帯は①泥質混在岩を主体とし、②石炭紀の石灰岩を含み、③基質である砕屑岩の年代がジュラ紀中期という 3 つの特徴がある (表-2)．

これらの特徴を中江（2000）の区分に適用すると、δ 型の付加コンプレックスと考えられる．このタイプの付加コンプレックスは、足尾山地に分布する大間々コンプレックスに対比されると思われる (表-2)．ただし蒲原山地の足尾帯付加コンプレックスは、足尾山地に分布する足尾帯付加コンプレックスと異なり、ジュラ紀のチャートを欠くという相違点がある．

岩石	時代	化石	論文名
泥岩・珪質泥岩	ジュラ紀中期	放散虫 (<i>Striatojaponocapsa plicarum</i> など)	Mizutani et al.(1984), 新潟基盤研究会(1985) など
石灰岩	石炭紀中期およびペルム紀中期	紡錘虫 (<i>Neoschwagerina</i> spp., <i>Millerella</i> sp. など)	長谷川・高野(1969)
チャート	三疊紀後期	コバント (<i>Epigondolella abneptis</i>)	長谷川(1985)

表-1. 三川地域に分布する足尾帯から産出した化石と年代

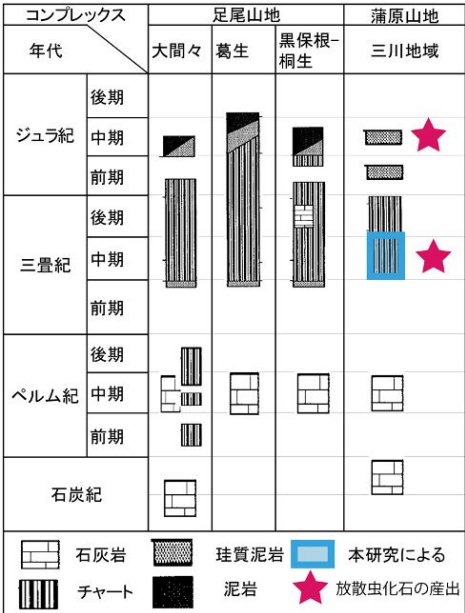


表-2. 足尾山地と蒲原山地における層序対比

5. 今後の展望

今回は 2 地点において放散虫の報告をしたが、A 層や C 層に相当する他の地点でも保存は悪いものの、放散虫の存在が確認されている．それらの属および種は今のところ不明であるが、今後新たな研究がされれば、三川地域に分布する足尾帯の層序が明らかにされると考えられる．詳細な層序が明らかになれば、ジュラ紀付加体の広域対比する上で有効な手がかりとなると思われる．

参考文献（産出化石の論文を除く）

1) Kamata, Y. (1996): Tectonostratigraphy of the sedimentary complex in the southern part of the Ashio Terrane, central Japan, Sci. Rep., Inst., Geosci., Univ. Tsukuba., Sec. B (Geological Science), No. 17, pp. 71-107.
2) 中江 訓 (2000): 西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比, 地質学論集, No. 55, pp. 73-98.
3) 内野隆之, 堀 利栄 (2010): 新潟県蒲原山地の足尾帯から見出された前期ジュラ紀放散虫化石, 地質学雑誌, No. 116, pp. 441-446.
4) 長谷川美行 (1985): 青海 - 白馬山塊, 魚沼山塊および蒲原山塊に露出する先新第三系の地質時代, 総研「上越帯・足尾帯」研究報告 No2, pp. 69-84.
5) Mizutani, S., Uemura, T., Yamamoto, H. (1984): Jurassic radiolarians from the Tsugawa Area, Niigata Prefecture, Japan, Earth Science, No. 38, pp. 352-358

ジオ散歩@仙台(仮称)の素材拡充①

(古地図の活用、活断層露頭の集約)

(株)東北開発コンサルタント 橋本 修一

1. はじめに

応用地質学会東北支部では現在、アウトリーチ活動の一環として「ジオ散歩@仙台」(仮称)を計画中である。これは昨2016年10月に研究発表会全国大会のプレ行事として実施した「仙台ミニ巡検」を基にして、さらに散歩素材の拡充を図り、複数の日帰り散歩コースを設定した冊子を作成し、実際に散歩ガイドを行うというものである。第一回目の散歩は2017年10月末に、広瀬川中流域にて実施する予定である。

別の見方をする、これまで蓄積されてきた地質資料も様々な理由で散逸し検索・閲覧が容易でないものがあり、逆に災害や工事で新たに得られた知見も知る人ぞ知る状態で活用されずに埋もれるのはもったいない、という思いもある。こうした資料をデータベースとして集約・保存するという観点からも素材を拡充、整理する意義はあるものと考えられる。

2. 素材拡充1 (古地図の活用)

仙台の上町段丘と中町段丘の境界は、勾当台や八幡町付近では明瞭な段丘崖も二日町付近では不明瞭となっている。一方、二日町の旧東北地方整備局東側に比高1m程度の南下がりの撓みがあり、この理由を、下記古地図とボーリング資料を合わせて説明し、散歩の素材にしたいと考えている。

仙台市は下水道整備計画の基礎資料として「偃臺市測量全圖」(1893(明治26)年・原縮尺1/6,000カラー)を作成している。大縮尺の実測図としては最初のもので、等高線(尺表示であるが)が示され、段丘上の緩やかな谷地形も判読可能である(図-1)。青線で用水路および水面記号

(池か沼)が丁寧に描かれている。

水面記号は特に現・二日町付近が顕著で、等高線から、当該箇所は南東から入り込む緩やかな谷地形谷頭の湿地状と認めることができる。一方、当該地付近は複数のボーリング(みちのくGIDAS)で地表直下は3m近い盛土、その下位は孔底まで礫層10m以上あり、周囲の段丘礫層厚5m程度と比べ著しく厚い。

段丘崖の連続方向から付近は中町段丘形成時の旧・広瀬川の淵に相当し、その後湿地化したものと考えられる。盛土の時期は不明ではあるものの藩政以来の宅地・市街化の過程でなされたものと推測される。

前述の旧整備局東の道路撓み(同局建物撤去後の整地も南下がり)と関連して地形・地質考察の散歩候補地として挙げられる。

3. 素材拡充2 (活断層露頭の集約)

長町利府線断層帯は、北東-南西方向に延び、仙台市街地を横断するように分布する活断層として知られている。Yabe(1924、1926)以来、多くの調査研究がなされ、地震本部による評価もなされている。その後、地下鉄工事記録から読める撓曲構造、新規造成工事に伴う露頭(榴ヶ岡、燕沢)など、知見も増えている(図-2)。分散的なデータを一つの図に集約・解説することも学会の活動として必要と考える。



図-1 偃臺市測量全圖(原縮尺1/6,000部分)二日町付近

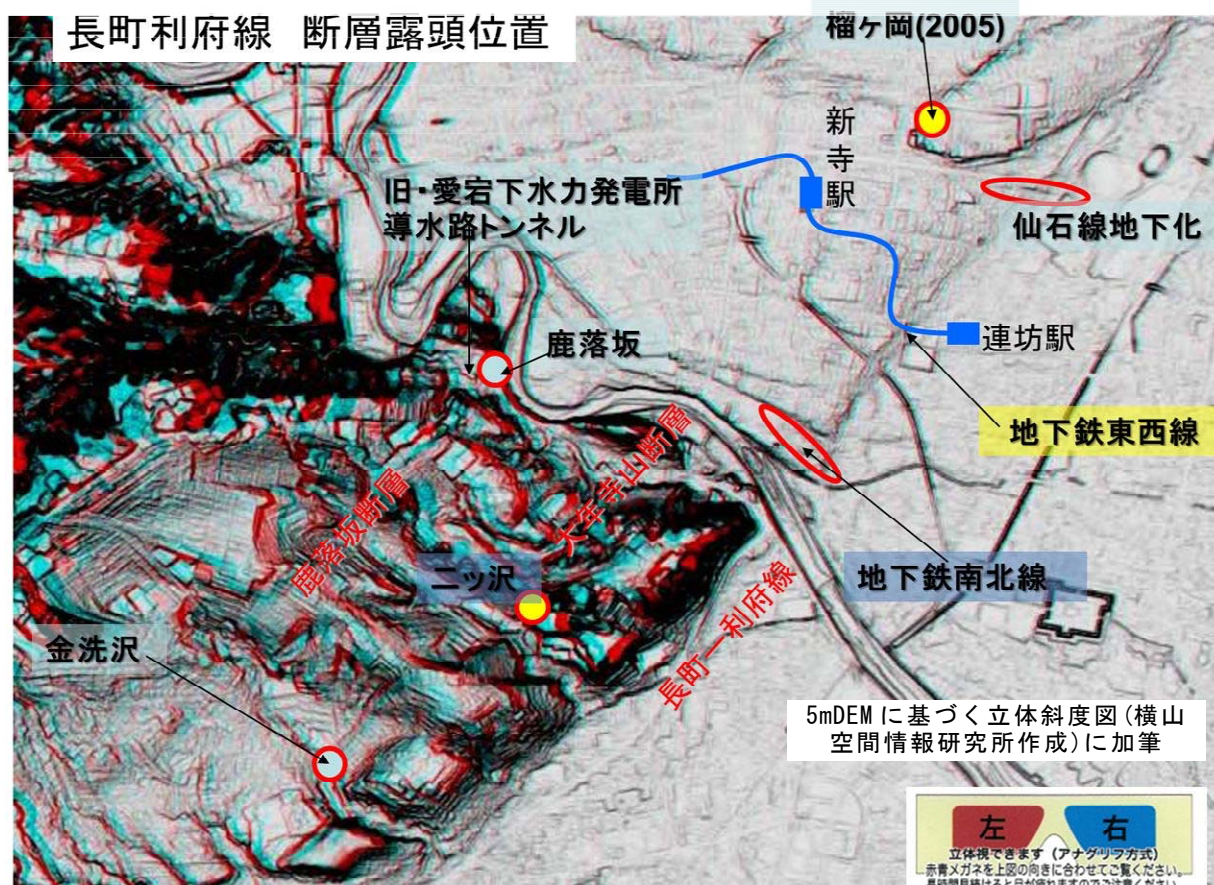
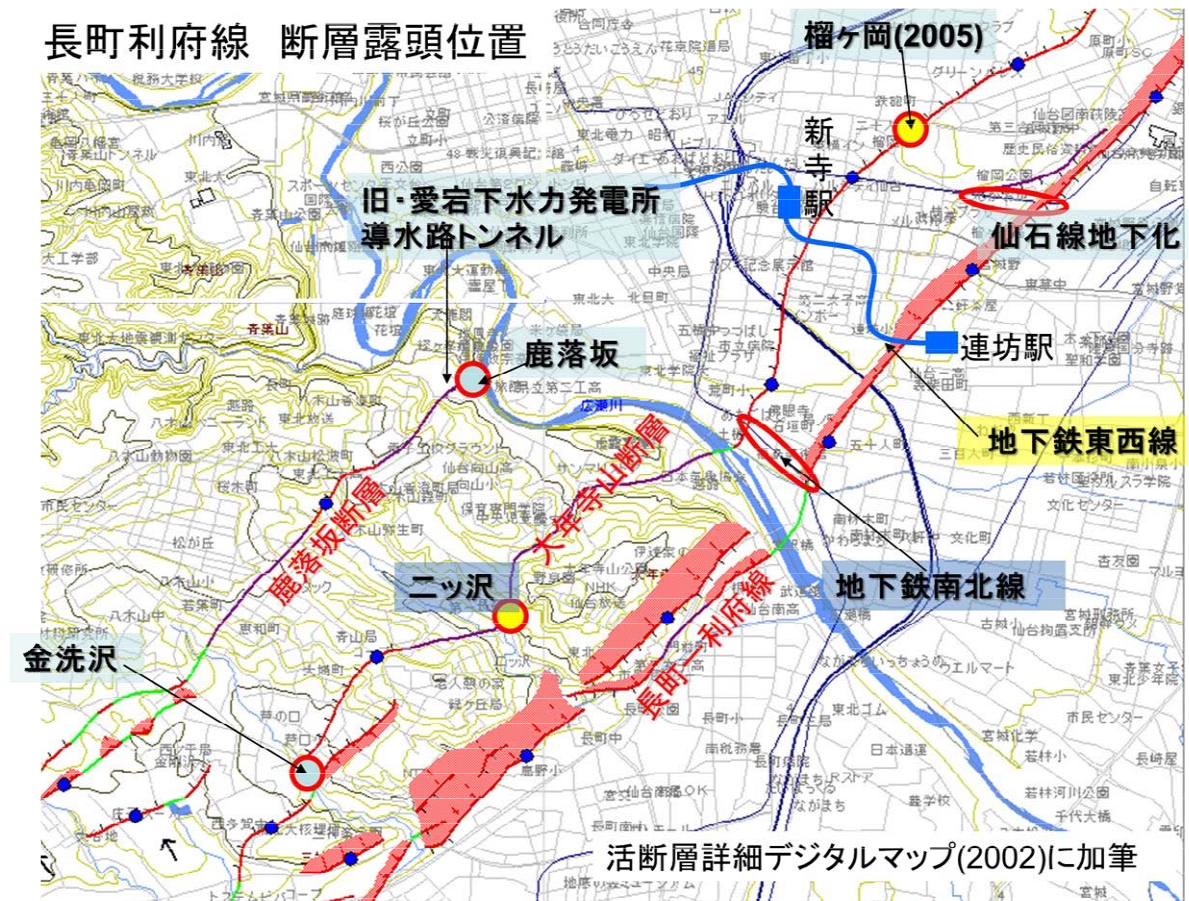


図-2 長町利府線断層帯に関する断層露頭位置図

熊本地震関連調査団報告 1

(日奈久断層・布田川断層西部の現状)

国際航業株式会社 中原 毅

1. はじめに

応用地質学会東北支部では、5月28日～6月1日の5日間で、震災後約一年の経過した熊本地震関連調査のため、調査団を派遣した。本調査団の目的は、震災後の現況を把握し、学会を通じて情報を発信することである。本稿では、現地調査で確認された、熊本地震による断層活動等の調査結果について報告する。

2. 調査箇所の概要

熊本地震は、平成28年4月に熊本県上益城郡御船町付近を震源として発生した(M7.3、最大深度7)。発生源は、この地域に分布する日奈久断層帯、布田川断層帯で、熊本県上益城郡御船町～阿蘇郡阿蘇村にかけての広範囲で地表地震断層が出現した。

調査団では、日奈久断層帯～布田川断層帯にかけての地表地震断層の状況を確認した。本稿では地表地震断層の確認結果から、日奈久断層帯～布田川断層帯西部にかけての状況を紹介する。対象箇所の位置図を図-1に示す。

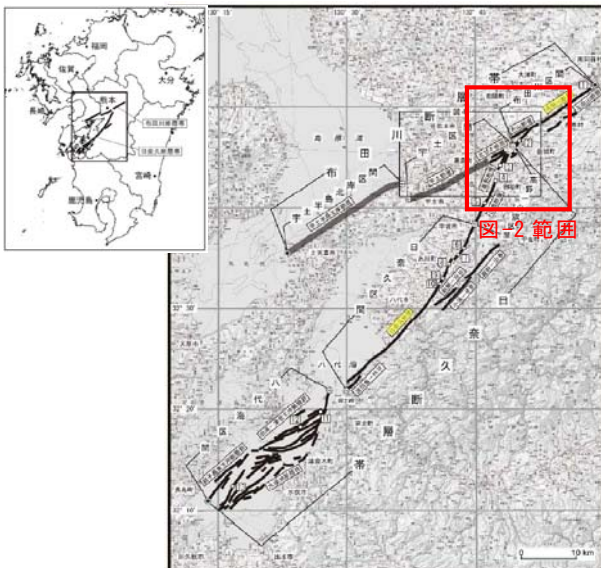


図-1 布田川断層帯、日奈久断層帯の位置
(地震調査研究推進本部, 2013)

3. 益城郡御船町高木地区 (Point1)

高木地区は、日奈久断層帯に起因する北北東-南南西方向の右横ずれの地表地震断層が出現した。変位量は布田川断層に比べ小さく、最大約70cmである。高木地区では、地表断層が約5kmに渡り連続的に確認された。

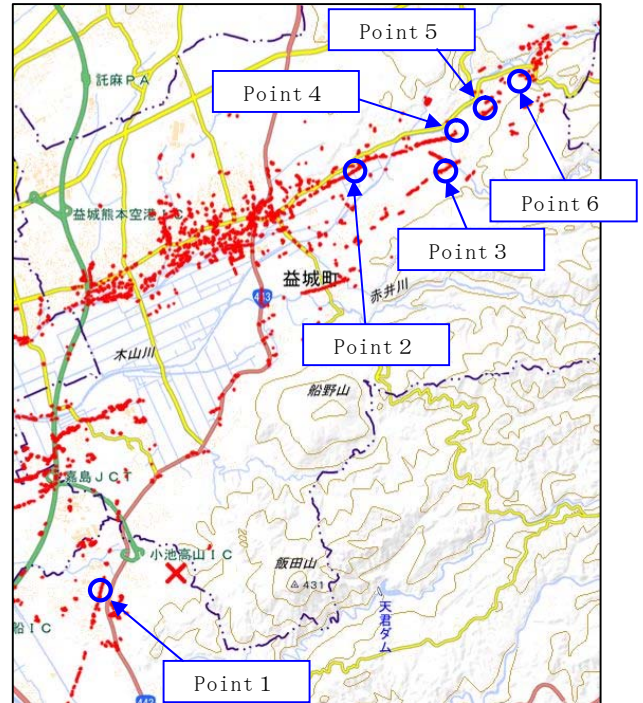


図-2 現地確認箇所位置図
赤線：地表亀裂分布，×：震央
(国土地理院, 2016)



写真-1 御船町高木地区の地表地震断層
(住宅を横断し、壁・ブロック塀が変形)

4. 益城町寺迫地区付近 (Point2)

布田川断層帯に並行する地表地震断層で、右横ずれの変位とともに、押し出しにより約40cmの段差が生じている。地表地震断層が、数10m～数kmに渡って連続する。



写真-2 益城町寺迫地区の地表地震断層

5. 益城町下陳地区付近 宅地周辺 (Point3)

地表地震断層が、住宅地内を通過する。横ずれ変位により、道路が寸断されている。断層上、直近の家は破損が大きい、離れた家は、外観の被害はほとんど見られない。



写真-3 益城町下陳地区宅地周辺の地震断層
(約1mの右横ずれ変位)

6. 益城町上陳付近 断層露頭 (Point4)

上陳地区の分布するAso-4火砕流堆積物の直立露岩で、約80cmの右横ずれ断層が確認される。断層面には条線が確認される。



写真-4 益城町上陳の地表地震断層
(約80cmの右横ずれ変位)

7. 益城町堂園地区 (Point5)

布田川断層と並行する2条の地表地震断層の合流部付近にあたる。約2mの右横ずれ変位が確認される。これは、今回発生した断層の変位量としては最大である。



写真-5 益城町堂園の地表地震断層跡
(約2mの右横ずれ変位)

8. 益城町杉堂 木山川左岸崩壊地 (Point6)

地表地震断層の延長上で、崩壊が発生している。崩壊地の中央付近に地震断層が連続するが、下部は崩積土により確認できない。地質は下陣礫層とAso-2溶結凝灰岩が分布しており、断層の東部と西部でずれが見られる。



写真-6 木山川左岸崩壊地で確認される地表地震断層(背後の斜面に地震断層が連続する)

9. まとめ

震災後1年以上が経過した本調査では、主要道路、農耕地等の変位断層は修繕されていたが、残存する変状から、当時の被害の大きさを確認することができた。

文献

1) 日本応用地質学会, 九州応用地質学会 (2017); 2016年熊本・大分地震災害調査団報告書～熊本の大地・新たな伝承の始まり～

熊本地震関連調査団報告 2

(布田川断層東部から阿蘇カルデラ西縁の地表変状)

応用地質株式会社 加茂 圭祐

1. はじめに

5月28日から6月1日にかけて、東北支部熊本地震関連調査団は、2016年熊本・大分地震の地表地震断層を追跡した。本稿は、5月29日および5月31日にかけて阿蘇郡西原村と南阿蘇村を中心に実施した、布田川断層東部から阿蘇カルデラ西縁の地表変状の調査結果について報告するものである。

熊本地震は事前に活断層と認定されていた範囲で、地表地震断層が出現した珍しい例であり、研究者や地質調査関連業者によって多くの調査報告が挙げられている。今回の現地調査は、そのような断層や被害状況が明瞭な個所を対象とし、若手～中堅主体の本調査団において、活断層調査の素養が高められるようにルートを配置した。

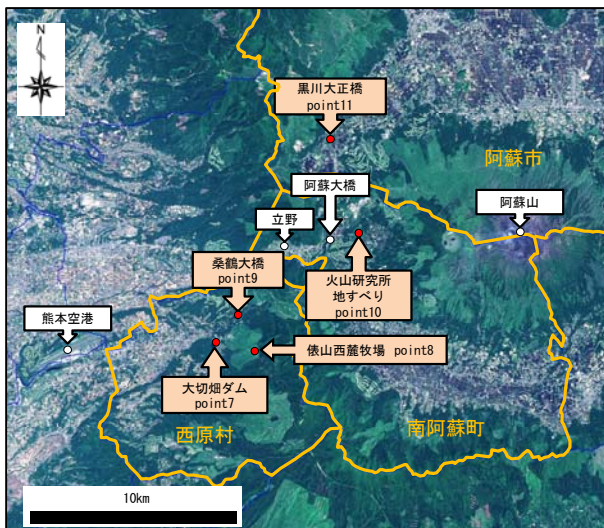


図-1 調査位置概要図

2. 調査ルート概要

熊本地震は主に、益城町～甲佐町にかけて活動した日奈久断層と、西原村～南阿蘇村にかけて活動した布田川断層で構成される。調査は、西原村村内の布田川断層帯に沿うように南西から北東方向に移動しおこなった。また、大規模な地すべりが発生した京都大学火山研究所西側斜面と、阿蘇市内の黒川大正橋の変状についても現地確認をおこなった。

3. 大切畑ダム (Point7)

大切畑ダムは築造されて以降、農業用ため池として活用されてきたが、今回の地震により損傷し、漏水が発生した。これはダム堤体

(県道)において布田川断層帯に相当する地域で、雁行状の右横ずれ断層が生じたためである。今回の調査時には、道路の被害箇所はすでに修復され、変位の痕跡は未修復の構造物に残すにとどまった。一方、既往調査に報告されるダム西側の淡水域通過部では、トレンチ掘削による調査が実施されていた。

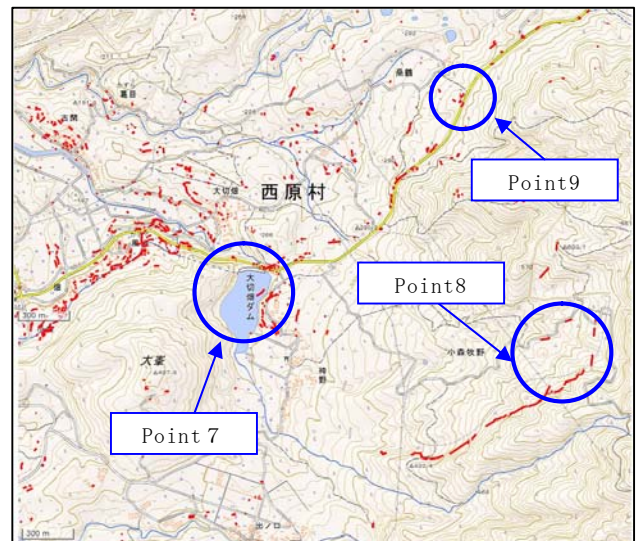


図-2 西原村村内の現地確認箇所位置図
(国土地理院、2016)

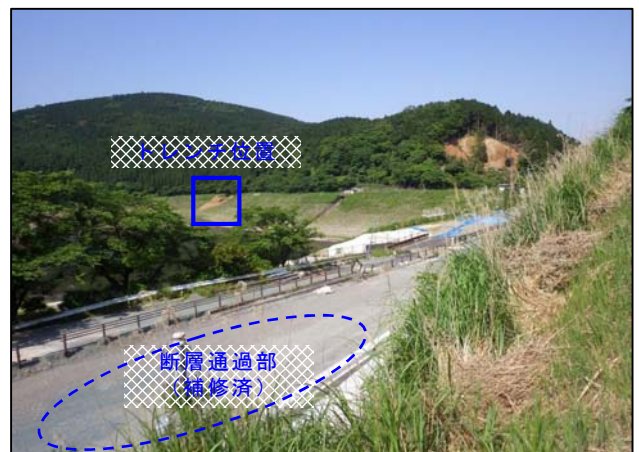


写真-1 大切畑ダムとトレンチ位置

4. 俵山西麓牧場 (Point8)

大切畑ダムの南西に位置する俵山西麓斜面には、2条の断層が出現した。当該斜面は牧場となっており、遠望しても約2kmの連続する断層を確認出来る。

確認される断層のうち1条は、布田川断層の南側に位置する出ノ口断層の北東側の延長

部にあたる正断層である。もう1条はその断層と共役関係にある右横ずれの正断層と判断される。また、これらの断層間は凹地となっており、過去の断層活動の履歴を表している。

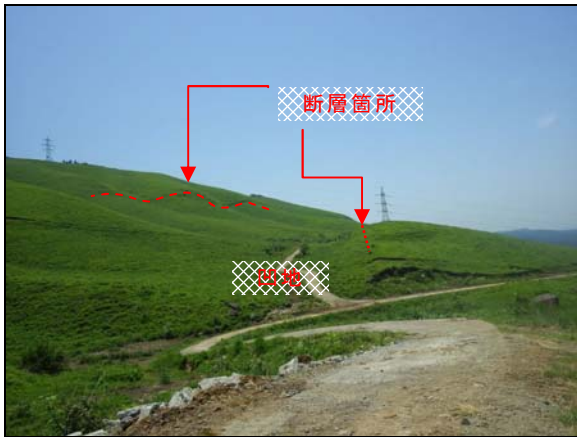


写真-2 俵山西麓の断層

5. 桑鶴大橋（エックス橋）(Point9)

桑鶴大橋は大切畑ダムの北東方向に位置しており、橋桁等が破損したため、現在、修復工事がおこなわれている。本地域は、既往調査により活断層の分布が示唆されていた箇所である。

橋の西側斜面の踏査では、側溝に右横ずれの変位が確認された他、山林内では複数の段差や亀裂が確認された。また、修復工事現場内の切土法面においては、断層ガウジを伴う高角度の破砕帯が確認されたが、今回の地震で活動したものではなく、古い断層であると判断される。



写真-3 桑鶴大橋工事現場切土の断層

6. 京都大学火山研究所地すべり (Point10)

阿蘇火山研究所が位置する高野尾羽根火山の北側斜面では、幅約100m、奥行き約200mの大規模な地すべりが発生、流下し住宅街に被害をもたらした。下底面には、すべり面となったと考えられる軽石層が分布している。



写真-4 火山研究所地すべりの全景

7. 黒川大正橋 (Point11)

阿蘇市の石地区では、陥没性の断裂が発生し、鉄塔が傾動するなどの被害が発生している。黒川に架かる大正橋では、南北方向の圧縮により、変状が発生している。



写真-5 黒川大正橋に発生した変状

8. まとめ

西原村では、南西から北西方向に布田川断層帯の地表地震断層を追跡し、阿蘇カルデラ内では地表変状を確認した。地震発生から1年以上が経過し、大切畑ダムなど修復が進み地震の痕跡が消えていく箇所もある一方で、俵山西麓斜面の牧場のように、震災発生時と変わらずに、現在においても地表断層が確認できる箇所もある。一方、桑折大橋の工事による切土の断層の様に、復興工事が進捗するにつれて、初めて確認される断層も存在する。

文献

1) 日本応用地質学会, 九州応用地質学会 (2017); 2016年熊本・大分地震災害調査団報告書～熊本の大地・新たな伝承の始まり～

熊本地震関連調査団報告 3

(UAV 調査で判明した立野地区における断層の連続性)

復建技術コンサルタント 村上 智昭

1. はじめに

東北支部熊本地震関連調査団では、立野溪谷の地震断層の連続性を確認するために、現地調査を実施した。現場では落橋した国道 57 号阿蘇大橋の代替ルート復旧工事が盛んに行われており、切土や基礎掘削により新たな露頭が多数出現した。しかし、立野溪谷は阿蘇カルデラ西縁の河口瀬であるが、比高 100m 以上の断崖絶壁と工事中であることから河床へのアクセスは不可能であった。そこで今回は UAV を用いて溪谷および切土法面の撮影によって、断層系の連続性を確認できたので報告する。

2. 調査方法

使用した UAV は DJI 社製, PHANTOM4 であり、飛行中は 2 秒間隔で静止画の撮影を行った。撮影したデータ画像データは、Agisoft 社製, PhotoScan で取り込み、写真測量の原理で処理することによって簡易 3D モデルとオルソフォトモデルを作成した。この際画像に書き込まれた位置情報により、ほぼ実際のスケールでモデル化する事ができる。

3. 立野溪谷の地質

立野溪谷で確認できる地層は、現在のカルデラが形成された Aso-4 (87ka) 以降の噴出物であり、下位から鮎返ノ滝溶岩 (80±10ka)、栃ノ木溶岩 (64±5ka)、立野溶岩 (54±4ka)、火山研究所溶岩 (高野尾羽根溶岩) (51±5ka)、草千里ヶ浜降下軽石 (30ka)、赤瀬溶岩 (26±2ka) および地表を覆う火山灰である。

4. UAV で確認できた断層

阿蘇大橋が落橋した黒川左岸で、ENE-WSW 方向の地表地震断層が連続する箇所の延長で断層谷を示す箇所の撮影を行った。

その結果、立野溶岩と火山研究所溶岩の境界を思われるオレンジの火山灰層が断層によって正断層の鉛直変位が確認された。簡易 3D モデルによる計測では 10m の落差であるが、下盤側が地溝状に落ち込んでいるようにも見えるため実際の変位量よりも大きく見えている可能性がある。

5. 長陽大橋付近での断層の連続性

白川と黒川の合流点付近に掛かる長陽大橋の復旧工事現場では、地震による斜面崩壊と切土工事により露頭がよく確認できる状況で

あった。

バルジ状の小丘の頂上は立野溶岩が分布し柱状節理が北側に傾斜していることが確認できる。これは断層運動によりポップアップした結果であると推察される。また、ポップした北側は草千里ヶ浜降下軽石と思われるオレンジの層が溶岩地形を埋めている。

また、東側に位置する道路法面の北側端部に分布する草千里ヶ浜降下軽石を切る孔角度の正断層群が確認される。

さらに、黒川左岸では阿蘇大橋の代替橋梁のために掘削中であつたため、立野溶岩を覆う火山灰層が厚く分布することが確認され、見かけは正断層系に挟まれた構造であるが、横ずれ断層運動により形成されたフラワー構造であると判断する。

これら 3 つの断層露頭は直線上に並ぶため、一連の断層運動によって形成されたものである可能性がある。左岸側の露頭は今回の熊本地震で活動した痕跡は確認できない。

6. まとめ

UAV は人間が簡単に到達できない箇所の画像を確認できるシステムであり、また地形全体を俯瞰することにより露頭で記載した情報の連続性を確認することができることが判った。今回は地震後 1 年経過したが故に新たな露頭が確認できたことで、断層変位は繰り返し発生し、いつも同じ地表地震断層が動く訳ではないことを再認識させられた。

引用文献

- 1) 小野晃司・渡辺一徳 (1985) : 阿蘇火山地質図, 地質調査所
- 2) Masaya Miyoshi et al. (2012) : K-Ar ages determined for post-caldera volcanic products from Aso volcano, central Kyushu, Japan
- 3) 加藤靖郎ほか (2016) : 立野周辺の斜面変動, 2016 年熊本大分地震調査団報告書, 日本応用地質学会, p.111
- 4) 熊原康博ほか (2016) : 2016 年熊本地震に伴う地表地震断層の分布とその特徴, 2016 年 5 月 25 日, 日本地球惑星科学連合大会 2016 年大会講演要旨

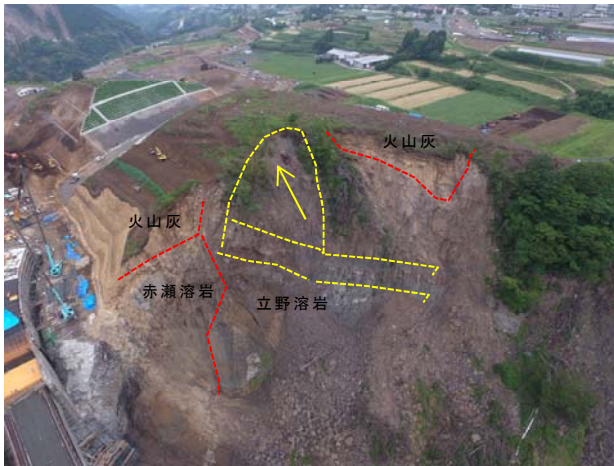


写真-1 右岸バルジ内の立野溶岩の傾き

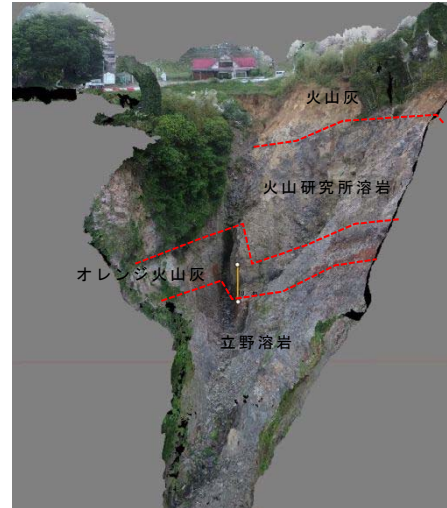


写真-3 見かけの垂直変位(10m)



写真-2 左岸切土法面のフラワー構造

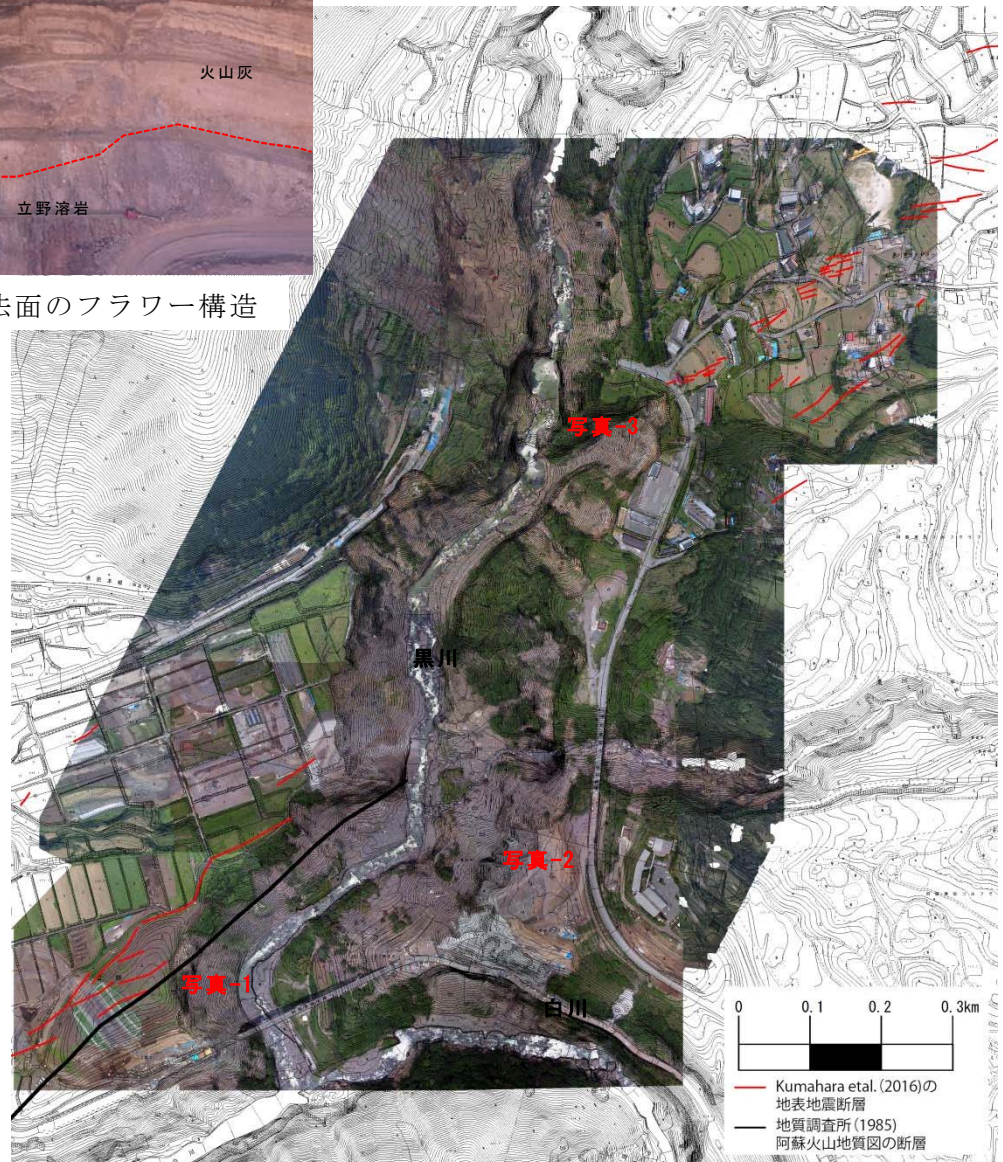


図-1 調査位置平面図

熊本地震関連調査団報告 4

(大切畑ダム北東 400m 布田川断層帯露頭における断層運動)

(株)ダイヤコンサルタント 松山 和馬

1. はじめに

2016 年熊本地震により大きな被害を受けた阿蘇郡西原村大切畑ダムの北東約 400m 地点に、布田川断層帯と思われる断層が複数分布する露頭を確認した。この露頭は、地表変状により南東側へ傾いた鉄塔の直下に位置し、断層が複数の地層に変位を与えている様子が確認できる。この断層露頭において、断層の性状観察、および堆積物中の 14C 年代試料分析から、断層の活動履歴を明らかにすることを試みたので報告する (図 1-1)。

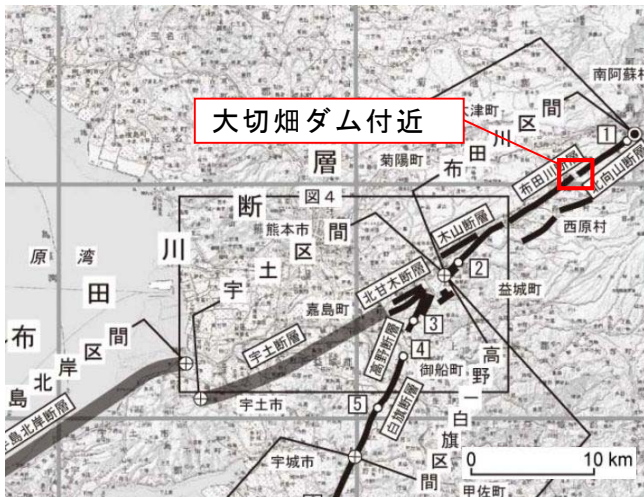


図 1-1. 調査位置 (地震調査研究推進本部に加筆)

2. 露頭周辺の断層および地形

露頭は、布田川断層帯の布田川地区、地表地震断層が NE-SW～ENE-WSW 方向で連続して分布する、延長上に位置する。露頭周辺は後期更新世～完新世の扇状地堆積物、崖錘堆積物が地表を覆う。露頭周辺で確認されている地表地震断層の変位量は、鉛直変位が 10cm 南落ち～70cm 北落ち、水平変位が 20-25cm 右横ずれである。

立野ダム建設に係わる技術委員会報告書 (2016) において、本露頭周辺で、L2 リニアメントおよび L3 リニアメントの 3 条のリニアメントが判読されている (図 1-1, 2)。

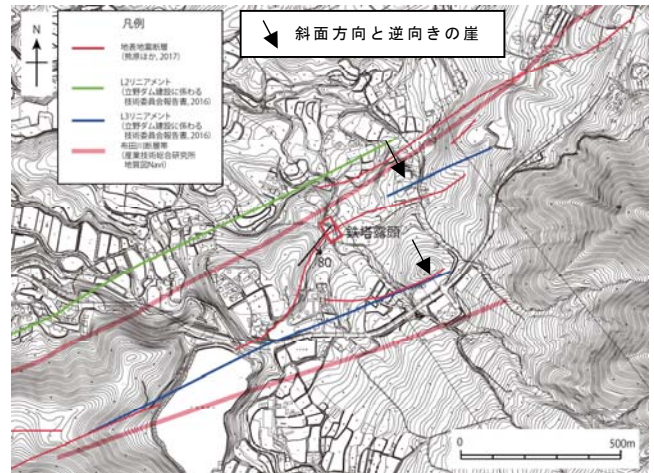


図 1-2. 大切畑ダム付近ストリップマップ (詳細地形図)

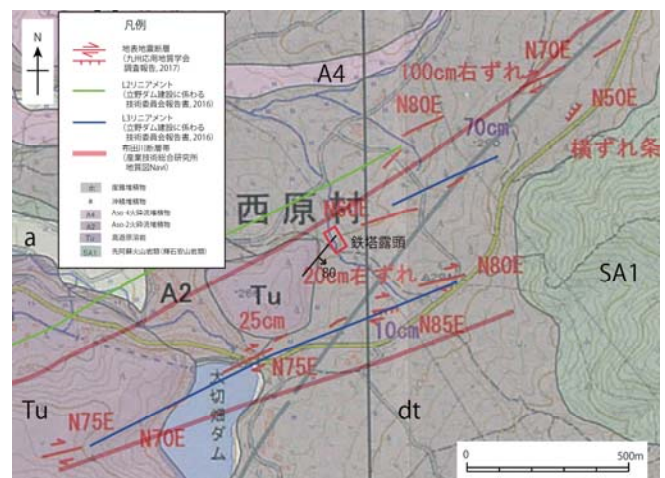


図 1-3. 大切畑ダム付近ストリップマップ (九州応用地質学会調査報告に加筆)

3. 調査結果

露頭に分布する地層は、下位から砂礫 1 層、砂礫 2 層、礫・腐植混じり砂質シルト層、砂礫 3 層 (軽石礫主体)、礫混じり砂質シルト層、腐植混じり砂質シルト層、腐植・砂質シルト層、砂質シルト層 (ローム) からなる。

地層に変位を与えている主な断層は、北西側から断層 a～断層 d の 4 条が確認された。いずれも南東側落ちの変位が見られる。北西側ほど新期まで活動しており、また見掛けの変位量も大きい。そのうち最も変位量の大き

な断層は断層 a で、砂礫 3 層（軽石礫主体）を鉛直約 1.8~4.0m 以上変位させている可能性がある。水平変位量は不明であるが、この地区の布田川断層帯が右横ずれ変位主体であることを考えると、水平変位量は鉛直変位量と同程度以上ある可能性がある。

断層の走向は $N40^{\circ}E$ 方向で、 80° 東傾斜、断層面は明瞭でなく凹凸があるが、地表面付近まで連続している。しかし、地表面や露頭表面に段差や大きなズレといった最近活動した痕跡は確認できなかった。断層 b の変位量は断層 2 条合わせて鉛直約 0.6-0.7m である。断層を境に層相に変化があるため、横ずれの変位が推定される。少なくとも腐植・砂質シルトの下面にまで変位を与えている。断層 c の変位量は鉛直約 0.4m、水平変位量は不明である。腐植・砂質シルトに変位を与えていない。断層 d の変位量は鉛直約 0.2m、水平変位量は不明である。腐植・砂質シルトに変位を与えていない。

断層 a、断層 b の北西側の断層は、腐植・砂質シルトにまで変位を与えている。断層の活動年代の推定のため、腐植・砂質シルトおよび礫・腐植混じり砂質シルトに含まれる炭質物で $14C$ 年代測定を行った。（図 1-4）。

4. 考察

断層 a は断層面が地表付近にまで達しているが、今回の地震で大きく活動した痕跡は確認できなかった。地震の発生からは時間が経過しているため、数 10cm 程度の変位であれば痕跡が消えてしまっている可能性がある。

これらの断層は、砂礫 3 層、および腐植・砂質シルトを大きく変形させており、第四紀以降に鉛直変位を伴った断層活動があったことが明らかになった。変位量は、今回の地震における周辺の地表変位が 1m 以下であることを考えると、断層 a の変位量は複数回分の活動を記録している可能性がある。

地震調査研究推進本部(2013)によると、布田川断層帯の布田川区間は、南東側隆起の右横ずれとされ、1 回の地震での横ずれの最大変位量は約 2m と見積もられている。

本露頭周辺で判読されている L2 リニアメントおよび L3 リニアメントにおいて、南東側の崖の連続を判読している L2 リニアメントが布田川断層帯主断層だとすると、露頭の断層は、北西側の崖を判読している L3 リニアメントを形成する断層である可能性が考えられる（図 1-2）。

5. 文献

- 1) (一社) 応用地質学会九州支部：2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書，2017。
- 2) 立野ダム建設に係わる技術委員会：立野ダム建設に係わる技術委員会報告書，2016。
- 3) (独) 産業技術総合研究所：地質図 Navi, 2016。
- 4) 地震調査研究推進本部：布田川・日奈久断層帯の評価(一部改定)，2013。

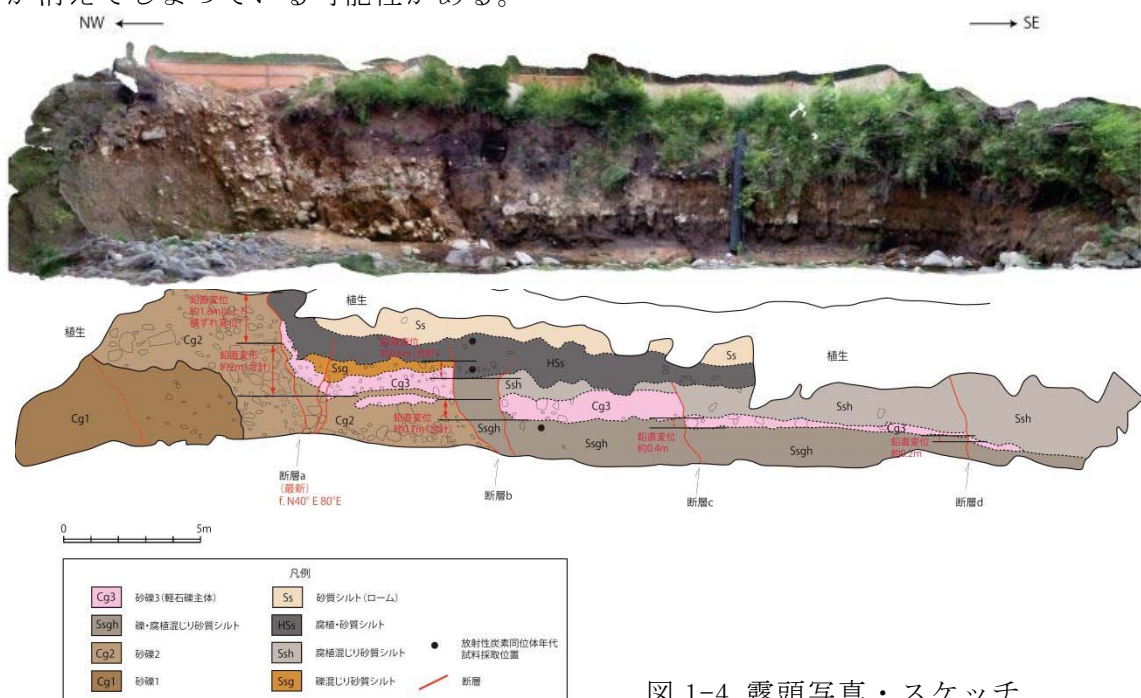


図 1-4. 露頭写真・スケッチ

熊本地震関連調査団報告 5

(阿蘇カルデラ内に現れた地表変位とその解釈)

東北大学理学研究科 高橋 直也

1・はじめに

2016 年に発生した熊本地震に伴い、日奈久断層帯の一部と布田川断層帯布田川区間沿いに地表地震断層（以下、地震断層）が出現した（たとえば、熊原ほか 2016, Shirahama et al., 2016 など）。地震断層は、概ね東北東—西南西走向で、左ステップを繰り返しながら全長約 30 km にわたって出現し、最大で約 2.2 m の右横ずれ変位を伴う（Shirahama et al., 2016）。また、地震断層は概ね既存の活断層トレース（例えば、中田・今泉 2002）に沿って出現したが、活断層が図示されていなかった阿蘇カルデラ内にも出現した。カルデラ内に生じた地表の変位（図 1）は、河陽、東海大学、阿蘇ファームランド周辺に生じた東北東—西南西走向のものと、阿蘇東急ゴルフクラブから東に生じた東西走向のものからなる。これらはいずれも無数の亀裂からなり、断層変位によるもの（地震断層）のほか、重力性の変形に伴って生じたものも含まれていると思われる。本予稿では、このうち東海大学周辺と、阿蘇東急ゴルフクラブに生じた地表変位について報告する。

2・地形地質概観

現在のカルデラは、約 9 万年前の阿蘇 4 火砕流噴出直後に形成された。その後の火山活動によって大量の溶岩、火山灰などが放出されており、それらがカルデラ内の地形を形成している。小野・渡辺（1985）、Miyoshi et al. (2012)によると、立野火口瀬東部は高野尾羽熔岩（ 51 ± 5 ka）と沢津野熔岩（ 27 ± 6 ka）からなる。河川によって下刻されている部分はあるものの、河成段丘や扇状地などはみられず、熔岩噴出時の地形が大部分残っていると思われる。

3・地表変位

・東海大学周辺

東海大学周辺に生じた地表変位は、東北東—西南西走向で右横ずれ変位を伴うものが主であり、最大で約 50 cm の右横ずれを確認した。限定的な分布ではあるが、北北西—南南東走向で数センチの左横ずれ変位を伴うもの

も確認できた。以上のような横ずれ変位を伴う地表変位は、走向と変位の向きが布田川断層沿いの地震断層と一致しているため、断層変位によるものであると考えられる。

一方斜面付近では、地震断層と同じ走向の亀裂や小地溝が多数みられた。これらは、横ずれ変位を伴わず、同一地点で何条にも並走して出現するという特徴を持っており、地震断層ではなく、重力性の変形に伴って生じたものである可能性が高い。

・東急ゴルフクラブ周辺

濁川に沿うように分布する、無数の亀裂と小地溝を確認した。これらの変位は横ずれを伴わず、上下変位のみであった。ゴルフ場内に生じた地変は、個々の連続性が悪く上下変位が比較的小さいものと、連続性が良く 50 cm ～80 cm の上下変位を伴うものに大別できる。

前者は特に濁川に近い地点に、複数条並走して分布している。また、斜面下方へと地塊が移動したことを示す顕著な開口成分を伴うものも存在している。以上の特徴は、濁川近傍に出現したこれらの地変が、重力性の変形に伴うものである可能性が高いことを示している。

一方後者は、濁川から少し離れた地点に生じており、ゴルフ場内だけでも、400m 程度連続して分布している。上下変位は最大で約 80 cm に達しており、開口は若干見られたのみであった。Shirahama et al. (2016)によると、この亀裂、小地溝はゴルフ場の東でも確認されており、1 km を超える区間に分布している。以上のことから、これらの変位は断層変位によるものである可能性が高い。

4・まとめ

・テクトニック断層とノンテクトニック断層の区別

先述したように、カルデラ内に生じた地表変位は断層変位によるもの（テクトニック断層）と、それ以外の重力性変形などに伴うもの（ノンテクトニック断層）に大別される。テクトニック断層と思われるものには、比較的連続性が良く、明瞭な右横ずれ変位を伴う

という特徴がみられる．一方で，ノンテクトニック断層と思われるものは，比較的連続性が悪く，系統的な横ずれ変位も認められなかった．また，数十センチ以上の開口を伴うという特徴があり，最大で約 2m もの開口亀裂が生じていた．両者の区別は，系統的な横ずれ変位の有無，開口亀裂の有無などからある程度は可能である．しかし，横ずれ変位が微小である場合や，特に斜面付近などで多数の亀裂が生じている場合などは個々の亀裂がテクトニックなものかどうかを判別することは非常に困難である．

・活火山周辺における変動地形区分

カルデラ内に出現した地表変位沿いの地形を見返すと，今回の変位と同じ変位センスの変動地形が一部で確認できる．しかしこれらの地形は，地震時生じた変位を確認して初めて，変動地形として認定できるものである．活火山周辺においては，火山噴出物によって変動地形が短期間のうちに被覆されてしまうことに加え，変位基準面となる地形面に乏しいという特徴がある．これらの特徴が相まっ

て，断層変位が地表に保存されにくい状態であったことが，従来の活断層図（たとえば，中田・今泉，2002）でカルデラ内に活断層が図示されていなかった要因の1つであると考えられる．

5・文献

熊原康博ほか（2016），2016 年熊本地震に伴う地表地震断層の分布とその特徴．JpGU2016 年大会予稿集，MIS34-05.

Y. Shirahama et al. (2016), Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, Central Kyushu, Japan. EPS, 68:191.

中田高・今泉俊文（2002），活断層詳細デジタルマップ．東京大学出版会．

小野晃司・渡辺一徳（1985），阿蘇火山地質図（5 万分の 1），地質調査所．

M. Miyoshi et al. (2012), K-Ar ages determined for post-caldera volcanic products from Aso volcano, Central Kyushu Japan. JVGR, 229-230, 64-73.

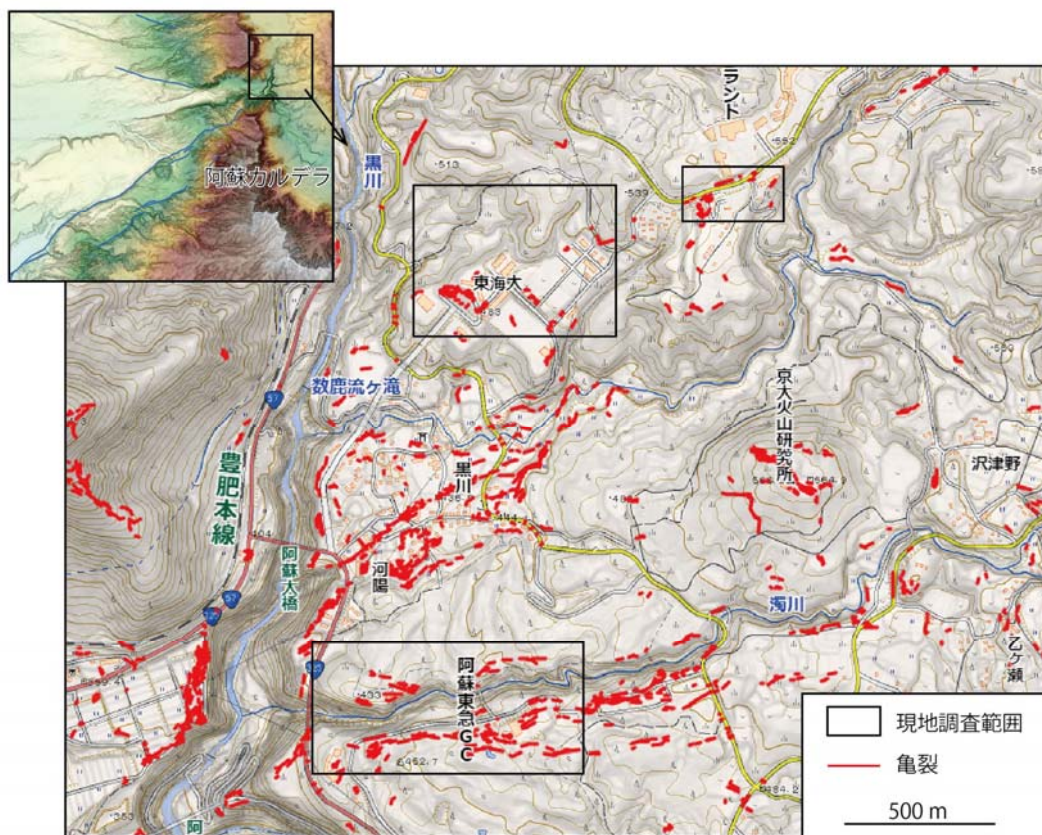


図 1，調査地周辺の亀裂分布図（地理院地図を基に作成）

熊本地震関連調査団報告6

(長陽大橋の県道切土法面における断層運動)

東北電力株式会社 坂東雄一

1. はじめに

平成28年4月14日から発生した「平成28年熊本地震」では、熊本県内外に甚大な被害をもたらした。応用地質学会東北支部では、平成29年4月に「熊本地震関連調査団」を結成し、現地で地質調査等を行った。その際、長陽大橋の県道切土法面に新たに断層露頭が確認されたことから、本報告で紹介する。

2. 阿蘇長陽大橋について

阿蘇長陽大橋は、平成28年4月16日の地震により甚大な被害を受けたが、幸いにも崩落は免れ、補修を行うことで再利用可能と判断されている。平成29年夏の復旧に向け、国土交通省にて復旧工事が実施されることになった。これに伴う本線道路の切土法面に断層露頭が出現した。

3. 阿蘇長陽大橋周辺の地形と地質

阿蘇長陽大橋は、布田川断層帯の北東端付近に位置している。布田川断層帯は、布田川区間、宇土区間、宇土半島北岸区間の3つの活動区間から成るとされ、阿蘇長陽大橋が位置する布田川区間は、木山断層、布田川断層、北向山断層の3つの断層から成るとされている¹⁾。布田川区間は右横ずれを主体とし、南東側の相対的隆起を伴う活断層とされている¹⁾。

阿蘇長陽大橋周辺では、国土交通省九州地方整備局「立野ダム建設に係る技術委員会」報告書²⁾によりL1ランクのリニアメント(布田川断層)が判読されており、その延長上にL2ランクのリニアメント(北向山断層)が分布している。阿蘇長陽大橋は北向山断層(L2リニアメント)の極近傍に位置している。北向山断層の南東側にはバルジ状の高まりが見られ、また、尾根線の不連続および、河川の屈曲が認められる。

阿蘇長陽大橋周辺には立野溶岩、赤瀬溶岩および火山研究所溶岩等が分布している³⁾。

北向山断層は、布田川断層の延長上に位置する断層で、長さは5.2km(布田川断層と1本の断層とすると約20km)、南東側が相対的に隆起する、上下成分を伴う右横ずれ

断層とされている¹⁾⁴⁾。

4. 切土法面の断層露頭

切土法面(東壁)には地層がほぼ東西走向に分布し、60度程度北に傾斜している。地質は下位から、黒色凝灰質砂、パミス、白色凝灰質砂、褐色凝灰質砂が分布し、いずれも正断層センスの変位を受けている。東壁では少なくとも3条の断層が確認されたが、いずれの断層面も明瞭ではない。最も変位量の大きな断層は北側に位置している断層で、1m以上地層を変位させている。水平の変位量は不明である。表土には変位が見られないため、今回の地震の際には動いていないと考えられるが、過去の活動を記録していると考えられる。

切土法面(西壁)には東壁と同様に下位から、黒色凝灰質砂、パミス、白色凝灰質砂、褐色凝灰質砂が分布し、いずれも正断層センスの変位を受けている。東壁で確認された断層が西壁にも確認されたが、断層面は明瞭ではない。また、東壁と同様に表土には変位がないと思われる。

5. 今後の予定

今後、法面で採取した試料の14C年代測定を行い、断層の活動年代に関する検討を行う予定である。

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部(2013): 布田川断層帯・日奈久断層帯の評価(一部改訂)
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/93_futagawa_hinagu_2.pdf
- 2) 国土交通省九州地方整備局「立野ダム建設に係る技術委員会」報告書 HP:
http://www.qsr.mlit.go.jp/tateno////0siryou_all.pdf
- 3) 小野晃司・渡辺一徳(1985): 阿蘇火山地質図, 火山地質図4, 地質調査所
- 4) 活断層研究会(1991): 新編日本の活断層分布図と資料, 東京大学出版会, 437p.

一般社団法人日本応用地質学会 東北支部
第 24 回研究発表会講演集

平成 29 年 7 月 28 日発行

編 集 一般社団法人日本応用地質学会東北支部事務局

応用地質株式会社 東北支社 内

仙台市宮城野区萩野町 3-21-2 TEL:022-237-0471

学会 E メール : tohoku@jseg.or.jp

ホームページ : <http://www.jseg.or.jp/tohoku/>
