

一般社団法人
日本応用地質学会 東北支部

第 29 回研究発表会講演集

2022年7月29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29回 研究発表会プログラム

開催日：令和4年7月29日（金）

会場：せんだいメディアテーク 7F スタジオシアター

協賛：東北地質調査業協会

開 会

10:00 開会

10:00～10:05 支部長挨拶

発表（午前の部）

10:10～10:30 Origin of Sri Lankan-type vein graphite

-スリランカ産鉱脈状グラファイトの起源に関する研究-

○梅津 かな（株式会社復建技術コンサルタント）

M. Satish-Kumar（新潟大学 理学部）

Sanjeewa P. K. Malaviarachchi（ペラデニア大学 理学部）

10:30～10:50 北海道波恵川産鯨類化石の放散虫化石年代と堆積環境

○柴田 樹（中央開発株式会社 東北支店）

10:50～11:10 東京都東村山コアにおける第四紀前期のテフラ層序と地形発達過程

○佐藤 潤一（株式会社ダイヤコンサルタント 東北支社）

11:10～11:30 清水平野における西暦400年地震による地震性隆起の詳細な推定と

完新世中期-後期の古環境変化

○片桐 悟（中央開発株式会社 東北支店）

11:30～11:50 新潟県西部の下部ジュラ系来馬層群の碎屑物組成からみた後背地の復元

○川尻 啄真（株式会社復建技術コンサルタント）

伊藤 剛（産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門）

松岡 篤（新潟大学 理学部 理学科）

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

11:50～13:00

（休 憩）

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

特別講演

13:00～14:30 「磐梯山と安達太良山の火山災害
— 災害の継承としての自然災害伝承碑と災害ジオツアー —」
佐藤 公 氏（磐梯山噴火記念館 館長）

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

14:30～14:40 (休 憩)

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

発表（午後の部）

14:40～15:00 青麻山・プロト青麻山の破局噴火（泥流、火砕流、サージ、降灰被害に要注意）
○遅沢 壮一（カワオソ分子生命地質研究所）

15:00～15:20 能登半島群発地震，地質構造・変動地形との関連性について
○遠田 晋次（東北大学災害科学国際研究所）

15:20～15:40 地震誘因崩壊ですべり面になった
火砕流堆積物と降下火砕堆積物のせん断性状の比較
○梅村 順（日本大学 工学部）

15:40～16:00 崩壊 14 年後の荒砥沢地すべり滑落崖（地表地震断層延長部の地質構造）
○村上 智昭（株式会社復建技術コンサルタント）
橋本 修一（株式会社東北開発コンサルタント）
高見 智之（国際航業株式会社）
橋本 智雄（中央開発株式会社）
三和 公，鳥越 祐司，中満 隆博（東北電力株式会社）

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

16:00～16:05 (休 憩)

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

総合討論

16:05～16:25

閉 会

16:25 閉会

16:25 副支部長挨拶

一般社団法人
日本応用地質学会 東北支部

第 29 回 研究発表会講演集

2022年7月29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29回 研究発表会

特別講演

「磐梯山と安達太良山の火山災害

— 災害の継承としての自然災害伝承碑と災害ジオツアー —」・・・・・・・・・・ 1

佐藤 公 氏 (磐梯山噴火記念館 館長)

発 表

- ① Origin of Sri Lankan-type vein graphite
-スリランカ産鉛脈状グラファイトの起源に関する研究- ・・・・・・・・・・ 3
○梅津 かな (株式会社復建技術コンサルタント)
M. Satish-Kumar (新潟大学 理学部)
Sanjeewa P. K. Malaviarachchi (ペラデニア大学 理学部)
- ② 北海道波恵川産鯨類化石の放散虫化石年代と堆積環境 ・・・・・・・・・・ 5
○柴田 樹 (中央開発株式会社 東北支店)
- ③ 東京都東村山コアにおける第四紀前期のテフラ層序と地形発達過程 ・・・・・・・・・・ 7
○佐藤 潤一 (株式会社ダイヤコンサルタント 東北支社)
- ④ 清水平野における西暦 400 年地震による地震性隆起の詳細な推定と
完新世中期-後期の古環境変化 ・・・・・・・・・・ 9
○片桐 悟 (中央開発株式会社 東北支店)
- ⑤ 新潟県西部の下部ジュラ系来馬層群の碎屑物組成からみた後背地の復元 ・・・・・・・・・・ 11
○川尻 啄真 (株式会社復建技術コンサルタント)
伊藤 剛 (産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門)
松岡 篤 (新潟大学 理学部 理学科)
- ⑥ 青麻山・プロト青麻山の破局噴火 (泥流、火砕流、サージ、降灰被害に要注意) ・・・・・・・・ 13
○遅沢 壮一 (カワオソ分子生命地質研究所)
- ⑦ 能登半島群発地震、地質構造・変動地形との関連性について ・・・・・・・・・・ 15
○遠田 晋次 (東北大学災害科学国際研究所)
- ⑧ 地震誘因崩壊ですべり面になった
火砕流堆積物と降下火砕堆積物のせん断性状の比較 ・・・・・・・・・・ 17
○梅村 順 (日本大学 工学部)
- ⑨ 崩壊 14 年後の荒砥沢地すべり滑落崖 (地表地震断層延長部の地質構造) ・・・・・・・・ 19
○村上 智昭 (株式会社復建技術コンサルタント)
橋本 修一 (株式会社東北開発コンサルタント)
高見 智之 (国際航業株式会社)
橋本 智雄 (中央開発株式会社)
三和 公, 鳥越 祐司, 中満 隆博 (東北電力株式会社)

磐梯山と安達太良山の火山災害

— 災害の継承としての自然災害伝承碑と災害ジオツアー —

2022年7月29日

日本応用地質学会東北支部 研究発表会

磐梯山噴火記念館 佐藤公

日本には111の活火山があり、一年間の中ではその中の数火山が噴火をする。ただ、人が死亡する噴火は、2000年以降では2回しか発生していない。地震や気象災害に比べ、発生頻度の低いのが火山災害なのである。明治の中期、1888年には磐梯山の噴火で477人が犠牲となり、1900年には安達太良山の噴火で約80人が犠牲となった。この二つの火山災害では、磐梯山ではその後、地域で災害が継承されているが、安達太良山ではほとんど継承されてこなかった。その違いはどこにあるかを明らかにしたい。また、その継承に自然災害伝承碑はどのように活用されているのか、災害ジオツアーは行われているのか。これらを通して、今後の火山防災のあり方について考えてみたい。

1. 磐梯火山の噴火史

約70万年前から活動を開始し、その活動は3つの時期に区分される。先磐梯活動期は約70~50万年前で、その時代の噴出物はほとんど残っていない。古磐梯活動期は約50~10万年前で、現在の櫛ヶ峰や赤埴山などが形成された。新磐梯活動期は約8万年前から現在で、大磐梯などを形成した。歴史時代では806(大同元)年に小規模な水蒸気爆発を発生させて以降は、明確な噴火履歴は残っていない。

2. 1888年の磐梯火山の噴火(被害と報道と復興)

噴火二か月後に福島県で地元町村の住民に聞き取り調査をしたが、噴火一週間前から鳴動が発生していたことが判明した。これは噴火の前兆現象であることを誰も理解しないままに、7月15日を迎えたのである。朝7時頃に小さな地震が発生し、その45分後に小磐梯が水蒸気噴火をし、爆発は15~20回続いた。その後、小磐梯が山体崩壊をし、岩なだれ(火山の専門用語では岩屑なだれと言うが、ここでは岩なだれを使用する)により、北麓の谷を埋めた。堆積量は12億 km^3 に達し、現在の五色沼周辺では100m以上堆積している。あまり知られていないが、この噴火では南東側にも同じような現象を発生させている。犠牲者の多くは岩なだれ及びそれによる泥流などで亡くなったが、その多くは地元の住民で会った。明治中期に発生したこの災害をその時期に始まった大衆新聞が連日報道したおかげで、日本中にその情報が広まり、多くの義援金も集まった。この災害の復旧に国の土木の専門家が派遣され、その対応にあたった。

3. 安達太良火山の噴火史

約55万年前から活動を開始し、その活動は3つの時期に区分される。ステージ1は約55~44万年前で、北端の溶岩ドームや南東部の前ヶ岳東部の山体を形成。ステージ2は約35万年前で、前ヶ岳頂部から和尚山にかけての山体を形成。ステージ3は約25万年前で、安達太良山頂を含む火山列を形成。過去1万年以内はすべて沼ノ平から噴火をしている。

特別講演

4. 1900年の安達太良火山の噴火（被害と報道と復興）

この年の噴火も沼ノ平で発生したが、その近くに硫黄の工場があった。7月17日午後4時頃に一回目の小規模な水蒸気噴火があり、この工場で働いていた13歳の少年一人が避難をして助かった。18時頃に二回目の噴火は規模が大きく、工場関係者全員が避難を開始したが、火砕サージに飲み込まれその多くの人が犠牲となった。犠牲者の中の地元猪苗代町民の割合は一割以下であった。

5. 磐梯山の語り継ぎ

磐梯山の南側に位置する猪苗代町では、西勝寺と西円寺の二つの寺で毎年交互に慰霊祭を継続的に行っている。北側に位置する北塩原村では夏に行われる火の山祭りの際に、先人慰霊祭を継続的に行っている。噴火100年の節目の年に磐梯山噴火記念館が作られ、その学芸員が地域の学校に出向き、磐梯山の噴火について防災教育を継続的に行っている。

6. 安達太良山の語り継ぎ

噴火百年の際には猪苗代町長も参加して慰霊祭が行われたが、それ以外は何も行われていない。「沼尻鉦山と軽便鉄道を語り継ぐ会」という組織で、少し噴火について語り継いでいる。

7. なぜ災害の継承が異なったのか

磐梯山では犠牲者のほとんどが住民で、安達太良山ではほとんどの犠牲者が地域以外の人々であった。そのため、磐梯山では災害を継続して語り継いできたが、安達太良山ではほとんど語り継がれなかった。

8. 自然災害を風化させないために

過去に発生した災害をその発生した地域で語り継ぐことはとても重要である。同じような自然災害はまた同じ場所で発生する可能性が高いからである。安達太良山の噴火120年の際には当館では、「安達太良山の噴火」の企画展を開催し、シンポジウムや火山観察会など関連行事も行った。それがきっかけとなり、安達太良山の東側二本松市では小学校・中学校・公民館・青年会議所等に呼ばれて、多くの出前講座を開催してきている。

9. 自然災害伝承碑の活用

磐梯山の自然災害伝承碑は関連も含めて12基あるが、その中で長坂の慰霊碑は磐梯山ジオパークのジオサイトにも指定されていることから、毎年ジオパーク活動や学校教育でも利用されている。しかし、それ以外の伝承碑については、あまり利用されていない。

安達太良山では中ノ沢温泉神社に自然災害伝承碑は2基あるが、ほとんど利用されてこなかった。筆者は地元猪苗代町立吾妻中学校のジオパーク学習を10年前から担当し、2年前からはこの伝承碑をフィールド学習に取り入れていたが、猪苗代町の中学校が統合されてしまい、現在は行われていない。

10. 災害ジオツアー

災害の現場を訪ねるジオパーク内の旅を筆者は災害ジオツアーと呼んで、一般大人から防災関係者学校教育で自然災害伝承碑を使って活動してきた。自然災害伝承碑そのものだけでは、非常にわかりづらいので、それを一般市民に伝える橋渡しの人間が必要で、磐梯山の場合はジオパークのガイドがその役割を担っている。この活動をジオパーク以外の地域にも広めることが今求められている。

Origin of Sri Lankan-type vein graphite

-スリランカ産鉱脈状グラファイトの起源に関する研究-

株式会社復建技術コンサルタント 梅津 かな

新潟大学 理学部 M. Satish-Kumar

ペラデニア大学 理学部 Sanjeewa P. K. Malaviarachchi

1. はじめに

スリランカ産鉱脈状グラファイトは、世界で有数の高い純度と結晶性を持ち、埋蔵量も多いとされている。先行研究では、この鉱脈状グラファイトはC-O-H-S流体から析出したと考えられている(Tozain et al., 2010; Touret et al., 2019)。しかしながら、なぜこのような高品質のグラファイトが大量に形成されたのかは、未だ明らかにされていない。本研究では、WC内のカタハガハ鉱山で採取された鉱脈状グラファイトを用いて、グラファイトが流体から析出するメカニズムを明らかにする。また、グラファイトの炭素同位体比分析と、グラファイトに付随する石英塊に捕獲された流体包有物の組成分析を行い、流体の起源をより明確に議論することを目指す。

2. 調査地域

スリランカはゴンドワナ超大陸の断片であると考えられており、基盤は先カンブリア時代の変成岩が高温変成作用を受けたグラニュライトなどの岩石から構成される(図-1)。基盤地質はNdモデル年代とU-Pbジルコン年代に基づき、WanniComplex(WC), HighlandComplex(HC), VijayanComplex(VC)の3つの主要なユニットに細分化される(図-1)。

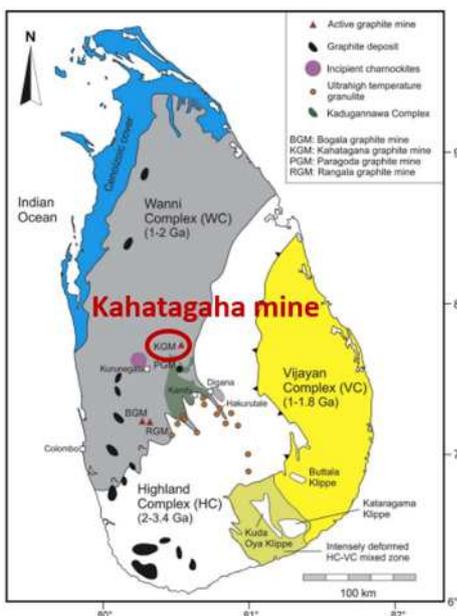


図-1 スリランカ地質分布図

(Millisenda et al., 1988; Touret et al., 2019)

3. グラファイトの炭素同位体比分析

炭素同位体比は存在比が最も多い ^{12}C を基準にして、千分率 δ を用いて $\delta^{13}\text{C}$ と表す。試料間の同位体を比較する際は、標準物質(PDB)に対するそれぞれの試料の同位体比の偏差(%)を測定して比較する。 $\delta^{13}\text{C}$ の式は以下に示す通りである。

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{sample}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{v-PDB}}} \right) - 1 \right] \times 10^3 (\text{‰})$$

グラファイトは、試料を入れたガラス管を真空状態で加熱することで CO_2 を発生させ、質量分析器(MAT253)を用いて同位体の分析を行った。

本研究で分析した炭素同位体比の値は $\delta^{13}\text{C}$ = -5‰から-7‰の範囲であり、Binu-Lal et al. (2003)の先行研究と調和的であった。また、グラファイトと母岩からの距離や採取地の深さが異なるサンプルを用いての分析も行ったが、どちらも炭素同位体比との相関はみられなかった。

4. 流体包有物の鏡下観察と組成分析

石英塊の薄片を用いた鏡下観察では、流体包有物の大きさと配列の規則性によって初生包有物と二次包有物に分類を行った(図-2)。流体包有物内には固体・液体・気体の異なる状態の流体が共存しているものがみられた。ラマン分光器を用いた組成分析では、一つの流体包有物内の流体でも、 CO_2 に富む流体と H_2O に富む流体のように異なる組成を示すものがみられた(図-3)。流体包有物内の流体は主に $\text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ・グラファイトから構成されており、 CH_4 は本サンプルからは検出されなかった。初生包有物に分類された流体包有物の内部組成は CO_2 に富み、二次包有物に分類されたものは H_2O に富むことが明らかになった。

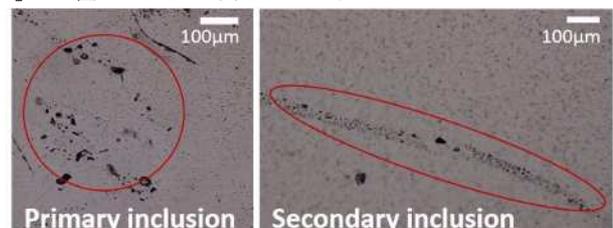


図-2 初生包有物と二次包有物

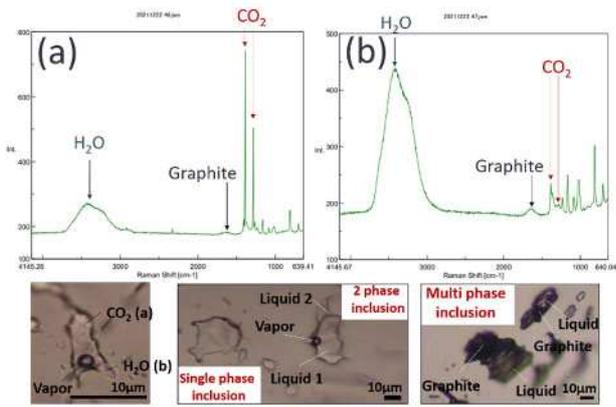


図-3 ラマン分光器を用いた組成分析

5. 考察

炭素同位体比の値は、炭素の供給源によって示す同位体の範囲が異なる。本研究で分析した炭素同位体比の値は $\delta^{13}C = -5\%$ から -7% の範囲であることから、グラファイトを構成する炭素の起源はマントル由来であったことを示唆している。

初生包有物と二次包有物の流体の組成の違いは、初生包有物内の流体は石英形成時の初生的な流体であることに対して、二次包有物内の流体は石英が形成された後に亀裂に流入した二次的な流体であるとされる。よって、グラファイトを析出させた流体は CO_2 に富む流体から H_2O に富む流体に変化したものと推定できる。流体中の組成分析で CH_4 は認められなかったことから、本調査地域のグラファイトが CO_2 と CH_4 の混合流体から析出した可能性は低いと考えられる。以上のことから、鉍脈状グラファイトは CO_2 に富んだ流体から析出したことが示唆される。

グラファイトが流体から析出するためには流体中の炭素が飽和するか、流体中の炭素含有量が増加する必要がある。 CO_2 と CH_4 の混合は生じていないという仮説により、流体中の炭素含有量は変化していないと考えられる。このことから、流体の温度が低下することでグラファイトが析出したと推察できる(図-4)。また、Beysac et al. (2002) による式を用いて、ラマン分光器で得られたグラファイトの G ピークと D ピークより、グラファイトは約 $450^{\circ}C$ で流体から析出したと推定した。この値は Touret et al. (2019) の析出条件の仮説と概ね一致している。以上の結果から、鉍脈状グラファイトは、母岩の割れ目に高温の流体が流れ、地下深部から地表へ流体が上昇する過程で冷却されることで流体中の炭素が飽和し、析出したと考えられる。

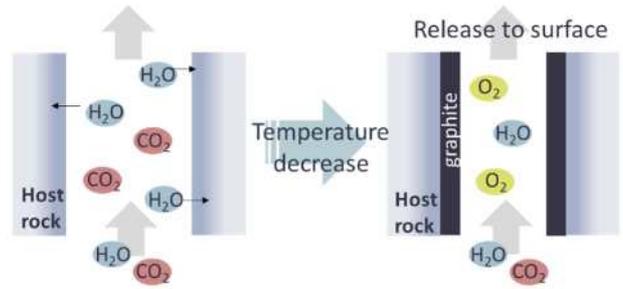


図-4 グラファイトの析出メカニズム

6. 結論

グラファイトの炭素同位体比の結果から、スリランカ産鉍脈状グラファイトはマントル起源の炭素であることが示された。マントル起源の炭素はマントルプルームとして熱とともに地殻まで運ばれ、超高温変成作用を受けたのちに、構造運動によって形成された岩石の割れ目に二酸化炭素に富む流体が流入し、流体が上昇する過程で流体の温度が低下することでグラファイトが析出したと推定される。

7. 参考文献

Beysac O., Goffe B., Chopin C., and Rouzaud J.-N., 2002, Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: A new geothermometer. *Journal Metamorphic Geology*. **20**, 859-871.

Binu-Lal, S.S., Kehelpannala, K.V.W., Satish-Kumar, M., and Wada, H., 2003, Multi stage graphite precipitation through protracted fluid flow in sheared metagranitoid, Digana, Sri Lanka: evidence from stable isotopes. *Chemical Geology* **197**, 253-270.

Millisenda, C.C., Liew, T.C., Hofmann, A.W., and Kröner, A., 1988, Isotopic mapping of age province in Precambrian high-grade terrains: *Journal Geology*. **96**, 608-615

Touret, J.L.R., Huizenga, J.M., Kehelpannala, K.V.W., and Piccoli, F., 2019, Vein-type graphite deposits in Sri Lanka: *The ultimate fate of granulite fluids*. *Chemical Geology*, **508**, 167-181.

Touzain, P., Balasooriya, N., Bandaranayake, K., and Descolas-Gros, C., 2010, Vein graphite from the Bogala and Kahatagaha-Kolongaha mines, Sri Lanka: a possible origin. *Canadian Mineralogist* **48**, 1373-1384.

北海道波恵川産鯨類化石の放散虫化石年代と堆積環境

中央開発株式会社 東北支店 柴田 樹

1. はじめに

2019年9月28日、筆者は北海道日高町の波恵川流域の地質調査中に、同河川の河床において鯨類化石を含む石灰質ノジュールの転石(HWF-01)を発見した。波恵川での脊椎動物化石を含む転石ノジュールの発見例は過去にも例があり、最初に発見されたHMG-1604(むかわ町穂別博物館収蔵)に含まれる脊椎動物化石は発見時にむかわ町穂別博物館の櫻井和彦氏によって鯨類化石であると鑑定された。この試料の堆積年代は基質中の放散虫化石と珪藻化石群集から7.7~7.4Maと推定されている(本山ほか, 2016)。HWF-01の発見地点周辺には同質のノジュールが露頭中にみられるが、同一のものであると断言はできない。また、HMG-1604や周辺の地層との関係性も不明である。よって本研究では放散虫化石を用いてHWF-01および周辺地域の地層の堆積年代を検討した。



図-1
HWF-01

2. 研究地域・地質概要

本研究の対象地域は北海道中央南部、日高振興局西部の日高町内を流れる日高門別川、波恵川、慶能舞川流域で、5万分の1地質図幅「富川」および「門別」にまたがる地域である。本地域には海成の新第三系がおおよそNW-SEの走向をもって北東から南西にかけて帯状に分布している。それらの地層は、富川地域では下位より、栄層、アベツ層、二風谷層、荷に区別されている

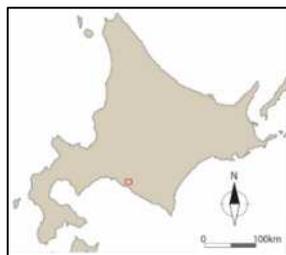


図-2 研究地域位置(上)と地質区分(下)

(今井・角, 1957)。南方の門別地域では下位より元神部層、厚賀層に区分されている(山口, 1958)。日高町沿岸部一帯に分布する新第三系の堆積年代は珪藻や放散虫による検討が行われており、中期中新世~鮮新世であるとされている(嵯峨山ほか, 1992; 本山・川村, 2009など)。

3. 試料と手法

石灰質ノジュール(HWF-01)の基質片を放散虫化石年代分析用試料に用いた。また、日高門別川で11試料、豊郷左五号川で3試料、慶能舞川で2試料、合計16試料の泥質岩試料を採取した。ノジュール試料は塩酸を用いて溶解させ、過酸化水素処理を行った。泥質岩試料には硫酸ナトリウム法、ナフサ法、過酸化水素処理を施した。その後試料を水洗いし、63μmのふるいで浮選法を行って粒子を回収した。回収した粒子はのりを塗布したスライドガラス上に散布し、定着後エンテランニューを用いて24×36mmのカバーガラスを被せて観察用プレパラートを作製した。1試料につき4~5枚を目安にプレパラートの作製と光学顕微鏡での検鏡を行い、放散虫化石の種の同定を行った。HWF-01の分析は本山ほか(2016)の手法に従い、種を100個体計測し、残りは産出のみを記録した。放散虫の種の生存期間は本山(2014)に準拠する。

4. 結果と考察

(1) HWF-01の堆積年代と堆積環境

HWF-01からは*Cycladophora nakasekoi*(図3-a)、*Cycladophora sphaeris*(図3-b)、*Lipmanella redondoensis*(図3-c)が特徴種として産出した。10.1Maに出現する*C. nakasekoi*の産出からこのノジュールの堆積年代は10.1Ma以降であることが確実である。9.0Maに消滅する

*Lychnocanoma magnacornuta*や7.4Maに出現する*Lychnocanoma parallelipes*

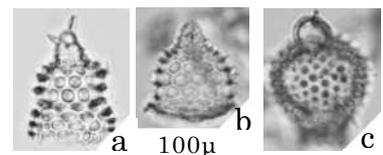


図-3 産出した放散虫化石(年代指標種)

は産出しないことから、HWF-01 は *Lipmanella redondoensis* 帯 (9.0~7.4 Ma) に相当すると推定される。*C. sphaeris* の出現は *L. redondoensis* 帯の下部 (8.4 Ma) であることから、*C. sphaeris* の産出はこの推定と矛盾しない。群集中には個体数が少ないが、*Euchitonia* sp. や *Didymocyrtis penultima* などの低緯度種の産出が認められ、暖流の影響があったことが予想される。水深 1000m 以深に生息する *Cornutella profunda* は産出しなかった。HMG-1604 からは低緯度種の産出は認められず、深層種の *C. profunda* が産出するため、両サンプルは堆積年代は同じだが、異なる環境下で堆積したと考えられる。また、基質中からは軟体動物化石 *Macoma tokyoensis* (生息水深：潮間帯~130m) と *Buccinum* sp. (最大生息水深 500m) が産出した。両個体とも破損は見られないため、移動は少ないと考え、水深 200m ほどの陸棚環境で堆積したと推定した。

(2) 周辺地域の堆積年代と古環境

周辺地域の地層は、放散虫化石層序から堆積期 A (*Lychnocanoma magnacornuta* 帯相当層：11.7~9.0Ma)、堆積期 B (*Lipmanella redondoensis* 帯相当層：9.0~7.4Ma)、堆積期 C (*Lychnocanoma parallelipes* 帯相当層：7.4~7.0Ma) の三つに分けられる (図 4)。波恵川の年代層序は丸山ほか (2019) の珪藻化石層序をもとに考察した。堆積期 A は泥岩やシルト岩等の細粒の堆積岩で構成され、軟体

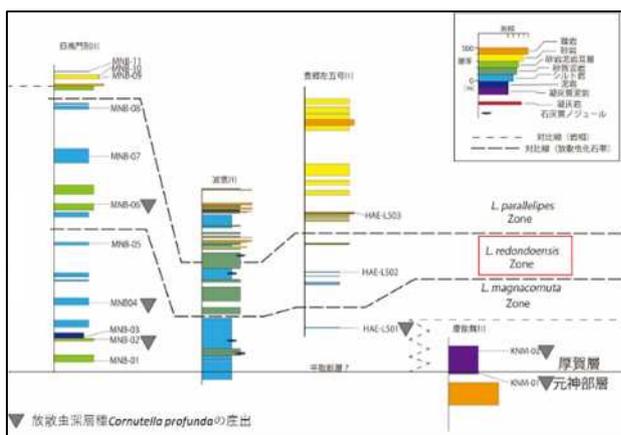


図-4 周辺地域の対比柱状図

動物化石等はあまり産出しない。全セクションから *C. profunda* が産出する。慶能舞川セクションでは軟体動物 *Bathyancistrolepis trochoides tokoyodaensis* を採取した。この種の現生種である *B. trochoides trochoides*

は水深 550~2050m に生息するとされており、放散虫のデータと合わせてこのセクションの堆積当時は深海環境であったと考えられる。堆積期 B の岩相は堆積期 A とほぼ同様であるが、軟体動物化石を含み、*C. profunda* の産出が一部を除いて無いという特徴をもつ。堆積期 C は細粒~中粒砂岩、礫岩等の比較的粗粒の岩相が発達し、炭質物や材化石を多く含む。地域全体のトレンドとしては徐々に浅い環境へシフトしていったと考えられる。

5. 結論

HWF-01 と発見地点周辺地域に対して主に放散虫化石を用いて年代推定と堆積環境の推定を行った。試料は放散虫化石帯 *Lipmanella redondoensis* 帯に相当し、堆積年代は 9.0~7.4Ma と推定される。また、当地域一帯が浅海化していく中で、表層が暖流の影響下にあった大陸棚で堆積したと考えられる。HMG-1604 と同じ堆積年代を示すが、HMG-1604 の方がより深い環境で堆積したと考えられる。

文献

今井 功・角 靖夫, 1957, 5 万分の 1 地質図幅「富川」および同解説書。北海道開発庁, 67p.

丸山俊明・本山 功・粕川 茜・秋山七海・石澤翔太・松崎賢史, 2019, 北海道日高町波恵川鯨類化石産出地点周辺の中新統の珪藻化石層序. 山形大学紀要(自然科学), 19, 1/2, 15-24p.

本山 功, 2014, 2. 7. 1. 4. 放散虫. 石油鉱業便覧, 石油技術協会, 229-231.

本山 功・川村好毅, 2009, 北海道穂別地域の中新統の地質と放散虫化石層序. むかわ町立穂別博物館研究報告 no. 24, 1-18.

本山 功・丸山俊明・西村智弘・櫻井和彦, 2016, 北海道波恵川産鯨類化石転石炭酸塩団塊の放散虫・珪藻化石年代. むかわ町穂別博物館研究報告, 31, 1-6.

嵯峨山積・保柳康一・宮坂省吾, 1992, 中央北海道日高海岸地域の第三系珪藻化石層序と粗粒堆積物の形成期. 地質学雑誌, 98, 309-321.

山口昇一, 1958, 5 万分の 1 地質図幅「門別」および同解説書。地質調査所, 34p.

東京都東村山コアにおける第四紀前期のテフラ層序と地形発達過程

株式会社ダイヤコンサルタント 東北支社 佐藤 潤一

1. はじめに

関東平野には、鮮新世後期～中期更新世の海成層を主体とした堆積物である上総層群が分布している。上総層群は、上総トラフ（貝塚 1984）とよばれる前弧海盆とその周辺域に堆積したものであり、その層中には多数のテフラが含まれている。上総層群は、約 300-50 万年前（鈴木 2002）に、関東平野が深海から浅海へと移り変わる過程で堆積したものであり、関東平野の成り立ちを考察する上で重要な堆積物である。

上総層群が地上に露出している地域である房総半島や多摩丘陵では、多くの研究が行われているが（高野 1994 など）、武蔵野台地中央部においてはテフラの対比が十分に進んでおらず、同時面での周辺地域とのつながりが詳しく解明されていない。

本研究では、東京都土木技術研究所（現東京都土木技術・人材育成センター）が採取したボーリングコア（東村山コア）に含まれるテフラについて再調査を行い、周辺で確認されているテフラと対比した。これにより、武蔵野台地中央部における同時面を確保し、周辺地域における対比テフラの分布から、関東平野の地形発達過程を考察した。

2. 地域概要

関東平野は、まず前弧海盆である上総トラフの開口部（太平洋側）が、隆起し閉鎖されることで、関東造盆地運動（矢部・青木 1927）が始まった。この構造運動によってつくられた凹地に、上総層群などが堆積することで平野が形成された。上総層群は、そのほとんどが海成層である（鈴木 2002）。上総層群は、層相の違いによって細区分されており、地域ごとに異なる名称がつけられている。東京都では下位より、北多摩層、東久留米層、舎人層、江戸川層に細区分されている（東京都土木技術研究所 1996）。また、これらの層は同時異相の関係となっている。

調査を行った東村山コアは、深度 706.3m のボーリングコアである。掘削位置は東村山市で、孔口標高は 63m である（図 1）。西には狭山丘陵が、南西には立川断層が存在している。



図 1. 東村山コアの位置

着色部分は武蔵野台地

3. 研究手法

東京都土木技術・人材育成センターや東村山市内の地盤沈下観測井に保管されているボーリングコア試料について、観察を行った。試料中にテフラが確認できる場合は、その深度、層相、層厚などを記載したうえで採取し、テフラに含まれている火山ガラスや重鉱物の屈折率測定、主成分化学組成分析を行い、先行研究にて報告されているテフラとの対比を行った。なお、屈折率測定は温度変化型屈折率測定装置 RIMS2000（京都フィッシュトラック製）、主成分化学組成分析はエネルギー分散型 X 線分析装置 EDAX-Genesis APEX2（EDS：アメテック製）および走査電子顕微鏡 JSM-6390（日本電子製）を使用した。

4. 結果

東村山コアは、0.0～4.0m が盛土と武蔵野砂礫層で、以深は上総層群相当層が分布する。4.0～49.6m が砂礫主体の江戸川層、49.6～149.5m が城北砂礫層を基底に持つ舎人層、149.5～471.0m が砂主体の東久留米層、471.0～706.3m がシルト主体の北多摩層となっている（図 2）。

今回、東村山コアの再調査において 93 枚のテフラ層を確認した。

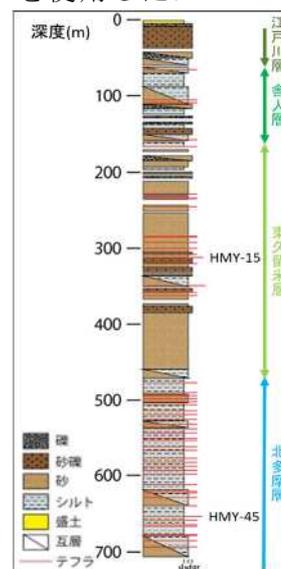


図 2. コア柱状図

このうち、再堆積性のものを除いて 52 枚の一次堆積テフラを認定し、上位より HMY-1～HMY-52 と命名した。HMY-15 は、深度 312m (標高-249m) 付近の白～黄色軽石で周囲に最大 0.5mm の普通角閃石が多く含まれている。HMY-45 は、深度 653m (標高-590m) 付近の凝灰質シルト層である。

5. 考察

5.1 テフラの対比

堀之内第 1 テフラ (HU1: 高野 1994) は、関東平野南部で広く知られているテフラで、ゴマシオ状軽石が特徴的である。降下年代は、1.63Ma とされている (鈴木・村田 2011)。東村山コア内のテフラを検索すると、HMY-15 が HU1 と層相、火山ガラスの形態、屈折率、主成分化学組成などの特徴で一致する。このことから、HMY-15 は HU1 に対比される。

東村山コアから西に約 5km の位置で採取した東大和コアの HY22.2 (鈴木毅彦教授提供、未公開) は、深度 365m (標高-283m) から検出したテフラである。東村山コア内のテフラを検索すると、HMY-45 と火山ガラスの形態、主成分化学組成などの特徴で一致する。このことから、HMY-45 は HY22.2 に対比される。

5.2 東村山コアと周辺の堆積環境

川島・川合 (1983) の微化石分析などによる堆積環境の推定から、HMY-15 が堆積した区間は陸域～浅海域であったとされている。今回、HMY-15 と HU1 を対比したことで、1.63Ma 前後の東村山周辺は、陸域～浅海域であったといえる。

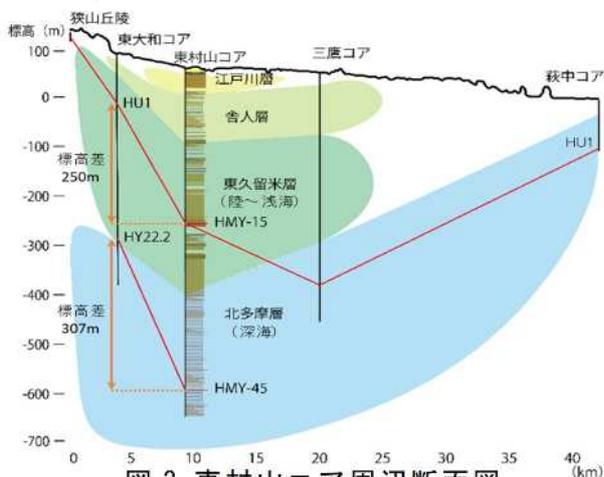


図 3. 東村山コア周辺断面図

(1) 東村山コア以西

東村山コア以西の HU1 の堆積環境が陸域～浅海域であることから、HU1 の堆積時、標高差はほとんどなかったと考えられる。しかし、

現在の HU1 の標高差は、約 400m となっている。これは、HU1 堆積後に関東造盆地運動、関東山地の隆起運動および立川断層の影響で、北東方向に大きく傾斜したためと考えられる。

また、東村山コアと東大和コアの HY22.2 の標高差 (307m) は、同じコア間の HU1 の標高差 (250m) に比べて約 50m 大きい。HU1 堆積後、一律に傾動したことを考慮すると、HY22.2 堆積時に、既に両コア間で約 50m の標高差があったと考えられる。

(2) 東村山コア以东

HU1 が、深海の堆積環境である北多摩層中で確認されている。しかし、羽田付近の萩中コアでは HU1 が標高-100m 付近で確認されており、東村山コアより産出高度が高い。これは、HU1 の堆積後に、羽田周辺が相対的に隆起した可能性が考えられる。

6. おわりに

武蔵野台地中央部において東村山コアの再調査を行い、52 枚のテフラ層を認定した。また、HMY-15 と HMY-45 を既存のテフラに対比して、1.63Ma 前後の古環境を考察し、上総層群の構造について検討した。今後、未対比のテフラやボーリングコアの詳細調査を進めることで、上総層群の構造発達史の解明に寄与できると考える。

参考文献

- 貝塚爽平 1984. 南部フォッサマグナに関連する地形とその成立過程. 第四紀研究 23(2): 55-70.
- 川島真一・川合将文 1983. 東村山市における層序試錐結果と北多摩地区北部の帯水層の分布形態. 昭和 58 年東京都土木技術研究所年報. 177-188.
- 鈴木毅彦・村田昌則 2011. 上総層群黄和田層とその相当層に介在するテフラの層序と対比. 地質雑誌 117: 379-397.
- 鈴木宏芳 2002. 関東平野の地下地質構造. 防災科学技術研究所研究報告 63: 1-19.
- 東京都土木技術研究所 1996. 『東京都(区部)大深度地下地盤図—東京都地質図集 6—』.
- 高野繁昭 1994. 多摩丘陵の下部更新統上総層群の層序. 地質学雑誌 100(9): 675-691.
- 矢部長克・青木廉二郎 1927. 関東構造盆地周縁山地に沿える段丘の地質時代. 地理学評論 3: 79-87.

清水平野における西暦 400 年地震による地震性隆起の詳細な推定と 完新世中期-後期の古環境変化

中央開発株式会社 東北支店 片桐 悟

1. はじめに

1970 年代半ば、日本の研究者は駿河トラフ沿いで近いうちに M 8 程度の地震が発生する可能性があるとして提言した¹⁾。予測は歴史地震に基づくが、確実な記録は西暦 1854 年の安政東海地震 (M=8.4) だけであり、駿河湾西岸の清水平野は 1.2 m 隆起した (図 1a)²⁾。同平野では西暦 400 年頃にも地震性隆起が確認されている³⁾。その詳細および安政東海地震までの地震性隆起の発生の有無を解明することは、東海地震の予測に制約を与えるうえで重要である。

本研究は 13 地点のコアから西暦 400 年地震による地震性隆起を詳細に推定し、清水平野の完新世中期から後期の古環境変化を検討するものである。

3. 方法

浜堤 IV (SH 1, 2) と、海側の低地 (SH 3~5) で、堆積物コア (長さ 6~13 m, 直径 6cm) を採取し (図 1b), 岩相, 堆積構造, 軟体動物の有無に応じて記録した。砂質・泥質堆積物は含泥率, 全有機炭素と全硫黄の含有量を分析した。有孔虫の試料は, >0.063 mm の画分から採取し, 1 g あたりの標本数を算出した。放射性炭素年代は保存状態の良い葉, 木片, 軟体動物の計 63 試料で測定した。加えて堆積物コア KK 1-1, 1-3, 3, 5, 9, 12²⁾ と KAI 1, 2 の深度 7~14 m³⁾ についても含泥率, C/S 比の分析と有孔虫抽出を行った (図 1b)。

4. 結果と考察

(1) 堆積相

堆積学的・古生物学的データにより, 3 つの相に分類することができる (図 2)。相 A, B, C はそれぞれ砂質海洋環境, -0.8 m 以下の富栄養・停滞環境, 0.8 m 以上の後浜・海浜で堆積したと解釈できる。

(2) 相 B の堆積環境

放射性炭素年代測定の結果, 相 B の粘土堆積物は 3 つの時代に対応する。若いほうから B1, B2, B3 相と呼ぶ。B1 相は西暦 1854 年の地層に相関すると考えられる。B2 相は, 西暦 400 年の粘土層と相関があると考えられる。B3 相の上層への粗粒化は, 堆積物が多く運ばれたことによる海岸の前進を示唆している。

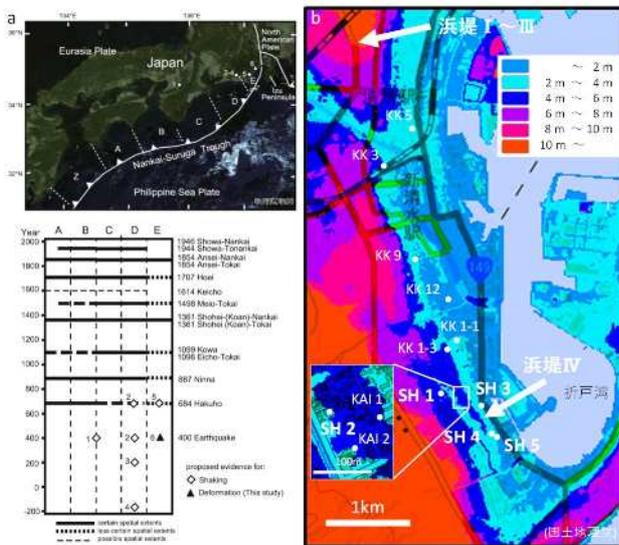


図 1 a: 南海-駿河トラフ地震再発間隔
b: ボーリング掘削地点

2. 調査地域

清水平野は, 完新世の河岸低地で, 北側と南西側に丘陵があり, 南部は半島によって保護されている。平均潮位は 1.6 m である。海岸には I~IV の浜堤があり, I~III は 5000 年~4000 年前に, IV は西暦 400 年地震による隆起で形成されたと推定されている^{3,4)}。

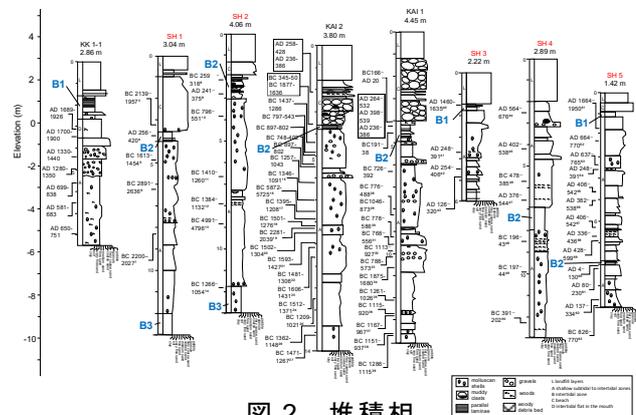


図 2 堆積相

(3) 完新世中期一後期にかけての古環境変化
有孔虫化石は *Ammonia* spp. , *Elphidium advenum* , *Pseudononion japonicum* , *Quinqueloculina* spp. の混合物である 1 群, *Ammonia* spp. の単独構成物である 2 群に分類される (図 3). *Ammonia* spp. は湾奥部や汽水域に生息していることから, 本結果は西暦 400 年の地震性隆起によって塩濃度が低下したことを示唆している. これ以降同様の変化はなく, 隆起を伴う地震は発生しなかったと考えられる.

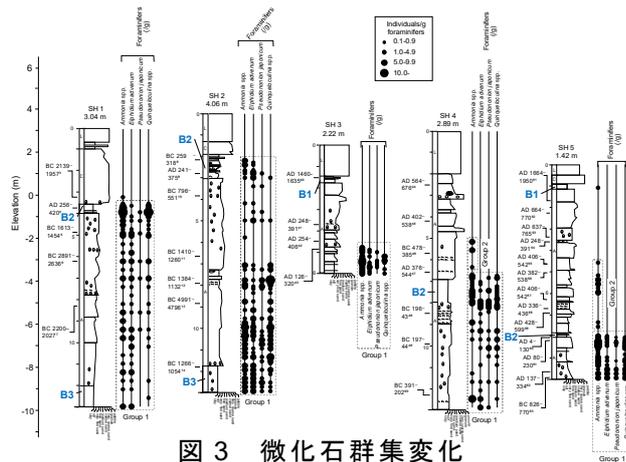


図 3 微化石群集変化

(4) 西暦 400 年地震の地震性隆起

SH 1 と SH 2 の西暦 400 年の地層上面の標高は -0.52 m と 2.16 m である (図 4). SH 1 を, 隆起直後の満潮時, SH 2 を地震直前の満潮時の海面に相当と仮定すると, 隆起量は 2.68 m と推定される. これは最小値であるが, 安政東海地震の 2 倍である. SH 1 の C 相最下部には砂質破砕物と海産軟体動物の殻が見られ, 津波堆積物と見なすことができる.

(5) 駿河トラフにおけるト地震の再来間隔

御前崎地域でも同程度の地震性隆起が報告されている. 西暦 1361 年地震で 2.6 m, 安政東海地震では 0.9~1.2 m である. これらのデータは, 東海地震予測のための地震モデルと矛盾しており, 駿河トラフの再来間隔が他のセグメント (A-D) よりも長いことを示唆している (図 1a). この違いはフィリピン海プレート北端の伊豆半島が本州に衝突したことにより, 沈み込み速度が減少したことによって引き起こされた可能性がある. 今回, 西暦 400 年地震による隆起によって浜堤 IV が形成されたことが明らかになった. 浜堤 I~III も地震で形成されたと仮定すると間隔は 2400~3400 年となる. したがってすぐに大きな隆起を付随する地震が発生する可能性は低いと思われる.

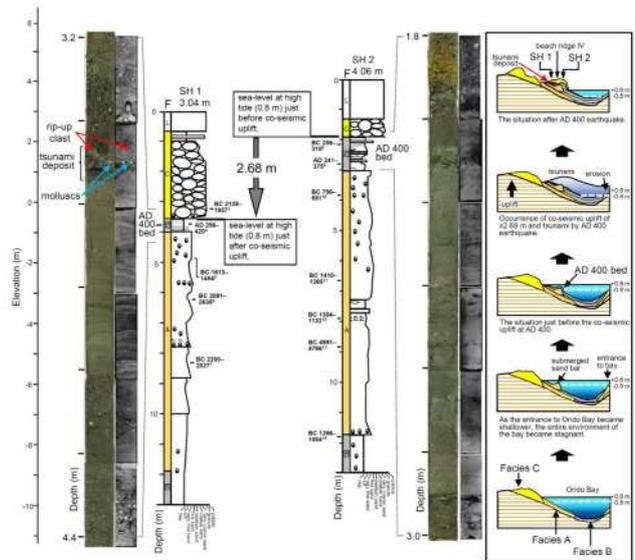


図 4 堆積環境変化

5. 結論

本研究では, 西暦 400 年地震の地震性隆起によって形成された浜堤 IV とその周辺で採取した 13 本のコアを対象に, 堆積学および古生物学的な分析を詳細に実施した. 結果は以下のようにまとめられる. ①有孔虫産出種数の減少によって湾内の低塩化の過程が見られた. ②西暦 400 年地震以降, 清水平野を隆起させる地震は安政東海地震まで確認できなかった. ③西暦 400 年地震による隆起量の最小値は 2.68 m で, 安政東海地震の約 2 倍であり, 同規模の地震がすぐに発生する可能性は低い.

参考文献

- 1) 石橋克彦: 東海地方に予想される大地震の再検討—駿河湾大地震について—, 地震学会講演予稿集, Vol. 2, pp. 30-34, 1976.
- 2) Kitamura and Kobayashi: Geologic evidence for prehistoric tsunamis and coseismic uplift during the AD 1854 Ansei-Tokai earthquake in Holocene sediments on the Shimizu Plain, central Japan. The Holocene, Vol. 24, pp. 814-827, 2014.
- 3) Kitamura et al.: Geologic evidence for coseismic uplift at ~AD 400 in coastal lowland deposits on the Shimizu Plain, central Japan. Progress Earth Planetary Science, Vol. 6, p. 57, 2019.
- 4) 松原彰子: 完新世における砂州地形の発達過程—駿河湾沿岸低地を例として—, 地理学評論, Vol. 62(2), pp. 160-183, 1989.

新潟県西部の下部ジュラ系来馬層群の 砕屑物組成からみた後背地の復元

株式会社復建技術コンサルタント 川尻 啄真
産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 伊藤 剛
新潟大学 理学部 理学科 松岡 篤

1. はじめに

飛騨外縁帯に属する下部ジュラ系来馬層群は、古生物学的研究と堆積学的研究が盛んになされてきた。先行研究により、来馬層群の後背地には、砂岩組成や凝灰岩の有無から火成弧の存在が推定されている（山田・滝沢，1981 など）。また、砕屑性のガーネットやクロムスピネルなどの重鉱物の化学組成から、泥質岩を起源とするグラニュライト相の変成岩や高压型変成岩、超苦鉄質岩が分布していたと考えられている（Kamikubo and Takeuchi, 2011 など）。しかしながら、来馬層群の砂岩に含まれる岩片や礫岩中の礫種で卓越している酸性火山岩が強調される一方で、後背地に推定されているような変成岩や超苦鉄質岩についての詳細な検討はなされていない。

以上のことから、連続的に露頭が観察できる新潟県西部に分布する小滝・大所地域の来馬層群（Fig. 1）の砕屑物組成に着目し、後背地の復元を行う。

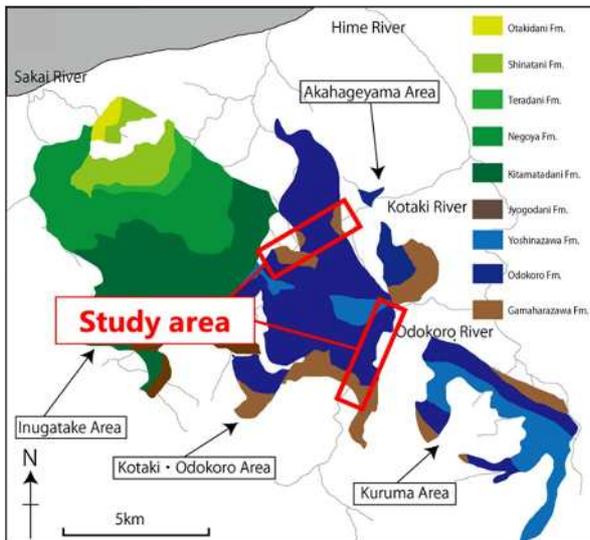


Fig. 1. 犬ヶ岳地域と小滝・大所地域は長森ほか（2010）を引用・加筆。来馬地域は中野ほか（2002）を引用・加筆。

2. 地質概説

来馬層群は、富山県・長野県・新潟県の 3 県にまたがって分布する。また、来馬層群は西部の犬ヶ岳地域、中央部の小滝・大所地域、

東部の来馬地域の 3 地域に分けられる。犬ヶ岳地域の来馬層群は岩相により下位から漏斗谷層、北又谷層、似虎谷層、寺谷層、楯谷層、大滝谷層の 6 層に区分される（小林ほか，1957）（Fig. 1）。小滝・大所・来馬地域の来馬層群は岩相により下位から蒲原沢層、大所川層、ヨシナ沢層の 3 層に区分される（白石，1992；長森ほか，2010）（Fig. 1）。

下部ジュラ系来馬層群は、古生界堆積岩や蓮華変成岩類、超苦鉄質岩と断層で接し、白亜系やそれ以降の地層に不整合で覆われるか断層で接する。

3. 研究手法

両地域の砂岩試料について研磨片と薄片を作成し観察を行った。砂岩組成については、大所地域の蒲原沢層と大所川層の中一粗粒砂岩から 11 試料を選定し、モード組成の分析を行った。分析は Gazzi-Dickinson 法に従い、1 試料につき 500 のポイントとした。これらの結果を、Dickinson et al. (1983) による Q_m-F-Lt ダイアグラムと Q_m-P-K ダイアグラムにプロットした。

両地域の礫岩試料について研磨片と薄片を作成し観察を行った。小滝地域の蒲原沢層と大所川層下部、大所地域の蒲原沢層と大所川層上部の礫岩試料から 4 枚ずつ薄片を作成し、計 16 枚の薄片を用いた。これらの薄片の鏡下観察から長径 2 mm 以上の計 778 個の礫を認識し、その岩石種の比を求めた。

4. 砂岩組成

大所地域の砂岩は、 Q_m-F-Lt ダイアグラム上で Transitional Arc から Dissected Arc にプロットされた。蒲原沢層から大所川層上部に向けて、大局的に Q_m が増加する。 Q_m-P-K ダイアグラムでは斜長石に富み、カリ長石に乏しい位置にプロットされた。岩片は酸性火山岩が卓越しており、ついで中性火山岩と堆積岩類が認められる。変成岩と超苦鉄質岩からなる岩片は、ほとんどみられなかった。

5. 礫岩組成

礫種は酸性火山岩が最も多く、ついで中性火山岩と堆積岩類がみられる（Fig. 2）。変

成岩礫は1つのみ確認された。超苦鉄質岩礫は認められなかった。小滝地域のルート2にみられる礫岩は泥岩、珪質泥岩、チャートなどの堆積岩類の礫が卓越する。ルート2にみられる礫岩中の泥岩礫、珪質泥岩礫、チャート礫からは、海綿骨針が確認された。泥岩礫および珪質泥岩礫からは、*Entactinia itsukaichiensis* , *Pseudotormentus kamigoriensis*, *Ishigaum trifustis* などのペルム紀の放散虫化石が認められた (Ito et al., in press). 放散虫化石は、チャート礫からはあまり産出せず、泥岩礫および珪質泥岩礫に認められることが多い。

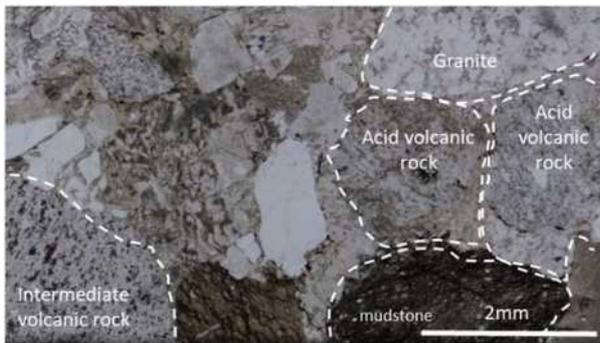


Fig. 2. 礫岩 KT202008190302 の薄片写真 (小滝地域 蒲原沢層)。

6. 来馬層群の後背地の復元

Qm-F-Lt ダイアグラム上で

Transitional Arc から Dissected Arc にプロットされる点および砂岩中に含まれる岩片と礫岩中の礫種が酸性火山岩に卓越することから、来馬層群の後背地には火成弧が存在していたと考えられる。この結果は、先行研究で報告されていたものと同様である。一方で、碎屑性重鉱物の化学組成から後背地に推定されている変成岩と超苦鉄質岩の岩片と礫種は、ほとんどみられなかった。

碎屑性重鉱物の起源となる地質体の岩片や礫岩中の礫種がほとんど認められないことから、来馬層群の後背地には変成岩と超苦鉄質岩はほとんど分布していなかったと推定できる。来馬層群に供給されている碎屑性重鉱物は、先ジュラ系からの再堆積の可能性が示唆される。この仮説は、来馬層群の砂岩中の岩片と礫岩中の礫種が火山岩類について堆積岩類が多いこと、泥岩礫、珪質泥岩礫、チャート礫にペルム紀放散虫化石が認められることと調和的である。

以上の碎屑物組成の特徴から、来馬層群の後背地は、火成弧と先ジュラ系を主体とする、限られた要素で形成されていたと解釈でき

る。

7. 引用文献

Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, R. C., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. and Ryberg, P. T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. America Bull.*, **79**, 509-525.

Ito, T., Kawajiri, T. and Matsuoka, A., in press, Permian radiolarians and spicules from conglomerate of the Lower Jurassic Kuruma Group in Itoigawa, Niigata Prefecture, central Japan. *Paleontological Research*.

Kamikubo, H. and Takeuchi, M., 2011, Detrital heavy minerals from Lower Jurassic clastic rocks in the Joetsu area, central Japan Paleo-Mesozoic tectonics in the East Asian continental margin constrained by limited chloritoid occurrences in Japan. *Island Arc*, **20**, 221-247.

小林貞一・小西健二・佐藤 正・速水 格・徳山 明, 1957, 来馬層群 (ジュラ系下部). *地質雑*, **63**, 182-194.

長森英明・竹内 誠・古川竜太・中澤 努・中野 俊, 2010, 小滝地域の地質. *地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)*. 産総研地質調査総合センター, 134p.

中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・苅谷愛彦・奥村晃史・田口雄作, 2002, 白馬岳地域の地質. *地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)*. 産総研地質調査総合センター, 105p.

白石秀一, 1992, 姫川中流域の飛騨外縁帯一特に、ジュラ系来馬層群について一. *地球科学*, **46**, 1-20.

山田直利・滝沢文教, 1981, 来馬層群の砂岩組成からみた飛騨外縁帯の三畳紀 (?) 珪長質火山作用. *総研「飛騨外縁帯」研究報告*, no. **2**, 64-69.

青麻山・プロト青麻山の破局噴火 (泥流、火砕流、サージ、降灰被害に要注意)

カワオソ分子生命地質研究所 遅沢 壮一

平沢層、村田ダム上流の軽石凝灰岩、UPb 年代：3.87 ± 0.67 Ma。
 広瀬川凝灰岩部層、竜の口溪谷の最初の蛇行点の昭和 48 年から存在する軽石凝灰岩転石、UPb 年代：3.44 ± 0.17 Ma。石巻市旭山の表沢層、軽石凝灰岩、UPb 年代：3.76 ± 0.33 Ma。青麻山の溶岩、4 試料からの K-Ar 年代の伴報告：、0.4Ma。0.7Ma の三村報告もある。

青麻山は山頂部に玄武岩溶岩が見られる。山麓には、露頭で見られるだけでも総計で厚さ 80m の火山泥流堆積物がある。遠刈田温泉別荘地の東屋からは厚さ 30m の泥流堆積物を目前に観察できる（怖くて落ち着いて観察できない；東屋での昼飯どころではない；破局噴火を実感できる）。青麻山からの泥流は松川を超えて流れ下ったはずである。泥流堆積物には、厚さ 15m の玄武岩巨礫を含む玄武岩質の（黒色の）泥流堆積物が挟まれ、これは山頂の溶岩流に由来し、その側方変化で、そのようにして青麻山の構造と捕らえた（＝山頂の溶岩は麓の泥流に挟まれるようにマッピングされる）。泥流は青麻山から、四方八方に、半径 3km の全範囲に、流れ下った。これは 0.4Ma の噴火による。なお、松川を超えた分布は Hanzawa et al. (1953；筆者は 1954 生)の Science Reports のカラー地質図にも有り（普通は発見できない大露頭有り）。

中央火口から四方八方への火砕流、泥流、あるいは溶岩流の流下は、一方向でない降灰を含めて、非常識かも知れない。

八丈島の論文は昨年、公表できた。無料公開されていないので、ResearchGateなどで、連絡頂ければ、フィアルをお送りします。

kawaoso@icloud.com

Osozawa, S., Ito, H., Nakazato, H., Wakabayashi, J. 2021. 4D volcanic geology of Hachijo-jima islet, Izu-Bonin arc. International Geology Review. 63. doi: <https://doi.org/10.1080/0026814.2021.1969690>

三原山山麓の四方八方の周囲に、溶岩鍵層をマッピングした。八丈富士は全表層が溶岩で

覆われている。宮本意見：四方八方に溶岩は流れない、地調図幅のように複数溶岩流からなるようにマッピングすべし。

NHK のにつぼん 100 名山で、八丈島の放送が有った。番組最終版で、八丈富士の西側火口外壁に、3 枚の側方に連続した溶岩の積み重なりが見えた（大部分ドローンの映像？）。いつも雲がかかっている、山頂まで登っていませんでしたので、貴重な映像であった。溶岩は少なくとも、西側には一度に流下したはずである。そのようなボリュームで良いのかという疑問には、実際、上記のように見るとする。

骨寺村の花崗岩(北上一周サンプリングのとき寄りました)を含めた U-Pb、微量元素、同位体の論文公表されている。Bor-ming Jhan は JEAS の編集長だったので、大丈夫と思い ResearchGate に載せていたが、営利企業である Ersevier から苦情が来て、ResearchGate は公開を慌てて取り下げた。希望すれば別刷り送る手はずに変更してある。臼杵夫妻は台北に永住かも。筆頭でない reject の査読。Osozawa S, Usuk, T, Usuki M, Wakabayashi J, Jahn BM. 2019. Trace elemental and Sr-Nd-Hf isotopic compositions, and U-Pb ages for the T Kitakami adakitic plutons: Insights into interactions with the early Cretaceous TRT triple junction offshore Japan. Journal of Asian Earth Sciences 184, 103968.

本論：軽石凝灰岩を主体とする平沢層は青麻山を中心とした半径 10km の範囲に、青麻山の泥流堆積物の基盤として分布している。この分布様式から、軽石凝灰岩の噴出源は元の（proto; 現在見られる溶岩や泥流堆積物を噴出した以前の）青麻山と判断した。

青麻山の玄武岩は微量元素や同位体のデータは無いが、ソレアイトとされる。八丈島もそうであったが、ソレアイト系の火山灰にはジルコンが含まれない。平沢層の軽石凝灰岩は上記のように、ジルコンの U-Pb 年代が得られた。下記のサージには、大きな新鮮な軽石が含まれ、青麻山と並行して、微量元素分析が

待たれる。伊藤、臼杵研に期待。
 高館層などの基盤との関係は不整合で、カルデラ性の正断層は一切、見られない。これは広瀬川凝灰岩の給源である七つ森カルデラの充填堆積物である宮床凝灰岩が基盤と正断層で接することと対照的である。
 平沢層の基底での軽石凝灰岩は、村田ダムでは 60m 以上あり、壮烈な熱雲状の（コンボルトが見えるという意味で）火砕流であった。もち豚館でも、軽石凝灰岩はユニットに分かれるとしても、1 層が 10m 単位で、厚い。白石市街北西では、泥流（固結岩）となっていて、本調査まで、蔵王の泥流とされていた。平沢層の泥流は、蔵王（不忘岳）の溶岩に覆われる。
 東北自動車道路から（国道 4 号線でも良い）、白石市街、白石川対岸に、節理を伴う玄武岩岩脈が見える。この玄武岩は高館層で、平沢層の白色で緻密な軽石凝灰岩に不整合で覆われる（軽石凝灰岩に貫入していない）。この凝灰岩には 15m の石仏が彫られている。
 高館層玄武岩を不整合で覆う平沢層の高さ 25m の大露頭を発見した。この露頭記載が本報告の主要部分である。不整合は半波長 50m 前後、振幅 10m 程度のサインカーブ状を成していて（波曲していて）、向斜が 3 つ、向斜の間の背斜が 2 つ認められる。このサインカーブは高館層基盤の元地形を表し、向斜が谷（V 字谷ではない）、背斜が尾根である。東側の向斜は北側の向斜に続くので、谷は南北で、北側が高いので、北から（青麻山から）の流下を表す。不整合面は固着していて、滑り面ではなく、条線は認められない（断層ではない）。不整合と平行に、厚さ 1m の軽石凝灰岩が波曲して覆う。この軽石は大型で長径 10cm で、上記のように新鮮である。向斜部では軽石凝灰岩の下位に最大厚さ 2m の軽石を伴うが炭質物の密集部がある。木片はメタセコイアと思われる。向斜を埋めて、軽石凝灰岩の上位に成層した凝灰岩が乗るが、下部の層理は波曲と平行であるが、上位に次第に緩くなる構造をもつ。これらはサージ堆積物と考える。サージが停止する時、タービダイトのように、最初に粗粒の軽石凝灰岩を堆積せしめ、流れが停止するに従って葉理ができる。総厚は 10m あるので、大規模なサージであり、表題の破局噴火を意図している。楔状堆積物の東側の上部に、材木が葉理と直行して、孤立して（宙に浮いたように）見られる。西側の背斜にも、高館層から始まって、不整合を突き

抜けて、楔状堆積物に伸びる材木が見られ、これら材木は高館層の地表に生えていた直立樹幹である（メタセコイアの森林であった）。あまりなぎ倒されていない、宙に浮いた材木は根有りとなす。広瀬川凝灰岩下部の細粒凝灰岩は宮本意見ではサージとされ、御霊屋橋のメタセコイアの化石林をなぎ倒した。サージ堆積物の上位に、サージを切って、東側が厚い、最大厚さ 5m に及ぶ火山泥流堆積物が乗り、目視できる材木片や軽石を大量に伴っている。露頭最上位には、厚さ 2m の白色の軽石凝灰岩（火砕流）が乗り、これは厚さ 20m に及ぶ、上記の石仏の軽石凝灰岩に連続するはずである。
 不整合のサインカーブは氷河浸食の可能性も考えたが、削痕は見られないし、3.5Ma は氷期ではない。仙南の山並みを眺めると、V 字谷は顕著でなく、シルエットはサインカーブに見えることが普通である。とくに、以上と同じ、高館層と上位の平沢層とのシルエット。

広瀬川凝灰岩は七つ森カルデラから流出した。基底の細粒凝灰岩は宮本説ではサージで、メタセコイアをなぎ倒した。名取～岩沼～亘理～山元の向山層は礫岩主体である（段丘礫と誤った）。志津川の相当層も礫岩であった。

太白山は岩頸で、特徴的な山容を持つ。関西電力が風車を計画している川崎の東北自動車沿いにも同じような岩頸が車からも見られる。これらの山頸は白沢カルデラの外輪山の名残であり、西方、グリーンタフの立石山との間に陥没による正断層が存在する（作並断層は存在しない）。この地域も“仙台と仙南地域の広域地質図”の範囲に含まれる。
 調査経験が有る七ヶ宿ダム域は、白沢カルデラとは別の直径 15km の七ヶ宿カルデラの陥没断層内に有る。白沢層と瓜二つの湖成堆積物も見られる。カルデラ内には、材木岩など玄武岩岩脈が多い（岩頸は皆無）。

“仙台と仙南地域の広域地質”は、地質図は各項目に関連する小範囲を SS し、露頭写真集となるが、地質の概要、付録で土月実習時の資料集なども載せることとした。Kindle で電子出版予定（冊子体も販売）。HD を落としてしまい、書き直している。cloud をケチってしまった。“仙台と仙南地域の広域地質図”は別売り、cloud mail 送付可だった。
 kawaoso@icloud.com

能登半島群発地震，地質構造・変動地形との関連性について

東北大学災害科学国際研究所 遠田 晋次

地震活動はしばしば時空間的なクラスターで特徴付けられる。その典型が、本震-余震型の活動，群発地震活動である（宇津，2001）。前者は明確で認識しやすいが，後者は時に定義が曖昧で定量的な基準は定まっていない。常時地震活動の変動幅を明確に超える場合として認識される。

2022年6月20日に能登半島北東でマグニチュード(M) 5.4の地震が発生し珠洲市で震度6弱のゆれを記録した。この地震以降，能登半島北東部の群発地震活動が注目されている。この群発活動は，2020年12月頃に始まり現在（2022年7月上旬）まで1年半以上も続いている。特に2021年7月頃から活動が活発化し，活動の中心が珠洲市北部の海岸線付近に集中している。

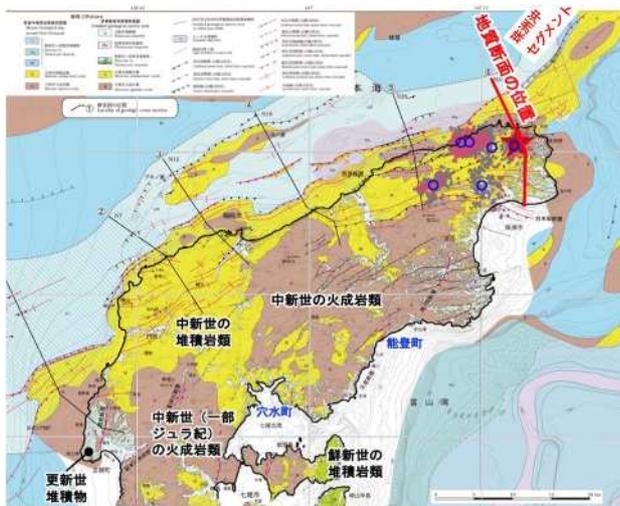


図1. 能登半島北東部の地質と群発地震活動との関係（産業技術総合研究所，2021）

能登半島北東部には中新統の火山岩類と堆積岩類が分布し，それらは北北西-南南東方向の圧縮により大きく変形している（図1）。東北東走向の断層と背斜・向斜軸として現れており，その一部は第四紀後期に活断層・活構造としても活動している。単純に活断層だけでは説明できない広域隆起運動も顕著で，12-13万年前のMIS5eの旧汀線高度は120-70mに達する。最大約1mm/年という著しい速度で隆起している（例えば，太田・平川，1979）。今回の活動域での地震活動の時系列を図2

に示す。気象庁一元化震源データが整備された1998年以降のM1以上の地震累積曲線を示す。ここで，2020年11月以前を常時地震活動（通常期）と定義すると，M \geq 1地震は年平均23であるが，群発地震活動期には5510/年（240倍），2021年7月から現在に至っては7980/年（350倍）となっている。この間，前述のM5.4を含めM5以上の地震は3回発生している。

地震の大きさ分布，すなわちマグニチュード-地震頻度図（図3）をみると，小地震と中地震の比率である右肩下がりの勾配（グーテンベルクリヒター則のb値）は通常時と群発地震活動時で変化はないが，全体として数百倍地震発生率が上昇していることがわかる。群発地震活動期の回帰直線を外挿すると，M \geq 6が0.3地震/年，M \geq 7地震が0.05/年となり，1年発生確率に変換すると，それぞれ26%，5%ときわめて大きな値となる。

国土地理院（2022）によると，群発地震活動が始まってから珠洲観測点は1.6cm南東に移動し（図3），4cm隆起した。一方で輪島や能都観測点は南西に移動しており，能登半島北東部を中心に地面が膨張していることがわかる。また，地殻変動の時系列（図3下）をみると，2020年12月以降に顕著な変化がみられ，その傾向は継続していることがわかる。

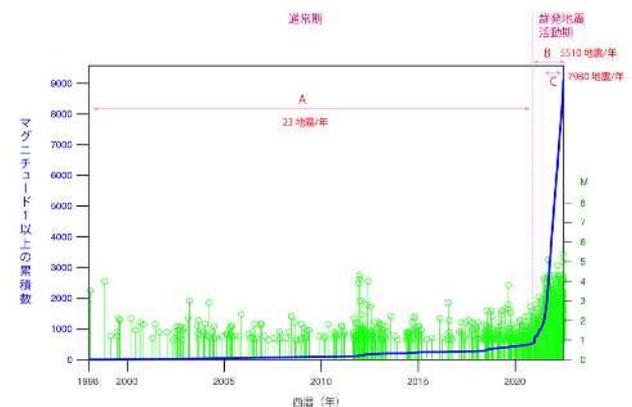


図2. 能登半島北東部での1998年よりのM1以上の地震の累積数。縦棒は個々の地震の発生時とMを示す。気象庁一元化震源データを使用。

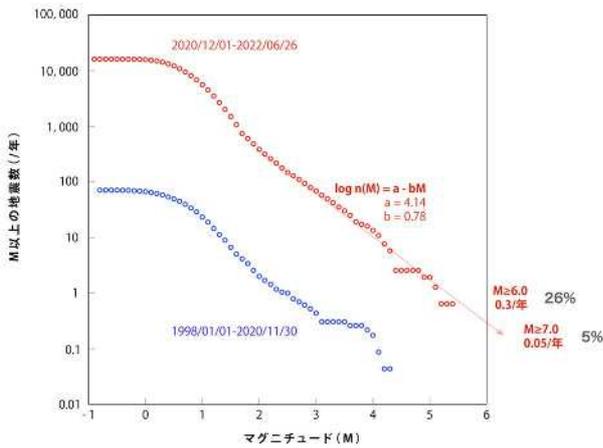


図 3. マグニチュード-頻度図. 常時地震活動期と群発地震活動期にわけて示す. 群発地震活動期間では通常の数倍のペースで地震が発生している.



図 4. 能登半島群発地震に伴う地殻変動 (国土地理院, 2022 を編集).

今回の群発地震のメカニズムはまだよく分かっていない. 当地域は火山や熱水地域ではないが, 1960 年代の松代群発地震と活動や性状が類似しているため, 地中流体が影響しているという見方が強い. ある種の膨張源が珠洲市直下にあり, それが若干の隆起と引張場に起因しているとも考えられるが, 深部断層のクリープにともなう歪み速度 (剪断応力速度) の増加と考えることも可能である. 地殻変動にともなう応力増加と地震活動が比例することは 2000 年伊豆諸島群発地震などでも確認されており (Toda et al., 2002), 原因

はともかく, 周辺の地殻に通常の数倍の歪みが加わっていることが考えられる.

懸念されるのは, 今後さらに大きな浅部地殻内地震が発生するかどうかである. 能登半島北部沿岸には南東傾斜の逆断層群が存在することは以前から指摘されており, 井上・岡村 (2010) によってその詳細分布があきらかにされている. 今回の群発地震の活動域は, おおまかに, 珠洲沖セグメントの地下延長部分にあたり (産総研, 2021), 今回の活動が珠洲沖セグメントに関連するか, 同セグメントの動きを今後誘発する可能性も考えられる. 仮に珠洲沖セグメントの平均活動間隔を 1000 年とすると, 普段の 1 年確率はポアソン過程で 0.1% となるが, 上述のように群発活動期間中の約 350 倍の地震活動を考慮すると, 1 年確率は約 30% まで上昇する.

文 献

- 井上卓彦・岡村行信 (2010) : 能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域地質図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集, 「能登半島北部沿岸域」. 数値地質図 S-1, 地質調査総合センター
<https://www.gsj.jp/researches/project/coalstal-geology/results/s-1.html>.
- 気象庁 (2022) : 令和 4 年 6 月 19 日 15 時 08 分頃の石川県能登地方の地震について,
<https://www.jma.go.jp/jma/press/2206/19a/kaisetsu202206191705.pdf>.
- 国土地理院 (2022) : 石川県能登地方の地震活動時の観測データ (暫定), 地震本部「2022 年 6 月 19 日石川県能登地方の地震の評価」
https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2022/20220619_ishikawa_1.pdf
- 太田陽子・平川一臣 (1979) : 能登半島の海成段丘とその変形. 地理学評論, 52, 4, 169-189.
- 産業技術総合研究所 (2021) : 令和 3 年 (2021 年) 9 月 16 日に能登半島で発生した地震の関連情報報 .
<https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/notohantou2021/index.html>
- Toda et al. (2002) : Evidence from the AD 2000 Izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity, Nature, 419, 58-61.
- 宇津徳治 (2001) : 地震学第 3 版, 共立出版, 392p.

地震誘因崩壊ですべり面になった 火砕流堆積物と降下火砕堆積物のせん断性状の比較

日本大学 工学部 梅村 順

1. はじめに

2008年岩手・宮城内陸地震以降、火山灰分布域で地震誘因の斜面崩壊が相次いでいる。それら崩壊の素因としてテフラ層が挙げられ、テフラ層がすべり面の発達に寄与する知見が得られている。

テフラは火山灰、軽石、スコリアなどの総称として用いられることが多いように思うが、崩壊に係るテフラ層の多くは軽石層である。崩壊機構に係る力学的な見地ではこのように、テフラの構成物質で判断される場合が殆どである。しかし周知のとおり軽石層は成因から、降下堆積物と流下堆積物、および、それらの再堆積物に分類される。これら成因は、軽石層の力学的性質に影響するのは明らかでこの観点から軽石層の力学的な特徴を捉えた整理は、地震誘因の斜面崩壊の発生場所の予測や対策工策定で有効であると考えられる。

本文では、東北地方が見舞われた2008年岩手・宮城内陸地震での栗原市耕英冷沢崩壊地、荒砥沢地すべり地、また、2011年東北地方太平洋沖地震での白河市葉ノ木平、小田川矢部屋の各地すべり性崩壊地から採取したすべり面発達に関わるテフラ層を対象に実施したせん断試験結果を紹介する。そして、それらの成因と関連付けたせん断性状について検討した結果について報告する。

2. テフラの整理と対象試料の分類

図-1はMcPhie, J. et al.(1993)が示した成因に基づく火山性堆積物の分類で、一部(上半

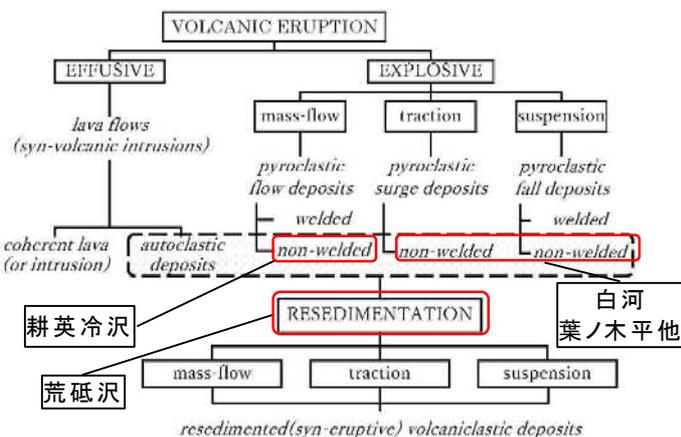


図-1 火山性堆積物の分類図(McPhie, J. et al.(1993)の図の上半部)と対象試料の分類

分)を抜粋したものである。この分類図に沿って対象としたテフラ層からの試料を分類して加筆した。この分類に沿って以降、せん断試験の結果を紹介する。

3. せん断試験結果

1) 耕英冷沢崩壊

現地での観察からすべり面が発達したと判断された埋没土壌直上の第四紀火砕流堆積物非溶結相から採取した不攪乱試料を対象に、繰返し単純せん断試験を実施した。まず現地から概ね一辺300mmの立方体ブロックで試料を採取して振動を極力抑えて実験室に運び込み、一辺200mmに成形して供試体とした。試験は浸水脱気法で供試体を飽和した後に所定の垂直圧で圧密した。その後、垂直圧をそのままとして非排水状態で0.5%~15%の切替えひずみを段階的増加し、各段階で11回繰返しせん断ひずみを与えた。また、せん断ひずみ速度は0.5%/minで行った。

図-2は一例として、垂直圧200kN/m²のときの試験結果である。せん断抵抗力は $\gamma = 5\%$ 程度で最大であったが、間隙水圧は $\gamma = 2.5\%$ で垂直圧を上回り、供試体が液化したことを示した。また剛性率は、 $\gamma = 1.0\%$ 程度から低下して $\gamma = 5.0\%$ 程度で下限値を呈した。

2) 荒砥沢地すべり

現地での観察からすべり面が発達したと判断された小野松沢層に属する凝灰質砂岩層を対象にした。この層は図-1で、再堆積した火砕堆積物と見なせる。この層から採取した不攪乱試料を対象に、冷沢崩壊地と同じ条件で、繰返し単純せん断試験を実施した。

図-3は一例として、垂直圧300kN/m²のときの試験結果である。せん断抵抗力は $\gamma = 1\%$ 程度で最大でその後 γ の増加と共に一旦低下したが、 $\gamma = 7.5\%$ 程度から再び増加した。一方、間隙水圧は次第に上昇し、 $\gamma = 7.5\%$ 程度で有効上載圧が0になり、液化した。また剛性率はせん断初期に大きく低下した後、しばらく変化がなかったが、 $\gamma = 1.0\%$ 程度から低下して、 $\gamma = 5.0\%$ 程度で下限値を呈した。

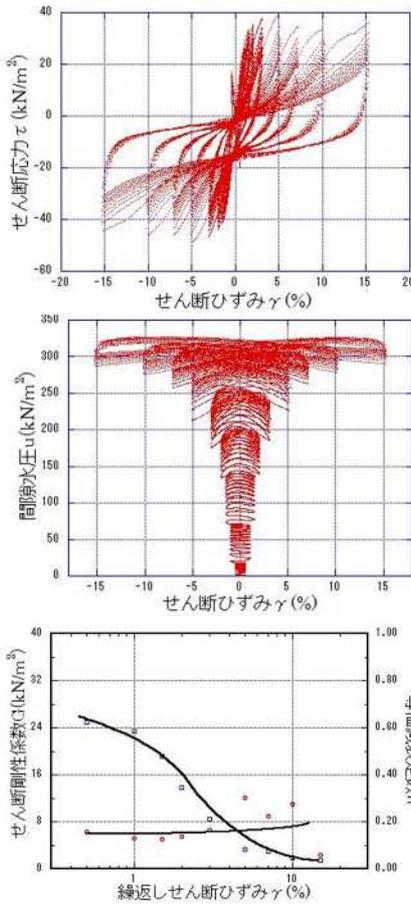


図-2 耕英冷沢崩壊地試料の繰返し単純せん断試験結果例

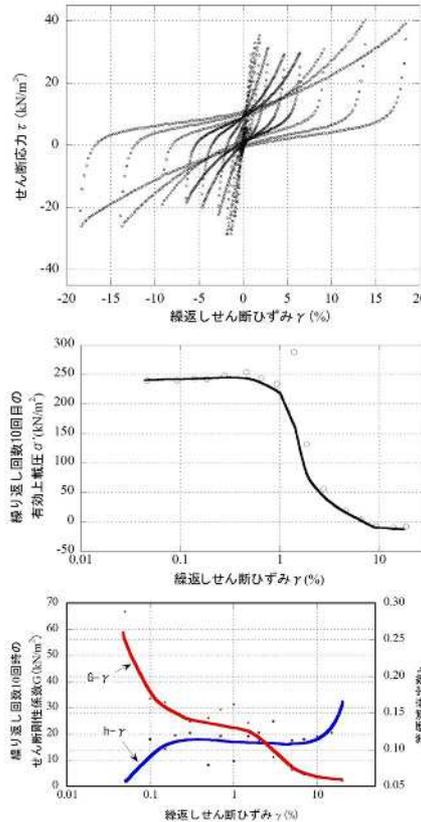


図-3 荒砥沢地すべり地試料の繰返し単純せん断試験結果例

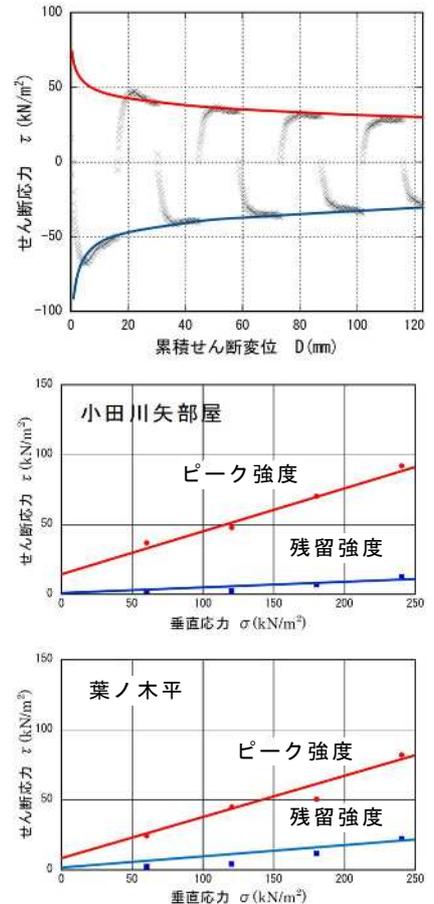


図-4 白河市小田川矢部屋・葉ノ木平地すべり性崩壊地試料の繰返し一面せん断試験結果例

3) 白河市葉ノ木平, 小田川矢部屋の各地すべり性崩壊

現地での観察からすべり面が発達したと判断された鈴木他(1992)によるテフラ層 Sr10を対象にした。この層は下位が埋没土壤に接し、上位に溶結したスコリア層があるので、図-1で、スコリア層堆積前の降下火砕(軽石)堆積物の可能性が高い。Sr10は連続するもののその厚さが変化する薄層なので、この層を含むブロックで不攪乱試料を採取し、アクリル製カッターリングでこの層がせん断面と一致するように成形して供試体とした。試験は繰返し一面せん断試験とした。まず水浸脱気法で供試体を飽和させた後、所定の垂直圧を載荷して圧密した。圧密終了後、非排水状態で、せん断変位7.00mmの両振り繰返し変位を与えた。せん断箱間隔は0.20mm、せん断変位速度は0.20mm/minとした。

図-4は一例として、垂直圧300kN/m²のときの試験結果である。累積せん断変位10mm程度でせん断抵抗力が大きく減少し、その後は漸減する傾向を呈した。この傾向は葉ノ木

平, 小田川矢部屋両地すべり崩壊地とも同じであった。図-4の下2図は、繰返し1回目の最大せん断抵抗力をピーク強度、繰返し10回目のせん断抵抗力を残留強度として破壊基準を示したものである。累積変位量が大きくなるとせん断抵抗力が15~25%程度まで低下し、Sr10が脆性的な性質を有していることが分かった。なお、Sr10の下位に接する埋没土壤層を対象に同じ条件で試験を実施したが、Sr10に比べて強度の低下は小さかった。

4. まとめ

火山性堆積物の成因に着目してすべり面のせん断変形性状を比較した。数は少ないが、変形と関連したいくつかの相違点が認められた。また、火山灰分布域では様々な火砕堆積物層の中にあつて各層の剛性が異なるので、地震時に局所的にせん断ひずみが集中する層があることは想像しやすい。それを鑑みると、崩壊発生にかかる検討では作用するせん断ひずみや変位に着目するのが有効であり、今後それに留意して事例を集める必要があると考えられる。

崩壊 14 年後の荒砥沢地すべり滑落崖

(地表地震断層延長部の地質構造)

○(株)復建技術コンサルタント 村上智昭, (株)東北開発コンサルタント 橋本修一
国際航業(株) 高見智之, 中央開発(株) 橋本智雄
東北電力(株) 三和 公, 鳥越祐司, 中満隆博

1. はじめに

荒砥沢地すべりは、2008 年 6 月 14 日 8 時 43 分に発生した、岩手県南部深さ 7.8km を震源とする Mj7.2 の岩手宮城内陸地震で滑動した地すべりである。長さ 1.4km, 最大幅 0.9km, 層厚 0.1km 以上, 国内最大級の地震地すべりであり、現在は発生後 14 年が経過している。本研究では、崩壊地内から滑落崖の状況について UAV を用いた近接撮影を行うことにより、2008 年からの斜面崩壊の進行状況や詳細に確認することと、市道に発生した地表地震断層の地すべり地内への延長部の地質構造について報告する。

2. 地質層序

荒砥沢地すべりの滑落崖を構成する地層は、下位からシルト岩、軽石凝灰岩、石英安山岩質溶結凝灰岩が分布し、表層を栗駒火山噴出物の 2 次堆積物が覆っている。

滑落崖に分布する地層は小野松沢層に分類されており東方で 5Ma の巖美層に覆われているため新第三紀中新世末期の地層として取り扱われている。しかし、小野松沢層は小規模なカルデラを埋めた湖成堆積物と考えると同時代の連続した地層と断定はできない可能性がある。

大場司・林信太郎(2009)³⁾によれば、滑落崖に分布する石英安山岩質溶結凝灰岩と軽石凝灰岩それぞれの年代測定によって 0.6Ma と同時代の地層であることを報告している。

また、滑落崖では確認できないが、北側の三迫川流域の標高 500m 付近には北川石英安山岩が覆っており、鬼首カルデラ起源の池月凝灰岩(0.25Ma)と同層準と考えられる。

報告された年代値から判断すれば滑落崖で確認される地層は第四紀更新世の地層であり、従前考えられていた年代よりも新しい地層であると考えられる。

3. 地すべり滑落崖周辺の地形

滑落崖は高さ 130m 程度で、上部緩んだ部分は、EL=487m の高さで斜面の安定化を図るため排土され平坦となっている。

上部 70m は柱状節理が明瞭な石英安山岩質溶結凝灰岩となっており、滑落崖東側で収束していることが確認できる。滑落崖背後で実施したボーリング B-14⁵⁾では EL=420m 付近が下位の軽石凝灰岩との境界面となっており、UAV 写真から作成した 3D モデルから判断した走向傾斜は N55E;3S と非常に緩く傾斜していることが判る。

軽石凝灰岩は上方粗粒化の傾向にあるがほぼ水平な堆積構造が確認される。背後のボーリングでは EL=315m 付近が下位のシルト岩との境界となっており、1.5km 離れた EL=300m 地点でもシルト岩が確認されることから、傾斜は 1° 未満でほぼ水平と考えられる。

地すべり地内には引張変形により発生したリッジが存在し、第 1 リッジには鉛直方向の条線が明瞭であることから地すべり発生時に落下運動で形成されたものであると考えられる。第 2 リッジは軽石凝灰岩の水平構造が残るため 300m 程度水平移動したと考えられる。

4. 地表地震断層の分布と延長

遠田ほか(2010)²⁾では崩壊地の東、市道馬場駒ノ湯線を跨ぐ、ENE-WSW 方向の地表地震断層で最大 8.3m の右横ずれと北側隆起の変位を確認している。地表地震断層は荒砥沢地すべり内で消えるが、地すべり滑落崖西側でもその延長線上にリニアメントが存在する。このリニアメントは旧地すべり地形の滑落崖であり、滑動時期は地すべりを覆う地層中に含まれる木片の炭素年代測定から約 5 万年前⁴⁾と考えられる。

リニアメント端部では地すべり発生当時地山が残っていたが、破碎されていたため 3 ヶ月後に崩壊している。崩壊地が進行した箇所を UAV で近接撮影し 3D モデルを作成することにより、詳細な構造を確認した。

露頭には柱状節理とは走向を異にする幅 20m 程度の亀裂帯が卓越し、中には破碎された分が存在する。亀裂は N70E;85N と N70E;70S に挟まれたゾーンであり、N70E;70S の亀裂は上方に向かって樹枝状に発達し亀裂間を破碎

された小岩片や地表からの土壌分が充填している。さらに亀裂と斜交するように側面に水平方向の条線が確認されることから横ずれ断層の可能性が考えられる。しかし、植生に乱れがなく地表面の変形が不明瞭であることから、地表地震断層で確認された右横ずれ変位は発生していない。この亀裂は5万年前の地すべり変形の滑落崖にあたるため引張応力場でできたテンションクラックである可能性もあるが、水平方向の条線があることから断層変形による影響が大きい亀裂であると判断する。

5. まとめ

栗駒火山から迫川流域の地区においては、地質層序の議論が活発に行われていなかったため、地質時代の把握が現在でも明確ではない。栗駒山麓ジオパークの認識を高める上でも地質層序や地震による地盤変形の情報には欠かすことはできないため、今後も議論を含め地質層序を確定していきたい。

引用文献

- 1) 宮城県 (1992) : 土地分類基本調査「栗駒山・秋ノ宮」, p. 33
- 2) 遠田 晋次, 丸山 正, 吉見 雅行, 金田 平太郎, 栗田 泰夫, 吉岡 敏和, 安藤 亮輔 (2010) : 2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層--震源過程および活断層評価への示唆--
- 3) 大場司・林信太郎(2009) : 宮城県小野松沢層の年代 第四紀カルデラ内堆積物
- 4) 森屋洋一・阿部真郎・萩田茂・檜垣太助 (2010) 2008年岩手・宮城内陸地震に伴って発生した荒砥沢地ダム上流部の大規模地すべり構造
- 5) 東北森林管理局 (2008) 荒砥沢地すべり対策の方針

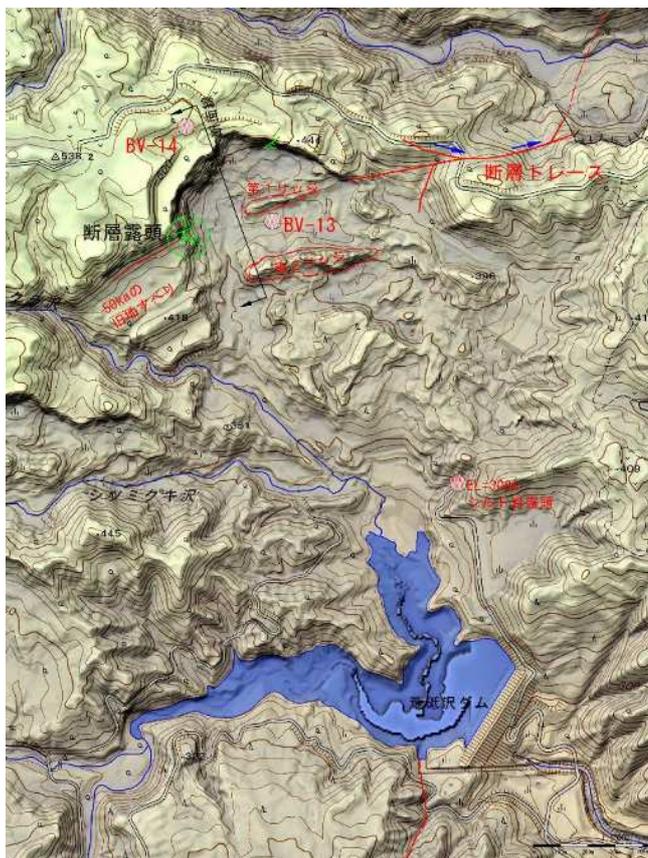


図.1 荒砥沢地すべり平面図



写真.1 地すべり西側斜面の断層露頭

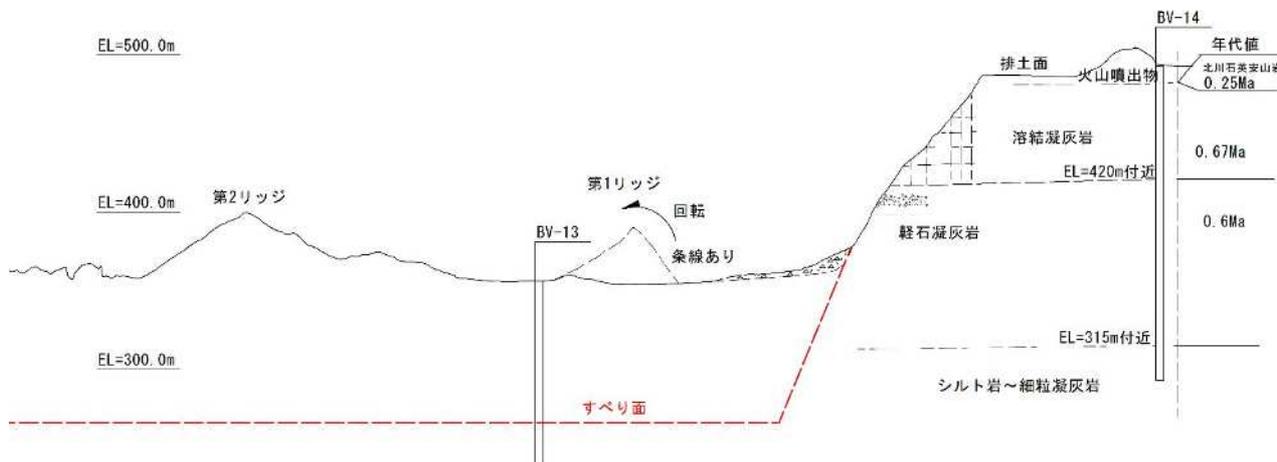


図.2 荒砥沢地すべり模式断面図

一般社団法人日本応用地質学会 東北支部
第 29 回研究発表会講演集

令和 4 年 7 月 29 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 東北事務所 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 : <https://www.jseg.or.jp/tohoku/>
