

新潟大学災害・復興科学研究所
共同研究報告書

蔵王火山における過去の火山泥流堆積物の検討と流下範囲の予測

研究代表者 常松 佳恵¹⁾
研究分担者 伴 雅雄¹⁾、片岡 香子²⁾

1) 山形大学学術研究院 2) 新潟大学災害・復興科学研究所

研究要旨

蔵王火山は現在も噴気活動を続ける活火山であり、過去に噴火の際に御釜の溢水などで火山泥流が発生したことが報告されている。火山泥流は速度が大きく、周囲の石礫や河畔林を巻き込んで流下するため破壊力が大きくなり、大変危険な現象である。しかし、過去の泥流の影響範囲や、将来、泥流が発生した場合の影響範囲予測などについての学術的検討はほとんどなされていない。本研究では御釜から土砂等が流下すると考えられる濁川水系において地質調査を行い、過去約1万年以内の火山泥流堆積物の特徴を抽出した。また御釜周辺から泥流が発生することを想定した数値計算を行い、泥流の流下範囲を推定した。御釜の溢水・決壊などを想定した場合の方が、火砕流などの発生によって融雪型泥流が発生した場合よりも流下距離が長くなる結果が得られた。今後は数値計算手法やパラメータの再考やさらなる地質調査が期待される。

A. 研究目的

蔵王山は現在も噴気活動を続ける活火山であり、近年は活動が活発化して火山性微動などが観測され、噴火の危険性が高まっている(気象庁, 2018)。特に冬季は積雪が多く、積雪期に噴火が発生すれば融雪型火山泥流が発生する危険性も高い。また、過去には噴火の際に御釜と呼ばれる火口湖から溢れだした火山泥流が流下したことが古文書等に記録されている(伴ほか, 2015)。一般に火山泥流は速度が大きく、周囲の石礫や河畔林を巻き込んで流下するため破壊力が大きくなる。よってこの現象に関わる発生や流体の特徴をつかむことは、火山泥流の流下範囲などの予測に有効であり、防災上の意義が大きい。しかしながら、蔵王山の過去の泥流発生状況などは不明な部分が多く、地質学的検討もなされていない。そこで本研究では過去の蔵王山の泥流発生状況を調べると共に泥流発生に関わる地質や地形などの情報を収集し、さらに数値計算を行うことで今後泥流が発生した場合の流下範囲を予測することを

研究目的とする。

B. 研究方法

B-1 地質調査手法

遠刈田(とおがった)温泉周辺の濁川沿いに、泥流堆積物が存在する可能性がある露頭6地点(図1)において地質調査を行い、その記載を行った。露頭では堆積物の層厚や層構造、礫種、礫径、マトリクスの状態、固結度、色調などを観察

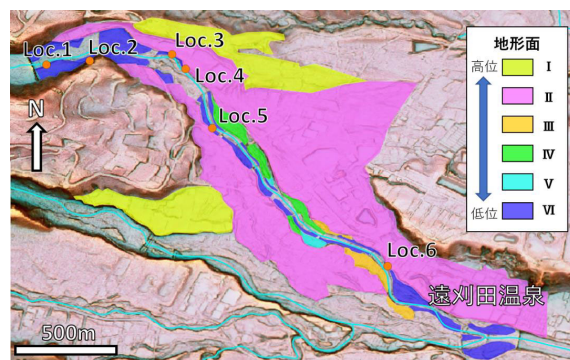


図.1 遠刈田温泉における露頭観察地点(Loc. 1-6)。

した。また、地層中や層の間に含まれる古土壌、木片を採取し、¹⁴C年代測定を行った。さらに、礫間を充填するマトリクスを採取し、粒度分析と構成物分類を行った。

B-2 数値計算手法と計算条件

泥流が発生した場合の影響範囲や泥流の厚さを、Titan2D (Patra et al., 2005) を用いて数値計算によって予測した。Titan2D は流れを粒状体とみなし、内部摩擦角と底面摩擦角を代入して計算を行う数値モデルで、静水圧近似を用い、3次元の流れを厚さ方向の速度変化を無視して2次元で取り扱うモデルである。泥流が発生する状況としては大きく分けて、1) 噴火時の融雪型、2) 噴火後の降雨、3) 御釜の溢水・決壊の3つの場合を想定した。1) の融雪型では馬の背カルデラ内へ火砕サーージが発生した場合と、1895年の噴火ではさらに広い範囲の馬の背カルデラ外へ火砕サーージが発生していたことから(巨智部,1896)、火砕サーージが馬の背カルデラ外へも影響する場合を考えた。また、2) の噴火時の火山灰が堆積しそこに雨が降ることによって発生する火山泥流を想定した場合には御釜周辺の3つのエリアを発生域として計算を行った。3) 御釜の溢水・決壊については御釜を半径250mの円状とみなし、御釜の水面が2mもしくは5m今よりも低くなったと考えてその部分の水が流れ出す計算を行った。

これらの想定において、マグマ噴火の場合には計算に用いる内部摩擦角を一般的に砂の安息と言われている30度とした。水蒸気噴火の場合には変質した粘土を含むことが多いため、マグマ噴火よりも粘性が高いことが考えられる。よって、水蒸気噴火の場合は内部摩擦角を39度として計算を行った。また、御釜の溢水・決壊を考えた場合にはマグマ噴火で噴出するスコリアや水蒸気噴火に伴うような変質した粘土の両方を取り込むことが考えられるため、内部摩擦角は30度と39度の間の値である35度とした。表1にはTitan2Dを用いた計算の際の条件をまとめた。

C. 研究結果

C-1: 地質調査結果

遠刈田地域において6箇所ですり流堆積物を含む露頭を発見した。すり流堆積物は基質が砂質と泥質のものが認められた。さらに前者は5つ(S1

~S5)に、後者は3つ(M1~M3)に細分される。

S1、S2は各々平行葉理、斜交層理が観察され、基質は主にスコリア及び鉍物片からなる。礫の量は比較的少ない。S3~S5は塊状で淘汰が悪く、礫の量が多い。基質は、鉍物片に加えてS3では茶褐色から黒色のスコリア、S4では赤褐色のスコリア及び赤色変質物質、S5では主に赤色~白変質岩片で少量のスコリアが含まれる。礫種はS1~S4では安山岩と花崗岩が多く、グリーントフやアプライトなども含まれる場合がある。また、S5に含まれる礫はほとんどが花崗岩である。なお、S1~S4は複数の露頭で認められたが、S5は一箇所でのみ観察された。

基質がスコリアと鉍物片主体であることから、S1~S4はマグマ噴火に伴う土石流及びそれに伴う堆積物で、さらに層構造の特徴からS1は高密度洪水流堆積物、S2は粒子濃集の低い河川流堆積物、S3とS4は塊状で礫を多量に含む土石流堆積物と考えられる。礫のほとんどは流走時に取り込まれたものと考えられる。S5はマグマ噴火に伴うものと判断できないが、岩相から土石流堆積物と考えられる。

M1~M3は塊状で淘汰が悪く、礫をまばらに含む。基質は、鉍物片に加えてM1では白~赤色の変質岩片が、M2、M3ではそれらに加えてスコリアが各々10~20%、40%程度含まれる。なお、M2は複数の露頭で認められたが、M1とM3は各々一箇所でのみ観察された。

基質が粘土質の変質物質主体であることから、M1~3は粘着性土石流堆積物と判断される。M1とM2の基質は変質物質と鉍物片が主体であるため、水蒸気噴火に伴うものと考えられる。M3にはスコリア片と変質物質が同じくらいの割合(45%ずつ)で含まれていた。これは、先行する水蒸気爆発による噴出物を、その後のマグマ噴火の際にもたらされた物質と共に取り込んで流下した可能性が考えられる。

挟在される古土壌試料あるいは含まれる木片試料の¹⁴C年代測定を、各露頭において少なくとも1試料について行った。その結果、近接するLoc. 1~5は約3千年前以降堆積物と推定されるのに対し、Loc. 6は約6千~8千年前頃のものであると推定された。Loc. 6では粘着性土石流堆積物4層とマグマ噴火由来の土石流堆積物3層が互層し

ている。Loc. 1～5 の層序を対比した結果、約 3 千数百年～2 千 8 百年前と 2 千 3 百年前頃のマグマ噴火由来の土石流堆積物が各々、少なくとも 3 層と 5 層存在することが分かった。また、粘着性土石流堆積物は、約 3 千 2 百年前頃、約 2 千 8 百年前、約 2 千 3 百年前のものが認められた。

表 1：Titan2D を用いた火山泥流のシミュレーションにおける計算の想定と内部摩擦角

想定	発生域	内部摩擦角
噴火時の融雪型	・馬の背カルデラ内 ・1895 年の火砕サージ到達域	30 度
噴火後の降雨	御釜周辺の 3 つのエリア (S, E, NE)	30 度 (マグマ噴火) 39 度 (水蒸気噴火)
御釜の溢水・決壊	御釜を中心とする半径 250m の円	35 度

C-2 数値計算結果

1) 噴火時の融雪型

噴火時の融雪型泥流については底面摩擦角を 10 度と 20 度で計算を行ったが、20 度の場合には火山泥流は御釜から東へ直線距離で約 7.7 km 流下し、10 度の場合には約 9.7 km 流下する結果が得られた。この想定では多くの流量が御釜の周辺に広く広がり、その分水系に流入する量は減少した。

2) 噴火後の降雨

噴火後の降雨を想定した計算では、S, E, NE の 3 つの想定発生域のうち、E から発生した場合が最も遠くまで流れ、底面摩擦角が 20 度の時に約 6.5 km、底面摩擦角が 10 度の時約 8.6 km 東へと流下した。

3) 御釜の溢水・決壊

御釜から水が溢れ出すもしくは御釜の壁が一部壊れるなどして決壊した場合の計算では、底面摩擦角が 20 度の時に約 8.7 km、底面摩擦角が 10 度の時に約 10.0 km 東へ流下した。

このように、今回のシミュレーションでは御釜の溢水・決壊を想定した場合に一番流下域が長くなった。Titan2D ではクーロン応力を用いた計算スキームと Two Phase flow のスキームを両方使用したが、どの想定においても火山泥流が火山西側

の酢川水系に流入することはなかった。また、地理的にはほぼ濁川水系と並行しているように見える澄川水系に多少の流入はあったが、流れが下流に及ぶような計算結果は得られなかった。

D. 考察

D-1 過去の噴火と火山泥流堆積物の対応

年代測定と地質調査の結果、6 千～8 千年前頃、約 3 千数百年～2 千 8 百年前、2 千 3 百年前頃のマグマ噴火由来の土石流堆積物が、6 千～8 千年前頃、約 3 千 2 百年前頃、約 2 千 8 百年前、約 2 千 3 百年前の粘着性土石流堆積物が存在することが分かった。山頂部での火山噴出物の層序では、約 9 千～4 千年前にはマグマ噴火が卓越し水蒸気噴火が付随したこと、約 3～2 千年前は水蒸気噴火が卓越したことが指摘されている (伴ほか, 2015)。今回得られた結果は、この山頂部で得られている知見と調和的である。

D-2 数値計算結果と地質調査から得られる火山泥流堆積物の分布

今回の地質調査では火山泥流堆積物が多く見られたが、Titan2D を用いた数値計算結果では地質調査を行ったような遠刈田温泉まで達する計算結果は少なく、多くの場合が遠刈田温泉より手前の峩々温泉や青根温泉辺りまでで停止する結果が得られた。しかし過去の噴火では、泥流が宮城県白石川まで流入し魚などが死んだという報告もあり (巨智部, 1896)、地質調査結果からも遠刈田温泉まではかなりの割合で火山泥流が到達したことが推測される。数値計算がこれを表せなかったのは、現在使用しているモデルが火山泥流の特性を表せていないか、もしくは火山泥流では流下途中で水や土砂の取り込みが起これと考えられるが、この効果を数値計算では表すことができないために流下距離が実際よりも短く出ている可能性がある。Titan2D を火山泥流のシミュレーションに用いている研究は他にもあるが (Williams et al., 2008; Procter et al., 2010, 2012; Córdoba et al., 2015)、実際に観測事例がある火山泥流を用いて内部摩擦角や底面摩擦角などのパラメータをキャリブレーションしている。従って、火山 (噴火) ごとにそれぞれの値が決められており、地形や泥流堆積物から底面摩擦角や内部摩擦角を決める情報は揃っていない。蔵王火山で発生

した火山泥流は 1895 年が最後であり、火山泥流自体の観測やその流下域が明らかになっている物はほとんどない。今後は、数値計算のモデルを改良して、流下中に土砂や水を取り込む効果を取り入れることや、他の蔵王山に似た火山で流下域が得られている火山泥流について数値計算を行い、計算結果と実際の流下域を比べることでパラメータのキャリブレーションを行うことが必要である。

また、濁川水系のみに流下域が集中し、酢川や澄川の水系にはほとんど火山泥流の流入が見られなかった。これは先に述べたような数値計算結果が火山泥流の特性を表していないという可能性と、実際に御釜周辺を火口とする最近 8 百年間の噴火ではこれらの水系に火山泥流が流下していない可能性が考えられる。そのため今後は、酢川水系、澄川水系について地質調査および年代測定を実施し、これらの水系における火山泥流堆積物の年代を調べる必要がある。年代と火山泥流堆積物の分布の関係を調べることで、御釜周辺が火口となって起こる場合には西側への流下の可能性を検討でき、防災上重要な知見を得ることができる。

シミュレーションの結果からは流下距離が長くなったのは御釜の溢水・決壊を想定した場合であった。ハザードマップの検討などでは、蔵王山系は冬場の積雪量が多いため、融雪型の火山泥流の想定した場合に一番影響が大きいと予想されている。しかし、数値計算結果を見ると、融雪型の場合は火山泥流が水系の源頭部に流入するよりも火口周辺に広く広がってしまうため、結果的に水系への流入量が減ってしまう。一方、溢水・決壊の場合は効率よく水系に流入するため、火山泥流の流下距離が特に濁川水系を伝わって東へ延びることになる。このような結果は、融雪型だけではなく、過去にも発生記録のある御釜の溢水・決壊による泥流が、下流に及ぼす影響が大きいことを示唆している。よって、蔵王山の噴火が想定される際は、積雪期に限らず、火山泥流への警戒が必要であると言える。

E. 結論

蔵王山系における火山泥流の発生について本研究では地質調査と数値計算の両方から調査を

行った。その結果、地質調査からは、6 千～8 千年前頃、約 3 千数百～2 千 8 百年前と約 2 千 3 百年のマグマ噴火に伴う土石流と、6 千～8 千年前頃、約 3 千 2 百年前頃、約 2 千 8 百年前、約 2 千 3 百年前の水蒸気噴火に伴うと考えられる粘着性土石流の堆積物が見つかった。

数値計算では多くの土石流堆積物が見つかった遠刈田温泉にまで流下するような結果が得られた例は少なく、数値計算手法の問題などが考えられる。一方で、数値シミュレーションは流下範囲などについて有用な知見を得られる可能性が高い。従って、今後は数値計算手法の見直しと改良されたモデルを用いて再度流下範囲を予測することが求められる。

F. 研究発表

1.論文発表 (掲載誌名・巻号・頁・発行年を記入し、掲載論文あるいはPDFファイルを別紙で1部提出)

なし。

2.学会発表 (学会名・発表年月・開催地なども記入)

なし。

G. 知的財産権の出願・登録状況 (予定を含む)

なし。

H. 参考文献

巨智部忠承 (1896) 蔵王爆裂調査概報(承前). 地学雑誌, 8, 90, 239-244.

仙台管区気象台地域火山監視・警報センター (2018) 火山噴火予知連絡会会報, 129: 32-57

伴 雅雄・及川輝樹・山崎誠子(2015)『蔵王火山地質図』火山地質図 18 産業技術総合研究所地質調査総合センター

Córdoba, G., Sheridan, M. F., and Pitman, E. B. (2015) TITAN2F: a pseudo-3-D model of 2-phase debris flows, Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., 3: 3789-3822, <https://doi.org/10.5194/nhessd-3-3789-2015>

Patra A.K., Bauer A.C., Nichita C.C., Pitman E.B., Sheridan M.F., Bursik M., Rupp B., Webber A., Stinton A.J., Namikawa L.M., Renschler C.S. (2005) Parallel adaptive numerical simulation of dry avalanches over natural terrain, J. Volcanol. Geotherm. Res., 139 (1-2): 1-21,

<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.06.014>

Procter, J. N., Cronin, S. J., Platz, T. (2010)

Mapping block-and-ash flow hazards based on Titan 2D simulations: a case study from Mt. Taranaki, NZ, *Nat Hazards* 53: 483–501, <https://doi.org/10.1007/s11069-009-9440-x>

Procter J. N., Cronin S. J., Sheridan M. F. (2012) Evaluation of Titan2D modelling forecasts for the 2007 Crater Lake break-out lahar, Mt. Ruapehu, New Zealand, *Geomorphology*, 136, 1: 95-105, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.05.001>.

Williams R., Stinton A.J., Sheridan M.F. (2008) Evaluation of the Titan2D two-phase flow model using an actual event: Case study of the 2005 Vazcún Valley Lahar, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 177, 4: 760-766, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.045>.