

2010 年 6 月に雲仙岳赤松谷で発生した土石流の観測結果と特徴

国土交通省九州地方整備局雲仙復興事務所 田村圭司, 前田昭浩, 水田貴夫, 松尾陽一
アジア航測株式会社 平川泰之, ○岡野和行, 浜名秀治, 影山高史

1. はじめに

雲仙岳は, 1990 年からの噴火時やその直後と比較すると, 土砂の流出は減少している。しかし, 依然として約 1.7 億 m^3 (雲仙復興事務所, 1996) にも及ぶ火山噴出物が, 山腹に大量に堆積しており, 現在も侵食によるガリーの拡大が進行している。土石流による災害が懸念される一方で, 噴火に伴う土砂の堆積やその後の土砂流出にともなう地形変化, 土砂移動現象をつぶさに観測できる, 国内でも数少ない貴重な場である。

雲仙復興事務所では, 各種観測機器を用いた雲仙岳の土砂移動モニタリングを行い, 災害の危険性を監視するとともに, 土砂移動現象そのものを対象とした学術的な観点からも有意義なデータを取得することを計画している。

ここでは, 2010 年 6 月 30 日に, 雲仙岳赤松谷で発生した土石流を対象に, 現在設置している観測機器や発生前後の現地調査結果から, 土石流の特徴を把握するとともに, 今後の観測に必要な課題を確認した。

2. 雲仙岳赤松谷の概要

雲仙岳には, 北から湯江川流域, 中尾川流域, 水無川流域が存在する。赤松谷は, 水無川流域の右支川に位置する。1990 年からの噴火の際に堆積した安山岩質の火砕物堆積物が大量に存在しており, 現在もガリー侵食が活発である。

雲仙岳では, 1996 年以降, 土石流の発生頻度は大きく減少した(寺本ほか, 2002)。2001 年以降では, 概ね年 1 回程度しか土石流は発生していない。2001 年以降に発生した土石流は, すべて水無川流域で発生したものである。その多くが赤松谷左支川極楽谷で発生したものであり, 2010 年 6 月 30 日に発生した土石流も, 極楽谷で発生した。

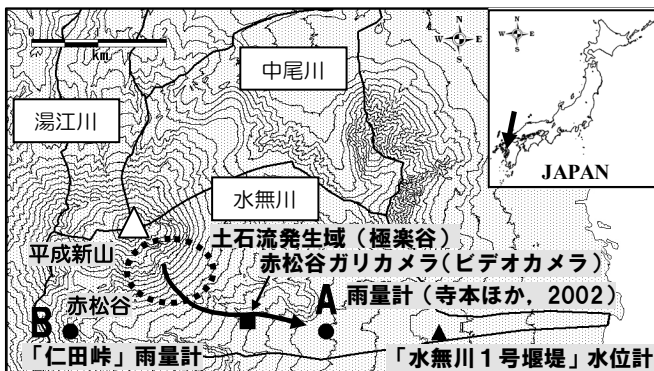


図 1 雲仙岳および赤松谷位置図

3. 雲仙岳の浸透能

雲仙岳周辺の浸透能は, 1993 年の噴火直後から 2004 年まで, 継続的に調査された(寺本ほか, 2004)。その結果, 1994 年以降 2004 年までの浸透能は, 増加傾向(噴火前の値に回復する傾向)にある。

土石流の発生後の 2010 年 7 月に, 雲仙岳周辺の浸透能調査を行い, 2005 年からの浸透能の変化を確認した。方法は, 寺本ほか(2004)の結果と比較することを考慮し, 同様の方法で実施した。すなわち, 現地に方形(1.0m × 0.5m)の試験区域を設け, 下流側に金属製の樋を設置した後に散水を行い, 下流に流出する水の量を計測することで最終浸透能を算出する方法で行った。

調査の結果, 2004 年の浸透能と比較して, ほとんどの地点で, ほぼ同様かやや高くなるという結果となった。寺本らが表層火山灰をはぎ取って計測した値(噴火前の浸透の計測値と同等と考えられる)とほぼ同等以上の浸透能となっていることを合わせて考えると, 浸透能は噴火前の状態にまで, ほぼ回復していると考えられる。

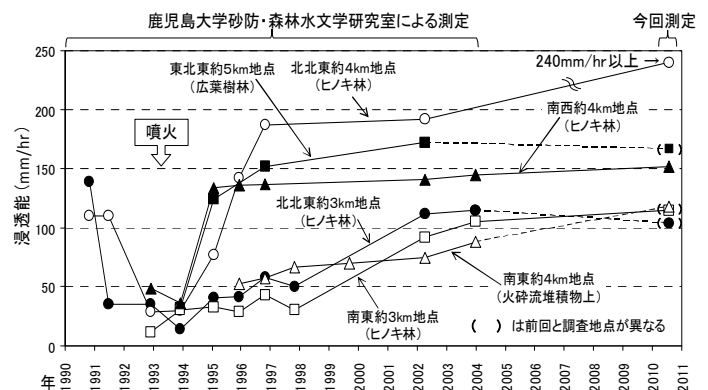


図 2 雲仙岳周辺における浸透能経年変化

4. 土石流発生時の降雨状況

地上雨量計およびレーダ雨量計による雨量観測結果をもとに, 土石流発生時の降雨状況を確認した。

土石流発生源近傍の地上雨量計「仁田峠(長崎県島原振興局所管)」の 6 月 28 日から 6 月 30 日までの時間雨量をみると, 土石流発生時を含む 6 月 30 日 8 時から 9 時までの時間雨量が最も多く, 53mm/h となっている。寺本ほか(2002)は, 土石流発生時の降雨条件を 10 分雨量で議論し, 短時間の降雨強度が土石流の発生に強く関与していることを示した。当該土石流発生時の「仁田峠」の雨量を見ると, 土石流は 10 分雨量のピーク時付近で発生しており, 上記の結論を支持する結果となっている。

また, この結果を 1995 年から 2000 年までの土

土石流発生時の10分雨量と比較してみると、1995年は5mm程度、2000年は10mm程度だったのが、2010年には21mmとなっており、過去と比較して非常に大きい値を示していることが分った。ただし、過去の土石流発生時の雨量計は図1のA地点に位置し、図1のBに位置する「仁田峠」と位置が異なる。土石流の発生に寄与すると考えられる短時間の降雨強度は、狭い領域で大きく値が変わる可能性があるため、土石流発生時の正確な雨量を議論するためには、レーダ雨量計等で空間分布を把握するとともに、土石流発生域付近に地上雨量計を設置し、正確な値を観測することが望ましいと考えられる。

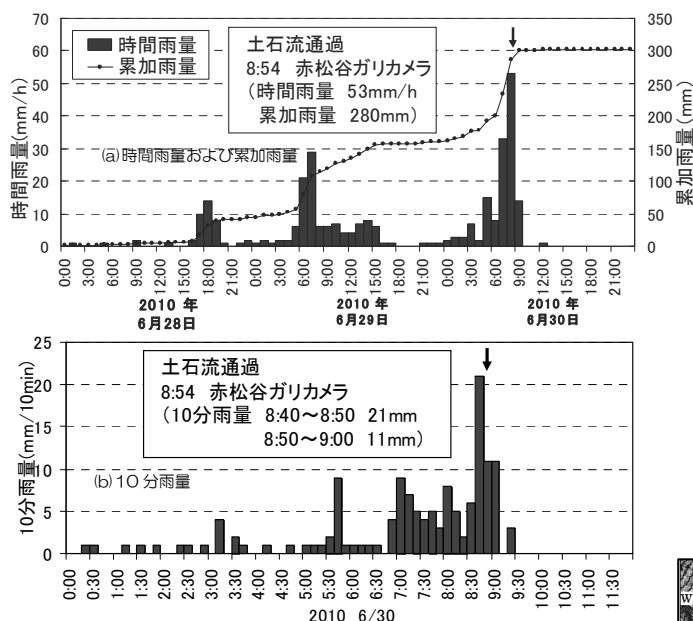


図3 土石流発生時の降雨状況(仁田峠)

5. 土石流流下・堆積状況

ビデオカメラの画像から、土石流の水深を読み取り、土石流ハイドログラフを推定した(図4)。流速は、水深からマニング式を用いて推定した。その結果、土石流発生直前の8:53から、流下がほとんど認められなくなった10:00までの総流出量は15,500m³、ピーク流量は239m³/sと推定された。

土石流ハイドログラフと、「仁田峠」雨量計の観測結果、「水無川1号堰堤」水位計観測結果とを比較すると、土石流の流量は非常に短い間隔で大きく変化し、10分間隔で記録されている雨量および下流の水位と波形を詳細に比較することは困難であることが分かる。土石流や土砂流に対しては、短い時間間隔で水位観測記録を取得するとともに、それより下流の各個運搬の領域においては、どの程度の時間間隔で水位観測記録を取得すべきかを検討する必要がある。

流下経路における土砂の移動形態を推定するために、土石流発生後に現地調査を行った。現地調査の結果、図に示すAの範囲では、石礫型土石流の特徴とされる、巨礫の両岸への堆積や、土石流ローブの形成などが確認された。それに対し、B付近で

はローブの形成は見られない。堆積物は石礫を含んでいるが、粒径はやや小さい10cm~20cm程度で、マトリクス成分を多く含んでいることから、濃度の低い土石流、或いは土砂流が流下したと推察される。また、C付近では、土石流発生前後の現地写真から判断して、河床が侵食されている箇所が見られた。上流に位置する空容量をもつ砂防堰堤で、土砂流および掃流の多くが捕捉され、土砂供給が少なくなったためと推察される。現地監視員の方からの聞き取り調査から、当日湛水していたことが分かっているD付近には、細かい砂の堆積が見られた。湛水に伴い浮遊砂が堆積したと推察される。

このように赤松谷では、集合流動(土石流)から、掃流状集合流動(土砂流)、各個運搬(掃流砂・浮遊砂)まで、複数の流動形態が縦断的に変化している状況が確認された。赤松谷は、形態の変化を伴う土砂移動現象の実態を観測することが可能な場であると考えられる。

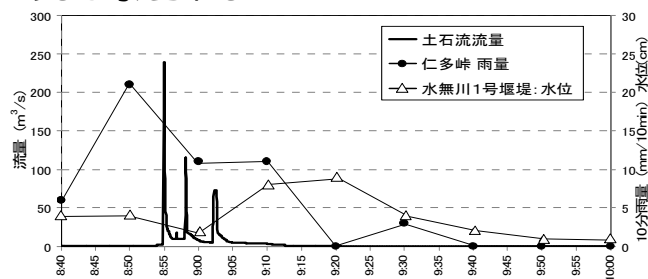


図4 推定した土石流ハイドログラフと雨量および水位観測結果



図5 現地調査から推定される土砂移動形態

6. おわりに

2010年6月30日に発生した土石流を対象として、浸透能、降雨、土砂の移動形態などを、観測結果および現地調査から確認し、その特徴と観測の課題を整理した。今後、これらの課題を勘案した観測を実施し、火山地域での土砂流出特性の解明につなげていく必要がある。

<参考文献>

- 雲仙復興事務所(1996): 雲仙普賢岳火山噴火災害 - 雲仙普賢岳直轄火山砂防事業 -, 砂防学会誌, Vol.48, No.5, p.39-44
- 寺本行芳・地頭園 隆・下川悦郎・古賀省三(2002): 雲仙普賢岳における土石流発生降雨条件と流出特性の経年変化, 砂防学会誌, Vol.54, No.5, p.39-44
- 寺本行芳・下川悦郎・地頭園 隆(2004): 雲仙普賢岳湯江川流域における侵食および土砂流出過程, 砂防学会誌, Vol.57, No.4, p.15-25