

結晶片岩地帯の崩壊のメカニズムに関する一考察

Study on Occurrence of Hillside Landslides in a Crystalline Schist Area

平松晋也(信州大学)

Shinya HIRAMATSU (Shinshu University)

1. はじめに

近年、電子計算機の数値演算処理能力が飛躍的に向上したことにより、浸透流解析と斜面安定解析を組み合わせた崩壊モデルを用いて崩壊現象の予知・予測を行おうとする試みが数多く実施されるようになってきた。しかしながら、計算による崩壊時刻は実際の崩壊時刻よりも遅くなるといった指摘が数多くなされている。この原因としては、決して一様とはいえない斜面の透水性や土質特性を一様と仮定したことが挙げられ(水山,1994)、パイプをはじめとする斜面内の不均一性の解明が崩壊予測(精度の向上)の鍵になるであろう。これらの指摘と斜面土層内部に形成されるパイプの崩壊現象への関与の可能性とを考えあわせると、パイプに代表される斜面の不均一性を従来の崩壊モデルに組み込むことにより、崩壊の予知・予測精度(特に、崩壊発生時間)は格段に向上することが期待され、このためには、パイプの存在と崩壊現象との因果関係を明らかにすることが不可欠となる。

ここでは、パイプの存在と崩壊現象との因果関係を定量的に評価する上での基礎情報を得ることを目的として、結晶片岩地域で発生した崩壊地の源頭部に形成されたパイプからの流量観測を実施し、パイプ流量の降雨応答特性を把握した事例について紹介する。さらに、浸透流解析と斜面安定解析とを組み合わせた簡易一次元モデルを用いて崩壊の再現計算を実施し、パイプの存在と崩壊現象との因果関係について議論した。そして、これらの結果を基に、結晶片岩地域での表層崩壊の発生原因について考察した。

2. 対象流域の概要

本研究で対象とするとびのす谷は、吉野川右支川祖谷川の右岸斜面に位置し、破碎帯地すべり地として日本有数の「善徳地すべり地」の西側に隣接する流域面積 0.46km^2 の小溪流である。流域の標高は約 390m から $1,010\text{m}$ 、流路延長は約 1.2km 、平均河床勾配は約 $1/2$ の急勾配溪流であり、図-1 に示すように、西側から A 支溪(流域面積: 0.25km^2)、B 支溪(流域面積: 0.15km^2)、C 支溪(流域面積: 0.06km^2)の 3 支溪に分割される(平松ほか,1999)。地質は、泥質片岩・砂質片岩・塩基性片岩・珪質片岩などの結晶片岩類よりなる三波川(変成)帯に属し、片理が著しく発達し脆

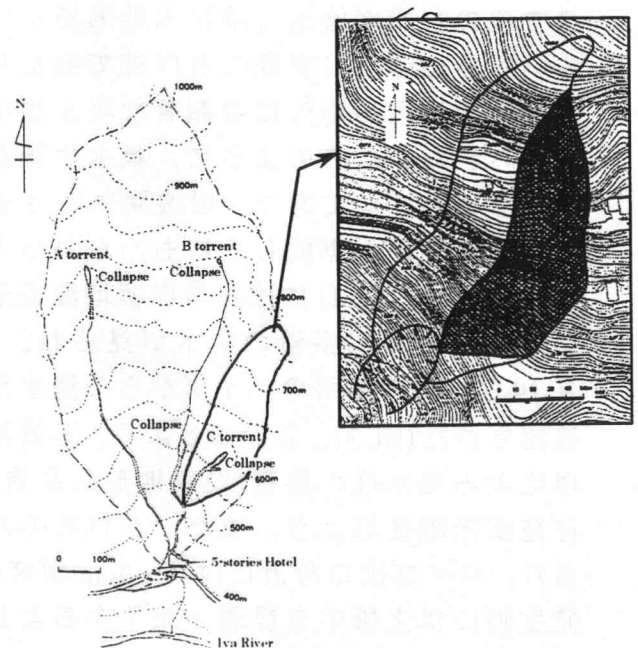


図-1 対象流域の地形状況

弱である。

3. とびのす谷で発生した崩壊の状況

1999年6月29日に四国および中国地方を襲った梅雨前線性豪雨によって、とびのす谷の位置する徳島県西祖谷山村を中心に崩壊や土石流が多発した。6月29日の災害時における降雨状況（善徳雨量観測所；国土交通省）を図-2に示す。6月29日未明に降り始めた雨は午前9時から10時までの1時間に51mmを記録し、その後やや弱まったが、午後4時過ぎに再度強まり、午後9時までの5時間で260mmの集中豪雨となった。このときの日雨量は476mmであり、この地域としては

1/80~1/100程度の確率雨量に相当するが、実質的には15時間くらいに集中している。とびのす谷では、5箇所で崩壊が発生した。これらの崩壊はいずれも勾配が40°前後の急斜面で発生し、崩壊深は2~3mであった。花崗岩地域などで多発する表層崩壊と比較すると若干崩壊深は大きいものの、典型的な表層崩壊である。崩壊した斜面の大部分は、約40年生の杉の人工林によって占められている。

C支溪の右岸崩壊地源頭部の状況を示す図-3より、斜面には過去に土砂の移動があった痕跡が認められ、地表面や表層土壌中には多数の礫が混入していることがわかる。これらの礫の大部分は、片理の発達とともに剥離した扁平な礫である。C支溪の左岸崩壊地では集水地形を呈しているものの、C支溪の右岸部で発生した崩壊地周辺の地形には顕著な集水性は認められない。このように、集水面積が0.69haとわずかであり、崩壊発生後3週間無降雨期間が継続したにもかかわらず1999年7月23日には右岸崩壊地源頭部から依然として多量の湧水が見られ、8月19日には5箇所のパイプからの湧水が確認された(図-3)。このことより、基岩地形による集水性の影響(地表地形と基岩地形が異なる可能性)や降雨以外の供給水源の存在が示唆されよう。また、これらのパイプは扁平な礫と礫の間に形成されたものであり、パイプ出口付近には2~3cm程度の小礫が多数見られることを勘案すると、崩壊発生時には土壌中を浸透・流下するよりも早い礫と礫の間を通る流れが存在していたことが想定される。

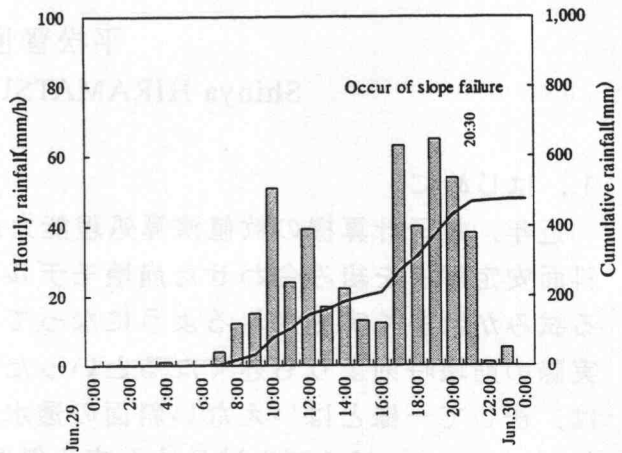


図-2 1999年6月29日の災害時における降雨状況



図-3 C支溪の右岸崩壊地源頭部の状況

4. パイプからの流出状況

4.1 パイプ流量の降雨応答特性

C支溪の右岸崩壊地源頭部で5箇所のパイプの形成が確認された1999年8月19日から2001年9月まで、パイプ流量観測を週1~2回を原則として定期的に行うとともに、崩壊地源頭部の拡大状況やパイプの変遷(「新規出現」、「消滅」、「統廃合」、「パイプからの流出の停止」、「復活(再流出)」)等を観察した。崩壊地源頭部で発生した拡大崩壊や土砂崩落の影響により、パイプは新規出現や消滅及び統廃合を頻繁に繰り返し、2001年9月までに合計33箇所のパイプの出現が確認された(平松ほか,2001)。これらのパイプは、崩壊地源頭部から3~4m下方(標高600m付近)に水平方向に分布している(図-3)。このようなパイプの統廃合過程は、構造上の弱部へと向かう地下水の選択的集中流の発生にともなう地下侵食(新藤,1993)や、降雨強度の増加にともなう流出経路やパイプ流の寄与域の変化(内田ほか,1998)などによるものと考えられ、パイプが発達していく上での一過程として位置付けられよう。

パイプからの総流出量と善徳雨量観測所での日雨量の経時変化を図-4に示す。ここで、パイプからの総流出量は、観測時に確認された全てのパイプからの流出量の合計値である。パイプからの総流出量は、1999年9月14~15日の降雨(14日:85mm/day, 15日:86mm/day)の影響を受けて9月18日に1,756cc/sec, 9月24日の降雨(104mm/day)の影響を受けて9月25日に2,345cc/sec, 2000年7月31

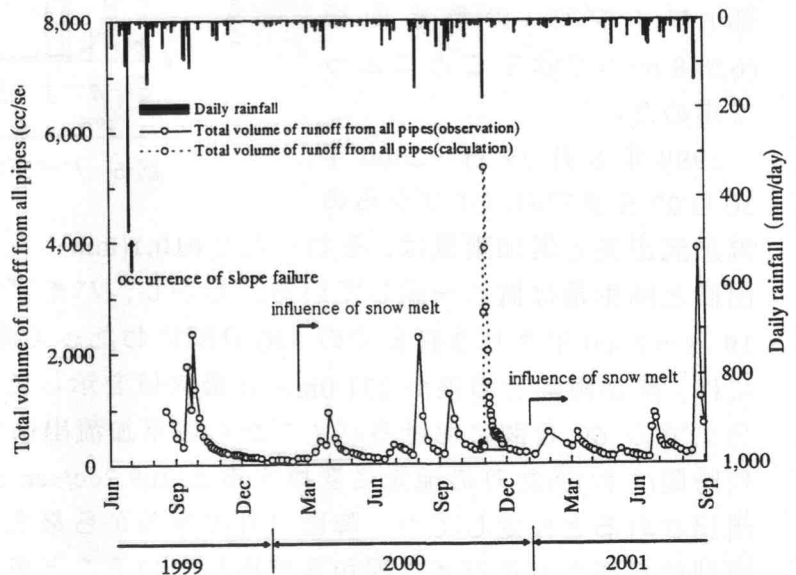


図-4 パイプからの総流出量と日雨量の経時変化

日の降雨(155mm/day)の影響を受けて8月3日に2,257cc/sec, 2001年8月21日の降雨(139mm/day)の影響を受けて8月23日に3,822cc/secをそれぞれ記録した。また、2000年11月1~2日には、総雨量:330mmを記録する豪雨の影響により拡大崩壊が発生したため、11月26日までパイプからの流出量の計測が不可能となった。このため、図-4中の10月28日~11月26日までのパイプからの総流出量としては、タンクモデルによる再現計算結果(平松ほか,2001)を記載した。同図を詳細に眺めると、パイプからの総流出量は、2000年3月28日の降雨(66mm/day)や2000年6月17日の降雨(56mm/day)に対しては増加しているものの、50mm/dayを下回る規模の降雨に対してはほとんど反応していないことがわかる。2000年2月18日~3月20日, 2001年1月11日~3月10日の期間内で、降雨量がそれぞれ0~26mm/day, 0~22mm/dayと50mm/day以下であったにもかかわらずパイプからの総流出量に増加傾向が認められたのは、融雪の影響である。無降雨期間が継続する1999年12月1日~2000年2月18日の期間内のパイプからの総流出量は、53.3~145.3cc/secである。この期間内のパイプからの流出量は、降雨の影響をほとんど受けていないと考えられるため、降雨とは無関係に崩壊

地源頭部へと供給される地下水流すなわち基底流出量として位置付けられよう。

以上の結果より、パイプからの流出量は、50mm/day 程度以上の降雨に対して増加する傾向が伺える。また、無降雨期間が継続しているにもかかわらずパイプからの流出が確認されたことより、とびのす谷 C 支溪には、パイプからの流出には降雨以外の要因も関与している可能性が示唆される。

4.2 パイプ流出高と降雨との関係

パイプからの流出高と降雨量の経時変化を図-5 に示す。図中には、パイプからの累加流出高と累加雨量をも併記した。なお、パイプからの流出高は、パイプからの総流出量(実測値)を C 支溪崩壊地源頭部(パイプ部)の集水面積(6,948.6m²)で除すことによって求めた。

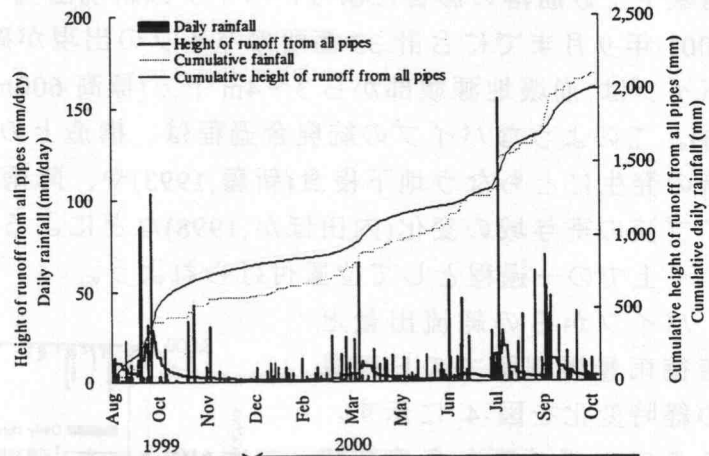


図-5 パイプからの流出高と降雨量の経時変化

1999年8月19日～2000年10月27日までのパイプからの累加流出高と累加雨量は、それぞれ2,010.1(mm), 2,101.0(mm)を示し、パイプからの流出高と降雨量は概ね一致している。しかし、パイプからの累加流出高は、1999年8月19日～2000年7月3日までの320日間にわたって降雨量を上回り、1999年10月26日には、累加雨量との差が231.0mmと最大値を示した。この1999年8月19日～10月26日までの69日間におけるパイプからの累加流出高と累加雨量との差(231.0mm)を、単位時間(1秒)あたりの流量に変換すると269.2cc/secとなる。この事実は、降雨の全量が流出されると仮定しても、降雨以外の水源から最大269.2cc/secもの水量が崩壊地源頭部に形成されたパイプ部から流出していることを示唆している。

5. 1999年6月災害時における 山腹斜面の安定性の検討

5.1 C支溪で発生した崩壊の再現計算

崩壊が発生した1999年6月29日の実績降雨波形や現地斜面を代表する地形条件並びに土質諸元を入力条件とし、崩壊の再現計算を実施した。計算対象区間は、図-6に示すNo.1～No.15地点までの140m区間である。

崩壊の再現計算には、浸透流解析と斜面安定解析とを組み合わせた簡易一次元モデルを使用した。本モデルでは、地表面へと供給された雨水は直ちに基岩面へと到達し、飽和側方流として基岩に沿って流下するものと設定した。また、基岩面へと与えられた雨水は、さらに深部へと浸透すること

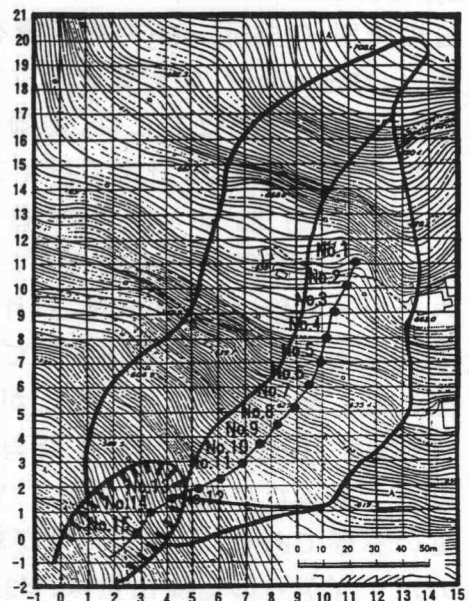


図-6 計算対象区間

なく、その全量が地下水深の上昇に寄与するものと仮定した。

飽和側方流出過程における連続式は(1)式で、運動方程式はダルシー則に基づいて(2)式でそれぞれ表される。

$$\lambda \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = R \quad \dots\dots\dots(1)$$

$$q = h \cdot K_s \cdot I \quad \dots\dots\dots(2)$$

ここに、 λ :有効間隙率(m^3/m^3), h :地下水深(m), t :時間(hr), q :単位時間あたりの流量(m^3/hr), x :流下方向の距離(m), R :降雨量(m/hr), K_s :飽和透水係数(m/hr), I :動水勾配である。

斜面の安定性は、無限長斜面における斜面安定解析式 ((3)式) を用いて求めた。

$$F_s = \frac{C + (\sigma_0 - h \cdot \gamma_w) \cdot \cos^2 \beta \cdot \tan \phi}{\sigma_0 \cdot \sin \beta \cdot \cos \beta} \quad \dots\dots\dots(3)$$

ここに、 F_s :斜面の安全率, C :土の粘着力(kN/m^2), σ_0 :鉛直応力 (kN/m^2), h :地下水深(m), γ_w :水の単位体積重量(kN/m^3), β :地点勾配($^\circ$), ϕ :土の内部摩擦角($^\circ$)である。鉛直応力: σ_0 は、(4)式で求めることができる。

$$\sigma_0 = (D - h) \cdot \gamma_t + h \cdot n \cdot \gamma_w + h \cdot \gamma_d \quad \dots\dots\dots(4)$$

ここに、 D :表土層厚(m), γ_t :土の湿潤単位体積重量(kN/m^3), n :土の間隙率(m^3/m^3), γ_d :土の乾燥単位体積重量(kN/m^3)である。

再現計算により得られた最小安全率の縦断変化を図-7に示す。実績降雨波形を用いた再現計算の結果、崩壊地源頭部周辺の最小安全率には、斜面上流部の値と比較して減少傾向が認められるものの、対象区間内の最小安全率は、1.056~1.663を示し、崩壊の発生にまでは至らなかった。

図-8は、再現計算により得られた最大地下水深と崩壊発生限界水深(飯田,1993;崩壊が発生する限界時(安全率: $F_s=1$)の地下水深)の縦断変化をとりまとめたものである。図-8より、崩壊地源頭部周辺に位置する No.12~14地点の最大地下水深は、それぞれ 0.870, 0.719, 0.838m であるのに対し、崩壊発生限界水深はそれぞれ 1.315, 1.125, 1.062m を示し、これらの地点で崩壊が発生するためにはさらに 0.2~0.5m 程

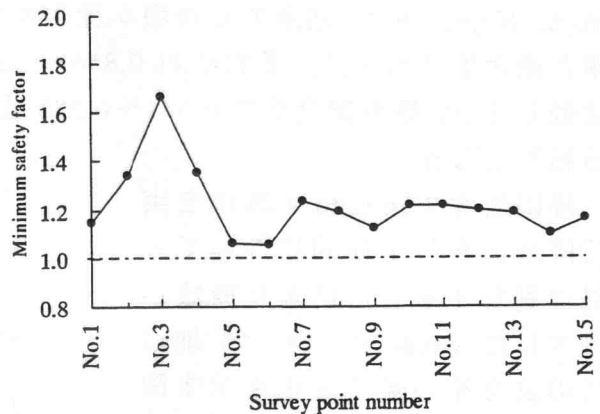


図-7 実績降雨を用いた再現計算による最小安全率の縦断変化

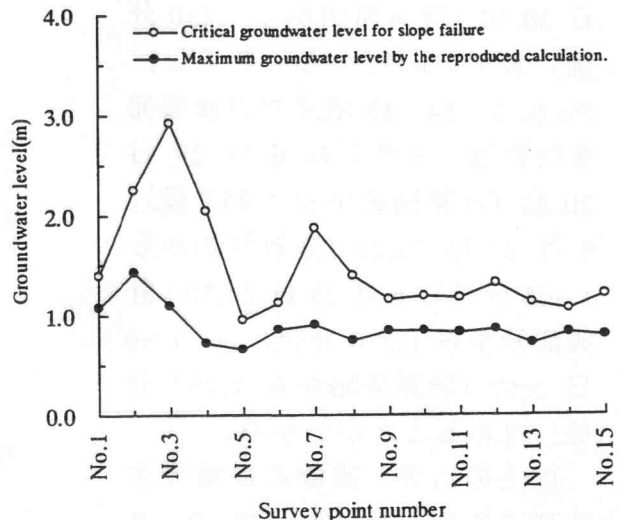


図-8 崩壊発生限界水深と最大地下水深 (再現計算)

度の地下水深の上昇を必要とすることがわかる。

5.2 崩壊発生時の源頭部への 流入量の推定

1999年6月29日の崩壊発生時の実績降雨波形を入力条件として崩壊の再現計算を行った結果、崩壊が発生するためにはさらに多くの降雨もしくは供給水量を必要とすることが確認された。このため、実績降雨波形の全期間である6月29日0:00から7月2日24:00までの計96時間について一様に降雨強度を増加させ、試行錯誤により崩壊が発生するために必要となる追加降雨量を求めた(以下、追加降雨量を与えた場合の数値計算を推定計算と呼ぶ)。

推定計算の結果、実績降雨波形の全期間について一様に降雨強度2.5mm/hrの雨を追加することによりNo.14地点(図-6)の最小安全率が1.0を下回り崩壊が発生する結果となった。しかしながら、No.14地点で安全率が1.0を下回り崩壊発生に至る時刻は、7月2日12:04(計算開始より5,044分後)であり、実際の崩壊発生時刻(1999年6月29日20:30;計算開始から1,230分後)から3,814分も遅れる結果となった。

そこで、No.14地点での崩壊発生時刻が、実際の崩壊発生時刻(6月29日20:30;計算開始から1,230分後)と一致するために必要となる追加降雨量を、入力降雨をさらに追加することにより推定した。この結果、降雨強度7.5mm/hrの降雨を追加した場合に、No.14地点では6月29日20:30(計算開始から1,230分後)に崩壊が発生し、さらにNo.6, No.9, No.15地点でも崩壊が発生する結果となった。解析対象区間内の最小安全率と最大地下水深は、それぞれ0.876~1.508, 0.938~1.708mを示し、再現計算結果と比較すると、最小安全率は0.041~0.253低下し、最大地下水深は0.087~0.564m上昇する結果となった。

降雨強度7.5mm/hrの降雨を実績降雨波形の全期間について一様に追加することにより崩壊が発生したNo.6, 9, 14, 15地点での安全率の経時変化を示す図-9より、各地点の安全率は、実際の崩壊発生時刻である6月29日20:30(計算開始から1,230分後)までの間に大きく低下し、No.6, 9, 14, 15地点での崩壊発生時刻は、それぞれ6月29日20:52(計算開始から1,252分後)、6月29日23:25(計算開始から1,405分後)、6月29日20:30(計算開始から1,230分後)、6月30日5:57(計算開始から1,797分後)であることがわかる。

以上の結果、実際の崩壊発生時刻である6月29日20:30(計

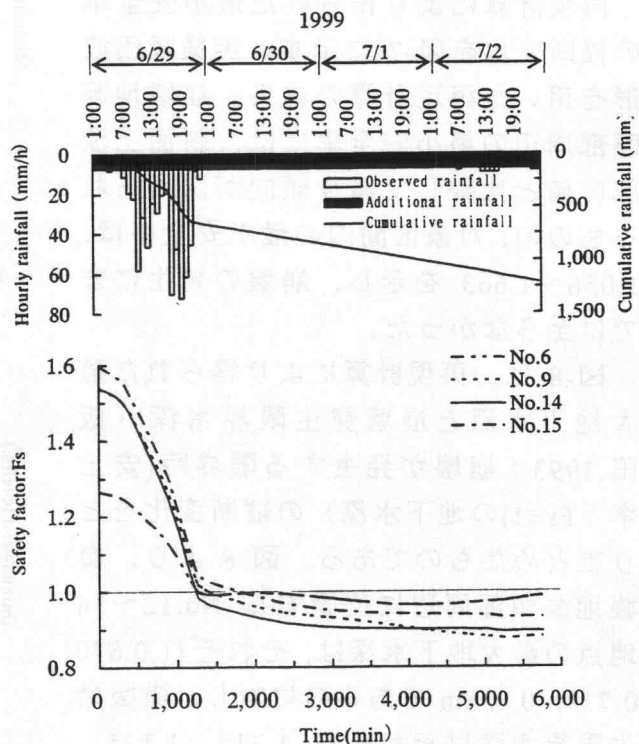


図-9 推定計算(7.5mm/hrの追加降雨)により崩壊が発生したNo.6,9,14,15地点での安全率の経時変化

算開始から 1,230 分後) に崩壊地源頭部である No.14 地点で崩壊が発生するためには、実績降雨量(487mm)に加えてさらに 7.5mm/hr の追加降雨が必要であることが確認された。当然のことながら、降雨を追加することにより当該地点への流入量も増加することになる。そこで、降雨を追加することによる流入量の増加量を「追加流入量」と定義し、再現計算結果と 7.5mm/hr の追加降雨を与えた推定計算結果を基に、崩壊が発生するために必要となる崩壊地源頭部への追加流入量を求めた。

具体的には、降雨を一様に 7.5mm/hr 追加した場合の推定計算による崩壊地源頭部 (No.14 地点)での崩壊発生時刻である 6 月 29 日 20:30(計算開始から 1,230 分後)における任意の地点 (n : 図-6) への流入量: Q_{in}^{1230} から再現計算により得られた同時刻の流入量: Q_{in}^{1230} を差し引いた値に、土層内を流下する供給水流(パイプ部へと向かう地下水流)の流路幅: $B(1.35m)$ を乗じることにより(5)式を用いて求めた。

$$\Delta Q_{in}^{1230} = (Q_{in}^{1230} - Q_{in}^{1230}) \cdot B \quad \dots\dots\dots(5)$$

推定計算による崩壊地源頭部(No.14 地点)での崩壊発生時刻である 6 月 29 日 20:30 (計算開始から 1,230 分後)時の各地点における追加流入量を図-10 に示す。各地点における追加流入量は 57.6~99.2cc/sec を示し、高い集水性を有する斜面下流部ほど大きい値を示す傾向が認められる。特に、崩壊地源頭部周辺に位置する No.12~14 地点の追加流入量は、それぞれ 96.1, 94.3, 98.8cc/sec を示し、前章で確認された無降雨期間内でのパイプからの総流出量、すなわち降雨とは無関係に崩壊地源頭部(パイプ部)へと供給される基底流出量: 53.3~145.3cc/sec(図-4)と概ね一致しているといった事実は注目に値する。

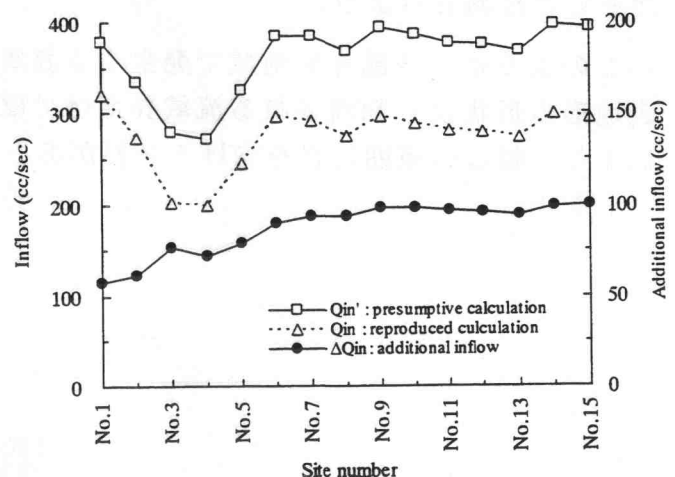


図-10 崩壊発生時刻である6月29日20:30(計算開始から1,230分後)時の各地点における推定計算による追加流入量

6. おわりに

結晶片岩地域で発生した崩壊地の源頭部に形成されたパイプからの流量観測を実施することにより、パイプ流量の降雨応答特性並びにパイプ流出高と降雨との関係について検討を加えた。さらに、浸透流解析と斜面安定解析とを組み合わせた簡易一次元モデルを用いて、1999年6月29日にC支溪で発生した崩壊の再現計算を行うとともに、C支溪で崩壊が発生するために必要となる「追加降雨量(追加流入量)」を求めた。そして、現地観測により得られた結果と数値計算により得られた結果とを比較することにより、パイプの存在と崩壊現象との因果関係について議論するとともに、結晶片岩地域で発生した表層崩壊の発生原因について考察した。以上の結果、得られた知見は以下のとおりである。

(1) パイプからの流出量は、日雨量が 50mm/day 以上の降雨に対して増大する。また、無降雨期間内のパイプからの流出量が 53.3~145.3cc/sec を示したことに加えて、パイプからの流出高と日雨量との比較を行うことにより、C 支溪崩壊地源頭部へと向かう降雨以外の供給水源の存在が推測された。このため、とびのす谷 C 支溪には、パイプからの流出には降雨以外の要因も関与している可能性が示唆された。無降雨期間内のパイプからの流出量は、降雨とは無関係に崩壊地源頭部へと供給される地下水流すなわちパイプからの基底流出量として位置付けられた。

(2) 1999 年 6 月 29 日の崩壊発生時の実績降雨波形を入力条件として崩壊の再現計算を行った結果、C 支溪で崩壊が発生するためにはさらに多くの降雨もしくは供給水量を必要とすることが確認された。さらに、数値計算上、既往崩壊地源頭部(No.14 地点)で、実際の崩壊発生時刻と同時刻に崩壊を発生させるためには、実績降雨量に加えてさらに 7.5mm/day の追加降雨が必要となる。

(3) 現地観測により明らかとなった C 支溪崩壊地源頭部での基底流出量(53.3~145.3cc/sec)と、数値計算により得られた C 支溪で崩壊が発生するために必要となる追加流入量(94.3~98.8cc/sec 程度)とが概ね一致したことより、とびのす谷 C 支溪で発生した崩壊には、降雨以外の供給水源すなわちパイプからの基底流出量の存在が大きく関与していたことが明らかとなった。言い換えれば、この崩壊地源頭部へと向かう基底流出量が存在しなかったならば、1999 年 6 月 29 日の豪雨時には崩壊が発生しなかったものと推測されよう。

このように、結晶片岩地域で発生する表層崩壊について議論しようとする場合、地表地形の形状より判断される流域界だけではなく、基岩地形の形状をも考慮することにより、幅広い範囲に目を向ける必要があることが示唆された。

【引用文献】

- 平松晋也・石川芳治・小山内信智・三好岩生 (1999) : 1999 年 6 月 29 日徳島県西祖谷山村で発生した土砂災害 (速報), 砂防学会誌 (新砂防) Vol.52, No.3, p.44-49
- 平松晋也・前川美紀子・小山内信智 (2001) : 結晶片岩地域で発生した崩壊地の源頭部に形成されたパイプの変遷とパイプ流の降雨応答特性, 地形 Vol.23, No.4, p.585-609
- 飯田智之 (1993) : 表層崩壊の免疫性と崩壊確率モデル, 地形 Vol.14, No.1, p.17-31
- 水山高久 (1994) : 山腹斜面のパイプフローが表層崩壊発生に与える影響に関する研究, 平成 3~5 年度科学研究費補助金 (一般研究 (B)) 研究成果報告書, p.10-18
- 新藤静夫 (1993) : 斜面災害における地下水の集中流現象, 第四紀研究 Vol.32, No.5, p.315-322
- 内田太郎・小杉賢一朗・水山高久 (1998) : 山地源流域の流出特性に与えるパイプの影響, 京大演報 Vol.69, p.38-53