

森林水文試験地間の相互比較による流域水貯留機能とその影響要因の評価

Evaluating catchment water storage capacity and its factors through inter-comparison among experimental forest sites

名古屋大学 ○猪越翔大・五味高志・田中隆文・小谷亜由美

筑波大学 恩田裕一・邱渢璋

森林総合研究所 小田智基

京都府立大学 勝山正則

東京大学 浅野友子

1. はじめに

降雨に伴う斜面崩壊の発生予測には土壌や岩盤の水貯留量の把握が重要である (Boggard and Greco, 2016) . たとえば, 小杉 (2015) は, 実効降雨による土壌貯留量を考慮することで, 崩壊発生の誘因となる降雨特性の評価を行っている. また, 内田ら (2014) は, 深層崩壊の発生頻度について, 降雨発生確率から推定できる可能性を示している. このように斜面崩壊の発生危険度については, 降雨を入力値として評価する場合が多い (執印ら, 2011) .

このような降雨に対して, 河川流量観測から崩壊発生危険度の評価も実施されている. 恩田ら (1999) はピーク発生の遅れ時間に注目し, 流域内の遅い流出成分が貯留量増加と崩壊発生に影響することを示した. 地頭園ら (2006) は, 湧水の発生箇所や流量が, 山体地下水の量や流出過程, さらに深層崩壊危険度と関連することを提案している. しかし, これらの研究は流域貯留量の評価で重要となる流域からの排水プロセス, すなわち流量の逡減による評価が行われていない. そこで, 本研究では, 流量データから流域スケールでの貯留量の評価を行うとともに, 地質や地形による貯留量-流量の関係を整理した. これにより流量データから斜面崩壊リスクの評価への適用の可能性について検討した.

2. 貯留量推定の理論と方法

ある一定時間 (t) の流域貯留量 (S :mm) の変化 (dS/dt) は, 降雨 (P), 蒸散量 (E), 流量 (Q) の以下の水収支式で計算される.

$$\frac{dS}{dt} = P - E - Q \quad (1)$$

ここで, 無降水時 ($P=0$) には以下の式に変形できる.

$$\frac{dQ}{dS} = \left. \frac{-dQ/dt}{Q+E} \right|_{P \approx 0} \quad (2)$$

Kirchner (2009) では, さらに $E=0$ を仮定するため, 1時間流量で夜間データを活用したが, 本研究では日流量としており, 無降雨時の蒸発散の影響も考慮する必要がある. そこで, 蒸発散量調整流量変化 (δ : mm/day²) を導入した (Wlostowski et al., 2021) . 蒸発散量は, Inokoshi et al., (2023) が構築した森林蒸発散モデルを用いて推定した. 無降水日が連続して二日間以上続き, 流

量逡減期間の, 連続する二日間の流量変化, 平均流量, 平均蒸発散量を計算した. 得られた δ を Q のべき乗則 (a : mm^{1-b}day^{b-2}, b : 単位なし) で近似した:

$$\delta = \frac{-dQ/dt}{Q+E} Q = a \cdot Q^b \quad (3)$$

式(2)および式(3)から,

$$\int dS = \int \frac{Q}{\delta} dQ = \int \frac{1}{a} Q^{1-b} dQ \quad (4)$$

式(4)が得られ, 貯留量-流量関係が定まる. なお, 式(4)を解く際の積分定数は, 解析期間の貯留量の最小値が0となるように設定した. 貯留量-流量関係の流域間比較は傾き (dQ/dS) を指標とし, 式(2)と(3)から以下のように算出した.

$$\frac{dQ}{dS} = a \cdot Q^{b-1} \quad (5)$$

流域間比較で必要となる流量は, 大学演習林や森林総合研究所試験地などの, 国内11の森林流域を用いた. 流域面積は0.8~117.9ha, 標高差は60~610m, 起伏量 (標高差と流域面積の自然対数の比として算出) は10~71m/ln(m²)である. 年平均気温, 年降水量はそれぞれ7.2~16.4°C, 1200~3075mmであり, 4流域では冬季に年降水量の13~39%の降雪がある. 8流域は堆積岩流域 (東京農工大学FM唐沢山K2-1流域や東京大学秩父演習林バケモノ沢流域) であり, 2流域は花崗岩 (桐生水文試験地と東京大学生態水文学研究所白坂流域), 1流域 (宝川森林理水試験地初沢) はデイスイト流域である. 各流域, 2~3年の日単位の流量データと蒸発散量データを整理した. 蒸発散量の計算には, 既往の研究報告から確認した各流域の解析期間における森林状態 (樹種や樹高など) と, 現地気象観測データまたは近隣のアメダスデータの標高補正值を用いた. 流域の貯留量の指標として, 無降水日の最大流量に対する最大貯留量, 日流量5mmの dQ/dS ($dQ/dS-5$) を用いた. 日流量5mmは各流域の流況曲線の超過確率5~34%となる.

3. 結果

流量の増加に伴い貯留量は非線形に増加した (図-1). 流域毎のパラメータ a と b はそれぞれ $2.55 \times 10^{-2} \sim 1.64 \times 10^{-1}$ mm^{1-b}day^{b-2}, 1.39~2.46であった. 最大貯留量は40~383mm (平均: 152mm) であり, 堆積岩流域では40~383mm (平均: 157mm), 花崗岩流域では112mmと113mm,

デイサイト流域では196mmであった。 dQ/dS -5は、 $7.04 \times 10^{-2} \sim 2.34$ であり、堆積岩流域では $7.04 \times 10^{-2} \sim 2.34$ 、花崗岩流域では 9.67×10^{-2} と 1.36×10^{-1} 、デイサイトでは 1.41×10^{-1} であった。花崗岩流域は dQ/dS -5が小さい傾向にあり、例えば桐生水文試験地（花崗岩流域）では同程度の最大貯留量をもつFM唐沢山K2-1流域（堆積岩流域）と比較し、 dQ/dS -5は5分の1程度であった。地形については、流域面積の増加に対して最大貯留量は増加（ $r = 0.46, p = 0.154$ ）、 dQ/dS -5は減少（ $r = -0.39, p = 0.240$ ）したものの、どちらも有意水準5%で有意ではなかった。起伏量の増加に対しては、最大貯留量は有意に増加し（ $r = 0.70, p = 0.016$ ）、 dQ/dS -5は有意ではないものの、減少した（ $r = -0.38, p = 0.246$ ）。また、降雪地域の堆積岩流域では最大貯留量は58～383mm（平均：261mm）と無降雪地域の40～172mm（平均：95mm）より大きかった。

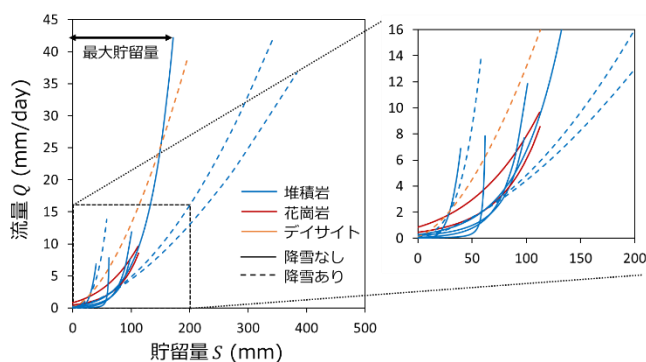


図-1 貯留量と流量の関係。右図は一部拡大

4. 考察

流域地質によって異なる流域貯留量—流量関係が確認された。 dQ/dS -5は降水に伴う貯留量の増加に対する排水の指標であり、花崗岩流域における小さな dQ/dS -5は、花崗岩流域では堆積岩流域と比較して直接流出量が小さく基底流出量が多いという既往研究報告（例えばKatsuyama et al., 2008）と一致した。すなわち花崗岩流域では堆積岩流域よりも貯留が卓越することから、降水に対して貯留量が増加しやすく、崩壊発生周期が短い傾向にある（千木良, 2006）ことと関連している可能性がある。

堆積岩流域では起伏量などの地形的特徴による貯留量—流量曲線への影響がみられた。 dQ/dS -5が小さく300mm以上と大きな最大貯留量をもつ流域（例：東京大学秩父演習林バケモノ沢）は起伏量も $60\text{m}/\ln(\text{m}^2)$ と大きい。バケモノ沢では、浅い岩盤地下水と深い岩盤地下水の二つの地下水源が存在し、特に洪水時において深い岩盤地下水の流出への寄与が増加する（Asano et al., 2023）。すなわち、起伏量の大きな堆積岩流域では、岩盤構造に伴う複数の流出に寄与する帯水層が存在することで最大貯留量が大きくなると考えられる。このこ

とは、大規模降雨時に大起伏付加体堆積岩山地において発生する深層崩壊（恩田ら, 1999）と関連している可能性がある。

また、降雪を有する流域においても、大きな最大貯留量が確認された。蒸発散量の小さい冬季に、数か月かけてゆっくりと流域へ供給される融雪水は、地下水へと効率的に涵養され、夏季の河川流出に寄与する（Cochand et al., 2019）。このような融雪の流域貯留量への寄与は重要な水資源となる一方で、積雪地域において発生する融雪期の地すべりの要因（川原谷ら, 2000）となっている可能性も考えられる。

まとめ

本研究では地質や地形、気象条件（降雪の有無）によって異なる貯留量—流量関係や最大貯留量が確認できた。本手法により、地質や地形、気象条件によって異なる斜面崩壊リスクと関連する、各流域の貯留特性を簡易的に把握することができると考えられた。

引用文献

- Asano Y et al., 2023. Lateral flow in bedrock dominates baseflow and flood flow in a catchment underlain with permeable sedimentary rock in the high-relief Chichibu mountains. *Hydrological Processes* 37 (11): e15011.
- Bogaard TA, Greco R. 2016. Landslide hydrology: from hydrology to pore pressure. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 3 (3): 439-459.
- 千木良雅弘 2006. 地すべり・崩壊の発生場所予測—地質と地形からみた技術の現状と今後の展開. 土木学会論文集C 62 (4): 722-735.
- Cochand M et al., 2019. Groundwater storage in high alpine catchments and its contribution to streamflow. *Water Resources Research* 55 (4): 2613-2630.
- Inokoshi S et al., 2023. A watershed-scale evapotranspiration model considering forest type, stand parameters, and climate factors. *Forest Ecology and Management*, 547: 121387.
- 地頭蔭隆ら 2006. 深層崩壊発生場所予測法の提案—鹿児島県出水市矢筈岳山体を例にして—. 砂防学会誌 59 (2): 5-12.
- Katsuyama M et al., 2008. Comparison of rainfall-runoff characteristics in forested catchments underlain by granitic and sedimentary rock with various forest age. *Hydrological Research Letters* 2: 14-17.
- 川原谷浩ら 2000. 酸素・水素安定同位体比を利用した秋田県谷地地すべり地の地下水の混合と起源について. 地すべり 36 (4): 48-55.
- Kirchner JW. 2009. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modelling, and doing hydrological backward. *Water Resources Research* 45 (2)
- 小杉賢一朗 2015. 斜面崩壊の誘因となった降雨の評価手法. 砂防学会誌 67 (5): 12-23.
- 恩田裕一ら 1999. 降雨流出ピークの遅れ時間の違いからみた崩壊発生時刻予測の可能性. 砂防学会誌 51 (5): 48-52.
- 執印康裕ら 2011. 土壌雨量指数および潜在崩壊面積指数を用いた崩壊発生降雨特性の評価について. 砂防学会誌 63 (5): 37-42.
- 内田太郎ら 2014. 深層崩壊の発生確率評価手法に関する検討. 砂防学会誌 59 (2): 5-12.
- Wlostowski AN et al., 2021. Signatures of hydrologic function across the critical zone observatory network. *Water Resources Research*, 57 (3)

Keywords: Storage, Landslides, Recession analysis, streamflow