

特 集 中池見湿地の保全と北陸新幹線ルート変更問題

山地源流域の山体地下水が雨水の流出に果たす役割

京都大学大学院農学研究科 小 杉 賢一郎

Role of bedrock groundwater in rainwater discharge processes at a headwater catchment. Ken'ichirou Kosugi (*Graduate School of Agriculture, Kyoto University*)

はじめに

山地源流域における水文観測によって、土層内に浸透した雨水の一部が土層の下にある岩石の層（基岩層）に浸透することが指摘されてきた（塚本，1992）。この浸透水が涵養する基岩内部の地下水（山体地下水）は、山体深部に漏逸し水収支上の損失成分になるが、山地小流域の降雨流出プロセスや物質循環においてそれ以上の影響は及ぼさない、と考えられることが多かった。しかしながら、最新の水文観測によって、実際の基岩浸透量がかなり多いこと、一端基岩に浸透した水が流域内部で土層内に湧出することなど、山体地下水と表層水文過程の間に密接な繋がりがあることが明らかにされつつある（たとえば，Katsura et al., 2008）。ここでは、花崗岩を母材とする山地源流域において、調査ボーリング孔網を利用した詳細な水文観測を実施し、降雨による山体地下水の水位変動、ならびに山体地下水が降雨流出に及ぼす影響について検討した結果（Kosugi et al., 2011；小杉ほか，2012）を報告する。

六甲山系西おたふく山における水文観測

対象とした流域

図1に対象流域（西おたふく山流域）の地形を

示す。本流域は、兵庫県六甲山系住吉川流域内の西おたふく山山頂西側に位置する、面積2.1haの森林流域である。流域出口と頂部の標高は、それぞれ742、875mであり、頂部は六甲山系の主尾根の一部を形成している。流域最上部は隆起準平原に属し比較的平坦であるのに対し、残りの部分は急峻な地形を呈している。流域全体の平均斜度は 34° である。平均土層厚は1.4m（標準偏差0.6m）である。流域の地質は六甲花崗岩と呼ばれる黒雲母花崗岩から成り、植生は、コナラ、アカマツ、

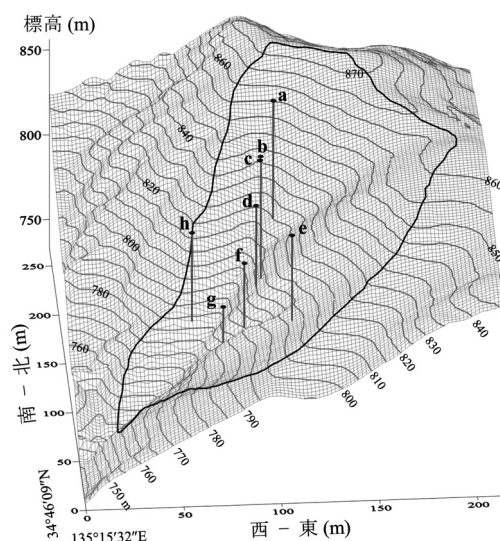


図1. 西おたふく山観測流域の地形と調査ボーリング孔.

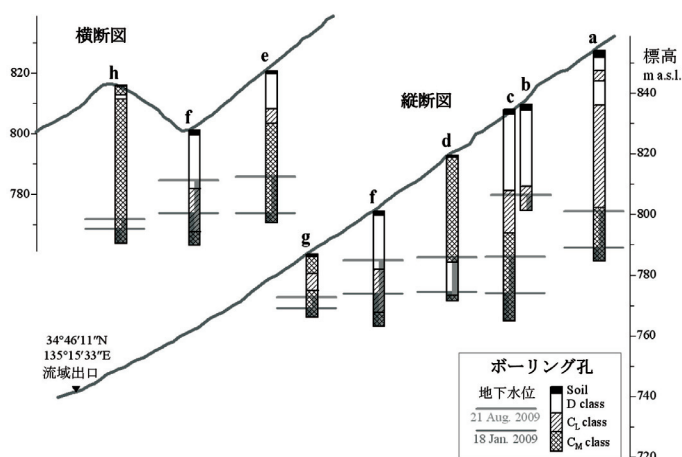


図2. 縦・横断面図上における調査ボーリング孔の位置・深さと観測地下水位. ボーリング孔の様子は岩石の風化区分を表す.

エゴ、リョウブ、ネジキ、アセビ等が繁茂する二次林で、林床はミヤコザサに覆われている。

水文観測

流域の尾根付近の樹冠被覆の無い地点において雨量を計測した。また、流域出口に三角堰を設けて流量を計測した。流域主谷沿いの6地点（a, b, c, d, f, g地点）と、f地点の東西方向2地点（e, h地点）には、深度21～70mの調査ボーリング孔を設置し、基岩内地下水位を水圧式水位計で計測した。計測インターバルは10分、計測期間は2008年2月～2010年2月の2水文年である。

図2は、流域の主谷沿いの縦断面図と、f地点を通過する横断面図上に、各調査ボーリング孔の位置・深さと、採取されたコアの風化区分（土質工学会, 1979）を示したものである。また図3は、e, g地点で採取された基岩コアサンプルの様子を示したものである。e地点では、深さ12.7mまでD級の風化花崗岩が分布し、強度の風化が深部まで進行していることがわかる。同様の傾向は、a, b, c, f地点でも観察された（図1, 2）。一

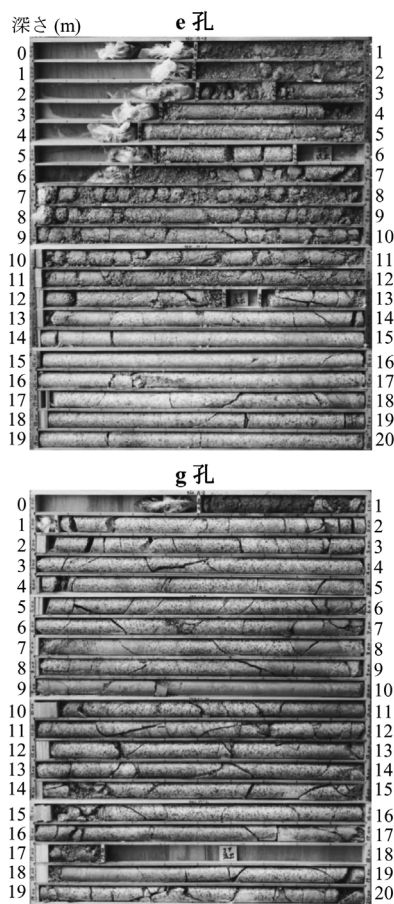


図3. 調査ボーリング孔で採取された岩石コアの様子。

方、g地点の岩盤の風化程度は相対的に低く、全深度においてCL～CM級であり、D級の岩盤は見られなかった。ただし、多くの亀裂が存在していた（図3）。同様の傾向は、d, h地点でも観察された。

西おたふく山の地下水と流出

深度でみた山体地下水位

図4に、観測された日雨量ならびに二週間雨量と、ボーリング孔内の地下水位の変動を示した。

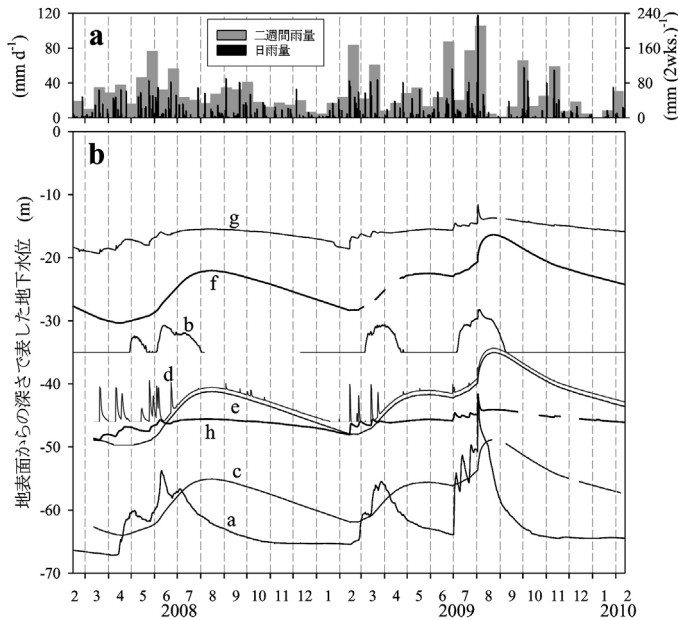


図4. (a) 日雨量・二週間雨量と (b) 地下水位の時間変化.

この図の地下水位は、地表面からの深さで表示している。地下水位変動を見ると、規模の大きな日雨量に反応して比較的鋭敏な反応を示す場合や、より長期にわたる積算雨量に対応して緩やかな反応を示す場合など、観測孔による違いが大きいことがわかる。一般に、地下水面が深い位置にあるほど降雨浸透に時間を要するため、降雨に対する反応は緩やかになると予想される。しかしながら図4の結果は、地下水位変動が深さとはあまり関係しないことを示している。例えば、a孔の水位は最も深い位置(40~70m)で観測されたにもかかわらず、降雨に反応した比較的素早い変動を示した。このことは、山体のかなり深い位置にある地下水であっても、雨水の影響を比較的早く受ける場合があることを示している。一方f孔の水位は、より浅い20~30mの深度に存在するものの、極めて緩やかな季節変動を示した。

標高でみた山体地下水位

図5bは、地下水位を標高で示したものである。標高別に見ると、地下水位の変動パターンは大きく三種類に分類されることがわかる。最も標高が高い地下水位は、流域最上流部のa, b孔(図1参照)で観測されたものであり、降雨に対して比較的鋭敏な反応を示した。以下では、この地下水帯を上流地下水帯と呼ぶ。

中位の標高の地下水位は流域中央部のc, d, e, f孔で観測され、ほぼ同じ標高に位置し、互によく似た変動を示した。このことから、空間的に大きな広がりを持つ地下水帯(以下、中流地下水帯と呼ぶ)が存在することが示唆された。但しd孔の水位のみは、強度の強い雨に対して非常に素早い反応を示す場合があった。これは、基岩の割れ目を水みちとする選択的な降雨浸透によるものと推察された。また、c孔は上流地下水帯に属するb孔とほぼ同じ位置にあるが(図1, 2参照),

両者で観測された地下水位は、標高も波形も大きく異なっていた。中流地下水帯の水位は、地表面からの深さ16～62mの範囲に分布しており（図4）、まとまった量の降水（図5aの二週間雨量参照）があった後に緩やかな上昇を示す傾向が見られた。その涵養源は、雨水の鉛直浸透と上流地下水帯からの側方流と考えられる。水位波形が、個々の降雨イベントには反応を示さず、極めて緩やかな季節変動を示すことから、中流地下水帯は大きな貯水容量を持つと推察された。

g, h孔で観測された地下水位も、互いによく似た標高と時系列を示し、空間的な広がりを持つ地下水帯（以下、下流地下水帯と呼ぶ）の存在が示された。g孔の地下水位は地表面からの深さが12～19mと比較的浅いが、流域界の尾根に位置す

るh孔の水位は深い位置（深さ42～48m）に存在していた（図4）。この結果、h孔の水位は、谷筋にあるf孔、g孔よりも低いレベルにあり（図5）、山体地下水の実際の流動方向と表面地形が示す流動方向とは異なる場合があることがわかった。さらに下流地下水帯の水位は、豪雨の波形に敏感に反応した小刻みな変動と、中流地下水帯とよく似た緩やかな季節変動の2つが重なった波形を示した。このことから下流地下水帯は、降雨の鉛直浸透と中流地下水帯からの側方流によって涵養されていると考えられる。

各孔の地下水位が平均的に低いレベルを示した2009年1月18日と、高いレベルを示した2009年8月21日について、縦・横断面図上の地下水位分布を、図2中に示した。中流地下水帯に属するc, d, e,

f孔の水位はほぼ同じ高さにある一方で、上流地下水帯と中流地下水帯、中流地下水帯と下流地下水帯の間には、大きな水位差が存在することがわかる。この様に西おたふく山の地下水位は、尾根から谷にかけて連続的に分布するわけではなく、複数の地下水帯を形成して階段状に変化することがわかった。この原因の一つとして、断層などの地質的な不連続面によって地下水帯が分断されていることが推察される。

山体地下水と流出ハイドログラフ

流域からの流出ハイドログラフ（図5c）は、降雨に対応した洪水ピークを示した。その一方で、無降雨時の流量（基底流量）が極めて緩やかな季節変動を示し、2008年8月中旬、2009年5月下旬、8月中旬にピークが観測された。

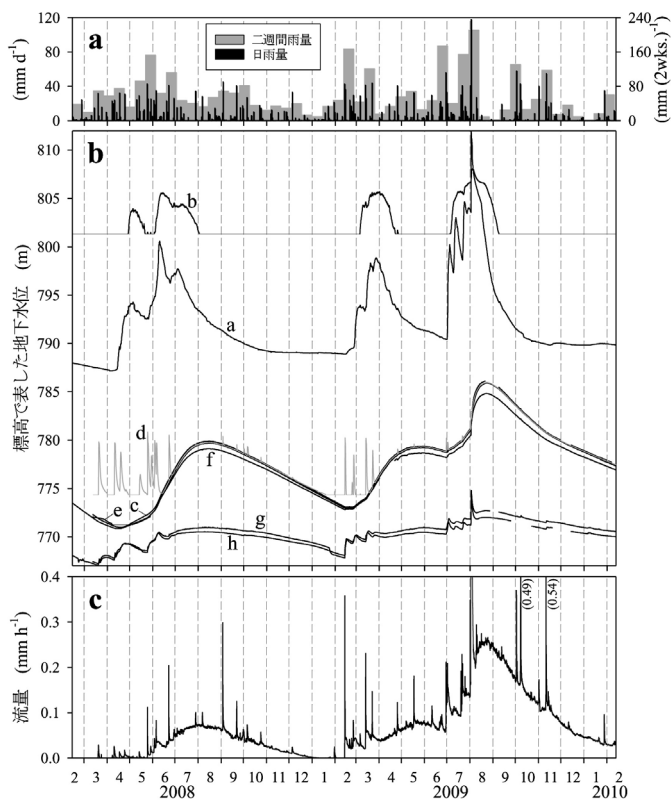


図5. (a) 日雨量・二週間雨量, (b) 地下水位, (c) 流量の時間変化.

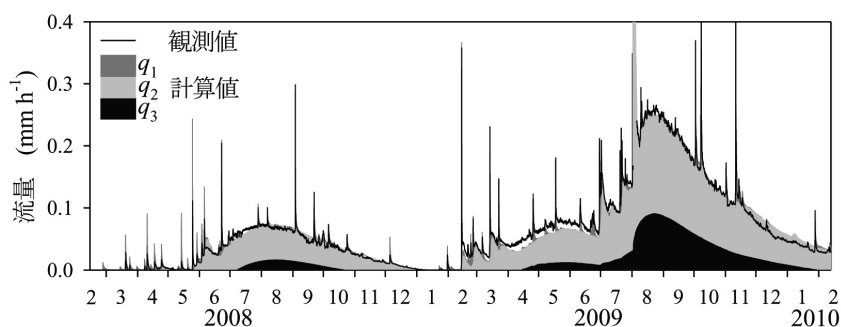


図 6. 流量の観測値と計算値.

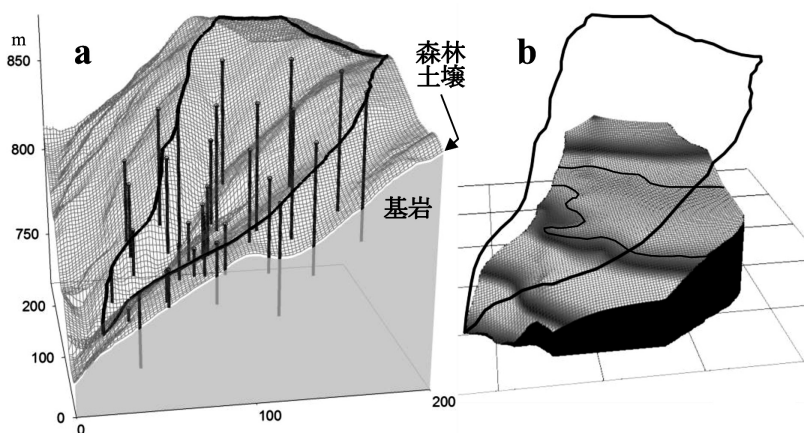


図 7. (a) 調査ボーリング孔の位置と (b) 観測された地下水面分布.

基底流量のピークは、中流地下水帯水位のピークや、下流地下水帯水位に見られる緩やかな季節変動のピークとほぼ同時刻に発生しており、山体地下水と降雨流出との密接なインタラクションを示唆している。すなわち西おたふく山では、空間的な拡がりを持ち貯水容量が大きな中流地下水帯が、浸透雨水や上流域からの流入地下水を蓄え、緩やかな波形に変換した後に、下流域に供給していると考えられる。中流地下水帯からの地下水流は、直接、あるいは下流地下水帯を経て、流域出口からの流出成分になると推察される。

以上の考察に基づき、流域出口からの流出をシ

ミュレートした結果を図 6 に示した。流出成分 q_1 は、流域出口付近の土層からの流出を貯留関数モデル (Kirchner, 2009) で表現したものである。流出成分 q_2 、 q_3 は、それぞれ下流地下水帯と中流地下水帯からの地下水流出成分を、Dupuit-Forchheimer式 (Bear & Cheng, 2010) を使用して h 孔、f 孔の観測地下水位から算定したものである。三つの成分を足し合わせた計算流出波形は、観測波形を良好に再現していることがわかる。この計算結果に基づくと、年総流出量のおよそ 93% が、山体地下水から供給されていると考えられた。

以上の様に西おたふく山では、雨水の流出に山体地下水が大きな役割を果たしていることがわかってきた。特に中流地下水帯は、大量の雨水を一時的に貯留して下流域に持続的に供給する「水瓶」の役割を果たしていると考えられた。そこで、より多くの調査ボーリング孔を設置して、この水瓶の容量を定量化し、水資源上の役割を解明する追加調査を開始した（図7a）。これまでのところ、図7bの太線で囲んだ範囲に中流地下水帯が拡がり、多量の地下水が貯留されていることがわかり始めている。

まとめ

花崗岩を母材とする六甲山源流域において、調査ボーリング孔網を用いた山体地下水観測を実施した。また、降雨量、流出量の観測を併せて行った。その結果、上流・中流・下流域に互いに不連続な山体地下水帯が存在すること、各地下水帯の雨水貯留特性と異なる地下水帯間の地下水流動特性が、降雨流出プロセスを大きくコントロールしていることが示された。

謝辞

本研究の実施にあたり、JST CRESTならびに科学研究費補助金（22248018, 23221009）の補助を受けた。ここに記し、深く謝意を表します。

Bear, J. & A. H. -D. Cheng. 2010. Groundwater Motion. In: Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport, pp. 152-159. Springer, Dordrecht.

土質工学会（編）. 1979. 風化花崗岩とまさ土の工学的性質とその応用. 316 pp. 土質工学会土質基礎ライブラリーNo.16, 東京.

Katsura, S., K. Kosugi, T. Mizutani, S. Okunaka & T. Mizuyama. 2008. Effects of bedrock groundwater on spatial and temporal variations in soil mantle groundwater in a steep granitic headwater catchment. *Water Resources Research*, 44 : W09430, doi: 10.1029/2007WR006610.

Kirchner, J. W. 2009. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall - runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45 : W02429, doi: 10.1029/2008WR006912.

Kosugi, K., M. Fujimoto, S. Katsura, H. Kato, Y. Sando & T. Mizuyama. 2011. A localized bedrock aquifer distribution explains discharge from a headwater catchment. *Water Resources Research*, 47 : W07530, doi: 10.1029/2010WR009884.

小杉賢一朗・藤本将光・水山高久. 2012. 降雨による山体地下水の水位変動について. 「深層崩壊の実態, 予測, 対応, 特定研究集会23C-03」, pp. 56-63. 京都大学防災研究所, 京都.

塚本良則. 1992. 山地の地下水. 「森林水文学」, pp. 161-163. 文永堂出版, 東京.