

< 翻訳 > 流出特性に対する岩盤地下水挙動の影響：丹沢山地西部 花崗閃緑岩源流域における研究事例 *

安部 豊 **・内山佳美 **

Effects of bedrock groundwater dynamics on runoff generation: a case study on granodiorite headwater catchments, western Tanzawa Mountains, Japan (Japanese Edition) *

Yutaka Abe**, Yoshimi Uchiyama**

要 旨

安部豊・内山佳美：< 翻訳 > 流出特性に対する岩盤地下水挙動の影響：丹沢山地西部花崗閃緑岩源流域における研究事例。神奈川県自環保セ報告 本稿は、Abe *et al.*, (2020) DOI: 10.3178/hr1.14.62 を日本語訳した資料である。丹沢山地西部に位置する花崗閃緑岩源流域 (NA および NB) における流出形成プロセスに対する岩盤地下水動態の影響を明らかにするために、流出量および岩盤地下水位 (深さ 50m) の降雨流出応答と、Hydrological Cycle (HYCY) モデルを用いて計算した水収支についての解析を行った。2013 年の年間流出量は、NA 流域で 398mm (降水量の 21%)、NB 流域で 1,209mm (降水量の 63%) だった。岩盤地下水位は、年間で約 3m 変動し、30mm の降水イベントに対して上昇する応答を示した。日基底流量と岩盤地下水位の正の相関関係から、岩盤地下水が基底流出形成に寄与していることを示した。HYCY モデルで計算された年間の岩盤地下水浸透量は、NA 流域で 656mm (降水量の 34%)、NB 流域で 52mm (降水量の 3%) であった。これらの結果から、隣接する流域においても、岩盤地下水浸透量が大きい場合と無視できる程小さい場合が観察され、これらの岩盤地下水の動態の違いが、NA・NB 流域における流出量の違いに影響していると推察された。

キーワード：runoff；bedrock groundwater infiltration；granodiorite；HYCY model with outflow；Tanzawa Mountains；流出；岩盤地下水浸透；花崗閃緑岩；丹沢山地

I. はじめに

本稿は、著者が発表した Abe *et al.* (2020) を、研究成果の幅広い普及と理解のために、日本語訳したものである。Abe *et al.* (2020) が正式な論文で

あり、本稿は「資料」の扱いとなる。なお、編集上入れることができなかった文章や理解を助ける追記コメントを [] で示した。

降水量、流出量および水質の観測による流出形成プロセスの研究は、小スケールの集水域において多

* 本稿は、著者らが発表した Hydrological Research Letters に掲載した原著論文 Abe *et al.*, (2020) DOI:10.3178/hr1.14.62 を、研究内容を広く普及するために日本語訳し、理解を助けるコメントを加筆したものである。Abe *et al.*, (2020) が正式な論文であり、本稿は資料の扱いとなる。

** 神奈川県自然環境保全センター 研究企画部 研究連携課 (〒 243-0121 神奈川県厚木市七沢)

く行われている (Dunne and Black, 1970 ; Mosley, 1979 ; Fukushima and Suzuki, 1986)。これらの研究は、集水域における岩盤の浸透性が低く、地下水の鉛直下向きの岩盤浸透や流域界を超えた流動が少ないと仮定している。しかしながら、いくつかの流域で、岩盤への地下水浸透量が大きいことが観察されている (Shimada *et al.*, 1981 ; Kosugi *et al.*, 2006)。また、多くの研究が、岩盤地下水が流出の発生に重要な役割を果たすことを報告している (Onda *et al.*, 2001 ; Uchida *et al.*, 2003)。

岩盤地下水の直接測定は物理的に難しいため、岩盤地下水の浸透量や流出を推定する間接法の開発が発達してきた。岩盤地下水浸透量の推定は、降雨量、流出量、蒸発散量の観測・推定による水収支に基づいた方法が多く用いられてきた (Terajima *et al.*, 1993 ; Katsuyama *et al.*, 2010)。Oda *et al.* (2013) は、観測の難しい蒸発散量を含めずに岩盤地下水浸透量を正確に推定できる塩化イオン収支法を使用して、岩盤浸透量を定量化した。彼らは、基底流量は、岩盤を通る地下水流と、2～3次谷スケールの集水域間の地下水移動によって決定されていることを観測した。さらに、Wakahara *et al.* (2014) は、Hydrological Cycle (HYCY) モデル (Fukushima, 1988 ; [日本語の場合は福寫・鈴木 (1986)]) に、岩盤地下水浸透を含む集水域から外に流動する地下水の機構を追加したモデルを構築することで、インドネシアの砂岩流域において、地下水の流域界を超えた流動によって基底流量が少ないことを示した。Kosugi *et al.* (2006) は、岩盤地下水の浸透量を、直接観測した貴重な研究である。彼らは、土壌と岩盤に設置したテンシオメータを使用して水文観測を行い、岩盤への水の浸透を促進する貯水バッファー (緩衝帯) としての土壌層の重要性を明らかにした。ただし、定量的な岩盤地下水浸透量を含む流出形成プロセスの調査事例は限られている。さらに、山地源流域における岩盤地下水貯留および流出形成プロセスを理解するためには、岩盤地下水位と流出量などの観測と解析が重要であるにもかかわらず、岩盤地下水位の直接観測は極めて稀である (Kosugi *et al.*, 2011 ; Iwagami *et al.*, 2010)。

本論文の目的は、花崗閃緑岩源流域における岩盤地下水動態と、その流出形成プロセスに対する役割を明らかにすることとする。直接的な岩盤地下水位

を含む水文観測データに基づく流出解析を実施し、岩盤地下水浸透を定量化するための数値シミュレーションモデルの構築を行った。

II. 研究方法

1. 研究対象地域

研究対象流域は、神奈川県北西部の丹沢山地西部 (北緯 35 度 28.0 度、東経 139 度 03.8 度) に位置するヌタノ試験流域にある源頭流域である (図 1)。

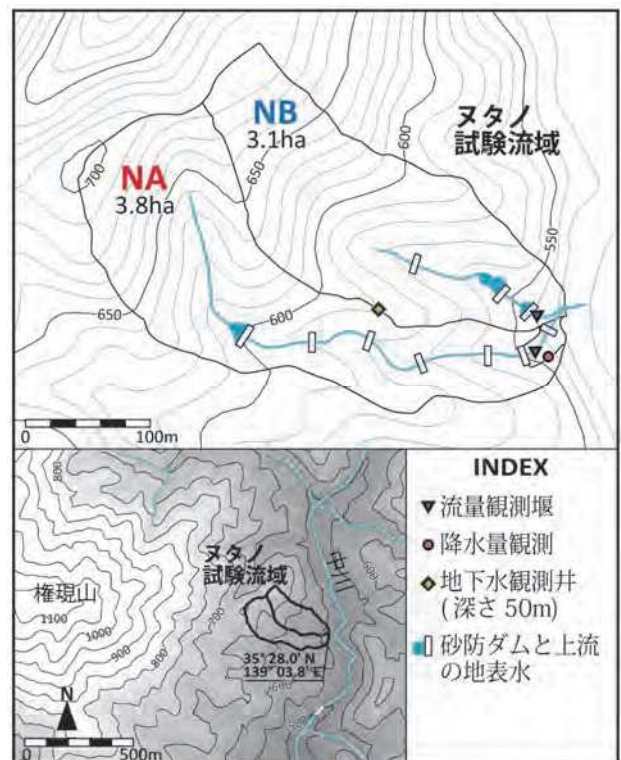


図 1. 調査地の位置と地形 (Abe *et al.*, 2020)

森林管理が水循環に及ぼす影響をモニタリングするために対象流域法を用い、隣接する 2 つの試験流域を設定した。流域 NA (3.8ha) は、2014 年 4 月に植生保護柵 (シカ柵) を設置する処理流域とし、流域 NB (3.1ha) は、施業を行わない対照流域 (Control) とした。試験流域の標高は、海拔 530～705m であり、地質は中新世の花崗閃緑岩からなる。NA 流域は深い V 字型の谷であるが、NB 流域の傾斜は緩やかである。土壌深度は、両流域の大部分を占める急な斜面において数十センチメートルであるが、尾根と下流の平坦地においては深度 2～3m に達する。両流域の植生条件は類似しており、主にアカシデ (*Carpinus laxiflora*) とケヤキ (*Zelkova serrata*)

で構成される広葉樹林で、スギ (*Cryptomeria japonica*) とヒノキ (*Chamaecyparis obtusa*) を含む。1972年の地すべり災害に対応して、2005年までに複数の砂防ダムが建設された。NA流域の砂防ダムは、最上流のダムを除いて堆積物で満たされ、表層水はしばしばダム堆積物に浸透することによってなくなる。NB流域の砂防ダムの大部分は堆積物で満たされており、表面流は年間を通じて連続して流出している(横山ほか, 2013)。平均年間降水量は2,400mm(アメダス、丹沢湖、2009年から2018年)、平均気温は12°C(内山ほか, 2015)であった。

[本研究が含まれる神奈川県による水源環境保全・再生施策については内山・山根(2008)、神奈川県環境農政部緑政課(2010)に、その一環の水循環研究の実施方針は内山ほか(2013)に、ヌタノ沢の水文地質に関しては横山ほか(2013)に、設置計測機器、流出特性に関しては内山ほか(2015)に詳しい]

2. 観測・解析方法

河川流量観測のためのVノッチ堰(90°)をNAとNBの流域末端に設置し、流出量を観測した。設置標高は、NAとNB流域ともに、530m. s.l.で同一である(図1)。2011年4月から、圧力式水位計(UIZ-GY1000A、株式会社UIZIN)を用いて10分間隔で堰内の水位を観測した。流出量(Q)は、現場測定から決定されたH-Q式を使用して、越流水位(H)から計算した(内山ほか, 2015)。また、降水量は、NA流量観測点付近に設置した転倒弁式雨量計(OW-34-BP、太田計器製作所)を用いて測定した。NAとNB流域の境界の尾根部に深さ50mの地下水観測井を掘削した(地盤高585 m a. s. l.)。観測井掘削の際に採取されたコアサンプルは、観測井の深さ全域において、風化した石英閃緑岩であり、いくつかの亀裂があった。強風化は、特に地表面から31mの深さまで、および42-50mの深さに、分布していた(横山ほか, 2013)。地下水位は、圧力式水位計(UIZ-WL1000-N19、株式会社UIZIN)を用いて1時間間隔で測定した。単一の降雨イベントは、降水量が1mm以上と定義し、降水が終了してから24時間以上降水がない場合、イベント期間の終了として区切った。直接流出量と基底流出量の分離には、Hewlett and Hibbert(1967)の時間単位の流出量に対する0.0055 L/s/ha/hの分離線を使用した。

本研究では、Wakahara *et al.*(2014)が提案したFukushima(1988)のHydrological Cycle (HYCY)モデルをベースとして岩盤地下水流出を含む集水域から外に流動する地下水(outflow)を組み込んだHYCY model with outflowを使用した(以下、HYCYモデルという)。岩盤地下水流出は、基盤岩を介して流域外に地下水が流出することであり、地下水の深部浸透や流域界を超えた流動などを表す。ここでは地下水深部浸透として扱うこととする[山地森林流域、特にヌタノ沢試験流域の場合、流域界である尾根の地下は基盤岩で構成されており、隣接流域への移動も基盤岩を介した地下水の流動であると考えられたため]。モデル上での地下水深部浸透を表す流出成分は、主に渓流水の河床から岩盤浸透が発生すると仮定して、モデルの基底流出量タンクから流出する基底流量に一定の割合を掛けることで計算した。モデルは、観測された流出量と降雨量の入力に基づいて、流出量、基底流量、蒸発散量、および地下水深部浸透量を出力することができる。流出量と降雨量の観測データが利用できる場合、モデルの構築によって、降雨流出過程の理解や、地下水深部浸透を含む水収支の推定に効果的な方法である。蒸発散パラメーターは、Fukushima(1988)の値を使用した。Fukushima(1988)の調査地は滋賀県南部の桐生試験地であり、神奈川県西部に位置する本研究の対象地域の西300kmに位置しているが、同様の年間蒸発散量のため、それらのパラメーターを適用して推定を行うこととした。例えば、Komatsu *et al.*(2008)による年間気温に基づいた年間蒸発散量の推定式では、上記の2つのサイト間での蒸発散量の差は20mmであり、日本全国の蒸発散量を推定している近藤ほか(1992)での両サイトの周辺の推定年間蒸発散量は800-900mmであった。モデルの流出パラメーターの設定に関しては、モデルによる計算値と観測値が、ハイドログラフにおいて基底流量および流量の減衰曲線のパターンを再現すること、また、年間流量の差を最小化することを重視して決定した。表1に設定した流出パラメーターを示す。計算された地下水岩盤浸透量は、次の式(1)のように年間の水収支に基づいて検証された。

$$R = Q + ET + B + \Delta S \quad (1)$$

ここで、 R (mm) は年間降水量、 Q (mm) は流出量、 ET (mm) は蒸発散量、 B (mm) は地下水岩盤浸透量、 ΔS (mm) は貯留量変化である。

表 I. HCYC モデルにおいて設定した流出パラメーター (Abe *et al.*, 2020)

Parameters		NA	NB
C	Areal ratio of a channel system	0.035	0.035
j	Ratio of channel evaporation for transpiration	2	2
D_{16}	Effective depth of the top soil which the runoff ratio of storm flow from a forested hillslope system equals to 16 % (mm)	38	18
D_{50}	Effective depth of the top soil which the runoff ratio of storm flow from a forested hillslope system equals to 50 % (mm)	100	120
Kc	Parameter of storage function at a channel system ($\text{mm}^{2/5} \text{h}^{3/5}$)	2	2
Kh	Parameter of storage function for storm flow at a Forested hill slope system ($\text{mm}^{2/5} \text{h}^{3/5}$)	3	6
Kin	Parameter of storage function for the top soil (h)	3	2
Pb	Parameter of storage function related to base flow	0.1	0.1
Kb	Parameter of storage function related to base flow ($\text{mm}^{9/10} \text{h}^{1/10}$)	2100	4000
Kl	Parameter of outflow ratio (%)	70	5

年間の流出特性に関しては、2012年から2018年までの観測期間について報告した。降雨流出の応答と水収支の解析は、森林管理実施による植生変化の影響がでていない状態で、かつ、地下水位データが取得された期間である2013年1月1日から12月31日を対象とした。

III. 結果

1. 流出量、降雨量、地下水位の年次変化

年間の流出量、平均地下水位 (2012～2018年) は、年間降水量の変動に対応した変動傾向を示した (図2a)。年間流出量は、NA流域で330～1,340mm (平均: 600mm、標準偏差: 251mm)、NB流域で1,210～1,870mm (平均: 1,490mm、標準偏差: 233mm) だった。NB流域における年間流出量は、NA流域の流出量の1.4～4.1倍だった。また、NA流域では流量がなかった日数が最大で年間128日間あったのに対して、NB流域では流量がなくなることは観測されなかった (図2b)。年間平均地下水位は564.7～565.5 m a. s. l だった。2012年、2015年、2018年に年間降水量が2,500mmを超えると、年間の流出量と平均地下水位が増加した。一方で、2013年、2014年、2017年で降雨量が2,000mm以下になった際、年間の流出量の減少が見られた。

2. 流出と地下水位の降雨に対する応答

NA、NB両流域において、降雨イベントの際に流

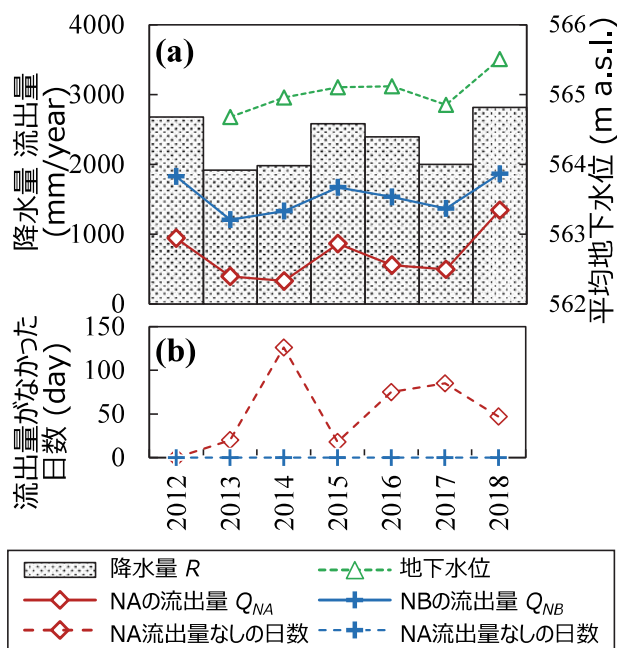


図2. (a) 降雨量、流出量、地下水位、および (b) 流出のない日数の年間変動 (Abe *et al.*, 2020)

出量の増加および地下水位の上昇が観測され、基底流量の日変動と地下水位に似た変動傾向を示した (図3)。2013年9月15日～17日の350.5mmの降雨イベントに対して、NAおよびNB流域における日最大流出量は、それぞれ46.5および47.8mm/dayが観測された。NA流域の日基底流量は、0～3.1mm/dayで、平均値は0.7mm/day、NB流域の日基底流量は1.4～5.2mm/day、平均は2.8mm/dayだった。地下水位は、563.4～566.7 m a. s. l だった。流出量のハイドログラフのベースライン (≒基底流量) は、地下水位

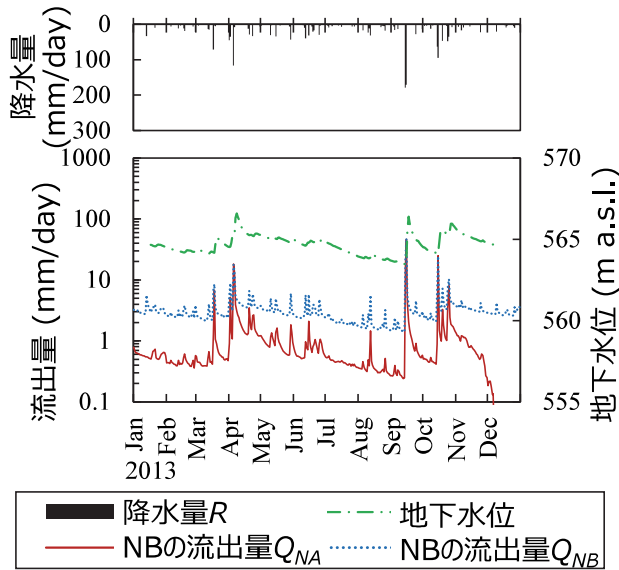
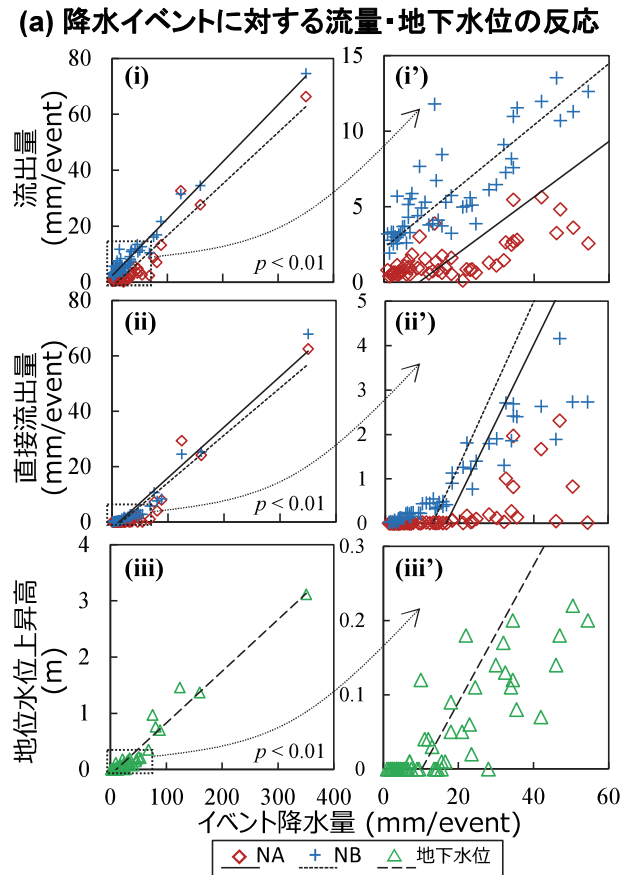


図 3. 観測された流出量と地下水位の日変動 (Abe *et al.*, 2020)

変動と似た変動傾向だった。しかし、11月と12月には、地下水位とNB流域の流出量は最低ではなかったにもかかわらず、NA流域の流出量は0mmに減少した。

降雨イベントと流出量の関係から、流出量と直接流量はイベント降雨量に対して正の相関関係にあった ($p < 0.01$) (図 4a)。[図 4a から、どの程度の降雨イベントの規模で、流出量、直接流出量、地下水位の増加が発生するかを見る。] NA流域の直接流出量は、30mmを超える降雨イベントで増加し始めた。NB流域における直接流出量は、15mm以上の降雨イベントで明らかに増加することが観測された。さらに、降雨イベントの地下水位の上昇高（イベント前とピークの際の水位の差）は、イベントの降雨量 ($p < 0.01$) と正の相関があり、10 mm以上の降雨イベントで顕著な増加がみられた (図 4a)。10～30 mmの降雨イベントでは、地下水位は応答しないか、わずかな増加（最大 20cm 程度）があった。30～350mmの降雨イベントでは、地下水位の上昇高は7～300cm だった。NA および NB 流域における日基底流量は、日平均地下水位と良好な相関関係を示した ($p < 0.01$) (図 4b)。ただし、地下水位が約 564.7m で、NA 流域の基底流量が 0～0.5mm であるプロットは、NB 流域とは異なる傾向を示している。ちなみに、降雨イベント時の図 4b のヒステリシスは、NA・NB 流域において時計回りと反時計回りの両方を示し、日の分解能で違いが見られなかった。[ヒステリシスについての補足説明：図 4b のような散布図のプ



(b) 日平均基底流量と地下水位

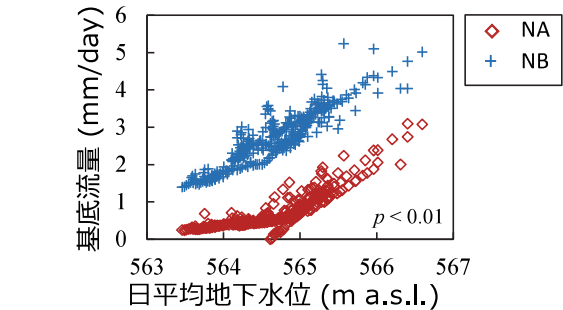


図 4. (a) 降雨イベントに対する流出量と地下水応答、(b) 日基底流量と地下水位の関係 (Abe *et al.*, 2020)

ロットを時系列でつなげた場合に、流量と地下水位とで増加 / 減衰のタイミングが異なると円を描くようなグラフになる。この上昇と減衰の過程で x 軸と y 軸のタイミングが異なることをヒステリシスという。例えば、図 4b で、すべての降水イベントにおいて反時計回りになった場合、地下水位が上昇した後に基底流量が上昇し、ピーク後には地下水位が低下した後に基底流量が低下していることになり、地下水位が上昇することによって基底流量が増加するという流出特性の可能性が読み取れる。しかし、本研究では特筆した傾向はみられなかった]

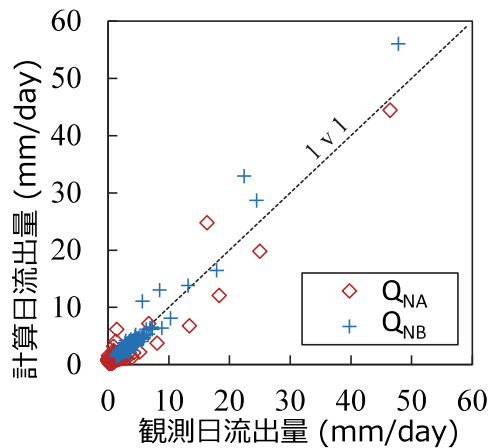
3. HCYモデルと年間水収支

Wakahara *et al.* (2014) による HCY モデルに表 I に示すパラメーターを設定し、観測された NA および NB 流域における時間雨量データから、両流域における流出量を計算した。図 5a に示す日計算流出量と観測流出量を比較すると、おおよそ 1 対 1 の線上にあった。さらに、計算流出量の日変動は、観測流出量の基底流の日変動とおおよそ同じ傾向を再現することができた (図 5b)。年間流出量で比較すると、NA および NB 流域における計算値は、それぞれ 421mm および 1,208mm であり、観測値の 398mm および 1,209mm と同等の値であった。ただし、時系列変化では、1 月と 9 月～12 月の間は、NA 流域での流

出量を完全に再現できない期間があった。例えば、11 月から 12 月にかけての NA 流域の流出量の急激な減少を再現することはできなかった (図 5b)。

NA および NB 流域において、数値モデルから計算された年間の岩盤地下水浸透量は、それぞれ 656mm と 52mm だった。また、年間蒸発散量はそれぞれの流域で 737mm と 738mm と計算された。ヌタノ試験流域から 13km 東に位置し、同じ丹沢山地の森林集水域の年間蒸発散量 799～898mm (Momiyama *et al.*, 2019) と比較すると、推定値は過小であった。2013 年の NA および NB 流域における式 (1) の水収支を、年間量 (mm) およびその降雨に対する割合 (%) として、図 6 に示した [元論文である Abe *et al.* (2020) では、NA・NB 流域の年間の水収支を下記のように文章で示すにとどまった。本稿では、下記の値をもとに水収支を図 6 に示した]。各観測値および推定値は、 R :1,920mm; Q_{NA} :398mm (21%); ET_{NA} :737mm (38%); B_{NA} :656mm (34%); ΔS_{NA} :129mm (7%); Q_{NB} :1,209mm (63%); ET_{NB} :738mm (38%); B_{NB} :52mm (3%); ΔS_{NB} : -79mm (-4%) であった [R, Q などの大文字は、式 1 の通りである。添え字の NA および NB は流域を表す]。小さな ΔS 値 (7% と -4%) は、推定値による水収支がおおむね閉じていることを示した。さらに、推定した損失量は NA 流域で 1,522mm、NB 流域で 711mm で、観測値に近かった。

(a) 観測値とモデル計算値の比較



(b) 観測値とモデル計算値のハイドログラフ

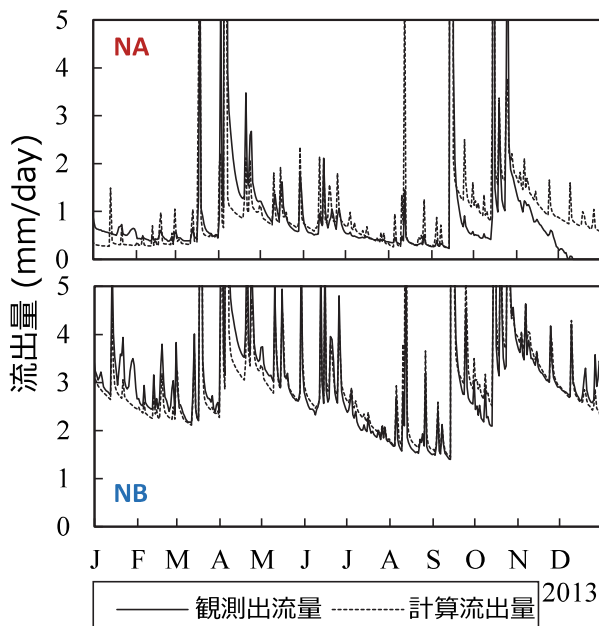


図 5. 流出の観測値とモデルによる計算値の比較
(a) 散布図、(b) 日変動 (Abe *et al.*, 2020)

IV. 考察

1. 基盤岩地下水の挙動

本試験流域の観測井は 50m の深さであり、観測した地下水位は岩盤地下水の水位を表すと考えられる。それにも関わらず、対象期間の年に約 3.3m の季節変動をし (図 3)、降雨の際には 30mm の降雨イベントに対して水位が上昇する応答を観測した (図 4)。既存研究では、花崗岩の山地流域の深さ 12～69m の観測井で、地下水位が 6～25m に変化したことが報告されている (Kosugi *et al.*, 2011; Fujimoto *et al.*, 2014; Katsura *et al.*, 2014)。これらの研究における岩盤である花崗岩は、強度に風化した岩が含まれている。本研究地域の地質コアサンプルから、岩盤は強く風化した石英閃緑岩からなり、いくつかの亀裂が見られた (横山ほか, 2013)。以上のことから、地下水位の大きな季節変動と降雨に対する地下水位の反応は、風化した岩盤や亀裂を通しての降

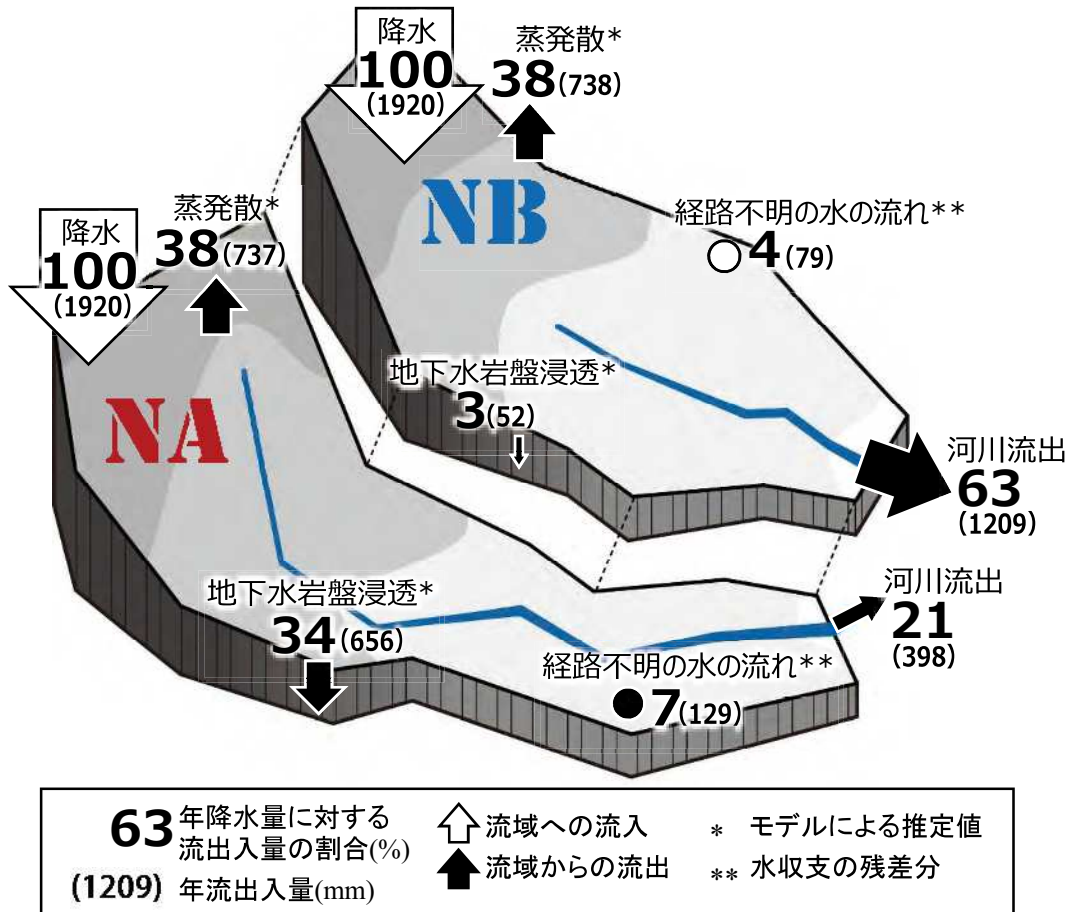


図6 モデル計算値と観測値を用いた NA および NB 流域における水収支 (Abe *et al.*, 2020 を基に作成)

水のすばやい浸透によるものだと考えられる。[つまり、観測した地下水位の変動や降水に対する反応、既存文献における同様の現象の観測から、本試験流域では、本来なら地下水を浸透させにくいとされる基盤岩においても地下水がすばやく移動していることが妥当であると確認した。]

岩盤地下水浸透量は、NA 流域では 656mm (年間降雨量の 34%) であり、大きな割合を占めているが、隣接する NB 流域では 52mm (降雨の 3%) であり、無視できるほどの量しかなかった。観測された年間損失量が、NA 流域で 1,522mm、NB 流域で 711mm と、隣接する流域であるにも関わらず、大きな差があったこと (図 2) は、NA 流域における岩盤地下水浸透量が大きいことを示している [降水量と流出量の差で計算される損失量は、蒸発散量 + 地下水浸透量で構成される (式 1)。隣接して植生も似ている同規模の NA・NB 流域において、蒸発散量が著しく異なるということは考えにくい。そのため、NA・NB 流域の約 800mm の差は地下水浸透量であることが推測できる]。Kosugi *et al.* (2006) は、花崗岩の斜面

流域における年間の岩盤浸透が 475 ~ 1,070mm (降雨の 35 ~ 55%) であることを観察した。さらに、Katsuyama *et al.* (2010) はさまざまな空間スケールを示す 5 つの近接する花崗岩流域における 90 ~ 900mm の岩盤浸透を観測している。Oda *et al.* (2013) は、丹沢山地東部の破碎堆積岩にある森林流域において、年間 730mm (降雨量の 23%) の岩盤浸透を観測した。本研究の結果は、隣接する源流域でさえ著しく異なる岩盤浸透プロセスが存在することを示した既存の研究と、同様であることを確認した。

2. 基底流出量形成と岩盤地下水の寄与

年間の水収支において、NB 流域における大きい流出量 (1,209mm、降水量の 63%) と小さい地下水岩盤浸透量 (52mm、3%) と比較すれば、NA 流域の小さい年間流出量 (398mm、21%) は大きな岩盤地下水浸透量 (656mm、34%) に起因する可能性がある。すなわち、NA 流域において岩盤浸透量が大きいため、流出量が低下したと考えられる。さらに、観測

した岩盤地下水位は、NA・NB両流域の基底流出に大きな影響を与えていると考えられる(図4)。トレーサー分析を用いた水文観測・研究において、岩盤地下水が基底流量の形成に大きな影響を与えるということが示されている(例: Onda *et al.*, 2001; Katsuyama *et al.*, 2005; Oda *et al.*, 2013)。本研究結果は、岩盤地下水が基底流量に影響を与えるという既往研究を裏付けた。ただし、11月と12月に岩盤地下水位およびNB流域の流出量が最低値でなかったときに、NA流域の流出量は0mmに減少した(図3) [一方で地下水位が最も低かったのは9月上旬ではNA流域の流出量は0mmにはならなかった]。本研究のモデルは、その期間のNA流域の流出量を正確に再現できなかった(図5b)。Kosugi *et al.* (2011)は、2.1haの花崗岩流域で断層によって3つに分割された小さな岩盤帯水層を発見し、各帯水層の空間的な広がりや帯水層間の相互作用が、基底流量の時系列変化における複数のピーク応答を制御することを示した。滞留時間と流出タイミングが異なる複数の地下水貯留に関連するこのような流出プロセスは、NA流域で発生した流出量の大幅な減少を説明しうる可能性がある。さらに、ハイドログラフから(図3)、NA流域において流出量の観測値と計算値が異なる期間は、大規模な降雨イベントで発生毎に変化しているように見えるため [例えば、1月～3月、4月の豪雨後～9月中旬、9月中旬後～12月において、それぞれ観測値とモデル計算値のズレ方が異なる]、豪雨イベントによって渓流水付近に存在する河床の堆積物が大きく移動することによって、流出と貯留プロセスが変化する可能性もある。いずれにせよ、本研究では、地下水岩盤浸透を基底流量から一定の割合で計算する単純なモデルを用いたが、NA流域の一部の期間における流出量の時系列変動を表現できなかった。これは、NA流域における流出プロセスは、長期またはスケールの大きい地下水貯留および流出システム、隣接する集水域での地下水相互作用、流出パターンの時間的変化を含む複雑な貯留-流出システムが存在していることを示している。[難しい文章のため言い換える: 本研究のシンプルな数値モデルは、地下水岩盤浸透の推定はできたものの、細かい流出変動を再現するに至らなかった。このことは、NA流域の流出特性が流域内の年水収支で説明できるほど単純ではなく、長期的かつ複数の流域の相互作用を含む複雑な貯留-流出シ

テムを持っていることが示された。]

V. まとめ

花崗閃緑岩のヌタノ試験流域内の隣接する2つの流域NAとNBにおける岩盤地下水浸透量を定量化し、流出形成プロセスへの影響を明らかにすることを目的として、降雨-流出解析およびHYCYモデル構築を実施した。その結果、次の結論に達した:

1. ヌタノ試験地域の基盤となる花崗閃緑岩は、風化した岩盤や亀裂を通じて急速な降雨浸透が観測され、透水性が高い。
2. NB流域の平均基底流量(2.8mm/日)は、NA流域(0.7mm/日)の4倍だった。これらの流域の基底流量は、岩盤地下水位に制御される流出機構があると考えられる。
3. HYCYモデルを使用して、NAおよびNB流域で、それぞれ年間656mm(降水量の34%)および52mm(降水量の3%)の岩盤浸透量を推定した。NA流域において年間地下水岩盤浸透量が大きいことは、流出量と基底流量がNB流域に比べて少ないことに寄与している。
4. 基底流量の一定の割合を地下水岩盤岩浸透量として推定する単純な数値モデルでは、一部の期間におけるNA流域の流出量の時系列変動を再現できなかった。これは、流出プロセスにおける長期的で複雑な地下水貯留-流出システムの存在を示唆している。

これらの結果から、岩盤地下水浸透量は、隣接する流域でも、著しく大きい場合と無視できる程小さい場合など、大きく異なる特性を示した。これらのプロセスを解明するためには、複雑な岩盤地下水動態を含む、長期的な地下水貯留および流出システムや、土壌水と蒸発散量を加味した水収支など、さらなる調査・研究が必要である。

VI. 謝辞

本研究は、神奈川県による水源環境保全・再生の取り組みの水循環研究の一環として行った。[本研究は県の施策の基に行われており、日本語で翻訳することにより、効率的に研究結果や水文研究の重要性の普及と理解を促進できると考え、日本語訳バージョンを作成しました。ご理解をいただいた

Hydrological Research Letters 編集委員に感謝いたします。]

VII. 引用文献

- Abe, Y., Uchiyama, Y., Saito, M., Ohira, M., Yokoyama, T. (2020) Effects of bedrock groundwater dynamics on runoff generation: a case study on granodiorite headwater catchments, western Tanzawa Mountains, Japan. *Hydrological Research Letters* 14: 62-67. DOI: 10.3178/hrl.14.62
- Dunne, T., Black, R. D. (1970) An Experimental Investigation of Runoff Production in Permeable Soils. *Water Resources Research* 6: 478-490. DOI: 10.1029/WR006i002p00478
- Fujimoto, M., Kosugi, K., Tani, M., Banba, N., Fukagawa, R. (2014) Evaluation of Bedrock Groundwater Movement in a Weathered Granite Hillslope Using Tracer Methods. *International Journal of Erosion Control Engineering* 7: 32-40. DOI: 10.13101/ijece.7.32
- 福寫義宏・鈴木雅一 (1986) 山地流域を対象とした水循環モデルの提示と桐生流域の10年連続日・時間記録への適用. *京都大学農学部演習林報告* 57: 162-185.
- Fukushima, Y. (1988) A model of river flow forecasting for a small forested mountain catchment. *Hydrological Processes* 2: 167-185. DOI: 10.1002/hyp.3360020207
- Hewlett, J. D., Hibbert, A. R. (1967) Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In *Forest hydrology*, Sopper, W. E., Lull, H. W. (eds). Pergamon Press, New York; 275-290.
- Iwagami, S., Tsujimura, M., Onda, Y., Shimada, J., Tanaka, T. (2010) Role of bedrock groundwater in the rainfall-runoff process in a small headwater catchment underlain by volcanic rock. *Hydrological Processes* 24: 2771-2783. DOI: 10.1002/hyp.7690
- 神奈川県環境農政部緑政課 (2010) 神奈川県の水源環境保全・再生施策について. *地下水学会誌* 52: 65-73. DOI: 10.5917/jagh.52.65
- Katsura, S., Kosugi, K., Yamakawa, Y., Mizuyama, T. (2014) Field evidence of groundwater ridging in a slope of a granite watershed without the capillary fringe effect. *Journal of Hydrology* 511: 703-718. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.02.021
- Katsuyama, M., Ohte, N., Kabeya, N. (2005) Effects of bedrock permeability on hillslope and riparian groundwater dynamics in a weathered granite catchment. *Water Resources Research* 41: W01010. DOI: 10.1029/2004WR003275
- Katsuyama, M., Tani, M., Nishimoto, S. (2010) Connection between streamwater mean residence time and bedrock groundwater recharge/discharge dynamics in weathered granite catchments. *Hydrological Processes* 24: 2287-2299. DOI: 10.1002/hyp.7741
- Komatsu, H., Maita, E., Otsuki, K. (2008) A model to estimate annual forest evapotranspiration in Japan from mean annual temperature. *Journal of Hydrology* 348: 330-340. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.10.006
- 近藤純正・中園信・渡辺力・桑形恒男 (1992) 日本の水文気象 (3) 森林における蒸発散量. *水文・水資源学会誌* 5: 8-18. DOI: 10.3178/jjshwr.5.4_8
- Kosugi, K., Katsura, S., Katsuyama, M., Mizuyama, T. (2006) Water flow processes in weathered granitic bedrock and their effects on runoff generation in a small headwater catchment. *Water Resources Research* 42: W02414. DOI: 10.1029/2005WR004275
- Kosugi, K., Fujimoto, M., Katsura, S., Kato, H., Sando, Y., Mizuyama, T. (2011) Localized bedrock aquifer distribution explains discharge from a headwater catchment. *Water Resources Research* 47: W07530. DOI: 10.1029/2010WR009884
- Momiyama, H., Kumagai, T., Egusa, T. (2019) Reproducing monthly evapotranspiration from a coniferous plantation watershed in Japan. *Journal of Forest Research* 24: 197-200. DOI: 10.1080/13416979.2019.1604606
- Mosley, P. M. (1979) Streamflow generation in a

- forested watershed, New Zealand. *Water Resources Research* 15: 795-806. DOI: 10.1029/WR015i004p00795
- Oda, T., Suzuki, M., Egusa, T., Uchiyama, Y. (2013) Effect of bedrock flow on catchment rainfall-runoff characteristics and the water balance in forested catchments in Tanzawa Mountains, Japan. *Hydrological Processes* 27: 3864-3872. DOI: 10.1002/hyp.9497
- Onda, Y., Komatsu, Y., Tsujimura, M., Fujihara, J. (2001) The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation. *Hydrological Processes* 15: 1693-1706. DOI: 10.1002/hyp.234
- Shimada, J., Momota, H., Ono, Y. (1980) Role of Groundwater in the Bedrock for Underground Oil Storage: A Hydrological Case Study of Small Granite Island. *Subsurface Space* 1: 393-400. DOI: 10.1016/B978-1-4832-8421-7.50061-2.
- 寺嶋智己・森綾子・石井治男 (1993) 花崗岩山地の二小流域における深部地下水浸透量の比較研究. *日本水文科学会誌* 23: 105-118.
- Uchida, T., Asano, Y., Ohte, N., Mizuyama, T. (2003) Seepage area and rate of bedrock groundwater discharge at a granitic unchanneled hillslope. *Water Resources Research* 39: 1018. DOI: 10.1029/2002WR001298
- 内山佳美・山根正伸 (2008) 森林における水環境モニタリングの調査設計. *神奈川県自然環境保全センター報告* 5: 15-24.
- 内山佳美・山根正伸 (2013) 対照流域法によるモニタリング調査のための観測システムの整備. *神奈川県自然環境保全センター報告* 10: 13-21.
- 内山佳美・横山尚秀・三橋正敏 (2015) 西丹沢ヌタノ沢の流出特性. *神奈川県自然環境保全センター報告* 13: 39-47.
- Wakahara, T., Shiraki, K., Suzuki, M. (2014) Comparison of runoff characteristics of two adjacent basins in a tropical rainforest using a modified hydrologic cycle model with outflow. *Hydrological Processes* 28: 509-520. DOI: 10.1002/hyp.9602
- 横山尚秀・内山佳美・山根正伸 (2013) 西丹沢ヌタノ沢の水文地質と流出状況. *神奈川県自然環境保全センター報告* 10: 101-113.