

# 東丹沢大洞沢試験流域における水収支・流出特性 — 地下部における水移動の影響 —

小田智基 \*・鈴木雅一 \*・内山佳美 \*\*

## Water balance and runoff characteristics in Ohborasawa Watershed in Tanzawa Mountains -Effect of bedrock groundwater flow -

Tomoki ODA\*, Masakazu SUZUKI\* and Yoshimi UCHIYAMA\*\*

### 要 旨

丹沢山地大洞沢流域内の 48ha、7 ha、5 ha の 3 流域 (No 1、No 3、No 4 流域) における降水量・流出量・水質を計測し、水収支・流出特性について検討した。2010、2011 年の平均年降水量は 3100 mm であり、同期間の流出量は 3 流域で 1800 ～ 3900 mm/year であった。CI<sup>-</sup> 収支法から得られた基岩深部浸透量は -1700 ～ 700 mm/year であり、3 流域間に大きな違いが見られた。この深部浸透量を考慮すると 3 流域の年蒸発散量は 500 ～ 1000 mm/year となり、気候学的に丹沢山地の森林で想定される蒸発散量となる。また、基底流出時の流量は 3 流域で大きく異なるが、直接流出量は大きな違いは見られなかった。この結果から、数 ha 程度の流域 (2 次谷) では、隣接する流域においても、地下部での水移動の影響で流出特性が大きく異なることが示唆された。

### I はじめに

山地源頭流域は、水源であるだけでなく、土砂生産・水質形成に関わる重要な場所である。源頭流域における流出プロセスを把握することは下流河川の状態を把握するために不可欠であると言える。これまで、多くの山地流域で水文観測が行われており、各流域において、植生や地質・地形によって異なるなど、流出プロセスなどの知見は蓄積されている。その中で、近年、同一の地質・植生であっても隣接する流域間でもプロセスが異なることが報告され、小流域ほど流出にばらつきが大きく、大流域になるほど収束すると言われており (Uchida *et al.*, 2005)、流域間での深部地下水の移動が影響していることが指摘されている (Uchida and Asano,

2010)。岩盤を浸透して流域外に流出する成分や流入する成分は源流域の流出特性に影響を与えていることは、報告されており (Onda *et al.*, 2001; Kosugi *et al.*, 2008)、このような地下水の流動は、山地源頭流域の水収支や流出を把握するために重要である。深部浸透量は直接計測することが難しく、複数の入れ子状の流域において水収支観測を実施する手法 (Kosugi *et al.*, 2006) や CI<sup>-</sup> 収支を用いる手法 (小田ら, 2008)、蒸発散量をモデルにより推定する手法 (寺嶋ら, 1993) などの研究が行なわれているが、山地源頭流域における流出にどの程度の影響を与えているのかは未だ十分に解明されていない。

神奈川県丹沢山地大洞沢流域では、48ha の地点に量水堰が設置され、長期的に流量観測が実施され

\* 東京大学大学院 農学生命科学研究科 (〒 113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1)

\*\* 神奈川県自然環境保全センター 研究企画部 研究連携室 (〒 243-0121 厚木市七沢 657)

ている。さらに、2009年に5ha、7haの地点にもコンクリート製の量水堰が設置され、小流域から比較的大きな48haの流域での正確な流量観測が可能となっている非常に貴重なサイトである。本研究では、大洞沢流域において、水収支・流出特性を把握し、さらにC1収支法を用いた深部浸透量の推定を行うことにより、流出における深部地下水の影響について検討した。

## II 流域の概要

調査地である大洞沢流域は、神奈川県丹沢山地の東部、中津川上流（宮ヶ瀬ダム上流）の標高432～878mに位置する48haの流域であり、調査対象流域はその内の5ha（No 4）、7ha（No 3）の小流域である。小流域内はスギやヒノキの若齢林から壮齢林、広葉樹林等の多様な林分がモザイク状に配置している。地質は新第三紀層丹沢層群大山亜層群に属する。流域は地形が比較的急峻であり、複雑な深い谷を形成している。流域の平均傾斜はおよそ36°である（白木ら、2007）。平均年降水量は、およそ3000mmであり、年平均気温はおよそ10℃である（内山ら、2009）。

## III 水文調査方法

降水量の観測は、No 5地点（図1）において行なっている。口径20cm、降水量0.5mmで1転倒する転

倒升式雨量計による自記記録と、口径20cmの貯留式雨量計を併用することにより観測を行った。貯留式雨量計に貯留された雨水は、2週間に1回から月1回の頻度でメスシリンダーによって計測した。貯留式雨量計によって測定された期間中の総降水量を真値とし、転倒枴雨量計によって得られた期間中の転倒回数で除することにより、観測期間中の1転倒に対する雨量を決定するという方法で補正を行なった。林内雨量を計測するため、T1、T2地点（図1）にそれぞれ5つの直径21cmのロートをつけた10ℓのポリボトルを設置し、2週間に1回から月1回の頻度で計量を行なった。林内雨量はこれらの貯留ボトルで計測された雨量の平均とした。

樹幹流量は、T1、T2地点にそれぞれ5本ずつの対象木に胸高付近の樹幹に樹幹流採取装置（樹幹部にビニールチューブを巻きつけ、貯留タンクまたは転倒枴雨量計に導入）を取り付けて2週間に1回から月1回の頻度で計測した。水高への換算は、各プロット内の5本の樹幹流量から、プロット内の全林木の樹幹流量を推定し、プロット面積に対する樹幹流量の合計を算出し、mm単位に換算するという手法を用いた。

流量観測は、大洞沢流域のNo 1、No 3、No 4流域の末端のWeir 1、Weir 3、Weir 4地点に設置された量水堰にて行った。水位は、水圧式水位計を用いて自動的に計測した。水位データを流量データに変換するために、実測により流量を計測し、水位流量関係式を導出した。No 3流域とNo 4流域の

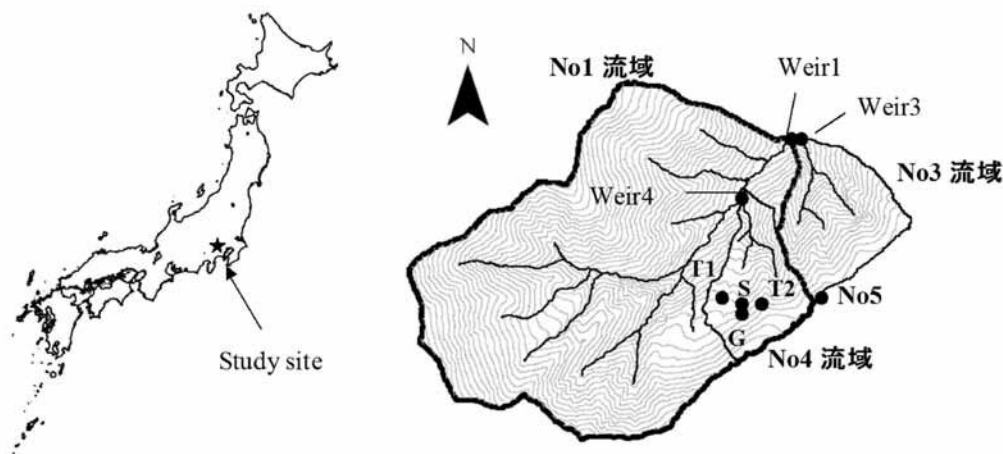


図1 大洞沢流域の地形図

Weir 1, 3, 4 : 量水堰、T 1, T 2 : 林内雨・樹幹流観測点、S : 土壌水観測点、G : 地下水観測点、No. 5 : 降水量観測点

流量はプラスチック製のバケツ (50 ℓ) とストップウォッチを用いて計測し、同時に水位計測を実施した。No 1 では、電磁流速計 (KENEK 社製, VE20) を用いて計測した。本調査では水理学的な関係から、水位が V ノッチの高さ (No 1 ; 64cm, No 3, No 4 ; 50cm) を超えない場合には流量が水位の  $b$  に比例する式を用い、以下の式とした。

$$Q = aH^b \quad \text{式 (1)}$$

$Q$  : 流量、 $H$  : 越流水深、 $a$ 、 $b$  : 係数

水位が V ノッチを超える場合、

$$Q = \frac{2}{3}c\sqrt{2gBH^{\frac{3}{2}}} + a(H_0)^b \quad \text{式 (2)}$$

とし、この時  $c$  は係数 (0.6)、 $B$  は流路幅である (3m)。 $H_0$  はそれぞれの量水堰の V ノッチの高さである。流量と水位を実測により求め、その関係から、係数  $a$ ・ $b$  を求めた。

#### IV 水収支・深部浸透量の推定

量水堰では流量を計測できない岩盤深部に浸透して流域外に流出する水の量を深部浸透量とし、小田ら (2008) と同様の手法により、 $\text{Cl}^-$  の物質収支から深部浸透量を推定した。 $\text{Cl}^-$  濃度を計測するため、林内雨は No 5 地点で採水し、林内雨は T 1、T 2 プロットにおいて 5 本ずつボトルを設置して採水した。樹幹流はスギ・ヒノキの樹幹にビニールホースを巻きつけてポリボトルに導水し採水した。渓流水は Weir 1, 2, 3 (図 1) において 2 週に 1 回から月 1 回の頻度で採水を行なった。イオンクロマトグラフィー (島津製作所 LC-10A) により、 $\text{Cl}^-$  濃度を測定した。

地下深部への浸透量を考慮し、水収支式を次のように表す。

$$P_y = Q_y + Q_B + \Delta Q_G + E \quad \text{式 (3)}$$

( $P_y$  : 年降水量 (mm/yr)、 $Q_y$  : 年流出水量 (mm/yr)、 $Q_B$  : 年深部地下水浸透量 (mm/yr)、 $\Delta Q_G$  : 貯留量変化 (mm/yr)、 $E$  : 年蒸発散量 (mm/yr))

物質収支式については、降雨による大気からの流入負荷量と、渓流からの流出と深部地下水浸透による流域外への流出負荷量、貯留量の変化によって次

のように表すことができる。

$$Cl_{input} = Cl_{stream} + Cl_{Bedrock} + \Delta Cl_{storage} \quad \text{式 (4)}$$

( $Cl_{input}$  :  $\text{Cl}^-$  の流入負荷量、 $Cl_{stream}$  :  $\text{Cl}^-$  の渓流水への流出負荷量、 $Cl_{Bedrock}$  : 深部地下水浸透による流出負荷量、 $\Delta Cl_{storage}$  : 貯留量変化)

流入負荷量は次のように林内雨による負荷量と樹幹流による負荷量の和として算出した。

$$Cl_{input} = Tf_y \times C_{Tf_y} + Sf_y \times C_{Sf_y} \quad \text{式 (5)}$$

( $Tf_y$  : 年樹冠通過雨量 (mm/yr)、 $Sf_y$  : 年樹幹流下雨量 (mm/yr)、 $C_{Tf_y}$  : 樹冠通過雨の算術平均  $\text{Cl}^-$  濃度 ( $\mu \text{eq/l}$ )、 $C_{Sf_y}$  : 樹幹流下雨の算術平均  $\text{Cl}^-$  濃度 ( $\mu \text{eq/l}$ ))

年間の  $\text{Cl}^-$  流出負荷量は、渓流水の流量と  $\text{Cl}^-$  濃度の関係から、時間ごとの渓流水  $\text{Cl}^-$  濃度 ( $C(t)$ ) を算出し、積算することにより算出した。

$$C(t) = a \ln Q(t) + b \quad \text{式 (6)}$$

$$Cl_{stream} = \sum C(t)Q(t) \quad \text{式 (7)}$$

$\Delta Q_G$ 、 $\Delta Cl_{storage}$  は、一般には伐採など攪乱の影響のない成熟した森林において、一年単位の長期間で見た時は無視できると考えられている (小田ら, 2008)。また、深部へ浸透する水の  $\text{Cl}^-$  濃度  $C_L$  は直接計測していないため、基底流出時の渓流水中  $\text{Cl}^-$  濃度と同じ濃度であると仮定した。しかし、基底流出時の  $\text{Cl}^-$  濃度はある程度変動が見られるため、深部へ浸透する水の  $\text{Cl}^-$  濃度はそれぞれの流域における基底流出時の最大  $\text{Cl}^-$  濃度と平均濃度を用いた。

#### V 結果・考察

##### 1 流量

図 2 に 2010 年、2011 年のハイドログラフを示す。No 1 流域は、2011 年 9 月 23 日の台風により量水堰が土砂で埋まってしまったため、2011 年 9 月 23 日から 11 月 3 日まで水位が正常に計測されていなかった。No 3、No 4 流域は同期間において正常に水位計測されていることが確認されたため、2010 年 No 1 流域と No 3 流域の関係  $y = 0.74x + 2.38$  ( $R^2 = 0.87$ ) ( $x$  は No 3 の日流量、 $y$  は No 1 の日流量) から 2011 年 9 月 23 日から 11 月 3 日までの No 1 流域の日流量を補完した。

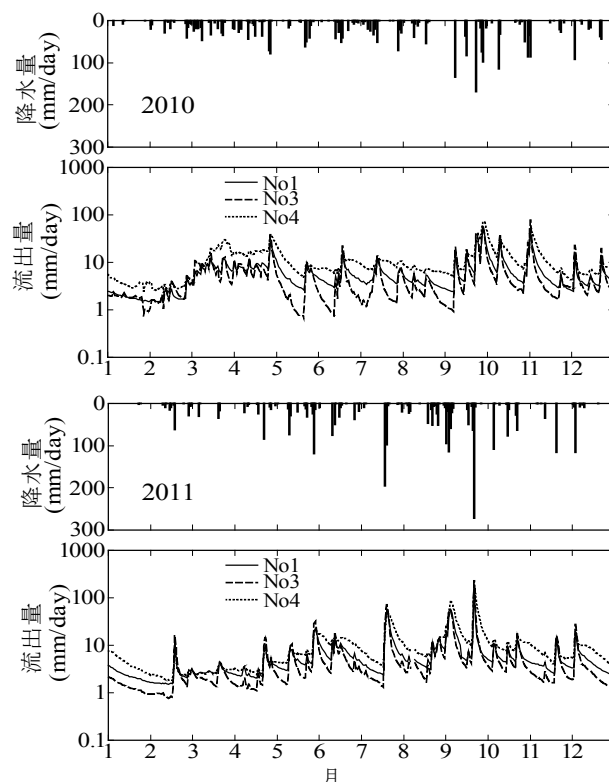


図2 No.1、No.3、No.4流域における2010年・2011年のハイドログラフ

降水時の流出の応答は、どの流域でも同様に立ち上がり、ピーク後の流出量の低減は、No.3流域の傾きが大きく、素早く低下している。それに対し、No.4流域は緩やかに低下した。2010年の年降水量に対する年流出量の割合は、No.1、No.3、No.4流域でそれぞれ72%、60%、125%、2011年の年降水量に対する年流出量の割合は、それぞれ76%、64%、115%であり、同様の結果であった。

2010年、2011年のNo.1、No.3、No.4流域における日流量を大きい順に並べた流況曲線を図3に

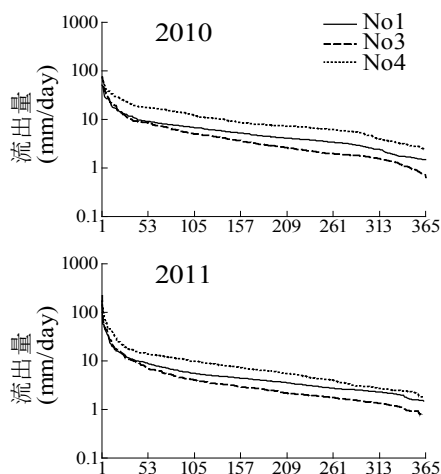


図3 No.1、No.3、No.4流域における2010年、2011年の流況曲線

示す。2010年、2011年ともに最大流量はNo.4流域が3流域の中で最も大きく、No.3、No.1流域の順であった。No.4流域は豊水流量、平水流量、渇水流量についても他の流域よりも大きく、No.3流域は豊水流量はほぼNo.1流域と同様の値であったが、平水流量、渇水流量はNo.1流域よりも小さかった。このように、隣接する3流域で大きく流況が異なっていることが明らかになった。直接流出 (Hewlett and Hibbert, 1967) と降水量との関係を図4に示す。降水量が100mmを超えると、3流域で急激に直接流出量が増加し、降水量に対して1:1に近い割合で増加する。2010年から2011年のNo.1、No.3、No.4流域における直接流出量の総降水量に対する割合は、それぞれ28%、35%、33%であり、それぞれの流域の年流出量の違いと比べて流域間の差が小さいという結果であった。

## 2 水収支

2010年、2011年の年降水量はそれぞれ3130 mm、3030 mmであった。降水量から流出量を差し引いた値を損失量 (深部浸透量+蒸発散量) とし、2010年、2011年の年降水量、流量、損失量を表1に示す。その結果、降水量は年間3000mm程度であるのに対

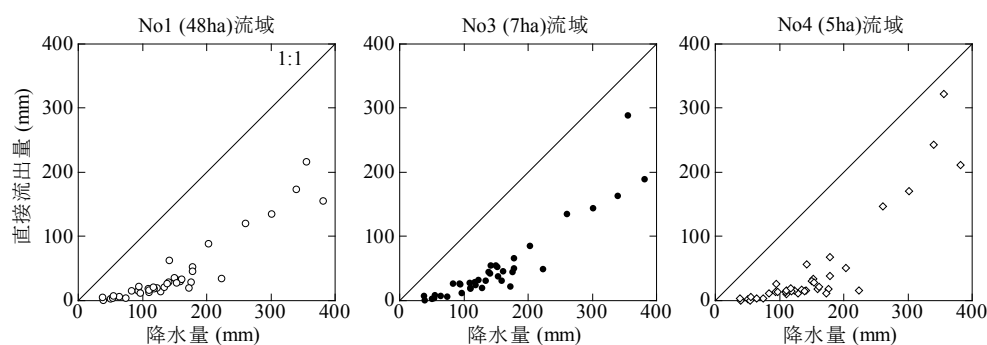


図4 No.1、No.3、No.4流域における直接流出量と降水量の関係

して、No.1、No.3、No.4流域の流量は2年間の平均で2300、1900、3700mmであり、損失量はそれぞれ800、1100、-600mmとなった。3流域間では水収支に大きな違いが見られた。

Cl<sup>-</sup>収支を用いた深部浸透量推定の結果から、No.1、No.3、No.4流域の深部浸透量はそれぞれ-100～400mm/year、600～1000mm/year、-1400～-600mm/yearであった。

蒸発散量は年々で多少のばらつきがあると考えられるが、近藤ら(1992)によると、関東地方の蒸発散量は600mmから900mmの範囲にあると推定されており、同地域で同植生の流域間では大きな違いは見られないと考えられる。そのため、損失量の内、600～900mmは蒸発散量であるとする、深部浸透量は、No.1が-100～300mm/year、No.3流域では200～700mm/year、No.4流域では-1700～-1100mmと考えられる。年々のCl<sup>-</sup>収支を用いた深部浸透量の推定値には手法上の問題点から誤差が生じるものの、年収支から算出された値とほぼ同様の値であった。隣接する流域において、明らかに流域間で地下水流動の違いが見られた。この結果から、数百mm程度の誤差はあるにしても、やはり隣接する流域で明らかに水収支に違いが見られ、その違いは流域深部における地下水の流動によるものと考えられる。

No.1流域では、深部浸透量による損失量や隣接流域からの流入量が他の流域に比べて明らかに小さいことを示している。5ha、7haの小流域では、地表面の地形と基岩地形の違いや基岩浸透量の違いにより、地表面の集水面積と地下部の集水面積が一致せず、水収支にばらつきが大きいと考えられる。

それに対して、No.1流域のように48haと大きな流域では、いくつかのばらつきを持った小流域の組み合わせであると考えられ、岩盤浸透による流入、流出の小流域のばらつきが平均化されて小さくなると考えられる。そのため、No.3とNo.4流域のように小流域間で施業に対する応答などを比較する場合はそれぞれの流域特性を踏まえる必要がある。また、大洞沢の水収支、流出特性と他の地域の特性を比較するためには、流域面積によって特性は違うことを考慮する必要があり、ばらつきが小さいと考えられる大流域の流出特性を用いるのが妥当であると考えられる。

## VI まとめ

大洞沢流域の5ha、7ha、48haの3流域において、降水量・流出量の観測をすることにより、水収支・流出特性が把握できた。数haの2次谷の流域においては、深部における地下水の流入・流出が大きく、流域間で水収支が大きく異なっていた。それに対して、数十haの流域では深部浸透による損失量や流入量が小さく、流域間のばらつきが小さくなることが考えられた。また、基底流出の大小に深部地下水流出が大きく寄与しており、降雨時の直接流出量は比較的流域間差が小さかった。このことから、水収支・流出特性に地下水移動が大きく影響していることが示された。

## VII 参考文献

- Hewlett JD, Hibbert AR. (1967) Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In International Symposium on Forest Hydrology, Sopper WE, Lull HW (eds). Pergamon Press: Oxford; 275-290.
- 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, 4; 8-18
- Kosugi, K., Katsura, S., Mizuyama, T., Okunaka, S., Mizutani, T., (2008) Anomalous behavior of soil mantle groundwater demonstrates the major effects of bedrock groundwater on surface hydrological processes. Water Resources Research 44, W01407, doi:10.1029/2006WR005859.
- 小田智基, 浅野友子, 鈴木雅一 (2008) 塩化物イオンの物質収支を用いた新第三紀層山地小流域における深部地下水浸透量の推定. 水文・水資源学会誌, 21, 3: 195-204
- 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.
- 白木克繁・若原妙子・石川芳治・鈴木雅一・内山佳美 (2007) 大洞沢の降雨と流出, 丹沢大山総合調査学術報告書
- 寺嶋智巳・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, ハイドロロジー, 23; 105-118.
- Uchida, T., Asano, Y., Onda, Y., Miyata, S. (2005) Are headwaters just the sum of hillslopes?. Hydrological Processes. 19, 3251-3261.
- Uchida, T., Asano, Y. (2010) Spatial variability in the flowpath of hillslope runoff and streamflow in a meso-scale catchment. Hydrological Processes. 24, 2277-2286.
- 内山佳美・相原敬次・飯田勝彦・板寺一洋 (2009)  $\delta^{18}\text{O}$  をトレーサーとした短期流出特性把握におけるサンプリング方法の検討. 神奈川県自然環境保全センター報告 第6号, 63-68.