

東丹沢大洞沢の水文地質と流出機構

横山尚秀*・内山佳美*・三橋正敏*

Study on Hydrogeological features of Ohbora-sawa Watershed in The Eastern Tanzawa Mountains

Takahide YOKOYAMA*, Yoshimi UCHIYAMA* and Masatoshi MITSUHASHI*

要 旨

横山尚秀・内山佳美・三橋正敏：東丹沢大洞沢の水文地質と流出機構 神奈川県自保セ報告 12: 1-16, 2014 東丹沢にある試験流域の大洞沢で、流域が元来備えている保水機能を水文地質の視点から把握するため、現地踏査、地質ボーリング調査、土壌層厚調査等を行って土壌の厚さ、岩盤の風化帯の状況などの表層地質を把握し、湧水の位置と湧水量、さらに沢の流量の増減、流況を併せて解析検討し、流域の水文地質特性として取りまとめた。沢の地形・地質の特長は、2か所に典型的な地滑り崩壊地が認められ、崩壊地堆積物が地下水を胚胎し、末端に湧出する湧水が豊富で渇水時も涸れず、沢水の涵養に寄与している。ボーリング調査結果等から、風化帯はおおよそ 50m の厚さと推定され、基盤岩の地下水を胚胎していることが分かった。さらに、水循環機構を正確に検討する上で重要な流域の水文地質学的な流域の範囲について、地形・地質、湧水場所および表流水の状況から検討し、地形とほぼ同位置に分水界があると確認された。

I はじめに

神奈川県自然環境保全センターでは、2007（平成 19）年度から水源環境の保全・再生施策の実行 5 か年計画に基づき、かながわ水源エリア内に設置した 4 か所の試験流域で森林の水源かん養機能に係る環境（水源環境）のモニタリング調査を行っている。この調査では、森林管理のために行われる施業の効果を予測し、モニタリングによって水源環境にその効果がどのように、どの程度出現しているか追跡評価することが課題である。

水源環境として洪水緩和、水資源貯留、水量調節および水質浄化などの機能が挙げられ、1970 年代から調査研究が進められている（津脇ほか、2006）。とくに、森林管理が及ぼす影響を捉えるためには、もともと流域が備えていて、洪水や渇水

時の流出を大きく左右している保水性を把握しておく必要がある（小杉, 1999；谷, 2011）。そこで、水源かん養機能の保水性を把握するため、流域の水文地質学的に流域の範囲を確認し、流域内の水系と流況、土壌・地質、地下水および水質について調査し、これらを流域特性として取りまとめることが重要と考えた。

調査地域の大洞沢は、東丹沢にあって宮ヶ瀬ダムの上流に位置し、ダム湖に流入する中津川水系の布川に注ぐ面積 58ha の流域である（図 1、2）。この流域では 1979 年来、治山の目的で水文気象観測が行われてきた。計画期間の 2007 年から行っている水源環境モニタリング調査では、No. 3 と No. 4 の量水堰を設置した両小流域で対照流域法によるモニタリング調査を行っている。そこで、これまでの成果を踏まえ、流域全体で新たに詳細な水文

* 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 厚木市七沢 6 5 7）

観測・調査を行い、併せて流域の地形・地質踏査およびボーリング掘削調査を行った。

なお、調査解析に当たっては、中津ダム建設計画に伴う地質調査報告書などの既存調査結果を参考とし、湧水や溪流の流量調査、気象観測、量水堰の流量および観測井戸の地下水位連続観測調査、さらに流出と湧水の状況など現地調査結果の解析、流況と流域地質との関係の検討など、水循環・水

収支機構に係る流域特性の把握に努めた。

本報告は大洞沢の水文地質および流出の状況を流域特性として取りまとめたもので、前報（横山ほか, 2013a）に引き続き現地で得られた情報を加え、共同研究報告書と外部調査委託報告書の成果を引用し、より詳細な水文地質の記載に努めた。記載にあたっては、ヌタノ沢（横山ほか, 2013b）に倣い、湧水との関連に注目した。

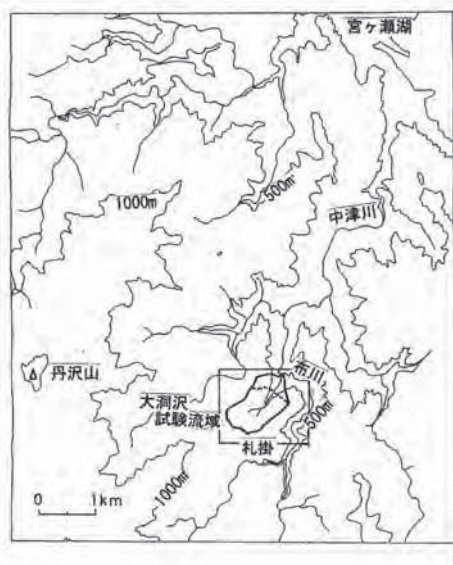


図1 大洞沢の位置（図中の枠が図2の範囲）

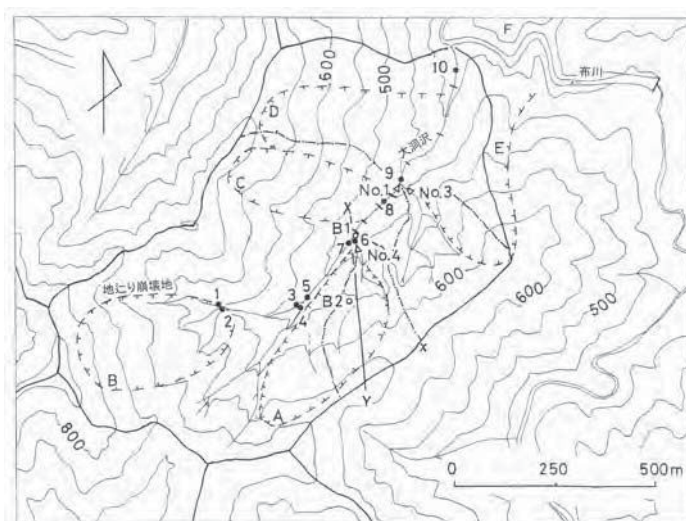


図2 大洞沢の観測施設と流量観測地点（●：流量調査地点、B1、B2：ボーリング孔（観測井）、△：量水堰、X-Y：地質断面線、x、C：気象観測点、⊥⊥：地滑り崩壊地（A～E）、No.3, No.4：対照流域）

II 調査項目と調査方法

流域の水源かん養機能は、流域における森林・植生の降雨遮断・蒸散作用と地形・地質および土壌での貯留・排水過程などで形成される水循環系上で評価される。なかでも、後者の土壌、地形・地質は流域の保水性を示す基礎的な要素と考えられ、試験流域で計画されている森林管理が水源かん養機能に与える影響を評価するにあたり、事前に流域特性として把握しておく必要がある。

調査にあたり、降雨時の雨水の浸透、流出と地形・地質の関連性について、とくに流域の傾斜や形状、亀裂や節理、風化の状況、ローム層を含めた土壌の状況について調査し、これらの結果を統合して水文地質特性とした。

1 地形・地質

調査地域の大洞沢は、丹沢山地の東側（東丹沢）にあって、中津川の支流布川に注ぐ支流で、北東方向に開け（写真1）、流域面積が58ha、平均傾斜は36°と急傾斜で、地質は第三系丹沢層群大山亜層群（日本地質学会, 2008）である。試験流域は、大洞沢の県道から上流側の流域に設定され（県道から上流側、58ha）、その上流の右岸側にある支流の流域No.3と流域No.4に量水堰を設置し、2007年度から対照流域法によるモニタリング調査など森林水文学的な調査が実施されている（図2、写真2）。流域の水文地質特性として、大地の保水機能を形成する表層の土層厚、岩盤の風化帯の深度および岩盤の亀裂の状況の把握が鍵となる。表層地質図（1/5万縮尺）から流域全体および周辺の地質状況



写真1 大洞沢遠景



写真2 大洞沢量水堰 No. 1

を捉え、ボーリング調査、現地踏査および土層厚調査を行った。

表層地質図（神奈川県, 1987）によれば、調査地域辺りの地層は東に $60 \sim 70^\circ$ 急傾斜し、さらに右岸側に断層線が描かれている。これらのことを踏まえ、地形・地質の現地踏査および2ヶ所のボーリングコアを目視調査し、土層厚、岩相の変化や風化の状況、含水性、亀裂の状況などを調査した。

また、丹沢山地では、平坦面を持つ尾根が東西南北に繋がり、平坦な尾根部にはローム層が堆積し、厚いところで数mに及ぶ。そして、土壌がローム層を覆い、併せて流域の保水機能を発揮してい

ると考え、簡易貫入試験結果を用いて土層厚の状況を調査した。

棚瀬（1997）は、地形図、空中写真の判読および現地調査を行い、丹沢山地の大規模な岩盤地滑り地形を16ヶ所リストアップしている。大洞沢では2ヶ所推定されている（表1）。さらに、清水ほか（2004）は地滑り地形を棚瀬の2ヶ所を含めた5ヶ所を図示している。両者が示した2ヶ所を空中写真で範囲を確認し、現地踏査でその範囲の地形・地質と水流や湧水位置の関係などについて調査した。

表1 地滑り地形の諸元

番号	位置	長さ(m)	最大幅(m)	滑落崖高(m)	形成期	地質
⑦	札掛北（大洞B）	250	350	100	不明	丹沢層群
⑧	札掛北（大洞A）	430	210	70	不明	丹沢層群

棚瀬（1997）から抜粋、一部加筆

2 水文環境

(1) 湧水の位置および溪流の流量調査

湧水は地中の地下水が地表に現れる場所で、ここで湧出する地下水が沢の水源となっている。したがって、流域の地下水と湧水の間関係を把握することは水文地質を明らかにする上で重要である。本調査では、大洞沢および流域境界の外側の周辺地まで範囲を広げて現地踏査を行い、沢の源流部に

ある湧水の位置と湧出の地質状況を確認した。また、湧水による表流水涵養の状況を把握するため、大洞沢の源流部から布川合流部までの流量を断面・流速法等により計測し、地下水湧出や覆没浸透による流量変化を把握した。さらに、流量観測地点（図2）の一般水質を分析調査すると共に、源流部から布川合流まで水系に沿った流量を調査し、沢水の水質変化との関連についても明らかにする。

(2) 流量と降水量の調査

大洞沢では、試験流域に設置した量水堰の越流水位を連続観測し、流量換算して流量の変動を把握すると共に、試験流域内に設置した転倒枡型の雨量計で降水量の連続観測結果を行っている。これらの結果をハイドログラフに示し、降雨前後の流量変化、年間の降雨と流量の変化を把握する。なお、大洞沢の流量および降水量の常時観測は治山事業として1981年7月から開始され(神奈川県, 1996)、2009年度からは大学の森林研究部門との共同研究で調査・解析が進められている(東京大学, 2012; 2013)。これらの調査結果を基に、大洞沢の流出特性について把握した。

(3) 地下水位の観測調査

試験流域No. 4が合流する本沢の右岸側に設置したB1観測井および試験流域No. 4の中腹に設置したB2の観測井戸(いずれも深度50m、位置を図2に示す)で、大よそ月1度の頻度で水面計による地下水位の実測を開始し、2013年度から圧力センサーを用いて地下水位を連続観測している。2観測井の水位記録を降雨量と共にグラフ化し、降雨の影響

や年間変化の状況など地下水の涵養・流出の状況について把握した。

Ⅲ 調査結果

1 流域の地形・地質および土壌

(1) 地形および地質

大洞沢流域は布川から南東方向に伸びる主谷に北西奥の地滑り崩壊地B流域と対照流域法の調査対象であるNo. 3、4の各支流流域が合流し、流域が構成されている。左岸側には目立った支流流域がなく、南東向き斜面となっている。

神奈川県(1964; 1987)、日本地質学会(2008)および現地踏査によれば、大洞沢流域の地質は、基盤岩が固結した火山角礫岩等で構成される丹沢層群の凝灰岩で、地層は走行が南北ないし北北東-南南西、傾斜は東方に60~70°で、地形面の傾斜(36°)より急傾斜となっている。地質図には、右岸斜面に沿って布川谷底からNo. 3流域の溪流に沿って源頭部へ達し、No. 4流域の上流部を横断し、流域最高部に至る断層が描かれている。この断層は、流域No. 3の谷底でN40°Eの走行を持った断層



写真3 地滑り崩壊地(A)上の斜面下湧水No. 14



写真4 地滑り崩壊地(B)の崩壊地下湧水No. 26

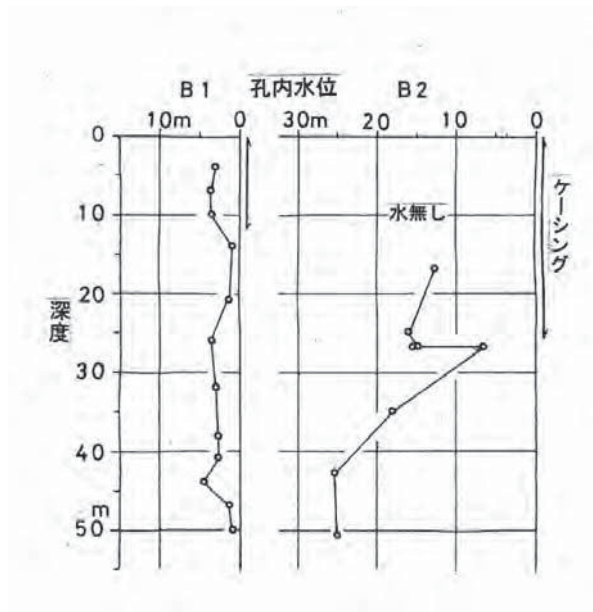


図3 ボーリング掘削中の孔内水位変化

として確認された。大洞沢および周辺の地層はいずれも丹沢層群の大山亜層群に分類され、断層線より東側が唐沢川層、西側が本谷川層である。大洞沢の地形的特長として2ヶ所の地滑り地形が挙げられる(棚瀬, 前出)。地滑り地形は稜線の内側に位置し(図2のA、B)、それぞれの長さで最大幅はAが430m、210m、Bは250m、350mとなっている。空中写真と地形図上でその範囲を確認し、現地踏査により露頭で地層の状況を観察し、その範囲を図中に示した。その他の区域では、基盤となる固結した凝灰岩の走行・傾斜、小断層、節理や亀裂の状況、風化、粘土化した箇所を確認などを行った。さらに、尾根の下や斜面(谷頭)、崩壊地周辺および溪谷沿いの湧水の確認を行った(写真3、4)。

地下の地層、岩盤の風化、亀裂の状況等の地質と透水性を調査するため、大洞沢中流部の2ヶ所で深度50mのボーリング調査を行った。調査位置は、B1を谷底に、B2を地滑り地に設定した(図2)。岩盤の地質はいずれも丹沢層群唐沢川層で、B1では、深度4mまでは治山堰の堆積物、その下が深度50mまで岩盤(丹沢層群の角礫凝灰岩)であった。掘削進度、コア観察によると、深度42mまで粘

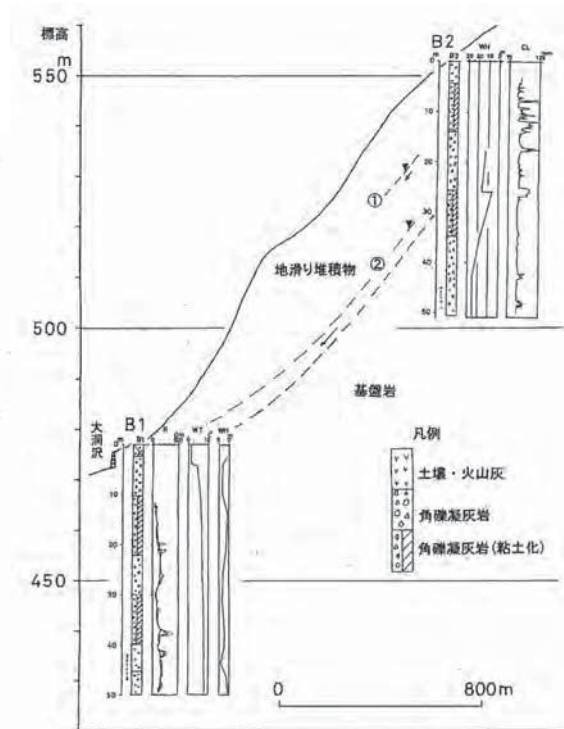


図4 地質ボーリング調査結果(調査地点B1、B2は位置は図2に示す、破線①、②は地下水面および地滑り堆積物下限位置(推定))

土化や亀裂が認められ、かなり風化が進んだ岩盤と見なされ、上部の20m付近と下部の38m付近の亀裂帯が帯水層となっている。深度42m以深は比較的新鮮な岩盤である。

一方、B2は地滑り崩壊地形の中に位置し、地質は表層2mが土壌で、それより深い部分が基盤岩(丹沢層群の角礫凝灰岩)である。コア観察によると深度39mまでが風化帯で、25m付近と36m付近の亀裂帯が帯水層となっている。なお、B1、B2のボーリング孔内で行った透水試験結果では帯水層の透水係数は基盤岩の一般値、 $10^{-6} \sim 10^{-5}$ cm/秒のオーダーであった。

亀裂帯の位置とボーリング掘削中の孔内水位変化を対比させ、逸水の発生と亀裂帯の地下水のあり方について検討してみた。ボーリング掘削中の水頭変化(図3)によると、B1では深度12mまでケーシング挿入後に水位が上昇した。これは、ケーシングによって河床堆積物中の伏流水が孔内に入らなくなったためと考えられ、孔内水位は上昇し、本来の水位が現れた。その後、孔内水位は掘削深度が増すなかでまず深度20m以深で低下し、さらに42m付近でも下降するなど、亀裂帯に遭遇する

度に変化が認められた。一方、B2では深度27mまでケーシングを挿入した後、25m付近の亀裂帯での逸水が抑えられると水位は一旦上昇した。しかし、深度35m付近の亀裂帯で水位は大きく低下した。このように、掘削中に観測された逸水等による急激な水位変化から、そこに岩盤亀裂を帯水層とする地下水の流動が想定された。

B1およびB2では、それぞれ2ヶ所に亀裂部を帯水層とする地下水が認められた。2孔の調査結果と現地踏査の結果を組み合わせる想定地質断面を作成した(図4)。断面図には、斜面に位置する調査孔B2および谷底のB1の地質、検層結果と露頭の地質、湧水位置などから、地滑り崩壊土の堆積状況、地滑り堆積物と基盤岩の境界を推定し、地下水面の位置および粘土化が著しい風化帯の存在を示した。さらに、地滑り堆積物中に深度が異なる地下水帯水層①と②を想定し、それぞれ斜面中腹と谷底で湧水を発生させている状況を推定して示した。

大洞沢周辺で行われた地質調査報告として中津ダム調査報告書(神奈川県企業庁総合開発局調査課, 1971)があり、この調査では、川を挟む大洞沢の対岸の斜面(図1の地点F)で岩石採取の目的で地質ボーリング等の調査を行っている。この地点は大洞沢から続く唐沢川層が分布する地域に位置し、大洞沢と類似する性質を持った地質と考えられ、ここに報告されている表層部の地質状況、風化の程度や空隙率などが参考となる。

さらに、ボーリングの掘削コアによれば、尾根部には2～数mのローム層が堆積し、その下が基盤岩である凝灰岩となっている。基盤岩は、深度20～40mが風化帯で、それより深部が新鮮な岩の構造である。岩盤の透水性を地点Aでは調査していないので、約1.5km北側のB地点で行われた調査結果を参考とすると、透水係数は 10^{-6} ～ 10^{-3} cm/sec. と幅広いが、 10^{-4} cm/sec. のオーダーが50%余りを占め、最も多かった。

(2) 土壌

大洞沢流域では、尾根や斜面の土壌は褐色森林土で、通気性や透水性がよい。神奈川県による土壌の詳しい調査が1979年度、1997年度、2002年度、2012年度に委託調査として行われ、流域内の人工林

(幼齢・若齢林、壮齢・老齢林および天然林)について、土壌構造、浸透試験による透水性(浸透能)、簡易貫入試験法による土層厚などが報告されている。

ア 土壌層厚の分布

土壌の簡易貫入試験は基盤上の風化・堆積する土層の調査・研究に広く用いられている(逢坂、1966)。簡易貫入試験結果(N_d)が10より大きい場合を基盤とみなし、1998年(神奈川県)および2013年(神奈川県)の調査結果をもとに大洞沢の土壌層厚の分布図を作成した(図5)。図中には層厚を1m毎の4ランクに分けて示してある。図5によれば、層厚が3m以上の厚い地点(◎)が南側尾根、2ヶ所の地滑り崩壊地、北側(南面)斜面の4ヶ所に認められる。とくに、4mを超える土層厚が南側尾根と北側斜面にそれぞれ6か所認められ、地滑り崩壊地の各2か所に比べ多かった。一方、その他の地点では土層厚は相対的に薄く、層厚が1m未満の薄い地点(・)は主に沢沿いの急傾斜地に分布する。

イ 土壌の透水性

大洞沢の土層厚は南東尾根、2ヶ所の地滑り崩壊地、南東斜面に厚さが2m以上の厚い部分があって、透水性がよく、降水をよく吸収し、その下位の湧水の水源となっている。

大洞沢で行われた土壌の散水透水能試験結果(神奈川県, 2002)によれば、表層土壌の透水能は時間経過と共に減衰し、当初の5分間は400～500mm/時と高いが、20分後には大よそ1/2の200～300mm/時台で安定する。したがって、降雨開始時にはかなり強い降雨でも地下に浸透するし、それ以降でも降雨の地下浸透量はかなり多いと考えられる。

2 流域の水文環境

(1) 降雨と流出

2012年の大洞沢流量観測地点No.1(図2)の流量変化を降水量と併せて図6(ハイドログラフ)に示した。グラフに示されているように、流量は、降雨開始と共に増加し、降雨停止後直ぐに減衰する変化を繰り返している。2012年のグラフでは流量は降雨が比較的多い2月から7月の間と9月から12月の間に、その前の1月、8月の降水量が少

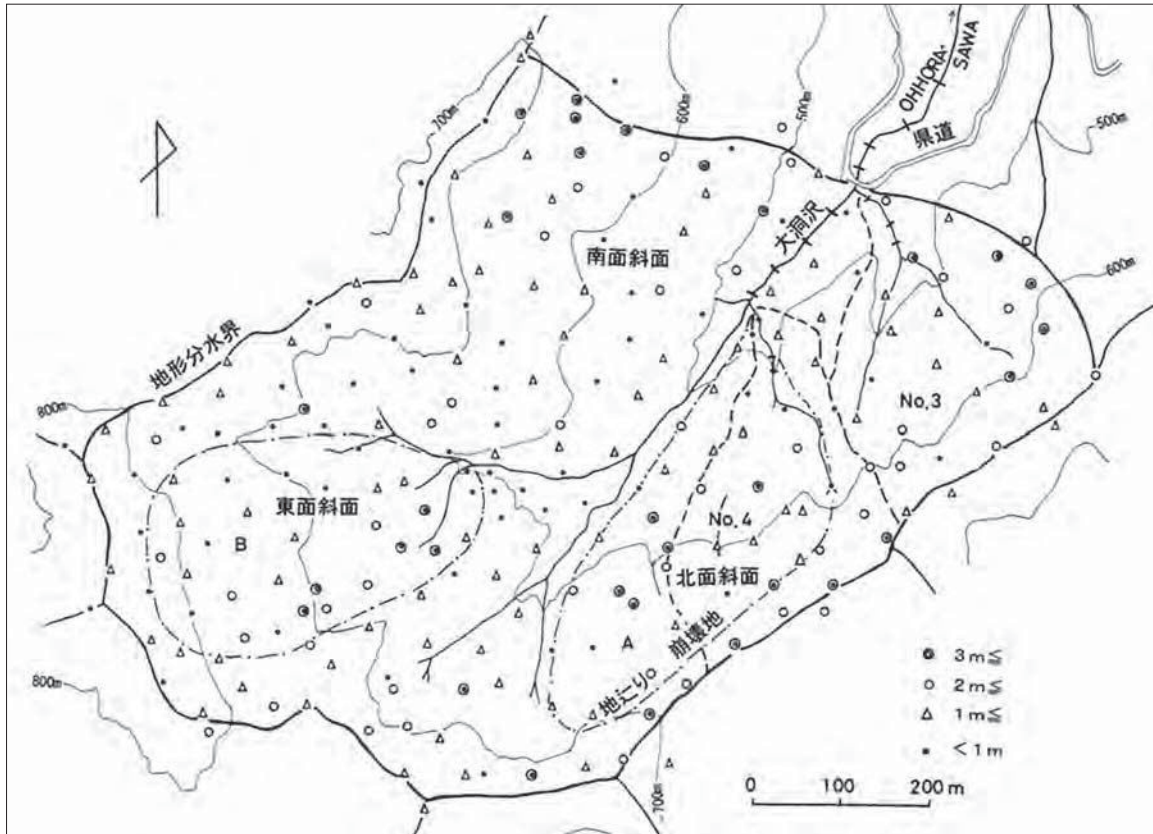


図5 大洞沢試験流域の土壌層厚分布

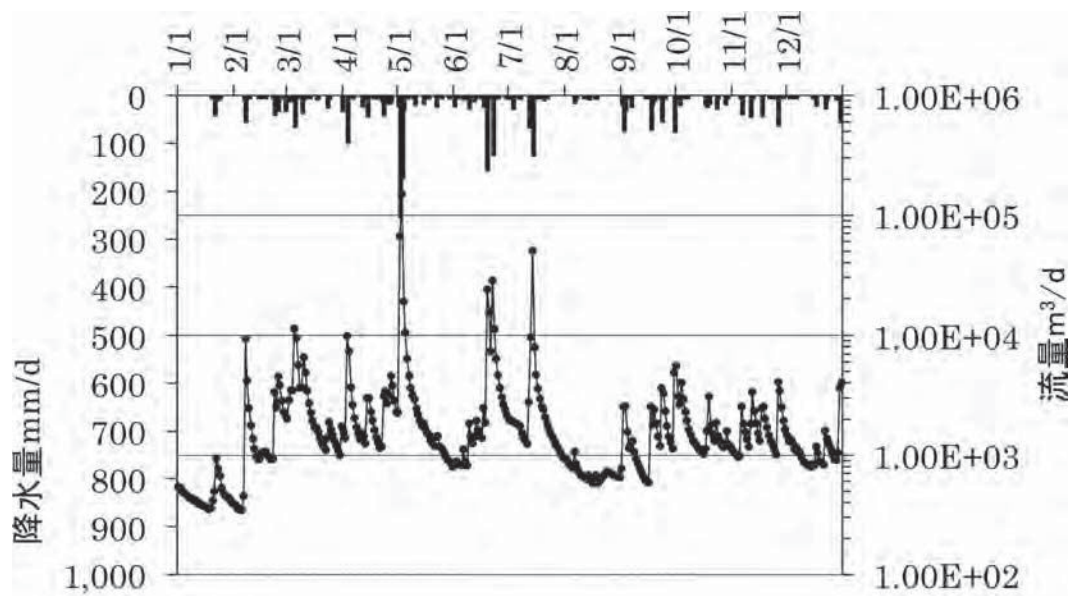


図6 大洞沢 (堰No. 1)、2012 年の年間流量変化 (日流量)

ない時期と比べて流量のベースが上がり、基底流出量が増加したことが認められる。とくに、5月の初めに最大流量を記録した。しかし、1月や8月の降雨が少ない時期には $700\text{m}^3/\text{日}$ を切る渇水となった。

降雨時の詳しい流量変化 (直接流出) の事例を堰No. 1 の記録 (時間データ、図7) でみると、降

雨のピークの約3時間後に流量のピークが出現し、直接流出は流量のピーク後およそ1日で終了し、流量は基底流出で構成されるようになる。グラフに大よその変換点を↓で示したが明瞭でなく、流出時の水質解析結果でも明瞭に分離は来ていない (中嶋ほか, 2001; 東京農工大, 2012)。観測結果

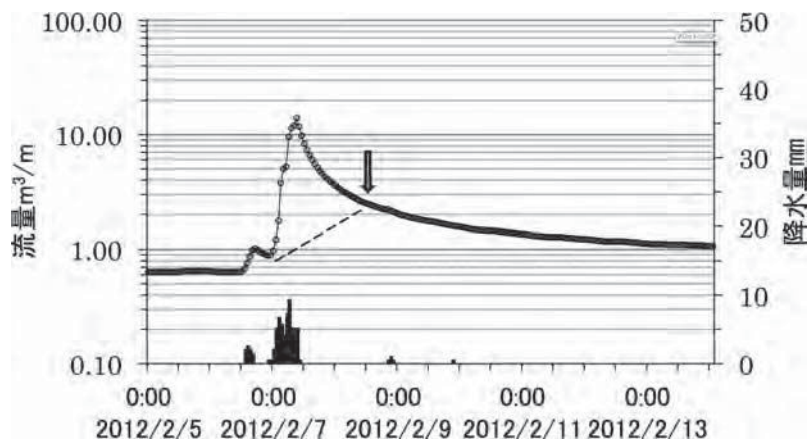


図7 大洞沢 (No.1) の降雨前後の流量 (毎時) 変化 (2012 年 2 月 5 日 ~ 13 日、↓は直接・基底流出変換点)

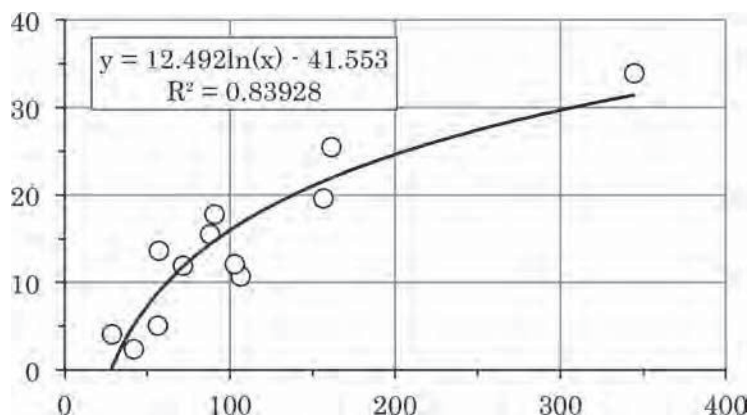


図8 堰No.1における降水量と直接流出量の関係 (1985 年)、神奈川県 (1986) による縦軸が流出率 (%)、横軸が降水量 (mm)

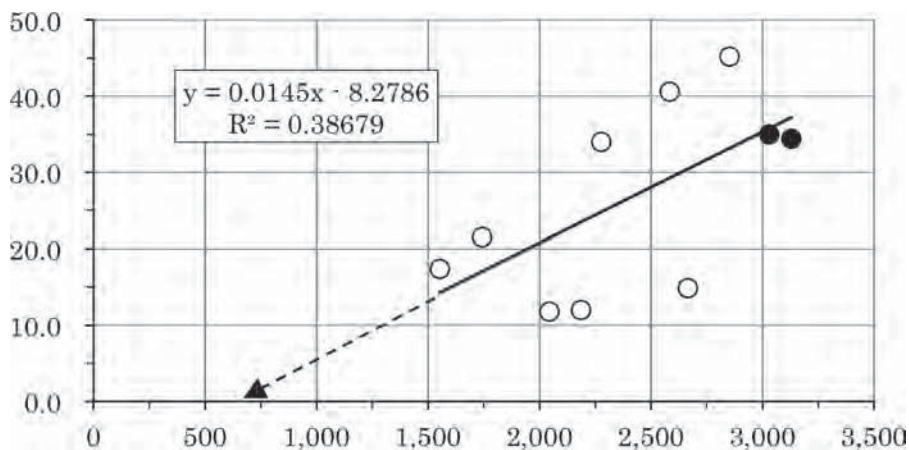


図9 大洞沢の年間降水量と年間流出量の関係 (神奈川県, 1983 に加筆)
縦軸: 年流量 (ℓ / 分)、横軸: 年降水量 (mm)、○: 神奈川県 (~1995)、●: 東大 (2010、2011)

から、降雨に伴う流量の増加とピーク後の減衰は早くかつ急激である。1985年度の治山事業調査報告（神奈川県, 1986）によると、降水量に対する直接流出量（流出率）の関係は図8のようになった。降水量30mmを超えると直接流出が現れ、100mmまで流出率の増加が著しく、100mmを超えるような大雨時でも直接流出量は近似曲線が示すように直線的に増加する。

量水堰No. 1の年間平均流量と年降水量の関係を1980・90年代のデータに最近の東京大学の報告（2013）に基づきデータを加え図9に示した。両者の関係は直線状に示され、x軸（流量が0ℓ/秒）と直線が交差する点の降水量520mmは、小田ほか（2013）が算定した蒸発散や深部浸透による損失（流出に寄与しなかった降水量）に比べやや少ないが、これについてさらに検討が必要である。

表2 湧水量調査結果

湧水 No.	区分	H21(2009) 年			H23 年	湧水 No.	区分	H21(2009) 年			H23 年
		8 月	11 月	流量比	12 月			8 月	11 月	流量比	12 月
		mℓ/s		8月/11月	mℓ/s			mℓ/s		8月/11月	mℓ/s
1	谷頭・斜面下	24.0	69.0	0.3	—	15	斜面下	1060.9	737.4	1.4	92.1
2	谷頭・斜面下	43.8	47.6	0.9	2.4	16	谷頭・斜面下	198.8	275.6	0.7	32.4
3	地滑り崩壊地	765.4	1153.6	0.7	300.9	17	谷頭・斜面下		23.7		0.8
4	地滑り崩壊地	613.3	1503.0	0.4	103.7	18	斜面下	22.2	18.3	1.2	—
5	地滑り崩壊地	287.4	241.6	1.2	54.2	19	斜面下		29.4		0.8
6	谷頭・斜面下	753.1	1330.3	0.6	—	20	谷頭・斜面下	22.0	54.9	0.4	3.4
7	斜面下	969.4	1700.8	0.6	78.0	21	谷頭・斜面下	102.7	165.7	0.6	10.4
8	地滑り崩壊地		78.7		7.8	22	谷頭・斜面下	12.3	38.2	0.3	4.4
9	地滑り崩壊地	21.3	31.2	0.7	17.6	23	斜面下	431.5	978.7	0.4	20.3
10	谷頭・斜面下	13.0	38.7	0.3	7.8	24	谷頭・斜面下	9.9	29.2	0.3	0.2
11	谷頭・斜面下	127.2	197.7	0.6	30.4	25	谷底				122.4
12	谷頭・斜面下	45.0	53.3	0.8	23.0	26	地滑り崩壊地				151.2
13	谷頭・斜面下	351.0	395.5	0.9	63.3	27	谷底				120.2
14	斜面下	1332.7	1111.7	1.2	8.1	28	谷底				3.5

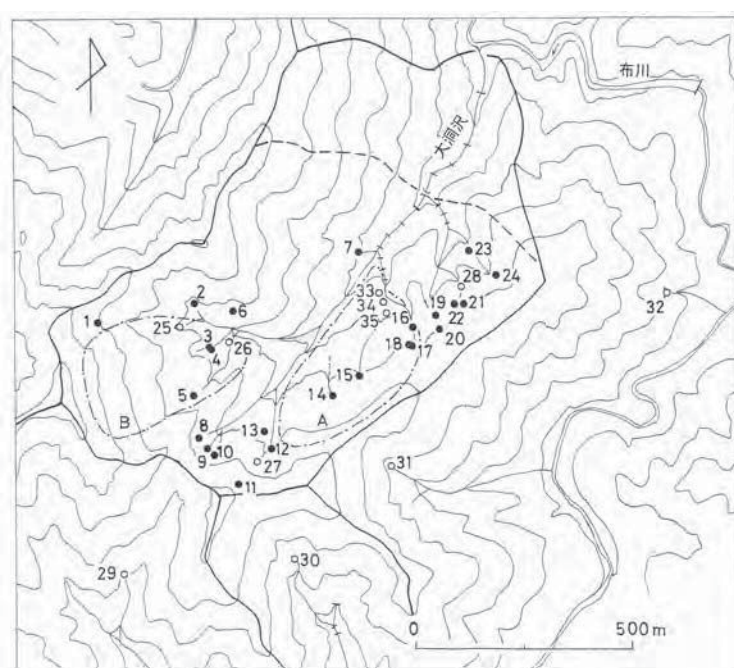


図10 大洞沢と周辺の湧水地点（●は湧水量測定：湧水No. 28まで、○は位置確認のみ：湧水No. 29以降）

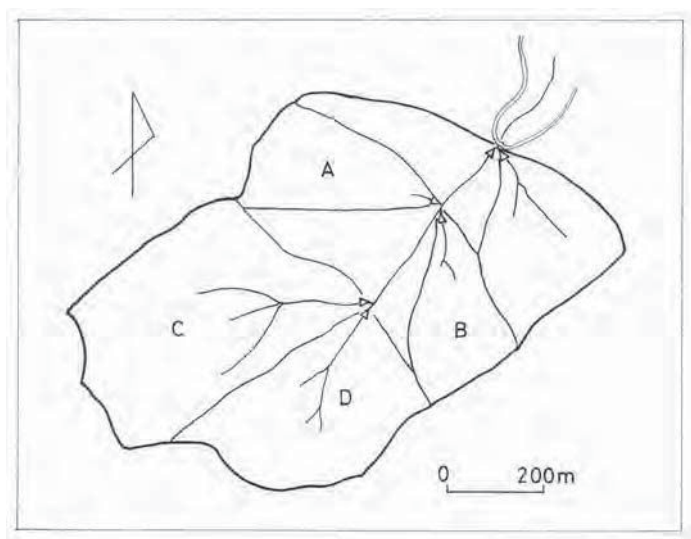


図1-1 大洞沢の支流と流量観測地 (△: 測定地点)

表3 支流別低水流量測定結果(1983.2)

流域	面積 ha	平均流量 ℓ/s	比流量 m ³ /s/km ²
A	5.2	0.46	0.0088
B	4.6	1.02	0.0222
C	16.0	2.54	0.0159
D	9.7	0.85	0.0088

(2) 湧水

大洞沢は源頭部等に湧水があって、無降雨時の沢の主要な水源となっている。湧水の分布および湧出状況について、東京農工大学(2010)、神奈川県(2013)の調査および著者等による補足調査により、流域内と周辺で35ヶ所確認されている。それらの位置を番号を付して図1-0に、湧出量調査結果を表2に示す。

大洞沢流域および周辺の湧水地を、湧水場所から谷の斜面下(尾根斜面下)、地滑り崩壊地下、谷底の3種に分けて表2に示した。各湧水の2009年

の8月と11月の流量比(変動率)を求めると、湧水No.5、14、15、18がいずれも1以上で増加を示し、他の17ヶ所は1以下で減少傾向であった。その内、7ヶ所が0.5以下で1/2以下に減少していた。

さらに、湧出量の変動状況を2012年12月に行った追跡調査結果について見ると、地滑り崩壊地(B)周辺で100ℓ/秒以上と比較的多く、保水性が高いことを示している。大洞沢の流出について支流別に調べた報告(神奈川県、1983)では、2つの地滑り崩壊地を含む流域(B、C)の比流量(低水時)が他(A、D)に比べ大きく(図1-1、表3)、湧水

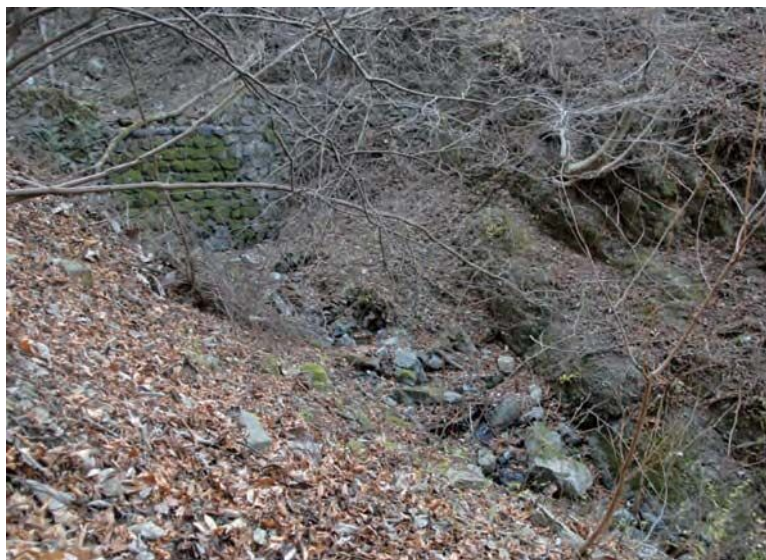


写真5 No.4流域の湧水(No.29, 堰(石垣)の下)



写真6 大洞沢周辺の湧水(No.31)

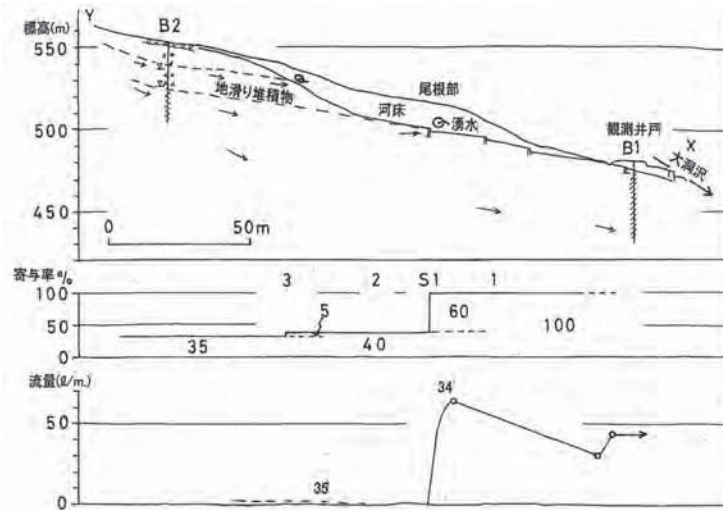


図1-2 X-Y地質断面とNo.4流域の湧水の位置および流量変化

断面線X-Y、観測井B1、B2および湧水No.34、35の位置は図2に示す。中段の寄与率は東京農工大(2012)による。

が低水時でも大洞沢の流出に寄与していることを反映している。

地滑り崩壊地A、Bで湧出場所の地質の状況を観察したところ、いずれも河床に角礫凝灰岩が露出し、その上に堆積する崩壊岩から湧出が生じている(写真4、5)。湧水の多くは沢の本流の河床より高位にあって、湧水が支流に湧出した後、本流に合流し流下している(図1-2)。東京農工大学(2013)は、No.4流域で湧水が占める流量の割合(寄与率)を溪流の温度変化から推定しており、流域の最下流の湧水の寄与率は60%となっている。このことを実際の流量で確認するため渇水時の流量を観測し、併せて図1-2に示した。図の下段に示されるように、S1でそれより上流側で表流水は僅

かで、流れは堰で消失するが、堰下で湧水により復活し、その水量は64ℓ/分で流量への寄与率はほぼ100%であった。この湧水は図1-2に示すように地滑り堆積物の下側の湧水で、流量が多く、渇水時にも涸れず溪流水量の維持を担っている。尾根を挟む試験流域の外側の沢についても、沢の源流域で湧水を調べたところ、尾根を挟んで大洞沢とほぼ同じ高度に4ヶ所の湧出が確認された(図1-0、湧水No.29～32)。このことは、水文地質学的な分水界がほぼ地形と同じように尾根部にあって、尾根部に涵養された地下水が両斜面の下に斜面下湧水(写真6)となって流出していることを示唆している(図1-5)。

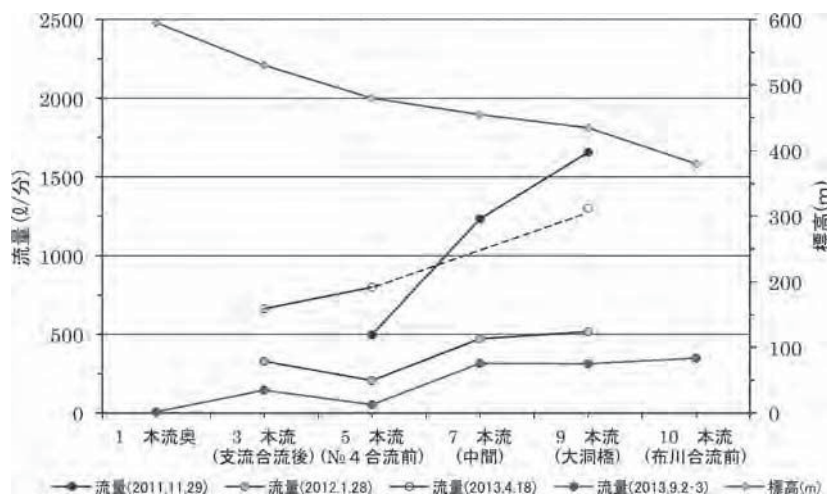


図1-3 大洞沢の上流から下流の流量変化(最上段は河床標高(m))

(3) 流量

大洞沢の源流部から布川合流部まで水系の流量変化について、今までに調査した4回の調査結果を併せて図13に示した。なお、調査地点は図2に示した。

上流から下流側に流れに沿って観測結果を直線で結んだそれぞれの流量変化を比較すると、沢の流量は5本流で一時減少し、その後支流No.4や湧水7からの流入もあって増加するが、9本流以降は流量に大きな変化がなく、布川に注いでいる。とくに、水量が最も少なかった2013年9月の水量についてみると、この年は夏季の降水量が少なく、渇水が例年より厳しかったと考えられる。

図13の最下段に示されている2013年9月（渇水時）の調査結果で流量の増減をみると、上流調

査地点の測点3本流の水源はそのほとんどが地滑り崩壊地Bの湧水（湧水No.26）で賄われている。さらに、測点7本流の流量が支流のNo.4流域や左岸側の湧水No.7の流入などにより増加したことが流量観測結果から認められる。このように、大洞沢では渇水時にも涸れない湧水が河川水源となっている。とくに、地滑り崩壊地域から崩壊土に由来する湧水が流入し涵養される良好な保水性が備わっている。

大洞沢流域の保水性の視点から渇水時の流量観測結果について検討を行ったが、降雨ごとの涵養－流出についてハイドログラフ解析を行った結果（東京大学院農学生命科学研究科, 2010）を踏まえ、引き続き流域差を反映させた流域全体の流出機構の把握に努める必要がある。

表4 大洞沢の水質分析結果（2012.01.28 採水）

試料 番号	採水地点名 位置は図2	水温 ℃	流量 ℓ/s	電気伝導度 μ S/m	pH	Na ⁺ mg/ℓ	K ⁺ mg/ℓ	Mg ²⁺ mg/ℓ	Ca ²⁺ mg/ℓ	Cl ⁻ mg/ℓ	HCO ₃ ⁻ mg/ℓ	SO ₄ ²⁻ mg/ℓ	NO ₃ ⁻ mg/ℓ	SiO ₂ mg/ℓ
1	測点5 (3・4合流後)	3	329	9.02	7.8	2.56	0.19	3.08	10.26	1.55	37	3.36	2.26	12
2	測点7 (No.4合流前)	2	207	8.95	7.7	2.49	0.13	3.15	10.21	1.56	36	3.37	2.23	12
3	測点6 (No.4流域)	7	55	11.60	7.8	3.05	0.10	5.76	12.46	1.44	54	2.74	2.95	14
4	測点8 (No.4合流後)	4	470	9.44	7.7	2.52	0.11	3.72	10.55	1.57	40	3.37	2.42	12
5	No.3堰	4	313	8.06	7.7	2.28	0.15	3.09	8.91	1.50	34	2.15	2.14	13
6	測点9 (No.3合流後)	4	517	9.32	7.7	2.48	0.12	3.55	10.25	1.58	38	3.26	2.25	12
7	No.1堰	4	461	9.32	7.6	2.53	0.09	3.85	10.54	1.58	39	3.47	2.35	12

(4) 水質

大洞沢の試験流域内の水質分析結果（表4）によると、いずれも溶存成分が少なく、支流No.4を除き溶存成分に大きな差は無い。上流から下流に至る水質をヘキサダイアグラムに示した（図14）。なお、No.4流域からやや水温が7℃と高く、電気伝導度も高い水が流入し、測点5に比べ測点6以降の本流の水温上昇、電気伝導度の増加が生じている。量水堰No.1では2007（平成19）年度から定期的な水質観測が続けられており、水質の季節変化は小さく、水質に経年変化は認められてい

ない（神奈川県自然環境保全センター, 2012）。

支流については、流域No.3と流域No.4を比較すると、すでに記述したように、流域No.4の水質が陽イオン（Mg²⁺など）、陰イオン（HCO₃⁻, SO₄²⁻）が比較的多く、水温が3℃高い。この水質の差については、地滑り崩壊地Bを加え、地滑り地での土壌の堆積状況、岩石の風化状況などの地下水胚胎状況などとの関連についてさらに検討する必要がある。また、気温の影響を受け変動幅の大きい本川の水温と比較的変動幅の少ない湧水について、流出機構に関連させて解析する必要がある。

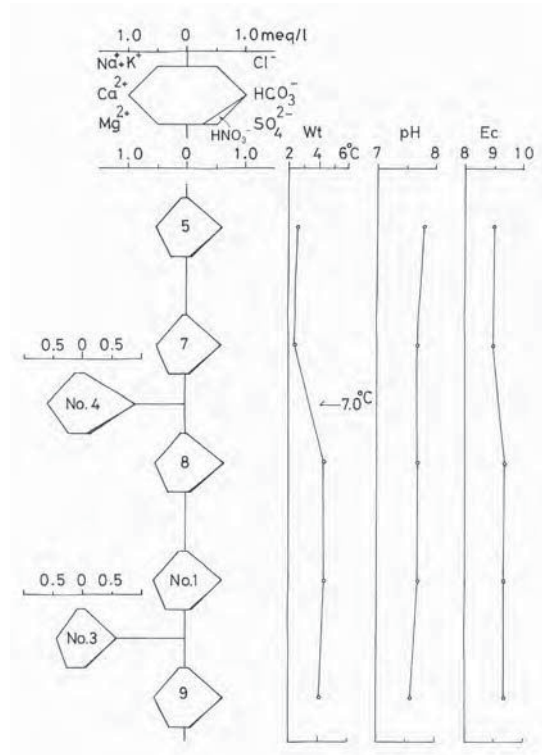


図 1 4 大洞沢と流入水の水質（ヘキサダイアグラム）の変化（測定地点は図 2 に示す）

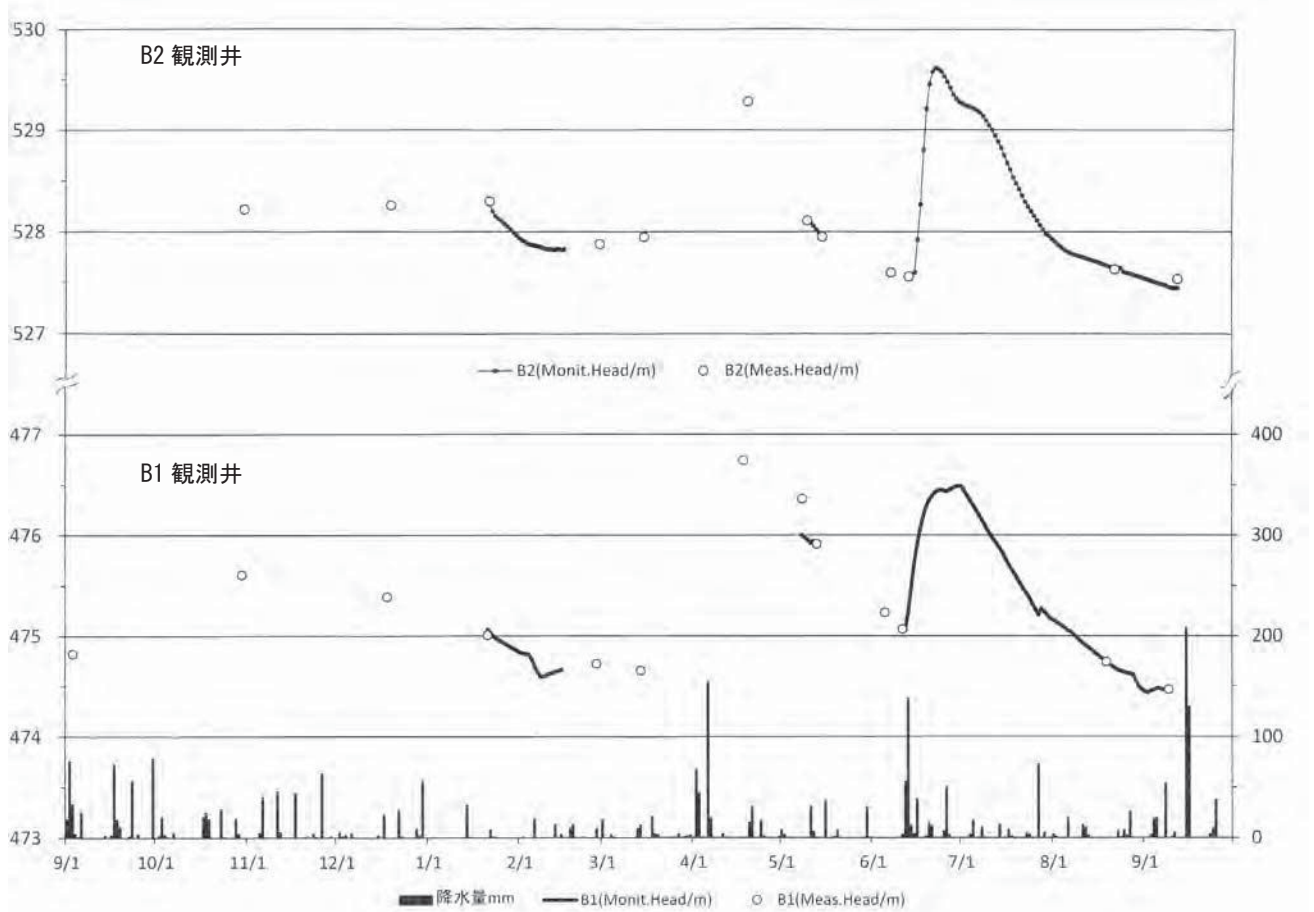


図 1 5 地下水位と降水量の観測結果（2012.09～2013.09）
左軸は水頭（標高m）右軸は降水量（大洞沢 mm）○は実測値

(5) 地下水位

ボーリング調査孔を地下水位観測井として整備し、2013年度から地下水位の連続観測を開始した。地下水位の観測結果を降水量と併せて図15に示した。年間の水位変化を見ると、谷底に位置する観測井B1の水位は地表から大よそ2.5～5m（標高474.5～540m）、高所にある観測井B2の水位は大よそ25.5～30m（標高527.5～529.5m）の範囲

で変化している。2013年6月の水位変化を見ると、両者とも降雨後直ぐに上昇し、降雨後の反応は早い。両者を比較するとB2の方が敏感で、時間あたりの上昇率が高く、上昇量も大きい。そして、ピーク時およびその後の低下の形状が異なっている。引き続き降雨との関係を観察し、地下水涵養メカニズム解明に役立てたい。

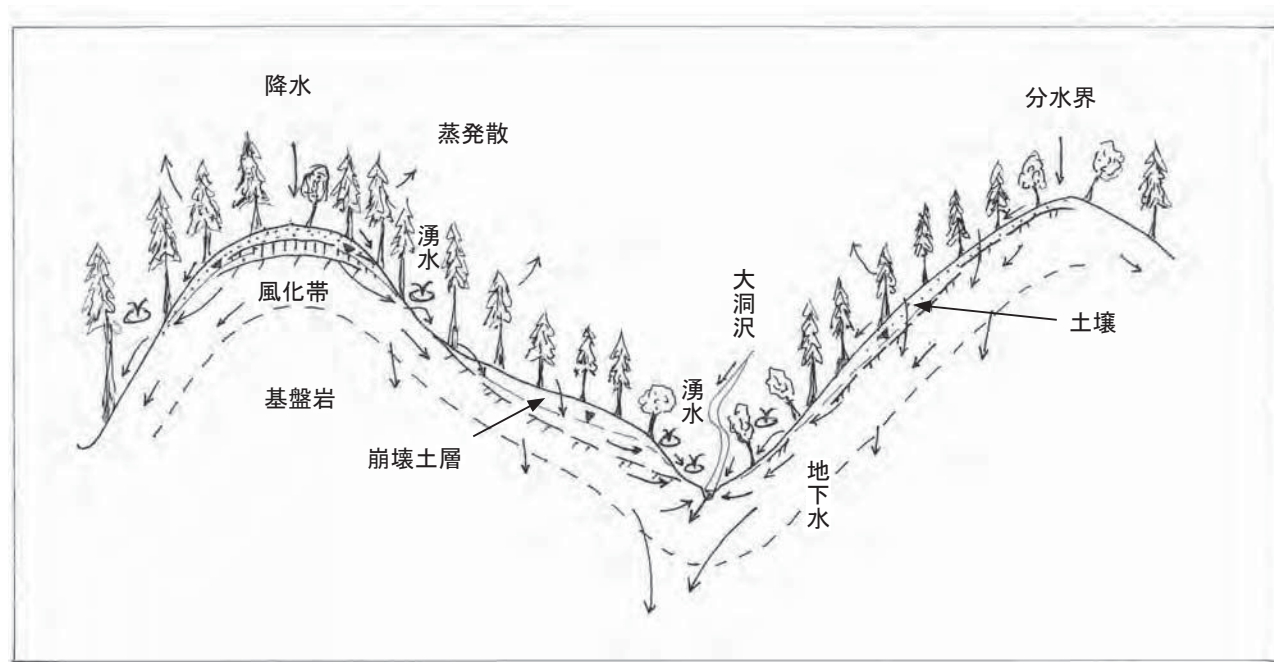


図16 大洞沢の模式的な水文地質（下流から上流に向かった断面、図中の矢印は水の動きを示す）

Ⅲ 水文地質

以上の調査結果をもとに、流域および周辺地域の水文地質構造を取りまとめ模式的に図16（横断面）に示した。

大洞沢の水文地質の特徴は、急傾斜な山岳流域で、地質は固結した凝灰岩の丹沢層群が基盤岩で、尾根部に土壌とローム層を乗せ、両者を併せた土層の厚さは厚いところで4mを越す。そして、基盤岩は全般に50m程度の風化帯を持っていて、地滑り崩壊地では崩壊土層が20～30m堆積し、これらが地下水を胚胎している。降雨は森林の土壌帯から浸透して地下水となり、前述の基盤岩中を谷に向かって流下し、湧水となって河谷に出ている。地下水は地形の変換点である尾根斜面下、地滑り

崩壊地下端などで湧水となって地表に現れ、大洞沢の流水を涵養している。さらに、一部の地下水は深層へ浸透していると考えられるが、水収支調査の精度を上げ、その割合を確認する必要がある。なお、地形上の分水界と水文地質上の分水界はほぼ同一と考えられる。

Ⅳ まとめ

大洞沢の水源環境として重要な水文地質状況について、現地踏査やボーリング調査、土壌調査等を行い、土壌厚、風化帯の状況、表層地質などの地質条件と湧水の位置、湧水量、さらに沢の流量の増減、流況を併せて流域特性として整理し、併せて今後の検討すべき課題について次に取りまと

めた。

1. 地形・地質の特長は、2ヶ所に顕著な地滑り崩壊地があって、その堆積物が地下水を胚胎している。これらの地滑り崩壊地などの土壌層厚が厚い区域から湧水が豊富に湧き出し、年間を通じて涸れず、沢水の涵養に寄与している。これらを流域とする支流の渇水時の比流量は比較的大きい。
2. 流域全般に岩盤に亀裂、粘土化などあって、風化が進んでいる。ボーリング調査結果から、風化帯はおおよそ 50m の厚さと推定された。また、地滑り崩壊地では、崩壊土層が帯水層となっている。
3. 流域の地下水帯水層は、岩盤の風化帯や亀裂、地滑り堆積物中にあること、流域全体が急勾配であることから、流速は早いと推定される。大洞沢の降雨時の流出は、2～3 時間でピークが出現し、直接流出はピーク出現後 1～2 日と比較的短期間で終了する。地下水位も反応が早く上昇し、降雨後数日でピークが出現する。これらの点を考慮し、流域の水源かん養機能の保水性の評価を行う必要がある。
4. 沢の流量観測結果から、無降雨時には本流では 2 か所の地滑り崩壊地末端の湧水を水源とする支流の流入水の割合（寄与率）が高い。
5. 流域の地形上の分水界、湧水場所、地質および流水の状況から、水文地質上からもほぼ同位置に分水界があると考えられた。
6. 河川水の水質では、No. 4 の流域で溶存成分がやや多いものの、他は溶存成分に顕著な差はない。No. 4 流域（地滑り崩壊地）の湧水の温度を指標とする詳しい調査が必要である。

なお、対照流域を主体に各支流での現地観測データが順調に蓄積され、それぞれの流域の特徴が明らかにされている。引き続きモニタリング結果の解析を行い、水循環機構の解明に向け流域特性の把握に努める必要がある。

謝辞

本調査研究を進めるにあたり、検討会を通して東京農工大学教授石川芳治先生をはじめ研究室の

方々、東京大学農学部教授鈴木雅一先生ほか研究室の方々から有益な示唆や貴重な意見を頂いた。調査研究の推進に当たっては、自然環境保全センター研究連携課山中慶久課長をはじめ、課員の方々に終始励ましていただいた。厚くお礼申し上げます。

参考文献

- 神奈川県（1980）重要水源山地整備治山事業調査報告書．188pp.
- 神奈川県（1982）重要水源山地整備治山事業調査報告書．68pp.
- 神奈川県（1983）重要水源山地整備治山事業調査報告書．50pp.
- 神奈川県（1985）重要水源山地整備治山事業調査報告書．379pp.
- 神奈川県（1986）重要水源山地整備治山事業調査報告書．50pp.
- 神奈川県（1987）土地分類基本調査「秦野・山中湖」神奈川県 79pp.
- 神奈川県（1996）平成 7 年度水源地域緊急整備事業調査報告書．345pp.
- 神奈川県（1998）平成 9 年度森林水源環境総合整備事業調査委託報告書．99pp.
- 神奈川県（2002）平成 13 年度治山流域総合調査事業調査委託 神奈川県愛甲郡清川村煤ヶ谷（大洞沢）調査報告書．50pp.
- 神奈川県（2013）平成 24 年度対照流域法調査土壌深度調査報告書．237pp.
- 神奈川県自然環境保全センター（2012）平成 23 年度神奈川県自然環境保全センター研究企画部研究連携課業務報告書、No. 44：62-65.
- 神奈川県企業庁総合開発調査課（1971）中津ダム調査報告書．458pp.
- 小杉賢一郎（1999）森林土壌の雨水貯留機能を評価するための新たな指標の検討．日林誌、81(3)：226-235.
- 中嶋伸行・板寺一洋・藤森博英（2001）δ 18 O をトレーサーとした規模の異なる降雨における河川流出成分の分離結果の比較—東丹沢・大洞沢森林流域の事例—．神奈川県自然環境保全センター報告．28：1-6.

- 日本地質学会(編)(2008)日本地方地質誌3「関東地方」朝倉書店,東京,570pp.
- 逢坂興宏(1966)2.1斜面土層構造の測定 15-23.
「第2章 斜面における水循環の実態とそれを規定する場の特性」水文地形学. 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編, 267pp, 古今書院, 東京.
- 小田智基・鈴木雅一・内田佳美(2013)東丹沢大洞沢試験流域における水収支・流出特性―地地下部における水移動の影響―. 神奈川県自然環境保全センター報告. 10:47-52.
- 清水文健・八木令子・大八木規夫・井口隆(2004)地すべり地形分布図「関東周辺部」秦野.
- 棚瀬充史(1997)VI. 丹沢山地のマスムーブメント64-73.「第2章 地形と地質」丹沢大山自然環境総合調査報告書.(財)神奈川県公園協会丹沢大山自然環境総合調査団企画委員会編, 635pp, 神奈川県環境部, 神奈川.
- 谷誠(2011)山地流域における自然貯留の洪水緩和機能に関する方法論的考察. 水利科学, 318:153-173.
- 東京大学大学院農学生命科学研究科森林理水及び砂防工学研究室(2012)平成23年度 大洞沢における流域水収支に関する調査・研究. 95pp.
- 東京農工大学(2012)IV 流域流出プロセスと土砂動態、平成23年度対照流域調査地土砂流出動態評価研究報告書. 65pp.
- 山本壮毅(1983)新版地下水調査法. 古今書院, 東京, 490pp.
- 横山尚秀・内山佳美・山根正伸(2013a)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.
- 横山尚秀・内山佳美・佐藤壮・山根正伸(2013b)試験流域の水文地質等の流域特性. 神奈川県自然環境保全センター報告, 10:203-214.