

試験流域の水文地質等の流域特性

横山尚秀*・内山佳美*・佐藤壮**・山根正伸***

Hydrogeological features of 4 experimental watersheds in the water resources protection area

Takahide YOKYAMA, Yoshimi UCHIYAMA, Sou SATOU
and Masanobu YAMANE

要 旨

森林の水源環境の保全・再生のため、かながわ水源エリアで行われる各種の対策を的確、効率よく、そして順応的に進めていくため水源環境モニタリング調査を行っている。その中で想定される植生保護柵設置や間伐等の施業の効果をシミュレーションにより予測する水循環モデルを構築している。モデルは、地形・地質、植生、土壌などの自然特性をベースに構築する。とくに、現地モニタリング結果を出来るだけ反映させるため、既存データに追加して流量観測調査とボーリング調査を行って地質と表流水との関係を調査した。その結果に基づいて、大洞沢では試験流域の土層厚と基盤を構成する丹沢層群の風化の状況、地すべり地・谷部の地質および湧水、沢水の状況、貝沢では試験流域の小仏層群等の地質と流水の状況、ヌタノ沢では基盤を構成する石英閃緑岩の風化・亀裂などの地質と流水の関係、およびフチジリ沢では河床に露出する不透水性の火砕流堆積物と河川流量の関連を検討した。

I はじめに

神奈川県西部に設定された「かながわ水源エリア」では平成 19 年度から水源環境の保全・再生施策の実行 5 カ年計画に基づき水源の森林づくり、丹沢大山保全・再生対策、等の各種事業が進められている。とくに、森林の保全再生事業が水源環境へ及ぼす効果についてモニタリングし、検証しながら順応的に進めていく方針である。このため、流域の水循環モデルを用いたシミュレーションによる効果予測と効果検証を進める計画でモニタリング調査が開始された。

水循環モデルによる解析は、流域の気象、植生、土地利用、地質、地形（地図情報）および河川流

量等の既存の資料とデータを用い、ダム湖流域を単位とする広域モデルの構築から開始し（森ほか，2009；多田ほか，2010）、並行して試験流域を対象とする小流域水循環モデルの構築を行う手順で進めている。すなわち、広流域モデル＋小流域モデルの 2 タイプで構成する水循環モデルを相互に関連させ、既存データに基づくモデル構築から始め、モニタリング結果を用いてモデルの再現性の検証を進めていくこととし、モニタリングを試験流域（小流域）で詳しく行っている。

水源エリア内で選定された 4 ヶ所の試験流域、大洞沢、貝沢、ヌタノ沢、フチジリ沢・クラミ沢（図 1）で水循環の基本モデル構築を想定し、対照流域法を採用し、水循環解析等のモニタリング調査を平

* 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 657）

** 株式会社 地圏環境テクノロジー（〒101-0063 千代田区神田淡路町 2-1 KDX 神田淡路町ビル 3F）

*** 神奈川県環境農政局 水・緑部 自然環境保全課（〒231-8588 横浜市中区日本大通 1）

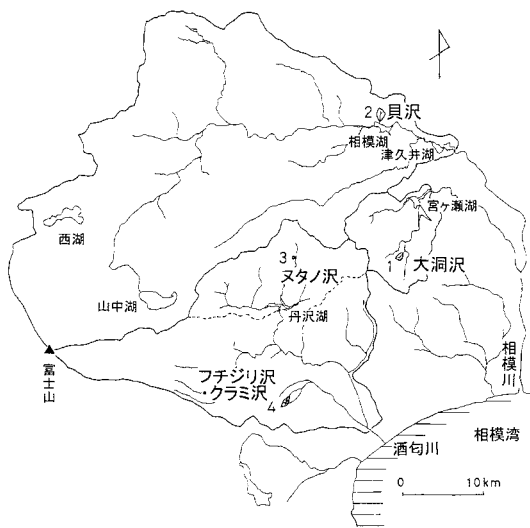


図1 試験流域の位置（試験流域を番号を付して示す）

成19年度から開始している。モデル構築にあたり、水源かん養機能の基本となる流域の保水性、貯留性、すなわち流域内の水の貯留・排水過程に係る土壌・地質の作用が重要で（虫明ほか，1981；藤枝，2007；小杉，2007）、とくに試験流域のような小流域ではこれらを流域の自然特性として把握する必要がある。このため、事前モニタリングとして土壌・地質とこれらを反映させた沢の流水を調査した。本報告では、流域の水文地質について、調査により明らかになった土層厚、基盤の地質構造と風化帯の状況、水系に沿った流量の増減あるいは流量の年間の変化などを流況として取りまとめた。

II 流域特性の把握

1 試験流域での事前モニタリング

森林の水源かん養機能を構成する保水、洪水緩和および渇水緩和の三機能は、降雨と流出の関係を説明する水循環過程の中で評価される。このため、事前モニタリングを行って試験流域の自然特性を把握し、モデル構築を進めていく。対象となる項目として、①水源となる降水量を主とした気象、②流域を構成し、水循環が営まれる地形・地質（土壌を含む）、③水循環を定量的に表す流況・水収支、④流域を覆い、降水遮断や蒸発散など水循環に影響する森林植生、および⑤水循環を定性的に示す水質があげられ

る。

モデル構築にあたって、広流域情報はGIS化された既存の調査・観測資料等を多用して効率化を図り、小流域情報は既存データを補足するため出来るだけ現地調査を行って精度向上を図っていく。すなわち、試験流域の自然特性の把握に努め、モデル構築に反映させる必要がある。そして、現地調査結果を用いてモデルのパラメータを見直し、再現性の検証を進める手順である。

したがって、既存資料収集と現地調査を行って流域の帯水層や基盤岩等の水文地質構造、流域の範囲と境界条件および透水係数等のパラメータ値の把握とモデル構築を開始し、併せて対策を行う前の事前モニタリングを開始した。4試験流域では降水量や河川流量などの水文観測施設を設置し、観測を開始したほか、ボーリング調査、流量観測など現地調査を行って流域情報の収集、解析に努めている。

2 流域の水文地質

(1) 地形・地質の調査

森林の水土保持機能を考える上で、流域の保水性を明らかにしておく必要がある。山地河川における流出に影響する流域特性（要因）は地形、地質（土壌を含む）および土地被覆（植生等）であって、とくに透水性の高い地質条件を持つ流域ほど保水性が高い（地下水貯留能ならびに流出調節機能）性質がある（中野，1976；虫明ほか，1981）。すなわち、流域の水源かん養機能については、土壌及び基盤岩の空隙により発揮される貯留機能の作用により、河川や地下水の流量調節が行われている（竹下，1982）。

神奈川県西部地域は、フォッサマグナ地域に位置し、地形・地質上の変化が大きく多様な地域である（有馬ほか，1999）。水源の森林エリアはこの特徴ある地域に重なるように設定されている。試験流域はこのエリア内に位置し、各ダムの上流域にあって、それぞれの流域の地形・地質が異なり、シカ採食圧の状況や間伐の状況など森林管理についても特徴ある流域である。

試験流域の地形・地質および土壌、水文環境の事前モニタリングとして、各流域の流量調査（2011年11月）と現地踏査及びボーリング調査による地

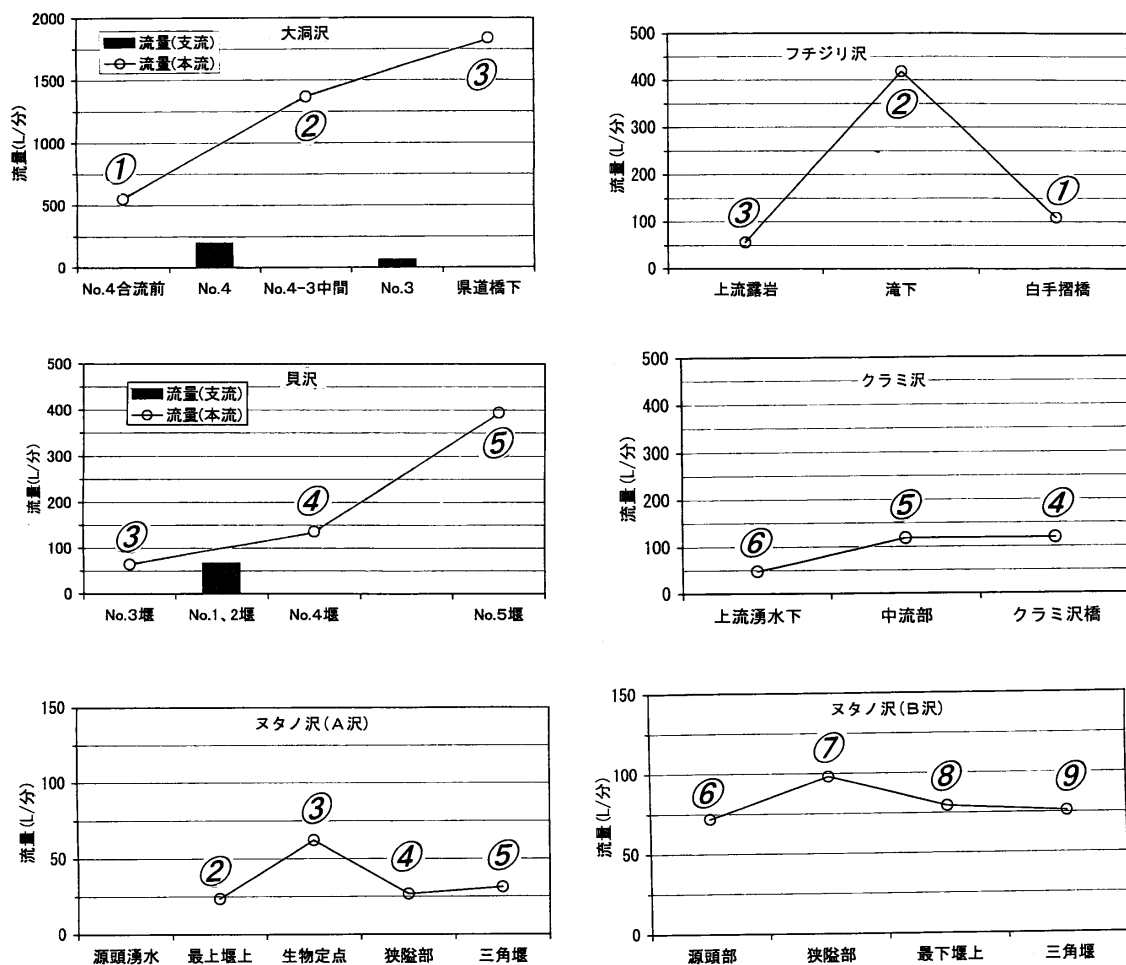


図2 試験流域の流量一斉調査結果（2011年11月）（各流域の測定地点を○番号で流域図ごとに示す）

質調査（2011～2012年度）を行った。ボーリング調査では、コア採取により地質を調べ、併せて電気検層、温度検層、湧水圧試験を行った。さらに、孔井にケーシングを行い、観測井として仕上げた。

試験流域の河川の流況については、実測により上流から下流への流量の増減を明らかにし、併せて水源となる湧水位置の確認を行うとともに、現地踏査で河床の地質を確認し、河床の地質と流水との関係を調べた。さらに豊水時と渇水時の流量を比較検討し、流況の把握を行った。これらの結果について、各流域の表流水の状況を4流域まとめて表1および図2に、流況比較を表2に示した。さらに、流域別の自然特性を表3に取りまとめた。なお、表3中にはボーリング調査結果に基づく岩盤の透水係数値を加えた。

（2）各試験流域の水文地質

ア 大洞沢

大洞沢は北東方向に開けた平均傾斜36度の急傾

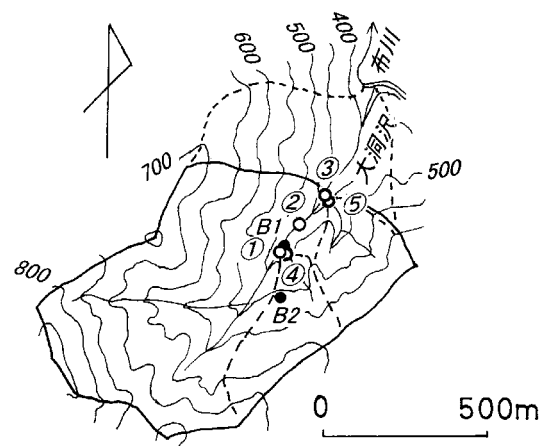


図3 大洞沢試験流域
（○番号は流量測定地点、B番号はボーリング調査地点を示す）

斜の谷で、中津川の支流である布川に合流する（図3）。試験流域はこの沢の上流（標高450mより上部、全流域の約80%）に設定されている。大洞沢は源頭部の複数の湧水を水源とし、支流の流入水を集め

表1 試験流域の流量測定結果

No.	地点名	調査日 (年月日)	水温 (°C)	流量 (L/分)	No.	地点名	調査日 (年月日)	水温 (°C)	流量 (L/分)
1 大 洞 沢	1 本流No.4上	H23.11.29	10.2	496.4L/m	2 貝 沢	1 上流No.1三角堰	H23.11.29	10.3	33.8L/m
	2 本流No.3-4中間	同上	10.8	1232.6L/m		2 上流No.2三角堰	同上	10.4	33.7L/m
	3 本流県道橋下	同上	10.8	1655.9L/m		3 上流No.3三角堰	同上	9.9	64.6L/m
	4 支流No.4堰	同上	11.5	198.7L/m		4 中流No.4三角堰	同上	10.3	135.8L/m
	5 支流No.3堰	同上	10.4	64.1L/m		5 下流No.5堰上	同上	9.8	394.1L/m
3 ヌ タ ノ 沢 A ・ B	1 A沢源頭湧水	H23.11.08	12.4	—	4 フ チ ジ リ ・ ク ラ ミ 沢	1 林道白手摺沢橋	H23.11.15	11.8	108.8L/m
	2 A沢上流堰上	同上	12.5	23.5L/m		2 中流滝下	同上	11.3	418.0L/m
	3 A沢上流定点	同上	12.7	62.1L/m		3 上流露岩下	同上	12.2	56.9L/m
	4 A沢中流狭隘部	同上	12.7	26.7L/m					
	5 A沢三角堰越流	同上	12.7	31.2L/m					
	6 B沢源頭部	同上	12.5	71.7L/m		4 林道クラミ沢橋下	H23.11.16	2.1	119.1L/m
	7 B沢中流狭隘部	同上	12.6	98.0L/m		5 針葉・広葉樹林境	同上	10.9	118.5L/m
	8 B沢下流堰上	同上	12.6	79.4L/m		6 クラミ沢源頭湧水	同上	11.3	47.6L/m
	9 B沢三角堰越流	同上	12.5	76.0L/m					

表2 試験流域の流況

流 域		流量(L/分)		流 況 (①/②)	比流量(11月) $10^{-2}\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$	備考
		①2011.8	②2011.11			
1.大洞沢(No.1)	58.0ha	3348	1642	2.0	4.7	8/1と11/29、連続記録
2.貝沢(No.5)	71.5ha	—	394.1	—	0.92	堰
3.ヌタノ沢A(No.5)	3.9ha	333.3	31.2	10.7	13.3	堰(7/26と11/8)
ヌタノ沢B(No.9)	3.0ha	104.9	76	1.4	42.2	
4.フチジリ沢(No.1)	42.0ha	1831	108.8	16.8	0.43	堰(8/1と11/15)
クラミ沢(No.4)	34.0ha	536	119.1	4.5	0.58	

表3 試験流域の自然特性

流域名 (面積)	ボーリング調査			植生・土壌	洪水時土砂流出	備考
	地形・地層	岩相と透水係数 (cm/秒)	風化層 (m)			
大洞沢 (58.0ha)	丹沢山地 丹沢層群	岩盤 $2.6 \sim 7.1 \times 10^{-6}$ 亀裂 $1.7 \sim 7.4 \times 10^{-5}$	孔底(50m) まで	スギ・ヒノキ人工林 シカ採食圧顕著 土層厚 1~5m	土砂流出顕著	地すべり 地形 2孔井
貝沢 (96.6ha)	陣馬丘陵 小仏層群・ 相模湖層群	岩盤・亀裂 2.5×10^{-6} $\sim 1.4 \times 10^{-5}$	地表から ~25m	スギ・ヒノキ人工林 シカ採食圧なし 土層厚 1m 以上	土砂少ない	比較的 古い地層
ヌタノ沢 (7.0ha)	丹沢山地 石英閃緑岩	岩盤・亀裂 8.6×10^{-6} $\sim 3.7 \times 10^{-5}$	強風化 25m 風化は孔 底(50m) まで	広葉樹二次林 一部スギ人工林 シカ採食圧顕著 土層厚 0.1~3.5m	土砂流出顕著	流域面積 狭い
フチジリ 沢・クラ ミ沢 (76.2ha)	箱根外輪山 火山噴出物	岩盤 5.7×10^{-8} $\sim 5.0 \times 10^{-7}$		スギ・ヒノキ人工林 シカ採食圧なし 土壌が発達	土砂少ない	火山、地 層が新し い

て次第に水量を増加しながら急流を流下し、布川に合流する。流域の地質は、溶岩塊で構成される丹沢層群で、地層は概ね南東方向に傾斜し、表層は褐色森林土で覆われている。尾根部には平坦部があって、ローム層も厚く残され、土壌が厚く堆積している（神奈川県、1984）。

棚瀬（1997）が記載しているように、堂平と共に大洞沢は地すべり地形が特徴である。この点に留意し、平成 22（2010）、23（2011）年度にわたり、現地踏査、2本のボーリング調査を実施し、中津ダム調査（1971）、表層地質図（神奈川県、1987）等を参考に大洞沢の水文地質を調査した。

大洞沢を構成する丹沢層群は溶岩塊が固結した凝灰岩で、表層が土壌とローム層で覆われている。簡易貫入試験結果（神奈川県、2002）から流域の土層深の分布をみると、厚さは全般には 1～5 m の範囲で変化し、左岸側の斜面で 3 から 5 m と比較的厚く、右岸側では 1～3 m と薄くなっている。ボーリング調査結果によると、深度数 m から 40 m までが風化帯となっている。風化帯の透水係数は風化の程度により異なるが、 $10^{-3} \sim 10^{-6} \text{cm/sec}$ のオーダーである。そして、表層地質図（前出）及び現地踏査によると、地層の走行はほぼ南北、傾斜は東 60 度である。しかし、表層地質図では沢の南東部に北東から南西方向に断層線が引かれているように、No. 4 流域及び No. 3 流域の沢沿いの露頭で小断層や粘土化した地層が踏査で確認され、地層は揉めている。

平成 22（2010）年度に掘削した B 1 井戸と平成 23（2011）年度に掘削した B 2 井戸のボーリング調査結果を図 4、5 に示した。調査孔 B 1 は、No. 4 流域から流入する沢が合流した本沢の河床（右岸側）に位置し、その地質は、治山堰の堆積物に続き丹沢層群の凝灰岩が深度 50 m まで続いている。地下水の通り道となる亀裂帯は、ボーリングコアと検層結果から深度 20 m 付近、38 m 付近、及び 42 m 付近に推定された。一方、40 m 付近まで凝灰岩の変質が著しく、一部は粘土化している。スクリーンは最下部に設置しており、水頭は地表面から凡そ 4 m（標高約 475 m）にあって、1 年間の水頭変化は約 2 m であった（図 6）。

一方、調査孔 B 2 は地すべり地形が認められる対照流域（流域 No. 4）の中腹にある。土層は 2.6 m で、

それ以深が凝灰岩である。深度 22～25 m 付近に大きな亀裂があり、そのほか 20 m、36～37 m 及び孔底部に小亀裂が認められた。凝灰岩は全般に粘土化が進んでいる。スクリーンは最下部の小亀裂部に設置した。地下水位は地表から凡そ 24 m（標高約 530 m）で、近くの No. 4 沢の湧水位置（520～540 m）と調和的である。

本流の流量（図 2）について、対照流域 No. 4 の沢が合流する前から下流の No. 3 沢が合流後までの 3ヶ所の変化を見ると、沢の合流と共に流量を増していること、増加量は沢の流入水量より多く、途中で地下水流出（堰下の排水口からの流出を含む）が加わっていることを示している。また、最下流の地点での 8 月と 11 月の流量比は 2 と 1 桁で、4 流域の中では安定した流況を示している。なお、洪水時には、強雨による流量増加と共に多量の土砂流出が生じている。平成 23 年度の台風時には、堰が埋積してしまうほどの多量の土砂流出が観測された。

イ 貝沢

貝沢は陣馬山の南にあって、南に開けた沢で、相模湖に直接流入する（図 7）。沢の流量は、源頭部の 3 流域を集めた No. 4 堰の流量は、途中で両尾根から地下水涵養を受け増加し、下流の No. 5 堰では約 3 倍となった（図 2）。No. 5 の比流量は $0.92/\text{s}/\text{km}^2$ であった。流域の地質は、固結した砂岩、頁岩の互層で、上流部が白亜系の小仏層、中下流部は古第三系の相模湖層群に分類されている（Yagi, 2000）。しかし、両者の境界は本沢の観測点 No. 4 と No. 5 の間にあると図示されているが、谷底が土砂で覆われているため明瞭でなく、確認できなかった。

流域はスギ・ヒノキの人工林で、シカ採食圧は認められず、林床植生が発達している。流域上部に No. 1～No. 3 の対照流域を設置し、各流域の流出状況の観測が開始されている。上流部の土壌の状況を見ると、尾根部にローム層を乗せ、土壌が厚い。土壌貫入試験結果によれば、全般に数 10 cm の土壌（A 層）が分布している。谷頭部（尾根の直下）には僅かに湧水が認められるほか、パイプ流の痕跡も確認された。No. 3 流域内で深度 50 m のボーリング調査を行ったところ、表層 1 m の土壌の下に固結した頁岩の小仏層が続き、所々に亀裂帯をはさみながら孔底まで続いている（図 8）。

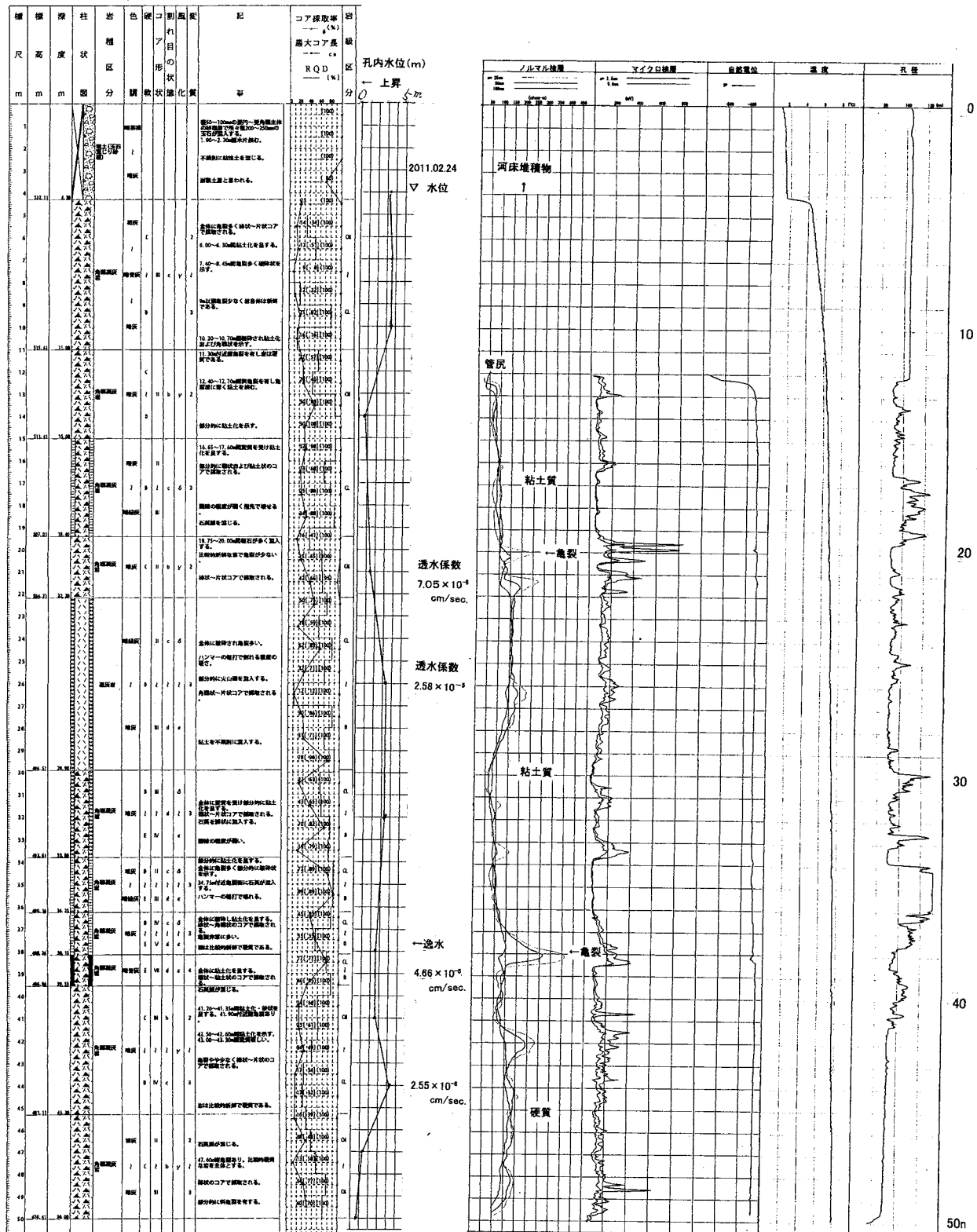


図4 大洞沢ボーリング調査結果 (B1)

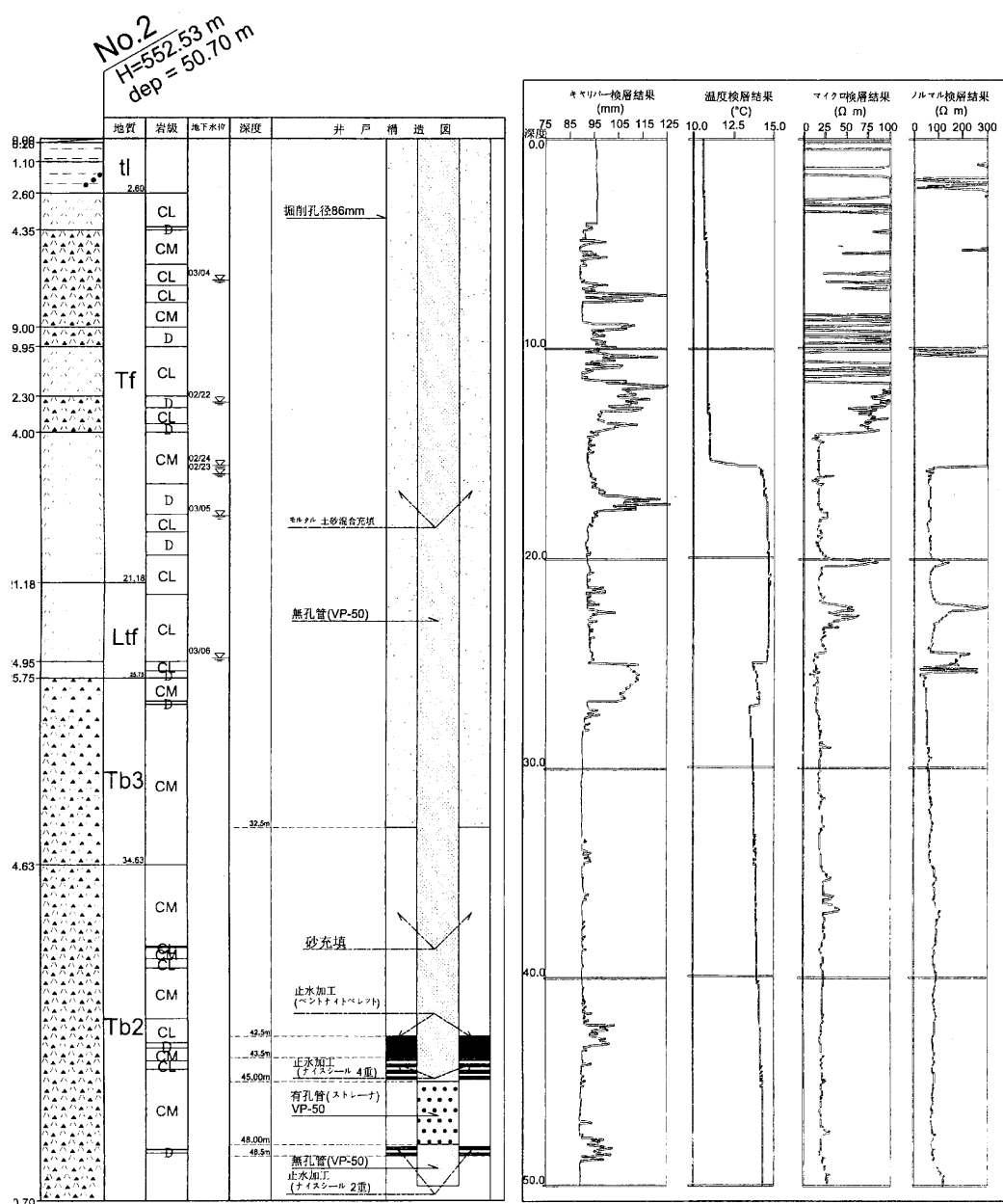


図5 大洞沢ボーリング調査結果 (B2)

コア観察によれば、全般に斜め、縦方向のクラックを認め、深度 40 m 以深に風化による粘土化が認められる。全般に透水性が低く、透水性は $10^{-7} \sim 10^{-8} \text{ cm/sec.}$ のオーダーであった。スクリーンは最下部の風化帯 (41 ~ 49 m) に設置した。なお、地下水は孔口から僅かに自噴する。

貝沢の流量は、No. 1、2、3 の 3 流域が合流し、No. 4 で上流全体の流量を観測している (図 7)。途中で左岸側から沢が合流するものの、表流水はなかった。本沢の流量は、凡そ 500 m 下った No. 5 では約 3 倍に増加している (図 2)。この間に、流域の

土壌と植生が豊かなことを反映し、沢の両岸から地下水が流入していると考えられる。なお、土砂流出は、洪水時以外はほとんど見られない。

ウ ヌタノ沢

ヌタノ沢が位置する西丹沢地域の地質は、深成岩の石英閃緑岩で構成されている。ヌタノ沢では所々に捕獲岩の丹沢層群が認められ、北東-南西方向の節理が発達している。ヌタノ沢は、東に開く流域で、A 沢と B 沢が並び、出口で合流し、中川川に注いでいる (図 9)。流域面積が 6.9ha と、4 試験流域の中でもっとも狭い。地形は急峻で、この辺りに卓越

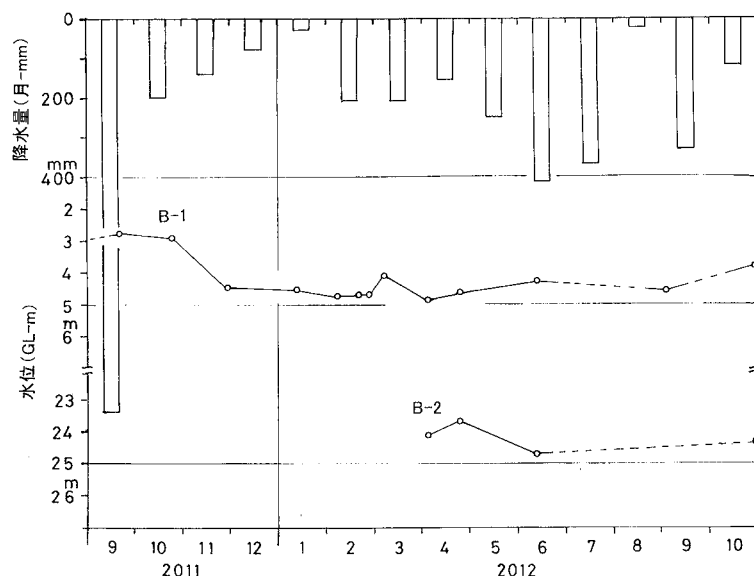


図6 調査孔B1の水頭変化(地表からの深度m)

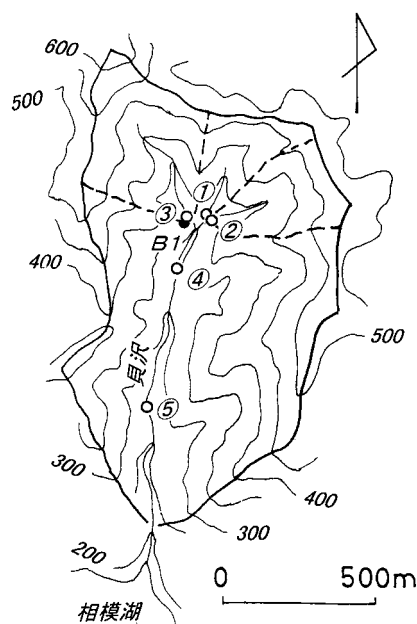


図7 貝沢試験流域
(○番号は流量測定地点、B番号はボーリング調査地点を示す)

する北東－南西方向(N60° E)の節理(水上ほか、1964)とこれを反映したリニアメント構造の中に位置する。流域はシカ採食圧が著しいため林床植生は乏しく、土壌浸食が認められる。土壌の簡易貫入試験結果によると、土層は標高が高く、傾斜がきつい所で数10cm以下と薄い、標高が低く、緩傾斜の尾根部では1.5～3.5mと厚い。

A沢とB沢ともに恒常的な水源は源頭部の湧水で

ある。しかし、両沢の源流部から合流部までの流量を比較すると、A沢では中流部で堰に堆積した土砂中に流れが覆没浸透し、水量を減少させる(図2)。A沢の谷頭部は、表面がザラメ状になった石英閃緑岩が露出し、直線状のV字谷となっていて、その途中の右岸側に湧水があって、沢の水源となっている。沢には中・下流部まで7ヶ所に治山堰が設置され、殆どの堰がマサ土を主とする土砂で満たされており、土砂流出が著しいことが分かる。河床の露岩には、北東－南西方向の連続性のある節理が認められる。B沢は源頭部に湧水帯があって源流となっている。この沢にも3ヶ所に堰が設置され、最上部は満砂状態で、他の2ヶ所もかなり土砂で埋まっている。途中の河床ではA沢と同様な基盤が露出している。

ヌタノ沢の流況について、A沢とB沢との違いを比較検討してみた。7月と1月の流量比をとると、A沢が10.7で、B沢は1.4であった(表3)。A沢の値の方が1桁大きく、不安定であることを示している。また、11月の比流量はA沢が $13.3 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ であったが、B沢は $42.2 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ と約3倍と大きく、安定性が高いことが分かる。

両沢の境界に伸びる尾根の鞍部で深度50mのボーリング調査を行い、地下地質と帯水層等の地下水理について調べた。調査結果を図8に示す。ボーリングコア等によれば、表土が1mほどで、それ

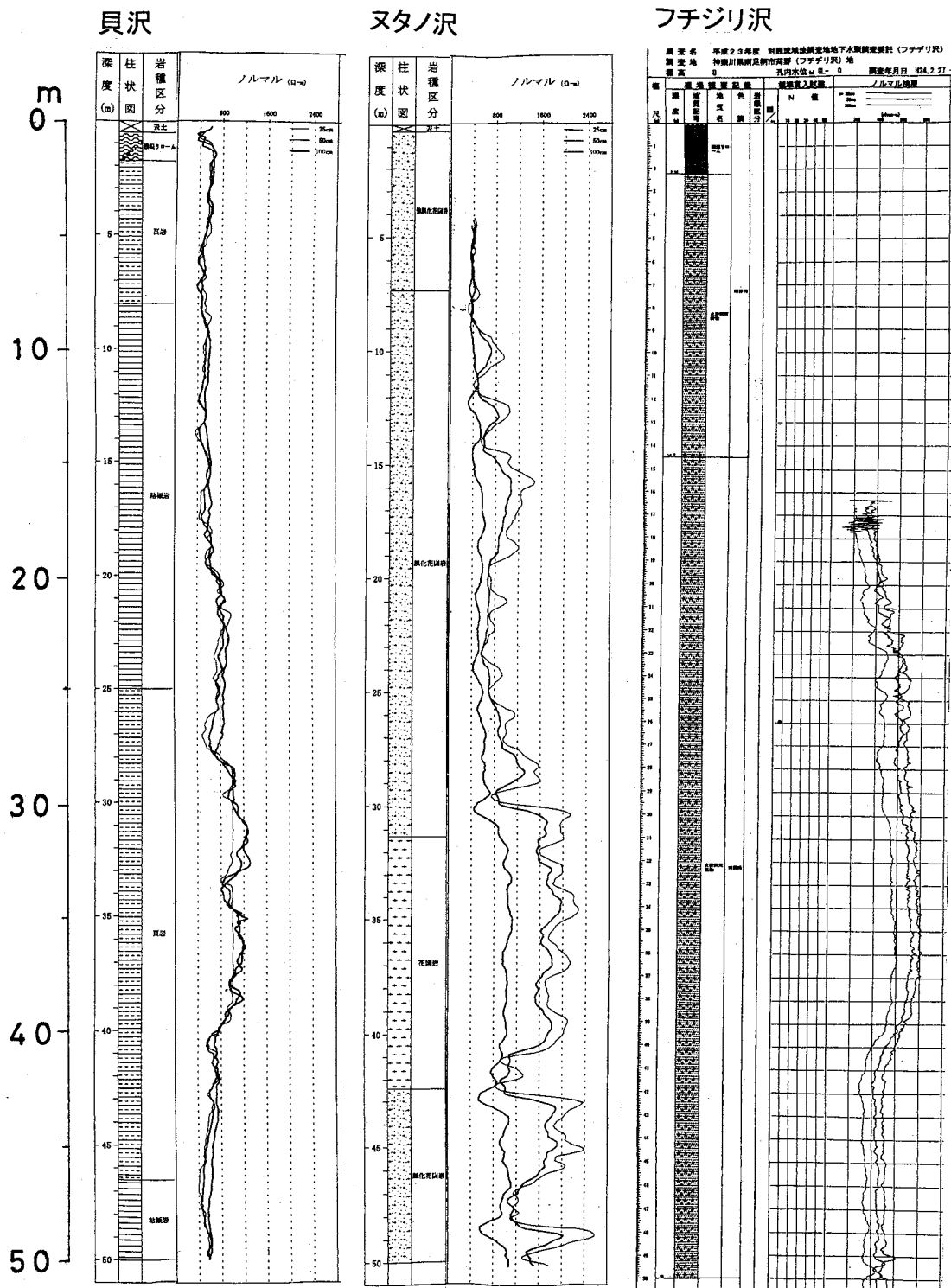


図8 貝沢 (B1)、ヌタノ沢 (B1) およびフチジリ沢 (B1) のボーリング調査結果
(地質柱状図と電電気検層結果)

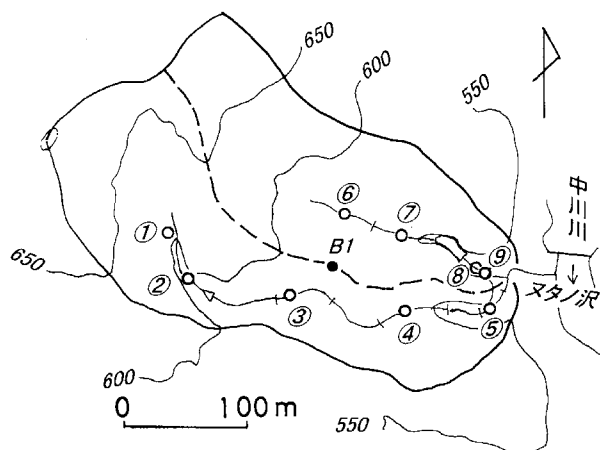


図9 ヌタノ沢試験流域
(○番号は流量測定地点、B1はボーリング調査地点を示す)

より孔底までが基盤の石英閃緑岩である。そして、コア等から風化の状況を見ると、全般に風化が進んでいて、深度 31 m までと、深度 41 m 以深で比較的強い風化を受けている。湧水圧試験によると、透水係数は $10^{-7} \sim 10^{-8} \text{ cm/sec.}$ のオーダーであった。なお、地下水位は地表から凡そ 25 m にあって、観測開始時から上昇傾向で、7 月には殆く 1 m の上昇である。

エ フチジリ沢・クラミ沢

フチジリ沢、クラミ沢は、箱根外輪山（明神岳）の東斜面にあって、明神ヶ岳から北側に延びる尾根に位置し、標高が 430 m から 825 m と高位置にある（図 10）。両沢は北・南に隣接し、約 3 km 下って合流し、柄沢となって狩川に合流する。

表層地質は箱根火山の火山噴出物で、フチジリ沢左岸域及びクラミ沢上流部が狩野溶岩グループに、フチジリ沢右岸域とクラミ沢中・下流部が金時山溶岩グループに分類されている（日本地質学会，2007）。一般に火山地帯の河川は、透水性がよい地質のため、多くは覆没浸透し、普段は表流水に乏しいといわれているが、これらの沢は年間を通して流水が確認されている。流量調査結果（図 2）によると、両沢とも上流から下流に流れるに従い流量を減少させている。さらに下流へ下ると、両沢ともやがて流水は無くなってしまう。両沢の流れを現地踏査したところ、両沢の中流部の河床には透水性の低い火砕流堆積物が認められ、これが沢水の地下浸透を抑制するため、年間を通じて流水が涸れないと考え

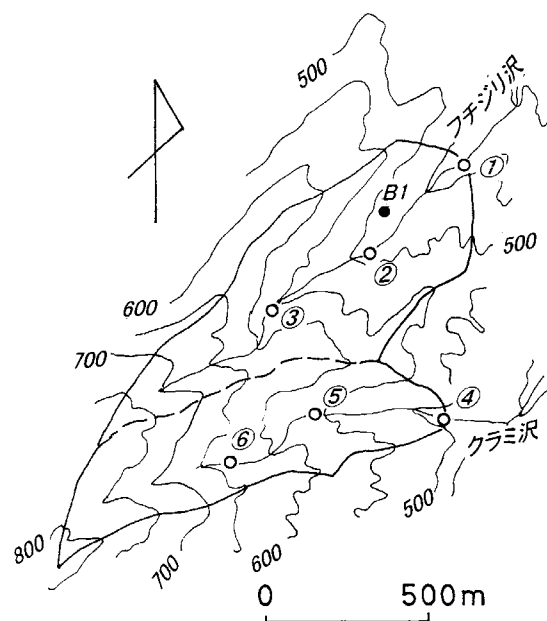


図10 フチジリ沢・クラミ沢試験流域
(○番号は流量測定地点、B 番号はボーリング調査地点を示す)

られる。そこで、両沢の流況を比較してみると、8 月と 11 月の流量比はフチジリ沢が 16.8 で、クラミ沢の 4.5 に比べ 4 倍弱と大きく（表 2）、流量の安定性が劣ることがわかった。なお、11 月の比流量はそれぞれ $0.43 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ と $0.58 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ で大きな差はなかった。

Yamamoto(1995) によれば、火山帯は地形と湧水等の分布から上流涵養帯（Ⅰ）、中流流出帯（Ⅱ）および下流湧水帯（Ⅲ）に分帯区分が可能で、箱根外輪山東麓の標高 600 ～ 950 m をⅡ帯に位置づけている。Ⅱ帯は、標高が高い地域で涵養された地下水が垂直方向ばかりでなく水平方向にも移動し、湧出が始まる中流流出帯である。フチジリ沢・クラミ沢の両試験流域は、ほぼⅡ帯の標高帯に位置し、西側の内川、狩川、および東側の上総川などの流域の標高 600 ～ 700 m と並んで表流水は湧水でまかなわれ、年間を通して涸れない。

流域の地下地質を探るため、フチジリ沢左岸で深度 50 m の調査ボーリングを行った。調査結果（図 8）によれば、地質は地表から 2 m 余りが崖錐状のローム混じりの土壌で、その下に赤色の固結が不十分な火砕流堆積物が孔底まで続いている。この地層が直ぐ下を流れるフチジリ沢の河床で露出している火砕

流堆積物と考えられる。火砕流堆積物は深度 15 m 辺りを境に、固結度が比較的ゆるい浅部と硬い深部とに区分される。ボーリングコア、比抵抗検層及び温度検層結果から、地層は火砕流堆積物で、全般に亀裂に乏しく、良好な帯水層は見当たらなかった。井戸スクリーンは最深部の 45 ～ 50 m に設置した。なお、井戸設置後の水頭変は凡そ 36 m で大きな変化はない。なお、同様の火砕流堆積物は、クラミ沢の河床や峰を越えた狩川沿いの湧泉でも確認されており、その分布や同定についてまだ十分把握されていないが、不透水性の基盤として重要な存在である。

沢の礫や土砂の状況を見ると岩石にコケが付着しており、これらの堆積物が示すように普段は流水があるものの、増水時でも殆ど礫の移動が無く、多少の多雨時でも土砂の流出は少ないと考えられる。

Ⅲ 試験流域の河川流量と水文地質

1 試験流域の流況

試験流域間の流量の安定性を比較検討するため、平成 24 年 7 月と 9 月の 2 度の台風による大雨があったことを踏まえ、この期間中で観測値が得られている 7 月末または 8 月初めの水量と、3 ヶ月後の渇水期の 11 月の流量との比をとって流況を比較すると表 2 のとおりとなった。観測値が無かった貝沢を除き、流量比が 1 桁台の大洞沢、ヌタノ沢 B 沢およびクラミ沢は安定型、10 以上のヌタノサワ A 沢およびフチジリ沢は荒れ型と評価される。一方、渇水期の 11 月の流量を比流量で示すと、ヌタノ沢が $1.0 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ 以上と大きく、貝沢およびフチジリ沢両沢ともに $1.0 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ 以下と小さかった。このことは、流域の地質（含む土層厚）を反映した保水性と関連があると考えている。

2 試験流域の水文地質

流域の水循環モデル構築に備え、調査結果をもとに各試験流域の特徴を次にまとめた。

(1) 大洞沢

流域を覆う土層は 1 ～ 5 m と比較的厚い。しかし、シカ採食圧が顕著で、土壌の浸食も懸念される。流域を構成する丹沢層群は、地すべり堆積物、岩盤の風化・亀裂が帯水層となって地下水を胚胎している。

地下水は尾根の下や谷底で湧水となって湧き出し、河川水を涵養している。岩盤の亀裂部の透水係数は $1.7 \sim 7.4 \times 10^{-5} \text{ cm}/\text{秒}$ である。なお、実施流域 (No. 4) と対照流域 (No. 3) の流量の差が示すように、個々の支流間の水文地質状況は、地すべり地形等の状況を反映して異なると考えられるので、さらに各支流流域についても出来るだけ精査する必要がある。

(2) 貝沢

尾根部にはローム層が堆積し、流域を覆う土層の厚さは不明であるが、土壌調査や現地踏査から、土層はメートル単位で分布すると想定される。今後、全体を把握する調査が必要である。シカ採食圧は無く、林床植生も豊かである。基盤となっている小仏層群・相模湖層群は、風化・亀裂の発達が大洞沢ほど進んでいないものの、亀裂が所々にあるため透水性は $1 \times 10^{-5} \text{ cm}/\text{秒}$ 台の値を示す。河川の流量は、下流に向け増加傾向が認められ、地下水の河川涵養が明瞭である。このことを反映し、⑤の比流量は $0.92 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ と他流域に比べ大きい値をとっており、比較的保水性がある流域と云える。

(3) ヌタノ沢

シカ採食圧が著しく、林床植生に乏しい。流域を覆う土層は、標高の低い尾根部で厚いものの、標高の高い上流域では比較的薄い。基盤の石英閃緑岩が風化しやすい性質で、北東－南西方向の節理が発達している地域に位置していることから、流域の地形・地質にその影響が認められる。少なくとも深度 50 m までは風化・亀裂が発達し、亀裂部の透水性は $10^{-5} \text{ cm}/\text{秒}$ 台であった。流域を構成する 2 沢共に源頭部の湧水を水源としているものの、年間の流況が異なることから、この差の原因について引き続き流域の地下水流動機構および水収支の解明が必要である。

(4) フチジリ沢・クラミ沢

火山斜面に位置する本流域は、厚い火山灰、スコリア、溶岩および火砕流堆積物などの火山噴出物が厚く堆積している。ボーリング調査により 40 m 以上に及ぶ火砕流堆積物が確認され、透水係数は $10^{-7} \sim 10^{-8} \text{ cm}/\text{秒}$ と低かった。一般に比較的透水性がよいといわれている火山斜面であるが、両沢共に中流の河床に透水性の低い火砕流堆積物が露出する部分があることと、この河床の影響と火山斜面の中腹

の水文学的特性 (Yamamoto, 前出) とが重なって、年間を通して流水が認められると考えられる。しかし、洪水時の流量はフチジリ沢の方が高い傾向が認められ、流況が異なるので、その差の要因についても引き続き現地調査と併せて流況解析を行う必要がある。

V おわりに

試験流域の水循環モデル構築にあたり、4 試験流域でボーリング調査と現地踏査により地質を、そして流量調査により流況を調べ、各試験流域の水文地質に係る自然特性を把握し、比較検討した。これらの調査結果を踏まえて水循環基本モデルを構築し、引き続き実施するモニタリング調査とそれに基づくモデル検証に役立てたい。なお、モデル検証に合わせて、各流域調査で挙げられた課題についても、引き続き調査を継続させる予定である。

VI 謝 辞

本調査を進めるにあたり、熊本大学島田純教授からはボーリング調査について、温泉地学研究所萬年一剛博士には箱根外輪山の地質調査について示唆に富むご提案をいただいた。厚く御礼申し上げます。

VII 参考文献

有馬眞・金子慶之・中村栄子 (2007) 6. 丹沢山系における地質・土壌の地球化学的特性と流域圏の物質動態評価. 文部科学省 21 世紀 COE プログラム「生物・生態環境リスクマネジメント」成果報告書. 35-46.

藤枝基久 (2007) 森林流域の保水容量と流域貯留量. 森林総合研究所報告. Vol. 6, No. 2 : 101-110

加藤正樹・堀田庸 (1995) 流出解析による流域保水量の推定. 森林立地, Vol. 37, No. 2 : 77-88

神奈川県 (1984) 重要水源山地整備治山事業調査報告書.

神奈川県 (1987) 土地分類基本調査 秦野・山中湖 5 万分の 1 国土調査

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谷 (大洞沢) —調査報告書.

神奈川県企業庁 (1971) 中津ダム調査報告書. pp485, 神奈川.

神奈川県森林研究所・国土防災技術株式会社 (1997) 森林環境総合整備事業調査委託報告書. pp99

小杉賢一郎 (2007) 森林の水源涵養機能に土層と透水基岩が果たす役割の評価. 水文・水資源学会誌, Vol. 20, No. 3 : 201-213

水上武・松田時彦・平賀士郎・宝来帰一・杉田宗満 (1964) 丹沢山塊の地球物理学的及び地質学的調査. 神奈川県温泉研究所報告 Vol. 1, No. 2 : 1-18

森康二・多田和宏・伊藤洋・鈴木透・山根正伸 (2009) 丹沢山地中津川における水循環モデルを用いた地表水の空間解析. 景観生態学, Vol. 13, No. 1&2 : 23-28

虫明功臣・高橋裕・安藤義久 (1981) 日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果. 土木学会論文報告集, No. 309 : 51-62

中野秀章 (1976) 森林水文学 (水文学講座 13). pp228, 共立出版, 東京.

日本地質学会 (2007) 国立公園地質リーフレット 1 「箱根火山」

大河内誠・森田豊・奥田英治 (1998) 節理に沿う岩盤の劣化傾向—三重県領家帯阿保花崗岩の事例—. 応用地質, Vol. 39, No. 5 : 414-422.

竹下敬司 (1982) 森林土壌の水源かん養機能とその保全. 第 2 回水資源に関するシンポジウム前刷集 604-611.

棚瀬充史 (1997) IV. 丹沢山地のマスムーブメント. 丹沢大山自然環境総合調査報告書 64-73

多田和広・森康二・柿澤展子・横山尚秀・内山佳美・山根正伸・登坂博行 (2010) 11. 酒匂川流域を対象とした 3D 基本水循環モデルの開発. 日本地下水学会春季講演会講演要旨集 : 48-53.

Yagi, N. (2000) Stratigraphy of the Cretaceous and Paleogene sedimentary complexes of the Kobotoke Belt, Kanto Mountains, central Japan. Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Sec. B, Vol. 21 : 13-40.

Yamamoto, S. (1995) Volcano body springs in Japan. pp264, Kokon-Shoin Co. Ltd. Tokyo.