

# 関東山地小流域の地下構造と水理特性の推定

Estimation of subsurface structures and hydraulic characteristics  
in small catchments in the Kanto Mountains.

小野寺 真一\*・宮岡 邦任\*\*・廣瀬 孝\*\*\*・  
野田 岳史\*\*\*\*・成岡 朋弘\*\*\*\*\*・  
井岡 聖一郎\*\*\*\*\*・小野 孝也\*\*\*\*\*

Shinichi ONODERA\*, Kunihide MIYAOKA\*\*, Takashi HIROSE\*\*\*,  
Takeshi NODA\*\*\*\*, Tomohiro NARUOKA\*\*\*\*\*, Seiichiro IOKA\*\*\*\*\* and  
Takaya ONO\*\*\*\*\*

## I はじめに

多摩川上流にある奥多摩湖は、東京都の水道水源となっており、その上流域は水源林として管理されている。しかし、近年指摘されている温暖化は、今後100年の間に、流域内の物質循環の変化を引き起こす可能性がある。多摩川最上流域は、標高が2000 mに至る関東山地で、植生、地質ともに多様であり、環境変化に対する流出過程の変化は、各立地環境毎に異なることが予想される。将来の予測のためにも、現在における立地環境毎の流出過程を解明することが必要である。

恩田(1989)は、異なる2種類の基盤岩質からなる小流域で、Hirose *et al.* (1994)は、異なる4種類の基盤岩質からなる小流域で、それぞれ土層構造の違いによる流出特性の違いを指摘した。以上の研究では、土層構造の推定に簡易貫入試験が適用された。その使用時の簡便さから、多数の点におけるデータを集めることが可能であり(逢坂, 1996)、3次元的な土層構造まで明らかにすることが可能である(太田, 1988)。しかし、この方法では、明瞭な

不透水基盤を捉える前に、礫や粗砂を含む層があると、見かけ上そこで停止してしまい、その下の層厚を評価できない。特に、山地流域では礫を含む層が多く、簡易貫入試験だけでは厳密に不透水基盤までの地下構造を評価することが困難であり、新たな手法の導入が望まれている(水山, 1998)。

従来の研究(太田・鈴木, 1986; 寺嶋・諸戸, 1990など)では、簡易貫入試験で得られた基盤が、必ずしも不透水層でないとしても、対象とする現象が降雨流出過程という短期的な現象であるため、相対的にその浸透量は誤差の範囲であると仮定されてきた。しかし、Montgomery *et al.* (1997)は、山地源流域での観測及び降雨実験から、割れ目の発達した基盤を経由する流出成分が少なくないことを指摘した。すなわち、割れ目の発達した基盤や透水性の基盤の流出に果たす役割を解明することは、山地流域では大きな課題である。そのため、簡易貫入試験で不透水基盤と見なされてきた層の浸透特性を実際に評価することが必要である。

そこで、本研究では、関東山地の異なる地質から

\*広島大学 総合科学部 \*\*文教大学 教育学部 \*\*\*琉球大学 法文学部 \*\*\*\*筑波大学 研究生 \*\*\*\*\*筑波大学 大学院生

なる2小流域の模式的な地点において、浸透性の基盤を含む土層構造を土壤断面調査、簡易貫入試験及び電気探査により推定し、それぞれの水理特性を現場浸透能試験により推定することを試みた。

## II. 研究地域及び研究方法

### 1) 研究地域

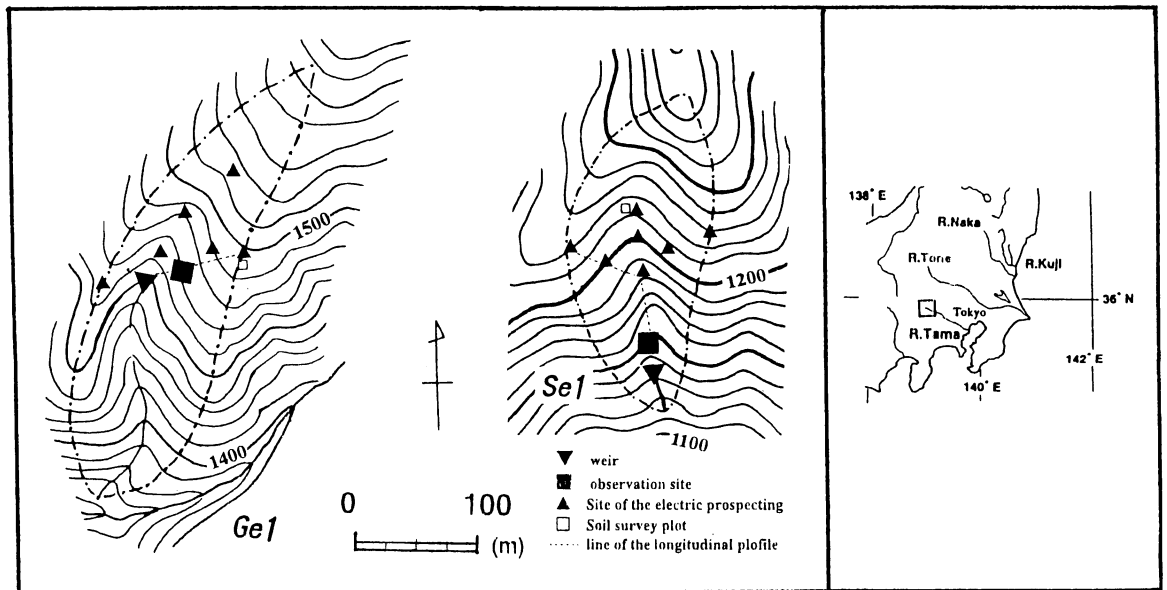
研究地域は、山梨県塩山市一ノ瀬高橋で、雲取山(標高2017m)から唐松尾山(標高2109m)、笠取山(標高1953m)に至る東西方向に伸びる関東山地稜線部の南斜面に当たる。本地域は、多摩川の最源流域を構成する。研究地域には、中生代の主に砂岩及び泥岩からなる堆積岩と花崗閃緑岩が分布する。地質境界は奥多摩湖から15km上流付近で南北方向に存在し、上流側に花崗閃緑岩が分布する。堆積岩中には一部石灰岩が分布する。花崗閃緑岩の地域は、堆積岩地域に比べると谷密度が高い。土壤は、ほぼ全域が褐色森林土壤に分類されるが、花崗閃緑岩地域で標高1600m以上にはポドゾル土壤とポドゾルに漸移的な褐色森林土壤が分布する。笠取山山麓の標高1120m付近(東京都水道局落合出張所)では、年

平均降水量が1685mm、年平均気温が9.0℃で、標高350mの口原川と多摩川の合流地点(東京都水道局奥多摩出張所)では、年平均降水量が1490mm、年平均気温が13.5℃である。植生は、人工林と天然林からなり、人工林は主にカラマツとヒノキの複層林で、天然林はミズナラ、ブナを中心とした広葉樹からなる。

### 2) 研究方法

本研究では、異なる基盤岩質からなる2つの小流域斜面を対象として、調査を行った(第1図)。それぞれ、堆積岩からなる流域をSe-1、花崗閃緑岩からなる流域をGe-1と呼ぶ。Se-1の斜面は傾斜が平均50°、Ge-1の斜面は平均45°とともに急斜面である。Onodera *et al.* (1998)によれば、Se-1流域は降雨時速やかに流出する成分はわずかで、降水量が多い時は降雨から6時間程度遅れて大量に流出するのに対し、Ge-1流域は降雨とともに速やかに流出する傾向がある。植生は、Ge-1が人工林、Se-1が天然林である。

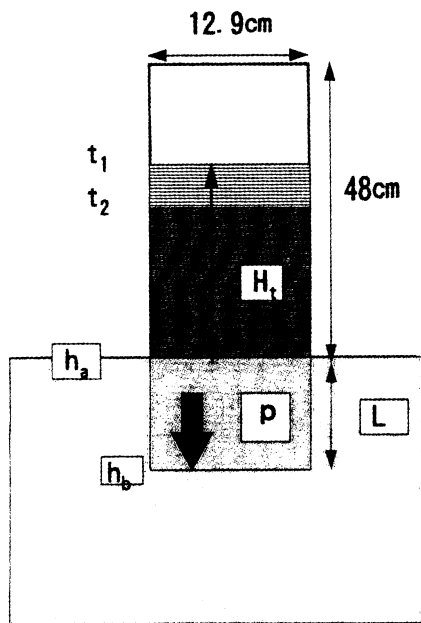
本研究では、地下構造を明らかにするため電気探



第1図 試験流域概要

査、簡易貫入試験、土壌断面調査を行った。電気探査は、ウェンナー4極法（山本・榎根，1980）により、林道沿いの露頭で明らかな基盤の値を求め、試験地ではそれに至るまでの比抵抗値の変化をもとに地下構造を推定した。露頭は、各試験地付近の4箇所で明らかに基盤の見える場所で行った。試験地では、なるべく直線的な測線を引ける場所で行ったため、場所が限定され、またその長さも限定された。貫入試験は、電気探査を行った地点で行い、Nc値が30まで測定した。土壌断面調査については、Ge-1流域は尾根部1箇所、Se-1流域は斜面中部で行った。

また、浸透特性を明らかにするため、土壌断面及び露頭で確認された各層において、現場浸透能試験を行った。浸透能試験は変水位法（第2図）で行い、10秒ごとの水位を計測した。浸透能を測定した円筒は、径12.9cmの亚克力パイプで、切り出した各鉛直断面もしくは露頭面を乱さないように軽く置き、浸透面とパイプを市販の粘土で固定した。これにより、浸透面が多少不連続であっても、横漏れはなく下方のみの浸透を計測できた。同時に、実験を行った地点では、C層までは100cc採土円筒により土壌を採取し、定水位透水試験により飽和透水係数を、



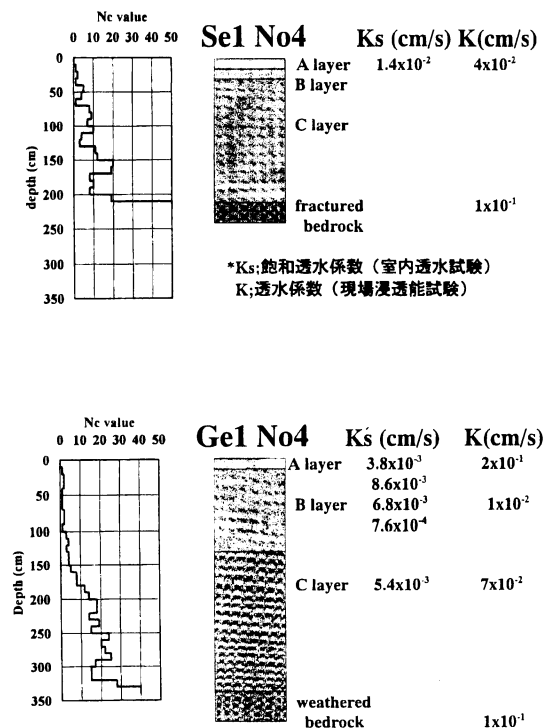
第2図 浸透能実験模式図

炉乾法により含水率及び間隙率を測定した。

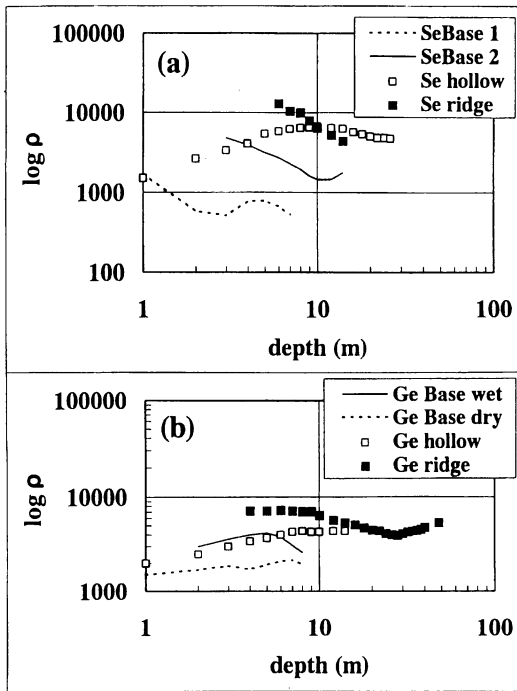
### III. 結果及び考察

#### 1) 土層構造

第3図に、Se-1流域の斜面中部及びGe-1流域の尾根部における土壌断面調査、簡易貫入試験の結果を示す。柱状図はそれぞれ表層50cm及び110cmまでが土壌断面調査の結果を基に作成したもので、それ以下については貫入試験の結果を基に作成した。それぞれNc値が30の深度は210cm、330cmであり、値が漸増しており残積土層の特徴を示す（逢坂，1996）。貫入試験結果から、C層とそれ以下の層とに分けた。Se-1流域では、A層、B層ともに薄く、C層はほとんど礫混じりである。C層以下は、露頭の観察からほぼ割れ目の発達した岩盤が存在するものとする。また、Ge-1流域ではA層は薄い、B層は100cm程度である。C層は細砂～粗砂からなりいわゆるマサ土である。C層以下は、露頭の観察からかなり粗粒のマサ土であり、風化花崗閃緑岩である。



第3図 土壌柱状図、貫入抵抗値、透水性のプロファイル



第4図 (a)堆積岩流域及び(b)花崗閃緑岩流域での電気探査結果

第1表 比抵抗値の特徴

比抵抗値	低	←	→	高
固結度	高い			低い
岩質	堆積岩			火成岩
粒径	小さい			大きい
水飽和度	高い			低い
巨礫	なし			ある

## 2) 電気探査の結果

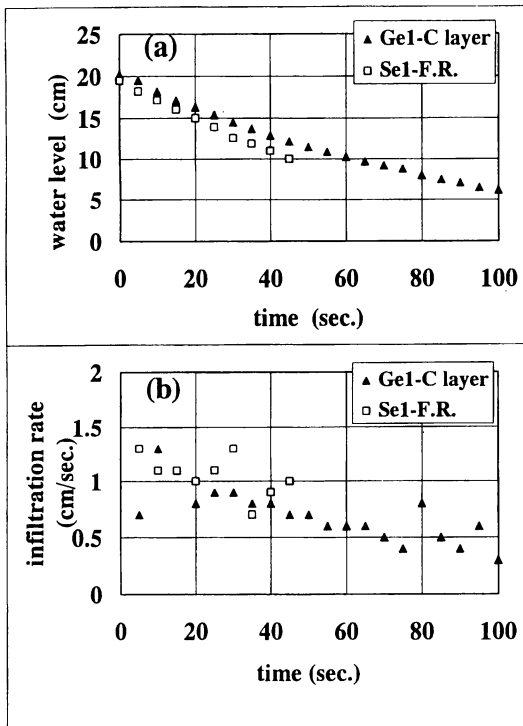
第4図に電気探査の結果を示す。また、比抵抗値の一般的な傾向を第1表に示す。堆積岩流域及び花崗閃緑岩流域の露頭から得られた基盤の値は、それぞれ500~5000Ωm、200~4000Ωmである。堆積岩ではその中間の値のものを図示した。一般的な参照値(山本・樞根, 1980)に比べるとやや高めである。また、花崗閃緑岩の林道沿いの露頭では、電気探査を行った地点とほぼ同じ高さの両側の谷に渓流水がある地点(地下水面があると考えられる地点)と無い地点(地下水面がないと考えられる地点)で行っ

たものを図示した。花崗閃緑岩地域の結果から、地下水面がある場合は、無い場合に比べると、浅層では地下水の存在の効果が大きく低い値を示すものの、深度とともに固結し一旦抵抗値が上昇し、その後低下する傾向を示す。これは、地下水面の存在により基盤全体として見た場合の不均質性が生じるため抵抗値が一旦上昇するものと考えられる。ただし、さらに下方に行くときより密になるため、抵抗値は幾分低下するものと考えられる。

第4図には、各試験流域における模式斜面の谷部と尾根部で行った測定例を示す。両流域とも、谷部では図上で上に凸型の変化、尾根部では右下がりの変化を示す。堆積岩流域の谷部及び花崗閃緑岩流域の尾根部で、それぞれ30m及び50mの深度まで計測しているものの、露頭で得た基盤の値まで到達していない。ここで、露頭で得た値自体も、厳密にはかなりばらついていたこと、参照値自体にもかなりの幅があること、風化途中にあるコラストーンなどの存在により抵抗値が高くなることなどを考慮すると、本試験斜面における結果から、必ずしも基盤に到達していないとはいえない。また、いくつかの基盤の露頭では巨礫のような明らかに周辺とはことなるコラストーンの存在が確認されており、値が高くなることも考えられる。

本研究では、以下のように解釈した。尾根部では、表層は乾燥した土層であるため比抵抗値は高く10000Ωm以上を示すが、深度とともに緻密になり抵抗値が低下すると考えられる。一方、谷部では、表層は砂礫質の堆積物で空隙率も高く地下水面が存在し飽和していることが予想され、相対的に比抵抗値は低い。その後深部に向けて固結度は増し含水率が低下するため、不均一性が高くなり、抵抗値が上昇する。ここで、それぞれの地点で収束した値になる深度が、比較的固結した基盤ではないかと考える。収束した後は、さらに値が低下しているが、さらに固結したためと考える。

以上の結果から解釈すると、堆積岩流域ではほぼ12m~20m程度割れ目の発達した基盤が存在することになる。また、花崗閃緑岩流域ではほぼ15m~30m程度風化した岩盤が存在することになる。この結



第5図 (a)浸透能実験測定結果及び(b)浸透能の変化

果は、浸透性の基盤が明らかに貫入試験結果より深いことを示している。

### 3) 浸透能試験の結果

第5図(a)に、浸透能試験の測定例を示す。Ge-1流域のC層での値及びSe-1流域の割れ目の発達した基盤での値である。ここで、土の中では次に示すダルシー式が成り立つものとする。

$$q = Kdh/dz \quad (1)$$

$q$ は浸透速度 (cm/s)、 $K$ は飽和透水係数 (cm/s)、 $dh/dz$ は単位深度方向への水理水頭差、すなわち動水勾配である。さらに、実験での濡れ前線の降下について、次のようにGreenAmpt式を仮定する。

$$q = K(h_a - h_b)/L \quad (2)$$

ここで、 $q$ は単位時間当たりの浸透速度 ( $t_1 - t_2$ )、各  $h$ の値は  $a$ の添え字が地表面での水理水頭値で、( $H_1 + L$ )である。 $b$ が濡れ前線の水理水頭値で、ほぼ0

と仮定する。 $L$ は濡れ前線の深度で、( $\Sigma q/p$ )である。 $\Sigma q$ は総浸透量、 $p$ は浸潤域の平均含水率であるが、間隙率と仮定する。以上から、

$$K = q(\Sigma q/p)/(h_a - h_b) \quad (3)$$

となり、飽和透水係数が求まる。

第5図(b)に、その計算結果の例を示す。多少のばらつきはあるものの、ある一定の値に収束している傾向を示す。各土層の飽和透水係数は、第3図中に室内実験値とともに示す。この結果、深層の値は、 $10^{-1}$ cm/sオーダーとかなり高いことが示された。ただし、現場試験では地中での側方への移流の影響があることが予想される。室内実験値と浸透能試験値との比較から、1~2オーダー程度値が低くなることが推定される。しかし、その層での浸透を無視しうる程度でないことは明らかである。

## IV. まとめ

本研究では、風化基盤や割れ目の発達した基盤が水の通り道となりやすい、急傾斜で地下水面が低い山地流域における、地下構造とその水理特性を明らかにすることを試みた。その結果、以下のことが明らかになった。

1) 急傾斜地であるため、尾根部においてもA層は薄く、C層に漸移していた。また、堆積岩流域では深度2m程度で貫入試験が終了したものの、割れ目の発達した基盤がその下方には存在した。一方、花崗閃緑岩流域では深度3m程度で貫入試験が終了したものの、その下方には粗粒の風化花崗岩が存在した。

2) 電気探査の露頭での結果及び試験流域での結果から、値が収束する付近、特に尾根部と谷部での値が収束するあたりを比較的固結した基盤であると定義した。その結果、花崗岩流域では20m程度、堆積岩流域では10m程度の透水性の基盤が存在することが明らかになった。

3) 浸透能試験の結果、透水性基盤の飽和透水係数は両流域ともに $10^{-1}$ cm/sオーダーであり、実験の精度を考慮しても、十分に無視し得ない量が浸透することを明らかにした。

今後は、より精度を上げた推定法を確立するため、ボーリングデータとの対応を検討する予定である。また、実際の流出過程との対応も見ていく予定である。

謝辞：現地調査に当たっては、山口 明氏をはじめとする東京都水道局水源管理事務所の方々、(株) シルエット・メディカル企画の間嶋 誠氏、民宿しゃくなげの田辺千範氏に便宜をはかっていただいた。農林水産省森林総合研究所の小林政広氏、伊藤優子氏、釣田竜也氏、筑波大学大学院生の高井健太郎君、池田 敦君には現地調査にご協力いただいた。以上、記して感謝いたします。なお、本研究は、とうきゅう財団の助成研究の一部である。

## 文 献

- 逢坂興宏 (1996) : 斜面土層構造の測定. 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編: 「水文地理学—山地の水循環と地形変化の相互作用—」古今書院, 15-23.
- 太田猛彦 (1988) : 森林山地斜面における雨水の流出について. 水文・水資源学会誌, **1**, 78-82.
- 太田猛彦・鈴木隆司 (1986) : 山腹凹斜面における雨水移動機構の解析 (第1報) —斜面の内部構造と飽和帯の形成—. 東京農工大学演習林報告, **22**, 1-7.
- 恩田裕一 (1989) : 土層の水貯留機能の水文特性および崩壊発生に及ぼす影響. 地形, **10**, 13-26.
- 寺嶋智巳・諸戸清一 (1990) : 花崗岩山地小流域における水流発生機構. 地形, **11**, 75-96.
- 水山高久 (1997) : 砂防学会としての研究課題. 新砂防, **213**, 1-2.
- 山本莊毅・榎根 勇監修 (1980) : 「最新地下水学」. 山海堂, 511p.
- Hirose, T., Onda, Y. and Matsukura, Y. (1994) : Runoff and solute characteristics in four small catchments with different bedrock in the Abukuma Mountains, Japan. *Transaction of Japanese Geomorphological Union*, **15A**, 31-48.
- Montgomery, D. R., Dietrich, W. E., Torres, R., Anderson, S. P., Heffner, J. T. and Loague, K. (1997) : Hydrologic response of a steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall. *Water Resour. Res.*, **33**, 91-109.
- Onodera, S., Matsutani, J. and Hirose, T. (1998) : Effects of the bedrock, vegetation and elevation on element concentrations in mountain streams in the western side of Tokyo. Tappeiner, U., Ruffini, F. V. and Fumai, M. eds.: *Hydrology, Water Resources and Ecology of Mountain Areas*, 225-228, European Academy, Bozen/Bolzano, 286p.