

4. 山体地下水 (2)

4) 山体地下水の存在－固結岩の場合－

固結岩体を水理特性の上から括るとすれば、「不均質性と異方性が顕著な水文地質媒体」ということになるだろう。これらは地下水現象の“不確実性”にも関係し、また対象の時・空間スケールによって取り扱いも異なってくるので、この範疇に入る地下水の実態把握に際しては、その特質を理解しておくことが必要である。しかし、これに関する調査・研究（スケール効果など）は残念ながらあまり見当たらない。本文では主に山体という大きな範囲を扱っていることもあり、今回はこの問題には深く立ち至らないことにしているが、重要なことなので、いずれ詳しく追究したいと思っている。

① 速度層から推定される山体の概括的な水文地質構造

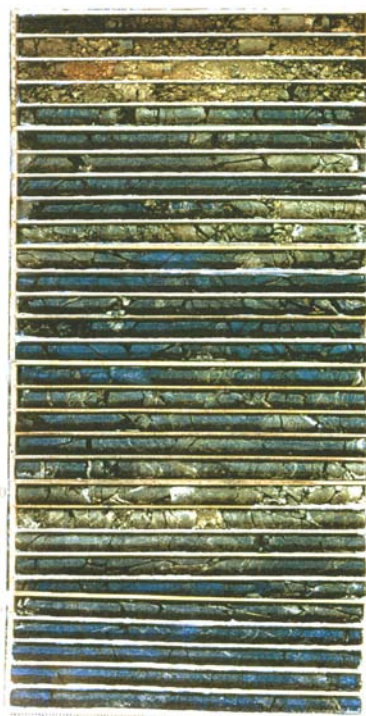
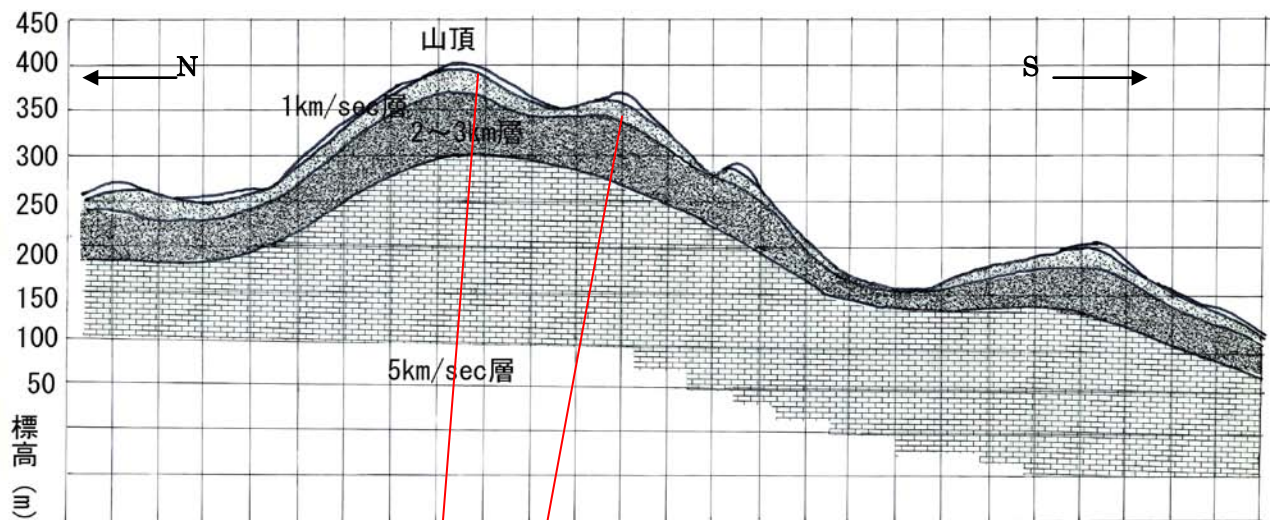


写真 7 ボーリングコア

図 12 山体の速度層断面図例

さて、固結岩体の場合、その水文地質特性は、大きくは浅部強風化部から深部新鮮岩へと移化する風化殻の“累帯的構造”に支配され、細部では節理、亀裂、割れ目、断層破碎帯などの局所～局地的偏在性に支配される。したがって問題とする対象のスケールによって、これらの要因の重要度が異なってくる。前者にあつては、例えば現地調査を踏まえた弾性波探査や、要所のボーリング調査などによって、マクロスケールの水文地質構造の把握が可能であり、これで十分な場合が多い。図 12 は中生界の砂岩、頁岩の互層からなる山体の弾性波探査から推定された速度層の断面図で、次項②～④のバックグラウンドとしての意味が大きい。

この図で表層部数メートルは表土、および風化残積土で、ここでの水分挙動は未固結堆積層の表層部の場合とほぼ同様である。その下位の 1km/sec 層は強風化層で、稜線部で厚く、斜面下方で薄くなる傾向があり、溪流側壁部ではこれを欠く場合が多い。さらに下位の 2~3km/sec 層は弱風化部で、やはり稜線部で厚く、斜面下方で薄くなる傾向がある。強風化部に比べて変色の度合いは少ないが、亀裂が目立つ。これ以深の 5km/sec 層は新鮮岩体である（写真 7 参照）。

② 山体への雨水の浸入

山体への雨水の浸入と、その後のプロセスは、大きくみて、このような構造に支配されていると考えてよい。すなわち、表土層から強風化層までの地中水（地下水＋土壤水）は層状水(stratum water)として、また、弱風化層～新鮮岩体の地下水は裂罅水(fissure water)として扱うことができる。両者は平常時では水理的には連続性を欠いた状態にあるが、大雨時に多量の降雨浸透水が供給されると、両者を結ぶ流動系が一時的に出現し、山体内部への浸入が発生し、さらに加速することになる。

このあたりのプロセスについて、克明かつ組織的に観測した例は、筆者が千葉大学に在籍中に行った愛知県小原村（現在は豊田市）の花崗岩流域での研究以外にあまり見当たらない。そこで以下、この点に関してやや詳しく述べてみることにする。ここでは研究室の学生諸君のマンパワーを得て、大掛かりな観測施設を建設し、降水の基盤岩（花崗岩）への浸透と流出過程を研究テーマの一つとして詳細な観測を行った。

当地域一帯の地形は写真 8 に見るように、起伏の少ないなだらかな地貌で特徴付けられる。丸みのある稜線部は写真 9 のように、亀裂に富む花崗岩を覆って風化残積土（マサ、および同起源の土壤）が被覆している場合が多く、その水文地質構造の単純さから岩盤地帯の地下水涵養の研究には都合がよいことが予想された。

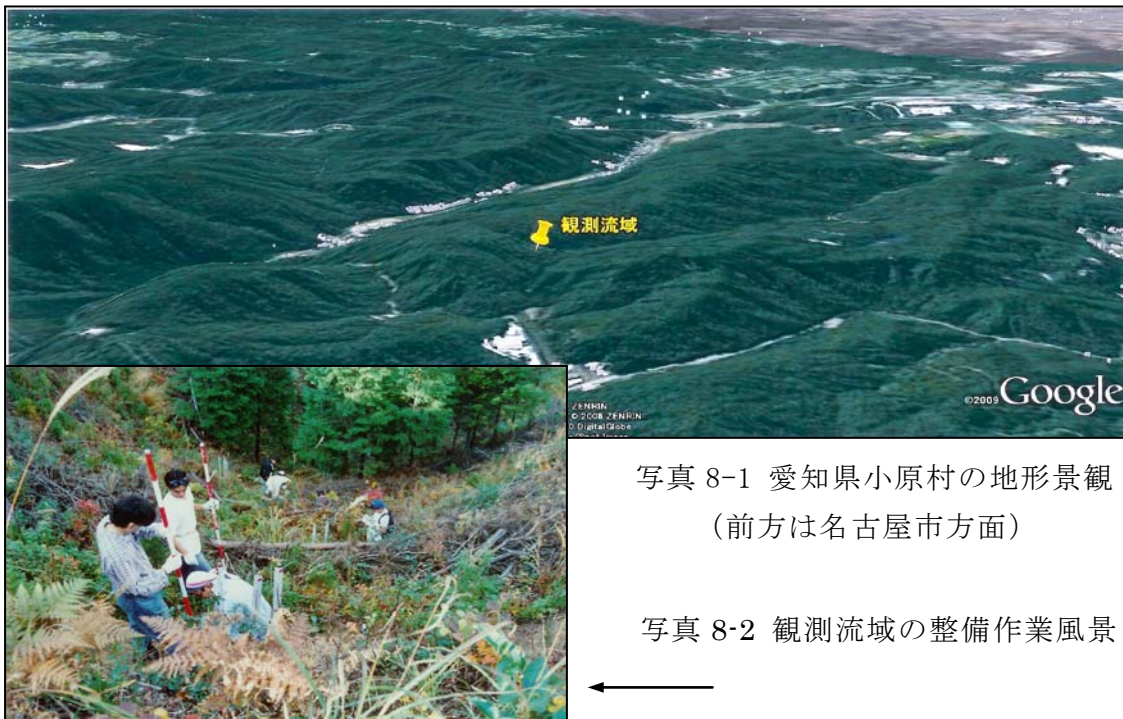


写真 8-1 愛知県小原村の地形景観
（前方は名古屋市方面）

写真 8-2 観測流域の整備作業風景





写真9 亀裂の多い花崗岩を覆うマサ

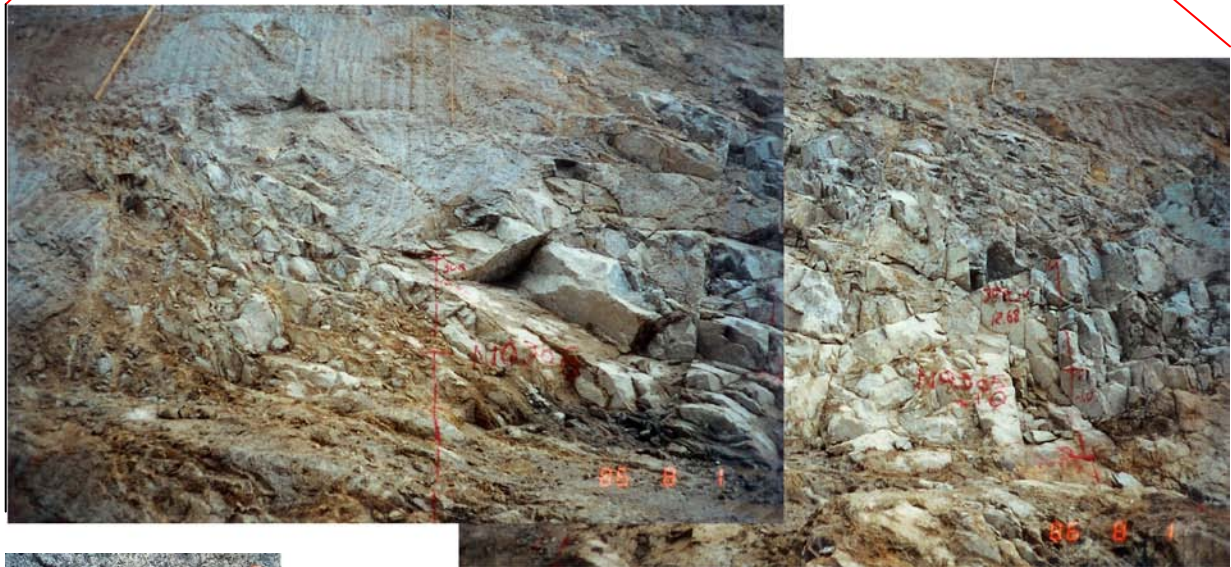


写真10 強風化部（マサ）と弱風化部（基盤亀裂帯）の境界部

強風化部と弱風化部の境界は、写真10に示すように比較的シャープで、地下水の滲みだしもこのあたりに見ることが多い。写真11にその様子が示されている。

このような特質が周辺地域に普遍的に認められることと、すでに奥西一夫・飯田智之(1978)や、新藤静夫・恩田裕一(1987)などによる知見の蓄積があったこと、そして何よりもこの流域の伐採が村の森林組合の手で計画されていることを聞き、その前後に亘る観測や観測小屋の設置をお願いしたところ、快諾を得たことが筆者の企図の強力な後押しとなった。図13は使用を許可された流域の手作りの地形図で、ここに紹介するのは図中点線で囲った地区である。



写真11 岩盤弱風化部にみる亀裂と地中水

写真 13 岩盤裂隙からの地下水流出



写真 14 1次谷源頭部水流

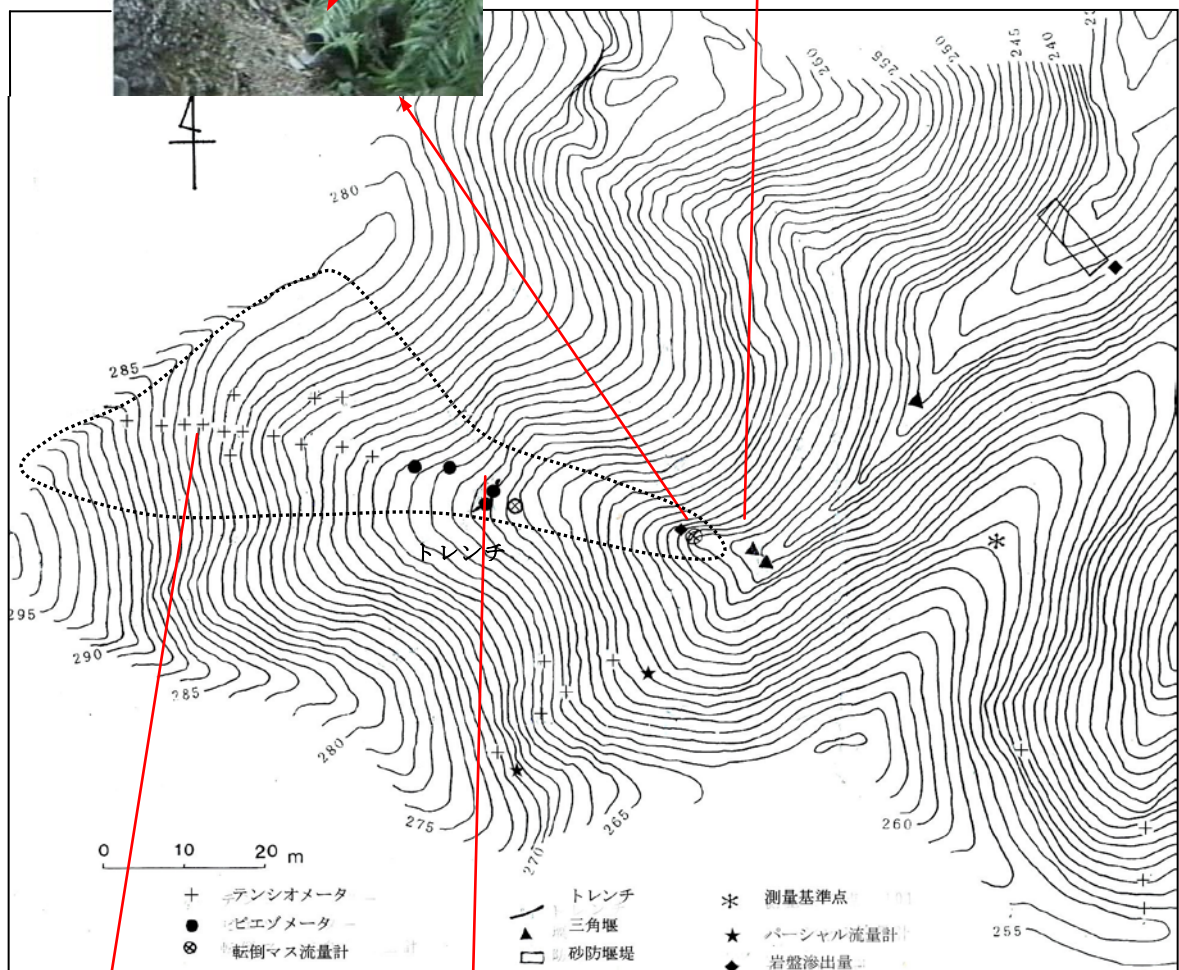


図 13 観測対象地の詳細図



写真 12 伐採前の原斜面



左側はテンシオメータ、
右側はピエゾメータと
観測井

写真 12 は森林伐採前の原斜面、写真 13 は岩盤亀裂部からの地下水の湧出状況、写真 14 は観測対象地区に続く 1 次谷源頭部の水流、また写真 15 は伐採後の対象斜面の俯瞰である。観測は伐採の前後を通して行われ、伐採による水文学的諸事象への影響も併せて記録した。

ここでの主要課題である降雨時の地下水流出を観測するためのトレンチの掘削と集水施設の建設は写真 16・17、図 14 のように周到に進めた。すなわち、森林伐採前のカット面での地中水（地下水＋土壌水）の浸出状態の観察→それを踏まえたトレンチの拡充掘削→森林伐採→トレンチの埋め戻し→本格観測の開始等である。



写真 15 試験流域源頭部の俯瞰



写真 16 トレンチからの地下水流出量の観測

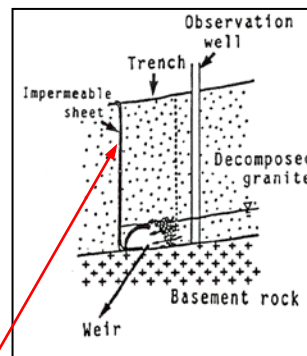


図 14 斜面地下水の集水装置

不透水シートはトレンチの手前、左側から合流する支谷（写真 18）からの地中水の浸入を避けるために敷設したものである。



写真 17 森林伐採後のトレンチの増掘と集水管の設置・埋設



写真 18 トレンチの位置

山体の岩盤地下水の観測は、研究目的に沿ったサイトの適性や、観測施設の工事による自然状態の擾乱ということもあって、得られた観測結果の信頼性が問われるところも少なくない。そこで対象斜面の近傍にあって岩盤湧水が常時見られる場所について、その湧出状況（写真 13）を観測し、併せて 1 次谷源頭部の水流（写真 14）を観測して、トレンチからの地下水流出の観測結果の解釈を補完した。これらは図 13 の研究対象地の末端部に位置する。最初にこの 2 箇所の観測結果を述べる。

（以下の素材は石井治男（1991）の卒業研究による）

まず写真 14 の 1 次谷源頭部で取得したハイドログラフとそれに対応した水質変化の一例を図 15 に示す。なおここでの流出は、崖錐堆積物、岩盤の弱風化部、および岩盤裂罅からの総和である。ここで網がけの部分は電気伝導度法によって分離したイベン

ト降雨以外の地下水、つまり当該降雨以前に流域に保留されていた地下水である。その量は全流出水の 80%以上に達する。

水質については、降雨イベント前は Na+リッチであるが、イベント以降では Ca+リッチになることが認められ、前者にあつては比較的深い（滞留時間の長い）地下水が、また後者にあつては、その逆の浅い地下水が供給源になっているものと推定される。

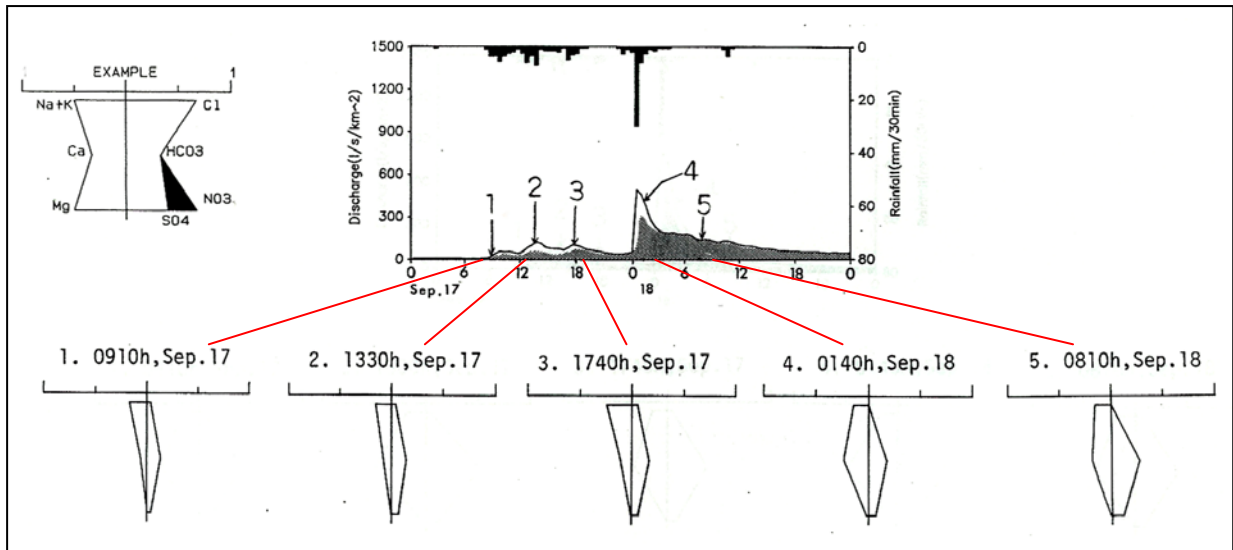


図 15 1次谷源頭部における降雨イベント時のハイドログラフと水質変化(1990年)

写真 13 の岩盤裂隙からの流出量は図 16 に示したように、極めて少ない量なので、詳しくは解析できないが、流出量は降雨量に対応した顕著なピークを示さない一方、水質変化は一次谷源頭部の場合と同様に降雨イベント時に、それ以前の Na+リッチな水から Ca+リッチな水に変化する傾向があり、また他と同様に溶存分量も一時的に増加する傾向がみられる。

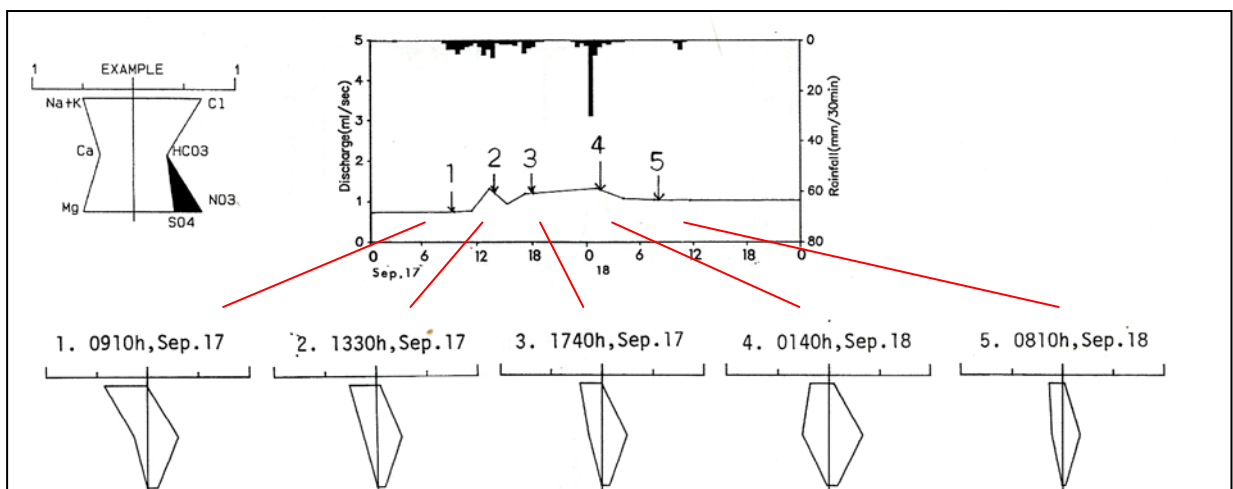


図 16 降雨イベント時の岩盤裂隙水の滲出量と水質変化(1990年)

筆者のかねてからの見解であるが、山体の稜線部と、それに連なる谷頭凹地（≒0次谷）は山体地下水の重要な涵養域として位置づけられる。このことは前々回でも述べたところである。厚い表層土層、風化残積土、岩盤裂隙の各部位の地中水が水理的に連結し、大雨時のように十分な水量が連続して供給されれば、位置ポテンシャルの大きさが効力を発揮し、浸透が加速されるからである。繰り返すが、この流域での観測はこのプロセスを明らかにし、可能な限りその定量化を図ることにある。

（以下の素材は森 綾子(1991)の卒業研究による）

降雨時の斜面内地中水の水理水頭分布について、その代表例を図17、18に示す（矢印は水理水頭分布から画いたフラックスの方向）。ともに集中的な降雨の場合であるが、前者は総雨量22.5mm、最大降雨強度8.5mm/hrで通常の降雨の場合、後者は総雨量186mm、最大降雨強度28mm/hrに達する豪雨の場合である。ここで注目すべき点は、図18のような豪雨時を除いて斜面地中水のフラックスは常に下向きであるということである。また飽和帯の発達も多くは豪雨時のみに限られ、それも短時間内に消滅する点も注目される。

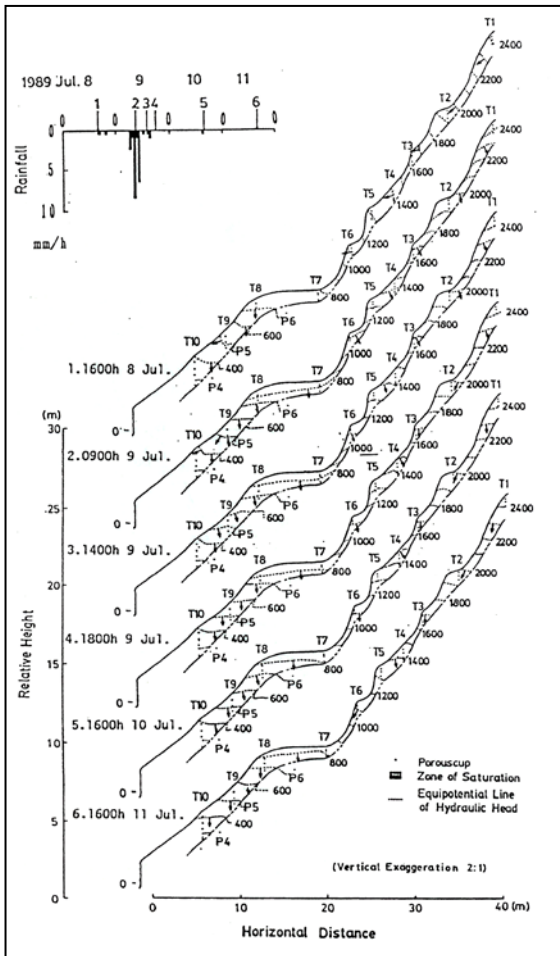


図17 通常降雨時における斜面地中水の動態
(1989年7月8日～11日)

(図のコンターは水理水頭値、基準点はトレンチ底)

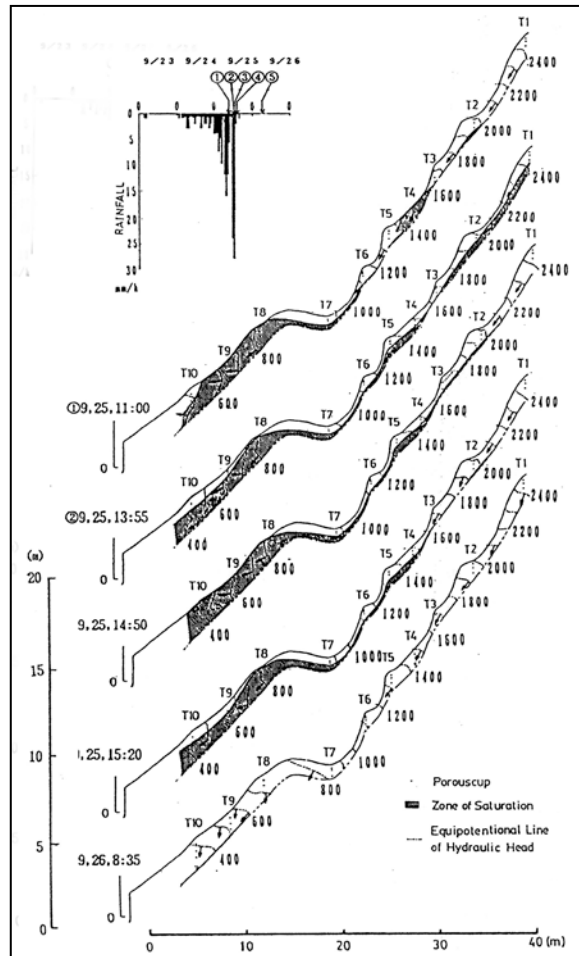


図18 豪雨時における斜面地中水の動態
(1989年9月23日～26日)

(黒く塗りつぶした部分は飽和帯)

これらの現象については、まず2つの論点から検討しておく必要がある。一つは観測技術上の問題で、テンシオメータのセンサー部（ポーラスカップ）の配置間隔が基盤上に十分な飽和帯を形成することなく、シート状に流れる地下水をキャッチし得たかどうかということであり、他は表層のマサ部分から基盤（花崗岩）中に発達する裂隙へ浸透する量が予想以上に大きいということである。前者に関しては、図19に示した降雨時のトレンチからの地下水流出と地下水位記録例にみるように、地下水位の上昇が記録されない段階で、地下水流出が発生しているという事実がその可能性を示唆している。しかしトレンチからの地下水流出は、降雨強度が20mm/hr以上と比較的大きい場合に限られ、通年にわたる流出が見られなかったことから、ここでは前者の可能性は無視できないものの、比率としては低いものと解した。なお地下水位はトレンチの上流側に設置した観測井（写真12）によるものである。

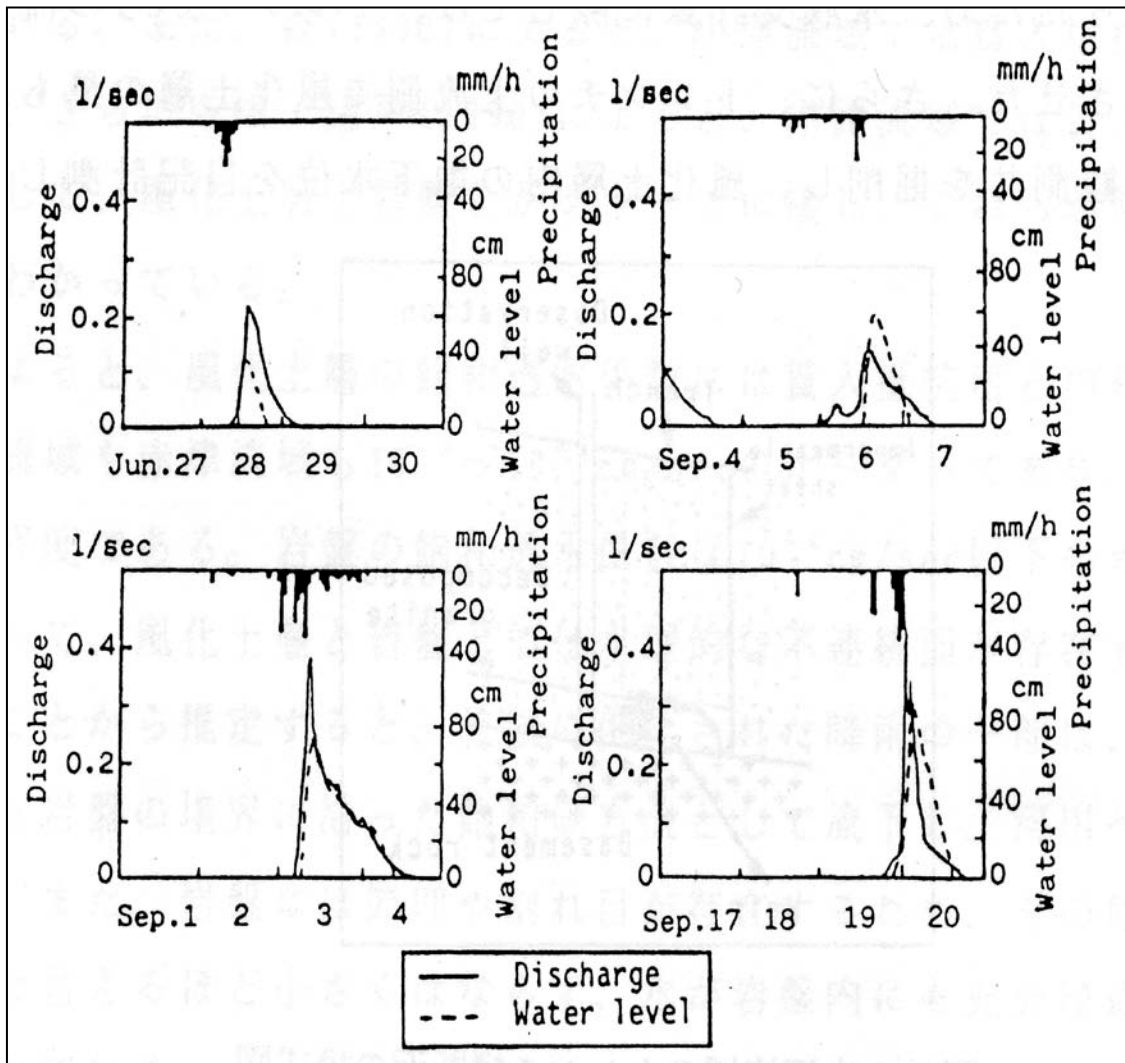


図19 トレンチからの地下水流出と地下水位変化(1989年)

基盤への浸入量について、森 綾子(1990)は年度を変えた同じ時季について、深部浸透量を未知項とした水収支計算を行い、表 1 の結果を得た。これはきわめて重要な事実で、実に降雨量の 30%を超える量が基盤岩(花崗岩)へ浸入しているというものである。

表 1 水収支の推定結果

	(m ³)	Absolute mass (%)		Relative mass	
		(1988)	(1989)	(1988)	(1989)
Precipitation (P)	200	130.9	100	100	
Evapotranspiration (E)	100	82.7	50	63.1	
Quick flow (Q _s)	4.4	2.7	2.2	2.1	
Storage of soil moisture (ΔS)	33	≒0	16.5	≒0	
Rest:Ground water runoff (G _r)	62.6	45.5	31.3	34.8	

(1988)=1988,6,24~1988,7,15
(1989)=1989,6,27~1989,7,15

注: Q_s はトレンチからの流出

加えて、図 20 に示したトレンチからの流出・地下水位・水質の関係から、次の点が指摘できる。

- i. 降雨-流出・地下水位変化のタイムラグは明瞭で、これが降雨時の“飽和前線”の基盤への到達時間とすれば、浸透速度は 40~50cm/時と見積もられる(前回の「山体地下水(1)」を参照のこと)。
- ii. 大雨時の地下水質は Ca⁺リッチに片寄り、かつ NO₃⁻が検出される。これらの成分は斜面表層部の土層から供給されたものである。

iii. 以上の傾向の強弱は降雨強度に支配される。

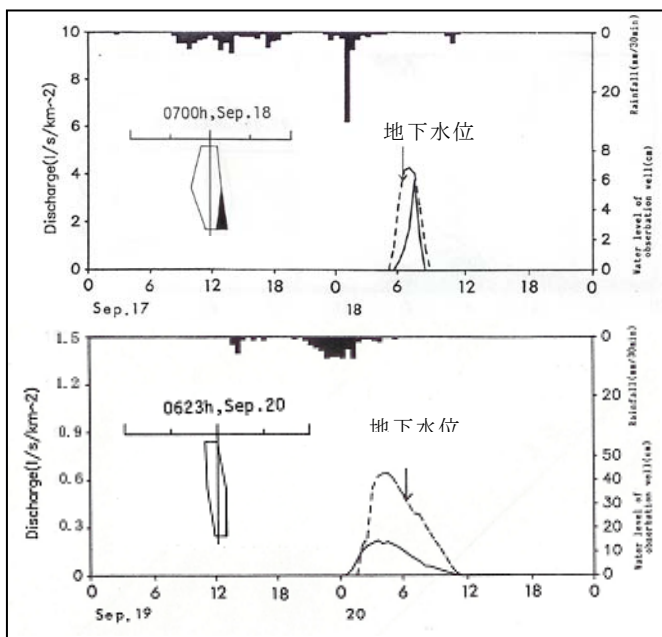


図 20 トレンチからの流出・地下水位・水質 (1990 年)

固結岩からなる山体の内部に浸入した雨水の、その後の動きの多くは亀裂、割れ目といった径 3mm 以上 ($pF=0$) の“大管隙” (竹下敬司他著：森林緑地の水害調節機能の定量化とその配置に関する研究) に支配されるが、これらの通水機能は地下深部に至るにしたがって急減し、その上位を覆う強風化層の地中水は、深い (遅い) 中間流 (野口陽一著：森林水文学用語事典) として、低次の谷の源頭部や溪流側壁部で地表に排出され、渓流水に加わる。

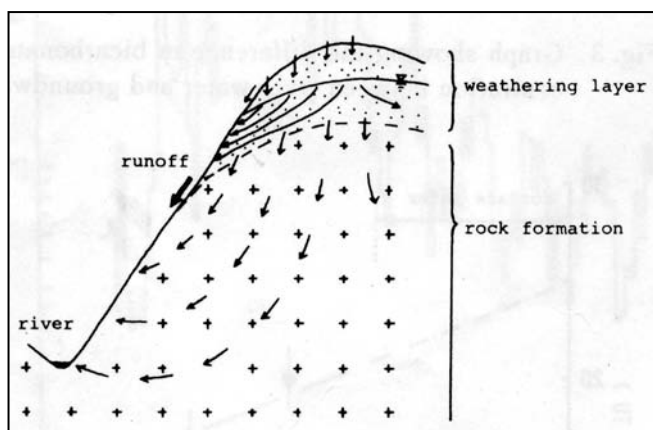


図 21 山地地下水の流動経路の模式図

出典：北岡豪一他(1984)：トリチウム濃度から推定される六甲山系の水循環の早さについて，日本地下水学会誌、Vol. 26, No. 4.

この辺りのプロセスは図 21 に引用した北岡豪一他(1984)による六甲山 (花崗岩) の地下水循環の概念図が分かりやすい。ここでは山地地域の地下水を表層の風化帯地下水と山体内部の岩盤中の地下水とに分け、前者が表流水および岩盤内の地下水の供給源となっていると説明している。

③ 標高別の湧水、および観測井の地下水温から推定される山体の水循環傾向

調査対象地は図 12 と同じで、標高 450m の独立峰である。ここから四方に向かって放射状に谷が刻まれていて、それらの源頭部から谷沿い下流にかけての所々に地下水の湧き出しがみられる。それらの位置を正確に地図上に落とし、また写真を撮って、時期を変えても同じ場所で測定が出来るように配慮した。なお源頭部の湧水は冬期に下流側に移動する傾向があるが、その範囲は概ね地形的遷急域に納まり、風化帯から新鮮岩にいたる遷移帯とも対応している。

図 22 はこのようにして季節を変えて測定した標高別の湧水および井戸水 (ボーリング孔内水を含む) の水温分布であるが、標高 300m~350m の部分で水温の季節較差が大きくなっているのが注目される。図 21 の山体地下水の循環モデルと対比すれば、この部分に気温変化の影響を受けやすい強風化部までの比較的浅い地下水の流動系と、地温の安定した弱風化部~新鮮岩体中の深い流動系の境界が存在するものと推察される。

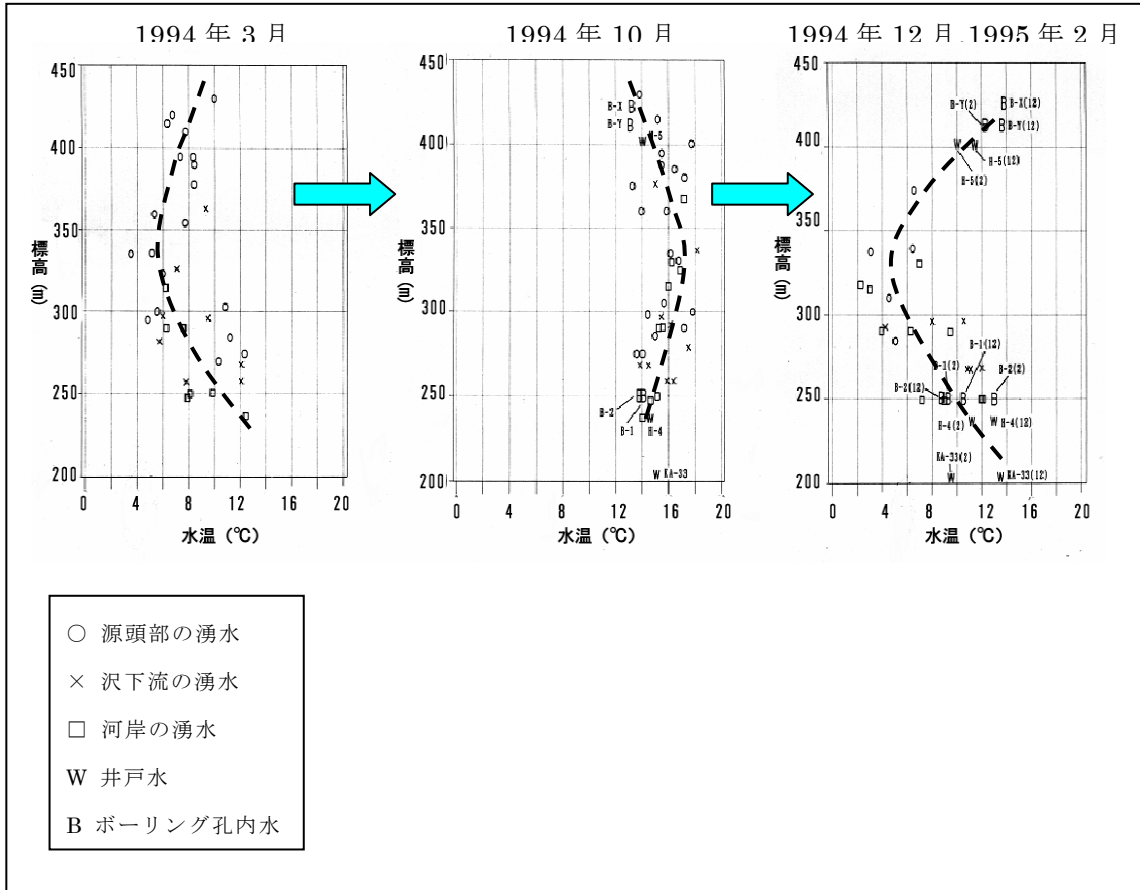


図 22 標高別の湧水・地下水温

④ 全水頭分布・孔内水位から推定される山体地下水の流動と存在状況

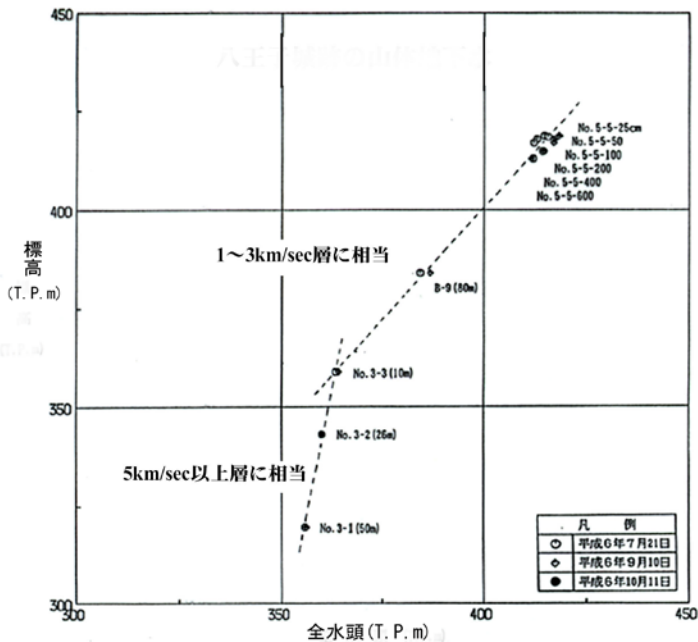
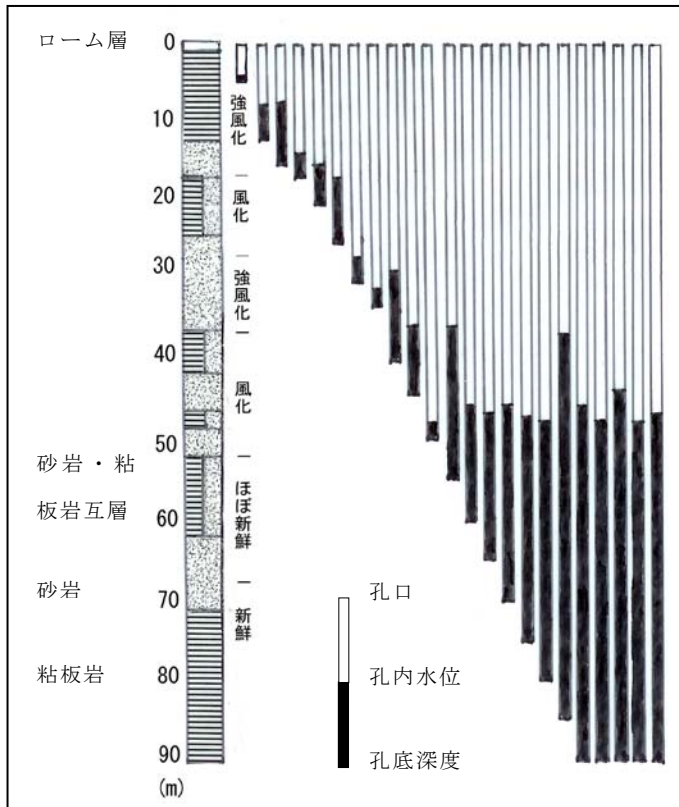


図 23 山体地下水の標高別水理水頭

上記と同じ山体の複数の地点で掘削された観測孔群の孔底水位(圧力水頭値)、およびテンシオメータの負圧値を水理水頭値に換算して、これを標高毎にプロットしたのが図 23 である。これによると標高 350m 以上の風化帯 (1~3km 層) に相当する部分の地中水(地下水+土壌水)は下向きの流れを生じさせるポテンシャル勾配を示し、それ以下

水理水頭：全水頭ともいう。観測孔底の標高(位置水頭)に孔内水位(圧力水頭)を加えた値で、地下水はその値の大きいところから小さいところに向かって流動する。

ではポテンシャル勾配が急減し、地中水は停滞気味にあることが示されている。この部分は新鮮岩盤であり、裂隙があっても、その密度は小さく、かつ連続性に劣る岩体であることが推察される。



このことは図 24 の稜線部で掘削された観測孔の孔内水位の変化からも裏付けられる。すなわちこの図から山体地下水は深度 50m 付近までの風化帯下限までは下向きの流れが卓越し、新鮮岩体にいたって停滞する傾向にあることが推定される。

以下次号に続く

図 24 観測孔掘削時の孔内水位