

山地・森林からの流出

塚 本 良 則

はじめに

日本の山地斜面は一般に森林で被覆されている。基岩風化物の表層は森林から供給される有機物により森林土壌という特有の表層土を形成している。斜面における雨水流を追跡するには森林土壌とその下層の風化帯の水文特性を把握することが重要であると筆者は考えている。本論ではできるだけ森林土壌に焦点を当てて、山地森林斜面における雨水流出の実態を野外観測を主体にとりまとめた。森林のもう一つの特徴は蒸散作用を行うことで、これは無降雨期の流出に大きな影響を与える。しかし、ここでは洪水流出のみを対象とすることとした。

1. 斜面の地形と土壌

山腹斜面は一様ではなく、縦断面的にも、横断面的にも微細な凹凸形状を呈する。縦断形に着目すると図1となり、斜面上の堆積物特性が表現される。残積土は現位置風化物が土壌化したものである。匍行土は現位置風化物の上をクリープ土が覆う構成と薄い場合は全層がクリープ土で構成されるものとある。崩積土は上部斜面からの供給物質で構成され、基盤とは不連続で、粗粒物質で構成される場合が多い。

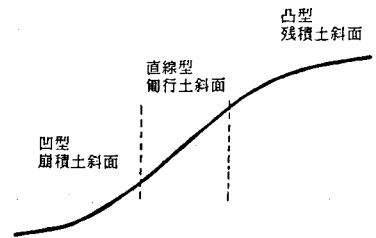


図1 斜面縦断形と風化物の堆積様式

等高線と流水線の形状の組合せにより斜面型は図2¹⁾の4型式に分類される。中間に直線型を入れて9型式に分けるのが一般である。雨水と風化物の集中および拡散はこれら斜面型に支配される。侵食が進み、地形が平衡状態にある現実の斜面では図2の斜面型が縦断方向に結合した形で出現することが多い。筆者はこの結合された形での現実の斜面形を次の3種に分類した。これは斜面における雨水流とその結果として起る斜面侵食現象に着目した分類である。

イ) 凹型斜面(0次谷流域): 等高線は凹型であり、斜面下部は図2のI型、上部はII型で構成され

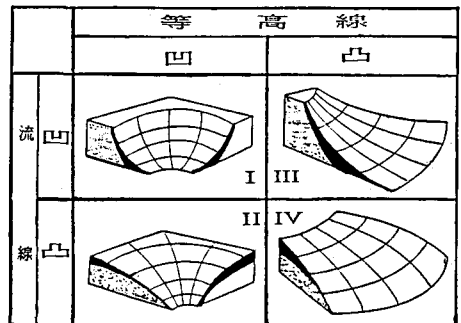


図2 基本斜面型

る。筆者はこの地形を谷の原形と考え、0次谷流域と名付けた²⁾。水文的には雨水の集中と排出、侵食的には風化物の集積と排出（崩壊と土石流）が起る斜面単位であり、「活性斜面」とみることができる。崩壊を始点としてホールトン則その他の地形則が成立することが多く、谷と斜面との接点を構成する地形単位である。斜面下部は土壌が厚く、湿性である。

ロ）凸型斜面：等高線は凸型を呈する。斜面の下部はⅢ型、上部はⅣ型の連結形か、またはⅢ型、Ⅳ型が単独で出現する場合がある。一般に尾根の張り出し部分を構成し、雨水、風化物共に拡散形を呈するため、土壌は薄く、土湿は乾燥気味である。

ハ）平型斜面：等高線は平行な直線形を呈し、平面に近い形状である。地形図上では凹型、凸型どちらにも入らないものをさす。風化物の集積、土壌水分共に凹、凸斜面の間中となる。

0次谷流域は谷頭型と側壁型とに区別でき、前者は1次谷源頭部に位置し、残積、匍行、崩積斜面がカール状に連続して厚い堆積を作るものが典型例である。後者は凹形の形状が小さく、堆積土が薄い。0次谷流域の形成、発達に関しては2つのタイプがあると筆者は観察している。一つは飽和側方流卓越型で、表層土と下層基盤の透水性が著しく不連続のため表層土内に飽和側方流が発生し易く、この集中により残積土斜面と匍行土斜面で表層崩壊が、崩積土斜面で土石流型の流動性崩壊が発生するものである。斜面上に遷急点が明瞭に出るケースが多い。他方は地下水湧水卓越型とでも呼ぶべきもので、斜面全体で深部浸透量が多く、その流出により崩壊が発生して谷地形の発達が促されるもので、斜面は土層が一般に厚く、明確な遷急点が現れないものが多い。

斜面上に森林が長期間存在すると森林土壌が表層に形成される。これは土壌化作用を通して行われるもので、腐植の浸透、土体内での物質の移動とそれによる土壌構造の発達が促され、土壌層位の形成が行われる。ここでは本州中部を中心として広く分布する暗色系褐色森林土を念頭に置いて土壌層位の特徴を大胆に記してみる。

A₀層：厚さ0～10 cm程度。有機物層。A₀層の発達の良いところは小動物、微生物の活動は小で透水性は悪く、特に菌糸発達の場合は水をはじき乾燥著しい。A₀層の薄いところはこの逆。根系は細根分布密度大。土壌表層の保護作用（雨滴衝撃緩和、蒸発抑制等）大。

A層：厚さ0～50 cm程度。腐植の集積および土壌鉱物の溶脱層。小動物と微生物の活動一般に大。大孔隙をもつ土壌構造の発達著しい。水平方向に分布する細、中根の大部分はこの層に集中。土壌の透水性著しく大。

B層：厚さ0～風化層の厚さ以下。腐植の浸透が著しく小さいか、A層溶脱鉱物質の集積層。小動物や微生物の活動小。土壌構造は大孔隙を作らないものが多い。根系は樹幹直下周辺で鉛直方向の太根が多量で、その範囲外は著しく少量。土壌の透水性はA層に比して小。

土壌の孔隙構成の一測定例を示すと図3³⁾となる。

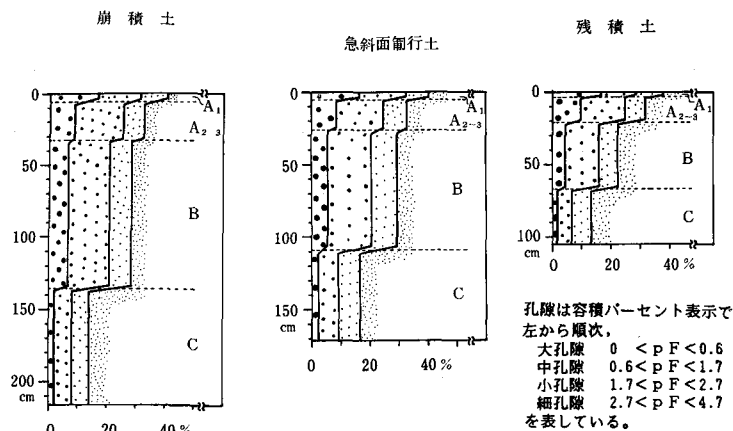


図3 森林土壌の孔隙構成（安山岩母材）の一例³⁾

2. 丘陵性斜面における雨水流の観測

観測地は多摩丘陵の西端に位置し、起伏が小さく、谷密度の大きい新第3紀丘陵地にある東京農工大学附属波丘地利用・実験施設の林地斜面で行われた（図4）。この施設内においては各種の水文観測が行われているが、ここでは東京農工大学研究者の測定結果を筆者なりにまとめて、丘陵地斜面内の雨水流の実態を示してみる。本試験地内の斜面も0次谷流域を中心として前記の各種斜面型に分類できる。本節ではまず、斜面における雨水流研究の基本となる平型斜面における測定結果をの

べ、次に雨水集中が起る凹型斜面の特徴にふれ、最後に谷底堆積地内の地下水流速についてのべる。

1) 平型斜面における観測（A₁試験地）

太田他^{4),5)}の観測結果を記す。図4におけるA₁試験地で、斜面の縦断形と測定設備配置の詳細を図5に示す。斜面には観測井戸8箇所13本、テンシオメーター8箇所52点とニュートロン土壌水分計アクセスチューブと誘電式土壌水分計が設置された。

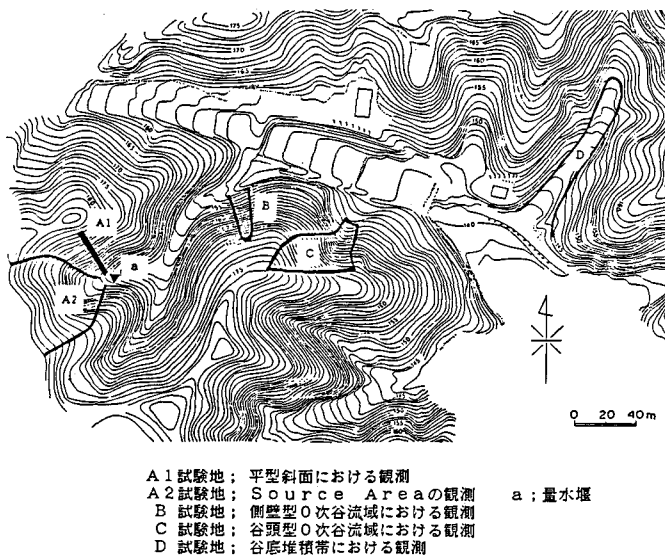


図4 試験地の地形概要

斜面の基盤構成は上部に多摩ローム層（褐色粘土質ローム）、中腹以下が礫層、山脚部の基盤は泥岩層で構成されている。基盤構造の複雑なことが、かえって基盤を含めた雨水の動きをつかむのに好都合と考えている。斜面各位置における土層構造の柱状図を図6に示す。透水係数は表層土で $10^{-2} \sim 10^{-3}$ cm/sec, 基盤はローム層が上部で 10^{-3} , 下層で 10^{-4} cm/sec, 礫層が 10^{-5} (表層) $\sim 10^{-6}$ cm/sec のオーダーとなっている。基盤の泥岩は著しく透水性が悪く、不透水層を形成し、地下水湧出層とな

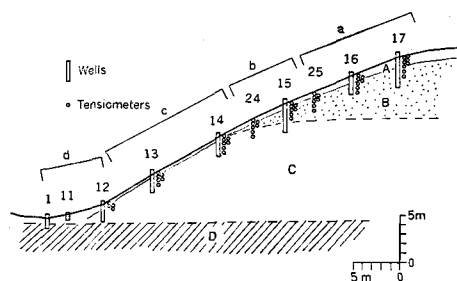


図5 A₁試験斜面の断面図

A.表層土, B.多摩ローム層, C.礫層, D.泥岩層
a.斜面上部, b.斜面中上部, c.斜面中下部, d.斜面下部

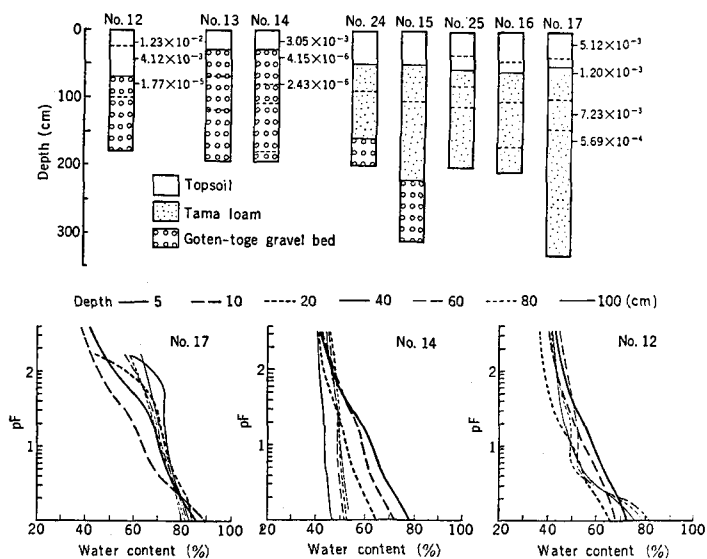


図6 観測斜面の土壌断面と飽和透水係数 (cm/sec) (上図) および PF 水分曲線 (下図), No. は図5と対応している

ている。

PF水分曲線に示される土壌の特徴は次のようである。イ) ローム母材 (No. 17) では全体に孔隙量が多い。特に表層 20 cm 内では孔隙量が多く、森林土壌の特徴を良く示している。ロ) 礫層母材 (No. 14) では表層 20 cm 内は森林土壌の特徴を示すが、孔隙量はローム母材より少ない。40 cm 以下では孔隙量が極端に少くなり、礫層の性質を示し、PF水分曲線が垂直に近い。ハ) 斜面下部 (No. 12) では表層 40 cm までは森林土壌の特性を示す。低サクション部では急激に孔隙量を増加し、大孔隙の存在を示し、飽和に近づくと排水機構が働く山脚部土壌の一般的性質を示している。

本観測斜面においては降雨時の湿潤過程と降雨後の乾燥過程までを斜面全体で観測することを試みている。ここでは1983年8月下旬の台風性大雨（連続降雨量311mm）時の観測例を中心としたものを

のべてみる。8月14日の降雨開始前は58年中で最も乾燥した時期にあたっている。観測結果は圧力水頭の経時変化、水理水頭プロファイルの経時変化、等水理水頭線図による地中流の動態の経時変化等に整理された。図7には降雨中の等サクション線図と等水理水頭線図の4例を示した。これらの図からだけでも斜面の各部位における雨水流形成過程とその消長が読みとれる。ここでは他の降雨をも含めて行った太田の総合考察を記してみる。

降雨初期の不飽和浸透：斜面中上部から上の土層の厚い部分では、ぬれ前線が徐々に降下し、その後はサクションが25 cm H₂O 程度の値を保って重力水の鉛直下方への浸透が継続する（これを仮に降下浸透形式の浸透と名付ける）。斜面下部（No. 12, 11, 1）では、全断面でただちに降下浸透形式になる。斜面中下部では表層を降下浸透形式のゾーンが斜面下方から斜面を登るように伸長し、まもなく表層全体で降下浸透形式となる。一方、風化礫層内を斜面上方から下ってくる不飽和浸透がある。これはローム層底部の低サクション帯から押し出された水分が礫層内を移動するものであろうが詳細は不明である。これにより斜面中部では土層が下から湿ってくる場合もみられる。

土湿不足の解消：深さ2 mの土層全体がサクション25 cm H₂O 程度となり、斜面からの直接流出発生のための土湿不足が解消されるに至る雨量は先行水分状態や降雨のパターンに影響されるので簡単には特定できない。しかし、8月期および9月期の観測結果から大団に推定すると、斜面下部では30 mm、斜面中下部では100 mm 前後、それより上部は110～140 mm である。土層の薄い斜面中下部で解消までの雨量が多いのは中間に難透水層があって降下浸透水が下層に到達しにくいためである。しかし、ここでは土湿不足が未解消でも飽和帯は形成される。斜面上部では表層の土湿不足が大きいので解消までに時間がかかる。とくに斜面中上部では深部まで乾燥するので土湿不足の解消は最も遅くなる。

飽和帯の形成：最初に飽和帯が形成されるのは斜面中下部の表層土内で、下部の礫層が難透水層の役割を演じている。この部位では、ローム層底部から風化礫層内を移動する側方流によって形成される礫層内の第二の飽和帯もあり、降雨強度にもよるが、通常二重の飽和帯が形成される。飽和帯形成までに要する雨量は前者で20 mm 程度、後者は60～100 mm である。一方ローム層の底部は一般に難透水性を示すとされており、本斜面でもローム層内に降下浸透水が貯留されて飽和帯が形成される。斜面中上部では、ほぼローム層底部まで挿入されている観測井戸に水面が形成されるまでには100 mm 程度の累加雨量を必要とした。また、降雨強度がとくに大きい場合には斜面上部でも表層土中（おそらくA層下部）に飽和帯が発生する。

飽和帯の上昇と深部浸透：観測期間中の最高水位は斜面上部で地表下120 cm、斜面中上部で同50 cm であった。この時点でもローム層底部から礫層へは下方浸透があって、常に礫層内へ雨水が供給されていることがわかる。斜面中下部では水位は地表下20～50 cm まで上昇する。急斜面下端のNo. 12に近い部分では斜面を斜め下方、または鉛直下方へ向う強いフラックスが存在して排水良好なことを示している。累加雨量が増すとこのフラックスは消滅し、復帰流が発生する。このときNo. 14 からNo. 13にかけて礫層内から表層土内へ浸出する流れが起る。斜面下部の谷底堆積地内では水位は地表

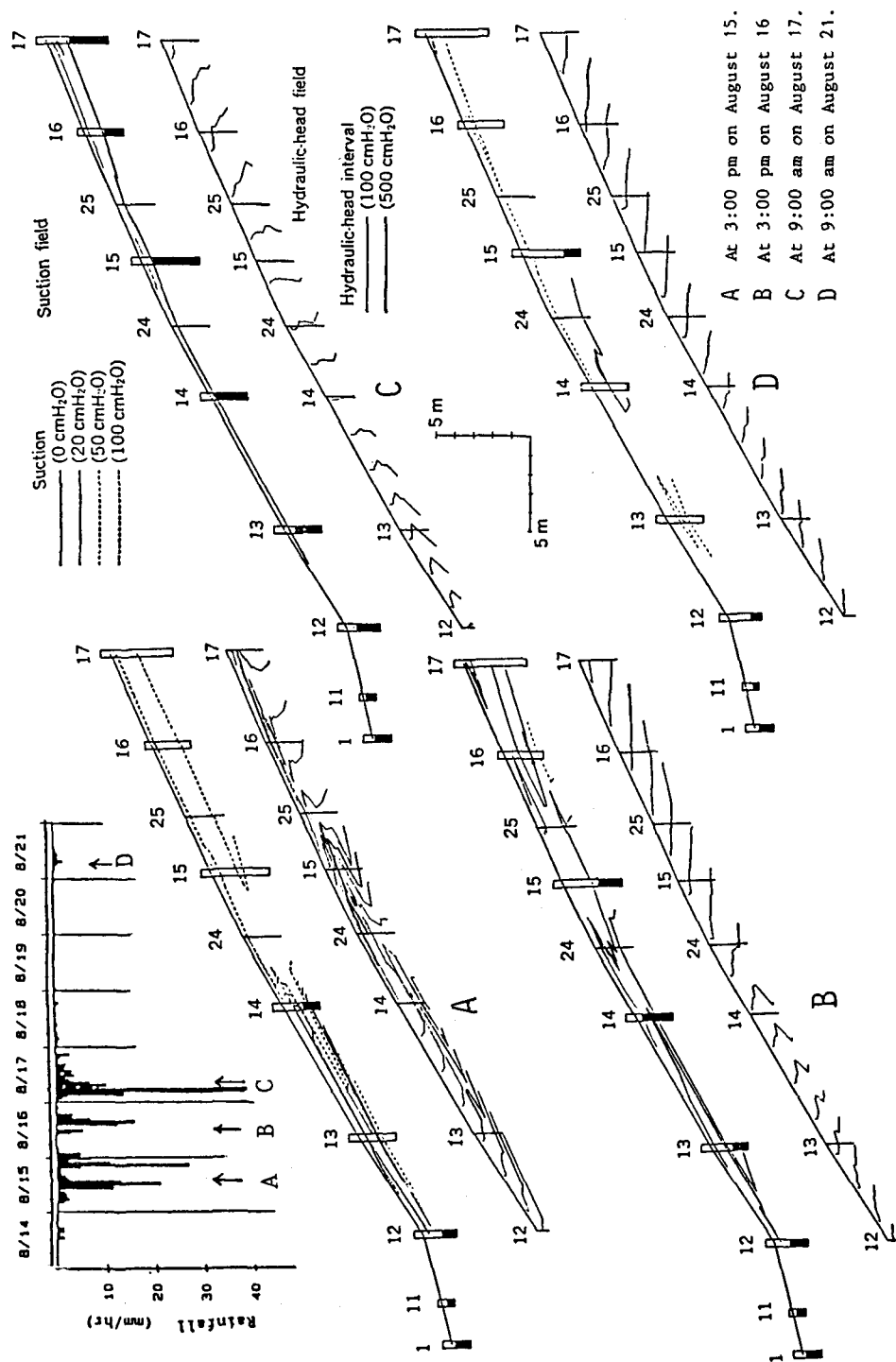


図7 A₁ 試験地斜内における雨水流の解析 (1983年8月の大雨時)

下 20 cm 程度まで上昇するが、地表面まで飽和することはない。そして常に下方へ向かうフラックスがある。堆積帯内に効率のよい排水機構が存在するものと思われる。

不飽和側方流：等サクション線図と等水頭線図から不飽和側方流を検討すると次のようになる。斜面土層全体が不飽和の場合、たとえばゼロフラックス面附近などに不飽和側方流が存在する。この場合、方向は斜面下方に向くが、高サクション域であり透水係数は小さい。飽和帯が形成されたとき、その上縁に不飽和側方成分が存在する。また、飽和帯の形成される場所に、形成前と消滅後に不飽和側方流が発生する。これらは低サクション域にあり、透水係数は大きいが斜面下方ベクトル成分は小さい。しかし、その継続時間を考慮すれば、急傾斜部で飽和帯消滅後に現われる不飽和側方流が最も重要である。

飽和側方流：一般にローム層内を上昇してくる飽和帯は、最初水面勾配が小さく側方成分を持たないが、飽和面がさらに上昇して地表面に平行に近づくに従い、貯水槽から流れ落ちるように流出する。斜面中上部はローム層の端に近く、層厚も小さいので最初から側方成分がある。また、ここでは礫層内から斜面中下部へ向う流れもある。斜面中下部では 3 種類の側方流が確認できる。第一は表層土中の側方流であり、降下浸透とローム層飽和帯内側方流により供給される。第二は礫層中の側方流であり、ローム層底部から風化礫層内を通過してくるものである。第三は累加雨量が 200 mm を超えるような大雨のときに、やはり礫層内を通して急傾斜部へ浸出してくる上向きの成分をもった側方流である。この側方流が第二の側方流とどのように異なるか、礫層の深部を通過するのか等は明確でないが、基本的には礫層内の透水性の差に起因しているものと思われる。そして、ともにローム層が供給源であることは確実である。なお、最大時雨量 (39 mm/hr) 発生時には No. 14 から No. 13 にかけて全層で斜面方向の流れとなった。

復帰流：復帰流は降雨のピーク以降に斜面下部でしばらく発生した。この部位は内部の排水性が良く、降雨が弱まるとただちに内部は不飽和状態にもどるが、地表に復帰流が残ることがある。この場合復帰流は地表に開いたパイプ孔から流出している。斜面中下部では斜面勾配が大きく、また表層土の透水性が良かったため飽和帯が地表に到達しない。したがって、厳密な意味での復帰流は発生しないが、事実上復帰流に浅い地中流が存在して斜面流出の中心となる。

飽和帯の衰退と消滅：斜面中下部では二重飽和帯の状態を経過して、みかけ上表層土中のものは斜面下方へ、礫層中のものは鉛直下方へ後退してゆく。No. 14 附近ではローム層底部からの供給が存続し、数日間は残存する。また、これより先、礫層から表土層に浸出する流れは約 24 時間で消滅している。斜面中上部では飽和帯は側方流出と深部浸透により衰退する。ここでは観測井戸の底がほぼローム層底部に位置するので飽和帯の消滅は最も遅い。斜面上部では降雨強度が低下するとただちに消滅するが、深部はむしろいつまでも飽和状態が続くであろう。

乾燥過程：大雨のあとの重力排水の過程で、まったく斜面方向成分のない不飽和降下浸透が斜面全体で進行する時期がある。このとき等水頭線は水平に分布する。その後、表層から乾燥し始め、ゼロフラックス面が現れて徐々に降下するが、斜面中部では礫層内のサクションの回復が早く、等水頭線は複雑

化する。斜面下部では 40 ～ 60 cm 附近のサクシヨンの回復が早い。

2) 凹型斜面における観測

(1) 凹型斜面における土壌構造の観察 (B 試験地)

凹型斜面 (0 次谷流域) のうち側壁型 0 次谷流域斜面における野口⁶⁾の観察, 測定例を示す。測定は簡易貫入試験, 土壌断面の観察と腐植の含有量の測定, 透水試験等が行われた。図 8 には地形図, 斜面の中央縦断曲線と土壌断面調査の一例を示す。

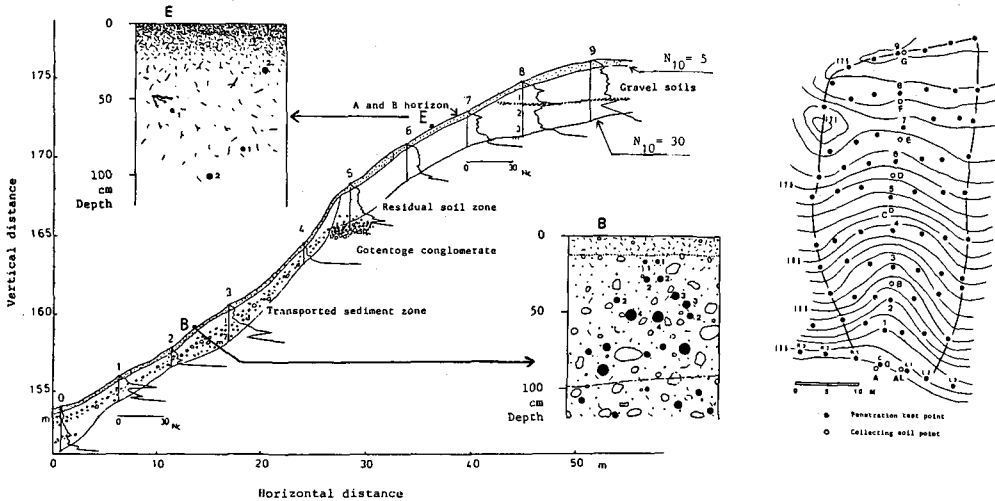


図 8 B 試験地の凹型斜面地形図 (右)。谷の中心縦断面の N_{10} 値と土壌堆積および土壌面描写図の例 (●印はパイプで拡大描写している) (左)

図には簡易貫入試験の結果を $N_{10} = 5$ (植物根の分布可能範囲) と $N_{10} = 30$ (風化帯と仮定) の等値線で示してある。結果のうち地形, 土壌に関するものを記すと次のようになる。イ) 明確な遷急点が存在し, 匍行土斜面のない谷頭を形成する。遷急点以上は残積土斜面で, 以下は崩積性運積土斜面であることが礫の混在状態から分る。ロ) 残積土風化帯は斜面上部ほど厚く (谷の縦断面図), 中央部ほど厚い (横断面図)。運積土部分は横断面図より過去の谷地形がはっきり分る。ハ) 腐植量の鉛直方向の変化をみると, 残積土では表面から順序正しく下層に向かって減少するが, 運積土内では腐植欠落層が存在して運積土の性格が明確に出ている。ニ) 土壌断面の観察によると, 運積土内には斜面方向のパイプ (管隙) が多数存在するが, 残積土内では斜面方向には少く鉛直方向に比較的多く発見された。

(2) 凹型斜面における雨水流の観測 (C 試験地)

い) 凹型斜面脚部の崩積性運積土断面におけるパイプ流の観測^{7), 8)}

図 9 に示すような谷頭 0 次谷流域の下端部の崩積性運積土とみられる堆積斜面 (勾配 8°) に溝 (トレンチ) を掘り, 土壌断面からの流出をパイプ流出とマトリックス流出とに分離測定できるように工夫した。トレンチの土壌断面には大径のパイプが数多く存在する。これは後述するように特異な生物活動

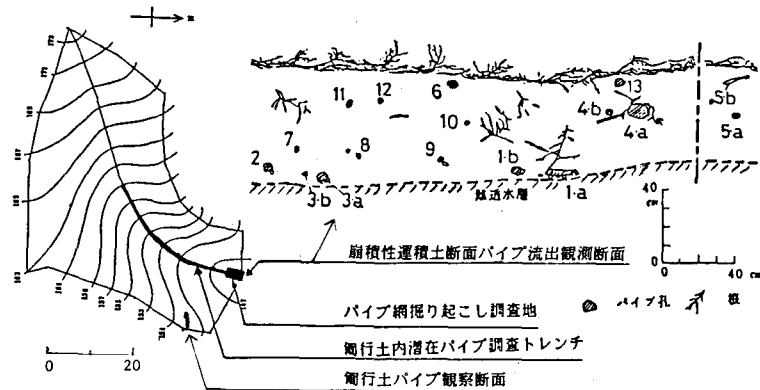


図9 C試験地のパイプ流出等観測位置図

表1 パイプ流出量 (mm)

降雨量	全流出量	パイプ流出量			マトリック ス流出量	表面流 出 量
		No. 1	No. 4	No. 2, 3 5, 6		
22.0	2.9	2.5	0.02	0.3	0.1	0.003
34.0	8.1	7.5	0.1	0.3	0.2	0.02
57.0	19.4	15.4	0.2	1.1	2.8	0.02
75.0	25.1	22.0	2.2	0.7	0.3	0.02
197.5	117.4	36.2	69.3	11.3	0.54	0.008

も深く関与している。総降雨量に対する全流出量の関係を見ると流出率が5.3～71.2%まで変化し、谷頭0次谷流域からの流出量の大部分は測定断面で捕捉している可能性が大きい。20mm以上の14測定例から5つを選んで流出状況を表1に示した。パイプ流出の合計値が全断面流出の85.5～99.5%となっている。観測範囲内では総降雨量に関係なくパイプ流出の割合が一定値に近い値を示している。断面から流出する降雨時ハイドログラフの一例を示すと図10となる。ハイドログラフと斜面に設置した観測井から次のことが分った。イ) 降雨量が20mmを越えると難透層上のNo.1のパイプの流量が増加し始める。ロ) 降雨量70mmまでは難透層に

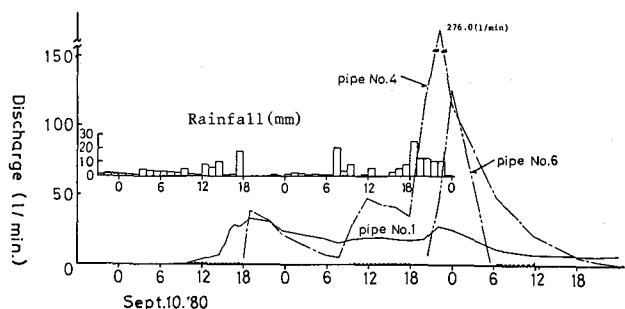


図10 パイプ流出ハイドログラフ

接したパイプのみから流出する。ハ) それ以上の降雨になったとき、順次上部のパイプから流出が開始する。流出パイプ孔の上昇、下降は飽和面のそれと一致する。

本パイプ流出観測断面の後背斜面土壤中におけるパイプ網の分布をみるために、後背斜面 7.25 m^2 (奥行 4.5 m で匍行土斜面下端まで) を難透層 (地表下約 1 m) まで掘起して調査を行った (図 9)。パイプ長を単位平面積当りと単位体積当りに換算すると、

単位面積当り: 5.3 m/m^2

単位体積当り: 6.4 m/m^3

となる。このときのパイプの平均直径は $d = 7.6 \text{ cm}$ と相当に大きく、パイプは土壤中のいろいろの深さに出現した。土壤を地表から、 $0 < < 1/2 H$, $1/2 H < < H$ および H (H は地表から難透層までの深さ) のように 3 段階に区分すると難透層上に最も多く、土壤上部ほど少いことが分る。

$0 < < 1/2 H$: 0.6 m/m^2

$1/2 < < H$: 1.7 m/m^2

H (難透層直上): 3.0 m/m^2

パイプの形成原因については掘起し作業中にパイプ内から多数のカニが発見されたことにより次のように考えている。難透層直上のパイプは基盤の礫層中を通して恒常的に湧出する地下水の洗脱作用による地下侵食に主原因があると考えられる。それより上部のパイプは生物活動 (本試験地では主としてカニ) に主たる原因を求めざるを得ない。またパイプ網は 17 箇所 (2.3 個/m^2) で地表面に顔を出していることが分った。平常は落葉、腐植等で被覆されて確認しにくく、掘起し前の確認は 2~3 個のみにとどまった。崩積土斜面や運積土斜面におけるパイプの地表面への接続は、小降雨は地表水の地中への伝達、大降雨時は逆に復帰流の発生と深いかわりを持つ点から重要と考える。

ii) 匍行土斜面におけるパイプの観測

上記の崩積性運積土断面におけるトレンチから 20 m 離れた匍行土断面において巾 3.0 m 、平均深さ 0.8 m のトレンチを掘り観察したところ、粘土質難透水層の上に 3 個のパイプ ($d = 7 \text{ cm}$, 15 cm , 8 cm) が存在し、断面上部から中部にかけて別の 3 個のパイプが確認された。難透層上のものは少量ながら常時湧水をもつ。

これとは別に、上記のパイプ網の掘起し調査地から上部の匍行土斜面に向って谷の中心線上で基盤礫層まで縦断方向にトレンチ (平均巾 0.6 m 、平均深さ 1.0 m 、長さ 30 m) を掘り、トレンチ断面からの流出水の観察を試みた (図 9)。トレンチ掘削中に観察されたことは、崩積性運積土から匍行土斜面に入るとパイプが非常に少くなることと、難透層上のパイプは 2 個に集合して礫層基盤中に深く入っていることであった。匍行土のトレンチ断面掘削時に確認されたパイプ数は僅か数個で、記録にとどめるほどのパイプ数は存在しなかった。掘削 1 ヶ月後の大雨 (総降雨量 156 mm) 時における観測では 16 個の明確なパイプを作り、噴出水となって流出していた。パイプ径とパイプ流出を調べると次のようであった。

パイプ平均直径 = 1.7 cm (最大 5 cm, 最小 1 cm)

パイプ流出総量 = 731 cm³/sec

マトリックス流出総量 = 300 cm³/sec

トレンチ全流出量 = 1,031 cm³/sec

本トレンチ断面パイプの一部は掘削時未確認のものが存在したとみられるが、多くは断面が開放されたために新しく形成されたと考えられる。筆者はこのことより、明確なパイプ(顕在パイプ)としては認識しえない潜在パイプが土壌断面に存在することを指摘したい。土壌断面中に、動物活動や根系の腐朽等で顕在パイプが形成されてもパイプを維持する機構(主として頻度高い水流の通過)が存在しないとパイプは次第に閉そくする。閉そくしても周囲土壌より高い透水性が維持されるだろう。崩積土や運積土のように水流通過頻度が高く、パイプの維持機が発達しているところでは顕在パイプとなるが、匍行土や残積土では維持機構としての水流通過頻度が小さいためパイプは形成されても消滅するものが多く、潜在パイプとなると考えたい。このことが森林土壌の透水係数のバラツキを非常に大きくすると筆者は考えている。

iii) 谷頭凹型斜面における Source area の変動の観測 (A₂ 試験地)⁹⁾

図 4 の A₂ 試験地の谷頭 0 次谷流域における観測例である。典型的な 1 次谷源頭部の 0.52 ha の流域で、基盤は図 5 に示されているように泥岩の難透層上の礫層中に飽和面が形成され、降雨後長期間量水堰直上流部でパイプ流出をしている。本流域の崩積土から匍行土末端にかけての斜面内に観測井と暫定的表層地下水観測孔を設置して観測を行った。この範囲の表層土は常時非常に湿潤である。1981 年 10 月の総雨量 182.5 mm 時における Source area の拡大・縮小の測定例を示す。表層土は著しく透水性が良いため飽和水面が完全に地表に達する面積は著しく小さい。このため、地表面下 20 cm の水位をもって Source area 面とした。結果は次のようにまとめられた。イ) 降雨初期にはまず踏固め裸地上にホルトン地表流が発生する。降雨の累加にともない地下水位が上昇し、間もなく地表面に飽和水面が達し、Source area が形成され、順次拡大する。しかし匍行土斜面に近づくとも水面勾配が大きくなり、かつ表土の透水性が良好なため地表面直下の流下能力が大きくなり、水面は地表面下 10 cm 程度に保たれ

表 2 ソースエリア面積の変動と流出量
A₂ 試験地, 降雨量 182.5 mm 時の例

時 刻	全流出量 a (m ³)	ソースエ リヤ面積 (m ²)	雨 量 (mm)	ソ ー ス エ リ ヤ 流 出 量 b (m ³)	比 率	
					b/a (%)	Σb/Σa (%)
14:25~17:00	4.8	48.5	36.5	1.77	36.9	36.9
17:00~20:40	26.0	119.0	43.0	5.10	19.6	22.3
20:40~22:30	70.0	207.5	51.0	10.58	15.1	17.3
20:30~0:20	66.8	247.5	18.0	4.46	6.7	13.2

たまま上昇しなくなる。このときの地中流の流速は地表流とあまり変わらない速度をもつと観察された。

ロ) 全流出量に占める Source area 流出量の割合を求めると表 2 となる。累加雨量 36 mm で 37 % , 80 mm で 22 % , 150 mm で 17 % となる。降雨初期には大きな値となる。ハ) 前述した A₁ 試験地の平型斜面における地下水位変動をみても 18 時まで

は圃行土斜面からの流出は殆んどないと考えられた。ニ) A₁ 試験地の地下水面がピークになり、圃行土斜面から飽和側方流が流出に参加する 12 時以降における Source area 流出の寄与率は著しく小さくなる。ホ) 量水堰上流を対象とした Source area の最大面積は 4.6 % であった。本谷頭 0 次谷流域内に Source area が形成される時点ではこれより下流の谷底低地の大部分は Source area の状態になっているとみなせるので水系全体としての Source area 面積は図 4 から判断して相当量となる。

3) 谷底運積土堆積層内のパイプ流観測(D試験地)

パイプ内の雨水流速を実測することは一般に難しい。それは連結したパイプの両端を探がし出すことが非常に困難であるからである。丹下他¹⁰⁾は図 4 の D 試験地で示される谷底堆積地に観測井(深さ約

1.0 ~ 2.0 m) を 100 本以上を掘り、それらに注水することにより観測井の連結性と伝達速度によりパイプ網の存在を推定した。本谷底低平地は勾配 7° の押し出し堆積により構成されている。堆積が小階段を幾つか持ち、全体が平坦であることより、非常に流動性に富んだ崩壊押し出しの堆積地形と筆者は考えている。周辺の露出断面の観察や降雨時の地下水位観測から堆積層内にパイプが存在することは十分予想されていた。

注水は主要な観測井一つ一つについて行われ、その影響(水位上昇)が他の観測井に及ぶ速さにより連結性と流速を求めた。観測井掘削時に堆積層内に空隙の存在は幾つか確認されているが、その実態(連結性と土の詰り方等)は全く分っていない。丹下は一連の注水実験の結果より次のことを結論している。イ) 表層地下水の流路は堆積地の端(山脚部)に集る傾向がある。堆積中部で両端、下部で西側に集る。堆積中部の東側の地下水は押し出し状構造の下端にある地下水流路を通り堆積下部では西側流路に流入した。地形変化の大きいところにパイプ群が発達し易い。ロ) 注水によるパイプ群中の水の流速

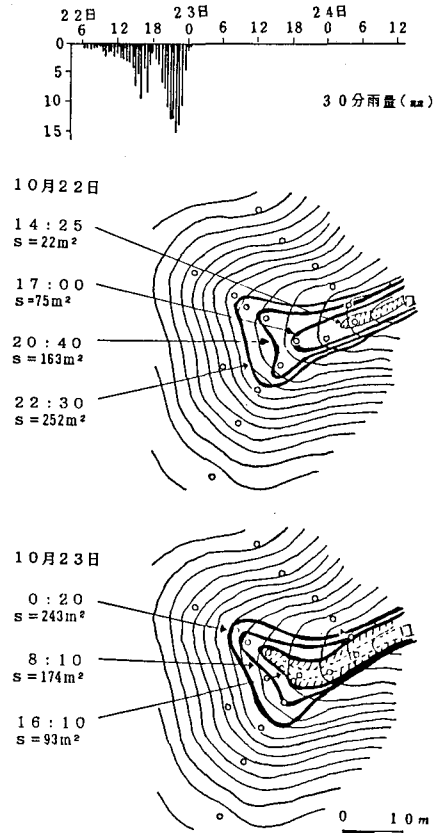


図 11 ソースエリアの変動図

上図: 拡大時

下図: 縮少時

は場所により異なるが、一般に $0.5 \sim 10.0 \text{ m/hr}$ であった。最も速いところで 39 m/hr を記録した。

太田¹¹⁾ は A_2 試験地の同様な谷底堆積地で地下水用微流速計を使い、マトリックス流としての地下水流速を実測し、 $v = 0.2 \sim 0.4 \text{ cm/hr}$ を得ている。また堆積土の飽和透水係数とダルシー式より $v = 0.4 \sim 0.7 \text{ cm/hr}$ を求めている。丹下の注水実験による地下水流速はあくまでも注水条件下でのものであるが、堆積層内表層での実際の地下水流速を推定する手掛りは与えてくれる。

以上より谷底堆積表層内にもパイプ網状構造が存在することが確認され、その存在場所は押し出し堆積土の不連続部分、即ち地山（匍行土または崩積土）との接触部や時代の異なる押し出し堆積の接触部等に形成され易いと筆者は推論する。

4) 丘陵性斜面における雨水流出機構

上記を整理して、新第三紀丘陵性斜面における雨水流出機構の特性を記述すると次のようになる。

平型斜面：斜面上部の残積土斜面ではローム層堆積が存在すると鉛直降下浸透時間が長く、飽和側方流の発生が遅れる。斜面中部の匍行性斜面は表層土が薄く、飽和側方流が発生し易い。斜面下部の崩積性斜面は狭いが、湿潤で飽和層の上昇が速く、復帰流が発生する。全斜面を通して、風化層は比較的厚いが、表層の森林土壌は薄い。にもかかわらず飽和水面が地表下 20 以上に達することは殆んどない。

凹型斜面：斜面上、中部は平型斜面と同様の性質をもつ。斜面下部の崩積土または運積土範囲が広く、そこには湿在、潜在パイプが多数存在する。土壌は常に湿潤である。谷頭凹斜面は Source area を形成

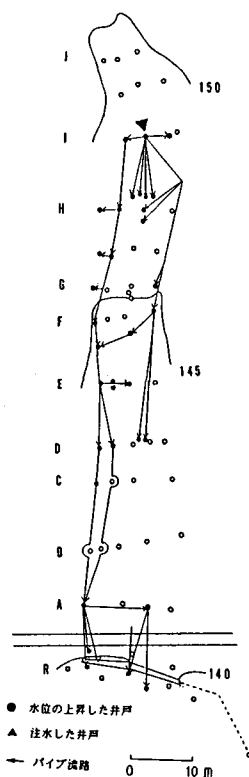


図 12 谷底運積土堆積面における注水実験の結果（D 試験地）

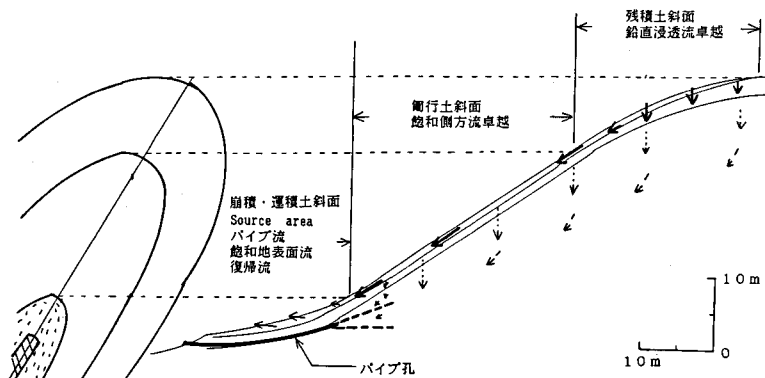


図 13 第三紀丘陵性斜面の代表的雨水流出概念図

し易い。

運積土堆積面：勾配緩で常時湿潤、堆積内表層にはパイプ網が存在し、表面は Source area を形成し易い。

3. 山地斜面の土壌特性と雨水流出タイプ

1) 斜面の土層厚

斜面からの雨水流出を考える上で最も重要なものは土層厚とその孔隙特性である。このうち、土層は森林土壌と呼ばれる表層土（一般に A 層 + B 層をさす）とその下方の風化層（C 層はその一部）より構成される。筆者は土層厚を調べるために土研式簡易貫入試験機を使用した。試験機は直径 3 cm、先端角 60° のコーン抵抗体を 10 cm 地中に貫入させるに要する衝撃数で表す。衝撃は 5 kg の重錘を 50 cm の高さから落下させることにより発生させる。測定は前記の多摩丘陵試験地の新第三紀層斜面、愛知県瀬戸市東部の花崗岩の山地斜面および群馬県勢多郡東村の古生層（砂岩、頁岩）の山地斜面で行った。測定は凹、凸、平すべての斜面形を含ませ、山頂から山脚に向う流線に沿って 5～8 点を設定して行った。測定結果は次の考え方に従って整理した。 $N_{10} = 5$ は植物の根の生育可能限界値とされている。一般的には $N_{10} = 5$ の土壌深は B 層の発達可能限界深に対応すると考えられるので、この値をもって表層土厚とした。 $N_{10} = 20$ をここでは風化層の限界と仮定した。測定結果は最も単純な平均土層厚をもって表した。土壌は斜面上部凸型斜面の残積土、中腹の直線斜面の匍行土および山脚部の凹型斜面の崩積土に分けた。特徴を記すと次のようになる。イ）古生層斜面では表層土が他の地質に比して厚く、かつ斜面のどの置でも大体同一の厚さを示す。これは表層崩壊のような表土剥離がなく、長期間安定した斜

表 3 地質別の斜面土層厚 (m)

地 質 区 分	表層土 ($N_{10} = 0 \sim 5$)			風化層 ($N_{10} = 5 \sim 20$)		
	残 積 土	匍 行 土	崩 積 土	残 積 土	匍 行 土	崩 積 土
花崗岩 瘠悪林斜面	0.5	0.41	1.0	0.24	0.19	0.20
一般斜面	0.98	0.76	1.75	0.58	0.53	1.10
新 第 三 紀 層	0.77	0.80	1.19	2.02*	0.97	1.03
古 生 層	1.19	1.21	1.19	0.91	0.70	1.44

* ローム層を持つものが入っている。

面状態を保った結果と考えられる。ロ）花崗岩と新第三紀層では残積土と匍行土斜面の表層土が薄い。特に花崗岩の瘠悪林地斜面では土壌が発達初期（未熟土）のため表層土が薄い。また十分土壌が発達した斜面でも古生層斜面には及ばない。ハ）崩積土斜面の表層土は厚く、かつ地質ごとの差がない。ニ）風化層の厚さは花崗岩において著しく薄く、急変型風化層と呼べる。表層土と同様瘠悪林地において特に薄い。ホ）新第三紀層斜面では風化層が最も厚く、漸変型風化層とみることができる。これは残積土

斜面では火山灰堆積の存在も原因するが、匍行土斜面の風化層も厚いことからみても全体にこの傾向をもつ。基盤の固結度が低く、風化が深くまで達することに起因する。へ) 古生層の風化層は漸変型とみられる。観察によると古生層の風化層は多数の亀裂を持つことが大きな特徴である。

2) 飽和透水係数

古生層と花崗岩斜面において、表層土を各深さから 100 cc ($\phi = 50$ mm) の円筒で採土し、透水係数の大きいものは定水位、小さいものは変水位で飽和透水係数を測定した。採土は土壌層位を基準とし、A 層を 2 層に、B 層を 3 層に分けて行い、結果もこれに従って図示した (図 14)。下層の風化層 (C 層) の採土にはいろいろ工夫したが、古生層では礫まじりになり、花崗岩ではすぐ硬質基盤となり、また新第三紀斜面では風化礫が出て非常に難しく、十分な成果が得られなかった。結果から次のことが推論された。イ) 透水係数のバラツキ巾は非常に大きい、下層に向って漸減し、表層土内で急激することはない。ロ) A 層と B 層の範囲では古生層と花崗岩で大きな差はない。これは飽和透水係数を支配する孔隙が土壌の構造間隙で決り、そのうちでも粗大孔隙に支配されるからである。ハ) A 層では一般に土壌が非常に膨軟で、採土時や飽水時に粗大孔隙が相当量破壊されることを考慮すると実際の透水係数は図 15 の値より 1 オーダー ($\times 10^1$) 程度大きくなる

ことが予想される。ニ) 風化層 (C 層) 上部は B 層から漸変している。ホ) 風化層下部の透水係数を N 値と断面観察から判断すると、飽和透水係数は大きいところで 10^{-4} cm/sec、小さいところで 10^{-5} cm/sec 相当と考えられる。

新第三紀斜面 (図 4 B 試験地) において野口⁶⁾ が測定した結果を別図に作製したものが図 14 である。測定方法は上記のものと全く同様で、結果は土壌の層序区分によらず、土壌の深さで示されている。次のことが読みとれる。イ) (A 層 + B 層) 範囲とみられる深さ 40 cm 以上では花崗岩、古生層と差異がない。ロ) 崩積性運積土は透水性が良く、深さ方向の差がない。ハ) 残積土は風化層の条件により深さ方向の変化が異なるが図 6 と対比すると (A 層 + B 層) 範囲は比較的薄いとみられる。

ここで調査した各地質の風化層の透水特性を整理してみる。花崗岩では風化層透水係数は急変型で、薄い風化層範囲内で 10^{-1} cm/sec から 10^{-5} cm/sec 程度に急減する。基盤に大亀裂が存在しないので

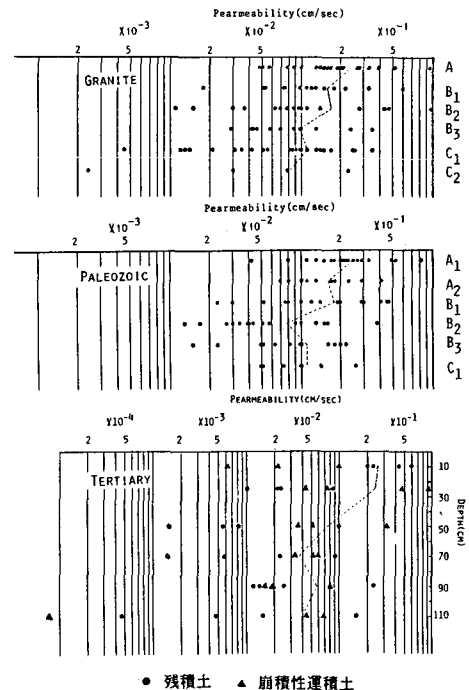


図 14 地質別の斜面土壌の透水係数
残積土、崩積性運積土の区別は Tertiary
についてのみ、他は残積から崩積までを
含む。

斜面全体で風化層下部の透水性が $10^{-4} \sim 10^{-5}$ cm/sec オーダーに下るとみられる。古生層では基盤岩が非常に亀裂に富み、N 値が小さくなくても斜面全体としては亀裂を通しての透水性が大きい。筆者の観察では古生層斜面の風化層から基盤にかけての平均の透水係数は $10^{-3} \sim 10^{-4}$ cm/sec オーダーを示すとみている。新第三紀斜面は前記の斜面雨水流観測から判断して風化層は厚いが透水性は古生層斜面ほど大きくなく、花崗岩との中間に位置すると考えられる。

3) 各種地質における斜面流出の特徴

森林斜面においては地表面流の発生の有無は問題にならないので、表層土と基盤風化層の厚さとそのなかでの透水係数の鉛直方向の変化が最も重要な雨水流出の支配要因となる。筆者は上記の新第三紀斜面での観測と古生層と花崗岩斜面での土壌の厚さと透水係数の測定を通して、花崗岩斜面と古生層斜面が雨水流出特性では両端に対比され、新第三紀斜面は丁度両者の中間に位置される存在であると考えている。

花崗岩斜面（ここでは内帯花崗岩を考えている）：斜面上、中部では表層土が薄く、かつ下層風化層も薄く急変型風化層である。雨水は鉛直浸透期間が短く、飽和側方流を発生し易い。斜面下部の崩積土、運積土斜面は降雨時簡単に Source area を形成し、飽和地表流を発生させ降雨初期の流出を形成する。無降雨期の流出もここからのものが相当量ある。

古生層斜面：全斜面において表層土が厚く、風化層も厚い。また基盤岩は多数の亀裂をもち、漸変型風化層を構成する。このため飽和側方流発生要因が小さく、降雨は降下浸透卓越型とみることができる。基岩浸透水が斜面下部の湧水を形成し、前記の地下水湧水卓越型の凹型斜面を作る。降雨初期の流出は Source area からの飽和地表流に加え、露岩や薄い崖錐を通しての流出が構成する。

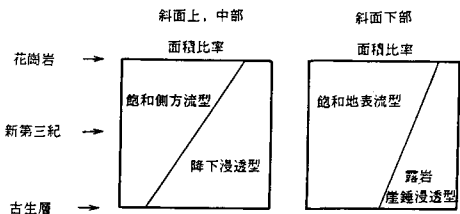


図 15 各種地質における斜面流出の特徴

おわりに

新第三紀斜面における観測を中心として、異なる幾つかの地質条件下における斜面流出の特徴を把握することを試みたが、資料不足のため十分な議論ができなかった。世界のなかの変動帯に属する日本の山地斜面の構造は非常に複雑である。しかし斜面雨水流出という観点からすると結局は表層土と下方風化帯の透水性、保水性にかかわる厚さと孔隙構造の測定と標準化につきとて考えられるが、複雑な下層風化帯の測定や地中パイプの測定とその標準化となると道は非常に遠いように思える。

参 考 文 献

- 1) A.L. Bloom (榎根 勇訳) : 地形学入門, 共立出版, pp.68, 1971.
- 2) 塚本良則 : 侵食谷の発達様式に関する研究 (I) 豪雨型山崩れと谷の成長との関係についての一つの考え方, 新砂防, No.87, pp.4-13, 1973.
- 3) 竹下敬司 : 森林のもつ水土保持機能と今後の課題, 林野時報 2 号, 1984.
- 4) 太田猛彦・塚本良則・比留間雅紀 : 丘陵性自然斜面における雨水移動の実証的研究 (I) 鉛直浸透特性と基盤地質, 日本林学会誌 67-8, pp.311-321, 1985.
- 5) ———, ———, 城戸 毅 : 同上 (II) 斜面内地中流の実態, 日本林学会誌 67-10, pp.383-390, 1985.
- 6) 野口晴彦 : 谷頭部における土層の構造と透水性について—多摩丘陵の一例—, 日本地下水学会会誌 27-1, pp.17-28, 1985.
- 7) Yoshinori Tsukamoto, Takehiko Ohta and Haruhiko Noguchi : Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan, IAHS Publ. No. 137 (Proceedings of Exeter Symposium), pp.89-98, 1982.
- 8) 太田猛彦・野口晴彦・塚本良則 : 小流域の林地における水の動態に関する研究 (IV) —降雨流出過程におけるパイプフローの特性—, 第 93 回日本林学会大会論文集, pp.459-461, 1982.
- 9) 野口晴彦・太田猛彦・丹下 勲・山野辺和夫 : 小流域の林地における水の動態に関する研究 (III) —表層地下水の変動, 第 93 回日本林学会大会論文集, pp.455-458, 1982.
- 10) 丹下 勲・野口晴彦・新藤静夫 : A 試験流域 (東の沢) の沢底部における表層地下水の動きと水質特性, 多摩川に流入する丘陵地小河川の流出機構ならびに水質特性に関する研究 (田中正代表), pp.66-89, 1985.
- 11) 太田猛彦 : 微流速用流向流速計の試作とそれによる一次谷地下水観測システムの開発に関する研究, 文部省科学研究費試験研究 (2) 成果報告書, pp.40~41, 1986.