

林業試験場時報

第 26 号

昭和 52 年 3 月

The Bulletin of Fukuoka-ken Forest
Experiment Station

No. 26

March 1977

福岡県林業試験場

福岡県八女郡黒木町

Fukuoka-ken Forest Experiment Station

Kuroki, Yame, Fukuoka, Japan

内 容

(研 究 報 告)

暖帯株地の水保全環境に関する土壌及び地形的研究……………竹下敬司, 高木潤治… 1

暖帯林地の水保全環境に関する土壌及び地形的研究

竹下 敬司・高木 潤治

Soil Physical and Topographical Study of Water Conservation on Humid Warm Temperate Forest Land

Keiji Takeshita and Junji Takagi

内 容

1. 緒 言
2. 水の保全環境に対する考え方
3. 調査箇所とその内容
4. 土壌の実態
5. 土層の全粗孔隙量とその評価
6. 1 m深土壌の全粗孔隙量
7. 土壌表層の全粗孔隙量及び地表の落葉量、
透 透 能
8. 流域の土壌、地形、地質条件と河川の流況
9. 開発に伴う流出の変化予測
10. 要 約
11. 参考文献
Summary

1. 緒 言

最近、環境保全問題が社会的に重視されるようになり、その一環として、森林の公益的機能が再認識され、機能の定量評価とそれにもとづいた諸対策の解明が必要となってきている。本研究はこの機能のうち、とくに林地の水源かん養機能に着目し、水保全に関する基本的かつ具体的な環境解析を目的として実施したものである。成果としては途中段階のものであるが、現在までに得られた調査解析試料をもとに検討を加えたところ、土壌（土層）の水貯留性と、これをとりかこむ森林・地形・地質・気候環境との相互関係、更にこれらによって裏付けられた流域環境の指標値と河川流況との間にかなり明から関係が認められたので報告する。従来、水源かん養問題に関する研究は、地中における水の貯留機構を殆どブラックボックスにおいた

まま、入力である降水量と、出力である流量との関係、あるいは流況を検討し、その間の説明要因としては、土壌の浸透能、森林の有無、純形態的な地形計測値など、僅かに地表部を構成するものが取り上げられていた段階のものであったが、この報告では、地表部の要因よりも深層の地中要因を用いて説明を試みたのが特色である。

本研究の実施にあたり、野外調査に際しては鹿児島大学演習林（徳重陽山教授、黒木晴輝助教授には現地に同行の上、御助力を得た）、九州大学農学部 宮崎演習林、同粕屋演習林、九州林産株式会社 湯布院事務所、熊本営林局下屋久営林署、高岡営林署、加治木営林署、えびの営林署、中津営林署、大阪営林局岡山営林署の御協力を得、調査の動機に対しては林業試験場 土壌部真下育久科長、九州大学農学部西沢正久教授の御教示を、実行に際しては、当场猪上信義研究員、田形正義技師、大島保輔技師、地形計測・資料の分析計数整理に対しては木下富美子嬢の全面的な御助力を得た。また、九州各河川の流量値については九州大学工学部水工土木工学教室の御便宜を頂いた。ここに記して深く感謝の意を表します。

なお、本研究の研究費として、当場の研究費の他に、林野庁計画課の測量試験費、同研究普及課の国庫助成試験費（一般課題）を用いた。これらの各単年度報告を総合する意図からも、この報告の取り纏めを行ったものである。

2. 水の保全環境に対する考え方

水はまず第一に降雨として地上に供給される。この降水現象を年間を通じてみると、日時の上では、ごく

短期間内に断片的に発生するものであり、もし水が地上のどこにも引きとどめられずに、一度に流れ出すものとする、ちょっとした強雨でも洪水をひきおこして災害となり、一方、雨が降りやむと、たちまち流れや泉の水はかれて、われわれの水利用はきわめて困難なものとなるはずである。

そこで、安定した水利用と水害防止のために必要なことは、豪雨の水も一度に流れ出すことがないように引きとめる貯留機能であり、また、雨が降りやんだ後も、いつも同じように谷や川の水が流れ、泉や井戸の水が汲みとれるようにする均等化機能と考えられる。

このような面で、自然の果している水の貯留ないし貯蔵機能は、実は、地表を覆う土壌層や基岩の風化層の存在に負うところが多いと予想されている(横田1968)(真下1973)(竹下1973)。すなわち、土壌や風化層のなかには、水を自由に通導させる粗大な孔隙や、毛管張力の影響を受けながら水を徐々に移動させる粗孔隙、水を比較的強く保持している細孔隙など、大小多数の孔隙が存在して、降水を地表から土中へ、更には地下水帯へと誘導し、あるいは、層内で貯留ないしは貯蔵する機能を発揮しているわけである。

そして、この土層内を水が静かに流動する課程において濾過作用が行なわれ、水を清澄化する水質保全機能も発揮されることになる。

細孔隙中の水は、毛細管現象として移動する程度で、その動きがにおく、もっぱら、そこに生育している植物の生活にだけ利用されて、いわゆる水資源としての効用に乏しいが、粗大孔隙や粗孔隙中の水は移動して地下水帯へ、あるいは、中間水、地下水を経て溪流の水へと変身し、美しい安定した水をわれわれの前に供給してくれている。この点、水源かん養問題に関しては、土壌や風化層中の粗大孔隙、粗孔隙が重要な要因となっていることが考えられる。

ところで、粗孔隙量がどこに多く、どこに少ないかといった地理的な分布状況は、大きくは地質と気候によって、局所的には地形によっておおそ定まり、更に植物の影響によって性格づけられている(竹下1973)。粘土分が多い土層や、粘土化しやすい軟岩などから形成された土層は、同じ営力下で堆積した場合も、密な堆積を示して粗孔隙に乏しい傾向が強く、これに対して角張った硬い砂礫を多量に含んだ土層は粗孔隙に富む傾向が強い。また、土砂礫が、水によってコネあわせられて堆積した場合と、そうでない場合とでは、前者の方が密で粗孔隙に乏しい傾向にあり、こ

の意味あいから、土砂礫の移動作用を担う水の作用と傾斜が重要となる。土層が粘土質か否かは主として地質に、堆積の仕方が粗造であるか密であるかを規制する営力は、斜面形と降水気候によって性格づけられることになる。

この土層中の粗孔隙構成は、このように物理的な堆積機構の他に、植物によって大幅に性格づけられている。すなわち、土壌の粗孔隙は、無機質な鉱物質な細土土壌よりも、腐植が混入した有機質土壌の方に多量に、しかも長期間安定した構造で保持されていることが知られている。土壌の断面について調べると、腐植含量の高いA層で粗孔隙率が最も高く、A層、B層、C層と腐植含有率の少ない土壌層に移行するほど粗孔隙率が減少してゆく。このように土壌の表層ほど粗孔隙に富む構造は降水を地表に受け入れるためには、非常に好都合な条件となっている。

この土層中の粗孔隙の存在も、地表での水の浸透がスムーズに行なわれないと、その機能を発揮しえないことになる。いま、土壌の表面が裸出して、直接、雨滴や、樹冠からの降滴の衝撃をうけるような状況に置かれたものとする、表面の土の団粒(単粒子がくっつきあって、大きな粒状を形成したもの、孔隙が多い)がくだかれて目詰まりをひきおこし、その結果、地表の水を土中へと浸透させる能力が低下する。そして、降水は土中へ入ることなく流れ去り、土壌層内部に用意されていた、せっかくの貯留、通導組織も、その機能を発揮しないままに終わってしまうことになる。その上、浸透しなかった水が増大すると、やがて地表流を生じて侵食作用を及ぼすようになる。その結果、粗孔隙に富む腐植混入層が急速に失われて、ついには、粗孔隙に乏しい心土(C層の土)を露出するようになる。

ただ、このような、目詰り現象や、土壌侵食現象も、地表が落葉・落枝の層でよく覆われている場合にはほとんど現われないものであり、その上、この落葉腐植が通導性の高いスポンジの役割を果しているため、土壌表層への水の誘導がスムーズに行なわれて浸透能力を高めている。すなわち、森林下の落葉層が土壌侵食を防止し、土壌への水の浸透能力を高めているわけである。このような機能は、落葉枝について、草や灌木類(高さ1m未満で、低いものほど効果が大きい)によっても果されている。なお、自然の森林下では、よほどの豪雨後でもない限りは、適度の落葉層が堆積し、下草が生育しているものであり、これらが無

くなって土壌が裸出すということは、特定の人工林の造成、伐採時の集材、火入れ、土地改変等、人為が加わらない限りはおこり難いという。

以上のことから、山岳森林地帯での水の水保全環境は、地質・地形的な各種の堆積層・風化層の構成・分布を基本としながら、森林植生による厚い腐植混入土壌の発達形成・維持・保護によって性格づけられていると考えられる。そこで、本研究における問題の解決方法としては、まず、森林土壌の孔隙構成を量的に把握すること、ついで、この環境要因としての地形・地質・気候・森林との関係を求めること。通常の土壌試料調査は1m程度の深さしか調査出来ないのも、これよりも深い土層や風化層の状況を知るため表層地質調査を行うこと。最後に、土層の水保全機能を指標すると思われる地形因子を抽出して、この因子を用いて流量既知の流域を地形的に定量化し、流況特性との対比を行うこと等が考慮される。この対比結果によって、林地の水保全機能の大きさが、かなり具体化し、その間のメカニズムの推定、ひいては、土地利用に際しての対処方法などの指針の提示をも行いうるのではないかと考える。

3. 調査箇所とその内容

(1) 林分及び土壌調査地点

九州本島を主体にして、地形的には、台地丘陵・開折山地、高原、火山山地、火山性高原、地質的には、中一古生層堆積岩、変成岩、三紀層堆積岩、洪積層、花崗岩類、各種火山岩類、気候的には、年降水量1600mmから3500mm以上等、出来るだけ多様な地形・地質・気候条件を網羅しうるように調査地点を配置した。また、4000mm以上の多雨地帯として屋久島を、1500mm以下の少雨地帯として岡山営林署管内を、海洋性の強風地帯として五島を調査した。調査プロット数は、約270箇所である。

(2) 林分調査の内容

樹種、樹(林)齢、樹高、直径、材積、胸高断面積合計、本数(密度)、樹冠被覆率などを、上層木、中層木、下層木(3~7m高)、灌木(1~3.5m)の各階層にわけて調査した。草本階(0.1~1m高)・地表階(0.1m以下)、落葉層については、その種類と被覆率、重量を求めた。

(3) 土壌調査の内容

通常の土壌試坑よりも深い110cm深の断面について

調査した。調査方法は、常法的な森林土壌調査方法によったが、これとは別に、表層から5cm、10cm、20cm……以下10cm深毎に各5~6点、山中式土壌硬度を測定した。

(4) 孔隙解析用土壌試料の採取

試坑断面の過半数について、各2~3点ずつ孔隙解析用の土壌試料を採取した。採土には、断面積100cm²高さ4cm(400cc容)の金属円筒を用いた。この採土試料をもとに、採時含水率、粗大孔隙率、粗孔隙率、細孔隙率、透水量(cc/分/100cm²)を測定した。

(5) 地形調査

土壌試坑を中心にして、傾斜度、斜角形(凹、直、凸、谷型、直型、尾根型)、堆積区分(次記)、有効起伏量(100mの範囲内の最高点とその点との標高差)、露出度(約3度の仰角で周囲を見廻した場合に、山でさえぎられずに空の見える水平角度)を求め、更に、台地、丘陵、低山、中山、高原等、マクロな地形区分を調査した。

堆積区分の内容は次記のとおりである。

○開折斜面内の堆積区分：残積土(尾根筋もしくは尾根型斜面の25度以下の個所に分布する)、急峻匍行土(39度から50度の急峻斜面に分布する)、匍行土(20度から40度にかけての直(凸)斜面に分布する)、崩積土(20度から40度にかけての凹斜面や山脚に分布する)、押出し(土石流堆積土：5度から25度にかけての凹斜面、谷筋段丘、山麓面に分布する)、匍行土で残積土に近似するものを残積性匍行土、崩積土に近いものを崩積性匍行土と呼ぶ。

○緩地形(未開折)面の堆積区分：残積土(25度ないしは30度以下の凸性斜面に分布する)；匍行度(前出)緩傾斜匍行土(25度以下の直~凹斜面に分布する。凹形個所のものを堆積性の緩匍行土として区別することがある)、押出し(前出、局部的に分布)

(6) 土層・風化層に関する表層地質調査

山地の土層は場所によって深さを異にするが、いずれにしても1m以上の場合が多く(ときに10m以上)、さきに述べた1m深程度の土壌断面調査だけでは、その内容が不満足な場合が多い。そこで、調査地点に最寄りの切取面、露頭等を利用して、試坑点の土層の厚さを推定した。また、これとは別に道路などの切取面を利用して、基岩の種類、土層、風化層の構成、山中式硬度、断層・破碎帯の分布構成等に関する表層地質調査を行った。あわせて、斜面形、傾斜度、堆積区

分、有効起伏量などを調査し、地形との対応を行った。

(7) 簡易浸透能の測定

直径10.65cm (断面積89cm²) の塩ビパイプ (高さ15cm程度) の先端を刃形にしたものを用意する。この円筒を4~5cm程度表土中にさしこんだ状態で、400cc (45mm水高) の水を注入し (表土の表面が攪拌せぬよう、網などで緩衝しながら注入)、その浸透時間を測定した。これによって浸透能の計量化を行ったものである。1回目の浸透後、30秒程度おいて、再び、400ccの水の浸透時間をはかり、都合、2回の測定を行うことにした。従来、この種の研究で用いられている浸透計は、山地に携行して数多くの地点で自由な測定をするには不便なので、このような、簡単な装置での測定を思いついたのである。精度的には不満足であるが、数多くの地点での資料が得られるのが利点である。この装置下の浸透水が側方へ拡散する量が多いと、正しい浸透傾向を示す測定法とは言えないのであるが、測定後、土層の掘取調査を行ったところ、殆ど全部、垂直方向への浸透が行われており、一応、満足な浸透能が計量化しえたものと考えられる。

(8) 地形計測

後述の流量観測の行われている流域を対象にし、2万5千分の1地形図を用いて傾斜度 (等高線間隔を悉皆計測し、25度以下、26~37度、38度以上の傾斜度区分、分布図を作成) 区分を主体にした計測を行い、あわせて露出度の概測を行った。

(9) 年降水量分布図

九州各地の気象官署及び区内観測所の40年分の降水記録 (欠測個所については最寄りの観測値との相関関係を用いて推定値を求めた) をもとに年降水量の平年値を算出し、それら300個所の数値をもとにして、九州地方の年降水量分布図を作成した。作成方法は、筆者等がさきに行った福岡県下の年降水量分布図の作成 (竹下ら、1966) 操作に準拠し、地形図上の等高線をもとに接峯面 (途中操作段階で接谷面をも作成) を作成した上で、そのパターンに平行させるように、降水量等値線を図化した。分布図は、別図に示すとおりである (付録図)。

(10) 最大日雨量の調査

最大流量との対比を行う目的で、流量観測年の最大日雨量を求めた。

4. 土壌の実態

4-1 土壌層断面の状況

この報告で検討対象としている林地での水の貯留性や土壌侵食現象は、すべて土壌の表面あるいは土壌を通過媒体として行われる事柄である。それ故、検討上の基本的条件として、土壌の物理的な孔隙構成について知っておくことが必要である。

森林土壌の層断面は模式的に図-1のように示される。最表層に落葉とその分解物からなるA₀層があり、次に落葉の分解物である腐植と鉱物質の土砂とが混合したA層 (腐植含量の高い表層部のA層をA₁層)、A層の下に腐植を少量含有したB層、一番下層に腐植を含まぬ土層C層があって基岩へと移行している。腐植含量の高い層ほど色調が黒く、A₁層は黒色、A層は黒褐色、B層は暗黄褐色、C層は明黄褐色を呈するものが多い。

図では、やや極端に表現しているが、森林土壌は、その土層内に多量の孔隙を有しており、その量が表層

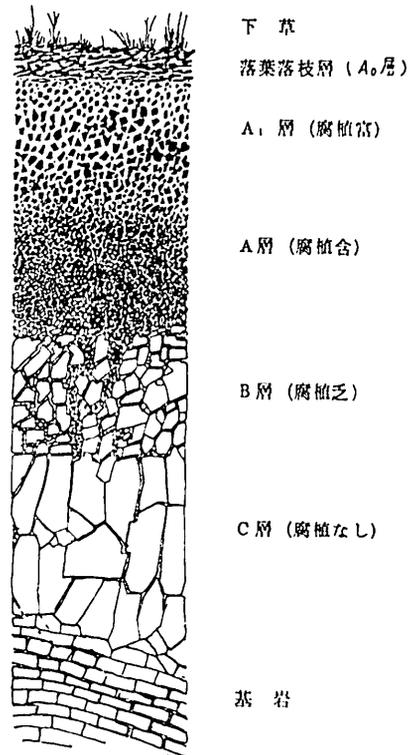


図-1 森林土壌の断面
Fig-1 Schematic profile of forest soil.

ほど大で、しかも大きなものが多い。これは樹木の根や小動物などの耕耘作用、そして腐植の混入による団粒構造の形成によるものと考えられ、有機物の含量の高い表層ほど多孔隙となっている。この孔隙量は、他の植生区や土地利用区にくらべて、自然の森林下のものが豊かであり、森林土壌の持つ一大長所と考えられている。

表-4 土壌の層位別の孔隙率

層位	項目	孔隙区分				
		粗大孔隙	粗孔隙	全粗孔隙	細孔隙	全孔隙
A ₁ 層	孔隙率%	15.7	26.2	42.1	55.9	78.0
	標準偏差	6.5	6.5		8.4	
	資料数	84	84		81	
A 層	孔隙率%	7.6	23.2	50.8	40.5	71.5
	標準偏差	4.0	8.0		10.5	
	資料数	90	90		85	
B 層	孔隙率%	5.8	21.7	27.5	5.8	65.6
	標準偏差	5.4	8.6		11.0	
	資料数	24	124		119	
C 層	孔隙率%	2.1	13.7	5.8	5.8	54.0
	標準偏差	1.7	4.4		10.4	
	資料数	26	26		19	

Table-4 Porosity (%) in different horizons of soil.
 a : very loose pore,
 b : loose pore c : total loose pore,
 d : fine pore, e : total pore,
 but, upper value : mean porosity(%),
 middle : standard deviation, lower : number of data.

4-2 孔隙の区分と測定法

土壌内の孔隙は、その孔径の大小によって水の動きを制御する性質を異にしており、これを区分しておくことが必要である。この報告では、おおよそ、次の3種類にわけて分析・検討するのが便利と考えた。

○粗大孔隙：径3mm程度以上の、土壌中では最も大きな孔隙で、水は、この中を、かなり自由に流動することが出来る。その反面、毛管張力の影響が小さくて、保水性を欠き、この孔隙内が水で満たされるのは、殆どの場合、豪雨などの多雨時に限られるのではないかと考えられる。従って、土壌内の水に対しては貯留機能よりも導配(排水)機能を発揮する孔隙と想定される。図-2は、粗大孔隙率と透水との関係を示したものであるが、両者の間にかかなり密接な関係があることが認められ、このことを裏付けている。土壌の満水容水量から最大容水量を差し引いた量が、粗大

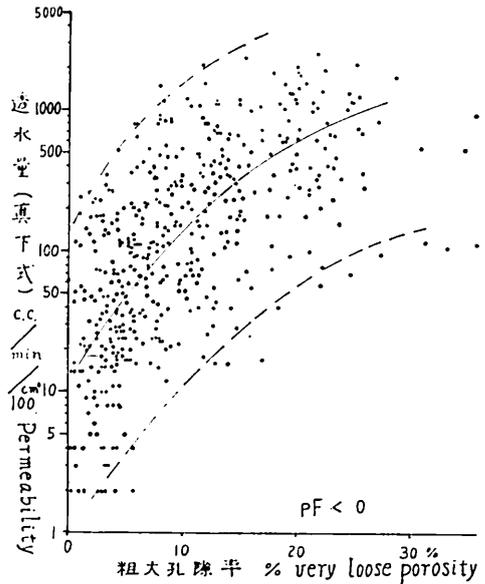


図-2 粗大孔隙率と透水速度との関係
 Fig-2 Relation between percolation rate (c.c./min./100cm²) and very loose porosity (pF<0).

孔隙量に相当する。一般に、土壌の最小容水量と呼ばれる量に近似する。(満水容水量：土壌のはいたた採土円筒について最大容水量を秤量後、これを満水させ、満水重量をはかる。水中で円筒の蓋をしたまま、蓋を凹凸させると、なかの空気が追い出されて満水する)。(最小容水量は、土壌粒子の比重を求めて、空隙量を計算する方法によって計量されているが、誤差が大きいので、満水法を利用した)。

○粗孔隙：粗大孔隙よりは小さいが、土壌や風化層のなかでは、大きな部類に属する孔隙である。毛管張力の影響を受けて、動きはにぶいが、一応、水がその中を重力に従って流動しうるほどの孔隙である。水の流通路としての性格と、短時間の保水性とを併せもった孔隙と考えられる。強雨時などには、満たされることがあるが、1~3日もすると大部分が排水され、通常の日候下では、その80%以上が空になっていることが多い(土壌採取時の含水量から臆測したもの)。最大容水量から pF2.7相当含水量を差し引いた量が、粗孔隙量に相当する。pF2.7相当の含水量は、真下式筒略法(真下1973)により、最大容水量円筒を、吸湿性素焼板に一昼夜放置することによって求めた。

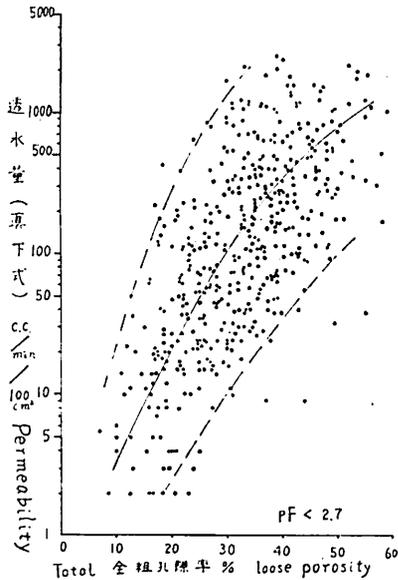


図-3 全粗孔隙率と透水速度との関係
Fig-3 Relation between percolation rate (c.c./min./100cm²) and total loose porosity (pF<2.7).

○全粗孔隙：粗大孔隙と粗孔隙と和を，全粗孔隙と呼ぶことにする。図-3は，全粗孔隙率と透水との関係を示したものであるが，大きな分散を示しながらも，密接な正相関関係が認められる。図-2において粗大孔隙率が0であっても，なお，かなりの透水量がみとめられ，粗孔隙による透水機能の存在が推定されたわけであるが，粗大と粗孔隙の和，すなわち全粗孔隙率によって，透水現象はより密接に制御されていることになる。

○細孔隙：重力による水の流動性は殆どないが，毛管現象による移動・保水が行なわれている孔隙である。通常の天候下で，水に満たされているのは，この孔隙であるが，乾燥天候下では，この孔隙の水も失われている。九州地方は，全般に多雨気候下にあるため，この細孔隙が，空隙化する確率は少ないと思われるが，瀬戸内海気候のような少雨気候では，細孔隙の水分不足が問題になる確率が高いと言えよう。pF2.7相当含水重量から風乾重量を差し引いた量が，細孔隙に相当するものと考えた。

4-3 山中式土壌硬度による土壌孔隙率の推定

採土円筒による孔隙解析用試料の採取は，その採取作業が複雑なため，多数の試料が得られず，これだけ

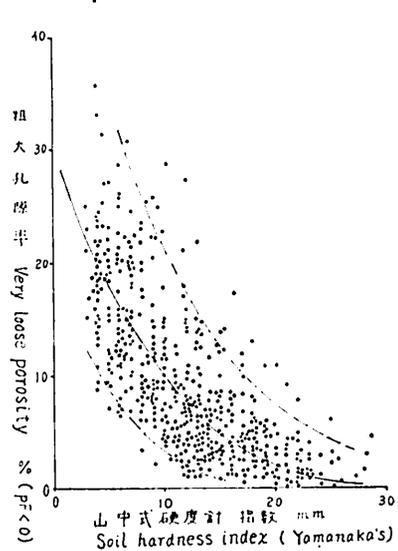


図-4 土壌硬度(山中式)と粗大孔隙率との関係
Fig-4 Relation between very loose porosity (pF<0) and soil hardness index (Yamanaka's methods).

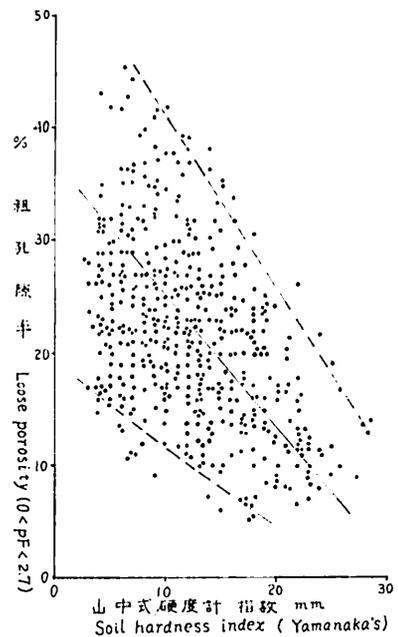


図-5 土壌硬度(山中式)と粗孔隙率との関係
Fig-5 Relation between loose porosity (0<pF<2.7) and soil hardness index (Yamanaka's methods).

では、土壌の孔隙性を検討するのには不満足である。そこで、より簡便に孔隙性を指標する計測値として山中式硬度計の指度 (mm) を用い、これにより間接的に孔隙組成を推定することにした。

図-4 は硬度と粗大孔隙率、図-5 は硬度と粗孔隙率との関係を示したものであるが、大きな分散を示しながらも、密接な関係にあることがうかがえる。この関係は、孔隙解析に用いた採土試料自体の硬度との関係を示したのではなく、採土層位の深さの平均硬度、すなわち、採土個所の周辺の平均硬度との関係を示したものである。土壌の硬度は、数 cm 離れても、かなり異った数値を示すことが多いので、それらの平均値と、採土個所そのものの硬度とは、必ずしも一致しないのが当然であろう。従って図-4、図-5 で示した関係点は、測定方法そのものに大きな誤差を含んでおり (多分、硬度で ±3mm 以上)、この誤差を控除して考えると、硬度と孔隙率との間には、かなり密接な関係があるのではないかと推定される。従って、この関係図で得られる平均的な相関曲線は、ある程度、信頼出来るのではないかと考えられる。

図6 は、図-4、図-5 及び別に求めた硬度と細孔

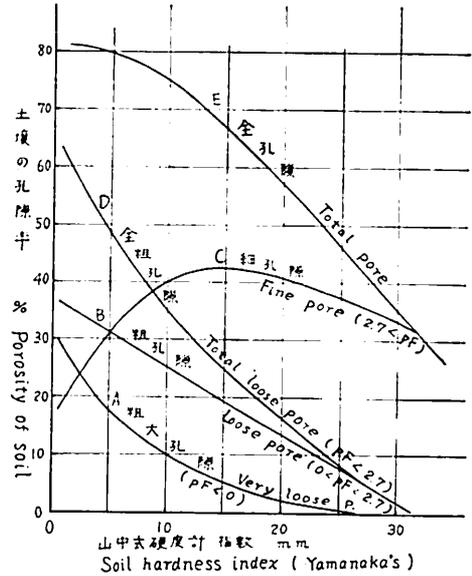


図-6 土壌硬度 (山中式) と土壌の孔隙率との関係
Fig-6 Relation curves between porosity of soil and soil hardness index (Yamanaka's methods).

表-1 採土試料の孔隙解析により推定した土壌層位別の粗孔隙率
Table-1 Loose porosity of soil in individually different divisions of soil horizons and deposits (topography).

Pc: very loose porosity, P: loose porosity, Pt: total loose porosity
 \bar{x} : mean value, s: standard deviation n: number of data

層位 Horizons	地形 Topography	堆積区分 Deposits	開析山地 Dissected mountain												緩傾斜面, 高原 Undissected gentle slope						
			崩積土 colluvial d.			匍行土 creeping d.			急峻匍行土 steep creep.			残積土 residual d.			匍行土・堆積土 gentle creep.			残積土 sedentary d.			
			平均値 \bar{x}	標準偏差 s	試料数 n	平均値 \bar{x}	標準偏差 s	試料数 n	平均値 \bar{x}	標準偏差 s	試料数 n	平均値 \bar{x}	標準偏差 s	試料数 n	平均値 \bar{x}	標準偏差 s	試料数 n	平均値 \bar{x}	標準偏差 s	試料数 n	
A ₀	粗大孔隙率 Pc %	粗孔隙率 P %	全粗孔隙 Pt %	16.7	6.7	48	16.3	7.3	41	19.3	5.1	12	16.4	5.3	17	18.3	5.3	18	16.5	8.6	31
				23.9	7.2	48	24.2	7.6	41	25.3	7.0	12	21.0	4.9	17	24.6	7.8	18	23.6	8.5	31
				40.6	—	—	40.5	—	—	44.6	—	—	37.4	—	—	42.9	—	—	40.1	—	—
A ₁	粗大孔隙率 Pc %	粗孔隙率 P %	全粗孔隙率 Pt %	8.4	4.7	47	8.9	5.4	46	12.1	5.2	16	9.3	4.8	14	7.4	4.0	19	9.0	5.9	38
				24.0	7.5	47	23.6	7.7	46	25.8	6.9	16	22.1	7.8	14	20.7	8.1	19	21.7	8.0	38
				32.4	—	—	32.5	—	—	37.9	—	—	31.4	—	—	28.1	—	—	30.7	—	—
B	粗大孔隙率 Pc %	粗孔隙率 P %	全粗孔隙率 Pt %	4.8	2.7	52	5.8	3.8	46	6.4	5.1	20	5.8	4.2	9	4.8	3.0	18	4.1	2.3	41
				22.3	7.6	52	22.5	8.0	46	24.3	7.7	20	18.8	8.8	9	18.8	5.0	18	18.7	6.3	41
				27.1	—	—	28.3	—	—	30.7	—	—	24.6	—	—	23.6	—	—	22.8	—	—
C	粗大孔隙率 Pc %	粗孔隙率 P %	全粗孔隙率 Pt %	2.4	1.9	2	2.7	1.9	11	1.5	0	1	2.0	1.2	12	1.9	1.1	9	2.3	1.4	18
				10.3	1.3	2	14.8	3.0	11	10.0	0	1	13.6	4.2	12	11.1	2.9	9	12.2	5.7	18
				12.7	—	—	17.5	—	—	11.5	—	—	15.6	—	—	13.0	—	—	14.5	—	—

表—2 山中式硬度指数によって推定した土壌層位別の粗孔隙率
Table—2 Loose porosity of soil presumed by soil hardness (H) in different horizons and deposits

層位区分 Horizons	地形 Topography 堆積区分 Deposits				開析山地 Dissected mountain				緩傾斜台地・高原 Undissected gentle slope	
	項目 Item	試硬 度 粗 全	料指 大孔 粗	数 mm 率 率 率 率	n H Pc P Pt	崩積土 colluvial d.	匍行土 Creeping d.	急峻 匍行土 steep creep.	残積土 residual d.	匍行土・ 堆積性土 gentle creep. d.
A ₁ 層	試硬	71	64	19	25	21	46			
	度	6.2	5.7	5.5	5.6	6.2	6.1			
	粗	15.6	16.1	16.5	16.4	15.6	15.7			
	全	29.7	30.2	30.4	30.3	29.7	29.8			
	粗全	45.3	46.3	46.9	46.7	45.3	45.5			
A 層	試硬	79	69	23	31	21	56			
	度	11.3	11.0	9.8	12.4	12.2	12.1			
	粗	8.4	8.7	10.1	7.3	7.7	7.6			
	全	23.6	24.0	25.3	22.3	22.4	22.5			
	粗全	32.0	32.7	35.4	29.6	30.1	30.1			
B 層	試硬	79	69	23	32	21	57			
	度	14.6	14.4	12.3	17.0	17.5	17.6			
	粗	5.5	5.6	7.2	3.9	3.6	3.5			
	全	19.8	20.0	22.3	17.0	16.5	16.4			
	粗全	25.3	25.6	29.5	20.9	20.1	19.9			
C 層	試硬	26	40	6	31	12	46			
	度	21.1	20.9	19.0	23.1	21.3	22.3			
	粗	1.7	1.8	2.5	1.2	1.7	1.4			
	全	12.3	12.6	14.8	9.8	12.1	10.8			
	粗全	14.0	14.4	17.3	11.0	13.8	12.2			

隙率との相関図から得られた夫々の相関曲線を示したもので、更に、それらから算出された全粗孔隙、全孔隙との関係をも併記したものである。前記のように、かなりの誤差を含む関係ではあるが、本報告では、図—6の関係を正しいものと仮定して、硬度指数を粗大孔隙率、粗孔隙、全粗孔隙率（粗大+粗）等に読み替えることにした。

4-4 層位別の粗孔隙組成

表—1は400cc円筒で採土した試料を孔隙解析して得た土壌粗孔隙率を、表—2は山中式硬度をもとに図—6の関係をを利用して推定した土壌の粗孔隙率を示したもので、夫々、地形と堆積区分別に土壌の層位別の数値をかかげている。両表の数値を比較してみると、若干の差違があるものの、ほぼ似通った数値を示していることが認められる。そこで、本報告では、孔隙解析試料が不足している層位については、土壌硬度から間接的に推定した数値を利用して、土壌層位別の孔隙特性を検討することにした。

表—3は地形と堆積区分別に土壌の孔隙組成（層位の厚さ、粗大孔隙率、同孔隙量、粗孔隙率、同孔隙

量、全粗孔隙量、孔隙量は降水量の水高に対応させ得るようmm単位で表示）を示したものである。

表から、おおよそ次のような傾向が読みとられる。

(1) 全般的な傾向として、粗大孔隙率、粗孔隙率ともA₁層（最表層）で最も大きく、A層、B層と次第に小となり、C層で最も少ない傾向を示している。腐植含有の高い層、動植物の活動の大きい表層ほど、大きな孔隙を保有することを示している。（表—4参照）

(2) A₁、A、B、Cに移行するほど孔隙率の減少が見られるが、その傾向は粗大孔隙で特に顕著である。粗孔隙率はC層でも10%強の値を示し、粗大孔隙率ほど減少していない。

(3) B層、C層の粗大孔隙率は高原・台地、尾根筋などの残積性の土壌で特に低く、土砂の移動が大きく二次堆積の土層が多い開析斜面で高値を示している。図—7の模式図で示すように残積性の土壌は細粒土砂から構成されている場合が多く、粗大孔隙が下層に移行する程、一様に減少するが、急斜面の匍行土・崩積土あるいはその山麓・沢筋を占める押出し土層は、下層にも礫質の多孔隙層を介在する確率が高く、意外に高

表—3 土壌層位別の厚さと粗孔隙量
Table—3 Thickness and loose porosity of soil on individually different soil horizons and divisions of deposits and topography.

a : thickness (cm), *b* : very loose porosity(%)
c : space of very loose pore (mm), *d* : loose porosity(%)
e : space of loose pore(mm), *f* : space of total loose pore(mm)

層位区分 Horizons	地形 Topography 堆積区分 Deposits		開析山地 dissected mountain				緩傾斜台地・高原 undissected slope	
	項目 Item		崩積土 colluvial	匍行土 creeping	急峻 匍行土 steep creeping	残積土 residual	匍行土 堆積性土 creeping	残積性土 residual
A ₁ 層	厚さ(<i>a</i>)	cm	5.0	4.7	3.8	2.5	2.2	2.5
	粗大孔隙率(<i>b</i>)	%	16.7	16.3	19.3	16.4	18.3	16.5
	粗大孔隙量(<i>c</i>)	mm	8.4	7.7	7.3	4.1	4.0	4.1
	粗孔隙率(<i>d</i>)	%	23.9	24.2	25.3	21.0	24.6	23.6
	粗孔隙量(<i>e</i>)	mm	12.0	11.4	9.6	8.6	5.4	5.9
	全粗孔隙量(<i>f</i>)	mm	20.4	19.1	16.9	12.7	9.4	10.0
A 層	厚さ(<i>a</i>)	cm	28.2	21.5	16.3	18.0	40.0	24.0
	粗大孔隙率(<i>b</i>)	%	8.4	8.9	12.1	9.3	7.4	9.0
	粗大孔隙量(<i>c</i>)	mm	23.7	19.1	19.7	14.4	28.0	15.1
	粗孔隙率(<i>d</i>)	%	24.0	23.6	25.8	22.1	20.7	21.7
	粗孔隙量(<i>e</i>)	mm	67.7	50.7	42.0	34.3	78.2	46.7
	全粗孔隙量(<i>f</i>)	mm	91.4	69.8	61.7	48.7	106.2	61.8
B 層	厚さ(<i>a</i>)	cm	102.4	82.7	82.3	46.0	122.0	100.0
	粗大孔隙率(<i>b</i>)	%	4.8	5.8	6.4	4.2	4.8	4.1
	粗大孔隙量(<i>c</i>)	mm	49.2	48.0	52.7	19.3	58.6	41.0
	粗孔隙率(<i>d</i>)	%	22.3	22.5	24.3	17.9	18.8	18.7
	粗孔隙量(<i>e</i>)	mm	228.0	186.1	200.0	82.3	229.4	187.0
	全粗孔隙量(<i>f</i>)	mm	277.2	234.1	252.7	101.6	288.0	228.0
C 層	厚さ(<i>a</i>)	cm	80.5	62.9	34.0	39.0	126.0	135.0
	粗大孔隙率(<i>b</i>)	%	2.0	2.2	2.0	1.6	1.9	1.4
	粗大孔隙量(<i>c</i>)	mm	16.1	13.9	6.8	6.2	23.9	18.9
	粗孔隙率(<i>d</i>)	%	12.0	13.7	12.4	11.5	11.5	11.5
	粗孔隙量(<i>e</i>)	mm	96.6	86.2	42.2	44.9	139.9	155.3
	全粗孔隙量(<i>f</i>)	mm	112.7	100.1	49.0	51.1	163.8	174.2
全 層	厚さ(<i>a</i>)	cm	216.1	171.8	136.4	105.5	290.2	261.5
	粗大孔隙量(<i>c</i>)	mm	97.0	88.7	86.5	44.0	114.5	79.1
	粗孔隙量(<i>e</i>)	mm	404.7	334.4	293.8	170.1	452.9	394.9
	全粗孔隙量(<i>f</i>)	mm	502.0	423.1	380.3	214.1	567.4	474.0

い粗大孔隙率を示すためと考えられる。

(4)高原性の緩斜面のA層が、他のA層にくらべて粗大孔隙、粗孔隙ともに低率を示しているが、これは緩傾斜地形の火山灰層の表層近くに、不透水層（コラ層状）が存在する確率が高いことに起因している。コラ層は、ときに、他の土層のC層に近い密な堆積を示しており、A層の色調をみせながらも、意外なほど粗孔隙に乏しい性質を示している。このコラ層の存在を排除すると、緩斜面の粗孔隙率は他と同値となるはずである。なお、他の地形・堆積区分の場合も、A層下部ないしはB層上部に、相対的に粗孔隙に乏しい堅密層を保有することが多い。

(5)全粗孔隙量は、各層位別の全粗孔隙率(粗大+粗)と厚さとの全土層積和で算出される。すなわち、孔隙率が高いほど、また土層が厚いほど、全粗孔隙量は大となると考えてよい。粗孔隙率は地形や堆積区分別にかなりの変化をみせているのであるが、その差は、土層の厚さの相違にくらべて小さく、表中の全粗孔隙量は、粗孔隙率よりも、土層の厚さに性格づけられている面が強く感じられる。即ち土層の厚い緩傾斜地形面の土層（緩傾斜匍行土・堆積土・残積土）や、押し出し崩積土で全粗孔隙量が高く、土層の浅い急斜面の匍行土等で低くなっている。

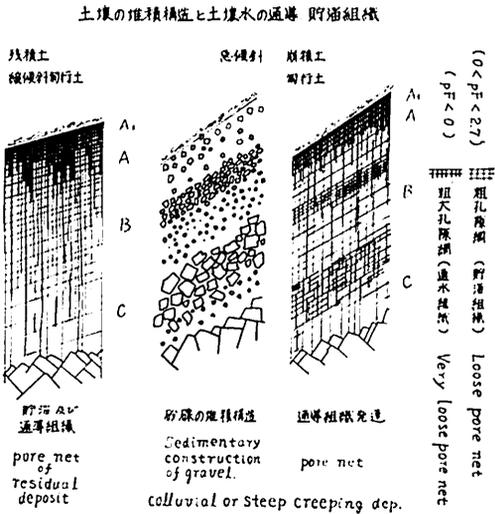


図-7 土壤の粗孔隙網 (模式図)
Fig-7 Schematic structure of loose pore net of soil deposits.

4-5 考 察

山地の土壤はかなりの急傾斜地でも1m以上の厚さを保有しており、表層が多孔隙で、下層ほど少孔隙となっている。このような土壤断面の構造は、決して短年時に出来上がったものではなく、おそらく100年を単位とする長年時の産物ではないかと考えられる。その間、異った性質の地質基岩を母材として、地形形成過程に伴う、土砂礫の再配分が行われて、様々の厚さ、物理性をもった堆積構造が出現しており、さらに、その上に生育してきた数代の森林の影響が加わって現在の土層構造が出来上がったものと解される。

表層ほど粗大孔隙に富むという森林土層の特性は、地表に達した降水を、スムーズに地中に誘導することに役立っており、水の保全環境として非常に有利な構造となっている。土中の粗孔隙の量は、水を受け入れるコップの大きさを指標するのに対して、土壤表層の孔隙は、そのコップの入口が広く開いているが、せまく閉ざされているかを指標しているわけであり、森林土層では、この入口がよく開いていることを意味している。このような、地表での受け入れ口が大きい構造は、森林下の土層の一大特性とも考えられるわけであるが、この受け入れ構造は、地表部にあるだけに、現在の林相、施業、土地利用の状況などの影響を直接受ける可能性が大きい。つまり、土層全体の厚さや孔隙構造が、長年月の産物であるのに対して、地表部の構

造は、ごく短年時の産物であると言えそうである。

このように考えると、土壤の構造は、それが表面に近いほど現在の環境の影響をうけ、深層であるほど、過去の環境の影響をうけているとみなすことが出来よう。そこで、この報告では、土層を地表からの深さによって区分し、地表面、表層30cmの土壤層、表層下1m深の土壤層、基岩までの全土層及び風化層とに分けて検討することにした。以下、夫々の孔隙構造に対する環境要因との対応を求め、具体的な吟味を行うことにする。

5. 土層の全粗孔隙量とその評価

5-1 全土層層位の深さ

土層の全粗孔隙量は、さきに述べたように孔隙率と層の厚さとの積で示されるが、現実的には層の厚さの方が、有力な要因となっていることが、うかがわれた。そこで、土層の厚さについて検討を加えてみる。

まず、林分と土壤試坑調査地点で、測定あるいは推定した土層層位の深さを整理してみると、表-5、表-6及び前掲の表-4のような結果が得られた。

表-5は地質及び地形的な堆積区分別のA₁、A、B、C(全土層)の深さを表示したもので、地質と地形によって、かなり特性のある深さの差が認められる。表-5の残積土は、やせ根根状の個所に分布するものと、幅広い鈍頂尾根に分布するものとを区分していないが、この区分は表-4で行っているのので、その数値を参考にする。

表-6は材種及び地質別の土層層位の深さ(平均値)を示したものである。

これらの表の結果を検査し整理してみると、おおよそ次のようなことが言える。

(1)全土層の厚さは、地質と地形によって異なり、平均値で1mから3m以上のものが見出される。どの値も、分散が著しく大きく、現実の深さは0.5m未満のものから5m以上のものが出現している。なお、この調査は、44°以下の傾斜地で行っているのので、45°以上の浅土急峻斜面の値は入っていない。

(2)地質別には、A₁、A、Bの各土層層位と全土層の深さは、火山周辺の火山灰区で目立って大きな値を示し、安山岩、中・古生層、結晶片岩地は各土層層位の深さがいずれも中庸、これに対して、花崗岩、三紀、洪積、赤色土区では、A層、B層の深さがやや小値を示している。全土層は、花崗岩区でやや浅いが、

地質及び堆積区別の土壌層位の深さ

堆積区分 地形	地質 深さ 層位	三紀層・洪積層 赤色土 (g)			火山堆出物 火山灰 (h)			花崗岩類 (i)			中・古生層堆積岩 安山岩・結晶片岩 (j)			全地質 (k)		
		深さ cm	標準 偏差	資料 数	深さ cm	標準 偏差	資料 数	深さ cm	標準 偏差	資料 数	深さ cm	標準 偏差	資料 数	深さ cm	標準 偏差	資料 数
残積土 (25°以下凸) (a)	A ₁	2.5	2.9	21	5.0	1.5	12	1.4	1.0	8	3.1	2.3	21	3.2	2.3	62
	A	15.2	11.9	21	29.0	16.0	12	6.0	6.1	8	16.2	12.1	21	17.0	12.3	◇
	B	9.07	35.1	21	115.0	37.1	12	48.0	32.8	8	80.0	31.2	21	86.4	33.9	◇
	C	207.4	102.9	21	196.0	76.4	12	111.0	79.9	8	150.0	60.3	21	173.2	82.3	◇
緩傾斜 匍行土 押出し (25°以下凹)(b)	A ₁	2.2	1.9	14	4.5	2.4	24	5.6	6.0	5	5.3	2.9	16	4.5	2.9	59
	A	2.61	32.2	14	4.34	21.9	24	22.8	22.8	5	3.66	25.4	16	35.7	25.7	59
	B	9.68	39.8	14	16.96	68.9	24	118.0	14.7	5	14.50	28.1	16	14.13	50.4	59
	C	22.29	68.8	14	35.92	135.5	24	236.0	55.7	5	25.69	53.2	16	288.6	98.1	59
崩積土 (25°~39°凹) (c)	A ₁	5.2	3.5	7	5.0	2.7	6	4.8	1.8	9	5.0	3.0	33	5.0	2.9	55
	A	35.4	21.8	7	44.8	21.6	6	32.6	25.3	9	30.7	18.9	33	33.2	20.8	55
	B	108.6	36.8	7	165.0	44.6	6	107.2	33.9	9	143.8	46.8	33	135.6	43.5	55
	C	210.0	27.8	7	275.0	83.4	6	186.7	58.1	9	214.7	59.7	32	216.1	62.3	54
匍行土 (25°~39°凹)(d)	A ₁	4.7	2.8	15	4.9	1.8	9	4.4	2.7	11	4.8	3.8	30	4.7	3.2	65
	A	30.9	18.0	15	45.8	35.6	9	22.6	12.2	11	19.2	13.6	30	26.2	19.0	65
	B	114.7	33.6	15	143.9	25.8	9	85.5	17.1	11	104.2	29.6	30	108.9	28.4	65
	C	195.0	77.7	15	238.9	68.1	9	152.7	32.3	11	153.2	43.6	28	171.8	55.9	63
急峻匍行土 (40°以上)(e)	A ₁				6.5	3.5	2	4.0	0	2	3.5	2.1	17	3.8	2.2	21
	A				39.5	17.5	2	28.0	2.0	2	16.9	13.3	17	20.1	13.2	21
	B				145.0	5.0	2	125.0	15.0	2	94.7	55.5	17	102.4	32.3	21
	C				190.0	10.0	2	150.0	20.0	2	128.5	41.0	17	136.4	37.5	21
全地形 (f)	A ₁	3.4	2.7	57	4.8	2.2	53	3.9	2.9	35	4.5	3.0	117	4.5	2.8	262
	A	24.5	21.2	57	40.6	23.5	53	21.7	17.1	35	24.0	17.0	117	27.1	19.5	262
	B	100.7	36.1	57	151.4	53.0	53	89.4	26.0	35	115.3	36.2	117	116.0	39.1	262
	C	208.3	84.0	57	285.9	105.9	53	157.4	55.9	35	180.5	52.8	114	205.1	74.1	259
Deposits	Hor.	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n

Table—5 Depth of soils layes on individually different divisions of deposits (topography) and geology.

a: residual deposits, b: gently slope creeping dep. and mudflow dep.,
 c: colluvial dep., d: creeping dep., e: steep creeping dep.,
 f: all deposits, g: diluvial~tertiary, h: volcanic ash and debris,
 i: granite, j: hard rocks (paleozoic, andesite etc) k: all geology

他は中庸で 2 m内外の値を示している。

(3)地形的には、やせ尾根状の残積土区で A₁, A, B全土層の厚さが小さく、斜面の下部を占める崩積土や押出し区に深いこと、急峻匍行土が残積土について浅く、匍行土がこれらの平均的深さをもつこと等が開析山地における一般的な傾向として認められる。(押出しや崩積土の A, B層は一般的には、最も深い、ときにその発達が悪いものが見出され、平均値としては、匍行土等と差がなくなっている)。これに対して、火山灰や赤色土におおわれた、高原・台地などは、残積土区で若干浅い傾向をみせるものの、匍行土や堆積土との差が少く、いずれも開析山地にくらべて、深い値を示している。

(4)林種別の全土層の深さの差は認められないが、A層, B層の深さについては若干の相違が認められる。ヒノキ林が緩傾斜面(火山性高原を含む)以外では、広葉樹の自然林やスギ林にくらべて A, B層が浅い傾向を示しているが、顕著ではない。それよりも、過去に伐木集材、枝条採取などで人為的荒廃をもたらされた薪炭林や、マツ林で、A, B層の厚さが小さいのが目立っている。即ち、現在の林種の差よりも、過去の荒廃の歴史の方が、大きな影響を及していると言えよう。

5-2 表層地質調査による土層の厚さと風化層の厚さ
 前項で述べた土層の厚さ(表 4~6)を補正する意味から、道路の切取面などを利用した土層と風化層の調査を行った。

林種及び地質別の土壌層位の深さ

林種	地質 層位	三 紀 層			火山噴出層 火山灰			安 山 岩 (凝角質角礫岩)			花 崗 岩			中生層・古生層			変 成 岩 結 晶 片 岩		
		深さ cm	標準 偏差	資料 数	深さ cm	標準 偏差	資料 数	深さ cm	標準 偏差	資料 数	深さ cm	標準 偏差	資料 数	深さ cm	標準 偏差	資料 数	深さ cm	標準 偏差	資料 数
天然林	A ₁	5.3	2.1	3	4.9	2.5	12	4.9	2.5	7	1.5	0.5	2	3.6	1.8	12	5.0	0	1
	A	45.0	18.7	3	56.9	32.8	12	35.4	18.1	7	30.0	20.0	2	15.6	15.5	12	26.0	0	1
	B	83.0	24.9	3	167.1	94.6	12	130.0	55.8	7	75.0	45.0	2	113.3	43.1	12	110.0	0	1
	C	153.3	112.6	3	289.2	148.2	12	152.9	68.0	7	140.0	90.0	2	165.4	53.8	12	140.0	0	1
常(薪炭林)	A ₁	5.4	4.0	15	5.6	2.9	5	4.3	2.9	6	5.7	1.2	3	4.1	2.7	13	3.4	2.0	7
	A	24.7	17.9	15	13.6	5.7	5	25.5	13.2	6	29.7	11.0	3	21.1	11.1	13	21.6	14.1	7
	B	81.0	22.5	15	140.0	29.0	5	101.7	55.3	6	120.0	8.2	3	93.8	37.9	13	112.1	37.2	7
	C	169.7	57.6	15	422.0	218.5	5	160.0	43.6	6	146.7	17.0	3	140.4	53.3	13	197.9	87.3	7
スギ	A ₁	3.2	1.7	9	5.1	1.5	13	4.1	2.0	14	4.7	4.5	15	5.7	4.8	15	3.1	1.9	17
	A	49.0	30.6	9	36.5	16.7	13	31.7	13.4	14	29.0	22.9	13	26.9	24.2	15	25.5	14.9	17
	B	145.0	41.0	9	159.6	36.1	13	130.6	29.7	14	86.2	31.9	13	141.3	55.7	15	112.4	37.8	17
	C	252.2	45.2	9	281.5	66.4	13	225.7	69.9	14	164.2	64.8	13	219.3	60.9	15	168.7	45.6	15
ヒノキ	A ₁	3.4	2.3	7	4.3	2.6	13	4.8	3.4	19	3.8	2.7	10	5.3	1.1	6	4.1	2.9	10
	A	21.0	18.6	7	46.3	19.8	13	20.9	12.6	19	23.0	17.0	10	38.3	37.6	6	14.7	8.5	10
	B	102.9	21.9	7	162.7	38.1	13	112.9	35.7	19	106.0	21.1	10	111.7	38.0	6	108.0	30.9	10
	C	175.7	42.4	7	299.2	54.6	13	181.8	70.7	19	228.5	102.0	10	225.0	22.9	6	180.0	58.5	10
マツ	A ₁	3.6	3.1	7	5.7	1.7	6	6.5	1.5	2	1.8	1.9	8	4.8	4.5	5	2.3	0.5	3
	A	15.0	14.1	7	33.8	12.3	6	21.5	6.5	2	5.8	4.3	8	8.0	6.7	5	12.3	9.4	3
	B	81.4	46.4	7	122.5	33.1	6	70.0	30.0	2	60.6	36.0	8	100.0	29.0	5	70.0	14.1	3
	C	158.6	52.8	7	233.0	112.8	6	110.0	30.0	2	180.6	108.1	8	235.0	100.3	5	145.0	67.9	3
Forest	Hor.	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n

Table-6 Depth of soil layers on individually different types of forest (from upper column; natural broad leaved forest, coppice f., Japanese cedar f., Japanese cypress f. and pine f.) and divisions of geology (from left row; diluvium~tertiary, volcanic ash and debris, andesite, granite, mesozoic~paleozoic and metamorphic rocks).

地形因子として有効起伏量をとりあげ、その起伏量階と地質別に、夫々土層の厚さ(表-7)と風化層の厚さ(表-8)を求めた。

地形区分因子として有効起伏量をとりあげた理由は次のとおりである。

九州地方のような湿潤温暖気候下では、古来、森林の発達下にあるため、土層はよく保持され、地形開折の主役は専ら山崩れ型の侵蝕であったものと考えてよい。この山崩れ型の崩壊の発生傾斜は30度以上で、特に20度以下ではその発生が皆無という特徴があり、このことを裏返して考えると、20度(ないしは30度)以下の斜面は長年代(おそらくは数万年以上)その姿を変えずに安定であったと推定することが出来る。

このように長期間にわたって安定だった地形は、その間に加えられた風化の産物を、当然よく保存して現

在に至っているはずなので、これに該当する緩斜面は、厚い土層と風化層に覆われている確率が非常に高いものと考えられる。ところで、傾斜角22度は勾配40%、31度は60%に相当し、100mの水平距離に対して40mないしは60mの高度差の斜面を意味しているが、これは有効起伏量(100m以内の最高点との標高差)の概念と近似する。

また、このような開折をうけていない緩斜面にも、当然、谷開折が入って行くことになるが、この原面の土層や風化層が厚い場合には、これを開折した急斜面内にも、その層が現れることになる。当然のことながら、このような厚い土層や風化層が出現するのは、もとの原面との標高差が大きくない個所となってくるわけで、この場合も有効起伏量が小さいほど、厚くなる確率が高い。

このような残積性の土層や風化層とは対照的に、山

表一七 有効起伏量及び地質基岩別の土層の厚さ (m)
Table—7 Depth of total soil on individually different divisions of geology and effective relief.

Effectiue relief	0~40m			41~60m			61以上m		
	\bar{x}	s	n	\bar{x}	s	n	\bar{x}	s	n
Geology									
火山灰 (火山高原) volcanic ash, debris	4.9	3.53	46	2.8	1.83	15	1.9	1.74	6
熔結凝灰岩 welded tuff	1.3	1.17	11	1.2	0.40	7	—	—	—
新安山岩 (4紀) andesite (aluv.)	1.0	0.31	6	1.4	1.01	9	0.9	0.42	11
安山岩 andesite	1.4	0.40	5	1.3	0.36	5	1.1	0.46	4
変朽安山岩 propylite	1.3	0.53	10	1.2	0.48	15	1.4	0.96	4
凝灰角礫岩 tuff-breccia	2.7	2.04	17	1.8	1.34	8	1.3	1.15	4
花崗岩 granite	1.8	1.07	59	1.5	0.96	40	1.1	0.73	11
中・古生層堆積岩 mesoz. ~ palcoz. s.	1.6	2.18	14	1.6	1.17	24	1.6	2.01	14
中・古生層破碎岩・変成岩 fructured, metamorphic	2.1	1.05	19	2.0	0.97	14	1.4	0.70	7

表一八 有効起伏量及び地質基岩別の基岩風化層 (山中式硬度30mm未満) の厚さ (m)
Table—8 Depth of weathering soft rocks on individually different divisions of geology and effective relief.

Effective Relief	0~40m			41~60m			61以上m		
	\bar{x}	s	n	\bar{x}	s	n	\bar{x}	s	n
Geology									
火山灰 (火山高原) volcanic ash, debris	8.2	3.84	35	6.8	6.87	6	—	—	—
熔結凝灰岩 welded tuff	7.2	3.62	11	4.6	3.20	7	—	—	—
新安山岩 (4紀) andesite (aluvial)	0.1	0.05	13	0.01	0.03	13	0.0	0.0	17
安山岩 andesite (dil~ter)	2.7	2.17	9	1.9	1.60	9	0.0	0.0	5
変朽安山岩 propylite	8.5	5.71	10	6.1	6.19	15	2.8	0.76	3
凝灰角礫岩 tuff breccia	5.9	3.87	17	1.1	1.58	8	1.5	3.00	4
花崗岩 granite	6.4	3.04	59	3.6	4.15	40	0.8	2.40	11
中・古生層堆積岩 mesoz. ~ paleoz. s.	4.4	2.18	14	0.6	1.30	24	0.3	0.90	14
中・古生層破碎岩・変成岩 fructured, metamorphic	6.0	1.81	19	5.7	2.89	14	5.4	1.25	6

麓の2次堆積層も、平均傾斜が20~30度以下で、厚く発達する場合が多く、この場合も、有効起伏量が小さいほど厚くなると考えてよい。

結局、有効起伏量は安定した地形原面と堆積面の認定に必要な平均傾斜的な意義と、原面からの開削の深さを指標する因子と考えられ、有効起伏量が40m以

下の場合に最も厚い土層や風化層が出現し、40m~60mではでもこれにつく厚さのものが出現する可能性が高いことになる。これに対して60m以上ではその可能性が少くなるわけである。

表一七の有効起伏量と基岩別の土層厚の関係表を点検してみると、全般的な傾向として有効起伏量が40m

以下で土層が厚く、61m以上でうすい傾向がみられるが、現実の厚さは基岩によって異なり、40m以下の場合や41~60mの場合、火山性高原の火山灰の厚さが目立って大きく、ついで、凝灰角礫岩、破碎あるいは変成した古期岩、深層風化した花崗岩地区に厚い土層が分布している。急な61m以上の起伏個所になると土層厚は、40m以下の場合の半分に近い値をとるものが多いが、中・古生層基岩や、変朽安山岩では、なおかなり厚いものが多いのに対して、第4紀の新安山岩や、礫を欠く花崗岩では浅い土層となっている。表にかかげていないが、安山岩や中・古生層の高起伏山地の麓部には8mから12m以上もの厚さを持つ押し出し層が見出された。

表一7の数値を、さきにかかげた表一4、表一5の数値と対比してみると、火山灰層（緩傾斜面：火山性高原地帯）の厚さが、表一7で大となっていること、表一5で同欄であつかつている中・古生層堆積岩、安山岩、結晶片岩を分けて考える必要があること（次述の風化層厚の場合と共通する傾向である）がとりあげられるが、表一4、表一5の数値そのものについては、火山灰層のそれを、もっと大きなものと考えておくことが必要であろう。

表一8は、有効起伏量階と基岩別の風化層（ここでは山中式硬度で30mm未満の軟質風化層のみをとりあげ、30mm以上の風化層は対象としていない。また、土層の厚さは含んでいない）の厚さを示したものである。有効起伏との対応は、土層の場合よりも極端にあらわれ、小起伏（40m以下）では非常に厚い風化層が出現するのに対して、61m以上の大起伏個所では、特殊な地質構造の個所以外は、ゼロに近い量となっている。しかしながら、洪積の中・初期に噴出した安山岩や、とくに後期以降の新しい安山岩は、基岩としての歴史が新しいため、風化の洗礼をうけておらず、40m起伏の緩斜面でも風化層が薄く、とくに新安山岩はゼロに近い様相を呈している。（新安山岩は、堆積の場所によっては熔結凝灰岩や風化軽石層となっており、同期噴出のものでありながら、軟質のものと硬質のものとの姿を変えている。後者の軟質岩の方は、風化層が厚いわけで、硬質の安山岩とは全く趣きを異にしている。地質図上では、往々同一記号で表示してあるので注意を要する）。これに対して破碎度の著しい中・古生層堆積岩や結晶片岩、温泉風化をうけた変朽安山岩や凝灰岩、石英斑岩などは、深部の地質構造に起因した風化層であるため、有効起伏量61m以上のような

谷間の急斜面にも厚い風化層が分布している。なお、花崗岩類は、いわゆる深層風化をうけているため、同様に風化は深いのであるが、深部の地質構造に伴うものではなく、地表からの風化であるためか、有効起伏61m以上の急斜面では、軟質風化層の厚さがきわめて薄くなっている。

概括的にみて、深い風化層を保有する基岩区には、厚い残積性土層が分布している傾向が強いが、山麓や沢沿いの二次堆積層については、残積性の風化土層がそれほど厚くない硬質基岩（非破碎性の中・古生層や安山岩）の山地で却って厚いものが認められる。風化によって細土化し、礫の量が少なくなった土砂は、水流によって運搬され易く、急な堆積面を形成しえないのが理由として考えられる。

土層・風化層の厚さを検討する上で、地質基岩の区分は重要であるが、その場合に次のことに留意する必要性が感じられた。安山岩や凝灰岩については、その堆積の歴史が新しいか古いか、また温泉風化、変朽をうけているか、中生代、古生代の基岩については破碎をうけているか、非破碎かを識別していないと、地質上では同一時代、同一名の基岩区であっても、その風化特性は全く異なっていることがこれである。温泉風化帯や破碎帯の出現がごく局所的である場合は、その認点が技術にも困難であり、また無視しうる場合もあるが、地区的にかなりまとまって出現する場合は、認定が容易な上、環境要因としても重要である。現実には後者の場合が多いので留意すべき問題点と考えられる。

5-3 土層の孔隙量に対する水源かん養機能の評価

土層のもつ全粗孔隙量については既に表一4にかかげたとおりであるが、その量は、尾根筋の残積土層の290mmから、崩積土や緩傾斜面土層の500mmから、崩積土や緩傾斜面土層の500mm以上まで、地形や堆積区分によって、かなり大幅の変化をみせている。いま、この孔隙量をそのまま貯留タンクと考えると、山地の土壌は、少く見積っても300mm、平均でも400mm以上の降雨を、そのまま受け入れる容量があると思なされる。しかし、このような見方は、土壌層がほぼ水平に拡って、土中での水の動きが、専ら垂直方向に限定されている場合に妥当と考えられるものであり、急傾斜の山地の土壌では、測方流があるため、これとは、やや異った評価の仕方が必要と考えられる。なお筆者等が、さきに参加した森林の公益的機能の評価調査では、粗孔隙量が、即貯留容量に結びつくもの

として検討を行ったが(水利科学研究所, 1973)この報告では、それを修正したい。

ここで行う評価は、次記の要因条件を仮定して、表一9にみられるような評点を与えたものである。なお、この場合の数値は、表一4にかかげたものを基準とした。

(i) 傾斜度 (α): 傾斜が急なほど、土中からの排水量が増え、貯留量が減じると考えた。この場合、排水量は $\sin \alpha$ に比例するものとする。

(ii) 粗大孔隙量 (r): 粗大孔隙は表層にあっては、降水を土中へ誘導するのに必要であり、プラスの存在であるが、一旦、地中に入った水に対しては、排水路の役割を果たすことになり、貯留機能に対しては、むしろ、マイナスの働きをなすのではないかと考えられる。土壌層内では、土壌層位、あるいは根系網、礫層等の存在に対応して、粗大孔隙網が形成されており、これが、排水流路の機能を発揮するのであろう。

ここで、任意の深さ i における単位土層の持つ粗大孔隙量を r_i 、静的な条件下での貯留量を p_i とし、その場合の排水量は $r_i p_i$ に比例するものとする。深さ d の全土層の排水量を E とすると、

$$E = k \sum_{i=1}^d r_i p_i \doteq \frac{k}{d} \sum_{i=1}^d r_i \cdot \sum_{i=1}^d p_i$$

$$\frac{d}{1} \sum_{i=1}^d r_i = r \quad \text{全土層の平均粗大孔隙率}$$

$$\sum_{i=1}^d p_i = P \quad \text{土層の総貯留量(静的)}$$

$$\therefore E \doteq kr \sum_{i=1}^d p_i = krP \dots \dots \dots (1)$$

従って全土層の排水量は近似的に、全土層の平均粗大孔隙率に比例することになる。

(iii) 粗孔隙量 (P) と有効貯留量 (S_c): 土中へ滲透した水に対して、貯留機能を発揮するのは、専ら粗孔隙量の役割と考える。この孔隙内の水は、毛管張力の影響をうけながらも、重力水としてかなり自由に流動する性格をもつため、排水条件が良いところ、即ち、粗大孔隙網の発達したところでは、すみやかに排水され、貯留量を減ずるはずである。この排水量を控除したものを有効貯留容量 (S_c) と考えると、次式で示されることになる。

$$S_c = P(1 - krsin\alpha) \dots \dots \dots (2)$$

S_c : 有効貯留容量

P : 静的貯留容量: 粗孔隙量

k : 定数 α : 傾斜度

r : 土層の平均粗大孔隙率

ここで、 $kr \sin \alpha$ は、降雨後早期に出水する中間流出に対応する量であり、 S_c は、徐々に出水する中間流出ないしは地下水流出に対応する量と推定される。

上記の式は、最大貯留量に対しての意味であるが、現実には、貯留容量 P 以下の降雨 p_r があつた場合の実質貯留量 $S_{p,n}$ を考えると、概念的には次式によって示されることになる。なおこの場合、排水率 $C' = kr \sin \alpha$ の時間単位を t とし、任意の時間 nt における実質貯留量を考えることにする。

$$S_{p,n} = p_r (1 - krsin\alpha)^{1+nt(n-1)}$$

$$S_{p,n} = nt \quad \text{時間後の実質貯留量}$$

$$p_r = \text{降水量} \quad \text{但し降雨時間} \geq t$$

a = 指数にかかる係数 ($0.35 < a < 1$) 遅く排水される水ほど、土壌との結合力が強いので a を考慮した。

上記の有効貯留量は $n = 1$ の場合の最大値を示したものであり、また、 $kr \sin \alpha$ は一回の強雨により河川流量にもたらされる増水分の流出率に相当すると考える。

なお、降雨量が、貯留容量に対して著しく小さくなると、それに対する k も r も変化するので、一概には扱えない面があろう。

(iv) 全粗孔隙量 (P_t) と対洪水有効貯留量 (S_f): 集中豪雨のように短時間に多量の降雨が供給される場合には、水は粗大孔隙内にも満水して、粗孔隙とともに一時貯留機能を発揮するものと考え、静的条件下での貯留は全粗孔隙量で果されるものと考えた。一方、この場合も、粗大孔隙網の発達した斜面では、排水され、その分だけ余裕が出来るはずであるので、洪水調節に対する有効浸透容量は次式で示されるものと考えた。

$$I_f = P_t + P(1 + kr \sin \alpha) \dots \dots \dots (3)$$

$$= P_t + P \cdot k \cdot r \cdot \sin \alpha \dots \dots \dots (3b)$$

I_f : 洪水調節に対する有効浸透容量

P_t : 全粗孔隙量 ($P + P_r$)

P_r : 粗大孔隙量

(v) k の決定と限界条件

上年における k の値いは、実験的に求められるべきものであるが、ここでは、傾斜度 60 度において、 S_c (有効貯留容量) が 0 になるものとして、 k を推算した。なお、この場合の粗大孔隙率 r は 9% と仮定した。また、これらの仮定数値が、多少異なるものとしても堆積区分相互間の相対的評点、順位等は変化しな

いので、ここでの考察内容には影響が少ないものと考えた。

限界条件： $\alpha=60$ ， $r=9\%$ において

$$S_c=0$$

$$P(1-k \cdot 9 \cdot \sin 60^\circ)=0$$

$$9k \sin 60^\circ=7.794k=1$$

$$k \doteq 0.13$$

従って、(2)(3)式は、次のように示される。

有効貯留容量（水源かん養機能）

$$S_c=P(1-0.13 \cdot r \cdot \sin \alpha) \dots \dots \dots (4)$$

有効浸透容量（洪水調節機能）

$$I_f=P_r+P(1+0.13r \sin \alpha) \dots \dots \dots (5)$$

$$=P_i+0.13P \cdot r \cdot \sin \alpha \dots \dots \dots (5b)$$

現実の林野土壌を調査してみると、斜面に平行した土壌堆積は、おおよそ55度から60度が限界であり、それ以上になると基岩が裸出して土壌の分布は認められなくなる。見方をかえると、傾斜度が55度ないしは60度以上になると水源かん養機能はゼロになると見てよいことになる。ここでの限界条件は、この実態に着目して仮定を行ったものである。

表一9で仮定した開析斜面について排水率を計算すると0.44となるが、これをそのまま洪水流量の増水分に相当する流出率と考える。一降雨による流量増水分の流出率については、参考にするデータが少く、ここで計算した数値の妥当性を十分に吟味することは出来ないが、多摩川流域で、土湿不足がない状況下で200mm強の降雨があった場合、増水分の流出率が0.57という資料があるので（平田1959）、この値いと対比してみよう。多摩川は最上流部の落合周辺を除くと、丹波山、氷川、小菅といずれも急峻で、平均的には、表一9で仮定した山地よりも、かなり傾斜、粗大孔隙率共に大きい状況下であり、ここで、平均傾斜度37度、平均粗大孔隙率5.8%として排水率（増水流出率）を計算すると、 $C'=0.58$ となる。この数値は実測流出率と近似しており、(4)(5)式において、 $k=0.13$ とおいたことが、一応、目標に対して許容限界内にある数値であることを物語っている。なお、小流域の例（中野他1964）でも一応矛盾のない数値となっている。

(vi) 細孔隙量：土壌の各層位は、いずれも30%～40%の細孔隙を保有している。この孔隙に含まれた水は、さきに述べたように、毛細管現象による動きを示すだけで、重力水としての動きがないので、貯留機能に対しては直接的な関係がない孔隙とみなされる。た

だ、晴天が続いて、土壌が乾燥すると、この孔隙内の水も失われ、降雨に際しては、まず、細孔隙の土湿不足分を補給した後に、粗孔隙内にも水が供給されることになるので、水収支を検討する場合には重要な意味を持つ孔隙となっている。しかしながら、九州地方では降水量が多いため、細孔隙は、殆ど水に満たされていることの方が多いと考えられるので、この報告で、検討要因としては用いないことにした。（調査に際しての、土壌採取時の水分を検討してみると、細孔隙の20%程度が、空隙化している例があったが、一般には、10%以下の場合が多かった）。

表一9に掲げた数値は、(4)、(5)式を用いて、地形と堆積区分別に土層の機能評価を行ったもので、あわせて、匍行土を基準とした場合の、粗孔隙量、有効粗孔隙量、全粗孔隙量、有効全粗孔隙量の比值（仮評点）を掲げている。表中の数値をもとに、種々考察を加えてみると次のようなことが言える。

(1)粗孔隙量と全粗孔隙量の大きさが、短絡的に水源かん養機能、あるいは洪水調節機能に結びつくものと考えて、その量の大小に評点を与えた場合と、排水量を控除した有効量に着目して評点を与えた場合とを比較すると、後者の方が、緩傾斜面の土層や崩積土層の評価値が大きくなっていることが特色として認められる。概括的にみて、緩傾斜面の土層が、急な開析斜面の土層よりも2倍ほど大きな貯留機能を發揮していることが認められる。

(2)急な開析斜面上の土層は、上方から、急峻匍行土、匍行土、崩積土の順に分布するのが常態であり、下位の堆積区分ほど、貯留容量が大きくなっている。いま、降水が、平等に斜面上に供給されるものとする、上方の水は斜面上に沿って流下するため、下方ほど水量が多くなるわけであるが、この堆積比の配列と性質は、よく、水の集積に対応しうるものとなっている。通常、崩積土の下位には更に押し出し堆積層が見出されるが、この付近になると、水が堆積層の容量を上回るためか、地表に再出し、固定した流路（溪流状）を形成して排水されていることが多い。

なお、この現象を逆の立場からみると、下位の堆積土層（たとえば崩積土層）の貯留能が大きいのは、上方斜面からの流下量に対応するためのものであり、降水の供給そのものに対する貯留能が、他に比して高いとは、言えない面がある。従って、開析斜面の実質的な貯留能は、表中にかかげた、平均値より下回り、おおよそ、匍行土程度のものを考慮すれば、妥当なので

表一 土層の水源かん養及び洪水調節機能の評価 (地形及び堆積区分別)
 Table—9 Valuation of function of charge (storage) and flood control (infiltration) of soil, where A : percentage of area

α : degree of slope (gradient)
 γ : porosity of very loose pore C' : coefficient of direct run-off by interflow
 C : coefficient of effective storage P : loose pore space
 P_r : very loose pore space S_e : effective storage capacity
 P_t : total loose pore space $C'P$: amount of draining by direct run-off
 I_f : effective infiltration capacity k_c, k_e, k_t, k_f : valuated marks

項目 Item	地形 topograpay	開折山地 dissected mountain slope					緩傾斜高原, 広尾根 non-dissected gentle slope			
		堆積区分 deposits divisions	崩積 colluvial	葡行 cree ping	急峻葡行 steep creeping	残積 residual	平均 mean	緩葡行 gentle creeping	残積 (wide) residual	平均 mean
function of charge 水源かん養機能	面積率	$A\%$	25	50	15	10	100	65	35	100
	平均傾斜度 $\sin \alpha$	α 度°	30 0.50	35 0.57	43 0.68	20 0.34	33.5 0.53	18 0.31	18 0.31	18 0.31
	粗大孔隙率	$\gamma\%$	4.50	5.16	6.36	4.27	5.04	3.97	3.05	3.64
	$0.13\gamma \cdot \sin \alpha$ $1-0.13\gamma \sin \alpha$	C' C	0.29 0.71	0.38 0.62	0.56 0.44	0.19 0.81	0.36 0.64	0.16 0.84	0.12 0.88	0.15 0.85
	粗孔隙量 同上比評点	P_{mm} k_c	405 1.21	334 1.00	294 0.88	170 0.51	329 0.99	453 1.35	395 1.18	433 1.29
	有効貯留容量 同上比評点	$S_e = CP_{mm}$ k_e	288 1.39	207 1.00	129 0.62	138 0.67	211 1.02	381 1.84	348 1.69	368 1.78
flood control 洩水調節機能	全粗孔隙量 同上比評点	P_t, mm k_t	502 1.19	423 1.00	380 0.90	214 0.51	415 0.98	567 1.34	474 1.12	535 1.26
	粗大孔隙量	P_r, mm	97	89	87	44	84	115	79	102
	排水量	$C'P_{mm}$	117	127	165	32	118	73	47	65
	有効浸透容量 同上比評点	$I_f = P_t + C'P_{mm}$ k_f	619 1.13	550 1.00	545 0.99	246 0.45	533 0.97	640 1.16	521 0.95	600 1.09

はないかと想像される。

(3)この評価では、排水量と有効貯留量とをとりあげて検討を行ったのであるが、前者が、降雨後早期の流出(洪水性の増水)に結びつき、後者が、それよりも遅れた流出に結びついて、いずれにしても流出する量であることは変りない。しかも、現実の流出では、両者の間に境いがあるわけではなく、一連の流出を任意の点で区分したに過ぎぬようなあいまいさが存在している。夫々の量に結びつくはずの流出が、ハイドログラフの曲線上の、どの位置を占めるものであるかが厳密には不明なわけである。また表示の有効貯留量についても、降雨量が少なくて、もし貯留量以下ならば、それは全部貯留されるといった有効性を指標した数字ではなく、粗孔隙が、殆ど満水するほどの条件下での有効性を指標したに過ぎない。少雨であっても、土層の一部が飽和状態になれば、水は、その付近の粗孔隙網によって排水される筈であり、有効貯留量が満たされてから、初めて、排水現象が始まるものではない。表

一 9 にかかげた数値は、土層全体についての最大貯留機能に着目したものであり、大小多様な降雨とそれによる流出とを弾力的に媒介する数値とはなっていない欠点があるが、さきにも述べたように、式中の $r \sin \alpha$ が早期の中間流出率を、また $1-r \sin \alpha$ が、これよりも遅い中間流出ないしは地下水流出率を指標することは、ある程度肯定出来るものと考えられる。

(4)表中の $C' = r \sin \alpha$ が、ある単位時間 t における排水率と考えると、土層の最大浸透容量は、その分だけ余裕が出来、静的な貯留容量よりも、排水量分だけ増加することになる。いま、 nt 時間の連続豪雨に対する、土層の最大浸透容量を推算すると、次式のように示される。

$$I_f = P_t(1 + 0.13nr \sin \alpha) \dots \dots \dots (6)$$

I_f : 土層の最大浸透容量

表中の排水率 C' は、開折斜面で40%弱、緩斜地形面でも20%弱ととっているが、いまこの排水率が1日間で、ほぼ行われる量(1.0日)と仮定して(現実には

半日以下の可能性大)、連続降雨に対する最大浸透容量を計算してみると次のとおりである。

開折斜面の全粗孔隙量 (P_t) は410mm、排水量は115mm/日(表一9)、従って、1日目の最大浸透容量は1日目は525mm、2日目は640mm、3日目は755mm、……となり、一方、緩傾斜地形では、 P_t :540mm、排水量:65mm/日(表一9)、従って、1日目は605mm、2日目は670mm、3日目には735mm……と計算される。仮定の数字ではあるが、緩斜面は、土中の貯留容量が大きいにもかかわらず、排水率が低いため、浸透容量は、時間が経過すると開折斜面に劣るようになることを示唆している。

いずれにしても、この量は、非常に大きく、森林土壌においては、通常、豪雨と呼ばれる大量の雨も、すべて、これを地中へ浸透してしまうものとみなされるほどのものである。しかし、最近は、日雨量600mm以上、連続降雨1,000mm以上の豪雨が各地で頻々と記録されており、また、里山地帯などでは、上記の計算例よりも遙かに浸透容量が下回ることが多いと考えられるので、降雨が浸透容量を上回り、地表流を生じること多いと推定される。

なお、緩傾斜面とくに厚層火山灰地帯の緩斜面は、排水の悪いC層が厚いため、多雨季には、既にC層が飽和されている可能性が強く、多雨季の豪雨に対しては、浸透容量が、上記の数値よりも下回ることが多いのではないかと想像される。また、緩傾斜面の火山灰は、表層下20cmから30cmの個所に不透水層が形成されていることが多く(コラ層に似る)。また、牛馬の踏み付けによって浸透能が低下している牧野や、その初代造林地が多い。このような場所では、表層近くの浸透能不足が障目となって、強雨時に、折角土層中に用意されている浸透容量が、発揮されぬまま終る場合も多いのではないかと想像される。

通常の強度の降雨に対しては、緩傾斜面が急傾斜面よりも大きな貯留容量、浸透容量を発揮するものとみなしてよいが、短時間に集中する豪雨に対しては、場所によって、その機能を発揮しえぬ土層構造となっていることが多いと考えられる。

(5)ここで取り扱った全粗孔隙量が400mmを上回る林地は、全国的にみて、かなり優良な森林を対象にして得た数値であるため、一般の里山や、人工林を対象にした場合には、この数値を下回る林地の方が多いのではないかと考えられる。土壌の粗孔隙量は、後述するように、気候、地質、地形、森林植生、人為的影響

等、状況の如何によってかなり変化しているので、夫々の場所に依じて、的確な評価を下すことが必要であろう。この項で記載した評価値は、平均的な目安と考え方を示したにすぎない。

6. 1m深土壌の全粗孔隙量

土層の孔隙特性と環境要因との関係を検討するためには、一定深の土壌層を対象とした方が便利である。ここでは、出来るだけ、土層全体の特性を指標するものとして、地表下1m深の土壌層をとりあげて検討を試みた。

土壌の層位別に、夫々、全粗孔隙量と、その層位の厚さを求め、その両者の積和を1mの深さまで算出し、これを1m深土壌の全粗孔隙量とした。

$$P = \frac{1}{10} \sum_{i=0}^{100} p_i t_i \quad (\text{mm})$$

P : 1m深土壌の全粗孔隙量 (mm)

p_i : 深さ i cm の層位の全粗孔隙率 (%)

t_i : 深さ i cm の層位の厚さ (cm)

6-1 年降水量及び地質、地形との関係

図一8は、地質基岩別に年降水量と全粗孔隙量との関係を求め、それを更に、堆積区分によって識別したグラフであるが、この図からおおよそ、次のような結果が認めとられる。

(a) 同一地質・地形条件でも年降水量の多い地点ほど、全粗孔隙量は大となる傾向がある。これは、年降水量の高い地区ほど、森林の活動力が強いことにもよるが、その他に、降水量が多い地区ほど、侵蝕力が旺盛で、砂礫の新陳代謝、その間での土粒の淘汰が活潑に行なわれるため、多孔質で粗造な堆積土壌が出現するものと考えられる。

また、図一9は、年降水量と(1)1m深の土壌全粗孔隙量及び(2)A+B層の厚さとの単純相関関係を示したものであるが、この図では、年降水量2500mmから、3000mm付近で、共に極大値を示すことが認められる。粗孔隙は、さきに述べたように、腐植含有率の高いA層についてB層で高い孔隙率を示すのであるが、3000mm以上の多雨地帯になると土壌侵蝕が強く、このA層、B層の厚さが減ずることに起因するのではないかと想定される。なお、九州地方の多雨地帯は、風速の強い高山部にあるため、落葉層が飛散して、A層の形成が悪いことにも起因していることが考

地質、堆積区分別の林地粗孔隙量と年降水量との関係

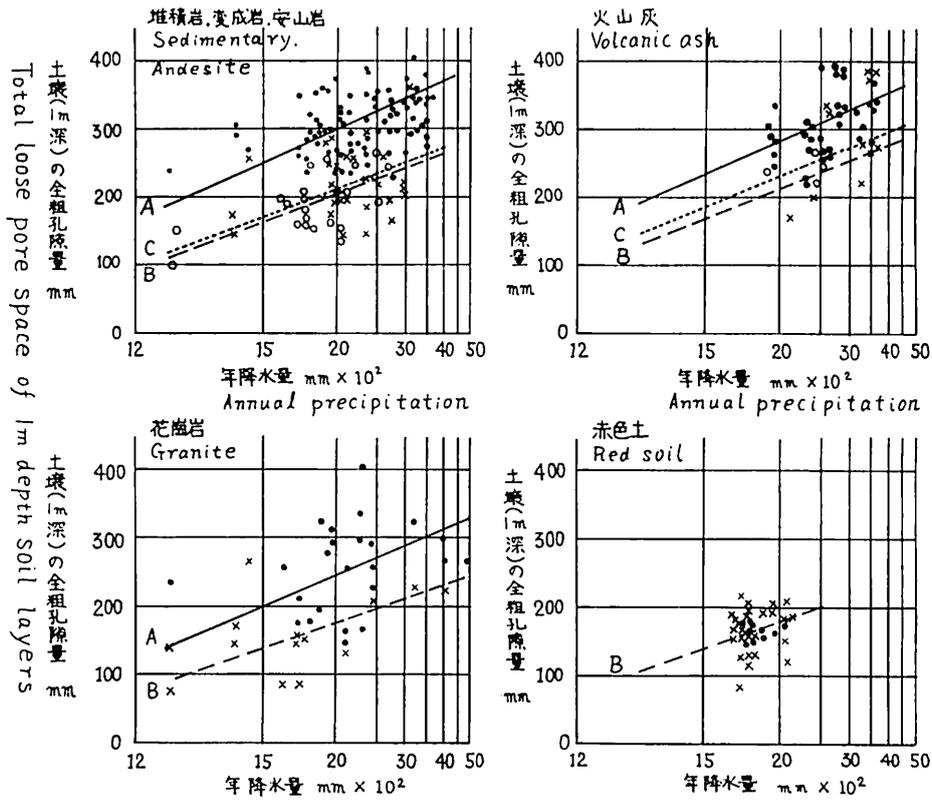


図-8 地質、堆積区分別の林地粗孔隙量と年降水量との関係
 Fig-8 Relations between total loose pore space of 1 m depth soils and annual precipitation on different geology and deposits divisions.
 A : creeping or colluvial deposits, B : residual deposits, C : slightly stamped down soil.

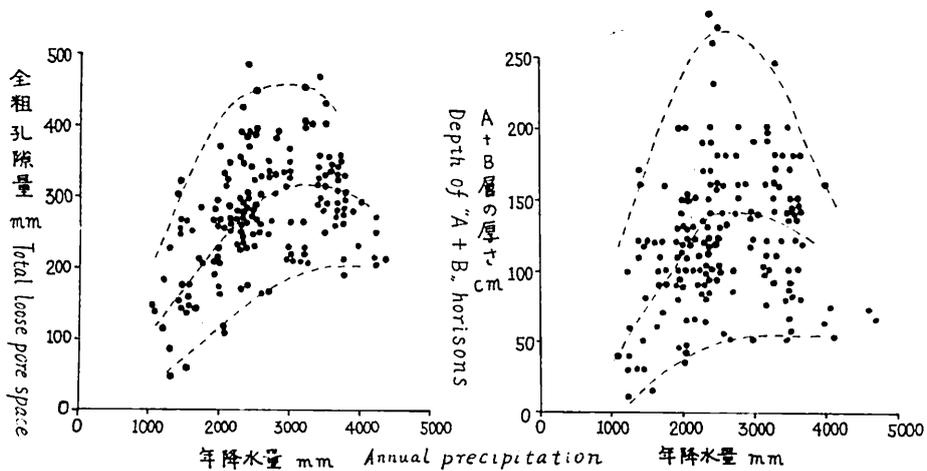


図-9 年降水量と土層の全孔隙量及び「A+B」層の厚さとの関係
 Fig-9 Relations both between total pore space, thickness of 'A+B' horizons and annual precipitation.

えられる。

(b) 地質・基岩の種類によって、全粗孔隙が異なる、物理的な風化過程で礫になり易い基岩ほど、多孔質な傾向を示している。即ち、中生層・古生層の堆積岩や、安山岩、一部の変成岩などで全粗孔隙率が高く礫質風化の過程をとりにくい花崗岩がこれより低い傾向を示している。とくに、風化の歴史が古く粘土化が進んでいる赤色土区では、粗孔隙量が最も小さくなっている。ただ、火山灰は、微砂質の細土を主体とする母材でありながら、これよりも粗粒と思われる花崗岩より、大きな粗孔隙を有するのが注目された。火山灰がその堆積過程で、熱水（堆積後水蒸気化して跡が多孔隙化する）を含む堆積、あ

るいは、おだやかな風積を行ったことなどが、その原因かとも想像されるが明らかでない。

(c) 堆積様式の差によって、粗孔隙率が大中に異っている。匍行土、崩積土などのように移動・再堆積の歴史が浅い堆積層の粗孔隙量が大き、残積土のように動きのない堆積層の粗孔隙率が小となっている。なお、当然のことながら、人が踏入る頻度の高い地点は、その踏固めによって粗孔隙を減じ、たとえば、その地点が、崩積土や匍行土の地区であっても、残積土以下の粗孔隙量しか保有しない結果となっている。火山灰は、この地形的な差違の影響を受けることが少なく、残積土と、匍行・崩積土との差が大きくないのが特色となっている。

林種及び堆積区分別の林地粗孔隙量と年降水量との関係

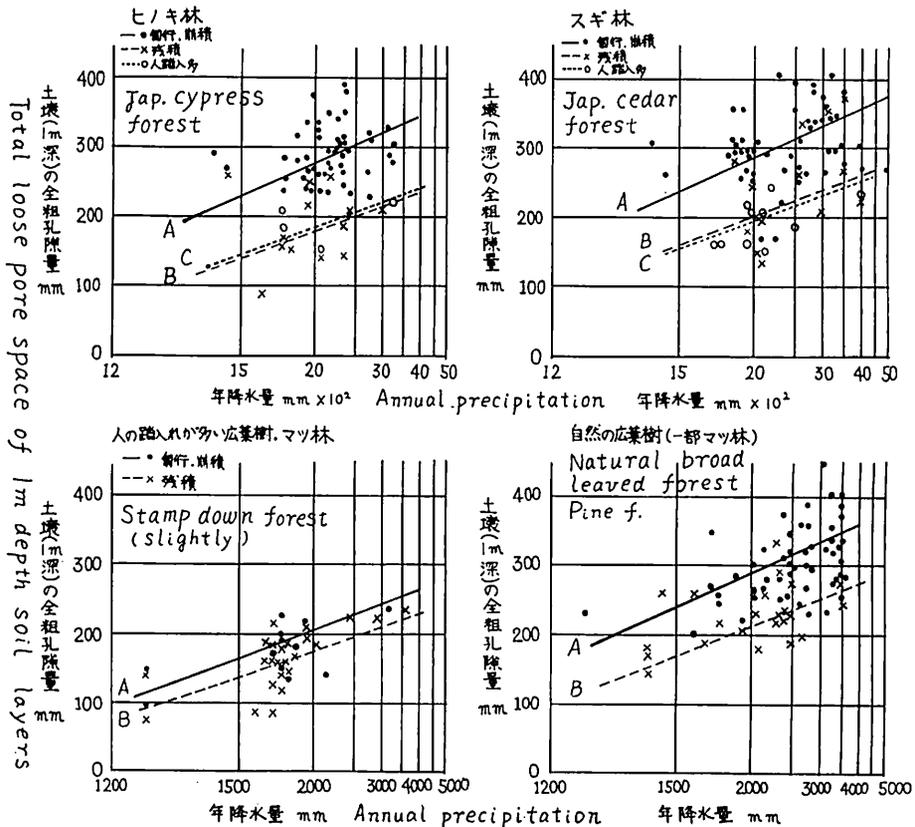


図-10 林種及び堆積区分別の林地粗孔隙量と年降水量との関係

Fig-10 Relations between total loose pore of 1m depth soils and annual precipitation on each different types of forest and divisions of deposits.

A : creeping and colluvial deposits, B : residual deposits, C : slightly stamped down soil.

6-2 林種との関係

図-10は、林種別に年降水量と全粗孔隙量との関係を求めたグラフであるが、この図から、次のようなことが読みとれる。

(a) 林地の全粗孔隙量は天然性の自然林で最も高く、一応常識的な結果となっている。人工林では、スギ林の場合は、天然林とほぼ、同値を示しているが、ヒノキ林は、これらよりも若干劣る傾向を示している。いずれにしても、粗孔隙量が小さいのは、薪炭材や枝の採取、頻ばんな伐採、手入れ、遊園などの目的で、人の踏入る機会の多い林地で（放牧等をも含む）、踏み固めによる林地の緊密化、粗孔隙の減少が目立っている。

6-3 1 m深土壌層の全粗孔隙量と環境要因との総合関係

270個の土壌調査試料をもとに、1 m深土壌の全粗孔隙量と年降水量、地質基岩、堆積区分（地形）、林相との重相関関係（共軸座標系による図相関解析法による）を求めた。

表-10は、この結果をもとに作成した推定スコア表である。

$$Y = X_1 + X_2 + X_3 + X_4 (mm)$$

Y : 1 m深土壌の全粗孔隙量

X₁ : 年降水量スコア

X₂ : 地質基岩区分スコア

X₃ : 堆積区分（地形）

X₄ : 林相区分スコア

重相関係数 R=0.84

標準誤差 S=40.3

表中にかかげたスコアから、各要因の環境特性を検討すると、次のようなことが言える。

(a) 年降水量：年降水量の増大と共に、粗孔隙率が增大しているが、その増大率は、少雨域で高く、多雨地帯では小さくて、頭打ちの様相を呈している（対数曲線関係）。年降水量1300mmの少雨地域と3000mm以上の多雨地域との全粗孔隙量の差は150mmに近く、環境要因としては最も大きな役割を果たしていることがわかる。少雨地域で、全粗孔隙量が小さいことは、一見、水源かん養機能が低いように思われるが、実質的に、少い雨量に対しては少い貯留容量で足りるはずである上、図-6を検討すれば明かなように、全粗孔隙量が小さいことは、粗孔隙量よりも、排水を行う粗大孔隙率がとくに小さいことを示唆しており、少雨に対し

ては貯留効率が高く、むしろ有利な構造となっていることが想像される。しかしながら、少雨地域の土壌の貯留容量の絶対値が小さく、排水量が少いことは、滲透容量が小さいことを意味しており、多雨地帯では余り問題にならぬ程度の豪雨によっても、土層がたちまち飽和し、ために、山崩れを発生したり、あるいは、地表流を生じて、土壌侵蝕をひきおこし易いことを物語っている。通常の雨に対しては貯留効率（保水率）の高い土壌構造が、偶発的な豪雨に対しては、裏目に出て、機能の根源である土層を失うことになるのも皮肉な現象である。これに対して、多雨地帯では、粗大孔隙率が高いため、排水しやすく、土層の貯留効率は低いわけであるが、その排水性が安全弁となって、土層を侵蝕から保全していることになる。

(b) 地質基岩：土層の全厚、その土層の総孔隙に対して、地質基岩の差が大きく影響していることが認められたのであったが、1 m深の土壌に対しては、基岩種によるスコアの違いは、あまり大きなものとはなっていない。総粗孔隙量は、土層の厚さと、土層の孔隙率の積で計算されるわけであるが、地質基岩の大きな役割は、層の厚さに対してであり、孔隙率に対しては、それほど役割を果たしていないと言えよう。しかしながら、スコア値を検討してみると、風化に際して、礫や岩塊を伴う、古三紀以前の堆積岩や、硬質の火山岩で、全粗孔隙量が高く、風化に際して、直接、砂や粘土となり、礫率の少い深層風化基岩（花崗岩、一部に中生代安山岩、石英班岩）や新三紀以降の堆積岩で、全粗孔隙量が小さくなっている。

(c) 堆積区分：火山灰と花崗岩が、その他の基岩と、特に異った傾向が認められる。一般的な傾向として、匍行土や崩積土、押し出で高く、急峻匍行土、広尾根残積土が、これにつき、やせ尾根状の残積土が最も低い値を示すことが認められるが、花崗岩では、細土質であるため、匍行土の全粗孔隙量が少くなっているのが異った点である。古い堆積の押し出しが、その後の谷開折によって、やや乾燥地に移行したものや、中腹や山頂付近に介在する直凸緩斜面の匍行土で、低い値を示すのも、開折山地の特色である。

火山灰は、おだやかな風積によって堆積した土壌であるため、一般的に多孔質な傾向を示し、残積土地でも、崩積土に匹敵する全粗孔隙率が認められる。この点が、一般の地質基岩と大中に異なる特性となっている。しかしながら、緩傾斜面の花崗岩は、その表層直

表-10 1m深土壌の全粗孔隙量推定スコア表

$$Y = X_1 + X_2 + X_3 + X_4 \text{ (mm)}$$

Table-10 Score table for estimation of total loose pore space of 1.0m-depth soil,

年 降 水 量 X_1	階 Rank	スコア score	堆 積 区 分 X_3	細区分 sub-division	スコア score		
	区 分 Category	スコア score		区 分 Category	一般 usual rocks	花崗岩 granite	火山灰 volca- nic ash
	~ 1290 mm	50		残積土 residual (ridge)	0	0	110
	1300 ~ 1390 mm	75		残積土 residual (plateau)	60	40	0
	1400 ~ 1590 mm	100		急峻葡行土 steep creeping	60	60	—
	1600 ~ 1940 mm	125		葡行土 creeping	105	40	80
	1950 ~ 2440 mm	150		崩積土 colluvial	100	100	100
	2450 ~ 3190 mm	175		緩傾斜葡行土 gentle creep.	40	40	110
3200 ~ mm	200						
地 質・基 岩 X_2	区 分 Category	スコア score	林 種 X_4	細区分 sub-division	スコア score		
	区 分 Category	スコア score		区 分 Category	開析山地 dissected mounain	火山性高原 volcanic plateau	
	花崗岩類 granite	5		天然広葉樹林 natural forest	15	10	
	深層風化安山岩 andesite (mesoz.)	10		広葉樹(薪炭)林 coppice f.	10	10	
	石英粗面岩 liparite	35		スギ林 jap. cedar f.	5	10	
	結晶片岸 crxstalline schist	35		ヒノキ林 jap. cypress f.	5	10	
	堆積岩(硬質) sediment. rock. (palaeogene~palaeozoic)	35		マツ林 pine f.	20	10	
	安山岩 andesite	40		踏み付け林 stamp down f.	-30	~ -70	
	凝灰角礫岩 tuff breccia	30					
	火山岩屑 volcanic detritus	30					
	未固結岩 soft sediment. rock	0					
赤黄色土 red soil	0						

下に、俗にコラ層と呼ばれる、盤状不透水層を保有することが多く、このような場合には、全粗孔隙率が非常に低値をとることが認められる。この盤層は、開折山地の形状を示すようなせまい尾根筋に出現することは稀れて、専ら、緩傾斜地形上の安定面（広い残積土面）に出現している。緩傾斜面内でも、二次的な移動堆積を行った匍行土や押し出し面には分布していない。厚い火山灰の分布する火山地帯では、このコラ層の存在地だけが、全粗孔隙率に恵くまれている問題地点であり、その他では、地形や堆積区分の相違には関係なく、高い全粗孔隙率を示しているのが特色である。

(d) 林相：天然林ないしはそれに近い広葉樹林、マツ林で高い数値が認められ、スギ林、ヒノキ林で低値となっているが、その差はごく小さなものとなっている。特に厚層火山灰の地帯では、林相間の差は認められない。さきにも述べたように、土壌の腐植層位の発達、過去数代にわたる森林の影響の蓄積であり、現在の森林の影響は、そのごく一部を占めるに過ぎない。一方、人工林の成立は、長いものでも100年にみためことが多いので、1m深の全粗孔隙量は、専ら、前生の森林、即ち、おそらくは、すべてが天然林の性格をそのまま引きついでいるものと考えてよい。表中に掲げたスコアの差は、過去の性格に対する部分的な影響があらわれたにすぎないと解釈される。ただ、近年は、単に林相の変換がおこなわれただけでなく、その利用、その他の理由で、人畜の林内踏み込みの頻度が高まっており、踏み付けによって、土壌が圧密された場合は、明らかに、全粗孔隙の減少を来している。この踏み付けによる粗孔隙の減少は、放牧、林間レクリエーション等で最も著しく、枝条や落葉の採取や、頻繁な伐倒がこれについている、ときには、過度の集約施業もマイナス面をもたらしている。また、踏み付け現象とは別に、伐倒木の集運材によって、A層の削剝が行われて、粗孔隙率を減じていることも珍しくない。

(e) A層、B層の深さ：表一五、表一六から読みとられるように、平均的にみても、A層の深さが約30cm、A+B層の深さが120cmとなっており、1m深の土壌に対しては、その30%近くがA層、残りがB層となってC層の入っている割合は、極めて少ないと言える。A層、B層は共に、腐植を含有し、多少の差はあっても、団粒構造を形成して、土壌層を多孔質化しているわけである。

一般に、粗孔隙に富む堆積層といえば、砂礫の粗造な堆積を第一に想像することが多いようである。たしかに、粗大な空隙をもつ、砂礫層は、水の流通経路としての機能は大きいのであるが、石礫自身の内部には孔隙がないため、長時間にわたる貯留は殆ど期待されないことになる。これに対して、腐植の混入によって形成された細土の閉鎖構造は、粗孔隙・細孔隙を保有する小土塊が、互いに粗大孔隙をもちながら堆積するもので、スポンジ状の粗孔隙によるやや長時間の水貯溜と、粗大孔隙による誘導機能とを併せもって、いわば、水の浸透貯溜に対して、緩急自在な機能を発揮するのが特性と考えられる。

A層やB層の全粗孔隙は、無機質のC層にくらべて非常に高い孔隙率（特に粗大孔隙率が大きい）を示すことは、既に述べたとおりであるが、このことを考慮すると、1m深の土壌は、殆どが腐植の影響を受けた層であり、その粗大孔隙量や粗孔隙量は、他の環境要因にくらべて、当然森林の影響を最も強く受けているはずのものと考えることが出来る。しかし、表一10のスコア表でみる限りは、林相すなわち森林の影響が、あたかも小さいように示されて、矛盾を感じる値となっている。これは森林の影響による基本量（過去の森林の効果の蓄積による）が、共通して大きく、それに対して現在の森林による影響が小さいためであり、現林相だけでは、それほど差を生じていないことを物語っている。

(f) 1m深土壌の粗孔隙量と全土層のそれとの対比

通常の土壌調査では、60cmから1mの深さの断面を調査し、これによって林地の特性を把握しようとして試みられている。林木の根系の深さは、大部分が60cm以内に分布していると知られているので、林木の生育環境として、土壌をとりあげる場合には、60cmから100cmの断面調査で充分とも考えられるのであるが、水環境を調査する上においては、同様な深さでも良いものか否かが疑問に思われる。

これまで検討してきたように、水環境に関して最も重要な土壌要因は、粗大粗孔隙量と考えられるので、この量が、全土層について調査した場合と、1m深の土壌、更には60cm深の土壌について調査した場合とで、どの程度異なるかによって、この間の吟味を行ってみよう。

表一11は、全土層、1m深土壌、60cm深土壌の夫

表-11 全土層に対する1m深土壌及び60cmの全粗孔隙量とその比
 Table-11 Comparison of pore space between whole soils and constant depth (1m and 0.6m depth from surface) soils.

P_c : very loose pore space, p : loose pore space
 P_t : total loose pore space, t : thickness

層の深さ Depth	地形 Topography 堆積区分 Deposits	開 析 山 地 Dissected mountain				緩傾斜地形 undissected gentle slope	
		崩積土 colluvial	葡行土 creeping	急峻葡行土 steep creep.	残積土 residual	緩葡行土 gentle creep.	残積性土 residual
項目 Item							
全土層 Whole soil	粗大孔隙量 P_{cmm}	97	89	87	44	115	79
	粗孔隙量 P_{mm}	405	334	294	170	453	395
	全粗孔隙量 P_{tmm}	502	423	380	214	568	474
	厚さ t_{cm}	216	172	136	106	290	262
1m深土層 1m-depth soil	粗大孔隙量 P_{cmm}	64	70	78	44	60	49
	粗孔隙量 P_{mm}	229	228	246	165	192	190
	全粗孔隙量 P_{100mm}	293	298	324	208	252	239
	P_{100}/P_t (孔隙比数)	0.58	0.70	0.85	0.97	0.44	0.51
	$100/t$ (深さ比数)	0.46	0.58	0.73	0.95	0.35	0.38
60cm深土層 60cm depth soil	粗大孔隙量 P_{cmm}	45	46	52	35	41	33
	粗孔隙量 P_{mm}	140	138	149	106	117	115
	全粗孔隙量 P_{60mm}	185	185	201	141	158	148
	P_{60}/P_t (孔隙比数)	0.37	0.44	0.53	0.66	0.28	0.31
	$60/t$ (深さ比数)	0.28	0.35	0.44	0.57	0.21	0.23

々について、粗大、粗、全粗孔隙量を表示し、全土層を基準にした場合の比を求めたものであるが、1m深60cm深とも、全土層の場合と大巾に異った数値と傾向を示していることが認められる。即ち1m深以下の土壌調査値で、全土層の粗孔隙量を指標しようとするのは少々無理なように思われる。最近行われた森林の公益性機能調査（水利科学研究所1973）においては、1m深の土壌粗孔隙量で、林地の粗孔隙量が指標されるものと仮定して検討を行ったのであるが、その妥当性については反省の必要性があるように思われる。

表-11には、堆積区分別の孔隙量比と共に、全土層の厚さに対する1m深及び60cm深の深さの比を、堆積区分別に併記しているが、この深さの比を、孔隙量の比と対比してみると、両者間に比例に近い関係が認められる。1m深の場合のこの比例係数を計算すると1.1~1.3、60cmの場合の係数は1.16~1.35となって夫々変動率が小さいのに対して、孔隙量の比が、1m深の場合に0.5~1.0、60cm深の場合に0.3~0.7と大きな変動率を示しており、土層の粗孔隙量が土層の深さと密接な関係にあることが推定される。1m深あるいは60cmの土層の全粗孔隙量は、夫々の深さを単位とした一種の粗孔隙率であるので、これを粗孔隙率と考えると、全土層の粗孔隙量は、森林下では、その孔

隙率よりも土層の厚さに比例する傾向が強いとみなすことが出来よう。林地での水の貯溜を考えると、土層の厚さは、最も重要な因子となっているわけである。

土層の表層から1mは、粗孔隙と共に粗大孔隙に富む、A層、B層からなっているのに対して、1mよりも深い層は、粗大孔隙は少いが、なお、かなりの粗孔隙を有するC層からなっていることは既に述べた通りである。粗大孔隙が少いことは、粗孔隙の貯溜水が流出しにくいことを意味しているのので、1mよりも深い部分、即ちC層の厚いほど、換言すれば、土層が深いほど、貯溜機能が大きくなる可能性が高いわけである。土層が厚ければ、当然粗孔隙量が増えるはずであるが、更に、貯溜に対する質も向上することを意味している。

なお、上記のように、1m深の土層粗孔隙量で林地のそれを代表させるのは無理と思われるが、森林環境との対応を検討する場合には、むしろ、有利な単位深と考えられる。

6-4 開発された土地の土層全粗孔隙率

最近、開発によって林地が改変され、その結果、それまで森林が発揮していた水土保持機能が大巾に低下

したのではないかと心配されている。しかし、この懸念も、かなり観念的なもので、具体的な変化量は、殆ど把握されていないのが現状である。ここで、環境悪化の一つの現れが、土壌の粗孔隙量の変化にあると考え、建設用地、人工緑地、果樹園、畑などの各種土地利用区分別に、調査を行った。予備的調査として実施したため、資料数が少く、内容的にも不満足な面が多いが、ある程度の傾向は把握しえたようである。

図-11は、土地改変区の土層の全粗孔隙率（1m深の平均）と森林土壌（地形区分と堆積区分別）のそれとを対比した柱状図であるが、この結果から、およそ次のことが言える。

(a) 森林におおわれた山地の土壌の全粗孔隙率は、高起伏の山地ほど大きな値を示し、小起伏、低起伏の山地：丘陵、更には台地へと起伏を減ずるに従って、孔隙率も低下している。これは、高起伏の山地ほど、多雨地帯にあり、また、急斜面であるため、土砂の移動堆積が活潑であり、細土の流亡も激しいので、粗大孔隙に富む、多孔質土壌を形成するものと考えられ、これに対して緩小起伏の地形面ほど、動きの鈍い（安定した）細土におおわれて、粗孔隙に乏しい土壌を形成するためと考えられる。緩低起伏の丘陵等は、集落に近接しているところから、人畜の踏み固め

によっても孔隙率を減じる可能性が大きい。

(b) 転圧など、人工的に圧密された土層の改変区（建設用地、遊園地、運動場、その周辺の緑地、水田）は、いずれも林地よりも小さい粗孔隙率となっており、一応、予想どおり悪化した結果となっている。これらの、改変前の林地に相当するものは、台地、丘陵、低山などの残積土や緩傾斜の匍行土と考えられるが、これらの林地の全粗孔隙率が20%程度であるのに対して、建設用地では14%となっており、改変による相対的な粗孔隙率の低下は30%程度となっている。この点だけから判断すると、改変に伴う粗孔隙率の変化は、あまり大きいとは言えない面がある。

(c) 森林土壌の粗孔隙率は、表層ほど高く、水が滲透しやすい構造となっているのであるが、転圧・踏固め改変地の土壌は、逆に、表層ほど粗孔隙率が小さくなっている（特に粗大孔隙率はゼロに等しい）。表層からおよそ40cm程度の深さになると、林地の粗孔隙率も、改変地のそれと変わらない場合が多いのであるが、それよりも表層の構造は全く逆になり、水の滲透が困難な状況となっているわけである。たとえ、深層部に多孔質の土層があったとしても、建設用地などの場合は、それに供給される滲透水を遮断するような表層構造となっている。

(d) 人為的な圧密作用を受けていない草地や畑地、果樹園等の全粗孔隙率は、比較的高く、草地は台地や丘陵地の林地とほぼ同等、畑や果樹園では、却って林地よりも高率となっている。土壌の全孔隙率は、一応その値が高いほど、水源かん養機能が高いと考えられるわけであるが、この点だけからみると、果樹園や畑地の造成は、林地よりも好結果をもたらしているともいえる。

(e) 畑地や果樹園の表層土壌の粗孔隙率は、林地よりも人の踏み入る回数が多く、そのため、林地よりも低い値を示すことが多い。しかしながら、畑地などの表層土を採土円筒試料で孔隙解析したり、硬度値を行ってみると、林地よりも、それほど低孔隙率とは言えない値が得られることが多い。これは、毎年或程度の耕耘が施されているためで、しばらくは耕耘による高孔隙率をみせているものの、やがて踏み固めによって堅密するという周年変化を示しているようである。いずれにしても畦間などは、踏み固めの常襲地であり、全体としては、表層が、林地にくらべて難透水性であることが言えそうである。また、後述するよう

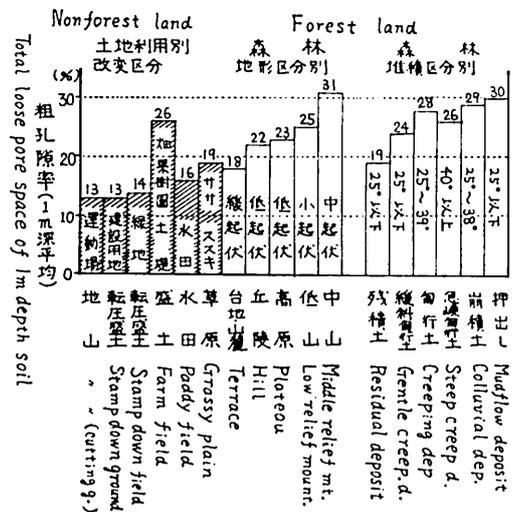


図-11 林地と林地以外の土地利用における土壌の粗孔隙率（1m深の平均）の比較

Fig-11 Comparisons of total loose pore space of 1 m depth soils between forest land and nonforest land showed by individually different deposits, topography and land use.

に、畑や果樹園は、土壌の裸出面が多いため、降雨の衝げきを直接受けて目詰りをおこし、林地にくらべて、滲透能が低下していることが多い。

(5) 開発によって地形改変が行われた個所は、建設用地では土層全体の粗孔隙の低下が、農業用地で、低下(水田)と向上(畑・果樹園)がみられるわけであるが、量の多少はあれ、いずれにしても、かなりの全粗孔隙を保有していることが認められる。しかし、問題は、この量ではなく、これの孔隙に対する受け入れ口が、程度の差はあれ、林地にくらべて、閉鎖された状態になっていることで、これらの改変地では、滲透能の大小が、水源かん養機能に対する鍵を握っていると言えそうである。

7. 土壌表層の全粗孔隙量及び地表の落葉量、滲透能

7-1 土壌層の全粗孔隙量

地表に近い土壌層は、腐植の含有率が高く、その中に含まれる粗大孔隙や粗孔隙は、その影響を強くうけた団粒構造によって形成されている。従って、この土層の孔隙構成に対しては、地質、地形的な要因よりも、森林樹木の影響が強く、とくに表層30cm程度(殆どがA層)の性質は、現存もしくは極く最近の森林の影響を強く反映しているのではないかと考えられる。

そこで、前記の1m深土壌の場合と同様な方法で、30cm深の土壌の全粗孔隙量(表層の粗孔隙量と呼ぶ)を求めて検討を行うことにした。

$$P_s = \frac{1}{10} \sum_{i=1}^{30} p_i d_i \quad (\text{mm})$$

P_s : 表層の(全)粗孔隙量

p_i : 深さ i cm の層位の全粗孔隙率(%)

d_i : 深さ i cm の層位の厚さ(cm)

表-12は材種及び堆積区分別に、表-13は林種及び林令別、表-6は林種とその林冠被覆率(林冠の地上投影100分率)別に、夫々30cm深の表層全粗孔隙量を掲げているが(後記のA₀量などと併記)。これらを検討するとおおよそ次のようなことが言える。なお、この地表付近の特性については、後の機会に再度詳細な報告をする予定であるので、今回はグラフ等は省略して、表示の数値だけで、説明を行いたい。

(a) 堆積区分と表層粗孔隙量との関係を見ると、どの堆積区分でも、ほぼ同様な平均値が認められ、そ

の影響が認められない。ただ、最近まで、人畜の踏み入れが頻繁であったと思われる林地では、明かに表層全粗孔隙量が少くなっている。

(b) 林種別の表層全粗孔隙量は、天然林(原生林様)やスギ林にくらべて、ヒノキ林が、やや小さな値を示しているが(有意差はない)、それよりも、人為的影響の方が強く感じられ、伐木、採枝などのため人の立入りが多かった里山の薪炭林(萌芽広葉樹)・マツ林に明かな低い値が認められる。

(c) 林令の増加と共に表層粗孔隙量の増大傾向が認められるが、これは、伐採や更新過程で低下した粗孔隙量が、林令と共に元の状態へ回復しつつあることを示唆しているように思われる。そして、一般的には、この回復が30年前後で行なわれるようである。林令が70年を越える老令林になると、人工林(スギ・ヒノキ)の場合、高齢化と共に逆に、粗孔隙量を減ずる傾向が感じられるが明かでない。なお、スギ林の場合は、本来荒廃しにくい好立地に造林されているためか、林令の差による表層粗孔隙の変化は目立たないことが多いようである。

(d) 主林木樹冠の被覆率(林冠のウツ閉度)が70%以下では、落葉の供給など森林の活動が低下するためか、表層粗孔隙量が少ない傾向を示し、また、被覆率が90%を越す森林では、下層植生が減少するためか、表層粗孔隙量が少なくなっている。

7-2 落葉層(A₀層)の量

落葉層が分解して腐植となり、腐植が土層に混入して団粒を形成し、混入の深さを増して表層粗孔隙量を増大する。しかし、現実に測定しうる落葉量と表層の粗孔隙量との間には、環境その他の影響で様々な機構をとる分解・混入の過程が介在し、時間的なズレも大きい。このため、落葉層の量が直ちに、表層粗孔隙の量に比例するとは考えられないが、少なくとも、落葉量が多いほど、土壌表層の粗孔隙量が改善され、あるいは、良好な状態に維持されるものと考えることが出来る。マツや広葉樹等の落葉が厚いと、難透水性の菌糸網層が形成されるなど、不利な面も知られているが、今回の調査では該当例がなく、また、経験的にみて、マイナス面は局部的な現象として無視することにした。即ち、この報告ではA₀層の量が多いほど、森林の水土保持機能は大きいものとして、検討を加えることにした。

表12、表-13、表-14には林種と共に堆積区分、林

表-12 A₀層の重量と表層30cm土壌層の全粗孔隙量（林種及び堆積区分別）
 Table-12 Weight of A₀ layer (g/m²) and total loose pore space (mm) of surface 30cm layers of soil, on individually different types of forest and types of soil deposits.

A₀W : Weight of A₀ layers (g/m²), 30cm p : total loose pore space (mm) of 30cm layers of surface soil. \bar{x} : mean value s : standard deviation n : number of data

堆積区分 Forest type	Deposits Item Statistics	残積土 residual d.		爬行土 Creeping d.		急峻爬行土 Ateep Creep.		崩積土 colluvial d.		押出し mudflow d.		人踏固め stamped down	
		A ₀ 層重量 A ₀ W g/m ²	全粗孔隙量 30cm P mm	A ₀ 層重量 A ₀ W g/m ²	全粗孔隙量 30cm P mm	A ₀ 層重量 A ₀ W g/m ²	全粗孔隙量 30cm P mm	A ₀ 層重量 A ₀ W g/m ²	全粗孔隙量 30cm P mm	A ₀ 層重量 A ₀ W g/m ²	全粗孔隙量 30cm P mm	A ₀ 層重量 A ₀ W g/m ²	全粗孔隙量 30cm P mm
天然広葉樹 natural broad leaved forest	平均値 \bar{x} 標準偏差 s 資料数 n	2,789 1,936 9	101.9 20.5 9	2,804 1,248 15	112.0 16.2 15	2,038 429 4	110.5 17.7 4	1,992 1,082 10	113.4 14.9 10	3,020 0 1	128.5 0 1		
萌芽広葉樹 coppice forest	平均値 \bar{x} 標準偏差 s 資料数 n	1,805 878 19	84.5 28.0 19	1,595 419 14	100.2 14.7 14	1,674 723 5	84.1 20.0 5	1,726 626 9	81.0 14.1 9				
スギ japanese cedar	平均値 \bar{x} 標準偏差 s 資料数 n	2,895 1,414 16	90.0 16.0 16	2,015 700 16	102.3 20.2 16	1,276 522 4	91.9 28.7 4	1,969 684 28	100.6 17.9 28	2,354 1,036 11	98.6 21.6 11	811 796 8	64.2 13.6 8
ヒノキ japanese cypress	平均値 \bar{x} 標準偏差 s 資料数 n	1,611 766 19	88.6 15.3 19	861 422 20	100.4 12.9 20	1,175 546 4	81.6 24.3 4	837 616 11	96.5 15.0 11	944 45.2 8	98.2 12.7 8	663 176 4	71.8 26.6 4
マツ pine	平均値 \bar{x} 標準偏差 s 資料数 n	3,238 2,869 15	80.4 20.9 15	4,335 2,078 10	107.7 24.1 10							746 458 5	70.0 17.1 5

表-13 A₀層の重量と表層30cm土壌層の全粗孔隙量（林種及び林令別）
 Table-13 Weight of A₀ layer and total loose pore space of 30cm layers of surface soil on individually different types of forest and years of forest.

林令 rank of years of forest	林種 types of forest	項目 Item statistics	<20年		30~49年		50~74年		75年<	
			A ₀ 層重量 A ₀ W g/m ²	全粗孔隙量 30cm P mm	A ₀ 層重量 A ₀ W g/m ²	全粗孔隙量 30cm P mm	A ₀ 層重量 A ₀ W g/m ²	全粗孔隙量 30cm P mm	A ₀ 層重量 A ₀ W g/m ²	全粗孔隙量 30cm P mm
	広葉樹 broad leaved forest	平均値 \bar{x} 標準偏差 s 資料数 n	1,571 758 18	76.1 18.0 18	1,863 731 18	89.9 18.8 18	1,859 599 14	105.6 19.1 14	2,519 1,390 39	110.3 17.7 39
	スギ japanese cedar	平均値 \bar{x} 標準偏差 s 資料数 n	1,799 1,014 15	96.5 21.0 15	2,085 964 39	99.1 21.9 39	2,625 1,139 24	100.3 15.7 24	2,616 469 6	95.3 14.6 6
	ヒノキ japanese cypress	平均値 \bar{x} 標準偏差 s 資料数 n	784 400 22	85.5 15.1 22	1,051 584 39	94.7 15.6 39	1,346 753 16	97.6 15.4 16		
	マツ pine	平均値 \bar{x} 標準偏差 s 資料数 n	1,504 671 8	64.7 14.7 8	3,432 2,362 9	91.0 22.6 9	5,633 1,415 9	98.4 25.4 9	7,220 4,097 3	111.5 16.5 3

表—14 草本階及びA₀層の量と表層30cm土壌の全粗孔隙量（林種及び林冠被度別）
 Table—14 Cover percentage of both herbs and A₀ layer, weight of A₀ and total loose-pore space of 30cm layers of surface soil under individually different types of forest and divisions of crown closure of forest

林冠被覆率 crown closure of forest		< 64%					65~75%					75~84%					85~100%				
林種 types of forest	項目 Statistics	草本階 被覆率	A ₀ 層 被覆率	A ₀ 層 重量	全粗孔 隙量	草本階 被覆率	A ₀ 層 被覆率	A ₀ 層 重量	全粗孔 隙量	草本階 被覆率	A ₀ 層 被覆率	A ₀ 層 重量	全粗孔 隙量	草本階 被覆率	A ₀ 層 被覆率	A ₀ 層 重量	全粗孔 隙量				
		herbs cov. %	A ₀ cov. %	A ₀ W g / m ²	30cm P mm	herbs cov. %	A ₀ cov. %	A ₀ W g / m ²	30cm P mm	herbs cov. %	A ₀ cov. %	A ₀ W g / m ²	30cm P mm	herbs cov. %	A ₀ cov. %	A ₀ W g / m ²	30cm P mm				
天然生広葉樹 natural broad leaved forest	平均値 \bar{x}					33	87	2,948	101.8	30	74	2,076	112.7	46	86	2,397	113.1				
	標準偏差 s					19.0	17.1	1,155	13.3	12.5	28.0	569	8.1	22.1	12.9	1,566	19.2				
	資料数 n					9	9	9	9	5	5	5	5	25	25	25	25				
萌芽広葉樹 coppice f.	平均値 \bar{x}	23	87	1,321	82.6	34	90	1,824	90.2	27	95	1,603	98.2	25	88	1,864	87.5				
	標準偏差 s	12.6	12.4	396	25.7	19.4	9.3	604	19.7	12.4	6.2	336	22.1	17.7	14.3	969	21.4				
	資料数 n	9	9	9	9	16	16	14	14	8	8	8	8	16	16	16	16				
スギ japanese cedar	平均値 \bar{x}	51	81	2,250	98.7	46	82	2,416	101.4	37	88	2,186	92.7	19	76	1,390	86.3				
	標準偏差 s	24.4	18.8	979	19.6	23.3	15.8	1,149	18.6	26.4	11.9	1,124	24.6	17.8	22.0	652	21.7				
	資料数 n	13	13	13	13	28	28	28	28	19	19	19	19	21	21	21	21				
ヒノキ japanese cypress	平均値 \bar{x}					53	63	1,023	93.6	41	61	1,048	94.7	40	66	1,102	91.3				
	標準偏差 s					21.8	19.1	324	22.8	21.8	23.0	603	14.1	20.7	20.6	721	15.8				
	資料数 n					10	10	10	10	25	25	25	25	30	30	30	30				
マツ pine	平均値 \bar{x}	66	87			51	92	2,621	75.0	46	94	3,289	101.4	41	98	3,838	103.2				
	標準偏差 s	17.9	22.9			18.0	8.6	1,665	27.4	35.1	5.4	1,564	28.3	28.9	21	1,566	20.8				
	資料数 n	13	13			5	5	5	5	3	3	3	3	9	9	9	9				

令、林冠被覆率別に A。重量（落葉落枝とそれらの半ば腐朽化したもの、即ち L 層と F 層の生重量）をかかっているが、これらを検討すると、おおよそ次のようなことが言える。なお、表-14には A。被覆率に草本階の植生被覆とをかかえており、これらについてもあわせて検討することにする。

(a) 落葉層は地表の最表部にあるため、降雨時の侵蝕や、風による飛散作用によって移動しやすい。この結果、急傾斜面よりも緩傾斜面に、また、尾根筋よりも谷間に厚く堆積する傾向をみせている。また、一部に例外があるが、鈍形の中広尾根の残積土面や山麓の緩斜面（押出し、匍行土）などに厚い堆積をみせている。表には示していないが、海岸に直面する強風地帯、特に島や岬部や稜線部、高海拔で露出度の高い強風地帯（尾根部等）等では風によって落葉層が吹き飛ばされ、地表を覆う A。の量は、重量、被覆率共、少くなっている。このような個所では、腐植の形成が悪く、土壌表層の滲透能、粗孔隙量が低値となり、水保全環境としては劣った面を見せている。このような地域でも、自然の森林はよく林衣を発達させて、林内への風の吹込みを防いでいるのであるが、伐採や、開発によって林衣を失い、ひいては、土壌の悪化をもたらししているように推定された。

(b) 林種別には、天然広葉樹林（一部針葉樹を含む）とマツ林の落葉層が多く、スギ林と薪炭林（里山広葉樹林）が、他に比べて中庸、ヒノキ林が少い値を示している。天然広葉樹林の落葉層が豊かなのは、いわゆる常識的な傾向と合致しているが、人工林中でヒノキが低値を示していることが、やや問題視される。ヒノキの落葉は枯れるとすぐに細分化し、僅か 2~3 mm の鱗片となるため、移動しやすく、また土粒と混入しやすいため、明瞭な落葉層として地表を覆う機会が少ないのが原因と考えられる。従って、ヒノキ林では落葉層による雨滴の緩衝度合が他に比べて小さく、雨滴侵蝕、更には滲透能の低下をもきたして表面侵蝕を発生することが危惧される。事実、それを裏付ける土壌の裸出面がヒノキ林内には多数観察され、水保全上は、マイナスの面が出ている例が多い。ただ、さきに述べたように、土壌表層の粗孔隙量の低下は、統計的に有意の差が認められるほどはないので、特に顕著な欠点としては、指摘出来ないようである。ヒノキに対して、マツ林は、一部で伝えられる悪評に反して、多量の落葉を保持して、地表を覆い、水環境

に対してはプラスの面を發揮しているように認められた。マツは、せき悪地にも成林し、この土地の土壌を良化するパイオニアの役を果しているように思われる。

(c) 落葉層の量は、幼令林から壮令林にかけては、林令と共に増大する傾向をみせているが、30年から50年程度になると、おおよそ頭打ちの様相を呈するようになる。

(d) 林冠の被覆率（ウツ閉度）が60%以下の疎林では、主林木からの落葉供給量が減るため A。層の量が少くなっているが、60%ないしは70%以上に、被覆率が火となっても、落葉量が増が増えている傾向は認められず、むしろ90%以上になると、下層の草本灌木の量が減って落葉枝のかん止機能が低下するため、A。層の量が少くなっている林がみられるようになる。主林木が疎な林では、これに替って下層木が繁茂し、主林木からの落葉量の不足を補っている傾向があるが、たとえ下層木が完全にウツ閉したとしても、主林木ほどの落葉供給は期待出来ないように観察された。主林木が疎であれば下草木が減といった傾向があり、下草木の落葉供給によって、主林木の疎密の影響が保償されているわけであるが、なお、主林木の落葉効果の方が大きいとみなされるわけである。

7-3 土壌の浸透能

これまで、土壌中に含まれる粗孔隙の量に着目して検討を行ってきたのであるが、その粗孔隙も、地表での水の受入れがスムーズに行われないと、十分な貯溜機能を發揮しえないことになる。この地表での受け入れ機能は、土壌の滲透能によって定量的に示されるが、この報告では、さきに述べたように簡易な塩化ビニールパイプを土中に挿し込んだ場合に、45mm水高の水が滲透しおわる時間で、滲透能を指標することにした。なお、計測は最初に45mm高の水が滲透する時間と、ひきつづき（30秒~1分後）に同水高の水が滲透しおわる時間とについて2回行った。

表-15は、林種及び地表 A。の状況別に45mm水高の水の滲透時間（秒単位）を、表-16は森林以外の土地利用の場合の滲透時間（短いものは秒単位、長いものは分単位で示す）を掲げたものである。表中の数値等から、次のようなことが言える。

(a) 落葉層等（A。層）に覆われている土壌の表層は、同粒構造が発達して粗大孔隙に富み（それが A。層に保護されているため破壊されていない）、水を非常にスムーズに滲透する。1回目では10秒から30秒

表—15 林地における45mm水高の水の浸透時間
Table—15 Infiltration time of 45mm head-water on forest soil.

林種 types of forest	回数 Num of test, unit	天然生広葉樹 natural broad leaved		スギ japanese cedar		ヒノキ japanese cypress		マツ pine	
		1 st 秒 sec	2 nd sec	1 st sec	2 nd sec	1 st sec	2 nd sec	1 st sec	2 nd sec
A ₀ 層表覆個所 A ₀ -covered point	平均値 \bar{m} 標準偏差 s 試料数 n	20 10.2 56	49 32.4 48	18 13.4 34	44 31.7 24	21 12.4 66	50 28.3 51	19 14.1 11	42 27.2 10
A ₀ 層を欠く個所 A ₀ -noncovered point	平均値 \bar{m} 標準偏差 s 試料数 n	96 45.5 18	223 130.6 11	87 47.1 18	154 44.9 12	130 100.7 20	212 50.2 14	— — —	— — —
踏み入れ個所 slightly stamp down point	平均値 \bar{m} 標準偏差 s 試料数 n	1,268 (314~) 2,222	— — —	229 102.6 9	490 165.0 6	628 384 5	1,400 450 3	161 — 3	214 — 3

表—16 林地以外の土地利用における45mm水高の水の浸透時間
Table—16 Infiltration time of 45mm head-water on non-forest land soil.

土地区分 Land use	自然草地 grassy plain		牧野(踏固) meadow		畑(畝) farm field		水田 paddy field		歩径 path
	1 st seb 秒	2 nd sec "	1 st min 分	2 nd min "	1 st sec 秒	2 nd sec "	1 st min 分	2 nd min "	1 st min "
平均値 \bar{m} 標準偏差 s 試料数 n	37 37.4 7	113 89.3 7	42 48.0 16	95 65.0 7	134 85.3 6	383 197.4 5	270 — 3	— — —	176 — 4

2回目でも1分以内に浸透も終わっている場合が多い。これまでの降雨記録によると1分間で30mm、1時間で250mm程度のものが世界記録として知られているが、このような降雨に見舞われたとしても、これを十分に浸透してしまうほどの数値となっている。このように考えると、A₀層に覆われた林地では、降水は、すべて浸透し、土壤中の粗孔隙が満水しない限りは、まず地表流を生じることはないと推定される。

(b) A₀層におおわれず、土壌が直接露出しているような個所は、雨滴によって団粒構造が破壊されて、粗大孔隙が目詰りを引きおこしている確率が高く、浸透時間はA₀層におおわれた場合の4~5倍程度長くなっている。即ち、1回目で、90秒、2回目で225秒(100秒から400秒)程度、2回目の時間から1分間の浸透量を逆算すると6mmから30mm程度となり、雨量強度の如何によっては、降水が浸透せず、地表流を発生する個所も多いと考えられる。

(c) 人畜の踏み付け等によって、表土が堅密化し

ている場合は、粗大孔隙が殆ど、閉そくされた状態となっているため、浸透時間は極端に長くなっており、1分間に1mm程度も浸透しえぬ個所も出現している。強雨下では当然、地表流を発生するはずである。

(d) A₀層に覆われている場合、A₀層を欠く場合、踏み固めを受けている場合等にわけてみると、林種(広葉樹、スギ、ヒノキ、マツ)間の差は認められない。従って、A₀層によって良く覆われているならば、どのような樹種の森林下であっても、浸透能は高く、もし、林種間に差が出てくるとすれば、A₀被覆が発達しにくい樹種(ヒノキなど)、密度が疎、あるいは幼令のために落葉供給が少ないような構成の林分、風速の強い尾根筋等に生育する場合の多い樹種の林分、更には人の踏み入る機会の多かった採枝林、薪炭林等が、これに該当するものと想像される。結局、前項で、述べた林分の落葉層の特性、人畜の踏み入り特性等が、そのまま浸透特性につながる面が大きいと解される。

(e) 表中に示していない観察事項であるが、A₀層を欠く個所や、踏跡などは、周囲にくらべて、地表面がやや凹んでいる傾向があり、そのため、降水が周囲より集中しやすい。つまり、周囲にくらべて透過しにくい部分に、却って水が多く集まるわけで、その結果、強雨時には地表流を発生して流出を早め、更に表面侵蝕を生じて、浅い侵蝕溝を形成し、侵蝕を流出を助長していることが認められた。ただ、この侵蝕溝は次の強雨までには修復され、落葉におおわれるといった程度の短命なものが多い。

(f) 森林以外の土地利用についてみると、人畜の踏入れがない自然の草地では、森林のA₀被覆地に近い透過を示し、畑地が、森林下のA₀層欠個所と踏み入れ個所との中間的な透過を示していること等が、良好な部類で、人畜の踏み付けの度合いが大きい牧野や水田、歩径等は、森林にくらべて非常に低い透過能を示している。自然草地は一応豪雨をも透過しうが、畑地は通常の強雨は透過しえても豪雨に対しては無理（特に畝間は踏付けによって歩径なみの難透過）な性状を呈し、牧野は、強雨に対してもやや透過能不足、水田や歩径は、少雨しか透過しえぬものと想像される。

(g) 森林や自然草地等は、よほど、異常な豪雨でもない限りは、これを透過し、地中の粗孔隙が、十分にその貯溜機能を発揮するわけであるが、畑や牧野等は、ときに、降水量が透過量を上回るため、地中の貯溜容量がその機能を発揮しえぬ場合もありうることを示唆している。水田、歩径、建設用地等は、さきに述べたように、土中には若干の粗孔隙を保有しているわけであるが、地表での透過能の低さが障碍となって、それらが、貯溜機能を発揮する機会が、非常に少ないものと推定される。従って、水源かん養機能と土壌との関係を検討する場合に、森林や自然草地では、土壌中の全粗孔隙量が支配因子となるが、畑、果樹園、牧野では土壌の粗孔隙量と透過能との両方が、水田、歩径、建設用地、踏入れ緑地等では、森林とは逆に透過能が支配因子になるものと考えることが出来る。

8. 流域の土壌（地形）、地質条件と河川の流況

8-1 検討に用いた要因

(1) 土壌及び地形、地質

これまで検討してきた土壌の貯溜特性をもとに次の仮定を行った。

○ 土壌（土層）の貯溜能は、土壌表面での透過能と、土層内での貯溜容量とで規制されるが、ここで検討対象とする河川流域は、殆どが、森林地帯となっているので、透過能による制約はないものと考え、専ら、土中の貯溜容量を要因としてとりあげることとした。（7. 3参照）

○ 土層の貯溜容量は、粗孔隙と粗大孔隙の量で示される。これらの全粗孔隙量は、その孔隙率と土層厚との積として算出されるが、巨視的には、専ら、土層の厚さによって規制される面が大きいので、ここでは、土層厚を主要因としてとりあげることとした。

（6. 3等参照）。

○ 土層の厚さは、地形と地質によって性格づけられているが、地形的には、高原、台地等の緩小起伏面に厚く、開折悪斜面に浅い傾向がある。表-9の評価値で示されるように、開折斜面の匍行土を基準とした場合、緩小起伏斜面の土層は2、開折斜面の急峻匍行土は0.5の評点がこえられている。そこで、2.5万分の1地形図上で、傾斜度25度以下（有効起伏量40m以下）の斜面を緩小起伏斜面と判断し、その流域内に占める面積率を計測した。これを緩傾斜面積率と呼ぶ。なお、この場合38度以上の急峻面積率の影響を控除する意味で、全面積から急峻面積の1/2を差引いたものを母数と考えて緩傾斜面積率を修正した（5. 3参照）。

緩傾斜面積率 = (25度以下の面積率)

$$\times (1 - \text{急峻面積率} \times 0.5)$$

○ 地質基岩の種類によって土層の厚さや風化層の厚さが特色づけられている。この場合、洪積世以降に噴出した安山岩類は風化の歴史が新しく、浅いため、新生のものとして区分し、また、それ以前の安山岩や凝灰岩、石英斑岩については温泉風化帯を、中生層以前の基岩については、破碎風化帯や深層風化帯を考慮し、それぞれの基岩種を、更にこれらの風化状況で区分した。

○ 土壌、地形、地質に関する因子としては、最終的に、緩傾斜面積率(%)と、地質構造的な風化の有無を識別した基岩種をとりあげることとした。

(2) 降水量

各流域の河川の流況と年流出率に対するものとして、その流域の年降水量を、最大流量に対するものとして年間の最大日雨量を考慮して検討を行うことにした。流域の年降水量(R_b)と、最大日雨量(r_{max})は、次式によって求めた。

$$R_b = R_o \times R_{\delta m} / R_{om}$$

R_b = 流域の年降水量
 R_o = 最寄りの観測所の年降水量
 $R_{\delta m}$ = 流域の年降水量平年値 (降水量分布図から読値, 推算)
 R_{om} = 最寄りの観測所の年降水量平年値

$$r_{bmax} = r_{omax} \times R_{\delta m} / R_{om}$$

r_{bmax} = 流域の年間最大日雨量
 r_{omax} = 最寄りの観測所の年間最大日雨量

(3) 露出度

流域の水収支上, 最も大きなマイナス要因は蒸発量である。蒸発量は風速に比例し, 風速は更に, 地形的な露出度に比例近似の関係を持つので, 蒸発量の大小を指標する因子として, 露出度をとりあげた。

(4) 林相, 土地利用状

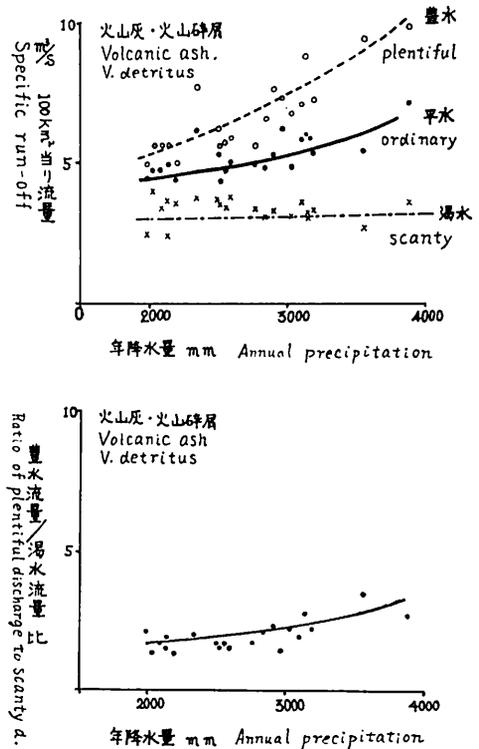
森林は蒸散によって, 水を失う量が, 他の植相や, 土地利用にくらべて大きく, また, これとは別に, 森林は他に比べて, 豪雨を滲透する力が大きいことが知られている。そこで, 森林面積率を求めて, 流出率や最大流量と対比させ, 水源かん養, 洪水調節上の役割を検討した。

(5) 流量 (目的変量)

流量表より年間の最大流量, 豊水流量 (年間を通して95日間はこれをくだらぬ流量), 平水流量 (年間を通して185日間はこれをくだらぬ流量), 低水流量 (年間を通して275日間はこれをくだらぬ流量), 渇水流量 (年間を通して355日間はこれをくだらぬ流量) の夫々を 100km² 当りの流量に換算 (比流量) した, 最大比流量は洪水性の目的変量として, そのまま検討を行ったが, 水源かん養機能の目的変量としては, 流量をそのまま用いず, 豊水流量と渇水流量との比を用いることにした。

流域の水源かん養機能は多雨時の高水位流量と少雨季の晴天時の低水位流量との比が小さく, 年間を通じて, 流量が均等化されているほど高いものと解釈される。この指標として最大流量と最小流量との比を求めた河況系数が利用されているが, 最大流量は偶発的な豪雨に支配されて年変動が過大となる欠点があるため問題があり (水源かん養に関する土地的条件要因よりも, 豪雨の降り方に影響されているため), これよりも安定した豊水流量と渇水流量との比を用いることにした (岸原らはこれを流況系数と呼んで利用している1975)。

この場合, 毎年の豊水—渇水比をそのまま用いると, 早バツや豪雨等の偶発的な雨の降り方に影響される面が大きいので, 図—12に示すような流況と年降水量との相関曲線 (各流量区分毎に描く) を利用し, 豊水流量曲線と渇水流量曲線との比で表わすことにした。ここで検討対象とする各流量値は, 一年を単位とした流況にもとづくものであり, また, 流域の環境特性は, この流況の長年の傾向との対応から求めようとしているものである。従って, 一年の間に偶発的に発生する過少或いは過多な降水現象は, 平均からはずれずれた特異現象であり, これに起因する流量も同じく例外的なものとして取扱う必要がある。流量比は, 過分数の商の形で求められるため, 分子とくに分母の僅かの変化でも, その数値が大巾に変化する可能性が大きい。従って分母の渇水流量が例外的な数値となるのは, 好ましくなく, 平均的な数値を表現する曲線を利用した方が適正と考えられるわけである。勿論, 分子



図—12 火山灰におおわれた火山砕屑流域における年降水量と流量及び豊水—渇水流量比との関係
 Fig-12 Relations both between specific run-off, ratio of plentiful discharge to scanty d. and annual precipitations.

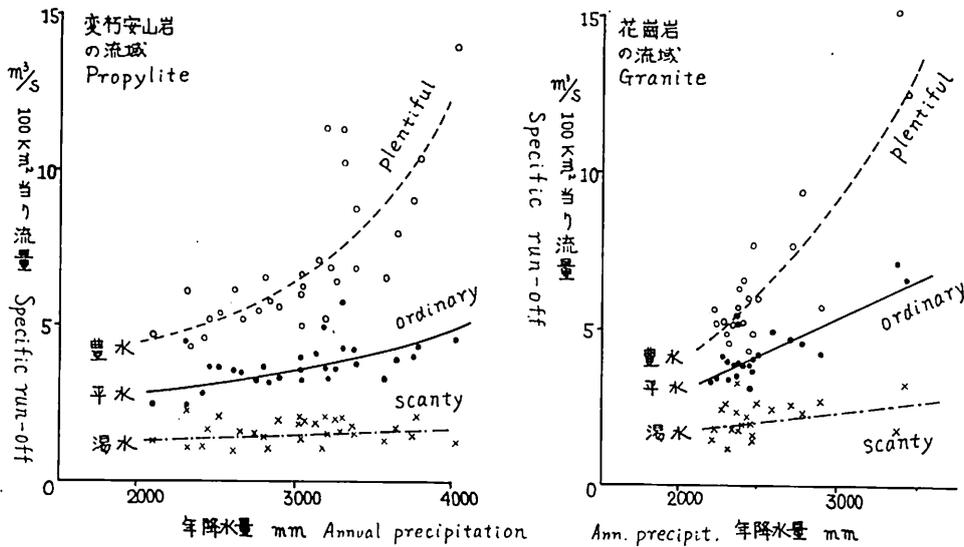


図-13 変朽安山岩及び花崗岩流域における年降水量との比流量との関係

Fig-13 Relations between specific run-off and annual precipitations on different geology.

に相当する豊水流量についても、平均的な曲線値を用いた方がよいことになる。

図-12あるいは後掲の図-13から明かなように、渇水流量は、年降水量の多少には、あまり左右されず、各年を通じて、ほぼ一定の流量値を示して（流域によっては、年降水量の増大に伴って若干増加する）いるが、豊水流量は、年降水量の増大につれて、大巾に増量する傾向をみせており、当然、豊水-渇水流量比も、年降水量が増大すれば大きな値を示すことになる。いま、年降水量の影響を無視して豊水-渇水流量比を流域毎に平均すると、年平均に多雨な流域では、流量比が高く、少雨流域では、たとえ地形・地質条件が同じであったとしても、比の値が低くなるはずである。なお、少雨の乾燥気候下では、渇水流量が0に近接するため、逆に流量比が高くなる可能性がある。つまり、何れにしても豊水-渇水流量比は、土地条件だけではなく、降水条件によっても大きく規制されているわけである。そこで、もし、土地条件のみの影響を検討したい場合は、各流域とも、年降水量を一定条件下において、豊水-渇水流量比を求めておくことが必要と考えられる。この報告では、年降水量を2000mm、2500mm、3000mm、3500mmの4つの場合に区分して、検討を加えることにした。

なお、最大、平水、低水の各流量値と年降水量との

関係を検討してみると、最大流量は変動が過大、平水流量は中庸にすぎず、夫々流量特性の指標には不適、低水流量は、渇水流量よりも年降水量との対応が強く、それによる変化がやや大きいため、流域の基底流量としての性格は、渇水流量に劣ることなどが認められた。このような長所、短所を吟味した上で、高水位流量の代表としては豊水流量を、低水位流量の代表として渇水流量を選択したわけである。

なお、流域内に水田が分布する場合、農業用水としての分流があり、その分だけ流量値が低くなっている可能性があるので、水田面積率1%につき、0.05m³の比流量をプラス調整した。しかし、観測地点に影響のない上流の水田については、これを無視した。

8-2 対象流域とその状況

九州本島内の各県に分布する52流域を対象として検討を行った。流域名とその地況、及び、夫々の流量をもとに算出した、各種の指数を表-17に示す。なお、ここで用いた流量値の一部は、九州電力の非公開資料によったので、具体的な流量値、流域面積と観測地点名とは示さないことにする。

8-3 豊水-渇水流量比と流域の地形（土壌）地質

図-12は厚い火山灰層におおわれた火山性高原（火山砕屑、玖珠川上流）、図-13は変朽安山岩（大山川

表-17 九州諸河川の流
Table-17 Land conditions and state of discharge of
資料入手の関係上、流域面積と流量観測地点名を掲載しないが、

流域名 name of basin	地形 occupied percent. of topographic area			露出度 topogr- aphic expo- sure 度 degree	地質基岩 geology	土地利用面積率 occupied percentage of land use area				
	緩斜面 gentle <25° %	急斜面 steep 38°< %	指数 index			市街地 city %	水田 paddy %	畑 farmgr- %	草地 assy %	森林 forest %
彦八木山	36	21	31	55	凝灰角礫岩, 安山岩	0	1.5	0	0.5	98
山	32	15	28	40	変成岩	0	1	0	1	97
川	50	17	36	71	凝灰角礫岩, 安山岩	0	5	0	0	95
遠賀川	42	17	38	44	安山岩, 凝灰岩, 花崗岩	0	3	0	0	97
今被紫	24	16	20	38	古生層(堅)	0	0	0	0	99
川	33	14	29	44	"	0	0	0	1	98
川	26	15	22	50	"	0	2	0	0	97
川	27	16	23	45	"	0	2	0	0	97
那珂川	44	10	41	50	花崗閃緑岩	0	2.5	0	1	95.5
川	28	15	24	42	"	0	0	0	1	98
川	52	6	51	56	"	0	6	0	0	94
川	56	2	56	73	"	0	8	0	2	89
川	43	9	41	63	"	0	5	0	0	95
川	22	12	19	46	変朽安山岩, 変成岩	0	3.5	0.5	0	96
川	38	19	33	61	凝灰角礫岩	0	3.5	0.5	0	95
川	62	9	60	64	火山灰+安山岩	0	9.5	6	17	66.5
川	68	8	66	114	"	1	3	1	18	77
川	62	7	60	88	火山灰+火山砕屑岩	0	6	5	41	48
川	17	14	13	60	変朽安山岩	0	2.5	0	0	97
川	24	14	20	51	"	2	5	1	1	90
川	26	14	22	40	"	1	1	0	1	96
川	68	3.5	67	78	火山灰+火山砕屑岩	0.5	3	1	28	66.5
川	60	6.5	58	64	"	1	8	0	40	50
川	37	7	26	58	安山岩, 凝灰岩	0	5	1	2	91.5
川	22	9	20	49	変朽安山岩, 古生層(破)	0	5	2	0	92.5
川	59	5.5	55	82	火山灰+安山岩	0	3.5	10	19	67
川	59	8	57	77	"	0	0	0	41	58
川	63	3	62	53	"	0	1.5	0	35	62.5
川	55	5	54	39	"	0	2	0	28	63
川	49	5	48	45	"	0	0.5	0	33	65.5
川	39	14	35	37	" 破碎中生層	0	3.5	1	18	77
川	29	12	26	44	破碎中生層	0	0.5	0	1.5	97
川	46	16	42	58	火山灰+安山岩	0	3.5	0	3.5	92.5
川	24	13	21	37	破碎花崗岩	0	0	0	0	99
川	24	27	17	26	中生層(破)	0	4	3	0	92
川	20	23	14	37	破碎中生層	0	0	0	0	99
川	25	11	22	40	中生層(破)	0	0	0	0	99
川	14	19	9	34	"(破)	0	0	0	1	98
川	29	17	25	52	破碎花崗岩	0	4	6	0	91.5
川	27	10	24	39	破碎中生層	0	0	1	4	94
川	27	18	23	36	中生層(破)	0	0	0	0	99
川	21	22	16	40	"	0	0.5	0	0	99
川	20	21	15	32	"	0	0	0	0	99
川	58	8	51	75	火山灰+火山砕屑	0	8.5	21	6	71
川	59	6	57	72	"	1	23	25	8	47
川	36	11	33	41	古三紀層堆積岩	0	2	0	3	94
川	66	3.5	65	80	火山灰+火山砕屑	0	3.5	10	11	75
川	55	4	54	101	"	0	4	7	24	64
川	21	12	18	68	花崗岩	0	1	0	4	95
川	39	5	38	57	火山灰+花崗岩	0	3.5	2	1.5	92.5
川	41	5.5	40	63	火山灰+中生層	0	7	5	4	84
川	46	6.5	44	62	火山灰+中生層(破)	0	6.5	7	3	83

域の地況と流況
each drainag basin in Kynshn districts.

流域面積は20km²~90km²のものが80%以上となっている。

流域 年降水量 (平年値) Annual mean precipita- tion	流出率 run-off coefficient by different annual precipitation			豊水比流量 specific run-off of plen-tiful discharge		渇水比流量 specific run- off of scanty discharge		豊水 / 渇水流量比 ratio of plentiful d. to scanty d. by different annual precipitation			
	2,500 mm	3,000 mm	4,000 mm	2,500 mm m ³ /s	3,500 mm m ³ /s	2,500 mm m ³ /s	3,500 mm m ³ /s	2,000 mm	2,500 mm	3,000 mm	3,500 mm
2,380	0.78	0.83	0.91	6.2	9.8	1.25	1.3	5.0	5.4	6.3	7.5
2,120	0.73	0.83	0.86	4.9	9.6	1.40	2.0	3.1	3.5	4.1	4.8
2,350	0.71	0.73	0.78	4.8	7.7	1.1	1.2	3.8	4.4	5.4	6.4
2,270	0.70	0.75	0.80	4.8	6.7	1.0	1.2	4.4	4.8	5.2	5.6
2,240	0.65	0.75	0.80	3.4	5.8	0.55	0.65	5.2	6.2	7.4	8.6
2,260	0.50	0.60	0.70	2.9	4.6	0.6	0.7	4.1	4.8	5.5	6.6
2,240	0.60	0.65	0.75	2.8	4.2	0.6	0.8	4.4	4.7	5.0	5.3
2,240	0.67	0.71	0.75	3.7	5.7	0.55	0.65	5.8	6.7	7.7	8.8
2,480	0.82	0.86	0.91	8.0	14.4	2.5	3.3	3.3	3.6	4.0	4.4
2,480	0.82	0.86	0.91	6.2	14.8	1.6	2.0	3.1	4.2	5.7	7.4
2,380	0.73	0.81	0.86	5.7	9.6	2.3	2.5	2.3	2.5	3.0	3.8
2,580	0.72	0.81	0.86	5.9	12.5	2.4	3.0	2.1	2.5	3.1	4.2
2,490	0.78	0.91	0.95	9.0	15.5	2.9	3.0	2.5	3.1	4.0	5.3
2,400	0.69	0.80	0.82	4.1	7.3	1.3	1.8	2.9	3.2	3.6	4.0
2,130	0.69	0.75	0.82	4.0	7.0	0.9	1.1	3.8	4.4	5.5	6.5
1,940	0.73	0.78	0.82	4.5	8.5	1.8	2.0	2.2	2.5	3.1	4.3
2,370	0.65	0.69	0.73	5.0	7.0	2.1	2.5	2.2	2.4	2.6	2.8
2,560	0.73	0.82	0.86	6.2	8.9	3.05	3.15	1.8	2.0	2.4	2.8
2,630	0.80	0.85	0.88	6.2	9.2	1.8	1.9	2.6	3.3	4.1	4.8
2,680	0.78	0.88	0.93	5.4	9.2	1.7	1.8	2.6	3.2	3.9	5.1
3,050	0.82	0.89	0.95	6.1	8.6	2.05	2.2	2.6	2.9	3.3	3.9
2,560	0.76	0.81	0.86	5.2	9.0	2.6	2.9	1.6	2.0	2.5	3.1
2,495	0.86	0.90	0.95	6.3	7.7	4.15	4.25	1.4	1.5	1.6	1.8
2,375	0.78	0.86	0.92	5.5	9.2	1.3	1.6	3.5	4.2	4.9	5.8
2,100	0.78	0.82	0.86	4.1	6.6	1.0	1.2	3.3	4.1	4.7	5.5
2,110	0.60	0.65	0.93	4.3	6.2	1.5	1.65	2.5	2.9	3.3	3.8
2,920	0.82	0.86	0.90	7.3	11.0	3.2	3.4	2.0	2.3	2.7	3.2
2,815	0.78	0.82	0.86	4.5	5.5	2.0	2.2	2.0	2.2	2.4	2.6
2,208	0.65	0.71	0.75	4.0	6.5	1.7	2.3	2.2	2.4	2.6	2.8
2,400	0.65	0.73	0.82	4.2	6.6	1.6	1.8	2.1	2.6	3.1	3.7
2,480	0.79	0.82	0.86	5.4	8.5	2.1	2.7	2.2	2.6	2.8	3.2
3,080	0.82	0.86	0.91	7.1	8.7	2.0	2.0	3.2	3.6	4.0	4.4
2,503	0.61	0.71	0.82	4.0	7.4	1.7	2.5	2.3	2.4	2.6	3.0
3,610	0.78	0.86	0.95	7.2	10.0	2.05	2.25	3.1	3.5	3.9	4.4
2,475	0.65	0.73	0.81	4.3	8.5	0.9	1.1	3.5	4.8	6.2	7.7
3,355	0.82	0.86	0.91	8.0	10.3	2.8	3.2	2.7	2.9	3.0	3.2
3,150	0.73	0.78	0.82	5.7	6.7	1.25	1.25	4.1	4.5	4.9	5.4
2,920	0.65	0.69	0.73	5.3	7.4	1.1	1.2	4.4	4.8	5.5	6.2
3,575	0.69	0.80	0.91	7.8	9.1	2.0	2.1	3.7	3.8	4.0	4.3
3,585	0.77	0.85	0.86	5.5	7.6	1.9	2.0	2.7	2.9	3.3	3.8
3,475	0.73	0.80	0.86	5.6	8.0	1.2	1.4	4.4	4.7	5.1	5.6
3,695	0.65	0.79	0.86	4.2	6.4	0.9	1.0	4.3	4.7	5.5	6.4
3,710	0.78	0.82	0.86	5.0	6.8	1.05	1.15	4.6	4.8	5.3	5.9
2,750	0.83	0.86	0.90	6.7	8.9	3.2	3.4	1.8	2.1	2.4	2.6
2,780	0.82	0.86	0.92	6.1	9.0	3.0	3.1	1.8	2.1	2.4	2.8
3,610	0.73	0.82	0.93	4.8	6.8	1.0	1.15	4.1	4.8	5.2	5.9
2,885	0.73	0.80	0.84	5.5	7.9	3.55	3.7	1.4	1.5	1.7	2.1
3,105	0.63	0.73	0.86	4.8	7.3	2.5	2.5	1.6	1.9	2.5	2.9
3,100	0.69	0.82	0.86	5.1	9.0	1.1	1.2	3.6	4.6	5.7	7.5
3,498	0.69	0.78	0.82	5.3	8.0	2.1	2.1	2.2	2.5	3.0	3.8
2,270	0.67	0.72	0.77	2.7	6.9	1.2	1.7	1.9	2.3	3.0	4.1
2,790	0.78	0.79	0.81	6.4	8.7	3.3	3.5	1.8	1.9	2.1	2.5

渇水比流量調整、水田1%につき0.05m³/sをプラス

流域)と花崗岩(背振山地)の開折山地における、年降水量と豊水、平水、渴水各比流量との関係を例示したものであるが、地形と地質の状況によって、そのパターンが、大巾に異っていることが読みとられる。

このように、流域の地形・地質・年降水量の状況によって、流況が、大巾に変化するわけであるが、この間の特性を総合的に検討する意味あいから、図-14に

示すような相関図を作成した。図は、まず、年降水量2000mm, 2500mm, 3000mm, 3500mmの場合に区分した上で、豊水-渴水流量比と緩傾斜面積率との相関を求め、各相関図を更に、地質、基岩の種類によって識別したものである。

相関図は、流域環境因子と豊水-渴水流量比との間に、かなり明かな関係を示しているが、この間の特

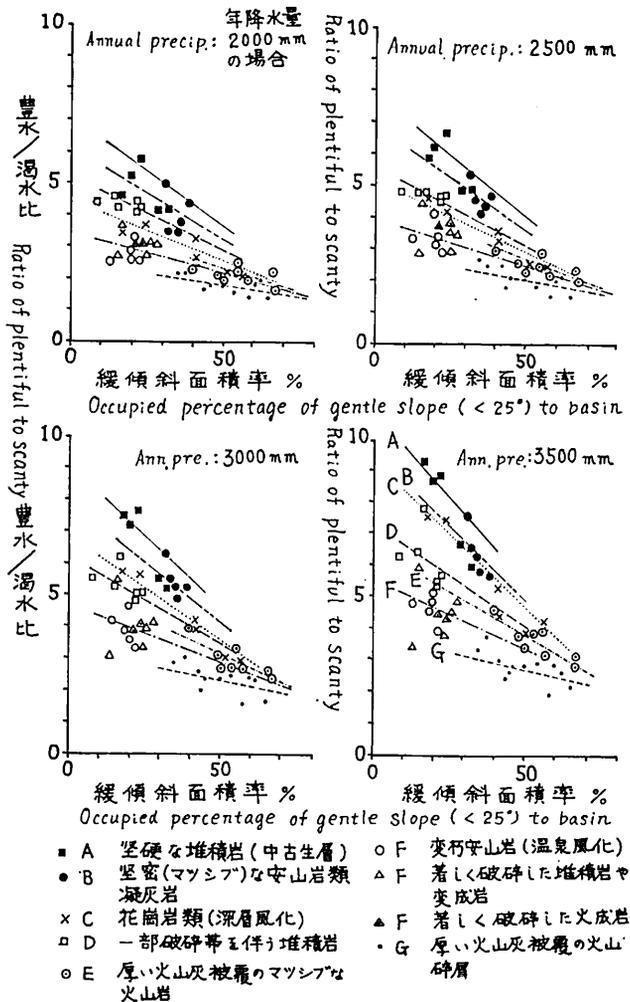


図-14 緩傾斜面積率及び地質区分と豊水/渴水流量比との関係
 Fig-14 Relation between ratio of plentiful discharge to scanty d. and percentage of gentle slope (<25°) to basin area on individually different annual precipitations and rock divisions.
 A : hard sedimentary rocks (mesoz.~paleoz.), B : massive andesite and tuff, C : granite (deep weathering), D : partially fractured sediment. rock, E : hard andesite covered by thick volcanic ash, F : propylite and fractured zone (sediment., metamorphic, plutonic), G : volcanic detritus covered by thick volcanic ash.

性を整理してみると次のとおりである。

(a) 緩傾斜斜面積率と豊水—潟水流量比との間には明かな逆相関関係があり、流域内における緩傾斜面積の占有率が大きいほど、流況が均斉化され、逆に、緩傾斜面積が小さい、急な開折斜面になると豊水、潟水の差が大きくなることを物語っている。

この理由としては、緩傾斜面で土層更には風化軟岩層の厚さが非常に大きく（一部の新生安山岩類を除く）、それに伴って、中に含まれる粗孔隙量、即ち貯留容量が大きくなっていること、そして緩傾斜なるが故に排水性が小さく、貯留性を高めていることがあげられる。単に傾斜が緩いという地形的な意味だけではなく、その上を覆う土層や風化層の性状を地形が代弁していることに意義があるわけである。

岸原ら（1975）、ここで取扱った52流域のうち16流域を対象にして、豊水—潟水比と各種の地形計測値との対比を行い、地形の開折度が最も高い相関性を示したことを報告している。本来、開折度が大きければ、緩傾斜面の遺存率が小さく、逆に小さければ、遺存率が大きくなる関係があるので、開折度の計測法が適正であれば、上記と同様、土層の厚い緩傾斜面の存在が重要である事を裏付けている一種の指標値と考えることが出来る。

(b) 厚い火山灰に覆われ、しかも基岩の構造が粗造な火山砕屑岩の流域で、豊水—潟水比と緩傾斜面積率との間の係数が低くなっている。つまり流域の水源かん養機能が高く流量が最も均等化しているわけである（図—12）。これに対して、ち密で割目の少ない安山岩や凝灰岩、堆積岩（三紀、中生、古生）（火山灰の影響は少ない）の流域は、豊水—潟水比が高く、水源かん養機能が小さいことを示している。破碎の著しい変成岩、堆積岩、深成岩等は火山灰被覆の火山砕屑岩の流域について、豊水—潟水比が低く、温泉風化の著しい火山岩類がこれにつき、ち密な基岩（洪積世末期の新安山岩等）も厚い火山灰に覆われた場合はかなり均等化している。全般的にみて、火山の噴出に伴う粗造な砕屑岩や、破碎や温泉風化によって粗造化した基岩は、そのような地質的な影響をうけていない基岩にくらべて、豊水—潟水流量比が低く、更にそれらが厚い火山灰に覆われると、その比はより小さいものとなっている。地質図上で、同一基岩名で記されている場合も、それが、破碎あるいは温泉風化の影響をうけているかどうか、更に火山灰におおわれているかどうか、によって流域の水源かん養機能が大幅に変ってくるこ

とを示している。

ここで、変わった傾向を示すのは花崗岩類で、年降雨2000mm以下では、水かん機能の高い部類に属していたものが、年降雨量の増大と共に順位が変り、3500mmの多雨量下では、豊水—潟水比が高く、かん養機能の低い基岩となっている。花崗岩は深層風化によって、軟質化しており、粗孔隙にも富んでいるが、その孔隙が、細孔隙に近いため、2000mm程度の通常の雨量地域では、十分に貯留機能を発揮しているものの、3000mm以上の多雨に対しては、貯留容量を上回って、早い流出をひきおこすためであろう。なお、中央構造線に近接する外帯部に出現する花崗岩（局部的）は、破碎が著しく、年降水量の増大に対してもそれほど、豊水—潟水比は増加せず、中生層や古生層の破碎と同様な性格を示しているようである。

なお、ここで取扱った破碎等の地質現象は主として緩斜面とその周辺部に着目して行ったもので、多くは礫と共に多量の粘土を伴って土層に近い風化形態を呈しているものが多い。これらの緩斜面は、洪積世の中末期に赤色風化の洗礼をうけ、赤色土としての性格をも併せもったものが多いわけである。従って、地形的な位置としては、中腹から上部、尾根筋にかけての性質に重点をおいた区分を行ったことになる。深く開折された、急斜面の谷筋では、このような赤色風化の影響が少ないため、破碎帯も礫質のものが多くなって多様化し、水環境に対する影響のしかたも変ってくるように感じられた。

(c) 年降水量

年降水量の増加と共に豊水—潟水流量比が増大し、とくに3000mm以上での増大率が高い。この中で特異なのは花崗岩類で、2000mm以上で急上昇をみせている。（図—13参照）

日本全国の平均年降水量は1800mmから2000mm程度とされていることとくらべると、ここで対象とした流域は、いずれも、平均以上の多雨地となっており、この点、結果も多雨地に偏したものとなったように思われる。しかしながら、どの地方においても、上流の水源地帯は、その地方の平均値を上回る降水量（少くとも2000mm以上）となっているのが常態と考えられるので、むしろ山地の特性をよく表わした結果が得られたものと解される。

(d) 総合関係

以上の関係（図—14）を総合し、これを数式化すると、次式のような形で示される。

$$Y_r = \{G(0.83 - X_r) - b\}f(p) \dots \dots \dots (7)$$

ここで

Y_r = 豊水/渴水—流量比

X_r = 緩傾斜面積率 ($0 \leq X_r \leq 1.0$)

G = 地質で定まる係数

$b = 1.5$ 但し、花崗岩は1.2

$f(p)$ = 年降水量 p (mm) の関数

係数 G の数値は次のとおり

堅硬な中・古生層堆積岩 (含古三紀)	7.2
ち密な安山岩, 凝灰 (角礫) 岩	6.8
花崗岩類 (深層風化)	5.1
一部破砕を伴う堆積岩 (中・古生層)	5.1
厚い火山灰被覆の堅密な安山岩類	3.9
変朽安山岩 (温泉風化)	3.4
著しく破砕した堆積岩, 変成岩深成岩 (高密度破砕帯)	3.3
厚い火山灰被覆の火山碎屑	1.8

$f(p)$ の内容は、一般の基岩と、花崗岩とは異り一般には

$$f(p) = 0.0442(p \times 10^{-3} - 0.9)^{2.6} + 0.850 \dots (8)$$

花崗岩類 (深層風化) では

$$f_0(p) = 0.0844(p \times 10^{-3})^{2.1} + 0.422 \dots \dots \dots (9)$$

上記の式によって求めた推定値と実測値との関係は、重相関係数 $R = 0.958$ 標準誤差 $S = 0.465$ となり、非常に密接な関係となっている。

8-4 渴水流量と地形、地質

水源かん養機能のあらわれの一つとして、渴水流量の高いことがあげられる。渴水流量は、他の流量区分と異り、年降水量の多少によっては、それほど影響されぬ性格があることは既に述べたとおりである。従って、流域によって渴水流量に差があるとすれば、それは主として、地形と地質条件によるものと解釈される。

図-15 (1) は、渴水比流量と緩傾斜面積率との関係を、地質基岩の性状と種類によって識別したものであるが、緩傾斜面積率に比例して、流量が増大し、また、ち密な基岩ほど、低流量であり、厚層火山灰の火山碎屑地で高流量である等、前項で掲げた豊水—渴水流量比の相関と全く逆の傾向を示している。さきの流量比で、渴水流量は分母として取扱ったわけであるので、逆はそのまま正の傾向と一致することを意味している。このことは、豊水—渴水流量比の地形・地質的な内容が、主に渴水流量によって性格づけられていることを示唆している。

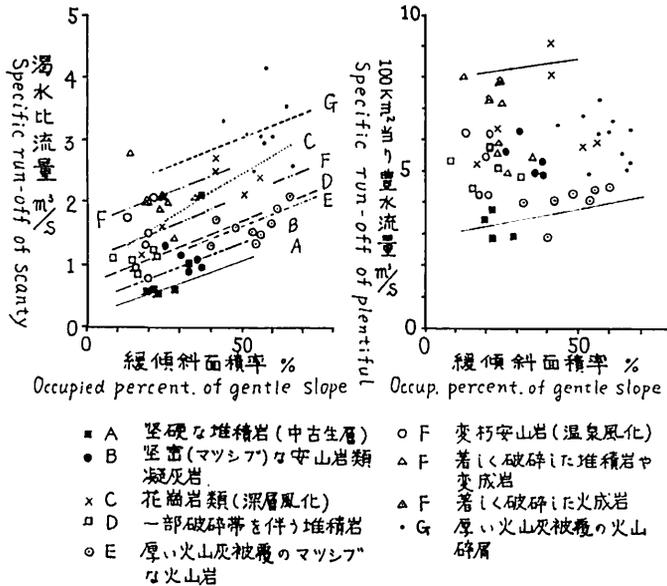


図-15 緩傾斜面積率と渴水流量及び豊水比流量との関係

Fig-15 Relation both between specific run-off of scanty an plentiful and percentage of gentle slope discriminated by divisions (the same of Fig. 14) of geological rocks.

豊水-渴水流量比は、豊水流量が小さく、渴水流量が高ければ小さくなるわけであり、当然豊水流量の如何によっても、流量比が変わってくるはずである。そこで、渴水流量の場合と同様に、緩傾斜面積率と豊水流量との関係を地質基岩で識別した相関図を作成してみた。図-15(2)は年降水量2500mmの場合を例示したものであるが、読図内容は、渴水流量の場合とは全く異なっている。即ち豊-渴流量比が低く、豊水流量値も他より低いのでないかと考えられる火山灰高原地や破砕帯流域が高い流量を示し、逆に流量比が高いので、豊水流量値も高いのではないと思われる堅密な基岩区で、却って低い流量が認められる。つまり、渴水流量が多い流域は豊水流量も多く、少なければ、少いといった関係が強いわけで、要は、豊水流量が多くても、渴水流量が、他よりも一層大きければ、豊水-渴水流量比が低くなり、豊水流量が少くても渴水流量が、より少なければ、流量比が高まることになるわけである。従って、林野の貯溜機能の大きさは、強く、渴水流量によって指標されていると考えてよい。

図-15において渴水流量が緩傾斜面積率に比例関係を示し、流域の地形ひいては土層や風化層の長期貯溜機能と密接な関係にあることを示唆しているが、豊水流量の方は、緩傾斜面積率とは、強い相関性を示さず、流域の土層や風化層の長期貯溜水よりも、土層から早く排水されて流出する中間流、あるいは直接流出にも強く影響されていることを物語っている。さきに述べたように、降雨後、早期に流出する中間流量は、急斜面の流域、即ち緩傾斜面積率の小さい流域ほど多量になるので、緩傾斜面積率と比例する地下水的流出とは逆の傾向を示すはずである。豊水流量が、早期の中間流出量と、遅期の地下水流出との和と考えると、緩傾斜面積率との関係は、互いに打消しあって、なくなるものと解される。しかし、豊水流量が低い流域については、なお、緩傾斜面積率と正の相関が認められるので、そこでは地下水的流出の比重が高いのではないかと想像される。

8-5 年流出率

河川の水利用を考えると、最終的に問題になるのは総流量である。そこで、総流量に対する流域環境の影響について概括的な検討を加えることにした。

河川の年間総流量の収支は、おおよそ次のように考えられる。

$$\text{年間総流量} = \text{年降水量} - \text{土地的蒸発量}$$

—植物蒸散量—深部地下水補給量

$$\text{年降水量} = \text{当該年の流域の年降水量}$$

土地的蒸発量=主として風速による蒸発量を考えた。風速は、地形的な露出度(福島・竹下, 1966)で指標される。

植物蒸発量=森林の蒸発量が大きいと言われているので(中野1963他)、森林の面積率を考慮することにした。

深部地下水補給量=地質基岩の種類によるものと考えた。なお、これに関連する現象で、他流域への地下水流出と、他流域からの流入とがあるが具体的な要因としては検討しなかった。

上記の考えをもとに次の因子をとり上げ、相関図上で検討を加えることにした。

目的変数: 年間流出係数 (=年間総流出高 mm ÷ 年降水量 mm)

説明変数: 流域の平均露出度, 流域の森林面積率, 流域の地質基岩区分。

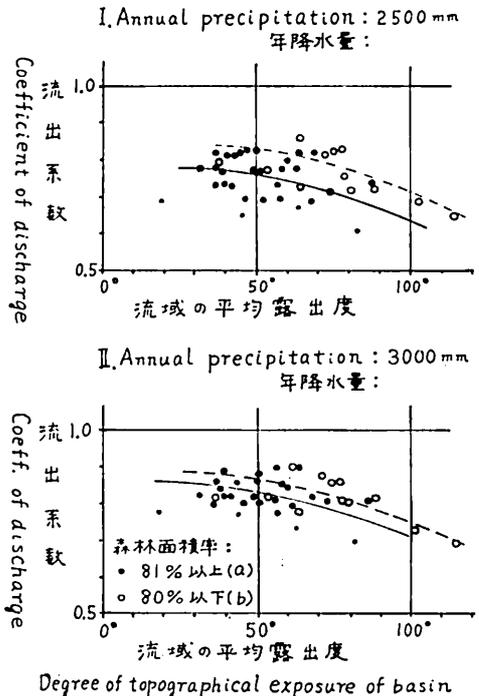


図-16 年流出率と流域の露出度との関係(年降水量2500mmの場合と3000mmの場合を示す。更に森林面積率によって区分)

Fig-16 Relations between annual run-off coefficient and degree of exposure of basin in the case of different precipitations and forest land percentage.

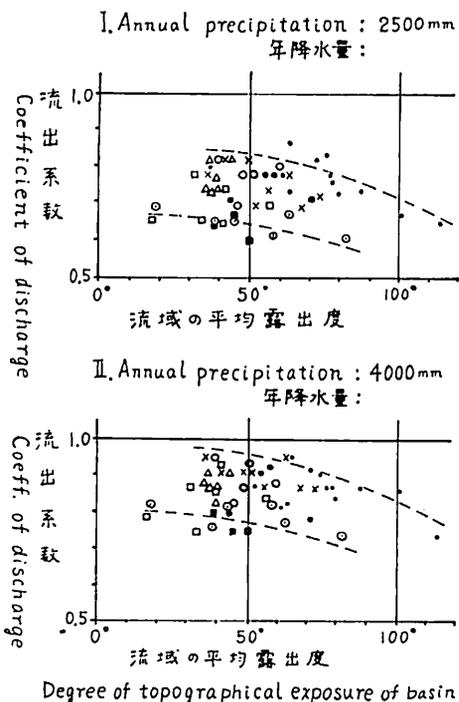


図-17 年流出率と流域の露出度との関係(年降水量2500mmと4000mmの場合及び地質区分別)(地質区分のマークは図-15、図-16と同じ)

Fig-17 Relations between annual run-off coefficient and degree of exposure of basin in the case of different precipitations and geology (divisions are same of Fig. 14).

図-16は年降水量が2500mmの場合と、3000mmの場合の年流出率と露出度の関係を森林の面積率で識別したものであり、図-17は、2500mmと4000mmの場合を地質基岩の区分で識別したものである。図上のパターンから、おおよそ次のようなことが言える。

(a) 露出度が大きくなると(とくに50度以上では)明かに流出率の低下を認められる。露出度が高い地形条件下では、風速が大となり、また、風当りの頻度が大きくなるので、これによって蒸発が促進されるためであろう。図上の流出率の変化曲線から、蒸発損失を推定すると、露出度40度の流域と110度の流域とでは、500mm以上の蒸発量の差が認められる。なお、地点としての露出度は360度の(個所)山頂)も出現するはずであるが、ここで対象としたような20km²以上の流域では、130度程度が上限と考えられる。

(b) 森林は蒸散量が多く、草地などで比較した場

合、年間で200mmから400mmの差があるのではないかと推定されている(中野, 1976), いま、仮に両者の差を300mmとして検討してみよう。図-16では、森林面積率が81%以上と未満とを識別しており、平均的には90%の流域と70%の流域とを比較した程度のもとなっている。森林と草地の蒸散量の差を300mmとして、この20%の蒸散量の差を推定すると60mmとなるが、年降水量2500mmの場合には、図上でもこの程度の差があることが認められ、森林面積率が80%以下の流域の方が若干高い流出率を示している。しかし、同様な比較を3000mm以上の場合について検討してみると、森林面積率の相違による流出率の差は認められず、蒸散量の差が無くなるのでは無いかと推定される。

森林は雲霧を捕捉して葉面をぬらし、更には樹雨をもたらすと言われているが、年降水量が3000mm以上にもなると、この様な増雨現象によって蒸発量を補償する機会が多くなるのではないかと考えられる。

あまり明瞭な結果ではないが、森林に蒸散損失が認められるのは年降水量が、2500mm程度以下の流域であり、3000mm以上では、それが無視され、場合によっては森林により増雨も発現するのではないかと想像される。

なお、図-16においては、地質的条件を同等にする意味合いから、地質的に高位流出のものから約きをえらんで図示している。しかしながら、図-16での森林面積率80%以下の流域の大部分が、火山性高原地帯であり、この点、前記の検討も、地質と地形の差によるものか、森林の差によるものかは明かでない点が残っている。

(c) 大規模な破砕帯や温泉風化、深層風化地帯等、粘土をまじえた風化帯を形成している地質基岩区で、年流出率が高く、堅硬で緻密な基岩区(厚い安山岩地帯を除く)で、流出率が低くなっている。

当初、豊水-涸水流量比が低く、また涸水流量の高い流域では、土層での貯溜期間が長いので、蒸発散による損失が多く、年流出率は若干低くなるのではないかと予想したのであったが、火山砕屑地帯が高流出率を示すなど、却って逆の傾向があらわれている。

堆積岩や、変成岩地帯の谷は、その殆どが断層等の構造線に沿って発達しているので、当然、溪床から漏水する地下水補給量が相当量に達するものと想像される。この場合、粘土等の細土を伴う風化帯の方が、谷

での透過性が小さく、硬岩の礫質構造線の方が、漏水しやすく地下水補給量も多い(従って流出率は低下)のではないかと考えられるが明かでない。

(d) 花崗岩は風化層が細土化して粗大な孔隙を欠き、また基岩そのもの間隙率が少いためか、深層地下水の発達が悪いようである。従って地下水補給量も余り多くなく、流出率は比較的高い。

(e) 火山岩は、他の地質基岩区を覆うことが多く、それが、あまり厚くないときは、下部基岩(中・古生層の破碎岩)内の地下水、埋積谷の伏流水等への補給が容易に行われて、ために流出率が低くなっている。臼杵一八代構造線に沿い、外帯の中・古生層と接する新生熔岩地帯では、とくにこの傾向が強い。しかし、安山岩類が、厚く堆積している流域では、このような傾向は認められない。

(f) 図-17では省略しているが、北九州市に近接した中生層や古生層の硬質堆積岩地帯(谷線に沿って断層はあるが破碎は少い)では、露出度が低いにもかかわらず、流出率が0.6に近く、この報告では最も低い値が観測されている。北九州市は、工業用水等への地下水汲上げが多く、そのため、地下水量が不足していると考えられている。この不足を補うため、谷からの地下水補給量が増加して、流出率の低下を来しているものと想像される。

(g) 河川の年間流出量は、年降水量から蒸発散量等の損失量を差引いた量となるので、年間の流出率は1.0を下回り、全国的には、0.7程度の率が常識的な値と考えられている。いま、九州地方の森林流域での蒸発散量を年間700mm程度と仮定してみると、年降水量が2500mmの場合の流出率は0.72、3000mmの場合には0.77、4000mmの場合には0.83となるはずである。この値いと表-18や図-17にかかげた値いとを対比してみると、年降水量2500mmの場合には、ほぼ似たような率を示す流域が多いが、全般的には、やや高い流出率を示し、特に、年降水量が、3000mm、4000mmと増大するほど、高い傾向の流域が多くなることが認められる。

流出率が高い原因の一つとしては、流域降水量の推定値が不足していることが考えられるが、この報告での雨量推定は、地形性の上昇気流を考慮したかなり細密な高度補正にもとずいており、従来、一般に行われている雨量の推定法よりも、相当、高い数値が得られているのが特色である。(Thiessen 法等によった場合

は、年降水量値は表-18に示したものよりもかなり少く、相対的に流出率は、更に高く算出されることになる)従って、過大流出率の原因としては、降水量よりも、流量観測値の測定誤差、あるいは、森林の増雨機能等の別の原因の方が大きいのではないかと想像される。筆者としては、前記のように森林面積率の大きな流域ほど、降雨の増大に伴う流出率の増加が大きい等の理由から、後者の森林の増雨効果の影響が強いのではないかと推定したい。

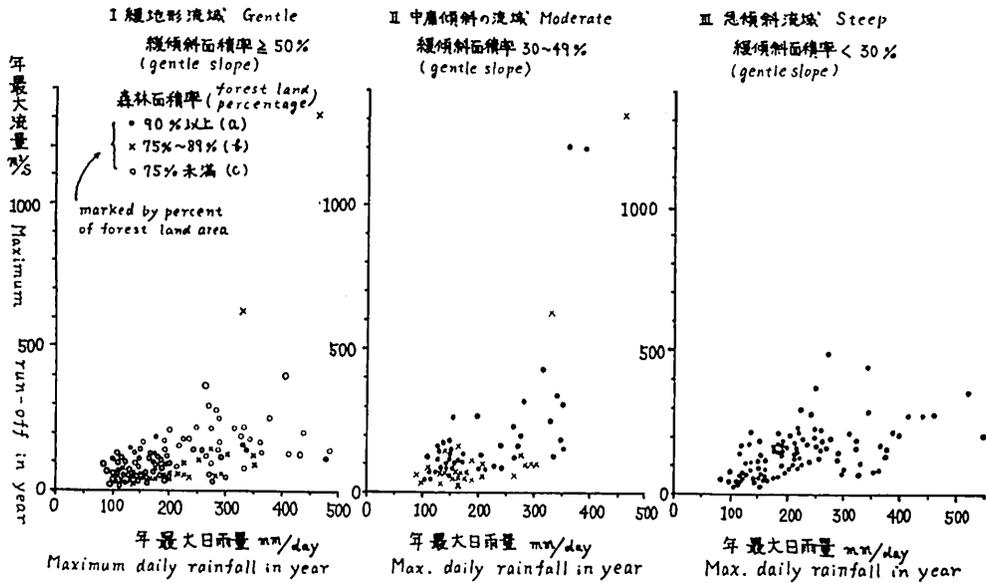
8-6 洪水性の流量

洪水性の流量と地況あるいは林況との関係を検討する意味で、傾斜区分(緩傾斜面積率の大小により緩地形、中庸地形、急傾斜地形に3区分)毎に、年間最大流量と最大日雨量との関係を求め、これを森林面積率区分で識別した相関図を作成した。図-18がこれである。図中のパターンを検討するとおおよそ次のことが言える。

(a) 日雨量の増大と共に、最大流量の増大傾向が認められるが、分散が大きく、時間雨量値等、雨の降り方によって流出のしかたが異なっていることが類推される。たとえば、一日中ほぼ均等に、あるいは、透過能の高い初期段階で強雨が降り、後は弱雨化といったような雨の降り方の場合は、400mm/日以上の大雨でも流量はそれほど目立たず、逆に短時間集中して降れば、異常な流量を示すことになるものであろう。なお、ここでは数日にまたがる連続雨量はかかげていないが、或程度の連続降雨があれば、当然、透過容量の余裕が少なくなっているので、その後強雨が降れば、直接流出量が増大するはずである。また、異常な出水をもたらす集中豪雨は局地性が強いので、その適確な降雨量が把握出来ないのも、分散を過大にしている最大の原因であろう。

(b) 500mm³/s. 以上の異常な流量を除いて検討してみると、急傾斜地形の流域ほど、最大流量が高く、分散も小さくなっている。急傾斜地形の土壌は透過容量が大きいので、500mm/日以上降雨でも、一度は、土中に貯溜し、中間流として排出することが分散を少なくしている原因であろう。

森林面積率は、緩傾斜地形で低く(草地・牧野が多い)、一方急傾斜地で高く、分布が偏倚しているため、明な傾向は認められないが、森林面積の高い流域で、若干最大流量が少なくなっている傾向が認められる。森林は牧野や草地にくらべて透過能が高く、当然、洪水



図一八 年最大流量と年最大日雨量との関係 (地形の緩急別及び森林面積率区分別)
Fig-18 Relations between maximum run-off and maximum daily rainfall in year on different topography.

性流量に対する調節機能が大きいと想像されるのであるが、緩傾斜の火山灰地帯では、コラ層（不透水層）の分布が広いため、それほど効果があらわれなかったものと想像される。

(c) 500mm³/s. 以上の異常に大きな流量値は、急傾斜地形よりも緩傾斜地形に出現している。資料数が少ないので、明かなことは云えないが、緩傾斜地形の方が、急傾斜地よりも表層透透能が小さく、また、連続降雨数百回以上になると透透容量も小さくなるため、雨の降り方如何によっては、急斜面よりも、地表流出を発生する機会が多いと考えられる。なお、急斜面も、40度を越す急峻斜面となると、当然、流出が早まる筈である。

9. 開発に伴う流出の変化予測

9-1 土地利用区分別の透透容量

土層の透透容量は、地表の透透能が充分であれば、その中に含まれる全粗孔隙量と、降雨期間中に排水される量との和によって示され、地表の透透能が小さい場合は、土層内の貯溜容量には関係なく、専ら透透能で規制されるものとする。前述の6.4及び7.3の内容を考慮しながら、100mm/日以上の豪雨に対する透透

容量を概算してみると、おおよそ次のような数値が想定されようである。(厳密な数値ではないが、実態と照合しても矛盾のない傾向値である。開発に対する一応の試算を行う上での仮定値である)。

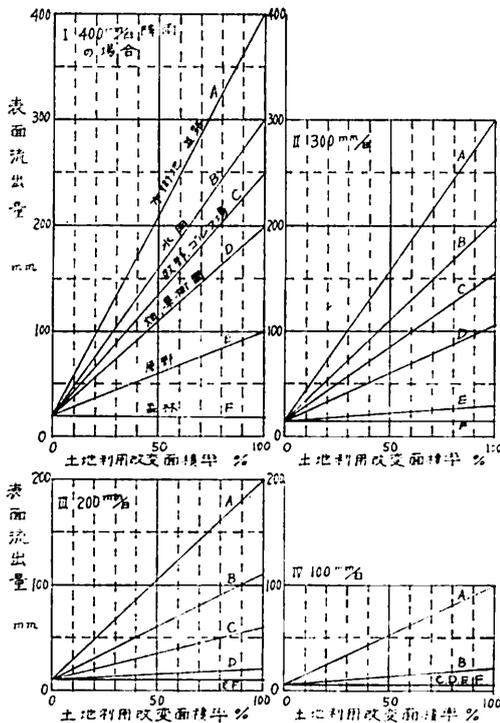
人工林 (森林)	400mm/日以上
粗悪な森林原野	300mm "
畑、果樹園	200mm "
牧野、ゴルフ場	150mm "
水田 (水面貯溜を考慮)	100mm "
市街地、道路	0 mm

なお、各土地利用共5%程度の不透水地、水径があるものとする。

9-2 土地利用改変率と直接流出 (洪水)

図一十九は、自然の森林から、市街地、水田畑・果樹園等へ改変された場合、その改変率 (%) によって、地表からの直接流出高が、どのように変るかを示したもので、夫々、日雨量が、400mm, 300mm, 200mm 100mm の場合を例示している。なお、300mm の場合には、市街地35%, 水田15%, 畑15%, 森林35%の場合と、市街地5%, 水田25%, 牧野20%, 畑10%, 森林40%の場合の、グラフ上での算出例を示している。

400mm の日雨量の場合には、森林以外の各土地利用



図一十九 土地利用別の改変面積率と表面流出量の関係
Fig-19 Relations between direct surface runoff and changed area percentage of land use from forest land.

区共、地表流出を発生するはずであるが、300mmでは粗悪な原野でも、更に200mmになると、森林も畑も共に直接流出しない。そして100mmでは市街地だけが問題となってくる。即ち雨量が少ない場合は、土地利用の差は問題でなく、多雨量となるほど、土地利用の差が表面化してくるわけである。福岡県の周辺では、平年の最大日雨量が100mm以下であるので、現実に洪水性の出水と土地利用との関係が問題になるのは、数年ないしは10数年に一度といった確率で発生する日雨量200~300mm以上の豪雨であろう。

前記の透透容量を前提条件として、日雨量と土地利用面積率をもとに、直接流出高を算出する式を作成すると次のとおりである。なお、連続豪雨に關しても同様な考え方で、直接流出高を推定出来るはずであるが、ここでは、1日豪雨だけを想定しておくことにする。

$$Y_R = 0.0095PX_1 + (0.009P - 0.81)X_2 + (0.009P - 1.30)X_3 + (0.009P - 1.80)X_4 + (0.009P - 2.80)X_5 + 0.05P \dots\dots\dots(10)$$

ここで

- P：日降雨量mm
- X₁：市街地面積率%
- X₂：水田面積率%
- X₃：牧野、ゴルフ場面積率%
- X₄：畑、果樹園面積率%
- X₅：粗悪な林野の面積率%

但し X₂、~X₅の係数が、負になる場合はそれを0とおくことにする。

9-3 応用例

福岡市のベッドタウンである或河川の上中流地帯では、昭和45年頃の土地利用が、建設用地3%、水田27%、畑2%、原野2%、森林66%、であったが、その後宅地開発が進み、60年頃には建設用地16%、水田24%、畑4%、原野2%、森林54%に変化する予定である。そしてその河川は昭和40年代に、300mmの日雨量で橋脚が流失するほどの洪水を記録した。

ここで昭和45年頃の土地利用状況下での日雨量300mmの直接流出高を(10)式計算すると、61.3mm、昭和60年の直接流出高は98.4mmと予測されて1.60倍になる。即ちピーク流量が1.60倍となるわけで、当然氾濫の程度は、45年頃よりも遙かに激しいものとなることが予測される。また昭和45年当時に氾濫をもたらした60mmの流出高は、300mmよりも遙かに少い210mm程度の日雨量でも発生することになるので、洪水の発生頻度も高くなるものと考えてよい。

福岡県下の森林面積率は十数年前の50%から、開発によって近い将来40%におちこむものと予測されているが、県全体についても、上記と同様の、洪水危険率が高まっているものと解される。県下の都市によっては、流域内の台地や丘陵が20%以上も市街化されている例も珍らしくないので、ここで試算した以上の洪水危険箇所も数多く実在していることになる。最近では平野部での溪流の流末水路が圧縮され、また、河川敷ぎりぎりの線まで、宅地化されている個所が多だけに、問題である。

最近、環境保全上、都市周辺での森林の確保が叫ばれているが、一体、どの程度の森林面積が必要なのか等については具体的な解答が示されていない。ここで、扱った数値は仮定に近い性質のものであり、また、推算の方法も単純に割りきりすぎた内容のものであるが、下流の洪水容量に対する流量調節を目的にそれに必要な流域の森林面積、土地利用のあり方等を

推定しうる手段を例示したもので、問題の具対的解決に対する可能性が示したものと考える。

現在、生活用水を井戸水に求める地域が、まだまだ、かなりの量にのぼっているが、地下水の補給に必要な森林面積等についても、同様な推定が、可能になるものと考ええる。

9-4 土の保全と水の保全

これまで述べてきたことから、水保全は、土の貯溜機能によって支配される面が大きく、まず、水の受け入れ口である地表の滲透能、つまりこれを規制する土壌表層の粗孔隙量とくに粗大孔隙量、これらの粗孔隙組成を保護育成する A₀ 層の存在が重要であり、そして、貯溜本体である、土層の厚さと粗孔隙率とが問題となる。換言すれば、水環境問題は、貯溜機能を発揮する素材としての土層と、その素材の質を性格づける土壌層位別の粗孔隙率等、殆どが、土層問題にすりかえられることになる。即ち、水保全、即、土壌保全、しかも、表層ほど多孔隙で、落葉におおわれた森林土壌の保全と云える面が大きいわけである。

急斜面にあっても厚い土層を保持する森林の崩壊防止機能、地表流の発生を抑制して侵蝕を防ぐ森林の土壌侵蝕防止機能等が、そのまま森林の水源かん養機能につながり、また土壌の腐植層を増大させ、地力の増強を計る。瘠悪林地改良事業、荒廃地復旧事業等も、水源かん養機能の増強に役立つことになるはずである。ただ、一方では、多額の金銭を投じて、林地の改善を行っても他方で、易々と開発を許すのでは、何か、矛盾が多すぎるような気がする。

10. 要約

湿潤暖帯林地の水保全機能について土壌及び地形的な立場から調査検討を行った。

林地を覆う土壌（土層）中の粗大孔隙と粗孔隙について組成の定量化と、水保全に関する夫々の機能を吟味し、併せて、土壌特性と環境要因との関係を総合解析した。ついで、土層の水貯溜機能を指標する地形要因として、流域の緩傾斜面積率を抽出し、流域内の地形、地質、降水量その他の因子を用いて現実の河川流況との関係を検討した。その結果、緩傾斜面積率、地質的な風化構造に着目した基岩種、年降水量と豊水一渴水流量比との間に密接な相関関係が認められた。個々の具体的な内容は次のとおりである。なお、土壌の

孔隙特性等については九州地方を中心に調査した約270個所の資料により、河川の流況については、九州本島内の52流域の資料をもとに検討したものである。

(1) 森林土壌は、有機物の混入率の高い表層ほど多孔隙で、A₁、A、B、C層と下層に移行するほど粗大孔隙（水が自由に流動する）や粗孔隙（pF2.7以下で、毛管強力を受けながらも水は徐ろに移動する）を減じている。とくに粗大孔隙率の深さに伴う減少傾向は強く、有機物を欠くC層では極めて少い値いしか示していない（粗孔隙率はなお10%内外を示している）（図-1、表-5）

(2) 地表に近接した表層部が多孔隙であることは、降水を土中へと誘導するために非常に有利な構造となっており、それが、腐植の混入に伴う団粒構造によって形式されている。腐植の供給源は落葉層であるが、この落葉層は、団粒構造が水滴によって破壊されぬようにこれを保護し、いわば、表層の多孔隙構造の保護と育成との役割を果している。この間の森林構成の機構を整理すると図-20のようにモデル化される、（表-12~14）

(3) 落葉層（A₀層）に覆われた森林土壌の表層は、浸透能が非常に高く、すべての豪雨をも滲透させ

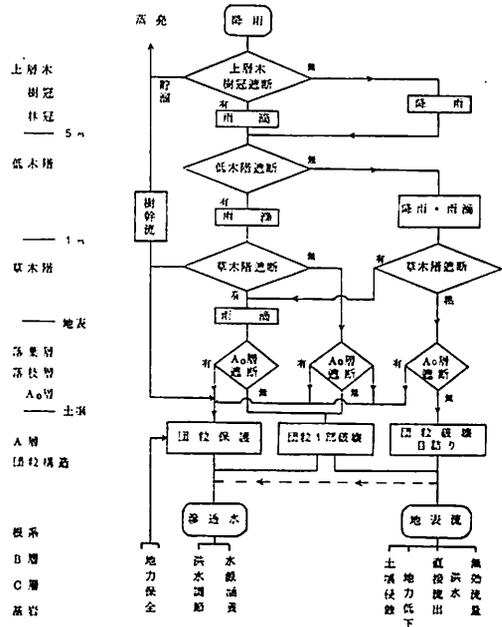


図-20 森林の水土保全機能
Fig-20 Function of water conservation of forest above ground.

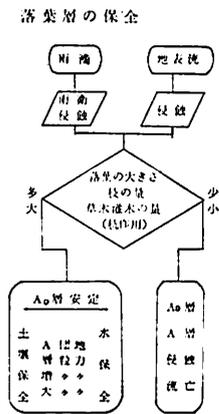


図-21 落葉層の保全機能

Fig-21 Function of soil conservation of litter.

る能力を持っていると考えてよいが、A₀層を欠く森林土壌は、透透能がやや低く、強雨下では、地表流を発生させる危険性が高い。総括的にみて、健全な森林土壌の透透容量は、専ら地表下の土層の粗孔隙容量に支配され、地表の透透能の制約はないものと考えられるが、A₀層を欠き、A層の発達が悪い土壌では、下層の構造よりも、表層の透透能の方が問題となる。（表-15）（図-21）

（4）開発によって森林土壌の土地改変が行われた場合は、まず土層内の粗孔隙量も減少するが、それよりも、A₀層を欠き、更には踏み固めをうけて地表の透透能が著しく低下していることが問題になる。（表-16）

（5）表層下1mの深さを単位とし、その中に含まれる全粗孔隙量（粗大孔隙量と粗孔隙量の和）を目的変数、年降水量、地質基岩、堆積区分（地形）に林種等の環境要因を説明変数として総合解析を試みた、結果は図-8～10と表-10のスコア表に示すとおりである。相関係数0.83標準誤差40.3mm、年降水量と堆積区分（地形）の影響が大きく、地質基岩や林種の影響はこれより小さいものとなっている。

（6）年降水量と全粗孔隙量との関係は正相関を示している。降水量が多いほど根の活動等が活発なこと、降水量が多いほど侵蝕力が強大化し細土の淘汰が行われるため土壌の堆積構造が粗造になるためであろう。

（7）開折山地の堆積区分では、崩積土、匍行土が多孔隙、残積土で少孔隙、他はその中間の様相を呈しているが、厚層火山灰の場合はこれとは異って、尾根

と斜面との差がなく、広い緩斜面では、A層下部付近に堅密な不透水層を形成して、全粗孔隙量も少なくなっている。

（8）地質基岩では、物理的な風化課程で、直接、粘土質の細土になる傾向のものが少孔隙で、礫質となるものが多孔隙となっている。火山灰は細土質であるが、穏かな風積物であるためか多孔隙である。

（9）1m深の森林土壌層は、腐植の含有率の高いA層とB層とが主となっており、団粒の発達によって多孔隙となっている。この意味では森林の影響が最も強い土壌層と考えられるわけであるが、現況の林種の役割はそれほど大きなものとはなっていない。これは、このA層B層が、過去、数100年にわたるほど長期の森林の産物であり、現在の産物ではないためと考えられる。

（10）降水量と全粗孔隙量が正相関を示すことは、これまであまりよく知られていなかった事象である。余談ではあるが、年降水量が少ない地域では、少い豪雨強度でも山崩れが発生し、逆に年降水量が多い地方では、かなりの強度の豪雨によっても崩壊が発生しにくいことが知られている。この原因を、この粗孔隙特性で説明することが出来よう。

（11）林種間の落葉特性等を調査すると、ヒノキ林でA₀層の発達が悪く、そのため、透透能、表層粗孔隙量が他に比較して劣っている傾向がうかがわれ、特に開折山地で目立っている。人工林施業上の問題点であろう。

（12）地質基岩の影響は、粗孔隙率の大小よりも、土層の深さに影響し、破碎帯、温泉風化、深層風化等の地質構造的な風化帯で、土層、風化層が厚くなっている。洪積世中一末期以降に噴出した安山岩類は、風化が進まず土層がうすい傾向がある。

（13）全土層の厚さは地形と堆積区分によって大幅の変化を示し、夫々の平均値で、1mから3m（火山灰では4m以上、山麓の押し出し層は10m以上）の差がみとめられる。開折山地では、やせ尾根状の残積土や急峻匍行土（40度以上）で薄く、二次堆積した崩積土や押し出して厚い。開折の及んでいない緩斜面（広尾根、高原中腹や山麓の緩斜面）は、遺存の歴史が長いため風化層が厚く、土層も厚い。概括的にみて緩傾斜面は開折斜面の2～3倍の土層厚をもっている。

（14）土層中の全粗孔隙量は、粗孔隙率と土層の厚さとの積で示されるが、通常の森林土壌についてみる

と、粗孔隙率の変化の幅よりも、土層の厚さの変化の幅が大きく、概括的には、土層が厚いほど、全粗孔隙量は多くなるとみてよい。

(15) 土中における粗大孔隙網は、粗孔隙の貯溜性に対して排水性の機能が強いものと考え、土層の粗大孔隙率 ($r\%$) と傾斜度 (α 度) が大きいほど排水性が高まり、静的な貯溜容量 (粗孔隙量 P mm) が減少することになり、有効貯溜量 (仮称 S_{cm}) は次式で示されることになる。

$$S_c = P(1 - krs\sin\alpha)$$

$$k \approx 0.13$$

なお、豪雨に際しては、粗大孔隙量も貯溜機能を発揮するものとする。

(16) 有効貯溜量 (S_c) の大きさによって、土層の貯溜機能が評価されるものと考え、地形及び堆積区分別にその数値を求めた。開析斜面内では、崩積土の機能が高く評価されたが、この部分は集水地形であるので、機能が集水分に果される分を控除する必要がある。このように考えると、開析斜面内の土層の貯溜機能は、匍行土程度かそれ以下と考えられる。開析斜面内で機能の最も低いのは、40度以上の急峻匍行度で、39度以下の普通の匍行土の機能の1/2程度となっている。緩傾斜地形面の土壌は、開析斜面にくらべて r , α 共に低く、土層が厚いので、機能の評点は、開析斜面の2倍以上となるものと推定される。(表一9)

(17) 土層の浸透容量は、有効貯溜量の場合とは逆に、排水量分だけが、余裕分となるので、静的貯溜容量に加算されることになる。いま仮に、 $r \sin\alpha$ で規定される量が t 時間の排水量とすると、 nt 時間の連続降雨に対する最大浸透容量は次式で示されよう。

$$I_f = P_r + P(1 + 0.13nr\sin\alpha)$$

ここで

$$P_r : \text{粗大孔隙量 (全土層) (mm)}$$

(18) 河川は洪水性の高水位流量と、渇水期の低水位流量との差がなく、四季を通じて流量が均等である方が、防災上も利水上にも有利と考えられている。高水位流量としては豊水流量が、偶然的な雨に左右されず、年間の安定した指標となること、低水位流量としては、渇水流量が年降水量の多少にかかわらず一定に近い傾向を示し、基底流量としての性格が強いことに着目して、河川の流況の均等性を指標する数値として豊水一渇水流量比を用いることにした。

(19) 九州地方の各河川の豊水一渇水流量比を目的

変量とし、年降水量、緩傾斜面積率、地質基岩を説明変量として総合解析を行った。結果は図一14のとおりであり、これを数式化すると次のとおりである。

$$Y_r = \{G(0.83 - X_i) - b\}f(p)$$

$$f(p) = 0.0442(p \times 10^{-3} - 0.9)^{2.6} + 0.850$$

花崗岩のみ

$$fg(p) = 0.0844(p \times 10^{-3})^{2.1} + 0.422$$

Y_r = 豊水/渇水流量比

p = 年降水量 (mm)

X_i = 緩傾斜面積率 (< 1)

b = 1.5 但し花崗岩は1.2

G = 地質基岩によってきまる係数。

堅硬な堆積岩	7.2
ち密な安山岩、凝灰(角礫)岩	6.8
花崗岩類(深層風化)	5.1
一部破碎を伴う堆積岩(中・古生層)	5.1
厚層火山灰被覆の堅密な安山岩	3.9
変朽安山岩(温泉風化)	3.4
著しく破碎した堆積岩、変成岩	
深成岩(高密な破碎)	3.3
厚層火山灰被覆の火山砕屑	1.8
$R=0.958$ $S=0.465$	

(20) 流域の緩傾斜面積率と、豊水/渇水流量比とは逆相関を示し、その面積率が大きいほど、即ち土層が厚いほど流域の貯溜機能が高くなることを裏付けている。その関係は、地質基岩の種類によって大幅に修正され、粗造な堆積を示す火山砕屑や、破碎の著しい基岩、温泉風化を受けた基岩など、粗孔隙に富む基岩域で低流量比を示しているのに対して、ち密で、割目の少い堆積岩や安山岩の流域では高流量比となっている。いずれの流域も、降水量の増大と共に、流量比が増大しているが、この中で、特異なのは深層風化の花崗岩で、少年降水量の場合は、他より低い流量比となって、貯溜性の高いことを示しているが、年降水量に伴う流量比の増大率が他基岩よりも大きく、多雨下ではむしろ貯溜性の悪い基岩となっている。花崗岩は深層風化によって、深部まで土層に近い様相を呈しているが、その孔隙が細小なためか、小雨に対しては十分な貯溜容量を発揮するものの、強雨に対しては、容量不足となって流出が早くなるものと推定される。総合的にみて、単なる基岩名だけで、地質的な貯溜性の大小を指標するのは不十分であり、その破碎あるいは温泉風化の有無等が大きな要因となっている。

(21) 各基岩とも、厚い火山灰におおわれている場合には、貯溜機能が增大しているが、この理由として、火山灰被覆の火山地帯の緩斜面の土層の厚さが、一般の緩斜面よりも更に2~3m以上も大きいことと、風積土のためか、C層の粗孔隙が他より粗孔隙に富むことがあげられる。

(22) 滲水流量は緩傾斜面積率が高いほど、また、厚層火山灰の火山砕屑や破砕帯など、粗孔隙に富む地質基岩であるほど、大きな流量値を示し、豊水/滲水流量比の特性が主として、滲水流量によって性格づけられていることが認められた。

(23) 流出率は降水量の増大とともに高くなる傾向があるが、同一年降水量下で検討した場合、地形的な露出度の高い流域（露出度が高ければ風速大、従って蒸発量大）ほど、流出率が低下することが認められた。相関図（図-16, 17）の曲線傾向が正しいものとする、露出度40度の流域と100度の流域とでは、後者の方が500mm程度も蒸発損失が大きいことになる。

(24) 洪水性の流出と日雨量との関係において、幾つかの特性が認められたが、分散が大きく、明瞭な結果は得られなかった。比流量が500m³未満の洪水流量に対しては、緩傾斜面積率が高く、森林面積率が高いほど、洪水調節機能の高いことがうかがわれたが、500m³以上の異常な出水は、緩傾斜面積率の高い流域に発現頻度が高く、急斜面の森林流域では少くなっている。緩斜面の土壌の方が透透能の劣る個所が多いのに対して、急斜面の森林土壌は、豪雨を必ず透透させる能力があるためであろう。いずれにしても、雨の降り方（時間強度とその時間的配分）が、洪水性の出水に対しては影響力が大きいようであった。

(25) 流域の土地利用区分毎に最大滲透容量を推定し、開発に伴う、洪水性出水量の変化の推定を試みた。

(26) 水の保全機能は、土層の厚さとその孔隙組成A₀層の有無と表層透透能等によって規制され、殆どすべてが、土壌の問題に換言される。従って、水の保全は、そのまま土壌の保全問題として検討されるべき内容のものとなろう。

課。

岸原信義・田中洋二, 1975, 流域の理水特性に関する研究 (VII), 流況係数と流域の地形・地質との関連について, 日本林学会誌 vol. 57, No. 8

真下育久, 1960, 森林土壌の理学的性質とスギ、ヒノキの成長に関する研究, 林野土壌調査報告 No. 11

真下育久, 1973, 森林土壌の粗孔隙量に関する森林および環境要因, 森林の公益的機能計量化基礎調査報告, 水利科学研究所

村井宏・岩崎勇作・北田正憲, 1969, 放牧状態が林地の浸透および土壌の受蝕性に及ぼす影響, 林業試験場研究報告 No. 223

中野秀章・菊谷昭雄・森沢万佐男, 1963, 林況変化, とくに伐採が溪川流出に及ぼす影響 (I) — 水年, 豊水, 平水, 低水, 滲水各流出量への影響 —, 林業試験場研究報告 No. 156

中野秀章・菊谷昭雄, 1964, 林況変化, とくに伐採が溪川流出に及ぼす影響 (II), 連続降雨による増水量および増水ピーク流量への影響, 林業試験場研究報告 No. 170

竹下敬司, 1965, 山地の地形形成とその林業的意義, 福岡県林業試験場時報 No. 17.

竹下敬司・福島敏彦・野中重之, 1966, 地形による福岡県周辺の年降水量分布の推定, 福岡県林業試験場時報 No. 18.

竹下敬司, 1973, 開析山地において暖帯森林土壌のもつ公益的機能, 森林の公益的機能計量化基礎調査報告書, 水利科学研究所.

竹下敬司・高木潤治, 1975, 土壌粗孔隙量と降水気候 林学会九州支部研究論文集 No. 28.

竹下敬司・高木潤治, 1976, 土地利用区分別の土壌粗孔隙概要, 林学会九州支部研究論文集 No. 29.

田中洋二, 1971, 九州諸河川の流況に関する二・三の検討, 九州大学工学部 (水工土木) 卒論.

塚本良則, 1976, 森林樹冠と雨滴侵蝕, 森林立地 vol. 17, No. 2.

横山志朗, 1968, 奈半利川流域の森林土壌の現状と理水機能, 昭和42年度林業試験場四国支場年報.

金子良, 1973, 農業水文学, 共立出版

参 献 文 献

福島敏彦・竹下敬司, 1996, 年平均風速と蒸散条件の推定, 福岡県林試時報 No. 18.

平田徳太郎, 1959, 水源地の水文学, 林野庁研究普及

Summary

We have investigated function of forest land to water conservation in humid and warm temperate regions. Adopted factors and methods to analysis are as follows:

- physical properties of soil layers especially loose and very loose porosities and their pore space (numbers of reserched soil profile are about 270 in mainly Kyushyu district)
 - multivariate analysis by graph to relation between total loose pore space in 1.0 m. depth soils and environment factors of forest land.
 - estimation to effective capacity of soil water storage and infiltration.
 - selection of topographical index to storage function of soil.
 - multivariate anaysis of function of watershed to control stream flow : correlations between index of uniformity of stream flow and topography, geology and precipitation in each of watershed, but numbers of reserched drainage basin are 52 in kyushyu.
- (1) Divisions of soil pore and their functions are characterized as follows:
 - very loose pore ($pF < 0$) : drainage channels to free movement of water in soil : inter flow and mainly infiltration in soil surface,
 - loose pore ($0 \leq pF \leq 2.7$) : fine channels affected slightly capillary action to gravity movement of water in soil : storage,
 - fine pore ($2. < pF$) : non-movement of gravity water : capillary pore : retention,
 - (2) Loose porosities of soils decrease in horizon order from upper to lower layer ($A_1 > A > B > C$). Thus tendency to decrease is marked on very loose porosity, which distribute much in A_1 horiz. but little in C horiz. While, humns contents in soil show the same tendencies above mentioned, that is to say, humus produced from litter bring up loose and very loose pore space. (Fig.1, Table. 4,5,)
 - (3) Soil structure composed great store of very loose porosities indicate well infiltration, on the other hand, litter layer (A_0) supplied forest crown protect from shock of rain drop and nurse them. Therefore, in sound forest soil covered by A_0 , there is no resistance to water infiltration, and then all loose pore space display oneself an able storage function. (Table 12~16)
 - (4) Infiltration of soil surface covered by A_0 is so high that it is able to acception all heavy rain, but A_0 -noncovered soil show slightly low infiltration, so that it is occationary not accept all heavy rain and break out soil surface run-off. Forest land covered by poor A_0 such as japanese cypress forest have tendency to low infiltration and occured partially soil erosion (Tabl.15). Soils without humus and litter cover display no more storage function than soils without loose pore space display charge function.

- (5) Surface infiltrations of A_0 -noncovered fields such as farm, orchard and garden are far lower than forest. This phenomena caused by impervious soil film formed by shocked of rain drop (packed full surface pore). Infiltration of stamp down or roll pressed ground such as meadow, road and city ground are little, caused by pressed impervious layers. (Tabl.16)
- (6) Multivariate relations between total loose pore space in 1.0 meter depth soil and forest land environments such as annual precipitation, topography (:divisions of deposits), divisions of geological rocks and types of forest are shown Fig. 8~10 and Table 10 ($r=0.84, s=40.3\text{mm}$).
- (7) Total loose pore space increase in proportion to logarithmic value of annual precipitation. It seems that the more precipitation increases, the more plant activities and deposits structnte roughness increase, and then the more loose pore space increase,
- (8) Porosities usually higher in dissected mountain slope than non-dissected gentle slope, in the former, colluvial and creeping deposits show most high value, in the latter especially wide gentle slope in plateau or terrace, residual deposits show most low value caused by existence of impervious layers.
- (9) Physical weathering by geological structare such as crushed, volcanic and deep seated are more effective to loose porosity of soils than surface weathering of rocks. Soils distributed in above mentioned weathering zone show higher loose porosity than non-weathering zone, the other way, surface clayey weathering such as red earths is bring out low loose porosity.
- (10) 1.0m. depth forest soils are mainly composed by A and B horizons characterized high contents of humus. Accordingly, it is presumed that 1.0m. depth soils are most characterized by forest, but in the multivariate relations any scores of recent forest are very small. Therefore, it seems this physical properties of 1.0m depth soils are mainly characterized by effects of ancient forest.
- (11) Total loose pore space of whole soils are calculated by both porosity and depth of soil, but, as a results of investigation, coefficient of variation of depth are much larger than porosity. Therefore, it is considered that total loose pore space of soils are more characterized by depth than porosity. (Table.11) Whole depth of soils are different micro-locally by topography and deposits types and macro-locally, by geological properties.
- (12) Estimations of effective capacities of soils are showing as follow equation:

$$S_e \doteq P(1 - krs \sin \alpha) \doteq P(1 - 0.13r \sin \alpha)$$

where S_e = maximum effective storage capacity (mm)

P = loose pore space in whole soil (mm)

r = mean porosity of very loose pore in whole soil (%)

α = degree of slope gradient of each deposit

$kr\sin\alpha$ =coefficients of direct run-off by subsurface flow

- (13) Estimation value are shown Table.9. It seems that wide gentle slopes covered by thick soil layers (especially volcanic ash) have about two times as much charge function as dissected mountain slope and steep slope ($>39^\circ$) has 0.5 times as much as the other dissected slope. Therefore, the writer adopted divisions of topography such as non-dissected gentle slope, dissected mountain slope, steep slope as index of charge function of soils.
- (14) Estimation of maximum infiltration capacity of forest soils to flood control are shown as following equation. (but, infiltration rate at surface soil $>$ precipitation)

$$I_f \doteq P_r + P(1 + 0.13 n r \sin\alpha)$$

where I_f =maximum infiltration capacity in nt time (mm)

P_r =very loose pore space in whole soil (mm)

t =unit time : mean time of direct run-off on 1st order drainage watershed.

n =numbers of unit time.

- (15) As a index of uniformities of drainage discharge variations in a year, the adopted ratio of plentiful discharge to scanty discharge, and considered the more this ratio decreases the more degree of uniformity of discharge increases. Multi-variate relations between plentiful/scanty ratio and topography (as index of soil), geology and precipitation are shown as following equations : (Fig. 14)

$$Y_r \doteq \{G(0.83 - X_t) - b\}f(p)$$

where $f(p) = 0.0442(p \times 10^{-3} - 0.9)^{2.6} + 0.850$ (except granite)

$f_g(p) = 0.0844(p \times 10^{-3})^{2.1} + 0.422$ (for deep seated weathering granite)

Y_r =ratio of plentiful discharge to scanty discharge,

p =annual precipitation (mm)

X_t =ratio of occupied area of gentle slope ($<25^\circ$) to basin area (deducted 0.5 times steep slope area ($>39^\circ$))

b =constance=1.5 (except granite)

=1.2 (for granite only)

G =coefficients decided by kinds of rocks and degree of weathering as follows :

hard sedimentary rocks 7.2

silty-clayey hard tuff breccia and andesite 6.8

granite (deep seated weathering) 5.1

partially crushed sedimentary rock 5.1

hard silty andesite covered by thick volcanic ash 3.9

propylite 3.4

crushed rocks (sedimentary, metamorphic, plutonic in mesozoic and

paleozoic, in fracture zone)

3.3

volcanic coarse breccia covered by thick volcanic ash 1.8

- (16) Scanty discharge increase according to both increase of areal ratio of gentle slope on basin and decrease of coefficient value of G , but there is no correlation between plentiful discharge and topography and geology. Above mentioned properties suggest relation between plentiful/scanty ratio and topography, soil and geology are mainly characterized by scanty discharge. (Fig. 15)
- (17) Coefficients of annual amount of discharge decrease according to topographical exposure correspond with wind velocity and evaporation rate. It is presumed that maximum differences of evaporation rate by different exposure of basin are about 500 mm. (Fig. 16,17)
- (18) Properties of flood run-off are investigated by relation between maximum specific discharge and maximum daily precipitation in a year. Maximum discharge increase according to increase of daily precipitation, areal ratio of steep slope and ratio of non-forest area, but these tendencies are not clear. Extremely large flood flow (specific discharge $>500\text{m}^3/100\text{km}^2$) show rather high amount in gently sloping basin than steep basin. This phenomena caused by existence of aquiclude layers in soil surface on gentle slope. (Fig. 18)

Contents

(Article)

Keiji Takeshita and Junji Takagi; Soil Physical and Topographical Study of Water Conservation on Humid Warm Temperate Forest Land	1
---	---

昭和五十二年三月二十五日 印刷

昭和五十二年三月三十日 発行

福岡県八女郡黒木町
発行所 福岡県林業試験場

福岡市南区塩原1194の1
印刷所 秀巧社印刷株式会社