

石田川上流部の水文地形学的特性（その2）

岡 本 俊 策・奥 西 一 夫

HYDROGEOMORPHOLOGY OF THE UPPER ISHIDA RIVER BASIN, SHIGA PREFECTURE, JAPAN (2)

By *Shunsaku OKAMOTO* and *Kazuo OKUNISHI*

Synopsis

Hydrogeomorphological significance of the topsoil is discussed on the basis of the field investigation in the Kamagatani Experimental Basin and at the headwaters of the Kochidani Valley in the catchment of the Ishida river. Vertical profiles of the penetration resistance (N_{10}) from the simplified cone penetration tests can be classified systematically according to the thickness of the soft layer ($N_{10} < 10$) and the transitional layer ($10 < N_{10} < 50$) and to the mode of the vertical change in N_{10} of the transitional layer. It is revealed that the soft layer on and near the ridge consists of A-horizon and clayey B-horizon underlain by clayey transitional layer. On the stream banks, however, it consists of pebbly sand which seems to have been transported from upslope, and it is underlain by the base rock.

Flow of rain water and snowmelt water through the topsoil on the gentle slopes near the ridges is different from that on the steep stream-bank slopes. The A-horizon stores the excess water and gradually discharges it down to the B- and C-horizons. While water percolates through these clayey horizons, it becomes enriched in CO_2 and becomes chemically active. Therefore, it reacts with the minerals and leaches out much substance. When the quantity of the excess water is more than the storage capacity of the A-horizon, there will take place the sheet flood and the sheet erosion, which remove the material of the A-horizon as the suspended load. On the other hand, the flow through the soft layer on the stream bank is not oriented downward but sideways along the surface of the underlying base rock. It causes subsurface storm flow. Though its draining capacity is usually sufficient, the overland flow will be brought about at an extraordinarily intense rainfall or snowmelt, and will cause surficial landslide. Therefore the soft layer on the stream bank can be said to be more unstable than that on the gentle slopes.

1. ま え が き

前報¹⁾では石田川上流部の流出特性、水質形成機構、浮流物質の流出量および山腹斜面の表土層に関する予備的な調査の結果を述べ、今後研究すべき課題について若干の考察をおこなった。本報ではこれらの課題のうち、地形解析から得られる地質学的タイムスケールの土砂流出・地形変化と、定点における連続観測から得られる1～10年のタイムスケールの現象をつなぐものとして指摘した、斜面プロセスと表層土の特性の関係について、若干の検討をおこなう。

2. 簡 易 貫 入 試 験

土研式簡易貫入試験器による土層構造の調査を釜ヶ谷流域 (Fig. 1) の尾根部11地点で12回、斜面部10地点で14回実施した。その結果の一部は前報にも記したが、調査地点の位置は、その後の地上測量にもとづいて

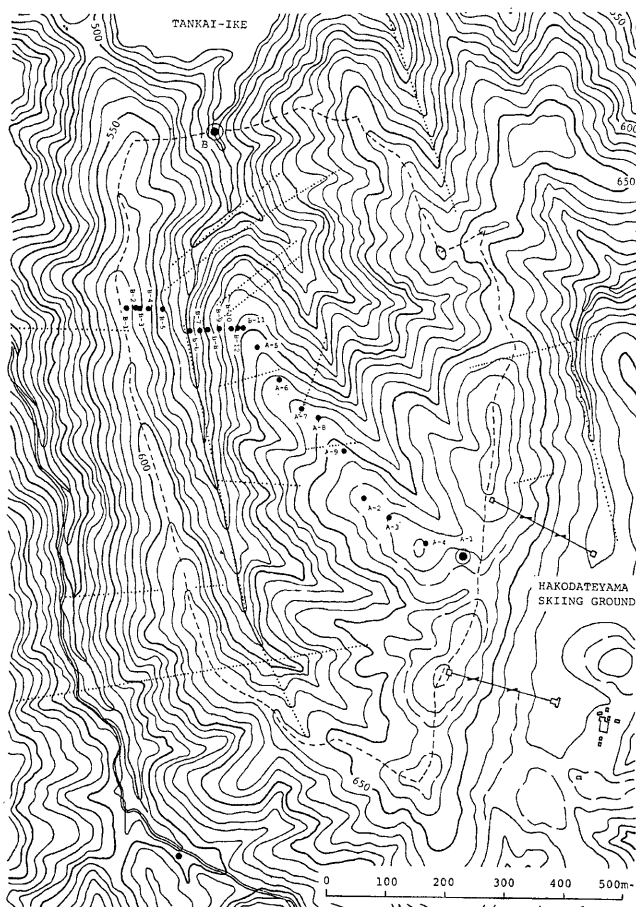


Fig. 1 A map of the Kamagatani Experimental Basin. The dotted lines represent photo-lineaments. A-1: Meterological station, B: Gauging station

より正確に決定したので、改めて **Fig. 1** に示した。釜ヶ谷流域内での簡易貫入試験の結果がどの程度まで石田川流域の特性を代表し得るかをチェックするため、石田川上流部の最大支流である河内谷の源頭部付近でも、尾根に沿って約 50 m の間隔で設けた 5 測点 (**Fig. 2**) について、同じ試験をおこなった。

これらの結果の一覧を、貫入抵抗 N_{10} の鉛直プロファイルとして **Fig. 3~5** に示す。大むね 3~5 cm 貫入するたびに貫入深と打撃回数から N_{10} 値を計算し、図示したので、細かい変動が現れているが、深さ方向の N_{10} の変化傾向は明瞭に示されている。

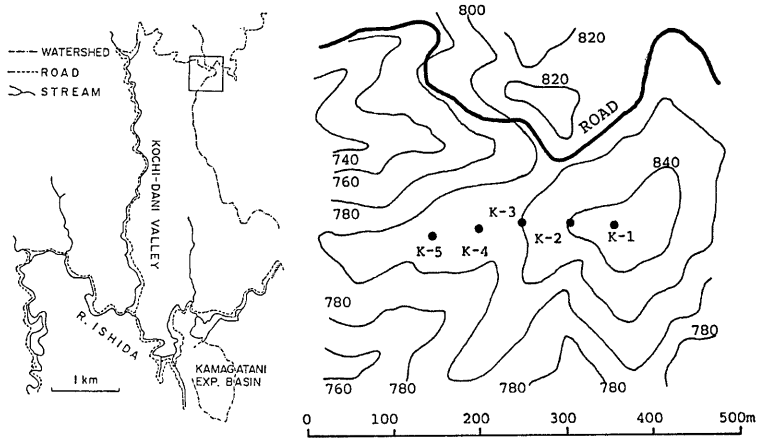


Fig. 2 Location of the measuring sites at the headwaters of the Kochidani Valley, the largest tributary of the Ishida River

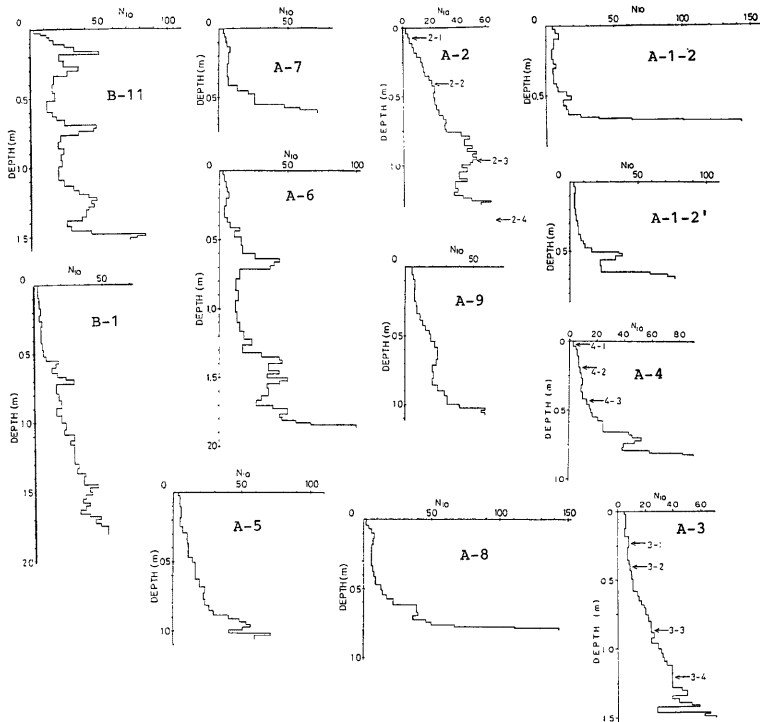


Fig. 3 The N_{10} profiles obtained on a ridge in the Kamagatani Experimental Basin (line-A). Horizontal arrows indicate the depths of the soil sampling.

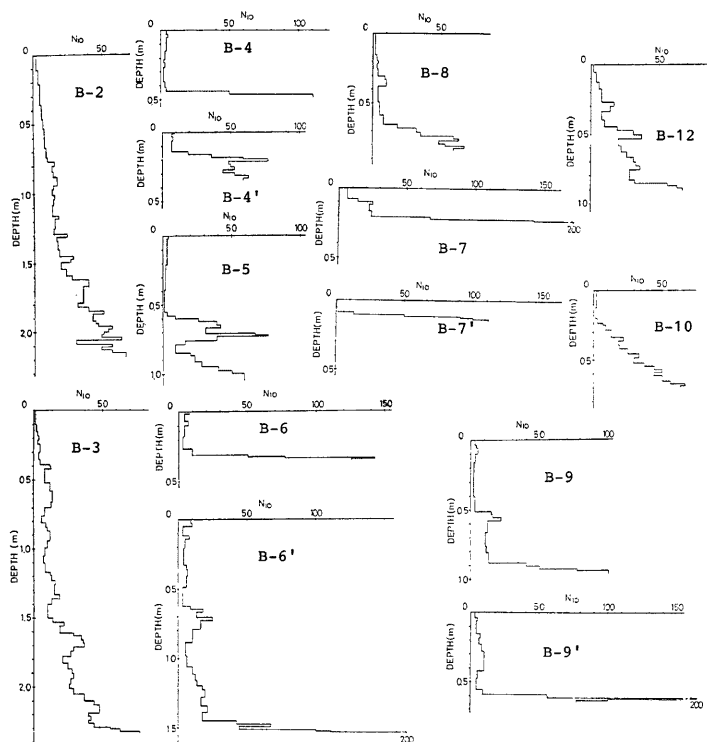


Fig. 4 The N_{10} profiles obtained on a measure line across a valley (line-B)

3. 土 壌 断 面 調 査

Fig. 1 の A-1 地点の近傍の2個所でトレンチカットをおこない、土壌断面の観察と不攪乱試料の採取をおこなった。土壌断面のようすを Photo. 1 に示す。このうち、地点 A-1-1 では厚さ約 1 cm の腐植層の下に厚さ約 55 cm のほぼ均質な粘土質の土層がある。この土層はB層とC層より成ると思われるが、これらを肉眼的に識別することは困難である。地表下 18 cm の所に直径約 5 cm のほぼ水平な穴があり、その中には腐植土が見られる。またこの穴から斜め下方にかけて、長さ 40 cm ぐらいの黒っぽく変色したゾーンがあることから、この穴は樹根が腐ちた痕跡ではないかと思われる。56 cm 以深は基岩であるが、厚さ 3 cm 程度の板状のチャートが、同程度の厚さの粘土層と互層をなして存在する。

地点 A-1-2 の土壌断面は腐植層と粘土層については上記と同様である。ただし穴は存在せず、粘土質の土層 (B層に該当すると考えられる) の厚さは約 40 cm であった。その下に粘土質の土の礫が混った層 (C層) がある。礫は白っぽいが風化しており、スコップで容易に削って粘土質の部分と同一平面に仕上げる事ができる。Photo. 1 にはそのような状態が示されている (スケールは 10 cm 間隔)。Photo. 1 の断面は

この層の途中で減っているが、礫の割合は下方に向かって連続的に増加しているようで、80 cm 以深はスコップでは掘れない（D層に該当すると考えられる）。

A-1 2 地点では場所を 30 cm 程度変えて 2 回、簡易貫入試験をおこなった。その結果を Fig. 3 の右上部に示す。共に深さ 50 cm あたりで N_{10} 値が急増するが、これは礫混り層の上面に対応する。その少し下で N_{10} 値は減少するが、理由はわからない。そのあと N_{10} 値は再び急増し、50 を越えるが、この深さは、スコップによる掘削限界にはほぼ対応する。

ハンドオーガーによる土壌試料の採取を Fig. 1 の A-1～A-4 地点でおこなった。サンプリングの中心深度はサンプル番号と共に Fig. 3 の対応する N_{10} プロファイル図に記入されている。A-1 地点については前報の Fig. 18 に N_{10} プロファイルを示したので、再掲しなかったが、サンプリングの中心深度は 23 cm、60 cm、105 cm および 147 cm である。A-1 地点を除く各地点の最も浅い試料は A 層に該当する腐植層または B 層に該当する有機物混りの粘土層であり、他はサンプル 2-4 が礫混りであることを除けばすべて、トレンチカット断面で見られたような粘土質の上（ほぼ C 層に該当）である。貫入抵抗は深さと共に連続的に変化しているが、サンプルを肉眼的に観察する限りでは、深さ方向の性状変化は認められない。サンプルの顕微鏡写真の一例を Photo. 2 に示す。粒度のばらつき

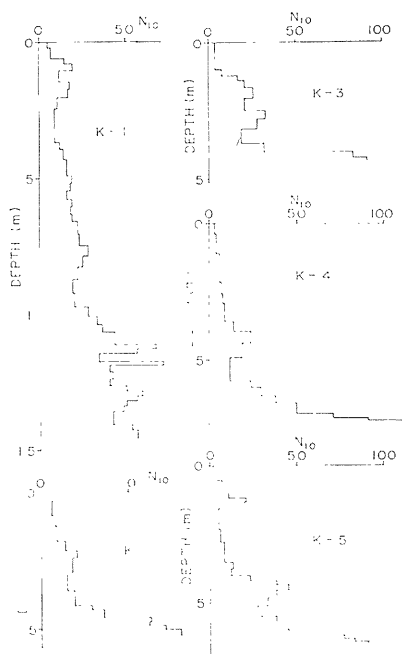


Fig. 5 The N_{10} profiles obtained on a ridge shown in Fig. 2 (line-K)

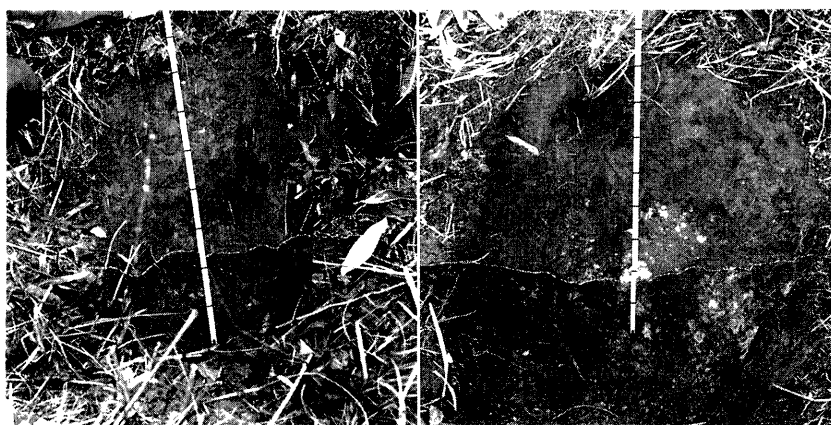


Photo. 1 Cross sections of the topsoil at the trench cut A-1-1 (left) and A-1-2 (right), both near the site A-1

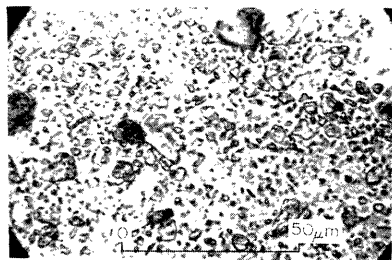


Photo. 2 A microphotograph of a soil sample from the C-horizon

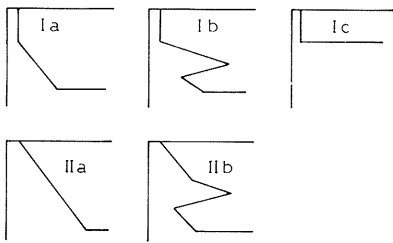


Fig. 6 Schematic N_{10} profiles of different types of the topsoil structure

Table 1 Physical properties of the soil samples

Site No.	depth (cm)	Dry bulk density (g/cm ³)	Porosity	Water content (g/cm ³)	Saturation
A-1-1	15	0.79	0.70	0.54	0.77
	30	0.88	0.67	0.51	0.76
A-1-2	25	0.86	0.67	0.53	0.79
	55	1.33	0.51	0.35	0.69

は大きいですが、すべて粘土～シルトに該当する。定量的な測定はまだおこなっていないが、粒度にも大きな鉛直方向の変化はない。

地点 A-1-1 および地点 A-1-2 のトレンチカット断面から採取した直径約 11 cm、長さ約 4 cm の不攪乱試料の物理試験の結果を **Table 1** に示す。ここに示された数値を深さの関数として見ると、飽和度を除きどの項目についても深さ方向に単調に変化しており、風化程度が下方に向かって連続的に減少しているように見える。しかし、サンプリングの間隔が粗いため、途中に不連続があるかも知れない。飽和度は、細かく見ると複雑な変化を示しているが、むしろ一定値に近いと見るべきであろう。これは試料採取時に土壌水分ポテンシャルが鉛直方向に一様であったことを示唆するものである。地点 A-1-2 の深さ 55 cm のサンプルは C 層の中ほどに当り、粘土と風化礫が混ったものをそのままサンプリングしたものである。そのために他のサンプルにくらべて空隙率が特に小さい。他のサンプルは B 層の上であるが地点 A-1-2 では上述の黒く変色したゾーンは避けてサンプリングした。これら 3 つのサンプルの間には空隙率に若干の相異があるが、サンプリング誤差などを考慮すると、むしろ一定とみなすべきであろう。なお土粒子の真比重は全サンプルにわたり 2.635～2.698 であったが、これも本質的には一定とみなすべきであろう。

1984 年春の融雪期にはこの山地で多くの小規模な山崩れが見られた。釜ヶ谷試験流域では、山崩れは溪岸の急斜面に限られ、ほとんどは長さ、幅とも 10 m 以内であった。崩壊面は基岩と表土の間のシャープな境界面にあり、表土は砂礫質で、明らかに斜面上方から水によって運ばれて来たものと考えられる。

4. 土層構造について

Fig. 3～5 に示す N_{10} プロファイルは鉛直方向の成層性を明瞭に示し、いくつかの特徴的なパターンの組み合わせとして分類することができる。奥西・飯田²⁾ は西三河山地の花崗岩斜面の N_{10} プロファイルから 3 種類の土層を区別した。本地域でもこのような土層区分が可能である。

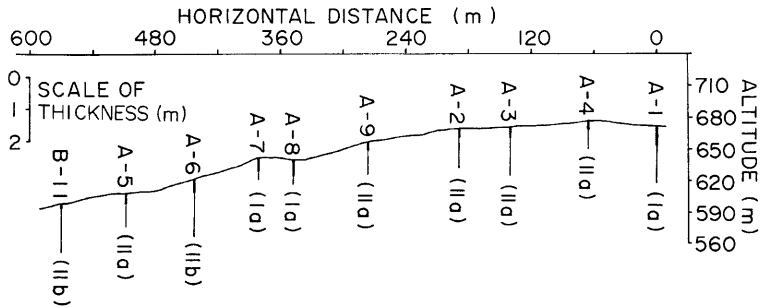


Fig. 7 Topographic profile and the distribution of the thickness of the soil (as measured normal to the ground surface) along line-A. The soft layer and the transitional layer are represented by the thick and thin lines, respectively.

「軟弱層」は表層部にしか存在せず、 N_{10} 値は大むね10以下で、鉛直方向の変化がほとんどないのが特徴的である。Fig. 7 および Fig. 8 ではこの土層の厚さ（鉛直方向に計った深さ $\times \cos \theta$, θ は地表面の傾斜角）が太い実線で示されているが、斜面上部と尾根、および谷底近くでこの土層の発達がよくことがわかる。前項で述べたことを考え合わせると、斜面上部や尾根部で見られる軟弱層は下位の土層が腐植土化した層（A層およびB層に当る）であり、谷底近くのものは運積土であると考えられる。

「漸移層」は N_{10} 値が10ぐらいから50ぐらいまで変化する土層である。 N_{10} 値は深さと共に直線的に増加する場合が多い。このような場合、西三河山地については、風化度が深さと共に連続的に変化しているものと考えられた²⁾ が、本地域の場合は、礫の含有率を反映していると思われる場合が多い。この他 N_{10} 値が深さと共に増減する場合がある。 N_{10} 値が50近くに達し、その下部で再び減少する場合は礫が特に多かったり風化され残った岩層であったりする可能性が多い³⁾。漸移層は斜面上部や尾根の緩傾斜部で厚く、斜面下部の急傾斜の所では極めて薄い。

漸移層以深では N_{10} 値は50を越えて急速に増加する。西三河山地²⁾ や本地域での観察によると、この層は風化はしているが肉眼的に岩石と見なし得る層であるので、「基岩」と呼ぶ。 N_{10} 値が50を越えると貫入試験器のジョイント部分の損傷が起りやすくなるため、10回の打撃による N_{10} の測定値が3回続けて50を上まわった場合に測定を終了したが、このような N_{10} 値の範囲では、重錘の落下エネルギーがコーン抵抗体に効率的に伝達されていない可能性が高く、このことも N_{10} 値が常に急速に50を越えて増加する原因になっているのかも知れない。

上記の考察をふまえると、本地域の土層構造は軟弱層の有無、および漸移層の有無または種別によって次のように分類するのが適当と考えられる。I型は軟弱層がよく発達しているもので、そのうち Ia は漸移層の N_{10} 値が深さと共にほぼ単調に増加するもの、Ib は漸移層の N_{10} 値が深さ方向に著しく増減するもの、Ic は漸移層がないか、極めて薄いものである。II型は軟弱層がないか、極めて薄いもので、上と同様に IIa, IIb, IIc を定義することができる。これらの類型の模式的な N_{10} プロファイルを Fig. 6 に示す。IIc 型の N_{10} プロファイルは図示されていないが、これは基岩が露出しているものである。このタイプは崩壊跡地や溪岸に見られるが、このような場所では貫入試験はおこなわなかった。

上記の各類型の分布状態は簡易貫入試験の測線の断面形と軟弱層、漸移層の厚さを示した Fig. 7 および Fig. 8 に表されている。尾根部 (Fig. 7) ではどの測点でも漸移層が見られる。軟弱層は尾根がくびれたように幅が狭くなっている A-1, A-7 および A-8 で厚い。これは地質構造と関係しているように思われる。Fig. 1 には空中写真を用いて判読したリニアメントの分布が示されているが、尾根を横断する方向の節理や

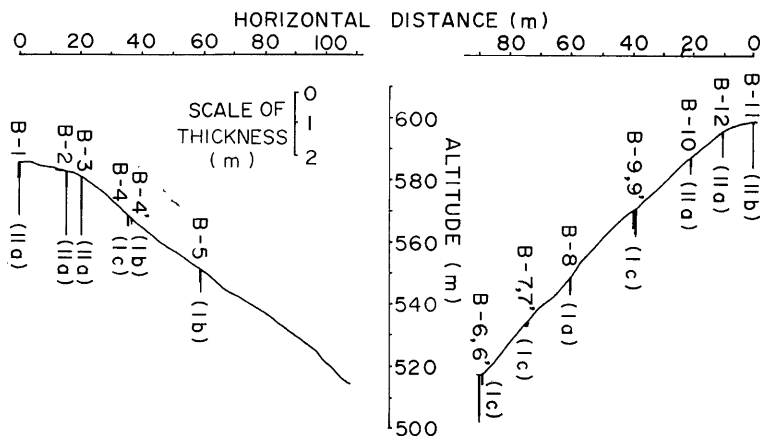


Fig. 8 Same as Fig. 7 but for line-B

断層の存在が示唆される⁴⁾。このような節理または断層が密に存在する所では、それらの面に沿って風化が他よりも速く進行するため、軟弱層の発達が良いと考えることができる。但し、Fig. 1 からは節理や断層の密度の分布を議論することはできない。表土層全体の厚さについては顕著な変化傾向は見られないが、ピーク部でやや薄いという傾向がある。これは池田が指摘している⁵⁾ように、風化され難い岩石がある部分は風化・侵食から取り残されてピークを形成すると考えると説明できる。

Fig. 8 は溪流の両側の斜面の、ほぼ最大傾斜線に沿った測線の断面形と土層分布を示す。斜面は尾根から少し下った所にある遷急線を境に、上部緩斜面と下部急斜面（溪岸急斜面）に分れる。このような斜面形は石田川流域ではごく一般的に見られる。上部緩斜面では漸移層の発達がよいのが特徴的である。このことは西三河山地における調査結果²⁾とも一致する。上部緩斜面における軟弱層の厚さは東向き斜面（Fig. 7 の左側）と西向き斜面（右側）ではかなり異なり、前者では尾根を縦断する方向への傾斜がほとんどゼロで、斜面方向への傾斜も小さくて、表面侵食が少ないためか、A層およびB層に相当すると思われる軟弱層がかなり厚い。下部急斜面では西三河山地²⁾と同様、運積土と考えられる軟弱層が比較的良好に発達し、漸移層の発達は悪い。上部緩斜面に近い部分では軟弱層、漸移層とも薄く、ネック状を呈するという傾向がやはり見られるが、局所的条件によると思われるばらつきが大きい。例えば B-4 地点では土層がきわめて薄い、周囲の微地形から、崩壊跡地であると考えられる。また B-6' 地点は B-6 地点から等高線方向に 1 m ほど離れた地点である（B-7', B-9' についても同様）が、山崩れによって生じた崩土が堆積しているらしく、軟弱層が厚い、西三河山地では、表層崩壊が起ると崩土は完全に除去されている²⁾が、本流域では崩土のかんりの部分が崩壊地のすぐ下に堆積している例が多い。また融雪時に表土層が表層クリープの形で 30 cm～2 m、斜面に沿ってずり落ちているケースも多い。

河内谷源頭部の尾根部における簡易貫入試験の結果によると、この部分の土層構造は釜ヶ谷流域の尾根部の土層構造（Fig. 3, Fig. 7 参照）と本質的に同一であると言える。すなわち、ゆるやかなピーク上にある地点 K-1 の N_{10} プロファイルは、地表面付近に細礫が多いので、深さ 20 cm ぐらいまでは N_{10} 値に変動が大きいこと、および 1 m 以深で N_{10} 値の変動が大きく、漸移層と基岩の境界が明瞭でないことを除けば地点 A-1（前報の Fig. 18）および地点 B-1 における N_{10} プロファイルとよく似ている。また尾根を縦断

する方向への傾斜が大きい地点 K-2、K-3 では土層が軟弱層、漸移層とも薄く、平坦地の地点 K-4、K-5 では再び厚くなるという傾向は Fig. 7 とはあまりよく対応しないが、同じ傾向は Fig. 8 から明瞭に読取ることができる。主要な相違は、上で少しふれたように、河内谷の尾根では軟弱層の中に礫を含有するためと考えられる N_{10} 値の大きい部分が見られる（K-1、K-2、および K-5）ことである。これは、全体的に N_{10} 値の変動が大きいことと考え合わせると、風化され難いチャート質の岩石の割合が釜ヶ谷流域よりも若干高いためではないかと考えられる。

5. 考 察

本報では、石田川上流部山地の表層土の構造を簡易貫入試験によってかなりくわしく調査し、また土壌の物性に関する予備的な検討をおこなった。これらの結果から、表土層が流域の水文学的なプロセスにおいて果している役割について、結論的なことを言うのは困難であるが、表土層の基本的な特性は明らかにすることができた。また釜ヶ谷流域内の表土層が石田川流域の他の部分とくらべて特異なものではないという示唆も得られた。今後、流域の水文地形学的特性を表土層の諸特性を用いて説明して行きたいと考えているので、以下ではこの点に関連した若干の議論をおこなう。

表土層の物質収支は流域の地形変化および流域からの土砂流出と密接に関係している。石田川流域のように、地形変化の大部分が斜面崩壊と崩壊地からの土砂流出によって引き起されている地域では、短期的には崩壊による表土層の除去が重要であり、長期的には表土層の平均的な更新速度が問題となる。前述のように、本地域の表土層の物性は、いくつかの項目において深さ方向に単調に変化していることが多く、現位置において基岩の風化によって生成されたものであることが示唆されるが、基岩との間に物性値の著しい差異があるため、現時点では、この土層が外来性の堆積物であるという可能性も否定できない。もしそうであれば、堆積が起った当時は、現在の尾根部も堆積が起りやすい平坦地であるか、または水面下にあったはずであり、それはおそらく数万年以上前のことであったと考えられる。この地域は過去200万年の間に 500 m 弱隆起して山地になったものである⁹⁾ が、仮に隆起が時間的に一様であり、また最近は隆起の速さと削剝の速さが平衡していると仮定すると、現在釜ヶ谷流域で見られる最大 2 m 程度の表層土は今後 1 万年間に除去され、その間に生成された風化物で置換えられることになる。逆に言えば、もし現在の表土層が外来性の堆積物であるとする、当初の堆積厚はかなり大きかった筈であり、またその間の風化の速さは上で見積った削剝速度（＝隆起速度）よりもかなり小さくなくてはならない。この点を明らかにするためには表層土と基岩の鉱物組成、およびこの地域の第四紀地形発達史を検討する必要がある。

2 番目の問題はこの表土層が降雨流出および融雪流出に及ぼす影響である。前報ではタンクモデルによる流出解析をおこない、降雨流出の中で中間流出の占める割合がかなり高いことを示した。しかし、表土層の中を水がどのように流れて中間流出が形成されるかについては、実証的な検討は行なえていない。今後、地表および地下の斜面流に対する物理モデルを構築し、それを検証し得る流出計算法（例えばキネマティックウェーブ法）によって流出解析を行なう必要がある。その際、上部緩斜面と下部急斜面では表土層の物性と構造が異なることを考慮する必要がある。

3 番目の問題は、河川を通じての溶解物質および浮流物質の流出に対する表土層の役割である。前報で述べたように、中間流出成分による溶解物質の流出が比較的大きい。これは粘土質の土層が植物の根の影響で化学的な活性が高いためと考えられるが、溶出の様式をより詳細に解明するために、斜面での採水による解析が必要である。浮流物質の 1 次的な供給源は表土層であると考えられるが、表土層の侵食によって生産された土砂がそのまま河川を通じて流出するかどうかは疑問であり、やはり斜面でのチェックが必要である。このような水質チェックはまた、2 番目の問題の解明にも有効である。

水文地形学的なプロセスはまた、植物生態とも関連が深い、石田川流域では新炭林として利用していた雑木林を皆伐して杉を植林する事業が大規模に進められており、釜ヶ谷流域でも10年ほど前に伐採と植林がお

こらわれた。これが流域の水文地形学的システムに与えたインパクトについては、定量的なデータがないが、過去10年以内に表層崩壊が起ったらしい痕跡が数箇所あり、それに伴って量水堰付近では河床の上昇が見られる。しかし、このような加速侵食は場所的に局限されており、流域の荒廃をもたらしていない。また、前述のように1984年の春には急激な融雪に伴って石田川流域の全域にわたって表層崩壊が多発したが、崩壊分布と伐採・植林の間には格別の関係は認められなかった。しかし、これは伐採が行なわれてもその直後から灌木や草本類が生育し、表土層を保護しているためと考えられる。しかし杉がある程度以上生育すると、灌木や草本類の生育は抑制されるため、次に杉林を伐採する時のインパクトも今回と同様であるかどうかは疑わしい。

謝 辞

本研究を遂行するに際して日本生命財団より研究助成を受けた。現地調査に際しては滋賀県、今津町ならびに近江観光株式会社より多大の御協力をいただいた。ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 奥西一夫・斉藤隆志・吉岡龍馬・奥田節夫：石田川上流部の水文地形学的特性（その1），京大防災研年報，第27号 B-1，1984，pp. 425-444.
- 2) 奥西一夫・飯田智之：愛知県小原村周辺の山崩れについて（I），京大防災研年報，第21号 B-1，1979，pp. 277-296.
- 3) 奥西一夫：高時川の地形特性に関する予察，「環境科学」研究報告集，B 24-R 12-2，1979，pp. 67-71.
- 4) 東郷正美：琵琶湖北岸・野坂山地の変動地形，地理学評論，第47巻11号，1974，pp. 669-683.
- 5) 池田 碩：花崗岩山地の解体過程について——信楽山地北縁田ノ上山地を事例として——，京都府私学研究論集，第5号，1967，pp. 1-24.
- 6) The research group for Quaternary tectonic map, Tokyo: Quaternary Tectonic Map of Japan, Publication of the National Research Center for Disaster Prevention, 1973, 6 maps+explanatory text (167p.)