

滋賀県大谷川源頭部斜面にみられる微起伏の 成因に関する研究 第1報

奥西 一夫・斉藤 隆志・園田美恵子

ORIGIN OF CHARACTERISTIC MICROTOPOGRAPHICAL FEATURES AT THE HEADWATERS OF THE OTANI RIVER BASIN, SHIGA PREFECTURE, JAPAN

By Kazuo OKUNISHI, Takashi SAITO and Mieko SONODA

Synopsis

Cone penetration test with light-weight apparatus, observation of soil moisture potential with non-recording tensiometers and monitoring of displacement in the topsoil horizons with an extensometer were carried out in a small experimental basin at the headwaters of the Otani River Basin, Shiga Prefecture. Although the current results are not very conclusive, it is suggested that the characteristic microtopographical features accompanying a small depression and neighbouring crest are suggested to have evolved by the effect of infiltration and seepage of rain water in the soil horizons.

1. はじめに

山地における地盤災害は土砂災害と言い替えることもできるが、斜面崩壊その他のマスマーブメントや表面侵食、土砂移送、土砂堆積などの地盤構成物質（土砂）の移動によって起こる。しかし、災害の発生にはしきい値があり、ある程度以上の規模の土砂移動がないと災害を起こすポテンシャルとはならないことは周知の通りである。災害ポテンシャルの大きい土砂移動は、豪雨や地震によって誘起されるので、その発生時期はむしろランダムであるが、発生場所については地質、地形などの条件によってかなり規制されていると言うことができる。しかし、土砂災害が起こりやすい場所は一定しているのではなく、地形発達過程の中で変化し、水文地形学的相互作用という観点からその変化を追跡することができる¹⁾。

奥西・吉田・斉藤²⁾は1988年に滋賀県比良山地の東斜面に位置する大谷川流域を対象に、このような考えを実証し、災害予測のために有用な知見を得るべく、水文地形学的な観測を開始した。そしてこの流域で作用している水文地形学的システムの概要を明らかにした。それによると、山頂よりも少し下位にある侵食前線を境にして、断層崖を形成する下流側の部分と山頂平坦面と呼ばれる上流側の部分では水文地形学的環境がまったく異なっている。断層崖の部分では斜面は削剝されて急斜面となっており、表層土はかなり薄い。ただ、水文特性は過去の流域荒廃の歴史、とくに人為的干渉によるはげ山化と、それに引き続く流域荒廃と復旧工事、および地質条件の局所的な分布の影響を受けているらしく、良好な森林に共通的な特性を示す部分と、直接流出が特に多く、河川流量の変動率が大きい部分に分かれる。それに対して山頂平坦面では、溪

流部分はかなり下刻され、溪岸崩壊の跡が随所に見られるものの、一般に斜面の傾斜は緩く、表層土は比較的厚い。そして斜面上には平坦部（逆傾斜になっていることが多い）と急傾斜の組み合わせからなる特徴的な微地形がみられる。このことから、山頂平坦面では風化物質が集積してマスムーブメントが起りやすい条件が作られている可能性があると考えられた。また侵食前線は基岩の露出した急崖や滝になっていることが多いが、山頂平坦面の厚い風化帯の中に急崖が生じて、その急崖が急速に後退していることもある。

さらに奥西・斉藤・吉田³⁾は山頂平坦面に位置する0.3 ha程度の0次谷流域を実験流域として、ここに多く分布する上述のような微地形の成因とその災害科学的意味を明らかにするための諸種の現地観測を1989年から開始した。そして流域末端にある2つの湧水の流量変化を解析し、その直接流出成分は地下水流の浸出面に生じる飽和表面流であることを明らかにし、その寄与域が時間的に変化することを考慮した解析法を開発した。また斜面に存在する特徴的な微地形と直接関連するであろう中間流出をハイδροグラフから分離する方法を確立した。

本報告では特徴的な微地形が存在する斜面自体に焦点を移し、簡易貫入試験による表土層の構造の探査とテンションメーターによる不飽和土壌水の動きに関する観測の結果について述べる。

2. 実験流域の概要と調査測線の位置

実験流域は前報²⁾で予備的な調査を行った中谷左又（下流からみて左側の支谷）に注ぐT-1と仮称した0次谷である（Fig. 1とFig. 2に位置図を再掲）。実験流域の概略地形図を前報²⁾に示しているが、本報告で述べる調査・観測に関係ある部分のやや詳細な地形図をFig. 3に示す。この図で高度は基準点B3の高度を100 mとして等高線が引かれている（前報²⁾のFig. 12もこれと同じ）。図中の小さい点はいわゆるポール縦断測量によって高度を求めた地点である。ポール縦断測線の起点と終点には測量杭が打設されており、その位置は光波測距儀付きセオドライトで測量されている。方位は図の上方がおおよそ北であるが、測量結果に基づくものではない。

Fig. 3にはその他の観測地点位置と3つの調査測線が記入されている。地点B3とP36を結ぶ測線は簡易貫入試験を行った測線で、後にその一部をトレンチカットした。P18とP14を結ぶ測線は非自記のテンションメーターを設置した測線で、ここでも簡易貫入試験を行った。また後にこの測線上の2地点に自記テンションメーターを設置した。またP11とP11'を結ぶ測線は地すべり調査用の伸縮計を設置した測線である。

3. 簡易貫入試験による土層構造の調査

この実験流域内外のいくつかの地点における簡易貫入試験の結果をすでに報告している²⁾が、土層構造を詳しく調べるために、同じ方法で、Fig. 3に示した3つの測線で簡易貫入試験をおこなった。B3地点で得られた貫入抵抗値(N_{10})の深さ方向の分布を一例としてFig. 4に示す。これまでにいろいろな山地で簡易貫入試験によって表層土の構造を調査し、結果の解釈をおこなっている⁴⁾が、それにもとづいて考えると、Fig. 4に示したような N_{10} の深さ方向の変化は風化帯の3つの分帯を反映したものと考えられる。すなわち、最上部に $N_{10} < 5$ の軟弱土層があり、その下には N_{10} 値が深さとともに緩やかに増加する漸移層がある。漸移層の中での N_{10} 値の変化は上記の直線的な変化のほかに周期的な変化がみられ、これは基岩（花崗岩）が風化する前に基岩中であつた節理に沿って、特に風化が進んでいるものではないかと考えられるが、実証的な根拠はない。漸移層の N_{10} 値はおおむね5～25である。漸移層の下では深さとともに N_{10} 値が急増し、すぐに測定限界としている $N_{10} = 50$ を突破しているが、これは風化はしているが基岩の表面部分と考えられる。この急増の前にいったん最低値を示す場合が多い。これは上記の周期的な変化に含まれるものと考えられる場合もあるが、このような周期的変化とは別に、たとえば基岩表面における雨水流の集中などによって風化が進み、 N_{10} 値が特に低くなったのではないかと推察される場合もある。

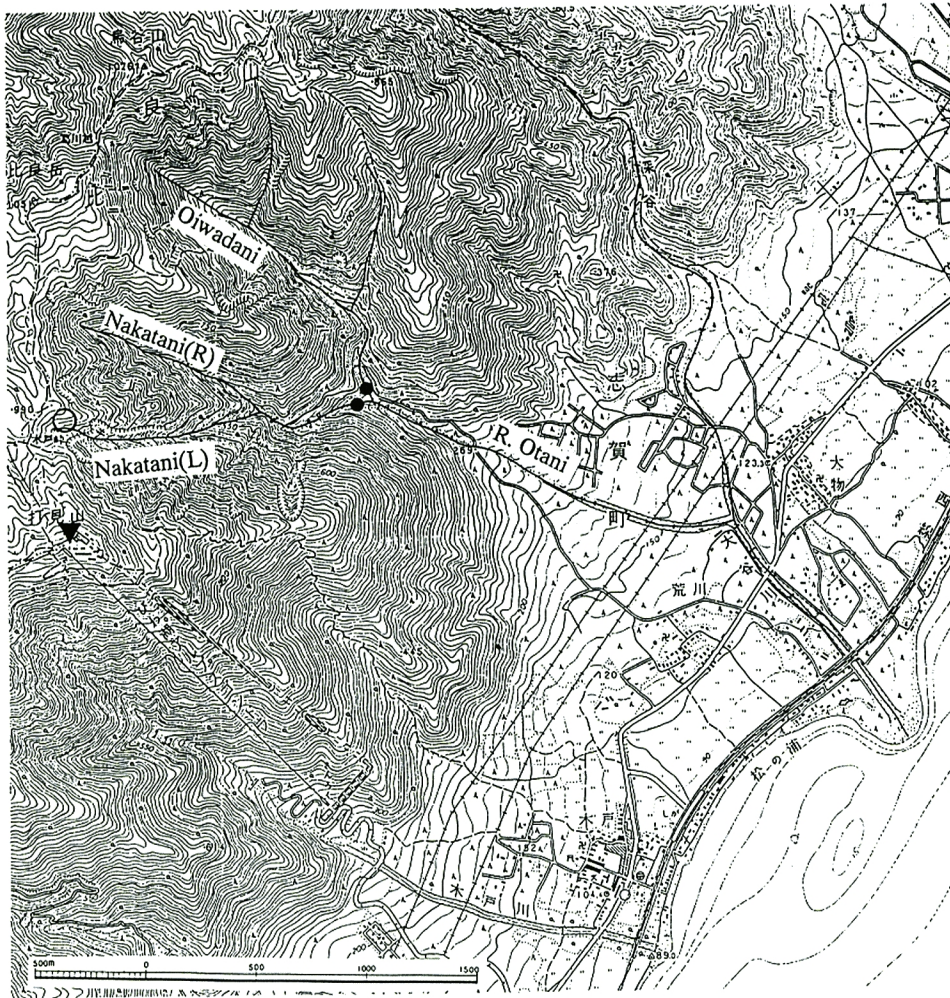


Fig. 1. A plan of the Otani River Basin. The marks R and L respectively represent right and left forks of the Nakatani Valley.

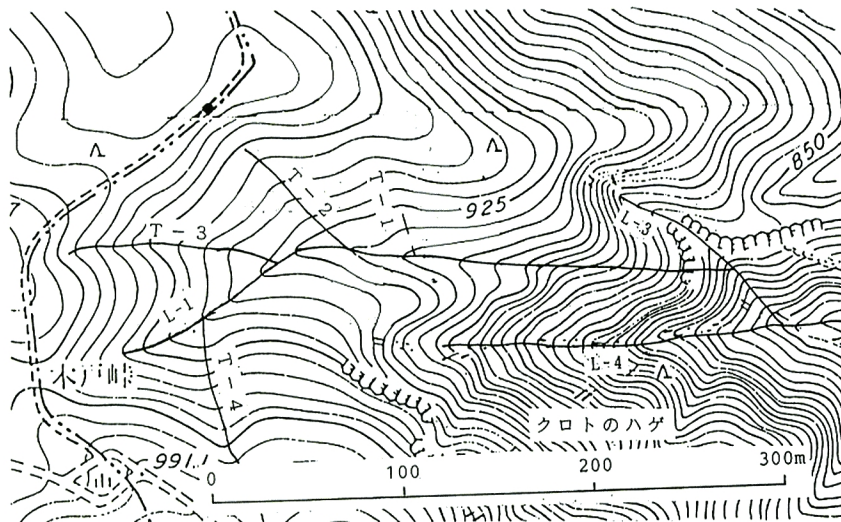


Fig. 2. A plan of the headwaters of the Naka-tani Valley. The symbols such as L-3 and T-1 distinct different tributaries of the Left Fork Nakatani Valley.

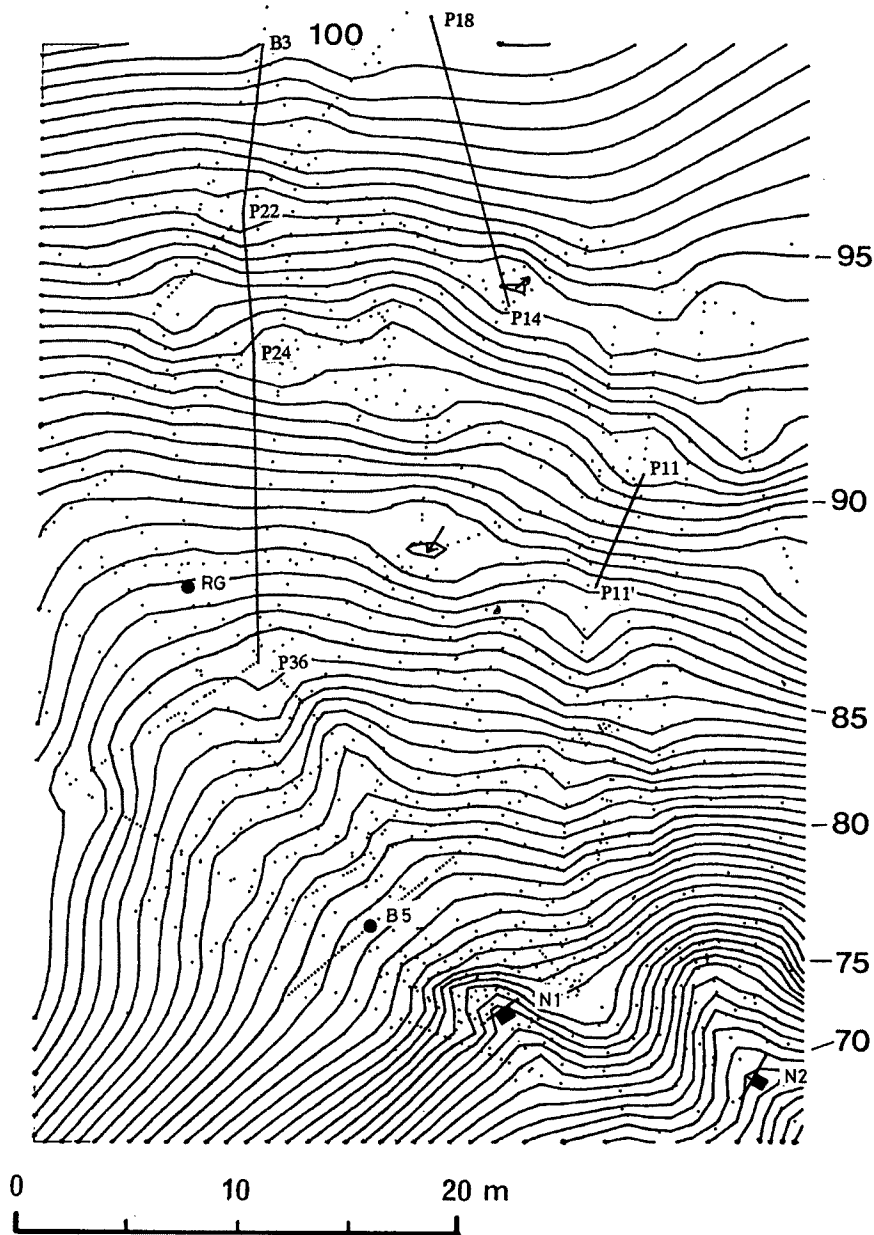


Fig. 3. A plan of the main part of the experimental basin. The lines connecting the pier points (such as P18) shows the location of the measure lines. RG: Rain gauge, B5: Observation well, N1, N2: Gauging weirs for the springs.

3つの測線に沿う簡易貫入試験の結果を鉛直断面における N_{10} の等値線図として Fig. 5~7 に示す。等値線は $N_{10}=5, 10, 25$ および 50 の 4本が示されている。 N_{10} 値は深さ方向に増えたり減ったりしている場合があるが、これらの図では測定データのある範囲で最後に所定の値になった深さを結んでいる。ただし機器の損壊を防ぐため、 N_{10} 値が50を越えると直ちにその位置における測定を終了することとしている。それ以深は風化岩で、 N_{10} 値はかなり高いと考えられるが、再び N_{10} 値が低下している可能性は必ずしも否定できない。

測量杭 B3 と P36 を結ぶ測線に沿う鉛直断面内の N_{10} 値の分布を Fig. 5 に示す。この図で P または B から始まる番号は測量杭の番号を、K から始まる番号は簡易貫入試験の番号を示す。この測線は 1. で述べた

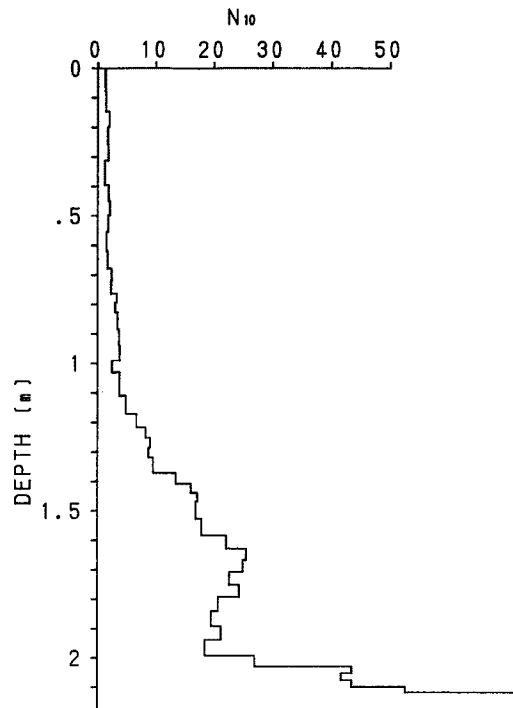


Fig. 4. An example of the vertical change in cone penetration resistance N_{10} obtained at the site B3.

ような特徴的な微地形を3個所で横切っているが、そのうち、地点 P22 付近の部分はそのような微地形の中心を通過しているため、微地形の特徴が Fig. 5 でよくわかるが、地点 B3 と P24 をピークとする微地形は、測線がその中心を外れている。全体的に軟弱土層の下面をあらわす $N_{10}=5$ の等値線は地表面にやや平行的

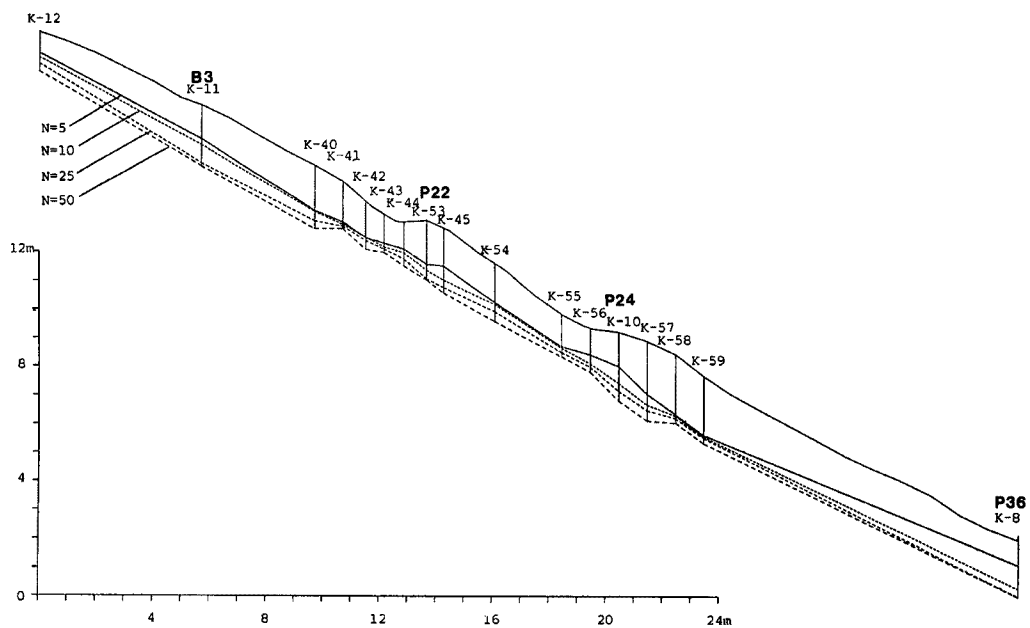


Fig. 5. Distribution of cone penetration resistance N_{10} in the vertical cross section along the line B3-P36 shown in Fig. 3.

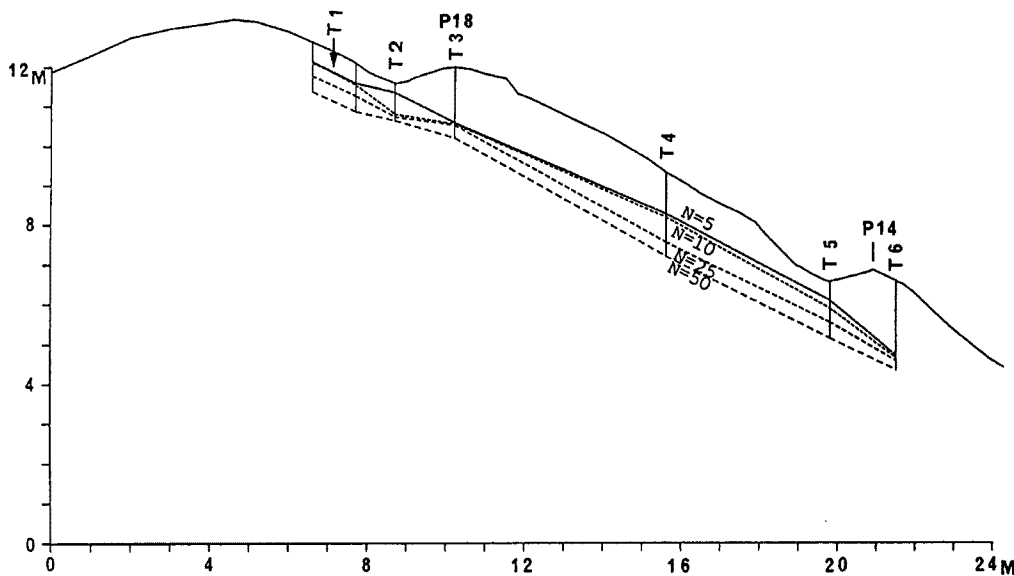


Fig. 6. Distribution of cone penetration resistance N_{10} in the vertical cross section along the line P18-P14 shown in Fig. 3 with an array of tensiometers (T1-T6).

な形状を示すのに対して、漸移層と風化花崗岩の境界を示す $N_{10}=25$ の等値線はむしろ直線的で、部分的には地表の微起伏とは逆位相の微起伏を呈している。

テンシオメーター (T1~T6) を設置した測線 (P18 と P14 を含む測線) に沿う鉛直断面内の N_{10} 値の分布を Fig. 6 に示す。この測線は2つの特徴的な微地形の中心を通っている。Fig. 5 の場合とは少し異なり、 $N_{10}=5$ の等値線は凹地で浅くなってどちらかと言うと地表の微地形とは逆位相の起伏を示し、 $N_{10}=25$ の等値線は微妙な起伏を示しているが、地表の微起伏との相関関係は明らかではない。

伸縮計を設置した測線 (P11~P11') に沿う鉛直断面内の N_{10} 値の分布を Fig. 7 に示す。測点の数が余り多くないが、 N_{10} の等値線はすべて地表の微起伏に無関係に直線的な形状を呈している。

このように N_{10} の等値線の形状は測線ごとに少しずつ異なっているが、全般的に言えば、 N_{10} 値が大きくなるにつれて等値線の形が地表の微起伏と無関係になって行く傾向がある。ことことから、表層土壌の風化が地表面の形状に影響されていることが示唆されるが、基岩の地質条件が風化や地形変化に及ぼす影響はかなり均一であり、地質条件の不均一によって微地形が形成されたとは考え難い。また地表面の特徴的な微起伏は小規模なスランピングまたは平行移動型のすべりによる冠頭部の陥没などマスムーブメントによって形成されたのではないかという疑いがあった²⁾ が、 N_{10} の等値線にはそのような可能性を示唆するような乱れがないことから、すくなくとも漸移層に影響を与えるようなマスムーブメントは起こっていないものと考えられる。

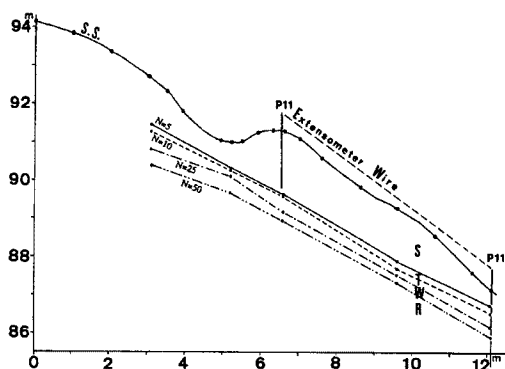


Fig. 7. Distribution of cone penetration resistance N_{10} in the vertical cross section along the span of the extensometer (P11-P11') in Fig. 3.

4. テンシオメーターによる土壌水のサクションおよびポテンシャルの測定

本実験流域にみられる特徴的な微地形と浸透雨水の

流れの関係を見るために、このような微地形を縦断する測線 (Fig. 3 の P 18~P 14 測線) を設け、これに沿って6地点に非自記のテンションメーターを設置した。各地点には異なる深度における土壌水のテンションを測定するために3~5台のテンションメーターを設置した。設置深度などの要目を Table 1 に示す。テンションメーターはパイプの先端に素焼きのポーラスカップを設け、ポーラスカップ部を測定すべき深度に挿入して土と接触させ、他の一端を地上に出して水銀マンノメーターに接続したものである。この中に水をいれると、土は水で飽和している場合は間隙水圧をポーラスカップを通じて管内の水に伝え、不飽和の場合はポーラスカップを通じて管内の水を吸引しようとする。このような力と水銀マンノメーターの圧力が平衡したとき、上昇高を H_1 とすると、ポーラスカップ位置の管内の大気圧に相対的な水圧 p (これはポーラスカップを通じて平衡している土壌水の圧力に等しい) は、

$$p = \rho g z_c - (\rho_M - \rho) g H_1 \dots\dots\dots (1)$$

となる。ここに ρ_M と ρ はそれぞれ水銀と水の密度、 g は重力の加速度、 z_c はマンノメーターの水銀が大気と接する面とポーラスカップ位置の比高である。 p が正の値を取るとき、これを間隙水圧と呼び、負の値を取るときはその絶対値を土壌水のサクション (またはテンション) と呼ぶ、場合によっては負の間隙水圧と表現することもある。ある共通的な基準面からの高さ z の位置における土壌水の水理学的ポテンシャル h は、

$$h = p / \rho g + z \dots\dots\dots (2)$$

で与えられる。そして飽和度の関数として与えられる透水係数を k とすると、ダルシー流速 (単位断面積当たりの流量) v は、

$$v = k \text{ grad } h \dots\dots\dots (3)$$

で与えられる。

さて、1991年9月26日を起点とする約40日間の期間における各地点、各深度における土壌水ポテンシャルの測定結果を Fig. 8 に示す。ポテンシャルの基準となる高さはテンションメーター T1 設置地点の地面の高さとしたので、すべての測定値は負の値になっている。また各グラフに示されている GL という記号は各地点の地表面の位置ポテンシャルすなわち式 (2) の右辺第2項を示す。したがって GL 値からポーラスカップの深さを引いた値がポーラスカップの位置ポテンシャルとなり、ポテンシャルがこの値より高ければ土壌は正の間隙水圧を有することになる。この図の各グラフには日雨量 (雨量観測点は Fig. 3 の RG 地点) が示されている。土壌水サクションの測定は数日ごとにおこなったが、これは降雨に対する応答を調べるには間隔が長すぎる。したがってポテンシャルの実際の変化は図に測定値を直線で結んで示されているような変化よりも複雑で、個々の降雨に対応した変化を含んでいるはずである。アプローチの関係で測定は好天時のみおこなっているので、正の間隙水圧が観測された例は少ない。

土壌水ポテンシャルの深さ方向の変化に注目すると全般的には深くなるほどポテンシャルが低下している。これは雨の多い時期であったため、雨水の下方浸透が卓越しているためと考えられる。この傾向に対して、顕著な逆転が T2 の深さ 10 cm と 30 cm の間でみられる。1回だけ逆転していないときがあるが、これ

Table 1. Types of tensiometers and the installation depths of the porous cups

Site	Type	Installation depth
T1	Ikeda Rika, S7	10 cm, 30 cm, 60 cm
T2	Ikeda Rika, S7	10 cm, 30 cm, 60 cm
T3	Ikeda Rika, S7	10 cm, 30 cm, 60 cm, 100 cm
T4	Daiki, DIK-3100	10 cm, 30 cm, 60 cm, 100 cm, 150 cm
T5	Daiki, DIK-3100	10 cm, 30 cm, 60 cm, 100 cm, 150 cm
T6	Daiki, DIK-3100	10 cm, 30 cm, 60 cm, 100 cm, 150 cm

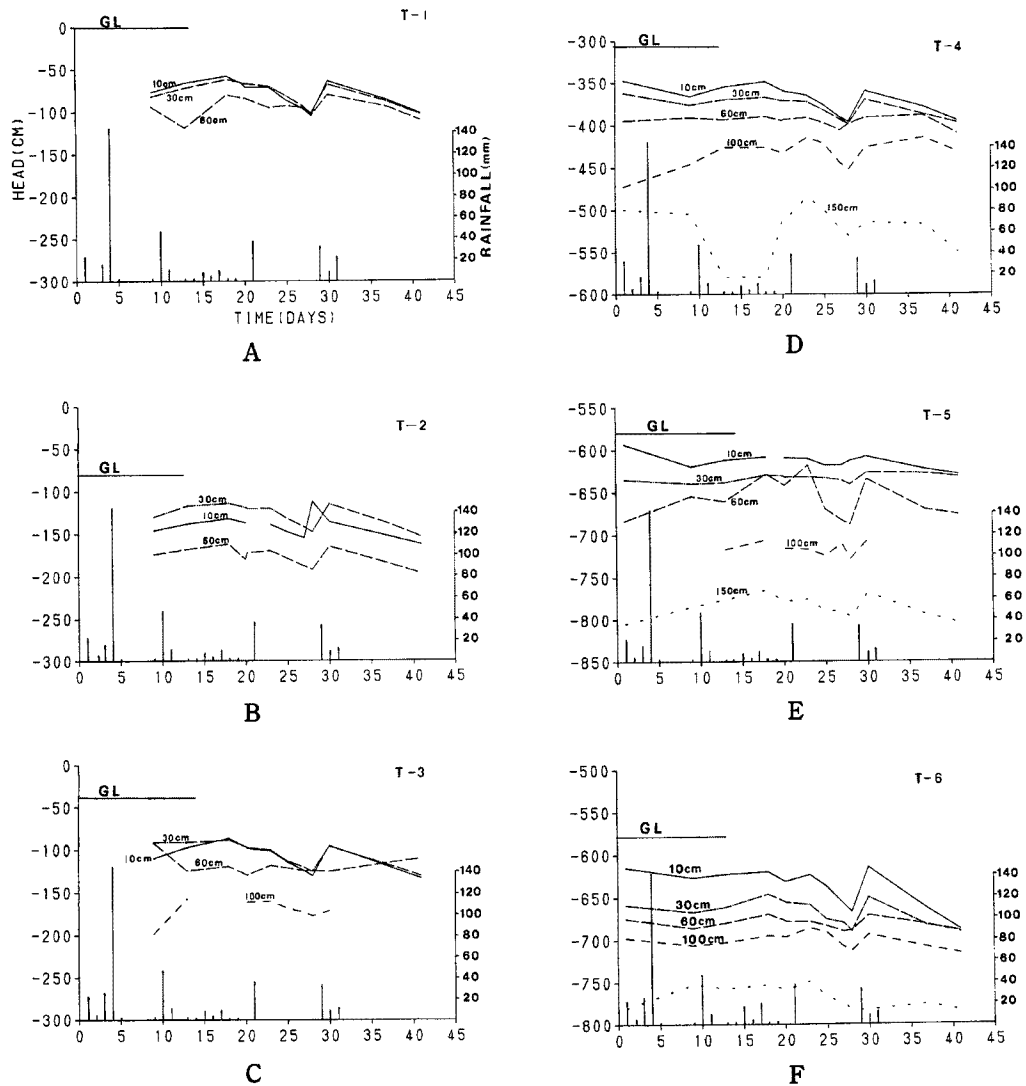


Fig. 8. Time change in soil moisture potential at each depth of different sites. The time is shown as the number of the days after 26 September 1991. The mark GL shows the ground level of each site. Daily rainfall is shown as the height of the bars.

は他の位置および他の深さのデータとの比較から、ポーラスカップとマンメーターを接続するチューブに空気が入ったために深さ 10 cm のポテンシャルの測定値が正しくないものと考えられる。T5 では深さ 30 cm と 60 cm のあいだで 2 回だけ逆転が起こっている。これらふたつの地点における逆転は後述のように微地形の影響と考えられる。T3 地点では、深さ 10 cm と 30 cm におけるポテンシャルが常に近接しており、土壌水の上下方向の流れがゼロに近いことを示唆している。

ポテンシャルの時間的な変化については、上記のような事情のために定量的な考察は困難である。変化量の大きさについては、例外的な場合を除き、浅いところほどポテンシャルの変化が大きいのといえることができる。これはポテンシャルの変化が本質的に熱伝導型の境界値問題に帰せられるということから、当然予想されることである。100 cm 以深でポテンシャルの変化が大きいの理由はよく分からないが、これらの深度では不飽和透水係数がかかなり低いと考えられ、そのために測定が不安定であったことも考えられる。

測線に沿う鉛直断面内における土壌水ポテンシャルの分布を Fig. 9 に示す。この図で実線が等ポテンシャル線、破線は単に等深度のポーラスカップの位置を直線でつないだものである。3つのグラフはそれぞれ

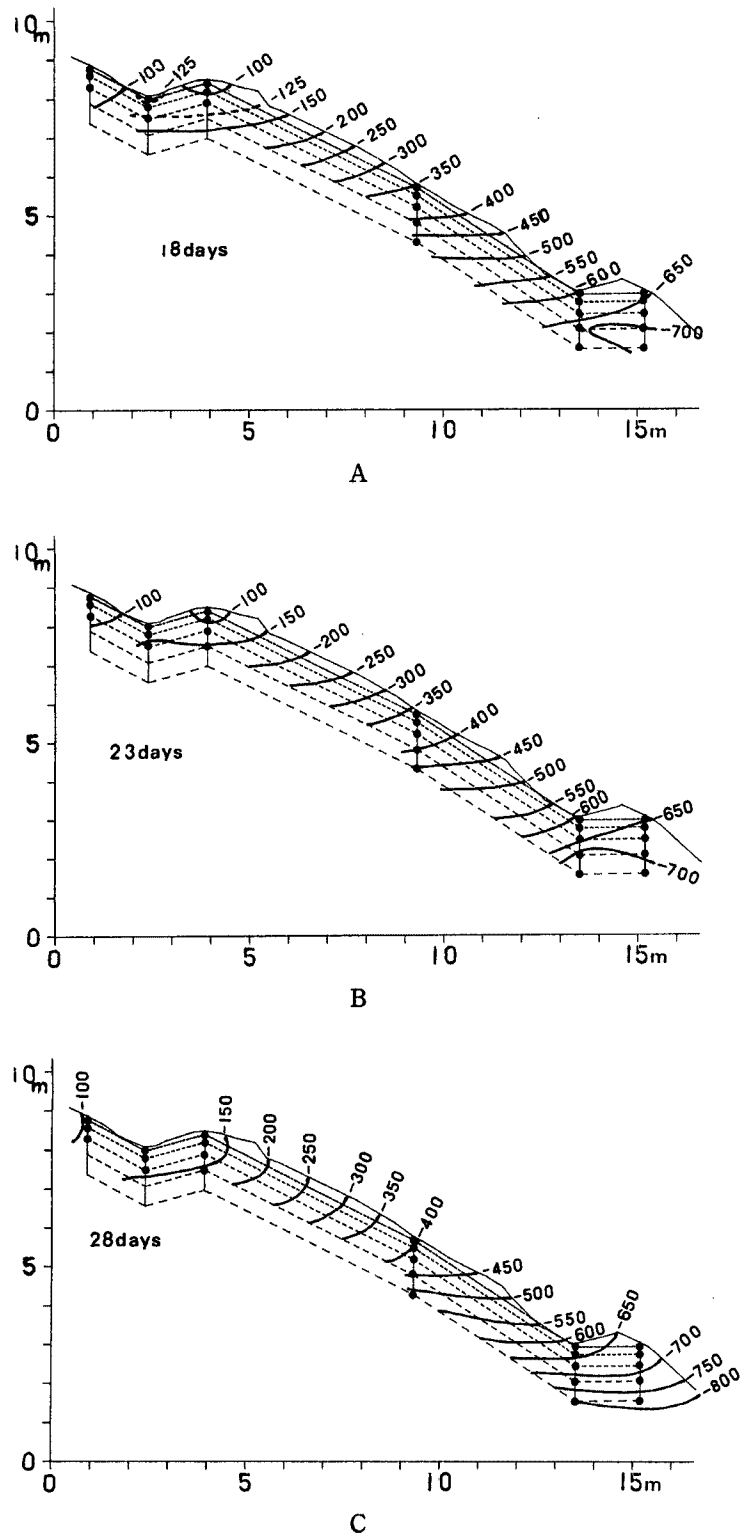


Fig. 9. Equipotential lines of soil moisture in the vertical cross section at the times as shown by the number of the days after 26 September 1991. The dots shows the position of the porous cups of the tensiometers. The broken lines simply connect the equal depths.

れ Fig. 8 の時間軸の18日, 23日, 28日に対応するものである。そのあいだに降雨があり, 土壌水ポテンシャルはその都度上下していると考えられるが, Fig. 9 に示した3つの時系列は一応, 表層土の排水過程におけるポテンシャル分布の変化を代表するものと考えることができる。

第18日目は Fig. 8 に示した観測データの中では土壌水ポテンシャルがもっとも高く, 土層がもっとも湿潤な状態にあったと考えられる時期である。その直前の雨量は多くはないが, 降雨時から測定時までの時間間隔が短かったために, 土層が湿潤な状態のうちに測定できたものである。このときの土壌水の流れは当然ながら基本的に下向きであり, 斜面に沿う方向の流れも存在していることが分かる。もっとも不飽和透水係数が分からないので, ダルシー流速の値を議論することはできない。斜面上部では微凹地の 30 cm 以浅の部分に水流が集まっている。これは浅い部分では地形の効果が顕著なため, 両側から雨水が重力勾配に従ってここに流れ込んでいるものと考えられる。直線的な斜面の部分では, その上部でやや側方流が卓越し, 下部ではむしろ下方への流れが卓越しているように見えるが, テンショメーターの設置間隔が粗いため, 実際にそのようになっていたかは疑わしい。また図の斜面最下部では等ポテンシャル線が乱れている。これは T5 と T6 における 150 cm 深のポテンシャルがかなり異なっているためであるが, 測定値が不安定であることから, 特に意味のあることとは考え難い。

第23日目の等ポテンシャル図の形は第18日目のそれとほとんど変わらない。第21日目に 40 mm をこえる降雨があったが, 降雨後サクション測定までの時間が長かったため, 表土層は第18日目よりも少し乾いた状態になっている。T2 地点の浅い部分への土壌水の集中はこの図からは明瞭ではないが, 凸部の T3 地点付近の等ポテンシャル線の形から, やはりこのときも土壌水の集中があったと考えるべきである。また, この図からはわかりにくい, 浅層でのポテンシャルの鉛直勾配が小さくなっており, 降雨浸透による下向きのフラックスが減少している段階であることを示している。

第28日目の等ポテンシャル線図は斜面上部では雨水の下方浸透がほとんど停止していることを示している。また等ポテンシャル線が斜面下方に向かってふくらんだ形になっているが, これは表層土の深い部分ではまだ下方への土壌水フラックスが存在するが, 浅い部分では蒸発散の影響が卓越し, フラックスが上向きになっていることを示している。斜面下部の微地形の凸部付近ではまだ下方へのフラックスが卓越しているが, 30 cm 以浅ではやはり蒸発散の影響が出始めている。

このように, 土壌水のポテンシャルの時間的, 空間的変化は, 全体的には平板的な形をした均一な傾斜土層において理論的に期待されるような形⁴⁾ であるが, 部分的に微地形に影響された流動パターンが見られる。

5. 伸縮計による測定の結果

テンショメーターを設置した測線の少し下方にある同種の特徴的な微地形のところ (Fig. 3 の P11 付近) に倍率5の伸縮計を設置した。また Fig. 7 に示されているように, 特徴的な微地形の凸部 (P11 地点) に浅い鉄杭を打ち込み, その下方の軟弱土層が薄い地点 (P11' 地点) に風化基岩に貫入する深い鉄杭を打ち込んで, その上に坂田式の5倍伸縮計を設置し, これから上方の杭までインバール線を張って2つの杭の間の伸縮を測定した。これは軟弱土層が変形・移動するとすれば, その層がもっとも厚いところで変位量が最大になるであろうと想定して, そこに移動杭を設け, また, 軟弱土層がもっとも薄い地点に風化基岩まで貫入する杭を打設すればそれは不動点を形成するであろうという見込みに基づいている。鉄杭の地上部分はできるだけ短いことが望ましいが, インバール線が地面に接触しないようにする必要があり, 2本の鉄杭の地上高は約 70 cm となった。伸縮計によって直接に測定されるのはふたつの杭の頭の間の距離の変化であるが, 以下では斜面下方の杭 (不動杭) の変位はないと仮定し, したがってこのような変化は斜面上方の杭 (移動杭) の変位によるものとし, 測定結果をこの杭の斜面下方への変位として示す。

伸縮計を設置した1990年7月初めから8月下旬までの記録を Fig.10 の上段に, そのうちの変化の大きい部分の拡大図を下段に示す。この図では全体的には上方の杭が斜面下方に移動するようなセンスの変化があ

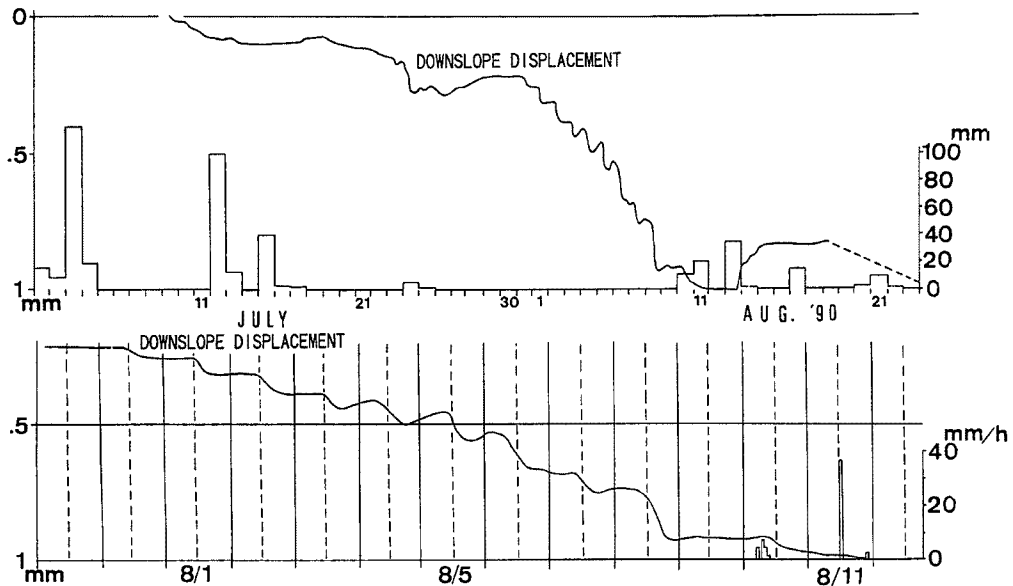


Fig.10. A record of the extensometer at the beginning of the observation period (top) and its close-up (bottom). The ordinate represents the downslope displacement of the upper pier (P11) with an assumption that the lower pier does not move.

る。この図には日雨量と時間雨量が示されているが、予想に反して、顕著な下方移動が見られるのは好天日であり、降雨時には変化が少ないか、8月13日～14日のように、むしろ逆方向（斜面上方）に変位している場合さえある。また顕著な縮みは単調な変化ではなく、サインウェーブ的な日変化が含まれており、その日変化は正午前後を境にして、午前中は斜面上方に、午後は斜面下方に変位するという変化パターンを呈している。

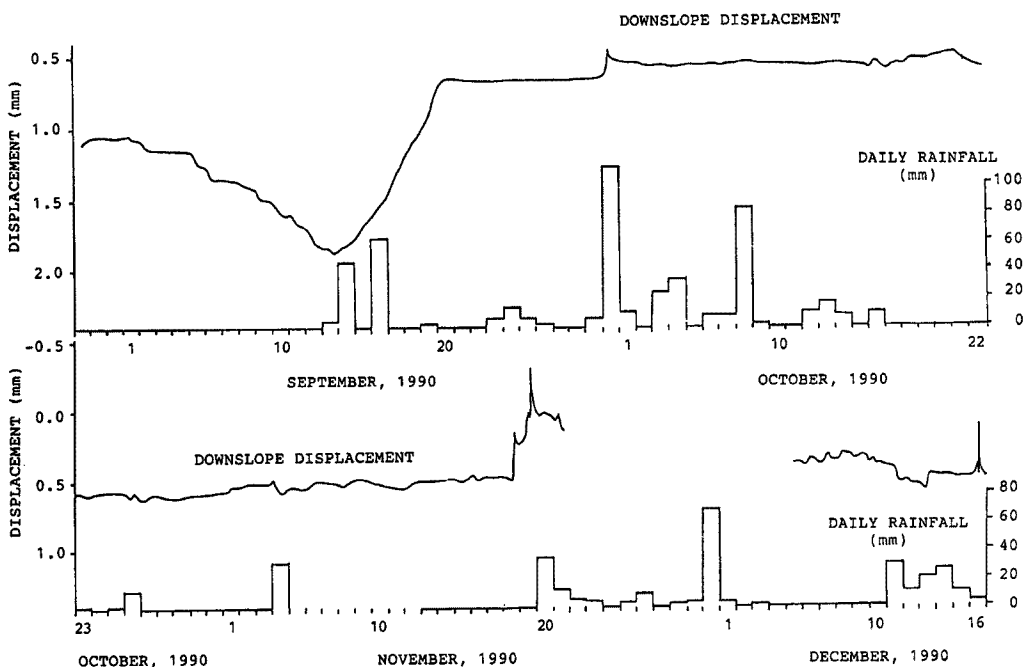


Fig.11. Another record of the extensometer. The period follows Fig.10.

これに引き続く9月から12月にかけての伸縮計の記録を Fig.11 に示す。この期間の好天時には変位量にほとんど変化がみられず、降雨時に斜面上方に変位するという傾向がみられる。この図に示した期間の後は積雪のために測定ができなくなり、その後は記録計の調子が悪くなり、修理に出したため欠測になっている。1992年春から測定を再開したが、冬季の積雪のためにインバール線を保護する塩化ビニール管が破壊されて、インバール線を露出させて測定したため、木の枝がしばしば落下し、また動物による擾乱もあるらしくて、よい記録は取れていない。しかし1992年春から1993年春までの期間の secular な変化はきわめて少なく、また天候にかかわらず日変化はほとんど検出されなくなっている。このことから、Fig.10 に示されているような変化は、鉄杭が十分 settle する前の過渡的な変化であろうと考えられる。また日変化は温度変化によるものと考えられるが、地中温度の日変化は斜面上方の鉄杭地点では軟弱土層のごく上部にしか及ばないと考え

られるので、初めに想定したように、軟弱土層が平行移動的に変位することは考えにくい。まして Fig.11 に示されるような、土層が斜面上方に移動するような変位モードは考えられない。したがって、温度変化または土壌水分変化に伴って斜面上方の鉄杭が傾動し、それが梃子の原理で拡大されたものを伸縮として記録している可能性が高い。

6. 考 察

前報²⁾ではこの実験流域やその他の山頂平坦面にみられる特異な微地形は何らかのマスムーブメントによって形成されたのではないかと考えていたが、ここで述べたような調査・観測結果はそのような考えを支持しない。4. で述べたように、微地形は雨水浸透に影響を与えている。また雨水浸透流は風化あるいは風化土の土壌化に影響を与えていると考えられる。このような相互過程によって現在見られるような微地形が形成された可能性は有り得るが、まだ決定的な証拠は得られていない。1992年には Fig. 4 に示した断面の一部についてトレンチカットをおこない、土壌帯の区分、土壌硬度の測定及び土壌サンプルの採取をおこなった。また Fig. 6 に示した断面内の2地点のそれぞれ3深度に自記テンションメーターのポーラスカップを設置し、土壌水サクションの時間的変化を1時間ごとに記録している。これらのデータは現在分析中であり、次回報告する予定である。これらのデータから、浸透雨水の流れが特徴的な微地形の形成に関わっているかどうか解明されるものと期待される。

謝 辞

現地調査に際しては、志賀町、びわ湖バレイ株式会社の御協力を得ている。また実験流域の使用は土地を管理している志賀町荒川区ならびに同木戸区の御好意による。また現地観測機器の一部を京都教育大学地理学教室ならびに京都大学防災研究所地すべり研究部門より借用している。ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 奥西一夫：地形変化過程と陸水循環過程の相互作用——水文地形学の中心課題へのアプローチ——，地形，Vol. 12, No. 2, 1991, pp. 99-116.
- 2) 奥西一夫・吉田稔男・斉藤隆志：比良山系大谷川流域における降雨流出特性と地形変化プロセスの関連について，京大防災研年報，No. 33B-1, 1990, pp. 205-218.
- 3) 奥西一夫・斉藤隆志・吉田稔男：比良山系大谷川流域における侵食過程とそれに関連する微地形，京大防災研年報，No. 34B-1, 1991, pp. 127-138.
- 4) Okunishi, K. and Iida, T.: Investigation of topsoil horizons of mountain slopes as a basis of experimental geomorphology, Bull. Disas. Prev. Res. Institute, Kyoto Univ., Vol. 31, Part 3, 1981, pp. 131-150.