

透水性の異なる砂岩と泥岩からなる丘陵地における 斜面崩壊の発生機構と発生位置

松四雄騎¹・松倉公憲²

Mechanism and Location of Slope Failures in Hilly Terrains with Different Bedrock Permeability

Yuki MATSUSHI¹ and Yukinori MATSUKURA²

Abstract

To study the effect of bedrock permeability on hill morphology, we performed hydrological measurements and a slope stability analysis in the hilly terrains underlain by unconsolidated sandstones and consolidated mudstones around Mt. Kanozan, Boso Peninsula, central Japan. The sandstones provide high round-top hills with the low drainage density, and the mudstones comprise low rugged hills with the high drainage density. The permeabilities of sandstone and mudstone were 2×10^{-3} cm/s and 5×10^{-6} cm/s respectively. Slope failures in both areas have distinctive features: (1) failure-generating areas in the sandstone hills are confined to the lower parts of steep slopes adjacent to valleys; and (2) the slope failures in the mudstone hills take place almost on convergent hollows locating at the upper part of the hill slopes.

The rainfall-runoff characteristics differed in the two areas. No increase in discharge was observed in the sandstone areas even during rainstorms. This implies that vertical percolation and deep groundwater flows are dominant in the sandstone hills. In contrast, rapid runoff and a large peak discharge responsive to rainfall were found in the mudstone areas. This indicates that subsurface storm flows mainly contribute to the discharge in the mudstone hills.

A stability analysis on slipped slopes in both sandstone and mudstone areas revealed a difference in their instability mechanisms. Slope failures in the sandstone hills were caused by reduction of soil cohesion as a result of increasing moisture content in the regolith. Slope failures in the mudstone hills result from increasing pore water pressure derived from a rising subsurface water level in the regolith zone. These differences appear to be a result of the different behaviour of percolated water according to the different permeabilities of the two bedrocks. Morphology in the hilly terrains around Mt. Kanozan, such as the relative heights of the ridges, must be controlled by these slope instability mechanisms and locations of the slope failures.

2003年7月10日受付, 2003年11月19日再投稿, 2004年1月30日受理

¹ 筑波大学大学院生命環境科学研究科

¹ Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Ibaraki 305-8571, Japan

² 筑波大学地球科学系

² Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Ibaraki 305-8571, Japan

Key words: *hilly terrains, slope failure, permeability, rainfall-runoff characteristics, slope stability analysis.*

1. はじめに

地形形成営力の継続時間や気候環境といった外的条件に大きな差異がなければ、丘陵地の地形特性（起伏量や谷密度など）は山体を構成する基盤岩の物性に制約される。それゆえ、基盤岩の物性と地形の定量的関係を記述し、異なる地形の形成プロセスを説明することは、地形学における中心的課題の一つであるといえよう。Suzuki et al. (1985) は丘陵地を構成する基盤岩の物性と地形量の対応関係について調べ、基盤岩の透水係数が 10^{-3} cm/s という閾値よりも大きくなると、流域の最大起伏が急増し、谷密度が急激に小さくなることを見出した。そしてこの閾値 (10^{-3} cm/s) が、斜面崩壊などの顕著な地形変化を引き起こすような豪雨の降水強度 (100 ~ 300 mm/day) と対応していることを指摘した。しかし、基盤岩の透水性と地形形成プロセスの関係そのものについては定性的な説明にとどまっており、地形の差異が具体的にどのような水文地形プロセスによってもたらされるのかという点に議論の余地が残る。

温暖湿潤気候下の丘陵地における主要な地形形成プロセスの一つに、豪雨時に発生する斜面崩壊がある (守屋, 1972; 塚本, 1973; 飯田・奥西, 1979)。近年の水文学的な研究により、土層の水貯留機能の大小 (恩田, 1989) や降雨流出経路 (Onda, 1994 a) など、基盤岩石およびその風化土層の物性 (ここでは特に透水性) に支配された斜面水文プロセスの差異によって崩壊の発生頻度が大きく異なることが明らかになってきた。すなわち、地形の異なる丘陵地の形成過程を説明するためには、斜面浸透水の挙動や崩壊の発生機構に関する定量的データに基づいて、基盤岩や土層の物性値と地形プロセスの因果関係を議論することが必要である。

本研究では南房総半島・鹿野山周辺において、透水性の大きく異なる基盤岩石で構成される二つの丘陵地を対象に、降雨流出特性および崩壊発生条件を比較し、それぞれの地域で斜面浸透水の挙動および崩壊の発生機構が異なっていることを示す。また、発生機構の相違に由来する崩壊の発生位置と発生密度の差異が、丘陵地の起伏形態に及ぼす影響について議論する。

2. 調査地域

2.1. 調査地域の地形と地質

本研究の調査対象地域は、房総半島南部の鹿野山周辺の丘陵地である。調査地域の地形図を Fig. 1 に、地質図および地形断面図を Fig. 2 に示す。地質図は三梨ほか (1976) をもとに作成した。

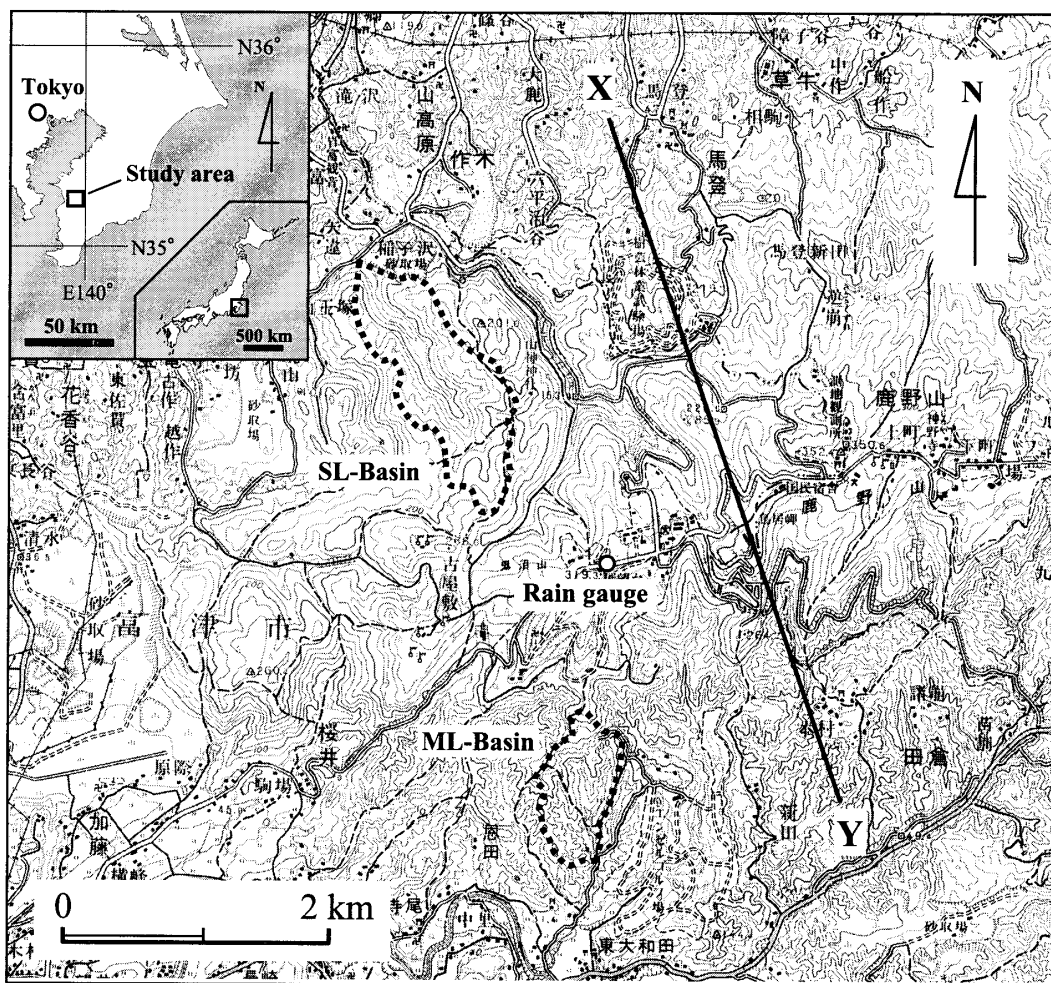


Fig. 1. Topographic map of the study area. Contour interval is 20 m. Enclosed broken lines indicate the investigated basins, and X-Y segment represent the location of the topographic cross section shown in Fig. 2B.

Fig. 1 からわかるように、鹿野山からその西南西の古屋敷にかけての地域には、大起伏で円頂状の尾根（標高 200 ~ 350 m）を持つ丘陵が分布するのに対し、そのすぐ南側に隣接した、田倉から恩田にかけての地域には、小起伏で尖った尾根（標高 100 ~ 150 m）を持つ丘陵が分布する。それぞれの地域で、3 次ないし 4 次の流域について水系を描き、流域内の水系総延長 L を流域面積 A で除して谷密度 $D_d (L/A)$ を計測したところ、北側の大起伏地域では $D_d = 6.5 \text{ km}^{-1}$ 、南部の小起伏地域では $D_d = 18.9 \text{ km}^{-1}$ となり、水系の発達度にも顕著な差異が認められた。

明瞭に地形の異なるこの二つの地域は、山体を構成する基盤岩の分布と対応する。すなわち、非固結の粗粒砂岩ないし含礫砂岩（I：市宿層および Nh：長浜層。以後、これらの分布する地域を合わせて砂岩地域と呼ぶ）が大起伏で低谷密度の丘陵を構成し、固結した泥質砂岩ないし砂質泥岩（Is：岩坂層および A：粟倉層。以後、これらの分布する地域を合わせて泥岩地域と呼ぶ）が小起伏で高谷密度の丘陵を構成する（Fig. 2A）。鹿野山周辺

(A)

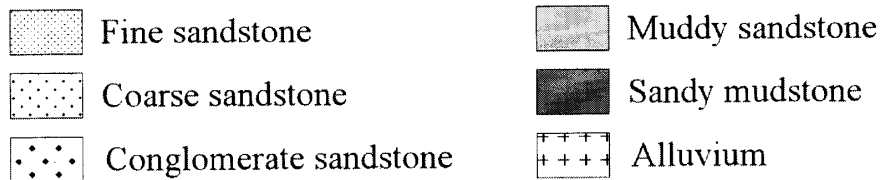
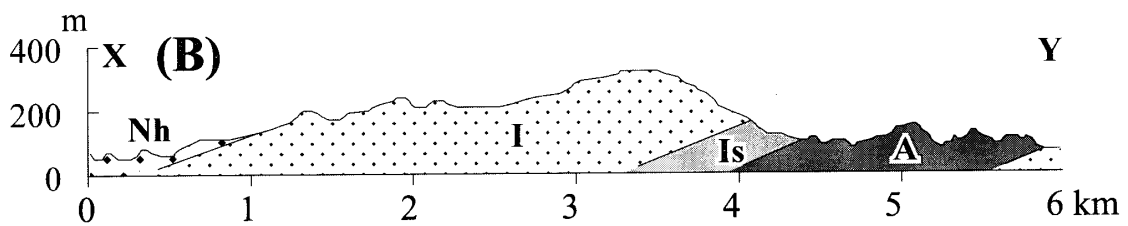
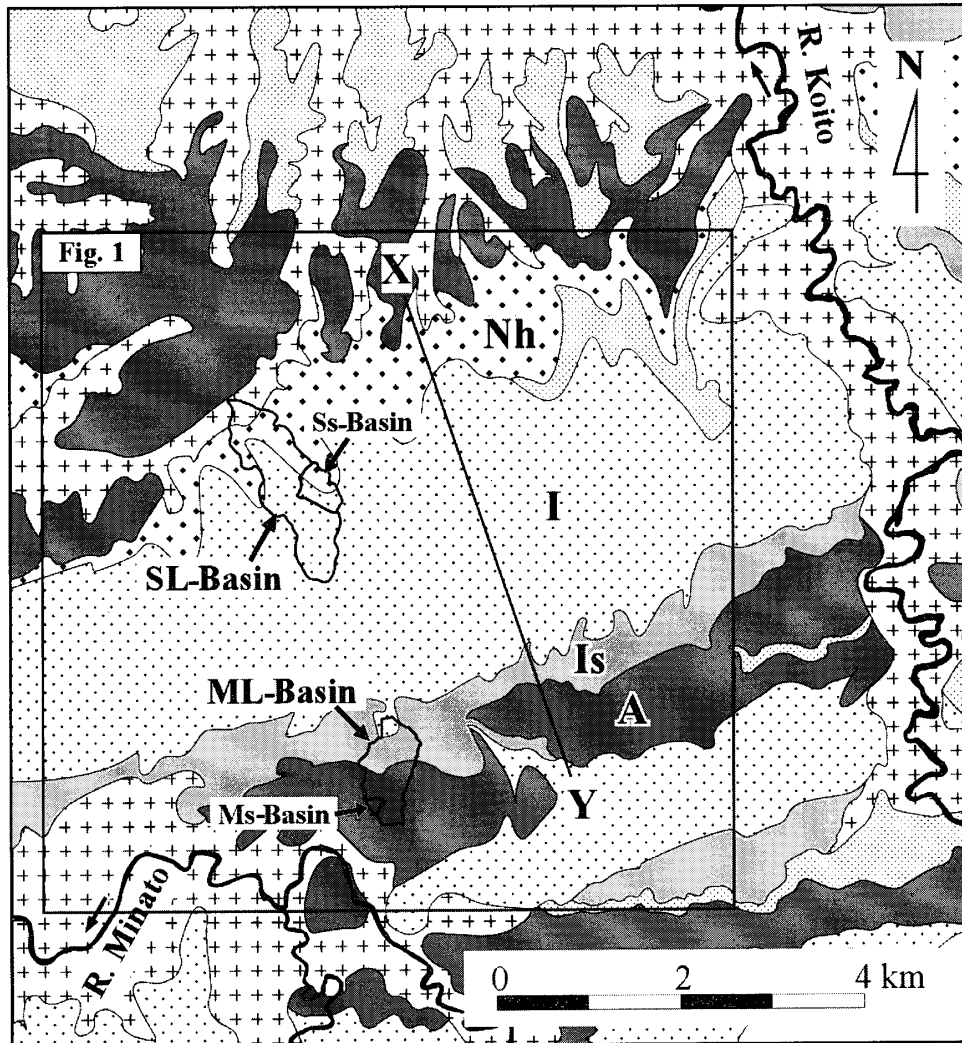


Fig. 2. Geologic map (A) and topographic cross section (B) of the study area. Nh: Nagahama Formation, I: Ichijuku Formation, Is: Iwasaka Formation, and A: Awakura Formation.

の地層はいずれも更新世前期～中期の上総層群に属し、走向はおおむね $N60^{\circ}E$ で、北に $5 \sim 13^{\circ}$ 傾斜する。この地質構造を反映して、鹿野山周辺の丘陵地全体としてはケスタ状の地形を呈し、東西方向に走る標高 350 m 前後の主稜線をはさんで南側に急斜面（ケスタの前面：scarp または escarpment）を、北側に緩斜面（ケスタの背面：backslope または dipslope）を持つ（Fig. 2B）。

砂岩地域と泥岩地域は互いに隣接しており、地形営力の継続時間および過去から現在に至る気候環境の変遷に大きな違いがあるとは考えられない。従って鹿野山周辺の丘陵地に見られる地形は、基盤岩石物性の差異を反映したいわゆる差別削剥地形である。房総半島南部の丘陵地に関するこれまでの研究では、基盤岩の物性と丘陵地を開析する侵食プロセスとの定量的な関係は明らかにされておらず、この地域における地形形成プロセス、例えば谷地形の発達過程（武井, 1952）や、地質毎に見られる稜線の比高の差異の形成過程（Nakagawa, 1960）などについて議論した研究はいずれも定性的な記述にとどまっている。

2.2. 調査対象流域の設定と斜面崩壊の発生状況

種々の定量的データを取得するため、砂岩地域と泥岩地域に比較的大きな流域を 1 箇所ずつ設定した。これらの流域は、後述の水文観測のために設定した観測小流域と区別するためそれぞれ SL 流域（砂岩）、ML 流域（泥岩）とする。これらの 2 流域の地形図を Fig. 3A に示す（各流域の位置は Fig. 1, Fig. 2A を参照）。地形図上には空中写真判読と現地踏査によって得られた崩壊地の分布も同時に示した。崩壊地の判読には 1981 年から 2000 年にかけて数年おきに撮影された空中写真を使用した。空中写真の撮影年別に SL および ML 流域内で判読された崩壊地数を Table 1 に示す。崩壊地の写真判読の際、その空中写真よりも以前の写真中に既に認められる崩壊地はカウントしなかった。すなわち、Table 1 に示した崩壊地数は、前回の空中写真撮影年から、判読に使用した写真の撮影年までの数年間に発生した崩壊地の総数である。

ML 流域は SL 流域に比較してより多くの崩壊地が見られた。最も多くの崩壊地が判読された 1990 年の空中写真（国土地理院撮影；KT-90-1X C4-4, C3-6）では、SL 流域内で 7 箇所、ML 流域内で 41 箇所の崩壊地が判読された。本研究の調査地域では、1989 年 8 月 1 日に最大日雨量 301 mm、最大時間雨量 46 mm/h の集中豪雨が発生しており（古谷・大倉, 1992）、1990 年撮影の写真中に見られる崩壊地の大部分は、その際に発生したものと推察される。1990 年の空中写真で判読された崩壊地数を、各流域の地形的流域面積（SL 流域：1.11 km²、ML 流域：0.48 km²）で除して単位面積当たりの崩壊地数（崩壊密度）を計算したところ、ML 流域における崩壊密度（84.7 km⁻²）は SL 流域の崩壊密度（6.3 km⁻²）の約 14 倍であった（Table 1）。

SL 流域と ML 流域では崩壊密度だけでなく、崩壊の発生場所にも異なる特徴が見られた。Fig. 3A に示した崩壊地の分布をみると、SL 流域では斜面下部の急傾斜部においてのみ崩壊が発生し、たとえ集水型斜面であっても斜面上部（緩傾斜部）での崩壊が無いことがわかる。一方、ML 流域では斜面崩壊は主に浅い集水型斜面で発生しており、斜面最上

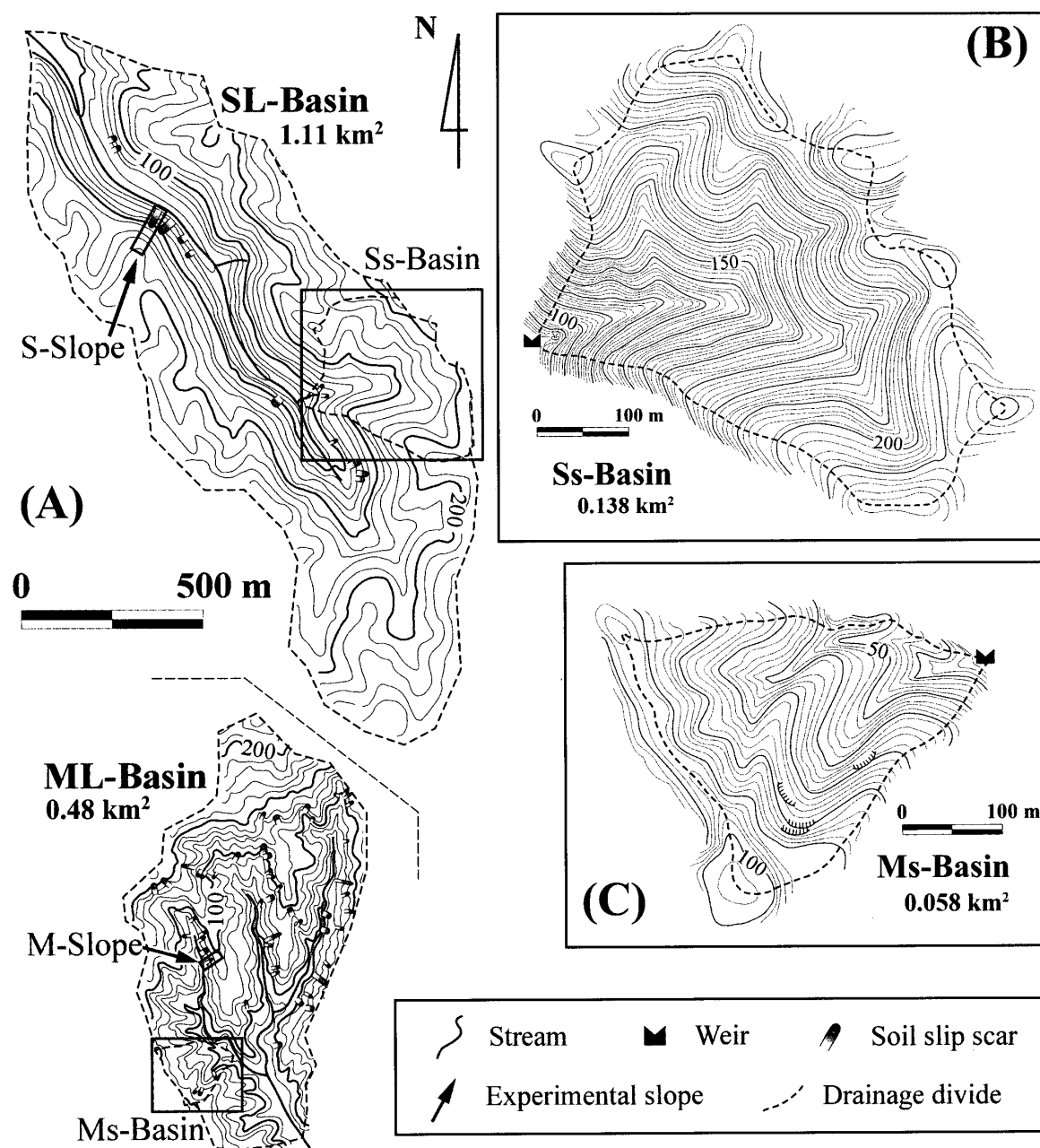


Fig. 3. Topographic maps of the large investigated basins: SL- and ML-Basins (A), small experimental basins: Ss-Basin (B) and Ms-Basin (C), and locations of the experimental slopes.

部（尾根のごく近傍）から崩れが発生しているものも数多くあった。1990年の空中写真で判読された崩壊地のうち、1次谷（Morisawa, 1957：等高線の屈曲が見られる最上流部）の集水域（hollow）で発生したものは、SL流域では0%であったのに対し、ML流域では86%であった（Table 1）。

空中写真判読では崩壊地の位置は特定できるものの、写真の解像度に対して崩壊地が小さいため、個々の崩壊地の正確な崩壊面積を特定することができなかった。したがって、

Table 1. Numbers, frequencies and locations of soil slip scars in the two large investigated basins: SL-Basin (sandstone) and ML-Basin (mudstone).

	Year	SL-Basin	ML-Basin
Number of slope failures	1981	—	5
<i>ditto</i>	1984	—	5
<i>ditto</i>	1990	7	41
<i>ditto</i>	1995	0	3
<i>ditto</i>	2000	0	1
Number of slope failures per unit area (km ⁻²)	1990	6.3	84.7
Slope failures which occurred in the hollows (%)	1990	0	86

流域内の崩壊面積率や、崩壊土砂の体積などを正確に見積もることはできなかったが、いくつかの崩壊地の現地観察によると、SL流域内の崩壊はML流域のものに比べて崩壊面積が広く、崩壊がより大規模であるという傾向が認められた。

SLおよびML流域内の植生はどちらも主にスギの人工林で、森林の状態に大きな差は無く、崩壊地判読に使用した空中写真の撮影期間中に大規模な伐採も行われていない。また、両流域内の人工林は、林齢が数年程度のものから数十年以上と思われるものがまばらに分布している状態である。ただし、砂岩と泥岩双方の流域を比較した場合、どちらかに林齢が偏っているということはなく、崩壊の多発している泥岩の流域も幼齢林の分布域に相当しているわけではない。このことから、斜面崩壊の発生密度と発生場に見られる特徴は、斜面物質の物性と、それに伴う斜面水文プロセスおよび斜面崩壊発生条件の差異を反映したものと推察される。

3. 降雨流出観測

3.1. 試験流域の地形と観測方法

砂岩地域と泥岩地域のそれぞれにおける斜面水文プロセスを推察するため、小試験流域での降雨流出観測を行った。観測流域は、後述する水文観測機器に適した規模で、かつ比高や斜面傾斜、流域内の地形などがそれぞれの地質地域を代表するものをSL流域内とML流域内にそれぞれ1つずつ選出した (Fig. 3A)。砂岩地域の試験流域をSs流域 (0.138 km²)、泥岩地域の試験流域をMs流域 (0.058 km²) と呼ぶ (Fig. 3B, C)。

Ss流域では、流域出口の上流約5 m地点の湧水から基底流として常時0.27 l/s程度の流出がある。流域の出口から湧水までは、湧出にともなって生産された土砂が堆積した平坦部になっており、常に湿潤状態である。湧水は傾斜50°前後の急斜面の基部に位置する。

この急斜面は、湧水から斜面上方へ2 mほどの距離のところまで遷緩線を持ち、その遷緩線よりも上方では河道のない緩傾斜の谷型斜面となる。流域内の斜面や尾根に基盤岩の露出は見られない。

Ms流域では、基底流出が0.01 l/s以下と極めて少ない。流域内には基盤岩の露出した明瞭な河道が見られ、河道の最上流部は谷頭凹地の上部にまで達する。流域内に明瞭な湧水点はなく、無降雨期における河道上流部は河道近傍の土層から染み出した水によって河床の岩盤がわずかに湿った状態を保っている。河道の下流部ではそれらの滲出水が集まって河床の岩盤上にわずかな水流が発生する。谷頭斜面と側壁斜面には数箇所の古い滑落崖が見られ、崩壊面と尾根の一部には基盤岩が露出する。

Ss流域とMs流域の出口には四角堰（容積22,500 cm³）を設置し（Fig. 3B,C）、リシャー式水位計（中浅測器（株）製、測定範囲0~0.5 m）によって水位の変化を自記記録した。また、降水量を観測するため、転倒マス型雨量計（中浅測器（株）製、口径20 cm、1転倒0.5 mm）を二つの観測流域の中間地点である鹿野山の主稜線上（標高278 m）に設置した（Fig. 1）。雨量計にはデータロガー（HOBO, H 07-002-04, オンセット社製）を接続し、マスの転倒時刻を自動記録した。

この雨量計は林外に設置されているため、本論文で用いた降水量は樹冠の遮断効果を考慮に入れていない。また、雨量計設置点と観測流域の位置関係や標高差などの地形的な効果によっても、雨量計による観測データと観測流域における実際の降雨の間には、降水量や降雨パターンに若干の差異が生じるものと考えられる。降雨に対する流出率の変化などを詳細に議論する際には、降水観測地点をそれぞれの流域内に設けた上、樹冠による遮断効果などを考慮した有効雨量を推定するべきである。しかし本論文では、降雨に対する流出の応答特性から、各流域を構成する基盤岩石の物性の差異に由来する斜面水文プロセスの差異を議論するにとどまるため、こうした観測雨量と実雨量の間に生じる差異は無視できうるものとみなした。

3.2. 降雨流出特性

2002年9月30日から10月1日にかけて総雨量81.5 mmの降雨が、10月7日に総雨量41.5 mmの降雨が観測された。この期間に観測されたハイドログラフをFig. 4に示す。

Ss流域では、10月1日の降雨ピーク時にわずかな流量増加（0.39 l/s）が観測された以外に、流量の変化はなかった。降雨の止んだ10月2日の午前8時にSs流域を訪れた際、堰を通過する流量は平常時と同じ0.27 l/sであり、堰内への土砂の流入・堆積もほとんど見られなかった。また、10月7日以降も水位の変化は観測されなかった。

Ms流域では、降雨のピークとほぼ同時に流量が鋭いピークを示して立ち上がっており、流量は最大で7.1 l/s（10月1日、16時）に達した。また、降雨停止後20時間程度で流出量は平常時と同じ0.01 l/s以下に減少した。10月2日の午前5時にMs流域を訪れた際、普段は水流のほとんど見られない流域の出口で2.0~2.5 l/sの流出があり、しかも河道中の土砂が大量に移動した形跡があった。このとき、堰内の整流板に木枝や落ち葉が捕捉されて堰内の

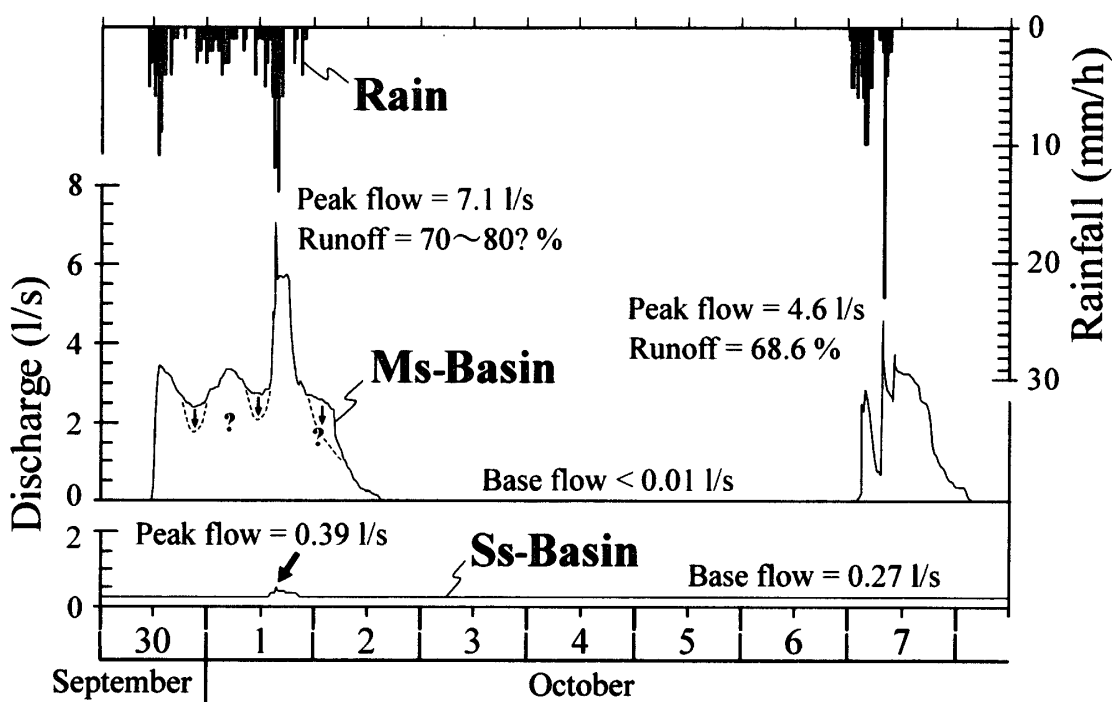


Fig. 4. Hydrographs of the Ss- and Ms-Basins observed from September 30 to October 7, 2002.

水位が上昇していたため、9月30日から10月2日にかけてMs流域で観測されたデータは減水時の流量変化を正しく表わしていない可能性がある。10月2日の午後に堰のすぐ上流側に木枝などを捕捉するための金網を設置した結果、10月7日の観測では水位の変化を正確に捉えることができた。10月7日、午前2時からの降雨では流量が4.6 l/sまで上昇した後、ハイドログラフ上で、上に凸の曲線を描きながら減少し、20時間後には0.01 l/s以下となった。このとき、Ms流域内に降った全降水に対し、洪水流（ここでは基底流に相当する0.01 l/s以上の流出を指す）として流域外に流出した水の割合（流出率）は68.6%であった。

4. 斜面物質の物性

4.1. 調査斜面と土層の鉛直構造

砂岩地域と泥岩地域における斜面崩壊の発生条件を特定するため、SLおよびML流域内で、崩壊地を含む斜面を1箇所ずつ選び（それぞれS-Slope, M-Slopeとする；斜面の位置はFig. 3を参照）、斜面物質の諸物性の測定を行った。二つの斜面の縦断図および崩壊地の平面図と横断図をFig. 5に示す。図中の破線は、崩壊地および周囲の斜面形と崩壊面の傾斜、崩壊周縁の滑落崖の高さなどから復元した崩壊発生前の斜面縦・横断形である。いずれの崩壊地も、その周縁には比高数10 cmの垂直もしくはオーバーハングした小崖（滑落崖）が見られ、崩壊の幅や長さ比べて深さの小さい板状の崩壊形態を示している。こ

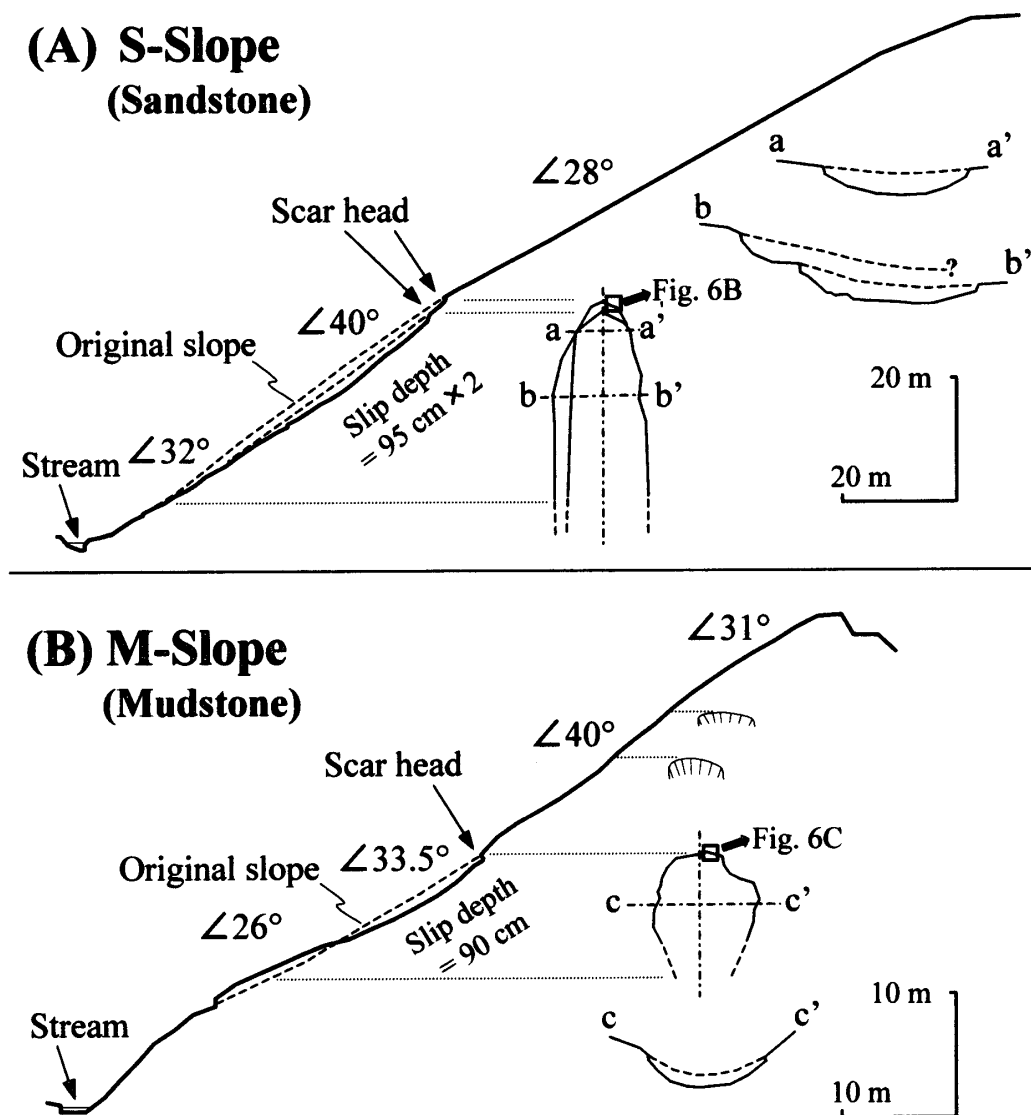


Fig. 5. Longitudinal topographic profiles of the two experimental slip-slopes, plan views and cross sections of the slip scars on the S-Slope (A) and M-Slope (B). Note that cross sections of the S-Slope scars doubled in scale.

これらの崩壊地は、1990年撮影の空中写真に初めて現れたものであり、前述した1989年8月1日の豪雨の際に発生したと推定される。

S-Slope (Fig. 5A) に見られる崩壊地の先端は、斜面の遷急線上に位置しており、崩壊面の斜面傾斜は平均40°、崩壊地より上方の斜面の傾斜は平均28°であった。S-Slopeには縦断面図上で二つの滑落崖が上下方向に連なって存在する。また、横断面図上にも崩壊の右岸側に2段の明瞭な滑落崖が認められる。すなわち、S-Slopeではほぼ同じ斜面部位で2回の崩壊が発生しており、外縁部の滑落崖を形成した崩壊の発生後、その崩壊面をさらに深くえぐる形で2度目の崩壊が発生したと推定される。縦・横断面図上で復元した斜面形から、S-Slopeでは平均崩壊深（鉛直深）が95 cmの崩壊が2回発生したと推定された。

M-Slope (Fig. 5B) に見られる崩壊地の崩壊前の斜面傾斜は平均 33.5° と推定される。崩壊面上の土層は、ほぼすべてが除去されており、厚さ数 cm の薄い表土の下は基盤岩である。崩壊地の末端は土砂に覆われて緩傾斜 (平均 26°) となっており、縦断面図上で斜面下方にはらみだしたような形状をしていることから、崩壊の発生によって移動した崩土の一部が堆積したものと推定される。この崩壊地よりも上方の斜面は平均傾斜 40° の浅い集水地形になっており、さらに2箇所の古い滑落崖が認められる。縦・横断面図上で復元した斜面形をもとに、M-Slope で発生した崩壊の平均崩壊深 (鉛直深) は 90 cm と推定された。

S-Slope および M-Slope のそれぞれにおいて、崩壊地の上端にある滑落崖を整形して土層の鉛直断面を作成し、その構造を観察した。Fig. 6 は滑落崖の整形方法の模式図 (Fig. 6A) と二つの斜面の土層断面 (Fig. 6B, C) を示したものである。Fig. 6B, C 中に示した崩壊面 (Slip surface) は、いずれも整形前の滑落崖の高さを斜面上方に延長した時に推定される潜在的すべり面の深度を示している。

S-Slope の土層 (Fig. 6B) は均質な砂で構成されており、土層と基盤の境界は不明瞭であった。整形前の滑落崖の高さは 75 cm であり、崩壊時には深度 75 cm のところでせん断破壊が発生したと推定される。一方、M-Slope の土層 (Fig. 6C) は、地表から深度 30 ~ 60 cm の区間に、素手で容易に破壊できる程度に強風化した礫 (隣接する礫同士が互いに噛み合うように配列しており、その産状から、直下の基盤岩石が風化・破碎してできたものと推定される) を大量に含み、シルト~粘土質の細粒物がマトリックスとして礫間を充填する。また、土層と基盤岩の境界 (深度約 60 cm) は明瞭であった。整形前の滑落崖の高さ (55 cm) からみて、崩壊発生時には基盤と土層の境界付近でせん断破壊が発生したものと推定される。

4.2. 透水性と土壤硬度

斜面物質の鉛直方向への物性変化を捉えるため、前述の土層断面を利用して、地表から深度 10 cm おきに相対的な透水性と土壤硬度を測定した。透水性は山中式土壤透水通気測定器 (富士平工業 (株) 製) によって、土壤硬度は山中式土壤硬度計 (大起理化工業 (株) 製) を用いて測定した。ただし、M-Slope における透水試験の際、60 cm 以深は山中式透水試験器 (注射器状のシリンダーを用いて一定速度で土層中に水を注入し、そのときに発生する注水圧を透水係数に換算する) では測定不能であった (透水性が小さく十分に注水することができなかった)。そこで、それ以深は鉄製円筒缶を水平に打ち込んで水を満たし、単位断面積当たりの浸透流速を求めることによって、相対的な透水性を評価した。それらの結果を Fig. 7 に示す。

S-Slope (砂岩) では鉛直方向への透水性の変化が小さく、いずれの深度でも 10^{-3} cm/s オーダーの高い値を示した。また、深度 100 cm 以深ではほぼ一定の値 (2×10^{-3} cm/s) となった。土壤硬度の値も透水性と同様のプロファイルを示し、深度 90 cm まで徐々に増加したのち、それ以深ではほぼ一定の値 (14 mm) となった。

M-Slope (泥岩) の透水性は、深度 50 cm までは 10^{-3} cm/s のオーダーであったが、深度

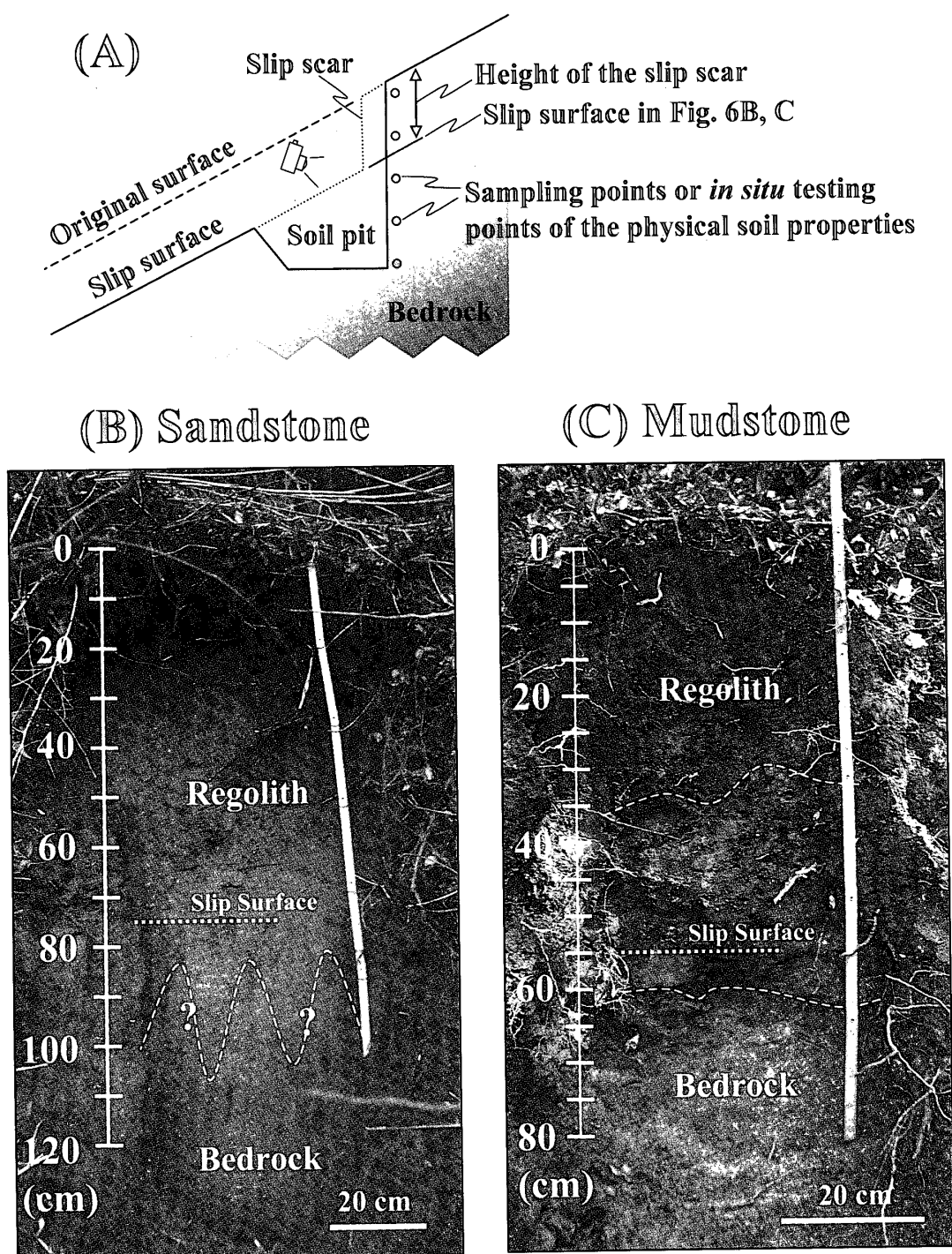


Fig. 6. Schematic diagram of the soil pits at the scar heads (A), vertical soil profiles of the S-Slope (B) and M-Slope (C).

60 cm (土層と基盤岩の境界) 以深で急激に小さくなり, 深度 90 cm では 5×10^{-6} cm/s となった. また, 土壌硬度は深度 30 cm (風化礫を含む層とその上部層の境界) 付近で最小となり, それ以深では一端急激に増加したのち, 深度 70 ~ 80 cm 以深で一定の値 (34 mm) に近づくプロファイルとなった.

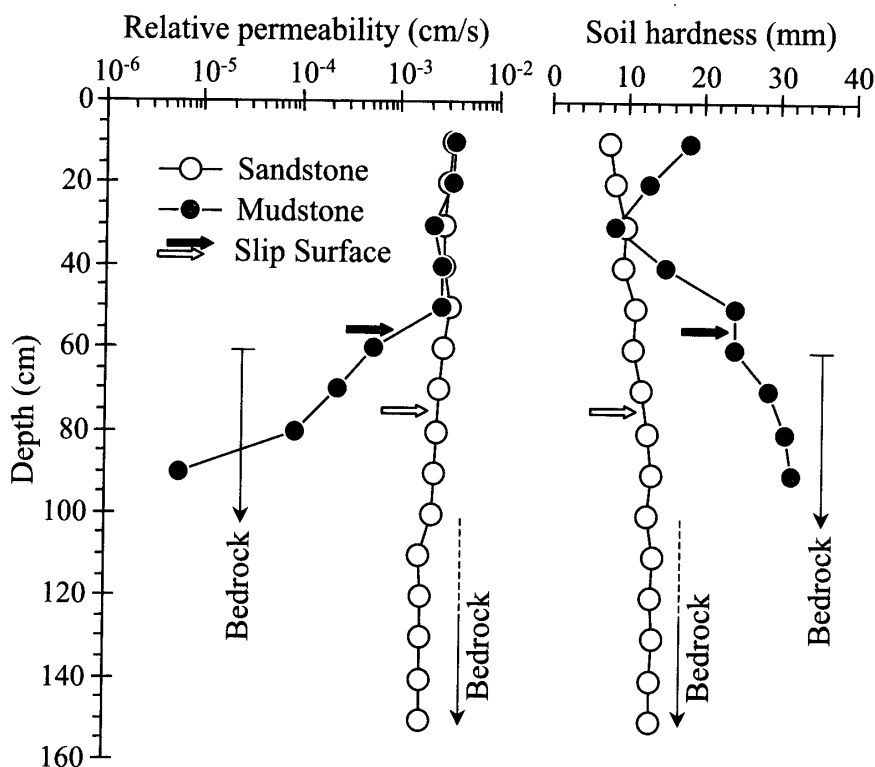


Fig. 7. Vertical changes in permeability (left) and soil hardness index (right) on the soil profiles shown in Fig. 6B, C.

4.3. 粒度組成と物理的諸性質

粒度組成は斜面物質の力学特性や物理特性を支配する基本的な物理物性であり、せん断強度や単位体積重量といった諸物性値と密接に関連する。斜面物質の粒度組成を調べるため、S-Slope から6試料(深度10, 30, 60, 90, 120, 150 cm)、M-Slope から4試料(深度10, 30, 60, 90 cm)をそれぞれ深度別に採取し、粒度分析(JIS A 1204)を行った。その際、試料中に含まれる強風化した礫や、水中で容易に破碎できる基盤岩石の塊などの弱固結物については、鉋物を破壊しないように素手で破碎したのち、分析を行った。結果をFig. 8に示す。

砂岩と泥岩では、シルト以下の細粒物質の含有量が明らかに異なる。砂岩ではシルト以下は全体の5~20%であり、80%以上が細砂~粗砂(0.25~2 mm)で構成されている。一方、泥岩ではシルトが全体の40~60%を占め、粗砂が8%以下と極めて少ない。

次に、S-Slope および M-Slope のそれぞれにおいて、崩壊面より上部の土層(Fig. 6B, C)における、地表から Slip surface の深度に至る部分)の、土の乾燥単位体積重量 γ_d や試料採取時点の自然含水比 w_n などの物性を求めた。さらに、炉乾燥した試料の一部を分取して密度試験(JIS A 1202)を行い、土粒子の真比重 ρ_s を測定した。また、 γ_d と ρ_s から間隙率 n を求めたのち、その値をもとに、自然含水比状態の土の飽和度 S_r および、飽和状態の土の単位体積重量 γ_i を計算した。測定および計算で得られた土層の物性の平均値を Table 2

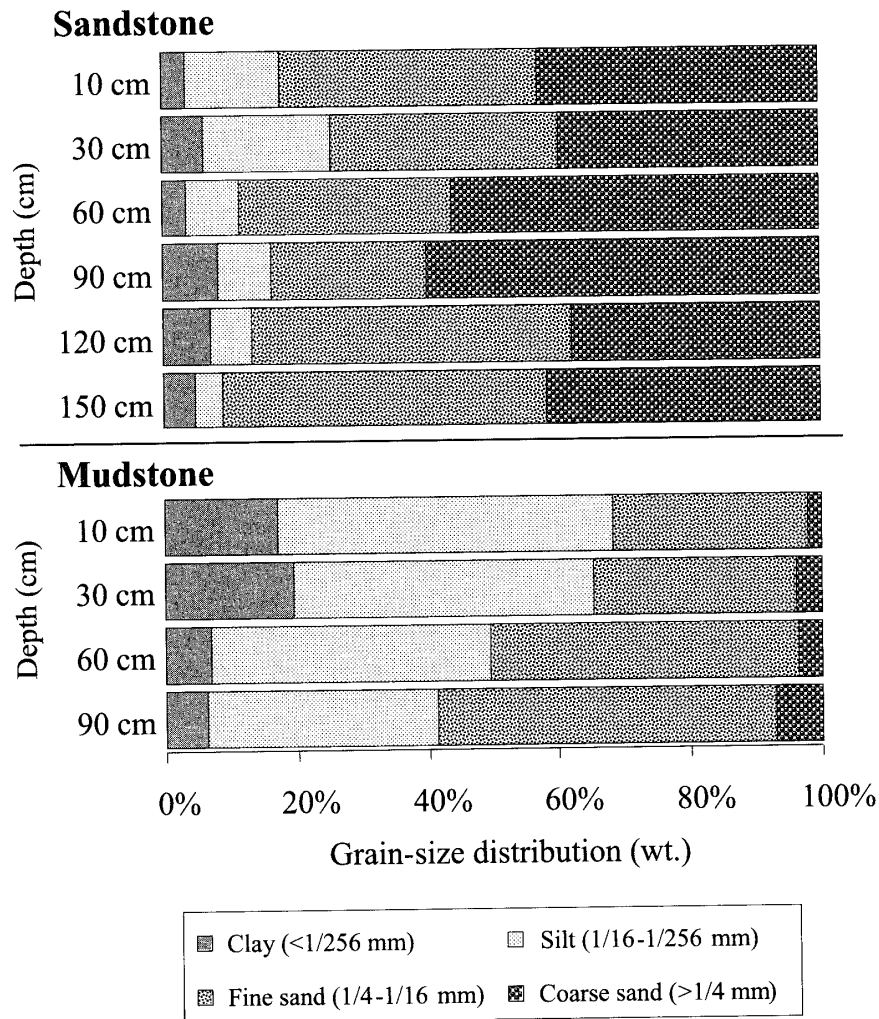


Fig. 8. Grain-size distribution of the soils in the S-Slope (sandstone) and M-Slope (mudstone). Samples were taken from the soil profiles in Fig. 6B, C.

Table 2. Physical properties of the soils on S-Slope (sandstone) and M-Slope (mudstone).

		Sandstone	Mudstone
Unit weight of soil particles (gf/cm ³)	ρ_s	2.69	2.68
Dry unit weight of soil (gf/cm ³)	γ_d	1.40	0.95
Wet unit weight of soil (gf/cm ³)	γ_t	1.88	1.60
Porosity (%)	n	48.0	64.3
Natural water content (%)	w_n	10.8	34.4
Degree of saturation (%)	S_r	31.5	51.0

にまとめた。

砂岩起源の土と泥岩起源の土をそれぞれ比較すると、土粒子の真比重 ρ_s はほぼ同じ ($2.68 \sim 2.69 \text{ gf/cm}^3$) であるが、砂岩の方が泥岩に比べて間隙率 n が小さく、単位体積あたりの重量が大きい。また、砂岩の方が泥岩と比較して自然含水比 w_n が小さく、全間隙体積に占める水分量 (飽和度 S_r) が小さい。

4.4. 力学的性質 (せん断強度)

S-Slope と M-Slope のそれぞれにおいて、崩壊面付近の深度 (Fig. 6) における土のせん断強度を、ベーンせん断試験により測定した。ベーンせん断試験は土の中に打ち込んだベーン (羽根) を回転させることによって土をせん断し、野外で直接的に土のせん断強度を測定するものである (Matsukura and Tanaka, 1983)。その際、試験器の上端にのせた力計によって垂直荷重を段階的に調節する。せん断までに要する時間は数十秒であり、非常に高速度のせん断現象を再現している。すなわち、ベーンせん断試験では自然斜面の崩壊など、突発的なせん断現象における実質的な土のせん断強度を得ることができる。

せん断試験は自然含水比と飽和状態の2通りの条件下で行った。ここでの自然含水比とは、試験を行った時点での自然保湿状態の含水比を指す。また、飽和状態はベーンを土に打込んだ後に、せん断面である表層から深度 5 mm とその周辺の領域が定常浸透状態になるまで十分に給水し、せん断中も水を供給し続けることによってつくり出した。この時、せん断中の土は排水可能な状態にあるが、前述のように高速度のせん断試験であるため、瞬間的には間隙水圧が発生する可能性がある。

せん断試験の結果を Fig. 9 に示す。プロットされた垂直応力とせん断応力の関係から、最小二乗法によって近似直線を引き、自然含水比および飽和状態における土の粘着力 c とせん断抵抗角 ϕ を求めた。S-Slope の土 ($c = 20.7 \sim 46.3 \text{ gf/cm}^2$, $\phi = 26.4^\circ \sim 26.7^\circ$) は M-Slope の土 ($c = 47.5 \sim 108.6 \text{ gf/cm}^2$, $\phi = 20.1^\circ \sim 21.3^\circ$) に比べて粘着力が小さく、せん断抵抗角が大きい。また、自然含水状態と飽和状態の試験結果を比較すると、S-Slope と M-Slope のどちらの土においても、含水比の増加に伴ってせん断抵抗角はほとんど変化せず、粘着力だけが低下するという特徴があった。

5. 考 察

5.1. 基盤岩の透水性と斜面水文プロセス

海老塚・近藤 (1990) は、本研究の調査地域と同じ層序区分 (上総層群) の中から選んだ透水性の高い砂岩 (地蔵堂層) と不透水性のシルト岩 (笠森層) で構成される二つの小流域において、降雨に対する流出および斜面土層の間隙水圧変化を観測した。その結果、砂岩流域では降雨に対する流出ピークが小さく、土層はごく表層部をのぞいて飽和状態に達することはなかったのに対し、シルト岩流域では流出ピークが大きく、降雨時に土層の大部分が飽和状態に達することを見出した。このことから海老塚・近藤 (1990) は、砂岩

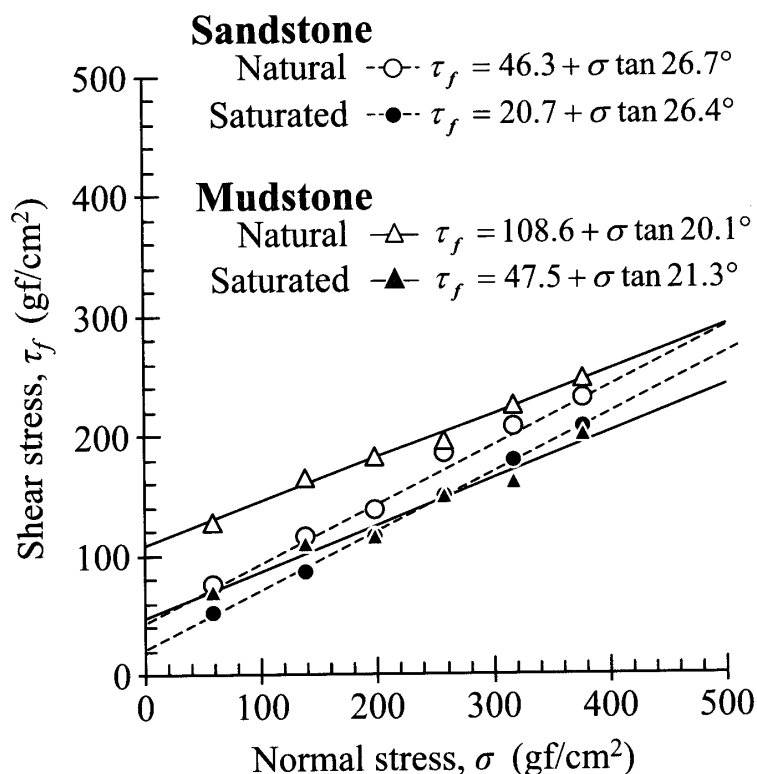


Fig. 9. Shearing strength of the soils obtained by *in situ* vane shear testing under natural and saturated conditions.

流域では基盤深部への重力浸透が卓越しているのに対し、シルト岩流域では土層中を流下する飽和側方流が流出に大きく寄与していると結論付けた。

本研究で設定した二つの観測小流域は、地質帯や基盤岩の透水性など、主要な場の条件が海老塚・近藤（1990）の観測流域とほぼ同等であり、それぞれの流域で観測された流出特性（Fig. 4）も類似している。このことから、砂岩地域と泥岩地域における斜面水文プロセスについて以下のような推察が可能であろう。

砂岩地域では鉛直方向への透水性の著しい変化が無く、基盤岩の透水性が 2×10^{-3} cm/s であった（Fig. 7）。この値は降雨強度に換算すると 72 mm/h に相当し、通常考える降雨強度の範囲では、基盤に到達した水のほぼ全てを下方浸透させうると考えられる。事実、Ss 流域では降雨に対する流出の反応がほとんど観測されなかった（Fig. 4）。このことから砂岩地域では、鉛直方向への浸透水の流動が卓越すると推定される。すなわち、砂岩地域では斜面物質の透水性が連続的で水理的な不連続面が無い場合、流域内に降った降水は側方に流動せず、基盤深部にまで下方浸透している可能性が高い。良透水性の基盤深部に存在すると考えられる地下水面に達した浸透水は、その一部が湧水からの基底流として流出し、残りの大部分は地下水流として流域外に排水されるものと考えられる。以上のことから砂岩地域では、強降雨時においても土層浅部に地下水面が形成されることは少なく、斜面傾斜方向への水の流動が生じることはほとんどないものと推察される。

泥岩地域では、基盤岩の透水性は 10^{-6} cm/sのオーダーであり、透水性が土層と基盤岩との境界付近で不連続的に著しく減少する (Fig. 7). そのような状況下では、土層と基盤岩の境界面が降雨に対して水理的な不連続面として作用すると考えられる。降雨流出観測の結果、Ms流域では流出率が高く、かつ降雨に対応した流出ピークが観測された。また、降雨ピーク後20時間程度で降水の約70%が流域出口を洪水流として通過し、速やかに流域外に排水された (Fig. 4). このことから、泥岩地域では斜面傾斜方向への浸透水の流動が卓越しており、飽和側方流などの素早い流出プロセスが生じることによって降水及び貯留されていた水の大部分が土層浅部を通過して短時間で排水されるものと考えられる。このような状況下では、強降雨時には局所的な水の集中により、斜面土層中に一時的な地下水面が形成されているものと推察される。

5.2. 斜面安定解析からみた崩壊の発生機構と発生場

S-Slope および M-Slope の崩壊地はいずれも崩壊の深さに比較して崩壊斜面の長さの大きい平板形をしており、崩壊面は直線的である (Fig. 5). このような場合、斜面の安定性評価には無限長斜面の安定解析を適用することができる。そこで、以下の式 (Skempton and DeLory, 1957) によって斜面の安定解析を行った。

$$F_s = \frac{\tau_r}{\tau_d} = \frac{c + (\gamma - m \cdot \gamma_w) \cdot Z \cdot \cos^2 \theta \cdot \tan \phi}{\gamma \cdot Z \cdot \cos \theta \sin \theta}$$

ここで、 F_s は斜面の安全率、 τ_d は崩壊面上に発生するせん断力、 τ_r はせん断抵抗力、 θ は斜面傾斜角、 Z は平均崩壊土層深 (すべり面までの鉛直深)、 c は土の粘着力、 ϕ はせん断抵抗角、 γ は土の単位体積重量、 γ_w は水の単位体積重量 ($\cong 1$ gf/cm³)、 m は土層中の相対的な地下水位 (崩壊土層深に対する地下水位の比) である。

本研究ではせん断抵抗角 ϕ の値を自然含水状態と飽和状態の平均値で固定した。これは、砂岩斜面および泥岩斜面のどちらにおいても、土の含水比変化に伴う ϕ の変化が非常に小さかった (Fig. 9) ためである。また、土の単位体積重量 γ は、土塊が最も不安定となる飽和状態の値 γ_s とした。これは、本研究で解析対象とした斜面崩壊が日雨量 301 mm という非常に大きな豪雨時に発生しており、斜面表層部が十分に湿潤状態にあったと考えられることや、斜面の安定性に及ぼす土の単位体積重量の増加の効果が他のパラメータ (c , θ , Z , m 等) に比べて小さい (Dykes, 2002) ためである。

砂岩地域と泥岩地域における崩壊発生場の特性を検討するため、斜面安全率が臨界状態 ($F_s = 1$) となるような土層深 Z を臨界土層深 Z_c とし、斜面傾斜角 θ と臨界土層深 Z_c の関係を解析した。このとき、粘着力 c および相対地下水位 m をパラメータとし、以下の仮定に従って順に変化させた。(1) 粘着力 c は自然含水状態で最大値をとり、飽和状態で最小値となる。(2) 降雨に伴ってまず粘着力 c の低下が進行し、最小値に達した後、地下水面が形成される。すなわち、粘着力 c は地下水面の発生を考えない状態 ($m = 0$) で、変化させる。(3) 土層が飽和した状態で地下水面が発生・上昇し、その後地表面にまで達す

る。すなわち、この場合粘着力 c を最小値で固定し、相対的な地下水位 m を 0 から 1.0 まで変化させることになる。以上の手順に従って計算した解析結果を Fig. 10 に示す。Fig. 10 において、実線のカーブは粘着力 c を、破線のカーブは相対的な地下水位 m をそれぞれ変化させたときの計算結果である。また、図中の黒点は調査斜面 (S-Slope および M-Slope) における斜面傾斜角と崩壊鉛直深の値をプロットしたものである。

S-Slope で発生した崩壊 ($Z = 95$ cm, $\theta = 40^\circ$) は、実線のカーブ上 ($c = 35.0$ gf/cm²) にある (Fig. 10A)。すなわち、地下水位の上昇を考えなくても、含水比の増加による粘着力の低下のみで崩壊の発生を説明することができる。このことは降水が基盤深部にまで容易に浸透し、土層浅部に地下水面を形成しにくいという、Ss 流域での降雨流出観測の結果から得られた推定と調和的である。また、崩壊が粘着力の低下のみによって発生する (実線カーブに従う) 場合、傾斜が 30° 以上の斜面で崩壊が発生しやすく、傾斜角が 30° 以下の斜面では崩壊は発生しにくいことがわかる。すなわち、緩傾斜の斜面での崩壊発生には飽和帯の形成が必要であり、土層浅部に飽和帯が形成されないという砂岩斜面の水文特性からすると、緩傾斜部での崩壊の発生は考えにくい。このことは、砂岩地域で発生する崩壊が主に斜面の傾斜角と、降水の下方浸透に伴う粘着力の低下によって制約されていることを示す。

M-Slope で発生した崩壊 ($Z = 90$ cm, $\theta = 33.5^\circ$) は、破線のカーブ上 ($m = 0.8$) に

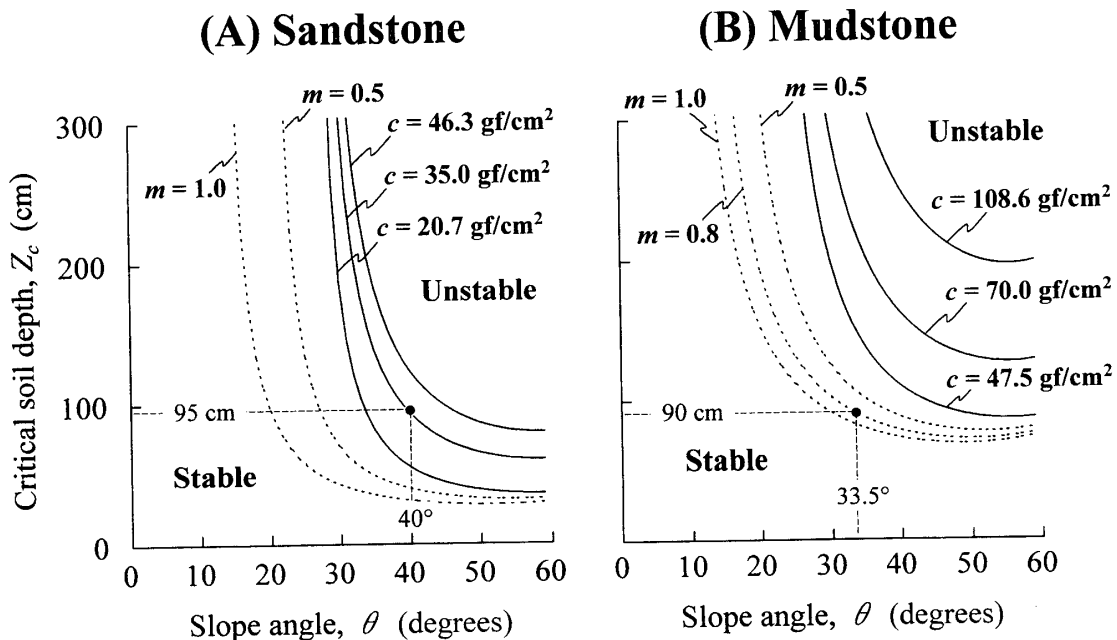


Fig. 10. Relationship between critical soil depth, Z_c and slope angle, θ . Solid and broken curves represent boundary between stable and unstable slopes. Manipulated variables are c : cohesion of the soils and m : relative water table height. Solid circles indicate the data on the actual slip scars on the S-Slope and M-Slope shown in Fig. 5.

ある (Fig. 10 B). すなわち, 粘着力の低下のみによって崩壊の発生を説明することは困難であり, 地下水位の上昇と, それに伴う有効応力の低下を考えることによって崩壊の発生を説明することができる. このことは, 降水が基盤深部にほとんど浸透せず, 土層中に地下水面を形成するという, Ms 流域での降雨流出観測の結果から得られた推定と調和的である. また, 崩壊が土層中の地下水位の上昇によって発生する (破線カーブに従う) 場合, 100 cm 以上の土層が存在し, かつ地下水位が地表面付近まで上昇すれば, 斜面が比較的緩傾斜 (30° 以下) であっても崩壊が起こりうると推察される. このことは泥岩地域で発生する崩壊が, 斜面の傾斜角よりもむしろ, 土層中に飽和帯を形成するような上方斜面の集水性およびその時の土層厚に制約されていることを示す.

崩壊の発生場に関する以上の推察は, 空中写真で判読された崩壊地の位置的な特性とも調和的である. すなわち, 砂岩地域では傾斜角 30° 以上の斜面は, 高次谷の側壁斜面や湧水の直上に見られるような斜面下方の急傾斜部に限られており, 崩壊地の分布もそれらと完全に一致する (Fig. 3). また, 泥岩地域では崩壊の大部分が1次谷の谷頭凹地 (集水型斜面) で発生しており (Fig. 3, Table 1), 崩壊の発生が斜面の集水性に制約されるという推定と一致する.

5.3. 丘陵地の地形形成プロセスに与える崩壊発生場と発生密度の影響

砂岩地域における斜面崩壊が, 土の浸潤に伴う粘着力の低下によって引き起こされる (Fig. 10 A) とすると, 崩壊発生の可能性を有する斜面は, 湧出水侵食 (例えば Onda, 1994 b) や本流河川による下刻もしくは側刻など, 何らかの作用によって斜面基部の土砂が除去され, 急傾斜を維持している斜面に限られる. このような状況下では流域内のごく限られた範囲, すなわち斜面傾斜が臨界値 (ここでは約 30°) に達している部位だけで選択的に斜面崩壊が発生することになり, 結果として1回の豪雨で発生する崩壊数は少なくなる (Fig. 3, Table 1) と考えられる. また, 水流などによる土砂の除去に起因する斜面の急傾斜化は通常その基部から進行するため, 崩壊は常に斜面の下方でのみ発生する. 以上のことから, 砂岩地域では降雨強度の非常に大きな豪雨時であっても少数の崩壊が斜面下方で発生するに過ぎず, 崩壊が発生しない緩傾斜の尾根部では侵食が進行せずに, 隆起量に見合った大起伏の丘陵が形成されたと解釈される.

一方, 泥岩地域における斜面崩壊が, 斜面浅部での地下水位の上昇によって引き起こされる (Fig. 10B) とすれば, 集水性の高い谷型斜面では緩傾斜であっても崩壊が発生する可能性を有することになる. 谷型斜面では, 土壌匍行などによって周辺斜面から土砂が集積し (例えば Yamada, 1999), 崩壊物質が常に供給されるという場の特性を持つことから, 崩壊発生の必要条件が整いやすく, 豪雨時には多数の谷型斜面で崩壊が発生する (Fig. 3, Table 1) ことになるものと考えられる. また, 降雨強度が非常に大きい場合には, 崩壊を引き起こすような地下水位の上昇に大きな集水面積を必要としないため, 斜面上方の尾根付近においても崩壊が発生する可能性が高い. すなわち, 斜面上部の土層中に飽和帯を発生させるような降雨強度を持つ豪雨が発生すれば, 尾根付近も崩壊による侵食を受けるこ

とになる。この結果、泥岩地域では稜線の両側に位置する多数の谷で谷頭の切り合いが発生し、小起伏で尖った稜線を持つ丘陵が形成されたと解釈される。

6. 結 論

本研究では、房総半島南部の鹿野山周辺の丘陵地において、地形および基盤岩の異なる二つの流域とそこに含まれる斜面を対象に、流域水文観測と斜面安定解析を行った。そして、これらの結果から推定された斜面水文プロセスと崩壊発生条件をもとに、基盤岩の透水性を反映した丘陵地形の形成プロセスを議論した。得られた結論は以下のように要約される。

- (1) 透水性が 10^{-3} cm/s 以上の非固結砂岩を基盤とする砂岩地域では、降水の大部分は土層内に貯留されるか基盤中に浸透し、最終的に地下水流として流域外に排水される。一方、透水性が 10^{-5} cm/s 以下の固結泥岩を基盤とする丘陵地では、降水の大部分が基盤に浸透せず、土層中を飽和もしくは不飽和流として流動する。
- (2) 砂岩地域における斜面崩壊は、土層の湿潤にとまなう粘着力の低下を主な原因として発生しており、その発生場は斜面の傾斜角に強く規定される。崩壊の発生場所は恒常的に急傾斜を維持している斜面下方に限られており、豪雨時にはそのような斜面部位が選択的に崩壊するため、一回の豪雨で発生する崩壊の密度は小さい。その結果、砂岩地域の尾根は侵食を受けずに保存され、相対的に大起伏の丘陵となる。
- (3) 泥岩地域における斜面崩壊は、斜面浅部での地下水面の形成に伴う有効応力の低下によって発生し、その発生場は斜面の集水性に強く規定される。特に、集水性の高い谷型斜面の上部で崩壊の大部分が発生し、降雨強度の大きい豪雨の際には、尾根のごく近傍でも斜面崩壊が発生する。このような場合、一回の豪雨で発生する崩壊の密度は相対的に大きくなる。したがって、泥岩地域は尾根も容易に侵食を受け、稜線の両側に位置する谷の切り合いによって、相対的に小起伏で尖った稜線を持つ丘陵となる。

基盤岩の物性を反映した丘陵地形の成因を一般的に記述するためには、今後、さらに多数の斜面において安定解析を行い、斜面物質の物性と崩壊発生条件の関係を一般化することが必要であろう。

引 用 文 献

- Dykes, A. P. (2002) Weathering-limited rainfall-triggered shallow mass movements in undisturbed steepland tropical rainforest: *Geomorphology*, **46**, 73-93.
- 海老塚正朗・近藤昭彦 (1990) 降雨流出過程における「土層」の効果: *ハイドロロジー*, **20**, 53-64.
- 古谷尊彦・大倉 博 (1992) 房総半島鹿野山周辺地域の斜面崩壊の地形・地質的特性: *地すべり*, **28**, 29-36.
- 飯田智之・奥西一夫 (1979) 風化表層土の崩壊による斜面発達について: *地理学評論*, **52**, 426-438.
- Matsukura, Y. and Tanaka, Y. (1983) Stability analysis for soil slips of two grass-slopes in southern Abukuma Mountains, Japan: *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **4**, 229-239.

- 三梨 昂・他 22 名 (1976) 東京湾とその周辺地域の地質 (10 万分の 1 地質図) : 地質調査所.
- Morisawa, M. (1957) Accuracy of determination of stream lengths from topographic maps: Transactions, American Geophysical Union, **38**, 86-88.
- 守屋以智雄 (1972) 崩壊地形を最小単位とした山地斜面の地形分類と斜面発達 : 日本地理学会予稿集, **2**, 168-169.
- Nakagawa, H. (1960) On the cuesta topography of the Boso Peninsula, Chiba prefecture, Japan: Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geology) Special Issue, **4**, 385-391.
- 恩田裕一 (1989) 土層の水貯留機能の水文特性および崩壊発生に及ぼす影響 : 地形, **10**, 13-26.
- Onda, Y. (1994 a) Contrasting hydrological characteristics, slope processes and topography underlain by Paleozoic sedimentary rocks and granite: Transactions, Japanese Geomorphological Union, **15A**, 49-65.
- Onda, Y. (1994 b) Seepage erosion and its implication to the formation of amphitheatre valley heads: a case study at Obara, Japan: Earth Surface Processes and Landforms, **19**, 627-640.
- Skempton, A. W. and DeLory, F. A. (1957) Stability of natural slopes in London Clay: Proc. 4th Internal Conference on Soil Mechanics and Foundation Engng., London, **2**, 378-381.
- Suzuki, T., Tokunaga, E., Noda, H. and Arakawa, H. (1985) Effects of rock strength and permeability on hill morphology: Transactions, Japanese Geomorphological Union, **6**, 101-130.
- 武井みどり (1952) 鹿野山近傍の凹地および樋状谷地形 : 地理学評論, **55**, 113-128.
- 塚本良則 (1973) 侵食谷の発達様式に関する研究 (I) —豪雨型山崩れと谷の成長との関係について一つの考え方— : 新砂防, **25**, 4-13.
- Yamada, S. (1999) The role of soil creep and slope failure in the landscape evolution of a head water basin: field measurements in a zero order basin of northern Japan: Geomorphology, **28**, 329-344.