

丹沢山地における地震と豪雨による崩壊の地質的・ 地形的特徴：特に崩壊の規模と斜面傾斜について

Geological and Geomorphological Characteristics of Slope Failures Triggered
by Earthquake and Heavy Rainfall in Tanzawa Mountains

須田 知誠*・若月 強**・松浦 俊也**・松倉 公憲***

Tomonari SUDA*, Tsuyoshi WAKATSUKI**,
Toshiya MATSUURA** and Yukinori MATSUKURA***

1 はじめに

日本は世界でも有数の地震頻発地域に属し、特に、数百年周期で発生する巨大地震は人口が密集する都市に大きな被害をもたらすだけではなく、山岳地域では斜面崩壊や地すべりなどのマスムーブメントを引き起こす。1923年9月1日に相模トラフ沿いで発生した関東地震(M7.9)は、神奈川県西部の山岳地域一帯を荒廃させ、稀に見る大惨事を引き起こした。また、日本のような温帯湿潤地域では前線や台風に伴う豪雨により山地斜面が頻繁に崩壊する。斜面崩壊は侵食作用の中でも短時間に大きな地形変化をもたらすことから、山地地形の発達に関わる主要なプロセスとして位置付けられる。したがって、山岳地域での防災や地形発達を考えるうえで、斜面崩壊の研究は非常に重要である。

丹沢山地における斜面崩壊についての研究は、関東地震に起因するものを中心に古くから行われている。小出(1955, 1968)は当時の資料から関

東地震後の山地の荒廃状況を報告しており、地震による崩壊の一般的な特徴をまとめている。田中(1962)は石英閃緑岩地域において調査を行い、斜面崩壊は遷急点上部の凸型斜面に多発することを述べている。田中(1975)は関東地震の際に生じた崩壊地の1つから、そこで1年周期に起こっている小規模な岩屑の生産・運搬は、継続的に見ると大規模崩壊に匹敵するということを推定している。しかしながら、これらの研究は、それぞれ均一の岩質からなる山地における崩壊、または同一の誘因による崩壊のみを対象としており、岩質や誘因の違いによる崩壊特性の差異を検討したものはほとんどない。また、地形量の計測から崩壊特性を統計的に検討したものも少ない。近年、建設省土木研究所(1995)は、本研究でも用いた5万分の1土地分類調査の「自然災害履歴図」(1987, 88, 91)から、関東地震の崩壊地について流域ごとの崩壊面積率を算出している。その結果、単位面積当りの崩壊の個数は、山地西部の石英閃緑岩地域よりも東部の緑色凝灰岩(グリーン

* 筑波大学第一学群自然科学類(現：埼玉大学大学院教育学研究科大学院生)

** 筑波大学生命環境科学研究科大学院生

*** 筑波大学生命環境科学研究科

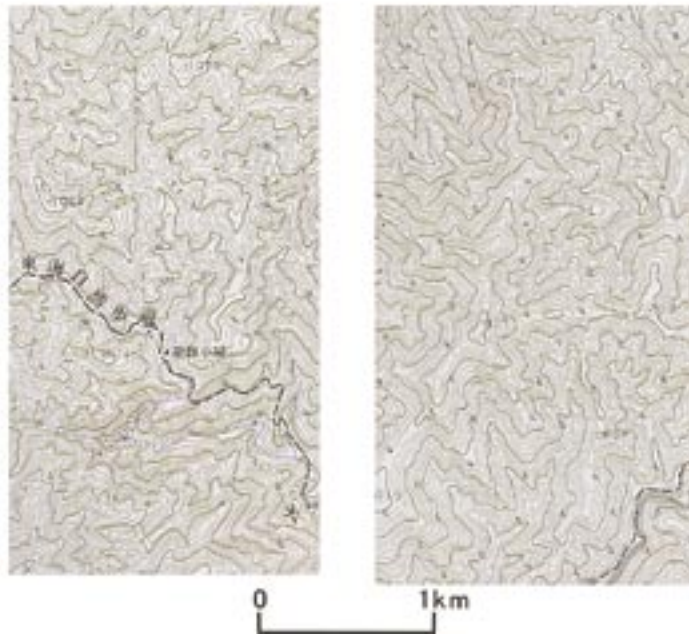
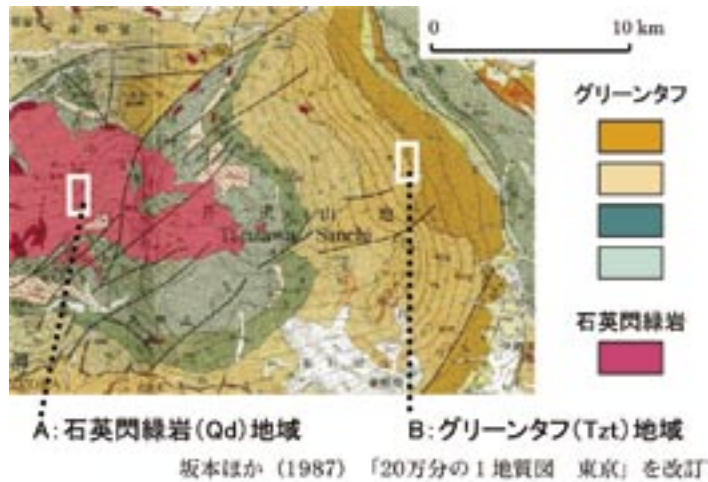
タフ) 地域に多いことが指摘されている。ところが、この研究では崩壊の発生頻度という観点から岩質ごとの山体の荒廃の規模については比較しているものの、個々の崩壊地の規模については検討していない。そこで本研究では、丹沢山地において、地震と豪雨という異なる突発的誘因によって発生した個々の崩壊地の規模について、その違い

を発生場の条件(地質・斜面傾斜)をもとに検証することを目的とする。

II 調査対象地域の概要

1. 地質

丹沢山地は、神奈川県西部に位置する東西約



第1図 調査地域

50 km, 南北約 20 km の山地である (第 1 図). 主として新第三紀中新世の海底に堆積した火砕岩類 (丹沢層群) とそれに貫入した石英閃緑岩, および変成岩からなる. 石英閃緑岩は山地の中心部 (西丹沢) に位置し, それを囲むようにホルンフェルスや結晶片岩などの変成岩が帯状に分布する. 丹沢層群, すなわちグリーンタフはさらに外側にこれらを取りまくように存在し, 山地の中央に近いものほど古く, 遠いものほど新しくなっている. 丹沢山地の大部分はこのグリーンタフと石英閃緑岩で占められている. そこで本研究では, この 2 種類の岩質を調査の対象とした. 今回調査したのは, 南北約 2 km, 東西約 1 km の 2 つの地域であり, 2 万 5 千分の 1 地形図ではグリーンタフ地域は「大山」, 石英閃緑岩地域は「中川」の図幅にそれぞれ含まれる.

調査対象とするグリーンタフ (以下, Tzt と略称する) 地域は大山山頂から北に約 5 km に位置する. その構成岩石は丹沢層群の上部に相当し, ほぼ NWN-S E S の走向をもち, 40 ~ 80° で東へ傾斜している. 断層は ENE-WSW のものを 2 本含む.

石英閃緑岩 (以下, Qd と略称する) 地域は, 畦ヶ丸山頂の南東約 1 km に位置する. この地域には大きな断層は見られない. また, 調査地域に限らず, Qd 地域の尾根部では特に風化が進み, マサ土層が厚くなっていることが多い (中村ほか, 2000, p.64).

2. 地形

5 万分の 1 地形図「秦野」の図幅を見ると, 丹沢山地には最高峰の蛭ヶ岳 (1672 m) をはじめとして, 標高 1000 m をこえる山々が数多く存在している. また, Tzt 地域と Qd 地域はともに, 山頂付近や尾根沿いは丸みを帯びた緩斜面 (小起伏面) が広がっているが, 山腹は急斜面である.

Tzt 地域と Qd 地域の山地の開析過程を比較するために, 谷密度 (水流頻度) と起伏比を測定し

た. 水流頻度 F_s (単位: 数 / km²) は, 次式によって定義される (鈴木, 2000, p.723, p.726).

$$F_s = N_e / A \quad (1)$$

$$N_e = 2N_1 - 1 \quad (2)$$

ここで, N_1 : 1 次谷と 2 次以上の谷の総本数, A : 流域面積 (km²), N_e : 1 次谷の本数である. N_e はコンピューターの画面上で判読し作成した水系図を, ストレラー法によって次数区分することにより求めた. 求められた水流頻度は, Tzt 地域: 142 数 / km², Qd 地域: 164 数 / km² であった (第 1 表). 次に, 1 次谷と 2 次谷の起伏比 R_h を次式により算出した.

$$R_h = h_{\max} / L_h \quad (3)$$

ここで, h_{\max} : 最大起伏 (m), L_h : 最高点距離 (m) である (Schumm, 1956). なお, h_{\max} は最小標高地点と最大標高地点の比高を, L_h は最小標高地点と最大標高地点との水平距離を示す. 算出された起伏比は, Tzt 地域: 0.752 (1 次谷), 0.400 (2 次谷), Qd 地域: 0.678 (1 次谷), 0.428 (2 次谷) となった (第 1 表).

以上の結果から, 両調査地域の山体は, ほぼ同じ程度の開析を受けていると考えられる. なお, 流域面積が両地域において若干異なっているのは, 後に述べる数値標高モデル (DEM) を作成する際に生じた誤差である.

第 1 表 各調査地域における水流頻度と起伏比

地形量	Qd 地域	Tzt 地域
流域面積 (km ²)	2.42	2.55
水流頻度 (数 / km ²)	164	142
起伏比 (1 次谷)	0.678	0.752
起伏比 (2 次谷)	0.428	0.400

3. 地震

丹沢山地は相模湾内の相模トラフ沿いで周期的に起きる海溝型地震の影響下にある。その代表例として知られる1923年9月1日の関東地震 $M7.9$ (第2図) では、山地の至るところで崩壊が発生した。加えて、地震から2週間後の台風に伴う豪雨、および4ヵ月後の1924年1月15日に発生した丹沢山地を震源とする相模地震 (最大余震, $M7.3$) でも崩壊地が増加したとの報告もある。関東地震によって発生した崩壊地とそれ以外の崩壊地との区別は、当時の科学技術の未熟さや社会的混乱のためになされておらず、現存する資料からの区分も不可能である。しかし、関東地震後の2つの崩壊も関東地震に起因したものであることには違いないので、本研究では関東地震によって生じたものと同等に扱うことにする。

4. 気象・気候

丹沢山地における降水量のピークは6月、およ

び8~9月に現れる。6月には梅雨前線、8~9月には台風が集中豪雨をもたらす。崩壊に関係するような大きなイベントとしては、1947年カスリン台風、1948年アイオン台風、1949年キティ台風、1958年狩野川台風、1961年梅雨前線豪雨、1966年台風4号、1972年7月豪雨などがある。後述する豪雨を誘因とする崩壊とは、これらの記録の豪雨によって1946年から1961年にかけて発生したものを指す。

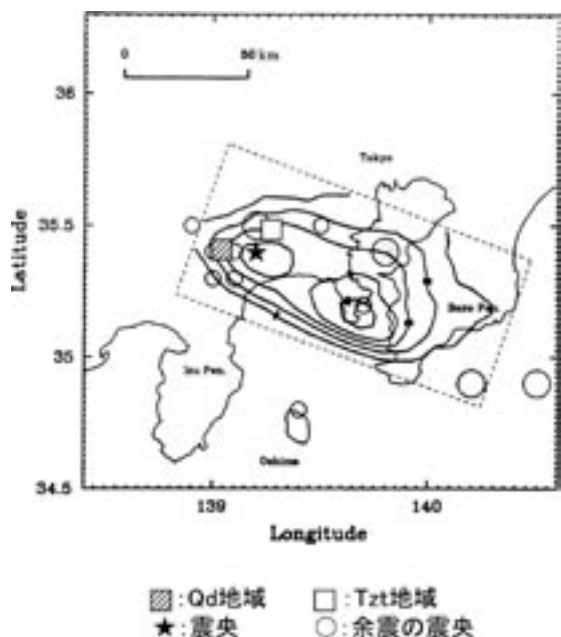
III 数値標高モデルを用いた斜面傾斜の計測

1. STRIPE 法による数値標高モデルの作成

個々の崩壊地の斜面傾斜を統計的に議論するには、その崩壊が生じた地域全体における山地斜面の斜面傾斜の情報も重要である。そこで、2万5千分の1地形図の等高線の補間により20mグリッドの数値標高モデル (Digital Elevation Model, DEM) を作成した。補間には、能美ほか (1999) による STRIPE 法を用いた。同方法は、等高線の補間方法の1つであり、グリッド間隔を自由に設定し、精度のよい DEM を作成することができる。この方法を用いた理由は、後述する様々な規模の崩壊地に対応する調査地域全体の斜面傾斜を捉えるためには、国土地理院による「数値地図 50 m メッシュ (標高)」よりも小さなグリッドサイズが適切と考えたからである。

2. 計測方法と結果

作成した20mDEMから調査地域全体の斜面傾斜を算出した。斜面傾斜は、各グリッドの周囲8セルへの傾斜度の絶対値をとったときの最大値とし、 5° ごとに分けてセル数のヒストグラムを作成した (後述の第4図の後列。縦軸はセル数の1/10)。斜面傾斜の平均値は Tzt 地域 (39.1°) の方が、Qd 地域 (37.4°) よりも若干大きく、ともに平均値を中心に正規分布を示している。標準偏差は Tzt 地域 (6.5°) よりも Qd 地域 (8.3°) の方



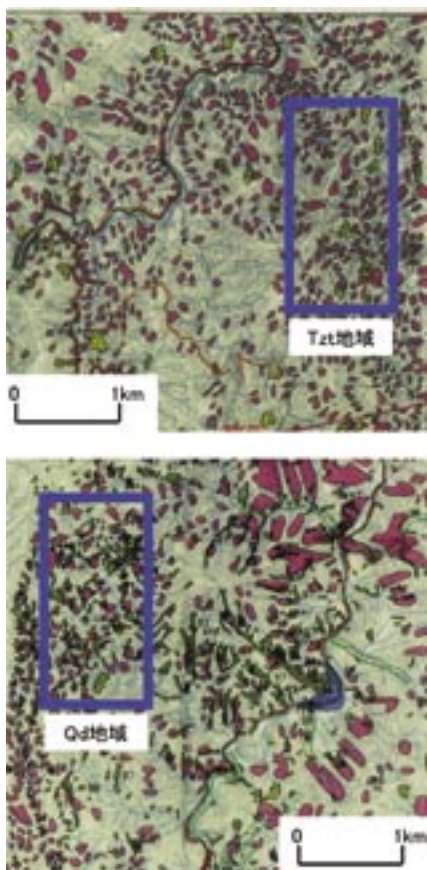
第2図 関東地震の震央と本調査地域の位置
Wald and Paul (1995) を改訂

が若干大きく、Tzt 地域は相対的に斜面が特定の斜面傾斜（35～45°）に集中している。これらのことから、Tzt 地域と Qd 地域の間には、わずかながら岩質による地形の違いが存在していることがわかる。

IV 崩壊地の斜面傾斜と規模

1. 崩壊地の分布

本研究では、崩壊の分布図として神奈川県企画部企画総務室（1987, 1988, 1991）が作製した 1/50,000 土地分類調査の「自然災害履歴図（秦野・山中湖）」（以下、履歴図）を用いた。第 3 図の青い枠に囲まれた部分が、本調査地域である。図中



第 3 図 自然災害履歴図と本調査地域

の赤い楕円が関東地震を誘因とした崩壊であり、黄色および緑色の記号で表現されたものは豪雨に伴う崩壊を表している。この図には、崩壊地の現地観測や空中写真の判読によって、崩壊地の位置がかなり信頼のおける精度で記されている。

履歴図を見てみると、関東地震を誘因とした崩壊は一面に広がっていることがわかる。ところが、これらの崩壊地に関する情報は市町村ごとに収集されたために、データ数にばらつきが生じている。また、丹沢山地は富士山のすぐ東方に位置しているため（第 1 図）、宝永噴火（1707）に伴う降下火山灰の厚さが富士山からの距離や方角により大きく異なっている可能性が高い。以上のことを考慮して決定したのが、第 1 図および第 3 図に示した 2 つの調査地域である。履歴図によれば、これらの地域は降下火山灰層の厚さがほぼ等しく（15～30 cm）、崩壊地も数多く存在する。

豪雨による崩壊も関東地震のものと同様に、市町村ごとに分布の差異が見られる。西部に比べ、東部の崩壊地数は圧倒的に少ない。本調査地域においても Qd 地域には多数の崩壊地が存在するが、Tzt 地域にはごく少数しか見られない。このことから、Tzt 地域の豪雨を誘因とする崩壊についての調査はほとんど行われていない可能性があるため、Qd 地域のみを扱うことにした。

崩壊地は一般に発生域・移動域・定着域の 3 つに区分することができ、履歴図に記されている崩壊地記号はこれらすべてを含んだものであると考えられる。そのため、測定の際には必要に応じて移動域と定着域の除去を試みた。除去の基準は崩壊地が谷を横断していること、最大傾斜方向に遷緩線が存在することとした。

2. 崩壊地の斜面傾斜と規模の測定方法

履歴図は 5 万分の 1 地形図を基図として現地調査や空中写真判読などにより作製されたものであり、そのまま崩壊地の地形計測を行うことは困難であった。そこで、履歴図から 2 万 5 千分の 1 地

形図へ崩壊地をトレースした。具体的には、履歴図をコンピューターに読み込み、画像処理ソフトを用いて崩壊地記号をなぞり、地形図にトレースした。このとき、崩壊地記号の中には、製作者が誤っていくつかの崩壊地を連結させてしまったと考えられるものが若干存在した。例えば、山頂や尾根をまたがって、1つの崩壊地が存在するという事は考えにくい。よって、このような崩壊地については、山頂や尾根を境に2つないし3つに分割した。

まず、作成した崩壊分布図から崩壊地の標高を読み取った。崩壊地の標高は、崩壊地記号内にある最大標高（滑落崖頂部の標高）とした。また、斜面傾斜を測定するために崩壊地の最低標高も測

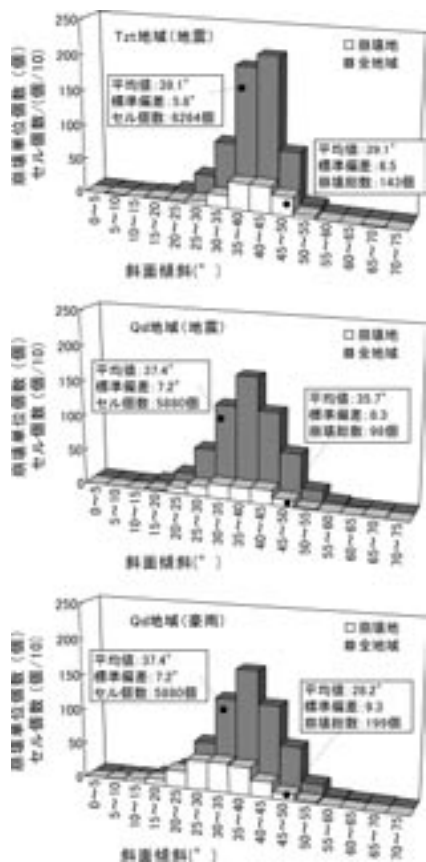
定し、最大標高との差から崩壊地の比高を求めた。

次に、崩壊地から長さ、幅を読み取った。長さは崩壊地の最大傾斜方向のもっとも長い部分の水平距離とし、幅は最大傾斜方向に直交する方向の最大のものを計測した。斜面傾斜は先に測定した比高と長さから算出した。

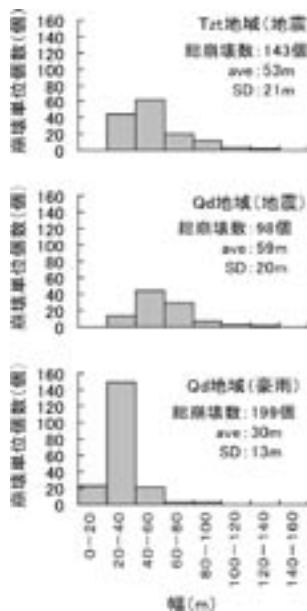
3. 結果

崩壊地の斜面傾斜（第4図の前列）を見ると、ヒストグラムの最頻値となる斜面傾斜は、値の大きいものから順にTzt地震、Qd地震、Qd豪雨となっている。平均値の斜面傾斜も同様にTzt地震（39.1°）、Qd地震（35.7°）、Qd豪雨（28.2°）の順となる。また、地震による崩壊は、Qd地域はTzt地域に比べて傾斜のばらつきが大きい。

崩壊地の幅（崩壊幅）に関するヒストグラム（第5図）を見ると、地震による崩壊幅は、豪雨のそれより大きい。地震による崩壊はTzt地域よりもQd地域の崩壊幅がやや大きい。平均幅も同様に、大きい方から順にQd地震（59m）、Tzt



第4図 崩壊斜面と全体斜面の傾斜の比較



第5図 崩壊地の幅

地震 (53 m), Qd 豪雨 (30 m) となった。

V 異なる岩質および誘因による崩壊地の比較

1. 斜面傾斜の比較

第4図は斜面傾斜について、崩壊地と対象地域全体(全地域)のヒストグラムを重ね合わせたものである。まず、地震による崩壊が最も発生している斜面傾斜は、全地域域の最頻値となる斜面傾斜とほぼ一致しており、ヒストグラムの形状はともにその斜面傾斜を中心に正規分布となるが、豪雨による崩壊のそれはやや緩傾斜に偏っている。したがって、地震を誘因とする崩壊はあらゆる斜面傾斜でほぼ同程度の確率で生じるが、豪雨に伴う崩壊はやや緩斜面で発生しやすいと解釈できる。さらに地震による崩壊のヒストグラムを岩質ごとに比較すると、先述のようにTzt地域の方が全地域域の斜面傾斜のばらつきが小さいため、それと対応して特定の斜面傾斜(35~45°)で崩壊が卓越している。以上のことから、地震による崩壊では、山体が持つ斜面の特徴が崩壊地に反映していると考えられる。

2. 規模の比較

IVでは、崩壊の規模に関わるパラメーターとして、崩壊幅を測定して比較を試みた。その結果、大きい方から順に、Qd地震、Tzt地震、Qd豪雨となった。しかしながら、崩壊の発生には土層の厚さ、すなわち崩壊深が大きく影響するため、崩壊の規模は2次元の形状ではなく、3次元の形状を検討する必要がある。しかし、本研究で扱った崩壊地に関しては、崩壊深についての報告がほとんど見当たらなかった。そこで、次節において安定解析の式から臨界崩壊深(崩壊の起こりうる最低の土層厚)を推定し、崩壊の規模についてはこの値を用いて改めて議論することにする。

3. 安定解析の式および条件

一般に、崩壊面はある一定以上の傾斜および崩壊深を持っていることが多いと考えられる。そこで無限長斜面の安定解析を用いて、それぞれの崩壊地の臨界崩壊深を推定した。

地震を誘因とする崩壊には、次の式(Matsukura and Maekado, 1984)を適用した。

$$F_s = \frac{c + \gamma \cdot Z \cdot \cos \theta \cdot (\cos \theta - a/g \cdot \sin \theta) \cdot \tan \phi}{\gamma \cdot Z \cdot \cos \theta \cdot (\sin \theta + a/g \cdot \cos \theta)} \quad (4)$$

ここで、 F_s :安全率、 Z :崩壊深(cm)、 θ :斜面傾斜(°)、 γ :土の単位体積重量(gf/cm³)、 c :粘着力(gf/cm²)、 ϕ :内部摩擦角(°)、 a :地震の加速度(gal)、 g :重力加速度(gal)である。

豪雨に伴う崩壊にはSkempton and DeLory (1957)による次の式を用いた。

$$F_s = \frac{c + (\gamma - m\gamma_w) \cdot Z \cdot \cos^2 \theta \cdot \tan \phi}{\gamma \cdot Z \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta} \quad (5)$$

この式における大部分のパラメーターは(4)式と同じであるが、地震の加速度 a と重力加速度 g の代わりに、水の密度 γ_w (=1.0 gf/cm³)と地下水面の高さを表すパラメーター m が用いられている。 m は、地表面から地下水面までの深さを Z_w (=0 m)とすると、次式で定義される；

$$m = 1 - \frac{Z_w}{Z} \quad (6)$$

$m = 0$ の場合に地下水面は崩壊面に一致し、 $m = 1$ のとき、地表面まで上昇していることを示す。

崩壊の発生時、すなわち $F_s = 1$ のとき、(4)、(5)式は Z について、それぞれ次式のように変形できる。

$$Z = \frac{c}{\gamma \cdot \cos \theta \cdot \{(\sin \theta + a/g \cdot \cos \theta) - (\cos \theta - a/g \cdot \sin \theta) \cdot \tan \phi\}} \quad (7)$$

$$Z = \frac{c}{[\gamma \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta - (\gamma - m\gamma_s) \cdot \cos^2\theta \cdot \tan\phi]} \quad (8)$$

各パラメーターの値は以下のように決定した。 θ はコンピューター上で計測した値とした。 γ , c , ϕ は調査地域付近の同じ岩質からなる崩壊後数年以内の崩壊面で計測した。崩壊深は50～150 cmほどで、崩壊面には風化層が露出していた。 γ は崩壊面で100 cc採土器によりサンプリングした試料を使用して計測した。湿潤単位体積重量 γ_t は、Tzt地域が1.58 gf/cm³, Qd地域が1.46 gf/cm³となり、これらを地震による崩壊の γ とした(第2, 3表)。また、豪雨による崩壊時の土層は飽和状態であるので、JIS A 1202に準じて計測した土粒子密度 G_s (Tzt地域: 2.71 gf/cm³, Qd地域: 2.66 gf/cm³)と間隙比 e (Tzt地域: 1.13, Qd地域: 0.97)から飽和単位体積重量 γ_{sat} を計算によって求め、Qd地域の $\gamma_{sat} = 1.85$ gf/cm³という値を得た(第2, 3表)。 c , ϕ は現地でのベーンせん断試験により求めた。ベーンせん断試験とは、中心に穴のあいた内径35 mm, 外径80 mmのリング状の基部に、高さ5 mm, 長さ22.5 mmのベーンを45°ごとに合計8個取

第2表 試料の物理的・力学的性質

	Qd	Tzt
湿潤単位体積重量, γ_t (gf/cm ³)	1.46	1.58
乾燥単位体積重量, γ_d (gf/cm ³)	1.35	1.28
飽和単位体積重量, γ_{sat} (gf/cm ³)	1.85	1.80
土粒子密度, ρ_s (g/cm ³)	2.66	2.71
含水比, w (%)	8.0	23.9
間隙比, e	0.97	1.13

第3表 安定解析の条件

	Tzt地震	Qd地震	Qd豪雨
粘着力 c (gf/cm ²)	114.6	79.1	34.6
内部摩擦角 ϕ (°)	25.3	32.9	27.9
単位体積重量 γ (gf/cm ³)	1.58	1.46	1.85
加速度 a (gal)	393	335	—

り付けたものを水平に切り出した土の面に攪乱しないように押し込み、回転させて試行するものである(Matsukura and Tanaka, 1983)。試験は崩壊面上の風化層を水平に切り出して行った。その結果、Tzt地域の自然含水条件、すなわち、地震による崩壊における c , ϕ はそれぞれ114.6 gf/cm², 25.3°, Qd地域における c , ϕ は、自然含水条件(地震時): 79.1 gf/cm², 32.9°, 飽和条件(豪雨時): 34.6 gf/cm², 27.9°となった(第2, 3表)。

また、地震による崩壊における加速度 a は次式(大崎, 1994, p.201-202)によって推定した。

$$\log A_{max} = 0.440 \cdot M - 1.38 \cdot \log(R^2 + d^2)^{1/2} + 1.04 \quad (9)$$

ここで、 A_{max} : 基盤上での最大加速度 (gal), M : 地震のマグニチュード, d : 震源の深さ (km), R : 震央距離 (km) である。 d は次式(中村ほか, 2000, p.12)に $M 7.9$ を代入すると、およそ22.6 kmと推定された。

$$\log d = 0.353 \cdot M - 1.435 \quad (10)$$

関東地震の震央位置は当時の観測では正確な位置が特定されておらず、その後多くの研究者によっていくつかの地点が推定されている。本研究では、報告されている地震の震度分布と被害状況から、もっとも適当であると考えられるWald and Somerville (1995)の震央位置(第2図)を採用した。したがって、(9)式には $M 7.9$, $d: 22.6$ km, $R: 10.0$ km (Tzt地域), 16.1 km (Qd地域)を代入して計算した。その結果、最大加速度 A_{max} はTzt地域では393 gal, Qd地域では335 galとそれぞれ推定された。

4. 安定解析の結果および考察

(7), (8)式に以下のパラメーターを代入し、崩壊深 Z と斜面傾斜 θ の関係を求めた。具体的に

は、 $\gamma : 1.58 \text{ gf/cm}^3$ (Tzt 地震), 1.46 gf/cm^3 (Qd 地震), 1.85 gf/cm^3 (Qd 豪雨), $c : 114.6 \text{ gf/cm}^2$ (Tzt 地震), 79.1 gf/cm^2 (Qd 地震), 34.6 gf/cm^2 (Qd 豪雨), $\phi : 25.3^\circ$ (Tzt 地震), 32.9° (Qd 地震), 27.9° (Qd 豪雨), $a : 393 \text{ gal}$ (Tzt), 335 gal (Qd), $g : 980 \text{ gal}$, $\gamma_w : 1.0 \text{ gf/cm}^3$, である (第3表). なお, 今回は崩壊の起こりうる最低の崩壊深を比較するため, 豪雨時の安定解析では $m = 1$ とし, 地下水が地表面まで上昇して土層が完全に飽和している場合を想定した.

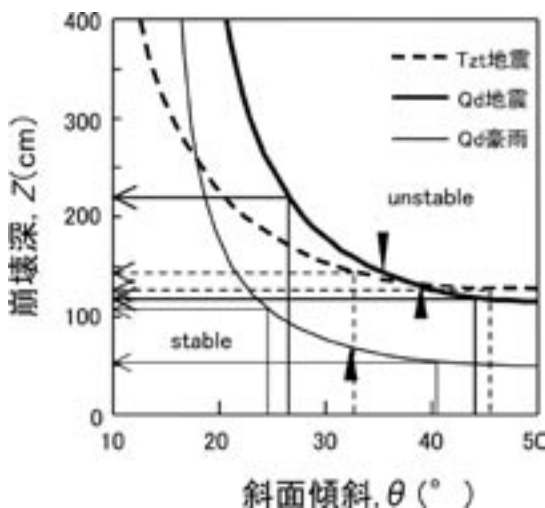
安定解析の結果から得られた Z と θ の関係 (以下, 安定曲線) を第6図に示す. 図中の各安定曲線において, それよりも右上部は不安定領域, 左下部は安定領域となっている. この図から斜面傾斜の平均値と標準偏差を用いることにより, それぞれの崩壊深を比較した. 図中の三角は斜面傾斜の平均値を, 破線の矢印はその標準偏差の範囲を表す. 標準偏差の範囲内においては, 全般的に地震の曲線は豪雨の曲線よりも崩壊深が大きい. 地震による崩壊の斜面傾斜の平均値に対する崩壊深は, Tzt 地域がおよそ 130 cm , Qd 地域がおよそ 140 cm で差はほとんどない. しかし, 標準偏差に対応する崩壊深は Tzt 地域が 130 cm 付近では

ほぼ一定であるのに対し, Qd 地域は $120 \sim 220 \text{ cm}$ となり, Tzt 地域より値とばらつきがともに大きくなっている. 以上のことから, 崩壊深は大きい順に Qd 地震, Tzt 地震, Qd 豪雨となった.

第3表の結果から, Tzt 地域の土層は Qd 地域の土層より c が大きく ϕ が小さかった. 郎・中村 (1996) によれば, 崩壊深にもっとも影響する因子は土層の粘着力であるという. すなわち, c が大きいほど崩壊深が大きくなるのである. したがって, 本来ならば Tzt 地域の崩壊深が Qd 地域よりも大きくなるはずである. ところが, 第6図の2本の地震時における安定曲線の間を見ると, 斜面傾斜が 40° 以下では, これとは逆の結果を示している. この原因は, Tzt 地域の方が震央に近く Qd 地域がやや遠いという, 両地域の震央距離の違いによるものと考えられる. 仮に Tzt 地域の地震の加速度 393 gal を用いて Qd 地域における安定曲線を描いてみたところ, 先の Tzt 地域と Qd 地域との安定曲線の間は逆転し, 最大で 25 cm ほど Tzt 地域の崩壊深の方が大きくなった. このことから, 震央距離は崩壊深に大きく影響しており, 震央距離が短くなると崩壊深が小さくなるといえる.

ここで, 先ほど検討を見送った崩壊の規模について改めて考察する. 上記のように, 崩壊幅と崩壊深はどちらも大きいものから順に, Qd 地震, Tzt 地震, Qd 豪雨となった. このことから, 崩壊の2次元的な規模は3次元的にも反映されていることが示唆された. すなわち, 崩壊幅が大きいほど, 崩壊深も大きくなる.

さらに Tzt 地震, Qd 地震, Qd 豪雨のそれぞれにおいて崩壊幅と崩壊深について考察してみる. 第7図は横軸にIVで測定した崩壊地の幅を, 縦軸に安定解析の結果推定された崩壊深を, 個々の崩壊地ごとにプロットしたものである. 第7図の地震による崩壊について見てみると, どちらの地域も幅に関係なく, ある一定の崩壊深に集中していることがわかる. この集中の度合は Tzt 地域



第6図 斜面傾斜と崩壊深の関係

の方が強く、Qd 地域にはややばらつきが見られる。Qd 地域において崩壊深がばらつくのは、基盤岩である石英閃緑岩の風化によって生成されるマサが不均質に分布しているためと考えられる。一般に、花崗岩や閃緑岩の岩体では、風化は均一に進むことが多いが、丹沢山地の基盤岩には先に述べた節理が複雑かつ不均質に生じているために風化（マサ化）の度合にもばらつきが生じている可能性がある。逆に、Tzt 地域ではそのような風化作用の影響は小さいために崩壊深が均一になるのであろう。また、豪雨に伴う崩壊は地震による崩壊に比べややばらつきが大きいものの、50～200 cm の範囲に集中しており、50～100 cm の範囲では特にその度合が大きい。一部に際立って大きな崩壊深を示しているものもあるが、これは第3図の履歴図上の記号が小さ過ぎたために、

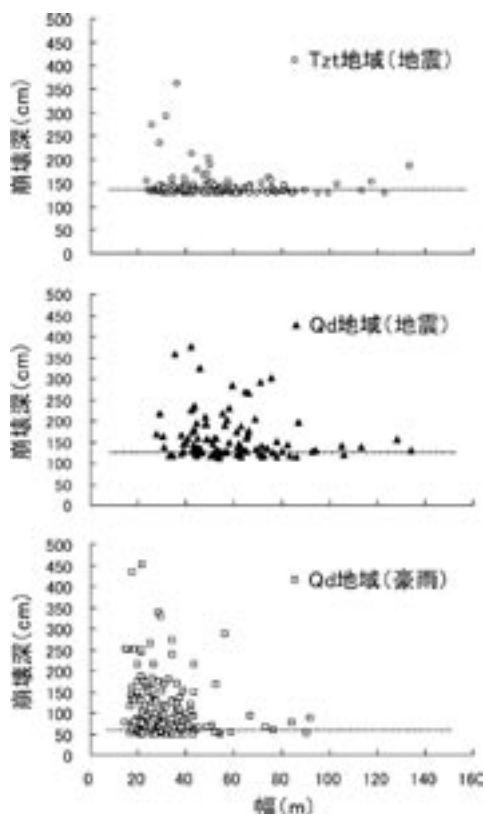
斜面傾斜の計測に誤差が生じ、傾斜を小さく見積もりすぎたためと考えられる。以上のことから、本地域に発生した崩壊は深さと幅についての相関が認められず、幅に関係なく崩壊深はほぼ一定となることが推定された。

VI 結論

本研究で明らかになったことは、以下のようにとまとめることができる。

- 1) 地震を誘因とする崩壊は、傾斜とは無関係に生じるが、豪雨に伴う崩壊は特定の傾斜に生じる傾向がある。また、地震による崩壊の場合には、グリーンタフ（Tzt）地域より石英閃緑岩（Qd）地域の方が広い範囲の傾斜で崩壊が生じている。
- 2) 地震と豪雨では、地震の方が崩壊の規模（崩壊幅および崩壊深）が大きい。
- 3) 関東地震においては、Tzt 地域よりも Qd 地域の方が震央距離が長いために、個々の崩壊地が大きいと考えられる。
- 4) 同一の岩質で崩壊の誘因が同じならば、崩壊深は崩壊幅に関係なくほぼ一定になる。

本研究では、地震と豪雨という異なる誘因と、グリーンタフと石英閃緑岩という異なる岩質についてそれぞれを比較し、その特徴を検討した。しかし、情報の不足からグリーンタフ地域の豪雨に伴う崩壊を含めた議論が行えなかった。今回の結果は、誘因・岩質ごとに生じる崩壊の違いを明確に示していた。それらの総合的な比較・検討を行うためにも、グリーンタフ地域の豪雨による崩壊について調査することが重要である。また、今回の調査地域は丹沢山地のごく一部に過ぎない。したがって、本研究における成果が丹沢山地全体に適用できるかについても検討する必要がある。そのためには、より詳細な崩壊の情報と DEM を扱う技術が求められるであろう。



第7図 崩壊地の幅と崩壊深の関係

謝辞

本研究を進めるにあたり、日本工営株式会社コンサルティング国内事業部の井上公夫博士には、研究の出発段階において、その足がかりとなる重要な資料とご意見をいただいた。また、現地調査やデータ分析においては、筑波大学大学院理工学研究科1年次の佐々木良宜氏、地球科学研究科5年次の八反地 剛氏（当時）をはじめ大変多くの方々にご協力いただいた。この場を借りて感謝の意を表したい。

文献

- 大崎順彦（1994）：「新・地震動のスペクトル解析入門」鹿島出版会，299p.
- 神奈川県企画部企画総務室（1987，88，91）：「土地分類調査，5万分の1，自然災害履歴図，秦野・山中湖図幅」.
- 建設省土木研究所（1995）：「平成6年度地震時の土砂災害防止技術に関する調査業務報告書（その3）－地震による土砂生産，災害及び対策の検討－，第2編 大規模土砂移動編」108p.
- 小出 博（1955）：「山崩れ」古今書院，205p.
- 小出 博（1968）：花崗岩地帯崩壊分類調査. 防災科学技術総合研究報告，**14**，5-22.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢 昭・岡重文（1987）：「20万分の1地質図 東京」通商産業省工業技術院地質調査所.
- 鈴木隆介（2000）：「建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地」古今書院.
- 田中真吾（1962）：崩壊団地とその形成機構－西丹沢大又沢流域を例として－. 地理学評論，**35**，263-271.
- 田中正央（1975）：丹沢山地の崩壊地における岩屑生産. 地理学評論，**48**，261-274.
- 中村浩之・土屋 智・井上公夫・石川芳治（2000）：「地震砂防」古今書院，190p.
- 能美洋介・塩野清治・升本眞二・ベンカテッシュラガワン（1999）：地形図を基にしたDEMの作成法－等高線間に分布する標高情報の活用－. 情報地質，**10**，235-246.
- 郎 焯華・中村浩之（1996）：再活動型地すべりおよび初生地すべりの地震時安全率の変化. 平成8年度砂防学会研究発表概要集，51-52.
- Matsukura, Y. and Tanaka, Y. (1983): Stability analysis for soil slip of two grass-slopes in southern Abukuma Mountains, Japan. *Transactions Japanese Geomorphological Union*, **4**, 229-239.
- Matsukura, Y. and Maekado, A. (1984): Slope stability analysis for "Murose" debris-slide triggered by the 1949 Imaichi earthquake. *Annual Report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba*, **10**, 63-65.
- Schumm, S. A. (1956): The evolution of drainage systems and slopes in badland at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America*, **67**, 597-646.
- Skempton, A. W. and DeLory, F. A. (1957): Stability of natural slopes in London Clay. *Proceedings of the 4th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, London, **2**, 378-381.
- Wald, D. J. and Somerville, P. G. (1995): Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, Earthquake: geodetic and body-waveform analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **85**, 159-177.
- (2004年6月4日受付，2004年9月7日受理)