

簡易な水文モデルを用いた崩壊発生時刻予測

秋山怜子*¹・木下篤彦*²・高原晃宙*²・内田太郎*³・石塚忠範*⁴

Prediction of Landslide Occurrence by Using Simple Hillslope Hydrology Model

Reiko AKIYAMA*¹, Atsuhiko KINOSHITA*², Teruyoshi TAKAHARA*²,
Taro UCHIDA*³, and Tadanori ISHIZUKA*⁴

*¹Asia Air Survey co., Ltd.

rei.akiyama@ajiko.co.jp

*²Public Works Research Institute Japan

*³National Institute for Land and Infrastructure Management, MLIT Japan

*⁴Rokko Sabo office, Kinki Regional Development Bureau, MLIT Japan

Abstract

We proposed the method which is revised H-SLIDER to predict the time and location of landslide by using the relationship between rainfall intensity and duration under steady rainfall intensity modeled by Rosso *et al.* (2006). It is called "idH-SLIDER" (revised H-SLIDER for assessing rainfall intensity duration thresholds). In this report, we show the application and sensitivity analysis of landslides which occurred in a basin in Yamaguchi Prefecture by idH-SLIDER.

Key words: Shallow landslide, H-SLIDER, Critical condition, Rainfall intensity

1. はじめに

山腹斜面における表層崩壊危険度の評価方法のひとつである H-SLIDER 法(独立行政法人土木研究所, 2009)は, 地下水位を定常と仮定したモデルである。これについては, 土層厚に実際の空間分布を用いれば, ある程度精度よく表層崩壊危険度の評価が可能であることがすでに示されている(内田ら, 2009)。しかし, 地下水位を定常と仮定しているため, 降雨の時間変化に対応した崩壊発生場所と時刻の予測には課題が残る。

筆者らは, H-SLIDER 法へ Rosso *et al.* (2006) の定式化した一定降雨強度下における不飽和領域を考慮した非定常の地下水変化を取り入れ, 平均降雨強度と継続時間で求められる崩壊発生限界雨量とハイエトグラフから崩壊発生時刻を予測する手法(idH-

SLIDER 法; 秋山ら, 2015)を提案した。この手法を, 山口県防府市にある剣川の小流域を対象に, 2009年7月20~21日の土石流発生時と, 同地域の1976年~2011年の長期間の降雨データに適用した結果を報告する。前者の検討では, 実際の崩壊発生箇所・時刻に対する予測結果の適合性を適中率・カバー率から評価した。後者の検討では, 長期間の崩壊発生要素数の変化から, 崩壊発生降雨・非発生降雨の分離性について評価した。これは, 崩壊発生予測手法については, 発生とともに非発生への適合がしばしば議論され, 非発生時の空振りについて検証することが必要と考えたためである。その際, 土層, 土質の条件は, 長期間で変化していることが考えられる。そのため, 崩壊要素数の増減が流域全体での崩壊危険度の変化に対応すると考え, 実際の崩壊地の再現

*1 アジア航測株式会社 *2 国立研究開発法人土木研究所

*3 国土交通省国土技術政策総合研究所 *4 国土交通省近畿地方整備局六甲砂防事務所

性ではなく、発生・非発生に対する予測可能性について検討した。

2. 検討方法

2.1 予測方法

H-SLIDER 法の無限長斜面安定式へ Rosso *et al.* (2006) の提案する地下水深と時間の関係を適用し、計算開始時刻の初期水位を 0 と仮定すると、発生限界降雨強度は式(1)のとおりとなる。

$$Rc(t_s) = \frac{1}{M(t)} \cdot \frac{c(1+e) + (G_s + eS_r)\gamma_w D \cos l (\cos l \tan \phi - \sin l)}{\gamma_w \cos l \{ (e - eS_r) \sin l + (1 + eS_r) \cos l \tan \phi \}} \quad (1)$$

$$M(t) = \frac{a \left[1 - \exp\left(-\frac{1+e}{e-eS_r} \frac{K \sin l}{a} t_s\right) \right]}{K \sin l} \quad (2)$$

ここに、 c は土の粘着力 [kN/m²]、 D は土層厚 [m]、 l は斜面勾配、 ϕ は土の内部摩擦角、 a は単位幅あたりの集水面積 [m²/m]、 K は飽和透水係数 [m/s]、 e は間隙比、 S_r は飽和度、 t_s は時間 [s] を示す。この式より、継続時間 t_s に対する崩壊発生限界降雨強度 Rc [m/s] が得られる (図 1)。

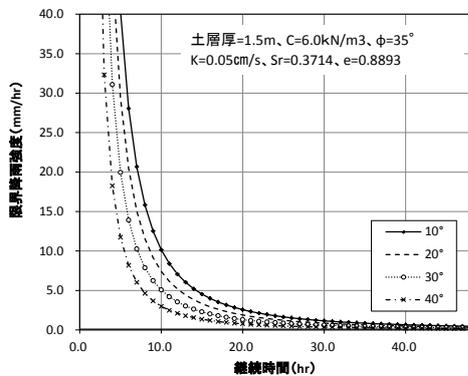


図 1 発生限界降雨強度の例
Fig. 1 An Example for thresholds.

対象とする斜面が定常を仮定できる時間はその地点を含む上流域の地形や水文特性によって一定ではないと考え、崩壊発生時刻の推定は、 t_s を 0 から十分に長い時間 (本研究では最大 48 時間) まで変化させ、崩壊発生を予測する時刻から t_s 時間以内の平均降雨強度と、発生限界降雨強度を比較し、降雨強度が発生限界降雨強度を上回った時刻を、「崩壊発生時刻」として判定する。

2.2 評価方法

予測結果の評価には、適中率とカバー率の 2 つの指標を用いる (図 2)。適中率は、崩壊発生と判定された要素のうち実際の崩壊地に含まれている要素の割合を示し、カバー率は実際の崩壊箇所に対して、崩壊発生と判定された要素を含む崩壊箇所の割合を示す。

要素数		現地状況	
		崩壊地内	崩壊地外
計算結果	不安定	G_1	G_3
	安定	G_2	G_4

適中率(PV): $Pv = \frac{G_1}{G_1 + G_3}$ 空振り率 = $1 - Pv$

崩壊箇所		現地状況 (崩壊)
計算結果	崩壊要素を含む	PG_1
	崩壊要素を含まない	PG_2

カバー率(CV): $Cv = \frac{PG_1}{PG_1 + PG_2}$

図 2 適中率及びカバー率の定義
Fig. 2 The definition of coverage value and predictive value.

3. 2009 年防府市で発生した斜面崩壊への適用

3.1 計算条件

計算条件は、秋山 (2015) と同様である。計算に用いる斜面勾配と集水面積は、「表層崩壊マニュアル」に従って、平成 21 年に撮影された航空レーザ計測データから作成した数値標高モデルを用いて算出した。表層土層厚は、内田ら (2009) を参考に、簡易貫入試験結果から内挿して設定した。計算上必要となる飽和度、間隙比は、湿潤状態、飽和状態の土の単位体積重量から間隙率を逆算して求めた。湿潤単位体積重量、飽和単位体積重量は土質試験結果の平均値を採用した。飽和透水係数については、内田ら (2009) が同様の地質条件である広島西部山系で流量観測データから求めた等価飽和透水係数を採用した。土の粘着力は、対象流域内の斜面要素が不飽和時 (地下水深 = 0) に安全率 = 1.0 以上となる最小の土質定数を逆推定したところ、6.5 [kN/m²] が得られた。ただし、この条件で再現計算を実施すると、崩壊判定要素は 4 要素と少なく、後述する適中率が 100 % でカバー率は 40 % 未満 (3/8) であった。このため、得られた値は、実際よりもやや大きい (強い) 値であると考え、この値を 0.1 刻みで下げていき、適中率・カバー率が最大となる値 $c=6.0$ [kN/m²] とした。

3.2 計算結果

2009年災害発生時の崩壊要素の平面分布と崩壊要素数の時間変化を図3、図4に示す。崩壊要素数の増加が最も多く、実際の崩壊に対して最も適合がよい時刻は12:10であり、山越ら(2010)の確認した土石流目撃時刻と概ね一致していた。これらは別途算出した適中率・カバー率からみて7~8割の高い精度で再現できているといえ、本手法により、表層崩壊の発生場所・時刻について概ね表現できていると考えた。

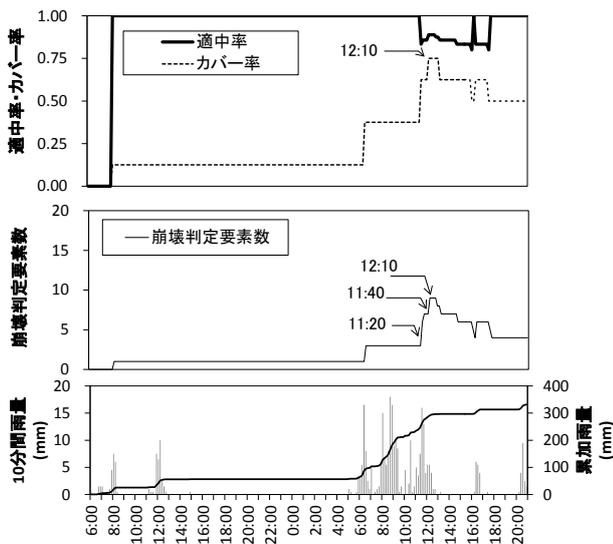


図3 適中率・カバー率及び崩壊発生要素数の時間変化
Fig. 3 Time variation of indexes for assessing.

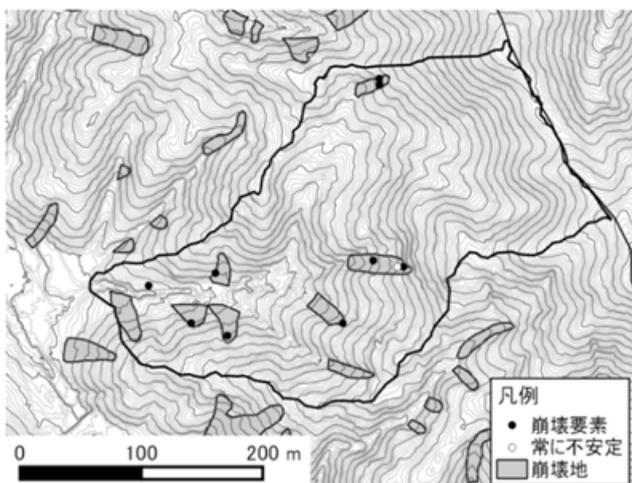


図4 崩壊発生と予測された要素(12:10)
Fig. 4 Distribution of unstable elements at 12:10.

4. 長期間の雨量データに対する適用

4.1 計算条件

次に、崩壊の非発生に対する再現性を確認するた

め、1976年1月1日から2011年12月31日までの長期間の1時間雨量データに対して同様の条件で計算し、崩壊要素数を比較した。

空中写真判読によると、1992年撮影の空中写真と、1996年撮影の空中写真の間に、新規の崩壊発生箇所が多数確認された。災害発生記録等によると1993年8月に、防府市において豪雨による土砂災害が発生しているため、この降雨による崩壊発生と推定した。降雨以外の計算条件については、2009年に対する計算条件と同様である。ただし、降雨データの時間間隔は1時間とした。

4.2 計算結果

崩壊要素数を時系列で比較した図5によると、2009年の災害発生時を、この期間の他の降雨全体から分離することができており、非発生降雨に対する空振りの多発は見られなかった。しかし、もう1つの崩壊発生降雨である1993年の崩壊発生降雨について、他の非発生降雨と分離することができなかった。そこで、土の粘着力を当初の6.0 kN/m²から20%下げた4.8 kN/m²で再度計算を実施したところ、2009年に次いで、1993年災害時が抽出でき、それ以外の非発生降雨と、1983年、2009年の発生降雨を分離することができた(図6)。従って、特定の降雨イベントについて適合の良いパラメータが、長期間に発生するさまざまな降雨パターンに対して、必ずしも最適とは限らないが、不確実性の高いパラメータである土の粘着力を感度分析的に変えることによって、非発生降雨に対する空振り回数が増加することなく、発生・非発生を分離することが可能であることが確認できた。

5. おわりに

本研究では、簡易な水文モデルを組み合わせた崩壊発生予測手法に実際の短期間・長期間の雨量データを適用し、豪雨時の崩壊発生・非発生の空間分布と発生時刻を得られたこと、長期間の様々な降雨パターンに対しても発生・非発生を分離できたことを確認した。ただし、実際の警戒避難対策に適用しようとする場合、発生履歴のない地域に対する精度よいパラメータの設定手法や、発現する様々な降雨パターンに対する適合性の良否に関する検討など、今後の課題であると考えられる。

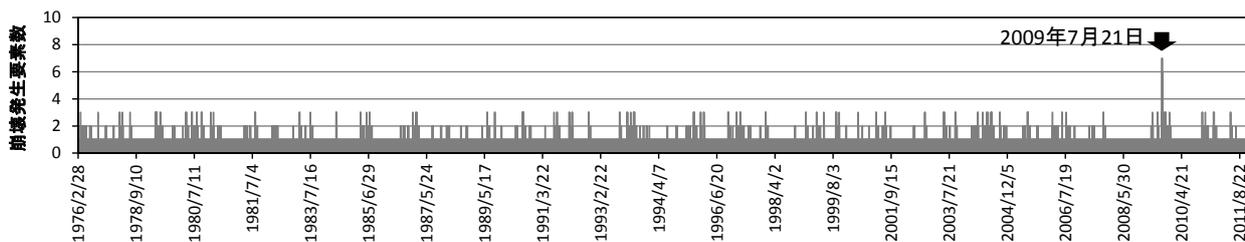


図5 1976年～2011年の長期間の1時間雨量データによる計算結果(c=6.0kN/m²崩壊要素数1以上のみ表示)
 Fig. 5 Number of unstable elements: from 1976 to 2011 (c=6.0kN/m²).

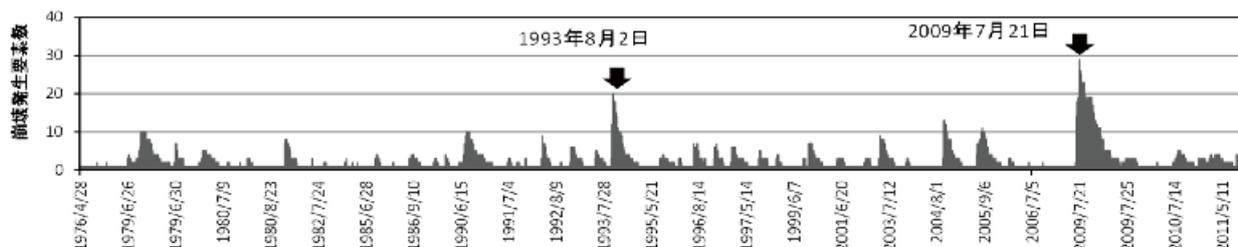


図6 1976年～2011年の長期間の1時間雨量データによる計算結果(c=4.8kN/m²崩壊要素数1以上のみ表示)
 Fig. 6 Number of unstable elements: from 1976 to 2011 (c=4.8 kN/m²).

謝辞

本研究を実施するにあたり、国土交通省中国地方整備局山口河川事務所よりご提供いただいた航空レーザ計測データを使用させていただきました。感謝申し上げます。

参考文献

- 1) 秋山怜子・木下篤彦・内田太郎・高原晃宙・石塚忠範(2015): 簡易な水文モデルを用いた崩壊発生時刻予測手法. 砂防学会誌, **68**(5), 3-13.
- 2) 独立行政法人土木研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム(2009): 表層崩壊に起因する土石流の発生危険度評価マニュアル(案). 土木研究所資料, 第4129号, 37pp.
- 3) Rosso R., Rulli M. C. and Vannucchi G. (2006): A physically based model for the hydrologic control on shallow landsliding. Water resource research, Vol.42, W06410.
- 4) 内田太郎・盛伸行・田村圭司・寺田秀樹・瀧口茂隆・亀江幸二(2009): 場の条件設定手法が表層崩壊発生箇所の予測に及ぼす影響. 砂防学会誌, **62**(1), 23-31.
- 5) 山越隆雄・中野陽子・田村圭司・長谷川祐治・正沢勝幸(2010): 平成21年山口豪雨災害時に剣川で発生した土石流に関する一考察. 平成22年度砂防学会研究発表会要旨集, 267-268.

要旨

表層崩壊危険度の評価方法のひとつである H-SLIDER 法と一定降雨強度下における不飽和領域を考慮した非定常の地下水変化を組み合わせた崩壊発生時刻予測手法 (idH-SLIDER 法) を、山口県防府市にある剣川の小流域を対象に、2009年7月20～21日の土石流発生時の雨量データと、同地域の1976年～2011年の長期間の降雨データを適用した結果を報告した。その結果、災害発生時の降雨データを適用したケースでは、崩壊発生箇所、時刻ともおおむね実際の崩壊に近い結果が得られた。一方、同様の条件による計算を長期間の降雨データに適用した場合、過去に発生した2度の崩壊発生のうち、2009年の1度のみしか抽出することができなかった。しかし、土の粘着力を低くした条件とすることによって、2度の崩壊発生降雨とその他の降雨を分離することができた。

キーワード：表層崩壊，崩壊発生時刻，平均降雨強度，崩壊予測

2. 崩壊発生時刻予測手法

H-slider法における無限長斜面安定の式 (内田ら, 2009)

$$F_s = \frac{c + (\gamma_d D \cos^2 l - h \gamma_w \cos^2 l) \tan \phi}{\gamma_d D \cos l \cdot \sin l}$$

地下水位の時間変化の式 (Rosso *et al*, 2006)

$$h = \frac{Ar}{K_s \sin l} \left[1 - \exp\left(-\frac{1+e}{e-eS_r} \frac{K_s \sin l}{A} t\right) \right] + h_0 \cdot \exp\left(-\frac{1+e}{e-eS_r} \frac{K_s \sin l}{A} t\right)$$

初期条件ここでは0とみなす

$$r = \frac{K_s \sin l \{c(1+e) + \gamma_w D \cos l (G_s + eS_r)(\cos \tan \phi - \sin l)\}}{A \gamma_w \cos l \{ (1+eS_r) \cos \tan \phi + (e-eS_r) \sin l \} \left[1 - \exp\left(-\frac{1+e}{e-eS_r} \frac{K_s \sin l}{A} t\right) \right]}$$

C: 土の粘着力, l: 斜面勾配, γ : 土の単位体積重量, A: 単位幅あたり集水面積, r: 降雨強度, D: 土層厚, ϕ : 土の内部摩擦角
 K_s: 土の飽和透水係数, e: 含水比, S_r: 飽和度, t: 時間, h: 水深, h₀: 初期水深

崩壊発生条件

継続時間 t [h] ↔ 発生限界降雨強度 r [mm/h]

崩壊発生予測手順

① 限界雨量線を作成

- ・斜面勾配 (l)
- ・流域面積 (A)
- ・土質定数 (C, ϕ , K_s)
- ・土層厚 (D)
- ・土の単位体積重量 (飽和時・潤湿時)

② ハイエトグラフを使った判定例

- ・定常を仮定できる時間は、上流域の水文特性によって異なり意的に設定は困難なため、継続時間は10分～48時間まで変化させてチェック。
- <前提条件>
- ・初期水深=0 (初期飽和度等と同様に限界雨量線作成の条件)
- ・地下水深を求めるものではなく、CL超過可能性の有無を検討
- ・到達時間内降雨強度と特定しないことで、ある程度の不確実性を許容

等価透水係数	0.05 cm/s	観測結果
土の粘着力	6.0 kN/m ²	崩壊実績より逆算
土の内部摩擦角	35.0°	土質試験結果
飽和単位体積重量	18.1 kN/m ³	同上
潤湿単位体積重量	15.2 kN/m ³	同上
飽和度	0.3714	同上
間隙比	0.8893	同上
水の単位体積重量	9.8 kN/m ³	一般値
土層厚	簡易貫入試験結果より内挿	

D=3.3m
C=6.0kN/m², $\phi=35^\circ$
K=0.05cm/s, $\alpha=0.3714$, $\alpha=0.8893$

4. 再現性の検証(1) 位置の検証及び時刻の検証

11:00

11:20

11:30

11:40

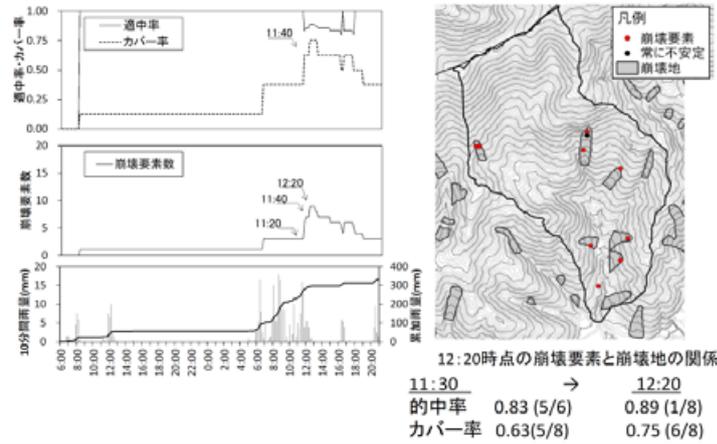
12:00

12:20

空振りについても崩壊地近隣で発生

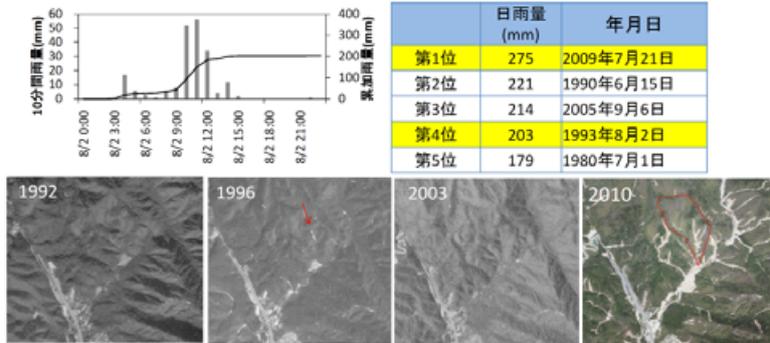
4. 再現性の検証(1)位置の検証及び時刻の検証

- ・ハイトと比較するための中率などが時系列的に変化する。
- ・崩壊箇所の増加率が大きい時刻はヒアリング調査結果と一致していた。
- ・従来のHslider等で指摘されるカバー率の増加に伴う空振り率の上昇はみられない。



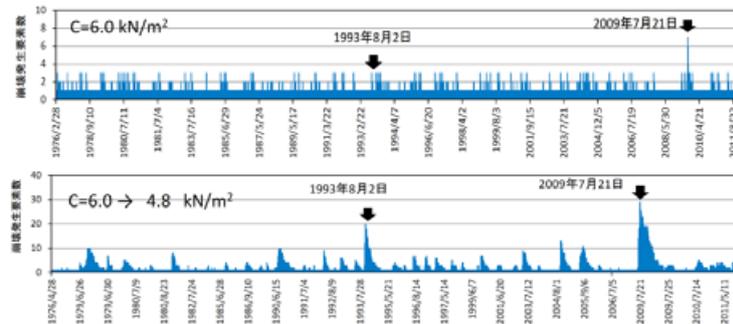
4. 再現性の検証(2)長期間に対する非発生降雨に対する検証

- ・崩壊発生予測手法の検証として、発生と非発生の両方に対する検証が必要。
- ・既存の研究の多くが、発生を適中させても、非発生の精度が劣ることが多い。
- ・将来的に土砂災害発生の事前予測手法としての可能性を検討する際、非発生に対する精度の確保が必要
- ・災害に関する資料によると、**1993年8月2日**に周辺で土砂災害が発生。人的被害あり



4. 再現性の検証(2)長期間に対する非発生降雨に対する検証

- ・同様の条件のもとで、1979年～2013年の1時間雨量データによって計算を実施。
- ・非発生に対する空振りを検証するため、崩壊発生の要素数で比較
- ・同一のC=6.0の条件で実施した場合、ある程度の空振りを許容したとして、際立って要素数が多くなるのは2009年のみ。1993年については抽出できず。すなわち、1993年を抽出できるようにすると、非発生の予測精度が低下。
- ・次に、C=4.8として計算をすると、2009年について、1993年の災害発生時が突出。長期間へ適用可能なパラメータ設定は課題のひとつ。



兵庫県で進めているリアルタイム表層崩壊予測モデルの構築と その過程で得られた検討結果

沖村 孝*¹・鳥居宣之*²・中川 渉*³・原口勝則*⁴・鏡原聖史*⁵・高谷和彦*⁶

Study Results Obtained in the Construction of Real-time Slope Failure Prediction Model in Hyogo Prefecture

Takashi OKIMURA*¹, Nobuyuki TORII*², Wataru NAKAGAWA*³, Katsunori HARAGUCHI*⁴,
Satoshi KAGAMIHARA*⁵, and Kazuhiko TAKATANI*⁶

*¹ Construction Engineering Research Institute Foundation, Japan

okimura@kensetsuk.or.jp

*² Kobe City College of Technology, Japan

torii@kobe-kosen.ac.jp

*³ OYO Corporation, Japan

nakagawa-wataru@oyonet.oyo.co.jp

*⁴ KOKUSAI KOGYO Co., Ltd., Japan

katsunori_haraguchi@kk-grp.jp

*⁵ DIA Consultants Co., Ltd., Japan

s.kagamihara@diaconsult.co.jp

*⁶ Hyogo Prefectural, Japan

kazuhiko_takatani@pref.hyogo.lg.jp

Abstract

Recently, intensive rainfalls have been becoming heavier than past, and, therefore, landslide disasters have been often occurring in many area, and damage of various facilities and lives have been larger.

Nationally serious damage has occurred I'm heavy rain of August 2014. In addition, in the Hyogo Prefecture Tamba many landslides occurred.

Spatial and temporal prediction of landslides is important to diminish the damage by such landslides, and it is necessary to gather the information of dangerous situation for the evacuation of the habitants.

The real-time type hazard system start the operation from April 2010 at the Rokko Mountain area of Hyogo Prefecture, and it has been expanding the scope every year.

In this system, the prediction method of probability of slope failure occurring, using digital elevation model that Okimura and Ichikawa suggest. is installed, and the data of topography, geotechnical information, rainfall are used to calculate the safety factors of each cell that change real-time.

This report introduces the findings obtained in the study of slope failure prediction model for a variety of terrain and geology of Hyogo Prefecture.

Key words: Slope failure, Seepage analysis, Slope stability analysis, Real-time prediction information, Evacuation

*1 般財団法人 建設工学研究所

*2 神戸市立工業高等専門学校

*3 応用地質株式会社

*4 国際航業株式会社

*5 株式会社ダイヤコンサルタント

*6 兵庫県県土整備部土木局砂防課

1. はじめに

近年、集中豪雨が従来にも増して激しくなり、これに呼応するように各地で土砂災害が発生している。兵庫県下では、平成26年8月豪雨により丹波市で総雨量544mm(気象庁レーダ解析雨量)を観測し、土砂災害等により死者1名、負傷者3名、全半壊37棟などの被害が発生した(丹波市8月23日午後3時現在)。このような土砂災害による被害軽減のためには、災害がどこで起こるのかという「場の予測」だけでなく、いつ起こるのかという「時の予測」も重要であり、危険な状況をいち早く察知し、住民を適切に避難させることが必要である。このため、兵庫県は市町と共同でリアルタイム表層崩壊予測モデル(以下「予測モデル」と呼ぶ)の構築を段階的に進めている¹⁾。現在、表六甲山系や豊岡市、上郡町、三田市、篠山市、丹波市で予測モデルを用いた土砂災害危険度予測システムが稼働中である(図1)。本報は、兵庫県内の様々な地形・地質を対象とした予測モデルの検討の中で得られた知見について述べる。

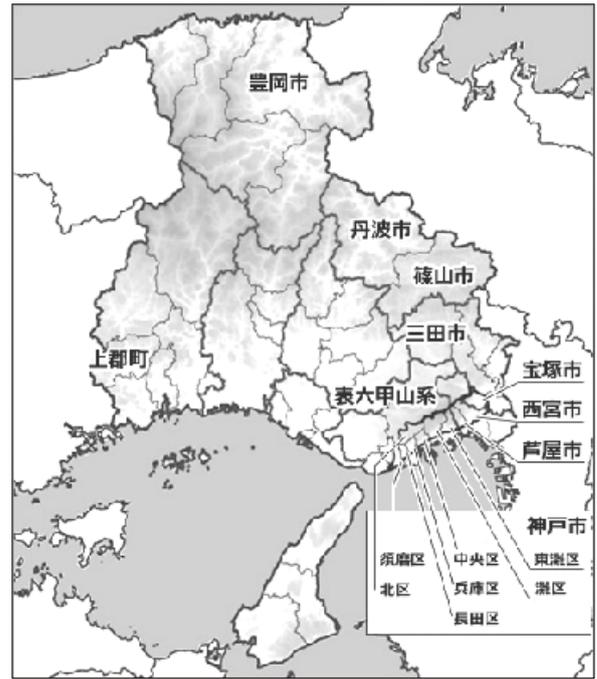


図1 表層崩壊予測モデルを作成した市町
Fig. 1 Cities and towns that created the slope failure prediction model.

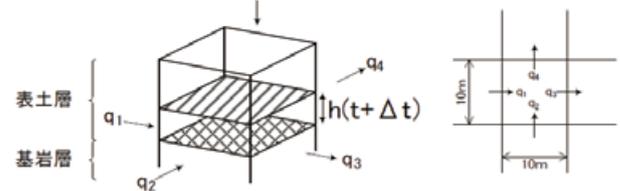
2. リアルタイム表層崩壊予測モデル概要

予測モデルは、表土層の崩壊を対象として地形を10m格子間隔で数値モデル化し、格子点(もしくはセルの中心点)に表土層厚を設定し、降雨を入力し、飽和横流れ浸透流解析によりセルの地下水位を計算し、無限長斜面安定解析式を用いて、各セルで時間ごとに安全率を計算するものである²⁾。ここで、飽和横流れ浸透流解析では降雨に伴う表土層内の地下水位の上昇を浸透流解析によって求めるものである。水収支の連続の条件として各セルのX方向の水の増分、Y方向の水の増分、さらにセル内に降ってきた雨の増分を評価する手法であり、地表面から地下水面までの不飽和浸透を考えない条件でダルシー則により解析する。次に、無限長斜面安定解析では、地下水位の上昇に伴う単位体積重量の増加、間隙水圧の上昇(有効応力の低下)を求め、セルごとの安全率の変化を算定するものである。

安全率の算定は下記の式によって行っている。

$$SF(t) = \frac{c_s + \{(\gamma_{sat} - \gamma_w)h(t) + \gamma_t(H - h(t))\} \cos^2 \beta \times \tan \phi}{\{\gamma_{sat} \times h_w(t) + \gamma_t(H - h_w(t))\} \sin \beta \times \cos \beta} \quad (1)$$

飽和横流れ浸透流解析



無限長斜面安定解析

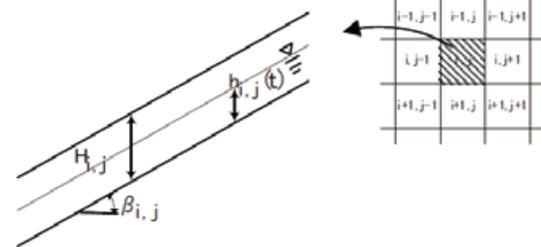


図2 表層崩壊予測モデル
Fig. 2 The slope failure prediction model.

ここに、

- $SF(t)$: 時刻 t におけるセルの安全率
- C_s : 土の粘着力
- ϕ : 土の内部摩擦角
- $h(t)$: 時刻 t における地下水の高さ
- H : 表土層深
- β : 斜面の傾斜

近年、技術の進歩により高精度の地形データや降雨データを入手できる状況になってきたこともあり、この予測モデルを用いて精度よくリアルタイムで広域のハザード情報を計算できるようになってきた。

3. 場の予測

兵庫県の地質は、日本列島を形づくる古い岩石から現在の地殻変動による地層、活断層までがとり揃い日本の縮図ともいえる。これまで検討した地質は、花崗岩や北但層群、有馬層群、矢田川層群、夜久野岩類、舞鶴層群、超丹波帯、大阪層群など多岐にわたる。

予測モデルの構築は、レーザ計測 DEM を用いた数値地形解析により自動的に微地形区分を行う手法(図3, 図4)を用い、さらに、地質区分・微地形区分ごとに傾斜と表土層厚の関係式(図5)をモデル化することで広域への適用を可能としている。

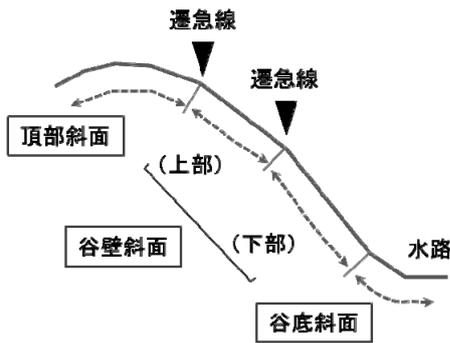
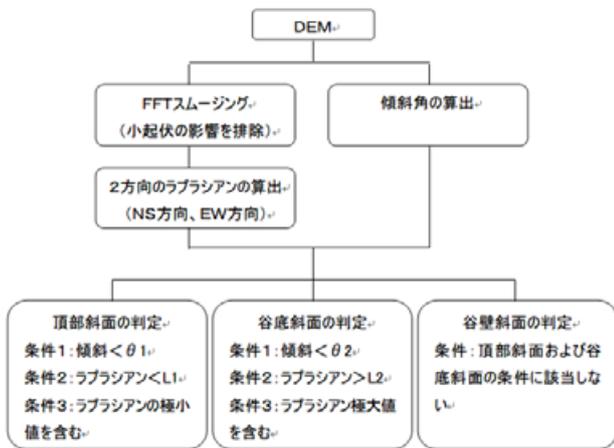


図3 微地形区分の概念
Fig. 3 The concept of terrain classification.



※ θ_1 , θ_2 , L_1 , L_2 は、地質区分ごとに目視判読結果と適合する閾値を検討する。

図4 微地形区分の自動処理の流れ
Fig.4 Flow of automatic processing of terrain classification.

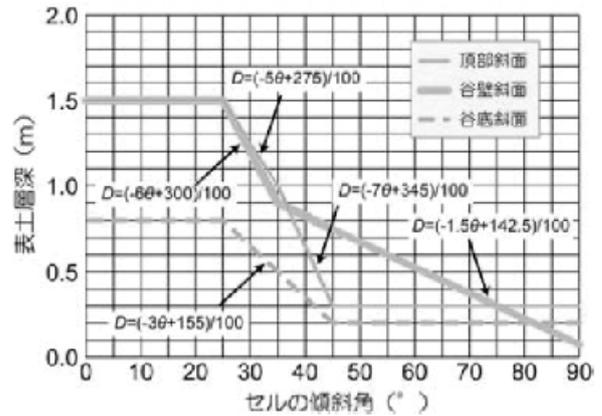


図5 表土層モデルの例(表六甲山系)
Fig. 5 Modeling of surface soil layer (Rokko Mountains).

また、過去の広域に及ぶ豪雨災害を対象に空中写真判読による崩壊地と予測モデルによる安全率との対応を検証することでモデルの妥当性を評価している。これまでの検討の中で、遷急線など大きな勾配変化や特種な地質構造、切土斜面など線状あるいは箇所ごとに個別の調整が必要となるケースが確認され、土質パラメータに反映する対処方法などを検討することで、いずれの地質でも過去の崩壊地を80%以上捕捉できるようになってきた(表1, 表2)。

表1 局所的な条件への対応
Table 1 Responding to local conditions.

項目	課題	対応
低次谷	水衝部のため周囲と表土層厚が異なる	DEM から生成した水系網を用いて低次谷に関するセルの表土層厚を減じる
崩壊跡地	周囲と表土層厚が異なる	空中写真判読と DEM より表土層厚から崩壊深相当の厚さを減じる
露岩	表土層がほとんどない	空中写真判読により場を特定して表土層厚に反映
遷急線	尾根に近い遷急線付近での崩壊が顕著	表土層厚は周囲と大差がないため遷急線付近の粘着力を低減する
特種地質構造	地質構造による斜面中腹からの湧水による崩壊	崩壊箇所の地下水上昇を表現できるようにセルの透水系数を IN/OUT で変化させる
切土斜面	切土による不安定斜面における崩壊	切土地形を特定し、その斜面上部の粘着力を低減する

表2 主な地質区分ごとの崩壊適中率
Table 2 Slope Failure predictive value of each major geological classification.

地質区分	適中率 (%)	捕足率 (%)	検証地域と災害
大阪層群	98.5	76.7	西宮 S42 災
北但層群	97.9	91.3	豊岡 H16 災 (崩壊集中域)
有馬層群	98.8	82.9	三田 S40 災 西宮 S42 災 丹波 H16 災
	84.5	81.6	
	97.1	83.2	
相生層群	94.7	81.1	上郡 S51 災
矢田川 / 照来層群	96.2	86.9	豊岡 H16 災
生野層群	94.7	85.9	豊岡 H16 災
丹波層群	94.0	76.8	西宮 S42 災 丹波 H16 災
	97.1	82.0	
超丹波帯	94.6	100.0	丹波 H16 災 上郡 S51 災
	92.0	100.0	
夜久野岩類	97.0	78.7	上郡 S49 災 上郡 S51 災 丹波 H16 災
	95.6	82.3	
	95.0	100.0	
舞鶴層群	92.6	100.0	丹波 H16 災
超塩基性岩	95.2	86.2	豊岡 H16 災
花崗岩	98.0	83.9	豊岡 H16 災 上郡 S51 災 西宮 S42 災 西宮 S26 災
	95.4	77.1	
	95.1	84.2	
	95.6	84.9	

実績	予測	
	発生予想	非発生予想
崩壊発生	A	B
崩壊非発生	C	D

適中率 = (A+D)/(A+B+C+D)
 捕足率 = A/(A+B)
 空振率 = C/(C+D)
 見逃率 = B/(A+B)

4. 時の予測

予測モデルでは供給された降雨が直ちに難透水層に達して地下水位を形成すると仮定している。不飽和の過程を考慮しないことで早めに崩壊の危険性を知らそうとするものであるが、近年の研究により鉛直方向の高速な選択流³⁾⁴⁾の存在が確認されていることを踏まえると実態と大きく異なるものではないかもしれない。しかしながら、このような地下水位の取り扱いであっても予測モデルによる安全率1未満となるタイミングが崩壊多発の時刻よりも遅れる場合が確認された。また、安全率1未満の状態が長期にわたる場合も確認された。

これらの課題は、土質パラメータの不均質性や過剰間隙水圧の影響などによって、必ずしも安全率1未満でなくとも崩壊が発生したり、その逆であった

りすることを意味しているものとする。

このため、安全率に加えてその変化量 ΔSF を危険度判定の指標に加えることで判定のタイミングを最適化する手法を考案した。この判定方法は、図6に示す Line1 ~ Line6 を地域ごとの災害事例に基づき最適な閾値を設定しようとするものであり、豊岡市における検討ケースでは図7のような崩壊判定ラインが最適解として得られている。

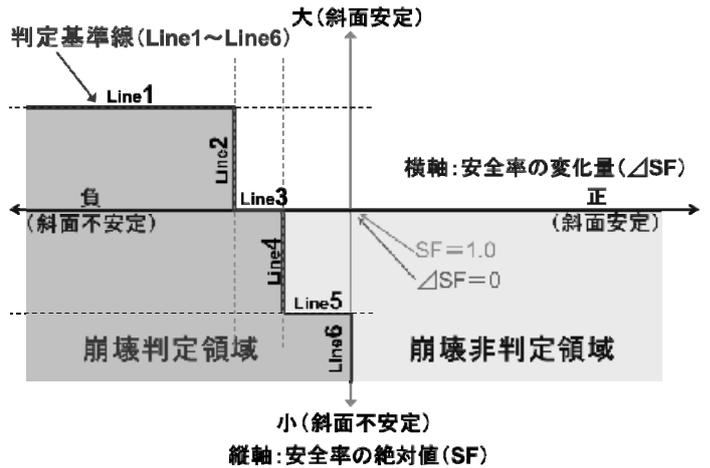


図6 安全率と安全率の変化量による崩壊判定
Fig. 6 The slope failure prediction by safety factor and the safety factor of the amount of change.

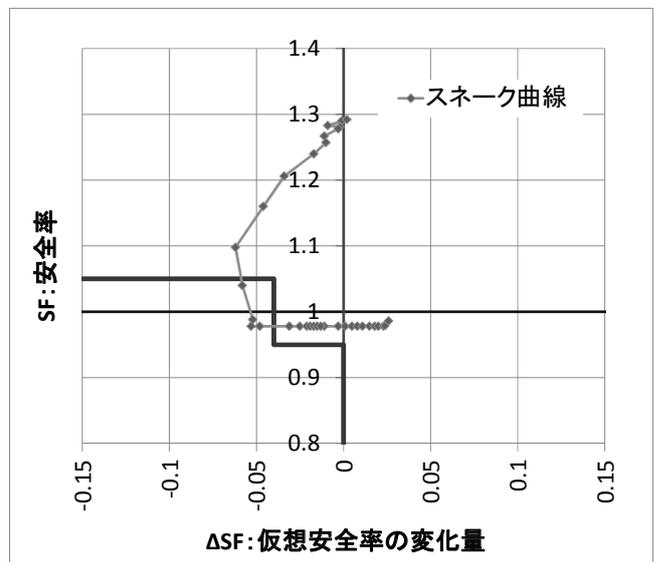


図7 崩壊判定ライン (豊岡市)
Fig.7 The slope failure judgment line (Toyooka).

図8は豊岡市全域における平成16年災害の崩壊判定結果について安全率SFのみで判定した場合と Δ SFを組み合わせて判定した場合を比較したものである。なお、崩壊判定には図7に示した崩壊判定ラインを用いている。図8下段のグラフでは同じ場所で複数時刻にわたって崩壊判定となっているケースについて崩壊判定となった最初の時刻のみ10m四方のセル数を集計したものであり、 Δ SFを組み合わせた場合で崩壊判定のタイミングが災害発生時刻とほぼ一致していることがわかる。一方、図8中段のグラフは豊岡市全域で崩壊と判定された全てのセル数を時刻ごとに集計した結果であり、 Δ SFを組み合わせたとき崩壊判定となった箇所数が21時以降で大幅に減少しており判定が長引く課題を改善できることがわかる。すなわち、SFと Δ SFを組み合わせた判定によって避難や解除のタイミングの判断に活用できる可能性が確認された。

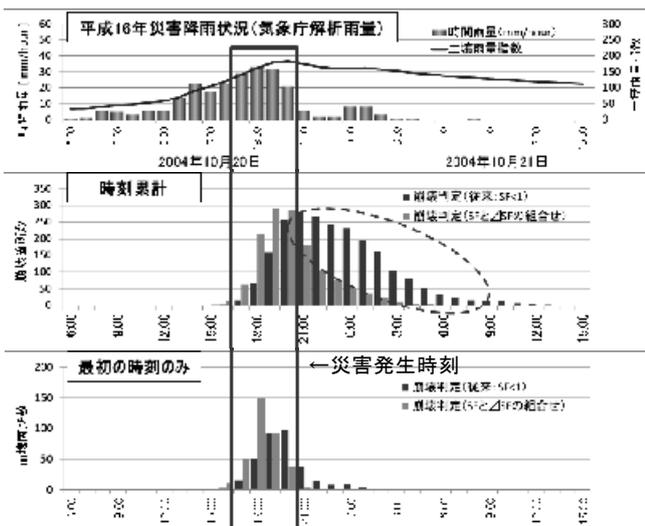
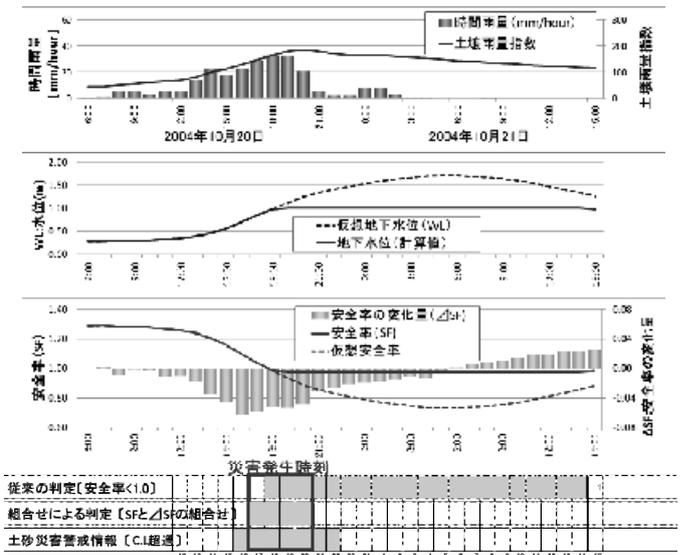


図8 災害発生時刻と予測時刻の比較(豊岡市)
Fig.8 Comparison of the disaster time and the predicted time (Toyooka).

図9(a)は、1つの崩壊箇所に着目して崩壊判定結果の時系列を示したものである。図9(a)の中段ではシミュレーションによる地下水位や安全率に加え、地表面に排出された水を加算して求めた仮定の地下水位や安全率を破線で図示し、それらが減少するタイミングを把握できるようにしたものである。図9(a)の最下段には実際に発表された土砂災害警戒情報の根拠データにあたる土砂災害警戒情報判定メッシュデータ(1kmメッシュ)の判定状況とSFや Δ

SFを用いた判定状況を比較している。これを見ると、SFと Δ SFを組み合わせた判定方法は従来の安全率のみによる判定よりも確かに災害発生時刻を表現し、同時に土砂災害警戒情報のCL超過期間と概ね合致していることがわかる。図9は比較的良好な判定タイミングとなったセルでの事例であるが、判定が最も長引く場合を図8中段のグラフで確認すると、SFと Δ SFを組み合わせた場合の判定で降雨が終息するタイミングと概ね同じ時期に判定ラインを下回っていることがわかる。

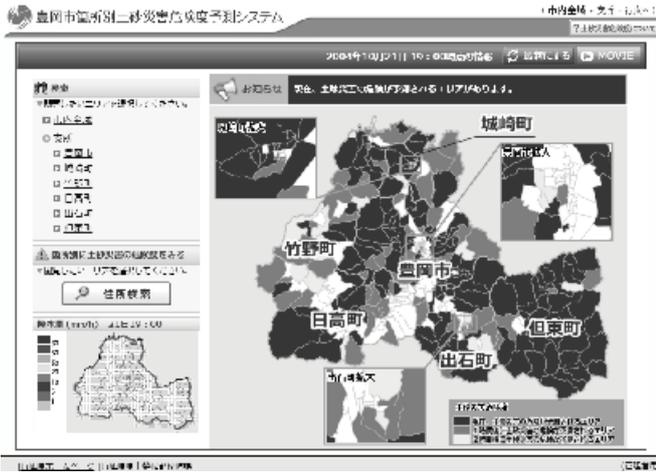


(a) ID : 9278233 における判定時系列



(b) ID : 9278233 の位置図

図9 土砂災害警戒情報との比較(ID : 9278233)
Fig.9 Comparison of the sediment-related disaster warning information (ID : 9278233).



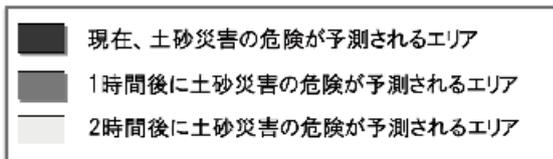
(a) 自治会単位での表示



(b) 土砂災害警戒区域単位での表示



(c) 画面機能



(d) 凡例

図10 警戒避難のための情報画面(豊岡市)
Fig.10 Information screen for warning and evacuation (Toyooka).

5. おわりに

リアルタイム表層崩壊予測モデルは兵庫県内の様々な地形・地質を対象とした検討を通じて、数多くの課題に対応し、実用できる段階になってきた。この予測モデルを用いて土砂災害危険度予測システムを構築した市町では、危険度の不確実性を考慮し土砂災害警戒区域ごとや自治会単位で集約した監視画面によって警戒勧告等の判断に活用している(図10)。また、豊岡市では日頃からの防災意識の向上のために、予測モデルを用いた任意の降雨量における土砂災害危険度のシミュレーションマップ作成し、市のホームページにて公開している。また、土砂災害危険度のシミュレーションマップに対応した雨量を市民が自ら把握できるように簡易雨量計の作成方法を周知するなどの試みも合わせて実施している。

この予測モデルを活用した警戒勧告等の判断支援はまだ始まったばかりである。今後も継続的な運用検証や基礎データのメンテナンス、他の市町での検討を通じてより実用的なものとなるよう改良を進める予定である。

参考文献

- 1) 沖村孝・鳥居宣之・尾崎幸忠・南部光広・原口勝則(2011): 豪雨による土砂災害を対象としたリアルタイムハザードシステムの構築. 新砂防, 63(6), 4-12.
- 2) 沖村孝・市川龍平(1985): 数値地形モデルを用いた表層崩壊危険度の予測法. 土木学会論文報告集.
- 3) Noguchi S., Tsuboyama Y., Sidle R.C., Hosoda I. (1997): Spatial distributed morphological characteristics of macropores in forested soil of Hitachi Ohta experimental watershed, Japan, Journal of Forest Research, Vol. 2.
- 4) Weiler, M., Fluhler H. (2004): Inferring flow types from dyepatterns in macroporous soils, Geoderma, Vol. 120.

崩壊予備物質の空間分布を考慮した表層崩壊の発生場・発生時・発生規模予測

松四 雄騎*

Prediction of Location, Timing and Volume of Shallow Landslides: an Approach by Hydro-hillslope Stability Modeling Based on Spatial Distribution of Potential Sliding Material

Yuki Matsushi

**Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan
matsushi@slope.dpri.kyoto-u.ac.jp*

Abstract

Spatial and temporal prediction of shallow landslides requires a process-based modeling of long- and short-term hillslope destabilization. In a long-term, accumulation of potential sliding material such as soil or tephra makes hillslope unstable. Rates of soil production and transport on a hillslope can be determined by measurements of terrestrial cosmogenic nuclides in saprolite beneath soil layer and steady-state thickness of soil on a nose. This approach enable us to simulate sediment accumulation onto a head hollow, and thus predict potential sites and volume of shallow landslides in the landscape. For the case of tephra sliding, reconstruction of volcanic eruption history provides a clue to estimate subsurface structure of mantle bedding of volcanic ash fall and secondary deposits in surrounding hillslopes. In a short time scale, rainwater infiltration destabilizes hillslopes. Recent researches revealed that a simple pressure diffusion model can reproduce observed increase in pressure head in soil under a near-saturation condition. By coupling this hydrological model with a mechanical slope stability analysis, we can predict timing of occurrence of shallow landslides as a function of radar-based rainfall forecasting. Based on the deterministic modeling of shallow landslide initiation, probabilistic evaluation of sediment discharge to a catchment outlet will be proposed as a next step for disaster mitigation.

Key words: Soil, Tephra, Shear strength, Pressure head, Terrestrial cosmogenic nuclides, Geographic information system

1. はじめに

豪雨によって発生する表層崩壊について減災を実現するためには、崩壊の場所・時刻・規模の三要素を満たすような予測システムを実用化し、ソフト対策を高度化する必要がある。斜面に存在する水分量を相対的に指標化する実効雨量や土壌雨量指数や方法は、斜面災害予測において有効であるが、実際に斜面で生起している水文地形プロセスをブラックボックス化しているため、その精度・確度の向上には限界がある。場所・時刻・規模の三要素を満たす

ような斜面崩壊予測システムの構築には、地形・地質的な素因によって規定される崩壊予備物質の厚みや斜面勾配といった場の条件と、そこで生起する誘因としての斜面水文プロセスおよび、すべり面の形成メカニズムを理解したうえで、斜面安定性の経時変化を定量的に評価できるプロセスベースなモデリングが必要である。

山地の斜面を覆う土層がせん断破壊して発生する表層崩壊は、急傾斜 (>30°) な斜面の浅層 (1-2 m 深) に、せん断強度もしくは透水性の不連続面が存

* 京都大学防災研究所

在する場の条件において群発的に生じる。花崗岩類や割れ目の少ない堆積岩類、成層構造をなすテフラなどからなる地盤でこうした条件は整いやすい。一方、斜面に供給された雨水が、浅部を速やかに透過し、相対的に強度の大きい基盤岩内に大量に貯留されうる地質条件（例えば付加体堆積岩や火山岩地域）では、表層崩壊は生じにくくなる。確度の高い表層崩壊予測を実現するためには、地質に支配された地盤状況に応じて、せん断破壊する層位が予め想定され、適切な水文-斜面安定カップリングモデルが設計・使用されることが重要である。

2. 表層崩壊予測の水文地形学的アプローチ

豪雨による多くの斜面災害の事例解析から、表層崩壊の一般的な水文地形学的メカニズムが明らかになりつつあり、場所・時刻・規模の予測システムの実現に向けての道具立てが整いつつある。

表層崩壊の地形的パラメータとして重要な斜面勾配と崩壊予備物質の厚みは、地理情報システム上での航空レーザー測量による細密地形データを用いた解析やシミュレーションによって得られるようになった。基盤岩の風化による土層の形成速度は宇宙線生成核種を用いた定量化が可能であり、尾根型斜面における地形曲率と定常土層厚の関係から谷頭凹地への土層の輸送蓄積過程をシミュレートすることができる。崩壊予備物質がテフラである場合は、周辺の火山噴火史と地形情報に基づく崩壊予備物質蓄積量の評価が可能である。

これら崩壊予備物質の飽和せん断強度定数は不攪乱供試体の一面せん断試験により決定できる。また、実際に発生した事例に対する解析から、大多数の表層崩壊は、平板状の土塊の並進すべりを想定した斜面安定モデルで説明できることが明らかとなっている。

さらに、すべり面が形成される深度での間隙水圧の変動特性は、テンシオメータによる観測に基づきモデル化できる。表層崩壊の直接的引き金となる短期的な間隙水圧の上昇は、従来想定されてきたような飽和側方流の集中による地下水位上昇ではなく、飽和に近い状態の土層への鉛直浸透に伴う圧力拡散や浅部での宙水形成によって説明できることがわかってきた。

こうした理解の深化により、表層崩壊に関しては、降雨イベントの進行に伴う崩壊発生確率の時空間的变化を評価することができるようになりつつある。ただし、いかに高性能なプロセスベースモデルを構築し得たとしても、全ての斜面崩壊を厳密に予測することは原理的にできない。これは過去の降雨や崩壊、地形発達といった履歴の効果、斜面構成物質の空間的な多様性、生物活動といった確率的振る舞いをもつ要因が存在するためである。決定論的な表層崩壊発生予測をベースにし、モンテカルロシミュレーション等のアプローチを組み入れた確率論的な流域スケールでの土砂生産量予報の開拓が課題といえよう。これを地図上に具現化したものは、3次元的地形や水文過程の情報に基づき斜面の安定性や流域からの土砂流出の発生確率が評価され、その値が時間的にも変化してゆく4Dハザードマップとなる。今後はこの4Dハザードマップの構築が研究の一つの出口目標となるだろう。これらの方法論および現在の研究状況の詳細については、別添の講演スライドを参照されたい。

謝辞

本研究は、科学研究費補助金 特別研究促進費（代表：山本晴彦，26900001）、（代表：東畑郁生，25900002）、基盤研究S（代表：谷誠，23221009）、若手研究A（代表：松四雄騎，26702010）、科学技術振興機構CREST（代表：小杉賢一郎）、自然災害研究協議会による突発災害調査費の助成によって行われた。

崩壊予備物質の空間分布を考慮した 表層崩壊の発生場・発生時・発生規模予測

目次

1. 従来からわかっていること:
表層崩壊の起きやすい地質と降雨条件
予測のために必要なデータは?
2. 近年の研究でわかってきたこと:
表層崩壊の実態と予測へのアプローチ
3. 今後できること・なすべきこと:
表層崩壊予測手法の現状と課題

松四雄騎 (matsushi@slope.dpri.kyoto-u.ac.jp)
京都大学防災研究所 地盤災害研究部門 山地災害環境研究分野

本研究は、科学研究費補助金 特別研究促進費（代表: 山本晴彦, 26900001）、
（代表: 東畑郁生, 25900002）、基盤研究S（代表: 谷誠, 23221009）、若手研究A
（代表: 松四雄騎, 26702010）、科学技術振興機構 CREST（代表: 小杉賢一朗）、
自然災害研究協議会による突発災害調査費の助成によって行われた。

1. 従来からわかっていること:



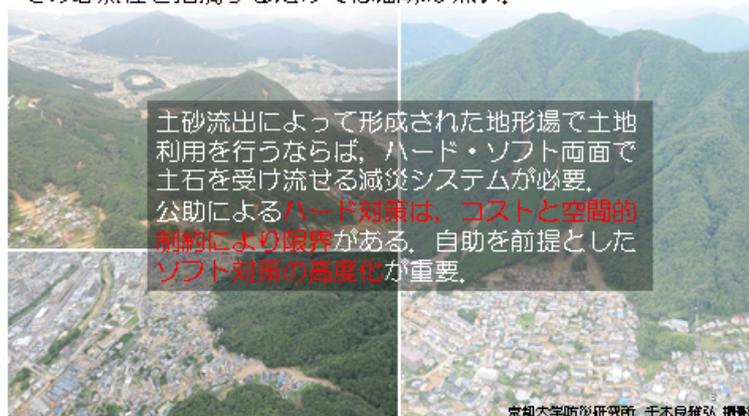
表層崩壊の起きやすい 地質と降雨条件

表層崩壊は、**花崗岩類や亀裂の少ない堆積岩類、火山砕屑物（テフラ）**などを地盤材料とし、急傾斜な($>30^\circ$)斜面の表層(1-2 m深)に、**せん断強度や透水性の不連続面が存在する**場合に、**短時間で大強度の降水($>50\text{mm/h}$, tot. $>200\text{mm}$)**がもたらされると、**降雨ピークとほぼ同時に群発的に生じる**。



2014年8月広島災害:

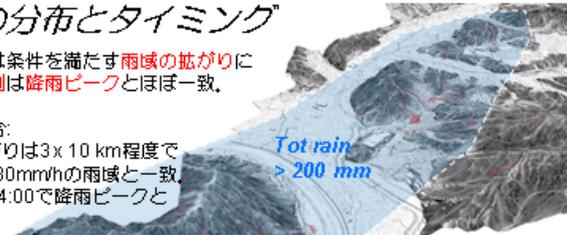
都市近郊丘陵（旧里山）での**表層崩壊と土石流**に伴う土砂流出、**沖積錐（土石流扇状地）での宅地開発**が招いた災害と言えるが、その必然性を指摘するだけでは意味が無い。



表層崩壊の分布とタイミング

表層崩壊の群発域は条件を満たす雨域の拡がりに制約され、発生時刻は降雨ピークとほぼ一致。

広島豪雨災害の場合:
崩壊200か所の拡がりは3×10 km程度で
>150 mm/3hかつ>80 mm/hの雨域と一致。
発生時刻は02:30-04:00で降雨ピークと
ほぼ一致。



表層崩壊における予測3要素

■ どこが崩れるか (場所)

どの斜面が、土層の厚み・せん断強度・透水性からみて、表層崩壊の必要条件を満たしているか？

■ いつ崩れるか (時刻)

地質ごとに、表層崩壊発生の限界値を超過する間隙水圧が達成されるのに必要な降雨強度と降雨継続時間は？

■ どれほど崩れるか (規模)

任意確率の降雨に対して、表層崩壊の発生条件を満たす斜面の面積と、それに崩壊深を乗じた土砂生産量は？

表層崩壊の最も単純なモデル



2. 近年の研究でわかってきたこと: 表層崩壊の実態と予測へのアプローチ

- 2010年庄原災害 (風化土層の崩壊)
- 2013年伊豆大島災害 (テフラの崩壊)

基本スタンス: 応用地質学的知見と現場データに基づいて、できるだけ単純化された (容易に計算・評価可能な)、しかし物理的に筋の通ったモデリングで、表層崩壊の場所・時刻・規模の予測を目指す。

風化によってできるもの: 土層とサプロライト

土層: 風化した母岩から分離し、バラバラになって原位置から移動した礫や土粒子の集合体。1-2 m の薄皮として斜面を覆う移動層。

サプロライト: 母岩が原位置で物理・化学風化したもの。母岩よりも相対的に強度が低下しているものの、初生的構造を残す。

表層崩壊は土層底部のせん断破壊によって発生する。



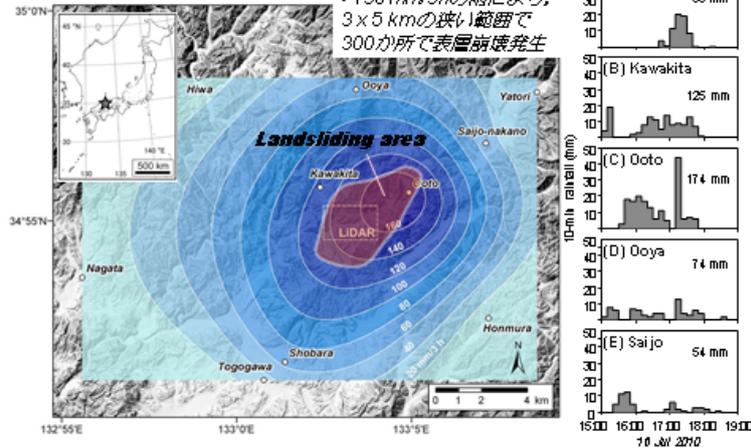
花崗岩地域における典型的土層断面: 褐色部が土層, その下の白色部がサプロライト。北アルプス(A,B,C), 阿武隈山地(D), 京都白川(E)

2010年庄原災害

表層崩壊の発生/非発生に対する
降雨コントロールのモデリング

基盤岩は流紋岩類

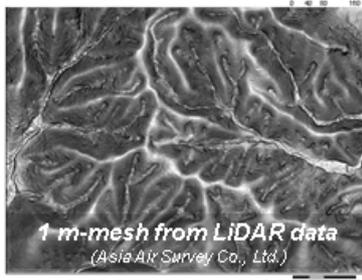
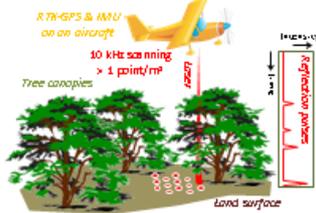
>130 mm/3hの雨により、
3 x 5 kmの狭い範囲で
300か所で表層崩壊発生



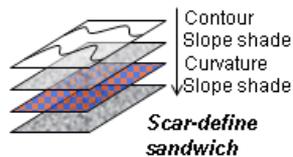
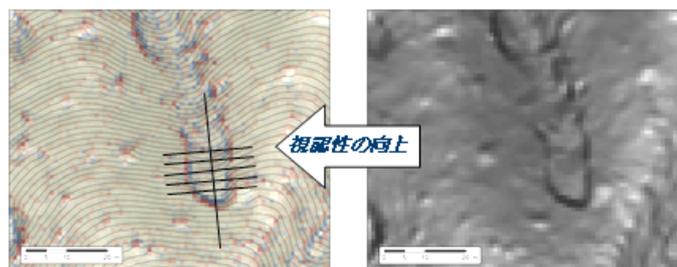
航空レーザー測量: Air-borne LiDAR (Light Detection And Ranging)

地表面顕微鏡！
地表の形状がわかるようになった。
地形学・斜面防災学における認識論
の階層が一段上がった。

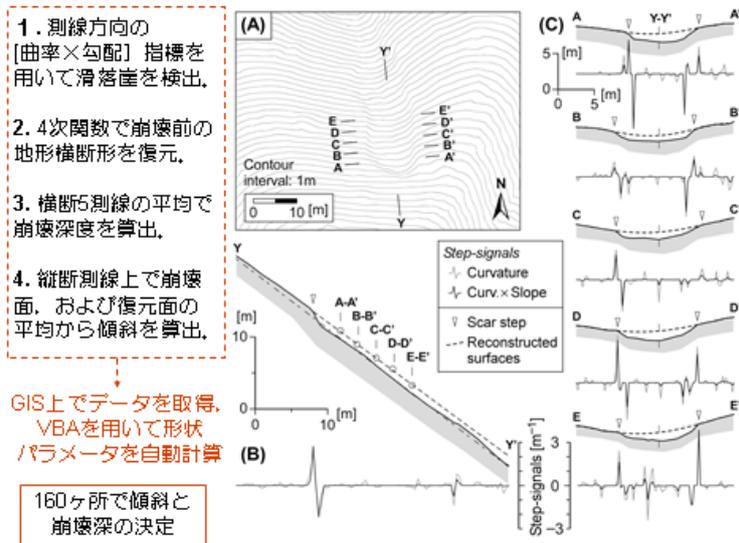
Airborne LiDAR (Light Detection And Ranging)



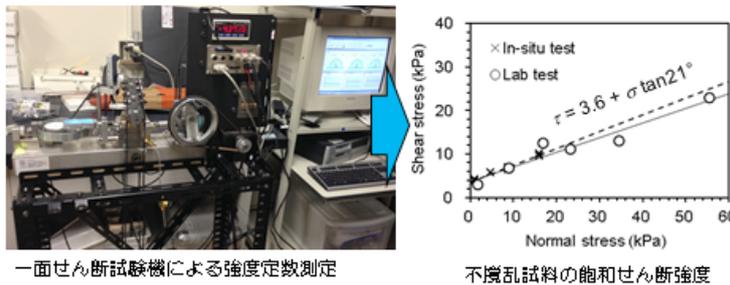
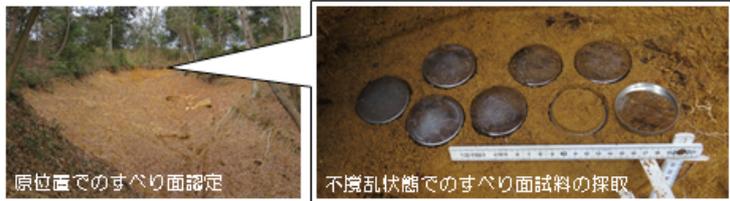
崩壊地形状データの取得



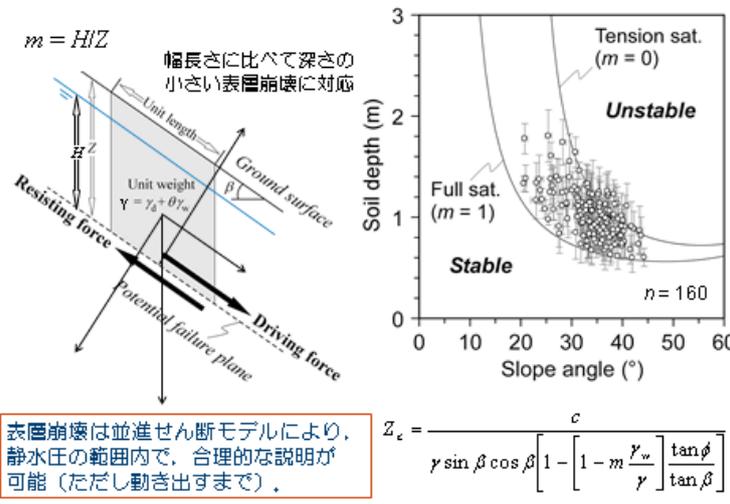
次の最重要プロセス: 測線決定には、
最も精緻な検出-処理システム
すなわち、**人間の目と手**を使う。



すべり面の自然状態のせん断強度定数をはかる

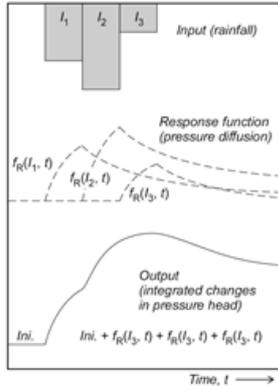


平板並進せん断型斜面安定モデルの適用性検証



短時間スケールでの斜面水文
過程: 鉛直一次元の水圧拡散

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = D_0 \cos^2 \alpha \frac{\partial^2 \psi}{\partial Z^2}$$



初期値境界値を与えて解くと、

$$\psi(t) = \psi_0 + Z \frac{I_Z}{K_Z} \begin{cases} [R(t^*)] & t^* \leq T^* \\ [R(t^*) - R(t^* - T^*)] & t^* > T^* \end{cases}$$

Where,

$$R(t^*) = \sqrt{\frac{t^*}{\pi}} \exp\left(-\frac{1}{t^*}\right) - \operatorname{erfc}\left(\sqrt{\frac{1}{t^*}}\right)$$

$$\hat{D} = 4D_0 \cos^2 \alpha \quad t' = t \hat{D} / Z^2 \quad T' = T \hat{D} / Z^2$$

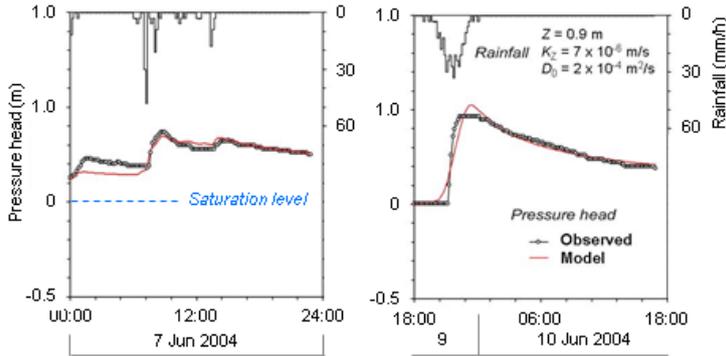
- ψ : pressure head
- t : time
- D_0 : hydraulic diffusivity
- α : slope angle
- Z : depth
- ψ_0 : initial pressure head
- I_Z : Rainfall intensity
- K_Z : hydraulic conductivity
- T : rainfall duration

After Iverson (2000) WRR36: 1897-1910.

離散的入力に対する計算概念図

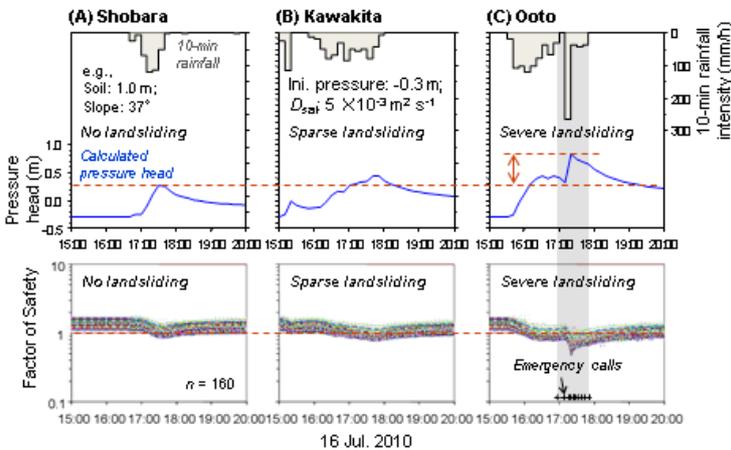
圧力拡散モデリングの妥当性検証

土層が良く濡れていれば、パターンの全く異なる降雨入力に対して、観測結果と調和的な出力が得られる。



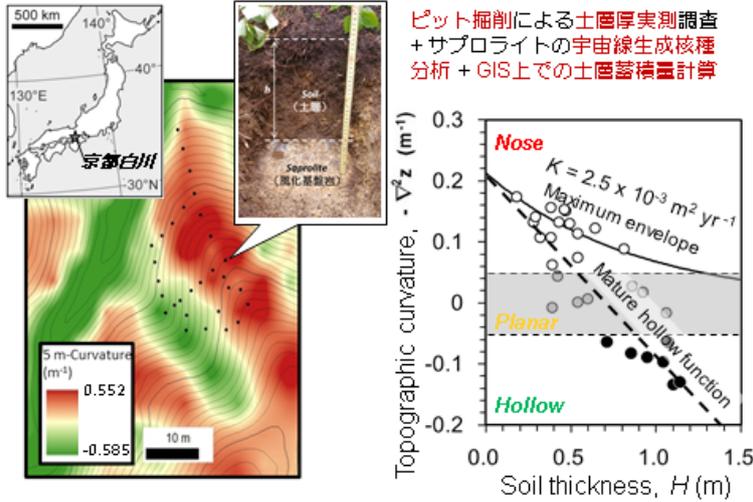
房総丘陵における観測例 Matsushi (2015) in prep.

水文-斜面安定カップリングシミュレーション

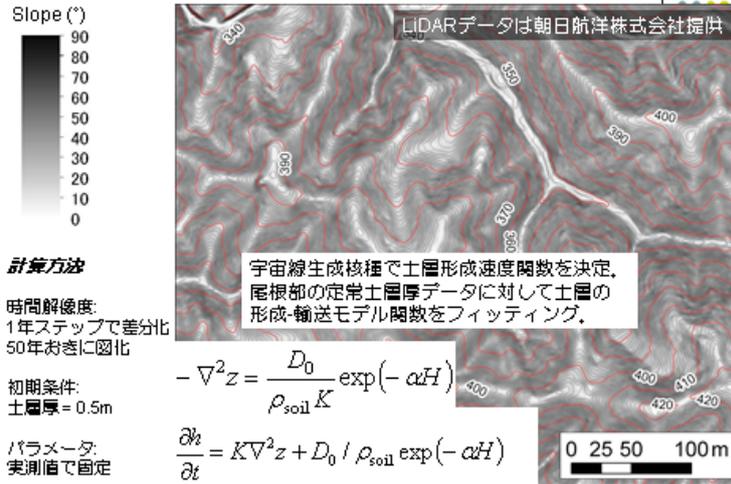


崩壊群発には最後の一瞬りが効いた (シミュレーション出力の相対傾向は、崩壊の空間分布および発生のタイミングと調和的)

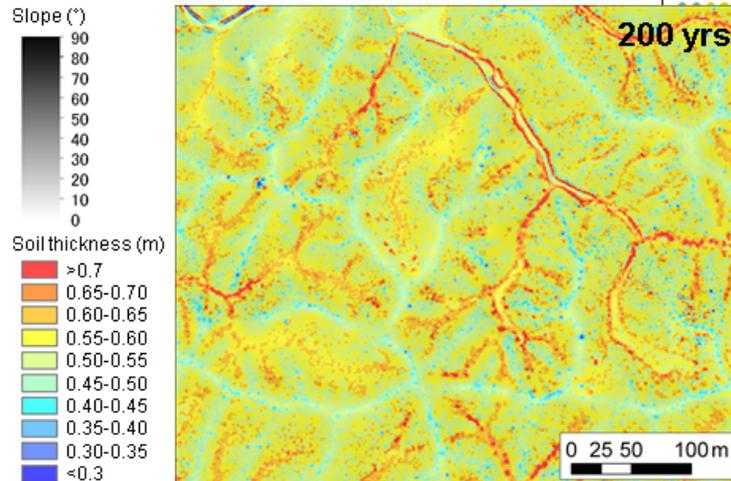
表層崩壊予備物質の空間分布をどう予測するか



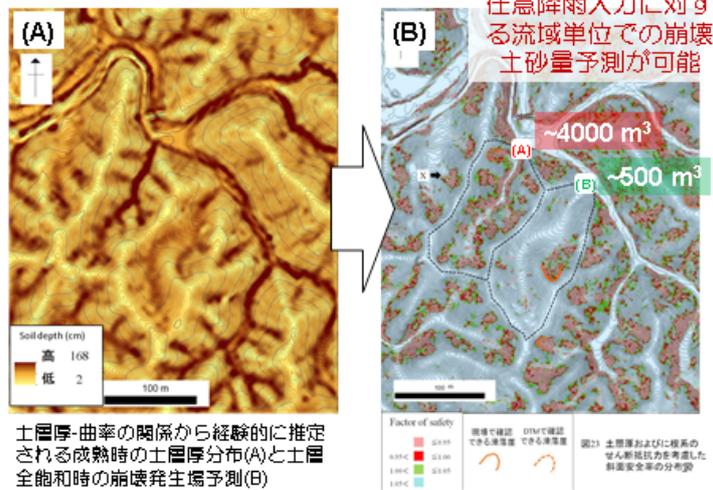
土層発達シミュレーション: ソイルクリープによる谷頭
凹地への土砂集積による崩壊予備物質の空間分布予測



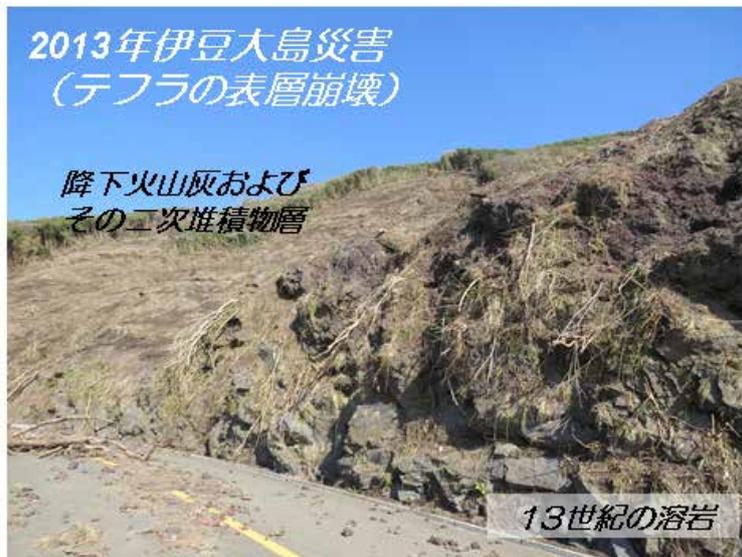
土層発達シミュレーション: ソイルクリープによる谷頭
凹地への土砂集積による崩壊予備物質の空間分布予測



水文・斜面安定カップリングモデルとの連結
土層厚を考慮した表層崩壊発生場予測



土層厚・曲率の関係から経験的に推定される成熟時の土層厚分布(A)と土層全飽和時の崩壊発生場予測(B)

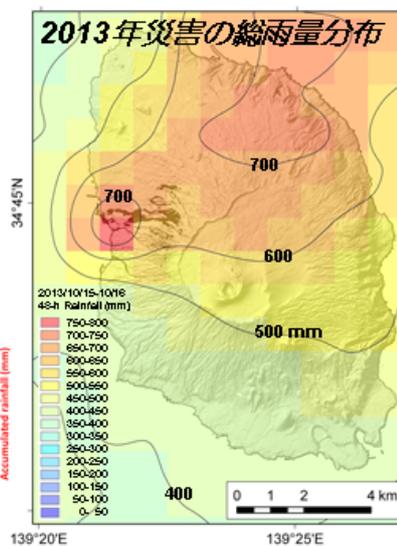
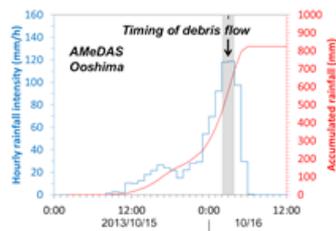


崩壊発生を制約する主要条件は3つ

- 地質: テフラの成層構造 (水文環境・土質の変化含む)
- 地形: 傾斜・傾斜変換
- 降水: 量・強度・パターン

これらのカップリングが必要だが研究は不足している。降雨ピークとほぼ同時に発生する表層崩壊のリスクに対応するため、降雨の進行に伴う個別斜面の危険度変化を追跡したい。

水文・地形・地質学的に、
素因・誘因の両面から検討する。

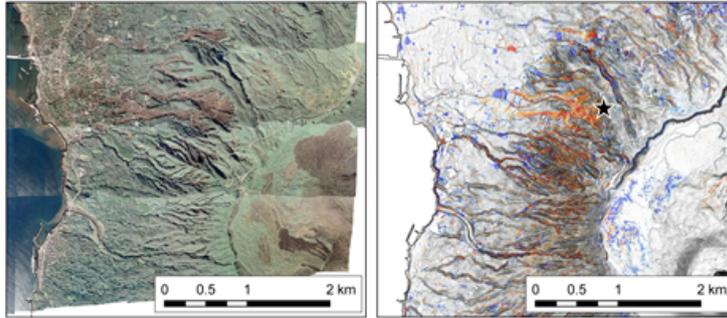
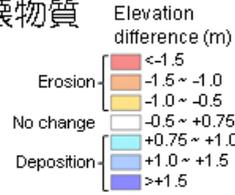


2013年の発災状況: 崩壊深と崩壊物質

オルソ画像で土砂移動痕跡を抽出
 発災前 (5-m LIDAR DEM GSI) と
 発災後 (1-m LIDAR DTM 10/27) の
 比較で高度差分を計算。

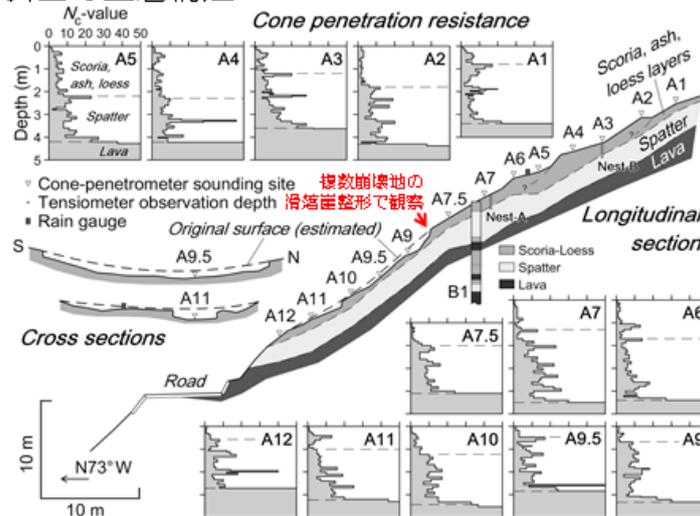
この意味は？

土砂移動部の侵食深の最尤推定値は **-0.75 m**.



斜面の土層構造

13世紀溶岩の上に約4 mのテフラが載る。



複数崩壊地の

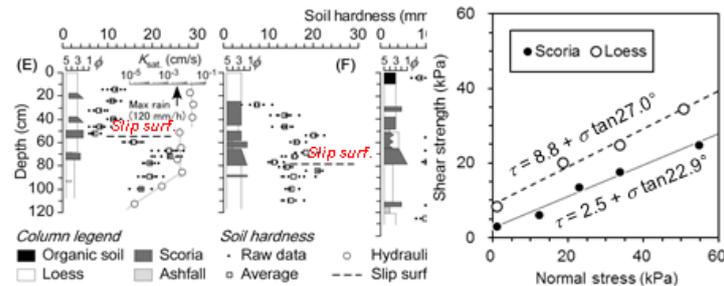
滑面を整形で観察

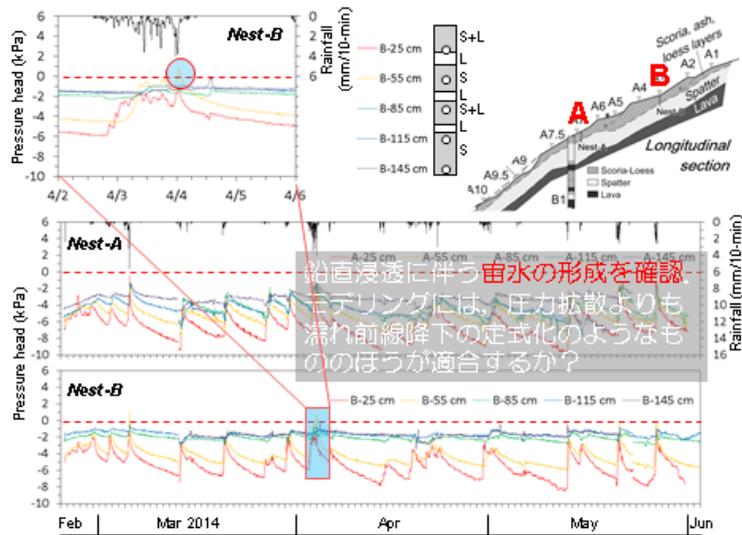
浅部の構造と物性

黒色のスコリア質細中粒降下物 (スコリア) と黄色の風成二次堆積物 (レス) の交互堆積。すべり面はスコリア底部 (0.5-1.5 m)。

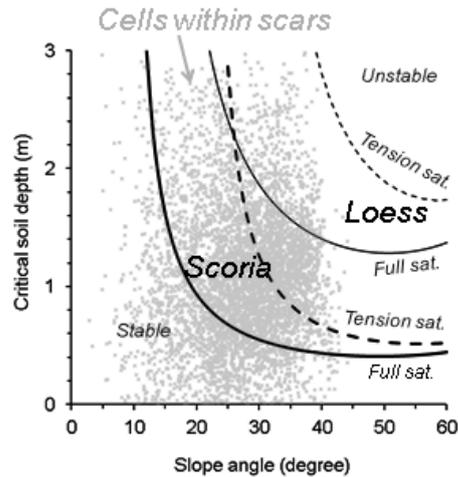


透水係数およびせん断強度からみて、大強度降雨時に限ってレスを遮水層として水帯が形成され、弱面であるスコリア底部をすべり面とする崩壊に至ったと考えられる。





平板並進せん断型斜面安定解析



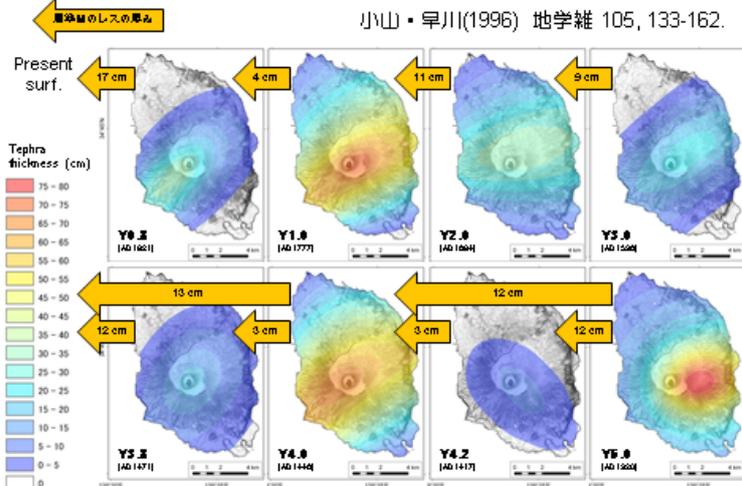
レス層の強度値を用いると、多くの崩壊グリッドが説明不能。

表層崩壊の深度-傾斜分布はスコリア層の強度値と調和的。

⇒レスの遮水効果による宙水形成により、スコリア底部がすべり面となる仮説を支持。

では、すべり面となりうる弱面の深さ(崩壊予備物質の厚み)は、どのように分布しているのか。

13世紀以降のテフラのアイソパックマップ

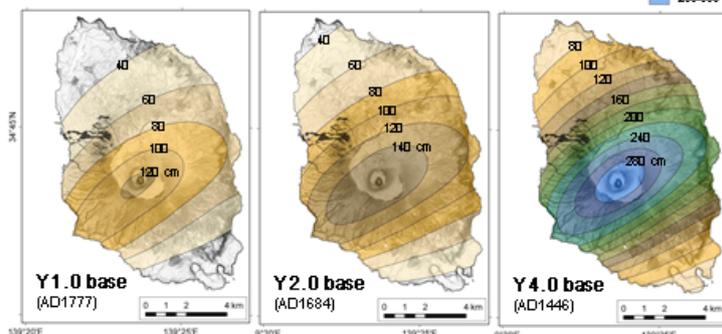
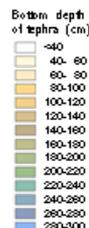


各スコリア底面深度の空間分布

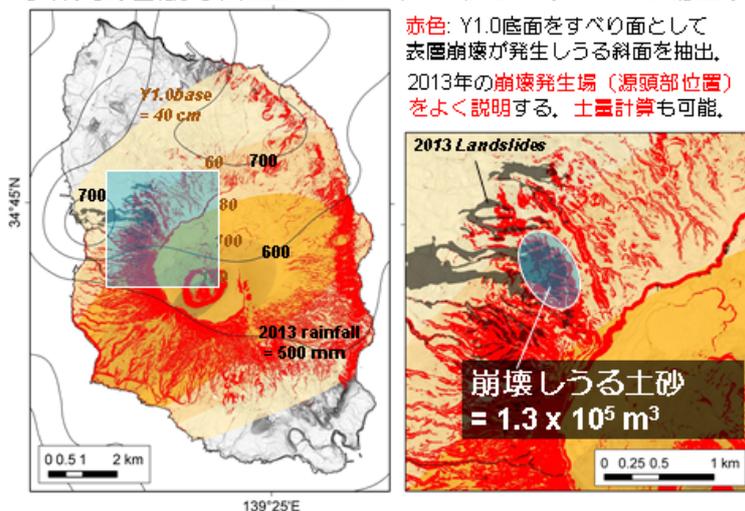
各イベントのテフラおよびイベント間のレスの堆積厚を積算。

今回すべり面となったスコリアは、深度(75cm)からみてY1.0。

素因評価として、すべり面候補となるスコリア質火山灰層の底面の深度(崩壊予備物質の厚み)と地表面傾斜で危険斜面を抽出。



試作表層崩壊素因ハザードマップ (Y1.0の場合)



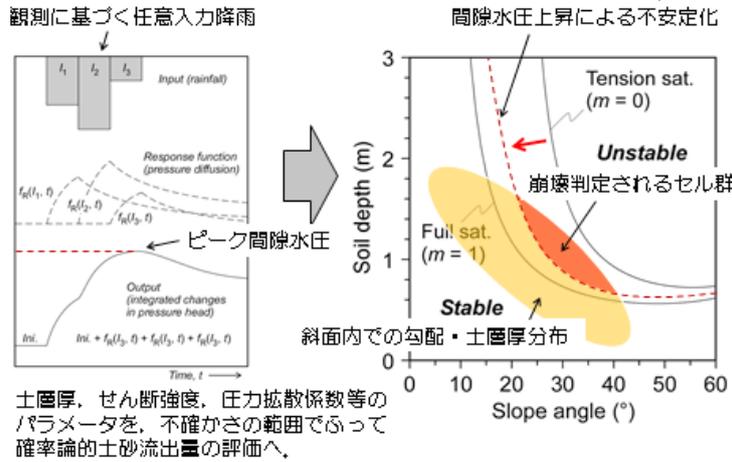
赤色: Y1.0底面をすべり面として表層崩壊が発生しうる斜面を抽出。2013年の崩壊発生場(源頭部位置)をよく説明する、土量計算も可能。

3. 今後できること・なすべきこと:

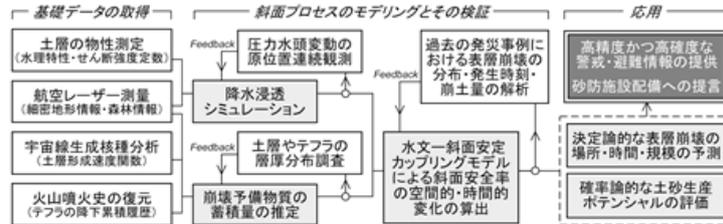
表層崩壊予測手法の現状と課題

- 現状: 実効雨量・土壌雨量指数 → 土砂災害警戒情報
こうした「指数化」による方法は有効だが、高精度化・高確度化に限界あり、プロセスのブラックボックス化のため、
 - 降雨経過に伴う斜面の不安定化を、実測値で検証された計算に基づいて、時々刻々と評価する方法論の展開が必要。
 - そのために必要な水文地形学的データとは？
 - 1) 崩壊予備物質の空間分布
 - 2) すべり面のせん断強度定数
 - 3) 間隙水圧の変動特性
- 調査研究により、発災地を中心にローカルに取得されつつある。
- 公的に整備されつつあるデータ
 - 4) 細密地形情報: 1 m- or 5 m-mesh LiDAR
 - 5) リアルタイム降雨データ: 解析雨量; X-RAIN

決定論的モデリングをベースにした確率論的
表層崩壊 - 土砂流出量予測



応用 (社会実装) への道のり



■ ただし, **高性能なプロセスベースモデルを構築し得たとしても, 全ての斜面崩壊を厳密に予測することは原理的にできない。**
→過去の降雨や崩壊, 地形発達といった履歴効果, 斜面構成物質の空間的な多様性, 生物活動といった**確率的振る舞いをもつ要因**が存在するため,

■ 決定論的な発生予測をベースにしたモンテカルロシミュレーション等のアプローチによる**斜面崩壊の確率論的な予報**の開拓が課題 (e.g., 「流域内で $10^3 \text{ m}^3/10^4 \text{ m}^3/10^5 \text{ m}^3$ の流域出口への土砂流出を伴う斜面崩壊が, 3時間以内に発生する確率が80%/50%/10%」といった**斜面変動確率予報**が目標)。

まとめ

■ 土層やテフラの表層崩壊における場所・時刻・規模の予測には, 次の問いへの解が必要。

- i) どの斜面が, 崩壊予備物質の厚み・勾配・せん断強度からみて表層崩壊の必要条件を満たしているか?
- ii) 地質ごとに, 表層崩壊の発生限界値を超える間隙水圧が達成されるのに必要な降雨強度と降雨継続時間は?
- iii) 任意確率の降雨に対して, 表層崩壊の発生条件を満たす斜面の面積と, それに崩壊深を乗じた土砂生産量は?

■ 1) 崩壊予備物質の空間分布と地形情報は, LiDARを活用した空間解析により得られ, 2) すべり面のせん断強度定数は不攪乱試料のせん断試験により取得でき, 3) 間隙水圧の変動特性の把握とそのモデリングは, 斜面水文観測により実行可能。

■ これらを活用した決定論的崩壊発生予測をベースに, パラメータの不確かさを考慮した**確率論的な土砂生産予測**が目標。

治山分野における地形・地質学的知識の活用 — 歴史と現状 —

大丸裕武*・戸田堅一郎**・多田泰之***

Application of Geology and Geomorphological knowledge to Forest Conservation — History and Present state of Forest Engineering Geology —

Hiromu Daimaru*, Kenichiro Toda**, and Yasuhiro Tada***

*Department of Soil and Water Conservation,
Forestry and Forest Products Research Institute, Japan
daimaru@affrc.go.jp

**Nagano Prefecture Forest Research Center
toda-kenichiro@pref.nagano.lg.jp

***Kansai Research Center, Forestry and Forest Products Research Institute, Japan

Abstract

Geology and Geomorphology provide fundamental understandings for forest conservation in Japanese mountain that has extremely brittle property due to its active tectonic situation. Many natural hazards and geological problems such as physical weathering of cut slopes and shallow landslides invoke to inflict serious damages to forest roads in logging area. Some pioneers have challenged to develop “Forest Engineering Geology” to respond these problems through extensive field survey and field observation. However, many problems due to lack of geological knowledge have been widely seen in the field of forest conservation in Japan.

Recent policies to revitalize forestry by Japanese government generated request low cost way to construct forest roads in high density. In this surrounding, geological and geomorphological knowledge will play an important role to construct inexpensive and low risk forest road network by predicting vulnerable sites to sediment disasters in mountain areas. Visualization technique of micro landform by using LiDAR DEM will be one of key technology to utilize geological and geomorphological knowledge. We proposed new software to provide topographical map (CS Map) by using ArcGIS to interpret micro landform in forested mountains to predict hazardous locations.

Key words: Engineering geology, Forest conservation, Shallow landslide, LiDAR DEM, CS Map

1. 治山地質学の先駆者たち

日本の治山事業は元々、明治期に始まる“はげ山”等の荒廃山地の復旧事業に起源を持つ。当時の治山現場の写真には、現在見られるような虫食い状の裸地を緑化する治山工事ではなく、丸ごと裸地化した流域に階段工を刻んで樹木を植栽する、現在の砂漠緑化事業を思われるような光景が多数見られる。現

在よりも制限された技術と予算のもとで効率的に荒廃地の復旧を図るには、山地が本来持つ特性をよく観察することが重要だったのだろう。昭和期まで続いた荒廃山地を舞台とした治山現場の報告や論文を読むと、当時の技術者が地質や地形によって土砂の生産様式や移動様式が大きく変わることを深く理解していたことがわかる。しかし、1970年代までは

* 国立研究開発法人 森林総合研究所 水土保全研究領域

** 長野県林業総合センター

*** 国立研究開発法人 森林総合研究所 関西支所

発達史的地形学や第四紀地質学が全盛の時代で、当時の地形学は実際の山地から生じる治山現場の複雑な問題に十分に答えることが出来ていなかった(竹下, 1981)。したがって、当時の治山技術者の多くは、現場からの経験を元に地形学や地質学の教科書に書かれた知識を解釈しながら、現場に合った適切な工法を見いだしていったと考えられる。図1は長野県の国有林の技術者による崩壊地のスケッチである(中野, 1990)。崩壊地の特徴をよくつかみ、地形地質との関係を的確に理解していたことがよくわかる。この時代の研究者の豊富なフィールドワークに裏づけられた洞察力は、現在の科学水準から見ても非常に優れたものといえる。例えば、小出博氏の破碎帯地すべりに関する考察には、今日の解釈では付加体の分布と符合するような内容も含まれており(横山, 2013)、後のプレートテクトニクスにつながるような災害様式の分布論が、現場での観察と地形図の判読を元に1950年代に展開されていることには驚きを禁じ得ない。

また、北澤秋司氏も長野県内の崩壊地に地質が与える影響について多くの業績を残している(例えば、北澤, 1986)。その他、森林土壌の研究者も豊富なフィールドワークを通じて、山林における地形や地質の重要性を指摘してきた(例えば竹下, 1981)。なかでも土壌学者の牧野道幸氏は豊富な現場経験を元に地球科学の最新の成果を取り入れながら、地形や地質の見方を鮮明なスケッチとともにわかりやすく解説している(牧野, 2013)。単なる基礎科学の応用では無く、豊富なフィールド経験を元にそれを咀嚼し、ごく少数の研究者で“治山地質学”とでも呼ぶべき体系を作り上げたことは、高く評価されるべきであろう。

治山技術者にとって、地形学や地質学の知識は“山地のどこが崩れやすいのか? ”、“崩壊地の風化特性を考慮するとこの崩壊地にはどんな復旧方法が適しているのか?”などに答えてくれるもので、最終的には個々の崩壊地の安定だけでなく、流域全体の土砂流出を安定に向かわせるための長期的なビジョンを与えてくれるものでなければならない。そのような問いは、すでに発展している土木地質学の知識を直輸入しても満足な答えが得られない性格を持つ。広域を対象とする治山においては、崩壊の分布様式に注目することはきわめて重要で、そのためには岩

石の風化特性や日本の山地の地形発達史を理解する必要がある。本来の治山技術は、森林生態系が持つ機能を活用して減災を実現することを指向しているため、植生学や生態学、土壌学に関する知識も重要となる。また、はげ山の形成に見られるように、日本の山地斜面は過去の人間活動の影響を強く受けており、それが崩壊発生場にも強く影響している(塚本, 2001)ため、地域によっては山林利用の歴史に対する深い理解も必要となる。そのような意味では、森林山地における崩壊発生場の問題は、非常に学際的で魅力的な分野となる可能性を秘めており、小出氏の業績(小出, 1973a, 1973b)は、そのことを具体的に指し示しているが、先駆者らが着手した治山のための地形・地質学的知識の活用は十分に継承・発展されてこなかった。

治山や林道の現場では地形・地質的な見方の欠落による問題は今日でも数多く見られる。例えば、林道を開設する際に出現する崩壊しやすい切り土法面や表層崩壊の跡地に対して簡易なコンクリート吹付工で補強することが良くある。しかし、その斜面が重力性クリープを起こしやすい片状岩から構成されている場合は、吹き付け後にクリープによって法面工が破壊されるケースが多く見られる(図2)。たしかに個々の斜面で起きている現象は一見表層崩壊に見えるのだが、それが基盤岩の特性に起因することを理解すれば、単なる法面工では対処できないことを予想して、より効果的な対策を選択できたかもしれない。

2. 再び注目される山林の地形地質的知識

近年、林業技術者は予想外の形で、再び山地の地形地質に向き合いつつある。林業の競争力向上を旗印に、伐採した木材を搬出するための路網をドイツやオーストリア等の林業先進国並の密度で整備しようという政策が推進され、法面工を施さない簡素な作業道の整備が全国各地で進められている。しかし、日本の山はドイツやオーストリアとちがって、非常にもろくて崩れやすい性格を持つため、現場の技術者にとっては山地の地形や地質に関する理解は非常に重要になる。

幸い技術進歩による追い風もある。航空機レーザー測量をはじめとする最新の測量技術によって、地形判読の名人でなくとも山地の微地形を理解する

ことが可能になりつつある。長野県が開発した CS 立体図という地形可視化技術(戸田, 2012)は、曲率と傾斜の組み合わせで山地の微地形を可視化する技術であり、筆者らは各地の地方の研究者や技術者と連携して、この CS 立体図を用いて地形や地質の知

識を林業の現場に活用するための研究に取り組んでいる。なお ArcGIS (10.2) で CS 立体図を簡単に作成出来るツール (CSMapMaker) の無償配付も行っている(利用申請は、req_csmaker@ml.affrc.go.jp まで)。

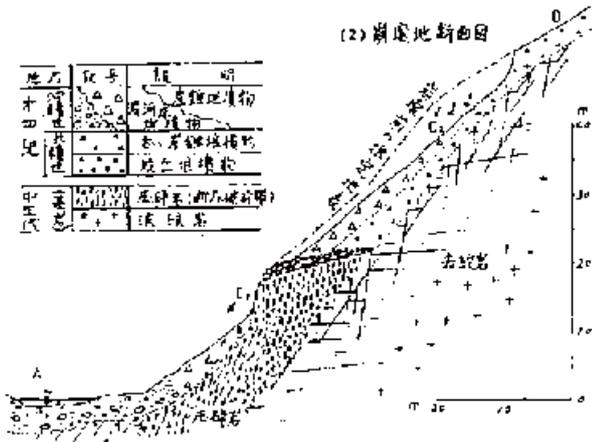


図1 治山地質学的な視点で書かれた崩壊スケッチの例(中野, 1990)

Fig. 1 Profile sketch of a shallow landslide from a viewpoint of Forest Engineering Geology (after Nakano, 1990).

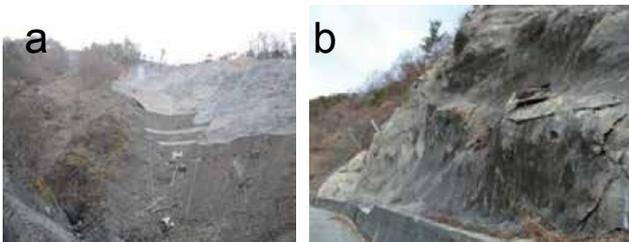


図2 重力性クリープが活発な山地斜面における吹き付け工(a)および岩盤クリープによる吹き付け工の破壊

Fig. 2 Shotcrete on a slope with well-cleaved argillaceous rocks (a) is tends to be damaged by gravitational rock creep (b).



図3 林業作業道に見られる法面崩壊(a)および盛土の崩壊の例

Fig. 3 Landslides on cutting slope (a) and embankment (b) along forest road.

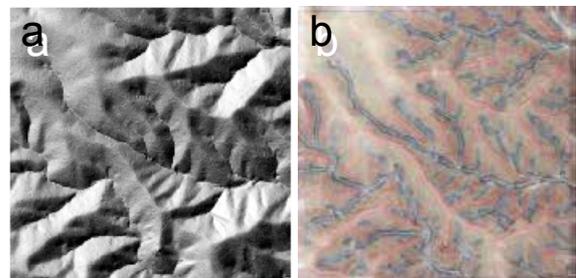


図4 航空機レーザー測定のDEMから作成した陰影図(a)とCS立体図(b)

Fig. 4 Shaded relief map (a) and CS topographical map produced from high resolution DEM obtained by a airborne LiDAR survey.

3. まとめ

治山事業は山地の広域を対象に森林の復元によって災害リスクを低減する技術であるため、山地の地形・地質に関する知識が重要となる。小出博氏らの先駆者によって治山現場で発生する問題に、地形学や地質学的な観点からの研究が進められたが、地形地質的な理解の不足による問題は現在においても数多く見られる。

近年、政府による林業活性化政策を受けて低コスト森林路網の整備が全国で進められており、林業分野における地形学や地質学へのニーズは高まっている。筆者らは、詳細な地形データの可視化技術を通じて、林業現場に地形地質的な山地の見方を普及していきたいと考えている。

謝辞

本研究の成果の一部は農林水産業・食品産業科学技術研究推進事業「安全な路網計画のための崩壊危険地ピンポイント抽出技術(課題番号26079C)」によるものである。

参考文献

- 1) 竹下敬司(1981)：森林山地の侵食現象と地形変化。地形, **2**, 37-41.
- 2) 中野純(1990)：与川地区における特徴的な地形地質と崩壊との関係。中部森林管理局業務研究発表要旨集, No. **283**. http://www.rinya.maff.go.jp/chubu/gijyutu/pdf/pdf/h02_077.pdf
- 3) 小出 博(1973a)：日本の国土－自然と開発－(上), 東京大学出版会, 287pp.
- 4) 小出 博(1973b)：日本の国土－自然と開発－(下), 東京大学出版会, 556pp.
- 5) 横山俊治(2013)なぜ、西南日本外帯で降雨時あるいは地震時に深層崩壊が多発するか？. 日本地すべり学会誌, **50**, 1-6.
- 6) 北澤秋司(1986)：長野県南部の花崗岩類の崩壊。地質学論集, **28**, 189-200.
- 7) 牧野道幸(2013)：図説 森林土木と地形・地質。(社)日本治山治水協会, 133pp.
- 8) 塚本良則(2001)：森林と表土の荒廃プロセス－小起伏山地におけるハゲ山の形成過程－. 砂防学会誌, **54**, 82-89.
- 9) 戸田堅一郎(2012)：航空レーザー測量データを用いた微地形図の作成。砂防学会誌, **65**, 51-55.

要 旨

治山事業は山地の広域を対象に森林の復元によって災害リスクを低減する技術であるため、崩壊危険箇所の広域的な予測や、土砂動態の長期的な予測技術が重要になる。また、植生高を中心として安価な工法が採用されることが多いため、岩石の風化特性に関する知識も重要となる。本来、治山分野においては、地形・地質的な知識の応用に関するニーズはきわめて高く、小出博氏をはじめとする先駆者によって多くの知見が蓄積されたが、地形地質的な認識の不足による問題は今日の治山の現場でも見ることが出来る。近年、政府によって推進されている林業活性化のための低コスト路網の整備においては、危険箇所を予測して崩れにくい道を作る技術が鍵となるため、山地の地形地質的な認識技術に対するニーズが急速に高まっている。筆者らは、航空機レーザー測量で取得された高解像度の地形データの可視化技術によって、このようなニーズに応えるための研究と普及活動を行っている。

キーワード：治山地質, 林道, 低コスト路網, LiDAR, 微地形, CS 立体図

2015年ネパール・ゴルカ地震の被害と斜面災害

大角恒雄*

*E-mail: t_ohsumi@bosai.go.jp

要約

災害発生時の被害推定システムの一部である衛星画像による広域被害推定手法の検証のための、地域別被害統計情報の収集状況の把握、及び今後のデータ入手方法の確認を第一の目的とした。次に衛星情報に対するグラウンド・トゥールズ取得のための特定の区域における詳細被害調査の予備調査を実施し、SankhuとKhokanaに関して全棟調査を実施した。同時に、被害推定に必要な、建物分布・時間帯別人口分布等の、ネパールに固有の事項の把握、その他一般的な被害情報の把握、被害構造物を把握した。

キーワード： ネパール・ゴルカ地震、カトマンズ、組積造、グラウンド・トゥールズ

1. 目的

ALOS-2(だいち2号)等の観測画像は、風水害による河川氾濫や津波による浸水範囲、地震による被害等の被害状況を抽出する情報として重要である。その第一段階として、ネパール地震における被害地域における衛星画像による広域被害推定手法の検証のための、地域別被害統計情報の収集状況の把握、及び今後のデータ入手方法の確認を実施した。次に衛星情報に対するグラウンド・トゥールズ取得のための特定の区域における詳細被害調査の予備調査を実施した。調査項目としては、関係機関の被害統計情報の現状把握と今後のデータ入手方法の把握、国勢調査データ及び発災後の地域別死傷者数等の時系列把握等グラウンド・トゥールズとしての特定の区域を選んだ詳細被害調査のための調査地域・調査項目の選定およびサンプルとしての実地調査を行い、被災前後比較写真の撮影を実施した。

2. 犠牲者数分布

ネパール警察の発表によると地震による犠牲者の分布は、総数は8,660人、負傷者は21,952人以上(6月22日時点)で、特に首都Kathmanduから北東に位置するSindhupal Chokの被害が甚大で3,470人(6月

22日時点)である(図2:左)。

N-SET, Nepalまとめの地区ごとの犠牲者分布(図2:右, 5月13日時点)によると、Kathmanduでは、犠牲者数の中で死者数の割合は2割程度であるのに対し、Sindhupal Chokでは8割程度にも増加する。

3. Kathmandu盆地における建物種別の分布

カトマンズ地震災害軽減対策計画調査(JICA, 2002)¹⁾において、カトマンズ盆地における建物の被害想定を行うために、建築物インベントリ調査を実施し、伝統的な組積造の建物と鉄筋枠組み組積造建物を都市部、旧市街部、郊外部、農村部での分布の違い、建設年代による建物種別の推移などの基礎的な要素の把握を実施している(図3.1, 3.2)。既存の分類と構造的な特徴から、石積造(ST)、アドベ造(AD)、泥目地煉瓦造(BM)、セメント目地煉瓦造(BC)、鉄筋枠組み煉瓦組積造(RC)、さらに、上記建物が混在しているものに分類している。

今回の地震で犠牲者の多くがKathmandu北東のSindhupal Chok地区に集中している要因としては、

- 1) 郊外・農村部は石造りの家が多く存在し、倒壊により多くの被害が生じ、重い石構造の倒壊は多くの人命を奪った。

* 正会員 国立研究開発法人 防災科学技術研究所レジリエント防災・減災研究推進センター、主幹研究員、博士(工学)、博士(農学)、博士(理学)

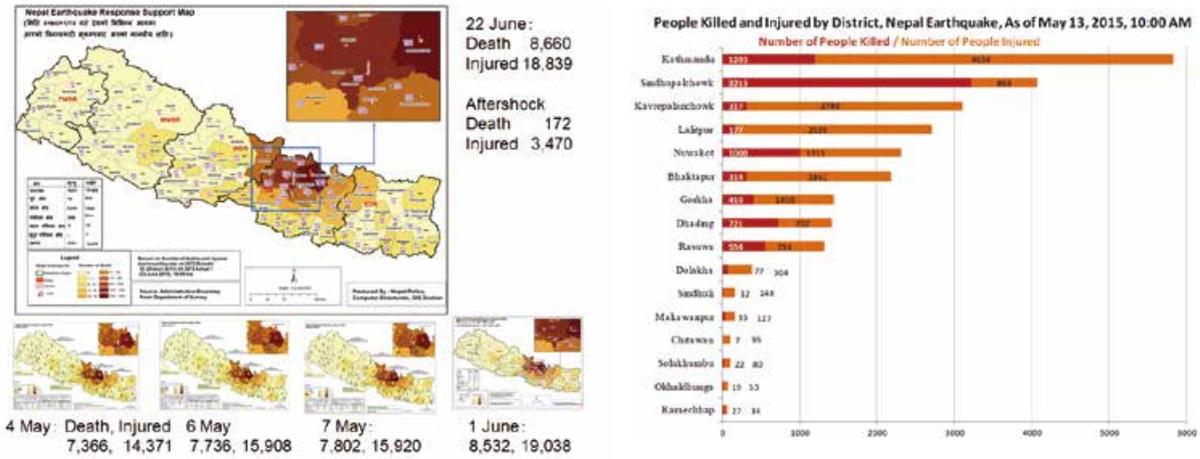


図2 犠牲者数分布:ネパール警察発表(左)N-SET, Nepalまとめ(右)



図3.1 Kathmandu 盆地における建物種別 (JICA2002)^{1),2),3)}

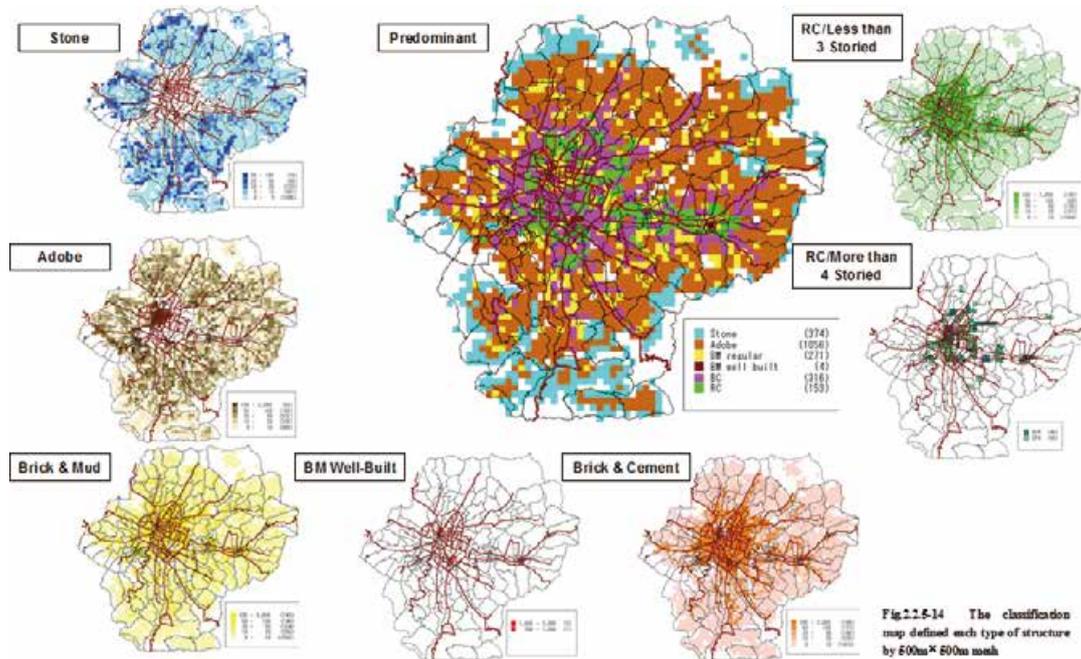


図3.2 Kathmandu 盆地内建物分布 (JICA2002)^{1),2),3)}

2) 旧市街の被害はRC枠組の存在しないレンガ+セメント・モルタルの住宅が多い。

が挙げられる。

4. 地震動特性

米国大使館敷地内では、米国地質調査所 (USGS) による CESMD (Center for Engineering Strong Motion Data) 観測点の本震 (06:11:26 UTC, 28.15 °N 84.71 °E, 15.0 km deep), 余震記録が公開されている。図 4.1 に本震における主要動部分の加速度波形と速度波形を示す。直達実体波の速度波形の鉛直成分に、パルス波として明瞭に記録されている。パルス波は 45.08 秒と 53.07 秒に見られる。これら 2つのパルスの生成要因は、カトマンズ盆地周辺に存在した強震動生成域から発せられた直達実体波であると推測される。このパルスのピーク時間の差は 8 秒である。破壊開始時間とそこからの S 波到達に必要な時間の差

が 8 秒となる。この実体波は約 5 秒の長期成分を含む。図 4.2 は 5 秒付近の周期で 400 kine (cm/s) 以上の応答が生じている。また、マグニチュード 7 クラスの余震記録では 5 秒付近の周期のピークが生じているのに対し、マグニチュード 5 クラスの余震記録では 5 秒付近の周期のピークが生じていない。

Yagi and Okuwaki (2015)⁴⁾では、すべり量分布 (震源過程インバージョンの結果) 及び高周波 (1 Hz) の波源解析 (Hybrid Back-projection の結果) が示されている。また、高周波成分放射領域が示されている (図 4.3)。ネパールの建物の被害に関係する周期成分は、主に 1 秒を中心とした周波成分に関係していると思われる。

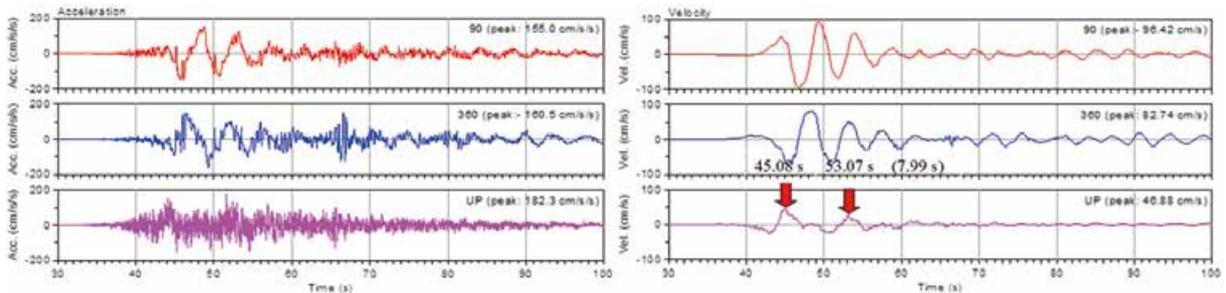


図 4.1 本震主要動部分の加速度波形と速度波形

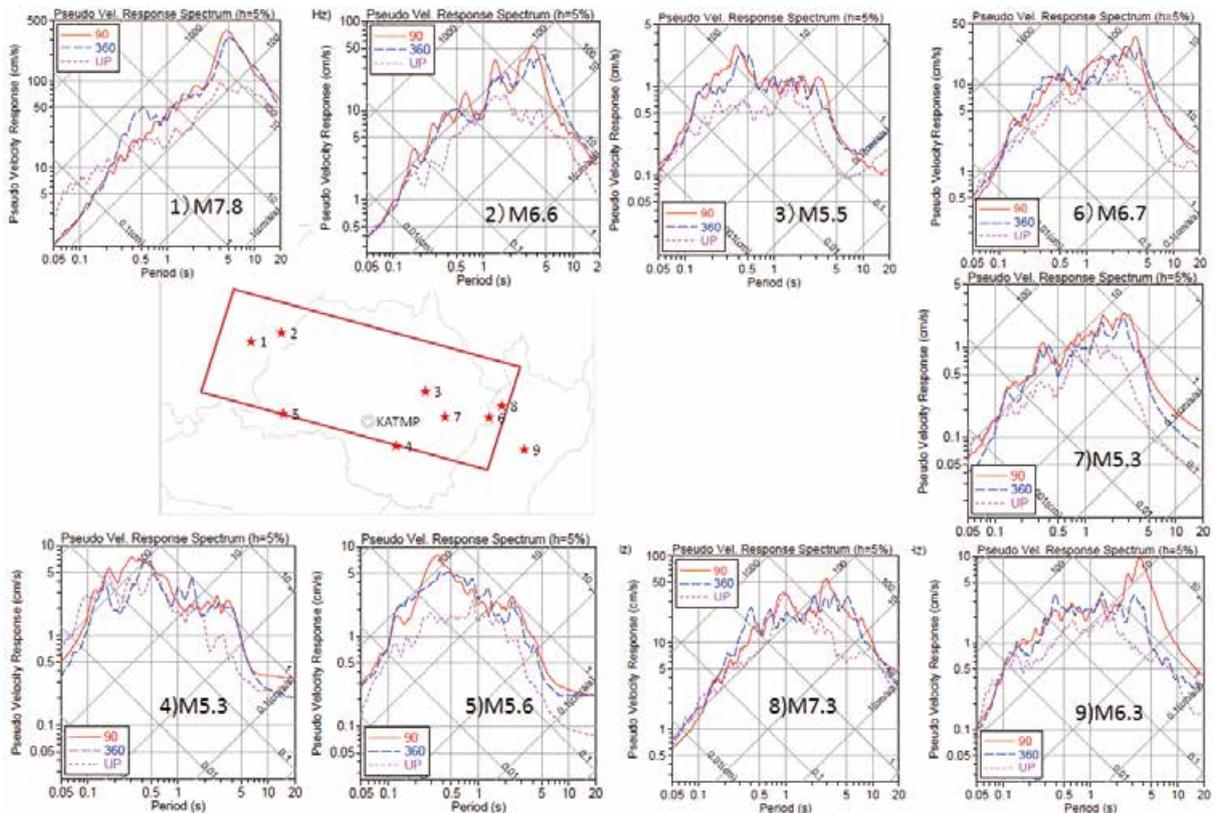


図 4.2 本震及び余震の擬似応答スペクトル(トリパタイト, 5% 減衰)

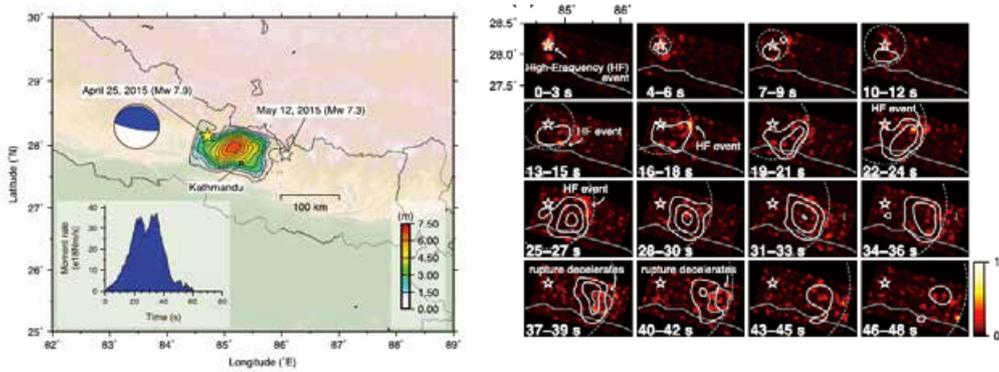


図 4.3 すべり量分布(震源過程インバージョンの結果:左)及び高周波(1 Hz)の波源解析(Hybrid Back-projectionの結果:右)(Yagi and Okuwaki, 2015)⁴⁾

5. 建物被害

5.1 都市部

1) Kathmandu 市内

Kathmandu のリングロード内は、RC 枠組を有する住宅が多く存在し、リングロード北西部 Gongabu

(図 5.1) 及び南西部 Sitapaila の傾いた建物は川沿いの特に川が分岐する地点の軟弱地盤領域に被害が点在する(図 5.2)。Bagmati 川と Transformor 川の分岐点に位置する Balkhu 地点では倒壊した建物が、隣の建物を破壊した(図 5.3)。



図 5.1 Gongabu の傾いた建物 (a,b). 1 階部分仮支え状況 (c)



図 5.2 Gongabu の Sitapaila の傾いた建物
地図: OpenStreetMap



図 5.3 Balkhu の傾いた建物
地図: OpenStreetMap



図 5.4 RC の建物は健全で構造形態の違い(左図). RC の建物は健全で構造形態の違い RC 枠組の存在しない組積造(レンガ)+セメント/マッド・モルタルの住宅 : (a), 隅角部からクラックが生じ, 外側の焼いたレンガのセメント・モルタル目地 BC とその内側は日干しレンガのマッド・モルタル構造 BM : (b)

2) Sanhku

Kathmandu から東へ約 80 km の都市 Sanhku では, RC の建物は健全で構造形態の違いが顕著に現れた(図 5.4 : 左図). Sanhku の被害は甚大で, 特に RC 枠組の存在しない組積造(レンガ)+セメント/マッド・モルタル BC/BM の住宅が多く被害を受けていた(図 5.4 (a)). 隅角部に RC 枠組を持たない構造は, 隅角部からクラックが生じる. 被害を受けた建物の外壁構造は, 外側は降雨に耐える焼いたレンガのセメント・モルタル目地 BC でその内側は, 日干しレンガのマッド・モルタル構造 BM となっている(図 5.4 (b)).

近年建設したと思われる RC 構造の建物, そしてその多くは 5~6 階建である, RC 構造の被害は無傷あるいは軽微である.

5.2 山間部

犠牲者の多くが Kathmandu 北東の Sindhupal Chok 地区に集中するのは, 1 つは, 都市部と建物構造が大きく異なることにある. 郊外・農村部はアドベや石造りの家(図 5.5)が多く存在し, 倒壊により多くの被害が生じ, 重い石の倒壊は多くの人命を奪った.



図 5.5 伝統的な日干しレンガで作られたアドベ (a) と石造りの家 (b) (Charikot)

Dhulikhel の西, 約 50 km の地点に存在する Charikot では, 地域は最大余震 (12 May, 27.82°, N 86.0871°E) の震源地近く, 地元住民は本震よりも強い地震を感じたとのことである. 伝統的な日干しレンガで作られたアドベは, 妻壁から崩壊が始まり, 隅角部に生じたクラックとともに崩壊した.

6. 地すべり

今回の地震において, 地震に伴う斜面崩壊が発生し, 多くの人命を奪った. 図 6.1 は Rasuwa 群の Ramche は Kathmandu 市から北西に位置の地点で発生した地すべりである. この地点の標高は 2,068 m で, 崖錐が厚く堆積し, 崩壊土砂に多くの住宅が飲み込まれた. 道路は地震による落石(図 6.2)で閉鎖されている地域も多く, 全貌は調査時点では明確でなかった.

7. SAR データ解析

ALOS-2 等の観測画像は, 風水害による河川氾濫や津波による浸水範囲, 地震による被害等の被害状況を抽出する情報として重要である. その第一段階として, ネパール地震における被害地域における衛星画像による広域被害推定手法の検証のための, 地域別被害統計情報の収集状況の把握, 及び今後のデータ入手方法の確認を実施している. 次に衛星情報に対するグラウンド・トゥルース取得のための特定の区域における詳細被害調査を実施した.



図 6.1 Ramche における地すべり



図 6.2 地震による落石で破損したバス (Baglung Rajmara Highway)

7.1 SAR データ解析の概念図

建物倒壊が著しい地域では、マイクロ波の散乱過程が2回反射から表面散乱に変化する。この変化を災害前後のコヒーレンス(類似性)の低下を用いて捉えることで建物被害地域を特定する。昼夜を問わず、雲の影響も受けないマイクロ波リモートセンシングに合成開口レーダ(SAR)を大規模災害時の被害検出に応用し、建物倒壊が著しい地域ではコヒーレンスが低下することを利用する。

7.2 Sankhu, Khokana 地域の全棟調査

衛星情報に対するグラウンド・トゥルース取得のための特定の区域として、詳細被害調査を実建物倒壊が著しい Sankhu, Khokana 地域の建物被害評価(European Macroseismic Scale (EMS)-98)の全棟調査を実施した(図 7.2)⁵⁾。

8. 考察

- 地震動観測波形の鉛直成分の2つのパルスの生成要因は、カトマンズ盆地周辺に存在した強震動生成域から発せられた直達実体波であることが推測される。
- RCの建物は健全でレンガ+セメント/マッド・モルタルの建物は甚大な被害であった。構造形態の違いが顕著に現れた。
- 近年建設したと思われるRC構造の建物、そしてその多くは5~6階建である、の被害は無傷あるいは軽微である。無補強組積造、そしてそれは2~4階建、の多くが全壊か半壊であった。

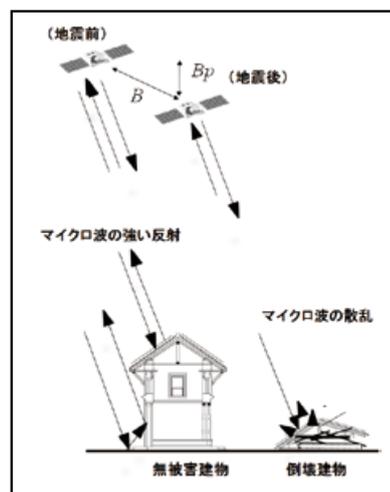


図 7.1 SAR 観測概念図

- 建物の損傷形態は大きく2つに類別される。1つは、川沿いの特に川の分岐点では、RC建物が傾いていた。もう1つは、丘に位置する旧市街の組積造+セメント/マッド・モルタルの住宅は、地震動加速度によると思われる損傷であった。
- Kathmandu 市内の被害は軽微で、Kathmandu 北部、東部地域の被害は甚大であった。
- 旧市街の被害は甚大で、特にRC枠組の存在しない組積造+セメント/マッド・モルタルの住宅が多く被害を受けていた。
- 郊外・農村部は石造の家に多くの被害が生じ、重い石の倒壊は多くの人命を奪った。
- 地震に伴う斜面崩壊が発生し、多くの人命を奪ったが、全貌は調査時点では明確でなかった。

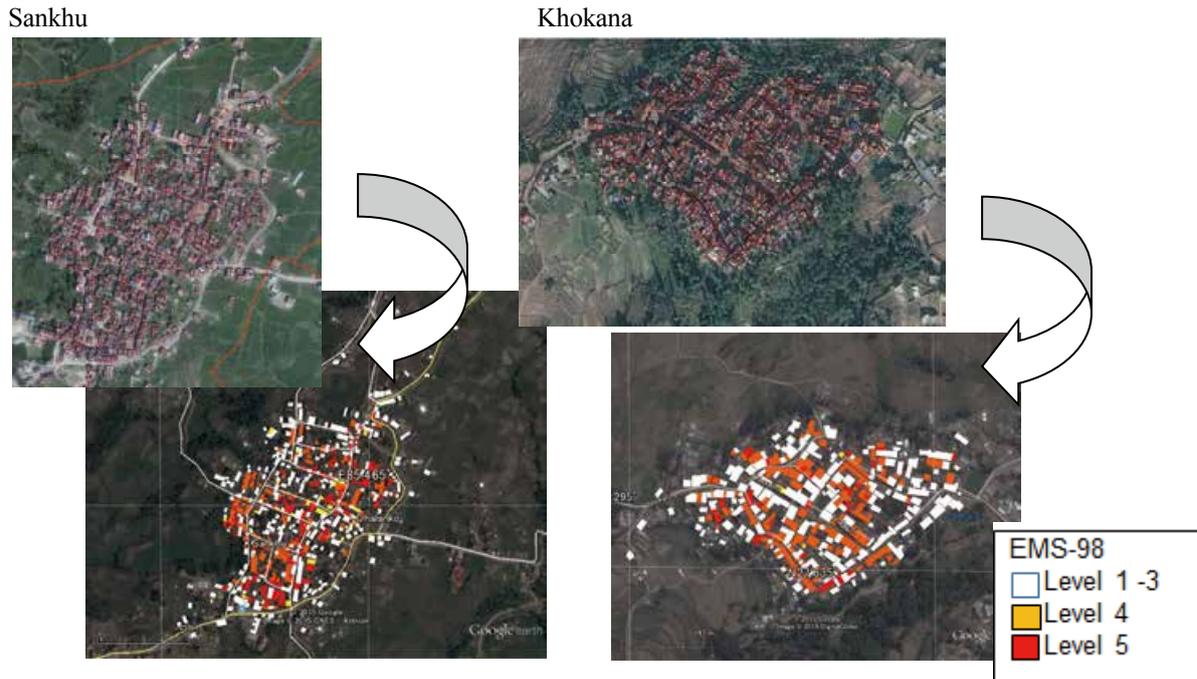


図 7.2 Sankhu, Khokana 地域の全棟調査とモデル化⁵⁾

謝辞

本研究は、総合科学技術・イノベーション会議の SIP (戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人：JST)によって実施されました。

参考文献

- 1) JICA (2002): The Study on Earthquake Disaster Mitigation in the Kathmandu Valley of Nepal.
- 2) Ohsumi, T., Kaneko, F., Dixit, A., Fujitani, H. (2002): A Building Inventory of the Kathmandu Valley for Vulnerability Analysis & Disaster Mitigation Planning, 11th The Japan Earthquake Engineering Symposium, No.411, pp.2231-2236.
- 3) Segawa, S., Kaneko, F., Ohsumi, T., Kagawa, H., Fujitani, H. (2002): Damage Estimation of Buildings in Kathmandu Valley and Proposal for Improvement of the Earthquake-Resisting Capacity, 11th The Japan Earthquake Engineering Symposium, No.410, pp. 2225-2230.
- 4) Yagi, Y., and Okuwaki, R. (2015): Integrated seismic source model of the 2015 Gorkha, Nepal, earthquake, Geophys. Res. Lett., **42**, doi:10.1002/2015GL064995.
- 5) Watanabe, M., Thapa, R. B., Ohsumi, T., Yonezawa, C., Tomii, N., and Suzuki, S. (2015): Detection of damaged urban area by using interferometric SAR coherence change with PALSAR-2, Earth, Planets and Space: submitted.

土砂災害の規模と地震特性 —加速度・速度・周期—

川邊 洋*

キーワード：崩壊，地すべり，地震加速度，地震速度，周期(周波数)，座屈

1. はじめに

地震動に起因する斜面災害の発生には，誘因や素因として様々な要因が絡んでいる．これらの中で，地震動に関する要因には次のようなものが挙げられる．

誘因 ・ 地震断層の位置と破壊過程

- ・ 最大振幅(加速度，速度，変位)
- ・ 周波数特性(卓越，最大振幅)
- ・ 主要動の継続時間

素因 ・ 地盤の固有周波数(固有周期)

地震動の振幅には，加速度・速度・変位の3種類がある(一例を図1に示す)．地震動の大きさの尺度としては，一般に最大加速度(加速度振幅のピーク値)が用いられている．加速度は地震動の強さを表す尺度として，短周期成分の特徴を表しているのに対して，速度はエネルギーを表す尺度として，1～数秒程度の比較的長周期の成分の特徴を表していると言われている．すなわち，ごく大雑把に言えば，小規模で浅い崩壊，固い岩盤での崩壊は，より短周期の振動に起因し(S波の一撃で一気に崩壊?)，大規模で深い崩壊，軟らかい地盤の地すべりは，より長周期の振動に起因して発生する(振動の繰り返しとその継続時間の影響大?)と言ってもよい．

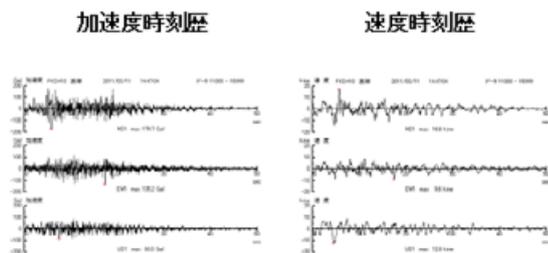


図1 東北地方太平洋沖地震(第3波)のKiK-net西郷(地中-200m)における地震波形

2. 卓越周波数と固有周波数

地震動は様々な周波数(周期)の振動が合成されたものであり，どのような周波数の振動で構成され，どの周波数の振幅が大きいのかは，地震動の性質として大変重要である．その中で卓越した周波数と，表層地盤が最も振動しやすい周波数(固有周波数)が一致すると，表層地盤に共振が起こり，一気に不安定化する可能性がある．

図2は，鹿児島県北西部地震の被害地域で，地質毎に常時微動を測定し，H/Vスペクトル比から表層

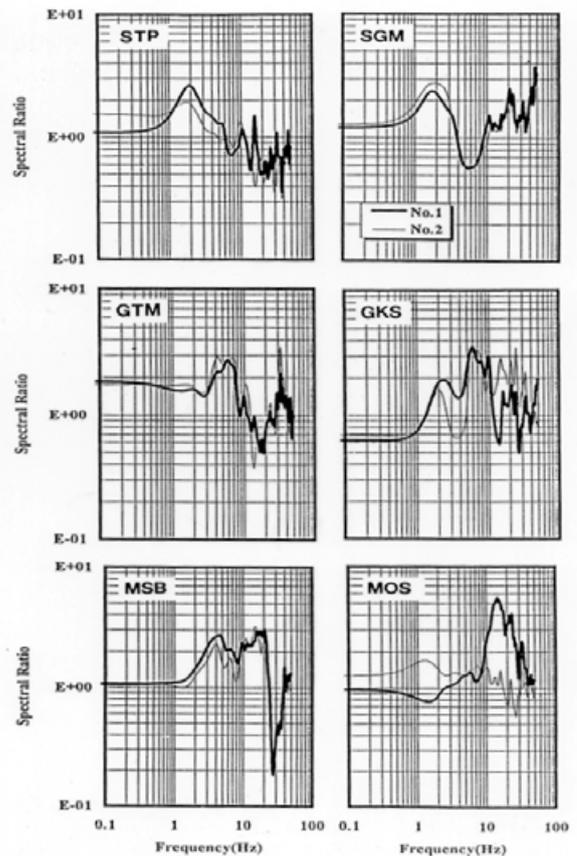


図2 常時微動のH/Vスペクトル比(川邊・他，1999)(上段：シラス，中段：花崗岩，下段：四万十層群)

* 新潟大学農学部

地盤の固有周波数を求めたものである(川邊・他, 1999)。この地域の代表的な地質は、入戸火砕流起源のシラス、新第三紀に貫入した花崗岩類、そしてこの地域の基盤である中生代の四万十層群である。この3種の地質の固有周波数は次の通りである。

- シラス : 2 Hz
- 花崗岩 : 6 ~ 7 Hz
- 四万十層群 : 15 ~ 20 Hz

地質毎の振動特性の違いが、固有周波数に現れている。表層崩壊が集中的に発生したのは花崗岩地帯であり(地頭菌・他, 1997)、6 ~ 7 Hzの周波数帯が卓越した地震動が花崗岩の表層部に入射して崩壊を多発させたとも考えられる(山間部での地震動記録がないので確認することはできないが)。なお、他の地質では表層崩壊はほとんど発生していない。

注意しなければならないのは、表層地盤上で観測された地震動の周波数には、元の地震動に由来するものと、表層地盤を伝播する過程で励起されたものが混在していることである。元の地震動の周波数構成を知りたいければ、基盤上で地震観測をする必要がある。問題は、表層地盤に入射する直前の地震動の卓越周波数が、これから入射しようとする表層地盤の固有周波数とどの程度一致しているかである。

図3は、1997年鹿児島県北西部地震の余震(M3.3)を、シラス段丘上(震央距離約20 km)と花崗岩上(震央距離約10 km)で同時に記録した加速度時刻歴である。同一の地震を観測しているにもかかわらず、通過する表層地盤の地質の違いにより、振幅だけではなく、周期と継続時間も大きく異なっていることが分かる。シラス段丘上の方が、震央距離が長い分、短周期の震動の減衰が大きいと思われるが、それ以上にシラスと花崗岩の地質の差が強く出ていると考えてよいであろう。

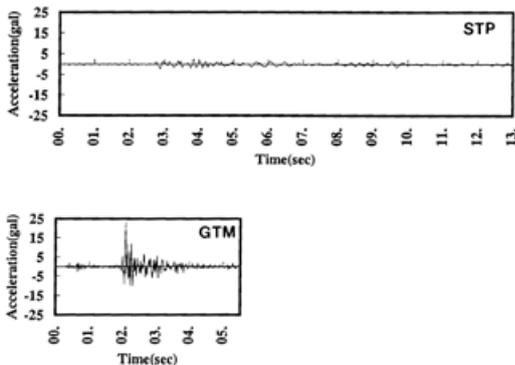


図3 STP(シラス段丘上)とGTM(花崗岩)における加速度同時記録(川邊・他, 1999)

3. 中小規模崩壊と地震加速度(+卓越周期)

震源で最初に発生した剪断破壊は、2 ~ 3 km/s程度の速度で周囲へ伝わり、断層面が形成される。地下の岩盤が不均一なため、破壊が一様に行われることはなく、岩盤の固着度によって、激しく破壊されて大振幅の地震波を発生させる領域(アスペリティ)や、それほど抵抗もなくすべってしまう領域が存在する。

斜面災害への影響を考えると、この大振幅の地震波を発生する断層面上の領域との位置関係が、震源や震央、地表地震断層との位置関係よりも意味を持っている。ここで注目されるのは、断層面上でのすべり量分布と断層面の広がりである。逆断層の場合、上盤側でとくに被害が大きい理由もこのことから理解できる。上盤の地表の真下に断層面が横たわっており、その面上には大すべり量の領域が含まれているからである。

参考までに、断層破壊のメカニズムが解明される以前の古い資料であるが、地表地震断層と崩壊密度の関係を図4に示す。崩壊密度は断層から離れるほど指数関数的に減少し、断層破壊に伴って発生する最大加速度を表す曲線(図中の式)とよい対応を示した(川邊, 1987)。

次に、崩壊密度と基盤加速度の関係を検討する。これも古い地震が対象であるが、いくつかの地震による中小規模の崩壊について、崩壊密度 D と金井式

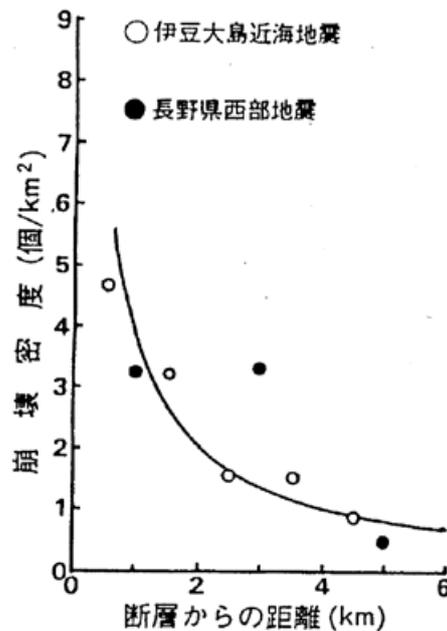


図4 地表地震断層からの距離と崩壊密度(川邊, 1987)

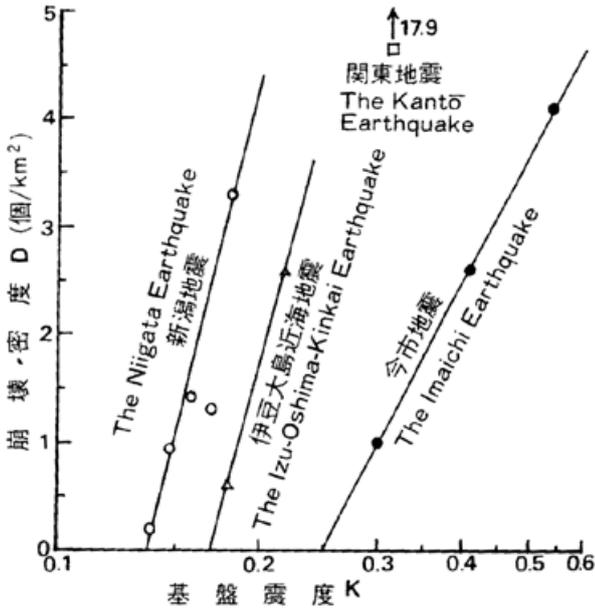


図5 基盤加速度と崩壊密度(川邊, 1987)

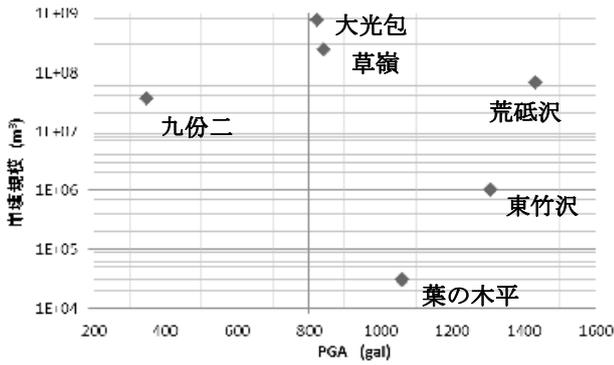


図6 ピーク加速度と崩壊規模の関係(川邊, 2015)

による平均的な基盤加速度(基盤震度 K で表示)の間には, $D = a + b \cdot \ln K$ の関係が見られる(図5;川邊, 1987). 金井式には基盤の卓越周期も考慮されており, 短周期であるほど, 加速度は大きくなる. すなわち, 基盤加速度の対数に比例して, 崩壊密度が増加する傾向がある.

係数 a が大きいほど, その地域は崩壊しやすいことを示し, 係数 b が大きいほど, K の変化に対して D が敏感に反応することを表している. a が大きい地域ほど, b も大きい傾向にあるようである.

ところで, 大規模崩壊の場合, 最大加速度と崩壊の規模との間には, 一定の傾向が見られない(図6). 少なくとも最大加速度と大規模崩壊の規模とは対応しないようである(川邊, 2015).

4. 大規模崩壊と地震速度(+卓越周期+継続時間)

近年発生した国内外の大地震と, それにより発生した大規模崩壊の関係について考察する. 表1は, 国内外の5つの大地震(1999台湾・集集地震, 2004新潟県中越地震, 2008中国・四川地震, 2008岩手・宮城内陸地震, 2011東北地方太平洋沖地震)とそれにより発生した代表的な大規模崩壊, およびその崩壊地の最寄りの地震観測点における地震動の諸元を整理したものである. 図6に示されるように, 最大加速度とこれらの大規模崩壊の規模との間には, 一定の傾向が見られない.

表1からは次のような傾向が読み取れる.

○崩壊面傾斜が20°以下の緩傾斜地で発生する事例が多い.

表1 地震による大規模崩壊と誘因となった地震動の特徴

No.	地震名	M	断層面			崩壊名	断層線との位置関係	最寄りの観測点における地震動(水平動)						崩壊規模(m²)	崩壊面方位	崩壊面傾斜(°)	地質	その他の特徴	
			タイプ	長さ(km)	走向			傾斜	観測点位置	PGA (gal)	fp (Hz)	PGV (kine)	fp (Hz)						振動卓越方位
1	台湾・集集(1999)	7.7	直下型逆断層型	80	NNE-SSW	30°E	草嶺 断層線南端から上盤側に約5km 投影断層面内	CHY080 草嶺 (1km)	842 (NS)	1.2	96 (NS)	1.2	NE-SW	35	2.4 × 10 ⁴	SW	10 ~ 15	(新第三紀)堆積岩 砂岩・頁岩互層	UD大 (716gal) 流れ壁・産崖 地すべり地形
							九份二 断層線中央から上盤側に約5km 投影断層面内	TCU089 (9km)	348 (EW)	3.0	45 (EW)	-	(E-W)	35	3.5 × 10 ⁴	SE	20 ~ 25	(新第三紀)堆積岩 頁岩	流れ壁 産崖
2	新潟県中越(2004)	6.8	直下型逆断層型	20 ~ 25	NNE-SSW	50°W	東竹沢 断層線中央から上盤側に約7km 投影断層面内	NI019 小千谷 (10km)	1308 (EW)	1.5	120 (EW)	-	-	20	>10 ⁴	WNW	15 ~ 20	(新第三紀)堆積岩 シルト岩 砂質泥岩	UD大 (820gal) 流れ壁 地すべり地形
3	中国・四川(2008)	8.0	直下型逆断層型	300	NE-SW	50°NW	大光包 断層線中央から上盤側に約20km 投影断層面内	MZQ 清平 (12km)	824 (EW)	1.1 (等価)	122 (EW)	1.1 (等価)	-	40	7.5 × 10 ⁴	ENE	35	(原生代)白雲岩 (古生代)石灰岩 砂岩・泥岩・頁岩	UD大 (623gal) (流れ壁) (地すべり地形)
4	岩手・宮城内陸(2008)	7.2	直下型逆断層型	40	NNE-SSW	40°W	荒砥沢 断層線から上盤側に約10km 投影断層面内	IWTH025 一関西 (12km)	1433 (EW) 1036 (NS)	7.1- 20	67 (NS) 38 (NS)	0.77- 0.33-	(E-W) -	35 30	6.7 × 10 ⁴	SE	0 ~ 2	(新第三紀)火山岩 砂岩・シルト岩 軽石質凝灰岩	UD大 (386gal) 地すべり地形 湖成層
5	東北地方太平洋沖(2011)	9.0	海溝型逆断層型	500	NNE-SSW	10°W	葉の木平 海溝軸から上盤側に約260km 投影断層面外	FKSH10 西郷 (13km)	1062 (NS) 180 (NS)	4.0 3.3	36 (NS) 17 (NS)	4.0 2.0	(NNE-SSW) (N-S)	155 135	3.0 × 10 ⁴	NE	10 ~ 20	(第四紀)火山岩 スコリア・軽石 火山灰質粘性土	地表部でのUDの増幅大(86→1016gal)

- 元の斜面が流れ盤構造か、地すべり地形で多く発生する。
- 地表でのUD成分が極めて大きい斜面で発生する事例が多い。
- 概して規模の大きい崩壊には低周波数(長周期)の地震動が対応しており、とくに、 10^8 m^3 を超える大規模崩壊には、1 Hzを少し超える程度の比較的長周期の地震動が対応しているように見える。
- 今までの経験では、 10^8 m^3 を超えるような大規模崩壊には、100 kineを超える地震速度が必要である。

表2は、表1で取り上げた地震動の最大加速度、最大速度、卓越周期、主要動継続時間と、それらを元に以下のような計算を行った結果を整理したものである。

単位体積当たりの歪エネルギーを W 、単位体積当たりの運動エネルギーを K とすると、一波長についての平均エネルギー $Ave(K+W)$ は、次のように表せる(宇津, 1977)。

$$Ave(K+W) = (1/2) \rho (\omega A)^2 = (1/2) \rho (PGV)^2$$

ここで、 ρ は密度、 ω は角周波数、 A は変位振幅、PGV は地表でのピーク速度振幅である。一波長の積算エネルギーは、上式に卓越周期 T_p をかけることにより得られる。 $(PGV)^2 \times T_p$ (表2参照) に同程度の振幅の波の数をかけることにより、継続時間も考慮することができる。すなわち、 $T_p \times$ (主要動

の波の数) \approx (主要動継続時間 T_d) と見なせるので、 $(PGV)^2 \times T_d$ を求め(表2参照)、それに対する崩壊規模の分布を図7に示した。

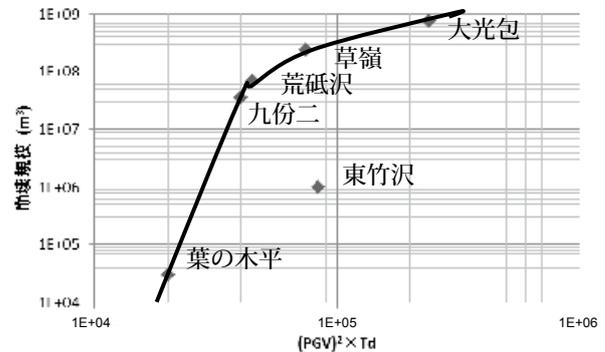


図7 主要動の継続中に受ける地震エネルギーと崩壊規模の関係(川邊, 2015)

東竹沢を除く5カ所の崩壊は、一本の滑らかな曲線に載っているように見える。この5カ所の崩壊を滑らかに結んだ曲線を、地震エネルギーに対する崩壊規模の上限を示す包絡線と考えることができるかもしれない。地震エネルギーがどんなに大きくなっても(地震の規模自体に上限があるが)、崩壊規模は頭打ちになり、 10^9 m^3 を超える崩壊は起こらないことを示している。崩壊を起こす斜面の広がりには地形的な制約があることも原因であろう。新潟県中越地震時の東竹沢では、地形的条件が満たされていれば、実際の100倍を超える土量の地すべりが発生する可能性があったことが、図7から読み取れる。

表2 地震動の諸元と地震エネルギーに関する計算過程

No.	地震名	崩壊名	PGA (gal)	T_p (秒)	PGV (kine)	$(PGV)^2$ (kine ²)	T_p (秒)	$(PGV)^2 \times T_p$	主要動継続時間 T_d (秒)	$(PGV)^2 \times T_d$	崩壊規模 (m ³)
1	台湾・集集 (1999)	草嶺	842	0.83	96	9.2E+03	0.83	7.6E+03	8	7.4E+04	2.4E+08
		九份二	348	0.33	45	2.0E+03	—	6.6E+02	20	4.0E+04	3.5E+07
2	新潟県中越 (2004)	東竹沢	1308	0.67	120	1.4E+04	—	9.4E+03	6	8.4E+04	1.0E+06
3	中国・四川 (2008)	大光包	824	0.93 (等価)	122	1.5E+04	0.93 (等価)	1.4E+04	16	2.4E+05	7.5E+08
4	岩手・宮城内陸 (2008)	荒砥沢	1433	~0.14	67	4.5E+03	~1.3	5.9E+03	10	4.5E+04	6.7E+07
5	東北地方太平洋沖 (2011)	葉の木平	1062	0.25	36	1.3E+03	0.25	3.4E+02	15	2.0E+04	3.0E+04

5. 誘因と素因の組み合わせで一気に発生する大規模崩壊の可能性

前項で、地震による大規模崩壊には、大きな地震速度とその繰り返しの影響が大きいことを説明したが、一方で、流れ盤構造の互層など、ある条件を備えた斜面では、地震と同時に一瞬のうちに崩壊したとの目撃証言もよく聞かれる。緊急時の人間の心理状態で、一気にあるいは一瞬のうちにという表現が、実際にどのような現象を表現しているのか曖昧な点もあるが、大加速度の地震動により一瞬のうちに破壊が伝播して崩壊面が形成され、崩壊に至る場合もあり得るという立場で、以下の考察を行った。

ここでは、1999年9月に台湾中部で発生した集集地震 ($M_w=7.6, M_s=7.7$) により、新第三紀砂岩頁岩互層地帯の流れ盤斜面に発生した土砂量 10^8 m^3 の大規模崩壊—草嶺と九份二山—を例に取り上げた(川邊・他, 2002)。とくに草嶺では、1862年の地震による崩壊以降、今回も含めて、知られているだけで5回(地震3回、豪雨2回)、同一斜面で崩壊を繰り返していることが分かっている。

草嶺に崩壊をもたらした3回の地震は、草嶺を中心とする半径60 km圏内に入っており、マグニチュードは6.8以上であった。そこで、草嶺から60 km以内に震央があり、かつマグニチュードが6.8以上の地震を、宇津の『世界の被害地震の表』から抽出したリストが表3である。さらに、表3には、草嶺における震央距離(R)と大崎・渡部式による基盤上での推定最大加速度(A)も併記してある。また、番号を○で囲んである地震では崩壊が発生している。その他の地震では、必ずしも崩壊が起ころなかったということではなく、現時点で崩壊の記録や言い伝えが見つかっていないということである。以下では、崩壊が発生していないとの前提で議論を進める。

表3 草嶺周辺で過去に発生したM6.8以上の地震

No.	年	月	日	緯度	経度	M	死者	R (km)	A (gal)	地震名
1	1792	8	9	23.60	120.60	7.0	614	6.5	400	嘉義地震
2	1848	12	3	24.10	120.50	6.8	2021	59	40	彰化地震
③	1862	6	7	23.30	120.20	6.8	数千	57	40	嘉義地震
4	1882	12	9	23.80	120.50	6.8	8	29	100	
5	1906	3	17	23.60	120.50	6.8	1258	17	180	嘉義地震
⑥	1941	12	17	23.30	120.30	7.0	357	49	60	嘉義地震
7	1964	1	18	23.10	120.60	7.0	106	55	50	台南東北地震
⑧	1999	9	21	23.77	120.98	7.7	2413	31.7	180	集集地震

R: 草嶺における震央距離

A: 大崎・渡部式による基盤上での推定最大加速度

推定最大加速度から判断して、草嶺で崩壊を引き起こした3回の地震動が、他と比べてとくに大きかったわけではない。表3の地震はすべて、条件さえ整えば、草嶺で崩壊を起こすだけのエネルギーを持っていたと考えてよい。例えば、1862年の崩壊の44年後に発生した1906年の地震(180 gal)では崩壊を起こさず、さらに35年後、1906年の地震より加速度の小さい1941年の地震(60 gal)で崩壊を起こしている。1906年の地震で崩壊しなかったのは、諸々のマイナス条件が重ならなかったということも考えられるが、地盤側の条件が整っていなかった、つまり素因が危険なレベルに達していなかったという理由が大きかったのではないかと考えている。このように、草嶺は刻々と崩壊のポテンシャルが大きくなっていく(素因が形成されていく)地盤条件を有しているようである。

崩壊の直接の誘因は地震動であるが、素因の中で、崩壊の反復性を支配している要因には、次のような現象が考えられる。

応力開放による岩盤の膨張・劣化

草嶺は過去幾度となく大規模崩壊を繰り返してきた。崩壊を繰り返すたびに、上載荷重の急激な除去→応力開放による岩盤の膨張・劣化→地表面に平行な伸張破壊の発生→新しい節理の形成あるいは既存の割れ目(節理や層理など)の拡張、という過程が繰り返されたであろう。

クリープによる岩盤の緩みと座屈褶曲

割れ目の形成・拡張は、重力による緩慢なすべりや重力性クリープによる座屈を引き起こす。とくに長大斜面では、少なくとも地表面下数十mから百数十mの領域で、クリープによる岩盤の緩みが発生する可能性があると言われている(日本応用地質学会, 2000)。

1999年の地震後、草嶺では、崩壊面に掘削されたボーリング孔での観測によると、深さ0~60 m(とくに50~60 mと0~10 m)の間で、2000年7月24日までの45日間に、約2 cmの土体移動(図の読み取り値、本文中では20 cmと記載)が検出されている(龔・廖, 2000)。さらに、崩壊の上縁とほぼ平行に、幅約20 m、全体の長さ約1.5 kmのグラベン状凹地が、一連の連続または不連続な平行配列分布を呈して形成された(經濟部水利處, 2000)。草嶺の斜面下部は侵食により切り取られているため、こ

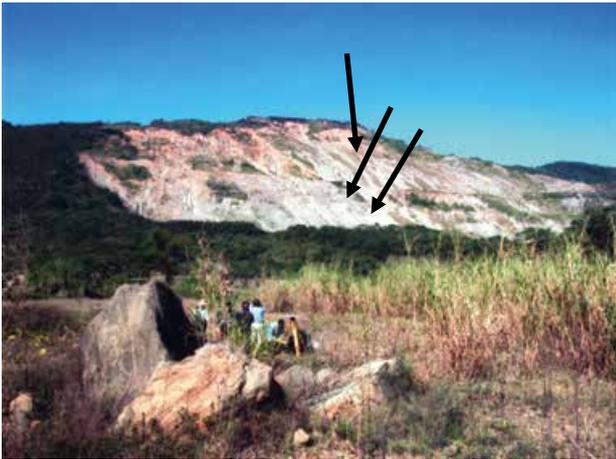


図8 集集地震による九份二山の大規模崩壊跡

これらの現象は斜面の緩慢なすべりによるものと考えられる。

また、集集地震で発生したもう1つの大規模崩壊である九份二山(図8)のすべり面では、崩壊発生後数年もしないうちに、座屈褶曲が進行していることを外見から明瞭に観察できる。すべり面中央を横断する工事用道路の上方とやや下方に計3本ほど、道路に平行に岩盤のはらみだし(線状構造)が発生している(図中の矢印)。

横圧力の大きさに応じて、それぞれの場合に卓越した振幅の褶曲が発生することが、Biot(1961)により理論的に明らかにされている。座屈褶曲の場合、斜面上の位置毎に斜面上部の荷重(座屈褶曲の場合の横圧力)が異なっており、褶曲の振幅が複数あることが考えられ、3本の線状構造との関係が興味のあるところである。

斜面の緩慢なすべり(草嶺)や座屈(九份二山)が、崩壊を繰り返し発生させる大きな要因であるならば、これらの過程の進行に要する時間と、地震や豪雨の再来期間とのかね合いで、崩壊の発生周期が決まってくる。1999年の崩壊後の斜面変動の進行状況を観測することによって、来るべき次の崩壊の素因側の準備状況が把握できるかもしれない。そこで、1999年の大規模崩壊後、草嶺、九份二山における崩壊跡斜面の地形変動を調べるため、GPS測量が行われた。観測期間は2003年10月から2007年12月までの約4年3カ月、観測回数は計6回であった(川邊・他、2008)。

すべりや座屈による「素因」と地震による「誘因」が

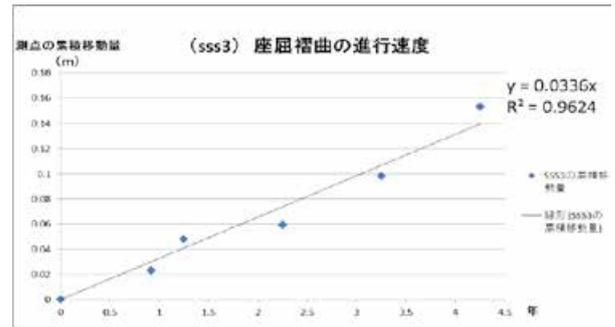


図9 すべりあるいは座屈の進行状況の一例

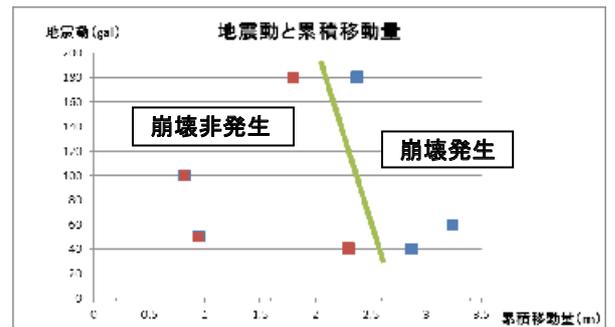


図10 草嶺における推定地震動、推定累積移動量および崩壊発生・非発生の関係

崩壊発生にどのように影響するかを考察するため、まず「素因」であるすべりや座屈の進行速度を求めた。GPS測量によって得られた各測点の累積移動量とその間の期間から、測点ごとのすべりあるいは座屈の進行速度を算出した。測量データが少ないことから、測点毎に移動速度を一定と見なした。一例を図9に示す。

各測点の移動速度の平均値を年当たりに換算すると、草嶺のすべり進行速度は約4.1 (cm/年)、九份二山の座屈進行速度は約4.4 (cm/年)となった。すべりより座屈の方が速いのは直感に反するが、草嶺と九份二山では、年間4-5 cm程度の斜面変動があると見なすことができる。

表3の過去の地震時における推定地震動と推定累積移動量の関係を、崩壊の発生・非発生別にプロットしたものが図10である(中央の直線は崩壊の発生・非発生の境界であり、直線の左側が非発生、右側が発生)。地震動が大きければ、小さい累積移動量でも崩壊は発生し得るが、地震動が小さければ、ある程度移動量が累積していないと崩壊は起こらないという結果が、少ないデータからではあるが読み取れる。

引用文献

- 1) Biot, M. A. (1961) : Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol.72, pp.1595-1620.
- 2) 地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳(1997) : 1997年鹿児島県北西部地震による斜面崩壊. 砂防学会誌, Vol.50, No.2, pp.82-86.
- 3) 川邊 洋(1987) : 地震による斜面崩壊の研究(Ⅱ)崩壊特性と崩壊面積率の予測. 東大演習林報告, No.77, pp.91-142.
- 4) 川邊 洋・辻本文武・林 拙郎・下川悦郎(1999) : 1997年鹿児島県北西部地震域における余震と微動の観測による地盤の震動特性. 砂防学会誌, Vol.51, No.5, pp.12-18.
- 5) 川邊 洋・林 拙郎・近藤観慈・沼本晋也(2002) : 台湾中部の地震により繰り返し発生する雲林県草嶺の大規模崩壊. 歴史地震, No.18, pp.116-122.
- 6) 川邊 洋・権田 豊・林 拙郎・近藤観慈・沼本晋也・銭正明・王文能・歐陽湘(2004) : 大規模崩壊後の斜面の再不安定化. 科学研究費補助金(基盤研究(B))研究成果報告書「同一斜面で繰り返し発生する崩壊の素因形成と発生予測」, pp.165-171.
- 7) 川邊 洋・権田 豊・林 拙郎・近藤観慈・沼本晋也(2008) : GPSによる崩壊後斜面の変動観測. 科学研究費補助金(基盤研究(B))研究成果報告書「同一斜面で繰り返し発生する崩壊の素因形成と発生予測」, pp.172 ~ 180.
- 8) 川邊 洋(2015) : 近年の地震による斜面変動に見られるいくつかの特徴. 日本地すべり学会誌, Vol.52, No.2, pp.67-73.
- 9) 川田三郎(1943) : 臺南州斗六郡草嶺の震生湖. 震研彙報, Vol.21, pp.317-325.
- 10) 功刀 卓(2012) : 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の強震動記録. 日本地震学会ニューズレター, Vol.23, No.5, pp.39-42.
- 11) 經濟部水利處(2000) : 九二一地震・草嶺崩壊地処理報告, 191pp.
- 12) 龔誠山・廖翊鈞(2000) : 新草嶺潭環境危機評估. 工程環境特刊, Vol.9, pp.107-121.
- 13) Lee, W.H.K., T.C. Shin, K.W. Kuo, K.C. Chen and C.F. Wu (2001) : CWB Free-Field Strong-Motion Data from the 921 Chi-Chi Earthquake: Processed Acceleration Files on CD-ROM, Strong-Motion Data Series CD-001, Seismological Observation Center, Central Weather Bureau, Taiwan.
- 14) 劉桓吉・李錦發(1998) : 臺灣地質圖「雲林」, 經濟部中央地質調査所.
- 15) 日本応用地質学会(編)(2000) : 山地の地形工学, 古今書院, 213pp.
- 16) Shin, T.C., Kuo, K.W., Lee, W.H.K., Teng, T.L., and Tsai, Y.B. (1999) : A Preliminary Report on the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, REPORT#7 on the Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, USGS.
- 17) 宇津徳治(1977) : 地震学, 共立全書216, 共立出版, 286pp.
- 18) 宇津徳治(2002) : 世界の被害地震の表(古代から2001年まで), 東大震研地震予知研究推進センター HP (<http://www.eprc.eri.u-tokyo.ac.jp/>).

地震地すべりの発生に与える先行降雨・積雪の影響 - 日本の内陸歴史地震の事例からの検討

小松原琢*

地震を誘因とする地すべり(地震地すべり)の発生には、先行降雨や積雪の影響があることがしばしば指摘されている(たとえば千木良, 2015)。しかし、降雨・積雪が地震地すべりに与える影響について具体的に論じている研究例は筆者の知る限りではまだない。そこで、詳細な歴史記録が残されている1847

年以降に日本列島内陸で生じたマグニチュード6.8以上の浅い地震(地殻内地震)によって引き起こされた地震地すべりを例として、先行降雨量や積雪の有無と地震地すべりの関係について検討した(下の図表)。その結果、先行降雨量や積雪の有無が地震地すべりの規模に大きく影響していることが明らかになった。

地震	M	地すべり名	主要地質	地質構造	地震前7日間の雨量と融雪	地すべり規模	備考
1847年5月8日(弘化善光寺地震)	7.4	岩倉山	新第三紀堆積岩類	走向盤	融雪期	8400万㎡	崩壊・地すべり多発
1854年7月9日(安政伊賀上野地震)	7.0~7.5	笠置山	花崗岩類		-		1600か所余りで崩壊発生
1858年4月9日(安政飛越地震)	7.0~7.1	トンビ崩れ	第四紀火山・花崗岩類		融雪期	1.27億㎡	崩壊・地すべり多発
1872年3月14日(浜田地震)	6.9~7.3	大江高山	新第三紀火山岩類	キャップロック	-:1か月前に大雪、当日雪	不明	6600か所で崩壊発生
1891年10月28日(濃尾地震)	8.0	根尾西川	付加複合体		41.7mm(岐阜)	150万㎡	崩壊多発
1894年10月22日(庄内地震)	7.0	ケベ三沢	第四紀堆積岩類		4.9mm(山形)	10万㎡	崩壊多発
1896年8月31日(陸羽地震)	7.0~7.4	善知鳥沢	新第三紀火山岩類		0mm(秋田)	不明	崩壊などの記載少ない
1909年8月14日(姉川地震)	6.8		付加複合体		0mm(彦根)		6000か所以上で崩壊発生
1914年3月15日(秋田仙北地震)	7.1	布又沢	新第三紀堆積岩類	流れ盤	27mm(秋田):融雪期	26万㎡	地すべり多発
1924年1月15日(丹沢の地震)	7.3		新第三紀火山岩類		0mm(横浜)		崩壊多発?
1925年5月23日(北但馬地震)	6.8		新第三紀火山岩類		33.4mm(敦賀)		丘陵部の被害記録少ない
1927年3月7日(北丹後地震)	7.3		花崗岩類		14.4mm(敦賀):融雪期		崩壊などの記載少ない
1930年11月26日(北伊豆地震)	7.3	奥野山	第四紀火山岩		46.8mm(三島)	40万㎡	崩壊・地すべり多発
1931年9月21日(西埼玉地震)	6.9		付加複合体		6.9mm(秩父)		山地の災害記録少ない
1939年5月1日(男鹿地震)	6.8	北浦町-3	新第三紀堆積岩類	流れ盤	27.2mm(北浦)	43万㎡	崩壊・地すべり多発
1943年9月10日(鳥取地震)	7.2		花崗岩類		86.1mm(鳥取)		地割れに関する報告は多い
1945年1月13日(三河地震)	6.8		変成岩類		2.2mm(名古屋)		丘陵部の被害記録なし?
1948年6月28日(福井地震)	7.1		新第三紀火山岩類		0.2mm(福井)		丘陵部の被害記録なし?
1961年8月19日(北美濃地震)	7.0		新第三紀火山岩類		19mm(高山)		崩壊99か所(岐阜時報)
1974年5月9日(伊豆半島沖地震)	6.9	城畑山	新第三紀火山岩類		32mm(石廊崎)	5万㎡	崩壊多発
1978年1月14日(伊豆大島近海地震)	7.0		第四紀火山岩類		11mm(稲取)		崩壊などの記載少ない
1984年9月14日(長野県西部地震)	6.8	伝上崩れ	第四紀火山岩類	流れ盤	155mm(御嶽山)	3400万㎡	深層崩壊複数発生
1995年1月17日(兵庫県南部地震)	7.3	仁川	花崗岩類	人工地層	0mm(淡路町)	10万㎡	自然地盤の崩壊例少ない
2000年10月6日(鳥取県西部地震)	7.3		花崗岩類		38mm(茶屋)		崩壊少ない
2004年10月23日(新潟県中越地震)	6.8	塩谷	新第三紀堆積岩類	流れ盤	125mm(長岡)	537万㎡	崩壊・地すべり多発
2005年3月20日(福岡県西方沖地震)	7.0		花崗岩類		23.0mm(福岡)		玄海島等で小規模崩壊発生
2007年3月25日(能登半島地震)	6.9		新第三紀火山岩類		41.5mm(輪島)		崩壊少ない
2008年6月14日(岩手・宮城内陸地震)	7.2	荒砥沢	第四紀火山岩類	ほぼ水平	0.5mm(祭時):融雪期	6700万㎡	崩壊・地すべり多発
2011年4月11日(福島県浜通り地震)	7.0	上釜戸	新第三紀堆積岩類	ほぼ水平	37.5mm(小名浜)	50万㎡	崩壊・地すべり多発

* 産業技術総合研究所地質情報研究部門

