

LiDAR DEM を用いた表層崩壊の アセスメントに適する勾配と 凹凸度の計算範囲の推定

岩橋純子¹・神谷 泉¹・山岸宏光²

Estimation of the Most Suitable Window Size of the Slope Gradient and Convexo-Concave Index for the Assessment of Shallow Landslides Using High-Resolution LiDAR DEM

Junko IWAHASHI¹, Izumi KAMIYA¹ and Hiromitsu YAMAGISHI²

Abstract

The most suitable window size for the assessment of shallow landslides caused by heavy rainfalls was estimated using 2 m resolution LiDAR DEM. The study area lies in the mountains of Tertiary sedimentary rocks distributed from Izumozaki town to Nagaoka city of Niigata Prefecture. Linear discriminant analysis was done in order to determine the most suitable window size for 2 m grid landslide data. Explaining variables were the slope gradient and convexo-concave index calculated by variable sized kernels (from 3×3 to 47×47). As the results, the most suitable window size for the study area is around 30 m, and the most suitable window size is essentially proportional to the mean size of target landslides. Moreover, to obtain the most effective window, it is ascertained that the expansion of kernel size is better than the resolution-reduction of DEM.

Key words: DEM, LiDAR, topographic measurement, shallow landslide

1. はじめに

ここ数十年、主として等高線図から作成された数百～数十 m 程度の解像度の DEM が、地形解析に利用されてきた（例えば須賀，1985；野上，1985，1999；Ohmori and Sugai，1995；Iwahashi et al.，2001；Oguchi et al.，2001）。その後、この解像度では捉えることのできない小起伏の地形を把握するために、さらに詳細な DEM が求められてきた。近年、

2008年6月23日受付，2008年8月11日改稿，2008年9月4日受理

¹ 国土地理院

¹ Geographical Survey Institute, Kitasato-1, Tsukuba, Ibaraki, 305-0811, Japan

² 愛媛大学

² Ehime University, Bunkyo-cyo 2-5, Matsuyama, Ehime, 790-8577, Japan

航空レーザ測量 (LiDAR) によって取得されたデータから m 単位の解像度の DEM を作成する技術が発達し、それを用いた地形解析の研究例も増えつつある (McKean and Roering, 2004; Sato and Sekiguchi, 2005; Glenn et al., 2006 など).

しかし, Sørensen and Seibert (2007) が指摘しているように, DEM の解像度が高くなるのがすべてをバラ色にするわけではない. DEM から傾斜のような地形量を求めるには, 3×3 近傍の標高値が用いられることが多く, ArcGIS の Spatial Analyst (ESRI) や GRASS のような汎用の GIS ソフトでも通常 3×3 近傍の標高値で計算が行われている. しかし, 本研究の主題である表層崩壊のように, 数十 m までの幅を持つ地形現象を解析するためには, m 単位の解像度の DEM は「細かすぎる」. 具体的には, 3×3 近傍の標高値を用いて勾配などの地形量を求めると, 値は斜面上のごく小さな起伏に対応したものとなり, 地形学的に崩壊地の勾配として評価するには適していない場合が多いからである. この問題を解決するためには, 3×3 近傍よりもっと広い範囲の標高値を用いて地形量の計算を行うことが必要となる.

計測スケールが異なれば地形量やそのパターンが変化することや, 水文地形解析の結果に影響を与えることは, Armstrong and Martz (2003), Deng et al. (2007), Wu et al. (2007) はじめ, 広く認識されている. 3×3 近傍以上のカーネルが使われた地形解析の研究例としては, DEM のエラーを和らげる事が主な目的であるが, Albani et al. (2004) がある.

地すべりや崩壊をはじめ, 地形に特定のスケールがあるのかという問題については, Evans (2003) が論じている. この問題について, 地形にはフラクタル性があり特定のスケールは存在しないという見方と, 斜面構成物質の大きさや斜面の長さ上限・下限がある以上, 特定のスケールは存在するという見方があるが, この論文では Evans は後者に沿っている. 地形解析における最適なスケールを調べた例としては, Zhang and Montgomery (1994) がある. 彼らは, 2 ~ 90 m のグリッド間隔の DEM を用いてオレゴン州およびカリフォルニア州の 2 つの流域について地形・水文プロセスのシミュレーションを行い, 10 m のグリッド間隔が最適であると提案した. 一方, Claessens et al. (2005) は, ニュージーランド北島オークランド近郊の地域について, 10 ~ 100 m の解像度の DEM を用いて, 傾斜, 集水域を求め, 表層崩壊の分布との関係を調べた結果, 成因や形成時期の異なる様々な崩壊に対応できる「the 'perfect' DEM resolution」は存在しないだろうと結論付けている. このように, いわゆるスケール問題には, 研究者によって, 様々な見解が存在する.

本研究では, 豪雨による表層崩壊のアセスメントに最適なウィンドウサイズ (地形量の計算に用いる範囲) を, LiDAR の 2 m 解像度 DEM を用いて推定した. カーネルのサイズを変えながら地形量を計算し, 最適なウィンドウサイズを調査した. 本研究の調査範囲 (Fig. 1) は, 中新世~更新世の軟らかい堆積岩類で形成された 20 km^2 の地域で (小林ほか, 1993), 西山丘陵の一部である. 標高は約 30 m ~ 360 m であり, 新潟県出雲崎町と長岡市にまたがっている. この地域では, 1961 年 8 月豪雨および 2004 年 7 月豪雨の際, 数千

の表層崩壊が起きている (Yamagishi and Iwahashi, 2007). 表層崩壊は, 谷頭部の急斜面や, 斜面の脚部に多発しており (Fig. 1), この地域の崩壊の素因としては, 地形に関するものは, 斜面の傾斜と凹凸度 (第 2 章参照) の 2 つの地形量で概ね説明できるものと考えられる (岩橋ほか, 2008).

最適なウィンドウサイズは, 次のように求めた. まず, 2 mDEM から, 3×3 から 47×47 までのカーネルを用いて, 傾斜と凹凸度を求めた. ここでの上限を 47×47

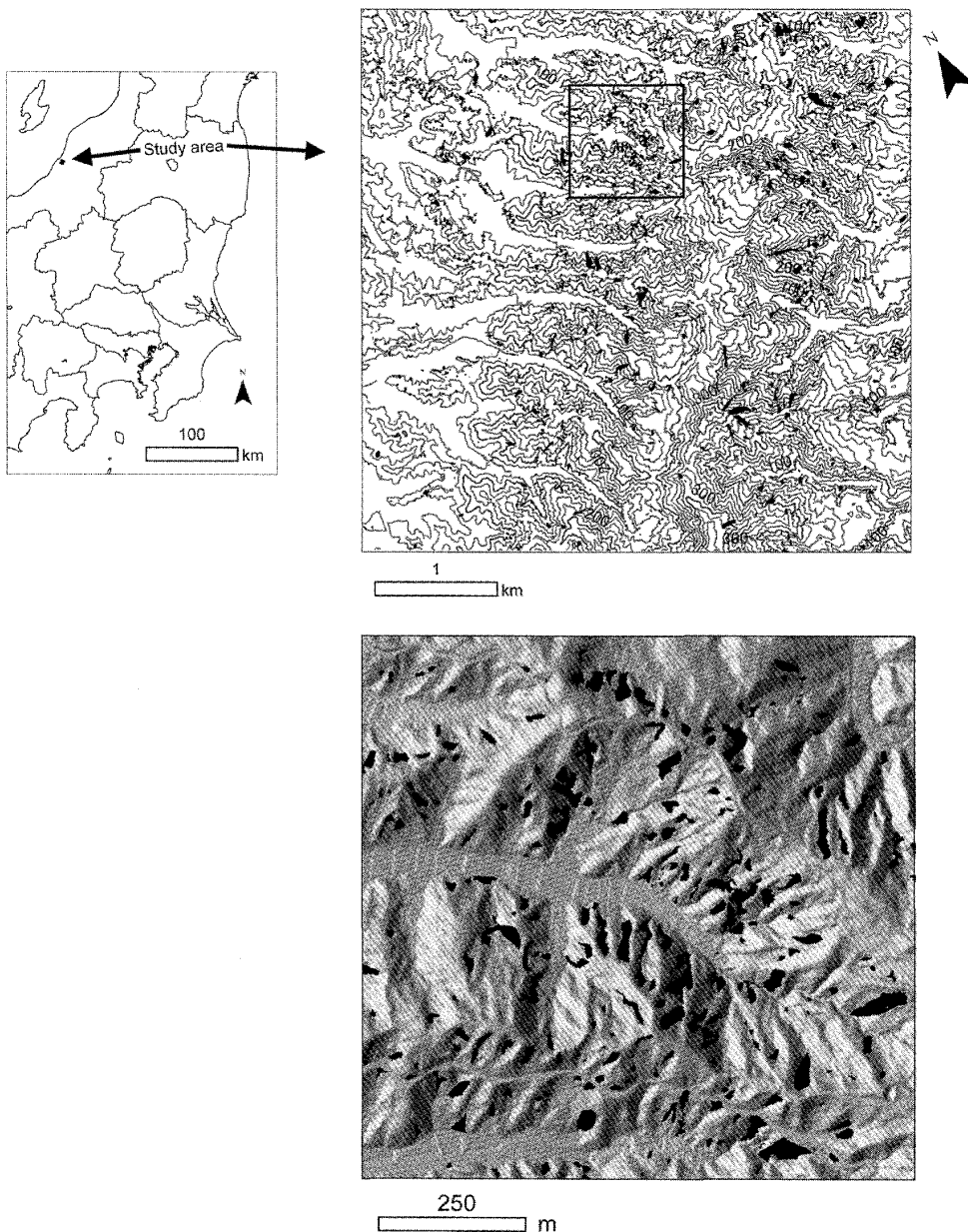


Fig. 1. The study area. Black dots indicate scarps of shallow landslides since 1961 August heavy rainfalls. The lower-right image is a closeup of a part of the study area (surrounded by a black border in the upper-right image). The background of the lower-right image is a shaded-relief from 2 m DEM.

(94 m) としたのは、研究エリアの主谷の谷幅を超えないようにするためである。傾斜と凹凸度のペアを説明変数、2 m グリッドの崩壊・非崩壊セルデータを目的変数として、正準判別分析を行い、最も高い正答率が得られるウィンドウサイズを調べた。

2. 地形量の計算

2.1. 標高

本研究には、2007年11月の晴天時に撮影されたLiDARの標高データを使用した。地上点を求めるにあたって、植生が多い地域や、山の尾根、傾斜変換線など、エラーが出やすい場所については、自動フィルタリングだけでなく、同時に撮影された航空機デジタルカメラの画像やDEMから作成された陰影図を用いて、手動で修正作業が施されている。このようにして得られた標高値を、2つの斜面に於いて、地上測量で得た100点以上の実測値と比較した結果、実測との格差の平均値および標準偏差は1 m以下であった。従って、1:25,000地形図等、従来の等高線図から作成できるDEMよりはるかに精度の良いデータであると言って良い。計測された標高値から、TIN補間によって2 mグリッドのDEMを作成した。

Fig. 2は、研究エリアの一部の、航空機デジタルカメラのオルソ画像と、LiDARのDEMから作成した傾斜図である。LiDARのDEMは、状態の良い所では、このように、樹冠の下の詳細な地形をとらえていることがわかる。

2.2. 大きなカーネルを用いた局所積和演算による傾斜の計算

本研究では、斜面の傾斜として、 $(2n+1) \times (2n+1)$ グリッド内の標高データに最もよく合う平面の傾斜を用いた。ここで n は、中心点から数えた画素数である。グリッド間隔を D (m) とすると、斜面の傾斜角 α は、

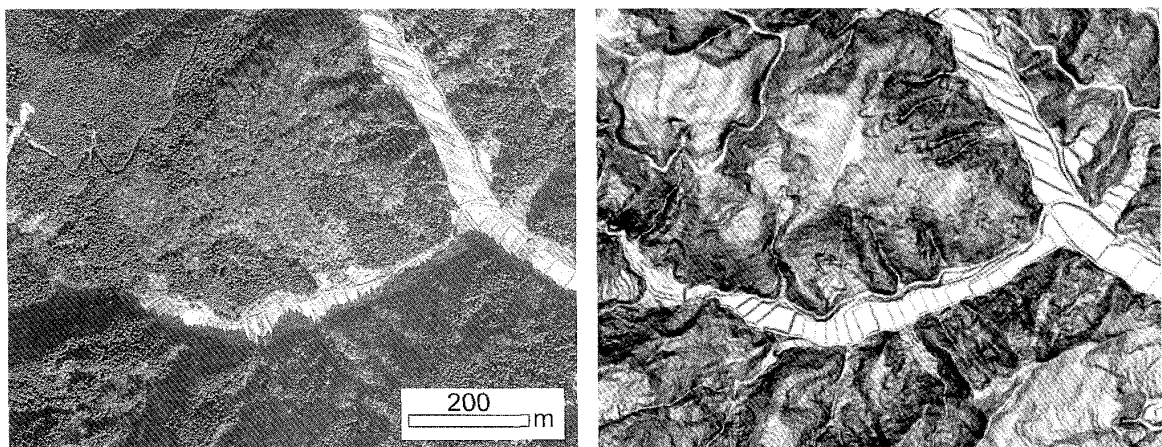


Fig. 2. An orthophotograph captured with Digital Mapping Camera (left) and a hillslope image from 2 m LiDAR DEM (right; the darker the cell, the steeper the slope) in a part of the study area.

$$\alpha \text{ (degrees)} = \frac{180}{\pi} \tan^{-1} \left[\frac{\sqrt{IH^2 + JH^2}}{k(n)D} \right] \quad (1)$$

で与えられる。ここで

$$k(n) = \frac{n(n+1)(2n+1)^2}{3}$$

IH および JH は、下記のカーネルによって DEM をフィルタリングしたものである。

$$\begin{bmatrix} -n & \cdots & 0 & \cdots & n \\ \vdots & & \vdots & & \vdots \\ -n & \cdots & 0 & \cdots & n \\ \vdots & & \vdots & & \vdots \\ -n & \cdots & 0 & \cdots & n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} -n & \cdots & -n & \cdots & -n \\ \vdots & & \vdots & & \vdots \\ 0 & \cdots & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & & \vdots & & \vdots \\ n & \cdots & n & \cdots & n \end{bmatrix}$$

こうして離散値の標高から求めた傾斜は、セルの端までの範囲 (Fig. 3) の連続値の標高から求めた傾斜に等しい。ここで、連続値の標高とは、離散値の標高からニアレストネイバー法で内挿したものである。従って、ウィンドウサイズの定義は Fig. 3のとおりである。2 m メッシュの DEM を 3×3 のカーネルでフィルタリングした場合のウィンドウサイズは 6 m となる。

フィルタリングは局所積和演算であり、プログラムで実現が容易である。既存のラスタ型 GIS ソフトや高機能な画像処理ソフトの多くには、テキストで書いたカーネルを読み込んで局所積和演算を行う機能や、画像同士の演算を行う機能がある。

ウィンドウサイズを拡大する方法は様々であるが、本研究では、DEM のグリッド間隔を固定して、カーネルサイズを大きくする方法 (カーネル拡大法) と、DEM を間引いて、カーネルサイズは 3×3 で固定する方法 (DEM 間引き法) の 2 種類を用いた。Fig. 4 は、式 (1) に基づき、カーネル拡大法と DEM 間引き法で傾斜を計算した場合について、傾斜の平均値および標準偏差の変化を示したものである。ウィンドウサイズが大きいくほど、平均傾斜や、傾斜の標準偏差は小さくなる。ウィンドウサイズが同程度であれば、どちらの方法でも、平均傾斜と標準偏差はほとんど変わらない。ただし、個々の傾斜計測点を観察すると、尾根や斜面脚部の所で若干差が大きくなる。また当然であるが、カーネル拡大

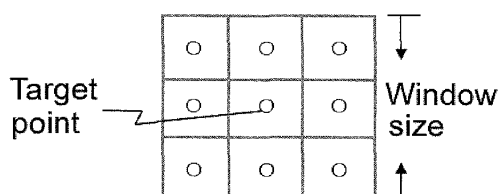


Fig. 3. The window size definition in case of 3×3 .

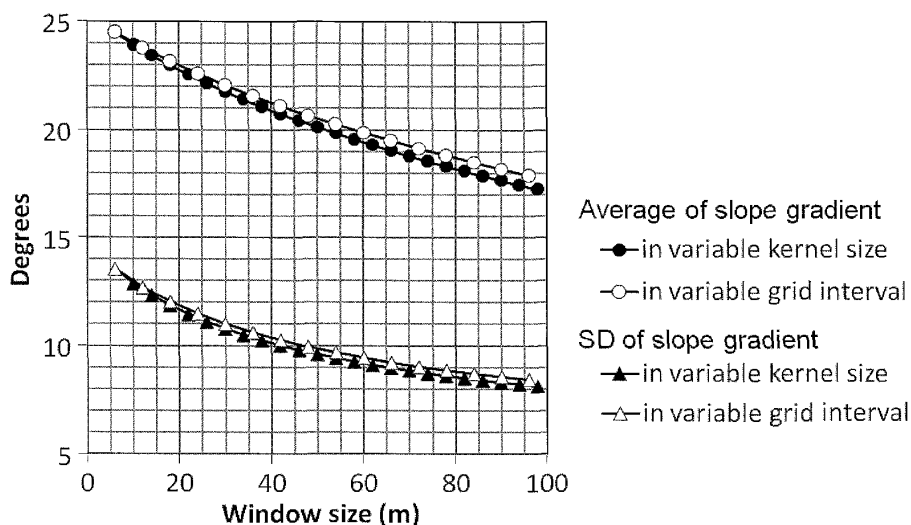


Fig. 4. Average and standard deviation (SD) of slope gradient in variable kernel size or in variable grid interval.

法の方が解像度は細かく、値の空間変化がなめらかである。

2.3. 大きなカーネルを用いた局所積和演算による凹凸度

尾根と谷を判別する、あるいは凹凸の度合いを求めるには、曲率（例えば Evans, 1980; Zevenbergen and Throne, 1987; Schmidt et al., 2003）を用いるのが一般的である。しかし、大きなウィンドウサイズで曲率を求めるには、地表面を二次式で近似して最小二乗法で解を求めることが必要であり、多数のカーネルと、複雑な計算が必要となる。

地表面が凹か凸か？という命題は、LOG (Laplacian of Gaussian) カーネルひとつを用いて局所積和演算を行う単純な手法で代用できる (Iwahashi and Pike, 2007)。LOG フィルタのコンセプトは、その名の通り Gaussian フィルタによる平滑化と Laplacian フィルタによる二次微分の合成であり、局所積和演算により凹凸の度合いを正負の数値で返す (Marr and Hildreth, 1980)。LOG フィルタは、3次元画像処理の分野でしばしば領域分割に用いられている。LOG フィルタの基本数式は式 (2) である (高木・下田, 2004)。

$$G(x, y) = -\frac{x^2 + y^2 - 2\sigma^2}{2\pi\sigma^6} \exp\left[-\frac{x^2 + y^2}{2\sigma^2}\right] \quad (2)$$

σ はガウス分布の標準偏差である。カーネルは、中心画素を原点として、 $G(x, y)$ の値がゼロに漸近する所で計算を打ち切ったものであり、サイズはおよそ $6\sqrt{2}\sigma$ である (Chen et al., 1987)。本論では、 σ を $(2n+1)/6\sqrt{2}$ と設定し、総和がゼロになるように調整し、定数倍したカーネル値を利用した。

Fig. 5 は、Fig. 2 と同じ地域について、2 m メッシュ DEM からカーネル拡大法により 4 種類のウィンドウサイズを用いて計算した凹凸度について、正負の点を色分けし、地表面の凸部と凹部を区分したものである。ウィンドウサイズによって、見えているものが全く

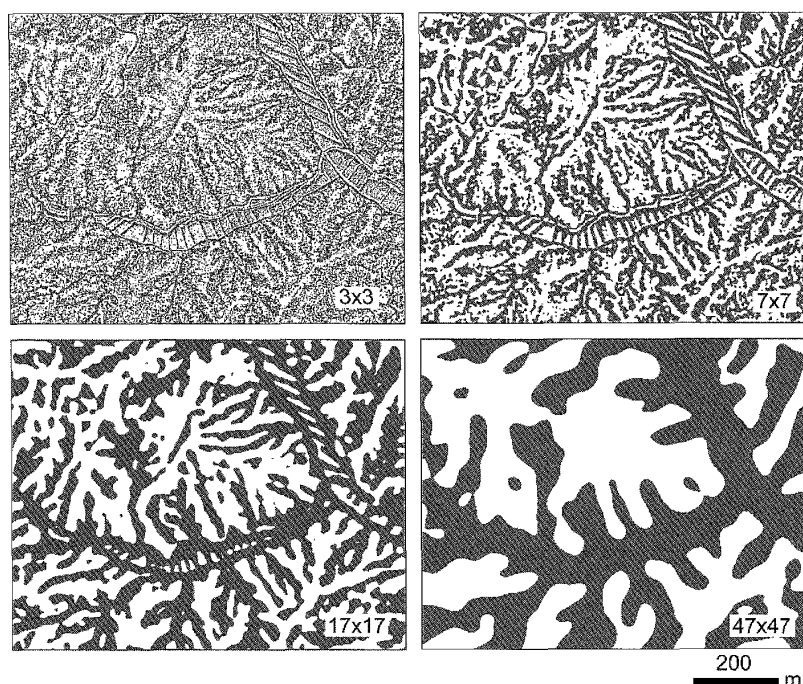


Fig. 5. Filtered image by 3×3 , 7×7 , 17×17 , and 47×47 kernels using 2 m DEM (window size: 6, 14, 34, and 94 m). Plus cells (convex) are shown in white and minus cells (concave) are shown in gray.

異なっているのが分かる。

3. 崩壊・非崩壊セルデータの作成

判別分析の目的変数として用いるため、研究エリアの 2 m メッシュ崩壊・非崩壊セルデータを作成した。1961年8月豪雨の崩壊については、1962年に国土地理院が撮影したモノクロ 1:20,000 空中写真を使用した。実体視によっておよその位置を把握すると共に、GISソフト (ArcGIS, ESRI) 上で、空中写真オルソ画像を用いて境界線を描画した。空中写真フィルムを高解像度でスキャンしたデータから作成された 50 cm 解像度のデータを使用したため、画面上で拡大すると、1:20,000 空中写真を肉眼で見るとはるかに詳細に見える。2004年7月豪雨の崩壊については、出雲崎町内は、斎藤 (2007) の崩壊地データを、豪雨の直後に国土地理院が撮影したカラー 1:20,000 空中写真およびそのオルソ画像を用いて一部修正したものを用いた。長岡市内については、2004年空中写真及びオルソ画像を用いて新規に作成した。

崩壊地については、移動体を除いた崩壊部のデータ (Fig. 1の黒い点) のみを分析に使用した。復旧が速やかに行われたため、移動体が堆積した部分のほとんどは、現在、原形をとどめていない。また、崩壊部にも、斜面の補修によって原形を全く失っている場所があるが、そのようなものは、分析対象から外した。最終的には、崩壊地のポリゴンデータ

を、崩壊・非崩壊セルの 2 m グリッド 2 値ラスタデータに変換した。Fig. 6 は、崩壊地の面積の度数分布を示している。1000 m²以上の階級は、約 1 万 m²の崩壊地を最大として計 124 個あったが、この図では省略している。30 m²程度をピークとして、それ以上の面積の崩壊地数は指数関数的に減少している。30 m²以下の階級の崩壊地が少ないのは、この面積以下の崩壊地数が少ないのではなく、写真判読の限界を示していると筆者らは感じている。崩壊地の平均サイズは 180 m²程度である。崩壊地の幅は、主谷の幅を超えることはなく、最大でも 70 m 以下であった。

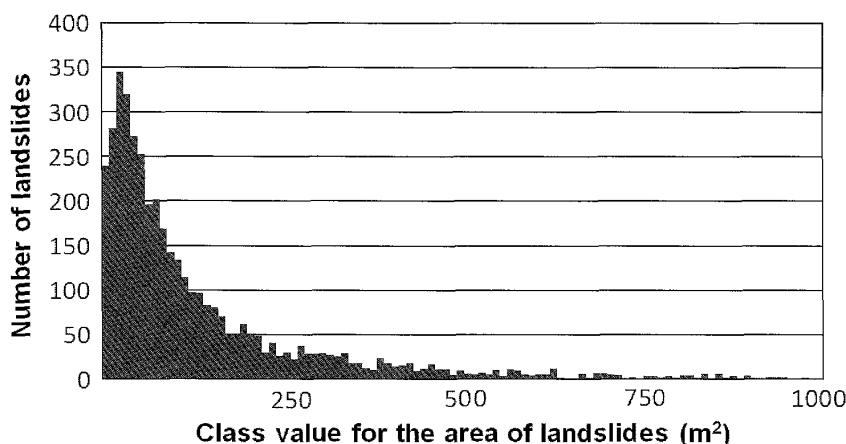


Fig. 6. Size distribution of shallow landslides in the study area. Large landslides over 1000 m² are omitted.

4. 崩壊地の判別分析

2 m メッシュの崩壊・非崩壊セルを目的変数、傾斜および凹凸度を説明変数として、判別分析を行った。表 1 は、すべての崩壊地について、3×3, 5×5, 7×7, 11×11, 17×17, 25×25, 35×35, 47×47 のカーネルサイズで傾斜および凹凸度を計算し、判別分析を行った場合の正答率を示している。カーネルサイズが小さくても大きくても正答率が低く、11×11～17×17 のカーネルサイズの時の正答率が高い。崩壊・非崩壊セルすべてを対象にするか、崩壊地のみ注目するかで正答率のピークの位置は少し異なっているが、全体として、30 m 程度のウィンドウサイズの時、最も正答率が高いという結果になった。

Fig. 7 は、80 m²以下の崩壊のみ、80～400 m²の崩壊、400～1000 m²の崩壊、そして 1000 m²以上の崩壊について、傾斜と凹凸度を用いて、2 m メッシュ DEM で様々なカーネルサイズによって行った崩壊地判別分析の正答率をグラフにしたものである。崩壊・非崩壊セルすべてが対象か崩壊地のみが対象の正答率かでグラフ型は変わってくるが、いずれにせよ、大型の崩壊地であるほど、正答率のピーク位置は、右方（ウィンドウサイズ大）にずれている。これより、正答率が最高となるウィンドウサイズは、崩壊地のサイズと相関があることが分かる。

Table 1. Hit rates of all shallow landslides using discriminant analysis by slope gradient and convexo-concave index calculated in variable kernel size.

kernel size	Window size (m)	Hit rate (%)	
		all cells	landslide only
3×3	6	62.5	66.3
5×5	10	66.2	67.3
7×7	14	68.0	68.7
11×11	22	69.3	70.9
17×17	34	69.1	72.2
25×25	50	67.5	71.5
35×35	70	65.3	69.6
47×47	94	63.4	67.2

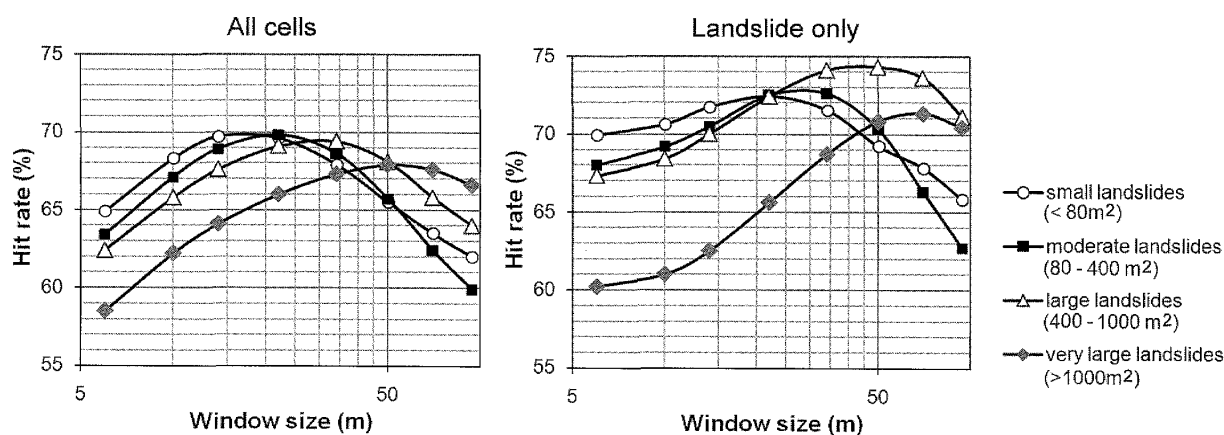


Fig. 7. Hit rates of shallow landslides for each size.

Fig. 8は、Fig. 7における各カテゴリについて、崩壊地の平均面積と、正答率が最大となったウィンドウサイズをグラフにプロットしたものである。崩壊地のサイズと、崩壊地のアセスメントに最も妥当なウィンドウサイズには、正の相関があることが分かる。

Fig. 9は、すべての崩壊地について、カーネル拡大法とDEM間引き法で求めた変数を用いておこなった判別分析の正答率を比較した結果である。これによると、DEMを間引くよりも、カーネルサイズを変えてウィンドウサイズを変化させた方が、正答率が高くなることが分かる。

表1から、崩壊地の正答率が最も高くなるのは17×17のウィンドウサイズである。そこで、17×17のウィンドウサイズで行った判別分析の結果から、各セルが崩壊地である確率を求めた図の一部をFig. 10に示す。Fig. 10右図は、確率50%以上のセルを色分けし、崩壊地ポリゴンと重ねたものである。おおむね崩壊地を捉えているが、大規模な崩壊地を中心に、外れるものもあること、また、崩壊地と判断されたが1961年以降の崩壊地は見られない斜面がたくさんあることが分かる。

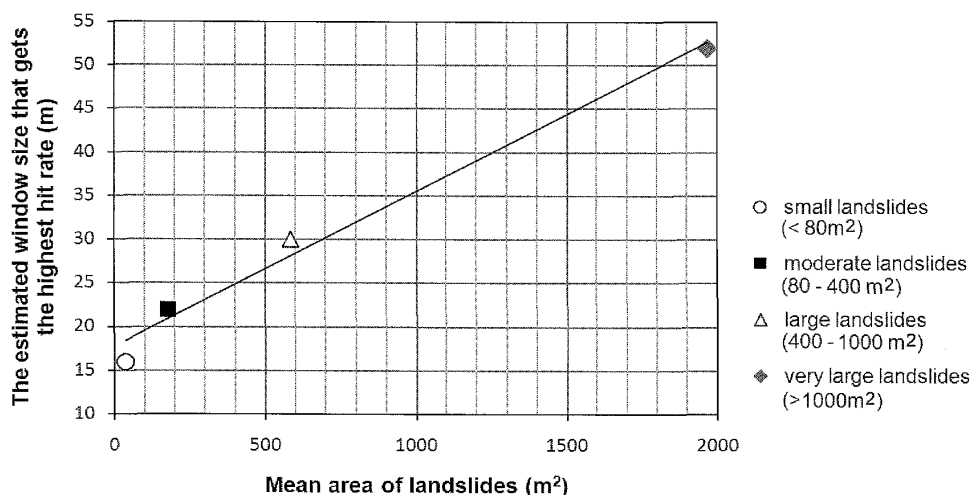


Fig. 8. Relation between mean area of landslides and the estimated window size that gets the highest hit rate for all cells (Fig. 7, left).

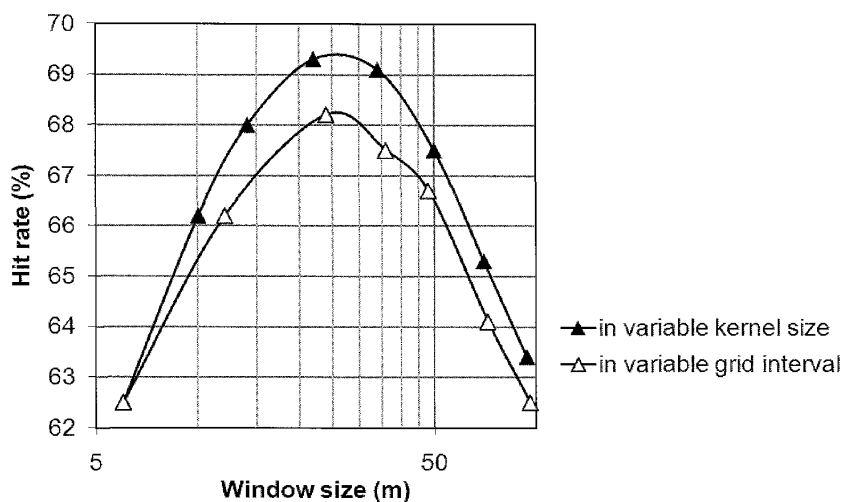


Fig. 9. Hit rates of all shallow landslides in variable kernel size or in variable grid interval.

5. 議論および結論

表 1 から、この地域における崩壊地の判別分析の正答率が最大となるウィンドウサイズは、30 m 前後であると推測できる。しかし、これが絶対的な値ではないことは、Fig. 7 から明らかである。Fig. 7 から、崩壊地判別の正答率が最高となるウィンドウサイズは、対象とする崩壊地のサイズに関係があることが推測できる。30 m 前後という値は、研究エリアの表層崩壊のサイズ分布 (Fig. 6) に対応していることになる。Claessens et al. (2005) は、「the 'perfect' DEM resolution」は存在しないと述べているが、それは一面では正しく、一方、対象となる地形のスケールを鑑みれば、最適な値があるということも正しいことになる。

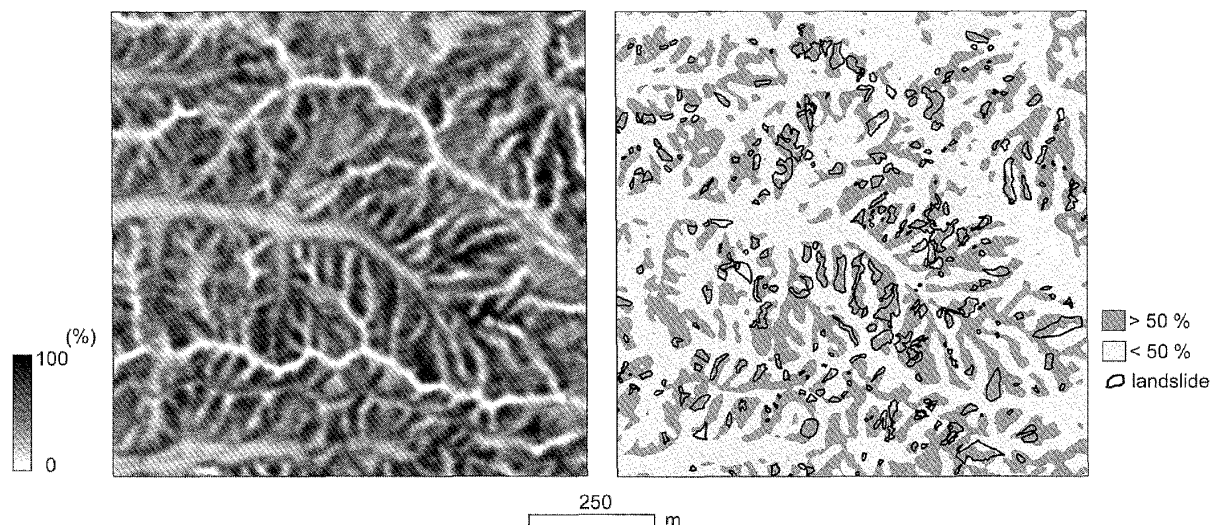


Fig. 10. The probability of landslide by discriminant analysis using the slope gradient and convexo-concave index calculated by 17×17 kernels. A grayscale image (left) and a twofold image overlaid with landslide polygons (right). The ranges of images are the same with the lower-right picture of Fig. 1.

Fig. 8は、ターゲットとする崩壊地のサイズが決まっている時、どれくらいのウィンドウサイズで地形量を計算すれば最も効果的なアセスメントができるかの指標となるだろう。また、必要なDEMの解像度の推測にも使えると考えられる。例えば、 900 m^2 程度の崩壊地について分析したいなら、グラフから、最適なウィンドウサイズは33 m程度と推測できるが、局所積和演算における最小のカーネルサイズは 3×3 であるため、最低限、11 m程度のグリッドサイズのDEMが必要なことになる。もちろん、それは最低限の値であり、もっと詳細なDEMを利用し、大きなカーネルサイズで計算を行った方が良いのは、Fig. 9に示すとおりである。

DEMが発災後のものであるため、判別分析で求めた各セルの崩壊確率は、第4章で述べたように、各セルが崩壊地である確率、すなわち「1961年以降の崩壊地とほぼ同じ傾斜・曲率条件である度合」を意味する。しかし、2004年7月豪雨による崩壊では、大きな地形変化を伴わない深さ3 m以内の表層崩壊が最も多かったことが明らかになっており(齊藤, 2007)、既存の崩壊地と似たような地形条件を持つ斜面は、表土の状態によっては、今後の豪雨においても危険斜面であると考えて良い。従って、Fig. 10は、少なくとも、浅い表層崩壊の危険度を示したマップであると言える。

Fig. 10の崩壊確率は、崩壊地について判別分析の正答率が最大となる 17×17 のウィンドウサイズ(表1)で求めた傾斜・曲率を基にしているため、様々なサイズの崩壊地に対する最大公約数的なアウトプットである。従って、崩壊地ポリゴンの大部分は崩壊確率50%以上のセルに含まれるが、例外も見られる。地形量計測のウィンドウサイズと、崩壊地のサイズが釣り合っていないケースが原因と考えられる。解決法としては、場所によってウィンドウサイズを変化させるような手法が考えられるが、何を指標に変化させるかな

ど課題が多く、今後の研究課題である。

以上、本研究から、崩壊地のアセスメントに最適なウィンドウサイズは、ターゲットとする崩壊のサイズが大きいほど大きくなることが確認された。また、ウィンドウサイズを大きくする時には、DEMを間引くより、詳細なDEMを利用してカーネルサイズを大きくした方が良い。ターゲットとする崩壊サイズに最適なウィンドウサイズでアセスメントを行うことで、より確実性の高い崩壊危険度マップを作成することができるであろう。

謝 辞

元新潟大学自然科学研究科齊藤正弥氏には、2004年豪雨による出雲崎町の崩壊地データをご提供いただいた。ここに厚く謝意を表します。

引 用 文 献

- Albani, M., Klinkenberg, B., Andison, D. W. and Kimmins, J. P. (2004) The choice of window size in approximating topographic surfaces from Digital Elevation Models: *International Journal of Geographical Information Science*, **18**, 577-593.
- Armstrong, R. N. and Martz, L. W. (2003) Topographic parameterization in continental hydrology: a study in scale: *Hydrological Processes*, **17**, 3763-3781.
- Chen, J. S., Huertas, A. and Medioni, G. (1987) Fast convolution with Laplacian-of-Gaussian masks: *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, PAMI-9 (4), 584-590.
- Claessens, L., Heuvelink, G. B. M., Schoorl, J. M. and Veldkamp, A. (2005) DEM resolution effects on shallow landslide hazard and soil redistribution modeling: *Earth Surface Process and Landforms*, **30**, 461-477.
- Deng, Y., Wilson, J. P. and Bauer, B. O. (2007) DEM resolution dependencies of terrain attributes across a landscape: *International Journal of Geographical Information Science*, **21**, 187-213.
- Evans, I. S. (1980) An integrated system of terrain analysis and slope mapping: *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band*, **36**, 274-295.
- Evans, I. S. (2003) Scale-specific landforms and aspects of the land surface: in I. S. Evans, R. Dikau, E. Tokunaga, H. Ohmori and M. Hirano Eds. *Concepts and Modeling in Geomorphology: International Perspectives*, 61-84.
- Glenn, N. F., Streutker, D. R., Chadwick, D., J., Thackray, G. D. and Dorsch, S. J. (2006) Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity: *Geomorphology*, **73**, 131-148.
- Iwahashi, J. and Pike, R. J. (2007) Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature: *Geomorphology*, **86**, 409-440.
- Iwahashi, J., Watanabe, S. and Furuya, T. (2001) Landform analysis of slope movements using DEM in Higashikubiki area, Japan: *Computers & Geosciences*, **27**, 851-865.
- 岩橋純子・山岸宏光・神谷 泉・佐藤 浩 (2008) 2004年7月新潟豪雨と10月新潟県中越地震による斜面崩壊の判別分析: *日本地すべり学会誌*, **45**, 1-12.
- 小林巖雄・立石雅昭・植村 武 (1993) 出雲崎地域の地質 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 91 p.
- Marr, D. and Hildreth, E. (1980) Theory of edge detection: *Proceedings of the Royal Society London*, **207**, 187-217.
- McKean, J. and Roering, J. (2004) Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry: *Geomorphology*, **57**, 331-351.

- Moore, I. D., Grayson, R. B. and Ladson, A. R. (1991) Digital terrain modeling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications: *Hydrological Processes*, **5**, 3-30.
- 野上道男 (1985) 数値地形分析のための処理システム: *地形*, **6**, 245-246.
- 野上道男 (1999) 50 m-DEM による地形計測地と地質の関係: *地理学評論*, **72**, 23-29.
- Oguchi, T., Tanaka, Y., Kim, T. and Lin Z. (2001) Large-scale Landform and hillslope processes in Japan and Korea: *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, **22**, 321-336.
- Ohmori, H. and Sugai, T. (1995) Toward geomorphometric models for estimating landslide dynamics and forecasting landslide occurrence in Japanese mountains: *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band*, **101**, 149-164.
- 斎藤正弥 (2007) 出雲崎地域における 2004. 7. 13 新潟豪雨による崩壊 - 地形・地質要因の検討 - : 2006 年度 新潟大学大学院自然科学研究科研究報告書, 119 p.
- Sato, H. and Sekiguchi, T. (2005) Landslide susceptibility mapping of the Kuchisakamoto area, central Japan using DTM from airborne LIDAR: *Bulletin of the Geographical Survey Institute*, **52**, 23-35.
- Schmidt, J., Evans, I. S. and Brinkmann, J. (2003) Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation: *International Journal of Geographical Information Science*, **17**, 797-814.
- Sørensen, R. and Seibert, J. (2007) Effects of DEM resolution on the calculation of topographical indices: TWI and its components: *Journal of Hydrology*, **347**, 79-89.
- 須賀伸一 (1985) 数値地形モデルの統計的分析による四国島の地形特性: *地理学評論*, **58**, 807-818.
- 高木幹雄・下田陽久 (2004) 新編 画像解析ハンドブック: 東京大学出版会, 1991 p.
- Wu, S., Li, J. and Huang, G. H. (2007) Modeling of the effects of elevation data resolution on the performance of topography-based watershed runoff simulation: *Environmental Modeling & Software*, **22**, 1250-1260.
- Yamagishi, H. and Iwahashi, J. (2007) Comparison between the two triggered landslides in Mid-Niigata, Japan by July 13 heavy rainfall and October 23 intensive earthquakes in 2004: *Landslides*, **4**, 389-397.
- Zevenbergen, L. W. and Thorne, C. R. (1987) Quantitative analysis of land surface topography: *Earth Surface Process and Landforms*, **12**, 47-56.
- Zhang W. and Montgomery D. R. (1994) Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations: *Water Resources Research*, **30**, 1019-1028.