低分解能 IR 画像による六甲山系斜面崩壊モニタリングに対する Morphology の応用

An Application of Morphology to Monitoring of Slope Failures in Rokko Mountain Area Using Low Resolution IR Images

河 邑 眞*・辻 子 裕 二*

Makoto KAWAMURA and Yuji TSUJIKO

Abstract: This paper describes an applicability of morphological operations for slope failure detection using low resolution remote sensing imageries. The distribution of remote sensing data on the failure area is formulated using diffusion equation based on the distribution of collapsed soils. The equation is presented by gray-scale morphological operations. The method is applied to the detection of slope failures triggered by the Hyogo-ken Nambu Earthquake. As the result, the reliable sizes, shapes and morphological types of the failures are computed with the accuracy of 75%. By using the parameters which have used in above case study, the method is also applied to failures caused by heavy rainfall after the earthquake. The results show the applicability of the method for time series monitoring using satellite imageries.

1. はじめに

わが国は環太平洋地震帯に位置し、また急峻な山地形と風化土が豊富に見られることから、地震や降雨を誘因とした斜面災害が頻繁に発生し、これによって貴重な生命や財産に甚大な被害を受けている。1995年1月17日の兵庫県南部地震を直接の誘因として、脆弱な風化花崗岩が多くを占める六甲山系で生じた斜面崩壊は数百ヶ所を超える¹⁾。しかし、山腹における斜面災害は広範に渡り、現地調査により全域を把握することは困難を伴う。航空写真やヘリコプターからのビデオ撮影により把握する方法をとることも可能であるが、広域な対象を参照情報なしに調査する際には、時間的・経済的な負担や崩壊が否かの判断を行う者の熟練度の差異による判読精度等の問題が生じる。

このような背景から、本研究では航空写真等からの判読に必要な参照情報を自動的に与える手段として、人工衛星リモートセンシング画像データ（以下、衛星データと略記する）を用いた斜面崩壊検出手法を提案

する。この手法は、これまでに多くの研究者により提案されてきた手法^{2),3),4),5),6)}での成果に比べ、崩壊形態および崩壊面積・形状を精度良く検出できるところに特徴がある。広域な対象からの概括的な斜面崩壊検出を行う場合、低分解能のデータを解析することが必要となる。このため、比較的小規模に発生する斜面崩壊に対しては、崩壊土と植生などが混在した画素（ミクセル）を対象とせざるを得ない問題が生じる。この問題に対して、本手法は崩壊によって土砂が平面的な広がり呈することにより隣接画素に影響を与える状態をモデル化することで対処する。すなわち、衛星データが構成するスペクトルの空間分布形態との関係によって崩壊の状態を推定する。本研究ではこの手法が空間分解能の異なるデータに対しても適応できるように、空間分解能の一つのパラメータとして取り扱うことができる方法論により定式化する。この方法論として、集合論的操作からなる画像の変換手法に関する一貫した数学的な理論体系である Mathematical Morphology^{7),8)}を採用する。以下、これを morphology で略記する。

一方、衛星データは継続的なモニタリングを行う手段としても有用である。衛星データの周期性から、雲量等の条件が整う範囲内で、再訪時間間隔で、これらのデータを利用した時系列処理が可能となる。一旦崩

*豊橋技術科学大学建設工学系 Toyohashi University of Technology 〒441 豊橋市天伯町字雲雀ヶ丘1-1
「写真測量とリモートセンシング」VOL. 36, NO. 4, 1997

壊の生じた地点は定常状態に至るまでに崩壊領域を拡大し、また崩壊に至らなかった地点でも他の誘因が加わることで崩壊を生じ易くなる。六甲山系では兵庫県南部地震後の2度の集中的な降雨により、約50の斜面崩壊が確認され、確認されていないものはその数倍になると見られている^{9),10)}。このことから、衛星データを用いた斜面崩壊検出の有用性が見出せる。時系列処理の観点から本研究で提示する手法を考えると、手法の再現性、すなわち、パラメータの汎用性が問われる。本研究では、上述の兵庫県南部地震およびその後の降雨を直接の誘因とする斜面崩壊に対して本手法を適用し、時系列処理に対する提示手法の有用性を明らかにする。

2. morphologyに基づく斜面崩壊検出手法

2.1 基本的な考え方と morphology の効用

本手法の基本的な考え方は、崩壊による土砂の被覆により、地表を被覆している緑被物の占有率が崩壊の平面的重心を最大として徐々に変化する過程をモデル化し、衛星データの輝度値の平面的な分布がこのモデルに従うときは崩壊である可能性が高いとするものである。以下、輝度値（CCT カウント）を DN で表す。この際、平面的な画素の集合状態を取り扱う必要が生じる。morphology は集合論的な観点から対象画像が構成する空間分布を濃淡関数として扱うことができることから、連続性を含めた検出手法の構築には有効である。また、morphology では構成要素と呼ばれるマスクについて任意の形状およびサイズとして定義される大きさを自由に設定できる。したがって、morphology は空間分解能の異なるデータを取り扱う場合や、単位マスクの大きさを変更する場合も比較的容易に対応でき、プログラムの改造等に要する時間の短縮を図ることができる。

2.2 検出対象とする斜面崩壊形態

崩壊の形態が異なる場合、検出フローの中に崩壊形態ごとに崩壊状態を推定するルーチンを設けた方が精度が向上することは容易に推察できる。この観点から、衛星データからの検出精度を考慮した上での崩壊形態のカテゴリー設定を行う。Varnes による崩壊の運動形態からの分類¹³⁾およびこれらの主要な特徴を表1に

表1 斜面災害の形態分類と一般的な特徴

形態	特 徴	備 考
落下	多くは空中をとぶ。自由落下あるいは衝撃により跳ねてとぶこともある。通常、崖の部分に発生するため平面形状は崖に沿った線状を成す。線状に斜面崩壊が形成される場合、線状の斜面崩壊の長辺方向に対して直角方向（短辺方向）が落下方向となる。
転倒	底面から重心が外れて倒れる。その結果、落石等を生じる。河川の屈曲や海岸における波による洗掘に起因する。土塊の体積の差異を除けば平面形状は落下と変わらない。
滑動	一から数枚のせん断面に沿って土塊が移動する。すべり面が確認できる場合もある。すべり面（円弧）に沿って移動する回転運動と平面に沿って並行に移動する変移運動に区別される。遷急点において比較的大規模に発生することが多い。通常、面的な広がりを成す。
水平展開・流動	明瞭なすべり面が見られない動きであり、基盤岩によく見られる。地盤の液状化や塑性的な流れによる引っ張り移動が含まれる。表層と深部の変形速度の違いや傾斜がある場合等には流動と呼ばれる。

示す。表1の崩壊形態の存在を兵庫県南部地震により生じた斜面崩壊について、航空写真からの判読により調べた結果、同表中の4分類の判別は不可能であるものの、落下・転倒（以下、落下で略記する）と滑動・水平展開・流動（以下、滑動で略記する）の2分類に対しては特徴的な性質を見出した。すなわち、落下による崩壊は線状の平面形状を有し、短辺方向に落下し、滑動による崩壊は面的に生じ、そうでないときでも谷に沿って崩壊が進展することが確認できた。

2.3 斜面崩壊検出に用いるパラメータ

斜面崩壊検出に用いる情報は、実際に生じた斜面崩壊の状態と衛星データとのキャリブレーションにより得られる。本手法では崩壊土の平面的な広がり方および崩壊面積占有率から推定される平均的な崩壊面積が必要となる。本研究では、これを部分崩壊面積と定義

する。斜面崩壊検出に必要なパラメータは、衛星データの DN と崩壊面積の関係式を支配するものである。

2.3.1 部分崩壊面積の算出方法

衛星データの値は、画素内面積占有率とピュアピクセルでの DN の畳み込み演算より得られると考えて良いため、部分崩壊面積は土壌域の面積占有率を用いた換算式により容易に与えられる。ここでは、図 1 のように、緑被域のピュアピクセルでの DN を切片とする線形の簡易的な換算式を考えた。

LANDSAT TM データを例にとり、兵庫県南部地震によって崩壊が生じた地点における崩壊形態ごとの部分崩壊面積換算式を回帰分析により求めた。この結果、図 2 に示されるように、滑動の形態に対しては図 1 の関係式が成立した。図 2 の (a) は崩壊の重心における DN と部分崩壊面積の関係、(b) は崩壊の重心およびその周辺画素の平均 DN と部分崩壊面積の関係を示したものである。ここに、崩壊の重心は、崩壊地に相当する範囲内で DN の最大値を有する画素としている。なお、対象地域においてほぼピュアピクセルと判断できる緑被域および崩壊地の平均 DN は、それぞれ 31 および 93 であった。ここで、崩壊地は旧崩壊地と新崩壊地の両者を含んでいる。また、新崩壊地と旧崩壊地の平均 DN は同じとしている。

しかし、落下に対してはこの相関は得られなかった。ただし、落下においては崩壊の重心に極端に DN の大きい画素が確認できた。これは、もともと岩塊等が露頭していた崖であった、あるいは崩壊によって被覆物が完全に剝落された等の原因による。この隣接画素の DN には影響、すなわち DN の変化がほとんど見られなかった。これは、崩壊による被覆物の飛散、これに伴う土砂の混合がなかった可能性を示す。これより、DN の最大値から推定される斜面崩壊面積が近傍画素の DN の平均値から推定されるそれに対して卓越している場合、落下である可能性が高いという関係が導かれる。

2.3.2 崩壊土の平面的な広がり方

衛星データの平面的な広がり方に着目した本手法においては、一つの斜面崩壊による土砂の移動が始まる部分と移動がおさまる部分との関連性を見出す必要がある。ここでは土砂の移動過程のモデル化、すなわち崩壊の重心からの距離 (x) と DN (C) との関係づけを行う。大規模な崩壊の認められた地点からサンプルデータを取得し、上述の x と $C(x)$ の関係を調べた。

図 1 DN と公開面積との関係

図 2 TM データのバンド 5 と崩壊面積との関係 (滑動の場合)

図 3 崩壊土の移動に対する DN の変化過程モデル

崩壊土砂の移動範囲は未知であることから、境界条件 $C = \text{finite}$ ($x = -\infty$) および $C = \text{finite}$ ($x = \infty$) を満足するようにサンプルデータを表現する非線形の近似式を考え、次式を得た。

図4 崩壊検出処理の流れ

$C(x) = Co \cdot \exp\{-x^2/D\}$ (1)
ここに、 Co は $x=0$ における C の値、 D は定数である。前節と同様に、LANDSAT TM データを例にとった際の上式の関係を図3示す。

2.4 処理の流れ

上述2つのパラメータを用いて崩壊形態および状態(規模・形状)を推定する方法を以下に提示する。この処理の流れを図4に示す。

①前処理(準備)

$n \times n$ 画素のマスク内における DN の最大値(図1の関係が増加関数の場合)および DN の平均値と斜面崩壊面積に関する関係式を定める。当該地区のトレーニングデータが得られない場合は、過去のデータに対してヒストグラム補正をした上で、過去のデータに対する関係式を用いる。

②原画像マスクの作成

$n \times n$ 画素のマスクを考え、中心画素における DN が最大となるマスク $G(z)$ を検索する。ここに $z = \{z_i, z_j\}$ はマスク内の座標である。

③部分崩壊面積の推定

①で構築した関係式より DN の最大値から推定される部分崩壊面積 $A1$ 、マスク内の DN の平均値から

図5 $G(z)$, $K(z)$, $S(z)$ の作成例

推定される部分崩壊面積 $A2$ を計算する。

④理想的な滑動による崩壊マスクの作成

対象とする崩壊が滑動によるものであると仮定し、式(1)より $G(z)$ の中心から任意の距離 x における DN (C) を推定し、最大値を中心画素とするマスク $K(z)$ ($n \times n$ 画素) を作成する。

⑤崩壊形態の分類

次式で示される $S(z)$ を計算する。

$$S(z) = Go(z) - G(z) + A(z) \quad (2)$$

ここに、 $Go(z)$ は、morphology における構成要素を $K(z)$ としたときの $G(z)$ の opening 処理、 $A(z)$ は中心画素における $S(z)$ の値 ($S(z_c)$) を 0 にするためのオフセットである。 $n=3$ としたときの、この処理の一例を図5に示す。

$S(z)$ に対してしきい値マスク ($P1(z)$, $P2(z)$) を定め、以下の3タイプに分類する。この概念を図6に示す。

I type 1 ($S(z) > P1(z)$)

中心画素の DN が周辺画素のそれに対して卓越しているため $S(z)$ の値が非常に大きくなる。これを、崩壊の重心において DN の大きな物質(岩石等)が露出したことによるものと考え、落下 (TYPE 1) と判定する。

II type 2 ($P1(z) > S(z) > P2(z)$)

式(1)より推定される DN の分布状態と実際のそれとがほぼ一致することから、図6示されるように誤差 ($S(z)$) がしきい値の範囲内に入る。したがって、

図6 崩壊形態判別概念

滑動 (TYPE 2) と判定する。

III type 3 ($S(z) < P2(z)$)

周辺画素のDNが中心画素のそれに対して卓越しているため $S(z)$ の値が負になる。これを、 $G(z)$ の中心が数画素にわたって存在する、すなわち $n \times n$ 画素を超える大規模な崩壊が生じているためであると考え、TYPE 3 と一旦判定する。以後のステップ (⑥および⑦) で落下 (TYPE 1) か滑動 (TYPE 2) を判断する。

⑥崩壊の影響範囲の推定

③で得られた部分崩壊面積が衛星データの空間分解能から推定される崩壊面積より大きい場合は、隣接画素に対して、②から⑤の作業を繰り返す。

⑦崩壊方向との整合性の検証

⑥までで得られた崩壊形状と数値標高データより得られる崩壊方向との整合性を調べる。すなわち、崩壊が線状を成し、かつ崩壊方向が崩壊形状の短辺方向である場合、TYPE 1 と判定し直す。

⑧全体崩壊面積の推定

⑦で得られた部分崩壊面積の重ね合わせにより全体崩壊面積を求める。ただし、落下に対しては $A1$ は誤差が大きくなるため $A2$ を部分崩壊面積とする。同様に、滑動に対しては $A1$ と $A2$ の算術平均値を部分崩壊面積とする。

⑨最終結果画像の作成

以上の操作を全画素および全データ (多時期) に対して実行する。災害前後の二時期のデータを用いて、その間に生じた崩壊を検出する場合、それぞれについて検出した斜面崩壊画素を差し引いたものを検出結果

表2 使用データ

データ名	内 容
衛星データ (震災前)	LANDSAT TM, path=110, row=36, 1993年3月23日
衛星データ (震災後)	LANDSAT TM, path=110, row=36, 1995年1月24日
衛星データ (降雨後)	LANDSAT TM, path=110, row=36, 1995年8月4日
植生データ	環境庁発行現存植生図
地質データ	地質調査書発行 1:500,000地質図, 京都
標高データ	国土地理院発行数値地図25,000, 有馬, 宝塚, 神戸首部, 西宮
斜面崩壊 データ	航空写真および現地調査によるデータを プロットしたもの
検証データ	アジア航測撮影, 1:8,000垂直写真(密着) および地形図

とする。

3. ケーススタディー

3.1 ケーススタディーの目的

本章では、提示した手法の有用性を検討するために、以下の目的を設定する。

①ある時刻におけるキャリブレーションデータから斜面崩壊の状態推定に必要なパラメータを算出し、これを用いて同一対象領域の崩壊検出に対する有用性を判断する。

②①で用いたパラメータを用いて、異なる時刻での崩壊検出に対する有用性を判断する。

3.2 使用データ

使用したデータは表2のようである。衛星データとしては、最も良く利用され過去のデータの蓄積のある LANDSAT TM を選定した。解析対象領域は兵庫県南部地震によって生じた斜面崩壊をほぼ全域含む矩形領域、国土地理院発行 1:25,000地形図で有馬, 宝塚, 神戸首部, 西宮を切り出した。

手法の時刻環境の違いに対する汎用性を確認するため、同一対象地域で誘因の異なる2時期の調査結果を精度の検定データとして採用した。第1期の調査結果としては兵庫県南部地震直後1995年1月に崩壊が確認されたもの、第2期のものとしては同年10月の時点での

崩壊が確認されたものを用いる。以下、1995年1月、および10月をそれぞれ時刻 t1, t2と呼ぶこととする。時刻 t1 と t2の間には、2度の集中的な降雨が観測されている。建設省六甲砂防工事事務所が設置するテレメータ雨量観測局では、5月12日から13日の間に連続雨量222mm、最大時間降雨量27mm、7月2日から6日の間に連続雨量261mm、最大時間降雨量18mmを記録している。これらの降雨によって生じたと思われる斜面崩壊は、各集中降雨後に20件以上ずつ確認されている。これらの斜面崩壊の中で、本研究で精度検証に用いた地点を写真1に示す。これらの崩壊形態を判読により調べた結果、すべて滑動であると判断された。

対象地域の六甲山系の地質および植生を調べた結果、地盤に関してはほとんどが花崗岩であり、また植生に関してはバラツキは認められるもののほとんどが同一樹種であった。このため、これらの違いによる反射特性の違いを考慮せずに解析することとした。また、崩壊検出に対する TM データの有効な波長帯を調べるために、兵庫県南部地震後に航空写真等により確認された192点の斜面崩壊地点についてバンドごとのデータの変化を調べたところ、バンド5における斜面崩壊前後の DN の変化が最も顕著であることが確認された。このことは、これまでの研究^{2),3)}による結果と一致しており、解析ではバンド5を用いた。

3.3 ケーススタディーの結果と精度評価

3.3.1 精度評価

時間的・人的な制約から短時間の航空写真判読により得られる情報には限度があり、判読で確認できない地点でも後になって崩壊の存在がわかる場合も少なくない。この事実は、本章の結果で明らかになる。したがって、判読結果が当該時刻における全崩壊情報であるとして精度を検定すれば、判定結果は低く評価される。しかし、判読と現地調査により完全な崩壊地図を作成するには多くの時間を要し、この間に別の誘因で崩壊が生じることもあることから、一時刻での一つの誘因による完全な崩壊地図を作成するのは極めて困難である。したがって、本研究では当該時刻の判読結果を仮の精度検定データとし、これより与えられる精度を「見かけの精度」として評価し、相対的な判断基準とした。

3.3.2 同一時刻のパラメータを用いる場合の精度

兵庫県南部地震による斜面崩壊地点は、写真1で青

表3 見かけの精度評価結果 (%)

Size of Failure (m ²)	≦900m ²		≦1800m ²		1800m ² >	
Actual TYPE	1	2	1	2	1	2
Detected as TYPE 1	—	0	33	0	100	25
TYPE 2	—	48	0	73	0	75

総検出画素数3916画素 (約1000ヶ所)

く示されるように五助橋断層と諏訪山断層および芦屋断層に沿って分布している。写真2 (b)において赤く示される点は、時刻 t1に確認された斜面崩壊情報と1995年1月の TM データとの関係から得られるパラメータ (図2, 図3) を用いて同データに本手法を適用した結果、崩壊地点であると判断された画素をプロットしたものである。同様に、写真2 (a)において赤く示される点は、1993年3月の衛星データより求まるパラメータを用いて崩壊地点を検出した結果である。写真2 (b)の検出地点から写真2 (a)の検出地点の差画像が、これらの時間の間の崩壊、すなわち兵庫県南部地震を誘因とした斜面崩壊であると考えることができる。その崩壊地点の分布状況は、実際に判読によって確認された分布と同様の傾向を示しており、概括的に良好な把握ができているものと判断できる。定量的に精度を判断するため、次式から見かけの精度 (VA) を判定した。

$$VA = DF / AF \times 100 \quad (\%) \quad (3)$$

ここに、AF は確認された崩壊数、DF は検出された崩壊数である。ただし、この精度判定に当たっては崩壊形態が明らかな点だけを用いた。その総数は、崩壊面積900m² (1画素相当) 未満が25ヶ所、同900m²以上1800m² (2画素相当) が18ヶ所、1800m²以上が6ヶ所である。この内、落下の形態は計5ヶ所、他は滑動の形態である。表3に示されるように、1画素程度以上の崩壊であれば、崩壊地点か否かの判定は可能であり、2画素程度以上の崩壊であれば、形態まで判別できることがわかる。また、形態まで判別することにより推定面積も精度が向上することが見出せる。

表3で示される精度の相対評価を行うために、特徴空間を利用する方法と比較した。比較に用いた手法は、教師なし分類の ISODATA クラスタリング、および教師付き分類において理想的な環境下で精度の高い分類が実行できるニューラルネットワークの2手法である。ただし、画素単位で特徴空間を分類する手法は、一崩壊としての連続性の識別が困難であるため、崩壊

(A)兵庫県南部地震直後（1995 年 1 月）に確認された六甲山系の斜面崩壊例
黒：崩壊領域

(B)兵庫県南部地震直後（1995 年 1 月）のデータを用いて検出された六甲山系の斜面崩壊例
各画素の B/W 濃淡：崩壊面積占有率（黒いほど崩壊面積が大きい），矢印：崩壊の向き

(C)兵庫県南部地震後の集中的な降雨後（1995 年 8 月）のデータを用いて検出された六甲山系の斜面崩壊例
各画素の B/W 濃淡：崩壊面積占有率（黒いほど崩壊面積が大きい），矢印：崩壊の向き

図 7 解析結果・その 1

面積および崩壊形状を推定することができない。このため、精度比較においては検出結果の正解画素数を総検出画素数で除したものをを用いた。この結果、提示手法の精度を 1 としたときに、ISODATA クラスタリングで 0.54、ニューラルネットワークで 0.77 であった。その処理に要した時間は、同じく提示手法を 1 としたとき、ISODATA クラスタリングで 10～20、ニューラルネットワークで 100 以上であった。以上の結果より、また崩壊の面積や形状まで推定できるという利点から考えて、提示手法の有効性が認められる。

3.3.3 パラメータの汎用性

前節で使ったパラメータを用いて地震後の降雨によって崩壊したとされる時刻 t_2 の崩壊検出を行った結果を検討する。

(1) 時刻 t_1 , t_2 で崩壊有り

時刻 t_1 で崩壊であると判読され、時刻 t_2 で崩壊が拡大していない地点についての解析結果を図 7 に示す。図 7 (A) は時刻 t_1 での航空写真からの判読により抽出された斜面崩壊である。図 7 (B) および図 7 (C) は、それぞれ時刻 t_1 および時刻 t_2 に相当する衛星データから当該斜面崩壊を検出した結果であり、図 7 (A) の順にしたがって配列されている。同図 (b) において崩壊面積が拡大していると判断している以外は、同じパラメータでの検出結果の再現性が確認できる。また、同図 (c) において、時刻 t_1 で落下として判定されていた崩壊は、時刻 t_2 の結果では滑動と判定されている。時刻 t_1 と時刻 t_2 の間の降雨により、崩壊地点を覆っていた土が流されたものと推測される。

(A)1995 年 10 月に確認された六甲山系の斜面崩壊例

黒：崩壊領域

(B)兵庫県南部地震直後（1995 年 1 月）のデータを用いて検出された六甲山系の斜面崩壊例

各画素の B/W 濃淡：崩壊面積占有率（黒いほど崩壊面積が大きい）、矢印：崩壊の向き

(C)兵庫県南部地震後の集中的な降雨後（1995 年 8 月）のデータを用いて検出された六甲山系の斜面崩壊例

各画素の B/W 濃淡：崩壊面積占有率（黒いほど崩壊面積が大きい）、矢印：崩壊の向き

地震後の降雨誘因とする推定斜面崩壊面積：（1995 年 8 月のデータからの検出結果）－（1995 年 3 月のデータからの検出結果）

図 8 解析結果・その 2

(2) 時刻 t1で崩壊なし、時刻 t2で崩壊有り

時刻 t1で崩壊が確認されず、時刻 t2で崩壊が初めて判読された地点についての解析結果を図 8 に示す。図 8 (A)は時刻 t2での航空写真からの判読により抽出された斜面崩壊である。図 8 (B)および図 8 (C)は、それぞれ時刻 t1および時刻 t2に相当する衛星データから当該斜面崩壊を検出した結果であり、図 8 (A)の順にしたがって配列されている。これらの結果より、異なるデータからでも、崩壊地点をほぼ正確に検出できることがわかる。ただし、時刻 t1でのパラメータを用いると、同時刻の検出結果に対して時刻 t2での判定結果にややバラツキが見られる。これは、時刻 t1は冬季、

時刻 t2は夏季であったことによる季節変化の影響が含まれているためである。本解析では、ヒストグラムマッチングにより画像濃淡の平均値および分散を補正したが、より詳細な補正やノイズ処理により、このバラツキを抑制できるものと推察される。

(3) 時刻 t1で確認されず、時刻 t2で崩壊有りと確認

時刻 t2で崩壊が初めて判読された地点で、さかのぼって時刻 t1の判読を行った際に崩壊が確認できた地点についての解析結果を図 9 に示す。図 9 (A)は時刻 t2での航空写真からの判読により抽出された斜面崩壊である。図 9 (B)および図 9 (C)は、それぞれ時刻 t1および時刻 t2に相当する衛星データから当該斜面崩

(A)1995 年 10 月に確認された六甲山系の斜面崩壊例

黒：崩壊領域

(B)兵庫県南部地震直後（1995 年 1 月）のデータを用いて検出された六甲山系の斜面崩壊例

各画素の B/W 濃淡：崩壊面積占有率（黒いほど崩壊面積が大きい）、矢印：崩壊の向き

(C)兵庫県南部地震後の集中的な降雨後（1995 年 8 月）のデータを用いて検出された六甲山系の斜面崩壊例

各画素の B/W 濃淡：崩壊面積占有率（黒いほど崩壊面積が大きい）、矢印：崩壊の向き

地震後の降雨誘因とする推定斜面崩壊面積：（1995 年 8 月のデータからの検出結果）－（1995 年 3 月のデータからの検出結果）

図 9 解析結果・その 3

壊を検出した結果であり、図 9 (A)の順にしたがって配列されている。多少の過大評価が認められるものの、崩壊状態をほぼ正確に検出できることがわかる。これらの崩壊は、地震直後には航空写真から判読できなかったものであった。時系列処理により過去のデータから崩壊情報を検索し、崩壊の発生時刻を推定することができるという衛星データの周期性に関する利点を証明するかたちとなった。このようにして継続的な検出作業を、人間が行う作業と並行に実施することにより、より効果的な応急復旧作業が行えるものとする。また、図 9 では、時刻 t2 と時刻 t1 の結果の差よりその拡大分を計算した。図 9 (b) に示されるように、崩壊領

域の拡大過程も推定することができる。

4. ま と め

①崩壊土砂の広がり方をモデル化することによって、LANDSAT TM バンド 5 に代表される低分解能 IR 画像データから斜面崩壊の状態、すなわち、崩壊形態および崩壊状態（崩壊面積・崩壊形状）を推定する手法を提示した。また、この手法を任意の空間分解能および任意の検出マスクの大きさを考慮できるように morphology を用いて定式化した。

②兵庫県南部地震を誘因とする斜面崩壊を参照情報と

写真1 解析対象地域

背景 (B/W 濃淡) : DTM (海水面だけは濃淡が標高と対応していない)

青 : 兵庫県南部地震直後に確認された斜面崩壊 (実際の大きさとは対応していない)

赤 : 活断層 (左から諏訪山断層, 後助橋断層, 芦屋断層)

◎ : 検証に用いたデータ (1995年1月に確認, 10月までに崩壊領域の拡大なし)

△ : 検証に用いたデータ (1995年1月の時点で崩壊なし, 10月に確認)

◇ : 検証に用いたデータ (1995年1月に未確認, 10月に確認)

(a) 1993年3月のTMデータに適用した結果

(b) 1995年3月のTMデータに適用した結果

(c) 1993年8月のTMデータに適用した結果

(d) 地震による崩壊(差画像(b)-(a))

(e) 降雨による崩壊(差画像(c)-(d))

写真2 解析結果画像

背景 (B/W 濃淡) : DTM, 赤 : 一時期の解析で検出された地点, 黄 : 差画像として検出された地点

して、斜面崩壊検出に必要なパラメータを算出した。このパラメータを用いて同データに適用した結果、900 m²以上の崩壊に対して見かけの精度75%で崩壊地の検出が可能であった。抽出できなかった25%の内、落下の崩壊形態であるものが8%、滑動の崩壊形態において900m²に極めて近い小規模なものが17%であった。落下の崩壊形態の場合、一つの崩壊としての面積は大きく現れるが、その形状が線状を示すことにより、小規模な崩壊が線状に連続したものと同様の結果しか得られず、TM データの空間分解能では限界となる面積以下の評価しか得られなかったものである。1800m²以上の崩壊であれば、崩壊形態の判別まで可能となることから崩壊面積の算出精度が向上することが示された。

③兵庫県南部地震を誘因とする斜面崩壊とその直後のTM データとの関係から算出されたパラメータを用いて、同地震後の降雨後のTM データから精度を低下させることなく崩壊形態および崩壊面積を推定できることが示された。

④本研究における多時期のデータを用いたケーススタディーの結果から、災害直後の判読では確認できなかった地点での斜面崩壊が確認された。すなわち、早急な作業を要する応急復旧計画においては、判読のみから広域な対象領域全域の崩壊情報を検出することの限界が明らかになった。このことから、衛星データを用いた自動的な検出結果を崩壊情報として、あるいは判読の参照情報として与えることは有効である。

⑤本手法による崩壊地の抽出精度が良い理由の一つに、斜面崩壊の平面形状を処理の初期段階で分類する点を挙げることができる。これまでは、斜面崩壊や地すべりの3次元的な分類に関する定義は示されていたが、平面形状に基づく崩壊の運動学的な分類は見当たらない。3次元的に対象を捉えるには精度の高い標高データが必要となるが、現段階で斜面崩壊を特定できるだけの精度(10m以下)の標高原データは全国で整備されていない。また、誘因の発生ごとのデータ更新も現実的に不可能である。以上より、衛星データからの継続的なモニタリングにおける簡易的な斜面崩壊の分類方法として、平面形状に基づく本研究の分類方法は重要となると考える。

謝 辞

本研究における斜面崩壊データは、神戸大学沖村孝

教授の御好意により利用させていただいたものである。また、本研究で用いた衛星データは、宇宙開発事業団より1995年兵庫県南部地震に関する研究のために無償で提供されたものである。ここに記して謝意を表する。

(受付日1997.2.20, 受理日1997.7.16)

参考文献

- 1) 沖村孝：土木学会阪神大震災震災調査第二次報告会資料，社団法人土木学会，pp.163-168，1995。
- 2) 大林成行，小島尚人，笠博義：斜面崩壊予測を対象とした衛星マルチスペクトルデータの実利用化について，土木学会論文集，No. 415/IV-12，pp.71-80，1990。
- 3) 笠博義，黒台昌弘，大林成行，小島尚人：地すべり予測への衛星リモートセンシングデータの応用可能性について日本リモートセンシング学会誌，Vol. 12，No. 1，pp. 5-15，1992。
- 4) 後藤恵之輔，瀬戸島政博，深津信義，岡島修平：リモートセンシングによる斜面崩壊発生地点の予測手法，土質工学会論文報告集，Vol. 25，No. 2，pp. 185-194，1985。
- 5) 上林徳久，石森繁樹：衛星画像による地すべり地判読，日本リモートセンシング学会誌，Vol. 10，No. 3，pp.93-99，1990。
- 6) 島担：衛星画像からみた地すべり発生地の分布，日本リモートセンシング学会第9回学術講演会概要集，pp.35-36，1991。
- 7) R. M. Haralick, S. R. Sternberg, and X. Zhuang, "Image analysis using mathematical morphology," IEE Trans. Pattern Anal. Machine Intell., Vol. 9, No. 4, pp.532-550, 1987.
- 8) 河邑眞，辻子裕二，"Landsat/TM による河川境界検出手法に対する多重 Morphology 解析の応用"، 写真測量とリモートセンシング，Vol. 35，No. 5，pp. 36-45，1996。
- 9) 富田陽子，桜井恒，中備充：六甲山系における地震度の降雨による崩壊地の拡大について，新砂防，Vol. 48，No. 6，pp.15-21，1996。
- 10) 仲野公章，富田陽子，桜井恒：兵庫県南部地震後の六甲山系における土砂災害ソフト対策，新砂防，Vol. 48，No. 4，pp.58-62，1995。
- 11) 吉澤孝和，酒井輝雄，宮野尾文夫，根岸六郎・関

- 貴幸：空中写真測量による地下すべり面形状解析システム，写真測量とリモートセンシング，Vol. 33，No. 3，pp.17-32，1994。
- 12) 吉澤孝和：地上測量による時下すべり面の形状および地すべり影響圏の推定，地すべり，Vol. 26，No. 3，pp.28-39，1989。
- 13) David J. Varnes: Slope Movement and Types and Process in Landslides, 1978.
- 14) 武居有恒：地すべり・崩壊・土石流，鹿島出版会，pp.147-153，1982。
- 15) 平野昌繁：斜面発達とくに断層崖発達に関する数学的モデル，Vol. 39，pp.324-336，1966。
- 16) 平岡正勝，田中幹也：移動現象論，朝倉書店，pp. 43-64，1994。