

論文

2004年8月10日奈良県大塔村斜面崩壊時のHi-netデータ解析 —斜面崩壊検知への応用—

大角 恒雄*・浅原 裕**・下川 悦郎***

Analysis of Ground-vibration induced by the 10 August 2004, Ohtou Landslide in Nara Prefecture, Japan using the Data of High Sensitivity Seismograph Network -Application to Landslide Detecting-

Tsuneo OHSUMI *, Hiroshi ASAHARA ** and Etsuro SHIMOKAWA ***

Abstract

A new practical landslide detection system was developed using only records from the existing seismograph network, Hi-net (High Sensitivity Seismograph Network, Japan), for disaster prevention management to rapidly detect sediment disasters. This was then applied in the Ohtou Landslide case, which occurred in Nara Prefecture, Japan on August 10, 2004. The estimated source point of ground-vibration was located within an error of approximately 1 km away from the landslide, although the Hi-net stations were almost 15 km away from the hypocenter. This result demonstrates that this application can be implemented for a new automated slope collapse detecting system for initial responses to a disaster in regions where landslides occur frequently such as in Japan.

キーワード：高感度地震観測網，震源決定，斜面災害，斜面崩壊，エンベロープ

Key words：Hi-net, hypocenter, landslide disaster, slope failure, envelope

1. はじめに

防災科学技術研究所 Hi-net（高感度地震観測網）は緊急地震速報等による震源情報決定（震源位置・マグニチュード・発生時刻）に広く活

用されている。本研究ではこのデータを斜面崩壊位置推定へ応用することを模索する。

これまで激しい降雨時の危険な状況または冬期雪深い地域では斜面崩壊が発生した場合、へ

* 日本工営株式会社 中央研究所
Nippon Koei Co., Ltd. R & D Center

** 株式会社 先端力学シミュレーション研究所
ASTOM R & D

*** 鹿児島大学農学部 生物環境学科地域資源環境学講座
砂防・水文学分野
Erosion Control and Forest Hydrology, Agricultural Science,
University of Kagoshima

本論文に対する討論は平成18年5月末日まで受け付ける。

り等による災害箇所確認活動が困難なため、崩壊位置の把握が困難であった。一方、防災訓練等では、斜面崩壊位置を設定し、道路封鎖および土石流発生を想定して訓練が実施されていることもあり¹⁾、斜面崩壊位置の検出は欠くことのできない基本的かつ重要な情報である。本研究では、斜面崩壊が生じたとき地盤振動を検出し、崩壊箇所または方向を推定する方法を検討する。この手法により主要幹線道路のどの位置で崩壊が生じ、交通網等の寸断が発生しているかどうか推定できるため、被災者の救援、孤立した集落への迅速な対応が可能となる。

斜面崩壊と振動波形の解析を実施した事例は幾つかみられる。たとえば、Kanamoriら^{2),3)}はセントヘレンズ火山等の地震波の解析を実施し、地すべりの摩擦係数の算定を試みている。水野ら⁴⁾は岡山県総社市における斜面崩壊にともなう振動をとらえたHi-netデータを解析することで、崩壊位置から200 km離れた場所までP波、S波が伝搬していることを見いだすとともに、現場踏査を含め振動と崩壊の関係を解明することの重要性を示している。

本論文では、災害を管理する事務所等での実用的な斜面災害検知手法としてHi-netデータのみを用い簡易化した震源決定手法で斜面崩壊位置を決定することを提案する。その一事例とし



写真1 大塔村宇井で崩壊した斜面の全景
(諏訪 浩 2004.8.14 撮影)



写真2 滑落した地すべりのクローズアップ
(諏訪 浩 2004.8.14 撮影)

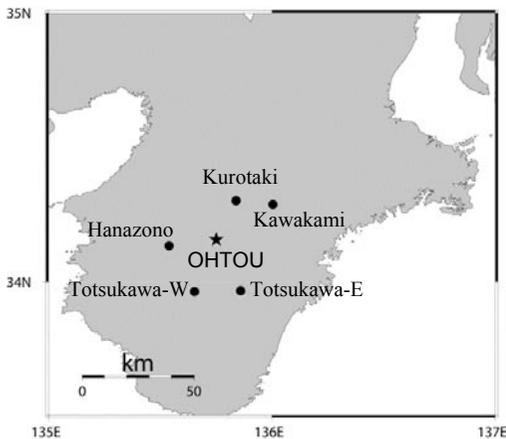


図1 大塔村崩壊現場周辺のHi-net観測点



写真3 崩壊斜面上部西側（斜面に向かって右寄り）の崖錐堆積物
(諏訪 浩 2004.8.14 撮影)

て本手法を 2004 年 8 月 10 日奈良県大塔村で発生した斜面崩壊 (図 1, 写真 1~3) 時の Hi-net データに適用し, 有効性を検討した。また, 震源特性を把握するために, 波形解析も実施した。

2. 2004 年奈良県大塔村斜面崩壊状況

この崩壊については大規模な地すべり災害として独立行政法人・土木研究所・土砂管理研究グループ・地すべりチームによりその概要が報告されている^{5),6)}。この報告によると, 平成 16 年 8 月 10 日 00:15 頃 (問題の斜面は前兆があり監視されていて, 崩壊の様子はビデオ撮影されているが GPS 補正等による精巧なタイムコードで記録されていたわけではないので, 崩壊の正確な時刻は不明), 奈良県大塔村宇井地区において, 大規模な地すべり災害が発生した。国道 168 号が斜面下方へ滑落し, 多量の土砂が熊野川に堆積した。崩壊規模は縦約 120 m × 横約 120 m に渡り, 国道 168 号が基礎ごと斜面下方へ滑落し, 多量の土砂が河川内に堆積した状況が示されている。

当該地点の地質は, 白亜紀の四万十累帯を構成する緑色岩類やチャートを含む砂岩, 泥岩の互層および第三紀の貫入火成岩から構成される⁷⁾。紀伊山地では, 第四紀を通じての隆起量が 1000 m 以上に達するとされる。この急激な隆起により, 穿入蛇行を伴う深い V 字谷が形成され, その両側の急斜面には滝が発達した懸谷が分布する⁸⁾。これらの急斜面では斜面崩壊や土石流などが発生しやすく, 明治の十津川大水害では, 規模が大きな崩壊が発生し, 河道を堰き止めて, 水深が最大数 10 m に及ぶ天然ダムが形成された。斜面崩壊状況を諏訪⁹⁾ による写真 1~3 から分析すると, 崩壊した面にむかって左側には崩落面と思われる基盤岩が現れ, 右側には崖錐堆積物 (talus) が存在し, 基盤岩には断層変位でみられる擦り傷のような条線 (slickenline) がみられる。植生は植林されてから 20 年程度経過したスギ・ヒノキ林であり, 40~50 年経過したシイ・カシの自然林に比べ崩壊を生じやすい一般的な傾向と調和する。

航測会社 Web 上に公開された航空レーザー計測結果¹⁰⁾ から, 崩壊方向は南東方向から北西方向に向かって N 12° W 方向である。崩壊前の気象条件は, 8 月 4 日から 5 日にかけて台風 11 号に伴う 300 mm 程度の雨量を記録したが, 6 日から 10 日の降雨量は少なかった。

3. 発生源推定

Hi-net データから斜面崩壊地点近傍の各点の UD 成分エンベロープ最大振幅時刻を抽出し, 震源決定の手法¹¹⁾ を用いて斜面崩壊の位置推定を試みた。

3.1 波形データ

崩壊現場周辺のそれぞれの Hi-net 観測点における UD, NS, EW 成分速度時刻歴波形を図 2 に示す。なお, Kurotaki では UD が欠測であったため, 解析対象から除外した。

Hanazono, Kawakami, Totsugawa-W, Totsugawa-E の 4 地点における UD 成分にはいずれも 00:17 前後に振動 (速度波形) が検知されている。なお, この時間帯の震動源が地震によるものでないことを確認するために, 気象庁一元化震源リストを調査し, その結果, 同日 00:00 から 00:30 には紀伊半島内に地震は検知されていないことを確認した。

3.2 エンベロープ解析

発生時刻抽出のために Hanazono, Kawakami, Totsugawa-W, Totsugawa-E の観測波にエンベロープ解析法^{12),13)} を適用した。まず, 取得した振動記録をもとに, エンベロープを求めた。多くの研究で, 振動記録の自乗平均振幅 (Mean Square) やその平方根 (Root Mean Square) からエンベロープを算出し, その形状の特徴を調べている¹⁴⁾。両者はそれぞれ MS エンベロープ, RMS エンベロープと称される。本検討では, P 波と S 波の検出に解析事例が多い RMS エンベロープ¹⁵⁾ を採用した。図 3 に Hanazono, Kawakami, Totsugawa-W, Totsugawa-E の 8 月 10 日の 00:10 から 00:22 までの Hi-net 観測波形

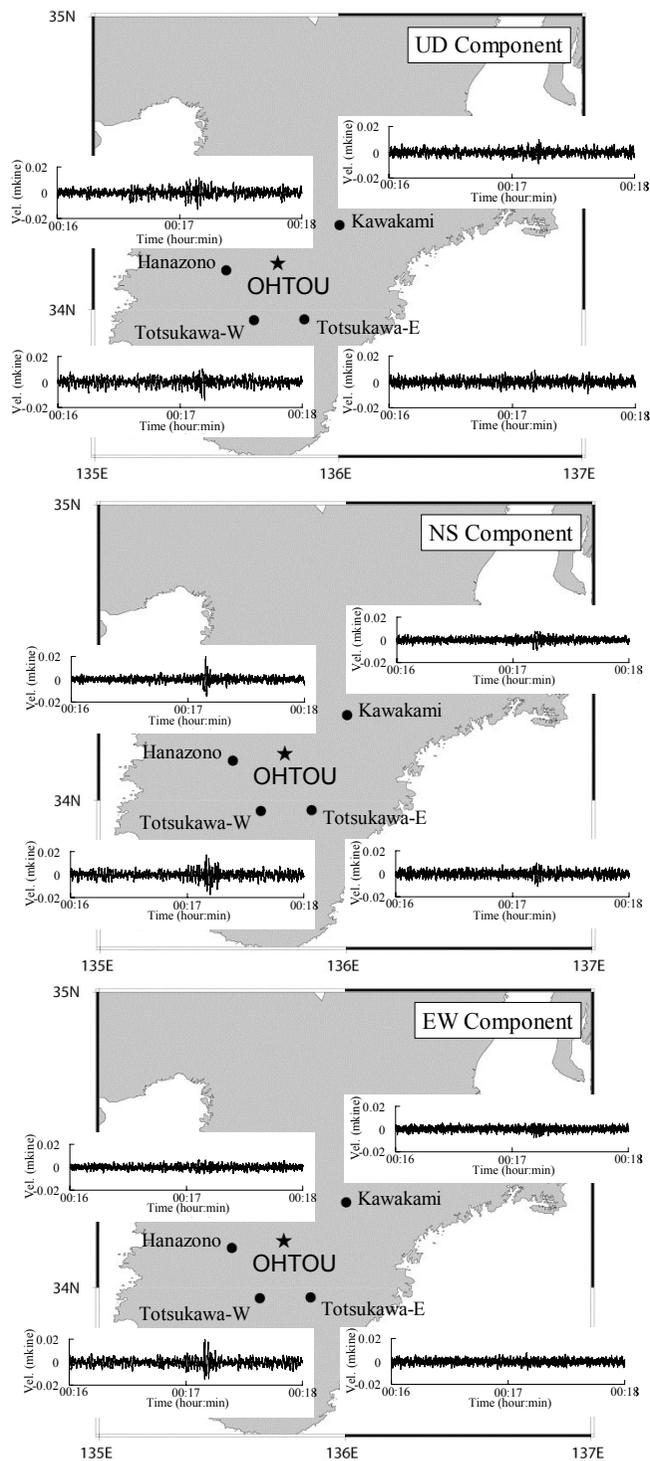


図2 崩壊現場周辺の速度時刻歴波形 (UD：上下，NS：南北，EW：東西)

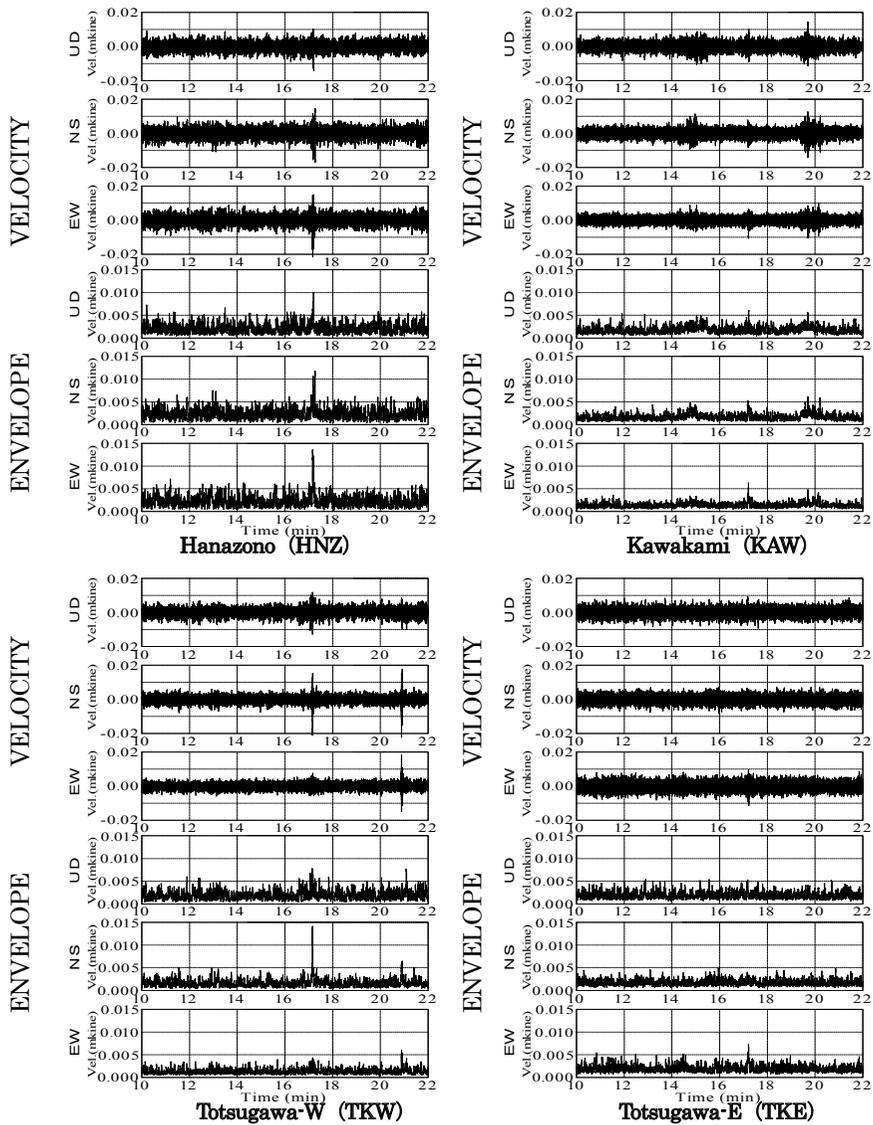


図3 連続記録とエンベロープ解析 0:10 ~ 0:22 (上から UD, NS, EW の順)

表1 UD成分のエンベロープ最大振幅観測時刻

Station name	Latitude	Longitude	Hypocenter distance (km)	Arrival time
Hanazono	34.1340	135.5397	19.67	0:17:08.72
Kawakami	34.2892	136.0050	27.58	0:17:12.98
Totsukawa-W	33.9633	135.6536	23.35	0:17:11.72
Totsukawa-E	33.9658	135.8603	23.53	0:17:10.92

のUD, NS, EW成分とそれぞれのエンベロープ波形を示す。次に、エンベロープの振幅最大となる時刻を読み取り、これを最大振幅時刻として震源決定に用いた。表1にUD成分のエンベロープ最大振幅時刻を示す。

3.3 発生源位置推定計算

発生源位置推定の計算式は付録：計算式に示す。通常の数kmの深さにある震源決定と異なり地表面付近の崩壊現象による震源決定を扱う事から、震源の深さはゼロで固定とし、算定式を簡略化した。弾性波速度はKiK-net地点PS検層による工学的基盤のP波・S波速度分布¹⁶⁾から、P波で3 km/sec程度、S波で2 km/sec程度である。一方、武田¹⁷⁾による散乱重合法に基づく深部地下構造マッピングにおける河内長野-紀和測線の浅部速度構造モデルから当該地点のP波速度は5.2 km/secであり、そこからS波速度は3 km/sec程度と推定される。そこで弾性波速度を2 km/sec ~ 3 km/secと仮定して震源決定を行い、斜面崩壊地点を推定するとともに、弾性波速度の差異が決定される震源位置

にどの程度反映されるのか検討した(図4)。

発生源決定の計算にあたっては、震央距離毎の重み付けは行っていない。演算ではそれぞれの弾性波速度を仮定した時の走時残差の自乗和が最小になる点を求めた。

3.4 推定結果

崩壊位置を推定したところ、弾性波速度を2 km/secに設定した条件において崩壊現場位置から823 m、弾性波速度を3 km/secに設定した条件において崩壊現場位置から1.2 kmと算定された。観測点はいずれも崩壊地点から10 ~ 15 km程度離れており、用いた手法は簡易なものである。これらの条件にもかかわらず位置推定の精度は良好であった。

次に、Hanazono, Kawakami, Totsugawa-W, Totsugawa-Eの観測波のレコードセクション(図5)を作成し、観測波形のみかけ速度を算定した。比較のために6 km/sec, 3 km/secのみかけ速度もあわせて示した。距離レンジが短いため、みかけ速度の計算には大きな誤差が含まれるものの、エンベロープ最大振幅観測時刻をもとに推定すると、1 ~ 2 km/sec程度である。これは前述の武田による深部地下構造の基盤の速度に比べて小さい速度である。したがって、観測された波群は、基盤中を伝搬したものではなく、表層近くを伝播したものであると考えられる。なお、弾性波速度を1 km/secに設定した条件では崩壊現場位置から969 mとやや遠ざかる結果となった。

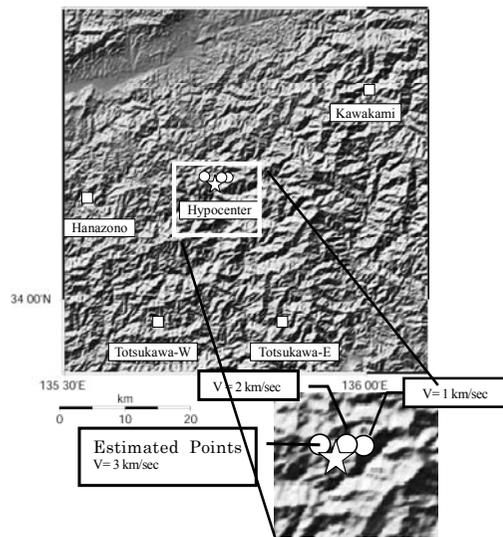


図4 斜面崩壊位置と発生源推定位置比較 「国土地理院の数値地図250mメッシュ(標高)」

4. 震源特性

ここでは発生時刻抽出を目的としたものではなく、時間毎の振動数成分を調べる目的で、00:16から00:18までの2分間のUD成分における非定常スペクトルを求めた。非定常スペクトルとは、時間毎の振動数成分がどのように変化してゆくかを縦軸に振動数、横軸に時間をとって示したものである。本研究では、神山¹⁸⁾の非定常スペクトル手法を用いた。これはシステム関数を有する並列な帯域フィルタ(march filter)

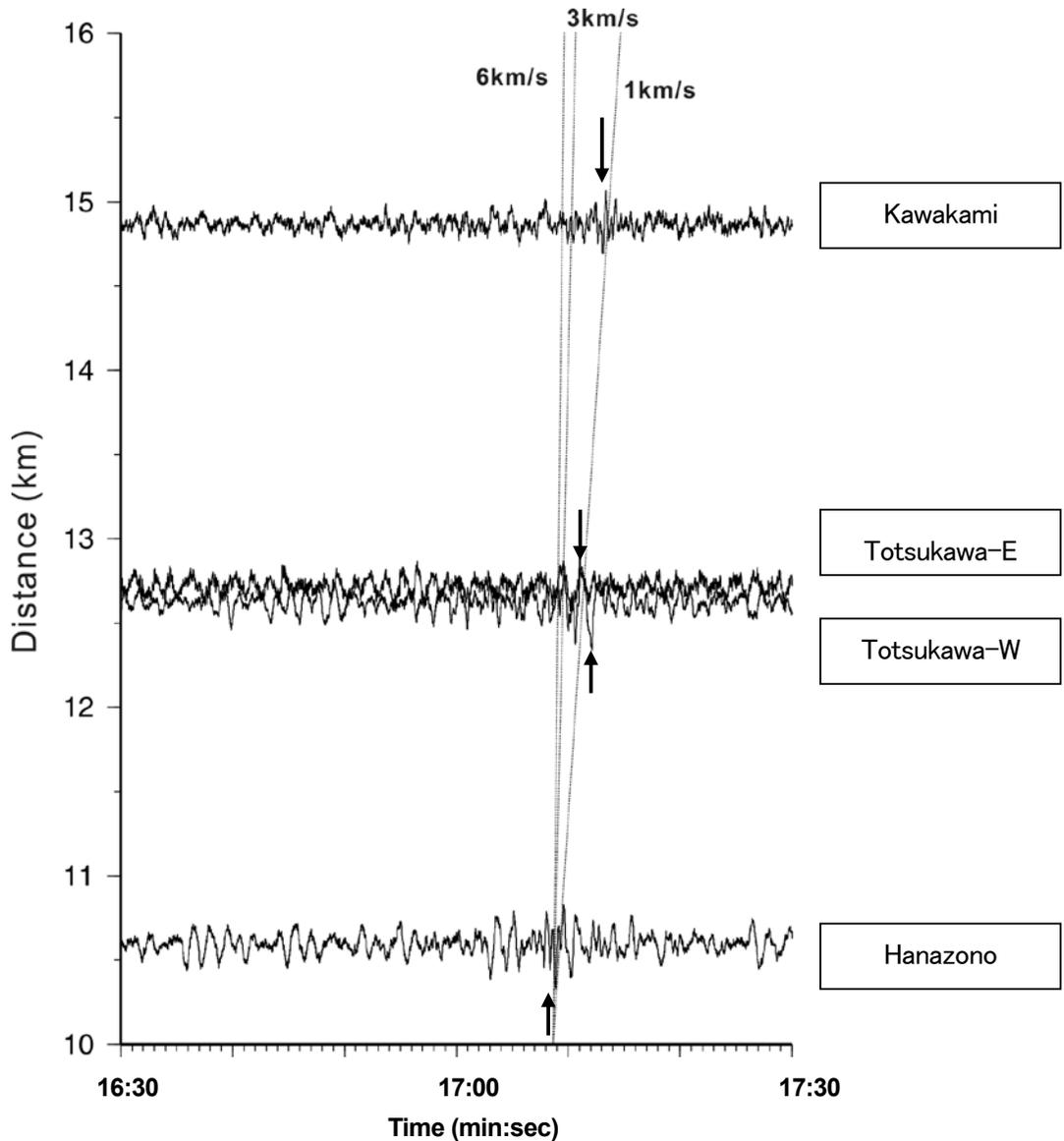


図5 観測波の記録セクション (矢印はエンベロープ最大振幅観測時刻)

を用い、ある特定の周波数帯域だけを取りだし、その振幅包絡線を求めるというものである。図6の下段にUD成分の時刻歴波形を示し、上段にUD成分の非定常スペクトルを示す。

図6から Totsugawa-E 以外は振幅が大きくなる時間帯 (00:17 以降) において 2 Hz 付近の成

分が卓越していることが分かる。Hi-net の特性¹⁹⁾が 40 Hz 程度以下であり、高振動数に関する応答は検知できないが、渓流の近傍で観測している土石流振動が高振動数 (30 ~ 100 Hz)^{20), 21)}であるのに対し、この斜面崩壊で観測された振動は低い振動数であった。原因としては2つ考え

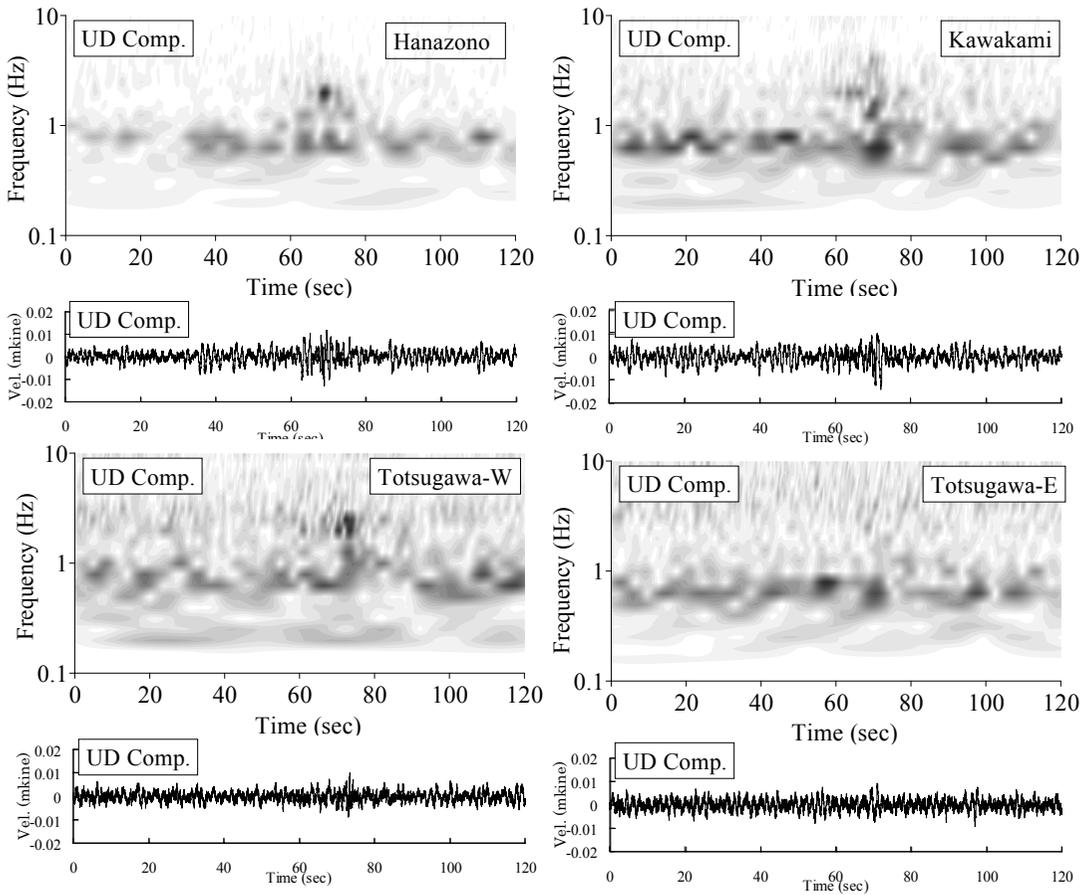


図6 UD成分における非定常スペクトル

られる。1つは土石流と斜面崩壊による震源特性の違い、もう1つは、2つの観測における伝播経路上での減衰構造の差異である。

土石流と斜面崩壊といった震源に違いがある場合、震源特性に差異が現れてくるか、可能性のある因子を以下に述べる。

前述の土木研究所の土砂管理研究グループ・地すべりチームは、本崩壊事象の継続時間、すべり速度をまとめている⁶⁾。同報告によれば、崩壊の縦方向は120 m、継続時間は20秒、すべり速度については最大すべり面方向で3.3 m/sec、水平方向で2.5 m/secとされている。通常、土石流は10 m/sec程度で流下する²²⁾ことから、水平方向で2.5 m/secとゆっくりとした挙動が

卓越振動数の差異に寄与していることも考えられる。

石川²³⁾は崩壊土砂の流動(土石流化)の定義をこれまでの研究者(Varnes²⁴⁾, Hutchinson²⁵⁾の成果を引用し整理している。そのなかで、「すべり」(斜面崩壊を含む)と「流動」の区別として、「すべり」は固体としての運動で移動距離が小さいもの、「流動」は攪拌が著しく移動距離が大きいものとして芦田²⁶⁾らの定義を紹介している。

今回、監視を行っていた近畿地方整備局のカメラにより崩落発生瞬間がビデオ撮影された。この映像はテレビで報道され、Web上で公開されている²⁷⁾。この映像を見ると崩壊には20秒を要している。植生の移動状況から攪拌ではな

く、平行移動の挙動であり、「すべり」と判断される。以上のことから、(1) すべり速度、(2) 攪拌を伴う運動か、(3) 移動距離の規模、等の因子の違いが震源特性として現れ、観測波の卓越振動数の差異に寄与している可能性がある。

今後、土石流による振動と斜面崩壊による振動で震源特性が異なることを明確にし、さらにその因子を同定するためには、まず、(1) 観測波形をもとに、卓越振動数を比較することで、両者の卓越振動数の違いが減衰構造によるものでないことを確かめた後に、(2) 土石流や斜面崩壊に伴う振動波形の観測、解析を様々な事例について行うことが考えられる。

5. 今後の課題

実用化にあたっては、以下の課題が残される。

- 1) 今回用いた Hi-net 観測網における観測点の間隔は約 20 km である。今回の崩壊はこのネットワークのほぼ中央で発生した。発生源決定は成功したものの、振動の減衰等により、必ずしも明瞭なシグナルが得られなかった観測点もあることから、確実な発生源決定のためには当該規模の地すべりに適用する場合においても、観測点の密度をさらに高くすることが望ましい。
- 2) 今回は降雨のない状況で斜面崩壊が発生したが、一般に降雨時に発生することが多い。降雨ノイズが含まれていない今回の事例においても、振動の減衰やその他のノイズの影響でエンベロープ最大振幅時刻の決定は容易ではなかった。降雨時には地下 200 m に設置されている Hi-net や富土地震観測網²⁸⁾においても降雨ノイズの影響を受けてさらに S/N 比が低下することが想定され、今回規模の斜面崩壊であっても振動の検出がさらに困難になる。実用化にあたっては降雨時に観測されることも想定し、降雨ノイズの影響を除去する技術が必要である。
- 3) 今回の斜面崩壊は地震と直接関係してないと考えられる事象であったが、新潟県中越地震(2004)の様に地震が起因して、多くの斜面崩壊が生じる場合がある。このように多くの地震が発生するなかで、本システムを用いて斜面崩壊

位置を決定する場合、観測された波動が、地震による振動か斜面崩壊によるものかを識別する必要がある。振動数をもとにしたフィルタリング技術だけでなく、たとえばリアルタイム地震情報(緊急地震速報)²⁹⁾から地震情報を取得し、地震が発生したときの情報とリンクすることで識別する技術も考えられる。

6. まとめ

2004年8月10日に奈良県大塔村で発生した斜面崩壊を例として、Hi-netをデータ利用し、崩壊位置の推定を行うシステムの有効性を検討した。

- 1) 弾性波速度を 2 km/sec に設定した条件において崩壊現場位置から 823 m の所に震源決定された。観測点がいずれも崩壊地点から 10 ~ 15 km 程度離れていることを考慮すると、用いた手法は簡易なものであるにもかかわらず位置推定の精度は良好である。
- 2) 観測波のレコードセクションを作成し、斜面崩壊による振動波形のみかけ速度は 1 ~ 2 km/sec であることが分かった。このことから観測された波群は深層基盤を伝播したのではなく、表層近くを伝播したものであると考えられる。
- 3) 今回の斜面崩壊による振動の卓越振動数は、非定常スペクトルの解析から 2 Hz 程度と求められた。これは土石流による振動の観測結果と比べると著しく低振動数であった。

付録：計算式

UD エンベロープが最大値をとる時刻を使用して震源決定を行う。未知数を減少させるため震源の深さは 0 km で固定とする。震源要素を (λ, ϕ, t_0) , i 番目の観測点における発現時を t_i , その理論走時を $f_i(\lambda, \phi, t_0)$ とする。ここで、 N は震源決定に使うデータ数、 λ は経度、 ϕ は緯度、 t_0 は震源時である。この時、最小自乗法による震源決定演算は次のように書ける。

$$S = \sum_{i=1}^N [w_i \{t_i - f_i(\lambda, \phi, t_0)\}^2] \rightarrow \min \quad (1)$$

ここで、 w_i は観測データ i についての重みであるが今回 w_i は全て 1 とする。

式 (1) を満たす震源を求めるために、非線形最小自乗法では初期値の周りで線形近似をして解を求める。理論走時 $f_i(\lambda, \phi, t_0)$ を仮の震源要素 (初期値) $(\lambda_0, \phi_0, t_{00})$ のまわりの一次式に展開すると次のようになる。

$$f_i(\lambda, \phi, t_0) \approx f_i(\lambda_0, \phi_0, t_{00}) + \frac{\partial f_i}{\partial \lambda} \delta \lambda + \frac{\partial f_i}{\partial \phi} \delta \phi + \frac{\partial f_i}{\partial t_0} \delta t_0 \quad (2)$$

ここで、 $(\delta \lambda, \delta \phi, \delta t_0)$ は推定震源要素 (λ, ϕ, t_0) と仮の震源要素 $(\lambda_0, \phi_0, t_{00})$ との差である。

式 (2) を式 (1) に代入して、 $(\delta \lambda, \delta \phi, \delta t_0)$ を求めればよく、式 (1) の S を最小にするためには $\delta \lambda, \delta \phi, \delta t_0$ で偏微分したものが 0 になればよい。

これは式 (3) を解くことと同等である。

$$\begin{pmatrix} \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial f_i}{\partial \lambda}\right)^2 & \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial f_i}{\partial \lambda} \cdot \frac{\partial f_i}{\partial \phi}\right) & \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial f_i}{\partial \lambda}\right) \\ \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial f_i}{\partial \lambda} \cdot \frac{\partial f_i}{\partial \phi}\right) & \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial f_i}{\partial \phi}\right)^2 & \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial f_i}{\partial \phi}\right) \\ \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial f_i}{\partial \lambda}\right) & \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial f_i}{\partial \phi}\right) & \sum_{i=1}^N 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \delta \phi \\ \delta \lambda \\ \delta t_0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum_{i=1}^N \{t_i - f_t(\lambda_0, \phi_0, t_{00})\} \frac{\partial f_i}{\partial \lambda} \\ \sum_{i=1}^N \{t_i - f_t(\lambda_0, \phi_0, t_{00})\} \frac{\partial f_i}{\partial \phi} \\ \sum_{i=1}^N \{t_i - f_t(\lambda_0, \phi_0, t_{00})\} \end{pmatrix} \quad (3)$$

ただし、 $\partial f_i / \partial \lambda, \partial f_i / \partial \phi$ については、球面三角法の余弦定理などを使って、 R : 地球の半径、 Δ : 仮の震央 (緯度 ϕ_h , 経度 λ_h) と観測点 (緯度 ϕ_s , 経度 λ_s) の間の角距離、 v : 地震波速度とおくと式 (4), (5) と書ける。最初の仮の震源を適当に選び、式 (3) を解いてその差を仮の震源情報に加え、繰り返し計算して収束点を解と

する。

$$\frac{\partial f_i}{\partial \lambda} = v \cdot \frac{R}{\sin \Delta} (\cos \phi_h \cos \phi_s \sin (\lambda_h - \lambda_s)) \quad (4)$$

$$\frac{\partial f_i}{\partial \phi} = v \cdot \frac{R}{\sin \Delta} (\cos \phi_h \cos \phi_s \sin (\lambda_h - \lambda_s) - \cos \phi_h \sin \phi_s) \quad (5)$$

謝 辞

本研究には防災科学技術研究所による Hi-net (高感度地震観測網) のデータを利用させていただきました。ここに記して御礼申し上げます。

参考文献

- 1) 平成の鳶崩れに備える、天然ダムによる大土石流を想定した防災訓練・報告書、国土交通省北陸地方整備局立山砂防工事事務所、36 p, 平成 14 年 10 月 5 日。
- 2) Kanamori, H., J.W.Given, and T.Lay, Analysis of seismic body waves excited by the Mount St. Helens eruption of May 18, 1980, J.Geophys. Res., 89, 1856-1866, 1984.
- 3) Brodsky, E E., Gordeev, E. and Kanamori, H., Landslide basal friction as measured by seismic waves, Geophysical Research Letters, Vol.30, No.24, 2236, 2003.
- 4) 水野高志, 伊藤潔, 諏訪浩: 岡山県総社市における斜面崩壊にともなう地震動, 日本地震学会ニュースレター, Vol.13, No.1, pp.16-17, 2001.
- 5) 藤澤和範, 野村康裕: 奈良県大塔村で発生した地すべり災害, 土木技術資料, 46-9, pp.4-5, 2004.9.
- 6) 藤澤和範, 野村康裕, 小山内信智, 池田正, 谷口房一: 奈良県大塔村で発生した地すべり災害 (続報), 土木技術資料, 46-10, pp.4-9, 2004.10.
- 7) 日本の地質 6, 近畿地方, 297 p, 共立出版, 1993.
- 8) 奈良県環境資源データ, 地形・地質の状況, http://www.eco.pref.nara.jp/keikaku/data/gojo_yoshino.html
- 9) 諏訪浩との私信。
- 10) 国道 168 号奈良県大塔村地すべり航空レーザ計測, アジア航測株式会社, <http://www.ajiko.co.jp/topics/ct/nara/nara.htm>
- 11) Geiger, L.; Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, *Nachr. Koniglichen Gesell. Wiss. Gottingen Math. Phys.* 4. 1910, 331.
- 12) 佐藤春夫: 地震波のエンベロープ解析: 現状

- と今後の課題, 物理探査, 第51巻, 1998, pp.453-470.
- 13) 小原一成: S波エンベロープ拡大現象, 地震, 第2輯, 第54巻, 2001, pp.159-170.
 - 14) 小原一成: 深部低周波微動の時系列的特徴—トリガー現象と周期性—, 地学雑誌, 112(6), 2003, pp.837-849.
 - 15) 斉藤竜彦, 佐藤春夫, Fehler, M., 大竹政和: Markov 近似法と輻射伝達理論による波形エンベロープのモデリング, 東京大学地震研究所特定共同研究B「短波長不均質構造と高周波地震波の輻射特性」研究成果発表会 研究発表会・講演要旨集, 2002.1, <http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/viewdoc/scat2002/saito.pdf>
 - 16) KiK-net 基盤強震観測網, 土質図, <http://www.kik.bosai.go.jp/kik/>
 - 17) 武田哲也: 新しい散乱重合法に基づく深部地下構造マッピング—広角反射法データへの適用—, 東京大学学位論文, 平成13年6月.
 - 18) 神山真: 強震地震動の非定常スペクトル特性とその波動論的考察, 土木学会論文報告集, 第284号, pp.35-48, 1979.4.
 - 19) Obara, K., Hi-net: High sensitivity seismograph network, Japan, Lecture Notes in Earth Sciences, 98, 79-87, 2002.
 - 20) 大角恒雄, 長山孝彦, 榎納智裕: 振動センサーによる土石流検知データの周波数分析およびエンベロープ解析への適用, 土木学会西部支部・第2回土砂災害に関するシンポジウム, 2004.8.
 - 21) 大角恒雄: 振動センサーを用いた土石流感知システムの試み, 北陸の建設技術, vol.148, 2003.10.
 - 22) Suwa, H., Sawada, T., Mizuyama, T., Arai, M. and Takahashi, T., 1997: Observational study on viscous debris flows and countermeasures against them, Proc. Intern. Symposium on Natural Disaster Prediction and Mitigation, Kyoto, pp.401-406.
 - 23) 石川芳治: 地震による土石流の発生に係わる地形, 地質条件, 砂防学会誌, Vol.51, No.5, pp.35-42, 1999.
 - 24) Varnes, D. J., Landslide Types and Processes, In Landslides and Engineering Practice (Eckel, E. B., ed.), HRB, Special Report. 29, pp.20-47, 1958.
 - 25) Hutchinson, J. H., General Report, Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides in Relation to Geology and Hydrogeology, Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, pp.3-35, 1988.
 - 26) 芦田和男, 江頭進治, 大槻英樹: 山腹崩壊の流動機構に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第26号, B-2, pp.209-221, 1983.
 - 27) 国道168号奈良県吉野郡大塔村宇井地先における地すべりの崩落について, <http://www.kkr.mlit.go.jp/plan/2004-jisuberi-0810/>
 - 28) 鶴川元雄, 大竹政和: 富士山直下の異常な微小地震活動について, 地震, 第2輯, 37巻, pp.129-133, 1984.
 - 29) 浅原裕, 大角恒雄, 藤縄幸雄: リアルタイム地震情報を用いた地震動到達前情報の可能性, 地球惑星合同大会, 幕張メッセコンベンションセンター, 2004年5月.

(投稿受理: 平成16年12月20日)

訂正稿受理: 平成17年8月22日)