

### 3.8 地震計データを用いた土砂移動現象の発生時刻及び位置等の推定

#### 3.8.1 地震計データによる解析の有効性について

土石流をはじめとする表層崩壊や深層崩壊などの土砂移動現象により、地盤振動が発生することは知られている。過去において、地盤振動特性の解析を試みた事例はいくつもある（たとえば、諏訪ら，1999）。また、土石流の早期検知を目的とした振動検知式土石流センサや深層崩壊などの大規模な土砂移動を対象として、その発生位置を特定しようとする大規模土砂移動検知システムの整備が進められている。

地盤振動を取得するためのセンサを面的に配置すれば、土砂移動現象を広範囲に監視・観測できる可能性があり、この特徴を利用した土砂移動現象の検知手法は有用な手段と考えられる。そのためには検知精度を向上させる必要がある、より多くの振動データを収集・解析し土砂移動形態による振動データの特徴やノイズとなる現象の特徴を把握する必要がある。本項目では、伊豆大島で発生した表層崩壊及び土石流の地震計データの特徴や発生位置推定方法についての検討結果を示す。

#### 3.8.2 検討に用いたデータの概要

伊豆大島には、気象庁火山観測網（4 観測所）、独立行政法人防災科学技術研究所の火山観測網 V-net（4 観測所）、東京大学地震研究所の観測網（20 観測所）の振動観測局が整備されている（表 3.8.1 及び図 3.8.1）。本研究では、3.6 で実施したヒアリング結果より推測した災害が頻発した時間を含めた 10 月 16 日 1 時から 5 時までのこれら振動観測局のデータを収集し解析することにした。各観測局で観測された振動の時刻歴波形と大金沢堆積工との距離の関係を図 3.8.2～図 3.8.5 に示す。いくつかの観測所では、欠測している期間があるが、概ね災害が発生したと考えられる時間帯において振幅が変化している事が認められる。これらの波形の中で東京大学地震研究所の YOR 観測所は、崩壊地に近く、欠測が無い上に、土砂移動に伴うと推察される振幅が大きいことが確認できた。特に、10 月 16 日 2:03 頃、2:23 頃、2:32 頃、2:37 頃、3:03 頃の振幅が大きく変化を示していることが認められ、これらは表層崩壊や土石流による地盤振動を表しているものと考えられる（図 3.8.3、図 3.8.4）。

表 3.8.1 振動観測局一覧

No.	観測局名	大金沢堆積工からの距離	所属	備考
1	N.GJKV	1.74 km	(独)防災科学技術研究所	2:30:57以降欠測
2	NMS	1.86 km	東京大学地震研究所	
3	YOR	1.93 km	東京大学地震研究所	
4	OSM	2.05 km	東京大学地震研究所	3:07:41以降欠測
5	V.OSMA	2.32 km	気象庁	2:30:57以降欠測
6	OS2	2.46 km	東京大学地震研究所	
7	MW1	2.80 km	東京大学地震研究所	
8	MHR	3.12 km	東京大学地震研究所	
9	NR3	3.14 km	東京大学地震研究所	3:07:41以降欠測
10	MN2	3.16 km	東京大学地震研究所	3:07:41以降欠測
11	V.OSKT	3.41 km	気象庁	
12	N.OOHV	3.47 km	(独)防災科学技術研究所	
13	BKN	3.53 km	東京大学地震研究所	
14	BKE	3.76 km	東京大学地震研究所	
15	KSK	4.04 km	東京大学地震研究所	
16	OKA	4.33 km	東京大学地震研究所	3:07:42-3:09:30欠測
17	SH2	4.33 km	東京大学地震研究所	
18	KSG	4.66 km	東京大学地震研究所	
19	TTI	4.89 km	東京大学地震研究所	
20	SNK	5.02 km	東京大学地震研究所	
21	V.OSSN	5.05 km	気象庁	
22	V.OSFT	5.56 km	気象庁	
23	MBB	6.15 km	東京大学地震研究所	
24	OKB	6.26 km	東京大学地震研究所	
25	OSK	6.39 km	東京大学地震研究所	
26	N.ODKV	6.44 km	(独)防災科学技術研究所	
27	OKU	6.69 km	東京大学地震研究所	
28	N.OSMV	9.22 km	(独)防災科学技術研究所	波浪と思われるノイズあり

…欠測やノイズが確認された観測局

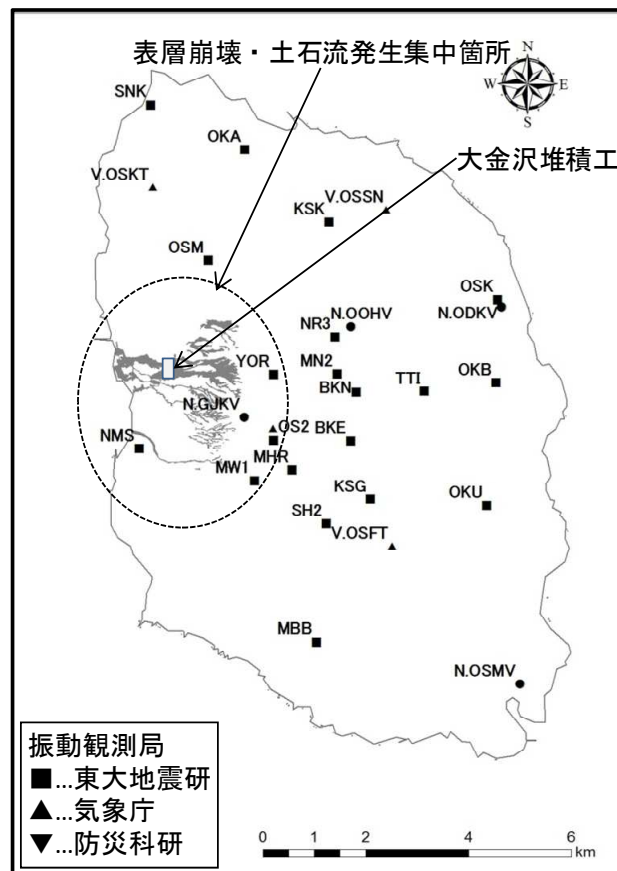


図 3.8.1 振動観測局位置図

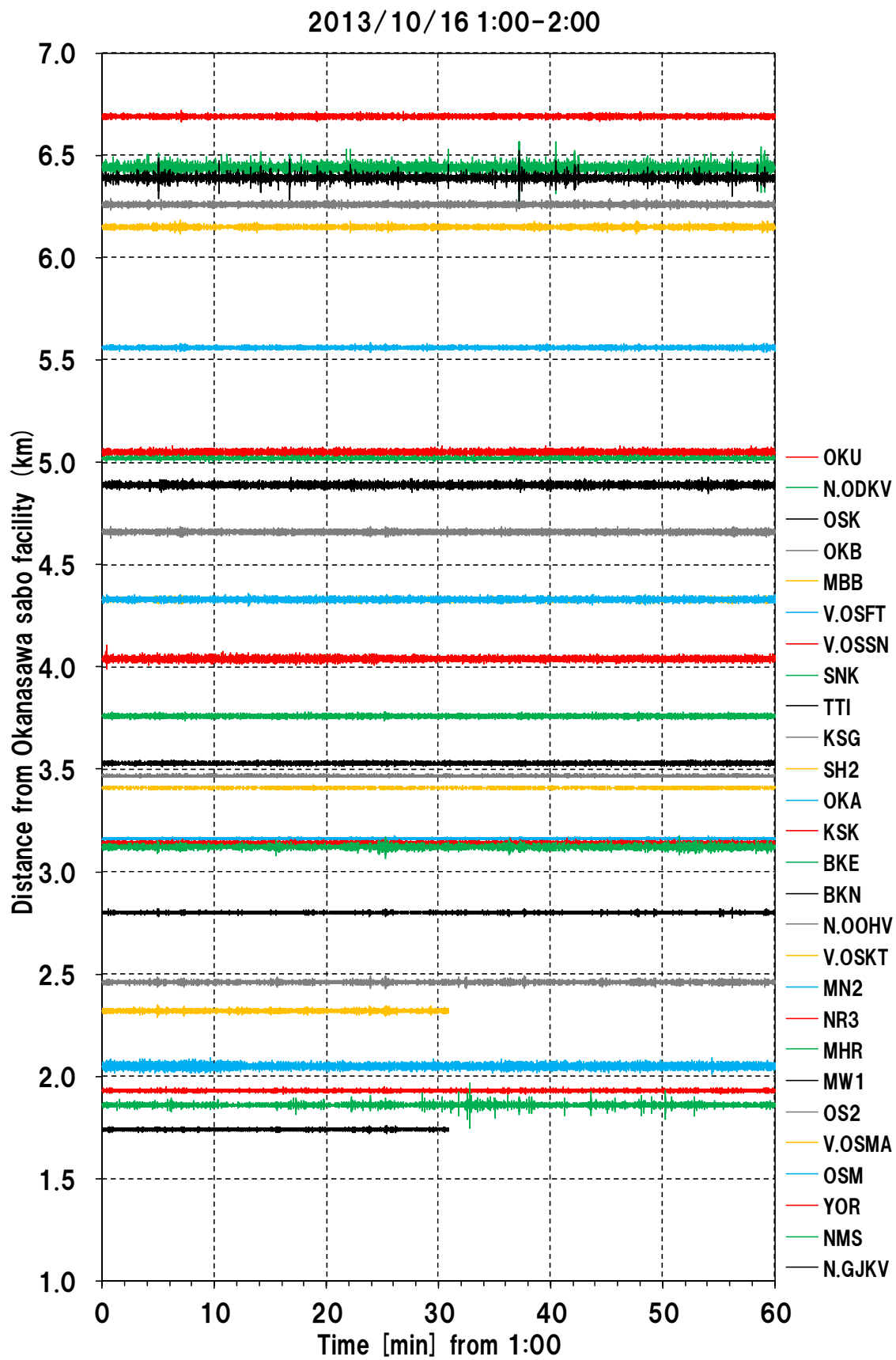


図 3.8.2 10月16日1時から2時までの各観測局で観測された振動の時刻歴波形と大金沢堆積工との距離の関係

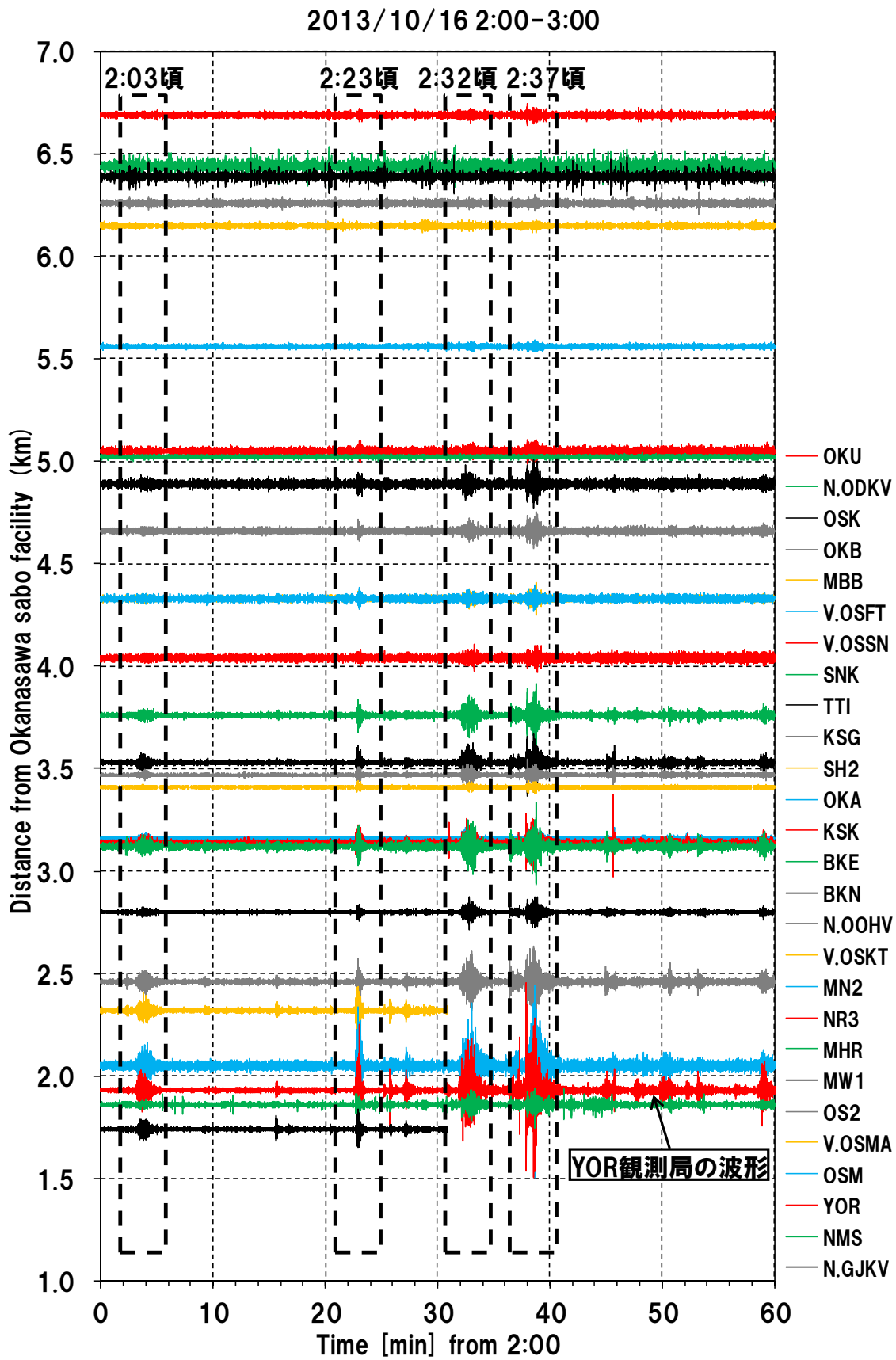


図 3.8.3 10月16日2時から3時までの各観測局で観測された振動の時刻歴波形と大金沢堆積工との距離の関係



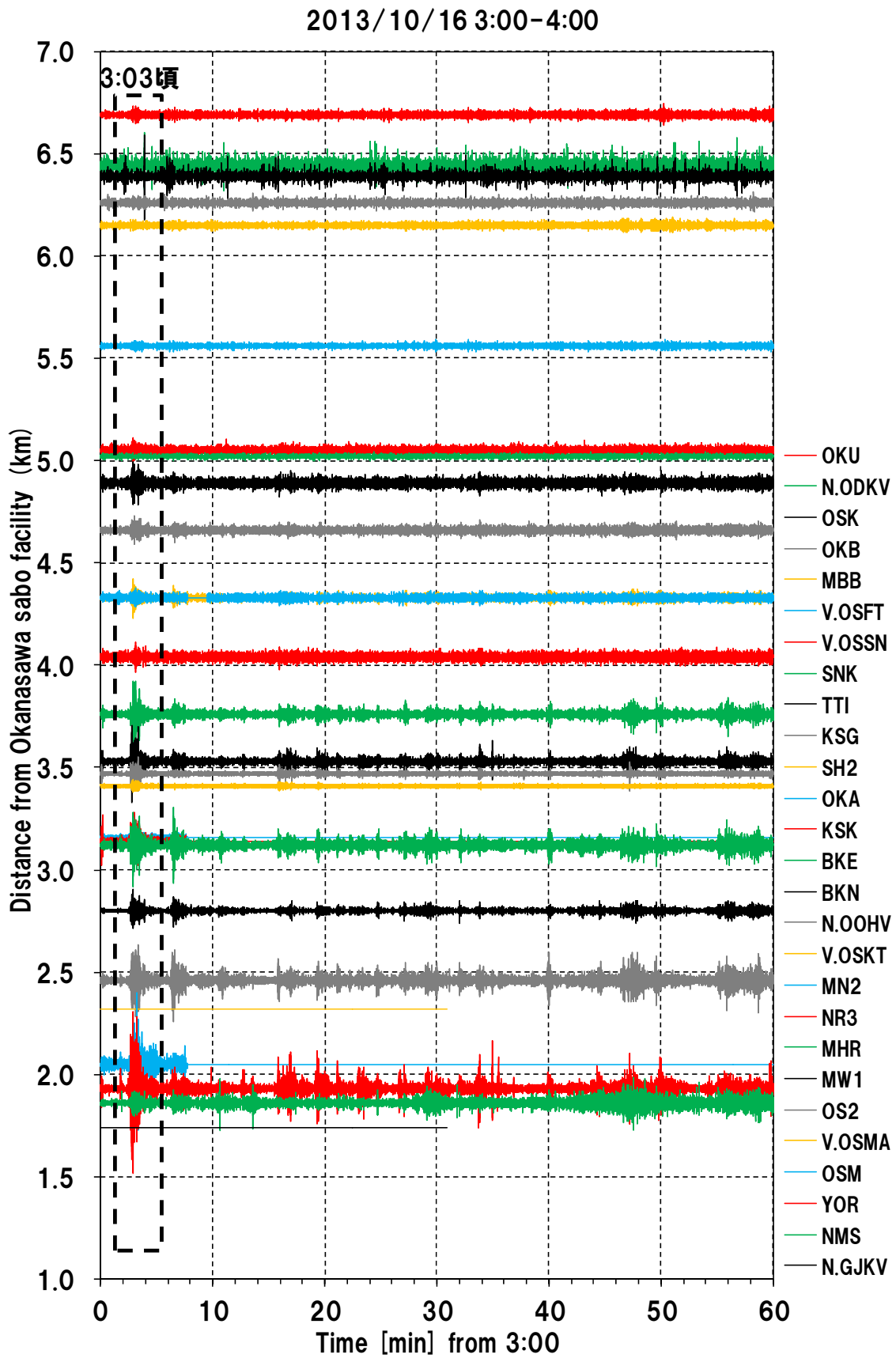


図 3.8.4 10月16日3時から4時までの各観測局で観測された振動の時刻歴波形と大金沢堆積工との距離の関係

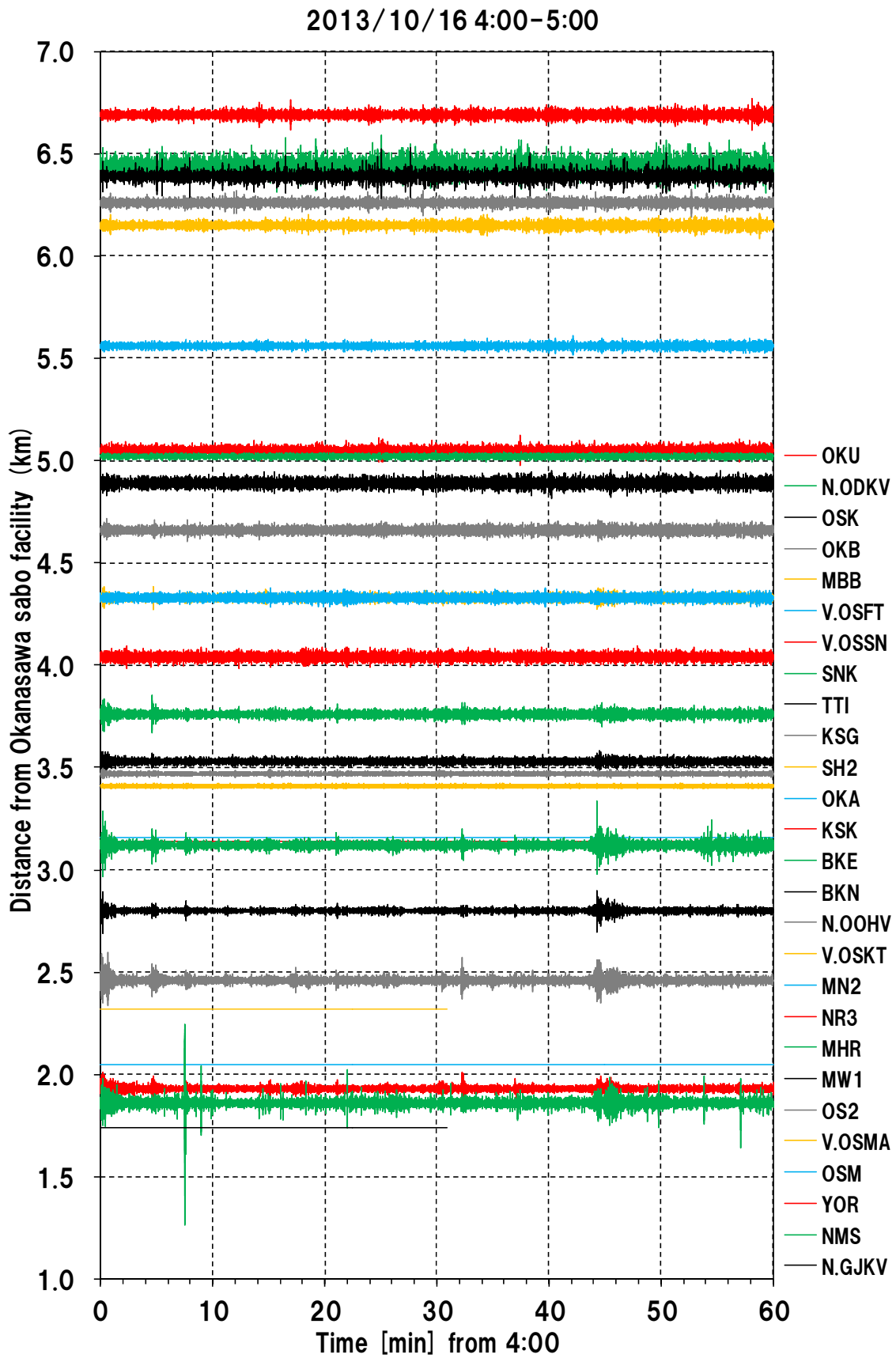


図 3.8.5 10月16日4時から5時までの各観測局で観測された振動の時刻歴波形と大金沢堆積工との距離の関係

### 3.8.3 台風 26 号で発生した表層崩壊・土石流による振動の特徴

#### (1) 周波数解析の概要

表層崩壊・土石流による地盤振動の特徴を把握するため、地盤振動データを用いてフーリエ解析により周波数解析を実施した。なお、用いた振動データは、先述の通り安定してデータを取得する事ができた東京大学地震研究所の YOR 観測所で記録された波形とした。周波数解析に用いたデータは、速度 UD 成分を用い、バンドパスフィルタを処理していない状態のものを約 41 秒間使用した。図 3.8.6 に YOR のスペクトル解析結果及び振動波形を示す。周波数解析は振幅の異なる土砂移動イベントを抽出することとし、2:25 頃 (a), 2:26 頃 (b), 2:36 頃 (c), 2:37 頃 (d), 3:01 頃 (e), 3:02 頃 (f), 3:17 頃 (g), 3:19 頃 (h) の周波数解析を行った。また、比較のために波形の変化のない時間 (reference) の周波数解析も行い、土砂移動に伴う周波数の範囲を把握した。

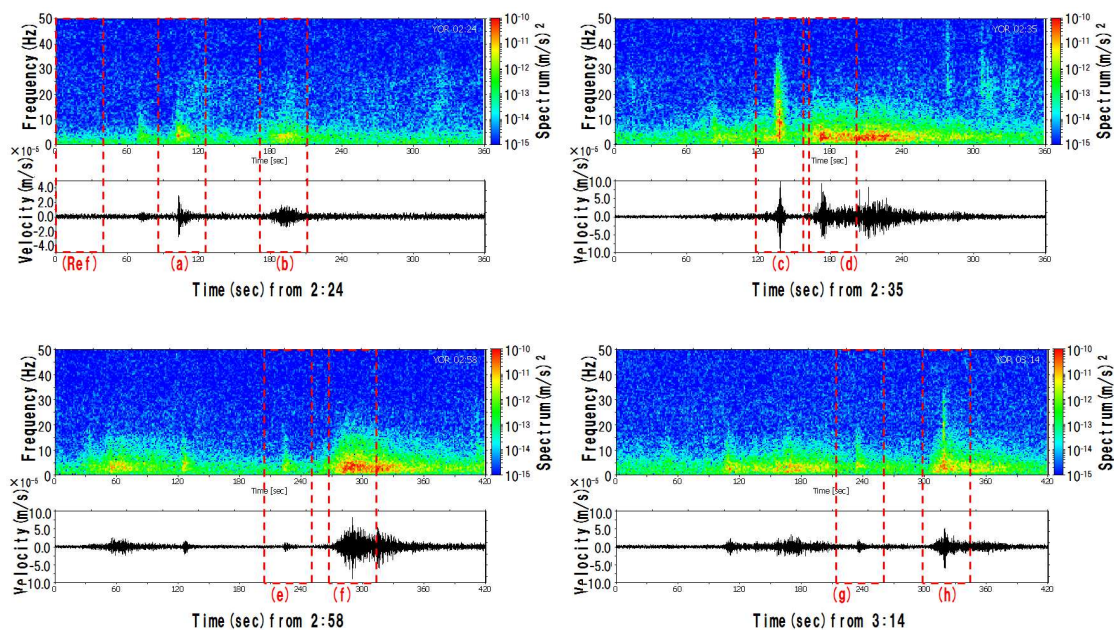


図 3.8.6 YOR 観測所で取得された波形データのスペクトル解析結果

#### (2) 周波数解析の結果

図 3.8.7 に周波数解析の結果を示し、周波数解析によって得たピークとなるフーリエスペクトルとそのときの周波数を表形式で表 3.8.2 に整理した。3~5Hz にピークがあるものが多いが、図 3.8.7 (c) のように 10Hz あたりにピークがあるものもある。深層崩壊発生時の地盤振動の周波数は 0.5~2Hz 程度 (水野ら, 2001; 森脇, 1999; 大角ら, 2005; 大角ら, 2006a; 大角ら, 2006b) であるのに対し、本解析結果は異なる周波数を示すことがわかった。なお、地盤振動の周波数は 1~12Hz の範囲にあり、どのイベントも 2~8Hz の範囲の成分が含まれていることもわかった。

深層崩壊を対象とした発生箇所の推定方法では、各観測所間の地盤振動の到達時刻を読み取り、その時間差に基づき地震の震源決定アルゴリズムを用いて推定を行う。一方で、本災害のような土砂移動現象では、深層崩壊と比べて振動の振幅が徐々に増加する特徴があるため、到達時刻を読み取ることが困難であり、深層崩壊と同じ手法を適用することが困難と考えられる。

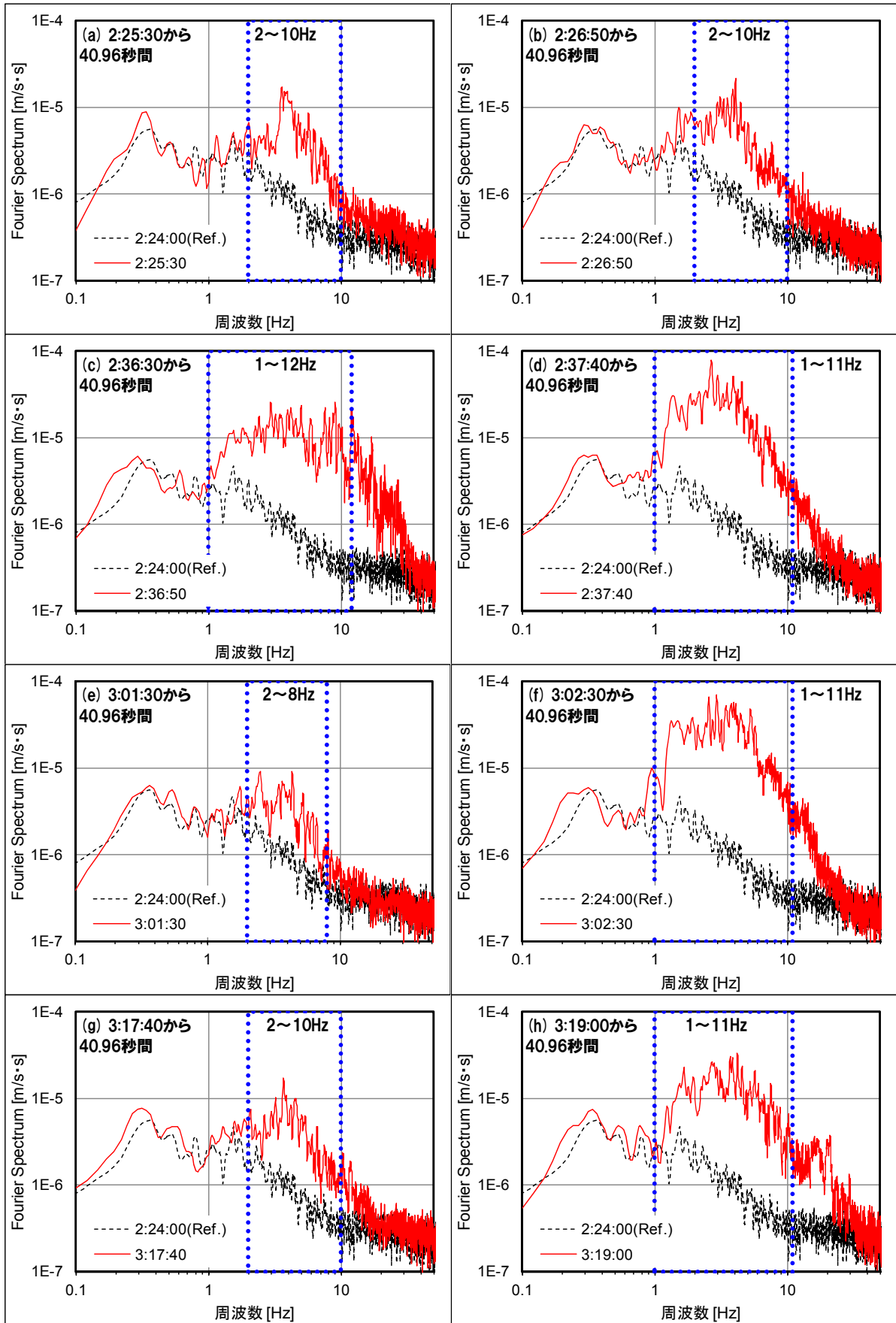


図 3.8.7 YOR 観測所取得された波形データの周波数解析結果

表 3.8.2 各イベントでのピークとなるフーリエスペクトルと周波数

時間	周波数(Hz)	【max】Fourier spectra(m/s・s)
(a) 2:25:30から40.96秒間	3.589	1.68E-05
(b) 2:26:50から40.96秒間	4.077	2.16E-05
(c) 2:36:30から40.96秒間	9.033	2.57E-05
(d) 2:37:40から40.96秒間	2.686	7.85E-05
(e) 3:01:30から40.96秒間	2.490	9.14E-06
(f) 3:02:30から40.96秒間	2.930	6.85E-05
(g) 3:17:40から40.96秒間	3.687	1.69E-05
(h) 3:19:00から40.96秒間	4.199	3.27E-05

### 3.8.4 地盤振動データを用いた表層崩壊・土石流の発生位置推定方法

#### (1) 震源特定方法の概要

本災害時の地盤振動の振幅は徐々に増加する特徴を有する事から、図 3.8.8 に示すイメージのように各観測局の地盤振動の減衰に着目して発生位置の推定を行った。

表層崩壊・土石流による地盤振動の振幅は、土砂移動発生位置（震源）からの距離に応じて式 (1) に示すような減衰を仮定し、b を変化させて最も適した値を求めて使用するものとした。発生位置の推定方法の流れを図 3.8.9 に示す。

$$y = a \cdot r^{-b} \quad (1)$$

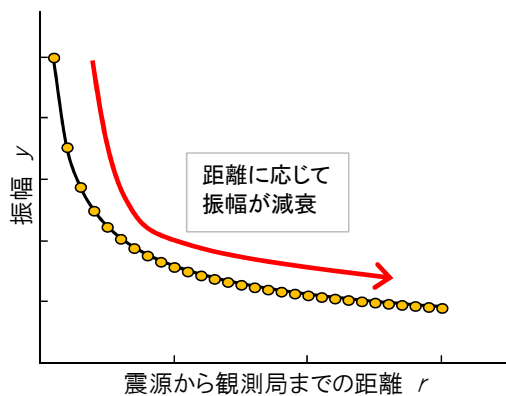


図 3.8.8 振幅の距離減衰イメージ

ここに、y…振幅，a,b…定数，r…土砂移動発生位置から観測局までの距離とする。

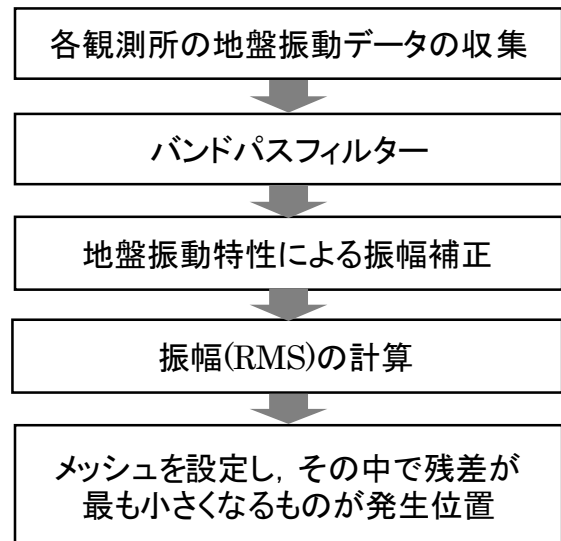


図 3.8.9 発生位置推定の流れ

#### (2) バンドパスフィルターと地盤振動特性による補正及び振幅の計算

図 3.8.7 に示したように、本災害による地盤振動は、イベントによって周波数の範囲は異なるが、多くのイベントでおおよそ 1~8Hz の成分が含まれていることから、ノイズ処理として、取得した生値データを 1~8Hz のバンドパスフィルターで処理した。また、観測局によって地盤振動特性は異なることから、各観測局間の振幅を補正するため、式 (2) を用いて伊豆大島に近隣の 7 地震データをもとに各観測所の相対地盤増幅率を求めた。補正の為に用いた近隣の 7 地震は、表 3.8.3 のとおりである。

$$o(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot G(f) \quad (2)$$

ここに、 $o(f)$  …観測される地震動、 $S(f)$  …震源特性、 $P(f)$  …伝播経路特性、 $G(f)$  …地盤振動特性とする。式(2)のうち $S(f)$ は、同一地震である場合、各観測局の記録は共通となる。また、 $P(f)$ は、各地震の震源から観測局までの方位角・距離がほぼ等しいものとし共通とみなした。よって、 $G(f)$ が観測点ごとの揺れやすさを示すこととなる。この $G(f)$ については、近隣7地震の振幅が比較的小さく、地震間のばらつきが小さいN.OOHV観測局を基準とし、それに対する各観測局の補正值(相対地盤増幅率)を求めるものとした(図3.8.10)。

振幅については、相対地盤増幅率を乗じた振動速度値を用いて式(3)によりRMS値(エンベロープ)を求め、5秒ごとに区切ってそれぞれの期間の最大値を求めた(図3.8.11, 図3.8.12)。

$$RMS(i) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} \{y(i, j)\}^2} \quad (3)$$

ここに、 $RMS(i)$  … $i$ 秒目の振幅、 $y(i, j)$  … $i$ 秒目 $j$ 番目の速度成分振幅、 $N$  …1秒間のサンプル数( $N$ は各観測局の周波数により異なる)

表 3.8.3 相対地盤増幅率の算定に用いた地震

発生日時	震央位置		震源の深さ (km)	マグニ チュード	震央地名
	北緯	東経			
2013/10/02 19:35	35.649	140.108	68.8	3.8	Central Chiba Pref.
2013/10/03 16:41	36.141	140.121	61.7	3.5	SW Ibaraki Pref.
2013/10/06 05:23	35.110	139.387	24.7	2.4	Sagami Bay Region
2013/10/06 22:38	35.361	140.325	64.6	2.5	Kujukuri Coast Boso Pen.
2013/10/11 17:22	37.100	141.119	51.5	4.3	E off Fukushima Pref.
2013/10/12 02:43	36.432	140.698	51.8	4.8	Northern Ibaraki Pref.
2013/10/15 10:27	35.758	140.087	70.2	2.5	Central Chiba Pref.

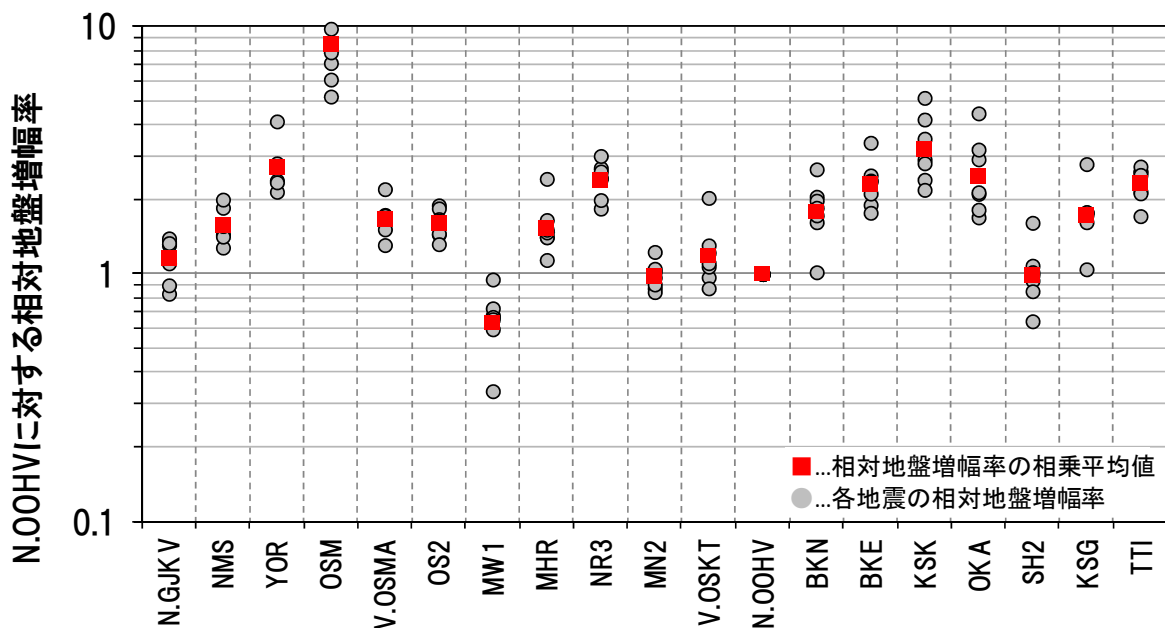


図 3.8.10 振幅の距離減衰イメージ



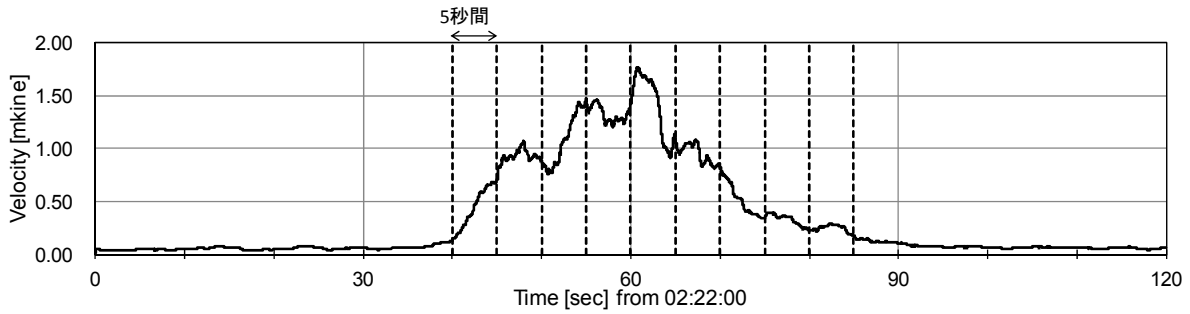


図 3.8.11 振幅 (RMS 値) の計算結果例 (2 時 22 分の場合)

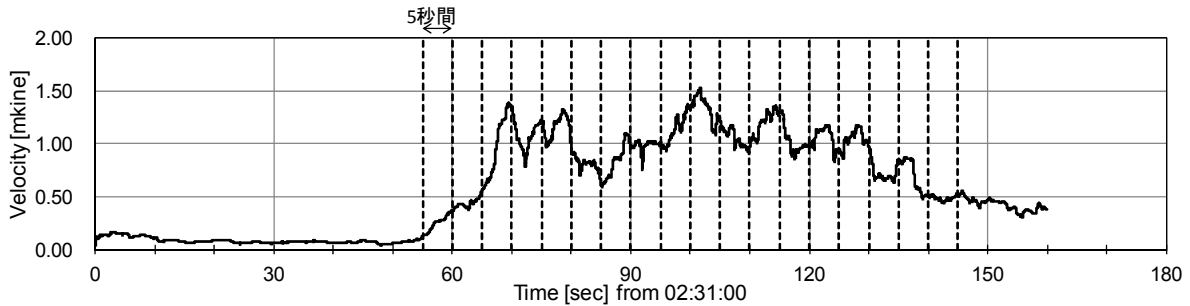


図 3.8.12 振幅 (RMS 値) の計算結果例 (2 時 31 分の場合)

### (3) 表層崩壊・土石流の発生位置の推定方法

震源の位置推定にあたり、検討対象箇所を、緯度方向に 0.0005 度 (約 55m) 刻み、経度方向に 0.00075 度 (約 69m) 刻みの格子メッシュで区切った。これら各メッシュを土砂移動発生箇所候補地点と仮定した。次に、式(1)の両辺の対数をとった式(4)の  $b$  値を変化させながら、 $y$  と式(3)の RMS 値との残差が最小となるメッシュと  $a$  値を最小二乗法を用いて求めた。なお、残差が最小となるメッシュが各イベントの土砂災害発生箇所と推定した。ここで、 $a$  は最適なメッシュ位置が決まると自動的に決まるパラメータであり、地盤振動の発生源における放出エネルギーの大きさを示す。土砂イベントごとに式(4)の  $b$  値を変化させた時の残差を図 3.8.13 に示す。2:22 頃では  $b=0.7$ 、2:31 頃と 2:37 頃のイベントでは  $b=1.4$ 、3:02 頃のイベントでは  $b=1.0$  において最小となった。この結果から、各イベントで適切な定数  $b$  が異なることがわかった。

$$\log y = \log a - b \log r \quad (4)$$

ここに、 $y$ …振幅 (RMS 値) の最大値、 $a, b$ …定数、 $r$ …震源から観測局までの距離である。

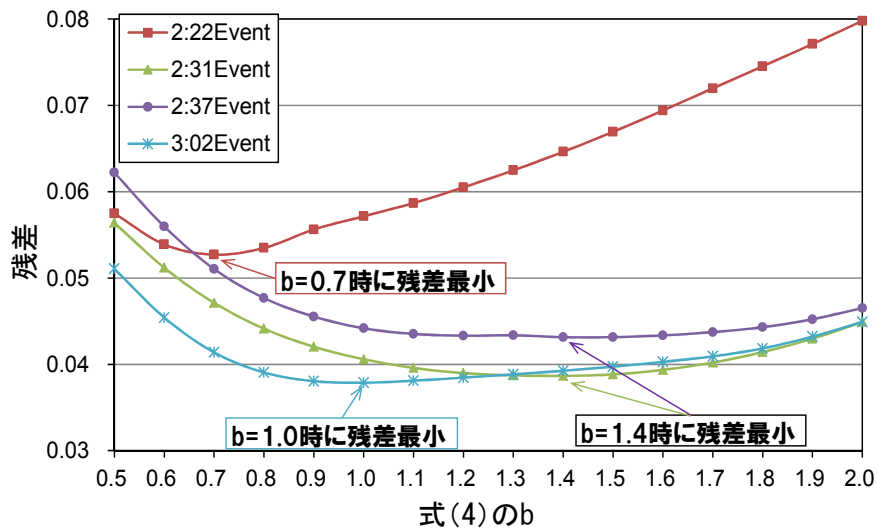


図 3.8.13 bを変化させたときのイベント毎の残差平均算出結果

### 3.8.5 表層崩壊・土石流の発生位置推定計算結果

信号雑音比 (S/N 比) が比較的大きい観測局のデータを使用し、解析を行った。S/N 比が高ければ雑音の影響が小さく、小さければ影響が大きいと考えられている。

この結果をもとに発生位置の推定を行った結果が図 3.8.14 である。図上で示した星印は、土砂移動現象の推定した位置とし、濃淡で着色することで時系列毎の位置を示すこととした。白色系は解析結果の初期位置であり、黒色系に近づくほど解析結果の後半を示す。(a) では、上流から下流へ土砂が移動しているように求まったが、(b) では概ね土砂移動の実績範囲に推定位置は求まったものの、(a) のように明瞭な結果とはならなかった。また、(a) はピークが一つといった単純な波形を示しているが、(b) はピークが複数存在する紡錘形を示している。(b) のような形状を有する振動では、位置推定が困難であることがわかった。(a) のような波形を示す場合は、一箇所での崩壊から流下までの一連の流れを示し、(b) では複数の地点で発生した崩壊及び流下現象を示していると思われるが、より詳細な検討が必要である。

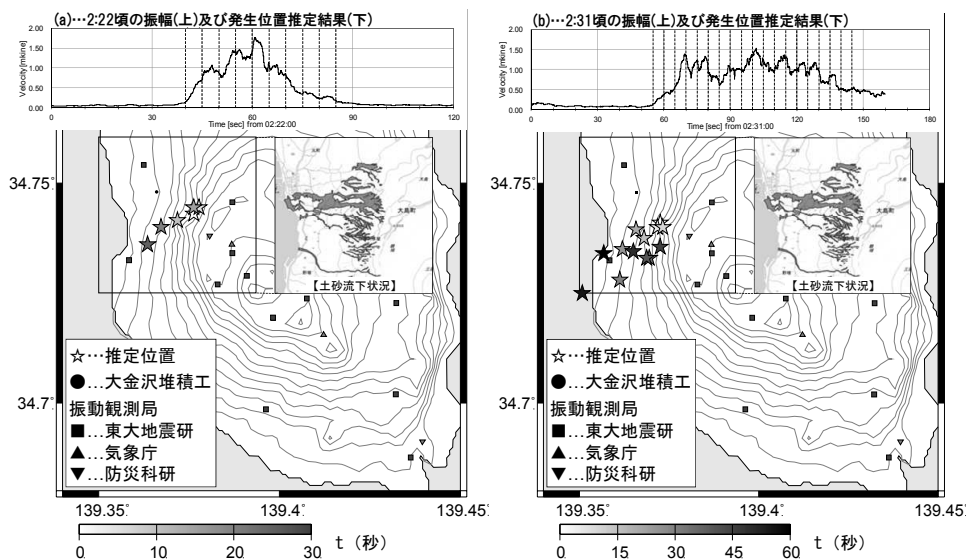


図 3.8.14 解析結果 (左 : 2:22 頃の解析結果, 右 : 2:31 頃の解析結果)



### 3.8.6 まとめ

本検討では、地盤振動の振幅と距離減衰に着目し、表層崩壊及び土石流発生時の振動の特徴を把握するとともに、土砂移動の発生位置の推定を行い、以下の結論を得た。

- 1) 表層崩壊や土石流による地盤振動は、深層崩壊のものよりも卓越周波数が高く、波形の立ち上がりが緩やかであった。
- 2) 発生位置の推定については、振動波形が単純な形状なイベントに対しては、概ね良好な結果を示すことができた。しかし、振動波形が複雑な形状を示すイベントに対しては位置推定が困難であるという課題点が残った。

謝辞：本研究の実施にあたり、東京大学地震研究所森田裕一教授には振動データの提供を受け研究の方向性について御助言をいただきました。また、防災科学技術研究所の基盤的火山観測網 V-net 及び気象庁の地震観測網の振動データを利用させていただきました。ここに深く感謝申し上げます。

### 引用文献

- 水野高志・伊藤潔・諏訪浩（2001）：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, p. 16-17
- 森脇寛（1999）：崩壊型土石流の流下に伴う地盤の震動特性-小谷村蒲原沢土石流-，地すべり，第 36 巻，第 3 号，p. 99-107
- 大角恒雄・浅原裕・下川悦郎（2005）：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-，自然災害科学，Vol. 24, No. 3, p. 267-277
- 大角恒雄・浅原裕・下川悦郎（2006a）：2005 年長野県白馬岳落石・崩壊の高感度地震観測網波形を用いた震源推定，日本地すべり学会誌，Vol. 43, No. 1, p. 27-32
- 大角恒雄・浅原裕・下川悦郎（2006b）：河道閉塞近傍の振動センサー記録による振動特性の検討，第 3 回土砂災害に関するシンポジウム論文集，p. 163-168
- 諏訪浩・山越隆雄・佐藤一幸（1999）：地盤振動計測による土石流の規模推定，砂防学会誌，Vol. 52, No. 2, p. 5-13