

平成 30 年北海道胆振東部地震の 被害地域における微動観測および臨時地震観測

野口 竜也¹・西村 武²・小野 祐輔³，河野 勝宣⁴，日比 慧慎⁵

¹正会員 鳥取大学助教 学術研究院工学系部門（〒680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南4-101）
E-mail: noguchit@tottori-u.ac.jp

²学生会員 鳥取大学大学院生 持続性社会創生科学研究科（〒680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南4-101）
E-mail: M18J6023B@edu.tottori-u.ac.jp

³正会員 鳥取大学教授 学術研究院工学系部門（〒680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南4-101）
E-mail: ysk@tottori-u.ac.jp

⁴正会員 鳥取大学講師 学術研究院工学系部門（〒680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南4-101）
E-mail: kohnom@tottori-u.ac.jp

⁵学生会員 鳥取大学大学院生 持続性社会創生科学研究科（〒680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南4-101）
E-mail: M18J6028C@edu.tottori-u.ac.jp

平成 30 年 9 月 6 日に発生した北海道胆振東部地震による被害の原因を探るために、地震による斜面崩壊および建物被害がみられた箇所、震央近傍の強震観測点など 6 地点で微動観測を実施した。また、斜面崩壊箇所では臨時余震観測も実施した。その結果、微動および地震動の H/V とその卓越周期、S 波速度構造モデルを推定することができた。いずれの観測点においても表層部に火山灰層に対応した S 波速度 75～130m/s の層が存在し、微動および地震動 H/V の卓越周期がこの火山灰層の層厚に対応していることがわかった。また、地すべり箇所の微動および地震動の震動特性に地形効果と思われる現象がみられた。

Key Words: microtremor, aftershock, subsurface structure, 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

1. はじめに

平成 30 年北海道胆振東部地震（Mj6.7）では、厚真町鹿沼で震度 7 が記録されたほか、厚真町、安平町、むかわ町の複数の地点で震度 6 強が記録された¹⁾。気象庁の推計震度分布図²⁾によれば、北海道胆振東部地方の広範囲で震度 6 強が推計されている。この地震によって、震源近傍の厚真町を中心に広範囲で斜面崩壊が発生し³⁾、多くの人的被害が生じ、むかわ町や安平町では局所的に建物被害が生じた⁴⁾。これらの被害発生の原因を検討するには、地盤構造および地盤震動特性を把握する必要がある。

そこで本研究では、斜面崩壊が発生した箇所、建物被害がみられた箇所、震度 6 強以上の震度が観測された地点やにおいて微動観測を実施した。また、斜面崩壊の発生箇所では、臨時余震（地震）観測も実施した。

2. 微動観測

(1) 微動観測

厚真町の斜面崩壊箇所（ATM）、むかわ町の建物被害箇所（MKW1）、震度 7 が観測された JMA 鹿沼（SKN）、震度 6 強が観測された K-NET 鶴川（MKW2）と K-NET 追分（OIW）を対象地点とした。観測点の位置を図-1 に示す。

全地点でアレイ観測を実施した。計測機器には 3 成分加速度型地震計 JU410（白山工業）を用いた。JU410 は長周期側で周期 10 秒程度までの微動が収録可能な機器とされる⁵⁾。観測方向は測定方向を水平動 2 成分（NS、EW 成分）上下動成分の 3 成分とし、JU410 を 4 台用いて、円の中心に 1 台、円周上に 3 台を等間隔（内接する正三角形の各頂点）に配置させ、各機器を GPS クロックにより同期させる仕様とした。サンプリング周波数は

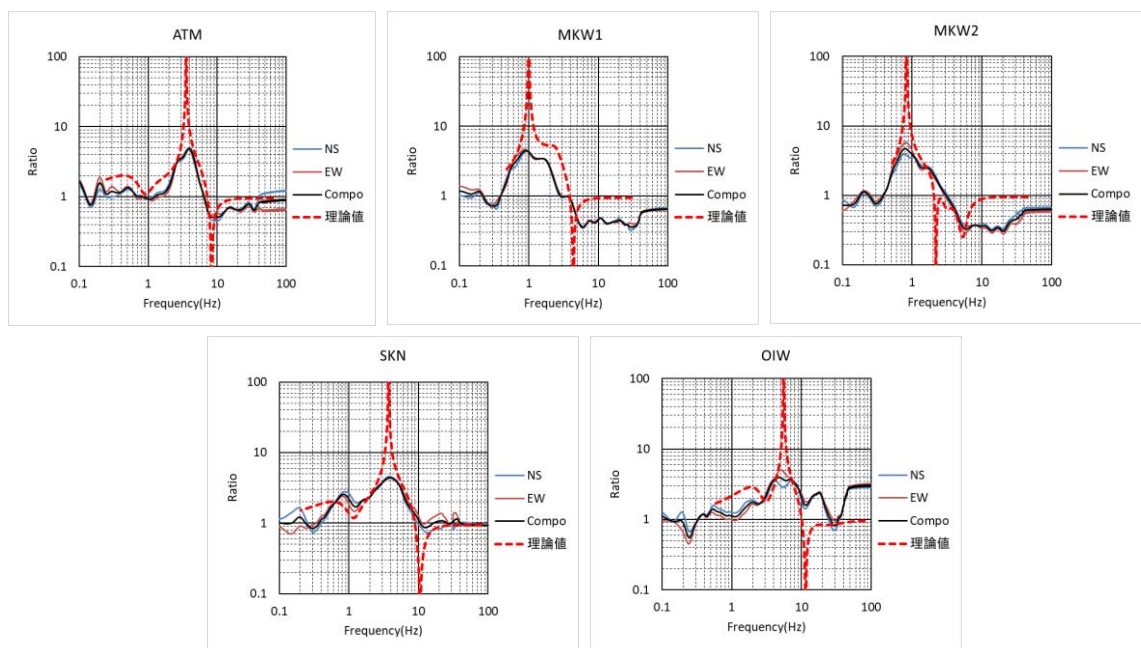


図-2 微動のH/Vスペクトル (NS; 南北方向, EW; 東西方向, COMP; 水平動合成, 赤点線; Rayleigh波の理論値)

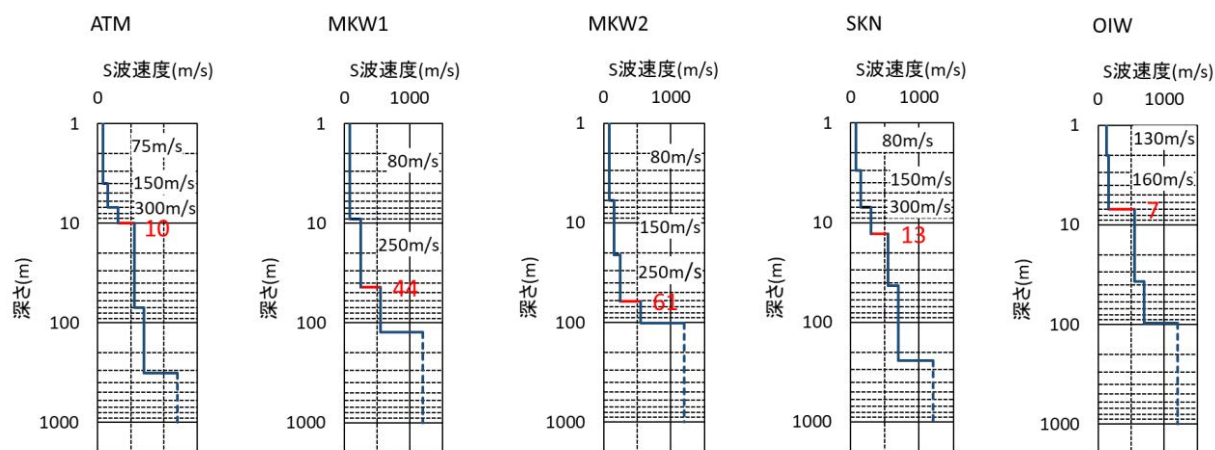


図-3 S波速度構造モデル (赤線: 堆積層の底面位置, 赤字: 層厚)

表-1 地盤構造モデルの地盤物性値

ATM				MKW1				MKW2			
層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$
4	1.5	1370	75	9	1.2	1380	80	6	1.2	1380	80
3	1.6	1460	150	35	1.7	1570	250	15	1.5	1460	150
3	1.7	1620	300	80	1.9	1900	550	40	1.7	1570	250
60	1.9	1900	550	∞	2.2	2620	1200	40	1.9	1900	550
250	2.1	2070	700					∞	2.2	2620	1200
∞	2.2	2620	1200								

SKN				OIW			
層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$
3	1.5	1380	80	2	1.5	1430	130
4	1.6	1460	150	5	1.6	1470	160
6	1.7	1620	300	30	1.9	1900	550
30	1.9	1900	550	60	2.1	2070	700
200	2.1	2070	700	∞	2.2	2620	1200
∞	2.2	2620	1200				

それ以上はS波速度からの換算式¹⁰⁾により設定している。

図-3にS波速度構造, 表-1に地盤構造モデルの地盤物性値を示す。

(2) 地震観測データ

地震観測データについては, 観測期間内で表-2に示す3個の地震を記録することができた。データ処理としては, 地震記録から各成分のS波部分の10.24秒を切り出

表-2 地震の諸元

	地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度
1	2018/11/08 00:54:32.2	苫小牧沖	42°33'N	142°56'2"E	24km	M3.2	2
2	2018/11/08 11:15:13.4	苫小牧沖	42°13'N	142°23'5"E	104km	M3.7	1
3	2018/11/08 11:34:24.8	胆振地方中東部	42°47'1"N	142°00'5"E	37km	M2.7	1

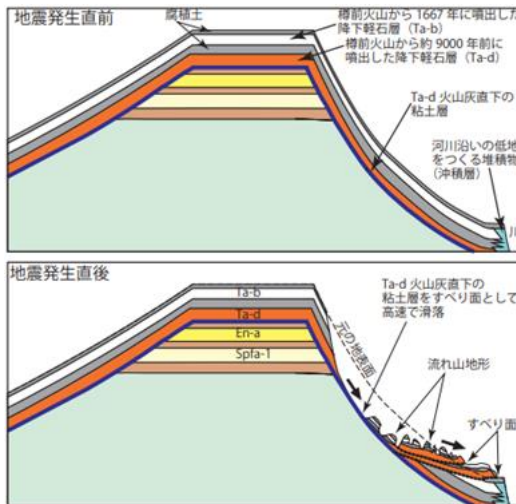


図-4 平滑なすべり面をもつ斜面崩壊発生過程³⁾

し、その両端に半周期 0.5 秒のコサインテーパーを施したのち、零データを付加して 20.48 秒とし、バンド幅 0.2Hz のパーゼンウィンドウの平滑化によりフーリエスペクトルを算出する。これら 3 成分のフーリエスペクトルより H/V スペクトルを求める。

4. 地盤構造について

(1) 微動 H/V および S 波速度構造の特徴

図-2 より、H/V の特徴としては、どの地点も明瞭なピークがみられ、その卓越周波数は ATM : 3.96Hz, MKW1 : 0.78Hz, MKW2 : 0.93Hz, SKN : 3.86Hz, OIW : 4.79Hz である。H/V の形状をさらに細かくみると、SKN では 1.14Hz にも小さなピーク、MKW1 では 1.5Hz 付近が凸となる形状、OIW では NS 成分がピークが 2 つにわかれる現象がみられる。

図-3、表-1 より、各地点の S 波速度構造は以下の通りである。工学基盤 ($V_s=550\text{m/s}$ 層) までの軟弱地盤に対応する層については、 $V_s=80\text{m/s}$ 程度の超低速度層が OIW 以外の地点で 3~9m、その下層に $V_s=150\text{m/s}$, 300m/s の層がむかわ町 (MKW1, MKW2) で最大 60m、その他の点でも 7~10m 堆積していることがわかる。地質としては、以下の状況である。この地域は、支笏、恵那、樽前火山による火山灰層が広範囲に分布³⁾しており、斜面崩壊箇所 (ATM) の第 1 層目は樽前火山の火山灰層に相当

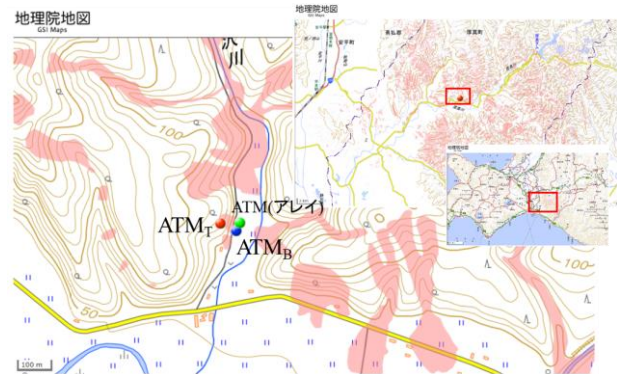


図-5 斜面崩壊箇所 (ATM) の微動 (地震) 観測点位置

すると考えられる。この地点付近の斜面崩壊は図-4 に示すような崩壊が起こった³⁾とされており、この第 1 層目が崩壊したと考えられる。また、むかわ町 (MKW1, MKW2) では沖積層、K-NET 追分 (OIW), JMA 鹿沼 (SKN) では上層から沖積層・火山灰層に相当していると考えられ、層厚の大きいむかわ町の地震観測記録 (K-NET 鶴川) では地盤が非線形応答した可能性が示されている。建物被害がみられたむかわ町では、このような地盤震動特性が被害に関連した可能性がある。今後、得られた地盤構造モデルを基に、非線形地盤応答についても検討を行い、被害発生の要因を解明していく必要がある。

深部構造については、 $V_s=550\text{m/s}$, $V_s=700\text{m/s}$ 層の層は層厚がそれぞれ最大で 60m, 250m となっている。地質としては、 $V_s=550\text{m/s}$ 層は洪積層あるいは火山灰層、 $V_s=700\text{m/s}$, 1200m/s 層は新第三紀の堆積岩に相当すると思われる。今回のアレイ観測では半径が小さく、深部構造を推定するには、その範囲まで位相速度分散曲線が十分に得られていないため、フォワードモデリングの際は H/V のフィッティングに頼らざるを得ない状況であった。よって、推定精度は浅部構造に比べ低いと思われるが、 $V_s=550\text{m/s}$, 700m/s に相当する層の層厚については、既往の微動観測による K-NET 鶴川 (MKW2) での推定結果¹⁾と概ね一致しており妥当な結果であると考えられる。

(2) 斜面崩壊箇所の微動および地震動の特徴

斜面崩壊箇所の微動・地震観測点を図-5 に示す (地震観測点は ATM_r と同じ場所)。また、観測場所の状況を付録写真-1、付録写真-2 に示す。山頂部の地震計の設置

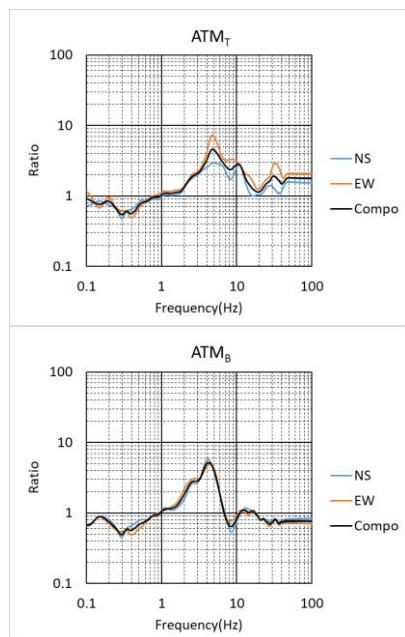


図-6 ATMのH/V スペクトル

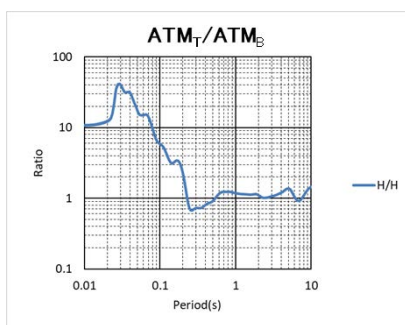


図-7 ATMの水平動スペクトル比

場所は、斜面崩壊箇所の山体の山頂付近で元の地盤が残存する場所とした。

まず、微動の特徴についてみていく。山頂部 (ATM_T) および麓 (ATM_B) の H/V を図-6 に示す。両地点で 5Hz に共通で明瞭なピークがみられる。ATM_T では 10Hz 付近にもピークがみられ、3Hz 以上の高周波数側で ATM_B よりも大きな値となっている。それぞれの水平動スペクトル (合成値: Comp) の比を取ったものを図-7 に示す。この図より、3Hz から徐々に差が大きくなっている。ただし、観測システムの関係で 30Hz 以上はノイズと思われるため注意が必要である。また、ATM_T では EW 成分の方が NS 成分よりも大きな値となっているが、ATM_B では各成分で差はみられない。

次に、地震動の特徴についてみていく。速度波形記録を図-8 に、水平動記録の粒子軌跡を図-9 に、H/V を図-10 に示す。図-8 より 3つの地震とも、水平動の EW 成分が NS 成分より全体的に大きな振幅となっている。図-9 より水平動の粒子軌跡をみるとほぼ EW 方向に大きく震動しており、その軸は時計方向に若干回転している。図の観測点付近の地形図より、斜面の傾斜方向に直行する方向に大きく震動しているようにもみえる。図-10 より

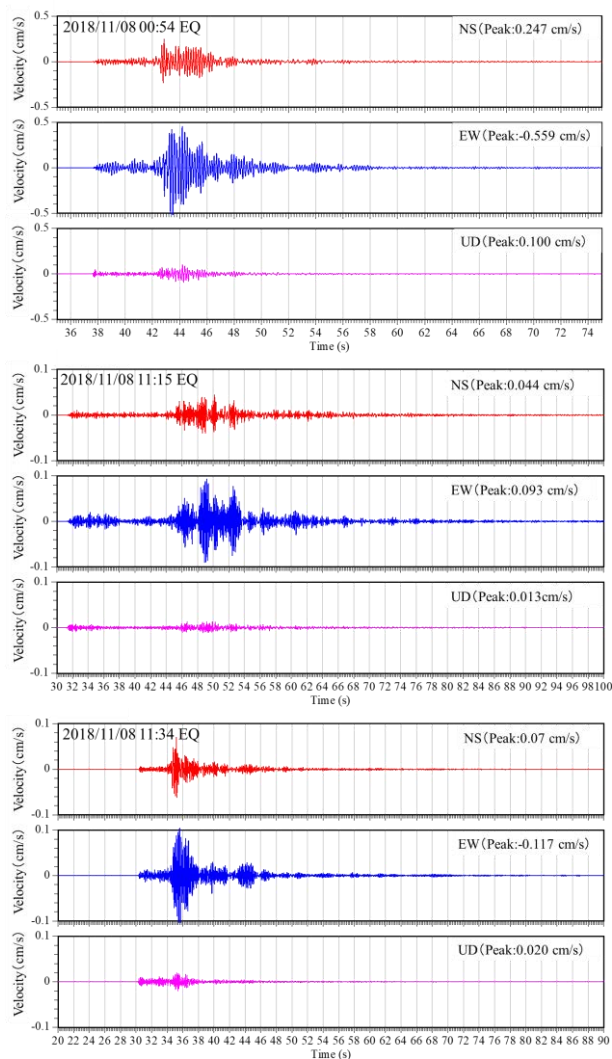


図-8 地震の速度波形記録

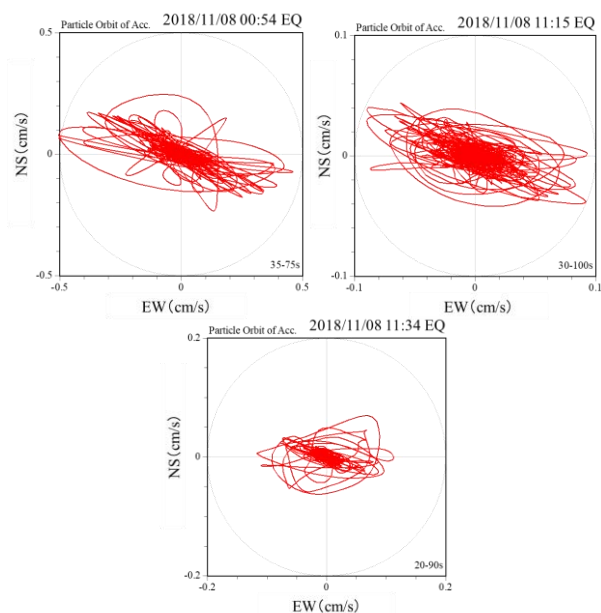


図-9 地震の水平動の粒子軌跡

H/V の特徴としては、2Hz のピーク付近で EW 成分が NS 成分よりも大きな値となっている。これは前述の微動の H/V にもみられる特徴である。ただし、3Hz より高周波

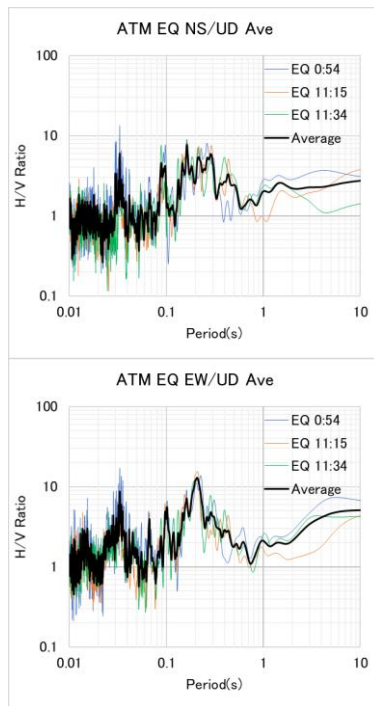


図-10 ATMの地震動のH/V

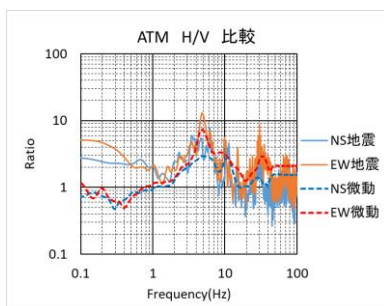


図-11 ATMの地震動と微動のH/Vの比較
(地震動：実線，微動：点線)

数側では差がみられない。図-11に微動と地震動のH/Vを重ねて示す。このような地震動特性が斜面崩壊に少なからず寄与した可能性がある。今後はこれらの現象が生じる要因についてより詳細に検討し、この地震による斜面崩壊のメカニズムを解明していく必要がある。

5. まとめ

平成30年北海道胆振東部地震において、斜面崩壊箇所では微動および地震観測、建物被害箇所や地震観測点で微動観測を実施した。その結果、以下のことがわかった。

- 1) 厚真町の斜面崩壊箇所では、微動H/Vの卓越周波数は4Hzで、地盤構造としては $V_s=75\sim 80\text{m/s}$ の火山灰層が存在する。この付近ではこの層が斜面崩壊した可能性がある。
- 2) 斜面崩壊箇所の微動および地震動の特徴としては、山頂部では麓に比べEW成分の地震動が大きくなる

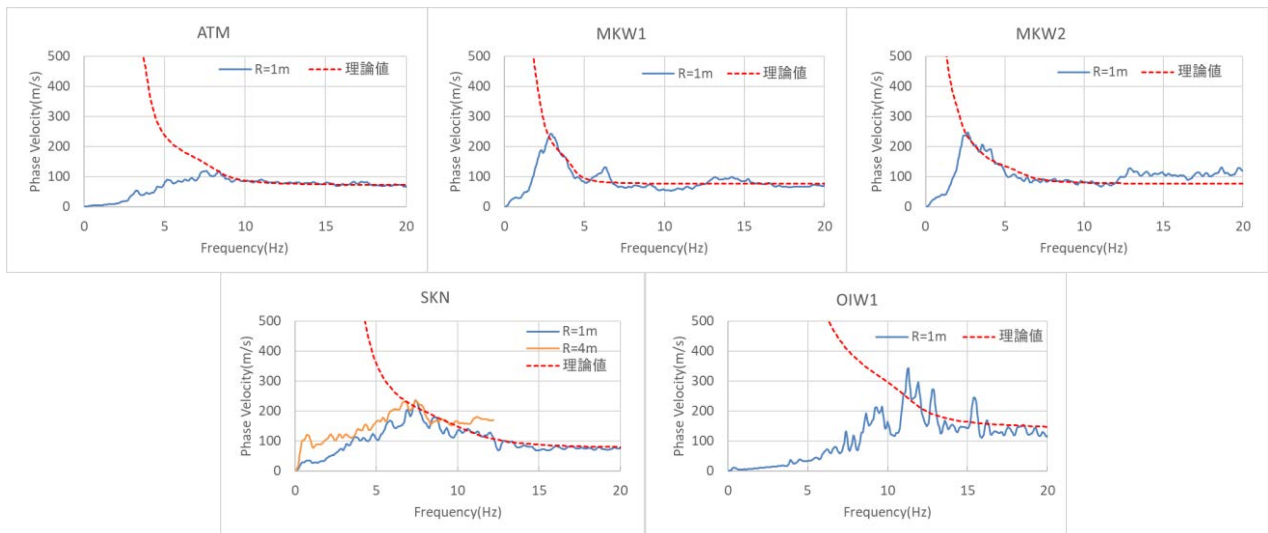
こと、H/Vスペクトルは微動では3Hzより高周波数側、地震動では5Hzのピーク付近でEW成分の方が大きくなることがわかった。

- 3) むかわ町では、微動H/Vの卓越周波数は0.8~0.9Hzで、地盤構造としては $V_s=80\sim 300\text{m/s}$ の軟弱層が厚く堆積しており、この層が地震動を増幅させと考えられ、これらの層が非線形応答した可能性も示唆される。
- 4) 厚真町鹿沼では、微動の卓越周波数4Hz、安平町では5Hzであり、むかわ町と同様の軟弱層が存在し、層厚はむかわ町に比べると薄いことがわかった。

謝辞：本研究は気象庁による震度情報を使用しました。また、防災科学技術研究所のK-NETおよびKiK-netのボーリングの情報を使用しました。観測点位置、結果の地図の基図には国土地理院の基盤地図情報、地理院地図を用いました。

参考文献

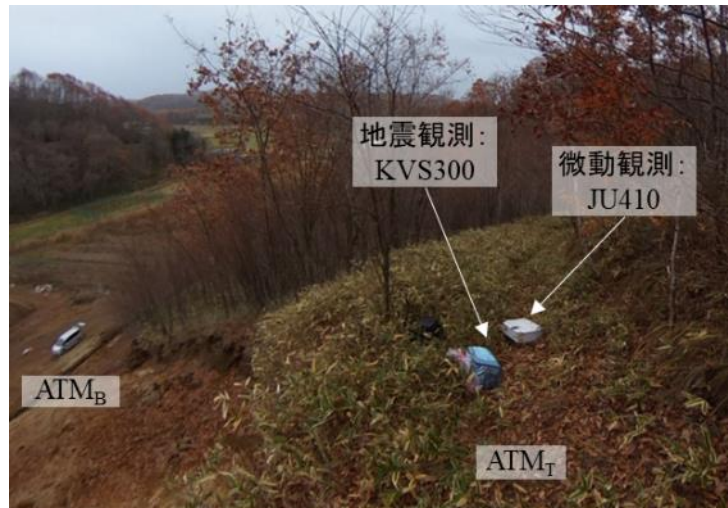
- 1) 気象庁ホームページ「震度データベース」
(<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/Event.php?ID=9901267>), 最終閲覧日2019年9月3日
- 2) 気象庁ホームページ「推計震度分布図, 2018年09月06日03時08分胆振地方中東部M6.7」
(https://www.data.jma.go.jp/svd/cew/data/suikci/201809060308_146/201809060308_146_1.html), 最終閲覧日2019年9月3日
- 3) 廣瀬亘・川上源太郎・加瀬善洋・石丸聡・興水健一・小安浩理・高橋良：平成30年北海道胆振東部地震に伴う厚真町およびその周辺地域での斜面崩壊調査（速報），北海道地質研究所報告，第90号，pp.33-44，2018。
- 4) 国立研究開発法人建築研究所，国土交通省国土技術政策総合研究所，北海道立総合研究機構建築研究本部：平成30年北海道胆振東部地震による建築物の被害に関する調査結果，2018。
- 5) 先名重樹，安達繁樹，安藤浩，荒木恒彦，飯澤清典，藤原広行：微動探査観測システムの開発，第115回物理探査学会学術講演会予稿集，pp.227-229，2006。
- 6) 長郁夫，多田卓，篠崎祐三：一般理論が切り開く微動アレイの可能性：解析ツールBIDOの公開，日本地震学会講演予稿集，2009。
- 7) Cho, I., Tada T. and Shinozaki, Y.: Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, *J. geophys. Res.*, Vol.111, B09315, 2006.
- 8) 紺野克昭，大町達夫：常時微動の水平/上下スペクトル比を用いる増幅倍率の推定に適した平滑化とその適用例，土木学会論文集，No.525/ I -33，pp.247-259，1995。



付録図-1 位相速度分散曲線（橙線・青線；各半径での観測値，赤点線；Rayleigh波の理論値）



付録写真-1 斜面崩壊箇所の観測地点



付録写真-2 斜面崩壊箇所の山頂部の観測場所

- 9) 野口竜也, 西田良平, 岡本拓夫, 平澤孝規: 人工地震, 微動, 重力観測による鳥取平野の地盤構造の推定, 土木学会地震工学論文集, Vol.27, No.197, 2003.
- 10) 狐崎長琅, 後藤典俊, 小林芳正, 井川猛, 堀家正則, 斉藤徳美, 黒田徹, 山根修一, 奥住宏一: 地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定, 自然災害科学, Vol. 9-3, pp.4-10, 1990.
- 11) Takai, N., Shigefuji, M., Horita, J., Nomoto, S., Maeda, T., Ichiyangi, M.,

Takahashi, H., Yamanaka, H., Chimoto, K., Tsuno, S., Korenaga, M. and Yamada, N.: Cause of destructive strong ground motion within 1–2 s in Mukawa town during the 2018 Mw 6.6 Hokkaido eastern Iburi earthquake, Earth, Planets and Space, Vol. 71, 10.1186/s40623-019-1044-4, 2019.

OBSERVATION OF AFTERSHOCK DUE TO THE 2018 HOKKAIDO EASTERN
IBURI EARTHQUAKE AND MICROTREMOR OBSERVATION
IN THE DAMAGED AREA OF HOKKAIDO PREFECTURE, JAPAN

Tatsuya NOGUCHI, Isamu NISHIMURA, Yusuke ONO, Masanori KOHNO and
Keishin HIBI

To investigate a cause of serious damages of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake, we observed microtremors and aftershocks at a landslide area and around strong ground motion observation stations. As a result, S-wave velocity structures were estimated at all observation sites. It was found that thickness of the volcanic ash layer (S-wave velocity: 75-130 m/s) is about 10m. Especially, it is suggested that layer of volcanic ash layer have caused a landslide in the Atsuma sites. It was found that the H/V spectral ratio of microtremor corresponds to the thickness of volcanic ash at landslide area. The earthquake motion at the landslide site is affected by topography.