

広域地震観測網を用いた泥流検知手法の試験及び評価

Evaluation of detection method of mudflow using regional and local seismic data

青山 裕¹・吉本 充宏²

Hiroshi AOYAMA, and Mitsuhiro YOSHIMOTO

¹ 北海道大学大学院 理学研究院 助教

² 山梨県富士山科学研究所 主任研究員

要 旨

火山泥流は火山災害の中でも最も頻度の高い現象の一つであり、降灰直後の火山、熱水系が発達した火山、積雪期に噴火した火山では、歴史的にも大きな災害をもたらしてきた。従来の泥流検知システムでは、泥流の発生が想定される溪流に沿って監視カメラやワイヤーセンサーを設置することが一般的で、泥流の流下に伴うワイヤーセンサーの物理的な切断を検出信号としている。しかし、一旦切断されると人力でセンサーを復旧するまで検知能力がなくなることが防災対応上の問題として認識され、非接触型の泥流検知手法の開発が求められてきた。

本研究では、火山活動の監視・観測目的で展開されている広域の地震動データから、泥流の発生に伴う震動の発生源位置を推定する手法を検討した。広域地震観測点のデータが泥流検知に利用できれば、機器の設置が特定の溪流にしばられることがなくなるほか、複数の溪流を対象とした検知が実現できる。富士山の山梨県側で融雪期に発生した泥流に伴う地震動を試験的に解析した結果、現地調査の結果と整合的な震動発生源位置を推定することに成功し、さらに流下を反映したと考えられる発生源位置の移動も認められた。繰り返し泥流が発生する溪流においては、解析事例を増やすことにより、解析で仮定するパラメータの評価精度を高めることができるため、本研究で検討した手法でも精度の良い泥流発生位置の推定が可能と考えられる。

しかしながら、観測点が十分に配置されていない方向には推定結果の解像度が悪くなり、泥流発生領域を適切に囲む地震観測点の整備が重要であることが分かった。泥流発生検知のリアルタイムシステムとして利活用するためには、本研究で行った解析を自動化する必要がある。データの伝送や解析に要する時間は実用に耐えうる範囲であると考えられるが、最も問題となるのは解析結果が正しく泥流の震動を反映しているかの信頼性評価にある。本研究の解析手法は単一の震動発生源を仮定するため、ほぼ同時刻に複数箇所での泥流が発生している場合には特に結果の評価が難しい。現状では、既存のワイヤーセンサー等による検知システムを補助する目的で利用することが望ましい。

《キーワード：火山泥流；広域地震観測網；非接触検知》

1. はじめに

火山泥流は火山災害の中でも最も頻度の高い現象の一つであり、降灰直後の火山、熱水系が発達した火山、積雪期に噴火した火山では、歴史的にも大きな災害をもたらしてきた。国内では1926年5月24日の十勝岳噴火に伴って発生した泥流がよく知られ、噴火開始から25分あまりで25km下流の上富良野町中心街に達し144名の死者が出た。海外では1985年に25000人あまりの死者を出した、コロンビア・ネバドデルルイス火山の災害が有名である。このような泥流災害の軽減には、泥流の発生を早期に検知して警戒や避難を周知する時間を稼ぐことが重要となるため、泥流発生が危惧される河川の上流部に泥流検知センサーが整備されてきた。従来型の検知センサーの代表はワイヤーセンサーである。ワイヤーセンサーは流下する泥流によってワイヤーが物理的に切断されることを利用する、極めてシンプルな動作機構をもつ。泥流に接触して検知が行われるため、接触型センサーと呼ばれる。その一方で、ワイヤーセンサーは一度切断されてしまうと、以降の泥流の検知にはワイヤーの再設置を要するという欠点を持つ。短時間に複数回繰り返されることもある泥流を検知するためには、ワイヤーセンサーを補う検知手法の導入が欠かせない。

センサーの不可逆的な変化を伴わず、繰り返し泥流を検出できるセンサーや手法はこれまでも提案されてきた。その一つは河床に荷重計を設置して、泥流による荷重変化を検知に用いる手法である¹⁾。河床にかかる荷重変化を直接的に測るため泥流検知の感度は高いと考えられるが、検知範囲が河床のごく一部に限られるため流路が変わると検知できないという欠点を持つ。ワイヤーセンサーや荷重計のような接触型のセンサーではなく、監視カメラや水位計、流速計といった非接触型のセンサーも導入されている。これらは流下する泥流を遠隔的に観察・測定するため、繰り返しの泥流でも検出が可能である。しかし、これらの非接触型センサーは、撮影画角や測定面の範囲を通過する泥流しか検出できないという弱点を持つ²⁾。

もう一つの非接触型センサーとして、地震計（振動センサー）がある。地震計は振動の到達範囲にあれば信号を検知でき、泥流が地震計の直近に到達する前にも泥流の発生を検出できる可能性がある。我々はこれまでも有珠山で振動センサーを用いた泥流検知の野外試験を行ってきた²⁾。以前の野外試験では、流路に設置された砂防ダムの近傍に振動センサーやカメラを設置し、泥流発生時の振動特性の把握や、振動強度から流量への変換を試みた。しかし近年、火山体周辺に高感度の広域地震観測網が展開されるようになったことで、泥流の発生地点を山体規模で検出できる可能性が示されてきた³⁾⁴⁾。本研究では、この新しい泥流発生検知手法について地震学的な背景をまとめるとともに、実際の泥流発生事例について予備的な解析を行い、リアルタイムの泥流検出システムとして利活用する上での課題を検討した。

2. 地震波振幅を利用した火山泥流の検知手法

地震などの力学的現象によって地面内部に急激な力が働くと、その影響は地震波として地中を伝搬する。泥流や土石流、地滑り等による地表への荷重変化の影響も同様で、自然の地震とは明らかに異なる連続的な振動として遠方まで到達する。一般的な地震であれば、P波およびS波が地震観測点に到達した時刻を検出し、適切な地震波速度構造を仮定することで、地震が発生した位置（緯度・経度・深さ）と時刻を推定できる。また、地震の震源位置が決まれば、観測点の地震波振幅に基づいて、地震の規模を示すマグニチュード（震源強度）を求められる。しかしながら、泥流や土石流などによる連続的な振動は、火山で特徴的に発生する火山性微動と同様にP波やS波といった明瞭な位相を持たないため、一般的な地震のような検出では発生位置を推定できない。

このような連続的な地震動の発振源位置の推定には、地震計を狭い範囲に群列配置してアンテナを構成し、各地震計の地震波の位相差から波の到来方向を推定する方法（アレー観測）が一般的に行われて

きた。しかし、この方法では到来方向しか推定できず、位置を推定するには地震計の群列配置を複数箇所に設ける必要がある。これとは別の方法として、2000年以降になり広域観測網の地震波振幅の距離減衰を利用して火山性微動の震源位置を推定する手法が提案された⁹⁾。近年、日本の研究者らによって、この手法が火山泥流の検出にも応用できる可能性が示され、いくつかの事例において比較的精度の良い位置推定が行えたという結果が報告されている^{9,10)}。

地中の点状発振源から地震波が等方的に放射された場合、音波など他の波動現象と同様に、地震波の振幅は発振源からの距離に反比例して減衰する。これは波面が3次的に広がることによる幾何学的な距離減衰と呼ばれる。また、地震波は地盤の非弾性的な性質により、たとえ平面波であっても伝搬距離に応じて振幅が小さくなる。これは非弾性減衰もしくは内部減衰と呼ばれる。これらに加えて、地表面近傍で地震波を記録する場合、表層近くの地層構造による地震波の増幅効果が重ね合わされる。このような効果を考慮すると、地震波の伝搬特性は一般的に次のように表される。

$$A_i(f) = A_0 \cdot \frac{\exp(-Br_i)}{r_i} \cdot S_i(f) \quad (1)$$

ここで、 A_i は観測された地震波の振幅、 A_0 は発振源の強さ、 r_i は発振源から観測点までの距離、 B は非弾性減衰を表すパラメータ、 S_i は観測点近傍における地震波の増幅特性、 f は地震波の周波数であり、添え字 i は i 番目の観測点を表す。地盤の非弾性的減衰の特性 B と観測点近傍の増幅特性 S_i 、および発振源の強さ A_0 が既知であれば、地震波の実体波モード（P波かS波）を指定することにより、この式によって観測される地震波の振幅が予測できる。このうち、非弾性減衰の特性 B は、地震波の伝搬1波長あたりのエネルギー減衰率の逆数 Q （Quality Factor）と地震波の伝搬速度 β （ここではS波を仮定する）を用いて、次のように表される。

$$B = \frac{\pi f}{Q\beta} \quad (2)$$

Q の具体的な値は地盤構造によって大きく異なるが、一般的な火山体近傍では数10から100以上の値をとる。また、 S_i には浅い部分の地盤の厚さや地震波速度の比が効き、周波数によっては共鳴に類する状況が生じるため、大きな周波数依存性を持つ。それゆえ、 S_i は解析に用いる周波数ごとに推定する必要がある。具体的には、対象とする観測網から十分遠方で発生した複数の地震記録について、設定した周波数帯ごとに i 番目の観測点と基準観測点との地震波振幅比の平均を求めて S_i とする。 B と S_i が既知となれば、観測された N 観測点の地震波振幅から

$$A_0(f) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i(f) r_i \exp(Br_i) S_i(f) \quad (3)$$

として、発振源の強度 A_0 が推定できる。発振源の位置を推定するには、観測された地震波振幅と理論振幅との差の二乗和をとり、

$$res = \sum_{i=1}^N \left\{ A_i(f) - A_0 \frac{\exp(-Br_i)}{r_i} S_i(f) \right\}^2 / \sum_{i=1}^N A_i^2(f) \quad (4)$$

で表される残差を最小とする位置を探索する。

一般的に、地震の震源から放射される地震波の振幅は3次的に等方ではなく、例えば断層運動で放

射される地震波は、断層面と食い違いの方向から定められる4象限型の放射特性を持つ。すなわち、発振源からの距離に反比例するという等方的な振幅分布ではなく、距離と放射方位の両方に依存する振幅分布を示すこととなり、(1)式で表したような単純な関係式は成立しない。これについて強震動地震学における先行研究から、5Hz以上の高周波地震動に注目すれば、地中の不均質構造により地震波が散乱されて等方的な放射特性を示すことが観測に基づいて示されている⁹⁾。それゆえ、(1)式を用いて微動源位置を推定する場合には、5Hz以上の高周波地震動を評価すれば良い。

また、泥流や土石流による地震動は地表面で励起されるため、地中の振動源で励起される実体波よりも、地表面で励起される表面波が卓越する可能性がある。解析対象となる地震波が表面波である場合は、地震波の距離減衰特性は距離の二乗根に反比例すると期待される。先行研究では、実体波および表面波の両方を想定した解析を実施し、地表近くで励起された地震動であっても実体波的な距離減衰関係式が適用できると述べられている。

3. 泥流観測事例への応用

我々自身が運用する火山広域観測網は北海道内に限られているため、北海道内の観測点において火山泥流の発生を検知できることが望ましいが、近年の静穏な火山活動や砂防施設の拡充により、この1年間では道内火山では明瞭な泥流や土石流は確認されなかった。しかし道外に目を向けると、例えば富士山では毎年のように融雪期に泥流の発生が認められている。今年度（2015年度）も2月14日未明に北西斜面の山梨県側5合目付近で泥流が多数発生し、近傍の防災科学技術研究所および気象庁の火山観測点で泥流に伴うと考えられる連続的な地震動が観測された（図-1、図-2）。類似の先行研究では、火山活動の観測目的で設置された広域地震観測点のデータからでも、泥流の検知や発生位置の推定ができるという成功事例が報告されている⁴⁾。しかしながら、その研究で扱った伊豆大島の事例では、泥流や土石流の発生地点を取り囲むように地震観測点が配置されている上、観測点間の距離が数km以内と極めて高密度で、泥流の検出に有利な状況が整っていた。数kmという短距離に複数の地震観測点が配置されている地域は、地震国である日本国内でもごく一部であり、泥流発生が懸念される国内の大多数の地域では疎らにしか地震観測点が配置されていない。富士山は社会的に大きな注目を浴びているにも関わらず、山体の大きさや周辺環境の厳しさゆえに現在においても適度に疎な火山観測体制しか整備できておらず（観測点間の平均距離：5km程度以上）、国内の山岳地における典型的な地震観測環境の一例として取り上げるのにふさわしいと考えた。



図-1 富士山西斜面、滑沢の泥流発生後の状況

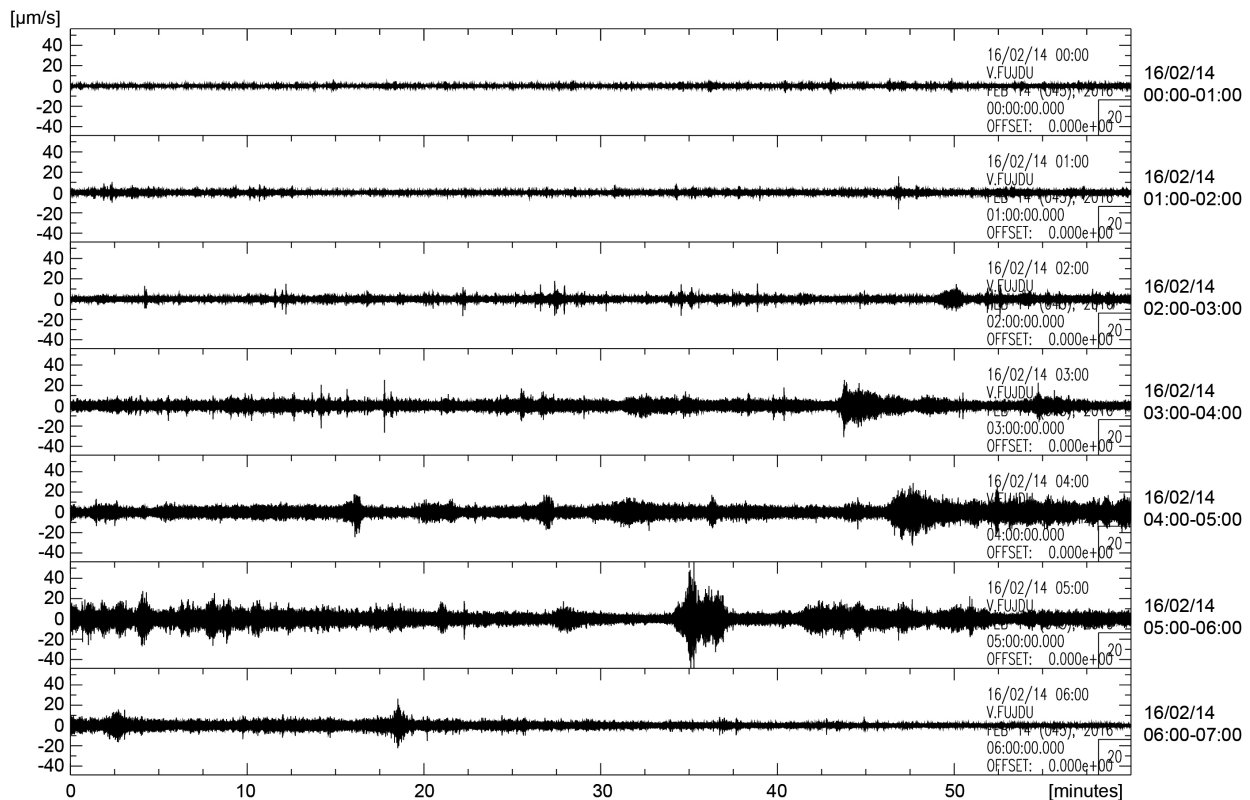


図-2 2016年2月14日0時～7時の気象庁壺塚東 (V.FUJD) 観測点の地震波形

2016年2月14日の0時から6時にかけて、山梨県側の富士山5合目で200mmを越す降雨があり、スバルライン周辺の6カ所で土砂流出が確認された。この泥流により、山梨県富士山科学研究所（以下、富士山研）が設置していた4合目の気象観測装置も被災した。この気象観測装置からは午前5時時点で富士山研まで観測データが送信されているため、この装置近傍（滑沢）の泥流は午前5時から6時の間に発生した可能性が高い。

富士山近傍における火山観測施設は、主に防災科学技術研究所（以下、防災科研）と気象庁によって整備が進められている。山頂から半径15km以内で現在運用中の地震観測点は、図-3に示した9地点となっている。このうち防災科研の富士第6 (N.FJ6V) 観測点では、本年2月14日の泥流発生時に記録が得られていなかった。図-2に示す2月14日未明からの7時間の連続地震波形（気象庁壺塚東V.FUJD）には、4時台から5時台にかけて緩やかに極大となる振幅増減に重なって、数分から10分程度の短時間の振幅の増大が複数回認められる。図-2に見られるような数分以上続く地震動には、本研究で対象とする泥流の他にも、火山活動に起因する火山性微動や遠方での規模の大きな地震なども励起源となり得る。しかしながら、富士山の火山活動は現在のところ静穏であり、明瞭な火山性微動を発生させる状況にはない。またこの7時間には、富士山近傍で観測されるような強い地震の発生は報告されていない。そのため、図-2に現れている波群の多くは降雨に伴う泥流によって励起された地震動と考えられる。数時間スケールでの緩やかな振幅増減は、観測点近傍での降雨強度や風速の時間変化を反映している可能性が高い。

図-4には、降雨が強かった4時からの2時間の地震波形を示した。複数の観測点で、複数回にわたってほぼ同時刻に波群が現れており、この時間帯には無数の泥流が発生していたと推測される。このうち特に明瞭なのは4時46分頃から（①の波群）、5時27分頃から（②の波群）、5時34分頃から（③の波群）、および5時41分頃から（④の波群）である。また5時24分頃に北山麓の防災科研富士鳴沢 (N.FJNV) に顕著に認められる波群（Aの波群）については、気象庁の地震カタログより茨城県南部で発生したマグニチュード2.9の地震による震動と考えられる。



図-3 富士山周辺の地震観測点

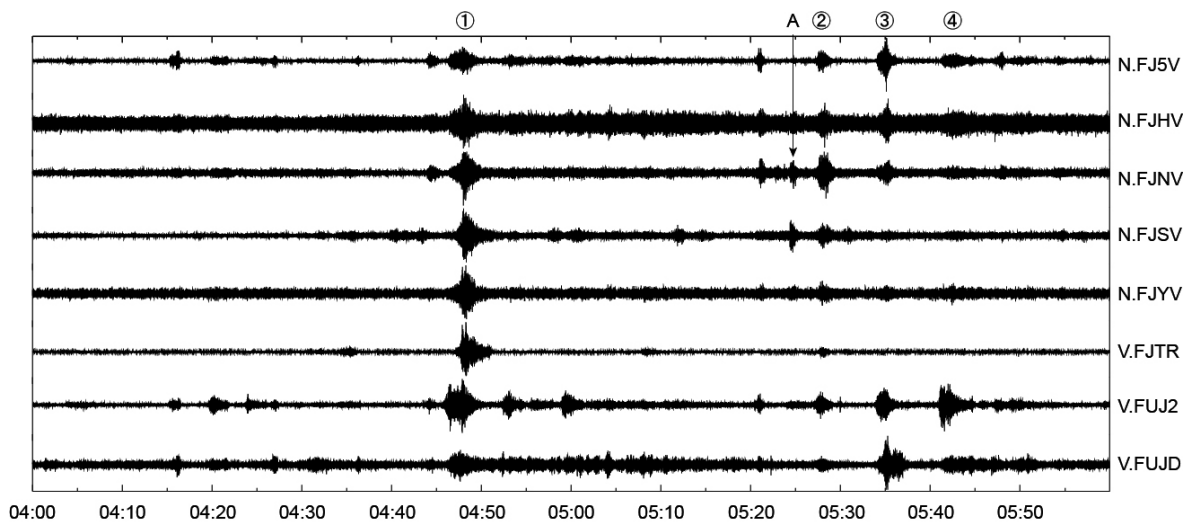


図-4 2月14日4時から2時間の複数観測点の地震波形

泥流が同一の地点（流路）で繰り返し発生したならば、発振源と観測点の位置関係がほぼ不変なため、観測点同士の波群の相対的な振幅はほぼ一定になると期待される。しかしながら、図-4で示した①から④の波群は、波群ごとに振幅比が変化している。図-4の地震波形は観測点ごとに最大振幅で規格化してあるため、観測点同士の振幅比の絶対値はこの図では分からないが、例えば④の波群では明らかに富士山頂（V.FUJ2）での振幅が突出しており、山頂近傍を起源とする泥流であったと推測される。一方、③の波群では富士第5（N.FJ5V）と富士鳴沢壱塚東（V.FUJD）で相対的な振幅が大きいことから、西から北西方向の斜面に発振源をもつ震動と推測される。また個々の波群において振幅増大のタイミングに時

間差が認められる。①，③，④の波群に注目すると，明らかに富士山頂（V.FUJ2）における振幅増大のタイミングが早く，山腹から山麓の観測点ではやや遅れて振幅の極大を迎えている。このような振幅増減の時間差が，震動発振源の位置に関する情報を与えることになる。

本研究では，伊豆大島西部で2013年10月16日に発生した大規模な土石流の検出を試みた先行研究事例⁴⁾に倣って泥流発生位置探索プログラムを作成し，図-4に示した泥流の発生源の位置推定を試みた。前に述べたように，観測点固有の地震波増幅特性（(1)式の S_i ）をあらかじめ評価しなければならない。評価方法の詳細はここでは述べないが，本研究では表-1に示した地震のS波コーダ部の振幅比から，5-10Hzの帯域の地震波について表-2の値を得た。

表-1 地震波増幅特性の評価に用いた地震

年/月/日	時:分:秒	緯度	経度	深さ	規模
2014/01/23	18:20:56.7	N 35.22	E 140.99	D 40km	M 4.5
2014/04/06	01:24:24.1	N 35.382	E 137.088	D 47km	M 3.9
2014/06/09	17:58:44.4	N 34.93	E 140.017	D 67km	M 4.1
2014/10/12	15:00:43.2	N 35.232	E 139.91	D 111km	M 3.9
2014/10/27	15:36:24.6	N 35.917	E 140.11	D 61km	M 4.4
2014/12/03	23:19:50.9	N 35.29	E 137.118	D 45km	M 4.2
2015/01/01	15:56:58.9	N 36.42	E 139.782	D 88km	M 3.9
2015/01/20	07:34:48.9	N 37.157	E 138.512	D 188km	M 4.9
2015/03/23	21:40:30.4	N 35.922	E 139.825	D 78km	M 3.9
2015/03/28	11:51:23.6	N 35.485	E 140.063	D 68km	M 3.4
2015/04/12	15:25:15.6	N 36.38	E 138.923	D 144km	M 4.3
2015/08/27	23:32:47.3	N 35.232	E 138.622	D 16km	M 3.3
2015/09/12	05:49:07.1	N 35.553	E 139.828	D 57km	M 5.2
2015/10/25	17:15:24.7	N 35.505	E 138.952	D 21km	M 4.3
2015/12/16	00:53:33.6	N 35.525	E 138.96	D 19km	M 3.8

表-2 観測点ごとの増幅率

観測点	増幅率 S_i	標準偏差	観測点	増幅率 S_i	標準偏差
N.FJ5V	2.3697	0.5136	N.FJYV	1.0	(基準点)
N.FJHV	1.7499	0.2222	V.FJTR	3.7681	1.0443
N.FJNV	1.9914	0.4798	V.FUJ2	4.1211	0.5566
N.FJSV	1.2650	0.4082	V.FUJD	8.2807	1.6025

本研究では，富士第5（N.FJ5V），富士山頂（V.FUJ2），富士鳴沢埤塚東（V.FUJD）で明瞭な波群が認められた波群①，③，④の事例について，発振源位置の探索を試みた。探索した範囲は図-3に赤枠で示した領域で，緯度方向・経度方向にそれぞれ0.001度刻みで(4)式の残差を評価した。(2)式の Q 値については25から150までの範囲で数通り計算し，その結果からここでは $Q=125$ を用いることとした。S波速度 β は1400m/sを仮定した。また，震動の振幅評価を行う時間窓の幅を10秒とし，震動の主要動を含む時間帯において，1秒ずつ時間窓を移動させながら位置探索を行った。

図-5には波群①について、探索に用いた地震波形と探索結果を示す。解析の時間範囲は、震動の主要動を含む午前4時45分からの6分20秒間である。図-5の左側地図中にある星印は、各時間窓で(4)式の残差が最小となった位置を表しており、地図背景のカラースケールは時間窓86秒（波形の時間窓はおよそ橙色で示した範囲）における、探索領域内での残差の空間分布を表している。

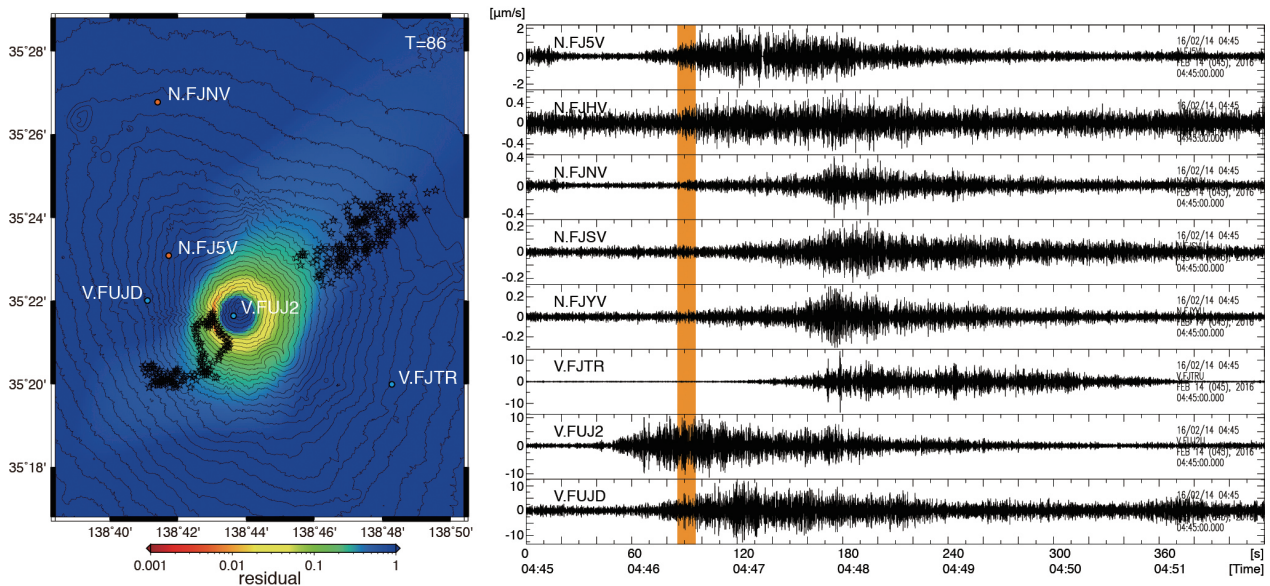


図-5 (左) 波群①の事例の探索結果と (右) 探索に用いた地震波データ

図-5の波形から、波群①では富士山頂 (V.FUJ2) で最初に振動振幅が大きくなり (4時46分30秒前後)、続いて富士第5 (N.FJ5V) と富士鳴沢峠塚東 (V.FUJD) の振幅が増大している (4時47分過ぎ頃) ことが分かる。これら3点の振幅変化から、発振源は山頂近傍から西山腹に推定されると期待される。一方、4時48分頃からは山体の東側を中心として山腹の広範囲で振幅の増大が見られ、東山腹での泥流の発生をうかがわせる。解析の結果推定された発振源位置は、4時47分過ぎまでは山頂の西側～南西側に分布し、その後は山体北東側へ移動した (図-5左図)。

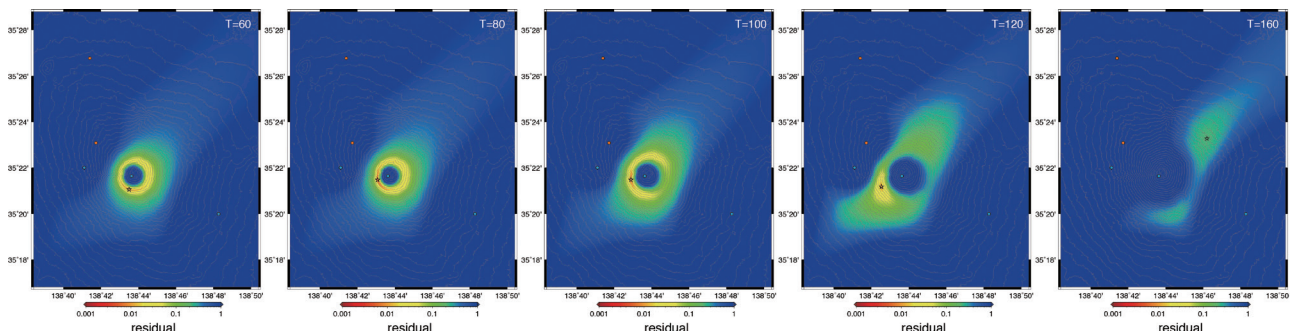


図-6 波群①の発振源位置の時間変化

図-6には代表的な時間窓ごとの残差空間分布を示した。120秒頃 (4時47分) までは残差が小さい黄色～橙色の領域が認められるが、発振源位置が北東側へ推定された160秒 (4時47分40秒) の結果では黄色い領域がなくなり、理論振幅が観測振幅を上手く説明できていない (推定の信頼度が低い) ことが分かる。また、いずれの解析結果においても残差の空間分布が北東-南西方向に伸びており、この方向に対

して決定精度が良くない。これは富士山の北東山腹および南西山腹の適当な場所に地震観測点が配置されていないことに起因する。

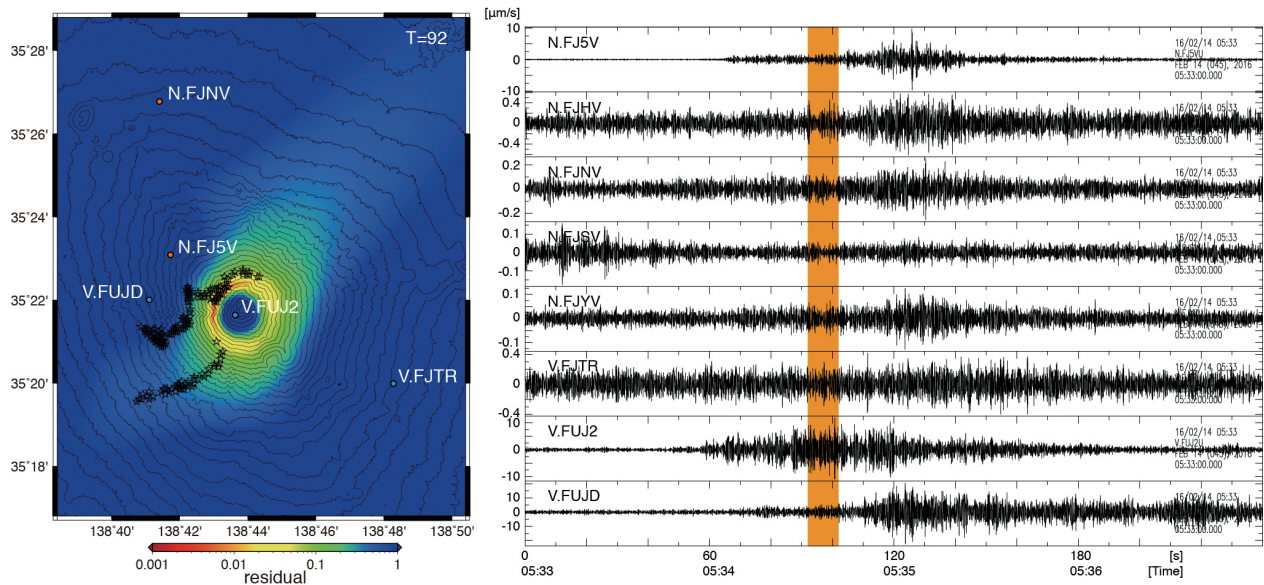


図-7 (左) 波群③の事例の探索結果と (右) 探索に用いた地震波データ

次に、波群③の解析例を図-7に示した。この事例では、発振源の位置は富士山の北～西斜面に推定され、東西方向に伸びて分布する。富士第5と富士鳴沢埤塚東の間へ向かうような動きが見え、午前5時台に富士山研の気象観測装置が被災した事実とも整合的な結果と言える。地形的に標高の高い部分から流下しているような発振源分布が得られたことには大きな意義がある。波形の振幅を波群①と比べると、富士山頂 (V.FUJ2) の最大振幅は同程度であるが、富士第5と富士鳴沢埤塚東の振幅は大きい。その一方、東方や遠方の観測点では信号を明瞭に見いだすことが難しい。

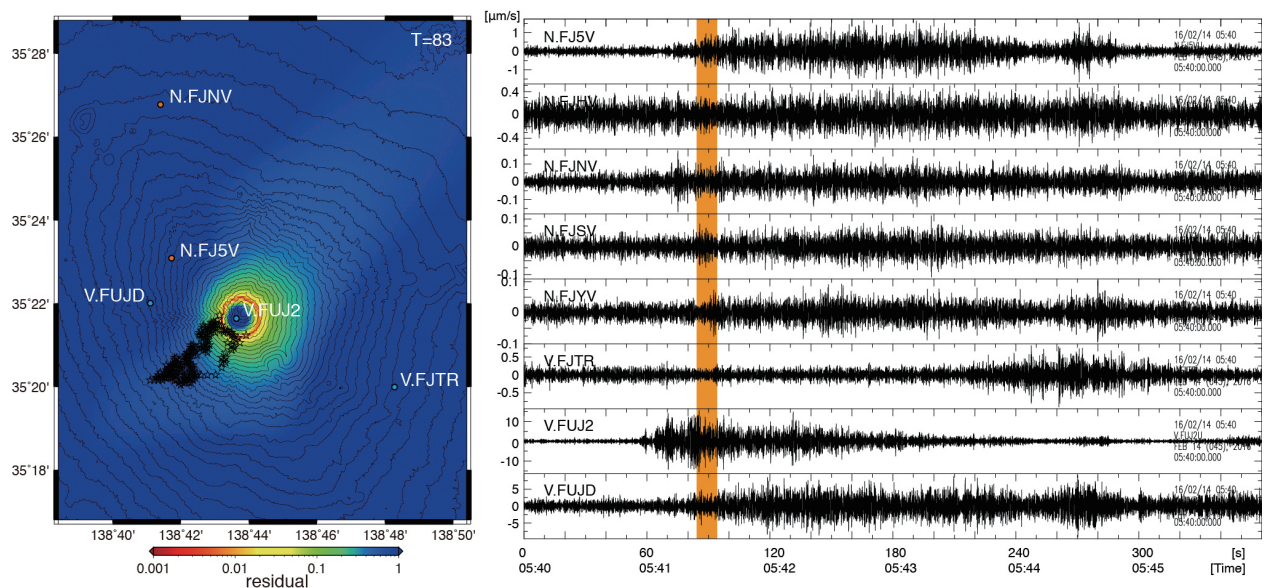


図-8 (左) 波群④の事例の探索結果と (右) 探索に用いた地震波データ

図-8に示した波群④の事例では、富士山頂で波群が見られた後、富士第5と富士鳴沢壷塚東で振幅の増大が見られ、この震動も富士山の西側で発生したと考えられる。

泥流発生後に行われた航空写真調査（アジア航測（株））によると、富士山の北側斜面には広く泥流の跡があるものの、南側斜面には明瞭な痕跡は認められていない。しかしながら、以上に示した3つの解析例では、いずれも富士山頂の南西側に発振源が分布する結果が得られている。本研究の解析結果との不一致は、観測点の増幅率評価（表-2）が大きく寄与している可能性が高い。また、防災科研富士第6でデータが得られていれば、南側での位置推定精度の向上が期待される。現地調査の結果との整合性を高めるには、評価に利用する地震の組み合わせを変えるなど、一層のパラメータ調整が必要であろう。

4. 泥流発生検出の自動化・リアルタイム化へ向けての課題

本研究で作成した「泥流発生位置推定プログラム」は、人間の目で泥流イベントと考えられる波群をあらかじめ抜きだし、その時間帯の地震波記録について解析を行うという形式になっている。事後解析で良いのであれば波群を確認してから解析するのが適切であるが、非接触型センサーとしての泥流発生検出機能を実現するには、解析する地震波データの取り込みから解析結果の表示までの全てを自動化し、なおかつ大きな時間遅れを生じさせない必要がある。

実際に泥流発生検出に利活用することを想定した場合、想定される主な問題はデータの上流側より順に、①観測データの伝送遅延、②システムにおける解析、③解析結果の評価、であろう。現在の地震波データ伝送において、リアルタイム伝送機能を実装している観測網であれば、無線・電話線・インターネットを経由しても、①は数秒程度の遅延となっている。また、本研究でプログラムを試作した結果、探索する空間範囲や分解能を適切に設定すれば（大きく・細かくしすぎない）、②の解析時間も実時間より十分に短くできることが確認でき、リアルタイムで伝送されてくる地震波形を連続的に解析し続けられることが分かった。最も問題になるのは、③の探索結果の評価である。自動化して連続的に解析し続けた場合、地震波記録に明瞭な波群が認められなくてもシステムは何らかの探索結果を与える。このようなフェイクな結果と、実際に意味のある波群が含まれる地震波記録を解析した場合に得られる探索結果との違いを正しく評価しなければならない。また、泥流発生検出の目的からは、解析した波群が地震や火山性微動ではなく泥流起源の震動であることが重要となるが、地震波形だけから波群が泥流起源であると断定することは極めて難しい。位置探索の推定結果に加え、降雨量などの他の観測データ、さらにはワイヤーセンサーなどの検知状況と合わせた総合的な評価が要求される。精度を高めた自動検出を目指すならば、他の観測データと広域地震観測網のデータを統合した解析システムを開発することが望ましい。現状のように、既設の泥流検知システムとは独立に本研究の解析手法を運用するのであれば、どうしても人間による推定結果の評価が介在する必要がある。

とは言え、本研究の結果は広域地震観測網の連続地震波データから泥流の発生位置を推定できることを示した。富士山のように毎年繰り返し泥流が発生することが分かっている地域では、発生域を適切に取り囲む地震観測点を整備しておくことで、震動発生源の位置推定の精度が高められる。また、繰り返し発生する泥流の実際の流下位置と地震動から推定される振動源位置が一致するように、観測点増幅率、 Q 値、解析周波数帯などのパラメータ調整を進めていけば、解析事例が増える度に位置推定の精度を高めていくことができる。泥流の発生が懸念される気象条件の時に本研究のような解析プログラムが自動運用されていれば、ワイヤーセンサーのリアルタイム性には及ばないものの、これまでよりも十分迅速に泥流の発生と流下位置を把握できるだろう。ただし本解析手法では、同一時刻における震動源は探索領域内に1カ所のみである、という強い前提が置かれていることに注意が必要である。本研究の解析事例①にあるように、泥流が発生するような気象状況では、泥流の発生タイミングが重複することは容易に想定される。このような「同一時刻に複数箇所で励起される信号の到来方向」を分離するための地震

学的手法としては、短スパン地震計アレーデータを用いたMUSIC法という信号処理がある⁷⁾。これは比較的狭い範囲に多数の地震計を配置して、空間的な波形相関から信号到来方向を推定するという手法で、本研究で前提とした「広域地震観測網」とは対極にある地震観測手法である。本研究の手法に加えて、地震計アレーのデータも利用できれば、泥流の複数箇所同時発生に対しても精度向上を図れると期待される。

本研究の解析手法を、滅多に泥流が発生しない地域へ新たに導入する場合には、解析結果の精度を正しく評価することが極めて難しい。探索範囲内に地震などの震動発生源がない場合は、解析に用いるパラメータ（仮定する減衰定数 β や観測点増幅率など）の事前チューニングが全く出来ないため、解析結果の信頼性を評価できない。我々としては北海道内の火山における泥流の検出を念頭に置いて本研究を進めてきたが、道内では顕著な泥流の発生事例が極めて少ない。解析の対象地域を火山近傍に絞るならば、例えば、繰り返し発生する火山性地震を仮データとして利用し、通常のP波やS波の到達時刻から推定した震源の位置と、本研究の手法で推定した振動源の位置を比較することで解析精度の評価ができるかもしれない。1926年の十勝岳噴火による泥流災害のような事例を想定するならば、想定される流路の周辺に適切な空間配置で地震観測点を整備して本手法を用いた自動解析を運用し、ワイヤーセンサー等の既存泥流検知システムの補助として活用していくことが望ましい。

5. まとめ

本研究では、火山泥流の発生検出を念頭に置いて、広域地震観測網の連続地震波データを用いた泥流発生検知手法について先行研究を参考に解析プログラムを作成し、2016年2月14日に富士山で発生した泥流事例の予備解析を行った。富士山山西腹に設置されていた富士山研の気象観測装置が被災した時間帯の波群から、富士山西斜面に震動発生源を推定できることが確認でき、連続地震波データが泥流発生位置の推定にも活用できることを示した。また、発振源位置の時間的な変化から移動を推定できる可能性も高い。富士山のように繰り返し泥流が発生する地域においては、本研究の解析手法は迅速に泥流の発生位置を把握する上で有効である。しかしながら、本研究の手法単体では自動的な泥流の検出や推定結果の評価が難しく、同一時刻に複数箇所が発生する震動を分離できないという弱点がある。現状では、ワイヤーセンサーや監視カメラなど既存の泥流検知システムを補助する目的で運用しながら解析事例を重ねていくことが望ましい。

謝辞

本研究では、富士山近傍に展開されている防災科学技術研究所基盤的火山観測網V-netの地震波データ、および気象庁火山観測網の地震波データを利用いたしました。本研究は北海道河川財団からの公募研究費を使用しました。

参考文献

- 1) 大坂 剛・高橋英一・國友 優・山越隆雄・能和幸範・木佐洋志・石塚忠範・宇都宮 玲・横山康二・水山高久 (2013) 桜島における土石流荷重計による単位体積重量測定, 砂防学会誌, 65, 6, 46-50.
- 2) 小川達則・佐々木 寿・能和幸範・青山 裕 (2009) 非接触センサの連続観測による土砂動態モニタリングの可能性, 砂防学会誌, 61, 6, 27-30.
- 3) Kumagai H., M. Nakano, T. Maeda, H. Yepes, P. Palacios, M. Ruiz, S. Arrais, M. Vaca, I. Molina, and T. Yamashina (2010) Broadband seismic monitoring of active volcanoes using deterministic and stochastic approaches, *Journal of Geophysical Research*, 115, B08303, doi:10.1029/2009JB006889.
- 4) Ogiso, M., and K. Yomogida (2015) Estimation of locations and migration of debris flows on Izu-Oshima

Island, Japan, on 16 October 2013 by the distribution of high frequency seismic amplitudes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 298, 15-26, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.03.015.

- 5) Battaglia, J., and K. Aki (2003) Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2364, doi: 10.1029/2002JB002193.
- 6) Takemura, S., T. Furumura, and T. Saito (2009) Distortion of the apparent S-wave radiation pattern in the high-frequency wavefield: Tottori-Ken Seibu, Japan, earthquake of 2000, *Geophysical Journal International*, 178, 950-961, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04210.x.
- 7) Goldstein, P. and R. J. Archuleta (1987) Array analysis of seismic signals, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 1, 13-16.