

11 – 18 火山で発生する「地震でない地震」について Non-earthquake seismic signals at volcanoes

前田 裕太 (名古屋大学)
Yuta MAEDA (Nagoya University)

1. はじめに

火山性地震・微動は地震計で記録される火山活動起因の振動現象の総称であり、いわゆる「地震」(断層運動)ではないものも含まれる。断層運動ではない火山性振動現象の代表例に長周期(LP)イベント、超長周期(VLP)イベント、爆発地震、微動等がある。イベント名は波形の見た目に基づくので発生過程と1対1対応せず、LPイベントや微動等の中にも断層運動で起きる「地震」も存在する。しかし多くは「地震でない地震」であり、火山浅部の流体(マグマや火山ガス等)の移動や体積変化によって起きると考えられている。これらの現象については多数の解説^{1,2,3)}が存在する。本稿ではこれらの現象について著者の経験に基づき地震コミュニティにおいて理解されにくいあるいは誤解されやすいと思われるポイントに絞って解説する。

2. 理解されにくいポイント(総論)

まず表題にもあるように地震ではないという点を強調したい。火山性地震という名称ゆえに発生過程においても地震(断層運動)に深く関係する現象であるという期待を抱かれやすく、そのことが理解の妨げになると思われるからである。地震計で記録される断層運動以外の振動現象には海洋波浪(脈動)や風のノイズなど様々なものが存在する。本稿で解説する「地震でない地震」は火山活動起因の間欠的な脈動と捉えると理解しやすいと思われる。

これらの現象の発生には流体の関与が考えられるが、非火山地域の普通の地震(断層運動)においても間隙流体圧による断層強度の低下等の文脈で流体の関与が議論され、両者の相違が理解しにくいと思われる。「地震でない地震」の解釈においてはミクロな間隙流体ではなく流体力学で記述可能なマクロな流体領域が想定され、流体運動自体が直接の振動源と考えられる点が違いである。

3. 波長とソース・観測点間距離

最も理解されにくいポイントは波長とソース・観測点間距離にあると思われる。火山浅部の「地震でない地震」は波長の数十分の1という近距離で観測される。例えばFuego火山(グアテマラ)の噴火に伴う超長周期イベント⁴⁾は35秒の卓越周期を持ち、火山で一般的な2 km/s程度のS波速度を仮定すると波長70 kmになる。観測点は噴火口から800 mの距離に位置する。ソース位置は火口近傍の極浅部に推定され、ソース・観測点間距離は1 km弱である。したがって1/70波長という近距離での観測であることが分かる。

このような近距離観測であれば近地項が卓越すると予想されるが、そのことをよく示す例が浅間山の超長周期イベント⁵⁾である。このイベントは速度波形が約10秒間にわたって一方向に振れる片揺れのシグナルが特徴である。片揺れのシグナルは火口から1 km以内の観測点でのみ見られ、それよりも遠方ではより短周期の振動成分のみが記録される。このことから片揺れのシグナルは短周期振動よりも距離減衰が強く、近地項を表していると推察される。

よく知られているように近地項にはP波とS波の区別は無い。したがってP波やS波(あるい

は表面波)といった波群で波形を捉えようとしないう方がよい, このことを御嶽山の超長周期イベント(第1図)を例に説明する. 生波形(灰色)には超長周期イベントと同時発生した微動が混在するので20秒のローパスフィルターにより超長周期成分を抽出した(青). この超長周期イベントは初動の読み取りによる震源決定は困難であるが波形逆解析によってソース位置が推定され, 御嶽山では地震波速度構造モデルも得られているので理論走時を計算できる. 計算した走時を第1図下段(拡大図)に緑線と橙線で示す. S-P時間に比べて超長周期イベント(青線)の周期がはるかに長いのでP波やS波といった波群に分離できない. このような波形は波長の数十分の1という近距離観測であることも踏まえればソースの運動の直接観測に近い状況と捉えるのが分かりやすい.

火山活動の速報に多用される粒子軌跡図についても同様の捉え方が有効である. 例えば浅間山の超長周期イベント⁵⁾の粒子軌跡図を見ると概ね火口からの放射状であるので火口近傍での体積膨張ソースが示唆され, もう少し詳しく見ると南北方向への動きがやや大きいので南北開口のメカニズムが示唆され, 火口北部で特に動きが大きいのでソースが北部に位置する又は北部で変動量が大きくなるメカニズムが示唆される. このようにGNSSベクトル図に似た捉え方をすることで粒子軌跡図からソース位置やメカニズムをある程度想像できる. 最終的には波形逆解析により力源が推定されるが, 時間のかかる波形逆解析の前に粒子軌跡図を用いた初期推定が行われる場合が多い.

4. 近地項の速度波形とモーメント関数

非火山地域の地震波形では通常, 遠地項が卓越し, 変位波形がモーメントレート関数 $\dot{M}(t)$ に, 速度波形が $\dot{M}(t)$ に比例する. この常識に基づけば片揺れの速度波形(第2図左)は永久に増加し続けるモーメントを示唆し, 物理的に非現実的である. しかし火山の超長周期イベントでは実際に第2図左のような波形が観測される. 前出の浅間山の超長周期イベント⁵⁾もその例である. このような波形を理解するには近地項における速度波形とモーメント関数の関係を理解する必要がある. 近地項の変位波形は幾何減衰と放射パターンを無視して時間依存部分のみを取り出せば

$$u(t) \propto \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau M(t-\tau) d\tau \quad (1)$$

と書ける⁶⁾. ここで t は時刻, r はソース・観測点間距離, α はP波速度, β はS波速度である. 積分区間の長さはS-P時間と等しく, これに比べモーメント関数 $M(t)$ の変化の時間スケールははるかに長い(第1図). したがって積分区間内で $M(t)$ はほぼ一定と近似でき, (1)式は

$$u(t) \propto \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau M(t-\tau) d\tau \sim \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau M(t) d\tau = M(t) \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau d\tau \quad (2)$$

と変形できる. このことから近地項では変位波形がモーメント関数に, 速度波形がモーメントレート関数に比例し, 片揺れの速度波形はステップ型のモーメント関数によって説明できる(第2図). 実例として三宅島の超長周期イベントの速度波形とその逆解析から得られたモーメント関数⁷⁾は第2図に類似しており(2)式の予想通りである.

5. 波形逆解析

超長周期イベントの代表的な解析手法が波形逆解析である. 非火山地域の大地震に対しても波形逆解析が行われるが, 同一の解析手法名でありながら内容が大きく異なるので理解されにくい. 主な違いは未知パラメータである. 火山の超長周期イベントの多くは初動の読み取りが困難なためソース位置が不明であり, 未知パラメータとして逆解析時に探索する. また断層運動を仮定できないのでモーメントテンソル6成分が全て未知パラメータであり, 爆発的噴火を伴う場合にはシングルフォースも必要になる. したがって1地点につき6~9の未知パラメータの同時推定が必要になる.

非火山地域の大地震の波形逆解析では逆向きに滑らないという仮定や破壊伝播速度による制約が用いられるが、火山の超長周期イベントでは膨張・収縮が主になるのでソースにおける運動方向の反転も可能であり震源時間関数に対する制約をかけられない。このように自由度の高い解析であるので未知数の数を減らすために通常は点ソースを仮定する。すなわち火山の波形逆解析では多くの場合、点ソースを仮定してモーメントテンソル 6 成分の時間関数とソース位置を求める。

6. ソースとパス

観測波形はソースとパスの効果のコンボリューションであるので火山性地震に見られる一見奇妙な特徴（初動が不明瞭、低周波成分に富む等）をパスの効果で説明できればソースとしては普通の断層運動を考えれば済むという考え方がある。この考え方で説明しうるイベントも存在する。しかし過去に火山地域で観測された振動現象の全てをこの考え方のみで説明するのは困難と思われる。例えば桜島の B 型地震の大部分は全方位で押しあるいは全方位で引きの初動を示す⁸⁾。Stromboli 火山（イタリア）の超長周期イベントでは放射状の粒子軌跡⁹⁾が観測され、体積膨張が示唆される。Veniaminof 火山（アラスカ）の微動のフーリエスペクトル¹⁰⁾は断層運動の場合の ω^2 モデルと大きく異なり、一定の周波数間隔でスペクトルの極大点（スペクトルピーク）が並ぶ。この特徴から共鳴体の振動が示唆される。ピーク周波数が複数観測点で共通であることからソースの効果であると示唆される。世界各地の超長周期イベントの波形逆解析で得られたモーメントテンソルの固有値をダブルカップル、CLVD、等方膨張に分解すると多くのイベントで等方膨張あるいは等方収縮の成分が卓越する³⁾。これらの特徴の全てを断層運動とパスの効果のみで説明するのは困難と思われる。

7. 流体の推定

火山で発生する「地震でない地震」の研究の主目的は振動を引き起こす火山性流体の種類・状態・運動等を知ることである。ところが地震学の解析で推定できるのは等価体積力であり、流体の詳細が直接求まるわけではない。5 で述べた通り点ソースを仮定する関係上、ソース全体での平均の等価体積力しか得られない。こうした困難により振動を引き起こした流体プロセスについては概念モデルの提示に留まらざるを得ない場合が多い。流体が引き起こす振動を定量的に記述するモデルが別途存在すればそれを用いた定量的解析が可能になるが、様々な火山性地震に対して普遍的に使用可能なモデルは存在せず、流体の定量的解析のためのアプローチは確立されていない。

流体が引き起こす振動の定量的モデルの代表例が流体で満たされたモード 1 クラックの共鳴振動モデル（第 3 図）¹¹⁾である。流体の種類や気液 2 相流における気相の質量分率を与えて密度と音速を計算する理論、その密度・音速とクラックサイズを与えて共鳴振動の周波数を求める計算コードが開発されており、計算された周波数と観測された周波数の比較に基づいて流体の種類や気相質量分率が推定される。例えば草津白根山の長周期イベントの解析^{12,13)}では同モデルを用いて流体の密度、音速、気相質量分率、クラックの長さ、幅、厚さ等のパラメータの同時推定が行われた。

このように多数のパラメータを同時推定できるのは観測されたピーク周波数が複数存在することや減衰振動型の波形のためピーク周波数に加えて減衰の時定数もパラメータ推定に使用できること、すなわちパラメータ推定のために利用できる情報が多いことが理由である。長周期イベントであってもピーク周波数が単一あるいはピーク周波数を持たないイベント、波形が減衰振動型でないイベントに対しては同手法は利用できない。

8. まとめ

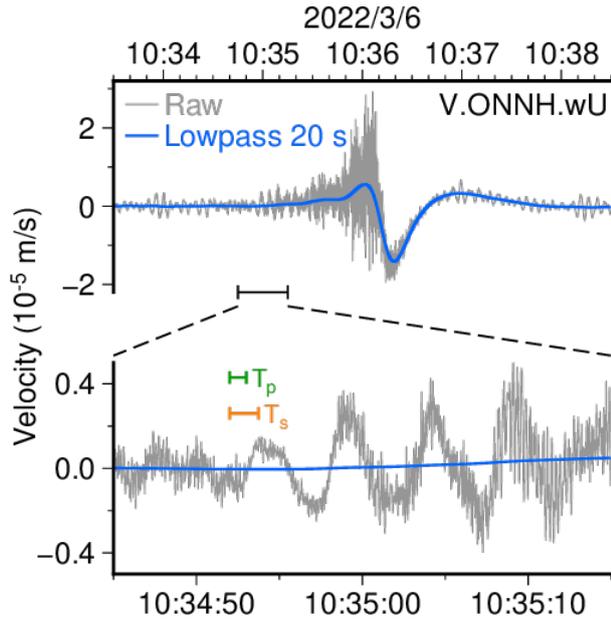
本稿では火山で発生する「地震でない地震」について理解されにくいポイントを解説した。最も重要なポイントは 3, 4 節で述べた近地項が卓越することとその性質である。近地項は地震学の基礎理論の一部であるが実際の地震の観測データにおいて近地項が卓越するケースは火山を除いては稀であるため通常あまり意識されないと思われる。「地震でない地震」の知識が地震の解明に直接役立つことは想定しにくいですが、地震と噴火危機の同時発生等により非火山の地震学者が火山関係の資料に素早く目を通さなければならなくなった場合には近地項が卓越する状況を念頭に置くことが理解の一助になると思われる。

前田裕太 (名古屋大学大学院環境学研究科)

MAEDA Yuta (Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

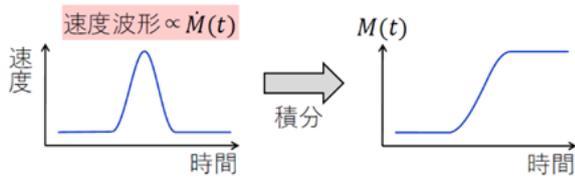
参考文献

- 1) 西村太志・井口正人 (2006), *日本の火山性地震と微動*, 京大出版会.
- 2) Matoza, R. S., Roman, D. C. (2022), One hundred years of advances in volcano seismology and acoustics, *Bull. Volcanol.*, **84**, 86, doi:10.1007/s00445-022-01586-0.
- 3) Konstantinou, K. I. (2023), A review of the source characteristics and physical mechanisms of very long period (VLP) seismic signals at active volcanoes, *Surv. Geophys.*, doi:10.1007/s10712-023-09800-0.
- 4) Waite, G. P., et al. (2013), Variability in eruption style and associated very long period events at Fuego volcano, Guatemala, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 1526–1533, doi:10.1002/jgrb.50075.
- 5) Maeda, Y., Takeo, M. (2011), Very-long-period pulses at Asama volcano, central Japan, inferred from dense seismic observations, *Geophys. J. Int.*, **185**(1), 265–282, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.04938.x.
- 6) Aki, K., Richards, P. (2002), *Quantitative seismology 2nd edn.*, University Science Books, Sausalito.
- 7) Kumagai, H., et al. (2001), Very-long-period seismic signals and caldera formation at Miyake Island, Japan, *Science*, **293**, 687–690, doi:10.1126/science.1062136.
- 8) 井口正人 (1989), 火山性地震 BL・BH の初動の押し引き分布, *京大防災研年報*, **B 32** (B-1), 13–22.
- 9) Chouet, B., et al. (2003), Source mechanisms of explosions at Stromboli Volcano, Italy, determined from moment-tensor inversions of very-long-period data, *J. Geophys. Res.*, **108**(B1), 2019, doi:10.1029/2002JB001919.
- 10) De Angelis, S., McNutt, S. R. (2007), Observations of volcanic tremor during the January–February 2005 eruption of Mt. Veniaminof, Alaska, *Bull. Volcanol.*, **69**, 927–940, doi:10.1007/s00445-007-0119-4.
- 11) Chouet, B. (1986), Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method, *J. Geophys. Res.*, **91**(B14), 13967–13992, doi:10.1029/JB091iB14p13967.
- 12) Taguchi, K., et al. (2018), Source properties and triggering processes of long-period events beneath volcanoes inferred from an analytical formula for crack resonance frequencies, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **123**, 7550–7565, doi:10.1029/2018JB015866.
- 13) Taguchi, K., et al. (2021), Empirical formula for the quality factors of crack resonances and its application to the estimation of source properties of long-period seismic events at active volcanoes, *Geophys. J. Int.*, **224**(3), 2131–2148, doi:10.1093/gji/ggaa519.



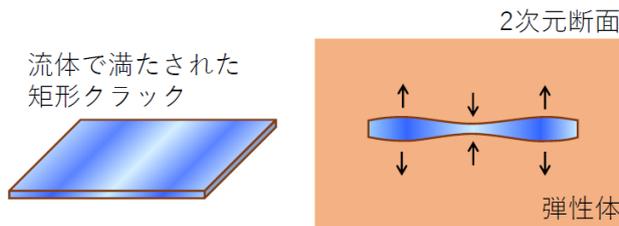
第 1 図 御嶽山の超長周期イベントの波形（気象庁観測点）。灰色が生波形，青が 20 秒のローパスフィルターを掛けた波形，下段は初動付近の拡大図である。拡大図内の T_p , T_s は P 波と S 波の理論走時を表す。

Fig. 1 The waveform of a very long period event at a Mt. Ontake (from a station operated by Japan Meteorological Agency). Gray and blue lines show raw and low-pass-filtered (20 s) waveforms. The bottom panel shows a time window near the first motion. T_p and T_s represent theoretical P- and S-wave travel times, respectively.



第 2 図 近地項における片揺れの速度波形とモーメント関数の関係。

Fig. 2 A relation between a one-sided velocity waveform in near field and the corresponding moment function.



第 3 図 流体で満たされたモード 1 クラックの共鳴振動モデル。

Fig. 3 A model for the resonance of a fluid-filled mode 1 crack.