

栗駒山周辺の地震の特徴的な地震波形から推定した減衰域

Attenuation Region Presumed by the Feature of Waveforms of Earthquakes around Kurikomayama Volcano

舟越実¹, 小林徹², 中村浩二³

Minoru FUNAKOSHI¹, Toru KOBAYASHI² and Koji NAKAMURA³

(Received April 27, 2010; Accepted November 05, 2012)

1 はじめに

2008 年 6 月 14 日, 岩手県南部から宮城県北部にかけての脊梁山脈東側を震源とする「平成 20 年(2008 年)岩手・宮城内陸地震」(以後, 内陸地震と呼ぶ)が発生し, その後も活発な余震活動が続いた[例えば, 気象庁(2009)]. 震源域の西側には活火山である栗駒山が隣接している. このため, 栗駒山の火山用地震観測点の波形記録には多数の内陸地震余震が重なり, 山体内に発生する火山性地震の抽出作業は極めて困難となった. しかし, 余震の地震波形を詳細に観察してみると, 余震の震源と観測点の組み合わせによっては, P 波, S 波共に立ちあがり不明瞭となる特徴的な波形が観測される場合があることに気付いた.

火山地域の地下構造には, 散乱・吸収などによる地震波減衰の著しく大きい領域が存在する場合があります. 幾つかの火山では減衰域の推定が行われている. 例えば, 桜島では始良カルデラ周辺の 7 観測点における地震観測により, 始良カルデラおよび桜島下部の深さ 10~25km を通過してきた地震波の S 波部分で著しく減衰を受けていることが報告されている[加茂他(1977)]. この減衰域の範囲には, 井口他(2008)により地殻変動データから推定した始良カルデラ直下深さ 11km の圧力源が求められており,

マグマ溜まりの存在が推定されている. また, 霧島山では 15 観測点, 51 個の地震を用いて地震波の減衰構造を推定し, 韓国岳およびその近傍の硫黄山直下に減衰域を捉えたとの報告がある[及川他(1994)].

栗駒山近傍で観測される内陸地震の余震波形に見られる相が不明瞭な特徴は, これらの調査が示すような火山地域の地下構造で強い減衰を受けたためと考え, その減衰域を推定することを目的として詳細な調査を行った. その結果, 栗駒山直下には地震波を減衰させる領域が存在することが推定された. 本報文では, 減衰の影響を受けた波形の紹介と減衰域の推定結果について報告する.

2 調査の方法

減衰の影響を受けた地震波形が観測された観測点と震源の組み合わせによる波線経路が空間的に重なる範囲を詳細に調査することにより, 減衰域の範囲を特定することが出来る. 今回は, 栗駒山近傍の観測点で捉えられた内陸地震の余震の観測波形について, 減衰を受けた場合の特徴の有無を確認し, 波形伝搬経路の空間的分布から減衰域の推定を試みた.

2.1 使用データ

調査に使用した観測点は, 気象庁火山用地震観測

¹ 仙台管区気象台技術部地震火山課, Seismological and Volcanological Division, Engineering Department, Sendai District Meteorological Observatory

現所属: 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, Seismological and Volcanological Department

² 仙台管区気象台技術部地震火山課, Seismological and Volcanological Division, Engineering Department, Sendai District Meteorological Observatory

³ 地震火山部地震津波監視課, Earthquake and Tsunami Observations Division, Seismological and Volcanological Department
現所属: 総務部民間事業振興課, Private Sector Development Division, Administration Department

点の小安（山頂から北西へ 12.5km，地上設置），独立行政法人防災科学技術研究所 Hi-net の鳴子（山頂から南西へ 16.4km，ボアホール設置，深度 204.08 m），一関東（山頂から東へ 18.5km，ボアホール設置，深度 109.02m），および東成瀬（山頂から北北西へ 24.6km，ボアホール設置，深度 101.57m）の計 4 観測点である（図 1）。なお，深度は「地表面標高－センサー標高」である。4 観測点とも固有周期 1 秒の速度型地震計である。

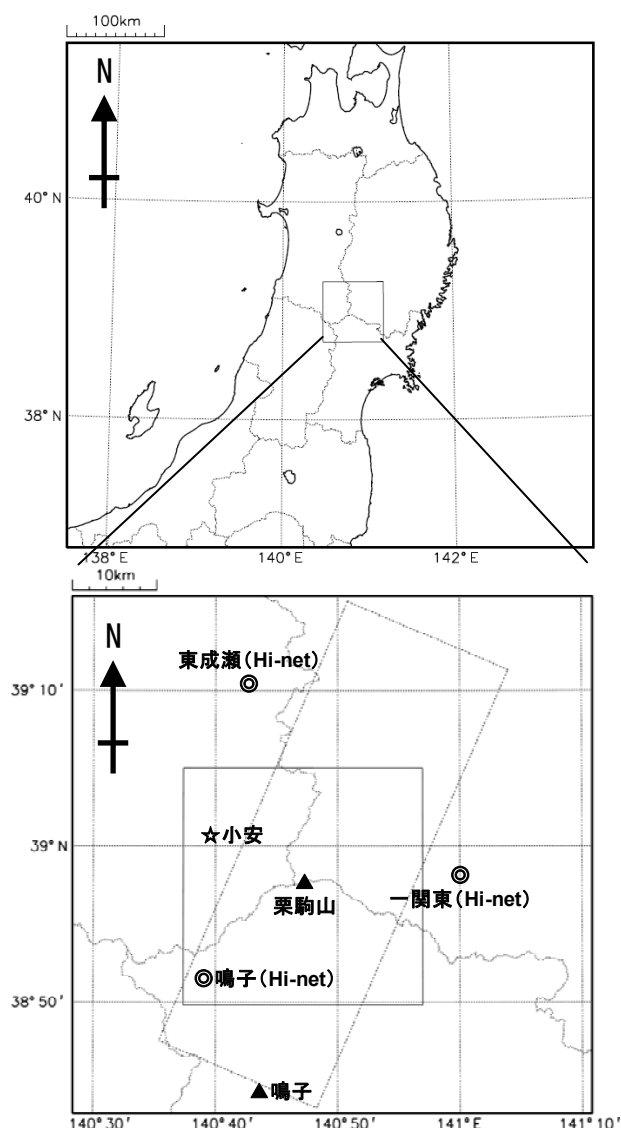


図 1 2008 年 7 月 21 日現在の観測点配置図。上図の四角で囲まれた領域が下図の描画範囲に対応する。☆が気象庁火山用地震観測点，◎が Hi-net の観測点であることを示す。下図の四角で囲まれた領域は図 2 の描画範囲，点線で囲まれた領域は内陸地震の余震域である。

調査期間は原則，2008 年 7 月 2 日 18 時から 7 月 21 日 24 時までである。地震波形の特徴を正確に把握するためには S/N の高い波形を用いる必要がある。そこで，原則として気象庁一元化震源リストの M2 以上の地震を調査対象とした。ただし，図 2 の長方形で囲まれた領域については，データとした地震数が少ないため，M2 未満の地震のうち比較的 S/N が良い地震波形についても調査の対象に加えた。また，震源の放射特性の影響を考察するために，発震機構解の決まっている 2009 年 11 月 6 日 06 時 23 分の地震（M3.3）も調査の対象に加えた。震源精度は水平方向に $\pm 0.1 \sim 0.4$ km，深さ方向に $\pm 0.4 \sim 1.5$ km である。最終的に調査対象とした地震を図 2 に示す。

2.2 波形の分類

観測される地震波形は，伝搬経路，地震計の特性，観測点直下の地盤特性，2.1 節でも述べた震源の放射特性の影響を受ける。

今回の調査では，主に波形の伝搬経路の影響に着目して波形調査を行った。地震計の特性については使用した 4 観測点とも固有周期 1 秒の速度型地震計であることからすべて同じであるとみなした。観測点直下の地盤特性については，小安が単一周波数の波形を描きやすく，また地上型のため振幅が大きくなりやすいことを考慮して，振幅値の直接的な比較は避けた。震源の放射特性については，ほぼ同じ場所で発生しメカニズム解が求められている事例を参照しながら議論を行った。

及川他（1994）は，振幅によるものだけでなく，立ち上がりが読めない，S 波の振幅が小さいなどの波形の変化から，地震波が減衰を受けているという判断を行っていた。本調査では及川他（1994）を参考に，観測波形が減衰の影響を受けているかどうかを P 相，S 相の明瞭度により判断することとした。具体的には，P 相の立ち上がりが不明瞭かつ S 波コーダ振幅が直達 S 波振幅の概ね 8 割以上の場合を，減衰の影響を受けたと推測される「P 相，S 相共に不明瞭な地震波形」とし，その他は「P 相または S 相が明瞭な地震波形」として分類した。

3 波形分類結果による減衰域の推定

調査の結果，特徴的な波形の各観測点での現われ方は概ね 4 つに分類された（図 3～6）。

- ② 4 観測点すべてで P 相または S 相が明瞭な地震波形.
- ③ 子のみで P 相, S 相共に不明瞭な地震波形.
- ④ 成瀬のみで P 相, S 相共に不明瞭な地震波形.
- ⑤ 小安のみで P 相, S 相共に不明瞭な地震波形.

これらのうち, ②~④が減衰の影響を受けている場合に相当する. ②~④で分類された地震波形が観測された観測点と震源の位置関係および, それぞれに対応する波線の伝搬経路を赤点線で図 2 中に示す.

減衰の影響を受けている観測波形の伝搬経路を地図上で重ね合わせるにより, 減衰域を特定することが出来る. 図 2 中で②~④の赤点線で囲まれた栗駒山山頂付近の水平方向に 2~4km の広がりを持った領域 (黒点線) が減衰領域に対応することが推定された. この領域はまさに栗駒山山体範囲に相当する.

次に, 減衰域を 3 次元的に特定するために, 一元化震源処理で使用している速度構造 JMA2001 [上野ほか (2002)] を用いて, 観測点と震源を結ぶ鉛直断面上での波線追跡を行った. JMA2001 の速度構造は深さ 0.5km 毎に速度データが与えられているため, その間のデータを線形補間し, 0.01km 毎の速度構造データを作成した. 波線追跡はこの 0.01km 毎の球殻成層構造を仮定して Snell の法則を適用して行った[例えば, 宇津 (2001)]. 今回はこの球殻構造の仮定に基づいて概略の結果を得るのが目的のため, 描画では観測点の標高や速度の不均質構造が波線を曲げる効果については考慮していないが, 実際には観測点標高 (+100~400m) の分だけ波線が浅い所を伝播することや, 速度の不均質構造により波線のズレを受けうることには留意する必要がある. Nakajima and Hasegawa (2003) によると, 栗駒山付近の速度構造は $\pm 10\%$ 程度の範囲で不均質である. 1 例として, -10% の楕円柱状の低速度域 (水平長軸方向の幅 4km, 今回の調査の減衰域の幅から設定) に $+10\%$ の高速度域から入射角 20° で入射し, 長軸方向に通過することを考えると, 通過しない時に比べて波線のズレは深さ方向で 300m程度になる (図 7).

波線追跡の結果, 栗駒山直下の深さ 4~9km に減衰域が存在する可能性があることが推定されたものの, その上下でどうなっているかまでは特定できなかった (図 8). また, P 相または S 相が明瞭な波形

もこの領域を通過する場合があることから, この減衰域は一樣ではなく, 山体付近の局地的な不均質を反映しているものと見られる.

なお, 地震波形が P 相, S 相共に不明瞭となる理由として, 発震機構の N 軸付近から放射されることも挙げられるが, 発震機構解の分布を見る限り, 発震機構の N 軸方向と減衰を受けた波線の方向にはズレがある (図 2). また, 山頂から北東へ 10~12km には, 3.6km 間隔という近い震源のペアで, 片方が減衰を受け, 片方は受けていない, かつ, メカニズム解が両イベントとも決まっている例がある (図 2, 図 9). この例を見る限り, むしろ減衰を受けない波線のほうが N 軸方向に近いように見受けられる. これらのことから, 相が不明瞭な波形の原因は個々の震源メカニズムではなく地下構造によると解釈するほうが自然と考えられる.

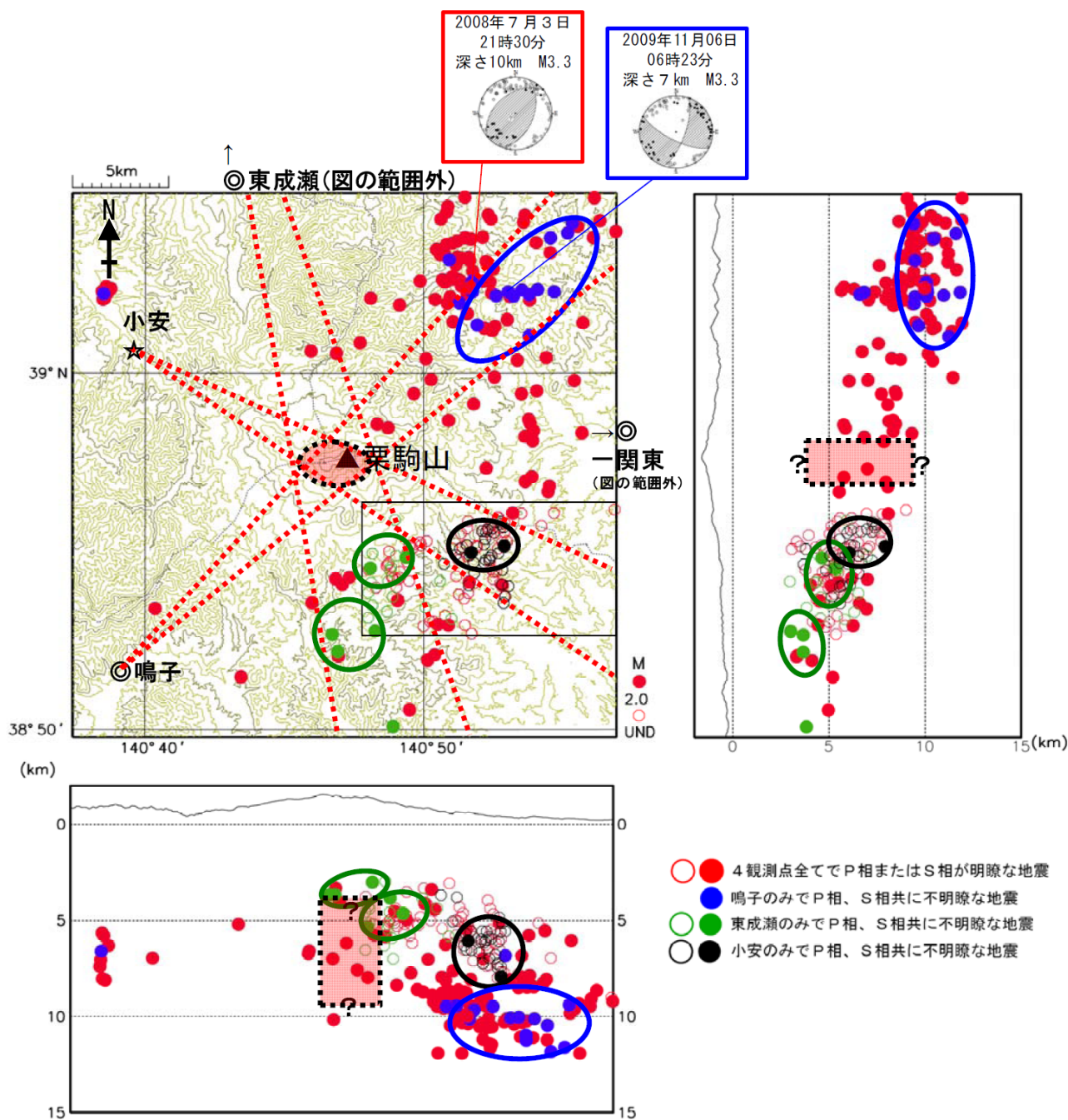


図2 震源分布図(2008年7月2日18時～21日24時, および2009年11月6日06時23分の地震). $M \geq 2.0$ の地震(塗りつぶし)と, 黒四角で囲んだ領域の $M < 2.0$ (白抜き)の地震を用いた. ☆が気象庁火山用地震観測点, ◎がHi-netの観測点であることを示す. 震源の色は, 赤が4観測点すべてでP相またはS相が明瞭な地震で, 青, 緑, 黒はそれぞれ鳴子のみ, 東成瀬のみ, 小安のみでP相, S相共に不明瞭な地震であることを示す. 図の右下で青い白抜きの丸が無いのは, 該当するイベントが無いことを示す. また青, 緑, 黒色の楕円は, それらの震源が卓越して存在している領域を示す. 赤点線で囲まれた範囲が減衰を受けた地震波の経路を示す. 黒点線で囲んだ薄赤塗りの楕円柱は地震波を減衰させると推定した領域であることを示す. 図中の「?」は減衰域の上下の境界が不明であることを示す.

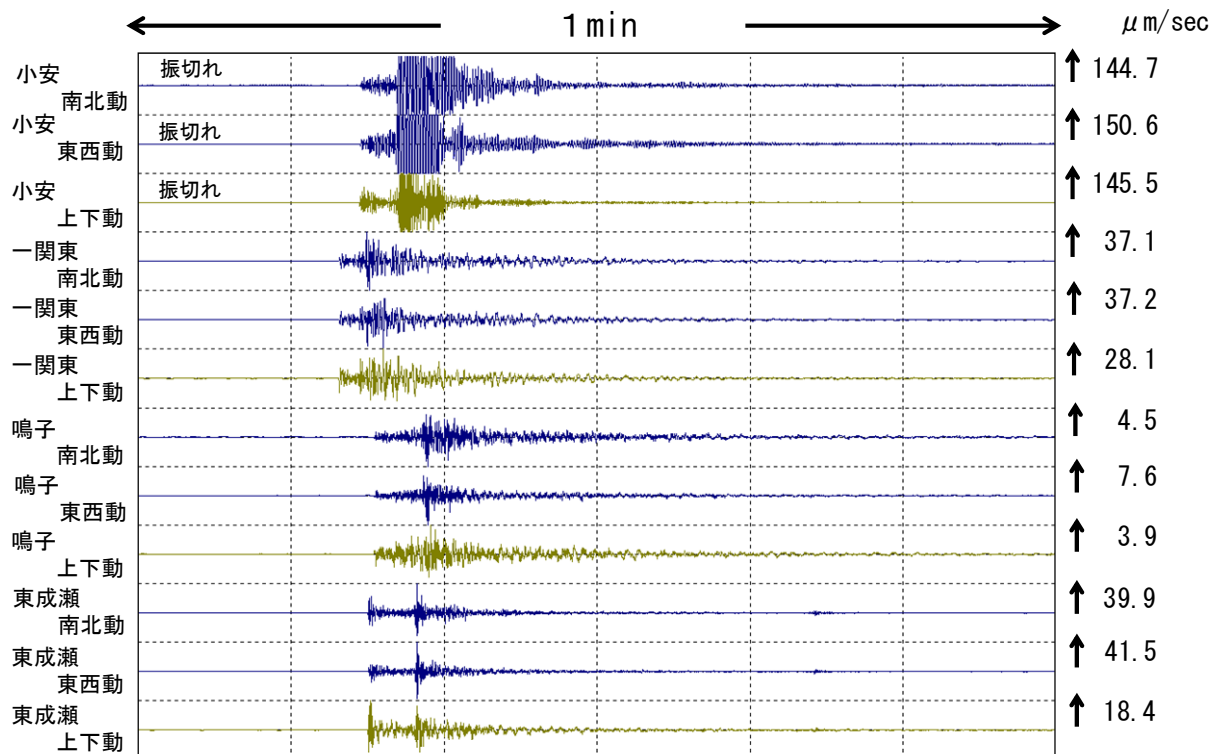


図3 4観測点すべてでP相またはS相が明瞭な地震波形の例（2008年7月4日00時27分の地震，M2.4）．最大振幅で各波形を規格化．

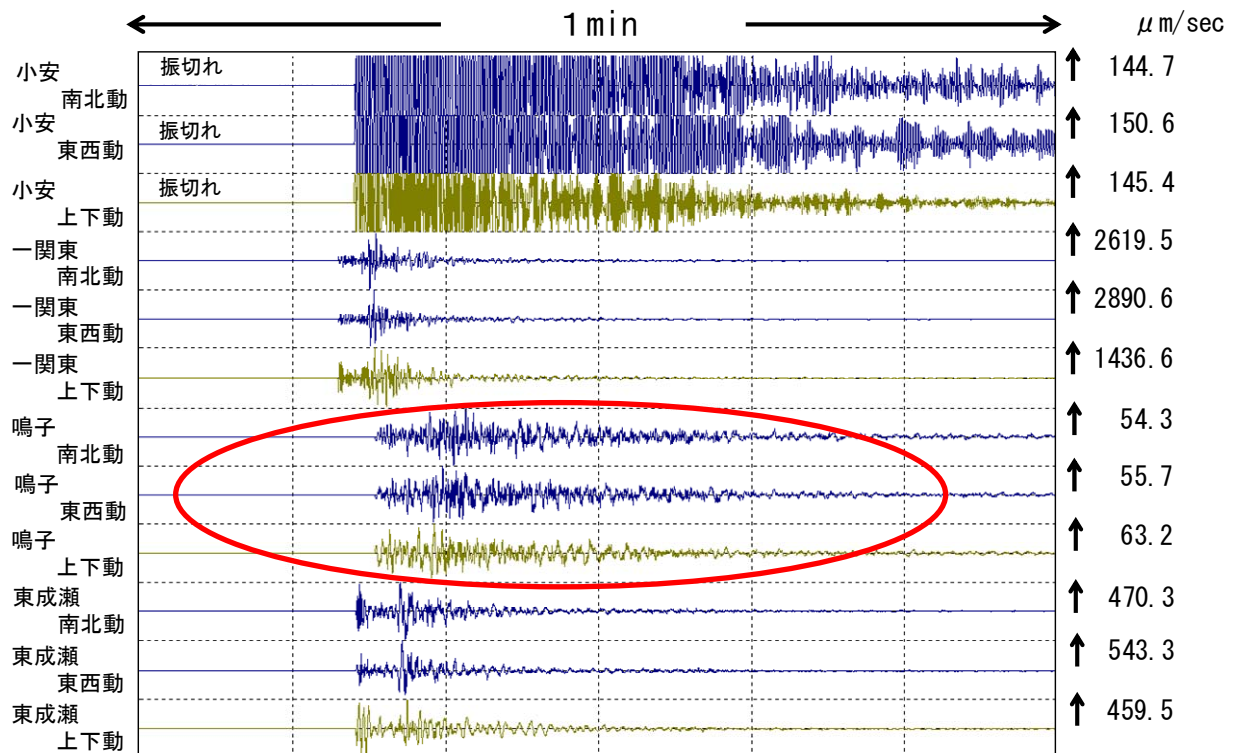


図4 鳴子のみでP相，S相共に不明瞭な地震波形の例（2008年7月7日15時14分の地震，M4.0）．最大振幅で各波形を規格化．赤丸はP相，S相共に不明瞭な地震波形であることを示す．

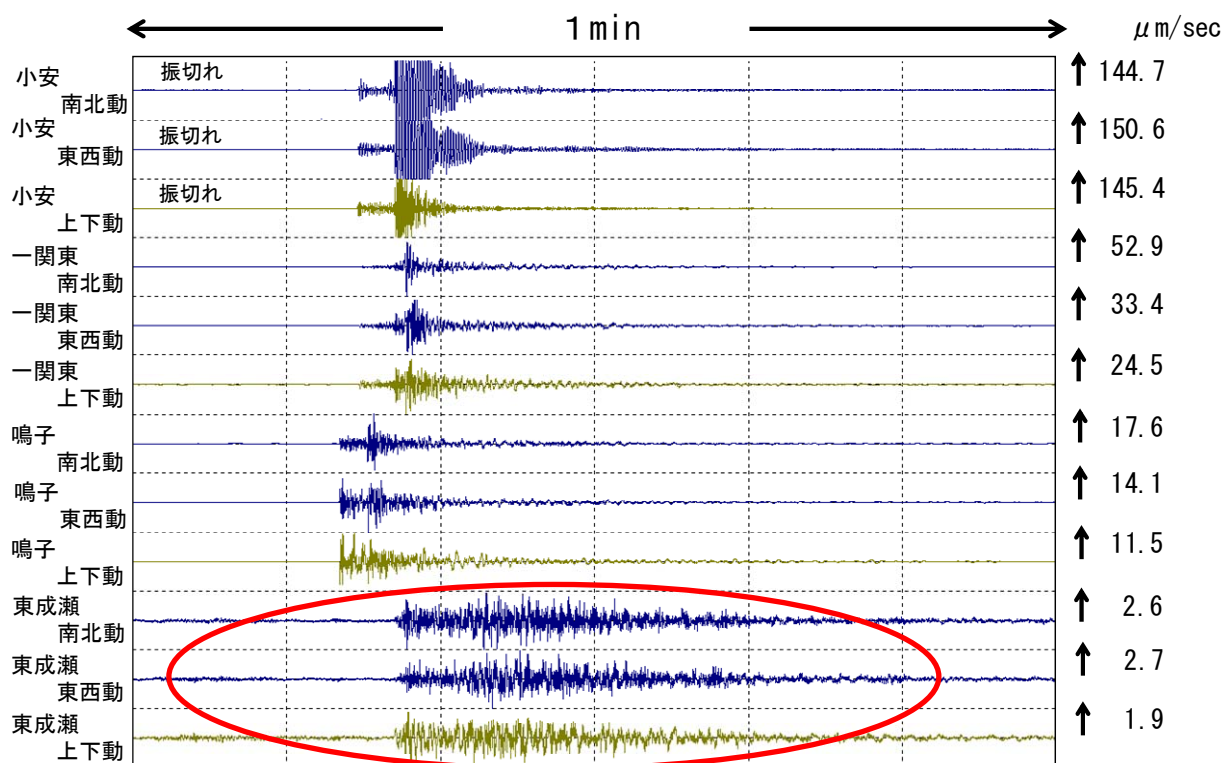


図 5 東成瀬のみで P 相, S 相共に不明瞭な地震波形の例 (2008 年 7 月 4 日 15 時 09 分の地震, M2.3).
最大振幅で各波形を規格化. 赤丸は P 相, S 相共に不明瞭な地震波形であることを示す.

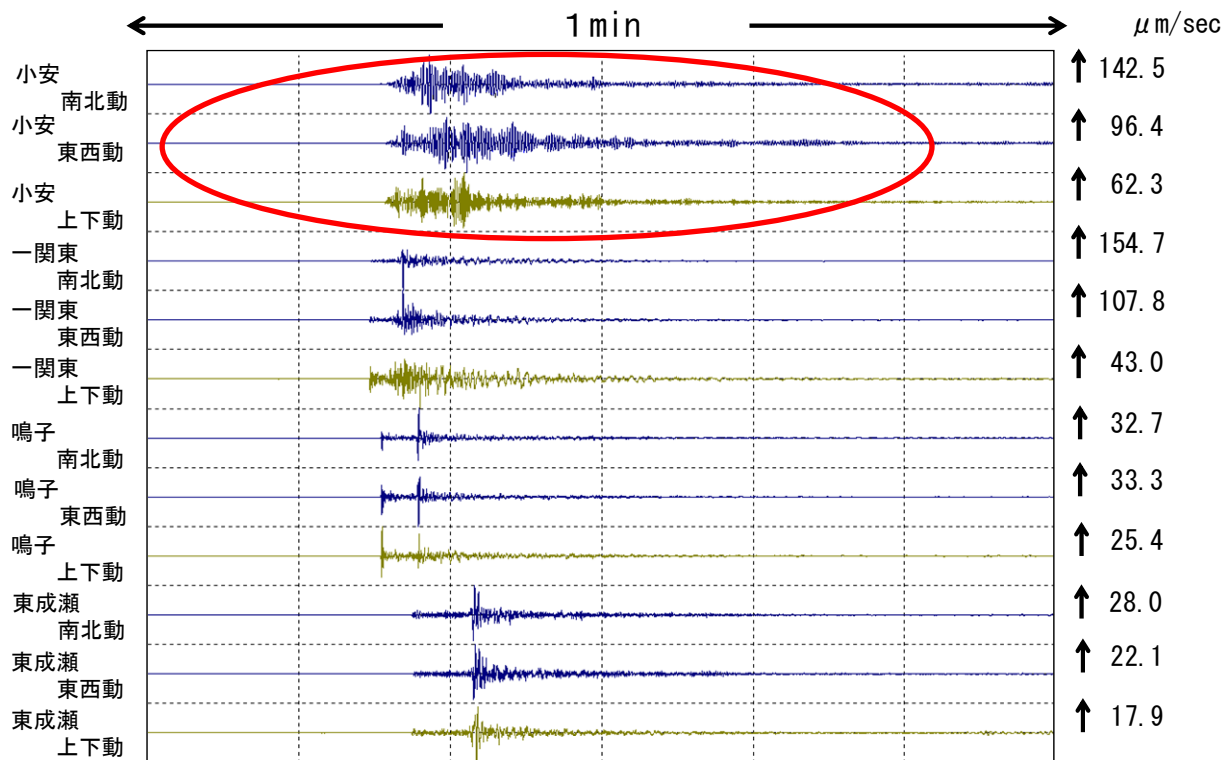


図 6 小安のみで P 相, S 相共に不明瞭な地震波形の例 (2008 年 7 月 10 日 19 時 29 分の地震, M2.4).
最大振幅で各波形を規格化. 赤丸は P 相, S 相共に不明瞭な地震波形であることを示す.

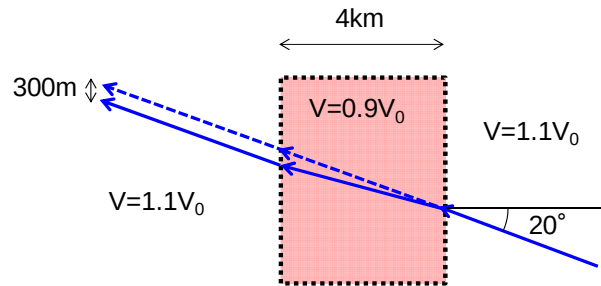


図7 低速度域の有無による波線のズレの見積もりの例．黒点線で囲んだ薄赤塗りの長方形（楕円柱の水平長軸断面）が低速度域であることを示す． V が地震波の伝搬速度． V_0 が基準となる伝搬速度．青実線が低速度域の影響を受けた波線で矢印が波線の進行方向，青点線が低速度域の影響を受けない波線であることを示す．

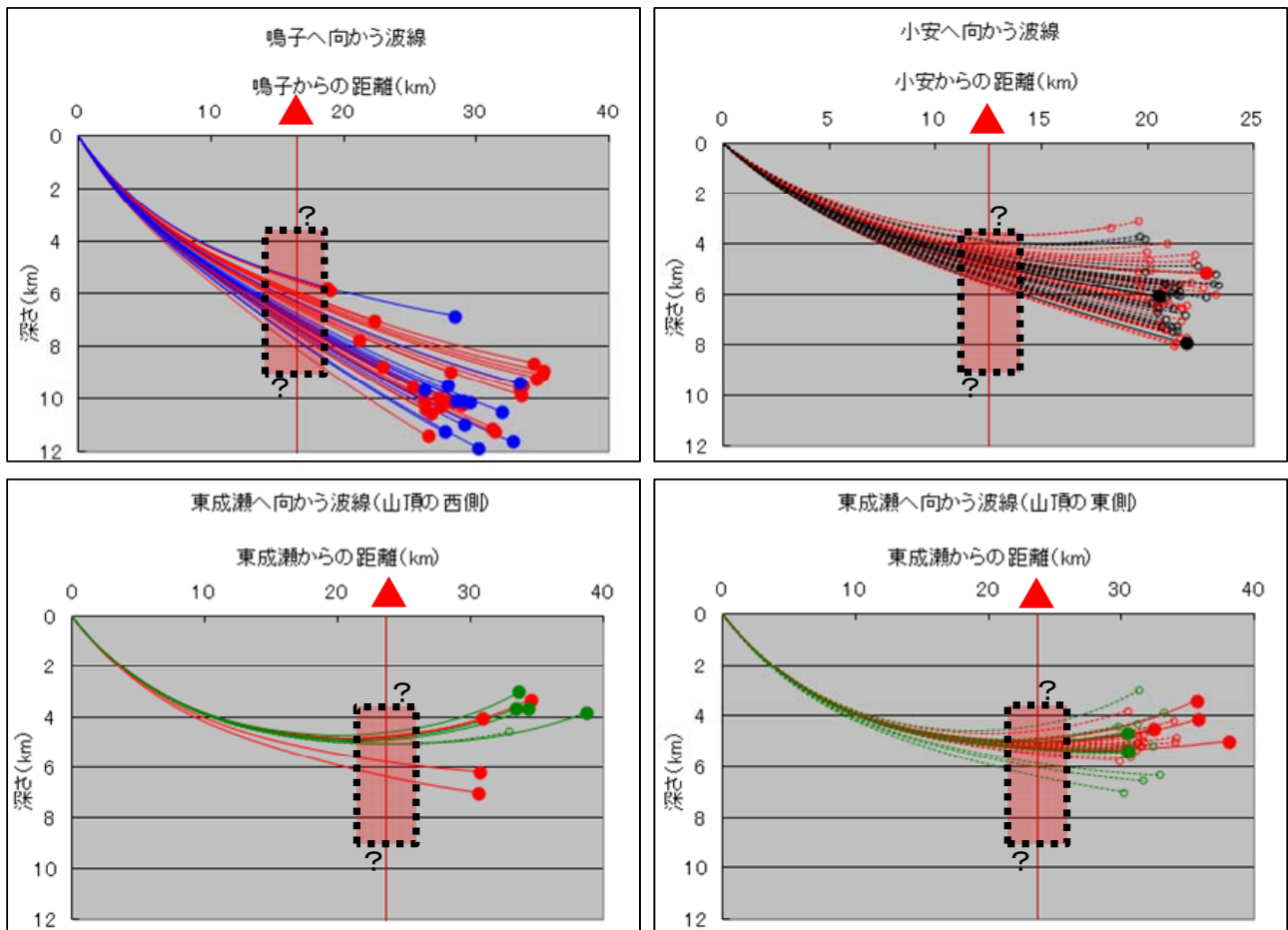


図8 地震波の波線と推定された地震波減衰域．図2の赤点線で囲まれた，山頂を挟んで観測点と反対側のイベントについて地震波の波線とその地震波を放出した震源を描画した．赤色が4観測点でP相またはS相が明瞭な地震波の波線とその震源，青色が鳴子のみでP相，S相共に不明瞭な地震波の波線とその震源，緑色が東成瀬のみでP相，S相共に不明瞭な地震波の波線とその震源，黒色が小安のみでP相，S相共に不明瞭な地震波の波線とその震源をそれぞれ示す．M2未満の地震については，波線を点線で，震源を白抜き丸で描画した．東成瀬に向かう波線について図を2つに分けたのは，東側は山頂に近い地震から放射された地震波が減衰を受けているが，西側は山頂から遠い地震から放射された地震波が減衰を受けているというようにイベントの出現パターンが異なったためである．黒点線で囲まれた赤抜き長方形（楕円柱の断面）は地震波が減衰させると推定した領域であることを示す．▲は山頂の位置を示す．図中の「？」は減衰域の上下の境界が不明であることを示す．

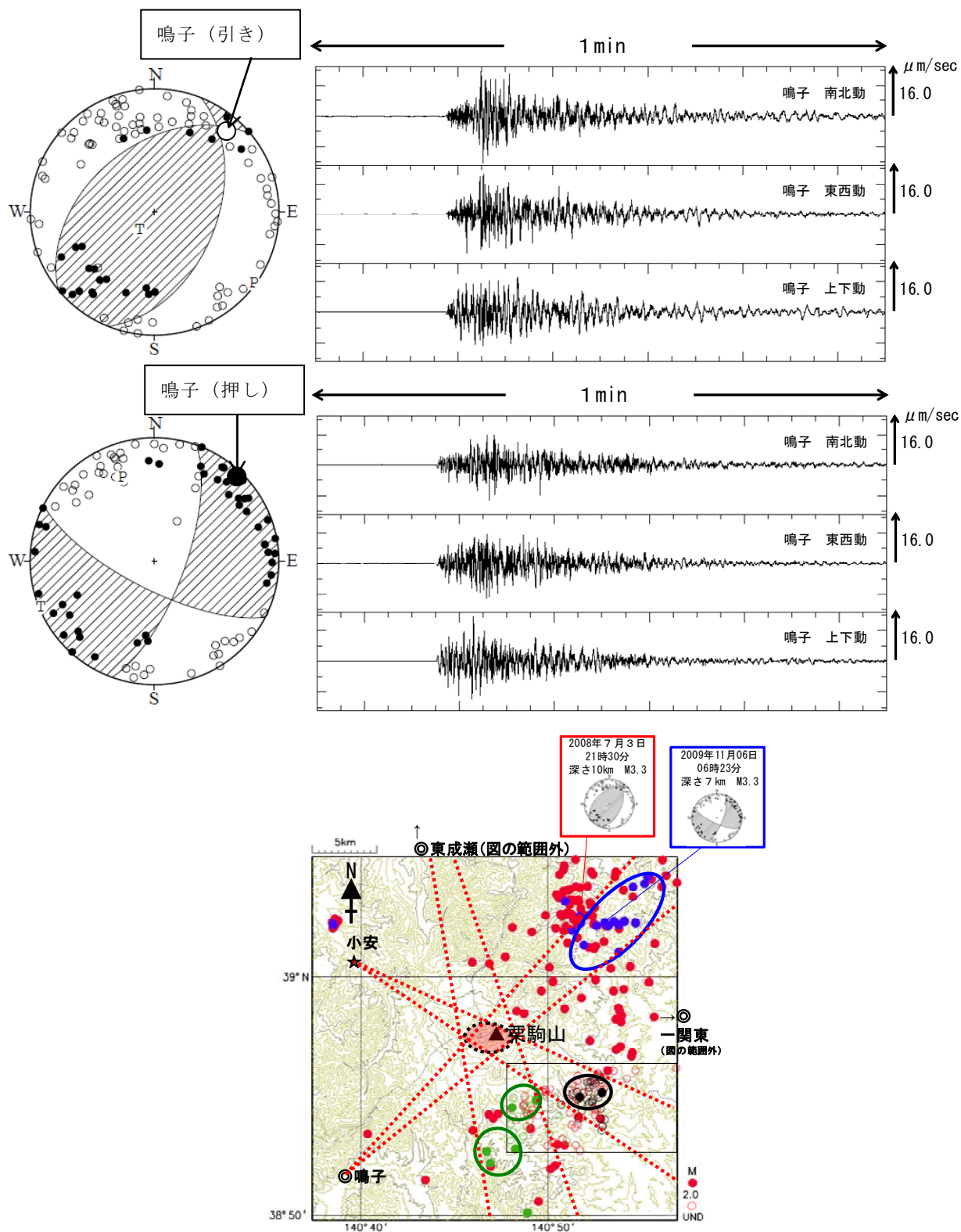


図 9 鳴子で S 相が明瞭な地震波形の例 (上, 2008 年 7 月 3 日 21 時 30 分の地震, M3.3) および
 鳴子で P 相, S 相共に不明瞭な地震波形の例 (中, 2009 年 11 月 6 日 06 時 23 分の地震, M3.3).
 左側に発震機構解を, 右側に鳴子の地震波形を示す. 鳴子の押し引きの点に吹き出しを示す.
 共に発震機構解 (初動解) が決められていて, 震源は 3.6km 間隔で隣接している.
 下に図 2 の震央分布図も示す.

4 考察

栗駒山近傍の4観測点で捉えられた内陸地震の余震波形を調査した結果、栗駒山近傍でP相、S相共に不明瞭な波形が観測された原因として、栗駒山直下に減衰域が存在していることが推定された。栗駒山周辺では、鳴子火山から宮城県北部にかけての広い範囲で減衰構造についての先行研究がある。Asano et al. (2004) は、Asano and Hasegawa (2004) の手法により、宮城県北部の散乱強度3次元空間分布を推定し、深さ6kmでは栗駒山山頂から西方に散乱強度の強い領域（今回推定した減衰域を含む）が存在していることを報告している。Nakajima and Hasegawa (2003) による3次元速度構造トモグラフ

イーでも栗駒山山頂付近からその西方20kmの範囲で深さ10~15kmに低速度域が見つかっており、小野寺他(1998)の減衰域（今回推定した減衰域はこれらの東上方の境界付近、少し交わっている程度）とも一致している（図10）。Nakajima and Hasegawa (2003) はこの領域を、下部地殻の部分熔融域から分離して上部地殻へ移動した水の分布に対応しているものと解釈した。Asano et al. (2004) は、散乱強度の強い領域が低速度域と一致し、流体で満たされたクラックの非一様な分布に関連した不均質構造として現れると解釈した。

今回の調査で見つかった減衰域は、Asano et al. (2004)で推定した散乱領域の中で、栗駒山山頂直下

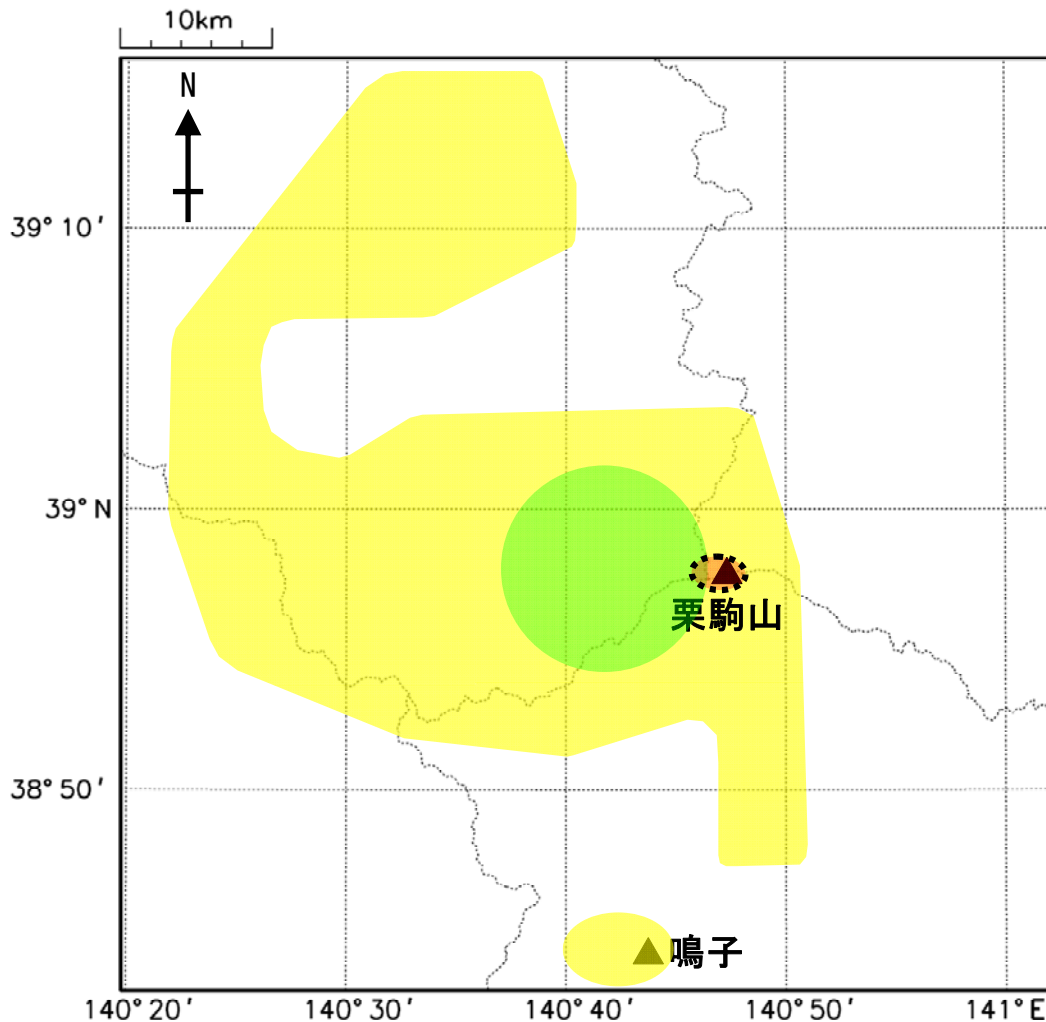


図10 今回の調査で得られた地震波減衰域とAsano et al. (2004)の地震波散乱領域、Nakajima and Hasegawa (2003)の地震波低速度域、小野寺他(1998)の地震波減衰域との対比。黒点線で囲んだ薄赤塗りの楕円は本調査で推定した地震波減衰域。薄黄色がAsano et al. (2004)で推定した地震波散乱領域（深さ6km）。薄黄緑色がNakajima and Hasegawa (2003)で推定した地震波低速度域および小野寺他(1998)の地震波減衰域（深さ10~15km）。

にはさらに散乱の強い領域が存在する可能性や、Nakajima and Hasegawa (2003)で推定した低速度域および小野寺他 (1998)で推定した地震波減衰域が山頂部で浅部に広がっている可能性を示唆している。内陸地震の後、2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループでは高密度の臨時地震観測網を展開した。この高密度地震観測網を用いて Asano and Hasegawa (2004)の手法により散乱構造を推定することにより、栗駒山のさらに詳細な地下構造を推定することが出来ると考えられる。また、地震波が減衰を受ける理由として吸収も考えられる。干場他 (2000)の手法で散乱と吸収の影響を分離できれば内部の物質の推定に大きく寄与すると考えられる。

5 まとめ

本調査で、今回の「平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震」の地震による活発な余震活動の中から、減衰された波形に着目する事により、栗駒山山頂付近の水平方向 2～4km 以内、深さ方向 4～9km 辺りに地震波の減衰域があることが推定できた。今後、2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループによる高密度の臨時地震観測網のデータを用いれば、栗駒山のより詳細な地下構造を推定出来ると考えられる。

謝辞

本調査では、気象庁のデータの他に、防災科学技術研究所の Hi-net のデータを使用しました。東北大学大学院理学研究科附属、地震・噴火予知研究観測センターの中島淳一准教授と防災科学技術研究所の浅野陽一氏には栗駒山・鳴子火山周辺の地下構造に関する知識を中心にご指導を頂きました。気象研究所の干場充之室長と気象庁地震火山部火山課の山里平課長、坂井孝行氏からは、地震波減衰に関わる知識と調査の方針に関するご指導を頂きました。気象研究所の小久保一哉主任研究官と札幌管区気象台地震火山課の宮村淳一課長には、査読者として本稿改善に有益な助言をいただきました。記して感謝の意を表します。

文献

井口正人・高山鐵朗・山崎友也・多田光宏・鈴木敦生・植木貞人・太田雄策・中尾茂・前野直・長尾潤・馬場

- 幸二・大重吉輝・放生会正美 (2000): 桜島および始良カルデラ周辺における GPS 観測, 第 10 回 桜島火山の集中総合観測 平成 19 年 6 月～平成 20 年 3 月, 53～61.
- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生 (2002): 気象庁の震源決定方法の改善 - 浅部速度構造と重み関数の改良 -, 験震時報, **65**, 123-134.
- 宇津徳治 (2001): 地震学 第 3 版, 共立出版株式会社, 376pp.
- 及川純・山本圭吾・井田喜明 (1996): 霧島火山における地震波減衰領域, 地震研究所彙報, **69**, 291-307.
- 小野寺充・堀内茂木・長谷川昭 (1998): Vp/Vs インバージョンによる 1996 年鬼首地震震源域周辺の 3 次元地震波速度構造, 地震, **51**, 265-279.
- 加茂幸介・西潔・古沢保・赤池純平・菊池茂智・小野博尉・須藤靖明・高木章雄・海野徳仁・堀修一郎・佐藤泰夫・角田寿喜 (1977): 始良カルデラ周辺の地震活動と地震波の異常伝搬の検出について, 桜島火山の集中総合観測 (第 2 回 (昭和 51 年 11~12 月)), 13-20.
- 気象庁 (2009): 平成 20 年 12 月地震・火山月報 (防災編), 123pp.
- 干場充之・A Rietbrock・F Sherbaum・中原恒・C Haberland (2000): 深さ依存性を持つ構造での散乱減衰と内部減衰の分離推定, 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その波動論的作用」研究成果発表, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/viewdoc/scat2000.html>.
- Asano, Y., K. Obara, J. Nakajima, and A. Hasegawa (2004): Inhomogeneous crustal structure beneath northern Miyagi prefecture, northeastern Japan, imaged by coda envelope inversion: Implication for fluid distribution, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24615, doi:10.1029/2004GL021261.
- Asano, Y., and A. Hasegawa (2004): Imaging the fault zones of the 2000 Western Tottori earthquake by a new inversion method to estimate three-dimensional distribution of the scattering coefficient, *J. Geophys. Res.*, **109**, B06306, doi:10.1029/2003JB002761.
- Nakajima, J., and A. Hasegawa (2003): Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **127**, 1-18.

(編集担当 坂井孝行)