



Title	MLTWA法を用いた阿寒・屈斜路地域の地震波減衰特性の把握
Author(s)	濱本, 鴻志; Hamamoto, Koshi; 青山, 裕 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 88, 33-52
Issue Date	2025-03
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.88.33
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/94327
Rights(URL)	https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/
Type	departmental bulletin paper
File Information	GBHU_88_33-52.pdf



MLTWA 法を用いた阿寒・屈斜路地域の地震波減衰特性の把握

濱本鴻志¹・青山 裕²・一柳昌義²

¹ 北海道大学理学部地球惑星科学科

² 北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

(2025 年 3 月 5 日受理)

Investigation of seismic attenuation features in Akan-Kussharo region with MLTWA method

Koshi HAMAMOTO¹, Hiroshi AOYAMA², Masayoshi ICHIYANAGI²

¹ Earth and Planetary Sciences, School of Science, Hokkaido University

² Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received 5 March 2025)

The Akan-Kussharo region hosts post-caldera volcano groups which continue to experience active volcanism, as confirmed through GNSS observations. Over the past decades, seismic observations have contributed to understanding the subsurface structure, leading to studies on hypocenter distribution, velocity structure and attenuation structure. However, research on velocity and attenuation structures has been only primarily conducted as part of broader studies covering all of Hokkaido, Japan or studies in other regions, so that the relation between seismic attenuation characteristics and volcanic activity has not been fully elucidated yet. In this paper, we aim to uncover the features of seismic attenuation in Akan-Kussharo region through separated attenuation parameters, intrinsic and scattering attenuation, by using the MLTWA (Multiple Lapse Time Window Analysis) method with the data obtained by the Hi-net seismic network. Overall, this area shows as strong scattering and intrinsic attenuation as in other volcanic areas and seismically active regions such as Hawaii, Long Valley and southern Spain. Furthermore, temporal variations in attenuation parameters are presented over 2010–2023. However, these variations did not sufficiently clarify the relationship with the observed ground deformation. Instead, they might have been caused by differences in the hypocenter distribution and the mechanisms of the selected events, or by the inaccurate separation of scattering and intrinsic attenuation. In addition, we reveal approximate 30% of event waveforms stored in the seismic recording system in Hokkaido University are applicable to MLTWA in current seismic network. Although this study provides valuable insights into the attenuation characteristics in Akan-Kussharo region, we need further research to explore the association with temporal subsurface structural changes in more detail.



I. は じ め に

道東カルデラ地域は屈斜路カルデラと阿寒カルデラの二つのカルデラ地域と、それに付随する後カルデラ火山群（例：アトサヌプリ火山群，中島火山，摩周火山，雌阿寒岳，雄阿寒岳）を有している．後カルデラ火山群の一部であるアトサヌプリ火山群や雌阿寒岳は現在も火山活動を継続しており，火山性地震活動，地盤変動，空気振動，噴気高度，全磁力変化，監視カメラ画像などの多項目観測データに基づいて，気象庁が火山活動情報の発信を行っている（気象庁，2025）．特に雌阿寒岳では2015年7月，2018年11月に噴火警報（警戒レベル2）が発令されており，北海道内でも火山活動が活発な火山の1つである（気象庁，2025）．さらに道東カルデラ地域では過去十年間に二度の膨張性の地盤変動がSARおよびGNSS観測により確認されており，地殻活動の高さをうかがわせる．一つ目の膨張変動は2016-2017年に雌阿寒岳北東山麓で発生した．白木・村上（2019）はGNSS観測やSARの干渉画像記録を用いてこの膨張性地殻変動を引き起こした地下圧力源の深さや体積変化量の推定を行い，雌阿寒岳北東部の深さ3.4km付近に長さ8km，幅1.8kmほどの開口量38cm，膨張量 $5.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ の板状圧力源を推定した．もう一つの膨張変動は2021-2024年の屈斜路カルデラの溶岩ドーム群一帯で発生した．この膨張変動の圧力変動源について，GNSSデータから大園他（2023）や大園他（2024）が屈斜路カルデラ中心部の深さ6.2km付近に長さ1.0km，幅5.8kmほどの開口量2.64m，膨張量 $1.53 \times 10^7 \text{ m}^3$ の板状圧力源を推定している．

雌阿寒岳一帯において，過去数十年間にわたって震源分布や地震波速度の調査が行われてきた．松野他（2021）は雌阿寒岳で深部・浅部低周波地震の震源推定を行い，高周波地震と低周波地震の震源が深さ13km程度で分かれることを明らかにした一方，小野・青山（2017）は地震波速度の時間変化を調べることで，2016-2017年に発生した地殻変動期に雌阿寒岳で大きな地震波速度の減少がみられたことを報告している．

しかしながら，阿寒・屈斜路地域全体で見ると，この地域を対象とした速度構造調査や減衰構造調査は行われていない．阿寒・屈斜路地域の地震波速度構造は，北海道全土や日本全土の地震波速度構造調査（ex: Liu et al., 2013; Wang and Zhao, 2009; Zhao et al., 2012）や，日高山脈の沈み込み帯を対象とした研究（ex: Katsumata et al., 2006）に付随されて調査されているものの，阿寒・屈斜路地域における速度構造や火山活動との関連性にまつわる議論は行われていない．同様に地震波減衰構造についても，より大きなスケールの調査（ex: Kita et al., 2014）や別地域を対象とした研究（ex: 古村・森谷, 1990; Taira and Yomogida, 2004）により副次的に明らかにされているものの，阿寒・屈斜路地域に焦点を当てた議論は行われておらず，火山活動と地震波の減衰特性の関連性は明らかにされていない．加えて地震波の減衰を減衰メカニズム毎に分離して検討した研究例は北海道地域で少なく（ex: Carcole and Sato, 2010），さらに多くの研究が求められている．

そこで本研究では，阿寒・屈斜路地域の散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} の推定を行い，他地域の

減衰パラメータと比較することで本地域の地震波減衰特性を把握することを目的とする。また、減衰パラメータの時間変化の抽出を試み、地下構造の変化の把握に活用する可能性を探る。さらには現観測網から得られる地震波形データの評価および適用可能性を探ることで、今後の阿寒・屈斜路地域の減衰特性把握に向けた観測網の現状把握を同時に行う。

Ⅱ. 手法・使用データ

1. MLTWA 法

本研究では MLTWA (Multiple Lapse Time Window Analysis) 法を用いて散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} の推定を行った。MLTWA 法は一つの地震波形から複数の解析時間窓のエネルギー密度を取得し、それら観測値を輻射伝達理論によって導かれたエネルギー密度の伝達関数 (理論式) に当てはめることで、散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} を求める手法である。本手法は通常 S 波到着時間を開始時刻とする 3 つの長さ 15 秒間の連続した解析時間窓を用いて行う。本手法は一つの地震波形について複数の解析時間窓を使用し、それぞれの解析時間窓を減衰パラメータ推定のデータとするため、研究に必要なデータ数を確保しやすいことが特徴である。そのため、比較的観測点が少ない地域や、少ない地震イベント数でも適用しやすい利点がある (ex: Hoshiba et al., 1991; Fehler et al., 1992; Hoshiba, 1993; Jin et al., 1994; Akinci et al., 1995; Sato and Fehler, 1998)。

本研究では散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} を推定するために、Paasschens (1997) が導出したエネルギー密度の伝達関数を使用した。震源距離 r における地震の発生時刻から t 秒後に記録されるエネルギー密度 $P(r, t)$ は、角周波数 ω 、S 波伝播速度 v を用いて式 (1) で表される。

$$P(r, t) \cong \frac{1}{4\pi r^2} \delta(r - vt) \exp[-\omega t(Q_s^{-1} + Q_i^{-1})] \\ + \frac{(1 - r^2/v^2 t^2)^{\frac{1}{8}}}{(\frac{4\pi v^2 Q_s t}{3\omega})^{\frac{3}{2}}} \exp[-\omega t(Q_s^{-1} + Q_i^{-1})] G[\omega t Q_s^{-1} \left(1 - \frac{r^2}{v^2 t^2}\right)^{\frac{3}{4}}] \theta(vt - r) \quad (1)$$

$$G(x) = 8(3x)^{-\frac{3}{2}} \sum_{N=1}^{\infty} \frac{\Gamma(\frac{3}{4}N + \frac{3}{2})}{\Gamma(\frac{3}{4}N)} \frac{x^N}{N!} \cong e^x \sqrt{1 + \frac{2.026}{x}}$$

ここで、 N は散乱イベントの回数を表す。

また本手法では、散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} を分離して導出するため、それぞれの減衰メカニズムがどれだけ減衰全体に貢献しているかを示す地震アルベド B_0 、二つの減衰の合計値を示す全減衰 Q_t^{-1} を同時に算出する。それぞれの定義は式 (2) および式 (3) で表される (Sato and Fehler, 1998; 長谷川他, 2017)。

$$B_0 = \frac{Q_s^{-1}}{Q_s^{-1} + Q_t^{-1}} \quad (2)$$

$$Q_t^{-1} = Q_s^{-1} + Q_l^{-1} \quad (3)$$

2. 使用データ

本研究では、北海道大学、気象庁、防災科学技術研究所の Hi-net（高感度地震観測網；汐見他，2009）の地震観測点のうち、阿寒・屈斜路地域周辺の対象地域（北緯43.12-44.04度，東経143.73-145.07度）に位置するすべての観測点 22 点を使用した（Fig.1）．全ての観測点に高感度速度型地震計 3 成分（上下，東西，南北）が設置されており，地震波形は WIN フォーマット（ト部，1994）でサンプリング周波数 100Hz で収録されている．本研究の対象地震は 2010 年 1 月から 2023 年 3 月までに気象庁の地震月報震源データで記録されている対象地域で発生した全ての地震とした．使用した地震のマグニチュードは気象庁マグニチュード（ M_{JMA} ）1.5 以上，最大マグニチュードは 5.0，総イベント数は 820 件となった（Fig.1）．本研究で解析対象とした地震波形は，北海道大学が気象庁一元化震源カタログに基づいて保存しているイベント地震波形（一柳・笠原，2001）で，上記観測点で記録された対象地震の東西，南北，鉛直成分の地震波形 13,542 個のうち，S 波・P 波到着時刻が求まっており，気象庁の一元化震源決定処理において震源の位置（震央・深さ）と地震発生時刻が定まっている地震である（Fig.2）．コーダ波のエネルギーを求めるために，各地震イベントで震源距離が 100km 以下，地震波形記録が地震発生時刻から 67.5 秒間以上記録しているトリガー波形のみを利用した．さらに本研究では散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_l^{-1} の時間変化を調べるために，期間を区切って減衰パラメータを推定することも試みた．時間変化の検討では，データ期間は 2010-2015 年，2011-2016 年，2012-2017 年のように 6 年単位に区切り，最後のみ 2017-2023 年の 7 年間とした．

3. 解析手順

阿寒・屈斜路地域の散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_l^{-1} を推定するため，以下の手順で観測点ごと，地震イベントごとの地震波形から各時間窓のエネルギー比率を導出し，式（1）へのフィッティングを行った．まず SAC (Seismic Analysis Code; Goldstein and Snoke, 2005) を用いて波形データのトレンドと平均値の除去を行い，その後 Butterworth Bandpass filter を用いて，1-2Hz，2-4 Hz，4-8Hz の 3 つの周波数帯域ごとにフィルタリングした．フィルターの次数（order）はいずれも 3 とした．さらに地震波形の速度振幅を二乗して，3 つの周波数帯域それぞれで，3 成分の振幅二乗エネルギー和の時系列を取得した．

次に振幅二乗エネルギー和を S 波到着時間から連続する 3 つの時間窓（ $j=1,2,3$ ）ごとに時間積分を行い，それぞれの時間窓における S 波エネルギー U_{ij} （ i : 地震イベント番号）を求めた．最初の時間窓（ $j=1$ ）は，S 波到着時間前に到達する S 波エネルギーを考慮するために，S 波到着時間の 1 秒前から始まるように設定した（Hoshiba, 1993）．各時間窓の長さは 15 秒間とし，S 波到着時間の -1 秒後（1 秒前）から 14 秒後（ $j=1$ ），14 秒後から 29 秒後（ $j=2$ ），29 秒後から 44 秒後

($j=3$) の 3 つの時間窓を選択した (Fig.2). 続いて S 波エネルギーの質を担保するためにノイズエネルギー N_i を取得して, S/N 比が 2 以上となるデータ期間のみを選択した. この時, ノイズエネルギーの取得には P 波到着時刻 (t_p) の一つ手前のサンプリングデータ (0.01 秒前) から前 15 秒間の波形を使用し, S 波エネルギー同様に時間積分を行った (Fig.2). 併せて観測点固有の増幅特性や地震イベントの規模による振幅スケールの違いを一律にするために, コーダ波エネルギー $U_{i,4}$ を取得して観測点補正と振幅補正を行った (Aki, 1980). コーダ波エネルギー $U_{i,4}$ は, 地震発生時刻から 65 秒後周辺の 5 秒間 (62.5 秒から 67.5 秒) の時間窓を時間積分して取得した (Fig.2). S 波エネルギー $U_{i,j}$ と同様に, データの質を担保するために, 時間窓の長さを考慮しつつ S/N 比が 2 以上となるコーダ波エネルギー $U_{i,4}$ のみを利用し, 得られたコーダ波エネルギー $U_{i,4}$ で S 波エネルギー $U_{i,j}$ を規格化した. さらにエネルギーの空間的な広がりを考慮するために $U_{i,j}/U_{i,4}$ に $4\pi r_i^2$ をかけてエネルギー比率 $E_{i,j}$ を導出した (式 4).

$$E_{i,j} = \log(4\pi r_i^2 \frac{U_{i,j}}{U_{i,4}}) \quad (4)$$

ここで, r_i は地震 i の震源距離を表す.

さらに信頼性のあるデータセットを構築するために, S 波エネルギーは時間経過とともに減衰するという前提のもと, 各解析時間窓のエネルギー $E_{i,j}$ が時間経過で増大しているデータを異常値とみなして除外した. 同様に式 (4) で求めたエネルギー比率を震源距離 10km ごとに分割し, 各距離区間でのエネルギー比率の平均値と標準偏差を算出した. そして, 各データ点とその区間の平均値から標準偏差の 2 倍以上離れている場合, 異常値とみなして除外した.

上記の手続きによって求めた震源距離 r_i とエネルギー比率 $E_{i,j}$ の関係について, Carcole and Sato (2010) に倣い, Levenberg-Marquardt アルゴリズムを利用して最適となる散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} を推定した. Levenberg-Marquardt アルゴリズムは非線形最小二乗法に基づき, 観測データと理論モデルとの間の誤差を最小化するために利用されるガウス・ニュートン法と勾配降下法を合わせたアルゴリズムである (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963). 本研究ではアルゴリズム実装に scipy.optimize ライブラリの least squares 関数を利用した. この時, 観測データと理論モデルとの間の誤差を示すメリット関数 $\chi^2(Q_s^{-1}, Q_i^{-1})$ は, 式 (5) のように定義される (Carcole and Sato, 2010).

$$\chi^2(Q_s^{-1}, Q_i^{-1}) = \frac{\sum_i \sum_j \left[\log\left(4\pi r_i^2 \frac{U_{i,j}}{U_{i,4}}\right) - \log\left(4\pi r_i^2 \frac{P_{i,j}(Q_s^{-1}, Q_i^{-1})}{P_{i,4}(Q_s^{-1}, Q_i^{-1})}\right) \right]^2}{N} \quad (5)$$

ここで $P_{i,j}(Q_s^{-1}, Q_i^{-1})$ は式 (1) で表される理論的な S 波エネルギーに基づく各解析時間窓での地震波エネルギー (式 6), $P_{i,4}(Q_s^{-1}, Q_i^{-1})$ はコーダ波エネルギーの理論式 (式 7), N はデータ数で, 式 (1) を計算する際の周波数は, 解析に利用した各周波数帯域の中央値 (それぞれ 1-2Hz は 1.5 Hz, 2-4Hz は 3.0Hz, 4-8Hz は 6.0Hz に対応) を与えた.

$$P_{i,j} = \int_{(t_S)+15(j-1)}^{(t_S)+15j} P(r_i, t) dt \quad (6)$$

$$P_{i,4} = \int_{62.5}^{67.5} P(r_i, t) dt \quad (7)$$

散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} の初期値は Hoshiba (1993) , Carcole and Sato (2010) で得られた値を参考にしてそれぞれ 0.005 に設定した. また収束条件は各ステップのパラメータ更新時に前後の値の差が共に 1.0×10^{-6} 未満になった時とした.

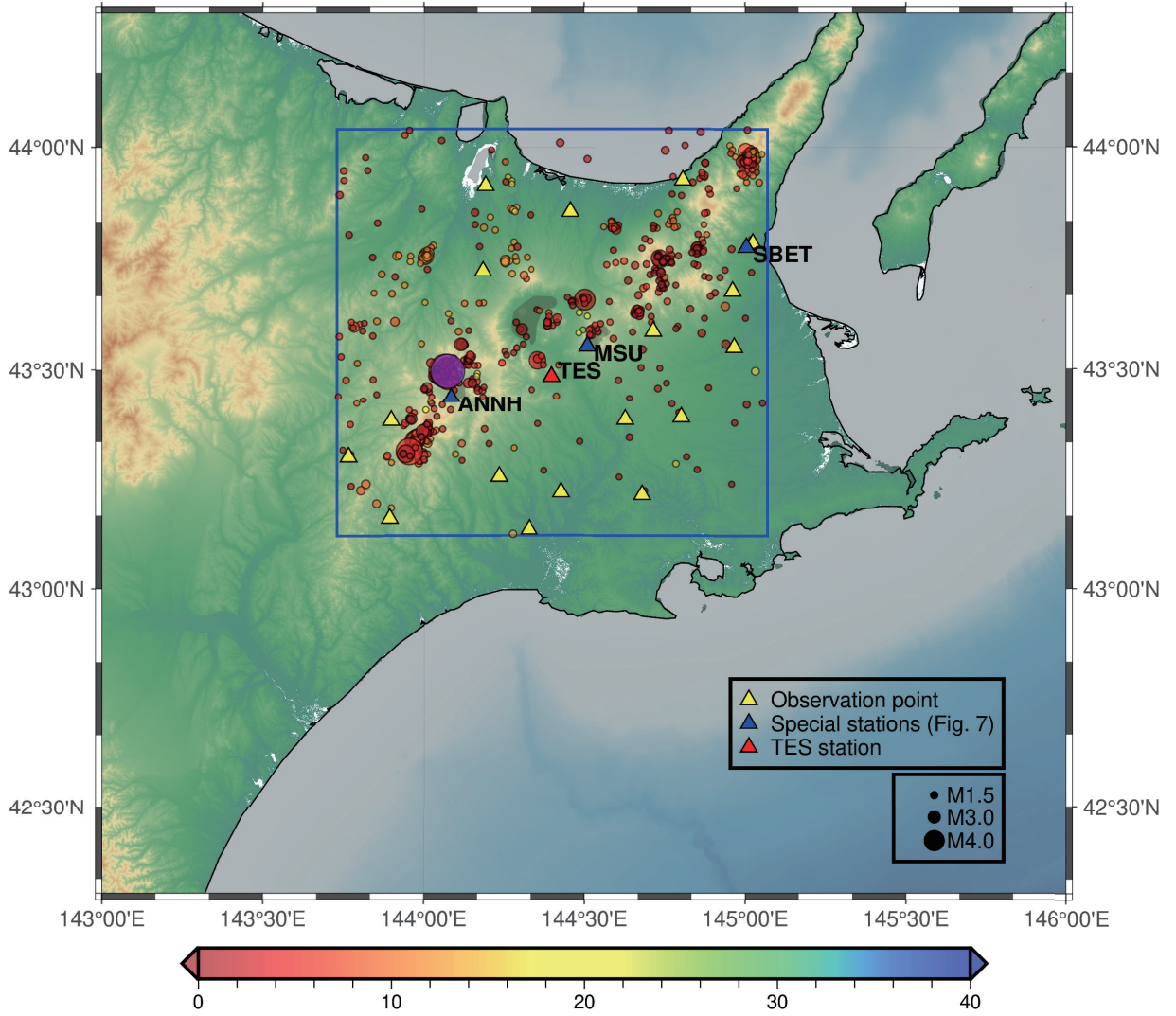


Fig.1. Distribution of earthquakes over 2010/01–2023/03 (circle) and seismic station network (triangle). Blue square shows the target area in this study. Circle reflects the magnitude with its size, and the focal depth by its color. Yellow triangle shows the distribution of selected seismic stations in this study. Purple circle and red triangle represent the seismic event and station to get example seismogram (Fig.2). Blue triangles mean the stations recording waveforms on Fig.7.

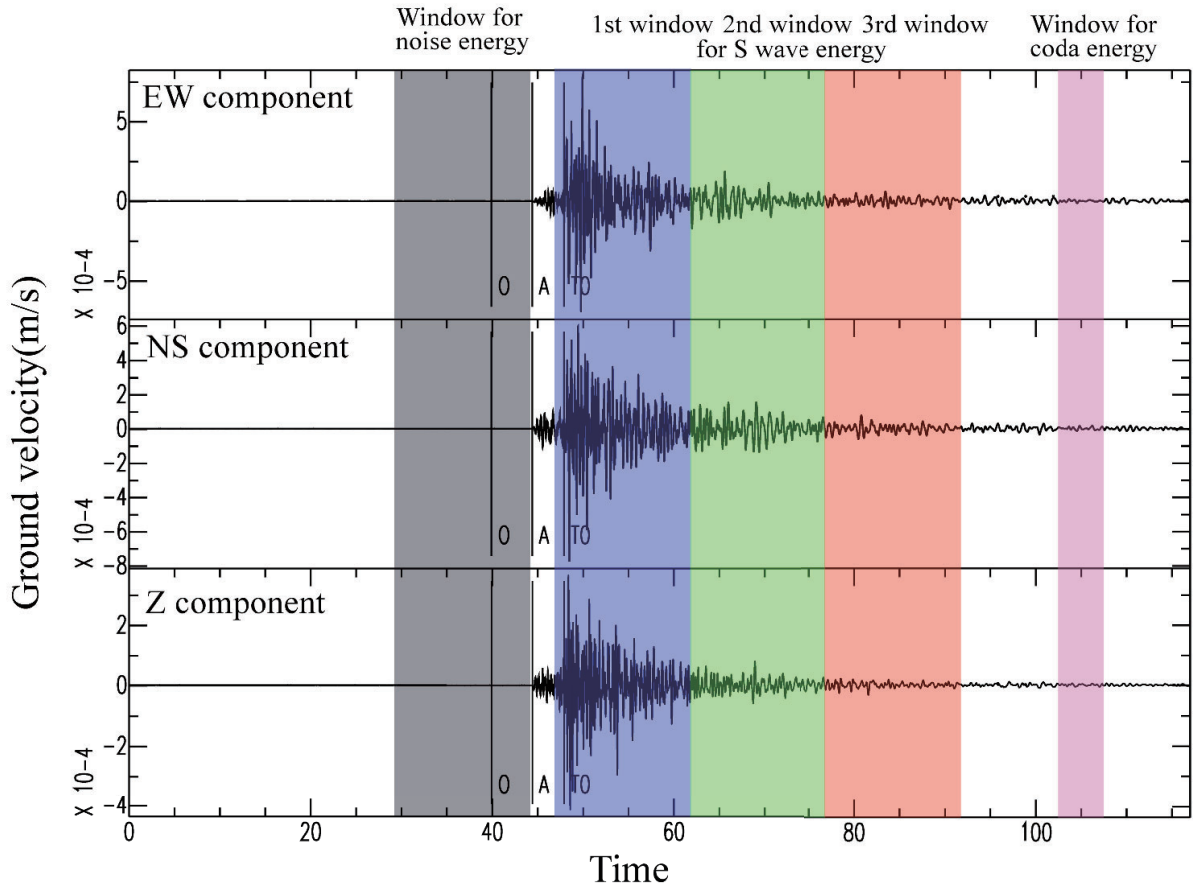


Fig.2. Three components (EW, NS, Z) seismogram from station TES (Event origin time: 2015/09/19 23:00:59, Magnitude: 4.0). O, A, T0 marker mean origin time, P wave arrival time and S wave arrival time in the seismogram. Each color represents the selected Lapse Time Window for MLTWA (Blue, green, red: 15s duration started from 1s prior to S wave arrival time for S wave energy, Purple: 62.5–67.5s after origin time for Coda energy, Grey: 15s duration prior to P wave arrival time for noise energy).

Ⅲ. 結果

1. 減衰パラメータの推定値

Table1 に各周波数帯域, 各データ期間で推定された散乱減衰 Q_s^{-1} , 内部減衰 Q_i^{-1} , 全減衰 Q_t^{-1} , 地震アルベド B_0 , 残差 $\chi^2 (Q_s^{-1}, Q_i^{-1})$ および解析に使用した時間窓の数をまとめた. Fig.3 は, 2010-2023 年の地震波形データから周波数帯域ごと (1-2Hz, 2-4Hz, 4-8Hz) に推定した 3 つの時間窓エネルギー比率 $E_{i,j}$ の震源距離 r_i に対する分布と, 散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} の最適解を用いて示されたエネルギー比率の理論曲線を対数スケールで可視化したものである.

Fig.3 の全体傾向として, 理論曲線が点分布の中央付近を通っていることから, 最適解として得られたエネルギー比率曲線はエネルギー比率の分布を説明していると言える一方, 一部では観測値を説明できていない箇所がある. 例えば最初の時間窓 (青点) の値は 1-2Hz, 2-4Hz 帯域において他の二つの時間窓に比べて分散が大きく, 震源から離れていた地域でも高い値を示すため, 震源距離が大きいとき (>80km) には青曲線が点分布の下方に寄ってしまい, 観測値をうまく説明できていない.

エネルギー比率は周波数が高くなるにつれて値が上昇する傾向を持ち, 高周波帯域であるほど S 波エネルギーがコーダ波エネルギーに比べてより大きな値を取っている. また比率の分布は, 高周波ほど解析時間窓ごとにより顕著に分かれる傾向がある. さらに震源距離が 50km 以上の点分布は, どの周波数帯でも弱い負の相関を持っており, 散乱減衰 Q_s^{-1} による S 波エネルギー損失の影響を受けていると考えられる.

2. 減衰パラメータの時間変化

Fig.4 は, 2010-2023 年のデータ期間を 6 年ごとに区切って推定した場合の散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} の値変化を示している. 散乱減衰 Q_s^{-1} (Fig.4, upper) は全体的に 2010-2015 年から 2015-2020 年にかけて値が減少傾向にあり, 減衰が弱くなっている一方で, その後のデータ期間では値が増加傾向にある. 特に 2011-2016 年から 2012-2017 年にかけては急激に値が減少し, 散乱減衰 Q_s^{-1} が弱くなっている. 周波数帯域ごとの値変化は変化量に差がある一方, 全ての周波数帯域で概ね同じ傾向を有している. しかし 2015-2020 年から 2016-2021 年の変化に注目すると, 1-2 Hz, 4-8Hz では値が増加しているのに対し, 2-4Hz では値が減少しており異なる傾向を持つ. 内部減衰 Q_i^{-1} (Fig.4, lower) は 2010-2015 年から 2015-2021 年にかけて値が減少し, 最後の 2015-2021 年から 2017-2023 年にかけて値が増加している. 周波数帯域ごとの値変化は散乱減衰同様全ての周波数帯域で同じ傾向を持つ.

Table 1

The result of attenuation parameters ($Q_s^{-1}, Q_l^{-1}, Q_t^{-1}, B_0$), residual χ and window numbers N over each duration.

Year		2010- 2023	2010- 2015	2011- 2016	2012- 2017	2013- 2018	2014- 2019	2015- 2020	2016- 2021	2017- 2023
Q_s^{-1} ($\times 10^{-3}$)	1-2Hz	20.58	29.52	29.64	20.14	20.19	17.55	15.07	15.22	16.05
	2-4Hz	7.54	11.40	11.83	7.75	7.92	6.74	5.89	5.35	5.66
	4-8Hz	0.80	1.42	1.44	1.01	1.04	0.26	0.27	0.40	0.53
Q_l^{-1} ($\times 10^{-3}$)	1-2Hz	6.31	7.49	7.59	6.62	6.53	5.90	5.43	5.15	5.43
	2-4Hz	4.85	5.48	5.54	5.01	5.01	4.81	4.58	4.39	4.42
	4-8Hz	2.60	2.93	2.93	2.68	2.69	2.40	2.39	2.40	2.48
Q_t^{-1} ($\times 10^{-3}$)	1-2Hz	26.89	37.00	37.24	26.76	26.72	23.45	20.49	20.37	21.48
	2-4Hz	12.38	16.88	17.37	12.76	12.93	11.54	10.47	9.74	10.08
	4-8Hz	3.41	4.35	4.37	3.68	3.74	2.67	2.66	2.80	3.01
B_0	1-2Hz	0.77	0.80	0.80	0.75	0.76	0.75	0.74	0.75	0.75
	2-4Hz	0.61	0.68	0.80	0.61	0.61	0.58	0.56	0.55	0.56
	4-8Hz	0.24	0.33	0.33	0.27	0.28	0.10	0.10	0.14	0.18
χ	1-2Hz	1.53	1.26	1.29	1.41	1.42	1.41	1.60	1.72	1.62
	2-4Hz	1.92	1.52	1.59	1.86	1.90	2.09	2.23	2.22	2.12
	4-8Hz	2.73	1.85	1.95	2.56	2.59	3.12	3.15	3.15	2.91
N	1-2Hz	3727	1541	1514	2087	2208	1729	1990	1834	2099
	2-4Hz	4594	1788	1731	2479	2600	2111	2446	2304	2719
	4-8Hz	3782	1495	1449	2094	2199	1735	2022	1862	2204

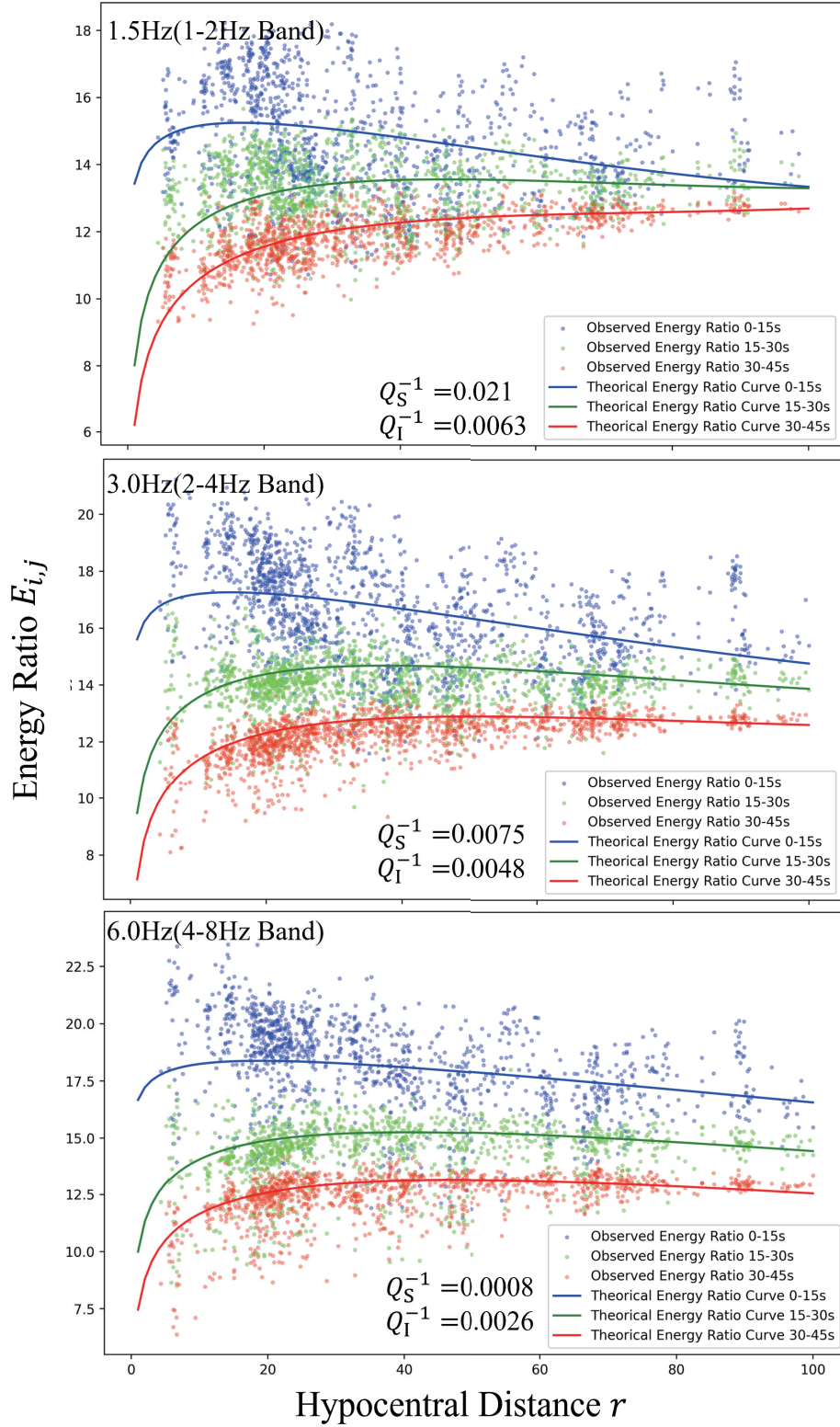


Fig.3. Plots of energy ratio corrected for geometrical spreading and energy curves with the best fitting intrinsic and scattering model in three frequency bands. Blue, green and red represent energy measurements for the 1st, 2nd, and 3rd lapse time windows.

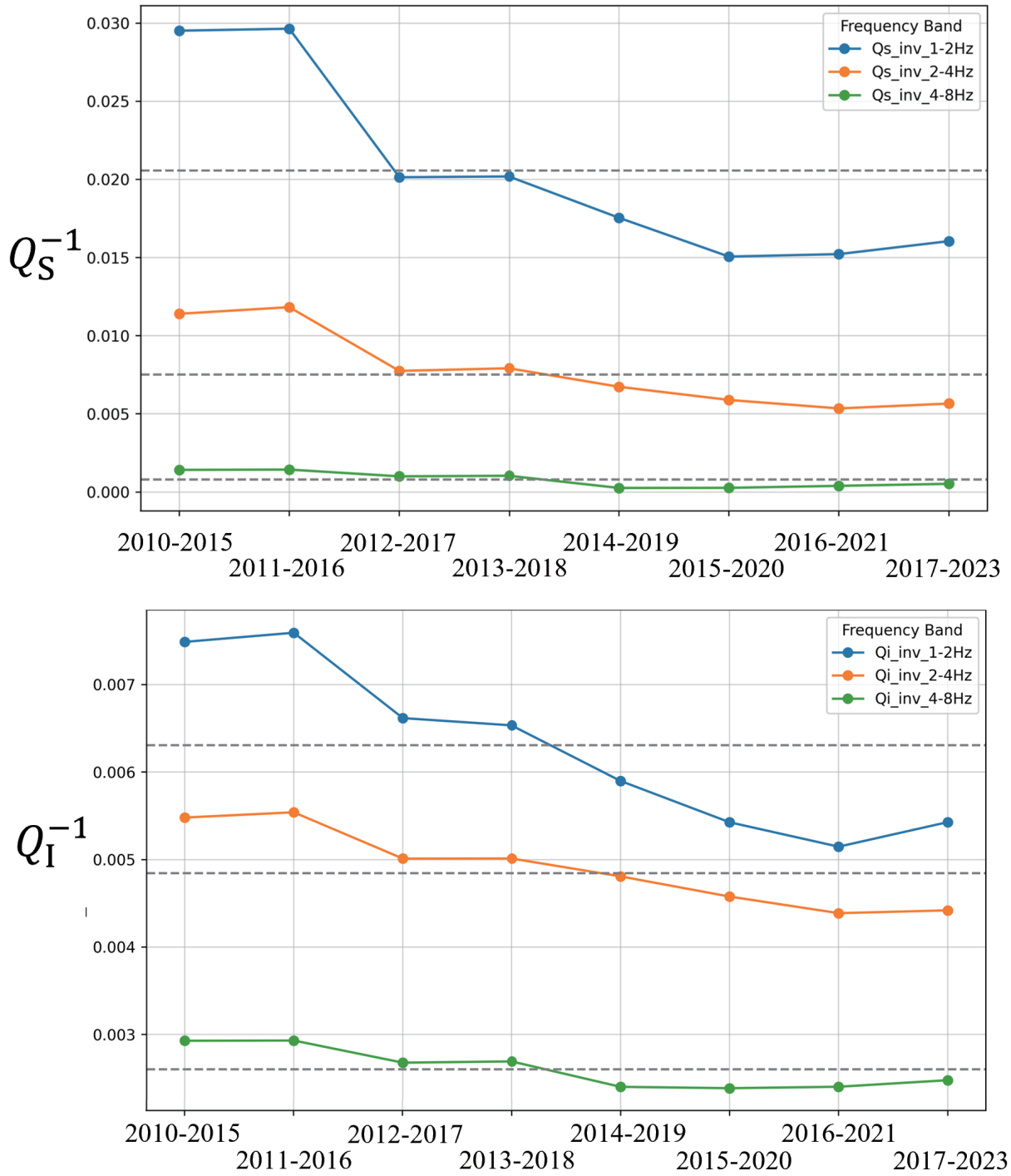


Fig.4. Temporal variation of scattering attenuation Q_s^{-1} (upper) and intrinsic attenuation Q_i^{-1} (lower). Color represents each frequency band (1-2Hz: blue, 2-4Hz: orange, 4-8Hz: green). Grey dot line shows the result over 2010-2023.

IV. 考察

1. 先行研究との比較

はじめに, Carcole and Sato (2010) が MLTWA 法を用いて示した日本全土の 2 次元減衰マップと比較する. この研究では本研究と同様に震源距離 100km 以下, 震源の深さ 40km 以下の地震波形を取り扱い, 観測点毎で減衰パラメータを導出している. そして各観測点で得られた減衰パラメータと観測点座標から GMT ルーチンの blockmean 関数を使用して約 4.5km のグリッドを作成, grdmask を半径 0.25° に設定して, surface 関数を用いて連続的なマップを生成した後, Carcole et al. (2006) で使用されたカラーパレットを用いてマッピングを行った. マップ上では阿寒・屈斜路地域の散乱減衰 Q_s^{-1} は 1-2Hz で $Q_s^{-1} > 9.94 \times 10^{-3}$, 2-4Hz で $Q_s^{-1} > 2.288 \times 10^{-3}$, 4-8Hz で $Q_s^{-1} > 0.804 \times 10^{-3}$, 内部減衰 Q_i^{-1} は 1-2Hz では $1.87 \sim 4.23 \times 10^{-3}$, 2-4Hz では $2.80 \sim 4.02 \times 10^{-3}$, 4-8Hz では $2.11 \sim 2.47 \times 10^{-3}$ となっている. 本研究で求めた値とマップ上の結果を比較すると, 内部減衰 Q_i^{-1} は全ての周波数帯域でマップ結果に比べて高い値を示している. 一方散乱減衰 Q_s^{-1} についてもカラスケールとは整合的であるが, マップ中の上限カラスケールとなっているため, 本研究で求めたパラメータの方が大きい可能性がある.

次に先行研究で求められた散乱減衰 Q_s^{-1} , 内部減衰 Q_i^{-1} と比較を行う. Fig.5 は本研究で推定された散乱減衰 Q_s^{-1} , 内部減衰 Q_i^{-1} , 全減衰 Q_t^{-1} , 地震アルベド B_0 と, 先行研究 (Fehler et al., 1992; Mayeda et al., 1992; Akinci et al., 1995; Carcole and Sato, 2010) で求められた同減衰パラメータを周波数帯域ごとで比較している. 散乱減衰 Q_s^{-1} (Fig.5, left upper) は 1-2Hz, 2-4Hz でハワイや Long Valley, スペイン南部に近い値を取り, 4-8Hz で釧路 (KUSHI2) や関東 (Kanto) に近い値を取る. 周波数依存性は先行研究と調和的であり, 特に 2-4Hz, 4-8Hz での急激な値の低下は Mayeda et al. (1992) で示された Long Valley や Hawaii の変化と類似しており, 同研究で指摘された数キロ程度の不均質構造の影響を受けている可能性がある. 一方, 本研究で求めた内部減衰 Q_i^{-1} (Fig.5, upper right) は他地域に比べて比較的高い値を有しており, 全ての周波数帯域で Akinci et al. (1995) がスペイン南部で求めた値と近い数値を示した. さらに本研究で求めた全減衰 Q_t^{-1} (Fig.5, lower left) は Mayeda et al. (1992) が Long Valley で求めた値と近い値を取った. 最後に本研究で求めた地震アルベド B_0 (Fig.5, lower right) は, 低周波域で散乱減衰 Q_s^{-1} が支配的 ($B_0 > 0.5$), 高周波帯域になるほど内部減衰 Q_i^{-1} が支配的になる傾向を示し, 周波数依存性は他地域と調和的であった. 1-2Hz, 2-4Hz では中央カリフォルニア地域に近い値を取る一方で, 4-8Hz では散乱減衰の急激な低下に伴い, 釧路と同程度の値を有している. ここで本研究から一番近い地域 (釧路: KUSHI2, 青線) で求められた値と比較すると, 全ての減衰パラメータにおいて阿寒・屈斜路地域は釧路より高い値を有しており, この地域が釧路に比べてより複雑な構造を持つことが示唆される.

これらより本研究で求めた減衰パラメータは特に 1-2Hz, 2-4Hz において火山帯であるハワイや過去に地震が多い Long Valley やスペイン南部で推定された減衰パラメータと近い傾向を持ち,

阿寒・屈斜路地域の複雑な火山構造や火山性流体の存在による高い内部減衰を捉えている可能性が示唆される。ただし、推定された値は先行研究での値の上限に近く、何らかの原因により実際よりも高く推定されている可能性も否定できない。

2. 減衰パラメータの時間変化

減衰パラメータの時間変化を調査した例としてコーダ波減衰 Q_c^{-1} の時間変化の調査が挙げられる (Sato and Fehler, 1998)。例えば Jin and Aki (1989) はカリフォルニア州南部で約 1.6Hz においてコーダ波減衰 Q_c^{-1} が 1933-1987 年で $2.0 \sim 14.0 \times 10^{-3}$ の間で時間変化していることを発見し、それが媒質の性質変化によって引き起こされた可能性を示した。また Hiramatsu et al. (1992) は飛騨地域で 1985 年から 1991 年に発生した深さ 30 km 以下、マグニチュード 4.0 以上の地震を用いてコーダ波減衰 Q_c^{-1} の時間変化を調査した結果、全ての周波数帯域でコーダ波減衰 Q_c^{-1} の 10% 未満の系統的な値の増加を確認した。そして解析期間中に大地震や噴火が発生していないことから、コーダ波減衰 Q_c^{-1} の時間変化はマグマの蓄積に関連する非地震性の破壊によって引き起こされているものと解釈した。しかし一方で、減衰パラメータ導出に用いる地震は異なる震源メカニズム、震源分布を有していることによる値の変化も考慮する必要がある。これについて Got et al. (1990) はダブルット法 (doublet method) を用いて 1979 年のコヨーテ湖地震 (M=5.9) 周辺で発生した同じ震源・同じメカニズムを持つ微小地震 (震源の深さ 10 km 以下、マグニチュード M=1.6~2.0) を比較することで純粋なコーダ波減衰 Q_c^{-1} の時間変化の抽出を試みた。その結果コヨーテ湖の地震を含む 32 か月間の観測期間において地殻上部全体での平均コーダ波減衰 Q_c^{-1} の変化率が 5% を超えることはなく、顕著な時間変化が記録されなかったことを報告している。ここで Jin and Aki (1989) や Hiramatsu et al. (1992) は異なる震源・地震メカニズムを持つ地震を用いているため、それによる値の変化にも注意して議論する必要がある。

本研究で推定した散乱減衰と内部減衰はコーダ波の減衰特性を構成する要素であるため、これら減衰パラメータの時間変化が地下構造の変化を捉えている可能性がある。しかしながら MLTWA 法の研究では特定地域の減衰パラメータや空間的变化を調査しているものが多く、時間変化を調査している研究は見られない。また、コーダ波減衰 Q_c^{-1} と同様に、使用地震の震源やメカニズムの違いによって時間変化が生じている可能性も考慮する必要がある。

以上を踏まえて本研究の減衰パラメータの時間変化を考察する。本研究で得られた散乱減衰 Q_s^{-1} 、内部減衰 Q_i^{-1} の時間変化は 2010-2015 年から 2011-2016 年は横ばい、その後 2011-2016 年から 2012-2017 年に急激に低下を始め、2015-2020 年もしくは 2016-2021 年まで減少傾向にあり、最後に 2016-2021 年から 2017-2023 年はわずかに増加傾向であった (Fig.4)。S 波減衰の物理的な背景を考えれば、散乱減衰 Q_s^{-1} の低下は地下構造の均質性が高まる (散乱が起こりにくくなる) ことを意味し、内部減衰 Q_i^{-1} の低下は地震波エネルギーを熱に変換する特性を持つ地殻内流体や部分熔融岩石の減少を反映する (非弾性減衰が起こりにくくなる) と考えられる。減衰特性のトレンド変化について、散乱減衰 Q_s^{-1} の時間変化は 2011-2016 年から 2015-2020 年にかけて周波数毎で差異はあるものの 50.2~81.9% 減少しており、doublet method を使い純粋なコーダ波減衰

Q_c^{-1} の時間変化を調べた Got et al. (1990) の変化率と比べると整合的ではない。また実際に確認されている山体膨張の体積変化量（白木・村上，2019；大園他，2023；大園他，2024）と本研究が対象とした地域のスケール（100km 四方）との差を考慮すると現実的ではない。それよりも震源分布やメカニズム等の違いによる影響が補正しきれずに残ってしまい、本来変わっていないはずの減衰パラメータが誤って大きく変化する結果が得られた可能性が考えられる。一方で内部減衰 Q_i^{-1} の変化も同様に 2011-2016 年から 2016-2021 年にかけて 18.1~28.5% 減少しており Got et al. (1990) の変化率と比較すると整合的ではない。この時間変化も同様に震源分布やメカニズム等の違いによる影響が補正しきれなかった結果、時間変化として捉えられた可能性が考えられる。

また散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} の分離ができていない可能性も十分にあり得る。実際に Fehler et al. (1992) は 8-16Hz, 16-32Hz における結果の信頼性が十分ではなかったことを報告している一方、Carcole and Sato (2010) は誤差が大きくなった地域や周波数を報告している。そのため火山活動との結びつきを議論する際にはこれらの事項に細心の注意を払う必要がある。

減衰パラメータの時間変化と火山活動の結びつきを議論するには、地震波形をより細かいデータ期間やより対象地域を限定して選ぶ必要がある。本研究では阿寒・屈斜路地域全体の減衰特性を把握するためにより多くの解析時間窓を用いて行ったが、今回より少ない数の地震を用いて、観測点毎で減衰パラメータを推定している事例も存在する。例えば Carcole and Sato (2010) では、本研究と同じく震源距離 100km 以下、震源の深さ 40km 以下、マグニチュード (M_{JMA}) 1.5 以上の地震 20 件以上を記録している観測点を対象に、観測点毎で減衰パラメータを導出した (Fig. 5; KUSHI2)。さらには Jin et al. (1994) では対象とする地震の選定基準をより厳しめに震源距離 70km 以下、震源の深さ 10km 以下、マグニチュード (M_w) 2.5 以上に設定して選ばれた地震 30 件を対象に、観測点ごとに減衰パラメータを推定している。それらの地震を用いることで、より正確な減衰パラメータの時間変化や火山活動との結びつきを調査できる一方、議論を行う際にはそれぞれの期間で使用した地震のメカニズムや震源分布の違いに注意して議論する必要がある。

以上より、本研究の結果を踏まえれば、改めて対象地震と観測点を選定し、観測点毎もしくは対象とする地下構造の変化が起きた周辺にある複数観測点での減衰パラメータを導出することで、火山活動との結びつきを明らかにできる可能性があると考えられる。一方、減衰パラメータの時間変化と火山活動との関連性を議論する際には、各期間で使用された地震の震源分布やメカニズムの違い、散乱減衰と内部減衰の分離が適切に行われたについて注意を払う必要がある。

3. WIN イベント波形データの質と量

Fig.6 は本研究で対象とした地震波形のうち、各周波数帯域にて解析に利用可能であったものの割合と、利用せずに除外した地震波形の割合を除外理由別に示したものである。ここで利用可能な地震波形の定義は、エネルギー比率の導出が可能な地震波形とし、本研究で解析の最後に行った異常値検出（S 波コーダ振幅の増大、距離別分布の外れ値）による除去は考えないものとした。Fig.6 から、使用地震波形のうち 3 割ほどの波形が本解析に利用可能であることが読み取れる。

周波数帯域で着目すると 2-4Hz が 33.29% と一番高く、1-2Hz と 4-8Hz はそれぞれ 27.89% と 28.56% となっている。除外別項目で注目すると、どの周波数帯域も S/N 比不足で対象データの約 4 割が除外されており、その次に時間窓不足が約 25%、残りの 3-4% が震源情報の不足や導出した震源距離が既定の震源距離 (100km) を越えていることによる除外であった。S/N 比不足による除外は本研究で使う地震のうち、マグニチュードが小さい地震の影響を受けて除外される数が多くなっていると考えられる。そのため地震の下限マグニチュードを 2.0 などより高い数値に引き上げることによって解決することが期待される。

Fig.7 は二番目に除外が多かった時間窓不足で除外された地震波形の例である。いずれの波形も地震発生時刻、P 波到着時間や S 波到着時間は全て記録されており、震源情報も得られているが、コーダ波エネルギーを取得するために必要な地震発生時刻から 67.5 秒間分の記録がないことが分かる。これは WIN フォーマットでイベント波形を短時間／長時間平均である閾値を超えた場合に記録・保存する際に、十分な時間を確保せずに打ち切ってしまうことで生じている。

本研究ではデータ準備にかかる時間を考慮してイベント記録の波形のみを解析に利用したが、より長い時間の地震波形を利用することで、MLTWA 法をはじめとした地震波減衰の研究に活用できる地震波形が多くなることが期待できる。特に今回の場合は扱える地震波形数がおおよそ 1.7 倍から 1.9 倍に増え、より詳細な減衰特性把握に貢献することが期待される。

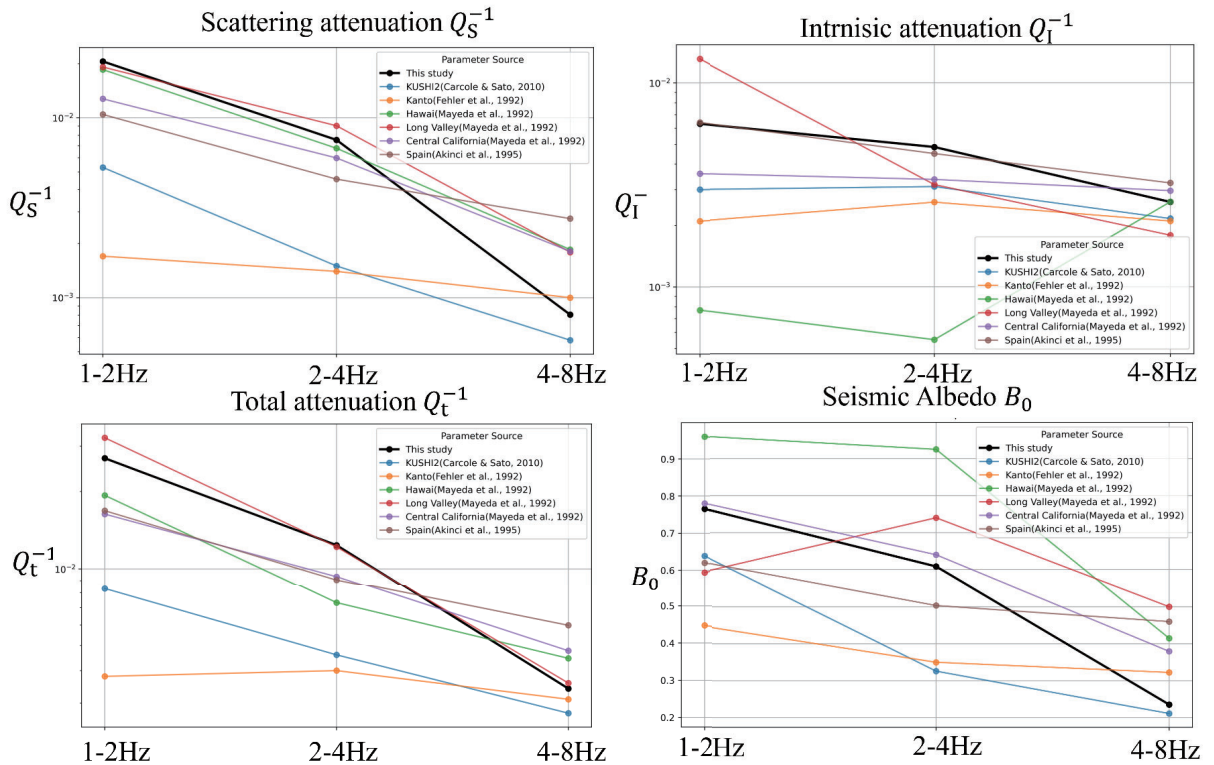


Fig.5. Comparison of attenuation parameters ($Q_s^{-1}, Q_i^{-1}, Q_t^{-1}, B_0$) with results in previous study (Fehler et al., 1992; Mayeda et al., 1992; Akinci et al., 1995; Carcole and Sato, 2010). The label shows the region and its resource with color.

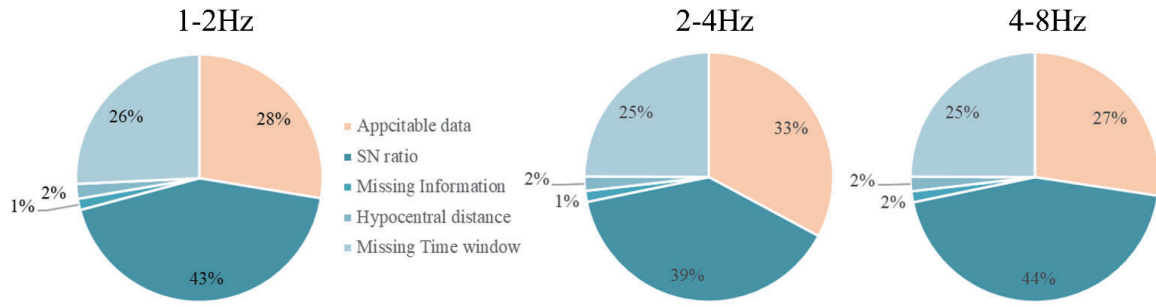


Fig.6. Application ratio of seismic waveforms for MLTWA method (red) and ratio of discarded reasons (blue) in three frequency bands. Missing information represents the lack of P arrival time, epicentral distance or S arrival time.

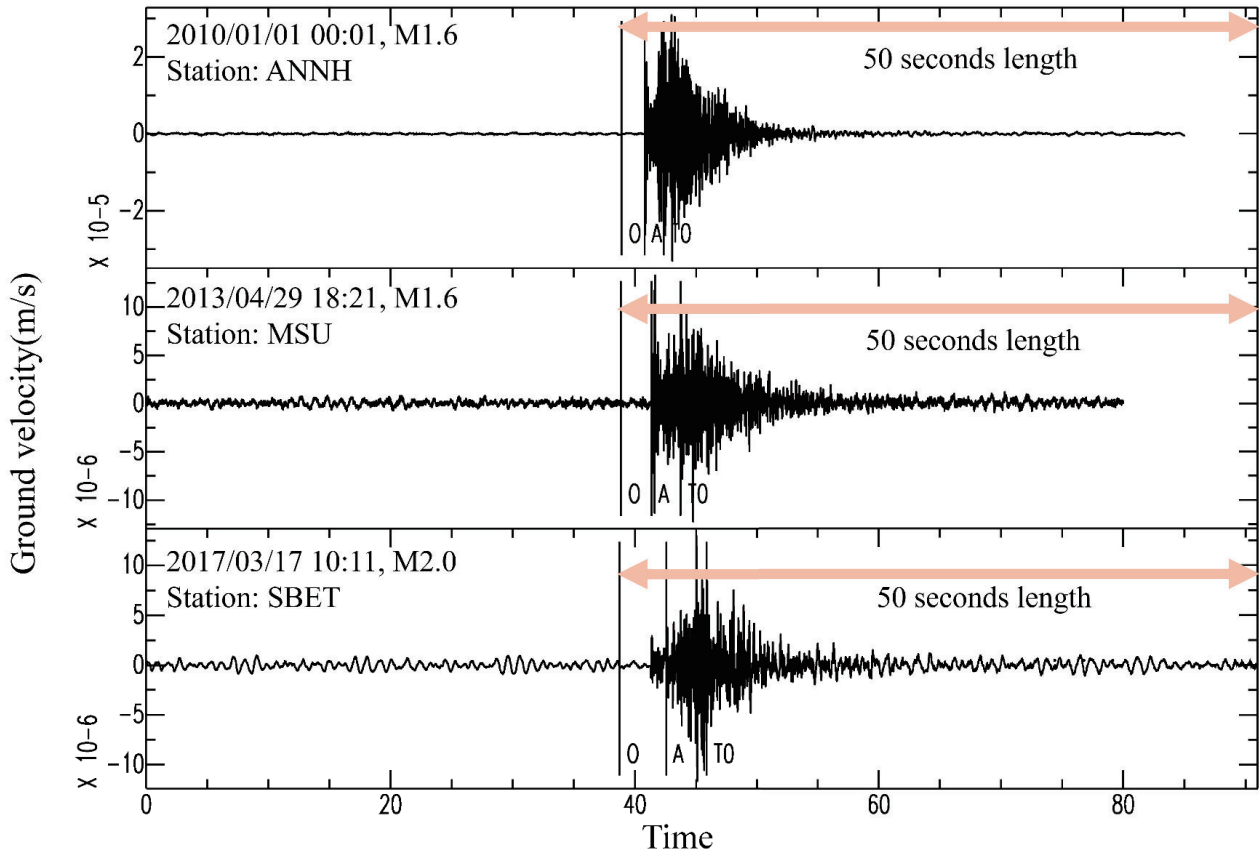


Fig.7. Example waveforms discarded by lack of time window from special stations on Fig.1 (blue triangles). Those seismograms do not record 67.5s lengths after origin time of earthquake, which are necessary to calculate coda energy $U_{i,4}$

V. まとめ

本研究では MLTWA 法を利用して散乱減衰と内部減衰のパラメータを分離して推定し、阿寒・屈斜路地域の地震波減衰特性を明らかにすることを試みた。本研究で推定された減衰パラメータは、ハワイ島や Long Valley など火山地域や地震活動が活発な地域で推定された減衰パラメータと近い値を有していることが確認された。さらに阿寒・屈斜路地域は Carcole and Sato (2010) が求めた釧路近傍の減衰パラメータと比較してより大きな減衰パラメータを有しており、本地域は釧路近傍と比べてより複雑な構造を有していることが示唆された。このような火山の構造複雑性を示した一方、同研究で推定された二次元構造と比較した結果、一定の整合性が見られるものの、本研究で求められた散乱減衰は先行研究の上限に近い高い値を示しており、過大評価されている可能性には配慮が必要である。

また本研究では、散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} の時間変化が確認された。しかし散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} の時間変化はその変化を引き起こすほどの構造変化が確認されていないため、異なるメカニズムを持つ地震を使ったことや震源分布やメカニズム等の違いによる影響が補正しきれなかったことで、本来変わっていないはずの減衰パラメータが誤って異なる値を導出した可能性が考えられる。加えて単純比較はできないが、Got et al. (1990) が doublet method を使い純粋なコーダ波減衰 Q_c^{-1} の時間変化を調べた結果と比べても、本研究では 13 年間に数倍以上の変化率が確認されており不整合である。

また散乱減衰 Q_s^{-1} と内部減衰 Q_i^{-1} の分離ができていない可能性も十分に考慮する必要がある。そのため今後減衰パラメータの時間変化と火山活動との関連性を議論する際には、対象とする地震の発生時期、震源座標、解析に使用する観測点をより厳密に選定することが重要である。本研究の結果を踏まえて改めて減衰パラメータを推定することで、実際に起こっている地盤変動との結びつきを明らかにできる可能性がある。

最後に、MLTWA 法に適用できる地震波形の割合を調べ、地震波データの量と質に関する議論を行った。その結果、約 3 割のデータが使用可能であり、特に S/N 比不足による除外が多く見られた。また、解析時間窓不足による除外も多く見られたことから、地震波形の記録時間をより長くすることで MLTWA 法を用いた研究に利用できるイベント波形データの数が増加することが期待される。

謝辞 本研究を進めるにあたり、地震波形の解析において北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センターの村井芳夫准教授に多くのご指導を頂きました。本研究では、気象庁、国立研究開発法人防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、国立研究開発法人産業技術総合研究所、国土地理院、国立研究開発法人海洋研究開発機構、公益財団法人地震予知総合研究振興会、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、米国大学間地震学研究連合 (IRIS) の各地震観測点で観測された地震の検測値を利

用して求めた気象庁一元化震源カタログおよび地震波形を利用しました。また本研究では、地図の描画に際し PyGMT (<https://www.pygmt.org/latest/index.html>) を利用しました。この場を借りて深く感謝申し上げます。

文 献

- Aki, K., 1980, Attenuation of shear-waves in the Lithosphere for Frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth and Planet. Int.*, 21, 50-60. doi: 10.1016/0031-9201(80)90019-9
- Akinci, A., Del Pezzo, E., Ibanez, M., 1995, Separation of scattering and intrinsic attenuation in southern Spain and western Anatolia (Turkey). *Geophys. J. Int.*, 121, 2, 337-353. doi: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb05715.x
- Carcole, E., Ugalde, A., Vargas, C. A., 2006. Three-dimensional spatial distribution of scatterers in Galeras volcano, Colombia, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08307, doi:10.1029/2006GL025751
- Carcole, E., Sato, H., 2010, Spatial distribution of scattering loss and intrinsic absorption of short-period S waves in the lithosphere of Japan on the basis of the Multiple Lapse Time Window Analysis of Hi-net data. *Geophys. J. Int.*, 180, 268-290. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04394.x
- Fehler, M., Hoshihara, M., Sato, H., Obara, K., 1992, Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance. *Geophys. J. Int.*, 108, 787-800. doi: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb03470.x
- 古村孝志・森谷武男, 1990, 日高山脈とその周辺の3次元Q構造. *地震*, 43, 1, 121-132. doi: 10.4294/zisin1948.43.1_121
- Goldstein, P., Snoke, A., 2005, SAC Availability for the IRIS Community. Incorporated Research Institutions for Seismology Newsletter, Vol.7, No.1.
- Got, J. L., Poupinet, G., Fréchet, J., 1990, Changes in source and site effects compared to coda Q^{-1} temporal variations using microearthquakes doublets in California. *PAGEOPH*, 134, 195-228. doi: 10.1007/BF00876998
- 長谷川昭・佐藤春夫・西村太志, 2017, 現代地球科学入門シリーズ6 地震学. 共立出版, pp.261-270
- Hiramatsu, Y., Ando, M., Takeuchi, F., 1992, Temporal change in Coda Q^{-1} in the Hida region, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1403-1406. doi: 10.1029/92GL01203
- Hoshihara, M., Sato, H., Fehler, M., 1991, Numerical basis of the separation of scattering and intrinsic absorption from full seismogram envelope -a Monte-Carlo simulation of multiple isotropic scattering-. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 42, 2, 65-91. doi: 10.2467/mripapers.42.65
- Hoshihara, M., 1993, Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope. *J. Geophys. Res.*, 98, B9,

- 15,809–15,824. doi: 10.1029/93JB00347
- 一柳昌義・笠原稔, 2001, 気象庁速報検測データ処理(WIN)システムの自動処理検測データに自動的に併合するプログラムの開発. 東京大学地震研究所技術研究報告. 7, 31–37. doi: 10.15083/00032225
- Jin, A., Aki, K., 1989, Spatial and temporal correlation between coda Q^{-1} and seismicity and its physical mechanism. *J. Geophys. Res.*, 94, 14041–14069. doi: 10.1029/JB094iB10p14041
- Jin, A., Mayeda, K., Adam, D., Aki, K., 1994, Separation of intrinsic and scattering attenuation in southern California using TERRAscope data. *J. Geophys. Res.*, 99, B9, 17,835–17,848. doi: 10.1029/94JB01468
- Katsumata, K., Wada, N., Kasahara, M., 2006, Three-dimensional P and S wave velocity structures beneath the Hokkaido corner, Japan-Kurile arc-arc junction. *Earth Planets Space*, 58, 37–40. doi: 10.1186/BF03352595
- 気象庁, 2025, 各火山の活動状況(令和7年1月6日閲覧)
<https://www.data.jma.go.jp/vois/data/filing/volcano.html>
- Kita, S., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Katsumata, K., Asano, Y., Kimura, T., 2014, Detailed seismic attenuation structure beneath Hokkaido, northeastern Japan: Arc-arc collision process, arc magmatism, and seismotectonics. *J. Geophys. Res.*, 119, 6486–6511. doi: 10.1002/2014JB011099
- Levenberg, K., 1944, A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares. *Quart. Appl. Math.*, 2, 164–168.
- Liu, X., Zhao, D., Li, S., 2013, Seismic heterogeneity and anisotropy of the southern Kuril arc: insight into megathrust earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 194, 1069–1090. doi: 10.1093/gji/ggt150
- Marquardt, D. W., 1963, An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. *SIAM J.*, 11, 431–441. doi: 10.1137/0111030
- Mayeda, K., Koyanagi, S., 1992, A comparative study of scattering, intrinsic and coda Q^{-1} for Hawaii, Long Valley and central California between 1.5 and 15.0 Hz. *J. Geophys. Res.*, 97, B5, 6643–6659. doi: 10.1029/91JB03094
- 松野有希・小菅正裕・前田拓人, 2021, 北海道雌阿寒岳における深部・浅部低周波地震活動. *東北地域災害科学研究*, 57, 109–114.
- 小野夏生・青山裕, 2017, 地殻変動と同時期に見られた十勝岳・雌阿寒岳の地震波速度変化. *日本火山学会講演予稿集2017年度秋季大会*, P046. doi: 10.18940/vsj.2017.0_166
- 大園真子・高橋浩晃・松田瑞希・山口照寛・岡田和見, 2023, 北海道東部屈斜路カルデラで発生する非定常地殻変動. *日本火山学会講演予稿集 2023年度秋季大会*, B3–12. doi: 10.18940/vsj.2023.0_98
- 大園真子・高橋浩晃・太田雄策, 2024, 超稠密GNSS観測網がとらえる屈斜路カルデラ周辺の非定

- 常地殻変動. 日本地球惑星科学連合2024年度連合大会, MTT37-P05.
- Paasschens, J. C. J., 1997, Solution of the time-dependent Boltzmann equation. *Phys. Rev. E*, 56, 1135-1141. doi: 10.1103/PhysRevE.56.1135
- Sato, H., Fehler, M. C., 1998, Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth, AIP Series in Modern Acoustics and Signal Processing, Springer-Verlag, New York, 308pp.
- 汐見勝彦・小原一成・針生義勝・松村稔, 2009, 防災科研Hi-netの構築とその成果. *地震*, 61, S1-S7. doi: 10.4294/zisin.61.1
- 白木友貴・村上亮, 2019, 2016 年以降の雌阿寒岳北東部における膨張性地殻変動について. 日本火山学会講演予稿集2019年度秋季大会, P017. doi: 10.18940/vsj.2019.0_127
- Taira, T., Yomogida, K., 2004, Imaging of three-dimensional small-scale heterogeneities in the Hidaka, Japan region: coda spectral analysis. *Geophys. J. Int.*, 158, 3, 998-1008. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02333.x
- ト部卓, 1994, 多チャンネル地震波形データのための共通フォーマットの提案, 日本地震学会講演予稿集, P24.
- Wang, J., Zhao, D., 2009, P-wave anisotropic tomography of the crust and upper mantle under Hokkaido, Japan. *Tectonophys.*, 469, 1-4, 137-149. doi: 10.1016/j.tecto.2009.02.005
- Zhao, D., Yanada, T., Hasegawa, N., Umino, N., Wei, W., 2012, Imaging the subducting slabs and mantle upwelling under the Japan Islands. *Geophys. J. Int.*, 190, 816-828. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05550.x