

超高層大気を伝搬する超低周波の火山爆発音: GNSS-TEC法による波面構造と音響エネルギー推定の試み

中島 悠貴 [1]; 青木 陽介 [2]; 西田 究 [2]; 日置 幸介 [3]
[1] 北大・理・自然史; [2] 東大・震研; [3] 北大・院理・自然史

GNSS-TEC observations of infrasound excited by a volcanic eruption: Inference of wave front geometry and acoustic wave energy

Yuki Nakashima[1]; Yosuke Aoki[2]; Kiwamu Nishida[2]; Kosuke Heki[3]
[1] Natural History Sciences, Hokkaido Univ; [2] ERI, The Univ. of Tokyo; [3] Hokkaido Univ.

<https://www.sci.hokudai.ac.jp/~nakashima0124/>

1. Volcanic infrasound propagating in the upper atmosphere

Volcanic eruptions excite various oscillations depending on various factors. Very low frequency infrasound (~5 mHz) can reach the upper atmosphere and are often observed as ionospheric fluctuations. We can see three types of ionospheric disturbances excited by volcanic eruptions: (1) acoustic trap mode (e.g. Dautermann et al., 2009ab GJI/JGR; Nakashima et al., 2016 EPSL), (2) atmospheric internal gravity wave (e.g. Ogawa et al., 1982 JATP; Robert et al., 1982, JGR; Igarashi et al., 1994 JATP) and (3) traveling acoustic waves come from volcanic explosion (e.g. Heki 2006 GRL). The third one is important to improve our knowledge of acoustic energy by volcanic explosions because we cannot detect infrasound propagating upward by barometers deployed on the ground.

We found ionospheric disturbances made by the Kuchinoerabujima volcano eruption on 29 May, 2015, using the GNSS-TEC method. This case is similar to the 2004 Asamayama volcano explosion (Heki, 2006), and we tried to estimate the energy of the acoustic wave. In this presentation, we will compare TEC perturbations and surface pressure changes.

2. Observations and analyses

We use 1 Hz-sampled GEONET data (GPS/GLONASS) from stations in Southwest Japan. Conversion from slant-TEC to vertical-TEC was done using the minimum scalloping (Rideout & Coster, 2006 GPS Solut).

In order to evaluate acoustic energy in the ionosphere, we need to know the wave front geometry precisely from the following two viewpoints. At first, we should account for coupling between acoustic wave and ionospheric electron movements that strongly depends on geomagnetic field. This is important to convert from TEC perturbation to pressure changes in the neutral atmosphere. Secondly, we have to integrate the energy density along the wave front to estimate the acoustic energy (Johnson, 2003, JVGR; Dautermann et al., 2009a). This is why we want to know the wave front geometry in the ionosphere.

We used apparent velocities calculated from cross correlation function of the TEC disturbances to infer the wave front geometry. Previous studies discussed wave fronts calculated by ray-tracing (e.g. Heki 2006; Dautermann et al., 2009a; Rolland et al., 2013 GRL). However, ray tracing may be inappropriate to such a case because it assumes very short wave length compared with the scale height. Accordingly, we estimated the incident angles from the apparent wave velocities assuming that the ionosphere is a thin layer located at 300 km above the surface (thin-layer model).

3. Wavefront geometry and acoustic energy

We derived incident angles, and they were similar to those we obtained by ray tracing. In addition, we found that the incident angles inferred in this way had significant dependence on azimuths. We need to find out whether it is real or an apparent phenomenon caused by stations-satellites-wave geometry. We are now trying to estimate the energy, but it varies around the estimated value for the 2004 Asama volcano case (10^{17} J; Heki, 2006). We will consider the effect of wind or the geometries. We will compare the TEC and barometer records to estimated comprehensive energy in this presentation.

Acknowledgement

1 Hz-sampled GNSS RINEX data were provided by Geospatial Information Authority of Japan. We used NRLMSISE-00 as atmospheric input parameters. We acknowledge them with gratitude.

1. 火山噴火に伴う超高層大気中の波動

火山噴火はその規模や様式に応じて様々な大気振動を励起する (see Fee & Matoza, 2013, JVGR)。その中でも特に長周期の波動 (~5 mHz) は超高層大気 (高度 ~300 km) まで到達し、まれに観測されてきた。今までに報告されてきた火山噴火に伴う超高層大気の擾乱は三つに分類できる。大気の音波モードによるもの (e.g. Dautermann et al., 2009ab, GJI, and JGR; Nakashima et al., 2016, EPSL)、大気重力波モードによるもの (e.g. Ogawa et al., 1982, JATP; Robert et al., 1982, JGR; Igarashi et al., 1994, JATP)、そして爆発的な火山噴火に伴う衝撃波が届いたと思われるもの (e.g. Heki 2006, GRL) である。この中でも、最後に紹介した衝撃波による擾乱は、地上の気圧観測では捉えられないほぼ真上に放出された波動を捉えていることが期待できる。したがって、火山爆発エネルギーの推定値をよりよく拘束する可能性があり、興味深い。

我々は GNSS-TEC 法により、2015 年 5 月 29 日に発生した口永良部島火山の噴火に伴って発生した超高層大気中を伝搬する波動を見出した。今回得られた波形は、Heki (2006) で報告された火山爆発に伴う擾乱とよく似ていた。そして解析結果より、その構造と音響エネルギーの推定を試みた。本講演では、その解析結果との下層大気中での波動の特徴とを比較し、議論する。

2. 観測データと解析方法

今回、GNSS-TEC の解析には西日本の GEONET 観測点で得られた GPS と GLONASS の 1 秒サンプリングデータを使用した。なお今回は VTEC を算出したが、その推定には Minimum scalloping 法を使用している (Rideout & Coster, 2006, GPS Solut.)。

電離圏中での音響エネルギーを推定するためには音波波面の形状の推定が 2 つの意味で重要である。まず、Heki (2006) ではまず圧力を推定し、そこから音響エネルギーを算出する。このとき、中性大気の圧力をきちんと算出するためには、Heki (2006) では無視をしているが、波面と磁場の向きの差による効果 (coupling coefficients; Calais et al., 1998, GJI) を補正する必要がある。それに加えて、Heki (2006) では、Johnson (2003, JVGR) の (2) 式をそのままもちいている。しかし、Johnson (2003) の (2) 式は、地上での観測を仮定しているために大気密度および音速が一定であることを仮定している。そこで、Dautermann et al. (2009a) においては、波面を仮定し波動の広がりに対して体積積分をとることで解決を試みている。これらの理由から、我々はまず電離圏中での波面を推定することを目指した。

波面の推定には、TEC 擾乱の相互相関関数より得られる見かけ速度をもちいた。先行研究においては電離圏中を伝搬する波面の特徴を推定するためによく使われる最も簡単な方法としてレイトレーシング法がよくもちいられる (e.g. Heki, 2006; Dautermann et al., 2009a; Rolland et al., 2013, GRL)。しかしレイトレーシング法は極端な短波長を仮定する方法であるために、今回の標的である周期百数秒程度の波動ではうまく近似されていない可能性がある。そこで、我々は電離圏が高度 300 km に薄い層として存在している状態 (Thin-shell model) を仮定し、相互相関関数より得た TEC 擾乱の見かけ速度から電離圏での音波の入射角を推定した。

3. 波面の構造とエネルギー密度

見かけ速度の解析の結果、おおむねレイトレーシングの結果と同様の値が得られた。それに加え、伝搬する方向により、異なる系統が見られる。この南北での入射角の違いが実際の伝搬の異方性を示すものなのか、もしくは衛星視線と波面との位置関係により北側と南側とでもっとも大きく反映する高度が違ったためなのかを判断する必要がある。エネルギーの推定に関しても、現在試みている。その推定値は Heki (2006) と同様のオーダー (10^{17} J) 算出されるが、値が大きくばらつく。今後、波面のモデルの検討に加えて、衛星視線や風の効果も考えていく予定である。

講演当日は、これら TEC から推定される波面やエネルギーの推定値と地上での気圧観測から得られた値とを統合的に解釈し、議論したい。

謝辞

GEONET の RINEX 1 Hz サンプリングのデータは、国土地理院に提供して頂いた。また、各種大気パラメータには NRLMSISE-00 の値を使用した。ここに記して感謝する。